

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 22, March, 1987

津軽暖流の南下と季節変動について

菱田 昌孝*

ON SOUTHERN MOVEMENT AND SEASONAL VARIATION
OF TSUGARU WARM CURRENT

Masataka Hishida*

Abstract

The seasonal variation patterns on the relationship between the size of eastward expanding gyres and southward current velocity concerning Tsugaru Warm Current (T.W.C.) had been clarified by many oceanographic data of Sanriku coastal area during past decade.

The expanding gyres can be categorized in 4 types by monthly 100m temperature maps and the southward current velocity of T.W.C. is also classified by GEK data in the same 4 types.

Regarding gyre patterns, the smallest gyre and southward current near the coast of Shimokita Peninsula from January to May, named coastal mode by Conlon (1982), is called coastal type (Type C) in this paper. Likewise, medium expanded size gyre from June to July is called medium gyre type (Type G_M); most enlarged size gyre from August to November, large gyre type (Type G_L); and large gyre transferring to Type C from November to December, transition type (Type T).

On the other hand, regular seasonal variation of mean velocity of southward Sanriku Coastal current is observed 0.5 – 0.6 knots from January to May, about 0.7 knots from June to July, 1.2 – 1.3 knots from August to November and about 0.8 knots from November to December corresponding to the above 4 types respectively.

The ocean state of Sanriku coastal area is greatly affected by T.W.C.. Then, it is important to know both regularity and irregularity of T.W.C. because it is necessary to predict the variation of the Oyashio which have great influence on ocean state, local climate and various environments of Tohoku district.

Received 1 December 1986

* 第二管区海上保安本部水路部 (Hydro. Dept. 2nd R. M. S. Hqs.)

1. はじめに

津軽暖流は津軽海峡から東方へ張り出し、主に右廻りの環流を形成し、一部は三陸沿岸をさらに南下していることは赤羽ら(1975)、科学技術庁(1979)などにより、比較的古くから知られていた。

また、張り出しの変化パターンの詳細については、Conlon(1982)、水野(1984)、奥田(1986)、東北水研海洋部(1986)などの研究によって最近ようやく明らかになりつつある。さらに、津軽暖流の流量の季節変動についても青森水試(1985)によって良く把握できるようになった。

しかし、環流を形成した膨大な津軽暖流はどこへ行くのか、一部の三陸沿岸の南下流の実態はどうか、津軽暖流は一体どこまで続いているのか、その変動の本質と包括的な解釈等については、現在でもあまり明白ではない。

そこで、津軽暖流の末端部に位置する三陸沿岸流の変動に焦点を当て、最近の豊富なデータと各種の文献を比較検討し、暖流の主要な変動を明らかにしたい。

2. 結果と考察

(1) 主なデータ

昭和61年8月の二管本部巡視船「いわき」による海流観測の結果、第1図・第2図に示す親潮系冷水の南下と黒潮北上暖水の北上により、例年に比べ沿岸で3～4℃低く、沖合で年平均みかやや高めの水温分布が確認され、このとき八戸～黒埼～宮古の沿岸に見られた津軽暖水系と思われる0.7～1.4Knの強い南流の行方や親潮系水との識別が問題になった。

この暖流水系について、岩手水試(1979～1986)のGEK測流、水温、塩分、栄養塩、第二管区海上保安本部(1978～1986)及び東北海区海洋調査技術連絡会(1971～1985)の測流、水温に関する主に最近8～9年分の膨大な海況データをそれぞれ検討してみた。

(2) データのまとめ

第3図～第5図はそれぞれ岩手水試の測流データの一例と経年的変化であり、これによると三陸沿岸の流向・流速変化が黒埼・鯉ヶ埼の沿岸定点では年によりバラツキがあるものの、年間を通じて恒常的な南下流が卓越し、規則的な季節変動が見られた(第4図)。このデータを要約した各月毎の流速平均値(第6図・左)によると冬から春(1～5月)0.5～0.6Knと弱く、夏から秋(8～11月)1.2～1.3Knと強い。また、流向平均値は173度とほぼ南である。なお、沖合定点の流況はバラツキも大きく、ときに南東流が卓越するのが目立つが、特に規則的な変動は認められず、親潮系冷水や黒潮北上暖水など外洋の海況変動の影響が大きいことを示している(第5図)。

次に水温、塩分、栄養塩($\text{NO}_3 - \text{N}$)の垂直分布等(1例を第7図に示す)を見ると、上述の南流がある海域と同じ距岸20～30マイルの沿岸域は、表層から水深200～300mを越える海底まで、沖合と比べやや高温、高温分(深層でおおよそ33.6～33.8以上で暖水の特長を示す)で低栄養塩の津軽暖水の延長と思われる独特な沿岸水が年間を通じてほぼ例外なく分布しているほか顕著な水温勾配、栄養塩の濃度勾配が海底まで達している。表層と同様、比較的強い南流が南北に発達した海底地形に沿って、底層まで恒常的に流れていると考えられる。二管区海洋概報においては、観測は年4回で、海域はさらに南部に拡がるが、GEK、BTデータにより、夏から秋にかけて久慈から金華山までの沿岸ほぼ30マイル以内において上記と同様、やや高温の独特な沿岸水の存在と強い南流傾向が確認された。また、東北海区海洋調査技術連絡会の流況図、100m水温平面分布図からもこれと同様の傾向が伺える。

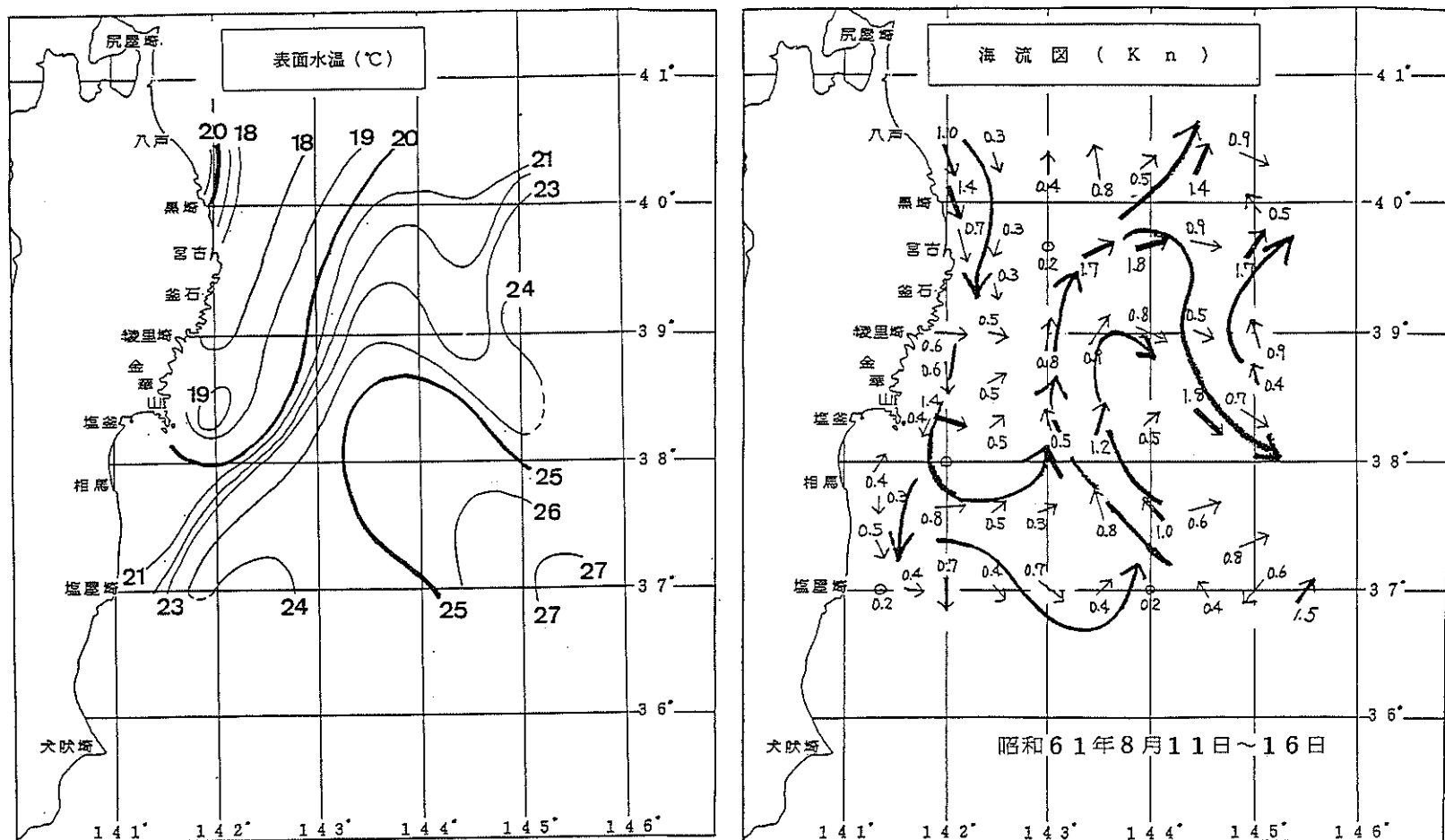


Figure 1. Oceanographic observation result by patrol vessel "Iwaki" (Surface temperature, GEK current map: Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs)

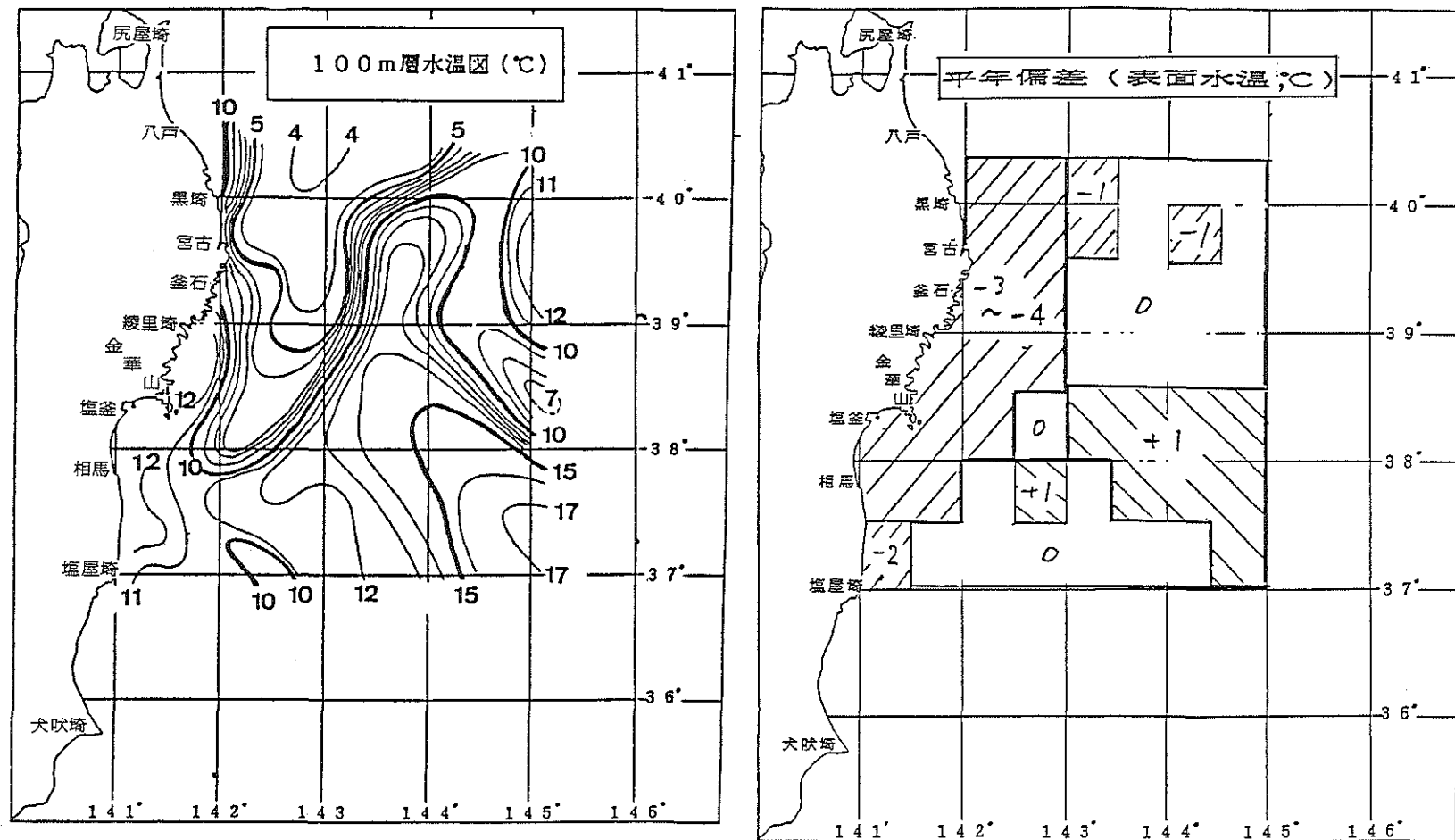


Figure 2. Oceanographic observation result by patrol ship "Iwaki" (100m depth layer water temperature, anomaly of surface temperature from normal year: Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs.)

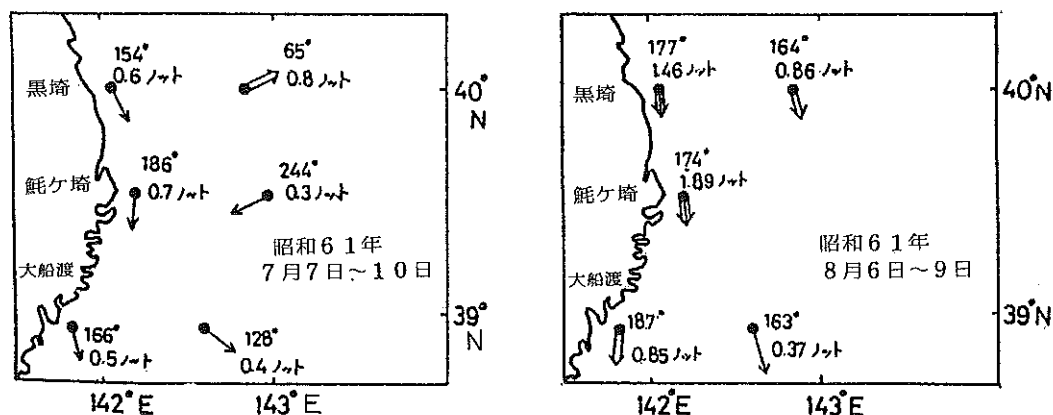


Figure 3. Examples of current distribution of Sanriku coastal and offshore area (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

さらに、各資料のG E Kと水塊構造データを注意深く調べると第8図のようなパターンがあるのがわかる。即ち、冬から春の弱流期には、相対的に親潮系冷水の勢力が増大し、とくに鮎ヶ崎以南において表層～中層に冷水が貫入し易いので、津軽暖流は縮退し、潜流や断続流として南下する様相を呈する。また夏に親潮第1分枝の差し込みにより、顕著な表層流があったときでも、親潮の南下と混同され易かった。従って、この海域は見かけ上暖流の乱れが大きいため、最近まで明白な津軽暖流の南下を把握し得なかったといえる。なお第5図で津軽暖水の一部は南下沿岸流でなく、黒崎～鮎ヶ崎沖合で南東～東方に薄い表層水として広がる傾向がときどき認められる。

(3) 文献との比較

a. 津軽暖流の張り出しと南下

津軽暖流の張り出しと南下の月別変動について、水野 (1984) の100m深月別平均水温分布図や東北海区海洋調査技術連絡会のG E Kデータなどにに基づき想定流線を描くと第9図 (左下) のようになるが、Conlon (1982) のCoastal Mode, Gyre Modeも参考にし、さらにまとめると流路の季節変動パターンは、1～5月張り出しが小さく下北半島沿岸に接近して南下するC型 (Coastal Type), 6～7月はやや張り出しが拡大した中規模張り出し渦のG_M型 (Medium Gyre Type), 8～11月は最盛期の大規模張り出し渦のG_L型 (Large Gyre Type), 11～12月は張り出しの形が崩れ渦モードから沿岸モードに遷移するT型 (Transition Type) という典型的な4つの型に分類できる (第9図・右上, 中央)。

この変動は第9図に示すように久慈から金華山に至る沿岸20～30マイルにおける三陸沿岸流の流勢の強弱による季節変動と極めて良い対応を示す。即ち、第6図・左と第9図より冬から春 (1～5月) は0.5～0.6 Knの弱流期でC型、夏 (6～7月) は約0.7Knの中流期でG_M型、夏から秋 (8～11月) は1.2～1.3Knの強流期でG_L型、秋から冬 (11～12月) は約0.8Knの中流期でT型にそれぞれ対応する。

次に、三陸沿岸流の流勢変動と青森水試 (1985) の津軽暖流南下流量及び対馬暖流北上流量の各月毎の変化を第6図・右で比べると、津軽暖流の流量 (平均値) が3～6月で1～1.5SV, 8～11月で3～4SVと変化するパターンは沿岸流の流速変化と極めて良い対応を示す。

一方、対馬暖流の流量 (平均値) も3～5月で約2SV, 8～11月で3.2～3.7SVとややパターンのずれは目立つが変化傾向は類似している。

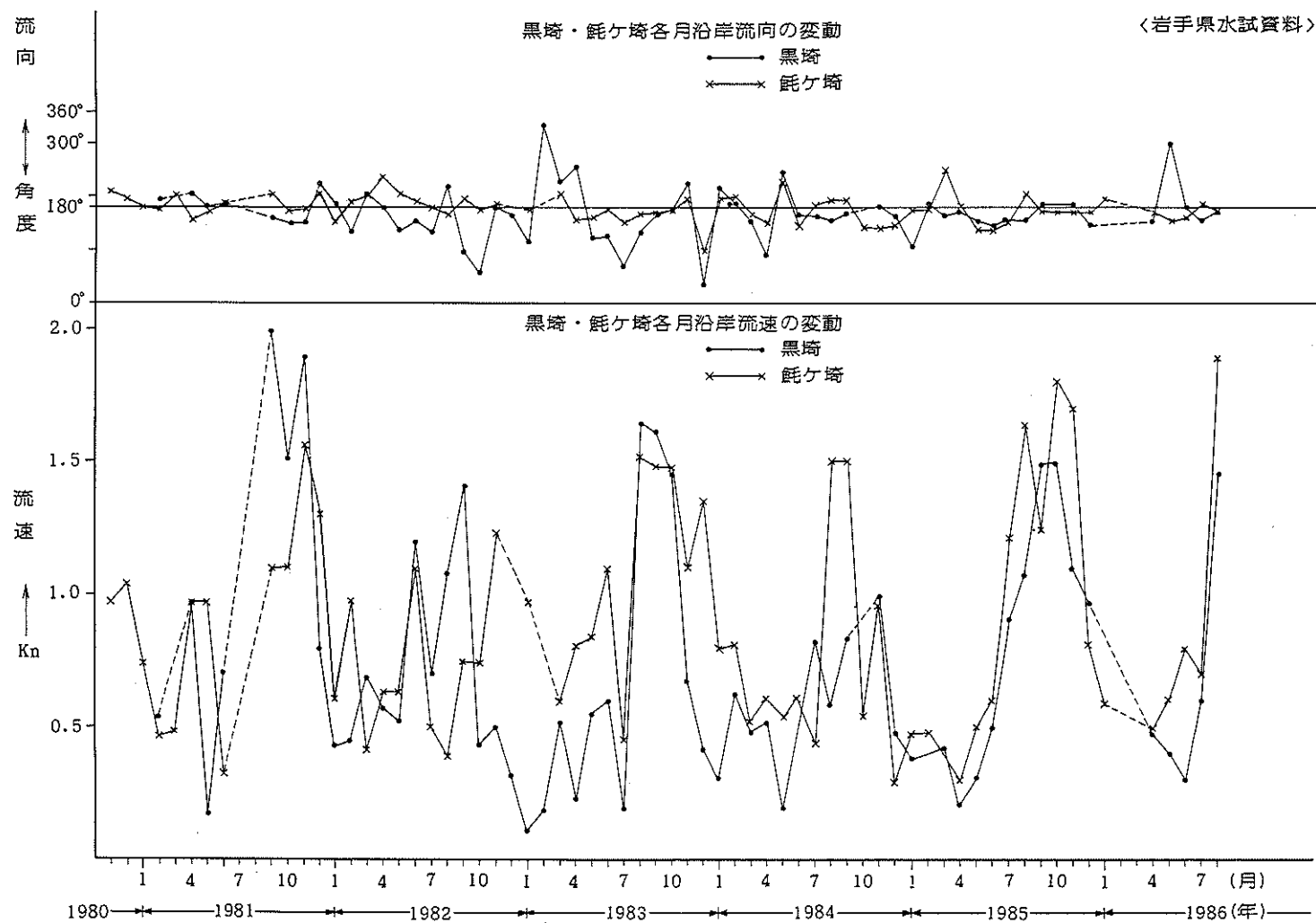


Figure 4. Monthly variation of current speed and direction of Sanriku coastal area near Kurosaki and Togasaki from 1980 to 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

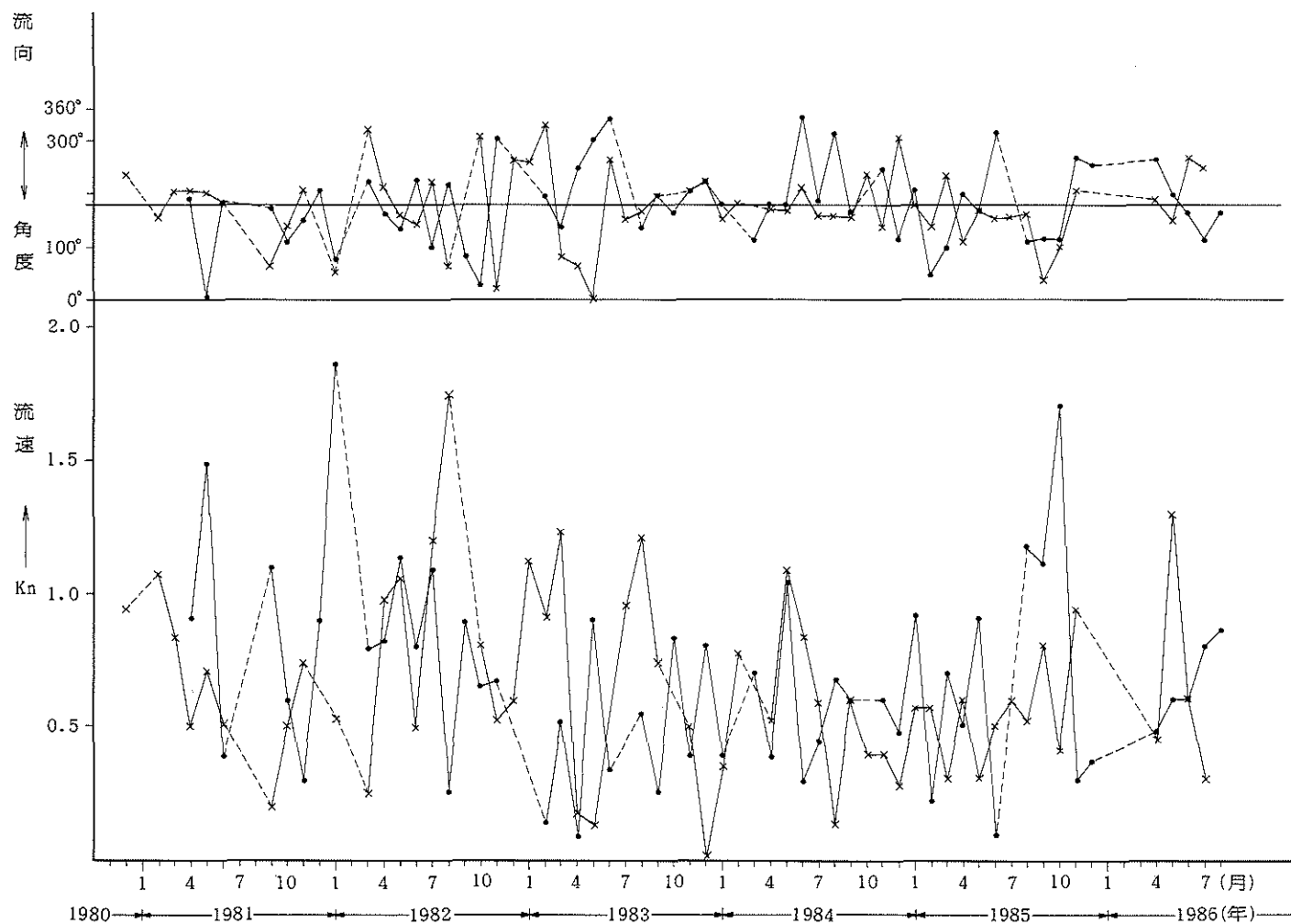


Figure 5. Monthly variation of current speed and direction of Sanriku offshore area near Kurosaki and Togasaki from 1980 to 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

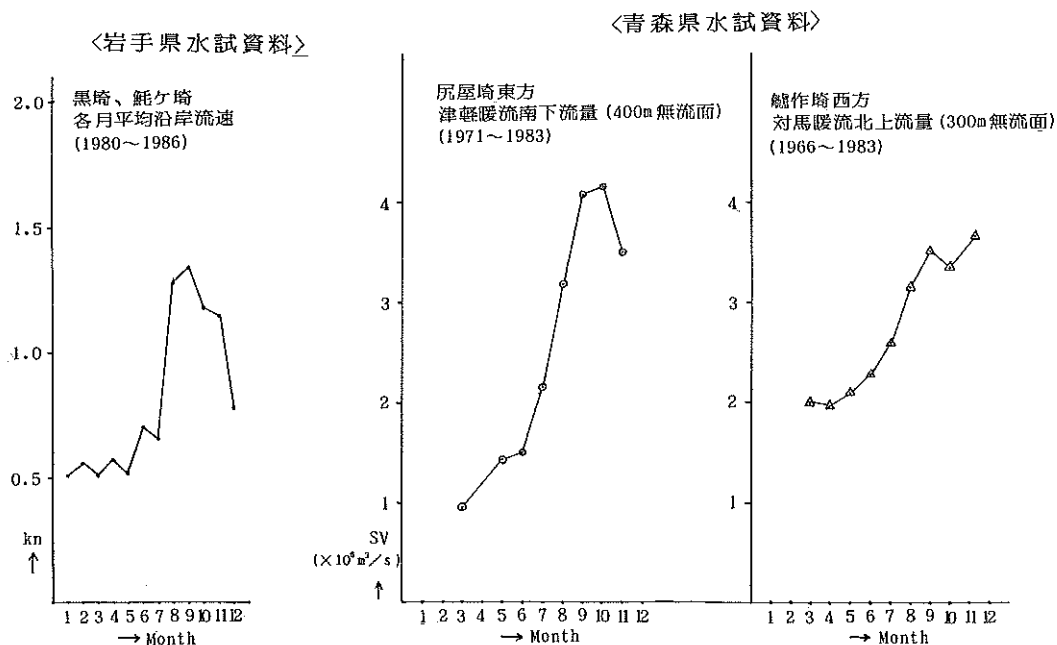


Figure 6. Left: The variation of monthly mean value of current speed at Sanriku coastal area near Kurosaki and Togasaki from 1980 to 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.), Center and Right: Monthly variation of mean volume transport of Tsugaru Warm Current and Tsushima Warm Current from 1966 to 1983 respectively (Aomori Pref. Fish. Exper. Sta.)

結局、この沿岸流の流勢変動が津軽暖流（水）の張り出しと南下の季節変動パターン及び南下流量変化と極めて良い対応を示すとともに、両水塊の水温・塩分等の水塊構造が類似していることから、やや不安定であるが恒常的に南下する三陸暖流ともいべき三陸沿岸流の主な起源は津軽暖流であることが結論できる。このように岩手県の沿岸で最も強く安定して流れる三陸沿岸流は基本的に津軽暖流の南下流量の季節変動によって決まるが、時には津軽暖水と親潮第一分枝とのせめぎ合いによっても強く影響されることが、東北水研海洋部（1986）の人工衛星NOAAデータの解析や西山（1984）による親潮第一分枝の張り出しの平均位置の季節変化との対比によって推測できる。

また第10図（a），（b）は昭和62年秋季の二管区海洋速報であるが、その流速、水温分布によって9～10月期におけるG.L型の発達（表面で 143°E 、100m層で $142^\circ 30' \text{E}$ までの張り出し）、津軽暖流の黒崎沿岸における1.8～1.9Knの南下、親潮第一分枝の南下（100m層 5°C 水温、約 38°N ）を顕著に示すとともに、第1図、第2図も合わせると大部分の津軽暖水が綾里埼から金華山にかけて南下する過程で親潮系冷水と若干混合し、金華山より南ではさらに南下したり、沖合に取り込まれつつ、親潮系冷水や黒潮北上暖水の前線帯及び混合水域を構成することを示唆している。これらの知見に基づき、西田（1986）による海流模式図を参考にして、三陸沿岸を南下する津軽暖流のパターンについて模式化すると、第11図のように岸を右に見て沿岸に密着して流れる津軽暖流と沖合における親潮系冷水の渦の発達が特徴的であり、宗谷暖流、対馬暖流と同じ型の沿岸境界流であることが確認できる。

以上の検討結果から第9図・右上に示すように津軽暖流は空間的には竜飛・吉岡～尻屋・恵山にかけての津軽海峡の中を、潮流変化が大きく通常0.5～4.5Kn、大潮最大時の最強部で7～8Kn、恒流成分としては平

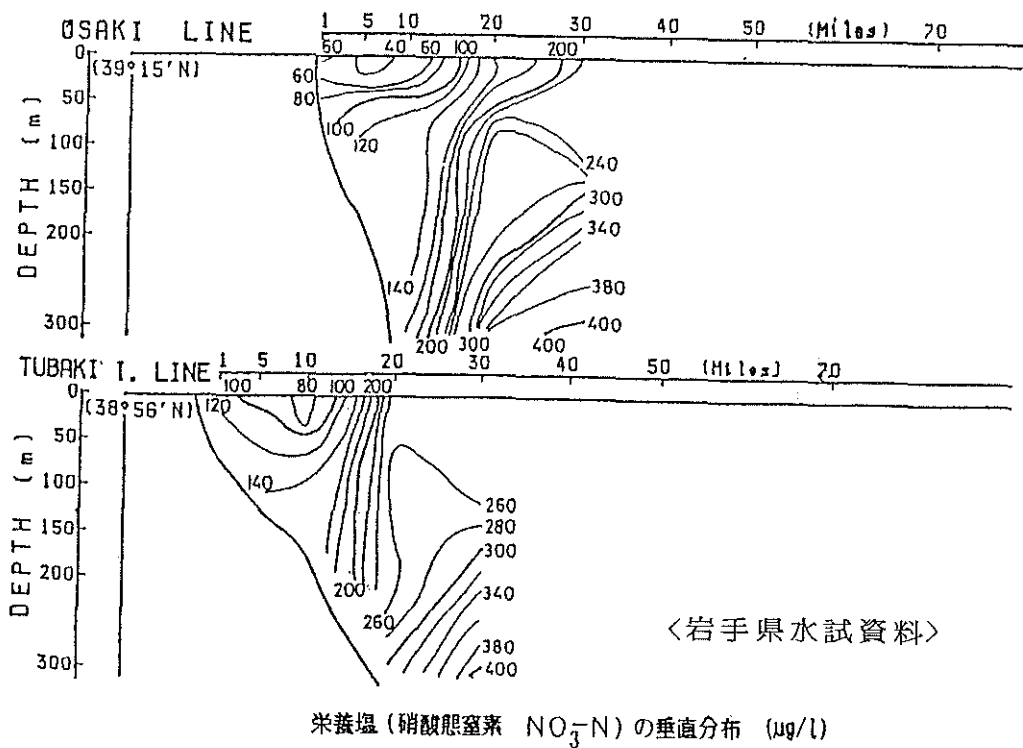
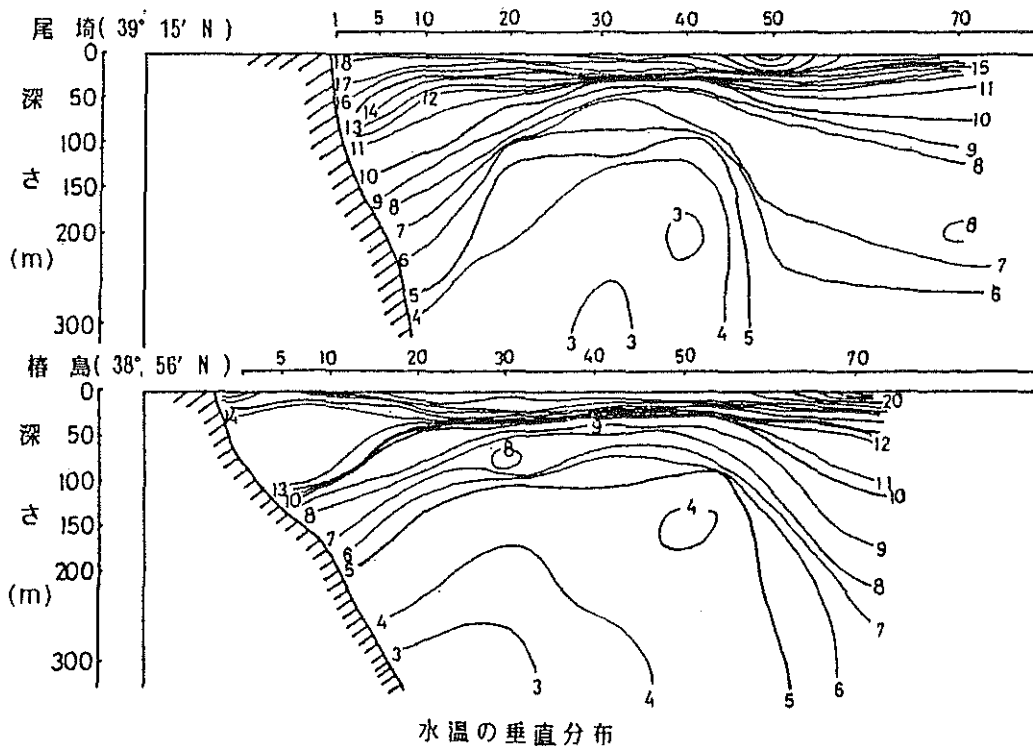


Figure 7. Examples of vertical distribution of water temperature and nutrient in Sanriku coastal and offshore area near Osaki and Tsubakishima observed in 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

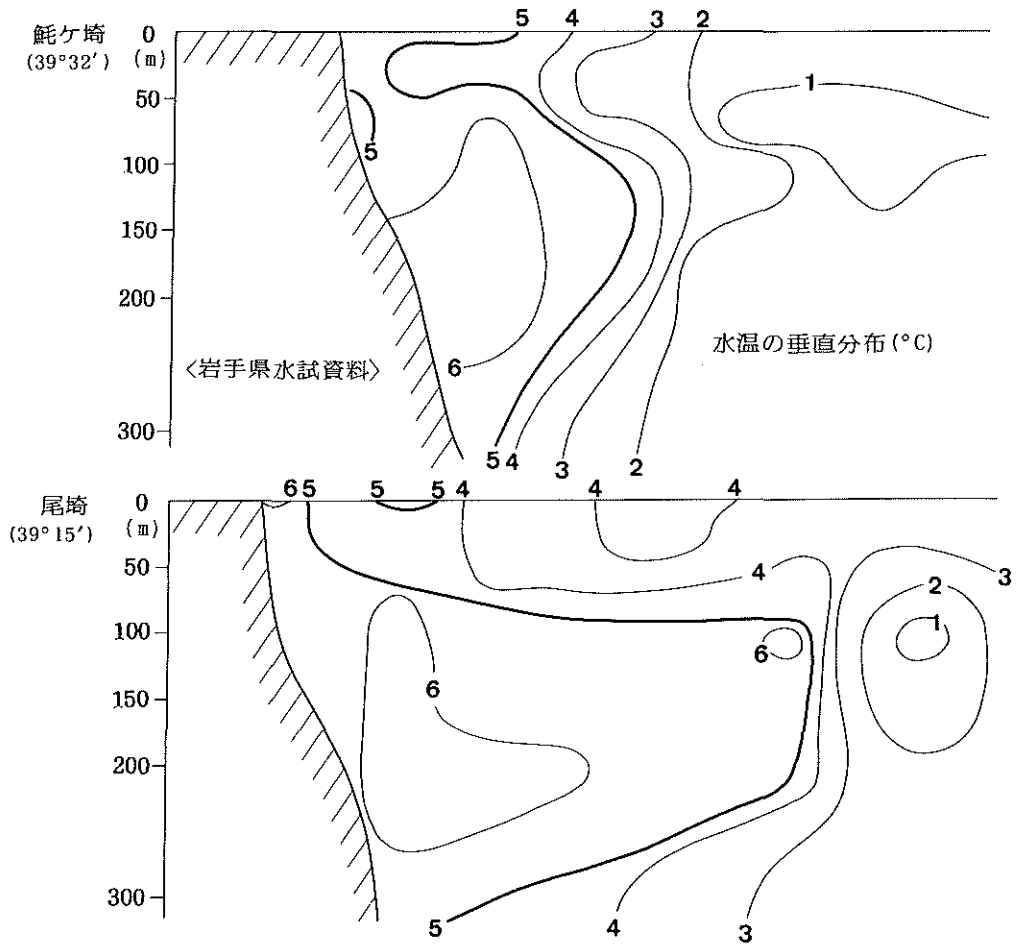
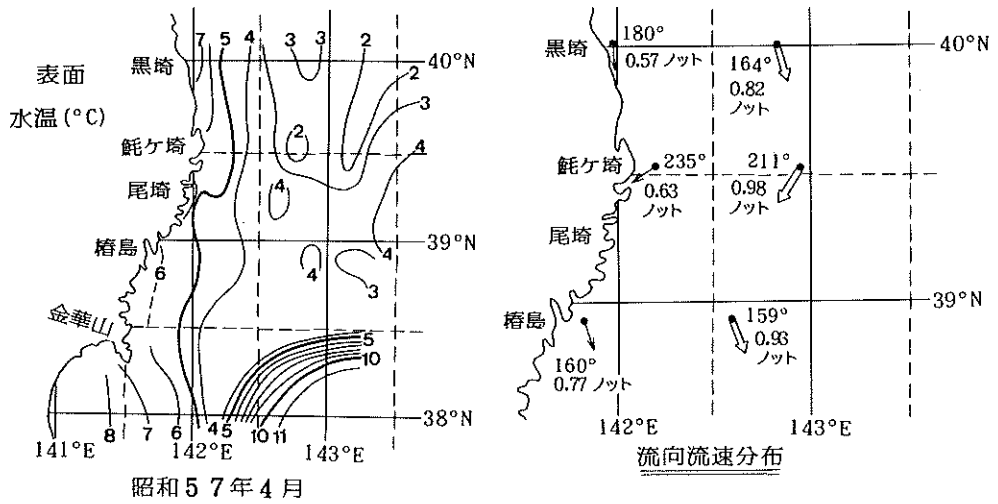


Figure 8. An example of Oyashio cold water intrusion to Sanriku coastal area and hidden pattern of Tsugaru Warm Current under cold water (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

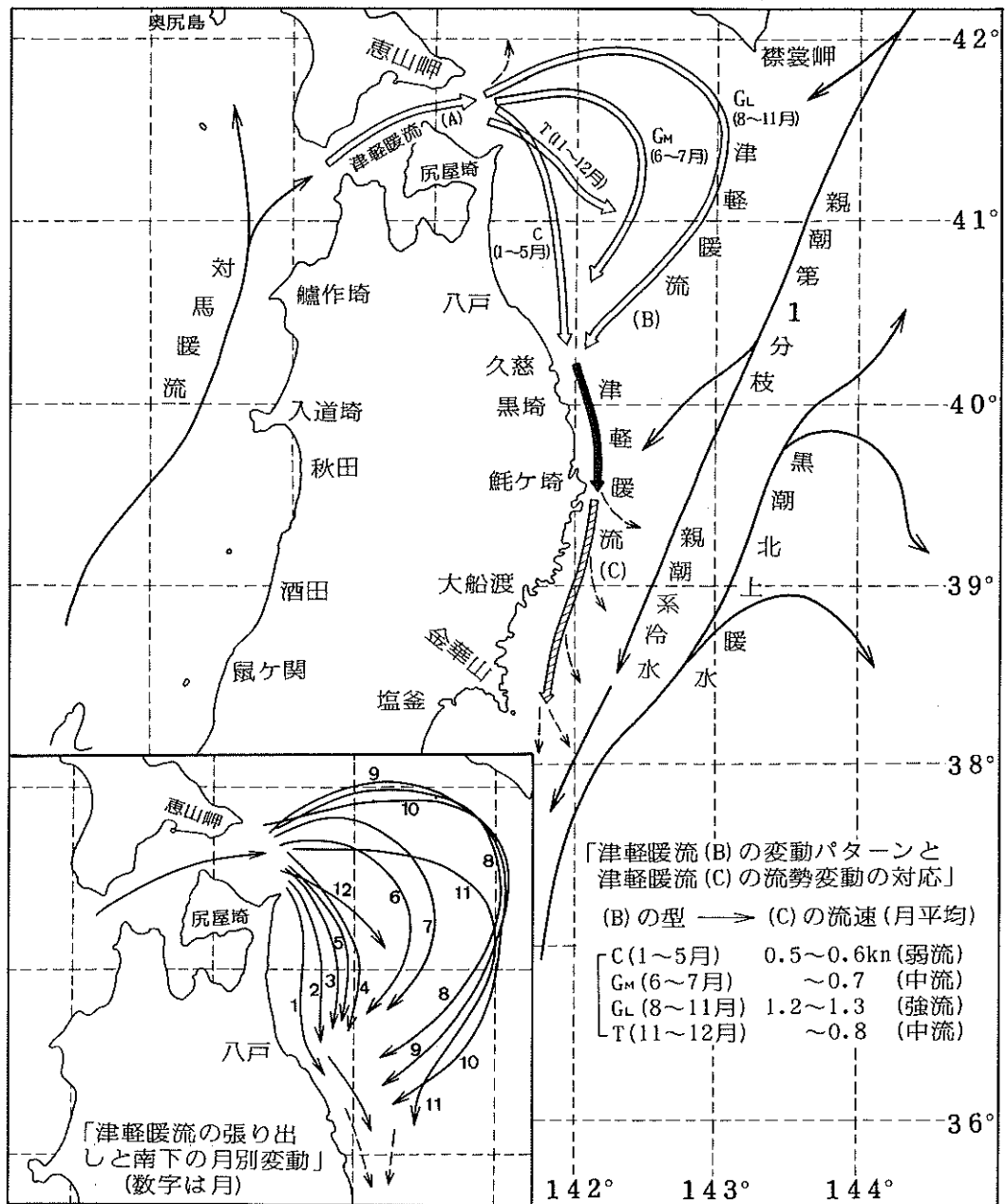


Figure 9. Down left: Monthly variation pattern of eastward expansion and southern movement of Tsugaru Warm Current drawn by 100m temperature maps, Upper Right-Center: Whole image of Tsugaru Warm Current and the correspondence of seasonal variations between the pattern of eastward expansion of Tsugaru Warm Current and the southward current speed of Sanriku coastal area

均2.5~2.6Knで大河のように幅広く東に向かう流れの最も良く知られる津軽暖流A, 津軽海峡東口から八戸・久慈にかけての沿岸と沖合を典型的には, 冬から春(1~5月)は0.5~1.0Kn程度の沿岸南下, 夏(6~7月)は約142° 30' Eまでの中規模張り出し渦, 夏から秋(8~11月)は最大2.5~3.0Kn, 143° 30' Eに達する

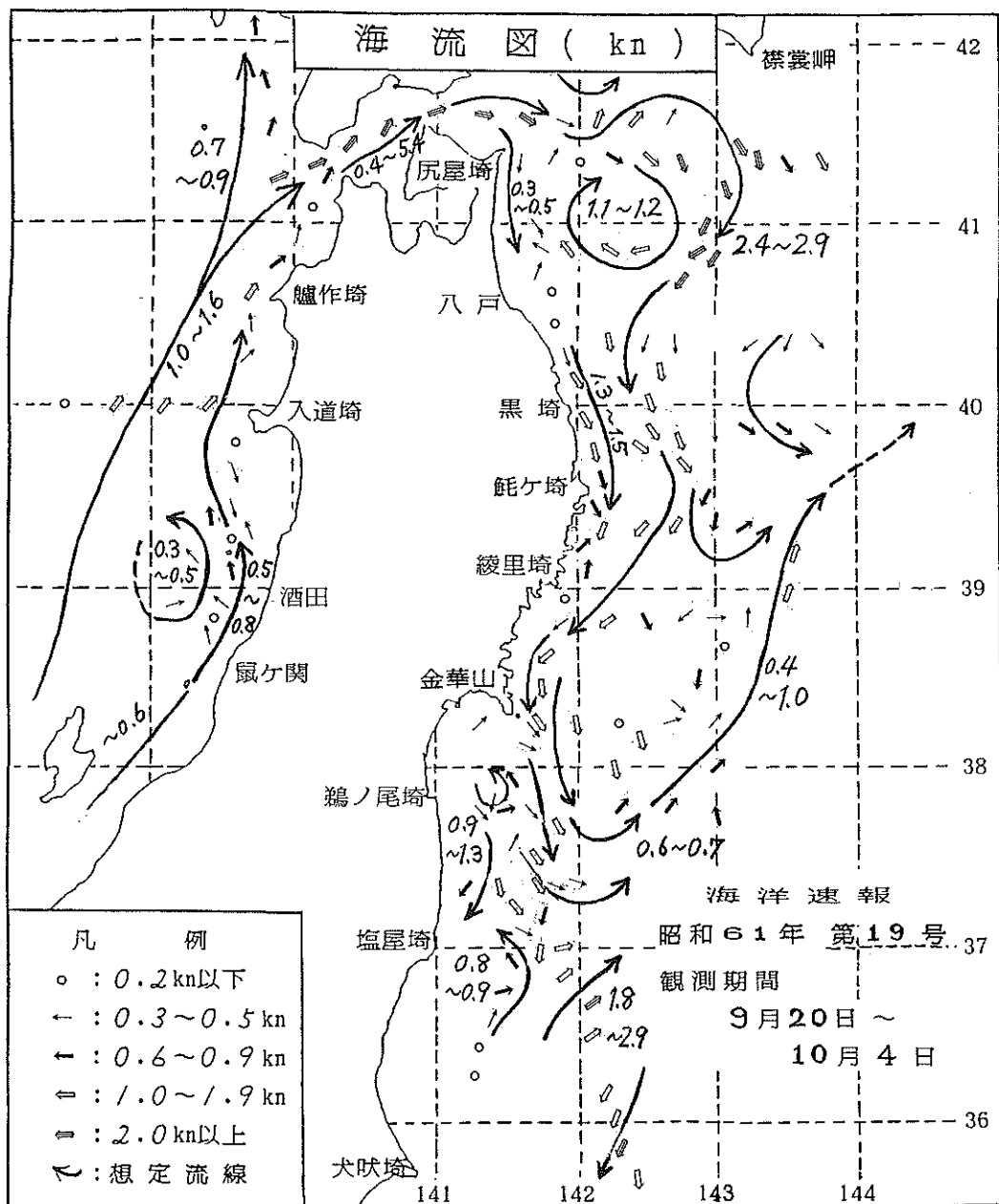
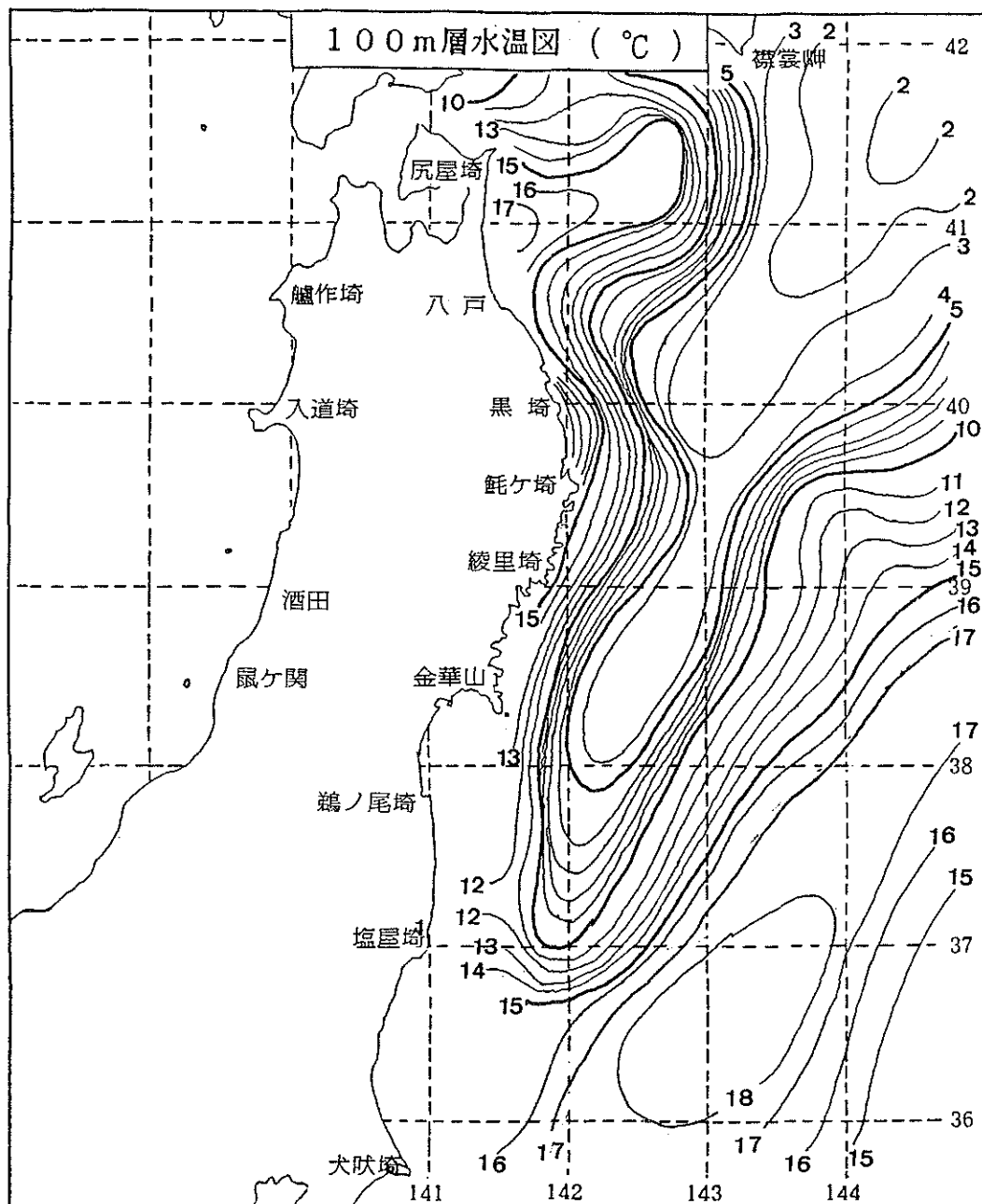


Figure 10 (a), (b): A good example of large gyre type (Type G_L), southward in 1986 (GEK current map : Surface temperature,

が、一般には1.5~2Kn程度、142° 30'~143° 00'Eまでの大規模張り出し渦、秋から冬(11~12月)は沿岸南下型に急速に移行する弱い渦、という4つの型をとり季節毎に流路が激しく変化する津軽暖流B、そして最後に久慈から黒崎、鮎ヶ崎を経て金華山に至る三陸沿岸域を上記の4つの型に対応して平均流で0.5~1.3Kn(最大時、約1.5~2.0Kn)の季節変動を示し、細長い川のように沿岸に密着して流れる、今回明らかになった三陸暖流とも言うべき、やや不安定な南下流の津軽暖流Cの三海域に大別できる。なお、さらに広く津



coastal current and southward flow of Oyashio 1st branch
Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs)

軽暖流域を見ると、むつ湾に入りこむ流れ、一部北上して噴火湾に回り込む流れ、及び下北半島などの極く沿岸付近の日周潮等の潮流成分が卓越した南北方向の流れの存在することも忘れてはならない。

b. 津軽暖流の時空変動

津軽暖流の短期変動は科学技術庁 (1979), 小田巻 (1984) 等によって日周潮, 半日周潮が卓越し, 大潮・小潮の潮位変化が大きい内湾型に類似した潮流変動であることが知られている。また東北水研 (1986) は人工衛星データなどにより 1 ~ 2 ヶ月程度の時間的には不規則だが、張り出しと南下パターンが定型化した短

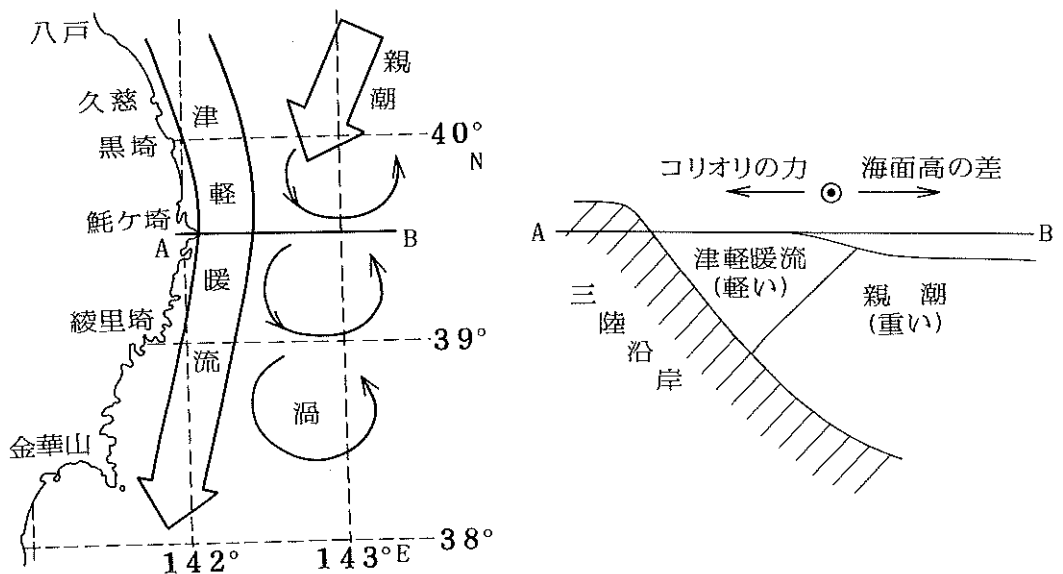


Figure 11. Schematic representation of the southward extension of Tsugaru Warm Current close to Sanriku coastal area and the development of gyres of Oyashio cold water in offshore area

期変動を報告している。

次に1年以内の中期変動として津軽暖流の影響域に属すると考えられる竜飛・大湊・釜石における驗潮データをもとに1984～1986年にかけて、T. P. 及びM. S. L. を基準にした月平均潮位の季節変動を比較すると2～5月で低く、7～11月に高い各地点共通して極めて良く一致する規則的変動パターンを示し、さらにこのパターンは先述の津軽暖流の流速及び流量変動パターンとほぼ対応する(第12図及び第6図)。水野(1984)によると、この沿岸域の規則的季節変動要素は70～90%と見積られている。また鳥羽ら(1981)が対馬暖流と津軽暖流の流量の季節変化を比較し、この規則的变化は東シナ海と津軽暖流東方海域の水位差 ΔD によって生じており、 $\Delta D = 10\text{cm}$ で2SVの流量変化に当ることを示している。

この傾向と結果は、三陸海岸を中心とする東北沿岸海域の規則的な季節変動を支配する要因が共通しており、黒潮北上暖水や暖水塊の異常な発達と北上を除いては、とくに津軽暖流の存在と変動が決定的であることを推測させる。即ち、日本海を経由する対馬暖流を源とした津軽暖流水が三陸の全ての沿岸及び内湾にまで入りこんで影響していることを示唆している。なお不規則な中期変動については秦(1973)が東北沿岸の平均水面の変化(潮位の月平均偏差)から、三陸沿岸の潮位が親潮第一分枝並びに暖水塊と黒潮北上暖水の接岸によって大きく変動していることを示したが、これは水野(1984)の言う、この海域における30%の不規則変動に対応すると思われる。

また5～8月の二管本部の霧通報件数をみると船舶等により観測された海水温と測候所における気温の差が 10°C 以上であると海霧が発生しやすいほか、第13図の二管本部の観測結果から海霧発生と親潮系冷水の張り出し域との関連を示した例では、冷水域の分布が海霧発生分布と一致し、津軽暖流の流入が大きいと海霧発生が沿岸で抑制され、海面水温の温度差が隣接海域と 1°C 以上あると海霧発生の臨界状態を形成している様子が解る。なお昆(1973)等によると海霧発生の必要十分条件は現場海域の下層大気気温が水温に比べて高温でありかつ湿度が高いこと、大気の成層が安定しており逆転面が低いこと、さらに春から夏の東北沿

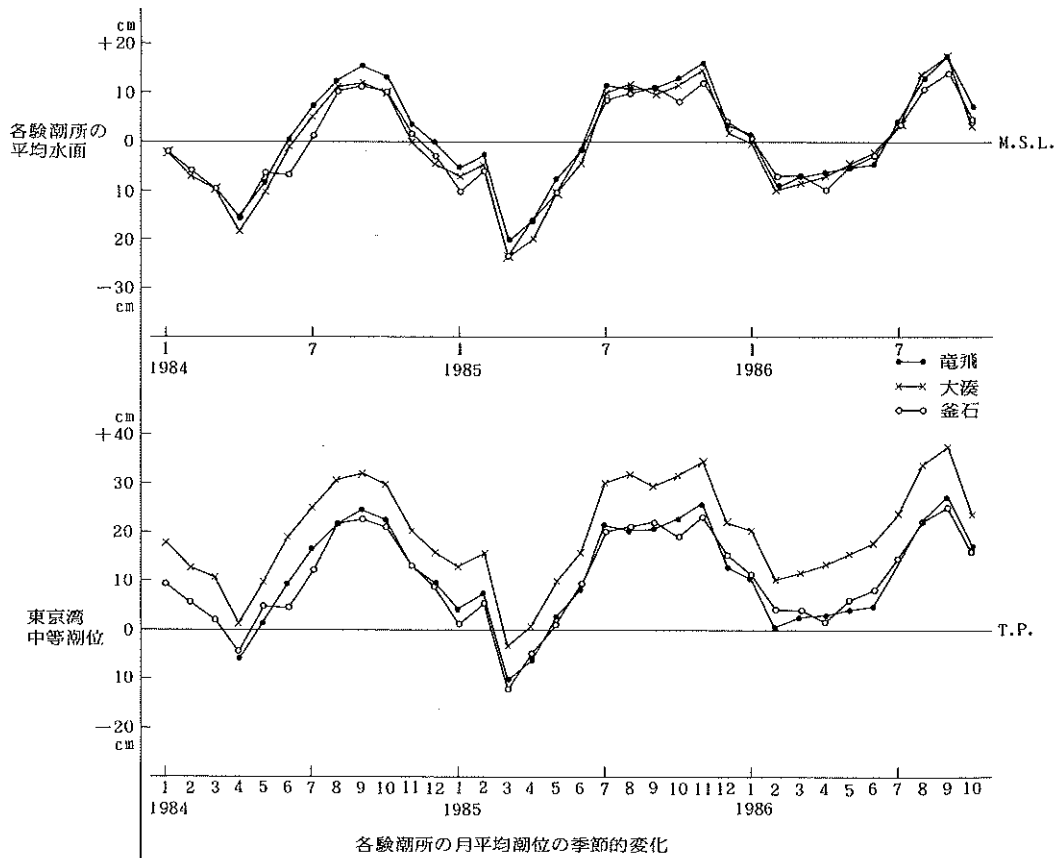


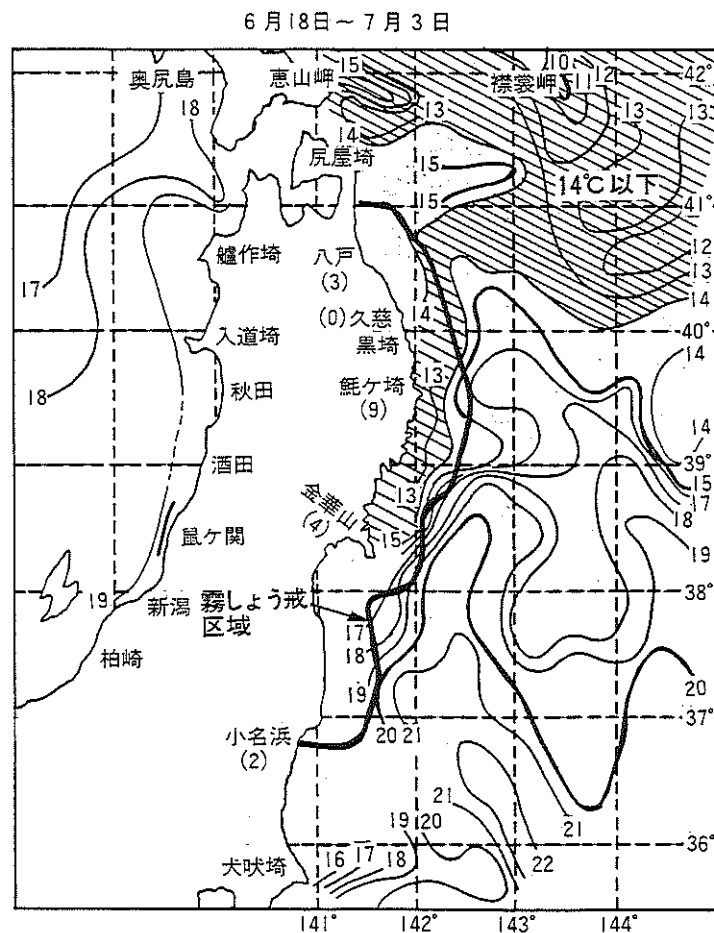
Figure 12. Seasonal variations of monthly mean tide calculated from the data of the tidal stations of Tappi, Oominato and Kamaishi (2nd R.M.S. Hq. Hydro. Div.)

岸域では海水温が 20°C 以下の状態であると海霧が発生しやすいことを指摘している。

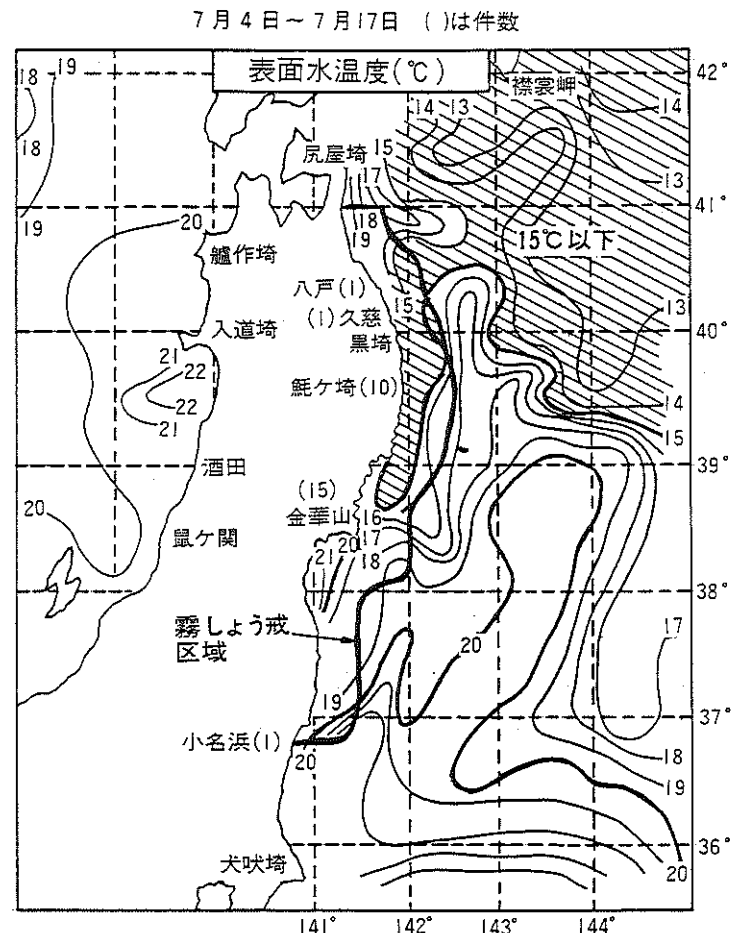
このように津軽暖流は三陸沿岸域の温暖化を維持し、海霧やヤマセの発生を抑えるなどの役割を果たすほか親潮系冷水の貫入、接岸と直接作用し合って、その季節変動はこの地域の気象変化や冷夏の有無に大きく影響している。

最後に青森水試（1985）による対馬暖流と津軽暖流に関する流量等の長期間の経年変動（第14図）を見ると対馬暖流の幅の一時的な減少時期は佐伯（1986）の言うエル・ニーニョなどの大規模気候海況変動の発生年（1965, 69, 72, 76, 82年）と良く対応している。

換言すれば、日本海は隣接する太平洋等と比較してほぼ閉鎖的かつ狭小な海盆状の海底地形を有する湖沼的性格が顕著な海域であって、地球規模の気象変動要素が比較的明確に現われるシベリア～中国大陆を後背地として擁しているため、分厚い日本海固有冷水の上に乗った状態の表層～中層水としての対馬暖流水、沖合冷水などの分布、変動に関してはシベリア大陸からの季節風の吹出しなどの気候変動が如実に影響することが考えられる。従って青森県沖合の冷水外縁位置の継続した経年的変化にエル・ニーニョによる異常気象が反映する可能性が大きい。即ち、第14図ではエル・ニーニョの時期に青森県沖合の冷水外縁位置（対馬暖流水の幅）が一時的に減少することを示しており、エル・ニーニョによる中部太平洋赤道海域の温度上昇と鈎合うユーラシア大陸での積雪量の増大がもたらす日本海上空の寒冷化がTeleconnectionとして海水温の低



二管区海洋速報第13号



二管区海洋速報第15号

Figure 13. The relationship between southward movement and approach to Sanriku coastal area of Oyashio cold water and reported number of sea fog at some observation points (Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs.)

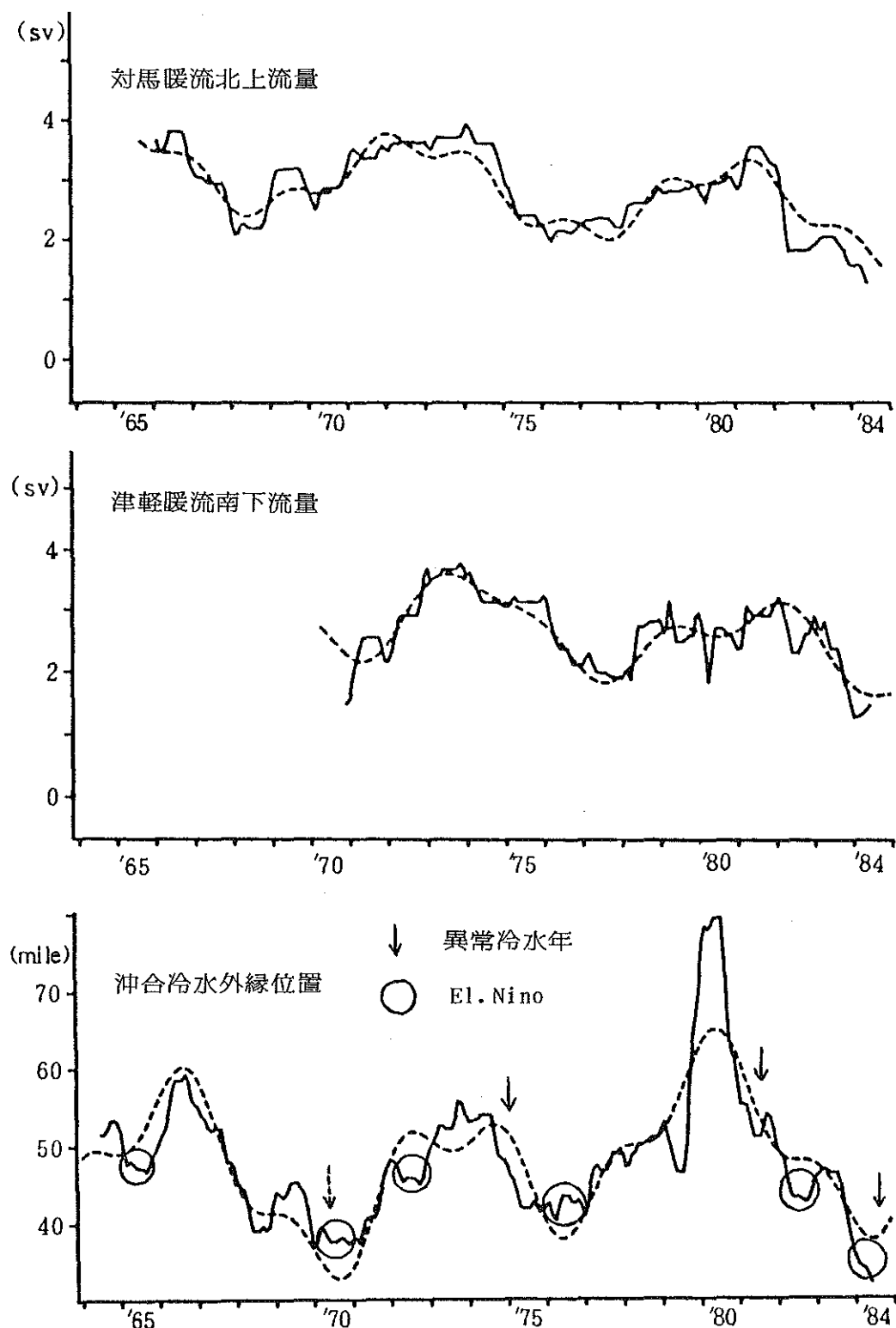


Figure 14. Annual variation of volume transport of Tsushima Warm Current and Tsugaru Warm Current, and the correspondence between the width of Tsushima Warm Current and the year of occurrence of El Niño

下を引き起こしたことを示唆している。

また第14図において東北地方三陸・常磐沿岸の異常冷水出現と沖合冷水外縁位置の大幅な減少がほぼ対応していることから日本海側の継続的な水温観測を行うなど、その海況変化から太平洋側の異常冷水の出現をある程度予測することができる。さらに長年の対馬暖流流量などの経年変動パターンから翌年の異常変動

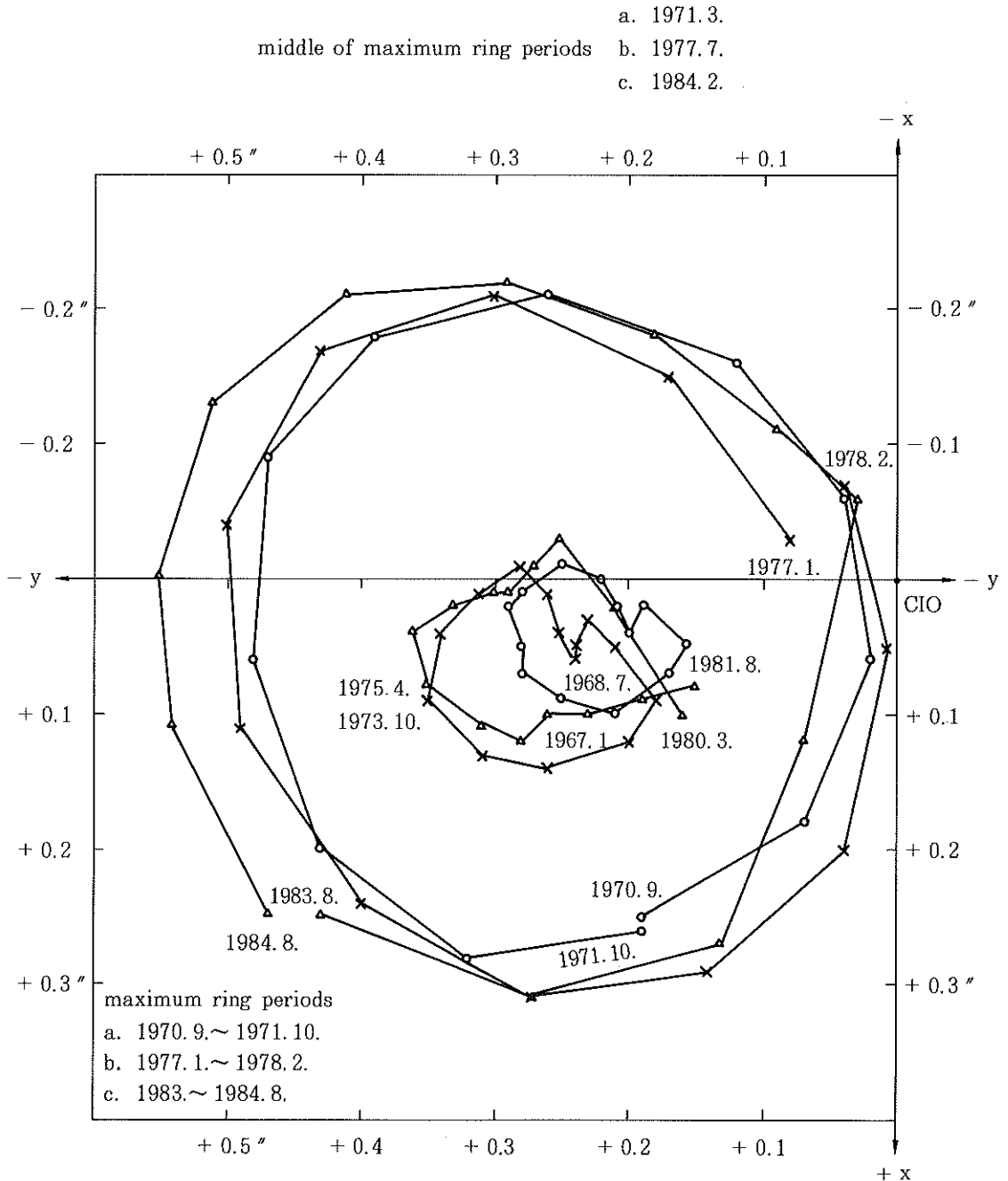


Figure 15. Periodical (6 ~ 7 years) polar motion of making maximum and minimum rings from 1966 to 1984

の出現についておよその見当をつけることが可能となる。

例えば、1984年は極端な異常冷水年であったが、今世紀最大のエル・ニーニョ1982/1983年の発生と対応しており、これは地球規模の変動が津軽暖流の年毎の季節変動とは独立して、その長期経年変動に影響していることを意味している。

従って、対馬暖流流量の経年的な変動傾向が一定の規則性を保って続くと仮定すれば、84年が最小ピーク年なので85、86年は上昇傾向を推定でき87年にはエル・ニーニョ発生による一時的冷却はあっても東北の太平洋沿岸海域における異常冷水は発生しないものと考えられる。また対馬暖流及び津軽暖流の流量変動は東シナ海（対馬海峡）－日本海（津軽海峡西口）－太平洋（津軽海峡東口）における海面水位差や温度差の変動と密接な相関を有することから近い将来はこれらのモニターにより流況や海況の予測が可能となる。

第14図の対馬暖流及び津軽暖流の各流量の変化において6～7年周期の変動が顕著に見られるほか流量の漸減的な経年変動が見られ、これらは地球規模の変動としての地軸の極運動における6年周期又はChandler Wobble（第15図）と関係づけて考えることができるが、この検討は今後の課題としたい。

以上の検討をまとめると東北地方とくに津軽暖流域の海況を把握し判断するときは、時間的、空間的にそれぞれ長・中・短期間、大・中・小規模の三つのスケールでの変動を明確に区分して位置づけ検討する必要があることがわかり、津軽暖流の時空変動は第1表のように要約できる。

c. 津軽暖流と親潮，対馬暖流，黒潮などとの関係

先のa. b. の考察で久慈から金華山にかけて三陸沿岸をごく狭い幅でやや不安定ではあるが年間を通じて南下する暖流は途中で親潮第一分枝や親潮系冷水との混合を受け独自の水塊を形成しているが、その本質は津軽暖流水であることがわかった。

従来は、社会的な影響の大きな海霧，ヤマセ，異常冷水などの三陸独特の自然現象と密接に関連する親潮系冷水の実態把握に勢力が注がれたが，親潮は海域や時期毎の流向・流速と水塊分布が不規則で変化も大き

Table 1. Variation of Tsugaru Warm Current by time and place

時 間 ス ケ ー ル			空 間 ス ケ ー ル		
動 因	変動時間	関連現象	変動対象	変動海域	関連海域
潮汐変動 (短期)	12～24時間 (半日 周潮・日周潮) 1ヶ月 (大潮・小潮)	短期海水交換 ↔	潮流 (小規模)	任意の点を中心とした幅10～20マイルの海域	(局所的) 海況内、沿岸域
四季の風系・ 気圧変動，水位差変動 (中期)	1年 (冬～春：弱流， 夏～秋：強流の季節変動)	海霧，ヤマセ ↔	恒流 (中規模)	A, B, Cの3海域に区分できる変動パターン	(地域的) 東シナ海～日本近海
数年以上の気圧・風系変動，地球自転の変動？ (長期)	6～7年以上の長期経年変動	異常冷水，エル・ニーニョ ↔	海流 (大規模)	暖流域全域の大規模変動	(地球規模) 北太平洋～赤道海域

く複雑なため、その正確な実態把握は極めて困難であり流量などは現在でもあまり明確でなく、こうした現象の理解も遅れていた、しかし三陸沿岸の津軽暖流の季節的、経年的な規則変動が明らかになれば、例えば対馬暖流の勢力が弱く津軽暖流の張り出しが弱いとき、親潮の南下・接岸と関連し海霧、ヤマセの発生や異常冷水の出現が見られるなど暖流水の変動の異常、すなわち暖流水の勢力の強弱が平年値とどれだけ差があるかに等によって、現象の発生予測を行うことが可能となる。

換言すれば以上の検討によって、親潮が主に東北の海況や地域気象を支配するから親潮に焦点を絞ってだけ現象を追求するという従来からの視点を改め、三陸沿岸における親潮の不規則性を支配するのは隣接する津軽暖流ひいては対馬暖流や黒潮などの暖流系の規則、不規則変動であると考えが必要が出てくる。従って、三陸・常磐沿岸の異常冷水などの予兆は先に津軽暖流及び対馬暖流の異常化に現われるとすれば、既に花輪ら(1986)が輪島・浦河の水温データなどによる宮古湾の水温予測の例で指摘したように、日本海の水温、流況、潮位などのデータが太平洋側(三陸・常磐沿岸)のそれらを予測する材料となるといえる。また冷夏、ヤマセ、海霧多発などと関連すると考えられる冬季の異常寒冷年、エル・ニーニョ現象などにも注目する必要がある。例えば尻屋から八戸にかけての地域は何故夏期にしばしば大きなヤマセや海霧多発の被害を受けるかと言えば、オホーツク海高気圧の発達と居座りが当然主要因ではあるが、春から夏に対馬暖流の勢力が特に弱くと6～8月に津軽暖流の張り出しが小さく、十分な渦モードの発達する前に親潮の勢力は増し、冷水の湧昇、接岸が起こりヤマセに伴う冷霧を発生させるという機構が考えられ、84年の冷夏と海霧多発はその典型と解釈できる。

また津軽暖流の存在が三陸沿岸地域に与える影響は極めて大きく、親潮系水の接岸を防ぐ障壁の役割を果たしているばかりでなく、久慈、宮古、釜石、気仙沼などの各湾の主要水塊が津軽暖流水であるため岩手、宮城両県の三陸リアス式海岸地帯が比較的温暖で住みやすい地域となっており、さらに暖流の境界付近では栄養塩の豊富な親潮系水の混合、重疊により全国でも屈指の好漁場や養殖場を形成していることが良く理解出来る。

二谷ら(1985)、佐伯(1985)及びJMSTC(1985)により黒潮は30～60SV、また秦(1965)及び赤羽(1979)等により対馬暖流は1.5～6.0SV、津軽暖流は0.2～7.7SV、親潮第一分枝は1～4SVという流量でそれぞれ報告されており、仮に津軽暖流の東への張り出しの多少が三陸沿岸への親潮第一分枝の接岸と南下を決める主要因であると考えたと津軽暖流の短期～長期に及ぶ変動特性こそが、オホーツク海や千島海域の親潮源流の影響よりも大きく、一義的に三陸沿岸の海況を決めることになる。この確認のためには更に多くの検討が必要である。但し、東北の沖合や金華山以南の海域については、津軽暖流の張り出しよりは黒潮北上暖水及び暖水塊の北上と発達こそがその分布、流量の規模から考えて、親潮第一・第二分枝や親潮系冷水の南下・接岸に関するより大きな制限因子であることは当然である。

3. ま と め

(1) 津軽暖流(水)の張り出しの主な部分は、引続き久慈から金華山に至る三陸沿岸のごく近傍(20～30マイル)を細長い帯状になって、やや不安定であるが恒常的に南下する。

この流れは流路の変動は少ないが、夏から秋に1.2～1.3Knと強く、冬から春に0.5～0.6Knと弱い流勢の規則的季節変動を示し、夏から秋には金華山からさらに南下することもあるが、年間を通じては鮎ヶ埼付近までが最も安定している。(第6図及び第9図)

(2) 津軽暖流の張り出しと南下のパターンは冬から春の沿岸南下のC型、夏の中規模張り出し渦のG_M型、

夏から秋の大規模張り出し渦のGL型, 秋から冬の渦型から沿岸型に遷移するT型の4個の型にそれぞれ分類でき, 南下流量は一般に $G_L > G_M$, $T > C$ の順であり, G_M はCのほぼ3倍の流量を示す。(第6図及び第9図)

(3) 津軽暖流は津軽海峡の西口から東口に至る(A), 海峡東口から八戸, 久慈沖に至る(B), 及び久慈沖から鮎ヶ埼を経て金華山に至る(C)のそれぞれ上, 中, 下流に相応する三海域を流れている。(第9図)

(4) 三陸沿岸における津軽暖流(C)の南下の流速の強弱は一般に規則的な季節変動を示すが, これはそれぞれ上述の津軽暖流(B)の張り出しの大小の周期的な季節変化と極めて良く対応する, この対応関係から津軽暖流(A), (B)及びその源流である対馬暖流の海況変動等を知ることにより東北地方の沿岸海域の海況変動予測を行うことが可能になる。(第9図及び第14図)

(5) 三陸沿岸の温暖化を支えているのは, 沿岸に津軽暖流が細長い帯状に横たわっており, その規則的な季節変動こそが本質的な変動であるため, 津軽暖流の張り出し(南下流量)が弱まったとき, 親潮の接岸・南下による異常冷水の出現や海霧の多発などが生じると考えられる。(第9図, 第11図及び第12図)

(6) 津軽暖流は基本的にはそれぞれ長・中・短(経年・季節・月日時)期間及び大・中・小規模の三つの時間-空間スケールの変動として把握でき, このうち経年及び季節変動はその源流である対馬暖流に連動した周期的規則変動と考えられる。また暖流の出発点である津軽海峡西口より遠く離れるにつれて親潮などの影響により不規則変動の割合が大きくなる。(第1表)

終りに貴重な資料を提供頂いた岩手県水産試験場, 青森県水産試験場及び御意見をお聞かせ頂いた東北海区水産研究所, 緯度観測所の関係諸氏に深く感謝します。

参 考 文 献

- 赤羽光秋・高梨勝美 1975: 太平洋沿岸の海洋特性と流況に関する調査報告書, 青森県水産試験場, 1-72ページ
- 赤羽光秋 1979: 輸送流量からみた津軽暖流の海況変動, 東北海区海洋調査技術連絡会議事録, 第29回, 37-38ページ
- 青森県水産試験場 1985: 昭和59年度漁況・海況予報事業結果報告書, 1-50ページ
- Conlon D.M. 1982: On the Outflow Modes of the Tsugaru Warm Current, La mer, Vol. 20, 60-64.
- 第二管区海上保安本部 1978-1986: 海洋概報, 本州東方海域, 昭和53年第1号-昭和61年第3号
- 花輪公雄・岩坂直人 1986: 三陸沿岸域における冬季親潮系の水の接岸について, 大槌シンポジウム, 印刷中
- 秦克己 1965: 親潮域における輸送水量の変動について, 日本海洋学会誌, Vol. 21, No. 5, 1-9ページ
- 秦克己 1973: 東北海区の海況とその沿岸における潮位について, 海と空, 49巻, 1-2合併号, 39-44ページ
- 岩手県水産試験場 1979-1986: 昭和54-59年度海況速報及び昭和60, 61年海況速報
- JMSTC (科学技術庁) 1985: Results of the Research, Kuroshio Exploitation and Utilization Research (KER), Summary Report, 1977-1982, 24-26
- 科学技術庁研究調整局 1979: 津軽暖流域に関する総合研究報告書, 1-35ページ
- 昆幸雄 1973: 三陸の海霧について, 東北技術だより (仙台管区气象台), No. 65, 1-34ページ
- 水野恵介 1984: 東北海区の海況変動について, Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. (東北水研研報), No. 46, 61-80ページ

- 西田英男 1986：近海における海況変動と観測・解析手法について，昭和61年度 海象業務研修，海上保安庁水路部，135-144ページ
- 西山勝暢 1984：概論：親潮，海洋科学，16巻，12号，672-689ページ
- 二谷穎男・小杉瑛・石井春雄 1985：黒潮変動機構の解明，海洋科学，17巻，3号，149-168ページ
- 小田巻実 1984：津軽暖流の潮流・潮汐，沿岸海況研究ノート，22巻，1号，12-22ページ
- 奥田邦明 1986：1984年の異常冷水現象の発生過程について，Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. (東北水研研報)，No. 48，87-96ページ
- 佐伯理郎 1985：黒潮の流量，海洋科学，17巻，5号，267-273ページ
- 佐伯理郎 1986：異常海況と気象，Bull. Japanese Soc. Fish. Oceanogr. (水産海洋研究会報)，50巻，第2号，142-144ページ
- 鳥羽良明・富沢和身・倉沢由和・花輪公雄 1981：日本海の暖流系の変動について，海洋科学，13巻，7号，464-469ページ
- 東北海区海洋調査技術連絡会議事録 1971-1985：第21回-第35回
- 東北区水産研究所海洋部 1986：暖水の立体構造の把握・暖水のシュミレーション，東北・道東海域における暖水漁場の短期予測技術に関する研究・推進会議資料，12-15ページ

測量船「昭洋」における測量方式の自動化について

浅田 昭・近藤 忠

COMPUTER AIDED HYDROGRAPHIC SURVEY AND PROCESSING SYSTEM OF THE SURVEY VESSEL SHOYO

Akira Asada and Tadashi Kondo

Abstract

A computer aided hydrographic survey system of the survey vessel "SHOYO" has been completed. Positioning, data acquisition, data processing are done by using a computer PANA FACOM U-1200.

The computer provides accurate positioning from the integration of the NNSS (Navy Navigation Satellite System), the Loran C, and the other associated navigation sensors. In this system, Loran C position is calculated by multi-LOP (Line Of Position) fixing up to 14 LOP's of 6 hyperbolic LOP's and 8 range LOP's, and corrected by a unique calibration method. The computer calculates differences between NNSS fixes and Loran C fixes to minimize variance of NNSS fixing, and decides reliable calibration values by a weighted mean method. The data processing programs included in the system produces a bathymetric contour chart, a sounding chart, a track chart and other charts. These charts are very available on conducting survey. As far sounding, the automatic echo sounder occasionally provides erroneous depth data. Therefore, we have developed a sub-system to replace erroneous data with interactively re-digitized depth values from analog graphic records of the echo sounder.

1. はじめに

海底地形調査において、近年、自動化が進んでいる。測量船「拓洋」においては、シービームによるデジタル測深およびNNSSとロランC等の複合測位装置（1984、木戸）により、測量時における自動化が確立している。また、後処理についてもシービームデータによる海底地形図作成の処理ソフトが完成し（1986、浅田ほか）、自動化が図られている。測量船「昭洋」についても、建造当初から自動化の要望があり、検討が進められ、長距離電波測位装置（1982、岡田）（1982、酒井ほか）やデジタル測深機の導入が行われて来た。しかし、後処理の問題等から停滞していた。例えば、測位については、NNSSが入る毎に測位をアップデイトし、測位の飛びが生じていたので、NNSSの評価をやり直し、NNSS受信点において滑らかな測位に修正する必要があった。さらに、データの収録についても、各種測量機器のデジタル化およびインターフェース、MTの耐震性等の問題から完全なものではなかった。そこで、1986年3月に、測位計算からデータの収録及

び一部データ処理を行うセナー製測量データ収録装置、そして富士通U-1200II測量データ処理装置の導入を図り、シービームで培われた経験を基に、船上処理ソフトを整備した。測位については、NNSSの個々の分布誤差を取り除くため、複数のNNSSデータによる最確固定誤差補正が行われ、後処理を必要としない測位法を取り入れた。計算機については集中制御方式を取り、富士通U-1200II計算機1台で、リアルタイム測位、データ収録、船上バッチ処理を並列的に行えるようにした。これにより、船上で航跡図、水深図、海底地形図が作成され、測量の充実が図られる事となった。しかし、測深はレイセオン社の12/34 KHz測深機を使用しており、ビームは12KHzで30度の広い指向幅を持ち、デジタル測深についての問題点があった。複雑な海底ではサイドローブによる双曲線効果により、海底が多重に見えたりして、完全なデジタル測深が行いにくい。そこでデジタイザを使い、測深機のアナログ記録紙からデジタル測深の不良箇所を補う事とした。また、陸上ではできるだけ詳細な海底地形図が作成できるまでのソフトの整備を行った。

2. 測位システムの整備

U-1200II計算機を核として、ロランC、NNSS、ログ、ジャイロ等を複合化した最新のシステムを作り上げた。システム全体の構成は第1図に示すとおりである。

NNSSは2周波受信により電離層内の電波屈折による遅延を補正するHX-1107型受信機であり、システムで作り上げた船の進行方向および速さを入力し、最適なNNSS測位が行えるようになっている。NNSS内部において、受信衛星の最大仰角、受信状態、受信中の船体の安定度からその測位精度を自己判定する。システムでは精度的に良質なものと判定されたものを採用する。

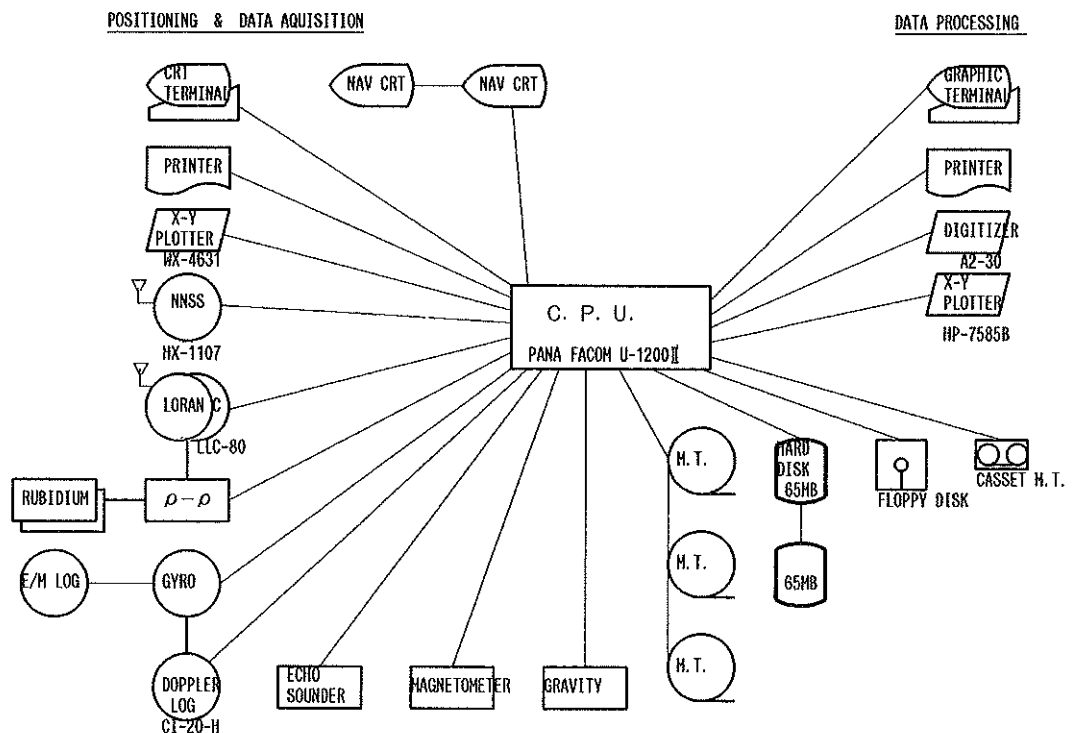


Figure 1. System block diagram

ロランCはLLC-80型受信機2台により、1台当り3双曲線ロップ、4距離ロップの計測を行う。システムには合計14ロップの計測値が取り込まれる様になっており、この内の最適なロップの組み合わせを使用者が選択し、マルチ・ロップ処理により位置を決定する。

ルビジウム周波数標準器は2台あり、ロランCの距離測定モードの基準時計の役割をする。LLC-80は主局と3従局のペDESTALパルスを出力するようになっている。このパルス信号とルビジウム周波数標準器から出力される10KHzおよび5MHzの信号から高精度のGRI信号を発生させ、ロランC受信機からのペDESTALパルスとの時間差を計測する。このGRI信号と各局の電波発射時間の同期ずれはプログラム上で計算、補正されて距離値が計測される。ルビジウムで発生したGRI信号のドリフト値は船舶の係船時ドリフト測定プログラムを使って計測され、ルビジウム周波数標準器は常に最適な状態に調整される。

ログは2系統あり、1つはジャイロおよびE/Mログ系統からの速度情報、もう1つは音波ログからの速度情報である。使用者はどちらか一方を速度センサー情報として使用する。

CRTは2系統あり、1つは操船ガイダンス用であり、船橋と観測室に設置されている。もう1つは各測位センサー監視、システム操作および監視用のものである。

プリンター1台は一定間隔毎の測位情報および収録データの記録、監視データのCRTハード・コピー用に使用される。

2-1. 測位計算

測位処理のフローを第2図に示す。まずロランCの計測ロップ値の正規化を行い、次にマルチロップ処理、経緯度値への座標変換が行われ、カルマン・フィルタを通してロラン系位置が形成される。この後、複数のNNSSによるロランC系位置の更正を行ってシステム位置が決められる。

(1) ロップの正規化処理

2台のロランC受信機から入力される 3×2 個の双曲線ロップおよび距離測定装置から入力される 4×2 個の距離ロップを管理する。距離測定装置からの距離ロップ値はゲタをはいた距離であり、正規の距離データに変換する必要がある。距離測定装置の中ではルビジウム信号を使って、GRI信号が作られ、これと各局からの電波の受信時刻のずれ量を計測している(第3図)。船の位置が正確に把握できた時に、各ロランC局と現在の船の位置から、電波の到来に要する時間を計算し、ルビジウム信号によって発生したGRI信号と各局の電波発射時間とのずれ量を計算し、この更正値によって距離ロップの正規化を行う。以後この更正値に従って距離測定が行われる。

$$\text{双曲線: } QLOP_i = RLOP_i - \Delta_i \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\text{距離: } QLOP_i = RLOP_i + (RHO_0 - RLOP_0) - \Delta_i \quad \dots\dots\dots (2)$$

$QLOP_i$ は正規化された値で、 $RLOP_i$ は t_i 時の測得ロップ値、 $RLOP_i$ は t_0 時、つまり、更正時の測得ロップ値である。 RHO_0 は更正時の距離計算値である。 Δ_i は(2)の陸部における電波伝播遅延補正と、各ロップの送信遅延の和である。ロランCでは、主局に対し、従局は一定の遅延を持って電波が発信される。この遅延は各従局毎に決められたコーディングディレイと主・従局間の距離の和となっている。又、この段階で各ロップ値に対し受信計測値の分散に対応した重み(1.0~0.0)を付加する。

(2) 陸部における電波伝播補正

ロランCに関して、電波の伝播時間は次のようにして求められる。

まず、大気中の電波伝搬速度から一次伝播時間(PF: Primary Phase Factor)を計算する。

$$\text{一次伝播距離} \quad T_0 = (\text{距離}) / V \quad (\mu s) \quad \dots\dots\dots (3)$$

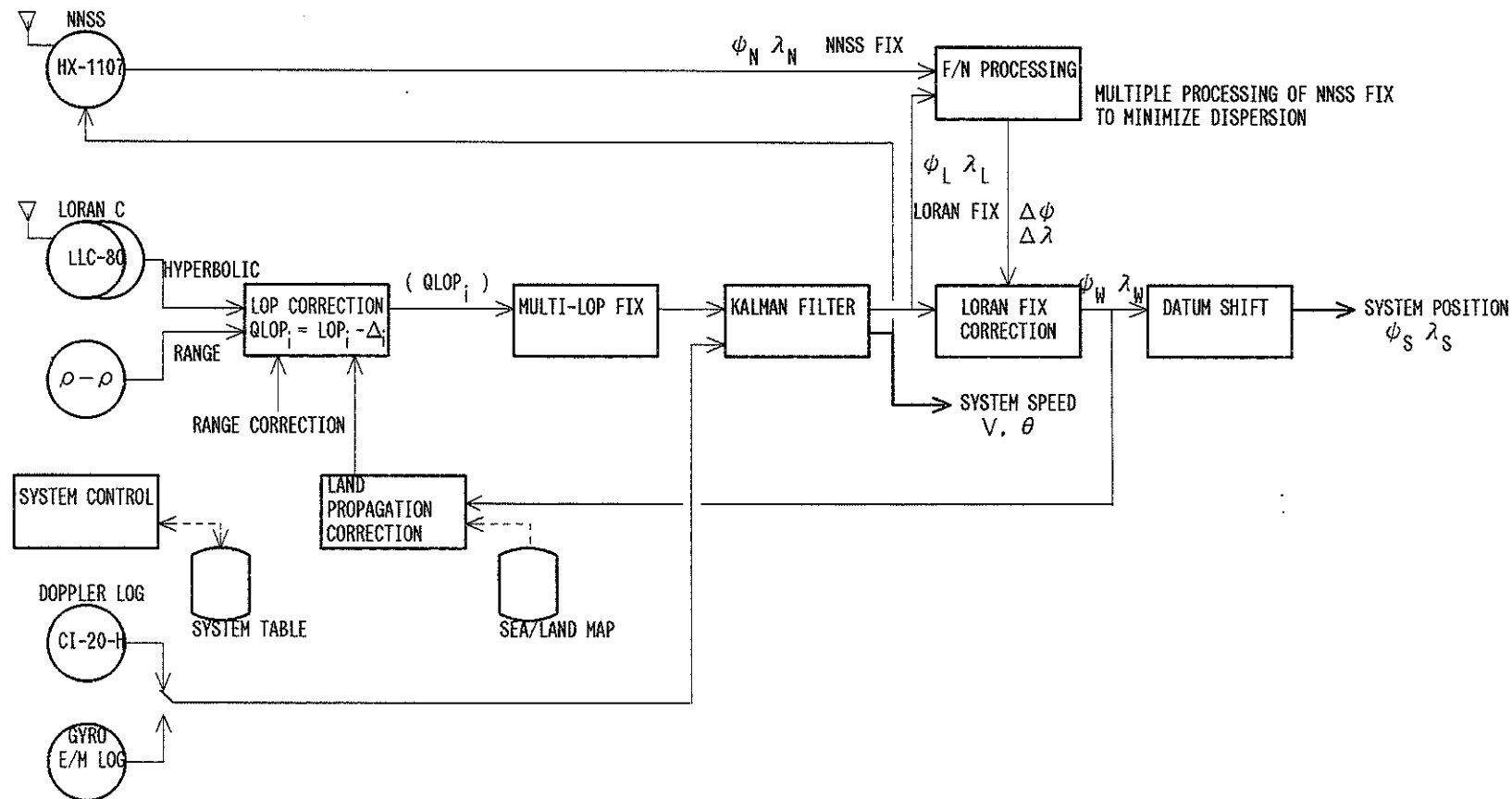
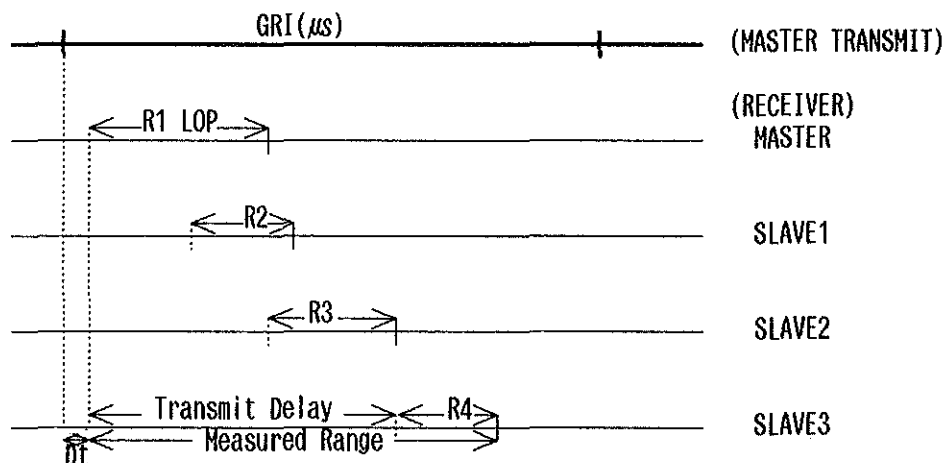


Figure 2. Flow of positioning



D_t : Difference between transmitter GRI & receiver GRI
Transmit Delay: Coding Delay + Base Line Length

Figure 3. Range measurement of Loran C receiver

$$\text{一次伝播速度 } V = 2.9969 \times 10^2 \text{ (m/}\mu\text{s)} \quad \dots\dots\dots (4)$$

次に、2次補正值 (SF: Secondary Phase Factor) を計算する。ロランCの場合、地球の表面付近を伝播する地表波を計測に使用するが、この地表波は地表の電氣的影響を受けて大氣中上方に伝播する電波より位相遅れを生じる。全ての伝播路が海面上と仮定してこの電波の遅れを補正する。

$$TE = 2.7413/T_0 - 1.140 \times 10^{-2} + 3.2775 \times 10^{-4} \times T_0 \text{ (距離} < 160\text{km)} \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$TE = 129.04/T_0 - 0.40758 + 6.4577 \times 10^{-4} \times T_0 \text{ (距離} > 160\text{km)} \quad \dots\dots\dots (6)$$

これから

$$T = T_0 + TE \quad (\mu\text{s}) \quad \dots\dots\dots (7)$$

と求められる。しかし、これは海上伝播の場合であり、陸部の伝播路を持つ場合、湿気や陸部の地質的電気伝導度の違いや山等の地形的影響により遅れは海面上の場合とは異なってくる。この誤差要素をASF (Additional Secondary Phase Factor) という。この遅延量については $0.6\mu\text{s}/100\text{km}$ の遅延量と推定した例もある (1985, 小野)。また、最近では米国運輸省は計算値と実際の観測データを基に一部補正表 (1986) を作成している。本システムでは、ディスク上に日本付近の海陸図情報を保存してあり、一定時間間隔毎に推定遅延量から各ロップ毎に更新する方式を採っている。海陸図は経緯度とも分解能1分のランレンクス法構造で作られており、大圏上の電波伝播軌跡を追跡して陸上伝播距離を求める方法をとっている。この補正は5970チェーンと9970北西太平洋ロランCチェーンの場合のみ行われる。

(3) マルチロップ座標変換処理

(1)で求められた正規化ロップのQLOP値からマルチロップ処理 (第4図) により経緯度値が決定される。測得ロップからマルチ・ロップ処理により船の位置を求めるのに以下の方法が用いられる。今、前回決定された船の位置を ψ_0, λ_0 とする。この点における計算上のロップ値を $SLOP_i$ とすると、ロップ残差 Q_i は

$$Q_i = QLOP_i - SLOP_i \quad \dots\dots\dots (8)$$

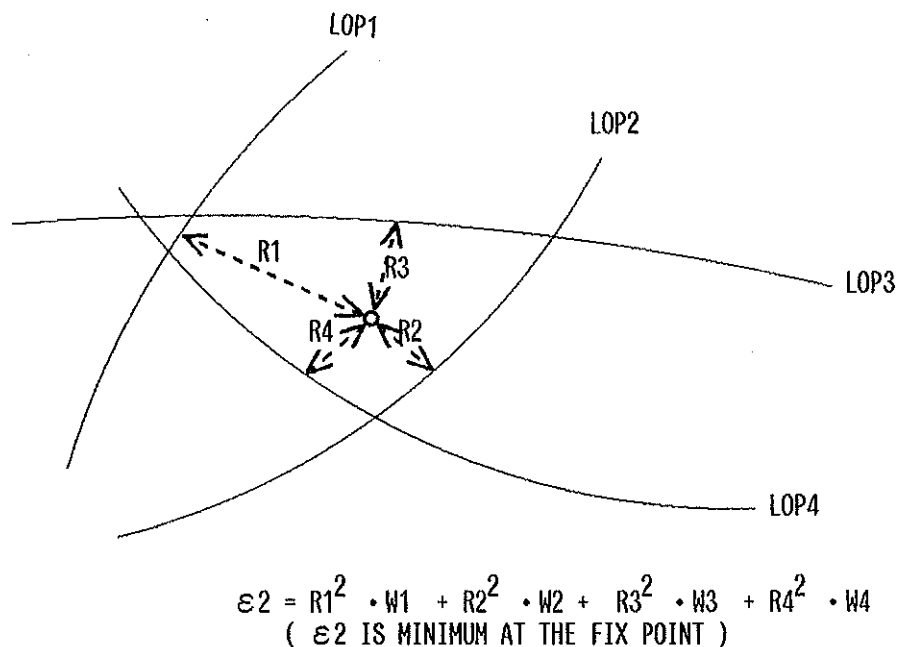


Figure 4. Multi-LOP fixing

となる。ここで

$$QLOP_i = SLOP_i + \Delta\psi \frac{\partial(QLOP_i)}{\partial\psi} + \Delta\lambda \frac{\partial(QLOP_i)}{\partial\lambda} \quad \dots\dots\dots(9)$$

という観測方程式がつくられる。i は測得ロップ番号で 1～14 の範囲となる。これから、最小二乗法によって $\Delta\psi$, $\Delta\lambda$ を求め、位置 $\psi_0 + \Delta\psi$, $\lambda_0 + \Delta\lambda$ を決定する。

つまり、ウェイトを加味して

$$\epsilon^2 = \sum \left((Q_i - \Delta\psi \frac{\partial(QLOP_i)}{\partial\psi} - \Delta\lambda \frac{\partial(QLOP_i)}{\partial\lambda})^2 \times W_i \right) \quad \dots\dots\dots(10)$$

が最小となる $\Delta\psi$ と $\Delta\lambda$ を求めればよい。 W_i はウェイトである。

こうして決定された位置とジャイロ、ログまたは音波ログによる速度データがカルマンフィルタに入力され、安定したロラン系位置、ロラン C で補正されたシステム速度が得られる。

(4) 固定誤差補正

ロラン C による測位は連続的に安定した情報を提供してくれるが、電波の伝播速度による誤差等が生じる。本システムでは、固定誤差値を直接入力する方法、絶対位置の知られている目標物等を基準としてキーボードから基準位置を入力して固定誤差値を決める方法、そして、NNSS を基準として固定誤差値を決める 3 つの方法を採っている。NNSS による補正については F/N 処理法 (1987, 上之) を採用している。F/N 処理とは、NNSS 個々の測位精度は軌道条件、船体の運動等により誤差分布を持っているので、3～7 個の NNSS 測位値とそれに対応するシステム位置とを使って分布誤差を押さえ、高精度の NNSS 固定誤差補正を行うものである。(2) で ASF の補正を行っているので陸部の影響によるシステム位置のドリフトが小さく、信頼度も高い。

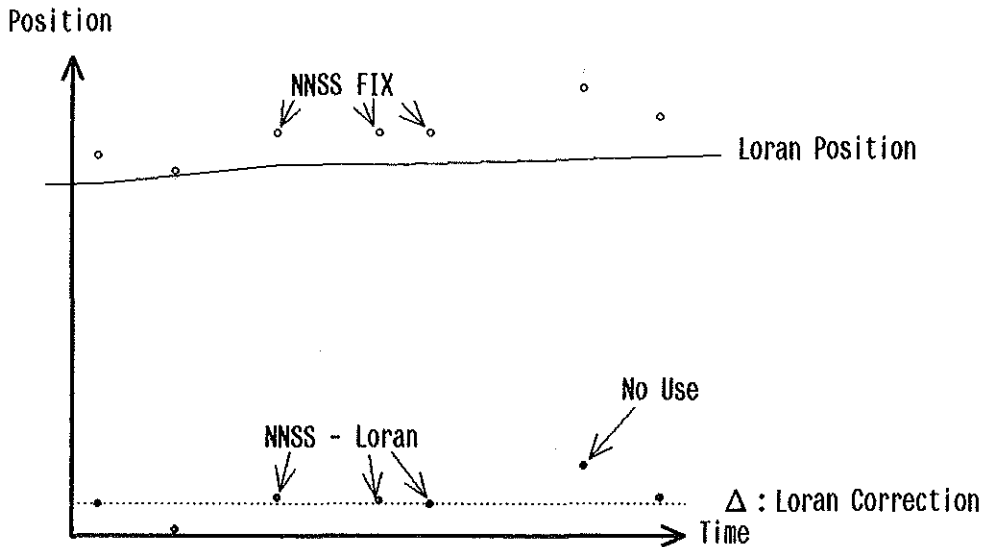


Figure 5. Loran C calibration from multiple NNSS fixes

これにより、個々のNNSSの誤差に振り回される事の無い測位が行われる。この処理においてNNSSの計測位置は時々異常に大きな誤差を持つことがあるので、NNSSデータのうち精度的に質の悪い方から1～2個程度排除するようにしてある。また、NNSS位置の誤差、システム位置の誤差、データの時間的古さに対応した重みをつけて、回帰計算により固定誤差を求める。

第5図は7個のNNSS値とそのときのロランCによって求められた位置の差の加重平均によって補正值 Δ を求めたものである。このときの棄却数は1であり、最も精度的に質の悪いNNSSが1つ棄却されている。この後NNSSが1つ入る毎に、古いものが1つ排除され、新しい補正值 Δ に更新される。7個のNNSSを使用しているので Δ の変動は非常に小さい。この補正の後、測地系を内部計算測地系WGS-72から指定の測地系に変換してシステム位置が形成される。

2-2. データ管理およびプログラム管理

測位プログラムおよびデータの収録プログラムはシステムの電源を入れ、CPUを立ち上げるだけで自動的にスタートする。必要なパラメータは全てディスクにファイルされており、スタート時に自動的に読み込まれる。パラメータファイルは分類分けされており、エディット操作によって簡単に変更できる。プログラムの走行中でも、パラメータを簡単に変更できる。一旦エディット操作を行なうとそのファイルのパラメータは更新パラメータ情報として別保管され、“Z”コマンドを入力するとこのパラメータ情報はメモリー内に取り込まれる。“Y”コマンドを入力すると、保管されているパラメータ情報は棄却される。コマンドはこのほか1～2文字で構成され、各種ファイルをオープンしたり、システムを制御するものである。システム制御ファイルIを第6図に示す。各ラインの左端1文字はその行がコメント(C)であるか、入力行(:)であるか、システムが自動的に書き込む行(#)であることを示す。9行目は受信されているロランCの局名と双曲線と距離モード別にシステムが記録したものであり、11行目は各受信局をシステムで採用するか否かを示す。エディット操作により、このような形でCRT上に表示され、簡単に各種パラメータを変更できる。以下にファイルの種類を示す。

・システム制御ファイル I

```

NO.  LABEL      OP.      OPR.
 1      C
 2      C=== << SHOYO SYSTEM FILE NO.01          FINO:0080  FN/ZSELECT1 >>
 3      C
 4      C*** "SYSTEM SELECT" TABLE                      ---SYSTEM---
 5      C
 6      C -----HYP----- +++++RHO+++++
 7      C <1> <2> <1> <2>
 8      C 1 2 3 1 2 3 1 2 3 4 1 2 3 4 LOP CHANNEL
 9      C X Y Z X Y Z M X Y Z M X Y Z LOP PATTERN (EXISTING PATT)
10      C + + + + + + + + + + + + + + +
11      C <1. 1. 0//1. 1. 0//0. 0. 0. 0//0. 0. 0. 0> LOP ASSING (0:NOT SELECT, 1:SELECT)
12      C
13      C
14      C*** "RHO-RHO INITIALIZE"                      ---RHORHO---
15      C
16      C * LAT. LON.
17      C : KB <1> (0:DISABLE. 1:ENABLE) ***-***, ***N ***-***, ***E
18      C : RHO <1> (0:DISABLE. 1:ENABLE) <35-37. 310N> <139-46. 200E>
19      C
20      C : NAV <0> (0:GND. NAV. 1:DEADRECKON) SYSTEM AVIGATION MODE
21      C **
22      C : CALIB <03> "RHO-RHO" AUTOMATIC REINITIALIZING RATE (HOURS)

```

Figure 6. CRT display of System control file

ロランCの選局, および, 距離モードの初期設定を行う。

・システム制御ファイルII

カルマンフィルタのモード選択, 海陸補正選択, 速度センサの設定・選択, 海流計算の設定, 測地系の選択, ルビジウム周波数標準器のドリフト計測設定を行う。

・F/N処理設定ファイル

F/N処理の衛星組数, 棄却衛星数等の設定を行う。

・測線, 目標点制御ファイル

操船案内用に測線または目標点を設定する。

・測線, 目標点データファイル

・コマンド説明ファイル

・各種測地系定数ファイル

・データ収録, プリント出力制御ファイル

・ロランC局ファイル

各種ロランC局の局位置, コーディングディレイ, ベースライン時間のファイルであり, 受信ロランCチェンのGRIによって自動的にプログラム内にセットされる。

第7図に実際の測位結果のプリントおよび測位データ監視CRTのハードコピーを示す。測位結果として時間, 位置, 船速, 海流, 地磁気, 重力, 水深, ロランCの双曲線ロップ値等が出力される。測位データ監視CRTにはロランC, NNSS, そのほかの測位センサーの受信状態, システム情報, 海流値等が表示され, 効果的に監視できる。また, パラメータで設定した間隔でこのCRTのハード・コピーが行われる。ロランCの受信データにはS/N値, 計測ロップ値とシステム位置から計算したロップ値との差, アラーム情報等が表示される。この測位監視用のCRTはシステム操作と共用されている。

2-3. 海流計測

音波ログから入力された対海水速度データと測位の結果から得られる船体の速度データ等を使い, 表面海流の計算が行われる。この計算方法は, 直接システム速度から対海水速度を差し引いて求める方法と, 計算期間におけるシステム位置の移動ベクトルからこの期間の対海水速度による推測航行ベクトルを差し引いて, 船を押し流した海流偏位分を求めて海流を算出する2つの方法がある。採泥作業等ではこういった海流デー

```

** SHOYO / HL01 **          DATE 1986/12/23          DATUM:TD          LORAN-C NO.1=9970, NO.2=9970          PAGE 139
TIME                        SYSTEM          SYS SPEED  SYS CURRENT  MAG. GRAVITY  DEPTH  ***** NO.1 L/C HYP ***** NO.2 L/C HYP
H M S      LAT.      LON.      HDG SPD  C.SET RATE  (NT)  (M GAL)  (M)      1      2      3      1      2      3
075200 6N0 34-31.105N 138-41.655E 110.9 14.0 200.8 .3 00000 -00000.00 *0000.0 17811.5 36370.7 60231.8 17811.8 36370.8 60231.9
075300 6N0 34-31.036N 138-41.936E 110.7 14.1 200.8 .3 00000 -00000.00 *0000.0 17810.8 36371.4 60233.4 17811.0 36371.4 60233.5
075400 6N0 34-30.970N 138-42.165E 110.5 14.0 200.8 .3 00000 -00000.00 *0000.0 17810.3 36372.1 60235.1 17810.6 36372.2 60235.0
075500 6N0 34-30.853N 138-42.490E 110.5 14.6 131.4 1.4 00000 -00000.00 *0000.0 17809.8 36372.8 60236.7 17810.0 36372.9 60236.7
075600 6N0 34-30.808N 138-42.710E 110.1 14.0 131.4 1.4 00000 -00000.00 *0000.0 17809.0 36373.5 60238.3 17809.2 36373.6 60238.3
075700 6N0 34-30.723N 138-42.975E 109.6 14.1 131.4 1.4 00000 -00000.00 *0000.0 17808.5 36374.2 60239.9 17808.7 36374.2 60239.8
075800 6N0 34-30.614N 138-43.304E 109.8 14.2 131.4 1.4 00000 -00000.00 *0000.0 17807.9 36374.9 60241.5 17808.2 36374.9 60241.5
075900 6N0 34-30.542N 138-43.573E 109.9 14.5 131.4 1.4 00000 -00000.00 *0000.0 17807.1 36375.6 60243.1 17807.3 36375.6 60243.1
080000 6N0 34-30.478N 138-43.827E 109.7 14.2 62.7 .5 00000 -00000.00 *0000.0 17806.6 36376.2 60244.7 17806.9 36376.3 60244.8
      DATE:86-12-23 TIME:08:00:02 <SYS. DR> TD 34-30.478N 138-43.827E
      ID:480,D/T:356/21:57:36, QTY1/07, EV=66, IT=03, DP=36
      <NNSS FIX> WGS 34-35.581N 138-27.435E 023.7071.
      <DATUM> <LAT.> <LON.> MB ML <SPEED> <CURRENT>
      <SYS> TD 34-30.478N 138-43.827E 2/ 2 HDG SPD SET RATE
      WGS 34-30.641N 138-43.634E-0.462/+0.538 SYS 109.7 14.2 SYS 62.7 .5
      <NSDR>WGS 34-30.599N 138-43.508E 59:50 3733 6/L 109.0 13.8 GPS
      <GPS> DRT DOP 112.6 13.9 DEPTH *0000.0

      U HYP-OBS CAL. O-C SYGM WGT U RNG-OBS CAL. O-C WGT OS/N SL
      #1 M * 3693.1 89.6 + 3.5 1.0 09 * RATE=9970
      1 W 17806.6 06.6 - 0.0 0.0 0.0 6216.3 12.2 + 4.0 0.0 -01 *
      2 X 36376.2 72.6 + 3.6 0.0 0.0 * 3375.7 77.0 - 1.4 1.0 08 * 34-30.34N
      3 Y 60244.7 44.8 - 0.1 0.0 0.0 * 4470.9 71.2 - 0.3 0.9 08 * 138-43.39E
      #2 M * 3693.1 89.6 + 3.5 1.0 10 * RATE=9970
      1 W 17806.9 06.6 + 0.3 0.1 0.0 6216.3 12.2 + 4.0 0.0 -02 *
      2 X 36376.3 72.6 + 3.7 0.0 0.0 * 3375.7 77.0 - 1.4 1.0 08 * 34-30.30N
      3 Y 60244.8 44.8 - 0.0 0.0 0.0 * 4470.9 71.2 - 0.3 1.0 08 * 138-43.83E
      <MODE> STA. <START>01 <END>
      AD= NM GD= 7.94NM E 34-28.000N
      CD= NM GA=108.1DEG L 138-53.000E
  
```

Figure 7. Print-out of positioning data and hard copy of the monitoring CRT

タも重要な情報となる。

2-4. データ収録

磁気テープには設定した時間間隔で測位結果および測深値、重力値、地磁気値、海流値、NNSSデータ、音波ログのデータ等が収録される。磁気テープが一杯になると、監視用CRTに警告が表示され、その後のデータはディスク上に保管される。磁気テープを掛け変えると、ディスク上に保管されていたデータがまず最初に収録され、収録洩れが防がれる。

3. 船上データ処理

測位プログラムはU-1200 II上で最優先で実行されるが、処理計算機的能力はまだ充分な余力を持っている。そこで、測位プログラムと同時に収録データの編集処理、航跡図、水深図、等深線図、海流図の作成、測深記録紙から測深値のデジタイズ等が行われる。U-1200 IIにはデータ処理用として、操作用キーボード付CRT、シリアルプリンタ、MT 2台、CMT、デジタイザ、大型プロッタ、フロッピー・ディスクが装備されている。

MTはデータ収録用と共用できる。

(1) 航跡図、水深図、海流図作成プログラム

データ収録磁気テープを使い、第8~10図のような航跡図、水深図、海流図が簡単に作成できる。これらの図が船上で作成できるので、調査の充実が図られることとなる。

(2) 測深記録のデジタイジング・プログラム

「昭洋」に装備してあるレイセオン社12/34KHz測深機のビーム幅が広いことやデジタル測深機構の問題があり、海底の地形が複雑な時にはデジタル測深が旨く作動せず、誤測深を行う事がある(第11図参照)。このような箇所ではデジタイザを使って測深記録紙から水深値をデジタイズする必要がある。このプログラムとしてPC-9801を使うものと、U-1200 IIを使う2つを用意した。どちらも同じ処理方法を取っている。このプログラムによって毎正15秒間隔の時系列測深値がデジタイズされる。

(3) 収録データ磁気テープの編集

測深値は1500m/sの仮定音速度で計測されている。このため、実際の音速度プロファイルに基づく水深補正を行い、(2)で作成した水深デジタイズファイルのデータを磁気テープに収録された測深データと置換する必要がある。このデータファイルを磁気テープ上に収録して編集テープを作成する。また、U-1200 IIは、EBCDICコードを使っており、陸上処理用に編集磁気テープをASCIIコードに変換する。

等深線図を作成する場合、本システムで用意されている等深線図作成プログラムは、入力データ数に制限があり、収録磁気テープのデータをそのまま入力する訳にはいかない。そこで、ある程度の間隔で、データの抽出を行い、等深線図作成のためのデータ数を減らしたデータファイルを用意する。このとき、測位については経緯度座標系から平面X-Y座標に変換する。

(4) 等深線図作成プログラム

船上で調査中に海底の地形を把握するために、簡単な等深線図作成プログラムを用意した。このプログラムにより作成した等深線図を第12図に示す。このプログラムでは入力データ数7000点まで処理でき、これから約12,000点の格子データに変換し、等深線図を作成する。入力データは(3)によって用意される。この図は(3)で約1海里毎に水深値を抽出し、作成したものである。この図では未だデジタイザによる水深の修正が完全には行われていない。

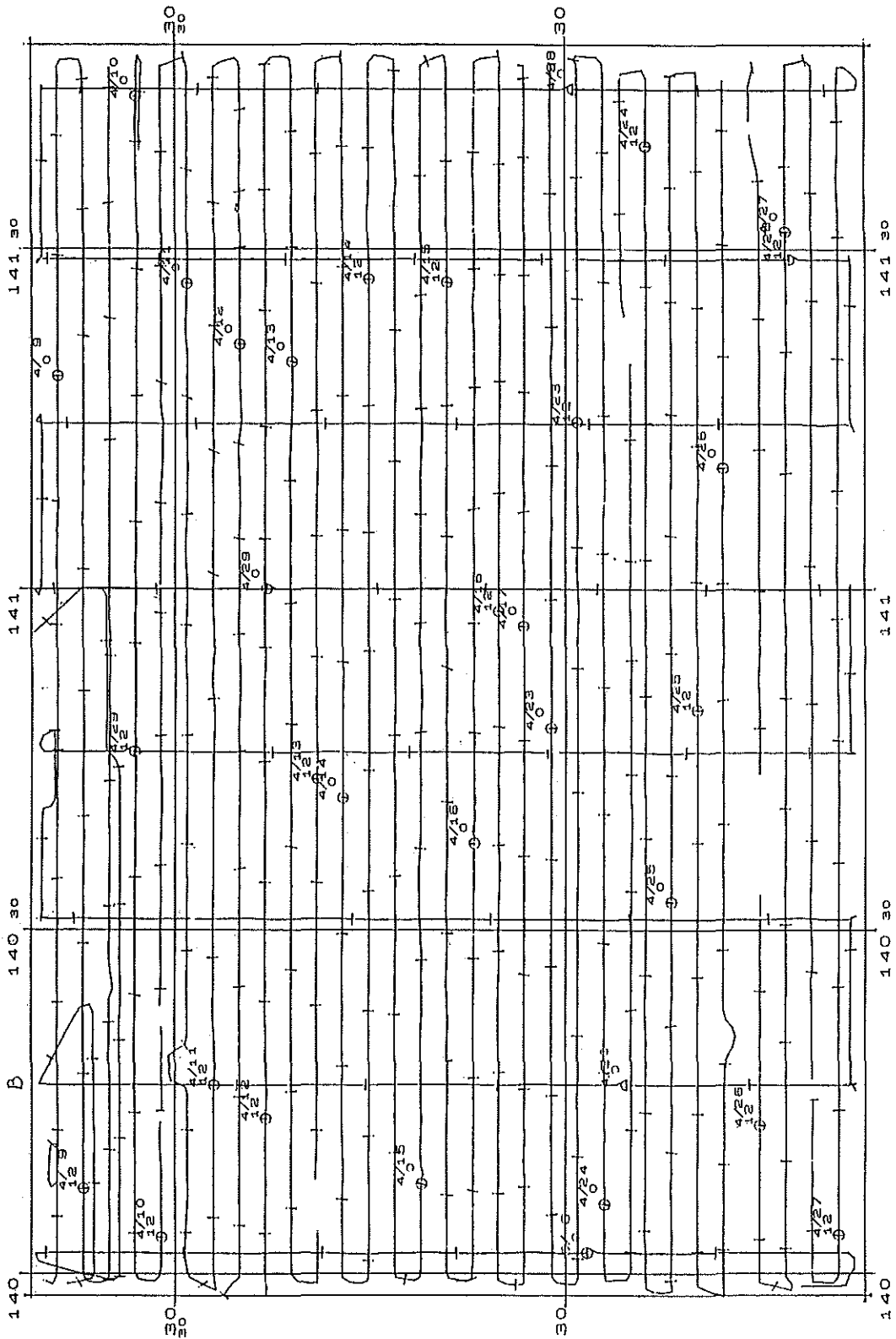
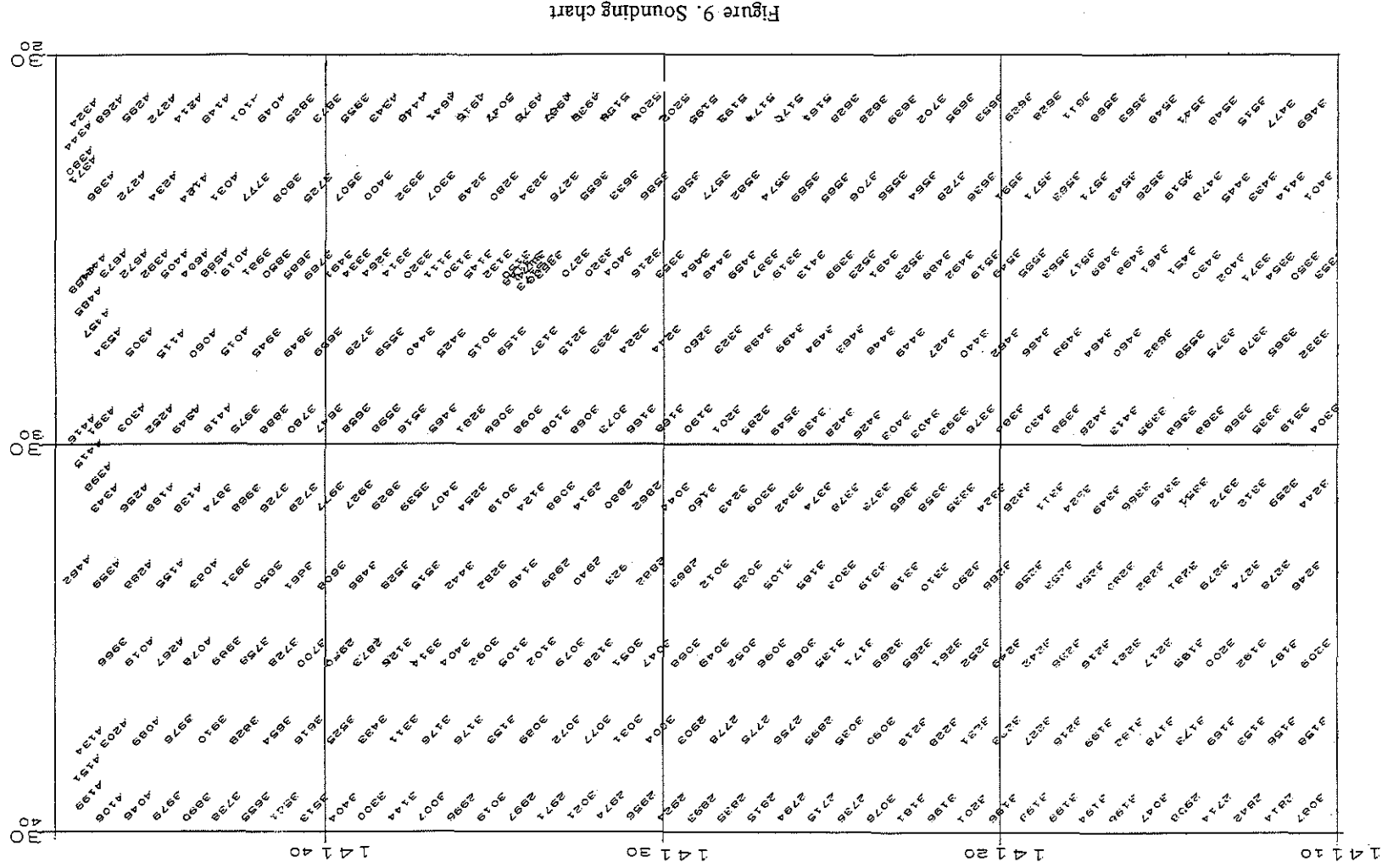


Figure 8. Track chart



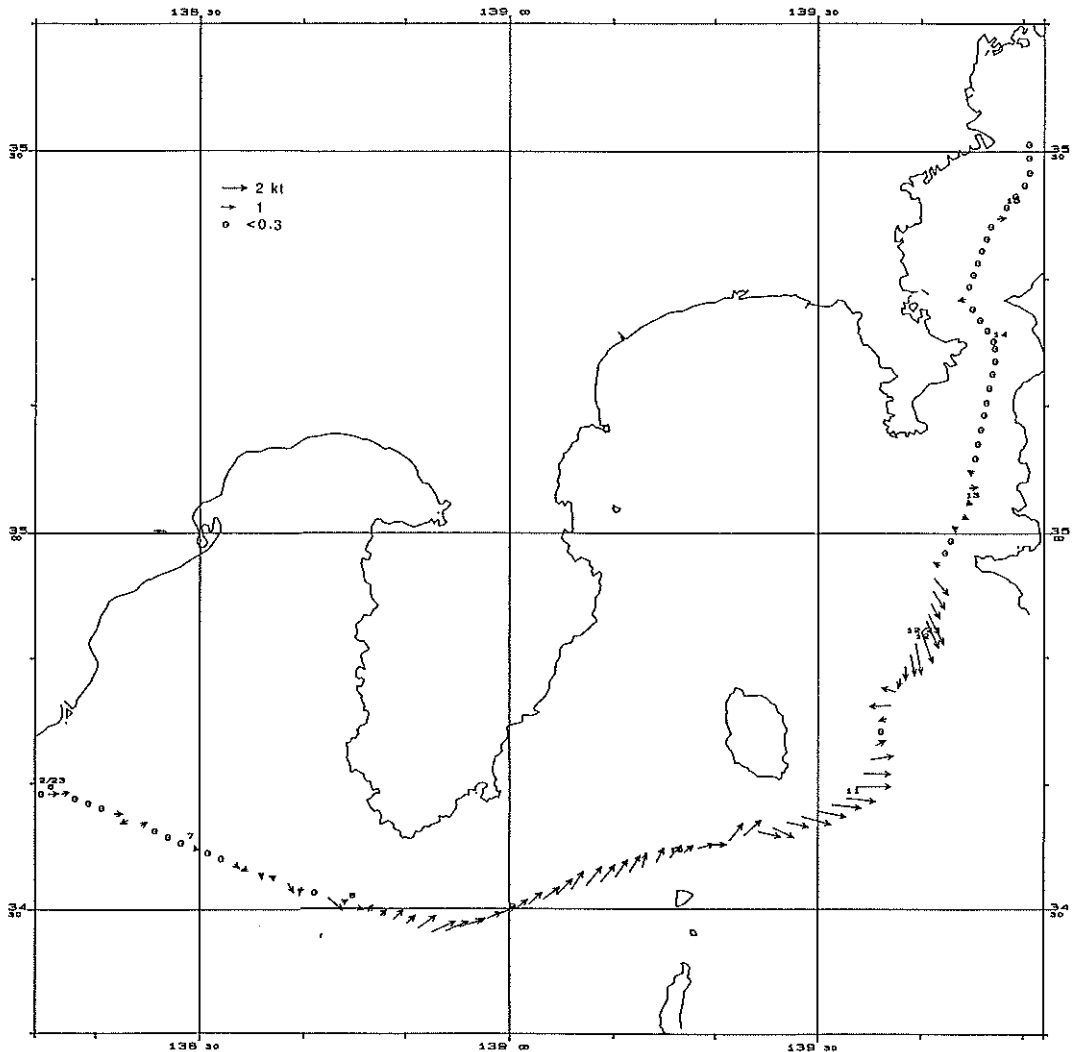


Figure 10. Sea current chart

4. 後処理プログラムの整備

船上で作成された編集磁気テープを使って詳細な等深線図を作成する処理システムを整備した。ここで使用する等深線図作成プログラムはシービーム用に開発された高精度プログラムを使用した。

(1) フォーマット変換処理

シービームの場合1ショットにつき15組の測深データであるので、3-(3)で用意した編集磁気テープからシービームスタイルのデータファイルを作成する。つまり、シービームの直下水深位置に編集磁気テープの測深値を書き、他の14組のデータは全て0の値を入れる。この際に潮汐の補正を同時に行う。

(2) データのメッシュ化

単ビーム測深機の場合、航跡に従ってデータが非常に密に存在するが、測線間はかなり大きな空白域となる。(1)のシービームフォーマット形式によるデータファイルを使ってシービーム用のメッシュ処理を行うと、当然、航跡に従って非常に密なメッシュデータが作られるが、その両側は空白部となりシービームの等深線

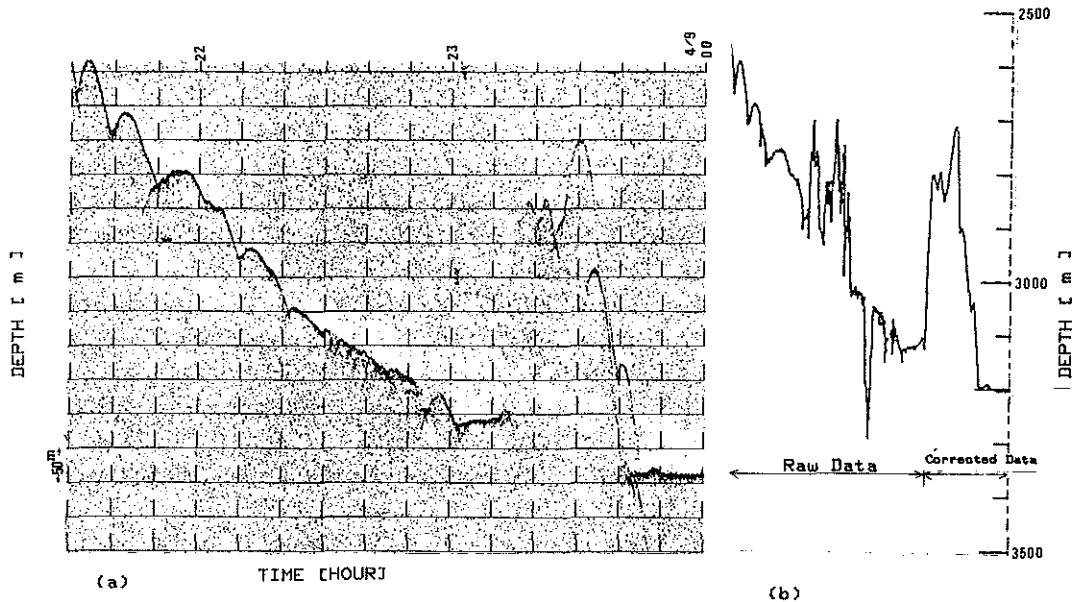


Figure 11. (a) Analog graphic record of the 12 KHz echo sounder
(b) Sounding plots of raw and corrected data

図処理には掛けられない。

(3) 補間処理

等深線処理を行うためには、このメッシュデータファイルから補間を行って航跡間の空白メッシュを埋める必要がある。この補間法には1次～3次の近似曲面式を使う処理法を用意した。ここでは近似平面式を使う処理法を照会する。航跡が密になってくれば、2～3次の近似曲面式を使用できる。この補間ファイルを使って等深線図を描いたものが、第13図である。これは、1986年4月の鳥島付近の測量によるものである。この測量は20万分の1の海底地形図を作成する目的で測線が設定されており、測線の間隔は2海里(約3,700 m)間隔である。図上では18.5mmとなる。この等深線図は図上5 mm間隔、実距離1,000 mのメッシュシステムデータに変換して作成した。ただし、サブメッシュとして333 m間隔、図上1.67 mmの計測水深値を持っている。まず、補間点はデータの無いメッシュの中心点とし、この点を原点とするX-Y座標系を作成し、X, Y座標軸で区分けされる4つの区域毎に原点に近い方から順に2点ずつメッシュデータを抽出する。抽出された8点のメッシュデータから近似平面式

$$Z = aX + bY + c \quad \dots\dots\dots(11)$$

の係数 a , b , c を最小二乗法によって求める。この近似式から補間点 ($X=0$, $Y=0$)、つまり、 c の値をそのまま採用すると、データを保有しているメッシュ付近において、補間したメッシュと不整合を生じる。そこで、この近似平面式の係数 a と b を使い、各抽出データを通るように8つの近似式を作成する。

$$Z_i = aX_i + bY_i + C_i \quad \dots\dots\dots(12)$$

Z_i , X_i , Y_i は抽出メッシュデータである。この式から補間点の水深値 C_i が8個求まる。次に、この8個の水深値を補間点から抽出データ点までの距離の二乗分の1の重みを付けて加重平均する事により、旨く補間できる。

$$W_i = 1 / (X_i^2 + Y_i^2) \quad \dots\dots\dots(13)$$

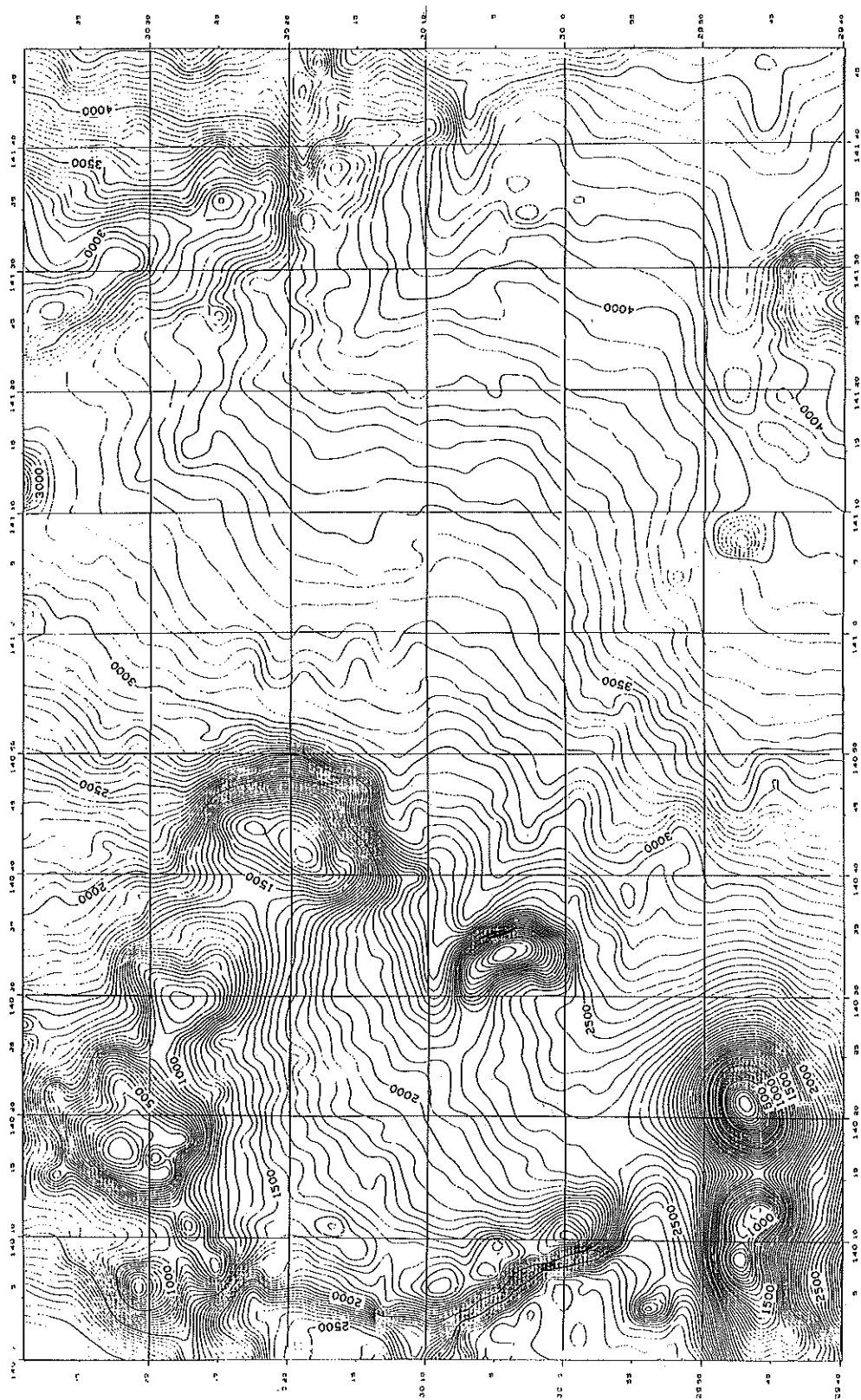


Figure 12. On-board contour chart

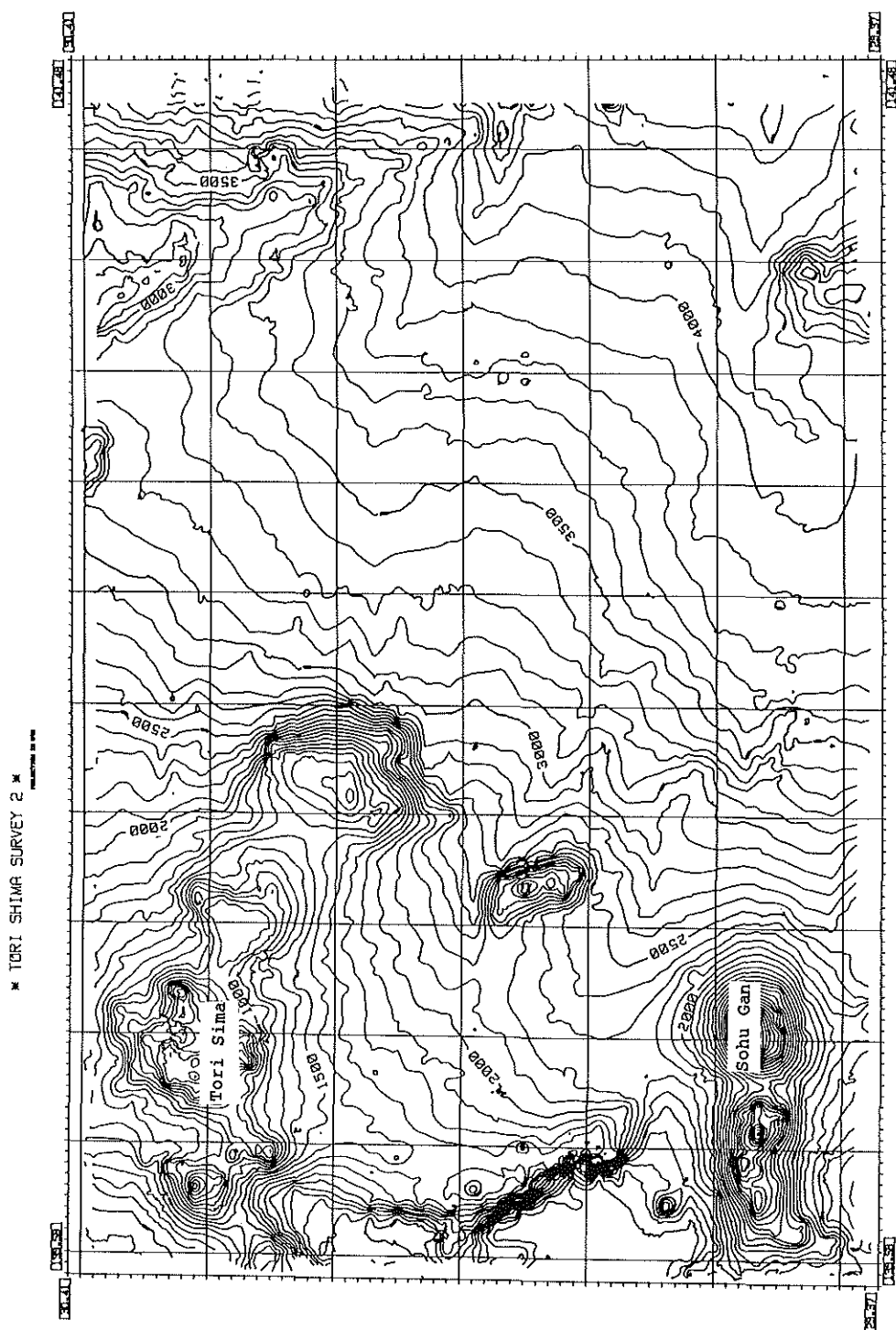


Figure 13. Post-processing contour chart with 100 m contours

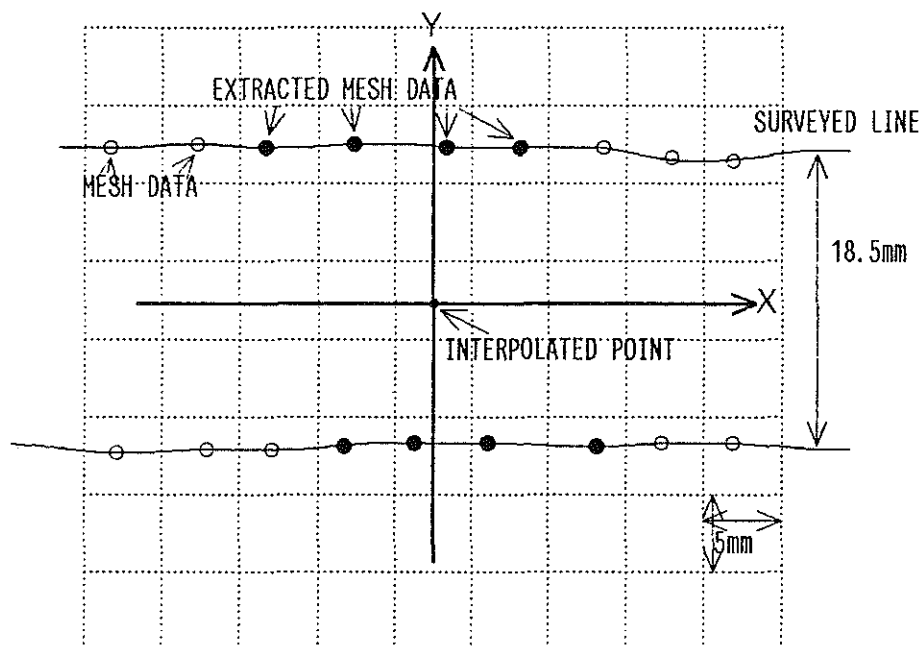


Figure 14. Interpolation of mesh data

$$\text{Depth} = (\sum W_i \cdot C_i) / (\sum W_i) \quad \dots\dots\dots(14)$$

今回の場合、第14図に示すようにメッシュ間隔は図上5mmと充分細かく、測線間隔が18.5mmであるので、抽出データの補間に対するバランスは適当と思われる。また、一部地形の複雑な所を除き近似式は平面式で妥当と思われる。

(3) 等深線作図

等深線作図にはシービームのメッシュデータから等深線を描画するプログラムをそのまま使用した。

5. おわりに

今回、1986年4月の鳥島付近の測量に対して調査から処理まで、測量船「昭洋」における測量方式の自動化がほぼでき上がったと考えられる。1986年4月の鳥島付近の測量に対して、実質、20万分の1の測量で図上1.7mmのメッシュデータ処理をして、高精度の計算機処理による等深線図が得られた。データがメッシュ化されたデジタル値でありデータ管理を含め、各種有効利用も図れる等メリットも大きい。今後については、測位についてはロランCのカバーエリアの問題、NNSSのデータが非常に少ないことから、GPS測位装置の導入が望まれる。又、測深について、記録紙からのデジタイズをしなくても済む様な自動測深の機能向上等を図っていく事が重要と思われる。

測量データ収録装置および処理装置の装備に当たっては測量船「昭洋」の乗組員の方々の御協力を頂き、ここに厚く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 浅田 昭・中西 昭, 1986 : シービームデータによる海底地形図の作成, 水路部研究報告第21号, 89-108
ページ
- 岡田 貢・1982 : 長距離電波測位装置の精度について, シンポジウム資料-2, 最近の海底地形調査-2,
65-72ページ
- 小野房吉・長森亨二, 1985 : ロランC電波の陸上伝播効果とその評価に基づく補正図の作成, 水路部研究報
告第20号, 151-166ページ
- 上之清尚, 1982 : 「淡清丸」複合電波測位装置設計書, 東京大学海洋研究所
- 木戸孝一, 1984 : 大型測量船「拓洋」搭載複合測位装置, シンポジウム資料-4, 最近の海底地形調査-4,
11-22ページ
- 酒井章雄・堀江義夫, 1982 : 長距離電波測位装置の開発について, シンポジウム資料-2, 最近の海底地形
調査-2, 59-64ページ
- Loran C Correction Table Southeast U.S.A. 7980, 1986 : Hydrographic/Topographic Center, Defense
Mapping Agency, Washington.

日本周辺海域の地磁気異常分布の特徴

大島 章一*

CHARACTERISTIC FEATURES OF GEOMAGNETIC ANOMALY DISTRIBUTION AROUND JAPAN

Shoichi Oshima*

Abstract

Hydrographic Department of Japan has been conducting Continental Shelf Surveys Project since 1967. Geomagnetic total intensity measurement, depth sounding, gravity measurement and seismic reflection profiling were carried out along tracks of two nautical miles average spacing. The survey covered the area within about 100 nautical miles from the coast.

Magnetic results of the survey were compiled in a geomagnetic total intensity anomaly map around Japan, and geomagnetic zoning was attempted to investigate local and regional geomagnetic features.

Yamato Rise, Yamato Basin, and east of Japan Trench were not covered by the continental Shelf Surveys Project, whereas the airborne magnetic survey of the U.S. Navy (altitude 150 — 180 meters above sea level, average spacing of the tracks is three miles) covered these area, and the results were published in magnetic charts of U.S. Defense Mapping Agency. These results were incorporated in the anomaly map of this paper. Magnetic features of the land area were investigated by the Geological Survey of Japan, and the result of the survey was published in airborne magnetic maps (Okubo et al. 1985).

From the magnetic results mentioned above, characteristic features of geomagnetic anomaly distribution in the adjacent seas of Japan are summarized as:

- (1) Japanese lineations of the Pacific Plate is crossing the axis of the Japan Trench, losing its amplitude toward west, fade away into continental magnetic anomaly at about 100 Km from the trench axis.
- (2) Remarkable positive anomaly zone along Pacific coast of NE Hokkaido and NE Honsyu were inferred as Mesozoic volcanic fronts. The strong westward magnetization vector of the latter was confirmed, which support opening of the Japan Sea correlated with counterclockwise rotation of the NE Japan Arc since the Mesozoic time.
- (3) Continental slope of the SW Japan is characterized by the smooth geomagnetic anomaly distribution, indicating thick sedimental layer of the area.
- (4) The Japan Sea is dominated by very complicated high amplitude short wave-length geomagnetic

Received 15 December 1986

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

anomaly distribution, which is indicating complex geology and complex distribution of the mafic volcanic rocks. Geomagnetic anomaly distribution lack the lineated feature except for the weak EW or NE-SW lineated patterns of the Yamato Rise and Oki Ridge.

Geomagnetic anomaly distribution around Japan was compared with the other geophysical data. Among various pair of comparizon, interesting correlation between the seismic activity of the shallow earthquakes and geomagnetic anomaly distribution was found. Positive geomagnetic anomalies of Izu-Ogasawara Arc and that of southern extension of Kamuikotan belt of Hokkaido are characterized by active seismic activity, whereas the positive geomagnetic anomalies along the Pacific coast of NE Hokkaido and NE Honsyu are characterized by low seismic activity.

1. はじめに

海上保安庁水路部は、我が国大陸棚の地球物理学的並びに地質学的諸量を把握するため、1967年から測量船による大陸棚の海の基本図測量を開始した。調査海域は我が国の距岸約100海里(約190km)以内の海域であり、プロトン磁力計による地磁気全磁力測定、音響測深、重力測定、反射法音波探査並びに海底の岩石採取等を行った。第1図に大陸棚の海の基本図測量の区域と測量年を示す。

これらの調査海域において、測線は海底地形ないし地殻の大構造にできるだけ直交する方向とされ、測線間隔は約2海里(3.7km)、一部で約4海里(7.4km)で調査が行われた。

本論は、大陸棚の海の基本図測量のうち、地磁気全磁力の測定結果により日本周辺海域の地磁気全磁力異常分布図を作成し、さらに日本海の大和堆付近並びに東北日本東方の日本海溝周辺については米国海軍の刊

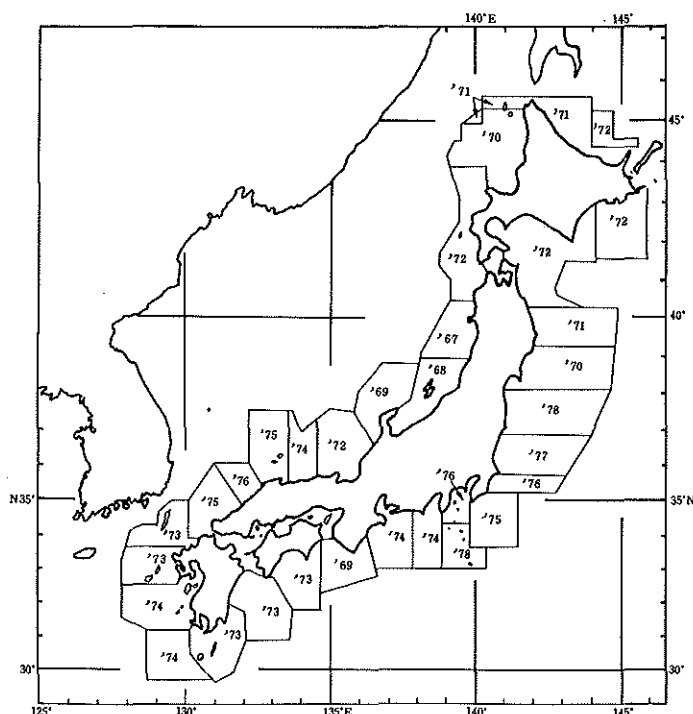


Figure 1. Surveyed area and survey year of the Continental Shelf Surveys Project.

行になる地磁気異常図によりデータを補い、これらの海域の地磁気異常分布の特徴を述べるものである。

2. 磁気測量データの処理

磁気測量データから地磁気異常値を算出するため、IGRF1965を標準磁場に採用した。ただし、IGRF 1965では、日本付近の経年変化が正確に表現されていないので、日本の10か所の観測所のデータにより、日本付近の地磁気全磁力の経年変化を近似した。データを使用した観測所の分布を第2図に示す。ところで、これら10か所において1965年以後の観測値がすべて得られている訳ではなく、経年変化の近似式を得るには欠測期間のデータを推定しなければならない。水路部では5年に1度の割合で日本全国の磁気測量を行い、観測報告として刊行しているので(海上保安庁, 1968, 1973, 1978)その成果により各観測所の欠測期間の値を推定した。

次に、日本付近の経年変化を Sc とすると、1965年以後の観測データは Sc が時間の2次以上の式で近似可能な変化であり、ここでは

$$Sc = A_1t + A_2t^2 + A_3t^3 + A_4t^4 \quad (1-1)$$

とする。さらに $A_i (i=1-4)$ はそれぞれ緯度 φ 及び経度 λ の3次の関数で近似することができ、

$$A_i = a_{i0} + a_{i1}\varphi + a_{i2}\lambda + a_{i3}\varphi^2 + a_{i4}\varphi\lambda + a_{i5}\lambda^2 \\ + a_{i6}\varphi^3 + a_{i7}\varphi^2\lambda + a_{i8}\varphi\lambda^2 + a_{i9}\lambda^3 \quad (1-2)$$

とする。以上の近似式において、 φ と λ は北緯34度、東経136度からのずれを分単位で表わした数値とする。すなわち、観測所の緯度を Φ 、経度を Λ (それぞれ度単位)とすると、

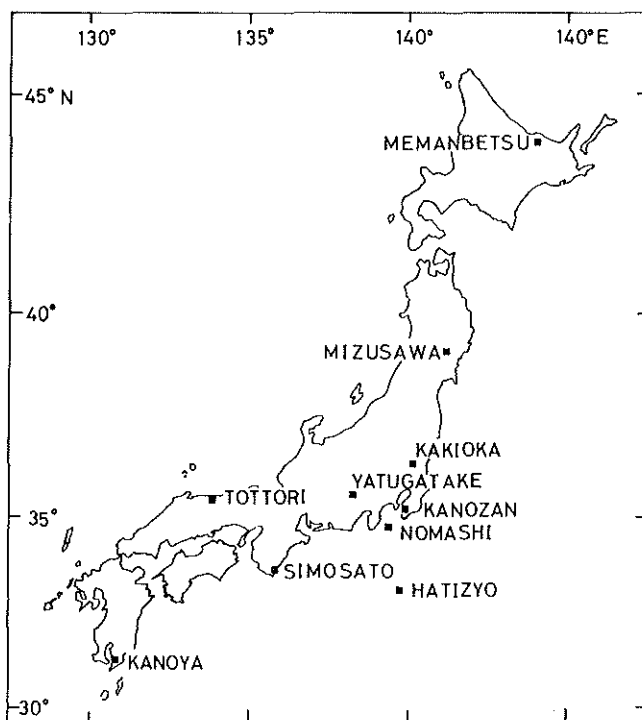


Figure 2. Geomagnetic observatories, of which data are used to obtain an approximation equation for secular variation.

Table 1. Coefficient values a_{ij} for equation (1-2).

$i \backslash j$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	-2.9109×10^{-1}	-3.9036×10^{-2}	2.0239×10^{-1}	5.1796×10^{-4}	-1.5340×10^{-3}	6.3386×10^{-4}	-1.8951×10^{-6}	5.1748×10^{-7}	7.3053×10^{-6}	-5.8753×10^{-6}
2	1.5833×10^{-1}	1.9022×10^{-3}	-4.3868×10^{-2}	-7.7773×10^{-5}	3.1104×10^{-4}	-1.3794×10^{-4}	3.9700×10^{-7}	-1.8774×10^{-7}	-1.5113×10^{-6}	1.2973×10^{-6}
3	1.6785×10^{-1}	9.2280×10^{-4}	3.1579×10^{-3}	3.9036×10^{-7}	-1.9720×10^{-5}	1.0403×10^{-5}	-2.9392×10^{-8}	3.6519×10^{-8}	8.5309×10^{-8}	-9.4351×10^{-8}
4	-4.6962×10^{-3}	-5.9788×10^{-5}	-7.9740×10^{-5}	1.8123×10^{-7}	3.9037×10^{-7}	-2.7714×10^{-7}	7.3192×10^{-10}	-1.6736×10^{-9}	-1.3188×10^{-9}	2.3853×10^{-9}

$$\left. \begin{aligned} \varphi &= (\Phi - 34) \times 60 \\ \lambda &= (\Lambda - 136) \times 60 \end{aligned} \right\} \quad (1-3)$$

その場合の、最小自乗法により求めた a_{ij} ($i=1 \sim 4, j=0 \sim 9$) の値は第1表のとおりである。

日本における1965～1978年の間の地磁気全磁力経年変化は、1974年に極小値を示し、それ以前は減少、以後は増化しており、なめらかな2次曲線に近い変化である。近似式により求めた値と観測値の差は最大4.6 nT、平均1.4 nTで、各観測所では近似式はかなり精度良く経年変化量を与えている。また、各観測所の経年変化がきわめて良く似ており、緯度と経度に関して経年変化量の傾きはきわめてゆるやかであるから、求めた Sc の近似式は、距岸100海里以内程度の海域でも、測量データの処理には十分な精度を保つと考えられる。

より短周期の地磁気変化、例えば日変化や磁気嵐時の変化については、上記の各観測所のうち、測量海域に最も近い観測所からのデータの提供を受けて補正した。

一方米国海軍は、1971年から日本周辺でヘリウム磁力計による高密度の航空磁気測量を実施した。同航空磁気測量の測線間隔は約3海里(5.6km)、飛行高度は150～180mと低空で行われた。それらの成果は米国国防地図から地磁気全磁力異常図として刊行されている。

これら米国海軍の地磁気全磁力異常図は、標準磁場として海域毎にIGRF1965又はAWC1975 (American World Chart Reference Field) を採用している。また、これらの図に経年変化についての注記が無い。水路部の測量結果との接続を行うには高度補正及び経年変化量に関する補正を行わねばならないが、米国海軍の航空磁気測量の高度が150～180mときわめて低空で行われているので、地磁気全磁力異常分布の概要を把握するうえでは、図上で接続部の異常値の差を見出し、その差を補正することで十分である。これら日米両国による地磁気全磁力異常図を比較したところ、米国国防地図刊行の図に記載されている異常値は、水路部の算出した異常値より100～150nT程低いことがわかった。米国の測量は1971年から1976年にかけて行われ、異常図の刊行は1975年及び1976年に行われている。日本付近では1965年から1970年代前半まで150～200nT程度全磁力は減少している。しかしIGRFでは日本付近の経年変化量が小さく表現されていて実測値に合わない。その差が水路部と米国国防地図刊行の異常図の差に相当するのであろう。

これらの日米相方の異常図では等値線のパターンはよく合っているので、日本海大和堆付近及び太平洋側の日本海溝東方について、米国国防地図庁の地磁気全磁力異常図により、200nT 毎の等値線図を作成した。これと水路部の測量結果による200nT 毎の地磁気全磁力異常を合わせ、第3図 a, b, c のとおり、日本周辺海域地磁気全磁力異常図を作成した。これらのもととなった縮尺50万分の1の地磁気異常図の作成についてはすでに報告した(大島他, 1975, 1980, 1981)。

3. 地磁気異常による地帯区分

日本周辺海域を、地磁気異常の特徴によっていくつかの地帯に区分し、それぞれの区分について地球物理学的考察を加える。

その前に、まず日本及び周辺海域の地磁気分布が、全地球的規模で見た場合、及び西太平洋全域で見た場合の特徴について触れておく必要がある。

全地球的規模で見える場合は、MAGSAT衛星による地磁気測定結果が最適である。同衛星は、米国NASAが地磁気測定のため、1979年10月30日に打上げた衛星である。その日出没線沿いの軌道の高度は325~525kmと きわめて低く、1980年6月11日にアイスランド沖のノルウェー海上空で大気圏に再突入し、使命を終了した。同衛星のフラックスゲート磁力計は地磁気ベクトル各成分を精度2~3 nTで、セシウム磁力計は地磁気全磁力を精度1 nTで測定したと云われている。

Yanagisawa and Kono (1985)はMAGSATのデータから電離層の影響を除去して、中低緯度帯の地磁気鉛直成分の異常図を作成した。その結果によると、北海道南部から東北日本弧、伊豆マリアナ弧にかけて、4~6 nTのかなり顕著な正の異常域となっている。西太平洋では、シャッキーライズ付近の12~14nTに達する正の異常域もきわめて顕著である。これらの太平洋プレート及びその西縁部の正異常とは対照的に、日本西方では中国大陸に-4~-6 nTの負異常域が認められる。その他の顕著な正の異常域はハワイ諸島付近、ペルー沖ガラパゴス海嶺付近、アフリカ中部バンギ付近及びニュージーランド付近などに見られる。これらから、東北日本弧及び伊豆マリアナ弧は、世界的にも有数の地磁気正異常域の一つと云える。

Nakagawa et al. (1985) は、日本付近のみを対象に、MAGSAT衛星のデータから地磁気異常分布図を作成した。それらは200km×200kmのグリッド毎に計算した結果であり、前述のYanagisawa and Kono の場合は経緯度の5度×5度のグリッドで計算したものであるのに比較するとやや詳細な分布を示すものである。

Nakagawa et al. の結果では、鉛直成分及び全磁力に着目すると、北海道東岸沖、関東地方南方、山陰及び九州北部付近に正異常、北海道オホーツク海沿岸と日本海北部に負異常が認められる。これらは前節の水路部の測量結果とも調和的である。

LaBrecque et al. (1985) は西太平洋の船舶による磁気測量結果から波長400-4,000kmの地磁気異常を抽出し、第4図の結果を得ている。また、MAGSAT衛星のデータから海面高における地磁気全磁力異常を推定し、第5図の結果を得ている。これら2種の図は、その絶対値がかなり異なる部分もあるものの、互いに良く似たパターンを示している。たとえば、オホーツク海の負異常、及び北海道東岸沖、伊豆小笠原海嶺、マリアナ海嶺の正異常のパターンの類似等である。

LaBrecque et al. はこれらの長波長の異常と地殻熱流量の関連性はほとんど見られず、もっぱら地殻の磁性物質の分布に相関し、フィリピン海や日本海では玄武岩の化学組成に大きな差異がないため、結局地殻の厚さと地磁気の長波長の異常が正の相関を示すと述べている。パレスベラ海盆、四国海盆、日本海では、波長400-4,000kmの地磁気異常の1 nTに地殻の厚さ100mが対応するとしている。

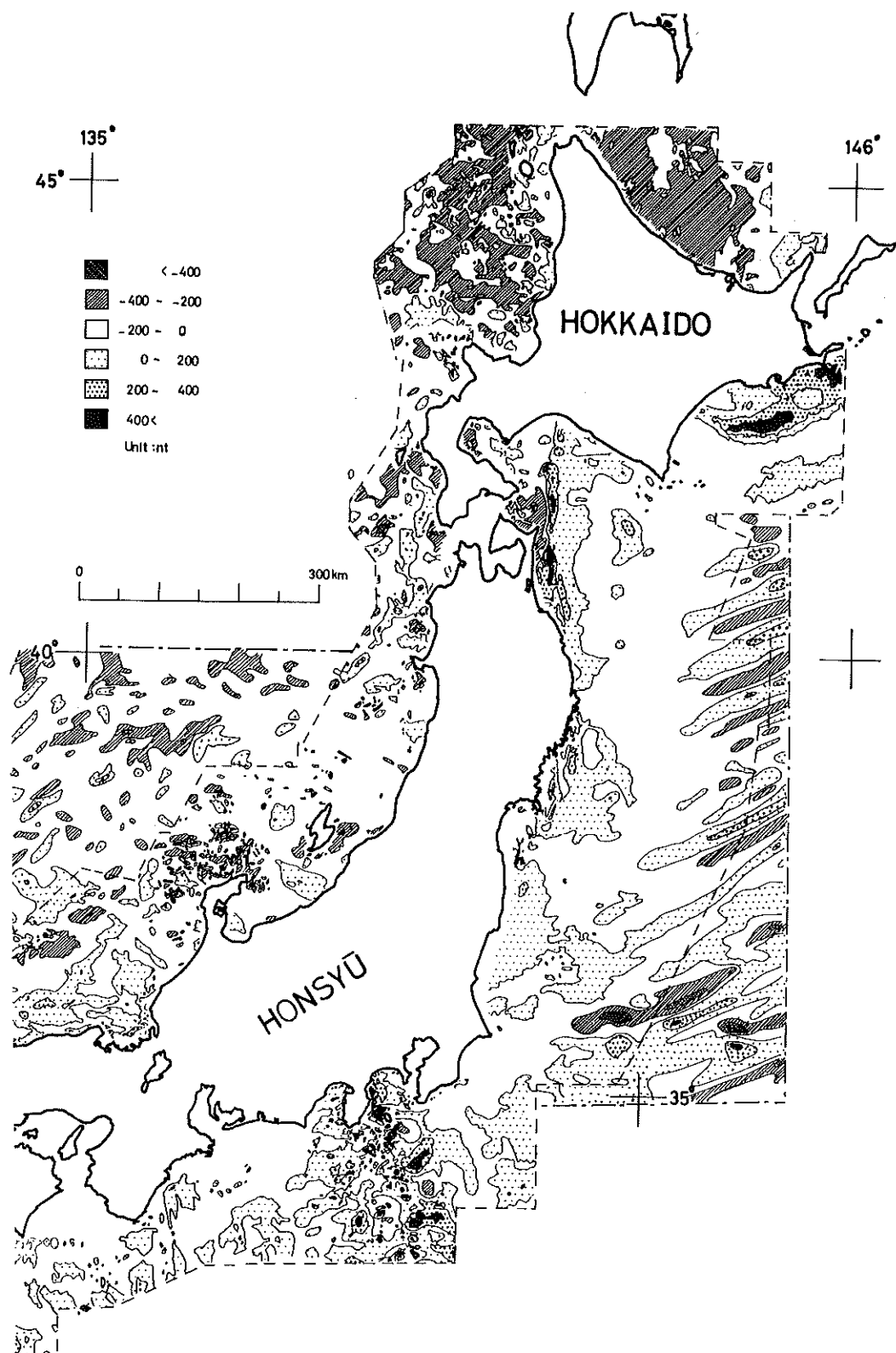


Figure 3-a. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around northern Japan.

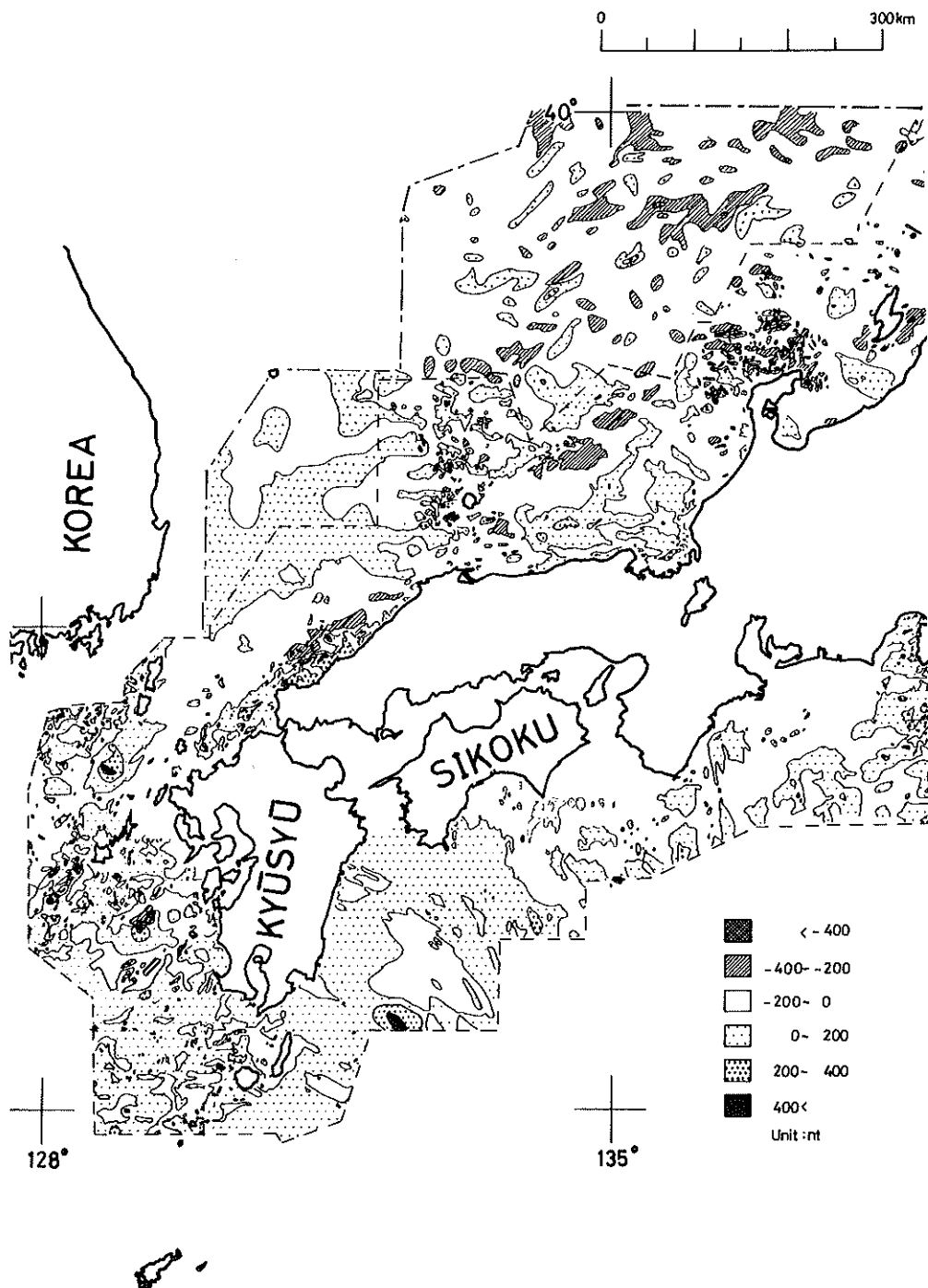


Figure 3-b. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around southern Japan.

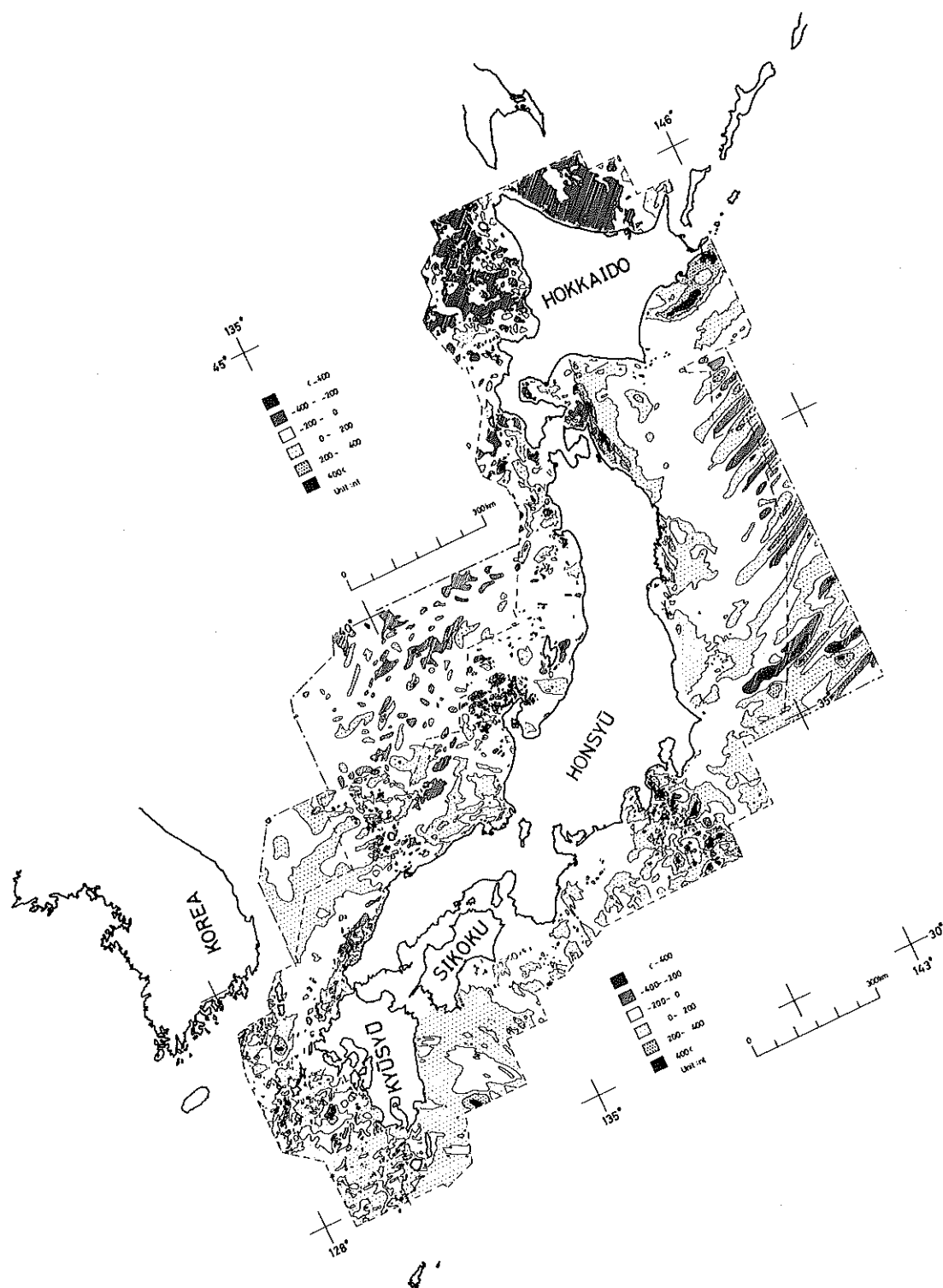


Figure 3-c. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around Japan.

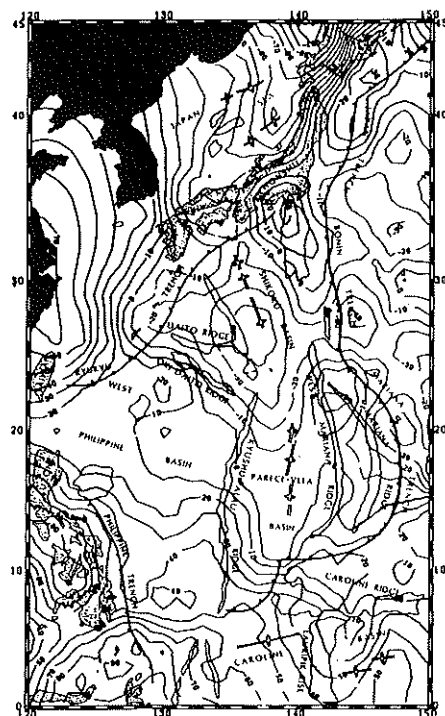


Figure 4. Filtered sea surface anomaly field over the western Pacific; 45nT have been added to the observed anomalies. Note the strong correlation between the region's ridge systems and the magnetic field. A negative follows the abandoned back arc systems of the Japan Basin, Shikoku Basin, and the Parace Vela Basin. In general, a positive anomaly is observed over the abandoned and present island arc systems. The only exception is the Mariana arc system. (After LaBrecque et al. 1985)

以上の、日本を含む広域の地磁気測定データから、その特徴をまとめると次のとおりである。

- ① 北海道東岸沖、伊豆小笠原海嶺付近に正異常域が存在する。
- ② オホーツク海沿岸に負異常域が存在する。
- ③ 日本海では北部に負異常域、南部に弱い正異常域が存在する。
- ④ 山陰から北九州にかけて正の異常域が存在する。
- ⑤ これらの地磁気異常分布は、おおむね地殻内の磁性物質の分布を反映したものであり、正の異常域では磁性岩体(中性ないし塩基性岩)の厚さが周辺より厚いものと考えられる。

次に日本周辺海域の地磁気異常分布(第3図 a, b, c)の特徴から、日本周辺海域の地帯区分を試みた。地帯区分を行うにあたっては、参考となる地球物理学的及び地質学的研究成果を収集し、比較検討した。それらは海底地形、重力異常、震源分布、爆破地震動によって決められた構造等との比較であるが、海域における地帯区分に直接参考になるものではない。しかし陸域については、従来から広域変成帯や構造線に関する調査研究が行われ、地質地帯区分が確立されつつある。さらにそれら日本の地質地帯が、古生代以降のプレート付加体など海洋起源であるとの最近の研究結果も考慮して、地質地帯区分との比較対照を行い、かつ関連諸データを参考に地磁気地帯区分を試みた。

第6図に地磁気異常分布と共に、地帯区分を示す。これらのうち、日本海及び東シナ海では地磁気異常分

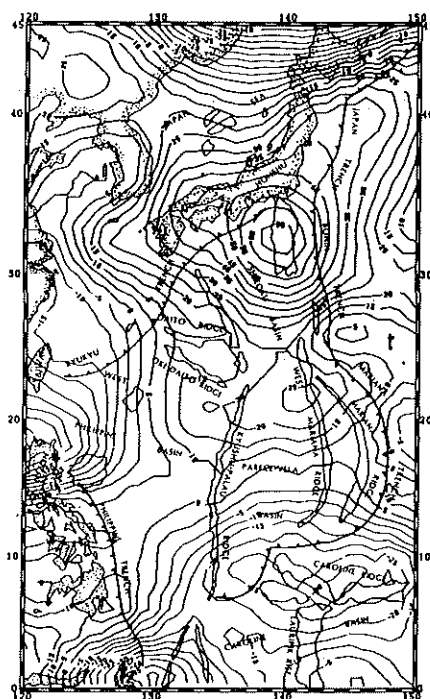


Figure 5. The Magsat field above the western Pacific. The correlation is much poorer than for the central Pacific. Presumably, this is due to the directional sensitivity of the Magsat field. A linear positive is observed above the arc trench system but the detail of the sea surface field is not observed. (After LaBrecque et al. 1985)

布が複雑で、明確に区分する事が困難な海域もあるが、地磁気異常分布の特徴を明らかにするため、可能な限り細かに区分してみた。

第7図に上述の地磁気地帯区分と、陸上の地質地帯区分を示す。また、それぞれの地磁気地帯区分の名称を第2表に、地質地帯区分の名称を第3表に示す。地質地帯区分については都城(1965)、堀越(1972)、勘米良他(1980)、小澤他(1985)、箕浦(1985)、木村(1985)を参考にした。

次に、それぞれの地磁気地帯区分について、その特徴を述べる。

CTW 千島南西磁気区

知床半島北西岸付近の正異常域で、多分千島弧に沿って北東に延びているものと考えられるが、測量データが国後島以北に全く無く、この磁気区の広がり是不明である。

磁気区全体が周辺より200nT程度正の異常を示し、全体が巾約50km程の異常帯のようにも見える。知床半島沿岸には、短波長の局所的異常が多数分布する。

磁気区の南に接する陸域は根室帯(NM)である。根室帯では、知床半島から斜里岳、阿寒湖、白糖丘陵にかけての北東-南西の山地が新生代後期の隆起帯で、その北半部の知床半島から阿寒湖にかけては、第四紀の輝石安山岩熔岩が分布し、その基盤として新第三紀の安山岩類が分布している。

これらの分布の特徴から、千島南西磁気区の正の地磁気異常は、主に千島弧南西端の第四紀火山岩類(輝石安山岩熔岩)によるものと考えられる。



Figure 6. Gemagnetic zoning at sea around Japan.

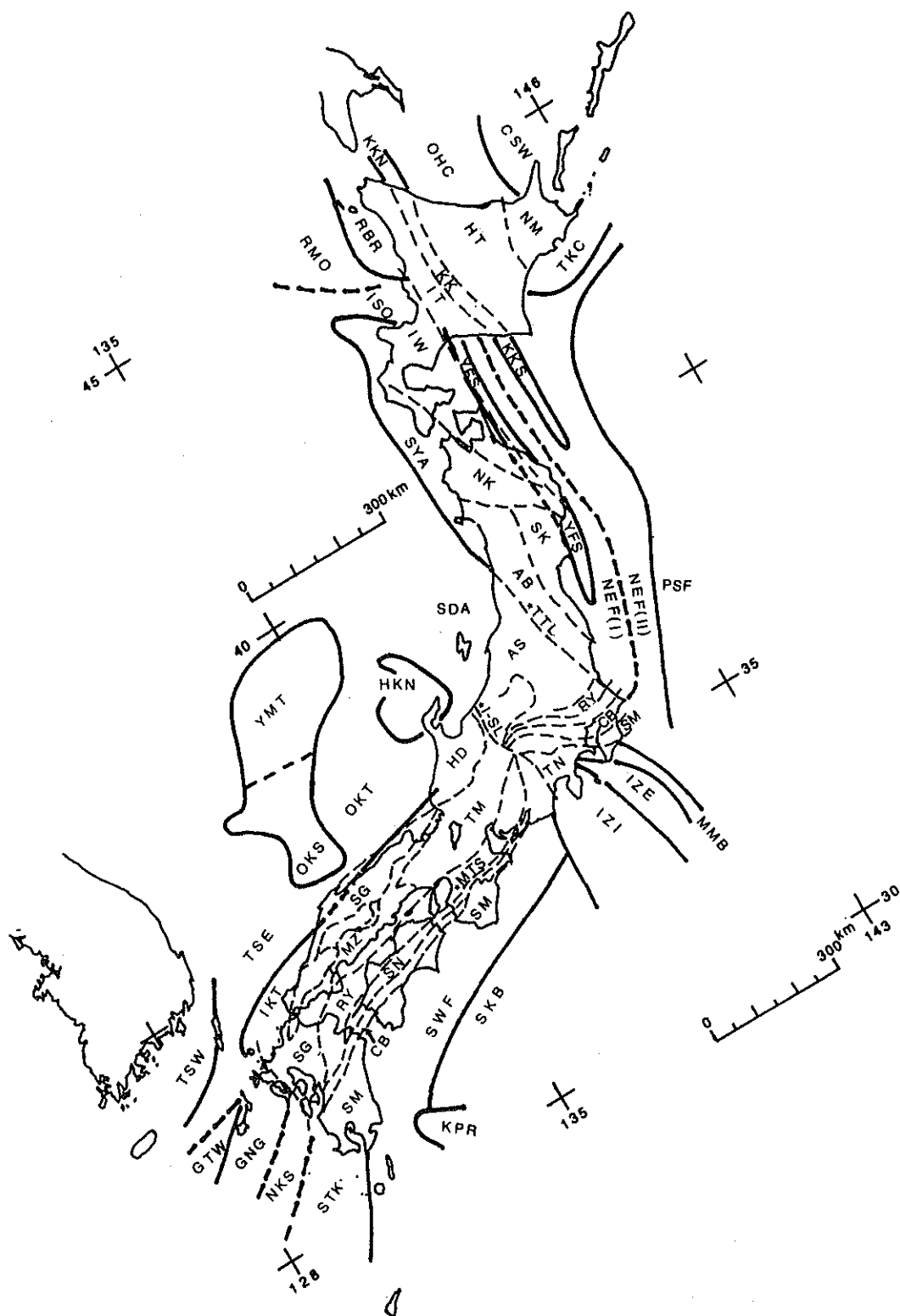


Table 2. Name and abbreviation for geomagnetic zones.

C S W	千島南西磁気区	O K S	隠岐諸島磁気区
G N G	五島長崎磁気区	O K T	隠岐堆周辺磁気区
G T W	五島西方磁気区	P S F	太平洋磁気区
H K N	舩倉能登磁気区	R B R	礼文留萌磁気区
I K T	壱岐丹後磁気区	R M O	留萌沖磁気区
I S O	石狩沖磁気区	S D A	佐渡周辺磁気区
I Z E	伊豆諸島東縁磁気区	S K B	四国海盆磁気区
I Z I	伊豆諸島磁気区	S T K	薩摩吐噶喇磁気区
K K N	神居古潭北方磁気区	S W F	西南日本弧前縁磁気区
K K S	神居古潭南方磁気区	S Y A	積丹秋田磁気区
K P R	九州パラオ海嶺磁気区	T K C	十勝千島磁気区
M M B	三浦南房総磁気区	T S E	対馬東方磁気区
NEF(I)	東北日本弧前縁磁気区(I)	T S W	対馬西方磁気区
NEF(II)	東北日本弧前縁磁気区(II)	Y F S	勇払三陸磁気区
N K S	長崎甌島磁気区	Y M T	大和堆磁気区
O H C	オホーツク沿岸磁気区		

Table 3. Name and abbreviation for geologic provinces and major tectonic lines.

A B	阿武隈帯	R Y	領家帯
A S	足尾帯	S G	三郡帯
C B	秩父帯	S K	南部北上帯
H D	飛騨帯	S M	四万十帯
H T	日高常呂帯	S N	三波川帯
I T	石狩天塩帯	T M	丹波美濃帯
I W	岩泉帯	T N	丹沢帯
K K	神居古潭帯	*I-SL	糸魚川静岡線
M Z	舞鶴帯	*M T S	中央構造線
N K	北部北上帯	*T T L	棚倉構造線
N M	根室帯		

OHC オホーツク沿岸磁気区

浜頓別付近から網走付近までのオホーツク海沿岸及びその沖合の磁気区である。

地磁気異常は平均的に -200nT 程度負で、局所的な短波長の異常群が見られる海域と、きわめて静穏な地磁気異常分布が見られる海域が混在している。短波長の異常群は、枝幸、幌内及び紋別付近の沿岸と、紋別の北約 100km 付近に見られる。紋別の北約 60km を中心とする半径約 40km の海域は、きわめて静穏な地磁気分布を示す。

この磁気区は日高常呂帯の北方延長上にある。陸上の日高常呂帯では、二畳紀から中生代の堆積岩類（日高層群）が広く分布するとともに、新第三紀の安山岩がこれをおおっている。また、一部にジュラ紀-白亜

紀の玄武岩が分布している。

この磁気区の短波長の地磁気異常群の特徴は、これらが貫入岩体や海底表層の磁性岩体による事を示唆している。多分、広く分布する堆積岩類と、それを貫く新第三紀安山岩という日高常呂帯の地質構造が、この磁気区まで延びているのであろう。

KKN 神居古潭北方磁気区

宗谷支庁頓別平野の北方の帯状の海域で、神居古潭変成帯の延長上に位置する。最大700nTに及ぶ正の地磁気異常帯で、大久保(1985)によれば、この顕著な正異常帯は、神居古潭変成帯に沿って北海道を南北に縦断している。

神居古潭変成帯には、ジュラ紀-白亜紀の超塩基性岩が多量に分布し、その多くは蛇紋岩化している。これらは海洋性地殻起源と考えられている。その上位にチャート、石灰岩、玄武岩から成る空知層群が乗っており、全体がオフィオライト層序を形成しているとも云われている。

この神居古潭変成帯に似た高压変成帯は、サハリンにも見出されているが、この磁気区の正異常帯の北への延長に一致するか否かは不明である。

RBR 礼文留萌磁気区

礼文島及び稚内付近から留萌付近までの沿岸海域である。

短波長の複雑な等値線で示される正の異常域で、隣接する陸域の石狩天塩帯は白亜紀-古第三紀の砕屑物をためた堆積盆と云われている。

この磁気区の正の地磁気異常の原因岩体は、礼文島、天売島、焼尻島等に見られる中新世後期-鮮新世前期の安山岩、玄武岩及び利尻島の第四紀安山岩、玄武岩などに類似した塩基性岩体であろうと考えられる。

RMO 留萌沖磁気区

前項の礼文留萌沖磁気区の西方沖の海域で、南の境界は留萌付近から西北西に延びる線で画することができる。海底地形は200 m以浅の武蔵堆と呼ばれる浅所で、海図上の最浅水深は5 mである(最近の調査でも最浅水深が約5 mである事が確認されている)。

武蔵堆での音波探査結果(佐藤他, 1973)は基盤が露出している事を示しており、湯浅及び小野寺によれば、武蔵堆では先第三系と思われる溶結凝灰岩や火山岩(安山岩、石英安山岩及び流紋岩)の小礫が採取されている(Geological Survey, 1978, Cruise Report No.11)。

ISO 石狩沖磁気区

前項の留萌沖磁気区の南側で、石狩湾の北西の帯状の海域である。

周辺の磁気区より地磁気異常の振幅は小さく、 $\pm 100\text{nT}$ 程度である。ただし石狩湾付近には $+300\text{nT}$ に達する局所的な正の異常域が見られる。海底地形は、北側の武蔵堆と南側の積丹海脚という二つの高まりに挟まれ、石狩海盆及び武蔵海盆と呼ばれる堆積盆となっている。音波探査結果もこの磁気区は基盤の沈降部である事を示している。

SYA 積丹秋田磁気区

積丹半島の北方に分布する積丹海丘群から、奥尻島とその南方の奥尻海嶺を含む南北に細長い海域で、南限は酒田付近である。

200-300nTの正異常域が断続しているが、秋田付近と能代付近には -400nT 、 -500nT に達する負の異常が卓越する。この磁気区の西縁は棚倉構造線の北方延長上に位置する。また、1977年日本海中部地震の震源域の東縁ともほぼ一致する。

この磁気区は音響基盤の隆起部であり、海底からは安山岩礫等火山岩が採取されている (Geological Survey, 1979, Cruise Report No. 13). この磁気区の島及び沿岸の陸域には、中新世前期-後期の安山岩類が多量に分布しており、それら安山岩類の基盤の隆起部に地磁気の正異常が伴っているものと考えられる。秋田付近及び能代付近沿岸海域の顕著な負の地磁気異常については、その原因を見出す事ができなかった。

TKC 十勝千島磁気区

十勝平野西方から釧路沿岸、根室沿岸を経て、千島弧沿いに北東へ延びる正異常帯である。異常帯の中は約70km、異常帯の南縁で正異常が最大となり、650nTに達す。これら正異常帯に対応する負異常が陸上の根釧台地に見られる (大久保, 1985)

この異常帯は、単純な等値線でその分布が画けることから、厚さ2-3km、帯磁の強さ14A/m (1.4×10^{-2} emu) の水平板状モデルでよく近似できる (第8図)。

音波探査結果は、この磁気区が中新統ないし先新第三系の隆起部である事を示している (桜井他, 1975)。

隣接する陸域は中生代-古第三紀の火山弧と考えられている根室帯である。白糖丘陵、厚岸湾沿岸、根室半島から色丹島にかけて、白亜紀後期-晩新世の根室層群 (玄武岩、安山岩、アルカリ粗粒玄武岩等) が分布している。この磁気区の正異常は、これらの中性-塩基性岩の分布を示すもので、大陸性の地磁気縞状異常と考えられている (Segawa and Oshima, 1975)。

KKS 神居古潭南方磁気区

北海道南岸の静内-浦河付近から南に延びる帯状の海域である。ちょうど神居古潭変成帯の南方延長上に位置する。

地磁気異常分布は、50-20kmの広がりを示す正異常域の断続で、南に向かってしだいに弱まり、久慈東方

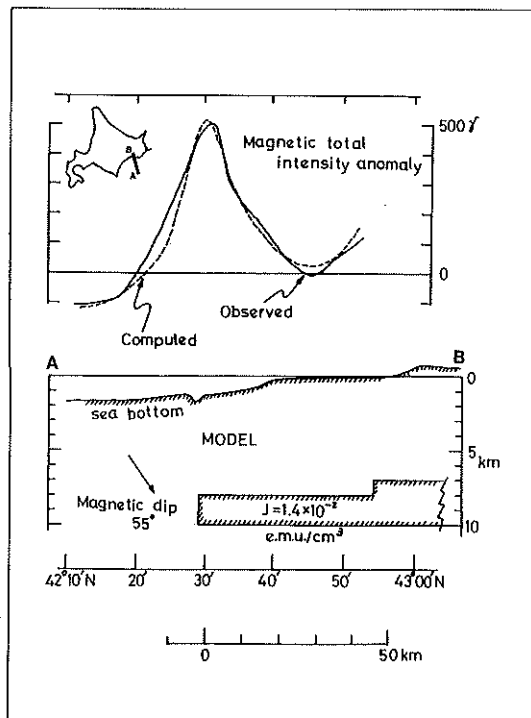


Figure 8. Profile of magnetic total intensity anomaly and magnetization model for the Pacific coast of northeast Hokkaido. A horizontal.

沖で消滅する。

この磁気区における海底岩石の採取，記載は見当たらないが，多分神居古潭変成帯の超塩基性岩類（ジュラ紀—白亜紀）がこの磁気区まで分布しているのであろう。

YFS 勇払三陸磁気区

北海道南岸の勇払平野付近から帯状に南へ延び，下北半島東方から三陸海岸を経て金華山南方まで分布する，顕著な正の異常域である。音波探査では，中期中新統及びそれ以下の基盤の隆起部となっている（桜井他，1975）。

この磁気区の地磁気異常は，帯磁の強さ約 10A/m ($1.0 \times 10^{-2}\text{emu}$)の垂直板状磁性体で近似可能である。また，磁化はかなり強い西向きの成分を持っているらしく，磁化の偏角は西 45° 以上であろうと推察される。すなわち，第9図に示すとおり，北緯 41° 線（陸奥湾と同緯度）沿いの断面で見ると，地磁気全磁力異常は東西非対称で，西側では減少が急であり，東側はかなりゆるやかな曲線を画いている。この磁気区はほぼ南北に細長く，磁性岩体も現在の地球磁場とほぼ平行に分布しているので，これが現在の地球磁場と同じ方向に帯磁しているならば，地磁気全磁力異常は東西対称である。第9図では，西向きの伏角約 55° の磁化により，測量データを良く説明できる事を示している。また，陸上の地磁気偏角の観測結果もその事を支持している。

この磁気区は現在ほぼ南北に細長く分布しているが，磁化を獲得した時の地磁気伏角が 55° だったとすると当時東西に細長く，地磁気伏角が 35° であったとすると北東—南西に細長く分布していた事になる。三陸沿岸のこの磁気区の地磁気伏角が当時 35° 以下であったとは考え難く，恐らくこの磁気区は磁化獲得以来， 45° ないしそれ以上反時計まわりに回転したのであろう。

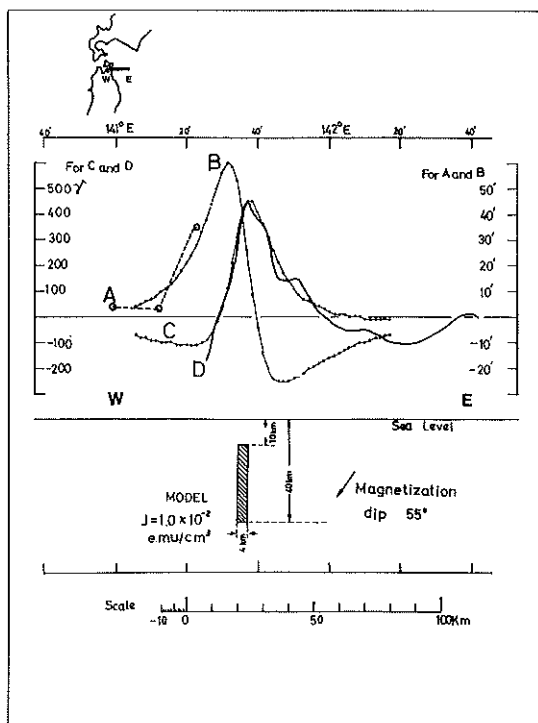


Figure 9. Profile of magnetic total intensity anomaly and magnetization model for the Pacific coast of northern, most part of Honsyu.

A; Observed anomaly of declination on land. (After 2nd order magnetic survey by Geographical Institute of Japan) B; Computed anomaly of declination from the model. C; Computed anomaly of total intensity from the model. D; Observed anomaly of total intensity.

この磁気区の原因岩体については、表層の地質図からの情報取得は困難であるが、北方延長上の北海道美唄市の試錐の試料を有力な手がかりと見ることができる。この磁気区は美唄市付近に連続しており（大久保他、1985）、そこでは地下約3,713mの変玄武岩（先後期白亜紀、磁化率5.94A/m）、また岩見沢市南部では地下約4,265mの粗粒玄武岩（先白亜紀、磁化率1.67A/m）が試錐で得られている。また、藤岡ら（1983）によれば、八戸沖水深140mの井戸の深さ約2,500m及び3,000mで得られている白亜紀の安山岩類や、三陸沖の田老帯に見られる下部白亜系陸中層群（原地山層）の安山岩は、礼文島の礼文層群に続く。

Segawa and Oshima (1975)はこの磁気区を西偏する磁化を持つ白亜紀の火山フロントと考えている。この事は白亜紀以降の日本海の拡大を支持するもので、古地磁気学的成果(Otofuji et al. 1985)と整合する。

大久保他(1985)はこの磁気区を石狩—北上ベルトと呼び、北上山地で北上花崗岩の分布が大振巾の地磁気異常の分布に対応する事を見出している。

すでに北上花崗岩の磁化の西偏はKawai et al. (1971)、磁化率はIshihara (1979)により測定されている。Ishiharaの測定結果を見ると、北上花崗岩の磁化率は略2A/m/cc (8×10^{-1} A/m/g)程度であり、海域で推定された値よりかなり小さい。

NEF (I) 東北日本弧前縁磁気区 (I)

東北日本弧太平洋岸の沿岸海域で、かなり静穏な地磁気異常分布を示す。そのほとんどの海域が弱い正の異常域となっており、特に北上山地と阿武隈山地の東方では距岸約100km東方まで広がっているが、振巾は50—100nT、局部的には200—300nTに及ぶところも見られる。

この磁気区は、水深ほぼ1,000m以浅の大陸斜面で、音波探査結果(Nasu et al. 1979, 桜井他、1981)によれば、白亜紀以降の厚い堆積物が見られる。

地磁気異常分布からは、西偏した磁化を持つ前項の勇払三陸磁気区の磁性岩体の及ぼす磁場と考えるとかなり説明がつくが、北上山地及び阿武隈山地の東方沖ではそのみでは説明不十分で、厚い堆積層の下に磁性岩体の広がりを考えなければならない。

NEF (II) 東北日本弧前縁磁気区 (II)

前項の(I)の沖側の、水深ほぼ1,000—3,000mの海域で、東北日本弧では最も静穏な地磁気異常分布を示す磁気区である。

地磁気は弱い縞状異常を示し、大洋性地磁気縞状異常の西端部となっている。

R. von Huene, N. Nasu, M.A. Arthurらは、三陸沖での深海掘削の結果(Arthur et al. 1980)として、この磁気区では23Ma以前に、石英安山岩の噴出があり、陸（親潮古陸）であった可能性が強く、その後急速に沈降したものと考えている。

PSF 太平洋磁気区

東北東—西南西向きの、正負の大洋性地磁気縞状異常の顕著な海域である。

正異常帯及び負異常帯の巾はおよそ30km程度で、振巾は—350nTから+250nTに及ぶ。縞状異常は日本海溝の海溝軸から西へ約100km程、振巾を弱めながら続いている。

SDA 佐渡周辺磁気区

地磁気異常分布はかなり複雑で、負異常が卓越する。区域は棚倉構造線北方延長より西で、大和堆及び能登半島より東の海域である。

日本海沿岸付近では、全般にグリーンタフ活動に関連する火成岩が複雑に分布するためか、方向性の乏しい複雑な地磁気異常分布が見られるが、そのような中では比較的静穏な地磁気異常分布を示すように見える。

このことは、やや堆積層が厚いこと (Ishiwada and Ogawa 1976) と調和的である。

隣接する陸域は足尾帯で、ジュラ紀のプレート付加帯と考えられている (小澤他, 1985)。佐渡島南端沢崎鼻、彌彦山、米山など、新第三紀中・後期の安山岩・玄武岩類の分布する所では、付近海域に大振巾の異常が見られる。

海底の礫及び岩盤の採取結果によると、佐渡島棚、中瀬、島海礁、松海山など、この磁気区の海底の高まりには安山岩、玄武岩が見られる (岩渕, 1968)。

HKNT 舩倉能登磁気区

能登半島北部及び舩倉島の周辺で、水深約200m以浅の海域である。地磁気異常分布は顕著に短波長、大振巾 ($\pm 500\text{nT}$ 以上) であり、舩倉島や能登半島の第三紀火山岩類 (主に安山岩) がこの磁気区の海底浅部に分布している事を示している。

OKT 隠岐堆周辺磁気区

隠岐諸島と能登半島の間海域で、隠岐舟状海盆、隠岐堆及び大和海盆を含む。隠岐堆付近では北東—南西の方向性が卓越する。

地磁気異常分布にも同じ方向性が認められ、隠岐堆の紫蘇輝石安山岩、かんらん石玄武岩、粗面玄武岩等に類似の岩石が、地磁気異常の原因岩体として考えられる。

大和海盆は、水深2,400—2,800mの平坦な海底の堆積盆である。しかし地磁気異常分布はかなり複雑で海底下かなり浅いところに火成岩体が分布しているものと考えられる。

YMT 大和堆磁気区

隠岐堆の北方延長上の海脚状の海底隆起部から、大和堆及び北大和堆まで連続している海底隆起部である。地形は東経135度以西で北東—南西、以東で東—西の方向性を示す。

地磁気異常は北隠岐堆、大和堆南西部、北大和舟状海盆に顕著な北東—南西向きの細長い帯状の分布、大和堆北東部 (東経135度以東) に東—西向きの正負の帯状異常が4対程かたまつた分布となっている (第10図)。

この地形の方向性と一致する顕著な帯状地磁気異常は、それぞれ大振巾の正異常帯の北西側又は北側にやや小振巾の負の異常帯を伴っており、その長さはほぼ20—100kmである。このような対になった細長い正負の異常帯は、細長いダイポール型磁場、すなわち脈状の磁性岩体による磁場であると考えられる。

Isezaki (1986) はこの磁気区の北東に隣接する日本海盆に、中新世の海底拡大を物語る縞状地磁気異常が存在するという。Kono (1986) は日本海盆の海底拡大を示す地磁気縞状異常は、その後の拡大中心以外の海域での盛んな火山活動により不明瞭になっていると述べている。

この磁気区の堆からは、玄武岩、安山岩、流紋岩等塩基性から酸性までの噴出岩の他に、花崗岩類も採取されており、中でも北大和堆の閃雲花崗閃緑岩は197Ma、拓洋堆西部の浅所から採取された角閃石花崗岩は220Ma (いずれもK—Ar法年代測定による) と、中生代前期の岩石である事が見出され、飛騨帯の花崗岩との類似から、古生代ないしそれ以前の可能性も指摘されている。佐藤・小野 (1964) は、大和堆及び隠岐堆上から濃飛流紋岩と類似の岩石を見出し、中生代火山活動のあった事を述べている。第三紀または第四紀には、これらを貫いて安山岩、玄武岩の噴出が大和海嶺、隠岐堆等にあったと考えられており、その一部はアルカリ岩で、鮮新世—現世の西南日本のアルカリ岩系の激しい火山活動と同時期のものと考えられている (岩渕, 1968)。

以上のように、この大和堆磁気区は、顕著な帯状地磁気異常と酸性—塩基性の火山岩の分布に特徴があり、この事は縁海における火山活動の様式を示しているものと考えられる。

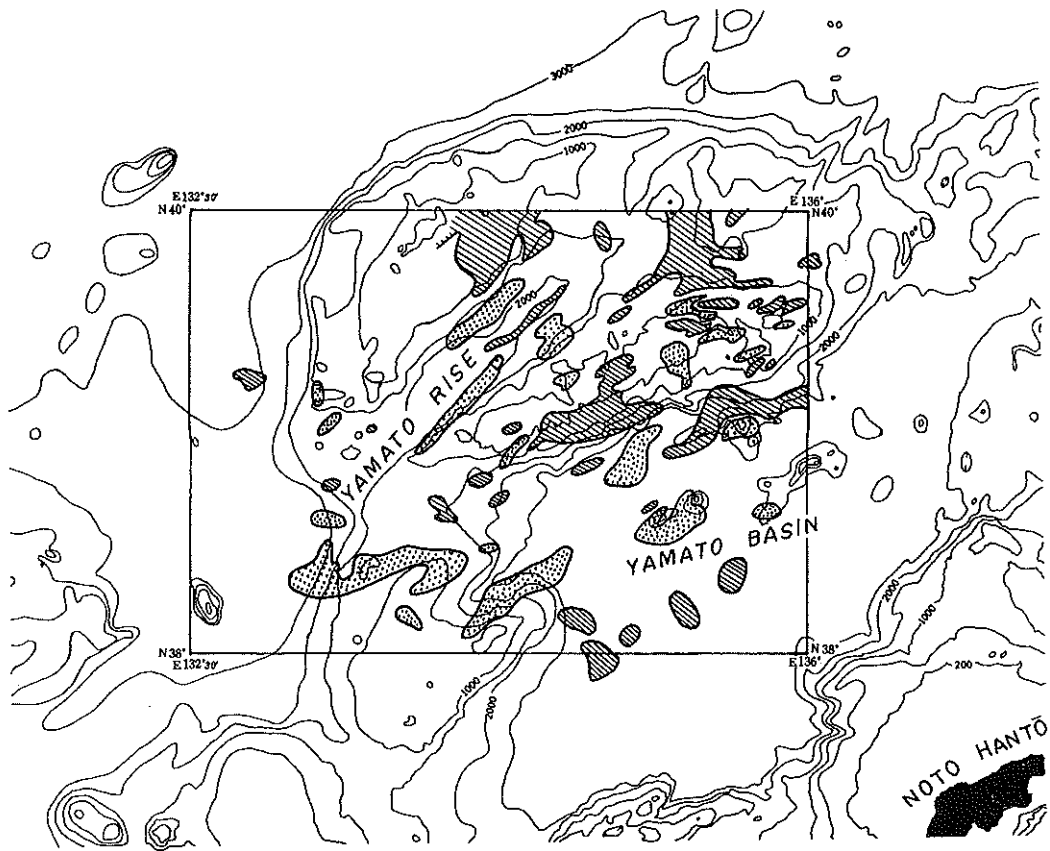


Figure 10. Yamato Rise and geomagnetic total intensity anomaly distribution.

Dotted area: Above 0nT.

Hatched area: Below -200nT.

OKS 隠岐諸島磁気区

隠岐諸島を含む水深1,000m未満の海域で、島根半島付近から北へ延びる隠岐海脚に対応する。

振巾±700nTに達するきわめて強い、かつ短波長で複雑な地磁気異常が分布する。隠岐諸島には新第三紀アルカリ流紋岩、第四紀の粗面岩、粗面玄武岩が分布しており、これらと類似の岩石がこの磁気区に分布しているものと考えられる。

IKT 壱岐丹後磁気区

陸域の三郡帯の海域への延長にあたる。壱岐諸島、北九州沿岸から東北東に延び、若狭湾に至る。

複雑かつ短波長の地磁気異常分布を示し、振巾も大きく、±500nTを越すものも見られる。陸上でも、三郡帯に沿う地磁気異常が顕著である(大久保他、1985)。この磁気区は全体が大規模な正帯磁であるような異常分布を示しているとも考えられる。

三郡帯は変成されたペルム紀付加帯と考えられているが(小澤他、1985)、ほぼ同位置にあたる九州北西部から山陰にかけて、中新世後期-鮮新世のソレイトおよびアルカリ岩系玄武岩活動が知られている。また、陸上の地質図では、この磁気区陸上に漸新世以降の安山岩、玄武岩が大量に分布している事が示されている。

三郡帯には、海洋プレート起源の塩基性-超塩基性岩類が取り込まれていると考えられており(小澤他、1985)、それら古生代後期の岩石と、第三紀以降の安山岩、玄武岩類がこの磁気区の地磁気異常の原因となっ

ているのであろう。

MMB 三浦半島房総磁気区

三浦半島から房総半島南端を通り、房総の南々東沖約170km(測量区域の南限の北緯33度40分)付近まで続く、細長い負異常帯である。等値線の状況は、より南につながっている可能性がある事を示している。また、この磁気区は相模トラフを横切っており、その南部は七島硫黄島海嶺の東側斜面上部の水深1,000~3,000mのところにはほぼ南北に分布している。

海域での振巾は最小値で-150~-160nT、負異常域の巾は約20kmである。

この異常帯は、陸域で丹沢帯(伊豆小笠原弧北縁)の周囲をとり囲んで帯状に分布しており、大久保他(1985)は四万十帯と一致して分布すると述べている。

この負異常帯の原因となっている基盤の構造や、そのテクトニックな意味については良くわかっていないが、陸域のこの磁気区にあたる嶺岡層群や、その北側を取巻いている第三系基底の沈降部との関連が考えられる。

IZE 伊豆諸島東縁磁気区

七島硫黄島海嶺の海溝側(東側)斜面で、水深はほぼ2,000m以浅である。地形は堆積層のなだらかな斜面と、それを横切る海底谷で形づくられる前弧海盆である。

地磁気分布は、直径約30kmに達する大規模な正負の異常域を示し、その振巾は+620nT~-380nTである。この地磁気異常に対応する海山は見当たらない。Honza and Tamaki (1985)はこの磁気区の位置に新黒瀬海嶺の存在を提唱し、中新世ないし古第三紀に形成されたと考えている。

IZI 伊豆諸島磁気区

伊豆諸島(現世の火山フロント)以西の七島硫黄島海嶺と、西七島海嶺を合わせた海域で、西縁は御前崎付近から南に引いた線で限ることができる。

火山フロントにあたる大島、三宅島、八丈島の列には、第四紀の玄武岩、安山岩が分布し、地形によく対応する大振巾の地磁気異常が分布している。

西七島海嶺に属する銭洲海嶺(新島、式根島、神津島等)には、現世のデイサイト、流紋岩と、より変質の進んだ安山岩質火山砕屑性堆積岩、角閃石輝石安山岩熔岩、紫蘇輝石普通角閃石デイサイト溶岩など、中新世湯ヶ島層群、あるいは中新世-鮮新世白浜層群に関連した火山活動の産物らしい炭石が分布しているという(湯浅, 村上, 1985)。この西七島海嶺でも、地形によく対応する、かなり大振巾の地磁気異常が見られる。

水路部は1974年以来、駿河湾から遠州灘沖において、地震予知等の目的で詳細な地磁気及び地形・地質構造の調査を実施している。植田(1985)はその結果から、駿河湾中央部の石花海堆、駿河湾の湾口のやや南に位置する金州の瀬などの地形隆起部では、海底下約1.3~3.9km以深の深部に、磁化率 $\chi = 2.7 \sim 3.9 \times 10^{-3}$ emu/cc程度の大規模な貫入岩体が存在しており、それらは花崗岩~閃緑岩に相当する磁化の強さを示すとしている。また、それらの南の銭洲海嶺では、海底ないし海底下約5km以深に、磁化率 $\chi = 1.0 \sim 7.1 \times 10^{-3}$ emu/cc程度の、多分珪長質に富む酸性~中性の貫入火成岩体が存在するとしている。

SWF 西南日本弧前縁磁気区

御前崎付近及びその南方から西へ、紀伊半島周辺、四国南岸沖、日向灘から南西諸島東縁に至る海域である。

きわめて静穏な地磁気異常分布を示す海域であるが、御前崎付近から紀伊半島南東岸にかけて、熊野舟状海盆を通る小振巾(約50nT)の正異常が見られる。地質調査所(1978)によれば、この正異常は深さ9~10km、

帯磁率 $3 \sim 4 \times 10^{-4} \text{emu/cc}$ の岩体によるもの、多分第三紀花崗岩類及び斑れい岩類の存在を示すものである。

この磁気区に接する陸域は、白亜紀～第三紀のプレート付加体と考えられている四十帯で、泥質岩、砂岩、頁岩を主とし、一部に緑色岩類(塊状・枕状玄武岩熔岩、熔岩角礫岩、細粒ハイアロクラスタイト)や酸性岩類が分布する。

この磁気区の海域では、測深及び反射法地震探査により、海岸線にはほぼ平行な大陸棚、大陸斜面、深海平坦面の並びが認められている(永野他、1977、桜井・佐藤、1983、加藤他、1983)。

重力のフリーエア異常は、日向灘から種子島東方の大陸棚に沿って、マイナス100～400mgal となっている(海上保安庁海図第6354G、6355G)。この重力の負異常分布の状況を Ganeko and Harada (1982)、Tomoda and Fujimoto (1982) の図で見ると、明らかに南西諸島海溝の西端部に位置する。友田・瀬川(1971)は、これを北海道の神居古潭帯西側に分布する負異常帯と同様に、古海溝である可能性があるものとしている。しかしこの重力負異常分布域で、地磁気異常分布は北西-南東の九州パラオ海嶺の方向性を強く示す事は興味深い。

SKB 四国海盆磁気区

南海トラフ沿いの、水深2,000～3,000m以深の海域で、四国海盆のやや不明瞭な縞状地磁気異常の末端が見られる。四国海盆の縞状地磁気異常は西北西～東南東の方向性を持ち、波長は40km前後、振幅は300nT以下で、約18Maより前に、 $3 \sim 4 \text{ cm/年}$ の速度で海底が拡大した事を示すものと考えられている(小林、1974)。

南海トラフでは、水路部の海底地形測量の成果で顕著な地溝・地塁状の構造が認められており、岩渕(1970)はその海域を ridge and trough zone と呼んでいる。深海掘削計画(DSDP)では、四国沖の南海トラフ軸より5km陸側(水深4,628m)で海底下611mまで掘削し、最下部から顕著な壁開を示す泥岩を採取し、音波探査の結果と合わせて、この付近では激しい地層の褶曲と折りたたみがあつたと解釈されている(Ingle et al., 1975)。加藤他(1983)は紀伊半島沖の南海トラフにおけるマルチチャンネル反射法音波探査の記録上に、付加プリズムの形成を認め、多分岩渕(1970)の言う ridge and trough zone とその陸側の地形の高まりは、付加プリズムの成長したものであると考えている。また、同記録では、四国海盆の海洋地殻第2層が音響基盤として明瞭に見られ、その平均の傾きは $3 \sim 5$ 度であり、陸側斜面脚部から北西あるいは北北西20～30kmまで認められるという。

Nasu et al. (1982)は四国沖の南海トラフから陸側斜面にかけてのマルチチャンネル反射法地震探査の結果を報告しており、低角で北に傾くフィリピン海プレート第2層が明瞭に記録されている。また室戸岬沖の測線では、フィリピン海プレート第3層の上面が見分けられ、第2層上面とほぼ平行に、トラフ軸から40km程度陸側まで認められる。

Yoshii et al. (1973)は屈折法地震探査により四国沖の南海トラフ付近の地殻構造を求めた。その結果では、海洋地殻第3層($6.6 \sim 7.0 \text{ km/sec}$)が $3 \sim 5$ 度の傾きで示されている。

青木(1980)は東海地方(駿河湾西方)において、北下りで傾斜約10度の深発地震面が、東海地方の海岸線付近から内陸へ90km程度の範囲に認められ、フィリピン海プレートが北西にもぐり込む考え方を支持していると述べている。また四国沖でも岡野他(1985)により、北に約10度で傾くプレート内地震面が認められている。

なお、Karig (1986)は深海掘削の成果と各種地震探査の結果を総合し、南海トラフ陸側斜面の付加プリズムについて、従来のIngle et al. (1975)の言う横臥褶曲は認められず、プレートの運動に伴って各層が変形し、さらに逆断層が多数生じる事により、陸側に向かって厚さを増すと述べている。Karig and Angevine (1986)はまた、同じDSDPの結果から、南海トラフにおけるフィリピン海プレートの速度(Subduction rate)

を堆積層の構造から求め、2.0cm/yr以内という結果を得ている。

以上から、南海トラフではフィリピン海プレートが3～5度の低角で北ないし北西に沈み込み、陸域の下では深発地震面の傾きは10度程度であると考えられる。

しかし、四国海盆の地磁気縞状異常は、トラフ軸の陸側約60km付近の地形の高まり、outer ridge 付近で消滅している。トラフ軸から縞状に磁化したフィリピン海プレートが約5度の傾きでouter ridge 付近まで沈み込んだとしても、深さは約5 kmしか増加しない。四国海盆の地磁気縞状異常の波長は約40 kmであるので、5 km程度深くなると振巾は40～50%になると試算されるが、測定の結果は試算より減衰が大きい。その大きい減衰の原因として、

- ① 四国海盆の縞状異常が明瞭なものでないことから、沈み込むフィリピン海プレートの磁化は2次元分布で近似する事は無理であり、かなりランダムな磁化分布である。
 - ② 沈み込むフィリピン海プレートの第2層が、磁化の分布が変る程の変形、変質をこうむっている。
 - ③ 沈み込んでいるフィリピン海プレートは、トラフ軸からOuter ridge 付近までしか達していない。
- などが考えられる。このうち①の原因が従来の調査研究成果と矛盾しないようであるが、それを考慮してもなお測定の結果を説明できない。この南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの縞状地磁気異常の減衰が大きい原因を究明するためには、より詳細な調査が必要である。

KPR 九州パラオ海嶺磁気区

九州パラオ海嶺の北端部で、宮崎南東方の都井海丘(頂部水深1,510m)から、さらに南東方へ南海トラフを横切って伸びている地形の高まりの一部である。南海トラフの軸部はこの地形の高まりで中断されている。

地磁気異常は、九州パラオ海嶺に沿って、その南西側に正異常(最大450 nT)、北東側に負異常(最小-200 nT)が分布し、南海トラフのトラフ軸付近より陸側(北西)へ約120 km程続いている。

九州パラオ海嶺は古島弧と考えられており、同海嶺に属して南海トラフの軸部より南東約80 kmの駒橋第2海山では、花崗斑岩や閃緑岩等の酸性深成岩～半深成岩が採取されている(志岐他, 1974)。ただし、これらはマンガン団塊の核として採取されたもので、岩盤を採取するに至っていない。

この磁気区は、南海トラフから沈み込んだ九州パラオ海嶺北端部の及ぼす地磁気異常の分布域である。もし、東海地方や四国の下で見られる傾斜角10度のプレート内地震が、南海トラフ付近のプレートと一連のものであるならば、九州パラオ海嶺も南海トラフから沈み込んで九州の下まで達しているかもしれない。しかし測定の結果は、九州パラオ海嶺の北西端は日向灘付近である事を示しているように見える。前項の四国海盆磁気区と合わせて、フィリピン海プレートの沈み込みについてさらに詳しい地球磁気学的調査と検討を行う価値がある。

TSW 対馬西方磁気区

対馬舟状海盆とその南西延長より西側の区域で、水深100 m前後の平坦な陸棚が大部分を占め、底質は砂である。対馬では2,000 m以上に達すると云われる対州層群(第三紀の海成の砂岩、頁岩互層)と、これに貫入した花崗岩、玢岩、石英斑岩が分布し、花崗岩周辺にはホルンヘルズ帯が見られる。そして対馬西岸を並走する対馬舟状海盆より東側(対馬側)では地磁気異常分布が静穏で、同舟状海盆より西の本磁気区では地磁気異常分布が著しく複雑であることから、対馬舟状海盆付近を構造の境界と考えることができる。同海盆より西方の本磁気区では振巾が200～1,250 nTの正負の異常がきわめて複雑に分布しており、その分布状況から磁性岩体の表面の深さは1～5 km程度と見られる。異常の振巾から、やはり中性～塩基性岩の分布を考えるべきであろう。

TSE 対馬東方磁気区

対馬と隠岐諸島の間の区域で、北九州及び山口県の北岸付近を除いた海域である。

反射法地震探査の結果は基盤の向斜部である事を明瞭に示しており、堆積層中に貫入岩体様の記録が得られている。対馬と壱岐島の間にある小海丘、七里ヶ曾根(最浅水深45m)では多量の石英斑岩礫が採取され、酸性岩の噴出があった事が明らかである(桂・永野, 1976)。

地磁気異常分布は、日本海としてはかなり静穏な分布となっており、弱い北東～南西の方向性を示す。対馬と壱岐島の間より南西では、やや複雑な分布を示すが、それでもなお周辺の磁気区より静穏であり、この磁気区が基盤の向斜部である事を示している。

GTW 五島西方磁気区

五島列島に接し、その西方に広がる海域で、反射法地震探査の結果によれば、音響基盤(多分砂岩、泥岩、凝灰岩等を主とする中新世中期五島層群)の隆起部である(永野他, 1976)。また、五島列島には第四紀アルカリ玄武岩やそれ以前の第三紀アルカリ玄武岩、斑れい岩～閃緑岩等の塩基性岩類が分布している事が知られている。

地磁気異常分布はきわめて複雑で、振巾は ± 400 nT程度である。五島列島の北では正異常が卓越し、その西方では負異常が卓越する。この磁気区の表層付近に、多分五島列島に類似の塩基性岩類が分布している事を示すものと考えられる。

GNG 五島長崎磁気区

五島列島から男女群島に至る基盤の隆起帯と、その南東側の北東～南西に細長い海域である。この海域には、五島海底谷、男女海底谷群など、北西～南東方向の地形が卓越する(永野他, 1976、桜井・永野, 1976)。地磁気は、五島列島及びその南西延長に沿って、北東～南西の方向性を示す。また、長崎半島及びその南西延長でも、北東～南西の方向性を示す地磁気異常分布が見られる。

隣接する陸域の地質区は、変成されたジュラ紀付加体らしい西彼杵帯で、藍閃石を含む低温の結晶片岩が見られる。

地磁気異常は正の異常が卓越しており、振巾は $+600 \sim -200$ nT程度である。五島列島の塩基性岩類や長崎半島の古生代前期斑れい岩、古生代～中生代のかんらん岩～蛇紋岩、さらには新第三紀の安山岩が分布している。

NKS 長崎甑島磁気区

長崎半島から南西に延びる長崎海脚を結ぶ線を北西縁とし、甑島列島付近を南東縁とする海域で、海底地形は男女海盆を主とする凹地である。

男女海盆には、そこが沖繩トラフの北端とも考えられる北東～南西方向の断層・褶曲が発達し、反射法音波探査では基盤の向斜構造が認められる(永野他, 1976)。

地磁気異常分布はやや静穏で、音波探査の所見と調和的である。男女海盆には直径約50km程の大規模なダイポール磁場($+500$ nT ~ -700 nT)が1対存在し、その中心付近に一部分音響基盤の隆起が認められる(永野他, 1976)。

STK 薩摩吐喇噶磁気区

九州南西方の火山列を含む磁気区で甑島列島、宇治群島とその南西延長を北縁とし、反時計回りに吐喇噶列島までの海域である。

地磁気異常分布は、やや不明瞭ながら北東～南西の方向性を示し、島、堆等の基盤隆起部に振巾500 nT程

度の異常が伴っている。それらは、甕島列島—宇治群島—草垣島—盲曾根—沖臥蛇堆の列、黒島—臥蛇島—横ガン曾根の列、及び佐多岬—硫黄島—口永良部島—中之島—諏訪瀬島—宝島の列、のおおむね三列の帯状分布と見ることができる。

地磁気異常は、これらの島及び堆の基盤をなす火成岩に由来するのであろう。これらの島や堆には、第三紀、第四紀の安山岩、玄武岩の分布が見られるが甕島列島と宇治群島には、白亜紀後期以降の堆積岩、及び中新世の花崗岩等酸性岩のみで、塩基性岩の記載は見当たらない。

4. 地磁気異常分布と地震活動

前節で述べた日本周辺海域の地磁気異常分布の特徴は、他の地球物理学的データと比較してみる必要がある。それらのうち、反射法音波探査の結果との関係については、すでに前節である程度述べた。地磁気異常分布の原因となる岩石は、地殻上部の火成岩、主に中性、塩基性、超塩基性岩であり、まれに酸性岩による場合が見られる。海上における重力の測量は従来数mgalの精度で行われてきた。最近ではその精度は1mgalないしより高度に達している。日本周辺海域の重力フリーエア異常図は、海上保安庁から海図第6321G～6531G号として刊行されている。それら重力フリーエア異常分布と、地磁気異常分布の比較も試みてみたが、重力フリーエア異常分布には主に海底地形及び地殻深部の大構造との関連が認められるものの、地磁気異常分布との対応が時隙なところは少なく、これについては今後の課題とした。

地磁気分布が主に地殻上部の火成岩の分布を反映していることから、それが浅発地震活動の分布と何らかの相関を示すことが予想される。Mogi (1967) は余震活動の地域性等から、日本及び周辺海域の地殻の破碎度の分布を示し、日本海溝陸側斜面、伊豆マリアナ島弧、九州パラオ海嶺北端(日向灘)、及び陸上の火山帯、特に富士火山帯と九州中部などが破碎度の著しい地帯であると述べている。

海域においては、地磁気異常—火成岩の分布—地殻の破碎度大—中・小地震の活動度大という相関をもつ可能性がある。そこで気象庁の100年間(1885—1984年)にわたる地震観測データを使用し、震源の深さについて3段階(0—20km, 20—40km, 40—60km)、マグニチュード・Mについて3段階($M < 5.0$, $5.0 \leq M < 7.0$, $7.0 \leq M$)に分類し、震源分布図を作成した(第11—19図)。ただしMが5.0未満の地震については、図示できる震源分布の密度等を考慮して、25年間(1960—1984年)の震源に限った。さらに地磁気異常分布との対応を見るため、地磁気による地帯区分の線を加えた。これらの図のうち、特に深さ0—20km, $M < 5.0$ の震源分布を示した第11図に注目し、特徴を述べる。

(1) 地磁気異常域に活発な地震活動の見られる海域

伊豆諸島磁気区(IZI)では、きわめて活発な地震活動が磁気区東部に見られる。これらは伊豆半島から伊豆諸島に沿って分布する大振巾の地磁気異常の分布とよく一致する。特に磁気区東縁の線は、地震活動域の東縁ときわめて良い一致を示す。しかしその東に隣接する伊豆諸島東縁磁気区では、大振巾、大規模(直径約30km)の地磁気異常分布に地震活動が伴っておらず、両者の間に本質的な違いがある事を示している。

神居古潭南方磁気区(KKS)では、3群の活発な地震活動が見られ、それらは北海道南岸の浦河付近、北緯41度20分付近、北緯40度10分付近に分布する。そしてそれらと同じ位置に+50～+300nTの地磁気正異常が分布している。陸上の地質との連続性を考慮するならば、これらの断続する正異常域は中生代の超塩基性岩類の分布を示すものと推定されるが、陸上の神居古潭帯では大振巾の地磁気異常が見られるものの、浅発地震活動はほとんど見られない。この違いは、構成岩石あるいは破碎度などの違いである可能性もあろうが、むしろ応力場の違い、すなわち陸上の神居古潭帯と本磁気区では、地殻浅部の応力場はかなり違いがあるも

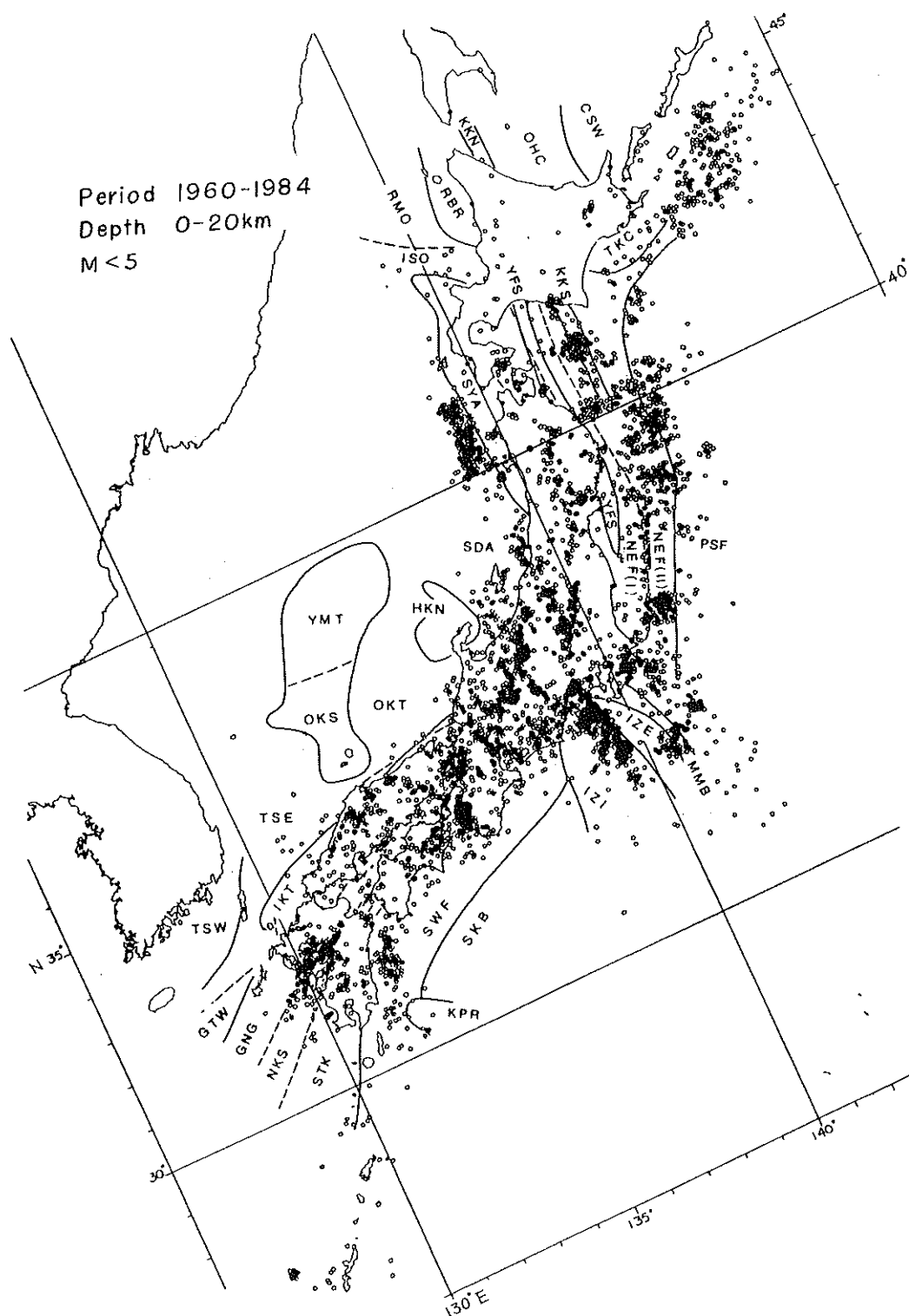


Figure 11. Geomagnetic zones and epicenters. Epicenters are determined by the Japan Meteorological Agency.

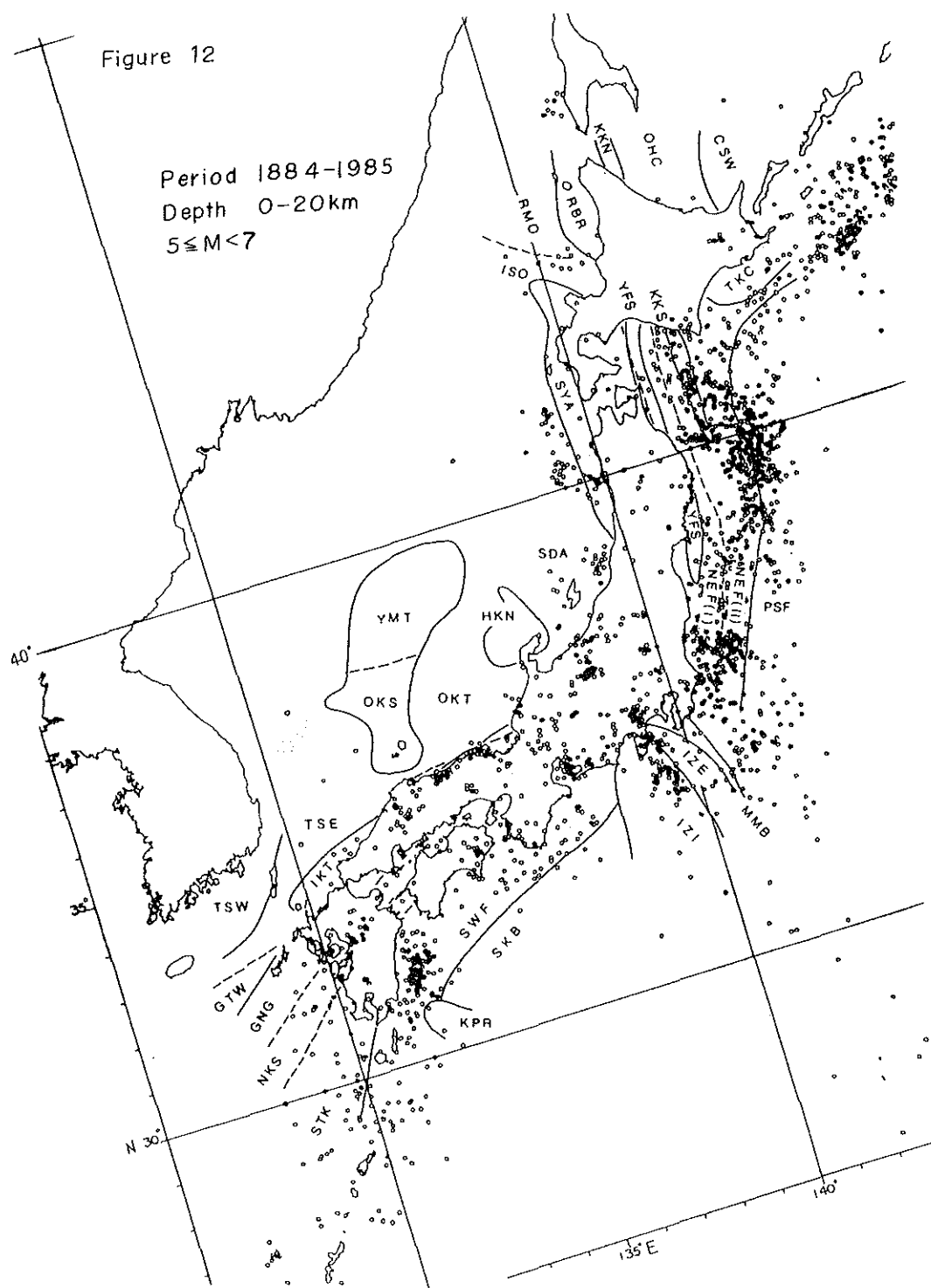


Figure 12. Geomagnetic zones and epicenters. Epicenters are determined by the Japan Meteorological Agency.

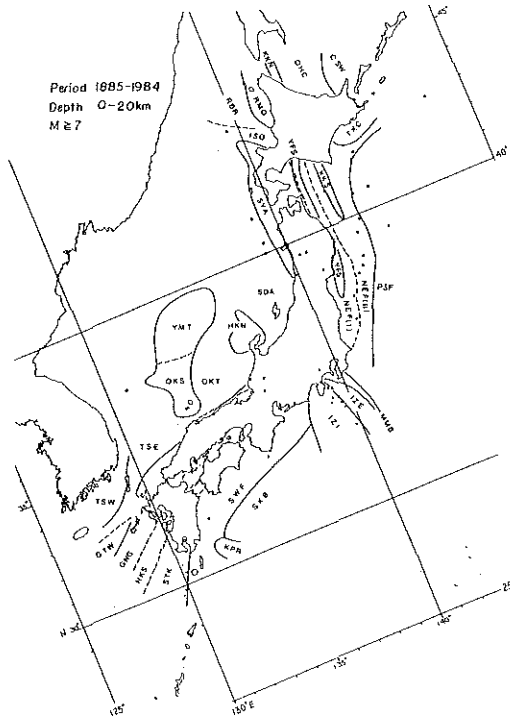


Figure 13

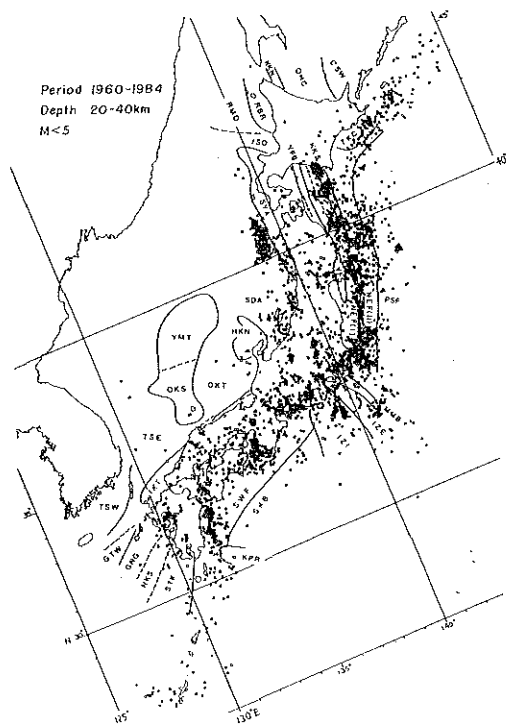


Figure 14

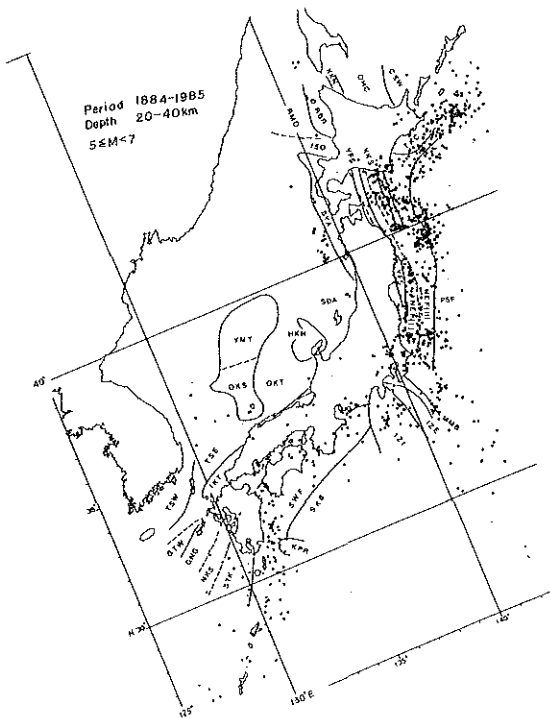


Figure 15

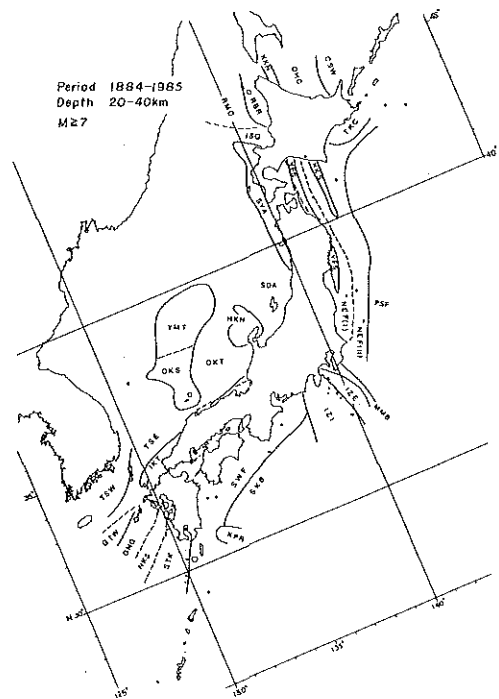


Figure 16

Geomagnetic zones and epicenters. Epicenters are determined by the Japan Meteorological Agency.

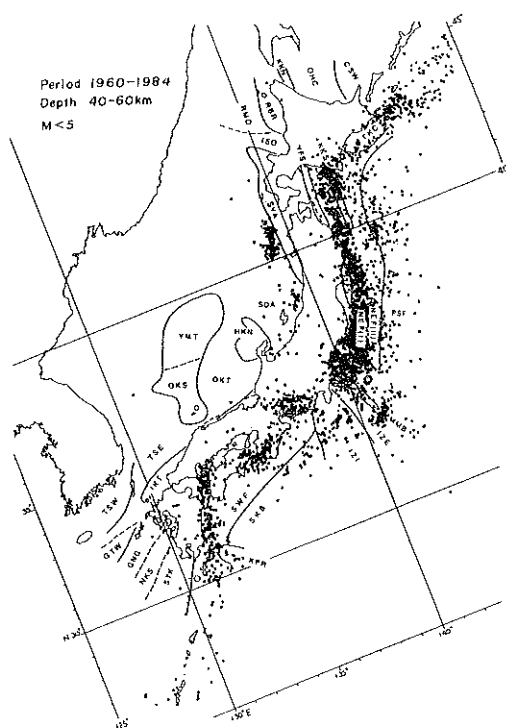


Figure 17

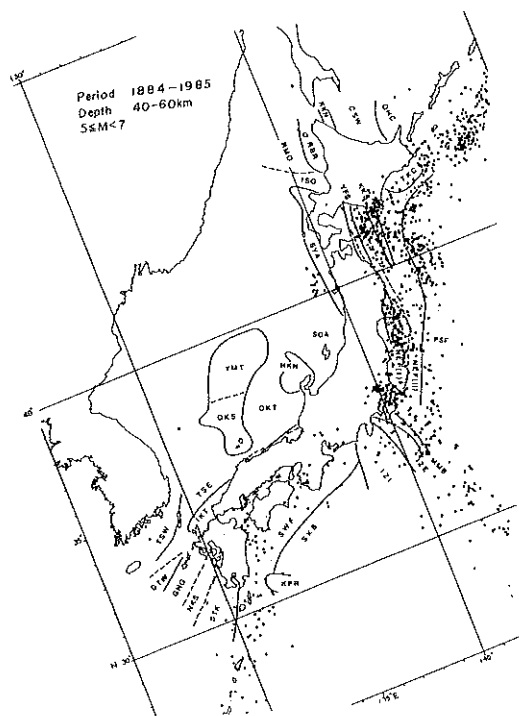


Figure 18

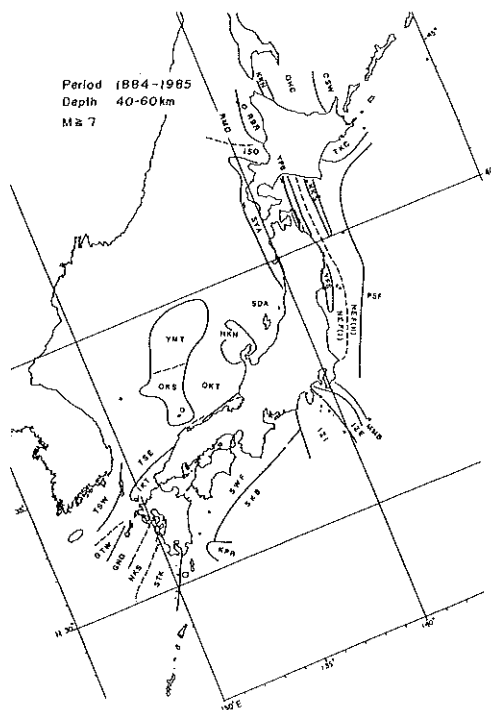


Figure 19

Geomagnetic zones and epicenters.
Epicenters are determined by the
Japan Meteorological Agency.

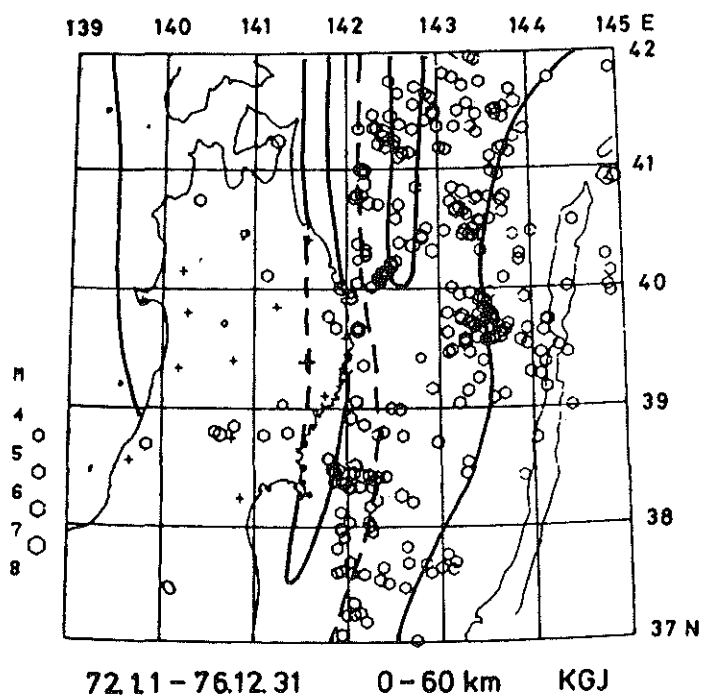
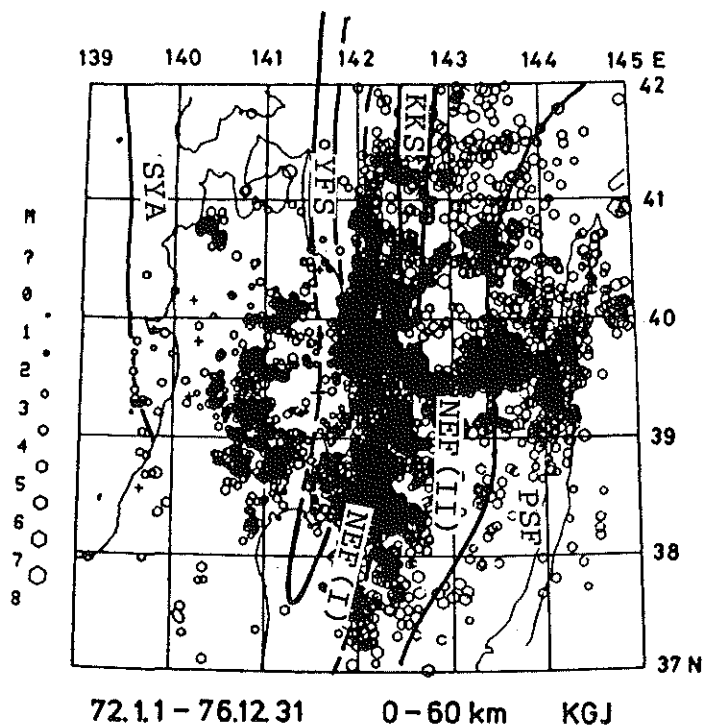


Figure 20. Gemagnetic zones, with epicenters determined by Kitakami seismological observatory (KGJ) of Tohoku University (after Yamamoto and Kono 1983).

のと考えられる。

(2) 地磁気異常域の地震活動が不活発な海域

十勝千島磁気区(TKC)及び勇払三陸磁気区(YFS)は、共に中生代の火山フロントと考えられ、それぞれ14 A/m, 10A/mといった強い磁化を持つ塩基性岩の分布が推定されている(第3節参照)。これらの磁気区の地殻は、火山活動期に破碎されたはずであるが、現在は周辺の海域との間に浅発地震活動の差がほとんど見られず、むしろ周辺より不活発である。その傾向は最近の精密微小地震観測結果にも見られ、Yamamoto and Kono (1983)による第20図でも明らかである。同図は上部マントルにかかわるAseismic Frontも示しているが、同位置にある勇払三陸磁気区(YFS)では、地殻内の地震も不活発な事を示している。

日本海沿岸では、能登半島以西で浅発地震活動が低調であり、さらに東シナ海でも同様の傾向が見られる。これらの海域で顕著な地磁気異常分布が見られるのは軸倉能登(HKN)、隠岐諸島(OKS)、宅岐丹後(IKT)、対馬西方(TSW)、五島西方(GTW)、五島長崎(GNG)各磁気区であって、いずれも浅発地震活動度はきわめて低く、むしろこれら地磁気異常域では周辺部より活動度が低い。例えば五島長崎磁気区(GNG)と長崎甬島磁気区(NKS)の境でその傾向が明瞭に見られる。

北海道北部周辺海域でも、顕著な地磁気異常分布は見られるが、地震活動度は陸域、海域共低く、その分布密度のコントラストは両者の関係を見るには不十分である。

(3) 磁気基盤の向斜部に浅発地震活動の見られる海域

顕著な例として、長崎甬島磁気区(NKS)をあげる事ができる。この磁気区は男女海盆から南へ沖繩トラフに続く向斜構造の一部で、活発な地震活動が見られる。

やや不明瞭ではあるが、石狩沖磁気区(ISO)でも地磁気異常分布から磁気基盤の向斜構造が予想されるとともに、周辺部よりやや活発な浅発地震活動が見られる。

これらの磁気区では、深さと共に地震活動は低下し、40km以深では活動が見られなくなる。

5. おわりに

日本周辺海域の地磁気異常分布図をとりまとめ、それらの特徴を考察するために同海域をいくつかの磁気区に区分して地質・地球物理学的な成果との比較を試みた。海域では地質・地球物理学的に詳細なデータはきわめて限られており、木目細かな検討を十分行うに至らなかったものの、いくつかの知見を得ることができた。それらについては、今後も引続きより詳細に調査研究を進める価値があろう。

本論作成に当たり御指導下さった歌代慎吉博士に心よりお礼申し上げます。また温かな御助言を下された東北大学高木章雄教授、佐藤任弘水路部長、岩淵義郎企画課長に心より感謝いたします。また、データ整理に御協力下さった近藤忠、登崎隆志、植田義夫、小野寺健英、中川久穂、朝尾紀幸、太田健次各氏と、大陸棚調査室春日茂氏他の方々にお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 青木治三 1980 : 駿河湾西方における深発地震帯, 地震予知研究シンポジウム(1980), 97-102
- Arthur, M.A. et al. 1980 : Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 56/57, Part 1, 3-21
: Washington (U.S. Government Printing Office)
- 地質調査所 1978 : 空中磁気探査に関する研究報告(その1), 62-71
- 藤岡換太郎・本座栄一・新妻信明・岡田博有 1983 : 太平洋プレートの沈み込みと日本海溝, 科学, 53, 420-428
- Ganeko, Y., Y. Harada 1982 : Gravity anomalies around Japan, Report of Hydrographic Researches, 17, 163-180
- Geological Survey of Japan 1978 : Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido, Cruise Report No. 11
- Geological Survey of Japan 1979 : Geological investigation of the Japan Sea, Cruise Report No. 13
- Honza, E. and K. Tamaki 1985 : The Bonin Arc, The ocean basins and margins, 7A, 459-502
- 堀越 叡 1972 : 日本列島の造山帯とプレート, 科学, 42, 665-673
- Ingle, J.C., D.E. Karig et al. 1975 : Site 298, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 31, 67-130 Washington (U.S. Government printing Office)
- Isezaki, N. 1986 : A magnetic anomaly map of the Japan Sea, J. Geomag. Geoelec., 38, 403-410
- Ishiwada, Y. and K. Ogawa 1976 : Petroleum geology of offshore areas around the Japanese islands, UN ESCAP CCOP Technical Bulletin, 10
- Ishihara, S. 1979 : Lateral variation of magnetic susceptibility of Japanese granitoids, J. Geol. Soc, Jap., 85, 509-523
- 岩渕義郎 1968 : 日本海東南部の海底地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 66別冊
- 岩渕義郎 1970 : 紀伊半島沖の地形・地質, 島弧と海洋, 東海大学出版会, 149-154
- 海上保安庁 1968 : 水路部観測報告全国磁気測量編第1号
- 海上保安庁 1973 : 水路部観測報告全国磁気測量編第2号
- 海上保安庁 1978 : 水路部観測報告全国磁気測量編第3号
- 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦 1980 : 日本の地質, 岩波書店
- Karig, D.E. and C.L. Angevine 1986 : Geologic constraints on subduction rates in the Nankai Trough, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 87, 789-796 : Washington (U.S. Government Printing Office)
- Karig, D.E. 1986 : The framework of deformation in the Nankai Trough, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 87, 927-940 : Washington (U.S. Government Printing Office)
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 1983 : 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 18, 1-23
- 桂 忠彦・永野真男 1976 : 九州北西海域の海底地形と地質構造運動, 日本海洋学会誌, 32, 139-150
- Kawai, N., T. Nakajima and K. Hirooka 1971 : The evolution of the Island Arc of Japan and the formation of granite in the Circum-Pacific belt, J. Geomag. Geoelec., 23, 269-293
- 木村 学 1985 : 白亜紀北海道の沈み込み様式, 科学, 55, 24-31
- 小林和男 1974 : 四国海盆の拡大と日本列島, 海洋科学, 6, 27-35
- Kono, M. 1986 : Magnetic anomalies in the Sea of Japan : A speculation on the tectonic history, J. Geomag. Geoelec., 38, 411-426
- LaBrecque, J.L., S.C. Cande and R.D. Jarrard 1985 : Intermediate-wave length magnetic anomaly

- field of the North Pacific and possible source distributions, J. Geophys. Res., 90, B3, 2549-2564
- 箕浦幸治 1985: 北上・阿武隅はどこからきたか, 科学, 55, 14-23
- 都城秋穂 1965: 変成岩と変成帯, 岩波書店
- Mogi, K. 1967: Regional variation of aftershock activity, Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 711-726
- 永野 真男・桜井 操・桂 忠彦・中村啓美・北原祥二・小野寺健英 1976: 九州西岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 11, 1-38
- 永野 真男・安城龍彦・登崎隆志 1977: 遠州灘の海底地質, 水路部研究報告, 12, 1-33
- Nakagawa, I., T. Yukutake and N. Fukushima 1985: Extraction of magnetic anomalies of crustal origin from Magsat data over the area of Japanese Islands, J. Geophys. Res., 90, B3, 2609-2615
- Nasu, N. et al. 1982: Multi-channel seismic reflection data across Nankai Trough, IPOD-Japan basic data series, No.4, Ocean Research Institute, University of Tokyo
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直・中村正夫 1985: 四国および周辺地域の震源分布, 地震, 38, 93-101
- 大久保泰邦・津 宏治・堀川義夫・小川克郎・高木慎一郎 1985: 全国の空中磁気図, 地質ニュース, 374, 48-57
- 大島章一・近藤 忠・塚本 徹・小野寺健英 1975: 北海道及び東北地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 10, 39-44
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英 1980: 西南日本周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 15, 33-54
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・植田義夫 1981: 北陸地方, 中部地方, 関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 16, 25-45
- Otofuji, Y., T. Matsuda and S. Nohda 1985: Opening mode of the Japan Sea inferred from the Palaeomagnetism of the Japan Arc, Nature, 317, 603-604
- 小澤智生・平 朝彦・小林文夫 1985: 西南日本の帯状地質構造は, どのようにしてできたか, 科学, 55, 4-13
- 桜井 操・永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢 実・池田 清 1975: 北海道南岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 10, 1-37
- 桜井 操・永野真男 1976: 九州西方の海底地形・地質構造, 地学雑誌, 85, 6, 19-31
- 桜井 操・茂木昭夫・中条純輔・宮崎光旗 1981: 常盤沖のマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 16, 1-24
- 桜井 操・佐藤任弘 1983: 東海沖Outer Ridgeの地質構造, 水路部研究報告, 18, 25-35
- 佐藤任弘・小野晃司 1964: 日本海山陰沖海域の海底地質, 地質学雑誌, 70, 434-445
- 佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野真男・内田摩利夫・大森哲雄 1973: 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質, 水路部研究報告, 8, 1-50
- 志岐常正・青木 斌・鈴木博之・武蔵野実・奥田義久 1974: GDP-8次航海の地質学的・岩石学的成果, 海洋科学, 6, No.8, 51-56
- Segawa, J. and S. Oshima 1975: Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of north-western Pacific island arcs and their tectonic implications, Nature, 256, No.5515, 15-19
- 友田好文・瀬川爾朗 1971: 日本近海の重力異常, 科学, 41, 2, 68-74
- Tomoda, Y., H. Fujimoto 1982: Maps of gravity anomalies and bottom topography in the Western Pacific, Bull. Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, No.14, Separate foldout package
- 植田義夫・登崎隆志・兼子俊朗 1985: 銭洲海嶺・駿河トラフ周辺の地磁気異常と深部構造, 水路部研究報告, 20, 83-107

- Yamamoto, A. and T. Kono 1983 : Seismic activities in and near the Japan Trench, off the San-riku Coast, for the period 1982-1976 using Data from the Kitakami Seismic Array, Tohoku Geophys. J. (Science Report Tohoku Univ. Ser. 5) 29, No.2, 57-80
- Yanagisawa, M. and M. Kono 1985 : Mean Ionospheric Field Correction for Magsat Data, J. Geophys. Res., 90, B3, 2527-2536
- Yoshii, T., W.J.Ludwig, N. Den, S. Murauchi, Y. Ewing, H. Hotta, P. Buhl, T. Asanuma and N. Sakajiri 1973 : Structure of Southwest Japan margin off Shikoku, J. Geophys. Res., 78, 2517-2525
- 湯浅真人・村上文敏 1985 : 小笠原弧の地形・地質と礫岩構造線, 地学雑誌, 94, 47-66

日本海溝から沈み込む海洋地殻の深さの推定

大島 章一*

DEPTH ESTIMATION OF OCEANIC LITHOSPHERE SUBDUCTING UNDER THE JAPAN TRENCH

Shoichi Oshima*

Abstract

Depth and dipping angle of the surface of subducting Pacific Plate have already shown as a double-planed deep seismic zone by Takagi et al. (1977). The double planed structure of the zone is clearly observed for the depth deeper than about 50 Km, whereas the hypocenter distribution for the shallower part is showing scattered pattern. Meanwhile, the multi-channel seismic reflection profiles around the axis of the Japan Trench (Nasu et al. 1979) are showing the surface of the igneous ocean crust subducting under the landward slope of the Japan Trench. The records are showing reflective sequences of the igneous bed dipping landward down to about 13 Km deep, of which deeper parts are obscured. These two results are providing clear picture of the surface of the subducting oceanic plate for the part shallower than 13 Km and deeper than 50 Km.

Geomagnetic survey results around the Japan Trench, which is showing landward attenuation of Japanese Lineations, are used to estimate the depth and dipping angle of the oceanic layer, with a filtering method.

The depth estimation with the geomagnetic data identified the surface of the magnetized oceanic layer from the trench axis to a depth of about 35 Km. Dipping angle of the magnetized layer is estimated as 14° at 35 Km deep, which seems to be extended toward the layer slightly below the upper seismic plane of the double-planed deep seismic zone.

1. はじめに

日本海溝の海溝軸は襟裳岬南東の襟裳海山付近から、犬吠崎東方沖の第1鹿島海山付近まで、ほぼ南北に走っており、南部ではやや西向きにゆるやかに弧を描いている。最深部の水深は、1983年に測量船「拓洋」で確認したところ、8,020mであった。第1図に日本海溝最深部の海底地形を示す。位置は日本海溝の南端部である。

図に示されているように、海溝軸にさらに裂開を示すような局所的な深みである海淵が存在し、最深部を形成している。海淵は堆積物で埋められており、長軸の方向は海溝軸とほぼ平行する。多分この付近の地殻に働く張力に直交する方向を示しているのであろう。

Received 15 December 1986

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

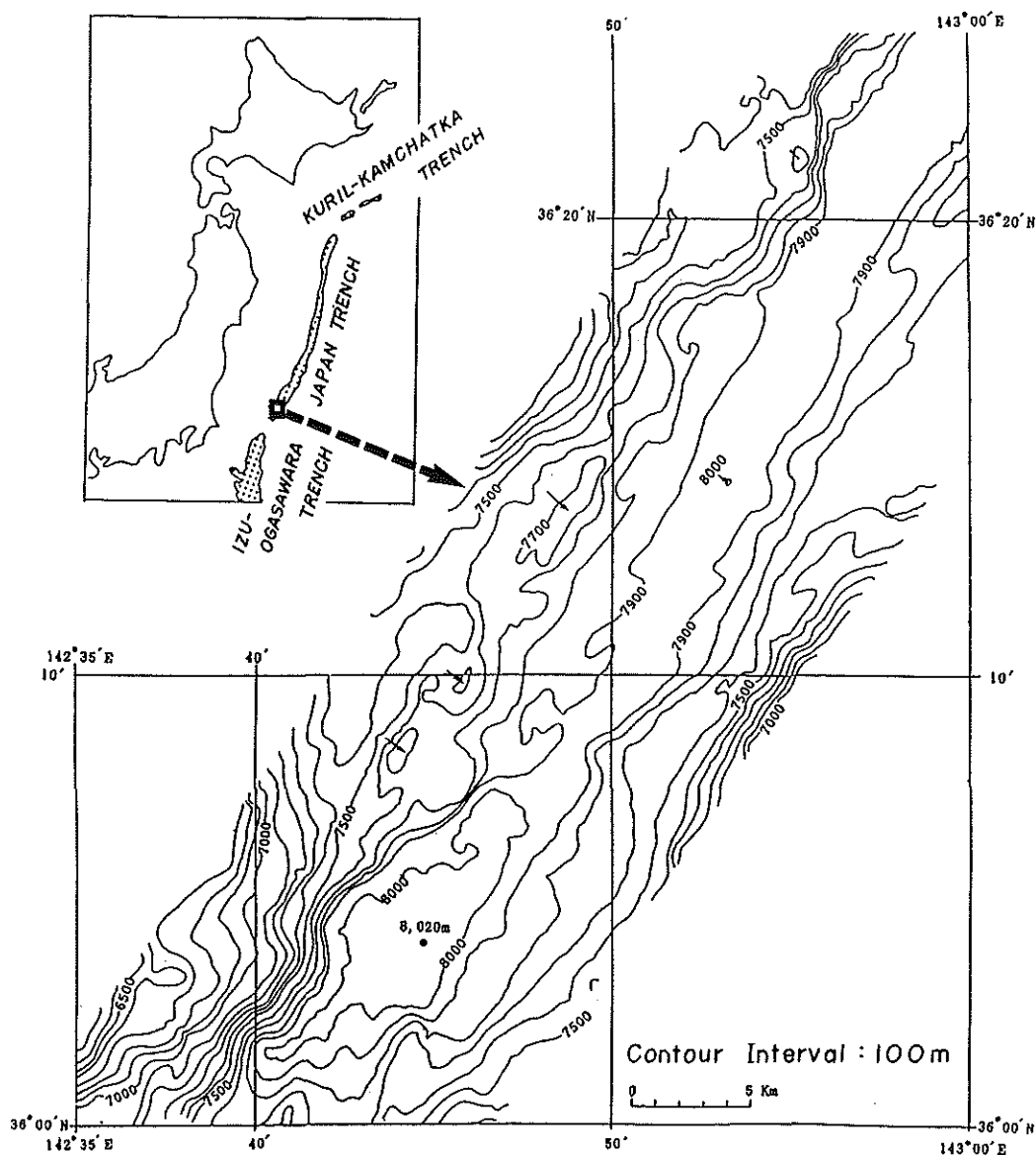


Figure 1. Topography of the deepest part of the Japan Trench. A narrow multi-beam echo sounder (Sea Beam) is used in the survey.

東北日本弧はこの日本海溝と、それに平行な島弧よりなる、きわめて発達の良い島弧-海溝系である。東北日本弧の太平洋側の海底を東から西に見ていくと、太平洋プレート西縁の地溝・地塁構造を示す海溝周縁隆起帯、大洋側海溝斜面、海溝軸、陸側海溝斜面、断層や褶曲構造に富む大陸斜面からよく発達した大陸棚を経て陸域に至る (Iwabuchi・1980)。

沈み込む太平洋プレートの様子について、それを最も明瞭に示す研究成果として東北大学の精密地震観測網の成果 (Takagi et al.・1977, Hasegawa et al.・1978^a, 1978^b) の結果をあげることができる。それらの結果によれば、日本海溝から日本列島下にもぐり込む太平洋プレートは、二重深発地震面を伴って深さ約

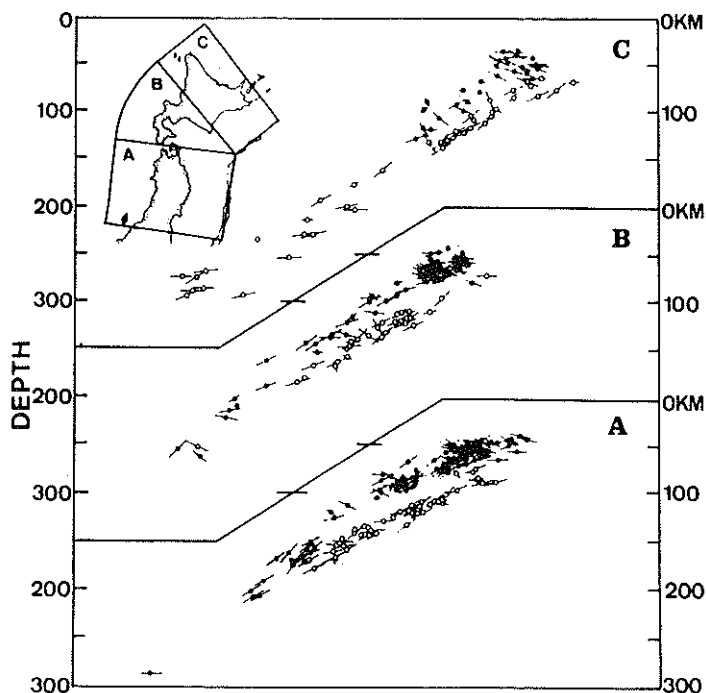


Figure 2. Double-planed deep seismic zone (After Umino et al. 1984).

250kmまで認められている。2重深発地震面の上面には down-dip compression, 下面には down-dip extension の地震が見られる。最近の研究成果によれば、この2重深発地震面は千島弧まで、両弧の会合部を経て、連続して追跡されている(海野, 長谷川, 高木他・1984)。また、60km以浅では低角逆断層型の地震が卓越しているとされている。第2図に海野他による東北日本弧の2重深発地震面と発振機構を示す。図中の黒丸と直線の組合わせは down-dip compression の地震とそのP軸を白丸と点線の組合わせは down-dip extension の地震とそのT軸を示している。

東北日本弧の地球物理学的諸データについては吉井(1977)により概括されている。すなわち、日本海溝における負の重力異常、三陸海岸(東経140度30分)付近のアサイスミック・フロントの存在(前記の Takagi et al.・1977, Hasegawa et al.・1978^a, 1978^b 等における低角逆断層地震の西縁)、島弧ほぼ中央の火山フロント、そして縁海(日本海)の高熱流量など、従来多数の調査研究の成果を集約した第3図のとおりである。

グローマータレンジャー号による三陸沖の深海掘削では、大陸斜面下で白亜紀末期の珪質泥岩上に、長いハイアタスを挟んでデイサイト(23Ma)、流紋岩などの火山岩巨礫、その上に浅海性貝化石を含む石灰質塊状砂岩が乗っていることがわかった(Arthur et al.・1980, 藤岡他・1983, von Heune et al.・1982)。

日本海溝から東北日本東岸にかけてのマルチチャンネル音波探査結果には、日本海溝から西へもぐり込む海洋地殻第2層が、深さ約13kmあたりまで、約5度の傾きで明瞭に記録されている(Nasu et al.・1979)。その記録の一部を第4図に示す。

Murauchi and Ludwig(1980)は、日本海溝付近の屈折法音波探査結果をまとめて、速度構造を明らかにした(第5図)。それによると、太平洋プレートの地殻第3層(6.6km層)は、海溝軸の西約110km付近で、深さ約21kmまで沈み込んでいる。彼らはまた、海溝陸側斜面下部に見られるプレート付加体がきわめて少な

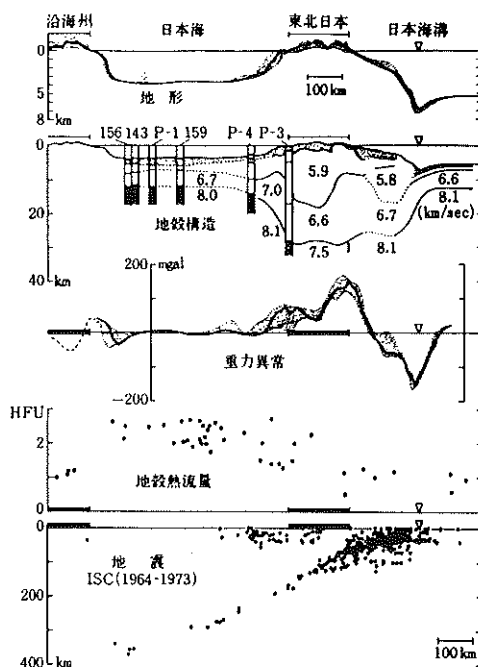


Figure 3. Geophysical cross-section of Northeast Japan (after Yoshii 1977).

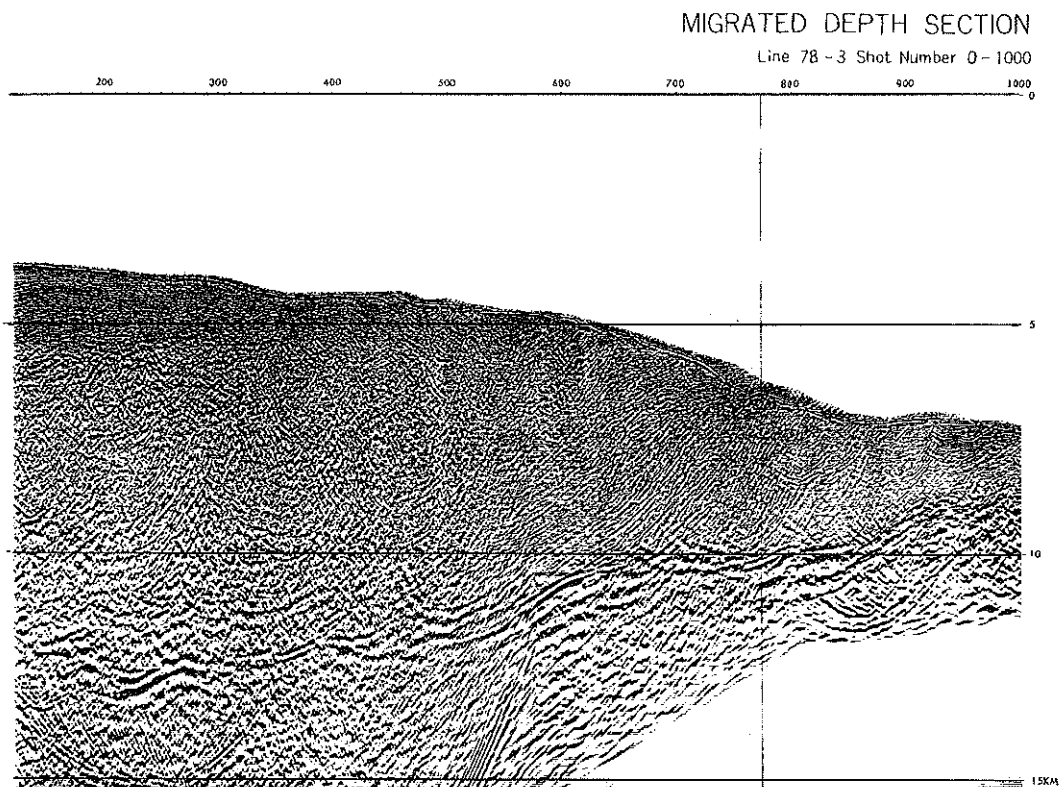


Figure 4. Multi-channel seismic reflection data across the Japan Trench along Line 78-3 by Ocean Research Institute, University of Tokyo. The survey line is running E-W direction at about $40^{\circ}28'N$ latitude (after Nasu et al. 1979).

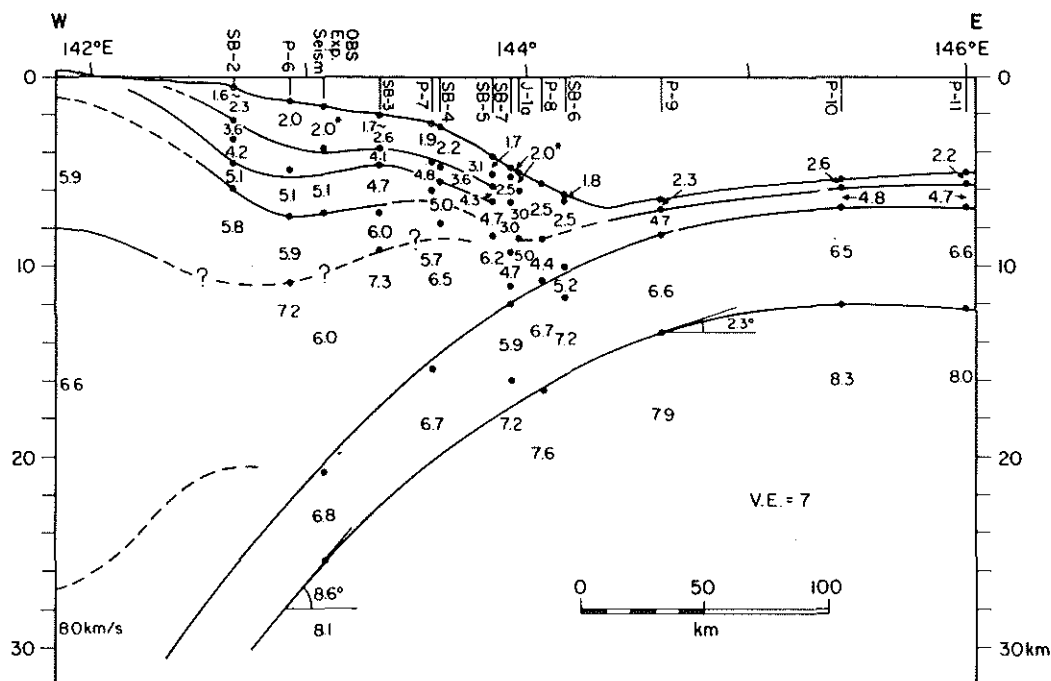


Figure 5. Composite velocity structure section of the Japan Trench along lat. 39°35'N (after Murauchi and Ludwig 1980).

い事を見出し、その理由として沈み込む海洋地殻と陸側の海溝斜面の間に挟み込まれる堆積物が沈み込む過程で脱水し、スリップ面は水を供給されて滑かになり、結果として陸側海溝斜面下部でテクトニックエロージョンが起きているためと考えている。

2. 沈み込む海洋地殻の深さの推定

太平洋プレートの縞状地磁気異常は、日本海溝から西へ、振巾を減衰させながら約100km程続いている。その様子を第6図に示す。この図は、地磁気全磁力異常の正負を、高低に変えて表現したものである。この減衰の様子から、縞状地磁気異常を及ぼしている海洋地殻第2層（玄武岩層）の深さを推定する。

2-1 予察的計算

日本海溝付近の地磁気縞状異常は、東北東-西南西向きで、ほぼ南北向きの海溝軸と斜交している。海洋地殻は海溝軸からはほぼ真西へ沈み込んでいると考え、その場合単純なプリズムモデルではどの程度近似できるか調べた。

Battacharyya (1964) によれば、第7図の座標系で、P (x,y,z) 点における磁化したプリズム ($d\alpha, d\beta, d\gamma$) の及ぼす磁場dFは、

$$dF = J \cdot \frac{\partial^2}{\partial s \partial t} \left(\frac{1}{r} \right) d\alpha \cdot d\beta \cdot d\gamma \quad (1.1)$$

$$r^2 = (x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2 \quad (1.2)$$

ここでJは磁化の強さ、 ∂s は磁化方向、 ∂t は周辺磁場方向の要素である。この式から出発し、長さ無限大上面の深さhの柱状磁化物体の及ぼす磁場Fは、 $z = 0$ の場合

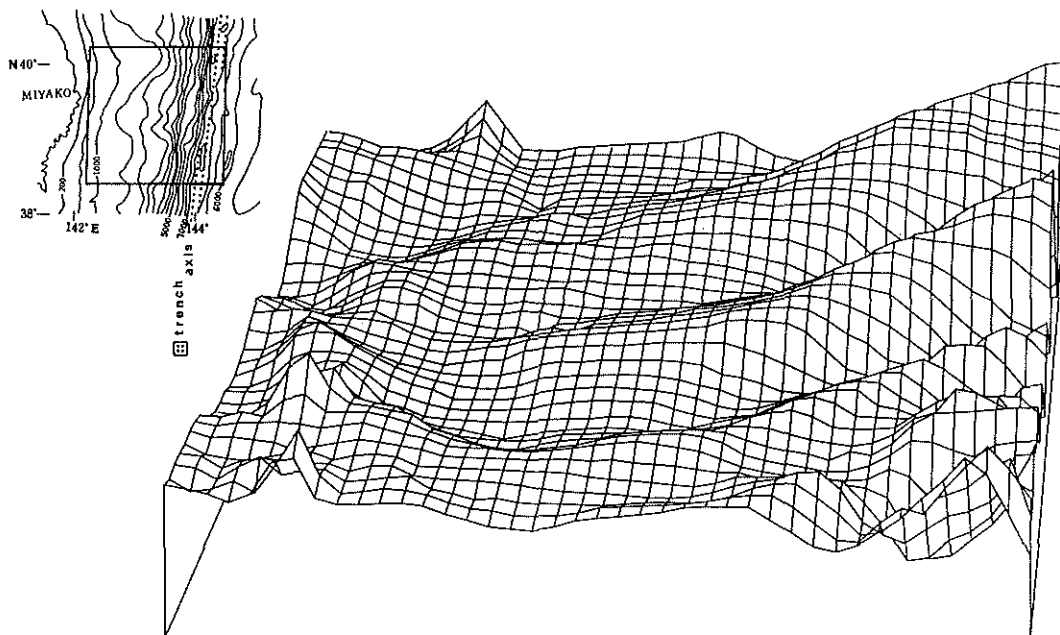


Figure 6. Western most part of the geomagnetic lineated pattern of the Japanese lineations.

Geomagnetic anomaly is expressed by graphycal feature. The top left is showing the area of geomagnetic data with topography. The Japanese lineations are crossing the Japan Trench, gradually lose its amplitude toward west, and are no longer seen at about 100 Km west of the trench axis.

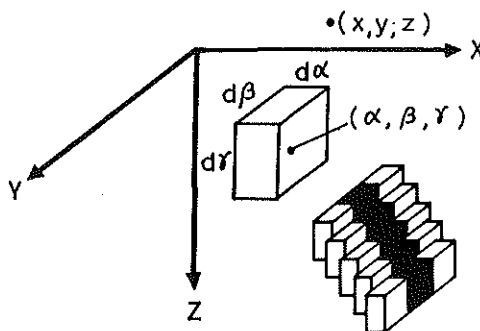


Figure 7. Prism-shaped magnetization for the Japanese lineations and coordinate system.

Normal and reverse alternate magnetization for the inclined columns of prisms are assumed. Lateral shift across each column is supposed to fit the survey result.

$$F(x, y, o, h) = J \left[\left[\alpha_{23}A/2 + \alpha_{13}B/2 - \alpha_{12}C - lLD - mME + NnG \right]_{\alpha l}^{\alpha u} \right]_{\beta l}^{\beta u} \quad (1.3)$$

ただし

l, m, n ; 周囲磁場の方向余弦

L, M, N ; 磁化の方向余弦

$$\alpha_{12} = L_m + M_l$$

$$\alpha_{13} = L_n + N_l$$

$$\alpha_{23} = M_n + N_m$$

$$\begin{aligned} A &= \log(r_0 - \alpha_1) (r_0 + \alpha_1) \\ B &= \log(r_0 - \beta_1) (r_0 + \beta_1) \\ C &= \log(r_0 + h) \\ D &= \tan^{-1} \{ \alpha_1 \beta_1 / (\alpha_1^2 + r_0 h + h^2) \} \\ E &= \tan^{-1} \{ \alpha_1 \beta_1 / (r_0^2 + r_0 h - \alpha_1^2) \} \\ G &= \tan^{-1} (\alpha_1 \beta_1 / r_0 h) \\ \alpha_1 &= \alpha - x \\ \beta_1 &= \beta - y \\ r_0^2 &= \alpha_1^2 + \beta_1^2 + h^2 \end{aligned}$$

$\alpha_0, \beta_0, \alpha_1, \beta_1$; α_1 と β_1 の上限と下限

よって上面と下面の深さ h, h' のプリズムが (x, y, o) 点に及ぼす磁場 ΔF は,

$$\Delta F = F(x, y, o, h) - F(x, y, o, h') \quad (1.4)$$

日本海溝付近では、地磁気偏角 $7^\circ W$ 、伏角 52° (水路部日本近海地磁気図) である。

Uyeda and Richards (1966) の結果によれば、日本付近の太平洋プレート上の海山の磁化の伏角は次のとおりである。

拓洋第1海山	($41^\circ 16' N$, $145^\circ 58' E$)	$2^\circ 21'$
襟裳海山	($40^\circ 55' N$, $144^\circ 54' E$)	$22^\circ 14'$
凌風第2海山	($40^\circ 38' N$, $146^\circ 51' E$)	$-3^\circ 38'$
凌風海山	($38^\circ 00' N$, $145^\circ 58' E$)	$2^\circ 48'$

また、彼等は海山の磁化は山頂部で弱く、基部で強いと報告している。Harrison (1971) は多数の海山の磁化について、その山頂部は磁化を失っている事を示した。Ueda (1985) は房総沖の日本海溝軸部の第1鹿島海山の磁化を推定し、海山の山頂部が非磁性である場合や、海山の基底が堆積層下部に延びている場合等各種の仮定の下に計算した結果、磁化の伏角は $15-44$ 度程度であることを示した。Ueda はまた、第1鹿島海山の北東に隣接する香取海山の磁化の伏角も算出し、 30 度前後の値を得ている。

このように、日本海溝付近の太平洋プレートの磁化の伏角の推定値として、 -3 度 38 分から 44 度までの値が見られる。ここでは予察的計算の例として、磁化の伏角が 30 度の場合の計算例を示す。なお、考えるモデルが東北東-西南西に細長い2次元の構造であるので、磁化の水平成分はこれと直交する $25^\circ W$ の方向のみとする。

モデルとして、第7図ですでに示したように、階段状で、かつ一段ずつ横ずれしていく厚さ 5 km のプリズムを考えた。海洋地殻の厚さについては、Vine and Wilson (1965) が $1-2$ km 前後と発表した後も多くの研究例が見られる。Huestis and Parker (1977) は深層曳航式磁力計による磁気測量結果や、深海掘削 (DSDP) で得られた海底玄武岩の磁化の強さ等から、海洋地殻の帯磁層の厚さは薄くて $450-1,000$ m、厚ければ $3,000-6,000$ m であることの結果を報告している。ここでは屈折法音波探査の結果 (Murauchi and Ludwig, 1980) で、日本海溝付近の海洋地殻第2、3層の厚さが 5 km 強であるので、帯磁層の厚さも 5 km とし計算を進める。帯磁層の深さの推定においては、帯磁層の厚さの違いは深さにはほとんど影響を与えない。

以上の仮定の下に、横ずれ階段状のプリズムモデルの計算を試行錯誤的にくり返し、かなり測量結果をよく近似できる第8図のモデルを得た。図では合計4列の正 (Normal) 及び負 (Reverse) の磁化分布と、それによる地磁気異常分布の計算結果が測量結果と共に示されている。なおモデルの磁化の強さは 2.2 A/m

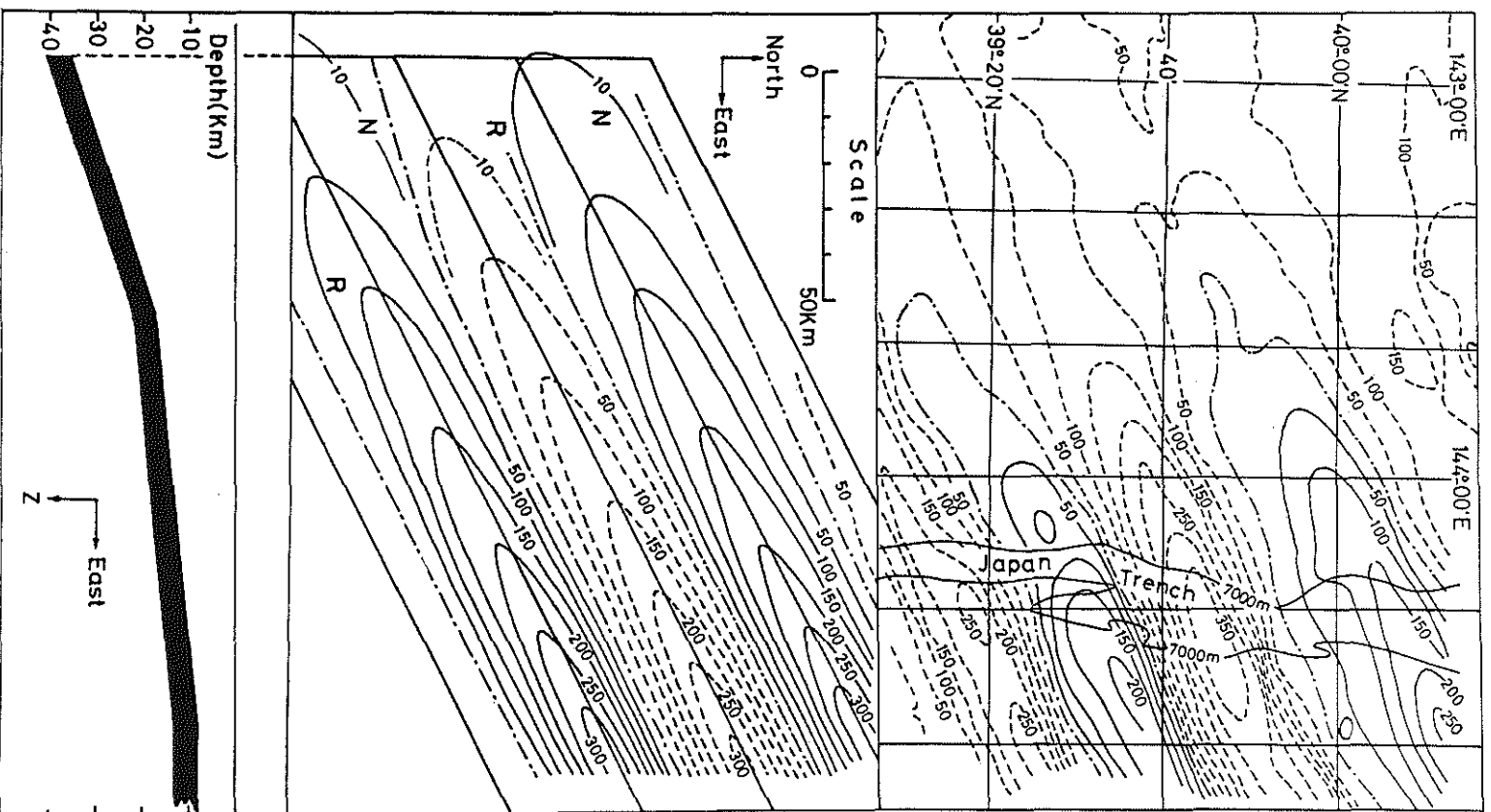


Figure 8. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around Japan Trench (top), calculated anomaly of the prism model (middle), and a vertical cross-section of the magnetized prism model (bottom).

帯磁層の傾斜は深さ17km以浅で5度, 17km以深で20度くらいである。

2-2 フーリエ変換とフィルター操作による深さの推定

(a) フィルター操作の概要

前項の予察的な計算に見られるとおり, 三陸沖の日本海溝付近の海洋地殻の磁化分布は, 2次元的な分布で近似できる。Schouten and McCamy (1972) によれば, 磁化分布が2次元的であれば, 磁化の分布と地磁気異常分布の関係を線型フィルターを用いて表わすことができる。また, 地磁気異常分布の upward continuation 及び downward continuation 等も線型フィルター操作により行う事が可能である。

第9図は Schouten and McCamy の論文に記載されている説明図である。いずれも最下段から, 時系列データ, その上段へデータのフーリエ変換, フィルター, フーリエ変換とフィルターの積, 及びそのフーリエ逆変換すなわち求める時系列データ (最上段) の順に並んでいる。左上の図 a は, 磁化の分布から地磁気異常を求めている。右上 b 図は, 最下段の地磁気異常が磁化の偏角及び伏角を変えると, 最上段のような波形となる事を示している。左下 c 図はその逆で, 任意の方向に磁化した帯磁層の地磁気異常の分布 (最下段) から出発して磁化分布 (最上段) を算出した結果を示している。以下に, この Schouten and McCamy の方法により, 日本海溝から陸側に沈み込む太平洋プレート帯磁層の深さを推定する。

深さの推定に使用するデータとその位置を, 第10図に示す。図は三陸沖日本海溝付近の地磁気縞状異常, それに直交する測地線 (図上で直線に見える $L_1 \sim L_8$), 日本海溝の海溝軸 (水深7,000mの等深線) を示している。使用するデータは, この $L_1 \sim L_8$ の8本の測地線上の, 等間隔な点における地磁気異常値である。測地線の計算に使用した準楕円体は, Bessel の楕円体 ($a=6377397.155$ m, $b=6356078.963$ m) である。実際には, 縮尺20万分の1の地磁気異常分布図に測地線を描き, 測地線が地磁気異常分布の等値線と交わる点の経緯度を求め, それらを用いて測地線上の等間隔の各点における地磁気異常値を内挿により求めた。

次に深さの推定を以下の順で行う。

- (i) 測地線 L_1 の地磁気異常分布から, 磁化の分布を推定する。
- (ii) $L_1 \sim L_8$ の各測地線上の地磁気異常分布を順次比較し, 順次帯磁層の深さを求めていく。
- (iii) L_1 で求めた磁化分布を, (ii) で求めた深さに沈め, その場合の地磁気異常分布 (理論値) と実測値を比較する。

先ず測地線上の等間隔地磁気異常データについて考える。測地線の一端を原点として, 第 j 番目の点までの距離を x_j , 地磁気異常を $m(x_j)$, また $m(x_j)$ の有限フーリエ変換を $M(S_k)$ とすると (S_k は波数)

$$M(S_k) = \sum_{j=0}^{N-1} m(x_j) \exp(-2\pi i k j / N) \quad (2.1)$$

$$m(x_j) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} M(S_k) \exp(2\pi i k j / N) \quad (2.2)$$

測地線の長さを l とすると,

$$x_j = l j / N, \quad j = 0, 1, \dots, N-1 \quad (2.3)$$

$$S_k = k / l \quad (2.4)$$

ここで, $M(S_k)$ は, 磁化の分布のフーリエ変換 $J(S_k)$, 深さの関数であるアースフィルター $F(S_k)$ 及び磁場の伏角の関数であるフェイズフィルター $\phi(S_k)$ の積として表わす事ができて,

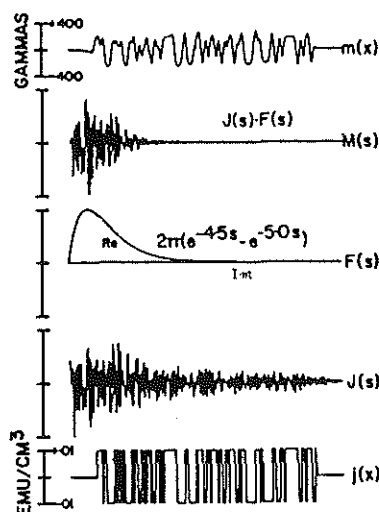


Fig. a.

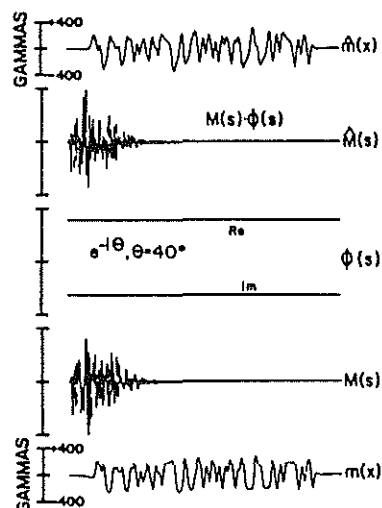


Fig. b.

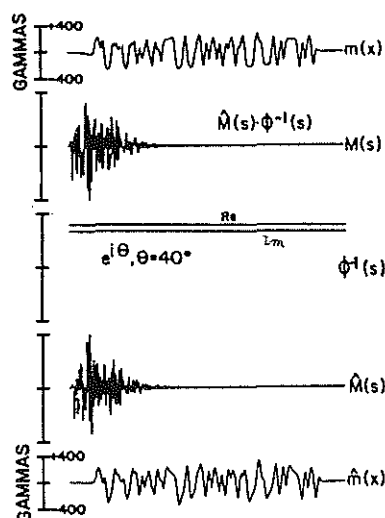


Fig. c.

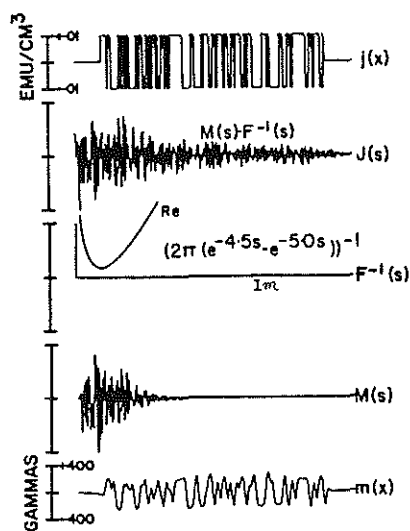


Fig. d.

Figure 9. The filtering operations: a function to be filtered (at the bottom of a, b, c, and d) is Fourier transformed; its transform (next above) is multiplied by the filter transform (next above) to form the transform of the filtered function (next above) which is inverse Fourier transformed to give the filtered function (top). The functions of x consist of N real data points from $x = 1$ to $x = 512$ (Km); the functions of s consist of $N/2$ complex data points from $s = 0$ to $s = 2\pi \cdot [(N/2 - 1)/N]$ (Km^{-1}); $N = 512$. (a) Applying an earth filter $F(s)$ to a magnetization distribution $j(x)$ to yield a theoretical anomaly $m(x)$. The magnetization distribution here and in other examples is a simplified version of the reversal history between anomalies 5 and 7. (b) Applying a phase filter $\phi(s)$ to the theoretical anomaly $m(x)$ to yield a skewed anomaly $\hat{m}(x)$. (c) Applying an inverse phase filter to remove the effect of nonvertical magnetic vectors from the skewed anomaly. (d) Applying an inverse earth filter to the theoretical magnetic anomaly to resolve the magnetization distribution that is its source (after Shouten and McCamy 1972).

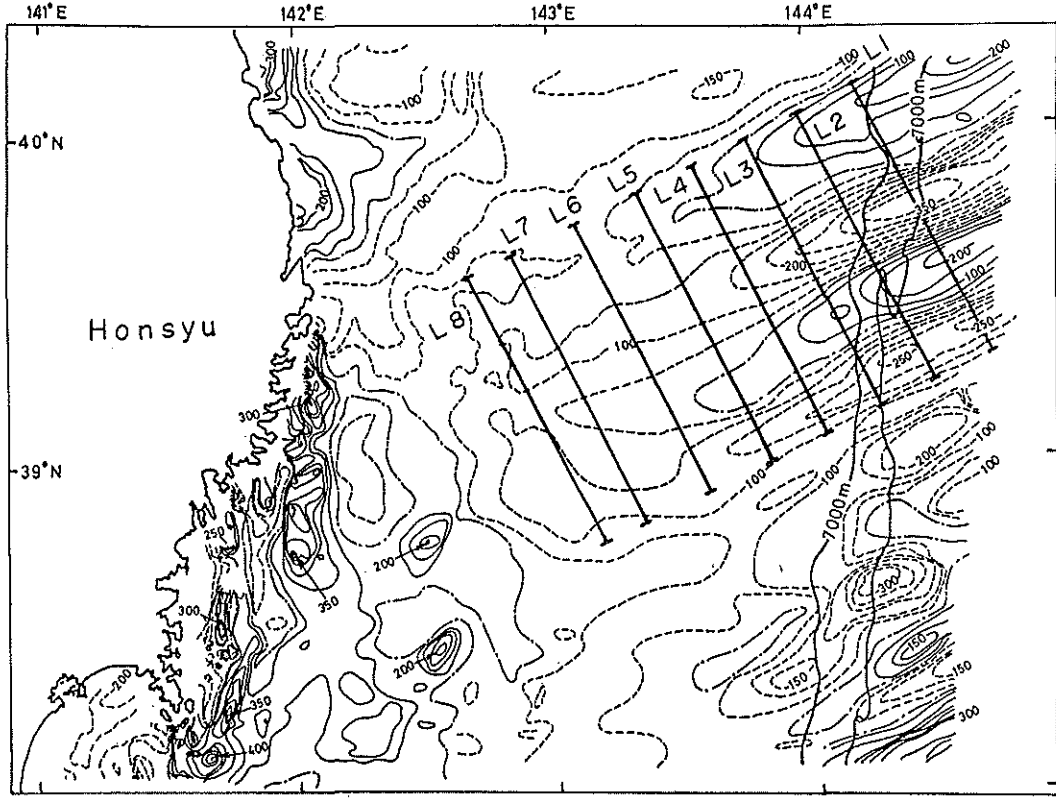


Figure 10. Geomagnetic total intensity anomaly distribution and location of lines ($L_1 \sim L_8$) for the depth estimation. Axis of the trench is shown by 7,000 meter isobath.

$$M(Sk) = J(Sk) \cdot F(Sk) \cdot \Phi(Sk) \quad (2.5)$$

ここでアースフィルター $F(Sk)$ は、帯磁層の上面、下面の深さを a , b とすると、

$$F(Sk) = 2\pi \{ \exp(-2\pi a Sk) - \exp(-2\pi b Sk) \} \quad (2.6)$$

次にフェイズフィルター $\Phi(Sk)$ については、周囲磁場の伏角を I , 磁化の伏角を I_r , 考えている測地線を含む鉛直面に周囲磁場ベクトル及び磁化ベクトルを投影した場合の各々の伏角を I' , I'_r とすると、

$$\Phi(Sk) = c \cdot \exp(i\nu) \quad (2.7)$$

ただし

$$c = (\sin I \cdot \sin I_r) / (\sin I' \cdot \sin I'_r), \quad \nu = I' + I'_r - \pi \quad (2.8)$$

以上が Schouten and McCamy (1972) の方法の概要である。

つぎに、2本の測線上の地磁気異常のデータを比較して、帯磁層の深さの差を求める事を考える。それぞれの測線上のデータに、添字 1 及び 2 を付して (2.6) 式を書き直すと、

$$\begin{aligned} F_1(Sk) &= 2\pi \{ \exp(-2\pi a_1 Sk) - \exp(-2\pi b_1 Sk) \} \\ F_2(Sk) &= 2\pi \{ \exp(-2\pi a_2 Sk) - \exp(-2\pi b_2 Sk) \} \end{aligned} \quad (2.9)$$

ここで a_1 , b_1 は第 1 の測線下の帯磁層上面、下面の深さ、 a_2 , b_2 は第 2 の測線下の同様の値である。

上記の (2.1) ~ (2.5) 式及び (2.7), (2.8) 式についても同様に添字 1, 2 を付して第 1 測線と第 2 測

線における値を表わすものとする、磁化分布が乱されずに一定なら、

$$J_1(Sk) = J_2(Sk) \quad (2.10)$$

ところで、第2測線では帯磁層は第1測線よりdだけ深いとする、

$$a_2 = a_1 + d$$

$$b_2 = b_1 + d$$

よって (2.9) 式から、

$$d = -\ln |F_2(Sk)/F_1(Sk)| / 2\pi Sk \quad (2.11)$$

(lnは自然対数)

(2.5) 式と (2.10) 式により

$$F_2(Sk)/F_1(Sk) = \{M_2(Sk)/M_1(Sk)\} \cdot \{\Phi_1(Sk)/\Phi_2(Sk)\} \quad (2.12)$$

したがって、周囲磁場及び磁化の偏角伏角及び地磁気異常分布が与えられれば、(2.11), (2.12) 式により帯磁層の深さの増分dを算出することができる。

(b) 座標変換

三陸沖日本海溝付近では、海溝軸はほぼ南北なので沈み込む太平洋プレートはほぼ真西に傾いていると考えられる。しかし地磁気縞状異常はN65°E方向であり、地磁気異常の断面を考えるL₁~L₈はN25°W方向である。従って西に傾く海洋プレート上のL₁~L₈では、その北端部の方が南端部より深く沈み込んでおり、海面を基準として深さの推定を行う事は適当でない。

そこで第11図に示すように、帯磁層と平行な方向にY'軸、それと直角下向きにZ'軸をとり、X及びX'軸を北向きにとって(X=X')、帯磁層の考えている部分に平行なXY'面上に地磁気異常分布のデータを移して帯磁層の深さを推定する。

第12図に座標変換の詳細を示す。Spは海面、Mpは帯磁層と平行な面、AはMp上の直線、BはSp上の直線である。

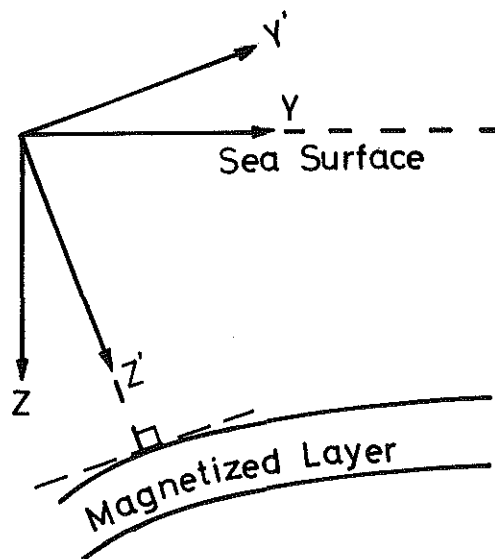


Figure 11. Rotation of the coordinate system along X axis. Y' axis is locally parallel with the surface of the magnetized layer.

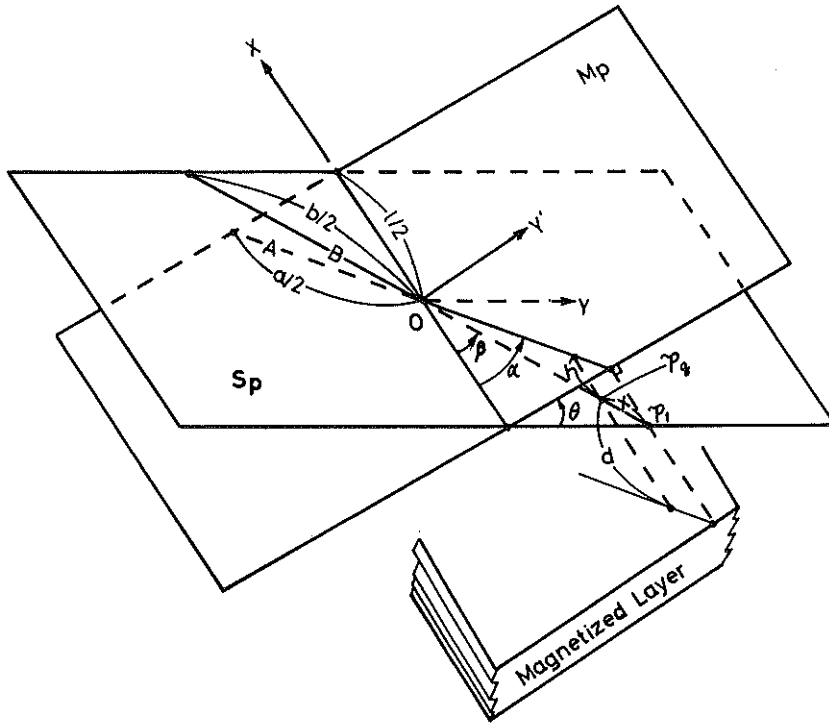


Figure 12. Coordinate system and symbols for the depth estimation.

すでに海面 Sp 上の測地線上の等間隔データを得ているので、これを直線 B 上のデータと見なすことにする。また、測線長は約100kmであるので以後すべて平面座標で考える。第12図のとおり、直線 A の長さを a 、直線 B の長さを b 、 Sp と Mp の交わる線の長さを l とする。また Sp と Mp のなす角を θ 、 X 軸と A のはさむ角を α 、 X 軸と B のはさむ角を β とする。原点 O は A と B の交点とする。

B 上の点を $p_1, p_2, \dots, p_q, \dots, p_i$ とし、これらの面 Mp に垂直に下ろした A 上の点を、それぞれ $q_1, q_2, \dots, q_q, \dots, q_i$ とする。 p_1 から p_q までの長さを x' 、 p_q から面 Mp までの距離を h 、 p_q から帯磁層上面までの距離を d とする。原点 O における帯磁層上面までの垂直距離を dm とすると、

$$h = (b/2 - x') \sin \beta \cdot \sin \theta \quad (2.13)$$

$$d = dm - h \quad (2.14)$$

また、 α は地磁気縞状異常と直交する方向である。

次に海面 Sp 上の直線 B 上のデータを h だけupward continuation (又はdownward continuation) し、 q_i 点の値を得る。すなわち、(2.5) 式で直線 A に関して添字 a 、直線 B に関して添字 b を付して書き直すと、

$$\left. \begin{aligned} Ma(Sk) &= Ja(Sk) \cdot Fa(Sk) \cdot \Phi_a(Sk) \\ Mb(Sk) &= Jb(Sk) \cdot Fb(Sk) \cdot \Phi_b(Sk) \end{aligned} \right\} \quad (2.15)$$

磁化の分布、周囲磁場は A の場合も B の場合も同じなので

$$Ja = Jb$$

$$\Phi_a = \Phi_b$$

また (2.6) 式により

$$Fa(Sk) = Fb(Sk) \cdot \exp(-2\pi h Sk)$$

従って

$$Ma(Sk) = Mb(Sk) \cdot \exp(-2\pi hSk) \quad (2.16)$$

この (2.16) 式と (2.2) 式により直線Aの上の第q-1番目の点 q_0 における地磁気異常の値を得ることができる。

以上のupward (downward) continuationを $p_1 \sim p_l$ 各点について行い、帯磁層と平行な面 M_p 上の直線Aに沿う地磁気異常分布を得ることができる。

なおフェイズフィルター Φ については、座標の回転を考慮する必要がある。第12図のXYZ座標で磁場の偏角と伏角をD, Iとすると、X軸に関し θ だけ反時計まわりに回転したXY'Z'座標系に関する偏角と伏角D'とI'は、

$$\left. \begin{aligned} D' &= \tan^{-1}(\eta/\xi) \\ I' &= \tan^{-1}(\eta/\mu) \end{aligned} \right\} \quad (2.17)$$

ただし

$$\begin{aligned} \xi &= \cos I \cdot \cos D \\ \eta &= \cos I \cdot \sin D \cdot \cos \theta - \sin I \cdot \sin \theta \\ \zeta &= \sin I \cdot \cos \theta + \cos I \cdot \sin D \cdot \sin \theta \\ \mu &= \sqrt{\xi^2 + \eta^2} \end{aligned}$$

なお、磁化の偏角と伏角については、帯磁層の傾きに従って座標を回転するので変換する必要はない。

(c) ノイズの除去

さて、 $L_1 \sim L_8$ に沿う地磁気異常データには、考えている海洋地殻の帯磁層以外の帯磁岩体の及ぼす磁場が重複している可能性がある。特に、 $L_6 \sim L_8$ では海洋地殻が深く、縞状地磁気異常の振巾は減衰し、海洋地殻の上位にある厚い陸性の地殻の影響が見られる。云わばSignal (地磁気縞状異常) にNoise (陸性地殻の及ぼす磁場) が重なったInput (地磁気異常値) が記録されている訳である。このような場合、理論的にはWienerの予測フィルターでNoiseを除去する事が可能である (Davenport W.B.Jr and W.L.

Root・1958)。Wienerの理論によれば、Input $y(t)$, Signal $s(t)$, Noise $n(t)$ は

$$y(t) = s(t) + n(t) \quad (2.18)$$

と表わすことができ、周波数領域において $s(t)$ と $y(t)$ の相互スペクトルを $S_{sy}(f)$, $y(t)$ の自己スペクトルを $S_y(f)$ とすると、予測フィルター $H(f)$ は、

$$H(f) = S_{sy}(f) / S_y(f) \quad (2.19)$$

ところで測線 L_1 において磁化の分布のフーリエ変換 $J(Sr)$ が求められており、測線 $L_i (i = 2 \sim 7)$ から L_{i+1} の間での帯磁層の深さの増分は、 L_{i-1} から L_i に至る帯磁層の傾きから推定できる。推定した深さの増分を de , また L_i 及び L_{i+1} における地磁気異常のフーリエ変換を $M_i(Sk)$ 及び $M_{i+1}(Sk)$ とすると、帯磁層の磁化が理想的な2次元の分布であれば、 $M_{i+1}(Sk)$ の推定値 $M_{i+1}^e(Sk)$ は、

$$M_{i+1}^e(Sk) = M_i(Sk) \exp(-2\pi de \cdot Sk) \quad (2.20)$$

つぎに、 L_{i+1} における地磁気異常の測定値の自己スペクトルを $S_y(Sk)$, 測定値と推定値の相互スペクトルを $S_{sy}(Sk)$ とすると、

$$\left. \begin{aligned} S_y(Sk) &= M_{i+1}(Sk) \cdot M_{i+1}^*(Sk) \\ S_{sy}(Sk) &= M_{i+1}(Sk) \cdot M_{i+1}^e(Sk) \end{aligned} \right\} \quad (2.21)$$

(*は共役複素数)

と表すことができる。(2.19)式により、予測フィルター $H(Sk)$ は、

$$H(Sk) = M_{i+1}^* (Sk) / M_{i+1} (Sk) \quad (2.22)$$

しかし、予測フィルターは測定値の縞状異常に関する成分の振巾を変化させない事が望ましいので、

$|H(Sk)|$ の最大値 H_{max} を用いて、

$$H_n(Sk) = H(Sk) / H_{max} \quad (2.23)$$

従って、 L_{i+1} におけるNoiseを除去した地磁気異常のフーリエ変換を $M_{i+1}^*(Sk)$ とすると、

$$M_{i+1}^*(Sk) = H_n(Sk) \cdot M_{i+1}(Sk) \quad (2.24)$$

(d) 計算結果

計算に使用した周囲磁場の偏角 D 、伏角 I は、日本近海磁気図(海上保安庁)から、

$$D = 6^\circ 50'$$

$$I = 52^\circ 00'$$

とする。また、帯磁層の厚さは5kmとする(厚さは帯磁層の深さの推定にほとんど影響しない)。磁化の偏角と伏角には、考えている地磁気縞状異常の延長付近に位置する三つの海山(Takuyo-Daiiti SMt., Erimo (Sisoev) SMt., Ryofu-Daini SMt.)の値の平均値

$$D_m = -11^\circ 00'$$

$$I_m = 6^\circ 59'$$

を使った。また、測線($L_1 \sim L_8$)の長さは101.3kmである。

計算の結果を第1表及び第13図に示す。なお、これらの結果はマルチチャンネル音波探査記録(Nasu et al.・1979)で、海洋地殻第2層上面が、測線 L_1 付近で深さ8.2kmのところに明瞭に見分けられるので、

Table 1 Depth and descending angle of the magnetized layer of the Pacific Plate.

測 線	測線中央の経度	海溝軸からの距離 (西向きに測線中央まで)	帯磁層上面の 深さ	傾斜角
L 1	144°27'	——	8.2 km	——
L 2	144°14'	0 km	9.6 km	5°
L 3	144°01'	18 km	12.8 km	7°
L 4	143°50'	35 km	16.9 km	10°
L 5	143°35'	55 km	20.8 km	10°
L 6	143°21'	76 km	24.5 km	10°
L 7	143°06'	98 km	31.0 km	13°
L 8	142°57'	112 km	34.6 km	14°

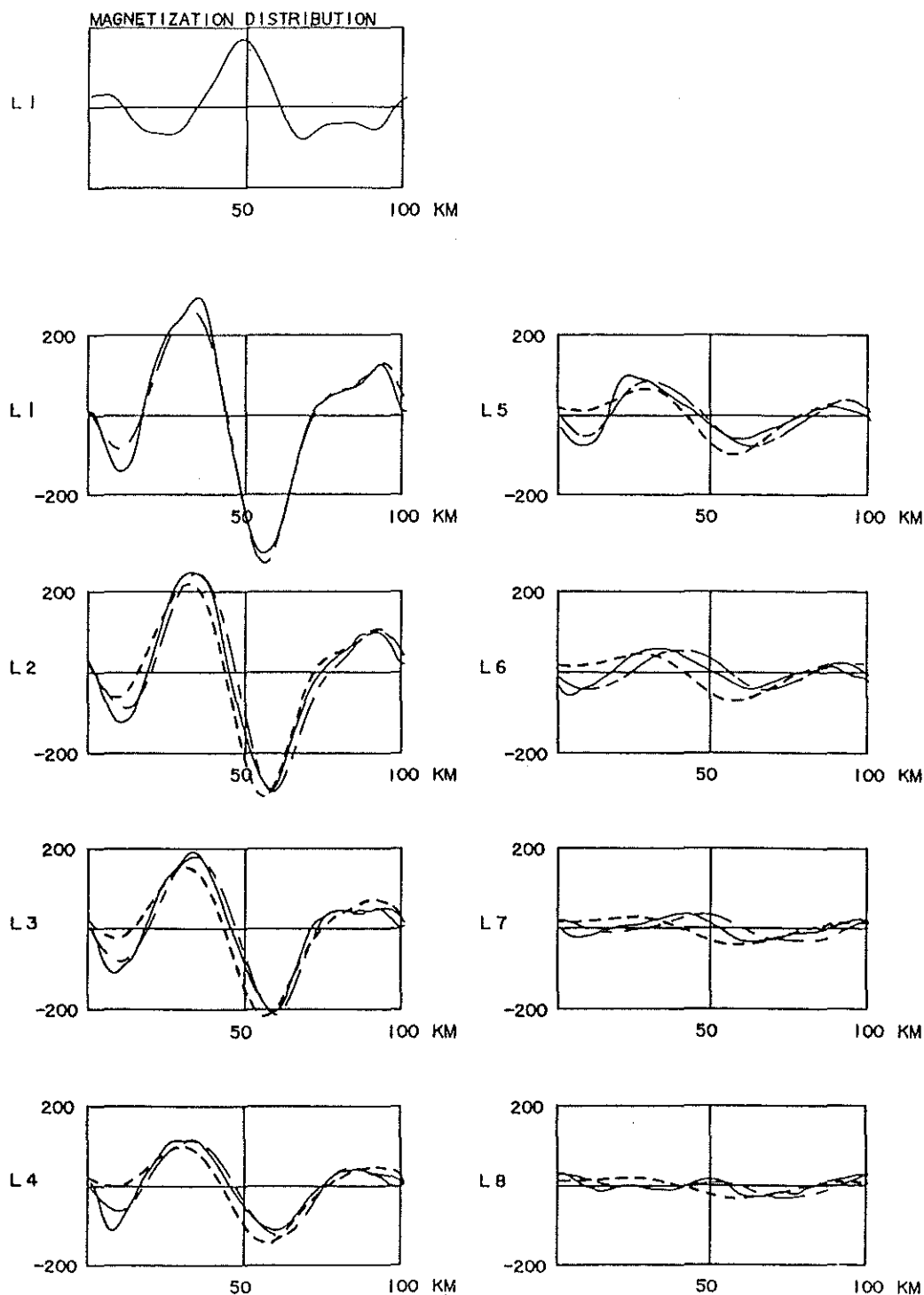


Figure 13. Results of filtering operation. Location of $L_1 - L_8$ is shown in Figure 10. Solid line is observed geomagnetic total intensity, dash and dot line is up-down continued anomaly on M_p plane (see figure 12) and dashed line is theoretic value calculated with magnetization distribution at L_1 (top left) and estimated depth.

これを初期値として順次深さを求めた。なお帯磁層の深さは、それぞれの測線の間における値である。

得られた第13図で、左最上段は磁化の分布、その他は $L_1 \sim L_8$ における地磁気異常の測量結果（実線）、測量結果を帯磁層と平行な面にupward (downward) continuationで移し、陸性地殻の影響（Noise）を除去した値（一点破線）、及び L_1 で求めた磁化分布を各測線で求めた深さまで沈めた場合の理論的な地磁気異常（点線）を示している。

結果は、 $L_2 \sim L_5$ でかなり理論値（点線）と実測値（一点破線）は良く合っているが、 $L_6 \sim L_8$ では両者の位相がかなりずれてしまっている。しかし、振巾についてはよく合っており、求めた帯磁層の深さはおおむね実際の深さの近似値を与えているものと考えられる。

なお、各図の左側（南側）の負異常が、深さを増すに従って理論値での減衰が早く、実測値との差が大きい。この事は多分測線長が短いため、測線の両端近くで磁化の分布が精度良く求められていないためであろう。フーリエ解析を応用する場合は、できるだけ長い測線のデータを取扱って、端の影響を最小限にとどめる事が望ましいが、今回の場合には、海洋地殻の傾く方向と、地磁気縞状異常の方向が25度の角度をなしており、図示した測線長（101km）以上に長くすることができなかった。

次に求めた帯磁層の深さを、東北大学の1977年の微小地震観測結果と共に、第14図に示す。図でTAはTrench Axis, AFはAseismic Front, VFはVolcanic Frontで、TAより東の帯磁層は、マルチチャンネル音波深査の結果（Nasu et al.・1979）により描いた。同図は、これまで明瞭に把握できなかった大陸斜面下の海洋地殻の形状をかなり明瞭に示すものであり、海洋地殻第2、3層すなわち帯磁した層が二重深発地震面の上面付近に向って沈み込んでいる事を示している。

第15図に海溝軸からAseismic Front付近までの拡大図を示す。この図では沈み込む海洋地殻第2、3層が、二重深発地震面の上面のすぐ下に向かって沈み込んでいるように見える。小原他(1986)によれば、二重深発地震面の上面のすぐ下から下位が、地震波速度の高速度域となっている。これらの事から二重深発地震面の上面そのものは、海洋地殻第3層より上位の層、すなわち海洋地殻第2層ないしその上位の大陸斜面を構成する岩石の存在する領域であると推定されるが、さらに他の観測事実とも総合的に検討し、確認する事が必

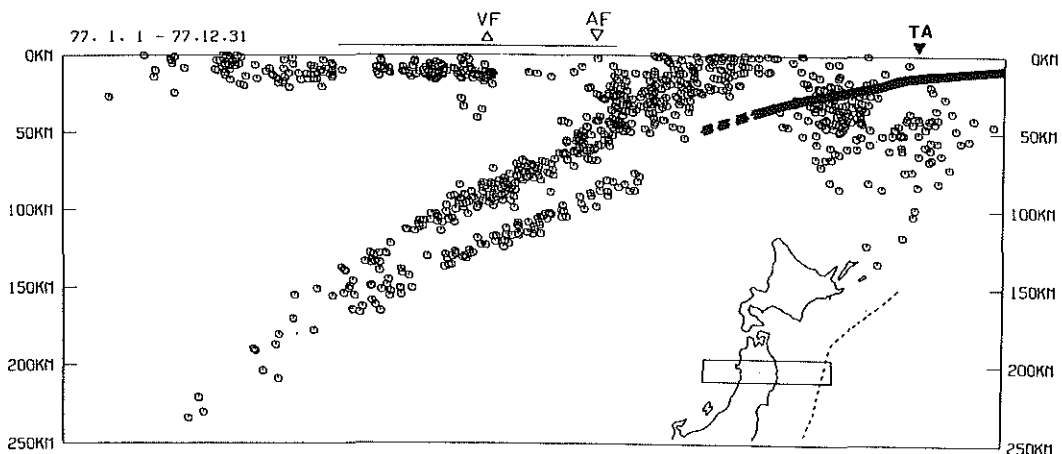


Figure 14. Double-planned deep seismic zone determined by Observation Center for Earthquake Prediction, Tohoku University, and subducting magnetized layer of the Pacific Plate (thick line). TA is trench axis, AF is aseismic front and VF is volcanic front.

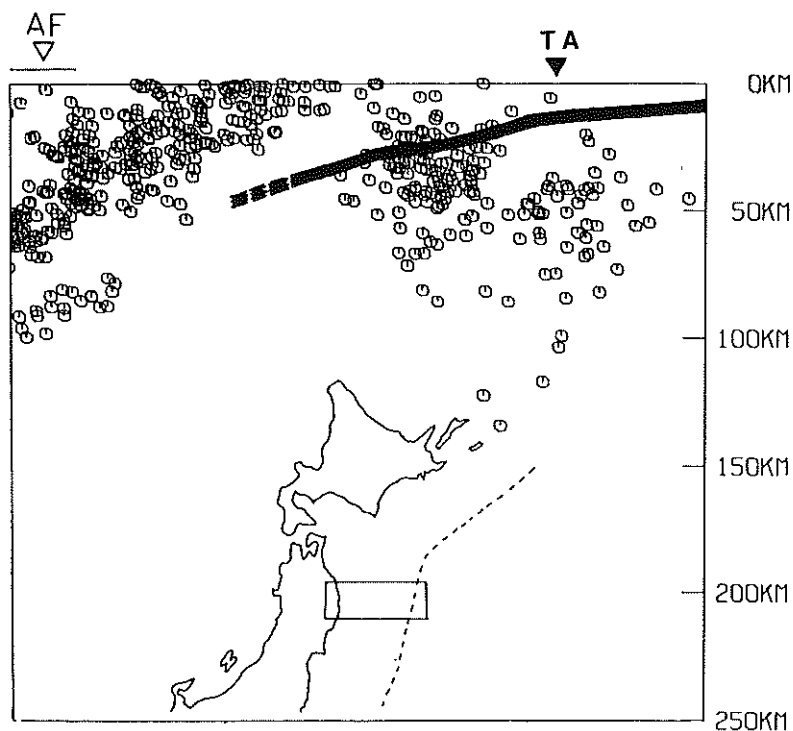


Figure 15. Focal depth distribution determined by Observation Center for Earthquake Prediction, Tohoku University, and subducting magnetized layer of the Pacific Plate (thick line). TA is trench axis, AF is aseismic front.

要であろう。

謝 辞

本論作成にあたり、有益な御助言を下された東北大学高本章雄教授、浜口博之教授、長谷川昭助教授および東京大学友田好文名誉教授に心より感謝いたします。また計算等に御協力頂いた金子康江、太田健次両氏に御礼申し上げます。

参 考 文 献

- Arthur, M.A. et al 1980 : Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 56/57, Part 1
 Battacharyya, B. K. 1964 : Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, 29, 517-531
 Davenport W.B.Jr. and W.L.Root 1958 : An introduction to the theory of random signals and noise, McGraw-Hill
 藤岡換太郎・本座栄一・新妻信明・岡田博有 1983 : 太平洋プレートの沈み込みと日本海溝, *科学*, 53, 420-428
 Hasegawa, A., N.Unino and A. Takagi 1978^a : Double-planed deep seismic zone and upper-mantle

- structure in the Northeastern Japan Arc, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 54, 281–296
- Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi 1978^b : Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, 4, 743–58
- Harrison, C. G. A. 1971 : A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, 36, 349–357
- Huestis, S. P. and R. L. Parker 1977 : Bounding the thickness of the oceanic magnetized layer, *J. Geophys. Res.*, 82, 5293–5303
- Iwabuchi, Y. 1980 : Topography of Trenches in the Adjacent Seas of Japan, *Marine Geodesy*, 4, 121–140
- Murauchi, S. and W. J. Ludwig 1980 : Crustal structure of the Japan Trench : The effect of subduction of ocean crust, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 56/57, Part 1, 463–469, Washington (U.S. Government Printing Office)
- Nasu, N. et al. 1979 : Multi-channel reflection data across the Japan Trench, *IPOD—Japan Basic Data Series*, No. 3, Ocean Research Institute, University of Tokyo
- 小原一成・長谷川昭・高木章雄 1986 : 東北日本における地殻・上部マントルの三次元P波及びS波速度構造, *地震*, 39, 201–215
- Schouten H. and K. McCamy 1972 : Filtering Marine Magnetic Anomalies, *J. Geophys. Res.*, 77, 7089–7099
- Takagi, A., A. Hasegawa and N. Umino 1977 : Seismic activity in the North eastern Japan Arc, *J. Phys. Earth*, 25, Suppl., S95–S104
- 海野徳仁・長谷川昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博 1984 : 地震, 37, 523–538
- Ueda, Y. 1985 : Geomagnetic Study on Seamounts Daiiti-kasima and Katori with special reference to subduction process of Daiiti-kasima, *J. Geomag. Geoelec.*, 37, 601–625
- Uyeda, S. and M. Richards 1966 : Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 179–213
- Vine, F. J. and J. T. Wilson 1965 : Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Islands, *Science*, 150, 485–489
- von Heune, R., M. Langseth, N. Nasu and H. Okada 1982 : A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench Transect, *Geolog. Soc. Amer. Bull.*, 93, 829–846
- 吉井敏尅 1977 : 東北日本の地殻・マントル構造, *科学*, 47, 170–176

相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査

加藤 茂*・富安 義昭**・土岐 嘉孝***

MULTI-CHANNEL SEISMIC REFLECTION SURVEY IN THE SAGAMI TROUGH

Shigeru Kato*, Yoshiaki Tomiyasu** and Yoshitaka Doki***

Abstract

In 1984 and 1985, a multi-channel seismic reflection survey on the six survey lines were carried out by the Survey Vessel Takuyo of the Hydrographic Department of Japan in the Sagami Trough bordering the northeastern margin of the Philippine Sea plate. The survey has revealed some characteristics of the geological structure in the Sagami Trough.

Acoustic basement reflector of the southern trough slope is traced beneath the Awa Canyon and bottom of the trough near the Boso Canyon. The basement is inclined northeastward, so the Philippine Sea plate is overlain by the Eurasia plate. Well-deformed layer and inclosed meandering canyon in the central part of the Sagami Trough presents a contrast to the other convergence boundary of plates. These indicate the change of tectonics after sedimentation of the layer and support the change of the direction of the plate motion. There is a large possibility that a zone of the Boso Canyon is a former accretionary prism, when the Philippine Sea plate moved to north and subducted beneath the northern slope.

1. はじめに

海上保安庁水路部では、地震予知計画の一環として、フィリピン海プレート北縁部に位置しプレートの収束境界と考えられている南海・駿河・相模トラフの精密な海底調査を進めている。この調査によって、詳細な海底地形、地質構造、地磁気異常、重力異常がしだいに明らかになり、プレート境界域におこる地震の発生メカニズムの解明や、将来高密度に展開されるであろう海底観測網の適正配置に資することが期待される。

これらの調査の一環として、1984-1986年には相模トラフ海域の集中的な海底調査が行われた。調査項目は、ナローマルチビーム測深機（シービーム）による精密海底地形調査、マルチチャンネル（12ch）反射法音波探査、シングルチャンネル音波探査、地磁気、重力測量であった。

本稿では、これらの調査のうち1984-1985年に実施した相模トラフにおけるマルチチャンネル反射法音波探査の断面図を示すとともに、これをもとに、プレート境界域としての相模トラフの地質構造について若干の考察を行った。

Received 15 January 1987

* 海洋調査課 Ocean Surveys Division

** 第六管区海上保安本部水路部 Hydro. Dept. 6th R.M.S. Hqs.

*** (株)エスピーシー SPC CO., LTD.

2. 相模トラフの概観

相模トラフは相模湾奥から房総半島と伊豆大島の間をぬけて伊豆・小笠原海溝に至る長さ300kmを超す長大な深みである（第1図）。相模トラフの軸は、何度か屈曲しながらも全体的には東南東方向にのび、深さを増している。

今回マルチチャンネル反射法音波探査を実施したのは相模トラフの中・東部海域である。この付近では相模トラフ底の両縁に2本の海底谷（北側の房総海底谷と南側の安房海底谷）がほぼ平行して走っている。両海底谷の地形には大きな違いがみられる。房総海底谷は顕著な穿入蛇行谷であるのに対し、安房海底谷は上流部で緩い傾斜の谷壁を持つ浅い谷で、下流部ではいくつかの円形凹地を連ねた峡谷状の谷となっている。相模トラフの南側斜面は北東に傾く平滑で一様な斜面である。これとは対照的にトラフの北側斜面は、房総海底崖、千倉海丘列、深海平坦面があり、より複雑な地形を示している。この海域の海底地形については加藤ほか（1985）や竹内（1986）に論じられている。

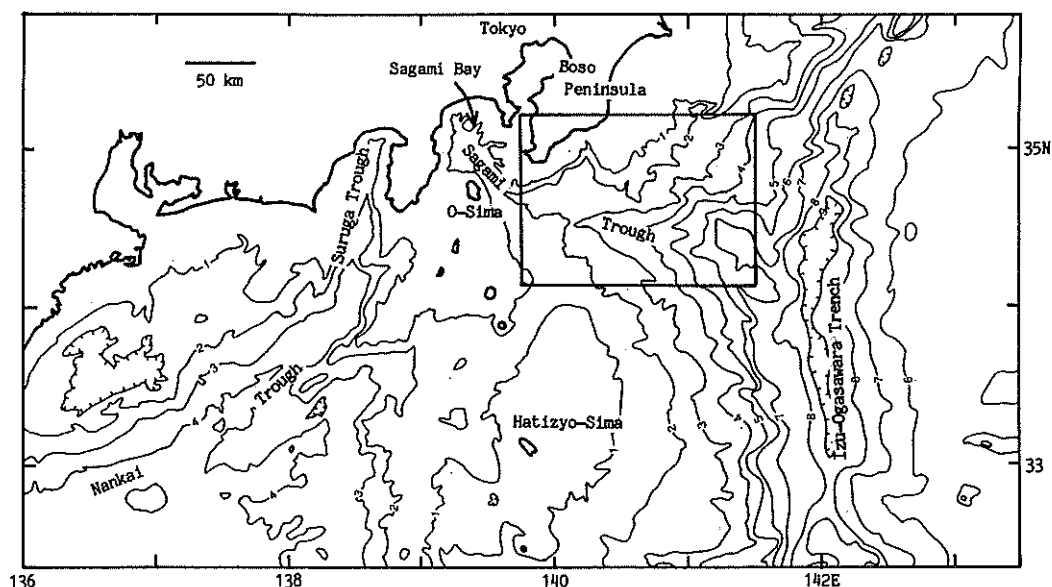


Figure 1. Location map of the Sagami Trough. The box shows the area of Figure 2.

3. 測線

1984, 1985年それぞれ3本の測線計6本が設定された（第2図）。各測線の両端の位置と長さは次のとおりである。

A 測線 (1985-M 4)	34°15'N, 140°03'E	34°48'N, 140°23'E	69km
B 測線 (1984-M 1)	34°42'N, 140°32'E	34°31'N, 140°24'E	25km
C 測線 (1985-M 6)	34°46'N, 140°45'E	34°19'N, 140°27'E	57km
D 測線 (1984-M 3)	34°12'N, 140°59'E	34°34'N, 141°25'E	58km
E 測線 (1985-M 5)	34°49'N, 140°26'E	34°47'N, 140°45'E	28km
F 測線 (1984-M 2)	34°31'N, 140°25'E	34°34'N, 141°26'E	92km

A 測線と C 測線は相模トラフの走向にほぼ直交する北東-南西方向の測線である。両測線とも相模トラフ

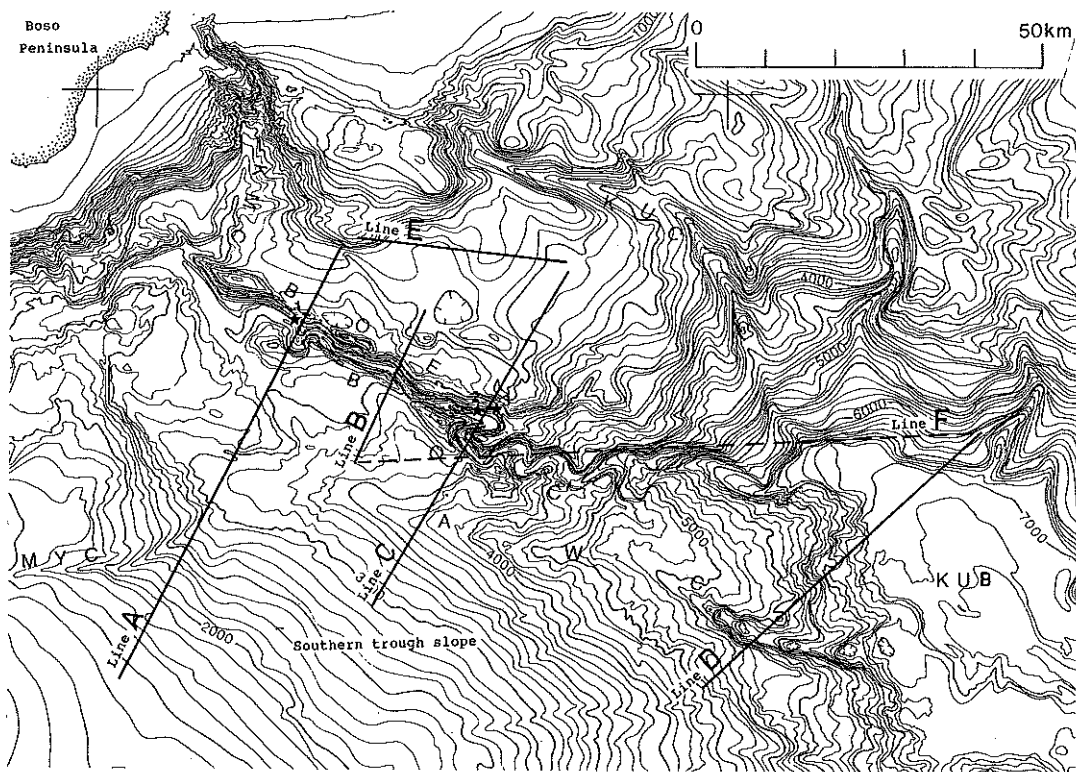


Figure 2. Bathymetric map of a part of the Sagami Trough and multi-channel seismic survey lines. 1 to 3 show the dredge points reported by Fujioka et al. (1984) and Shiba and Hanada (1985).

KMC: Kamogawa Canyon (鴨川海底谷), KUC: Katuura Canyon (勝浦海底谷), BOC: Boso Canyon (房総海底谷), AWC: Awa Canyon (安房海底谷), MYC: Miyake Canyon (三宅海底谷), BOE: Boso Escarpment (房総海底崖), KUB: Katuura Basin (勝浦海盆)

の南側斜面からトラフ底の両縁に位置する安房海底谷，房総海底谷を横切り，トラフ北側の深海平坦面に至る。

B測線は相模トラフ底から房総海底谷を経てトラフ北側の深海平坦面までの測線である。

D測線はトラフ南側斜面から安房海底谷の下流峡谷部を横切り，房総海底谷の末端に広がる水深約7000mの勝浦海盆を横切りその北側の斜面まで達する。

E測線はトラフの北側にある深海平坦面を東西に走る測線であり，F測線は房総海底谷にほぼ沿う東西方向の測線である。

4. 現地作業及びデータ処理

現地作業は測量船「拓洋」により1984年6月と1985年7月に行われた。音源はBOLT社製エアガン1600B (466立方インチ) を使用し，受信部はSEC社製12チャンネルストリーマーケーブル (チャンネル間隔50m，記録部長600m) を用いた。ストリーマーケーブルには3か所に深度調節器をとりつけ，ケーブル深度は10～13mに保持され，ストリーマーケーブル末端にはフラッシャーとレーダーリフレクター付きのテールブイ

が取付けられている。船速は4～5ノットで50m航走する毎に発音し、記録はTI社DFS-V地震探鉱機によって記録長6秒、サンプル間隔2ミリ秒でデジタル収録された。

取得データは、デコンボリューション、共通反射点6重合、フィルタリング、マイグレーション、深度変換等の処理がなされた。

5. 断面図とその解釈

(1) 地層区分

第3～7図にF測線を除く5測線のマイグレーション断面とその解釈図を示した。房総海底谷以南の区域では音響的層相などからSA～SDの4層に地層区分を行った。各層の音響的特徴と分布は次のとおりである。

SA層：現在の低地を埋める音響的層理の連続のよい地層で、D測線の勝浦海盆に厚く認められるほかA測線の安房海底谷底にも薄く堆積している。

SB層：音響的層理の発達はいいが、かなり変位・変形を受けている。C測線以西のトラフ中央帯（安房海底谷と房総海底谷とに挟まれた区域）に認められ、西の測線ほど厚く分布している。

SC層：SC層は音響的層相からみると2層に分けられる。上部層は透明層で、安房海底谷以南の区域ではあまり変形を受けていないが、トラフ中央帯ではSB層とともに変形を受けている。上部SC層は、A～D測線の房総海底谷以南の区域に広く分布する。下部層は音響的層理の発達のよい地層で、A、C測線の安房海底谷以南の区域に認められる。

SD層（音響的基盤）：表面に強い反射面を持つ最下位層である。A測線のトラフ中央帯、C測線の房総海底谷以南、D測線の勝浦海盆以南で顕著である。

各層の堆積時代は、藤岡ほか（1984）や柴・花田（1985）の底質試料分析結果、棚橋・本座（1983）のトラフ北側斜面の深海平坦面を含む房総半島東方沖の調査結果などを参考にして、第1表のように推定してみた。

(2) 測線毎の地質構造の特徴

A、B測線（第3、4図）

A測線では相模トラフ南側斜面、トラフ中央帯そしてトラフ北側斜面の海底下の構造を知ることができる。相模トラフ南側斜面下には厚いSC層が認められる。SC層は上部・下部層ともに変形をあまり受けておら

Table 1. Stratigraphic correlation of the formations in the Sagami Trough to those of Boso Peninsula.

Epoch		Boso Peninsula	This paper
Holocene		Holocene	SA
Pleistocene	Late	Simosa Group	
	Early	Kazusa Group	SB
Pliocene	Late	Anno Fm. Kiyosumi Fm.	
	Early		SC
Miocene	Late	Amatsu Fm.	
	Middle	Kinone Fm.	
	Early	Hota Group	SD

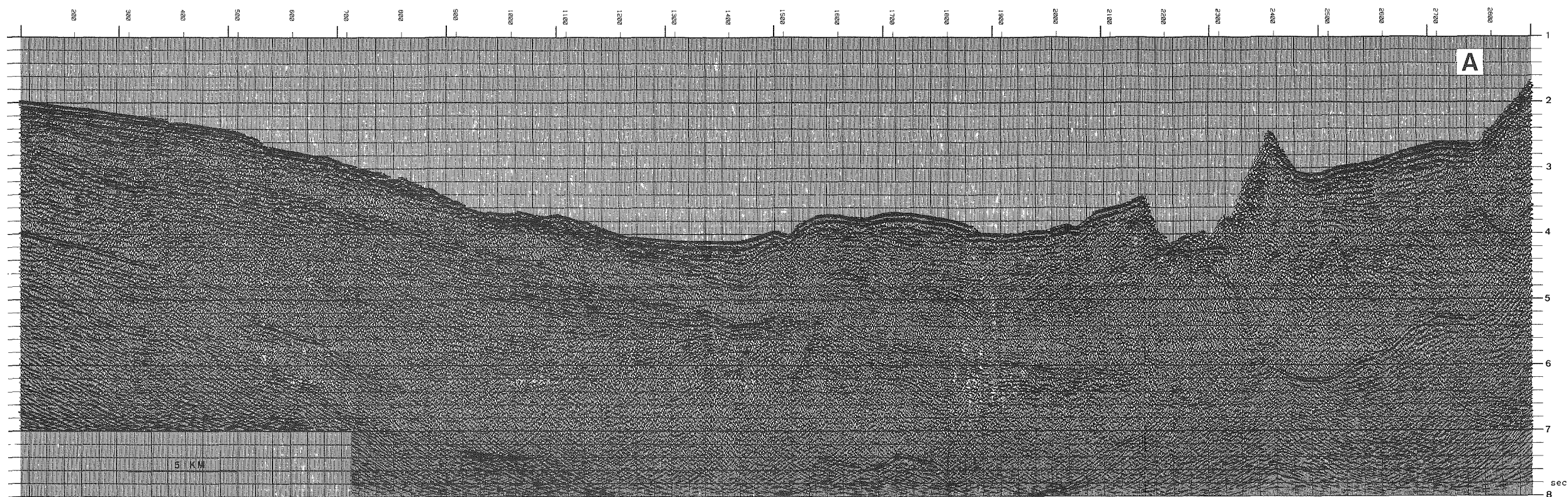


Figure 3a. Migrated time section of line A.

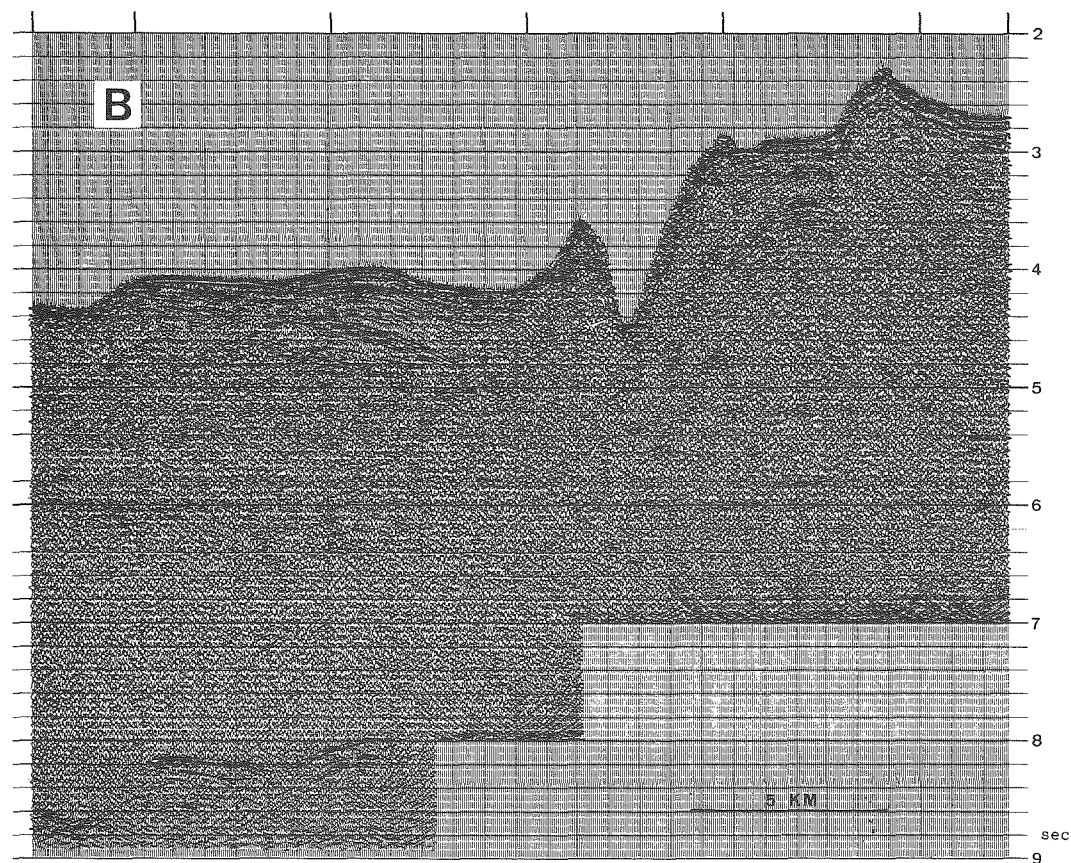


Figure 4a. Migrated time section of line B.

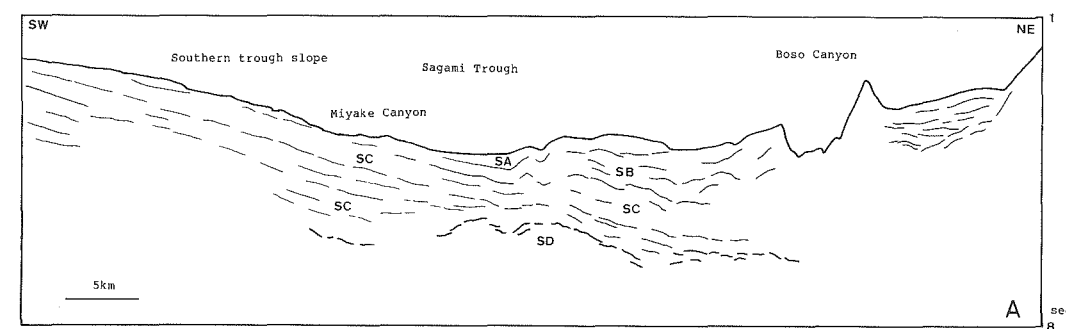


Figure 3b. Line drawing of the migrated time section of line A.

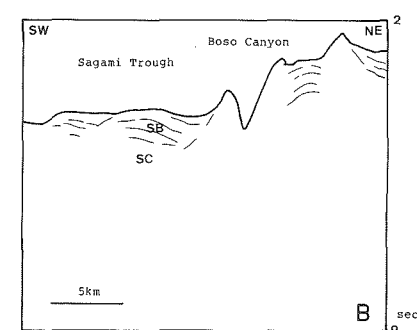


Figure 4b. Line drawing of the migrated time section of line B.

ず、海底とはほぼ同傾斜で相模トラフに向けて傾き下がっている。ここではSC層が2秒（往復走時）以上の厚さを持ち、SC層下に予想されるSD層（音響的基盤）は識別が難しい。上部SC層（透明層）は0.6秒で均一の厚さを示す。SC層の上には薄くSB層が覆うが、SB層は三宅海底谷付近を中心に擾乱が認められる。南側斜面のSC、SB層はトラフ中央帯下に連続し、トラフ中央帯では両層とも大きな変位・変形を受けている。安房海底谷には厚さ0.4秒の薄いSA層が谷底に分布するが、トラフ中央帯にはSA層は認められず、SB、SC層が主体をなす。SB層は北東方向に厚さを増し、房総海底谷南壁に露出していると推定される。変形前のSB層は、北東方向に厚い楔状に堆積したものと考えられ、ちょうどD測線のSA層と同様の堆積形態を示していたと推定される。SB層下のSC層は、SB層と同様房総海底谷付近で追跡が難しくなる。南側斜面下で不明瞭であった音響的基盤（SD層）は、トラフ中央帯では起伏を持つものの全体的には北東に傾く反射面として房総海底谷下付近まで認められる。房総海底谷付近は反射面に乏しく不明瞭な記録であるが、SD層が海底に露出しているものではなく、SBないしSC層が分布すると考えられる。音響的層理が不明瞭なのは、激しい起伏の海底面において音波が散乱するためであり、かつ音響的層理を示し得ないほど大きな変位・変形を受けているためと推定される。

A測線に近い房総海底谷の北壁で火山性の泥岩が採取されている。（図2の★1地点；藤岡ほか，1984）。この泥岩の微化石分析の結果から、藤岡ほか（1984）はその年代は3～2Ma、堆積当時の深度は現在より1000m程度深かった可能性があるとして述べている。採泥点の水深は3120mなので房総海底谷の北壁でも谷底に近いところにあたる。房総海底谷付近の音響的層理が不明瞭なので、音響的層序区分との対比は難しいが、トラフ中央帯の層序を房総海底谷に延長すると、谷底付近にSB層とSC層の境界がくることになる。これらの仮定をおくと、SB層は上部鮮新統～更新統に、SC層は中部鮮新統以下に対比される。

トラフの北側斜面には房総海底谷の谷壁をなす高まり（千倉海丘列）によってトラップされた厚い堆積層が認められる。房総海底谷以南での音響的層序区分との関係は、房総海底谷付近の不連続によって直接対応ができないが、恐らくSA・SB層に対比されよう。

B測線では相模トラフ底から北東側においてA測線でみられたのと同様の特徴がみられた。A測線との違いは、トラフ中央帯の下には音響的基盤（SD層）の反射面が識別できず、SB層の厚さが0.8秒（A測線では1.2秒）と薄いことである。

C 測線（第5図）

C測線では、トラフ南側斜面、トラフ中央帯及びトラフ北側斜面下の構造がA測線と同様よくみえる。①南側斜面に海底面と平行に傾く変形を受けていないSC層が認められること、②SC層はトラフ中央帯まで続くがここでは変位・変形を受けていること、③SC層の下には多少起伏を持ちつつも北東方向に向けて傾き下がるSD層（音響的基盤）が房総海底谷付近まで認められること、④房総海底谷下の記録は不明瞭であること、⑤トラフ北側斜面に千倉海丘列でトラップされた堆積層が認められること、がA測線と共通の特徴である。A測線との違いは、トラフ中央帯でのSB層が0.5秒と薄いこと、トラフ南側斜面下のSD層が明瞭に認められること、である。トラフ中央帯のSB層は、A、B、C測線の順に薄くなっている。

C測線の横切る房総海底谷付近には、谷壁の2か所で採泥結果が報告されている。藤岡ほか（1984）によって北側の谷壁（水深2930m）（第2図の★3地点）で6～5Maの年代の泥岩が採取されたと報告され、柴・花田（1985）によって谷底付近の谷壁（水深3450m）（第2図の★2地点）で後期中新世～前期鮮新世と考えられるシルト岩が採取されたと報告されている。前者は、有孔虫、放散虫及びナンノプランクトンによって、後者は有孔虫によって年代が推定されたものである。両者の時代はほぼ一致しているので、C測線に露

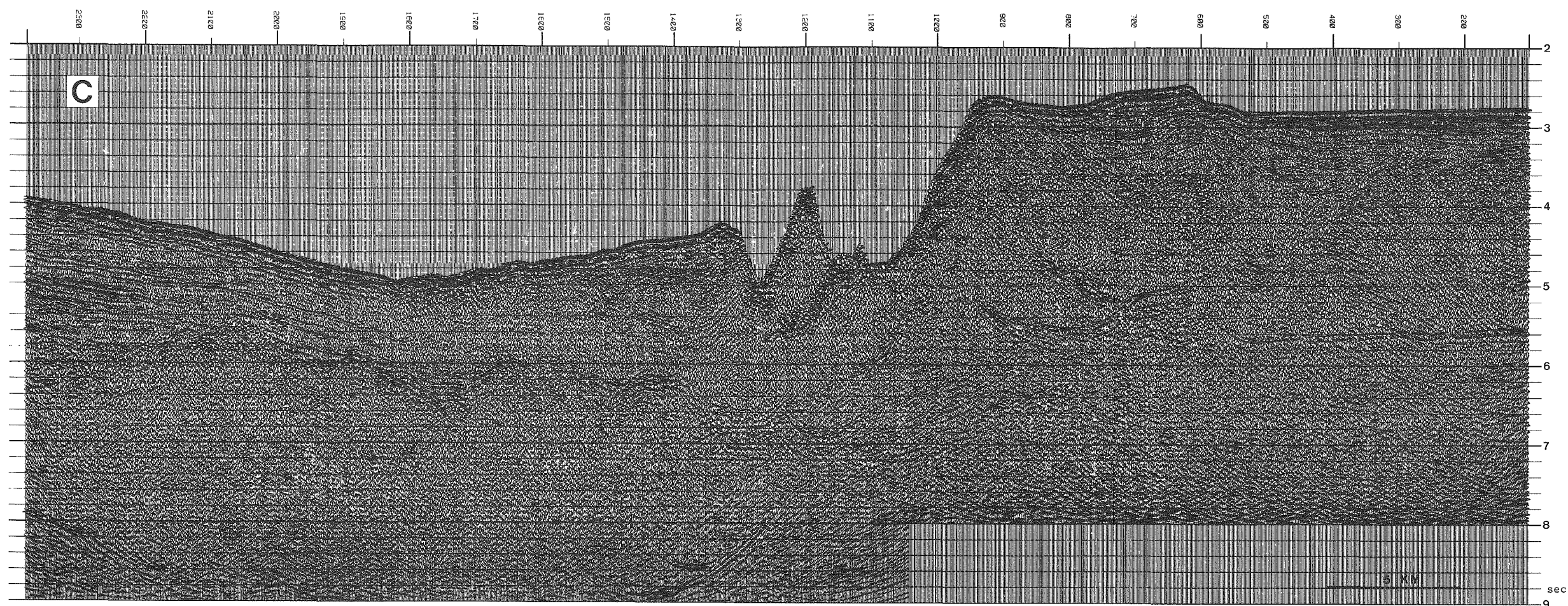


Figure 5a. Migrated time section of line C.

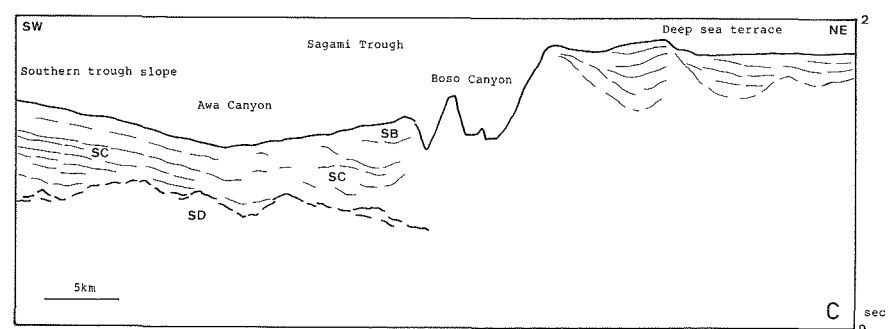


Figure 5b. Line drawing of the migrated time section of line C.

出するSC層は、A測線での推定も考え合わせると、上部中新統～中部鮮新統の堆積層と推定される。

D測線 (第6図)

D測線では、A～C測線とかなり異なる構造を示している。房総海底谷の末端の勝浦海盆には、ほぼ水平な堆積層 (SA層) が北東に厚い楔状で分布している。勝浦海盆は房総海底谷や勝浦海底谷の流入する海盆であり、SA層はこれらの海底谷を流下し堆積したタービダイトと考えられる。海底谷の地形が新鮮で現在も運搬あるいは浸食がくり返されていると考えられ、また、音響的層理がほとんど水平で変形を受けていないことから、SA層は非常に新しい堆積層であろう。

勝浦海盆のSA層の下には薄いSC層とその下のSD層が北東に斜めに傾き下がつて認められる。A～C測線付近だけでなく、D測線の位置する付近でも、南側斜面の基盤が相模トラフ下に傾き下がつて認められることは、南側のフィリピン海プレートが相模トラフから北側の東北日本下に沈み込む形状が、相模灘 (加藤ほか, 1983) 付近から勝浦海底谷付近まで同一であることを示している。勝浦海盆下でSC層が薄いのは、SA層堆積前に、すなわちA～C測線でみられるSB層の堆積期に、ここではSC層を削剝するような浸食があった可能性がある。

トラフの南側斜面 (ここでは勝浦海盆南縁以南とする) では、約1秒のSC層をのせるSD層 (音響的基盤) が明瞭に認められる。安房海底谷と勝浦海底谷との間で、SD層に2か所比東落ちの断層がみられる (第6b図のF)。断面図上はいずれも逆断層のようにみえるが、ここは右横ずれの構造線 (棚橋, 1986; 瀬野・木村, 1986) と考えられている房総海底谷の南東延長にあたることから右横ずれの断層変位がみかけ上逆断層のようにみえる可能性もある。

安房海底谷付近のSD層は大きな構造運動を受けていない。加藤ほか (1985) が特異な谷地形として指摘した安房海底谷は直接構造運動によって形成されたものではなく、浸食谷である可能性が高い。

E測線 (第7図)

房総海底谷の北側の水深1700～2100 mの深海平坦面下の構造をみることができる。起伏のある下位層の低地を埋めてやや変位を受けた音響的層理の明瞭な堆積層が分布している。この堆積層は、A、B、C測線にも認められたものである。この堆積層はC測線を除いて海底面の傾斜と同方向に傾斜しており、現在みられる深海平坦面上のゆるやかな起伏が、堆積後の変動を示している可能性がある。とりわけE測線の東側にある堆積層の高まりはほぼ南北にのび (第1図)、東西方向の圧縮があったことを示すと考えられる。

6. 考察とまとめ

相模トラフは、フィリピン海プレートの北縁にあたり、伊豆・小笠原弧の前弧と東北日本弧の前弧とが接するところにあたる。相模トラフについては、岩渕ほか (1976) によってフォッサ・マグナの南方延長としての議論がなされ、米倉 (1984) や竹内・藤岡 (1985) によって変動地形と地殻変動について論じられている。中村・島崎 (1981) やNakamura et al (1984) は、フィリピン海プレートがおよそ100万年前に北むきの沈み込みから北西むきに変化したと推定し、貝塚 (1984) はこのプレート運動変化説を示すとみられる現象をまとめこれを支持している。その後、水路部による調査のほか、1983年に日仏KAIKO計画の対象として調査がなされ (LePichon et al., 1984)、これらの調査データの飛躍的な増加に伴いより詳細な議論がくりひろげられている (小川・藤岡, 1986; 瀬野・木村, 1986; 棚橋, 1986; 竹内, 1986など)。

今回のマルチチャンネル反射法音波深査データがこれらの議論の一層の進展に寄与できると期待される。ここには、このデータから推察されるテクトニクスについて若干のコメントを付すこととする。

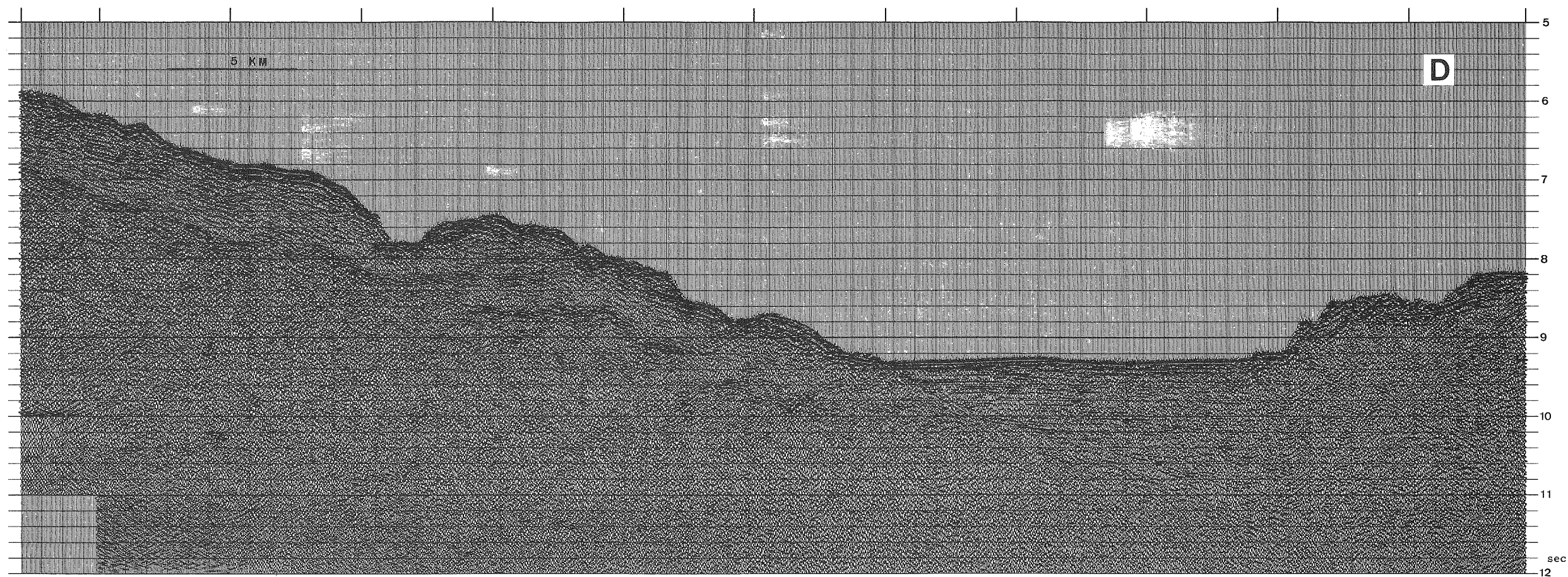


Figure 6a. Migrated time section of line D.

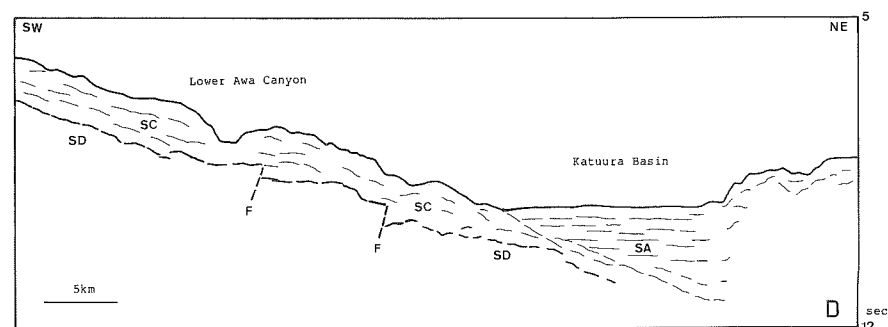


Figure 6b. Line drawing of the migrated time section of line D.

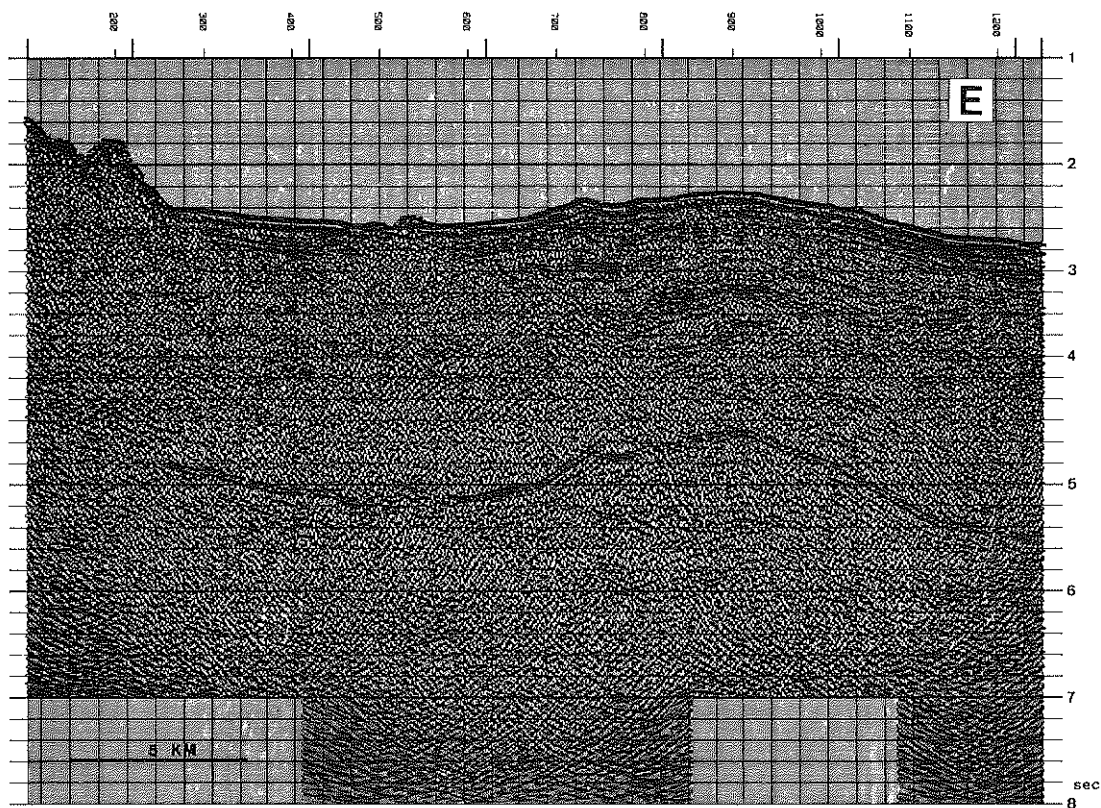


Figure 7a. Migrated time section of line E.

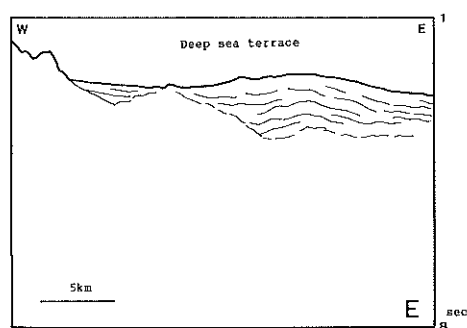


Figure 7b. Line drawing of the migrated time section of line E.

- (1) 相模トラフの中・東部では、伊豆・小笠原弧の前弧が北東方向に斜めに傾き下がり、その基盤はトラフ中央帯や勝浦海盆下まで認められる。地震分布から求められるフィリピン海プレートスラブの上面コンターが房総半島以東に引かれていない（石田，1986）とはいえ、瀬野ほか（1986）が示したように勝浦海盆の北方へもスラブがのびていると考えられる。
- (2) 房総海底谷付近ではA～Cのいずれの測線でも記録は不明瞭である。これは、変位・変形の進んだ付加体と考えられる。典型的な付加帯が発達する南海トラフにおいても、付加帯の進化に従って反射記録は不明瞭となる（加藤ほか，1983）。千倉海丘列は付加体よりなる高まりで、南海トラフでいう outer

ridgeにあたるのであろう。トラフ北側の深海平坦面の堆積層はこの千倉海丘列の成長によってトラップされた、南海トラフに対する熊野トラフにあたる堆積盆地の可能性はある。

- (3) 相模トラフ中央帯では、SA層とSB層が地域を分けて分布している。すなわち、SB層はA測線付近を中心とする堆積盆地（棚橋（1986）の相鴨堆積盆）に、SA層は勝浦海盆に分布している。広い後背地から供給される碎屑物の経路である房総海底谷が下刻穿入していることなどを考え合せると、次のような発達過程を考えることができる。SB層堆積期すなわち後期鮮新世から中期更新世には、相鴨堆積盆が現在の勝浦海盆のように相模トラフを経路とする碎屑物をトラップする平坦な海盆であり、ここを房総海底谷の前身となる浅いチャンネルが自由蛇行していたと推定される。海盆の北縁には付加帯として千倉海列が隆起した。勝浦海盆ではSC層を浸食する谷状の地形であったと推定される。SB層堆積後、中期あるいは後期更新世にテクトニクスに大きな変化があった。それは、南に傾動を伴う相鴨堆積盆の相対的な隆起である。浸食基準面の低下したことにより蛇行していたチャンネルは一転下刻に転じ、相鴨堆積盆での堆積はなくなり、勝浦海盆では逆にSA層の堆積が始まった。
- (4) 上述のように相模トラフにおいては1 Maあるいは0.5 Ma頃にプレートの移動方向に変化があったと考えられているが、今回のマルチチャンネル反射法音波探査断面から求められたSB層堆積後のテクトニクスの変化は、このプレートの移動方向の変化によるものと考えることができよう。トラフ南側斜面から傾き下がる基盤反射面はSB層堆積期までのフィリピン海プレートの沈み込みを示すものであり、千倉海丘列は沈み込みに伴うトラフ底堆積物の付加によって形成されたものと考えられる。プレートの移動方向の変化は、相模トラフ底での堆積盆地の急激な移動やこれに伴う房総海底谷の下刻の開始をもたらした。現在みられるような複雑な地形、地質構造を形成したものと考えられる。

謝 辞

調査の実施にあたった測量船「拓洋」船長、乗組員の方々、音波探査データの電算機処理を行った日本物理探査株式会社及び川崎地質株式会社に対し感謝する次第である。

参 考 文 献

- 藤岡換太郎・古田俊夫・飯山敏道・古家英和・中村一明・中村保夫・小川勇二郎・竹内章・谷口英嗣・渡辺正晴 1984：房総海底崖付近の地質—KT83—20次航海報告—。震研彙報，Vol. 59, 267—326。
- 石田瑞穂 1986：関東・東海地域の震源分布から推定したフィリピン海及び太平洋プレートの等深線，防災科技センター研報，No. 36, 1—19。
- 岩淵義郎・桂忠彦・永野真男・桜井操 1976：フォッサ・マグナ地域の海底地質，海洋科学，Vol. 8, No. 8, 173—180。
- 貝塚爽平 1984：南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程，第四紀研究，Vol. 23, No. 2, 55—70。
- 加藤茂・長井俊夫・玉木操・近藤忠・富安義昭・加藤剛・宗田幸次・浅田昭 1985：相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形，水路部研報，No. 20, 1—24。
- 加藤茂・佐藤任弘・桜井操 1983：南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査，水路部研報，No. 18, 1—23。
- LePichon, X.・飯山敏道・Renard, V.・中村一明・Cadet, J. P.・小林和男・他第1期調査乗船科学者一同 1984：日仏共同研究“海溝（KAIKO）計画”第1期調査の実施と結果，地学雑誌，Vol. 93, No. 7,

442-454.

中村一明・島崎邦彦 1981: 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, Vol. 51, No. 8, 490-498

Nakamura, K., Shimazaki, K. and Yonekura, N. 1984: Subduction, bending and eduction—Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea Plate. Bull. Soc. Géol. Fr., Vol. 26, No. 2, 221-243.

小川勇二郎・藤岡換太郎 1986: 相模トラフの構成と発達. 月刊地球, Vol. 8, No. 4(82), 258-264.

瀬野徹三・木村学 1986: 斜め沈み込みの一般的特性からみた相模トラフのテクトニクス—三重点付近の凹みと関東造盆地運動. 月刊地球, Vol. 8, No. 4(82), 271-277

柴正博・花田正明 1985: 房総半島野島崎の東南東沖にある海底谷(房総海底崖)から得られたシルト岩. 東海大紀要海洋, No. 20, 1-10.

竹内章 1986: 相模トラフの地形とテクトニクス. 月刊地球, Vol. 8, No. 4(82), 230-237.

竹内章・藤岡換太郎 1985: 相模トラフ・駿河トラフ周辺 of 海底地形. 地学雑, Vol. 94, No. 2, 102-114.

棚橋学 1986: 相模トラフの堆積構造とテクトニクス. 月刊地球, Vol. 8, No. 4(82), 238-245.

棚橋学・本座栄一 1983: 房総半島東方海底地質図説明書. 地質調査所, 26ページ

米倉伸之 1984: 駿河トラフ・相模トラフ周辺の変動地形. 第四紀研究, Vol. 23 No. 2, 83-90.

四国海盆・西マリアナ海盆接続部における海底調査成果

春日 茂・岩渕 洋・加藤 茂*

RESULTS OF OCEAN BOTTOM SURVEY IN THE AREA CONNECTING SIKOKU BASIN WITH WEST-MARIANA BASIN

Shigeru Kasuga, Yo Iwabuchi and Shigeru Kato*

Abstract

The Hydrographic Department, JAPAN conducted multi narrow beam bathymetric, seismic reflection, magnetics and gravity survey in the north-eastern part of the Philippine Sea. The survey area lies southern part of Sikoku Basin which adjoins to the northern part of the West Mariana Basin. The survey area includes the middle part of the Kyusyu-Palau Ridge extending NNW-SSE on the west and the southernmost end of the Nisi-Sitito Ridge extending NNW-SSE on the east.

The steep gradient of the east side of the Kyusyu-Palau Ridge slopes down to the Sikoku Basin. We regard this steep slope, forming alignment with an azimuth of 160° , is fault escarpment and it represents remnant cliff of rifted island arc that was formed immediately after the opening of the Sikoku Basin.

Remarkable alignments formed by minor ridges and troughs with NNW-SSE trend were found in the western half of the southern Sikoku basin. The magnetic anomalies in the basin are somewhat irregular because of their small amplitude (less than 200 nT), but NNW-SSE linear trends were recognizable. This suggests that the basin was formed by the process of sea floor spreading under an extensional stress perpendicular to the trend.

It is reported that the Sikoku Basin has a lineated feature trending roughly NNW-SSE, while the West Mariana Basin has a NE-SW trend. We could not find major topographic feature, such as transform fault dividing the southern part of the Sikoku Basin and the northern part of the West Mariana Basin, however, slight geomorphological discontinuities running roughly NNE-SSW direction were recognized. They may show the transitional zone between the two basins.

1. はじめに

フィリピン海は東側を伊豆・小笠原／マリアナ島弧海溝系で太平洋と区切られ、北西部から南西部にかけては南西諸島島弧海溝系及びフィリピン島弧海溝系でアジア大陸と区切られており、東西両側を島弧海溝系で挟まれた特異な縁海として、非常に注目されてきた。フィリピン海の発達過程には未だ不明な点が多いが、海底地形や地磁気異常の解析、1970年代における深海掘削、岩石の年代測定等の諸資料が蓄積されてきたことにより、地史の大筋が明らかになりつつある。フィリピン海は、そのほぼ中央を南北に縦断する九州・パラオ海嶺によって、西側のフィリピン海盆、東側の四国海盆及び西マリアナ海盆（パレスベラ海盆）に

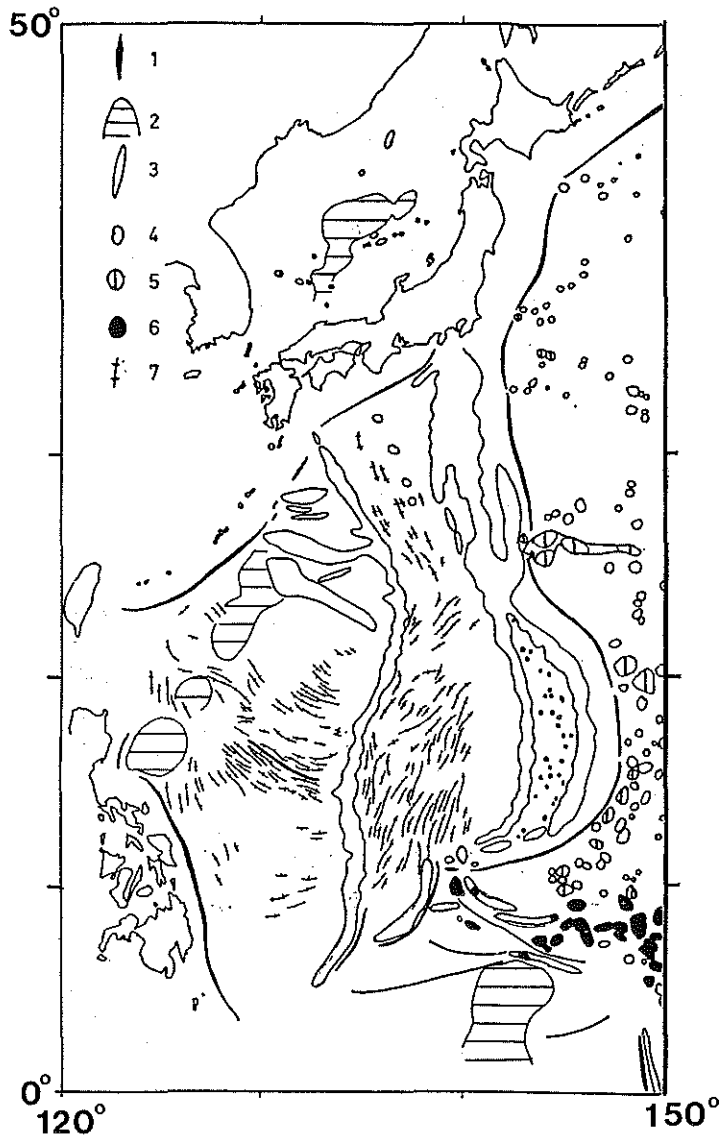


Figure 2. Geomorphological map of the Philippine Sea.

1. trench or trough, 2. rise, 3. ridge, 4. seamount, 5. guyot.
 6. reef, 7. minor ridge
- after Iwabuchi (western half of Fig. 2, 1982)

告されている (村内ほか, 1974; Tomoda et al., 1975; Watts and Weissel, 1975; Kobayashi and Nakada, 1978; Shih, 1980). 西マリアナ海盆も, 四国海盆とだいたい同じ時期に拡大したとの報告がある (Mrozowski and Hays, 1979).

水路部では, 昭和59年と60年に, 大陸棚調査の一環として, 四国海盆と西マリアナ海盆の接続部付近の海底調査を実施した (第1図). 四国海盆と西マリアナ海盆に関しては上述したように多くの調査, 研究報告が出されているが, 両海盆の会合する本調査海域付近は今までデータが乏しく, 海底地形等の詳細な報告はなされていない. 岩淵 (1982) によるフィリピン海の地形学図 (第2図) に描かれている四国海盆と西マリ

アナ海盆の地形をみると、ちょうど今回の調査海域に含まれる北緯25度付近の空白部を境にして、地形の高まりが細長く伸びたマイナーリッジの方向が、四国海盆側で北北西-南南東、西マリアナ海盆側で北東-南西方向と異っている。したがって両海盆の接続部にあたる海域がどのような海底地形となっているか、また地質、地球物理学的な諸特徴を持っているか、特に興味をもたれるところである。本論では、本調査海域における海底地形、地質構造、地磁気、重力等の測量結果をまとめると共に、この海域周辺の海底の形成過程に関して得られた知見を報告する。なお、今回の調査海域の西側半分の大陸棚調査の概要については、すでに速報として小山ほか（1986）により報告されている。

2. 調査方法

調査区域はN24°00'~N27°00', E135°00'~E140°00'の範囲の方形区域で、E137°30'を境にして、2回の大陸棚調査区域に分けられる。調査の概要は以下の通りである。

調査期間 西側区域 59年12月3日~12月24日 60年1月7日~1月26日

東側区域 60年5月16日~6月5日 60年6月11日~7月1日

調査船 測量船「拓洋」(2600トン)

測位 ロランC, NNSS等を使用した複合測位装置による

測深 ナローマルチビーム測深機（シービーム）による

音波探査 3.5KHz表層探査装置及びエアガンを音源とする深海用音波探査装置（シングルチャンネル及び12チャンネル）による。

地磁気 プロトン磁力計（GM/123）による。

重力 海上重力計（KSS/30）による

採泥 チェーンバック型ドレッジ及びヒートフロー計付ピストンコアラーによる

海底写真撮影 深海カメラによる

第3図に航跡図を示す。測線は5海里間隔として、主測線の方向は、西側区域は南北に、東側区域は東西にとった。西側区域内の南高鵬海山周辺では、測線間隔を1.7海里間隔にとって特に精密な地形調査を実施した。北緯25度線上では12チャンネル音波探査を実施した。

3. 海底地形

測線間隔5海里的の調査により、調査海域全体の30~40%の海底をナローマルチビーム測深機（シービーム）によりカバーすることができ、第4図に示されるような詳細な海底地形図を作成した。原図は縮尺50万分の1で作成されており、等深線間隔は100mである。この図から本調査海域の海底地形を概観すると、海域の西側に九州・パラオ海嶺が北北西-南南東方向に延びており、さらに九州・パラオ海嶺に接合するように西側から延びてくる大東海嶺の東端部が見うけられ、北大東海盆と南大東海盆を分けている。調査海域の東端には西七島海嶺の南への延長部と思われる地形の高まりがほぼ南北方向に延びている。調査海域の中央部には、九州・パラオ海嶺と西七島海嶺に挟まれた四国海盆の南端部が広がっており、西マリアナ海盆の北端部と会合している。以下にこれらの地形の特徴を述べる。

九州・パラオ海嶺は、フィリピン海を東西に2分する長さ2000kmを越す長大な海嶺である。本調査海域では海嶺は幅70~100kmの高まりをもち、高まりの上に分布する多数の海山・海丘群により構成されている。これらの海山の中で特に目立った浅所を形成しているのは、大東海嶺との接合部に位置する北高鵬海山（N26°

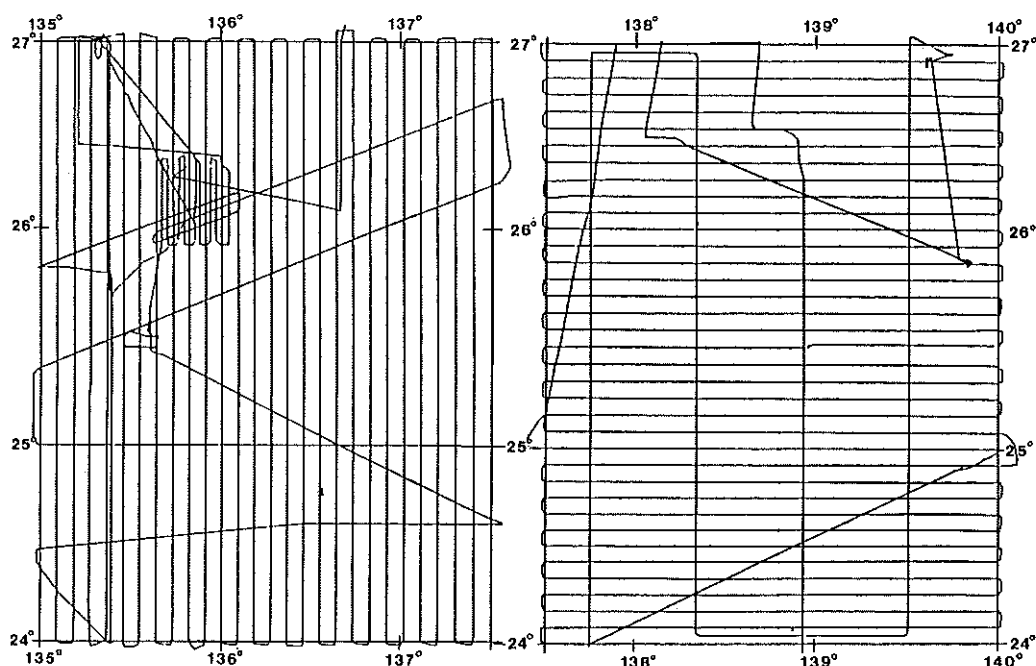


Figure 3. Track chart

45', E135°25')と南高鵬海山 (N26°10', E135°45')である。北高鵬海山は最浅水深330mの平坦な山頂を有し、長さ約100km、幅20km、水深2000~3000mの東西に細長い海嶺状の高まりとなっている。その南側に位置している南高鵬海山は、九州・パラオ海嶺の軸方向に細長く伸びた形をしており、頂部は長さ約10km、幅3~4km、水深400m以浅の平坦面を有する。その他にも九州・パラオ海嶺上には大きな海山がみられ、頂部水深744m (N25°34', E135°36') 同1220m (N25°12', E135°55'), 同1200m (N24°36', E136°28')の3つの海山については、九州地方を走る国鉄の特急列車名からとって、北から順にそれぞれ明星海山、彗星海山、はやぶさ海山と仮称名をつけた。ただし、これらの海山は、いずれも海盆底から盛りあがった水深4000~3500mの土台の上に複数のピークが載ったような地形である。九州・パラオ海嶺の東側は直線状に続く急峻な崖を形成しており、特に南高鵬海山の東側は四国海盆に対して、最大傾斜40度、比高5000mの断崖になっている (第5図)。

大東海嶺はほぼ東西方向に延びる長さ約500kmの海嶺であり、南側に張り出す弧状をなしている。本調査海域では大東海嶺の東端部が含まれるに過ぎない。調査海域西端部には、大東海嶺の北側と南側にそれぞれ北大東海盆と南大東海盆の一部分が含まれる。なお、大東海嶺及び北大東海盆、南大東海盆主要部の地形、地質、地球物理的な特徴は岩淵ほか (1986)、春日ほか (1986) により報告されている。

西七島海嶺は四国海盆の東縁をほぼ南北方向に走る海嶺であり、北東-南西方向に平行する数列の高まりと凹地が南北に連なっている。この海嶺は七島・硫黄島海嶺及び小笠原海嶺と共に、伊豆・小笠原島弧を形成している。本調査海域の東端には西七島海嶺の南への延長部に相当する地形の高まりが北方から延びてきており、頂部水深2240mの西海形海山 (仮称, N26°55', E139°37'), 同1300mの西海徳海山 (仮称, N26°56', E139°49')等の海山が分布している。西七島海嶺の南縁をどこで区切るかははっきりしないが、上記の海山ほかの高まりも西七島海嶺に含めて良いと思われる。

四国海盆は水深4000m~6000mの南北にやや細長い海盆で、北東側がやや浅く、南西部が深い傾向がある。

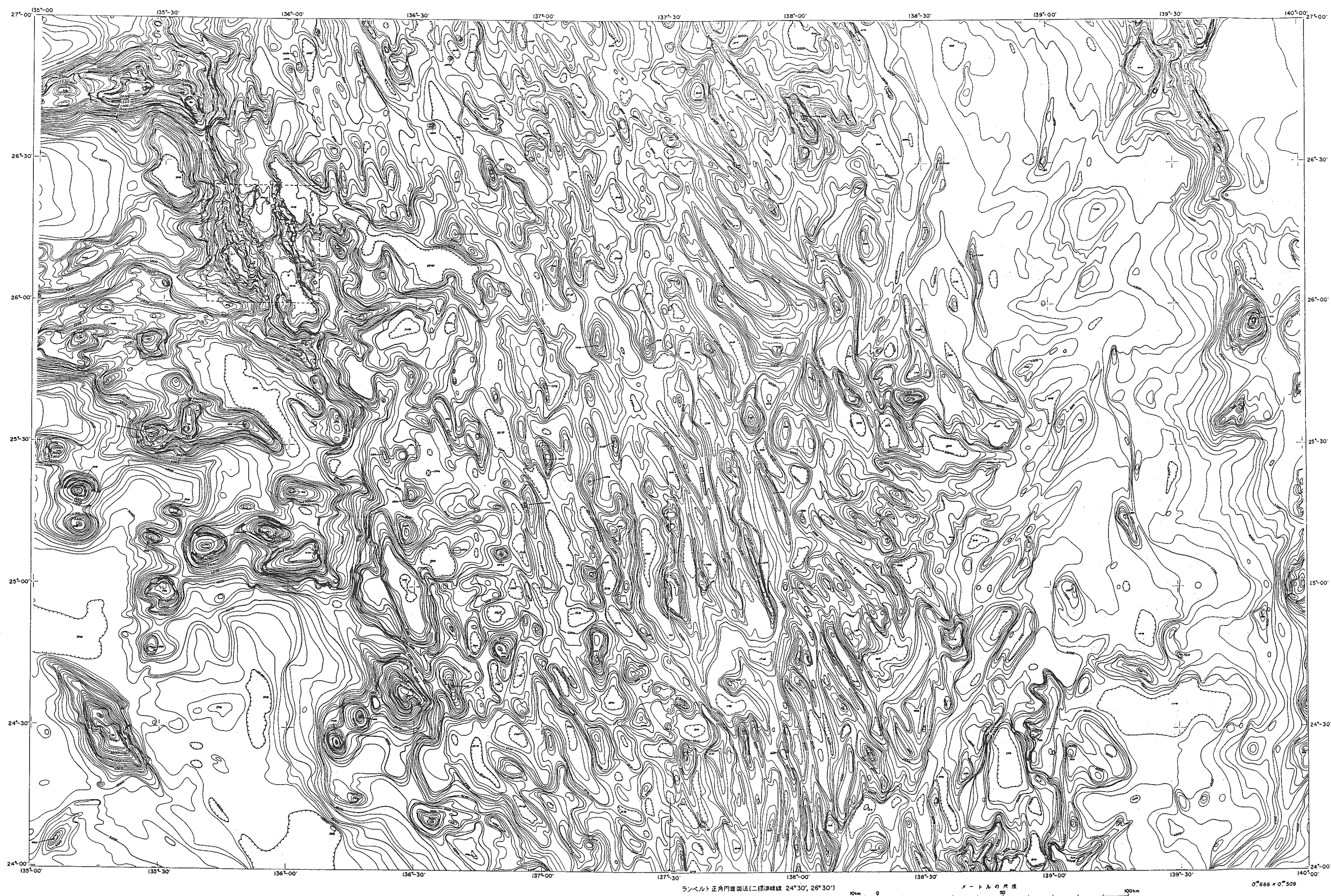


Figure 4. Bathymetric chart of the surveyed area. The contour interval is 100 meters.

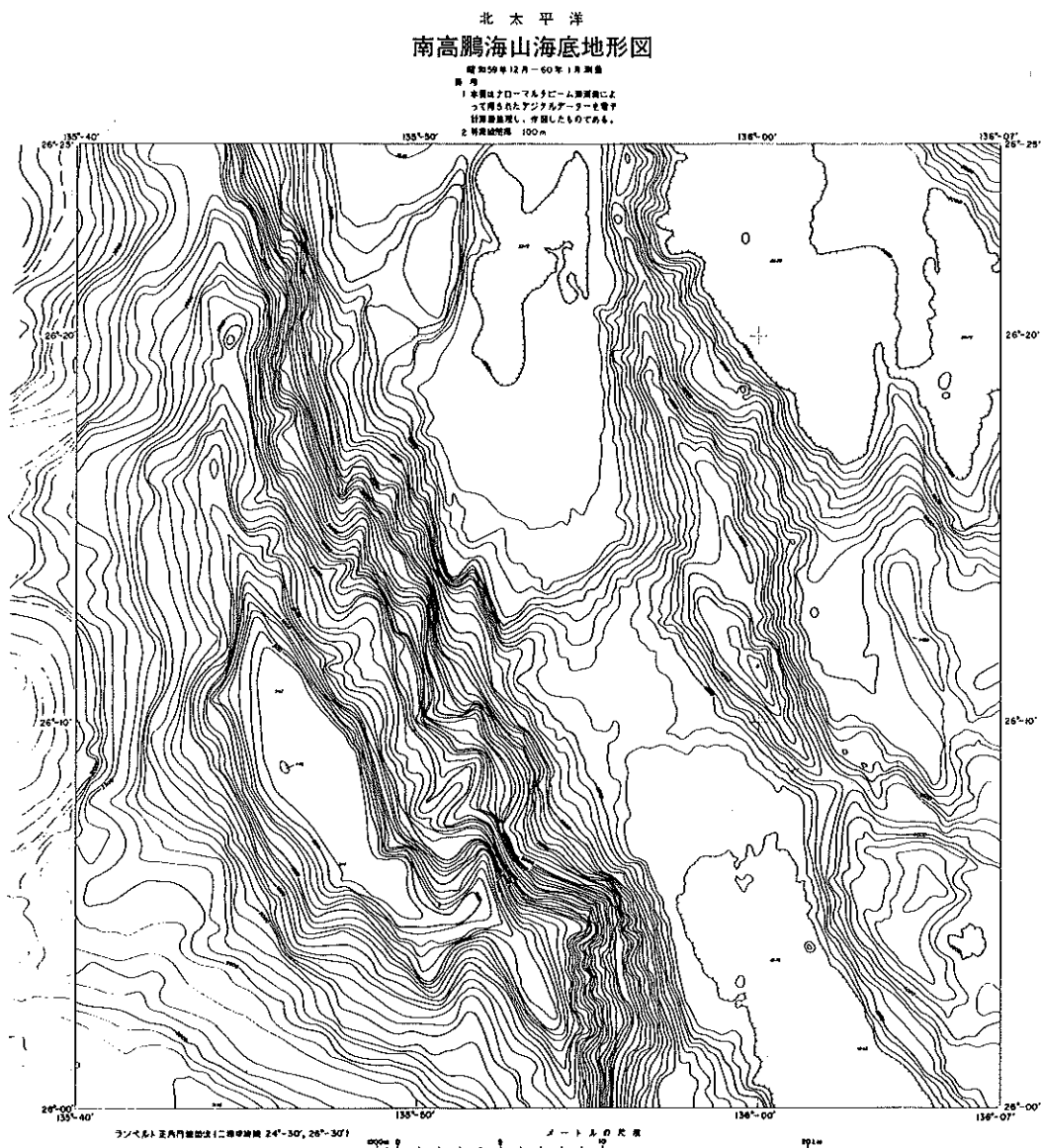


Figure 5. Bathymetric chart of the Minami-Kōhō seamount. The contour interval is 100 meters.

海盆中央には南北に走る幾つかの海山からなる紀南海山列がある。本調査海域では九州・パラオ海嶺と西七島海嶺の間に四国海盆南端部が広がっている。この海域では中央部から九州・パラオ海嶺側にかけて非常に起伏に富んだ海底地形を示しており、北北西—南南東に延びる比高約500m~1000m、長さ30~50km、幅5~10kmの細長いマイナーリッジとマイナートラフとが目立っている。これらのマイナーリッジとマイナートラフは、調査海域北側の北西—南東方向から南側の南北方向に順次方向を変えて延びる傾向もあるが、概ね九州・パラオ海嶺の走向に平行に延びている。ただし、四国海盆東部から南部にかけて北北東—南南西ないし北東—南西方向のリニエーションも認められる。四国海盆東部から西七島海嶺に至る斜面にかけては、海丘が散在する他は比較的平坦な地形となっている。調査海域北部の四国海盆内に比高約2000mの海山がみられ

るが、これを紀南海山列の南端とみることもできる。

西マリアナ海盆は四国海盆の南に続く水深4000m～6000mの海盆である。西マリアナ海盆の中央には、北緯23°から11°にかけて西マリアナリフトと呼ばれる、ほぼ南北方向に断続する直線的な溝が続き、その両側は急斜面で、周囲の海底より約2000mは深い。四国海盆と西マリアナ海盆はひと続きであるが、北緯23°～25°付近のややくびれた部分によって、2つの海盆に分けられている。

本調査海域は西マリアナ海盆の北端部を含むと考えられるが、四国海盆との境界付近での海底地形に表われる特徴に関しては後述する。

4. 地質構造と採泥結果

第6図にシングル音波探査記録例を示す。測線の位置は第7図に示されている。測線5905-Bは九州・パラオ海嶺を横断し四国海盆に至る南南西-北北東方向の断面、同590524は四国海盆のマイナーリッジと斜交する南北方向の断面、同600609、600624は四国海盆から西七島海嶺に至る東西方向の断面である。

九州・パラオ海嶺は、東側の四国海盆側がきわめて急傾斜になっており、海盆底とは断層崖として接していることがわかる。また、この急崖にはほとんど堆積物はみられず、音響基盤が海底に露出している。一方、九州・パラオ海嶺の西側は起伏に富んだ斜面になっており、音響基盤の凹みを堆積物が充填している。

四国海盆は起伏が非常に大きく、比高500m～1000mのマイナーリッジが発達した深海海丘地域となっている。マイナーリッジではほとんど基盤が露出しており、堆積層は四国海盆東部を除いてはマイナーリッジ間の凹地であるマイナートラフ内のみ、その分布が限られている。堆積層は比較的透明なA層と、その下位の音響的層理の強いB層に区分可能だが、両者の境界がはっきりしない場所もある。A層はマイナーリッジの緩傾斜の部分にも分布するのに対し、B層はマイナートラフ内および四国海盆東部の西七島海嶺から下る緩やかな斜面に分布が限られている。四国海盆東部の緩斜面に堆積している音響的層理の明瞭な層は、西七島海嶺あるいは火山列島からの火山性堆積物であると思われる。この堆積層には表層まで切る西落ちの断層が数多くみられ、相対的に伊豆・小笠原海嶺が隆起し、四国海盆が沈降する地殻変動が継続していることを示している。

基盤を構成する岩石を明らかにすることを目的として、底質採取（ドレッジ）を6点、堆積物や層序を明らかにすることを目的として柱状採取を1点行った。採取地点の位置を第7図に示し、採取結果を第1表に示す。このうち北高鵬海山からはマンガンノジュールの核として（写真1）デイサイトや凝灰岩が、また西七島海嶺の2つの海山山頂付近からは玄武岩や緑色の変質した凝灰岩が得られた。他の地点からは基盤を構成するような岩石は得られていないが、九州・パラオ海嶺の海山からはマンガンクラストの破片が採取された。海底写真によっても、この海域内の九州・パラオ海嶺の海山は、かなり広範囲にマンガンノジュールやマンガンクラストに覆われていることが予想される（写真2）。また四国海盆西端の水深6000mの凹地では柱状採泥の際に地殻熱流量が測定され、2.02HFUの値が得られた。この値は通常の大洋底よりもやや高く、縁海としては平均的な値である。

北高鵬海山のデイサイトについて、全岩のK-Ar年代を求めた。試料は2個でいずれも水が7%弱含まれており、有色鉱物は少し変質していたが、2試料の年代は良く一致し、26Maの値を示した。なお、水野ほか（1977）より、南高鵬海山から採取された花崗閃緑岩のK-Ar年代は48Maであることが報告されている。また、九州・パラオ海嶺北端近くに位置する駒橋第二海山から採取された花崗岩のK-Ar年代は37Maであった（柴田・奥田、1975）。これらの結果から、九州・パラオ海嶺の北部は、古第三紀中～後期にかけて活動し

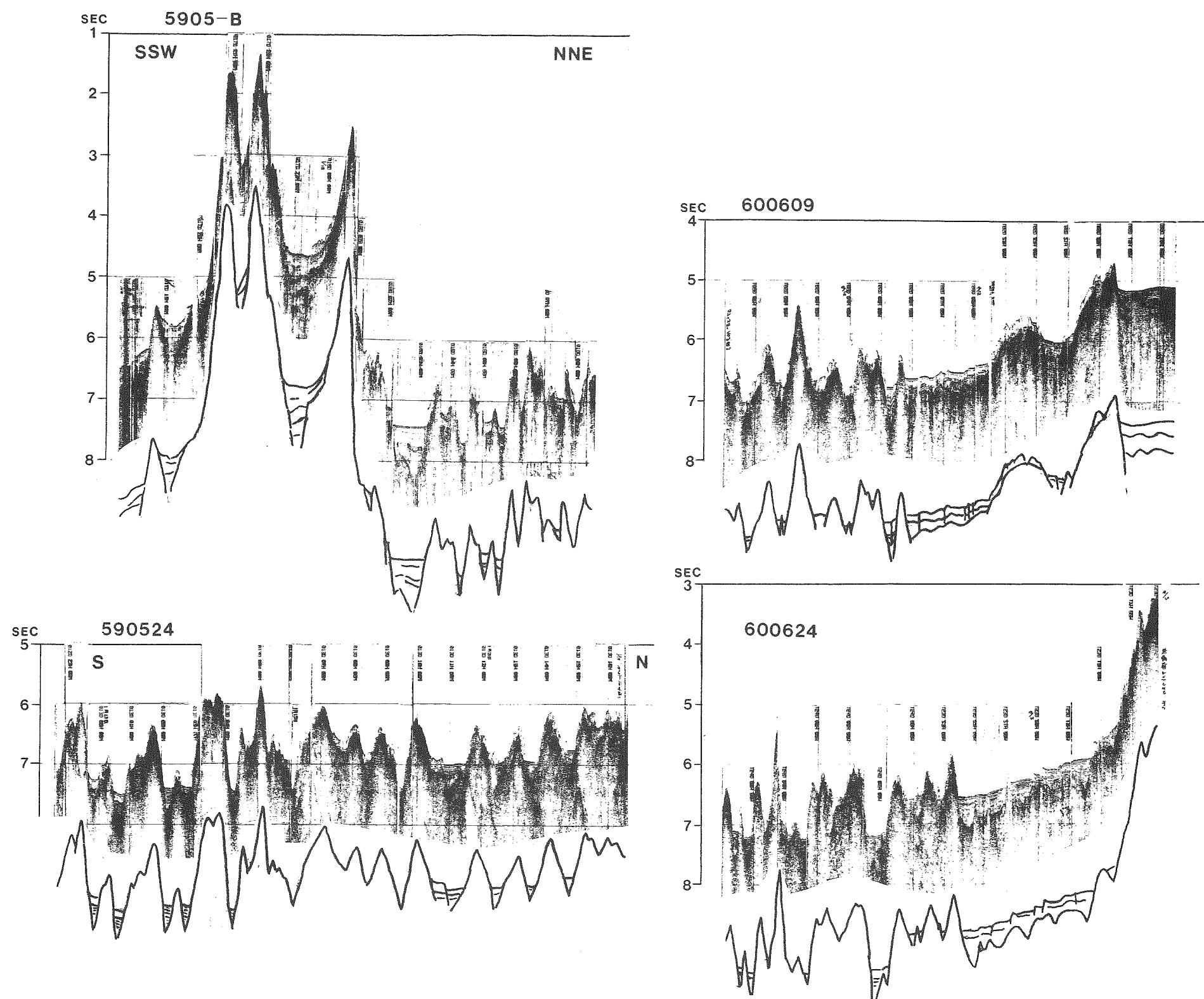


Figure 6. Single-channel seismic reflection profiles.
The location of each profile is shown in Figure 7.

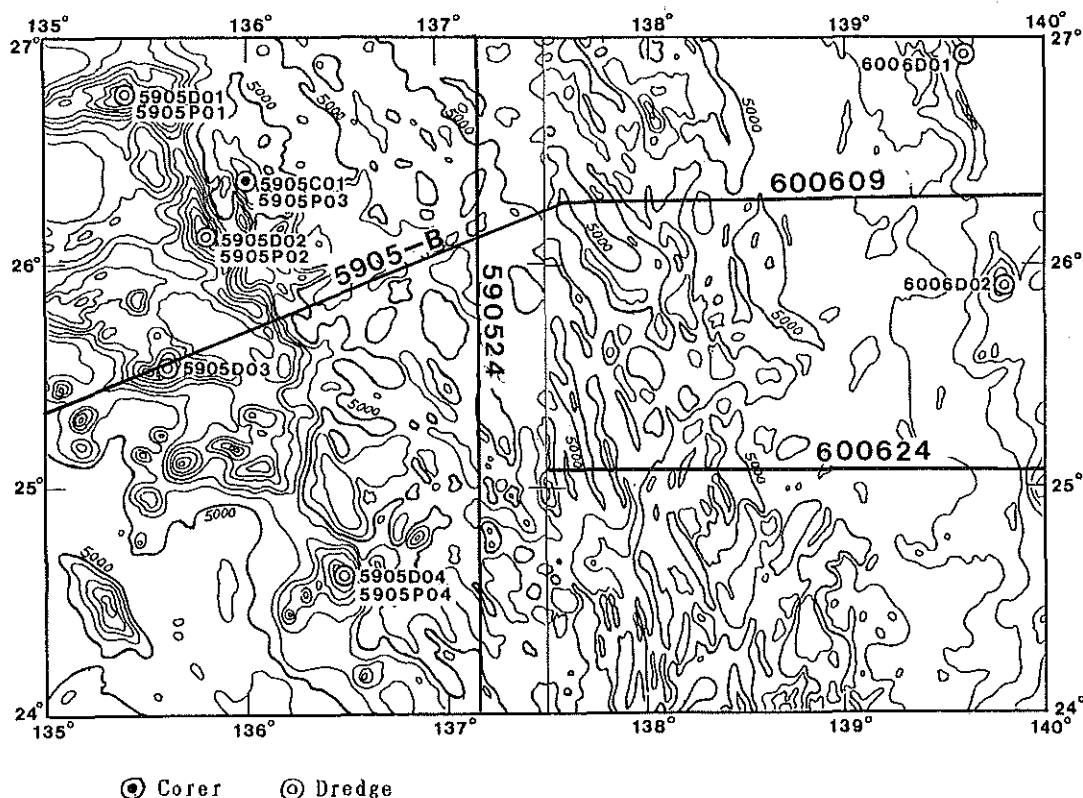


Figure 7. Location of single-channel seismic reflection profiles shown in Figure 6, and location of bottom sampling.

D; C; P; Dredge, Corer, Photo

Table 1. List of bottom sampling.

Site No.	Position Date LAT. (N) LON. (E)	Depth (m)		Sampler	Area and Topography	Sample
5905D01	1985.1.22 26°46'.1 135°27'.4	1830		Chain bag and Cylinder type dredgers	North col of Kita-Koho Seamount in Kyusyu- Palau Ridge	Manganese nodules (nucleus: dacite and tuff) Sponge spicules
5905D02	1985.1.22 26°06'.1 135°49'.1	500		Chain bag and Cylinder type dredgers	Top of Minami-Koho Sea- mount in Kyusyu-Palau Ridge	Coral reef limestones
5905D03	1985.1.21 25°33'.8 135°35'.4	1020		Chain bag and Cylinder type dredgers	Top of Myojo* Seamount in Kyusyu-Palau Ridge	Manganese crusts Foraminiferal sand
5905D04	1985.1.20 24°36'.4 136°27'.9	1340		Chain bag and Cylinder Type dredgers	Top of Hayabusa* Seamount in Kyusyu-Palau Ridge	Manganese crusts Sponge spicules
5905C01	1985.1.23 26°23'.0 136°01'.4	5970		Piston corer (with heat flow meter)	Minami-Koho Deep* in Western part of Sikoku Basin	Mud in dark grayish yellow
6006D01	1985.6.28 26°55'.5 139°36'.6	2200		Chain bag and Cylinder type dredgers	South slope of Nisi-Kaikata* Seamount in Nisi-Sitito Ridge	Manganese nodules (nucleus: basalt and tuff) Sand in grayish yellow
6006D02	1985.6.28 25°55'.5 139°49'.5	1800		Chain bag and Cylinder type dredgers	Top of Nisi-Kaitoku* Sea- mount in Nisi-Sitito Ridge	Manganese nodules (nucleus: basalt and tuff) Sponge spicules

* tentative name

ていたと推定される。

5. 地磁気異常

第8図に今回の調査で得られた地磁気異常分布を示す。等値線は50nT間隔で、負異常が破線、一点鎖線は零線、正異常は実線で描かれている。地磁気異常値は、調査海域内に設置した海底磁力計及び、鹿屋（気象庁）及び八丈島観測所（海上保安庁）のデータを用いて地球外部に起因する磁場の時間的変化の補正を行った後、DGRF1980.0の標準値を使って算出した。

地磁気異常図にみると、九州・パラオ海嶺に沿って北北西－南南東方向に分布する異常が目立っている。これらの異常には、振幅が400～700nTで、北側に負、南側に正のダイポール磁場が多く、九州・パラオ海嶺上の正帯磁した海山に伴う磁場を示している。大海嶺と九州・パラオ海嶺が交差している部分では東西方向に地磁気異常が伸びており、大東海嶺とひと続きの異常を示している。これらの地磁気異常については三次元角柱モデルに基づく曲線照合法により、磁性岩体の位置、大きさ、深さ、磁化率等を推定した。その結果によると、九州・パラオ海嶺に沿って分布する磁性岩体は、磁化率 $3.0 \sim 8.0 \times 10^{-3}$ CGS.emuの磁気基盤が深度3500～4000mに海嶺の土台を構成し、その上に海山に伴う磁化率 $1.0 \sim 3.0 \times 10^{-3}$ CGS.emuの磁気基盤が載っているようにみえる。得られた磁化率の大きさから、九州・パラオ海嶺は中性～塩基性の磁気基盤の土台の上に、中性～酸性の磁気岩体が載ったような構造を持つことが予想される。また、大東海嶺と交叉する地域では、大東海嶺の走向と平行な東西方向に伸びた磁化率 1.0×10^{-3} CGS.emu程度の中性～酸性の磁性岩体が九州・パラオ海嶺の磁気基盤の土台に載っているようにみえる。

四国海盆の西側では九州・パラオ海嶺とは全く異った地磁気異常分布を示している。全体的に振幅は100～150nTと相当小さいが、北西－南東方向に伸びた縞状の異常が特に際立っている。これらの異常は、正負一對の幅が約30km、伸びの方向に長さは約100kmか、あるいはもっと長く続くようにもみえるが、振幅が小さいため、各所で途切れたような分布を示している。北西－南東に伸びる地磁気異常のリニエーションは、前述した地形のマイナーリッジやマイナートラフの伸びの方向と調和的である。ただし、マイナーリッジとマイナートラフの間隔が10km程度であるのに対し、地磁気異常の幅は平均30km位にみえる。地磁気異常が地形の凹凸より3倍程度も大きい波長をもつことから、一様に磁化した磁性岩体の地形に対応した起伏だけで生じる地磁気異常分布ではないことがわかる。東北日本沖の太平洋底にみられるような通常の大洋底の地磁気縞模様と比べると、振幅が小さいため不明瞭ではあるが、海底拡大と地球磁場の反転に伴って形成された地磁気縞模様を表わしている可能性がある。

四国海盆の東側では縞状の地磁気異常が不明瞭になっている。北緯27°、東経138°30'から南南東方向に振幅100～200nTの弱い正異常域が带状に南下しているが、これは四国海盆中央部を走る紀南海山列の延長部より東側を並走している。曲線照合法による磁気基盤解析の結果から、ここでは磁気基盤が周囲より浅くなっている傾向が認められた。

調査海域東端では、西七島海嶺の南への延長部にあたる海山列に伴うダイポール磁場が分布している。これらの海山に伴う磁性岩体の磁化率は $2.5 \sim 6.5 \times 10^{-3}$ CGS.emuで、中性～塩基性岩に相当する。また、調査海域東端に向って、全体に磁気基盤が浅くなる傾向がみられる。

6. 重力異常分布

第9図にフリーエア重力異常図を示す。等値線は10mgal間隔で、負異常が実線、零線は一点鎖線、正異常



Photo 1. Manganese Nodule, Site 5905D01 shown in Figure 7.



Photo 2. 5905P01 Kita-Koho Seamount ($26^{\circ}45.0'N$, $135^{\circ}28.3'E$, 1600m)
Manganese nodules, stick-like sponge spicule aggregates and non-manganese encrusted gravels.

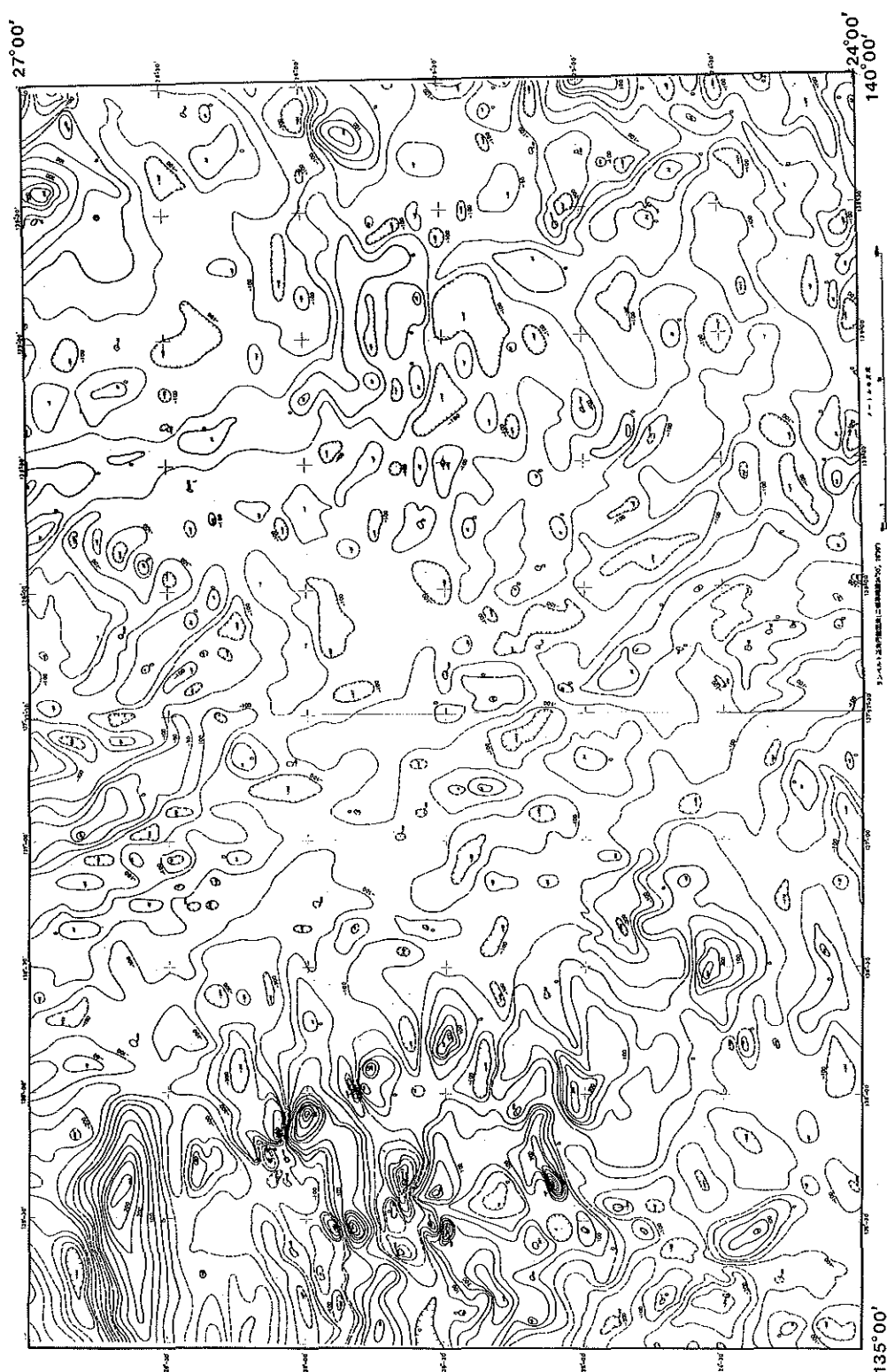


Figure 8. Geomagnetic total intensity anomalies in the surveyed area. The contour interval is 50 nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative values.

は実線で描かれている。フリーエア重力異常値は、東京出港前と入港後の測定値を用いて重力計のドリフト補正を行った後、国際測地基準系1967による正規重力式を使って算出した。

九州・パラオ海嶺に沿って、100mgalを越える正の異常域が北北西-南南東方向に続いている。北高鵬海山では最大146mgal、南高鵬海山では最大172mgalの正異常が存在する。このような正異常域とは対照的に、九州・パラオ海嶺の脚部に沿うように各所に負の異常が分布しており、北緯25°00'東経136°30'付近の水深約6200mの凹地では最大-86mgalに達する大きな負異常も存在している。屈折法地震探査の結果 (Murauchi et al., 1968) から、北緯23度付近における九州・パラオ海嶺では地殻の厚さが約10kmと、周囲の海盆地より厚くなっていると推定されている。海嶺に沿って周辺に分布する負異常は、マントルより深度の小さい地殻が海嶺の直下では周囲より厚くなっていることを反映したものであろう。

四国海盆ではおおよそ0 mgal~10mgalのフリーエア異常であるが、東側に向うにつれて10mgal~30mgalと正異常がやや強くなっていく。これは、四国海盆の東側に向って水深も浅くなっていくのに対応している。さらに東側に進んで、調査海域東端の西七島海嶺延長部の海山列では、90mgal程度の正異常が認められる。

調査海域南側では、九州・パラオ海嶺を境にして、西側の南大東海盆は東側の四国海盆に比べて負の異常が大きい非対称な分布を示している。このことから南大東海盆では、四国海盆に比べて地殻が厚いことが予想される。

考 察

今回の調査により明らかにされた調査海域の地形や地磁気等の特徴を第10図に模式的に示した。この図に表わされているように、今回の調査結果から、(1)九州・パラオ海嶺と四国海盆の間の急崖、(2)四国海盆と西マリアナ海盆接続部の地形及び地磁気のリニエーションの2点が主な特徴として挙げられる。以下にこの点についての考察を述べる。

九州・パラオ海嶺の東側斜面は、地形図 (第4図) や音波探査記録 (第6図) からわかるように、非常に急傾斜な崖で四国海盆に接しており、しかもこの急崖は九州・パラオ海嶺に沿って北北東-南南西方向に直線状に続いている。特に南高鵬海山の東側は、比高約5000m、最大傾斜40度に達する急崖を形成している。このような急崖は、大規模な構造運動により形成された断層を示唆するものと思われる。では、この急崖の成因となった構造運動はどのようなものであったのだろうか。ここでは、この急崖は四国海盆形成開始直後の背弧海盆拡大の最初の割れ目 (崖) の西側一方のみが、そのまま残ったものではないかと考えたい。割れ目の東側部分は、西七島海嶺や七島・硫黄島海嶺等の四国海盆拡大開始後の火成活動によりほとんど覆いかくされてしまい、西側に残っているような急崖は消滅してしまったものと考えられる。このように、背弧海盆形成開始時にできた割れ目の崖が、背弧海盆の拡大とともに左右に遠ざかった後、海溝側の崖は新期の火成活動により、かくされてしまう一方、大陸側の崖がそのまま残っている例として、日本海やマリアナトラフ等が挙げられよう。日本海の西縁は、アジア大陸のシホテアリンや朝鮮半島の東縁山脈から日本海盆にかけて急崖をなしているのに対し、日本海東部は、奥尻海嶺や佐渡海嶺形成あるいはグリーンタフ変動に伴う火成活動によって乱された地形をしている。マリアナトラフは、深海掘削等の資料から5 Maより拡大を始めて現在も拡大を続けている活動的な背弧海盆であると考えられている。5 Maまでは現在の西マリアナ海嶺とマリアナ海嶺は、マリアナ海溝に対する一体の島弧であったと思われる。第11図は、西マリアナ海嶺-マリアナトラフ-マリアナ海嶺を東西に切った音波探査断面図と (Karig, 1971)、九州・パラオ海嶺-四国海盆-西七島海嶺を横断した断面図とを比べたものである。この図をみると両者は、地形や堆積物の分布が非

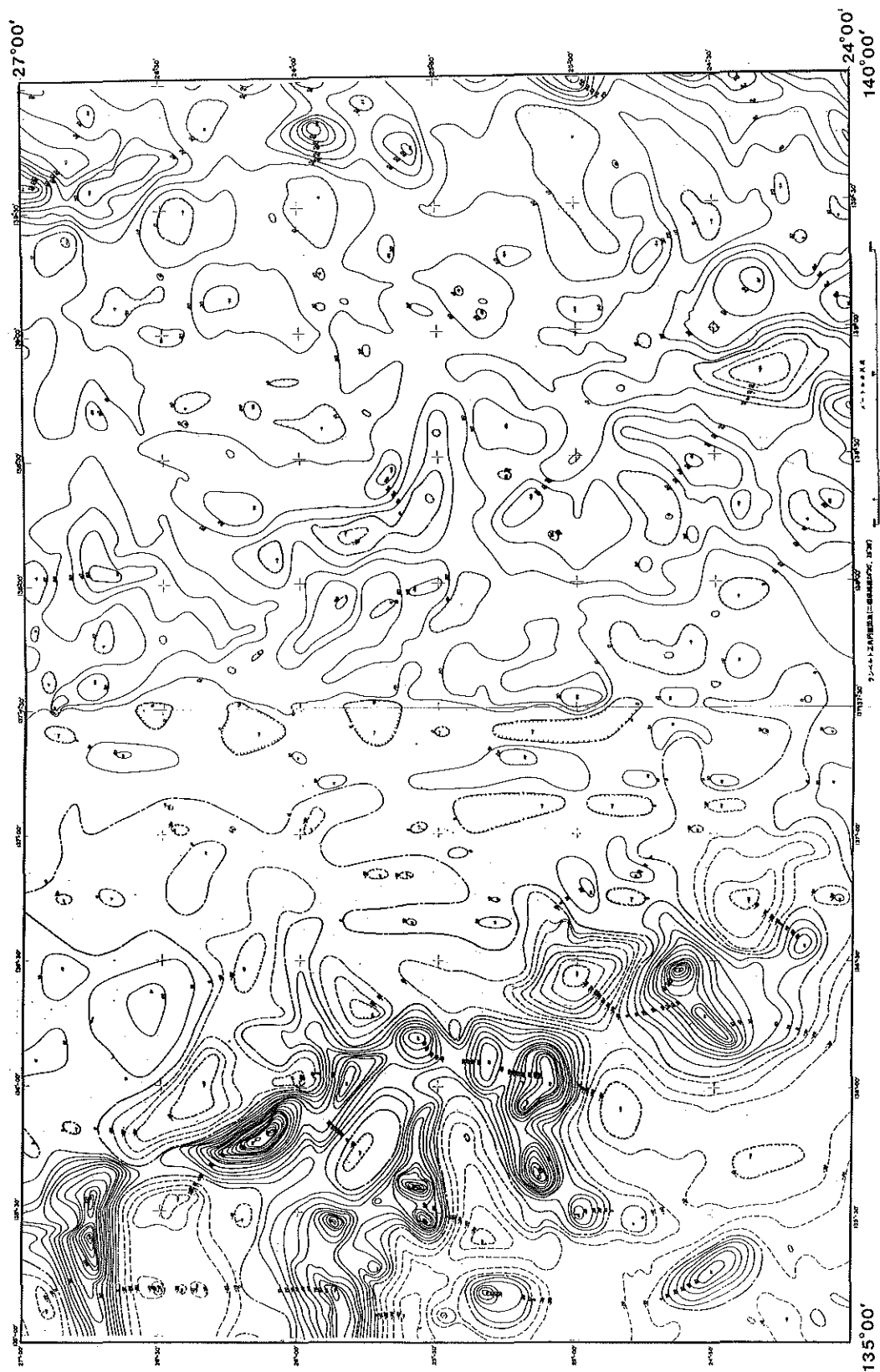


Figure 9. Free-air gravity anomalies in the surveyed area. The contour interval is 10 mgal. Solid lines are positive and dotted lines are negative values.

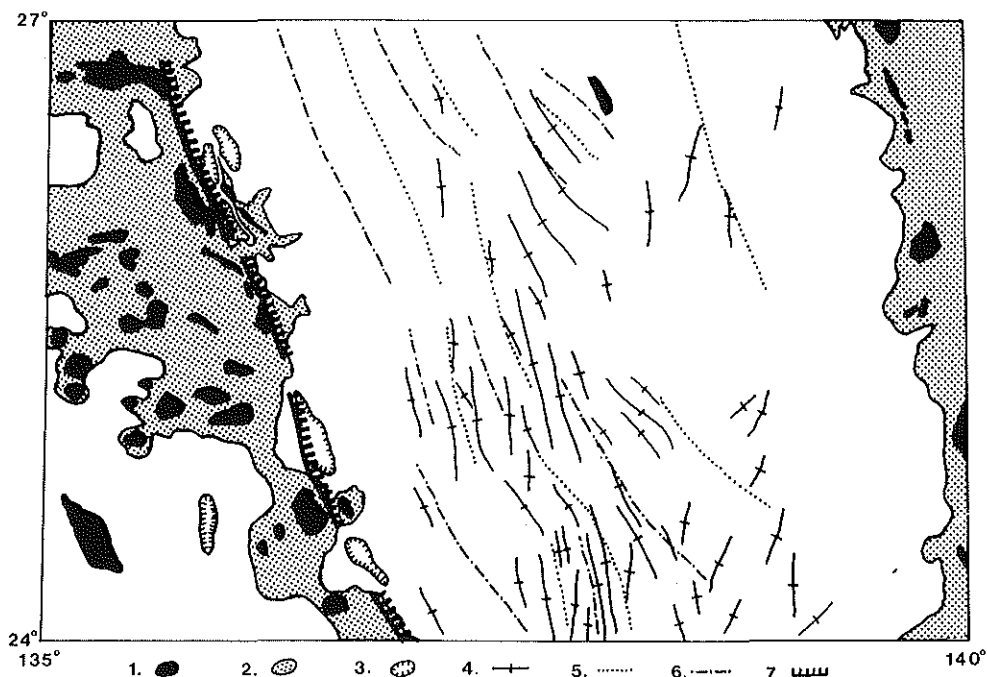


Figure 10. Morphological characteristics of the surveyed area.

1. seamount or knoll, 2. ridge, 3. depression, 4. minor ridge, 5, 6. lineated magnetic anomalies (positive and negative), 7. steep slope (escarpment) along the Kyusyu-Palau Ridge.

常によく似ていることがわかる。すなわち、四国海盆、マリアナトラフとも西縁はそれぞれ九州・パラオ海嶺と西マリアナ海嶺の急崖で立ち切られているのに対し、東縁はそれぞれ西七島海嶺とマリアナ海嶺のやや緩かな斜面で境され、火山性堆積物が厚く堆積している。また、四国海盆、マリアナトラフとも起伏が激しく、西側ほど深くなる点も共通している。

今回の調査で北高鵬海山の山頂付近から採取されたデイサイトは、K-Ar年代で26Maの値が得られた。九州・パラオ海嶺の駒橋第二海山からは花崗斑岩や閃緑岩(志岐ほか, 1974), 駒橋海山からは安山岩(志岐ほか, 1974), 南高鵬海山からは花崗閃緑岩が得られ、いずれもこの海嶺が、かつては活動的な島弧であったことを示唆している。四国海盆の形成開始時期は未だ確定されていないが、おおむね30Maに拡大をはじめたとされており、それ以前は九州・パラオ海嶺と伊豆小笠原・マリアナ島弧海溝系は一体であって、前者は西下りの沈み込み帯の上に乗った火山弧の一部であったと推定されている。四国海盆の拡大が進んで、九州・パラオ海嶺は活動的な島弧-海溝系から離れると沈降をし始め、現在のような海面下に海嶺として残る非活動的な“古島弧”になったと考えられる。前述した北高鵬海山のデイサイトは、K-Ar年代から、島弧が割れはじめた直後に作られた岩石と考えられよう。

(2) 地形・地磁気のリニエーションと四国海盆・西マリアナ海盆の境界について

ナローマルチビームによる精密地形測定の結果、四国海盆南部には東縁部を除いて九州・パラオ海嶺の走向と平行に北北西-南南東方向に伸びる細長いマイナーリッジとマイナートラフが配列していることが明らかとなった。このような地形配列は、四国海盆が、九州・パラオ海嶺の走向と直角な向きの伸張力の下で、

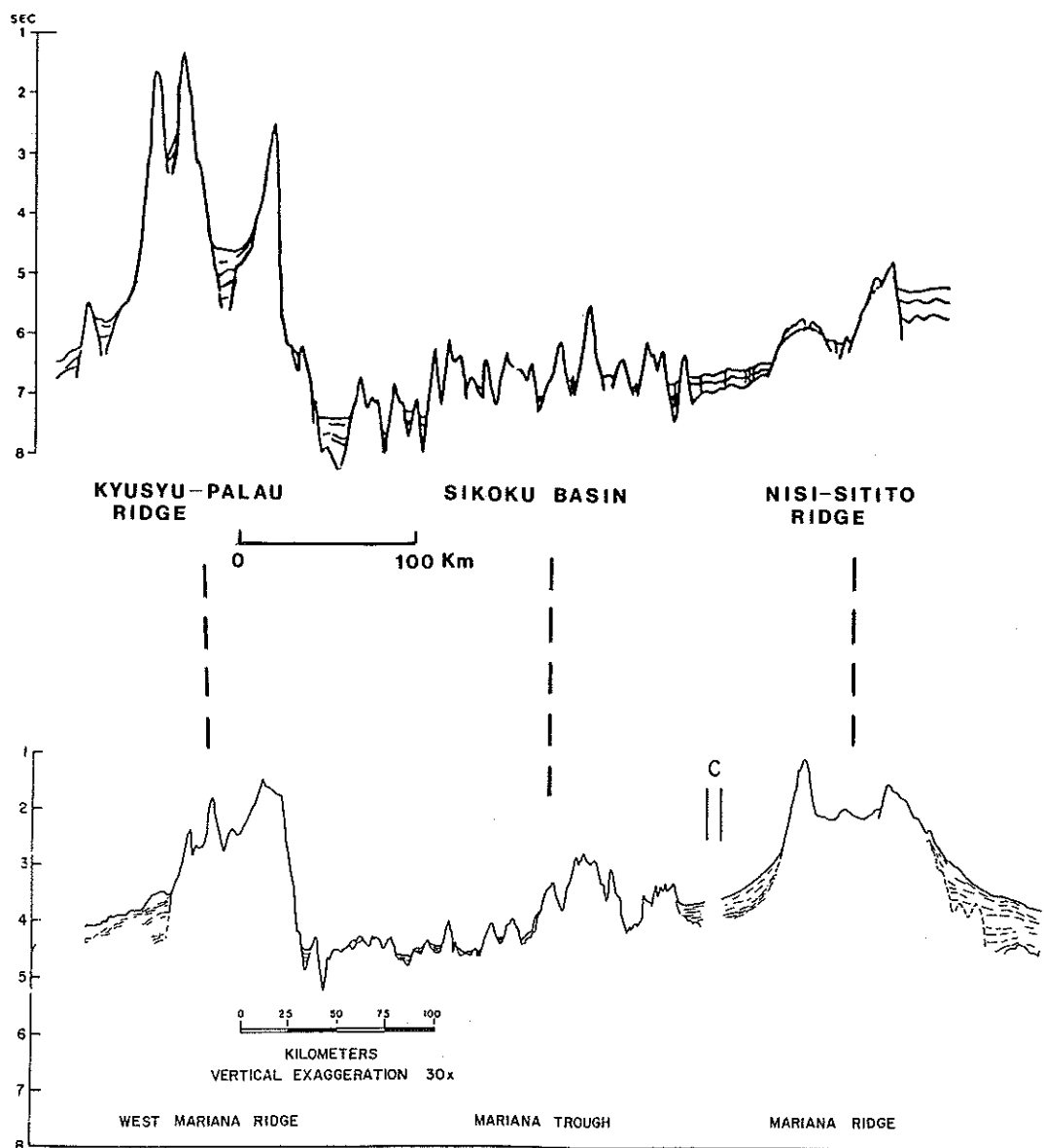


Figure 11. Comparison of two seismic reflection profiles:
 Upper; across the Kyusyu-Palau Ridge, Shikoku Basin and Nishi-Sitito Ridge
 Lower; across the West Mariana Ridge, Mariana Trough and Mariana Ridge
 (Lower profile; after Karig, 1971).

拡大によって生成されたことを示している。

地磁気異常分布をみると、振幅が小さいため、やや不明瞭ではあるが、北北西—南南東方向に伸びるリニエーションが認められる。この地磁気異常は、一様に磁化した磁気基盤の地形に対応した起伏のみでは説明できず、大洋底と似た海底拡大と地球磁場の反転に伴う磁化の分布によって作られた縞模様と考えられよう。四国海盆北部から本調査海域北端にあたる北緯26.5度付近にかけては、地磁気縞模様の存在することが、すでに多くの研究者より指摘され、年代の同定も試みられている。(Tomoda et al., 1975; Kobayashi et al.,

1978; Shih, 1980ほか). 本調査海域内では、振幅が小さく縞模様のつながりも悪いので、年代の同定は困難と思われ、今後の検討課題として残されている。

四国海盆と西マリアナ海盆はひと続きの海盆であるが、両者には拡大時期や水深、地形の特徴等に相違がみられる。湯浅ほか(1985)は両海盆の境界として北東-南西方向に走る左横ずれ断層を想定し、これを蟠婦岩構造線と名づけて、北緯23度~25度付近に存在することを予想した。また、小林・佐藤(1979)も両海盆の間に断裂帯が生じていることを予想し、地磁気異常の特徴から、小笠原西方より北東-南西方向に断裂帯に沿って磁化の強い岩が貫入しているのではないかと指摘した。今回の調査では、調査海域内にはっきりと場所を特定できるような地形、地質的な不連続は認められないように思える。しかし、Fig. 4の地形図をよくみると、Fig.10の模式図に示されるように、北北西-南南東方向に卓越する地形のトレンドに対し、四国海盆東部から南端部にかけて、わずかながらではあるが北北東-南南西方向に雁行状に伸びるトレンドも認められる。また地磁気異常のリニエーションの飛びからも、北東-南西方向に走る不連続が存在するようにみえる。ただし、地磁気異常に表われている不連続は地形との対応があまりみられず、地形のトレンドが変化している地域より北西側に位置しているようである。もちろん、2つの海盆を区切ると予想される構造線は1本の線上を走るというのではなく、何本かの雁行する断裂帯か、あるいはかなりの幅をもった破碎帯を形成していることも考えられる。九州・パラオ海嶺は、本調査海域より南側の北緯23.5度付近で向きを北北西-南南東に変えていることから、調査海域のさらに南側にもっと明瞭な構造線が認められる可能性もある。例えば、伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝接続部から、南西に点々と続く水深6800m~7200mの北東-南西方向に伸びた凹地なども構造線を示唆しており、これらは今後調査海域が広がることにより明らかになると期待される。

まとめ

四国海盆南部と西マリアナ海盆北部の会合部付近において、測量船拓洋により、測線間隔5マイルでシービーム等の新鋭調査機器を用いて海底調査を実施し、精密な海底地形図、地磁気異常図、重力異常図等を作成した。主な結果は次のとおりである。

(1) 九州・パラオ海嶺の四国海盆側の斜面は、非常に直線的な急崖となっており、北北西-南南東方向に続いている。この急崖は、かつて活動的であった島弧が四国海盆拡大開始時に割れ始めたときの片割れ(西側の崖)がそのまま残ったものと推定される。もう一方の東側の崖は西七島海嶺や火山列島の新しい火成活動で殆ど覆われて不明瞭になっている。このように背弧海盆の海溝から遠い側の縁には、割れ始めたときの急崖が残り、海溝に近い側は火山活動により崖が消えるという現象は、日本海やマリアナトラフにもみられ、背弧海盆の形成に伴って発生しやすいものと思われる。

(2) 九州・パラオ海嶺の北高鵬海山の山頂からとれたデイサイトの年代は26Maであった。この岩石は九州・パラオ海嶺が割れかかった直後に形成されたものと考えられる。また、ドレッジや海底写真撮影の結果から、九州・パラオ海嶺上の海山頂部付近は、相当広範囲にマンガンジュールやマンガンクラストに覆われていると推定される。

(3) 四国海盆南部の海底地形は、東縁部を除いて、九州・パラオ海嶺の走向と平行なマイナーリッジとマイナートラフの配列がきわめて明瞭に認められる。地磁気異常分布にも同じ方向にリニエーションがあり、不明瞭ながら縞状の異常が認められた。この地磁気異常分布は波長が地形の起伏より数倍大きいことから、海底拡大と地球磁場の反転に伴って生成されたものであろう。

(4) 本調査海域内には、四国海盆と西マリアナ海盆とを分離する、特にはっきりした構造線や断列帯を示唆する地形的特徴は得られなかった。ただし、上記の地形配列と斜交するトレンドも弱いながらも四国海盆東部から南端部にかけての地域に雁行状に認められることから、両海盆の地形は漸移的に移り変っているのかもしれない。

謝 辞

本調査の実施に際しては、測量船「拓洋」船長以下乗組員の方々に大変お世話になりました。本稿をまとめるうえで、大島章一大陸棚調査室長はじめ大陸棚調査室の方々には、多くの助言をいただきました。

以上の皆様に心からお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 岩 渕 洋・永野真男・桂 忠彦 1986: 大東海嶺周辺海域の地質構造発達史, 水路部研究報告No.21, 49-64
ページ
- 岩渕義郎 1982: 日本列島周辺海域の海山の分布と海山列, 海洋科学, 14, 70-75ページ
- Karig, D.E., 1971: Structural history of the Mariana Island Arc system, G.S.A.B., v.82, p.p. 323-344
- Karig, D.E., R.N. Anderson and L.D. Bibee 1986: Characteristics of back-arc spreading in the Mariana Trough, J.Geophys. Res., 83, p.p. 1213-1226
- 春日 茂・小山 薫・金子康江 1986: 大東海嶺周辺海域の地磁気・重力異常, 水路部研究報告No.21, 65-76ページ
- Kobayashi K. and M. Nakada 1978: Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku Inter-Arc Basin. J. Phys. Earth, 26, p.p.391-402
- 小林和男・佐藤仁弘 1979: 海洋大陸境界部の構造と発達 (I) -活動縁域 (島弧-海溝系と緑海) -岩波講座, 地球科学 11, 変動する地球 (II) -海洋底, 175-252ページ
- 小山 薫・桂 忠彦・池田 清・内田摩利夫・春日 茂・永野真男・林田政和 1986: 南高鵬海山付近の大陸棚調査速報, 水路部技報 第4号 39-46ページ
- Louden, K.R. 1977: Paleomagnetism of DSDP sediments, phase shifting of magnetic anomalies, and rotations of the West Philippine Basin, J. Geophys. Res., 82, p.p.2989-3002
- 水野篤行・紫田 賢・内海 茂・湯浅真人・奥田義久・野原昌人・木下泰正 1977: 九州・パラオ海嶺, 南高鵬海山の花崗閃緑岩とそのK-Ar年代. 地調月報, 28, 507-511ページ
- Mrozowski, C.L. and Hayes, D. 1979: The evolution of the Parece Vela Basin, eastern Philippine Sea. Earth Planet. Sci. Lett., 46, p.p.49-67
- 村内必典・浅沼俊夫・佐木和夫 1974: 四国海盆の海洋底拡大について, 海洋科学, 6, 56-63ページ
- Murauchi, et al. 1968: Crustal structure of the Philippine Sea. J.Geophys. Res., 73, p.p.3142-3171
- Shih, J. 1980: Magnetic lineations in the Shikoku Basin. In Init. Repts. DSDP, 58; Washington (U.S. Govt. Printing Office), p.p.783-788
- 柴田 賢・奥田義久 1975: 第二駒橋海山より採取された花崗岩類のK-Ar年代, 地調月報, 26, 71-72ページ
- 志岐常正・青木 斌・鈴木博之・武蔵野実・奥田義久 1974: GDP-8次航海の地質学的・岩石学的成果, 海洋科学, 6, 555-560ページ

- Tomoda Y., K. Kobayashi, J. Segawa, M. Nomura, K. Kimura and T. Saki 1975 : Linear Magnetic anomalies in the Shikoku Basin, Northeastern Philippine Sea, *J. Geomag. Geoelect.*, 27, p.p.47-56
- Watts, A.B. and J.K. Weissel 1975 : Tectonic history of the Shikoku marginal basin. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 25, p.p.239-250
- Watts, A.B., J.K. Weissel and R. Larson 1977 : Sea-floor spreading in the marginal basins of the western Pacific. *Tectonophysics*, 37, p.p.167-181
- 湯浅真人・村上文敏 1985 : 小笠原弧の地形・地質と孺婦岩構造線, *地学雑誌*, 94-2 47-66ページ.

沖縄トラフと小笠原弧の電気伝導度構造

金子康江*・本蔵義守**

ELECTRICAL CONDUCTIVITY STRUCTURE BENEATH THE OKINAWA TROUGH AND THE OGASAWARA ARC

Yasue Kaneko* and Yoshimori Honkura**

Abstract

Since 1984, Hydrographic Department of Japan has been observing geomagnetic variations with ocean bottom magnetometers in the Okinawa Trough, the Kyusyu-Parau Ridge, and the Ogasawara Arc. The ocean bottom magnetometers (OBM) used are three-component flux-gate magnetometers developed by Segawa (1982). Electrical conductivity structures beneath each observation sites were investigated. After the FFT method is applied to the data, transfer functions and induction arrows were obtained.

In the Ogasawara Arc, induction arrows computed for the period of 60 minutes are not pointing to the Izu-Ogasawara Trench but NNW or SSE direction, indicating the possible effect of local topographic features of the area. Whereas anisotropic attenuations of horizontal component of geomagnetic variations are indicating that a layer having high conductivity lies in NNW-WWE or NW-SE direction, along the arc.

In the Okinawa Trough, vertical profiles of the electrical conductivity were estimated from the observed attenuation of horizontal component of geomagnetic variations and transfer functions. It is concluded that a highly conducting layer exists under the Okinawa Trough. The upper and lower surface of this layer are about 45 and 135 km respectively, and estimated conductivity of this layer is about 1S/m under the central part of the trough and is about 0.1 S/m under the northern part of the trough.

1. はじめに

地球内部の電気伝導度の分布を調べることにより、熱的構造や地下水の分布などを推定することができるが、海溝や縁海の電気伝導度構造を調べるには海底における電磁気観測が不可欠である。我が国では、1980年代になって海底磁力計が実用化され (J.Segawa et al., 1982)、日本列島周辺の電気伝導度構造の研究に大きな発展をもたらした。

水路部では、1984年から海底磁力計による海底地磁気変化観測を行っており、今までに、沖縄トラフや大東海嶺から火山列島に到る海域の7地点でデータを得た。これらの観測結果を使って、小笠原弧と沖縄トラフの電気伝導度構造について調べた。

Received 1 December 1986

*大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

**東京工業大学応用物理学教室 Department of Applied Physics, Tokyo Institute of Technology

2. 解析方法

地磁気の水平成分の変化を ΔH (北向き), ΔD (東向き), 鉛直成分の変化を ΔZ (下向き) とすると各周波数に対して

$$\Delta Z = A \Delta H + B \Delta D \quad \cdots(1)$$

という関係が近似的に成り立つ。ここで A , B は周波数に関する複素関数で, CA 変換関数 (transfer function) とよばれる。その実部を Au , Bu とおくと, これらを使って長さが $(Au^2 + Bu^2)^{\frac{1}{2}}$ で, 南から時計まわりにはかった方向が $\arctan(Bu/Au)$ であるようなベクトルを書くことができる。このベクトルを induction arrow とよび, それは電気伝導度の高い媒質の方を指す。海域では海溝の方を指すことが多い。

一方, 海底で得た水平成分の変化 (H_{OBM} , D_{OBM}) は, その直上の海面における変化 (H_s , D_s) を入力として(2)式のように書くことができる。

$$\begin{pmatrix} H_{OBM} \\ D_{OBM} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} h_H + 1 & h_D \\ d_H & d_D + 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_s \\ D_s \end{pmatrix} \quad \cdots(2)$$

$$H-skew = \frac{[h_D - d_H]}{[h_H + d_D + 2]} \quad \cdots(3)$$

ここで $H-skew$ は構造の二次元性の度合いを数値的に表わすものであり, 小さいほど二次元性は高い。構造を二次元で近似することができる場合, 座標系を適当に回転させてやると, (2)式の係数行列の非対角成分 h_D , d_H が0に近づき, その時の h_H , d_D はそれぞれ回転後の H , D の減衰を表わすことになる。もしも地下に高電気伝導度層があると, そこに誘導される電流によって電流と直交する方向の磁場変化の減衰は弱められる。

解析には, 地点ごとに磁場に擾乱がみられる期間のデータを40時間分ずつ使用した。まず, 予備的解析としてフーリエ変換法により CA 変換関数を求め, 周期240分から30分に対するinduction arrowを書いた, 次に, 水平成分の変化から減衰と異方性を調べた。この時海底磁力計直上の海面における水平成分の変化(H_s , D_s)として, 小笠原弧の2地点では父島(気象庁地磁気観測所)のデータを, 沖縄トラフの2地点では鹿屋(気象庁地磁気観測所)のデータを使用した。さらに沖縄トラフについてはモデル計算(F.W.Jones et al., 1971, L.J. Pascoe et al., 1972)も行った。

3. 観測地点および Induction arrowの分布

現在(1986年11月末)までにデータの得られた地点および期間をFig.1とTable1に示す。(以下本稿では, 観測点をTable1の地点番号を使って表わす。)使用した海底磁力計は, 瀬川(J.Segawa et al., 1982, 1983)が開発したガウス社製のOBM-S₄とその改良型のOBM-S₅である。これらはジンバル吊り下げ式のフラックスゲート磁力計で, 分解能は0.1nT, データの収録には紫外線消去式PROMが使われている。

Fig. 2は各地点における周期60分のinduction arrowを示した図である。沖縄トラフではarrowは海水層の厚い南西諸島海溝の方を指すのに対して, 小笠原弧の④や③が小笠原海溝の方を指さないのは予想と違って興味深い。これにはFig. 3に見られるように, 西之島トラフなどのローカルな地形がかなり強く影響しているものと思われる。地形だけでなく地下にもarrowと直交するような走向をもつ電気伝導度構造が存在する可能性がないわけではないが, 次節で見るように, 水平成分の減衰からはそのような弧に斜交した走向をもつ地下構造はでてこない。

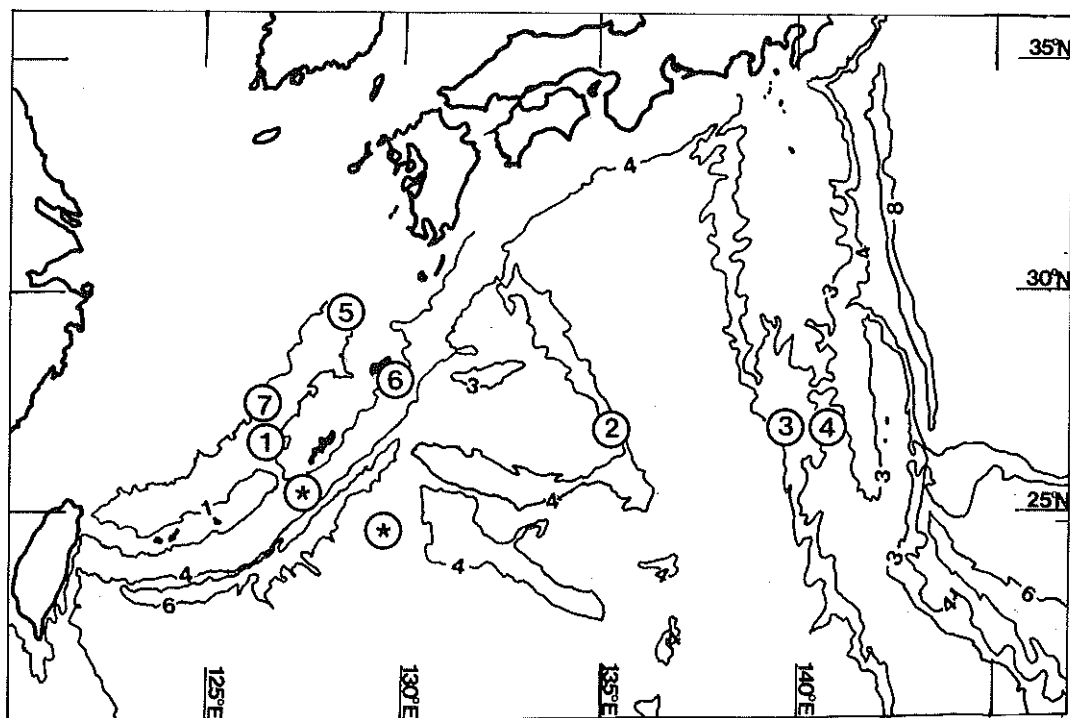


Figure 1. Distribution of observation sites.

Table 1. Observations with the Ocean Bottom Magnetometer by Hydrographic Department of Japan.

No.	位 置	水 深	観 測 期 間	間 隔	OBM-
1	26° 31.1N, 126° 32.1E	1851 m	'84 10/14—'84 11/14	1 分	S 4
2	27° 00.1N, 135° 19.6E	3560 m	'84 12/05—'85 01/22	2 分	S 4
3	26° 57.1N, 139° 43.0E	3842 m	'85 05/22—'85 06/04	1 分	S 4
4	26° 50.0N, 140° 50.1E	2417 m	'85 11/24—'86 01/23	2 分	S 4
5	29° 32.0N, 128° 30.3E	1040 m	'86 04/21—'86 06/08	2 分	S 4
6	27° 56.1N, 129° 44.3E	1521 m	'86 10/16—'86 10/29	1 分	S 5
7	27° 30.3N, 126° 32.0E	1500 m	'86 10/27—'86 11/12	1 分	S 4

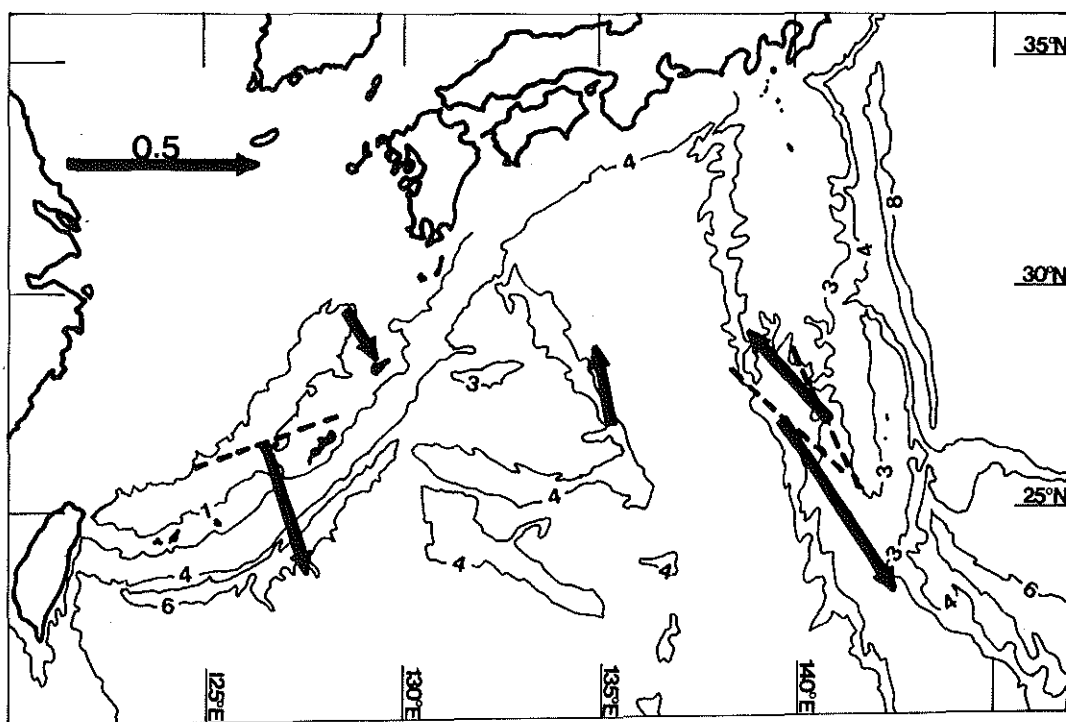


Figure 2. Induction arrows for a period of 60 min. The broken lines indicate directions of possible two-dimensional structures derived from the analysis.

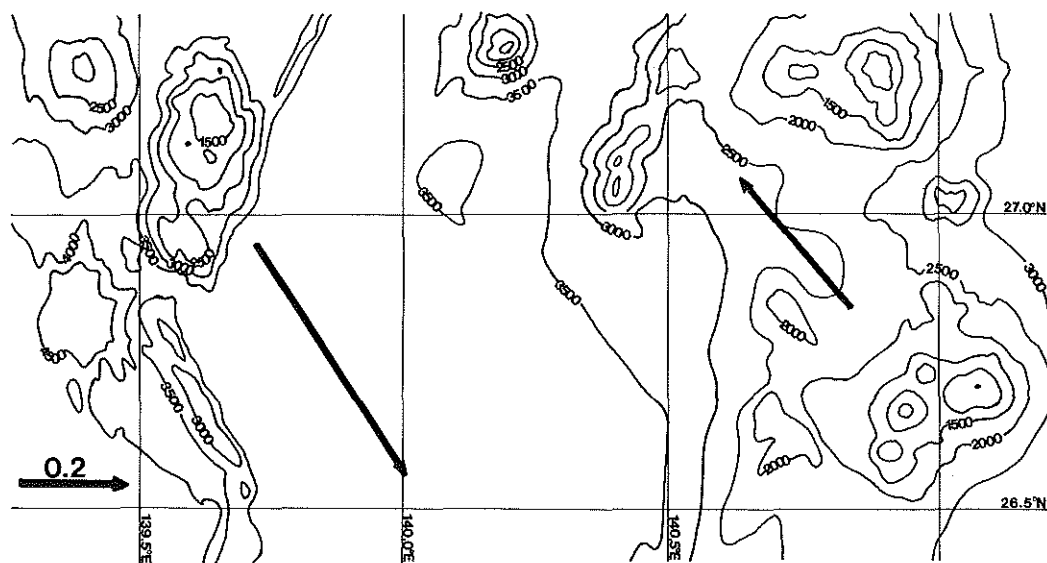


Figure 3. Sea bottom topography near the sites, No. 3 and No. 4. Induction arrows are drawn for a period of 60 min.

4. 小笠原弧の電気伝導度構造

七島硫黄島海嶺上の④と西之島トラフの西端の③の周期240分～30分の水平成分の変化について調べたところ、それぞれ海嶺とほぼ平行なN25°W, N45°W方向に異方性を示した (Fig. 2), Fig. 4に示すように、海嶺と平行な方向の変化に比べて、それと直交する方向の変化は減衰が弱められている。このことから、地下には小笠原弧とほぼ一致した走向をもつ良導層があると考えられる。七島硫黄島海嶺は現世の火山フロントであるし、西之島トラフでも高温の貫入岩があるよう (山崎, 1986) なので、この良導層は部分熔融によるものと考えてよいだろう。伊豆小笠原弧においては本蔵 (本蔵, 1982) が、三宅島や八丈島での離島効果から地下の電気伝導度構造を推定しているが、それによると深さ50kmから下は0.1S/mという高電気伝導度になっている。今回の解析で示唆された北北西-南南東方向の良導層がどの程度北までのびているものかはわからないが、三宅島や八丈島の下の良導層と一連の、火山フロントに沿った長大な部分熔融層の存在を示しているようだ。

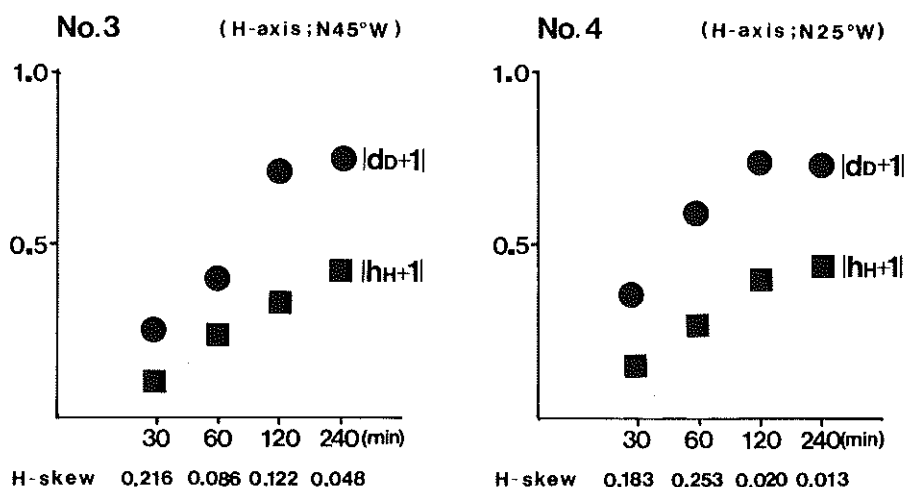


Figure 4. Observed attenuations of horizontal component of geomagnetic variations at the sites, No. 3 and No. 4.

5. 沖縄トラフの電気伝導度構造

沖縄トラフにおいては、北部(⑤)では異方性はほとんど見られないが、中部(①)ではトラフ中軸とほぼ平行なN70°E~N75°Eの方向にかなりの異方性が認められる (Fig. 2)。

そこで、中部ではトラフ中軸方向に構造は一樣であると仮定して、①を通りトラフ中軸に直交する断面についてモデル計算を行った。まず、Fig. 5-aのように、海と堆積層以外は一樣である構造について、CA変換関数と減衰を計算した。結果はFig. 5-bの通りかなりずれており、このモデルでは観測値を説明することはできない。観測された減衰の程度を見ると、トラフ中軸に沿う方向の変化に比べ、それと直交する方向の変化の減衰は弱い。この減衰の程度の差から、地下にはトラフ中軸に沿う方向に良導層があることが予想されるので、それを取り入れていくつかモデル計算を行った。その結果、Fig. 6-aに示した深さ約45kmから135kmの部分に1S/mというかなりの良導層をもつモデルA2を得た。これから計算されるCA変換関数と減衰は、Fig. 6-bの通り観測値とかなり良くあっている。

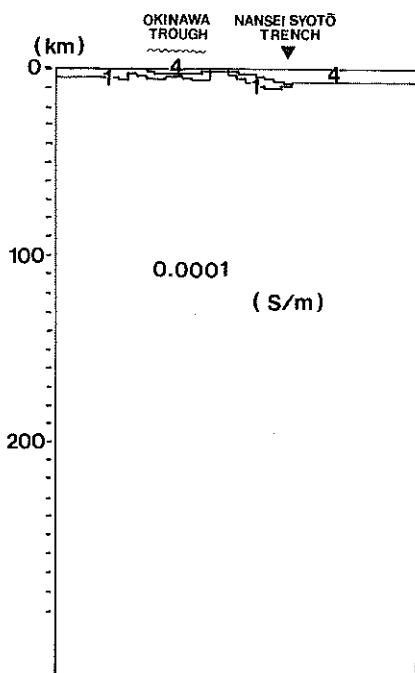


Figure 5-a. Model A1. Electrical conductivity structure.

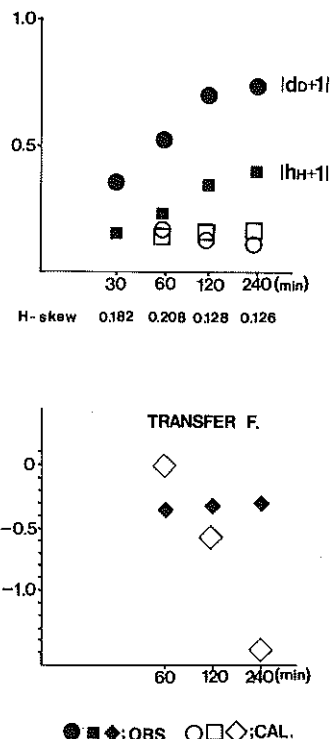


Figure 5-b. Calculated attenuations of horizontal component of geomagnetic variations and transfer functions for model A1, with the observed values.

一方、北部ではほとんど異方性が見られなかったので、一次元の構造を仮定してフィッティングを行った。こちら、地下に良導層を考えないで計算すると観測値よりも減衰が激しくなりすぎてしまう。トラフ中部で得られたモデルを参考に調べたところ、Fig. 7-aのようにトラフ中部の良導層とだいたい同じ深さのところに0.1S/m程度の良導層をおくと良いことがわかった（モデルB2）。フィッティングの程度はFig. 7-bに示した。

沖縄トラフは熱水の湧出なども確認されており、地下の高温が予想されている。トラフ付近の地殻熱流量の分布（Fig. 8）を見ると、中部から南部にかけてはかなり大きな値が得られており、北部でも中南部よりは、小さいが平均的な値に比べれば大きな値が得られている。今回得られた良導層の電気伝導度も、中部で高く北部では1桁低いというように、地下の熱の分布と対応しているようだ。これらのことから、モデルA2、B2の良導層は部分熔融状態にあり、電気伝導度の違いは溶融度の違いを反映しているものと思われるが、北部では中部で見られるような強い異方性を示さないことや電気伝導度が1桁低いことから、トラフに沿ってのびている良導層はその溶融度を弱めながら、トラフ北部まで及んでいるらしいことが推察される。

6. おわりに

海底磁力計データをもとに、小笠原弧と沖縄トラフの電気伝導度構造について述べた。

小笠原弧においては、ほぼ弧に沿う方向に部分溶融によると思われる良導層がのびているらしいことが推察された。

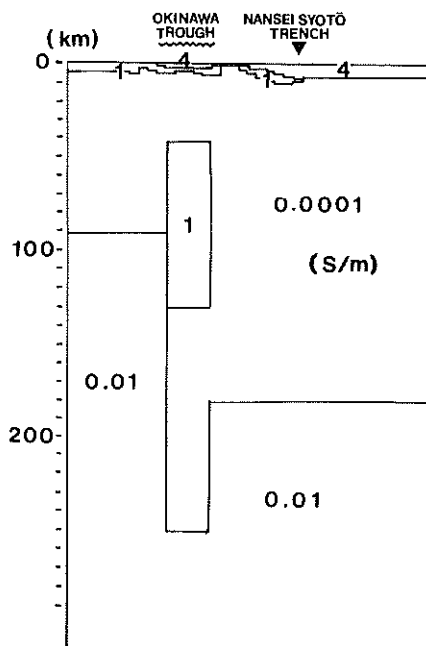


Figure 6-a. Model A2. Electrical conductivity structure.

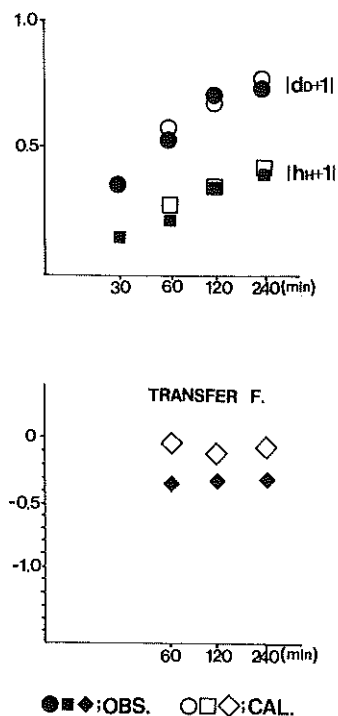


Figure 6-b. Calculated attenuations of horizontal component of geomagnetic variations and transfer functions for model A2, with the observed values.

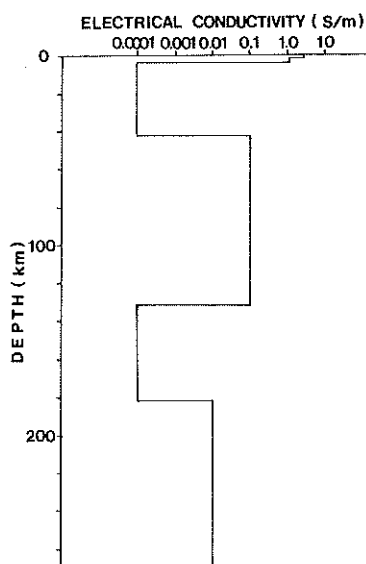


Figure 7-a. Model B2. Electrical conductivity structure.

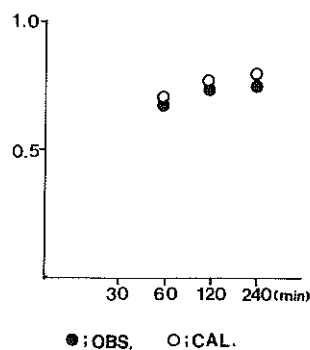


Figure 7-b. Calculated attenuations of horizontal component of geomagnetic variations, with the observed values.

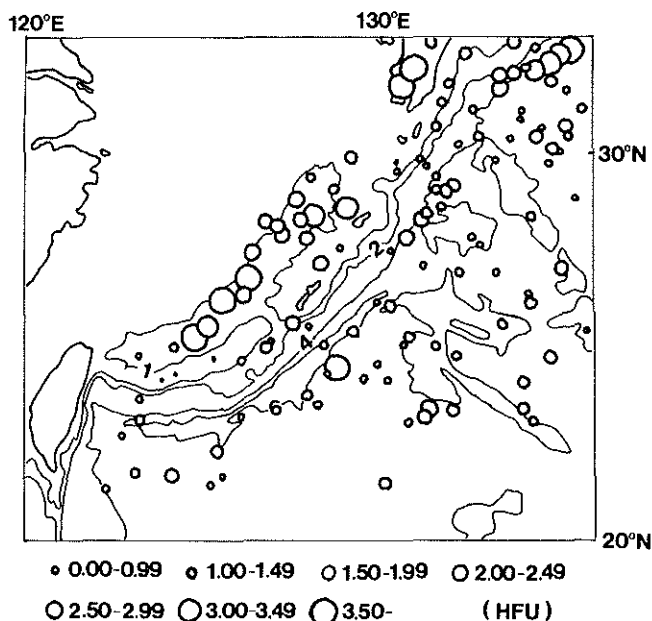


Figure 8. Observed heat-flow values in the Okinawa Trough and the adjacent area. (T. Watanabe et al., 1977)

沖縄トラフにおいては、中部と北部で地下構造モデルを得た。その結果、トラフ中軸に沿って深さ約45kmから135kmの部分に部分溶融によると思われる良導層がのびており、その層はトラフ北部まで及んでいるらしいことがわかった。⑥および⑦で得たデータは現在解析中であり、さらに86年12月から87年1月にかけてFig. 1に*で示した2地点で海底地磁気変化観測を行う予定である。これら4地点のデータは、東京工業大学が同じ期間（'86.10～'87.1）に沖縄本島上で地磁気3成分の連続観測を行っているの、それらと合わせて解析する予定である。これらのデータを①、⑤に加えて南西諸島を横切る2つのarrayができれば、本稿で示したモデルも修正され、より信頼度の高い地下構造が推定できることと思う。

謝 辞

データの取得に御尽力くださいました測量船「拓洋」の船長以下乗組員の方々と大陸棚調査室の皆様に、心から御礼申し上げます。

また、本稿をまとめるにあたって、大島章一大陸棚調査室長から多くの貴重な助言をいただきました。深く感謝いたします。

参 考 文 献

- J.Segawa, T.Yukutake, Y.Hamano, T.Kasuga, and H.Utada: Sea Floor Measurement of Geomagnetic Field Using Newly Developed Ocean Bottom Magnetometers, J.Geomag. Geoelectr., 34, 571～585, (1982)
- J.Segawa, Y.Hamano, T.Yukutake, and H.Utada: A New Model of Ocean Bottom Magnetometer, J.

Geomag. Geoelectr., 35, 407~421, (1983)

F.W.Jones and L.J.Pascoe : A General Computer Program to Determine the Perturbation of Alternating Electric Currents in a Two-Dimensional Model of a Region of Uniform Conductivity with an Embedded Inhomogeneity, Geophys. J.R. astr. Soc., 24, 3~30, (1971)

L.J.Pascoe and F.W.Jones : Boundary Conditions and Calculation of Surface Values for the General Two-Dimensional Electromagnetic Induction Problem, Geophys. J.R. astr. Soc., 27, 179~193, (1972)

山崎俊嗣 : マリアナ・トラフ北部, 西之島トラフ及びスミス凹地の海底地殻熱流量, 海底熱水活動に伴う重金屬資源の評価手法に関する研究, 昭和60年度研究報告書, 地質調査所, 114~122, (1986)

本蔵義守 : 海洋底の深部電気伝導度構造, 月刊地球, 4, 5, 311~318, (1982)

T.Watanabe, M.G.Langseth, and R.N.Anderson : Heat Flow in Back-Arc Basins of the Western Pacific, Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins, American Geophysical Union, 137~161, (1977)

自航式ブイの開発

土出 昌一・村井 弥亮*

A RADIO-CONTROLLED BUOY FOR OCEAN SURVEYS

Masakazu Tsuchide and Mitsuryou Murai*

Abstract

The Hydrographic Department is now working to develop a radio-controlled buoy for ocean surveys, which it hopes will accomplish two things, among others. First, such a buoy will make possible surveys of waters surrounding submarine volcanoes, which are usually very difficult with existing manned survey vessels. Second, the buoy is expected to reduce survey cost, as major part of the procedures will be automated.

The development of a radio-controlled buoy is under way on a five-year plan which covers the period from fiscal 1983 to 1987. Under the plan, the project comes in two phases: the first phase for the three-year period from fiscal 1983 to 1985 for designing of a buoy and its production, and the second phase for the two-year period from fiscal 1986 to 1987 for verification of its capabilities and possible improvement.

The radio-controlled buoy is conceived as consisting of four major systems; (1) the navigation system, (2) the self-guard system, (3) the body and (4) the data acquisition and data transmission system. On the first phase of development, works to design and produce these four systems were being carried out separately, and concurrently. After fully developed, they were consolidated into a complete unit in the end of fiscal 1985.

The radio-controlled buoy is to carry out six ocean survey functions; (1) sounding (2) measuring sea surface temperature and (3) its conductivity (4) ocean waves (5) water sampling and (6) XBT.

Obtained data are recorded on a cartridge tape, and at the same time, they are transmitted to the mother ship, survey vessel 「SHOYO」 belonging to the Hydrographic Department. Equipments for water sampling and XBT can be operated at any time, responding to the directions from the mother ship or to pre-established programs.

Communications between the mother ship and the buoy are connected through the VHF for static images made of the self-guard system, and through the HF for surveys and control data. Urgent control data such as emergency stop can be transmitted through the VHF as well. It is estimated that the distances for data transmission will be more than 20 kilometers for the VHF, and 50 kilometers for the HF.

Now four systems are consolidated into the radio-controlled buoy.

Its operations will be checked on the seas, and the results of verification tests will be described next time.

Received 15 January 1987

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

1. はじめに

我が国周辺海域には、明神礁、海徳海山、福徳岡ノ場、福神海山等の活発な火山活動を行っている海底火山が数多く存在しているが、昭和27年、明神礁の海底火山調査に赴いた海上保安庁の測量船「第五海洋丸」が海底爆発に遭遇し遭難（海上保安庁、1953）したことからもわかるとおり、その調査には危険が伴う場合が多い。しかし、航行船舶の安全確保はもとより、海底火山が新たに島を形成した場合の領有権の確保により我が国にもたらされる水産資源、海底鉱物資源等の利益は計り知れないものがあり、海底火山活動の調査及びその周辺の海底地形測量は極めて重要である。

また、外洋の波浪、特に暴風雨のような荒天時の波浪の観測は、この種のデータの整備が強く求められている（海洋開発審議会、1980；運輸省、1981）にもかかわらず、調査船にとっても観測員にとっても極めて厳しい環境にさらされることになり、データの整備は進展していない。

自航式ブイは、水路部所属の測量船「昭洋」を母船とする、遠隔操縦が可能な無人の海洋調査ブイであり、従来の有人の調査船では調査が困難な海底火山の活動時の調査や荒天時の海況観測を行うことを目的とすると共に、遠隔自動操縦やデータの自動収録・処理及び伝送の機能により海洋調査の効率化・能率化を図ることを目的として、昭和58年度～昭和60年度の3ヶ年をかけて開発したものであり、その概要について紹介する。

2. 開発計画

自航式ブイは、昭和58年度～昭和62年度の5ヶ年で開発することとし、昭和58年度～昭和60年度の3ヶ年を第Ⅰ期として、自航式ブイの設計・製作を行った。昭和61年度～昭和62年度の2ヶ年は第Ⅰ期で製作した自航式ブイの実海域実証化試験及び改良を行う予定であり、自航式ブイの実用化は昭和63年度以降である。

自航式ブイの設計・製作にあたっては、システムを自航式ブイ本体については、運航システム、航海安全システム、浮体、計測システムの4つのシステムに分け、60年度にそれらをまとめて自航式ブイ本体を組み上げ、測量船「昭洋」に搭載する母船搭載ブイ制御・データ処理システムとで全体を構成した。自航式ブイの開発計画を第1図に示す。

各システムの構成は以下の通りである。

A. ブイ搭載システム

イ. 運航システム

- (イ) ハイブリッド航法装置
- (ロ) 自動操縦装置
- (ハ) 遠隔制御装置

ロ. 航行安全システム

- (イ) 海上衝突予防装置
- (ロ) 水中障害物回避装置

ハ. 浮体

ニ. 計測システム

- (イ) 測深データ収集装置
- (ハ) 採水装置
- (ホ) データ伝送装置

B. 母船搭載システム

イ. 母船搭載ブイ制御・データ処理システム

- (イ) データ伝送装置
- (ロ) 画像再生装置
- (ハ) データ処理装置
- (ニ) 運航プログラム作成装置

- (ロ) 海象データ収集装置
- (ニ) XBTデータ収集装置
- (ヘ) データ集録装置

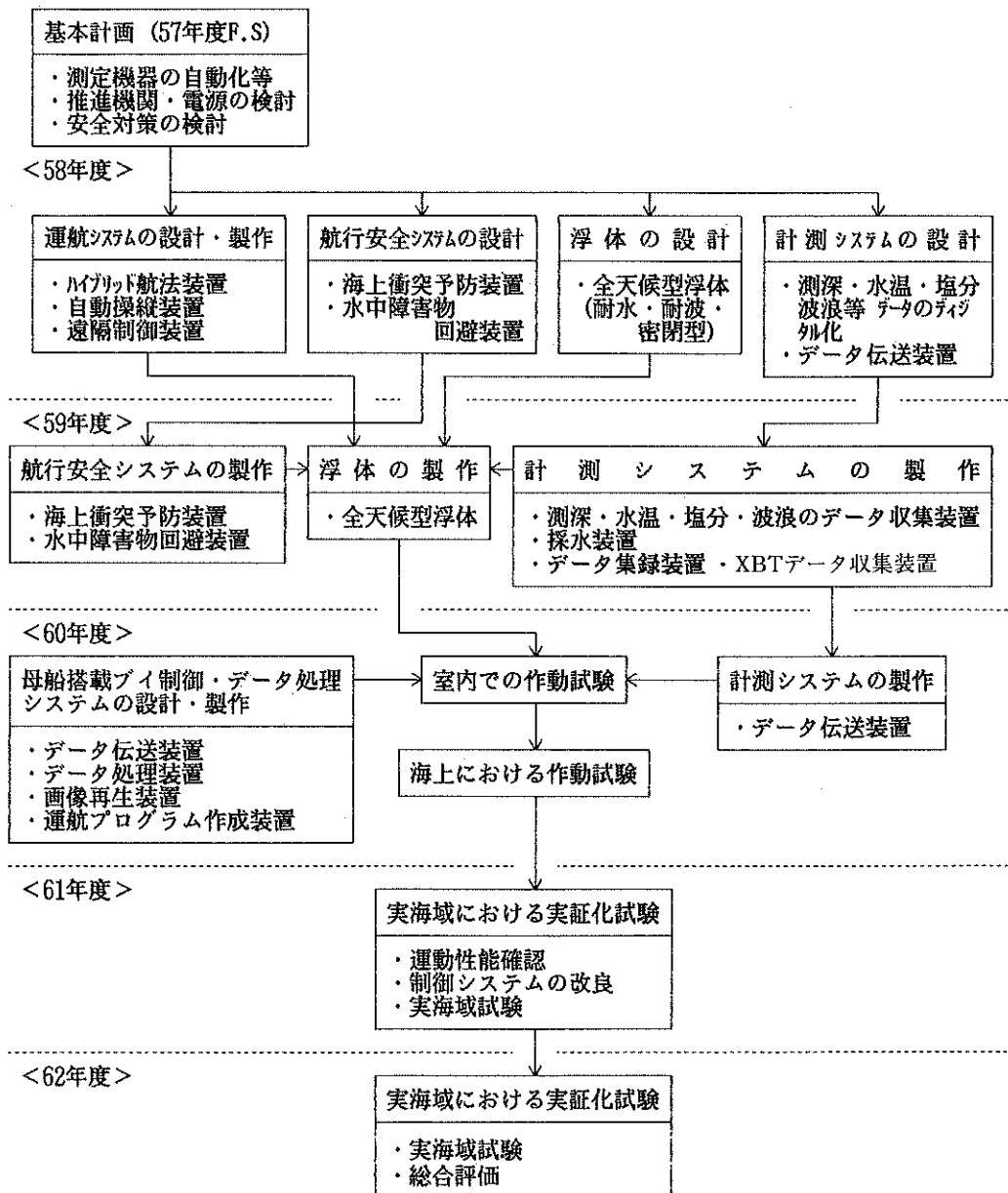


Figure 1. Developing Plan of a Radio-Controlled Buoy

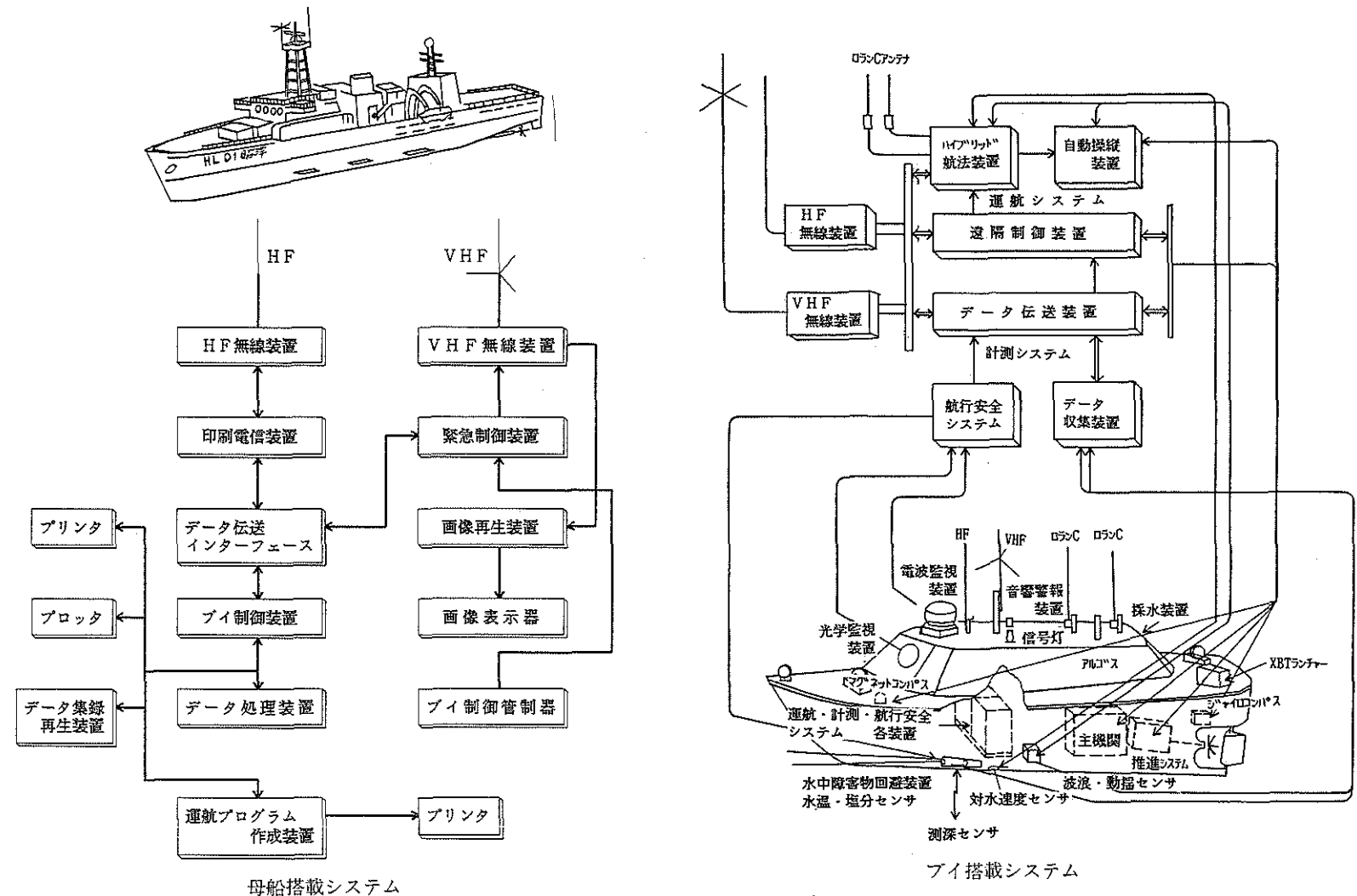


Figure 2. System Diagram

システムの構成を第2図に示す。

3. システムの概要

1) 運航システム

自航式ブイの位置を測定すると共に、母船から指示された地点に自航式ブイを移動させたり、あらかじめプログラムによって設定されている観測線に沿って自航式ブイを運航させるシステムである。

ハイブリッド航法装置は、2台のロランC受信機、磁気コンパス、ジャイロコンパス、電磁ログ及びデータ処理装置から構成されている。自航式ブイの測位はロランCのみで行うためロランC受信機を2台併用とし、1台の受信機が故障、もしくは誤動作を起こしても他の一方が補完を行い、測位データの取得ミスが起こらないようにしている。集録データは10秒毎の緯度、経度値に加えてWXYZ 4従局それぞれの主局との到達時間差を同じく10秒毎に記録しており、データ解析を行う際、測位データのチェック並びに再計算が容易に行えるよう考慮してある。方位センサーとしては、通常はジャイロコンパスを使用するが、電源トラブル等でジャイロコンパスがダウンした場合に備えて磁気コンパスをバックアップ用に装備している。データ処理装置は測位データを基本として方位データ、対水速度センサー（電磁ログ）データにより推測航法計算を行い、その結果を自動操縦装置に出力するものである。

自動操縦装置は、ハイブリッド航法装置から出力されたデータを基に、あらかじめプログラムされている予定地点までの最適針路（方位・距離）を計算し舵角を制御するものであるが、母船からの指示によって任意に自動操縦と手動運航とを切り換えることもできる。手動運航の場合、舵角は母船からの指示により任意の角度に任意の時間保持できるため、きめ細かな自航式ブイの運航が可能となる。

遠隔制御装置は、ハイブリッド航法装置から出力されたデータと計測システムから出力されたデータを結合し、10秒毎、あるいは30分毎に母船にデータを伝送すると共に、データ集録装置にデータを転送するものである。同時に自航式ブイの電源電圧、機関状態等を監視しており、異常の際には母船に自動的に緊急通信（母船搭載ブイ制御・データ処理システムのブザーが鳴る）を行う機能を有している。

2) 航行安全システム

自航式ブイ自身の座礁や海底との接触を予防すると共に、付近を航行する船舶に対して自航式ブイの存在を知らせ、それらとの衝突を予防するシステムである。

海上衝突予防装置は、光学監視装置、電波監視装置、信号灯及び音響警報装置から構成されている。光学監視装置は、2台のカメラを用いて自航式ブイの前方右方向60度及び左方向60度計120度の視野を確保している。電波監視装置は、最大探知距離16海里的レーダーを用いており、通常は1海里レンジに設定している。これによって母船を含む自航式ブイの周辺の海上の障害物を探知し、前方に何らかの障害物が認められた場合には光学監視装置によって、より詳細な監視を行おうとするものである。信号灯及び音響警報装置は、自航式ブイの付近を航行する船舶に自航式ブイの存在を知らしめるためのものであり、2基の信号灯については、1基は常時点灯、他の1基は母船からの指示により点滅する方法を採用した。音響警報装置については、母船からの指示により30秒間サイレンを鳴らすものである。

水中障害物回避装置は、海底火山による海底の急激な高まり、あるいは珊瑚礁等の浅所における自航式ブイの座礁や海底との接触を予防するため、魚群探知器の送受波器を前方に向けて浮体に装着したものであり、自航式ブイの前方の水中障害物を探知しようとするものである。ブラウン管に表示される映像をCCDカメラによって母船に伝送する。

自航式ブイが常用6ノットで移動している時、障害物を発見してから制御・停止に至るまで経過を、何かおかしいと思うのに要する時間を10秒、異常を確認するのに要する時間を30秒、緊急制御信号（後進）の送信に要する時間を10秒とすると、この50秒間に自航式ブイは約150m前進し、自航式ブイが緊急制御信号（後進）を受信してから停止するまでに約35m前進（第5表参照）するため、水中障害物回避装置の最大探知距離は200mとした。

なお、サイドスキャンソナー、あるいは障害物探知ソナーのようにサイドローブが小さく、扇形のビームを有する音響機器を用いれば海面漂流物を含めて確実な障害物探知が可能であるが、今回の研究開発においては機器の寸法、費用、利用効率等の観点からその採用を見送った。

電波監視装置（レーダー）映像及び水中障害物回避装置（魚群探知器）映像はそれぞれ個別にCCDカメラで撮影され、光学監視装置の2台のCCDカメラと合わせて計4台のCCDカメラによる映像が静止画像として母船に伝送される。

3) 浮体

運航システム、航行安全システム及び計測システムを収納し、所定の海域において計測を可能ならしめる容器であり、荒天時における計測を勘案して180度復原性を有する不沈構造を採用した。また、形状としては自航式ブイが海上保安庁の測量船「昭洋」のミラング式ダビットに搭載することを前提として設計したため一般的な船型とし、重量は6.5トン未満に制限した。

運航速度は、外洋域における運航を考慮し、前進は半速4ノット及び常用6ノットの2速、後進は6ノットのための1速とした。母船からの着水は一斉離脱方式を採用し、フックは「昭洋」のミラング式ダビットのクレードルのスパンにあわせて設計した。また、発電機・計測機器等の点検のため浮体上部に水密ハッチを2か所設けた。推進方式は起動・停止が容易で振動の少ない電動推進を採用した。

活動中の海底火山周辺海域の水面付近には軽石が広く分布している場合が多く、その調査においては冷却水取入れ口が軽石でつまる恐れがあるが、自航式ブイは火山性変色水等の採水を行なうための採水ポンプを有しており、その排水力によってつまった軽石を押し出すように冷却水取入れ口および採水口を設計した。

自航式ブイを発進した後、天候の急変等により自航式ブイを「昭洋」のダビットに揚収不能事態が生じる場合に備え、自航式ブイのハウスのまわりに約20mの長さの曳船用ロープを束ねておいてある。上記事象が発生した場合には、何らかの方法でこのロープを「昭洋」からひっかけることにより自航式ブイを曳航し、揚収可能な場所で安全に揚収を行わんとするものである。

自航式ブイ浮体の要目を第1表に示し、自航式ブイ浮体の一般配置図を第3図に示す。

4) 計測システム

自航式ブイにおいて水深・水温・塩分・波浪等のデータを計測・集録すると共に母船に計測データを送信し、母船より自航式ブイの制御データを受信するシステムである。

測深データ収集装置は、測深能力1000mの精密音響測深機を使用し、水深のデジタル変換を毎秒行う。

海象データ収集装置は、水温・塩分計及び波浪計から構成されている。水温は10℃～50℃の範囲を、塩分は26～36の範囲をそれぞれ10秒毎に測定する。波浪はヒープ・ピッチ・ロールについて、それぞれ専用の加速度計を用い、それらの積分により算出する。測定範囲は±5Gであり毎秒計測を行っている。出力は、ヒープについては周期1秒～100秒の上下動について±4.6mまで精度5%で、ロール・ピッチについては±45度まで精度5%である。また、浮体の動揺検出のため、データ伝送周期である10秒間の最大傾斜角をピッチング・ローリングについてそれぞれ母船に伝送すると共に、所定の角度（標準45度）以上になると警報信号を

Table 1. Main Items of the Buoy

1. ブイ本体部		
ブイ浮体材質		F R P
推進方式		一軸電気推進
速力		6 ノット
航続距離		120 海里
復原性範囲		180 度
全長 (防舷材を除く)		10.00 m
全幅 (防舷材を除く)		2.78 m
深さ (基線上キャノピーまで)		1.50 m
全高 (基線上キャノピーまで)		2.60 m
満載排水量		6.5 トン
構造様式		F R P 単板構造
舵		複板平衡舵
吊り下げ方式		一斉離脱方式
2. 機関部		
発電機用原動機	形 式	直列立形 4 サイクル直接噴射ディーゼル機関
	口径 × 行程	105mm × 125mm
	連続定格出力	50ps
	回転速度	1800rpm
	使用燃料	軽油
	冷却方式	清水冷却方式 (海水 2 次冷却)
	潤滑方式	ギヤポンプによる強制循環式
	始動方式	発電機 (バッテリー)
発電機	形 式	横型・防滴・自己通風型
	出力 × 力率	30KVA (32kw) × 0.8
	電 圧	AC225V
	周波数 × 相数	60Hz × 3 相 4 線
推進用電動機	形 式	防滴保護・自己通風型・静止励磁式
	出 力	15kw
	回 転 数	1800rpm (同期速度)
	電 圧	AC220V
減速機	形 式	減速比油圧切換 2 段式・遊星歯車式
	伝 動 動 力	15kw
	入力回転数	1800rpm
	出力回転数	600rpm/400rpm
	減 速 比	1:3 及び 1:4.5
軸系	推 進 軸	材質: 高力黄銅棒
	推 進 器	材質: アルミ青銅铸件, 3 軸一体型
タンク	燃料油タンク	アルミニウム合金製 150 リットル × 2
3. 電気部		
主配電盤	形 式	デッドフロント型
	盤 構 成	発電機制御部, 220V 給電部
		ブイ外部電源受電部
		発電機関制御部
		推進電動機制御盤
		通風機, ビルジポンプ, 始動盤
	計 器	電圧計・電流計・周波数計 × 各 1
	蓄 電 池	機関始動及び制御装置用
		DC24V, 200AH/20時間率 (120AH/1時間率)
		観測機器用
		DC24V, 200AH/20時間率
蓄電池充放電盤	形 式	急速定電流充電トランジスタ式 × 2
		DC24V ~ 35V, 30A

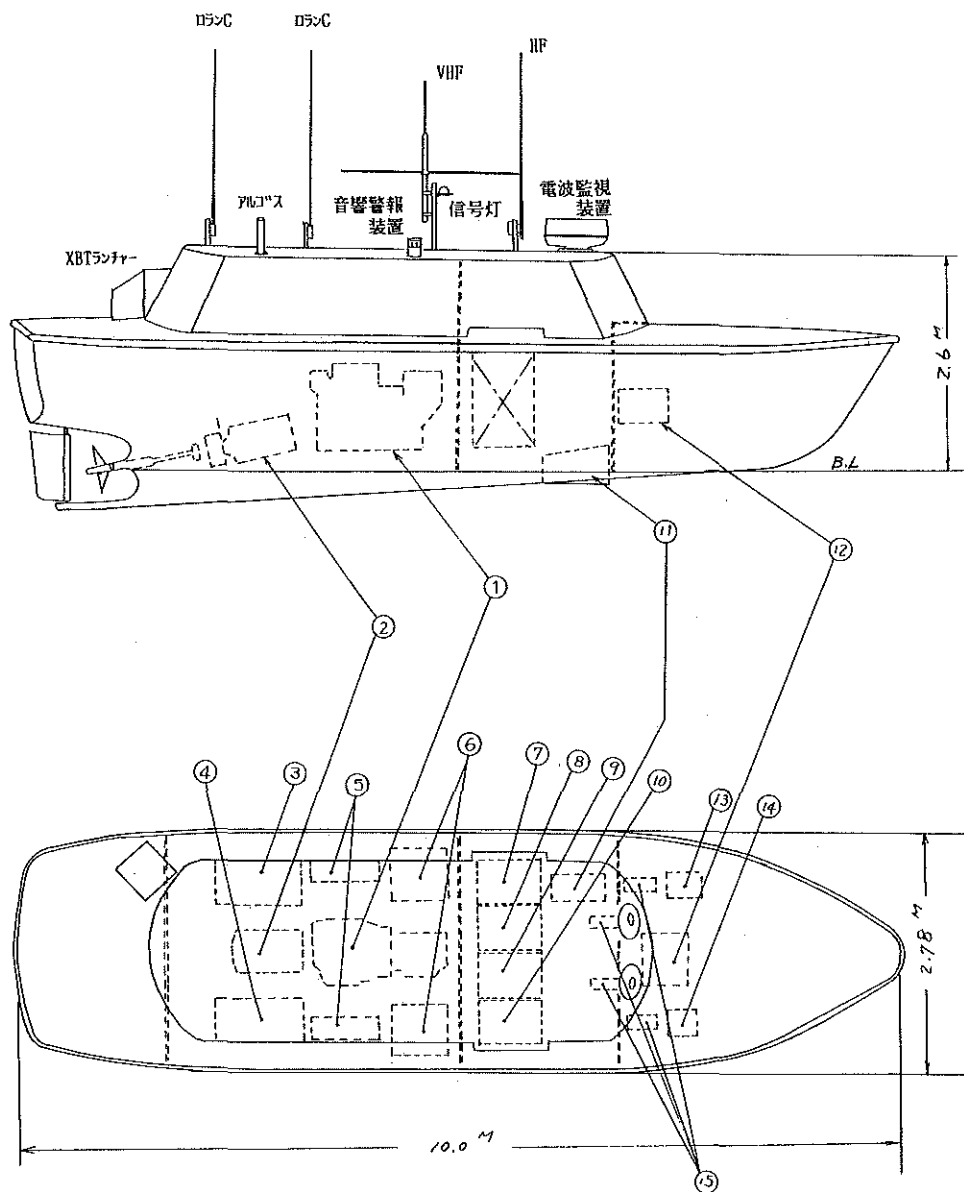


Figure 3. Schematic Plan

- | | |
|-------------|----------------|
| ① 発 電 機 | ⑧ 運航システムラック II |
| ② 推進電動機 | ⑨ 運航システムラック I |
| ③ 配 電 盤 | ⑩ 伝送システムラック |
| ④ 充 放 電 盤 | ⑪ センサトランク |
| ⑤ 機関用バッテリー | ⑫ 計測用バッテリー |
| ⑥ 燃料タンク | ⑬ 水中障害物回避装置 |
| ⑦ 計測システムラック | ⑭ 電 波 監 視 装 置 |
| | ⑮ C C D カ メ ラ |

母船に伝送するようにしている。

採水装置は、母船からの指示により任意の時間及び場所です採水可能な方式を採用し、2重採水防止機能が施こしてある。20リットルの採水容器を2個備えており、2地点での採水が可能である。

XBTデータ収集装置は、浮体後部のランチャーにXBTを3本装着しておき、母船からの指示によって任意の3地点で投下することができるものである。深度は460mまで、水温は -2°C ～ 35°C の範囲のものを使用している。データは250ms毎に650個取得されるが、このデータはデータ集録装置に直接記録され、母船には伝送されないため、自航式ブイを母船に揚収後そのデータ解析を行うことになる。

データ伝送装置は、計測データ及び制御データ伝送用として26MHz帯のHF無線設備を、また航行安全システムの画像データ及び自航式ブイの緊急制御データ伝送用として50MHz帯のVHF無線設備の2系統から構成されており、新たに実験局として、26.360MHz 1W、57.725MHz 10W、55.235MHz 10Wの3波の免許を郵政省より受けたものである。自航式ブイは、その他にアルゴス用として401.65MHz 2W及びレーダー用として9445MHz 4kWの免許も受けており合計5波の電波を目的に応じて使い分けている。

HF無線設備は伝送距離50kmで設計した。通常は10秒周期で計測データを母船に送信しており、母船からの割り込みによって自航式ブイの制御データを受信する。

VHF無線設備は伝送距離20kmで設計した。通常は4台のCCDカメラによる光学監視装置、電波監視装置及び水中障害物回避装置の画像を静止画像として45秒周期（高速モードの場合には23秒周期）で送信しており、母船からの指示によって任意のカメラ1台に切り換えることにより12秒周期（高速モード6秒周期）の静止画像を送信することができる。自航式ブイの運航（データ伝送及び制御）は通常はHF無線により行われているが、自航式ブイの停止・旋回等の緊急制御はHF無線設備のバックアップとしてVHF無線設備によっても行うことができる。

海底火山の危険区域の一例として、明神礁においては半径10マイルが海図上に描かれているためその伝送距離を20kmで設計したものである。

データ集録装置は自航式ブイで取得されるすべてのデータを集録するものであり、このデータは自航式ブイが母船に揚収された後、母船上で詳細にデータ処理・解析されるものである。特に荒天時の観測においては、母船と自航式ブイとは観測中のデータ伝送が不能になることが予想されるため、データ集録装置に記録されたデータが唯一の観測データとなる。

データの集録方式は、記憶容量は38メガバイトのカートリッジタイプの8トラックカセットを採用した。このカセットに10秒周期でデータ集録を行った場合、1回の集録に必要な記憶容量は278バイトであり、1時間では約0.1メガバイトが必要である。また、漂流モードの時には30分周期で10秒毎のデータを1分間集録しており1日（24時間）に必要な記憶容量は約0.1メガバイトである。

データ集録の種類を第2表に、データ集録系統図を第4図に示す。また、自航式ブイシステムの全体の信号の流れ図を第5図に示し、各システムの主要部分及び自航式ブイの外観を写真1～写真5に示す。

5) 母船搭載ブイ制御・データ処理システム

測量船「昭洋」に搭載し、自航式ブイを制御すると共に自航式ブイが取得した各種データの処理を行うシステムである。

データ伝送装置は、自航式ブイに搭載されているデータ伝送装置と対をなすものでありHF及びVHFの無線設備から構成されている。

画像再生装置は、自航式ブイからVHFにより母船に伝送される画像を再生し、モニターするものであり、

Table 2. Contents of Collected Data

1. 通常計測

- (1) 現在時間：年，月，日，時，分，秒
- (2) 運航モード：イニシャル，トラック，ホバー，ドリフト-I，ドリフト-II
- (3) 測深データ：0秒～9秒の10個のデータ
- (4) 波浪データ：ヒープ，ロール，ピッチ 0秒～9秒の10個のデータ
- (5) 水温塩分データ：水温，塩分
- (6) 動揺データ：ロール，ピッチ 10秒間の最大値
- (7) 温湿度データ：計測室温度，湿度，機関室温度，湿度
- (8) バッテリーデータ：計測用バッテリー電圧，機関用バッテリー電圧
- (9) 機関ステータス：発電機アラーム，燃料低位，充電器アラーム，発電機運転，冷却水高温
- (10) 測位センサステータス：No.1ロランC，No.2ロランC，推測航法
- (11) 現在位置データ：緯度，経度，緯度評価値，経度評価値
- (12) 目的地距離：現在位置から目的地までの距離
- (13) 磁気コンパスデータ：方位，方位評価値
- (14) ジャイロコンパスデータ：方位，方位評価値
- (15) 対水速度データ：速度，速度評価値
- (16) 目的地番号データ：目的地番号
- (17) 舵ステータス：CPU-AUTO，CPU-ON/OFF，MEC-ON/OFF
- (18) 推進機ステータス：停止，低速，通常，後進
- (19) ロランC LOPデータ：W，X，Y，Z各局のLOP値

2. XBT投下時

- (1) 投下時刻：年，月，日，時，分，秒
- (2) XBTデータ：水温データ，深度データ，着水ステータス，250ms毎に650データ
- (3) XBTデータの集録方法は通常計測10秒周期の間に集録する。

1台のブラウン管上に前記4 CCD画像を4分割して映し出す。

データ処理装置は，母船上において自航式ブイから10秒毎に伝送されてくるデータ，あるいはデータ集録装置に記録されたデータを読み出し，自航式ブイの航跡をプロッターに描き，取得された波浪データを計算する等の解析処理を行い，次の自航式ブイの運航の検討に用いる資料を作成する。

運航プログラム作成装置は，自航式ブイの種々の運航プログラムを母船内で作成し，カートリッジテープに書き込むものであり，このテープを自航式ブイの発進に先立ちあらかじめ中央制御装置にセットすることによって，プログラムに従った種々のパターンで自航式ブイを運航することができる。

母船側の装置の外観を写真6及び写真7に示す。

4. システムの運用

自航式ブイの自動操縦はシーステート3以下を想定している。波浪計測については荒天時の計測が主であるためシーステート6まで計測が可能であるが，加速度計による方式のため，シーステート2以下の穏やかな海面状態では計測不能である。また，自航式ブイの浮体そのものはシーステート7まで耐え得るように設計した。

自航式ブイの運航モードはイニシャル (INITIAL)，トラック (TRACK)，ホバー (HOVER)，ドリフト (DRIFT)，スリープ (SLEEP) 及びベック (BECK) の6つのモードがある。

イニシャルは初期化モードであり，母船から自航式ブイを発進するときはまずこのモードで始まる。計算機のメモリー等はすべてクリアーされ，計測及び運航の準備にかかる。

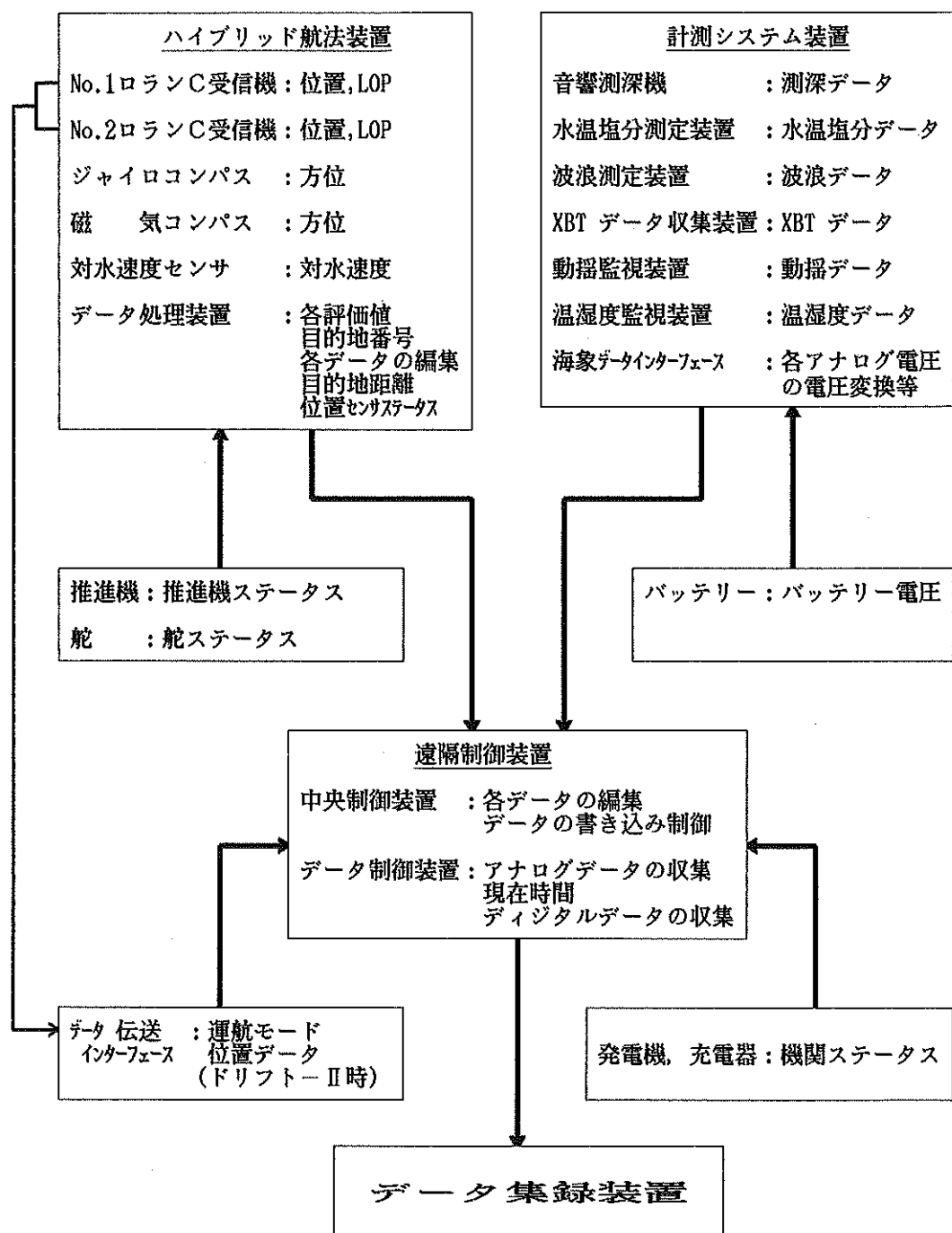


Figure 4. Data Acquisition System

トラックは測量モードであり水深・水温・塩分等すべての計測データを10秒毎に母船に送信すると共に CCDカメラによる画像を45秒毎に送信するものである。トラックモードは連続20時間の計測が可能である。(発電機の燃料を20時間分搭載している。)

ホバーは定点海象観測モードであり、あらかじめ入力した定点から半径1マイル以上(プログラムにより

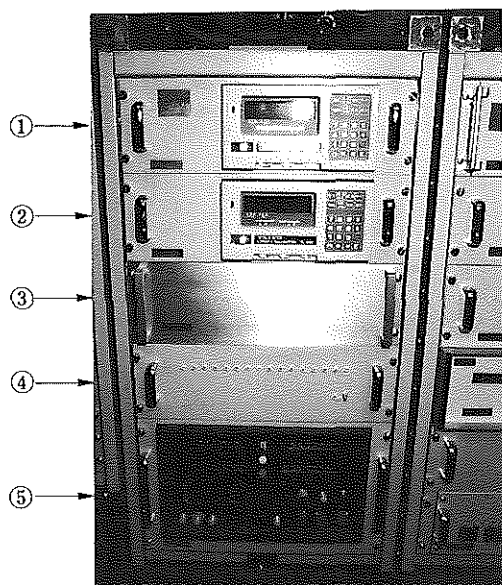


Photo 1. Navigation System Rack I

- ① No. 1 ロラン C 受信機
- ② No. 2 ロラン C 受信機
- ③ 方位速度信号変換器
- ④ 機関インターフェース
- ⑤ 自動操縦装置

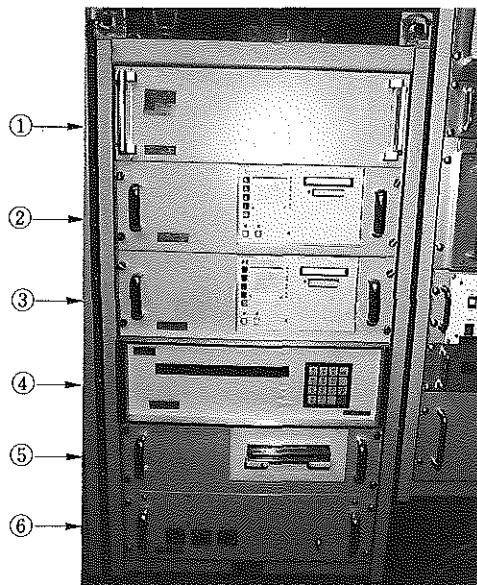


Photo 2. Navigation System Rack II

- ① データ処理装置 I
- ② データ処理装置 II
- ③ 中央制御装置
- ④ データ制御装置
- ⑤ データ集録装置
- ⑥ 電源制御装置

半径の変更可能) 自航式ブイが離れると自動的に起動して定点に戻るものである。このモードは波浪観測を主とするが測深等すべての計測が可能であり、定点から離脱する時間にも因るが、通常の海域であれば連続30時間以上の計測が可能である。

ドリフトは漂流海象観測モードであり、波浪・水温・測位等のデータを30分毎に1分間計測する。計測されたデータは10秒毎に6回母船に送信される。母船と自航式ブイとは数10km以上離れていることが想定されるため、VHFでは通信はできず、画像の伝送は行わない。このモードでは72時間の観測が可能である。

スリープは回収モードであり、測位以外の計測はすべて停止している。母船が自航式ブイを回収できるように30分毎に測位データだけをHFで送信する。ドリフトで72時間経過後自動的にスリープに切り換り24時間このモードで運航する。

ベックはスリープで24時間経過すると自動的に切り換るモードであり、測位も停止して1時間に5分間だけ“Z”の文字を連続して送信する。このモードで48時間程度運用することができる。

ドリフトで観測開始後7日目には蓄電池はほぼ完全に放電してしまい、自航式ブイはすべての機能を停止して完全な漂流物となるが、この場合にもアルゴス送信機だけは専用のバッテリーにより約1ヶ月は作動しているためその位置を求めることは容易であり、自航式ブイを喪失してしまうことは起こり得ない。

ベックモードを含めてすべての運航モードで自航式ブイのVHF受信機は常時オンの状態にあり、VHFによって母船から自航式ブイの発電機の起動をかけることができるため、蓄電池の残容量及び燃料の残量によっては自航式ブイが再航走することもあり得る。

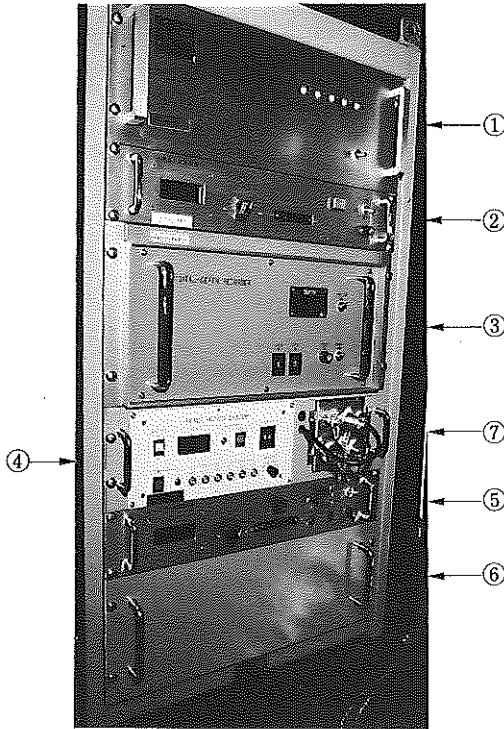


Photo. 3. Data Acquisition System Rack

- ① 海象データインターフェース
- ② 水温・塩分測定装置
- ③ 音響測深機
- ④ 波浪測定装置
- ⑤ XBTデータ収集装置
- ⑥ AC電源接続箱
- ⑦ アルゴス送信機

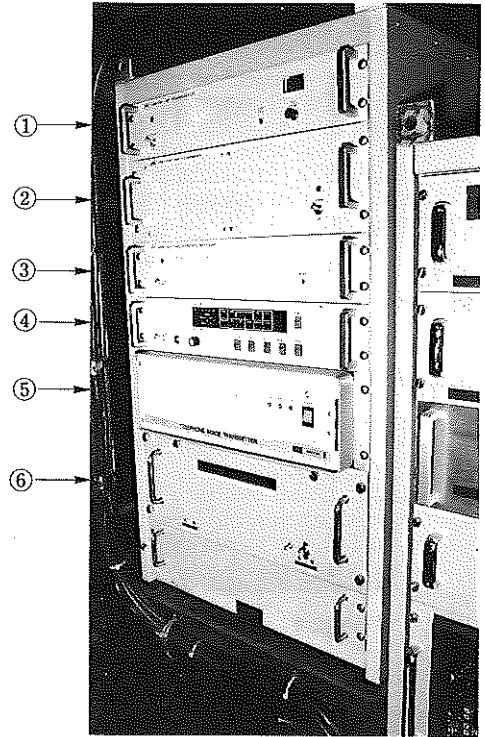


Photo. 4. Data Transmission System Rack

- ① H F 無線装置
- ② V H F 無線装置
- ③ 緊急制御検出器
- ④ 印刷電信装置 (ARQ装置)
- ⑤ 光学監視装置 (静止画像送信機)
- ⑥ データ伝送インターフェース

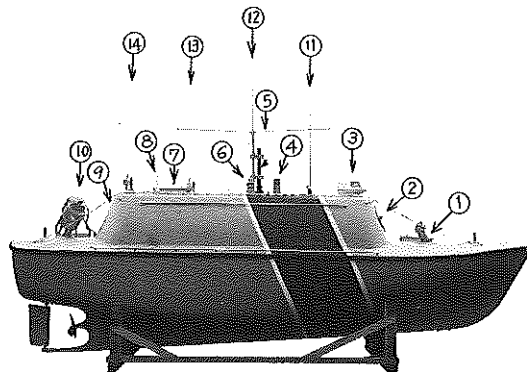


Photo. 5. Appearance of a Radio-Controlled Buoy

- ① 前部ハッチ (計測室)
- ② 旋 回 窓
- ③ 電波監視装置アンテナ
- ④ 信 号 灯 II
- ⑤ 信 号 灯 I
- ⑥ 音響警報装置
- ⑦ 後部ハッチ (機関室)
- ⑧ アルゴスアンテナ
- ⑨ 採水タンク格納部
- ⑩ XBTランチャー
- ⑪ H F 無線アンテナ
- ⑫ V H F 無線アンテナ
- ⑬ No. 1 ロランCアンテナ
- ⑭ No. 2 ロランCアンテナ

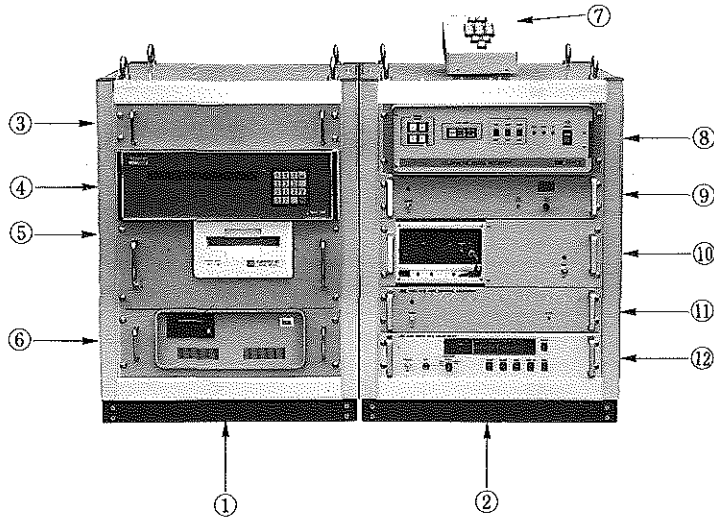


Photo. 6. Control System on the Mother Ship

- | | |
|-----------------|--------------------|
| ① ブイ制御ラック I | ⑦ ブイ制御管制器 |
| ② ブイ制御ラック II | ⑧ 画像再生装置 (静止画像受信機) |
| ③ 電源ラック | ⑨ H F 無線装置 |
| ④ データ伝送インターフェース | ⑩ V H F 無線装置 |
| ⑤ データ集録再生装置 | ⑪ 緊急制御装置 |
| ⑥ データ処理装置 | ⑫ 印刷電信装置 (ARQ装置) |

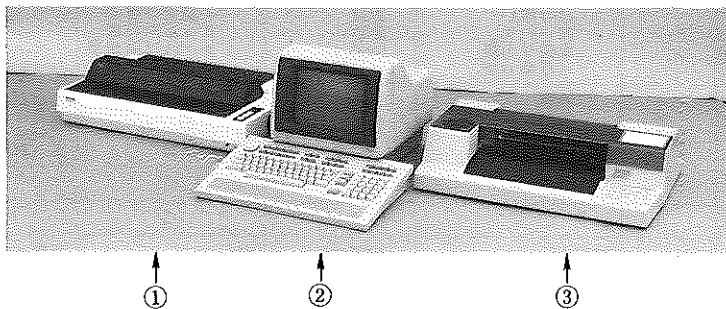


Photo. 7. Control Function Board on the Mother Ship

- | |
|----------|
| ① プリンタ |
| ② ブイ制御装置 |
| ③ プロッタ |

自航式ブイの運航の形態についてまとめたものを第3表に示し、推進機の制御についてまとめたものを第4表に示す。

5. 実験

1) 電波伝搬実験

自航式ブイは、運航時には高さが海面上約2mと低いため、VHFの電波は海面の影響を強く受け、電波の

Table 3. Variations of Navigation Mode

運用 モード	主 な 機 能	データ伝送	操 縦		デ ー タ 取 得 集 録						支 援 装 置							単一モードにおける連続運用時間		
			自 動	遠 隔	測 位	測 深	水温・ 塩 分	波 浪	XBT	採 水	動揺 監視	室温 湿度	水中 監視	光学 監視	電波 監視	HF 無線	VHF 無線	発電 機	操縦	運用 時間
イ ニ シ ャ ル	1) 最初に電源が入った時の初期化ルーチン 2) 発電機は原則として母船からのコマンドにより起動する	サンプルデータ及び各部のステータスを伝送する			作動 テスト	←	←	←	←	←	□	□	□	□	□	□	□	運転 または 停止		
ト ラ ッ ク	1) 始点終点間の大圏コースを自動航走する 2) 主に測深を行う 3) コースは9本ストアできる 4) 1つのコースは60点の変針点から最高30個選択し予め決める 5) 9本のコースの他に3個の変針点から成る母船に掃投するコースを設けることができる	10秒以上指定された周期でサンプルデータを伝送する (10秒の倍数)	□	□	10秒毎 に取得集 録	1秒毎に 取得10 秒に1回 まとめて 集録	10秒毎 に取得集 録	10分毎 1分間に 60回取 得集録	投下時1/4 秒毎に水深460mm分のデータを取得収録	随 可 時 能	□	□	□	□	□	□	□	運転	常時	20H
ホ バ ー	1) 定点を中心とする半径約1マイル以内を漂動する 2) 主に波浪測定等を行う 3) 定点は60個の変針点から1個又は臨時の位置を母船から指定することができる	10秒以上指定された周期で伝送する (10秒の倍数)	□	□	10秒毎 に取得集 録	10秒毎 に取得集 録	←	↑	↑	↑	□	□	△	△	△	□	△	運転	時々	30H
ド リ フ ト	1) 長時間連続測定する場合のモード 2) 主に波浪測定等を行う 3) ドリフト—I 6時間蓄電池の充電をしながら運用する 4) ドリフト—II 18時間蓄電池のみで運用する	30分周期で伝送する (30分の倍数)	△	△	30分毎 に取得集 録	ドリフト—Iの時 指定があれば30 分毎に取得集録も 可能	指定があれば30 分毎に取得集録	指定があれば30 分毎1分間に60 回取得集録	↑ ただし ドリフト—Iの時 のみ	↑ ただし ドリフト—Iの時 のみ	□	□	△	△	△	□	△	運転 6H 停止 18H のくり返し		MAX 72H
ス リ ー プ	1) ドリフトモードで72時間経過後自動的に本モードに移る 2) 発電機は停止し蓄電池のみで運用する	30分周期でNo.1ロランCの位置のみを伝送する			No.1ロランCの位置のみ取得											□		停止		24H
ベ ッ ク	1) スリープモードで24時間経過後自動的に本モードに移る	毎時0～5分間断続電波を伝送する														□		停止		48H

□ 可能 △ 制限

Table 4. Variations of Propelling Control

分 類	項 目	機 能	プ ロ グ ラ ム 制 御	遠 隔 制 御	説 明
舵 制 御	CPU-AUTO	始点終点間の大圏コースを自動航走する	1) 不規則な変針点30個と規則的な変針点30個のデータが用意されている 2) この60個のデータを基に最大30個から成るコース9本を予め設定しておく 3) 9本のコースの他に母船に帰投するための3個の変針点から成るコースを設定することができる(帰船コース) 4) 指定されたコースの変針点を順次変えながらオートパイロットに最適針路を与える	9本のコースから1本のコースを指定することができる	指定された1本のコースの変針点を順次始点終点に更新する 現在位置を基に始点終点間の大圏コースに乗るように自動航走する
				60個の変針点データから1点を指定し目標位置とすることができる	現在位置を始点に、指定された変針点を終点に自動航走する
				帰船コースを指定することができる	現在位置を始点、3個目の帰船点を終点に自動航走する
				予め設定した変針点以外に臨時の目標位置を緯度経度で指定することができる	現在位置を始点に臨時に指定された位置を終点に自動航走する
	CPU-ON/OFF	舵を指定された時間指定された舵角に保持し次に中立に戻す		母船から度単位で舵角を指示できる 母船から秒単位で舵角保持時間を指示できる	舵角信号をフィードバックしながら指定された角度に指定された時間保持する
	MEC-ON/OFF	緊急制御時の動作 右舵—中立—左舵のみの動作		HFおよびVHF 緊急制御により 右舵—中立—左舵の制御を行う	右舵、左舵の舵角は最大角度(35度)に保持される 緊急制御解除後は前の舵制御モードに戻る
速 度 制 御	通 常 制 御	速度は停止、低速、通常、後進に設定することができる	発進、急旋回時、コース終了時等に速度信号を生成することができる	母船から停止、低速、通常、後進いずれかを指定することができる。この時の継続時間も指定できる	1) トラックモード時は、母船からの推進機制御指令により推進機を動作させる 2) ホバーモード時は、ホバーモードになると同時に自動的に推進機を通常速度で動作させる 3) コースの終了及び目的地到着で自動的に停止する
	緊 急 制 御	速度は停止、低速、後進に設定することができる		母船からVHF 緊急制御により停止、低速、後進を指定することができる	緊急制御解除後は、前の推進機制御モードに戻る
発 電 機 制 御	起 動	発電機を起動させAC200Vを発電する	1) ドリフターIIモードからドリフターIモードに移った時、自動的に起動する 2) ドリフターIIモードからイニシャル、トラック、ホバーモードに移った時自動的に起動する	1) イニシャル、トラック、ホバーモードの時、随時コマンドで起動することができる 2) VHF緊急制御にて起動することができる	1) ドリフトモードの時は、プログラムにより起動する(ドリフターII→ドリフターI) 2) ドリフターIIモードを中止する時、イニシャル、トラック、ホバー、ドリフターIモードのいずれかのコマンドを伝送すると自動的に起動する
	停 止	発電機を停止する	1) ドリフターIモードからドリフターIIモードに移った時、自動的に停止する 2) イニシャル、トラック、ホバーモードからドリフターIIモードに移った時、自動的に停止する	1) イニシャル、トラック、ホバーモードの時、随時コマンドで停止させることができる 2) HF 緊急制御の非常停止で停止させることができる 3) VHF緊急制御で停止させることができる	1) ドリフターIIモード以外のモードからドリフターIIモードに移った時は、プログラムにより停止する 2) イニシャル、トラック、ホバー、ドリフターIモードの時、コマンドの伝送により随時停止させることができる 3) プログラム及びコマンドによる停止信号は蓄電池が完全充電状態の時のみ停止する。充電が不完全な時に停止させるには、HF緊急制御の非常停止またはVHF 緊急制御の発電機停止信号で停止させることができる

Table 5. Specifications of a Body Movement

1. 速力試験（風速 2 m）			
		追 風	向い風
	半 速	5.0ノット	4.8ノット
	常 用	6.8ノット	6.6ノット
2. 旋回試験（速力6.7ノット、舵角35度）			
		左	右
	半 径	22 m	22 m
	時 間	31.7秒	32.9秒
3. 惰力試験（速力6.7ノット）			
	停止までの距離	55 m	
	停止までの時間	48.6秒	
4. 後進発停試験（速力6.7ノット）			
	後進発令より停止までの距離	35 m	
	後進発令より停止までの時間	14.3秒	

到達距離が設計値に比べてかなり短くなることが予想された。そこで、設計値と実測値を比較するためVHFの電波伝搬実験を行うと共にHFの電波伝搬実験を行った。

実験周波数は468.95MHz, 59.65MHz及び27.274MHzの3波であり、三浦半島の荒崎を送信地点として伊豆半島側14km, 23km, 30km及び45km地点に受信点を設けた。

実験の結果、468.95MHzでは45km, 30km, 23kmのいずれも不感であり、14kmでわずかに信号が確認できる程度であった。59.65MHzではすべての地点で受信できたが、その実測値は50km 17dB, 30km 20dB, 20km 26dBであり設計値の30dB, 43dB, 51dBに比べて近距離ほど減衰量の差が大きい結果であった。また、HFである27.274MHzは45kmまで明瞭に受信できた。

これらの結果から、自航式ブイのアンテナの実効値が3m前後であることを考慮すれば、VHFで20kmの画像伝送を行うためには、アンテナの形状及び大きさ等を考慮して設計した400MHz帯あるいは150MHz帯では極めて厳しく50MHz帯の使用が望ましいこと、また、HFで50kmのデータ伝送を行うためには20MHz帯で十分であることが判明した。

2) 浮体の運動性能

計測機器等を浮体に搭載する前に、浮体だけの運動性能を建造造船所岸壁付近において確認した。その結果を第5表に示す。

3) 海域実験

実海域における最終調整は、昭和61年2月25日～2月27日の3日間にわたり相模湾において測量船「昭洋」を用いて行った。

「昭洋」からの自航式ブイの揚げ下しは、天候に恵まれ極めて順調に行うことができ、曳航用のロープを使用する機会はなかった。

トラックモードにおいて10秒毎に母船に送信されてきたサンプルデータの一例を第6図に示す。10秒毎に送信されてくるサンプルデータによって自航式ブイのすべての機能の状態がわかり、観測データを見ることにより調査海域の様子がわかる。

通常はプログラムモードで運航し、母船上では自航式ブイの運航状態を確認するのみの作業であるが、送信されてくるデータによっては直ちに手動モードに切り換え、観測データを確認しつつきめ細かな調査を行

((((((((SAMPLE DATA))))))))													
ID : 2	WMD-H : 0.0 m	POS-S : 000	MODE : TRACK	DMD : 947 m	STATUS : 00000	DIST : 0.0 nm	SPS : 待ち	MAG : 000**					
DATE : 28	WMD-R : 0 °	WPT : 0	STD-S : 0.0 %	RPD-R : 0.0 °	LAT : 35°11.11'	THD1 : 0 °C 0 %	BAT1 : 0 V	GYRO : 20					
TIME : 12:35:03	WMD-P : 0 °	RC : CPU-ON/OFF	STD-T : 20 °C	RPD-P : 0 °	LOH : 139°12.83'	THD2 : 0 °C 0 %	BAT2 : 0 V	SPD : 0.0					
((((((((SAMPLE DATA))))))))													
ID : 2	WMD-H : 0.0 m	POS-S : 211	MODE : HOVER	DMD : 942 m	STATUS : 01000	DIST : 0.0 nm	SPS : 待ち	MAG : 000**					
DATE : 28	WMD-R : 0 °	WPT : 0	STD-S : 33.9 %	RPD-R : -2.0 °	LAT : 35°11.11'	THD1 : 29 °C 35 %	BAT1 : 28 V	GYRO : 15					
TIME : 12:35:13	WMD-P : 0 °	RC : CPU-ON/OFF	STD-T : 20 °C	RPD-P : 2 °	LOH : 139°12.83'	THD2 : 38 °C 27 %	BAT2 : 28 V	SPD : .2					
((((((((SAMPLE DATA))))))))													
ID : 2	WMD-H : 0.0 m	POS-S : 211	MODE : HOVER	DMD : 947 m	STATUS : 01000	DIST : 1.1 nm	SPS : 待ち	MAG : 000**					
DATE : 28	WMD-R : 0 °	WPT : 14	STD-S : 33.9 %	RPD-R : -9.0 °	LAT : 35°11.11'	THD1 : 28 °C 34 %	BAT1 : 28 V	GYRO : 132					
TIME : 12:35:33	WMD-P : 0 °	RC : CPU-AUTO	STD-T : 20 °C	RPD-P : 3 °	LOH : 139°12.83'	THD2 : 38 °C 27 %	BAT2 : 28 V	SPD : 3.1					
((((((((SAMPLE DATA))))))))													
ID : 2	WMD-H : 0.0 m	POS-S : 211	MODE : HOVER	DMD : 928 m	STATUS : 01000	DIST : 1.1 nm	SPS : 待ち	MAG : 000**					
DATE : 28	WMD-R : 0 °	WPT : 14	STD-S : 33.9 %	RPD-R : -9.0 °	LAT : 35°11.12'	THD1 : 29 °C 34 %	BAT1 : 27 V	GYRO : 206					
TIME : 12:35:43	WMD-P : 0 °	RC : CPU-AUTO	STD-T : 20 °C	RPD-P : 4 °	LOH : 139°12.84'	THD2 : 38 °C 27 %	BAT2 : 28 V	SPD : 3.9					
ID :	データの識別	1 = イニシャルモード			MAG :	磁気コンパスデータ	** = 予備	* = アラーム					
	2 = トラック・ホバモード 時データ	3 = トラック・ホバモード 時アームデータ			GYRO :	ジャイロコンパスデータ	** = 予備	* = アラーム					
	4 = フロイトモード 時データ	5 = フロイトモード 時アームデータ			SPD :	スピード [kt]							
DATE :	日 付			WPT :	目的地番号								
TIME :	時 刻			RC :	舵制御ステータス	CPU-ON/OFF = HFのコマンドで制御 CPU-AUTO = 自動操縦装置の制御 MEC-ON/OFF = HF, VHFの緊急制御							
MODE :	ブイの運転モード			SPS :	推進機ステータス	0 = 停 止 1 = 低 速 2 = 通 常 3 = 後 進							
DMD :	測深データ			POS-S :	測位センサステータス	*** = 現用 ** = 予備 * = アラーム ロラン1 : No.1ロランC受信機 ロラン2 : No.2ロランC受信機 D R : 方位センサと対水速度センサによる推測航法							
BAT 1,2 :	バッテリーデータ	1 = 機関用	2 = 計測用	STATUS :	発電機、充電器のステータス								
RPD-R,P :	動揺監視データ (10秒間の傾斜の最大値)	R = ロール	P = ピッチ	EG-AL :	発電機再起動不可	(1のとき不可)							
STD-T,S :	水温・塩分データ	T = 水温	S = 塩分	FL-L :	燃料低位	(1のとき低位)							
LAT, LOH :	ブイの位置データ	LAT = 緯度	LOH = 経度	DC-AL :	充電器異常	(1のとき異常)							
WMD-H,R,P :	波浪データ	H = 波高	R = ロール	P = ピッチ	EG-ON :	発電機運転				(1のとき運転)			
DIST :	ブイから目的地までの距離 (nm)			WT-AL :	冷却水高温	(1のとき高温)							
THD 1,2 :	ブイ内の温度・湿度												

Figure 6. Transmitted Data at the Mother Ship

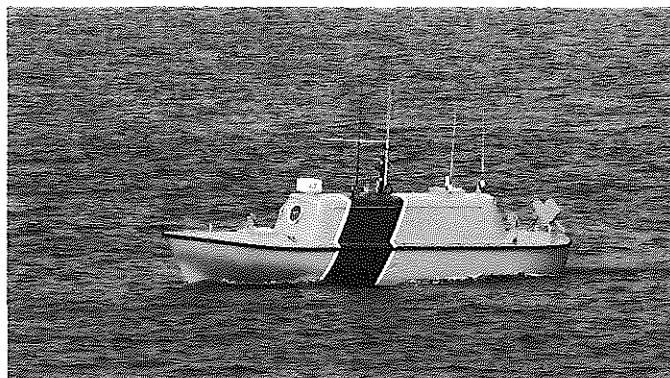


Photo. 8. Radio-Controlled Buoy in Experiment at the Sagami Wan

なうことも可能である。

トラックモードにおいてデータ集録装置に集録されたデータ例を第7図に示す。測深データ、波浪データは毎秒値であり、ロランCについてはWXYZのLOP値が記録されており、水深値チェック、測位値チェック等詳細なデータ解析を行うことができる。

実験中の自航式ブイを写真8に示す。

6. まとめ

昭和58年度～昭和60年度の3ヶ年において自航式ブイを設計・製作した。

製作した自航式ブイを、従来の有人の調査船では調査が困難な海底火山周辺海域の調査や荒天時の海況観測を安全かつ効率的に行うためのものとして完成するためには、実海域における性能確認を行う必要があり、昭和61年度及び昭和62年度の2ヶ年にわたって、外洋域である明神礁や海徳海山等現在比較的活動が穏やかな海底火山周辺海域を調査対象として、自動操縦機能や移動・旋回等の運動性能の確認を行うと共に、測位・測深等計測データの信頼性及び実海域における耐久性を確認する予定である。

データ集録については、カートリッジテープへのデータの書き込みは、海底火山周辺の火山性ガスによるテープヘッドの酸化、あるいは荒天時におけるヘッドタッチの不安定等が予想され、データの信頼性に不安な点があるため、最近、大容量のものが開発された磁気バブルメモリーの使用について検討を行う。また、自動操縦の場合の最適進路の選定、あるいは手動運航の場合の操作性の向上等は実海域実験を踏まえた上で必要ならば改良を行うこととしている。

自航式ブイの開発を進めている間にも、海徳海山の噴火（昭和59年3月）及び福德岡ノ場の噴火並びに新島の形成・消滅（昭和61年1月～3月）と2度も大規模な海底火山の噴火があり、周辺の実海域地形は大きく変化した。正に自航式ブイの出番であり、実海域における実験を行いつつ自航式ブイを完成し、福德岡ノ場等の海底火山地形の測量を早急に行う必要がある。

本研究は科学技術庁の科学技術振興調整費「我が国周辺200海里水域における新調査システムの開発に関する研究」の一環として行われたものであり、自航式ブイ性能評価委員会（第6表）によって検討され、開発が進められたものである。

また、自航式ブイの設計・製作にあたってはセナー（株）が担当し、そのうち浮体の設計・製作について

は三井造船（株）が担当した。

関係各位に感謝致します。

Table 6. Members List of a Committee on the Estimation of a Radio-Controlled Buoy

	年度
座長 岩淵 義郎（海上保安庁水路部沿岸調査課長）	59～60
（" 佐藤 任弘（"）	58）
相田 勇（日本水路協会調査研究部長）	60
（鈴木 裕一（日本水路協会審議役）	58～59）
小坂 丈予（岡山大学理学部教授）	58～60
佐藤 孫七（東海大学海洋学部教授）	58～60
竹内 俱佳（電気通信大学電気通信学部助教授）	58～60
馬場 邦彦（㈱気象海洋コンサルタント代表取締役）	58～60
古澤 昌彦（水産庁水産工学研究所漁船工学部主任研究官）	58～60
山越 康行（水産庁水産工学研究所漁船工学部船体性能研究室長）	58～60
竹内 正敏（海上保安庁装備技術部船舶課主任船舶開発研究官）	60
（安藤 久司（"）	58）
（東 伊一郎（"）	59）
磯貝 正夫（海上保安庁装備技術部船舶課船舶工務官）	58～60
山野辺昭夫（海上保安庁装備技術部通信課管理係長）	59～60
（矢野 智衛（"）	58）
大竹 一雄（海上保安庁装備技術部通信課第三施設係長）	59～60
（山本 哲雄（"）	58）
黒沢正三郎（海上保安庁水路部監理課測量船管理室船舶運航係長）	60
（竹林 啓二（"）	58）
（住田 啓夫（"）	59）
小野 房吉（海上保安庁水路部企画課海洋研究室研究官）	58～60
上野 義三（海上保安庁水路部海洋調査課海洋調査官）	58～60
土出 昌一（海上保安庁水路部沿岸調査課補佐官）	58～60
村井 弥亮（海上保安庁水路部沿岸調査課沿岸調査官）	58～60

参 考 文 献

海上保安庁 1953：第五海洋遭難調査報告書 112ページ

海洋開発審議会 1980：長期的展望にたつ海洋開発の推進方策について（海洋開発審議会第二次答申）
201ページ～207ページ

運輸省 1981：1980年代における海洋調査の推進方策について（運輸技術審議会答申）22ページ～33ページ

A NUMERICAL SOLUTION FOR PRECESSION AND NUTATION OF THE RIGID EARTH

Yoshio Kubo and Toshio Fukushima*

A numerical solution for the luni-solar precession and nutation of the rigid Earth is obtained and compared with the result from the analytical theories which are the basis of the current IAU precession and nutation formulae. We follow a simplified scheme of numerical calculation by modifying the equations of motion and thus avoiding a small step numerical integration. Some errors are found in the long periodic region of nutation in the current IAU theory.

Keywords: Precession and nutation, numerical integration, astronomical ephemeris.

1. Introduction

The values of precession in astronomical ephemeris are fundamentally based on the theories by Newcomb (1894, 1906) and Andoyer (1911). As for nutation, the authority is the 1980 IAU nutation theory (IAU, 1982) which was developed by Wahr (1981) for a non-rigid Earth using as the basis the nutation theory of the rigid Earth which was obtained by Kinoshita et al. (1979). This theory for rigid Earth is a thorough recomputation of the preceding work by Woolard (1953).

All these theories on precession and nutation for rigid Earth are analytical. The precision of the theory of precession is believed to be better than $0.0001''$ except for the obliquity of ecliptic at the epoch and the coefficient of the linear term in the precession in longitude which have to be determined by observation. The nutation series for rigid Earth which is the basis of the 1980 IAU theory contains all the terms greater than $0.00005''$, thus the precision being considered to be better than a few numbers at the place of $0.0001''$.

Rather curiously, no numerical treatment has been attempted for precession and nutation. One of the reasons may be a great rapidity of the rotational motion of the Earth, i.e. one rotation in a day, which makes one feel at the first glance that the step in numerical integration of the equations of motion must be very small. Of course, another reason may be full confidence in the analytical theories.

Having a slight doubt about the precision of the current theories and introducing a method which enables to avoid numerical integration with a very small step, the present authors develop a numerical solution to luni-solar precession and nutation.

Because of some reasons a large computer, especially, precise ephemerides of the Moon and the Sun were not available in this study. Therefore the present work is in the nature of a pilot study and a more complete treatment should be made later.

2. Equations of motion

We describe the equations of motion for the rotation of rigid Earth in a fixed coordinate system.

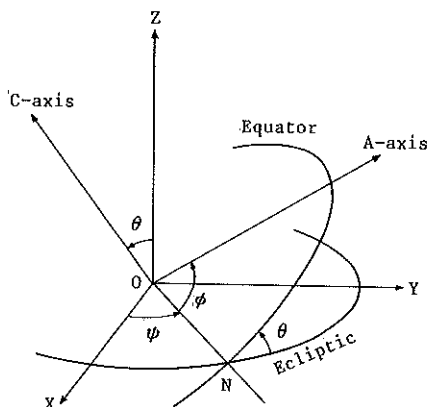


Figure 1. Eulerian angles.

The ecliptic and mean equinox of J2000.0 are adopted as this fundamental reference frame. The precession thus obtained can be compared directly with the expressions given by Lieske et al. (1977), but the result for the nutation must be reduced to the ecliptic and mean equinox of date before comparison because the nutation in astronomical ephemeris is referred to this frame.

Eulerian angles are used as the variables. They are the angles shown in Figure 1. The obliquity of ecliptic ϵ used in precession and nutation theory is equal to θ in the figure, although ϵ is usually described as the angle measured from the equator to the ecliptic at the ascending node of the ecliptic on the equator. While, it should be noticed that the angle expressed by the notation ψ in precession and nutation theory is measured on the ecliptic westward from the X -axis to the above mentioned node. Hence it is equal to $180^\circ - \psi$, ψ being one of the Eulerian angles.

In order to formulate the equations of motion, we first write the Lagrangean of the Earth rotating around its center of mass under external forces. It is given by

$$L = \frac{A}{2} (\dot{\theta}^2 + \dot{\psi}^2 \sin^2 \theta) + \frac{C}{2} (\dot{\varphi} + \dot{\psi} \cos \theta)^2 + U(\psi, \theta; t). \quad (1)$$

In this equation, A and C are the moments of inertia with respect to an axis in the equatorial plane and the axis perpendicular to the plane, respectively, the latter of which we call the figure axis hereafter. We consider the Earth axially symmetrical so that $A = B$. U is the perturbing function due to the Moon and the Sun.

One of the Lagrangean equations obtained from (1) is

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial L}{\partial \dot{\varphi}} \right) - \frac{\partial L}{\partial \varphi} = 0.$$

From this we immediately get

$$\frac{d}{dt} (\dot{\varphi} + \dot{\psi} \cos \theta) = 0. \quad (2)$$

Hence,

$$\dot{\varphi} + \dot{\psi} \cos \theta = \omega (= \text{const.}), \quad (3)$$

where ω is the sidereal angular velocity of the rotation of the Earth. From this equation we can get φ if we have solved ψ and θ . Equation (2) is also written as

$$\ddot{\varphi} + \ddot{\psi} \cos \theta - \dot{\psi} \dot{\theta} \sin \theta = 0. \quad (4)$$

A second equation lead from (1) is

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial L}{\partial \dot{\theta}} \right) - \frac{\partial L}{\partial \theta} = 0,$$

which results

$$A \ddot{\theta} - (A - C) \dot{\psi}^2 \sin \theta \cos \theta + C \dot{\psi} \dot{\varphi} \sin \theta - \frac{\partial U}{\partial \theta} = 0. \quad (5)$$

Also, from the Lagrangean (1) we have the equation:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial L}{\partial \dot{\psi}} \right) - \frac{\partial L}{\partial \psi} = 0,$$

which gives

$$\begin{aligned} A (\ddot{\psi} \sin^2 \theta + 2 \dot{\psi} \dot{\theta} \sin \theta \cos \theta) + C (\ddot{\varphi} \cos \theta + \ddot{\psi} \cos^2 \theta - \dot{\psi} \dot{\theta} \sin \theta \cos \theta) \\ - C \dot{\theta} \sin \theta (\dot{\varphi} + \dot{\psi} \cos \theta) - \frac{\partial U}{\partial \psi} = 0. \end{aligned} \quad (6)$$

From equations (3), (4), (5) and (6) we obtain the following equations of motion for the orientation of the figure axis:

$$\begin{aligned} \ddot{\theta} &= -\frac{C}{A} \omega \sin \theta \dot{\psi} + \sin \theta \cos \theta \dot{\psi}^2 + \frac{1}{A} \frac{\partial U}{\partial \theta}, \\ \ddot{\psi} &= \frac{C}{A} \omega \frac{1}{\sin \theta} \dot{\theta} - 2 \frac{\cos \theta}{\sin \theta} \dot{\psi} \dot{\theta} + \frac{1}{A \sin^2 \theta} \frac{\partial U}{\partial \psi}. \end{aligned} \quad (7)$$

Fundamentally, all we have to do is to solve equations (7) by a numerical integration. This approach, however, is not practical. The motion of the figure axis contains the well-known Eulerian motion or free nutation which is a circular oscillation with the period of about one day in space.

This free nutation is independent of precession and nutation which are a forced motion, therefore it is not taken into account in the computation of precession and nutation. Nevertheless, we would have to solve this motion simultaneously in order to get the forced motion of the figure axis by performing a numerical integration, in which the step would have to be taken very small because of the rapidity of the motion.

3. Modification of the equations of motion

We now introduce a modification of the equations of motion (7). First, since the second terms in the right-hand members of the both equations are of a magnitude of $\dot{\psi}/\omega$ or 10^{-7} as compared to the first terms, we let them included in the first terms. In doing this we give $\dot{\psi}$ its average value $\bar{\dot{\psi}}$.

Next, we put

$$\frac{C}{A} \omega \sin \theta - \bar{\dot{\psi}} \sin \theta \cos \theta = P,$$

$$\frac{C}{A} \omega \frac{1}{\sin \theta} - 2 \bar{\dot{\psi}} \frac{\cos \theta}{\sin \theta} = Q,$$

$$\frac{1}{A} \frac{\partial U}{\partial \theta} = f(\theta, \psi; t),$$

$$\frac{1}{A \sin^2 \theta} \frac{\partial U}{\partial \psi} = g(\theta, \psi; t). \quad (8)$$

Then we have

$$\begin{aligned} \ddot{\theta} &= -P \dot{\psi} + f(\theta, \psi; t), \\ \ddot{\psi} &= Q \dot{\theta} + g(\theta, \psi; t). \end{aligned} \quad (9)$$

Now we consider P and Q to be constant and $f(\theta, \psi; t)$ and $g(\theta, \psi; t)$ functions of t alone. This approximation may be valid enough though we will not give a mathematically rigorous argument here.

Under this assumption, if there were not $f(t)$ and $g(t)$ in equations (9), they would have the following solution:

$$\begin{aligned} \dot{\theta} &= \alpha \sin(\sqrt{QP} t + \gamma), \\ \dot{\psi} &= -\frac{\sqrt{PQ}}{P} \alpha \cos(\sqrt{PQ} t + \gamma), \end{aligned} \quad (10)$$

α and γ being arbitrary constants.

Guided by these expressions, we assume the following solution of equations (9):

$$\begin{aligned} \dot{\theta} &= \alpha \sin(\sqrt{PQ} t + \gamma) - \frac{1}{Q} g(t) + p(t), \\ \dot{\psi} &= -\frac{\sqrt{PQ}}{P} \alpha \cos(\sqrt{PQ} t + \gamma) + \frac{1}{P} f(t) + q(t), \end{aligned} \quad (11)$$

where $p(t)$ and $q(t)$ are functions of t .

Substitution of (11) into (9) gives

$$\begin{aligned} \dot{p}(t) &= -P q(t) + \frac{1}{Q} \dot{g}(t), \\ \dot{q}(t) &= Q p(t) - \frac{1}{P} \dot{f}(t). \end{aligned}$$

By repeating the same procedure, we obtain as the solution of equations (9),

$$\begin{aligned} \dot{\theta} &= \alpha \sin(\sqrt{PQ} t + \gamma) - \frac{1}{Q} g(t) + \frac{1}{PQ} \dot{f}(t) + \frac{1}{PQ^2} \dot{g}(t) - \frac{1}{P^2 Q^2} \ddot{f}(t) + \dots, \\ \dot{\psi} &= -\frac{\sqrt{PQ}}{P} \alpha \cos(\sqrt{PQ} t + \gamma) + \frac{1}{P} f(t) + \frac{1}{PQ} \dot{g}(t) - \frac{1}{P^2 Q} \ddot{f}(t) - \frac{1}{P^2 Q^2} \ddot{g}(t) + \dots \end{aligned} \quad (12)$$

Integration of the equations gives the following expressions for the orientation of the figure axis:

$$\begin{aligned} \theta &= \theta_0 - \frac{\alpha}{\sqrt{PQ}} \cos(\sqrt{PQ} t + \gamma) - \int \frac{1}{Q} g(t) dt + \frac{1}{PQ} f(t) + \frac{1}{PQ^2} \dot{g}(t) - \frac{1}{P^2 Q^2} \ddot{f}(t) + \dots, \\ \psi &= \psi_0 - \frac{\alpha}{P} \sin(\sqrt{PQ} t + \gamma) + \int \frac{1}{P} f(t) dt + \frac{1}{PQ} g(t) - \frac{1}{P^2 Q} \dot{f}(t) - \frac{1}{P^2 Q^2} \dot{g}(t) + \dots \end{aligned} \quad (13)$$

In the right-hand members of these, the first terms are constant and the second terms mean the free nutation. It is easily seen that the third terms correspond to precession and the Poisson terms of nutation if we neglect the small additive terms in P and Q . Then the fourth and following terms must be the so-called Oppolzer terms of nutation. This can be confirmed directly if we calculate these terms and compare them with the analytical values for Oppolzer terms which are found in Kinoshita (1977).

The result is shown in Table 1 for three pairs of terms of nutation which have a greater Oppolzer

Table 1. Comparison between numerical and analytical for some Oppolzer terms.

Term	Period	Poisson term	4th term	5th term	6th term	Oppol. term	Anal. value
(Obliquity)		$\Delta\theta_{\text{poi}}$	$\frac{f(t)}{PQ}$	$\frac{\dot{g}(t)}{PQ^2}$	$-\frac{\ddot{f}(t)}{P^2Q^2}$	$\Delta\theta_{\text{opp}}$	
	days						
$\cos \Omega$	-6798.4	+92277	-10.04	+0.00	+0.00	-10.0	-10.0
$\cos 2\Omega$	13.661	+885	+59.08	+4.69	+0.31	+64.1	+64.1
$\cos(2\Omega - \Omega)$	13.633	+183	+9.95	+0.97	+0.05	+11.0	+11.0
(Longitude)		$\Delta\psi_{\text{poi}}$	$\frac{g(t)}{PQ}$	$-\frac{\dot{f}(t)}{P^2Q}$	$-\frac{\ddot{g}(t)}{P^2Q^2}$	$\Delta\psi_{\text{opp}}$	
$\sin \Omega$	-6798.4	+172675	-33.91	-0.00	+0.00	-33.9	-33.9
$\sin 2\Omega$	13.661	+2041	+162.10	+10.81	+0.85	+173.8	+173.7
$\sin(2\Omega - \Omega)$	13.633	+343	+33.54	+1.82	+0.18	+35.5	+35.5

Epoch: 1900.0, Unit: 0.0001".

term. The third column of the table gives Poisson term for each nutation term. Using it, the 4th, 5th and 6th columns are calculated which correspond to the 4th, 5th and 6th terms in equations (13), respectively. The 7th column is the sum of these three columns, and gives Oppolzer term. The 8th column is the value by Kinoshita. All the values are evaluated for the epoch of 1900.0. The coincidence is satisfactory to 0.00001".

In the following, we only calculate the third and following terms in equations (13). They correspond exactly to the analytically given nutation of rigid Earth which constitutes the basis of the IAU nutation series. In carrying out the integration of the third terms, we no longer consider the integrands to be functions of t alone but to contain θ and ψ which are not constant.

4. Perturbing function

Since the fourth and following terms in equations (13) can be calculated easily by numerical differentiation of the functions $f(t)$ and $g(t)$, we take up only the third terms:

$$\begin{aligned}\Delta\theta &= - \int \frac{1}{C\omega \sin \theta \{1 - (A\dot{\psi}/C\omega) \cos \theta\}} \frac{\partial U}{\partial \psi} dt, \\ \Delta\psi &= + \int \frac{1}{C\omega \sin \theta \{1 - 2(A\dot{\psi}/C\omega) \cos \theta\}} \frac{\partial U}{\partial \theta} dt.\end{aligned}\quad (14)$$

These are the same as those found in Woolard (1953) if we neglect the small additive terms in the denominators and they very nearly give precession and Poisson terms of nutation.

U is the perturbing function due to the attractions of the Moon and the Sun. They are separated into two parts caused by the respective bodies, that is,

$$U = U_q + U_{\odot}.$$

The two constituents have the same form:

$$U_B = - \frac{3k^2 m(C-A)}{2r^5} z^2 = - \frac{3k^2 m(C-A)}{2r^3} \sin^2 \delta, \quad (15)$$

where the suffix B means $\mathcal{Q}$ or $\odot$, k is the Gaussian gravitational constant and m , r , z and δ are respectively the mass, the geocentric distance, the z -coordinate and the declination of the body referred to the equator of the Earth. The units of m and r are the solar mass and the astronomical unit of distance (a.u.), respectively.

In terms of the ecliptic longitude λ and latitude β of the Moon or the Sun, (15) can be expressed as

$$U_B = - \frac{3k^2 m(C-A)}{2a^3} \left(\frac{a}{r}\right)^3 \{ \cos \theta \sin \beta_0 + \sin \theta \cos \beta_0 \sin (\lambda_0 - \psi) \}^2, \quad (16)$$

where a is the conventional unit in which r of the Moon or the Sun is expressed. The suffix 0 assigned to λ and β means that they are referred to the ecliptic and mean equinox of J2000.0.

The coordinates of the Moon and the Sun are taken from an abridged trigonometric series for them developed by Kubo (1980). The error of the series is estimated to be 2" in average and 10" at maximum. The effect of the error to the result will be discussed in Section 6.

We now discuss on the quantity $k^2 m / \omega a^3$ in the coefficients in equations (14), in which ω is the sidereal mean motion of the rotation of the Earth with the value 1299548.204"/day.

In case of the Moon, we take as a the equatorial radius of the Earth a_e . Introduce a_q defined by

$$a_q = \sqrt[3]{\frac{k^2(m_\oplus + m_q)}{n_q^2}} = 0.002571881428 \text{ a.u.}, \quad (17)$$

where $m_\oplus$ and m_q are the masses of the Earth and the Moon, respectively, and n_q ($= 47434.88963$ "/day) is the sidereal mean motion of the Moon. Further, we have a relation among a_e , a_q and the mean distance of the Moon a_0 :

$$a_q = a_0 / F_2 = a_e / 3422.448'' / F_2 = 60.32291182 a_e, \quad (18)$$

F_2 being a constant whose value is 0.999093142. Hence,

$$\begin{aligned} \frac{k^2 m_q}{\omega a_e^3} &= \left(\frac{a_q}{a_e}\right)^3 \frac{m_q}{m_\oplus + m_q} \times \frac{k^2(m_\oplus + m_q)}{\omega a_q^3} \\ &= (60.32291182)^3 \times 0.01215056777 \times \frac{n_q^2}{\omega} \\ &= 4617924.822''/\text{day}. \end{aligned} \quad (19)$$

In case of the Sun, we take 1 a.u. as a . Introduce $a_\odot$ defined by

$$a_\odot = \sqrt[3]{\frac{k^2(m_\odot + m_\oplus + m_q)}{n_\odot^2}} = 1.000000036 \text{ a.u.}, \quad (20)$$

where $m_\odot$ is the mass of the Sun and $n_\odot$ ($= 3548.192807$ "/day) is the sidereal mean motion of the Sun. Then,

$$\begin{aligned} \frac{k^2 m_\odot}{\omega a^3} &= \left(\frac{a_\odot}{a}\right)^3 \frac{m_\odot}{m_\odot + m_\oplus + m_q} \times \frac{k^2(m_\odot + m_\oplus + m_q)}{\omega a_\odot^3} \\ &= (1.000000036)^3 \times 0.9999969596 \times \frac{n_\odot^2}{\omega} \\ &= 9.687701648''/\text{day}. \end{aligned} \quad (21)$$

Finally, as the common factor in U_q and $U_\odot$, we adopt

$$\frac{C-A}{C} = 0.0032739935. \quad (22)$$

All the numerical values adopted above are coincident with the IAU (1976) system of astronomical constants and are the same as those used in the analytical theory.

5. Integration

In carrying out the integration of (14), the integrands depend almost only on t and hardly on θ and ψ because the changes of these variables are very small. Therefore the integration is almost a mere calculation of areas rather than usual numerical integration of equations of motion.

The calculation is carried out by the Simpson's formula for definite integral with a step of 2 hours. In doing this, the perturbing force by the Sun is evaluated at 0^h every day and interpolated to every 2 hours, while for the Moon the coordinates are evaluated at 0^h every day and interpolated to every 2 hours and then the force is calculated. Differences up to the fourth order are taken into consideration in the interpolation. The update of the values θ and ψ is made once a day since the rate of their change is very slow. In doing this, the geodesic precession 1.92"/Jc or 0.0000526"/day is compulsively added to ψ .

The initial values adopted in the integration are as follows:

$$t_1 = \text{JD } 2446066.5 \text{ or Jan. 1, 1985 } 0^{\text{h}} \text{ DT}$$

$$(T_1 = -0.1499931553),$$

$$\theta_1 = 23^\circ 26' 21.448'' + 4.849'',$$

$$\psi_1 = 180^\circ - 5038.7784'' T_1 + 1.07259'' T_1^2 + 0.001147'' T_1^3 + 13.715'', \quad (23)$$

where T is measured from J2000.0 in the unit of Julian century. The values of θ_1 and ψ_1 are chosen so that they coincide with the analytical values within 0.001'', but it should be noticed that adoption of a slightly different value for θ_1 or ψ_1 only results a constant bias of the same amount to all the values of θ or ψ throughout the period to be integrated.

6. Result and discussion

The integration has been carried out for a period of about 18,000 days. In the following discussion, ϵ is used in place of θ and $180^\circ - \psi$ in the preceding sections is replaced by ψ , according to the conventional notations used in precession and nutation theory.

As mentioned in Section 2, the nutation obtained in the fixed reference frame $\Delta\psi_0$ and $\Delta\epsilon_0$ must be reduced to the ecliptic and mean equinox of date. The formulae for the reduction are

$$\begin{aligned} \Delta\psi &= \Delta\psi_0 + \pi \cos \Pi \cot \epsilon \Delta\psi_0 + \frac{\pi \sin \Pi}{\sin^2 \epsilon} \Delta\epsilon_0, \\ \Delta\epsilon &= \Delta\epsilon_0 - \pi \sin \Pi \Delta\psi_0, \end{aligned} \quad (24)$$

where

$$\begin{aligned} \pi &= 47.0029'' T - 0.03302'' T^2 + 0.000060'' T^3 \text{ (in radian)}, \\ \Pi &= 5^\circ 07' 25.018'' - 4168.9695'' T + 1.03723'' T^2 + 0.001147'' T^3. \end{aligned} \quad (25)$$

We first examine the short periodic terms of nutation. We compare our result with the analytical one for a period of 250 days beginning from JD 2446066.5. In Figure 2 the differences between our values (denoted by N: numerical) and analytical values (denoted by A) for $\Delta\psi$ and $\Delta\epsilon$ are shown. Figure 3 is their power spectra. The constant biases of about 1 milliarcsecond in $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$ are meaningless because of the reason mentioned in Section 5. As far as short periodic region of nutation is concerned, the differences between N and A in $\Delta\psi$ and $\Delta\epsilon$ are reasonable considering the precision of the analytical computation.

When we proceed to precession and long periodic region of nutation, however, we see a fairly different aspect. Figure 4 shows the $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$ for a period from JD 2445106.5 to JD 2462706.5. In the graphs, one dot is the average for 32 days. Figure 5 is their power spectra.

In $\Delta\psi_{N-A}$ all the analytical values of precession and nutation have been subtracted from the numerical solution. Therefore it would be a horizontal straight line if both $\Delta\psi_N$ and $\Delta\psi_A$ were

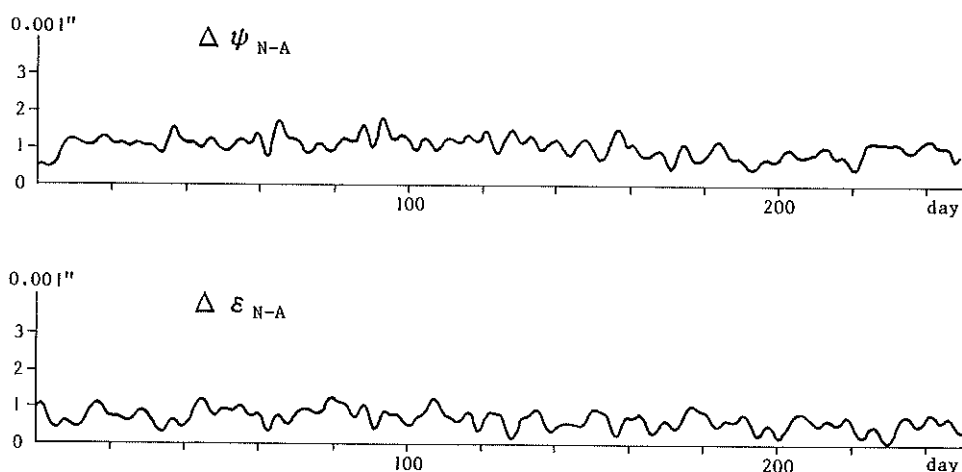


Figure 2. $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$ for JD 2446066.5 to JD 2446315.5.

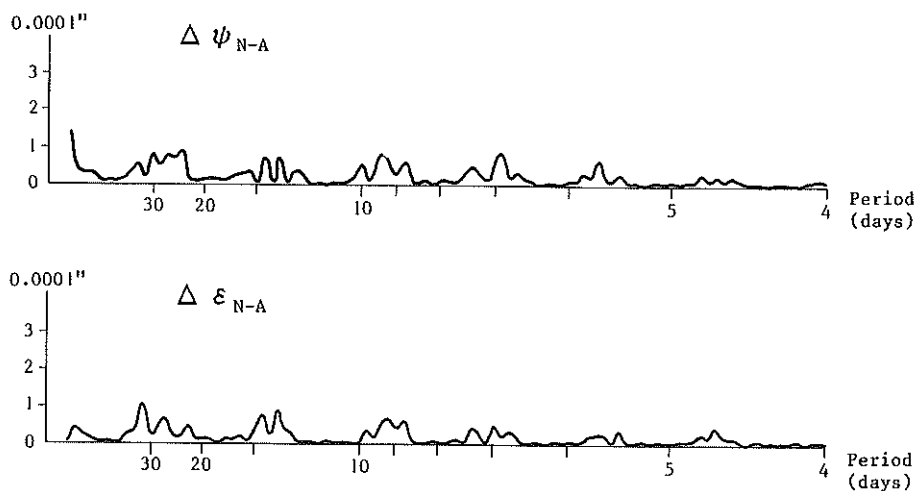


Figure 3. Power spectra of $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$ for short periodic region.

correct. In $\Delta\epsilon_{N-A}$, however, only the analytical nutation has been subtracted from the numerical result. Therefore from the graph of $\Delta\epsilon_{N-A}$ should be further subtracted the analytical precession, i.e.,

$$+0.05127'' T^2 - 0.007726'' T^3. \quad (26)$$

An analysis of $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$, where the theoretical precession (26) in $\Delta\epsilon_{N-A}$ has been removed, gives the following expressions for the differences in precession and long periodic terms of nutation:

$$\Delta\psi_{N-A} = +0.0151'' T - 0.0022'' T^2 + 0.0006'' \sin(\Omega - 26^\circ) + 0.0013'' \sin(2\Omega - 2^\circ),$$

(±25) (±149)

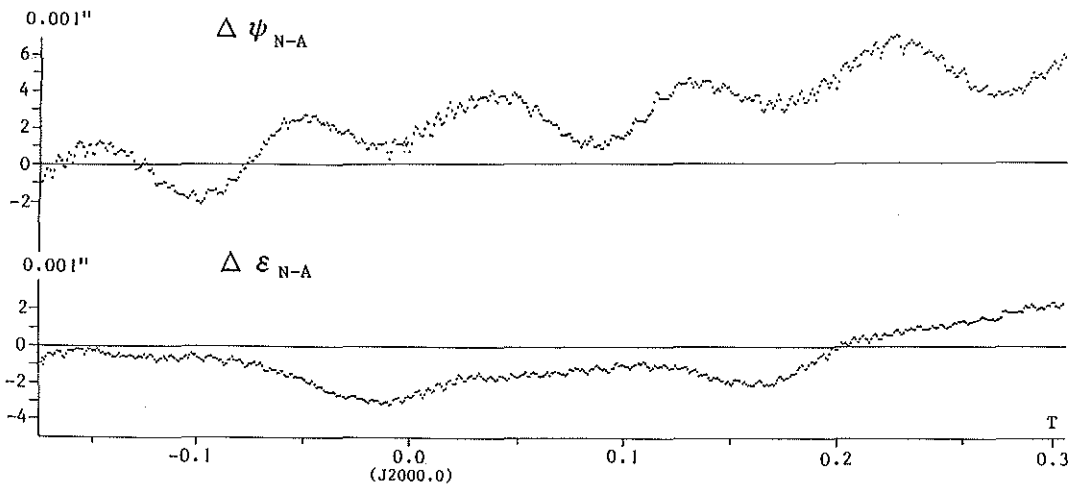


Figure 4. $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$ for JD 2445106.5 to JD 2462706.5.

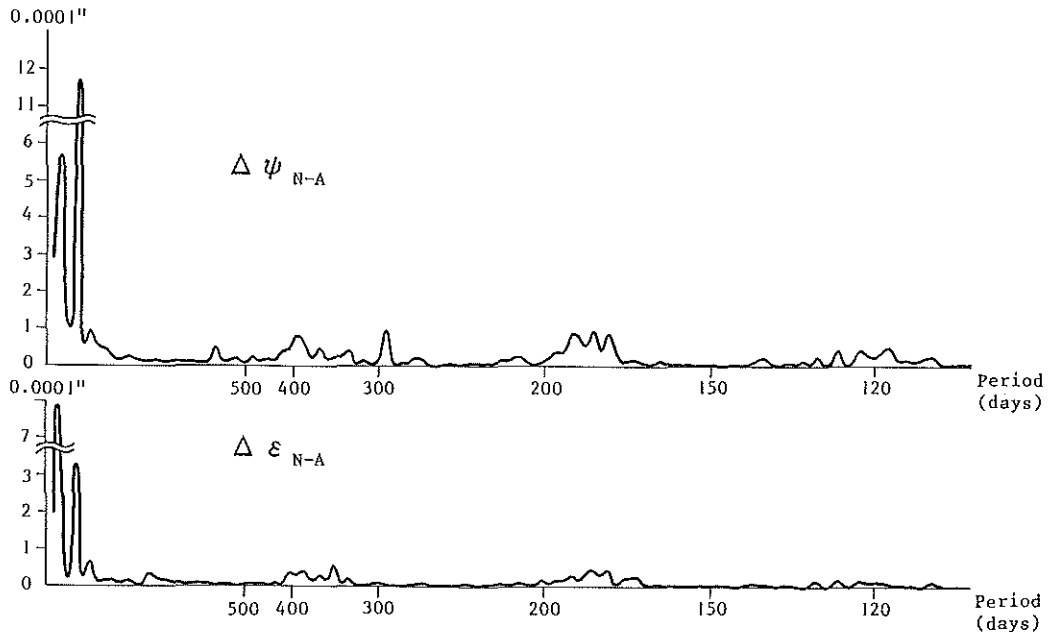


Figure 5. Power spectra of $\Delta\psi_{N-A}$ and $\Delta\epsilon_{N-A}$ for long periodic region.

$$\Delta\epsilon_{N-A} = -0.0003'' T - 0.0067'' T^2 + 0.0008'' \cos(\Omega + 26^\circ) - 0.0003'' \cos(2\Omega + 37^\circ), \quad (27)$$

(±12) (±62)

the first and the second terms being for precession and the third and the fourth terms for nutation in each equation. Ω is the longitude of the ascending node of the Moon's orbit on the ecliptic.

Among the four terms for precession in (27), only the linear term $+0.0151'' T$ in $\Delta\psi_{N-A}$ is significant judging from the mean errors. Since this term is to be determined by observation, the difference is not important physically. However, it must not exist because the same constants are adopted in both the numerical and analytical solutions. All the terms for nutation in (27) are significant. Among them the terms with the argument of 2Ω are well coincident with the result Kubo (1982) obtained analytically:

$$\begin{aligned} \delta(\Delta\psi) &= +0.0012'' \sin 2\Omega, \\ \delta(\Delta\epsilon) &= -0.0002'' \cos 2\Omega. \end{aligned} \quad (28)$$

As for the remaining two terms of nutation $+0.0006'' \sin(\Omega - 26^\circ)$ and $+0.0008'' \cos(\Omega + 26^\circ)$, as well as $+0.0151'' T$ in precession, we can not tell in which side N or A there are errors. The errors arising from the modification of the equations of motion and from the integration in our solution are estimated to be small enough. The largest source of the error in our calculation would be in the low precision of the coordinates of the Moon and the Sun we have adopted. Especially, some long periodic terms which are missing because of their smallness in the trigonometric series for the Moon might be questionable, although the effect to our result does not seem so large as $0.0002''$.

However, it is desirable to follow the present scheme once again, using precise ephemerides of the Moon and the Sun and, if possible, applying a more rigorous formula for numerical calculation.

References

- Andoyer, H., 1911: *Bull. Astron.* **28**, p.67–76.
 International Astronomical Union, 1976: *Transactions* **16B**.
 International Astronomical Union, 1982: *Transactions* **18B**.
 Kinoshita, H., 1977: Theory of the Rotation of the Rigid Earth, *Celes. Mech.* **15**, p.277–326.
 Kinoshita, H., K. Nakajima, Y. Kubo, I. Nakagawa, T. Sasao and K. Yokoyama, 1979: Note on Nutation in Ephemerides, *Publs. Int. Latit. Obs. Mizusawa* **12**, p.71–108.
 Kubo, Y., 1980: Trigonometric Series for the Coordinates of the Objects in the Solar System, *Report of Hydrogr. Res.* **15**, p.171–184.
 Kubo, Y., 1982: Perturbations by the Oblateness of the Earth and by the Planets in the Motion of the Moon, *Celes. Mech.* **26**, p.97–112.
 Lieske, J.H., T. Lederle, W. Fricke, and B. Morando, 1977: Expressions for the Precession Quantities Based upon the IAU (1976) System of Astronomical Constants, *Astron. Astrophys.* **58**, p.1–16.
 Newcomb, S., 1894: Secular Variations of the Orbits of the Four Inner Planets, *Astron. Papers Amer. Ephemeris* **5**, pt.4, p.301–378.

- Newcomb, S., 1906: *A Compendium of Spherical Astronomy*, Dover Publications, New York, 1960.
- Wahr, J.M., 1981: The Forced Nutation of an Elliptical, Rotating, Elastic and Oceanless Earth, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* **64**, p.705–727.
- Woolard, E.W., 1953: Theory of the Rotation of the Earth around its Center of Mass, *Astron. Papers Amer. Ephemeris* **15**, pt.1, p.1–165.

歳差・章動の数値積分（要旨）

久保良雄・福島登志夫*

天体位置表等の天体暦に掲載されている歳差・章動の数値の基になっている剛体地球の歳差・章動理論は従来、解析的方法によってのみ行われてきた。本稿では、その数値的解法を試み、得られた結果を現行の理論値と比較する。歳差においては有意な差は見られないが、長周期域の章動項に $0.001''$ に達する差異が存在し、これは現行の理論の精度が十分でないためと考えられる。

東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造

植田 義夫*・中川 久穂*・平岩 恒広**・朝尾 紀幸*・久保田隆二***

GRAVITY ANOMALIES AND DERIVED SUBTERRANEAN STRUCTURE ON/AROUND TOKYO BAY AND SOUTHERN KANTO DISTRICT

Yoshio Ueda,* Hisaho Nakagawa,* Tsunehiro Hiraiwa** Toshiyuki Asao,* and Ryuui Kubota***

Abstract

Hydrographic Department, M.S.A., Japan, carried out sea gravity survey in Tokyo Bay from Feb to March, 1985 and in Dec, 1985. Gravity field at sea surface was measured by KSS-30 type sea gravity meter, installed on S/V shoyo. The position of S/V shoyo was fixed with Decca-Transponder positioning system within the estimated error of 5m. Through this survey, Free-air and Bouguer anomaly maps of Tokyo Bay were compiled and gravity basement depth was calculated by fourier intergral inversion method. The gravity basement depth is fairly consistent with relief of Pre-Neogene basement structure. Free-air gravity anomaly map on/around southern Kanto district was also compiled using sea gravity survey data measured by JHD, for study of tectonic situation of the region concerned. Three gravity anomaly profiles on/around Tokyo Bay were analysed with two-dimensional Talwani's method. Through the above study, followings become apparent.

1. Negative Bouguer anomaly in the northern part of Tokyo Bay, is subdivided into two regions, one is extension from Anegasaki, north-eastern coast of Tokyo Bay, whose negative peak reaches -24mGal and the other is from Yokohama, south-western coast of Tokyo Bay where negative peak reaches -21mGal .

2. Gravity analyses on two profiles in Tokyo Bay reveal that the negative Bouguer anomaly should be ascribed to two sources, one is Pre-Neogene basement structure, and the other is slope of Moho boundary. This result also imply that the thickness of crust beneath Tokyo Bay become deeper than surroundings.

3. The relative Bouguer gravity low amounting more than 20mGal is recognized over Tokyo subbottom channel, where gravity basement is depressed more than 4000m . This feature suggests that Tokyo subbottom channel is one of the results of tectonic dynamic of southern Kanto district.

4. Gravity analysis on E-W profile along $35^{\circ}30'$, from $E139^{\circ}00'$ near Tanzawa mountains to $141^{\circ}30'$, offing of Taito cape, reveal that subducting plate should be taken into considered, as well as Pre-Neogene basement structure. Density contrast of each part is as follows, 0.12 g/cc for Philippine plate, 0.25 g/cc for Pacific plate and 0.58 g/cc for Pre-Neogene basement. The density of Pacific plate could be reduced by taking account of the slope of Moho boundary.

Received 15 January 1987

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Div.

** 第3管区海上保安本部八丈水路観測所 Hatizyo Hydrographic Observatory. 3rd R.M.S. Hqs.

*** 川崎地質(株) Kawasaki Geologic Surveys Co., Ltd.

部, 昭和60年度は富津崎から洲崎沖にかけての東京湾南部と, 前年度の補測である。各年度における調査内容は, 海上位置決定のために使用する電波測位機・従局点の基準点測量, 海上での重力測定, 資料整理の各項目からなる。海上重力測量では重力そのものの測定とともに船位の決定精度がエトベス補正と関連して重力測量の精度を決定する要因となる。このため, 今回の海上重力測量では測位精度の高い電波距離測定機(デッカトリスポンダー)を使用し, 主局を測量船「昭洋」に, 従局を陸上の基準点に設置し, 2 距離方式により船位を決定した。ちなみに, この方法による測位誤差は5 m以下である。各年度における測量の概要は第1表に示すとおりである。

Table 1 Brief informations of Sea Gravity Survey in Tokyo Bay.

	1984年度	1985年度
測量期間	1985年 2月26日 3月8日	1985年12月6日 12月13日
測量船 測位	昭 洋 Decca transponder positioning system	昭 洋
陸上局	富津岬, 金田中学校 川崎, 習志野市役所	浜金谷, 洲崎, 富津岬 剣崎
重力の交点 誤差平均	1.0mGal	3.5mGal
Drift	<0.07mGal/H	<0.1mGal/H
重力計	KSS-30	KSS-30

海上重力測定は測量船「昭洋」に搭載したBodenserwerk社製KSS-30型海上重力計を使用した, 仕様によれば, 本重力計の性能は静穏な海況下で1 mGal以上の精度を有するとされている。しかし, 測量期間中の海況は, 波浪もありこのような条件を必ずしも満足するものではなく, 今回の測量における測線の交点における重力差の平均値は, 59年度0.97 mGal, 60年度3.5 mGalであった。

3. 東京湾のフリーエア重力異常

(1) フリーエア重力異常値の計算

重力測定値は「日本重力基準網1975」に準拠し, 水路部構内の重力基準点JHD-G ϕ の値を979778.27 mGalとして決定した(Ganeko et al. 1982)。重力測定値 g_0 に大気補正(δg_a)ドリフト補正及びエトベス補正(δg_e)を加え, その値から測地基準系1967に基づく正規重力値(γ)を差し引き, フリーエア重力異常値($\delta g'$)を求めた。各補正值のうち, 大気補正值は+0.87 mGal, 測量前後における重力計のドリフト量は59, 60年度とも+0.1 mGal/日以下であった。

エトベス補正(δg_e)は海上重力測定における最も大きい誤差要因で, 船の東西方向の対地速度 v_e , 緯度 ϕ , 地球の恒星角回転速度 ω により $\delta g_e = 2 \cdot \omega \cdot v_e \cdot \cos \phi$ となる。この式により, 仮に20秒毎に決定した2点間の船位の相対誤差が経度方向に沿って10 mであるとすれば, 緯度35°の場所におけるエトベス補正量は約6 mGalとなる。今回の測量ではエトベス補正量を正確に求めるため, 測点前後の5分間における10秒毎

の測位データをもとに30秒毎の船位と船速を時間の2次式で近似し、最小二乗法で決定した。このようにして計算したエトベス補正値の確率誤差は $\pm 1.0 \text{ mGal}$ 以下である。

(2) グリッドデータの作成

測線に沿ったフリーエア重力異常値をもとに、作図範囲内の東西・南北それぞれ1 km間隔の各格子点における重力値を求めた。この計算では陸部の重力異常値を「関東地域重力図」(地質調査所, 1985)から読み取り、それらのデータも使用した。いま4つのグリッドの内部にk番目のデータがある場合、(m, n)点におけるグリッドの初期値を $G(m, n) = \sum_{K=1}^N V_K / \sum_{K=1}^N \omega_K$ として計算した。

ここで、 $V_K = v_k \cdot \omega_k$ で v_k はK番目の測定値、 ω_k は格子点とK番目の測点との距離 r_k により $\omega_k = (1 + r_k^2)$ で与えられる重み関数である。以上の方法で計算したグリッドの初期値をもとに、金属板の変形理論を応用した Briggs の方法 (1974) を用いて各グリッドの値を逐次近似法で求めた。収束の判定は各グリッドの曲率の2乗和がほぼ一定値になる場合とした。

(3) 東京湾のフリーエア重力異常の特徴

第2図はグリッド値をもとに等値線をプロッターで描画した東京湾のフリーエア重力異常図である。又第3図には、参考としてプロッターで描画した東京湾の海底地形図を示した。第2図によると富津岬以北の東京湾北部では、ほぼ全域が負異常域となっていることがわかる。この負異常域は千葉県姉崎沖にみられる -23 mGal の負異常域、及び横浜・川崎沖にみられる -21 mGal の負異常域からなり、それらが北東-南西方向にずれて分布している様子がわかる(藤井, 1974)。この2つの負異常域の中間付近は周囲と比べ $+4 \text{ mGal}$ の凸状の分布となっている。中ノ瀬付近はほぼ東西方向の等値線が密なところで、重力異常の急勾配を示す。マルチチャンネル音波探査によれば、この付近は中之瀬褶曲帯が東西に延びており、これに伴う異常と考えられる。

富津岬から洲崎沖にかけてのフリーエア重力異常は、北部にみられる平坦な分布とは異なり、等値線も密で重力異常の振巾も大きい。海底地形では、観音崎沖付近から洲崎沖にかけてほぼ直線状に東京海底谷が南北に延びており、洲崎沖では西へ向きを変えて相模湾に開口する。海底谷の谷底水深も剣崎沖の420 m 強から次第に深くなり、測量海域の南西端付近では900 m 以上に達する。フリーエア重力異常にもこのような地形的特徴と良い対応が認められるが、(1) 海底谷の深さが400 m から900 m へと深くなるのに対し、フリーエア重力異常値は7~12 mGal のほぼ一定値を示すこと、(2) 重力の極小値の位置は地形的な凹部の位置と比べずれていること、などにみられるように、単に地形的影響だけでは説明できない事実もある。

4. 東京湾とその周辺のブーゲー重力異常

(1) ブーゲー異常値の計算

水路部では、海の基本図及び地震予知計画の一環としても、海上重力測量を実施しており、ブーゲー重力異常図の作成にあたってはこれらの測量資料も使用し、第4図に示す範囲におけるブーゲー重力異常図を作成した。

なお、陸部については、関東地方重力図(地質調査所, 1985)を参考にした。

海域におけるブーゲー重力異常とは、フリーエア重力異常値に海水面より上の陸部の地形に伴う引力を加え、さらに海水を地殻の仮定密度で置き換えた場合の引力の増加分を加えたものである。それ故、理想的にはブーゲー重力異常図には海底地形に影響されない海底下以深の物質の密度分布に伴う重力異常が表現されているものと考えられる。ブーゲー異常値の計算には、測定点直下の水深による単純ブーゲー補正、及び直

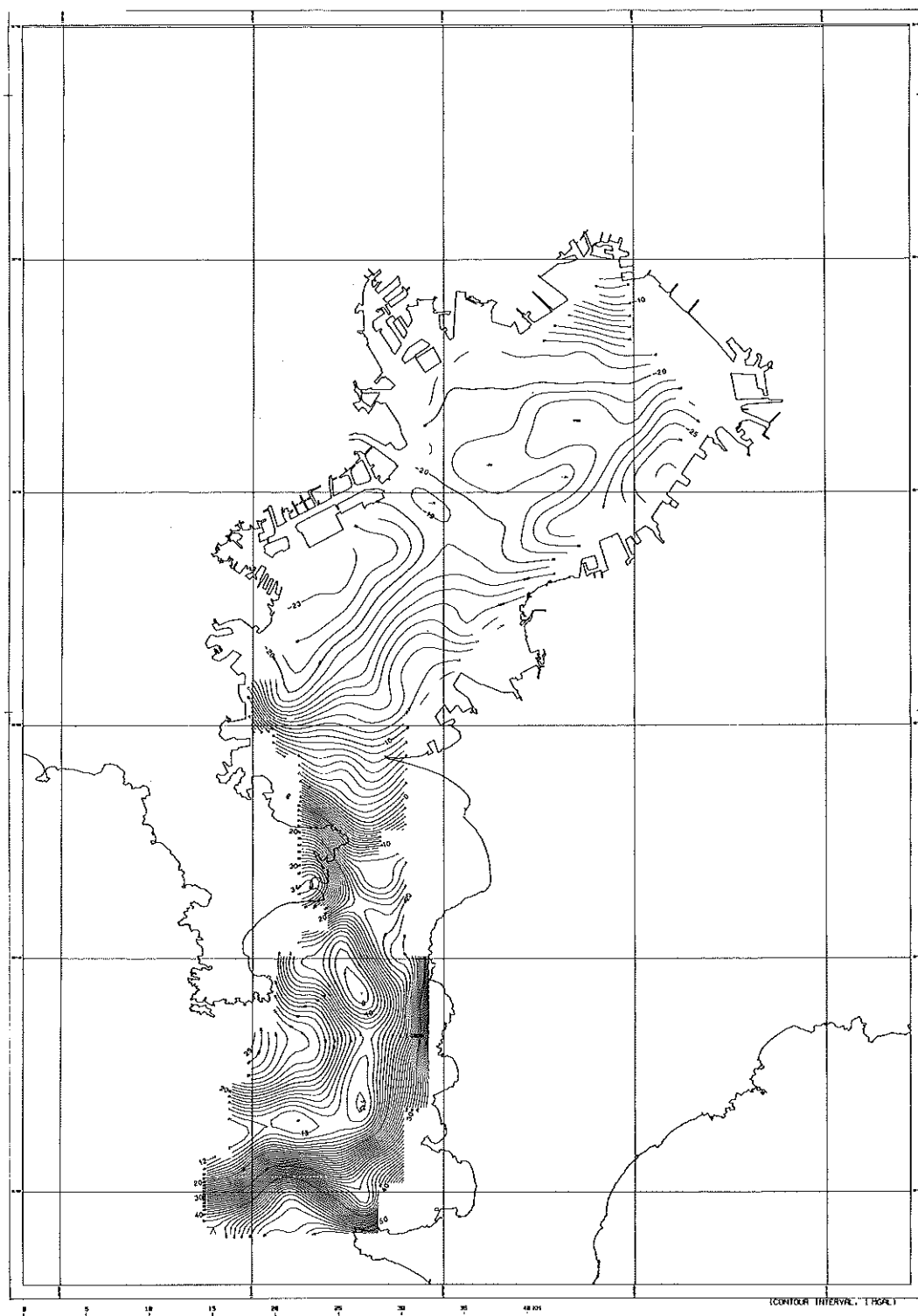


Figure 2. Free-air gravity anomaly contour map of Tokyo Bay. Contour interval is 1mGal.

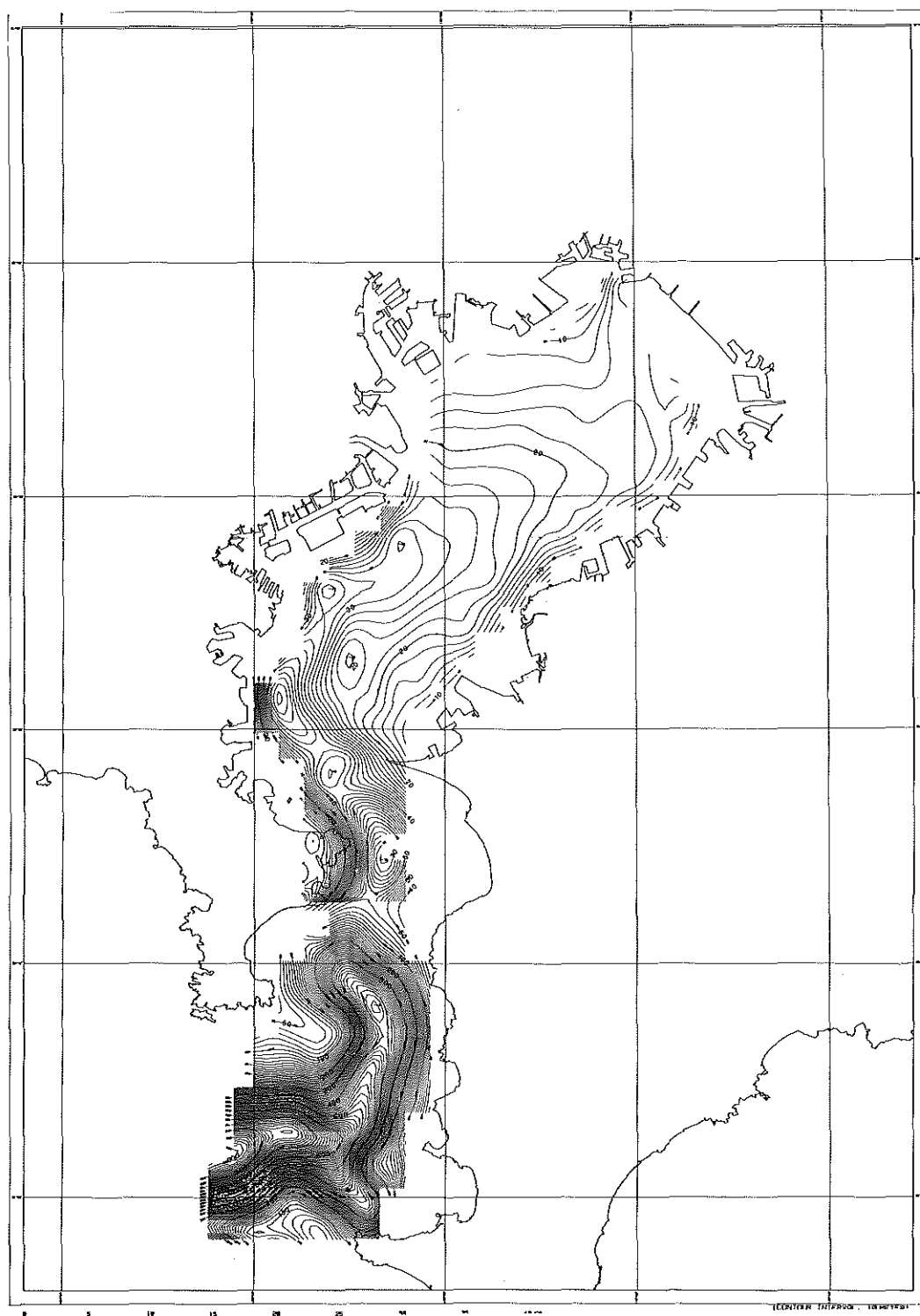


Figure 3. Auto-contoured bathymetric map of Tokyo Bay. Contour interval is 10m.

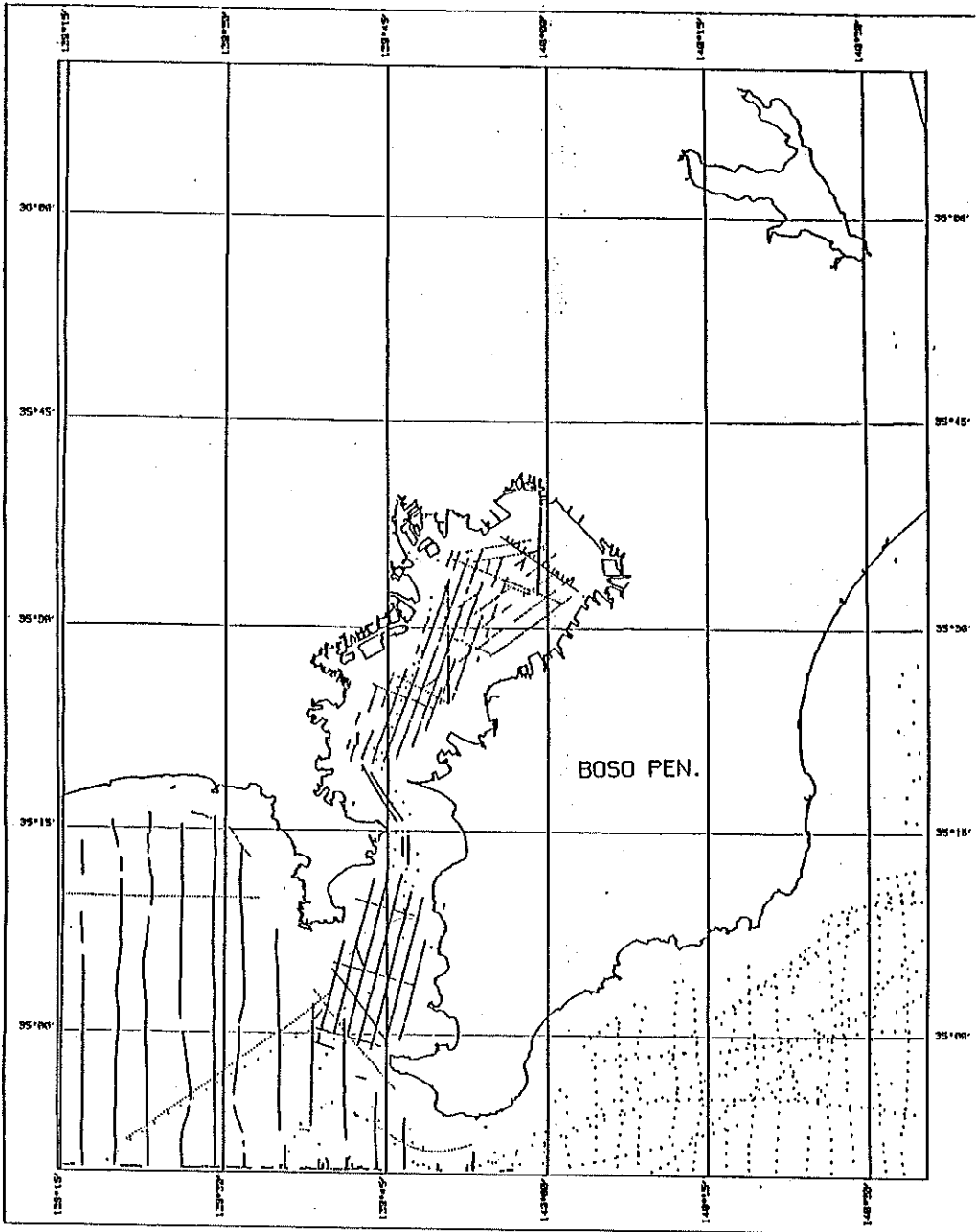


Figure 4. Gravity survey data used to compile Bouguer gravity anomaly map.

下水深を基準にした場合の地形の起伏による引力の補正（地形補正）の2つの補正を行うのが普通であるが、ここでは計算処理を単純にするため、直接、海底地形及び周辺部の陸地形を三次元角柱と正5面体の重ね合せて近似し、測点ごとのブーゲー補正量を計算した。実際の計算では地球の球面効果も考慮しているため、陸地形による補正量が負になる場合も生じる。なお、今回用いたブーゲー補正法は以下の方法により実施した。

① 地形データの作成

ブーゲー補正量の計算に用いた地形データは、水路部による「海底地形図」と水深データファイル、及び国土地理院による「国土数値情報4分の1地形標高メッシュデータ」をもとに、直交座標上で格子間隔250 mの格子データに変換して使用した。また、埋立地は海図から読み取り、すべて標高2 mとして地形データを作成した。第5図には地形補正に使用した地形データを示す。

② ブーゲー補正の方法

地形を4角柱の集合で近似し、測定点からの距離に応じて、周辺の地形を極近傍、近傍、中間、遠方の4つの範囲に区分し、それぞれの範囲ごとに下記の方法でブーゲー補正量を計算した。

極近傍……極近傍は測定点を含む4つの500 mメッシュの範囲で、単位メッシュの半分の間隔である一片250 mの16個のメッシュに分割し、地形を4角柱で近似した。測定点直下については、直下水深を高さとする一片250 mの4角柱で置き換え、その底面を周囲の水深と連続するように第6図に示す8個の5面体で近似した。

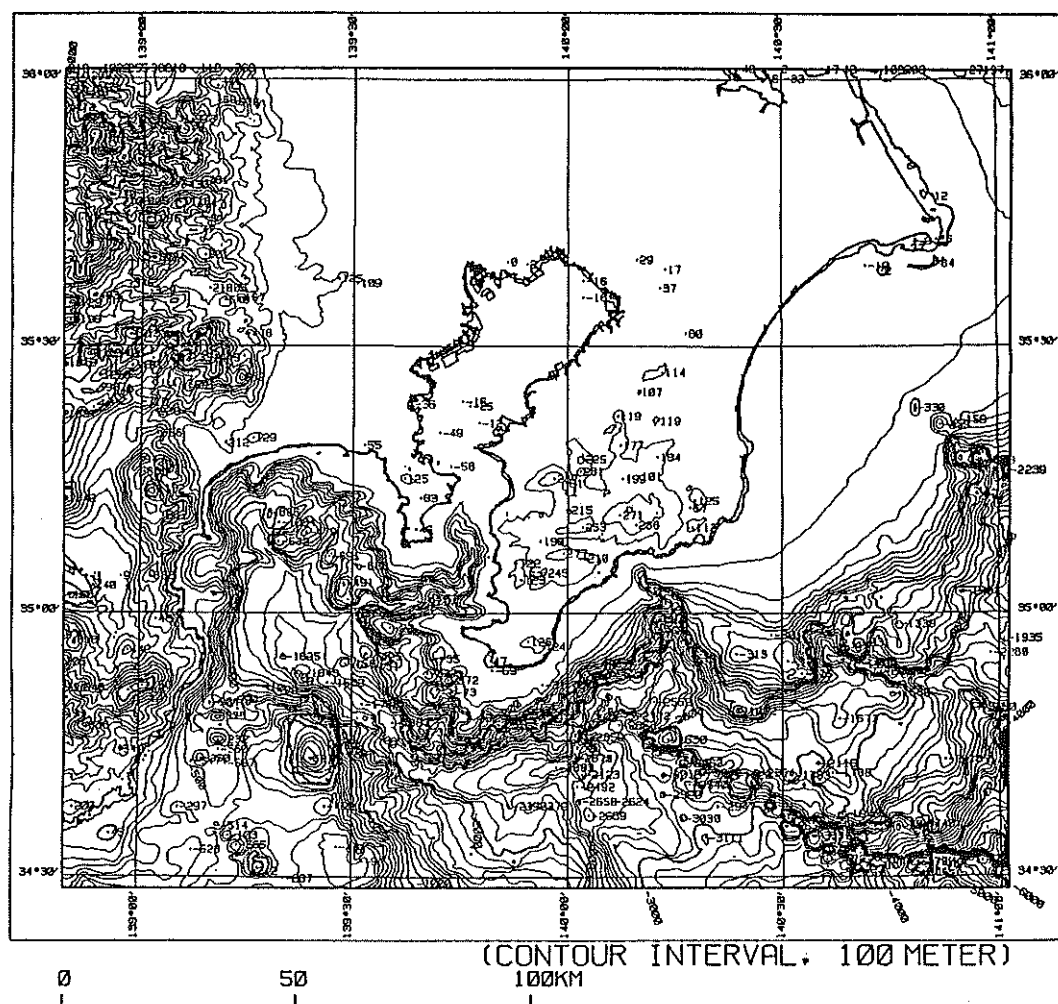


Figure 5. Bathymetry used for terrain correction.

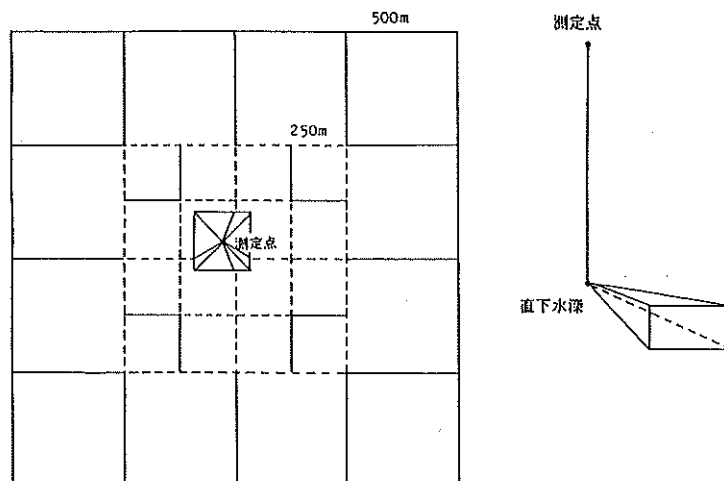


Figure 6. Illustration of terrain correction method for the most close region to correction point.

近傍……測定点を中心とする半径7kmの範囲から極近傍を除く範囲で、一つの標高、水深を500mメッシュの4角柱で近似し補正量を計算した。

中間……測定点を中心とする半径20kmの範囲から、極近傍、近傍を除いた範囲で、500mメッシュごとの4角柱を線質量で近似した（萩原，1974）。

遠方……遠方は測定点を中心とする半径40kmの範囲から「中間」までを除いた範囲で、500mメッシュの地形データから1km×1kmごとの平均水深又は標高を求め、線質量近似で補正量を計算した。

③ 海底下の平均密度の決定

ブーゲー異常の計算に際しては、海底下の物質の密度を仮定する必要がある。ここでは簡単な方法として、水深とフリーエア重力異常値の相関を求め、相関直線の平均的勾配から海底を構成する物質の平均的密度を推定した。今、ブーゲー異常を $\delta g''$ 、フリーエア異常を $\delta g'$ 、又そこにおける水深を h とすると、これらの間には水平板近似では、

$$\delta g'' = \delta g' + 2\pi G h (\rho - \rho_w)$$

の関係が成り立つ、ここで ρ_w は海水の密度、 ρ は地殻の仮定密度である。

第7図は、ブーゲー重力異常の作図範囲におけるフリーエア重力異常と水深の相関図である。本図に示した直線の勾配は $\rho - \rho_w$ でほぼ 1.3 g/cm^3 である。この結果から、東京湾とその周辺では、ブーゲー異常値の計算における仮定密度は 2.3 g/cm^3 となる。一方、東京湾周辺の陸部では $\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$ とした場合のブーゲー重力異常図が地質調査所（1985）から刊行されており、東京湾周辺のブーゲー重力異常図としては仮定密度 2.0 g/cm^3 と 2.3 g/cm^3 の二つの場合について作成した。

(2) 東京湾とその周辺のブーゲー重力異常の特徴

ブーゲー重力異常図の作成に際しても、フリーエア異常図の場合と同様に測線に沿うブーゲー異常値をもとに格子間隔1kmのグリッドデータを作成し、それをもとに等値線図をプロッターにより描画した。

第8図 (a), (b) は仮定密度 2.0 g/cm^3 と 2.3 g/cm^3 の場合のブーゲー重力異常図である。両図の間では、重

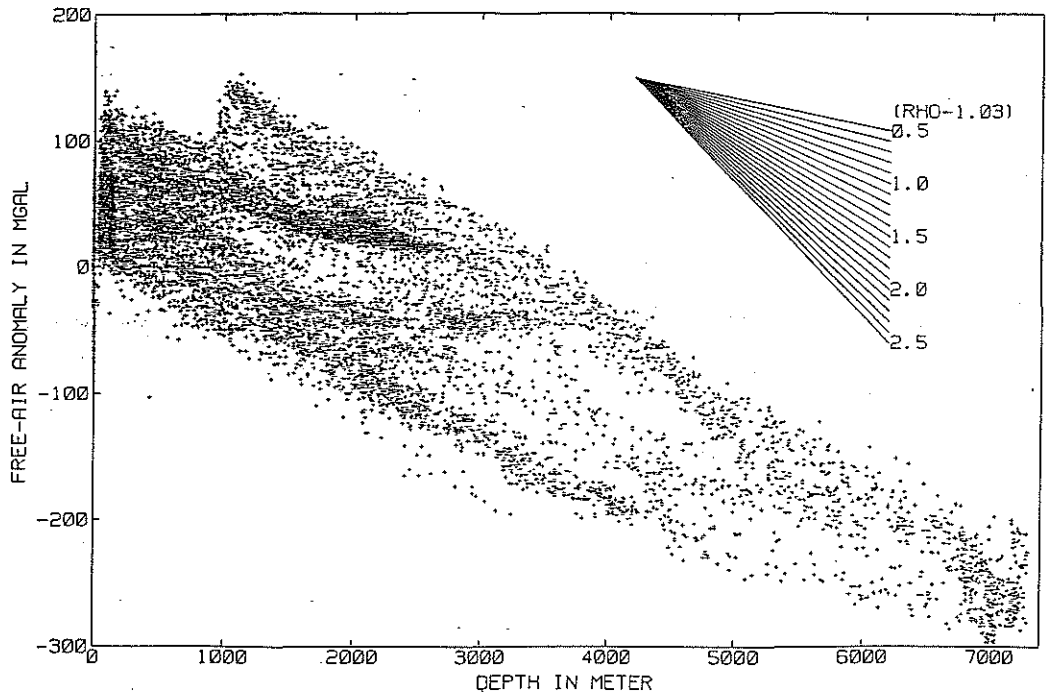


Figure 7. Correlation between free-air anomaly and depth.

力値の極値については若干異なるが重力異常分布の様子はほぼ同じような特徴を示す。東京湾北部のブーゲー異常は基本的にはフリーエア異常と同じパターンを示す。これは、北部では水深が浅く、ブーゲー補正量が0.4~1.7 mGalの範囲に収まるためである。地形との対応について言えば、横浜~川崎沖の負異常域の一部を除き、地形との相関は認められず、ブーゲー異常を支配する原因が海底下の深部構造によるものであると推察される。昭和58年度(1983)のマルチチャンネル音波探査によると東京湾北部の千葉~船橋の沖合、10 km付近で、北東落ち420 mの断層構造が認められており、「東京湾北部断層」と呼ばれた(加藤, 1984)。ブーゲー重力異常図にはこれに伴う顕著な異常は認められないが、断層沿の等値線に若干の歪みが認められており、基盤の落ち込みを反映したものとも考えられる。

東京湾南部でのブーゲー異常では、フリーエア異常にみられた洲崎沖から西へ延びる重力異常の凹状の分布は地形補正により消失し、ほぼ北下りの重力トレンドになっている様子がわかる。一方、これとは対照的に、東京海底谷に沿って、フリーエア異常に認められた重力の凹状の落ち込みは、依然としてブーゲー異常図にも表われており、この海底谷が構造的起源のものであることを示唆する。又東京湾以外にみられる特徴としては、相模湾のブーゲー異常の極小値の位置が、海底地形の最深所よりも若干陸側へずれていること、房総半島の館山付近から重力的な凹部が带状に東へ延びており、これが鴨川海底谷に沿って分布する負異常域に連続すること、等の特徴が認められる。

5. 東京湾周辺の重力基盤の構造

(1) フーリエ積分法による重力基盤深度の計算

重力異常から基盤構造を求める方法としては、2次元や3次元モデルをもとに、観測される重力異常を説明するようにモデルの形状や密度差等のパラメーターを決定する解析的方法と、重力異常データをもとに、

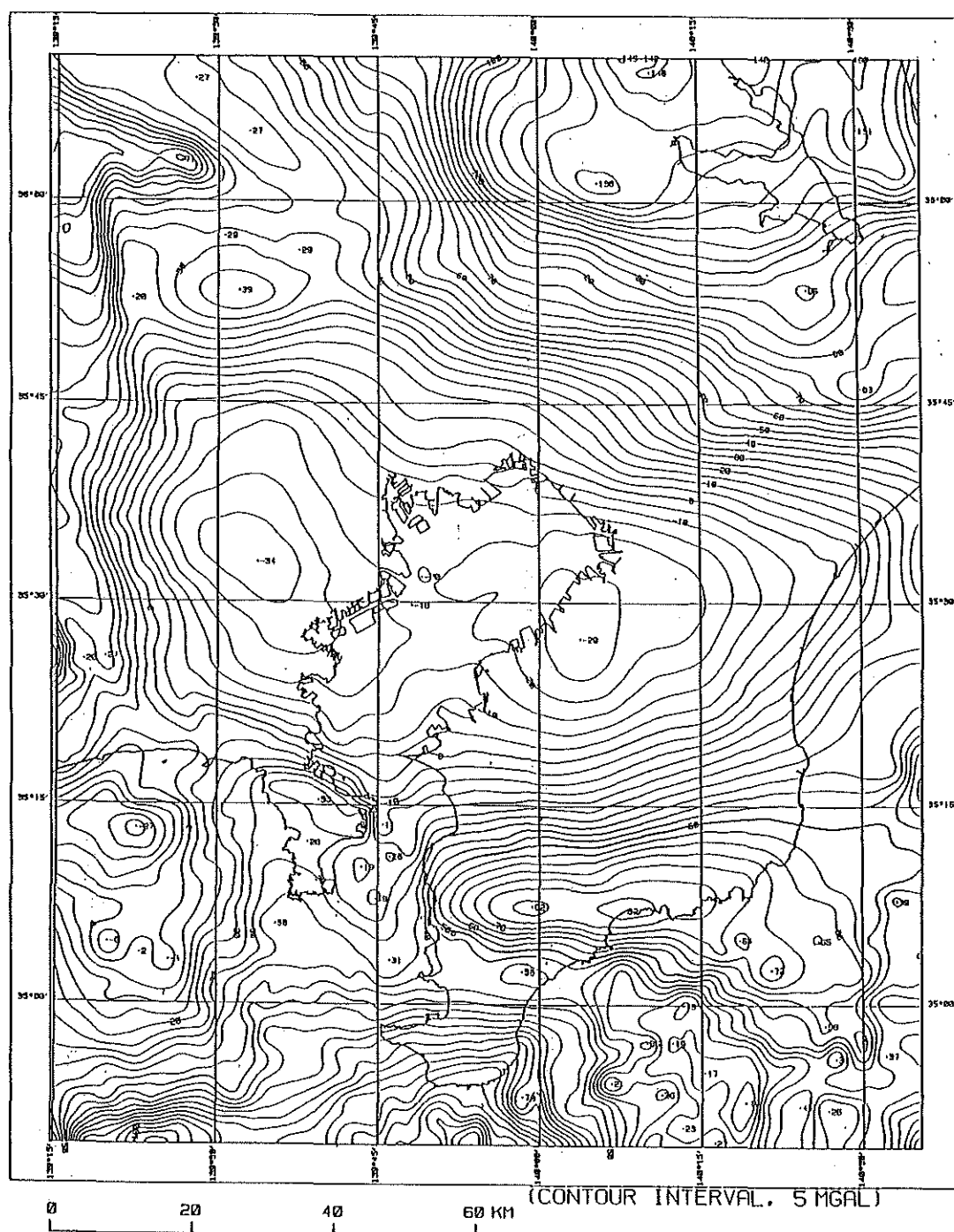


Figure 8 (a)

Figure 8. Bouguer anomaly on/around Tokyo Bay. Contour interval is 5 mGal. Assumed density is 2.0 g/cc for figure 8(a) and 2.3 g/cc for figure 8(b).

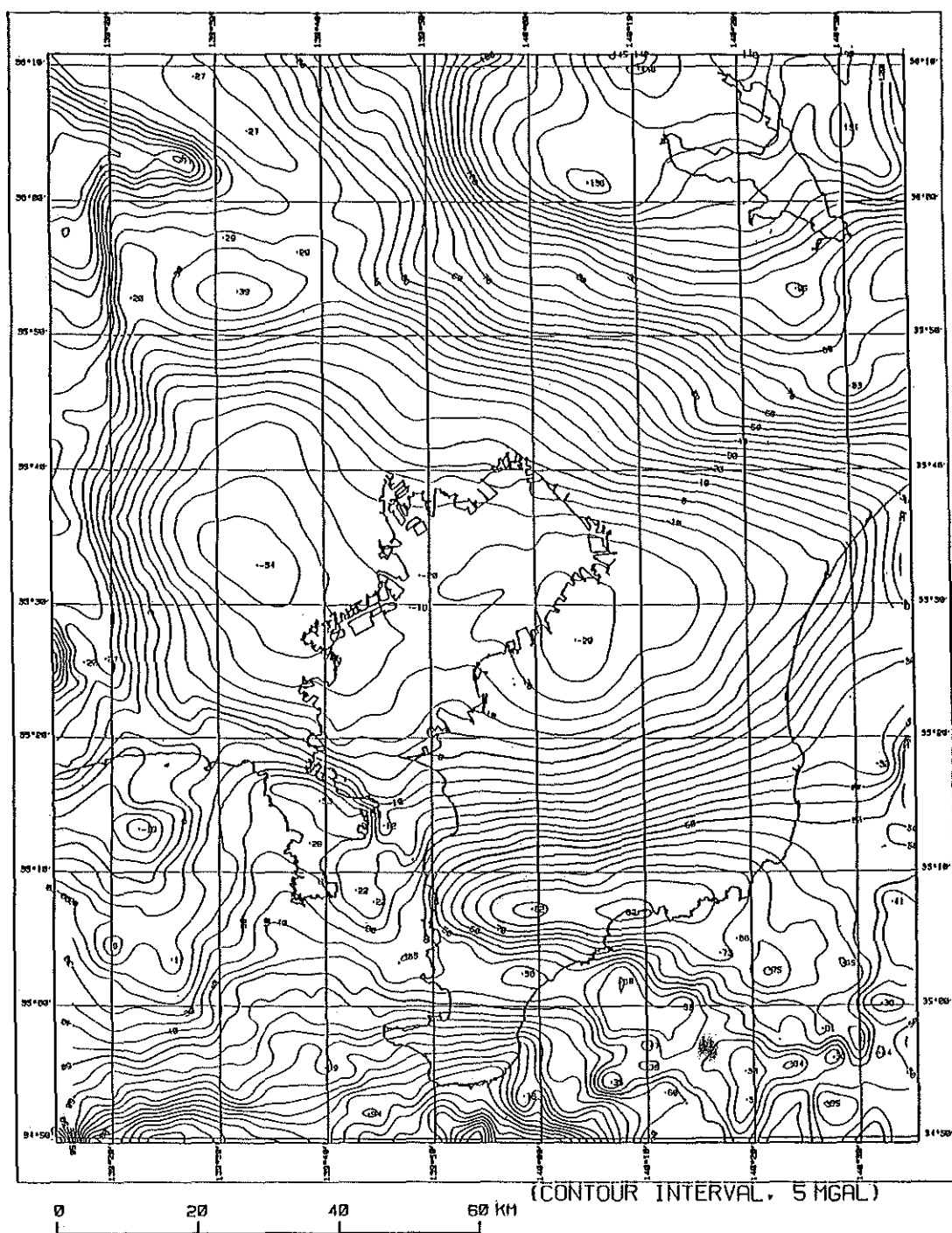


Figure 8 (b)

フーリエ積分法によるインバージョン処理によって求める方法などがある、後者は広範囲の重力異常データをもとに基盤構造の概略を把握するのに適した方法である。ブーゲー異常分布からフーリエ積分法によって地下構造を推定する場合には、より深部の構造が低周波成分として反映されることから、適当なフィルター

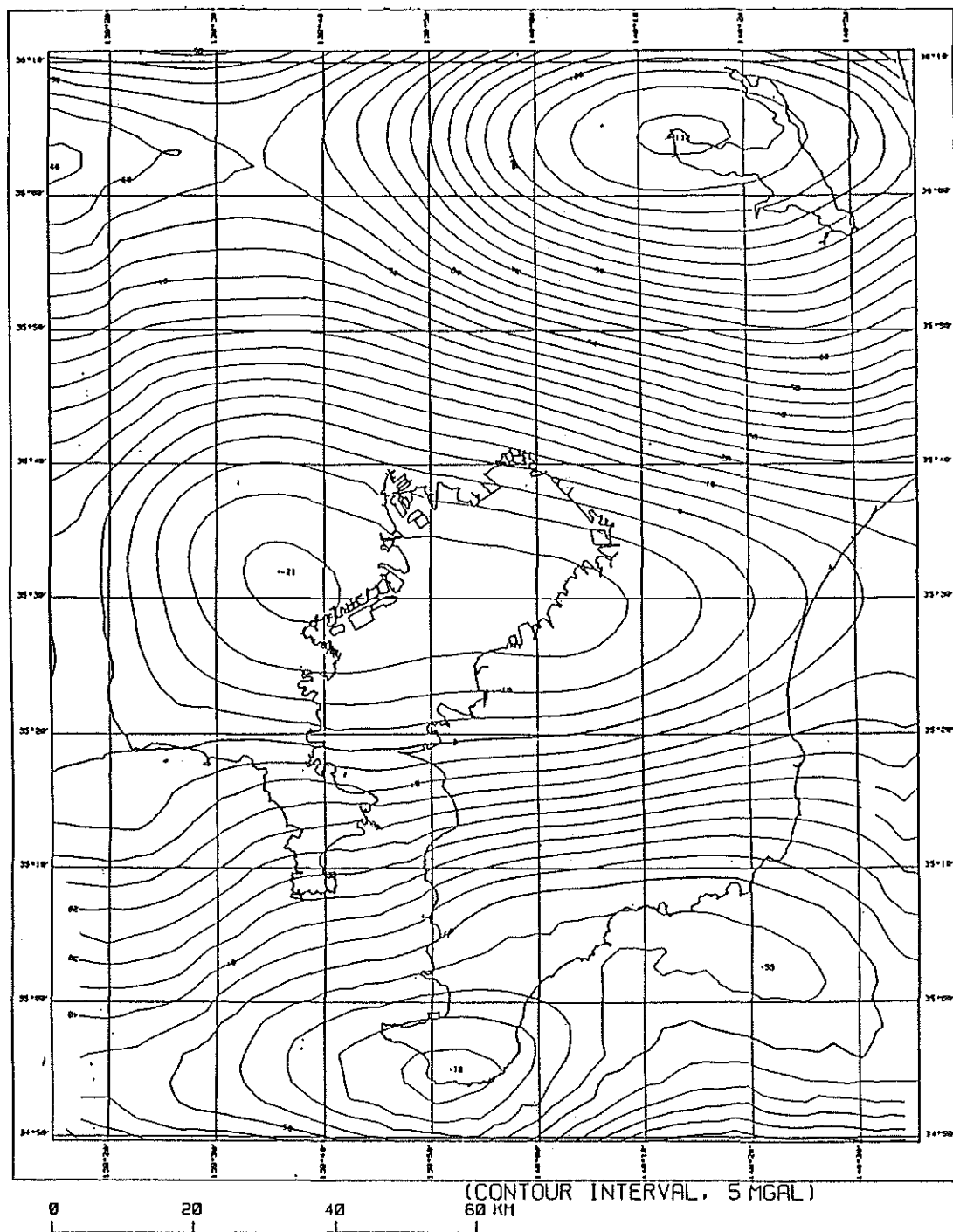


Figure 9. Residual gravity anomaly near Tokyo Bay. Contour interval is 5 mGal.

処理により、このような低周波成分を解析の前処理としてブーゲー異常分布から除去する必要がある。今回は、ブーゲー異常図に南北方向に著しいうねりが見られることから、4次までの Legendre 直交多項式で近似される長波長成分をブーゲー異常分布から除去し、さらに、上方接続10kmのブーゲー異常分布を作成しそれを接続前のものから差し引いた。第9図は、低周波成分として除去した残差重力異常で、地殻深部構造を反映した重力異常と考えられる。

ブーゲー重力異常 $\Delta g(x, y)$ からフーリエ積分法により重力基盤深度を計算する方法は、Tomoda & Aki (1955), 萩原 (1974) により与えられている。それによると、重力基盤の平均的な深さを D , 重力基盤と表層堆積層の密度差を $\Delta \rho$, そこからの基盤の起伏を $h(x, y)$ とすると δg と h との間には、 $h \ll D$ の条件下で次式が成り立つ、

$$\Delta g(x, y) \approx G \cdot D \cdot \Delta \rho \iint_{-\infty}^{+\infty} h(x', y') / \{(x' - x)^2 + (y' - y)^2 + D^2\}^{3/2} dx' dy' \quad \dots\dots\dots (2)$$

Δg のフーリエ変換を $\Delta G(\omega_1, \omega_2)$, h のフーリエ変換を $H(\omega_1, \omega_2)$ とすると、(2)式の両辺のフーリエ変換を求めることにより

$$H(\omega_1, \omega_2) = \frac{\exp(D \cdot \sqrt{\omega_1^2 + \omega_2^2})}{2\pi G \cdot \Delta \rho} \cdot \Delta G(\omega_1, \omega_2)$$

が成り立つ。これより $H(\omega_1, \omega_2)$ のフーリエ逆変換から

$$h(x, y) = \frac{1}{2\pi G \cdot \Delta \rho} \iint_{-\infty}^{+\infty} \phi'(x', y') \cdot \Delta g(x - x', y - y') dx' dy' \quad \text{となる。}$$

ここで、 $\phi(x, y) = \frac{1}{\pi^2} \int_0^{\pi S_1} \int_0^{\pi S_2} \exp(D \cdot \sqrt{\omega_1^2 + \omega_2^2}) \cdot \cos \omega_1 x \cdot \cos \omega_2 y d\omega_1 \cdot d\omega_2$ であり、角周波数に関する積分領域は $|\omega| < \pi/s$ (s : サンプルング間隔) を満足する範囲である。フーリエ積分法では、重力基盤の平均的な深さ D の2倍より短い波長の重力異常を予め除去する必要がある、このため実際の計算では $L > 2D/S$ を満たす L 点ごとのデータを用いた。

(2) 東京湾周辺の重力基盤深度の特徴

今回の解析に用いた平均深度は、東京湾の音響基盤深度を参考にし、 $D = 2500$ m とした。又、重力基盤と表層堆積層の密度差 $\Delta \rho$ は 0.6 g/cc を仮定した。第10図(a), (b) は、それぞれ第8図の仮定密度 2.0 g/cc と 2.3 g/cc によるブーゲー異常図をもとに、フーリエ積分法で求めた重力基盤深度図である。全体的に仮定密度 2.3 g/cc の方が基盤深度はやや深くなる傾向が見られるが、重力基盤の起伏は両者ともほぼ同じ傾向を示す。又、第11図には、重力基盤深度図に代表的な断層と首都圏付近の M6 クラス以上の震源分布を示したものである。

今回求めた重力基盤の構造と、地震波速度構造や音響基盤構造との比較を第12図に示す。上段は、多田 (1982) により求められた夢の島-江の島測線に沿う地下の地震波速度構造と比較した結果で、下段は、東京湾のマルチチャンネル音波探査音から求められた音響基盤 (加藤, 1984) との比較である。両者とも、重力基盤の起伏は、地震波速度の構造 (2.1 km/s と 5.3 km/s の境界) や先新第3系の基盤と推定される音響基盤の構造と比較的良く一致しており、今回求めた重力基盤深度図は、具体的には上記に述べた構造に対比できるものと推定される。

首都圏における基盤深度図としては、垣見ほか (1973), 衣笠 (1980), 多田 (1982), 駒沢 (1985) 等の資料もある。今回まとめた図にも、従来から知られていた陸部における特徴的な基盤構造が認められるが、東京湾を含む海域部と陸域部との構造の関連性、及び、房総半島付近の基盤深度については、従来のものでは、資料

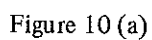


Figure 10. Gravity basement depth map calculated by fourier integral inversion method. Assumed mean depth is 2.5 km and density contrast is 0.6 g/cc. 10(a) is calculated from Bouguer anomaly of Fig. 8(a) and 10(b) from Fig. 8(b).

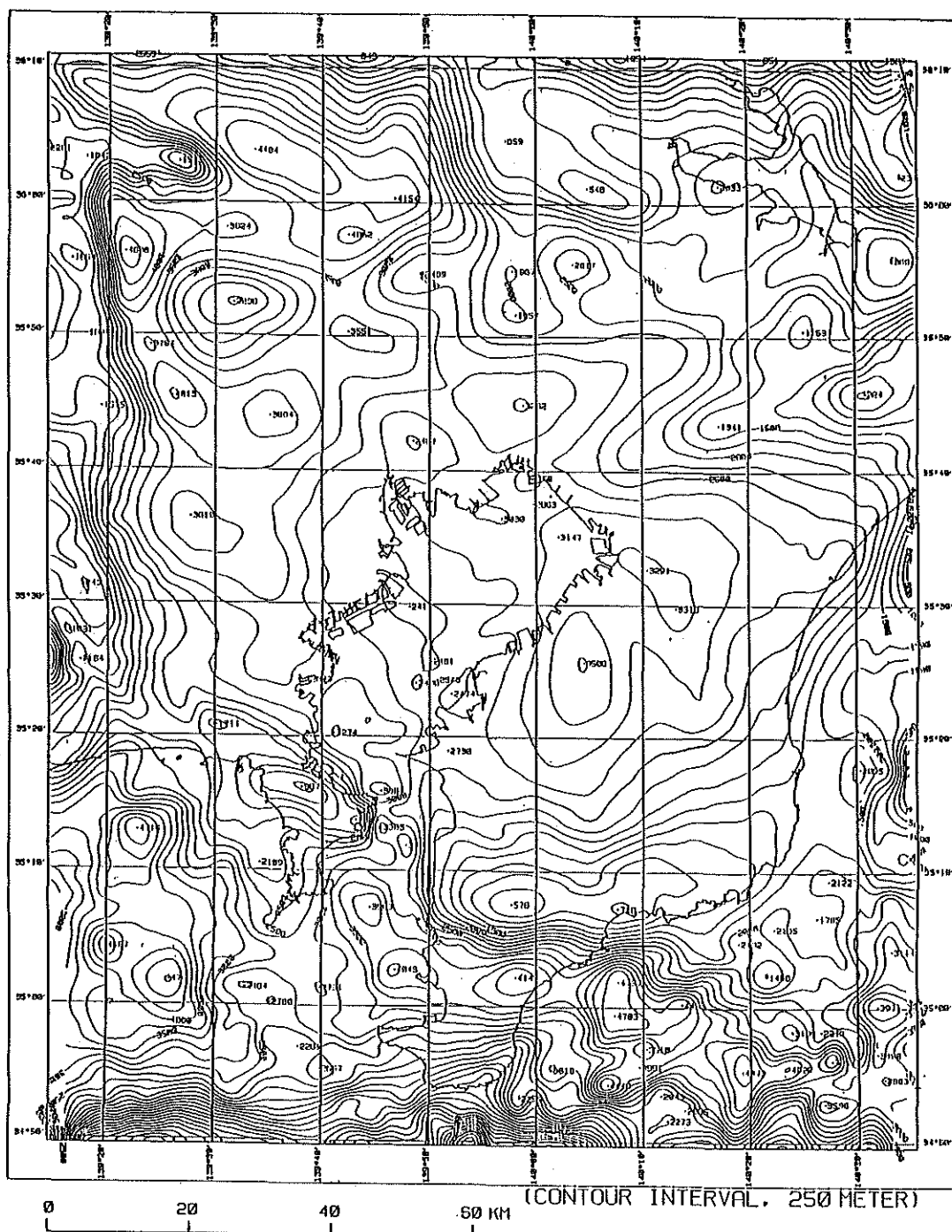


Fig. 10 (b)

SCALE = 1:1000000

BASEMENT MAP

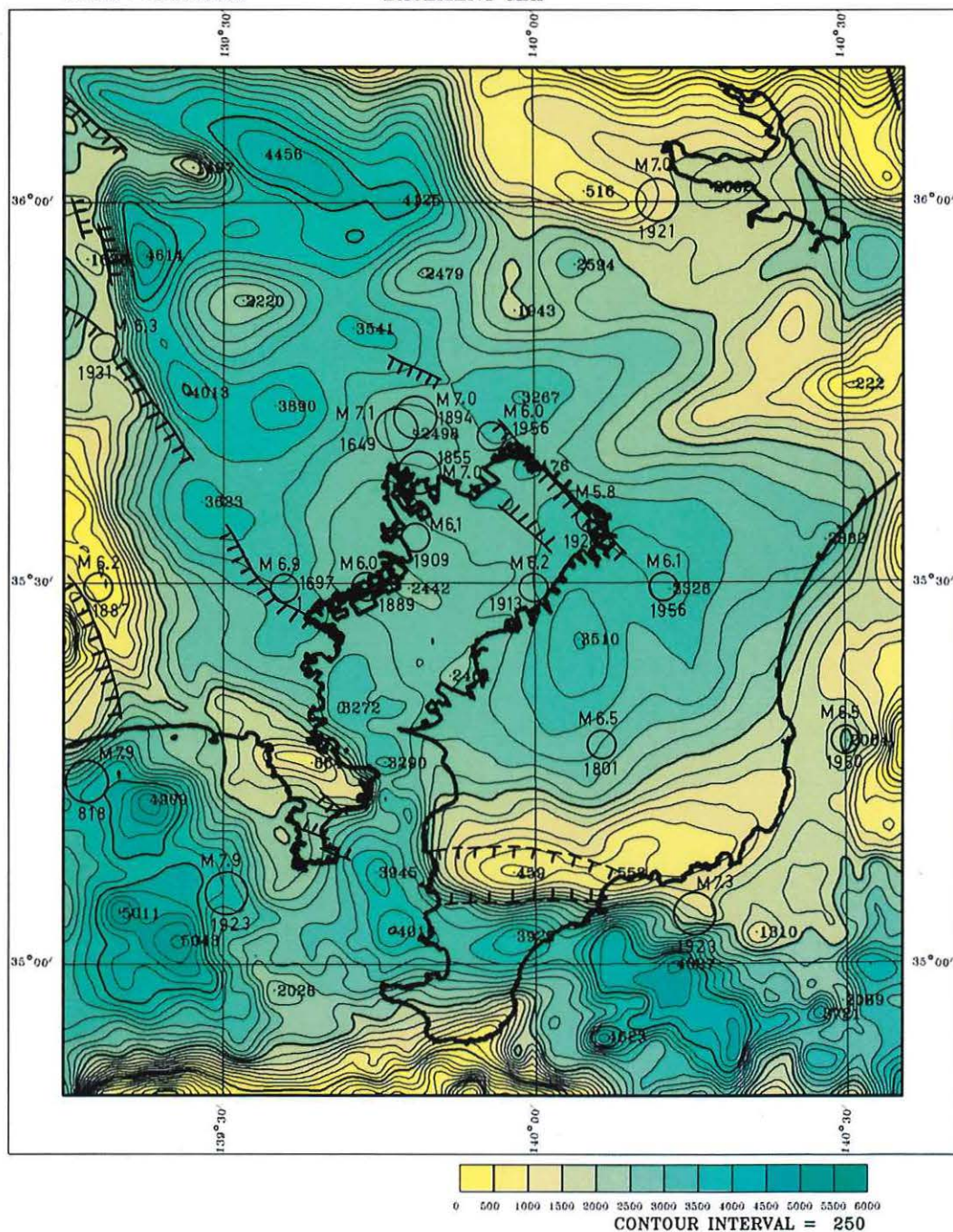


Figure 11. Tectonic map on/around Tokyo Bay.

Active fault (—) and estimated active fault (---) are shown. Epicenter of some earthquakes are also shown by open circle with magnitude and year of occurrence.

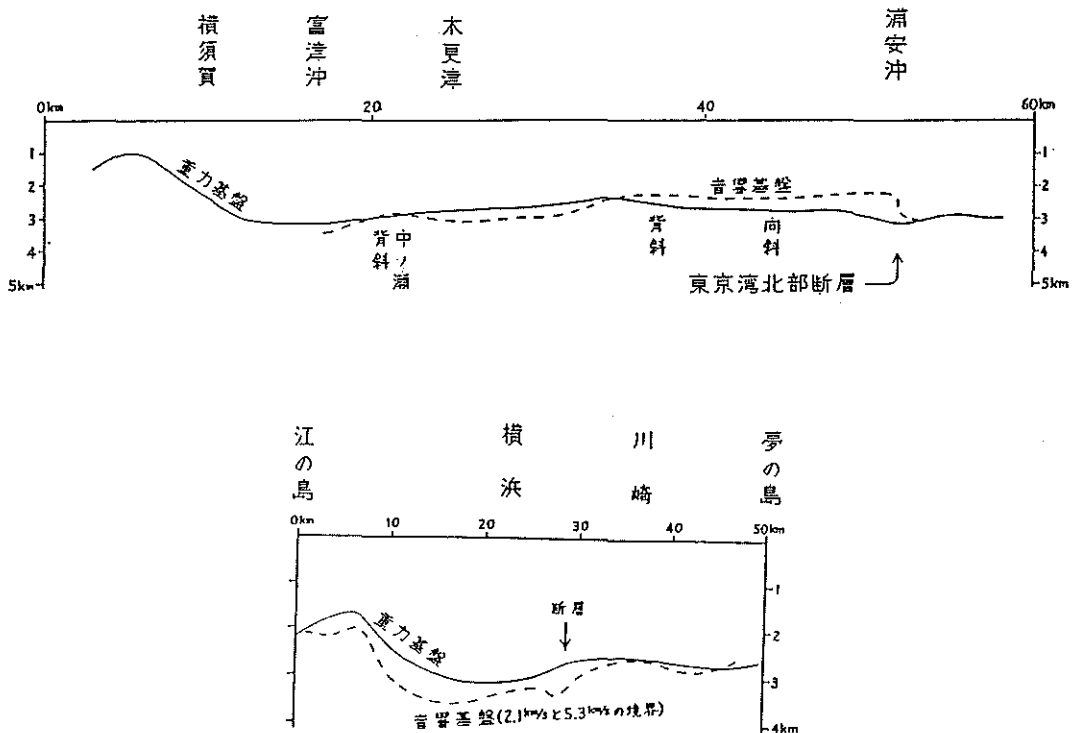


Figure 12. Gravity basement are compared with acoustic basement beneath Tokyo Bay (Kato, 1984) and with elastic velocity structure of Enosima-Yumenosima line, determined by land exposition exploration (Tada, 1982).

の制約もあって空白域として残されていた部分である。

東京湾北部では、湾央付近が基盤の隆起部となっており、その南北両側では基盤深度は3000m以上の深さとなっている。このような傾向はマルチチャンネル音波探査から推定された先新第3系の基盤深度と調和的である。東京湾の北東部では、千葉から船橋付近にかけてNW方向に延びる断層（楡井、ほか、1972）と東京湾北部断層」とが対となって地溝帯を形成していると考えられている。この地溝帯の陸部への延長部が千葉付近に認められる（萩原ほか、1986）、東京湾北部付近では、歴史的にもM6以上の直下型地震がたびたび発生しているところで、これらの震源域が基盤の隆起部に発生しているようにみえる。特に、船橋の断層線上に沿ってはその傾向が顕著である。

富津岬以南の東京湾南部では、東京海底谷に沿ってほぼ南北方向に4000m以上に達する基盤の落ち込みが認められ、東京海底谷が構造的な谷地形であることを示唆する。三浦半島、房総半島では、葉山一嶺岡隆起帯に沿う重力基盤の高まりが認められるが、この隆起帯も東京海底谷によって分断されている。隆起帯の南縁部には活断層である鴨川地溝帯南断層（活断層研究会、1980）が知られており、その海域部への延長上に千葉県勝浦沖地震（1923年、M7.3）の震源域が一致するようにみえる。又、房総半島の嶺岡隆起帯の南側にも基盤の落ち込みが認められる。陸上地質でも那古船形と和田浦を結ぶ線上に保田層群を切る断層が認められており、一部では那古構造線とも呼ばれている。この構造線に沿う基盤の凹部は、鴨川海底谷に連なるようにみえる。

相模湾の重力基盤深度は5000m近くに達しており、三浦半島側が基盤の急変部となっている様子がわかる。この付近の水深は1500m前後であることから、堆積層の厚さは3000m以上に達するものと考えられる。又、重力基盤の最深部は地形の凹部よりやや陸側にずれている。1923年の関東地震の震源域も重力基盤の急変部に位置するようにみえる。

以上述べたように、東京湾周辺の重力基盤深度と既存の断層や震源域とは比較的良好な対応がみられることがわかる。このようなことから、活断層が発見されていない地域でも、重力基盤の急変部では断層が存在している可能性もあろう。また、地震に伴う被害は、地盤の堆積層の厚さにも関連しており、今回の重力基盤深度図がこのような防災面でも広く有効利用されることを期待したい。

(3) 東京湾の重力異常とモホ面の傾斜

前節では、フーリエ積分法から求められた重力基盤深度とその特徴について報告した。しかし、ここで述べた重力基盤とは、地質的には先新第3系の基盤に相当するものであり、それ以深の深部構造については、今までの議論には盛り込まれていない。しかし、東京湾の重力異常は、以下の解析結果に述べるように先新第3系の基盤構造だけでは説明できず、それ以深のモホ面の傾斜等を考慮する必要がある。ここでは、東京湾の第13図に示すT1、T2断面の解析結果を紹介し、東京湾の重力異常と深部構造との関連について論ずる。

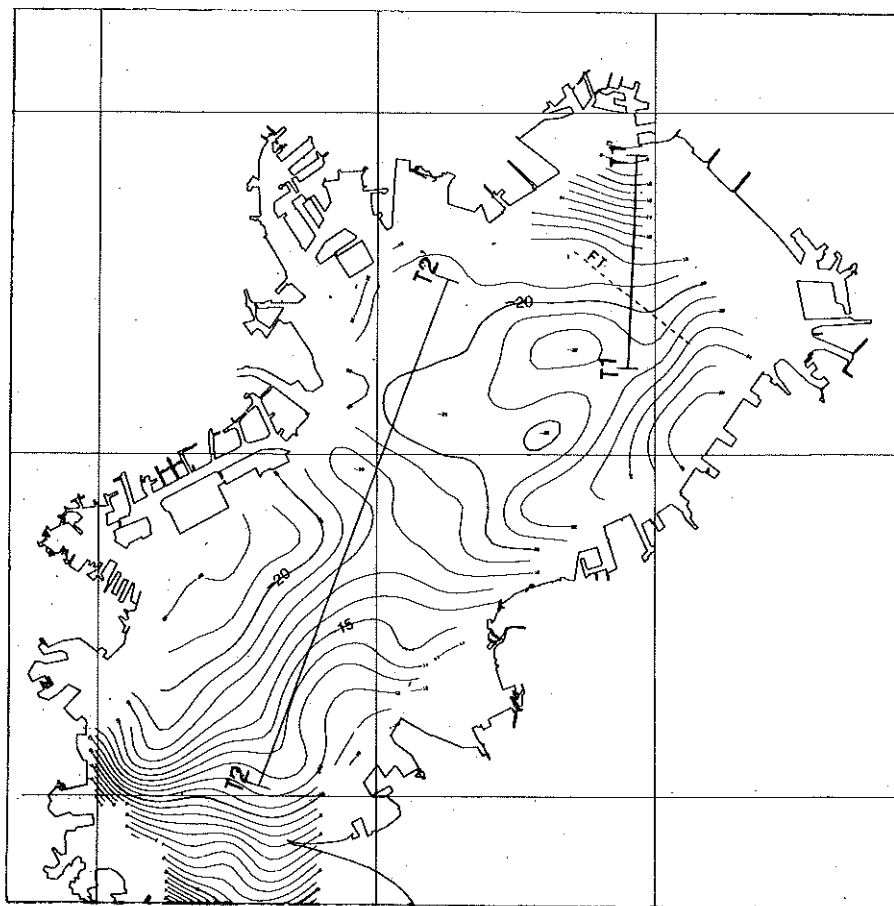


Figure 13. Gravity anomaly profile along T1 and T4, which are analyzed by two-dimensional method.

イ) T1-T1' 断面の解析結果

T1断面の解析結果を第14図(a), (b)に示す。(a)はマルチチャンネル音波探査から求められた音響基盤を重力基盤とし、堆積層と基盤との密度差を 0.6 g/cc と仮定した場合の重力異常を計算した結果である。図中矢印で示す位置が「東京湾北部断層」に対応しており、ここでは基盤が2500 mから2900 mへと落ち込んでい

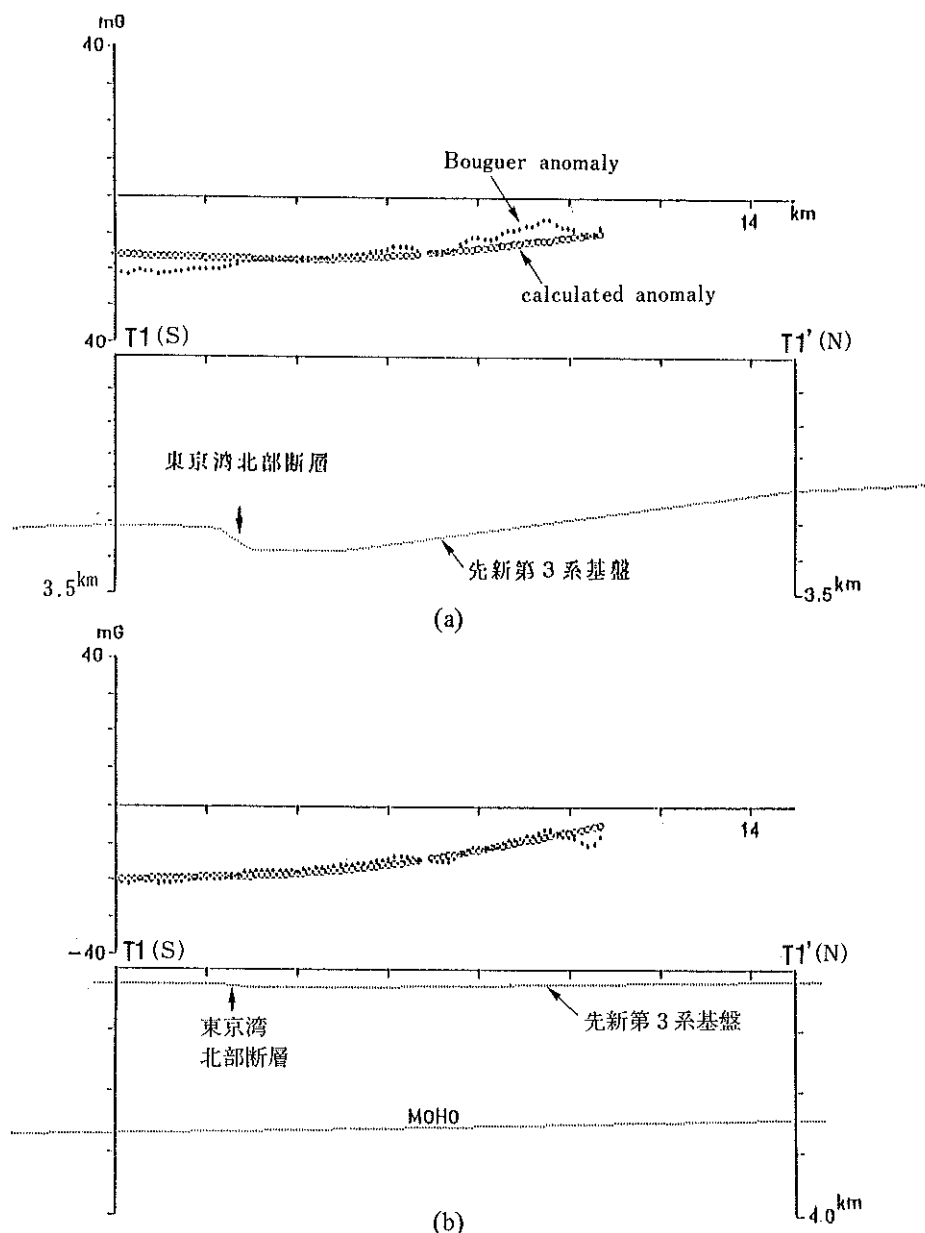


Figure 14. Results of gravity analyses on profile T1-T1'. Observed bouguer anomaly is shown by solid point, and calculated one by open circle. In this calculations, density contrast of Pre-Neogene basement is assumed to be 0.6 g/cc and that of mantle layer 0.4 g/cc .

In model (a), only Pre-Neogene basement was used for model analysis, in model (b) slope of Moho boundary as well as Pre-Neogene basement are included in calculation.

る。このT1測線の陸側では、試錐が行われており、2073mと2136mで先新第3系基盤に達することが知られている。今回の計算では、基盤の最大傾斜を見積り、断層直下を3000m、陸の岸線付近の基盤を2000mとして重力基盤モデルを作成した。図中の「○」印は計算値、「*」印は観測値である。断層に伴う重力異常の落ち込みは数mGal程度のゆるやかな凹状の分布を示し、又、基盤の傾斜を反映して北上りの緩やかなトレンドが認められる。しかし、実際の重力異常は計算値と比べより急であり、このような特徴を説明するためには、先新第3系以深の構造も考慮する必要があることがわかる。図(b)の結果はこのような特徴を説明す

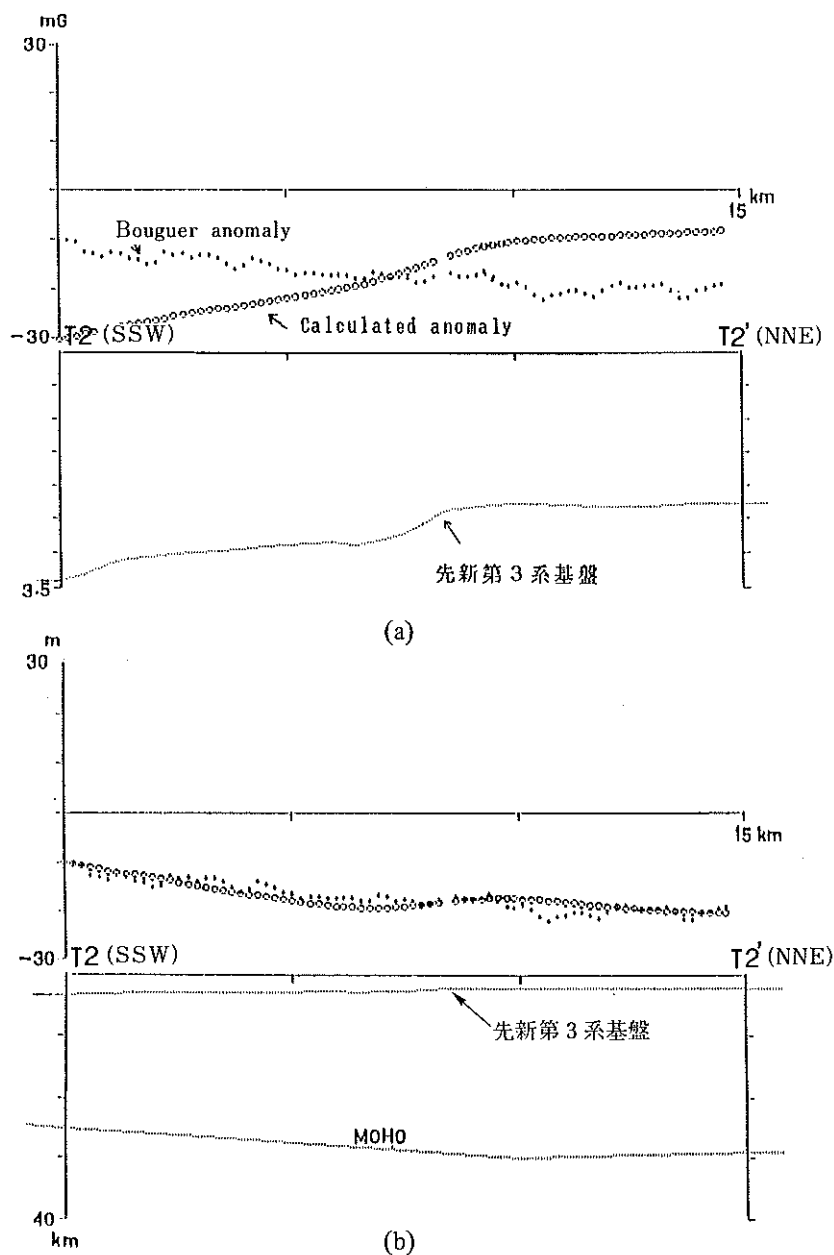


Figure 15. Results of gravity analysis on profile T2-T2'. See to Figure 14 for explanations of figures.

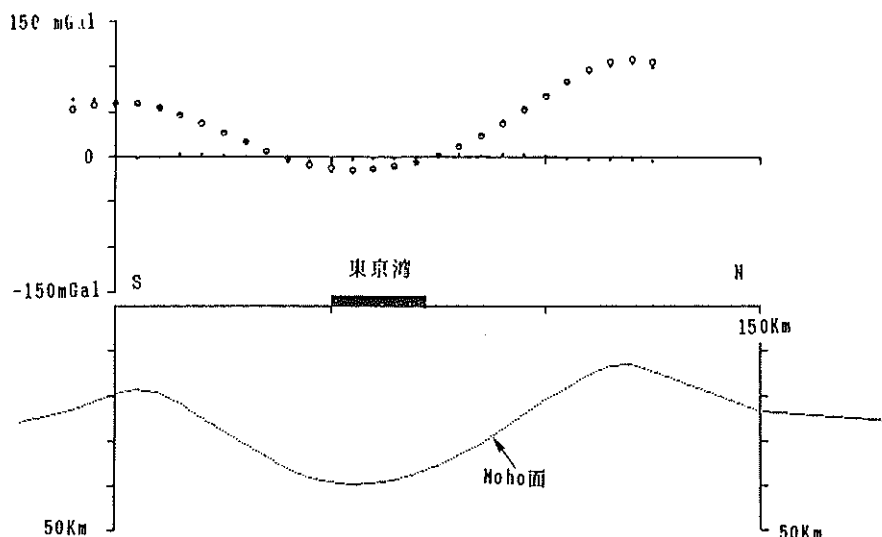


Figure 16. Undulation of Moho boundary derived from residual gravity anomaly (Fig. 9) along E140°00'. Southern site is N35°00' and northern site correspond to N36°20'. Observed gravity anomaly is shown by solid point, and calculated one by open circle. In this calculation density contrast of mantle layer is assumed to be 0.4g/cc.

る試みとして、モホ面の傾斜を仮定した場合の計算結果である。なお、本計算では、上部マントルと地殻との密度差を0.4g/ccと仮定している。このようなモデルで重力異常を計算すると、観測値と計算値とは非常に良く一致する。

ロ) T2-T2' 断面の解析結果

T2断面についてもT1断面と同様の解析を行った。その結果を第15図に示す。先新第3系の基盤は南側の富津沖で3.5kmで、川崎沖で基盤が500m程急激に盛り上がり、全体とみれば、南から北へ基盤が浅くなっている。計算した重力異常値も、これに対応して南から北へ増加する。しかし、実際のブーゲー重力異常は、これとは逆の傾向を示し、南から北へ向って減少する。このようにT2断面での重力異常は、先新第3系の基盤だけで説明することができないことは明らかであり、このような重力異常の特徴を説明するためにはモホ面などの深部構造を考慮する必要がある。同図(b)は、モホ面の起伏を考慮した場合の計算結果で、このようなモデルによれば、計算値と観測値は極めて良く一致することがわかる。

ハ) モホ面の起伏

T1, T2断面の解析結果から、東京湾の負の重力異常を説明するためには、単に先新第3系の基盤だけではなく、モホ面の傾斜等の深部構造も考慮しなければならないことが結論される。ここでは、第9図に示す残差重力異常図の経度140°の南北断面に沿う重力異常にもとづき、モホ面の起伏を求めた。その結果を第16図に示す。なお、この計算ではマントル上部と地殻との密度差を0.4g/ccと仮定した。この結果によると、モホ面は約100kmの波長で深さ12kmから32kmにわたる起伏を有することがわかる。このように東京湾の海底下の構造は、単に先新第3系の堆積層だけでなく、地殻そのものが周囲と比べ厚くなっており、この付近のテクトニクスを考えるうえで重要な特徴の一つと言えよう。

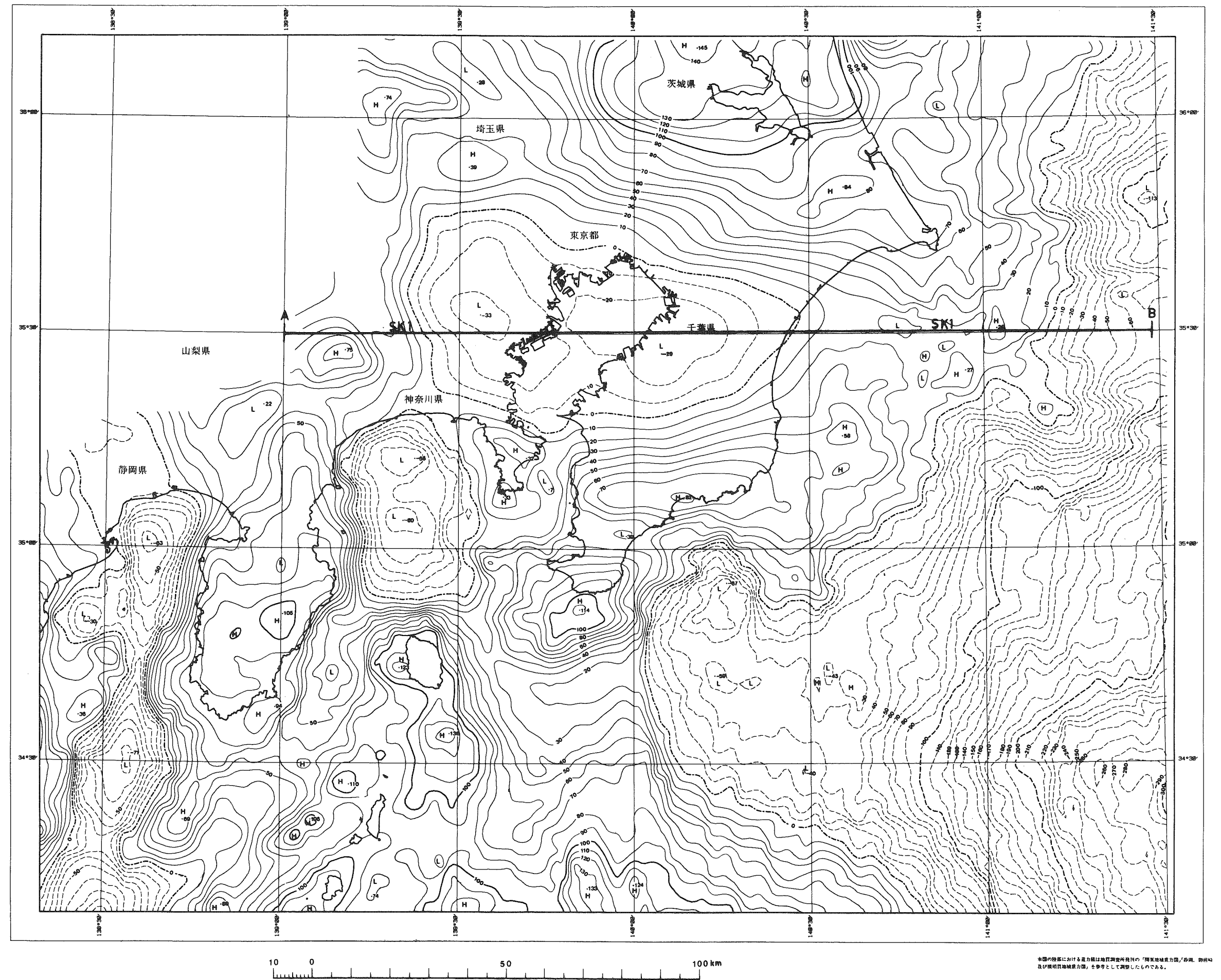


Figure 17. Free-air gravity anomaly on/around southern Kanto district.

Land gravity anomaly is referred to Gravity map of shizuoka, omaezaki and yokosuka (Bouguer anomalies map) and Gravity map of Kanto district (bouguer anomalies map) edited by Geological survey of Japan. (1982, 1985).

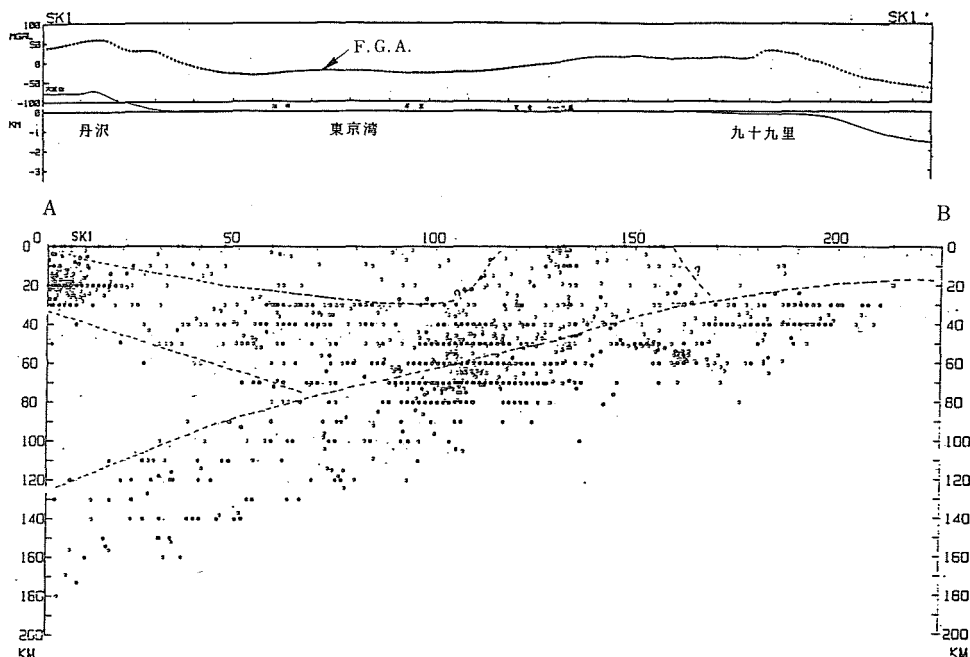


Figure 18. Bouguer gravity and seismic focal depth profile along SK1 in Fig. 17.

6. 南関東周辺の広域重力異常と深部構造

第17図は、今回の東京湾の重力測定の成果と、水路部が海の基本図計画及び地震予知計画の一環として実施した海上重力測定の結果をとりまとめたものである。なお、陸域部については、地質調査所より刊行された静岡・御前崎及び横須賀地域重力図(1982)、関東地域重力図(1985)を参考に等値線を描画した。

この図から、南関東周辺海域の重力異常の特徴として、以下のことが認められる。

- ① 駿河トラフに沿う負の重力異常は -70mGal にも達し、その凹状の異常が伊豆半島の北側を通り、相模湾の -60mGal の負異常に連続する。
- ② 駿河トラフ・相模トラフ沿の重力異常の極小部は、地形の凹部と比べやや陸側に位置すること。
- ③ 相模湾の負異常の一部は伊豆半島と伊豆大島の間の海域部に延び、そこで重力的な凹部を形成している。
- ④ 相模トラフに沿う負異常の一部は鴨川海底谷に連続し、那古一船形構造線に沿う重力的凹部に連続する。
- ⑤ 三浦半島や房総半島先端付近には、地震に伴う隆起地形が認められるところであり、重力異常も相対的に凸状の分布域となっている。

第18図は、北緯 $35^{\circ}30'$ に沿う重力異常の東西断面で、下段には震源の深度分布図を示した。重力異常の断面図からは、東京湾付近が重力的凹部で、その両側が相対的に重力の凸部になっていることがわかる。又、震源の断面図からは、太平洋プレートとフィリピンプレートの沈み込みに伴う地震の分布、両プレートが東京湾の直下付近で衝突し、フィリピンプレートの一部が、九十九里沖にのし上げている様子などが認められる。又、東京湾湾央部にみられる先新第3系基盤の隆起部がフィリピンプレートと太平洋プレートの会合付近と一致しており、この付近に東京湾北部域のM6以上の直下型地震の震源が集中していることは、今後の

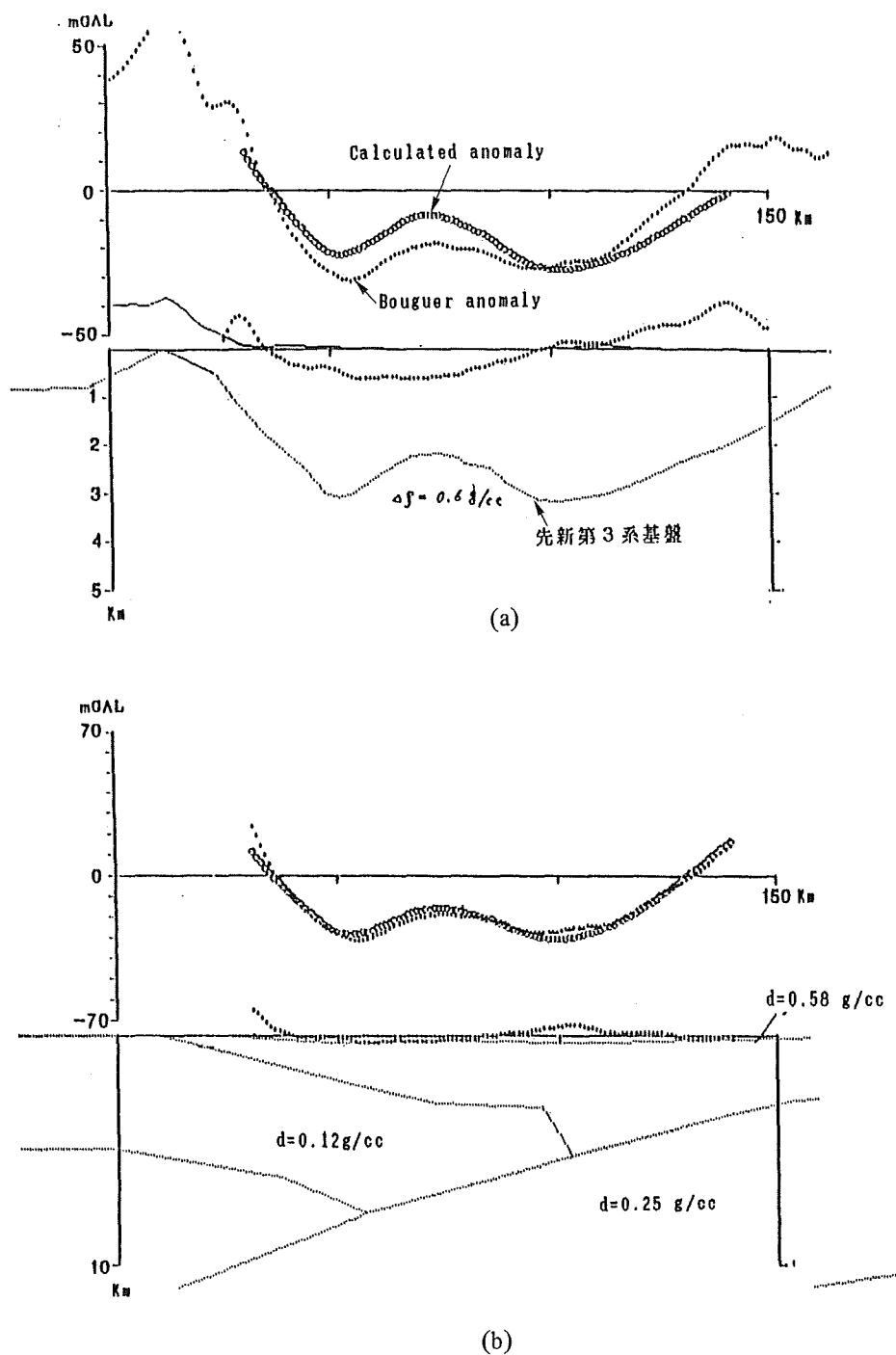


Figure 19. Results of gravity anomaly analysis on profile SK1 in Fig. 17.

In model (a), only Pre-Neogene basement is used for gravity calculations. The fitness between observed bouguer anomaly and calculated one become better, when subducting Philippine plate and Pacific plate are modeled in calculation (b). Derived density contrast of Pre-Neogene basement become 0.58g/cc and that of Philippine plate 0.12g/cc and 0.25g/cc for Pacific plate respectively in model (b).

直下型地震の発生機構の解明にとって重要な意味をもつものと考えられる。

本断面に沿う重力異常の解析結果を第19図に示した。Fig19 (a) の結果は、衣笠(1980)、多田(1982)等により求められた先新第3系の基盤をもとに、重力異常を計算した結果である。なお、ここでは基盤と堆積層の密度差を 0.6g/cc と仮定した。この結果によると、計算値と観測値との差には東上りの重力トレンドが残差として現われることがわかる。一方、Fig19 (b) の結果は、震源断面図をもとに、先新第3系の基盤に伴う密度差とともに、太平洋プレートとフィリピンプレートの沈み込みに伴う重力異常も考慮に入れた解析結果で、各部の密度差を2次元タルワニ法による最小二乗法により求めた。Fig19 (b) の結果には、Fig19 (a) にみられたような残差のトレンドは消失し、計算結果は観測値に非常に良く一致することがわかる。ちなみに、この解析から求めた各部の密度差は、先新第3系基盤で 0.58g/cc 、太平洋プレートは 0.25g/cc 、フィリピンプレートが 0.12g/cc であった。今回求めた太平洋プレートの密度差は、Segawa & Tomoda (1976) や、吉井(1986)、萩原(1986)などのそれと比べ2倍近い値となっている。これは、今回の解析過程に、モホ面の傾斜を考慮しなかったため、恐らく、東西方向の重力トレンドの半分近くは、モホ面の傾斜に伴うものとして解析すれば、太平洋プレートの密度差も、他の結果から推定されている $0.10\sim 0.15\text{g/cc}$ の値になるものと考えられる。最近では爆破地震の結果から、南関東周辺のモホ面の起伏についても有益な情報が得られつつあり、これらの結果を用いることができれば、プレートの沈み込みに伴う重力異常についても、より確定的で、詳細な議論が可能になるであろう。

7. おわりに

本研究は「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」(科学振興調整費による)の一環として、海上保安庁水路部が昭和59、60年度の2ヶ年度にわたり実施した東京湾の海上重力測量とその成果について述べたものである。今回の研究により、次のことが明らかとなった。

- 1) 富津岬以北の東京湾北部のブーゲー重力異常は全体的に負異常域となっており、それらが陸域からのびる姉崎沖と横浜沖の二つの負異常域に分れること。
- 2) 又、上記2つの負異常域の境界域は重力的凸部で、先新第3系基盤の隆起部に相当する。震源プロファイルによればこの部分はフィリピンプレートと太平洋プレートの衝突付近にあたり、この付近に東京湾北部域の直下型地震の震源が集中する傾向が認められる。
- 3) 東京湾北部の負の重力異常は先新第3系の基盤の起伏だけでは説明できず、モホ面の起伏等の深部構造を考慮する必要がある。又、東京湾付近は地殻そのものが厚くなっており、これが負異常の一つの原因である。
- 4) 東京海底部は、単なる侵食地形ではなく、先新第3系基盤の落ち込みを伴う構造的な地形であること。又、基盤の落ち込みは 4000m にも達すること。

又、東京湾の海上重力測量の結果とともに、水路部が海の基本図計画及び地震予知計画の一環として実施した海上重力測量の結果をとりまとめ、南関東周辺フリーエア重力異常図を作成した。本図の北緯 $35^{\circ}30'$ に沿う重力異常の東西断面の解析結果からは、先新第3系の基盤だけでなく、太平洋プレートやフィリピンプレートの沈み込みを重力異常の構造モデルに組み入れることにより、実際の観測異常が非常に良く説明できることが明らかとなった。

本稿を終るにあたり、測量の実施について御協力をいただいた測量船「昭洋」船長以下乗組員の方々測量班堀井良一氏、並びに、第三管区海上保安本部関係者の方々に厚くお礼申し上げる。また、陸上の各従属点

では、木更津市立金田中学校、習志野市役所を始め多くの方々の御協力を得た。ここに記して深く感謝の意を表したい。

なお、本研究の実施については、測位作業及び資料整理の一部を、水路部の指導監督のもと、川崎地質俣がこれを実施した。ここに記して謝意を表したい。

なお、本論文で使用した震源データは、気象庁地震月報デジタルデータである。記して関係各位に感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- Briggs, I. C. 1974: Machine contouring using minimum curvature, *Geophysics*, **39**, 39-48.
- 萩原幸男 1978: 地球重力論, 共立出版
- 萩原幸男・林田一郎・長沢 士・大久保修平 1986: 東京湾北部断層内陸延長部の重力調査, 日本測地学会第65回講演要旨集.
- 萩原幸男 1986: 太平洋プレートとフィリピン海プレートの中中部日本重力場への影響, 測地学会誌, **32**巻, 12-22.
- 藤井陽一郎 1974: 関東地方の重力とテクトニクス, 関東地方の地震と地殻変動 (垣見俊弘・鈴木尉元編), 215-220.
- 加藤 茂 1984: 東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, **19**, 1-57.
- 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭 1973: 後期新生代地質構造図-東京-, 地質調査所
- Ganeko Y. Takemura T. and Harada Y. 1982: Gravity survey in Io Sima, Data Report of Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy, No. **16**, 57-63.
- 衣笠善博 1980: 関東地方の平野部における先新第3系基盤の深度分布図, 地震予知連絡会地域部会報告2「首都及びその周辺の地震予知」, 68.
- 駒沢正夫 1987: 都市地盤と深部地質構造講演要旨集, 8-11.
- 多田 堯 1982: 関東平野の基盤構造と重力異常(1)-基盤深度図-, 地震 **2**, 35, 607-617.
- Tomoda, Y. and K. Aki 1955: Use of the Function $\sin x/x$ in Gravity Problems, *Proc. Japan Acad.*, **31**, 443-448.
- 佐藤任弘・菊池真一 1984: 首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究, -東京湾海底地殻構造調査-, スーパーカーによる音波探査, 昭和58年度研究成果報告書, 海上保安庁, 106-111.
- Segawa, J. and Tomoda Y. 1976: Gravity measurements Near Japan and Study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal sea transition zones, *Geophysical monograph No. 19*, The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin, 35-52.
- { 地質調査所 1982: 静岡・御前崎及び横須賀地域重力図 (ブーゲー異常図)
- { 地質調査所 1985: 関東地域重力図 (ブーゲー異常図)
- 楡井 久・樋口茂夫・原 雄・石井 皓・白井常之・古野邦雄・真鍋健一・立石雅昭 1972: 船橋市の地下地質と地盤沈下観測井, 千葉県公害研報, **1**, 47-74ページ

THE ANALYSIS OF MUTUAL PHENOMENA OF THE GALILEAN SATELLITES OF JUPITER IN 1985

Arata Sengoku, Kouji Terai¹, Kunio Kenmotsu, Seiji Fuchinoue, Takeharu Miyake², Eiki Nishimura
Kunio Matsumoto, Masayuki Sawa, Hiroshi Sasaki³, Takeo Uchiyama, Katsuhiko Murakami,
Sinichi Kanagawa⁴

In 1985, mutual phenomena of the Galilean satellites of Jupiter took place. At the hydrographic observatories (Bisei, Simosato and Sirahama) 14 mutual phenomena (23 light curves) were observed. From 11 light curves of good quality, the longitude corrections of three inner satellites for E-2 (Lieske, 1980) are estimated to be $\Delta l_1 = 4.2 \pm 1.6 (\times 10^{-4})$, $\Delta l_2 = -1.0 \pm 0.4 (\times 10^{-4})$ and $\Delta l_3 = 0.0 \pm 1.0 (\times 10^{-4})$. This results are mostly in accordance with those by Aksnes & Franklin (1976).

key words the Galilean satellites – mutual phenomena

1. Introduction

The motions of Galilean satellites of Jupiter are very much complicated. Each Galilean satellite is perturbed by the oblateness of Jupiter, the gravitational force of the Sun and the deep resonance effect among three inner satellites. This variety of disturbing forces have fascinated celestial mechanicians. Furthermore, the Galilean satellites revolve around Jupiter very rapidly, and the degradation of the ephemerides is inevitable.

At present, there are two precise ephemerides, E-2 (Lieske, 1980) and G-5 (Arlot, 1982), which are both based on the Lieske's theory (1977). Although the inner error of the Lieske's theory is estimated to be about 10km in linear scale and about 2 arc second in jovicentric angle, the discrepancy between above two ephemerides (E-2 and G-5) is rather large. It is because they used different data sets to determine the parameters in the Lieske's theory. The comparison among each of the two ephemerides and the observation is still necessary.

There are various methods to observe the position of the Galilean satellites. The observation of mutual phenomena is the most precise method at present.

The mutual phenomena of the Galilean satellites occur every half jovian year when the Earth or the Sun goes though the equatorial plane of Jupiter. In 1985 this condition was satisfied around the opposition of Jupiter with the Sun, and this good condition led to a large quantity and high quality of data.

2. Observations and Data processing

2.1 Observations

At the three hydrographic observatories (Table 1), thanks to the predictions by Arlot (1984), the

Received 15 January 1987

1 Satellite Geodesy Office

2 Bisei Hydrographic Observatory, 6th. R. M. S. Hqs.

3 Simosato Hydrographic Observatory, 5th. R. M. S. Hqs.

4 Sirahama Hydrographic Observatory, 3rd. R. M. S. Hqs.

Table 1. The hydrographic observatories

Observatory	Bisei	Simosato	Sirahama
telescope aperture	60cm	60cm	30cm
f	940cm	1000cm	500cm
photomultiplier	EMI9502B	EMI9789B	EMI9502B
latitude	34°41'	33°34'	34°43'
longitude	133°34'	135°56'	138°59'

Table 2. The observed mutual phenomena

Date		Time (TDT)		Distance		Altitude		Diaphram		Seeing		
		Event	Magnitude			Observatory	Voltage		k			
			h	m		*	°	V	"			
1985	6.17	3O1p	17	44	0.74	5.8	B	37	550	20	—	1/b
	7.26	4O2t	12	35	1.21	7.4	B	26	720	20	0.033	2/a
	8.13	3O2p	13	14	0.67	9.3	B	33	640	30	0.526	1/a
							Sm	35	630	20	—	1/a
							Sr	35	600	35	—	1/b
		3E2p	14	06	0.88	9.3	B	36	710	30	—	1/a
							Sm	38	610	15	—	1/a
							Sr	37	650	25	—	1/b
	8.20	3O2p	16	23	0.64	9.3	B	26	650	30	0.006	2/a
		3E2p	17	58	0.44	9.4	B	14	730	30	0.222	1/a
	8.24	1O3p	15	08	0.22	4.9	B	33	790	30	0.223	2/a
							Sr	32	595	35	0.333	—
	9. 3	1E2p	10	54	0.32	6.3	B	28	780	30	—	1/b
							Sm	30	720	15	0.978	1/a
	9.10	1E2p	13	59	0.45	6.7	B	33	730	30	—	2/a
							Sm	32	620	15	—	1/b
							Sr	30	680	25	—	3/c
	10. 2	4E1a	19	37	0.12	5.4	Sm	32	610	15	—	2/b
	10.12	1E2p	13	34	0.56	7.0	Sm	18	630	15	0.661	2/b
	11.20	4O1p	09	29	0.25	5.9	B	33	720	20	—	1/a
	11.25	2E1a	10	29	0.12	3.8	B	25	750	20	0.583	2/a
							Sm	24	620	15	0.026	1/a
	12.15	1O2p	08	56	0.60	4.4	Sm	26	590	15	0.855	1/a

* B: Bisei, Sm: Simosato, Sr: Sirahama

mutual phenomena were observed photoelectrically.

We did not use any filter. The background level was measured once a few minutes by drifting diaphram toward the normal direction to Jupiter. The accuracy of time is higher than 0.1 sec, since it is calibrated by JYJ.

Table 2 is the list of observed phenomena. The type of event is identified by the notation such as jOk and jEk for "satellite j occults satellite k" and "satellite j eclipses satellite k", respectively, and p, a and t mean partial, annular and total phenomena, respectively. Columns 4 and 5 give the magnitude and the distance to the center of Jupiter in jovian radius. Column 10 contains sky condition data, stability of star image and transparency. Stability of star image is expressed in three grade, 1, 2 and 3 meaning good, fair and poor, respectively. Transparency is also expressed in three grade, a, b and c which mean good, fair and poor, respectively.

2.2 Data processing

Data processing consists of three procedures, i.e., background noise correction, smoothing and atmospheric extinction.

First, the background noise correction is considered. We have subtracted the background noise which is estimated by linear interpolation.

Next, the data were smoothed by 5 points weighted mean formula which is expressed as follows.

$$y_i = \sum_{j=-2}^2 w_j x_{i+j} \quad \dots (1)$$

$$w_{\pm 2} = -3/35$$

$$w_{\pm 1} = 12/35$$

$$w_0 = 17/35$$

where x_i is the raw intensity, y_i is the smoothed one and w_i is the weight.

The correction of atmospheric extinction is expressed as follows.

$$I = I_0 \exp(-k \sec z) \quad \dots (2)$$

where I_0 and I are the initial and final intensities, z is the zenith distance and k is the extinction coefficient.

We estimate the extinction coefficient so that the levels before and after the phenomenon are equal. In some cases, when we could not observe a whole phenomenon, we do not estimate the extinction coefficient. The extinction coefficient of each phenomenon is listed in table 3. The final light curves are shown in figure 1 to 17.

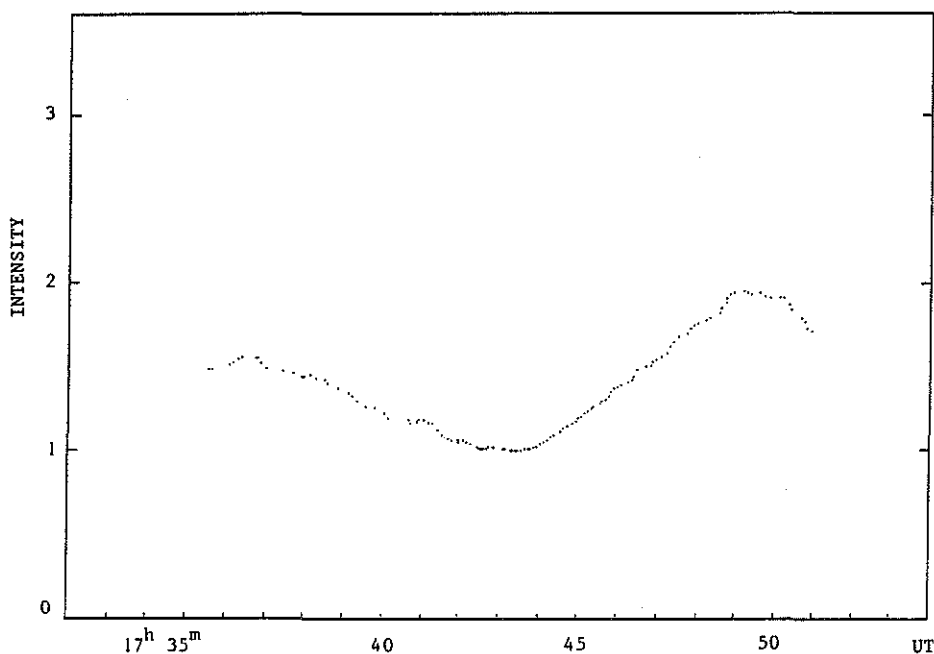


Figure 1. J3 occults J1 partially
on June 17, 1985 (Bisei)

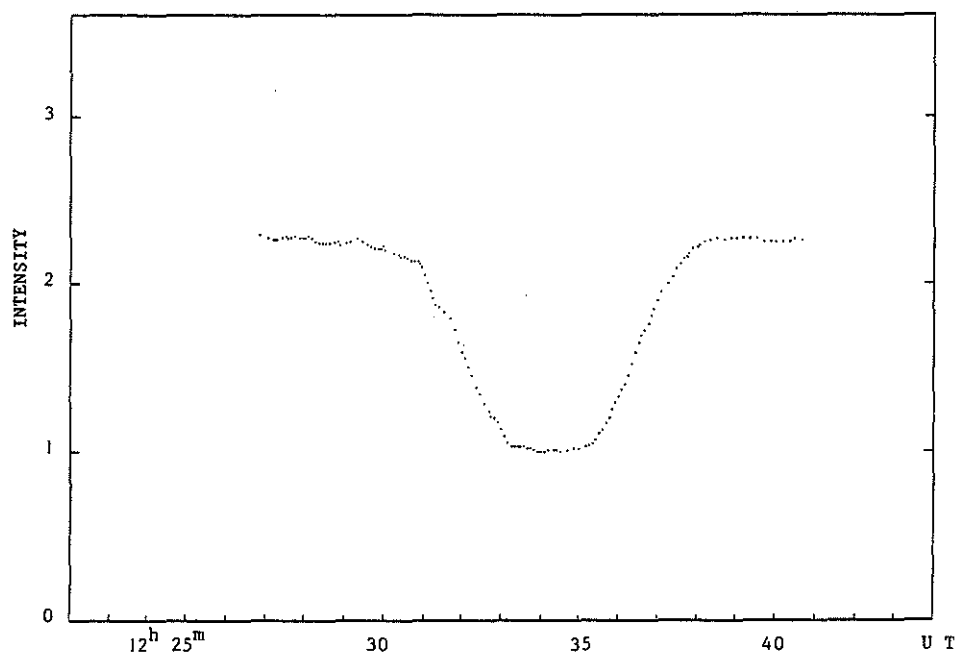


Figure 2. J4 occults J2 totally
on July 26, 1985 (Bisei)

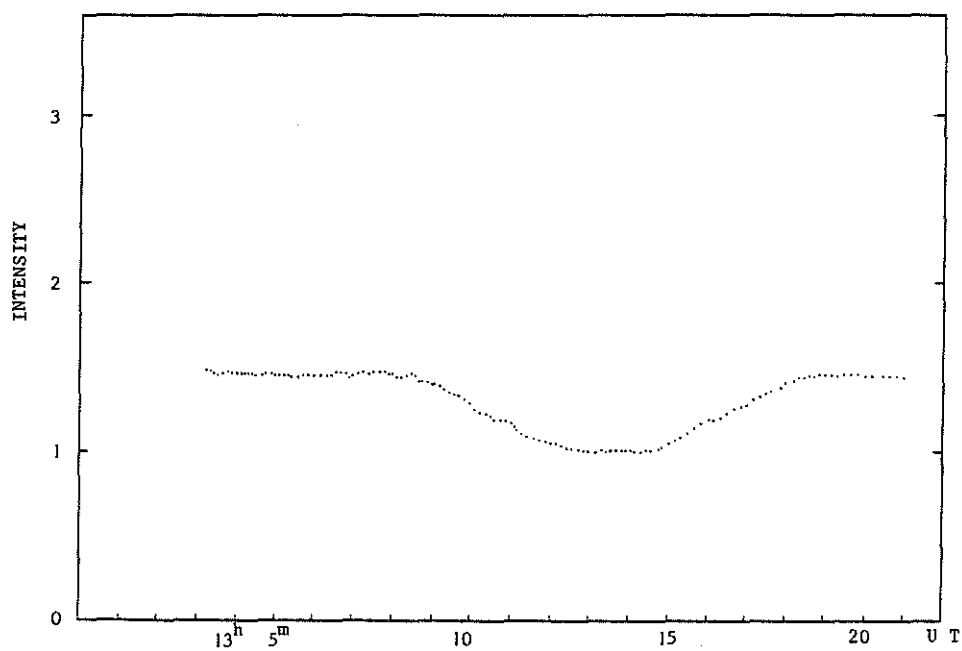


Figure 3. J3 occults J2 partially
on August 13, 1985 (Bisei)

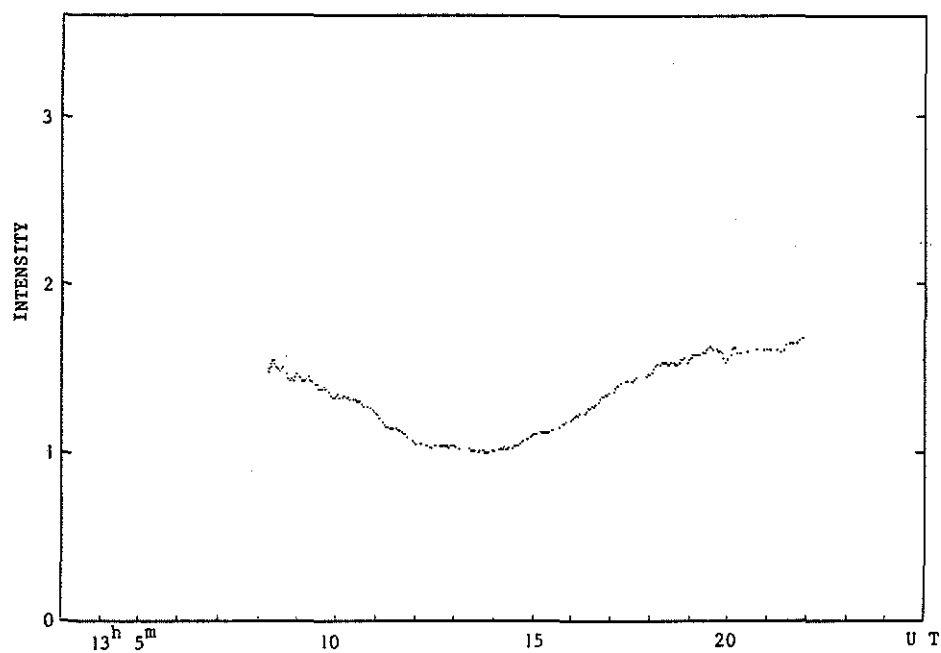


Figure 4. J3 occults J2 partially
on August 13, 1985 (Simosato)

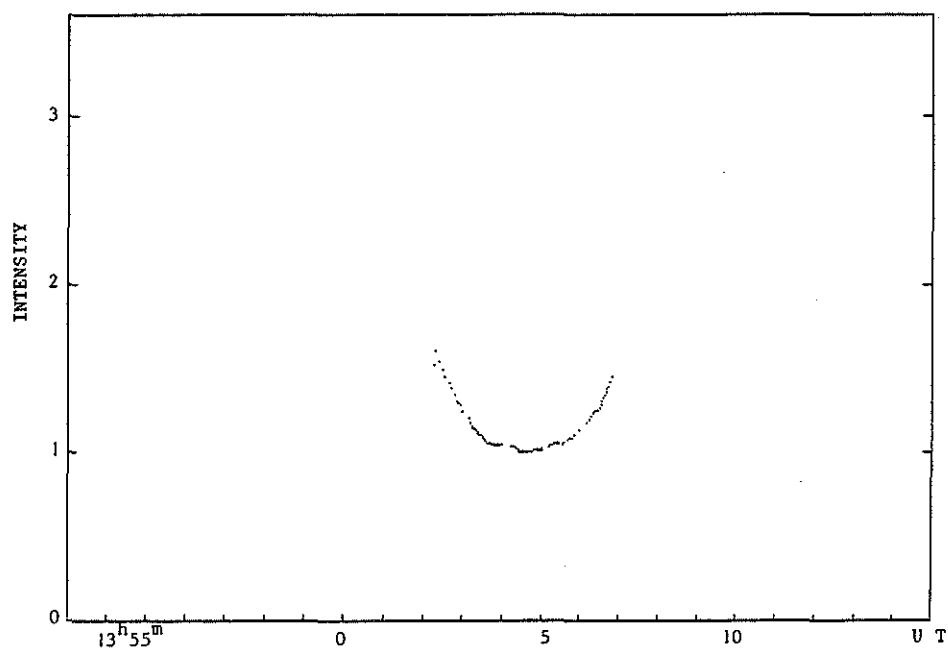


Figure 5. J3 eclipses J2 partially
on August 13, 1985 (Simosato)

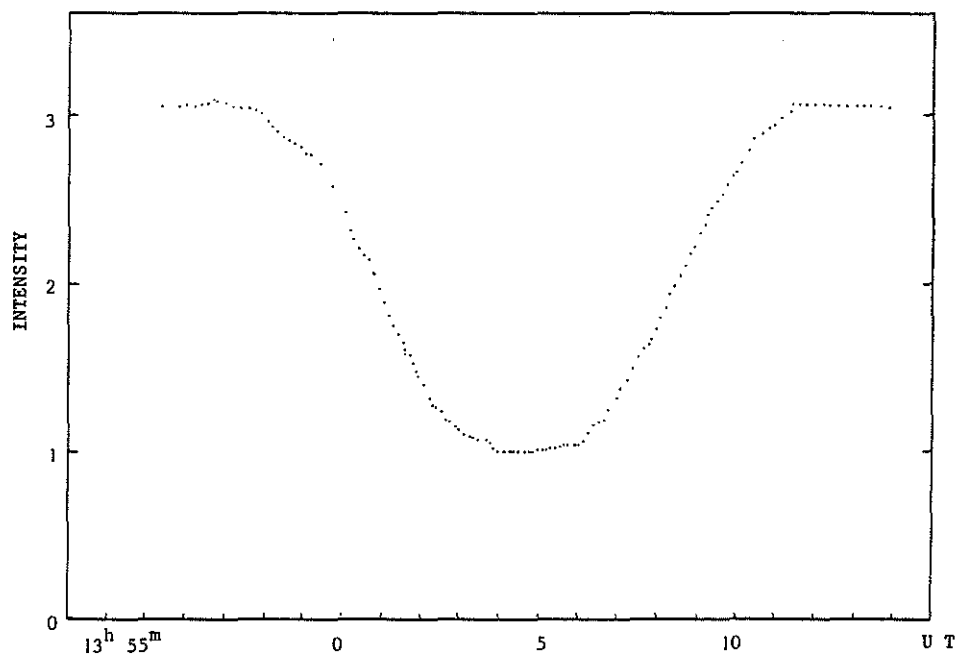


Figure 6. J3 eclipses J2 partially
on August 13, 1985 (Bisei)

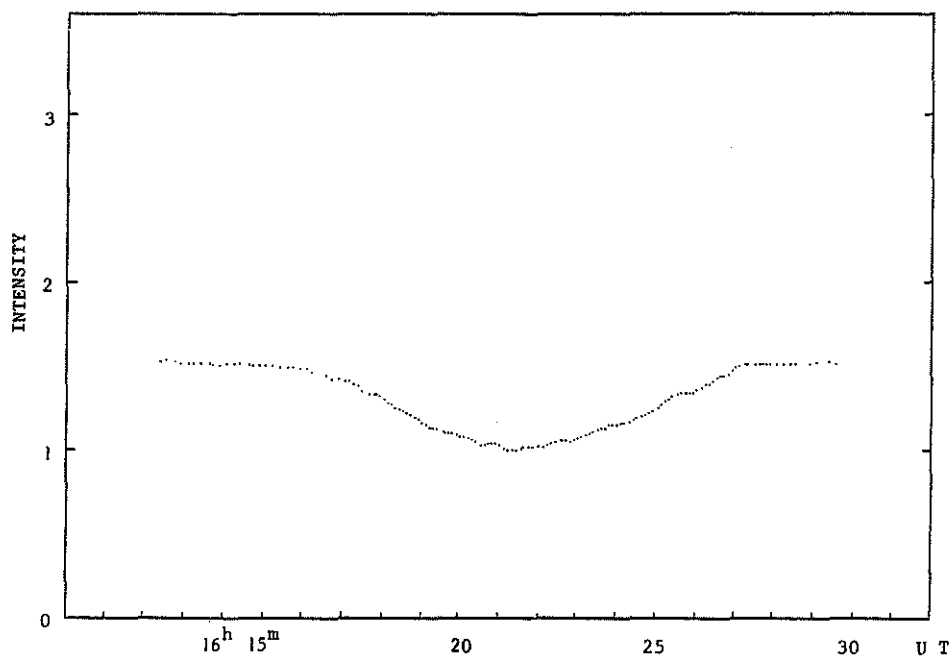


Figure 7. J3 occults J2 partially
on August 20, 1985 (Bisei)

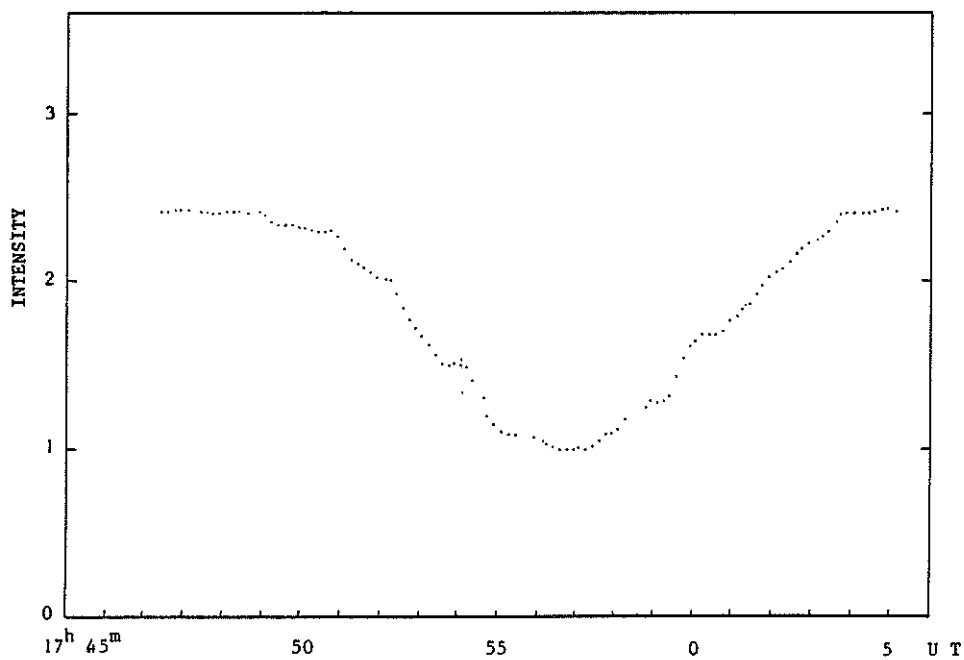


Figure 8. J3 eclipses J2 partially
on August 20, 1985 (Bisei)

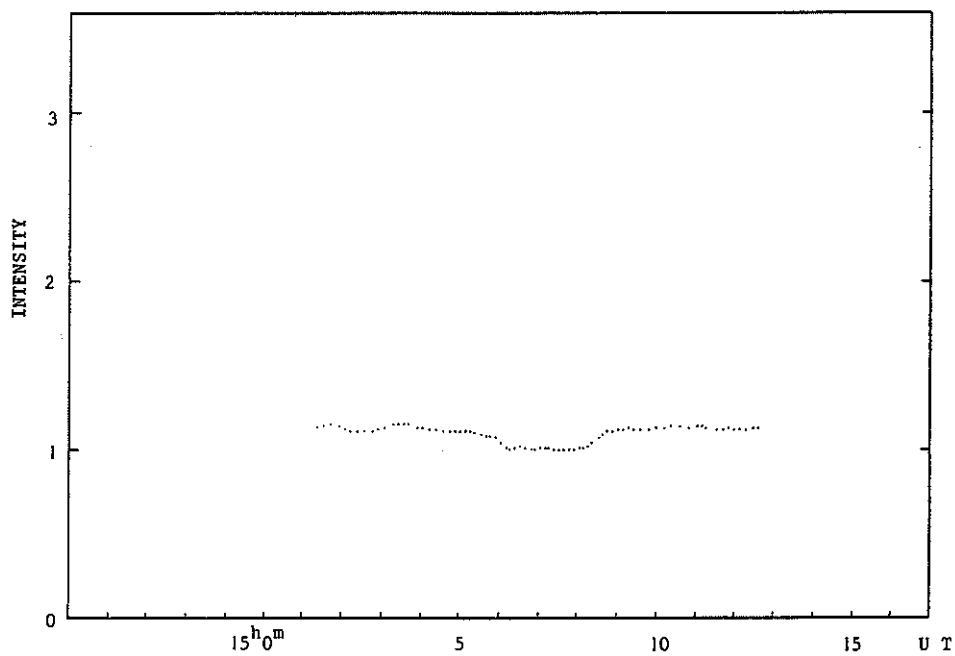


Figure 9. J1 occults J3 partially
on August 24, 1985 (Bisei)

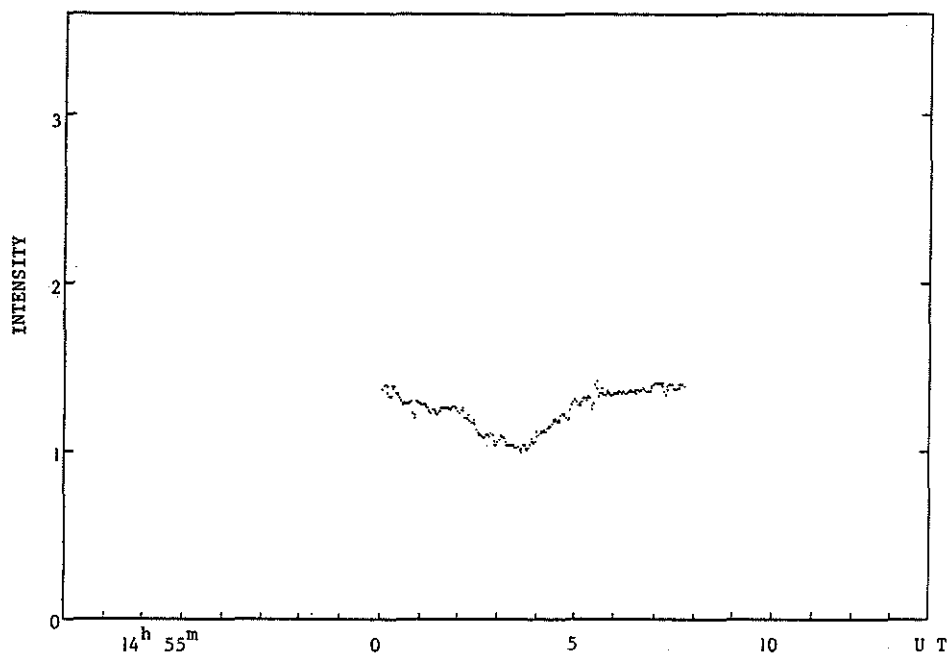


Figure 10. J1 occults J3 partially
on August 24, 1985 (Sirahama)

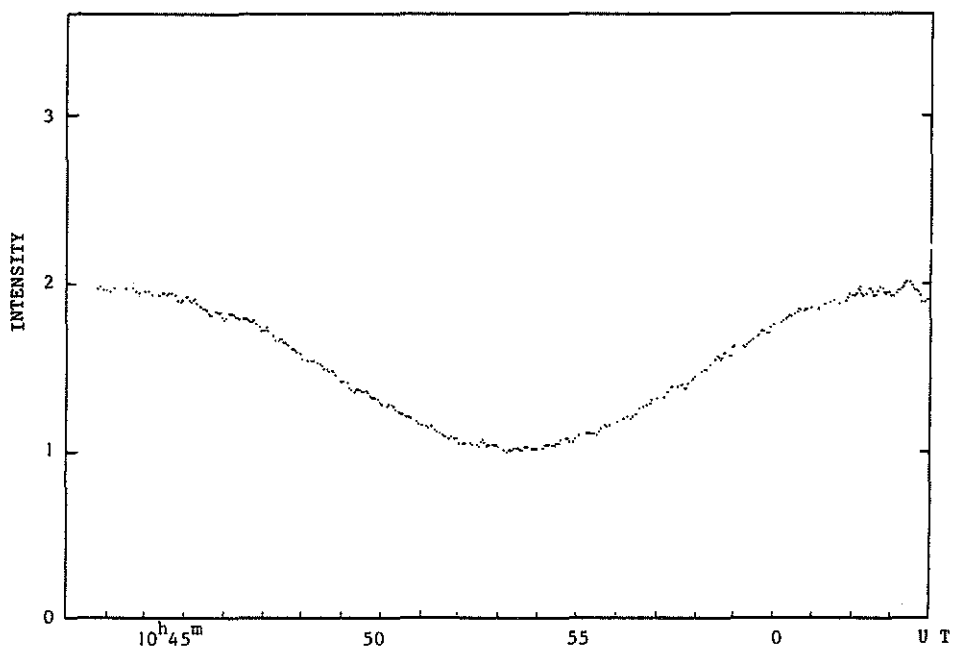


Figure 11. J1 eclipses J2 partially
on September 3, 1985 (Simosato)

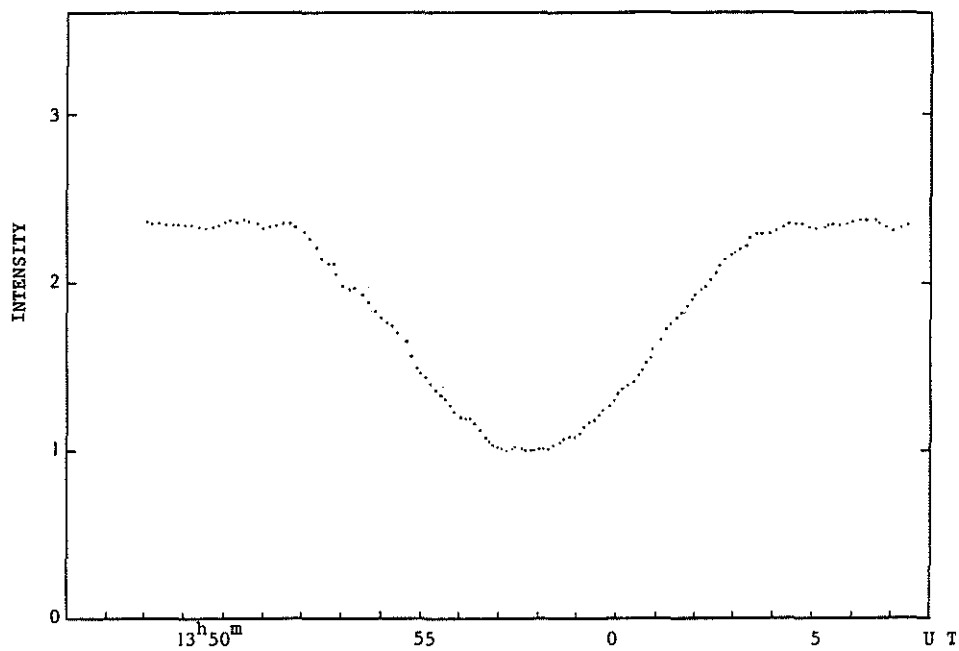


Figure 12. J1 eclipses J2 partially
on September 10, 1985 (Bisei)

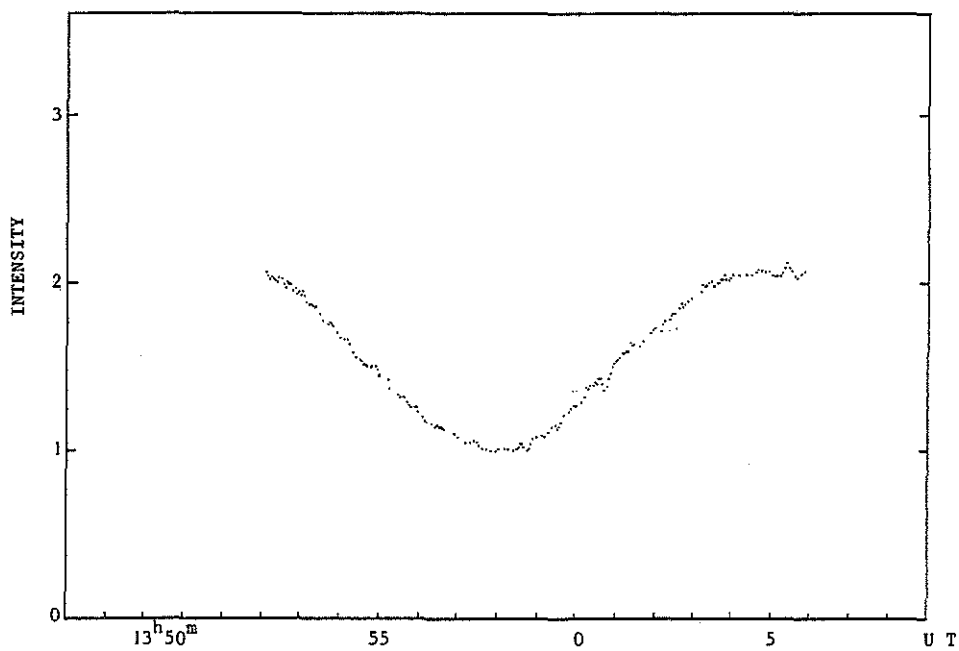


Figure 13. J1 eclipses J2 partially
on September 10, 1985 (Simosato)

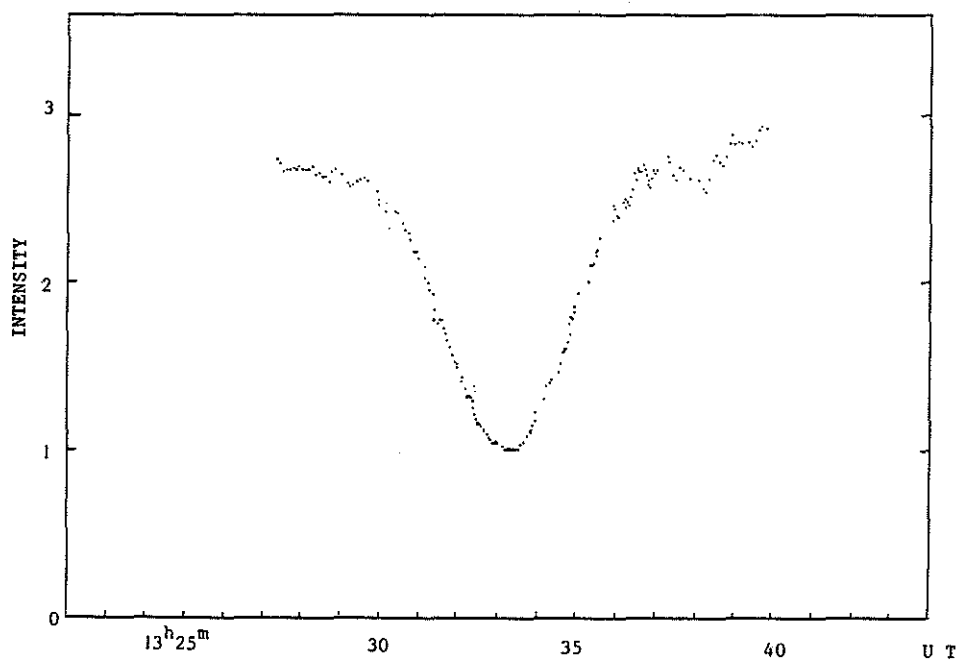


Figure 14. J1 eclipses J2 partially
on October 12, 1985 (Simosato)

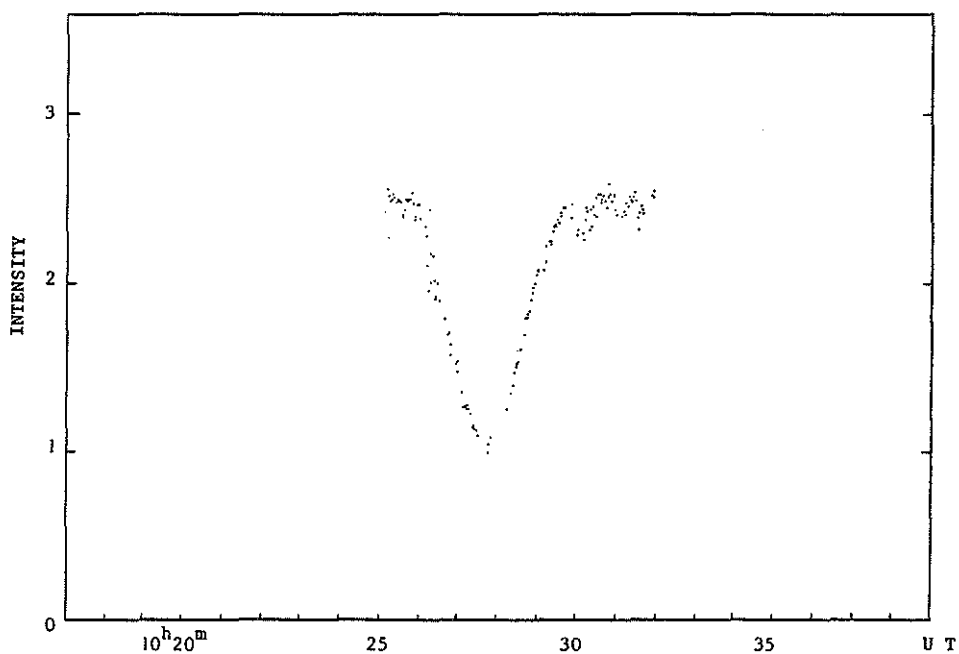


Figure 15. J2 eclipses J1 annularly
on November 25, 1985 (Simosato)

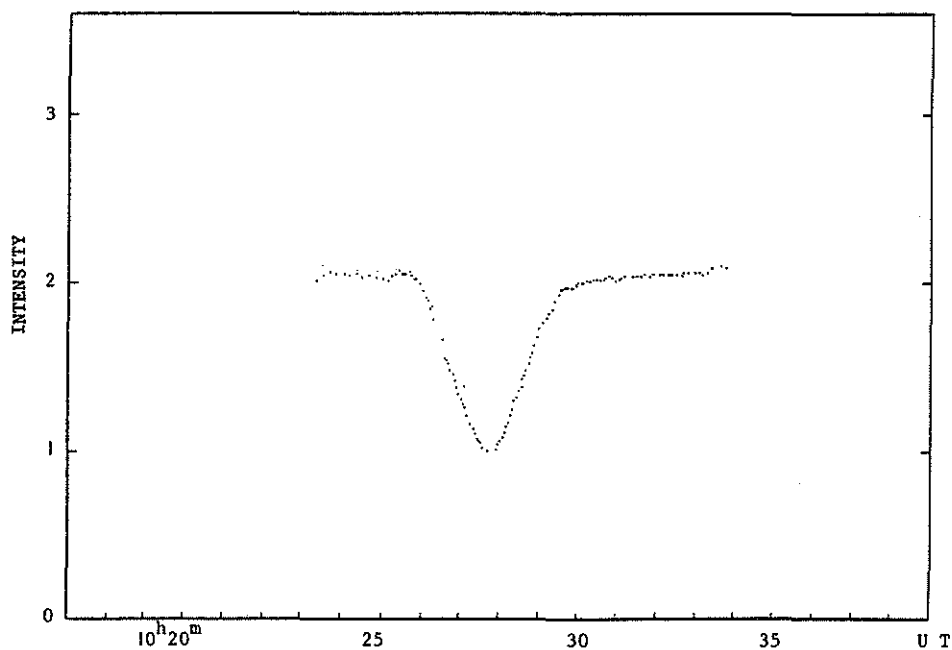


Figure 16. J2 eclipses J1 annularly
on November 25, 1985 (Bisei)

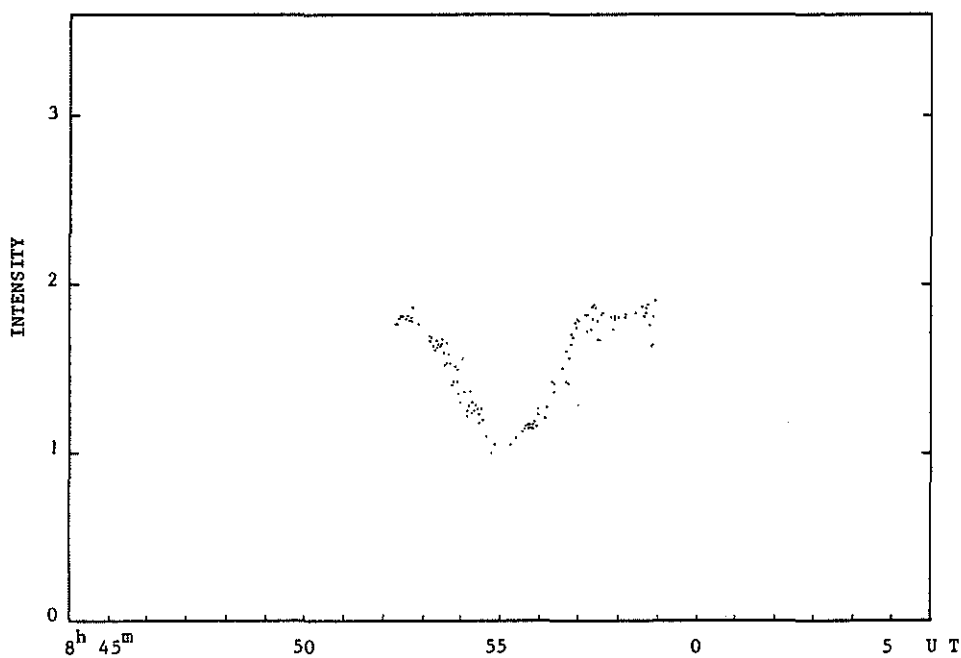


Figure 17. J1 occults J2 partially
on December 15, 1985 (Simosato)

3. The midtimes of mutual phenomena

Although the obtained light curves have much information concerning such as albedo distribution and radius, we intend to correct only the longitude of three inner satellites in this paper using the midtime of each phenomenon.

In the case of partial phenomenon, because the light curve is nearly symmetrical, the light curve near midtime can be modeled on quadratic polinomial.

$$y(t)=a(t-t_0)^2+b \quad \dots\dots(3)$$

where t_0 is the midtime.

We have made a linearized least squares differential fit to each light curve near midtime. Estimated midtime and their r.m.s. are listed in column 2 and 3 of table 3. Column 4 to 6 contain the residuals of each event. The letters O, E2, G5 and SV2 stand for "observed", "E-2 ephemeris", "G-5 ephemeris" and "SV2 ephemeris" (Vu, 1977; Sampson, 1921), respectively. The calculated midtimes of these three ephemerides are presented by Arlot (1984). Column 7 and 8 are the phase angles $\varphi(0^\circ < \varphi < 180^\circ)$, which means Earth-Jupiter-the Galilean satellite angle for occultation and Sun-Jupiter-the Galilean satellite angle for eclipse. The mean error in this table is the formal error in the least squares procedure and may be larger in other midtime analysis methods. We omit some light curves of poor quality in this midtime analysis.

Table 3. The estimated midtimes

Event				Midtime (TDT)								d (midtime)			Phase angle	
No.	Observatory											O-E2	O-G5	O-SV2	φ_j	φ_k
			**			h	m	s	s	s	s	s	deg	deg		
*	1	3O1	B	1985	6	17	17	44	15.6	± 1.5	-8.4	1.6	26.6	23.0	84.8	
	2	3O2	B		8	13	13	14	25.1	± 1.8	9.1	16.1	2.1	38.3	99.2	
	3	3O2	Sm		8	13	13	14	25.8	± 0.8	9.8	16.8	2.8	38.3	99.2	
	4	3E2	Sm		8	13	14	5	35.0	± 0.6	-2.0	4.0	-7.0	38.5	97.6	
*	5	3E2	B		8	13	14	5	40.0	± 1.7	3.0	9.0	-2.0	38.5	97.6	
*	6	3O2	B		8	20	16	22	26.8	± 1.5	-4.2	3.8	-14.2	38.7	95.5	
*	7	3E2	B		8	20	17	57	30.4	± 2.3	-17.6	-12.6	-22.6	38.9	92.4	
*	8	1O3	B		8	24	15	8	7.3	± 2.2	16.3	15.3	9.3	57.3	160.5	
	9	1O3	Sr		8	24	15	8	18.6	± 1.2	27.6	26.6	20.6	57.3	160.5	
*	10	1E2	Sm		9	3	10	54	18.5	± 1.4	22.5	12.5	32.5	108.2	143.7	
*	11	1E2	B		9	10	13	58	41.3	± 0.9	6.3	-3.7	-8.7	98.4	141.9	
	12	1E2	Sm		9	10	13	58	55.1	± 1.2	20.1	10.1	5.1	98.3	141.9	
*	13	1E2	Sm		10	12	13	34	8.3	± 0.5	1.3	-3.7	-33.7	73.6	142.9	
*	14	2E1	Sm		11	25	10	28	37.7	± 0.9	-9.3	-9.3	-45.3	18.0	150.8	
*	15	2E1	B		11	25	10	28	38.9	± 1.2	-8.1	-8.1	-44.1	18.0	150.8	
*	16	1O2	Sm		12	15	8	56	4.3	± 1.6	11.3	3.3	-32.7	48.0	151.9	

** B: Bisei, Sm: Simosato and Sr: Sirahama

4. The longitude corrections for inner three satellites

Because the precision of satellite ephemerides degrades most rapidly in the longitudinal direction, we correct longitude of each satellite at the epoch.

The observational equation is expressed as follows.

$$(a_k n_k \cos \varphi_k - a_j n_j \cos \varphi_j) \Delta T = a_j \cos \varphi_j \Delta l_j - a_k \cos \varphi_k \Delta l_k \dots\dots (4)$$

where a_k is the semi major axis of the satellite k , n_j is the mean motion of the satellite j , ΔT is the residual of midtime and Δl_k is the longitude correction of the satellite k at the epoch. The eccentricity of the satellite is ignored in this equation. Since we cannot observe the mutual phenomena when the phase angle is neary 0 and since the coefficient of Δl_j in equation (4) becomes 0 when satellite j is at the maximum elongation from Jupiter, some selection effects may exist. It is desirable to observe many mutual events rather than to observe one event at many observatories.

We intend to correct the longitudes of only three inner satellites because the observed mutual phenomena of high quality involving J4 are quite few.

Figures from 18 to 22 are the observational equations in the phase space.

The obtained longitude corrections are shown in tables 5 and 6. We have tried two data sets, the one contains the whole 16 data, except for those with J4, the other contains the 11 data of comparatively high quality indicated as * in table 4. We show the estimated values by other authors in table 5 and 6, too. Aksnes & Franklin (1976) deduced the correction of longitudes using 91 light curves of mutual phenomena in 1973. Nakamura (1976) corrected the longitudes from 23 light curves.

Table 4. The estimated longitude corrections (Unit: 10^{-4} radian)

	Data set 1 (16 data)	Data set 2 (11 data)	Aksnes & Franklin (1976)	Nakamura (1976)
(E-2)				
J1	3.0 $\pm$ 2.5	4.0 $\pm$ 1.5		
J2	-1.0 $\pm$ 0.6	-1.0 $\pm$ 0.3		
J3	-0.1 $\pm$ 0.4	0.0 $\pm$ 0.9		
(G-5)				
J1	2.9 $\pm$ 2.3	3.7 $\pm$ 1.2		
J2	0.4 $\pm$ 0.5	0.4 $\pm$ 0.3		
J3	-1.0 $\pm$ 0.3	-0.9 $\pm$ 0.7		
(SV2)				
J1	24.9 $\pm$ 3.4	26.7 $\pm$ 1.4	22.7 $\pm$ 1.0	19.0 $\pm$ 0.7
J2	4.2 $\pm$ 0.8	4.1 $\pm$ 0.3	5.9 $\pm$ 0.6	2.9 $\pm$ 0.1
J3	-0.1 $\pm$ 0.5	0.3 $\pm$ 0.8	-2.5 $\pm$ 0.3	-5.1 $\pm$ 2.4

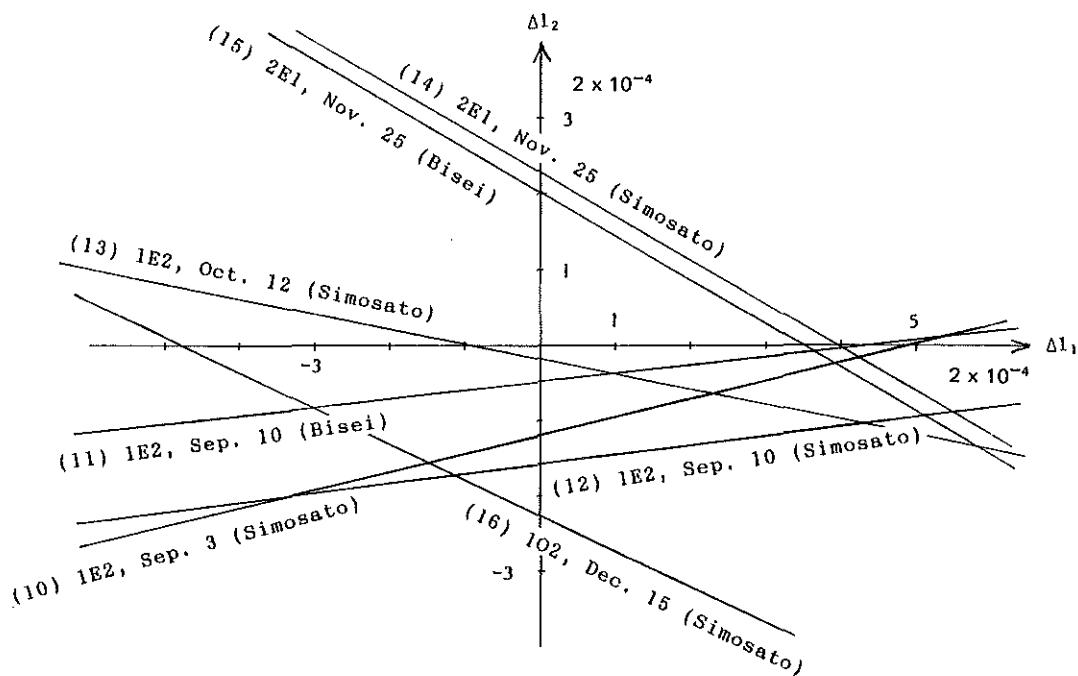


Figure 18. The longitude correction of J1 and J2 (E-2)

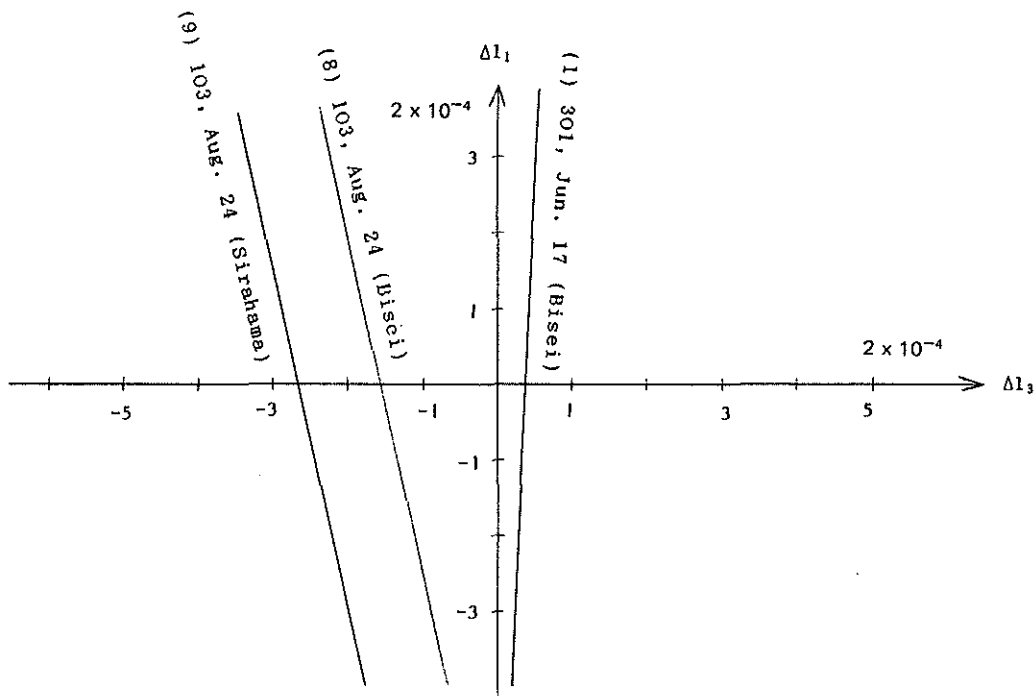


Figure 19. The longitude correction of J1 and J3 (E-2)

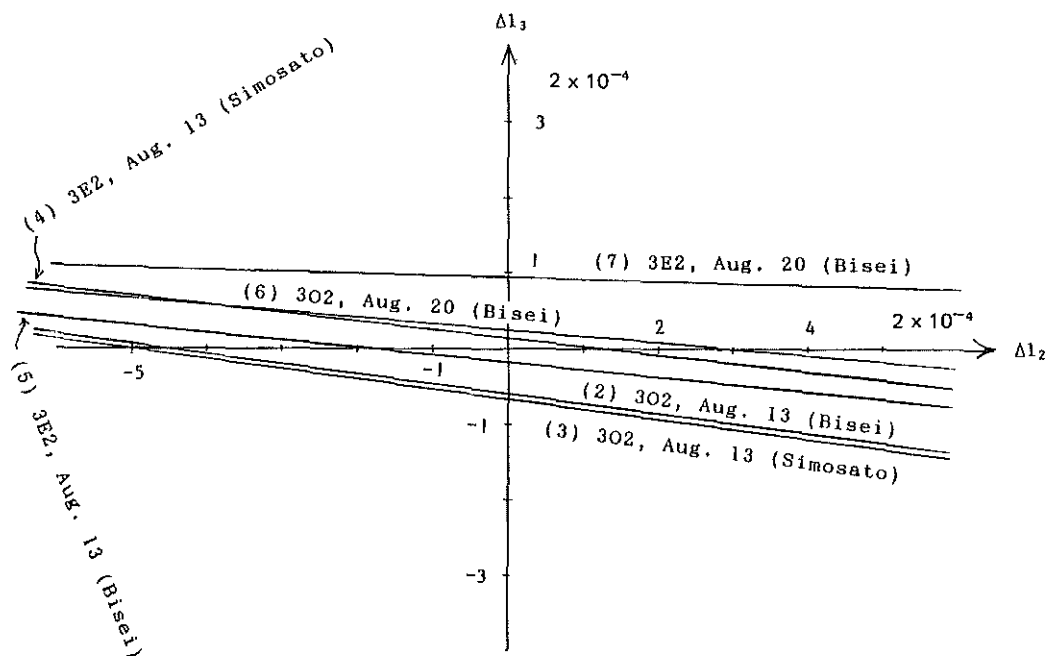


Figure 20. The longitude correction of J2 and J3 (E-2)

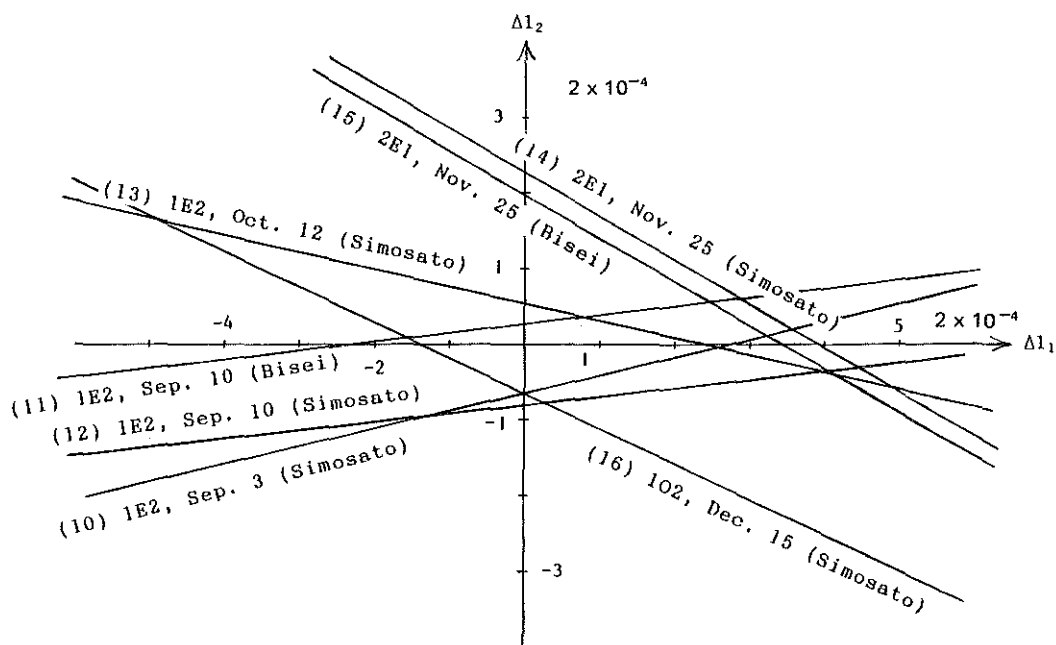


Figure 21. The longitude correction of J1 and J2 (G-5)

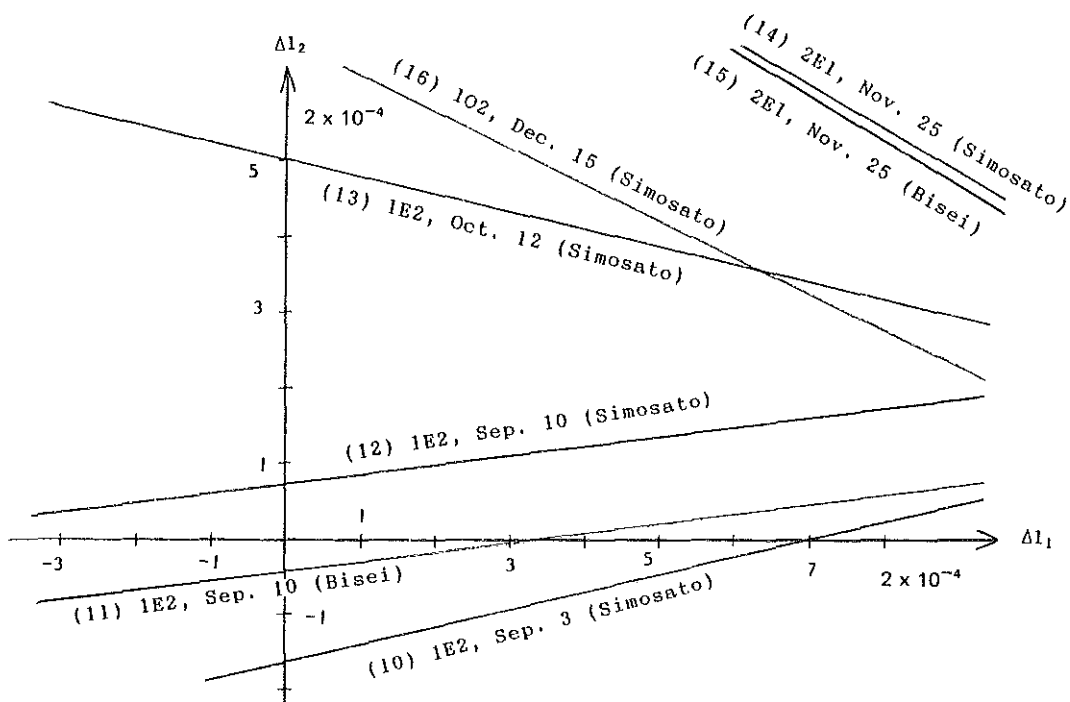


Figure 22. The longitude correction of J1 and J2 (SV2)

Table 5. The estimated time corrections (Unit: minute)

Satellite	Data set 1 (16 data)	Data set 2 (11 data)	Aksnes & Franklin	Nakamura
(E-2)				
J1	0.12 ±0.10	0.16 ±0.06		
J2	-0.08 ±0.05	-0.08 ±0.03		
J3	-0.01 ±0.06	0.00 ±0.15		
Residual	0.15	0.08		
(G-5)				
J1	0.12 ±0.09	0.15 ±0.05		
J2	0.03 ±0.04	0.04 ±0.02		
J3	-0.16 ±0.05	-0.15 ±0.12		
Residual	0.13	0.07		
(SV2)				
J1	1.01 ±0.14	1.08 ±0.06	0.92 ±0.04	0.77 ±0.03
J2	0.34 ±0.06	0.33 ±0.03	0.48 ±0.05	0.24 ±0.01
J3	-0.02 ±0.08	0.05 ±0.14	-0.42 ±0.05	-0.83 ±0.40
Residual	0.20	0.08		

5. Discussions

Our results of J1 and J2 are mostly in accord with those of Aksnes & Franklin. The correction of longitude of J1 for E-2 and G-5 and the correction of J2 for E-2 seem to be significant. The difference between our results and other authors may arise from the absence in our analysis of the corrections of other angular variables such as ω or Ω . The absence of the corrections of these elements results from insufficiency of obtained data in 1985 to improve them. Therefore we restrict our attention to longitude corrections.

The error of the longitude of J1 is larger than other outer satellites in table 5. It is because the phase angle of J1 is always smaller than those of outer satellites and the coefficients of Δl_1 is always smaller. This is inevitable in the analysis of mutual phenomena. But the error of the midtime of the phenomena with J1 is comparable with those of others.

It is noteworthy that our results satisfy the Laplace relation within the estimation error for E-2 and G-5.

$$\Delta l_1 - 3\Delta l_2 + \Delta l_3 = 0 \quad \dots\dots (5)$$

This seems to imply the accuracy of the amplitude of libration argument $(l_1 - 3l_2 + 2l_3)$ in E-2 and G-5 and to justify our analysis.

The difference between the results from the two data sets is smaller than the residuals.

If we gather world-wide light curves of mutual phenomena in 1973, 1979 and 1985, it will be possible to improve all the elements of the Galilean satellites and to investigate on the tidal secular accerelation of J1. We really hope that our observations enrich the knowledge on the satellite ephemerides.

6. Acknowledgements

We are most grateful to Dr. J. E. Lieske who kindly presented us the program of E-2 ephemeris and much information on the Galilean satellites. We also thank Mr. Fukusima who suggested us this observation campaign and offered us the the program to calculate planetary positions. We have also benefited from conversations with Dr. Nakamura and Dr. Souma.

Reference

- Aksnes, K., Franklin, F.A. : 1976, *Astron. J.* **81**, 464
 Arlot, J.E. : 1982, *Astron. Astrophys.* **107**, 305
 Arlot, J.E. : 1984, *Astron. Astrophys.* **138**, 113
 Lieske, J.H. : 1974, *Astron. Astrophys.* **31**, 137
 Lieske, J.H. : 1980, *Astron. Astrophys.* **82**, 340
 Nakamura, T. : 1976, *Publ. Astron. Soc. Japan* **28**, 239
 Sampson, R.A. : 1921, *Mem. Roy. Astron. Soc.* **63**, 1
 Vu, D.T. : 1977, *Astron. Astrophys. Suppl.* **30**, 361

ガリレオ衛星相互食(1985)の解析 (要旨)

仙石 新, 寺井 孝二, 監物 邦男, 淵之上清二
三宅 武治, 西村 英樹, 松本 邦雄, 沢 雅行
佐々木弘志, 内山 丈夫, 村上 勝彦, 金川 真一

木星の衛星であるガリレオ衛星の相互食が, 1985年6月から12月にかけて, 美星, 下里, 白浜の各水路観測所で観測された. 14の現象が観測され23の光度曲線が得られた.

解析の結果, E-2 (Lieske, 1980) の理論に対する内側の3衛星の経度の補正は各々 $\Delta \ell_1 = 4.2 \pm 1.6 (\times 10^{-4})$, $\Delta \ell_2 = -1.0 \pm 0.4 (\times 10^{-4})$, $\Delta \ell_3 = 0.0 \pm 1.0 (\times 10^{-4})$ と求めた. この成果は Aksnes & Franklin (1976) の結果とほぼ一致している.