

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES
No. 19, March, 1984

東京湾におけるマルチチャンネル
反射法音波探査†

加藤 茂*

MULTI-CHANNEL SEISMIC REFLECTION SURVEY IN TOKYO BAY †

Shigeru Kato*

Abstract

A multi-channel seismic reflection survey in Tokyo Bay was carried out along 6 lines of 130 km in total length by the Hydrographic Department on March 1982. For this survey, two 500 cubic inches air guns as sonic sources and a 24 channel streamer cable of 1200 m length as receiver were used. Acquired data was processed by the methods of CDP stacking, velocity analysis, time migration, depth conversion, and others. Then a 12-fold stack section, a migrated time section and a migrated depth section for each line were made after these processings. We can clearly find the geological structure beneath Tokyo Bay to about 3 km depth on these sections.

The geological structure of Tokyo Bay is summarized as follows;

- i) Pre-Neogene basement rock in the Kanto area is found at 2-3 km depth at the center of the Bay, and more them 3.4 km depth in the southern part of the Bay.
- ii) Neogene and Quaternary layers of 2-3.4 km thick cover the Pre-Neogene basement. From the lower to upper layer, the section of maximum thickness moves from the southern to the northeastern part of the Bay.
- iii) A fault with strike of N50-55°W found at the inner part of the Bay displaces Pre-Neogene basement down to 420 m on the north. Some normal faults slightly displacing the Neogene layer are also recognized in the southern part of the Bay.

† Received 19 December 1983

* 海洋調査課 Ocean Surveys Division

- iv) Fold structure is recognized at Nakanose in the southern part of the Bay.
- v) Based on the correlation with deep boring data around Tokyo Bay, it is supposed that Neogene and Quaternary layers are divided into 5 layers (TA-TE); TA and TB correspond to Recent and Pleistocene, TC to Pliocene, and TD and TE to Miocene, respectively.

1. はじめに

この報告は、1982年3月に海上作業を実施した東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査の結果をまとめたものである。この調査は、科学技術振興調整費による「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」の一部として、水路部が担当した「東京湾海底地殻構造調査」として行われた。調査は、1981年度に現地海上作業を、1982年度に資料処理を、いずれも水路部監督の下、石油資源開発株式会社が実施した。なお、この調査結果の一部は、海上保安庁水路部（1983）、加藤・浅田（1983）に速報または中間報告として発表されている。

2. 調査の意義

(1) 東京湾付近の地質構造

東京湾は、関東平野南部に相模灘から深く湾入した、神奈川県、東京都及び千葉県に囲まれた南北に長い湾である。相模灘とは三浦、房総半島にはさまれた浦賀水道によって連絡され、ここには、相模トラフに続く東京海底谷の谷頭が入り込んでいる。浦賀水道はその北端の房総半島から西へ突出した富津津で東京湾主要部と画される。東京湾主要部は、水深50m以浅の浅海域が広がる。東京湾主要部が浦賀水道に面する横浜本牧と木更津との間には、水深15~20mの中ノ瀬と呼ばれる浅瀬がある。中ノ瀬以外の東京湾主要部は、湾奥部から浦賀水道に続く湾口部にむけて徐々に深度を増す平滑な地形を呈している（海上保安庁水路部、1974）。

東京湾を含む関東地方は、中心部では新第三紀~第四紀の厚い堆積層が、三波川帯、秩父帯あるいは四万十帯とよばれる古生代~古第三紀の古い基盤岩の上を覆い、周辺部でこれらの古い地層が露出する盆地状の構造をしており、関東構造盆地とよばれている。関東平野の中央部では、基盤岩まで達するボーリングデータから、その深さは3000m以上に達している（矢島、1981）。

関東平野下の先新第三系の基盤岩の構造については、ボーリングデータ、重力異常、地震探鉱データ等により明らかにされ、基盤岩の等深度線図が作成されている（石井、1962；多田、1976；多田、1982；垣見、1976；衣笠、1980；矢島、1981）。これらの等深度線図は、データの増加に伴いより詳細なものとなっている。近年公表されている等深度線図のうち矢島（1981）の図は、東京湾を含む関東南部に等深度線が記入されていないので、衣笠（1980）の等深度線図で東京湾付近の状況をみてみよう。東京湾下の先新第三系基盤岩は、川崎と木更津を結ぶ付近で深さ3000m以上と最も深く、これより北側の湾奥部に向かい浅くなり、船橋と千葉を結ぶ海岸付近では約2200mの深度となっている。また川崎-木更津付近から南は、等深線が十分描かれてはいないものの南ほど浅くなっているようである。ただし、東京湾を含む東京以南には試錘井がなく、この深さは弾性波探査等の資料による推定である（衣笠、1980）。

先新第三系基盤岩を覆う新第三紀~第四紀堆積層は、房総半島や三浦半島といった周辺部に向かい順次露出し、ほぼ連続的に堆積しており、層序関係はもとより、古地磁気、微化石、構造運動等の研究が進められている（三梨、1973；三梨ほか、1976；新妻、1976；尾田、1975；小玉ほか、1981；菊地、1982など）。新第

三紀～第四紀の堆積層は、下位から保田層群、三浦層群、上総層群そして下総層群にまとめられている（三梨, 1977）。房総半島南部の三浦層群はほぼ東西の走向を示すのに対し、その上位の上総層群の走向は北東－南西である。この斜交関係でも示されるように、三浦層群と上総層群とは不整合関係にあり、この不整合は黒滝不整合とよばれている。黒滝不整合の規模は、房総半島東部で大きく、西方に小さくなっており、東京湾を含めた関東平野中央部に存在するかどうか問題となっている（房総研グループ, 1964）。上総層群はおおむね整合的に堆積したと考えられているが、千葉付近のボーリングデータから千葉で深さ500m付近に不整合が確かめられている（楡井ほか, 1975）。上総層群は、鮮新世から更新世にかけての堆積層で、その中部～下部の梅が瀬層ないし黄和田層のなかに第四紀基底が位置するとみられている。関東平野の第四系最深部は東京湾奥部にあり、第四紀の沈降部としては日本で最大の場所である（第四紀地殻変動研究グループ, 1968；垣見, 1976）。

(2) 調査の意義

関東平野の地史は、上述のように平野周辺部での地層層序の研究、中央部での弾性波探査、ボーリング等の研究によりかなり明らかになっている。今回の東京湾で実施したマルチチャンネル反射法音波探査データは、どのような意義を持つであろうか。

第1点は、東京以南ではデータ不足であった、先新第三系基盤岩の構造が明らかになることである。衣笠（1980）らによって描かれているこの基盤岩等深度線図が、東京湾域においてより詳細に表現できることとなる。もちろん、基盤深度の不連続等によって、その地体構造も明らかとなり、関東平野中・北部での構造区分との連続性等も推定できるであろう。

第2点は、新第三系～第四系の堆積構造が明らかにされることにより、三浦層群、上総層群、下総層群等の東京湾内での広がりや堆積形態、堆積盆地の移動状況、更に、黒滝不整合や楡井ほか（1975）の上総層群中の不整合の東京湾内での状態が明らかになることが期待される。

第3点は、先新第三系基盤岩から第四系に至るまでの構造運動、とりわけ、断層、褶曲の分布とその運動の変遷が明らかになると考えられる。またこれに関連して、厚い新期堆積層に覆われ識別の困難な活断層の推定にも役立つであろう。

第4点は、地震予知観測網の整備の観点から、厚い堆積層の存在により、有効な設置が困難であった微小地震計、地殻歪計等の設置地点の選択に有効なデータを提供することとなる。

3. 調査の方法

(1) 調査測線

調査測線は、第1図に示す6測線計130kmであり、各測線の両端の位置は次のとおりである。

- A-1 測線 35°36'36"N, 139°55'30"E 及び 35°21'34"N, 139°44'8" E
- A-2 測線 35°36'27"N, 140° 1'10"E 及び 35°19'20"N, 139°45'2" E
- B-1 測線 35°36'16"N, 139°54'44"E 及び 35°32' 1"N, 140°2'46" E
- B-2 測線 35°35'10"N, 139°49'47"E 及び 35°29'11"N, 140°0'36" E
- B-3 測線 35°30'46"N, 139°48'29"E 及び 35°27'28"N 139°54'19"E
- B-4 測線 35°27'21"N, 139°45'52"E 及び 35°23'39"N, 139°51'20"E

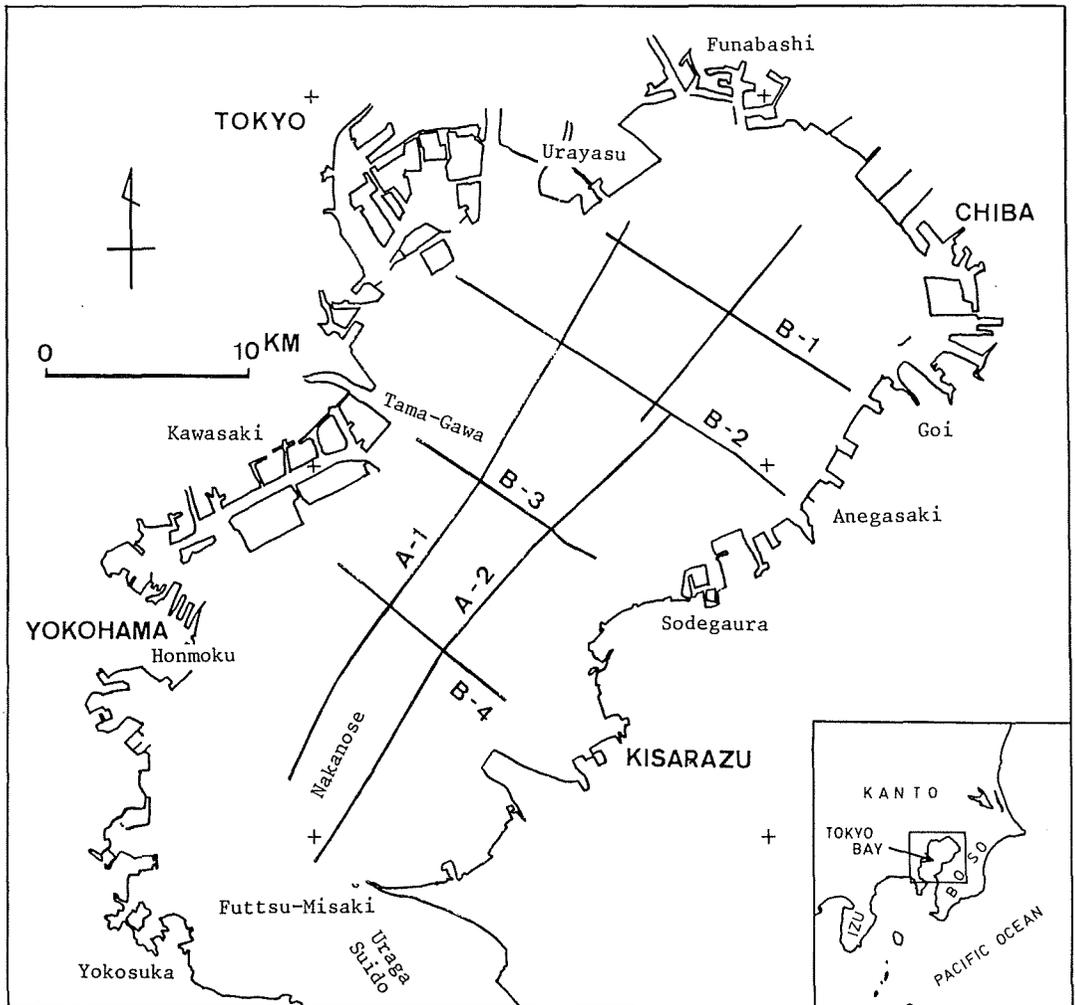


Figure 1 Multi-channel seismic reflection survey lines.

1200mという長いストリーマーカーケーブルを曳航しての調査であったことや、航行船舶の影響で、各測線とも複数測線をつなぎ合わせて1本の測線としている。ただし、A-2測線については航行する他船舶の影響で連結できず、接合部で約1 kmのずれが生じた（第2図）。調査測線は、次のような考え方で設定した。

- i 狭い湾内においてできる限り連続した音波探査断面が得られるように、東京湾を縦断する測線を設定すること。
- ii 三次元的解析が可能なように横断測線を設定し、縦断測線とは必ず交差させること。
- iii 地層の対比を容易にするため、沿岸陸域にある深いボーリング地点に近づけ、できるだけ海岸近くまで設定すること。

ところが、東京湾はわが国で最も航行船舶の多い海域であり、多くの浮標、シーバース等の障害物や航行船舶の集中する法令により設定された航路を避ける必要があるばかりでなく、ストリーマーカーケーブルの深度の制約から、水深10m以浅の海域、のりの養殖域等も避ける必要があった。このため、A-1及びA-2測線は多少屈曲せざるを得なかった。

調査を予定した測線については、A-2 測線の不連続を除けば全て実施することができた。

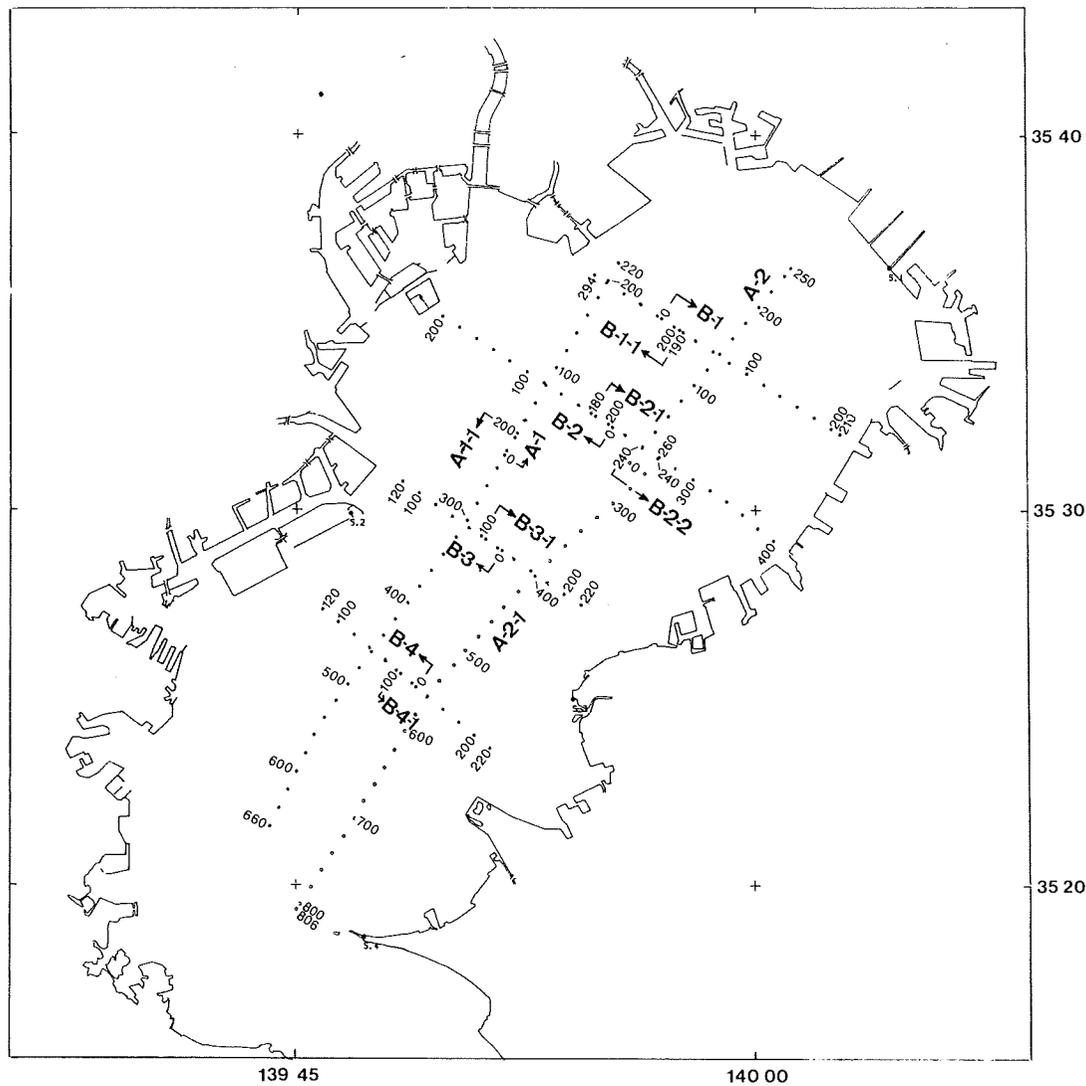


Figure 2 Shot point map.

(2) 海上作業の方法

海上作業は、1982年3月に実施した。使用した調査船、主要調査機器等は次のとおりである。海上作業の略図は第3図に示した。

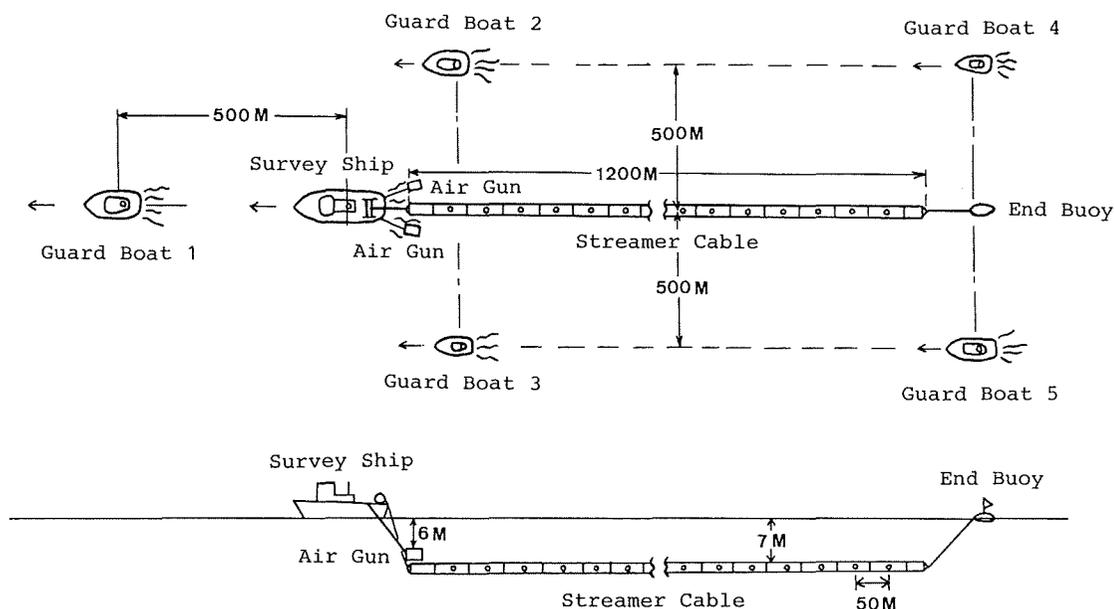


Figure 3 Sketch of the surveying method at sea.

調査船 第12海工丸 (東海サルベージ(株)所属, 297.5トン)

警戒船 えすこうとくいん (103トン) など合計5隻. この他に, 関係海上保安部から巡視艇1隻による警戒の協力があつた.

測位装置 サイレデス測位システム (中心周波数445.9845MHz)

測位陸上局 千葉, 川崎, 木更津及び富津の4局

測深機 PS-10E型精密音響測深機

音波探査装置

音源 エアガン (BOLT社1500B), 吐出容量500立方インチ(8.2l)×2基
コンプレッサー (BOLT社APS-2F-250) 2式

受信部 ミニストリーマーカーケーブル (SEC社), 受信点数, 受信部の長さ1200m, 受信点間隔50m

探鉱機 デジタル地震探鉱機 DES-IV型

音波探査の測定諸元は次のとおりである.

発音点深度 海面下6m, 発音点間隔 50m

受信点深度 海面下7m, 受信点間隔 50m

サンプル間隔 2ミリ秒, 測定記録時間長 5秒

信号収録方式 磁気テープ(1600BPI)にデジタル収録

(3) 資料処理の方法

海上作業で得られた音波探査データは, IBM3033-U08のCPUを中心とする電子計算機及び処理ソフトウェアパッケージ (SEISV8-SUPER8) により処理し, 音波探査記録断面図を作成した. 処理手順は, 第4図に示すフローチャートに従って行い, 各測線毎に12重断面図, タイムマイグレーション断面図, 深度変換断面図を作成した. 処理にあたって設定された基本仕様は次のとおりである.

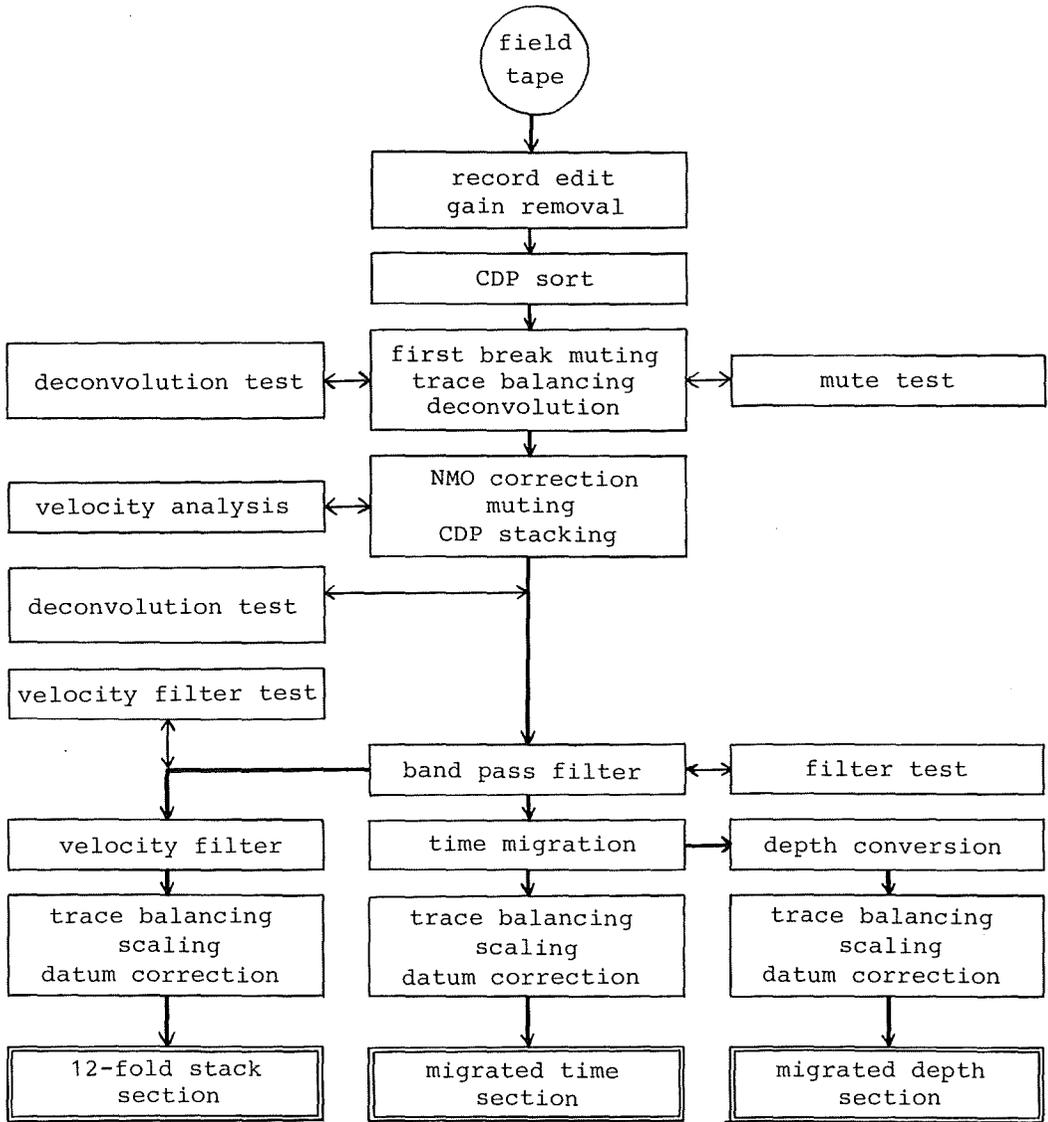


Figure 4 Flow chart of the seismic data processing.

処理方法 共通反射点水平方向重合方式 (24チャンネル-12重合)

サンプル間隔 4 ミリ秒, 処理記録時間長 5 秒, 共通反射点間隔 25m

速度解析間隔 1 km, 速度解析法 定速度走査法 (CVSCAN 法)

深度変換適用音波伝播速度 第1表に示す速度 (全測線に適用)

NO.	TIME (MS)	RMS VELOCITY (M/S)	INTERVAL V. (M/S)	THICKNESS (M)	DEPTH (M)
1	100.	1500.	1500.	75.0	75.0
2	250.	1500.	1500.	112.5	187.5
3	550.	1584.	1651.	247.6	435.1
4	850.	1671.	1820.	273.0	708.1
5	1150.	1763.	2001.	300.1	1008.2
6	1450.	1862.	2201.	330.1	1338.3
7	1750.	1964.	2397.	359.5	1697.8
8	2050.	2061.	2554.	383.2	2080.9
9	2350.	2177.	2846.	426.9	2507.8
10	2650.	2316.	3202.	480.4	2988.2
11	2950.	2477.	3599.	539.8	3528.0
12	3250.	2654.	3997.	599.5	4127.5
13	3550.	2891.	4753.	713.0	4840.5
			5000.	1999.8	
14	4350.	3379.	5001.	1625.2	6840.3
15	5000.	3631.			8465.5

*** RMS VELOCITY(Q) AND INTERVAL VELOCITY(I) VERSUS TIME ***

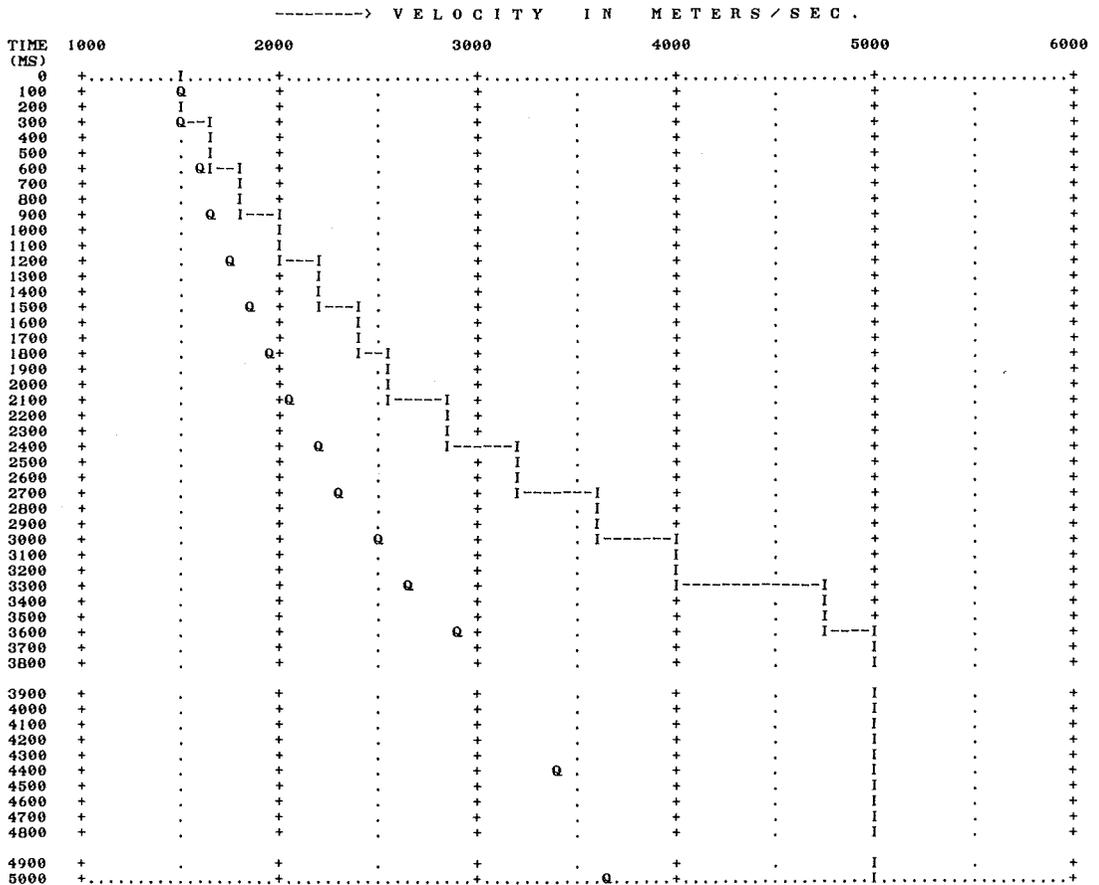


Table 1 Velocity used for depth conversion.

4. 調査の結果

この調査により作成された12重合断面図、タイムマイグレーション断面図及び深度変換断面図は、それぞれ第5-1～7図、第6-1～7図及び第7-1～7図に示した。これらの図は複数測線を接合して見易くしてある。ただし、A-2測線は、接合部が1 km ずれているので別々の図とした。深度変換断面図の深度(縦軸)と距離(横軸)の比は4 : 1としてある。

3種類の断面図は次のような特徴を持っている。12重合断面図は、3種類のなかでは最も手の加えられていないものであり、シングルチャンネルのアナログ音波探査記録に近いものである。タイムマイグレーション断面図は、音波の伝播特性から生ずる双曲線散乱記録等を消去したもので、凹凸の激しい記録や断層の検出などに効果大きい。ただし、マイグレーション処理の際、U字状の雑音が生ずるので注意を要する。深度変換断面図は、タイムマイグレーション断面図をもとに、速度解析により得られた地層内の音波伝播速度によって、縦軸を音波の往復時間から深度(メートル表示)に変換したものであり、通常の処理過程では最終的な断面図である。東京湾の記録では、地層内の音波伝播速度が水平方向にあまり変化していなかったため、深度変換には第1表に示す速度をすべての測線に適用している。深度変換断面図は、反射面の深さ、地層の厚さ、断層の変位量等が直接メートル表示で読みとれる利点がある。

(1) 顕著な反射面の追跡

3種類の断面図には、海底下約3 km までの地質構造が極めて明瞭に描き出されている。これらの断面図上で、特徴ある反射面を各測線にわたって追跡し、地層区分を試みた。その結果を深度変換断面図上に描き、第8～13図に示した。第8～13図では深度変換断面図(第7-1～7図)のうち地層の反射記録のあらわれている深さ4 km までとし、A-2測線については1図に接合した。追跡した反射面はV～Zの5層準であり、これによって地層は6層に区分した。

追跡した5層準の音響的特徴は次のとおりである。

[V層準]

最上位水平層の基底で、B-3測線以北では水平に連続のよい反射面群の下底の層準である。V層準の特徴が最もよくあらわれているのはB-1測線である。B-3測線以南ではW層準と一致するが、ここでは顕著な不整合面となっている。不整合関係がよくあらわれている地点は、A-2測線のB-3測線との交点付近やB-3測線である。

[W層準]

音響的層理の傾斜の大きい上位層(TB層)と、これより緩くほぼ平行する連続の極めてよい音響的層理をもつ下位層の境界として特徴づけられる層準で、B-1測線やA-2測線のB-1測線との交点付近によくあらわれている。B-3測線以南はV層準と一致する。

[X層準]

B-2測線の東半分をみると、上位に音響的層理の連続がよい地層(TC層)がおり、下位の層理の連続が悪く透明な地層(TD層)との境界があり、これをX層準とした。この上下の関係は、A-2測線のB-1測線との交点付近で顕著である。

[Y層準]

A-2測線のB-3測線との交点付近より南西側約2 kmの深さにある層準で、この層準の上下で音響的な層相に大きな違いが認められる。すなわち、これより上位の地層(TD層)は音響的層相の連続がよく、

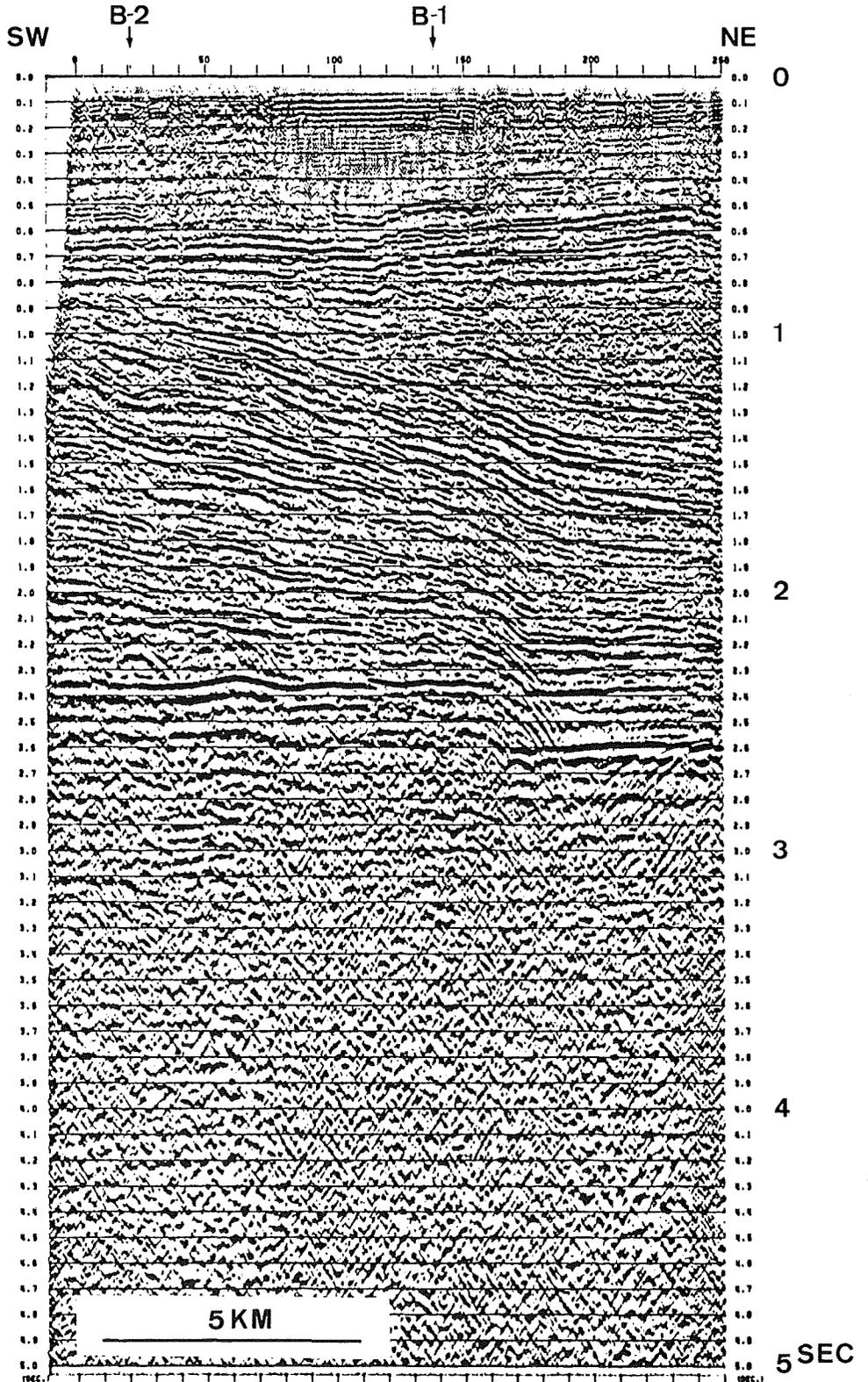


Figure 5-2 12-fold stack section of Line A-2.

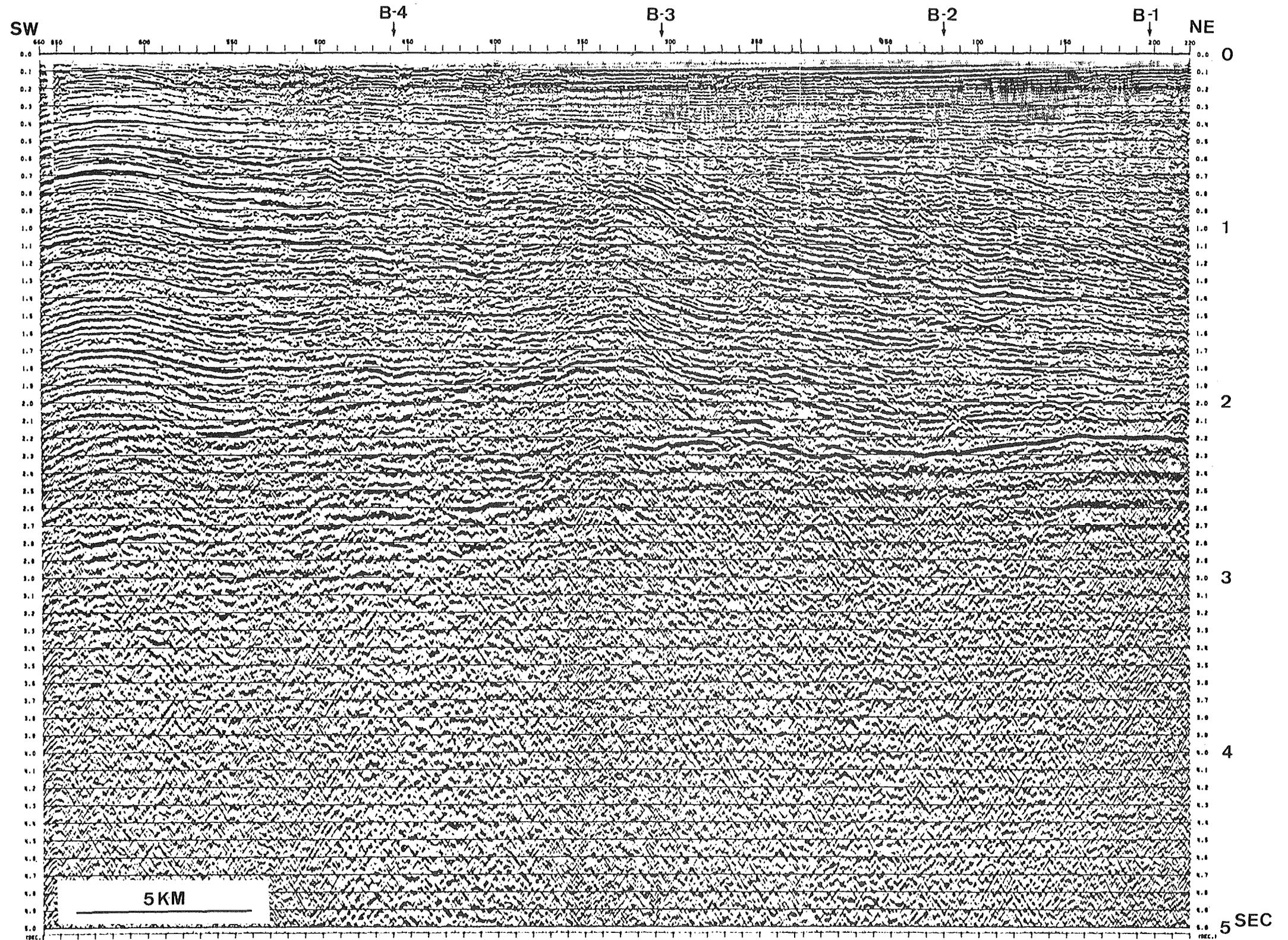


Figure 5-1 12-fold stack section of Line A-1.

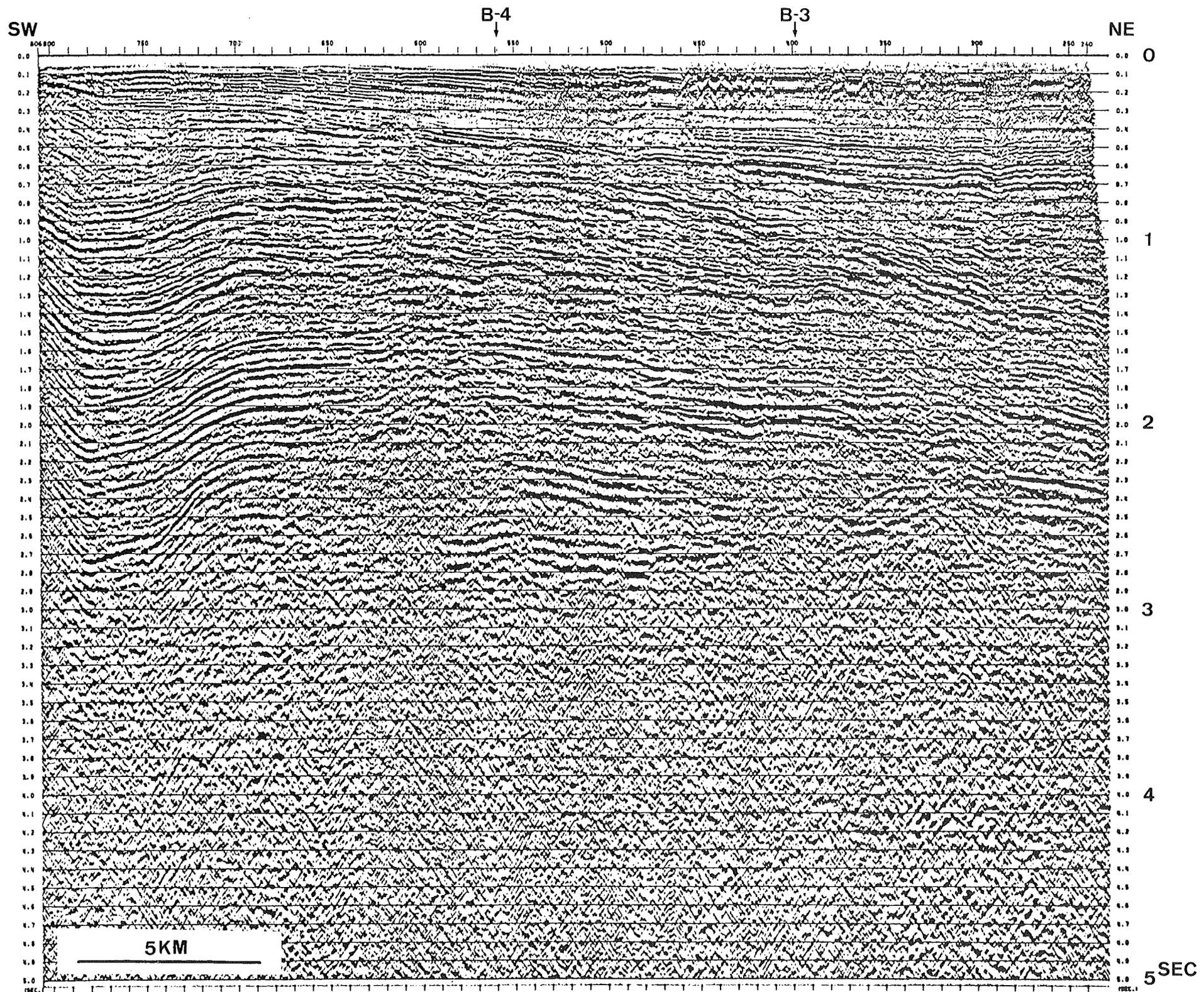


Figure 5-3 12-fold stack section of Line A-2-1

MULTI-CHANNEL SEISMIC REFLECTION SURVEY IN TOKYO BAY

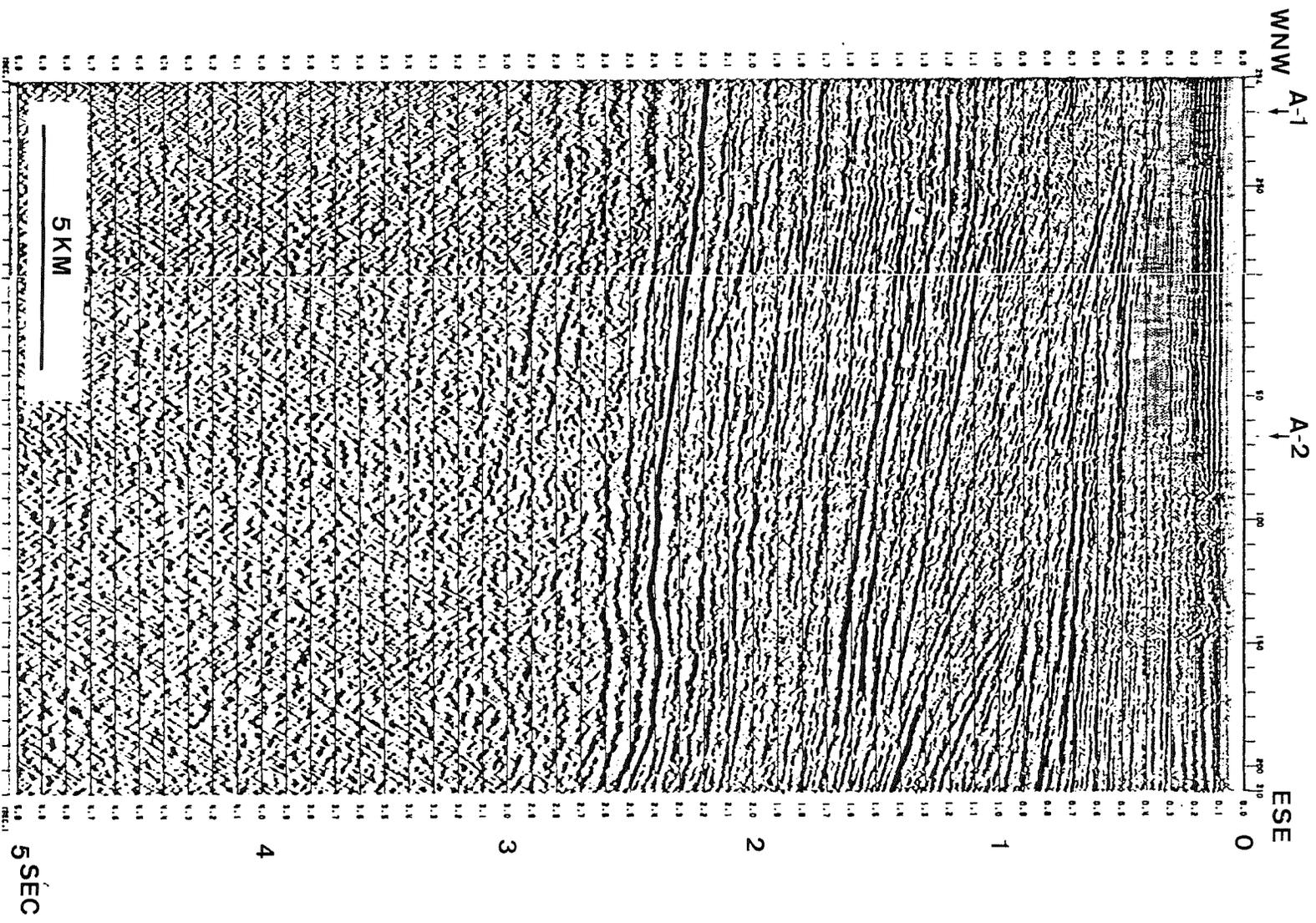


Figure 5-4 12-fold stack section of Line B-1.

SHIGERU KATO

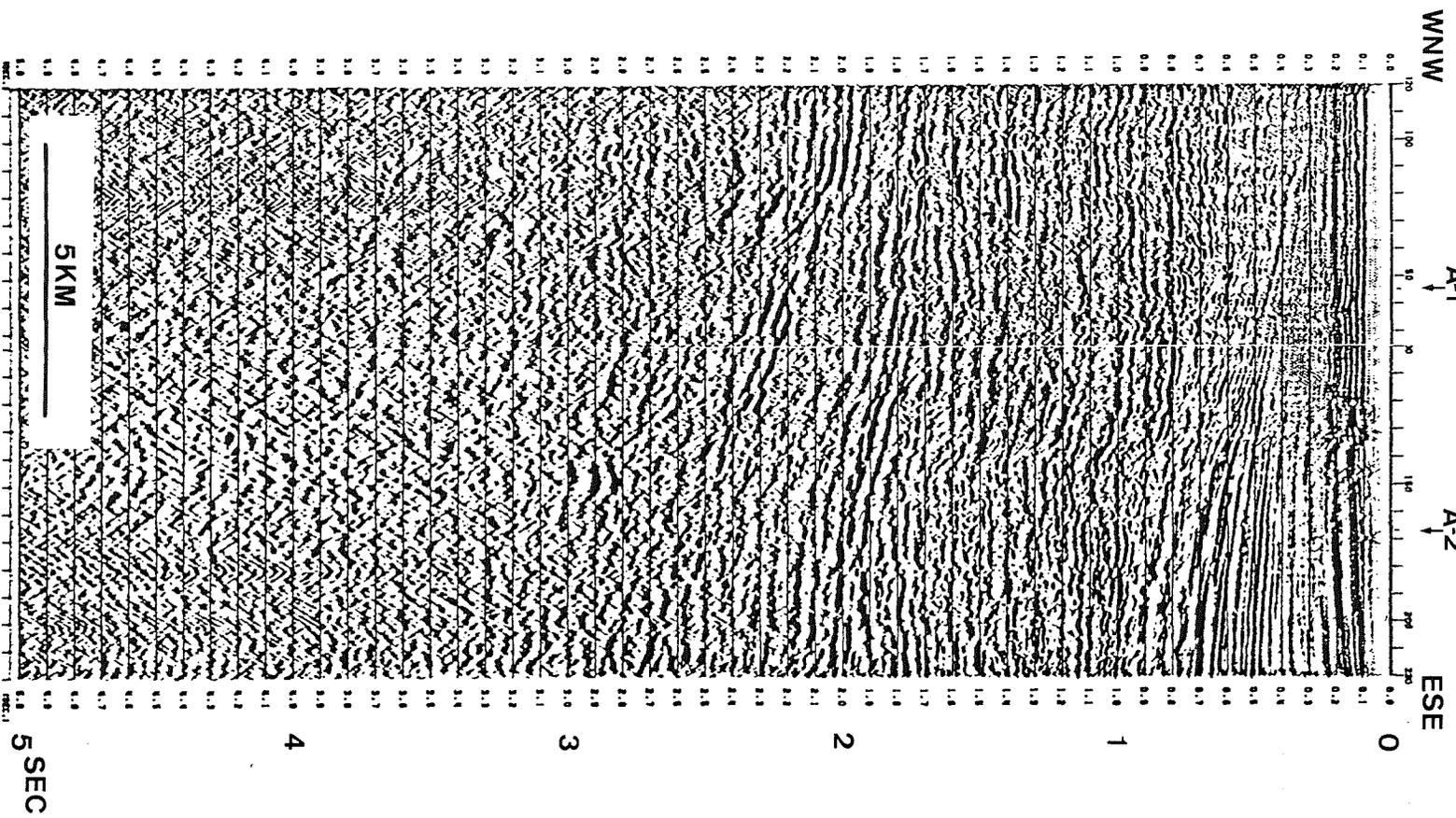


Figure 5-6 12-fold stack section of Line B-3.

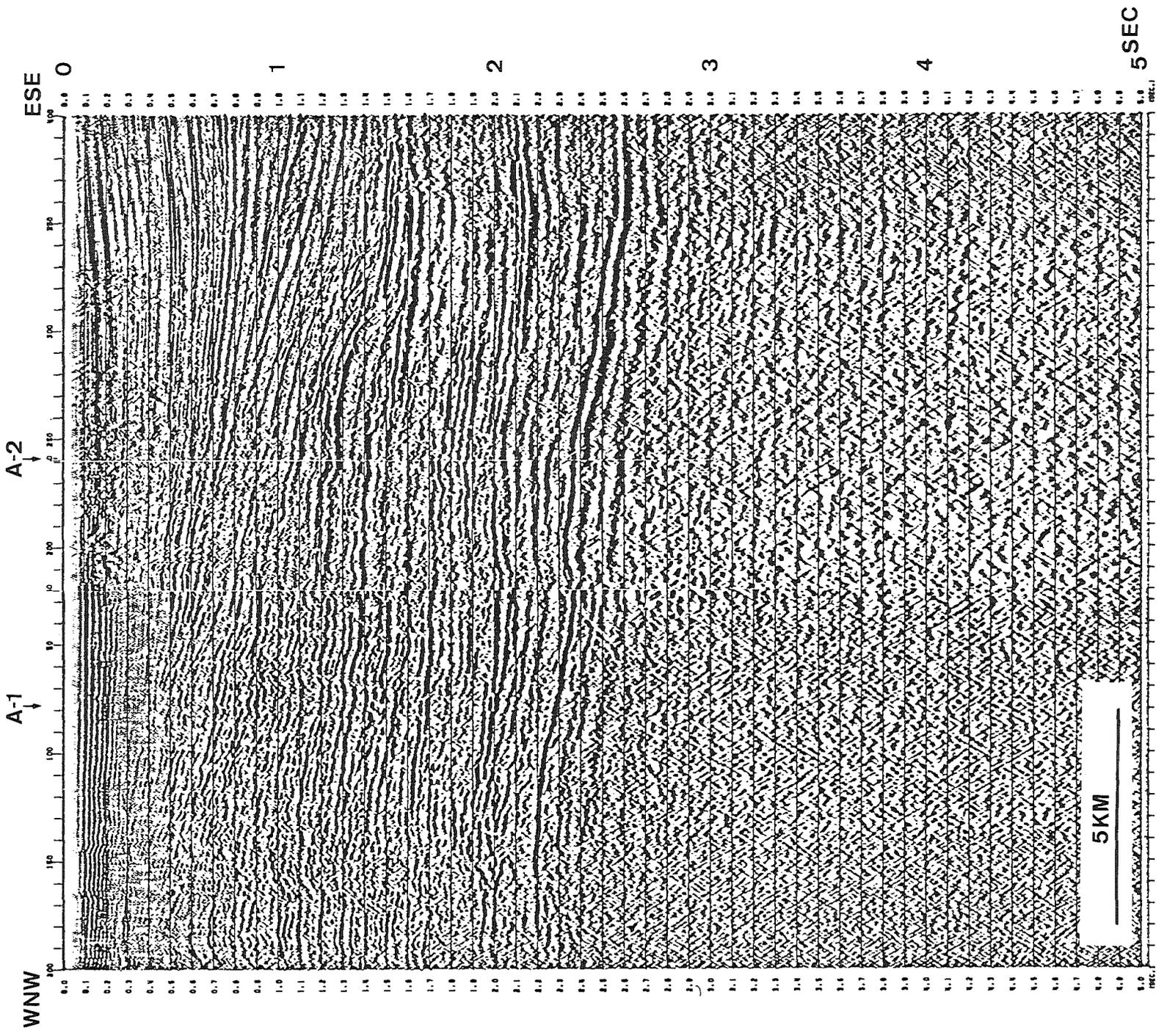


Figure 5-5 12-fold stack section of Line B-2.

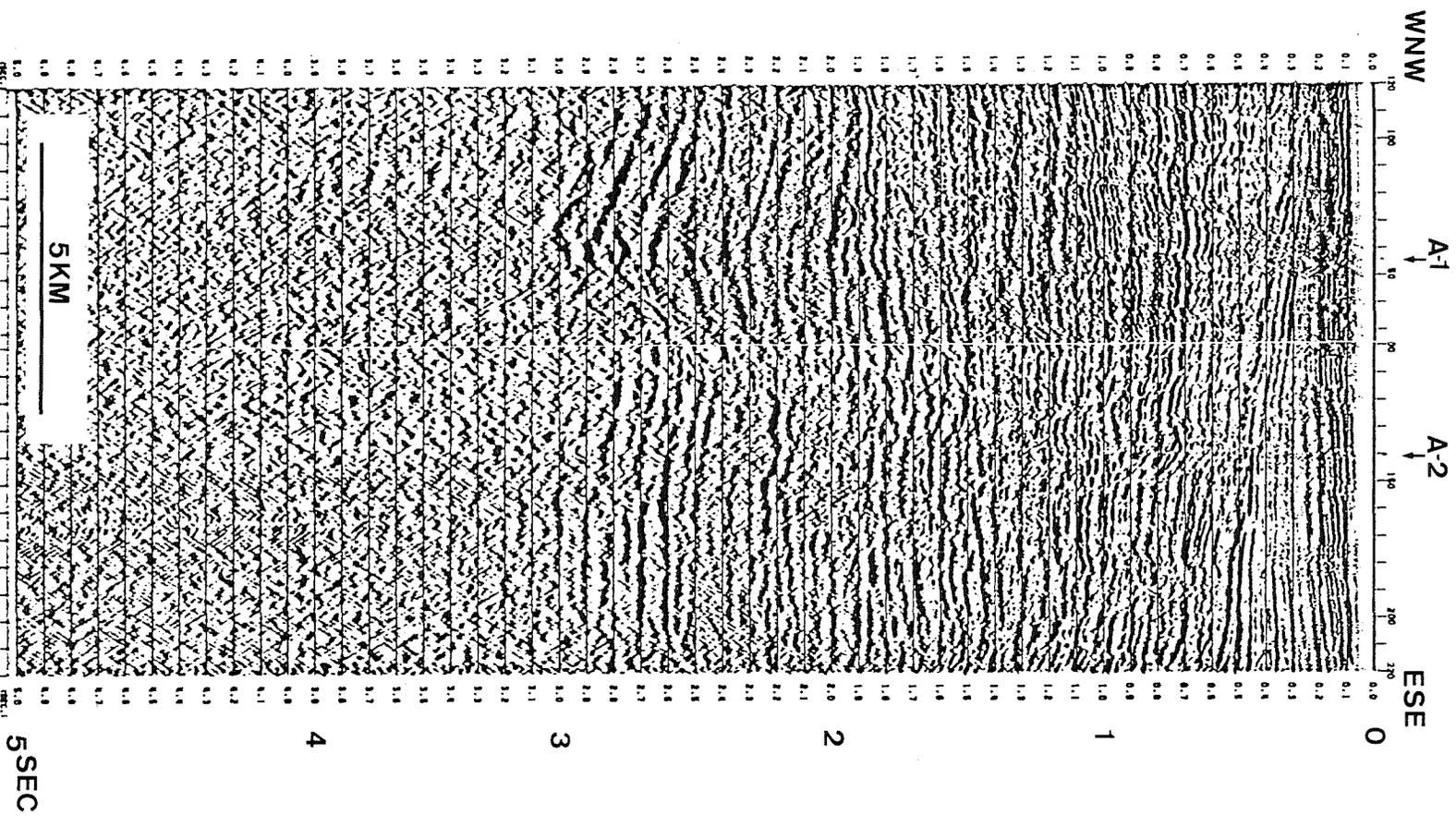


Figure 5-7 12-fold stack section of Line B-4.

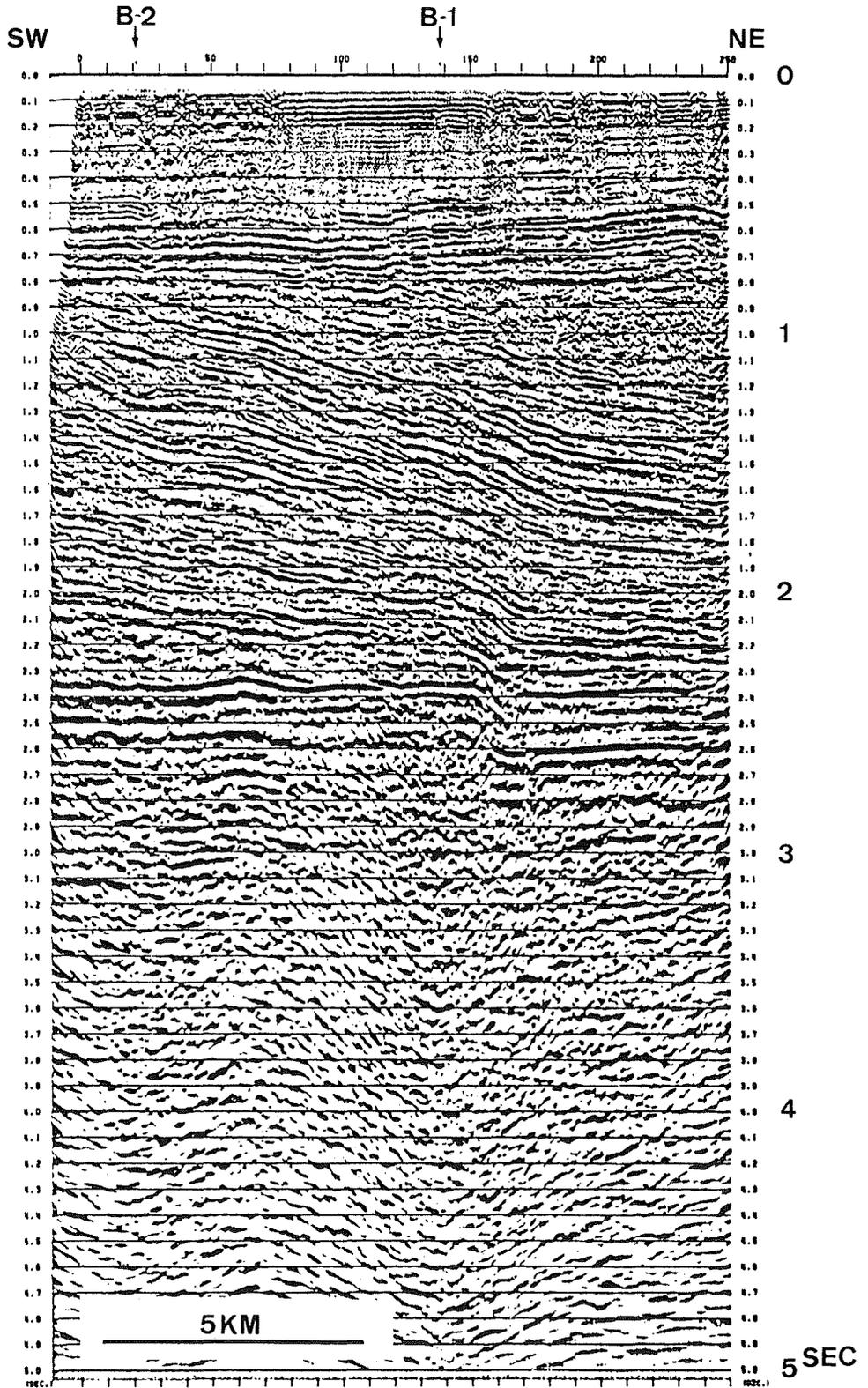


Figure 6-2 Migrated time section of Line A-2.

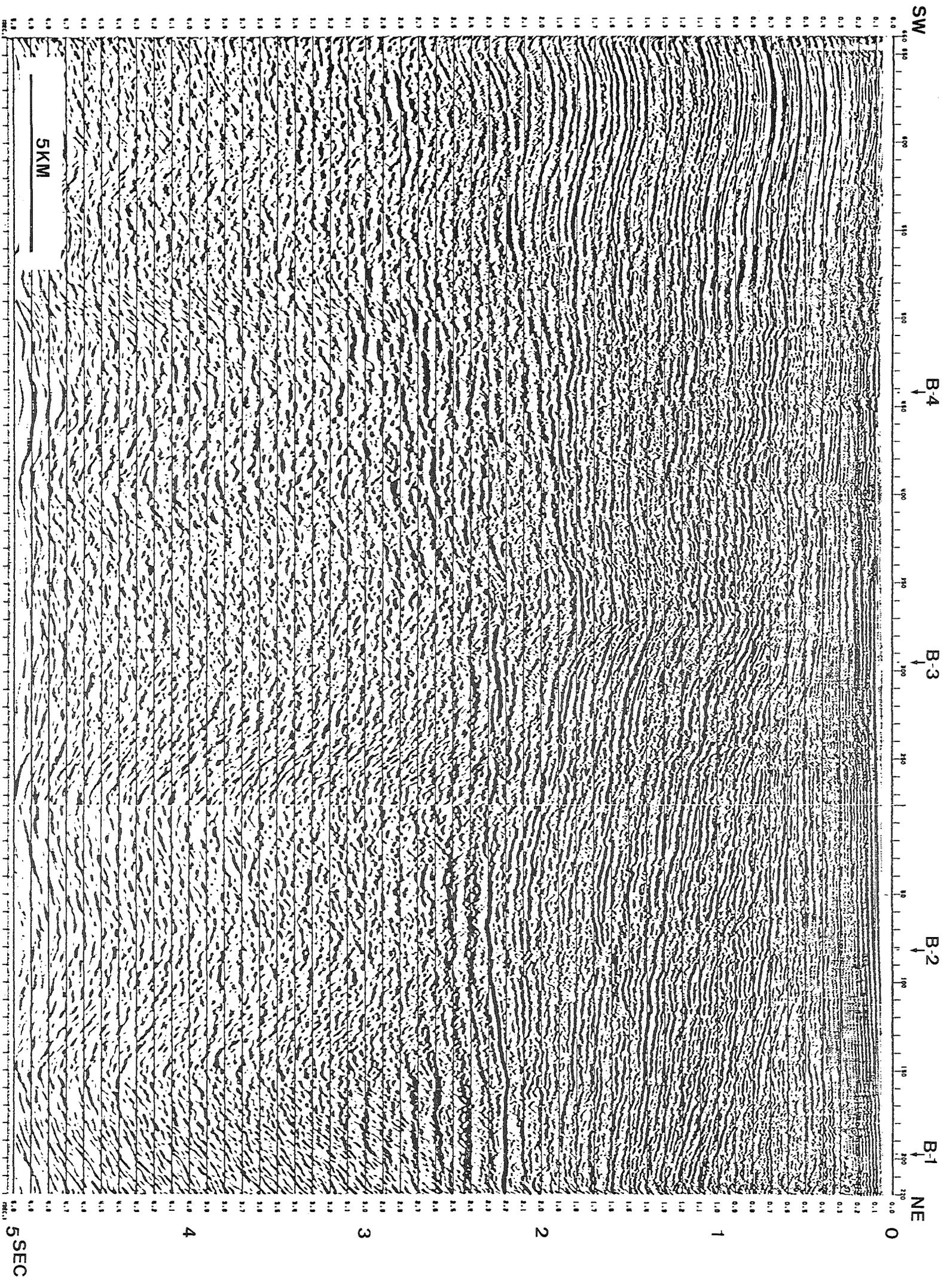


Figure 6-1 Migrated time section of Line A-1.

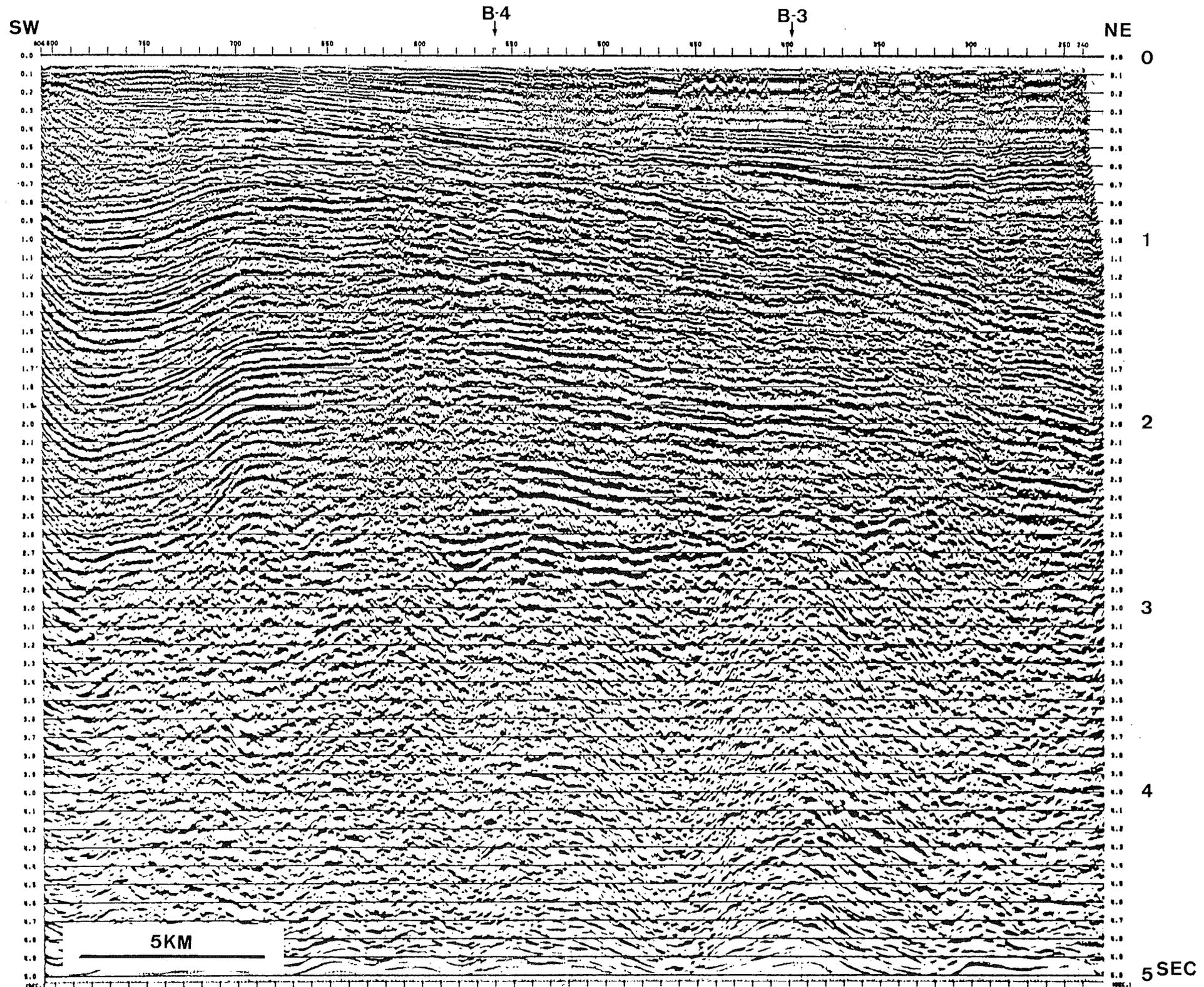


Figure6-3 Migrated time section of Line A-2-1

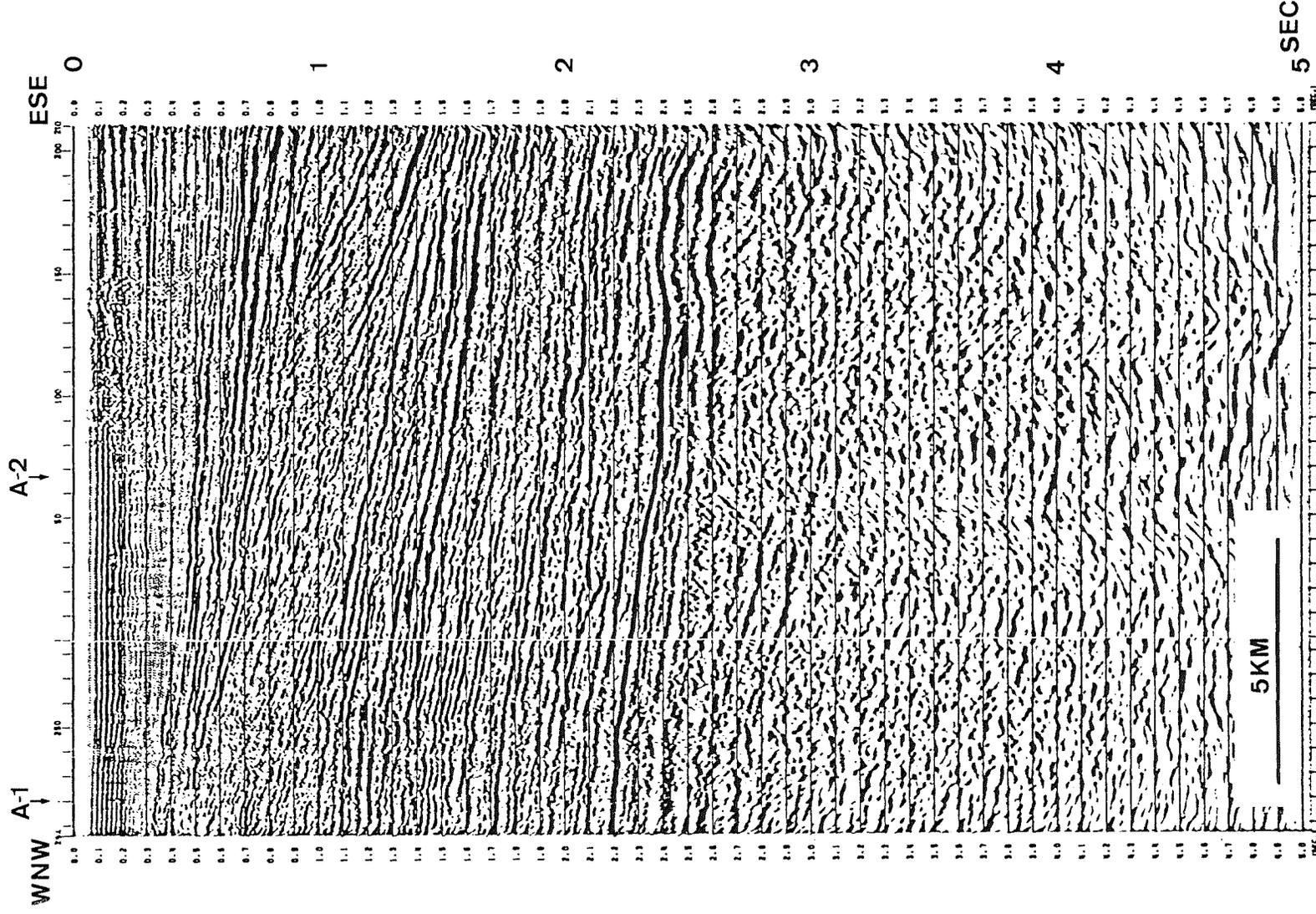


Figure 6-4 Migrated time section of Line B-1.

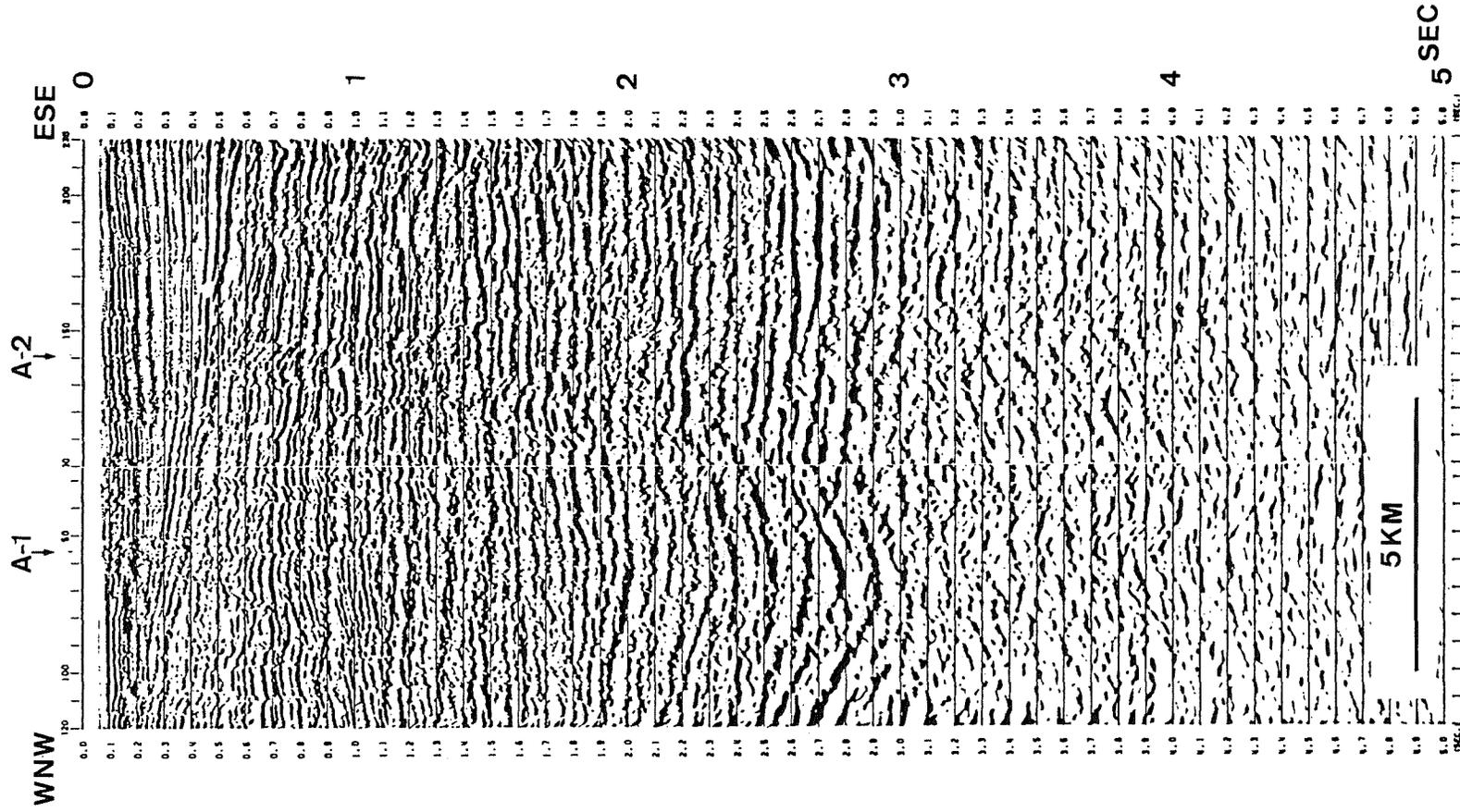


Figure 6-7 Migrated time section of Line B-4.

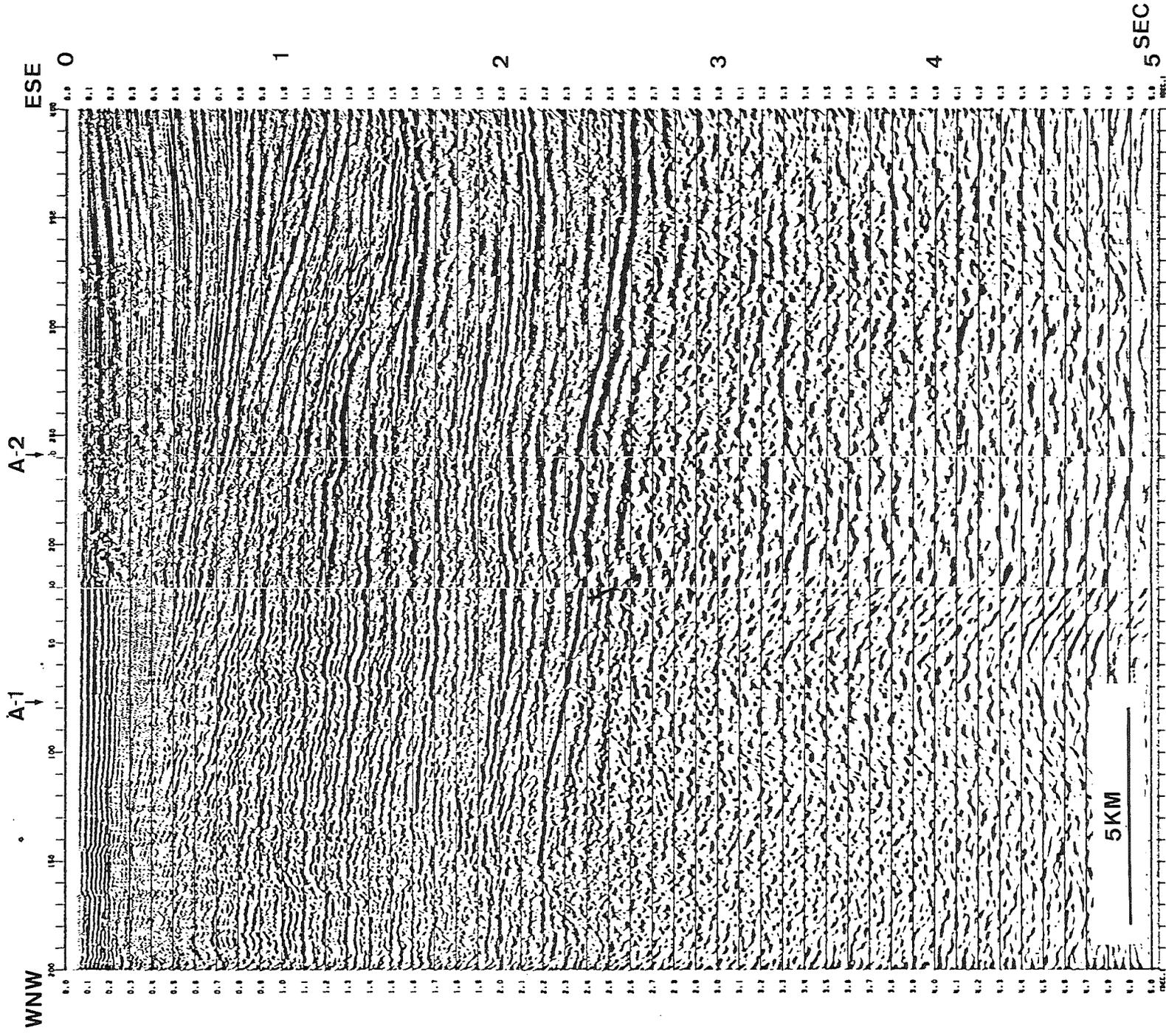


Figure 6-5 Migrated time section of Line B-2.

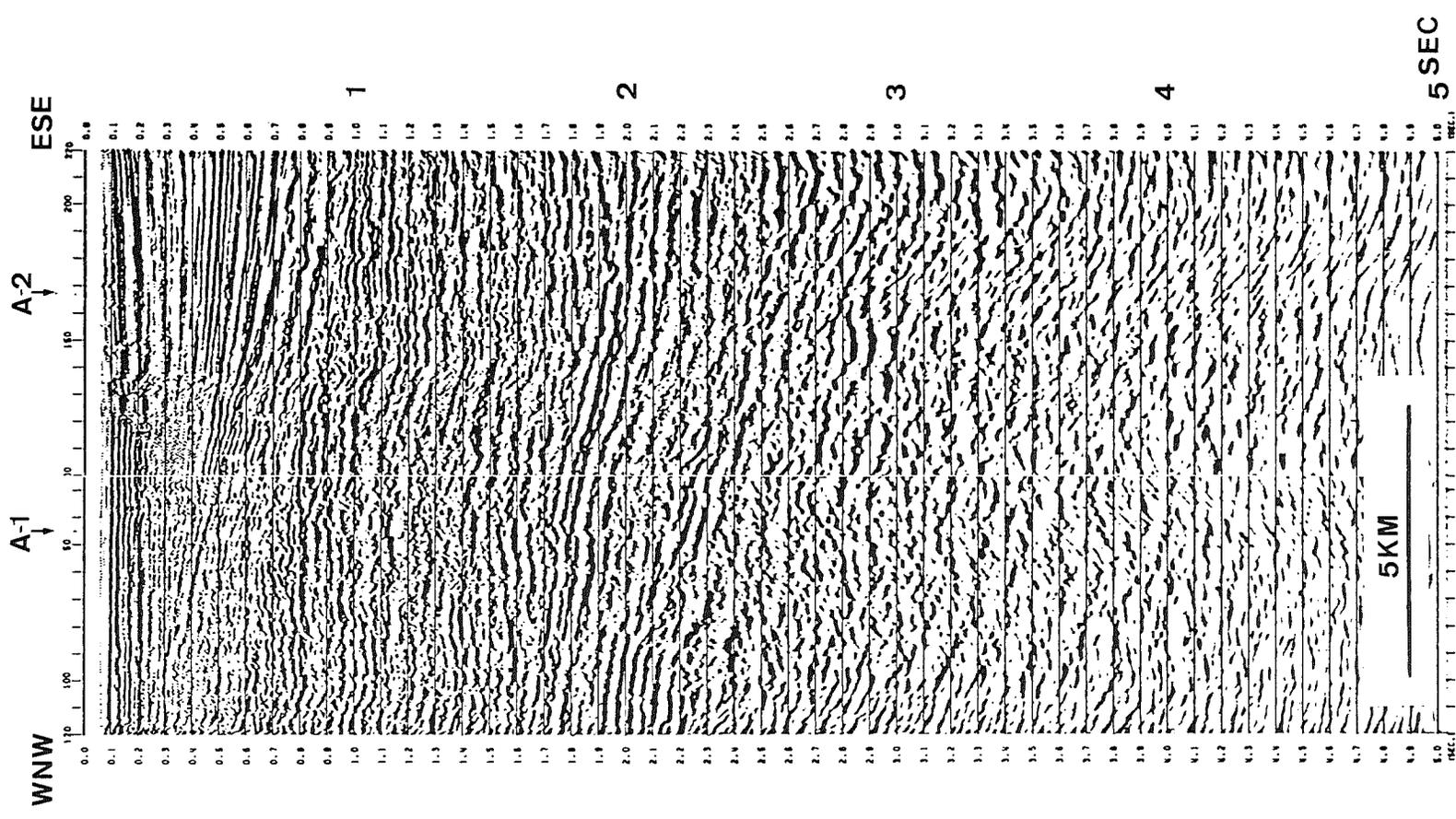


Figure 6-6 Migrated time section of Line B-3.

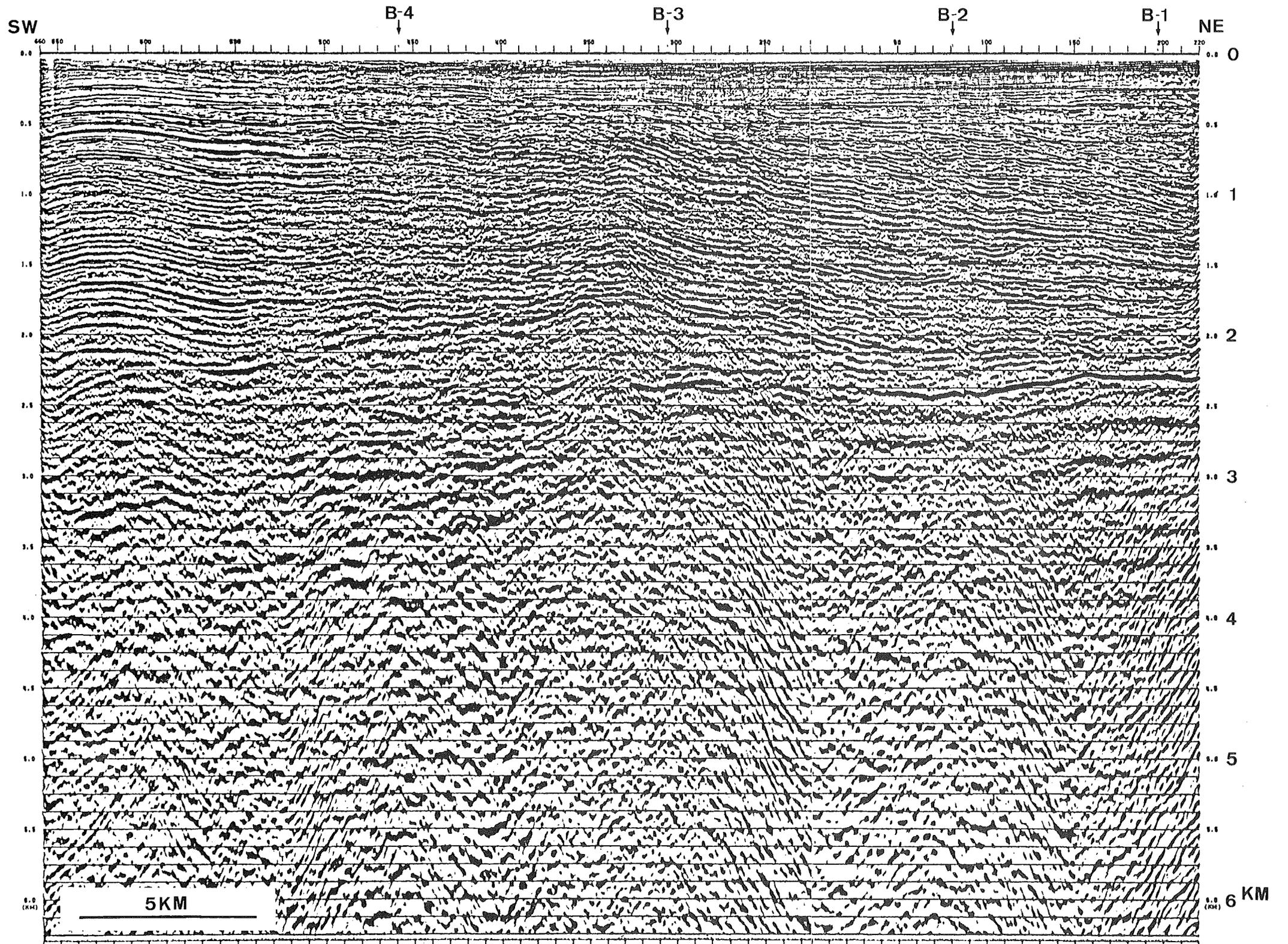


Figure 7-1 Migrated depth section of Line A-1.

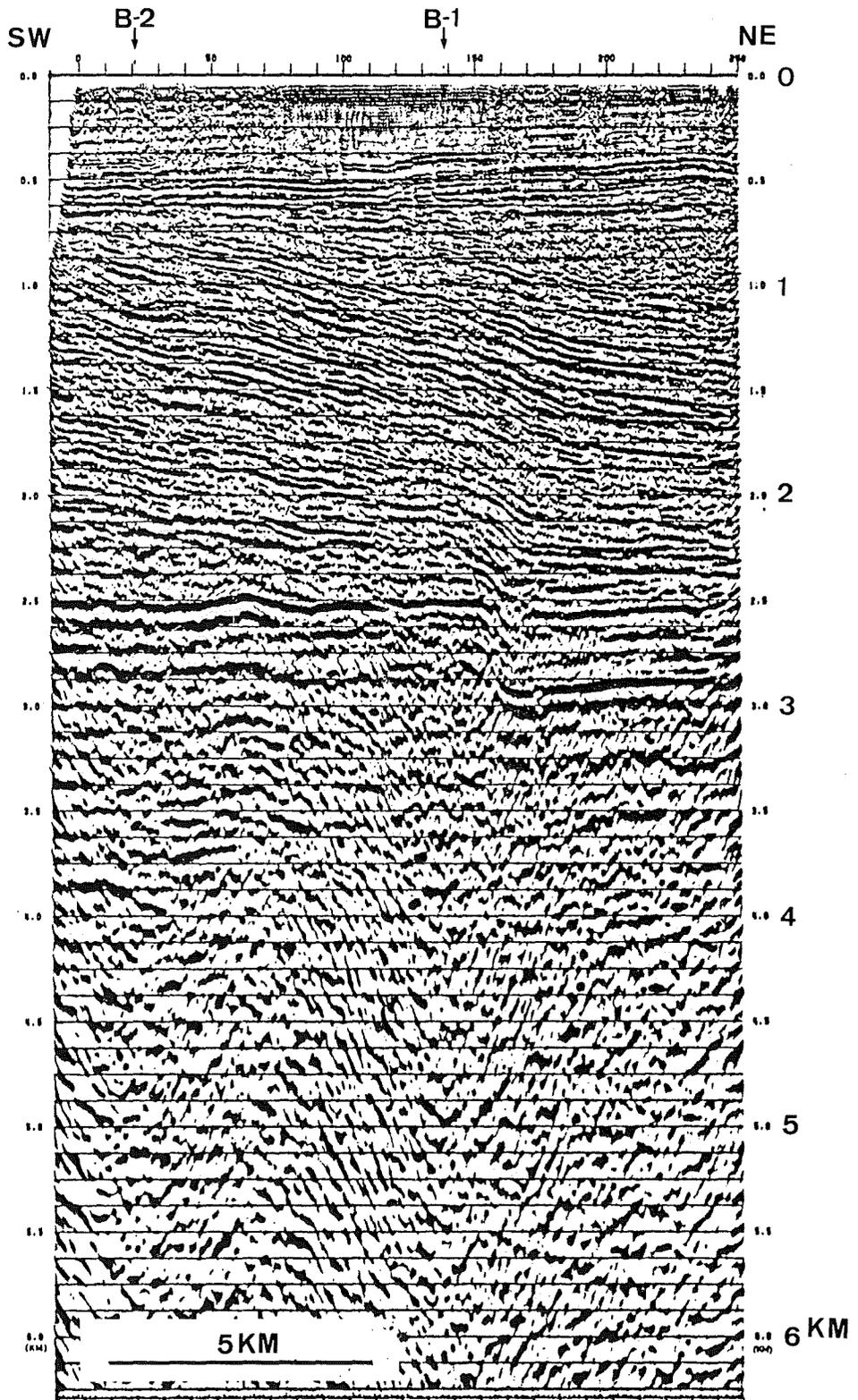


Figure 7-2 Migrated depth section of Line A-2.

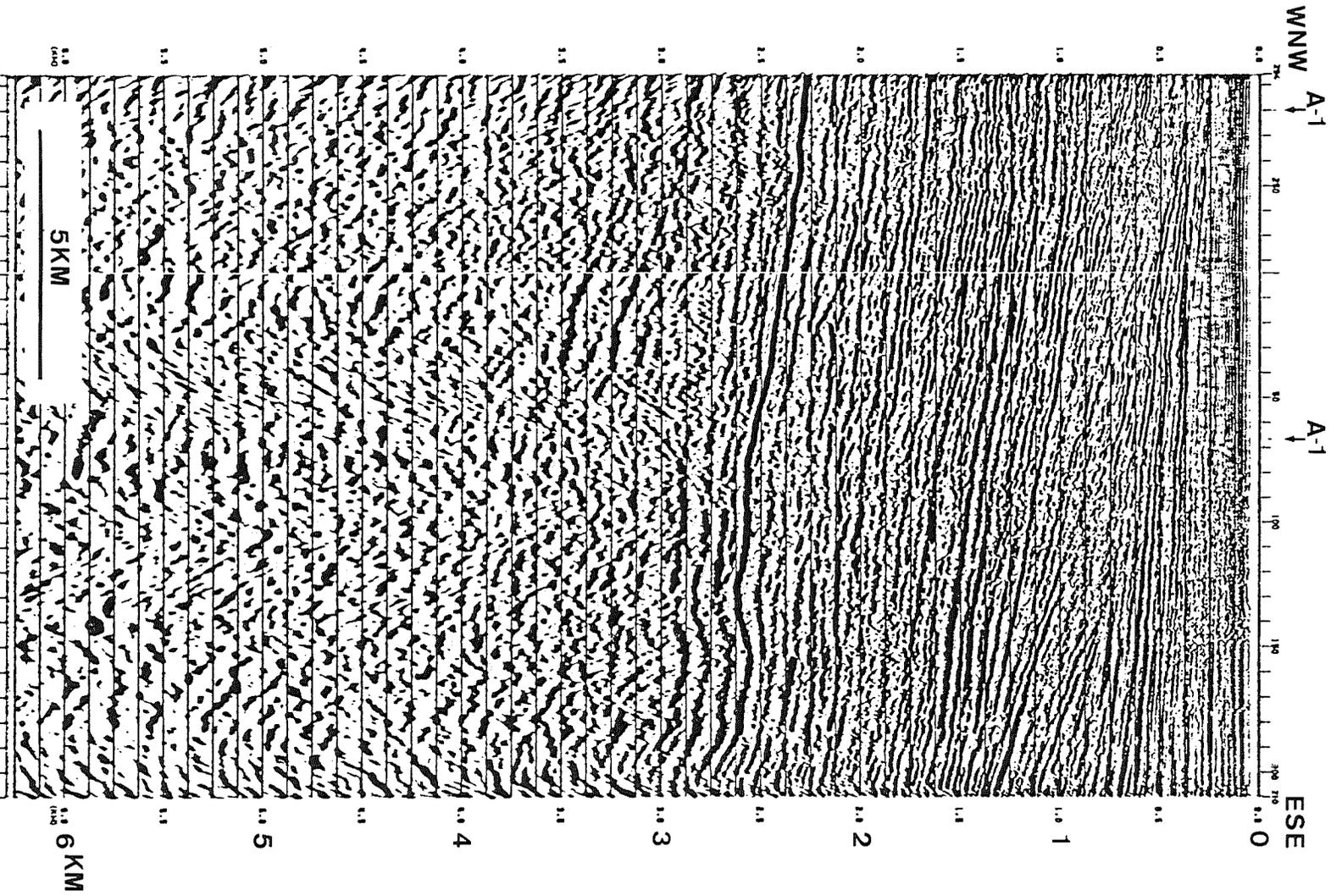


Figure 7-4 Migrated depth section of Line B-1.

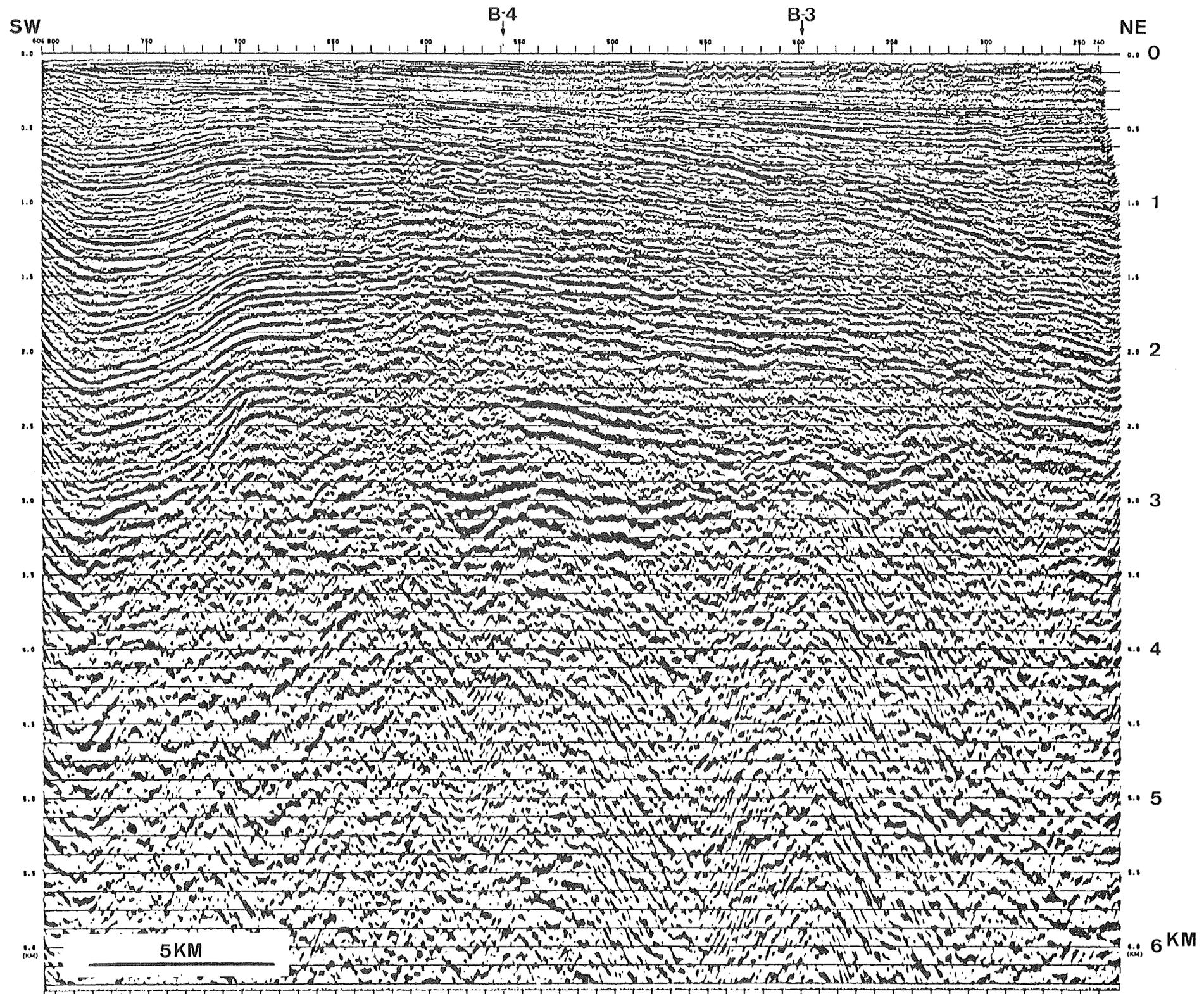


Figure 7-3 Migrated depth section of Line A-2-1

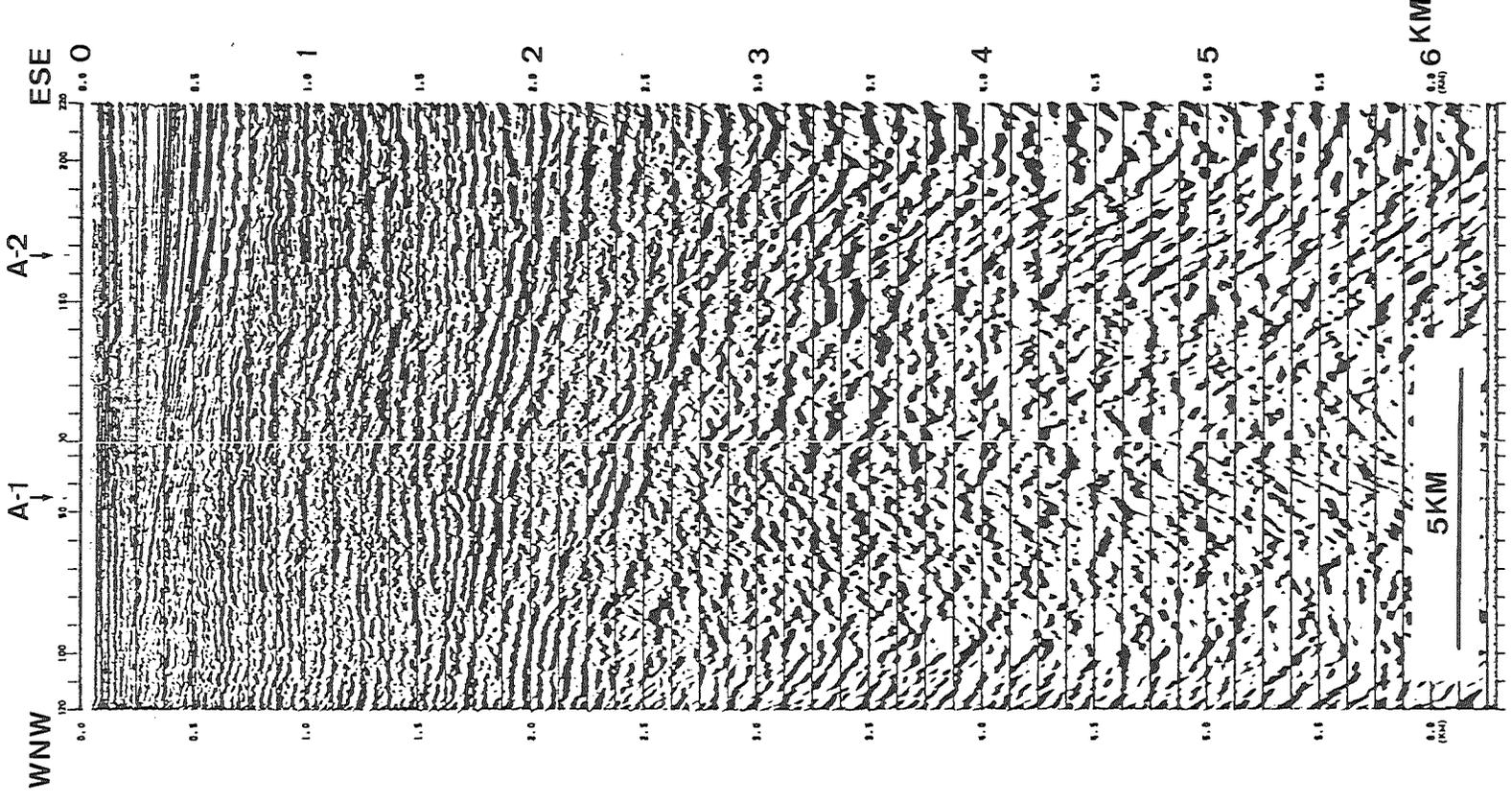


Figure 7-5 Migrated depth section of Line B-2.

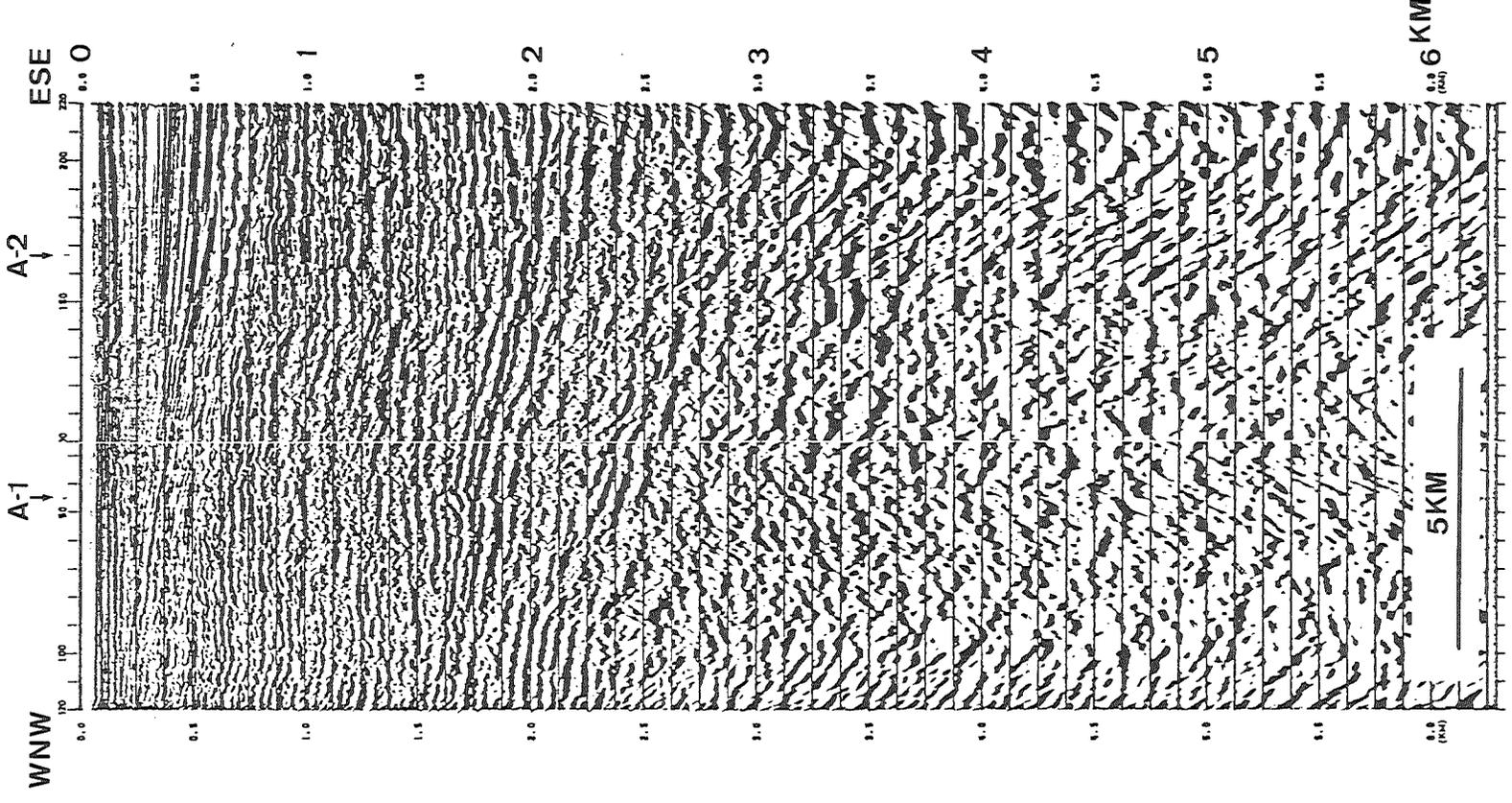


Figure 7-6 Migrated depth section of Line B-3.

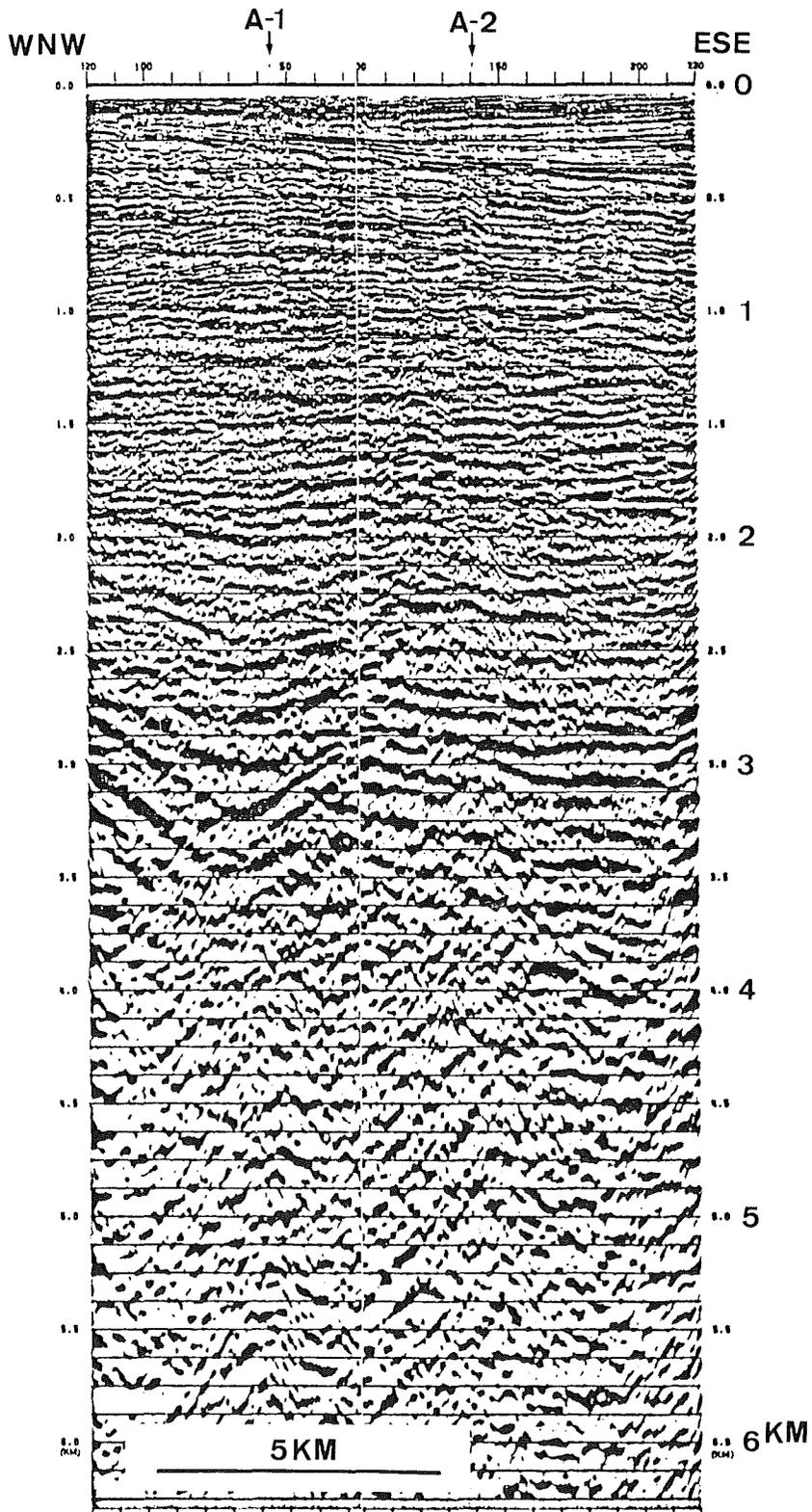


Figure 7-7 Migrated depth section of Line B-4

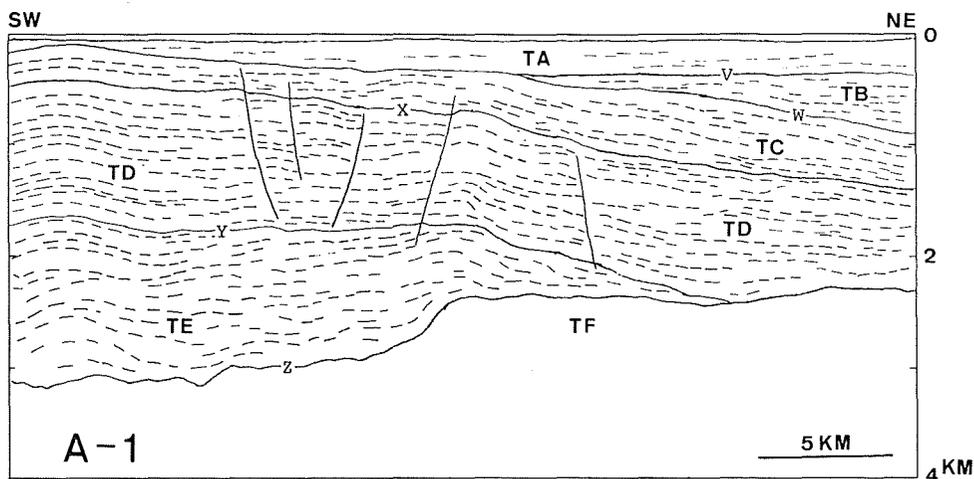


Figure 8 Line drawing of the migrated depth section of Line A-1.

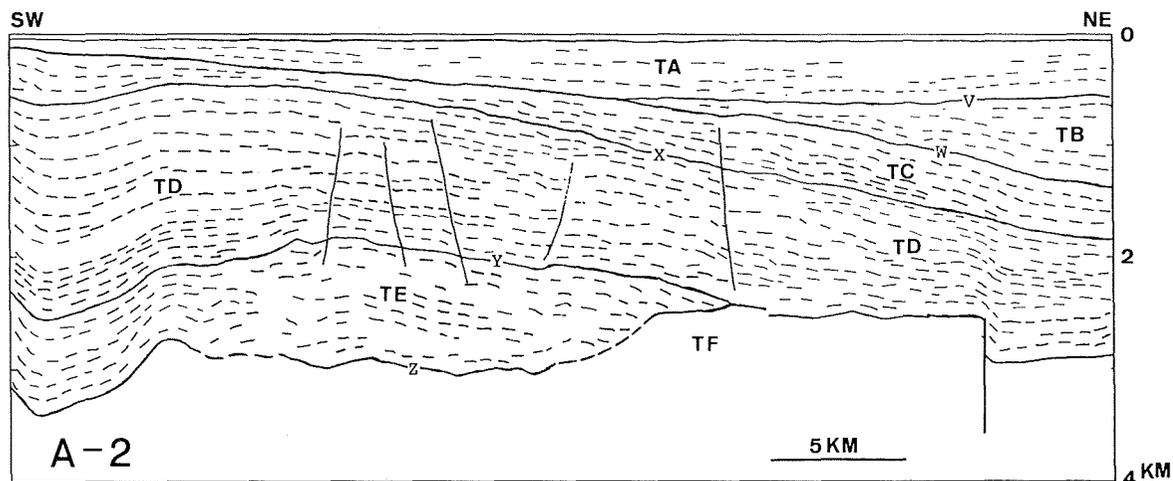


Figure 9 Line drawing of the migrated depth section of Line A-2.

これより下位の地層 (TE層) は、連続が悪く透明な地層である。Y層準を境にしたこの関係は、A-1測線の南西部や、B-3、B-4測線でも同様である。Y層準は、B-2測線以北ではZ層準と一致する。

〔Z層準〕

今回得られた断面図のなかで最も強い反射面であり、B-2測線以北ではとりわけ顕著である。Z層準より上位の堆積層と、これより下位の地層との音響インピーダンスのコントラストが非常に大きいことがわかる。この層準は湾奥部で連続がよいが、B-2測線以南では南にいくに従い連続が悪くなる。この層準より下位には、地層の反射面らしいものはなくなる。この層準の直下にこれと平行してあらわれている記録は、音源波形の後位相等による偽記録と考えられる。

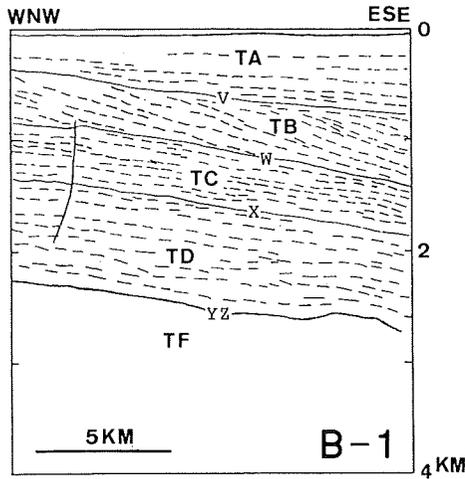


Figure 10 Line drawing of the migrated depth section of Line B-1.

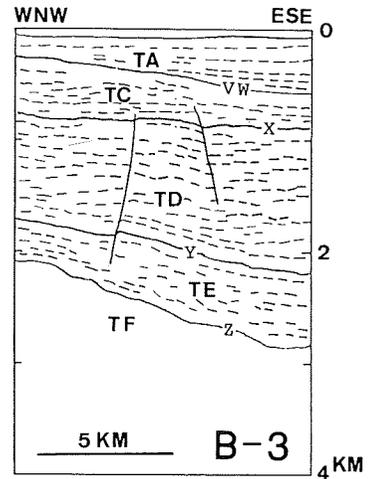


Figure 11 Line drawing of the migrated depth section of Line B-2.

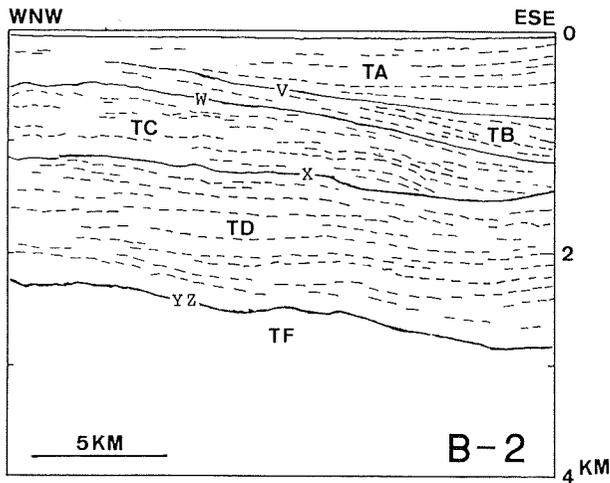


Figure 12 Line drawing of the migrated depth section of Line B-3.

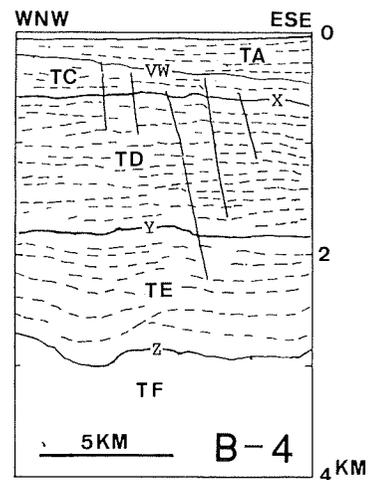


Figure 13 Line drawing of the migrated depth section of Line B-4.

(2) 地層区分

6層に区分した各層は、上位から TA, TB, TC, TD, TE 及び TF 層とした(第8~13図)。各層の音響的な層相の特徴は次のとおりである。

〔TA層〕

最上位に位置し、ほぼ水平な音響的層理が認められる。TA層内の音響的原理は、水平的に連続がよく層状をなす部分、記録上白くぬける部分、そして鋸歯状にギザギザした部分がある。これらの水平方向の変化の理由は不明であるが、今回の調査が深部構造を目的としており、低周波領域を重視したこと、海底表層の浮泥層や海底直下の音波散乱層による音波の擾乱による可能性が考えられる。

〔TB層〕

A-1測線、A-2測線にみられるように楔状に堆積した地層で、音響的層理の連続性は悪く、概して透明な層である。B-1測線で顕著に認められるように、TB層内の音響的層理の傾きは、TB層をはさむV層準とW層準の傾きより大きい。音響的層理のパターンからみるとTB層は、あたかも三角州の前置層のように千葉側を前面として順次西から東の方向に堆積したことをうかがわせる。

〔TC層〕

平行な音響的層理が発達し連続もよい。とりわけ、B-2測線以北で平行層理の発達がよく、層理の傾きは基底のX層準とほぼ平行している。このパターンから、TC層は互層状堆積物であると考えられる。B-3測線以南のTC層は、上面が斜交不整合で画され、削剝されている。

〔TD層〕

音響的層相はTC層と類似し、平行層理がよく発達している。A-2測線のTD層を詳細にみると、連続のよい平行層理の束とやや連続が悪く透明な部分とが、上下方向に2～3回くり返し積み重なっているようにみえる。またB-3測線以南には数10m程度の変位のある正断層群が発達している。

〔TE層〕

A-1、A-2測線で楔状に認められる地層で、音響的層理の発達は悪く連続性も悪い。上位のTD層とは音響的パターンが大きく異っており、A-1、A-3測線で顕著である。TE層は、その基底のZ層準に対しアバットして堆積している様子が、A-1、A-2測線で認められる。

〔TF層〕

最も下位に位置し、強い反射面であるZ層準以下の地層である。Z層準が強い反射面としてあらわれたことから、TE層以上と比べると岩質に大きなちがひがあることがうかがえる。TF層内には地層内の構造を示す記録らしいものはなく、内部構造は不明である。

(3) 各層準の等深度線図

V～Z層準は6本の測線すべてに追跡でき、測線の設定状況からその深さを面的にとらえることが可能である。一つの層準はある時代の同時面をあらわしているので、この構造に基づいて地盤変動史を考察するうえで意義が大きい。

〔V層準—第14図〕

横浜本牧沖で100m以浅と浅く、千葉の五井・姉崎沖に700m以上と深くなる。湾の中央部で等深度線は北北東—南南西方向にのびる。湾中央部の傾斜方向は東南東で、傾斜は35/1000である。V層準は、TA層堆積前の同時代面と考えられる。

〔W層準—第15図〕

第15図においてW層準は、B-3測線以南ではV層準と同一として描いた。ただし、B-3測線以南のV/W層準は不整合面であり、北部のW層準と同時代面は、南部ではこの不整合面より浅いところであると推定される。湾北部でのW層準は、千葉港に向って深さを増し、等深度線はほぼ南北方向にのびている。傾斜はV層準より大きく、60/1000である。千葉港沖で1400mの深さがある。

〔X層準—第16図〕

横浜本牧沖で500m以浅と浅く、千葉沖に向かって深くなる傾向はW層準と同じである。千葉沖では1800mを越える。中ノ瀬付近では褶曲構造の影響を受けている様子がわかる。湾北部における傾斜方向は北東で傾斜は50/1000とW層準よりやや緩く、等深度線は北西—南東方向にならぶ。V、W、X層準と順に最大傾斜方向が回転している様子がわかる。

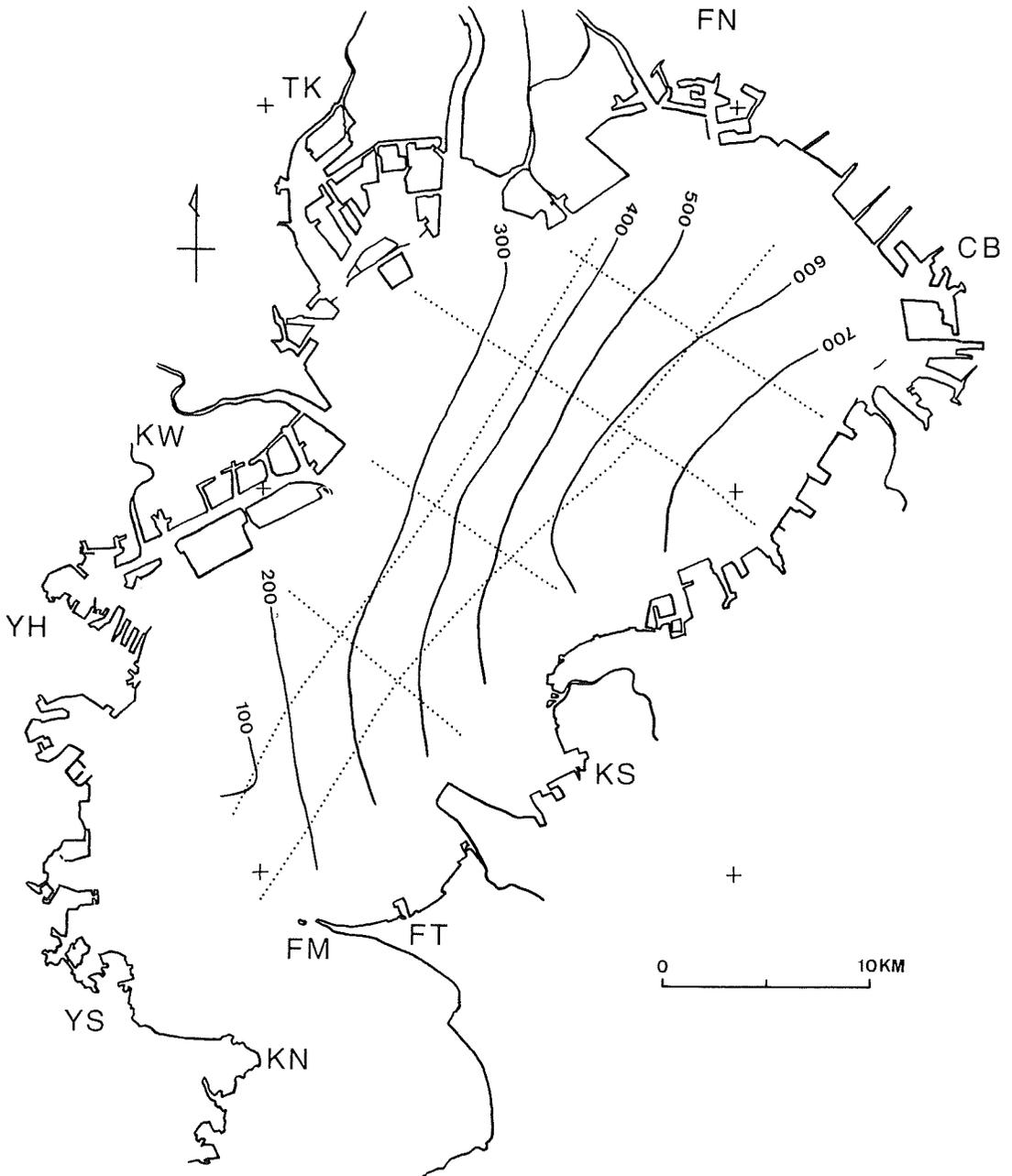


Figure 14 Depth map of Horizon V. This map shows the isopack of TA Group at the same time. Contour interval 100 meter. CB : Chiba, FM : Futtsu Misaki, FN : Funabashi, FT : Futtsu, KN : Kannon Zaki, KS : Kisarazu, KW : Kawasaki, TK : Tokyo, YH : Yokohama, YS : Yokosuka.

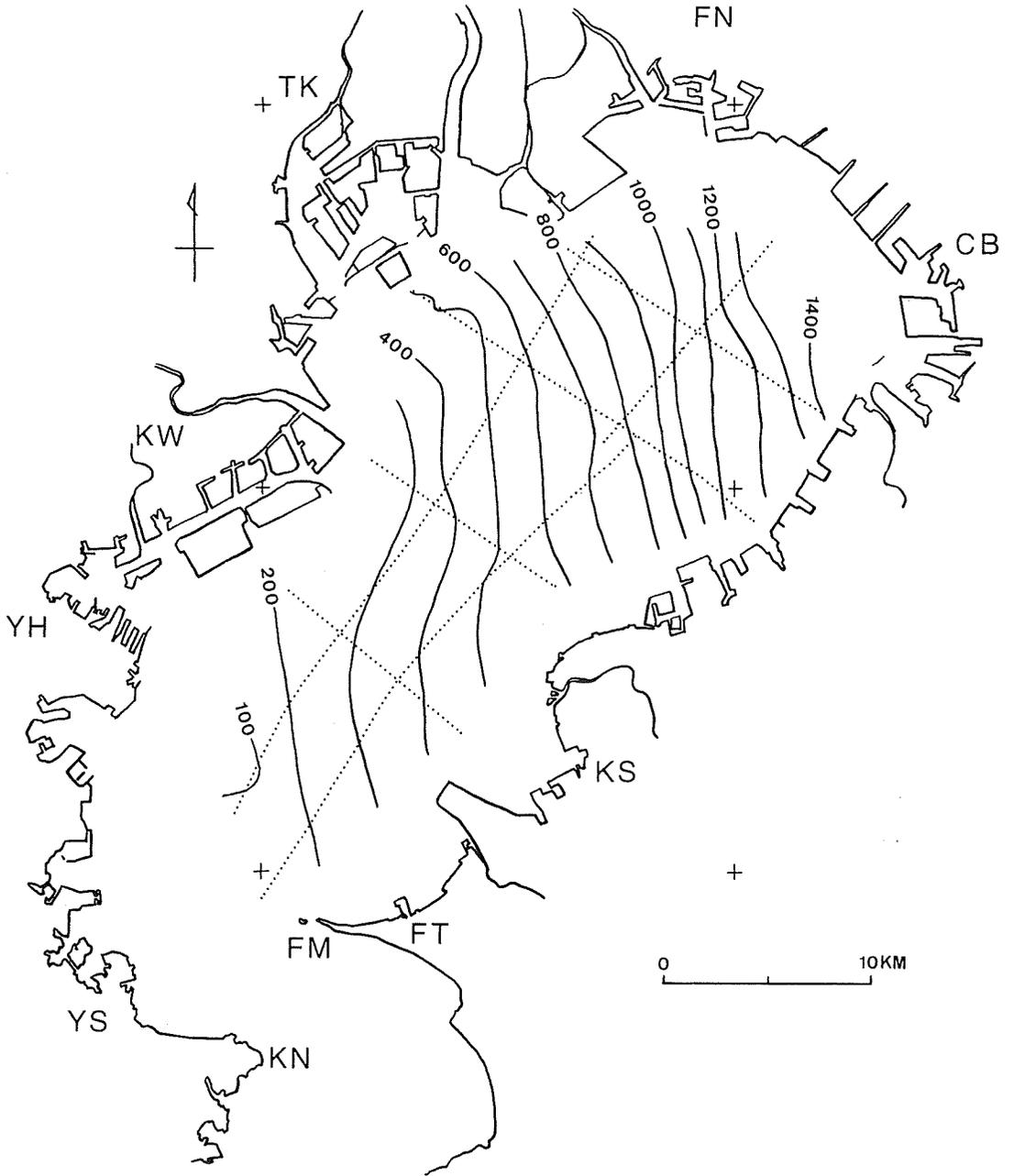


Figure 15 Depth map of Horizon W.

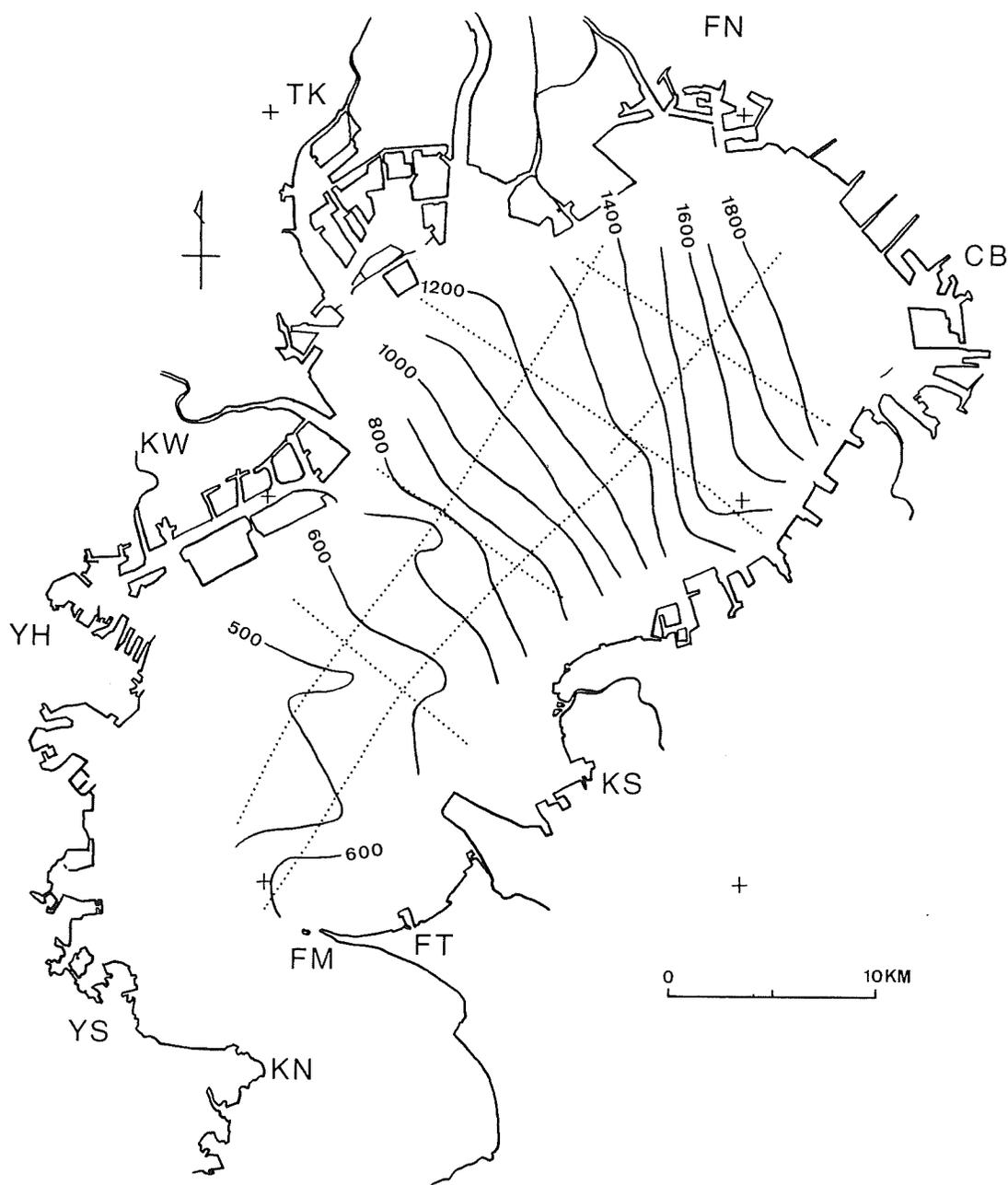


Figure 16 Depth map of Horizon X.

〔Y層準—第17図〕

横浜本牧沖で1700mと最も浅く、北東の千葉側と南の富津岬に向かって深くなっている。川崎から横浜の沖では平坦で、B-2とB-3測線の間はかなり傾斜が大きいことがわかる。B-2測線以北はZ層準と一致している。

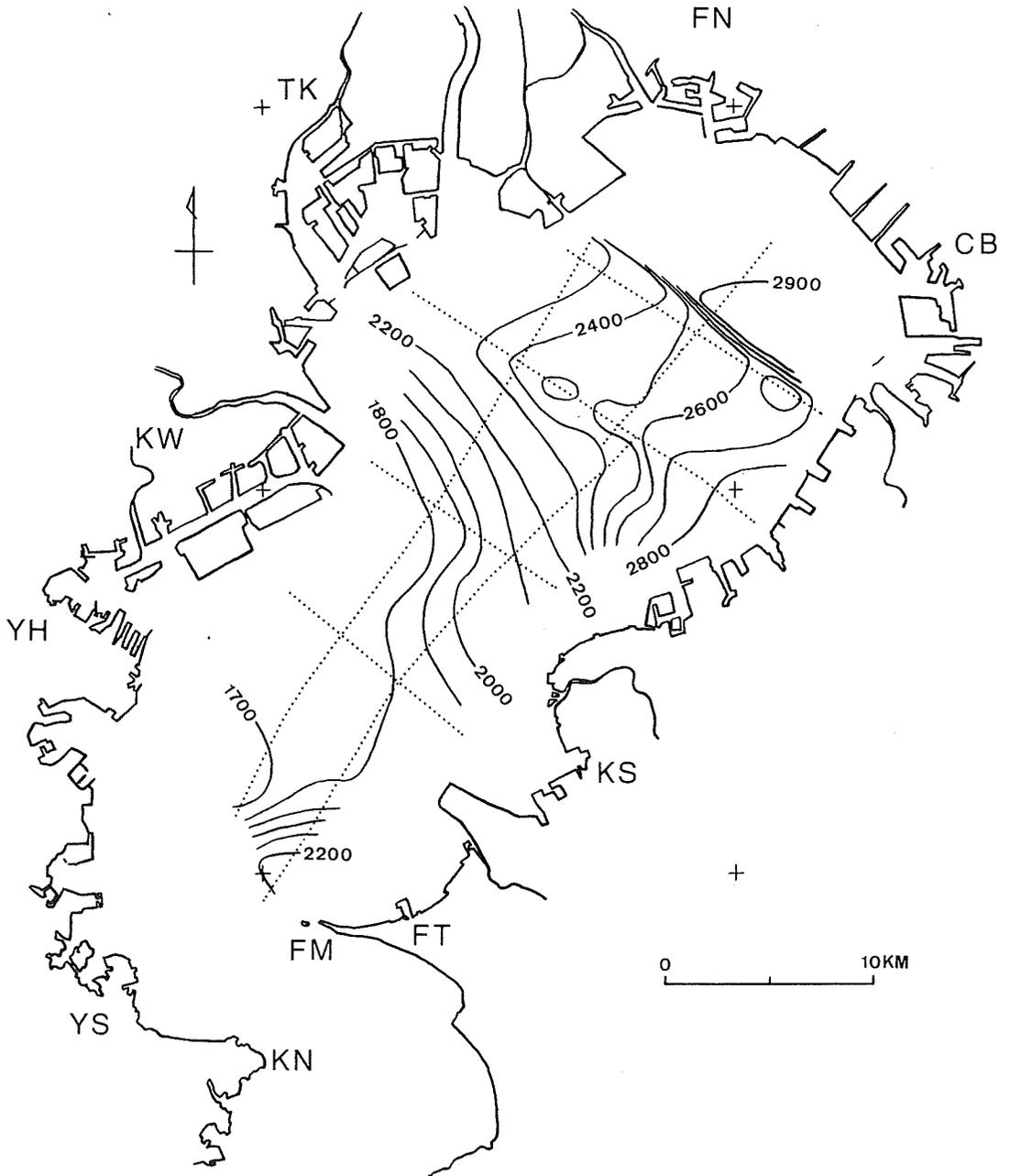


Figure 17 Depth map of Horizon Y.

〔Z層準-第18図〕 これまでのどの層準より複雑なパターンを示している。多摩川河口沖で2100mと浅く、東・南に順次深くなる。湾奥部でB-1測線にほぼ平行な等深度線が密なところは、後述のA-2測線で認められた断層の影響である。横浜港と姉崎を結ぶ東西方向に傾斜の急変帯がある。最も深いところは最南部で、3400mを越えている。

(4) 各層の等層厚線図

地層区分されたTA~TF層のうち、下限の不明なTF層を除く5層について等層厚線図を作成した。各層

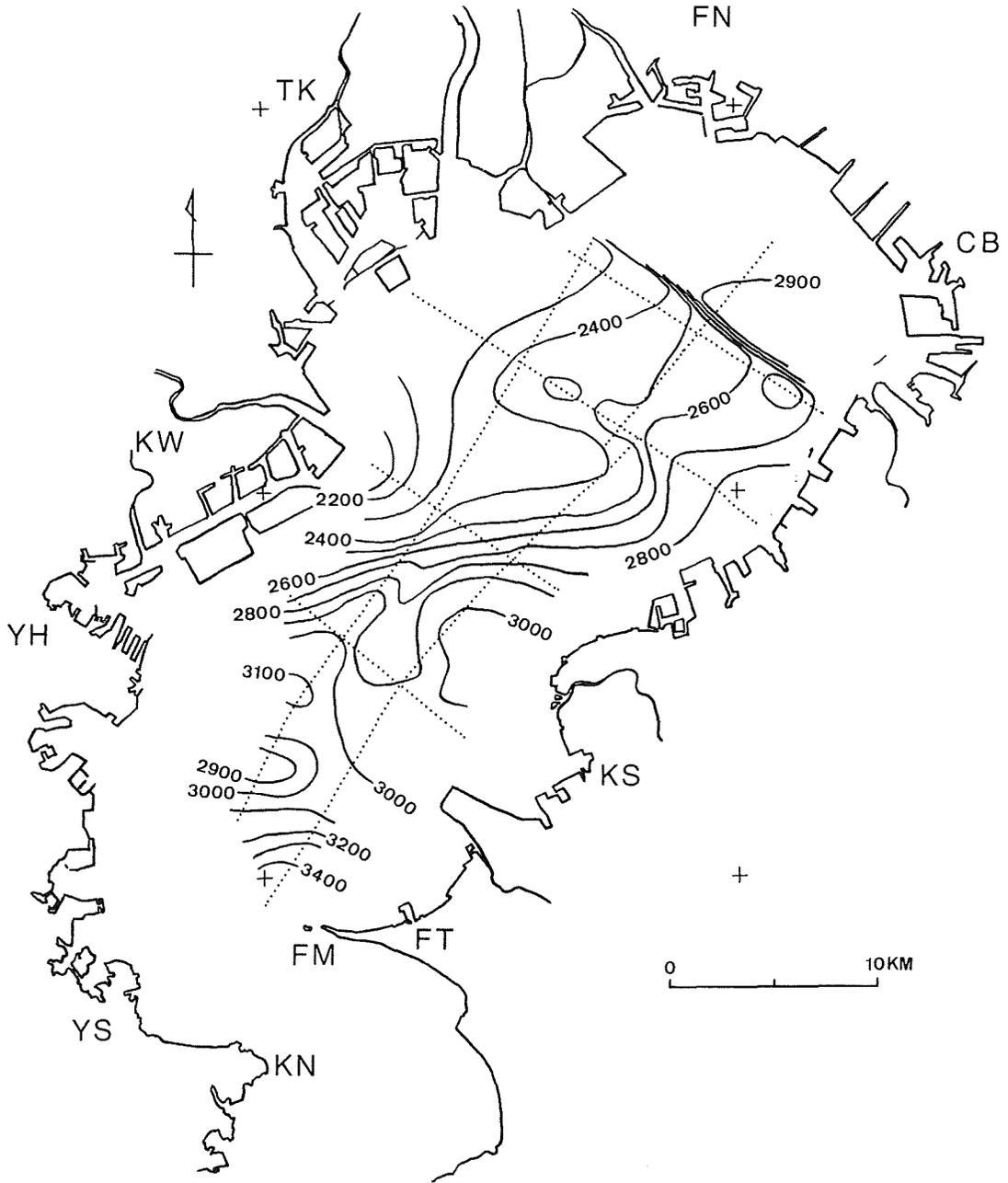


Figure 18 Depth map of Horizon Z.

の層厚変化は、堆積盆地の形状、地盤運動の変化を知る手がかりになると考えられる。以下に、各層の等層厚線図の特徴を述べる。

[TA層-第14図]

今回の調査測線での水深は、最深部で約30m程度であるので、V層準の等深度線図(第14図)をそのままTA層の等層厚線図とみなすことができる。従ってTA層の層厚分布は、V層準での記述と同一となる。

〔TB層-第19図〕

TB層は、B-3測線以北にのみ分布している。B-3測線以南では、V層準が不整合面で削剥されていることから、ここにTB層が堆積したかどうか不明である。TB層は、千葉市稲毛付近に向い北東方向にその厚さを増す。稲毛沖での厚さは700mを越える。

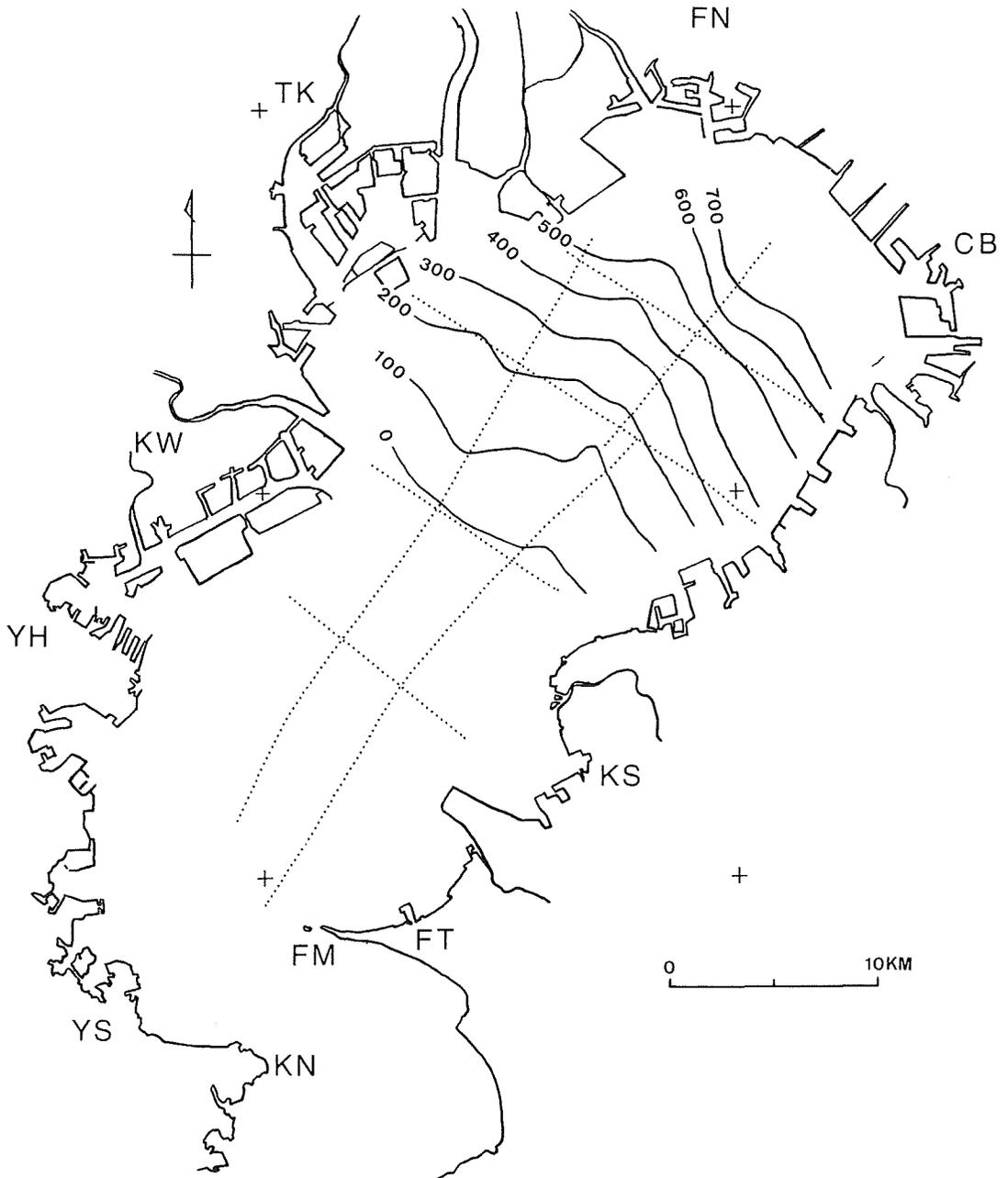


Figure 19 Isopack map of TB Group.

[TC層-第20図]

TC層の厚さの変化はすくなく、全域に分布している。B-3測線以南では上面が削剥されているので、第20図に示す厚さは堆積時の厚さを示していない。堆積時にはこれより厚かったと考えられる。最も厚いのは東京湾沖で、600m以上の厚さを有する。

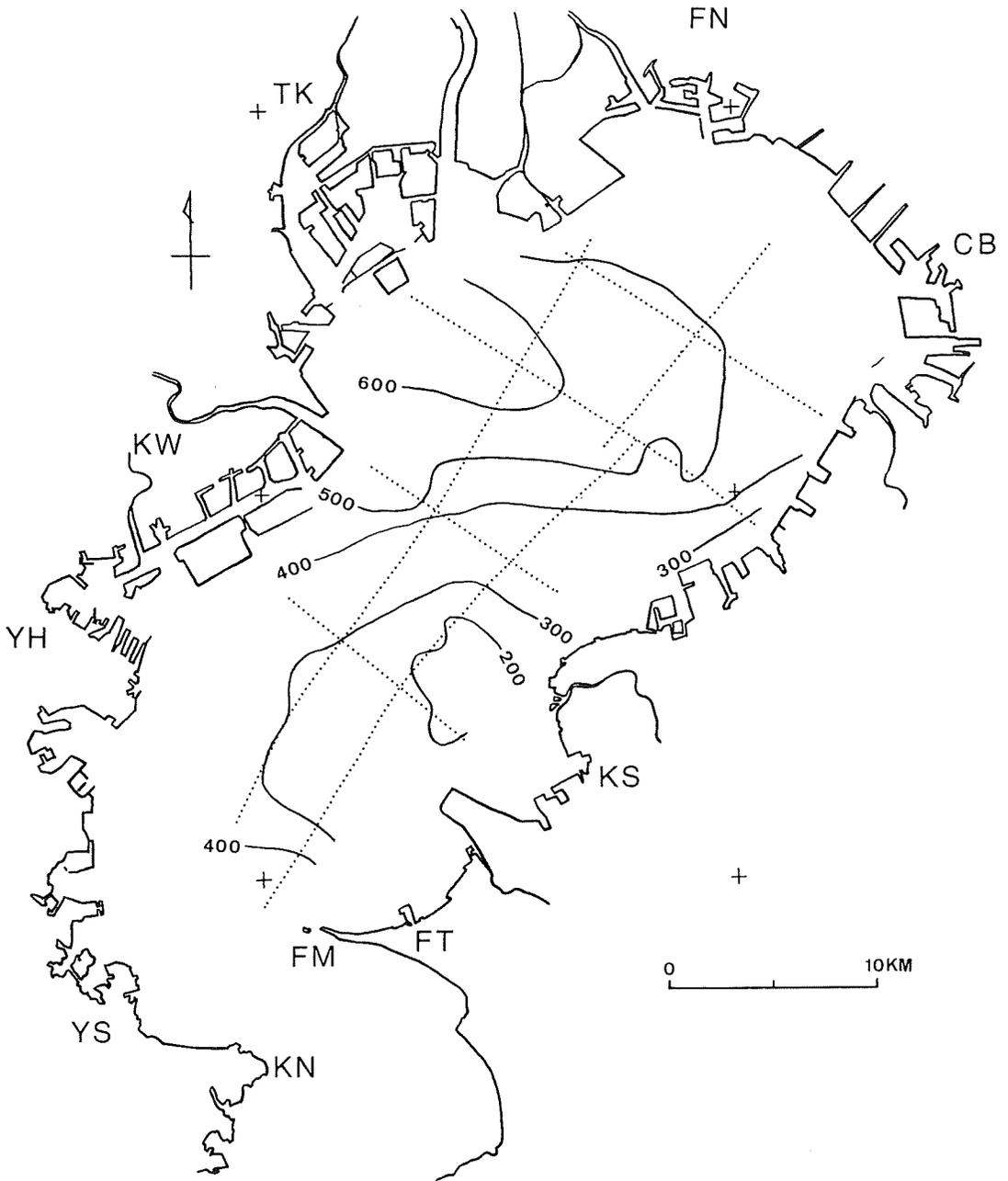


Figure 20 Isopack map of TC Group.

〔TD層-第21図〕

TD層は、全域にかなりの厚さで複雑に分布している。多摩川河口沖と浦安-姉崎を結ぶB-1測線沿いが薄い。厚い地域は、A-2測線の断層の北側、袖浦沖、最南端の富津岬沖に分化している。最も厚いのは富津岬沖で1600m以上である。

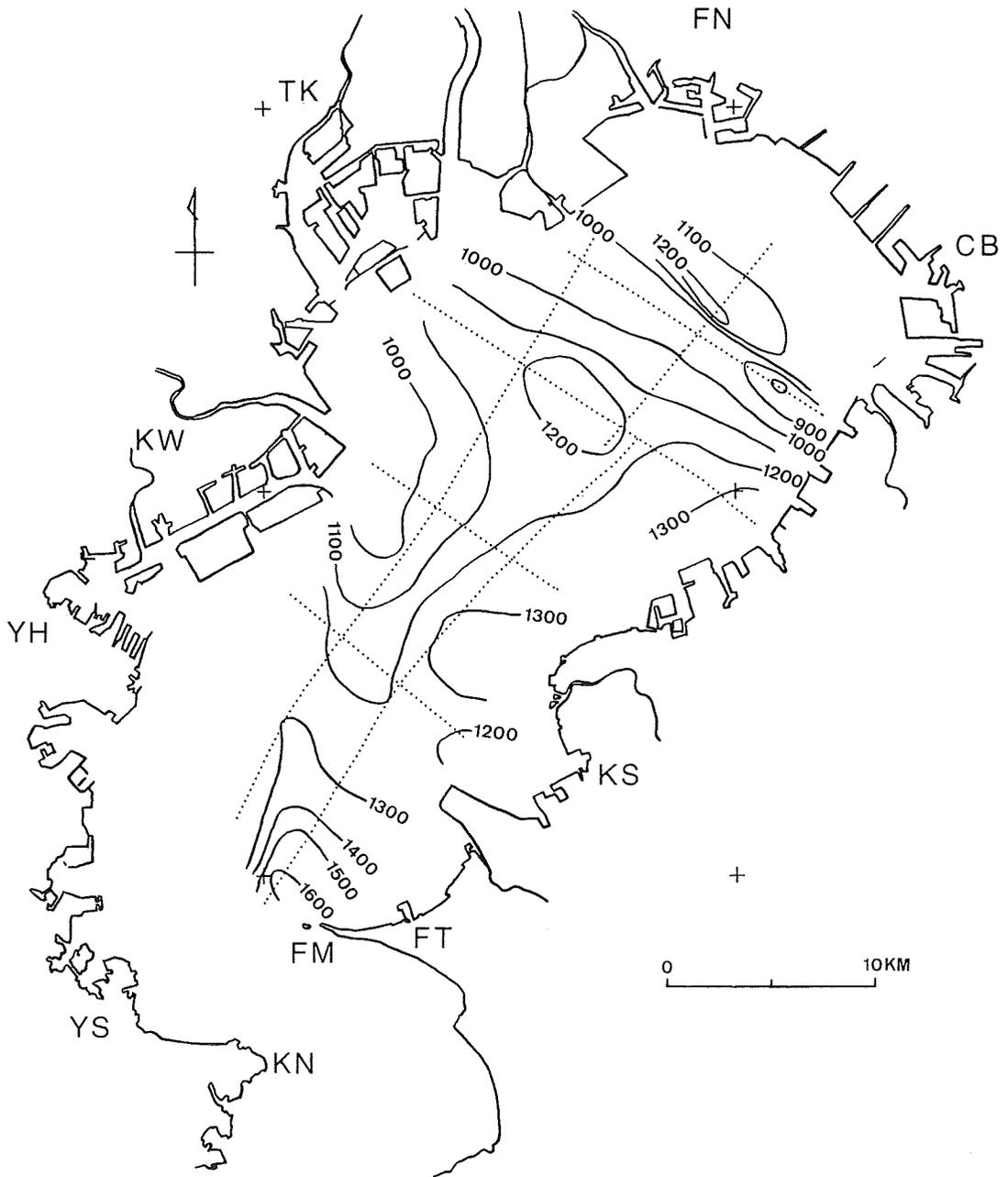


Figure 21 Isopack map of TD Group.

(TE層-第22図)

TE層は、B-2測線以南に分布し、南南西方向に層厚を増している。南端部で最も厚く1300mを越える。川崎と袖浦を結ぶ付近は南に急激に厚さが増大している。

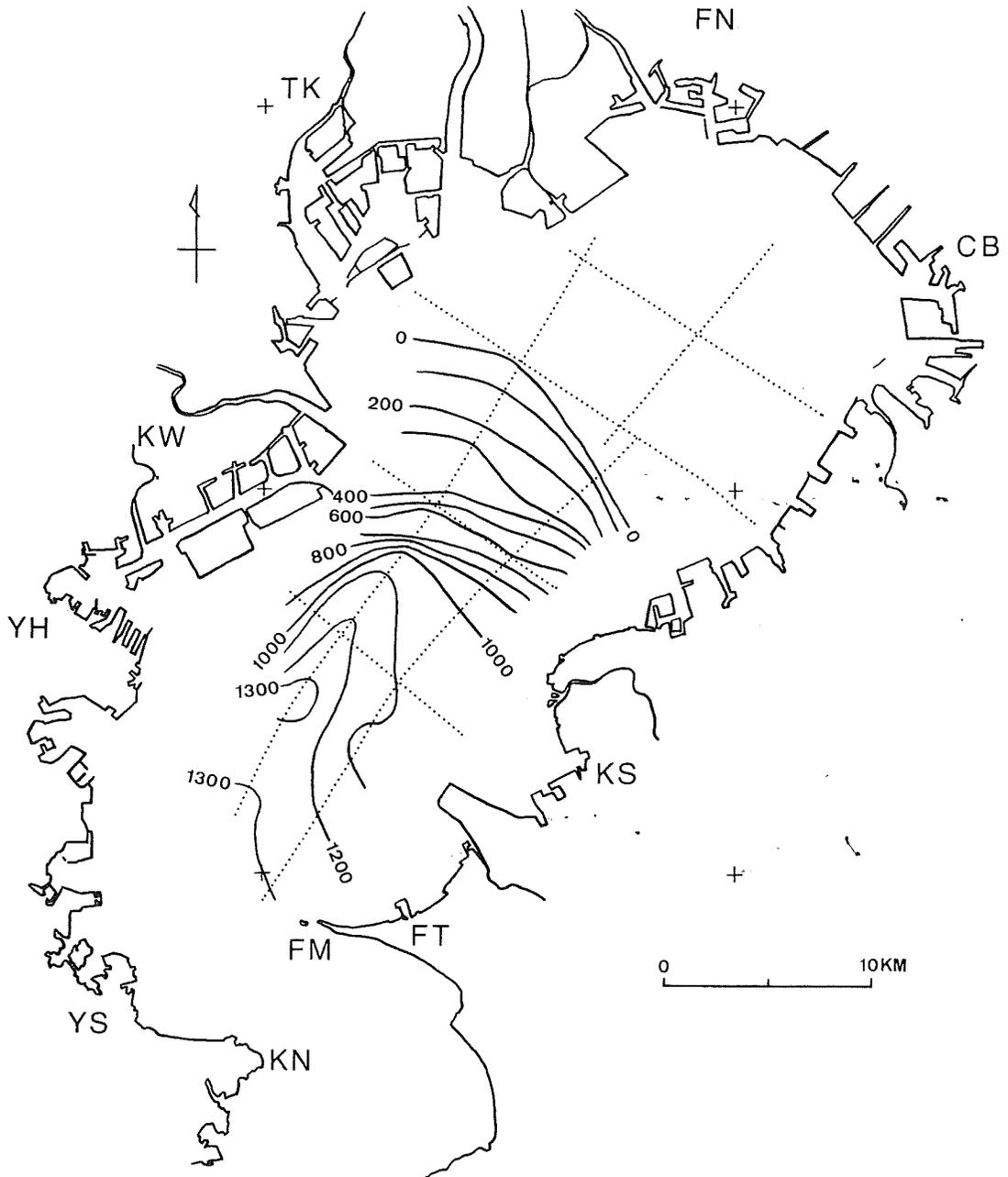


Figure 22 Isopack map of TE Group.

以上のように、新第三系～第四系は、堆積時代により最大層厚部が移動している。その状況を第23図にまとめた。TE層堆積期の最大層厚部すなわち堆積盆地の中心は南部中ノ瀬付近にあり、TD層堆積期には、中ノ瀬付近、袖浦沖及び船橋沖に分化している。TC層堆積期以後は湾の北部に移り、TC層堆積期には東京港沖、TB層堆積期には千葉沖に、更に最上部層のTA層堆積期には千葉の五井・姉崎沖に堆積盆地の中心が移動している。

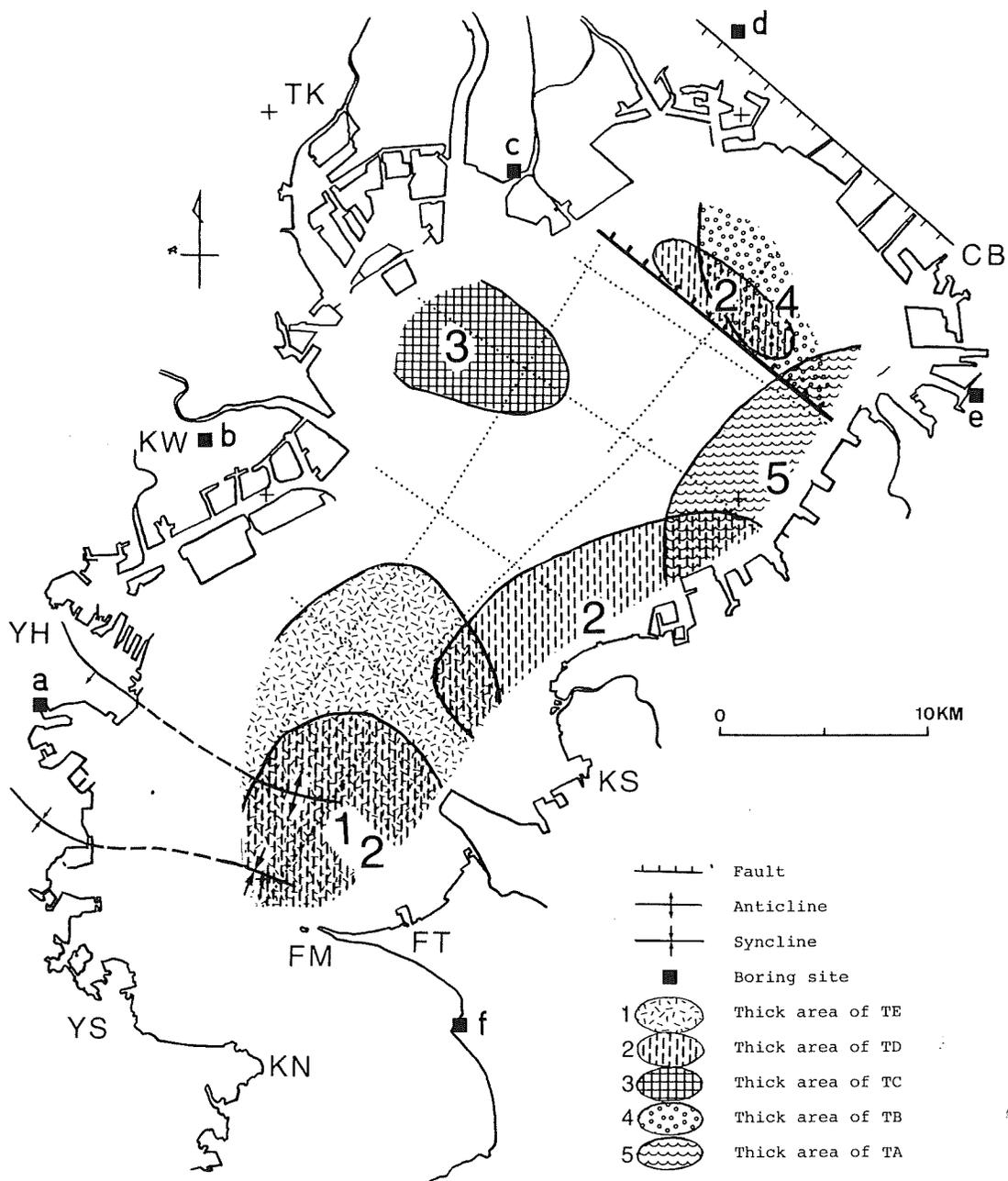


Figure 23 Summary map of geological structure.

(5) 速度構造

地層内の音波伝播速度は、定速度走査法による速度解析によって、各測線とも1 km間隔のデータが得られている。これによれば、地層区分した各層毎におおむね次のような音波伝播速度である。

TA層…1.5~1.9km/sec, TB層…1.8~2.1km/sec, TC層…1.8~2.2km/sec,

TD層…2.1~3.3km/sec, TE層…3.1~4.2km/sec

なお、最下位層のTF層は層内に確実な地層反射面がなく不明である。

(6) 地層の対比

TA~TF層に区分した地層を、東京湾沿岸に認められる対比に有効な深層ボーリングによって対比を試みた。対比に使用したボーリングは第23図に位置を示す6点であり、その柱状図は第24図に示した。東京湾近傍の新第三系~第四系は、前述のように房総半島と三浦半島に露出し、多くの研究によって層序関係が確立されているとよい。ここでは、この房総・三浦半島の地層層序に対比することとし、松田(1980)の南関東の地層対比表を基準とすることとした。従って、第24図のボーリング柱状図のなかで、成田層群は下総層群に、SA層群は上総層群の一部に、鎌倉層群、豊岡層群、天津層及び佐久間層群は三浦層群に対比されることとした。

地層の対比は測線上に深いボーリング資料が存在すれば容易であるが、今回の場合それはなく、沿岸陸上部にのみ認められる。対比に使用したボーリング地点と音波探査測線の最も近い地点との隔りは5~12kmあり、その間は推定で結ぶこととなる。対比の結果は次のとおりである。

Z層準は先新第三系基盤の上面にあたり、TF層は先新第三系基盤岩類に対比されると考えられる。6本のボーリングのうち最も古い地層が認められたのは、船橋地盤沈下観測井(d)である。深度2139m以深に三波川変成帯に相当すると考えられる片岩が認められており(楡井ほか, 1972)、このボーリングの海側には海岸線に沿って走る南落ちの断層がある(楡井ほか, 1977)。一方、A-2測線の北東端には約2800mの深度に、A-1測線の北東端には約2300mの深度にZ層準が位置している。A-1測線の北東端の船橋側にはA-2測線で認められた北東落ちの断層が走ると推定される。楡井ほか(1977)の断層とA-2測線の断層のずれを考慮する必要がある。しかし、ボーリングでの基盤岩とこれより上位の砂、礫、シルトといった堆積層とは岩質において歴然とした差異があるのと同様、音波探査断面図におけるZ層準の上下には音響的な差異が大きい。また両者の深度もほぼ同水準にある。これらのことがZ層準を先新第三系基盤岩の上面に対比できるとした理由である。

三浦層群の基底についてはY層準に対比される可能性があるが、かなり不確かなものである。三浦層群の基底がはっきりしているのは富津市磯根崎付近の大佐和層序試錐GS-1(f)であり、1478mの深度である(石和田ほか, 1965)。この大佐和層序試錐に最も近いのはA-2測線の南西端である。ところが、A-2測線の南西端付近には向斜構造が、大佐和層序試錐付近には背斜構造がある(石和田ほか, 1965)ことから、深度で対応をつけるのは難しい。手がかりになるのはTE層の堆積状況である。A-1、A-2測線にみられるように、TE層は先新第三系基盤岩と考えられるTF層にアバットして堆積し北に向かい層厚を急減させていることが、大佐和試錐で1200m以上の層厚を有する保田層群が船橋地盤沈下観測井(d)では220m以下に激減していることとよく対応する。これらのことから、ここではTF層は保田層群に、その上面のY層準を保田・三浦層群の境界とした。なお、船橋地盤沈下観測井の中新統は、三浦層群とも保田層群とも特定されていない。

次に三浦層群と上総層群の境界、いわゆる黒滝不整合に相当する層準であるが、X層準付近の可能性がある。上総層群の基底まで達しているボーリングは千葉MITI2000試錐(e)以外の5本で、それぞれ最も近い測

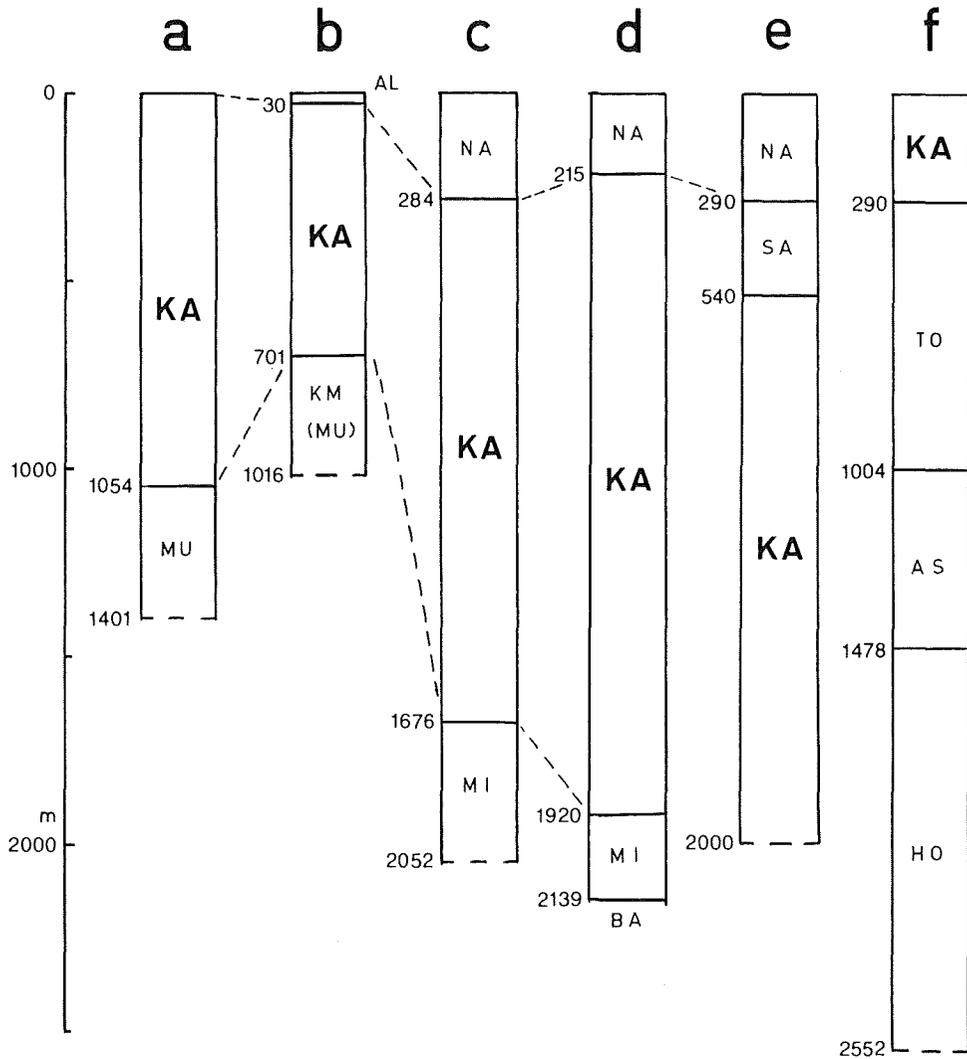


Figure 24 Columnar sections of deep boring around Tokyo Bay. Location is indicated in Figure 23. a : Yokohama R-4(Kikuchi, 1964), b : Kawasaki GS observation well(Fukuda et al., 1976), c : Edogawa R-10(Fukuda, unpublished), d : Funabashi landsubside observation well (Nirei et al., 1972), e : Chiba MITI 2000(Nirei et al., 1975), f : Osawa GS-1(Ishiwada et al., 1965)

AL : alluvium, NA : Narita Group, SA : SA Group, KA : Kazusa Group, MU : Miura Group, KM : Kamakura Group, MI : Miocene series, TO : Toyooka Group, AS : Amatsu Formation and Sakuma Formation, HO : Hota Group, BA : Basement rock (shist)

線との対比を検討した。この中で、大佐和試錐(f)と横浜 R-4 試錐(a)は、測線から遠く、付近に褶曲構造が存在することから、直接には参考としなかった。まず、川崎 GS 観測井(b)では701mの深度に上総層群の基底がある(福田ほか, 1976)のに対し、X層準はB-3測線西端で約760mの深度にあり、ほぼ近い深さにある。またX層準は、B-3測線でやや西上りではほぼ水平に記録されていることから、その延長上にある川崎 GS

観測井まで同様に推移しているとすれば、かなりよく一致する。ところが、江東天然瓦斯江戸川試錐井 R-10 (c)における上総層群の基底は1676mの深度である(福田, 未公表資料)のに対し、A-1測線の北東端、B-1測線の西端でのX層準の深さは、それぞれ1380m, 1350mであり、約300mのちがいがあ。江戸川試錐井はB-1測線の西方延長上にほぼ位置している。B-1測線のX層準は東下がり、江戸川試錐井から東下がり、追うと、上総層群の基底は、X層準より深い位置にあたることとなる。一方、船橋地盤沈下観測井(d)での上総層群の基底は1920mの深度にある(楡井ほか, 1972)。これに対し、A-1, A-2測線の北東端のX層準の深さは、それぞれ1380m, 1840mで、540m, 80mの差がある。A-1測線のX層準は北東に傾斜し、A-2測線では全体では北東に傾斜するものの、北東端においてはほぼ水平となり、このまま延長すれば上総層群基底とX層準のくいちがいはあまりなさそうである。こうしてみると、上総層群基底は、X層準ないしこれよりやや下位ということになる。

上総層群と下総層群の境界はV層準よりやや上に位置しそうである。上総層群の基底は江戸川試錐(c)で284m, 船橋試錐(d)で215m, 千葉試錐(e)で290mである。これに対し、A-1, A-2測線の北東端でのX層準は、それぞれ380m, 570mとこれより深くなっている。

以上の対比状況をもとに、東京湾における音響的地層区分とボーリング柱状図から求めた地層対比表は、第2表のようになる。

Miura Peninsula	Boso Peninsula	Tokyo Bay (Maximum thickness)		Geologic Age
Horizon				
Sagami Group	Shimohsa Group	V	TA (750m)	Quaternary
Kazusa Group		W	TB (750m)	
		X	TC (650m)	Pliocene
Miura Group		? Y	TD (1600m)	Miocene
Hayama Group	Hota Group	Z	TE (1300m)	
	Mineoka Group		TF	Pre-Neogene

Table 2 Stratigraphic correlation of Tokyo Bay and the surrounding area.

なお、楡井ほか(1975)が千葉付近で指摘した上総層群中の不整合は、V層準にあたる可能性がある。千葉試錐(e)でのこの層準は540mの深さにあるのに対し、B-1測線の東端でのV層準の深さは770mにある。千葉付近での地層の傾斜は内陸から海岸に向かって傾くことから、両者は対比し得る深度と考えられる。V層準が前述のように東京湾南部で不整合面であることもこれを裏付ける。

(7) 断層の分布

断面図で認められた断層には2種類のものがある。

一つは、先新第三系基盤反射面とみられるZ層準を鉛直方向に420m変位させている断層で、A-2測線のs. p. 157(測線の北東端から5150mの地点)に認められた。北東側が落ち、断層面はほぼ垂直で、断面図からは正断層とも逆断層とも判断しがたい。この断層を「東京湾北部断層」と呼ぶこととする。極めて顕著な断層であるが、A-2測線とほぼ平行に走るA-1測線や、この地点のすぐ南西側を走るB-1測線には、この断層に続くような構造は認められない。断層が直線状にのび、海岸付近まで続くと仮定すれば、N50°~55°Wの走向となり、浦安から五井を結ぶ線を走ると推定される(第23図)。Z層準反射面は、この断層で完全に切れており断層による引きずりが認められる。断層を隔てた反射面の連続性をみると、Z断層直上では切れているものの、それ以上の反射面はたわみながらも断層の両側に追跡でき、深部の断層の影響による撓曲構造を呈している(第25図)。TD層内のたわみは上位に行くに従い小さくなり、X、W層準では断層の落ちの方向である北東側に同傾斜で傾き下がり、断層の局地的影響はほとんどなくなっている。従って、東京湾北部断層はおもにZ層準形成期からTD層堆積期にかけて活動したと考えることができる。

東京湾北部断層は、関東平野の荒川沿いに推定されている千住-藤岡構造線(矢島, 1981)の東京湾への延長上に位置し、この構造線が東京湾下に続いているものと考えられる。また東京湾北部断層は楡井ほか(1977)により指摘されている船橋-千葉の海岸沿いの南西落ちの断層と対をなし、地溝を形成していると推定される。

もう一方の断層は、おもに川崎沖以南に発達する相対的に変位の小さい断層群である。この断層群はTD層内の反射面を中心に数10m変位させている。落ちの方向はさまざまであるが、断層面の傾きと変位の方向とから、いずれも正断層と考えられる。この小断層群は、TD層内によく発達し、なかにはTC層にも変位が認められるものもある。下位のTE層内では、記録の分解能の低下によるものか、反射面のずれによる追跡は困難となる。またこれらの断層の走向は、測線密度と断層の規模との関係で推定が困難であった。断層群の発達域は、B-2測線以南、後述の中ノ瀬褶曲以北のTE層分布域である。ここはZ層準の起伏も大きいところである。

(8) 中ノ瀬の褶曲構造

A-1、A-2測線の南西端、すなわち中ノ瀬付近に褶曲構造が認められた。A-2測線の最南端にあらわれた向斜とその北の背斜がそれで、背斜はA-1測線により明瞭である。褶曲のたわみはTE層からTC層まで認められる。背斜軸はほぼ東西の走向を示し、A-2測線のみで認められる向斜もこれと平行している可能性がある。

この褶曲を陸上に追跡すると、横浜付近の地質図に描かれたものに連続しそうである。すなわち、向斜軸は伊田ほか(1961)や三梨・菊地(1982)の富岡向斜に、背斜軸は伊田ほか(1961)の保土ヶ谷-桜木町一本牧を結ぶ南落ちの撓曲軸に続くものと考えられる(第23図)。房総半島側には、これに続きそうな褶曲構造は認められていない。

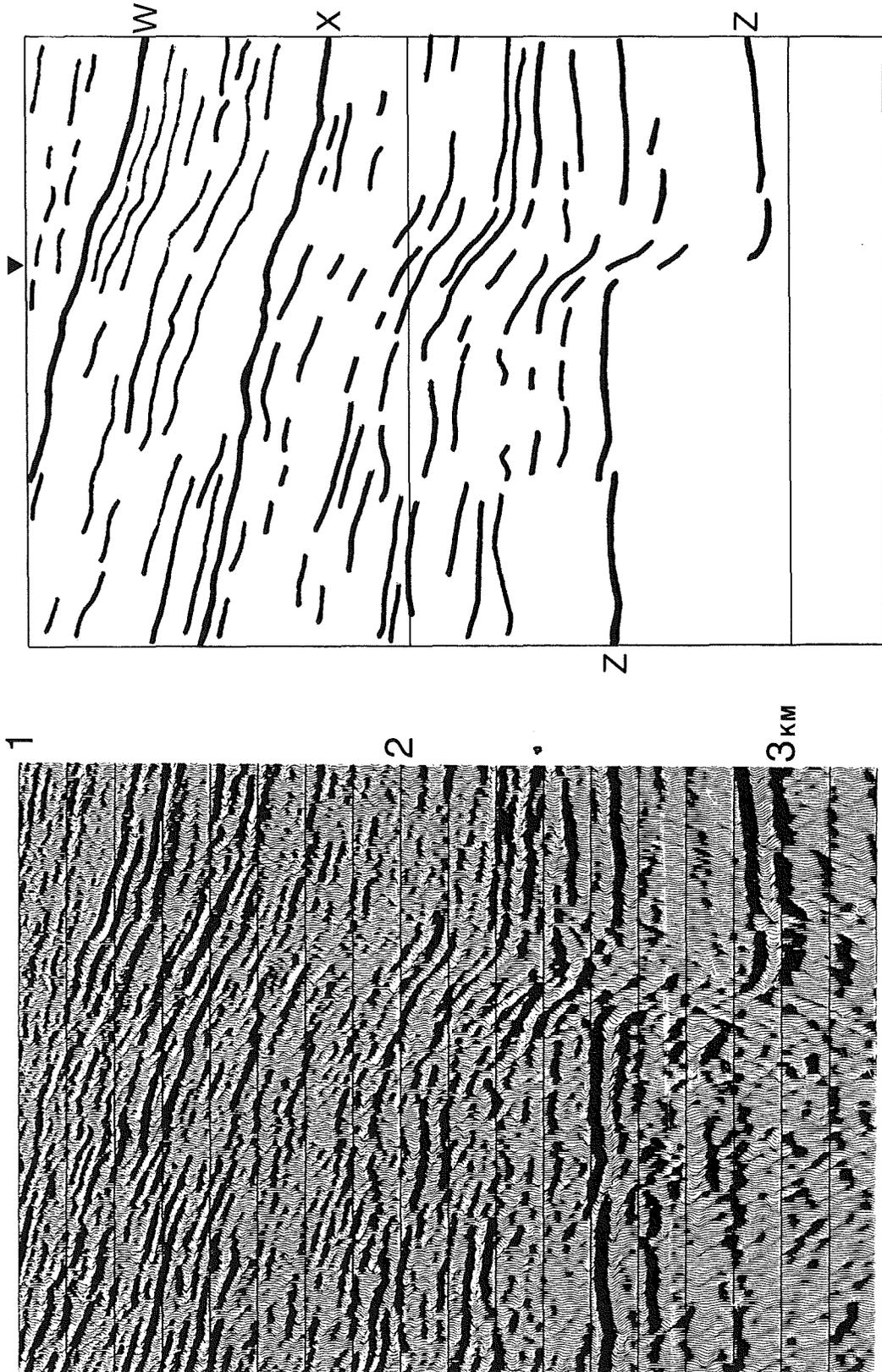


Figure 25 Magnification of migrated depth section (Line A-2) and its line drawing close by fault. Solid triangle is the position of the fault.

5. まとめ

東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査によって、深さ約 3 km までの明瞭な断面図が作成された。これによって明らかとなった事項は次のようにまとめられる。

- (1) 東京湾下に、深度 2～3 km に先新第三系基盤と考えられる強い反射面（Z層準）が認められた。この反射面は南部中ノ瀬付近で最も深く 3.4km に達する。
- (2) Z層準を覆う堆積層は 2～3.4km と厚く、新第三紀～第四紀堆積層と考えられる。この堆積層の最大層厚部は南から北東への移動が認められ、最上位層は、千葉の五井・姉崎沖で最も深くなる。
- (3) 東京湾下の地層を 6 層に区分し、上位から TA, TB, TC, TD, TE, TF 層とした、東京湾沿岸の深層ボーリングデータとの比較により、TA 層はほぼ下総層群に、TB・TC 層は上総層群に、TD 層は三浦層群に、TE 層は保田・葉山層群に、TF 層は先新第三系基盤岩類に対比されそうである。
- (4) Z層準を 420m 鉛直方向に変位させた断層が認められ、これを東京湾北部断層と呼んだ。東京湾北部断層は北東落ちで N50°～55°W の走向を持ち、おもに Z層準形成期から TD 層堆積期にかけて活動したと考えられる。川崎沖以南には、TD 層を中心に数 10m と変位の小さい正断層群が認められた。また中ノ瀬付近には、軸がほぼ東西の褶曲構造が認められた。

東京湾において実施されたこの調査は、湾内で行うものとしては大規模なものであり、多方面の方々の協力によって実現したものである。科学技術庁研究調整局の担当官は本調査の計画・推進に尽力され、第三管区海上保安本部警備救難部、東京湾海上交通センター、東京湾海難防止協会、千葉海上保安部をはじめとする東京湾をとりまく海上保安部署の方々及び警戒にあたった巡視艇乗組員の方々には、海上作業の安全について全面的な協力をいただいた。また千葉県漁連、富津、船橋、横浜の漁協等漁業関係の方々には、調査へのご理解とご協力をいただいた。本稿をまとめるにあたって、地質調査所福田理氏には貴重なボーリングデータの提供とともに地層の対比に有益なご意見をいただき、東京都立大学理学部貝塚爽平、町田洋、菊地隆男の各先生方にも、有益なご意見をいただいた。更に、水路部沿岸調査課佐藤任弘課長には、調査の計画、実施、本稿のとりまとめの過程で終始ご指導いただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

- 房総団体研究グループ 1964：黒滝不整合における削剝量とその意義，地質雑，70，88-99ページ
- 福田 理・垣見俊弘・河内英幸・高木慎一郎・田中信一 1976：川崎地区水位水質観測井について～その 1 坑井編①～，地質ニュース，259，1-14ページ
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 1961：日本油田・ガス田図 2「横浜」1/50,000，地質調査所
- 石井基裕 1962：関東平野の基盤，石油技協誌，27，615-640ページ
- 石和田靖章・三梨 昂 1965：大和田層序試論，地質ニュース，133，2-4ページ
- 第四紀地殻変動研究グループ 1968：第四紀地殻変動図，第四紀研究，7，200-211ページ
- 海上保安庁水路部 1974：沿岸の海の基本図「東京湾北部」1/50,000，No. 6363-9
- 海上保安庁水路部 1983：東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査(1)，地震予知連絡会会報，30，115-118ページ
- 垣見俊弘 1976：首都圏の地震と活構造(続)，地質ニュース，258，8-13ページ
- 加藤 茂・浅田 昭 1983：東京湾海底地殻構造調査(海上作業)，水路部技報，1，13-14ページ

- 菊地隆男 1982: 上総層群の堆積構造と関東構造盆地の島弧における位置, 地団研専報, 24, 67-78ページ
- 菊池良樹 1964: 南関東地方の新第三系および第四系の微化石層位学的研究, 東北大理地質学古生物学教室邦文報告, 59
- 衣笠善博 1980: 関東平野の平野部における先新第三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ページ
- 小玉喜三郎・鈴木尉元・三梨 昂 1981: 関東堆積盆地の形成機構に関する一試論, 地質学論集, 20, 233-246ページ
- 松田時彦 1980: 新生代後期の地層群, 岩波講座地球科学15「日本の地質」, 143-194ページ
- 三梨 昂 1973: 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷, 地球科学, 27, 48-65ページ
- 三梨 昂 1977: 層厚変化による堆積層の区分単元とその基盤運動-南関東地区を例として-, 藤岡一男教授退官記念論文集, 249-260ページ
- 三梨 昂・菊池隆男 1982: 1/50,000地質図「横浜」及び地域地質研究報告「横浜地域の地質」, 105ページ, 地質調査所
- 三梨 昂ほか22名 1976: 特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質」1/100,000, 地質調査所
- 新妻信明 1976: 房総半島における古地磁気層位学, 地質雑, 82, 163-181ページ
- 楡井 久・樋口茂夫・原 雄・古野邦雄・矢田恒晴・石井 皓・赤桐毅一 1977: 東京湾の形成に関する一考察と地盤沈下, 日本地質学会84年学術大会講演要旨, 278ページ
- 楡井 久・樋口茂夫・原 雄・古野邦雄 1975: 東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について, 地質雑, 81, 559-565ページ
- 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
- 尾田太良 1975: 浮遊性有孔虫からみた房総半島上部新生界の古地磁気記録の時代的解釈, 地質雑, 81, 645-647ページ
- 多田 堯 1976: 関東平野の地下構造について, 地震第2輯, 29, 47-53ページ
- 多田 堯 1982: 関東平野の基盤構造と重力異常(1)-基盤深度図-, 地震第2輯, 35, 607-617ページ
- 矢島敏彦 1981: 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造, 地質学論集, 20, 187-206ページ

硫黄島周辺の海底地形†

加藤 茂*・池田 勉*

SUBMARINE TOPOGRAPHY AROUND IWŌ-ZIMA†

Shigeru Kato* and Tsutomu Ikeda*

Abstract

The submarine topographic survey around Iwō-Zima situated 1200 km south of Tokyo was carried out by the Hydrographic Department in 1981. By the result of this survey, a submarine topographic chart was drawn on the scale of 1 : 100, 000 (Fig. 2). The submarine topography around Iwō-Zima has some characteristics as follows;

- i) Iwō-Zima is located at the summit of a concentric volcano of more than 40 km in basal diameter, and more than 2000 m in elevation.
- ii) Iwō-Zima volcano has two big lateral volcanoes, Kaise-Nisi-no-Ba located at 15 km WNW of the island and Kaise-Minami-no-Ba located at 25 km south of the island. There are also many small lateral volcanoes on the south and west slopes.
- iii) Topographic chart of Iwō-Zima volcano exhibits a caldera of about 10 km in diameter, and Motoyama which is the northeast part of the island is the central cone of this caldera.
- iv) An abrasion platform fringing the island is formed by wave erosion faster than the uplift of which rate is 50 cm/year in maximum.
- v) Front slope of the abrasion platform has become shallow about 20-40 m for 47 years because of uplift and clastics mainly supplied by the erosion of abrasion platform.
- vi) It is considered that the high rate uplift of Iwō-Zima occurs at shallow waters but such uplift does not reach the caldera rim.

1. はじめに

火山列島硫黄島は東京の南約1200kmにある火山島で、七島・硫黄島海嶺とよばれる火山列の一角を占める。伊豆七島から南硫黄島まで直線上に点々と連らなる島々は、七島・硫黄島海嶺上の火山が海面上に顔を出したもので、最近でも三宅島、西之島、南硫黄島付近の福徳岡の場等で噴火活動が記録されている。硫黄島においても、島にいくつかある噴気孔から時々噴気現象が観察され、また島の周辺海域は火山性変色水が常時認められる。

† Received 30 November 1983

* 海洋調査課 Ocean Surveys Division

硫黄島では、1968年にわが国に返還された後、地学的調査が東京都、国土庁、国立防災科学技術センター等により、陸上部に集中して進められてきた。その結果、硫黄島にはいくつかの特徴ある現象が認められた。陸上部分は、元来火山体の頂上部分が海面に出ているに過ぎず、大部分を占める周辺海域のデータの重要性が認識されるに至り、1980年には航空磁気測量が、1981年には海底地形地質調査が、いずれも水路部により実施された。

ここでは、国土庁の協力により実施した、硫黄島周辺海底地形地質調査結果により明らかとなった同島周辺海底地形について、とりわけ、火山体としての特徴と海岸付近の海底地形形成過程についてまとめた。

2. 硫黄島火山の諸特性

- (1) 硫黄島は、元山と摺鉢山とよばれる2つの火山とこの間を連結し砂礫層からなる千鳥ケ原によって構成されている。元山は海拔約120mの低平な火山体で、粗面安山岩熔岩の上に火砕岩(凝灰岩)が覆い、熔岩の露出域は限られている。熔岩の産状等から元山火山は、海底で形成されたと考えられている(津屋, 1936; 一色, 1976)。摺鉢山は、島の南西端にある海拔160mの円錐丘で、凝灰岩、角礫岩、粗面安山岩熔岩の上に陸上で建設された火砕丘である(一色, 1976)。このほか、島の東方には東岩、島と砂州で連結した釜岩の北には監獄岩とよばれる岩礁がある。

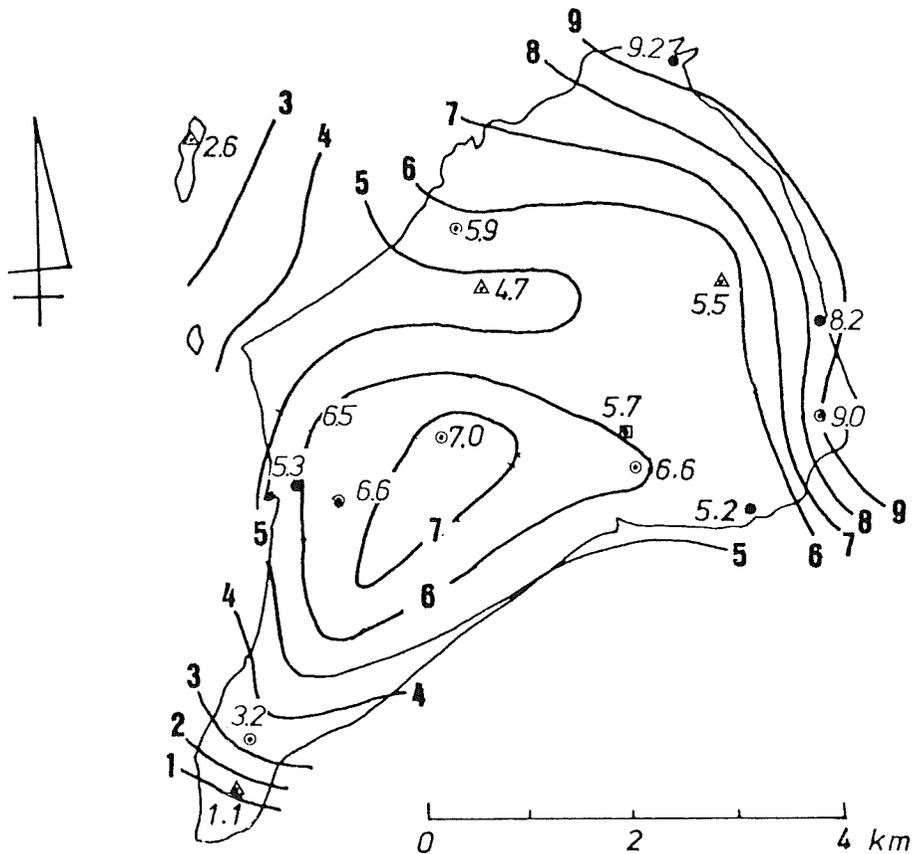


Figure 1 Distribution of values of recent uplift obtained by geodetic means: Isobase and individual values of uplift in meter during 16 years from 1952 to '68 (Kaizuka et. al., 1983).

- (2) 硫黄島の特筆すべき現象は激しい地殻変動であり、島全体が著しい隆起を継続していることである。国土地理院の水準測量による1952年～1968年の16年間の垂直変動量を見ると、北東海岸で9 mを超える隆起が確認されている(辻ほか, 1969)。この隆起は1911年以後1968年まで継続しており、1952年以後は約30cm/年の隆起速度を示す(小坂ほか, 1979)。島の隆起分布は辻ほか(1969)の等隆起量図に、監獄岩の値等を参考にして貝塚ほか(1983)が描きなおしている(第1図)。これによると、元山北東海岸で隆起量が最も大きく、千鳥ヶ原にも隆起の大きい部分があるが、監獄岩や釜岩そして摺鉢山ではかなり小さいことがわかる。
- (3) 元山を中心に海岸段丘の発達著しいことが従来から指摘されていた(津屋, 1936; Swenson, 1948)が、貝塚ほか(1981, 1983)は、この海岸段丘を詳細に調査し、段丘形成史と地殻変動との関連等について論じた。これによると、元山の最高部も海岸段丘面であり、20段以上の段丘が識別された。また海岸段丘から求められた地殻変動は測地学的方法によって求められた変動パターンとよく一致し、約100年前から同様の変動が続いたと推定している。
- (4) 海岸線の変化も著しく、羽島・溝口(1982 a, 1982 b)は、釜岩との中のトンボ口の成長を中心に汀線変化について論じた。汀線は隆起に匹敵するほどの前進はなく、これは波浪の浸食によるものであり、浸食された土砂は沖の海底に堆積するとした。貝塚ほか(1983)は、1934年と1945年の水深の比較により、水深5～10mの平坦面に変化がほとんどないことから、ほぼ隆起分だけ波浪浸食により海底が削剝されたと推定した。
- (5) そのほか、隆起量に比べ地震活動がすくないこと(小坂ほか, 1979; 熊谷, 1976)、また島内には各所に地熱地帯があり、火山ガスの噴出、温泉、火山性湧水等がみられ(森本ほか, 1968)全島としての放熱量は莫大なるものであること(小坂ほか, 1979)などが明らかとなっている。

3. 海底地形地質調査

硫黄島周辺海底地形地質調査は、1981年6月8日～6月30日の23日間、測量船「昭洋」(船長中川久, 1900トン)で実施された。調査範囲は、概ね北緯24度33分から24度58分、東経141度0分から141度31分で囲まれた東西22～24km、南北24～30kmの海域で、この中心に硫黄島が位置する。外洋部では、東西方向に1海里間隔の主測線とこれと直交する南北方向4海里間隔の交差測線において、測深、エアガン方式による音波探査、3.5KHzの表層探査、地磁気、重力の測定及びドレッジによる採泥を行った。島周辺の沿岸部は、「昭洋」搭載測量艇「くろしお」により測深を行った。

調査の結果、硫黄島周辺海域について10万分の1の水深図、海底地形図、海底地質構造図、地磁気異常図、重力異常図、2.5万分の1の沿岸部水深図等が作成された。10万分の1の海底地形図を第2図に示す。

4. 硫黄島火山の地形

硫黄島は、水深2000m以深からそびえたつ直径40km以上の火山体で、第2図に示す今回の調査範囲におさまり切れない。硫黄島はこの火山体の頂上部に位置する。硫黄島火山は、島を中心とするほぼ同心円上の等深線がとり囲むが、火山体斜面は、北・東側の斜面は3～6度と急で、南・西側は緩斜面となっている。島から西北西約15kmには海勢西の場とよばれる高まりが、南方約25kmには海神南の場とよばれる高まりが目をつくる。いずれも、直径10km前後の単独の高まりで硫黄島火山の側火山と考えられる。海勢西の場の頂上部は水深200～230mの平坦面となっている。頂部水深や地形から、この平坦面は海食により形成されたと考え

られる。この2つの大きな高まりのほか、元山を通る北西-南東の線より南西側には、直径2 km以下の小さな高まりが散在しており、これらの高まりも側火山と考えられる。側火山の分布域は、火山体の緩斜面域と一致している。

島の周辺部をみると、元山を中心として半径約5 kmの同心円上に高まりが数カ所認められる。元山西方の現在は島と陸続きとなった釜岩、その北の監獄岩、島の北方の水深70mの高まり、東方の東岩、そして南方の水深130mの高まりがそれである。地形的にみて、硫黄島火山はこれらの高まりを外輪山とするカルデラ地形を呈していると考えられる。これらの高まりが元山からほぼ等距離にあること、いずれの高まりもその嶺は元山を中心とする円弧状の尾根線を描いていること、東岩や監獄岩では内側(元山側)に急崖があることが根拠となる。

これらの考え方をもとに作成した地形学図を第3図に示す。カルデラはほぼ円形をしており、元山はこのカルデラ内の中央火口丘、摺鉢山はカルデラ外にできた側火山のひとつと考えられる。ただし、摺鉢山付近はカルデラ外縁線がはっきりせず、カルデラ外縁上に形成された火山かもしれない。

カルデラ外縁付近は、今回の調査で音波探査を実施していないので、地質構造に関する資料はないが、1980年の航空地磁気測定の結果は、これを裏付けるデータを提供しているように見える。すなわち、磁気異常分布から推定した帯磁モデルでは、島を中心とする直径約10km、最大深度2000mの非磁性領域が描き出され、この領域はキューリー温度より高温の岩体よりなると推定されている(大島ほか, 1982)。この非磁性領域はカルデラの範囲とよく一致している。硫黄島周辺海域の地質学的、地球物理学的データは他にはなく、今後のデータの集積により明らかにならう。なお、これらの結果の一部は、既に速報として発表されている(海上保安庁水路部, 1983)。

5. 海岸付近の海底地形

2の(2)で述べたように硫黄島では極めて大きな隆起が継続している。この隆起現象は陸部だけの現象とは考えられず、海域でも十分考え得る。この隆起現象の範囲はどこまで続いているのか、また硫黄島周辺の浅海域の地形形成過程に、この隆起現象はどのような影響を与えているのかについて若干の考察を試みることにする。

浅海域の海底地形について今回作成された海底地形図と過去の測量結果との比較を行った。過去に実施した測量結果で現在残っているのは、1934年海軍水路部の測量による3万分の1の海図及び1945年米軍の測量による2万分の1の海図である。1934年測量に関する資料は、1935年刊行の水路軍機第220号の海図のみでほかの資料はない。また1945年の米軍測量結果は、海図No. 97562として現在でも販売されている。比較にあたって、まず縮尺を2.5万分の1にそろえて、ファゾムで表わされた米軍海図はメートルに換算し、それぞれ等深線図を作成した。これに今回の測量結果を重ね、第4図に示す主要な測線について海底地形断面図を作成した。これを第5～10図に示す。なお、第二次世界大戦で戦場となった硫黄島では、新旧の図を重ね合わせるための三角点等の基準点がなかったので、南海岸沖の二ツ根、北東海岸沖の離岩、監獄岩西方沖の岩礁により一致させてみた。それぞれの岩礁のずれも図上2 mm、実距離50m以内におさまる。

地形の変化状況をみる前に、現在の海岸付近の海底地形をみてみよう。海底地形図(第2図)をみると、水深10-20mを外縁水深とする平坦面の発達がよく、この平坦面は摺鉢山周辺を除くと1 km前後の幅を持っている。この平坦面はその水深から現海面に対応する海食台及び堆積平坦面と考えられる。2.5万分の1の水深図からみると、南海岸の二ツ根から東まわりに北ノ鼻までは、この平坦面上に海岸と平行するように

南力諸島
硫黄島周辺海域
海底地形図

昭和56年5月～6月測量
横メルカトル図法
座標原点 { N 24° 47'
E 141° 20'
縮尺 $\frac{1}{100,000}$

基本水準面硫黄島平均水面下0.65m

- 備考
1. 岸線および沿岸部の海底地形図は昭和56年4月～5月測量を基として採り、
 2. 音速度の改正：海上保安庁水務部海洋資料センター保管の資料による。
 3. 等深線間隔は10mである。

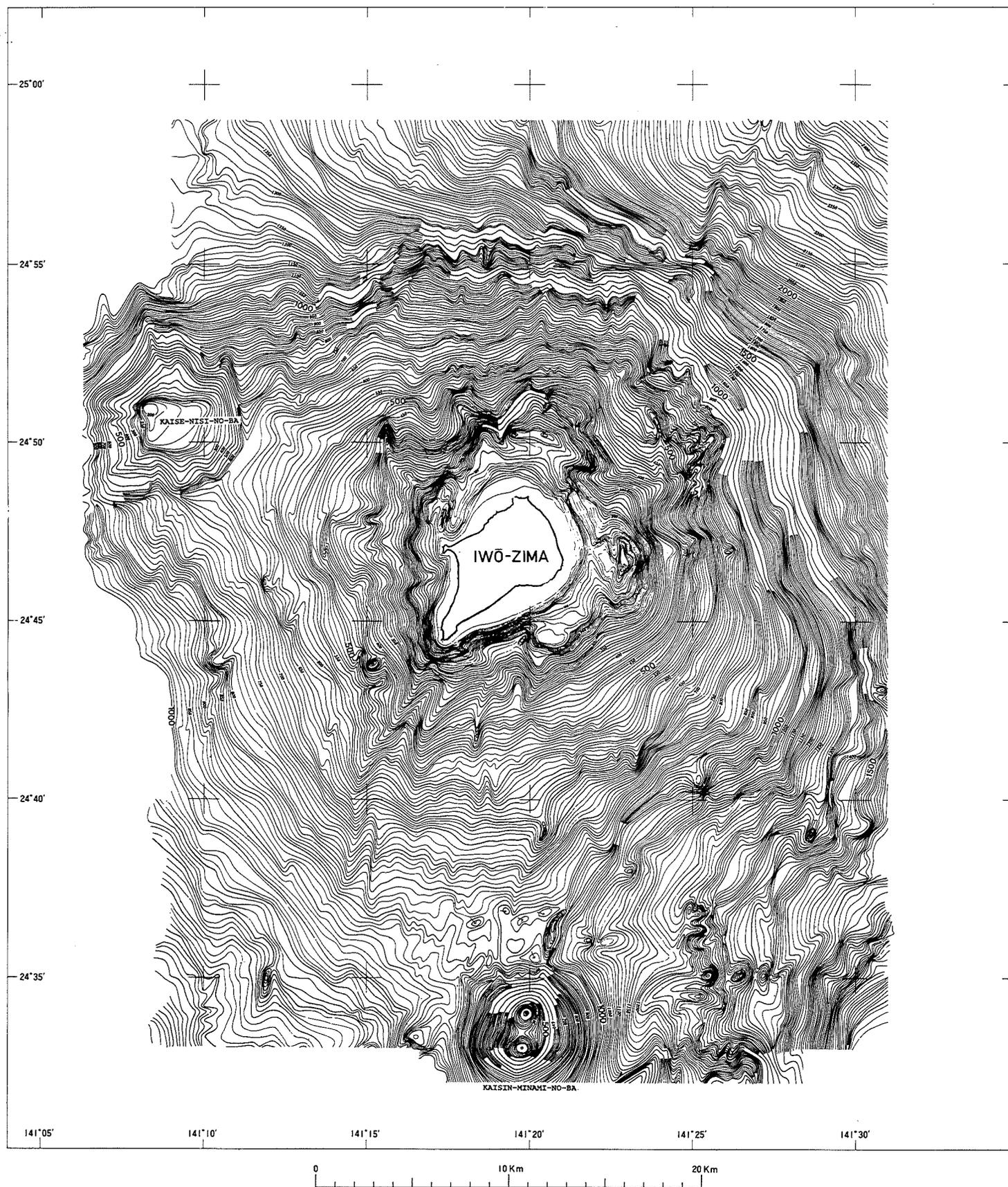


Figure 2 Submarine topographic chart at the sea around Iwō-Zima. Contour interval 10 m.

高まりが認められる。この高まりの内側には、やはり海岸と平行する窪みがあり、窪みと高まりとの比高は3~4 mある。

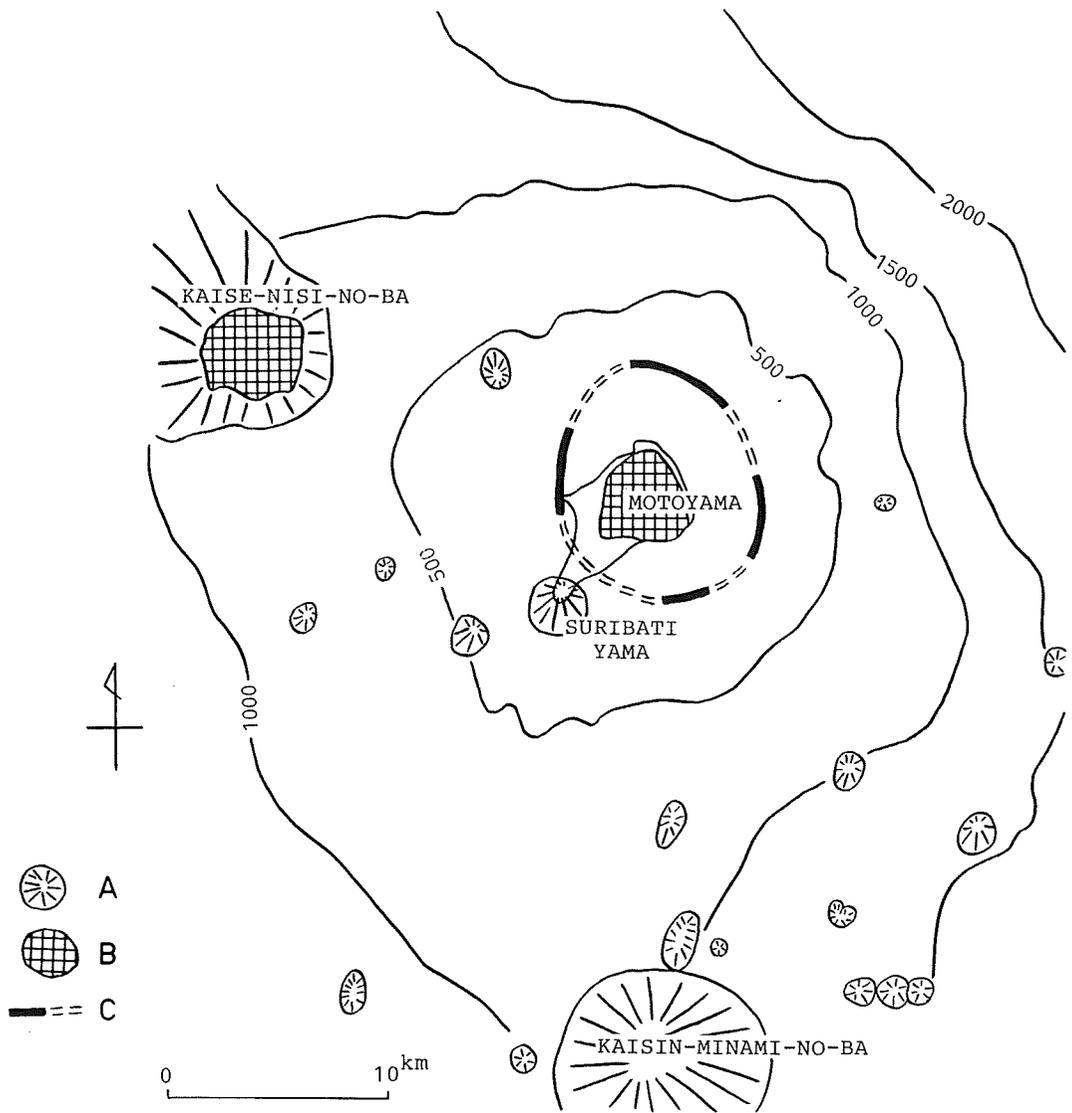


Figure 3 Geomorphological map of Iwō-Zima volcano.

A : lateral volcano, B : abrasion surface, C : caldera rim

1934年、1945年そして1981年の3回の測量結果により、海底地形の変化状況を第5~10図でみることにする。第5図は、現在島と陸続きとなっている釜岩を横切るほぼ東西断面(A)である。釜岩と島との間は、1934年には水深38mの海域であったが、1945年には水深20mに、1981年には陸域となり、この間著しく浅くなっていることがわかる。第1図の最近16年間の隆起量図では、この地点で約4 m隆起しており、この隆起速度が一定で1934年までさかのぼれるとすれば、1934-1981年の47年間の隆起量は約12mとなる。水深の変化はこの値を大幅に上まわる38m以上であるので、ここでは隆起に加え多量の堆積物の供給があったことになる。第6~10図(B~F断面)は、島を右まわりに海岸とほぼ直交する断面で、これらの図からは、水深

10m 前後までの平坦面では水深変化は数 m にとどまっており、これと対照的に、いずれの断面でも平坦面の沖の急斜面では非常に浅くなっていることがわかる。

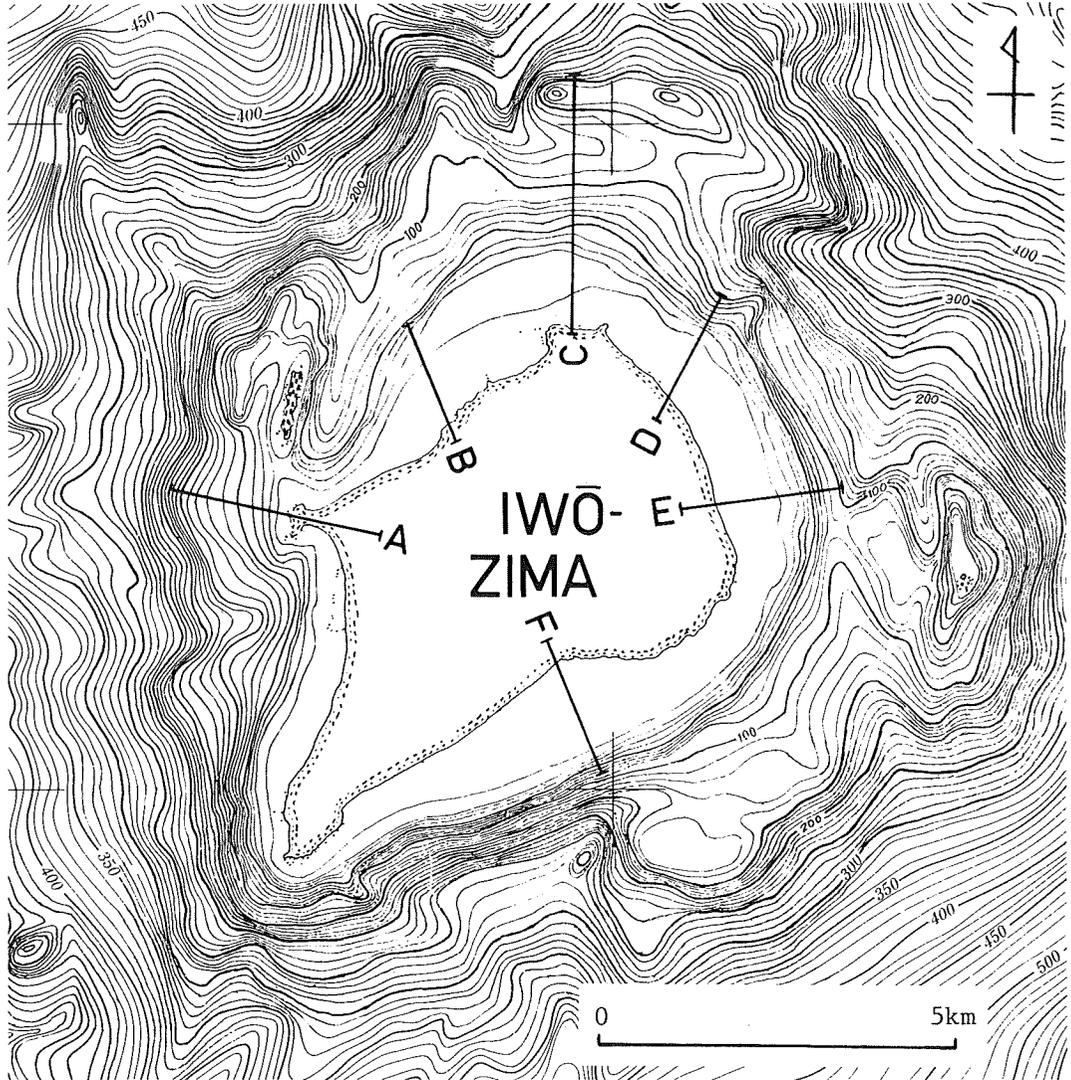


Figure 4 Magnification of Figure 2. A-F show the section lines of Figure 5-10.

これらの断面のうち、C（第7図）はかなり沖合まで水深変化を知ることが可能で、海岸から沖に3.5km 付近には前述のカルデラ外輪山と考えられる高まりが認められる。そこで、この断面図について1981年までの推定隆起量を積算してみた。断面の位置に最も近い北ノ鼻付近の基準点での隆起量は、1952-1968年の16年間で9.2m ある（第1図）。1934-1981年の隆起速度が一定であると仮定すると、1934-1981年の隆起量は約27m、1945-1981年の隆起量は約21 m となる。この隆起現象が海域部まで同じであるとして、1934年、1945年の地形断面をそのまま隆起量分持ち上げ、1981年の地形断面とを比較するとそれぞれ第11、12図となる。

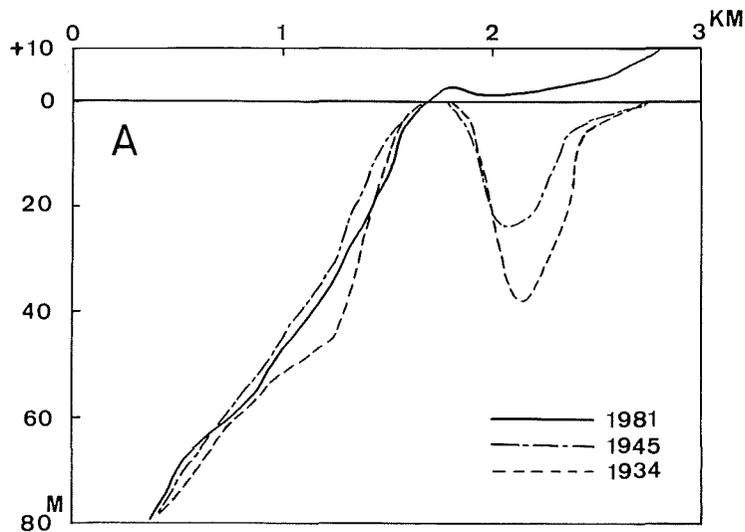


Figure 5 Topographic change across line A, 1934, 1945 and 1981.

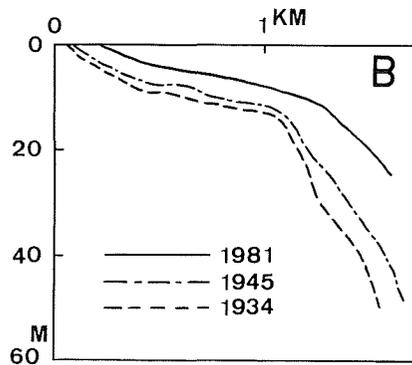


Figure 6 Topographic change across line B, 1934, 1945 and 1981.

両図とも類似した特徴が認められる。海岸から約1 kmまでは陸化しているはずが現在も海域であることがわかり、このことから、隆起速度に匹敵する海食作用によって削り取られたと考えられる。平坦面の前面の斜面域では、推定隆起量以上浅くなっており、隆起に加えて堆積作用を考えなければならない。さらに、沖合の高まり付近では、推定隆起量と同程度深くなっているので浸食を考慮することとなるが、水深80m前後のこのような高まりで一様に浸食されたとは考えにくく、従って、推定した隆起量が大きすぎ、地形的にあまり変化がみられないことから、隆起はほとんどなかったと考える方がよい。

C断面を含む北側沿岸海域について地形変化の分布図を作成した(第13, 14図)。この図は、1934, 1945, 1981年の等深線図により、1934-1981年をそれぞれ比較したものである。測量密度や精度から細部の変化状況、特に島から離れるに従いやや疑わしい部分があるが、概略のパターンは確かなものと考えられる。両図とも同じ傾向を示し、海岸から(1)全体ではやや浅くなっているものの、その量は10m以内と小さい海域(海食台海域に対応)、(2)+20~+40mと極めて浅くなっている海域(平坦面外側の斜面域に対応)、(3)深くなっている海域(沖合の高まりの島に面する斜面付近)と海岸をとりまくように帯状の水深変化をしていること

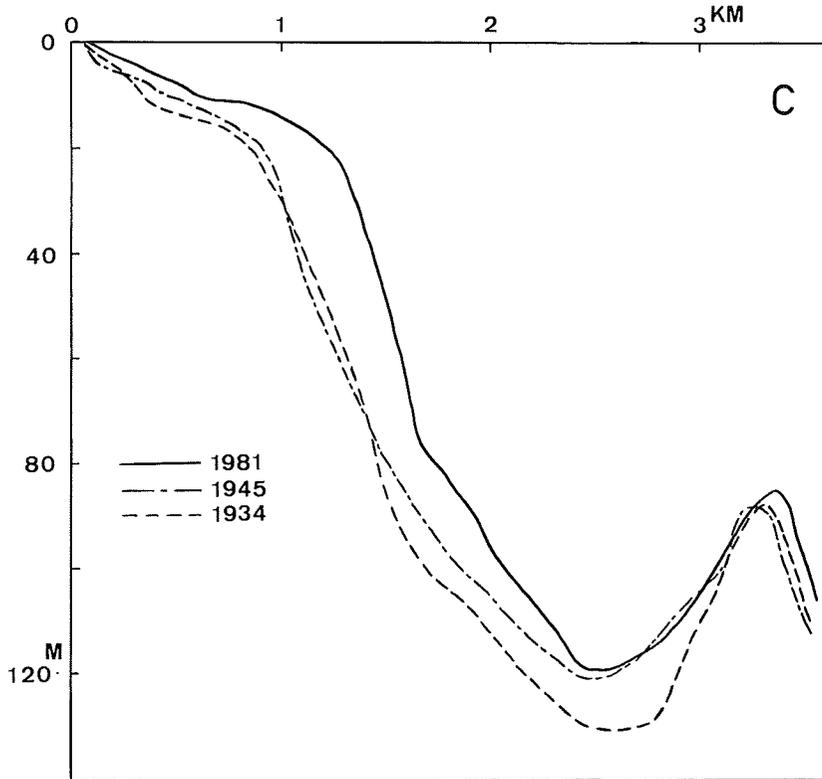


Figure 7 Topographic change across line C, 1934, 1945 and 1981.

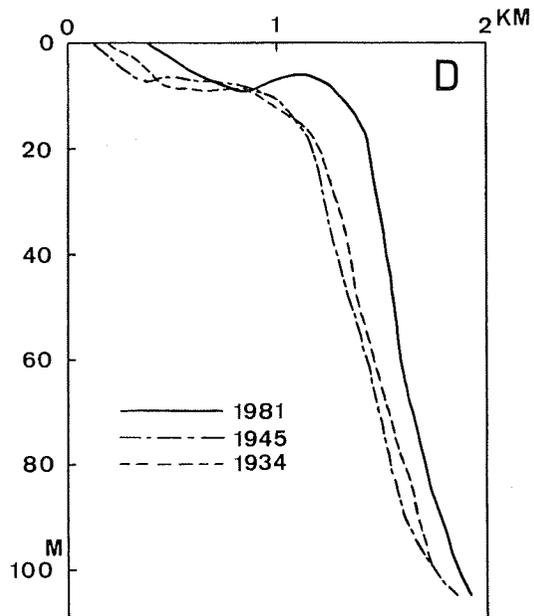


Figure 8 Topographic change across line D, 1934, 1945 and 1981.

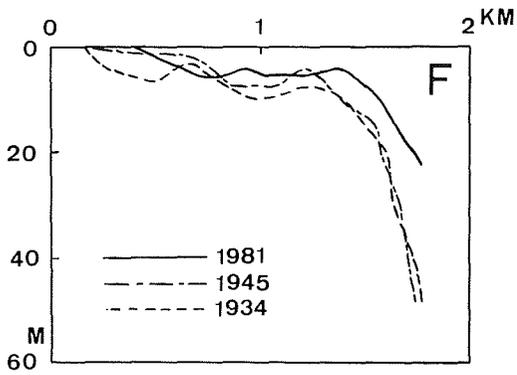


Figure 10 Topographic change across line F, 1934, 1945 and 1981.

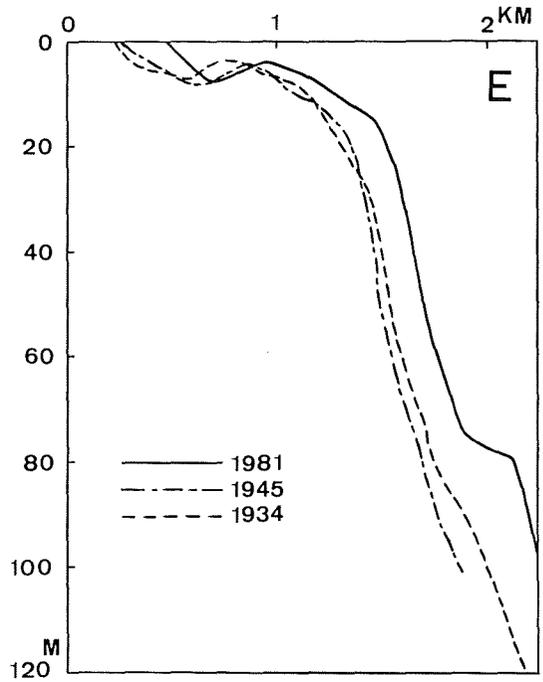


Figure 9 Topographic change across line E, 1934, 1945 and 1981.

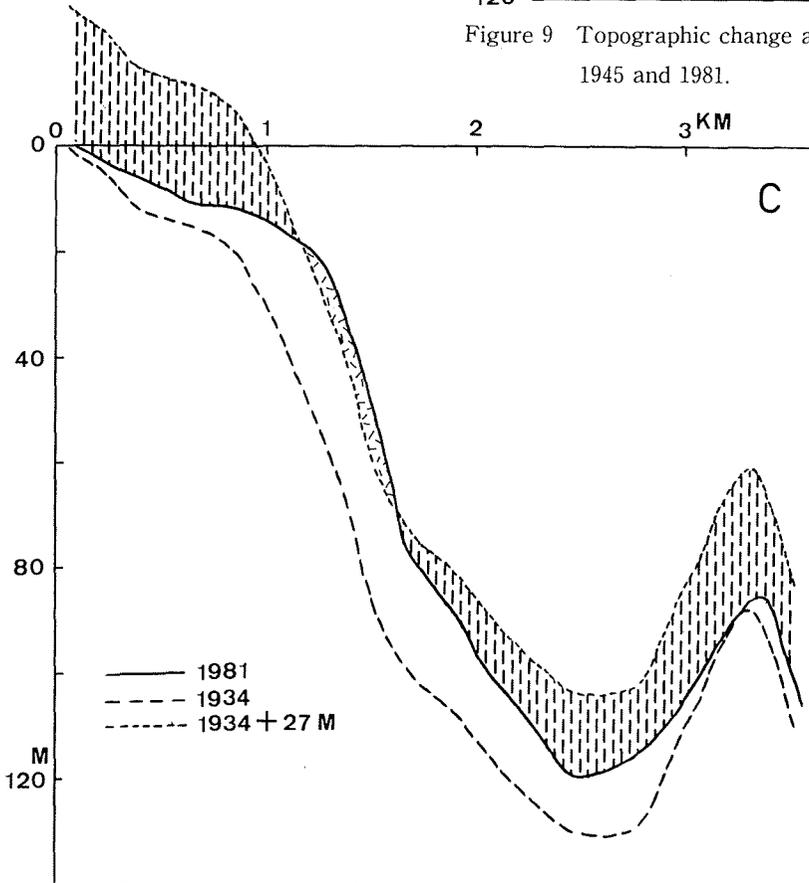


Figure 11 Comparison of topographic section between 1981 and 1934 added to estimated uplift value for 47 years.

がわかる。北海岸にとどまらず、B～Fの各断面の地形変化が類似していること、それぞれの断面位置では北海岸には及ばないものの47年間に15m以上の隆起が考えられることから、次の様にまとめることができよう。

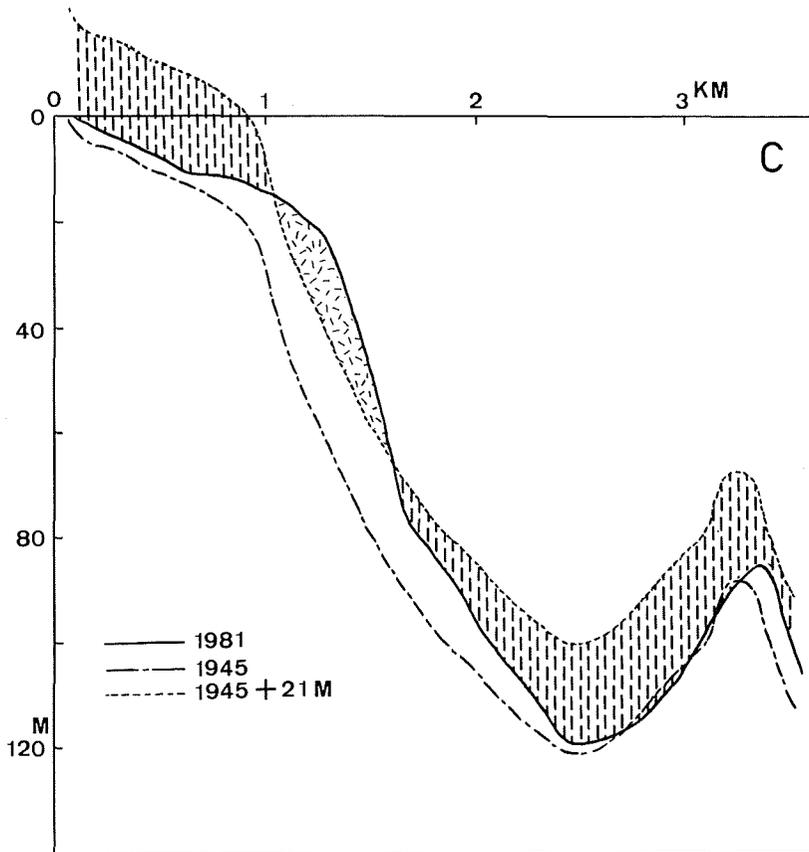


Figure 12 Comparison of topographic section between 1981 and 1945 added to estimated uplift value for 36 years.

海岸から水深10m前後の平坦面海域では、隆起速度に匹敵する波食作用で削られたので、1934年以後水深としてはあまり変化していない。平坦面外側の斜面域では、隆起に加え堆積が著しく、このため1934年以後極めて浅くなっている。この堆積物の起源はおもに前記平坦面での浸食により供給されたと考えられる。硫黄島の激しい隆起は、島周辺の海域に及んでいるものの、カルデラ外輪山と考えられる高まり付近までは達していないと推定される。なお、第1図をみると釜岩、監獄岩といったカルデラ外輪山と考えられる地域は、元山に比べその隆起量は小さく、カルデラ外に位置すると考えられる摺鉢山は更に小さい。これらの結果の一部は、貝塚ほか(1983)や羽島・溝口(1982b)が推定しており、これを裏付けたものとなる。

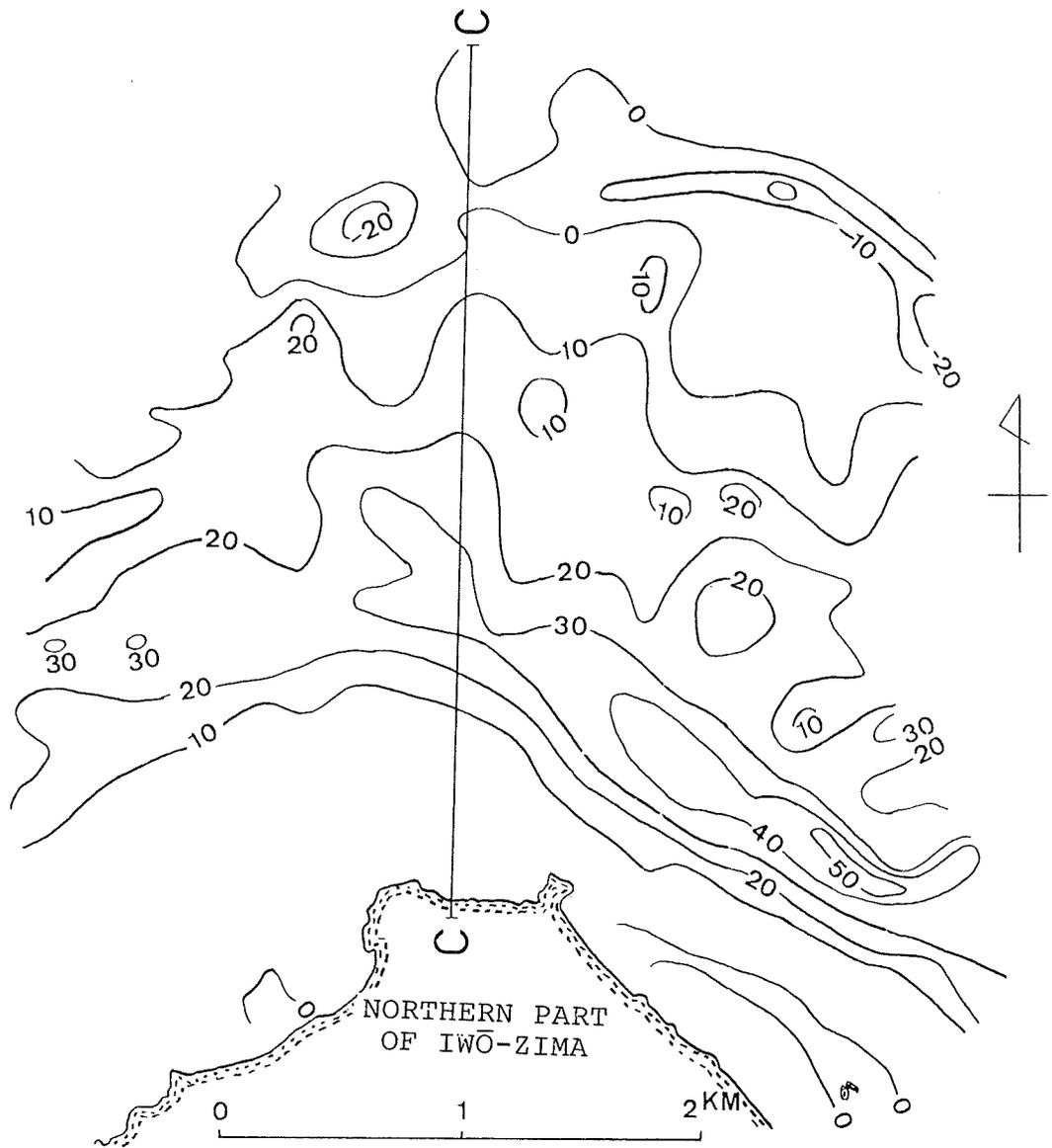


Figure 13 Depth change distribution from 1934 to 1981. Contour interval 10 m.

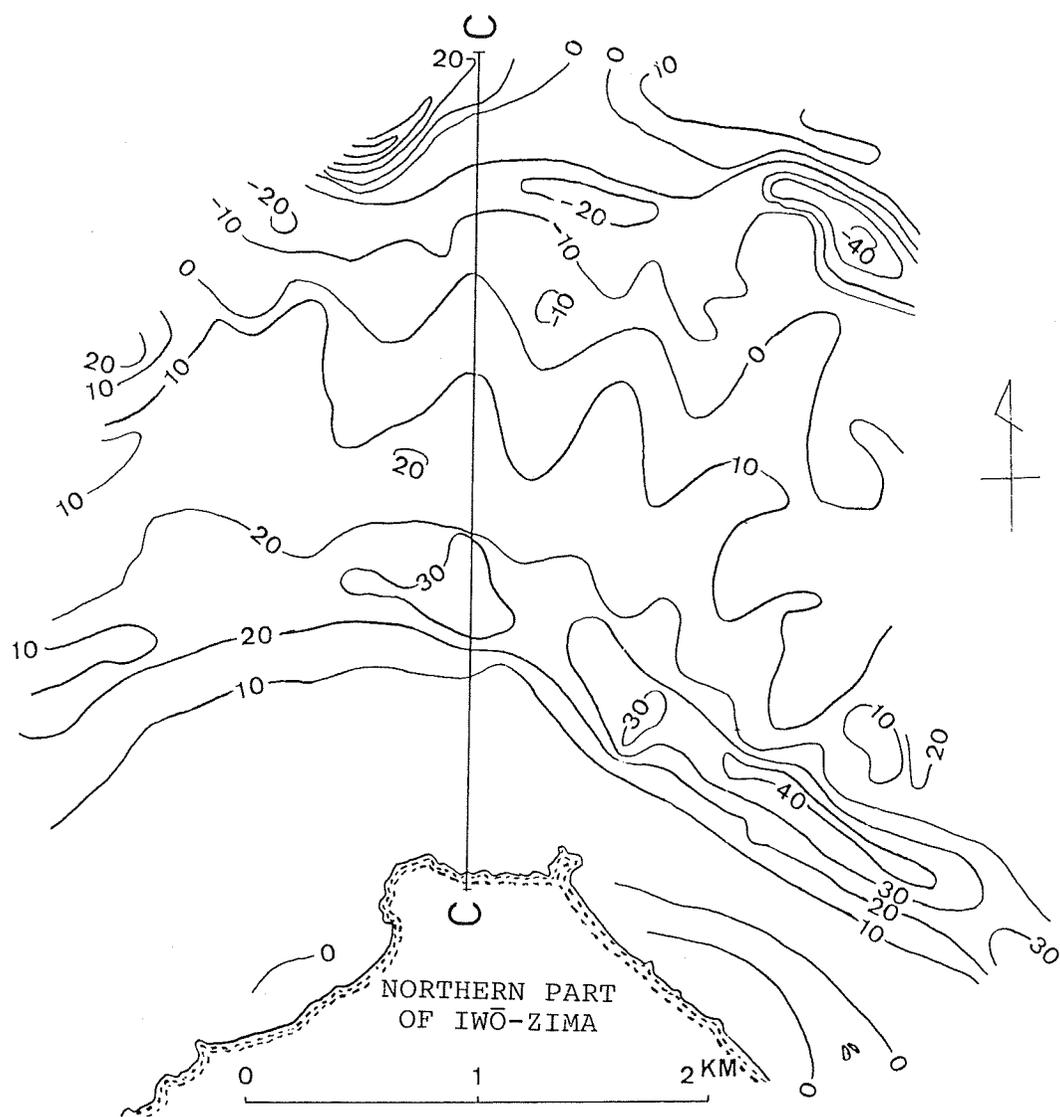


Figure 14 Depth change distribution from 1945 to 1981. Contour interval 10 m.

6. まとめ

1981年に水路部が実施した調査結果をもとに、硫黄島周辺の海底地形についてまとめると次のようになる。

- (1) 硫黄島は、水深2000m以深からそびえたつ直径40km以上の火山体の頂上部に位置する。
- (2) 硫黄島火山には、島の西北西約15kmと南方約25kmに直径約10kmのそれぞれ海勢西の場、海神南の場とよばれる側火山があり、この他にも小さな側火山がおもに南・西側斜面に点在する。
- (3) 海底地形図からみると、元山を中心とする直径10kmのカルデラ地形を呈し、元山はその中央火口丘と考えられる。

- (4) 硫黄島は幅1 km前後の平坦面で縁取られているが、この平坦面は年間最大50cmに匹敵する隆起を越える波浪浸食作用により形成された海食台と考えられる。
- (5) 平坦面の外側斜面は、47年間に20-40mも浅くなっており、隆起に加え海食台で浸食された碎屑物の堆積作用によるものと考えられる。
- (6) 硫黄島の著しい隆起現象は、周辺の浅海域まで達しているものの、カルデラ外縁までは達していないと推定される。

本報告に使用した1981年の硫黄島周辺海域の海底地形地質調査は、下記の測量班によるものである。また、国土庁地方振興局特別地域振興課の担当者には調査の推進に、海上自衛隊第四航空群硫黄島分遣隊の方々には現地調査に多大な協力をいただいた。更に、本報告をまとめるにあたり、東京都立大学理学部地理学教室貝塚爽平教授、水路部沿岸調査課佐藤任弘課長には、有意義なご指導、ご助言をいただいた。これらの方々に深く感謝する次第である。

測量班の構成

海上班 班長 池田 勉

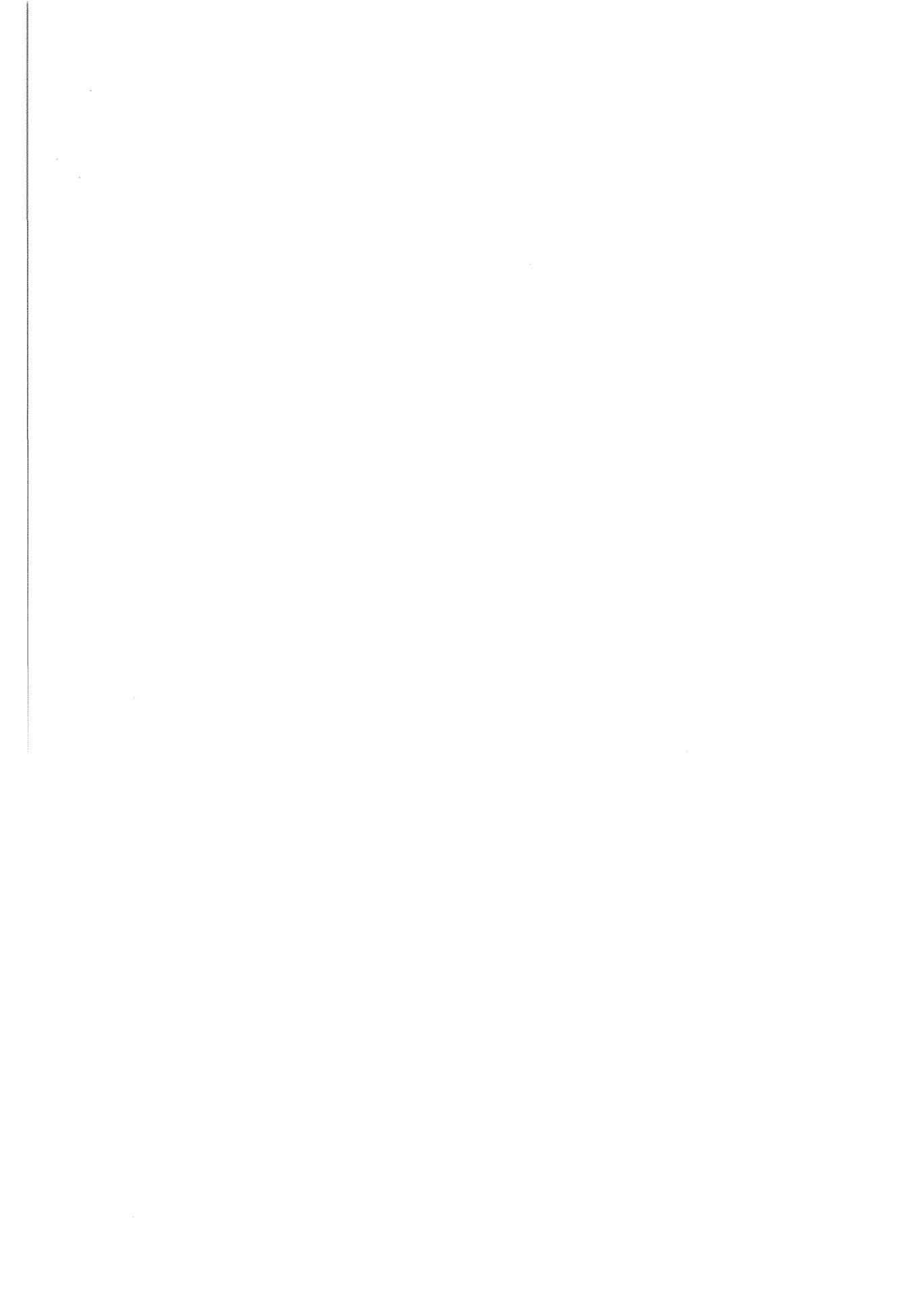
班員 福島資介, 平尾昌義, 桂 忠彦, 本間憲治, 登崎隆志, 大谷康夫, 瀧之上清二

陸上班 副班長 小牧秀晴

班員 小川正泰

参考文献

- 羽島正紘・溝口裕 1982 a : 隆起する海岸におけるトンボ口の成長, *La mer*, 20, 231-236ページ
- 羽島正紘・溝口裕 1982 b : 硫黄島海岸の汀線変化, 防衛医科大学校進学課程研究紀要, 5, 55-82ページ
- 一色直記 1976 : 火山列島硫黄島の地質と岩石, 国立防災科学技術センター研究速報, 23, 5-16ページ
- 海上保安庁水路部 1983 : 硫黄島周辺海底地形・地質調査, 火山噴火予知連絡会会報, 26, 64-67ページ
- 貝塚爽平・長岡信治・宮内崇裕 1981 : 硫黄島の地形と地質, 小笠原諸島自然環境現況調査報告書(3), 昭和56年度, 東京都, 113-134ページ
- 貝塚爽平・宮内崇裕・長岡信治 1983 : 硫黄島の海成段丘・活断層と変動史, 小笠原研究, 9, 東京都立大学小笠原研究委員会, 13-45ページ
- 熊谷貞治 1976 : 火山列島硫黄島の地震活動 (1974. 5 - 6, 1975. 2), 国立防災科学技術センター研究速報, 23, 29-42ページ
- 森元良平・小坂丈予・羽島徳太郎・井筒屋貞勝・浦部和順・高橋善男・岡田義光・平林順一・伊佐喬三・磯部宏 1968 : 小笠原硫黄島の異常隆起と最近の火山現象について, 地学雑誌, 77, 255-283ページ
- 大島章一・兼子俊朗・小野寺健英・中川久穂・登崎隆志・三品正明・小坂丈予 1982 : 硫黄島周辺海域の地磁気測量結果と海底から採取された岩石の磁性, 水路部研究報告, 17, 289-315ページ
- 小坂丈予ほか 1979 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書(第III報), 東京都総務局三多摩島しょ対策室
- Swenson, F. A. 1948 : Geology and ground-water resources of Iwo Jima, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 59, pp. 995-1008
- 辻昭治郎・栗山稔・鶴見英策 1969 : 小笠原諸島調査報告, 国土地理院時報, 第37集, 1-18ページ
- 津屋弘達 1936 : 火山列島硫黄島に就いて, 火山, 3, 28-52ページ



南西諸島周辺海域の地磁気異常†

植田義夫* · 登崎隆志** · 中川久穂*

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

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

Abstract

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

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

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

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

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

† Received 19 December 1983

1. はじめに

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

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

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

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

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

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

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

2. 測量の概要と地磁気異常図の作成

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

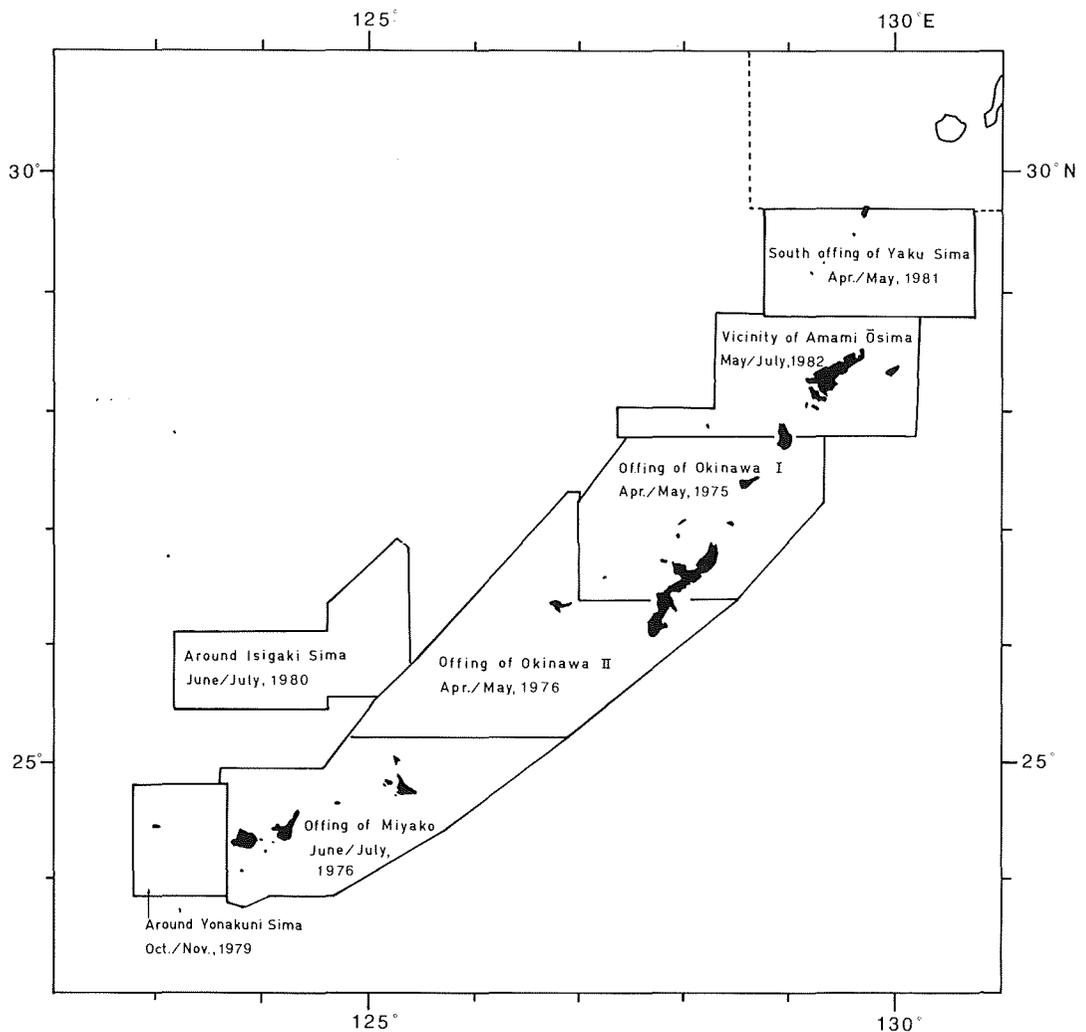


Figure 1 Surveyed Area around Nansei Syotō

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

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

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

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

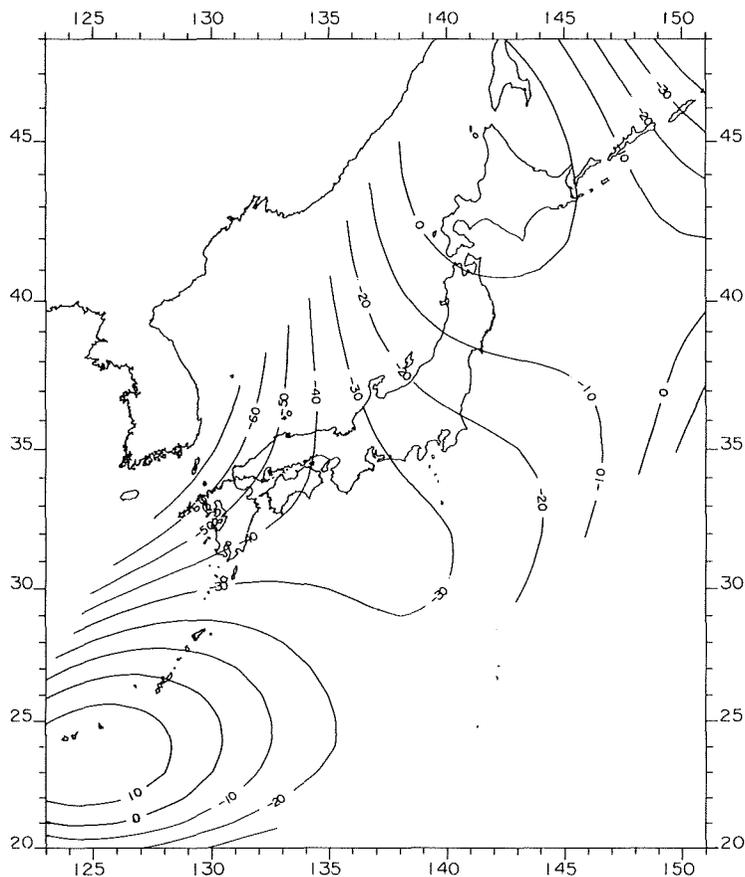


Figure 2 Residual Map of Geomagnetic total intensity (3rd degree polynomial field - IGRF 1980.0)
Unit in nT.

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

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

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

3. 海底地形・地質の概要

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

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

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

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

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

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

4. 地磁気異常分布の特徴とその解釈

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

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

4.1 屋久島南方・奄美大島周辺海域

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

(1) I区

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

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

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

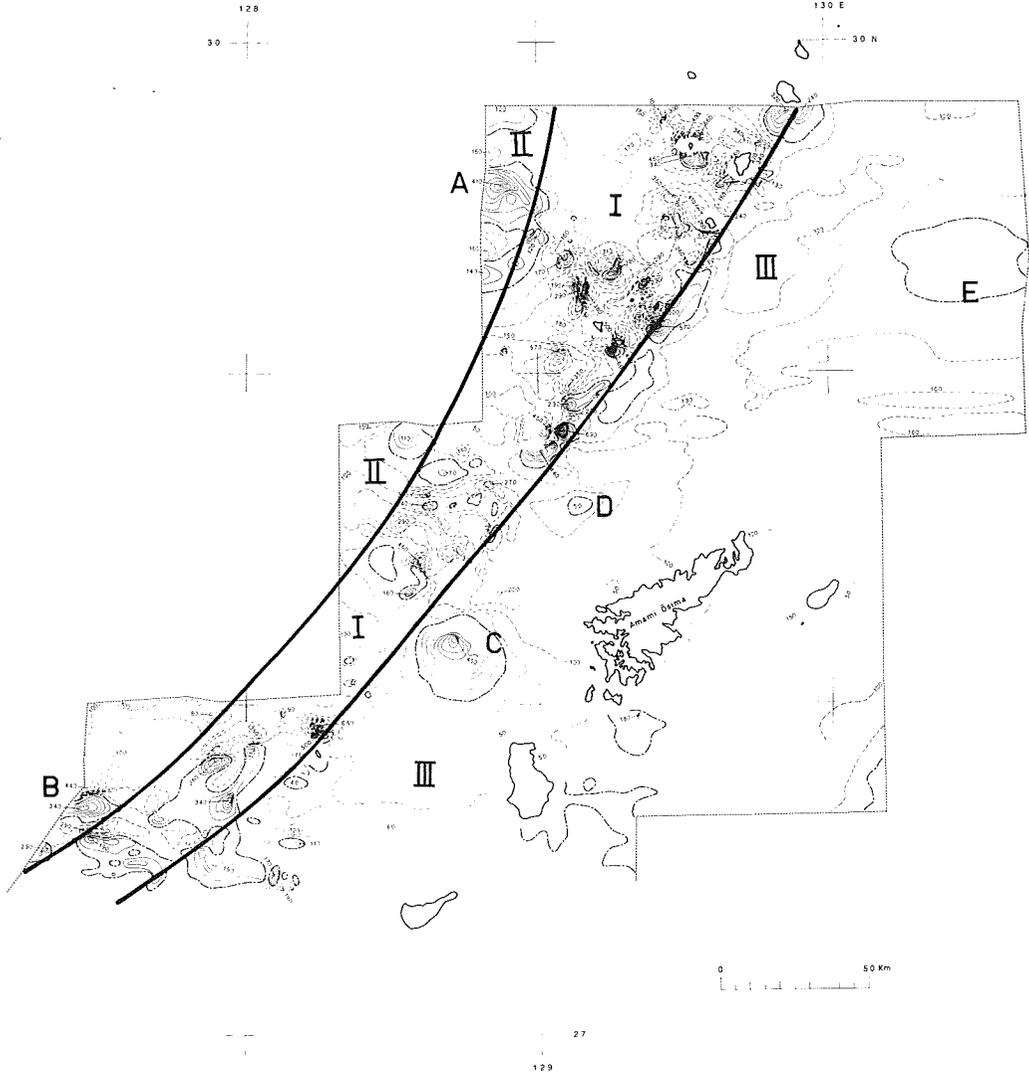


Figure 3 Geomagnetic total intensity anomalies of south offing of Yaku Sima and around Amami Ōsima
 Contour interval is 50 nT.
 Solid line means positive value and dotted line negative one.

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

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

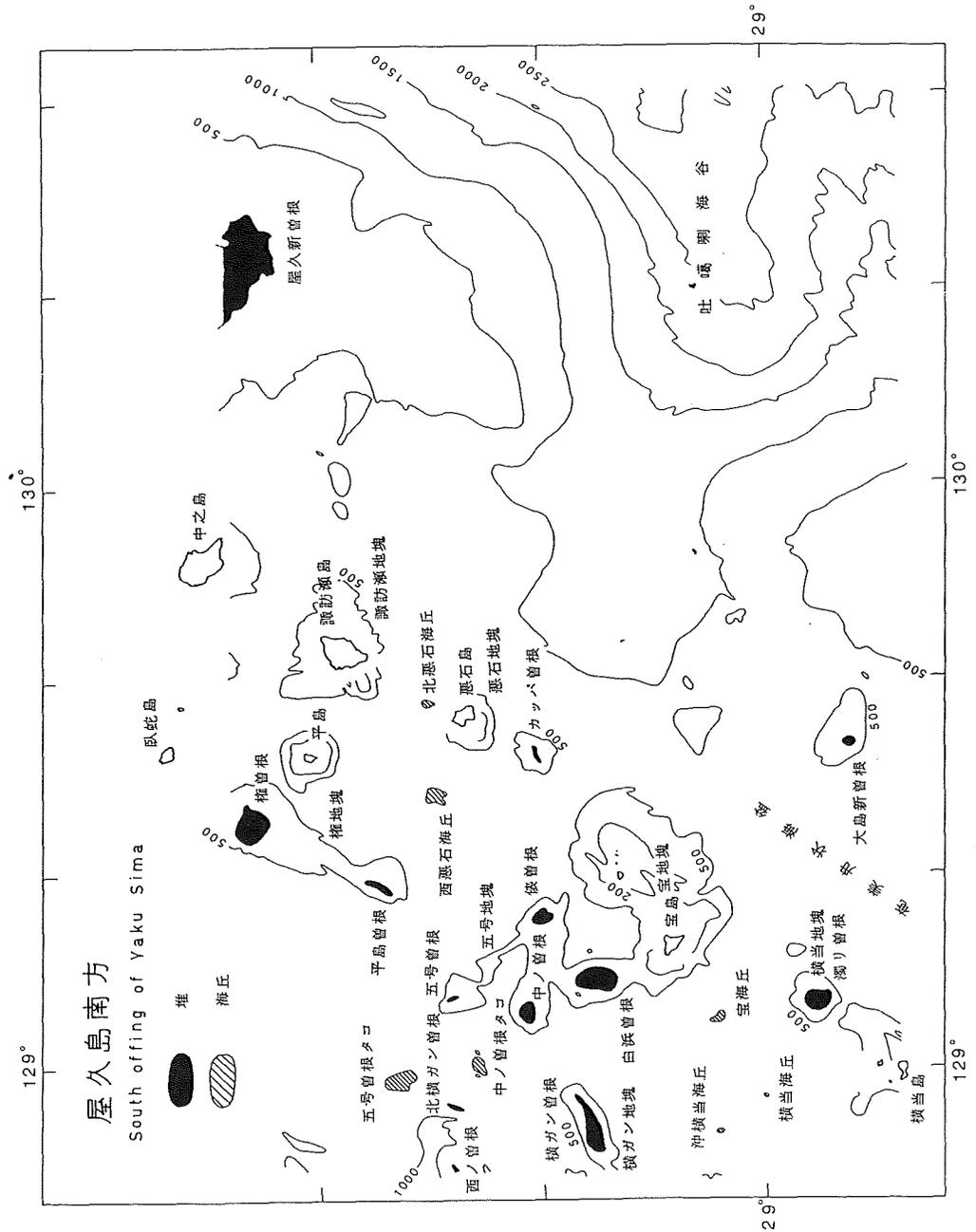


Figure 4 Submarine topography of south offing of Yaku Sima

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

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

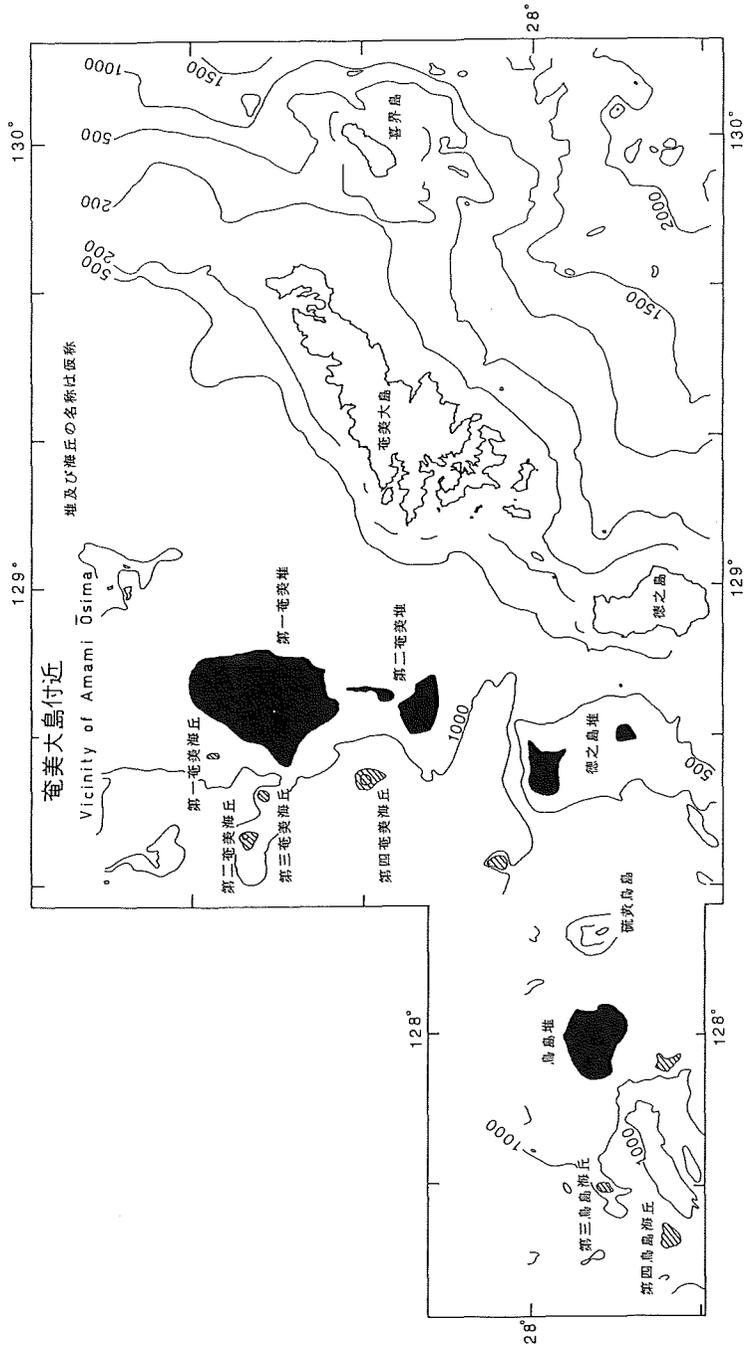


Figure 5 Submarine topography in the vicinity of Amami Ōshima

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

(2) II区

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

(3) III区

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

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

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

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

4.2 沖繩本島周辺海域

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

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

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

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

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

(1) I区

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

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

(2) II区

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

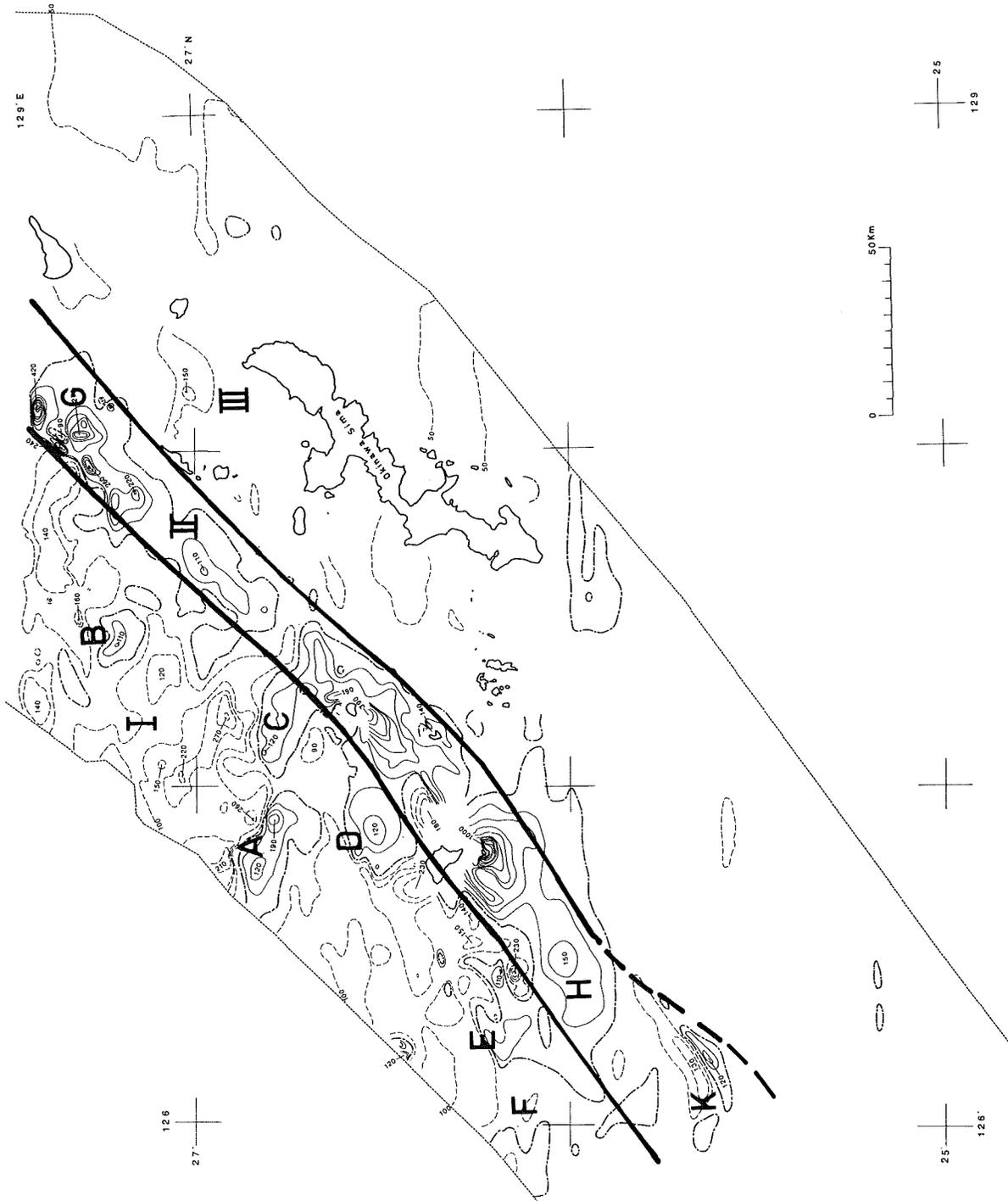


Figure 6 Geomagnetic total intensity anomalies around Okinawa Sima

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

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

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

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

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

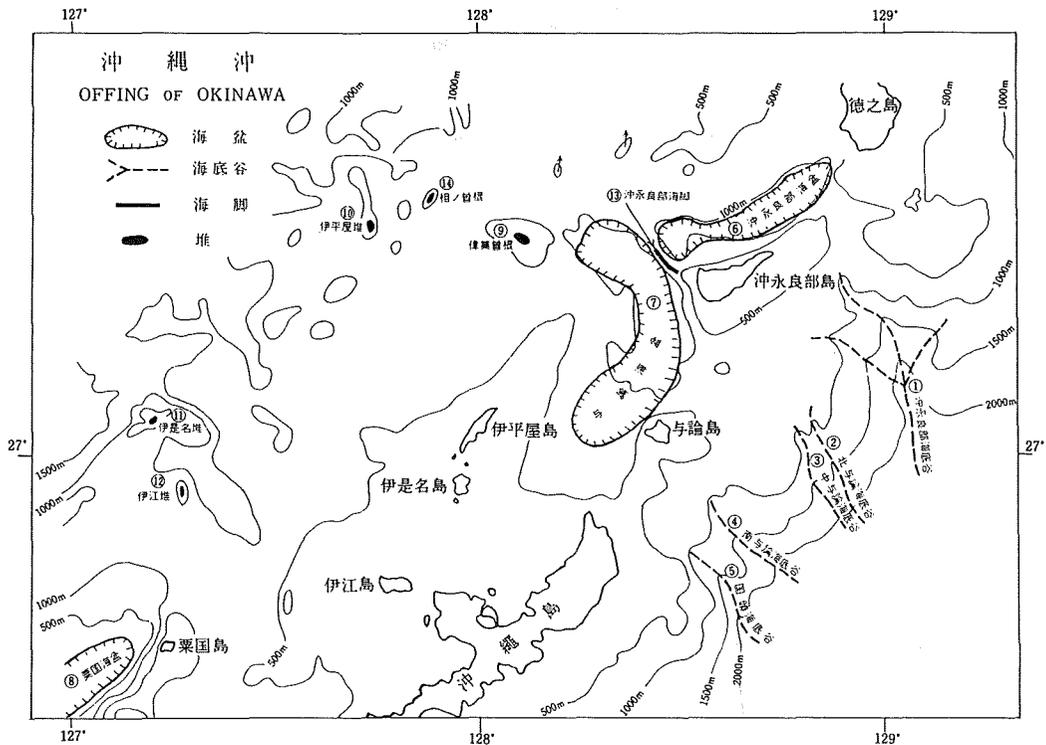


Figure 7 Submarine topography of northern offing of Okinawa (跡部，1978)

(3) III区

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

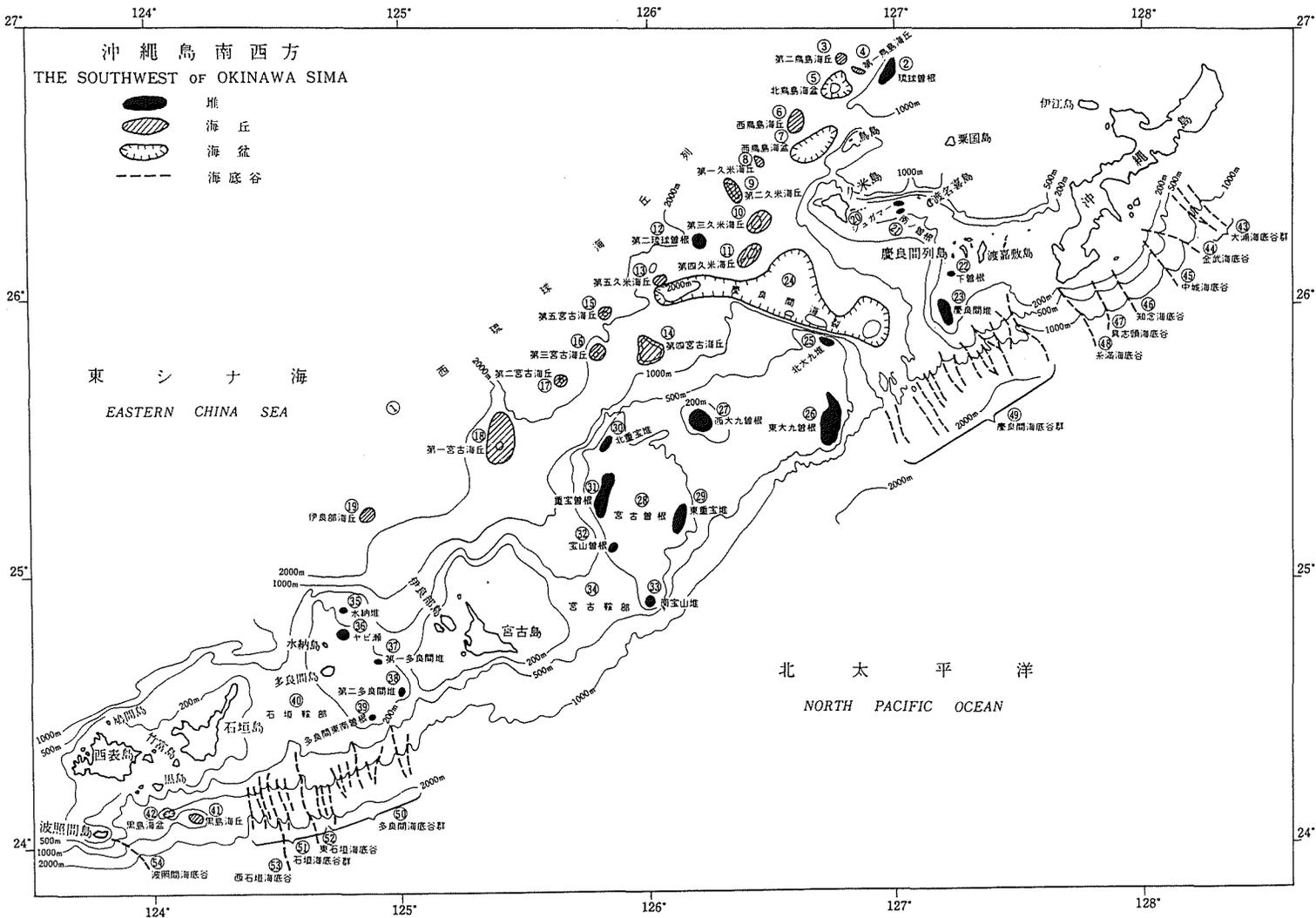


Figure 8 Submarine topography of the southwest of Okinawa Sima (伊藤, 1979)

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

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

4.3 宮古・八重山諸島周辺海域

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

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

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

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

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

(1) I区

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

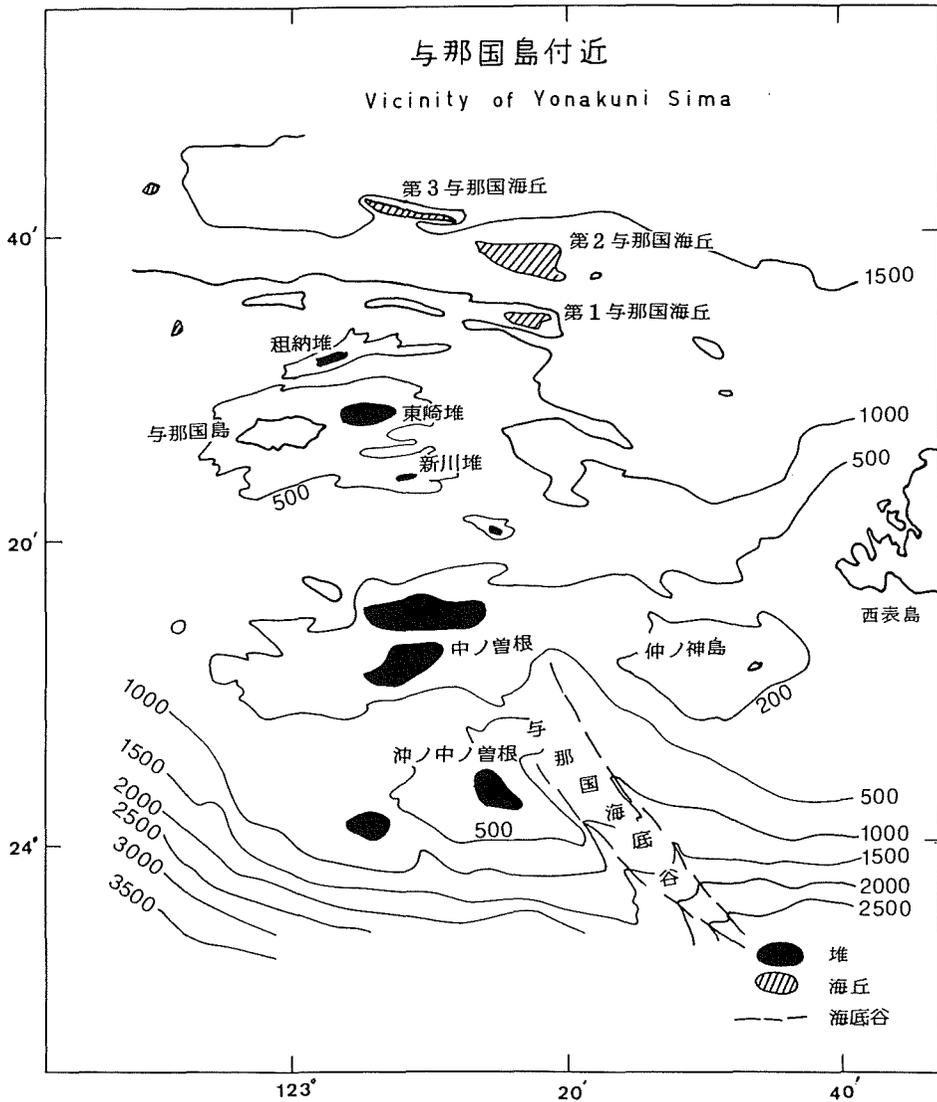


Figure 10 Submarine topography in the vicinity of Yonakuni Sima

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

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

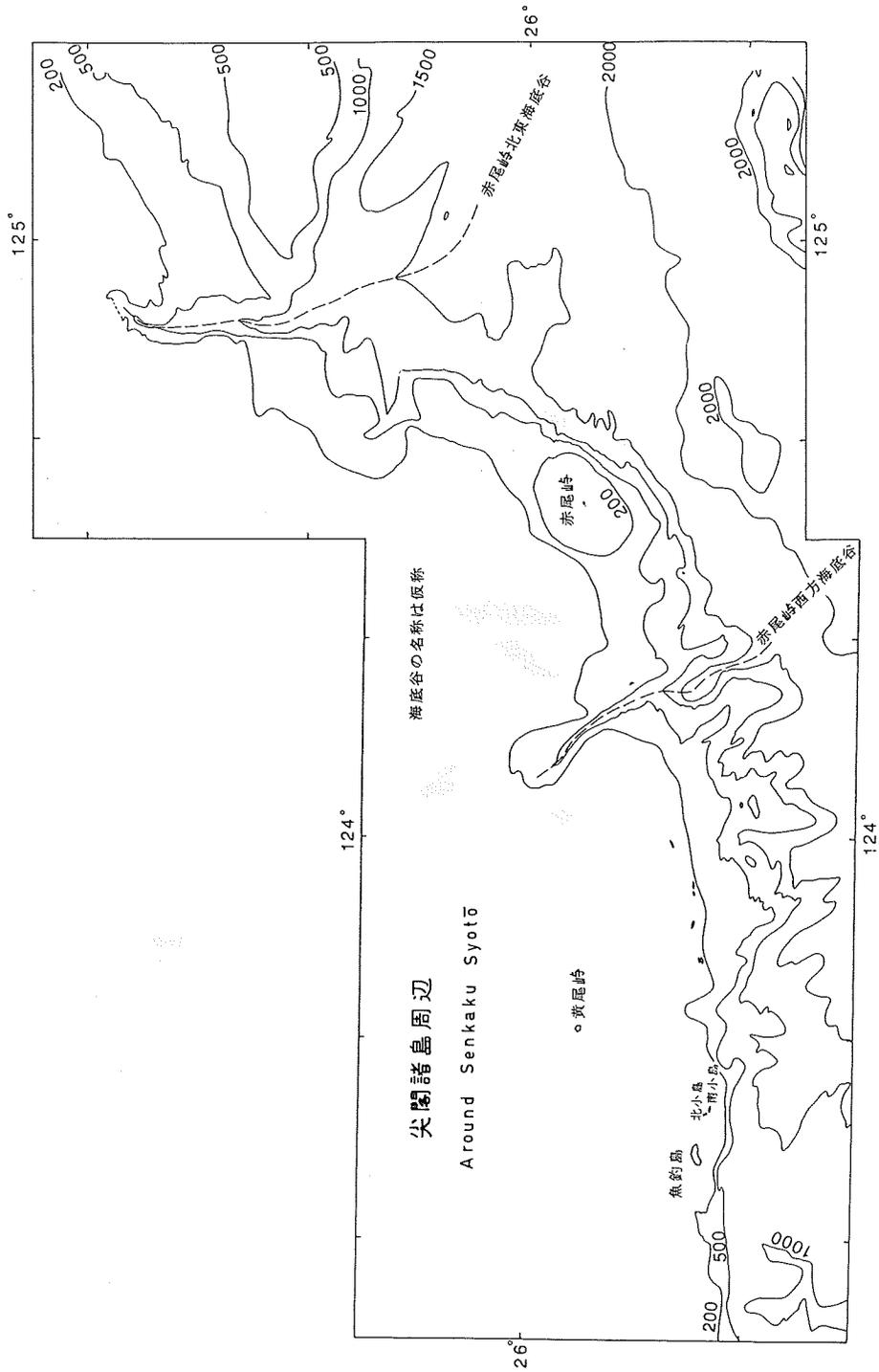


Figure 11 Submarine topography around Senkaku Syotō

(3) III区

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

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

(4) IV区

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

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

4.4 尖閣諸島周辺海域

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

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

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

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

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

5. 考察とまとめ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

参 考 文 献 (出所順)

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

海洋科学, Vol. 95, 19-25

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

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

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

付 録

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

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

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

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

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

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

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

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

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

参 考 文 献

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

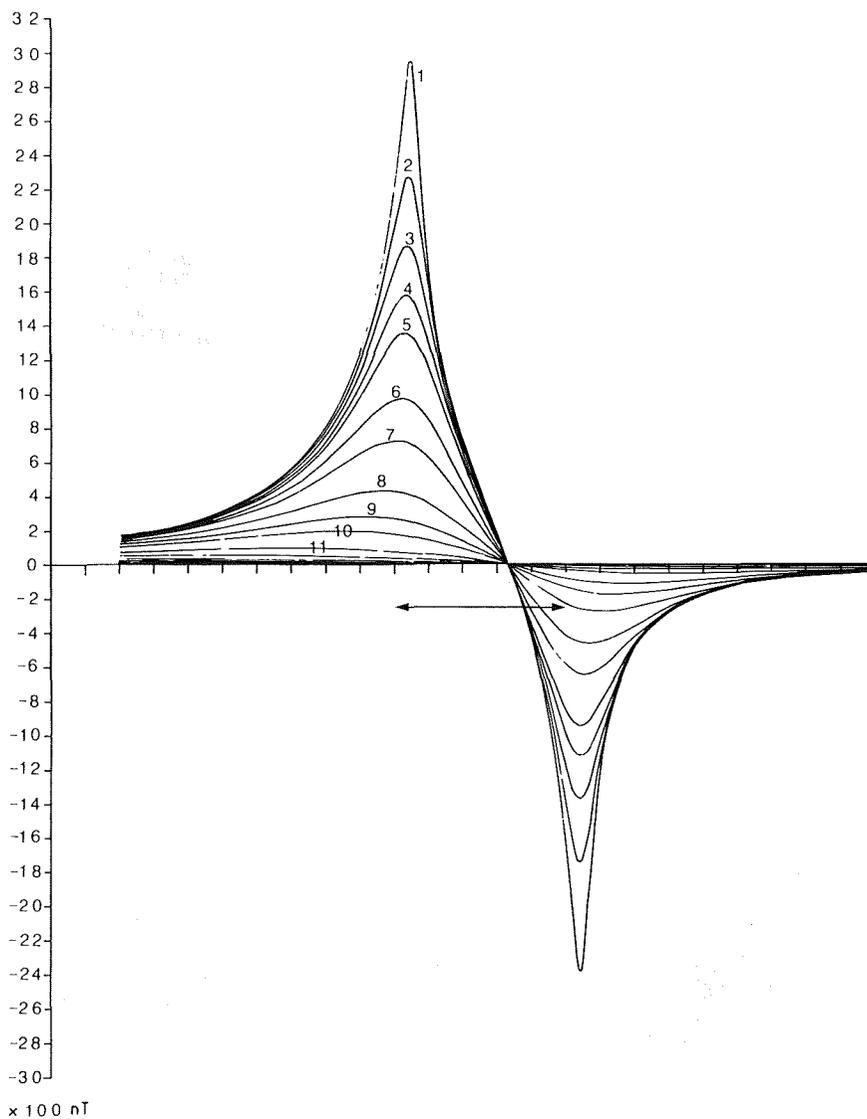


Figure 1 Magnetic anomaly profiles in N-S direction.
 The numbers illustrated in the figure correspond to identification numbers in table I.
 The horizontal arrow mean the width of prism model (5km in length).

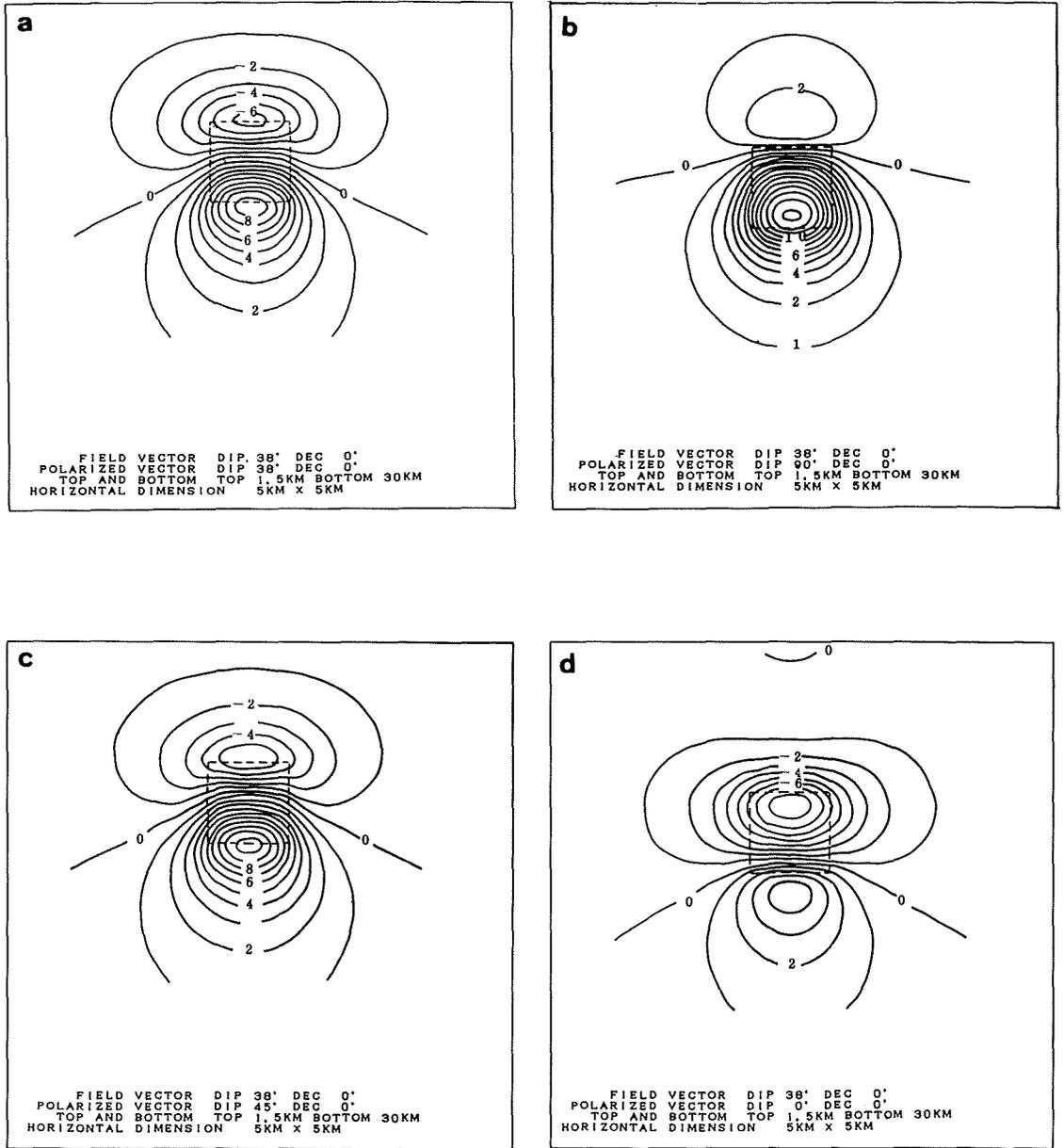


Figure 2 Magnetic anomaly caused by prism shaped body, unit in nT.

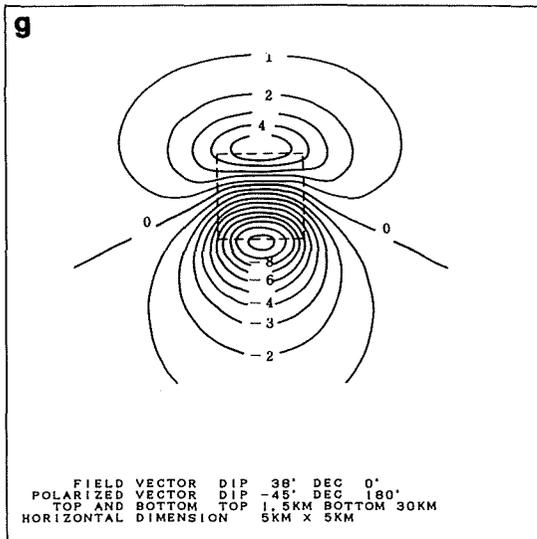
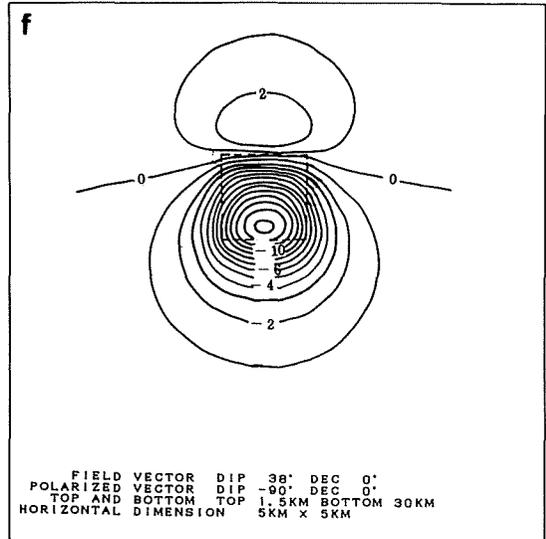
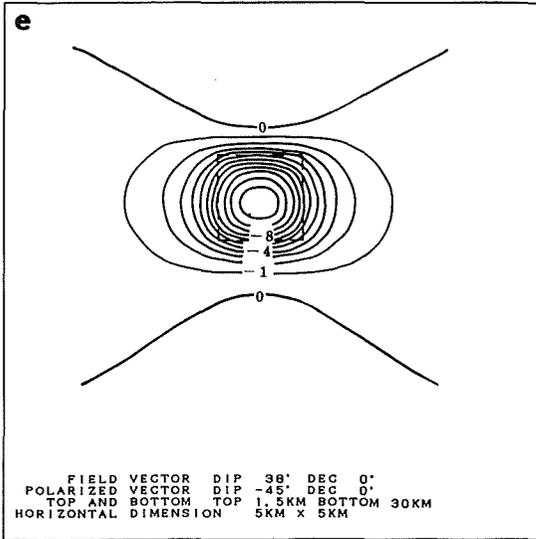


Table 1.

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

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

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

Field direction Dip=38 , Dip=0

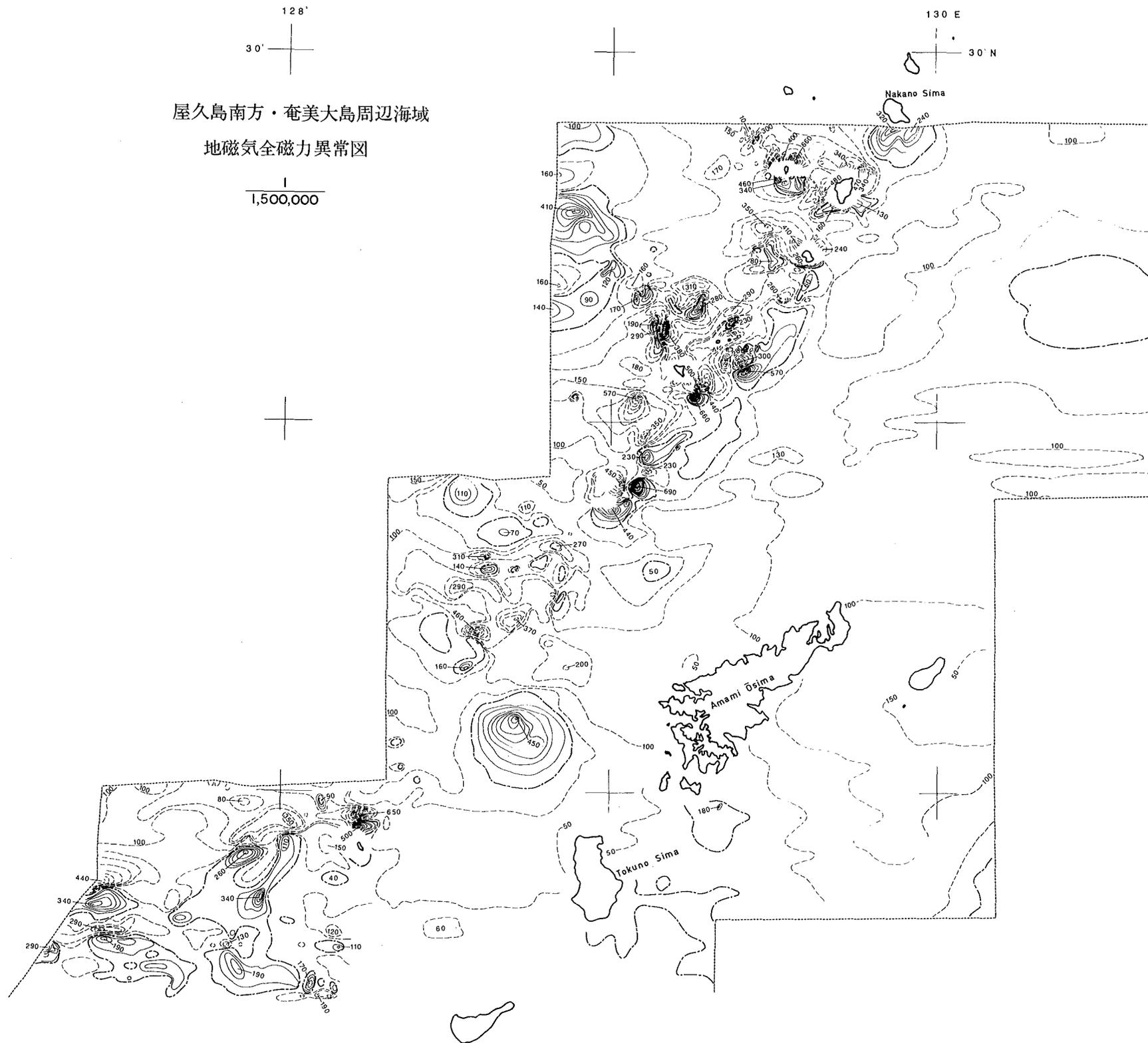
Magnetized direction Dip=38 , Dec=0

* H ; Distance to the top of prism body

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

屋久島南方・奄美大島周辺海域
地磁気全磁力異常図

1
1,500,000



27°
127°

27°
129°

沖縄本島周辺海域
地磁気全磁力異常図

1
1,500,000

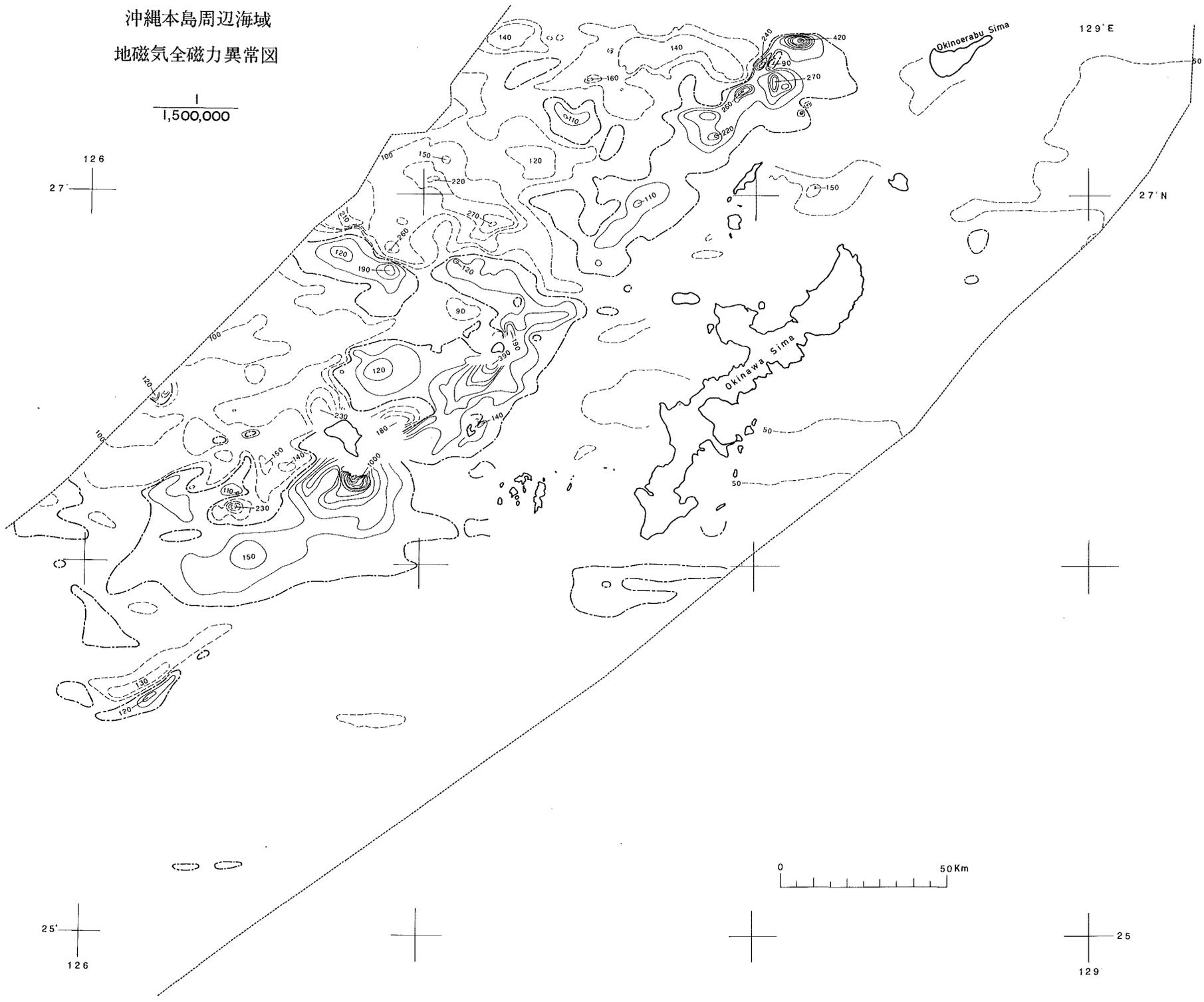
126
27

129°E

27°N

Okinoerabu Sima

Okinawa Sima



25
126

0 50 Km

25
129

123°

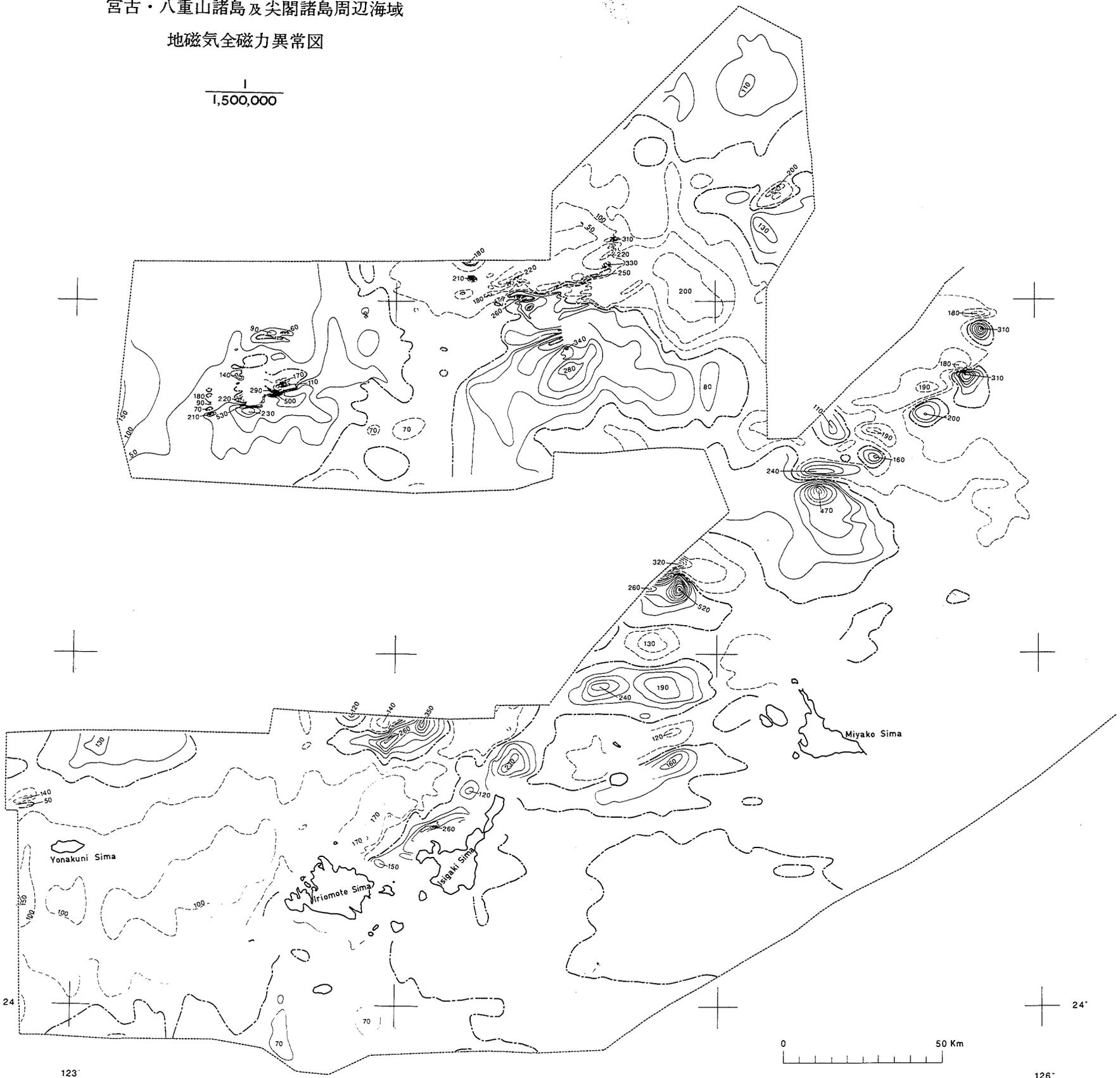
126° E

27°

27° N

宮古・八重山諸島及尖閣諸島周辺海域
地磁気全磁力異常図

1
1,500,000



24°

24°

123°

126°

0 50 Km

ALGORITHM FOR DETERMINATION OF A SATELLITE ORBIT AND GEODETIC PARAMETERS BY USING LASER RANGING DATA AND PRELIMINARY RESULTS OF ITS APPLICATION†

Minoru Sasaki*

Abstract

A satellite laser ranging system was installed at the Simosato Hydrographic Observatory and the satellite observation has been continued since March, 1982. To process the range data and to obtain satellite orbits and geodetic parameters, an orbital processor using numerical integration has been developed. The processor includes the terms of the non-spherical force due to the geopotential, lunisolar and planetary forces, radiation pressure, atmospheric drag and tidal effects of the solid earth and ocean. The algorithm and formation of the processor are described here.

The processor is applied to the range data obtained at the observatory and other laser sites in the world to determine the position of Simosato site in the global geocentric coordinate system. The coordinate of the intersecting point of azimuth and elevation axes of the laser ranging system at Simosato site is obtained on the basis of the LPM 81.12 coordinate system. The preliminary result is $33^{\circ} 34' 39''$. 697N (latitude), $135^{\circ} 56' 13''$. 156E (longitude) and 100.66 meters (height from the reference ellipsoid: $A=6378\ 137.0\text{m}$, $1/f=298.257$). The comparison of the result with the geodetic coordinate surveyed in the Tokyo Datum derives the datum shift correction from the Tokyo Datum to the LPM 81.12 system as $\Delta U=-142.5\text{m}$, $\Delta V=+510.4\text{m}$ and $\Delta W=+681.2\text{m}$. If the position of the origin of the Tokyo Datum is expressed in the LPM 81.12 system by using the datum shift correction, the values of the position is shifted by $+11''.71$ in latitude and $-11''.83$ in longitude on the basis of the values expressed in the Tokyo Datum and the shift amounts to 468 meters to the direction of 321 degrees in azimuth.

According to the results of the lunar laser ranging, an eastward rotation of the LPM 81.12 system of $0''.197$ makes the same longitude for the reference point of the 2.7 meter telescope at the McDonald Observatory. If it is applied to the longitude of Simosato site, the datum shift correction changes to $\Delta U=-146.0\text{m}$, $\Delta V=+506.7\text{m}$ and $\Delta W=+681.2\text{m}$. The new expression for the position of the origin of the Tokyo Datum obtained by using this datum shift correction on the basis of the lunar longitude system is given as $35^{\circ} 39' 29''$. 217N (latitude), $139^{\circ} 44' 28''$. 878E (longitude).

Key words: Orbital determination, Minimum Variance estimate, Satellite laser ranging, Tokyo Datum

1. Introduction

More than twenty fixed stations and two transportable stations for satellite laser ranging (SLR) are operating in the world at present (Smith 1983) and the range accuracies of these SLR

† Received 27 October 1983

* Simosato Hydrographic Observatory

systems are from a few centimeters to one meter (Pearlman 1983). The orbit of Lageos and other laser reflective satellites have been determined well. The root mean square (RMS) of the residuals to observed range minus calculated range for the Lageos orbit determined to estimate the earth rotation parameters reaches twenty centimeters level (Schutz 1983b). The Lageos orbits played the major part for determination of the pole motion of the earth by BIH in the MERIT Short Campaign (Tapley 1983) and will play an important role in the Main Campaign of the Project MERIT from September 1, 1983 to October 31, 1984.

On the other hand, the National Aeronautics and Space Administration (NASA) of the United States has been performed the Crustal Dynamics Project to measure crustal movements in the large area and to detect the continental plate motions by using the SLR and VLBI. As for the SLR in the project two transportable systems were developed (Silverberg 1980, Smith 1983) and the third transportable system will be deployed in 1984 (Dunn 1983). In Europe a joint team of West Germany and the Netherlands also has been making transportable systems (Wilson 1982).

In Japan the Tokyo Astronomical Observatory originated the SLR and gave much achievements (e.g. Kozai *et al.* 1973). The Hydrographic Department of Japan (JHD) installed a SLR system at the Simosato Hydrographic Observatory (SHO) (Sasaki *et al.* 1983). The operation started in March 1982 and the system has been running since then (Sasaki 1982b, Sasaki *et al.* 1984). The range accuracy of the system reached a few centimeters (Pearlman 1983). The launch of the Geodetic Satellite in early 1986 has also been prepared by the National Space Development Agency of Japan. The satellite has globular form with 2.15 meters of diameter. It is made of the synthetic resin and weighs 700 kilograms. The surface reflects the sunlight and the corner-cube-reflectors on the parts of the surface also reflect the laser beam to the ground. The launch orbit is circular with 1500 kilometers of altitude and 50 degrees of inclination (Funo 1983). A transportable SLR system will be made for the satellite project by JHD.

As for the orbital processing in such a background there are several processors, e.g. named UTOPIA (McMillan 1973), GEODYN (Martin *et al.* 1976) or KOSMOS (Murata 1978). However these processors are not convenient to treat the SLR data obtained at SHO for the author and staffs of JHD. And these processors did not have new astro-geodetic constants and systems. So the author made an orbital processor based on a linear estimation theory (Tapley 1973) to treat SLR data obtained at SHO and other sites and to analyze orbits, station coordinates and some geodetic parameters. An outline of the processor and the results of a set of the baseline determination were reported in a previous paper (Sasaki 1982a). The algorithm and formation of the processor and preliminary results for the coordinate of Simosato site by processing the SLR data obtained at SHO and other sites are presented in this paper.

2. Algorithm for estimation of the satellite orbit and geodetic parameters

(1) Basic relation

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

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

where r : position vector of the satellite, v : velocity vector, μ : geocentric constant of gravitation ($=GM$), R : perturbation acceleration which is a function of r, v , a set of model parameters α and

time t . In the strict sense R is unknown. However if the unmodeled error can be ignored R can be expressed explicitly. If some geodetic constant parameters whose values should be estimated in the estimation procedure are denoted by a vector β , the equation of motion is

$$\dot{\beta} = 0. \tag{2}$$

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

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

Usually the state vector is related to observed values non-linearly. The observations are also influenced by random observation errors. An m -dimensional i -th observation vector, Y_i , observed at t_i is expressed with an error vector ε_i as

$$Y_i = G(X_i, t_i) + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \dots, l, \tag{4}$$

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

(2) Linearization

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

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

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

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

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

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

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

and

$$y_i = \bar{H}_i(t_i)x_i + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \dots, l \tag{8}$$

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

$$x_i = \Phi(t_i, t_0)x_0 \tag{9}$$

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

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

The state transition matrix satisfies the following relations (e.g. Liebelt 1967):

$$\begin{aligned} \text{i) } \Phi(t_i, t_k) &= \frac{\partial X(t_i)}{\partial X(t_k)} & \text{iv) } \Phi(t_i, t_k) &= \Phi^{-1}(t_k, t_i), \\ \text{ii) } \Phi(t_i, t_i) &= I = \Phi(t_k, t_k), & \text{v) } \dot{\Phi}(t, t_k) &= A(t)\Phi(t, t_k). \\ \text{iii) } \Phi(t_i, t_k) &= \Phi(t_i, t_j)\Phi(t_j, t_k), \end{aligned} \tag{11}$$

If definitions

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

are used, all the observation equations can be expressed as

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

(3) Minimum variance estimate

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

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

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

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

where δ_{ij} is the Kronecker delta and R_i is an element of a positive definite matrix, R .

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

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

The expression is given (e.g. Liebelt 1967) as

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

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

$$\hat{x}_0 = E[x_0 | y_1, y_2, \dots, y_l]. \quad (15)$$

If \bar{x}_k denotes a future prediction of x at $t = t_k (> t_l)$, \bar{x}_k should be also obtained from the same observations y_1, y_2, \dots, y_l as written by

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

The relation of equation (9) follows that

$$E[x_k | y_1, y_2, \dots, y_l] = \Phi(t_k, t_0) E[x_0 | y_1, y_2, \dots, y_l].$$

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

$$\bar{x}_k = \Phi(t_k, t_0) \hat{x}_0. \quad (16)$$

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

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

namely

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

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

$$\bar{P}_k = E[(x_k - \bar{x}_k)(x_k - \bar{x}_k)^T | y_1, y_2, \dots, y_l], \tag{19}$$

this equation can be rewritten as followings

$$\begin{aligned}
 &= E[\Phi(t_k, t_0)(x_0 - \bar{x}_0)(x_0 - \bar{x}_0)^T \Phi^T(t_k, t_0) | y_1, y_2, \dots, y_l] \\
 &= \Phi(t_k, t_0) P_0 \Phi^T(t_k, t_0).
 \end{aligned} \tag{20}$$

It is considered to add a set of additional observation y_k at $t = t_k (> t_l)$ to observations y_1, y_2, \dots, y_l already obtained or to add additional observation to a priori estimate \hat{x}_0 and associated covariance matrix P_0 at $t = t_0$. The additional observation is expressed as

$$y_k = \tilde{H}_k x_k + \varepsilon_k. \tag{21}$$

In the case of addition of new observation to several sets of old observations, the new observation can be added into the matrix expression similarly as

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ \vdots \\ y_l \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{H}_1 \Phi(t_1, t_0) x_0 \\ \vdots \\ \tilde{H}_l \Phi(t_l, t_0) x_0 \\ \tilde{H}_k \quad x_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \vdots \\ \varepsilon_l \\ \varepsilon_k \end{bmatrix}$$

or

$$\begin{bmatrix} y \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} H \Phi(t_0, t_k) \\ \tilde{H}_k \end{bmatrix} x_k + \begin{bmatrix} \varepsilon \\ \varepsilon_k \end{bmatrix}. \tag{22}$$

If equation (22) is expressed as $z_k = H_k x_k + e_k$, the solution of this equation can be obtained similarly to equation (18):

$$\begin{aligned}
 \hat{x}_k &= (H_k^T R_k^{-1} H_k)^{-1} H_k^T R_k^{-1} z_k \\
 &= \left\{ (\Phi^T(t_0, t_k) H^T \tilde{H}_k^T) \begin{pmatrix} R_1^{-1} & 0 \\ 0 & R_k^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H \Phi(t_0, t_k) \\ \tilde{H}_k \end{pmatrix} \right\}^{-1} (\Phi^T(t_0, t_k) H^T \tilde{H}_k^T) \begin{pmatrix} R_1^{-1} & 0 \\ 0 & R_k^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} y \\ y_k \end{pmatrix} \\
 &= (\tilde{H}_k^T R_k^{-1} \tilde{H}_k + \bar{P}_k^{-1})^{-1} (\tilde{H}_k^T R_k^{-1} y_k + \bar{P}_k^{-1} \hat{x}_0).
 \end{aligned} \tag{23}$$

In the case of addition of new observation to a priori estimate \hat{x}_0 and covariance matrix P_0 , the relation $\bar{x}_k = x_k + \eta_k$ is applied into equation (22) instead of old observations and equation (12), where η_k is error of estimation for x_k and $E[\eta_k] = 0$, $E[\eta_k \eta_k^T] = \bar{P}_k$ as

$$\begin{bmatrix} \bar{x}_k \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} I \\ \tilde{H}_k \end{bmatrix} x_k + \begin{bmatrix} \eta_k \\ \varepsilon_k \end{bmatrix}$$

and

$$R'^{-1} = \begin{bmatrix} \bar{P}_k & 0 \\ 0 & R_k^{-1} \end{bmatrix}.$$

The result of this case becomes the same expression as equation (23). The equation (23) gives the best estimate of x in the case to add new observation.

3. Dynamical models and their formulation

In this processor several dynamical models are used. The principal dynamical models are given in Table 1. Precise expressions will be given in the following sections.

(1) Time system

There are some time systems to express dynamical models conveniently. As the basic time system, invariable-, continuous- and observable time system- should be adopted. So, TAI (International Atomic Time) is used for the basic time system of the processor. To express the independent variable of motion of the moon, the sun and planets, ET (Ephemeris Time) is used. UT1 is used for the parameter of time to denote the earth rotation and UTC (Universal Coordinated Time) is for observation time. The relation,

$$ET - TAI = 32.184^S,$$

(e.g. McMillan 1973) is used. For UT1R - TAI and UTC - TAI at each observation time the values are provided by e.g. BIH or USNO.

Table 1 Adopted system of dynamical models

Astronomical constants	IAU1976 System (1976)
Precession	Lieske, J.H. <i>et al.</i> (1977)
Nutation	Wahr, J.M. (1979)
Pole position	CIO
Definition of UT	Aoki, S <i>et al.</i> (1982)
Geopotential	GEM L2 (1983)
Earth model	1066A(Gilbert.F. and A.M. Dziewonski, 1975)
Solid earth tide and its site displacement	Shen, P.Y. and L. Mansinha (1976), Sasao, T. <i>et al.</i> (1977) and Wahr, J.M. (1979)
Ocean tide and its loading	Schwiderski, E.W. (1978)
Site displacement	Goad, C.C. (1980), Sasao, T. and I. Kikuchi (1982)
Tidal variation in UT1	Yoder, C.F. <i>et al.</i> (1981)
Air drag	exponential atmosphere
Radiation pressure	MERIT Standards (1983)
Satellite constants	ibid.
Luni-, Solar- and Planetary position	Japanese Ephemeris (1980)

(2) Coordinate system

A non-rotating coordinate system to the inertial space should be used to express the equation of motion of the satellite simply. As the basic non-rotating system for the purpose, the geocentric rectangular coordinate on the basis of J2000.0 mean equator is adopted. The direction of the X-axis is taken to the equinox of J2000.0 from the center of mass of the earth and the Z-axis is to the axis of the mean equator. The Y-axis is to be taken to make a right hand system by the X, Y and Z axes. This coordinate and other associated coordinates to express a position on the earth or in the space are as followings:

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

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

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

$U_P(U_P, V_P, W_P)$: Pseudo Earth-Fixed geocentric rectangular coordinate which does not account for the pole motion.

$U_E(U_E, V_E, W_E)$: Earth-Fixed geocentric coordinate whose reference plane is perpendicular to a line passing from the center of mass of the earth to the Conventional International Origin (CIO) and with U-axis passing through the Greenwich meridian.

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

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

The transformation matrixes from one coordinate to another for position and velocity on the coordinates described above are as followings:

- i) Geocentric rectangular coordinate of the J2000.0 Mean equator \leftrightarrow Geocentric rectangular coordinate of the Mean equator of Date

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

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

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

$$\begin{aligned} P_{11} &= -\sin\zeta_0 \sin z + \cos\zeta_0 \cos z \cos\theta \\ P_{12} &= -\cos\zeta_0 \sin z - \sin\zeta_0 \cos z \cos\theta \\ P_{13} &= - \cos z \sin\theta \\ P_{21} &= \sin\zeta_0 \cos z + \cos\zeta_0 \sin z \cos\theta \\ P_{22} &= \cos\zeta_0 \cos z - \sin\zeta_0 \sin z \cos\theta \\ P_{23} &= - \sin z \sin\theta \\ P_{31} &= + \cos\zeta_0 \sin\theta \\ P_{32} &= - \sin\zeta_0 \sin\theta \\ P_{33} &= + \cos\theta \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\zeta_0 &= 2306''.2181 T + 0''.30188 T^2 + 0''.017998 T^3 \\ z &= 2306.2181 T + 1.09468 T^2 + 0.018203 T^3 \\ \theta &= 2004.3109 T - 0.42665 T^2 - 0.041833 T^3 \quad (\text{Lieske } et al. 1977)\end{aligned}$$

and T is measured in Julian Centuries of 36525 days from JD 2451545.0 (2000 January 1.5).

- ii) Geocentric rectangular coordinate of the Mean equator of Date \leftrightarrow Geocentric rectangular coordinate of the True equator of Date

$$\begin{cases} \dot{X}_{TT} = N \dot{X}_{TM} \\ \dot{X}_{TT} = N \dot{X}_{TM} \end{cases} \quad \begin{cases} X_{TM} = N^T X_{TT} \\ \dot{X}_{TM} = N^T \dot{X}_{TT} \end{cases}$$

where it is assumed that \dot{N} can be neglected practically and N is a matrix of the elements as

$$\begin{aligned}N_{11} &= & + & \cos \Delta \psi \\ N_{12} &= & -\cos \epsilon_M & \sin \Delta \psi \\ N_{13} &= & -\sin \epsilon_M & \sin \Delta \psi \\ N_{21} &= & + & \cos \epsilon_t \sin \Delta \psi \\ N_{22} &= & \sin \epsilon_M \sin \epsilon_t & + \cos \epsilon_M \cos \epsilon_t \cos \Delta \psi \\ N_{23} &= & -\cos \epsilon_M \sin \epsilon_t & + \sin \epsilon_M \cos \epsilon_t \cos \Delta \psi \\ N_{31} &= & + & \sin \epsilon_t \sin \Delta \psi \\ N_{32} &= & -\sin \epsilon_M \cos \epsilon_t & + \cos \epsilon_M \sin \epsilon_t \cos \Delta \psi \\ N_{33} &= & \cos \epsilon_M \cos \epsilon_t & + \sin \epsilon_M \sin \epsilon_t \cos \Delta \psi\end{aligned}$$

and

$$\begin{aligned}\epsilon_t &= \epsilon_M + \Delta \epsilon \\ \epsilon_M &= 23^\circ 26' 21''.448 - 46''.8150 T - 0''.00059 T^2 + 0''.001813 T^3 \\ \Delta \psi &= \sum_{i=1}^{106} (a_{0i} + a_{1i} T) \sin(b_{1i} l + b_{2i} l' + b_{3i} F + b_{4i} D + b_{5i} \Omega) \\ \Delta \epsilon &= \sum_{i=1}^{106} (c_{0i} + c_{1i} T) \cos(f_{1i} l + f_{2i} l' + f_{3i} F + f_{4i} D + f_{5i} \Omega) \\ l &= 134^\circ 57' 46''.733 + (1325'' + 198^\circ 52' 02''.633) T + 31''.310 T^2 + 0''.064 T^3 \\ l' &= 357^\circ 31' 39''.804 + (90'' + 359^\circ 03' 01''.224) T - 0''.557 T^2 - 0''.012 T^3 \\ F &= 93^\circ 16' 18''.877 + (1342'' + 82^\circ 01' 03''.137) T - 13''.257 T^2 + 0''.011 T^3 \\ D &= 297^\circ 51' 01''.307 + (1236'' + 307^\circ 06' 41''.328) T - 6''.891 T^2 + 0''.019 T^3 \\ \Omega &= 125^\circ 02' 40''.280 - (5'' + 134^\circ 08' 10''.539) T + 7''.455 T^2 + 0''.008 T^3\end{aligned}$$

T : Julian Centuries from JD 2451545.0

As for the a_{0i} , a_{1i} , b_{ji} , c_{0i} , c_{1i} , f_{ji} , consult Wahr (1979) or MERIT STANDARDS (Melbourne *et al.* 1983).

- iii) Geodetic rectangular coordinate of the True equator of Date \leftrightarrow Pseudo Earth-Fixed geocentric rectangular coordinate

$$\begin{cases} U_p = S X_{TT} \\ \dot{U}_p = S \dot{X}_{TT} + \dot{S} X_{TT} \end{cases} \quad \begin{cases} X_{TT} = S^T U_p \\ \dot{X}_{TT} = S^T \dot{U}_p + \dot{S}^T U_p \end{cases}$$

$$S = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \text{and} \quad \dot{S} = \begin{bmatrix} -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ -\cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot \omega$$

$$\begin{aligned} \theta &= 12^h + UT1 + \alpha_m + \Delta\psi \cos \epsilon_t \\ \alpha_m &= 24110^s 54841 + 8640184^s 812866 T_U + 0^s 093104 T_U^2 - 6^s 2 \times 10^{-6} T_U^3 \quad (\text{Aoki et al. 1981}) \\ T_U &= d_U / 36525 \\ d_U &: \text{the number of days of universal time elapsed since JD 2451545.0 (UT1)} \\ d_U &= d_{TAI} + (UT1 - TAI)^s / 86400 \\ d_{TAI} &: \text{fraction of days of TAI elapsed since JD 2451545.0 (TAI)} \\ \omega &: \text{angular velocity of rotation of the earth} \\ UT1 &= UT1R + \Delta UT1 \\ \Delta UT1 &= \sum_{i=1}^{41} a_i \sin(g_{1i}l + g_{2i}l' + g_{3i}F + g_{4i}D + g_{5i}\Omega) \end{aligned}$$

and $\Delta\psi$, ϵ_t , l , l' , F , D and Ω are the same as the previous section. For a_i , g_{ji} Yoder (1981) or BIH Circular D (1982) should be referred.

iv) Pseudo Earth-Fixed geocentric rectangular coordinate \leftrightarrow Earth-Fixed geocentric rectangular coordinate

$$\begin{cases} U_E = BU_P \\ \dot{U}_E = B\dot{U}_P \end{cases} \quad \begin{cases} U_P = B^T U_E \\ \dot{U}_P = B^T \dot{U}_E \end{cases}$$

where it is assumed that \dot{B} can be neglected and the following expression of B is obtained from the strict formula in good approximation:

$$B = \begin{bmatrix} 1 & 0 & x_P \\ 0 & 1 & -y_P \\ -x_P & y_P & 1 \end{bmatrix}$$

If Q -matrix is defined by $Q = BSNP$, $U_E = QX_{20}$ and $X_{20} = Q^T U_E$ are the direct expression of the relation between X_{20} and U_E .

v) Earth-Fixed geocentric rectangular coordinate \leftrightarrow Conventional geodetic coordinate

$$\begin{aligned} U_E &= (N_e + h_e) \cos \varphi \cos \lambda \\ V_E &= (N_e + h_e) \cos \varphi \sin \lambda \\ W_E &= (N_e(1 - e^2) + h_e) \sin \varphi \\ N_e &= A_e / (1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{\frac{1}{2}} \end{aligned}$$

where

A_e : semi-major axis of the reference ellipsoid
 e : eccentricity of the reference ellipsoid
 h_e : height from the reference ellipsoid.

(3) Acceleration due to the perturbation force

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

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

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

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

where

α_{NS} : non-spherical acceleration due to the earth gravity field

α_{NB} : difference of two-body accelerations to the satellite and to the center of mass of the earth due to the moon, the sun and planets

α_{RP} : acceleration due to the radiation pressure

α_{AD} : acceleration due to the atmospheric drag

α_{TD} : acceleration due to the solid earth tide and the ocean tide.

The expressions of these perturbations are as followings:

i) Non-spherical acceleration due to the earth gravity field

$$\alpha_{NS} = Q^T \alpha_{NS,E} \quad (\text{expressed in the non-rotating coordinate})$$

$$\alpha_{NS,E} = -grad U \quad (\text{expressed in the earth-fixed coordinate})$$

where U is the non-spherical gravity potential as

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

These relations can be rewritten by using complex as followings (Cunningham 1970):

$$\alpha_{NS,E} = \text{Real} \left[\sum_{n=2}^N \sum_{m=0}^n A_e^n (C_{n,m} - iS_{n,m}) grad U_{n,m} \right]$$

where

$$\frac{\partial U_{n,m}}{\partial x} = -\frac{U_{n+1,m+1}}{2} + \frac{(n-m+2)!}{2(n-m)!} U_{n+1,m-1} \quad (m > 0)$$

$$= -\frac{U_{n+1,1}}{2} - \frac{U_{n+1,1}^*}{2} \quad (m = 0)$$

$$\frac{\partial U_{n,m}}{\partial y} = +\frac{iU_{n+1,m+1}}{2} + \frac{i(n-m+2)!}{2(n-m)!} U_{n+1,m-1} \quad (m > 0)$$

$$= \frac{iU_{n+1,1}}{2} - \frac{iU_{n+1,1}^*}{2} \quad (m = 0)$$

$$\frac{\partial U_{n,m}}{\partial z} = -\frac{(n-m+1)!}{(n-m)!} U_{n+1,m} \quad (m \geq 0)$$

$$U_{n,n} = (2n-1) \frac{(x+iy)}{r^2} U_{n-1,n-1}$$

$$U_{n,m} = (2n-1) \frac{z}{r^2} U_{n-1,m} \quad (n = m-1)$$

$$U_{n,m} = \frac{(2n-1)}{(n-m)} \frac{z}{r^2} U_{n-1,m} - \frac{(n+m-1)}{(n-m)} \frac{U_{n-2,m}}{r^2} \quad (n \neq m-1)$$

$$\left. \begin{aligned} x &= r \cos\phi \cos\lambda = U_E \\ y &= r \cos\phi \sin\lambda = V_E \\ z &= r \sin\phi = W_E \end{aligned} \right\} \text{earth-fixed coordinate of the satellite}$$

$$r = (U_E^2 + V_E^2 + W_E^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$C_{n,m} = \left(\frac{k(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!} \right)^{\frac{1}{2}} \bar{C}_{n,m}, \quad S_{n,m} = \left(\frac{k(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!} \right)^{\frac{1}{2}} \bar{S}_{n,m} \quad k = \begin{cases} 1 : m=0 \\ 2 : m \neq 0 \end{cases}$$

The normalized harmonic coefficients $\bar{C}_{n,m}$ and $\bar{S}_{n,m}$, are given by Lerch *et al.* (1983) for GEM-L2 gravity model.

ii) Perturbed acceleration due to the moon, the sun and planets

$$\alpha_{NB} = -\mu \sum_{k=1}^6 \frac{M_k}{M} \left(\frac{\mathbf{X}_k}{X_k^3} - \frac{\mathbf{X}_k - \mathbf{X}}{|\mathbf{X}_k - \mathbf{X}|^3} \right)$$

where

\mathbf{X} : position vector of the satellite

\mathbf{X}_k : position vector of the moon ($k=1$), the sun ($k=2$), Venus ($k=3$), Mars ($k=4$), Jupiter ($k=5$) and Saturn ($k=6$)

$\frac{M_k}{M}$: mass ratio of these to the earth.

iii) Acceleration due to the radiation pressure

$$\alpha_{RP} = \nu P_s A_A^2 \frac{\gamma A_s}{m} \frac{(\mathbf{X} - \mathbf{X}_2)}{|\mathbf{X} - \mathbf{X}_2|^3}$$

where

\mathbf{X}, \mathbf{X}_2 : position vector of the satellite and the sun

$\nu = \begin{cases} 1: & \text{at out of the shadow by the earth} \\ 0: & \text{in the shadow by the earth} \end{cases}$

$P_s = 4.5605 \times 10^{-6}$ Newtons/m²: solar radiation pressure at $|\mathbf{X} - \mathbf{X}_2| = A_A$ (Melbourne *et al.* 1983)

$A_A = 1.49597870 \times 10^{11}$ m: astronomical unit (IAU 1976)

γ : reflectivity coefficient

A_s : cross section area of the satellite to $(\mathbf{X} - \mathbf{X}_2)$

m : mass of the satellite

iv) Acceleration due to the atmospheric drag

$$\alpha_{AD} = -\beta \rho v_r v_r$$

where

$$\mathbf{v}_r = \mathbf{v} - \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{X} \quad \text{and} \quad v_r = |\mathbf{v}_r|$$

$\beta = \frac{C_d A_s}{2m}$: ballistic coefficient given by Melbourne *et al.* (1983) for each satellite

$\rho = \rho_0 e^{-k(r - A_{me} - h_0)}$: atmospheric density

\mathbf{X}, \mathbf{V} : position and velocity vector of the satellite in the non-rotating coordinate

$\boldsymbol{\omega}$: rotation vector of the earth in the non-rotating coordinate

r : geocentric distance to the satellite

A_{me} : mean radius of the earth (6371 km)

ρ_0 : atmospheric density at height h_0 . Refer to e.g. Allen (1973).

k : scale constant of the atmospheric density

v) Acceleration due to the solid earth tide and the ocean tide

$$\alpha_{TD} = -grad \Delta U_{TD}$$

The acceleration by the effects of solid earth tide and ocean tide associated with ΔU_{TD} is calculated through the variation of geopotential coefficients, \bar{C}_{nm} and $\bar{S}_{n,m}$, as followings (Melbourne *et al.* 1983):

For the first step, the corrections to add to the coefficients by the solid earth tide are:

$$\begin{aligned} \Delta \bar{C}_{2,0} &= \frac{1}{\sqrt{5}} k_2 \frac{A_e^3}{\mu} \sum_{k=1}^2 \frac{GM_k}{r_k^3} P_2^0(\sin \phi_k) \\ \Delta \bar{C}_{2,1} - i \Delta \bar{S}_{2,1} &= \frac{1}{3} \sqrt{\frac{3}{5}} k_2 \frac{A_e^3}{\mu} \sum_{k=1}^2 \frac{GM_k}{r_k^3} P_2^1(\sin \phi_k) e^{-i \lambda_k} \\ \Delta \bar{C}_{2,2} - i \Delta \bar{S}_{2,2} &= \frac{1}{12} \sqrt{\frac{12}{5}} k_2 \frac{A_e^3}{\mu} \sum_{k=1}^2 \frac{GM_k}{r_k^3} P_2^2(\sin \phi_k) e^{-i 2 \lambda_k} \end{aligned}$$

where

k_2 : nominal second degree Love number

(r_k, ϕ_k, λ_k) : earth-fixed geocentric spherical coordinate of the moon ($k=1$) and the sun

($k=2$).

Other notations are the same as described above.

For the second step,

$$\Delta \bar{C}_{n,m} - i \Delta \bar{S}_{n,m} = F_m \sum_{s(n,m)} \delta k_s H_s \begin{pmatrix} 1 \\ -i \end{pmatrix}_{n-m}^{n-m} \begin{matrix} \text{even} \\ \text{odd} \end{matrix} e^{i \theta_s}$$

where

$$F_m = \frac{(-1)^m}{A_e \sqrt{4\pi(2 - \delta_{0m})}}, \quad \delta_{0m} = \begin{cases} 1 & m=0 \\ 0 & m \neq 0 \end{cases}$$

δk_s : difference between Wahr model for k at frequency s and the nominal value k_2 in the sense $k_s - k_2$

H_s : amplitude of term at frequency s from a harmonic expansion of the tide generating potential,

$$\theta_s = \bar{n} \cdot \bar{\beta} = \sum_{i=1}^6 n_i \beta_i$$

\bar{n} six multipliers of the Doodson variables

$\bar{\beta}$ the Doodson variables

$\delta S_{2,0} = 0$.

The Doodson variables are related to the fundamental arguments of the nutation described above by

$$\begin{aligned}
 s &= F + \Omega = \beta_2 \\
 h &= s - D = \beta_3 \\
 p &= s - l = \beta_4 \\
 N' &= -\Omega = \beta_5 \\
 P_1 &= s - D - l' = \beta_6 \\
 \tau &= \theta_g + \pi - s = \beta_1 \\
 \theta_g &: \text{mean sidereal time of the conventional zero meridian}
 \end{aligned}$$

For $F_m k_s H_s$ and \bar{n} , see Melbourne *et al.* (1983).

As for the effect by ocean tide, the correction to the coefficients of geopotential are calculated as followings:

$$\Delta \bar{C}_{n,m} - i \Delta \bar{S}_{n,m} = B_{nm} \sum_{s(n,m)} \sum_{\mp} (C_{snm}^{\pm} \mp i S_{snm}^{\pm}) e^{\pm i \theta_s}$$

where

$$B_{nm} = \frac{4\pi G \rho_w}{g} \left(\frac{(n+m)!}{(n-m)!(2n+1)(2-\delta_{0m})} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{1+k'_n}{2n+1}$$

$$g = GM/A_e^2$$

ρ_w density of seawater

k'_n load deformation coefficients

G the universal gravitational constant

$C_{snm}^{\pm}, S_{snm}^{\pm}$: ocean tide coefficients in m for the tide constituent s .

For θ_s , the notation is the same as before. As for the values of $C_{snm}^{\pm}, S_{snm}^{\pm}$ and k'_n , see the table in Melbourne *et al.* (1983).

(4) Expression of A-matrix

The unknowns of this estimation process are denoted by X as already described. For the unknowns, satellite position, X, satellite velocity, V, and any astrogeodetic parameters which are not weakly associated with satellite orbit can be taken, e.g., geocentric constant of gravitation $\mu (= GM)$, dynamical form factor for the earth $J_2 (= -C_{2,0} > 0)$, ballistic coefficient $\beta (= C_d A_s / 2m)$, reflectivity coefficient γ , pole position (x_p, y_p) and all observation site coordinates except a longitude of an observation site in the case of the range and range rate observation of satellite. In this estimation procedure the following variables are taken as the unknowns:

$$\begin{aligned}
 X &= [X, V, \mu, J_2, \beta, U_1, U_2, \dots, U_N]^T \\
 \dot{X} &= F = [V, \alpha, 0, 0, 0, 0, 0, \dots, 0]^T
 \end{aligned}$$

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

$$A = \left[\frac{\partial F}{\partial X} \right]^* = \begin{bmatrix} 0_3, & I_3, & 0, & 0, & 0, & 0_3, & 0_3, & \dots, & 0_3 \\ \frac{\partial \alpha}{\partial X}, & \frac{\partial \alpha}{\partial V}, & \frac{\partial \alpha}{\partial \mu}, & \frac{\partial \alpha}{\partial J_2}, & \frac{\partial \alpha}{\partial \beta}, & 0_3, & 0_3, & \dots, & 0_3 \\ 0_3, & 0_3, & 0, & 0, & 0, & 0_3, & 0_3, & \dots, & 0_3 \\ \vdots & \dots & \vdots \\ 0_3, & 0_3, & 0 & 0, & 0, & 0_3, & 0_3, & \dots, & 0_3 \end{bmatrix}$$

where

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

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

$$0_3 = \begin{bmatrix} 0, & 0, & 0 \\ 0, & 0, & 0 \\ 0, & 0, & 0 \end{bmatrix} \quad \text{and} \quad I_3 = \begin{bmatrix} 1, & 0, & 0 \\ 0, & 1, & 0 \\ 0, & 0, & 1 \end{bmatrix}.$$

i) Expression of $\partial \alpha_{2B} / \partial X$

$$\frac{\partial \alpha_{2B}}{\partial X} \equiv \begin{bmatrix} \frac{\partial \alpha_{2B_x}}{\partial X} & \frac{\partial \alpha_{2B_y}}{\partial X} & \frac{\partial \alpha_{2B_z}}{\partial X} \\ \frac{\partial \alpha_{2B_x}}{\partial Y} & \frac{\partial \alpha_{2B_y}}{\partial Y} & \frac{\partial \alpha_{2B_z}}{\partial Y} \\ \frac{\partial \alpha_{2B_x}}{\partial Z} & \frac{\partial \alpha_{2B_y}}{\partial Z} & \frac{\partial \alpha_{2B_z}}{\partial Z} \end{bmatrix} = \frac{\mu}{r^3} \begin{bmatrix} \frac{3X^2}{r^2} - 1, & \frac{3XY}{r^2} & \frac{3XZ}{r^2} \\ \frac{3XY}{r^2} & \frac{3Y^2}{r^2} - 1, & \frac{3YZ}{r^2} \\ \frac{3XZ}{r^2} & \frac{3YZ}{r^2} & \frac{3Z^2}{r^2} - 1 \end{bmatrix}$$

or in the expression of elements,

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

ii) Expression of $\partial(\alpha_{NS} + \alpha_{TD}) / \partial X$

The effects of the solid earth tide and the ocean tide are included in the corrected harmonic coefficients of geopotential as described before. It is assumed that the coefficients in this paragraph include the tidal effects.

By taking gradient of $\alpha_{NS} = Q^T \alpha_{NS,E}$, the relation of transformation from the earth-fixed geocentric rectangular coordinate to the non-rotating coordinate as followings are obtained:

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

Using the similar notation to the paragraph of the acceleration due to the earth gravity field described before, the following relations are given by Cunningham (1970):

$$\frac{\partial \alpha_{NS,E}}{\partial U} = -\frac{\partial}{\partial U} \frac{\partial U}{\partial U}$$

or using (x, y, z) instead of (U, V, W) for earth-fixed geocentric rectangular coordinate and notation of matrix element,

$$\frac{\partial \alpha_{NS,E}}{\partial \mathbf{x}} \Big|_{ij} = -\frac{\partial^2 U}{\partial X_i \partial y_j} = \text{Real} \sum_{n=2}^N \sum_{m=0}^n A_n^2 (C_{n,m} - iS_{n,m}) \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial X_i \partial y_j}$$

where

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial x^2} &= \frac{U_{n+2,m+2}}{4} - \frac{(n-m+2)!}{2(n-m)!} U_{n+2,m} + \frac{(n-m+4)!}{4(n-m)!} U_{n+2,m-2} & m > 1 \\ &= \frac{U_{n+2,3}}{4} - \frac{(n+1)!}{2(n-1)!} U_{n+2,1} - \frac{(n+1)!}{4(n-1)!} U_{n+2,1}^* & m = 1 \\ &= \frac{U_{n+2,2}}{4} - \frac{(n+2)!}{2n!} U_{n+2,0} + \frac{U_{n+2,2}^*}{4} & m = 0 \\ \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial x \partial y} &= -\frac{iU_{n+2,m+2}}{4} + \frac{i(n-m+4)!}{4(n-m)!} U_{n+2,m-2} & m > 1 \\ &= -\frac{iU_{n+2,3}}{4} - \frac{i(n+1)!}{4(n-1)!} U_{n+2,1}^* & m = 1 \\ &= -\frac{iU_{n+2,2}}{4} + \frac{iU_{n+2,2}^*}{4} & m = 0 \\ \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial y^2} &= -\frac{U_{n+2,m+2}}{4} - \frac{(n-m+2)!}{2(n-m)!} U_{n+2,m} - \frac{(n-m+4)!}{4(n-m)!} U_{n+2,m-2} & m > 1 \\ &= -\frac{U_{n+2,3}}{4} - \frac{(n+1)!}{2(n-1)!} U_{n+2,1} + \frac{(n+1)!}{4(n-1)!} U_{n+2,1}^* & m = 1 \\ &= -\frac{U_{n+2,2}}{4} - \frac{(n+2)!}{2n!} U_{n+2,0} - \frac{U_{n+2,2}^*}{4} & m = 0 \\ \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial x \partial z} &= \frac{(n-m+1)}{2} U_{n+2,m+1} - \frac{(n-m+3)!}{2(n-m)!} U_{n+2,m-1} & m > 0 \\ &= \frac{(n+1)}{2} U_{n+2,1} + \frac{(n+1)}{2} U_{n+2,1}^* & m = 0 \\ \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial y \partial z} &= -\frac{i(n-m+1)}{2} U_{n+2,m+1} - \frac{i(n-m+3)!}{2(n-m)!} U_{n+2,m-1} & m > 0 \\ &= -\frac{i(n+1)}{2} U_{n+2,1} + \frac{i(n+1)}{2} U_{n+2,1}^* & m = 0 \\ \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial z^2} &= +\frac{(n-m+2)!}{(n-m)!} U_{n+2,m} & m \geq 0 \end{aligned}$$

iii) Expression of $\partial \alpha_{NB} / \partial X$, $\partial \alpha_{RP} / \partial X$ and $\partial \alpha_{AD} / \partial X$

$$\frac{\partial \alpha_{NB}}{\partial X} \Big|_{ij} = \mu \sum_{k=1}^6 \frac{M_k}{M} \frac{1}{R_k^3} \frac{3(X_i - X_{k1})(X_j - X_{k2})}{R_k^2} - \delta_{ij}$$

where

$$\begin{aligned} R_k &= \{(X_1 - X_{k1})^2 + (X_2 - X_{k2})^2 + (X_3 - X_{k3})^2\}^{\frac{1}{2}} \\ \frac{\partial \alpha_{RP}}{\partial X} \Big|_{ij} &= \nu P_s A_A^2 \frac{\gamma A_s}{m} \frac{1}{R_s^3} \left\{ \delta_{ij} - \frac{3(X_i - X_{2i})(X_j - X_{2j})}{R_s^2} \right\} \\ \frac{\partial \alpha_{AD}}{\partial X} \Big|_{ij} &= -\beta \rho \left\{ -\frac{kv_r}{r} (v_{r1} X_j + \frac{1}{v_r} v_{r1} (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}_r)_j - v_r \Omega_{ij}) \right\}, \end{aligned}$$

where

$$r = (X_1^2 + X_2^2 + X_3^2)^{\frac{1}{2}}$$

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

$$v_{r_i} = (V - \omega \times X)_i \quad \text{and} \quad v_r = (v_{r_1}^2 + v_{r_2}^2 + v_{r_3}^2)^{\frac{1}{2}}$$

iv) Expression of $\partial\alpha/\partial V$

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

v) Expression of $\partial\alpha/\partial\mu$, $\partial\alpha/\partial J_2$ and $\partial\alpha/\partial\beta$

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

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

where α_{J_2} can be obtained from the J_2 term of α_{NS} ,

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

4. Observations of dynamical system

(1) Observation-state relationships

The range to a satellite from a j -th observation site, R , is

$$R_j = \{(U - U_j)^2 + (V - V_j)^2 + (W - W_j)^2\}^{\frac{1}{2}} = \{(X - X_j)^2 + (Y - Y_j)^2 + (Z - Z_j)^2\}^{\frac{1}{2}}$$

where (U, V, W) is the coordinate of satellite position and (U_j, V_j, W_j) is the j -th site position in the earth-fixed geocentric rectangular coordinate. (X, Y, Z) and (X_j, Y_j, Z_j) are also the satellite position and site position expressed in the non-rotating coordinate, respectively. To say in the strict sense in this estimation procedure, (U, V, W) or (X, Y, Z) should be the position of the center of mass of the satellite and (U_j, V_j, W_j) or (X_j, Y_j, Z_j) should be the position of the reference point of the satellite laser ranging system at the j -th observation site.

The station position expressed in the earth-fixed coordinate has been treated as constant in this procedure. Though the real station position on the earth is periodically moved slightly by the solid earth tide and ocean tide loading, the constant coordinate of the j -th site, (U_j, V_j, W_j) , can be regarded as mean position. The site displacement by the tides is added to the mean position. The raw range to the satellite observed by a laser ranging system contains the effects of atmospheric refraction, difference between positions of reference point of reflectors and satellite center of mass and individual range offset for each ranging system. If Y denotes the raw range, the G -function relating the state and observation is expressed from equation (4) as follows:

$$\begin{aligned} \text{or} \quad Y &= R + \Delta R_{DP} + \Delta R_{RF} + \Delta R_{CM} + \Delta R_{RO} + \epsilon \\ G &= R + \Delta R_{DP} + \Delta R_{RF} + \Delta R_{CM} + \Delta R_{RO} \end{aligned}$$

where

- R : distance from a mean reference point of a laser ranging system at the site to the center of mass of the satellite
- ΔR_{DP} : component of tidal displacements along the direction from site to satellite
- ΔR_{RF} : change of range by atmospheric refraction
- ΔR_{CM} : satellite center of mass correction
- ΔR_{RO} : range offset for laser ranging system obtained by system calibration.

(2) Site displacements by the solid earth tide and the ocean tide loading

The site displacement caused by the solid earth tide is estimated in two-step procedure. The vector displacement of the j -th site due to tidal deformation for step 1 can be computed by the formula

$$\Delta U_j = \sum_{k=1}^2 \frac{GM_k r_j^4}{\mu r_k^3} \left[\{3l_2(\mathbf{u}_k \cdot \mathbf{u}_j)\} \mathbf{u}_k + \left\{3\left(\frac{h_2}{2} - l_2\right)(\mathbf{u}_k \cdot \mathbf{u}_j)^2 - \frac{h_2}{2}\right\} \mathbf{u}_j \right]$$

where

- r_k, \mathbf{u}_k : magnitude of the vector from the geocenter to the moon($k=1$) or to the sun($k=2$) and unit vector of the vector
- r_j, \mathbf{u}_j : magnitude of the vector from the geocenter to the j -th site and unit vector of the vector
- h_2 : nominal second degree Love number
- l_2 : nominal Shida number.

For the step 2, only the displacement of one term K_1 (165.555 in Doodson number) frequency needs to be corrected as a periodic change in site height given by

$$\delta h_j^{(1)} = \delta h_{K_1} H_{K_1} \left(-\sqrt{\frac{5}{24\pi}}\right) 3 \sin\phi_j \cos\phi_j \sin(\theta_{K_1} + \lambda_j)$$

where

$$\delta h_{K_1} = h_{K_1} \text{ (Wahr)} - h_2 \text{ (Nominal)}$$

H_{K_1} = amplitude of K_1 term in the harmonic expansion of the tide generating potential

ϕ_j = geocentric latitude of j -th site

λ_j = east longitude of j -th site

θ_{K_1} = K_1 tide argument = $\tau + s = \theta_g + \pi$.

For the values of $h_2, l_2, \delta h_{K_1}, H_{K_1}$ consult e.g. Melbourne *et al.* (1983).

There is also a zero frequency site displacement. The correction could be removed analogously to the discussion above. If nominal Love and Shida numbers of 0.6090 and 0.0852, respectively, are used, the permanent deformation introduced in the height direction is given by

$$\delta h_j^{(2)} = \sqrt{\frac{5}{4\pi}} (0.6090) (-0.31455) \left(\frac{3}{2} \sin^2\phi_j - \frac{1}{2}\right) \quad \text{(meter)}$$

and in the north direction in the horizontal plane

$$\delta n_j^{(1)} = \sqrt{\frac{5}{4\pi}} (0.0852)(-0.31455) 3 \cos \phi_j \sin \phi_j \quad (\text{meter}).$$

The site displacements caused by the ocean tide loading have been computed for the *M2*, *S2*, *K2*, *N2*, *O1*, *K1*, *P1*, *Q1* and *Mf* ocean tides by Goad (1980) using models generated by Schwiderski (1978). The tables of tidal loading height displacement amplitude and phase values of 25 laser site locations for the nine constituents are listed in Melbourne *et al.* (1983). The height displacement at *j*-th site can be obtained by summing nine constituents as follows:

$$\delta h_j^{(0)} = \sum_{i=1}^9 \text{amp}_j(i) \cos(\arg_j(i, t) - \text{phase}(i))$$

where $\arg_j(i, t)$ can be also generated by the subroutine in the same paper.

As for the Simosato site Sasao and Kikuchi (1982) calculated the three components of the ocean tide loading site displacement of height, from south to north and from west to east for the nine constituents by using $1^\circ \times 1^\circ$ lattice of Schwiderski model, 232 points on the coast line and tidal data at six tidal stations around the Simosato site. The results are shown in Table 2. The sense of amplitude sign is that up in height, to north and to east are all +. The phase and argument are the same meaning as the equation described above.

Table 2 Ocean tide loading site displacement for Simosato site by Sasao and Kikuchi(1982)

constituent	vertical		from south to north		from west to east	
	amp (cm)	phase (deg)	amp (cm)	phase (deg)	amp (cm)	phase (deg)
<i>M 2</i>	1.817	86.6	0.366	108.7	0.276	-164.2
<i>S 2</i>	0.803	106.5	0.147	129.3	0.143	-131.1
<i>K 2</i>	0.237	109.5	0.043	130.3	0.037	-126.9
<i>O 1</i>	1.073	-146.4	0.160	-113.7	0.155	-8.4
<i>K 1</i>	1.388	-126.1	0.215	-93.9	0.191	14.6
<i>P 1</i>	0.445	-127.0	0.067	-93.7	0.062	15.4
<i>N 2</i>	0.360	91.6	0.070	101.0	0.039	-161.8
<i>Q 1</i>	0.228	-155.2	0.032	-129.0	0.033	-13.2
<i>M f</i>	0.021	-26.9	0.002	-109.4	0.005	115.4

Latitude of Simosato site = $33^\circ.578$, longitude = $135^\circ.937$, height = 62m.

Finally the range correction ΔR_{DP} , for *j*-th site are

$$\text{where} \quad \Delta R_{DP} = [\Delta U_j + (\delta h_j^{(1)} + \delta h_j^{(2)} + \delta h_j^{(0)}) h_j + (\delta n_j^{(1)} + \delta n_j^{(0)}) n_j + \delta e_j^{(0)} e_j] \cdot \frac{(u_j - u)}{|u_j - u|}$$

u_j : unit vector from geocenter to *j*-th site

u : unit vector from geocenter to satellite

h_j : unit vector from *j*-th site to the zenith

n_j : unit vector from *j*-th site to the north in the horizontal plane

e_j : unit vector from *j*-th site to the east in the horizontal plane.

(3) Correction of the atmospheric refraction

The following formula of the atmospheric correction to the laser range data given by Marini and Murray (1973) is used in this processor:

$$\Delta R_{RF} = \frac{g(\lambda)}{f(\varphi, H)} \cdot \frac{A+B}{\sin E + \frac{B/(A+B)}{\sin E + 0.01}}$$

where

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

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

$$A = 0.002357 P + 0.000141 e$$

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

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

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

Here

- ΔR_{RF} : Range correction (meters)
- E : True elevation of satellite
- P : Atmospheric pressure at the laser site (millibars)
- T : Atmospheric temperature at the laser site (degrees Kelvin)
- Rh : Relative humidity at the laser site (%)
- λ : Wavelength of the laser (microns)
- φ : Latitude of the laser site
- H : Altitude of the laser site (kilometers).

(4) Other corrections and expression of $\partial G/\partial X$

The center of mass correction should be applied for each satellite. The values are:

$$\Delta R_{CM} = -0.24\text{m for Lageos and } -0.075\text{m for Starlette.}$$

As for the range offset for each laser ranging system, it is usually obtained by ground target ranging or internal calibration techniques. The values for the satellite laser ranging system at Simosato site, for instance, are distributed from 10 to 25 centimeters which depend on the energy of output and input and environmental conditions.

The expression for G -function was given in the previous section. In the relation between observed range and nominal range, Y or Y_j and R or R_j , all the correction described above should be considered. However the dependence of these correction to the selected unknown, X , is nothing or so small. Therefore these corrections are ignored for $\partial G/\partial X$ in this estimation.

The expression for $\partial G/\partial X$ is as followings:

$$\begin{aligned}\frac{\partial G}{\partial X} &= \frac{X^r - X_j^r}{R_j} \\ \frac{\partial G}{\partial V} &= \mathbf{0}^r \\ \frac{\partial G}{\partial \mu} &= \frac{\partial G}{\partial J_2} = \frac{\partial G}{\partial \beta} = 0 \\ \frac{\partial G}{\partial U_i} &= -\frac{U^r - U_j^r}{R_j} \delta_{ij}\end{aligned}$$

where the definitions of these variables are the same as described in this chapter.

5. Processing of the laser range data and preliminary results

(1) Range data processing and constants used

The station coordinate of Simosato site is estimated using the estimation procedure described above by the processor developed. For the estimation, 756 ranges of satellite laser data in 24 passes of Lageos transit are used as listed in Table 3. These data are obtained at Simosato site and other six sites which are distributed in Australia, north America, Central Pacific Ocean and Europe. As the amount of data used are not so much in this time, the number of unknowns is limited to nine variables, namely, satellite position and velocity at an initial time and the coordinate of Simosato site. So, the positions of the six sites except Simosato are given a priori. For the coordinate system of the six sites the LPM 81.12 (Schutz 1983a) is adopted. This coordinate system has been used at the Center for Space Research of the University of Texas to estimate the earth rotation parameters, and the every five days values of x and y component of pole position and the Duration of Day are announced in the CSR reports and in the BIH Circular D. The adopted coordinates of the six sites on the basis of the LPM 81.12 system are given in Table 4.

For the coefficients of the gravity field model, GEM-L2 (Lerch *et al.* 1983) is used. In the gravity model the terms of $\bar{C}_{2,1}$ and $\bar{S}_{2,1}$, which are caused by the discrepancy of the polar axis of the terrestrial system and the principal axis of moment of inertia by using CIO, have values as

$$\bar{C}_{2,1} = 1.057 \times 10^{-9} \quad \text{and} \quad \bar{S}_{2,1} = -3.068 \times 10^{-9}.$$

To save computation time the coefficients less than 11 degrees and 11 orders which include major effective terms are used in this estimation.

For the UT1R and x, y components of the earth rotation BIH evaluation in the Circular D (BIH 1982) are used.

The mass ratios of the moon, the sun, Venus, Mars, Jupiter and Saturn to the earth of IAU 1976 system are used. For the positions of these astronomical bodies a magnetic tape file of the Japanese Ephemeris (JHD 1980) is used. In the transformation from the 1950.0 frame used in the ephemeris to J2000.0, the correction from FK5 equinox (J2000.0) to FK4 equinox as following by Fricke (1980) is applied:

$$E(T) = 0.^s035 + 0.^s085 T_{50}$$

Table 3 Lageos date set used for the coordinate determination of Simosato site

No. pass	U T C						Site ID	No. of ranges
	d	h	m	s	h	m		
	April 1982							
1	8	3	3	33	—	3 12 13	1	24
2	8	7	51	15	—	8 15 39	4	39
3	8	11	24	40	—	11 54 41	4	40
4	9	9	55	6	—	10 36 36	4	40
5	9	17	56	33	—	18 10 33	1	25
6	10	16	29	34	—	16 37 40	1	17
7	11	18	45	15	—	18 53 22	1	14
8	13	8	1	27	—	8 38 18	4	40
9	13	12	33	56	—	12 36 32	5	16
10	13	16	29	26	—	16 35 1	2	40
11	14	2	37	44	—	3 0 44	6	28
12	14	14	59	43	—	15 36 35	2	40
13	14	18	28	54	—	19 10 0	2	40
14	15	1	15	24	—	1 39 28	6	28
15	15	1	32	28	—	1 36 28	7	37
16	15	4	54	52	—	5 9 20	6	11
17	15	5	2	24	—	5 12 36	7	36
18	15	5	12	43	—	5 46 44	3	40
19	15	8	25	5	—	8 26 36	7	10
20	15	8	56	11	—	8 59 40	3	40
21	15	9	9	57	—	9 33 22	4	40
22	15	13	3	34	—	13 26 10	5	40
23	15	16	45	54	—	16 58 11	1	31
24	15	17	1	2	—	17 48 56	2	40

where T_{50} is measured in Julian centuries from 1950.0.

The following constants are used in this estimation:

Light velocity; $c = 2.99792458 \times 10^8$ m/s

Geocentric constant of gravitation; $GM = 398600.44$ km³/s²

Lageos mass; $m = 407.8$ kg

Lageos cross section areas; $A_s = 0.283$ m²

Lageos reflectivity coefficient; $\gamma = 1.17$

Lageos atmospheric drag coefficient; $C_d = 3.8$

Lageos center of mass correction; $R_{CM} = -0.24$ m

Lageos empirical acceleration; $\alpha_{ep} = -2.9 \times 10^{-12}$ m/s²

Atmospheric density at $h = 5000$ km; $\rho_0 = 3.98 \times 10^{-5}$ kg/km³

Scale constant of the atmospheric density; $k = 1.61 \times 10^{-3}$ /km.

Table 4 Station coordinates by LPM81.12

ID	name/state	Lat. Lon. Ht
1	Simosato/Japan	(unknown)
2	Yaragadee/Australia	29° 2' 47".4692 S 115 20 48.0579 E 244.960 m
3	Greenbelt/Maryland	39 1 14.1748 N 283 10 20.1161 E 21.985 m
4	Platteville/Colorado	40 10 58.0085 N 255 16 26.2849 E 1504.807 m
5	Mt. Haleakala/Hawaii	20 42 25.9795 N 203 44 38.5366 E 3068.264 m
6	Kootwijk/Netherlands	52 10 42.2302 N 5 48 35.0936 E 93.025 m
7	Wetzell/West Germany	49 8 41.7703 N 12 52 40.9405 E 660.988 m

Reference ellipsoid : A=6378137.0m
f=1/298.255

(2) Coordinate of Simosato site and relation between the LPM 81.12 system and the Tokyo Datum

The values of unknowns are obtained by integrating X^* and Φ and by evaluating H and y . The results for nine unknowns are:

$$\begin{aligned} X_0 &= (8436.59040^{\text{km}}, 8281.56187^{\text{km}}, 3440.96763^{\text{km}})^{\text{T}} \\ V_0 &= (0.329606460^{\text{km/s}}, -2.482641673^{\text{km/s}}, 5.098940310^{\text{km/s}})^{\text{T}} \\ &\text{at } t = 1982^{\text{Y}} 04^{\text{M}} 08^{\text{D}} 03^{\text{h}} 00^{\text{m}} 20^{\text{s}} 000000 \text{ (TAI) and} \\ U_1 &= (-3822.38450^{\text{km}}, 3699.36641^{\text{km}}, 3507.57257^{\text{km}})^{\text{T}}. \end{aligned}$$

The residuals of range data based on the initial values and site coordinate are shown in Figure 1. The root mean square (RMS) of the residuals is 55 cm. The position of the intersecting point of the elevation and azimuth axes of the satellite laser ranging system, U_1 , based on the LPM 81.12 system can be rewritten in the conventional geodetic coordinate as:

$$\begin{aligned} 33^\circ 34' 39".697\text{N} &\quad (\text{latitude}) \\ 135^\circ 56' 13".156\text{E} &\quad (\text{longitude}) \\ 100.66 \text{ m} &\quad (\text{height from the reference ellipsoid}) \end{aligned}$$

where semi-major axis and flattening of the reference ellipsoid are $A_e = 6378137.0$ m, and $1/f = 298.257$.

The surveyed coordinate of the same point in the Tokyo Datum (Takemura 1982) is:

33° 34' 27" . 496N (latitude)
 135 56 23 . 537E (longitude)
 62 . 44 m (height above mean sea level).

The direct comparison of both heights derives geoidal height based on the reference ellipsoid as 38.2 m at Simosato site. If the geoidal height of the Tokyo Datum at Simosato site is estimated as 0.0 m by a geoid map of Ganeko (1976), the comparison of two coordinate values of the LPM 81.12 and the Tokyo Datum for the same point at Simosato site derives the datum shift correction for geocentric rectangular coordinate from the Tokyo Datum to the LPM 81.12 system as following:

$$\begin{aligned} \Delta U &= -142.5 \text{ m} \\ \Delta V &= +510.4 \text{ m} \\ \Delta W &= +681.2 \text{ m} \end{aligned}$$

where the U-, V- and W-axes in both the LPM 81.12 system and the Tokyo Datum are assumed to be parallel for each axes. The datum shift correction derives the expression of the position of the origin of the Tokyo Datum in the LPM 81.12 system as followings:

35° 39' 29" . 223N (latitude)
 139 44 28 . 676E (longitude)
 62 . 95 m (height from the reference ellipsoid).

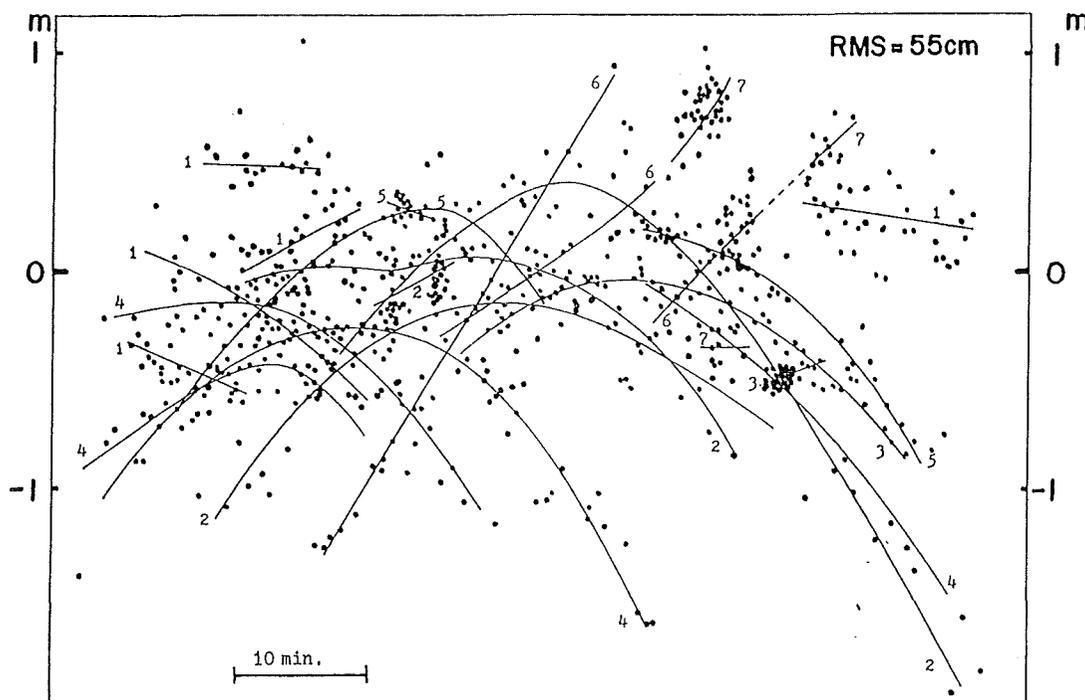


Figure 1 Residuals to the orbit of Lageos determined by the processor. Solid lines show centers of dispersed ranges of each passes with site ID.

As the height above mean sea level of the origin is known as 26.80 m, the geoidal height at the origin is estimated as 36.1 m on the basis of the reference ellipsoid of $A_e = 6378137.0$ m and $1/f = 298.257$. The discrepancy in both coordinate systems for the position of the origin amounts to 468 m to the direction of 321° in azimuth on the basis of the Tokyo Datum. The similar discrepancies can be obtained using the datum shift correction to the place at Simosato, Sapporo, Kagoshima, for instance, as 462 m to 325° of azimuth, 411 m to 311° and 448 m to 330° , respectively.

Within the procedure of orbital determination by satellite laser ranging data or Doppler data, the longitude of a satellite-derived coordinate system and the position of the ascending node of the satellite orbit can not be separated. So, it is necessary to define the longitude of one satellite ranging site a priori. According to Schutz (1983c) $283^\circ 10' 19''.7510$ is the definition of the longitude of the LPM 81.12 system for the longitude of the reference point of the satellite laser ranging system named STALAS at the Goddard Space Flight Center. So, the longitude of Simosato site shown above is based on the definition. It is expected to be combined with such a satellite derived longitude system and the precise astronomical longitude like the lunar laser ranging (LLR) which has been operated at the McDonald Observatory, the University of Texas. As for the relation between the LLR results and the LPM 81.12 system in longitude, Schutz (1983c) informed to the author that an eastward rotation of the LPM 81.12 system of $0''.197$ makes the same longitude for the reference point of the 2.7 meter telescope at the McDonald Observatory as obtained by LLR.

If the rotation applied, the datum shift correction from the Tokyo Datum to the global geocentric coordinate system which is referred to the astronomical longitude system by LLR becomes

$$\begin{aligned}\Delta U &= -146.0 \text{ m} \\ \Delta V &= +506.7 \text{ m} \\ \Delta W &= +681.2 \text{ m} .\end{aligned}$$

If this correction is applied to the point of the origin of the Tokyo Datum, the new expression of the origin is as followings:

$$\begin{aligned}35^\circ 39' 29''.217\text{N} & \text{ (latitude)} \\ 139^\circ 44' 28''.878\text{E} & \text{ (longitude)}\end{aligned}$$

where $A_e = 6378137.0$ m, and $1/f = 298.257$.

The precise comparison of these values with other coordinate systems, estimation of accuracies and more discussion will be made after processing much more data in the future.

Acknowledgements. The author wishes to express his hearty thanks to Dr. E.C. Silverberg for his kind arrangements to study this field of work. He is also grateful to Professor B.D. Tapley for giving theoretical guidance for orbital estimation to the author, and grateful to Dr. M. R. Pearlman for offering SLR data. The author is also indebted to Professor B.E. Schutz for offering the LPM 81.12 system and information about LLR longitude. He also thanks Dr. T. Sasao and Mr.

I. Kikuchi for their calculation of the ocean loading site displacement of Simosato site. And the author express his gratitude to many staffs of JHD for providing him with convenience and help in computation for data processing by using the computer of NEC ACOS 700.

References

- Allen, C.W., 1973: *Astrophysical Quantities*, Athlone press, 172pp.
- Aoki, S, B. Guinot, G.H. Kaplan, H. Kinoshita, D.D. McCarthy and P.K. Seidelmann, 1982: The New Definition of Universal Time. *Astron. Astrophys*, **105**, pp.359–361.
- BIH, 1982: *Circular D*, No.187.
- Cunningham, L.E., 1970: On the Computation of the Spherical Harmonic Terms Needed During the Numerical Integration of the Orbital Motion of an Artificial Satellite. *Celestial Mechanics*, **2**, pp.207–216.
- Dunn, P.J., 1983: private communication.
- Fricke, W., 1980: Definition and Practical Realization of the Reference Frame in the FK5 – The Role of Planetary Dynamics and Stellar Kinematics in the Definition, in *Reference Coordinate Systems for Earth Dynamics*, E.M. Gaposchkin and B. Kolaczek, (eds.), D. Reidel, Dordrecht, pp.331–340.
- Funo, Y., 1983: private communication.
- Ganeko, Y., 1976: Astrogeodetic Geoid of Japan, *Spec. Rep. 372*, Smithsonian Astrophysical Observ., Cambridge, Mass., 34pp.
- Gilbert, F. and A.M. Dziewonski, 1975: An Application of Normal Mode Theory to the Retrieval of Structural Parameters and Source Mechanism from Seismic Spectra. *Phil. Trans R. Soc. London, Ser. A*, **278**, pp.187-269.
- Goad, C.C., 1980: Gravimetric Tidal Loading Computed from Integrated Green's Functions. *J. Geophys. Res.*, **86**, pp.2679–2683.
- JHD, 1980: *Japanese Ephemeris for 1982*, Tokyo, 474pp.
- Kozai, Y., A. Tsuchiya, K. Tomita, T. Kanda, H. Sato, N. Kobayashi and Y. Torii, 1973: Satellite Laser Ranging Instruments Operated at Tokyo Astronomical Observatory. *Tokyo Astronomical Bulletin*, **223**, pp.2597–2605.
- Lerch, F.J., S.M. Klosko and G.B. Patel, 1983: A Refined Gravity Model from Lageos (GEM-L2). *NASA Technical Memorandum 84986*, Goddard Space Flight Center, Maryland, 54pp.
- Liebelt, P.B., 1967: *An Introduction to Optimal Estimation*, Addison-Wesley, Reading, Mass., 273pp.
- 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**, 1–16.
- Marini, J.W. and C.W. Murray, Jr., 1973: Correction of Laser Range Tracking Data for Atmospheric Refraction at Elevations above 10 Degrees. *NASA X-591-73-351*, Goddard Space Flight Center, Maryland, 39pp.
- Martin, T.V., I.H. Oh, W.F. Eddy and J.A. Kogut. 1976: Geodyn System Description, EG&G/Washington Analytical Service Center, Inc., Maryland.
- Matsushima K., T. Shiho, M. Murata and S. Takeuchi, 1978: Space Trajectory and Mission Analysis Program "STANPS". *Technical Memorandum of National Aerospace Laboratory, TM-359*, National Aerospace Laboratory, Tokyo, 106pp.
- McMillan, J.D., 1973: Mathematical Specifications of the University of Texas Orbit Processor and Application to the Laser Observations of the Beacon Explorer-C Satellite. *Univ. of Texas Applied Mechanics Research Laboratory Report, 1052*, Austin, 77pp.
- Melbourne, W., R. Anderle, M. Feissel, R. King, D. McCarthy, D. Smith, B. Tapley and R. Vicente, 1983: MERIT STANDARDS, Third Draft.
- Murata, M., 1978: Filtering Theory Applied to Near-Earth Satellite Orbit Determination. *Technical Report of National Aerospace Laboratory, TR-555*, National Aerospace Laboratory, Tokyo, 50pp.
- Pearlman, M.R., 1983: Weekly Assessment of Quick-Look Laser Tracking Data. *Smithsonian Astrophysical Observatory Memorandum, C-363*, Cambridge, Mass., 9pp.
- Sasaki, M., 1982a: On a Baseline Measurement by Satellite Laser Ranging. *Jour. of Geodetic Soc. of Japan*, **27**,

- pp.333–337.
- Sasaki, M., 1982b: On a Laser Ranging System at Simosato Hydrographic Observatory, *Proceedings of the General Meeting of the IAG, Tokyo, May 7–15, 1982*, I. Nakagawa, K. Kasahara and T. Tanaka, (eds.), Kyoto, pp.173–178.
- Sasaki, M., Y. Ganeko and Y. Harada, 1983: Satellite Laser Ranging System at Simosato Hydrographic Observatory. *Data Report of Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, 17, pp.49–60.
- Sasaki, M., M. Nagaoka, 1984: Satellite Laser Ranging Observations in 1982. *Data Report of Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, 18, pp.55–67.
- Sasao, T., S. Okubo and M. Saito, 1977: A Simple Theory on the Dynamical Effects of a Stratified Fluid Core upon Nutational Motion of the Earth. *Proceedings of IAU Symposium No. 78^o, Kiev, May, 1977*, pp.165–183.
- Sasao, T. and I. Kikuchi, 1982: private communication.
- Schutz, B.E., 1983a: private communication. (University of Texas Lageos Station Coordinate Solution 8112.2)
- Schutz, B.E., 1983b: Analysis of Lageos Laser Range Data, June 1983. Center for Space Research, The University of Texas at Austin, 12pp.
- Schutz, B.E., 1983c: private communication.
- Schwiderski, E.W., 1978: Global Ocean Tides, Part I, A Detailed Hydrodynamical Model, *Rep. TR-3866*, U.S. Naval Surface Weapons Center, Dahlgren.
- Shen, P.Y. and L. Mansinha, 1976: Oscillation, Nutation and Wobble of an Elliptical Rotating Earth with Liquid Outer Core. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 46, pp.467–496.
- Silverberg, E.C., 1980: The Construction of a Highly Transportable Laser Ranging Station. *Final Report on NASA Contract NASW-2974*, Univ. of Texas, Austin, 54pp.
- Smith, D.E., 1983: *Crustal Dynamics Project Bulletin*, 1–3, Goddard Space Flight Center, Maryland, 8pp.
- Takemura, T., 1983: Positions of Geodetic and Astronomical Reference Points at Simosato Hydrographic Observatory. *Data Report of Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, 17, pp.44–48.
- Tapley, B.D., 1973: Statistical Orbit Determination Theory, in *Recent Advances in Dynamical Astronomy*, B.D. Tapley and V. Szebehely (eds.), D. Reidel, Dordrecht, pp.396–425.
- Tapley, B.D., 1983: Polar Motion and Earth Rotation, *U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1979–1982, Contributions in Geodesy*, D.E. James and B. Chovitz (eds.), American Geophysical Union, Washington, D.C., pp.569–573.
- Tapley, B.D. and B.E. Schutz, 1973: A Comparison of Estimation Methods for the Reduction of Laser Range Observations. *Proc. Symposium on Earth's Gravitational Field & Secular Variations in Position*, R.S. Mather and P.V. Angus-Leppan, (eds.), Univ. of New South Wales, Sydney, pp.489–508.
- Wahr, J.M. 1979: The Tidal Motion of a Rotating, Elliptical, Elastic and Oceanless Earth. Ph.D. thesis, Univ. of Colorado, Colorado, 216pp.
- Wilson, P., 1982: The German/Dutch Mobile Laser Ranging Systems. *Proceedings of the Forth International Workshop held at the University of Texas in Austin, October 12–16, 1981*, P. Wilson (eds.), Univ. of Bonn, pp.468–483.
- Yoder, C.F., J.G. Williams and M.E. Parke, 1981: Tidal Variations of Earth Rotation. *J. Geophys. Res.*, 86, pp.881–891.

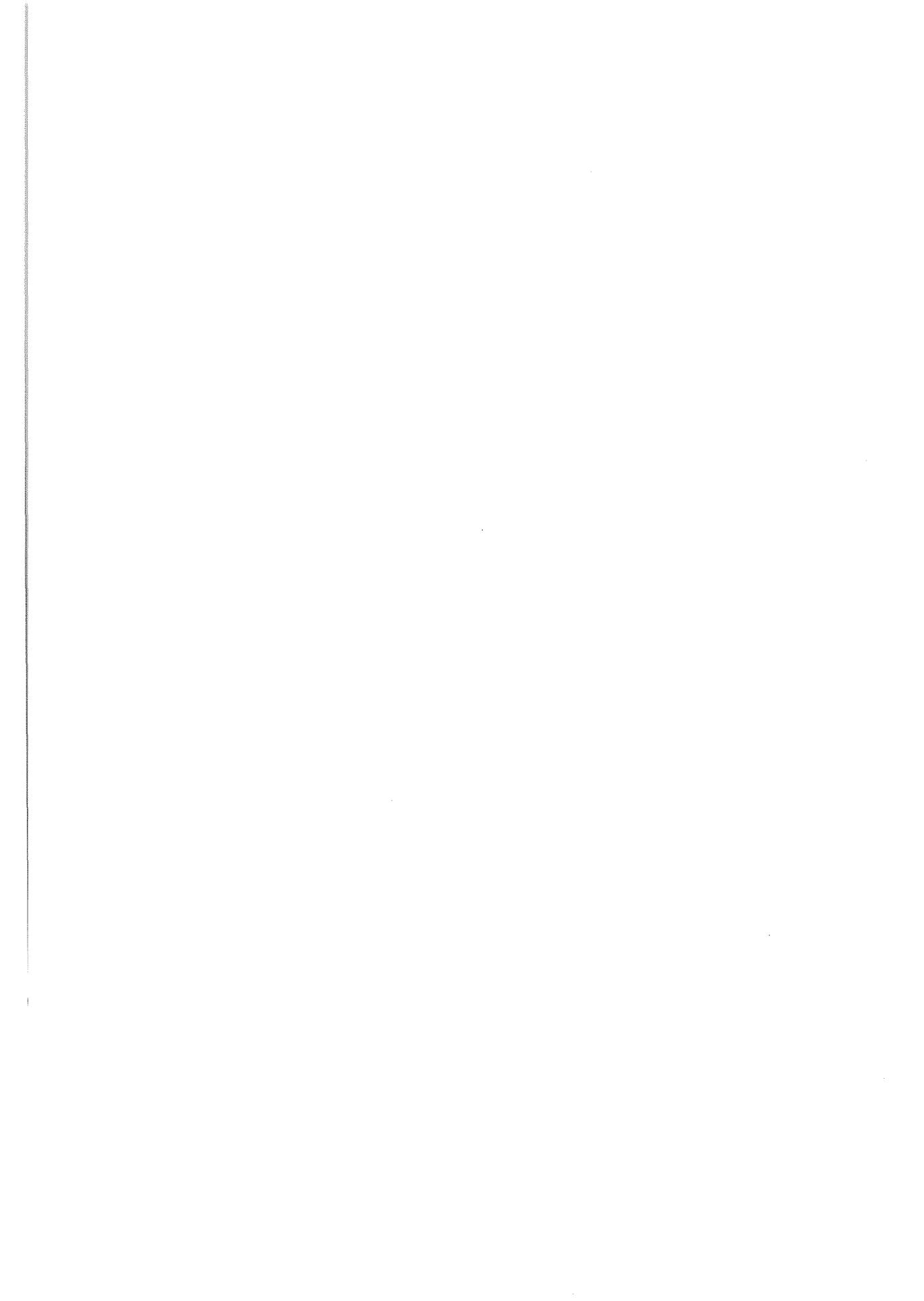
レーザー測距データによる衛星軌道と測地パラメーター
の決定法およびその予備結果(要旨)

佐々木 稔

下里水路観測所に衛星レーザー測距装置を設置し、1982年3月から観測を続けている。得た測距データを用いて衛星の軌道と観測局の位置などの各種測地パラメーターを求めるための数値積分法による精密軌道決定プログラムを開発した。このプログラムは、衛星の軌道に影響を及ぼす、地球重力場、月・太陽・惑星による摂動力、光輻射圧、残留大気による抵抗力、地球潮汐および海洋潮汐の効果を含むものとなっている。衛星の軌道と測地パラメーターの決定法およびその計算式を示した。

次に、下里水路観測所および世界各地の観測局において得た測距値を、このプログラムで処理して同観測所の位置を、地球重心を原点とする世界測地系に基づいて予備的に求めた。このための世界測地系としては、LPM 81.12 システムを採用した。得た同観測所のレーザー測距装置の架台の高度・方位軸の交点の位置は、北緯 33° 34' 39".697, 東経 135° 56' 13".156, 基準楕円体(長半径6378 137.0m 扁平率1/298.257)からの高さは、100.66m である。日本測地系に基づく同地点の測地測量の結果との比較から、日本測地系で表わされた任意の地点の経緯度を、この LPM81.12 システムに変換するための座標変換量は、 $\Delta U = -142.5\text{m}$, $\Delta V = +510.4\text{m}$, $\Delta W = +681.2\text{m}$ となった。この変換量を基に、日本測地原点のある地点の位置を LPM81.12 システムで表わした場合の経緯度は、現行の日本測地系に採用されている値を基準として、緯度 +11".71, 経度 -11".83 だけ異っており、これは、方位321°の方向に468m 移動した量に相当する。

一方、月レーザー測距が行なわれているマクドナルド天文台の口径2.7m の望遠鏡の基準点の経度について、月レーザー測距データの解析結果に基づく値と、この LPM81.12 システムを東まわりに0".197回転させた値とが一致すると言われる。この回転を全 LPM81.12 システムに加えると、下里水路観測所の位置から求まる上記座標変換量は、 $\Delta U = -146.0\text{m}$, $\Delta V = +506.7\text{m}$, $\Delta W = +681.2\text{m}$ となり、この変換量を日本測地原点に適用した、月の経度システムに基づく日本測地原点の経緯度は、北緯 35° 39' 29".217, 東経139° 44' 28".878 と求まる。



海図管理システムの設計†

斎藤 甫*

CHART MANAGEMENT SYSTEM†

Hajime Saito*

Abstract

The management of nautical charts are indispensable and essential work to hydrographic services.

In order to carry out such work efficiently, a management system using an electronic computer has been developed by preparing data base of such information as the numbers and coverages of the charts listed in the Catalogue of Charts as well as their quantities in stock.

It can be expected that this system will be effectual in managing, collecting, and retrieving data and information on charts and other hydrographic informations, and this will be used as a fundamental chart data base system including such charted informations as soundings, coastlines, etc.

1. まえがき

海図を管理するデータベースを活用すれば、水路通報等の海図についての水路情報管理や在庫管理業務の能率向上を図ることができる。

海洋研究室では昭和57年度から2年計画で、電子計算機による「水路業務における日本語情報処理の基礎研究」を行っている。この基礎研究で、水路通報の処理に関連して海図の情報を検索する作業のため、海図管理の諸元（図誌目録に記載の内容、海図の包含区域、海域、在庫情報）をデータベース化した海図管理システムを設計した。

この海図管理システムは、単に水路通報における海図情報の抽出ばかりでなく、図誌目録作成の自動化、在庫管理、その他海図利用に関係する業務への応用により、水路誌など文章情報処理の合理化を図ることができる。

本システムの設計は、日本電気株式会社のデータ管理システムADBS (Advanced Data Base System) により、バッチ処理およびオンライン処理にも対処できる方式とした。

以下、海図管理システムの設計について報告する。

† Received 23 December 1983

* 企画課 Planning Division

2. 海図データの構造

海図は次の4つの種別に分類できる。(第1図)

海 図 デ ー タ の 構 造 図

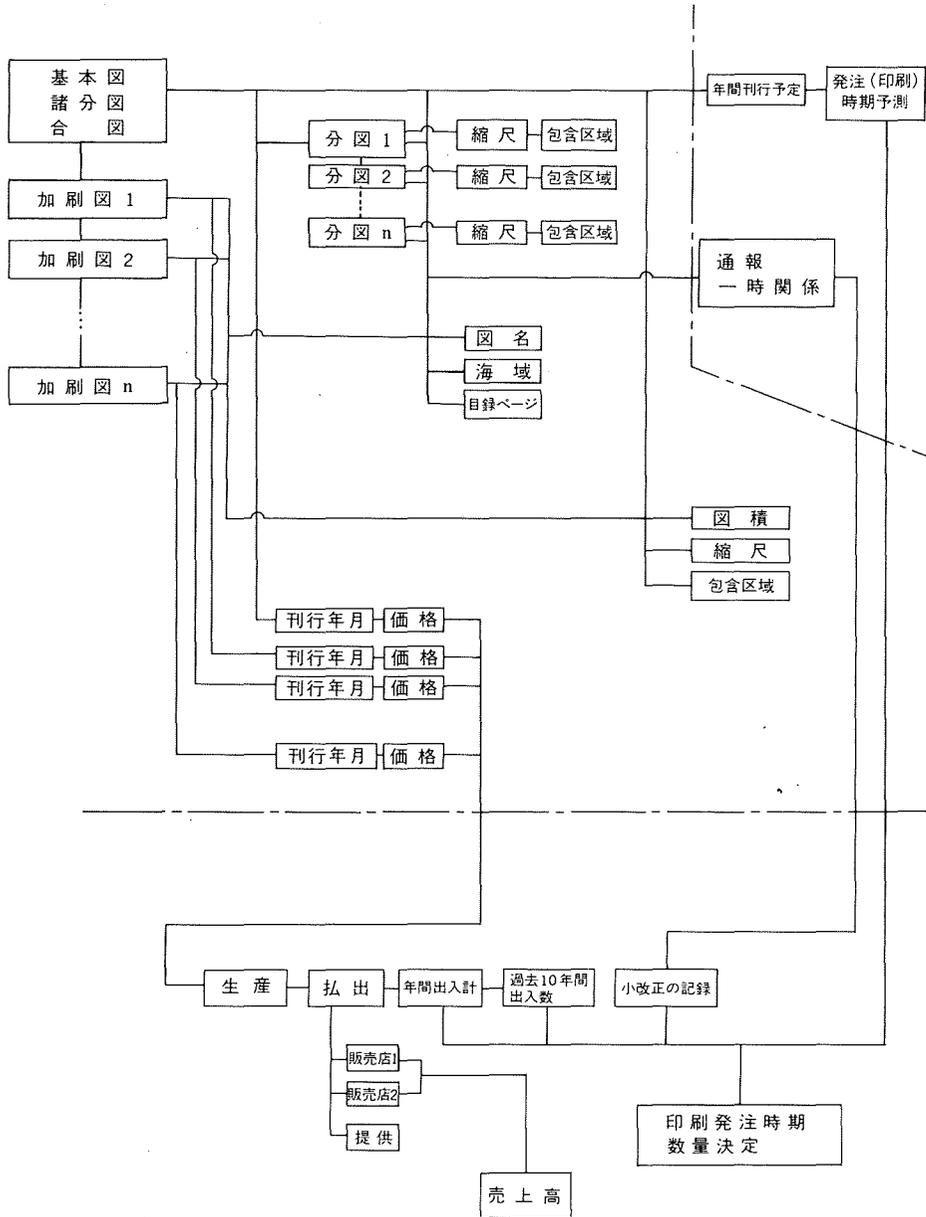


Figure 1 Structure of nautical chart data

(1) 基本図（一般海図）

i 分図のない基本図の諸元

海図番号，図名，縮尺，図積，加刷図の有無，基本図と加刷図を含めた図種数，図誌目録記載ページ，海域，刊行年月，価格，在庫情報の管理諸元および包含区域。

ii 分図がある基本図・

a 基本図についての諸元は i と同じ。

b 分図に関する諸元として分図名，縮尺，海域，目録のページおよび包含区域。

iii 加刷図のある基本図

ロラン，デッカ等を基本図に加刷した図

刊行年月，価格および在庫管理用の諸元をもつほか，基本図にすべて含まれる。

(2) 諸分図

いくつかの分図が集まって1枚の海図に収められたもの。

i 管理諸元

海図番号，図名，図積，図誌目録記載ページ，海域，刊行年月，在庫管理用諸元のみ。

ii 各分図の諸元

分図に関する管理諸元として，各分図毎に図名，縮尺，海域，目録のページおよび包含区域をもつ。

(3) 合図

諸分図と同一の構造。

(4) 基本図なしの加刷図

ロラン，デッカだけの図

管理諸元として基本図と同一の形式をとる。

3. 海図データ蓄積ファイルの構成

初期の段階で海図管理の諸元から蓄積ファイルを作成する。

海図データ蓄積ファイルは，水路情報処理に必要な管理諸元および包含区域を基本図，分図ごとに1レコード640文字で構成される。

在庫情報については，データベースとして追加できるよう設計し，この蓄積ファイルからは削除した。

海図データ蓄積ファイル 1レコード：640文字 X：英数字 9：数字 D₁-D_n：桁の位置

項目名	桁数	型	コードの内容	コード化の目的
海図番号	7	X	D ₁ -D ₄ に4桁の海図番号, D ₅ -D ₇ :英字, 空白または海図の添番号	海図ファイルのキー
分図コード	2	9	例 空白:分図なし 00:分図を含む基本図 01-99:分図, 諸分図, 合図のそれぞれの図	分図の分類
海図識別コード	1	9	例 1:基本図 2:諸分図 3:合図 4:基本図なしの加刷図	海図の識別
海図の種類コード	1	X	例 I:国際海図 S:海上交通安全指定図 P:暫定海図 +:水深の単位がメートル以外の図	管理用
国際海図番号	4	9		管理用
加刷コード	12	X	2桁で6図, 例 6Δ:デッカレーン番号6 LΔ:ロラン 69:デッカレーン番号6,9等 (Δ:空白)	記載順の判定
縮尺	8	9	縮尺の分母の数値	管理用
縮尺メモ	1	9	例 1:緯度35°の経度の長さを基準とした図 空白:その他の図	管理用
図積コード	1	9	例 1:全紙 2:全紙の1/2 3:全紙の1/4 4:全紙の1.5倍	管理用
図誌目録記載ページ	8	9	2桁ずつ, 図誌目録に記載されているページ	海図ファイルのキー
海域コード	15	9	5桁ずつ海図が包含している海域 例 D ₁ :主要海区 D ₂ D ₃ :海域 D ₄ D ₅ :海岸区のコード	海図ファイルのキー
刊行年月	36	9	6桁ずつ, 基本図および加刷図を5図まで 例 D ₁ :新刊, 改刊, 廃刊のコード D ₂ :年号コード D ₃ -D ₆ :年月	管理用
図名	64	X	カナ文字	管理用
包含区域のデータ数	2	9	海図の包含する四限の位置(緯度, 経度で1組)の数	データ管理用
包含区域の張り出し等の有無	1	9	例 9:図に張り出し, 角欠けあり	水路情報管理でのコメント用
包含区域	384	X	16桁を経緯度1組として24組まで 例 D ₁ :プロットによるトレースの有無 D ₂ -D ₈ :緯度の符号および100分の1'まで D ₉ -D ₁₆ :経度の100分の1'まで	水路情報処理用
図名	92	X	英文字または空白	管理用

4. システムの構成

本システムは次の4つのサブシステムで構成される

(第2図)

(1) ファイル管理サブシステム

データベースファイルに対するアクセスの統合を図ることを目的とし、データベースの更新処理を行う。

(2) 情報検索サブシステム

データベースファイルの間合わせに対する照合を行う。

(3) バッチ処理サブシステム

レポート作成処理等を主体とした処理を行う。

(4) ファイル保守サブシステム

データベースファイル中の項目の追加、修正、削除を行う。

5. サブシステムの処理の概要

各サブシステムは、それぞれ機能設計において、プログラムを機能単位のモジュールに分割した構造化プログラム方式とした。

(1) ファイル管理サブシステム

i 海図ファイル処理 (第3-1図)

メインプログラムから受けたパラメータをチェックする。正常であることを確認した後、次のモジュールを呼び出して検索および更新処理（登録、削除）を行う。

- a 海図番号処理モジュール
- b 海図種別情報処理モジュール
- c メンバー情報処理モジュール

メンバーレコードは、包含区域レコード、通報番号レコード、払出先レコード、払出情報レコード、刊行履歴レコードで、該当するレコードの検索処理を行う。

d 物理的検索処理モジュール

ii 座標ファイル処理 (第3-2図)

メインプログラムから受けたパラメータをチェックする。正常であればその指示に従って、座標ファイルの検索および更新処理を行う。

- a 座標ファイル更新モジュールで座標ファイルの緯度、経度、海図番号レコードの更新をする。
- b メンバー情報の検索モジュールを呼び出して検索処理を行う。

iii 座標ファイル初期作成 (第3-3図)

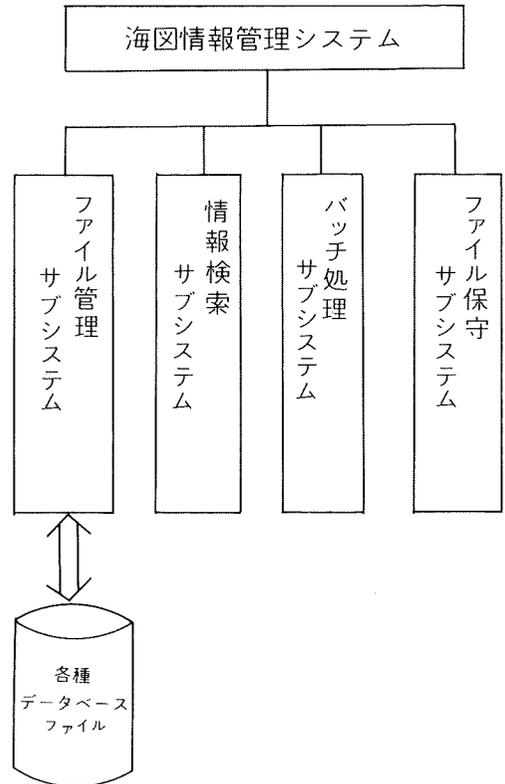


Figure 2 Structure of chart management

座標ファイル作成指示パラメータを入力して、パラメータの内容により緯度、経度レコードの作成を行う。これと海図ファイルから海図の包含区域の経緯度をよみ、パラメータで指示した座標を包含する海図番号を座標ファイルに登録する。

座標は、極座標変換モジュールにより、南緯90°を0°として北へ180°、経度0°から東まわりに360°の極座標に変換する。

iv 更新データファイルの作成 (第3-4図)

海図データ蓄積ファイルを入力して、海図ファイルの更新データを作成する。

a 入力された蓄積ファイルは、メインモジュールにより、海図識別コード(基本図, 分図, 諸分図または合図, 基本図なしの加刷図) 毎に更新伝票作成モジュールを呼び出して処理する。

b ソートモジュールを呼び出して昇順に次のキーにより分類する。

ア 海図番号

イ 分図コード

ウ 海図識別コード

エ カード逐次番号

c 更新データファイル作成モジュールにより、ファイルを作成する。

(2) 情報検索サブシステム

i 海図番号の問い合わせ (第3-5図)

座標検索指示パラメータ (緯度・経度) から座標ファイル、海図ファイルを検索して、海図情報の抽出をする。

a 座標ファイル処理プログラムを呼び出して座標ファイルの検索を行い、海図番号の抽出をする。

b 海図ファイル処理プログラムを呼び出して、海図番号から海図ファイルの検索を行い、海図情報の抽出をする。

ii 海図情報の問い合わせ (第3-6図)

海図番号問い合わせ指示パラメータを入力して海図ファイルの検索を行い、当該海図の情報一覧表を作成する。

a 海図情報一覧表作成モジュールは、パラメータの検索指示に従い、各レコードの出力編集モジュールの制御を行う。

b 海図番号レコードの内容を編集して出力する。

出力内容は、海図番号、国際海図番号、分図の数、海図識別コード、図積、加刷図の図種数、目録ページ、通報の有無、海域コード。

c 海図種別レコードの内容を編集して出力する。

出力内容は、海図種別、図名(カナ文字)、縮尺、位置の数、刊行履歴数、単価、通報数、年間生産回数、総払出数、払出先数、年間生産数、総繰越数量、総売上高。

d 包含区域レコードの出力

海図種別レコードの位置の数の表示に従い、海図ファイル処理プログラムを呼び出す。海図ファイルから包含区域レコードを入力して編集、出力する。

(3) バッチ処理サブシステム

i 図誌目録表の作成 (第3-7図)

海図ファイルから海図データを入力し、海図目録表出力指示パラメータ (目録ページ) の指示により、海図番号索引表および海図目録表の作成を行う。

ii 在庫管理台帳の作成。

iii 日本沿岸地名表の作成。

ii, iiiの処理については、項目のみで現時点では設計はしていない。

(4) ファイル保守サブシステム

i 海図情報更新データのチェック (第3-8図)

海図情報更新データを入力してエラーチェックを行い、更新データファイルを作成する。海図情報更新データは、基本図、分図のある基本図、諸分図および合図、基本図なしの加刷図である。

a 海図情報更新データを下記の項目をキーとして分類する。

ア 海図番号

イ 分図コード

ウ データ種別

エ カード逐次番号

b 分類後の更新データを1件ずつチェックする。チェック項目は次の順に行う。

ア 重複チェック

イ ペアチェック

ウ 項目チェック

エ 関連チェック

ii 海図ファイルの更新 (第3-9図)

海図情報更新データを入力して、海図ファイルおよび座標ファイルの更新 (登録, 修正, 削除) 処理を行う。

メインモジュールは次の各モジュールを制御してファイル更新を行う。

ア パラメータ初期処理モジュール

イ 更新データの蓄積処理モジュール

ウ 更新情報の編集モジュール

エ 海図番号の更新モジュール

オ 海図種別の更新モジュール

カ 包含区域の更新モジュール

キ 刊行履歴情報の更新モジュール

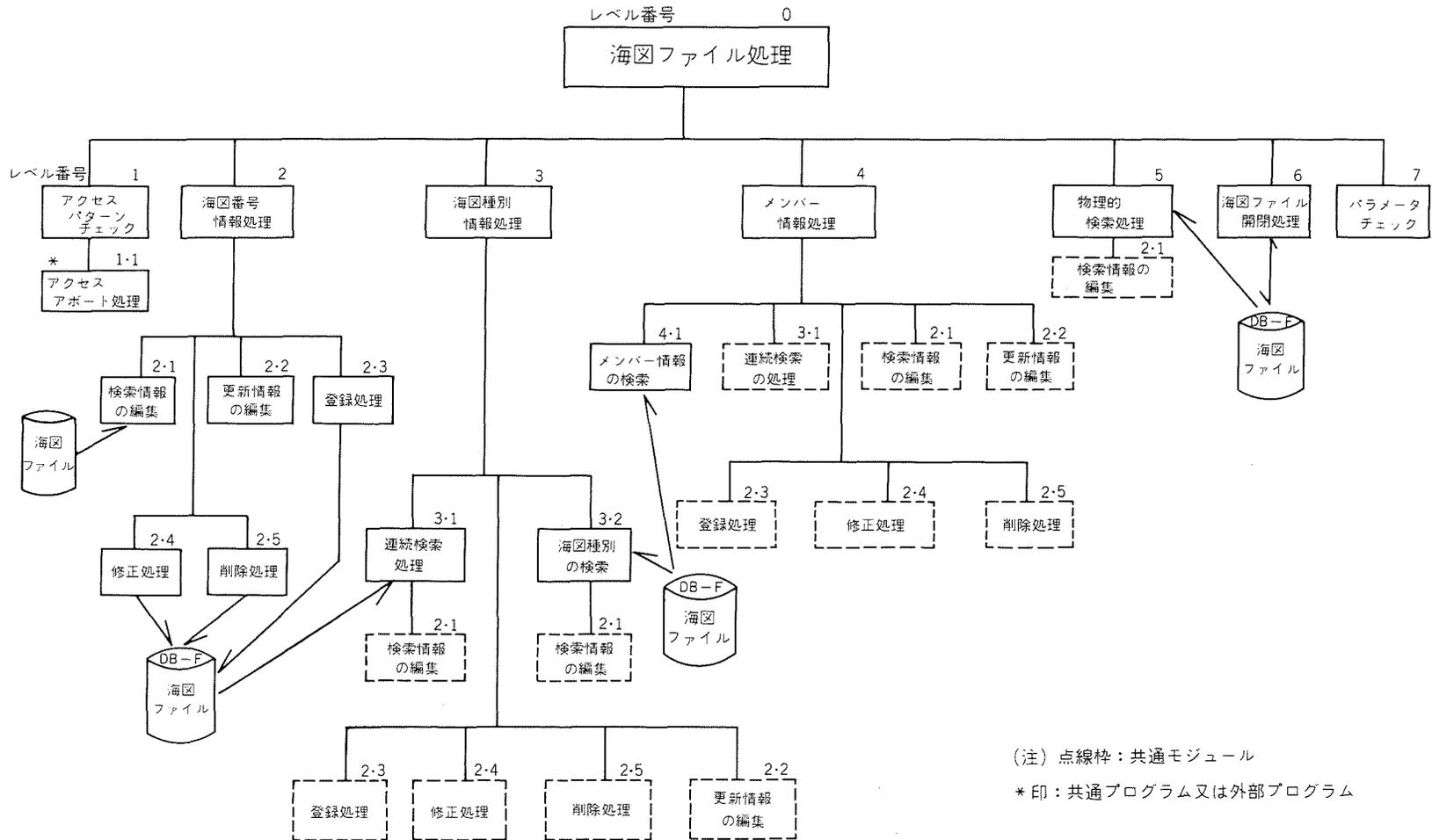


Figure 3-1 Module structure-Process of nautical chart file

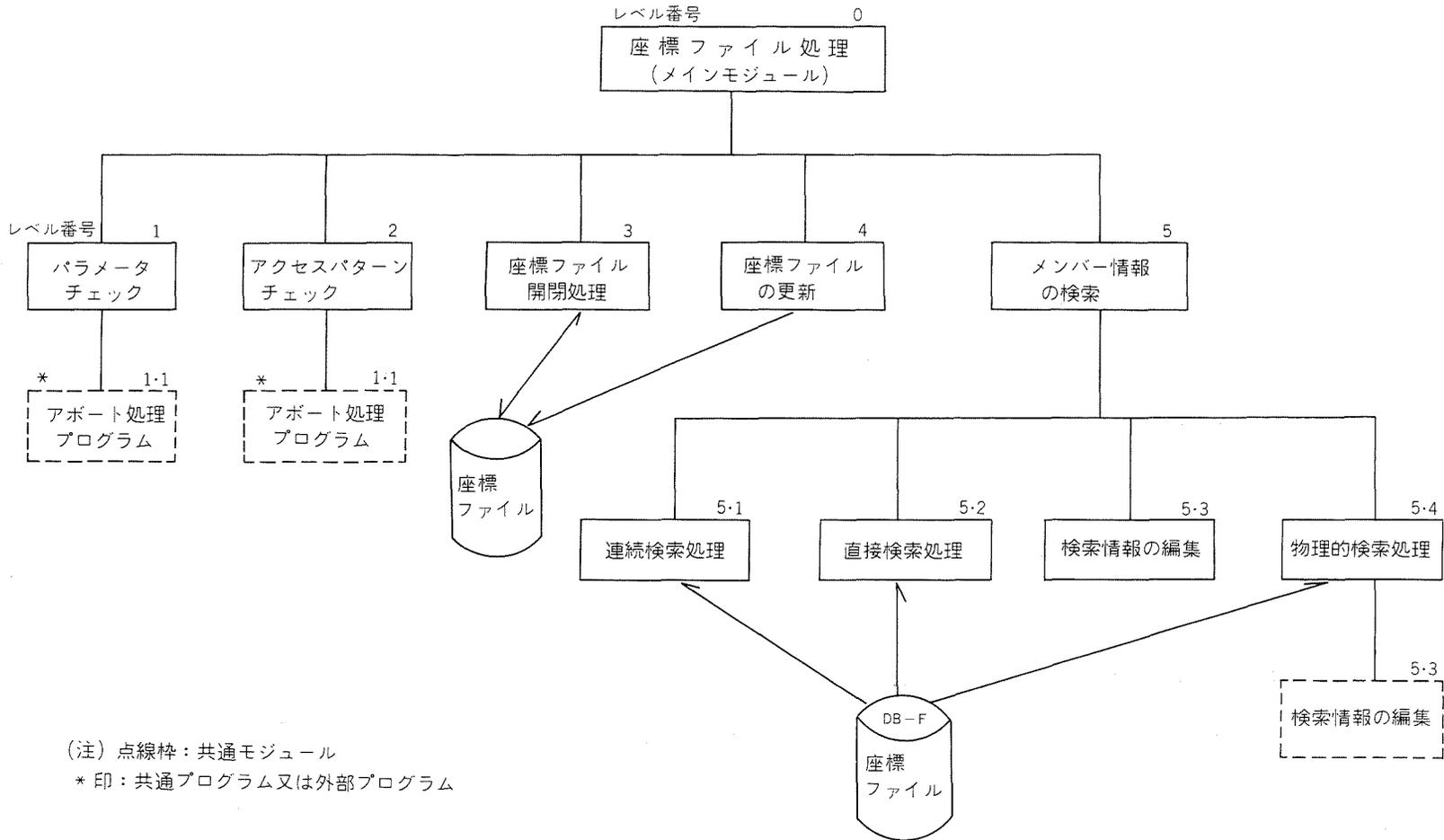
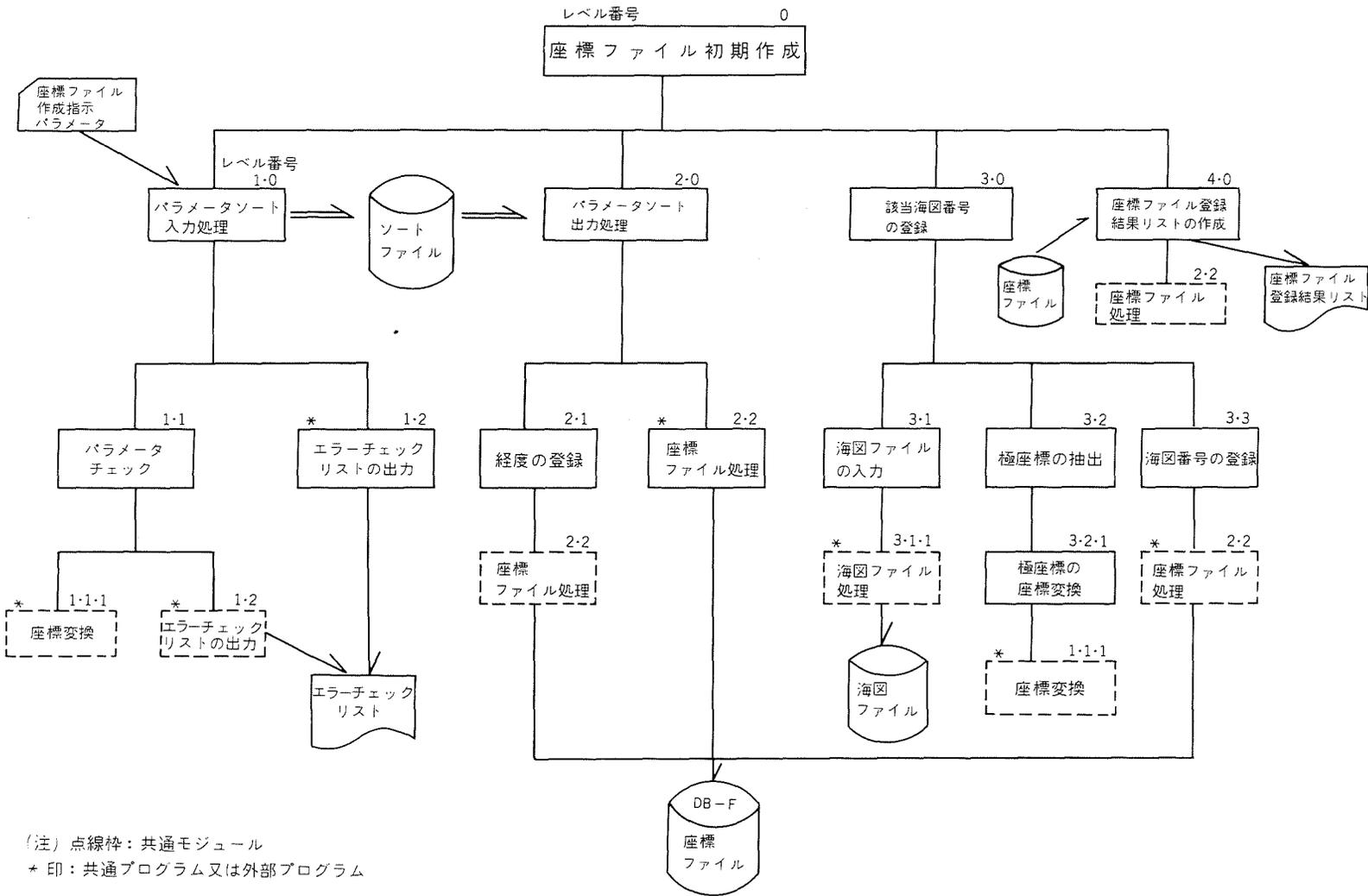


Figure 3-2 Module structure-Process of coordinates file



(注) 点線枠：共通モジュール
 * 印：共通プログラム又は外部プログラム

Figure 3-3 Module structure-Initial preparation of coordinates file

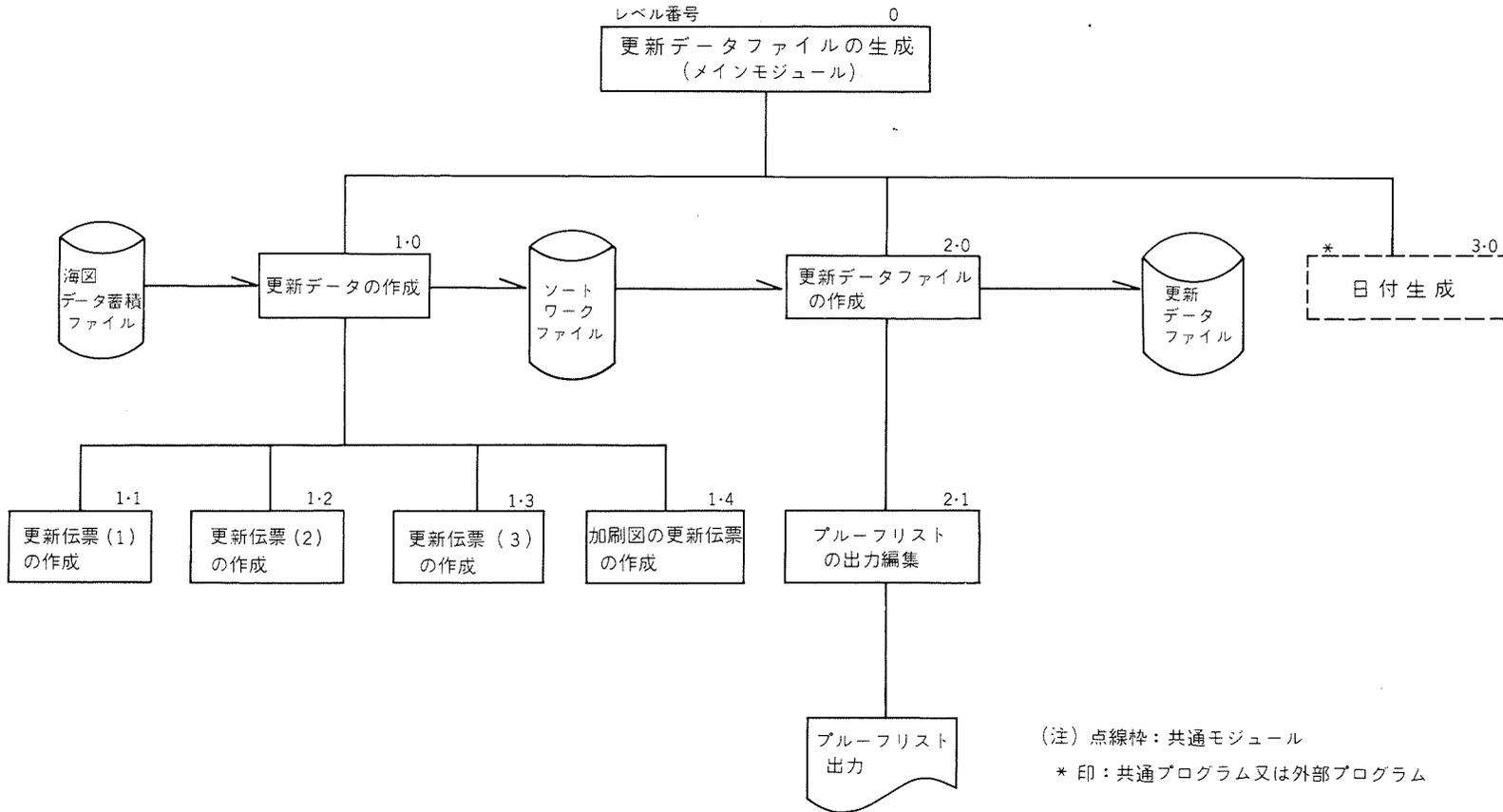
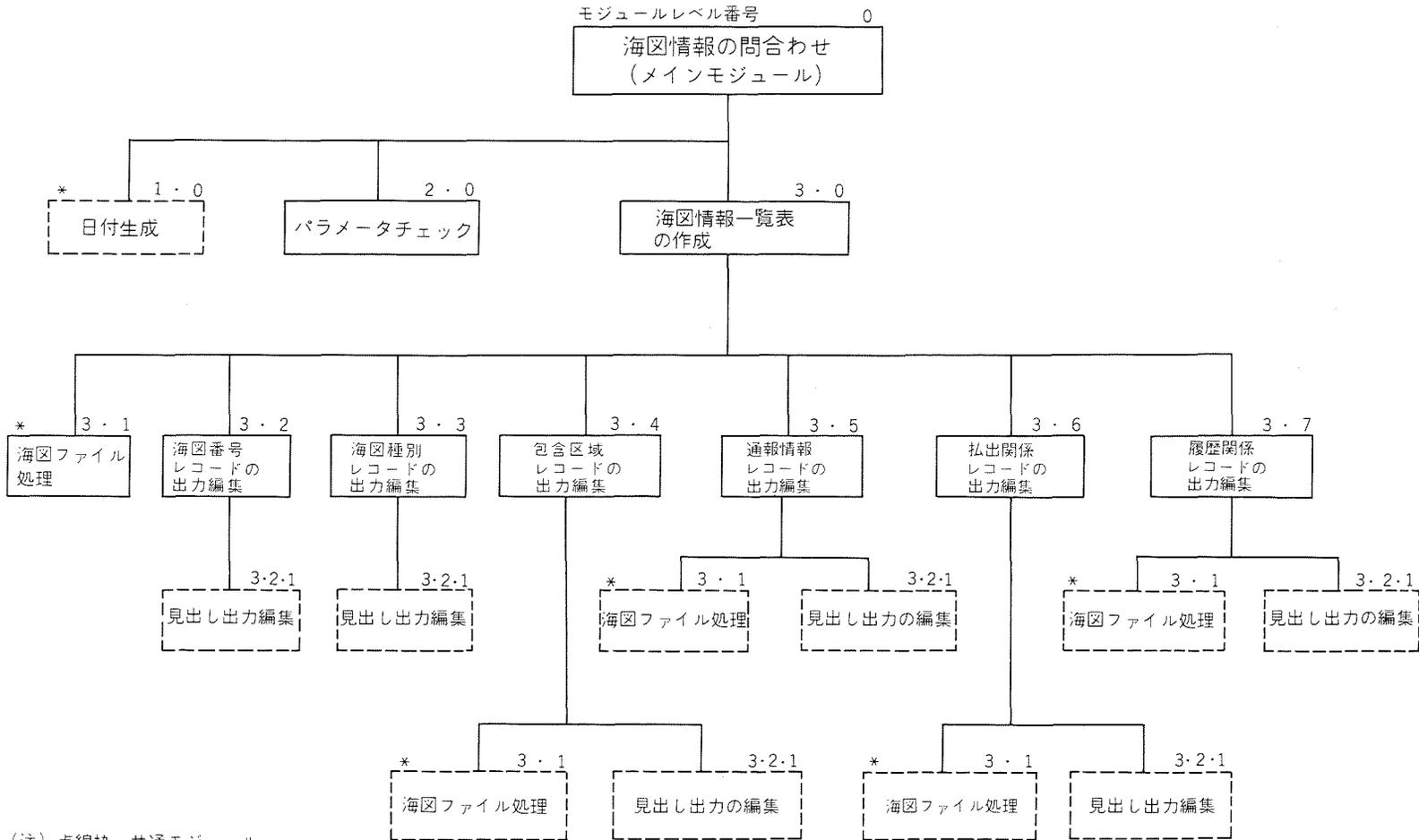


Figure 3-4 Module structure -Construction of updated data file



(注) 点線枠 共通モジュール

* 印 共通プログラム又は外部プログラム

Figure 3-6 Module structure - Reference to nautical chart information

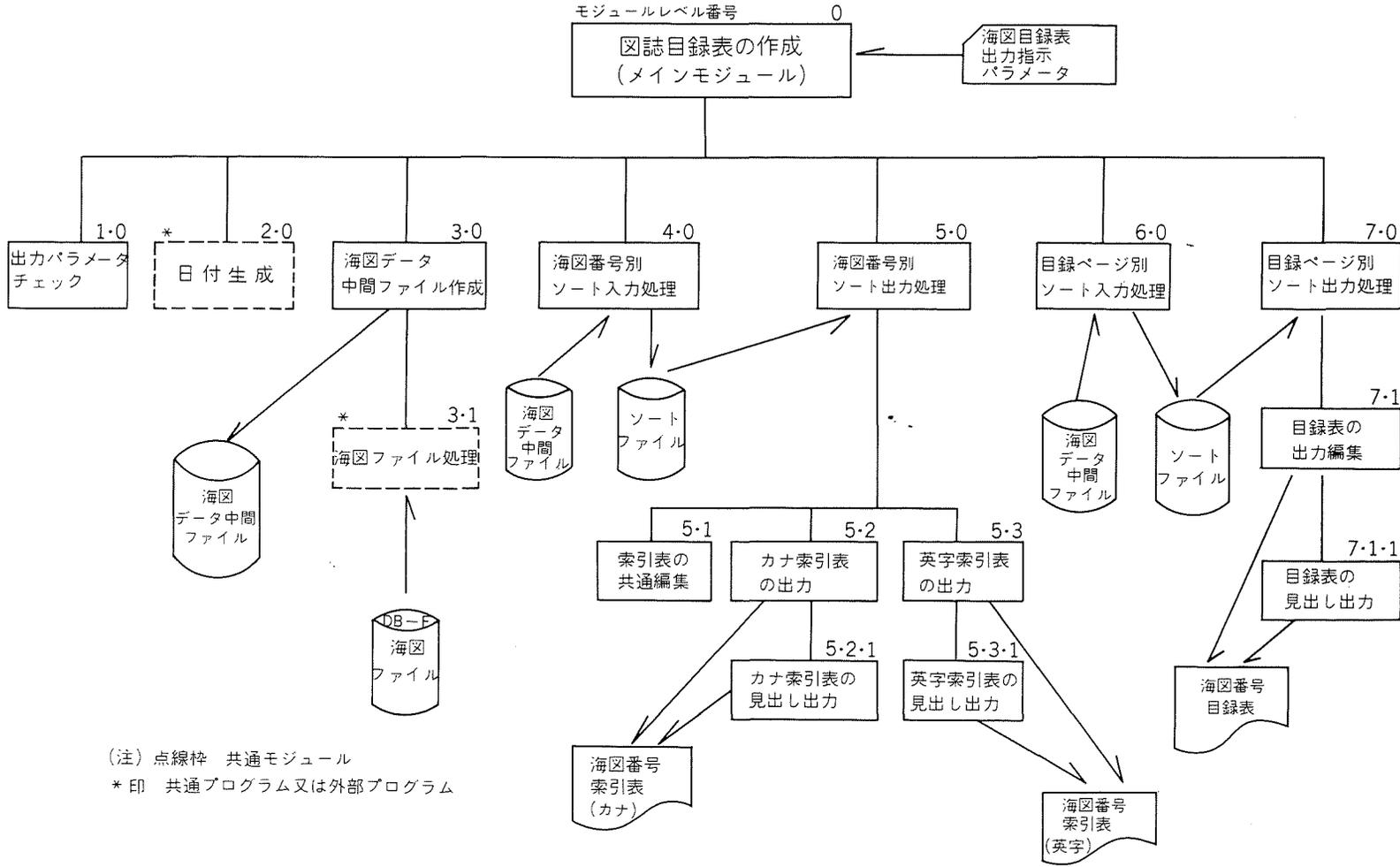


Figure 3-7 Module structure - Preparation of chart catalogue

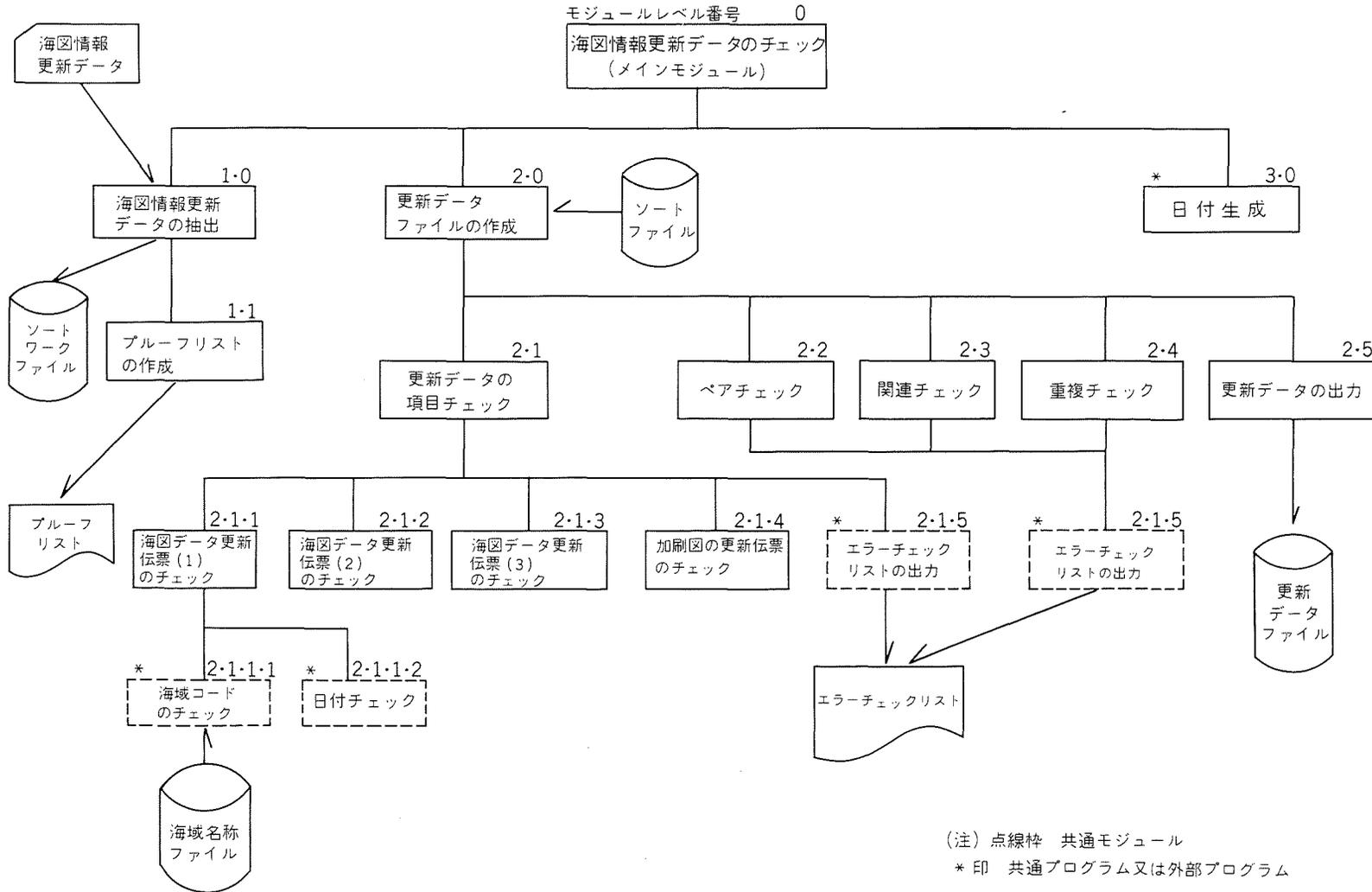


Figure 3-8 Module structure - Check on updating data of chart information

6. 共通プログラム

各サブシステムの処理の中で、共通に使用されるプログラムを機能別に共通プログラムとして設計した。
プログラム名と処理機能

- | | |
|--|---|
| <p>(1) 海域コードのチェック
海域コードのエラーチェックおよび海域名称の抽出</p> <p>(2) 目録ページの算定
索引番号（目録ページ）の抽出処理</p> <p>(3) 日付生成
計算機処理を実施した年月日を生成</p> <p>(4) 包含区域の判定
包含区域に該当する座標があるか否かの判定</p> <p>(5) エラーチェックリストの出力
更新データにエラーがあった場合、内容の出力。</p> <p>(6) 座標変換
座標を南緯90°、東経0°を基準とする極座標に変換する。</p> | <p>(7) 日付チェック
日付のエラーチェック</p> <p>(8) 分の座標に変換
座標を0.01'単位に変換する。</p> <p>(9) 度・分の座標に変換
座標を0.01'単位から度・分・100分の1'の単位に変換する。</p> <p>(10) 索引ページ名称の抽出
索引ページ（目録ページ）の名称の抽出</p> <p>(11) 座標のチェック
座標のエラーチェックを行う。</p> <p>(12) アバート処理
エラーが生じた場合、プログラムの中断を行う。</p> |
|--|---|

7. 海図ファイルの構造

海図データのファイルは第4-1図に示すような階層をもつ木構造とした。

海図種別レコードをオーナとする刊行履歴レコードと生産履歴レコードは、くり返しの部分が一緒に処理される場合があるので、多重メンバ構造とした。

(1) セット設計

セット、オーナレコード、メンバレコードの関係を次表に示す。

セット番号	セット名	オーナレコード名	メンバレコード名
1	海図番号	海図番号レコード	海図種別レコード
2	包含区域	海図種別レコード	包含区域レコード
3	通報	〃	通報情報レコード
4	払出先	〃	払出先レコード
5	払出情報	払出先レコード	払出情報レコード
6	履歴	海図種別レコード	刊行履歴レコード
6	履歴	〃	生産履歴レコード

(2) レコード設計

各レコードと項目

i 海図番号レコード

a ロケーションモード：CALC 海図番号、件数：1500

b 項目：海図番号、図名、海図の種類コード、海図識別コード、通報の有無、国際海図番号、図積、目録ページ、海域コード、分図の数、加刷図の数、削除区分

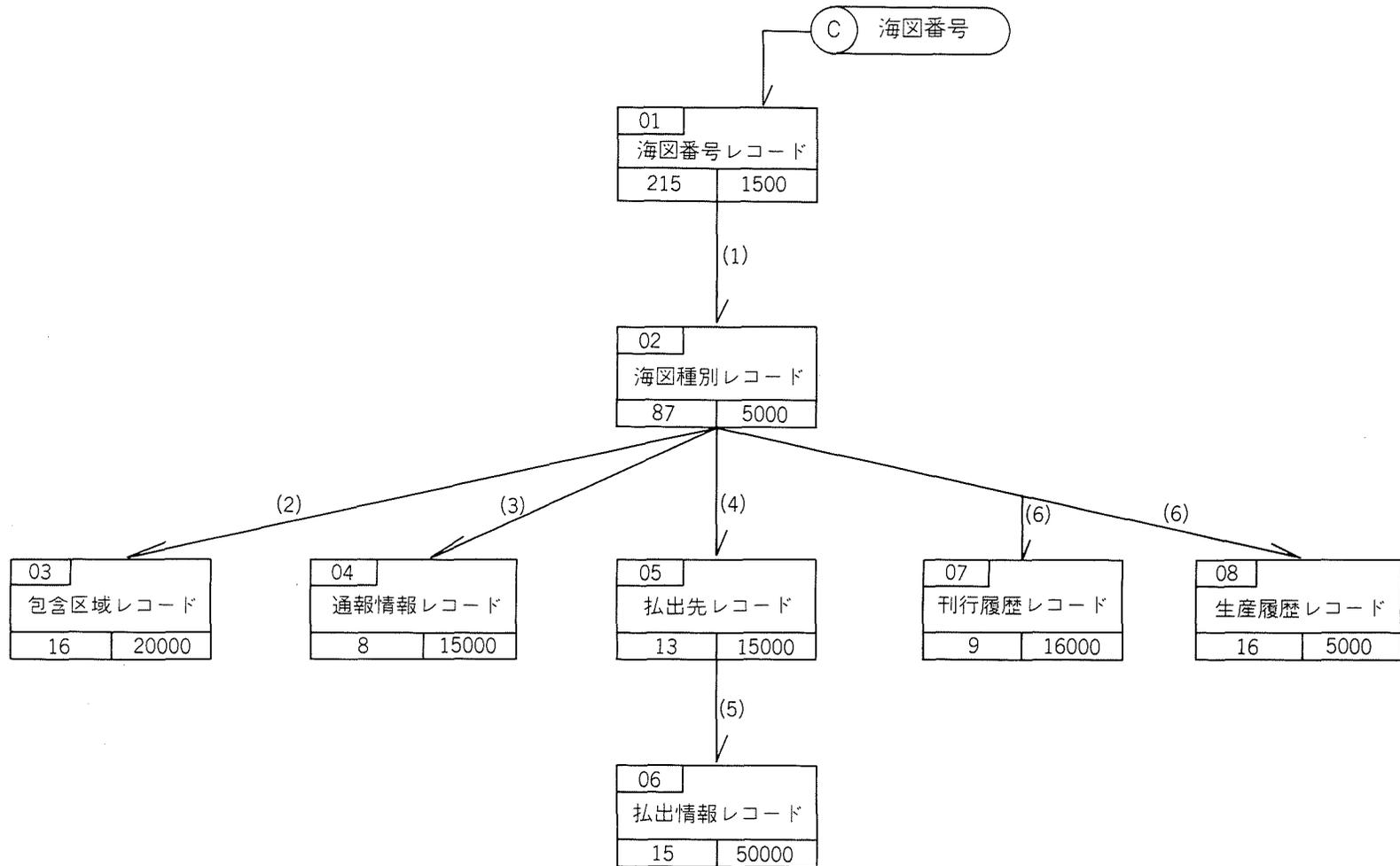


Figure 4-1 Structure of nautical chart file

ii 海図種別レコード

- a ロケーションモード：V I A 海図種別コード，件数：5000
- b 項目：海図種別コード，図名，縮尺メモ，縮尺，位置の数，張出し・角欠け等の区域メモ，通報数，払出先数，刊行履歴数，生産履歴数，単価，総払出数量，繰越数量，総売上高

iii 包含区域レコード

- a ロケーションモード：V I A 表示区分，件数：20000
- b 項目：表示区分（図誌目録表作成のとき，自動図化機による角欠け位置の描画の有無），緯度，経度

iv 通報情報レコード

- a ロケーションモード：V I A 通報番号，件数：15000
- b 項目 通報番号

v 払出先レコード

- a ロケーションモード：V I A 払出先コード，件数：15000
- b 項目 払出先コード，払出数量合計，売上合計

vi 払出情報レコード

- a ロケーションモード：V I A 払出日付，件数：50000
- b 項目：払出日付，売上単価，売上数量

vii 刊行履歴レコード

- a ロケーションモード：V I A レコード区分 刊行年月，件数：16000
- b 項目：レコード区分，刊行年月，刊行区分（新刊，改刊，廃刊）

viii 生産履歴レコード

- a ロケーションモード：V I A レコード区分 生産年月，件数：5000
- b 項目：レコード区分，生産年月日，生産数量。

(3) データ構造展開図

海図ファイルのデータ構造図に対するデータ構造展開図を第4-2図に示す。

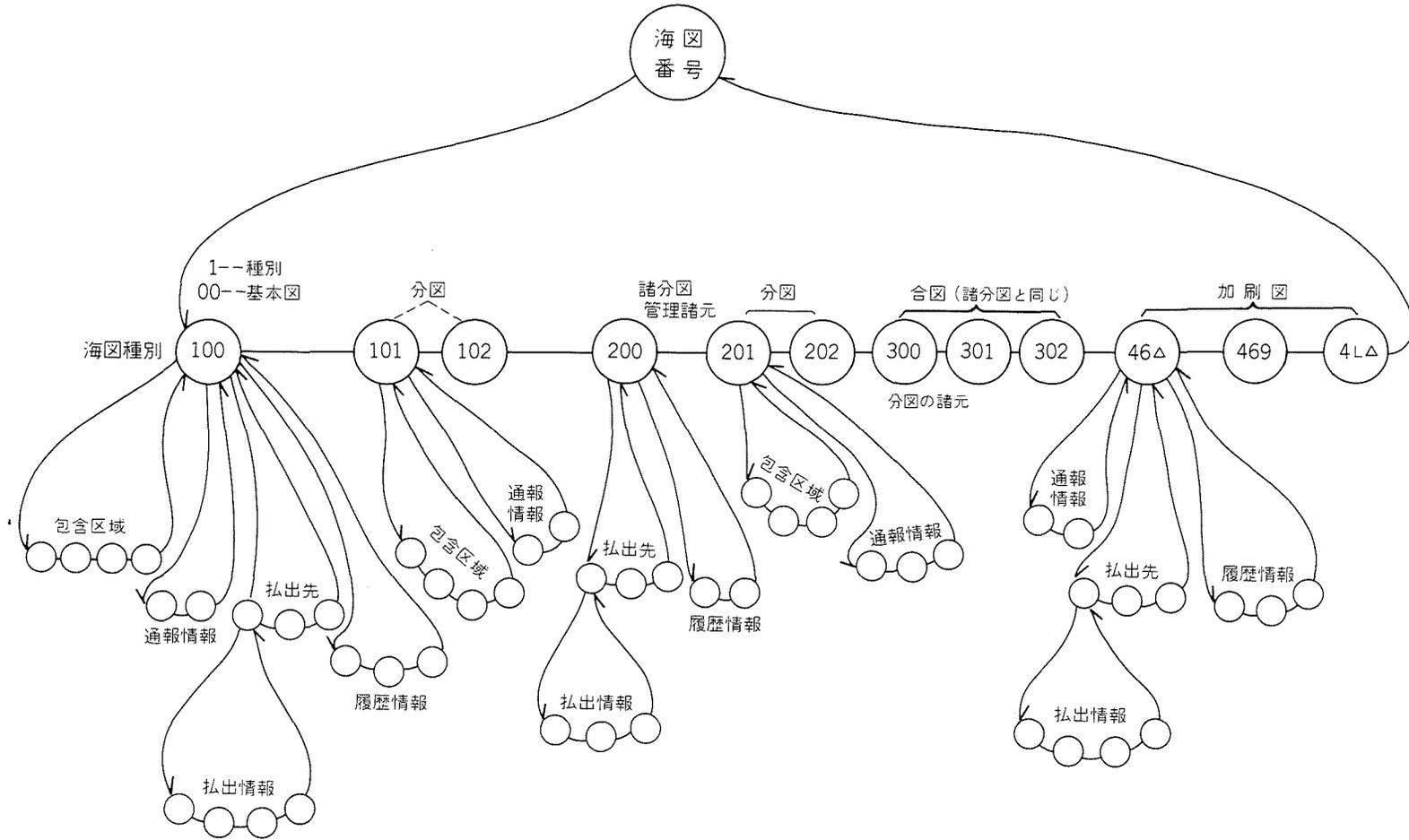


Figure 4-2 Development of data structure

8. 座標ファイルの構造

座標ファイルは第5図に示すような階層構造とした。

(1) セット設計

セット番号	セット名	オーナレコード名	メンバレコード名
1	座標エントリ	座標エントリレコード	緯度レコード
2	緯度	緯度レコード	経度レコード
3	経度	経度レコード	海図番号レコード

(2) レコード設計

各レコードと項目

i 座標エントリ

a ロケーションモード：DIR エントリ・キー， 件数：1

b 項目：エントリ・キー

ii 緯度レコード

a ロケーションモード：VIA 緯度， 件数：180

b 項目：緯度

iii 経度レコード

a ロケーションモード：VIA 経度， 件数：64800

b 項目：経度

iv 海図番号レコード

a ロケーションモード：VIA 海図番号， 件数：194400

b 項目：海図番号

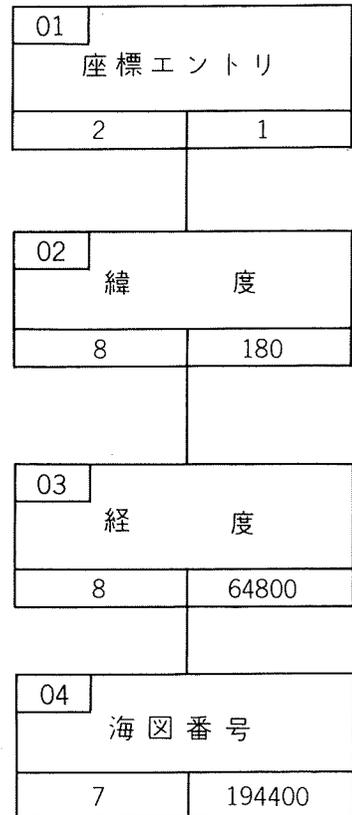


Figure 5 Structure of Coordinates file

9. データベース作成手順

海図ファイルおよび座標ファイルの作成は，ファイル管理サブシステムとファイル保守サブシステムを用いて行う。データベース作成手順を第6図に示す。

(1) 更新データファイルの作成

海図データ蓄積ファイルから更新データファイルを作成する。

(2) 海図ファイルの作成

更新データファイルと索引番号ファイル（目録ページの包含区域，縮尺等の条件データのファイル）から海図ファイルの作成を行う。

(3) 座標ファイルの作成

海図ファイルから座標ファイルの初期作成を行う。

10. データベース用語の説明

本編で使用したデータベース関係の用語について簡単に説明する。

(1) レコード

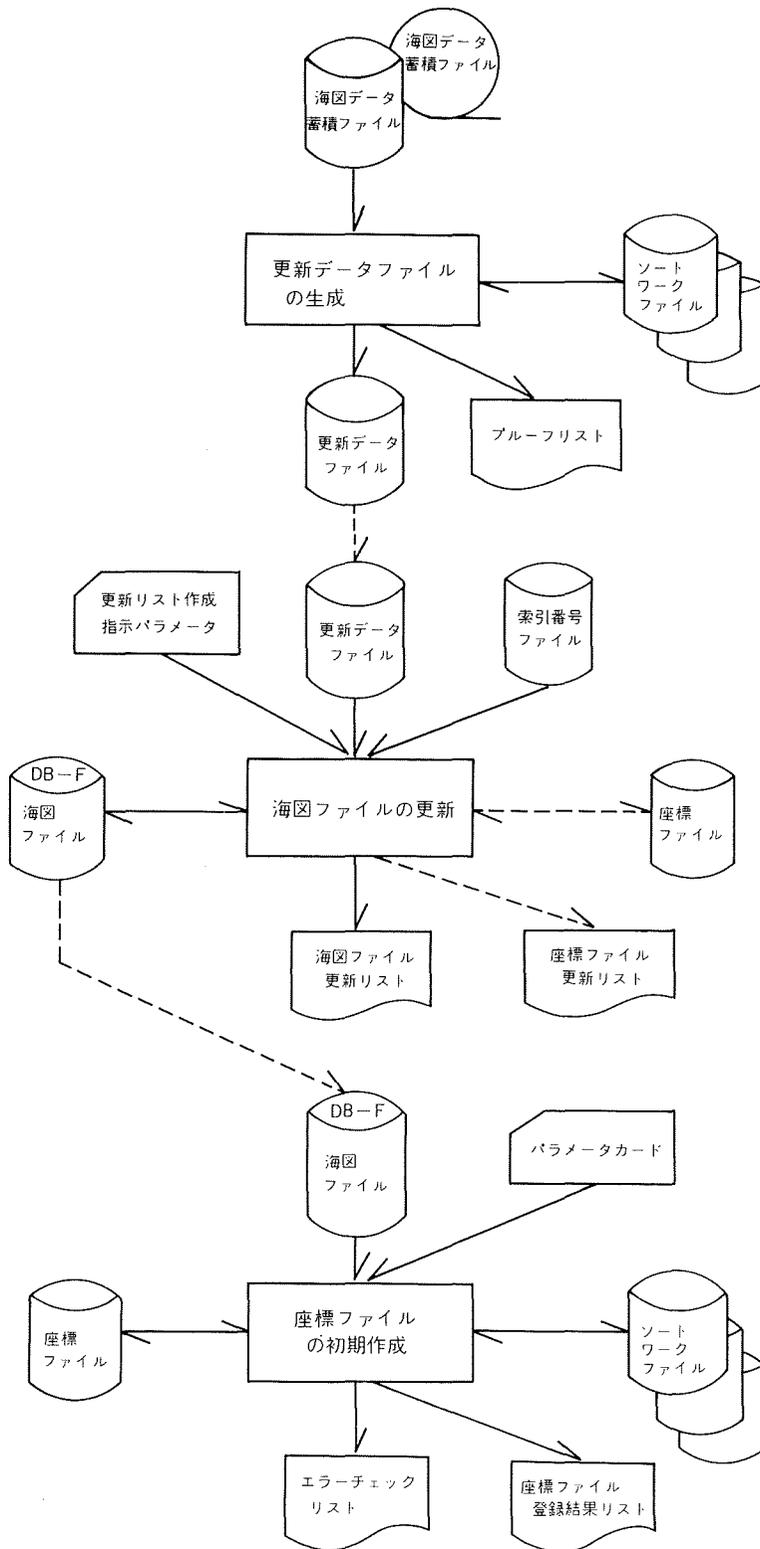


Figure 6 Process of data base construction

事象の記録で、いくつかのデータ項目から成る。

(2) レコードオカレンス

各データ項目に値をもつ実レコード

(3) セット

レコード間の関係

オーナレコード：セットにおいて親となるレコード

メンバレコード：セットにおいて子となるレコード

(4) セットタイプ

セットの形成または種類。1つのオーナレコードタイプと1つまたはいくつかのメンバレコードタイプから成る。

(5) セットオカレンス

1つのオーナレコードオカレンスと任意個のメンバレコードオカレンスから成るレコードオカレンスの集まり

(6) ロケーションモード

各レコードに対する位置づけの方法

i CALC

このロケーションモードが与えられたレコードをカルクレコードといい、カルク・キー項目を定義する。データベース上にレコードが一様に分布して格納処理できる機能をもつ。

カルク・キーと、きめたデータ項目で直接データをとり出すことができる。

ii VIA

このロケーションモードが与えられたレコードをバイアセットレコードという。必ずセットのメンバレコードである。

親レコードを中心に子レコードを配置できる。

iii DIRECT

このロケーションモードが与えられたレコードをダイレクトレコードという。ダイレクトレコードは、利用者が与えたデータベースの論理アドレス上に格納される。

11. まとめ

(1) 現状

海図管理システムの設計と、共通プログラムが「アポート処理」を除いて完了した。

海図データ蓄積ファイルは、作成作業を実施中で、完成した一部の蓄積ファイルと共通プログラムにより、水路通報において、情報の経緯度から海図番号の自動抽出を実験中である。

(2) 今後のすすめかた

システム設計の時点では、水路部の電子計算機は漢字処理の機能がなかった。しかし、昭和59年から漢字処理、TSSによる端末からの入力が可能となる。この機能の活用を図るためカナ文字の部分を漢字に代えると共に、オンライン利用のための追加作業がある。

更に、このシステムの実用化には、設計に基づくプログラミングが必要である。

(3) 導入後の問題点

- i データベースの管理のしかた。
- ii 海図データの速かな更新
- iii 在庫管理、地名ファイル等、必要かつ未着手項目の処理の設計

(4) 謝辞

本システムの設計に当り、御協力いただいた日本電気株式会社の坂本夸章氏はじめ、協力者御一同に感謝の意を表する。