

縁海における発散型プレート境界の研究

— 北フィジー海盆の海底拡大系に関する地質学的研究 —

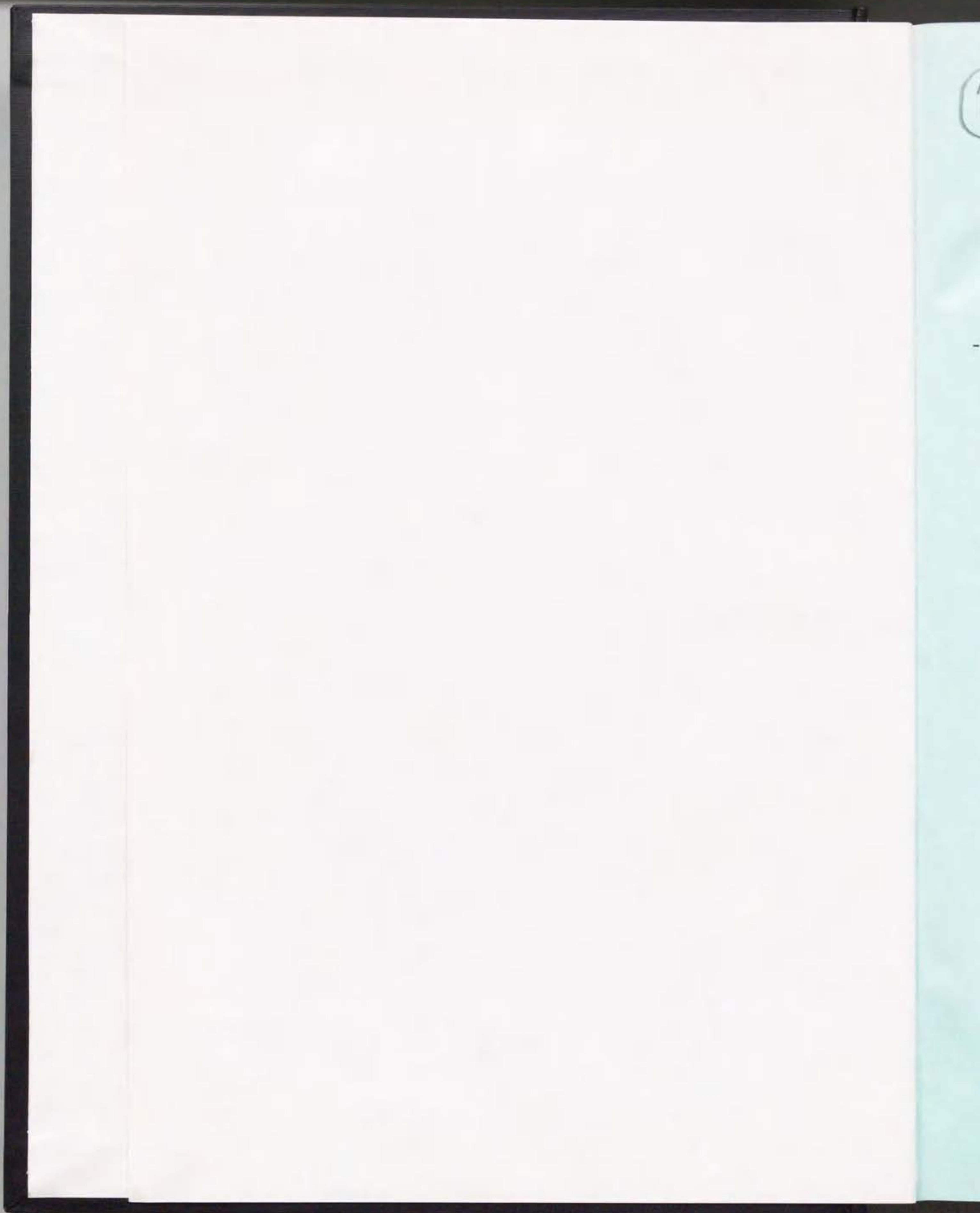
地 質 学

1994年



報告番号 乙 第 4435 号







①

主論文

縁海における発散型プレート境界の研究  
- 北フィジー海盆の海底拡大系に関する地質学的研究 -

棚橋 学

1993年

文 庫

明治維新の文壇と小説の発展  
明治維新の文壇と小説の発展

文 庫

文 庫

# 縁海における発散型プレート境界の研究

- 北フィジー海盆の海底拡大系に関する地質学的研究 -

棚橋 学

1993年



# 目次

	ページ
要旨	1
1. はじめにー海底拡大系の研究	1
2. 縁海の拡大系の研究	3
3. 西太平洋の活動的縁海群とその火山熱水活動	6
4. 縁海の拡大系の研究の目的と必要性	7
5. STARMER計画	8
6. STARMER計画の調査航海の成果の概要	9
6. 1. KAIYO87 (1987/11-1988/1)	9
6. 2. KAIYO88 (1988/12-1989/1)	10
6. 3. STARMER I (1989/6-1989/7)	12
6. 4. STARMER II (1989/7)	14
6. 5. KAIYO89航海 (1989/12-1990/1)	14
6. 6. YOKOSUKA90 (1991/1-1991/2)	15
6. 7. YOKOSUKA/SHINKAI91航海	15
6. 8. SAVANES航海	16
7. 北フィジー海盆の構造的枠組みと地質学的, 地球物理学の特徴	17
7. 1. データの収集および表現	17
7. 2. 広域地質	18
7. 3. 北フィジー海盆の地形	19
7. 4. 北フィジー海盆の重力異常とジオイド高	20
7. 5. 北フィジー海盆の地殻構造	21
7. 6. 北フィジー海盆の地殻熱流量	22
7. 7. 北フィジー海盆の地磁気異常	22
7. 8. 北フィジー海盆の地震活動と発震機構	23
7. 9. 北フィジー海盆のプレート境界	24
7. 10. 北フィジー海盆の堆積作用	25
7. 11. 北フィジー海盆の岩石学	26
7. 12. ヴァヌアツ島弧の地質	26
7. 13. フィジープラットフォームの地質	27
7. 14. 岩石磁気学と構造地質学的解釈	28
8. 北フィジー海盆の中央部リフト系の地質学的現象	29
8. 1. 高温熱水活動	29
8. 2. 低温熱水活動	29
8. 3. 熱水活動の歴史とサイクル	30
8. 4. 北フィジー海盆中央拡大系の岩石学的特徴	30



ページ		
1	9. 北フィジー海盆の拡大系の地質	31
1	9. 1. 北フィジー中央部拡大系の地形と地球物理データ	31
3	9. 2. 北部第一次セグメント	32
6	9. 3. 三重点	34
7	9. 4. 中部北部第一次セグメント	35
8	9. 5. 重複拡大と伝播性拡大による接合部	36
9	9. 6. 中部南部第一次セグメント	37
9	9. 7. 中部南部と南部の第一次セグメント間の75kmのずれ	39
10	9. 8. 南部第一次セグメント	39
12	10. 北フィジー海盆の中央部拡大系のテクトニクス	40
14	11. 北フィジー海盆の形成史	42
14	12. 結論ー北フィジー海盆の起源と縁海の形成	43
15	謝辞	44
15	文献	45
16	図版説明	55
17		
17		
18		
19		
20		
21		
22		
22		
23		
24		
25		
26		
26		
27		
28		
29		
29		
29		
30		
30		



# Study of the divergent plate boundary in the marginal basin: Spreading center in the North Fiji Basin

Manabu Tanahashi

## Abstract

Although the tectonic style of the mid-oceanic ridge type active spreading center has been extensively surveyed in recent years, the geological characters of the divergent plate boundaries in the marginal basin was not clear because of its high complexities. The central spreading system in the North Fiji Basin, which is the most matured active marginal basin in the southwestern Pacific, was intensively surveyed with multi-disciplinary methods in the framework of the international cooperation research project STARMER, which consists of Japan, France and South Pacific countries. Detailed swath bathymetry and magnetic anomaly maps were compiled. These topographic and magnetic data and seismic reflection profile data which were acquired during the project and wide variety of public data, such as seismicity, seismic focal mechanism, heat flow, shipboard gravity, geoid height and free air anomaly from satellite altimetry were comprehensively compiled. The compiled data represent us the new view of the tectonic style of the spreading system in the marginal basin in detail.

In this study, the topography and magnetic anomaly fabric was described to outline the tectonic style of the 800 km long N-S central spreading system of the basin. The 800 km long N-S spreading system consists of six contiguous second-order rift segments of 100-200 km long with various structural styles, i.e. structural overprint, triple junction, rift-propagation, large magmatism, and transform or strike-slip fault. Deformation of the spreading system in the young, hot, weak plates under the complex stress condition of the basin controlled unique second-order rift segmentation from compared with mid-oceanic ridges. The rigid seafloor spreading of short and various directions of segments produces series of fan spreading which has its rotation pole at the end of the segment. The surrounding seafloor basement should be adjusted with the non-rigid deformation or with the fragmentation. Large spreading rate contrast along the fan spreading segment axis makes a contradiction of the stress state with the surrounding basement. Furthermore changing tectonic framework caused by the arc rotation probably makes it difficult to keep the same stress condition for a long period. Then, the small scale fan-shaped sea-floor spreading does not persist long time and changes the rifting position and geometry. This tectonic style possibly makes marginal basins more complicated than ocean basins.

縁  
—  
要  
北  
6個  
もっ  
フト  
おが  
第2  
ント  
起こ  
囲の  
く、  
ため  
の応  
る構  
てい  
その  
縁海  
  
I.  
大  
ート  
な海  
って  
リフ  
洋ブ  
縁海  
その  
縁海  
大系  
イジ  
に大  
な特  
海  
期段  
開発



# 縁海における発散型プレート境界の研究

—北フィジー海盆の海底拡大系に関する地質学的研究—

棚橋 学

## 要旨

北フィジー海盆の中央部に南北に約800 kmの長さで発達する拡大系は互いに隣接する6個の第2次のリフトセグメントから構成されている。それらはさまざまな構造的様式をもってつながっている。それは、1) 構造的オーバーラップ、2) 三重点、3) 伝播性リフト、4) 大規模な火成活動、5) 横ずれ断層によって分けられている。複雑な応力場におかれた若く、熱く、弱いプレートの拡大系の変形は中央海嶺の拡大系に比べて独特な第2次のリフト系のセグメント化を引き起こす。短くてさまざまな方向を向いたセグメントによる剛体的な海底拡大は、その端に拡大の極を持つような一連の扇型拡大を引き起こす。このような扇型拡大はその周囲の海底との間に局所的な圧縮場をもたらす。周囲の海底の基盤は非剛体的に流動的な変形をするか、又は、細かな単位に断片化して動く。その結果、扇型拡大系の作る海底との間のひずみを調整しなければならない。そのため、これらの運動と拡大軸に沿った大きな拡大速度の差ができて、周囲の基盤との間の応力状態の矛盾をよりいっそう大きくする。さらに海盆の周囲の島弧全体の回転による構造的枠組みの連続的な変化が海盆内部の応力状態が長期間安定することを困難にしている。その結果、小さなスケールの扇型海底拡大運動は長期間持続することはなく、そのリフト活動の場所と幾何学的配置を変えることになる。このような構造的な様式が縁海の海盆を大洋底に比べてより複雑にしていると考えられる。

## 1. はじめに—海底拡大系の研究

大西洋中央海嶺 (Mid Atlantic Ridge)、東太平洋海膨 (East Pacific Rise) など海洋プレートの形成域であるリフト系 (rift system) には、太平洋、大西洋、インド洋などの主要な海洋プレートを作る大洋中央海嶺型リフト系と、西太平洋のような島弧海溝系に伴って発達している縁海の小規模なプレートを作る縁海型リフト系がある。海洋におけるリフト系はマントルの物質やエネルギーが地球表層部にもたらされる場であり、また海洋プレートが形成される場であるため、活発な火山活動、熱水活動がおこなわれている。縁海のプレートを作るリフト系の研究は1980年代前半まではあまり行われていなかった。そのため日本、フランス、南太平洋諸国の共同研究であるSTARMER計画が組織され、縁海における海洋プレートの形成域である北フィジー海盆 (North Fiji Basin) の海底拡大系の精密な調査が行われた (浦辺, 1992)。本論文ではその結果明らかになった北フィジー海盆の拡大系の構造と地質学的な性質を述べ、そのテクトニクスを論ずる。同時に大洋中央海嶺における近年の研究結果により明らかになった大洋中央海嶺の地質学的な特性と比較することによって縁海の発散型プレート境界の特性を明らかにしたい。

海洋プレートの形成の場である海底拡大系の研究は、プレートテクトニクス成立の初期段階から重要な貢献をしていたが、最近10年ほどの間にさまざまな新しい調査機器の開発と、その結果の適用の結果、飛躍的に精密化され、その構造およびダイナミクスに



関して地質学的に具体的なイメージを持つことができるようになった。

近年、大洋中央海嶺の活動的な海底拡大中心の構造、構造発達様式が非常に詳しく調査されてきて、最近の数編の総括的な論文で近年の多彩な研究成果がまとめられている（佐藤・藤井，1979；Macdonald，1982；Sempere and Macdonald，1987；玉木，1987；Macdonald et al.，1988；Kearey and Vine，1990；Phipps Morgan，1991；Solomon and Toomey，1992；Sinton and Detrick，1992）。

大洋中央海嶺は一般に比高2-3 kmの膨らみを持ち、時に枝分れし、断裂帯によって切断されながら地球を取り巻くように延々と連なり（第1図）、浅発地震活動（第2図）、火山活動を伴い、地殻熱流量が高く、海嶺の下に地震波速度が遅くて密度の小さい異常マントル層があり、縞状地磁気異常帯が海嶺に対称に、また平行に発達している（佐藤・藤井，1979）。地磁気異常帯と同様に海嶺の方向に沿った正断層が多数発達し、その多くは中央海嶺軸に面している。大洋中央海嶺系の総延長は約60,000 kmで、その幅は普通1,000-4,000 kmである。地形構造には構造毎にかなりの相違があり、海底拡大速度と関係していると考えられている（第3図、第4図）、つまり海洋プレートは中央海嶺で生産され両側に拡大し離れながら冷えて行き沈降していくため、速く拡大するほど海嶺から離れても沈降量が少なく、その結果、盛り上がった地形をつくる。この点に着目して、リフト系は拡大速度の小さいものから次の3種類に分けられている（Macdonald, 1982; Phipps Morgan, 1991）。（1）両側拡大速度10-50 mm/yrの低速拡大系で、比較的急峻で幅15-30 kmの幅、深さ1,500-3,000 mの中軸谷を持つもの：大西洋中央海嶺や南西インド洋（大西洋インド洋）海嶺、インド洋中央海嶺、カールスバーグ海嶺がその例である。（2）両側拡大速度50-90 mm/yrの中速拡大系で、海嶺の中央に深さ50-400 m、幅7-20 kmの中央リフトがあり、全体の地形が滑らかなもの：ガラパゴス（ココス・ナスカ）海嶺や東太平洋海嶺の北端部、南東インド洋海嶺、太平洋南極海嶺、チリ海嶺がその例である。（3）両側拡大速度90-180 mm/yrの高速拡大系で、中軸リフトがなく、高さ200-400 mで幅5-15 kmの軸部の高まりがあり、軸に沿う細かい地塁地溝構造を持ち、全体としては滑らかでゆるい膨らみの断面を示すもの：東太平洋海嶺がその例である。中速-高速拡大海嶺は沈み込み帯によって消費されるプレートを生産している拡大系であり、沈み込みによってプレートが引っ張られることにより海底拡大が加速したものであると考えられている（佐藤・藤井，1979）。中軸部の精密な地形調査の結果、中軸部には従来知られていたトランスフォーム断層のほかに軸に沿ったより小さな様々な規模の海嶺のセグメント化が発見された。これらは伝播性海嶺（propagating ridges; PR; 第5図; Hey, 1977）、重複拡大中心（overlapping spreading centers; OSC; 第6図; Macdonald et al., 1984）、小規模非重複ずれ（small non-overlapping offsets; SNOO; Batiza and Margolis, 1986）、中軸直線性変異（deviation from axial linearity; DEVAL; Langmuir et al., 1986）である（Phipps Morgan, 1991）。これらの海嶺のセグメント化は海嶺の軸に沿った地形、重力異常、岩石の組成の変化および反射法地震探査で認められる軸部マグマ溜りの上面の深度の変化と対応しており、拡大系下のマグマのセグメント化を反映していると考えられる（Macdonald et al., 1988）。

一方、緑海盆の形成のテクトニクスは最近の日本海の研究を始め、深海掘削の進展な



どにより相当にデータが蓄積され重要な進展が見られるものの、その複雑さのためにいまだによくわかっていない。特に海底拡大系の構造、テクトニクスに関しては1980年代前半までにはほとんど調査されていなかった。本論文で詳述する現在もっとも成熟した活動的縁海盆であると考えられる北フィジー海盆の構造に関しては、Hamburger and Isacks (1988) は地震学のデータの解釈によって、基本的な事実疑問を投げかけ、それまでのいくつかの研究 (Malahoff et al., 1982 など) で推定されていた中央部に直線的な海底拡大系が存在するということを問題にした。彼らの疑問はその後の調査によって否定されたが、これによって示されるように縁海の拡大様式や、拡大系の性質についてはほとんどわかっていなかったのである。

縁海は現在拡大を停止した海盆が多く、それらは陸に近いこともあり全体が厚い堆積物で覆われている。縞状地磁気異常帯を同定できればある程度の構造発達史を編むことができるが、日本海の日本海盆などのように地磁気異常の同定が困難であったり、地磁気異常自身が弱い場合にはその海盆のテクトニクスを理解することは非常に困難である。活動的な縁海の発達の初期段階と考えられる背弧海盆の研究においても、それらが火山フロントに近い島弧活動とのオーバーラップの影響が大きく、背弧海盆の活動を知るためには高分解能での調査が必要となり、これもやはり最近まであまりよくわかっていなかった。

STARMER計画では北フィジー海盆の拡大系をさまざまな手法によって詳しく調査し、詳細な地形図 (Auzende et al., 1990a; Auzende et al., 1992c; STARMER project, 1992)、地磁気異常図を編集した。こうして得られた結果は、現在活動的縁海盆の海底拡大系に関するもっとも詳細なデータセットのひとつとなっている。これらのデータにより縁海における海底拡大系の構造発達様式に関する新しい概念が得られ、縁海のテクトニクスの特徴が明らかになった (棚橋, 1992; Tanahashi et al., 1991a; Tanahashi et al., 1991b; Tanahashi et al., 投稿中)。本論文では海底地形と地磁気異常の微細構造を記載し、それに基づいて、北フィジー海盆の中央部の海底拡大系の構造発達様式を明らかにすることを試みた。

## 2. 縁海の拡大系の研究

西太平洋には多数の縁海が発達しており、島弧の背後の背弧海盆となっていることが多い。縁海のうち一部のもの、特に大規模なものの多くはすでに拡大を停止した海盆である。しかし、マリアナトラフ (Mariana Trough) などそのうちのいくつかは現在も海底拡大を続けている。北フィジー海盆はそのような現在活動的な縁海のうち最も成熟した大規模な縁海である。Tamaki and Honza (1991) は現在存在している縁海盆を30個同定し、そのうち西太平洋に20個があるとしている (第7図)。また、西太平洋の縁海のうち8個が現在拡大を行っているとされている。

縁海は大洋に比べて小さく、大陸ないし非活動的海嶺と島弧の間にあり、大洋底に比べて水深が小さい。水深が小さいことは縁海盆は若い海盆が多いことによる。一方同じ年代の大洋と縁海では大洋底に比べて、縁海の方が水深は大きい。地殻の構造は普通は一般的な大洋底の構造とほぼ同じである。かなり短い時間で形成された海盆であるため、



拡大系のリフトの活動時間が短い、または拡大のために集中したリフト系をつくらないのではないかと考えられている。Karig (1971) は地殻熱流量データから、高い熱流量の観測される活動的縁海盆と高い熱流量を持つが非活動的な縁海盆および一般的な熱流量を持つ非活動的縁海盆に分類した。日本の周囲に多数ある縁海盆は、千島(クリル)海盆(Kuril Basin)、日本海盆(Japan Basin)、大和海盆(Yamato Basin)、対馬海盆(Tsushima Basin)、四国海盆(Shikoku Basin)、パレスベラ海盆(Palece Vela Basin)、西フィリピン海盆(West Philippine Basin)、南シナ海盆(South China Basin)、西カロリン海盆(West Caroline Basin)のように、非活動的縁海盆であり現在拡大活動をしていないか、もしくは伊豆小笠原弧背弧(Izu-Bonin back-arc)や沖縄トラフ(Okinawa Trough)のように、島弧や大陸を割るリフト活動の段階にあって、海洋プレートを生み出す活動をしていない。

Tamaki and Honza (1991) は縁海の特徴として次の6点をあげている。(1) 多くの縁海盆は西太平洋にあり、残りは西大西洋にある。いずれも大陸の東側の沈み込み帯にある。(2) 縁海盆の活動期間は短く、ひとつの地域の中でも間欠的である(第8図)。拡大の期間は普通精々25 myである。(3) 拡大が終了するとそれ自身の沈み込みにより崩壊する場合がある。(4) 西太平洋の沈み込み帯の活動期間(180 my)に対して、現存する縁海はすべて80 Maより若い。(5) 北西太平洋のいくつかの縁海盆では、大洋底に比べ同じ年代で比べると、リソスフェアが厚く、基盤の水深が大きい。(6) 拡大方向を変えた縁海盆があり、周囲の構造的な枠組みの変化を受けやすく、受動的に海底拡大が起きているらしい。

Karig (1974) は縁海の形成の機構として(1) ベニオフゾーンで作られた能動的なダイアビル、(2) 広域的な展張応力による受動的なダイアビル、(3) 2次的な対流、(4) 沈み込む側の段階的な後退の4種のメカニズムを示した。また、Taylor and Karner (1983) は、(1) 沈み込むスラブの熱で生ずるダイアビル、(2) スラブによって引き起こされる対流、(3) 主要なプレートの間の相互作用に付随する運動、という3種のメカニズムを示し、時間、空間的に限られた発達をしていることから(1)、(2)は不適當であり、

(3)についても、海盆毎に当てはまる場合と当てはまらない場合があるとした。最近、Tamaki and Honza (1991) は縁海の形成の機構として次の5つをあげている(第9図)。つまり能動的拡大機構として、(1) 沈み込むスラブが引き起こすマンタルの上昇流によるというモデルと(2) ホットスポットなどの深部からのマンタルの注入によるというモデル。一方受動的拡大機構として、(3) 背弧側のプレートの後退によるというモデル、(4) アセノスフェアの中の流れによりスラブが流されて海溝が後退することによるというモデル、(5) 下盤プレートの下のアセノスフェアの変動する下降流により海溝が間欠的に後退することによるというモデルがあげられた。

これらのモデルにはそれぞれよく当てはまりそうな海盆がある。たとえばラウ海盆(Lau Basin)では背弧側のプレートはあまり後退しないが、拡大速度は大きいと考えられ、アセノスフェアの中の東へ向かう流れによりスラブが流されることによって海溝が後退するように見える。ところが沈み込み方向が逆の北フィジー海盆では同じようなアセノスフェア中の東へ向かう流れがあると海溝は前進することになり拡大運動にとっては逆



のセンスの力となり拡大の主要な原動力とはなっていないことがわかる。

これらのことから、能動的な拡大のメカニズムおよび受動的な拡大のメカニズムの両者が組みあわさって、ともに働いている（瀬野，1990）というのが現実であると考えられる。それぞれのメカニズムの寄与の割合は海盆毎に異なっているであろう。

南西太平洋の活動的縁海群に関して、Tamaki and Honza (1991) は、ニューギニア北東側のビスマルク海東部のマヌス海盆 (Manus Basin) では背弧側のプレートの後退が主要な役割を果たしており、南西太平洋の縁海盆は背弧側のプレートの後退によって形成されたのではないかと考え、高速で進む太平洋プレートがオーストラリアプレートの一部を引っ張る関係になるときにこの2つのプレートの間に縁海盆が生じやすい、と推定している。

原動力がアセノスフェアの流れによるものであれ、プレートの相対運動によるものであれ、縁海盆が島弧の背弧で生じるという一般的特徴は火山活動により強度が弱い島弧が展張力によってたやすく引き裂かれてしまう (Honza, 1983) ことを示している。

Tamaki (1985) は島弧の火成活動の幅が沈み込むスラブの角度によるという考え (Uyeda and Kanamori, 1979) から、伊豆小笠原弧のようなスラブの沈み込みの角度が大きい場合には単一のリフトで、日本海が拡大したところのような沈み込みの角度が小さい場合には複数のリフトで、縁海の初期拡大のリフト活動が始まるとした。現在、単一のリフトで海盆の形成が始まりつつあるような、島弧に沿ってリフトができていると考えられる場所が、伊豆小笠原弧、ヴァヌアツ弧、ソロモン弧に見られ、それが広がりつつあるような場所がラウ海盆、マリアナ海盆で見られる。しかし複数のリフトで縁海が形成され始めている場所というのは知られていない。玉木 (1992) は日本海での深海掘削の結果と最近の精密な地殻構造探査のデータからわかった大和海盆と日本海盆の地殻構造と基盤年代から、両者がほぼ同年代の基盤を持ち前者は厚い第三層、後者は典型的な海洋地殻を持つことから、前者は高い温度で柔らかくなった大陸地殻が広域的な展張力によって引き伸ばされた海盆であり、後者は冷たく堅い大陸地殻が日本海東縁に沿う横ずれ断層帯に沿って割れて海底拡大をした結果生じた海盆であるとした。玉木 (1992) は背弧海盆の拡大が横ずれ断層帯に沿った剪断変形による地殻の破壊から始まるということ強調し、日本海盆の拡大もそのひとつの例であるとしたが、マリアナ海盆やラウ海盆などで見られる横ずれ断層帯は島弧が全体として回転するとき、その端が広がる際の断層であり日本海盆の現象とは構造的枠組みは異なっている。

Weissel (1981) は縁海のあるものは地磁気縞模様を持つが、あるものは持たないことを示した。また縁海盆ではたとえ縞模様が認められても振幅は小さくはっきりしない場合が多い。もっとも、太平洋でも地磁気異常の振幅は弱い部分があること、縁海では2次的な火成活動や拡大軸のジャンプなどの現象がその原因として考えられることが指摘されている (小林、佐藤、1979)。さらに多くの縁海盆の中では大洋中央海嶺のような顕著な構造が見られないことから、海洋地殻の形成は広い範囲に分散したゾーンで起きていると考えられた (Kearey and Vine, 1990)。またHamburger and Isacks (1988) は北フィジー海盆、ラウ海盆の地震活動を調べてこれらの海盆には横ずれ断層が多数発達することを示し、それが剪断帯に発達するRiedel Shearであると考え、これらの海盆は太平



洋プレート (Pacific Plate) とインド=オーストラリアプレート (Indo-Australian Plate) という2つの巨大プレートの間の横ずれ帯に沿って発達した剪断帯でのブルアバート盆地として形成されたものであり、長く直線的に続く海底拡大系は存在しないと推定した。

一方、大洋底の中央海嶺の研究はプレートの収束境界である沈み込み帯、衝突帯やリフト活動によって分裂した大陸縁辺部である大西洋型大陸縁辺域に比べると遅れていたが、1970年代から1980年代にかけて急速に進歩した。大洋底のリフトの研究のうち、東太平洋海膨、ガラパゴス海嶺 (Galapagos Ridge)、ファンデフカ海嶺 (Juan de Fuca Ridge)、大西洋中央海嶺などの太平洋、大西洋などの主要な海洋プレートをつくる大洋中央海嶺のリフトでは急速にデータの集積が進み、多数の研究が公表されている。1980年頃から東太平洋海膨、ファンデフカ海嶺、ガラパゴス海嶺、大西洋中央海嶺などで、SeaBeamなどのマルチナロービーム測深機を用いた精密な地形調査、SeaMARC IIなどのロングレンジサイドスキャンソナーによるマッピングや潜水調査船、深海曳航測器システム等を用いた海底拡大系の調査が精力的に進められ、その火山熱水活動やテクトニクスに関する新発見が相ついでもたらされた。

このような大洋中央海嶺の研究に比べると、縁海のマイクロプレートをつくるリフトに関しては1980年代後半になっても地質学的なデータが少なく、その地質学的実体はまだほとんどわかっていなかった。西太平洋の縁海のうち大規模のものは現在では活動的ではない。このような大規模な縁海の多くは大洋底と同様に縞状の地磁気異常帯を持っていて、海底拡大によって形成されたものであることがわかっていて、一方、地震学、熱流量測定、など地球物理学的な証拠からマリアナトラフ、沖縄トラフなどは活動的であるということが推定されていた。直接的な海底拡大の証拠や海底拡大に伴う火山熱水活動などの地質学的現象に関しては、1987年頃にはラウ海盆、マヌス海盆などで熱水性沈殿物が採取されるなどの証拠から断片的に報告されていたにすぎなかった。

### 3. 西太平洋の活動的縁海群とその火山熱水活動

日本周辺の縁海には日本海やフィリピン海の縁海群のように、海底拡大活動を停止した縁海が多く、そのためわが国の研究者にとって縁海は構造発達史や堆積学的な関心、さらには島弧との相互作用の過程に関する興味の対象であることが多く、もっと本質的な問題である縁海のリフト活動や、その活動の大洋中央海嶺の活動との比較検討はむしろ縁遠いものとなっており、研究が行われることが少なかった。

西太平洋で現在拡大活動を続けていると考えられる縁海にはマリアナ海盆、マヌス海盆、ウッドラーク海盆 (Woodlark Basin)、北フィジー海盆、ラウ海盆がある。西太平洋の縁海群の形成が地質時代のある時期に集中した時があり、縁海の形成にはパルスが存在することが知られているが、これらの海盆はいずれも中新世の後期から鮮新世に活動を開始したと考えられている (Kroenke, 1984; Honza, 1991; Tamaki and Honza, 1991)。

ラウ海盆では中軸部に堆積物が少なく新鮮なソレイトが採取されていること (Haukins, 1974)、熱流量も高いこと、海盆の中に浅発地震活動が海嶺にそってみられ、地磁気異常の縞状異常帯が弱いながら認められるということから、現在海底拡大を行なっているのではないかと早くから考えられていた (小林・佐藤, 1979)。その後、拡大



系と考えられているヴァルファ海嶺 (Valu Fa Ridge) でマルチチャンネル音波探査でマグマ溜りの上面からの反射と考えられる位相の反転した反射波が捕えられた (Morton and Sleep, 1985; Collier and Sinha, 1990)。また、ドレッジやグラブ採泥によりブラックスモーカーによって沈殿したと解釈される硫化鉱物が採取された (Hawkins and Helu, 1986, Stackelberg et al., 1988)。1989年の北フィジー海盆における STARMER I & II 航海に先だって行なわれた Nautila による NAUTILAU 航海では、ヴァルファ海嶺で活動的なブラックスモーカーが発見された (Fouque et al., 1990)。

沖縄トラフでは高い熱流量が観測され、音波探査でも多数の正断層が認められていたことから展張性の構造運動があったと考えられてきた。「Sonne」による多くの熱流量観測と、サンプリングによって黒鉱と対比されるような硫化鉱物の沈殿物が採取され、熱水活動が確認され (Halbach et al., 1989)、1988年には「しんかい2000」を用いた潜航調査によって活動的なチムニーが発見された (加藤ほか, 1989; 中村ほか, 1989)。1989年には「しんかい2000」による潜航調査によりブラックスモーカーなども発見され (中村ほか, 1990)、その後も引き続きその熱水活動が詳しく調べられている。

マリアナ海盆では地形の特徴、新鮮な火山岩の存在、薄い堆積物などから海底拡大がおこっていると考えられてきたが、1987年の「Alvin」の潜水調査でブラックスモーカーの活動が発見され、その活動が確認されている。

伊豆小笠原弧の背弧凹地では1979年の「白嶺丸」による調査の結果、火山フロントの西側に一連の島弧に平行な凹地があり、リフト活動をしている可能性が指摘された (玉木ほか, 1981; Honza and Tamaki, 1985)。その後1984-1989年の「白嶺丸」の調査によりスミスリフト、青ヶ島リフトなど背弧凹地でのリフト活動が確認され (西村, 湯浅, 1991)、1984年のハワイ大学による SeaMARC II を用いたイメージマッピング (Brown and Taylor, 1988; Taylor et al., 1991)、1987年の「Alvin」による潜水調査、「Fred Moore」によるマルチチャンネル地震探査、1989年の ODP による深海掘削により、スミス凹地などの背弧凹地のリフト活動の様相が詳しく明らかにされた (西村, 湯浅, 1991)。

#### 4. 縁海の拡大系の研究の目的と必要性

大洋中央海嶺系と縁海・背弧海盆の研究の進展の状況の下で、縁海の形成にかかわる問題の解明のために地質調査所などを中心に活動的な縁海のリフト系の研究を行うことが検討され、後に述べる STARMER 計画で具体化された、その目的は次のとおりである。

1) 活動的なリフト系をもつ縁海の地質学的、地球物理学的特性の理解:- 縁海とリフト系の特性を明らかにすることによって、縁海の地質の起源、発達過程を明らかにすることが必要である。

2) プレート形成の場である発散型境界の様相を理解:- プレートテクトニクスに関して第1次近似のモデルはすでにほぼ完成しているが、その精密で実証的な理解のためには、海底拡大系として中央海嶺系のみでなく縁海のリフト系での構造運動を知る必要がある。

3) 中央海嶺型のリフトとの比較研究による、縁海のリフト系、縁海をつくるマイクロプレートの理解:- 縁海のリフト系、縁海、中央海嶺、それらが生産する海洋プレ



ートの特性を明らかにして、縁海のプレートと大洋プレートが本質的に異なるのか同じなのかを明らかにし、縁海のマイクロプレートのプレートテクトニクスにおける役割を明らかにすることに貢献する。

4) 過去の多くの縁海の形成に関する地質学的諸問題への示唆：- 活動的な縁海とそのリフト系の特性の理解により、日本周辺などの現在活動をしていない多数の縁海の起源、形成過程やその周辺の地質構造との関係を明らかにする手掛かりが得られるであろう。縁海のリフト系の地質、縁海のテクトニクスは周囲の島弧、大陸の地質、構造発達に密接にかかわっている。現在の島弧や大陸を構成しているテレーンの中にはかつて縁海であったと考えられるものも多い。縁海のリフト系の研究はこれらの研究にとっても重要である。

5) 縁海の拡大系の熱水鉱床の経済性の評価のためのデータ提供：- 縁海の拡大系に熱水活動が存在するか、どのような様式で存在するか、その熱水鉱床の形成過程、鉱床の分布、品位、賦存量を推定するためのデータを得ることができる。

6) 地球規模のエネルギー・物質循環の要素としての縁海の拡大系の評価：- 海底拡大系からもたらされるマントル起源のエネルギーと物質の地球表層への影響の評価は、主に大洋中央海嶺のみを考慮して行われている。縁海の拡大系の活動度がわかれば、その地球規模のエネルギーと物質循環の中での重要性が評価できる。

#### 5. STARMER計画

大洋中央海嶺の研究が進み縁海の拡大活動への関心が高まる中で、1987年から南西太平洋の活動的縁海で研究を進めていたフランスと新鋭調査船をもつ日本とが南太平洋諸国と共同で活動的縁海盆である北フィジー海盆で調査研究を行なうことになった。すなわち、日本、フランス、南太平洋諸国の共同研究のもとで、縁海の活動的な拡大系の調査が、1987年4月から1992年の3月まで5ヶ年間にわたり南西太平洋の北フィジー海盆で行なわれた。計画の成立の経緯、研究の遂行の過程については浦辺（1992）に述べられている。本計画は日仏共同研究であり、日本側の窓口である科学技術庁（STA）とフランス側の窓口であるフランス国立海洋開発研究所（IFREMER）のイニシャルをとって、STARMER（スターメール）計画と呼ばれている。南太平洋諸国の窓口は南太平洋島嶼諸国の国際間研究協力調整組織であるSOPAC（South Pacific Applied Geoscience Committee：南太平洋応用地学委員会）であった。本研究は科学技術庁の科学技術振興調整費を用いた研究計画であり1986（昭和61）年度に「太平洋におけるリフト系の形成過程の解明に関する調査」により調査手法、調査海域などを検討した後、国際協力課題として「南太平洋における海洋プレート形成域（リフト系）の解明に関する研究」という課題名で1987（昭和62）年度より1989（平成元）年度までの第一期3年間、1990（平成2）年度と1991（平成3）年度の第二期2年間の5ヶ年計画として実施された。本研究の参加機関は国内では地質調査所、海洋科学技術センター、海上保安庁水路部、国立環境研究所、筑波大学、東京大学海洋研究所、未来工学研究所であり、フランス側からはIFREMERを中心にORSTOM（海外学術研究協力機構）、CNRS（国立自然科学研究センター）などの研究者が参加した。南太平洋応用地学委員会（SOPAC）を通じて、フィジー（Fiji）、



ヴァヌアツ (Vanuatu) から研究者、研修生が調査航海に参加し数名の研究者が航海後日本で研究を行った。その他、東京大学、千葉大学、名古屋大学、九州大学、フランスのブリュターニョオクシデンタル大学、エコールノルマル、パリ第7大学、自然史博物館、そのほかハワイ大学、トロント大学などの研究者、学生が参加した。STARMERの枠組みの下で行われたいずれの航海にも、日、仏両国とフィジー、ヴァヌアツ等から互いに数名ずつの研究者が乗船しあって活発な共同研究を行なった。

本計画では、日本側から1回の潜水調査船の航海を含む5回の調査航海、フランス側から2航海(4節)の潜水調査船の航海が行なわれた。

## 6. STARMER計画の調査航海の成果の概要

STARMER計画ではKAIYO87, KAIYO88, STARMER I, STARMER II, KAIYO89, YOKOSUKA90, YOKOSUKA/SHINKAI91, SAVANESと名付けられた調査航海が行なわれた。KAIYO87, 88, 89航海では海洋科学技術センター所属の双胴船である海中作業実験支援船「かいよう」を、STARMER I, II航海ではIFREMER所属の6,000 m級有人潜水調査船「Nautille」とその母船「Nadir」を、YOKOSUKA90では海洋科学技術センター所属の潜水支援母船である「よこすか」を、さらにYOKOSUKA/SHINKAI91では「よこすか」とともに6,500 m級有人潜水調査船「しんかい6500」を、SAVANESではIFREMER所属の3,000 m級有人潜水調査船「Cyana」とその母船「Noroit」を用いた。またKAIYO89航海では3,000 m級ROV (Remotely Operating Vehicle) 「ドルフィン3K」を用いた調査も行われた。なお筆者は、STARMER II航海、YOKOSUKA/SHINKAI91航海第1節およびSAVANE航海の第1節を除く調査航海に参加した。STARMER計画の全調査海域を第10図に、調査測線を第11図に示す。

航海の成果の概要を主に地質学的成果に関して以下にまとめて述べる。

### 6. 1. KAIYO87 (1987/11-1988/1)

航海の概要がKAIYO87乗船研究者一同 (1988), Auzende et al. (1988c), Auzende et al. (1990b) で報告されている。本航海の測線を第12図に示す。

IFREMERの「Jean Charcot」を用いたSEAPSO III航海の調査結果に基づいて本航海の調査海域を設定した。IFREMERとORSTOMが「Jean Charcot」を用いて行った1985年のSEAPSO III航海の調査結果から推定された北フィジー海盆中央部 (173-174E付近) を南北に走る拡大系 (Auzende et al., 1988b) の中央部をジグザグに横切る航走観測を最初に行なった。これにより19°30'から16°30'Sまでの範囲で、この拡大系の地磁気、音波探査、地形のプロファイルを取得した (第13図)。その結果本地域のリフト系は南北に200 km以上細長く直線的に延びる長大な拡大系を構成しており、一部で東太平洋海膨と似た地形的特徴を示す中央海嶺型のリフト系であることが判明した (第14図)。このリフト系の同定の際にはハワイ大学による1987年の調査で得られていたこの調査海域北部のSeaMARC IIの未公表データが非常に有効であった。このデータは後にKroenke et al. (1991a,b,c) として公表されている。さらに地磁気異常プロファイルの検討の結果、19°30'S付近ではプリヌヌ期の海底の幅が約60 kmで、片側拡大速度が約4.3 cm/yrとみつも



られた。音波探査の結果現在の拡大軸の両側それぞれ約50 km程度の幅の範囲では堆積層が認められず、比較的新鮮な海底のゾーンをなしていることがわかった(第14図)。

その後17°S付近の三重点の東北側の腕部の精査を行った。この部分は、東方のトンガ＝ケルマディック海溝(Tonga Kermadec Trench)の北端部からフィジープラットフォーム(Fiji Platform)の北をとおり、この三重点まで延びる北フィジー断裂帯(North Fiji Fracture Zone)の西端にあたる。北フィジー断裂帯には左横ずれの断層に伴うと考えられる地震活動が見られる(Hamburger and Isacks, 1988)。その西の端であるこの三重点の部分では主要部で東西方向をとる構造が北東に変わっているため、トランステンショナルな応力場が推定される。地形、音波探査の結果、この部分では173°55'から174°35'E付近まで、南西の三重点付近で幅が35 km程度ある地溝が北東に幅が狭くなっていくこと、その地溝の中では一般に堆積層が認められず、一方地溝の周辺ではかなり厚い堆積層が認められること(第15図)が明らかになった。このことは地溝の中の新しい海底が古い海底を割って形成されたことを示唆している。

次に三重点の南西のリフトの精密なマッピングを行った。その結果中央地溝の発達する部分とそうでない部分、拡大域や中央地溝の幅の広い部分と狭い部分があることがわかった。これは、この拡大系が、構造的なサイクルの中でリフト活動の段階にあるか、マグマ活動の段階にあるか、またマグマの供給量が多いか、少ないかという変化を示していると解釈される。リフト系を挟む特徴的な地形の類似性からこの部分での海底拡大の方向は海嶺の方向にはほぼ直交していることが推定された。

リフト系の方向は18°S付近の北ではN15E、その南では南北方向を示している。その接合部である18°S付近の地形は、伝播性リフトと退行性リフトが斜交していて伝播性リフトの先端を頂点とする三角形の地形のパターンをなすという伝播性海嶺の特徴(第5図)を持っていることがわかった。この地形のパターンは退行性リフトによって生産された古い海底と伝播性リフトの生産する新しい海底との間の境界である、ずれのない疑似断層によってつくられるものである。ただし、ガラパゴス海嶺の伝播性海嶺の構造から描かれた第5図の伝播性海嶺のモデルと北フィジー海盆18°S付近の構造は二つの拡大系の斜交の関係が逆である。

拡大軸に沿って行なった採水調査の結果、メタン、マンガンの濃度異常がほとんどの地点で観測され、活発な熱水活動が存在していることが推定された(石橋ほか, 1991)。特にSt. 14では大規模な温度異常、メタン、マンガンの濃度異常が観測され、これらはファンデフカ海嶺で発見されたものと同様のメガブルーム(megaplume, Baker et al., 1987)によるものと解釈された(Nojiri et al., 1989)。三重点の近くのSt. 4では深海曳航TV調査で熱水性生物群集が発見された。

#### 6. 2. KAIYO88 (1988/12-1989/1)

本航海の概要はEtienne et al. (1989)、本座ほか(1989)で述べられている。本航海の測線を第16図に示す。

KAIYO88航海では、三重点周辺、三重点の南西のリフトの補備的な調査のほか、北フィジー海盆の南縁をなすハンター断裂帯(Hunter Fracture Zone)の近くまで伸びている



と予想されるリフトの調査を行なった。三重点付近のSt. 4では深海曳航TV調査で透明な熱水を勢いよく噴出しているホワイトチムニー (white chimney) が発見された。

三重点の北西の腕部の断裂を伴う部分を横切る音波探査断面 (第17図) では、この北西部では明瞭な3段階の海底の形成時期があったことが示されている。つまり、現在活動的 (しかし、マグマ活動は活発ではない) と思われる深い谷 (I) の両側に、海底の起伏が激しく堆積層がほとんど認められない水深2400m程度の部分 (II) があり、その両側には堆積層が明瞭な水深3,000 mと深い部分 (III) がある。これらの部分の特徴の明瞭な違いはこの海底の形成が、連続的ではなく、段階的に進行したことを示唆している。この部分では地磁気異常は全体に負異常を示しており、松山逆磁極時に拡大が停止したことを示唆している。さらに、その負異常帯の中でも中央部に盛り上がりが見られ、ごく最近になって活動を開始したと考えることができる。

ハンター断裂帯に近い21°S付近のリフト系の調査は、SEAPSOIII航海とORSTOMによって行なわれたいくつかの航海で得られた地磁気異常データの解析に基づいてフランス人研究者によって推定されていた174°5'E付近で行なわれた。その結果、この付近に南北性のいく筋かの凹地が認められ、ドレッジ、深海テレビ観察、およびCTDモニタを行ないながらの採水を行なったが、現在のリフト活動の証拠は得られなかった。KAIYO88航海のSeaBeamによる地形データと地磁気異常の解析の結果、この部分のリフト系は東経173°58'S付近に地形の高まりおよび地磁気の正異常帯を作って北北東方向に伸びていることが判明した。

KAIYO88航海では19°S付近の、拡大領域全体として台形状の断面を示し、地形的に平坦な場所 (第18図) で、マルチチャンネル反射法音波探査、ソノブイ-海底地震計を組み合わせた屈折法音波探査を行なった (岸本・横倉, 1990)。この海底地震計はマルチチャンネル反射法で用いるエアガンのような小規模の音源を用いた屈折法に使用するために特に広いダイナミックレンジのデータを収集するために改良したものである。広いダイナミックレンジを得るために Instantaneous Floating Point (IFP) アンプの機能を備えたAD変換器を用いた。さらに、エアガンは比較的高周波音源であり、高周波の大量データを記録する必要があるため、データの記録媒体として WORM (Write Once Read Many times) 型の光ディスクを用いた。

その結果、モホからの屈折波がいくつかの観測点で観測された。その解析の結果、この部分では地殻の厚さが3 km程度と、標準的な海洋地殻と比べてかなり薄いことが判明した (第19図)。この部分は海水の分析の結果メガプルームの存在が明らかになったところであり、深海テレビ観察によっても新鮮な溶岩がつくる溶岩湖の崩壊が多数認められた。地殻の薄いことはこれらの証拠と調和的であり、ごく新しく活発なマグマ活動の存在を示していると考えられる。

KAIYO87航海とKAIYO88航海のデータに基づく地質構造の詳細な解析の結果、本リフト系北部の三重点周辺の拡大系のジャンプを伴う第四紀のテクトニクスの概要が推定された (棚橋, 1990; Tanahashi et al., 1991; 第20図)。

すなわち、現在活動的な熱水活動が起きているこの三重点付近では、現在活動的な拡大系は三重点の北北西の断裂を伴うものと、南南西の海嶺を伴うものであり、これらの



拡大系はおそらく第四紀の後半に現在の場所に移動したと推定される。南南西の拡大性海嶺はN15-20°Eを向き、0.7-3.5 kmの幅の中央地溝を持ち、15-35 kmの幅の海嶺の幅を持つ。拡大系をはさむ分離した火山性の構造の位置から最近のプレートの拡大方向が推定でき、それはほぼ拡大系の方向に直交しておりN70°W(N110°E)である。

この南南西方向の拡大系は第四紀後半に分離して3-4個の高まりになった高い山の古い構造を切る北北東方向の幅の広い地溝をさらに切っている。この分裂した高い山は現在三重点にある高まりと同じような規模のものであり、三重点での火成活動の活発な時期に成長して、その後の展張性の構造運動で分裂したものと解釈される。このような大規模な火山体が、三重点に存在することは偶然ではないだろう。そうだとすると、三重点の存在と、火山体の存在のどちらが原因でありどちらが結果であるかが問題となる。

三重点の構造自身が原因とすると、全体に展張力を受けてプレートが薄くなり、アセノスフェアが上昇しマグマが生成して火山が生じたのであろう。一方火山の存在が原因であるとする、マントルブルームのような深部からの原因によってプレート境界が支配されて、拡大系がそのブルームの中心から伸びるようにして三重点が生じたのであろう。

本航海では、フツナ (Futuna) 島付近のヴァヌアツ弧 (Vanuatu Arc) の背弧トラフであるコリオリトラフ (Coriolis Trough) を横切る予察的な普波探査が行なわれた。大規模な正断層が発達し、かなり厚い堆積物を持つ大規模な地溝が形成されていることがわかった (第21図)。

### 6. 3. STARMER I (1989/6-1989/7)

本航海の概要はAuzende et al. (1989a), Auzende et al. (1991a), 浦辺ほか (1990) で述べられている。本航海で行なわれた潜航地点を第22図に示す。

KAIYO87航海で、地形、地質構造データに基づいて採水、深海テレビによる観察が行なわれ海水のマンガン濃度の高異常が発見され、続いて熱水性の生物群集が発見された。KAIYO88航海では、さらに、深海テレビによる観察で透明な熱水を噴き上げるチムニーが発見された。この熱水活動を伴う活発なリフト活動の精密な調査のため、有人潜水船を用いた精密海底調査が行なわれた。

フランスIFREMERの6000m級潜水調査船「Nautilus」により熱水活動、微細地質構造の観察、地殻熱流量の測定、熱水性沈澱物の採取などを目的とした調査を行なった。すなわち、KAIYO87、KAIYO88調査航海のデータの解析の結果推定され、一部映像によって確認されていた活動的な熱水噴出域 (南緯17度付近の三重点のやや南) において、潜水調査を行った。その結果ほぼ透明な熱水 (約285度) を活発に噴出するホワイトチムニー (White Ladyと名づけられた) および現在は活動していないが非常に大規模なチムニー群を発見した (Auzende et al., 1991; 浦辺ほか, 1990; 第23図)。そしてその観察、写真、ビデオ撮影、岩石・生物試料採取、重力測定、地殻熱流量測定を行った。

ホワイトチムニーから東方への横断方向で地殻熱流量測定を行なった結果、中央地溝内の温度勾配の逆転が発見された (上嶋, 1991)。中央地溝の外側では通常の温度勾配が観測された。この現象は海底に染み出した熱水が中央地溝内に滞留して周辺の海底を



南南西の拡大性  
の海嶺の幅を  
の拡大方向が推

った高い山の古  
した高い山は現  
活動の活発な時  
このような大  
とすると、三重  
が問題となる。  
尊くなり、アセ  
山の存在が原因  
プレート境界が支  
主じたのである

背弧トラフで  
われた。大規  
模なことがわ

990)で述べら

による観察が行  
が発見された。  
上げるチムニー  
の、有人潜水船

細地質構造の  
行なった。すな  
わち映像によって  
において、潜水  
ワイトチムニ  
規模なチムニ  
その観察、写  
った。

結果、中央地溝  
通常の温度勾配  
に周辺の海底を

温めていることを示唆している。チムニーから噴出している状態で採取された熱水の分析によれば、噴出している熱水は海底下での沸騰により気液分離をした熱水の気相部分が上方へ移動して海水などで再び冷やされて凝結したもので、チムニーから出た後海水と混合したものである (Grimaud et al., 1991)。このような海底下での熱水の気液分離の現象はファンデフカ海嶺で Massoth et al. (1989) によって最初に報告されている。気液分離した熱水の液相部分は別の経路から海底に染み出していると考えられる。この液相部分は重金属を高濃度で含んでいるはずである。潜水調査の結果中央地溝の壁やその壁に沿った断裂に、黄色や茶色をした鉄の水酸化物を主体とした熱水性の沈澱物が認められた。このような沈澱物が、この気液分離をした際の液相部分であった熱水からの沈澱物である可能性がある。また、負の温度勾配を作って滞留する熱水は、このような気液分離をした熱水の液相部分であった可能性が高い。チムニーから噴出した熱水は塩分濃度が低くかつ高温であるため、周辺の海水に比べ比重が小さく中央地溝の内部に滞留することはないからである。ホワイトチムニーが成長したのは、熱水が海底下で気液分離を起こしているため重金属が液相部分に濃縮し、カルシウムのみをもたらし海水との反応で硫酸カルシウムである硬石膏が沈澱したためである。海水は海底からしみ込んでからマグマで熱せられ、岩石から重金属を溶かし込んで熱水となっているので、気液分離によって液相部分には重金属が濃集したはずである。今後、海底で成長する硫化鉱物からなるブラックスモーカーであるチムニーの作る鉱床とは異なったこのような熱水鉱床の形成のメカニズムが考えられるかも知れない。

三重点の北東側の地溝内のリフト活動を探るために2回の潜航が行なわれた。ここでは東北東-西南西方向の多数の(60個/4 km程度)幅1 m程度の開口性の割れ目が見られたが、熱水活動の証拠は得られなかった。この付近の海底は枕状溶岩からなるが、1-5 cm程度の薄い堆積物で全体が覆われている。これは、ごく新しい火山活動がなかったことを示唆している。割れ目の幅が平均1 mとすると、開口部分の総計は60 mとなり、展張による歪みは1.5%程度である。堆積速度が10 mm/1,000 yr程度と仮定し5,000年で50 mの展張があったとすると、展張の速度は1 cm/1 yrとなる。

三重点の北東の地溝の北縁をなす崖を観察した潜航では枕状溶岩の下にドレライトからなる岩脈群が発見された (Lagabriele et al., 投稿中)。これはこの地溝をつくる断層がこの高まりを深く切っているために、海洋地殻の2B層(すなわち、枕状溶岩からなる2A層の下に枕状構造を持たない玄武岩層)が露出していることを示すと考えられる。ただこの高まりは、三重点にかって存在したと考えられる高まりがこの地溝の発達によって分離したものと考えられるので、通常の高まりとは異なり特殊な組成をしている可能性が考えられたが、得られた試料にはN-MORB (Normal Mid Oceanic Ridge Basalt) といわゆるBABB (Back Arc Basin Basalt) の両方があり、これらはマントルの不均質性を示すものとされた (Lagabriele et al., 投稿中)。三重点の北北西の拡大系でもこのような2種類の岩石が共に産する (Price et al., 1991; Hirose et al., 1991)。

またこの潜航ではこの崖に登り切った高まりの上で北西方向に並ぶ数メートルの高さの小規模な火山性の構造物を見いだしている。この火山性構造物群はおそらく、高まりの分離の開始時に行なわれた展張に伴う火山活動の産物であろう。



#### 6. 4. STARMER II (1989/7)

この航海は「Nautilé」を使用した生物学的研究を主目的とした潜水調査航海であった。St. 4とSt. 14において熱水活動に伴う生物群集の観察と生物の採集を主に行なった。St. 4ではSTARMER Iで発見されたWhite Ladyとその周辺のクリアスモーカーに伴う生物群集の観察と採集が行なわれた。St. 14 ( $18^{\circ}50'S$ ,  $173^{\circ}30'E$ )では、狭い凹地に沿って大量の生物群集の維持・成長に貢献していると思われる拡散的な温水の噴出が確認された。この地点は平らな海底面（音波探査, SeaBeamなどで巨視的に見た場合は平らに見えるが、しかし、海底テレビ観察、潜航調査では、崩壊した溶岩湖が普遍的に認められる）、薄い地殻、メガブルームの存在、新鮮な溶岩の存在で特徴づけられ、マグマ活動が非常に活発であると考えられ、この温水の噴出現象と調和的である。この熱水活動はYOKOSUKA/SHINKAI91航海でも確認されており、石橋ほか（1992）によりその熱水の化学組成から、より高温の熱水活動も推定された。

#### 6. 5. KAIYO89航海 (1989/12-1990/1)

本航海の概要は棚橋ほか（1990）で述べた。本航海の測線を第24図に示す。

北フィジー海盆の西縁のヴァヌアツ背弧凹地において、予察的な調査を行なった。北フィジー海盆の西縁部のヴァヌアツ島弧に沿った背弧リフトであるジャンシャルコートラフ（Jean Charcot Trough）、コリオリトラフの調査を行なった。

本島弧は現在拡大を続ける北フィジー海盆を背弧側の海盆として持つが、同時に島弧に沿った背弧凹地を持つ。これは日本海拡大時の日本海と、秋田-新潟リフト堆積盆の関係と類似している。背弧凹地としては北部に幅の狭い数条の地塁地溝状の構造を示すリフト群（ジャンシャルコートラフ）、南部には全体として右雁行（構造に沿って前進すると構造が右へずれる、ミ型雁行）を示す幅の広いリフト（コリオリトラフ）が発達している。

北部のリフト群域ではマルチナロービーム測深、音波探査、磁気探査によるマッピング、柱状採泥、ドレッジ、熱流量測定、採水、TV観察などを行ない、南部のリフトではマルチチャンネル音波探査による横断面を取得した。

北部のリフト群は、水深3,000 m程度で幅2-5 kmの5-7列の地溝群からなる（第25図）。地溝内部には下位ほど急角度で東に傾く最大0.5秒程度の堆積物が認められる。地溝の間の地塁とは落差1,000-1,500 m以上の正断層で区切られる。本リフト群中には火山地形、多数の正断層、盆地の傾動、海水中的メタン異常、堆積物の熱変質、高熱流量が見いだされ、本背弧海盆群は中新世中期頃の秋田新潟堆積盆に比較されるような活動的なリフト活動の段階にあることが判明した。

南部のコリオリトラフでは背弧海盆である北フィジー海盆から海溝の外側までのマルチチャンネル音波探査を行なった。コリオリトラフのリフトはKAIYO88航海の音波探査で示されたように（第21図）、幅30 kmの広いもので一つの地溝をなすが、全体として右雁行を示すことがわかった。この構造は島弧と背弧プレートとの間の展張を伴った左横ずれ運動によって形成されたと考えられる。



本航海の後半ではSt. 14において、ROV「ドルフィン3K」を用いて新鮮な溶岩の構造と熱水性生物群集の観察を行なった。さらに三重点付近の補備的な地形、地磁気調査を行なった。

#### 6. 6. YOKOSUKA90 (1991/1-1991/2)

本航海前半の概要は奥田ほか(1991)で報告された、本航海後半の概要はAuzende et al. (1991b)に述べられている。本航海後半の測線と地形区分を第26図に示す。

本航海前半ではヴァヌアツ背弧リフト系のうち南部のコリオリトラフ域においてマルチチャンネルおよびシングルチャンネル音波探査、ソノブイによる屈折法探査、地磁気探査による地質・地殻構造調査を実施した。その結果コリオリトラフの主体をなすフツナトラフ(Futuna Trough)の南西方に横ずれ断層運動に伴う剪断変形を受けた地溝が発見された。またフツナトラフでは多数の断層に切られた厚さ1秒程度の堆積層が観察された。トラフ底に発達する比高200m程度の海嶺での採泥の結果岩石は採取できず、コアも数10 cmしかとれなかった。採水の結果でも熱水活動の兆候は見られなかった。しかし、深海曳航TVカメラによる観察の結果、火山岩の露岩も存在することが確認され、地震活動の存在からみても、フツナトラフが現在もリフト活動を続けていることはほぼ間違いないが、熱水活動の存否は現在のところ不明である。

本航海後半では中央部リフト系の三重点の北側の北部の調査を行なった。北フィジー海盆中央部の海底拡大域のうち $17^{\circ}$  S,  $174^{\circ}$  Eの三重点から北北西に伸びる拡大系においてシングルチャンネル音波探査、地磁気探査、地殻熱流量探査、海底ハイドロホンによる屈折法探査を行なった。本拡大系は斜交拡大系で拡大速度は片側1 cm程度と思われ、大西洋中央海嶺とよく似た深い中軸谷を持つ地形断面を示している。中軸谷の両側の海底の高まりは三重点の近くでは幅100 km程度あるが、北に向って狭くなり $15^{\circ} 30'$  Sで尖滅する。本拡大系による海底拡大は速度の遅い活動であり三重点の南側のリフト系とは対照的である。大西洋中央海嶺で発見されているような局所的な熱水活動が期待されたが、熱水活動の兆候は見いだせなかった。また中軸谷の海底には相当に厚い(10 cm程度?)堆積物が観察された。中軸谷の両側の高まりには10m程度の堆積物が堆積している。このことからこの拡大系の拡大速度は非常におそく、またその拡大活動も中軸谷の両側の高まりが形成されてからかなりの間停止していて、現在再活動をしているものと推定できる。

#### 6. 7. YOKOSUKA/SHINKAI91航海

本航海の概要はAuzende et al. (1992a), Auzende et al. (1992b), 浦辺ほか(1992), 棚橋ほか(1992)に述べられている。本航海の潜航地点を第27図に示す。

1) 三重点の北西方, 2) 三重点付近, 3) 拡大系の接合部付近, 4) 南北性拡大軸, の4地点で潜航調査を行なった。

1) 拡大系中心の水深3,800 m程度の凹地St. 58では、SEAPSO IIIの調査で熱水活動を示すと考えられるメタンとマンガンの濃度の異常が観測されている(Auzende et al., 1988b)。しかしYOKOSUKA90航海で同じ地点で行なった採水調査では、異常は発見で



きなかった。この地点での潜航では、軸部では新鮮な火山が分布していたが、凹地の大部分は20cm以上の泥で覆われていることから海底拡大活動は不活発と思われる。

STARMER Iで観察された三重点北東の拡大系に比べても拡大速度は小さいと思われる。一部には堆積物の熱水変質や倒れた硫化物チムニーと思われる構造が観察された。

2) 三重点に相当するSt. 4では硫酸塩を沈澱する熱水活動は依然として活発であった。white Ladyは依然として最も大きなチムニーで「Nautilé」や「Sonne」によるサンプリングによる変形状態から再生して成長していた。測定された熱水の温度は265°Cでやや低かったが、化学組成はほとんど変化がなくこの熱水活動はかなり定常的に継続しているものであることが明らかになった(石橋ほか, 1992)。その西南西150m程のLHOS (88,89,90) サイトおよびその西側のSTARMER-2 サイトの硫酸塩チムニーの位置関係が明確になった。

3) 三重点より続く北側のN15-20Eの拡大系と南側のN-S 拡大系の接合部を観察した(St. 16)。熱水活動は発見できなかった。重複拡大系の可能性が推定されていた西側の海嶺は断層で切られた古い海嶺であることが判明した。この接合部は南から北への伝播性拡大系をなしていると思われる。

4) 南北性拡大軸上のSt. 14では非常に新鮮な溶岩の様々な構造が観察された。海底での火成活動、熱水活動の中心は数10メートルの幅の軸部に集中していることがわかった。軸に沿った並行する何本かの地溝の中でも熱水活動を伴っているのは1-2本である。St. 14 南部と St. 14 の10マイル南には大規模な林立する活動を停止したチムニー群(fossil chimney forest)が見いだされた。これらは新しい断裂の形成により、一部破壊されている。

YOKOSUKA91航海では海底地震計を用いたエアガンを音源とした屈折法と自然地震の観測を行なった。潜水船で設置状況を観察し方向を測定できたので、水平動成分の実際の方位への変換が可能となった。

St.14にて海底設置型熱流量計を設置し、連続観測を試みた。まず装置を海上より投入しておき海底でセンサを展開し観測を行なった後、海上より回収を試みたところ失敗した。次の潜航で海底で潜水船により切り離し、装置の回収に成功した。しかし耐圧容器のコネクタより浸水があり、熱流量データは得られなかった。

潜水船の潜航日の夜間および整備日にマルチナロービーム地形調査とプロトン磁力計による海上地磁気探査を行なった。新たに従来の中央部拡大系のマッピング面積の7割程度がマッピングされた。

#### 6. 8. SAVANES航海

第28図に本航海における潜航地点の位置を示す。

Leg 1.ではKAIYO89航海で熱水活動の兆候が認められていた予定潜航地点であるST. 31での行動がソロモン諸島政府の政策変更のために不可能となったため、南方の St. 41 付近の海山の調査を行なった。6回の潜航では現在活動的な火山活動、熱水活動は見いだせなかった。

Leg 2.ではジャンシャルコートラフの南部の海嶺およびトラフ構造と、本トラフとへ



イゼル＝ホルム 断裂帯 (Hazel Holm Fracture Zone) との接合部の調査を計画していたが、サイクロンの襲来により2潜航のみを実施した。調査した2つの海嶺は共に火山性の貫入岩体ではなく、堆積岩が主体の地塁であった。

KAIYO89航海と本航海で採取された火山岩の検討結果によると、 $\text{Na}_2\text{O}$ が6%以上、 $\text{K}_2\text{O}$ が1.0%以下という特徴的なデイサイトが得られ、沈み込みによるスラブの影響を受けていないMORBであると解釈された (中田ほか, 1992)。

## 7. 北フィジー海盆の構造的枠組みと地質学的、地球物理学の特徴

### 7. 1. データの収集および表現

本研究において扱う海底拡大系の存在する北フィジー海盆の全体的な地質学的、地球物理学の特徴を明らかにするため、現在公開されている基本的な地質学的および地球物理学的情報を収集して北フィジー海盆の構造的枠組みを示すことを試みた。これらの情報のうち、デジタルデータに関しては適宜編集を行なうことにより同一の縮尺の図に表現するようにし、情報の相互の関係が理解しやすくなるようにした。

全地球的なデジタルデータとして次のデータファイルを収集した。

地形：5分メッシュの地形グリッドデータETOPO5データファイル。NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) で編集して、NOAAのNational Geophysical Data Center (NGDC) が配布している。

地球物理航海データ：NOAAのGEODASデータベース。地球物理調査航海のデータベースで、測位、水深、重力、地磁気データを記録したMGD77フォーマット (US Department of Commerce, 1977, 1981) で記録されたファイル群からなる。圧縮された形式でCD-ROMに収められ検索プログラムと共にNOAA/NGDCにより配布されている。

空中磁気データ：NOAAで編集されている。北フィジー海盆の関係したデータを地質調査所の本座栄一燃料資源部長を通じてNOAAのN.Z. Cherkis氏より、磁気テープで入手した。データフォーマットはMGD77である。

地震活動：USGSのEPICデータベース。U.S. Geological Survey (USGS)のNational Earthquake Information Center (NEIC)で編集されて、検索プログラムEPICと共にCD-ROMで配布されている。検索の結果は文字の表の形式のファイルとして出力される。

発震機構：USGSのSOPARデータベース。内容はHarvard Centroid Moment Tensor法および初動押し引き分布などで求められた震源パラメータデータである。EPICと共に1枚のCD-ROMに入っている。RASPという検索プログラムが付属しており、検索の結果は文字の表の形式のファイルとして出力される。

衛星アルチメトリによるジオイド高およびフリーエア重力異常：SEASATおよびGEOSATのアルチメトリデータからラumont＝ドハティ地質学研究所のW.F. Haxbyが5分メッシュのグリッドファイルを編集したもので、多くの研究機関で利用されている。科学技術庁フェローであるPhilip Jarvis氏を通じてハワイ大学から入手した。このデータはNOAAで出版されているSEASATデータによるフリーエア重力異常図 (Haxby, 1987) の原データの改訂版である。

衛星アルチメトリによるフリーエア重力異常：ERS-1およびGEOSATデータを用いて



スクリップス海洋研究所のD.T. Sandwellらが編集したもので経度で3分毎のメッシュのグリッドファイルである (Sandwell, 1993)。Internetを通じてanonymous FTPにより入手できる。上記のHaxbyによるデータと比べると衛星の軌道に沿った短波長の異常が取り除かれているなど、一見して精度が向上しているように思われる。今後TOPEX/POSEIDON等により船上重力測定と同程度の重力データが得られるようになるだろう。

以上のデジタルデータをUNIXワークステーション (SUN SPARC station 2 GX) 上で、マッピングソフトウェアであるGMT (Generic Mapping Tool; Wessel and Smith, 1991) によって図化した。GMTは地球物理学データ処理のために開発され、多数の地図投影法が利用できるなど地球科学での利用に便利なシステムである。GMTは公開されたソフトウェアであり、研究目的には自由に利用することが許されており、Internetを通じてハワイ大学からanonymous FTPにより入手できる。

GMTを用いて緯度、経度に関係したデータを様々な地図投影法で任意のスケールでプロットすることができる。またランダムデータのグリッド化、グリッドデータの濃淡、カラー、等高線表現などが可能である。海洋地球物理でよく利用されるMGD77フォーマットのデータファイルをGMT用のデータファイルへの変換や発震機構解のプロットも可能である。Sandwellらの重力異常ファイルにはGMTを用いて任意の区画のデータを抽出するプログラムが付属している。このようにGMTを用いて地球科学データの効率的で総合的な利用が可能である。GMTはUNIXワークステーションで動作するので、ワークステーションの機能を共に利用することでよりいっそう効率的なデータ処理が可能となる。たとえばネットワークを利用してデータの入出力、処理の機能を分散させることができる。また収集したデータは独特のフォーマットで記録されている場合があるが、その場合はUNIXのviエディタ、AWKなどを利用することにより簡単にGMTで利用できるように変換できる。

## 7. 2. 広域地質

南西太平洋におけるインド=オーストラリアプレートと太平洋プレートの間の収束境界はメラネシアンボーダーランド (Melanesian Borderland; Coleman and Packham, 1976) と呼ばれている (第29図)。この境界部には後期白亜紀以来多数の縁海盆が形成されてきて現在も一連の活動的な縁海盆が認められる (第30図)。これらは後期中新世から鮮新世に拡大を開始して現在も活動を続けていると考えられている海盆群であり、北からニューギニアの東に続くニューブリテン島、ニューアイルランドに囲まれたビスマルク海のマヌス海盆、ニューブリテン島の南のソロモン海のウッドラーク海盆、ヴァヌアツ諸島 (かつてニューヘブリデス (New Hebrides) 諸島と呼ばれていた) とフィジーの間の北フィジー海盆、トンガ=ケルマディック弧と非活動的な残存島弧であるラウ海嶺の間のラウ=ハブル海盆 (Lau Havre Basin) である。

北フィジー海盆はこれらの活動的な縁海盆の中でもっとも大きな成熟した海盆である。北フィジー海盆はほぼ円形の海盆であり、西をヴァヌアツ島弧、東をフィジープラットフォーム、北東をヴィチャース古海溝 (Vitiiaz paleo-trench)、南東をハンター断裂帯で囲まれている。西のヴァヌアツ島弧は始新世後期から活動が始まる島弧であり、主に火



山性堆積物からなる。ヴァヌアツ島弧は西側に海溝を伴っており、東に傾いた沈み込帯を伴っている島弧であり、古くから典型的な島弧のひとつとされている。東のフィジープラットフォームはヴィチレヴ (Viti Levu)、ヴァヌアレヴ (Vanua Levu) を中心とするフィジー諸島を含む微小大陸とでもいった地塊をなしていて、同様に始新世から現世までの火山性堆積物、炭酸塩岩を中心とした堆積層からなる。ヴィチャース古海溝は水深6,000 mをこえる部分を含む深い凹地であり、両側に珊瑚礁の高まりを持っている海溝であるが、現在火山活動や地震活動を伴っていない死んだ海溝であると考えられている。北フィジー海盆の誕生以前にはこの海溝から太平洋プレートが南西方向に沈み込んでいたと考えられている。

Hamburger and Isacks (1988)は北フィジー海盆周辺の地震活動をまとめて、この地域がほぼ東西方向に動く相対運動を示す太平洋とインド=オーストラリアプレートの間の巨大な剪断帯であり、北フィジー海盆、ラウ海盆はこの剪断帯の中にできた一種のブルアパート海盆であると考えた (第31図)。

### 7. 3. 北フィジー海盆の地形

北フィジー海盆の規模は約1,000 km x 1,000 kmで面積は約1,000,000 km<sup>2</sup>である。第32図に北フィジー海盆周辺の地形の概要と地形名などを示す (Kroenke et al., 1983)。NOAAのNGDCのETOPO5地形データセット (NGDC, 1988) とSTARMER計画で得られた測深データを用いて描いた地形図 (第33図) をもとに地形の概略を述べる。

北フィジー海盆は西をヴァヌアツ弧、南をヴァヌアツ弧が東に大きく曲がったハンター断裂帯、東をフィジープラットフォーム北および北東をヴィチャース古海溝で囲まれている。北フィジー海盆の中の平均水深は約3,000 mである。海盆の東部、南部では水深が浅く地形の起伏が激しい。一方北西部では水深が深く地形は滑らかである。海盆の北縁ではヴィチャース古海溝があり、その両側にいくつかのサンゴ礁が発達している。これらは大洋島および古島弧であったのであろう。その外側の太平洋では水深は5,000 m以上に達する。ヴァヌアツ弧の西側のニューヘブリデス海盆 (New Hebrides Basin) や、ハンター断裂帯の南の南フィジー海盆 (South Fiji Basin) では水深は4,000 mを越える。このような一般的な水深の違いは海盆の形成年代の違いによるものと考えられる。

ヴァヌアツ弧はほぼ東西方向のソロモン弧 (Solomon Arc) が東端で右に曲がって、南南東の方向になってから約1,300-1,500 km 延びている。その西のヴァヌアツ海溝 (Vanuatu Trench) は15-16°Sで途切れて、その場所に本島弧中最大のエスピリツサント島 (Espiritu Santo) が存在する。この部分は、西側からデントロキャスト海嶺 (D'Entrecasteaux Ridge) が衝突するところとされており、この付近一帯の地形はヴァヌアツ弧の前弧域が隆起した結果であると考えられている。その東側には現在の火山弧を示す一連の火山島が海溝に平行に発達している。エスピリツサント島の東ではアオバ (Aoba) という火山島があるが、これはアオバ海盆 (Aoba Basin) の中にある。火山弧の東の背弧側の13°S付近と17-20°Sでは、島弧に平行な凹地が発達している。北側のものはジャンシャルコートラフで、数列の地塁地溝構造をなしている。南側のものはコリオトリラフで幅の広い一列の地溝であり、その中で19-20°Sに見られる最大のトラフはフツ



ナトラフ)である。その間の、アオバ海盆東方ではこのような背弧の地溝は発達していない。

ヴァヌアツ弧は22°S付近から大きく東に曲がって、海溝も曲がりほぼ東西方向となり175°Eでその海溝地形が消える。この大きな屈曲部付近には西側から東にはりだしたニューカレドニア、ロイヤルティ諸島の乗った古い島弧の構造が接しようとしている。方向の変わったあたりから東では島弧の延長の隆起部は狭くなるが、ずっと東方のフィジー諸島のヴィチレヴの南のカンダブー島(Kandavu)まで続く。このヴァヌアツ弧とフィジープラットフォームを結ぶ構造が、ハンター断裂帯である。

北フィジー海盆中央部にはほぼ南北に延びる浅い部分があり、後述の海底拡大系に対応する。この拡大系は174°E, 17°S付近の三重点の南では南南西に延び、18°S付近から南ではほとんど南北となる。ハンター断裂帯の近くでは、後述のように拡大系は南北性であると思われるが東へずれている。このずれの部分に沿った地形の凹みが北東-南西に延びているように見える。

三重点の北北西に地溝が15°S付近まで延びている。その先の13°S付近から東北東方向に延びている地形が南パンドラ海嶺(South Pandora Ridge)である。この高まりに沿った南側の地形の凹みには新鮮な火山岩からできていると思われるようなSeaMARC IIの記録が得られている(Price and Kroenke, 1991)。三重点の北北西の地溝の先から西側にはほぼ東西の高まりがあり、構造に沿った左横ずれ断層運動を示すと思われる浅発地震活動が見られ、ヘイゼルホルム断裂帯とよばれている。また同じ場所に500 km以上の深度に孤立した特異な深発地震活動が見られる。

中央部の海底拡大系の南西側には平坦で深い海盆が発達する。この海盆と北西部の海盆の間には北東南西方向で北フィジー海盆の中央部を切るような地形の高まりが連続している。この部分は地磁気異常図で見られる北西部の扇型縞状異常帯と中央部の南北性異常帯の境界の構造にも対応している。

中央部の海底拡大系の高まりの東側には3,000 mより深い部分と、2,000 mより浅い部分が複雑に入り乱れている。ハンター断裂帯に沿う北フィジー海盆東南縁では断裂帯の方向に沿った海盆が見られる。

フィジープラットフォームの北および西側に沿って細長い深みが点々と連なっており、プレート境界を示しているのとの考えがある(Louat and Pelletier, 1988; Pelletier and Louat, 1988)。176°E, 16°S付近にはバルモラルサンゴ礁(Balmoral Reef)が乗った北東南西に延びる高まりがあり、その東には東北東に延びるヤサワ海嶺(Yasawa Ridge)があり、フィジープラットフォームの北側に続く断裂帯に沿った横ずれと小規模な海底拡大によってフィジープラットフォームから分裂して離れたものではないかと考えられている(Jarvis et al., 1993)。

#### 7. 4. 北フィジー海盆の重力異常とジオイド高

Haxby によって編集されたGEOSATのアルチメトリーによるジオイド高およびフリーエア重力異常のデータを用いて本海域に関してプロットしたのが第34図および第35a図である。同様にGEOS 3のアルチメトリーによって求めたジオイド高がLarue et al. (1982)



により示されている。さらにGEOS 3およびSEASATのアルチメトリーに基づいて求めたフリーエア重力異常、および残差重力異常 (Residual Gravity Anomaly) が松本 (1989) によって示されている。Sandwell (1993)により、GEOSAT及びERS-1のアルチメトリーにより編集されたファイルから本海域のデータを用いてプロットしたフリーエア重力異常図を第35b図に示す。第35a図と比べてより滑らかになっていることがわかる。

第34図では海溝に沿った低ジオイド帯が顕著であり、この低ジオイド帯がエスピリツサントーデントロキャスト海嶺の会合部付近で乱されていることも特徴的である。海溝で重力異常が小さいのは沈み込むスラブがむりやり下に曲げられて、アイソスタシーが成り立たない状態にあることによる島弧の一般的な特徴である。

海盆の内部ではジオイド高は0-60 m程度で南フィジー海盆では0-40 mであるのと比べ平均的に高い。ジオイド高つまり重力異常が高いのは縁海盆の一般的な特徴であるが、北フィジー海盆は其中でももっとも顕著な異常を示すものの一つである。重力異常が高いのはアイソスタシーが成り立っていないことを示しており、もっとも高いことは周囲の南フィジー海盆などより形成年代が新しいことに対応している。重力異常が高いことは地下の物質の密度が高いことを示しているが、縁海の下のマントルは一般に地震波速度が遅いことが地震波トモグラフィーによって求められている (Su et al., 1992; Zhang and Tanimoto, 1992)。地震波速度が遅いことは温度が高いことを示しているので、他の条件が同じであれば密度は低くなるはずである。にもかかわらず重力異常が高いのは、主に冷たく重い沈み込むスラブが影響しているのであると考えられる。しかし同じように高い重力異常を示す大西洋中央海嶺北部、インド洋南西部はマントル対流の上昇流の場であるので、高い重力異常の原因は海底地形や、対流の下構造の異常なのではないかと考えられる。縁海の高重力異常も一部は上昇するマントルのさらに下の構造の異常に関係しているものではないかと考えられる。

海盆の内部では島弧が北北西-南南東の方向なのに対して50.0 mgalの等高線が北西南東方向となり、島弧に沿う高異常部が南ほど幅広いことを示している。南側ほど沈み込むスラブの傾斜が浅いことを示唆している (松本, 1989)。

松本 (1989) によると北フィジー海盆は重力異常は周囲の海盆より高いが地殻が薄い。ため、残差重力異常はニューカレドニア海盆、南フィジー海盆より150-200 mgal小さく、これから推定されるリソスフェアの厚さは北フィジー海盆では35-50 km薄いとされる。このリソスフェアの厚さの違いにより、北フィジー海盆の下への周囲の海盆の沈み込みが起きているとされている。

#### 7. 5. 北フィジー海盆の地殻構造

ヴァヌアツ弧と北フィジー海盆の地殻構造は、ニューカレドニアのORSTOMの研究グループを中心としたソノブイ、海底地震計などを用いた屈折法探査によりかなり詳しくわかっている。

第36図にPontoise et al. (1980)によるコリオリトラフが発達した部分のヴァヌアツ弧を横切る地殻構造を示す。第37図にLarue et al. (1982)によってまとめられた北フィジー海盆の地殻構造データを示す。これによれば北フィジー海盆の内部では3-4.5 kmで周辺



盆の地殻より薄い。STARMER計画において中央部の拡大系に沿って行なった屈折法の結果でも、海洋地殻の厚さ3~5 kmと平均的な海洋地殻の厚さ6 kmに比べ薄いというデータが得られている (Kisimoto et al., 投稿中)。

#### 7. 6. 北フィジー海盆の地殻熱流量

Watanabe et al. (1977) がまとめた南西太平洋における地殻熱流量のデータを第38図に示す。この図で北フィジー海盆内部では一般的に太平洋や、南フィジー海盆などと比べるとかなり熱流量が高いといえる。STARMER計画で測定された熱流量データを合わせても他の種類のデータに比べると変動が大きく、また数が少ないので内部の構造と関係づけるのは難しく、今後のより詳しい調査が待たれる。

#### 7. 7. 北フィジー海盆の地磁気異常

NOAA/NGDCのGEODAS航海データベースと空中磁気データ (第39a図) を用い、STARMER計画で得られた地磁気異常データ (Joshima et al., 投稿中) (第39b図) を合わせて北フィジー海盆の地磁気異常図を等高線図として編集した (第40図)。等高線図はすべてのデータを5分間隔のメッシュに分けてメッシュ毎に平均し、Wessel and Smith (1991) のsurface ルーチンによりグリッド化したデータを用いて描いた。測線の粗密およびデータの品質のバラツキによって、特に測線に沿った異常帯のパターンが描かれることがあるので解釈には注意が必要である。この図を用いて地磁気異常のリニアメントをトレースして、同じ傾向の磁気異常帯をまとめて磁気異常群を同定した図を第41図に示す。これらの磁気異常群はそれぞれ連続的な海底拡大が行なわれたブロックを示すものであるが、鋭角をもった三角形をなすことが多い。これは扇型の海底拡大が行なわれたこと、さらにそのような扇型拡大が途中で停止して残っていることを示唆している。

これらの図を基に北フィジー海盆の地磁気異常の特徴を述べる。北フィジー海盆からニュージーランドにかけた海域の地磁気異常プロファイルを解析して、縞状異常帯を同定した研究がMalahoff et al. (1982) にあるので第42図に示しておく。なお、Malahoff et al. (投稿中) ではかなりの改訂が施されている。

ヴァヌアツ海溝に沿った負の地磁気異常と火山弧に沿った高い正の地磁気異常はヴァヌアツの島弧の特徴を示す。北フィジー海盆の内部では北西部の海底地形の平坦な部分にジャンシャルコートラフ付近の背弧側を支点とする東南に開いた扇型の縞状地磁気異常群が顕著である。この扇型異常帯の南西部は特に連続性がよく、縞状異常の幅も広いのが特徴的である。扇型構造の支点付近では北西-南東方向の非常に幅の狭い異常群がジャンシャルコートラフと重なるように発達している。

168-170°E付近12-13°S付近には短いはっきりした東西性の異常帯が見られる。前述の扇型構造の一部かもしれないが、南部の異常帯の方向から推定される支点より北にある異常もあり、南部と比べるとやや不調和である。

170°E, 13-14°S付近に東からくさび状に入り込む三角形の異常帯群が北フィジー海盆の東北部に広く発達している。この異常帯群は異常帯の幅が狭く連続性の悪い部分もあるが、かなり細長く続き異常の振幅も大きい。その中軸部は東西性の南バンドラ海嶺に



沿っているように見える。

コリオリトラフの背後では東西性の幅が狭く短い異常帯群が発達している。その北の端は北西部の扇型異常帯群の南縁部と接している。扇型構造の南縁は中央部の三重点の北西部に続くが、これは地形図で見られる北東-南西方向の高まりの列に沿っている。

173-174°Eに南北性の現在の海底拡大系に沿った構造が見られる。この構造は、後述のように17°Sの三重点から南南西方に延び、18°S付近ではほぼ南北に方向を変えて21°Sまで続いて、東にずれて再び南北に続く現在の海底拡大系を示すと考えられる。比較的幅が広く連続性のよい正の地磁気異常帯が見られる。この異常帯の西側には西に凸に曲がった異常帯が数本認められる。南東側に北北西方向の異常帯が見られるが、現在の構造とこれらの両側の構造とは多少不調和であり、第42図のMalahoff et al. (1982) の解釈のように単純ではない。

三重点から北北西には幅の狭い異常帯からなる北北西に尖った三角形をした異常帯群が、前述の南バンドラ海嶺に沿った軸を持つ異常帯群の中に入り込んでいくように見える。

フィジーの北方では基本的には南バンドラ海嶺に沿った異常帯の連続した部分があるように見えるが細かい異常に乱されているようである。また北フィジー海盆の南東部では北西南東方向のあいまいな異常帯が見られるが、細かく乱されているようである。

#### 7. 8. 北フィジー海盆の地震活動と発震機構

北フィジー海盆の地震活動を示すためにUSGS/NEICの地震活動データベースを用いて北フィジー海盆の地震活動と発震機構解をプロットした(第43, 44図)。和達=ベニオフゾーンは深度300km程度まで明瞭に追跡される。また13°-15°S, 168°-173°Eあたりのヘイゼル=ホルム断裂帯(Hazel-Holm Fracture Zone)付近には深度500km以深に特異な地震活動が認められ、ちぎれたスラブではないかと考えられる。縁海の海底拡大の原動力として島弧火山活動と同様に沈み込むスラブの部分溶融によるダイアビルが考えられたことがある(たとえばKarig, 1971)が、北フィジー海盆では現在の拡大中心は174°E付近にあり海溝から500-900 km離れているのに対して、深発地震活動から推定されるスラブは海溝から300-400 kmしか達していないので、拡大の開始期は別として現在の海底拡大はこの種のダイアビルとは直接関係がないことを示唆している。

海盆の浅発地震活動は(1)東方のトンガ海溝の北端部と海盆の中部を結ぶ東西性の北フィジー断裂帯に沿う左横ずれ断層型と推定される地震活動、(2)海盆の南部に広がる北東-南西方向の左横ずれ断層に沿うと推定される地震活動、(3)ヘイゼル=ホルム断裂帯に沿う東西性の左横ずれ断層によると推定される地震活動がある(Hamburger and Isacks, 1989)。Eguchi (1984)は(2)の型の地震を北西方向の右横ずれ断層と解釈し、中央部に南北に伸びる拡大系をずらしているトランスフォーム断層であると考えた。一方Hamburger and Isacks (1989)はこれらの地震活動が中央海嶺の拡大系で見られる地震活動と比べると、直線的な構造に集中せず、むしろ発散的であることから、北フィジー海盆、ラウ海盆には中央海嶺系のような直線的な拡大系は存在せず、これらの海盆は太平洋プレートとインド=オーストラリアプレートの間の東西性の収束運



動に伴う巨大な左横ずれ剪断帯に形成されている大規模なブルアパート盆地であると考え、発散的な地震活動は北フィジー海盆、ラウ海盆の中に分散して発達する多数の横ずれ断層運動によるものであると考えた。具体的には(1)、(3)は東西性の主断層である北フィジー断層帯、ハンター断層帯に沿う地震活動であり、(2)は剪断帯の中に発達するRiedel Shearによる断層、つまり主断層と低角度をなすシンセティック断層に伴う活動(Park, 1989)であると考えた。

Louat and Pelletier (1989)は北フィジー海盆が3つのマイクロプレート、つまり、西部、東部、南部北フィジー海盆プレートに別れているとしてこの3つのプレートとニューヘブリデス(ヴァヌアツ)、太平洋、インド=オーストラリアプレートとの相互作用によってこの海域周辺のテクトニクスを解釈した。北フィジー海盆の中央部の拡大系は北部で西部マイクロプレートと、南部で東部のマイクロプレートと、太平洋プレートとのそれぞれの境界部であるということになる。STARMER計画で明らかになった北フィジー海盆中央部での地形と地磁気異常の顕著な直線性は中央海嶺系の拡大系と同程度の規模の拡大系が存在することを示しているので、このようないくつかのマイクロプレートの相互作用による構造的な複雑さがHamburger and Isacks (1989)の示した海域南部に広がった地震活動の原因となったのであると考えられる。

#### 7. 9. 北フィジー海盆のプレート境界

この地域では太平洋プレートはほぼ北西方向に10 cm/yr、インド=オーストラリアプレートはほぼ北向きに5 cm/yrの絶対運動を行なっているとされており、この二つのプレートはほぼ東西方向10 cm/yr程度の相対運動成分を持っているとされている(Douch, 1981)。北フィジー海盆は南北性の拡大系によって南側から東側に回り込んだインド=オーストラリアプレートと、西側および北側の太平洋プレートとに分れていることになる。

一方Louat and Pelletier (1989)およびPelletier and Louat (1989)はこの地域の地質構造、地震、地磁気異常などのデータから詳細なプレートの運動を解析した。彼らによるこの地域のプレート境界の分布と相対運動を第45図に示す。彼らによると北フィジー海盆は太平洋プレート、東、西、南の3つの小北フィジー海盆プレートからなり、インド=オーストラリアプレート、ニューヘブリデス島弧と接している。

太平洋プレートとインド=オーストラリアプレートとはフィジーの北では北フィジー断層帯で、ヴァヌアツの北部では島弧を挟んでヴァヌアツ海溝で接している。この付近の太平洋とインド=オーストラリアプレート間の相対運動はほぼ東西で10.6 cm/yrであり、ほぼ東西の北フィジー断層帯では左横ずれ断層運動となる。構造が北へ移り変わるヴァヌアレヴ北西方の南北性の部分ではブルアパート盆地のような形状の堆積物の薄い地溝が発達していることがGLORIAを用いた調査で発見されている(Tiffin et al., 投稿中)。太平洋とヴァヌアツ北部とは島弧と太平洋プレートとの間での北東-南西方向の7 cm/yrの展張運動が推定されている。インド=オーストラリアプレートと島弧の間では東北東方向で15-16 cm/yrという大きな相対運動が推定されている。

太平洋プレートと東北フィジー海盆プレートは北フィジー断層帯の西への延長部で接



盆地であると考え  
する多数の横ずれ  
性の主断層であ  
る断帯の中に発  
生する断層に伴う

つまり、西部、  
とニューヘ  
の相互作用によ  
る拡大系は北部  
プレートとのそ  
った北フィジー  
と同程度の規模  
のプレートとの  
海域南部に広が

オーストラリアブ  
この二つのプレ  
ートの間（Douch,  
1988）に属する  
インド＝オースト

地質構造、地震、  
によるこの地域の  
一海盆は太平洋  
インド＝オースト

では北フィジー  
に属する。この付近  
で10.6 cm/yrであ  
る北へ移り変わる  
の堆積物の薄い  
（Price et al., 1991）  
方向の7 cm/yr  
の間では東北東  
への延長部で接

している。この部分は地震活動は東西の左横ずれ断層運動を示唆しているが、GLORIA  
による調査の結果（Tiffin et al., 投稿中）では単純な連続性のよい横ずれ断層構造ではな  
く、堆積物で覆われた構造がいくつか見られる。太平洋プレートと西北フィジー海盆プ  
レートは中央部三重点の北北西の腕で北北東方向に2 cm/yrの展張を起こす境界となり、  
西方ではハイゼル＝ホルム断裂帯に続き、東南東方向の西端に支点を持つ扇型拡大が起  
きているとしている。しかし、この部分での地震活動は、北フィジー断裂帯と同様の東  
西方向の左横ずれ断層を示すとされており（Hamburger and Isacks, 1988）、また南パン  
トラ海嶺に沿って熱水性沈殿物や、SeaMARC II データによる堆積物の少ない火山活動  
を示唆する領域などの海底拡大の証拠もある（Price and Kroenke, 1991）ので、このよう  
に単純ではないと考えられる。

東西の北フィジー海盆プレートの間はほぼ東西の8 cm/yrの拡大の境界だとされている。  
これは最近の中央部リフト系の拡大の確認に基づくものである。西北フィジー海盆プレ  
ートとヴァヌアツ弧との間は北部ではゆっくりした収束、南部ではゆっくりした発散の  
境界を推定している。これはこの付近の地形と地震の発震機構から推定されているもの  
である。西北フィジー海盆プレートと南北フィジー海盆プレートの境界はほぼ東西の左  
横ずれの境界としている。これはヴァヌアツ海溝に沿うヴァヌアツ弧の構造が21-22°S付  
近を境に急変する（Maillet et al., 1989）こと、ならびに発震機構から推定しているもの  
である。南北フィジー海盆プレートはインド＝オーストラリアプレートとの間ではスラ  
スト性の地震が起きているので遅い収束境界としている。東西2つの北フィジー海盆プ  
レートとインド＝オーストラリアプレートとの間の東西性の運動はすべて南北フィジー  
海盆プレートの北側で解消されるとしているので、ハンター断裂帯はプレート境界では  
ないことになる。また174°05'Eに沿う21-22°Sのリフト構造は現在活動していないとして  
いる。これらの地形などから推定される構造との関係はまだよくわかっていない。

東北フィジー海盆プレートとフィジープラットフォーム（インド＝オーストラリアプ  
レート）との間の境界は南北に連なる左雁行（いわゆる杉型雁行）した凹地群が発達し  
ているらしい。この構造に沿って東西に展張軸を持つ正断層型、横ずれ断層型の地震活  
動が見られること、北の端でSeaMARC IIのデータで東西に拡大する南北性の拡大系の  
一部と考えられる構造が発見された（Price and Kroenke, 1991）ことが証拠となる。一方  
この構造の一部での精密地形調査の結果の解釈では、これらの凹地は右横ずれ運動を伴  
う北西方向の剪断帯の中にできた南北性の展張割れ目群であるとされている（Auzende  
et al., 1988）。

#### 7. 10. 北フィジー海盆の堆積作用

Brocher et al. (1985) はフィジー北西方の北フィジー海盆内で行なったピストンコア試  
料の生層序、古地磁気層序とサブボトムプロファイラー、ソノバイなどのデータを合わ  
せて、北フィジー海盆の堆積物の次のような特徴を明らかにした。この付近の炭酸塩補  
償深度（CCD）が4,800-5,000 mであるのに対して、水深が1,400-2,800 mなので遠洋性  
の有孔虫、ナンノプランクトンなどの炭酸塩岩質軟泥が多く（65%以上）、タービダイ  
ト、火山灰などが混じり薄く積もっている。その堆積速度は平均7 m/my、標準偏差4



m/my程度であるとした。一方良好な古地磁気データが得られたところでは14 m/myまで速い場合もあった。海盆部での堆積層の厚さは一般に200 m未満である。南パンドラ海嶺に沿生分、ヴァヌアツ弧付近、フィジーの近くのブラエマー海嶺(Braemar Ridge)とヤサワトラフ(Yasawa Trough)の間、およびバルモラル海嶺(Balmoral Ridge)に沿う部分などで金属に富む堆積物が見つかっている(Stackelberg et al., 1985; McMurtry et al., 1991; Murphy et al., 1991)。これらは海底熱水活動の証拠と考えられている。この海域では現世の軽石がかなりの量得られることもあり、西向きの海流が卓越することから主にトンガ弧からもたらされたと考えられている。

#### 7. 11. 北フィジー海盆の岩石学

Price et al. (1990)により、北フィジー海盆中央部の三重点の北北西の腕と海盆の北東部にはほぼ東西に延びる南パンドラ海嶺から採取された岩石が検討された。彼らによると、三重点の南側の腕部は東太平洋海膨のような地形をしていてN-MORBからなるのに対して、北北西の腕部からは古い海洋地殻を示すと思われるN-MORBと共に、リフト活動の開始期の火山活動によると考えられる玄武岩(transitional alkalic basalt)が得られた。この玄武岩はマリアナ海盆で考えられているBABBと似ている。一方南パンドラ海嶺は短い拡大セグメントが存在するトランスフォーム断層帯と考えられ、そこではよりアルカリ岩に近い火山岩が得られた。北フィジー海盆北東部のロツマ島で見られるアルカリ岩がその端成分と考えられるとした。そしてこの海盆では高速海底拡大をしている三重点の南側でのN-MORBのマグマと、ゆっくりしたマントルの上昇流域又はトランスフォーム断層の効果によるアルカリ岩マグマがあって、その2種類のマグマの混合によって三重点の北北西の腕部の岩石の組成を説明できると考え、背弧海盆玄武岩マグマは初生的なマグマではないと結論した。

#### 7. 12. ヲァヌアツ島弧の地質

Carney et al. (1985)およびGreen et al. (1988)により、ヴァヌアツ弧の地質の概略を述べる。第46図と第47図にGreen et al. (1988)によるヴァヌアツ弧の概略の地質構造図と構造発達史の模式断面図を示す。

ヴァヌアツ弧は西帯、中央帯、東帯に分けられる。西帯は現在の前弧部分で、主に後期漸新世から中期中新世の火山岩からなる。中央帯は現在の火山弧で、主に後期中新世から現世の火山岩からなる。東帯は現在の背弧にある隆起帯で、後期中新世から前期鮮新世の火山岩、堆積岩からなる。これらの構造がそろっているのはデントロキャスト海嶺が衝突することによる隆起部分である15°S付近である。

後期始新世にはヴァヌアツ弧はソロモンからトンガへ続く、西へ傾いた沈み込み帯を伴ったヴィチャース弧の一部であったと考えられている。

漸新世末から前期中新世末までのヴァヌアツで知られている最古の地層が現在の西帯にあり、大規模な島弧性の火山活動が存在したことを示している。西帯では主に玄武岩、安山岩の火山活動があり、それに砂岩、石灰岩が伴う。その末期にはハンレイ岩、閃緑岩などの貫入が起こった。



は14 m/myまで  
南バンドラ海  
emar Ridge)と  
Ridge)に沿う  
McMurtry et al.,  
る、この海域  
することから主

と海盆の北東部  
彼らによると、  
らなるのに対し  
、リフト活動の  
が得られた。こ  
ンドラ海嶺は短  
ではよりアルカ  
れるアルカリ岩  
している三重点  
トランスフォー  
混合によって三  
マグマは初生的

の概略を述べ  
質構造図と構造

部分で、主に後  
主に後期中新世  
新世から前期鮮  
トロキヤスト海

た沈み込み帯を

層が現在の西帯  
は主に玄武岩、  
ンレイ岩、閃緑

中期中新世には、インド=オーストラリアプレートの動きの変化に伴って、ヴィチャース海溝に沿う沈み込みが基本的には終って、応力状態が大きく変化した。これにより、西帯では島弧にはほぼ平行した横ずれ断層帯に沿って南北性の地溝が生じ、その中に4,000mに達する火山性のグレイワッケが堆積した。東帯では隆起する前弧が侵食されることにより大量のフリッシュ型の深海性堆積物が堆積した。

後期中新世前期にはヴァヌアツの西側からニューヘブリデス海盆の沈み込みと、かつてのヴィチャース島弧の前弧が分裂して北フィジー海盆の拡大が始まった。これにより西帯の隆起が起こり、グレイワッケの堆積盆は細粒の有孔虫を含む堆積物に変わった。引き続き隆起による侵食が起きたが、その後半遠洋性堆積物が前期中新世の火山岩を覆った。東帯では火山活動が終り、隆起侵食が進んで堆積盆はしだいに浅くなっていった。

後期中新世になると西帯は侵食された中新世の火山岩類が半遠洋性の有孔虫質泥岩や炭酸塩岩に覆われるようになった。そして鮮新世初期に陸化した。東帯では沈み込みの極性の変化に対応して性格が急速に変化した。それまでの前弧の堆積が有孔虫の多い泥岩に変わり、浅くなった後で西への傾動を伴う断層運動が起き、その後島弧的な火山活動が始まった。これがインド=オーストラリアプレートの沈み込みに伴う島弧火山活動の始まりである。

後期中新世から後期鮮新世には西帯では引き続き半遠洋性堆積が続き、東帯では火山活動が続き鮮新世になると浅くなり、火山性碎屑物が増加し礁性の石灰岩の破片を含む角礫岩などが積もるようになった。ブロック性の断層運動で基盤が隆起したが、火山活動は3-4Maに終了して、ふたたび遠洋性の堆積が始まったところもある。

後期鮮新世から現世には、前弧である西帯と背弧とで隆起が起きた。中央帯での火山活動が始まった。その一部はヴォッタンデ(Vot Tande)などの背弧側に延びていて、その一帯は周辺部とよばれている。サントでは2Maに浅海化し、一部は陸化した。背弧側ではブロック性の断層運動により東帯のマエウォ(Maewo)では1.8Maの浅海成の石灰岩が見られる。鮮新世末には火山活動は現在より広く起こっていたようであり、和達=ベニオブ帯が現在より浅かったという考えと、デントロキヤスト海嶺の新しい沈み込みが西帯と東帯の両方の隆起を引き起こし、島弧内の堆積盆やリフト活動によるジャンシャルコートラフ、コリオリトラフといった地溝の形成が起こったという考えがある。背弧側のフツナ島での火山活動はその頃終了して、主な火山活動は幅の狭い中央帯に移ったが、ヴォッタンデのメレ溶岩島(Mere Lava)などの火山活動は背弧のリフト活動に伴う火山活動の初期の段階を示しているのではないかと考えられている。

#### 7. 13. フィジープラットフォームの地質

Johnson (1991)と奥田 (1989)による報告を基にしてフィジープラットフォームの地質の概要を述べる。奥田 (1989)の示したEden and Smith(1984)に基づく地質図を第48図に示す。

フィジーで知られているもっとも古い岩石は玄武岩質溶岩、及び火山碎屑性の粗粒岩を伴う後期始新世から初期漸新世の小さな石灰岩体である(ヤヴナ層群; Yavuna Group)。

中期漸新世のハイエイタスの後、後期漸新世から中期中新世の火山碎屑性の粗粒岩、



枕状溶岩、浅海成炭酸塩岩及び火山碎屑性砂岩、泥岩（ワイニマラ層群；Wainimala Group）がその上を覆う。ワイニマラ層群はヴィチレヴの中部及び南部を広く覆っている。中期から後期中新世のドロ深成岩体によってワイニマラ層群の大部分は緑色片岩相にいたる変成を受けた。これらの貫入岩体はヴィチレヴの中央部を東から北東方向に延びる背斜構造の中軸部に見られ、この深成岩は造山期のものであると考えられ、この造山運動をドロ造山（Colo Orogeny）とよんでいる。この造山運動は13-8 Maに見られるドロ不整合とよばれる堆積間隙に対応していると考えられる。

後期中新世の角礫岩、礫岩、泥岩を伴う砂岩そして時に大量の陸源の植物片を伴っているツバ層群（Tuya Group）が、強く褶曲し断層運動を受けたワイニマラ層群を不整合で覆っている。この変動は後期中新世に起き、ヴィチャース弧の現在のヴァヌアツ、フィジー、トンガおよびラウ各海嶺への分裂に関係しているものと考えられている。褶曲は先鮮新統のみを變形させているが、断層は鮮新統、第四系も變形させている。

ツバ層群は傾斜不整合で後期中新世の南西部ではナヴォサ層群（Navosa Group）、北東部ではラ層群（Ra Group）という粗粒の火山碎屑岩および泥岩に覆われている。

鮮新世初期には水中および空中での玄武岩、安山岩の火山活動（バおよびコロイマヴァ火山岩層群；Ba and Koroimavua Volcanic Group）が島の北半分全体に起きた。数百mの粗粒岩、砂質タービダイト、石灰岩などの堆積が火山の中心から離れたところでは継続していた。これらはメデロウスク層群（Medrausucu Group）などである。

ヴィチレヴでは3-2 Ma頃からの一般的な隆起により鮮新世の堆積作用は中断した。後期中新世の浅海成の石灰岩は1,000 m以上隆起した。

#### 7. 14. 岩石磁気学と構造地質学的解釈

岩石磁気学的研究からフィジープラットフォームは7Ma以降、反時計周りに90°回転したといわれている（James and Falvey, 1978）。フィジーの島弧の構造の中軸はヤサワ諸島（Yasawa Islands）からヴィチレヴの中央部を西部から東北東に横切り、ヴァヌアレヴを通過して右に曲がりラウ海嶺に続いている。これは北西-南東方向ではほぼ直線的であったヴィチャース弧が分裂してフィジーが回転したことを示していると考えられている。この分裂の時期がドロ造山運動、回転を起こしたのはその後の北フィジー海盆の拡大の時期であるといわれている。ヴィチャース弧の分裂以降フィジーではヴィチャース海溝の沈み込みが止り島弧活動が終って隆起が起こり、現在のようなプラットフォーム的な地塊となった。

またヴァヌアツ弧は6Ma以降、時計周りに30°回転したといわれている（Falvey, 1978）。この回転は北フィジー海盆が形成されたときにヴァヌアツ弧の地塊が北端部を支点として、右回りに回転したことを示していると考えられている。

このヴィチャース弧の分裂は、前期-中期中新世に太平洋プレート上のオントンジャワ海台（Ontong Java Plateau）がヴィチャース海溝に達して北東側からの太平洋プレートの沈み込みが止り、ソロモンからヴァヌアツにかけて南西側からのプレートの沈み込みが始まったことにより（Kroenke, 1984）、引き続き東側から太平洋プレートが沈み込むトンガとの間が左横ずれ剪断帯になったため、後期中新世になって海底拡大が始まっ



Wainimala  
を広く覆ってい  
分は緑色片岩相  
ら北東方向に延  
えられ、この造  
Maに見られるド

植物片を伴って  
層群を不整合  
ヴァヌアツ、フ  
れている。褶曲  
ている。

sa Group)、北  
れている。

およびコロイマ  
きた。数百mの  
ところでは継続

は中断した。後

同様に90°回転し  
軸はヤサワ諸  
、ヴァヌアレ  
は直線的であっ  
えられている。

一海盆の拡大の  
イチャース海溝  
トフォーム的な

Falvey, 1978)。  
端部を支点とし

のオントンジャ  
太平洋プレート  
ートの沈み込み  
ートが沈み込  
底拡大が始まっ

たと考えられる。

## 8. 北フィジー海盆の中央部リフト系の地質学的現象

先に述べたSTARMER計画の各航海によって明らかになった、北フィジー海盆の地質学的な特徴とそれに関係する諸現象をまとめる。

### 8. 1. 高温熱水活動

17°S, 174°E付近の三重点の高まりの上の観測点St. 4で活発な熱水活動を伴うチムニーが発見された(Auzende et al., 1991, 浦辺ほか, 1991)。このチムニーは三重点に存在する火山性の高まりに見られる幅2km程度の軸部の地溝の中の熱水地帯の中に見られる。このチムニーは透明な熱水を勢いよく噴出するクリアスモーカーであり、観測された熱水の最高温度は285度であった。STARMER I航海で採取された熱水の化学からこの熱水は地下で沸騰した熱水が再び凝縮して噴出しているものであることが明らかになった(Grimaud et al., 1991)。チムニーは幅1m, 高さ2m程度の大きさで、ほとんどすべて硫酸塩である白色の硬石膏(anhydrite)からなるホワイトチムニーであり、数m四方の広がり、1-2mの高さの硫化物のマウンドの上に立っている。全体はうっすらと堆積物がおおっている平坦な溶岩湖の表面に独立して立っている。硫化物の構成鉱物は主に硫化鉄である(浦辺ほか, 1991)。チムニーおよびその基底をなす硫化物のマウンドには大規模な熱水性生物群集が生息している。2年を経過した後YOKOSUKA/SHINKAI91航海の潜航調査において同じチムニーの観察が行われ、その結果熱水活動は依然活発であることがわかった。また観測された熱水の最高温度は265°Cであった(Auzende, et al., 1991; Auzende, et al., 1992)。ただし形状はかなり異なり、周辺に硬石膏の破片が多数散在していることから水蒸気爆発の様な活動があり、その結果崩壊しその後再び生長したという可能性が推定された(浦辺ほか, 1992)。熱水の化学組成は新たに発見された2つの噴出孔で採取された熱水も含めて2年前の試料とほとんど違いがなく、幅200mにわたる本ステーションの熱水地帯全体にわたり地下で気液分離が起きていること、活動の程度は噴出孔により多少異なること、2年間での熱水活動の変化がほとんど無く気液分離が定常的に行なわれているらしいことが示された(石橋ほか, 1992)。

### 8. 2. 低温熱水活動

熱水活動はもう1ヶ所18°50'S, 173°30'EのSt. 14で発見されたが、この場合は発散的で、低温の熱水地帯となっている。南北性の拡大系をなす海嶺の上の幅7-10 kmの平坦な頂上の溶岩湖の上に発達する幅10-数十mの狭い凹地の中に凹地の伸びに平行する割れ目に沿って低温の熱水が染みだしている。溶岩が非常に新鮮でほとんど変質を受けていないことと堆積物がほとんど存在しないことから、ごく最近火山活動があったと考えられる。ここで見つかった熱水活動は勢いが弱くチムニーを造っていない。測定された最高温度も5.2°Cである。しかし、STARMER II航海の潜水調査では幅数m, 長さ10m以上にわたる大規模なイガイの群集などの熱水性群集が発見された。YOKOSUKA/SHINKAI91航海ではその群集を発見しようとしたが見つからず、熱水噴出の終了により死滅してしまった可能性もあるが、わずか2年間のことでもあり溶岩の噴出によって死滅した可能



性がある。ここで採取された熱水の主要化学成分は海水と同じであったが溶存ガス成分に異常が見られ、そのヘリウム同位体比の検討によりこの熱水は高温熱水と海水の混合したものであることが判明し、より高温の熱水活動がその近傍に存在することが示唆された(石橋ほか, 1992)。

St. 4では、黄色い鉄の水酸化物と思われる沈殿物が崖下などの割れ目に沿って見られることがあり、その上を通過するとき1°C程度の温度異常が観測されることから、硬石膏のチムニーを造る高温の熱水のほかに低温の熱水がしみだしていると考えられる(浦辺ほか, 1990)。

### 8. 3. 熱水活動の歴史とサイクル

St. 4の北側3.5 km, 南側2 kmの範囲とSt. 14の南部(18°51.2S, 173°29.9E)および、St. 14の南方18km(18°59.9S, 173°29.2E)で多数の硫化物からなる熱水活動の停止したチムニーが発見された。St. 4の北側では基底部の直径4-5 m, 頂部の直径2-3 m, 高さ15 m程度のチムニーが数10本観察された。St. 14の南部では基底部の直径4m, 高さ10.2 mのチムニーが1本観察された。St. 14の南方では高さ30 cmから11 mの多数のチムニーが発見された。

これらの活動を停止した硫化物チムニーの存在と、St. 4のホワイトチムニーの基底の硫化物のマウンドの存在から、熱水活動のサイクルが考えられた(浦辺, 1992)。

新しい溶岩の噴出が終り、火山活動のステージが終り、構造運動のステージにはいると展張活動による割れ目が発達するようになる。そして、海水がこの割れ目を通して海底下にしみこみマグマの余熱で暖められて熱水となり上昇するという対流のサイクルができる。熱水は周囲の岩石から重金属を溶解して上昇し、海底にでると海水により急冷されて、重金属の硫化物を沈殿して硫化物チムニーを造り、さらに海水中に鉄、マンガンの酸化物の微粒子を沈殿して撒き散らすブラックスモーカーとなる。熱水循環が続くと海底付近では熱水から沈殿する重金属の硫化物で流路が狭くなり、徐々に目づまりをおこすようになる。入り込む熱水も少なくなり、マグマの余熱により沸騰して、気液分離をおこし、重金属を含まない気相成分が凝縮して上昇し海水で冷却されると硬石膏が沈殿してホワイトチムニーを造るクリアスモーカーとなる。金属を濃集した液相部分が別の経路で低温熱水としてしみ出て、鉄の水酸化物のような沈殿物を造るかも知れない。

活動を停止した多数の硫化物チムニーは過去にこの拡大系に沿う大規模なブラックスモーカーの活動があったことを示すと考えられる。St. 4で見られるホワイトスモーカーはそのような大規模な熱水活動の終末期の活動による産物であろう。St. 14の溶岩湖の中で見られるチムニーを持たない熱水活動は新たな熱水活動のサイクルの始まりに対応しているのかもしれない。

### 8. 4. 北フィジー海盆中央拡大系の岩石学的特徴

17°Sの三重点より南の拡大系では採取された玄武岩は $K_2O$  (<0.2%), Ba (<40 ppm), LREE (La/Sm<1),  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.7028-0.7032),  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (0.51305) という組成を示すいわゆるデブリートした中央海嶺玄武岩, N-MORBであった(Eissen et al., 1991; 野原,



1991)。一方三重点より北側ではN-MORBとともに $K_2O$  (0.3-1.3%), Ba (50-350 ppm), LREE (La/Sm 1.3-2.2),  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.7032-0.7036),  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (0.51286-0.51300) という組成のいわゆるエンリッチした中央海嶺玄武岩, E-MORB (Enriched Mid Oceanic Ridge Basalt) があることがわかった (Hirose et al., 1991)。このようなE-MORBの性格を持つ岩石は三重点の北東の地溝の北側の壁からもN-MORBと共に得られている (Lagabriele, 投稿中)。

三重点の北側でのE-MORBの存在をPrice et al. (1990) は前述のようにアルカリ岩マグマとN-MORBの, Eissen et al. (1991) はBABBとN-MORBの二種類のマグマの混合によって説明した。一方Hirose et al. (1991) はこのE-MORBの溶融実験によりマグマの安定領域を求め, このマグマはN-MORBより深いマントル初源物質がより低い温度で分離して生じたと考えた。

## 9. 北フィジー海盆の拡大系の地質

### 9. 1. 北フィジー中央部拡大系の地形と地球物理データ

北フィジー海盆の中央部拡大系付近の地形図を第49図に示す。この図はSTARMER計画において取得された「かいよう」のSeaBeamおよび「よこすか」のマルチナロービーム測深器HS-10の地形データを海上保安庁水路部の浅田 昭氏および岩渕 洋氏がSEAPSO IIIにおける「Jean Charcot」で得られたSeaBeamデータと共に編集された地形ファイルから, この部分の1マイル間隔のグリッドデータを編集して, GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いて作図したものである。次に中央部拡大系の拡大中心の分布と拡大中心の地形縦断面を第50図に示す。さらにその横断面を第51図に示す。

同じ範囲でSTARMER計画とSEAPSO III計画で得られた地磁気異常データ (第52図) とNOAA/NGDCの空中磁気データベースを用いて1マイル間隔のグリッドデータを編集して, GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いて作図した (第53図)。STARMER計画とSEAPSO III計画で得られた地磁気異常データはJoshima et al. (投稿中) により編集されたものから作成した。

第49図を描いたものと同じグリッドデータを用いて東西の断面の波形表現をしたものを第54図に示す。第55図に同様に地磁気異常のグリッドデータを用いて東西の断面の波形表現をしたものを示す。地形および地磁気異常の原データを東西の断面の波形で表現したこれらの図により, 水平方向の地形の傾向や連続性を強調することができる。NOAA/NGDCのGEODASデータベースからこの海域の重力データを抽出してグリッド化して, 等高線図を描いた (第56図)。残念ながらSTARMER計画で重力調査ができなかったことと, 従来の調査が三重点の南側の拡大系では非常に少ないことから, あまり細かいことはわからない。

USGS/NEICデータベースを用いてこの地域の地震活動のデータを抽出して, 拡大系のトレースと共に第57図に地震活動, 第58図に発震機構をプロットした。

Grindlay et al. (1991) によるリフトのセグメント化の階層構造の考えに従い, 北フィジー海盆の中央部の拡大系は4つの第一次のセグメントに分けることができる。それは北部, 中部北部, 中部南部, 南部の4つである。それらのセグメントの境界は三重点, 伝



播性リフトらしい構造そして断層によるずれである。第一次のセグメントは一つまたは二つの拡大中心の両側に広がった扇型の地形、地磁気異常の形態を示している。北部と中部南部の第一次のセグメントは第二次のセグメントと考えられる二つの扇型構造を持っている。一方他の二つの第一次のセグメントはそれぞれ一つの扇型構造からなる。現在判明している北フィジー海盆中央部の拡大系は第59図で示したように、全体で扇型の構造を持つ6つの第二次のセグメントから成り立っているということがいえる。これらの構造を北から順に記載する。

#### 9. 2. 北部第一次セグメント

17°Sの三重点の北の腕部である。幅10km, 相対深度1,000m以上の雁行配列をなした深い地溝群で特徴づけられる。それぞれの地溝の要素の方向はN20-30Wで全体のなす方向はN13Wである。地溝の雁行配列は17°Sから14°30'Sにわたり、その6本の要素の長さは南から北へそれぞれ100 km, 80 km, 35 km, 40 km, 15 km, 55 kmである。それぞれのずれは8-20 kmで、その重なりは約20 km程度までである。拡大中心と考えられる地溝の中軸部の最大水深は約4,200 mで、平均水深は約3,500 mである。

この腕部の横断面（第51図）はこの部分が大西洋中央海嶺の断面と非常によく似ていることを示している。平面図で拡大中心をトレースすると地溝の中央には高まりが存在していることがわかる。縦断面での地形の変化の大きさもまた大西洋中央海嶺と同様にこの部分は基本的に3次元的な海底拡大の構造を持っていることを示している。大西洋中央海嶺では多数の独立した火山体の地形構造が発達しており、地殻の形成における3次元的な火山活動の重要性が指摘されているが（Smith and Cann, 1992）、この部分でも得られているSeaMARC IIの記録上（Kroenke et al., 1991c）で多数の独立した火山体が識別できることも大西洋中央海嶺と似た海底拡大のテクトニクスを示唆している。

近年、東太平洋海膨で最初に見いだされた海嶺のセグメント化が低速拡大系である大西洋中央海嶺でも一般的に発達していることがわかってきた（Sempere et al., 1990; Shaw, 1992）。この場合はトランスフォーム断層、雁行配列した高まりと凹地などによってセグメントが分れているのが一般的であり重複拡大軸は作られない（Grindlay et al., 1992）。北フィジー海盆北部第一次セグメントで見られるようなリフト軸自身の大規模な雁行配列は大洋中央海嶺では知られていない。このことは北フィジー海盆北部の構造が通常 of 海底拡大系で見られるような展張テクトニクスのみによって作られた構造ではなく、大規模な剪断変形をともなっていることを示唆している。

15°50'Sと14°30'Sの間に雁行配列をした地溝群の最北端の地溝の西側に第二次のリフトのセグメントと考えられる明瞭な扇型の地形および地磁気のリニアメントが認められる。この扇型構造は南東に開き、その頂点はおおよそ14°15'S, 172°15'Eにある。扇型構造は雁行配列した地溝群に斜めに切られていて、東端では地溝の一番北の要素と重なって非常に変化の激しい地形になっている。扇型構造の東西性の北部の構造は短く、南南東方向の南側は長くなっている。扇型構造の内部では構造の中心にあるN60W方向にこの構造の中でもっとも深い地溝があり拡大活動を停止した中央軸の構造であると思われる。

幅5 km, 長さ55 kmの幅のN40W方向の狭い海嶺が14°50'Sから14°30'Sの間に地溝のす



ぐ東側に地溝の方向より約15°西に振った方向で走っていて最も北端で地溝に重なっている。海嶺はすぐ東側にさらに2条の高まりとその間の凹地を伴っている。地溝に重なっている様子から見てこの海嶺は雁行配列した地溝群より新しい構造と考えられる。

雁行配列した地溝群のうち、南部の2つの地溝はその両側に地形の高まりを伴っている。その高まりは南側ほど幅が広くなり、南端では地溝を含めて全体で幅100 kmとなっている。北に向かって幅が狭くなり北端では北側の扇型構造の南部と重なっている。この部分はもう一つの第二次のセグメントをなしていると考えられる。音波探査の断面では地溝と高まりは堆積物が少なく、堆積物が比較的厚く古いと考えられる海底を割って発達していると考えられる (Tanahashi et al., 1991a)。地磁気異常のパターンは扇型構造の中央部の地溝に幅の広い負の異常とそれに伴う高まりの上に正の異常という明瞭な異常帯が存在することを示す。上嶋ほか (1990) はこの部分の海底拡大活動は松山逆磁極期に拡大を停止してそのまま休止しているか新しい活動を開始した直後であると考えた。地溝の南端部では海水にマンガン、メタンの濃度異常という熱水活動の兆候が認められたが (Auzende et al., 1988)、その結果行ったSTARMER計画YOKOSUKA90航海での同地点での海水の調査ではそのような異常は認められなかった (Auzende et al., 1991)。またYOKOSUKA/SHINKAI91航海の潜航調査の結果、この部分では堆積物に覆われていない新鮮な幅500m程度の新規火山岩帯がかなり厚い堆積物に覆われた枕状溶岩の平原の中に発達していることがわかった (Auzende et al., 1992; 棚橋ほか, 1992)。これらのことからこの地溝は海底拡大を再開し始めているらしいと推定される。西側の高まりの上の正の磁気異常は東側の高まりの上のものより明瞭で、二つの地溝の接続部で約15°時計まわりに折れ曲がっている。この接続部でこの扇型構造は南北二つに別れている。南部は、南側ほど北部の傾向を南に引き伸ばしたのものより幅が広がっている。つまり扇型構造の西の境界が西側に向かって弓なりに曲がっている。この南北の接点から西側にかなり浅発地震が多いこと (第57図) は、この構造の接続部での海底拡大による変形の不連続が周囲の海底でひずみを集中させて複雑な変形を与えていることを示していると考えられる。

この南部の新しい扇型構造は見掛け上北側の古い扇型構造に重なっているように見える。これは北の古い基盤の構造に南からある種の伝播性リフトが進んでいっていることを示しているのかも知れない。この伝播性リフトは第60図のようにして形成されたと考えられる。まず短い拡大系がその先端を極とする回転をするような拡大活動をしていた。ある時点から古い海底の地域により進んだ場所までそれまでの拡大系が延びて入り込み、以前の拡大系を含めて拡大を始める。その後の拡大は入り込んだ拡大系の先端を極とする回転によって行われる。つまりリフトの伝播が連続的ではなく段階的に行われたと考えられる。また地形、地磁気のリニアメントは拡大系に平行ではなく、回転の極から放射状に形成される。このような扇型拡大の基盤を作る拡大系は伝播の有無にかかわらず周囲の基盤の非剛体的な変形か、細かい分裂を必要とする。つまり扇型の海底が新たに生じてくるとその周囲の海底も剛体としてふるまう以上回転をしなければならない。短い拡大系での扇型拡大はその周囲に衝上断層運動のような非常に大きな変動を要求する。本来周囲の海底が非常に強度の高いものであれば、その中で短い拡大系による海底拡大



によって扇型の拡大運動をすることは困難であると考えられる。このような短い拡大系が存在しえたということはこの周囲の海底が強固ではないことを示している。それは一つには海盆全体が若く暖かいためある程度の塑性変形が可能であること、もう一つは浅発地震活動で示されるような海盆全体に分散して発達する横ずれ断層系 (Hamburger and Isacks, 1988) によって海盆の中のプレートが多数の地塊に別れていることの二つの原因によるのではないかとと思われる。長い拡大系ほどその周囲の海底との間のひずみは分散し矛盾が小さくなるので、局部的に大きなひずみを解消するために拡大系の伝播が起きて長い拡大系を作るのではないかと考えられる。拡大系の伝播が起きれば、このような周囲の海底の変形はより広範囲に及ぶことになる。

Hey (1977) の伝播性リフトは剛体的なプレートを仮定しているため、その拡大系を作る地形は巨大なV字型の痕跡を残し疑似断層 (pseudofault) を作るが、その内側では伝播する拡大系に平行な地形、地磁気のリニアメントをつくる (第5図)。伝播性リフトの伝播に伴うひずみは疑似断層と拡大を停止していくリフトとの間のトランスフォーム帯に集中して変形がおこるが、伝播する拡大系の新たに作る海底と古い海底との間には大きなひずみは生じない。

### 9. 3. 三重点

北部と中部北部の第一次のセグメントの境界は三重点であると考えられる。この三重点は北部セグメントである北北西側の地溝、東北東側の幅35 kmの地溝、南南西の現在活動的と考えられる海嶺からなる。東北東側の地溝は東方の北フィジー断裂帯へ続いているように思われる。三重点の位置には大規模な火山体であると思われる地形の高まりがある。その最浅部は水深1,900 m程度で、その周囲の3,000 m程度の海底に比べ1,000 m以上も高くなっている。この三重点の地形地質の記載と構造的な解釈はLafoy et al. (1991), Tanahashi et al. (1991a) に述べられている。

現在の三重点の火山体がある周囲の北東-南西方向の地溝はいくつかの地形の高まりによって囲まれている。その高まりと地溝の境界は直線的な鋭く高い断層崖になっていて、この高まりは地溝の形成時に分裂したそれ以前に三重点の位置にあった火山体であると解釈された (Tanahashi et al., 1991a)。この地溝の北側の崖ではSTARMER I航海で潜航調査が行われ幅800 mで落差1,050 mという横ずれ断層によると考えられる急な崖が観察され狭い幅の変形帯をつくと解釈された (Lagabriele et al., 1993)。北東-南西方向の地溝は東方に狭くなり、海底のマッピングを行った範囲の東縁部では地溝はほぼ閉じてしまい一筋の谷であるように見えるが、おそらく東西性の左横ずれ断層である北フィジー断裂帯へ続いているのであろう。三重点の高まりから北東の地溝へかけての斜面の上には北東方向の数条の低い海嶺があり、三重点から北東方向へ延びる伝播性の海嶺ではないかと考えられた (Lafoy et al., 1991)。STARMER I航海でのこの部分への潜航調査の結果では数cmの堆積物に覆われた枕状溶岩およびチューブ状溶岩の中に多数の割れ目が発達していたが、熱水性堆積物などはごく少なく火山熱水活動はあまり顕著ではなかった (Auzende et al., 1991)。このような北東-南西方向の低い海嶺は三重点の火山体の西側にも続いているように見え、三重点の火山岩体が北東南西に長い地溝の中で形



成されたことを示唆している。このことから三重点の火山岩体ができる前に北東-南西方向の地溝を作る海底拡大があり、その後現在の三重点とそれから南南西に伸びる海嶺の拡大系が形成されたと考えられた (Tanahashi et al., 1991a)。

火山体の東側の地溝付近はこの北フィジー海盆中央部拡大系周辺でも地震活動の活発な部分となっており (第57図)、その内部で起きた1984年9月と1986年2月の地震の発震機構解 (第58図) からは東西性の左ずれの断層運動が地溝の境界の崖に沿って存在すると考えられ、北フィジー断層帯の推定される運動と調和的である。このことからこの地溝はLafoy (1991)の推定したように、北フィジー断層帯に沿う東西の左横ずれ断層運動により断層帯の西縁で南に曲がった部分でのトランステンショナルな応力場の下でブルアパート盆地として形成されたのではないかと考えられる。

1970年の2月に三重点付近で起きた地震はEguchi (1984)によって解析され、ほぼ東西方向の右横ずれ断層であると考えられるが、その動きは三重点の北北西の地溝と南南西の海嶺との間のトランスフォーム断層運動を示していると解釈された (Tanahashi et al., 1991a)。三重点にある火山体はこの推定されるトランスフォーム断層の方向に伸びており、この断層に沿った火山岩の噴出があったことを示唆している。また、第58図では三重点の西方に西北西方向の正断層によると考えられる地震が見られるが、複雑なプレート内変形が起きていることを示していると考えられる。この断層は次に述べる南南西方向の海嶺の回転運動による、西側の海底での西北西方向の圧縮に伴う変形を示している可能性もある。

#### 9. 4. 中部北部第一次セグメント

三重点の南南西 (N15-20°E) 方向の腕部は、縦断面の上で南へ向かって深くなるかなりなだらかな海底で特徴づけられる (第50図)。この断面は17°20'S付近で傾斜の傾向が北側の三重点の火山体から続く急な斜面 (約20/1,000; 1.18°) から南側の緩斜面 (平均約5/1,000; 0.3°) に変わる。この斜面の傾斜の変換点までが三重点の火山体であるとする、この火山体の南北の広がり of 規模は55-60kmと推定できる。この断面はこのセグメントにおける火山活動の二重性、つまり海嶺の軸に沿った二次元的な火山活動と三重点での一次元的な火山活動の重なりによって海嶺ができていることを示唆している。現在の三重点の火山が位置している北東方向の地溝の周囲の分裂したと考えられる火山体は、このような一次元的な火山活動がかって地溝の形成以前にも存在していたことを示していると考えられる。この一次元的な火山活動の起源は拡大する海嶺の二次元的な火山活動より深い部分にあるかも知れない。

南側の緩斜面部は全体に中央部が膨らんでいるが、特に17°30-40'S付近には少し膨らみがある。この部分は平面図でも全体にもりあがっている。さらにその両側には断層によって切られ引き離されたことを示唆する、軸に平行な直線的な崖を持ち、軸に対して対称である特徴的な高まりの地形が見られる。

横断面6 (第51図) では幅12km、高さ500mの海嶺が幅2km、深さ100mの中央地溝を伴っていることが示され、これは東太平洋海嶺の中速から高速の拡大系 (Macdonald, 1982) と類似しているといえる。しかし25km南側の横断面7では海嶺と軸部の構造はあいまい



になっている。さらにこのセグメントの南端の横断面8ではほとんど平坦となってしまう。平面図上でも拡大の中心を正確に追跡することは困難である。この幅の広い低い地形を作った原因はおそらく拡大速度が比較的大きいのでマグマの供給が相対的に不十分となったためであろう。

軸部の地溝に沿った海嶺とトラフが幅60kmの地溝の中に発達している。この広い地溝は三重点の北東の地溝と見掛け上連続している。その東側の境界は三重点の東側にあった高まりから南へ長く伸びている高まりを切る急な崖である。この崖は二つの東に向かってはりだした湾曲形をなす部分からなる。この境界より東側の高まりから東の部分では地形の傾向は南北性である。地溝の西側の境界には三重点の西側に西に向かってはりだした湾曲形をなす部分がある。そしてセグメントの南の方では地溝の西の境界の地形ははっきりしなくなっている。この境界のさらに西側の海底では北東-南西方向の幅の広い構造と南北性のより幅の狭い構造が重なって発達しているのが見られる。

拡大系の周辺の小海嶺とトラフのリニアメントは全体として扇型をなしている。この扇型構造は $16^{\circ}54'S$ 、 $173^{\circ}53'E$ を極として $25^{\circ}$ 程度開いている。海嶺のリニアメントは軸から離れると両側とも軸の方向より東に振れている。軸部と同じ方向の幅約20kmの領域は古い構造の上に方向を西に変えて重なったと考えられる。地磁気の異常のパターンも拡大軸が地溝の東部にジャンプしたことを示唆している。つまりセグメントの南部では軸に沿った正の地磁気異常の中心が現在の軸より西にあるように見る（第53図）。

#### 9. 5. 重複拡大と伝播性拡大による接合部

N15-20E方向の中部北部とN5E方向の中部南部の第一次のリフトセグメントの間の接合部の地形の構造はV字型の形態を持ち、北向きへの伝播性拡大による拡大方向の調整が行われていることを示唆している。中軸部の縦断面では北側、南側の中央部に比べ400m深い凹みになっている。この部分は中部南部のセグメントの先端であり大振幅の正の異常が見られる。Hey et al.(1986)によればこのような伝播性拡大に伴う大振幅の地磁気異常がガラパゴス海嶺で認められ、古い海底を割って入り込むリフトではマグマの上昇がふつうのリフトに比べて難しく、マグマの深部での分化が進むことにより磁性鉱物の多い玄武岩が形成されたことによるものであると考えられ、伝播性拡大の先端部を特徴づけるものである。

中部北部のセグメントの扇型構造のもっとも南の部分である接合部の西側の何列かの海嶺の並びは東側に曲がって弧状をなしている。そのうちの東の方のいくつかの海嶺の列は北方では現在の拡大軸に平行なりニアメントに続いているように見えるが、もっとも南西部の弧状の構造はそのようなりニアメントから孤立しているように見える。この南端部の弧状構造はN5Eのリフトの北端から南西にN33E方向に伸びる構造によって切られている。この構造は伝播性リフトに伴って発達する構造のうち、内側疑似断層（第5図）ではないかと思われる。また拡大軸の東側の反対側にはN15W方向の外側疑似断層ではないかと考えられる凹地の構造があり、北側の構造を切っている。これらの境界は南部中部拡大セグメントの南へ広がる扇型構造の両側をなしている。この伝播性リフト構造はHey et al.(1986)が、ガラパゴス海嶺で認めたもの（第5図）とは全体の枠組みは



異なっている。つまりガラパゴス海嶺では伝播するリフトの方向と停止していくリフトの方向とが互いに離れる傾向にあり、伝播の開始からトランスフォーム帯の幅は徐々に広がっていくのに対して、この北フィジー海盆18°Sでは伝播する南側のリフトの方向は、北側のリフトに近づくような配置になっている。そのためトランスフォーム帯は狭まる傾向にある。このような配置では連続的に発達することはできないため、リフトの配置の変化が不連続に起こる必要がある。それがリフトの間欠的な伝播や横方向へのジャンプを引き起こすのであると考えられる。

西側の境界部の孤立した弧状の海嶺群は、東太平洋海膨で認められた自分で分離していく重複拡大海嶺 (self-decapitated overlapping ridge) (Macdonald et al., 1988; Carbotte and Macdonald, 1992) と似ている。この一連の弧状の構造が中部南部セグメントの南北性の構造との境界の構造となっている。De Alteriis et al. (投稿中) はこの境界を南から北へ間欠的に伝播が進行する重複拡大中心であると考えた (第61図)。弧状の構造は伝播の活動が起きる度に拡大軸から分離したのであろう。

#### 9. 6. 中部南部第一次セグメント

このセグメントの南北性の拡大中心が北フィジー海盆中央部拡大系の中でもっとも明瞭な拡大中心としての構造を持っている。地磁気異常、地形の両方の図でこのセグメントが非常に顕著な直線性を持った海嶺であることが示される (第54図, 第55図)。

NSE方向の幅の広い中央部地磁気異常帯がこの海嶺を特徴づけている。この異常帯は北側と南側へ向かって幅が狭くなり、またその中央部で磁気異常が小さくなり、このセグメントが扇型の構造からなる南北二つの第二次のリフトのセグメント (Grindlay et al., 1991) からできていることを示しているように見える。中央部地磁気異常帯の中軸には幅5-8kmと非常に狭くて長く続く顕著な正の中軸部異常帯が発達しており、新鮮な溶岩からなる新規火山岩帯と考えられる。この中軸部異常帯は幅の広い、ほぼゼロか弱い負の異常を示すゾーンの中にあり、そのゾーンの外側には正の異常部があって、全体として中央部地磁気異常帯を構成している。ほぼゼロの異常の部分は均質な正帯磁岩体であって、部分的に風化して磁化を失った部分と解釈される (上嶋ほか, 1990)。周縁の正の異常部は南北方向の正帯磁岩体の縁に生じる異常であると考えられる。正帯磁岩体と考えられるゾーンはブリュンヌ正帯磁期に形成された海底を示していると考えられる。現在、ブリュンヌ期は78万年以降とされている (Spell and McDougall, 1992)。18°20'Sから19°10'Sにかけての中央部地磁気異常帯の外側に幅の狭い正の磁気異常が見られハラミロ期の異常を示していると考えられる。中央部地磁気異常帯中部の19°40'Sから19°55'Sの間には中部南部セグメントを南北二つに分けている弱い地磁気異常の部分が発達している。この部分は火山列が発達している部分にあたる。

北側の扇型構造の拡大軸部付近の地形図と地形の横断面図は幅4-6kmの平坦な頂部を持つ幅10-15kmの膨らみの地形を示している。軸部の地溝は明瞭ではない。これは東太平洋海膨のような高速拡大中心の地形 (Macdonald, 1982) と似ている。YOKOSUKA/SHINKAI91航海の潜航調査の結果、堆積物がほとんどない新鮮な崩壊した溶岩湖の中に幅数十mで、深さ数mの軸部の凹地が発達していることが判明した (



Auzende et al., 1992; 棚橋他, 1992)。

19°から19°30'Sの地形の縦断面では北へ深くなっていくもっとも膨らんだ地形が認められる。19°Sには重複拡大中心(第6図; Macdonald et al., 1984)が認められる。重複海盆の規模は幅2km, 長さ6kmである。西側の海嶺は南のセグメントの先端であったと考えられるがほとんど分離(decapitated)している。推定されるずれのセンスは右ステップである。この重複拡大中心の南側の30kmの長さのN8E方向の第三次のセグメントはもっとも膨らんだ部分である。この第三次のセグメントの南端は19°19'Sにあるもう一つの重複拡大中心になっている。この重複拡大中心は2km左にずれ、3km重なる拡大海嶺からなっている。19°19'Sの南側の35kmの長さのN5E方向の第三次のセグメントは、中部南部セグメントの北部と同様な平坦な頂部を持っている。NSE方向の第三次のセグメントの南端は数十mの地形の凹みであり、そこでの横ずれは顕著ではない。

19°40'Sと20°Sの間の複雑な地形の部分は中部南部セグメントを二つの第二次のセグメントに分ける弱い地磁気異常の領域でもある。拡大軸のトレースははっきりしなくなり、軸部の領域もいくつかの第三次、第四次のセグメントに分れている。もう一つの長さ11km, 幅3.5kmの重複海盆をもつ重複拡大中心(Auzende et al., 1988a)が19°50'Sで見られる。この重複拡大中心は軸に沿う縦断面で100m程度低くなっており(第51図)、中部南部セグメントの重複拡大中心中でもっとも顕著なものである。このような広域的な地形の低まりを伴う重複拡大中心は高速拡大を行なっている海嶺で比較的マグマの供給が少なく、非剛性的な変形をしている部分であると考えられている(Macdonald et al., 1988)。

この地域は南北性の拡大中心と拡大軸の両側に発達しているいくつかの特徴的な火山列との接合部である。これらの火山列は拡大軸部付近では軸にはほぼ直交するが、軸から離れるに従い徐々に北へ向いて軸とはほぼ平行になってしまう。火山列はいくつかの孤立したり、一部がつながった同心円状の高まりで構成されている。これらはセグメントの北部でも発達しているが、この部分に比べると拡大中心からやや離れている。東西2本ずつの火山列がこの部分で拡大軸の海嶺に交わるが、互いに対称にはなっていない。つまり17°30'Sの分裂した高まりで示されるような拡大軸上にある火山のマグマが一時的に特に活発なときに火山体を造り、海底拡大によってそれが割られて、横に運ばれていっているという機構でできているのではないことを示している。これはこの火山列の火山が同心円状の形態を示すものが多いことから示される。拡大海嶺の上にこの火山列の火山体は現在は存在していないが、火山列の火山は拡大軸の近くで造られて海底拡大と共に拡大軸から離れていったように見える。しかし火山列が同時に現在のような配置で形成されたという可能性も否定できない。拡大軸にはほぼ対称に発達していることから見て、偶然に現在のような配置で形成されたとは考えにくい。これまでの調査では、この火山列からは岩石が採取されていないので具体的な火山活動に関しては今後の調査を待たなければならない。この火山列の火山が拡大軸付近でできてしだいに離れていったとすれば、この火山列の特異な痕跡はホットスポット(Sleep, 1992)のような、海底拡大のリフト活動に伴う火山活動とは別の供給源による火山活動を示唆していると考えられる。この火山列のマグマ源がアセノスフェアの下に固定されているとすると、このよう



な弧状の火山列の跡はこの拡大セグメントが深部に対して北向きの絶対運動成分を持っていて、その成分が時間と共に減少してきていることを示すのかも知れない。この部分では拡大セグメントに沿った地形の膨らみは北部に比べると発達が悪いが、プリュンヌ期の異常帯と思われる正の異常はこのセグメントの中でもっとも幅広く発達している。これはこの部分がある種のマンテルの上昇流の中心になっていて、もっともマグマの供給が多い活動的な領域になっていることを示しているのではないかと考えられる。この部分は浅発地震活動もかなり活発な地域である（第57図）。軸に沿った二次元的なマグマの供給は拡大速度が大きいので見掛け上他の部分より小さく見える。プレートの付加に対するマグマの不足が深部からのマグマの供給によって補われているのかも知れない。また逆に上昇流自身がこの高い拡大速度の原因になっているのかも知れない。

南側の扇型構造は北側のものに比べて軸部の海嶺の発達が悪い。海嶺は南端部の20°40'Sでは二つに分れて明確な軸部地溝をつくり膨らみは不明瞭になる。軸に沿っていくつかの軸に平行な、またほぼ平行な低い海嶺とトラフが見られる。拡大軸の西側ではこれらの方向は拡大セグメントの南端に集まるように曲がっていく。一方、東側ではその方向は軸とほとんど平行で北東方向と東西方向にジグザグなトラフによって切られている。このトラフは中部南部と南部の二つの第一次のリフトのセグメント間の構造の北西縁の構造となっている。

#### 9. 7. 中部南部と南部の第一次セグメント間の75kmのずれ

中部南部と南部の第一次リフトセグメントの境界部はあまりよく調査できなかった。南部セグメントでの拡大軸の解釈が正しいとすると、このずれは南側のセグメントを東側に約75kmずらしていることになる。この構造をRuellan et al. (1989) はジャンシャルコー断裂帯 (Jean Charcot fracture zone) と呼んだ。境界部の地形はおおよそ北東方向の傾向があるが、三次元的な特徴もある。このあたりのいくつかの地震の発震機構は境界部の地形構造の傾向と同じく北東方向の左横ずれ断層によるものであるとされている (Hamburger and Isacks, 1988)。この左ステップの二つの拡大セグメントの間が通常のトランスフォーム断層であるとする、その運動のセンスは右ずれのはずである。この境界部には全体で幅35kmの3つの正および2つの負の縞状地磁気異常帯からなる組が中部南部セグメントの南端部の東に発達している。これはリーキートランスフォーム断層 (leaky transform fault, Thompson and Melson, 1972) のような一種の拡大をおこした境界であることを示すのかも知れない。一方、この縞状地磁気異常帯群は西にある北から南へ向かう伝播性リフトと東にある南側の活動を停止していくリフトの間のトランスフォームリソスフェアに対応するものかも知れない (Joshima et al., 投稿中)。

#### 9. 8. 南部第一次セグメント

このセグメントは特に西の部分をよく調査することはできなかったが、174°Eに沿うほぼ南北の、幅4km、周囲より500m深い地溝がそれに沿う正の地磁気異常が見られることから拡大中心ではないかと解釈できる。セグメントの周りでの地震活動もかなり活発だが、KAIYO88の調査では拡大活動に伴う火山熱水活動は確認できなかった。軸の東側の



174°20'-30'Eの間に北北東方向の地磁気と地形のリニアメントが発達しており、極が南端の1°55'S, 174°05'Eにあって、北に開いているような扇型構造を造っていると考えられる。この扇型構造は北端で北東方向の断層で斜めに切られているように見える。この扇型構造の南の端はハンター断裂帯に沿った高まりに重なっている。

#### 10. 北フィジー海盆の中央部拡大系のテクトニクス

北フィジー海盆の中央部拡大中心は4つの第一次のセグメントに分れていることがわかった。北部のセグメントは軸が斜交する南へ開く二つの扇型構造からなっていることがわかった。このセグメントは大西洋中央海嶺のような深い地溝の地形をなしている。中部北部のセグメントは南へ開く扇型構造を持つ。中部南部のセグメントは北と南に極を持つ二つの扇型構造を持っている。二つの扇型構造の接合部はいくつかの重複拡大中心(OSC)を含む特異な複雑な構造になっている。これは本拡大系でもっとも急速な拡大が行なわれた場所であるこの接合部が大規模な火成活動の場であることを示している。南部セグメントは軸が北部セグメントと同様に深い地溝になっており、北へ開いた扇型構造を持っている。

全体として一つの長さ800kmにもなる巨大な南北方向の拡大系をなしている。この拡大系のセグメントは基本的に互いに異なる方向を持っており横断面でも高速拡大型から低速拡大型までの特徴を示すが、いずれも地磁気、地形のリニアメントの扇型構造を持っている。このような扇型構造はプレート運動の半剛体的な性質を示していると考えられる。なぜなら、このような拡大は周囲の基盤の大規模なプレート内変形を必要とするからである。すべての拡大中心の方向の調整が剛体的に行なわれるとすれば、伝播性リフトに伴う平行なリニエーションがもっと顕著になるはずである。北フィジー海盆の中央部拡大系には18°Sに独特なリフトの構造が発達している。これは南から北へ伝播するリフトと、北側の扇型構造を造るリフトの広がった端の間の接合部として解釈することができる。この伝播性海嶺は間欠的な重複拡大、伝播性リフトとして発達したのでであると解釈された(Alteriis et al., 投稿中)。これは周囲のプレートの剛性が大西洋中央海嶺の周囲のプレートのものより低いことを示唆している。

北フィジー海盆のリフト系のセグメント化の原因は、大洋中央海嶺で考えられているようなマグマの供給源のセグメント化(Macdonald et al., 1988; 第62図)と共に、周囲のマイクロプレートの複雑な相対運動によると考えられる。リフトの方向の傾向の違いはマイクロプレート間の複雑な相対運動に対する剛体的なプレートの応答を示しているであろう。大洋中央海嶺の拡大系では長い範囲にわたって一般的な構造の方向を示すことが普通であるが、東太平洋海膨に沿ってみられるEaster(Searle et al., 1989; Naar and Hey, 1991)やJuan Fernandez(Larson et al., 1992)のような回転を伴って変形しているマイクロプレートの縁に沿っては伝播する短い曲がった海嶺が発達している。

北フィジー海盆の中央部拡大系ではトランスフォーム断層はあまり発達していない。トランスフォーム断層の主要な起源は周囲の大構造における弱線を受け継いだものと考えられることから(Wilson, 1965)、太平洋とインド=オーストラリアプレートの間の左ずれ運動によりハンター断裂帯と北フィジー断裂帯が主要な左横ずれのトランスフォ



ーム断層となったのであろう。一方大洋中央海嶺で普遍的に見られる拡大中心をずらすトランスフォーム断層はほとんど発達していない。中部北部のセグメントと北部セグメントの間の短いずれは形態と地震の発震機構 (Eguchi, 1984) から右横ずれのトランスフォーム断層と解釈されている (Tanahashi et al., 1991a)。中部南部と南部セグメントの間の75kmのずれは、海盆の初期の北西-南東方向の拡大系に伴っていた北東-南西方向のトランスフォーム断層が再活動しているもので (Auzende et al., 1988b)、トランスフォーム断層であると解釈されていた (Etienne et al., 1989)。一方Louat and Pelletier (1989)はこの構造の南側には拡大系を考えず、この構造をインド=オーストラリアプレートと西部北フィジー海盆マイクロプレートとの間の左横ずれのトランスフォーム断層であると考えた。またMaillet et al. (1990)は中部南部セグメントは南へ伝播し、東にずれている南部セグメントは活動を止めていくリフトであると考えた。Joshima et al. (投稿中)も地磁気異常のパターンからこの形態の伝播性リフトを考えて、ずれの構造は右横ずれのトランスフォームゾーンであると考えた。STARMERの諸航海のデータにより、この境界が平行な地磁気異常のリニエーションを持っていることと、中部南部セグメントは扇型構造を持っていて単純に南へ伝播する海嶺ではないことがわかった。またこの構造の部分での3つの地震の発震機構はN20Eの左ずれ、又はN70Wの右ずれ断層によるものであり (第58図)、断層の構造がN60Eで北東方向であることからすれば左横ずれ断層であることが示唆される。その考えが正しいとするとセグメントのずれをつくった構造は右横ずれのトランスフォーム断層ではなく、主断層 (master fault) である左横ずれのハンター断層帯に沿った左横ずれのシンセティック断層であって、その断層に沿ったトランステンショナルな運動によって幅の狭い海底拡大が起きたのかも知れない。また中部南部セグメントよりさらに西側には、ほぼ反対のセンスの発震機構を持つ南北右ずれ、東西左ずれという横ずれ断層による地震が見られるが、ハンター断層帯に沿った左横ずれのシンセティック断層という解釈には都合が悪いデータである。

このほかには800kmの拡大系に沿ってトランスフォーム断層のような構造が見られないことはこの拡大系が普通の大洋中央海嶺のものより剛性が低いことを示唆している。大洋中央海嶺では拡大速度が大きいほどトランスフォーム断層が少なくなり (Sandwell, 1986)、重複拡大中心のような非剛性的変形構造が見られる (Macdonald et al., 1984) ようになる。中部南部のセグメントでのブリュンヌ期の地磁気異常帯の解釈が正しいとすると、北フィジー海盆の中央部拡大系での拡大速度はあまり大きくないことになる。つまり、中部南部でのもっとも幅の広い部分で片側拡大速度は3.52cm/yでしかない。この値は大洋中央海嶺では中速拡大系のもの (Phipps Morgan, 1991) であり、北フィジー海盆中央部の拡大系全体が低速から中速の拡大中心ということになる。中部南部のセグメントで高速拡大のものと、中部北部のセグメントで中速-高速拡大のものと地形が似ていることは、北フィジー海盆が主要な海洋性リソスフェアのものと比べてより剛性が低いことを示しているのではないだろうか。中央海嶺は拡大速度が大きいほどマントルからの物質の供給がより多いことと、より暖かく剛性が低いことのために頂部が平坦で膨らんだ地形をつくると考えられているが、北フィジー海盆の拡大系の場合は大洋中央海嶺の場合にくらべ拡大速度が遅くマントルからの物質の供給が少ないと思われるのにも



かわらず、高速な拡大速度の中央海嶺と地形が似ている部分があるのは、相対的により剛性が低いからであろう。トランスフォーム断層がないことはセグメントの端に回転の極がなければならないことを意味し、その極と他方の端との間のプレート生産速度のコントラストが非常に大きくなければならないことを示す。

北フィジー海盆の全体の年代はおよそ10Maより新しいと考えられている (Auzende et al., 1988a)。そして熱流量は東太平洋やインド洋の海嶺でできた海底での同じ年代の地殻での値より大きく (Recy and Dupont, 1982)、地殻の厚さは3-5kmで平均的な海洋地殻の厚さ (6-7km) に比べて薄い (Kisimoto et al., 投稿中)。広く広がった分散的な地震活動が見られ構造的な環境は複雑であると推定される。故にこれらが全体として北フィジー海盆の構造を複雑にし、上述のように、それぞれのプレートの剛性を低くして塑性変形を可能にしているのではないかと考えられる。一方、北フィジー海盆で認められた拡大セグメントの非常に顕著な直線性は、Hamburger and Isacks (1988) の提案したような発散的な拡大の様式ではなく、少なくとも拡大時には剛性的なプレートテクトニクスが基本的に成り立っていることを示している。

北フィジー海盆の海底拡大のメカニズムは次のようなモデルで考えることができる (第63図)。太平洋とインド=オーストラリアプレートの間の左横ずれ運動によるプルアパート型の応力状態とヴァスアツ弧とフィジーのブラットフォームの回転にともなう連続的な構造的な枠組みの変化が、おそらく海盆の中で分散した多数の弱い部分をつくっているのではないだろうか。プルアパートテクトニクスによって引き起こされた展張応力とマントルからの上昇流が海盆の中にいくつかの分散した割れ目をつくるのではないと思われる。これらの割れ目には剪断帯中に発達する横ずれ主断層、シンセティック剪断断層、アンチセティック剪断断層、展張性割れ目に伴う正断層、マントルからの上昇流があればそれに伴うドーム状隆起に伴う放射状正断層、環状正断層などがありうる。これらの割れ目は互いに伝播することにより結合し、それぞれ方向が異なる短い拡大セグメントからなるネットワークをつくる。それぞれの短いセグメントは剛性的な小さなプレートをその端にある極の周りの回転運動を伴う海底拡大によって作り出す。周囲の古いプレートは剛体的に変形するか、非剛体的に流動によって変形する。剛体的に変形する場合には周囲のプレートが全体として運動する場合には極端に大きな運動をしなければならないので、細かく断片化してその間の回転によってもひずみを調整しなければならないであろう。つまり、周辺のプレートは断片化して剛体的に変形するか、非剛体的に変形すると思われる。これらの変形は拡大のセグメントによって生産される扇型の海底拡大が進行すると、変形の余地がなくなり拡大が停止すると思われる。他のセグメントはさらに拡大活動を続けさらに古いプレートの中に伝播していき拡大系の形態を変えていくかも知れない。このような構造運動の段階が現在の北フィジー海盆の拡大系の状態なのではないかと考えられる。

#### 11. 北フィジー海盆の形成史

海盆全体の地磁気異常図 (第40図) では、現在の拡大系に沿って見られる扇型構造の一部は第59図に示したより幅が広いことがわかる。北部セグメントのつくる扇型構造の



外側ではより西に振った別の方向の縞状異常帯が発達しており、北部セグメントが古い海底を割って入り込んでいったことを示している。中部南部セグメントの西の外側の異常帯は西に凸に湾曲している。現在の拡大中心は直線的であるのに、時間的には連続しているように見えるこの異常帯は外側ほど徐々に大きく湾曲していて、西側の海底が非剛体的な変形をしていることを示すのではないかと考えられる。

海盆全体の地磁気異常図の中で縞状地磁気異常をトレースし地磁気異常群毎に縞状異常帯をまとめるといくつかの扇型構造が認められる（第41図）。先に述べたように、 $18^{\circ}$ Sのプロパゲーションリフト付近の地形のリニアメントは間欠的に南から北へ伝播する拡大系と、それによって分離していく北側の拡大系の先端部の湾曲構造が連なっていることを示すと考えられるが、それと似た構造が現在の三重点の南西方向にも見られ（第53図）、地磁気異常図でも二つの方向が重なったことを示すような複雑なパターンのが南西方向に続いている（第40図）ことがわかる。この複雑なパターンを示す地帯は現在の三重点の南のおおむね南北の拡大系が南から北へ伝播していった運動の北側の構造との接合部のトレースを示しているのかも知れない。これはニューヘブリデス島弧の回転の進行につれて南東側から海底拡大が進行していったことを示しているのではないかと推定される。これは玉木（1992）が述べているように横ずれ断層帯であるハンター断裂帯に沿う剪断変形に伴うリソスフェアの破壊をきっかけとして始まった海嶺の伝播性構造の発達を示しているのであろう（第64図）。南東から北西へ何回かの拡大系の伝播が起こって海盆全体の拡大が行なわれたのであろう。

これをまとめると、北フィジー海盆では（1）最初に北フィジー海盆の北西端に支点を持つような扇型の拡大があり、（2）次にその扇型の異常帯群を持つ海底に東から拡大が伝播してきて、（3）最後に現在の南北性の拡大系によるほぼ東西方向の動きをもった拡大が始まり現在継続中である、という3段階の海底拡大による海盆の形成史が解釈できる。このような解釈から北フィジー海盆の形成史を第65図のように推定することができる。（2）の拡大活動は熱水性堆積物などの証拠から見て現在も拡大を継続していると考えられるが、三重点の北北西の腕が南から伝播していきつつあるように見えることから、より古くから始まった拡大による海底を持っているといえる。（3）の活動はさらに、北部セグメントの活動、中部北部セグメント、中部南部セグメントの順に、徐々に方向を少しずつ変えて新しく伝播を行なったのであろう。これらが南から北へ伝播する間に西側にトランスフォームゾーンを作っていたかも知れない。中部南部セグメントは北側と同時に南側にも伝播しているのかも知れない。

## 12. 結論—北フィジー海盆の起源と縁海の形成

北フィジー海盆の複雑な応力状態と若い、熱い、弱いマイクロプレートのリソスフェアの非剛性的な性質がこの海盆の中央部の拡大系の複雑な構造様式を決定していると解釈された。

比較的短く、さまざまな方向を向いたいくつかの拡大セグメントは一連の扇型拡大をすることになると考えられる。しかし、扇型の海底拡大系はセグメントにそって拡大速度が大きく変わるので長期間活動を続けることは不可能である。生産されたプレートと



周囲のプレートの変形との間の矛盾が限界に達すると拡大中心の活動は停止する。このような矛盾は主要なプレートの相互作用によるヴァヌアツ弧とフィジープラットフォームの回転によって海盆の枠組みが連続的に変化することによってさらに強調されることになるだろう。広域的なブルアパート盆地の形成とか、マントル深部に固定されたマグマの供給源のような海盆の拡大の原動力は周囲のプレートの中のもっとも弱い部分にそって新しい拡大系をつくりだすことになるだろう。

このような構造様式は長く継続しない拡大活動、熱く弱いリソスフェア、複雑な応力状態といった多くの縁海盆に共通する条件の下で発達すると考えられ、多くの縁海盆の拡大過程で共通していると考えられる。

#### 謝辞

この研究は科学技術庁の科学技術振興調整費により実施された「南太平洋における海洋プレート形成域（リフト系）の解明に関する研究」の一部として行なわれた。本研究の企画および推進にあたり、ご提言をいただき、終始励ましていただいた南雲昭三郎推進委員長をはじめとする研究推進委員会の方々、貴重な助言を頂いた研究計画の評価委員会の方々、フランス側との調整のために御尽力いただいた日仏執行委員会、日仏科学委員会の方々に心より厚くお礼申し上げます。本研究計画の下で運航された調査船、調査システムである「かいよう」、「ドルフィン3K」、「よこすか」、「しんかい6500」

（以上海洋科学技術センターに所属）、「Nautile」、「Nadir」、「Cyana」、「Noroit」（以上IFREMERに所属）の船長を中心とする乗組員の方々、司令を中心とする運航チームの方々の献身的な御協力に深く感謝する。科学技術庁、海洋科学技術センター、海上保安庁水路部、国立環境研究所等をはじめとする国内関係各機関の共同研究者、関係者の方々には、研究業務、データの提供、研究上の議論などで非常にお世話になった。

地質調査所の本座栄一燃料資源部長は本研究計画の企画、立案、実施の中心となって頂いた。同じく、浦辺徹郎鉱床成因課長には研究計画の遂行上で非常にお世話になり、同時に、研究上の貴重な議論をいただいた。名古屋大学水谷伸治郎教授には原稿を読んでいただき、示唆に富む多くの助言をいただいた。

次に掲げるの方々には研究の過程でさまざまな形で協力していただいた。地質調査所の岸本清行、上嶋正人、野原昌人、奥田義久、Philip Jarvis、海洋科学技術センターの田中武男、仲 二郎、松本 剛、海上保安庁水路部の岩渕 洋、浅田 昭、国立環境研究所の野尻幸宏、筑波大学の関 文威、東京大学海洋研究所の太田 秀、玉木賢策、東京大学理学部の石橋純一郎、広瀬 敬、防災科学技術研究所の江口孝雄、IFREMERのJean-Marie Auzende、CNRSのEtienne Ruellan、ORSTOMのJean-Philippe Eissen、Patrick Maillet、SOPACのDon Tiffin、またLamont Doherty Geological ObservatoryのDr. W.F. HaxbyにはGEOSATデータベースの使用させていただいた。これらの方々に深く謝意を表する。



# 文献

- Auzende, J.-M., Eissen, J.-P., Lafoy, Y., Gente, P. and Charlou, J.L. (1988a) Seafloor spreading in the North Fiji Basin (southwest Pacific). *Tectonophysics*, vol. 146, p. 317-352.
- Auzende, J.-M., Lafoy, Y., and Marsset, B. (1988b) Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin (southwest Pacific). *Geology*, vol.16, p. 925-929.
- Auzende, J.M., E.Honza, Boespflug, X., Deo, S., Eissen, J.-P., Hashimoto, J., Huchon, P., Ishibashi, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, P., Joshima, M., Kisimoto, K., Kuwahara, Y., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Maze, J.-P., Mitsuzawa, K., Monma, H., Naganuma, T., Nojiri, Y., Ohta, S., Otsuka, K., Okuda, Y., Ondreas, H., Otsuki, A., Ruellan, E., Sibuet, M., Tanahashi, M., Tanaka, T., and Urabe, T. (1988c) L'accrétion recente dans le bassin Nord Fidjien: premiers resultats de la campagne france-japonaise STARMER/KAIYO 87. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.306, SerieII, p.971-978.
- Auzende, J.-M., Urabe, T., Deplus, C., Eissen, J.-P., Grimaud, D., Huchon, P., Ishibashi, J., Joshima, M., Lagabriele, Y., Mevel, C., Naka, J., Ruellan, E., Tanaka, T., and Tanahashi, M. (1989a) Le cadre geologique d'un site hydrothermal actif: la campagne STARMER 1 du submersible Nautille dans le Bassin Nord-Fidjien. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 1989, t.309, Serie II, p.1787-1795.
- Auzende, J.-M., Bideau, D., Bonatti, E., Cannat, M., Honnorez, J., Lagabriele, Y., Malavieille, J., Mamaloukas-Frangoulis, V., and Mevel, C. (1989b) Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust. *Nature*, vol. 337, p. 726-729.
- Auzende, J.-M., E.Honza, J.-P.Maze (1990a) Bathymetric map of the North Fiji Basin Ridge. BEICIP, 6 sheets.
- Auzende, J.-M., Honza, E., Boespflug, X., Deo, S., Eissen, J.-P., Hashimoto, J., Huchon, P., Ishibashi, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, P., Joshima, M., Kisimoto, K., Kuwahara, Y., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Maze, J.-P., Mitsuzawa, K., Monma, H., Naganuma, T., Nojiri, Y., Ohta, S., Otsuka, K., Okuda, Y., Ondreas, H., Otsuki, A., Ruellan, E., Sibuet, M., Tanahashi, M., Tanaka, T., and Urabe, T. (1990b) Active spreading and hydrothermalism in North Fiji Basin (SW Pacific). Results of Japanese French cruise Kaiyo 87. *Mar. Geophys. Res.*, vol. 12, p. 269-283.
- Auzende, J.-M., Urabe, T., Bendel, V., Deplus, C., Eissen, J.-P., Grimaud, D., Huchon, P., Ishibashi, J., Joshima, M., Lagabriele, Y., Mevel, C., Naka, J., Ruellan, E., Tanaka, T., and Tanahashi, M. (1991a) In situ geological and geochemical study of an active hydrothermal site on the North Fiji Basin ridge. In: K.A.W. Crook (Editor), *The Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific*, *Mar. Geol.*, vol. 98, p. 259-269.
- Auzende, J.-M., Okuda, Y., Bendel, V., Ciabrin, J.-P., Eissen, J.-P., Gracia-Mont, E., Hirose, K., Iwabuchi, Y., Joshima, M., Kisimoto, K., Lafoy, Y., Lagabriele, Y., Marumo, K., Matsumoto, T., Mitsuzawa, K., Monma, H., Mukai, H., Naka, J., Nojiri, Y.,



- Ortega-Osorio, A., Ruellan, E., Tanahashi, M., Tupua, E., and Yamaguchi, K. (1991b) Propagation <en echelon> de la dorsale du Bassin Nord-Fidjien entre 16°40 et 14°50'S (Yokosuka 90-Starmer). C.R. Acad. Sci. Paris, t.312, p. 1531-1538.
- Auzende, J.-M., Tanahashi, M., Bendel, V., Fujikura, K., Geistdoerfer, P., Gracia-Mont, E., Joshima, M., Kisimoto, K., Mitsuzawa, K., Murai, M., Nojiri, Y., Ondreas, H., Pratt, C., and Ruellan, E. (1992a) Preliminary results of Shinkai 6500 dives on the North Fiji Basin Ridge (SW Pacific) -STARMER. C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 314, p. 491-498.
- Auzende, J.-M., T. Urabe, M. Tanahashi, E. Ruellan, and Shipboard Scientific Party (1992b) Japanese submersible explores the North Fiji Basin. EOS, vol. 73, p. 116-117.
- Auzende, J.-M., Honza, E., Maze, J.-P., and the Starmer Group (1992c) Comments on the SeaBeam map of the North Fiji Basin ridge between 16°10'S and 21°40'S. Ofioliti, vol. 17, p. 43-53.
- Baker, E.T., Massoth, G.J., and Feely, R.A. (1987) Cataclysmic hydrothermal venting on the Juan de Fuca Ridge. Nature, v. 329, p. 149-151.
- Batiza, R. and Margolis, S.H. (1986) A model for the origin of small non-overlapping offsets (SNOOs) of the East Pacific Rise. Nature, v. 320, p. 439-441.
- Brocher, T.M., Wirasantosa, S., Theyer, F., and Mato, C. (1985) Regional sedimentation patterns along the northern Melanesian borderland. in Brocher, T.M.(ed.) Geological Investigations of the Northern Melanesian borderland, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, vol.3, p.77- 102, Houston, Texas.
- Brown, G. and Taylor, B. (1988) Sea-floor mapping of the Sumisu Rift, Izu-Ogasawara (Bonin) Island Arc. Bull. Geol. Surv. Japan, vol.39, p.23-38.
- Carbotte, S. and Macdonald K. (1992) East Pacific Rise 8°-10°30'N: Evolution of ridge segments and discontinuities from SeaMARC II and three-dimensional magnetic studies. Jour. Geophys. Res., vol. 97, p. 6959-6982.
- Carney, J.N., Macfarlane, A., and Mallick, D.I.J. (1985) The Vanuatu island arc: An outline of the stratigraphy, structure, and petrology. in Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., and Uyeda, S. (Eds.) The ocean basins and margins, 8A, Pacific Ocean, p. 683-718, Plenum Press, New York.
- Cherkis, N.Z. (1980) Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau basin and the northern Fiji Plateau, in Clark, W.J. et., Symposium on petroleum potential in island arcs, small ocean basins, submerged margins and related areas: United Nations, ESCAP, CCOP/SOPAC, Technical Bulletin, no. 3, p. 37-45.
- Coleman, P.J. and Packham, G.H. (1976) The Melanesian Borderlands and India-Pacific plates' boundary. Earth Sci. Rev., vol. 12, p. 197-233.
- Collier, J. and Sinha M. (1990) Seismic images of a magma chamber beneath the Lau Basin back-arc spreading centre. Nature, vol. 346, p. 646-648.
- de Alteriis, G., Auzende, J.-M., Bendel, V., Gracia-Mont, E., Huchon, P., Lagabriele, Y., Ondreas, H., Ruellan, E., and Tanahashi, M., (投稿中), Recent double propagation of the



- North Fiji Basin ridge between 18° and 21°.
- Doutch, H.F.(ed.) (1981) Plate tectonic map of the Circum-Pacific region, Southwest quadrant. Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- Eguchi, T. (1984) Seismotectonics of the Fiji Plateau and Lau Basin. *Tectonophysics*, vol. 102, p. 17-32.
- Eissen, J-P., Lefevre, P., Maillet, P., Morvant, G., and Nohara, M. (1991) Petrology and geochemistry of the Central North Fiji Basin spreading center (SW Pacific) between 16S and 22S. In: K.A.W. Crook (Editor), *The Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific*, Mar. Geol., vol. 98, p.201-239.
- Fouquet, Y., von Stackelberg, U., Charlou, J.L., Donval, J.P., Erzinger, J., Foucher, J.P., Harmegnies, F., Herzig, P., Muhe, R., Pelle, H., Soakai, S., Wiedicke, M., and Whitechurch, H. (1990) Intense hydrothermal activity in a back arc environment, Lau Basin, SW Pacific; Results from the French/German diving cruise with Nautil. EOS, Trans. AGU, vol. 71, p. 18.
- Green, H.G., Macfarlane, A., and Wong, F.L. (1988) Geology and offshore resources of Vanuatu - Introduction and summary. in Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.) *Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Vanuatu region*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, vol. 8, p. 1-25, Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources.
- Grimaud, D., Ishibashi, J., Lagabrielle, Y., Auzende, J.-M., and Urabe, T., (1991) Chemistry of hydrothermal fluids from the 17°S active site on the North Fiji Basin ridge (SW Pacific). *Chem. Geol.*, vol. 93, p. 209-218.
- Grindlay, N.R., Fox, P.J., and Macdonald, K.C. (1991) Second-order ridge axis discontinuities in the South Atlantic: Morphology, structure, and evolution. *Mar. Geophys. Res.*, vol. 13, p. 21-49.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Kaselitz, L., Hansen, R-D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, A., Ishibashi, J., Czerwinski, S., and Blum, N. (1989) Probable modern analogue of Kuroko-type massive lphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, vol. 338, p. 496-499.
- Hamburger, M.W. and Isacks, B.L. (1988) Diffuse back-arc deformation in the southwestern Pacific. *Nature*, vol. 332, p. 599-604.
- Hawkins, J.W.(1974) Geology of the Lau Basin, a marginal sea behind the Tonga Arc. In C.A.Burk and C.L.Drake (Eds.) *The Geology of Continental Margins*, p. 505-520, Springer, New York.
- Hawkins, J.W. and Helu, S. (1986)Polymetallic sulphide deposit from "black smoker" chimney: Lau Basin. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 67, p. 378.
- Haxby, W.F. (1987) Gravity field of the world's ocean. National Geophysical Data Center, Natopmal Oceanic and Atmospheric Administration.



- Hey, R.N. (1977) A new class of "pseudofaults" and the bearing on plate tectonics: a propagating rift model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 37, p. 321-325.
- Hey, R.N., Kleinrock, M.C., Miller, S.P., Atwater, T.M., and Searle, R.C. (1986) Sea Beam/Deep-tow investigation of an active oceanic propagating rift system, Galapagos 95.5°W. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 91, p. 3369-3393.
- Hirose, K., Nohara, M., and Tanahashi, M. (1991) Petrology of basalts from slow and fast spreading ridges of the North Fiji Basin. *EOS*, 72, No. 44, Supple, p. 545.
- Honza, E. (1983) Evolution of arc volcanism related to marginal sea spreading and subduction at trench. In Shimozuru, D. and Yokoyama, I. (Eds.) *Arc volcanism and tectonics*, Terra Scientific Publishing, Tokyo, p. 177-189.
- Honza, E. and Tamaki, K. (1985) The Bonin Arc. In Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. and Uyeda, S. (Eds.) *The Ocean Basin and Margins, 7A, Pacific Ocean*, p. 459-502, Plenum Press, New York.
- 本座栄一・J.M. Auzede・KAIYO88乗船研究者 (1989) 北フィジー海盆のリフト系の地学：日仏共同研究 K A I Y O 88 の成果 *La Mer*, vol. 27, p. 53-61.
- 本座栄一 (1990) 北フィジー海盆における日仏共同研究；STARMER計画の概要. *月刊地球*, vol. 12, p. 119-124.
- Honza, E. (1991) The Tertiary arc chain in the Western Pacific. *Tectonophysics*, vol. 187, p. 285-303.
- 石橋純一郎・野尻幸宏・浦辺徹郎・Grimaud, D. (1991) 北フィジー海盆熱水活動の地球化学的特徴. *号外地球*, no. 3, p. 8-12.
- 石橋純一郎・野尻幸宏・Grimaud, D. (1992) 北フィジー海盆熱水活動の地球科学的研究 第9回しんかいシンポジウム予稿集, p. 119-121.
- Jarvis, P., Kroenke, L., Price, R., and Maillet, P., (投稿中) GLORIA imagery of the seafloor structure in the Northern North Fiji Basin.
- Jollivet, D., E. Honza et al. (1989) Premières observations de communautés animales associées à l'hydrothermalisme arrière-arc du bassin Nord-Fidjien *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série III, p. 301-308.
- Johnson, H. (1991) Petroleum geology of Fiji. *Marine Geology*, vol. 98, p. 313-352.
- 上嶋正人・棚橋 学・岸本清行 (1990) 北フィジー海盆のリフト周辺における地磁気異常. *月刊地球*, vol. 12, p. 166-173.
- 上嶋正人 (1991) 北フィジー海盆、及び周辺域の地殻熱流量測定について. *地球惑星科学関連学会1991年合同大会共通セッション予稿集*, p. 182.
- Joshima, M., Huchon, P., Iwabuchi, Y., and Auzende, J.-M. (投稿中) Geomagnetic data and its tectonic implication for the North Fiji Basin spreading centers.
- KAIYO87乗船研究者一同 (1988) 北フィジー海盆のリフト系：日仏共同研究. *La Mer*, vol. 26, p. 36-46.
- Karig, D.E. (1971) Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 6796-6802.



- 加藤幸弘・中村光一・岩淵 洋・橋本 惇・金子康江 (1989) 沖縄トラフ中部, 伊是名海穴の地形と地質—1987, 88年の潜航結果—. 海洋科学技術センター試験研究報告, p.163-182.
- Kearey, P. and Vine, F. (1990) *Global tectonics*, pp. 302, Blackwell Sci. Publ., London.
- 岸本清行・横倉隆伸 (1990) 北フィジー海盆リフト系中軸部における地殻構造探査. 月刊地球, vol. 12, p. 159-165.
- Kisimoto, K., Tanahashi, M., and Auzende, J.-M. (投稿中) Crustal structure variation along the central rift/ridge axis in the North Fiji Basin: seismic reflection and refraction approach.
- 小林和男・佐藤任弘 (1979) 海洋大陸境界部の構造と発達 (I) —活動縁辺域 (島弧—海溝系と縁海) —. 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・齊藤常正 (編) 岩波講座地球科学11, 「変動する地球II—海洋底—」第4章, 岩波書店, 東京, p.175-252.
- Kroenke, L.W., Jouannic, C., Woodward, P. (comps) (1983) *Bathymetry of the Southwest Pacific. Chart 1 of the Geophysical Atlas of the Southwest Pacific*, 2 sheets. CCOP/SOPAC.
- Kroenke, L.W. (1984) Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific. U.N. ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull., no. 6, pp. 126.
- Kroenke, L.W., Price, R.C., and Jarvis, P.A. (1991a) North Fiji Basin, Triple Junction, SeaMARC II Sidescan Sonar Imagery and Bathymetry, 1:250,000, Pacific Seafloor Atlas, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, HI, Sheet no. 12.
- Kroenke, L.W., Price, R.C., and Jarvis, P.A. (1991b) North Fiji Basin, Triple Junction, Geology, 1:250,000, Pacific Seafloor Atlas, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, HI, Sheet no. 13.
- Kroenke, L.W., Price, R.C., and Jarvis, P.A. (1991c) North Fiji Basin, Northern Limb of the Triple Junction, SeaMARC II Sidescan Sonar Imagery and Bathymetry, 1:250,000, Pacific Seafloor Atlas, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, HI, Sheet no. 14.
- Lafoy, Y., J.-M. Auzende, E. Ruellan, P. Huchon, E. Honza (1991) The 16°40'S triple junction in the North Fiji Basin (SW Pacific). *Marine Geophysical Research*, vol. 12, p. 285-296.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., and Batiza, R. (1986) Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'-14°30'N. *Nature*, 322, p. 422-429. 1986.
- Larson, R.L., Searle, R.C., Kleinrock, M.C., Schouten, H., Bird, R.T., Naar, D.F., Rusby, R.L., Hooft, E.E., and Lasthiotakis, H. (1992) Roller-bearing tectonic evolution of the Juan Fernandez microplate. *Nature*, vol. 356, p. 571-576.
- Larue, B.M., Pontoise, B., Malahoff, A., Lapouille, A., and Latham, G.V. (1982) Bassins marginaux actifs du sud-ouest Pacifique: plateau nord-Fidjien, Bassin de Lau, contribution a l'etude geodynamique du sud-ouest Pacifique, no. 147, p. 363-406.
- Louat, R. and Pelletier, B. (1989) Seismotectonics and present-day relative motions in the New Hebrides-North Fiji basin region. *Tectonophysics*, vol. 167, p. 41-55.
- Macdonald, K.C. (1982) Mid-Ocean ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 10,



p.155-190.

- Macdonald, K.C. and Fox, P.J. (1983) Overlapping spreading centers: new accretion geometry on the East Pacific Rise. *Nature*, vol.302, p. 55-57.
- Macdonald, K.C., Sempere, J.-C., and Fox, P.J. (1984) East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco Fracture Zones: Along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 89, p. 6049-6069.
- Macdonald, K.C., Fox, P.J., Perram, L.J., Eisen, M.F., Haymon, R.M., Miller, S.P., Carbotte, S.M., Cormier, M.-H., and Shor, a.N. (1988) A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities. *Nature*, vol. 335, p. 217-225.
- Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.-Ph., and Louat, R. (1989) Geodynamics of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides Arc/North Fiji Basin. *Tectonophysics*, vol. 165, p. 251-268.
- Malahoff, A., Feden, R.H., and Fleming, H.S. (1982) Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J.G.R.*, vol. 87, p. 4109-4125.
- Massoth, G.J., Butterfield, D.A., Lupton, J.E., McDuff, R.E., Liley, M.D., and Jonasson, I.R. (1989) Submarine venting of phase-separated hydrothermal fluids at Axial volcano, Juan de Fuca Ridge. *Nature*, vol. 340, p. 702-705.
- 松本 剛 (1989) アルチメータデータによる北フィジー海盆のジオイドと重力. 月刊地球, vol. 11, p. 490-496.
- Morton, J.L. and Sleep, N.H. (1985) Seismic reflections from a Lau Basin magma chamber. In D.W.Scholl and T.L. Vallier (Eds.), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Tonga Region*. p. 441-453, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, 2, Houston, Tex.
- Murphy, E., McMurtry, G.M., Kim, K.H., and DeCarlo, E.H. (1991) Geochemistry and geochronology of a hydrothermal ferromanganese deposit from the North Fiji Basin. In: K.A.W. Crook (Editor), *The Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific*, *Mar. Geol.*, vol. 98, p. 297-312.
- McMurtry, G.M., DeCarlo, E.H., and Kim, K.H. (1991) Accumulation rates, chemical partitioning, and Q-mode factor analysis of metalliferous sediments from the North Fiji Basin. In: K.A.W. Crook (Editor), *The Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific*, *Mar. Geol.*, vol. 98, p. 271-295.
- Naar, D.F. and Hey, R.N. (1991) Tectonic evolution of the Easter microplate. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 7961-7993.
- National Earthquake Information Center (1991) Global hypocenter data base CD-ROM. U.S. Geological Survey.
- 中田節也・浦辺徹郎・P.マイエ (1992) バヌアツ背弧海盆の火山岩. 月刊海洋, vol. 24, p. 561-566.
- 中村光一・加藤幸弘・木村政昭・安藤雅孝・許 正憲 (1989) 伊是名海穴海底熱水性鉱床の分布, 産状, -1988年知見のまとめ-. 海洋科学技術センター試験研究報



告, p. 183-189.

- 中村光一・丸茂克美・青木正博 (1990) 沖縄トラフ伊是名海穴海底熱水性鉱床地帯におけるブラック・スモーカーと二酸化炭素に富む流体湧出変質帯 (ポックマーク) の発見. 海洋科学技術センター試験研究報告, p. 33-50.
- National Geophysical Data Center (1988) ETOPOS bathymetry/topography data: National Oceanic and Atmospheric Administration Data Announcement 88-M6-02.
- 西村 昭・湯浅真人 (1991) 伊豆小笠原のスミスリフトー海洋性島弧における背弧リフトの形成の一例ー. 地球科学, vol. 45, p. 333-344.
- Nojiri, Y., Ishibashi, J., Kawai, T., Otsuki, A. and Sakai, H. (1989) Hydrothermal plumes along the North Fiji Basin spreading axis. *Nature*, vol. 342, p. 667-670.
- 奥田義久 (1989) フィジーの地質. 地質ニュース, no. 415, p. 6-17.
- 奥田義久・Eissen, J.-P.・Auzende, J.-M.・岸本清行・「よこすか」乗船研究者一同 (1991) STARMER「YOKOSUKA90」航海による北フィジー海盆における地質・地球物理・地球化学及び生物学的調査速報. 地球惑星科学関連学会1991年合同大会共通セッション予稿集, p. 181.
- Packham, G.H. (1982) Foreword to papers on the tectonics of the south west Pacific region. *Tectonophysics*, vol. 87, p. 1-10.
- Park, R.G. (1989) *Foundations of structural geology*. 2nd ed. pp. 148, Blackie & Son, Glasgow.
- Pelletier and Louat (1989) Mouvements relatifs des plaques dans le Sud-Ouest Pacifique. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.308, Serie II, p. 123-130.
- Phipps Morgan, J. (1991) Mid-Ocean ridge dynamics: observations nad theory. *Rev. Geophys.*, Supplement, p. 807-822.
- Pontoise, B., Latham, G.V., Daniel, J., Dupont, J., and Ibrahim, A.B. (1980) Seismic refraction studies in the New Hebrides and Tonga area. United Nations ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull., no. 3, p. 47-58.
- Price, R.C., Johnson, L.E., and Crawford, A.J. (1990) Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 105, p. 106-121.
- Price and Kroenke (1991) Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin. In: K.A.W. Crook (Editor), *The Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific*, Mar. Geol., vol. 98, p. 241-258.
- Recy, J. and Dupont, J. (1982) The south-west Pacific: structural data. with map 1:12,000,000 at the equator. Notice Explicative, No. 97, pp. 50, ORSTOM, Paris.
- Ruellan, E., E. Honza et al. (1989) L'accrétion dans le bassin Nord Fidjien meridional: premiers resultats de la campagne franco-japonaise STARMER/KAIYO 88. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.309, Serie II, p. 1247-1254.
- 佐藤任弘・藤井直之 (1979) 中央海嶺とトランスフォーム断層. 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・斉藤常正 (編) 岩波講座地球科学11, 「変動する地球IIー海洋底ー」



- 第3章, p. 115-174, 岩波書店, 東京, .
- 瀬野徹三 (1990) リフティングの原動力. 月刊地球, vol. 12, p. 650-653.
- Sandwell, D.T. (1986) Thermal stress and the spacings of transform faults. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 91, p. 6405-6417.
- Sandwell, D.T. (1993) Global marine gravity grid and poster developed. EOS, Transactions, Amer. Geophys. Union, v. 74, p.35
- Searle, R.C., Rusby, R.I., Engeln, J., Hey, R.N., Zukin, J., Hunter, P.M., LeBas, T.P., Hoffman, H.-J., and Livermore (1989) Comprehensive sonar imaging of the Easter microplate. *Nature*, vol. 341, p. 701-705.
- Sempere, J.-C. and Macdonald, K.C. (1987) Marine tectonics: processes at Mid-Ocean Ridges. *Rev. Geophys.* vol. 25, p. 1313-1347.
- Sempere, J.-C., Purdy, G.M., and Schouten, H. (1990) Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40'N. *Nature*, vol. 344, p. 427-431.
- Shaw, P.R. (1992) ridge segmentation, faulting and crustal thickness in the Atlantic Ocean. *Nature*, vol. 358, p. 490-493.
- Sinton, J.M. and Detrick, R.S. (1992) Mid-ocean ridge magma chambers. *Jour. Geophys. Res.*, vol.97, p. 197-216.
- Sleep, N.H. (1992) Hotspot volcanism and mantle plumes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 20, p. 19-43.
- Smith, D.K. and Cann, J.R. (1992) The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°-30°N). *Jour. Geophys. Res.*, vol. 97, p. 1645-1658.
- Solomon, S.C. and Toomey, D.R. (1992) The structure of Mid-Ocean Ridges. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 20, p. 329-364.
- Spell, T. and McDougall, I. (1992) Revisions to the age of the Brunhes - Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale. *Geophys. Res. Letters*, vol.19, p. 1181-1184.
- Stackelberg, U. von and the Shipboard Scientific Party (1985) Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the Southwest Pacific. BGR Circular, no.2, p. 3-14.
- Stackelberg, U. von and Shipboard Scientific Party (1988) Active hydrothermalism in the Lau back-arc basin (S.W. Pacific) - first results of the Sonne 48 cruise (1987). *Mar. Min.* vol.7, p. 431-442.
- STARMER project (1992) Bathymetric map of the central part of the North Fiji Basin, Southwest Pacific. 1:500,000, 2 sheets, Hydrographic Department, MSA Japan.
- Su, W., Woodward, R.L. and Dziewonski, A.M. (1992) Deep origin of mid-ocean-ridge seismic velocity anomalies. *Nature*, vol., 360, p. 149-152.
- 玉木賢策・井上英二・湯浅真人・棚橋 学・本座栄一 (1981) 小笠原弧の第四紀背弧拡大の可能性について. 月刊地球, vol. 3, p. 421-432.
- Tamaki, K. (1985) Two modes of back-arc basin. *Geology*, vol.13, p. 475-478.
- 玉木賢策 (1987) 海底拡大のテクトニクス. 科学, vol. 57, p. 276-286.



- Tamaki, K. and Honza, E. (1991) Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific. *Episodes*, vol. 14, p. 224-230.
- 玉木賢策 (1992) 日本海の形成機構. *科学*, vol. 62, p. 720-729.
- 棚橋 学 (1990) 北フィジー海盆の地質構造の概要と構造運動. *月刊地球*, vol. 12, p. 134-142.
- 棚橋 学・岸本清行・横倉隆伸・上嶋正人・浦辺徹郎・中田節也・Y.Lafoy・P.Maillet・他KAIYO89乗船研究者一同 (1990) 活動的背弧の地質—Vanuatu (New Hebrides) 弧の例. *石油技術協会第55回定時総会個人講演*, *石油技術協会誌*, vol. 55, p. 282.
- Tanahashi, M., Kisimoto, K., Joshima, M., Lafoy, Y., Honza, E., and Auzende, J.-M. (1991a) Geological structure of the central spreading system, North Fiji Basin. In: K.A.W. Crook (Editor), *The Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific*, Mar. Geol., vol. 98, p.187-200.
- Tanahashi, M., Kisimoto, K., Joshima, M., Jarvis, P., Auzende, J.-M. (1991b) View of 800 km long spreading system in the North Fiji Basin. *American Geophysical Union 1991 Fall M.*, EOS, vol.72, No.44, supplement, p. 247.
- 棚橋 学 (1992) 北フィジー海盆のテクトニクス. *月刊海洋*, vol. 24, p. 553-560.
- 棚橋 学・Auzende, J.-M.・他乗船研究者一同 (1992) 北フィジー海盆潜航調査一日仏 STARMER計画 YOKOSUKA/SHINKAI91航海Leg II. 第9回しんかいシンポジウム 予稿集. p. 116-118.
- Tanahashi, M., Kisimoto, K., Joshima, M., Jarvis, P., Iwabuchi, Y., Ruellan, E., and Auzende, J.-M. (投稿中) 800 km long N-S spreading system of the North Fiji Basin.
- Tanimoto, T. and Zhang, Y-S. (1992) Cause of low velocity anomaly along the South Atlantic Hotspots. *Geophys. Res. Letters*, vol. 19, p. 1567-1570.
- Taylor, B. and Karner, G.D. (1983) On the evolution of marginal basins, *Rev. Geophys.*, vol.21, p. 1727-1747.
- Taylor, B., Klaus, A., Brown, G.R., Moore, G.F., Okamura, Y. and Murakami, F. (1991) Structural development of Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 96, p. 16113-16129.
- Thompson, G. and Melson, W.G. (1972) The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading. *Jour. Geol.*, vol. 80, 526-538.
- Toomey, D.R., Purdy, G.M., Solomon, S.C., and Wilcock W.S.D. (1990) The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N. *Nature*, vol. 347, p. 639-644.
- 浦辺徹郎・J.-M. Auzende・C.Deplus・J.-P.Eissen・D.Grimaud・P.Huchon・石橋純一郎・上嶋正人・Y.Lagabrielle・C.Mével・仲二郎・E.Ruellan・田中武男・棚橋 学 (1991) 北フィジー海盆中央拡大軸における熱水鉱床・ノチール号による潜水調査 予報. *鉱山地質*, vol. 40, p. 117-124.



- 浦辺徹郎 (1992) STARMER計画による北フィジー海盆調査とその成果. 月刊海洋, vol. 24, p. 544-552.
- 浦辺徹郎・Ruellan, E.・他乗船研究者一同 (1992) 北フィジー海盆潜航調査一日仏 STARMER計画 YOKOSUKA/SHINKAI91航海Leg I. 第9回しんかいシンポジウム 予稿集, p. 113-115.
- U.S. Department of Commerce (1977, 1981) The marine geophysical data exchange format - 'MGD-77' (Bathymetry, Magnetism, and Gravity). Key to geophysical records documentation, No. 10., pp.18.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979) Back-arc opening and the mode of subduction. Jour. Geophys. Res., vol. 84, p. 1049-1062.
- 上田誠也 (1989) プレート・テクトニクス. pp. 268, 岩波書店, 東京.
- Watanabe, T., Langseth, M.G., and Anderson, R.N. (1977) Heat flow in back-arc basins of the western Pacific. in Talwani, M. and Pitman III, W.C. (Eds.) Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Series, no.1, p. 137-161, Amer. Geophys. Union.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1991) Free software helps map and display data. EOS, Trans. AGU, vol.72, no. 441, p. 445-446.
- Wilson, T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, vol. 207, p. 343-347.
- Zhang, Y-S. and Tanimoto, T. (1992) Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps. Nature, vol. 355, p. 45-49.



#### 第1図 大洋中央海嶺の分布

上田(1989)による、主なプレート境界と、アフリカを固定した場合のその相対運動を矢印で示してある。

#### 第2図 地震活動の分布

USGS/NEIC地震活動データベース(EPIC)を用いてマグニチュード5以上の規模の1970-1988の期間の全震源33,493個をGMT(Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。

#### 第3図 大洋中央海嶺の地形断面図

Macdonald(1982)による、高速、中速、低速拡大系の地形横断面の例。VとFとPBで新期火山岩地帯(neovolcanic zone)、断裂帯(zone of fissuring)、プレート境界帯(plate boundary zone)を示す。プレート境界帯は活断層が見られるゾーンである。

#### 第4図 大洋中央海嶺の地形鳥瞰図

Macdonald(1982)による、高速、中速、低速拡大系の新期火山岩地帯の地形の鳥瞰図。拡大速度が大きくなるにつれて地形の連続性が増大する。低速から中速拡大系では枕状溶岩からなる火山体の構造が発達し、高速拡大系では頂部にリフトのある盾状火山の特徴が見られる。

#### 第5図 伝播性拡大リフトの模式構造図

Hey et al.(1986)によるガラパゴス海嶺の構造の模式構造図を単純化した。ABおよびCDは伝播性リフト(Propagating rift)と退行性リフト(Doomed rift)、BEおよびBFは外側疑似断層(Outer pseudofault)と内側疑似断層(Inner pseudofault)、BCはトランスフォーム断層(Transform fault)、CFは死んだ拡大系(Failed rift)、BCFは剪断変形帯(Shear zone)。用語の日本語訳は玉木(1987)に従った。網部は地磁気異常の正の部分を示している。伝播性リフトの生産した海底は変形を受けていない。変形はトランスフォーム断層で起こり、退行性リフトで生産された上側のプレートの一部がここで回転して下側のプレートに転化する。トランスフォーム断層は伝播の進行につれてずれが大きくなる。

#### 第6図 重複拡大中心の地形の例

Macdonald and Fox(1983)によるSeaBeamデータを用いて作成した東太平洋海膨の重複拡大中心(Overlapping Spreading Centers, OSC)の地形図。

#### 第7図 縁海盆の分布

Tamaki and Honza(1991)による。

#### 第8図 縁海の形成時期の分布



Tamaki and Honza (1991) による。

#### 第9図 縁海の形成の機構に関するモデル

Tamaki and Honza (1991) による。

#### 第10図 STARMER計画の調査海域

STARMER計画の航海 (KAIYO 87, 88, 89, YOKOSUKA 90, 91) の調査海域と主な測線を示す。STARMER I および II 航海の潜航地点は station 4 と 14。SAVANES 航海の潜航海域は KAIYO 89 のヴァヌアツ背弧域と同じ。SEPSO III 計画における Jean Charcot による SeaBeam によるマッピング域と、ハワイ大学による MOANA WAVE 87 航海における SeaMARC II によるマッピング域を合わせて示す。

#### 第11図 STARMER計画の全測線

太い線が STARMER 計画の測線 (KAIYO 87, 88, 89, YOKOSUKA 90, 91)、細い線は SEPSO II および III の測線。GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いてプロットした。基図として用いた地形図は第33図と同じ。

#### 第12図 KAIYO 87 航海の測線図

KAIYO 87 乗船研究者一同 (1988) による。主な測線の番号と測点の位置を示す。S1, S2 と M1 はそれぞれ SEPSO III 航海の SeaBeam と Moana Wave 87 の SeaMARC II のマッピング域を示す。

#### 第13図 リフト系を横切る音波探査記録の解釈断面図

Tanahashi et al. (1991a) による。測線の位置は第 12 図を参照。黒い三角形は推定される拡大中心を示す。矢印で示した範囲は拡大軸部領域 (Axial domain) を示す。黒く塗りつぶした透明層は拡大軸から約 50 km 以上離れると認められるようになる。

#### 第14図 St. 14 付近を横切る音波探査記録断面

Tanahashi et al. (1991a) による。KAIYO 87 航海の測線 4 の記録の一部。軸部領域は周囲の海底に比べて平坦で滑らかである。

#### 第15図 三重点の東北の地溝の堆積層厚分布図

上図は測線、下図は堆積層厚の分布を示す。層厚は往復走時で示してあり、堆積物中の音波伝播速度が海水と同じとすると 0.05 秒が約 37.5 m の層厚に対応する。基盤 A と B は共に堆積層が識別できない領域で、A は地溝の内部、B は地溝の外側のものを示す。

#### 第16図 KAIYO 88 航海の測線および測点図

本座ほか (1989) による。



第17図 三重点の北西の腕の断裂を伴う部分を横切る音波探査記録断面

Tanahashi et al. (1991a)による。KAIYO88測線8。中央の谷 (I) は拡大中心を示し、漏れ型トランスフォーム断層と考えられる。谷の両側 (II) は水深約2,400 mで台地状になっている。IとIIでは堆積層が認められない。その両側 (III) には堆積層が発達した水深約3,000 mの部分がある。

第18図 St. 14 付近の屈折法探査を行なった場所の地形の鳥瞰図

岸本・横倉 (1990) による (地形鳥瞰図の原図は松本 剛による)。第14図とはほぼ同じ場所である。

第19図 拡大軸の近傍の屈折法の結果

Tanahashi et al. (1991a)による。KAIYO88によるOBS-2, SB-3の位置は第18図を参照。SB-2はOBS-2の西約20 kmの位置。KAIYO87のSB-3とSB-4の位置は、それぞれ $17^{\circ}34.75'S$ ,  $173^{\circ}42.19'E$ と $17^{\circ}08.82'S$ ,  $173^{\circ}52.01'E$ である。

第20図 三重点周辺の拡大系の現在の構造運動の推定

Tanahashi et al. (1991a)による。

第21図 コリオリトラフを横切る音波探査断面図

KAIYO88の測線6。

第22図 STARMER I航海における「Nautila」による潜航地点図

Auzende et al. (1991a)による。番号は潜航番号、線は航跡を示す。下図は推定構造断面図。

第23図 地質構造とチムニーの分布図

Auzende et al. (1991a)による。1: 正断層, 2: 高まりの頂部, 3: 軸部地溝, 4: 構造が入り交じった地帯, 5: 2次的な地溝, 6: 活動的な熱水活動の地点, 7: 死んだチムニー, 8: 温度異常が観測された点, 9: 溶岩湖の構造, 10: 黄色の熱水性沈殿物, 11: 黒色の熱水性沈殿物, 12: 硫化物の沈殿物, 13: 硫化物のマウンド, 14: 生きている動物群集, 15: 死んだ動物群集。

第24図 KAIYO89航海の測線図

L51は第25図の測線の位置を示す。

第25図 ジャンシャルコートラフを横切る音波探査断面図

KAIYO89の測線51。測線位置は第24図に示す。東端は北フィジー海盆の一部。西端はヴァヌアツ島弧の一部。大小多数の地溝が発達している。

第26図 YOKOSUKA90航海の後半の測線図と地形構造図



Auzende et al. (1991b) による。斜線部は水深3,000 m以深の地溝。網部は古い基盤の分布域を示す。

第27図 YOKOSUKA91航海における「しんかい6500」による潜航地点図  
棚橋ほか (1992) による。濃い網部は水深3,000 m以深、薄い網部は水深2,000~3,000 m。

第28図 SAVANES航海における「Cyana」による潜航地点図  
基図はKAIYO89航海のデータに基づいて編集した地形図。等深線の間隔は250 m。

第29図 南西太平洋の地形概念図  
Coleman and Packham (1976) を一部改変した (Tanahashi et al., 1991a) 。

第30図 南西太平洋の海盆の分布図  
Carney et al. (1985) による。

第31図 北フィジー海盆周辺のテクトニクス  
Hamburger and Isacks (1988) を一部改変した。

第32図 北フィジー海盆周辺の地形と地形名  
Kroenke et al. (1983) による。

第33図 北フィジー海盆周辺の地形図。  
ETOPO5地形データセット (National Geophysical Data Center, 1988) と STARMER計画で得られた測深データを用いて GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いて描いた地形図。

第34図 GEOSATアルチメトリーに基づくジオイド高図  
W.F. Haxbyが編集したデータベースより抽出して GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いて作図した。単位はcm, コンター間隔は200 cm。

第35a図 GEOSATアルチメトリーに基づく重力異常図  
W.F. Haxbyが編集したデータベースより抽出して GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いて作図した。単位は0.1 mgal, コンター間隔は5 mgal。

第35b図 ERS-1およびGEOSATアルチメトリーに基づく重力異常図  
Sandwell(1993)のデータベースより抽出して GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いて作図した。単位は1 mgal, コンター間隔は5 mgal。

第36図 コリオリトラフが発達した部分のヴァヌアツ弧を横切る地殻構造断面



Pontoise et al. (1980) による。ヴァヌアツ弧の島弧地殻の厚さは約30 km, 北フィジー海盆の背弧域での海洋地殻の厚さは約8 km.

第37図 北フィジー海盆の地殻構造

Larue et al. (1982) による.

第38図 南西太平洋における地殻熱流量

Watanabe et al. (1977) による.

第39a図 北フィジー海盆の地磁気異常データ (1)

NOAA/NGDCのGEODAS航海データベースと空中磁気データベースのデータに基づき GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて波形表現した。波形の振幅のスケールは緯度方向の10度分の長さの35分の1の振り幅が500nTに相当する。

第39b図 北フィジー海盆の地磁気異常データ (2)

STARMER計画で得られた地磁気異常データ (Joshima et al., 投稿中) に基づき GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて波形表現した。スケールは第39a図と同じ。

第40図 北フィジー海盆の地磁気異常図

第39a図及び第39b図のデータより, GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて5マイル間隔のグリッドファイルを作成しコンター図を描いた。

第41図 地磁気異常のリニアメント

第40図のデータからリニアメントを抽出しトレースした。細い実線が磁気異常が正の値を持つリニアメント。太い実線はリニアメントが同じ傾向の領域の境界で現在と過去のマイクロプレートの境界であると推定されるもの。水深2000 mの等深線も共に示す。

第42図 北フィジー海盆周辺の地磁気異常の同定

Malahof et al. (1982)による。

第43図 北フィジー海盆の地震活動

USGS/NEICによる地震活動データベース (EPIC) より, 本海域の地震活動データを抽出し, GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて震源を深度毎に形を変えてプロットした。データ数は7,877個, 期間は1970年から1988年である。

第44図 北フィジー海盆の発震機構解

USGS/NEICによる震源パラメータデータベース (SOPAR) より, 本海域の震源深度100 km以浅の発震機構データを抽出し, GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。データの数231個である。黒く塗りつぶした象限は初動の押しの領域であり,



その中心が最小圧縮主応力軸の方向である，データ数は231個，期間は1980-1989年である．

#### 第45図 北フィジー海盆周辺のプレート境界の分布と相対運動

Louat and Pelletier (1989)による．A：プレート境界と相対運動(cm/yr)．B：南部域でのプレート間相対運動の速度空間表示．C：北部域でのプレート間相対運動の速度空間表示．プレート名略称．IA：インド＝オーストラリア，P：太平洋，SNFB：南北フィジー海盆，WNFB：西北フィジー海盆，ENFB：東北フィジー海盆，SNHA：南部ニューヘブリデス島弧，CNHA：中部ニューヘブリデス島弧，NNHA：北部ニューヘブリデス島弧．

#### 第46図 ヲァヌアツ弧の概略の地質構造図

Green et al. (1988)による．

#### 第47図 ヲァヌアツ弧の構造発達史の模式断面図

Green et al. (1988)による．

#### 第48図 フィジー諸島の地質図

奥田 (1989) による．

#### 第49図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形図

Tanahashi et al., (投稿中) による．海上保安庁水路部の浅田 昭，岩渕 洋が編集したSTARMERおよびSEAPSO III地形データファイルよりGMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて1マイル間隔のグリッドを作成して，等高線で表現した．

#### 第50図 北フィジー海盆中央部拡大系の拡大中心の分布と地形の縦断面

Tanahashi et al., (投稿中) による．第49図を作成した1マイル間隔の地形のグリッドファイルより，拡大中心のトレースに沿った水深を抽出して断面としてGMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした．拡大中心分布図上の番号のついた線は第52図の地形の横断面の位置を示す．

#### 第51図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形横断面

Tanahashi et al., (投稿中) による．第49図を作成した1マイル間隔の地形のグリッドファイルより，第51図に示した拡大系に直交する直線に沿った水深値を抽出して，GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて断面としてプロットした．

#### 第52図 北フィジー海盆中央部拡大系周辺の地磁気異常データ

Tanahashi et al., (投稿中) による．STARMERおよびSEAPSO IIIで取得された地磁気異常データ．Joshima et al. (投稿中)によるデータをGMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてブ



ロットした。

第53図 北フィジー海盆中央部拡大系周辺の地磁気異常図

Tanahashi et al., (投稿中) による。第52図のデータとNOAA/NGDCの空中磁気データベースのデータを合わせて編集し、GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて等高線で表現した。

第54図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形の東西波形表現図

Tanahashi et al., (投稿中) による。第49図で用いたと同様の地形データをグリッド化した結果を用いて東西の断面の波形で表現したもの。GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。

第55図 北フィジー海盆中央部拡大系の地磁気異常の東西波形表現図

Tanahashi et al., (投稿中) による。第53図で用いたと同様の地磁気異常のデータをグリッド化した結果を用いて東西の断面の波形で表現したもの。GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。

第56図 北フィジー海盆中央部拡大系の重力異常図

Tanahashi et al., (投稿中) による。NOAA/NGDCのGEODAS航海データベースより、本海域の重力データを抽出し、GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いて1分間隔でグリッド化しコンター図としてプロットした。

第57図 北フィジー海盆中央部拡大系の地震活動図

Tanahashi et al., (投稿中) による。USGS/NEICによる地震活動データベース (EPIC) より、本海域の震源深度100 km以浅の地震活動データを抽出しGMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。データ数は93個、期間は1970年から1988年である。

第58図 北フィジー海盆中央部拡大系の発震機構解

Tanahashi et al., (投稿中) による。USGS/NEICによる震源パラメータデータベース (SOPAR) より、本海域の震源深度100 km以浅の地震の発震機構データを抽出し、GMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。黒く塗りつぶした象限が初動が押しの領域である。データ数は8個、期間は1980-1989年である。

第59図 地形とセグメントの分布図

Tanahashi et al., (投稿中) による。第54図の上にGMT (Wessel and Smith, 1991)を用いてプロットした。

第60図 間欠的に進行する伝播性拡大



第61図 間欠的に進行する伝播性拡大を伴う重複拡大中心  
de Alteris et al. (投稿中) による.

第62図 リフトのセグメント化  
Macdonald et al. (1988) による.

第63図 北フィジー海盆の拡大系のモデル

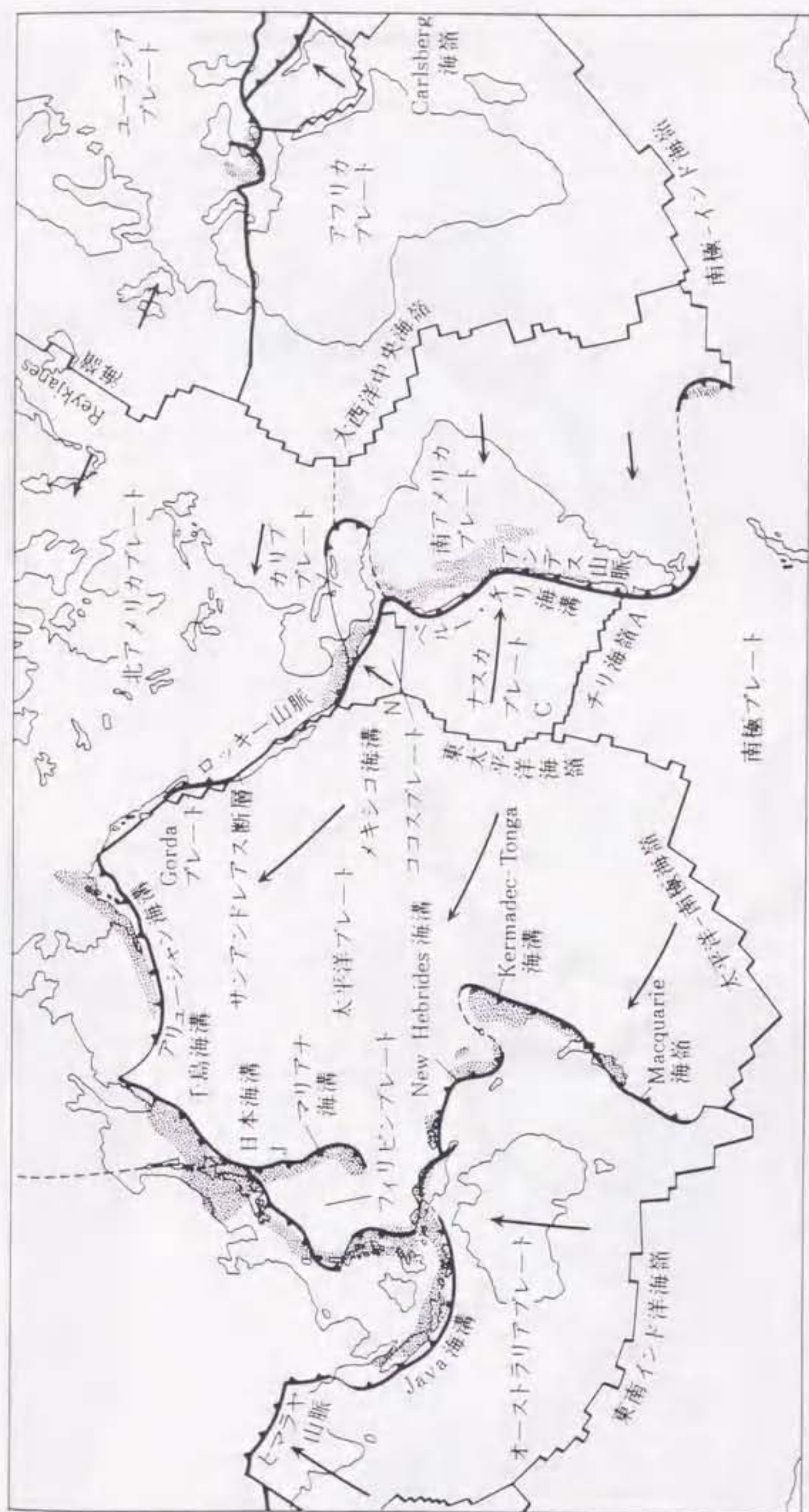
(a) 左ずれ剪断帯で形成される断裂の種類と方向 (Park, 1989による) を示す. (b) 海盆内に分散した様々な方向の断裂が, 伝播によって互いに連結して連続的な拡大系を作る.

第64図 北フィジー海盆の海底の推定年代の分布

第65図 北フィジー海盆の拡大のモデル  
玉木 (1992) による.

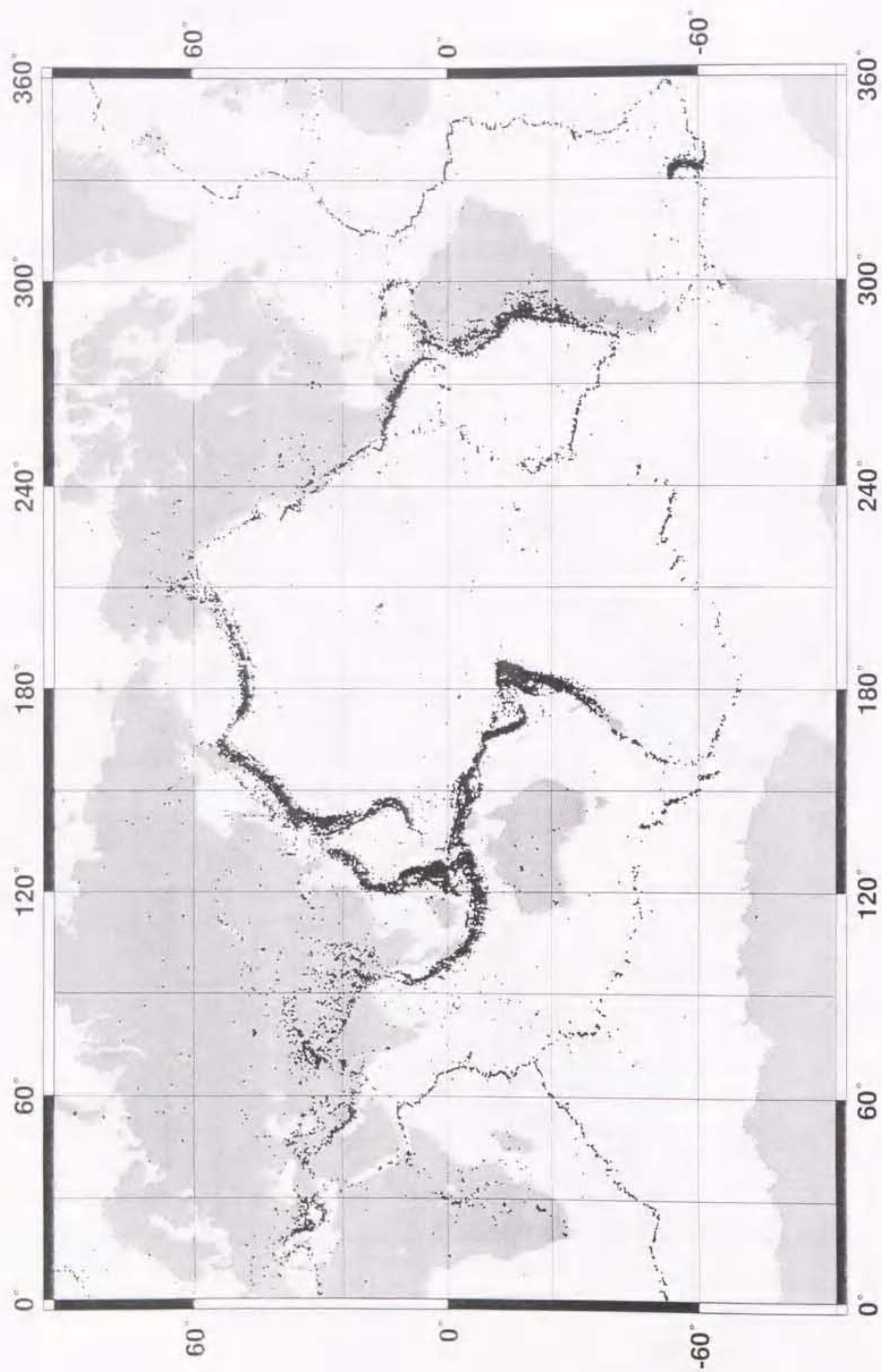


(b)  
系を

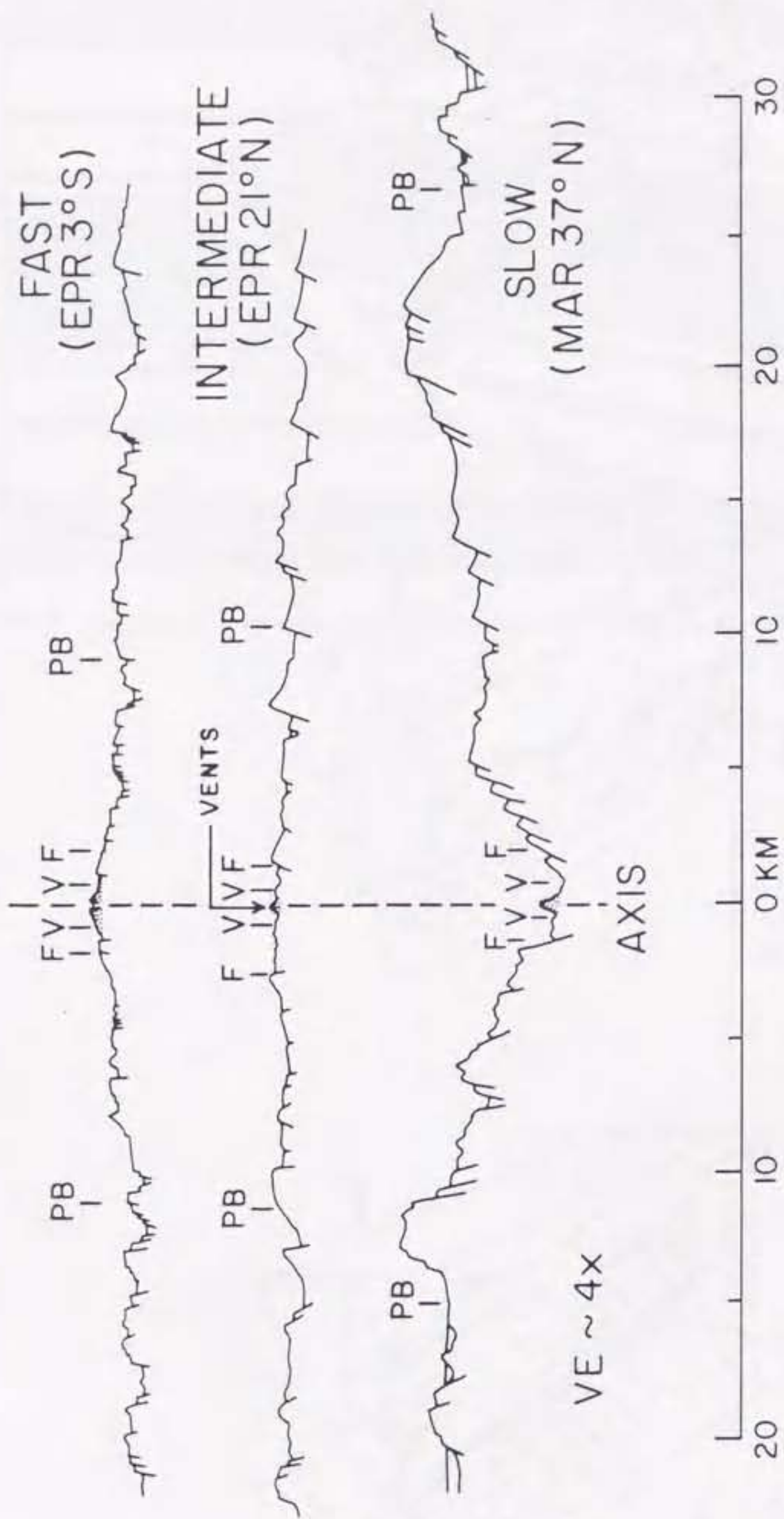


第1図



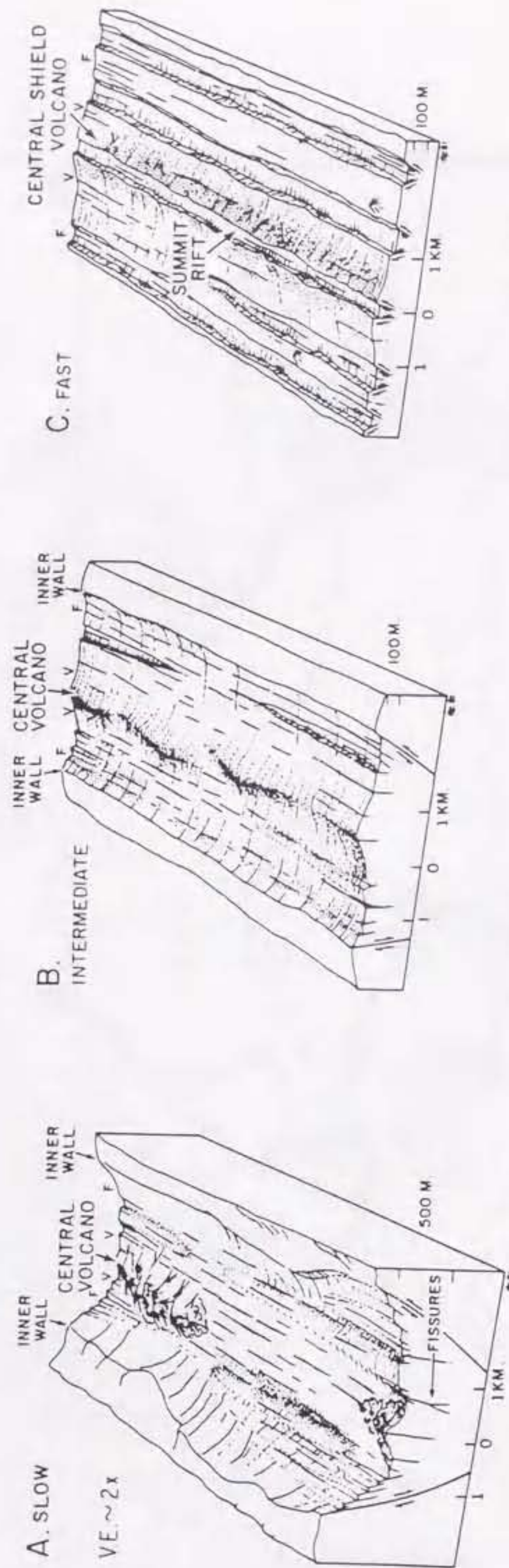






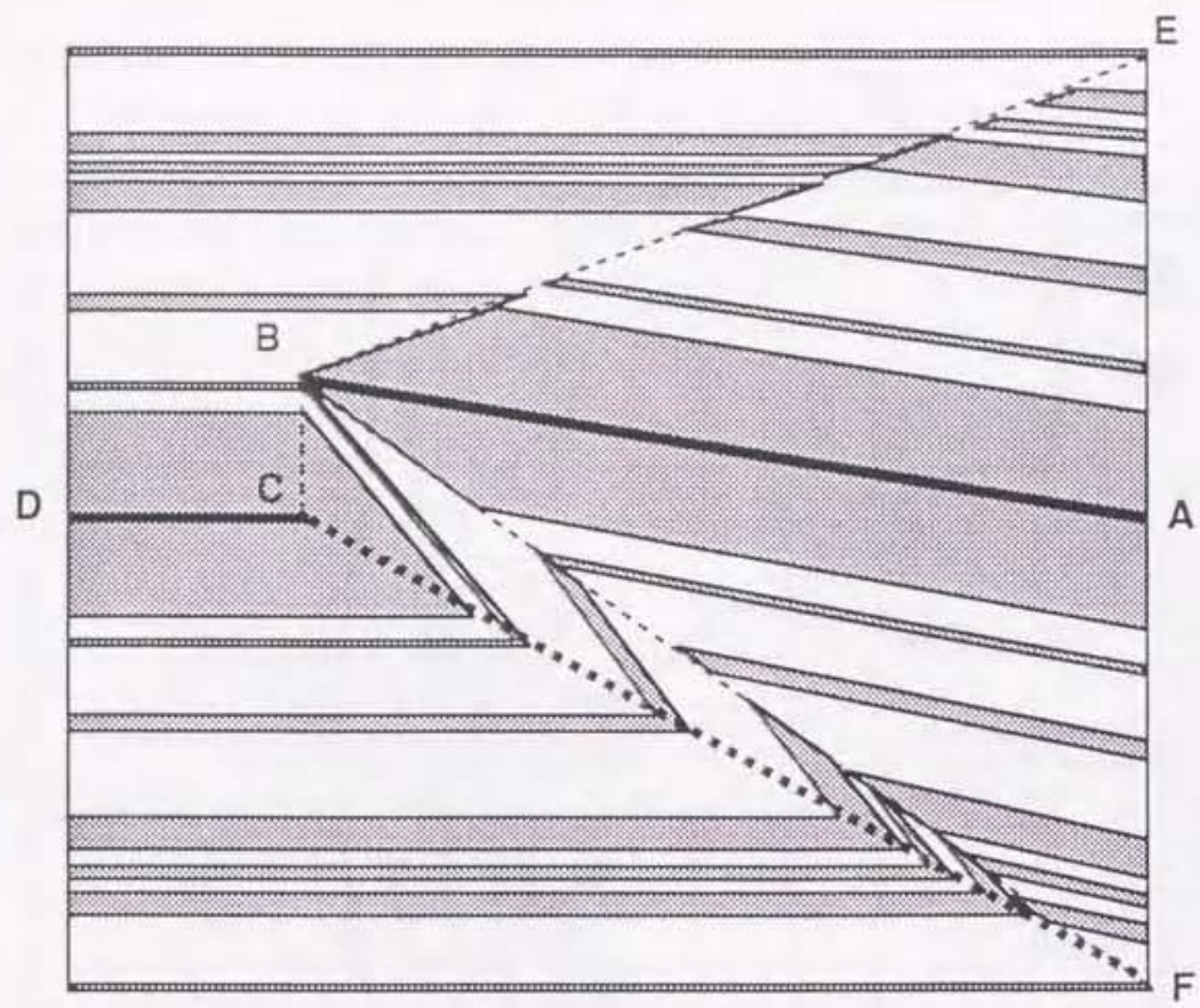
第3図



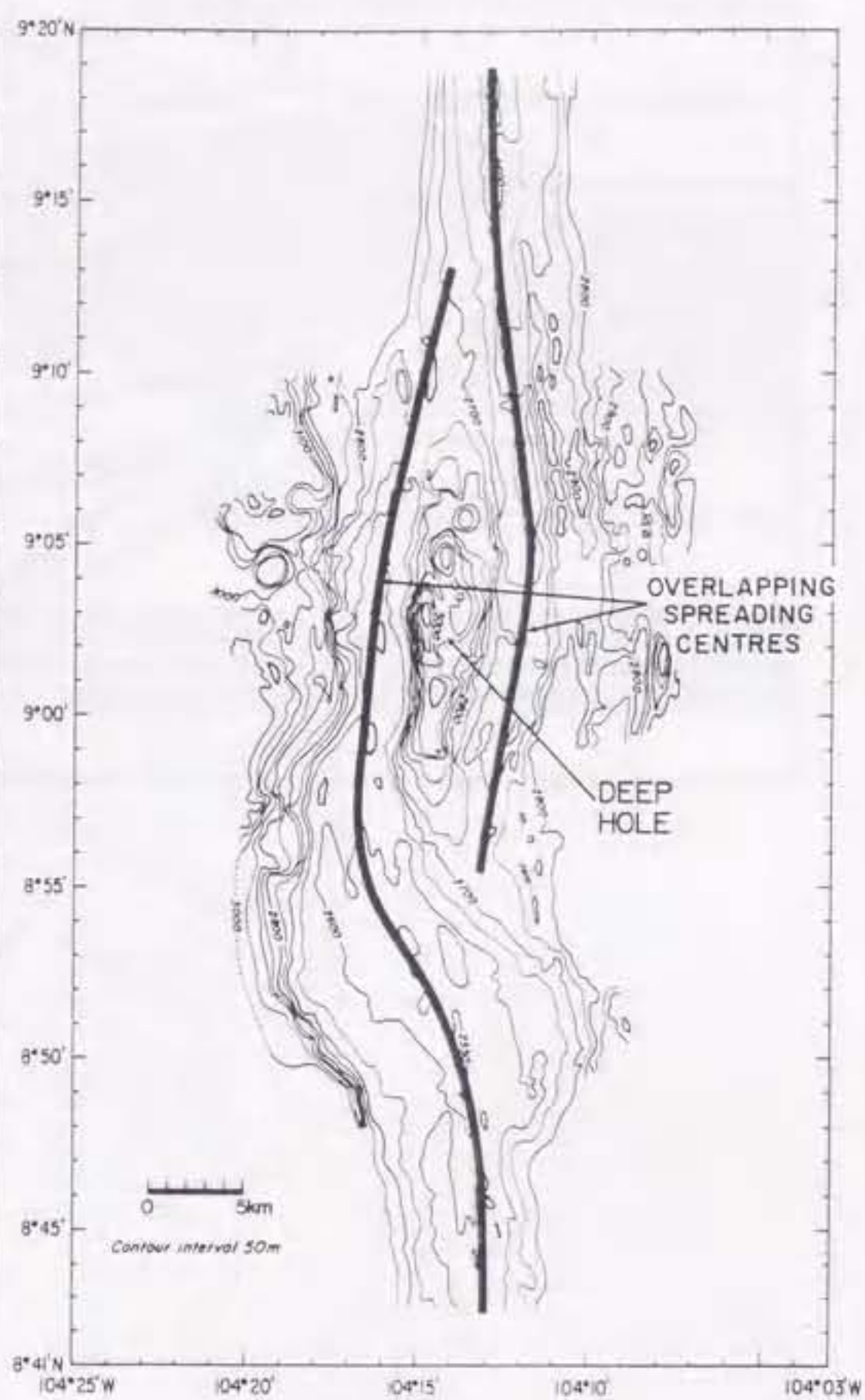
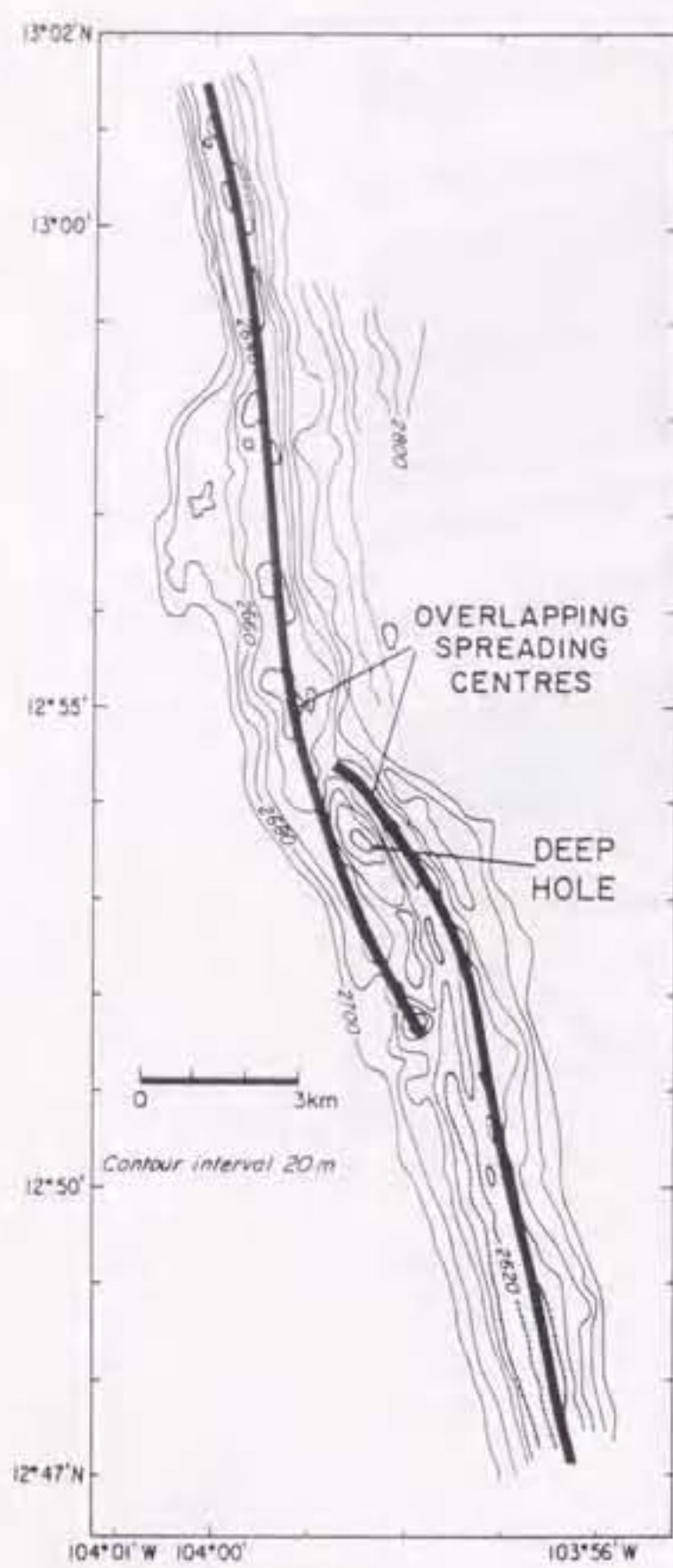


第4図





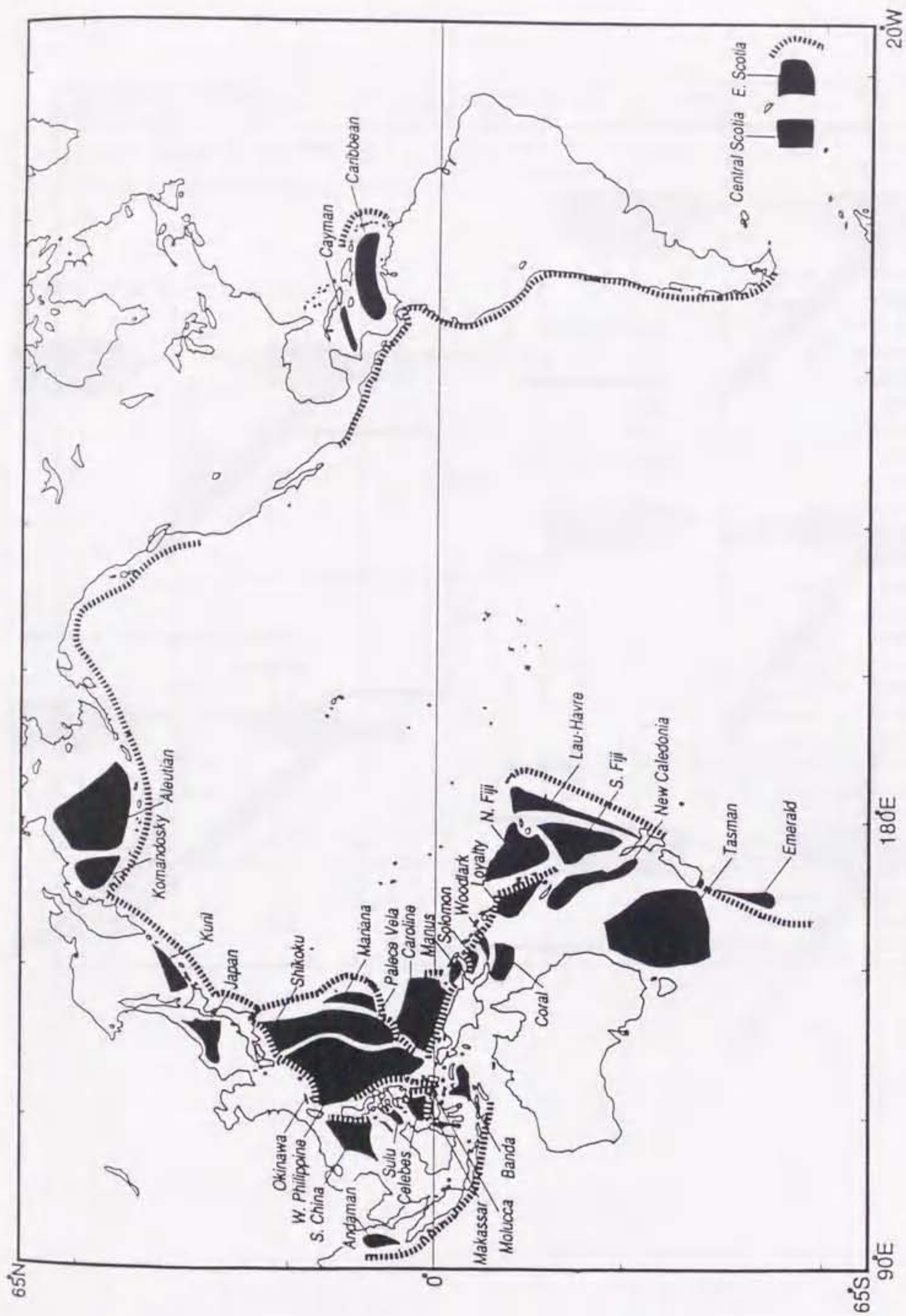




第6図

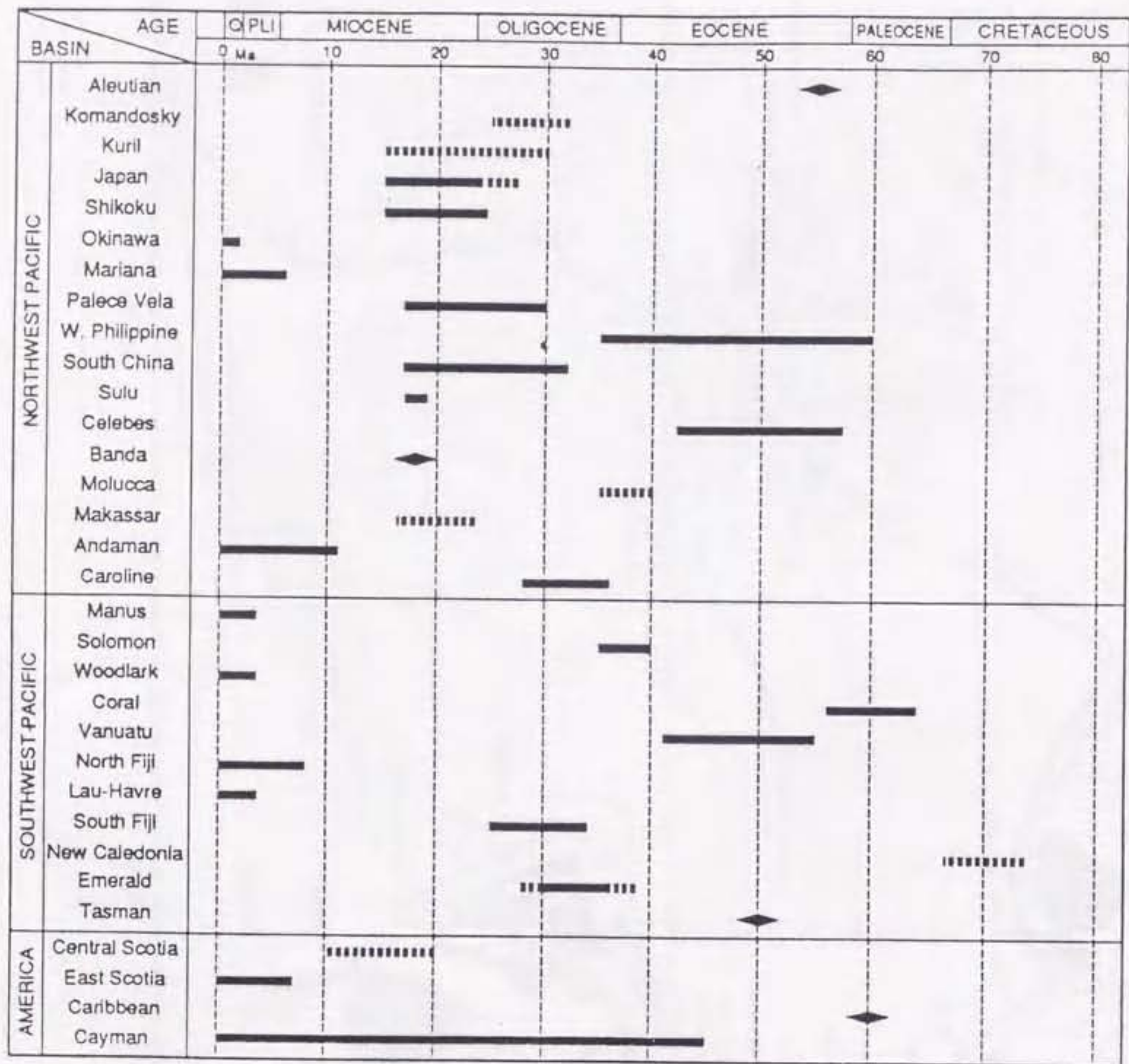






第7図



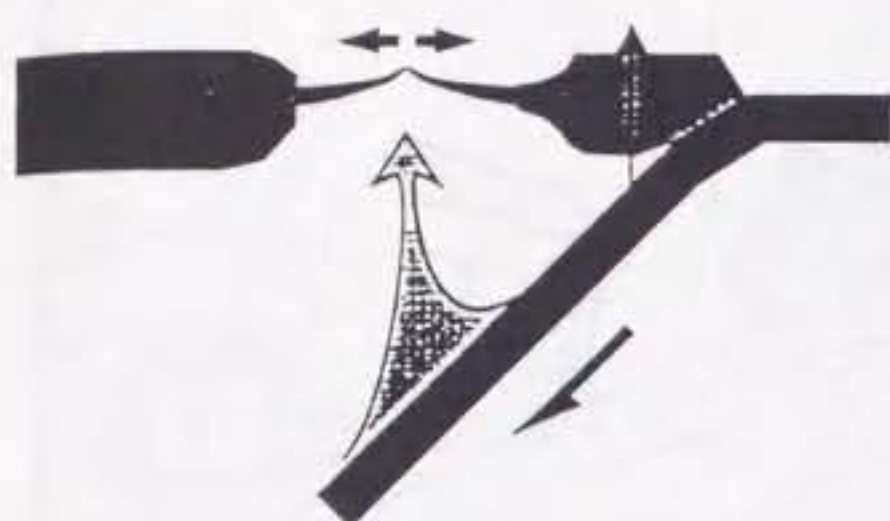


第8図

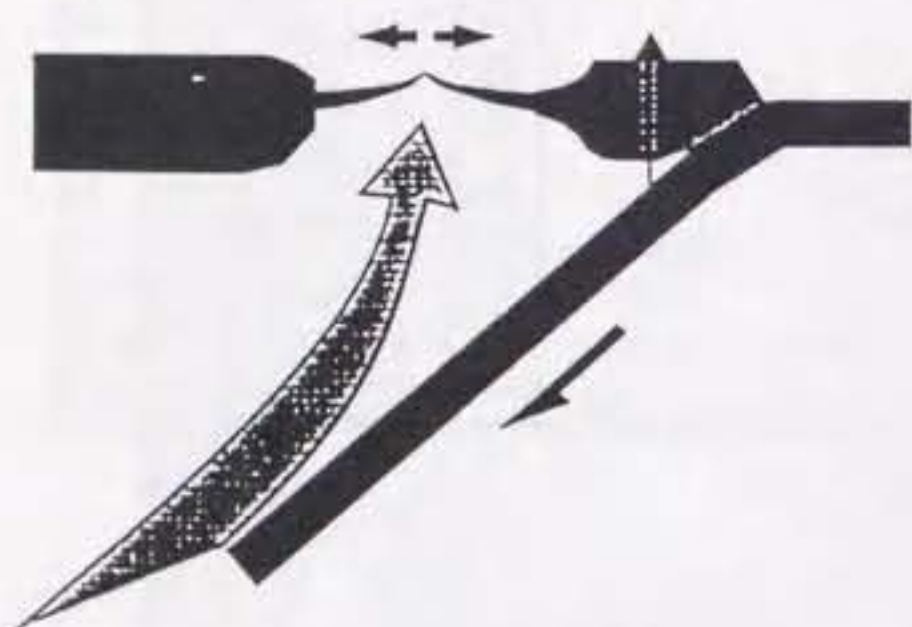


# MODELS OF BACKARC SPREADING

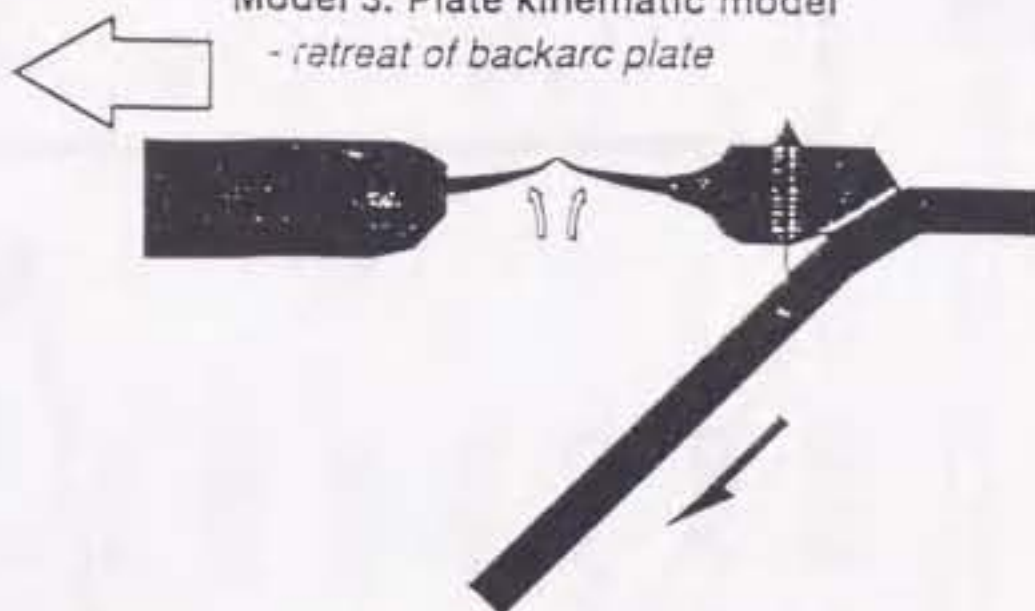
Model 1. Slab-induced upwelling model



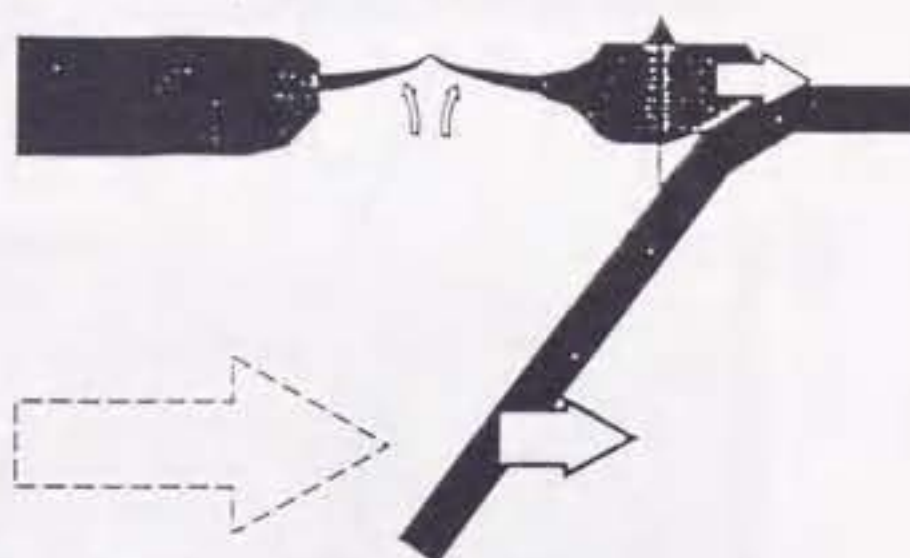
Model 2. Plume injection model



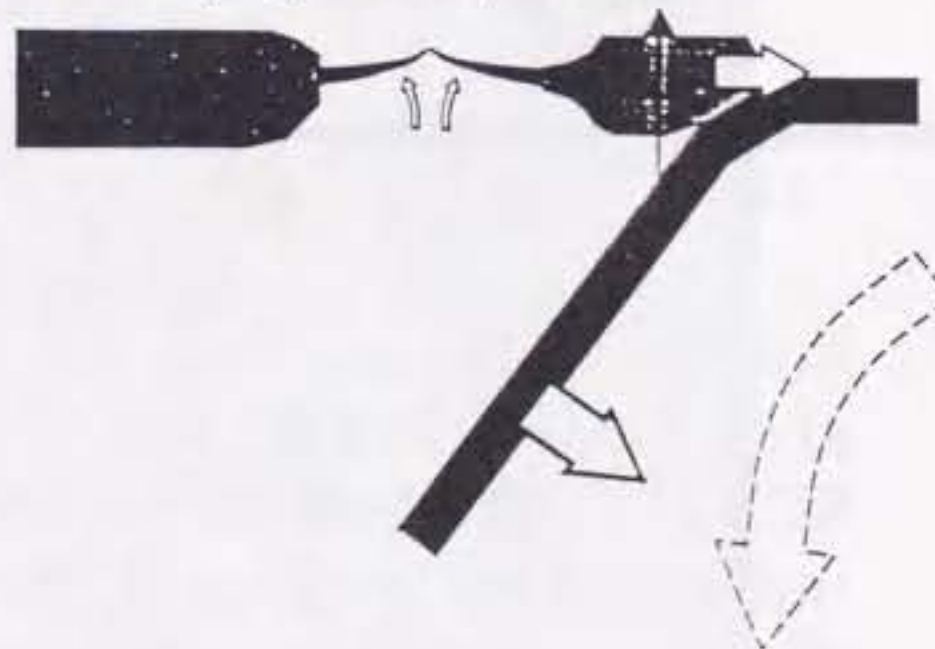
Model 3. Plate kinematic model  
- retreat of backarc plate



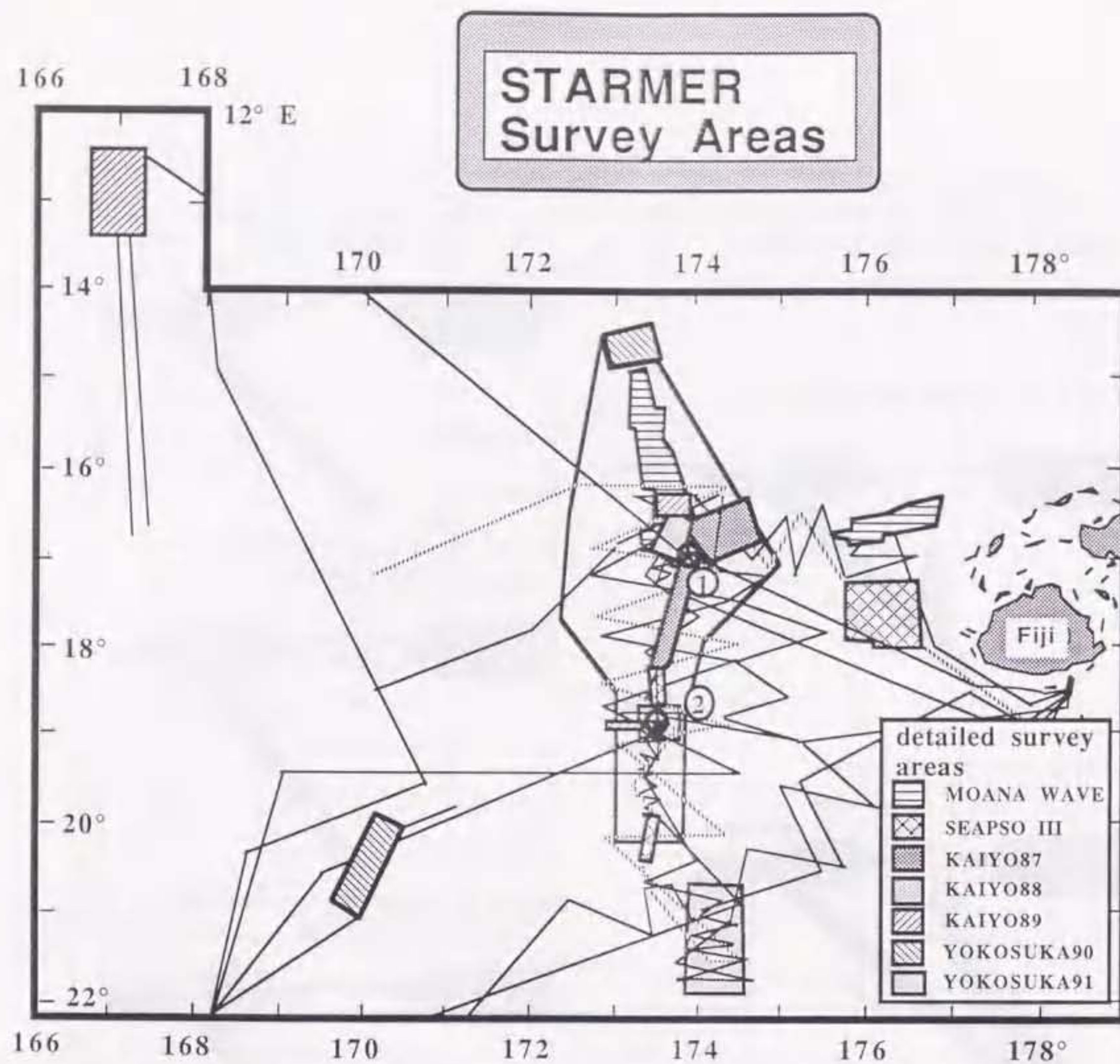
Model 4. Asthenospheric flow model 1  
- trench roll back by eastward  
asthenospheric current



Model 5. Asthenospheric flow model 2  
- trench roll back by instability  
of downgoing asthenospheric flow

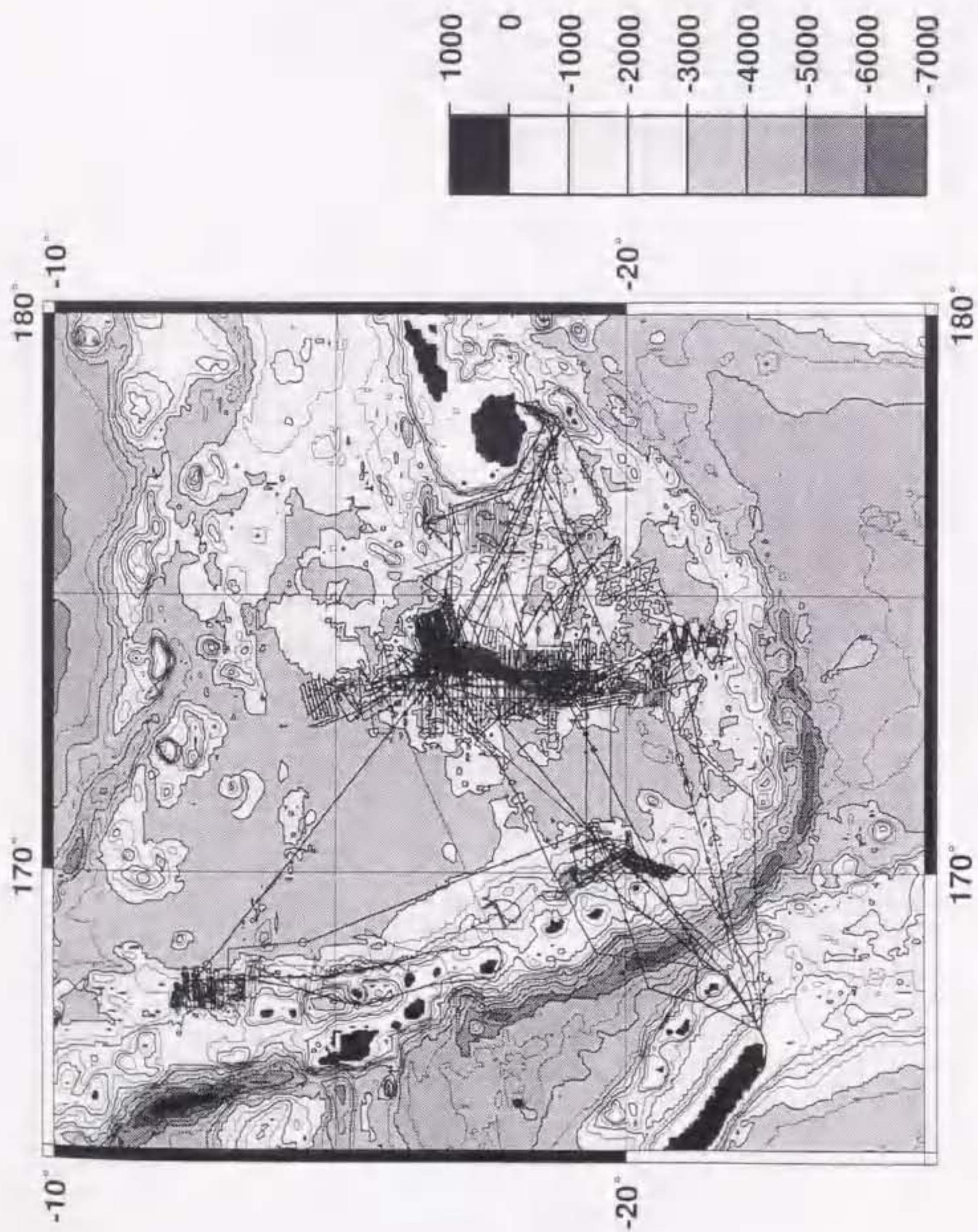




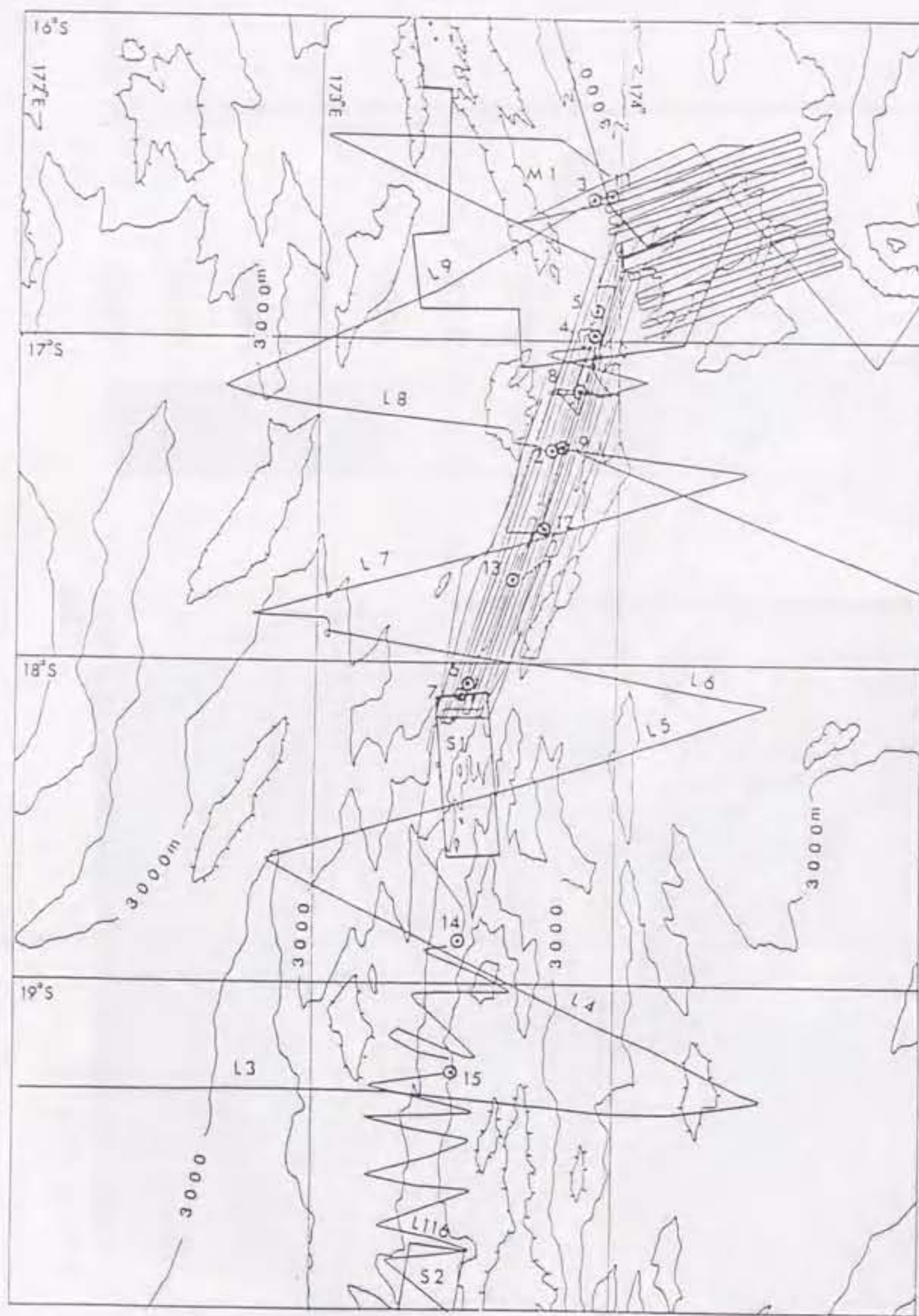


Survey areas and tracks. Boxes are detailed survey area by KAIYO87,88, 89, YOKOSUKA90, 91, SEAPSO III and MOANA WAVE. Locations indicated by encircled star, 1: station 4, 2: station 14







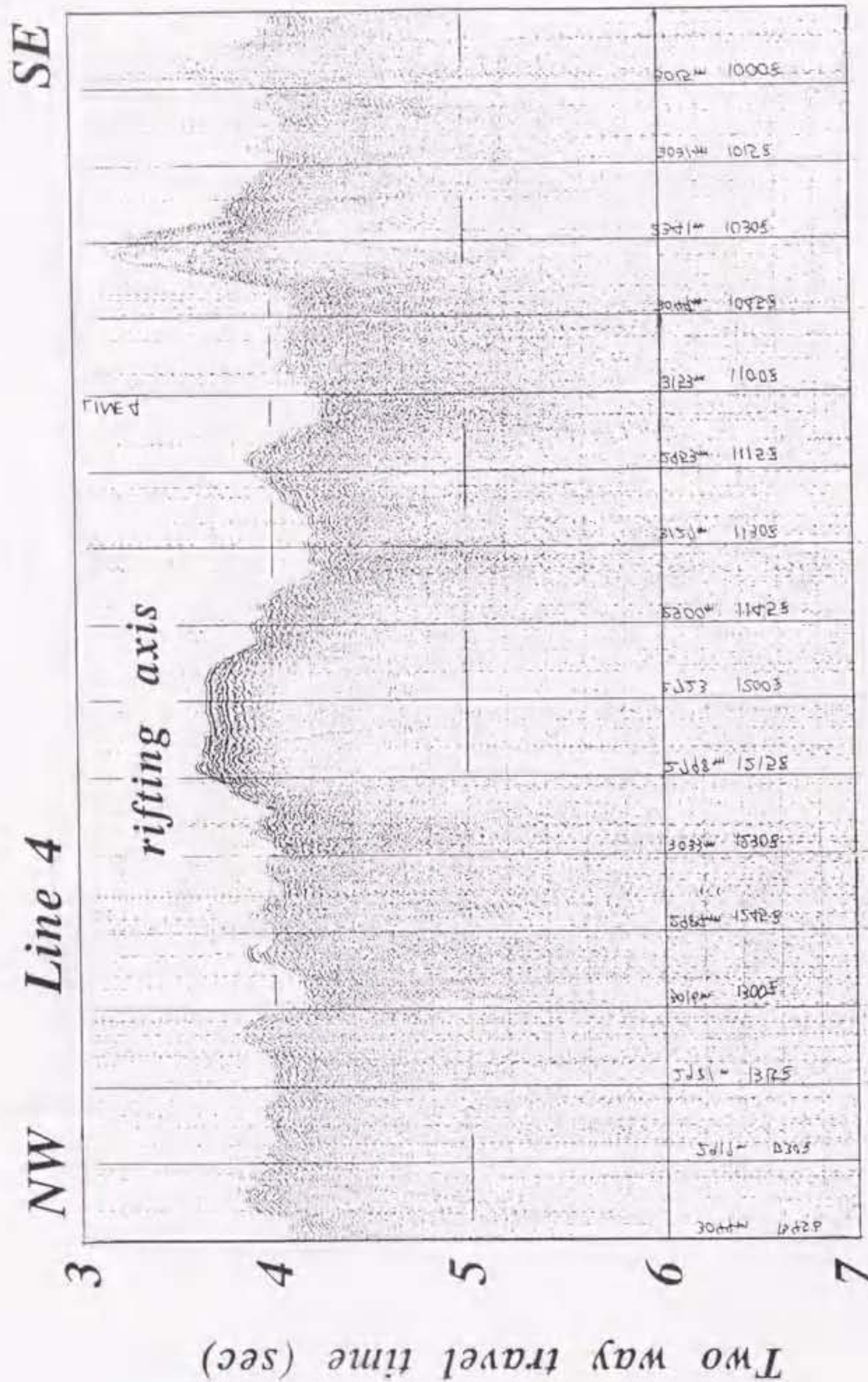


第12図





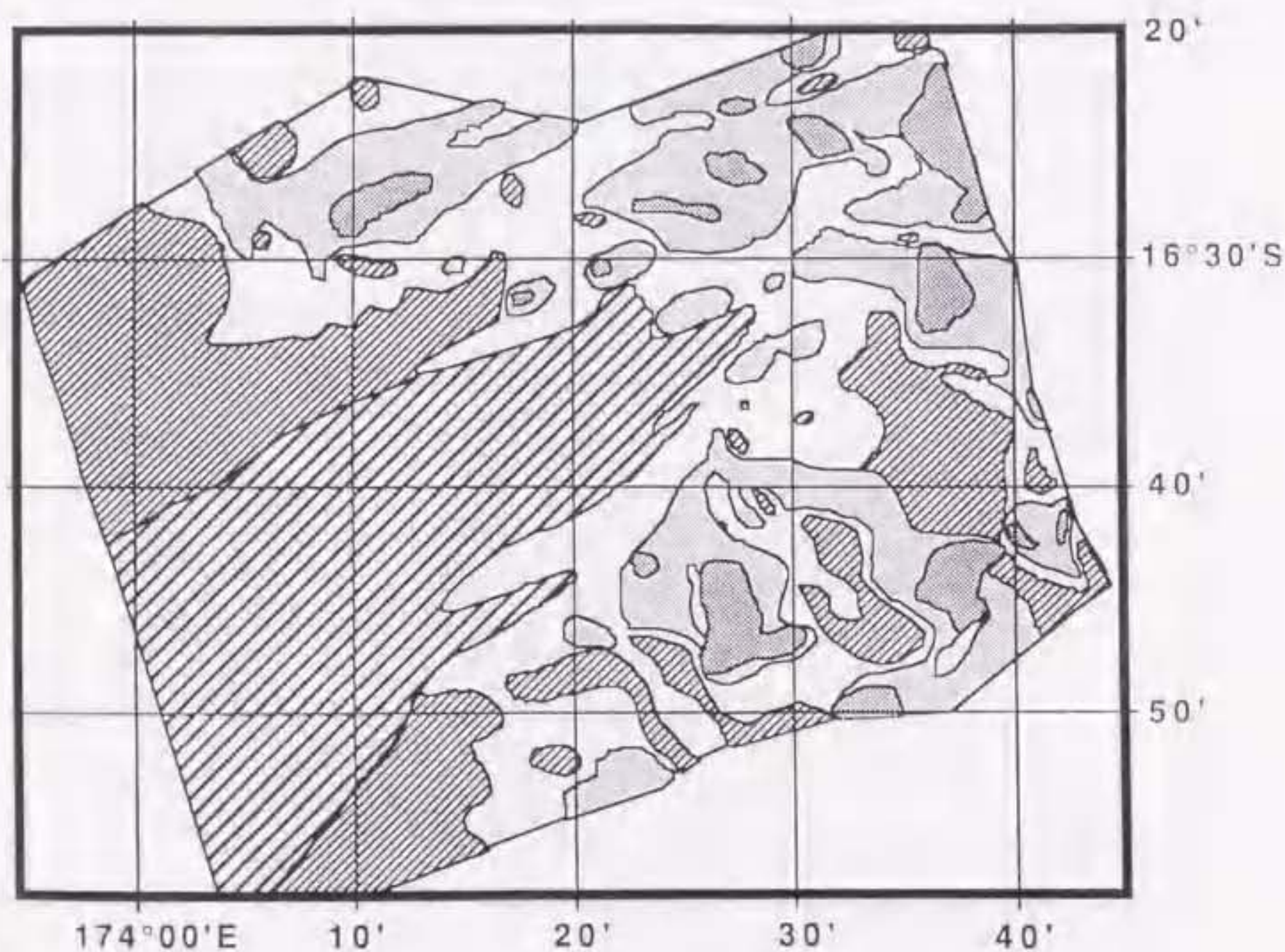
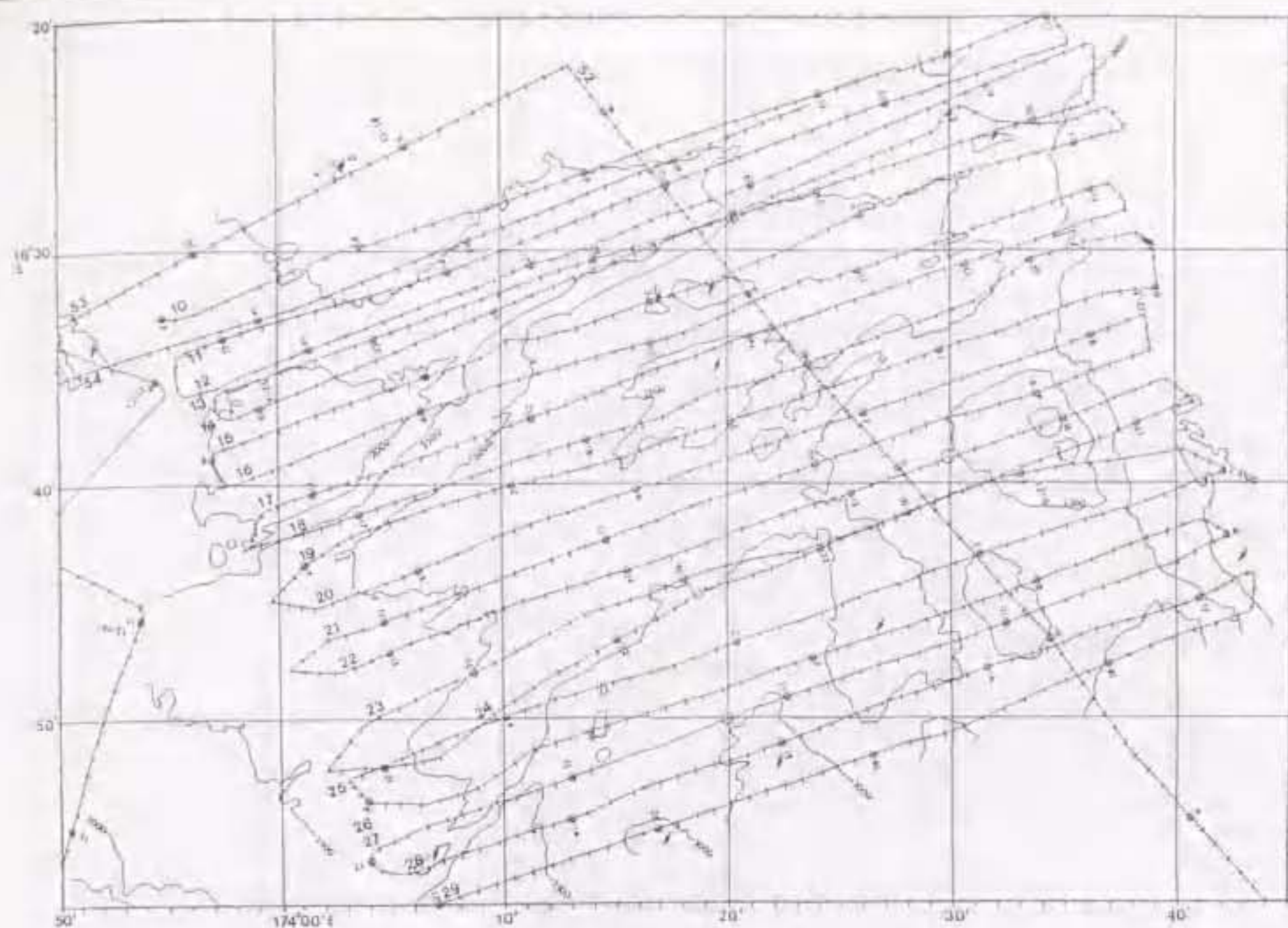




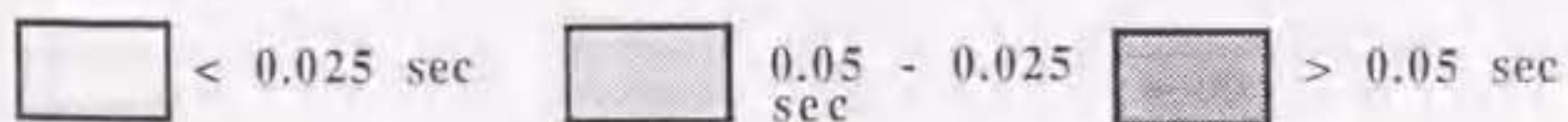
第14图



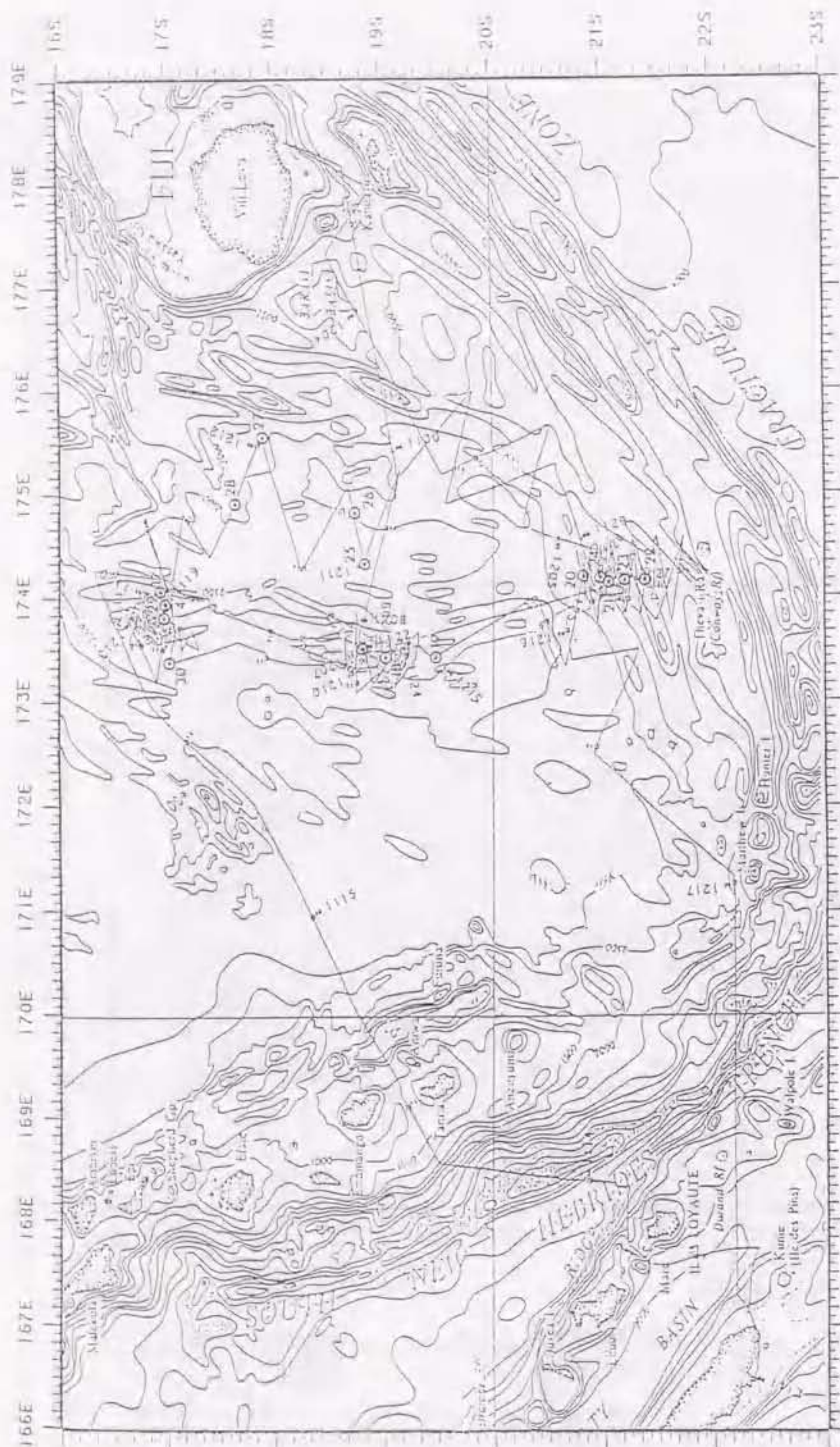




SOFT SEDIMENT

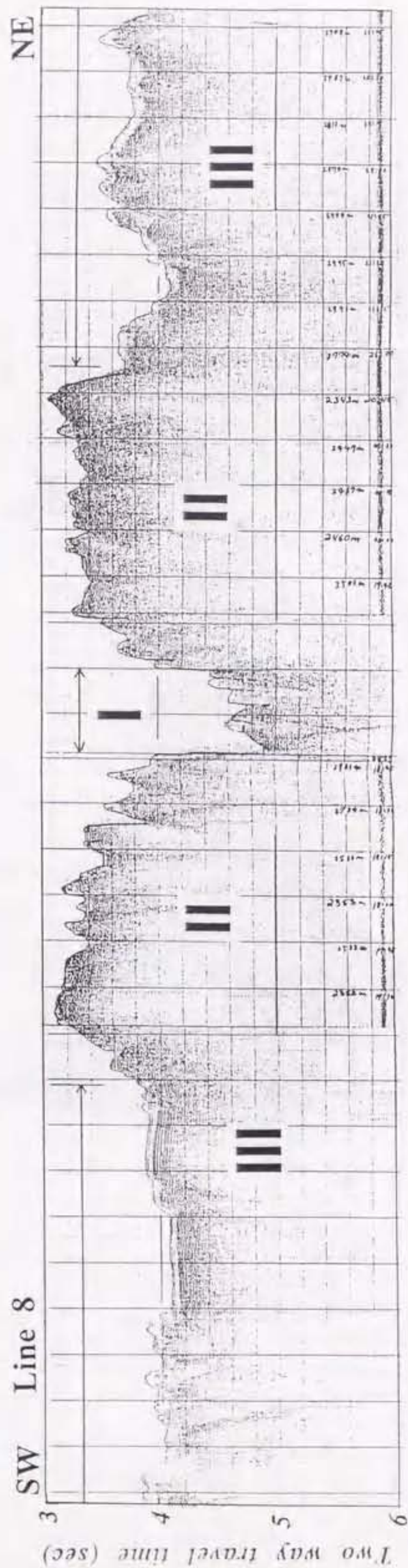




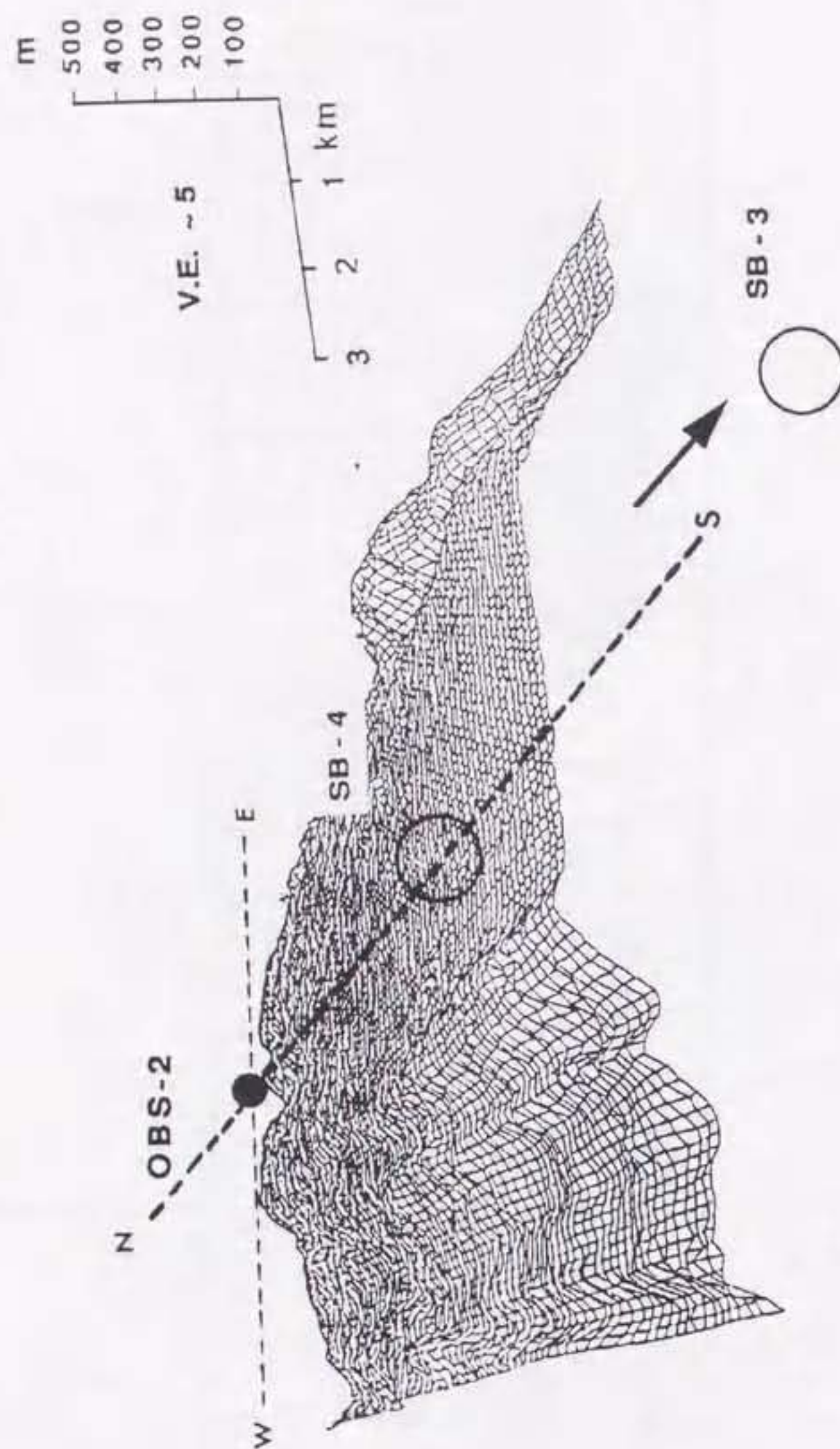


第16图



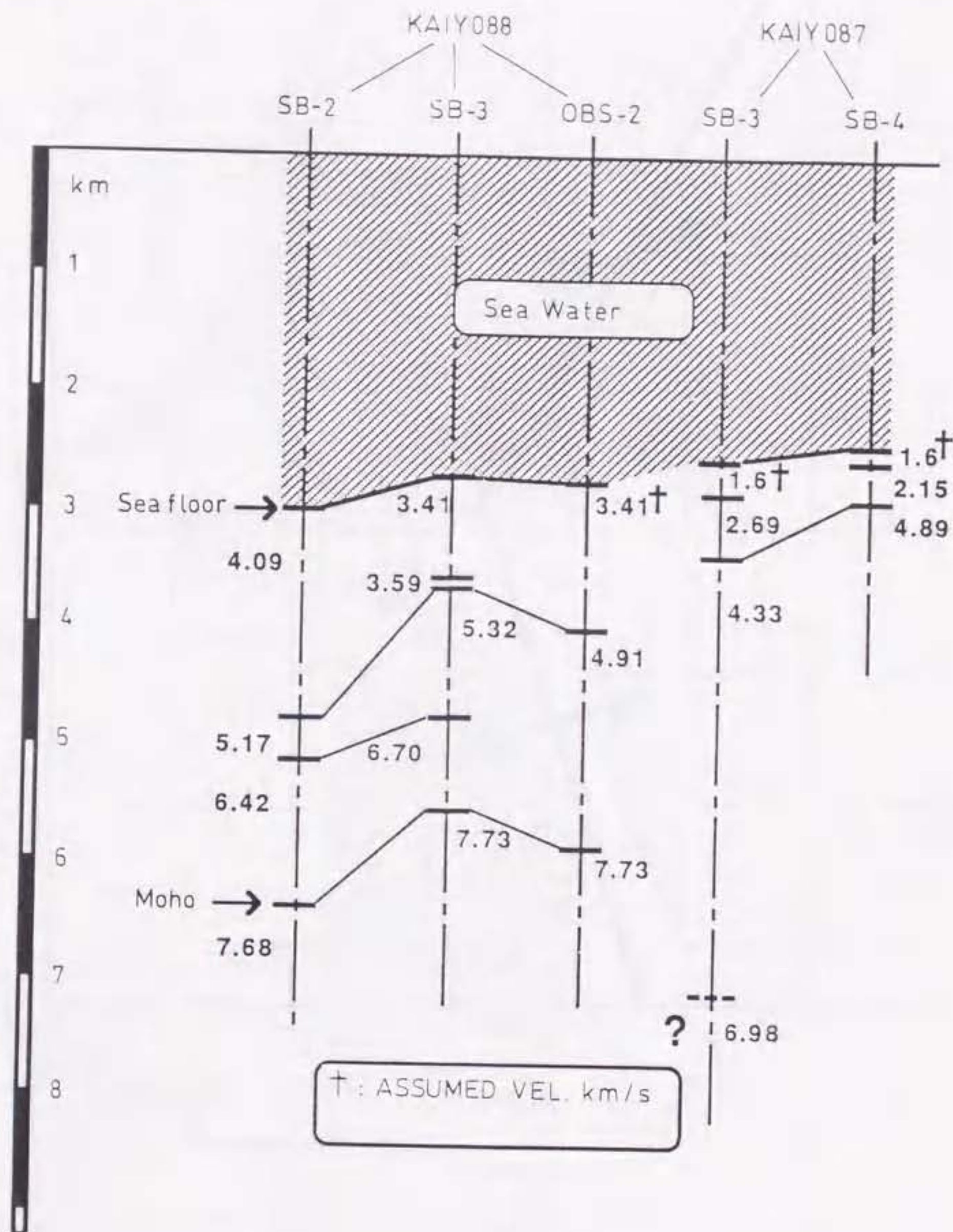






第18図

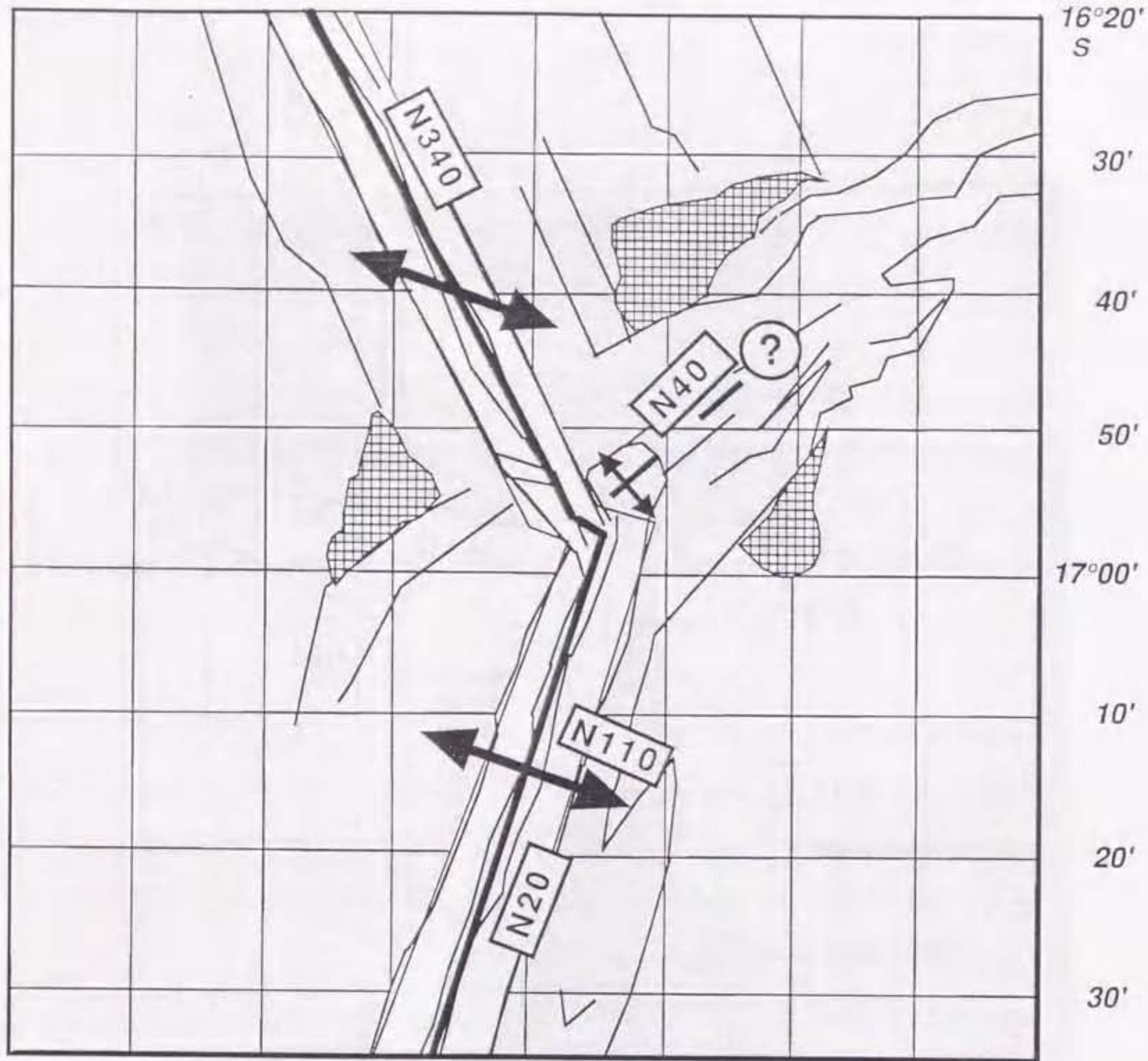




第19図



173°10'E 20' 30' 40' 50' 174°00' 10' 20' 30'



0 20 km

第20図

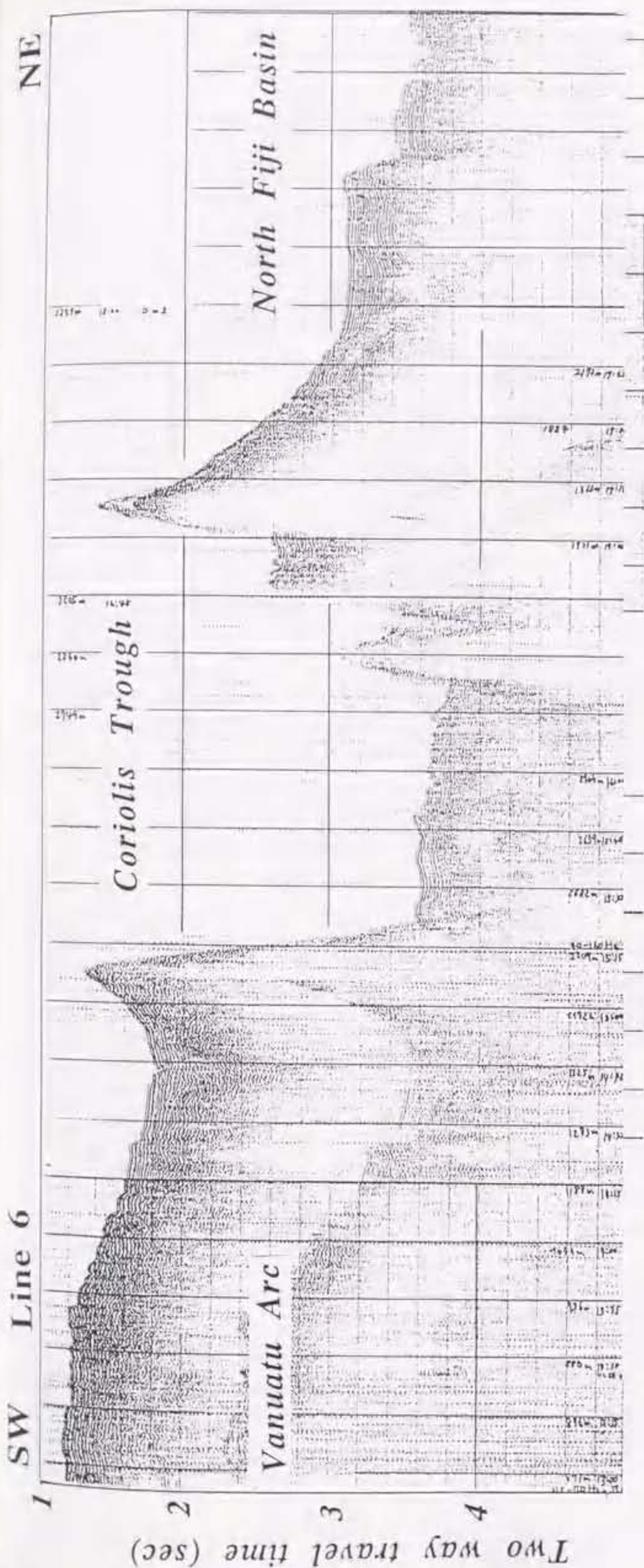
NE

SW Line 6

1

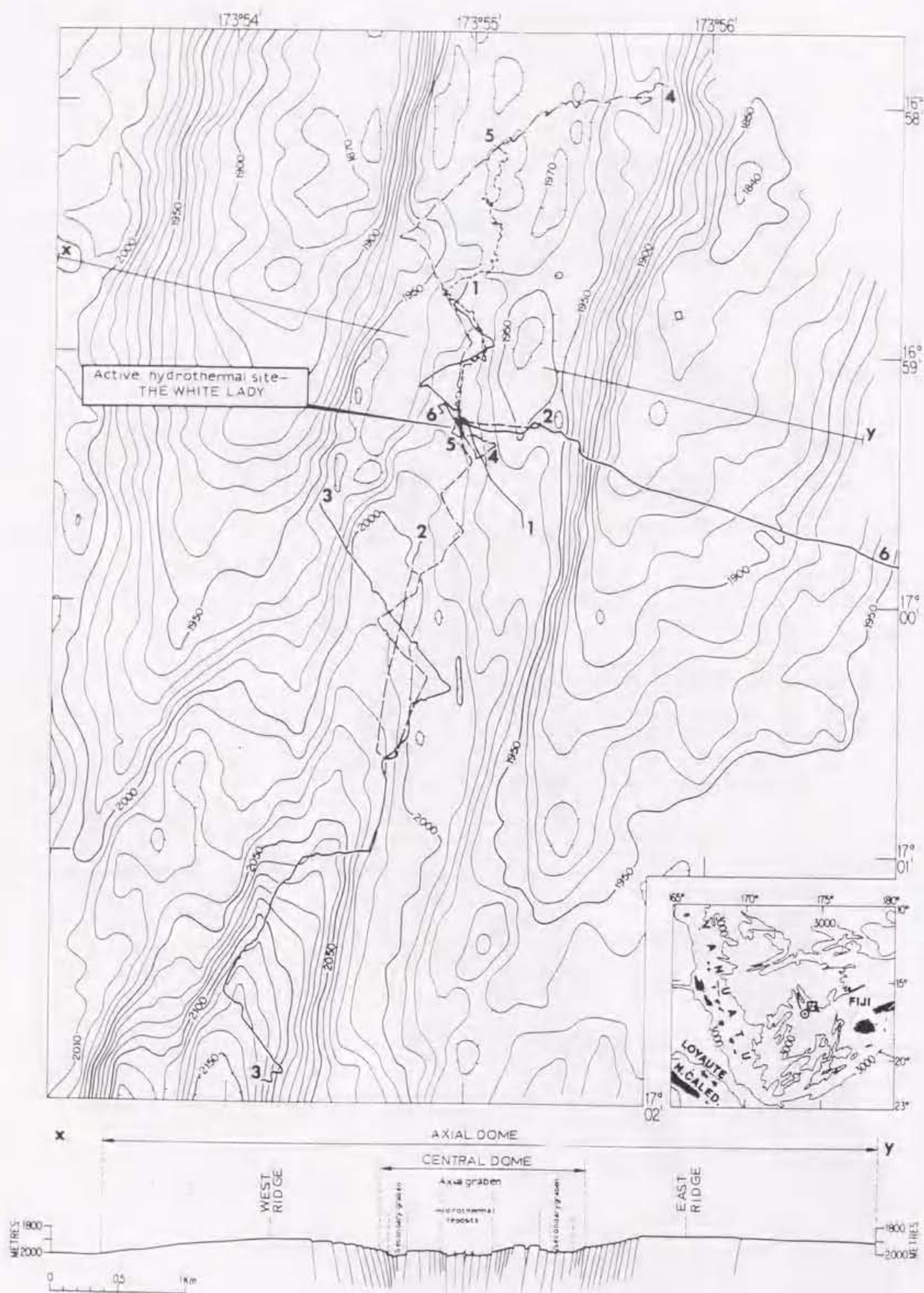


20'  
30'  
40'  
50'  
00'  
10'  
20'  
0'



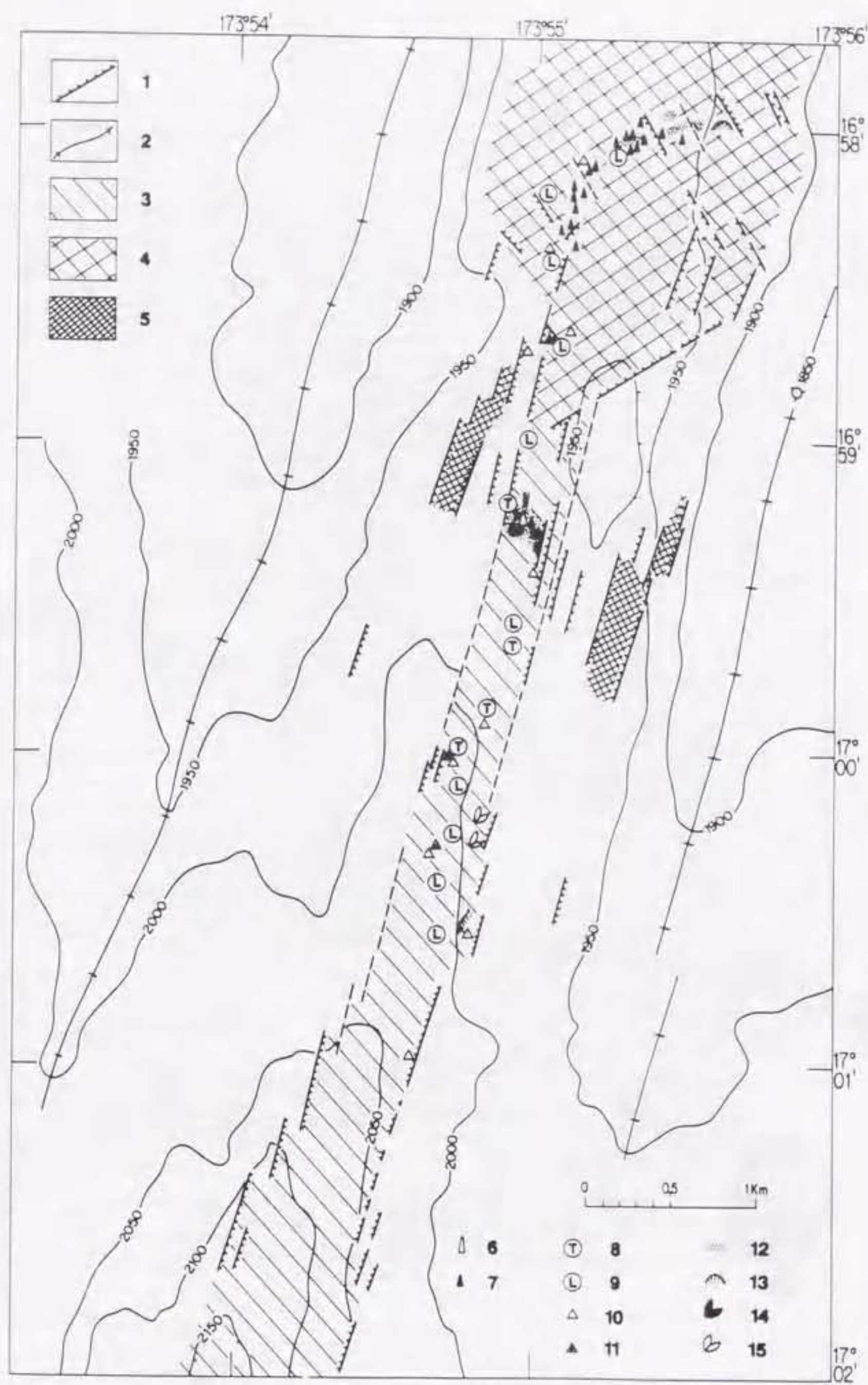
第21図





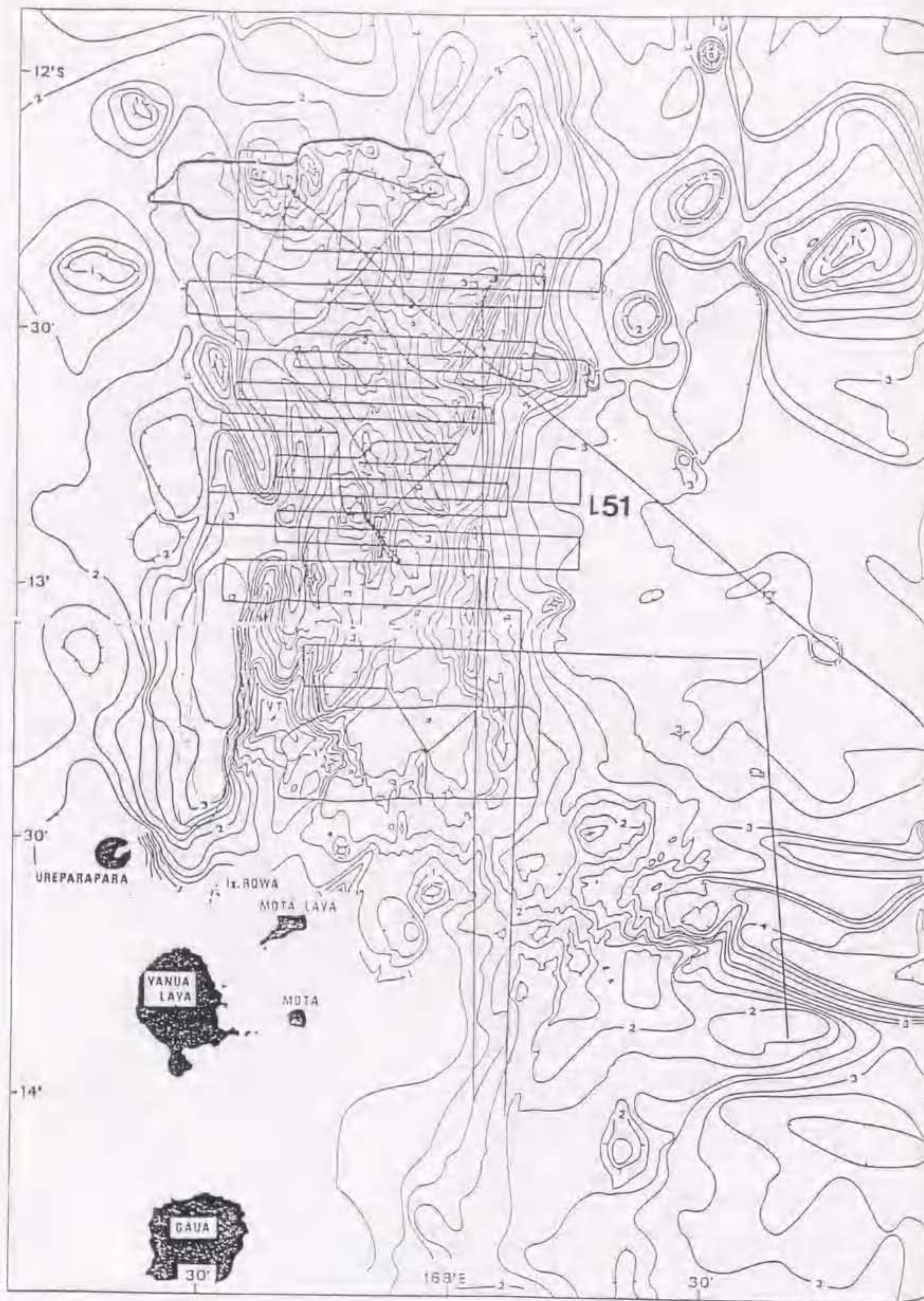
第22図





第23図





第24図

2sec

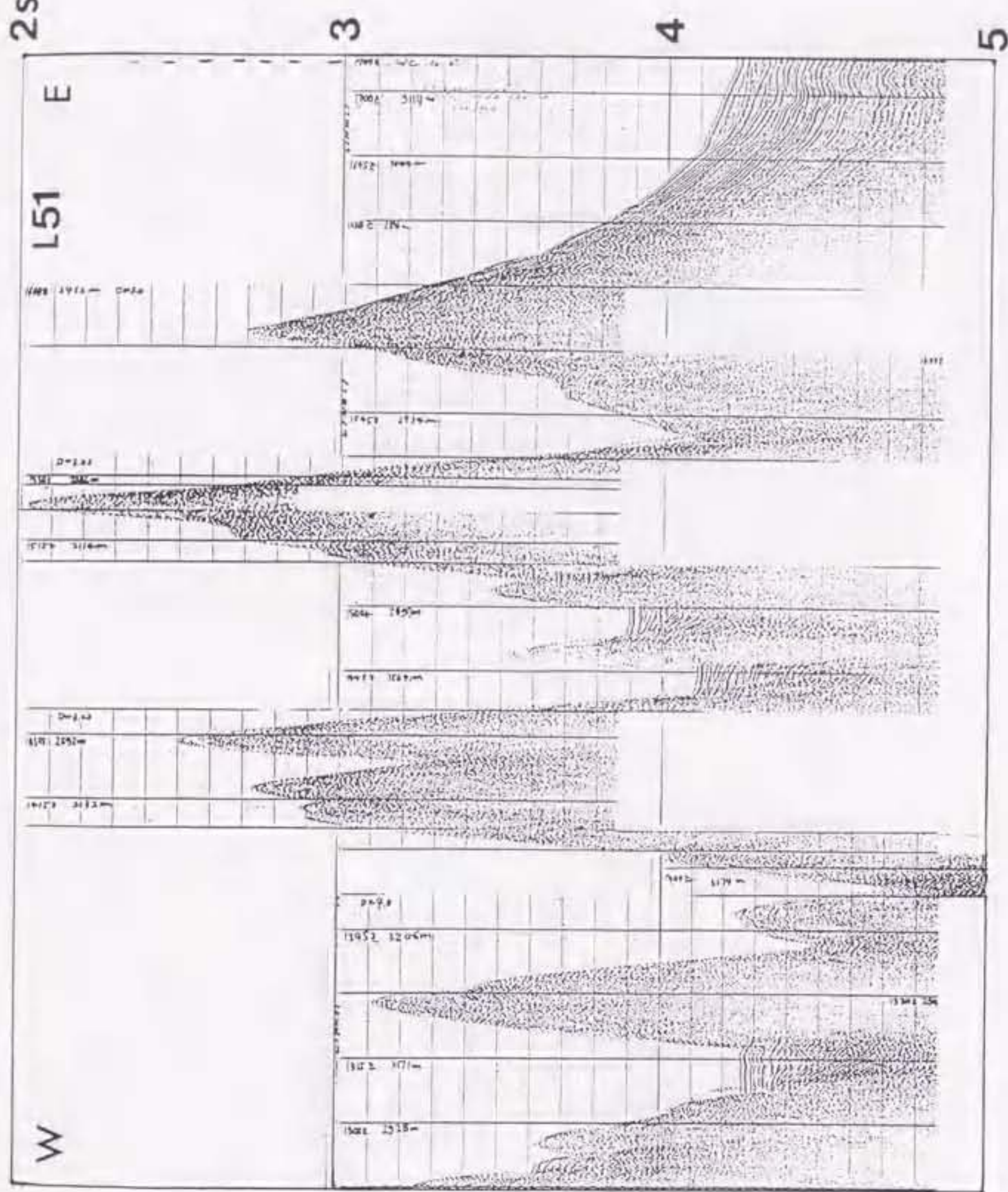
E

L51

W

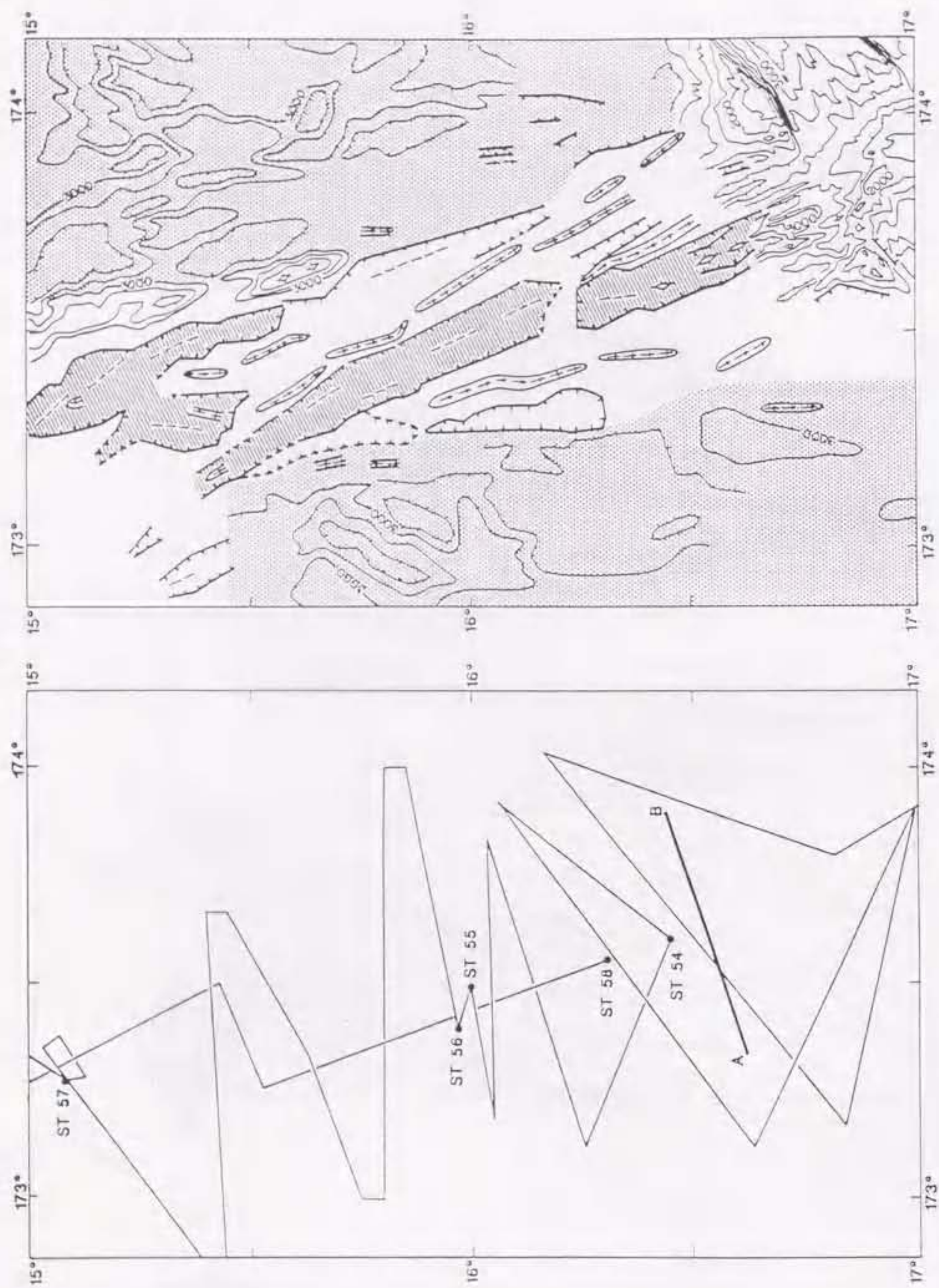


2sec

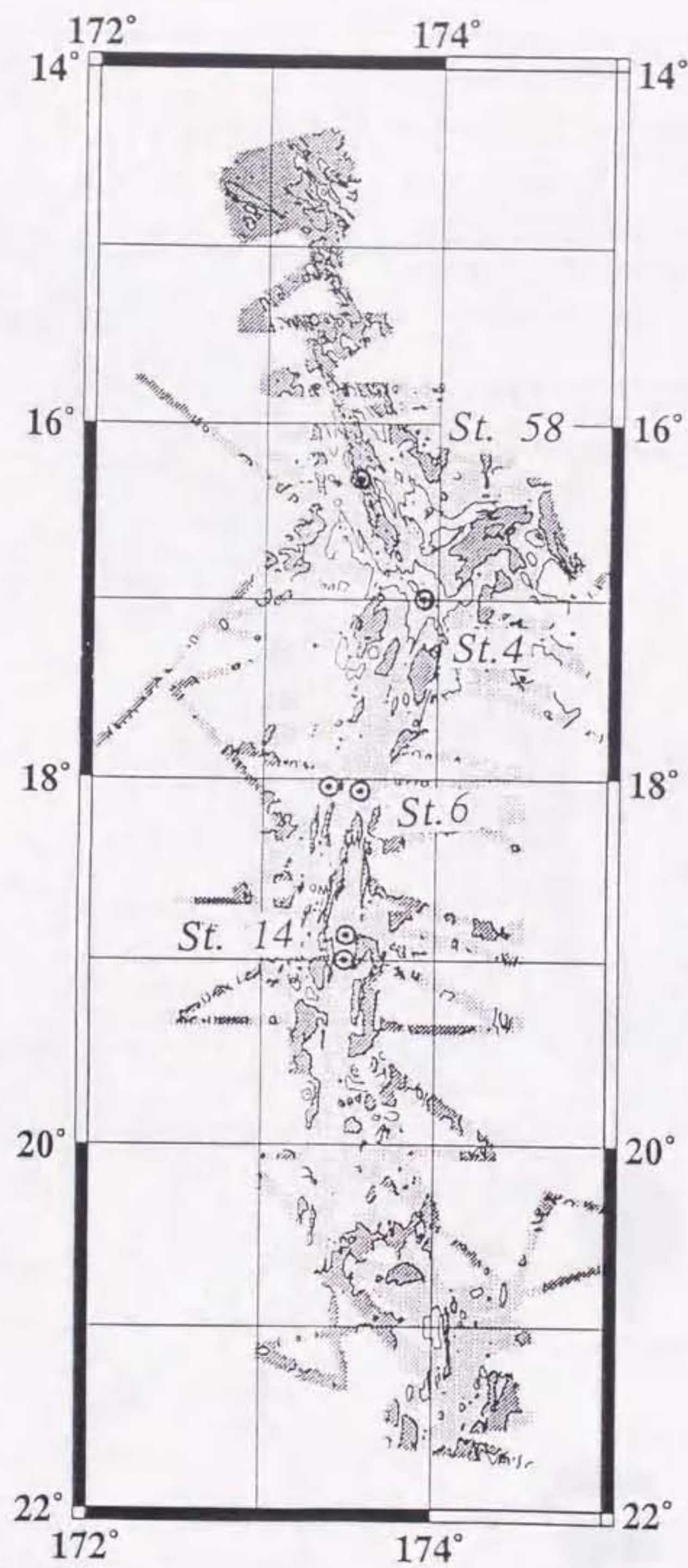


第25図



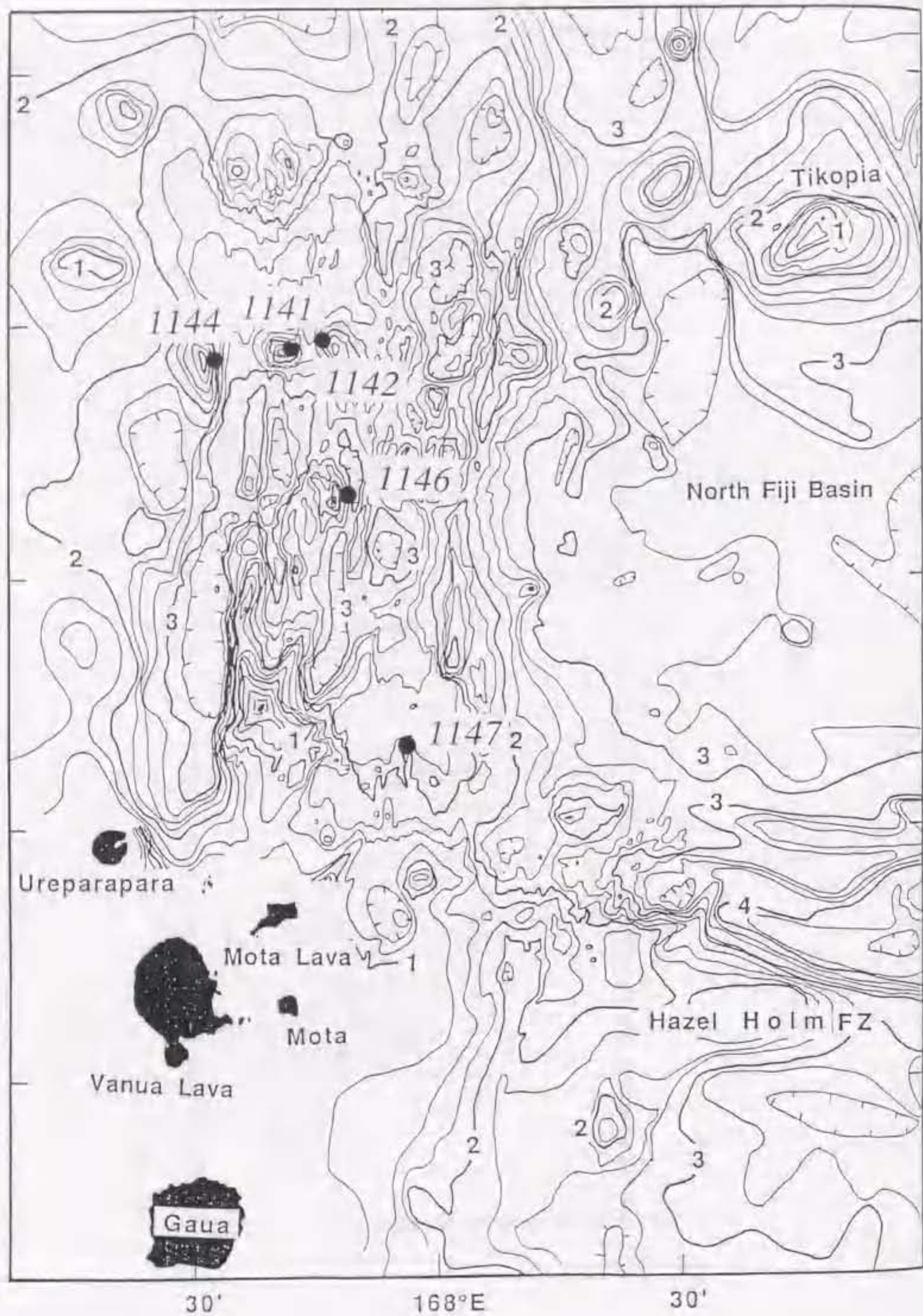






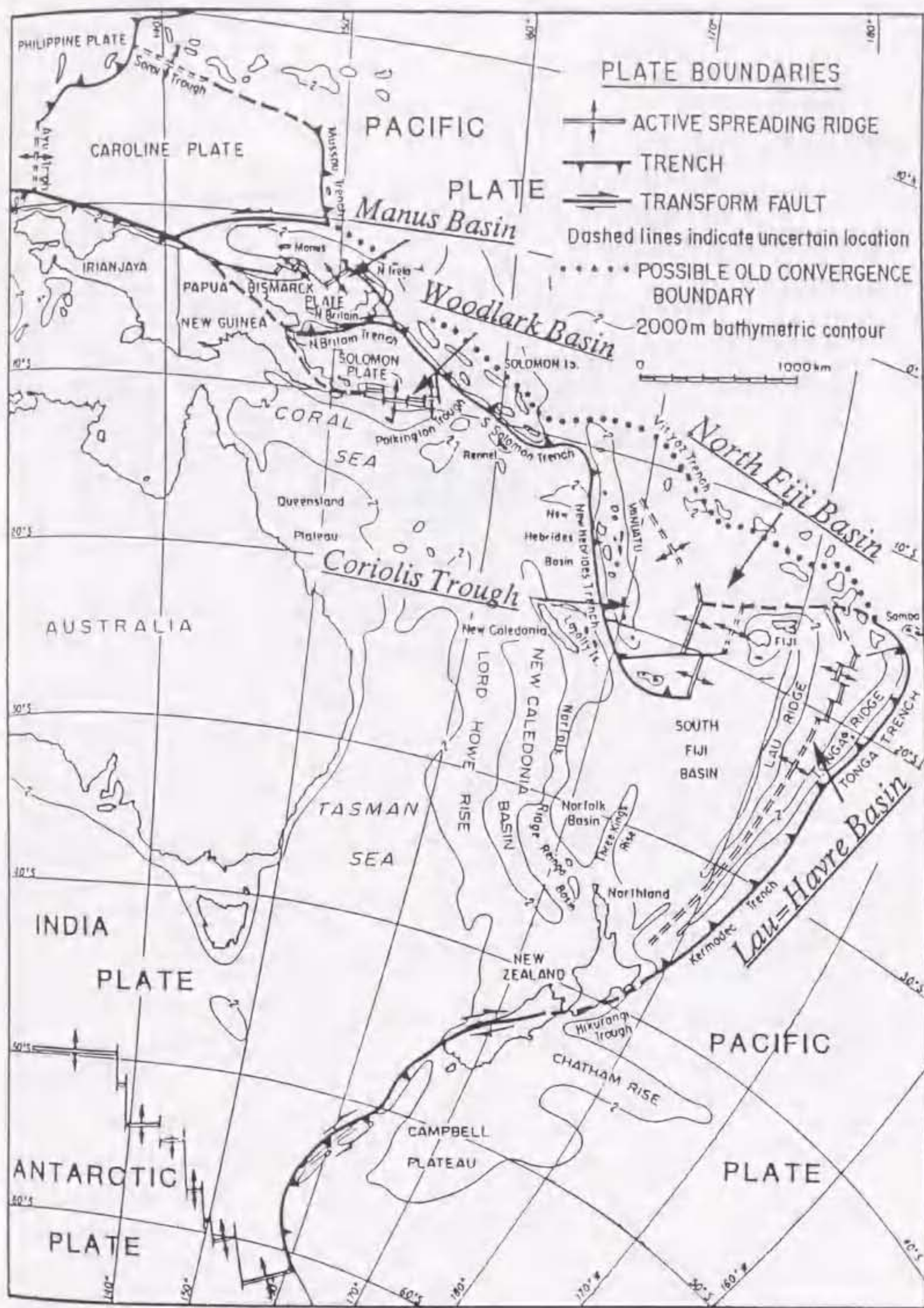
第27図





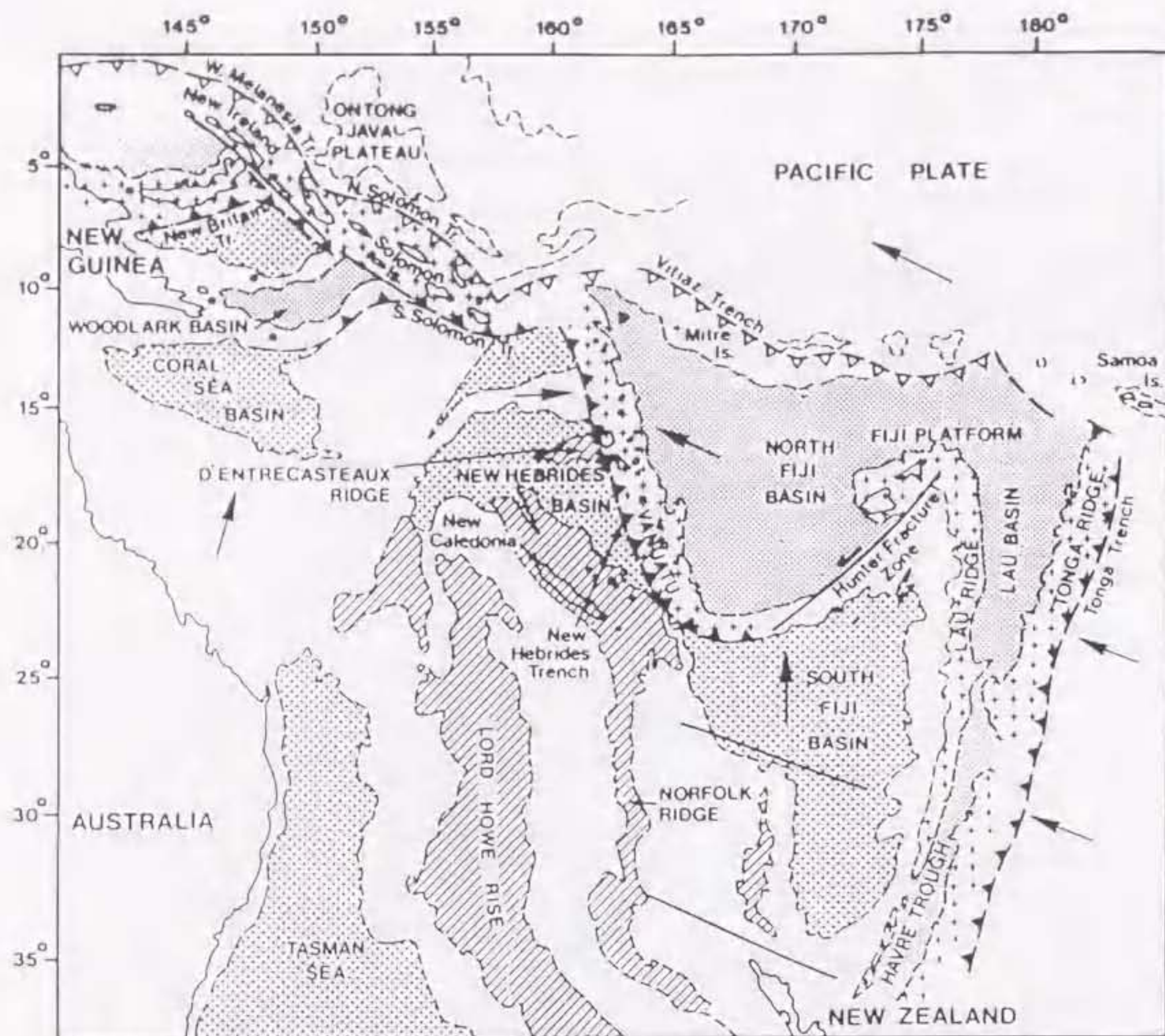
第28図





第29图





#### BASINS

□ Mainly Pliocene-Recent

▨ Eocene and Oligocene

#### RIDGES

▤ Island arc

▨ Other crustal ridge

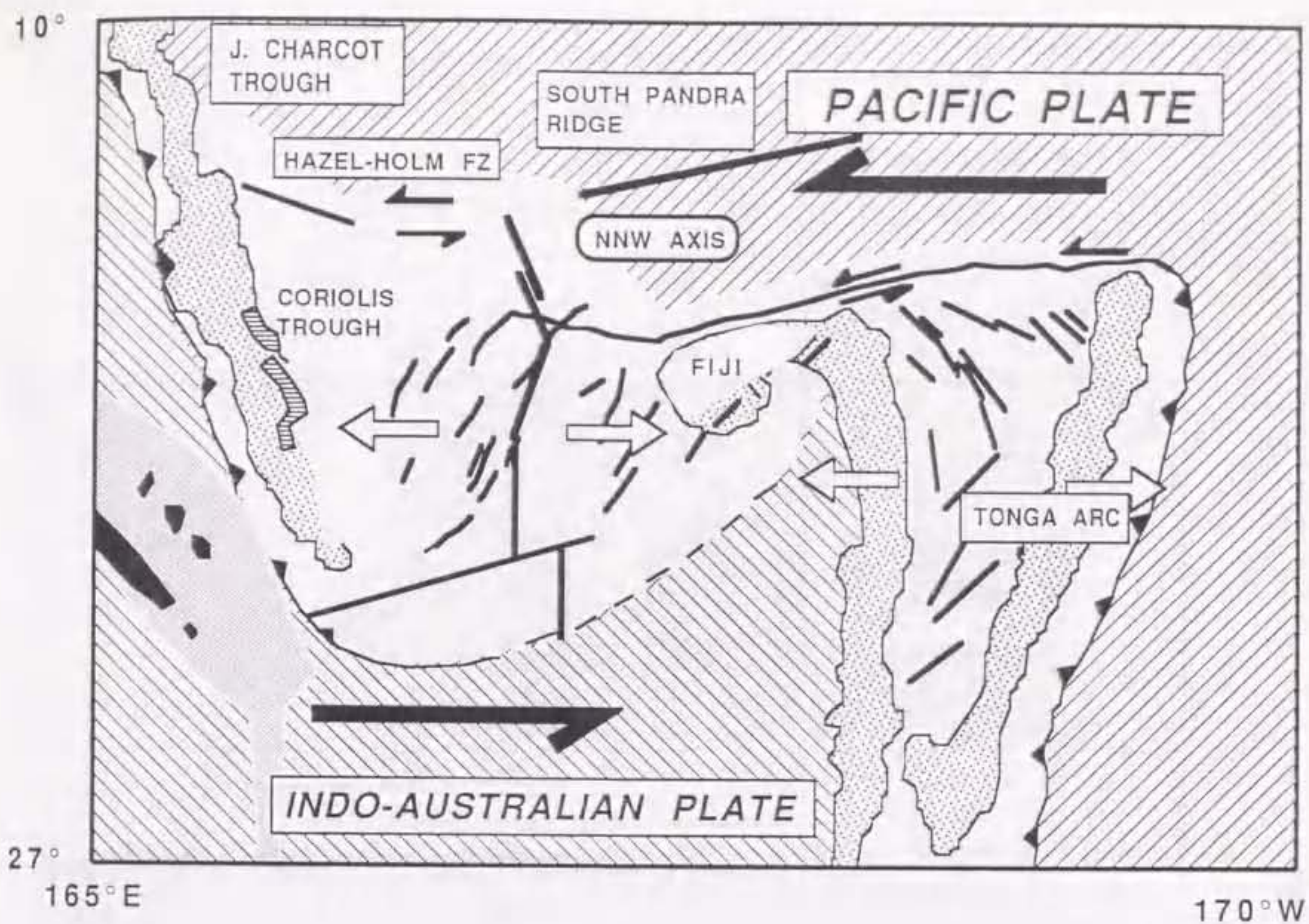
→ Plate motion vector

▲ Active trench

▽ Inactive trench

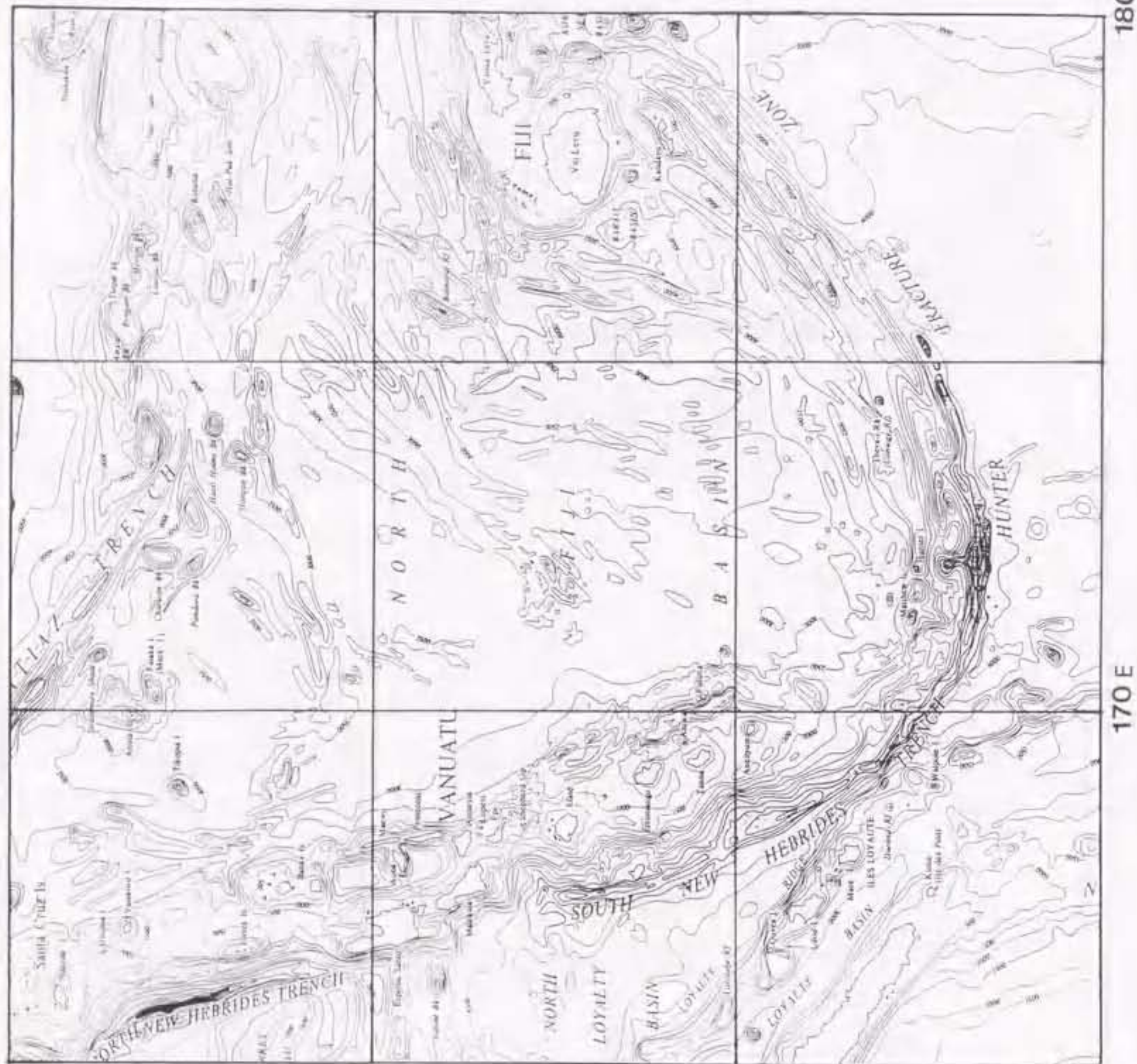
Tr Trench



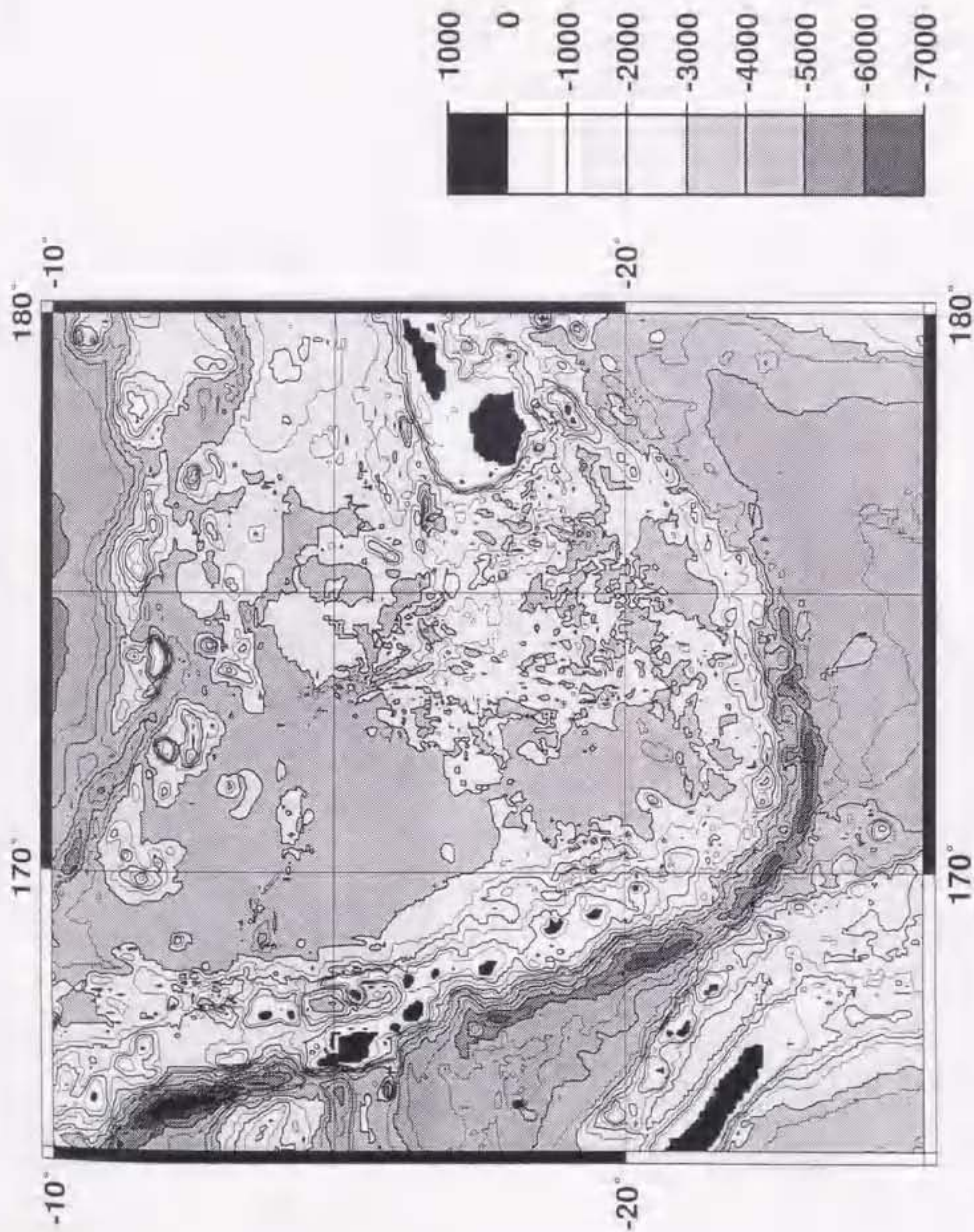
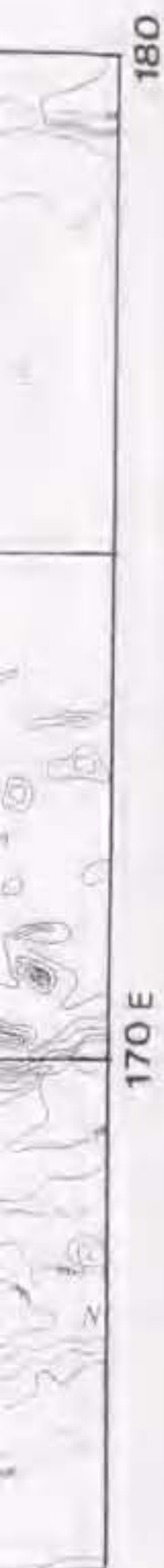


第31図

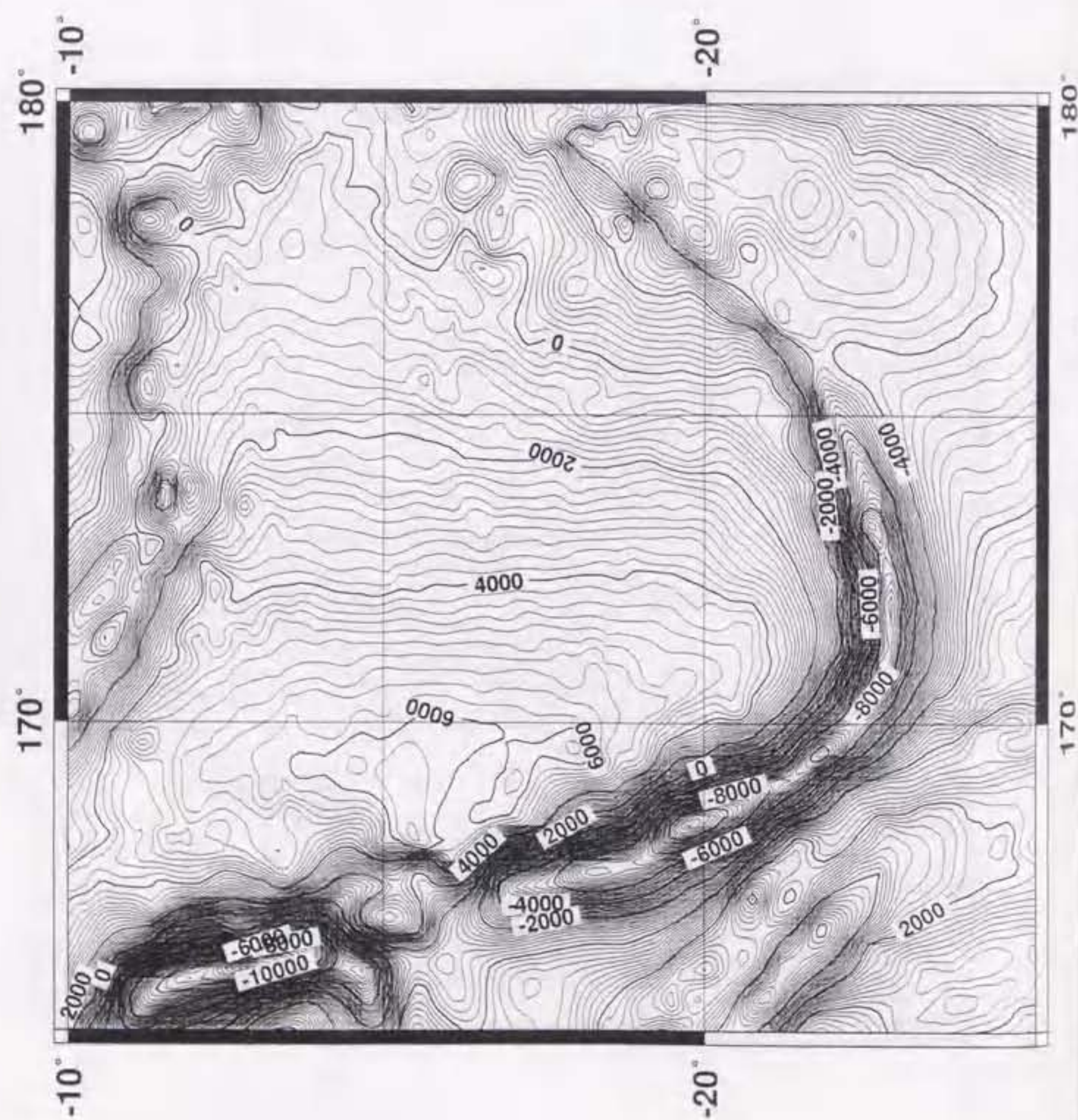








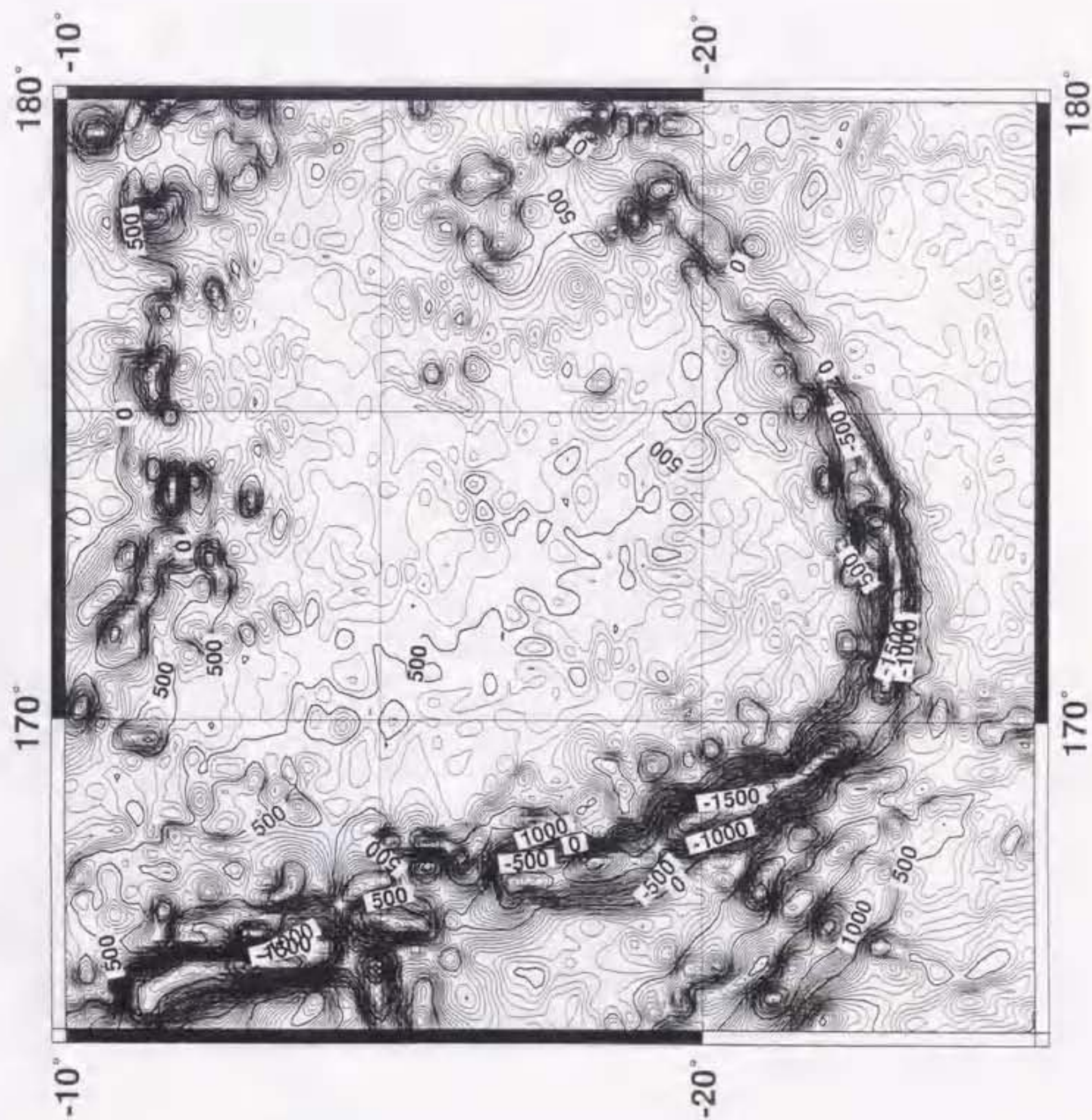




第34図

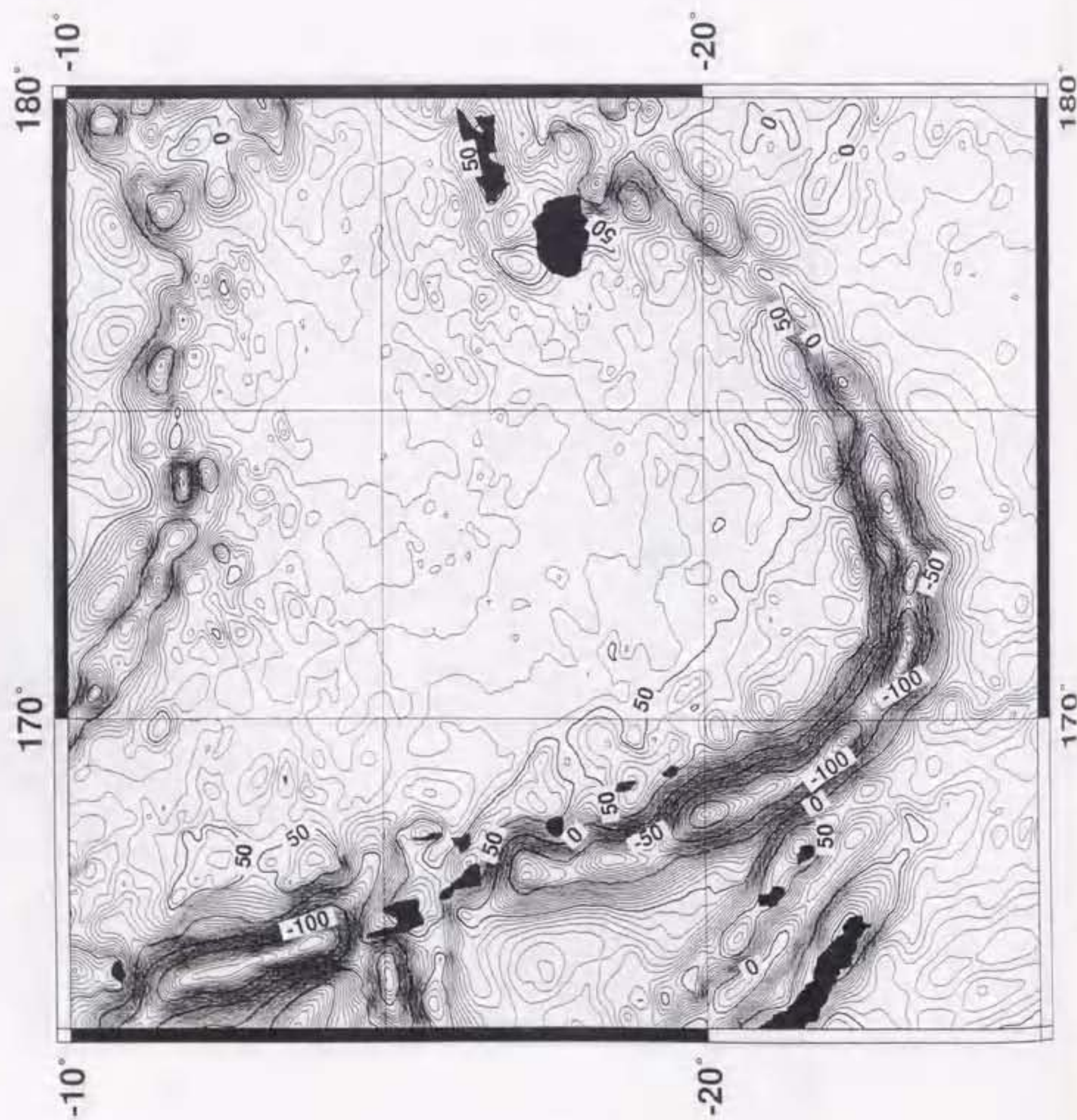


第34図

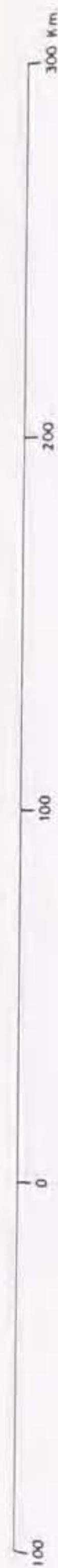


第35a図





第35b图



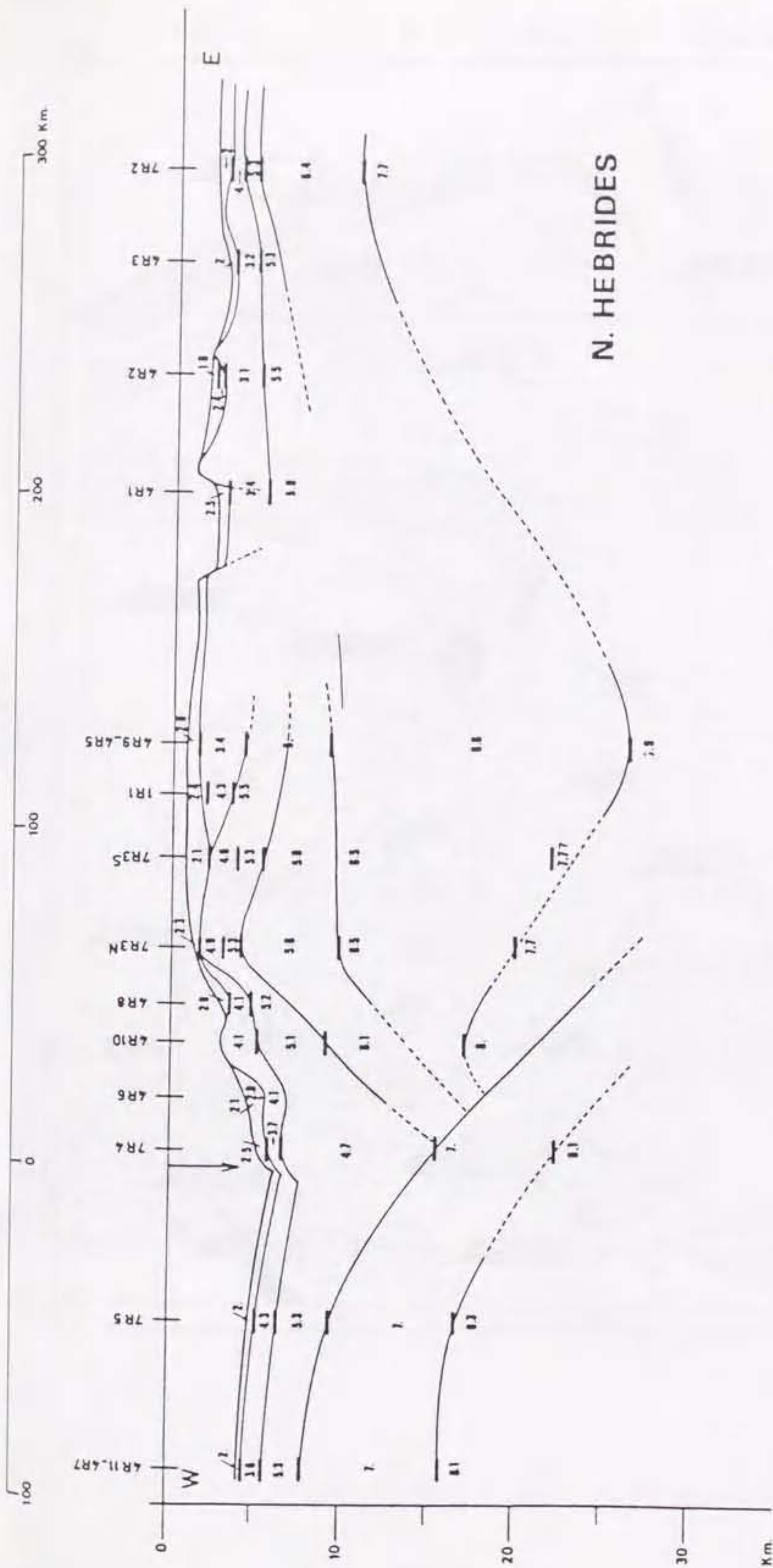




第35b图

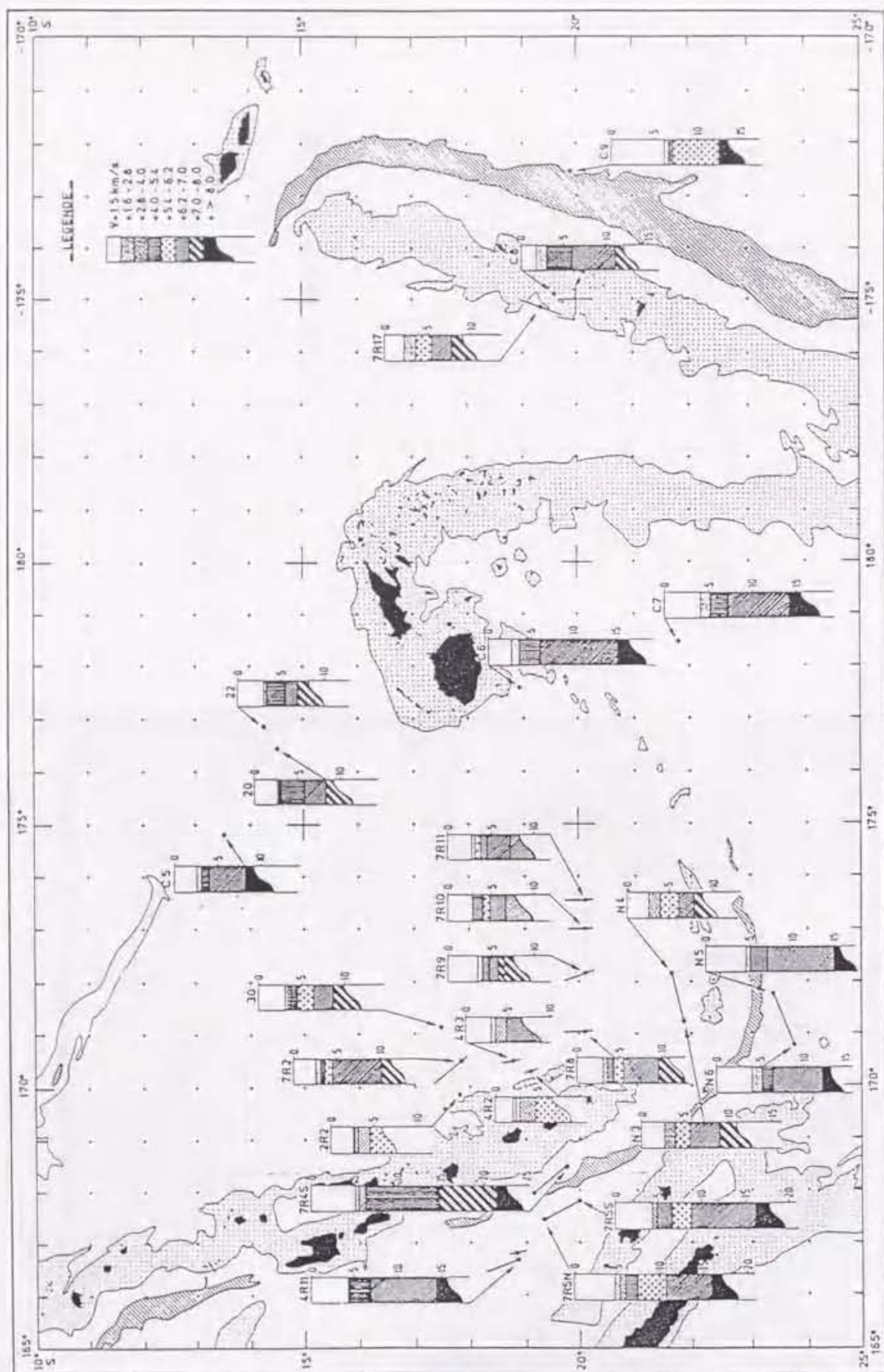
180°

170°

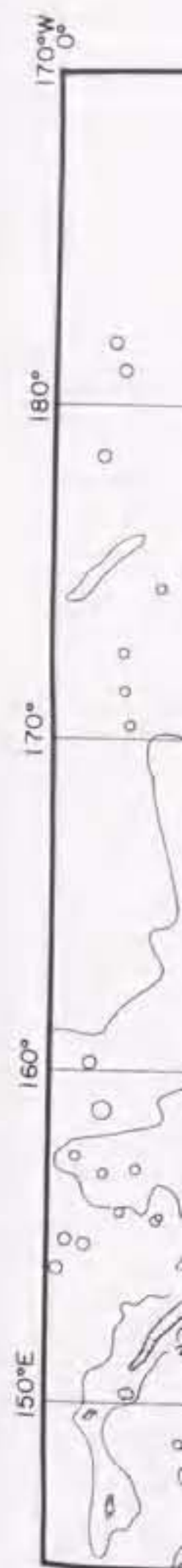


第36图





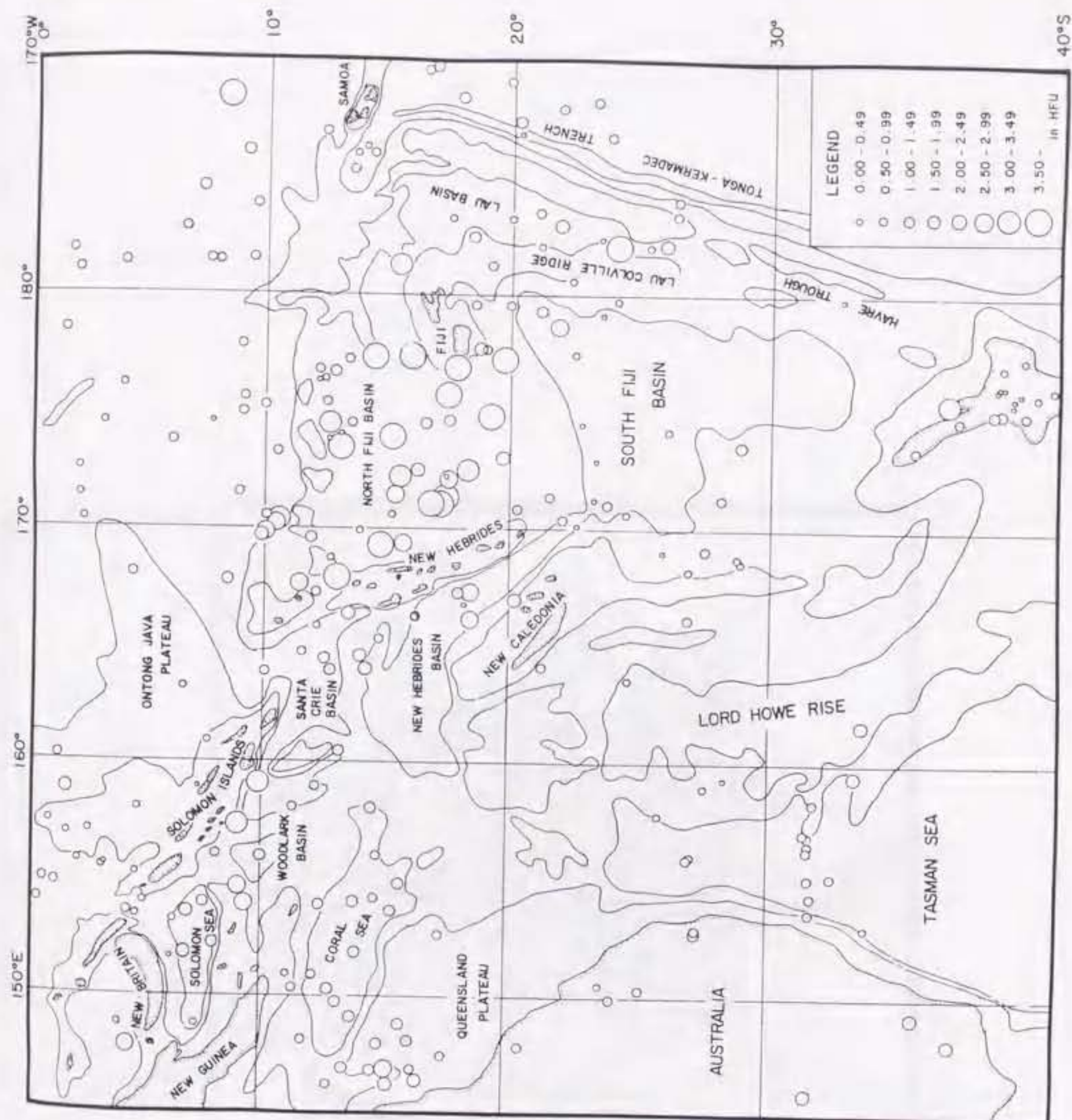
第37图





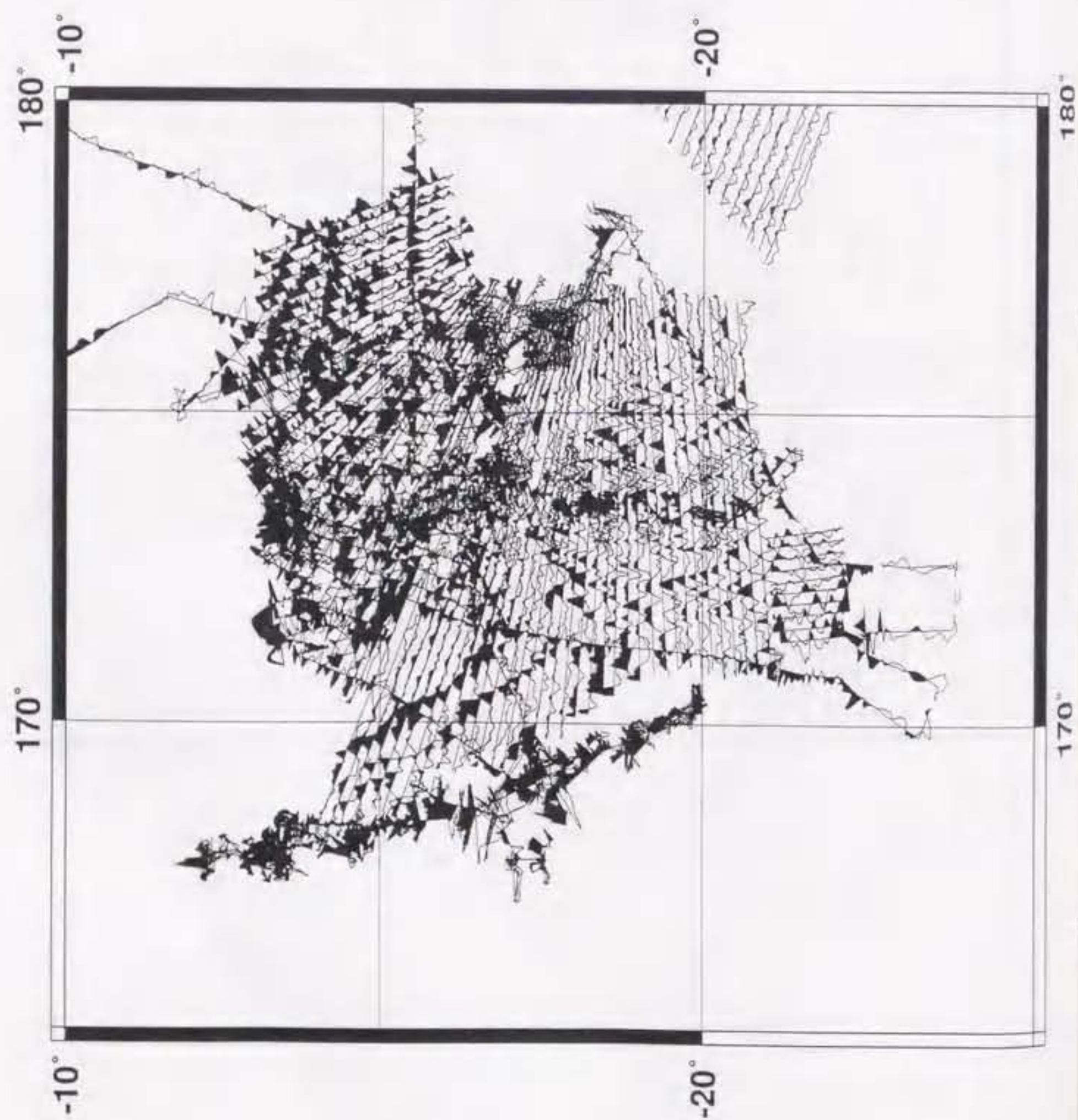


第37图



第38图

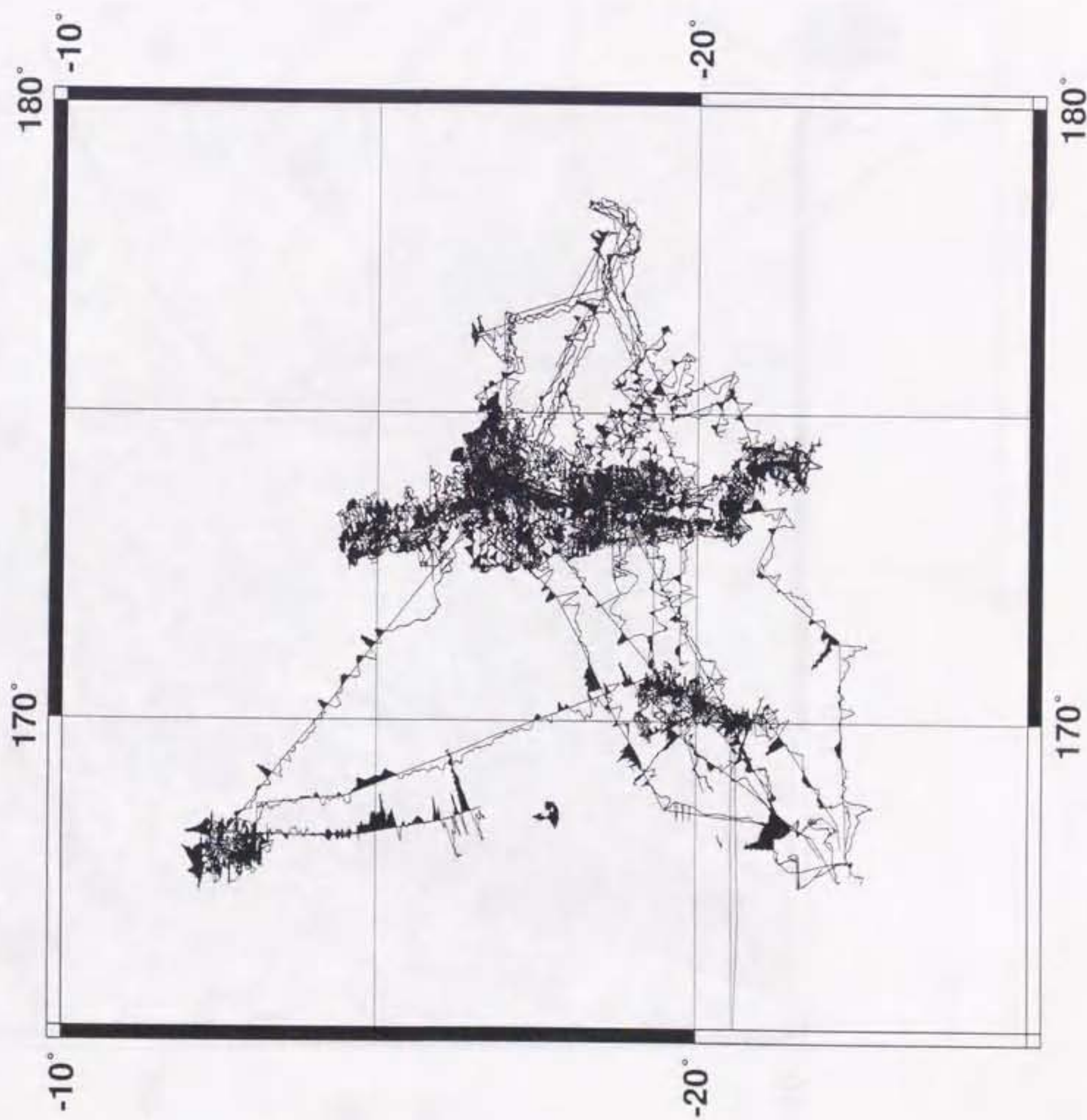




第39a图

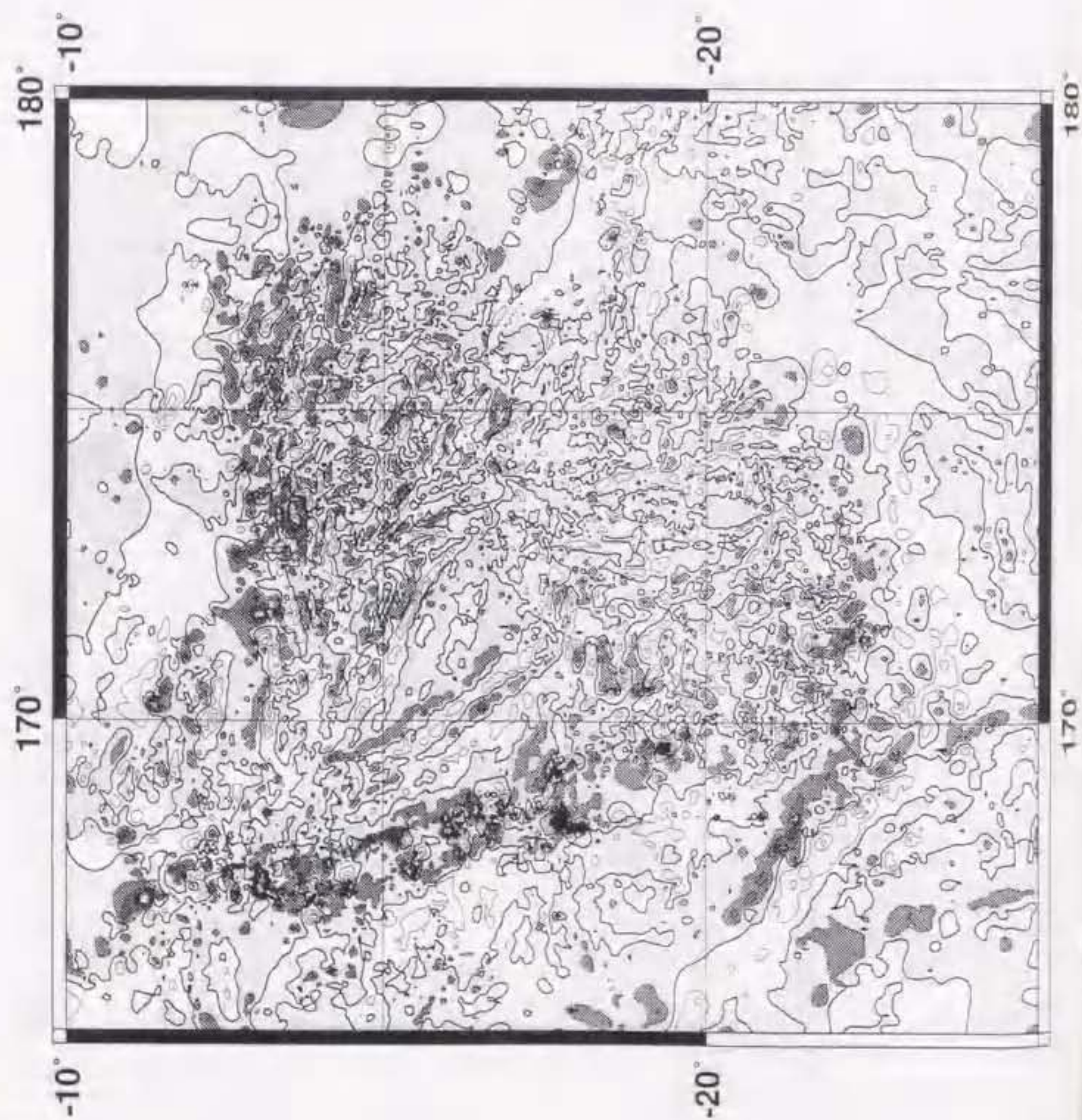


第39a图



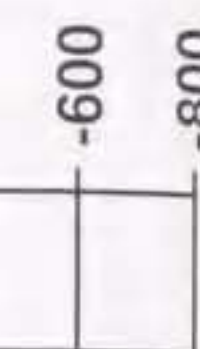
第39b图



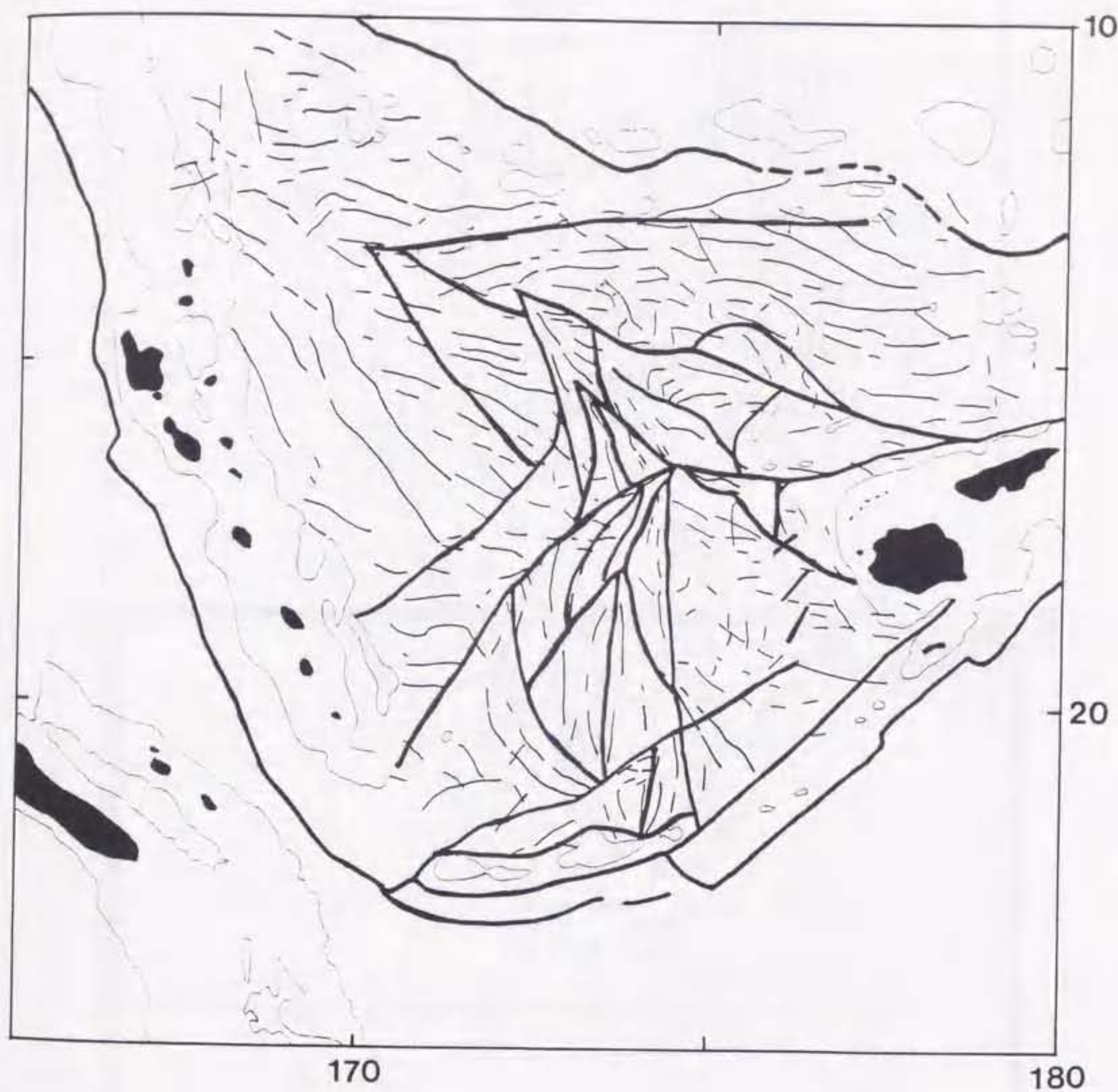


第40図



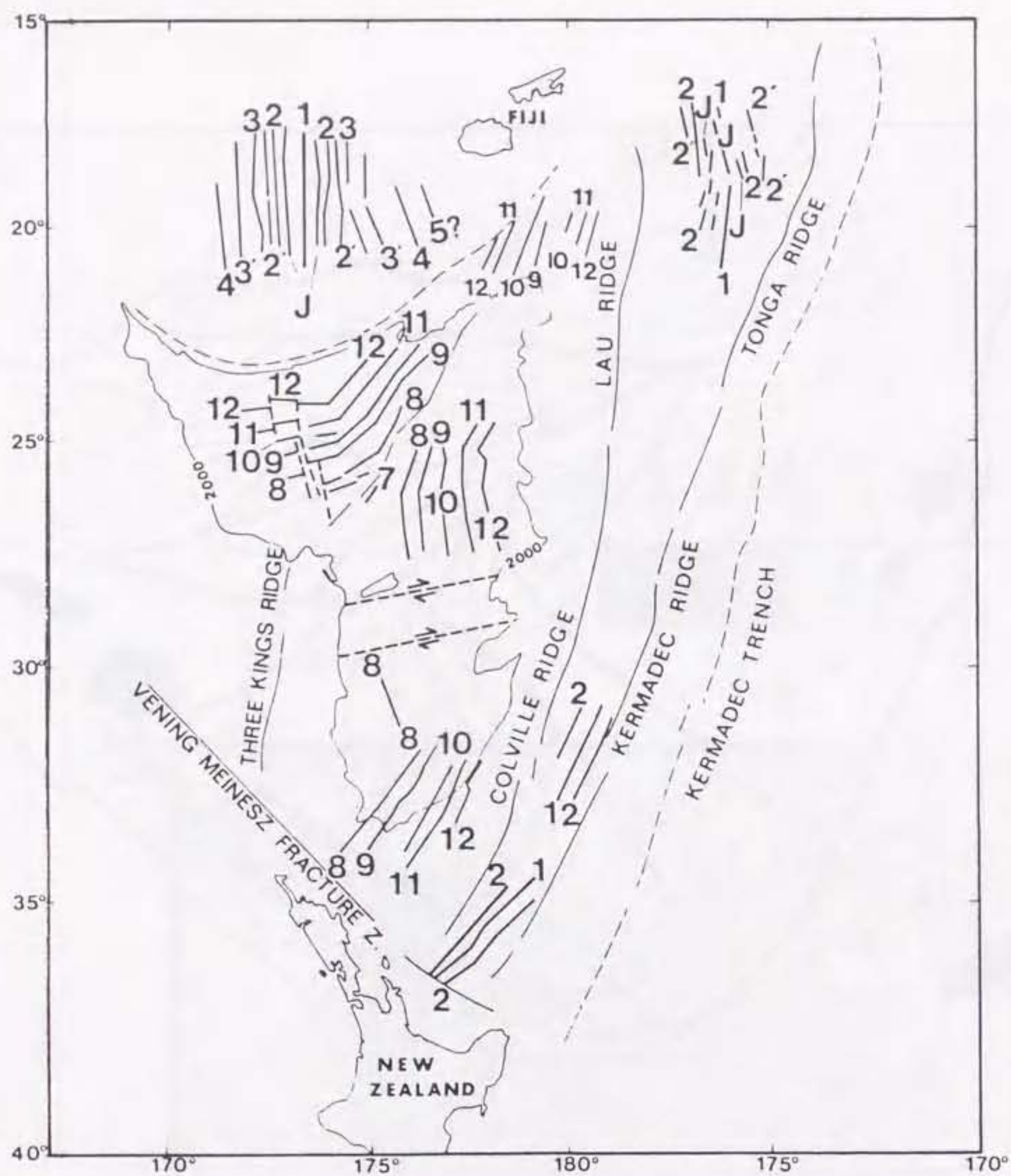


第40図



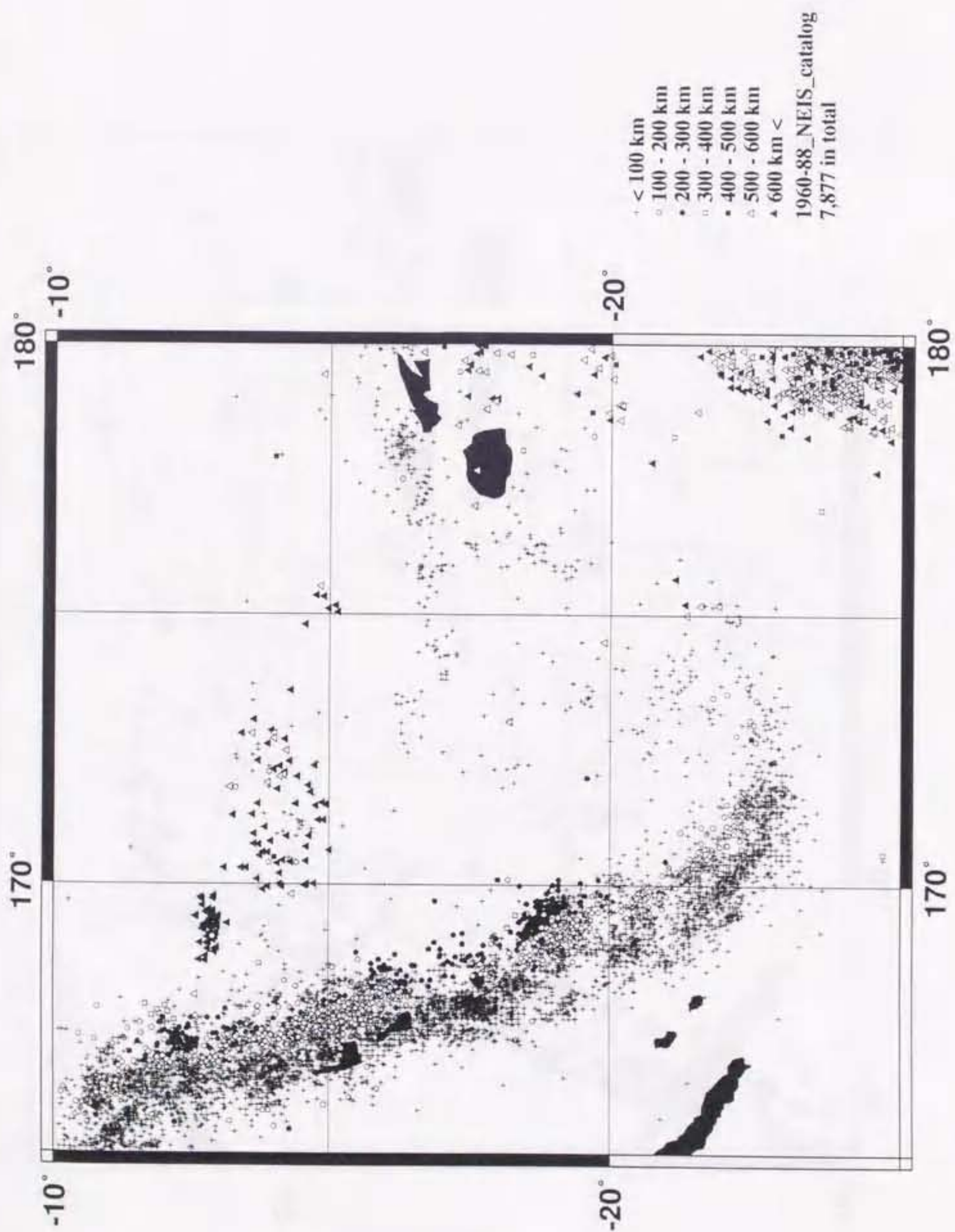
第41図



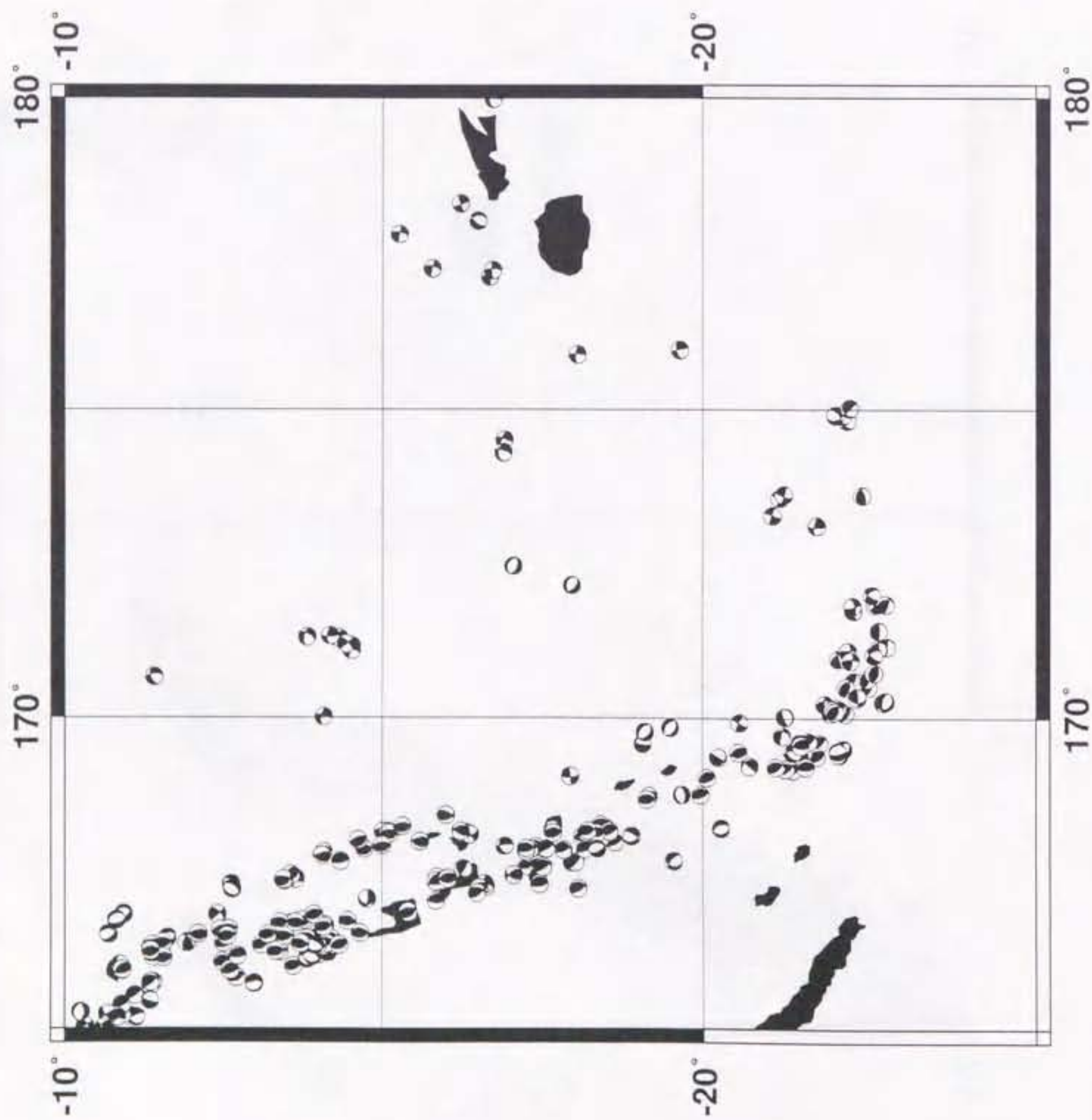


第42図









GMT Jan 18 15:28 1977.1.1-1989.3.31\_st100km

Figure 4.1 [21]

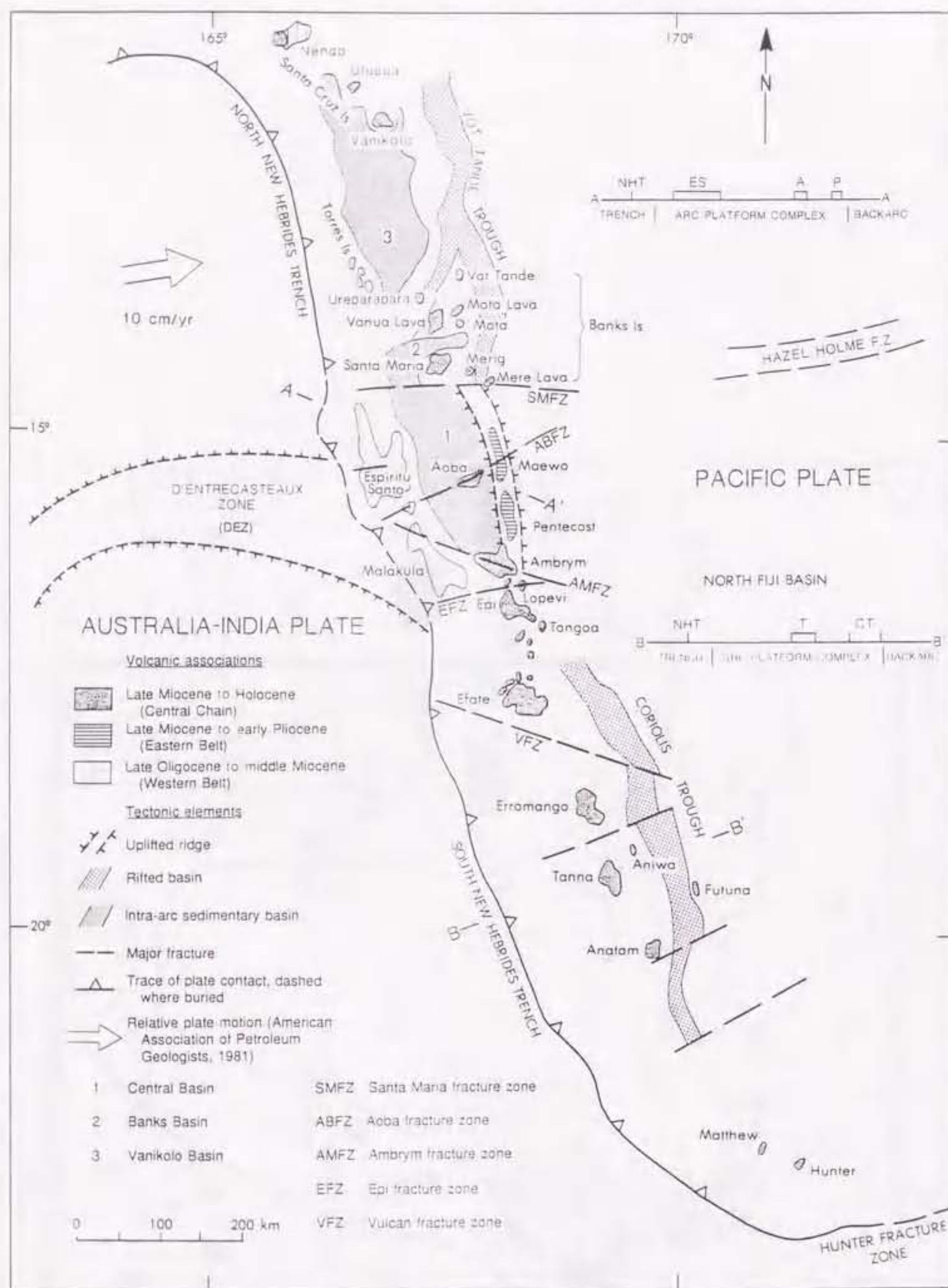






第45回

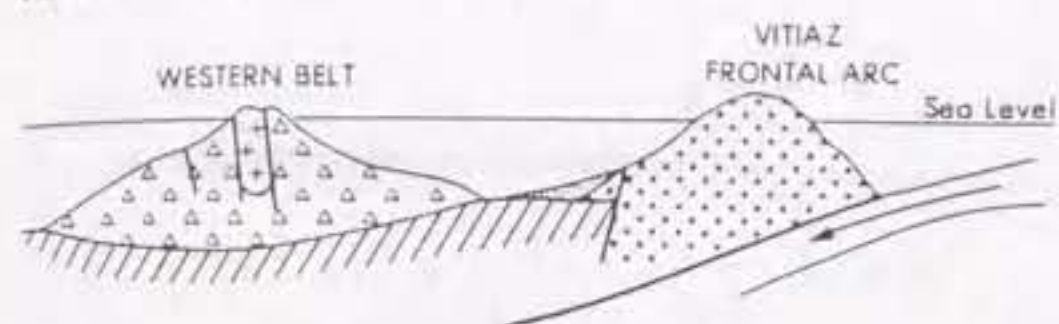




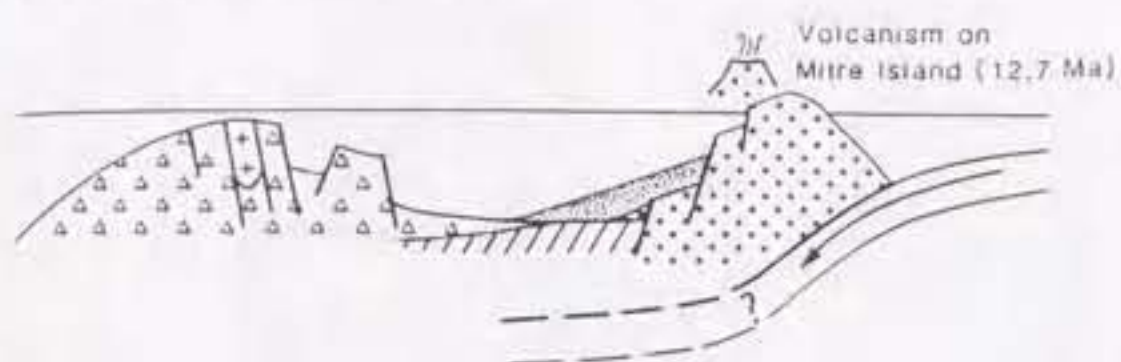
第46图



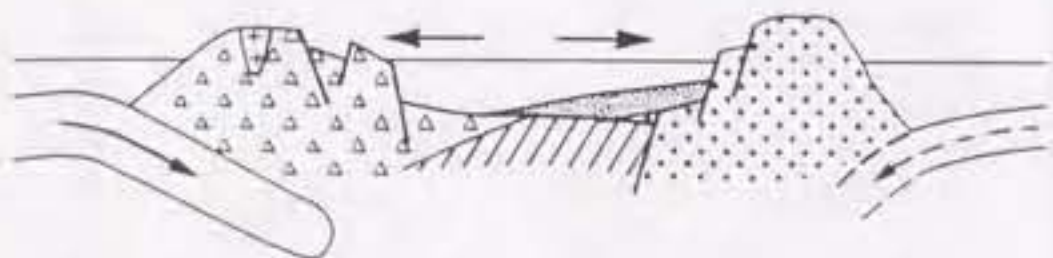
(a) Early middle Miocene (15-14 Ma)



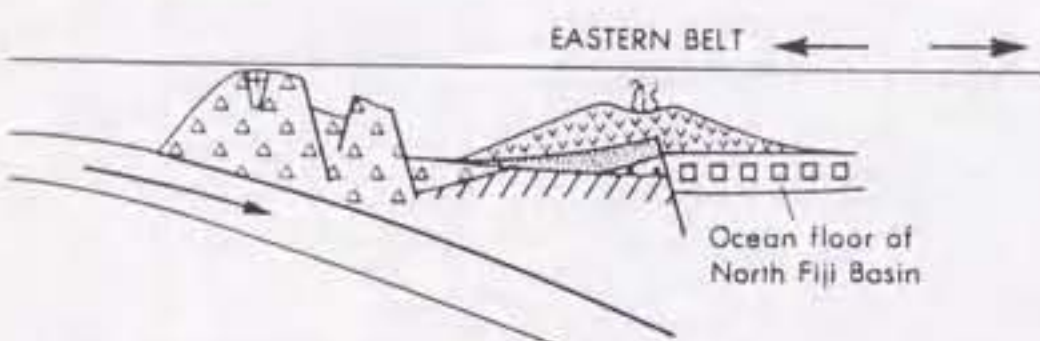
(b) Middle Miocene (14-11 Ma)



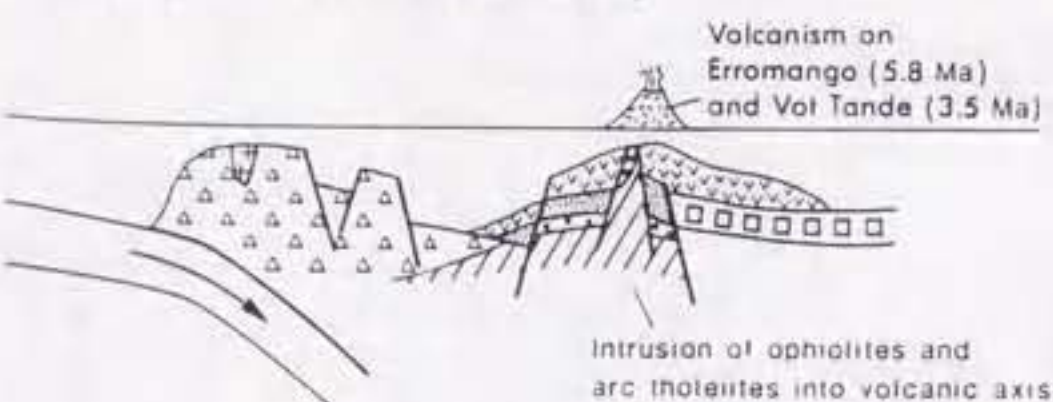
(c) Early late Miocene (11-8 Ma)



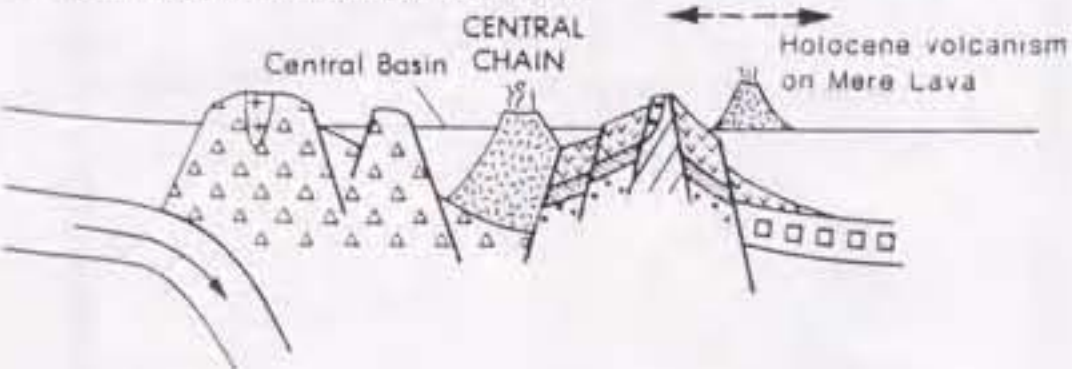
(d) Late Miocene (8-7 Ma)



(e) Late Miocene-late Pliocene (7-3 Ma)



(f) Late Pliocene-Holocene (3-0 Ma)



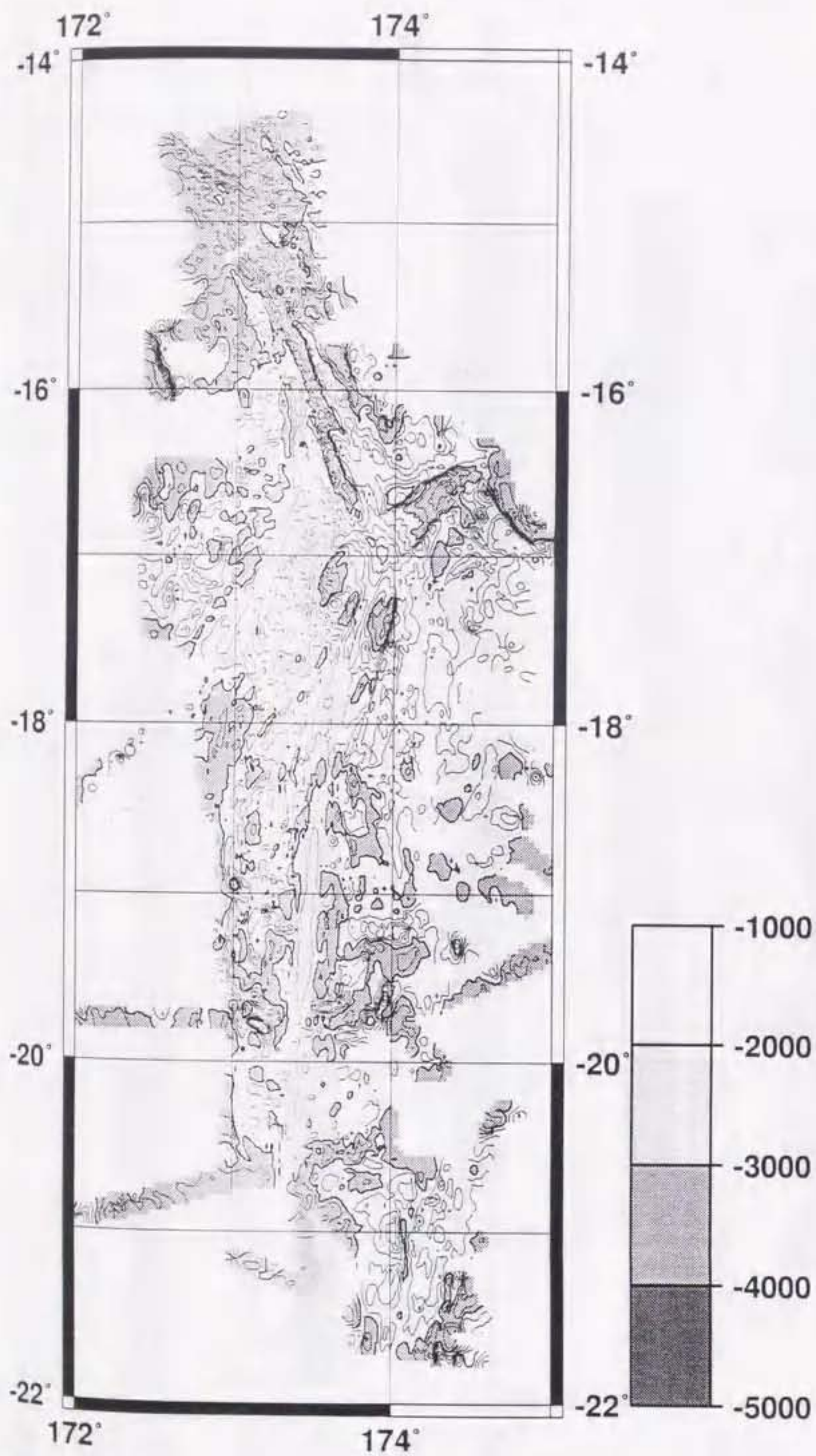
# EXPLANATION

- deep-water sediment
- Central Chain volcanics
- Eastern Belt volcanics
- intrusion
- Western Belt volcanics
- Vitiaz arc volcanics
- North Fiji Basin ocean floor
- sub-arc oceanic basement

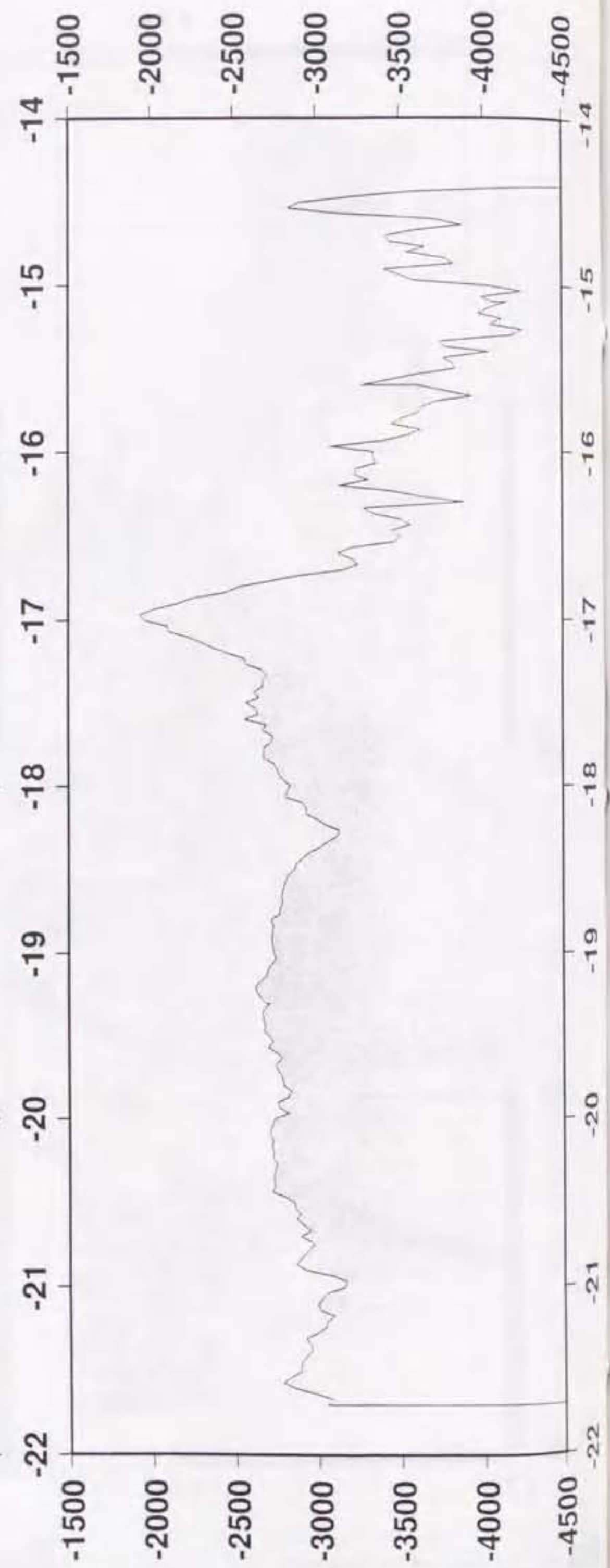
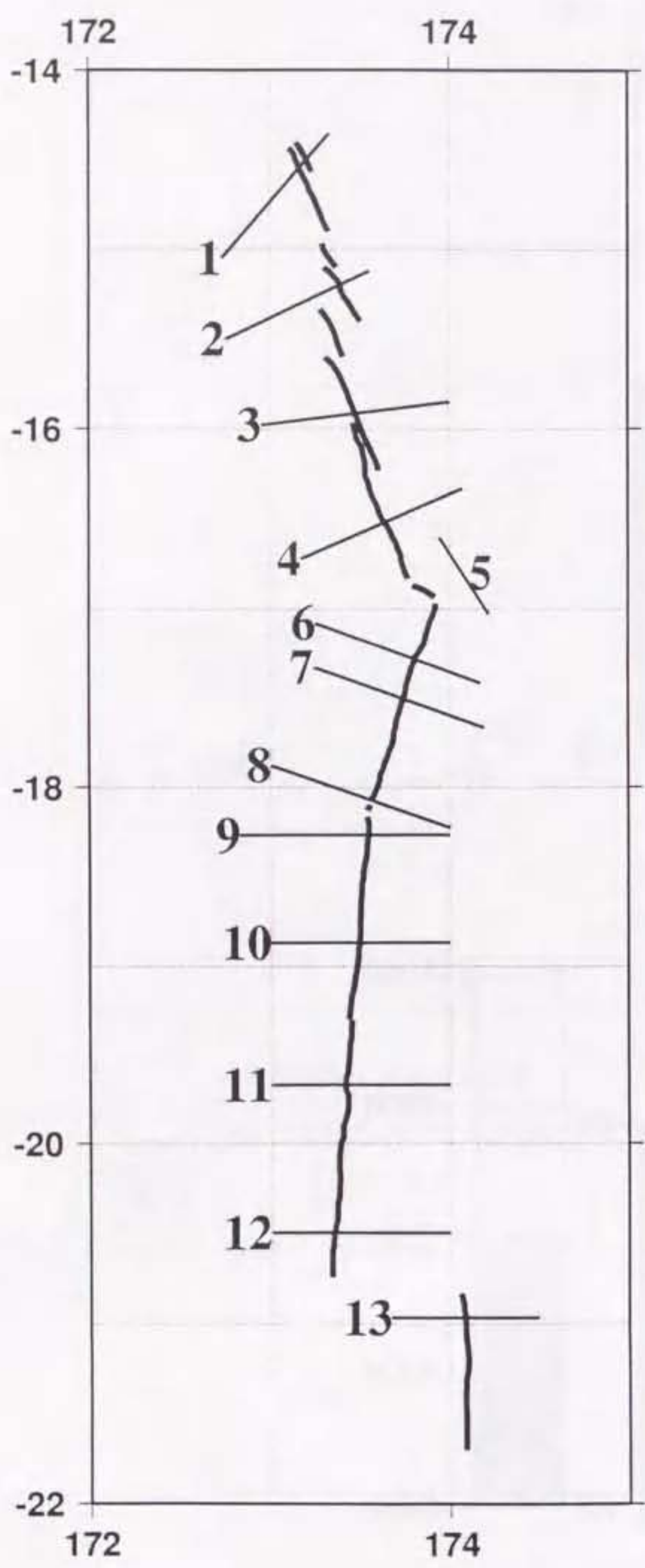




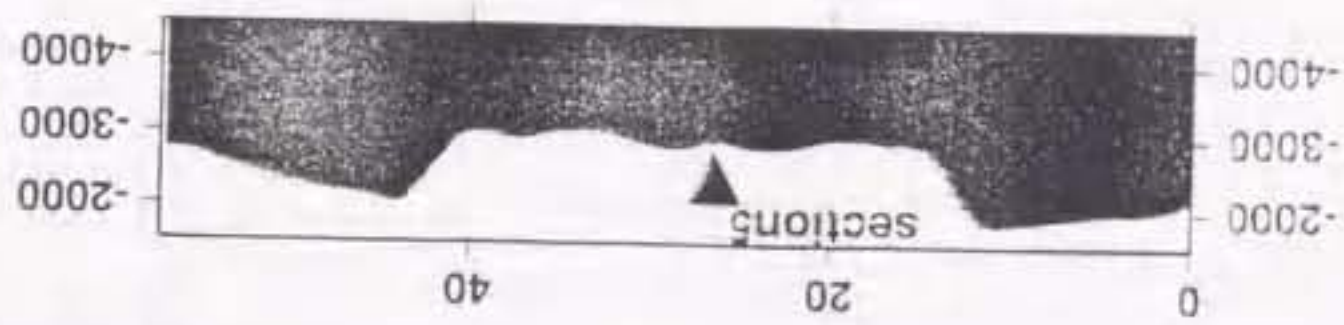
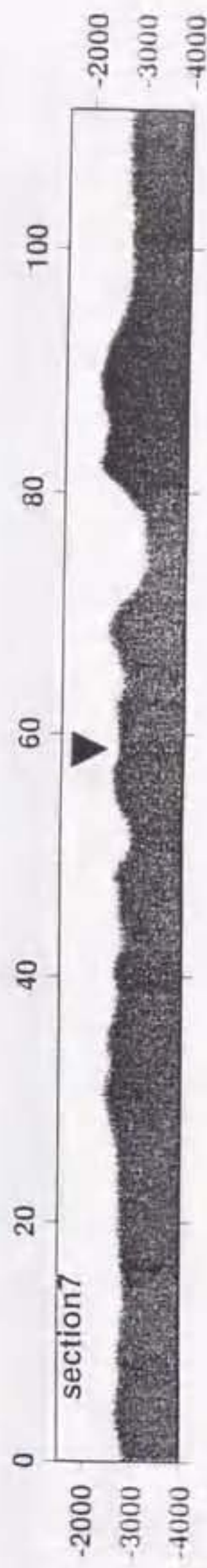
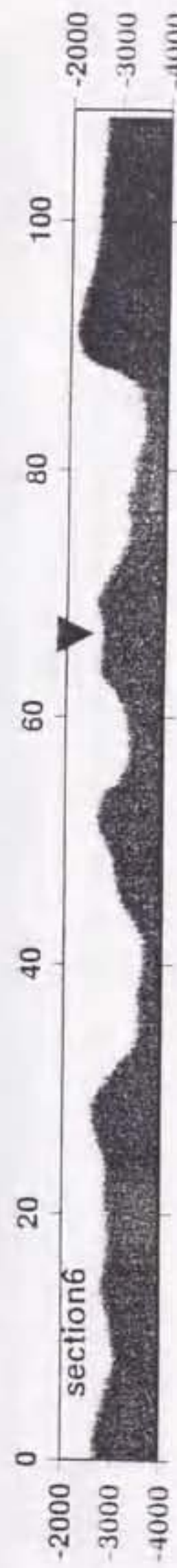
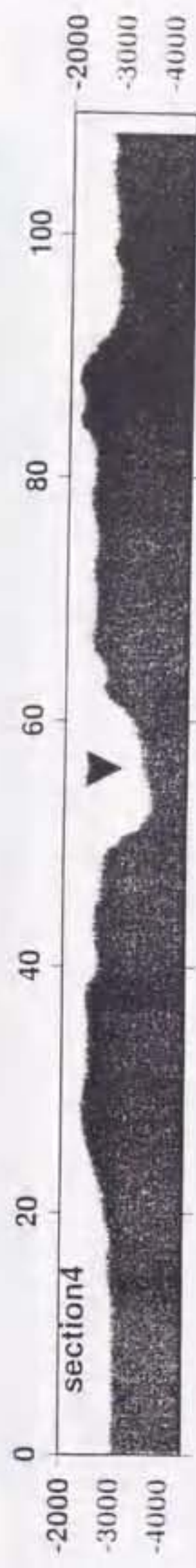
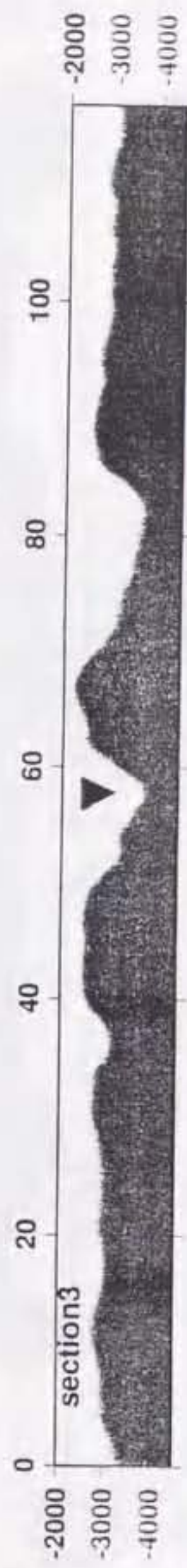
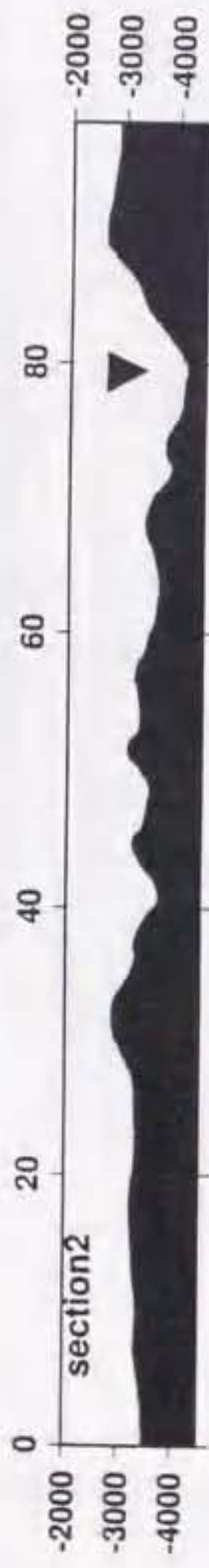






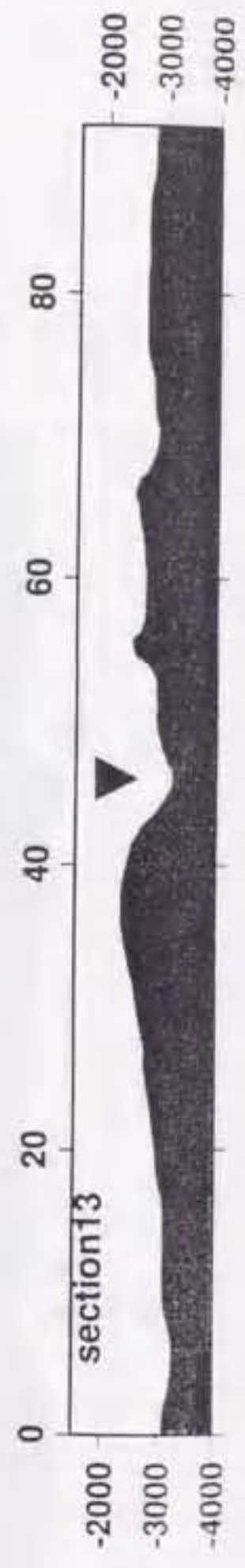
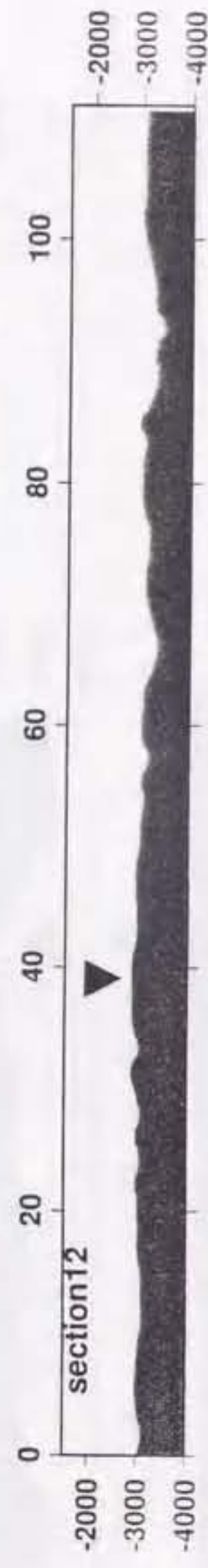
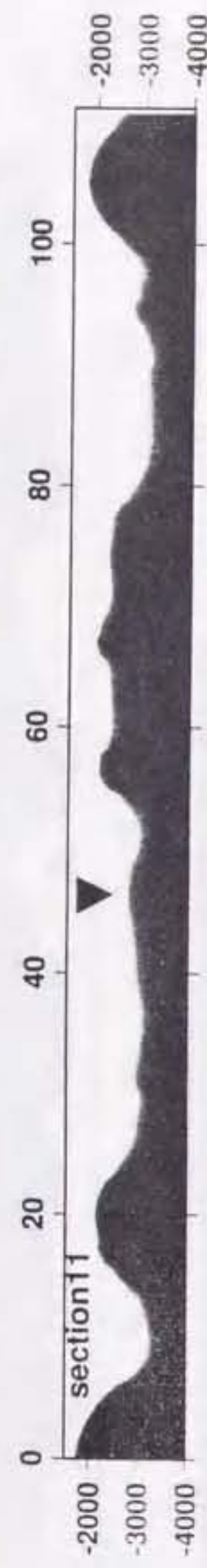
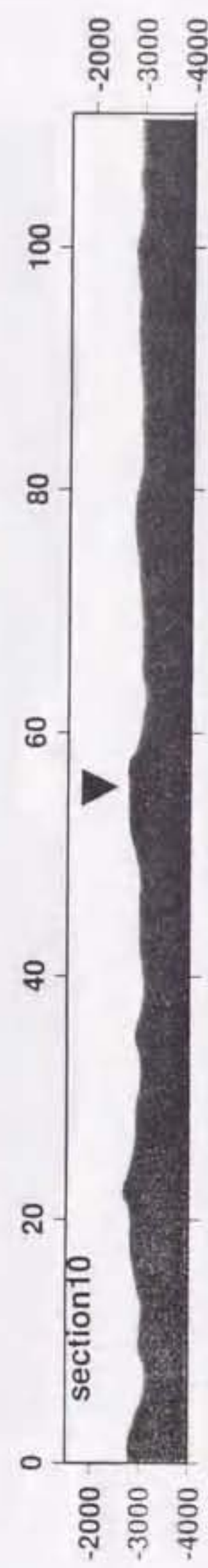






第51図

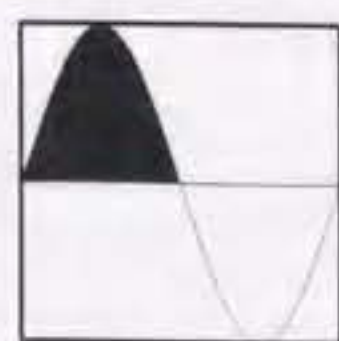
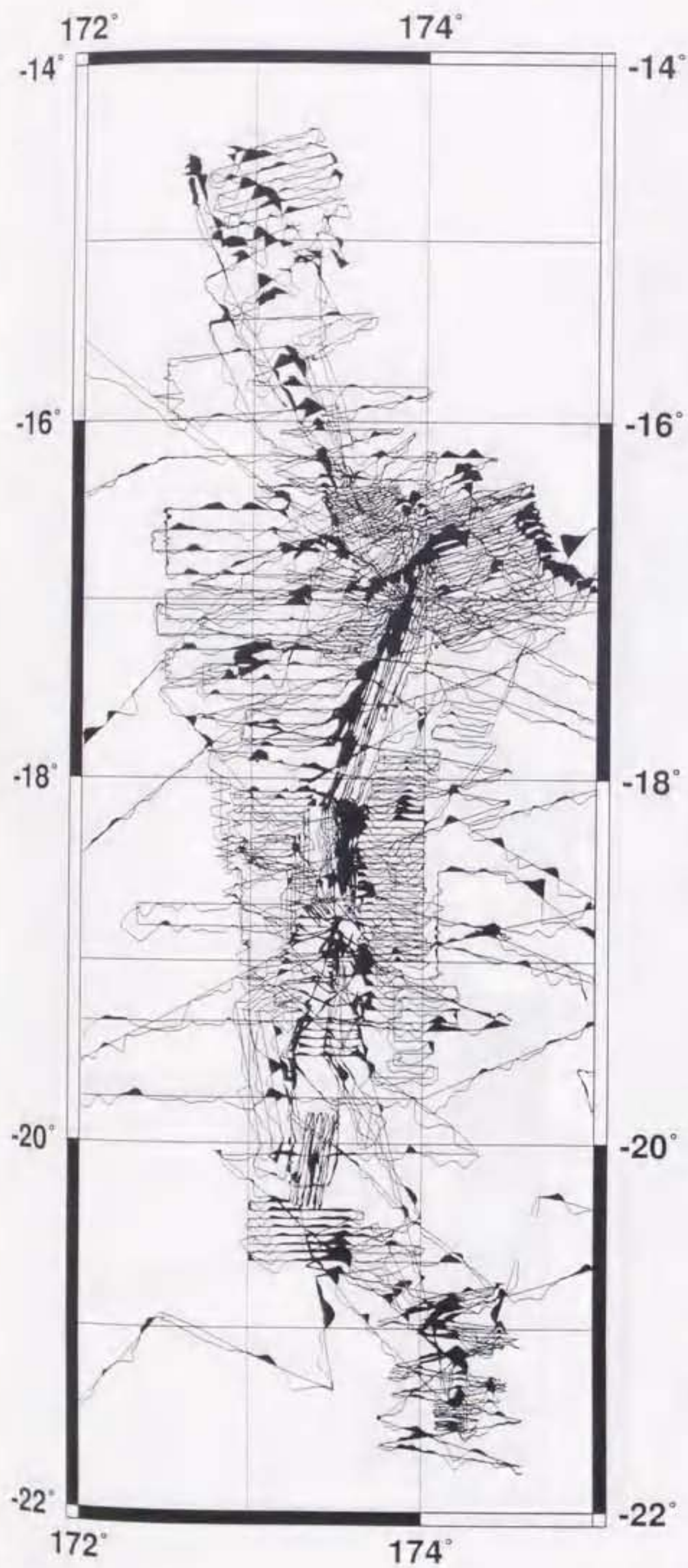




第51图 (续表)



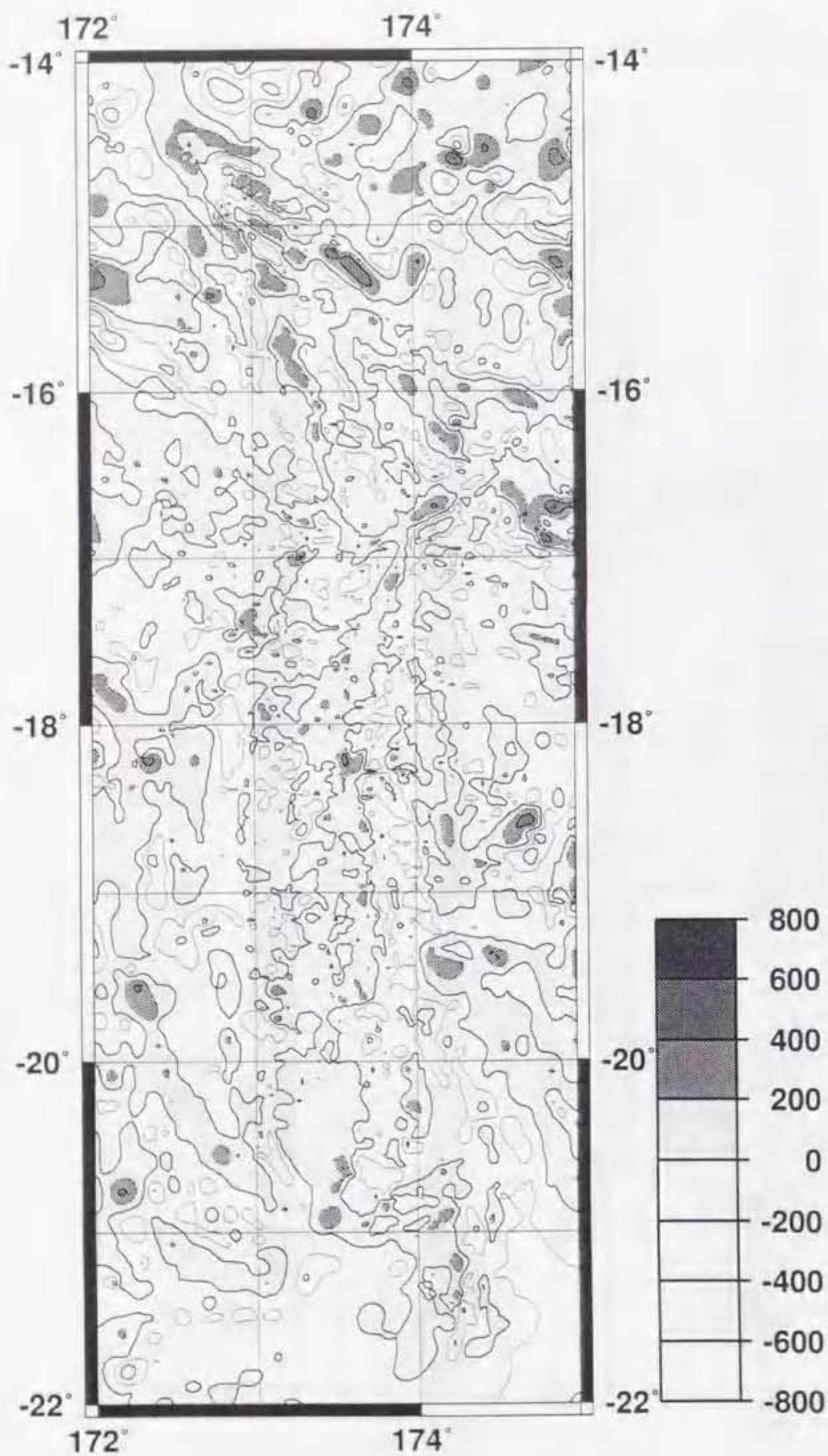




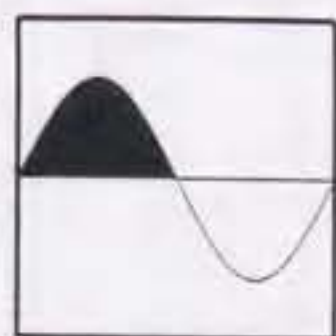
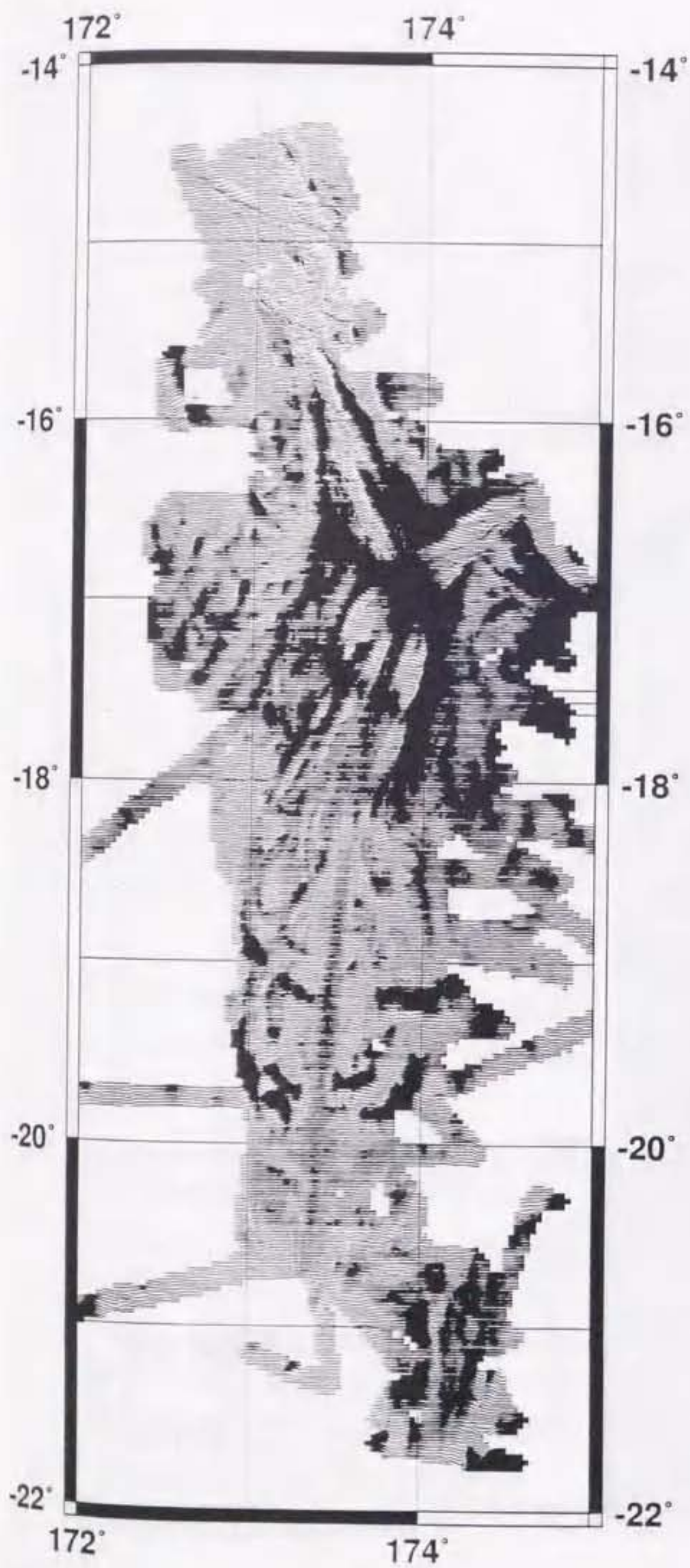
+2500 nT  
0 nT  
-2500 nT

第52図



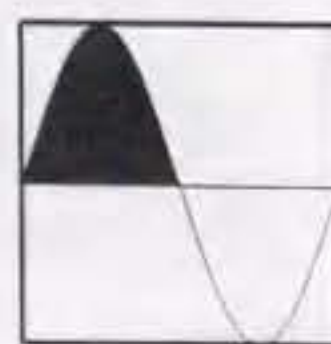
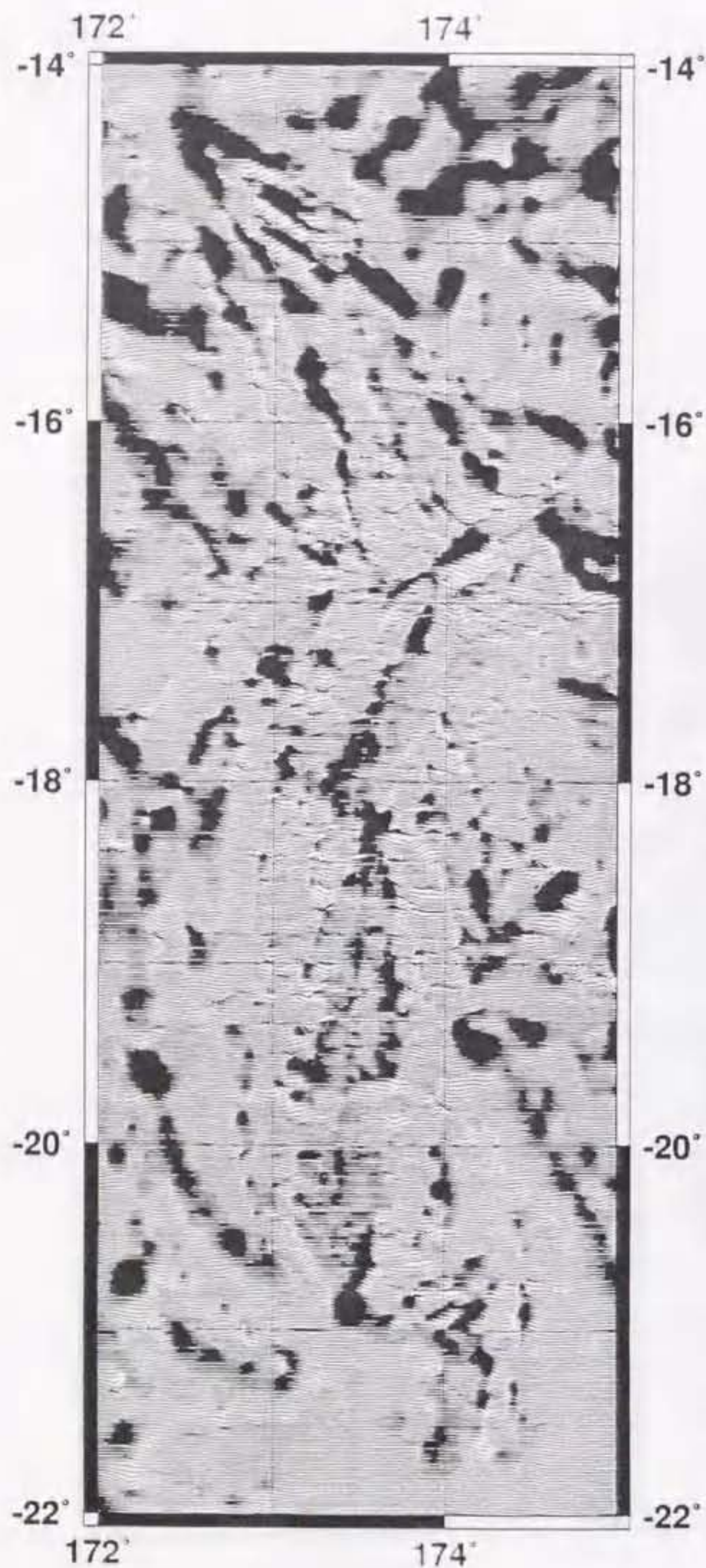






+3000 m  
-3000 m  
-9000 m





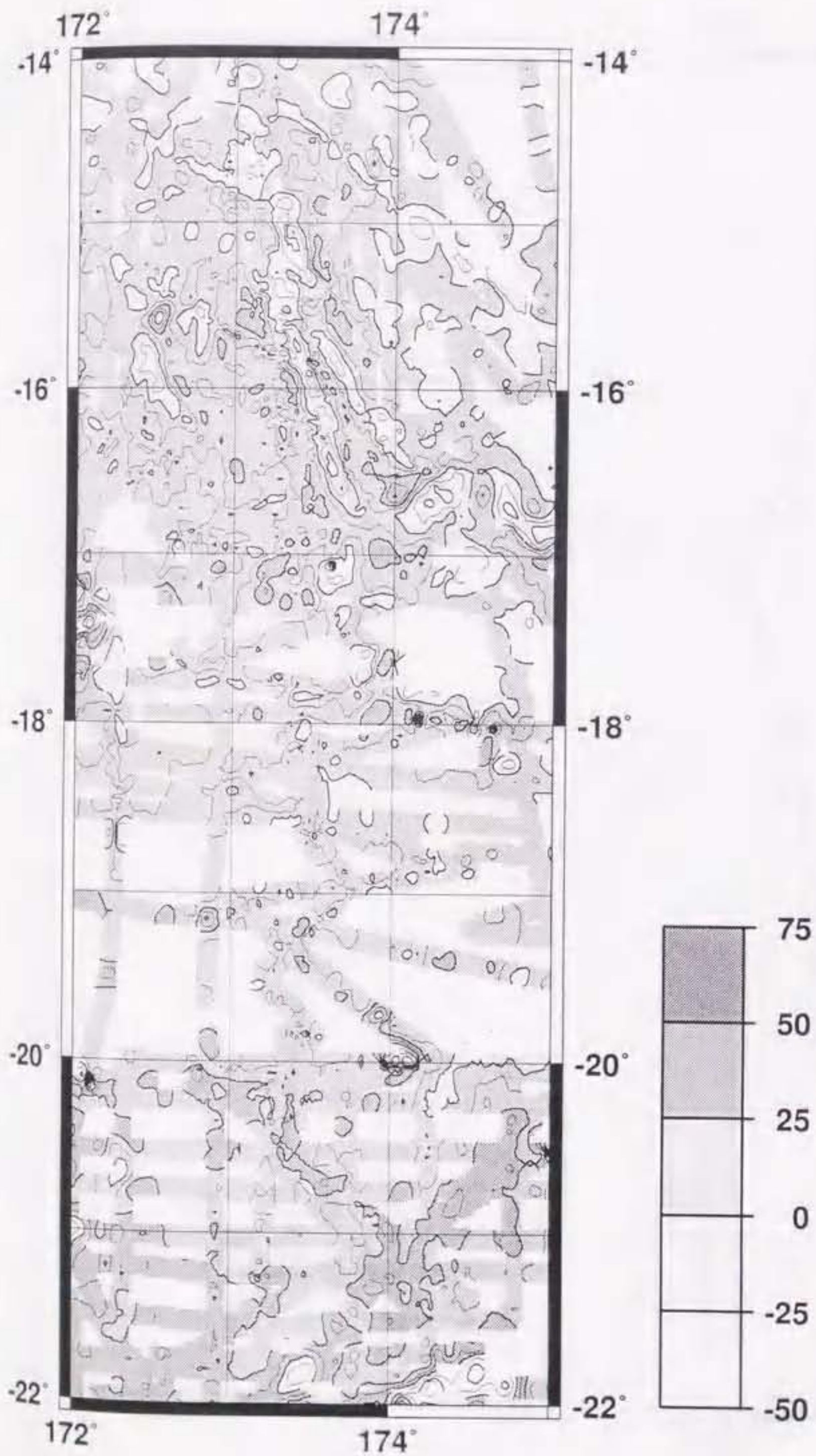
+5000 nT

0 nT

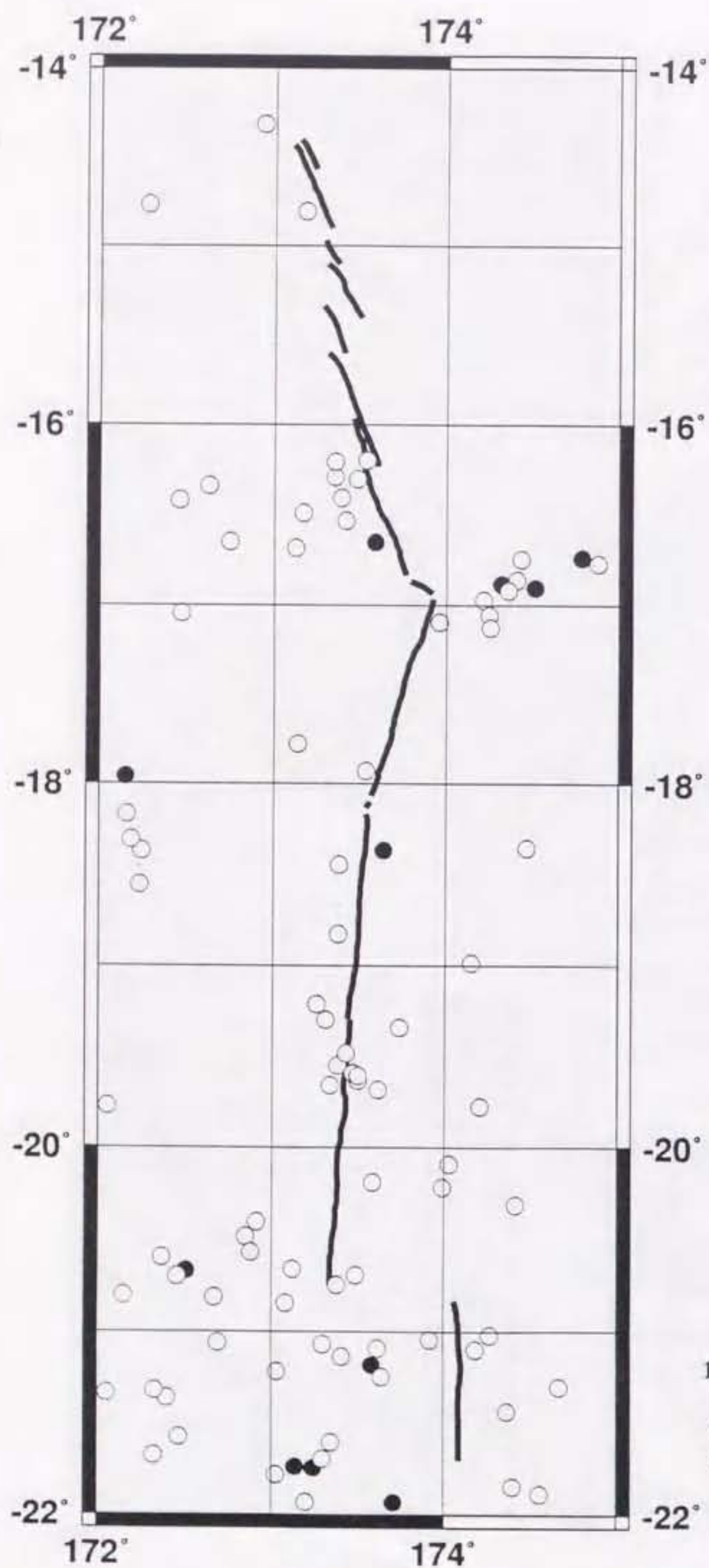
-5000 nT





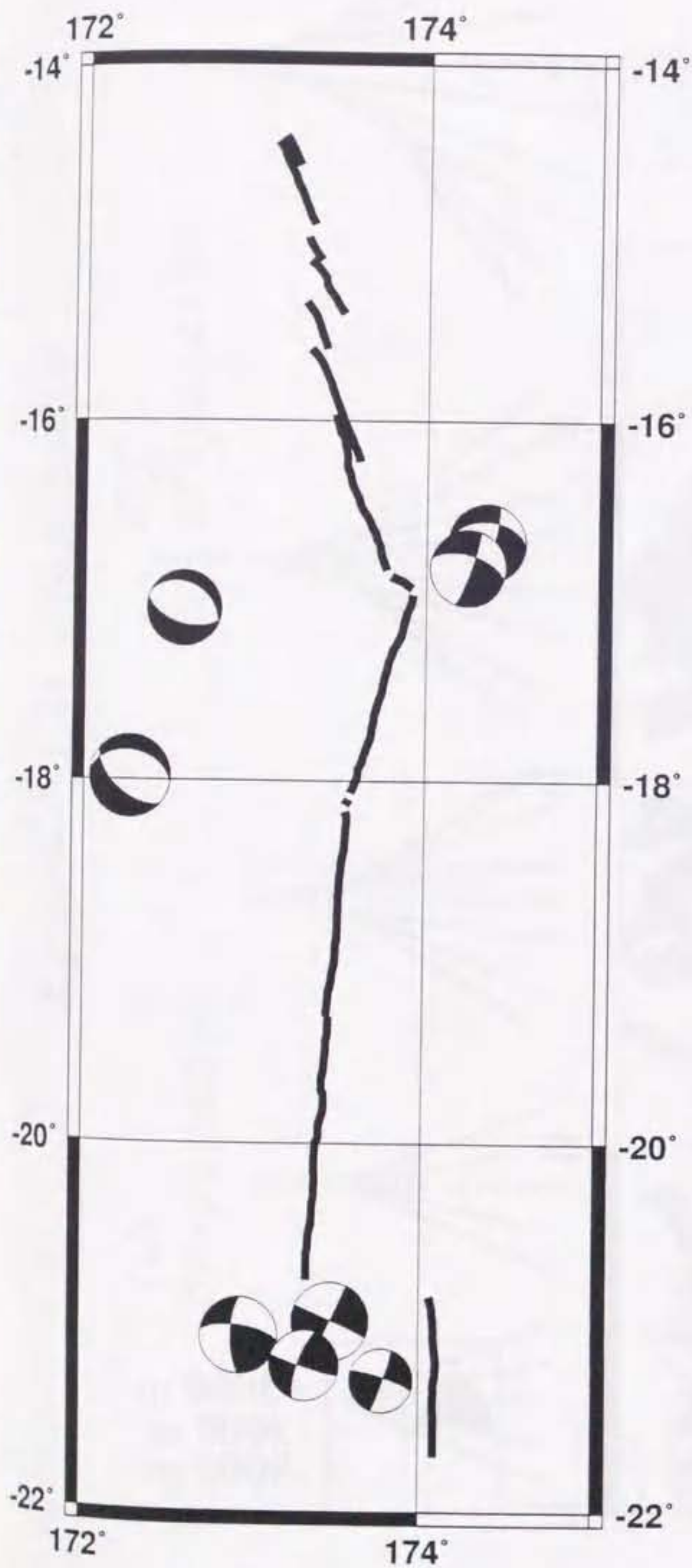




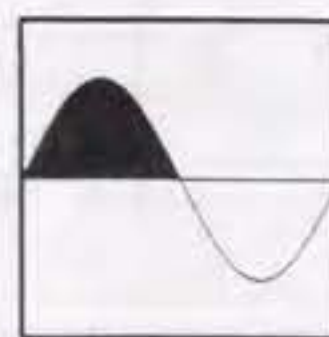
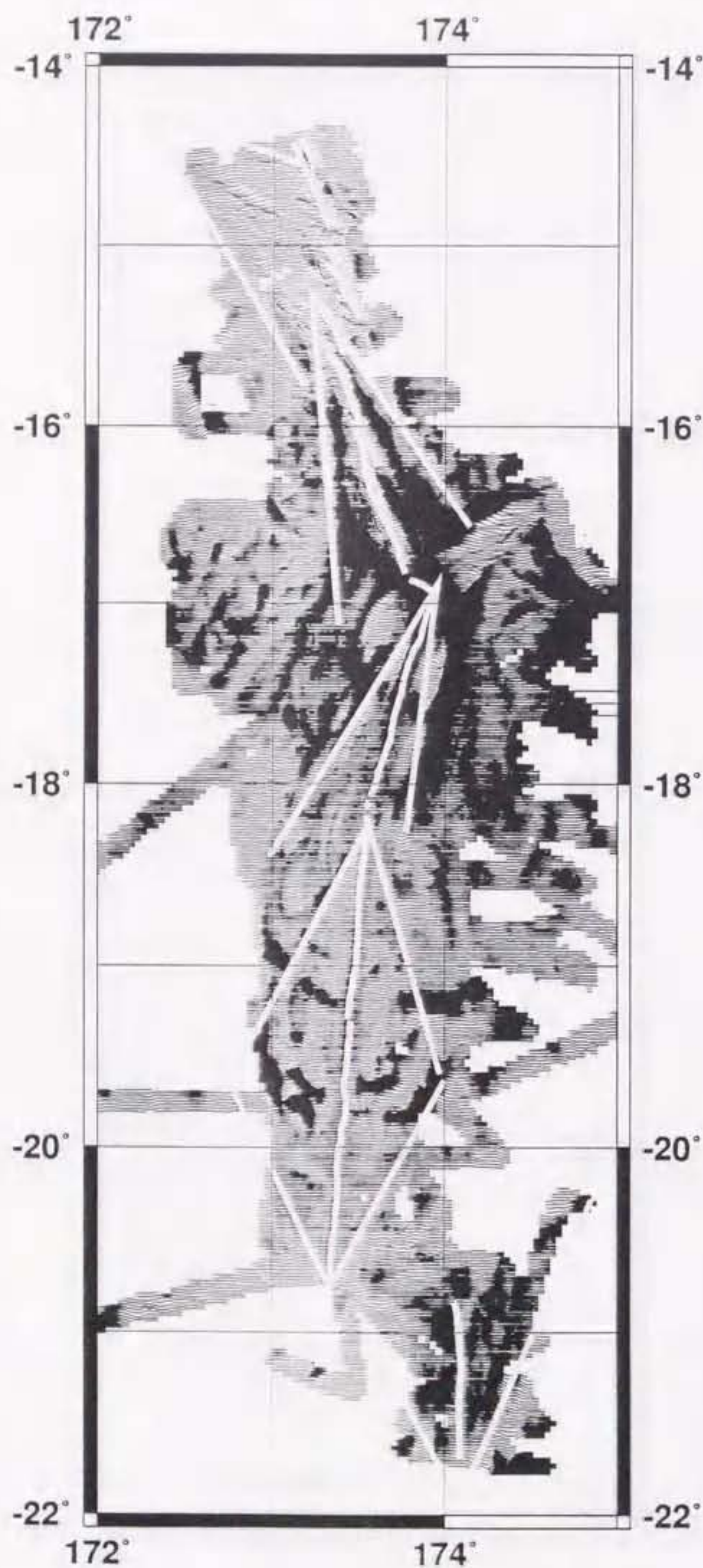


第57図









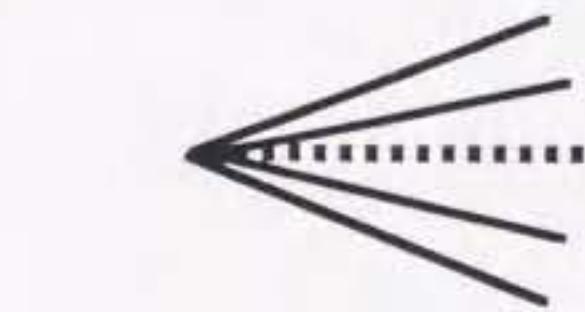
+3000 m  
-3000 m  
-9000 m



# Episodic rift propagation

*Rift*

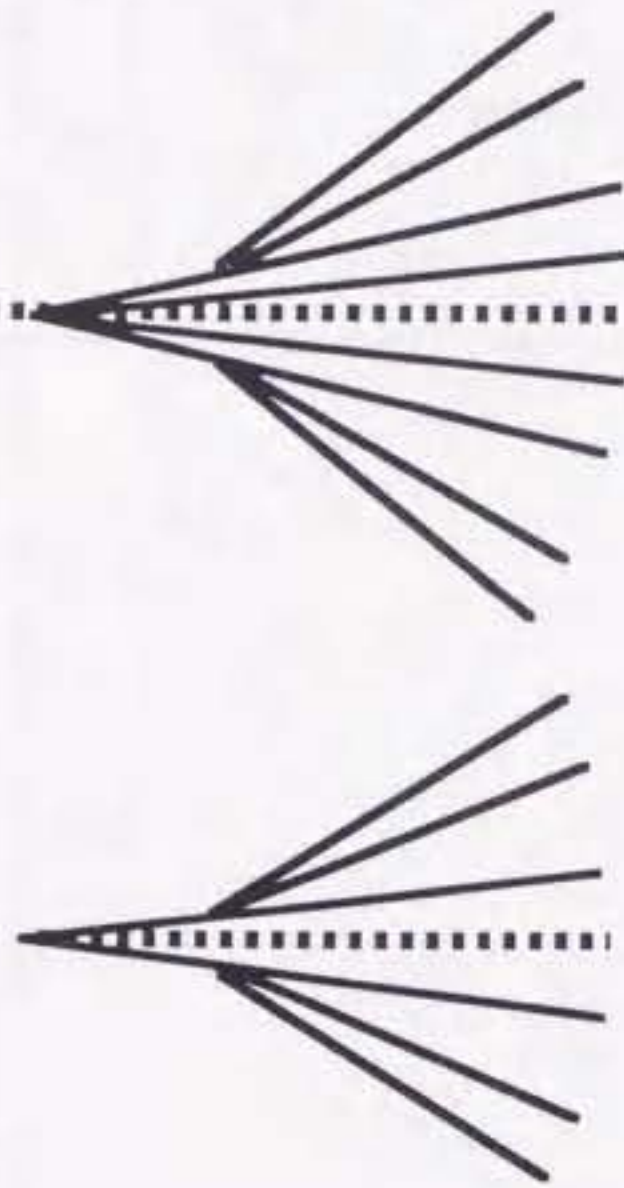
*propagation*



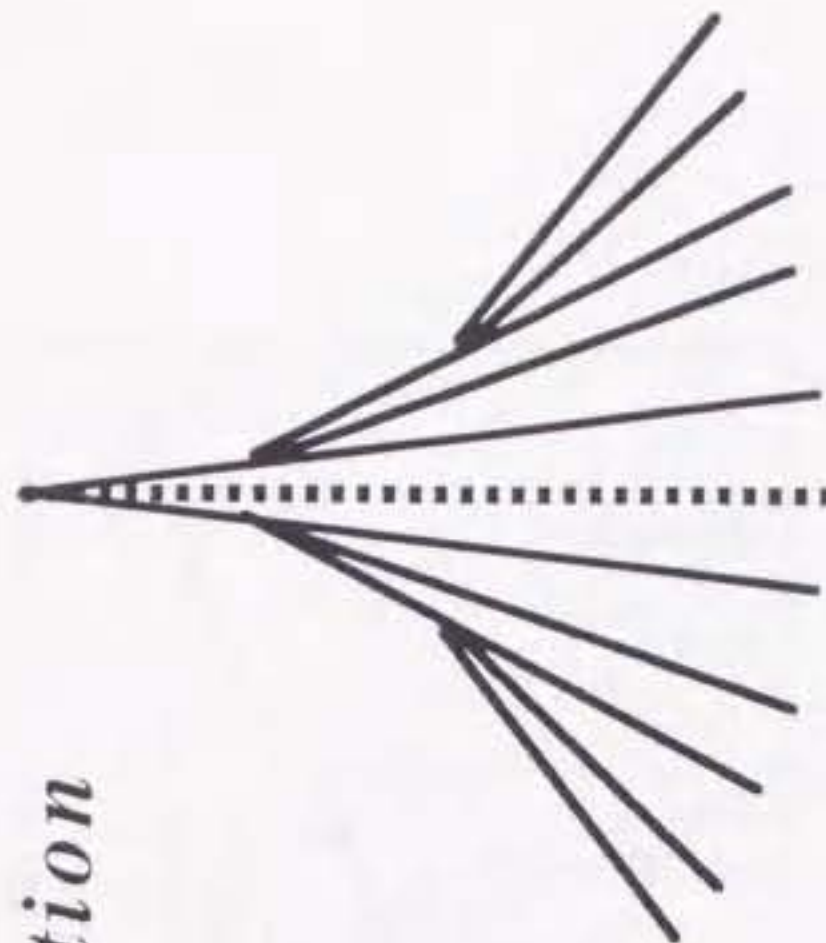
Fan  
spreading

*Rift*

*propagation*



Fan  
spreading



Fan  
spreading

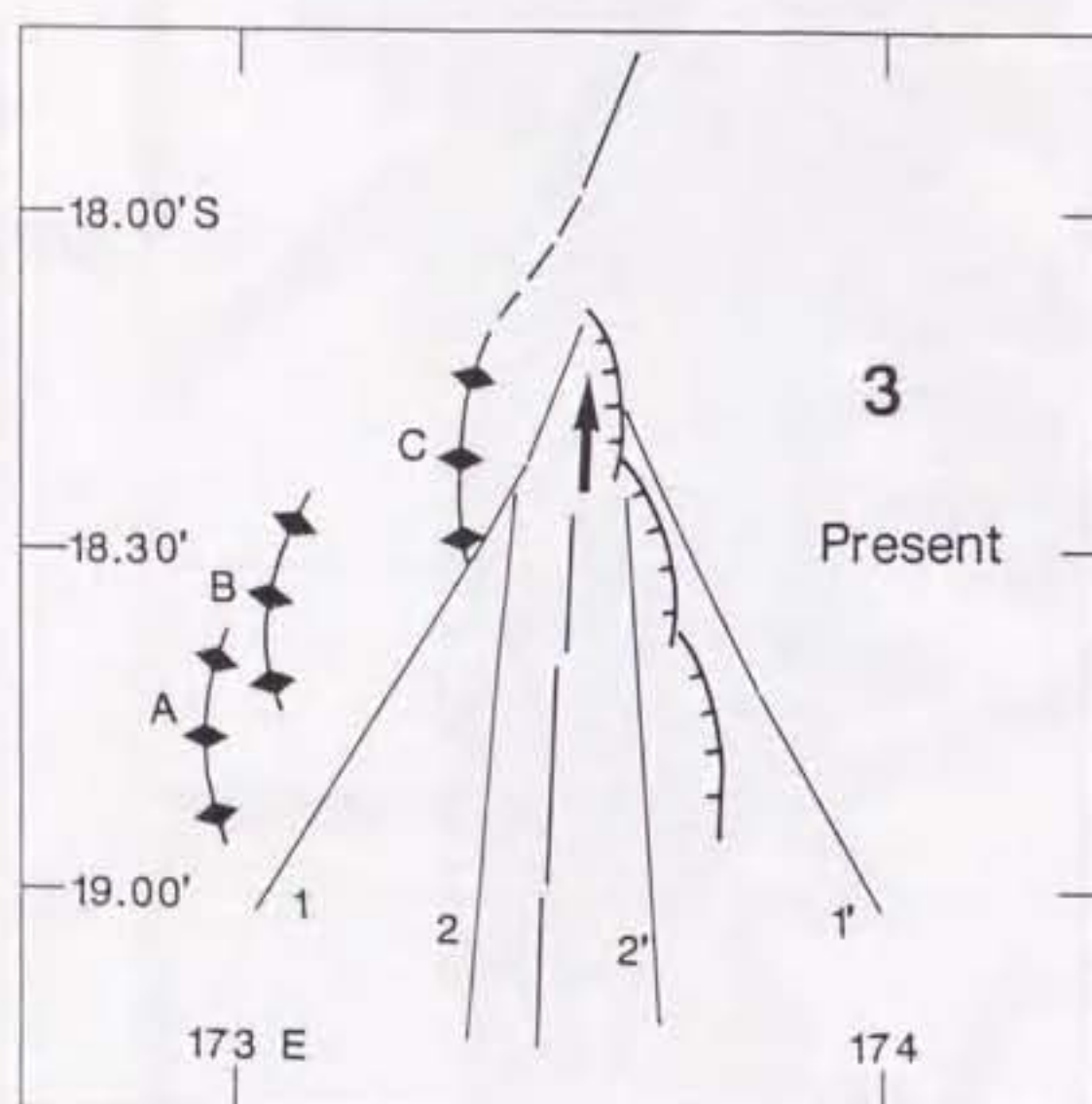
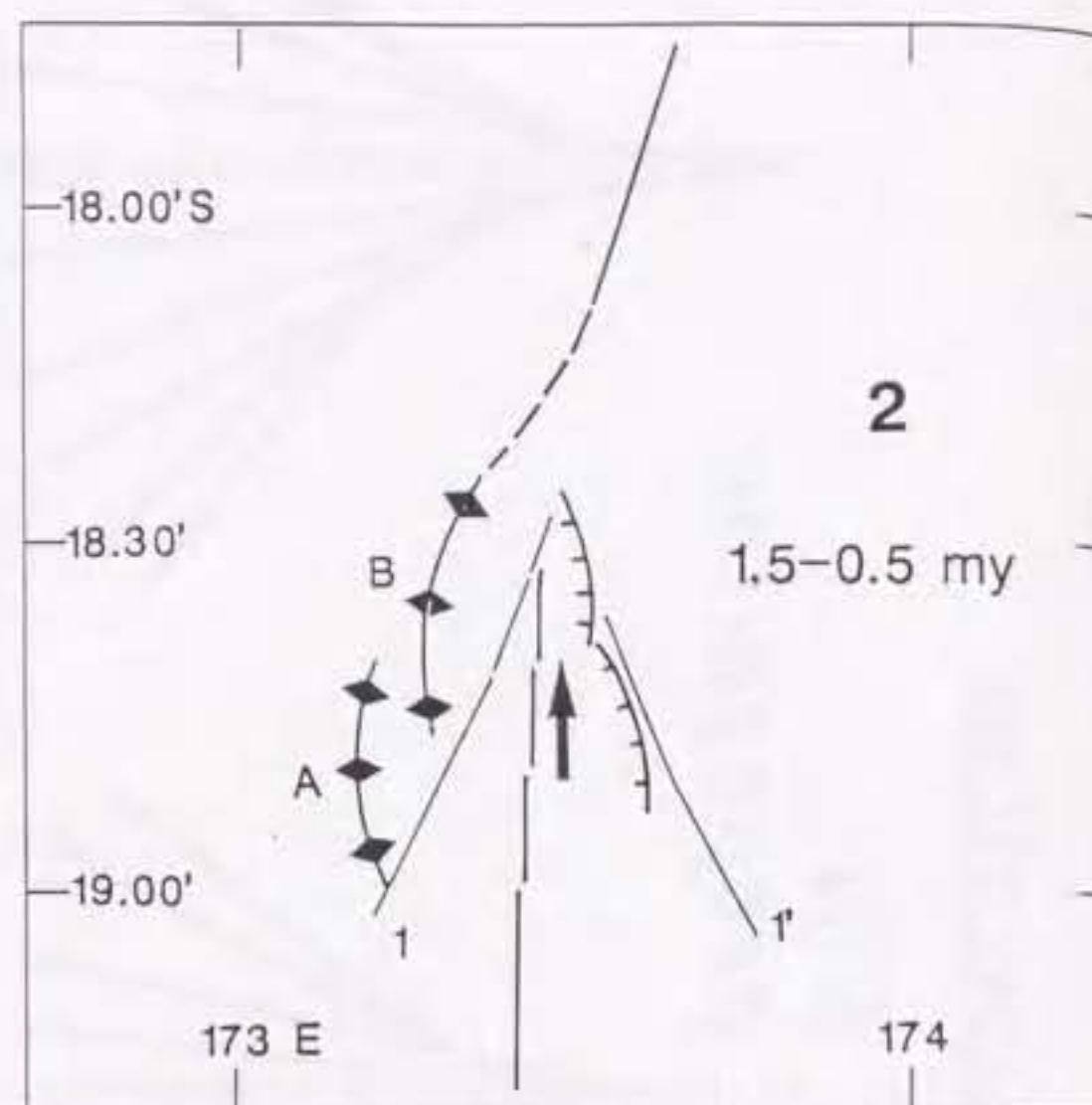
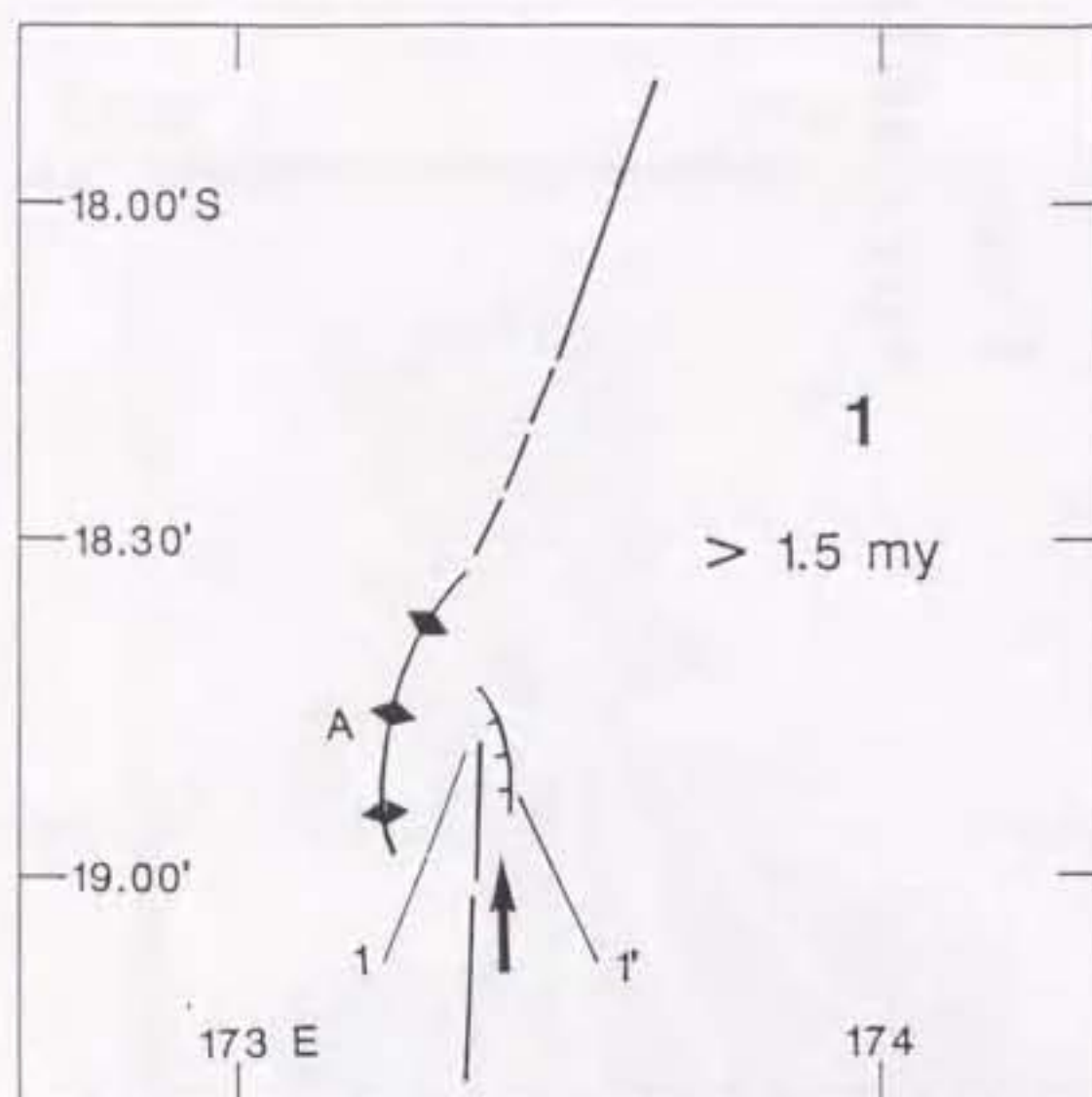


Lineament



Rifting axis

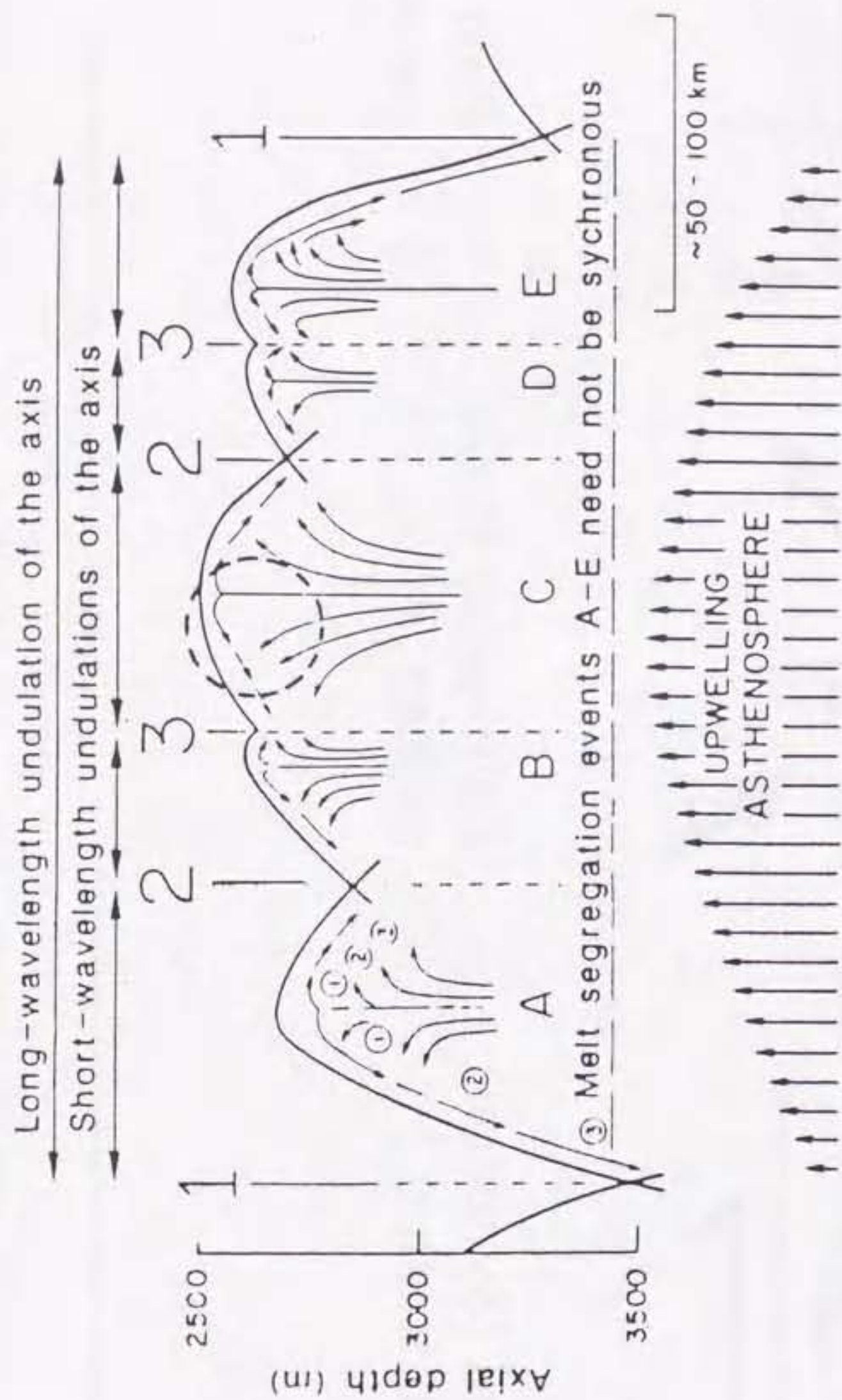




第61図

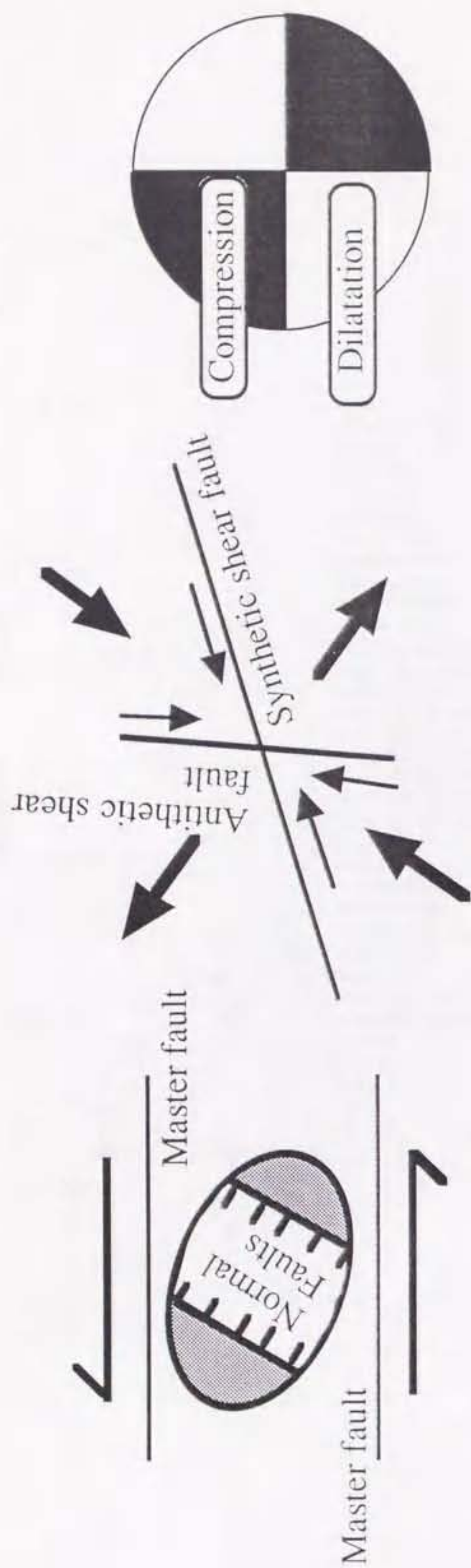


# Axial depth profile



第62図





Left lateral (Synistral)  
shear deformation

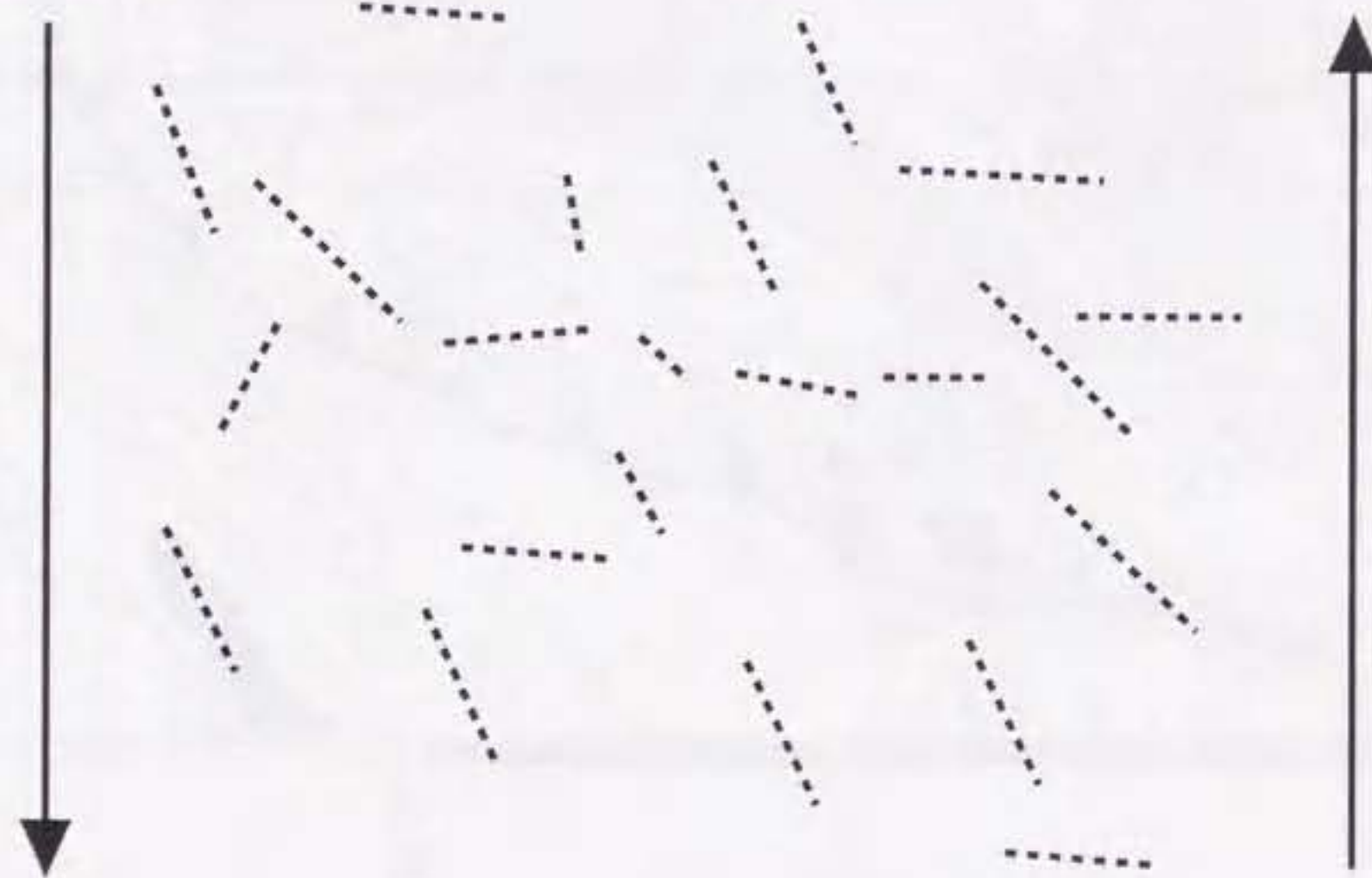
Equivalent stress  
pattern

First motion  
pattern

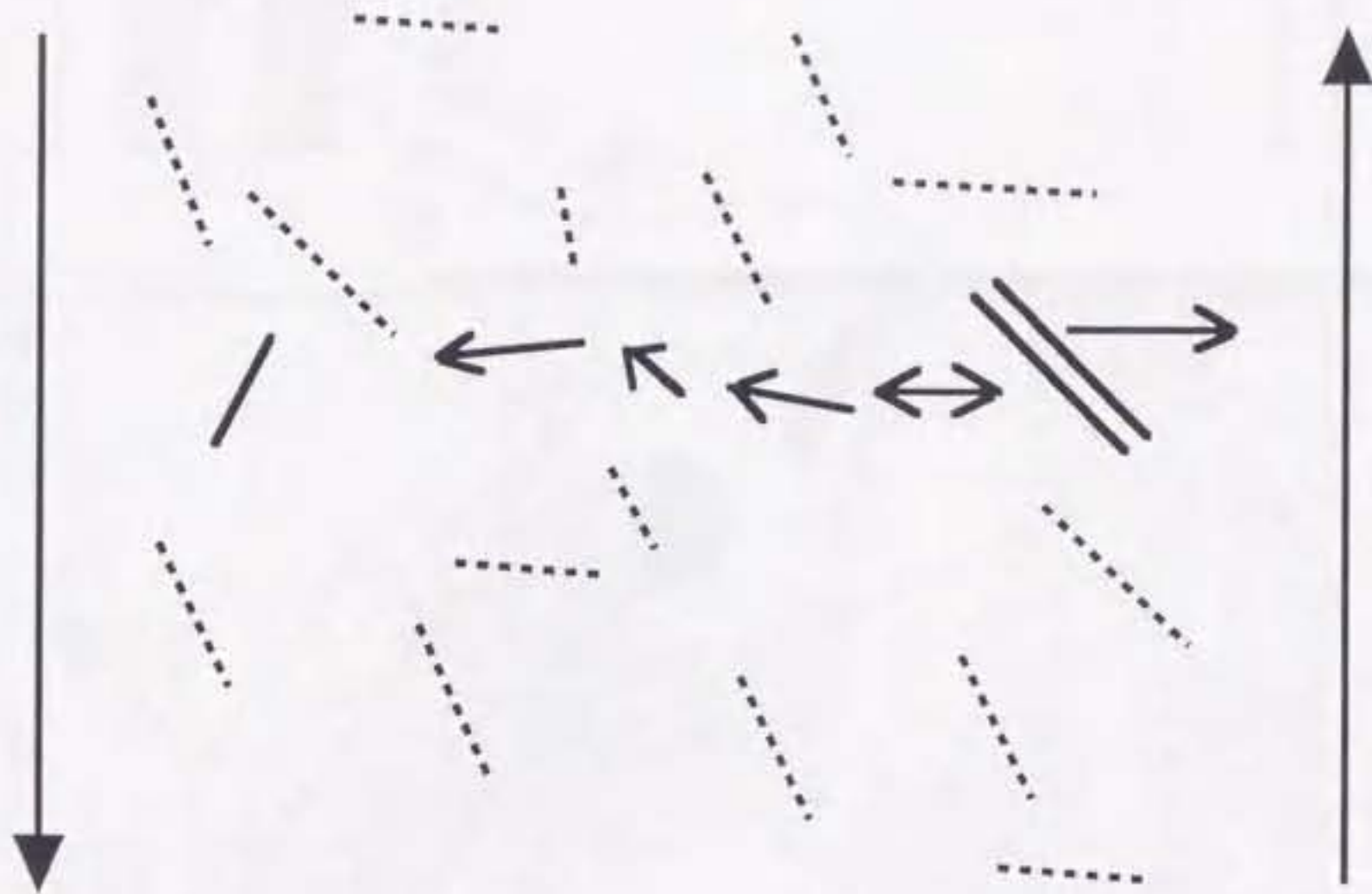
第63a图



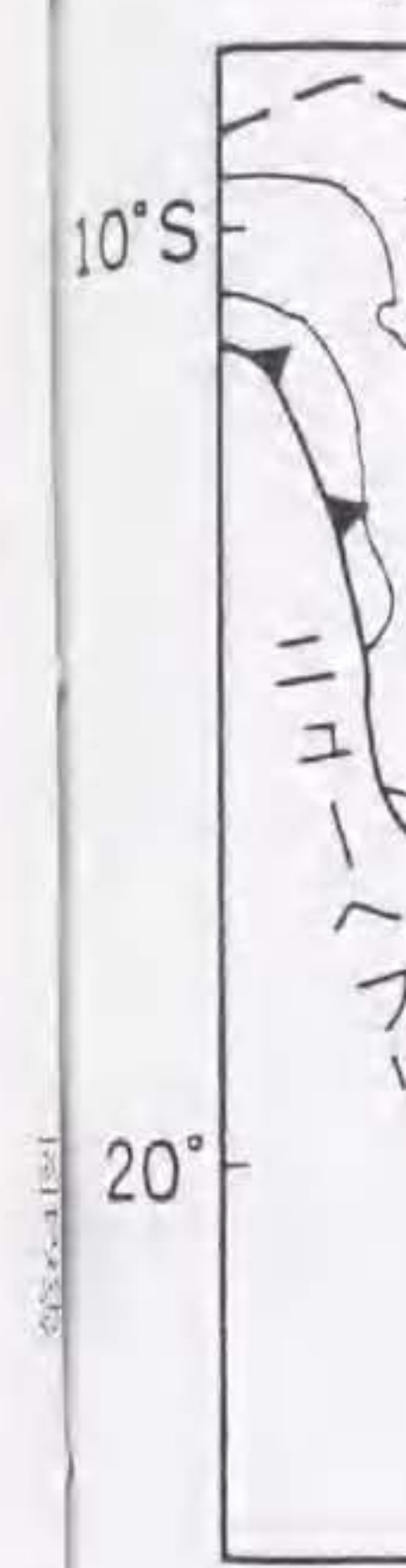
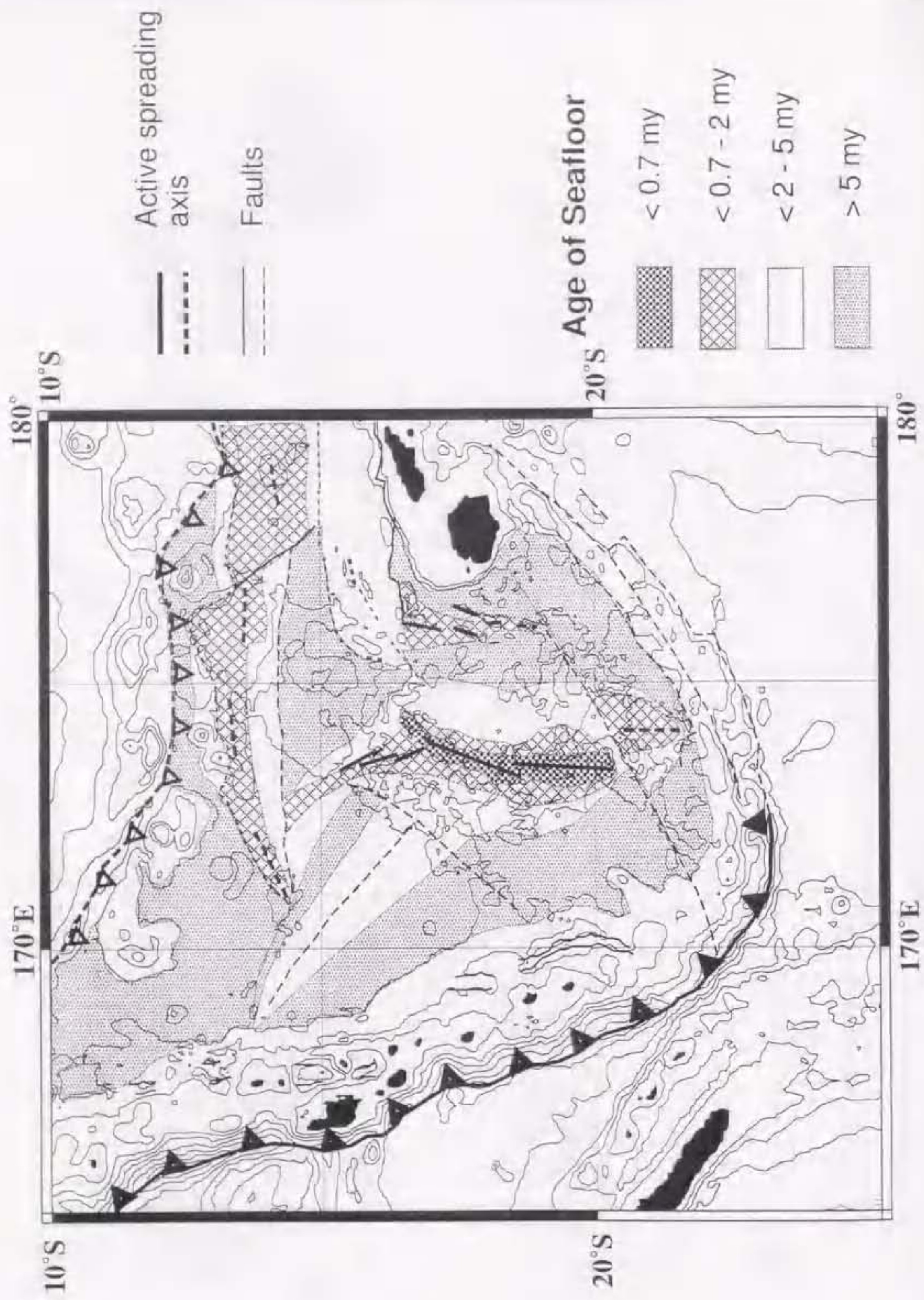
Distributed shear deformation



Connection of faults by the rift propagation

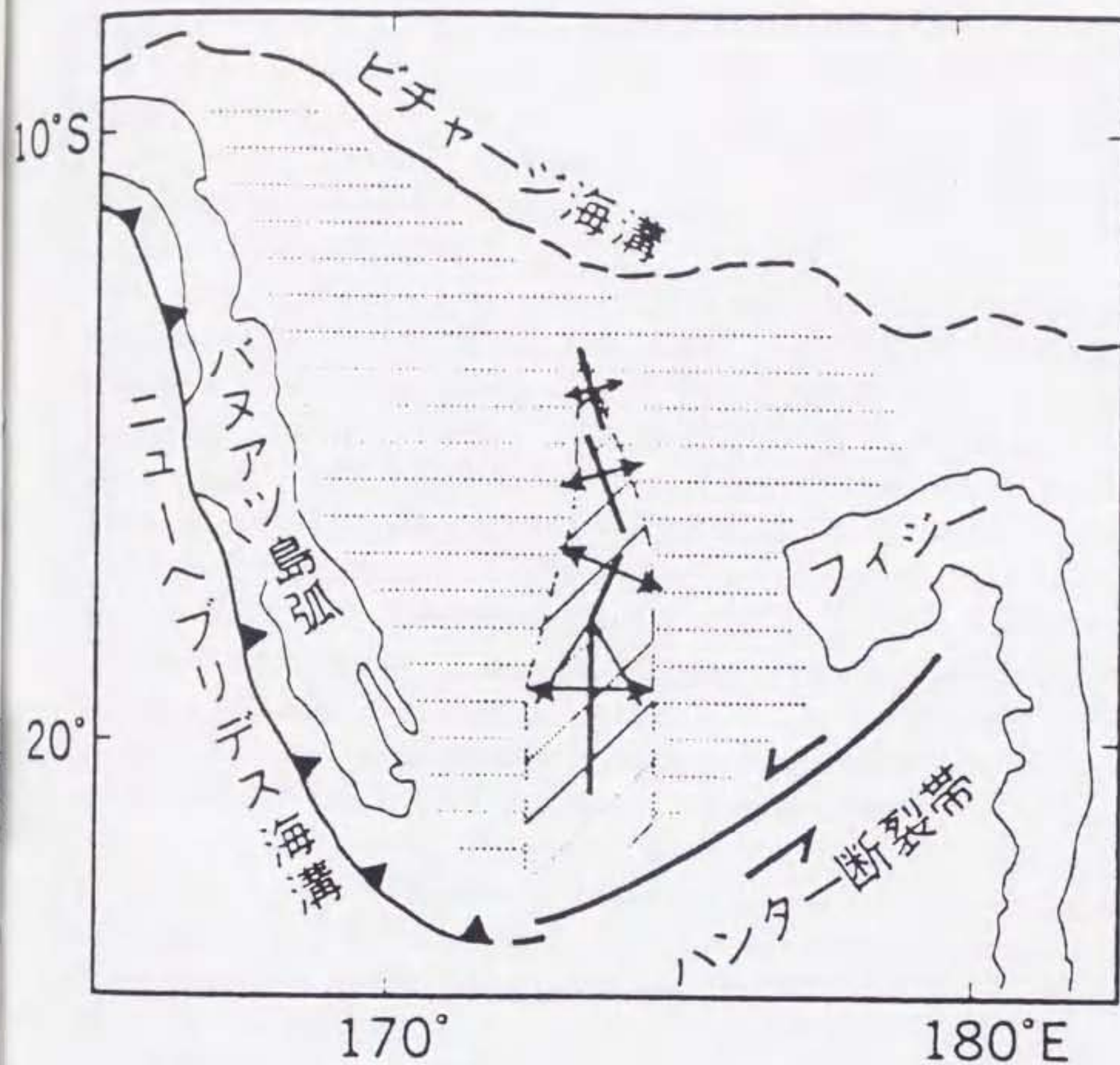








# 北フィジー海盆





1) Auz  
Huchon,  
Y., Lafoy  
Nojiri, Y.  
M. Tanah  
Nord Fidj  
C.R.Acac

2) Rue  
P., Jollive  
Matsumo  
Tanahash  
L'accretio  
franco-jap

3) Joll  
Iwabuchi  
Matsumo  
Tanahash  
Premieres  
du bassin

4) Auz  
Ishibashi,  
and Tanah  
STARME  
t.309,Seri

5) 浦  
上嶋正人  
1990) 北  
山地質, 4

6) 棚  
p134-142

7) Auz  
Huchon,  
Y., Lafoy  
Nojiri, Y.  
M., Tana  
hydrother



## 副論文

- 1) Auzende, J.-M., Honza, E., Boespflug, X., Deo, S., Eissen, J.-P., Hashimoto, J., Huchon, P., Ishibashi, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, P., Joshima, M., Kisimoto, K., Kuwahara, Y., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Maze, J.-P., Mitsuzawa, K., Monma, H., Naganuma, T., Nojiri, Y., Ohta, S., Otsuka, K., Okuda, Y., Ondreas, H., Otsuki, A., Ruellan, E., Sibuet, M., Tanahashi, M., Tanaka, T., and Urabe, T. (1988) L'accrétion récente dans le bassin Nord Fidjien: premiers résultats de la campagne franco-japonaise. STARMER/KAIYO 87. C.R.Acad.Sci.Paris, t.306, SerieII, p.971-978.
- 2) Ruellan, E., Auzende, J.-M., Honza, E., Dutt, S., Hashimoto, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, P., Jollivet, D., Joshima, M., Kawai, T., Kawamoto, T., Kisimoto, K., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Mitsuzawa, K., Naganuma, T., Naka, J., Otsuka, K., Otsuki, A., Rao, B., Tanahashi, M., Tanaka, T., Temakon, J.S., Urabe, T., Veivau, T., and Yokokura, T. (1989) L'accrétion dans le bassin Nord Fidjien meridional: premiers résultats de la campagne franco-japonaise STARMER/KAIYO 88. C.R.Acad.Sci.Paris, t.309, SerieII, p.1247-1254.
- 3) Jollivet, D., Hashimoto, J., Auzende, J.-M., Honza, E., Ruellan, E., Dutt, S., Iwabuchi, Y., Jarvis, P., Joshima, M., Kawai, T., Kawamoto, T., Kisimoto, K., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Mitsuzawa, K., Naganuma, T., Naka, J., Otsuka, K., Otsuki, A., Rao, B., Tanahashi, M., Tanaka, T., Temakon, J.S., Urabe, T., Veivau, T., and Yokokura, T. (1989) Premières observations de communautés animales associées à l'hydrothermalisme arrière-arc du bassin Nord-Fidjien. C.R.Acad.Sci.Paris, t.309, Serie III, p.301-308.
- 4) Auzende, J.-M., Urabe, T., Deplus, C., Eissen, J.-P., Grimaud, D., Huchon, P., Ishibashi, J., Joshima, M., Lagabriele, Y., Mevel, C., Naka, J., Ruellan, E., Tanaka, T., and Tanahashi, M. (1989) Le cadre géologique d'un site hydrothermal actif: la campagne STARMER I du submersible Nautille dans le Bassin Nord-Fidjien. C.R.Acad. Sci. Paris, t.309, Serie II, p.1787-1795.
- 5) 浦辺徹郎, Auzende, J.-M., Deplus, C., Eissen, J.-P., Grimaud, D., 石橋純一郎, 上嶋正人, Lagabriele, Y., Mevel, C., 仲 二郎, Ruellan, E., 田中武男, 棚橋 学 (1990) 北フィジー海盆拡大軸における熱水鉱床-ノチール号による潜水調査予報. 鉱山地質, 40, 117-124.
- 6) 棚橋 学 (1990) 北フィジー海盆の地質構造の概要と構造運動. 月刊地球, 12, p134-142.
- 7) Auzende, J.-M., Honza, E., Boespflug, X., Deo, S., Eissen, J.-P., Hashimoto, J., Huchon, P., Ishibashi, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, P., Joshima, M., Kisimoto, K., Kuwahara, Y., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Maze, J.-P., Mitsuzawa, K., Monma, H., Naganuma, T., Nojiri, Y., Ohta, S., Otsuka, K., Okuda, Y., Ondreas, H., Otsuki, A., Ruellan, E., Sibuet, M., Tanahashi, M., Tanaka, T., and Urabe, T. (1990) Active spreading and hydrothermalism in the North Fiji Basin (SW Pacific). Results of the Japanese-French



cruise K.

8) Au

E., Hiro

Marumo

Ortega-C

Propagat

Yokosuk

9) Tan

(1991)

Geology

10) A

Huchon,

Tanaka,

hydrothe

11) A

Gracia-M

Ondreas,

Shinkai 6

STARME

12) 柳

海洋, 2



cruise Kaiyo87. Marine Geophysical Research, 12, 269-283.

8) Auzende, J.-M., Okuda, Y., Bendel, V., Ciabrini, J.-P., Eissen, J.-P., Gracia-Mont, E., Hirose, K., Iwabuchi, Y., Joshima, M., Kisimoto, K., Lafoy, Y., Lagabrielle, Y., Marumo, K., Matsumoto, T., Mitsuzawa, K., Monma, H., Mukai, H., Naka, J., Nojiri, Y., Ortega-Osorio, A., Ruellan, E., Tanahashi, M., Tupua, E., and Yamaguchi, K. (1991) Propagation << en echelon >> de la dorsale du Bassin Nord Fijien entre 16°40 et 14°50'S (Yokosuka 90-Starmer). C.R. Acad. Sci. Paris, t.312, Serie II, 1531-1538.

9) Tanahashi, M., Kisimoto, K., Joshima, M., Lafoy, Y., Honza, E., and Auzende, J.-M. (1991) Geological structure of the central spreading system, North Fiji Basin. Marine Geology, 98, 187-200.

10) Auzende, J.-M., Urabe, T., Bendel, V., Deplus, C., Eissen, J.P., Grimaud, D., Huchon, P., Ishibashi, J., Joshima, M., Lagabrielle, Y., Mevel, C., Naka, J., Ruellan, E., Tanaka, T. and Tanahashi, M. (1991) In situ geological and geochemical study of an active hydrothermal site on the North Fiji Basin ridge. Marine Geology, 98, 259-269.

11) Auzende, J.-M., Tanahashi, M., Bendel, V., Fujikura, K., Geistdoerfer, P., Gracia-Mont, E., Joshima, M., Kisimoto, K., Mitsuzawa, K., Murai, M., Nojiri, Y., Ondreas, H., Pratt, C., and Ruellan, E. (1992) Resultats preliminaires des plongees du Shinkai 6500 sur la dorsale du Bassin Nord-Fidjien (SW Pacifique) - Programme STARMER. C.R. Acad. Sci. Paris, t.314, Serie II, 491-498.

12) 棚橋 学, 岸本清行, 上嶋正人 (1992) 北フィジー海盆のテクトニクス. 月刊海洋, 24, 553-560.



## 参考論文

- 1) Mizuno, A., Miyazaki, T., Nishimura, A., Tamaki, K., and Tanahashi, M. (1980) Central Pacific manganese nodules, and their relation to sedimentary history. Offshore Technology Conference 1980. No. 3830, 331-340.
- 2) 玉木賢策, 井上英二, 湯浅真人, 棚橋 学, 本座栄一 (1981) 小笠原弧の第四紀背弧拡大活動の可能性について. 月刊地球, 3, 421-431.
- 3) 棚橋 学 (1983) 中部太平洋海盆の上部透明層とマンガン団塊. 海洋科学, 15, 432-436.
- 4) 棚橋 学, 本座栄一 (1983) 房総半島東方海底地質図. 海洋地質図シリーズ, No.24.
- 5) Tsumuraya, Y., Tanahashi, M., Saki, T., Machihara, T., and Asakura, N. (1985) Preliminary report of the marine geophysical and geological surveys off Wilkes Land, Antarctica in 1983-1984. Memoirs Nat. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 37, 48-62.
- 6) 棚橋 学 (1986) 相模トラフの堆積構造とテクトニクス. 月刊地球, 8, 238-245.
- 7) Mizukoshi, I., Sunouchi, H., Saki, T., Sato, S., Tanahashi, M. (1986) Preliminary report of geological and geophysical surveys off Amery Ice Shelf, East Antarctica. Mem. Nat. Inst. Polar Res. Spec. Issue, 43, 48-61.
- 8) Usui, A., Nishimura, A., Tanahashi, M., and Terashima, S. (1987) Local variability of manganese nodule facies on small abyssal hills of the central Pacific Basin. Marine Geology, 74, 237-275.
- 9) Tanahashi, M., Saki, T., Oikawa, N. and Sato, S. (1987) An interpretation of the multichannel seismic reflection profiles across the continental margin of the Dumont d'Urville Sea, Off Wilkes Land, East Antarctica. in the Antarctic Continental Margin: Geology and Geophysics of Offshore Wilkes Land, CPCMR Earth Sci. Ser., V.5A, 1-13.
- 10) Nakamura, K., Renard, V., Angelier, J., Azema, J., Bourgois, J., Deplus, C., Fujioka, K., Hamano, Y., Huchon, P., Kinoshita, H., Labaume, P., Ogawa, Y., Seno, T., Takeuchi, A., Tanahashi, M., Uchiyama, A., and Vignerresse, J.-L. (1987) Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2. Earth Planet. Sci. Lett., 83, 229-242.
- 11) Renard, V., Nakamura, K., Angelier, J., Azema, J., Bourgois, J., Deplus, C., Fujioka, K., Hamano, Y., Huchon, P., Kinoshita, H., Labaume, P., Ogawa, Y., Seno, T., Takeuchi, A., Tanahashi, M., Uchiyama, A., and Vignerresse, J.-L. (1987) Trench triple junction off Central Japan - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise. Earth Planet. Sci. Lett., 83, 243-256.
- 12) 棚橋 学, 山本博文 (1988) 山陰・隠岐縁辺部の海底地質. 月刊海洋科学, 20, 649-653.
- 13) 棚橋 学, 山本博文 (1990) 山陰沿岸海域, I.地質. 海洋学会編「続・日本全国沿岸海洋誌」, 739-754, 東海大学出版会.







14) 棚橋 学 (1991) デジタル音波探査レコーダの開発と応用. 電子情報通信学会, US91-32, 31-38.

15) 棚橋 学, 佐藤幹夫, 依光和夫 (1991) デジタル音波探査システムの開発. 海洋調査技術, 3, 1-13.



