

北フィジー海盆の海底拡大系のテクトニクス

棚橋 学*

TANAHASHI Manabu (1994) Tectonics of the spreading center in the North Fiji Basin. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 45(4), p. 173-234, 36fig.

Abstract: Tectonic style of the mid-oceanic ridge type active spreading center has been extensively surveyed and is well documented in recent years. On the other hand, the geological character of divergent plate boundaries in marginal basins has not been well recognized because of its high complexity. The central spreading system in the North Fiji Basin, which is the most mature active marginal basin in the southwestern Pacific, was intensively surveyed with multi-disciplinary methods in the Japanese-French STARMER project. Newly obtained detailed swath bathymetry, magnetic anomaly and seismic reflection data, and a wide variety of pre-existing data, such as seismicity, seismic focal mechanism, heat flow, shipboard gravity, geoid height and free air anomaly from satellite altimetry were comprehensively compiled in this study. They show in detail a unique tectonic style of the spreading system in the marginal basin.

The 800-km-long central N-S trending spreading system of the North Fiji Basin consists of six contiguous rift segments of 100-200 km long separated 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 and weak plates under the complex stress condition of a marginal basin such as the North Fiji Basin, controls unique rift segmentation compared with mid-oceanic ridges. The mid-oceanic ridge spreading centers generally show the hierarchical order of the segmentation which mainly reflects the degree of magmatic supply in places. On the other hand, the segmentation of the North Fiji Basin central spreading system is controlled mainly by the spreading geometry. The rigid seafloor spreading of the short, variously oriented segments produces a series of fan-spreading centers which have the rotation poles at the end of each segments. Large spreading rate contrast along the fan-spreading segment axis will cause stress state discordance with the surrounding basement. The surrounding seafloor basement tends to be adjusted with the non-rigid deformation or with the fragmentation into finer micro-plates. Furthermore, a changing tectonic framework which is 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 centers are short-lived and they tend to change their rifting positions and spreading geometries. This tectonic style possibly makes marginal basins' basement more structurally complicated than ocean basins'.

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長さ100-200 km の6個のリフトセグメントから構成されている。それらは、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互いに分けられている。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

* 海洋地質部

Keywords: active marginal basin, back-arc rifting spreading center tectonics, North Fiji Basin

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部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ではなく、そのリフト活動の場所と幾何学的配置を変えらるることになる。このような構造的な様式が縁海の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

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海洋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成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の解明を試みた。

縁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。例えば、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)は海盆内の横ずれ断層に伴う地震活動と広く分散した地震活動から発散的な海底拡大を推定し、それまでのいくつかの研究(Malahoff *et al.*, 1982など)による中央部に直線的な海底拡大系が存在するという推定に疑問を投げかけた。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である場合が多く、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。

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きた。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。

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.*, 1990b; Auzende *et al.*, 1992a; 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.*, 印刷中)。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議論した。

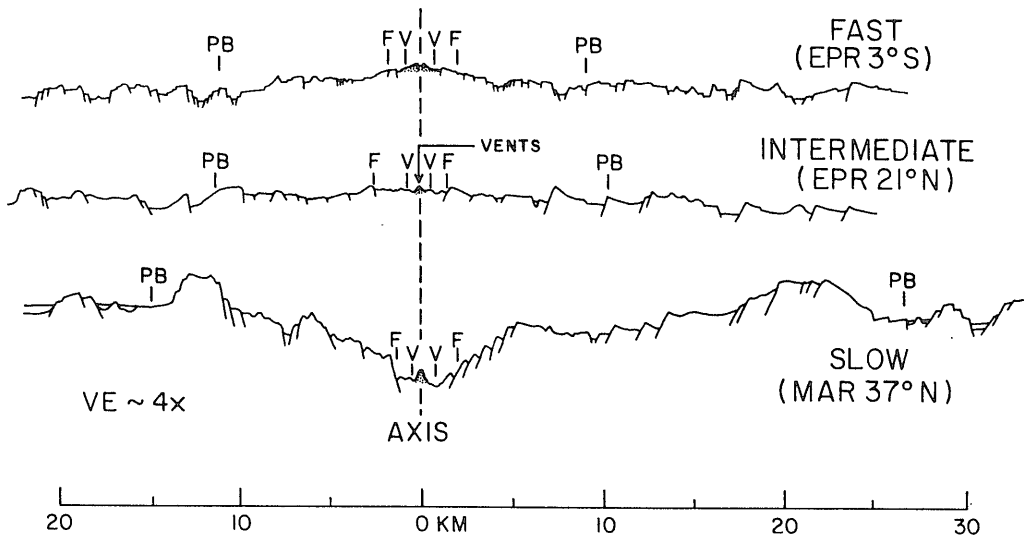
2. 中央海嶺の海底拡大系の研究

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に関してその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). 大洋底の中央海嶺の研究はプレートの取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んでいる。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など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。

大洋中央海嶺は一般に比高2-3 kmの膨らみを持ち、時に枝分かれし、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、浅発地震活動・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。海嶺系によって地形・構造は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1図)。つまり海洋プレート

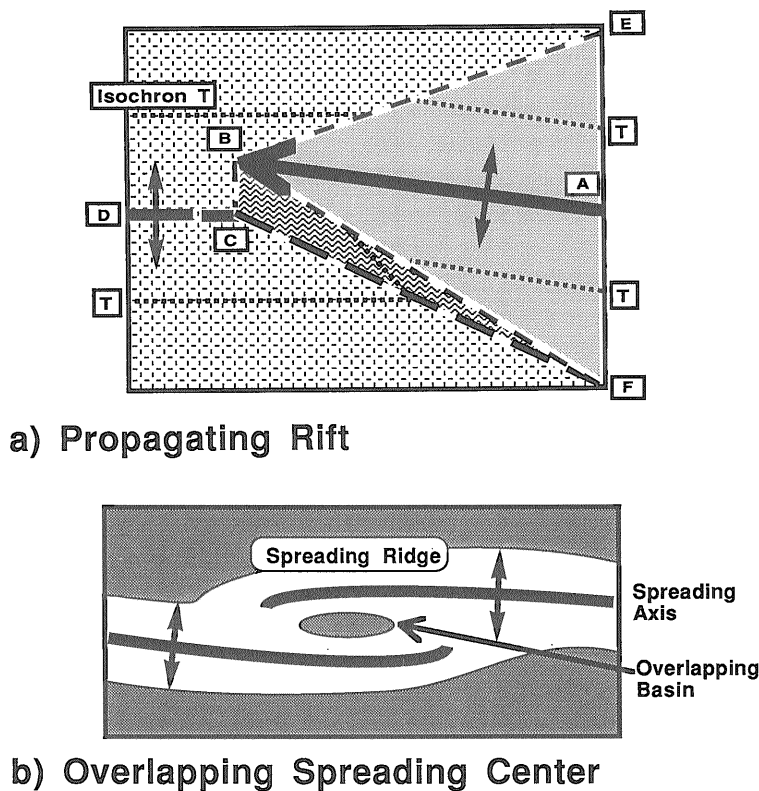


第1図 大洋中央海嶺の地形断面図

Macdonald (1982) による、上から高速、中速、低速拡大系の地形横断面の例。V, F および PB は新期火山岩地帯 (neovolcanic zone)、断裂帯 (zone of fissuring) およびプレート境界帯 (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。

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, 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、軸に沿う細かい地壘地溝構造を持ち、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



第2図 伝播性拡大リフト(a)と重複拡大中心(b)の模式構造図

a: 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。ABおよびCDはそれぞれ伝播性リフト(Propagating rift)と退行性リフト(Doomed rift)。BEおよびBFはそれぞれ外側疑似断層(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。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。

b: 重複拡大中心(Overlapping Spreading Center: OSC, Macdonald and Fox, 1983)の形態。二つの海底拡大のセグメントが一部で重なり合い、重なった拡大軸の間には凹み(Overlapping basin, Deep hole)ができる。二つの拡大軸の間隔は0.5-20 km, 重なりとずれの比はふつう約3:1である。

ていたトランスフォーム断層のほか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2a 図; Hey, 1977), 重複拡大中心(overlapping spreading centers; OSC; 第2b 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, 拡大系の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; Macdonald *et al.*, 1991)。

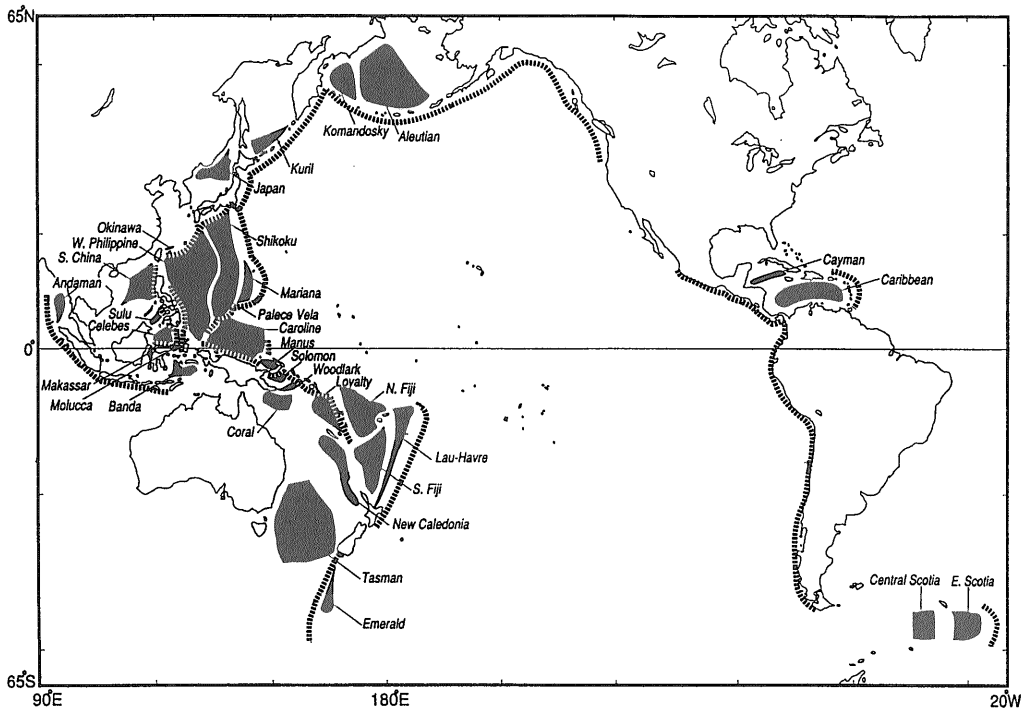
3. 縁海の起源に関する研究

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3 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考えられている。

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が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はほぼ同じである。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, 日本海盆, 大和海盆や対馬海盆のように, 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や沖縄トラフのように, 島弧や



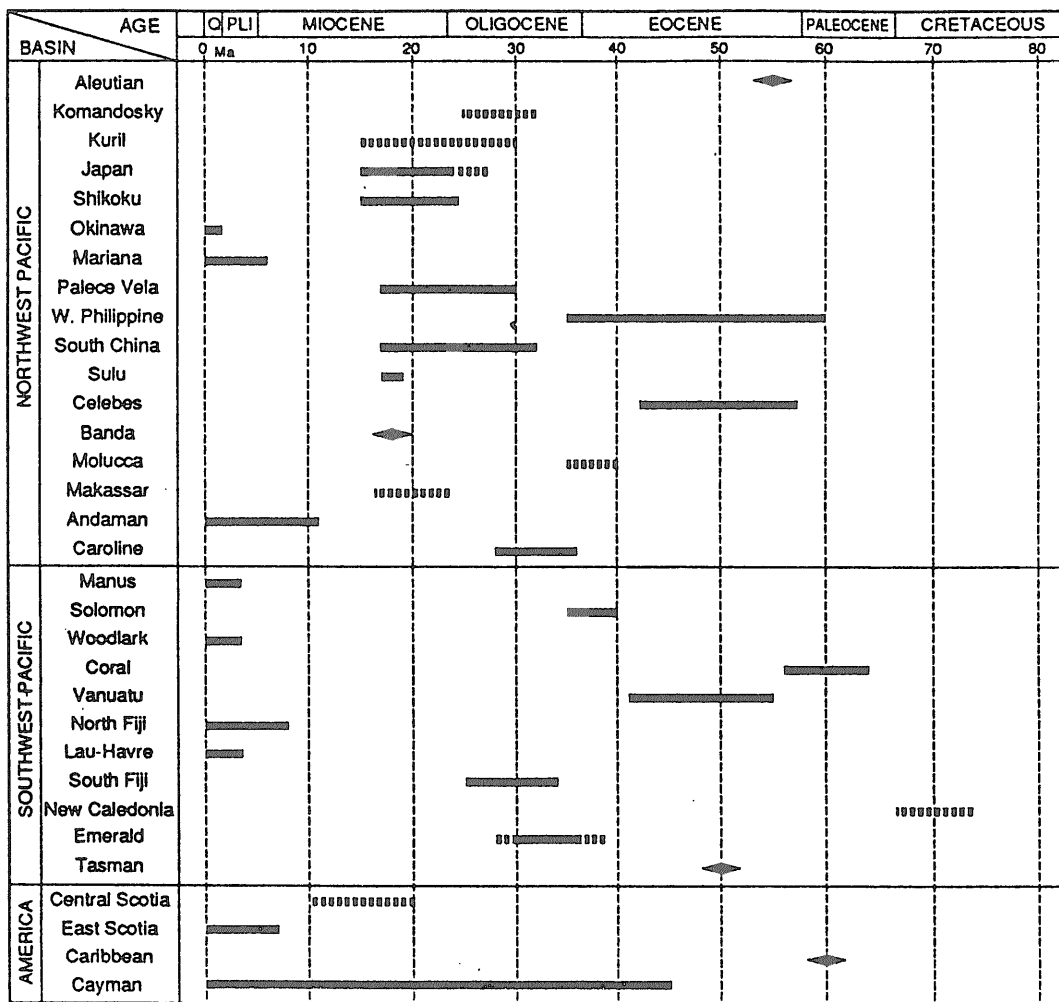
第3 図 縁海盆の分布
Tamaki and Honza (1991)による。

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4図)。拡大の期間は普通精々25my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(180my)に対して、現存する縁海はすべて80Ma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)ベニオフゾンで作られた能動的なダイアピル、(2)広域的な展張応力による受動的なダイアピル、(3)2次的な対流、(4)沈み込む側の段階的な後退の4種のマカニズムを示した。また、Taylor and Karner(1983)は、(1)沈み込むスラブの熱で生ずるダイアピル。(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種のマカニズムを示し、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



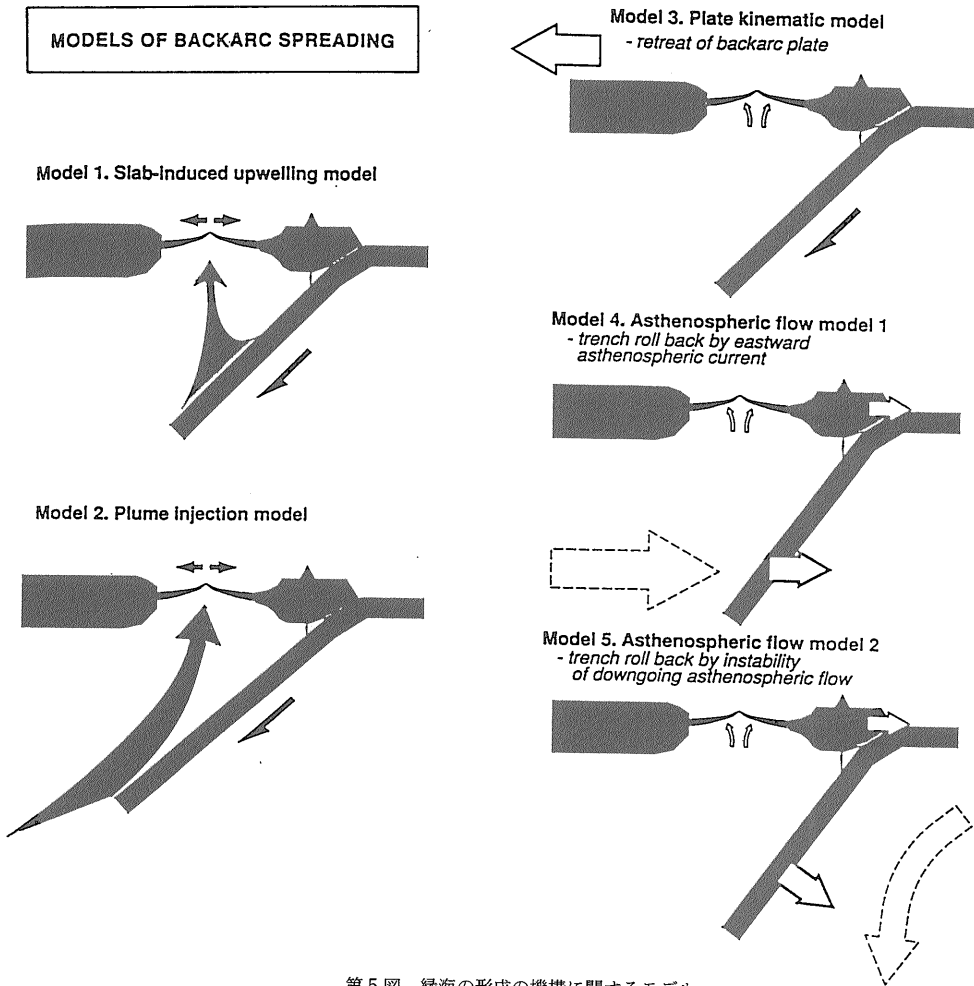
第4図 縁海の形成時期の分布
Tamaki and Honza (1991)による。

り, (3)についても, 海盆ごと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5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ト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ト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, どの縁海盆においても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



第5図 縁海の形成の機構に関するモデル
Tamaki and Honza (1991)による。

ムの寄与の割合は海盆ごとに異なっているのであろう。

Tamaki and Honza (1991)によれば、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いると考えられ、南西太平洋の活動的縁海盆群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推定される。つまり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西に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らしい。

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、島弧に沿って単一のリフトで海盆の形成が始まりつつあるような場所が、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時に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が異なっている。

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つの巨大プレート間の横ずれ帯に沿って発達した剪断帯でのプルアパ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。

4. 西太平洋の活動的縁海群

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の研究が行われることは少なかった。

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(Hawkins, 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).

沖繩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伸張性の構造運動があると考えられてきた。「*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 (Klause *et al.*, 1992), 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).

5. 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、縁海のリフト系および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。

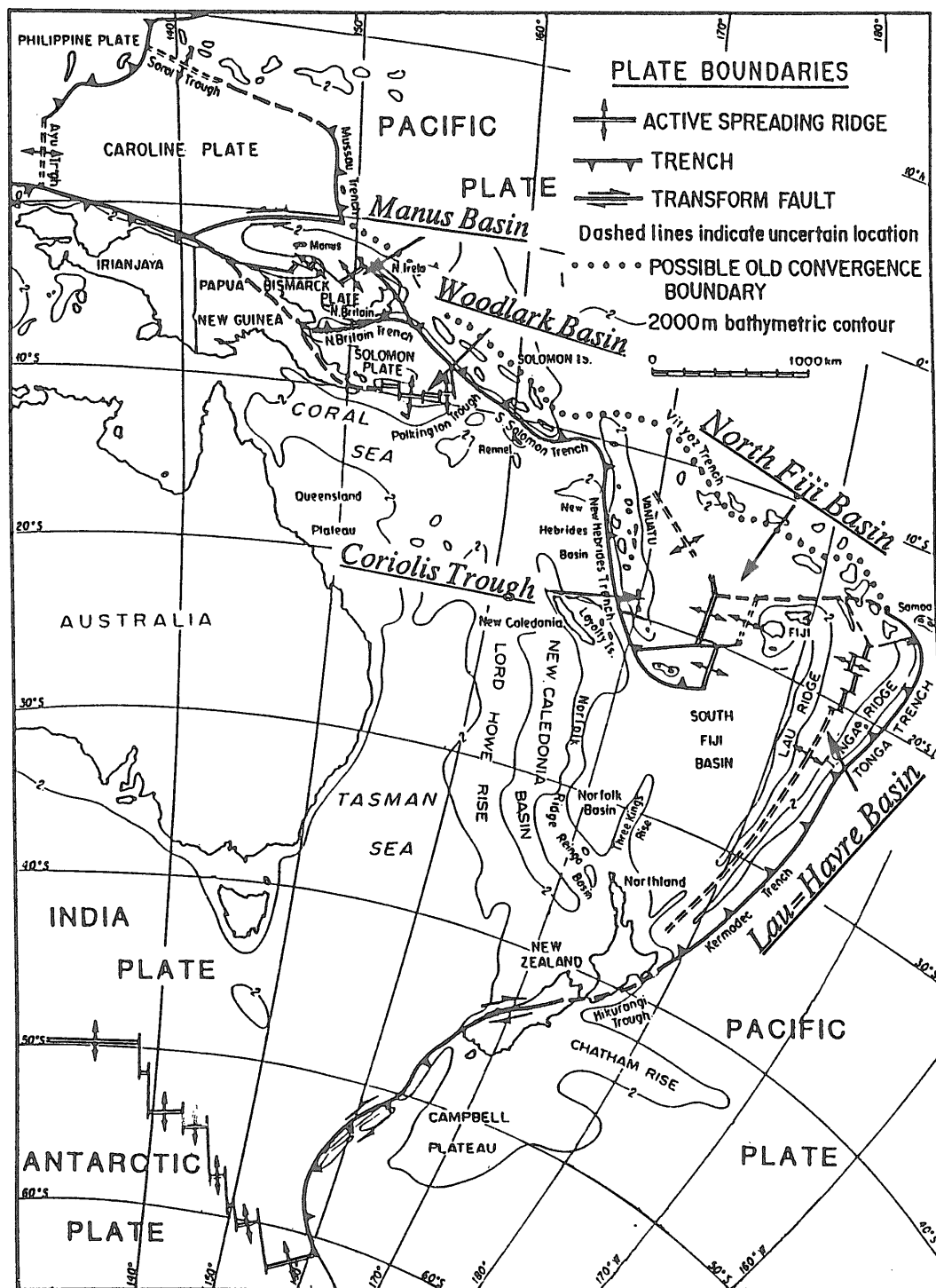
6. 北フィジー海盆の構造的枠組みと地質学的、地球物理学的特徴

6.1 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、地球物理学的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。

6.2 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



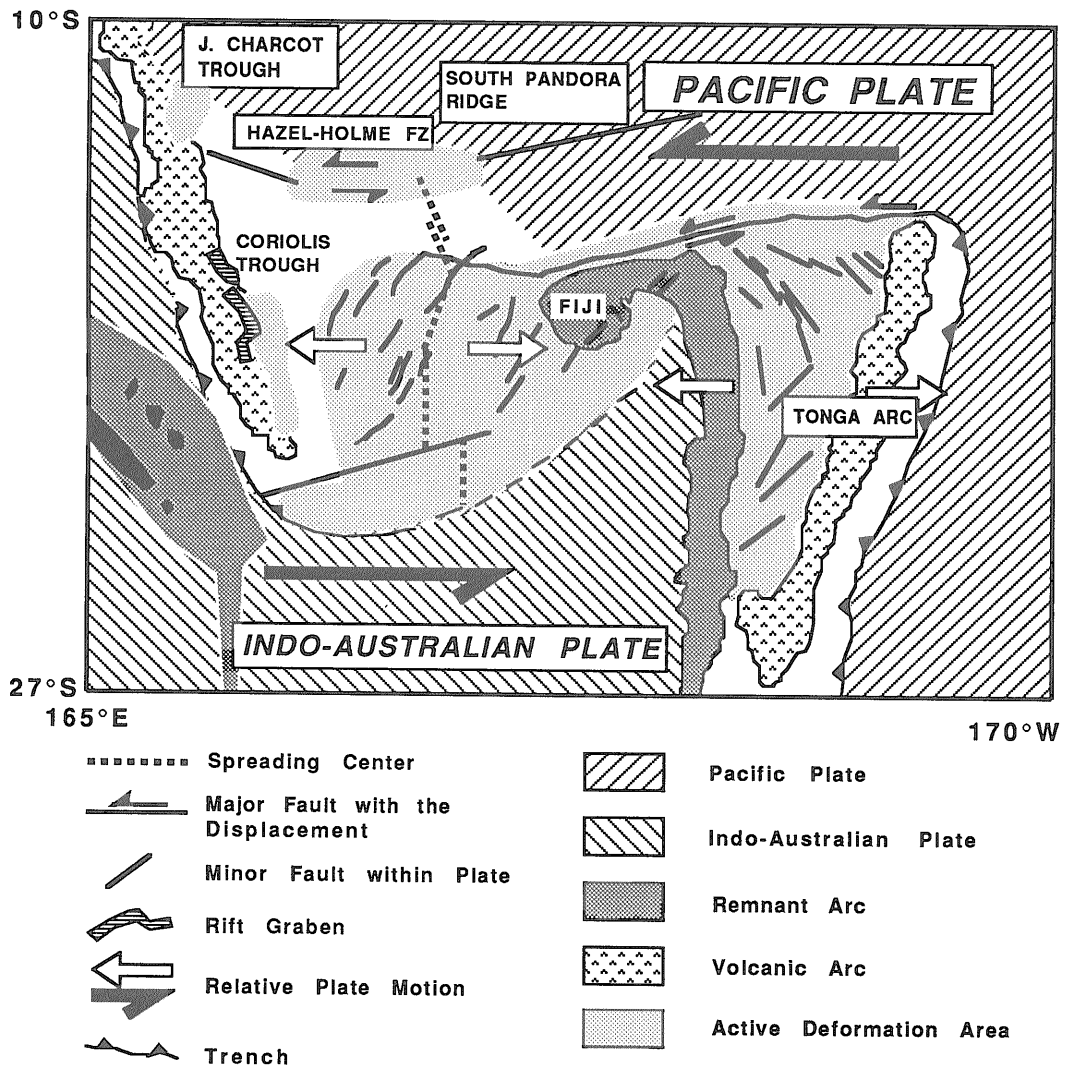
第6図 南西太平洋の地形概念図

Coleman and Packham (1976)を一部改変した(Tanahashi et al., 1991b).

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6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。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およびニューアイルランドに囲まれたビスマルク海のマスス海盆、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花崗岩質の海盆であり、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(Vitiaz 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



第7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。

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、東に傾いた沈み込み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る。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プリアパート海盆であると考えた(第7図)。

6.3 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×1,000 kmで面積は約1,000,000 km²である。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8図)を基に地形の概略を述べる。

北フィジー海盆の中の平均水深は約3,000 mである。海盆の東部および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。ヴァヌアツ島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。

ヴァヌアツ島はほぼ東西方向のソロモン弧(Solomon Arc)が東端で、南南東の方向に曲がり約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、この付近一帯の地形はヴァヌアツ島の前弧域が隆起した結果であ

ると考えられている(Green *et al.*, 1988)。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。

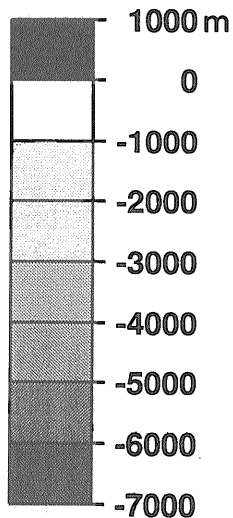
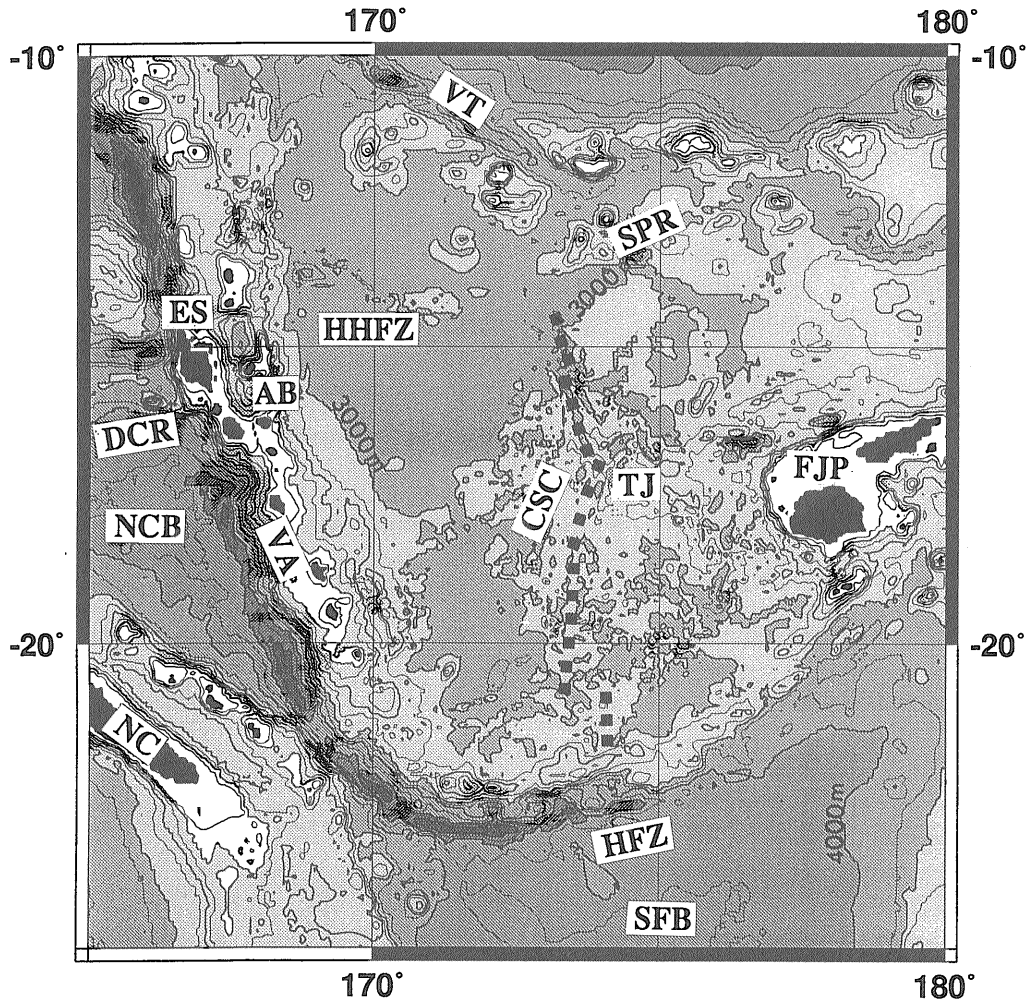
ヴァヌアツ島は22°S付近から大きく東に曲がって、海溝も曲がりほぼ東西方向となり175°Eでその海溝地形が消える。この大きな屈曲部付近には西側から東にはりだしたニューカレドニア、ロイヤルティ諸島の乗った古い島弧の構造が接しようとしている。方向が変わったあたりから東では島弧の延長の隆起部は狭くなるが、ずっと東方のフィジー諸島のヴィチレヴの南のカンダブー島(Kandavu)まで続く。このヴァヌアツ島とフィジープラットフォームを結ぶ構造が、ハンター断裂帯である。

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(第8図)、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、ヘイゼルホルム断層帯と呼ばれている。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



第8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。コンターは500 m 間隔、点線は中央部拡大系。

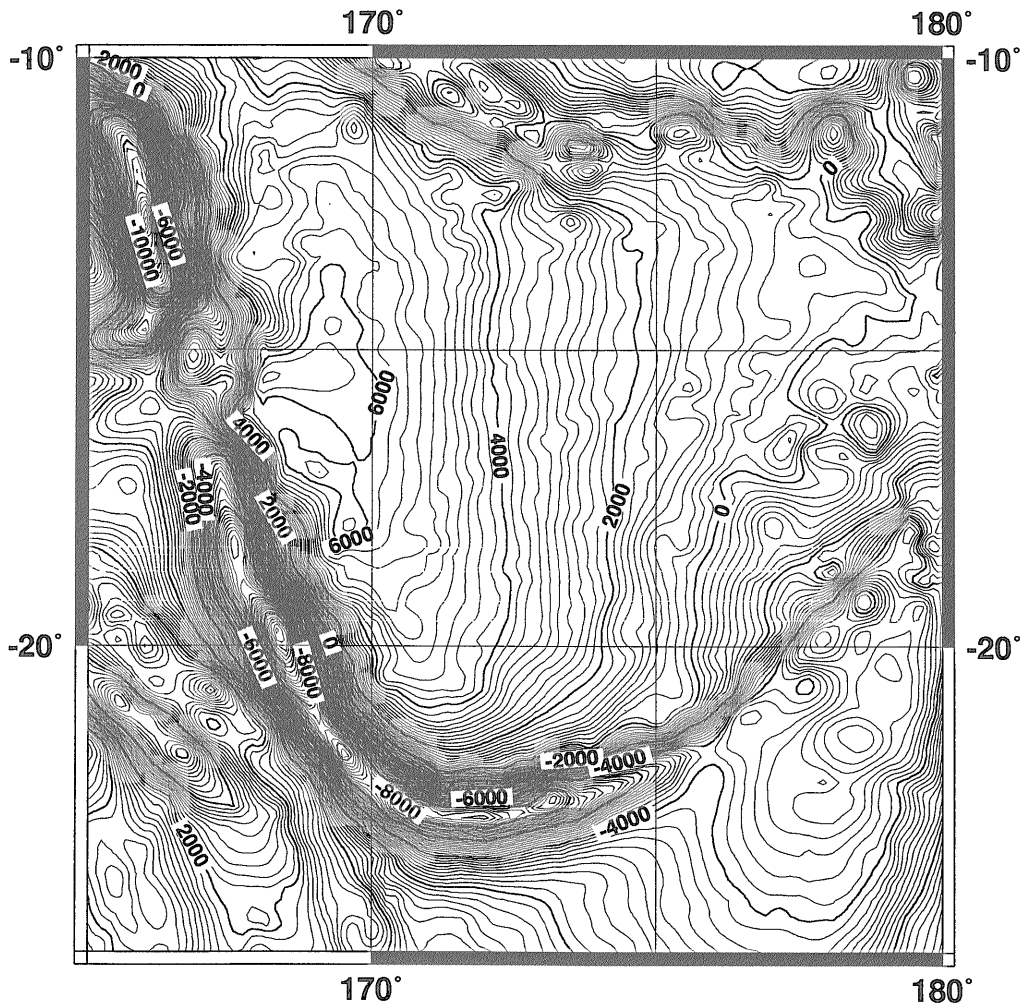
VT: ヴィチャース海溝 SPR: 南パンドラ海嶺 FJP: フィジープラットフォーム ES: エスピリツサント島 HHFZ: ヘイゼルホルム断裂帯 DCR: デントロキャスト海嶺 AB: アオバ海盆 VA: ヴァスアツ島弧 NCB: ニューカレドニア海盆 NC: ニューカレドニア島 CSC: 中央部拡大中心 TJ: 三重点 HFZ: ハンター断裂帯 SFB: 南フィジー海盆

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との考えがある (Louat and Pelletier, 1989; Pelletier and Louat, 1989)。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) があるが、それらは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と推定されている (Jarvis *et al.*, 1993)。

6.4 北フィジー海盆の重力異常とジオイド高

Lamont-Doherty Geological Observatory の W. F. Haxby によって編集された GEOSAT のアルチメトリーによるデータを用いて、本海域に関してジオイド高をプロットした (第9図)。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。また最近 Sandwell (1993) によって、GEOSAT および ERS-1 のアルチメトリーから編集されたファイルから本海域のデータを用いてフリーエア重力異常をプロットした (第10図)。



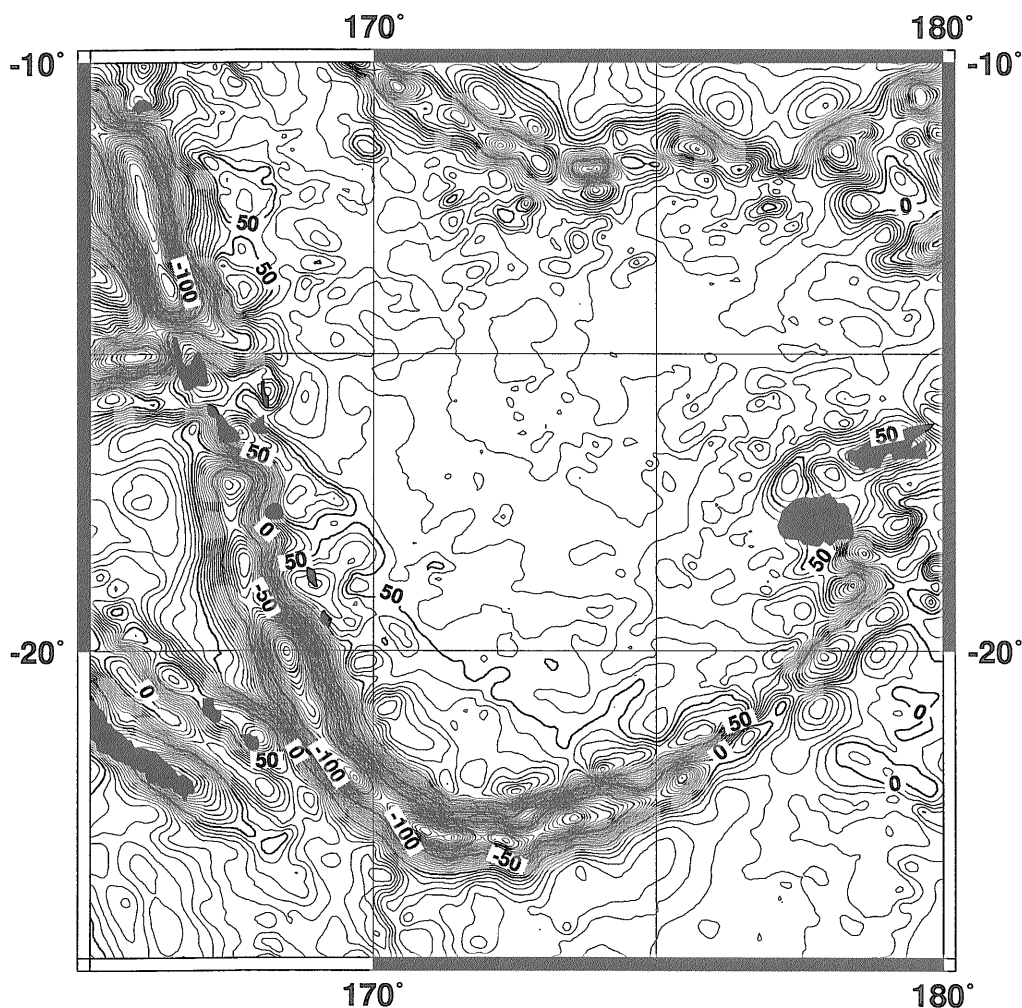
第9図 GEOSAT アルチメトリーに基づくジオイド高図

W. F. Haxby が編集したデータベースより抽出して GMT を用いて作図した。単位は cm, コンター間隔は200 cm.

第9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、北フィジー海盆付近で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およびインド洋南西部は、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、対流の下の構造の異常なのではないかと考えられている



第10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 を用いて作図した。単位は 1 mgal, コンター間隔は 5 mgal.

(深尾, 1988). 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, 島弧に沿う高異常帯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, 残差重力異常は周辺の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周囲の海盆に比べ35-50 km薄く, 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.

6.5 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11図にPontoise *et al.* (1980)によるコリオ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. また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によれば北フィジー海盆の内部では平均的な地殻の厚さは3-4.5 kmであり周囲の海盆の地殻より薄い. 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.*, 印刷中).

6.6 北フィジー海盆の地殻熱流量

Pollack *et al.* (1993)がコンパイルし, 金沢大学の長尾によって修正された全世界の地殻熱流量データから北フィジー海盆および周辺部の熱流量値の分布をプロットした(第12図). この図で北フィジー海盆内部では一般的に160 mW/m²をこえる値が多く得られており, この付近の太平洋や, 南フィジー海盆などの100 mW/m²以下の値と比べるとかなり熱流量値が高いといえる. ただし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, また数が少ないため海盆の内部の構造と関係づけるのは難しいため今後のより詳しい調査が待たれる.

6.7 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

磁気データを用い, STARMER計画で得られた地磁気異常データ(Joshima *et al.*, 印刷中)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13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ごとに平均し, 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14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.

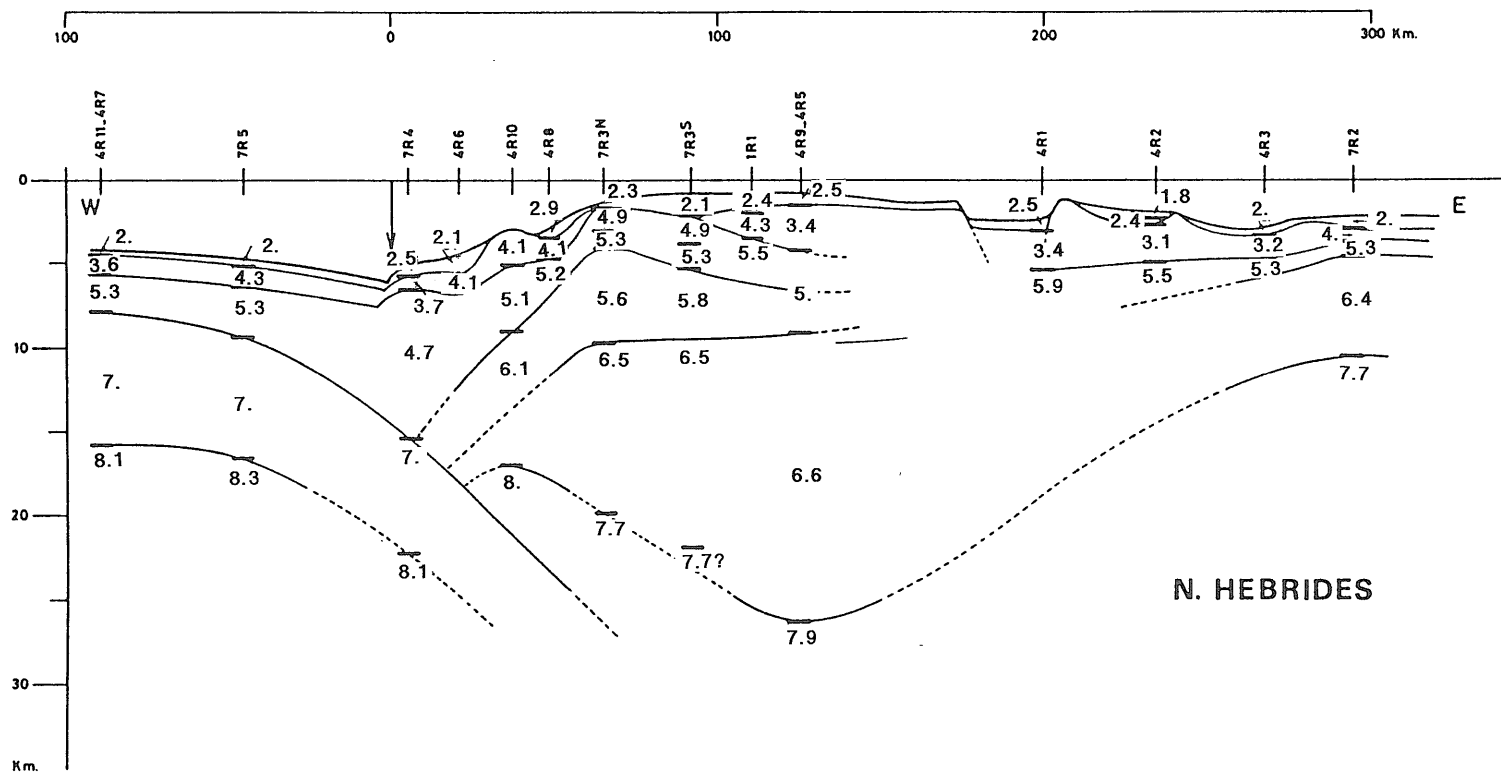
ヴァヌアツ海溝に沿った負の地磁気異常と火山弧に沿った高い正の地磁気異常はヴァヌアツの島弧の特徴を示す. 北フィジー海盆の内部では北西部の海底地形の平坦な部分にジャンシャルコートラフ付近の背弧側を支点とする東南に開いた扇型の縞状地磁気異常群が顕著である. この扇型異常帯の南西部は特に連続性がよく, 縞状異常の幅も広いのが特徴的である. 扇型構造の支点付近では北西-南東方向の非常に幅の狭い異常群がジャンシャルコートラフと重なるように発達している.

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.

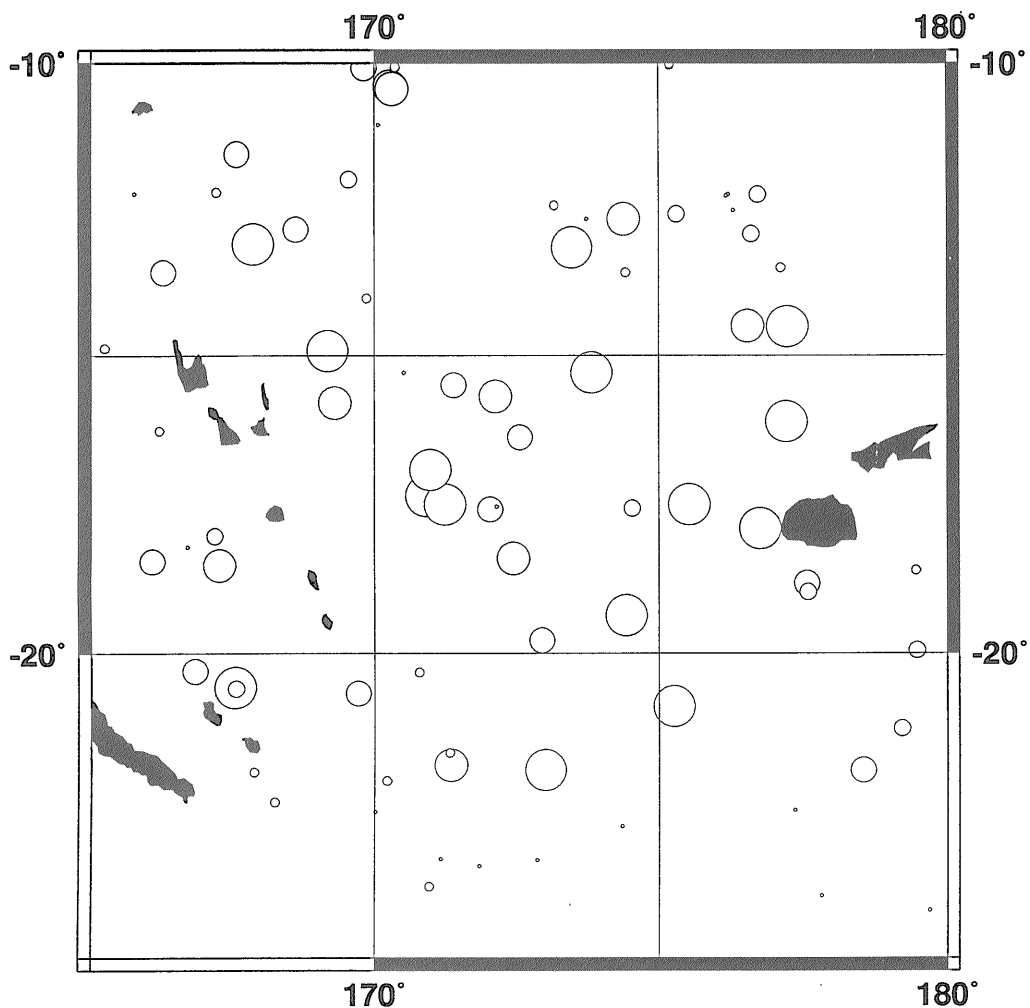
170°E, 13-14°S 付近に東からくさび状に入り込む三角形の異常帯群が北フィジー海盆の東北部に広く発達している. この異常帯群は異常帯の幅が狭く連続性の悪い部分もあるが, かなり細長く続き異常の振幅も大きい. その中軸部は東西性の南バンドラ海嶺に沿っているように見える.

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



第11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。



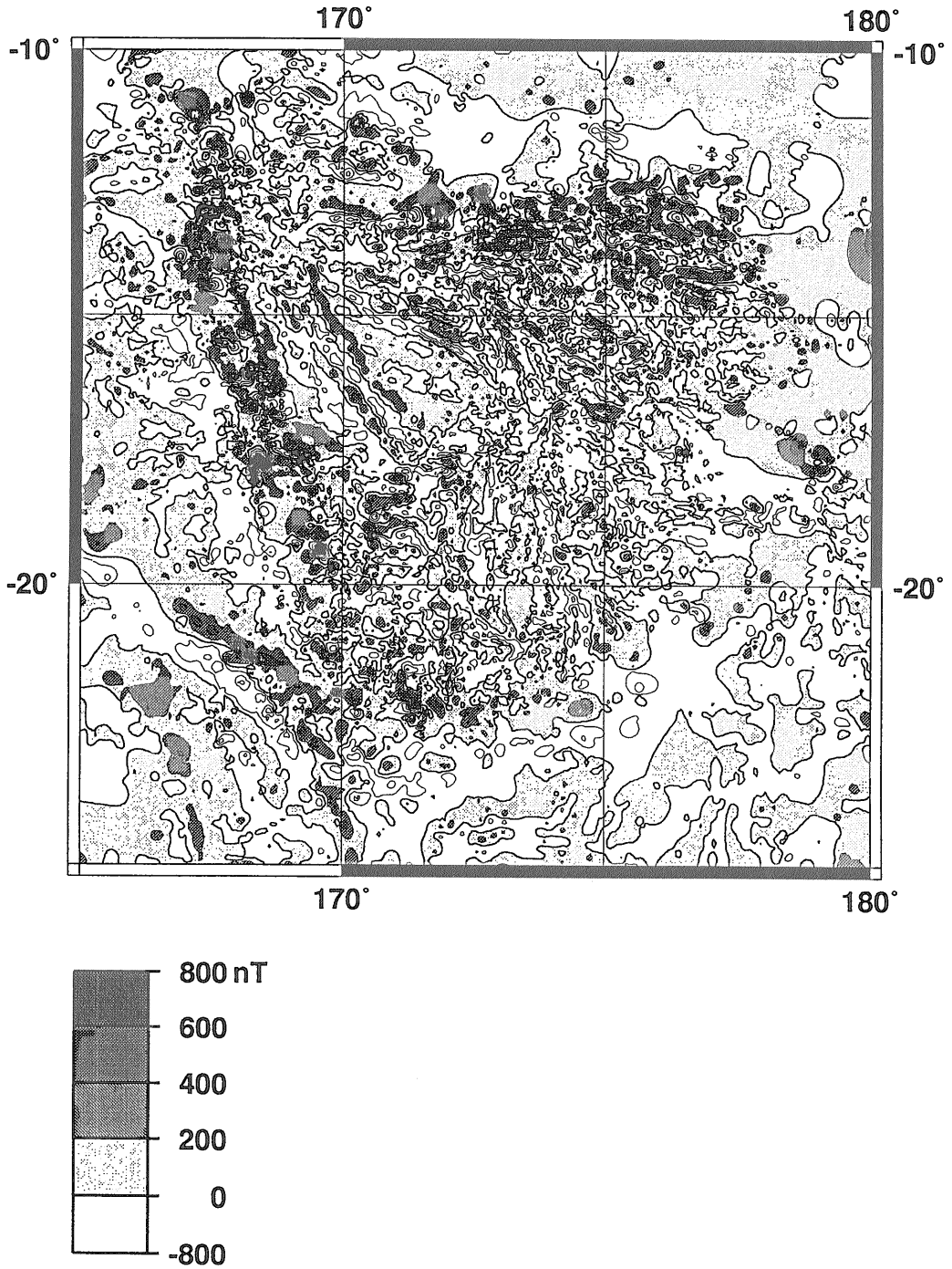
- < 40 mW/m²
- 40 - 60
- 60 - 80
- 80 - 120
- 120 - 160
- 160 <

Global Heat Flow Compilation by Pollack et al.(1991)

Revised by Nagao in 1992

第12図 北フィジー海盆の地殻熱流量値の分布

Pollack et al. (1993)のコンパイルデータ(長尾年恭編集)より抽出してGMTを用いて作図した。



第13図 北フィジー海盆の地磁気異常図
NOAA/NGDC の GEODAS 航海データベースと空中磁気データベースおよび STARMER 計画で得られた地磁気異常データ (Joshima *et al.*, 印刷中) より, GMT 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。

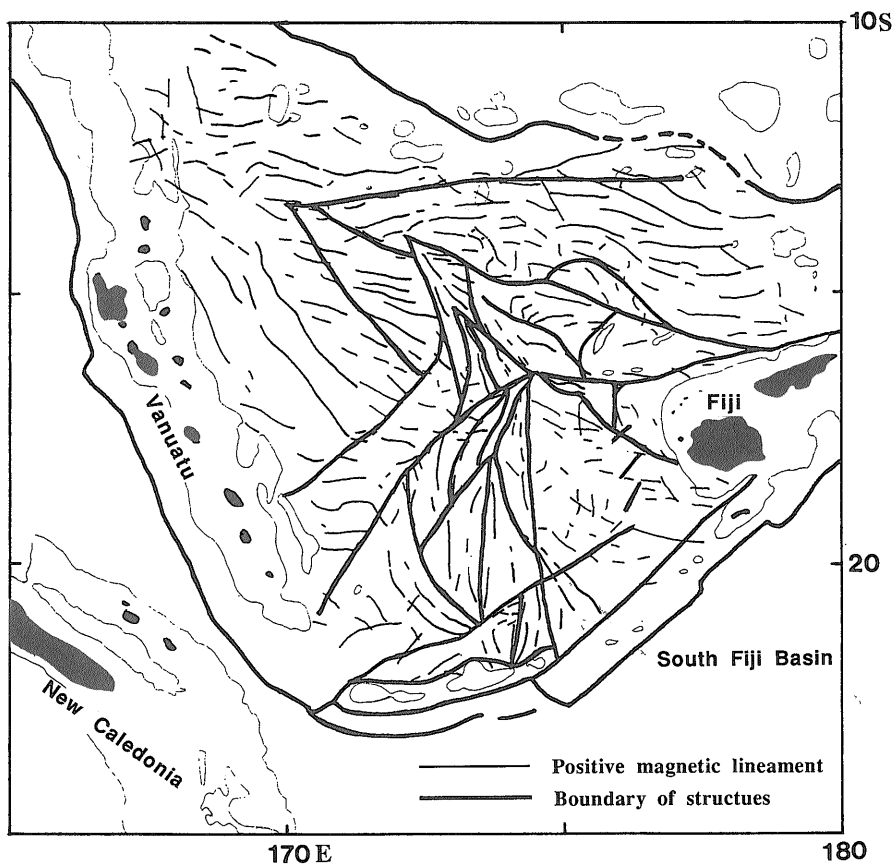
の海底拡大系を示すと考えられる, 比較的幅が広く連続性のよい正の地磁気異常帯が見られる. この異常帯の西側には西に凸に曲がった異常帯が数本認められる. 南東側に北北西方向の異常帯が見られるが, 現在の構造とこれらの両側の構造とは多少不調和である.

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, 前述の南パ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パ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.

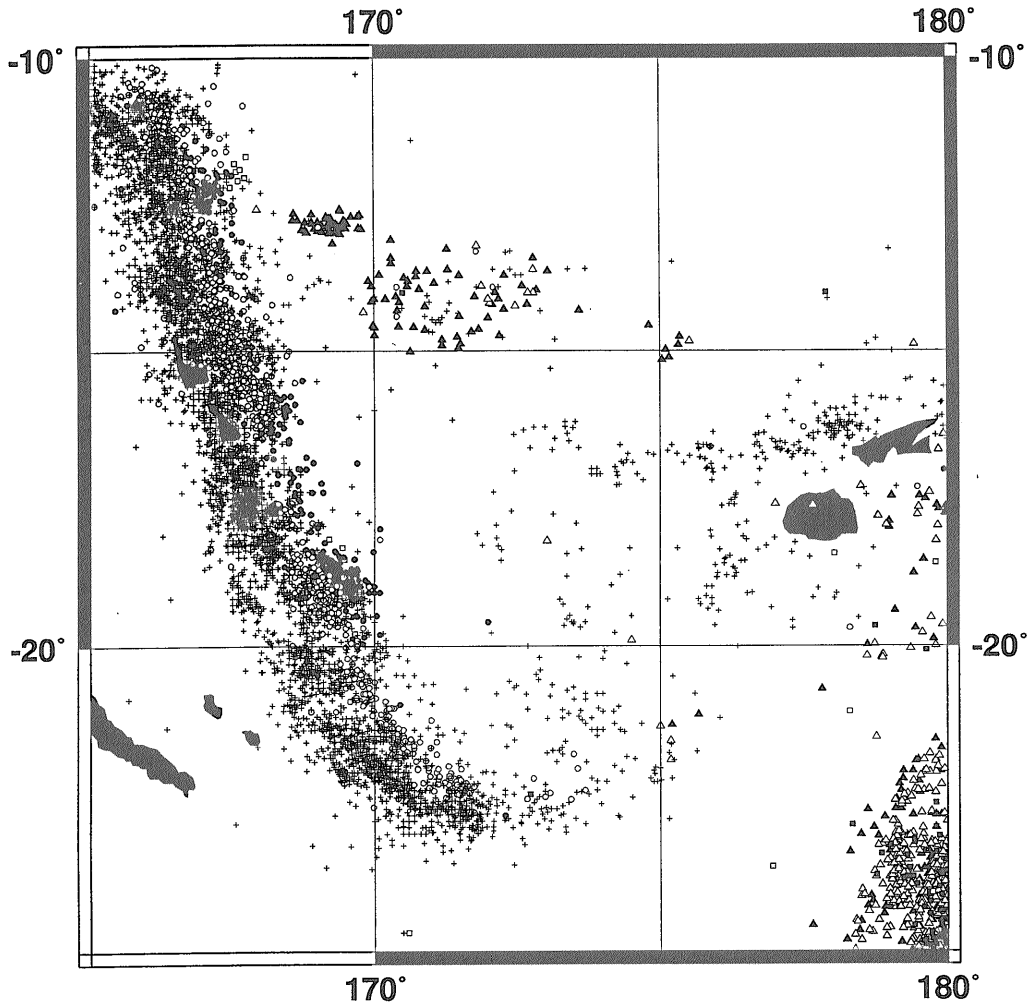
6.8 北フィジー海盆の地震活動と発震機構

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15, 16図). 和達=ベニオフゾーンは深度300 km 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-Holme Fracture Zone)付近には深度500 km 以深に特異な地震活動が認められ, ちぎれたスラブに関係した活動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熔融によるダイアピ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



第14図 北フィジー海盆の地磁気異常のリニアメント

第13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を示し, 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 の等深線と島も共に示す.



+ < 100 km
o 100 - 200 km
• 200 - 300 km
□ 300 - 400 km
▪ 400 - 500 km
△ 500 - 600 km
▲ 600 km <
1960-88_NEIS_catalog
7,877 in total

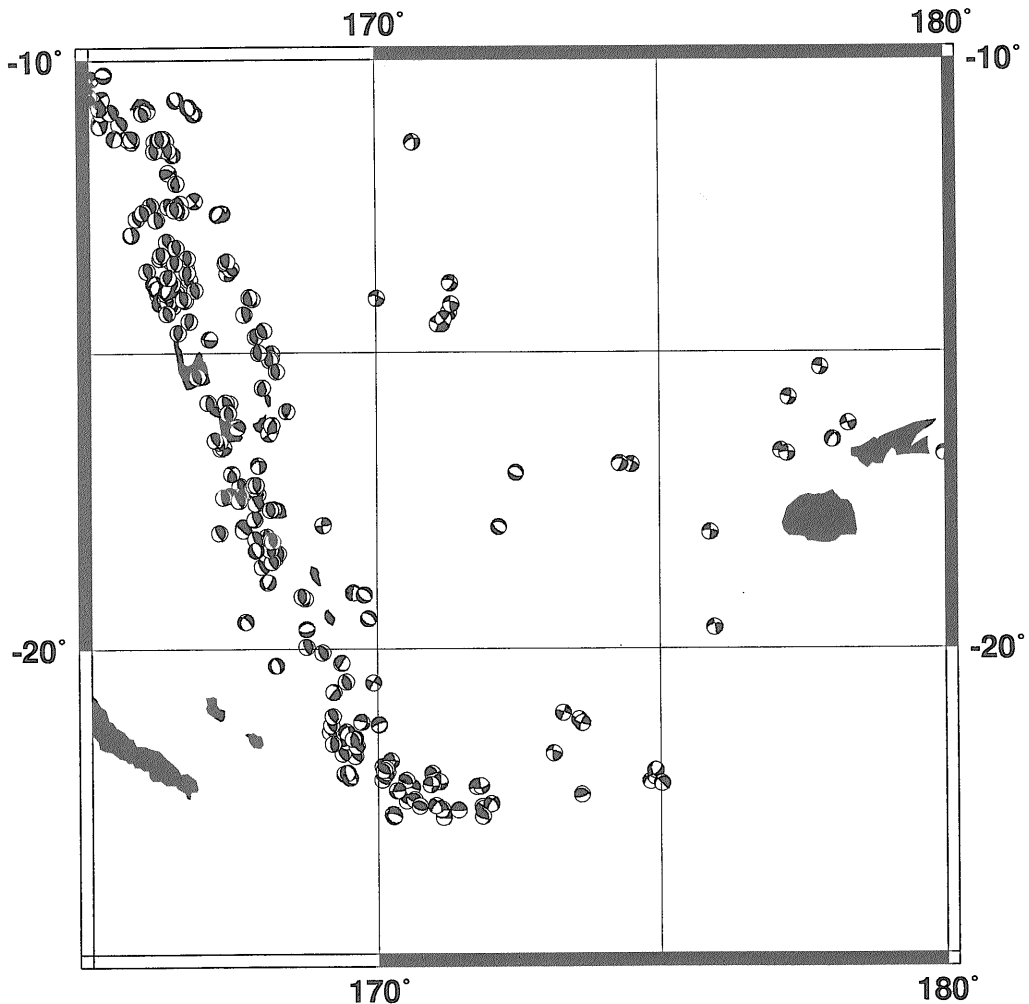
第15図 北フィジー海盆の地震活動

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を用いて震源を深度ごと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。

で、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



第16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を用いてプロットした。データの数は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。期間は1980-1989年である。

ジー断裂帯, ハンター断裂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。このような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。

6.9 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 の絶対運動を行っていると考えられており, 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考えられている (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 (フィジー) に回り込んだインド=オーストラリアプレートと, 西側 (ヴァヌアツ) および北側の太平洋プレートとの二つに分れていることになる。

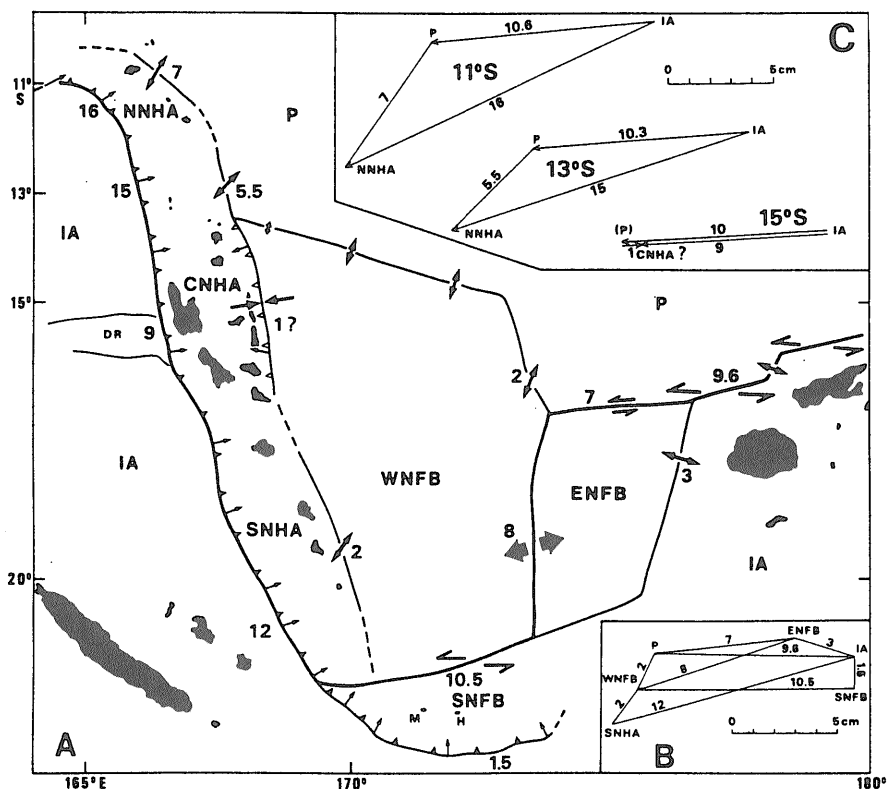
一方 Louat and Pelletier (1989) および Pelletier and Louat (1989) はこの地域の地質構造, 地震, 地磁気異常などのデータから詳細なプレートの運動を解析した。彼らによるこの地域のプレート境界の分布と相対運動を第 17 図に示す。彼らによると北フィジー海盆は太平洋プレート, 東, 西, 南の 3 つの小北フィジー海盆プレートからなり, インド=オーストラリアプレート, ニューヘブリデス (ヴァヌアツ) 島弧と接している。

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裂帯で, 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裂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ブ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 (Jarvis *et al.*, 1993)。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 (ENFB) は北フィジー断裂帯の西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 (Jarvis *et al.*, 1993) 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 (WNFB) 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), また南パンド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 (ENFB および WNFB) の間にはほぼ東西の 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 (WNFB) とヴァヌアツ弧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 (WNFB) と南北フィジー海盆プレート (SNFB) 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 (SNFB) 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。東西の北フィジー海盆プレート (ENFB および WNFB) 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 (SNFB) 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



第17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。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, WNF: 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。

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(ENFB)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
 軸を持つ正断層型および横ずれ断層型の地震活動が見ら
 れること、および北の端で Sea MARC 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)ことは東北フィ
 ジー海盆プレート(ENFB)とフィジープラットフォームが
 東西方向の相対運動を行っていることを示すと考えられ
 る。しかし、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
 の剪断帯の中にくてきた南北性の展張割れ目群であるとさ
 れている(Auzende *et al.*, 1988a)。

6.10 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、ソノブイなどのデータ
 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う部分、
 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いている(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.

6.11 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付近から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盆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(背弧海盆玄武岩)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. そして北フィジー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, ゆっくりしたマンツルの上昇流域又はトランスフォーム断層の活動によって生じた南パンドラ海嶺付近の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.

6.12 ヴ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18図と第19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(第19図のWestern Belt, Central Cain, Eastern Belt)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, 太平洋プレートの南西方向への沈み込みに伴っ

た, 北西方向に伸びたヴィチャース弧の一部であったと考えられている(Kroenke, 1984).

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, 大規模なヴィチャース弧の島弧性の火山活動が存在したことを示している(第19a図). 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.

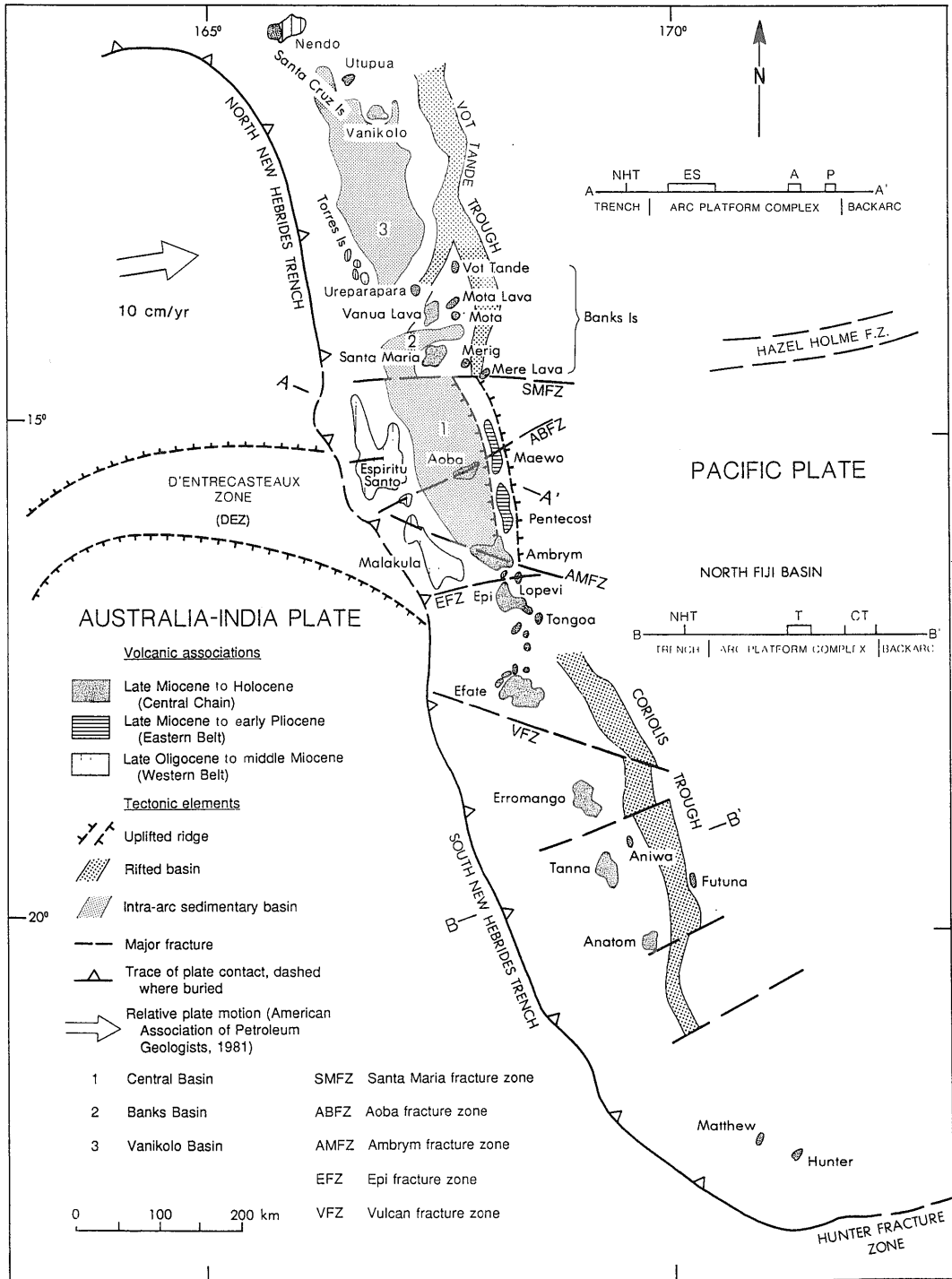
中期中新世には, インド=オーストラリアプレートの動きの変化に伴って, ヴィチャース海溝に沿う沈み込みが基本的には終って, 応力状態が大きく変化した(第19b図). これにより, 西帯では島弧にはほぼ平行した横ずれ断層帯に沿って南北性の地溝が生じ, その中に4,000 mに達する火山性のグレイワッケが堆積した. 東帯では隆起する前弧が侵食されることにより大量のフレッシュ型の深海性堆積物が堆積した.

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(第19c図). これにより西帯の隆起が起こり, グレイワッケが堆積していた堆積盆は有孔虫を含む細粒の堆積物を堆積するようになった. 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.

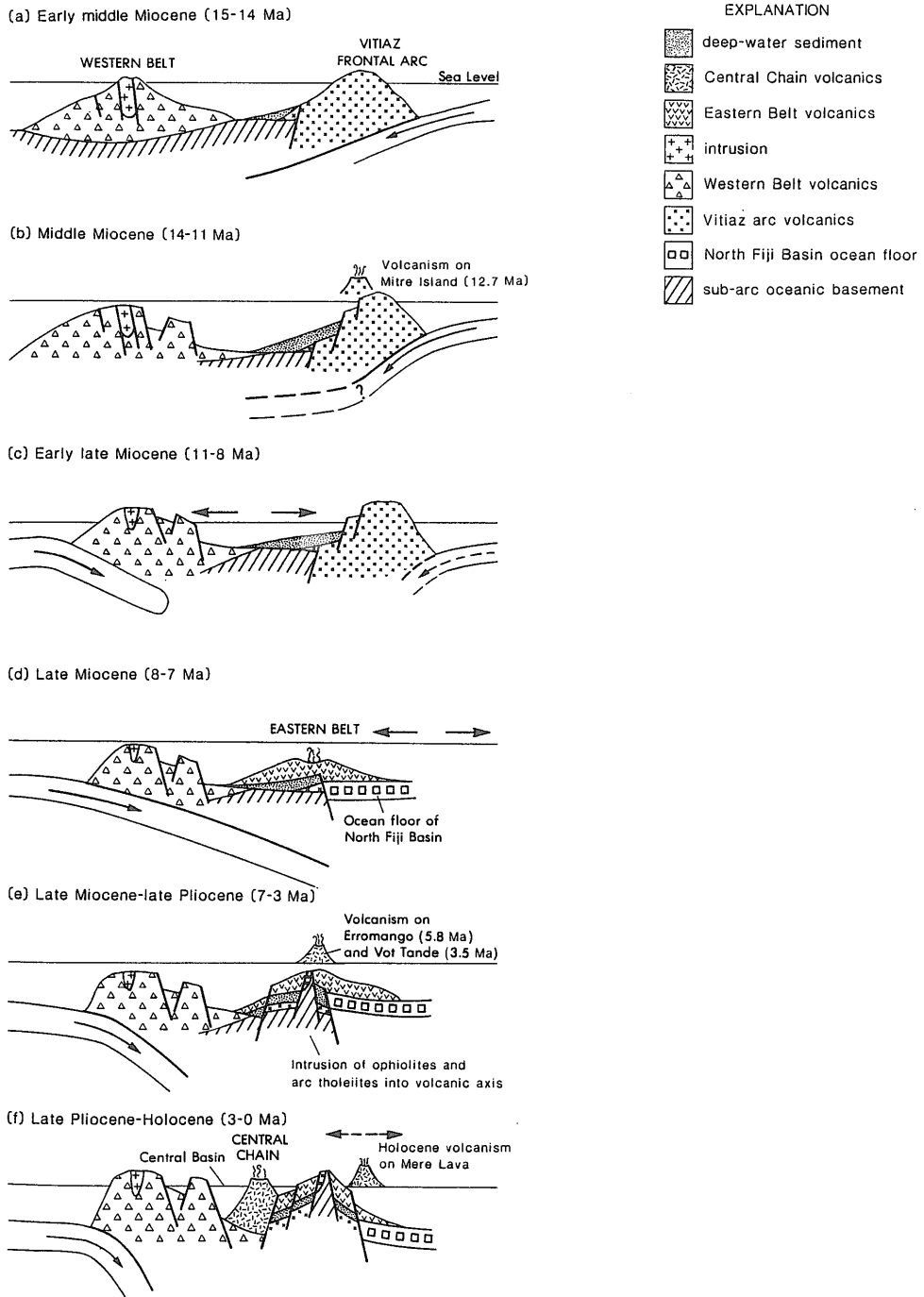
後期中新世になると, 西帯では侵食された中新世の火山岩類が半遠洋性の有孔虫質泥岩や炭酸塩岩に覆われるようになった. そして鮮新世初期に陸化した. 東帯では沈み込みの極性の変化に対応して性格が急速に変化した. それまでの前弧でのタービダイトの堆積が有孔虫の多い泥岩の堆積に変わり, 浅くなった後に西への傾動を伴う断層運動が起き, その後島弧的な火山活動が始まった. これがインド=オーストラリアプレートの沈み込みに伴う島弧火山活動の始まりである.

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3~4 Ma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, 中央帯での火山活動が始まった. 火山活動の一部は北部では背弧側に延びていて(第18図), その一部は周辺部とよばれている. 前弧では2 Maに浅海化



第18図 ヴァヌアツ弧の概略の地質構造図
Green et al. (1988)による。



第19図 ヴァヌアツ弧の構造発達史の模式断面図
Green *et al.* (1988)による。

し、一部は陸化した。一方背弧側でもブロック性の断層運動により東帯では1.8 Ma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るが、その説明として和達=ベニオフ帯が現在より浅かったという考えと、デントロキャ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って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、北部で見られる背弧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。

6.13 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20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および火山砕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(ヤブナ層群; 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砕屑性の粗粒岩、枕状溶岩、浅海成炭酸塩岩および火山砕屑性砂岩、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およ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る。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)と呼んでいる。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(Tuva 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変形させているが、断層は鮮新統、第四系も変形させている。

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)という粗粒の火山砕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ア火山岩層群; Ba and Koroimavua Volcanic Group)が島の北半分全体に起きた。数100 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グ層群(Medrausucu Group)などである。

ヴィチレヴでは3-2 Ma頃からの広範囲の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。

6.14 岩石磁気学と構造地質学的解釈

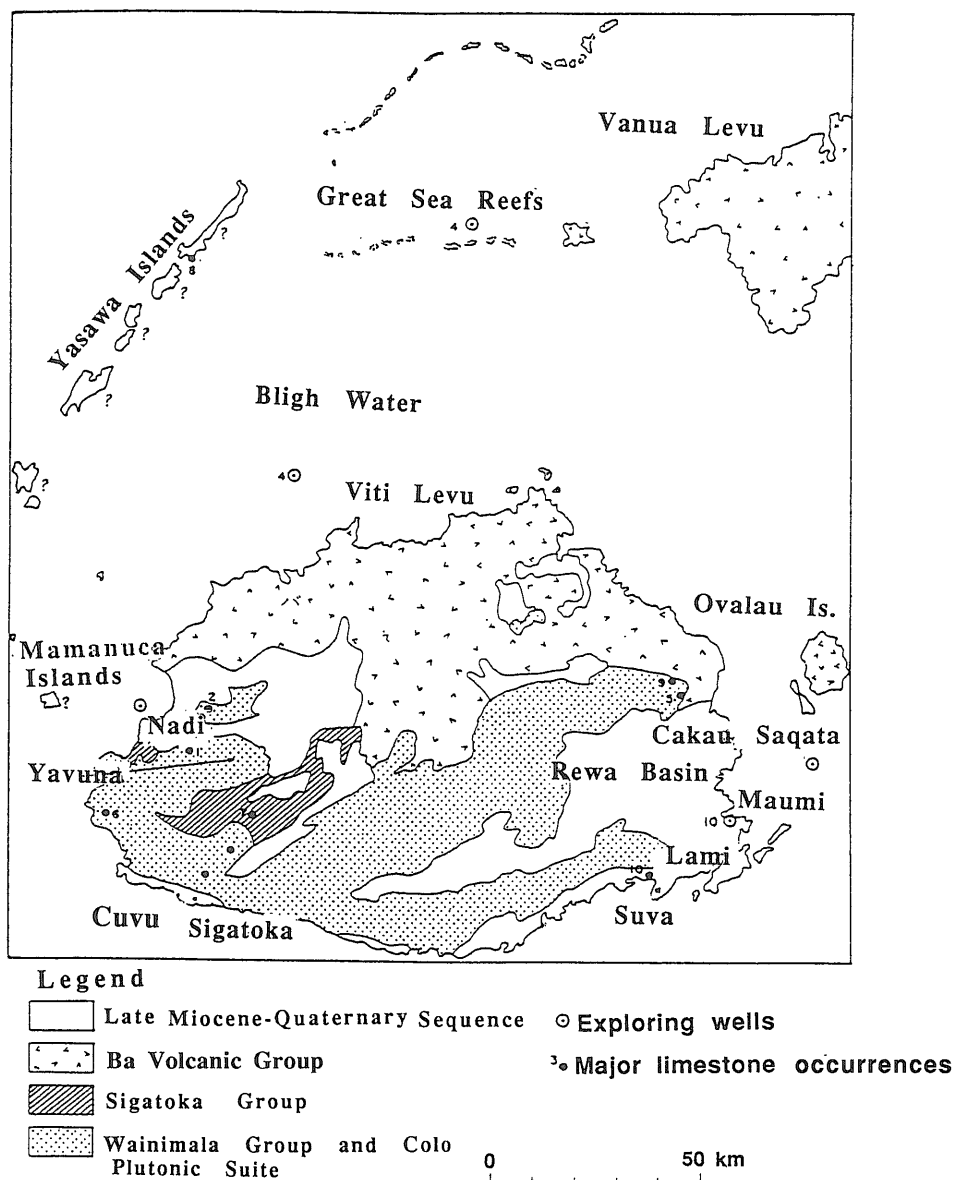
岩石磁気学的研究からフィジープラットフォームは7 Ma以降、反時計周りに90°回転したといわれている(James and Falvey, 1978)。フィジーの島弧としての構造の中軸は全体としてS字上をなしており、ヤサワ諸島(Yasawa Islands)からヴィチレヴの中央部を西部から東北東に横切り、ヴァヌアツを通過して右に曲がりラウ海嶺に続いている。これは北西-南東方向でほぼ直線的であったヴィチャース弧が分裂してフィジーが回転したことを示していると考えられている。この分裂の時期がドロ造山運動、回転を起こしたのはその後の北フィジー海盆の拡大の時期であるといわれている。ヴィチャース弧の分裂以降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6 Ma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で、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)、東側のトンガとの間が西進する北側の太平洋プレートと東進する南側のインド=オーストラリアプレートとの左横ずれ剪断帯になったため、後期中新世になって島弧の分裂と海底拡大が始まったと考えられる。

7. 北フィジー海盆の拡大系の地質学的な特徴

STARMER計画ではKAIYO87, KAIYO88, STAR-



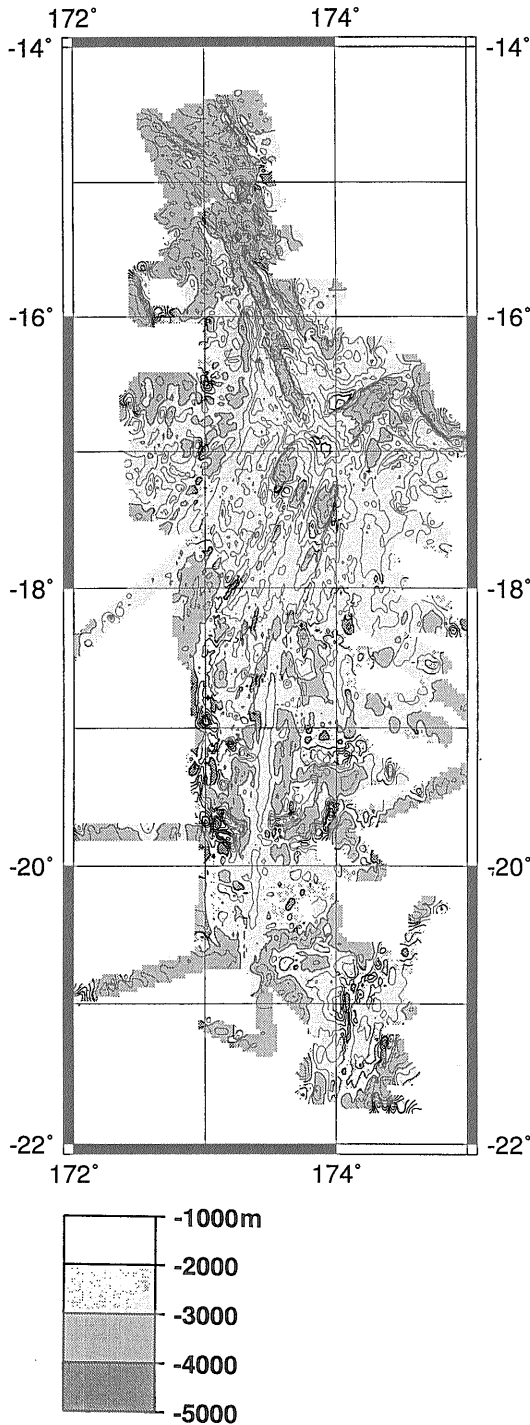
第20図 フィジー諸島の地質図
奥田(1989)による。

MER I, STARMER II, KAIYO89, YOKOSUKA90, YOKOSUKA/SHINKAI91, SAVANESと名付けられた調査航海が実施され北フィジー海盆の拡大系の海洋地質学的調査が行われた(KAIYO87乗船研究者一同, 1988; Auzende *et al.*, 1988c; Ruellan *et al.*, 1989; Auzende *et al.*, 1989b; 本座ほか, 1989; Auzende *et al.*, 1990a; 浦辺ほか1991; 棚橋ほか, 1990; Auzende *et*

al., 1991b; Auzende *et al.*, 1992b; Auzende *et al.*, 1992c; 浦辺ほか, 1992; 棚橋ほか, 1992, 浦辺, 1992). これらの航海の結果に基づいて北フィジー海盆の拡大系の特徴を述べる。

7.1 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21



第21図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形図
Tanahashi *et al.*, (印刷中)による。海上保安庁水路部の浅田 昭, 岩瀬 洋が編集した STARMER および SEAPSO III 地形データファイルより GMT 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。

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 昭氏および岩瀬 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, 1 マイル間隔のグリッドデータを編集して, GMT (Generic Mapping Tools: Wessel and Smith, 1991) を用いて作図したものである。GMT は地球物理学的データの処理や表現のための汎用的な作図ソフトウェアであり, 多様な地図投影法を扱うことができ, 測線や等高線データのプロット, 三次元表現, ランダムデータのグリッド化やフィルタリングなどのデータ処理, ヒストグラム平滑化などの画像処理の機能も持っている。

次に中央部拡大系付近の地形拡大図を北から第22a, 22b, 22c, 22d 図に示す。この図ではグリッド間隔は0.5 マイルである。

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23図に示す。さらにその横断面を第24図に示す。

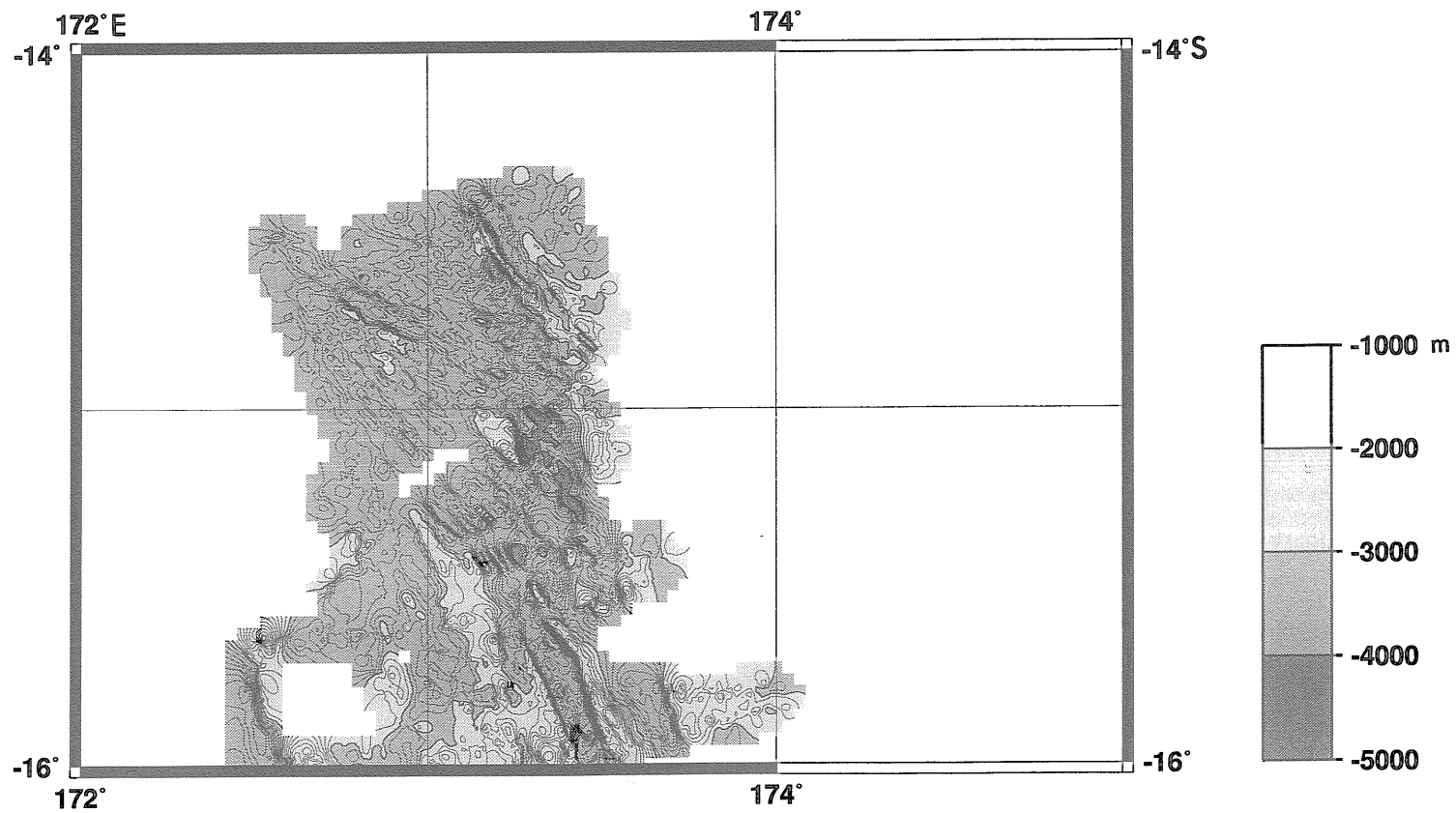
同じ範囲で STARMER 計画と SEAPSO III 計画で得られた地磁気異常データ (Joshima *et al.* 印刷中) と NOAA/NGDC の空中磁気データベースを用いて 1 マイル間隔のグリッドデータを編集して, GMT を用いて作図した (第25図)。

第21図を描いた地形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第26図に示す。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第27図に示す。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28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29図に地震活動, 第30図に発震機構をプロットした。

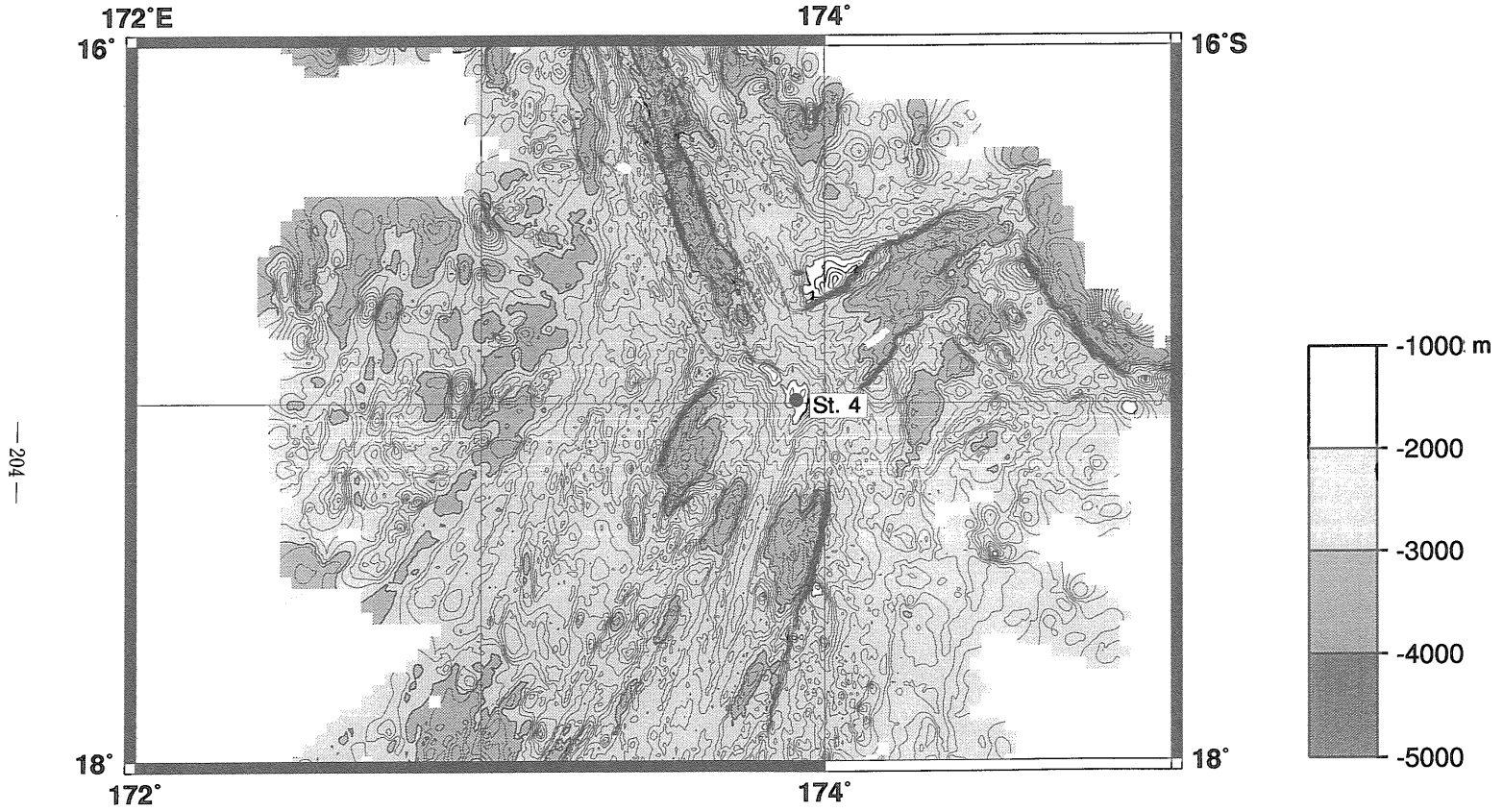
7.2 高温熱水活動

17°S, 174°E 付近の三重点の高まりの上の観測点 St. 4 (16°59.4'S, 173°54.8'E, 第22b 図) で活発な熱水活動を伴うチムニーが発見された (Auzende *et al.*, 1991b, 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 2 km 程度の軸部の地溝の中の熱

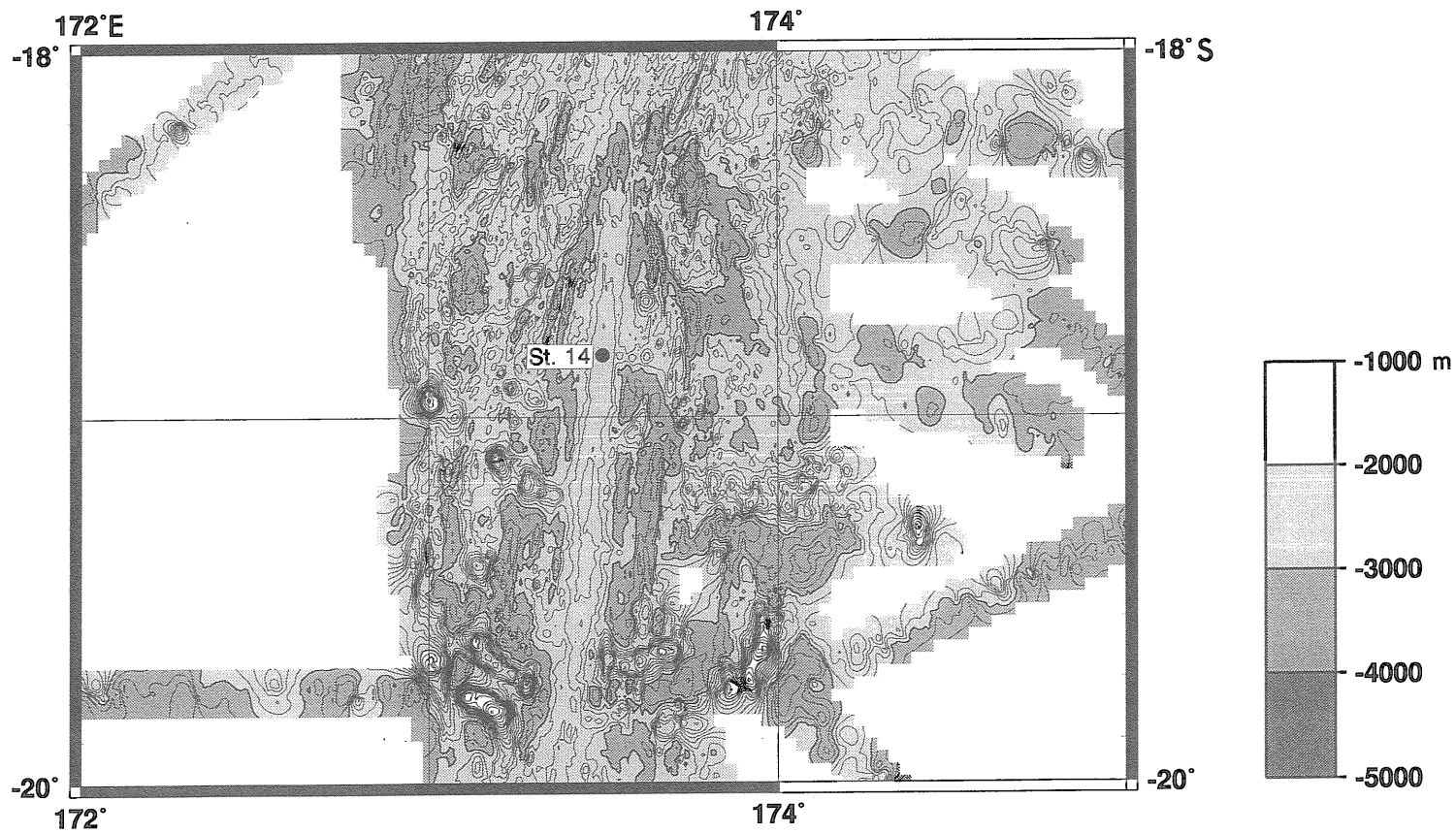


北フィジー海盆の海底拡大系のチクトニクス (棚橋 学)

第22a 図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形拡大図
第21図の範囲のデータを南北方向に4分割し、グリッド間隔を0.5マイルとして GMT を用いて作成した。

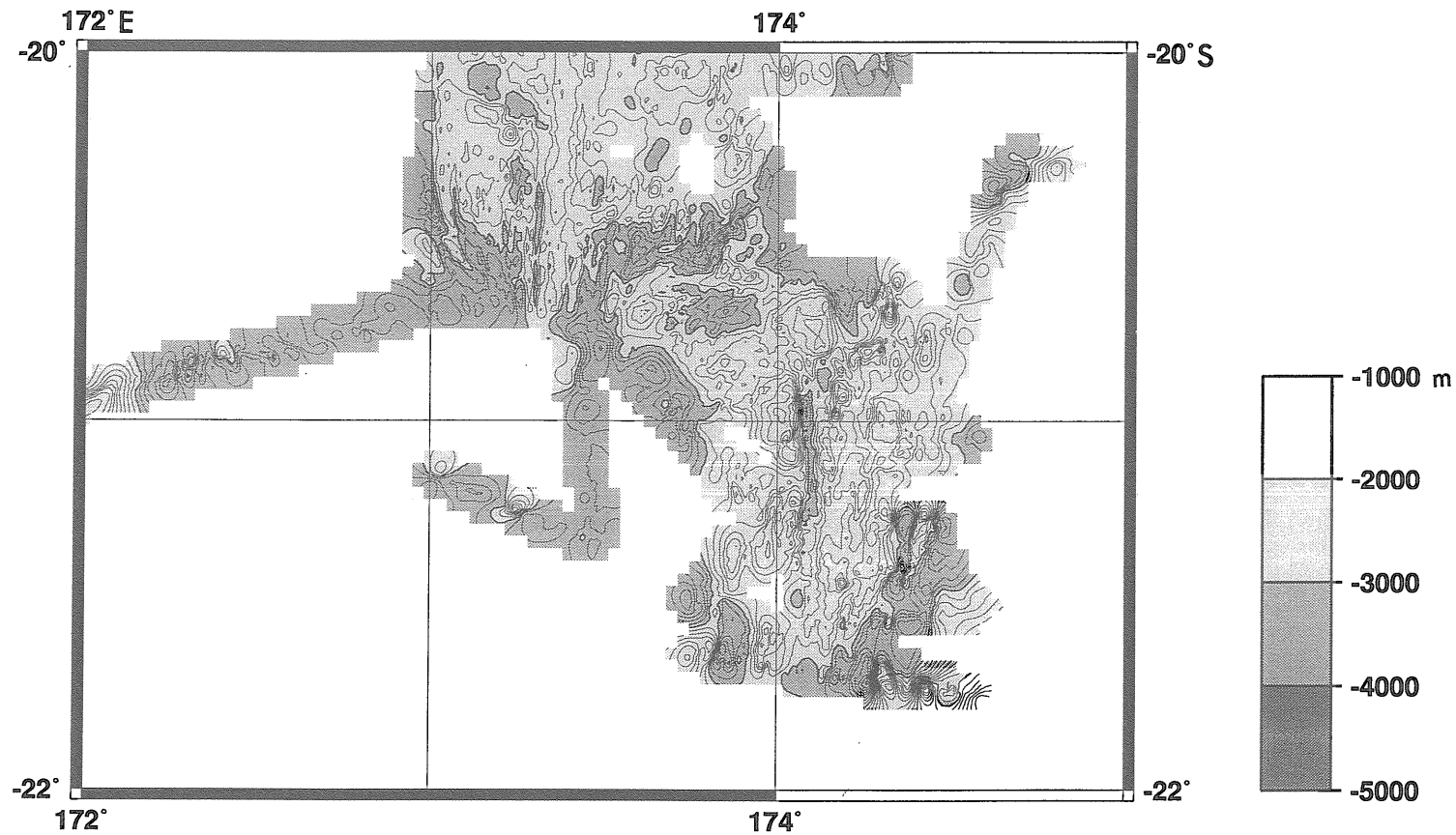


第22b 図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形拡大図

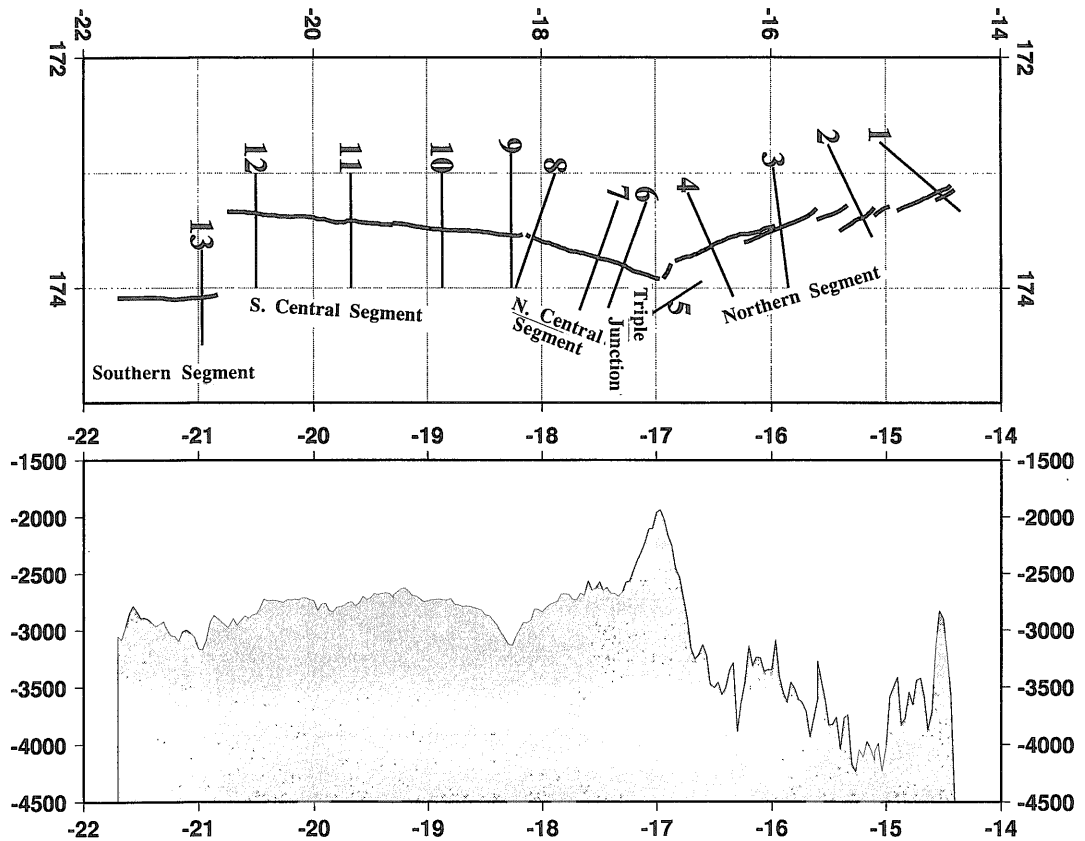


北フィジー海盆の海底拡大系のテクトニクス (棚橋 学)

第22c 図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形拡大図



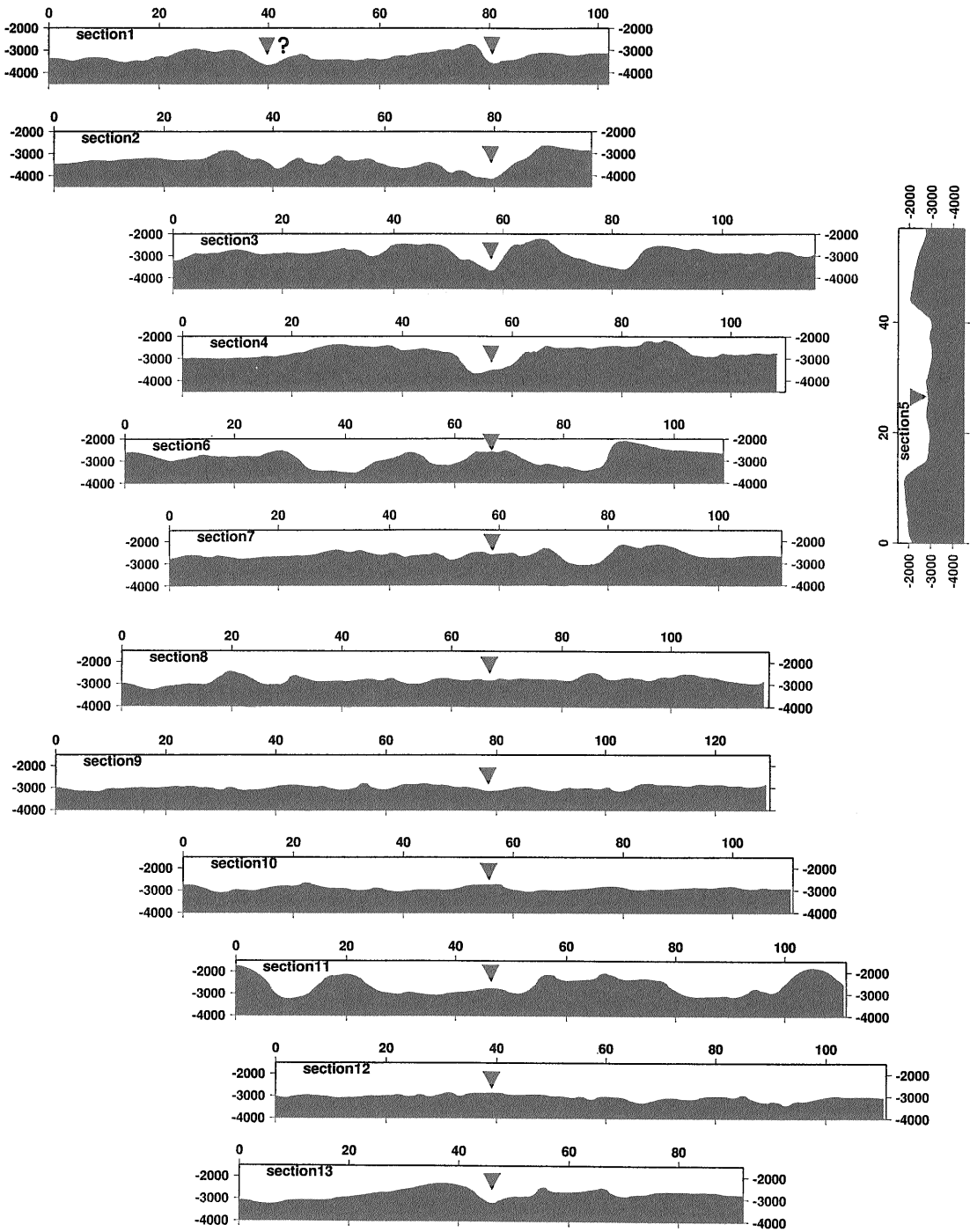
第22d 図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形拡大図



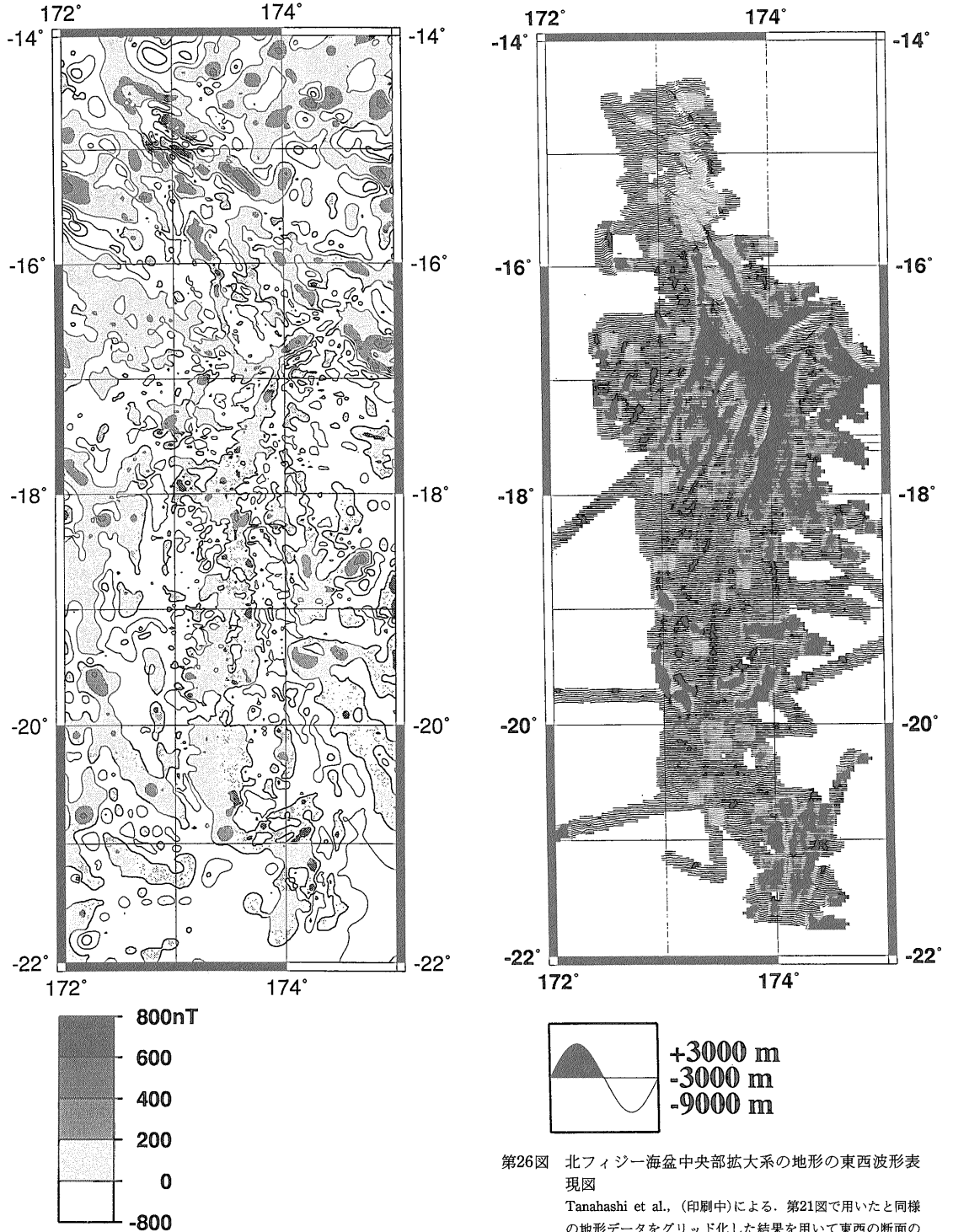
第23図 北フィジー海盆中央部拡大系の拡大中心の分布, 区分とその地形縦断面
 Tanahashi *et al.*, (印刷中)による。第21図を作成した1マイル間隔の地形のグリッドファイルより, 拡大中心のトレースに沿った水深を抽出して断面としてGMTを用いてプロットした。拡大中心分布図上の番号のついた線は第24図の地形の横断面の位置を示す。

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 1 m, 高さ 2 m 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, 1-2 m 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.*, 1991b; 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じ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200 m 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期的に行なわれているらしいことが示された (石橋ほか, 1992)。



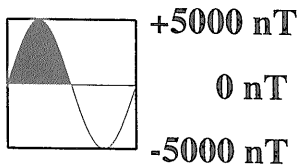
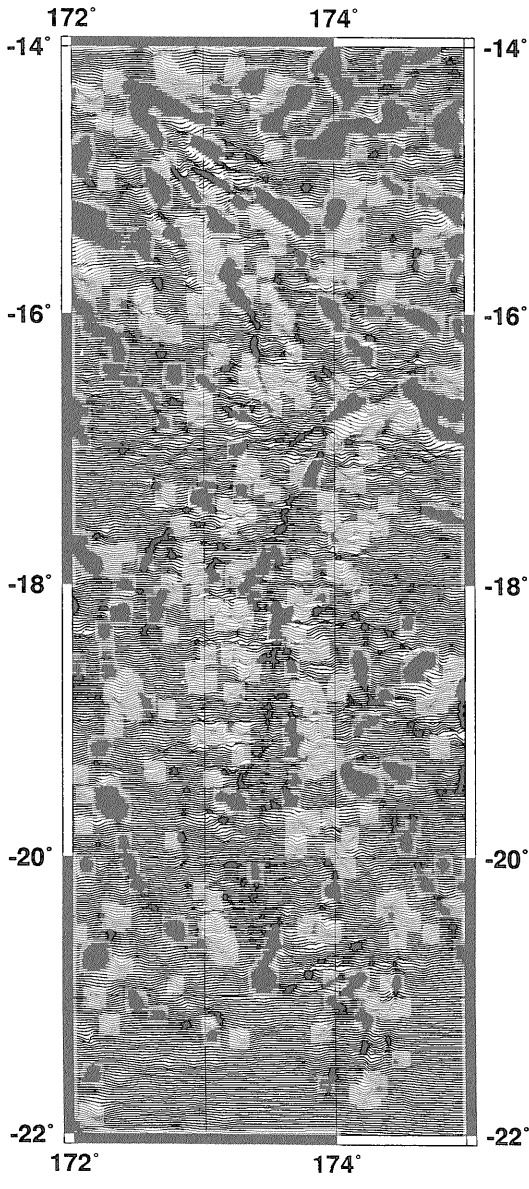
第24図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形横断面
 Tanahashi *et al.*, (印刷中)による. 第21図を作成した1マイル間隔の地形のグリッドファイルより, 第23図に示した拡大系に直交する直線に沿った水深値を抽出して, GMTを用いて断面としてプロットした.



第25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.*, (印刷中)による。第13図と同様に
STARMER 計画で得られた地磁気異常データと 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 を用いて等高線で表現した。太いコンターは 0nT。

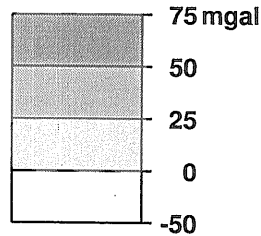
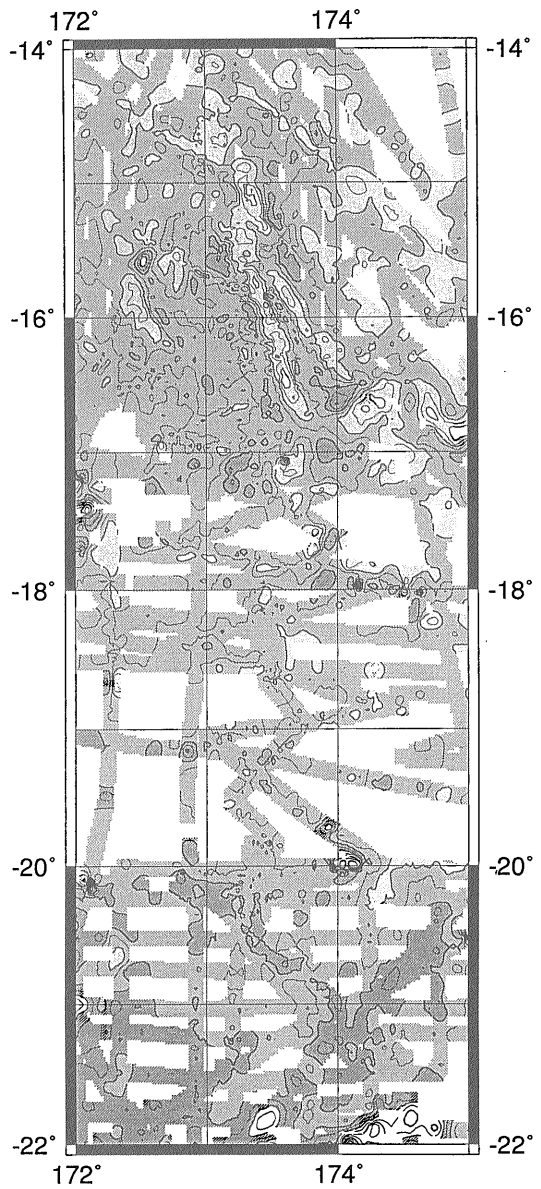
第26図 北フィジー海盆中央部拡大系の地形の東西波形表現図

Tanahashi *et al.*, (印刷中)による。第21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 を用いてプロットした。



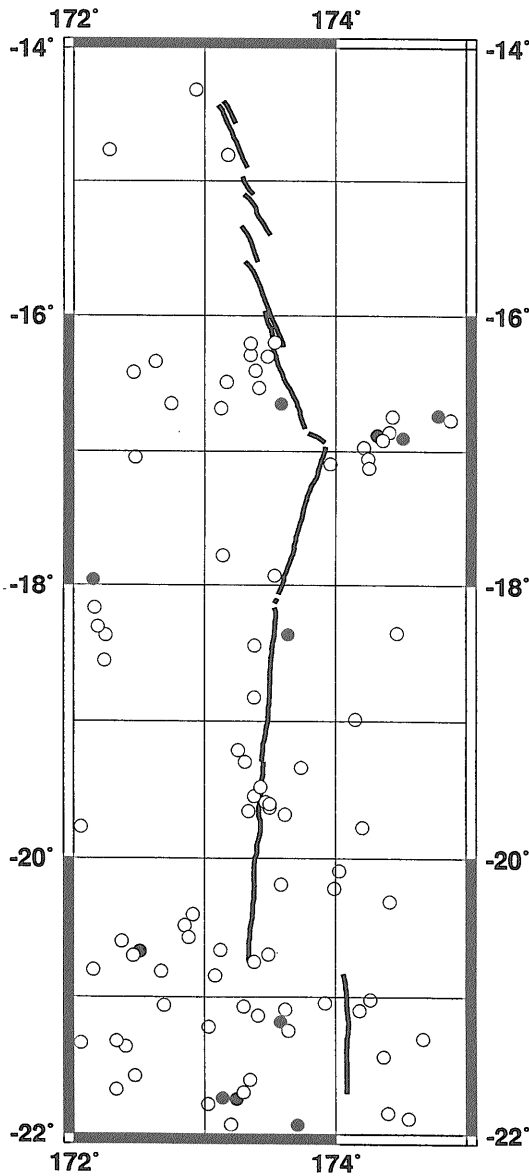
第27図 北フィジー海盆中央部拡大系の地磁気異常の東西波形表現図

Tanahashi *et al.*, (印刷中)による。第25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を用いてプロットした。



第28図 北フィジー海盆中央部拡大系の重力異常図

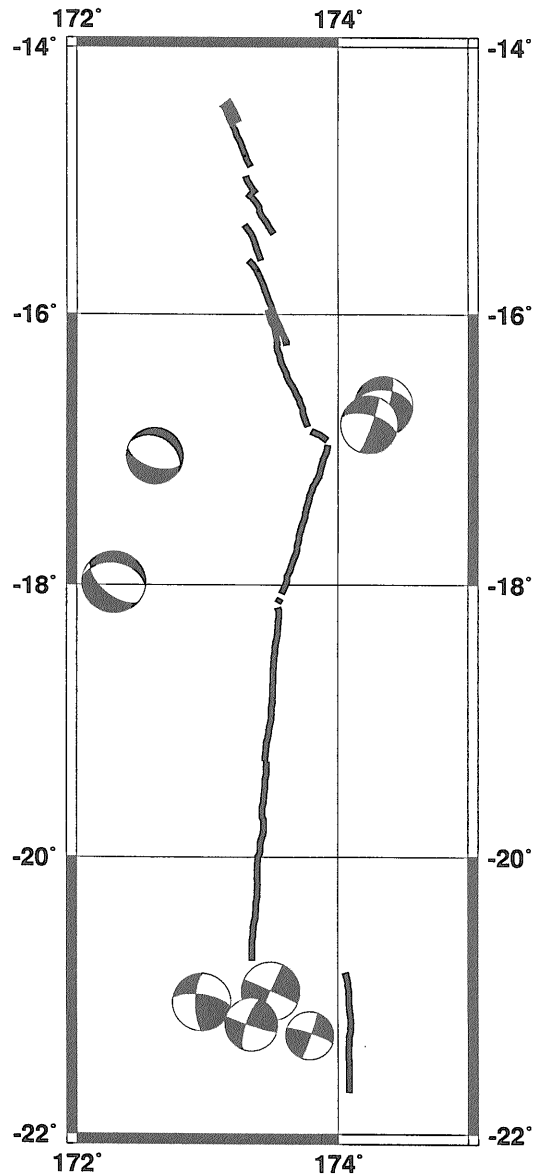
Tanahashi *et al.*, (印刷中)による。NOAA/NGDCのGEODAS航海データベースより、本海域の重力データを抽出し、GMTを用いて1分間隔でグリッド化しコンター図としてプロットした。



1970-88 shallow < 100 km

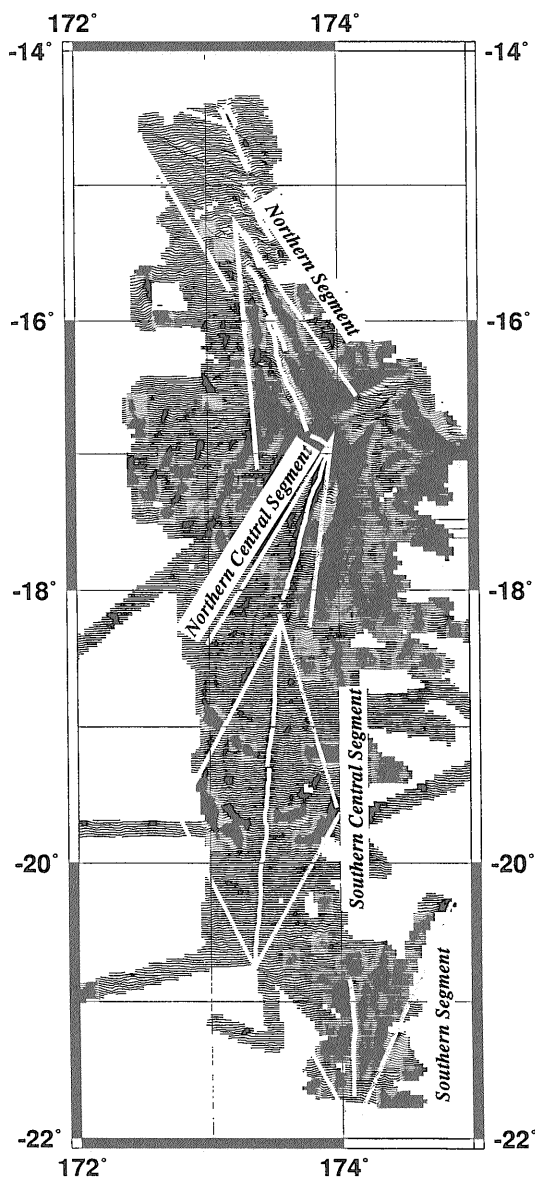
- M ≥ 5.5
- M < 5.5

第29図 北フィジー海盆中央部拡大系の地震活動図
Tanahashi *et al.*, (印刷中)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30図 北フィジー海盆中央部拡大系の発震機構解

Tanahashi *et al.*, (印刷中)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領域である。データ数は8個、期間は1980-1989年である。



第31図 地形とセグメントの分布図
Tanahashi et al., (印刷中)による。第26図の上に GMT を用いてプロットした。

7.3 低温熱水活動

熱水活動はもう1ヶ所 $18^{\circ}50'S, 173^{\circ}30'E$ の St. 14(第22c 図)で見発見されたが、この場合は発散的(diffusive)で、低温の熱水地帯となっている。この地点は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となっていて、その上に発達する幅10-数10 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しみだしている。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 $5.2^{\circ}C$ である。しかし、STARMER II 航海の潜水調査では幅数 m、長さ10 m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の周辺では、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 $1^{\circ}C$ 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, 1991)

7.4 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($18^{\circ}51.2S, 173^{\circ}29.9E$)および、St. 14の南方18 km($18^{\circ}59.9S, 173^{\circ}29.2E$)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4 m、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、次のような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。

7.5 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プ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 (Lagabrielle *et al.*, 印刷中)。

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 の混合によって、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。

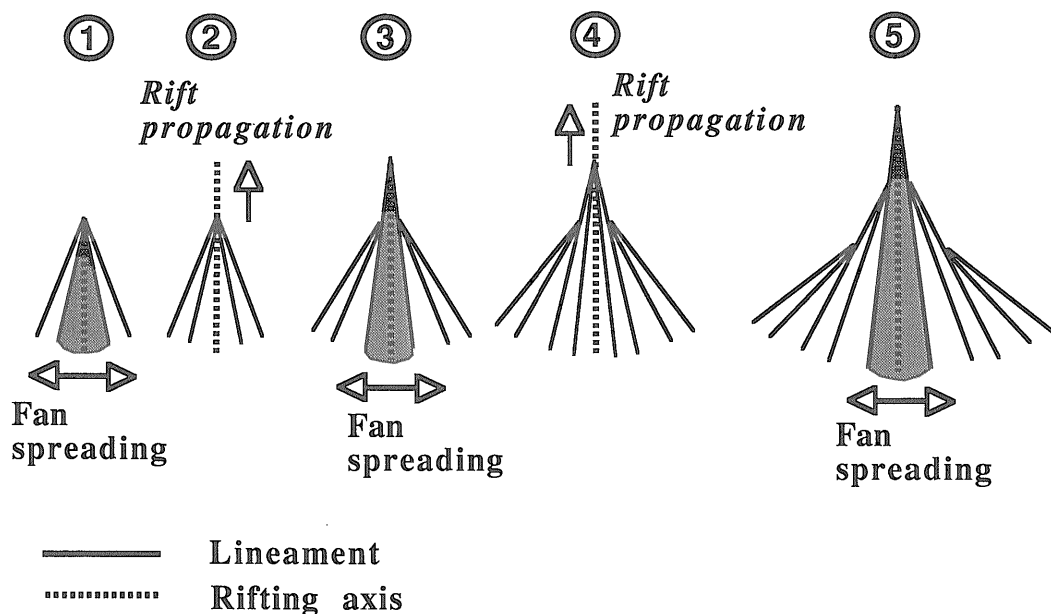
8. 北フィジー海盆中央部拡大系の地質構造

Grindlay *et al.* (1991), Macdonald *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、地形および地磁気異常のパターンから長さ 100–200 km の 4 つのセグメントに分けることができる (第31図)。それは北部、中部北部、中部南部、南部の 4 つである。この 4 つのセグメントは第一次のセグメントと考えられる。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。これら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パターンからなる。一方他の二つの第一次セグメントはそれぞれ一つの扇型パターンからなる。現在判明している北フィジー海盆中央部の拡大系は、全体で扇型パターンを持つ 6 つの第二次のセグメントから成り立っているといえる。これらの構造を北から順に記載する。

8.1 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 10 km, 相対深度 1,000 m 以上の雁行配列をなした 6 つの深い地溝群で特徴づけられる (第22a, b 図, 第23図)。それぞれの地溝の伸びの方向は N20–30°W で全体のなす方向は N13°W 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 本の地溝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、その重なりは最大で約 20 km 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24図, section 3 および section 4) は、この部分が基本的に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。横断面上では激しい凹凸地形のどの部分が拡大中心にあたるかを判断することは難しいが、平面図上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。縦断面上での地形の変化の大きさも、このセグメントが大西洋中央海嶺と同様に 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), この部分で得られている



第32図 間欠的に進行する伝播性拡大のモデル

通常は扇状拡大が行なわれ(1, 3, 5), 間欠的に伝播性拡大(2, 4)が起きる場合の海底の線状構造の形成を示す。

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.*, 1991)。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伴っていることを示唆している。

15°50'S と 14°30'S の間で雁行配列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 (第22a 図)。この扇型構造は南東に開き、その頂点はおよそ 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。扇型構造の内部の構造のうち東西性を示す北

部の構造は短く、南南東方向を示す南部の構造は長くなっている。扇型構造の内部では構造の中心にある N60°W 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。

14°50'S から 14°30'S の間の地溝のすぐ東側に、地溝の方向より約 15° 西に振った方向 (N40°W) で幅 5 km、長さ 55 km の幅の狭い海嶺が走っていて、最も北端では地溝の構造に重なっている (第22a 図)。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.*, 1991b)。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、地溝の両側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 (第25, 27 図)。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および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.*, 1988a), STARMER 計画の 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.*, 1991a)。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 500 m 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.*, 1992b; 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 (第 25, 27 図)。この接続部でこの扇型構造は南北二つに別れている。南部のものは南に開いた扇型パターン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かなり浅発地震が多いこと (第 29 図, 16-17°S にかけての部分) 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。

南部の新しい扇型構造は北側の古い扇型構造に重なっているように見える (第 25, 27 図)。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。この部分の伝播性リフトは第 32 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。ある時点からそれまでの拡大系が古い海底の地域により進んだ場所まで延びて入り込み、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に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ためには回転をしなければならない。短い拡大系での扇型拡大が行われる場合、極の近くでは周囲の海底との相対運動はほぼゼロで反対側の端ではかなり大きい。長い扇型拡大系では周囲の海底は長い距離で相対運動の大きさの違いを解消するが、短い拡大系の周囲の海底では、その相対運動の

差を解消するために非常に大きな変動が必要となる。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ろう。つまり、このような短い拡大系が存在しえたということから、この周囲の海底が強固ではないことを推定できる。このような強固でない海底の存在は海盆全体が若く暖かいことを示すと考えられ、ある程度の塑性変形が可能となっていると推定される。一方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) の存在によって、海盆の中のプレートが多数の地塊に別れていることが示されている。

長い拡大系ほどその周囲の海底との間の相対運動の差によるひずみは広い範囲に分散するので、局所的な大きなひずみを解消するために長い拡大系を作るように拡大系の伝播が起きるのではないかと考えられる。一方拡大系の伝播が起きて長い拡大系ができると、このような周囲の海底とのあいだの局所的なひずみは解消されるが、拡大に伴う変形はより広範囲に及ぶことになる。

Hey (1977) の伝播性リフトのモデルは剛体的なプレートを仮定しているため、その拡大系の作る地形は巨大な 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 2a 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。つまりこのモデルでは伝播性リフトの先端部と他の部分とでの海底拡大速度がほとんど同じであるので、北フィジー海盆に見られるような地磁気異常の扇型のパターンをつくらないことになるため、北フィジー海盆の北部第一次セグメントの構造の起源を説明できない。

8.2 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 (第 22b 図)。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.* (1991b) 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、この高まりは三重点の位置にあった火山体が地溝の形成時に分裂したものであると解釈された(Tanahashi *et al.*, 1991b)。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.*, 印刷中)。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層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.*, 1991b)。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.*, 1991b)。

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29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30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 *et al.* (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ショナルな応力場の下でプ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.*, 1991b)。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30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。

8.3 中部北部第一次セグメント

三重点の南南西(N15-20°E)方向の拡大系の中軸の水深は南へ向かって深くなる(第23図)。この水深の増加は、17°20'S 付近より北側の三重点の火山体から続く斜面では急で(約20/1,000; 1.18°)、南側では緩やかになる(平均約5/1,000; 0.3°)。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規模は55-60 km 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線状の火山活動と三重点でのスポット的な火山活動の重なりによって海嶺ができてい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、同じような火山活動がかつ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。この種の火山活動の起源は拡大する海嶺の線状の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(第22b 図)。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、軸に対して対称な特徴的な高まりの地形が見られる。

第24図の section 6 では幅12 km、高さ500 m の海嶺が幅2 km、深さ100 m の中央地溝を伴っていることが示され、これは東太平洋海膨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25 km 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。

このセグメントでは幅60 km の広い地溝の中に拡大中軸の地溝を含む海嶺とその両側に海嶺に沿ったトラフが発達している(第22b 図)。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。

このセグメントの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(第21図)。この扇型構造は $16^{\circ}54'S$, $173^{\circ}53'E$ を極として 25° 程度開いている。拡大系の海嶺の外側のリニアメントは軸の両側共に軸の方向に比べ、より東に振れており(第22b, c図), リニアメントの方向が現在の拡大中心軸と同じである幅約20 km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地磁気異常図(第25図)で見られる軸に沿った正の地磁気異常の中心が、地形図(第21図)に見られる現在の軸より西にあるように見える。

8.4 重複拡大と伝播性拡大による接合部

$N15-20^{\circ}E$ 方向の中部北部と $N5^{\circ}E$ 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平面的な地形構造はV字型を示し(第22c図), 北向き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南北両側のセグメントの中軸部に比べ400 m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西に凸の弧状をなしている(第22c図)。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 $N5^{\circ}E$ 方向の中部

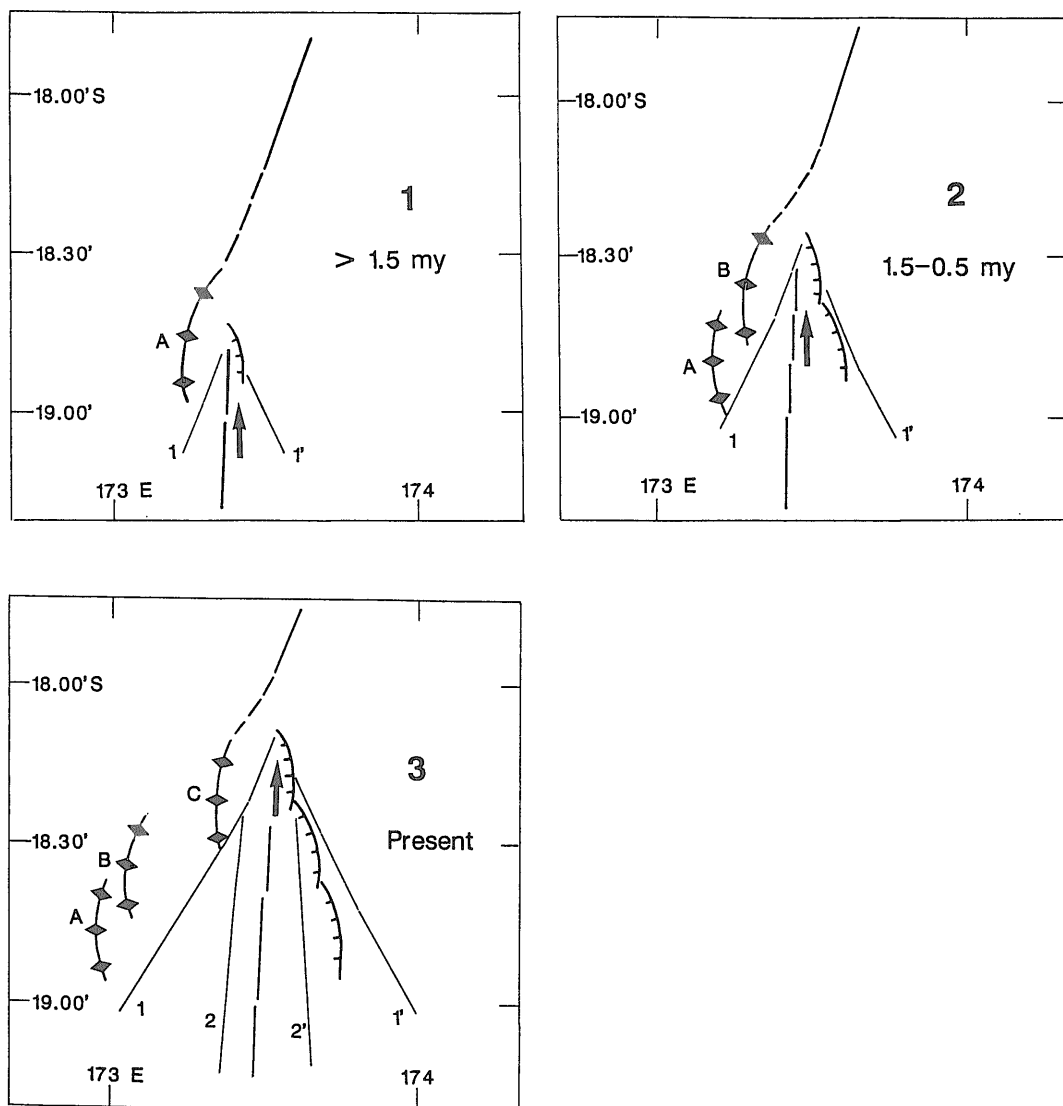
南部セグメントの北端から南西に $N33^{\circ}E$ 方向に伸びる構造によって切られている。この構造は伝播性リフトに伴って発達する構造のうち、内側疑似断層(第2a図)ではないかと思われる。また拡大軸の東側の反対側には $N15^{\circ}W$ 方向の外側疑似断層ではないか考えられる凹地の構造があり、北側の構造を切っている。これらの境界は南部中部拡大セグメントの南へ広がる扇型構造の両側をなしている。この伝播性リフト構造はHey *et al.* (1986)が、ガラパゴス海嶺で認めたもの(第2a図)とは全体の枠組みは異なっている。つまりガラパゴス海嶺では伝播するリフトの方向と停止して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 $18^{\circ}S$ 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と考えられる。

中部北部セグメント南端の西側境界部の孤立した弧状の海嶺群は、東太平洋海嶺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 Alteris *et al.* (1993)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33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。

8.5 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22c図, 第26図, 第27図)。

$N5^{\circ}E$ 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5-8 km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



第33図 中部北部セグメントと中部南部セグメントの間で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.* (MS)による。南北と、N15E方向の軸を方向とずれが変化しなかったと仮定して1.5 Myの間のセグメントの関係を推定。A, Bは重複拡大中心の捨てられた一方の拡大中心であると推定される屈曲した地形の高まりであり、Cは同様にして現在の重複拡大中心をつくっていると推定される地形の高まりである。拡大中心の伝播はA, Bを切り離したときに行われたと推定され、間欠的に起こっていると考えられる。

の広い、ほぼゼロか弱い負の異常を示すゾーンの中であり、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78万年以降であるプリュヌ正帯磁期(Spell and Mcdougall, 1992)に形成された海底を示していると考えられる。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4-6 kmの平坦な頂部を持つ幅10-15 km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。これは東太平洋海盆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10 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.*, 1992b; 棚橋ほか, 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(第22c図)。19°Sには重複拡大中心(Macdonald *et al.*, 1984)が認められる。重複海盆の規模は幅2 km, 長さ6 km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30 kmの長さのN8°E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2 km左にずれ、3 km重なる拡大海嶺からなっている。19°19'Sの南側の35 kmの長さのN5°E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。N5°E方向の第三次のセグメントの南端は数10 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11 km, 幅3.5 km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100 m程度低くなっており(第23図)、中部南部セグメントの重複拡大中心の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19°40'Sと20°Sの間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(第22c図)。これらの火山列は拡大軸部付近では軸にほぼ直交するが、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。このような火山列は中部南部セグメントの北部でも発達しているが、そこではこの部分に比べると拡大中心からやや離れて分布している。この地域では東西2本ずつの火山列が拡大軸の海嶺に交わるが、互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、横に運ばれていくという機構でできているのではないことを示している。このことはこの火山列中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、火山列中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。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が、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海底拡大のリフト活動に伴う火山活動とは別のホットスポット(Sleep, 1992)のような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に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、プリュンス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29図)。拡大軸に沿った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。急速に離れていくプレートが薄くなることによって深部からのマグマの供給が促され、マグマの不足が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(第22d 図)。軸に沿っていくつかの軸に平行な、または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、東側では低い海嶺とトラフの方向は拡大軸とほとんど平行であり、軸から離れるとセグメントの南端から北東方向に伸びる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。

8.6 中部南部と南部の第一次セグメント間の75 km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位置が正しいとすると、南側のセグメントは東側に約75 km ずれていることになる。境界部の地形はおおよそ北東方向の傾向があり、このずれをつくる構造を *Ruellan et al.* (1989) はジャンシャルコー断裂帯 (*Jean Charcot fracture zone*) と呼んだ。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と、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35 km の3つの北東方向の正および2つの負の縞状地磁気異常帯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ァードリソスフェア (*transferred lithosphere, Hey et al., 1986*) に対応するものかも知れない (*Joshima et al.*, 印刷中)。

8.7 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4 km、周囲より500 m 深い地溝と(第22d 図)それに沿う正の地磁気異常が見られること(第25図)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21°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。

9. 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。北部のセグメントはさらに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。一方中部北部、中部南部セグメントの拡大中心は通常東太平洋海膨と似た高まりになっている。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大西洋中央海嶺と似た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。

全体として長さ800 km にもなる巨大な南北方向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われるとすれば、伝播性リフトに伴う平行な線状構造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 (*de Alteriis et al., 1993*)。このような扇型拡大構造の発達は北フィジー海盆の拡大系の周囲のプレートの剛性が大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*) 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のであろう。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 Fernandes (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.*, 1991b)。中部南部と南部セグメントの間の75 km 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 (Ruellan *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.* (1989) 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.* (印刷中) 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 $N20^{\circ}E$ の左ずれ、又は $N70^{\circ}W$ の右ずれ断層によるものであり (第30図)、断層の構造が $N60^{\circ}E$ 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裂帯に沿った左横ず

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、ハンター断裂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800 km 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プリュヌ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 3.52 cm/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には大洋中央海嶺の場合に比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10 Ma 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3-5 km で平均的な海洋地殻の厚さ(6-7 km) に比べて薄い (Kisimoto *et al.*, 印刷中)。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34図)。太平洋とインド=オーストラリアプレート間の左横ずれ運動によるプリアパート型の応力状態とヴァヌアツ弧とフィジーのプラットフォームの回転に伴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と考えられる。プリアパート型の構造運動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、周囲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。

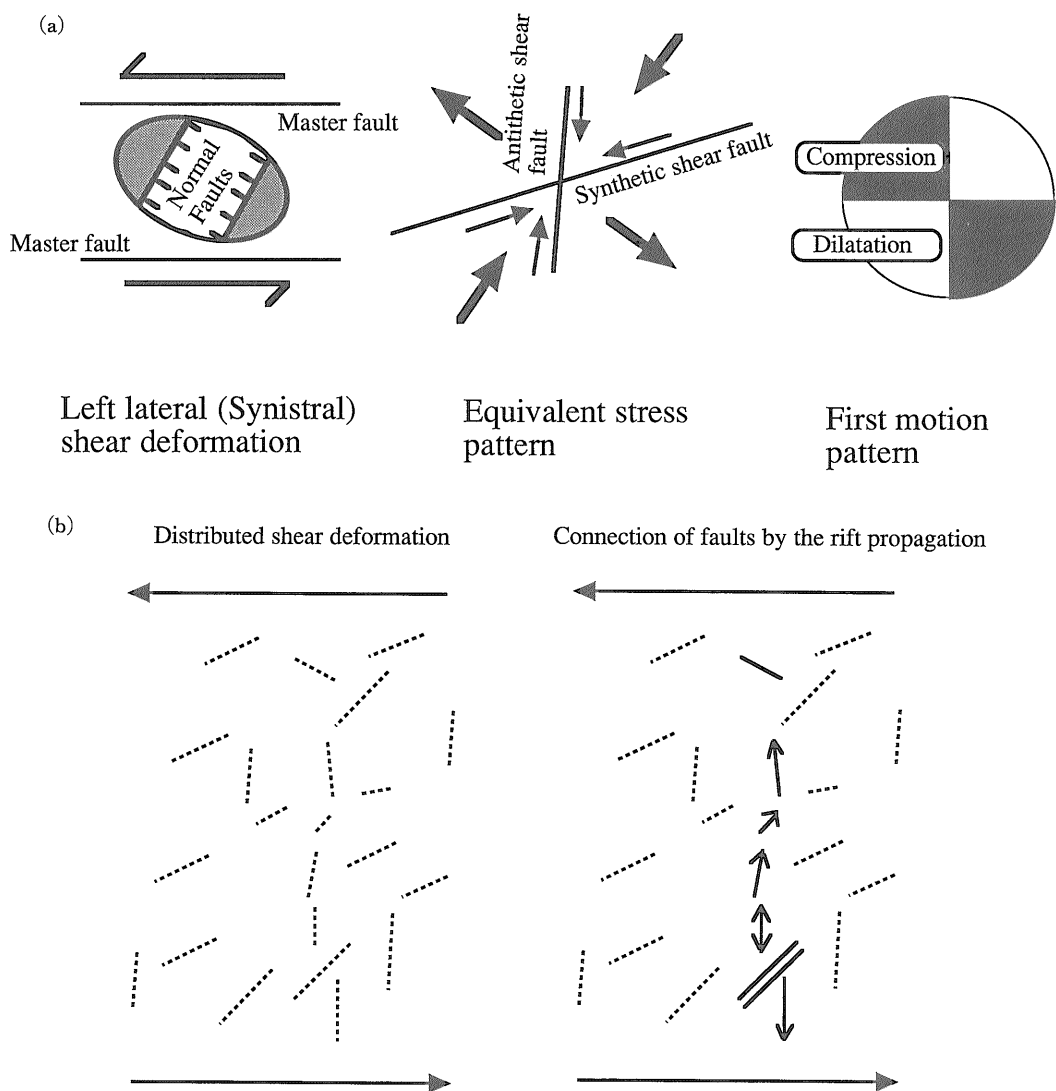
10. 北フィジー海盆の形成史

海盆全体の地磁気異常図(第13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31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、時間的にはほぼ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14図)。先に述べたように、18°Sの伝播性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南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25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が南西方向に続いている(第13図)ことがわかる。この複雑なパターンを示す地帯は、現在の三重点の南東の海底をつくったほぼ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であろう(第35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系が伝播してきて、(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36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、現在の南北性の拡大系より古くから始まった拡大によって形成された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



第34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。

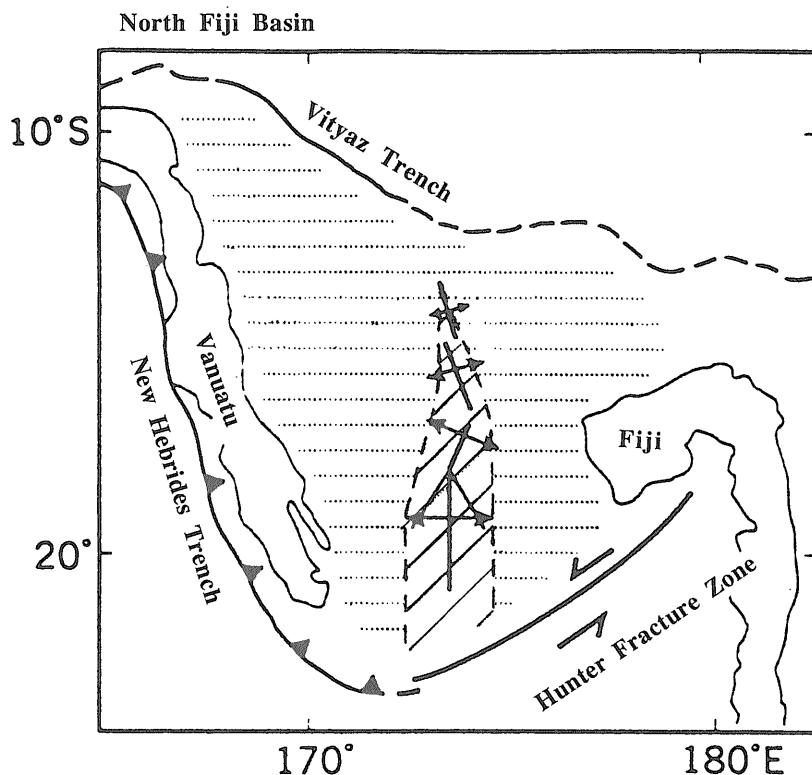
しく伝播を行ったのであろう。これらが南から北へ伝播する間に西側にトランスフォームゾーンを作っていたかも知れない。中部南部セグメントの南端部は南に向けて伝播する形態と似ているが、拡大軸の西側の海嶺・トラフ群はセグメントの南端に収斂しており伝播は停滞しているように見える。

11. 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



第35図 北フィジー海盆の拡大のモデル
 玉木(1992)による。

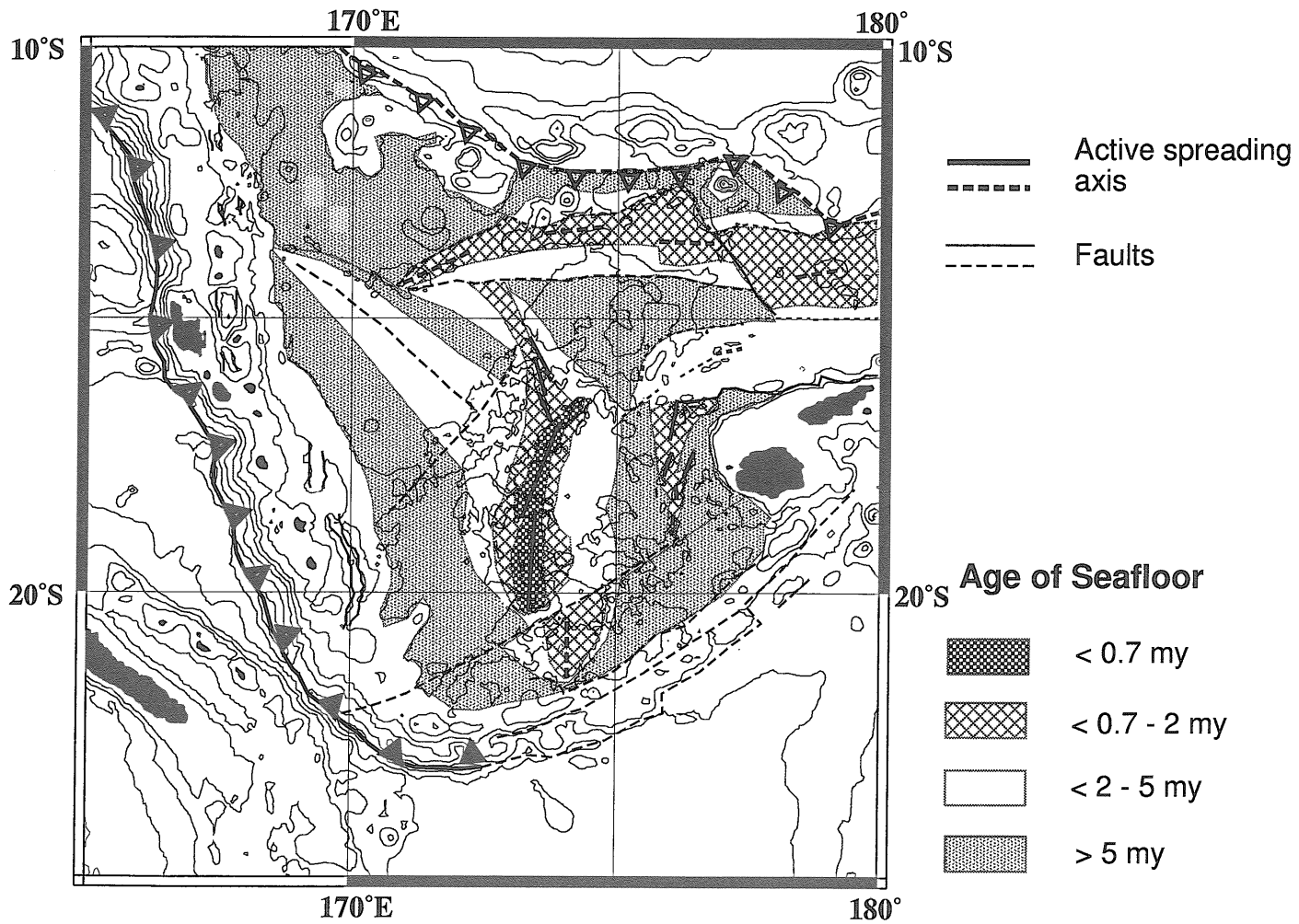
止する。このような矛盾は、主要なプレートの相互作用によるヴァヌアツ弧とフィジープラットフォームの回転によって海盆の枠組みが連続的に変化し、さらに強調されることになるだろう。広域的なプルアパート盆地の形成とか、マントル深部に固定されたマグマの供給源のような海盆の拡大の原動力は周囲のプレートの中のもっとも弱い部分にそって新しい拡大系をつくりだすことになるだろう。

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より厚くお礼申し上げる。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、浦辺敬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。



北フィジー海盆の海底拡大系のテクトニクス (棚橋 学)

第36図 北フィジー海盆の海底の推定年代の分布

- , 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. (1991b) 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.
- , ———, 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. (1989b) Le cadre géologique d'un site hydrothermal actif: la campagne STARMER 1 du submersible Nautile dans le Bassin Nord-Fidjien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1989, t. 309, Serie II, p. 1787–1795.
- , ———, Tanahashi, M., Ruellan, E. and Shipboard Scientific Party (1992c) Japanese submersible explores the North Fiji Basin. *EOS*, vol. 73, p. 116–117.
- 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., Ruellan, E., Auzende, J.-M., Ondreas, H., Bendel, V., Gracia-Mont, E., Lagabrielle, Y., Huchon, P. and Tanahashi, M., (1993) Propagating rifts in the North Fiji Basin (southwest Pacific). *Geology*, v. 21, 583–586.
- Doutch, H. F. (ed.) (1981) Plate tectonic map of the Circum-Pacific region, Southwest quadrant. Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- Eden, R. A. and Smith, R., (1984) Fiji as a petroleum prospect. *Fiji Miner. Resour. Dep. Suva*, 34 pp.
- 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.
- Falvey, P. A. (1978) Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, v. 9, p. 117-123.
- 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 Nautile. *EOS, Trans. AGU*, vol. 71, p. 18.
- 深尾良夫(1988) サブダクションと島弧. 杉村新, 中村保夫, 井田喜明(編)「図説地球科学」, 第23章, p. 208-217, 岩波書店, 東京.
- 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 sulphide 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.
- 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, National 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.
- , 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 tec-*

- tonics*, Terra Scientific Publishing, Tokyo, p. 177-189.
- 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.
- · J. M. Auzende · 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 KAIYO88 の成果 *La Mer*, vol. 27, p. 53-61.
- Honza, E. (1991) The Tertiary arc chain in the Western Pacific. *Tectonophysics*, vol. 187, p. 285-303.
- 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.
- 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.
- · ——— · 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.
- James, A. and Falvey, D. A. (1978) Analysis of palaeomagnetic data from Viti Levu, Fiji. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, v. 9, p. 115-117.
- Jarvis, P., Kroenke, L., Price, R. and Maillet, P., (1993) GLORIA imagery of the seafloor structure in the northern North Fiji Basin. *Geo-Marine Lett.*, v. 13, 90-97.
- Jollivet, D., E. Honza *et al.* (1989) Premieres 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.
- Johnson, H. (1991) Petroleum geology of Fiji. *Marine Geology*, vol. 98, p. 313-352.
- 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., Iwabuchi, Y. and Ookuma, S. (印刷中) Magnetic anomaly patterns around the central rift area in the North Fiji Basin: Inversion approach for detailed structure. *Mar. Geol.*
- 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.
- 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.
- (1974) Evolution of arc systems in the western Pacific. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 2, p. 51-75.
- 加藤幸弘 · 中村光一 · 岩瀧 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.
- Kisimoto, K., Tanahashi, M. and Auzende, J.-M. (印刷中) Crustal structure variation along the central rift/ridge axis in the North Fiji Basin: Implications from seismic reflection and refraction data. *Mar. Geol.*
- 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.
- Klause, A., Taylor, B., Moore, G., Murakami, F. and Okamura, Y. (1992) Backarc rifting in the Izu-Bonin Island Arc: Structural evolution of Hachijo and Aoga Shima Rifts. *Island Arc*, vol. 1, p. 16-31.
- 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 · 斉藤常正(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. (1984) Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific. *U. N. ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.*, no. 6,

- pp. 126.
- , 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.
- , 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.
- , ——— and ——— (1991b) North Fiji Basin, Triple Junction, Geology, 1:250,000, *Pacific Seafloor Atlas*, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, HI, Sheet no. 13.
- , ——— and ——— (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.
- Lafay, Y., Auzende, J.-M., Ruellan, E., Huchon, P. and Honza, E. (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. I., 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.
- and Fox, P. J. (1983) Overlapping spreading centers: new accretion geometry on the East Pacific Rise. *Nature*, vol. 302, p. 55-57.
- , ———, 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.
- , Scheirer, D. S. and Carbotte, S. M. (1991) Mid-Ocean Ridges: Discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, vol. 253, p. 986-994.
- , 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.
- 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. *Jour. Geophys. Res.*, 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.
- 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.
- 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.
- 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) ハ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.
- ・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) ETOPO5 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—海洋性島弧における背弧リフトの形成の一例—. 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.
- ・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.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J. and Johnson, J. R. (1993) Heat flow from the earth's interior: Analysis of the global data set. *Rev. Geophys.*, v. 31, p. 267-280.
- 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.
- and Kroenke, L. (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 méridional: premiers résultats 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—海洋底—」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.
- (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.
- , 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.
- and —— (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.
- 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.
- (1992) 日本海の形成機構. 科学, vol. 62, p. 720-729.
- 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・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.
- 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.
- (1992) 北フィジー海盆のテクトニクス. 月刊海洋, vol. 24, p. 553-560.
- ・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/SHINKAI 91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. and Auzende, J.-M. (1991a) 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.
- , ——, ——, Lafoy, Y., Honza, E. and Auzende, J.-M. (1991b) 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.
- , ——, ——, Jarvis, P., Iwabuchi, Y., Ruellan, E. and Auzende, J.-M. (印刷中) 800 km long N-S spreading system of the North Fiji Basin. *Mar. Geol.*
- 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.
- 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.
- , 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(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.
- ・J.-M. Auzende・C. Deplus・J.-P. Eissen・D. Grimaud・P. Huchon・石橋純一郎・上嶋正人・Y. Lagabrielle・C. Mevel・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.
- ・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, Magnetics, and Gravity). *Key to geophysical records documentation*, no. 10., pp. 18.
- 上田誠也(1989) プレート・テクトニクス. pp. 268, 岩波書店, 東京.

- Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979) Back-arc opening and the mode of subduction. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 1049-1062.
- 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.) *Isalnd Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, Maurice Eing 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*, vol. 72, no. 441, p. 445-446.
- Weissel, J. K. (1981) Magnetic lineations in marginal basins of the western Pacific. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, vol. 300A, p. 223-247.
- 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 interation as observed in seismic velocity maps. *Nature*, vol. 355, p. 45-49.

(受付: 1993年4月13日; 受理: 1994年1月4日)