

# フィジーの地質

奥田 義久 (海洋地質部)  
Yoshihisa OKUDA

## 1. はじめに

筆者は 1987年6月から1988年7月にかけて南太平洋沿海鉱物資源共同探査調整委員会事務局 (CCOP/SOPAC) に派遣されて フィジーの首都スヴァに滞在しました。 同事務局における筆者の主な業務は 深海底鉱物

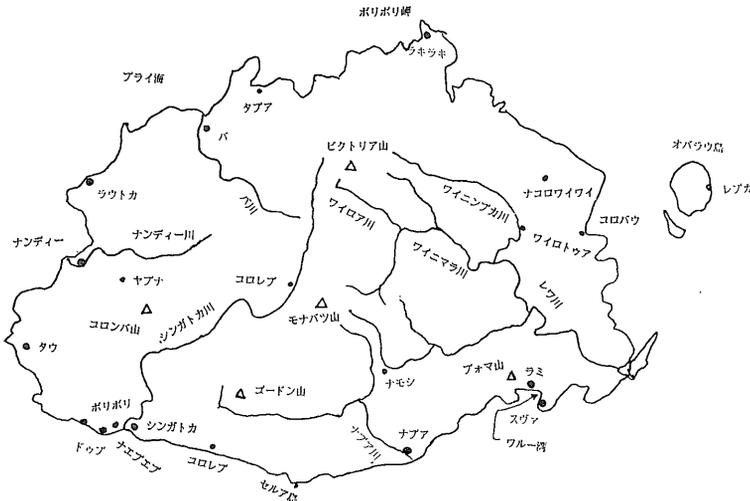
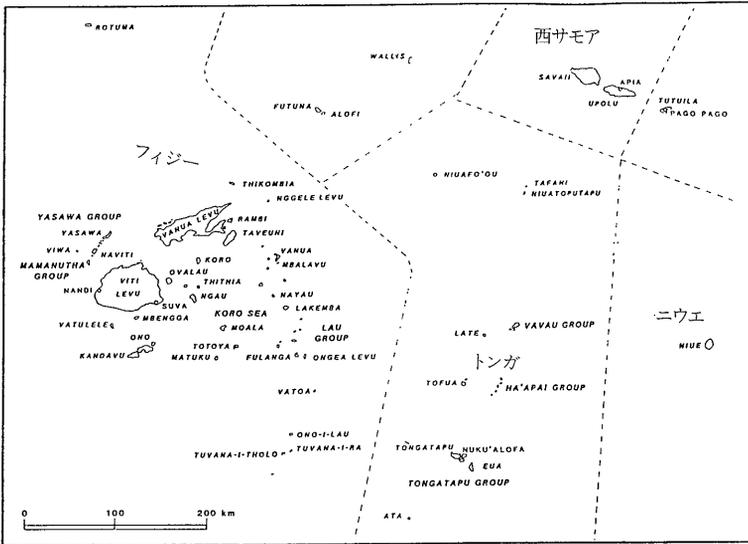
資源のデータベース化の仕事でしたが あわせて南太平洋周辺海域の地質構造発達史等のコンパイルを行いました。 本稿では この業務の中で得られた知見をもとに フィジー島の地質概要について述べることにします。

## 2. フィジーについて

本論に入る前に 簡単にフィジーの国情を説明しましょう。

フィジーは 南太平洋に浮かぶ大小約320の島から成立しています (第1図)。 国の面積は約25,000km<sup>2</sup>でちょうど日本の四国と同じ位の面積です。 島の位置は 概ね180度線と南緯20度線の交点のやや北西に位置しオーストラリア北部の約2,000km東方に位置します。

フィジーは 貿易風帯に属するために1年中南東から貿易風が吹



第1図  
フィジーの地図  
1.1 図 フィジー周辺の島々  
1.2 図 ビチレブ島拡大図

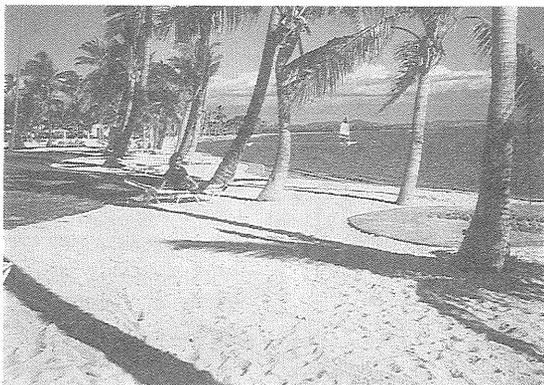


写真1 フィジーのリゾートホテルに見られるサンゴ砂浜海岸  
フィジーの西部では 風の吹く方向と海岸線の発達方向が直交すると 海水浴に適した白い砂浜が発達しています。海岸線の向きが変わる(写真右遠方)と サンゴ礁海岸が発達し ダイビングにより美しい海底を楽しむことができます。

ています。このため 島の南東側では雨が多く1年に200日以上も雨が降りますが 島の北西側では雨が少なく気温が40度近くにまで上昇する日が多くあります。この現象は日本の冬場を想定していただければよく理解していただけると思います。即ち 日本海から吹く季節風の影響で日本海側には大雪が降りますが 東日本とはフェーン現象のために乾燥し気温が高くなるのと類似しています。このため フィジー島の北西海岸では美しい眺めを1年中楽しむことができ 多くのリゾートホテルが開発されてきました(写真1)。

フィジーの人口は約75万人と言われ 約48%がフィジー人 約48%がインド人で 約4%がその他の人種(中国人 西洋人等)です。フィジー国籍を持つ人は政治的に必ずこの三者のどれかに属しています。インド人とフィジー人の混血はすくないのですが 西洋人とフィジー又はインド人との混血は都会にかなりの人数がいます。

フィジー人の祖先は 東アフリカから東南アジアを経て到来したとされるメラネシア人が大半を占めますが ポリネシア系の人も少数います。フィジー人の生活は都市部を除けば伝統的な酋長(Chief)制度に基づき 部落(Village)において集団生活を営んでいます。

インド人は18世紀末に英国の植民地政策によって 砂糖キビ栽培の労働者としてフィジーに連れてこられました。インド人の女性の平均結婚年齢は18-20歳であるのに対して フィジー人の女性の適齢期が伝統的に26-28歳となっています。このため インド人の子孫の増加率がフィジー人の増加率に比べて圧倒的に高くなって現在では両者の人口がほぼ同数となってしまいました。

フィジー人の主食は現地で天然に産するココナッツとカタロイモ等なのに対し インド人の主食は輸入小麦によってつくられるロティ等です。したがってインド人が食べて行くためには外貨をかせぐ必要があり フィジーのインド人は働き者です。一方フィジー人は 食生活のためには殆んど働く必要もないし金を稼ぐ必要もありません。このため フィジーの経済の中核は殆どインド人が握っています。

実際 インド人の若者は週給平均100フィジードル程度(約1万円)を稼いでいますが 生活は必ずしも楽ではありません。しかしフィジー人が週給30フィジードルも稼げば十分に楽しんで暮らしている状況です。

しかし フィジー人にとっては自分達の食料を産する土地を守っていく必要があり フィジーの土地の90%は英国から独立した際に制定された憲法に保障されてフィジー人により所有されてきました。残り10%の土地が自由所有地(Free hold land)としてインド人や西洋人により所有されています。開墾された砂糖キビ栽培の土地では フィジー人が土地貸し付け料の収入をインド人から得て 他の部落から食料を調達するなどして 部落民の生計を立てているのが現状です。

このような国情に鑑み フィジーが1969年に英国から独立した際に英国の指導により作られた憲法に基づいて長年の間フィジー人は政治的優位性を インド人は経済的優位性を保ってきました。

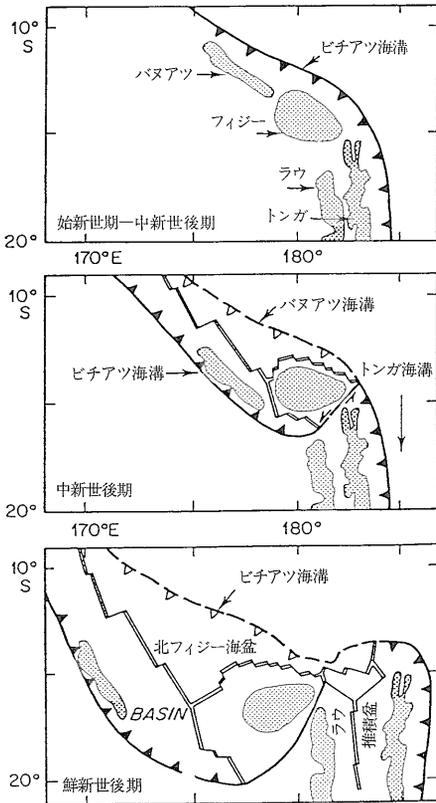
しかし 最近このような体制にも多くの矛盾が表われて インド人の土地私有制の問題及びインド人の海外移住に伴う外貨の海外流出などの理由により フィジーの政情及び経済情勢が不安定になってきました。したがって リゾートホテルに代表される数年前の南太平洋の楽園的なフィジーから 最近では鉱業・水産加工業・林業・繊維加工業等の国内基盤産業の芽生えによる国内体制の変化も認められるようになりました。これらの多くの産業がフィジー人主導型(政府主導型)で発展しつつあります。

またここ数年 政情不安に伴う観光業の外貨収入減に変わり 黒鉱型鉱床から産する金輸出による外貨収益の占める割合も高まってきました。このような観点からフィジー国の地質の解明は同国にとっても極めて重要な課題になりました。

### 3. フィジーのプレートテクトニクス

3-1 現在のプレートテクトニクスから見たフィジー  
第2図に現在のフィジー周辺海域のテクトニクスの概念図を示しました。





第3図 プレートテクトニクスからみたフィジー周辺海域の発達概念図 (Falvey 1978).

点模様は各時代及び過去の島弧を表わす。矢印を伴った二重線は拡大軸を表わす。実線はトランスフォーム断層を示す。三角印を持つ実線はその時代に活動的な海溝を示す。三角印を持つ破線部は過去の海溝を示す。黒塗り部分は島部を表わす。

世から中新世にかけて存在したと考えられるトンガ海溝の北方延長部分(ピチアツ海溝)では太平洋プレートとインド・オーストラリアプレートと太平洋プレートの圧縮バランスがとれるようになりました。この結果この頃にピチアツ海溝での太平洋プレートの沈み込みが停止され相対的な水平横ずれ断層に変化しました。

バヌアツ海溝での沈み込み及び北フィジー海盆の拡大以前に当たる始新世-中新世の頃はトンガ海溝及びピチアツ海溝に於ける太平洋プレートの沈み込みによって一連の島弧が存在していました。この島弧はバヌアツ島弧 フィジー諸島及びトンガ・ラウ島弧が南北に連なった一体の島弧であったと考えられています。この時代この島弧の背後には広く背弧海盆(メラネシアン海盆)が発達していたと考えられています。

フィジーの地史については後章に詳述しますがフィジーの新生代の造山運動としてはワイニマラ造山運動



写真2 英国の調査船チャールズダーウィン号(スヴァ港にて)

及びドロ造山運動の大きな二つの造山運動を挙げることができません。

ワイニマラ造山運動は太平洋プレート上にありかつ現在はソロモン諸島の西にあるオントン・ジャワ海台が三千三百年前の頃に一連のトンガ島弧に衝突した事によって発生したと考えられています。

またドロ造山運動は千三百万年前から八百年前にかけてフィジー諸島が反時計回りに回転することによって現在のラウ海嶺に衝突したことが原因で起きたと考えられています。

以上の事実は主としてこれまでに得られた広域的な海洋地質及び地球物理学的データに基づき明らかにされてきましたが以下の章でこのような事実を裏付けるフィジーの地質について層序学的に説明しましょう。

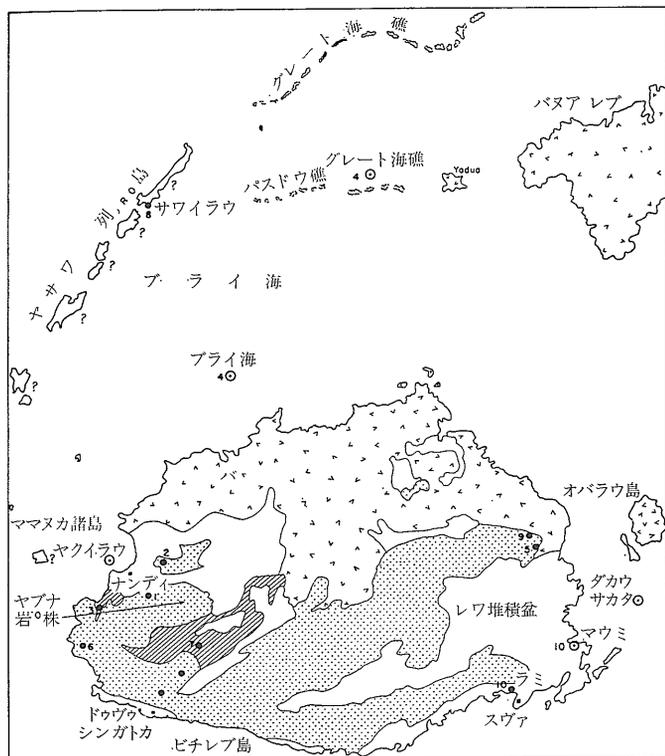
#### 4. 層序

第4図にフィジーの層序対比表を示しました。また第5図にフィジーのビチレブ島の地質分布概要図を示しました。以下に各層序の詳細について記述します。

##### 4-1 ゴードン山亜層群

ビチ・レブ島に分布する最も古い地層はゴードン山亜層群又はワイニマラ層群下部と名付けられています。この地層はビチ・レブ島の西部に露出していますがここでは成層した火砕岩質堆積岩中に玄武岩・石英粗面岩スピライト・ケラトファイア等の海底熔岩と海底自破砕岩を挟在しているのが認められます。またナンディー





- 凡例
- 中新世後期～第四紀堆積層
  - ◐ 石油探鉱井
  - ◑ 火火山岩類及び同等火山岩類
  - ◒ 主要な石灰岩の露頭
  - ▨ シンガトカ堆積層群
  - ◑ ワイニマラ層群及びドロ貫入岩体

の近くには 始新世後期の石灰岩が分布しています。この石灰岩の性状及び成層した大量の粗粒堆積物が分布していることから この地域に知られる始新統の少なくとも一部は浅海成であると考えられています。その石灰岩は垂直に傾斜しているので 引き続き激しい断層が起きたと推定されます。ビチ・レブ島の中央部では ワイニマラ層群全体がゴードン山亜層群に相当すると考えられていますが 時代決定の証拠は殆どありません。本層は火山起源であり 主として玄武岩質熔岩・火砕岩及び礫岩により構成され 薄い凝灰岩及び砂岩層を挟んでいます。本層の層厚は極めて厚く 全層厚は 7,000m 以上に達します。

ビチ・レブ島中央部及び西部のこれらの岩石は 沸石一緑色片岩相の変成を示し この変成作用の時期は噴出とほぼ同時期であるとされています (Colley 1976)。この時期の貫入岩体は  $43 \pm 10$  及び  $50 \pm 5$  百万年の放射年代を示し (Rodda 1976) 始新世の時代を示していま

第5図 ビチ・レブ島の地質概念図 (Eden and Smith 1984を一部改変)。

す。しかし しこれらの年代については多少疑問点があるという考え方もあります。

この始新世の一連の地層は おそらく太平洋プレートがインド洋・オーストラリアプレートの下に沈み込むことにより形成されたフィジーの島弧の一部分を示しているのでしょう。ワイニマラ層群の露出の中心は ビチ・レブ島を東北東-西南西方向に横断しています。

本層が もともとの島弧の頂部であると仮定するならば もともとの配列から反時計方向に回転したことになります。しかし その回転角については 30度 (Falvey 1978) 90度 (Malahoff et al., 1982) 180度 (Colley 1983) 等の説があって 未だに確立した説はありません。

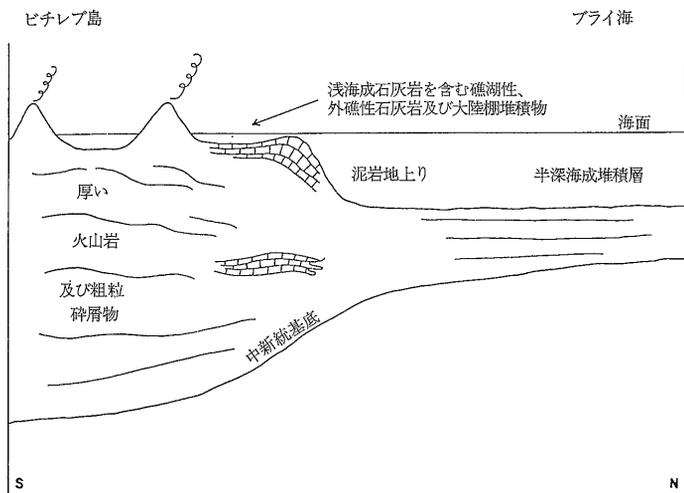
古波食海台及び礫性石灰岩がこの中央部の周辺に存在することが当然考えられますが 現在では多分ヤサワ群島及びビチ・レブ島の地下に隠れているものと思われ 主要な石油探鉱の対象となっています。しかし これらの地層は構造運動・火成活動及び急速な沈降によっておそらく構造的に分断されているでしょう。これらの構造運動や火成活動によって生じた地溝に 厚い堆積層が堆積したものと考えられています。

#### 4-2 ワイニマラ造山運動

ビチ・レブ島における 初期の 造山運動は 35-31百万年前に起きたオントン・ジャワ海台とビチ・レブ島弧の衝突によって生じたと信じられています。この造山運動は (Colley 1976) により 「ゆるい変形」の時代として名付けられました。この造山運動の証拠としては例えばヌブオナンボト火山岩基盤と上位のナマラ礫岩の間に角ばった境界が認められる (Rodda 1976) ことなどが挙げられます。しかしここでは 侵食不整合というよりは 断層の可能性が高いという説もあります。

ワイニマラ造山運動は ビチ・レブ島西部のヤブナ・トーナライト岩株の貫入岩体により特徴づけられ その放射年代は 3千4百万年前を示しています (Rodda 1982 b)。

フィジーでは 局所的に分布する漸新統最後期の地層



第6図  
初期/中期中新世における堆積モデル  
(Eden and Smith 1984).

を除き 一般には漸新統を欠除しています。この事実は 造山運動による断層の影響及び漸新統のその後の若い地層下への埋没 更に3千万年前の450mに及び世界的な海水準の低下などによって説明することができます。従ってこの時代の全体としての古地理は始新世の古地理と比較的よく類似していると考えられています。

### 4-3 ワイニマラ層群上部及びシンガトカ果層

漸新世後期～中期中新世の地層は ワイニマラ造山運動期とドロ (Colo) 造山運動期の間のおよそ200万年の間に形成されました。オントン・ジャワ海台がビチ・アツ逆断層線上に移動している間に たまたまフィジーの西部の地域に北から南へ逆方向の島弧活動を生じました。

長い間ワイニマラ層群上部 (マタイロンパウ亜層群) 及びシンガトカ堆積層群はほぼ同時異相と考えられていました。この両者の差はHoutz (1959, 1960) によれば以下の通りです。

1. ワイニマラ層群は ドロ (Colo) 造山運動に伴う深成岩により貫入を受けています。
2. ビチ・レブ島南部では ワイニマラ層群の90%は火成岩 (熔岩及び凝灰岩) で構成されますが シンガトカ層群の90%は堆積岩 (大部分は硬砂岩・硬質頁岩) で構成されます。
3. ワイニマラ層群上部には 角礫凝灰岩・礫岩が卓越しています。

それにもかかわらず 両者とも硬質頁岩・石灰岩を含んでいます。この観点からは両者を対比することは可能ですが 古生物学的検討は今までのところ十分になされていません。

現在言えることは 両者とも半海成・浅海成の堆積物

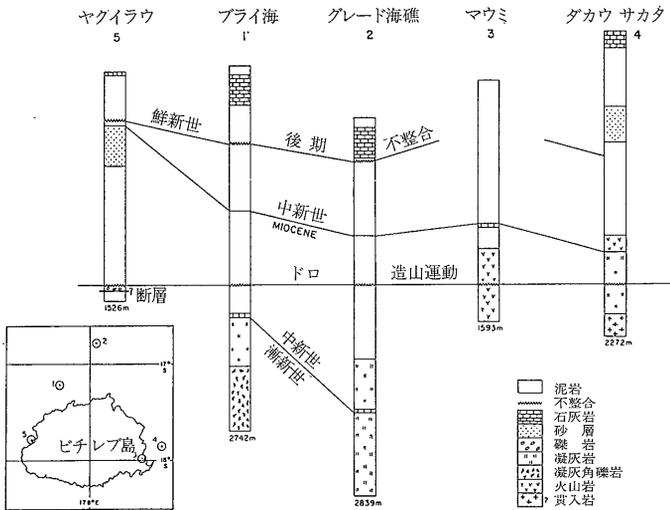
を含み 地上のタービダイト堆積物と混ざっていることです。浅海成堆積物は礫性及び礫湖性炭酸塩岩を含み各所で200m程度の厚さを持っています。(例えばタウ・クアリマレ・サワイラウ・ワイロットップ及びナコロワイワイ石灰岩など)

このような岩層の存在は一見矛盾を感じますが 活発な火山活動に伴うサンゴ礁のモデルを暗示しています (第6図)。このモデルは以下の通り極めて複雑なものです。

(1)本層は島弧の中軸部に極めて厚く ここでは浅海成堆積物が集中しています。グレート海礁一号井では中新世初期～中期の深海堆積物及び凝灰岩は729mの厚さを持っているにもかかわらず ビチ・レブ島のすぐ北のブライ (Bligh) 海1号井では厚さが229mに薄化しています (第7図)。一方 ビチ・レブ島北東部のワイニマラ層上部は 石灰岩及び海成堆積層を加え火山岩・礫岩・凝灰角礫岩を含み その全層厚は8,500mにも達しています。化石上の証拠からは 中新世初期～中期の時代を示しています。この層厚から考えて一部は漸新世後期を含んでいると考えられます。またこの厚さは 水平方向の指交のために 真の厚さを表わしているとは考えられません。近接するビチ・レブ島の中部においてもヌブオナンボト火山岩基盤の上位の本層について同様な全層厚が見積もられています。

シンガトカ堆積層は かつて6,000mの層厚があると見積もられていましたが 最近では断層の繰返しによって1,000m程度の層厚と考えられています。本層は大部分半海成堆積物です。

露出が悪いためにビチ・レブ島の北東部分及び中央部分の地層もまた断層により繰返されている可能性があ



第7図  
フィジーの石油探鉱井の柱上概念図及び層準対比  
(Eden and Smith 1984).

ります。しかし 厚い火山岩層及び粗粒堆積層の存在することから大規模な沈降が実際に起きたと考えられています。

(2)シンガトカ堆積層は 北のワイニマラ枕状熔岩及びヤブナ岩株と伴にオフィオライトの様相を示し 深海成の主要な部分は 海洋地殻である第二層を伴って南から浅海成のシンガトカ岩石の上に衝上断層で乗上げていると考えられています (Colley 1983)。この考えはシンガトカの複合岩相・水平横ずれ断層及びほぼ同時代のワイニマラ及びシンガトカ岩体の並行配列をうまく説明することができます。

作業仮説としては 同様な衝上断層がビチ・レブ島北東部及びドロ造山運動以前に起きた断層が実在するヤサワ群島の地域にも発達したことが考えられます。また ドロ造山運動前後にフィジー諸島が反時計方向に回転することにより この運動がブライ海域に圧縮場をもたらしたと考えられます。この回転は もととのビチ・レブ島弧の配列が南西側に開くU字型に変化し このU字型の中に含まれる物質の目立った移動なしに起こりました。この回転が ドロ造山期に開始されたのかその後回転が始まったかを最終的に決定する課題は残されています。

この考え方は岩相分布を考える上で重要であり 上部ワイニマラ/シンガトカ期のビチ・レブ島弧は 外側に急斜面を持ち深海に至る礁湖/礁の複合体により外縁を囲まれていたと考えられます。したがって 石油の根源岩及び貯留岩は 礁湖/礁間の岩相にのみ期待できて島弧の軸の縁に分布していると考えられます。この岩相は ヤサワ及びママンヌカ諸島・ビチ・レブ島南方及び東方・バヌア・レブ島及びラウ諸島周辺に分布してい

ると考えられます。

**ビチ・レブ島北東部** ビチ・レブ島北東部のワイニマラ累層は ビチ・レブ島東方の地質・層厚・変成度及び石灰岩の性状を明らかにする上で重要な地層です。

Hirst (1965) によれば ここでの本層は以下の通りです。

1. ワイニプカ粗面岩 (ワイロトップ石灰岩 600mを含む) ……層厚 4,500m
2. ラワレブ砂岩 (ナコロワイワイ石灰岩 600mを含む) ……層厚 3,700m
3. コロンバラブ安山岩……層厚300m

しかし この層序区分には その後の研究によって一部に同時異相が含まれること及び複雑な地質構造のために地層の繰り返しがあることなどが判明しているために 実際の層厚はこれよりも薄いと考えられます。

ナコロワイワイ石灰岩・ワイロトップ石灰岩が礁湖性ですが ラワレブ砂岩は深海性石灰質タービダイトでしばしば浅所から運搬された物質を含んでいます。ワイニマラ累層の時代は 中新世初期から中期の時代を示します。

上述の二つの礁湖性石灰岩は 密度が高く細粒ですが ナコロワイワイ石灰岩は白味がかっており 砕けやすくなっています。

4-4 ドロ造山運動及びそれに伴う地殻変動

ドロ造山運動を英語で綴ると Colo Orogerly となります。フィジー語では Colo をドロと発音しますので 本稿ではドロ造山運動と呼ぶことにします。しかし多くの過去の日本語の文献はコロ又はソロ造山運動と書かれていますが同一の造山運動であることを心にとめて

おいて下さい。 現地の西洋人もドロ造山運動と発音するのが習慣になっています。 ドロ造山運動は以下の点で特徴づけられます。

1. 1300万年前から700万年前にかけてのおよそ600万年間にわたって堆積層が欠除しています（海域を除く）
2. フィジー島には1230万年～500万年放射年代を示す塊状貫入岩が存在します。 このうち大半は1200万年前からの年代を示しています。 またこの貫入に伴ない周辺岩石の熱変成作用を伴っています（ドロフェーズⅡ深成火成活動）。 多くの貫入岩体が伸長する褶曲軸近くに分布しているのでこの貫入活動と造山運動が同時期に起きたと考えられます。
3. この時代にビチ・レブ島の始新統から中新統下部の地層が東西方向の構造変形を受けています。 この方向はビチアツ島弧の軸と平行です。

先中新世のプレートテクトニクスに関しては諸説がありますが、いずれの説でもこのドロ造山運動の原因はメラネシア縁海に乗り上げるように南方に移動したビチ・レブ島とバヌアツ（旧ニューヘブリデス）を含む島弧部分がラウ及びトンガ北端と衝突したことによることとされています。 この衝突のために海溝の沈み込みが発生しなかった部分が生じ、結果として造山運動を形成するビチアツ島弧の軸に平行な圧縮場を生成したと考えられます。

島弧の推定軸はもともと北西-南東方向に発達していましたが、現在では南端でS字型に屈曲しつつも全体としては南西側に開いたU字型に折れ曲っています。 すなわちこの軸はヤサワ列島を南に下がってママスカ諸島を通り、ビチ・レブ島中央部を東北東方向に横切ります。 更にビチ・レブ島とバヌア・レブ島の間では折れ曲って北東-南西方向に走る断層により切られています。 更にその延長部はバヌア・レブ島を通りその東端は急激に折れまがって南に下がり、ラウ海嶺に連なります。

この島弧の軸の変形は北フィジー海盆が拡大した時にビチ・レブ島それ自身が反時計回りに回転することによって起きました。 ヤサワ列島の北端はもともとバヌアツ（ニューヘブリデス島弧）南端に対してアバットしていたと考えられています。 ビチ・レブ島が回転し、ヤサワ及びママスカ部分の軸が形成される過程ではヤサワ列島の北端は固定点として旋回しました。

Falvey (1978) は600万年前からビチ・レブ島が30度回転したという説を提唱し、Malahoff et al. (1982) は1000万年前から90度回転したという説をだしています。 いずれにせよドロ造山運動期にこの運動が始まったので

しょう。 もしそうであるならば、シンガトカ累層を定置した衝上断層及びフィジー島の回転は北フィジー海盆の拡大によって起因する連続した一連の現象を見ていることとなります。

このモデルではブライ海はもともと北に移動したビチアツ島弧の前弧海盆と見なすことができます。 しかしブレンブレワ海嶺が残存島弧であるならば弧間海盆ということとなります。

#### 4-5 ビチ・レブ島におけるドロ造山運動後の地層

##### 4-5-1 上部中新統

上部中新統の地層は浮遊性有孔虫によるN16-N18ナンノプランクトン化石によるNN10-11のゾーンを含み、その時代は11～5百万年前に相当します。 その基底は通常陸上においては確認できませんが、ブライ海坑井においてはNN10ゾーンの時代の地層が300m存在します。

ドロ造山運動の終焉は大規模な堆積作用の開始によって特徴づけられます。 ビチ・レブ島中央部周辺の堆積盆地においては、碎屑堆積物及び火山碎屑物が堆積しました。 多くの場所でその基底部の地層はドロ造山運動に由来する深成岩の大礫を含んでいます。 この時代に活動した主要な火山活動の中心は北西部（コロイマブア火山岩層）と南西部（ナモシ及びマウ火山岩類）にありました。 またこの時代の礁性石灰岩は南東部（ラミ石灰岩）のみ知られ、他の地域では礫岩からマール（粘土質成分と炭酸塩成分の混合した堆積物）に変化しています。 しかしおそらく上部中新統の石灰岩はナンディー・ナボサ・ラ堆積累層にも産するでしょう。 ナブア堆積盆の西側に分布する小石灰岩は概ねラミ石灰岩と同等であると考えられています。

上部中新統に関してRodda (1980, 1982) により詳細な記載がなされています。 以下にその概要を説明しましょう。

**ビチ・レブ島南西部** ナンディー堆積累層 (N17-18) は1200mのマール及び砂岩を含んでおり、その基底部には10mの厚さの礫岩 (NN11) を伴っています。 この層厚は露頭観察による推定によるものですが、実際ヤクイラウ1号井では1063mの粘土岩及びマール質凝灰岩が本層として同定されています。 但し上部の63mは鮮新統です。 この坑井においては下部500mの部分に中礫層が散在しています。 古生物学的データからはナンディー層群の少なくとも一部は深海成堆積物であるといえます。

**ビチ・レブ島北西部** ナンディー堆積累層の北部はコロイマブア火山岩類に不整合で覆われています。 同

火山岩類は 各種火山岩・凝灰角礫岩・砂岩等により構成されて サベト火山岩類を基底部に含んでいます。

最近の放射年代測定結果では 5.6~4.9 百万年前の年代を示しています。この値は N17-19 の時代に対応します。この火山岩の一部はバ (Ba) 火山岩類に相当します。

**ビチ・レブ島北東部** ラ (Ra) 堆積層は バ火山岩類に覆われ 中新世後期の堆積層にあたり 250m の厚さを持ちます。本層はワイロア礫岩を含んでいます。ワイロア礫岩は 上部で N17 の石灰岩を伴うパロット砂岩と斜交しながら漸移し 局所的に分布するリクサブ・ユークソナイトにより覆われています。ラ堆積層はワイニマラ層群を不整合に覆い バ火山岩類により不整合に覆われています。

**ビチ・レブ島北方の沿海域** グレート海礁坑井では それぞれ 290m 及び 381m の厚さの砂岩と薄い石灰岩を挟むシルト岩及び粘土岩層が確認されています。グレート海礁坑井のディップ・メーター (地層傾斜計) のデータでは 本層の中部に不整合があるとされています。

**スヴァ地区** スヴァ近くのワル湾のベイサリ砂岩は 全体が N17 の時代に属します。本層は シルト岩を含み 堆積時の水深は 300m~800m です。全体として西に向かって浅くなっており 西部ではナモン火山岩類に由来する安山岩質火山砕積物を含んでいます。

ラミ石灰岩は本層を不整合に覆い 様々な岩相変化が認められ その時代は中新世と鮮新世の境界をまたがっています。少なくとも上部は N19 の時代を示します。スヴァにおいて本層は基底礫岩の直上に紋状礫を含んでいます。浅海相の炭酸塩岩は 深海相かつ低炭酸塩岩である下位のベイサリ砂岩及びスヴァマールの間に発達しており メッシアン海退期に関連していると考えられます。

スヴァ地区において中新世/鮮新世境界付近の礫性石灰岩が存在するために 本層は石油探鉱の二次的な対象になっています。実際にスヴァ東方のマウシ 1 号井においてはほぼ同層準に 20m の層厚の石灰岩が確認されました。

**ビチ・レブ島南部** ベイサリ砂岩は 西方に向かって発達し 西部ではセルア礫岩に変化しています。さらにその西方のドゥヴゥ (Cuvu) 海岸では N17 の地層が欠如しています (第 4 図参照)。しかし この時代の地層はシンガトカ北方の内陸部に発達するナボサ堆積層の砂岩礫岩によって表わされている可能性があります。

ドゥヴゥ海岸では ドロ造山運動後最も古い地層はドゥヴゥ層群の下部に当たり 本層は N19 最下部相当の砂

岩に覆われる礫岩 (両者を称してヴォウア砂岩とよばれている) 及びその上位のナエブエブ (Naevuevu) シルト岩とよばれるマールを含みます。その時代は N18 から N19 の最下部と考えられています。岩相は半深海堆積物と海台堆積物の複合岩相を示しています。

Houtz (1960) は以下のような指摘をしています。

1. 基底の礫岩及び角礫岩は巨礫を含む粗粒なもので 礫の大半は深成岩により構成され ドロ造山運動の岩石は被覆されなかったと考えられます。
2. ドゥヴゥ層群のマールは海岸に向かって急激に厚くなっていることから ドゥヴゥ層群は 古い地層によって形成された海台の縁辺部に堆積したと考えられます。

したがってこの海岸地帯の地質は不整合及び礫質堆積物を伴って断片的です。むしろパラビ沖合及びスヴァ堆積盆の岩相が海浜相であるという事実がこの時代の地層を考える上で重要でしょう。

#### 4-5-2 鮮新統

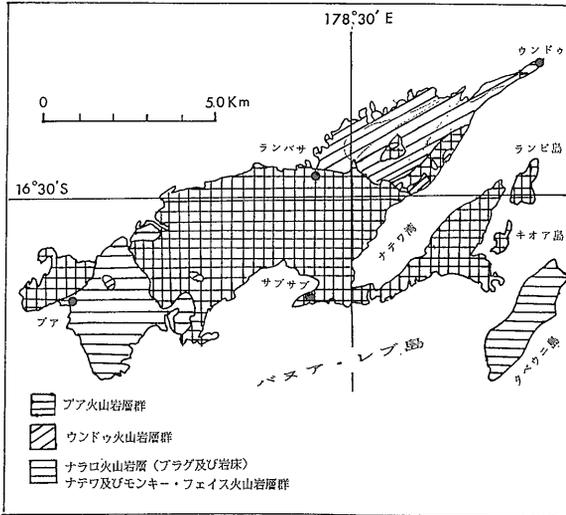
本地域の鮮新統は 浮遊性有孔虫化石により示準される N19 から N22 の基底及びナノプランクトン化石により示準される NN12 の上部から NN19 の下部にかけての時代の地層です。絶対年代の上からは 5.2~1.8 百万年の範囲に当ります。

ビチ・レブ島北部の層序は 5.2~3.0 百万年前の絶対年代を示すタバア (Tavua) 火山岩類及び 5.2~6.63 百万年前の年代を示すラキラキ (Rakiraki) 火山岩類を含むバ (Ba) 火山岩類から構成されます。本火山岩類は主として 塩基性火山岩熔岩・凝灰角礫岩・海成及び半海成起源の火山砕屑岩からなり これらは斑れい岩・エセックサイト・モンソナイト質岩石の岩株・岩脈等の貫入を受けています。これらの岩石はアルカリ岩~ソレライト岩系を示しています。その他粗粒砂岩を伴っています。

スヴァ地区では 5.2~3.2 百万年の時代の凝灰岩を含むスヴァ・マールが発達して N19 から N21 にかけての浮遊性有孔虫及び NN12 から NN16 にかけてのナノプランクトン化石を含んでいます。その基底は通常非整合ですが 場所によりラミ石灰岩と整合関係にあります。その堆積深度は約 500m と考えられています。

鮮新世後期には ビチ・レブ島南東部のスヴァ・マールの上位に重要な地層欠如があります。この間隙はナカン地区で約 1.3 百万年前の間続きました。

同様な地層間隙は ナンディー地区及び ヤクイラウ 1 号井でも認められます。ここでは メイグンヤー (Mei-gunyah) 層とナンディー層との間に特徴的な侵食不整合が存在します。



第8図 バヌア・レブ島の地質概念図(筆者原図)。

ビチ・レブ島北方のブライ海坑井及びグレート海礁1号井では それぞれ548mと560mの層厚の粘土岩を本層が含んでいます。スヴァ地区と同様に凝灰岩層もあります。その間隙は ブライ海よりグレート海で大きくグレート海では 更新世の地層が直接下部鮮新統の上に乘ります。

鮮新世には 広大な火山岩地帯が南東部及び北部を深海に囲まれていました。スヴァ地区を除いた地域に知られる唯一の石灰岩は ドゥヴゥ地区のボリボリ石灰岩のみです。この石灰岩は塊状～層状のサンゴ礁石灰岩で 鮮新世初期の時代を示します。前述したビチ・レブ島の反時計廻りの回転は この時代にも引き続いて起こりました。島の中央部の造陸運動による隆起がこの時代に始まり バ累層の隆起量は現在までに1000m以上に達しました。ラキラキ火山は傾動していないのでこの隆起の大半は 3.5 百万年前に起きたと考えられています。

#### 4-5-3 更新世-完新世の堆積層

ナンディーに分布する海成層(メイグンヤー層)は 鮮新世と更新世の境界をまたいでいます。ヤクイラウ1号井では約100mの本層が認められ その基底は鮮新世後期の時代を示しています。

ビチ・レブ島南西部の浅海成のナカン層も同様にスヴァ・マールを不整合に覆っており この不整合の時代もまた鮮新世後期です。

これらの地層と現世のサンゴ礁の関係はよく知られていません。ダカウ・サカタ1号井においては 現在のサンゴ礁を含む150mの厚さの青白石灰岩が 更新世-完新世の境界を含む石灰岩を挟在する濃灰色泥岩を覆って

います。隣接するベラタ岬の海岸及びスヴァ地区では 現世の薄いサンゴ環礁の外側は 海成の完新世の海成粘土により構成される波食台により囲まれています。ビチ・レブ島の他の地域では 環礁の内側の堆積物は 海面下15mのレベルの基盤岩の上に堆積していますが 外側の堆積物は平均 30°位の傾斜を持ち水深 500~1000m付近にまで下る斜面の上に堆積しています。

#### 4-6 バヌア・レブ島及びタベウニ島のドロ造山運動後の地層

現在知られているバヌア・レブ島に露出する地層は全てがドロ造山運動期以降の地層です。中新世中期を示準する種の化石を有するナテワ火山岩層及びモンキー・フェイス火山岩層をもとに 層序が考えられています。一般的な層序は下記の通りです。

- ブア火山岩層群 990m<sup>+</sup>
- ウンドゥ火山岩層群 約 300m
- ナラロ火山岩層 (ブラグ及び岩床)
- ナテワ及びモンキー・フェイス火山岩層群 1500m<sup>+</sup>

基盤としてのナテワ層群の放射年代は7.5~3.5百万年を示し ウンドゥ火山岩は7.0~6.8百万年の時代を示します。しかしマラウにおいては 鮮新世初期(N19~20)を示す浮遊性有孔虫をウンドゥ層群から産出しています。したがって この両者は部分的には同時層であると考えられます。両者は海中破碎岩・熔岩(しばしば枕状熔岩として認められる)・火山砕屑岩・変質砕屑岩を含み しばしば化石を含有しています。海中起源の物質が高度 900m 以上の所に認められることから ブア火山岩層群の形成に先立って急激な隆起が起きたと考えられます。

ブア火山岩層群は 3.34~2.83百万年の放射年代を示し バヌア・レブ島西部に分布する大規模な半噴出楯状火山の岩石を含みます。これらの年代は ビチ・レブ島のバ火山岩類の年代と比較すると若い年代となります。ブア型火山は コロ(2.3~1.8百万年前)・リングゴールド島・タベウニ(島)などを形成しながら 現在まで続いています。タベウニ島の火山活動は 現世まで続いており 炭素同位体による絶対年代測定では2050年の年代を示しています。

バヌア・レブ島及びタベウニ島の周囲には現世のサンゴ礁がよく発達しています。しかし 石灰岩層の挟在は殆んど認められません。ナテワ火山岩層群の火山礫凝灰岩中のサンゴ化石からは「浅海相の礁に保護された群集」が発見されています(Hindle 1976)。火山岩層中の石灰岩片はしばしば認められ 珪化したサンゴ礫(Richard 1966)もあります。礫性石灰岩中の貧化石

は火山活動又は隆起によって化石が崩壊したことに起因するでしょう。ランバサ (Labasa) 近くのトゥアトゥア石灰岩は 30m以上の厚さを持ち サンゴ質で破碎され変成作用を受けていますが 鮮新世-更新世の隆起の名残りと考えられ それらは標高 250mの高さにまで露出しています。

ビチ・レブ島に存在するももとの ビチアツ火山弧は 現在のバヌア・レブ島及びラウ諸島の地下を走っていると推定されますが 現在のところその存在の直接証拠は殆んどありません。もしバヌア・レブ島の地下深い所に存在すると仮定するならば これらの地域においてもビチ・レブ島やブライ海と同様なドロ造山運動以前の岩相の存在が考えられます。これは想像の域を出ませんが バヌア・レブ島にビチアツ火山弧証拠がないということは ビチ・レブ島に分布するバ火山岩類のような火山岩が現在のビチ・レブ島の海岸線を越えたバヌア・レブ島には発達していないということではないでしょうか。それ故地下の古い地層は隆起せずに露出していないでしょう。もし将来 ランバサ地域や他の地域で試錐がなされるならば ドロ造山運動以前の地層が発見されるかもしれません (Eden and Smith 1984)。

#### 4-7 最近の火成活動

火成岩の貫入・断層運動・火山活動は徐々に弱まりながらドロ造山運動期から現在まで引き続いて起きています。一連の水平横ズレ断層は北東方向 (ヤサワ-ハンター-ソビ線) 及び北西方向 (マヌカ-ナイライ線) に発達しながら 安山岩及び玄武岩質火成活動を伴っています。

8~5百万年前には ナモン及びマウ安山岩が張力断層と関連して噴出し またヤサワ・マヌカ及び初期ロマイビチ輝石安山岩及び玄武岩活動もこの時期に発生しました。バヌア・レブ島の主要な火山活動は 8~4百万年前に起きました。

バ層群の玄武岩活動は 5~3百万年前に北東方向の水平横ズレ断層とカンダブ/ハンター線の火山活動を伴いました。

3百万年前から現在に至るまで ウンドゥ及びブア火山岩は北東方向の水平横ズレ断層を伴い またほぼ同時に期火山活動がカンダブ/ハンター線上に引続いて発生しました。ラウ海盆が開くことによって南フィジー海盆が移動した際に海底がフィジー海台の下にならめに沈み込んだことに起因する火山活動によって 350万年前からカンダブ島が形成されました。

## 5. おわりに

以上 フィジー諸島の地質 特に基本的な層序に関してまとめてみましたが このような地質を見ると日本の新生代の地質との類似点も多くあることがわかります。特に多くの火成活動があることから 新たな金属鉱床発見の可能性も十分にあります。また 大量の海成堆積物が存在し良好な石油根源岩・貯留岩の存在も期待されることから 将来は中小規模の石油鉱床発見の可能性もあります。本号では これらの経済的鉱床の中で最も期待の高い黒鉱型鉱床について 別の筆者の記事で詳述されると思います。本稿がそのフィジーの黒鉱に関する記事の読者の理解を助けることができれば幸いです。筆者は 機会があれば別の稿でフィジーの石油・天然ガスのポテンシャルについて改めて説明したいと考えています。

#### 主要参考文献

- 本稿を纏めるに当たり, CCOP/SOPAC 及びフィジー鉱物資源省所有の多数の文献を現地でも参照しましたが紙面の都合上一部の代表的な文献のみを挙げることにします。
- Brocher, T. M., and Holmes P. (1985): Tectonic framework of the northern Melanesian borderland: an overview of the KK820316 LEG2 objectives and results. *In Investigation of the northern Melanesian Borderland, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, 3, 1-11.
- Colley, H. (1976): Mineral deposits of Fiji (metallic deposits). *Mem. Miner. Resour. Div. Fiji, Legts. Counc. Pap.* 1910(19)
- Colley, H. (1983): An ophiolite in Fiji? *In Gass, I. G.; Shelton S. J.; Shelton, A. W. (eds) Ophiolites and oceanic lithosphere. Spec. Publ. Geol. Soc. Land.*
- Eden, R. A. and Smith, R. (1984): Fiji as a petroleum prospect. *Rep. Min. Resour. Dep. Suva*, 38p.
- Falvey, D. A. (1978): Analysis of Pleomagnetic data from the New Hebrides. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.* 9, 3, 117-23.
- Hirst, J. A. (1965): Geology of east and north-east Viti Levu. *Bull. Geol. Surv. Fiji*, 12.
- Houtz, R. E. (1959): Regional geology of Lomawai-Momi, Nandroga. *Bull. Geol. Surv. Fiji*, 3.
- Houtz, R. E. (1960): Geology of Sigatoka area. *Bull. Geol. Surv. Fiji*, 6.
- Malafoff, A., Hammond, S. R., Naughton, J. I., Keeling, D. L., Richmond, R. N. (1982): Geophysical evidence for post-Miocene rotation of the Viti Levu, Fiji, and its relationship to the tectonic development of the North Fiji Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 398-414
- Rodda, P. (1976): Geology of northern and central Viti Levu. *Bull. Miner. Resour. Div. Fiji*, 3.
- Rodda, P. (1980): Sedimentary basins of the ESCAP region. *Rep. Min. Resour. Dep. Suva*, 21.
- Rodda, p. (1982a): Fiji. *In ESCAP stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region.*, Vol., 8, ESCAP atlas of stratigraphy, 3. UN-ESCAP, Miner. Resour. Dep. Ser. 48, 13-21.
- Rodda, P. (1982b): Fiji radiometric dates recalculated. *Miner. Resour. Dep., Fiji, Note BP1/35(unpublished)*.