

琉球列島の地質に就いて

門 田 重 行

On the Geology of the Riukiu Archipelago

Shigeyuki MONDEN

琉球列島の地質

I. 緒	言	
II. 地	勢	III. 構造と成因
IV. 地・質系	統	V. 地史
VI. 地下資源		VII. 文献

I. 緒 言

昭和32年10月26日から11月3日に至る鹿児島往復19日間を以って琉球地方に旅行し、同地方の地質について観察した。本旅行は鹿大琉大共同主催による「沖縄の自然に関する学術調査団」の組織において行なわれたものである。旅行日程の大部分は鹿大水産学部所属敬天丸上ですごしたから、筆者の専門とする地質について実地に上陸して調査したのは沖縄島（4日）、宮古島（2日）、石垣島（2日）、西表島（1日）で、素より充分なものではなかった。然し琉球地方の地質については1924年から1932年に亘り、半沢先生が度々来島され、精しい20万分の1の図幅を出版されておられるので、私はこれを手引として能率ある調査の出来たのは誠に幸いであった。

本報告書では第二章で琉球列島の地勢を、第三章でその構造と成因について述べた。日本や琉球の弧状褶曲山系の成因については筆者にとっては多年の関心事であったが、この問題について一個の私見を加え得たことは全く今回の旅行による賜である。第四章は地質系統を、第五章は地史について述べたが、これらの章は主として半沢、青木、徳永諸先生等の報告書を参照して記述した。第六章は沖縄地方の地下資源について今回のべっ見程度の所感を述べた。第七章は琉球地方に関する主要な文献を挙げた。

琉球地方は日本内地を去る遠方海上にある関係から地質学者の訪問も稀で、この方面に関する知識と世人の関心とは薄い。本報告書がこの間の空白を充たすために多少とも役立つことがあれば非常な幸いであると思うものである。

最後に本調査は全く地元琉球大学側の好意によって行ない得たものであることを特記し、茲に同大学々長以下の諸先生に対し深厚の謝意を表する。

II. 琉球列島の地勢

1. 東亜の花綵列島群 アジア大陸の東方太平洋に面する海中を見ると恰も大陸の防波堤のように北から千島、日本本土、琉球、フィリッピン等の弧状列島群が連鎖状につながっている。これ等の列島群は何れも円弧を画いてその中央部を遥かなる太平洋に押し出し、その両翼を大陸近くに引寄せている。その形状が花縄をかけたようなところから古来花綵列島 Festoon Islands と称せられ、アジア大陸東岸特有の地勢として有名であるが、琉球列島はその代表の一つである。

2. 琉球弧状列島 琉球弧状列島 Riukiu arcuate Is. or Riukiu curve は九州島から南は台湾島の北東端に至り、その延長蜿蜒 1300 km, その海拔こそ高くないが、外側は直ちに海面下 7000 m

以上に達する琉球海溝 Riukiu Trench の深淵を隔てて、太平洋の平均水深 5000 m の海床に連なり、その内側は又少なくとも一旦は水深 2000 m の陥没海溝、支那海側の陥没地溝帯そのものであり、火山帯でもある。(従って将来この方面には海底火山の噴発と浅発性地震の発生する可能性が強い)。沈水区域であるので新し

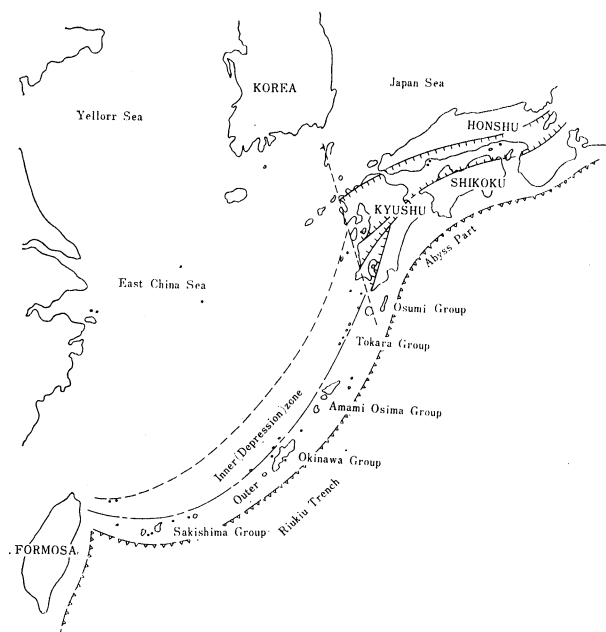
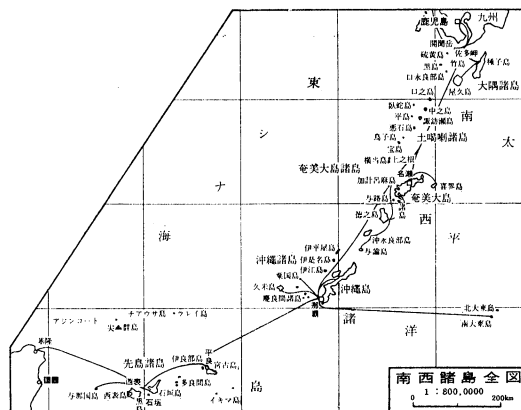


Fig. 1. The groups of Riukiu arcuate islands and their Inner and Outer Jones
scale : 1/8, 000, 000



い堆積岩の地層は現われにくい。硫黄島、口永良部島、トカラ群島、鳥島、久米島、粟口等の（これを本文では先島地溝 Sakijima graben と称す）に落ち込むが、再び上って東支那海の平均水深 200 m の陸棚に続いている。

3. 琉球諸島 海図によれば琉球諸島は水深 1000 m 等深線内に最も幅広い島棚があって、多くの島々がこの海底台地の上に乗っている。それで海底台地別に分類すると北から南に大隅、奄美大島、トカラ、沖縄、先島の各諸島となる。(fig. 2 参照) 大隅諸島群は九州島に近い種子ヶ島および屋久島とその西方にある竹島、黒島、硫黄島、口の永良部島などの火山島から成っている。奄美大島諸島は奄美大島、鬼界島、徳之島、鳥島、沖の永良部島などが属し、何れも水深 1000 m 線の同一島棚の上に乗っている。トカラ諸島は前 2 者の中間、その西方海上に直線状に並んだ霧島火山系



Fig. 2. Submarion Tpoagrnea

の火山島で、北から平の瀬、口の島、中の島、諏訪瀬島、悪石島、小宝島、宝島、横当島などがある。沖縄諸島は琉球弧状列島の中央部を占め、且つ最大島である沖縄島を主島とし、与論、伊平屋、伊是名、屋那覇、伊江、粟国、渡名喜、久米、座間味、渡嘉敷、高離等の島々が属している。沖の永良部島と与論島の間には 1000 m 以上の深溝が横たわっていて島棚が切れているから与論島は行政上は大島郡に属するが、自然分類上からは沖縄諸島に入れるのが妥当である。先島諸島は宮古島およびその周辺の島々や水納、多良間、更に南下して石垣、竹富、黒、小浜、西表、波照間、与那国等の諸島が属する。これ等の島々は総て東経 $122^{\circ}30'$ から $130^{\circ}30'$ 、北緯 24° から $30^{\circ}30'$ の間に分布している。

4. 琉球海溝 琉球列島の大部分は海に没し島嶼として海面を抜く部分は僅かで、比較的大きな沖縄本島でさえ長軸方向の延長約 120 km、また最も幅広いところで 25 km にしかすぎないが、これを太平洋の平均水深 5000 m の海床上から仰げば屋久島の宮の浦岳は 6935 m の、石垣島の於茂登岳は 5525 m の、また沖縄島の与那覇岳は 5503 m の大山峻岳となり、彼のヒマラヤ山系にも匹敵すべき大隆起帯を此処に見るのである。然かもこの隆起帯の形状で、吾々の目を奪うものは実にその外側海中に横たわる琉球海溝の存在である。これは先づ日本の駿河湾沖に発し、四国、九州の東方沖合を南西下し、琉球弧状列島の外側に沿いつつ、台湾島の東岸に出て、これから直線状に南下して所謂フィリッピン海溝となるもので、地球上の地殻中で、これ位の大規模なものはない。その平均深度は 7000 m で、最深点は沖縄島の南西約 200 km の沖合にあって実に 7507 m を算する。海図によって隆起帯と海溝との境異を見れば、海深 2000 m 以下の斜面部は特に急峻となって一気に 6000 m 以上の深海の底に落ち込んでいる。山の天辺から麓まで切れ目なしに一気に落ち込んでいるような断崖は陸上の山では見ることが出来ないから、これは真に筆舌につくしがたい壮観である。このような断崖は比較的最近の時代（第三紀中新世末）に於ける地殻運動の生々しい傷跡である。

5. 先島海溝と海底火山 琉球弧状列島の内側即ち東支那側の地形を見ると、この方面の海深は一般に頗る浅く、大部分が 200 m 以内の浅海で、所謂標式的な大陸棚が広く展開している。ところがこの大陸棚は琉球諸島の隆起帯に近づくと、逐次階段状に陥落し、隆起帯に平行した長大な船底状の陥没溝を形っている。この陥没溝を便宜上先島海溝と称することは前記の通りであるが、この海溝は南部程水深が深く、北進する程浅くなる。これを南から追跡すれば台湾島の北東海岸沖で大陸棚から階段状に落ち込んで行ったこの海溝は先島諸島に近接した部分で最も深い。その最深点は石垣島の北方 80 km 附近の沖合にあって 2159 m を算する。更に北上し沖縄島の北側附近では水深 1000 m 台となり、屋久島附近では 500 m 台となり、更に北東走して九州の有明海に入り、これから中部九州を北東々走して瀬戸内海に出で、その北端は琵琶湖でつぎている。この先島海溝で最も注意すべきことは本海溝に沿うて無数の火山が噴起していることである。これについて日本側から列举すれば、瀬戸内海沿岸の火山群は言うにおよばず、別府市附近の双子、鶴見、由布、万年山、英彦山、釈迦岳等から阿蘇等の中部九州地区の大火山群は何れもこの陥没海溝内に噴起した火

山体で、その数千米の厚さに達する溶岩と火山噴出物は嘗ての深溝の底を埋めつくして今日では陸地となっている。温泉岳や多良岳等の火山は元来有明海中に噴起したもので、此処に雲外に表出する大火山体を生出した。鹿児島湾地溝は松本博士の始良、指島、鬼界カルデラ火山等の旧期火山の噴発後に生じた先島陥没海溝の二次的地溝というべきもので、この地殻の端線に沿うて霧島を始め桜島、開聞岳等の新期の火山を南薩の地に噴起し、更に海に延びて硫黄島、黒島、口の永良部島の火山島から、トカラ火山諸島を生出した。伊平屋、粟口、久米、石垣島の金武岳火山などもこの海溝中の火山である。これ等の火山島は幸いその頂上が海面を抜いたからその存在が認められたのであるが、海図によると此の海溝中には点々として円錐状の高まりが散布している。それらは何れも海底火山丘であって、その高度が海面を抜くに至らなかったものである。要之、琉球弧状列島群の内側に沿う先島海溝は大きな地殻の破碎帯であって、火山帯と一致し、海底火山の温床となっていることは注意すべきことである。

以上は琉球弧状列島周辺の地勢の大観である。これを今一度要約すれば、本列島にその内外両側に深い海溝を有し、その前面のものは有名な琉球海溝で、これは一気に 6000 m 以上の深淵に落ち込み、世界最大の地窪の一を形作っている。その後面のものは即ち先島海溝で、これは段々に落ち込んで最深 2152 m を算するが、北東上するに連れて深度を浅めている。そしてこの陥没海溝中には大小無数の海底火山が噴起している。上記の地勢から琉球弧状列島の横断面を想像すれば、それはまさに前面に倒れかかるとする波とうの形に似ている。(Fig. 3 参照)

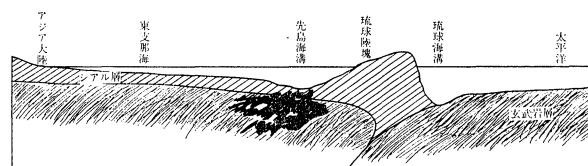


Fig. 3. 琉球陸塊の横断面図

III. 琉球弧状列島の構造と成因

1. 構造 琉球弧状列島の基本構造は烈しく褶曲した一種の褶曲山脉で、大陸側から南東向きに大きな横圧が働いて、中心部がひどく海洋側に押し出されたような形になっている。この形の上からその生出を説明すれば、上記したように大陸方面からの横向き力のために地表層（シアル層）が太平洋方面に強く圧迫された。然し太平洋底は重たくて硬い玄武岩層（シマ層）から構成されている関係上、地表層はこれに衝き当って圧縮され、褶曲し、岩層は前のめりに玄武岩層の上にのし上って陸塊を形成した。然しその前面の海底は陸地の衝き上り運動のために却ってその脚下に引き込まれることになり深刻な地窪、即ち琉球海溝を生じた。また陸塊の後面即ち内側では地表層の前方ずり上り運動のために、処々に曳裂を生じ、裂かれた地塊は階段状に後方に陥落して行ったから、内側にも亦一種の陥没海溝、即ち先島海溝を生じた。この海溝は地殻の一大破碎帯に外ならないから、地裂線に沿い深部から岩しゅうの上昇を見、海底火山の温床となったと説明する。

2. 地殻運動の時代 然らば琉球褶曲山脉の造山の時代であるが、このことに就いては前後2回に亘って行なわれたことが岩石の過去帳に記録されている。初回目は古生代末または中生代初紀で、この時の連動で、琉球列島が初めて海面上に出現したことは確かであるが、然しどの程度の大山脈であったかは今日では知る由もない。というのは琉球諸島には中生代の地層が空白になっているから、中生代の全期間（約2億年間）を通じて折角出現した山脉はズッと陸地の状態にあったと見なければならない。そうだとすればどんなに大きな山脉でもこの長期に亘る期間中には侵蝕の基底面（海水面）にまで削剝されつくされたに相違ないからである。従って初生当時の古琉球山脉の面影は今日では知る由もないと言うのである。ところが新第三紀の中新世になって、精しく言えば島尻層堆積後であるからザッと今から1500万年位前になって、2回目の、然かも前にも劣らない程の強力な横圧力が再び働いて、更に陸塊を前方洋上に突き上げることになった。現在の琉球列島の形態は主としてこの時の連動の結果によるものである。尚この時の連動については第六章地史の部で精しく述べることにしたい。

3. 横圧力の起源 褶曲山脉は水平方向の力の作用で出来るものであるが、然らばその起源については如何？この重大な問題については古来斯学の大家と言われる内外の学者達によって種々の議論があるが、今日のところ見解の一致を見ていない。或一派の構造地質学者は褶曲山脉の形態から横圧力の強弱、力の作用方向等については精しい研究があるが、力の起源という問題については触れていないものが多い。このことは私に取ってはいささか不満であるから所見を述べてみたい。力の起源については私は根本において彼の Suess の地球収縮説に賛成するものである。理由は弧状の褶曲山脉は世界の各地に多い。また最近の海底測量によれば太平洋や大西洋底にも多い。この種の大規模な褶曲帯は何れにしても地殻の横圧力による表面層のシワと考えることが出来る。私は地球は太古の創成期にあっては現在よりもっと高温で、従ってその表面積も大きかったに相違ないということを信じないわけには行かない。それが無数の年代を経過する中、大地震、大火山、温泉湧出等のために内部の熱を放出し、これに伴って体積も収縮したに相違ないということを信じたい。その結果表面層の面積が過大となり、地殻に部分的な偏圧を生じた。この偏圧の水平的分力が褶曲山脉の横圧力の起源であると考えるのである。この考え方は今日常識となっている褶曲山脉につきものの地向斜帯説を無視しているように思えるが、私は決してこの説の真理を無視するものではない。ただ総ての褶曲山脉を地向斜帯説一辺倒で説明しようとすることに反対するものである。太平洋や、大西洋の真中に、然かも深海の真中にも連々として引続く海底の弧状隆起帯と、その側近に並走する海溝の存在する事実に着目するとき、地球上の褶曲隆起帯が必ずしも大陸沿岸の地向斜帯にのみ発生し得るとは限らないことを信ずるものである。

IV. 琉球列島の地質系統

1. 琉球列島の内外両帯と地質の概観 琉球諸島の地質構造は西南日本の場合と同様内外二帯に分けることが出来る。或一部の学者は内、中、外の三帯に区別し、内帯は火山岩地帯、中帯は古生

層地帯，外帯は第三紀層地帯とし，これ等の各帯は列島の走向方向に雁行的に配列しているとする。岩層の層向並びに分布は大体上記の如くであるが，私は地体構造上から特に三帯に区別しなければならない理由を認めない。従って中外を一緒にして外帯とし，内外二帯の区分で充分であると思う。(Fig. 1 参照) この両帯が構造線（北西溝の正断層）で境されていることは言うまでもない。

外帯の外縁に沿い第三紀層の発達認められるのに反し，内帯にこれが認められないのは地盤の傾動運動の結果である。外帯側は一般に地盤が隆起性なるに反し，内帯側は沈降性である。この地盤の性向は第三紀末の地殻運動の余力が今尚引続いている証と見る。内帯は先島陥没地溝帯そのものであり，火山帯でもある。従ってこの帯中には海底火山の噴発と岩しょう活動による浅発性地震の発生する可能性が強い。沈水性地域であるから新しい堆積岩の地層は現われにくい。硫黄島，口の永良部島，トカラ諸島，鳥島，久米島，粟口島等はこの帯中に噴起した海底火山で何れも輝石安山岩または玄武岩から成っている。

外帯は主に褶曲した古生層の基盤から成り，その外縁に沿うて第三紀層の露出がある。古生層の一部は花こう岩，霞石せん長岩，石英斑岩などで貫ぬかれている。然し火山岩の露出はない。元来無火山地帯であるが，その外方に琉球海溝の深淵を控えている関係から，海底地滑りに起因する津浪と，深発性地震の起る危険性は多い。屋久島，奄美大島，沖縄島の北部地区，徳之島，伊平屋，慶良間，石垣，竹富，小浜島などは大部分が古生層から成り，種子島，沖縄島の中，南部地区，宮古島，西表島の大部分，波照間，与那口島は主として第三紀層から成っている。第三紀層は単に古生層の上に乗っているだけで特別の構造線で境されているようなことはない。

琉球諸島の各地，特に古生層から成る山岳地の中腹以下の段丘上には洪積層の堆積があり，またトカラ海峡以南の島々の海岸には現世の隆起珊瑚礁の発達がある。

以上は琉球列島の地質の概観であるが，尚それぞれの地層群について上から下に詳記すれば次の如くである。

2. 地質系統

(1) 沖積層 沖積層は海岸または河川に沿う低地に現在形成されつつある地層で，成因上 (イ) 河成沖積層，(ロ) 海成沖積層及 (ハ) 隆起珊瑚礁の三種がある。(イ) の河成沖積層は露天化作用の産物たる土壌や岩屑物が上流地方から運ばれて河谷の沿岸低地または河口附近に堆積した土層で，琉球諸島には大きな河川がないから，この種の沖積層の大なる発達地はない。少々見るべきところは沖縄島の西海岸桃原地方および西表島の浦内川河口附近位のものである。(ロ) の海成沖積層は海波の破潰，運搬，建設（堆積）作用に風力が手伝って出来たもので，琉球地方では主に珊瑚や貝殻等の破片粒から成る石灰質砂層から成る場合が多い。然し海岸附近の地質によって石英砂または粘土質の土層のところもある。小規模な程度ならば海岸至るところで見られるが，代表的な発達地としては名護市附近の海岸平野および与那原から南風原に至る中城湾沿岸の砂原（砂丘）地帯である。(3) の隆起珊瑚礁は沖縄地方の海岸では何処でも普通に見られる。これは現世の海に棲息する珊瑚や有孔虫の如き石灰分泌海棲生物の遺骸や破片が固結し，岩礁となったものが，最近

の地盤隆起で陸化したもので一種の不純石灰岩に外ならない。隆起珊瑚礁は海岸附近に高さ 20m 位の卓状地を形作っている場合が多く、海岸際では高さ 2～5 m の波蝕崖となり、更に海に続いて波蝕のプラットホームを形作り、沖の裾礁と連絡している場合が多い。その表面はところどころ礁の切れ目があって凹凸の変化に富み歩行が容易でない。後述する琉球石灰岩とよく似ているが、これは更に空洞に富み、岩質粗ひんで海岸の周囲に限って存在すること、現世の海棲生物の遺骸を極めて豊富に含有することなどで容易に識別せられる。

(2) 口頭砂礫層 琉球地方では特に古生層から成る山岳地の段丘上に砂礫混り赤土層の堆積しているところが多い。石垣島では琉球石灰岩の台地上にも発達している。厚いところでは 10m 以上もあり、新しい谷で解析されているところもある。その土質は一般に砂礫質であるが、ところによっては粘土質、ローム質のところもある。何れにしても著しく赤褐色の土質層であるから誰の目にも付き易い。この土質層は沖縄島の口頭地方に特に顕著な発達があるので半沢先生が口頭礫層と命名されたもので、沖縄地方における代表的洪積層である。礫は古生層の粘板岩、珪岩、砂岩、結晶片岩、石灰岩等が主な材料で、石垣島では琉球石灰岩礫も混在するから、本層は琉球石灰岩沈積後またはその沈積の後半に形成されたことが判る。粘板岩や石灰岩地帯が烈しい露天化作用を受けると所謂テラロサ型の真赤な表土層を生出することは極めて普通のことであるが、本層がこの種の残留表土層でないことは、礫が水蝕による丸味を呈すること及び土層が明瞭な層理を、ところによっては偽層状の堆積相を示すことなどから判る。即ち口頭砂礫層は洪積世中期頃の珊瑚を伴わない浅海底の堆積物で、そのローム質を帯びているのは当時火山活動が旺盛で、火山灰の降積が多かったことによるものであろう。

口頭砂礫層は屋久島および沖縄島では海拔 200 m の高位置段丘上にも堆積しているから、その堆積後に海水面の昇降に少なくとも 200 m 以上の変化のあったことが判る。このことは普通の人には驚くに値する事実かもしれない。然し地球の長い歴史を通覧すると動かざること大地の如しと思ひ込んでいる吾々の大地は案外動くもので、嘗ては深海の底であったところが高山となり、また反対に嘗ては大陸であった部分が現在では暗黒の海底に潜没しているという厳然たる事実は枚挙に暇がないから、この程度の海水準の變成は毫も驚くには当らない。

(3) 琉球石灰岩層 琉球石灰岩層は琉球地方に最も普通の岩層で、沖縄地方の島尻地方や石垣島の南部地区その他徳之島など到るところにその発達が見られる。高古島や伊良部島などの地表は殆んど本岩で覆われている。琉球石灰岩は新第三紀鮮新世の末期から第四期洪積世の初期に亘って、当時浅海的环境にあった海床に造礁珊瑚や有孔虫が取り付き、それらの営みによって築かれたものである。元来珊瑚虫や有孔虫は極めて下等な原生動物で、個体としては極めて微小なものであるが、それが無数という数と、無限という時間に間断なく生活を営むということになれば、その遺骸は海底に積み重なって、永年の終りには厚大な堆積岩を構成するということになる。珊瑚石灰岩で想い出すのは最近アメリカの核実試場として有名になった大平洋上の一弧島エニウェトク環礁 Eniwetok Atoll¹⁶⁾ におけるボーリングの結果である。それによればこの環礁では石灰岩礁の厚さが 4000

呎に達して始めて基盤の火山岩に達したという。このことは造礁珊瑚の生息条件から考えれば誠に奇妙に思われる。何んとなれば珊瑚虫の生息条件は(1)熱帯または亜熱帯の海で、相当の塩分を有し、水温は年間少なくとも 18°C 以上でなければならない。(2)水深は最大限 50 m で、酸素分に富み、日光のよく透っている範囲でなければならない。日光不足では珊瑚虫による炭酸石灰の光合成が不可能となる。(3)海水は常に澄み切っていて絶えず動揺していなければならない。濁水は珊瑚虫にとって是最も致命的で、忽ち窒息してしまう。以上の如き条件に照し合わせると上記エニウエトク環礁の厚さ 4000 呎というのはどう説明したらよいか? この疑問に対しては珊瑚礁の最初の研究家たるチャールス・ダーウィンが名答を与えている。即ち最初火山島が海水面近くにあったとき、珊瑚虫がこの島の周囲に裾礁として取り付いた。その後この島は島の重味で地盤が段々沈下した。沈下に伴って珊瑚虫は上へ上へと礁を築いて行ったから深海の底から壮麗極まりない珊瑚の柱が建つようになったと説明する。学者の研究によると恵まれた条件下では珊瑚礁は 1000 年間に 3 呎の割合で成長して行くということであるから、上記エニウエトク環礁の珊瑚塔には少なくとも 133 万 3300 年の時間が記入されていることになる。これは今日から遡れば洪積世を通り越して第三紀鮮新世末期となる。

琉球石灰岩は一般に白色乃至淡灰色、少々多孔質の石灰岩であるが、中には純白色緻密質のトラバーチン種もある。この種のものは装飾用並びに建築用材として広く採石されている。沖縄島の貝志頭や石垣島などで俗に粟石と称せられ、各種の石材に採取されているものは、珊瑚および有孔虫の遺骸が石灰分でセメントされた淡褐色砂岩状の石灰岩で、明瞭な層理を呈するものであるが、これも琉球石灰岩の一異相である。粟石と称せられるのはその外観が粟おこしに似ているところから来たものであろう。琉球石灰岩から成る原野はところどころに突骨たる残留丘を形作るところもあるが、多くは水平層からなる卓状台地をなしている。従ってその層向傾斜を云々し得るところは極めて少ない。ただ余勝半島の先端、平屋敷のトラバーチン採石場附近の卓状地では層向東西で、北および南に 8 度内外緩斜し、緩慢な背斜構造が認められた。琉球地方では洪積世以後には単に地盤の上下運動乃至傾動運動があったのみで、水平方向に烈しい地殻運動のあったことは岩石に記入されていない。

琉球石灰岩の卓状台地は少なくとも 3 段ある。高位置段丘は海拔 80 m 附近、中位置は 60~40 m 附近、低位置は 40~20 m 附近にある。現在の地形から侵蝕で失われた部分を考慮に入れると最初の厚さは少なくとも厚いところでは 150 m 位いはあったであろう。各段丘は全体として海の方に緩斜し、海岸附近では現世の隆起珊瑚礁と接続しているところもある。観光の美を以て称せられる沖縄島の最北端辺土崎では直接古生代の石灰岩上に直上し 30 m の段丘を形成し、その先端は垂直の海崖となって太平洋の荒波に直面している。

琉球石灰岩の台地は前にも述べたように突骨たる残留丘を遺存する原野もあるが、またテラロサ型の表土層で覆われているところも多い。この種の平地中には処々に摺鉢状の窪地がある。その大きいものは直径 200 m 位い、深さ 3.40 m 位いであるが別に排水溝らしいものはその周囲にない

ころからすれば、盆地の底は落ち込み穴になっていて、天水はこれから地下の石灰洞に抜けているものと思われる。

琉球石灰岩中の化石は現世の隆起珊瑚礁のそれのように仲々見つけにくい。今回の調査で私が発見したのは鮮新世の頃繁殖した大型有孔虫の一種 *Operculina* のみであったが、半沢先生は有孔虫の外に板屋貝その他の化石を多数発見されている。その時代は矢部先生によると先〜洪積世ということであるが私は上部鮮新世〜下部洪積世としたい。

(4) 祖納礫岩層 本礫岩層は西表島の祖納および内離の北東端海岸2個所に (Fig. 4 参照) 僅かばかり露出するにすぎない。従って他の島では見られない。非常に固く珪酸分で膠結された礫岩で、礫は砂岩、頁岩、石英斑岩、石灰岩等の円礫または楕円礫から成り、砂分の含有は極めて少ない。礫は拳大のものが普通で、中には直径2 m にもおよぶ大礫がある。礫岩としては標式的なものであるが、今回の調査では全く時間の余裕がなく極めて不充分的観察に終わったが、本礫岩層については徳永、半沢両先生も観ておられ、徳永先生は本層中の石灰岩礫から有孔虫の *Lepidocyclina* を、また半沢先生は同じく *Migypsina* および *Gypsina* 等の新第三紀を指示する化石を発見されているのは大きな功績である。

半沢先生に依れば本層の礫源は古生層源ともまた八重山夾炭層源とも考えられない節があるというから、礫源については今日未解決であることを附記しておく。本層は祖納附近では琉球石灰岩に不整合に被覆され、内離の海岸では断層で界されているから、琉球石灰岩よりも古いということは判っているが、八重山夾炭層や島尻層との時代関係がはっきりしない。半沢先生が本層を島尻層の上に位置かれたのは、本礫岩層が台湾の松高山礫岩層と同一のものであるという見地に基づくもので、先生によれば本層の時代は上部中新世である。

(5) 島尻層 本層は首里を中心とする波状性丘陵地帯中城湾沿岸の山麓部にかけてよく発達している。また宮古島の東海岸側の海岬に小規模な露出がある。首里附近では琉球石灰岩の残留丘に被覆され、また呉屋附近では口頭砂礫層に被覆され、地表の露出が明かでないところもある。宮古島では地表は総て琉球石灰岩で覆われているから、海岬の断面でなければその露出は見られない。

島尻層は岩質上から上下2部層に区別せられる。下部層は青灰色泥灰岩層、上部層は黄褐色凝灰質砂岩および頁岩の互層である。両部層の境界は何処でも頗る明瞭で平行不整合の観が強い。岩石固化の程度はどちらもあまり著しくはない。然しはげしい動力作用のために泥灰岩や頁岩は千枚岩化して剝離性が顕著である。

島尻層で注意しなければならないのはその著しい褶曲相である。地層は何処でもひどく褶曲し、撓曲し、断層している。横臥しているところも多い。そのため地層の層向傾斜が頗る変化的である。このことから島尻層堆積後に、琉球地方には激しい地殻運動と火山活動のあったことが判る。

島尻層の下部層即ち青灰色泥灰岩層を粉碎し、水洗すれば跡に白色の微細粒子を得る。このものは大部分放散虫や有孔虫の微小な顕微鏡的化石である。沖縄島の名越および高古島の島尻海岸では二枚貝、巻貝、海綿針骨、カニの化石など肉眼的化石も極めて豊富に産する。これ等の化石から本

層の時代は中部中新世とせられる。

(6) 八重山夾炭層 本層は西表島に厚大な発達がある (Fig. 4 参照)。西表島は先島諸島中では石垣島と並称せられる主要島で、東西約 25 km, 南北約 18 km の面積がある。島の基盤岩は古生層であるが、島積の約 80% は本層で占められている。本層も上下 2 部層に分けられ、上部層は安山岩質凝灰岩および集塊岩から、上部層は灰褐色砂岩および頁岩の互層から成り、全体の厚さは 300 m 以上に達する。砂岩は粗粒質で、頁岩は炭質物を含むことが多い。砂岩、頁岩の互層中に炭層を挟有するから本層は経済的に重要な地層である。砂岩は単層の厚さ普通 40~60 cm で、頁岩は時に千枚岩状を呈する。両者の地層面は一般に極めて明瞭である。炭層は上下 3 枚程あるようで、上層炭と呼ばれるものは厚さ 20~40 cm, 中層炭または普通本層炭と呼ばれるものは、その下約 14 m の位置にあって 50~100 cm, また下層炭と呼ばれるものは更にその下 13 m 附近にあって 20~30 cm である。これ等の炭層は仲良湾周辺および浦内川の上流地方によく発達し、現在までに確認せられた露頭は 10 余個所に達している。八重山夾炭層は波状褶曲を示し、且つ地層は特に南北方向の垂直断層で切断せられることが多いから小地塊化の傾向が著しい。従って炭層に連続性がなくまたその層位を同定することが困難のようである。

半沢先生は本層中に介在する扁豆状石灰岩中から有孔虫 *Operculina* cfr. *bartschi* Cushman var. *Multisepta* Yabe and Hanzawa およびその他の軟体動物、海百合等の化石を発見せられ、これから台湾の海山層に対比するものとして、本層の時代を下部中新世と決定せられた。

(7) 宮良層 宮良層は琉球地方では古生層に垂いで古い岩層で、その時代は古第三紀暁新世である。その分布は極めて局部的で、ただ石垣島の宮良町北方および野原崎西方の丘陵地および小浜島の北端部に僅かばかり露出があるにすぎない。主に堅緻な石灰岩から成り、下部の方に粗粒質砂岩および礫岩層を伴っている。礫岩の材料は古生層から供給されたもので、特に白色石英礫を含むことが多い。宮良町北方の丘陵地では古生層の侵蝕面上に不整合に乗り、層向北 20° 西、南西に 20° 傾斜している。丘麓部では琉球石灰岩の台地の下にかくれている。

石灰岩中には下部暁新世を指示する有孔虫 *Pellatispira* Madrazi Hantken, *Camerina* sp. *Discocyclina* sp. および海藻 *Archeolithothamnium*, *Lithothamnium* 等の化石を豊富に含んでいる。本層のことを一名ペラチスピラ石灰岩という所以である。

(8) 古生層 古生層は琉球褶曲山脉の基盤岩で、所謂外帯地域の諸島に広く分布し、多くは各島嶼の背稜山脉を形作っている。粘板岩、千枚岩、輝緑岩、輝緑凝灰岩、放散虫板岩、砂岩、硬砂岩、珪板岩、珪岩、石墨片岩、緑泥片岩、雲母片岩、石英片岩、半晶質石灰岩等の累層から成り、沖縄島では霞石せん長岩および石英斑岩で、また石垣島、奄美大島および屋久島では黒雲母花こう岩で貫ぬかれている。半晶質石灰岩は灰白色または暗緑色を呈し、累層の上位を占め、沖縄島の本部半島並びに西海岸の塩屋、赤丸ヶ崎、辺土崎および石垣島の伊原間半島の平久保および万那岳の南麓等に分布し、石灰岩地帯特有の稜々たる山岳地形を形作っているところが多い。本部半島は古生代石灰岩の代表的発達地域で、故徳永先生は玉城および今帰仁村附近の石灰岩中から有孔虫

Neoschwagerina sp., *Paleofusurina* (= *Pseudofusunina*) sp., および *Verbekina douville* 等の二畳紀を指示する化石を発見せられた。

古生層は何処でも地層が非常にもめており至るところで横臥褶曲や地層の断裂が見受けられる。このことは強い横方向の力に作用された証である。地層錯乱のために層向傾斜は所によって区々であるが、一般層向は北東～南西を示し、傾斜は種々な角度で北西方を指示している。

V. 琉球列島の地史

(1) 岩成初期に於ける地背斜的隆起帯の生成 琉球褶曲山系を構成する地質系統は上記の如くであるが、これから判るようにその最初の岩成期は古生代末にあった。ところで今日の造山論の常識からすれば大山脈を生ずるにはその山脈の材料となる厚大な堆積岩の堆積期間つまり岩成期と、その堆積の場即ち地向斜帯 *Geosyncline* の存在を古大陸の沿岸至近の地に必要とする。然し日本や琉球列島の造成を考える場合、このことは都合がよくはない。それは日本や琉球の地理的位置が、古大陸の海岸からあまりにもかけはなれすぎた深海の底に横わっていたから陸地からの侵蝕物質がその位置まで届いたとは考えられないからである。そこで私は従来の地向斜帯説に反した地背斜説 *Geoanticline* を提げてこれからスタートしたい。地背斜的隆起帯を深海の底に可能ならしめたのは海底火山の活動によるとするのである。即ち古生代末の所謂アパラキアン地殻革命期に現在の日本および琉球列島の近海に無数の海底火山の火柱が立ち、火山噴出物は深海の底を埋めて海嶺を築いて行った。それと同時に放散虫軟泥の如き遠洋性堆積物も加わって行った。これ等の堆積物を今日吾々は古生層中の輝緑岩、輝緑凝灰岩、放散虫板岩、緑泥片岩、雲母片岩等の変成岩として見るのである。二畳紀は世界的海退時代であったからアジア大陸から海が遠く引いた。そのため陸地からの侵蝕物質も沿岸流並びに底流の作用で漸くこの海嶺附近に届くようになった。これ等の堆積物はその後古生層中の砂岩、硬砂岩、黒色粘板岩、珪岩、石英片岩等に変成した。海嶺は遂に浅堆化したから古生代の海に棲息していた造礁珊瑚や有孔虫の寄生を可能ならしめた。それからというものはこれ等海棲生物群による石灰岩の造成が盛んに行なわれるようになった。*Neo-schwagerina* や *Paleofusurina* を含む古生代石灰岩はこのようにして形成されたと見るのである。

(2) 地背斜的隆起帯から地向斜帯への移化 無数の年代が経過するに連れ、海嶺の高まりは益々高くなった。そのため重荷に感じ易い地盤は徐々に沈降し始め、今までの地背斜的隆起帯は褶曲山脈につきものの地向斜帯的性向を帯びるようになった。堆積作用と調和した地盤の沈降が始まってからも無数の時間が経過したから堆積岩の厚さは莫大となった。この岩成期即ち山の準備期間は恐らく前後数千万年におよんだであろう。堆積岩の基底では上部岩層の静圧によって著しく圧縮せられ、位置のエネルギーのために高熱を発生した。熱の一部は岩石の変成作用を促進し、尚岩石を中半溶かすに充分であったから基底は膨張し、展張し、徐々に地盤は不安定となった。遂いには岩石流を惹起するまでになった。

(3) 地下に於ける岩石流と古琉球の誕生 他方古大陸の方面は長年の剝削作用によって地殻の

均衡圧が著しく減少を来したから、海嶺基底部の岩石は岩流を起し大陸方面の下にもぐり込んで行った。そのため地表層は逆に海洋方面に押し出されることになり、従来の海嶺部は大陸方面から強力な横圧力を受けるようになり地層は逆転し、同時に高く衝き上って、ここに始めて古琉球塊が海水面上に現われた。この時の横圧力が如何に強力なものであったかは、古生層の岩層が幾重にも転倒褶曲していること、また嘗つての溶岩層などが悉く結晶片岩に変成していることなどから想見することが出来る。然かもこの地殻変動の後期には褶曲山体の処々に花こう岩しょうの侵入があって、地盤を一層高く衝き上げることに役立った。

(4) 中生代の侵蝕 琉球諸島においては現在のところ中生代の地層は発見されていない。このことは中生代の殆んど全期間が陸地の状態にあったため堆積作用が空白になったのであろうと解釈する。換言すれば中生代の全期間は陸地の侵蝕期であったから、一旦海水面上に隆起した古琉球陸塊も第三紀の始め頃に至ると全く準平原化されて、見る影もないまでに消滅していたであろう。

(5) ペラチスピラ石灰岩の堆積 第三紀に這入ると紀の始め(暁新世)に、小規模な海進があった。海水は陸地の低地部に侵入して石垣島や小浜島における *Pellatispira Limestone* 即ち高良層を、古生層の削剥面上に堆積した。然しこの時の海侵は永続せず堆積の場はやがて傾動し再び陸地となり、その後長く侵蝕作用を受けることとなった。

(6) 中新世以後の地殻革命と新琉球の誕生 新第三紀中新世はアジアでは一般に海進の時代で、日本では亦火山活動の旺盛な時代であったが、琉球地方も同様であった。海は一進一退を繰り返して次第にその深さを増して行ったから、八重山夾炭層、島尻層、祖納礫岩層等の地層が順次に形成された。八重山夾炭層の下部層に安山岩質凝灰岩および集塊岩層を、また島尻層の上部層に凝灰質砂岩および頁岩層の発達があるのは当時火山活動の旺盛であったことを記録しているものである。

島尻層で見逃してならないことはその異常な褶曲相で、このことから島尻層堆積後琉球石灰岩堆積前の期間中に琉球地方には二度目の烈しい地殻運動のあったことが判る。そしてこの時の運動で琉球列島は更に外側に押し出されることになり、その前面には地塊のズリ上り運動に伴うズリ込み運動(逆断層的地盤の落ち込み)があって深い窪地即ち琉球海溝を生じ、後面では地塊の曳裂に伴う破碎帯の陥没溝即ち先島海溝を生じた。斯くして地体構造上外帯と内帯の区別を生ずるに至って、現在見るが如き琉球弧状褶曲山系の外廓が確立した。この時の横圧力の起源を第Ⅳ章で述べたように地球の収縮に伴う強大な偏圧に帰するのは間違いであろうか。

新第三紀中新世以後は世に言うヒマラヤ、アルプス、カスケデアン地殻革命期で、世界の方々に高山深海が形成され、その附随的現象として著しい海退の現象を見るのであるが、当時 1000 m に近い海水面の降下のあったことが、海底地形の研究の上から読み取られる。即ち日本や琉球列島の近海では溺れ谷の深さが 700 m 等深線以下まで追跡されるし、また水深 800 m から 1000 m の間に最も幅広い波蝕台地を認めることが出来る。海水準 100 m の変化は大陸氷河説などではその下限を説明し切れないから、海底地形そのものに大きな変化が起ったからであろう。ところでこの海退

期には、日本、琉球、九州、四国、北海道、千島、台湾などは総て 700 m 等深線内にあったから陸続していた。のみならずアジア大陸とも続いていた。そのため新第三紀の頃地上を横行していた古象群例えばマストドン、ステゴドン、宮古島象 (Paleodoxodon) 等およびその他の陸上動物群が南方アジアの原産地からフィリッピン、台湾を経て、琉球、日本、北海道の山野に渡来し、更に一部のものはその飽くなき漂浪癖に刺戟されて、遂にベーリング海の陸橋 (アリューシアン列島) を渡って今から約 2000 万年前、既にアメリカ大陸に移住したものもあった。その当時はただ日本海の大和海盆 (−3377m) を中心とする一帯、オーック海の南端部 (−2273m)、先島海溝の南端部 (−2159m) だけが陸地で囲まれた内海を形作っていた。後者の水は沖縄諸島と先島諸島との中間を南北に走る水深 1000 m 以上の水道で太平洋の水と交通していた。

(7) 琉球石灰岩と口頭砂礫層の堆積 然し第三紀の最後の世即ち鮮新世の末葉になると次第に海進の現象が現われ、さしもの広大な陸地も漸次鮮新世末の海水で覆われて行った。宮古島、伊良部島、伊江島、沖縄島の島尻地方、徳之島、石垣島の南部地区等は概ね沈水し、ただ島の高峯部のみが海面上に抬頭していた。そして島の周囲や浅瀬の部分には珊瑚、海百合コケ虫、有孔虫 Operculina 類が盛んに繁殖し、その石灰質の遺骸を積み重ねて岩礁が出来て行なつた。これが即ち琉球石灰岩であるが、その分布は琉球諸島に広く、その厚いところでは 150 m にも達した。

第三紀が終って第四紀洪積世に這入ると気温が寒冷となり、吾々の地球は大氷河期を迎えることになる。高緯度地方の海の大部分は結氷し、寒流が著しく優勢となったから亜熱帯前線がひどく赤道地方に追いやられることになり、従来の珊瑚海は次第に無珊瑚の海と変わって行った。そして海岸近い海床には珊瑚礁の代りに岩石の碎屑物が堆積するようになった。これが琉球石灰岩の堆積に引続く口頭砂礫層であるが、当時は日本内地の諸火山を始め沖縄近海でも処々に海底火山の噴発があり、火山灰や火山塵は常に天空を覆い、それらは陸地と言わず海中と言わず降りしきった。口頭砂礫層中にロームの成分が多いのはその故である。当時の海底火山の或ものは例えばトカラ諸島、粟口島、石垣島の金武岳火山の如く火山島にまで成長したが、大部分のものは海水面を抜くに至らず、海面下数百米の下に隠されている。

洪積世の後半以後は一般に陸地の隆起時代で、海水は間歇的に退却して行ったから、後には琉球石灰岩や口頭砂礫層の段丘を形作ることになった。

(8) 現世層 現世は地史的に言えば沖積世である。洪積世が終わってからまだ 20,000 年しか経っていない。どちらかと言えば依然地盤の隆起時代である。然しそれも場所による。元来吾々の住む地球の地殻はその創成以来度々の地変を被むったために様々の程度に傷付けられ地塊化しているが、各地塊はその地学的条件が一樣でないから、隆起するブロックもあれば、相対的に沈降乃至傾動するブロックもある。然し何れにしても隆起地塊に対しては隆起地形が、沈降地塊に対しては沈降地形の現われることは当然であるから、注意深い観察者はその土地の地形、海岸線の様相から、直ちにその土地の性向を知ることが出来る。最近の地盤隆起によって昔は海峡であった部分が今日では地峡となったり、また昔は沖合の離れ島であった部分が半島化したりした所は琉球諸島には多

い。前者の例としては沖縄島の仲泊、石川間の地峡、また塩屋、川田間の地峡があり、後者の例としては本部半島や石垣島の伊良部半島などがある。また地盤沈降の事例も多い。昔は海岸や港内の暗礁などが船舶の通行に支障を来たことが一通りでなかったところが、何日の間にか暗礁が深くなって不便を感じなくなったというような例である。

陸地の表面は露天に曝され昼夜間断なく風化作用を受ける。その結果表土層を生ずるが、このものは流水に運ばれて河川の沿岸低地や河口等に堆積する。これは河成沖積層である。また寄せては返す磯波は海岸附近の岩石を絶えず侵蝕し、侵蝕物質を他所に運搬し、別なところに海成の沖積層を堆積する。海波のなす侵蝕並びに堆積作業量は台風時には殊の外に大きい。また島の周囲に沿う浅海部には現世の造礁珊瑚が盛んに堡礁を築いて行く。これ等は総て現世層であるが、それが顕著に現われる場所と現われない場所があるのは、前にも述べたようにそれぞれの土地の地学的支配条件が一樣でないからである。ただ現世層の中には現世に生活している動植物の遺骸または人類の遺跡を必らず含むから古い地質時代の地層と区別することは甚だ容易である。ただ私が今回の旅行で特に興味深く思ったのは琉球石灰岩と海岸の隆起珊瑚礁で、この種の岩石は内地で見られないだけに非常に面白く思った。

本章を終るに臨み今回の私達の琉球旅行は極めて短時日のものではあったが、私にとっては琉球地方の自然について貴重な見聞を深め得たことを非常に嬉しく思う。それと同時に、このような機会を与えて下さった球大当局に深い感謝の意を表さずにはいられない。旅行中長友内藤教授を失ったことは惜しみてもあまりある哀惜ではあるが、然し人生誰れか一死なからんことを思えば、これは人の子の定めとして淋しくとも諦めめるものである。内藤先生が身を以って打ち建てられた植物学上の不滅の金字塔と、その学問研究に当って、死して倒れて後已むの深い情熱と偉大な精神力は吾々後輩を鼓舞激励して下さるところが大である。最後に私は沖縄の人々の親切に感謝の意を表す。私は沖縄には親切な人々の多いことを知って非常な悦びに堪えない。そのため短い旅行であったとは言え、帰来私は沖縄の人々や自然を想い出すことが一通りでない。されば沖縄の人々よ、自然よ、多幸なれ！と祈るのみである。

VI. 沖縄の地下資源

沖縄地方の地下資源については従来何等の文献もない。今回の旅行で私は西表島の石炭と石垣島の硫化鉄鉱および満がん鉱をべっ見する機会を得た。元来地下資源は他の資源のように再生したり、また人為的に増殖したりすることが出来ないだけに、その有無、賦存の状態等については充分精査の上でなければ云々すべきものではない。この意味では早忙に明け暮れた今回の旅行から、沖縄地方の地下資源について論及することは誠に不届である。然し今後の探鉱上何等か役立つことがあれば幸いと思い、所見の一端を述べるわけである。

1. 西表島の石炭

(1) 沿革 沖縄地方の地下資源の大宗は何んと言っても西表島の石炭であろう。先島諸島にな

ると台湾の地質の香りが濃厚になる。西表島の第三紀層は台湾東北部の第三紀層の続きと見られるから、本島に石炭の出ることは少しも不思議はないということを知った。同島で石炭鉱業が始まったのは明治30年頃らしい。最初は大倉組が囚人を入れて入離の海岸で稼行していたということで、同地には当時の旧坑跡が残っているという。大正7, 8年頃は可成りの盛況を見たらしいが、昭和の初めになると一般経済界不振のために鉱業は停頓し、自然放棄の状態になったという。その後土地の住人星岡亀彦氏（現鉱業主）はこれを遺憾とし、昭和6年鉱業権を設定し、鋭意出炭に努められ、上海向けに輸出するようになってから鉱業が本調子づいたという。戦前は採炭夫200人許り山元（附図①の場所）にあり、選炭にも相当の設備を有していたらしいが、それらの設備や坑員宿舍などは悉く戦争で碎潰され、今日では草蓬々の荒野と化していた。私は戦争の惨害がこんな離島の片隅にも普ねく波及していることを知って深い感慨に打たれたわけである。鉱主星岡氏によれば現在の出炭量は月産200吨は容易であるという。ただ残念なことにはいくら出炭しても沖縄では石炭が売れないということであった。石炭の宝を抱き乍ら貧乏している状態であるところばしておられた。

（2）西表島の地形 西表島は東西約25 km、南北約18 kmの大体四角形の島で、南海岸だけは出入りの少ない直線状の海岸であるが、西、北、および東海岸は出入りの多い沈水海岸の様相を呈している。内陸は元々平坦な卓状台地から侵蝕が始まったような壮年の解析地形を呈し、処々に平頂峯が聳立している。これ等の峯には古見岳（470m）、波照間森（450m）、御座岳（420m）などがある。それらの海拔高度が略ぼ等しいのは隆起卓状台地から開析が始まった証で、この島を海上から遠望すれば高原性台地のように見える。島の西および南海岸側は山地が迫って急斜面のところが多いが、北および東海岸側は高位置の段丘が発達し、それが漸次海の方に緩斜し、海岸のところで高さ10~20 mの海崖となつてつぎえているところが多い。内陸は密林で覆われているから歩行横断は容易でない。この島には浦内川、仲良川、仲間川、後良川等水量の多い河川が発達しているが、これ等の河川は特徴として下流附近で急に川幅と水深が深くなり、船の航行を海拔20 mの高さまで許すことである。其処では河身の勾配が急変し概ね滝または早瀬を形作っている。

（3）地質 本島の地質は沖積層、口頭砂礫層、琉球石灰岩層、祖納礫岩層、八重山夾炭層および古生層から成っている。

古生層は著しく褶曲した粘板岩、千枚岩、黒雲母片岩、結晶質石灰岩の累層から成り、古見岳附近の山地によく露出する。八重山夾炭層は新第三紀中新世の下部にある地層で、全体の層厚は300 m以上に達する。本層は上下2部の部層に分れ、下部層は安山岩質凝灰岩および角礫岩から成り、主に東海岸の野原崎から後良川河口附近に至る間に分布する。上部層は砂岩および頁岩の互層から成り、この中に炭層を挟在する。砂岩は概ね粗粒質で、往々頁岩礫を含み礫岩質の部分もある。また炭層附近では偽層状を呈するところも少なくない。単層としすの厚さは40 cm内外で、砂岩と頁岩の層面は一般に明瞭である。

祖納礫岩層は極めて堅密に膠結された礫岩で、礫には粗大な円礫が多く、砂分を混ずることは少

ない。本層は祖納および内離の2個所以外には露出はなく、祖納附近では琉球石灰岩で覆われ、内離では八重山夾岩層と断層で界されている。琉球石灰岩層は西表島ではその分布が散布的で、海岸附近の段丘のところどころに残存しているにすぎない。嘗てはこの島の段丘上に広く発達していたものが、今日では殆んど侵蝕されたからであろう。

口頭砂礫層は島の北東部の80 m 段丘上に特有の赤褐色土層を降呈して可成りまとまっているところがある。然し小規模な程度ならば山地の処々でこの土質層を見ることが出来る。このような事実からすると、本層も琉球石灰岩と同様、今日では殆んど侵蝕されつくされた形である。

沖積層は浦内川の河口附近から祖納に至る低地部に沿うて狭長な発達があり、処々に沼沢地をなすところもある。また北海岸の上原附近には可成り広い砂丘地帯が発達している。

(4) 石炭層 炭層の露頭は浦内川の中流降近および白浜部落の背後の山地に多い。今回私が数個所で実測した厚さは20 cm~50 cm で、厚いものではなかったが、炭質は瀝青炭属にし、先づ申し分のないものであった。八重山夾炭層は緩慢な波状褶曲を示し地層が種々の方向に傾斜しているのはよいとしても、北西~南東系の垂直断層で地山が小地塊にカットされているから、炭層の連続性は期待薄である。亦炭層の層位を同定することも数時間の観察では不可能であった。

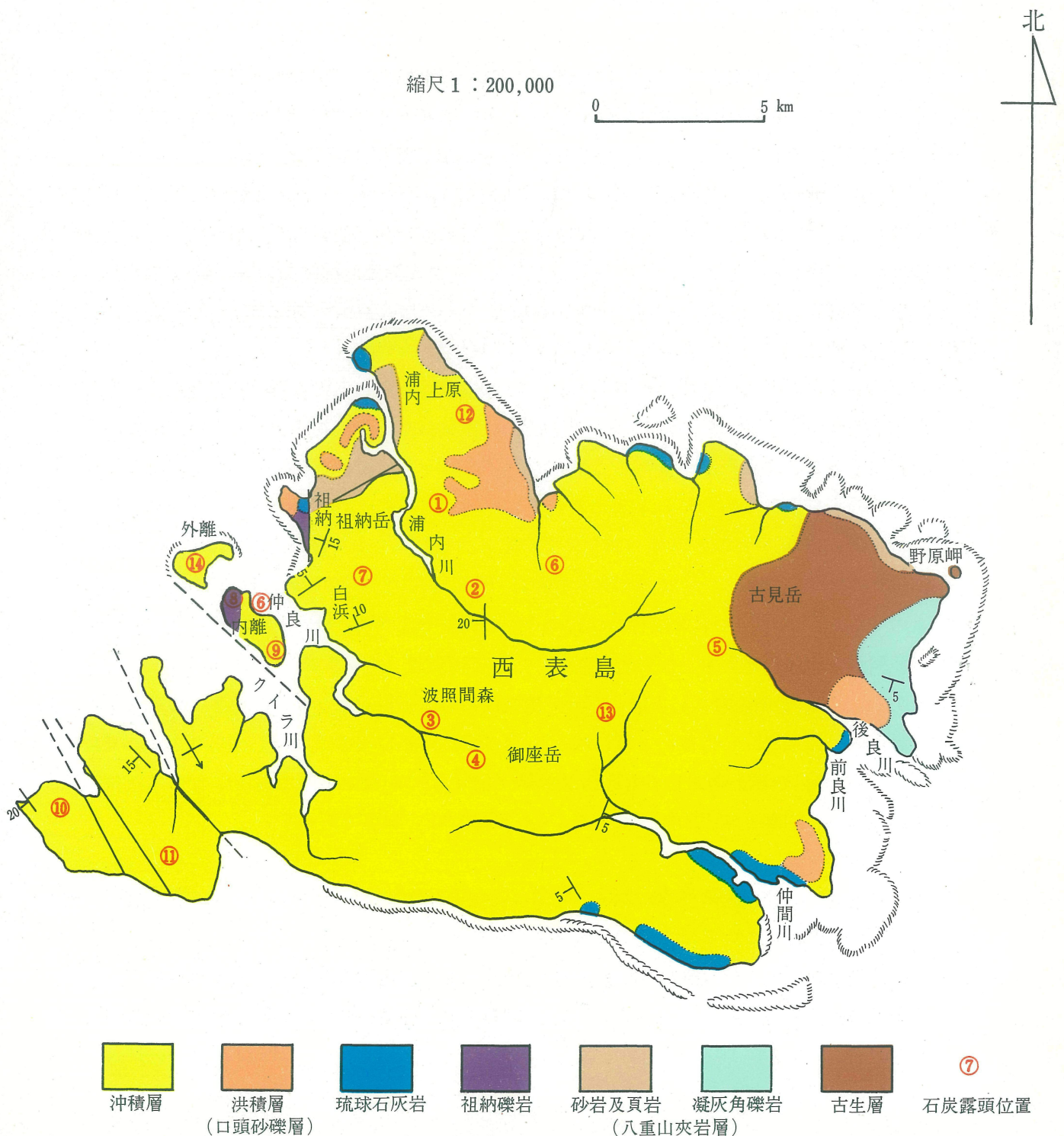
炭層は少なくとも3枚あることが最近のボーリング(私の旅行中実施)の結果から明らかとなった。即ち内離の海岸(⑧)では、上層炭は地表から17.05 m の深さにあって、その厚さ33 cm, 中層炭即ち本層炭はその下14 m のところにあつて63 cm, 下層炭はその下13 m のところにあつて30 cm 以上あつた。尚現在までに鉦主側で確認した炭層の露頭位置(附図参照)とその厚さを記すれば次の如くである。

- ① 本 層 炭 (40 cm)
- ② 同 上 (90 cm)
- ③ 下 層 炭 (30 cm)
- ④ 本 層 炭 (90 cm)
- ⑤ 同 上 (60 cm)
- ⑥ 同 上 (60 cm)
- ⑦ 同 上 (36 cm)
- ⑧ 上 層 炭 (33 cm) 本 層 炭 (63 cm) 下 層 炭 (30 cm)
- ⑨ 本 層 炭 (1000 cm)
- ⑩ 同 上 (60 cm)
- ⑪ 同 上 (24 cm)
- ⑫ 同 上 (40 cm)
- ⑬ 同 上 (?)
- ⑭ 同 上 (60~100 cm)

今回のべっ見程度から西表島の石炭埋蔵量を予想することは不証慎のそしりはまぬかれないが、

私の見込みでは概算 2000 万吨程度となり、相当な炭山ということは出来る。炭種には黒炭と瀝青炭があり、その比は大体 3 : 7 である。後者は発熱量 6500 カロリー以上の極めて優良炭である。採掘は現在白浜部落背後の山地の数カ所で切羽を設け 3 × 4 の加背で地表附近のみを採掘し、採掘、

Fig. 4. 西表島の地質図 (半沢原図)



運搬総て人力である。それでも月産優に 200 吨は出し得るということであったが、鉍制を損ずることとは否めない。従って専門技師の精密な炭山調査を俟ち、鉍量と炭層賦存の状態を明らかにした上、炭山の価値に応じた採鉍設備と組織的な運営が望ましい。

鉍主側の話によれば白浜棧橋沖積み渡し、石炭 1 吨の売価は B 円の 1600 円（邦貨約 5000 円）ということであった。現在鹿児島では 8500 カロリーもので 9000 円であるから、西表炭を日本まで持って来ても採算を割るようなことはないように思われる。取り引き数量については買鉍側の要求に応じていくらかでも出炭し得る自信と責任を持つとのことであった。

2. 石垣島の硫化鉄鉍及びマンガン鉍

(1) 硫化鉄鉍

石垣島の硫化鉄鉍（黄鉄鉍 FeS_2 ）は伊原間半島の北端に近い東海岸側の安良にある。石垣市から鉍産地に近い明石部落まではバスの便があるが、明石から安良までの 8 km は海岸沿いの小径で、徒歩または馬背によらなければならないから、交通運搬が便利とは言えない。

伊原間半島は北々東に長く突き出た半島で、稜線部は古生代の堅硬な珪岩または珪板岩から成り、海拔 200 m 内外であるが、その山腹は急傾斜を以って海拔 50 m 位いまで急落している。山麓部以下は波蝕台地（テレース）で幅広い平坦地を展開し、その表面は緩慢に海の方は傾いている。台地面の地質は粘板岩、雲母片岩、緑泥片岩等から成り、その層向東西で南に 25 度位傾斜している。現在附近の台地は部落の放牧場となっているから牛馬の群が多い。

台地の表面は丈余の雑草で覆われていたから、鉍産現場を探し当てるのに一方ならぬ苦勞をしたが、結局附近溪流の右岸にあった。5, 6 年前に試掘したという坑井は満水していたので、地下の鉍況を観察することは出来なかった。また附近溪谷に沿うて地表調査を行なったが、特に鉍脈の露頭らしいものも見当らなかった。ただこの附近の緑泥片岩中には石英脈の細脈が多いことが注目された。坑井附近の草原中に数 10 吨の硫化鉄鉍の鉍石が放置してあったので、これについて検することが出来たのは幸いであった。本地の硫化鉄鉍は FeS_2 としては 100 % に近いもので極めて純度の高いものである。埋蔵量や鉍床賦存の状態は今回の調査では不明に終わったが、私の従来鉍化鉄鉍の調査経験からすれば地形および母岩の性質からして再調査（電気探鉍）の価値ありと判断し得るものである。ただ鉍化鉄鉍としては含銅分が極微なために価格安となり、内地までの運賃を見込めば到底単独の鉍業は成立し得ないと思われる。現在硫化鉄鉍の相場は $S=1\%$ 当り 100 円であるから仮りに $S=48\%$ の極上物としても吨当り 4800 円にしかつかないからである。なお本硫化鉄鉍々床が金武岳火山の活動と成因的關係のあることは間違いない事実であろう。

(2) マンガン鉍

石垣島のマンガン鉍産地は桃里にある。同地は石垣市を北方に去る約 20 km の距離にあり、鉍産地はバス道路に近接しているから交通運搬共に至便である。

附近は波状性の低丘地帯（海拔 60 m 内外）で、地質は古生代の粘板岩、放散虫板岩、珪板岩、雲母片岩、緑泥片岩等から成っている。古生層は非常にもめているから地層の層向傾斜は著しく変

化的であるが、この附近では大体北75°東に走り、北方に40度内外傾斜している。

この地のマンガン鉱は内地にも例の多い所謂マンガンの露天化残留鉱床に属するものである。即ち母岩中に含まれていたマンガン分が天水のために抽出せられ、母岩の割目に沿い二次的に沈澱し、または母岩の一部を交代して黒色マンガン鉱を生出したもので、附近に北々西～南々東方向に長さ25 m, 幅2 m, 深さ1.5 m の採掘跡がある。この採掘跡について鉱床の賦存状態を観るに鉱石は鉄塊、団塊または厚薄不定の脈状となって不規則形に産するものの如く、またマンガン鉱物は主に水マンガン鉱 $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ 、褐マンガン鉱 MnO_2 、硬マンガン鉱 $MnO_2 \cdot nH_2O$ およびバラ輝石 $MnSiO_3$ 等から成り、鉱石の品位は何れの部分を見ても上鉱とは称しがたいものであった。この種マンガンの露天化残留鉱床は地表附近に良鉱部を産し、地下に下れば低品位のマンガン質板岩に移化することが通例であるが、この附近の原野は総て古生層からなっているから、探鉱次第では相当の鉱量を見込み得ることが出来る。

マンガンは価格もよいし（現在中のもので適当り9600円程度）需要も極めて広い近代的鉱物であるから、沖縄地方の古生層地帯をマンガンに注目して探査してみる必要はある。石垣島の低品位マンガン鉱と雖ども上記した硫化鉄鉱と一括して経営するならば有利な採算が成立するであろう。

3. 沖縄地方で今後発見されそうな鉱物

沖縄地方の鉱物資源で無尽蔵にあるトラバーチン（一種の白色石灰岩）は別として、今後発見されそうな鉱物に石墨、タングステンおよび放射能鉱物がある。前者はマンガンと同様、古生層の発達地帯特に琉大演習林附近の山地が、また後2者は石垣島および屋久島の花こう岩地帯が有望である。

VII. 文

献

琉球地方の地質に関する主要な文献又は著書で、本報告書執筆に当って参照したものは下記の通りである。

- 1) S. Hanzawa : Topography and Geology of Riukiu Islands. Scie. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd Ser. Voll. XVI. 1935
- 2) 半沢正四郎：沖縄及小笠原島の含有孔虫岩に就いて、地雑、第32巻、1925
- 3) 矢部長克、半沢正四郎：台湾第三紀有孔虫岩の層位学的研究、小川博士還歴祝賀論文集第2部、1930
- 4) H. Yabe : Note on Pellatispira Boussac. Scie. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd Ser. Vol. V. No. 4, 1921
- 5) 青木廉次郎：琉球孤島特に宮古島、石垣島の地質地形に就いて、学術協会誌、第7巻、第3号、1932
- 6) S. Tokunaga : Note on the raised coral Reefs in the Islands of the Riukiu Curves. Jour. of the College of Scie. Imp. Univ. of Tokyo Vol. XVI. Part I. 1901
- 7) S. Tokunaga : Geological Structure of the Riukiu Curve and its Relations to the Northern Part of Formosa do.
- 8) 小藤文次郎：琉球の地質構造、地雑、第5巻、1897
- 9) F. Richtofen : Die morphologische Stellung von Formosa und Riukiu Inseln 1902

- 10) E. Suess : Dic Antliz der Erde. 1888.
- 11) Y. Otsuka : On the stratigraphic horizons of Elephas from Miyako Is. Riukiu Is. Japan. Biogeographically Considered. proc. Imp. Acad. Tokyo. Vol. XVII. 1941
- 12) 江原真吾 : 琉球孤島に及ぼす周東海及太平洋運動に就いて, 鉱物と地質, 第3巻, 4—5号, 1950
- 13) T. Matsumoto : The Four gigantic caldera Volcanoes of Kuusyu Jap. Jour. Geology and Geography Vol. XIX. Special Number 1943
- 14) 鈴木 醇 : 西南日本外帯及琉球列島に発達せる花こう岩質岩石に就いて, 地雑, 第43巻513号, 19377
- 15) 琉球政府経済局農務課 : 土壌調査成績書, 1957
- 16) S. Ehara : Geo-tectonic movements in the Pacific, under way since Beginning of Miocene 地雑, 第64巻, 第748号, 1958
- 17) B. Lincoln : The world we live in. 1955
- 18) 小川琢治 : 地質現象の新解釈, 古今書院, 1929

Summary

Although the recent trip to the Riukiu Islands was made in a very short time, the writer was greatly afforded facilities by the excellent report of Professor Hanzawa, who had visited all the Islands about thirty years ago. In this paper the writer tried to explain the physical feature, tectonic structure, genesis geologic formation and history and mineral resources of the Riukiu Islands.

The Riukiu Archipelago, being one of the typical arcs of the so-called Festoon Islands which are characteristic in the eastern sea of the continent of Asia, is primarily folded mountains. Its first creation began in the Late Paleozoic as the Geosynclinal ridge in the bottom of the deep sea floor, as a result of submarine volcanic activities. In the Miocene age there occurred a great crustal movement in the region and the central part of the Riukiu Landmass was pushed out far to the Pacific Ocean, forming a deep abyss of the Riukiu Trench in the front and the Sakijima graben in the rear, so that the Riukiu arc was geotectonically divided into two zones, namely the Outer and the Inner. On the origin of this crustal movement the writer holds the same opinion with Edmond Suess to be due to the Earth Contracting.

The outer zone mainly consists of the folded strata of the Paleozoic, on which younger Tertiary and Pleistocene beds are unconformably overlaid. The inner zone, having been severely sheared, and essentially according with the volcanic zone, is composed of volcanic rocks.

Generally speaking, the mineral resources in the Riukiu Islands are poor. Coal in Iriomotejima and iron pyrites and manganese ores in Ishigakijima are only economically important ones.