

22

URBAN KUBOTA

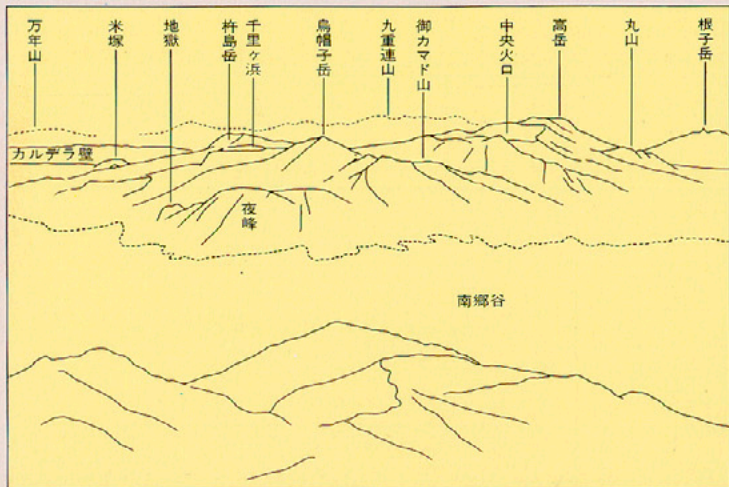
アーバンクボタ・APRIL 1984 特集＝九州の火山と基盤構造

株式会社クボタ



写真<上>：久住高原側から遠望した九重連山中心部 <下>：沓掛山上空付近から俯瞰した九重火山群中心部（写真説明は表紙裏面を参照）

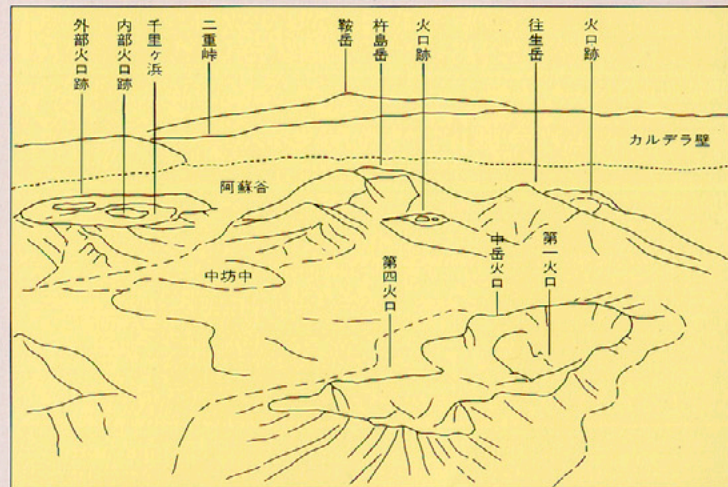




表表紙カラー写真〈上〉

阿蘇外輪山西南西上空付近から俯瞰した中央火口丘群。

●
根子岳・高岳・中岳・烏帽子岳・杵島岳の阿蘇五岳が一望されている。この外、三重火口をもつ丸山、東に大きく開いた火口をもつ御カマド山、一晩でできたという伝説をもつ夜峰などがみられる。画面手前は外輪山内壁で、白くみえるカーブの多い道路は南郷谷より俵山北を越え熊本空港に至るもので、その途中、峠からの景観はすばらしい。画面上方には、九重火山連峰や万年山が遠望される。(松本徂夫)
〈写真提供:ジオグラフィック・フォト、昭和58年11月渡辺まなぶ撮影〉



表表紙カラー写真〈下〉

丸山上空付近から西北西方向を俯瞰した航空写真。

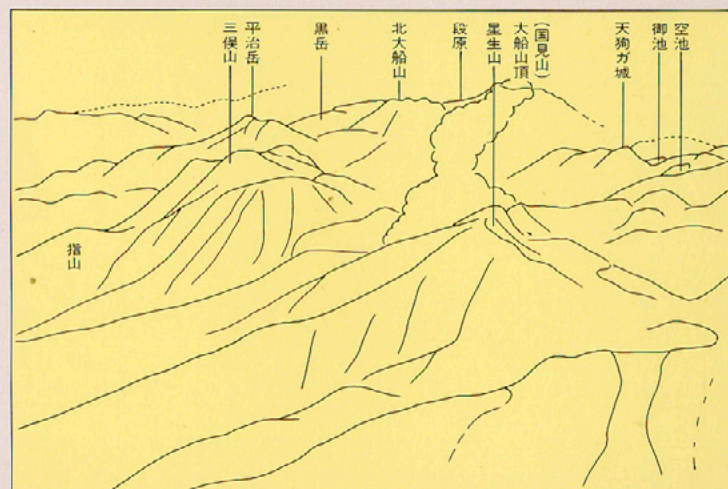
●
画面上方はカルデラ壁と阿蘇谷。カルデラ壁には阿蘇火山より古い火山体の一つ、鞍岳が馬の鞍状にみえる。手前は中岳火口で、第一火口は湯だまりをしており、第四火口もあれた姿をみせている。千里ヶ浜の二重火口跡、杵島岳、往生岳、山腹火口の跡もよくみえる。(松本徂夫)
〈写真提供:ジオグラフィック・フォト、昭和58年11月渡辺まなぶ撮影〉



P56カラー写真〈上〉

久住高原側から遠望した九重連山中心部。

●
画面の下方いったいにひろがる久住高原は、久住I火砕流堆積物、阿蘇IV火砕流堆積物およびこれらをおおう久住II火砕流堆積物からなる一大高原で、写真にはその一部が写されている。画面の上方中央部には、久住山などの溶岩円頂丘群が遠望されるが、その下位に、展望台溶岩、北千里浜溶岩、扇方鼻溶岩、岩掛山溶岩がみられ、溶岩流末端の舌状の張り出しも認められる。(松本徂夫)
〈写真提供:ジオグラフィック・フォト、昭和58年11月渡辺まなぶ撮影〉



P56カラー写真〈下〉

岩掛山上空付近から俯瞰した九重火山群中心部。

●
九重火山群の中心部は、多くの溶岩流と溶岩円頂丘からなり特異な山容を示す。画面には三保山、星生山、平治岳、黒岳、大船山、天狗方城などのピークがみられるが、久住山頂は画面ではみえず、写真のすぐ右手に連なる。溶岩円頂丘は粘性の大きい溶岩流なので、多くの舌状の張り出しがみとめられる。また、画面左方には三保山寄生火山の指山、画面右上方には空池、御池の爆裂火口の凹地がみられる。中央部の煙は硫黄山の噴気である。(松本徂夫)
〈写真提供:ジオグラフィック・フォト、昭和58年11月渡辺まなぶ撮影〉

Kubota

●目次

特集＝九州の火山と基盤構造

1 九州の基盤構造・火山・地熱	2
九州の基盤岩と北薩の屈曲 橋本 勇	
沖縄トラフ 木村 政昭	
別府－島原地溝 松本 徹夫	
島原－熊本地溝と口ノ津層群 大塚裕之	
鹿児島地溝 早坂祥三	
九州の火山と陥没構造 松本 徹夫	
九州の地熱 林 正雄	
<hr/>	
2 阿蘇華山	
火砕流堆積物とカルデラ 小野晃司	42
中央火口丘群 松本 幡朗	46
<hr/>	
3 九重火山群 松本 徹夫	50



①



②



③



④

地熱井コアにみられる断裂系（本文40p参照）

- ① 傾斜角65°の鏡肌（断層）に、斜めの条線が認められ、正断層と横ずれ断層の中間的な性質を持っている。
- ② 急傾斜の鏡肌に、ほぼ水平方向の条線が認められ、横ずれ応力場によって生成したことを物語っている。
- ③ 共役的と考えられる対をなす割れ目。
- ④ 熱水の通路に生成した硬石膏脈。

（林 正雄）

発行所＝株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日＝1984年4月

第2刷＝1997年3月

編集製作＝（有）アーバンクボタ編集部

図版作成＝巧凡社＋スタジオ・ツノ

印刷＝大日本印刷株式会社大阪工場

九州の基盤構造・火山・地熱

①九州の基盤岩と北薩の屈曲

橋本 勇=九州大学教養部教授

②沖縄トラフ

木村政昭=琉球大学理工学部助教授

③別府―島原地溝

松本徭夫=山口大学理学部教授

●島原―熊本地溝とロノ津層群

大塚裕之=鹿児島大学理学部助教授

④鹿児島地溝

早坂祥三=鹿児島大学理学部教授

⑤九州の火山と陥没構造

松本徭夫=山口大学理学部教授

⑥九州の地熱

林 正雄=九州大学生産科学研究所助教授

①九州の基盤岩と北薩の屈曲

九州における内帯と外帯

編集 本日は、九州の基盤構造・火山・地熱などについて、いろいろとお話しをお伺いしたいと思います。最初に橋本先生からお願いいたします。

橋本 九州の基盤の地質と北薩の屈曲について簡単にお話しします。ご存知のように本州弧の地質は、本州をほぼ南北に縦断するフォッサ・マグナの西のへりを走る糸魚川―静岡構造線によって2分され、その西の方が西南日本と呼ばれます(西南日本の先新第三系は棚倉構造線まで延長します)。そして、この西南日本もENE-WSWに走る中央構造線を境にして、北の方を内帯、南の方を外帯と呼んでいます(図1・1)。ところが九州は、西南日本でも特異なところで、外帯と内帯との区分が明確に分けられないのです。

四国の松山から佐賀県の伊万里へ走る構造線と、松山から八代へ走る構造線との間にはさまれる九州の中部は、古くから長崎三角地域と呼ばれています(図1・2)。この長崎三角地域とその北の部分は、一見、内帯のように見えますが、じつは典型的な内帯とはいえ、従来からいろいろと議論されてきたところですが。しかし現在では、内帯と外帯を分ける中央構造線の九州での位置は、松山から佐賀関半島の三波川変成岩の北を通って、臼杵―八代構造線に合流して八代に至る線とされ、それ以南は西南日本の外帯の延長、それ以北は、西南日本内帯の延長とみなされています。

九州の外帯北西側の特徴

まず外帯の基盤岩についてお話しいたします。

九州の外帯は、四国や紀伊半島と同じような地層や岩石が東から延長してきておりまして、南部九州というのは、西南日本外帯そのものといえることができます。

西南日本外帯の先新第三紀基盤岩の特徴は、帯状構造です。これは、岩層の一般的な分布と平行してたくさんの断層があり、それによって帯状に平行した幾つもの地帯に分けられるという構造です。その帯状構造をなす基盤岩の地質を簡単に申しますと、まず一番北西側の地帯が三波川帯で、低温高压の広域変成岩からなり、九州では北東部にだけせまく露出しています。その南の秩父帯は、幅は余り広くないのですが、

九州を横断しており、ここには、いろんな地質時代のもものが集まっていて構造も非常に複雑です。構成している地層は、大部分が二疊紀と三疊紀の地層ですが、石炭紀やジュラ紀、さらには白亜紀の地層もあります。従来は、この秩父帯の大部分は、古生層だといわれていたのですが、最近、コノドントや放射虫の化石がたくさん発見され、むしろ、中生代の地層が多いといわれるようになりました。この地域は現在そういう研究が盛んで、従来の知識が大きく変えられようとしております。

この地帯の特徴としてもう一つ重要なことは、秩父帯の中には、構造線に挟まれて非常に古い岩石からなるレンズ状の部分が点々と分布していることです。これは断層に挟まれて、4億年前後の年代が測定されたものを含む古い変成岩類・花崗岩類と、シルル紀とデボン紀の非変成の地層とが蛇紋岩を伴って見られるもので、黒瀬川構造帯とよばれています。この構造帯の岩石は紀伊半島から四国を経て九州まで、点々と分布しています。

四万十帯

秩父帯の南は、広い四万十帯の地域です。この地層は、ジュラ系最上部から新第三系の最下部(中新統の下部)までが含まれています。そして従来は、この地層の大部分が、中生代の初めから古第三紀にかけてのものと考えられていたのですが、最近の放射虫化石による研究では、ほとんどが白亜紀と古第三系の地層ということになりました。私が1950年代にこの四万十帯を調べ始めた当時は、時代決定に使える化石がほとんど発見されなかったために、主として地層の岩質や層序などを、四国や紀伊の地層などと比較して層序区分を行ない、その構造を考えていたのですが、1960年代から70年代にかけて、地質調査所の今井さんほかの方々や、同じ70年代に主として宮崎県側を調査された九大理学部の勤来良さんたちの研究の結果、非常に詳しい層序や構造が判明してきました。

こうして四万十帯の地層は研究の進展と共に次々と修正され、現在の1/50万や1/100万の地質図に、これらの研究の最新の成果が示されているわけです。細かい点についての議論は幾つもありますが、大筋においては大体そのとおりだと思います。図1・2は、これらの図を簡略化したものです。

ところで四万十帯というのは、大きくは2つに

分けられます。北西側にあるのは白亜系、南東側にあるものは、主として古第三系です。この2つは北帯・南帯と呼ばれ、地層の区分でいいますと、北帯は四万十累層群の下部、南帯は四万十累層群の上部ということになります。北帯と南帯の境界は著しい低角度のスラスト(逆断層)で境されており、その位置は、図でみるように延岡から市房山を通り、人吉から南の方に下がって、高隈山の東の方を通ると推定されています。

四万十帯の地層には、褶曲や鱗片構造(たくさんのスラストで地層がくり返すような構造)が見られ、一般に北西側から南東側にゆくに従って地層の時代は新しくなります。こういう四万十帯の地質構造は、中生代の終わりごろから段階的に形成されていったものと考えられます。そして、このような複雑な構造は、四万十累層群の上をおおう新第三紀中新世中期または後期の火山噴出物や地層にはほとんど見られないことから、四万十帯の構造は、中新世中期にはすでに完成したのではないかと思います。

北薩の屈曲構造

南部九州の四万十帯と秩父帯が西南日本のほかの地域と違うところは、鹿児島県の北西部を中心として大きく屈曲していることです。1950年代の初めに私が卒業論文で調べ、62年に論文で公表しました北薩地域の四万十層群の中で、この北薩の屈曲という名前を提唱したわけです。北薩というのは、北部薩摩のことです。この地域では、南部九州に卓越したNE方向の走向が90度近く曲がり、方向転換して南北系に変わっているのです。その屈曲構造とともに気がついたのは、それに直交した断層の存在と、それに沿って貫入した玢岩(地下浅所に貫入した中性岩)の岩脈です。この玢岩の岩脈は、その後貫入した紫尾山の花崗岩によってホルンフェルス化されていました—その紫尾山の花崗岩は、幾つかのWNW方向の断層でさらに切られた形跡があります。これは大きなものではありませんが、野外で花崗岩体の中に剪断帯が2本走っているのを認めました。

当時、火成岩の年代決定は富田達先生が始められたジルコン法で判定していたのですが、先生によると、紫尾山の花崗岩は中新世ということでした。これは、その後のカリウム・アルゴン法による年代決定でも同様のことが確認されています。こうして紫尾山花崗岩の放射年代が

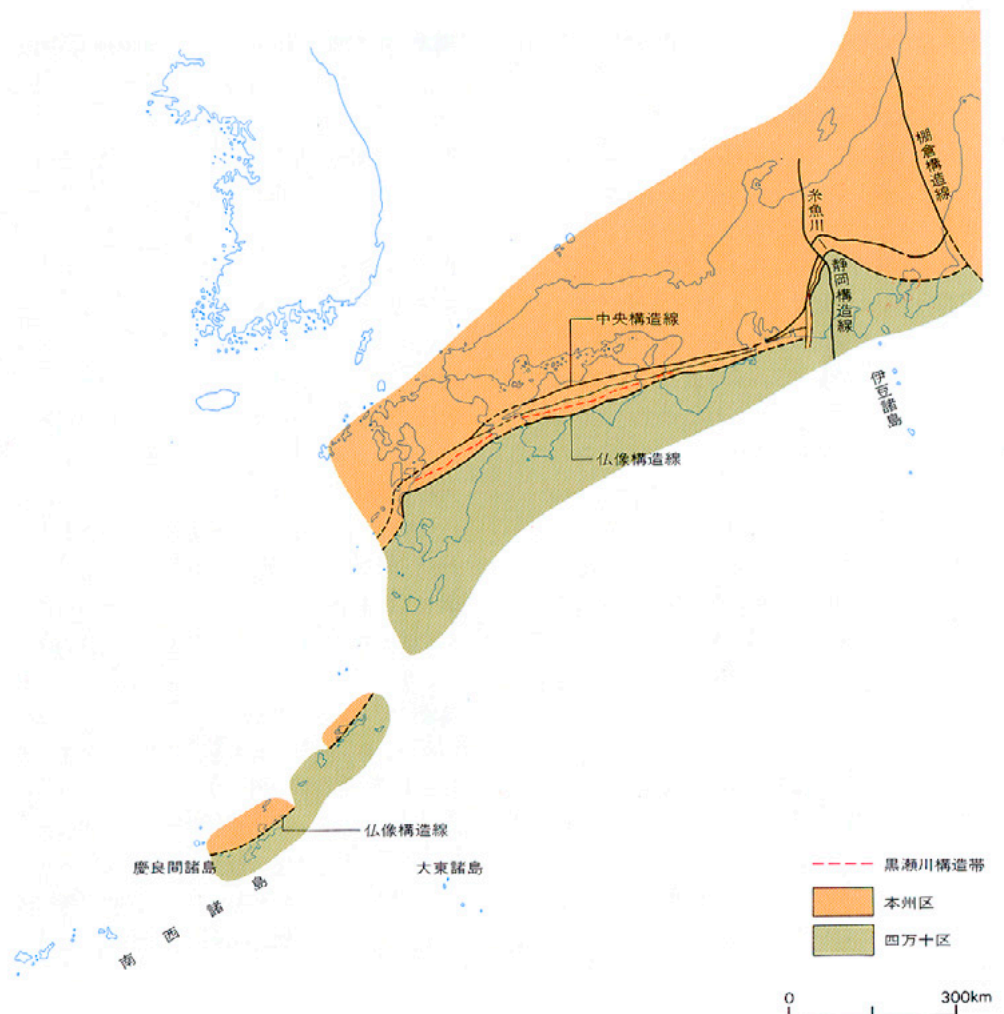
中新世中期ということがわかったので、私は、北薩の屈曲は中新世中期ごろであろうと考えたのです。つまり、四万十累層群の堆積が新第三紀はじめまでつづき、構造運動によって带状構造がつくられ、その後に屈曲したと考えられること、そして中新世中期の花崗岩を切るWNW系の断層を認めたことから、花崗岩後もその屈曲の運動は尾を引いたのであろう。そういうことを発表したわけです。

そのころ、鹿児島大学におられた有田先生は、薩摩半島の串木野から鹿屋に伸びる構造線に注目されまして、鹿児島中央構造線と呼びました。現在では、地質調査所の寺岡さんらによって串木野断層とか串木野—鹿屋断層とか呼ばれていますが、この断層は、左横ずれの断層で、このNW系断層の南では東南に向かって約10kmずれていると有田先生がおっしゃったのです。私は、その構造線もあるだろうと思いますが、そ

のほかにも北薩にも小規模なNW系断層がありますし、川内川河口にもそれと同系統の断層が推定されます。それからまた、高隈山地にも、そういう構造を思わせる断層が予想されます。このように南部九州には串木野—鹿屋断層に平行した断層がたくさん見られるわけで、今後も見つかるのではないかと考えております。ところで、四万十帯の南東部にあたる日南地域では、日南層群(四万十累層群の上部)が一般に整然とした带状構造をとらず、NE系、NW系、NS系、EW系などのいろいろな断層によってたくさんのブロックに分かれています。そのブロックごとに地層の走向が異なり、地質図が綾を織ったような感じになることから、松本達郎先生はかつてこの構造を綾状擾乱と呼ばれました。この構造がどうしてできたかいろいろな面から検討しなければなりません。恐らくこれも、北薩の屈曲と関連してできた構造であろう

図1・1—先新第三紀地質構造区

〈地質調査所(1978):100万分の1日本地質図の「日本の先新第三紀地質構造図」に基づき簡略化〉



と考えられます。

北薩の屈曲は、松本達郎先生も指摘されましたように、琉球弧形成運動の影響と思われます。

現在の琉球弧は、主として第三紀中頃以後に形成されたものですが、その形成のきざしは白亜紀までさかのぼれるということ、松本先生は以前から主張しておられます。それは、天草や甌島にみられる上部白亜系や古第三系の構造が、それ以前の西南日本の地層や岩石の一般走向とやや斜交していることなどによるものです。

新第三紀の火山噴出物以後になりますと、この北薩の屈曲に関係した運動は、もうほとんどないと予想されますが、これについては、鹿児島県の中心部に分布する火山噴出物や、それと同時期の地層をよく調べないとはっきりしたことはわかりません。この噴出物は、時代的には中新世から始まるようで、余りはっきりした化石は出ていませんが、串木野付近の荒川鉱山の坑内から発見された化石によりますと、中新世中期ということ、ですから、少なくとも中新世には、この噴出物が既存の構造を覆って発達したということが出来ます。

では、北薩の屈曲構造の原因は何かということになりますが、これは非常にむずかしい問題なんです。四万十帯はかなり研究が進んだといましても、それは部分的なことであり、まだ空白地帯が非常に多い。第1に屈曲構造の詳しい実態をまだ十分にはつかんでいないわけです。

しかし、この屈曲が、琉球弧の生成に関係しているのは確かでしょう。琉球弧は、九州の南方で南東側に大きく押し出されており、その琉球弧の押し出しと北薩の屈曲とは一連のものであることはまず間違いありません。しかし、ほかならぬこの地域でなぜ曲がったかということについては、まだ何もいえません。これには、九州東南方沖の海底の地質が大きなかぎをにぎっているのです。九州の南東側には九州・パラオ海嶺という海底の大きな山脈が知られていますが、ここの地質がわからないと屈曲の成因についても確かなことがいえないのです。ですから今後は、そういう海底の地質調査も、必要だろうと思っております。

四万十帯の南方延長

編集 四万十帯の南方への延長は、どのあたりまであるのですか。

橋本 四万十帯は琉球弧の沖純本島やその南西の慶良間諸島まで追跡されます。ですから北薩

の屈曲というのは、四万十帯の真ん中あたりを折り曲げた構造ということになります。四万十帯には花崗岩や流紋岩が点々と分布していますが、そのほとんどが中新世中期です。

編集 琉球の方にも秩父帯はあるわけでしょう。**橋本** あります。

編集 そうすると、秩父帯も含めて曲がっているわけですね。

橋本 そうです。曲がっているといいますが、九州での曲がった位置に秩父帯が出ていなくて困るのですが、これが断片的で、九州での秩父帯の南限は、阿久根、川内川の河口、薩摩半島の西方の久多島、それから野間岬の先端部などに露出しています。琉球弧は、そのほとんどが四万十帯の延長ですが、奄美大島とか押紙本島などの北西側に、秩父帯に相当する地層があります。ただし、宮古島から西の方は違いまして、西南日本的な地質構造ではありません。

編集 西南日本の西の境には、東のフォッサ・マグナのような構造はないわけですね。

橋本 慶良間と宮古との間の宮古凹地あたりが西南日本の西の境になるわけですが、ここではフォッサ・マグナ付近のような折れ曲がりではなくて、基盤が横ずれをおこしている可能性があります。フォッサ・マグナに似た折れ曲がり構造は、むしろ北薩付近にみられるのです。

編集 そうしますと、北薩の屈曲というのは、本州弧と琉球弧との単なる会合部というのではないのですか。

橋本 はい、単なる会合部ではないのです。さきほども申しましたように、西南日本は琉球弧ができるときに影響をうけています。とくに九州南部は琉球弧の構造形成時に変形され、その南西部は、最初の位置よりも南東側に押し出されたと考えられるのです。

編集 関東では、フォッサ・マグナの南の延長部には伊豆・小笠原という隆起帯があるわけでしょう。

橋本 おっしゃるようにフォッサ・マグナ地帯にも、伊豆・小笠原海嶺という海底の山脈があります。北薩の屈曲の方は、南東の海底にさきほど申しましたように九州・パラオ海嶺があります。ですから、屈曲形成のメカニズムでは、似た点があるかも知れません。火山噴出物が多いという点でも、フォッサ・マグナ地域と似ています。

編集 いずれにしても、屈曲という問題が基盤

構造や全体の構造とも関連して非常に大きな問題になるわけですね。

橋本 はい。

九州の内帯の特徴

編集 九州の内帯の基盤というのは、どのようになるのですか。

橋本 九州の北半分の基盤岩についてまだお話ししておりませんので、それについて簡単に申します。九州の先新第三紀基盤岩が東の方の四国や紀伊半島と違うのは、むしろ臼杵―八代構造線より北の部分です。いわゆる長崎三角地域やその北東には火山噴出物などが広く分布し、基盤岩の露出は断片的ですが、九州の特異性がうかがえます。

まず基盤岩の構成を申しますと、広域変成岩が多く、不変成の古生層は、福岡県の北部などわずかしみられません。中生代の地層では不変成の白亜系が福岡県北部や大分南方、熊本南方、天草、甌島などに知られています。西南日本内帯の大きな特徴である花崗岩類は、福岡・佐賀の県境にまたがる背振山地など各地にみられますが、九州では白亜紀に貫入しています。以上の岩石類や地層をおおって古第三系が筑豊、伊万里、天草などに発達し、この中には石炭層がはさまれています。

ところで、これらに関して九州以東と違う点に、まず三波川変成岩の分布があげられます。この岩石は四国では幅広く分布し、九州でも佐賀関半島まではつづきますが、それ以西では典型的なものが見られません。

第2に、中央構造線の北に分布する領家変成岩(高温低圧型広域変成岩)が九州東部の国東半島や朝地にはありますが、八代付近では典型的なものではなくなります。

第3に、三郡変成岩(低温高圧型広域変成岩)が福岡県北部から熊本県まで大きく広がっていますが、三郡変成岩も領家変成岩も、九州以東にくらべると南方へぐっと張り出しています。

第4には、九州西岸に、三波川変成岩に似た長崎変成岩が奇妙な分布をしています。

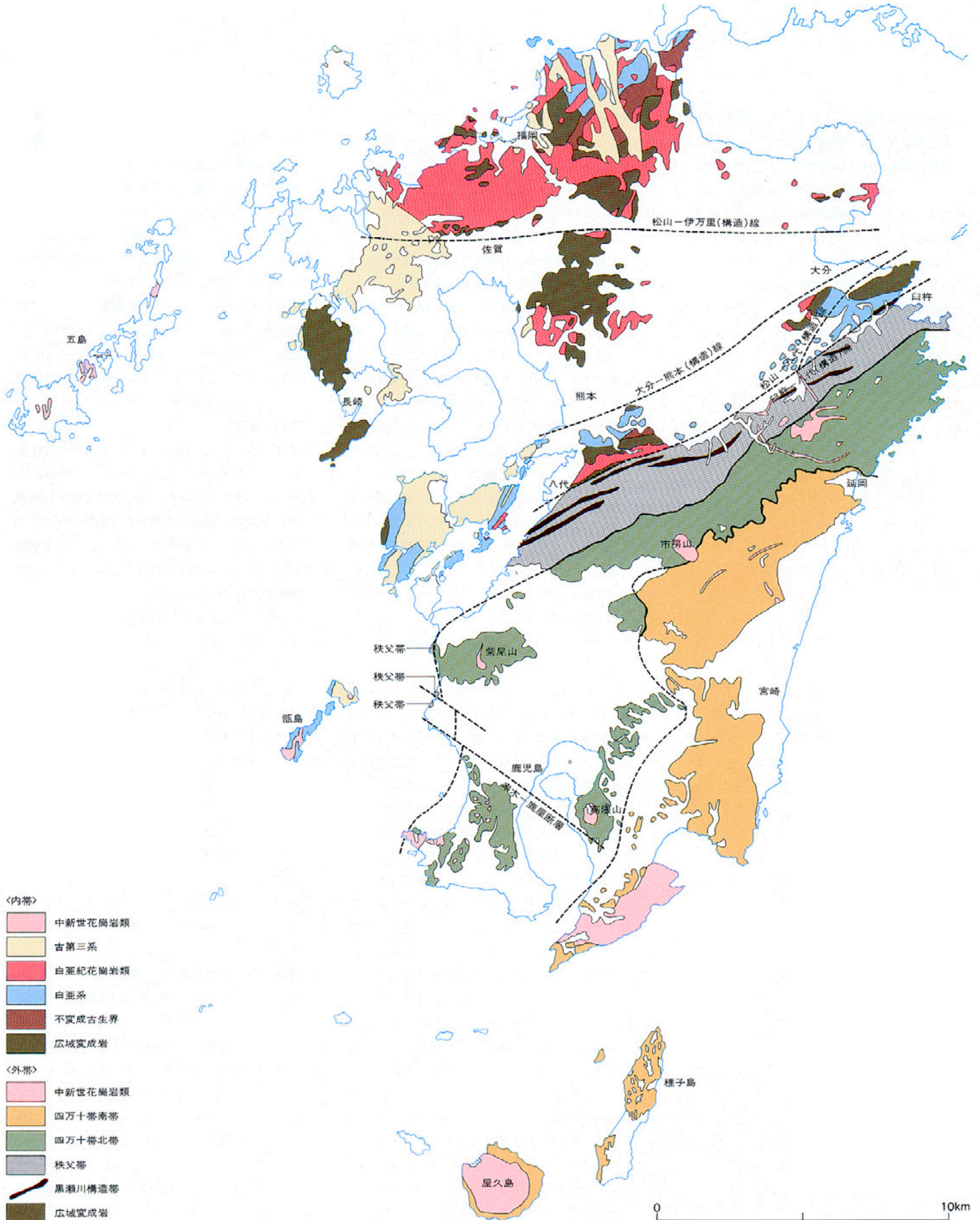
さらに、臼杵―八代構造線より北の上部白亜系の地層群も九州以東とはかなり違っていることが、松本達郎先生によって指摘されております。

編集 長崎変成岩というのは、どういう岩石なのでしょう。

橋本 野母半島(長崎半島)や西彼杵半島に分布するほか、天草の西端にも少し露出している

図1・2 九州の先新第三紀基盤岩

〈地質調査所(1978)：100万分の1日本地質図，地質調査所(1980)：50万分の1鹿児島地質図，寺岡・今井・奥村(1981)：九州外帯の屈曲構造，に基づき簡略化および一部修正(橋本)〉



三波川変成岩によく似た変成岩なのですが、その位置や構造方向が特異なことから、従来、三波川変成帯または三郡変成帯の延長といわれたり、あるいは琉球弧の変成岩の延長という意見もあり、いろいろと議論の多い変成岩です。

②沖繩トラフ

海底の地質調査

木村 沖繩トラフの形成については、まだわかっていない部分が多いのですが、海底の調査の進展とともに、かなりのことがわかってきました。この海域では、海底の音波探査の資料が最近10数年の間はかなり集まってきており、これらの資料を取りまとめると、ある程度のことは言えるような段階になりました。本日は、一応その結果についてお話しいたします。

まず、海底の調査方法ですが、海底の地質層序とか構造を調べる場合、最も基本的な方法は音波探査といわれるものです。エアガンとかスパーカーなどを使って海底に向かって音を発し、その戻ってくる音を記録するものです。最近では、発音のエネルギーを大きくすれば、海底下数 km ぐらいまでの情報が得られるようになっております。従来、東京大学海洋研究所、地質調査所、海上保安庁の水路部などが主として行ってきた方法は、シングル・チャンネルといって、1つのチャンネルで音を受けているもので、この場合には、海底下1 km ぐらいまでの情報が得られます。

この海域の総合的な音波探査は、1968年のエカフエによるハント号の調査が最初です。そのときに東海大陸棚（東シナ海の大陸棚）に、新第三系と思われる堆積盆がかなり広く存在することが指摘されました。そのため石油資源の面から注目され、日本の調査も急速に進んでいったわけです。地質調査所では1969年頃から音波探査を開始しておりますが、その頃、私も調査所に勤務していたものですから、この地域の北部の調査に従事しました。その後、東大や海上保安庁の水路部でも調査を行っております。ただ、沖繩トラフ全体をカバーする測線は、エカフエの調査の後には、主として地質調査所が行ったわけです。またこのほかに、石油会社及び国の石油の基礎探査もすすめられており、そこでは、マルチ・チャンネルによる音波探査がなされています。この方法では、海底下数 km ぐらいまでの状態がつかめるのですが、ただこの調査は、必ずしも沖繩トラフを十分に覆うものではなくて、陸に近いところが多いのです。

いままで申しあげた方法は、反射法で海底の地質構造を見るもので、強い反射面だけ記録されてくるわけですが、もう一つ屈折法によって海

底の地層を見ることもできます。この方法では、反射面の間の地層の速度を求めることができるので、地層の性質をある程度推定できます。この方法による調査は、日本独自で行ったものはほとんどありませんが、アメリカのコロンビア大学ラモント・ドハティ地質研究所と日本との日米協力によるものがかなりあります。また、アメリカと台湾とが共同して台湾の近くを一部調べたものがあります。以上のような調査資料を全部合わせると、沖繩トラフについては、かなり十分な測線が張られており、最初に申しましたように、その全体について、大体知りたいことがわかる段階になってきたわけです。

沖繩トラフの規模

沖繩トラフというのは、まだ必ずしも定式化されてはいませんが、水深が北の方で500m、中南部で1,000mぐらいのコンターで囲まれた細長い海底のくぼみで、幅が約100km、長さは約1,000 kmを越す長大なものです。琉球列島にほぼ平行してその西側に位置し、北端は九州西方まで達していますから、近海のうちでは、第1級規模の海底地質構造であるといえます。（以下図2・1参照）。

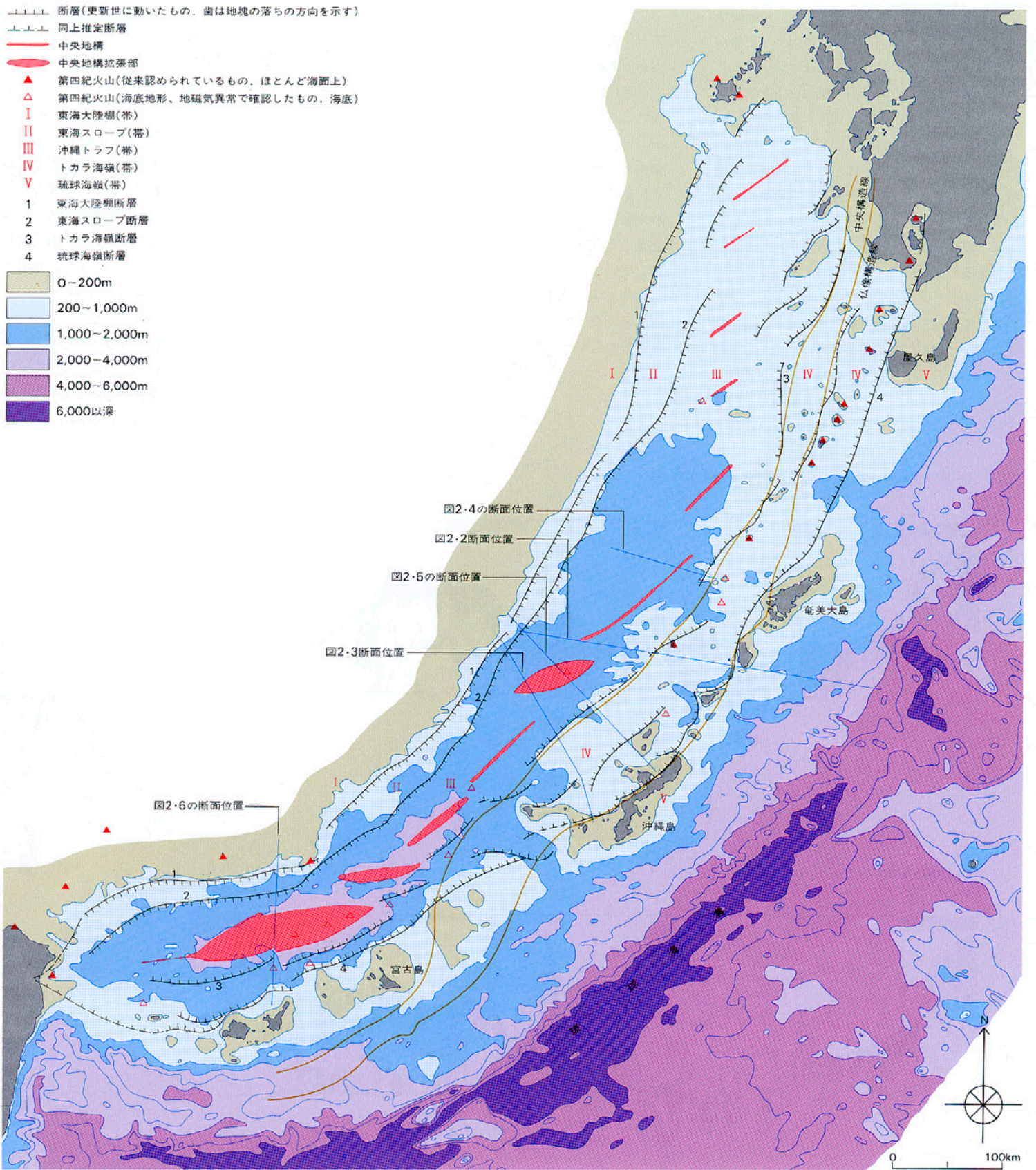
ここでは話をすすめる都合上、便宜的に沖繩トラフを、陸上の琉球弧の区分と同じように、北部、中部、南部と3つに大きく分けておきます。まず、奄美大島と屋久島の間にはトカラ構造海峽（トカラチャンネル）という深みがありますが、これの西延長で切った線より北側を北部とします。次に中部ですが、沖繩本島と宮古諸島の間には慶良間海裂（宮古凹地、宮古チャンネル）といわれる深みがあります。これの西延長で切った線とさきほどのトカラチャンネルの西延長との間を沖繩トラフの中部とします。そして、それから南が南部です。一応このように暫定的に分けておきます。

琉球海嶺・トカラ海嶺・沖繩トラフ

ではまず、これを胴切りにして東西の断面をみるとどういうことになるか。そうしますと、中・北部というのは、やや似たような構造をしています。奄美大島や沖繩島というのは、一つの大きな海嶺（リッジ）の上ののっぺい、その頂部が海上に頭を出しているわけで、非火山性で第四紀の火山活動がない地域です。これを、図2・2および図2・3のプロファイルで見ますと、Vと記したところがそれで、琉球海嶺といわれるところです。この図でお判りのように琉

図2・1ー沖縄トラフのテクトニック・マップ

〈木村政昭(1984.)未発表。(木村,1983に加筆)〉



海底地形は日本近海海底地形図第6302号(海上保安庁)にもとづき簡略化

球海嶺のすぐ西側は、非常に顕著な急崖となっています。これは、多くは断層を伴い、断層崖と思われま。す。ですから、この急崖より東側が一つのブロックに分けられるわけです。

琉球海嶺の西側には、新第三紀の火山と第四紀の火山活動の活発なトカラ列島があります。図2・2および図2・3のIVと記したところで、これも1つのブロックに分けられ、トカラ海嶺地域としておきます。トカラ海嶺地域の海底の凹凸をみますと、波長がかなり長くゆったりしていて、海底表面のそこそこに浸食されたところが見えるのが特徴です。

では、沖縄トラフの中はどうかというと、北部の方は堆積物で埋まっています比較的に平たに見えますが、中部になると小波長の凹凸があらわれてくる。これは、どうも非常に新しい貫入岩のようなのです。つまり、トカラ海嶺地域の上を覆っていた鮮新世と思われる地層は、沖縄ト

ラフの中では新しい貫入岩によってもまれてい。る。そういった事情から、大きくいえば東から西へ、図2・1に示すように、琉球海嶺(帯)、トカラ海嶺(帯)、沖縄トラフ(帯)という、帯状構造に分けられるわけです。

ところが南部になりますと、その様相が少し変わってきます。宮古島や石垣島をのせている海嶺がありますが、その西がいきなりトラフになっているかのようにみえます。そしてかなり厚い堆積物がたまっている。トラフの中に、中・北部のように新しい貫入岩のようなものが頭を出しているところも限られています。このように南部というのは、中・北部とはかなり様相が違っており、これについては後に触れます。反射記録の上からは、以上のようなことがわかってきました。

トラフ中央の裂け目と陥没構造

それで次に、トラフの真ん中の状態をもう少し精しくみてみます。図2・4、図2・5、図2・6は、トラフの部分拡大した断面で、図2・4は中部で奄美の西付近図2・5も中部で沖縄本島の西の付近、そして図2・6が南部で、それぞれの位置は図2・1に示してあります。

そうしますと、これらの国でわかるように、場所によると、いまにも裂けたというような、大洋中央海嶺でみられるようなリフト(割れ目)構造がはっきりとでてくるのです。いずれにしても北部・中部・南部のトラフの中央部には裂け目がある。この裂け目を中央地溝(リフト)と名付けます。

では、こうした中央地溝は、平面的にはどのように配列しているかといいますと、それは図2・1に示すように、これらの裂け目は必ずしもトラフと平行せずトラフと斜交しながら、いわゆる

図2・2 ー琉球弧から沖縄トラフの構造区分を示すエアガン・プロフィール

(木村, 1983)

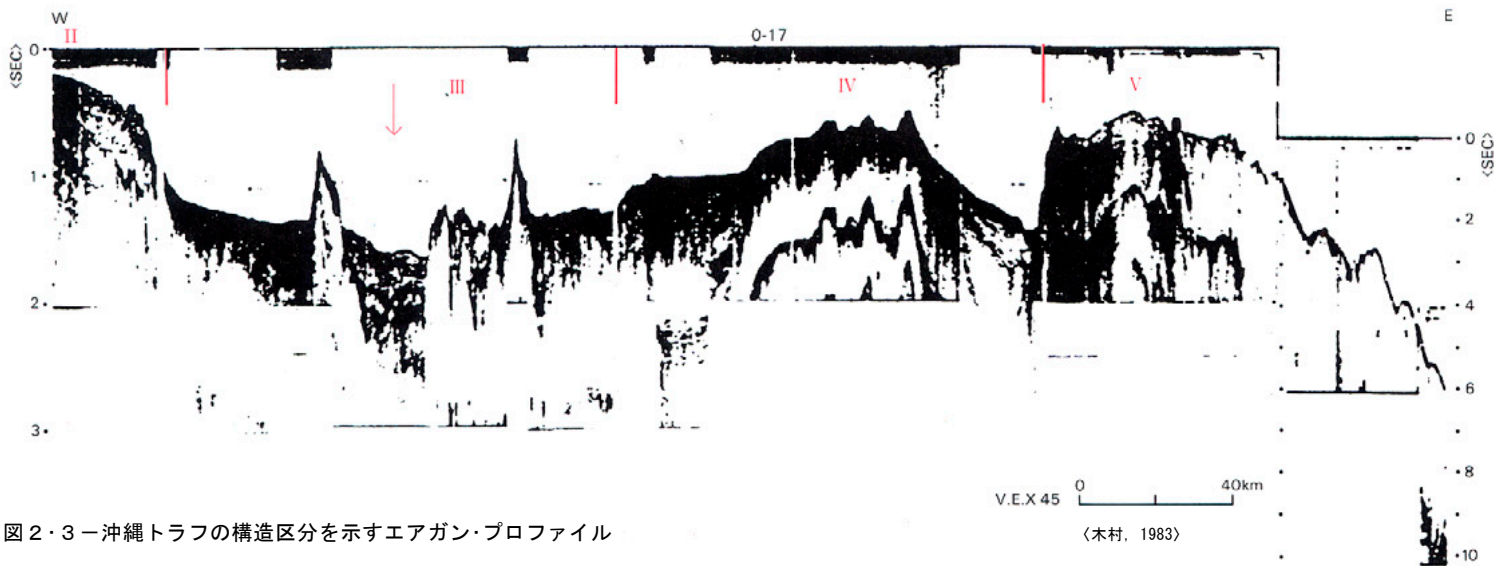
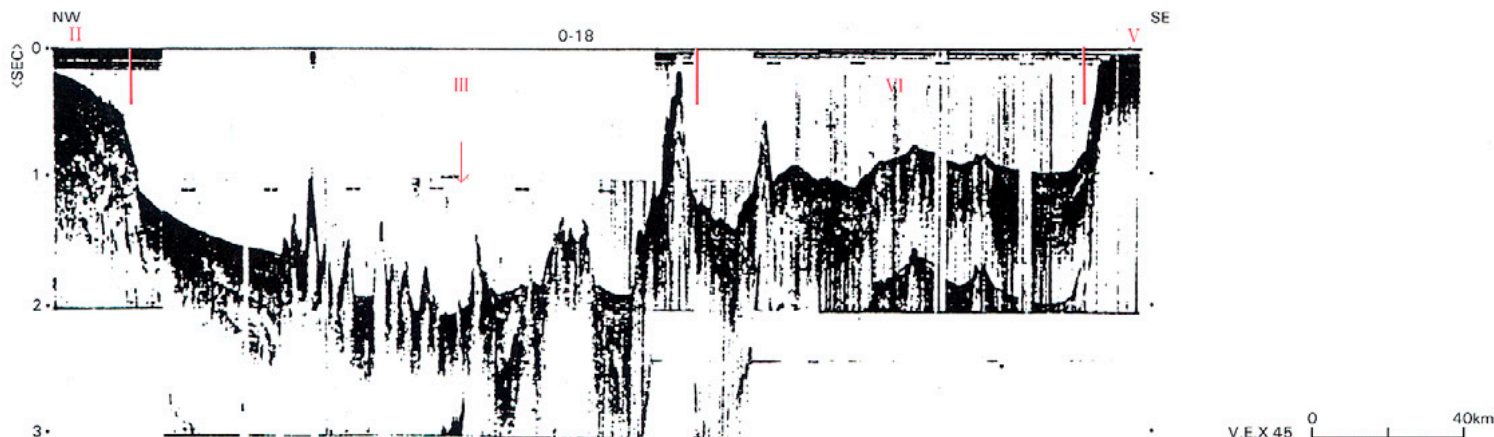


図2・3 ー沖縄トラフの構造区分を示すエアガン・プロフィール

(木村, 1983)



エシエロン状に発達しているのです。トラフの中・北部では、幅10～20kmほどの陥没構造が認められますが、トラフ南部では、海盆状の広大な凹地が中央リフトの両側にひろがっています。

さらに、こうした裂け目の形成というのは、どうも新しいということもわかってきました。たとえば図2・5の位置は沖縄の久米島の北方沖ですが、この南で1980年頃から群発地震が起っています。また図のステーション398という山でドレッジをして岩石をとり、それをカリウム・アルゴン法で年代測定をしたら、大体100万年より若いという値がでています。ですからこれは第四紀です。そういう新しい時代に図のように貫入して、しかも側方へ力が働いている。これらの断面図では、横のスケールに比べ縦は30倍ぐらい誇張されていますから、割れ目の幅がせまいようにも見えます。しかし実際

には、中央地溝でも非常に幅が広く10kmぐらひはあります。そして、広大なトラフの中で、海底が中央部に向かって階段状にだんだんおちこんでいっているわけです。とくにトラフ南部では、図2・6にみるように、典型的な階段構造を示しています。

南部の基盤とトカラ海嶺(帯)

次に、先ほど橋本先生のお話で基盤の延長の問題がでておりましたので、それに関連して南部のことに触れてみます。石油会社による海底のボーリング試料を参考にしますと、四万十帯は宮古の北まで続いております。沖縄本島で四万十帯の古第三紀に属している地層として嘉陽層というのがありますが、それに相当する地層(約4,000万年前の変成を示す)が、宮古の北でとれています。また、その場所より少し南では、約3.4km掘って八重山層群に当たっています。これは、新第三紀の中新世の中部から下部の地層

です。しかもこの辺の重力異常と地磁気の異常をみますと、宮古から石垣というこの海嶺が、トカラ海嶺とそっくりなんです。それからまた、1924年にこの近くで海底噴火があったのですが、これについて琉球大学の加藤先生は、西表海底火山という名前で呼んでおり、当時の船の船長の電報やあるいは軽石の分布などをいろいろと調べて、海底噴火の場所は、どうしてもこの海嶺の上にあるとっておられます。さらには、竹富島の近くで海底から温泉が出ているというようなこともあって、どうもこの海嶺に火の気のあるのが気になるのです。

すなわち図2・1で示したように、南のこの部分は、新第三紀以降の基盤配列からは、トカラ海嶺帯の延長というようにみなさざるを得ないのです。つまり地形的にいえば、南部の方はトカラ海嶺帯としては海底にあり、北部の方は、海底といっても、かなり高い位置にある。第四

図2・4ー沖縄トラフ中部の中央地溝を示すエアガン・プロフィール<木村,1980> 図2・5ー沖縄トラフ中部の中央地溝を示すエアガン・プロフィール <木村,1983>

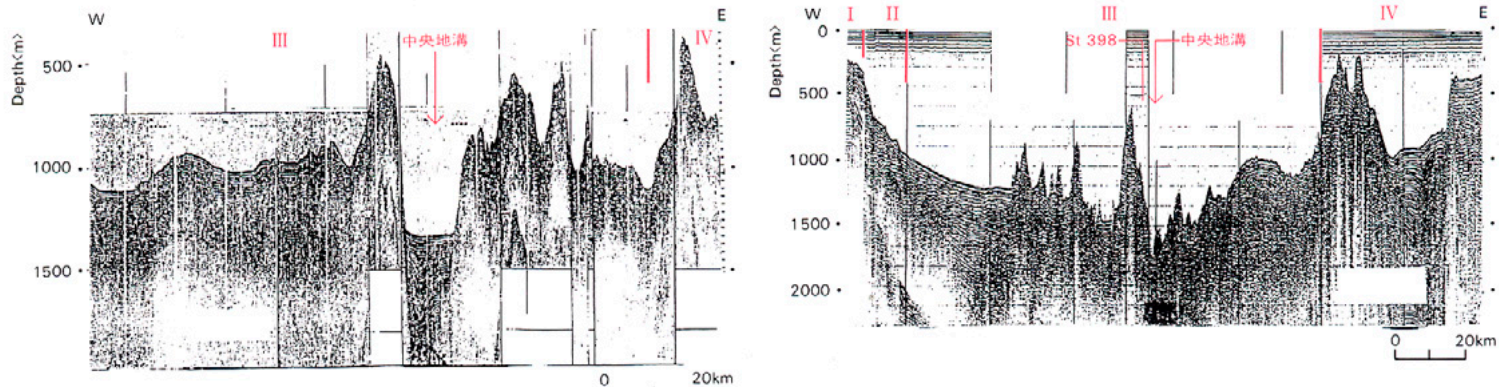
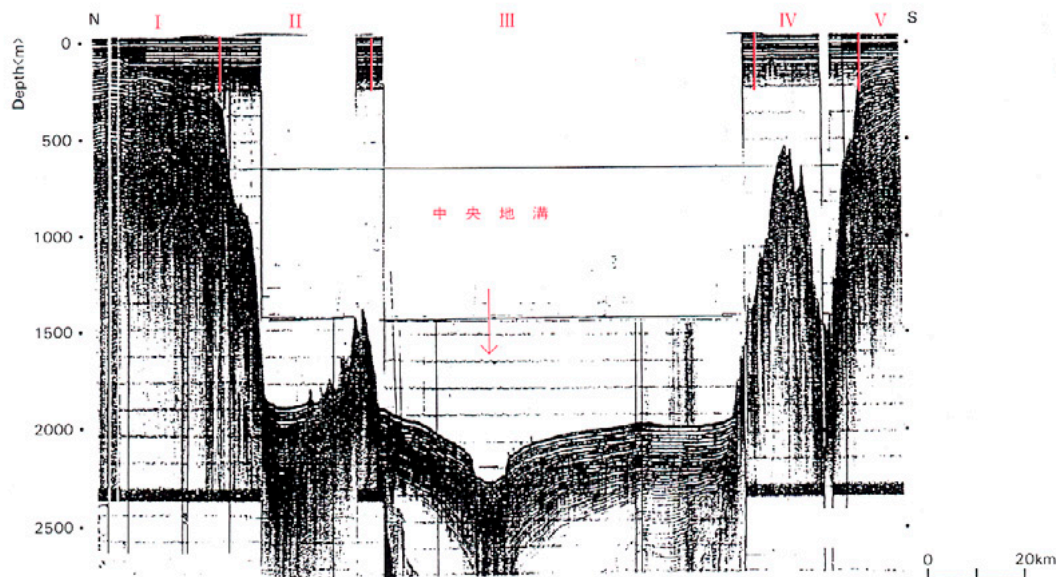


図2・6ー沖縄トラフ南部の中央地溝を示すエアガン・プロフィール <木村,1983>



紀の火山帯としてのトカラ海嶺の延長は、南部では、トラフよりの海底下に沈んでいると考えられます。

トラフの北方延長

では、沖縄トラフの北方への延長、九州の方への延長の関係はどうか。沖縄トラフはさきに申しあげたように、大きな陥没構造であることがはっきりしてきた。しかもその構造は、かなり複雑な断裂構造を伴っているわけですが、その構造は男女海盆までは確認できます。そしてその北はどうかというと、これは松本先生が陸の方の研究をされておまして、陸上では、別府一島原地溝を明らかにしておられます。それで、トラフはそこへ続く可能性が最も高いわけです。また一つには、九州の西方を北上してゆく可能性はどうであるか、これらのことをいま検討しているところです。

トラフの堆積物

橋本 沖縄トラフの底のセディメント(堆積物)に関する時代はどのようにお考えですか。

木村 トラフの底の表面からはコアがとられています。直接証拠はほとんどなく大体現世ということになってしまっていて、それより古いのはなかなか得られないのです。ただ、音波探査と、それからトカラの近くでの石油会社のボーリング試料から推定すると、トラフの底を埋めているセディメントは、島尻層群に対比させられるものとそれより新しいものが主です。つまり後期中新世から更新世の地層までです。ボーリングでは白亜紀の花崗岩をベースに、その上に溶岩が出てきています。厚さは余り厚くはないのですが、その年代が600万年前で、これは島尻層群の下部に対比できそうです。その上に鮮新世の島尻層群、さらにその上に第四紀がある。

この地域では、トラフの中にもリッジの上にも、いわゆる後期中新世プロパーの地層がないようにみえます。宮古の北の付近でも、鮮新世から中新世最上部ぐらいまでを含む地層で、その下は四万十帯の嘉陽層なんです。また宮古の別のところでも、鮮新世の地層のすぐ下は中新世の下部から中部ぐらいの八重山層群がでてくる。ですから、中新世の上部というものは、トラフの底でも、リッジの上でも、たまたま掘ったトカラの周辺でも、いずれもスポンと抜けているようにみえます。北部では、鮮新世および第四紀の地層がリッジからトラフの底まで厚くある

ということは確実に言えるのですが、ただトラフの底には、鮮新世より新しいセディメントがどのくらいの厚さであるのか、そしてそれより古いセディメントがどのくらいの厚さであるのか。この辺がむずかしいのです。

東海大陸棚と五島(一尖閣)隆起帯

編集 ちょっと話がずれますが、東シナ海の堆積盆地の方との関係はどのようになっているのでしょうか。

木村 西の方の東海大陸棚と沖縄トラフの間には、基盤の高まりがあり、これを五島(一尖閣)隆起帯と名付けています。南では尖閣列島の付近、北では五島列島の南の延長、これより西がへこんでいて、そこに厚い地層が堆積しているわけです。エカフエの調査では、3万ジュールのスパーカーを使って約2kmぐらいまでの深さの情報を記録紙にとった。それでこの地域全域のセディメントの厚さを示したわけです。そうしますと、2km以上厚い新第三系の地層があることが指摘され、その分布も示されました。それが尖閣列島ぐらいをへりにして、それより中に、台湾の北に大きいのが一つ。あと、北の方にも幾つかのベースン(堆積盆)が示されたわけです。

基本的にはそれはいいんですけど、その後の調査でももう少し詳しいことがわかってきました。南の台湾ベースンの方はどうか知りませんが、北の方のベースンについては、新第三系が厚くあると思われていたのが、そうではなく古第三系が比較的厚いらしい。大陸棚の上では、上から1km弱ぐらいは主として鮮新世の地層があるのですが、その下が新第三系を欠いて、古第三系が何kmかにわたって厚く堆積しているということもあるらしい。そういうのが中・北部の現状なんです。つまり、鮮新世の地層は、大体1km弱ぐらいの厚さですべて中国寄りまできれいに続いている。もちろん、たとえば五島隆起帯などのところは、下が持ち上がっていますから、その厚さは数100mぐらいになったりはしますが、大体はどこでも1km弱ぐらいの厚さですべて続いています。その下に平らに不整合がある。

編集 ということは、中新世は、この辺はすべて陸地だったということですか。

木村 そう単純に言っていないかどうかは別にして、いずれにしても、東海大陸棚のある部分は陸地かあるいは湖的な要素が強かった。

編集 そして鮮新世のときに陥没したか海面があがったか、ともかく海になって厚い地層を堆積した……。

木村 まあそういうことでしょうね。特に中新世の後期、この時期に不整合ができたんだろうと考えられます。というのは、鮮新世の地層といっても、中新世の最上部ぐらいは少し含むんです。それはもちろん一連の地層ではありますが、それから推していったら、やはり中新世の後期ぐらいに陸化したか、何かがあったんだろう。後期というと、ちょうどグリンタフ活動の最盛期をすぎた頃です。その辺に何かありそうなんです。

松本 沖縄トラフが形成され始めたのはいつごろとお考えですか。

木村 形成の始めというのは、それはぐんと古い時期からの何らかのつながりはあると思いますが、しかし、陥没活動が盛んになり始めたのは第四紀更新世に入ってからではないかと思えます。それまでも、いろいろな意味でそこできなければならないという何かはあるのでしょうか。

③別府—島原地溝

松本 九州では、新生代に大きな陥没構造がつくられているのですが、最初に、こうした構造の存在を考え始めた理由からお話いたします。九州の地質図を全体として大きくながめると、中部中新世から現在にいたるまでの新しい火山群が広く分布している地域としては、中部九州と鹿児島湾を中心とした南部九州との2つが目立ちます。

鹿児島湾の地形とカルデラ説

まず後者の鹿児島湾というのは、実は、昔から非常に特異な地形として注目されておりました。というのは、大陸から九州までの海の深さを見てみますと、いま木村さんのお話しにあった沖縄トラフを除けば、この鹿児島湾だけが異常に深いのです。たとえば、長崎から朝鮮半島あるいは中国大陸へ行くということを考えた場合に、海の広さは相当なものです、その深さはせいぜい200mです。それに対して鹿児島湾は非常に狭いにもかかわらず、ここだけが深い。

そうした意味で、この地形は以前から注目されていたわけで、その成因として陥没によるものではないかという考え方が背からあったのです。そのうちに1943年に松本唯一によって、ここには2つのカルデラのあること、すなわち湾奥に始良カルデラ、湾口に阿多カルデラのあることが提唱されました。そのときの考え方では、これら2つのカルデラが落ち込み、それに引きつられてその中央部も落ち込み、この特異な地形ができあがったというように説明されていたわけです。しかし、もしそうであるとするならば、鹿児島湾の誕生というのは、当然このカルデラ形成以後ということになりますから、非常に新しいこととなります。最近の年代測定の結果では、始良カルデラの噴出物のなかで一番古いものでもわずかに何百万年前というオーダーです。ですからカルデラだけで考えようとすると、鹿児島湾全体の形成が非常に新しい時代に限られてしまいます。

霧島—鹿児島湾地溝の提唱

ところが最近、指宿あたりで1,000mという深さのボーリングを2本掘っているのですが、それでも基盤につかない。いまここでいう基盤とは、中新世よりも古い地層のことです。四万十帯の帯状構造から考えれば、この地域の基盤として考えられるのは、四万十帯の岩石、場合に

よっては花崗岩類があるかもしれませんが、いずれにしても四万十の岩石ができていていいわけです。地表の高さはそんなに高くなく、せいぜい100m以下です。しかるに、そこで1,000mのものを2本掘っても基盤につかない。つまり、この地域では四万十の岩石は1,000mより深いところにある。ところが、さきほどの橋本さんの図にあったように、指宿のすぐ北西では四万十の岩石が地表に露出しているのです。ですからここでは、どうしても陥没構造というものを考えざるを得ないのです。それからまた、早坂さんたちの海底の地形・地質の研究によって、鹿児島湾に陥没構造があることもわかってきたのですが、それはこの次の話になるので、ここでは触れません。

一方、始良の北に位置する霧島の方でも同様のことがわかってきたのです。鹿児島大学の露木先生らは、霧島まで含めて温泉をいろいろ調べられて、温泉の方の研究からここに陥没による地溝があるとして鹿児島地溝を提唱しておりますが、またここには、以前から加久藤カルデラと呼ばれたカルデラがあるのです。これは、霧島カルデラとも呼ばれております。このカルデラは、最初松本唯一が、凝カルデラまたはシェードカルデラと名付けたもので、次に有田忠雄先生がはっきりと提唱されたものです。地形的にはカルデラの北半分だけが地表にあらわれているものです。そして最近では、加久藤カルデラと小林カルデラの2つに分けて考えられています。カルデラの南半分というのは、新しい霧島の火山に覆われて地下にもぐってしまっていて、地形的には見えない。

そしてここでも最近のボーリングの結果、落ちこみの場所や深さがある程度まで推定できるようになり、やはり四万十が1,000m以上も落ち込んでいるらしいということがわかってきたのです。1,000m以上の落ち込みというのは、火山性のカルデラだけではとうてい説明しにくいのです。たとえば阿蘇では、ご存知のように非常にきれいなカルデラが地形として出ています。ではその場合、落ち込みがどれぐらいかというところ、これは、現在の外輪山の高さとカルデラの底との差を見ればすぐわかります。もちろんカルデラの中には、カルデラ形成後の新しい地層がたまっていますからそれを除いて考えないといけませんが、この地層の厚さというのはボーリングでわかっていますが、そうたまっ

てはおりません。そうすると、阿蘇のカルデラでも、落ちこみはどんなに大きく見横もってもせいぜい数100mです。

そういうことを考えると、1,000m以上の落ち込みというのは、カルデラ形成以前に地溝性の陥没構造があったに違いないと考えざるを得ない。ですから、さきほどお話しした鹿児島地溝は霧島まで延びるだろう。さらに鹿児島湾の南には硫黄島がありますが、ここにも鬼界カルデラと呼ばれるカルデラがあります。これは、ちょうど霧島—鹿児島湾地溝を南に延長したところにあります。このように、南九州には鹿児島湾を中心とした大きな地溝性の陥没構造があるわけで、この地溝は、北は霧島で終わっていますが、南の方は一体どこまで続くか——それが今後の課題で、そのあたりは早坂さんの方におまかせいたします。

別府—島原地溝の提唱

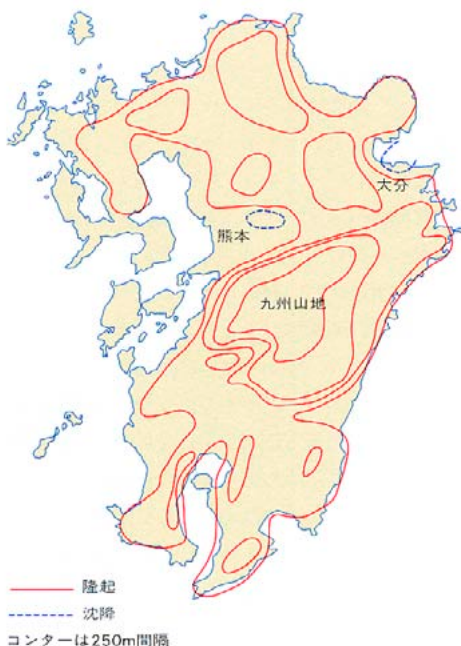
では、中部九州の方はどうか。まずこの付近の地質図を全体として見てみますと、中央部は、そのほとんど全域が新しい火山岩現によって覆われています。それに対して、先中新統の基盤岩類は、細かく見ればいろいろとありますが、大ざっぱにみると、別府—九重—熊本—島原をつなぐ地域には分布していません。その西端では、南は天草、北は諫早～大牟田に古第三紀層の地層があり、さらに長崎県の野間半島に長崎変成岩が分布しているのですが、中部九州の広大な地域には、先中新統が地表に露出していないのです。

そこで、この地域の重力異常をみてみます。図3・1は京都大学の久保寺先生らが発表されたもので、国にはプラス、マイナスの等重力異常線が描かれていますが、マイナスの異常というのは、新しいカルデラ、特に陥没カルデラと密接な関係があります。たとえば典型的な阿蘇カルデラを例にしますと、地下深くのマグマだまりからものすごい勢いで大量の火砕流堆積物を噴出して、極端にいうとマグマだまりが空洞になってしまう。しかもそこは、当然圧力も落ちるでしょうから、上のものがガサッと落ち込む。その場合に、落ち込んでそこを埋めたときの埋め方は、当然、落ち込んでいない周辺の状況とは違って来る。そのために負の目玉がでてくる。たとえていえば、植木鉢をひっくり返してそこに土を入れると、最初はふわっとしていますが、踏み固めたところはかたく密になる。そうしま

すと、密なところはプラスが出て、粗なところはマイナスが出てくる。ということで、マイナスの目玉があるということは、新しいものがあるところを埋めているというように見ていいわけです。ただし、逆にプラスの目玉が出るようなカルデラもあるのです。それは玄武岩の小さい火山で、たとえば伊豆大島の三原山に見られるように、山頂付近に非常に小さいカルデラがありますが、こういうカルデラでは、逆の重力異常が出てることがあります。しかし、九州のように大量の火砕流堆積物を噴出する陥没カルデラではマイナスの異常が出てくる。図では低重力中心域にLの記号を付してありますが、図にみるように、Lの目玉が点々と連続的に並んでいるのがよくわかります。西は、島原半島の西側の橘湾——実は橘湾も、九州大学の島原火山研究所の太田さんによって千々石カルデラと呼ばれているのですが、この橘湾から東の別府湾まで、ずっとLの目玉が並んでいます。

それに対して、高重力の方は尾根が出てきます。そして、この尾根を結ぶ線の南側をみてみますと、そこはだざっぱに九州山地で、新しい火山岩類が分布しない地域です。もちろん小さなものがちよこちよこありますが、それについてはあとでお話しします。そして九州山地の最近の地殻変動が調べられているのですが、その結果では、ここが相対的に上昇しているの

図3・2 九州の第四紀における隆起・沈降量
 <資料は国立防災科学技術センター、1969による>



です。海水面を基準にして、どの範囲がどの程度上がっているかを描いたのが図3・2です。

この図からわかることは、さきほどの尾根を結ぶ線をもとにして考えれば、少なくとも北側は落ち、南側は上がるという相対的な動きがあることがわかるわけです。

もともと、以前から、別府湾地溝というのは多くの人々によって言われており、そのほか別府—九重地溝とか、あるいは阿蘇水道とかというように、さきほどのLの目玉が連続して並んだ地域の地形については、凹地や低地あるいは地溝をあらわす表現が昔から幾つか使用されてきました。また、この凹地を東に延長すると、いわゆる瀬戸内陥落地帯につながるということもいわれていたわけです。こうしたことから、ここに大きく地溝というのを考えたかどうか——。またそう考えてみるとそれほど矛盾はない。そういったことをふまえて私は、1979年に別府—島原地溝を提唱したわけです。

もちろん、こうした大きな陥没構造を考えた場合に、その内側に、古い基盤が地表や地下の浅いところに出ていたりすることが実際にあります。しかし私のいう大きな陥没構造というのは、ある線でいきなり落ち込んで、そのなかが平らということではないのです。そのなかにも細かな凹凸——グラーベン(地溝)や、ホルスト(地壘)がいくつももあるというのが実際の姿でしょう。そこには不連続の部分が必ずあり、逆かというと、そここのところには何かあるらしい。ですから、大きくは考えるけれども、また、そのなかを幾つかに分ける考え方も必要なのです。

別府—島原地溝の北限と南限

大きくみると、以上のようなことがいえるのですが、では今度は、この地溝をもう少し細かく見てみます。図3・3は、別府—島原地溝に関係ある断層を赤で入れたものです。この図には、臼杵—八代線(中央構造線)や仏像線など、古くからの九州の基本的な構造線はスミで描いてあります。

《九重—別府地域の南・北限界》

まず、別府北東部から国東半島南部についてみますと、ここには池田さんの調査や活断層研究会の報告で、唐木山断層、鹿鳴越断層、尼蔵岳断層、猫ヶ岩山断層、さらにこれらに続いて別府北断層、日出生断層、一尺八寸山断層、入美断層などと名付けられた多くの断層があります。これらの断層はほとんどが東西性で、すべて南

落ちの活断層です。そうしますと、これらの断層のうちのどれかは、初期の断層が再動したとも考えられますので、この付近が別府—島原地溝の北限ではないかと思われま

す。一方、別府湾南側の佐賀関半島についてみますと、ここは古生代の三波川変成岩が分布しているところで、その別府湾側(北側)は断層とされており、その西側では、三波川変成岩と大分層群との境界が断層とされており、この断層は東西性で北落ちです。それで、この断層がこの付近の別府—島原地溝の南限と考えられるわけです。また、九重火山地域の南東側では、地質調査所の小野さんによって、野津原町から久住町にかけて、七瀬川沿いと芹川沿いの2本の平行伏在断層が指摘されてお

りますが、これらは何れも、古期の朝地変成岩類(貫入岩類を含む)と後新第三系の分布から推定されているわけです。また、西南学院大学の唐木田さんは、七瀬川沿いの圧砕化された荷尾杵マイロナイト帯を一種の構造体と考えておられますが、この七瀬川断層—荷尾杵マイロナイト帯は、大分—熊本線と一致し、これをそのまま西南西に延長すると阿蘇カルデラの中部付近からややその南側付近にぶつかるのです。これらの断層は、すべて北東—南西方向の断層で、北西落ちです。ですから、これらの断層が、この付近の別府—島原地溝の南東限と考えられるわけです。図3・4は、九重の大船山付近を別府—島原地溝にほぼ直交して切った地質断面図で、この地溝の南限の基盤の状態が示されています。図の右端にみるように、三宅山火砕流堆積物と基盤岩が、左側(北側)へゆくほどストーン・ストーンと落ちてい

《島原—熊本—阿蘇地域の南・北限界》

ます。この三宅山火砕流堆積物は、約1,400万年前の瀬戸内系火山岩で、その下位にはおそらく先中新世の基盤岩があるものと考えられます。すなわち、基盤岩の北側が地溝状に落ちこみ、そこをグリンタフ火山岩類が埋積しているのでしょう。その間に、三宅山火砕流の活動があり、さらに前述の地溝をつくった断層が再活動して新たに陥没し、地溝ができたものと考えられるのです。その後、さらに豊肥火山活動が生じ、地溝が埋めつくされた。この断面図には、こうした関係がよく示されています。

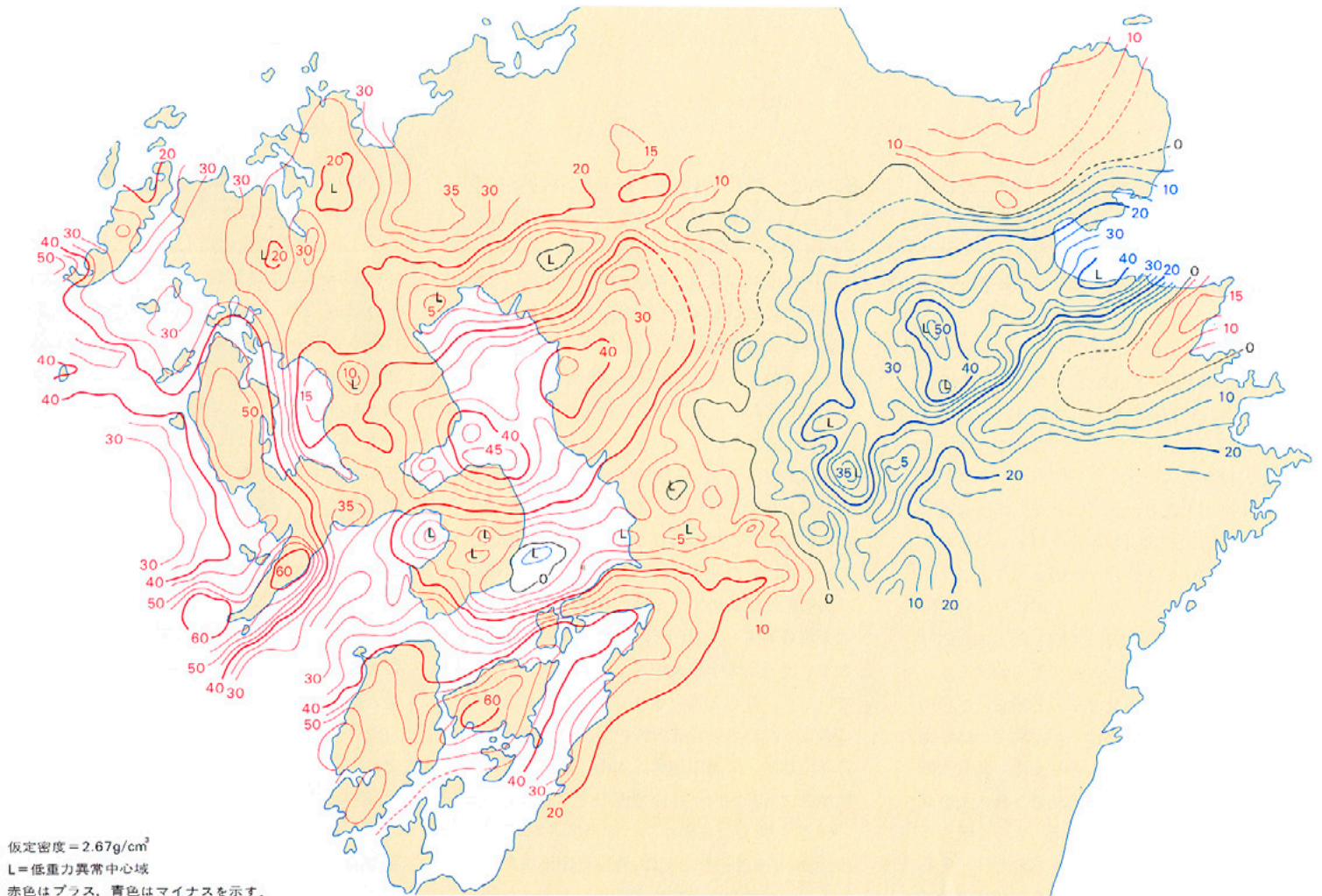
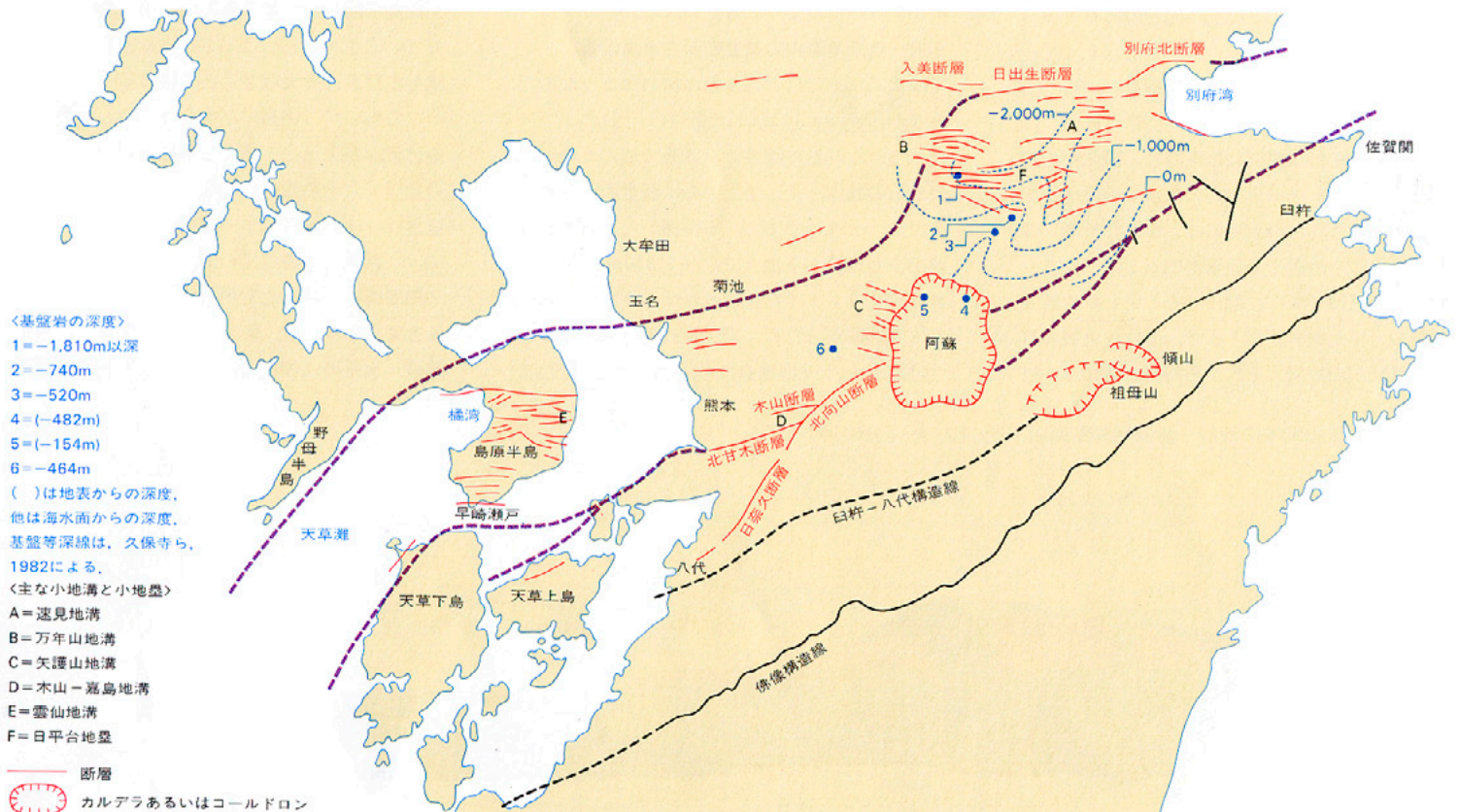


図3・3—別府—島原地溝内の断層と基盤深度

〈松本健夫、1983〉



のです。ただ私は、古期岩類の分布などから考えて、図の破線で示したように、島原半島の北縁をかすめて玉名市南方から植木の東方に至り、さらに菊池付近を通るのではないかと推定しております。

これに対して、南限の方ははっきりしております。熊本市南方から阿蘇カルデラにかけては、北向山断層、布田川断層などがあり、これらは、東北東—西南西方向で、北北西側落ちの断層です。これはさらに、北北東—南南西に向きを変えて砥川断層となり、さらに日奈久断層に連なります。一方、布田川断層をそのままの方向で西南西に延長すると北甘木断層となり、これも北北西落ちです。ですから、布田川—日奈久断層から、益城町砥川北方で分岐した1本が北甘木断層であると見なすことができるわけです。この北向山、布田川、北甘木の各断層、さらにその西方の縁川に沿うあたりが、別府—島原地溝の南限を示すものと考えられます。北甘木断層の西方延長は、宇土半島の北縁から大矢野島および天草上島の北縁をかすめ、さらに天草下島北海岸をかすめるものと考えられます。そして、別府—島原地溝は、天草下島で急に北北東—南南西に方向を変え、天草灘地溝に連なるようにも見えますが、この点は問題のあるところで、後に述べます。

別府—島原地溝内の小地溝と小地壘

いま申しあげたように、別府—島原地溝内には、これに平行または斜交した東西性、東北東—西南西、芦北西—東南東方向の数多くの断層がありますが、これらの断層には含まれた地域にはたくさんの小地溝や小地壘があります。

別府—九重地域では、池田さんのいわれる速見地溝や万年山地溝があります。また、九重山群の千町無田の地溝。それから阿蘇の方では、外

輪山の少し西方に鞍ガ岳という山があり、そのすぐ近くに矢護山やごやまがありますが、ここにも鞍ガ岳—矢護山断層群という活断層が10本近くあって、矢護山が落ち込んでいます。つまり、それより北の断層が南落ちで、南のものが北落ちの断層で、両者の幅は狭いけれども、地溝状に落ちこんでおり、私はこれを矢護山地溝と呼んでいます。それからまた阿蘇の西方になると、木山断層と北甘木断層というのがありますが、この間は完全にグラーベンです。これは木山—嘉島地溝と呼ばれており、熊本大学教育学部の渡辺さんや元農政局の初倉さんの論文で実証されています。また非常に有名なのが雲仙火山の中にある雲仙地溝です。なお、島原半島については天草灘地溝との対比という点でも大変重要なので、鹿児島大学の塚さんに別にコメントしていただけたらと思います(16p～18p参照)。

このように小さい意味での地溝は、速見地溝、万年山地溝、矢護山地溝、木山—嘉島地溝、雲仙地溝など、別府—島原地溝の中に幾つもあるわけです。そして地溝があれば当然ホルスト(地壘)もあります。たとえば、九重火山地域で見られる日平台地壘ひびらだいなどです。そういう小さな凹凸を含めながら、全体として一つの大きな陥没構造がある。このように考えられるわけです。

別府—島原地溝内の基盤の深さと陥没量

では次に、その付近の基盤の深さはどうなのだろうか。図3・3に示した数字は、これまでに調べられた基盤の深さで、括弧で結んだのが地表からの深度、そうでないのは海水面からの深度です。そうしますと、一番深いのが万年山地溝の少し南にある地点で、-1,810m以深。これはボーリングで与えられたデータです。ボーリングが曲がったら、当然それより浅くなりますけれども、一応垂直に掘られたと仮定して

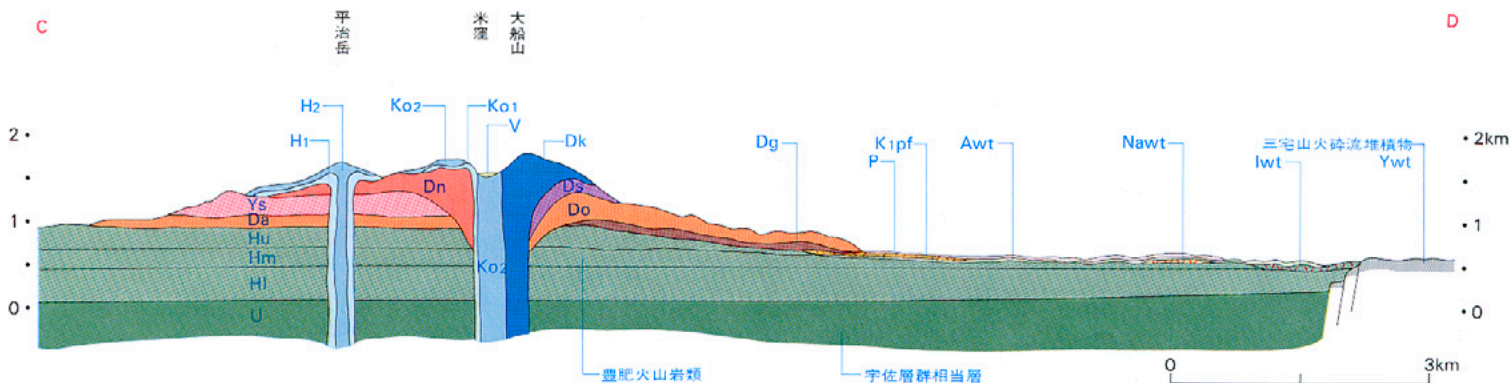
-1,810m。この深さはレベルにして約-2,000mですが、ここではまだ基盤についていないのです。それから九重の八丁原付近では海水面から-740m。ここは基盤にぶつかっております。そのほか、図にみるように、やはり海水面からの深さで約-520mとか-464mというのがあります。また、阿蘇カルデラ内の宮地北方では、地表から-482m。ここは標高が約400~500mですからレベルではほとんど0mです。内ノ牧でも-154mという非常に浅いところに基盤が出てきている。このようにいろいろな凹凸があるのですけれども、これは、先ほども述べたように、大きな陥没構造の中に小さなグラーベンやホルストがあると考えれば、決して解釈つかぬことではない。ただそれらが、あるブロックごとに落ち込んだり、あるいは残ったりということがあってもよいと思うのですが、そのあたりのことは、まだ具体的にはよく判っておりません。いずれにせよ、中新世以降現在までの陥没量の総量は、最大で2,000~2,500mぐらいになると思います。

天草灘地溝

《天草下島志岐地域の高角不整合》

次は天草灘地溝です。天草下島の北西部には、天草灘に画して富岡半島という小さな岬が突きでていますが、じつは、このすぐ手前の志岐地域を木村さんと塚さんと一緒に調べにいき、そこでものすごい高角不整合を確認したのです。釜付近から土呂呂を結んだ線の東側は古第三系の地層で、その西側には釜層が分布し、両者の境界はほぼ直線的で、釜層の下位は佐伊津層で、これら2つの地層の関係は、島原半島の口ノ津層群における北有馬層と大屋層とに対比さると考えられます。両者は不整合関係で、佐伊津層・大足層は湖成層、釜層・北有馬層は海棲

図3・4—九重山地域の別府—島原地溝断面図 <55p. 図2九重火山地質図のC—D断面、但し、スケールは異なる>



化石を産出し海成層です。時代は、前者が約200～180万年前、後者が約140万年前からの堆積です。

この近くに内田というところがありますが、この南方で、われわれは、釜層と古第三系との高角不整合の露頭にぶつかったのです。高角不整合というのは、不整合面が立ってしまっているわけで、測れたところでは、50度から70度の角度で西側に急傾斜している。しかも、この不整合面に対してぶつかるようなかたち(アバット)で、礫岩(釜層)がずうっと堆積しているのです。海岩線から見ますと、山の高さが70mでそこまでずうっと礫岩がある。そしてその中に、ちょっとした砂岩の薄層があるので、ほとんど水平にこの礫岩が堆積したことがわかる。

では、どうしてこれだけの礫岩が堆積したのかということと考えますと、この不整合面というのは、もともとは断層による急崖であったのだろう。断層崖が不整合面になっているから、落ち込みのある西側へ次から次へと礫岩がたまっていく。つまり、一方の側がどんどん落ち込んでいったから、こういうものすごいたまり方になった。ですから、ここに出てくる礫岩は余り円磨されていない亜角礫岩～角礫岩です。他所から運ばれてきたのではなく、その場の崖のところの基盤が礫としておちこんでたまった不淘汰礫岩です。このように、ここではどうしても断層とその西側の落ち込みというものを考えないと説明がつかない。この断層崖は、ほぼ直線状に5km以上にわたってのびており、西側が落ち続けることによって釜層が堆積したと考えられるわけです。

《富岡一志岐の小地溝》

また大塚さんは、志岐町周辺と富岡半島との間の地層を精しく調べ、ここにトラフ状の小さな堆積盆のあることをつきとめています。ここでは、古第三系の侵食された上面は深いところで海面下120～160mのところであり、さきほどの急崖に沿ってその西側に、幅が800～2,000m、約5km以上にわたって凹地が延びております。これはまさに、小地溝性の陥没構造です。そして、釜層の下位に佐伊津層が分布していたものとするれば、この小地溝の陥没は、その地層の年代からいって更新世初期(約200～180万年前)の直前であり、さらに釜層堆積直前の前期更新世の中頃(約140万年前)に再び陥没したものと思われる。

《天草灘地溝》

ところで、天草灘としてみた場合にはどうということになるかといいますと、ご存知のように天草灘の西縁は野母半島で、ここには長崎変成岩が分布しています。そしてこの半島の東海岸線にはほぼ平行した東落ちの断層が海底に推定されております。一方、天草灘の東の方には、いま申し上げたように、天草下島の古第三系と釜層との間に高角不整合の西落ちの断層が直線的に延びている。ですから、この間为天草灘地溝と考えられます。ところで、この断層崖の南方の海底には、さきほどの木村さんが指摘されました沖繩トラフ東縁を限る西落ち断層が認められておりますから、沖繩トラフがここまでのびてきていることはまず間違いありません。しかし、天草灘地溝のすぐ北方には、別府一島原地溝がありますが、これら両地溝の方向はあきらかに異なっていて、連続しているとはいえません。それで、この辺の問題が、今後の課題になっているわけです。

別府一島原地溝の形成過程

富岡一志岐の地溝では、古第三系の基盤とともに、断層に平行した岩脈が何本か認められます。その岩脈の貫入は、もし天草の深成岩と同じだとすれば、おそらく中新世の古い時期で約1,900万年前です。そうしますと、この方向の弱線(割れ目)というのは、少なくとも1,900万年前にはできておったわけです。しかも、いま申しましたように、釜層の時代が140万年前です。ですから、ここでは中新世のときから最近まで、何回か動いている。この辺の断層はまだ調べられてはおりませんが、最新のものは、私は当然活断層だろうと思っております。つまり、天草灘地溝を含めた別府一島原地溝の発生は中新世で、その後何度も動きがあつた。そしてこの動きというのは、大きくわければ3つの段階があるのだろうというように私は考えております。

1つは、中新世に始まった大規模な動きです。中部九州には、いわゆるグリンタフと言われていたものが点々とありますから、これから考えて最初の大きな動きは、中新世の中期、もしくは前期の終わりごろから活動が始まっているだろう。そして、第2ステージとして、鮮新世最末期～更新世初期に大きな動きがあり、さらに第3のものとして更新世の中期に大きな動きがあつたろう。もちろん、それぞれの動きの間にも細かい幾つかの動きが当然あるだろう。しか

し、古い時期のところはなかなか確認できてない。しかし更新世に入った新しい時期についていえば、これは、あとで火山活動のところでお話しする予定ですが、九重や雲仙などの活動の始まりは、恐らく30万～25万年前であろうことがわかっています。また、万年山地溝と呼ばれているのは、万年山の年代が約50万年ですから、これは、50万年より新しい。このように、何回も動いているわけで、ただ1回の大規模な動きでこうした大地溝がすっぱりと出来上っているわけではない。大きい動きが何回もあり、その間に小さい動きも勿論あり、しかも場合によっては古い割れ目などが再び動くということも含めてこうした大地溝ができて上っているものと思われれます。

編集 別府一島原地溝というのは、瀬戸内沈降帯と続くわけですか。

松本 当然、それに続くと考えられます。

編集 霧島一鹿兒島湾地溝の発生時期はいつごろですか。

松本 この地溝でも、ボーリング試料では下の方にグリンタフが出てきます。ですから中新世のときから落ち込みを始めたと思っています。

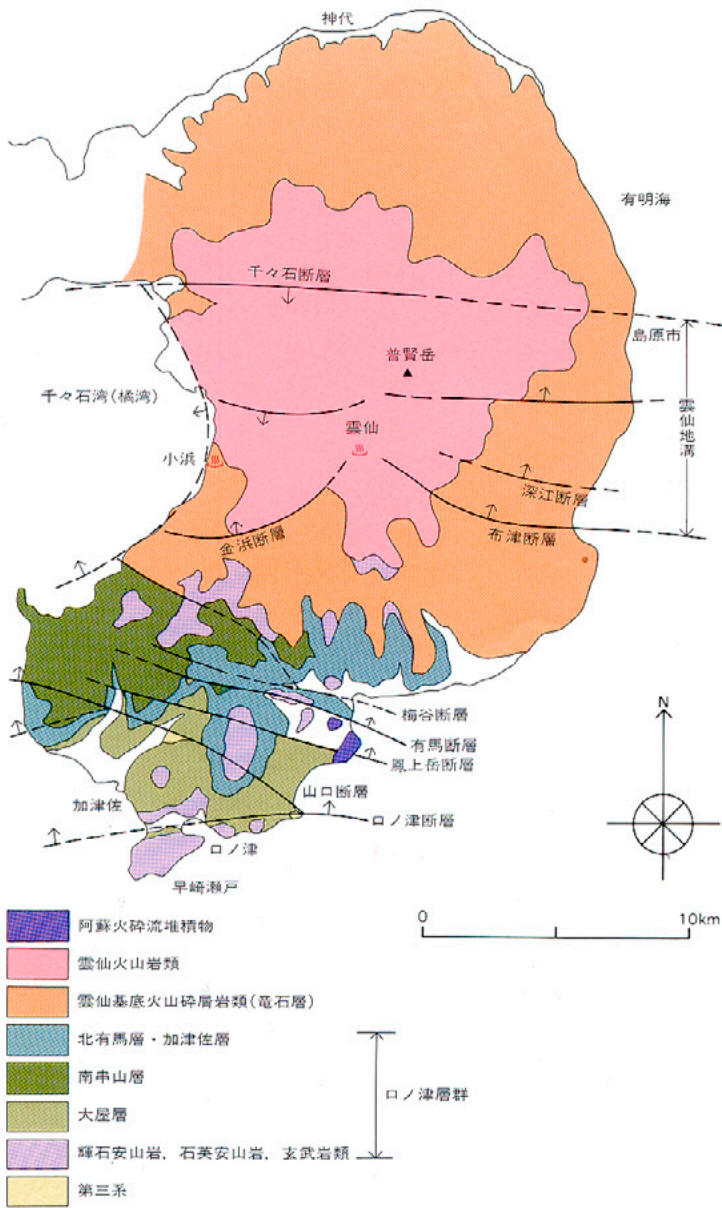
編集 鹿兒島の地溝でもグリンタフが下に出てくるんですか。

松本 ええ、できます。そして何度も落ち込んでいるのです。すごい火山活動があつても、ある時期にある程度落ち込んでしまえば、その火山堆積物そのものはその時点で埋め込まれてしまいます。しかし、落ち込みの外側では、その時の火山堆積物が残る。薩摩半島のさきの春日金山あたりのグリンタフがそれなんです。ここでは)四万十の基盤の上きれいな不整合でグリンタフののっています。(19Pへ続く)

島原—熊本地溝と口ノ津層群

大塚裕之=鹿児島大学理学部助教授

図1—島原半島地質概略図



<大塚原図>

図2—島原—熊本地溝発達概念図

<大塚未公表資料>

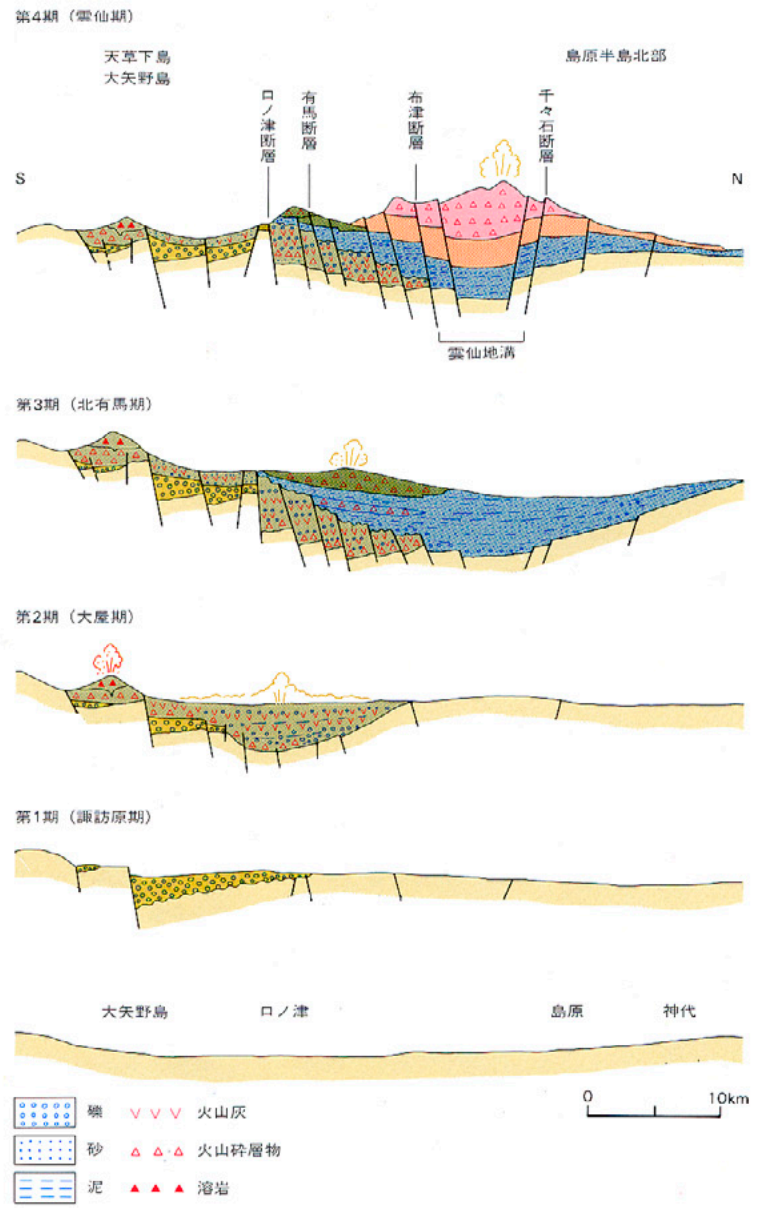


図3—口ノ津層群大屋層と加津佐倉の不整合

<大塚未公表資料>

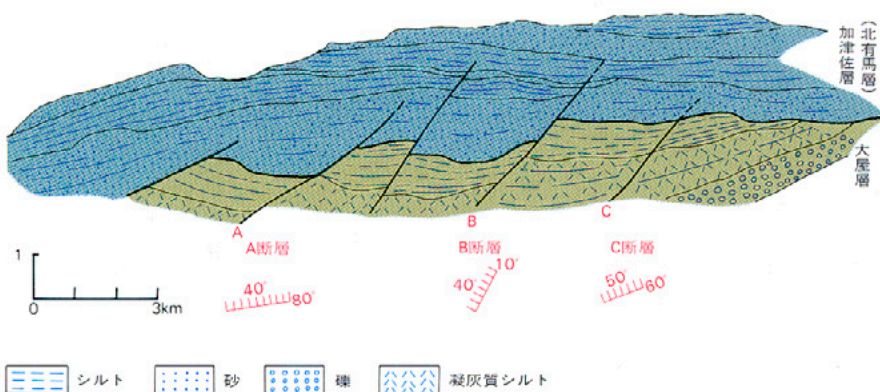


図4—口ノ津層群における小断面の極の等集中度曲線図

<大塚未公表資料>

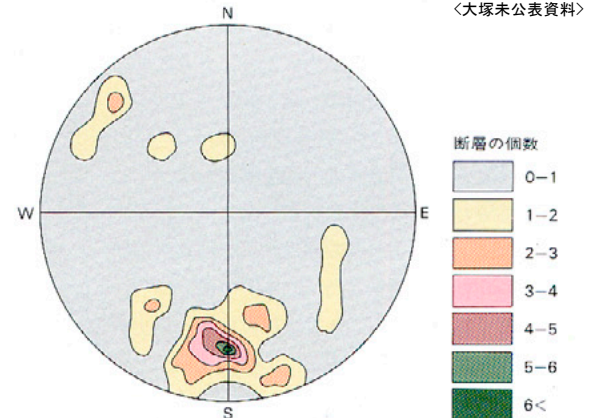
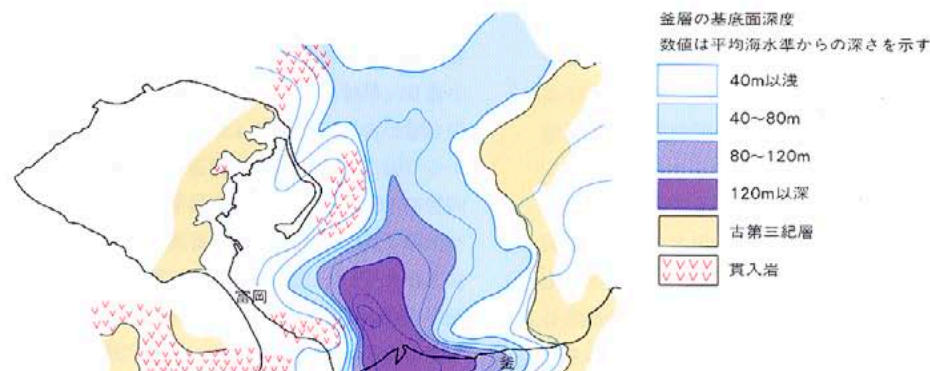


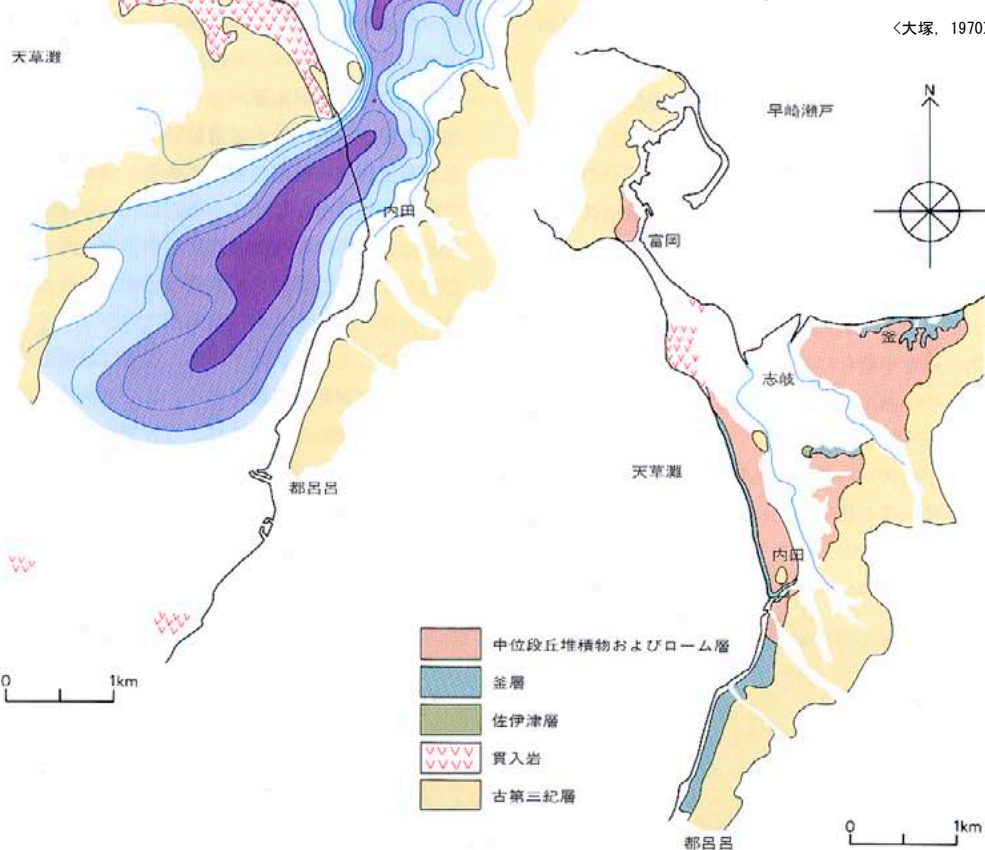
図5 天草下島北西部における釜層の基底面深度図



〈大塚, 1970〉

中部九州に認められる新生代後期の地溝性陥没構造として、松本（1979）は別府—島原地溝を提唱し、同地溝は、その中に認められる構造上の不連続地域を境にして、東から、別府地溝、阿蘇—九重地溝、島原—熊本地溝の3地溝に区分されるとした。この中で別府—島原地溝の南縁と大分—熊本構造線は大局的には一致し、それは三角半島に沿って天草下島北端を走り、一方、北縁は島原半島の北部を東西に走り、全体として同地溝の規模は東北東—西南西に約150 km、幅30km~20kmであるとした。

図6 天草下島北西部の地質図



〈大塚, 1970〉

島原—熊本地溝内にある島原半島は、雲仙火山からなる中・北部と基盤岩類(第三系とロノ津層群)からなる南部に分けられる。中・北部の雲仙火山地域には東西性の断層が卓越するが、南落ちの千々石断層と北落ちの金浜・布津両断層に挟まれた中央部は、東西にのびた火山性陥没地溝“雲仙地溝”をなし、雲仙火山を形成する有史溶岩の噴出、火山性地震の発生、温泉の湧出などの火山現象は、ほとんどこの地溝帯に集中している(図1)。

ロノ津層群は、島原半島南部に模式的に分布するほか、有明海南部海底一帯、さらに天草下島や大矢野島の北部沿岸部に分布する更新世前期の地層である。同層群の下部の諏訪原層と大足層は砂礫層・シルト層を主とし、一部に火山灰層を挟む淡水成層で、上半部の北有馬層が浅海成層であり、これと同時に異相の南串山層は輝石安山岩の碎屑岩および溶岩(豊肥溶岩)からなる(表1参照)。島原半島における同層群は最大層厚850mで、全体として東西性走向で、南へ緩傾斜している。層群全体としては東西性断層により北側へ階段状に落ちており、そのために半島の中・北部では同層群の地表への露出は見られない。

表1 ーロノ津層群の層序表

	天草下島	大矢野島	島原半島	絶対年代	断層運動	
ロノ津層群	[Stratigraphic column]	[Stratigraphic column]	竜石層	$0.24 \pm 0.06 \text{ F.T. Ma}$	第4期	
			南串山層 (輝石安山岩)	北有馬層 (256m+)	$\leftarrow 0.5 \sim 0.7 \text{ K-Ar Ma}$	第3期
			加津佐層 (70m)	海成層	$\leftarrow 1.43 \pm 0.27 \text{ F.T. Ma}$	
			大屋層 (230m+)	上部層 (230m+)	$\leftarrow 1.76 \pm 0.22 \text{ F.T. Ma}$	第2期
	佐伊津層 (70m)	大矢野層 (160m+)	下部層 (350m)	淡水成層	$\leftarrow 1.89 \pm 0.16 \text{ F.T. Ma}$	
	諏訪原層 (25m+)		7新第三紀層		第1期	
	古第三紀層					

島原半島の南北地質断面図をみると、ロノ津層群および雲仙火山噴出物は、雲仙地溝の北側では南へ、南側では北へそれぞれ階段状に落ちている。またそれらの断層運動の活動時期はロノ津層群の堆積開始時から雲仙地溝形成期までの何回かの異った時期に断続的に起っている。島原—熊本地溝の発達史は断層運動と堆積盆地の変遷史という観点から、次の4つの時期に分けて考えることができよう(以下図2参照)。

第1期 大分—熊本線に沿って形成された半地溝的陥没地への諏訪原層の堆積(鮮新世中~後期?)。重力探査データによると、大矢野島

の北西海岸に沿って北東から南西へ走る等重力線があり、それは北西へ向って急激な重力傾斜を示しており、それは現在の有明海南部一帯に低重力地帯を形成している。このことは、第三紀以降の著しい沈降帯の存在を示唆する。諏訪原層が対岸の島原半島に分布しないことからみて、当時の陥没地は北西側に浅く、南東側に深い半地溝状のものであったと推定できる。

第2期 第1期の陥没盆地は更新世前期(約190万年前)にはその北方へ拡大し、地溝全域に淡水成層の大屋層が堆積した。同層はチャート・石英・片岩等の古生層起源の礫を主とするが、これらは東方の九州山地からこの地溝へそそぐ河川によって運搬された。この期の初期には玄武岩、角閃石含有石英安山岩溶岩や同質質火砕流を噴出した。大屋層の堆積の末期には陥没運動は休止し、侵食期があった(小利の不整合; 図3参照)。その後地層は傾動し、東西性北落ち断層によってブロック化した。この断層運動を契機に、陥没地への海の進入が始まり、浅海成の北有馬層を堆積せしめた(約140万年前)。

第3期 雲仙火山基底砕屑物である竜石層の堆積前に、ロノ津層群は有馬・鳳上岳両断層で代表される東西性北落ち断層によって、北側(地溝の中心)へ落ち、ブロック化した。上記両断層の落差総計は約90mで、この値は第4期の深江・布津両断層の落差総計100mにほぼ匹敵する。図4は、ロノ津層群において確認された小

断層面の極をシュミット網上に投影して描かれた等集中度曲線図であるが、断層面の極はS極に近く最大集中部がある。この図は、ロノ津層群には東西性の断層が卓越すること、ならびに、当時地溝一帯がテンションの場であったことを示唆している。

第4期 竜石層や雲仙火山の溶岩円頂群などを構成する山陰系火山岩類の噴出と、これらを切る東西性断層群の活動期であり、島原一熊本地溝内に最大幅8kmにおよぶ雲仙地溝を形成した。これらの断層群は雲仙地溝北側の南落ちで、最大落差300mに達する千々石断層として、また南側の北落ち布津・深江南断層や金浜断層として表現されている。竜石層の絶対年代(約24万年)からみると、第4期の断層運動は更新世中期以降となる。またこれらの断層群が舞岳・矢岳などの更新世後期(2~3万年前)の雲仙火山岩類を切っていることから、雲仙地溝の形成は更新世最末期ということになる。

《天草下島北西部の地溝性陥没と釜層》

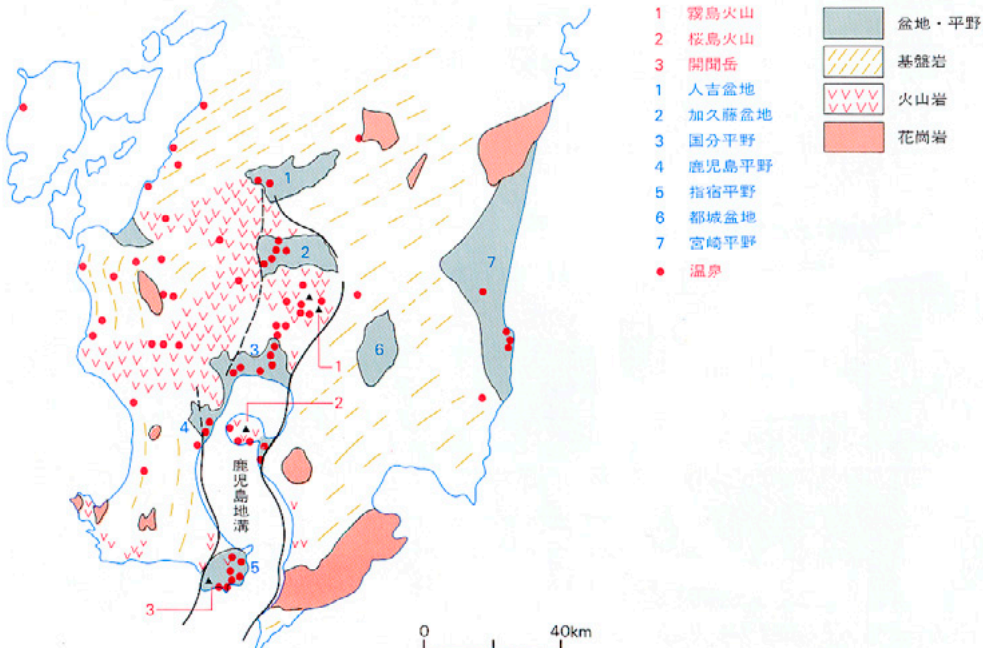
天草下島北西端に位置する苓北町一帯には、古第三系を不整合におおう佐伊津層(大屋層相当層)の小露出と、これらを不整合におおう釜層や段丘堆積物が分布している(図6参照)。釜層は早崎瀬戸に画した釜海岸と天草灘に面した沿岸部一帯の狭い範囲に分布する。同層は基盤岩の古第三系から由来した砂岩・頁岩の亜角礫層で、一部にシルト薄層を挟み、著しく淘汰が

不良なのが特徴である。地表では最大層厚30mある。旧炭鉱によるボーリングならびに音波探査資料を整理してみると、天草灘から志岐平野を通り、早崎瀬戸にかけての狭少な地域に釜層相当層が古第三系を被って分布しているのがわかる(図5参照)。

同層の堆積盆は、西側を福岡半島により、東側を天草下島山系を構成する古第三紀層によって挟まれた“ひょうたん”型の輪郭をなし、第三紀層の侵食面である釜層の基底面は中心に向って深くなり、最大水深160m以上に達する。また、この堆積盆を埋めた釜層は、北方の早崎瀬戸へ向って伸びている。本層には一部に海棲貝化石を含むことから、その堆積時期は北有馬層と同期の可能性はある。

志岐平野から南へ走る県道沿いには、淘汰が著しく不良な亜角礫層からなる釜層が海岸に面して約70mの急崖をなしている。これらの礫層と古第三紀層とは約70度の高角度の不整合面で接しており、また両層の境界線は平面的にみると、ほぼ直接的に北北東から南南西に伸びている。これらのことから判断すると、釜層は地溝性陥没地への堆積物と見做される。この地溝性陥没の地質学的意味については、今後更に検討を要するが、松本(1979)の提唱した《天草灘地溝》の伸びの方向に平行性のある小地溝性陥没構造とそれを埋めた堆積物を反映していると思倣すことも可能であろう。

図4・1 南九州の地質略図(温泉群の分布と鹿児島地溝)



④鹿兒島地溝

鹿兒島地溝

早坂 いま松本さんのお話しにあったように、鹿兒島地溝というものを最初に提唱されたのは露木さんです。その話に若干の補足を加えますと、露木さんは、霧島地区と指宿地区の噴気・変質帯に伴う活火山性の温泉を別にすると、人吉盆地の人吉温泉、加久藤盆地の加久藤・京町・青田・吉松などの温泉群、隼人・国分・加治木平野の隼人・浜之市・加治木・帖佐などの温泉群、そして鹿兒島平野の鹿兒島市内の温泉群など、南九州の中央部を南北に連ねる盆地や平野の温泉の構造が、いずれも共通の特徴をもっていること、こうした特徴は地下の地質構造を反映したものであると考え、そこに鹿兒島地溝を提唱されたわけです。図4・1は、そのとき露木さんが描かれたもので、これが発表されたのは1969年です。

研究の出発点

ところで、もともと南九州とか鹿兒島湾周辺というのは、地質についてのデータが非常に少なかったところなので、この地域の地史を明らかにしていこうというのは、鹿兒島大学に理学部地学の教室が設けられて以後、われわれの共通の目標となったし、現在もその過程にあるわけです。

そこで、まず鹿兒島市内の地質から手をつけ始めたのですが、そうしますと、例の始良カルデラから噴出物がものすごく多くて、しかもそれから細かい単位でたくさん重なっている。これを調べるのは大変な仕事だったのですが、とにかくそれは一段落して、現在は、鹿兒島市内のもの、湾周辺部のものとの対比が少しずつ明らかになってきているという段階です。そしてこの過程で、否応なく鹿兒島湾というものにぶつからざるを得なくなりました。周知のように、鹿兒島県あるいは南九州というのは、その中央部に湾がどてっと控えており、いろんな問題が湾に邪魔されてしまうものですから、湾を何とか究明しなければならなかった。それと同時に、湾そのものがカルデラと密接な関係があり、カルデラの歴史を明らかにするためにも湾の歴史を考えねばならない。こうして段々に海の中に入っていくが得ず、湾の中にひきずりこまれてしまった(笑)。そしてまたグラーベン構造(鹿兒島地溝)というもの

図4・2 鹿兒島市地域の基盤岩(四万十層群)上限の等深線図

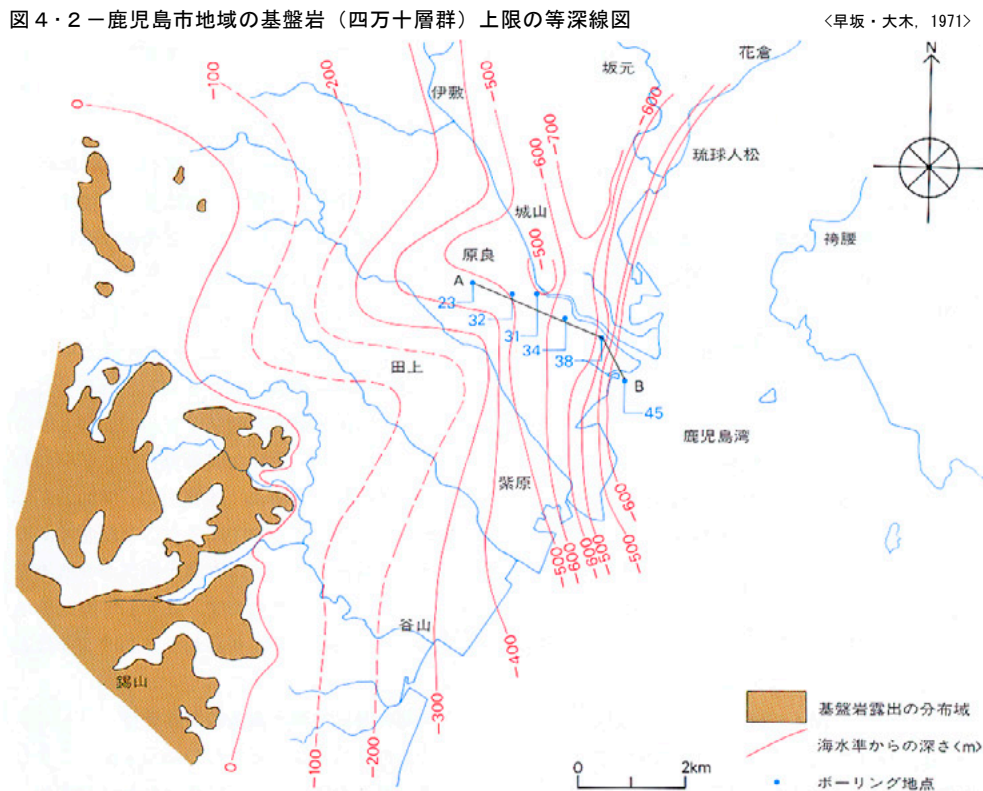
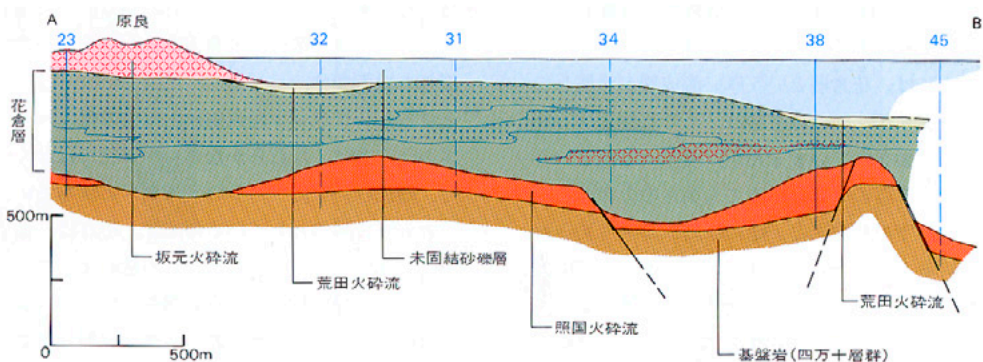


表4・1 鹿兒島市地域の地表と地下における層序の比較

時代	地下地質	地表地質
現世	新期火山灰および軽石層	
更新世	未固結砂礫層	
	ボーリング試料では、識別不可能な為、一括して取扱う。	坂元火砕流 長井田火砕流 竜尾層
	城山層	城山層
	吉野火砕流	吉野火砕流
	荒田火砕流	
鮮新世後期~更新世初期	花倉層	花倉層
		羊ヶ岡安山岩 三船流紋岩
	照国火砕流	
	基盤岩	

図4・3 鹿兒島市地域の地質断面図(原良町~甲突川河口付近・図4・2のA-B断面)



にぶつかってしまったわけです。ですから、私の特合は、足もとの問題をチョロチョロやっているうちに大きな問題をかかえてしまった感じで、最初から、南九州の地体構造を明らかにしようなどという大目的は、全く念頭にはなかったのです。

鹿児島市域の地下地質と地溝の西縁

さて鹿児島市内というのは、どこを掘っても温泉がでるという極めて特異な場所で、市内の銭湯やホテルの風呂なども大い天然温泉です。というのは、ここではボーリングをして、地下の基盤岩に突き当たりさえすれば温泉がでるので、ですから昔から、至るところで温泉を掘っている。そして昔は、ボーリングのさいは必ずコアをとっていますから、そのコアが残っていて、これがわれわれにとって貴重な資料になった。それで、記録をたどってこれらのコアをしらみつぶしに調べていって、何とか市内の地下構造を明らかにすることができた。

そうしますと、図4・2にみるように、西方では山の上に露出している四万十層群の基盤岩が、東の方へいくにしたがって急激に地下深くに入っていく。鹿児島湾の海岸線付近では、細かく上がったりがったりして等深線が錯綜しながら深くなり、偶然のことでしょうが現海岸線は、-600mの等深線の位置とほぼ一致しています。それとこの調査で明らかにされたもう一つの重要なことがあります。表4・1は、鹿児島市地域の地表地質と地下地質との対比表ですが、この表中に、地下地質の方には基盤岩の直上に照国火砕流というのがあります。これは、当時地表では発見されていなかったもので、ボーリングで始めて見つけられたものです（これがきっかけとなって、いまでは地表での分布も明らかにされています）。

図4・3は、鹿児島市の原良市から鹿児島湾へ市域を東西にきった地下断面図ですが、これで見るとよく判るように、照国火砕流は基盤岩の直上にあちこちでくっついております。そしてその上には、花倉層という厚い海成層が堆積しておりますが、この花倉層は、下の基盤を切る断層に影響されていませんが、照国火砕流というのは、厚さの分布からみても高さの分布からみても、下の基盤岩と一緒に断層によって切られていると判断せざるを得ない。つまり、照国火砕流が発生すると殆んど同時に、断層によって基盤も切られている。換言すれば、断層運動に

ともなつて照国の火成活動が発生している。この照国火砕流の年代測定は地質調査所でもらいましたが、その結果は約290万年前、鮮新世の終りの時期です。それからさきほどの花倉層ですが、この地層は、もちろん火山性の物質が非常に多いのですが、その中には見や有孔虫の化石を含み、明らかに海成層です。そして地表では、鹿児島市内の花倉の海岸にはほんのわずかしか見出されないのですが、ボーリングでみると600mほどのすごい厚さで地下に堆積していることがわかった。これは、照国火砕流の発見と並んでこのときの調査のもう一つの重要な成果でした。すなわち花倉層を堆積した海は、基盤を切って地溝ができたあと、その地溝の中に入りこんだ海であること、花倉層は、いわば古鹿児島湾の堆積物であることがわかったのです。こうして鹿児島地溝の西の縁の姿がどうやらわかりかけてきたわけです。

湾奥部の海底地形と海底のカルデラ

では、地溝の東縁はどのようなだろうか。こうして湾の海底を調べることになったわけですが、じつは、こうした調査の以前にも、湾の中の堆積物や有孔虫を調べてはいたのです。それで、湾奥の海底地形については、いろいろと問題があることはつかんでいました。

図4・4は鹿児島湾の海底地形で、図でみるように、同湾は湾口と湾奥に2つの鞍部があるという特異な地形です。そして桜島の北側に位置する湾奥部は、ここは古くから始良カルデラといわれ、火山性海湾と考えられていたところです。ここの海底地形を細かにみていきますと、西半分は約140m深ぐらいのフラットな地形が広がり、北東部に一番の深みがあります。かつて桑代さんは、この深みの部分をプロトカルデラの一つとして——つまり、湾奥部全体を単一のカルデラとしてではなく、多くのカルデラの集合体として考え、その一つがここにあり、これを若尊カルデラと名付けて発表された。そういう深みの場所です。

ところが、フラットな西側から東側の深みへの落ち込み方は、なだらかなスロープ状ではなく、階段状に東側へストン・ストンと落ちていきわめて画然としているのです。それは、地形図では明示しにくいのですが非常にはっきりとしたもので、その伸びの方向をつないでみると直線状になり、これはどうも構造地形である

らしいと考えていたのです。

そのうちに鹿児島大学で音波探査装置（スパーカー）を購入してくれたものですから、それを使って湾奥部はもちろん湾全域についての海底の地質をより精しく調べることができました。それを示したのが図4・5ですが、この調査によって、湾奥の西半部と北東部とでは、図にみるように地質構造も違うこと、両者の境にある断層も確認されたのです。

その当時、湾奥の最深部周辺域で水銀汚染魚の問題が起っていました。いまでもこの海域の魚は出荷停止になっています。ところがその原因が判らない。周辺には該当する工場もなく、いろいろと調べられていましたが手がかりがつかない。その頃、われわれもこの周辺の海底を調べていたものですから、文部省から話しがあって、東工大の小坂さん、鹿児島大学の鎌田さんなどが中心になって、この問題を調べてみることになりました。

そうしますと、水を調べても泥を調べても、水銀汚染魚を生むような量の水銀はない。結局たどりついたのは、この地域の海底からは炭酸ガスを多量に含む火山ガスが猛烈にでてくるということです。炭酸ガスは水深が200mあるから、そこで水に吸収されてしまう。ですからここでは、水深100m以深の水はpHが、厳冬、循環期をのぞいて急激に低下しており、海底近くでは6.7~7という値を示します。出入りの少ないこのよんだ酸性水塊のために、有孔虫の生態にも特殊な影響がでている。そうしたときに、アメリカの生物学の研究報告に、酸性水域の場合には、その水が標準的な海水であっても、そこにすむ魚の体内には水銀が濃縮される傾向があるという内容の論文が発表されました。それで、われわれグループは、この海域の条件づけだけをして、あとは生物学の方々に問題を任せる形になりました。

こういうこともあって、この海底のガスはずい分と調べられました。おもしろいことに、潜水艇を使って海底からガスの噴出するジャストポイントをひとつひとつ追っていきますと、さきほどの断層線に平行して並ぶのです。しかもある線を境にして、西側にはガスが全くでず、東側はその線に近い程分布密度が濃く、遠ざかるに従ってだんだんとまばらになるという地下の構造に関連した問題もわかってきました。さらに地形図にみるように、この深みの東縁には水深

図4・4 鹿兒島湾の海底地形

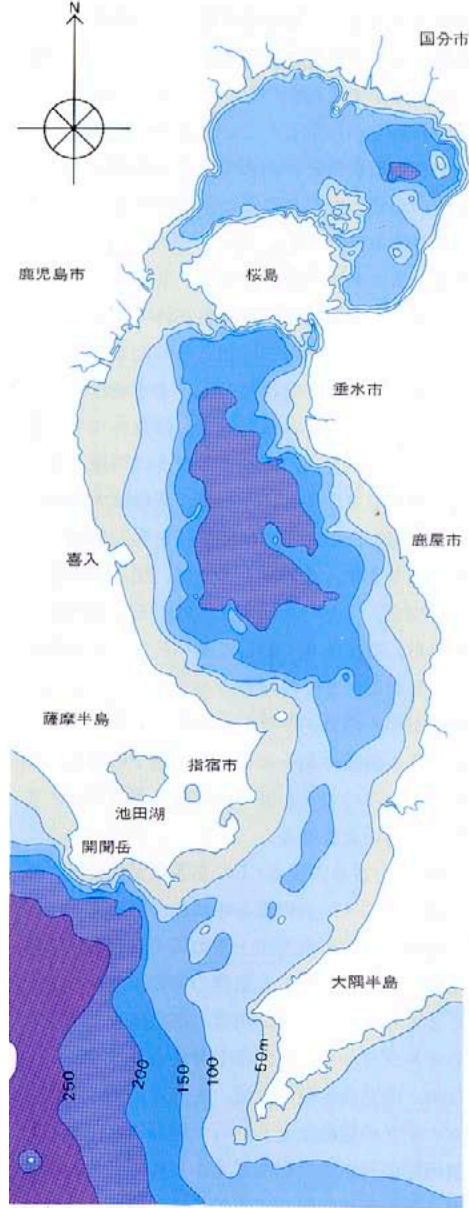
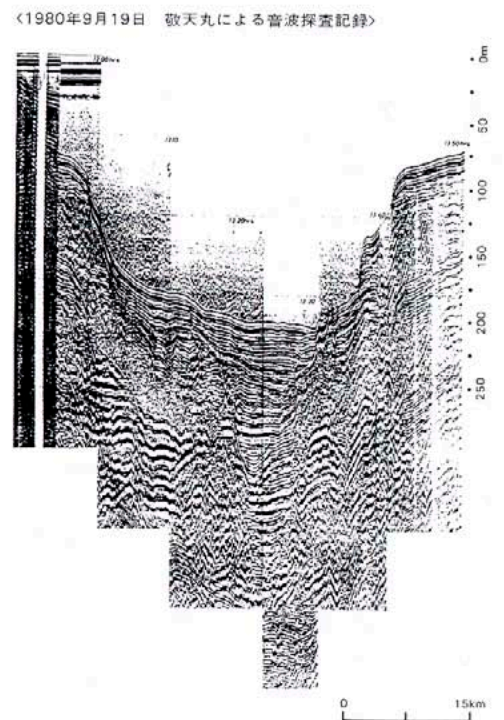


図4・5 鹿兒島湾の海底地質<早坂祥三, 1982>



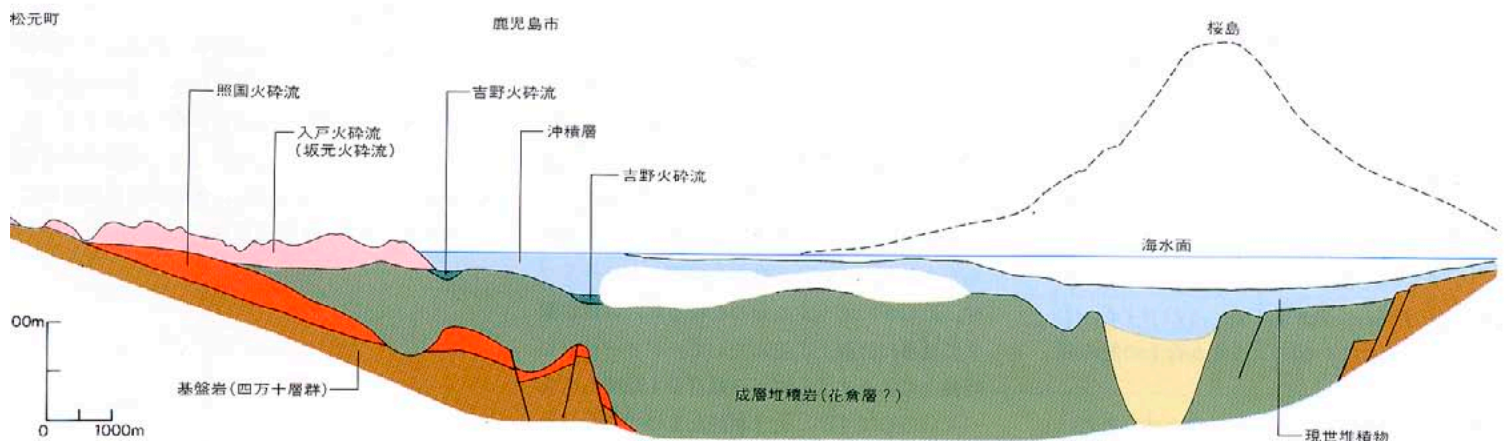
図4・6 桜島南側海域の東西地質断面



<図4・5の凡例>

- ① 基盤岩類(四万十層群)と判断される。
- ② 現世堆積物の下に海底下150~200mまで、ほぼ水平な平行層理がつく(湾奥部では、その間に一つの不整合関係がみとめられる)。
- ③ ②を切って落ち込んだ地溝状の凹地(図4・6参照)を埋めて、現世堆積物の下に連続して、海底下200~300m迄、細かく平行層理がつく(②と①に対する関係はアバット又はオーバーラップ)。
- ④ 水深100~90mの海底下、数10mの範囲にデルタの前置層堆積物らしい構造がみとめられる。
- ⑤ 海底下50~80mより下方に、散乱波を示す無層理のパターンが、海底下200m付近までつく。
- ⑥ 貫入岩体(内部には散乱波のパターンのみ)

図4・7 鹿兒島市街地より桜島南側海域へかけての地質断面模式図



90m程の高い山があり、この頂部付近からもガスがでていますが、意外なことに、ガスの成分は殆んど同じなのです。それでスパーカーによって、この地域(図4・5の湾奥の⑤にあたる)の海底下の構造をみますと、層状構造は全く示さない散乱波の不規則なパターンを基盤として、その上を現世堆積物が覆っている。そしてそこでは、基盤が断層でザクザク切られて、その切られた部分にクサビ形に堆積物がつまっているようすで、ともかく複雑な場所なのです。一方、水深90mの山体も無層理のパターンで構成され、その表面を堆積物が薄くカバーしている。

つまり、ガスのでてくる場所は、下の基盤が高まっている地点に限られていて、基盤が深くその上に現世堆積物が厚くたまっているようなところにはガスはでていない。したがってガスの噴出は、海底地形の起伏とは無関係で、基盤岩の深さ、いいかえれば表層堆積物の厚さに規制されているといえそうです。図4・5の⑤の部分は、後でも述べますように、これは海底にあるカルデラ性の構造と考えられるのですが、この構造の海底下の状況を簡略に話すと、以上のようなこととなります。

湾全域の海底地質と地溝の東縁

さて最後に、湾全域の海底地質について説明します。図4・5はスパーカーを使用して調べられた同湾の海底地質です。

まず図の①の部分は、褶曲のはげしい妙なパターンなのでと、明らかに堆積岩なのですが、他のどの部分とも様相が違います。これは現在のところ、四万十層群よりなる基盤岩としか考えられません。また図の北方には、陸上の四万十層群の分布を限る線が示されていますが、湾奥では、丁度この延長線上に①のパターンを限る線がくるわけで、これがおそらく地溝の東縁と考えられます。これをさらに湾中央部についてみますと、大体図に示したような位置にくるものと思われる。

図の②のパターンは、きれいな水平の層状構造を示します。これは、さきほどお話しした花倉層に相当する海成の地層ではないかと考えられます。ただ湾中央部になりますと、いろいろと解析のむずかしい部分もでてくるのですが、①との境界もだいたい図のようなかたちで読みとれます。

図の③のパターンは、谷地形を埋めている若い

堆積物で、図4・6はこの部分のスパーカーの記録です。この図に写しとられているように、地層の重なりの中に谷地形がつくられ、その中を上からほぼ連続的な地層が埋積していますが、この地層は現世堆積物にほぼ連続しているもので非常に若い。このことは、大きなグラーベンの中にさらに小さなグラベンが発生して、その中を埋めたものであろうと思われまます。また、こうした谷地形の平面的な分布に示される南北性の構造運動が、現世堆積物の堆積形態にまで影響を与えていることが、スパーカーの記録から読みとられます。

図の⑤のパターンは、さきほども触れまいように海底に認められたカルデラで、湾奥と湾中央南半部にありますが、いずれも共通のパターンを示します。

図の⑥は、下から突きあげられた貫入岩体で、これらはカルデラの存在と密接に関係しております。この記録では、もっと古い時期のカルデラがあるかどうかまでは読みとれませんが、少なくとも新しい時期に海底下150~200mの範囲内に活動の跡を厳として残しているものは、図示したカルデラと考えてよいと思います。そして、これらのカルデラが、地溝の東縁にまたがるようにして発生していることも判ります。

また桜島火山は、若いグラーベンの延長線上で噴火しているようにも見受けられます。最近の京大の防災研の報告によれば、震源の分布が桜島南側のこの若いグラーベンの位置に集中しているということですから、これらの間には何らかの関連があるのかも知れません。

図4・7は、いままでに得られた知見をもとにして、市域から鹿児島湾までの東西の断面を模式的に描いてみたものです。地溝の規模や、その中に発生している若いグラーベン、また桜島と若いグラーベンとの関係などがわかりただけかと思えます。

なお、さきほど松本さんからだされておりました鹿児島地溝の南方延長の問題ですが、これは現在調査中で、まだお話しのできる段階には達していません。ただ南への延長部は、どうも湾の中のようにはっきりとできそうにありません。ずい分と複雑な様相がありそうです。たしかに活火山の分布をみると、諏訪の瀬まで見事に直線上に並んでいて、グラーベンの延長上にあります。だから私自身も期待して調べているのですが、そう単純なものではなさそ

うな感じですよ。

湾とカルデラ——南九州の地史のために——

編集 始良カルデラとか阿多カルデラというものの実体がよくわからないのです。それと、いまのお話からすると、いままで一般に始良カルデラの噴出物といわれているもののなかには、湾内の海底カルデラにその供給源をもつものもかなりあるわけでしょう。

早坂 カルデラという言葉は、もともと地形的な用語で、地質的な内容は含まれておらず、成因論にしても後からつけ加えられたものです。松本唯一先生がいわれたのも、まず地形に注目されていておられるわけで、始良カルデラはさきほどの湾奥部。阿多カルデラは西縁が鹿児島市西方の鬼門平^{おんかどびら}という絶壁、東縁は大隅半島の西の崖で、この中には開聞岳を含む指宿火山群が入ります。鬼界カルデラは、明らかに海底地形です。もちろん松本先生は岩石の専門家ですから、噴出物もくわしく調べられておられます。しかし、とくに阿多カルデラについては、全体が単一のカルデラかということになるといろいろと論議のあるところで、地下の構造を始めいろいろのことが明らかでない現状では、まだ何ともいえません。

それから、さきの表4・1にある坂元火砕流、これは一般に入戸火砕流と呼ばれているもので、市域はもちろん南九州一帯に広く分布し、層厚も最大100mもある大規模のものですが、少なくともこの火砕流は、湾奥の海底にみとめられる。カルデラからの噴出物と考えられます。

なお、鹿児島地溝の生成、古鹿児島湾の発達、カルデラの活動などといった過程には、当然、第四紀の海水面変動などもからんでくるわけで、南九州の地史を組立てるのには、陸域と海域とを問わず地史に関する統一的な解釈を旨としてゆく必要があります。

それともう一つ、鹿児島にみられる現在の地質学的現象としては、桜島という活火山の活動が周辺海域の堆積物に与える影響を無視することができないのです。この問題は、地層の堆積環境論とも関連するもので、興味深い重要な研究テーマだと考えております。

⑤九州の火山と陥没構造

九州における後期新生代の火山系列

松本 中新世以降の九州における火山活動は、火山岩の性質や活動年代などから、大局的にみると表5・1のようにまとめることができます。この表にみるように、ほぼ2,000万年前～数100万年前にかけては、北部・中部・南部九州においてグリーンタフ火山活動がありました。そしてこの活動と時期的に一部重なるかたちで、中部九州の主として大分県に、瀬戸内系の火山活動がみられます。これは、1,500万年前～1,200万年前の活動で第1瀬戸内とも呼ばれます。一方、北部九州では約900万年前頃から大陸系の火山活動が始まります。これは、アルカリ岩系の玄武岩を主とした火山活動で、活動時期は第四紀まで継続しています。また、北部・中部九州ではグリーンタフ火山活動につづいて、第2瀬戸内系の火山活動がみられます。これは非常に小規模なのですが、瀬戸内系火山岩の特徴をそなえているもので、最近の年代測定で400万年前～300万年前ということがわかり、第2瀬戸内系として区分したものです。このように、中新世～鮮新世にかけて九州では、グリーンタフ、瀬戸内～第2瀬戸内、大陸系の火山活動がありますが、これらはグリーンタフ変動

に属するものと考えられます。そして更新世の始めになると島弧変動がおこりますが、この変動に属する火山活動として、豊肥・肥薩以降の活動があります。北部・中部九州の豊肥火山活動および南部九州の肥薩火山活動は、その発生は一部鮮新世にまでさかのぼりますが、約200万年前～約60万年前頃まで続き、その後に豊後火山活動がおこります。豊肥(肥薩)および豊後火山活動は、中心噴火して火山体をつくるというよりは、広い溶岩台地をつくるというような広域的な火山活動が特徴です。

この活動が終ると、山陰系および琉球系の火山活動になります。山陰系は由布・鶴見・九重・雲仙など、琉球系は阿蘇・霧島からさらに南へと続くもので、これらはいずれも火山体をつくる活動で、約30万年前頃から始まり現在まで続いている火山活動です。

グリーンタフ火山岩類

グリーンタフの火山活動は、中新世の約2,000万年前頃から鮮新世のある時期までの活動で、現在、地表でみられる分布域は図5・1のとおりで非常に限られています。九州では、この地層の中に金・銀・アンチモニーなどの熱水鉱床を伴うのが特徴です。この地層の最下部には非火山性の不淘汰礫岩がありますが、その他の大部分は火山性の砕屑岩や溶岩です。

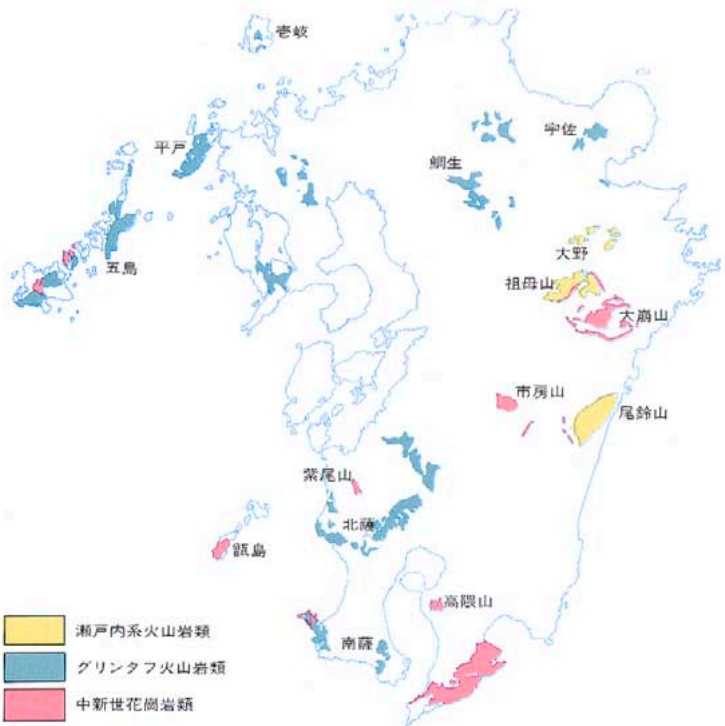
グリーンタフに属するものは日本のほかの地域では、山陰から北陸・佐渡にかけて、あるいはフォッサ・マグナの地域から東北日本やさらには北海道に広汎に分布しております。このうち新潟県から秋田県にかけてのグリーンタフの堆積岩は石油を伴っていますから、この地域はボーリングなどで精しく調査され研究も進んでいるのです。しかし九州では、石油を伴う地層も発見されておりませんので研究の進み方もおそく、まだわかっていないことが多いのです。

グリーンタフの年代がわかっているのは、壱岐、対馬、五島、平戸、宇佐、鯛生などで、これらは、その大部分が火砕流堆積物をたくさん含んだ火山岩類です。壱岐では、グリーンタフの厚さは500m以上、この中には陸域で堆積したことを示す溶結凝灰岩がかなりみつかっています。中部九州のグリーンタフの代表層群は、宇佐層群と鯛生層群で、鯛生層群は厚さ3,000mにも達しています。鹿児島県のグリーンタフは南薩層群と呼ばれますが、北薩の方は、古期北薩安山岩類という名称で呼ばれています。一般に九州のグリーンタフは、陸域の堆積層あるいは火山岩が多いのですが、一部は海成層で、北薩地域及び五島ではグリーンタフの一部に海棲化石が見つかっています。なお、九州での第三紀火山岩類の対比表を表5・3(34p)に示します。

表5・1 九州における後期新生代の火山系列と活動年代

年代		10 ⁶ YB	北部九州	中部九州	南部九州
第四紀	完新世	0.01	大陸系火山活動	山陰系火山活動	琉球系火山活動
		0.15		豊後火山活動	
	0.60	豊肥火山活動		肥薩火山活動	
	2.00	第2瀬戸内系火山活動			
第三紀	鮮新世	5.10	グリーンタフ火山活動	グリーンタフ火山活動	グリーンタフ火山活動
		10.00	瀬戸内系火山活動		
	15.00				
	23.00				
	先中新世				

図5・1 グリーンタフおよび瀬戸内系火山岩類の分布



瀬戸内系火山岩類

グリーンタフと同じ中新世の時代に、九州で重要なのは瀬戸内系の火山活動です。この火山岩類の九州での分布域は図5・1をみて下さい。これは、図5・2に示すように、設楽盆地から近畿地方の室生、二上山付近、四国へきて讃岐と松山、そして九州では大分県の大野付近というように、ほぼ100kmぐらいの等間隔で点々と分布しています。中新世中期の約1,500万年前～1,200万年前という時期は、第1瀬戸内期と呼ばれる時代で、いわゆる最初の瀬戸内海ができたとされていますが、当時、前述の地域には淡水域がひろがり、そこに火山活動が発生しました。これが瀬戸内系火山活動です。

この瀬戸内系火山岩は、サヌカイトと呼ばれる特徴的な火山岩などを含んでいます。もともと四国の讃岐にこの岩石が出ることからサヌカイト(Sanukite)という名前が学名になりました。この岩石は、ガラス質の非常に緻密な岩石なので、木槌でトントンたたくと、カーンカーンという非常にいい音色を発します。

これと同じ岩石が九州でも点々と産するわけで、^{かたむきやま}傾山の北北東にある^{だいさんごやま}代三五山とその付近には、流理のはっきりしたこの溶岩がみられ、これは代三五山溶岩～安山岩と呼ばれています。このサヌカイトの岩石学上の名前は、古銅輝石ガラ

ス質安山岩(Bronzite glassy andesite)といひまして、非常にMgに富んでいるのが特徴です。普通の火山岩では、SiO₂に対してMgOの量がある範囲に平均的に決まってくるのですが、その平均よりもずっとMgOが多いのです。

瀬戸内系火山岩類では、また、デレナイトと呼ばれる非常に強く溶結した溶結凝灰岩があります。これは、きわめてガラス質で珪長質であるのに、かんらん石を含むという特徴を持つ岩石です。四国の松山市の高浜港付近では松山溶結凝灰岩、九州では傾山北方26kmにある^{よいい}鏡ヶ岳とその付近にあって、大野溶結岩類(鏡ヶ岳溶岩)と呼ばれています。年代は1,500万～1,200万年前ぐらいです。それからまた、瀬戸内系火山岩類としては、柘榴石を含む流紋岩が出てきます。これは大和の二上山(ドンズルボウ)などにでてくるものが有名です。

《祖母・石鏡・熊野》

瀬戸内系火山岩類を産出するその少し南側を見ますと、紀伊半島では熊野酸性岩、四国では石鏡山、それに連なって九州では祖母山に類似の火山岩がでてきます。祖母山火山岩類の年代は、最近の測定では1,500万～1,400万年前です。熊野、石鏡、祖母の特徴は、非常に大量の火砕流堆積物がみとめられることです。その岩石は、デイサイト(石英安山岩)から流紋岩で、しば

しば花崗岩を伴います。花崗岩を伴うというのは、地盤が上昇して山の上の方が削られ、侵食されてくれば当然深所にあった花崗岩が見えてくるわけで、このように火山岩と深成岩(花崗岩)とが一緒に出てくるのをボルカノ・プルトン・コンプレックスといいます。これは熊野も石鏡も祖母もそうです。石鏡の面河溪谷はそういった深成岩です。祖母の方もいわゆる^{おおくまやま}大崩山の花崗岩がそんなんです。

しかもこれらは、いずれもカルデラを伴っているという特徴をもっています。カルデラといひましても、いわゆるコールドロンといわれるものです。カルデラとコールドロンの違いというのは、ここでは簡単に、地形的に現在も見えるのがカルデラで、かつてはカルデラであったが、その後の侵食ですでに地形としては見えなくなったものがコールドロンと考えてもらってよいかと思います。熊野も石鏡も祖母も、いずれもコールドロンです。

《祖母・傾山コールドロン》

祖母山のすぐ東には傾山がありますが、ここには1973年に私どもが傾山カルデラと名付けた中新世のコールドロンがあります。これは、亡くなった宮久三千年君との共同発表でしたが、傾山と祖母山にカルデラ型式の陥没構造が存在することを、私どもが最初に発見したの

図5・2 第1瀬戸内期の古地理と火山活動 (森本ら, 1957を松本徹夫一部修正)



図5・3 祖母山火山～深成岩類と大野火山岩類 (松本徹夫, 1983)



です。図5・3に示すように、祖母・傾山地域には臼杵―八代構造線にまたがるかたちで、祖母山火山岩類が分布発達しています。

祖母山火山岩類の活動は、カルデラ形成期をはさんで前期と後期に大別されます。前期はさらにⅠ・Ⅱ・Ⅲ期に細分され、石英安山岩類・流紋岩類・無斑晶流紋岩類などの降下火砕岩・火砕流堆積物・溶岩を大量に噴出したのですが、この直後に断層活動に伴う陥没が生じ、カルデラが形成されます。その後、後期火山活動があり、これはⅣ・Ⅴ・Ⅵ期に細分されますが、輝石安山岩を主とし、一部に石英安山岩を含む溶岩や降下火砕岩の活動で、これらが前述のカルデラを埋積してしまいます。その後、さきの断層の再活動などに伴う新期酸性貫入岩類の活動が生じました。この地区周辺には、錫をはじめ各種の金属鉱床が形成されていますが、こうした鉱床は、花崗岩類の貫入による変成・変質・鉱化作用の産物です。そしてこの酸性貫入岩類は、祖母・傾山地域のすぐ南にある大崩山花崗岩の北方延長部として潜在し、その一部が地表に露出しているのです。図5・4は、傾山コールドロンの地質図で、いま述べた事情はこの図によく示されており、傾山コールドロンは、径6km×12km、落差は1,000m以上に達するものと考えられます。

また傾山コールドロンに接してその西側には、さらにもう一つ、もつと規模の大きい祖母山コールドロンがあります。

それからまた、祖母山には古くからリングダイク（環状岩脈）と言われていた岩脈があるのですが、図5・3にみるようにその岩脈に沿って秩父古生層や四万十層が相当ずれているのですが、図5・3にみるようにその岩脈に沿って秩父古生層や四万十層が相当ずれているのですが、ずれてないようにみえるところも部分的にあるのですが、いずれにしてもその環状岩脈というのが、いわゆるバイアス型のカルデラではないかと推定され得るのです。そうしますと、この大崩山コールドロンは、径25km×45kmの陥没をもつ日本一大きなカルデラになります。

祖母山コールドロンは、その北側の方に部分的にはっきりしないところがあるのですが、少なくとも内側については1,000mのオーダーで落ち込んでいることが最近のボーリングでわかってきております。それも、傾山コールドロンと同様に、下の方は花崗岩類が出てきてしまい、いわゆる基盤が出てきませんので、それ以上の深さはわからない。そして、地質調査所の寺岡さんたちが大野川グラベンと言っておられるものがあるのですが、その大野川グラベンのヘリの部分に祖母山や傾山カルデラの落ち込みが重なってくるのです。このように祖母・傾山という中新世中期の大規模なカルデラが、中央

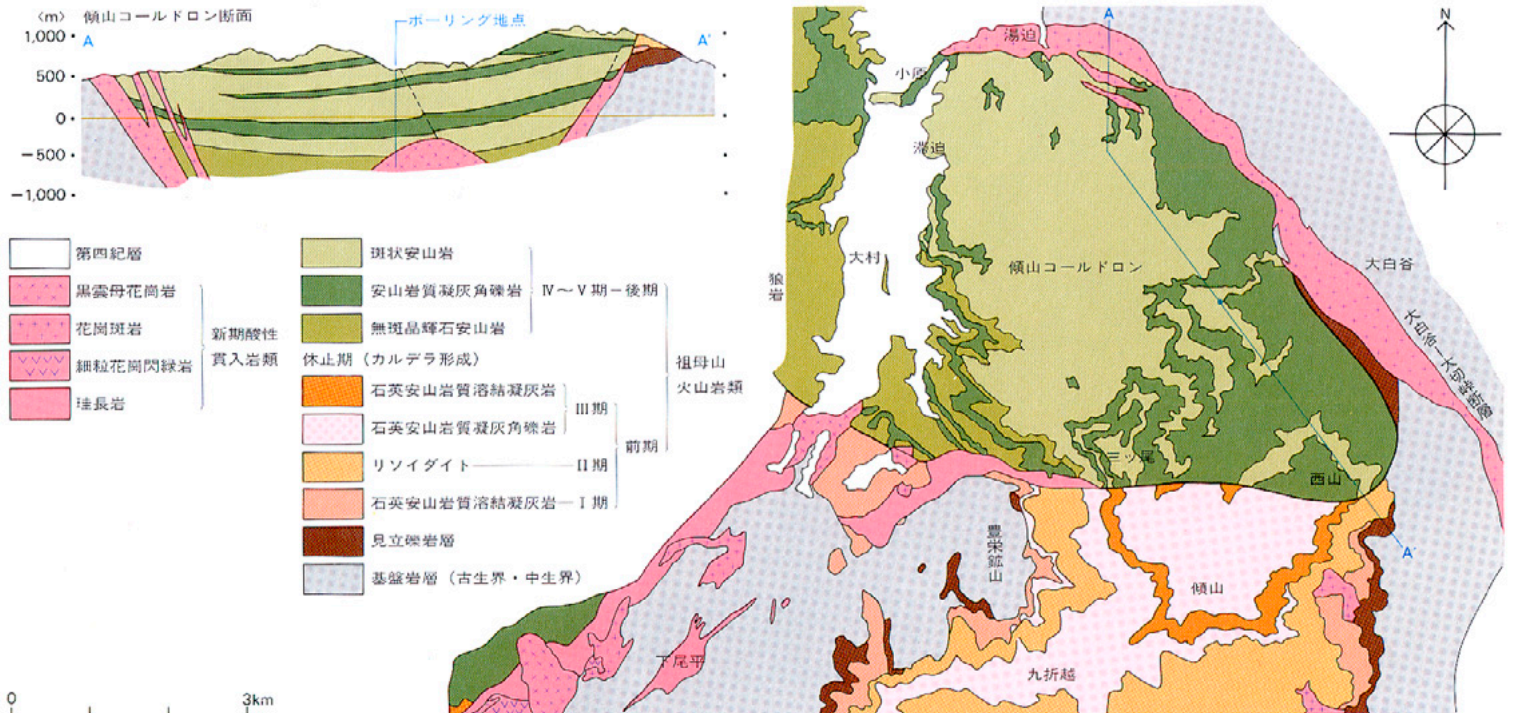
構造線の九州への延長である臼杵―八代構造線にまたがるように発生していることは、火山活動と陥没構造という関係からも大変に注目される事実です。

それから、さきほども一寸触れましたが、近年の年代測定の結果、いままで瀬戸内系火山岩類と考えていたものの中に、約400万年前～300万年前のものが小規模ながら含まれていることが分かってきました。耶馬溪の木ノ子岳、佐賀県の鬼が鼻山などです。これらを私は、第2瀬戸内系火山岩類と呼ぶことにしています。というのは、第2瀬戸内期というのは更新世初期の時代をさしていたのですが、最近の大阪層群などの研究でこの時期が鮮新世にまでさかのぼることが明らかになってきていますので、これに対応するものとして第2瀬戸内系火山岩を区分したわけです。

楠本 宮崎県の尾鈴山の火山岩はどの系になるんですか。

松本 祖母山あたりと同じではないでしょうか。尾鈴の酸性岩というのがありますが、これはボルカノ・ブルトン・コンプレックスがあるのです。時代的には中新世の中期で、どちらかといえば祖母山よりちょっと後のように思います。

図5・4 傾山地域地質図



大陸系火山岩類

大陸系の火山岩類に移ります。この火山岩は玄武岩で、アルカリ岩系を伴うという特徴をもっています。そして、図5・5にみるように大陸側にたくさん出てきます。たとえば中国の方から言いますと、七星山、五大連池、竜湾、それから中国と北朝鮮との国境の白頭山、北京の近くでは大同、そして北京から蒙古寄り地域や山西省、山東省にも点々と分布します。さらに日本海ではウルルン島、竹島。そのほか濟州島、隠岐諸島の島後・島前、さらに壱岐、五島列島など、これらの地域にはすべてアルカリ岩を伴う火山が分布します。九州では、佐賀県から長崎県にかけて、アルカリ岩(系)の玄武岩類が広大な台地をつくっていて、これらを松浦玄武岩類と呼んでいます。これらの岩石は、島原半島南端のロノ津から、介屋、今宿、能古島、津屋崎、北九州の黒崎、油谷湾、さらに山陰の萩の方へずっと連なっています。

かつて富田先生は、このようなアルカリ岩がでてくる地域を岩石区として区分し、新生代環日本海アルカリ岩石区と呼ばれました。このアルカリ岩玄武岩の活動は、最も古いのは古第三紀にさかのぼりますが、最盛期は中新世後期から鮮新世の時代で、この時期に、日本海をとりまくようなかたちでおこっています。図5・5に

みるように、その東縁は、樺太諸島から東北日本、山陰をへて西北九州まできれいに分布しています。こうした点に着目されて富田先生は、新生代環日本海アルカリ岩石区を提唱されたわけです。

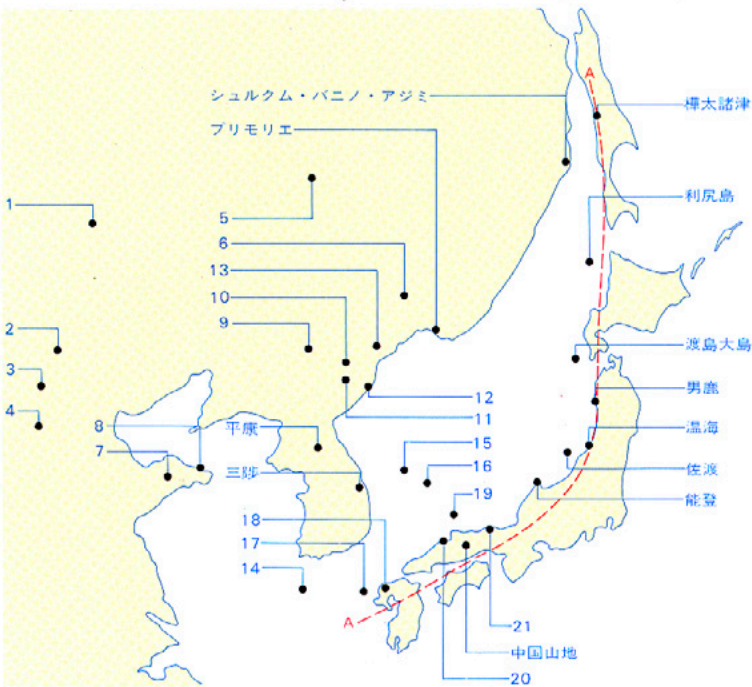
さらに、最近、立岩先生は、日本海のウルルン島では、海面下に中新世後期の2,000m以上の玄武岩の火山の存在が推定されること、この火山ができた後、地盤の広域的な沈降運動もしくは海水準の広域的な上昇が生じ、かつての準平原が現海面下2,000mに変わり、その剝削された海蝕台の上に若い火山体が形成されていることを発表しております。このようなことから、大陸系火山岩は、日本海の形成と無関係でなく、この活動と並行して日本海が深海化していったのではないかと推定されるのです。

それからこの火山活動は、新しいのは完新世までであるのです。たとえば、五島列島の福江島の鬼岳などは非常にきれいな単成の火山碎屑丘で、現在でも火口が崩されることなく残っていますから、これは相当新しいでしょう。また、白頭山、五大連池、濟州島の火山活動は、歴史時代の記録にも記されていますし、隠岐島の玄武岩の下の地層からは土器がでてきています。このように新しいところは現世まで続いているのです。

《大陸系火山岩の分布と陥没構造》

これらの大陸系の火山岩の分布は、陥没構造とは全く関係がないようにみえますが、実はそれが関係あるのです。九州での玄武岩の分布は、メインとしては、別府一島原地溝より大陸よりのぎりぎりの線で境されています。そしてぐっと西南の方をみますと、沖縄トラフのすぐ向う側、すなわち大陸側に尖閣列島があります。この尖閣列島の中に黄尾礁という小さな島(図5・10. 31p参照)がありますが、これが玄武岩なんです。しかも非常に特徴のある岩石で、アルカリ岩系とも、紫蘇輝石質岩系ともつかない両者の境界にあたる岩石です。こういう岩石というのは、まさに五島や島原のあたりに出てくるのです。それで、これをもっと大きく考えてみますと、別府一島原地溝があって、その南方への延長が沖縄トラフとすると、その向う側(大陸側)に限って玄武岩が大量に出てくる。その途中は、よくわからないのですが、五島がきてその次に尖閣列島、しかもこれをずっと台湾の方へ延ばしていくと、台湾の大陸側に澎湖諸島というのがあるのですが、そこにつながっていく。ですから、こうした観点からみると、九州から台湾まで大陸系玄武岩がでてくるその手前に陥没構造があるあけで、そこに両者の関連がみとめられるのです。

図5・5 一環日本海新生代アルカリ火山岩の産地



A-A 環日本海新生代アルカリ岩石区東側境界線

〈松本徹夫, 1983〉

●環日本海アルカリ火山岩の活動時代

アルカリ火山岩の産地 (数字は図の産地番号)	古第三紀		新第三紀			第四紀		
	始新世	漸新世	中新世			鮮新世	更新世	現世
			前期	中期	後期			
1 内蒙古, 中国黒竜江 6 中国河北, 山西(注)		●			●		●	●
7 中国山東省昌樂 8 中国山東省蓬萊					●			
9 竜湾火山 10 白頭山					●	●	●	●
11 頭流・蓋馬		●			●	●	●	●
12 吉州・明川 13 会寧		●			●	●	●	●
14 濟州島						●	●	●
15 ウルルン島 16 竹島							●	●
17 壱岐・五島					●	●	●	●
18 西北九州					●	●	●	●
19 隠岐					●	●	●	●
20 山陰					●	●	●	●
21 北温					●	●	●	●

(注) 1 内蒙古, 2 中国河北省張家口, 3 中国山西省大同, 4 中国山西省限泉, 5 五大連池, 6 東寧

豊肥火山岩類と肥薩火山岩類

豊肥火山活動は、一部は鮮新世にさかのぼるかもしれませんが、その大部分は、第四紀の更新世初期の約200万年前からほぼ70万年～60万年前にかけて、九州の北部および中部の全域にまたがって活動した第1級のきわめて大規模な火山活動です。九州南部にもこれと同時期の火山活動があり、これを肥薩火山活動と呼んでいます。これら火山岩類の分布域を図5・7(28p)に、火山岩の性質や活動時期を表5・4(35p)の第四紀火山活動対比表に示します。

この表にみるように、初期のころは、角閃石安山岩、デイサイト、一部流紋岩などが中心で、火山砕屑岩、いわゆる凝灰角礫岩が多く、一部に火砕流堆積物や溶岩などがあちこちに入っています。更新世初期というのは、第2瀬戸内期に含まれる時代で、中部九州から瀬戸内にかけて東西方向に湖沼が並んでいましたが、こうしたところでは、これら火山活動の噴出物が水底にたまり水底堆積層をつくりました。そして、上部の方になりますと、輝石安山岩溶岩(PA)の台地溶岩を特徴とするものになります。これは、いわゆるフラットラバーとよばれるもので、広く平たいテーブル状の溶岩です。そうした特異な地形のために、たとえば大分県の大岩扇山や鷹巣山というのは、天然記念物になっ

ているほどです。

豊肥火山活動および肥薩火山活動による火山岩類は、九州ではものすごい量で、豊肥のそれは2,000 km³以上になります。図5・12(33p)は、2大地溝に直交して描いた九州の火山地帯の広域的な断面図です。これを見ても、豊肥および肥薩火山活動の規模が、他の火山活動を圧倒している様子がよくわかります。とくに中部九州の多くの山々がこの活動によってつくられているだけでなく、新期火山体の下位にもこの火山岩が存在し、その分布する面積はきわめて広範囲に及んでいます。ですから私は、これを第1級の火山活動といているわけで、しかもそれはさきの図にみたように、九州の陥没構造とも密接な関係をもっているわけです。

図5・6は、大分市・別府市付近の地質図です。この地域は、グリンタフ火山活動、瀬戸内系火山活動、豊肥火山活動、山陰系火山活動などが交錯したきわめて特殊な地域で、速見火山区ともよばれています。図のうち、由布川軽石流、滝尾層、それに小麓山・城ヶ岳あるいは雛戸岳などつくる筑紫溶岩が豊肥火山岩類で、それらは、山陰系火山の由布岳・鶴見岳をはさむようにして、その北側と南側に分布しています。北側の方は、この図にはあらわれていませんが、雛戸岳のさきに日出生台、人見岳、獄下山、鹿鳴越

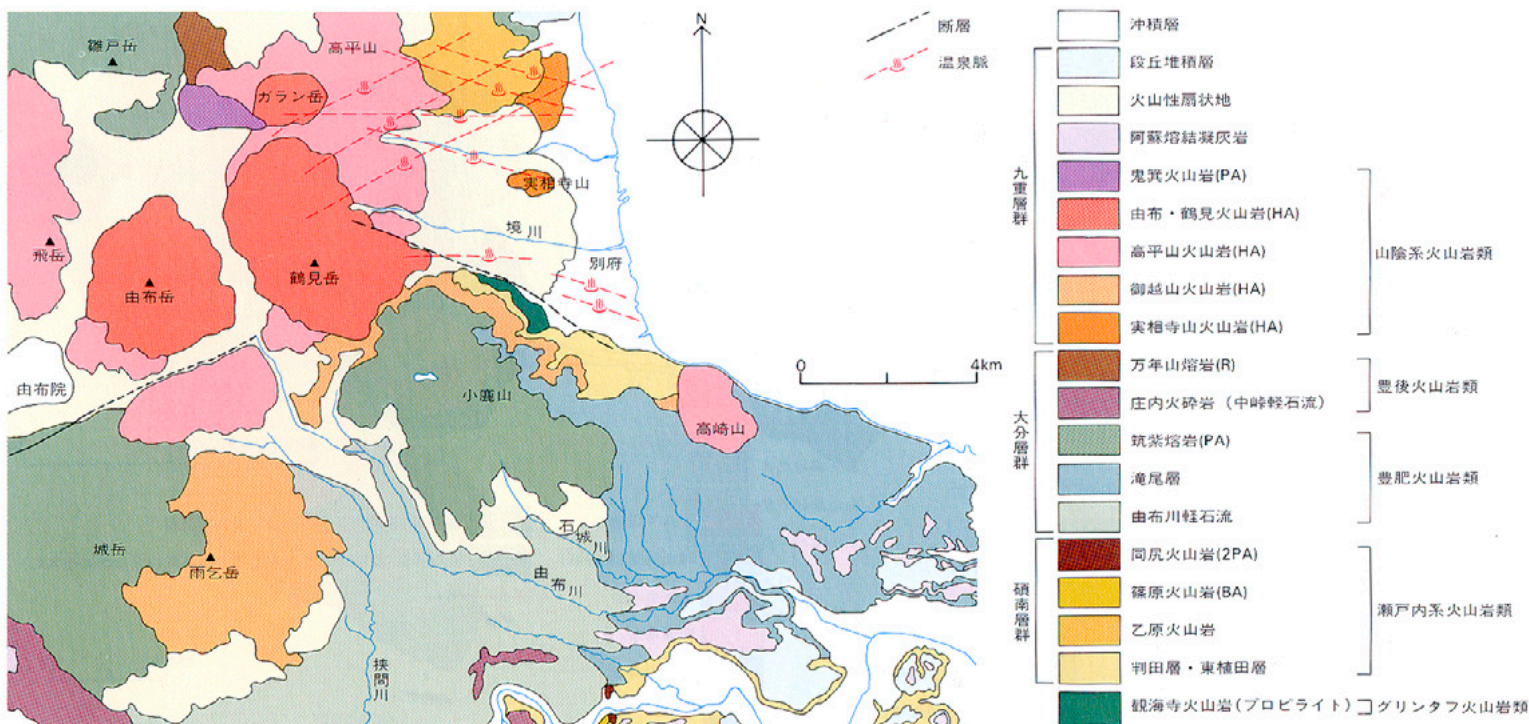
山などの山地群がつづきますが、これらはすべて豊肥溶岩の台地で、地形はかなり開析されていてメサやビュートをつくっています。また、別府市内の新期火山岩の下位にもこの溶岩の存在が確かめられています。

《島弧会合部の溶岩台地》

ところで九州以外の地域でも、この豊肥火山活動と類似の火山活動があるのです。しかもそれは、島弧の会合部のところ、島弧の折れ曲がりのところに限って分布しているのです。その一つはいま述べた九州、もう一つがフォッサ・マグナ地域の信州で、美ヶ原溶岩台地はその代表的なものです。建築材料として使用されているあの鉄平石はみなフラットラバーです。もう一つが北海道の道南。札幌周辺から南の方、そして渡島半島にかけてあの付近の溶岩台地がみなフラットラバーです。このように、いずれも島弧の会合部にあたる場所に大規模なフラットラバーがあるのです。だいたい豊肥あるいは肥薩火山岩は、その大部分がカルク・アルカリ岩と呼ばれる種類ですが、なかには一部にピジオナイトをもつビジオン輝石質岩系、簡単にいうとソレアイト岩系のものがあります。いま申しあげた3つの場所——島弧の会合部ではとくに、この時代の火山岩の量が多いのです。これには、何らかの意味があるだろうと思います。

図5・6 一別府市付近地質図

〈宮久三十年、1972原図を松本徹夫一部修正〉



豊後火山岩類

豊肥・肥薩の大規模な火山活動は、約60万年前には終了し、その後の10万年間は、九州では火山活動は知られていません。ところが約50万年前～30万年前には、とくに中部九州で火山活動が盛んになります。万年山溶岩、耶馬浜溶結凝灰岩、姫島、中峠火砕流堆積物などがそれで、その分布域は図5・7のとおりです。

だいたい万年山というのは、二重メサという非常に特徴的な地形面をもつので有名です。メサというのは、スペイン語でテーブルという意味で、万年山のメサは、上・下ともに溶岩台地です。下部の方は複輝石岩安山岩の豊肥溶岩、上部の方は流紋岩の万年山溶岩が台地をつくり、上・下の台地間には湧水が流れて明瞭な境界をつくっています。

また国東半島の北東5kmのところには姫島という小島があります。図5・8は姫島の地質図で、この図にみるように、ここには5つの小さい火山体がありますが、このうち域山北端の観音崎からは非常に面白い黒曜石が産出します。岩石学的にいうと、黒曜岩（オブシーディアン＝obsidian）といいます。普通のオブシーディアンは真っ黒なのですが、ここのは灰色で、択色のオブシーディアンというのは、この付近以外にはどこにも産出しないのです。ところが、こ

れが古代人に石器として愛用されたのです。それで黒曜岩製の石器の場合には、その色を見るだけで姫島産ということがわかります。ですから、この石器の分布範囲もすぐにわかり、それはまた古代の交流の範囲をそのまま示すことになるので、考古学的にも関心もたれている岩石です。この岩石の年代は32万年前です。

それから、耶馬浜溶結凝灰岩あるいは耶馬浜火砕流堆積物は、耶馬浜地域のなかで、深耶馬浜の台地や麗谷の景観をつくっておりますが、この火砕流の噴出源は、これは確証はまだないのですが、分布から考えると、玖珠盆地、豊後森のある盆地ではないかと考えられます。

こういったものを含めて豊後火山活動といっているわけで、それらは、万年山の約50万年前、耶馬浜の約40万年前、姫島の32万年前などから考えて、ほぼ50万年前から30万年前に活動したものと考えられます。

琉球系火山岩類と山陰系火山岩類

最も新しく現在も活動している火山活動で、その分布域は図5・11(32p)をごらん下さい。琉球系の火山岩類の特徴は、一部玄武岩を伴いますが大部分が輝石安山岩で、しばしばカルデラを伴い、中央火口丘はその多くが成層火山で、なかには溶岩円頂丘的なものもあることです。たとえば開聞岳の山頂部のものとか、トカラ列島の悪石島や沖硫黄島にその例がみられます。カルデラを伴うということは、大量の火砕流堆積物を出しているわけです。

これに対して山陰系の火山体というのは、主として角閃石安山岩で、溶岩円頂丘のものが多く、火砕流堆積物も若干含まれます。山陰系と琉球系の火山を大まかに特徴づければ、以上のように分けられます。

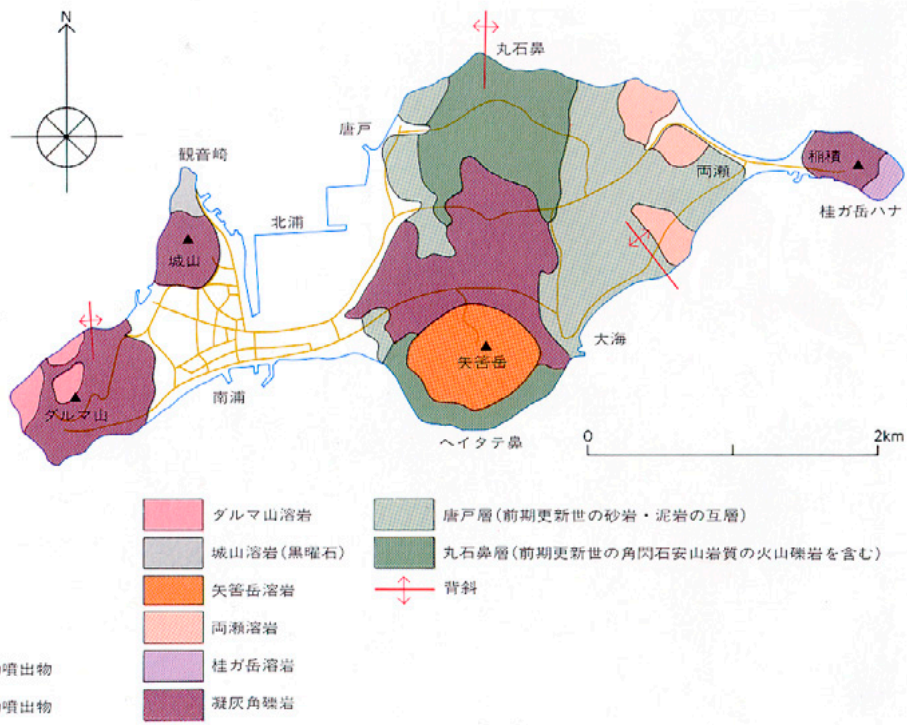
琉球系火山の分布は、さきの図にみるように阿蘇カルデラと阿蘇中央火口丘、加久藤カルデラ（霧島カルデラ）と霧島の中央火口丘、始良カルデラと桜島、阿多カルデラと開聞岳（ここにはほかに幾つかの小さい火山があり指宿火山群とよばれています）、鬼界カルデラとトカラ硫黄島、トカラ列島の諸火山とつらなり、さらに南の方へ点々と続きます。琉球列島の火山についてはこの後に述べます。

それに対して、山陰系火山の分布は、雲仙、金

図5・7ー豊肥(肥薩)火山岩類と豊後火山岩類の分布

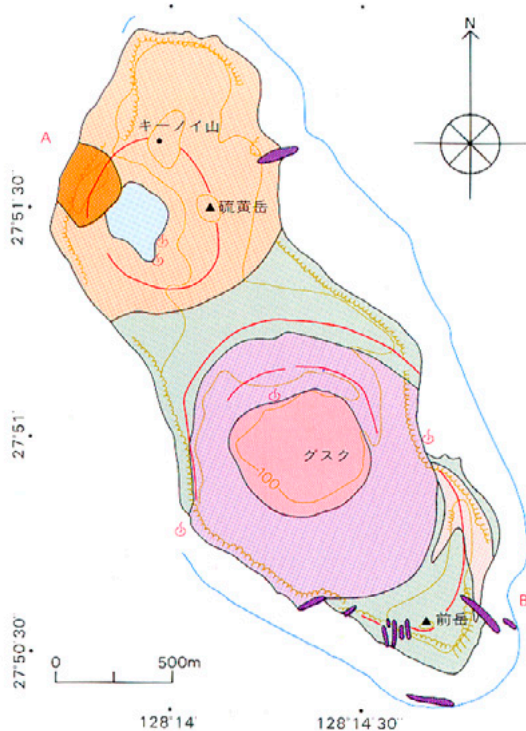


図5・8ー姫島の地質図



峰山, 九重, 由布, 鶴見, 国東半島の一部の両子山, そして徳山市周辺に幾つかあって, これらはさらに山陰地方の三瓶, 大山につながっていきます。このうち大山は, 相当量の火砕流堆積物を出しています。九重も火砕流堆積物を出していますが, 量的には10km³以下でそれほどではありません。由布, 鶴見も一部出しているようですが, 量的に小さく, はっきりしない点があります。いずれにしても, 山陰系火山は九重や雲仙の火山帯に代表され, メインは溶岩円頂丘で一部溶岩流を伴うということになります。では, これらの火山活動がいつごろから始まったかという点, 現在の年代測定では, 九重の26万年前, 多良の五家原岳の25万年前, 雲仙の24万年前などという値がでてきます。阿蘇1の火砕流堆積物では, 26万年前と36万年前という2つの測定値がでてきます。ですから30万年前ごろから始まったとみてよいかと思います。そして, こうした火山活動というのは, たとえば阿蘇, 霧島, 桜島などで見られるように現世においても活動しており溶岩流を流しています。山陰系では現世になって溶岩を流し, それが残っているのは雲仙だけです。現在噴気が上がっているのは, 鶴見や九重や雲仙などで, こういふ新しい火山岩源がないと, 地熱も利用できないわけです。

図5・9 - 沖縄硫黄島地質図



琉球列島の新生代火山活動

ところで琉球列島では, 新期の琉球系火山活動以前にはどのような火山活動があったのか。ここには, グリントフ火山活動や豊肥火山活動に対比される活動があったのかどうか。

こうした問題を解決するためには, 琉球列島の詳細な地質学的・岩石学的研究が十分に行なわれねばならないのですが, しかし琉球列島には, 交通の便がきわめて悪い島や無人島なども多く, 現地調査がむづかしいということもあって研究の進展も十分とはいえません。幸いにも私は, 口之島, 悪石島, 横当島, 沖縄硫黄島などの新期火山島と, 奄美群島の大島, 鬼界島, 徳之島, 八重山群島の石垣島, 西表島, 鳩間島, および尖閣列島などを調査することができ, そのほか幾つかの島々を見学することができました。表5・2および図5・12は, こうした問題意識から, 琉球列島における新生代の火山活動を, 現在の知識でまとめてみたものです。

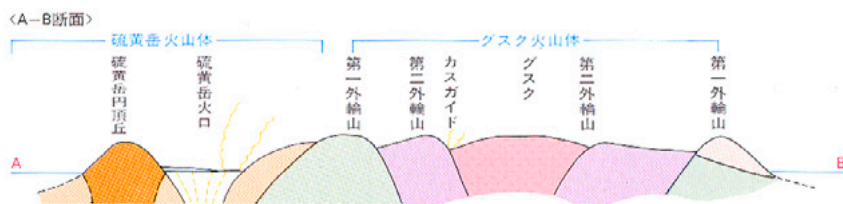
そうしますと, まずグリントフ変動とその火山活動は, 本州や九州では中新世に最盛期を迎えるのですが, 琉球列島では, 八重山群島の石垣島と西表島に限って古第三紀始新世のグリントフ火山活動がみとめられるのです。また奄美大島には, この時代に花崗岩の活動があります。では, 中期中新世の本州や九州のグリントフに

対比される火山岩と地層は, 琉球列島ではどこにあるかといいますと, それは南部琉球にはなく, 宮古門地のすぐ北方の久米島とトカラ列島の宝島に分布発達しております。さらに探成～半深成岩類の活動も, 南部琉球では前期中新世であるのに対し, 北・中部琉球は中期中新世で, 両地域に違いがでてきます。

鮮新世～前期更新世になりますと, 久米島と沖縄本島に顕著な火山活動がみられます。久米島のこの時期の火山活動は, 中西さんなどによって精しく調べられ, 中新世のグリントフに対して隆起-断裂-陥没という一連の構造運動が明らかにされています。沖縄本島の方でも同様のことが推察でき, この2つの地域の火山活動は, 九州での豊肥と同じく島弧変動にかかわる火山活動としてとらえられます。またトカラ列島の平島, 臥蛇島, 黒島などにも, この時期の火山活動の存在が予想されています。

後期更新世以降になると, 九州に連なる琉球系火山活動が多く島の島々をつくっていますが, 火山島として確認される南限は沖縄硫黄島までです。これらの火山体のうち角閃石を含むものは, 口之島と中之島の古期岩類の一部で, 他はすべて輝石安山岩類の火山体です。以下, 北の方から一瞥します。

《トカラ硫黄島と鬼界カルデラ》 カルデラの
〈松本徹夫, 1978〉



- 湖水堆積物
- 岩脈
- 硫黄岳内頂丘
- 硫黄岳成層火山
- グスク中央火口丘
- グスク岩脈
- 第二外輪火山
- 第一外輪岩
- 第一外輪火山
- 火口
- 噴気孔

付表1 - 沖縄硫黄島火山系統表

時代	火山体	グスク火山体	硫黄岳火山体
現世		グスク中央火口丘(円頂丘) (紫蘇輝石普通輝石安山岩)	硫黄岳円頂丘(石英含有普通輝石紫蘇輝石安山岩)
		第二外輪火山 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)	硫黄岳成層火山 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)
上部更新世?	第一外輪火山 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)		

付表2 - 有史時代の活動記録

1796年	鳴動, 噴火, 降灰, 沖永良部島におよび被害出る。
1855年2~3月	噴火, 降灰, 島内の作物に被害出る。
1868年3月	噴火, 降灰少ない。
1903年3月15~6日	噴煙増加。
4月5日	鳴動。
4月11日	鳴動, 噴火, 火山岩塊抛出。
1934年5月	フォーギン硫黄噴出。

中央火口丘にあたるのが硫黄岳と稲村岳で、硫黄岳は成層火山、稲村岳は下位に溶岩をもつ岩滓丘です。硫黄岳からは硫気を噴出しています。《口之永良部島》 東西2つの火山体が連なったようにみえますが、実際は数個の成層火山体からなります。東部火山体の新岳と古岳の2つの成層火山からは硫気を噴出しています。

《口之島》 2重の成層火山の外輪山をもち、中央火口丘としてマエタケ成層火山とムエタケ溶岩円頂丘があります。他に比較的大きい岩脈と岩類があります。ムエタケにかすかな噴気があります。

《中之島》 北西側の御岳と南東側のシイザキの2つの成層火山体が接合してつくられた火山島で、御岳からは硫気を噴出しています。

《諏訪之瀬島》 琉球系火山の中では桜島と並ぶ最も活動的な火山で、しばしば噴火しています。島の中央部に2つの火口をもつ御岳成層火山体があり、1つは1884年、他の1つは1813年に溶岩を洗出しています。

《悪石島》 多角形状の火山島で、2重の成層火山の外輪山をもち、中央火口丘として御岳円頂丘があります。

《横当島》 東西2つの火山体が連なるひょうたん形の無人の火山島。東峰は成層火山体、西峰は成層火山体を主とし一部溶岩円頂丘です。

《上之根島》 横当島の北東約2.5kmにあるほぼ正方形の無人の火山島で、まだ踏査されていない唯一の島です。その形態から成層火山体と判断され、岩石も横当島と同種とのもの推定されます。

《沖縄硫黄島》 かつては硫黄採掘が行われていましたが、1959年以後は無人島です。図5・9にこの島の地質図を示し若干の説明を加えます。本島は、2つの火山体が接合したもので、北東側を硫黄岳火山体、南東側をグスク火山体と呼びます。両火山体とも複輝石安山岩が主で、角閃石はありません。

グスク火山体は、グスクと呼ばれる中央火口丘を2重の外輪山がとりまいており、外側の第1外輪山は大部分火山砕屑物からなる成層火山で、一部に溶岩流、南面に岩脈群がみとめられます。その内側の第2外輪山は火山砕屑物からなる成層火山、中央部の中央火口丘は偏平な溶岩円頂丘です。

硫黄岳火山体は、火山砕屑物からなる成層火山で溶岩流はなく、東側に岩脈が1本あります。火口壁北西には円形の溶岩円頂丘がそびえ、火口内部に湖水堆積物が分布します。硫黄岳の砕屑物はグスク第1外輪山を覆っており、活動時期は付表1のように推定できます。有史時代の噴火記録は付表2のとおりです。

火山と陥没構造

さて最後に、九州での2大地溝と火山活動との関連について大きくまとめてみます。そうしますと、さきほどお話ししたように大陸系火山活動については一応除いて考えられますから、火山活動としては、

- ①中新世～鮮新世のグリントフ火山活動と瀬戸内系火山活動
- ②鮮新世後期～更新世初期の豊肥（肥薩）火山活動
- ③更新世中期以降の豊後および琉球系・山陰系火山活動

というように大別されます。冒頭にお話ししたように、このうち、①はグリントフ変動に、②と③は島弧変動に関係した火山活動です。そして、九州の大地溝が形成され始めたのは、①の活動直前で中新世初期と考えられますが、もちろんグリントフ変動中にも、地溝の再活動や大地溝内での小地溝の形成などがあったことと思われます。さらにまた、②と③の活動に関係してさまざまな小地溝の形成、あるいは地域的な陥没（カルデラ）がありました。たとえば、②の時期では初期加久藤凹地、③の時期では阿蘇、加久藤（霧島）、始良、鬼界などの各カルデラや、雲仙地溝、万年山地溝などがその例です。そしてこのような大きなカルデラは、大地溝構

表5・2 琉球列島火成活動対比表

〈松本健夫、1981〉

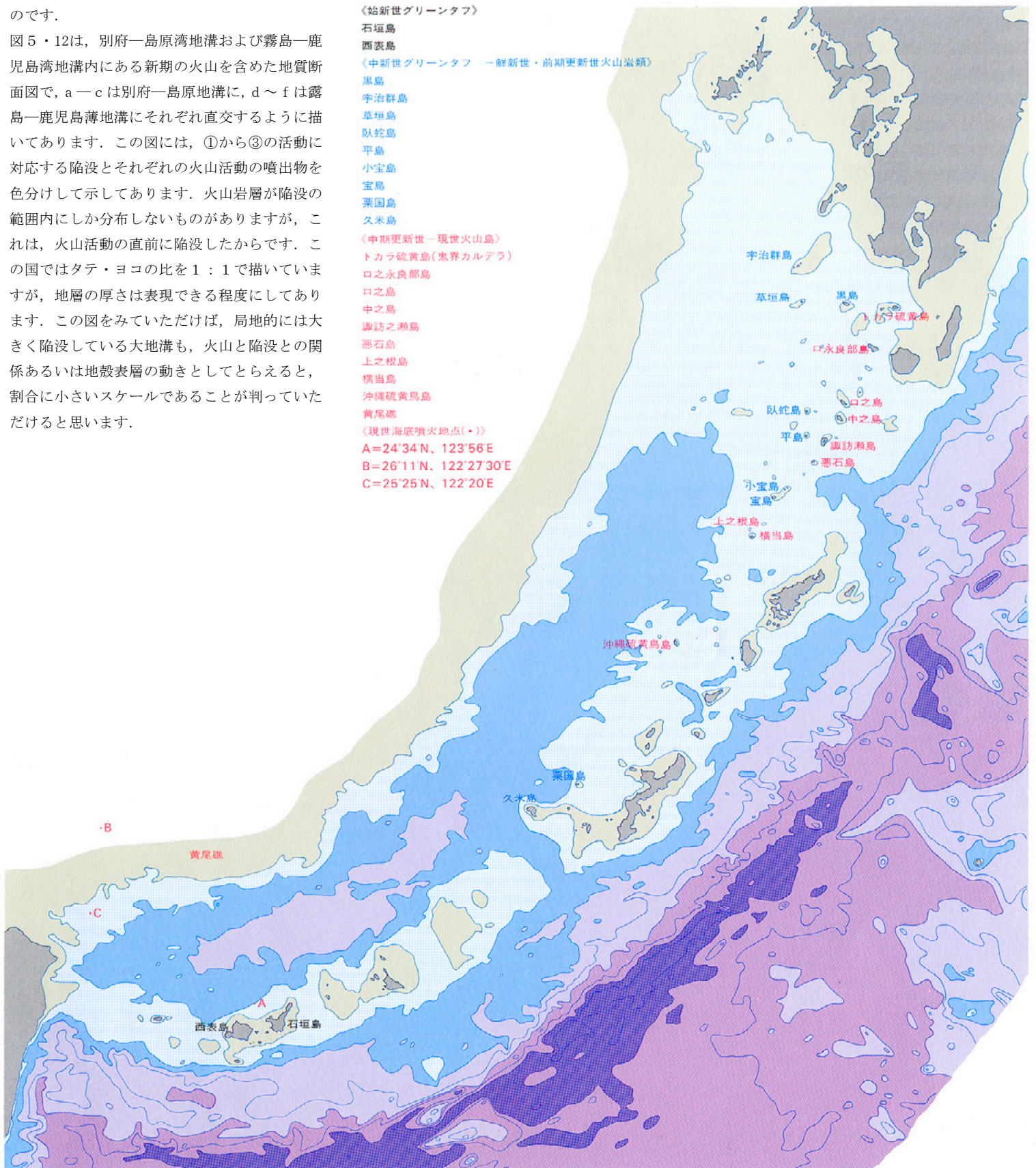
地質時代×100万年		地域	種子ヶ島・屋久島	トカラ	奄美大島・久米島	沖縄	八重山	尖閣	地殻変動
第四紀	現世	0.01	新期火山島	新期火山島	新期火山島		海底火山噴火		島弧変動
			鬼界カルデラ			琉球層群	琉球層群	黄尾礁	
	更新世	2.0	上中層群	火山島基底～旧火山島		国頭礫層	祖納礫岩層		
					宇江城累層 A I, A tb, B I	R.mf	島尻層群		
新第三紀	鮮新世	5.3			阿嘉累層 B I, tb, t, ss			Hr D. P.	
			屋久島 Gr 13.0	宝島層群 A pfd, A I, A I, A tb~pfd	阿良岳 2PA I(6.5) 累層 A tb(17.7)	Q.P Q.A (12.3~11.9)		赤尾礁 ?	
	中新世		種子ヶ島 V.K(16.0)				八重山層群 SS 於茂登岳 Cr(21.0)	魚釣島層 SS~Cg	
			茎永層群						
古第三紀	漸新世	26.0	一凌累層						
		38.0	富之浦累層						
	始新世		船行累層 B	熊毛層群 B	和野層		野底層 PA I, R I, A~D, tb~wt R(47.5)		
					大島 Gr (48, 54, 55, 56, 61)	嘉陽層	宮良層 SS~Sh		
晩新世	54.0	麦生累層							
	65.0								
白亜紀								四万十地向斜	

造の縁にまたがるように形成されることが多いのです。

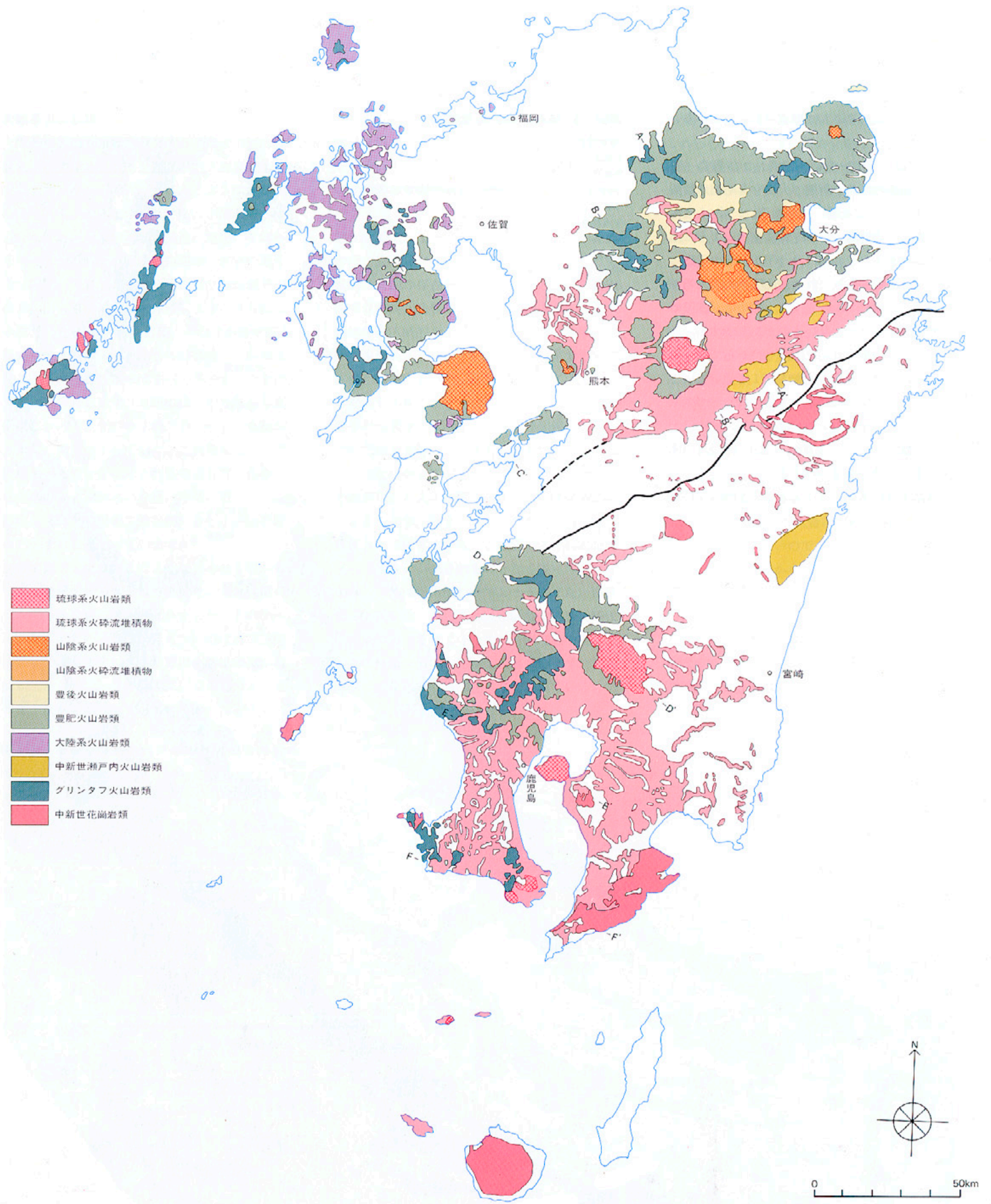
図5・12は、別府一島原湾地溝および霧島一鹿兒島湾地溝内にある新期の火山を含めた地質断面図で、a～cは別府一島原地溝に、d～fは霧島一鹿兒島湾地溝にそれぞれ直交するように描いてあります。この図には、①から③の活動に対応する陥没とそれぞれの火山活動の噴出物を色分けして示してあります。火山岩層が陥没の範囲内にしか分布しないものがありますが、これは、火山活動の直前に陥没したからです。この国ではタテ・ヨコの比を1：1で描いていますが、地層の厚さは表現できる程度にしてあります。この図をみていただければ、局地的には大きく陥没している大地溝も、火山と陥没との関係あるいは地殻表層の動きとしてとらえると、割合に小さいスケールであることが判っていただけだと思います。

図5・10—琉球列島火山位置図

- 《始新世グリーンタフ》
- 石垣島
- 西表島
- 《中新世グリーンタフ—鮮新世・前期更新世火山岩類》
- 黒島
- 宇治群島
- 草垣島
- 臥蛇島
- 平島
- 小宝島
- 宝島
- 栗国島
- 久米島
- 《中期更新世—現世火山島》
- トカラ硫黄島(鬼界カルデラ)
- 口之永良部島
- 口之島
- 中之島
- 諏訪之瀬島
- 那石島
- 土之根島
- 横当島
- 沖縄硫黄島
- 黄尾礁
- 《現世海底噴火地点(・)》
- A=24°34'N, 123°56'E
- B=26°11'N, 122°27'30"E
- C=25°25'N, 122°20'E

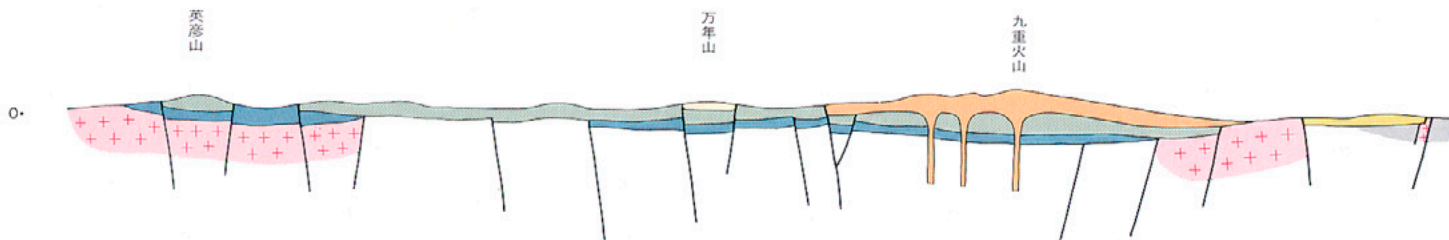


海底地形の凡例は図2・1(7p)の凡例参照

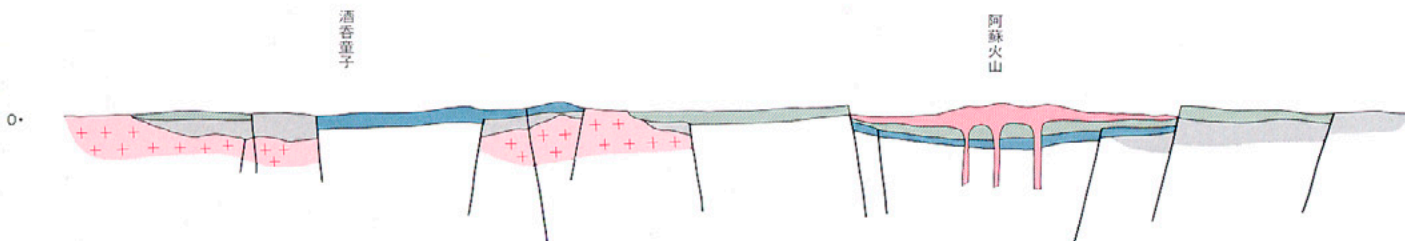


<別府—島原地溝と活火山断面>

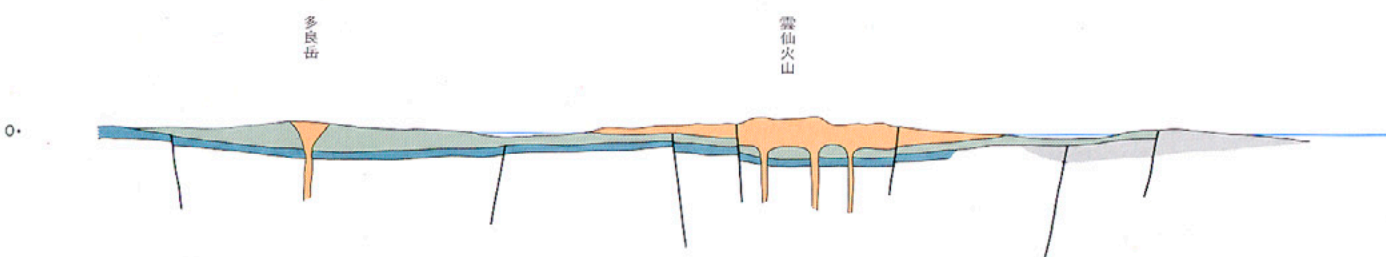
A-A 断面



B-B 断面

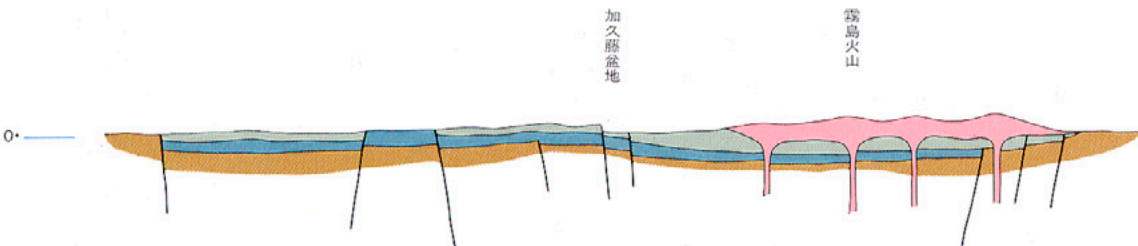


C-C 断面

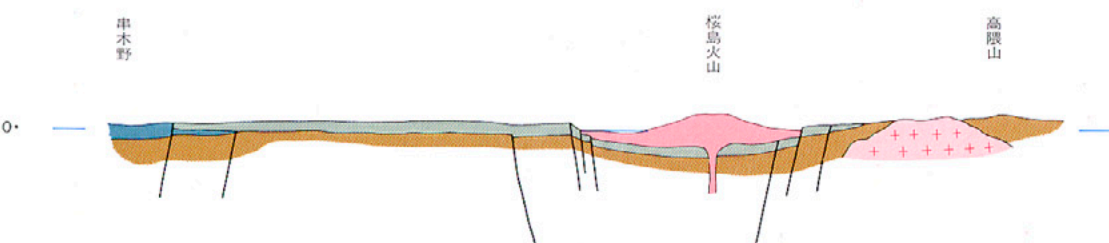


<霧島—鹿児島湾地溝と活火山断面>

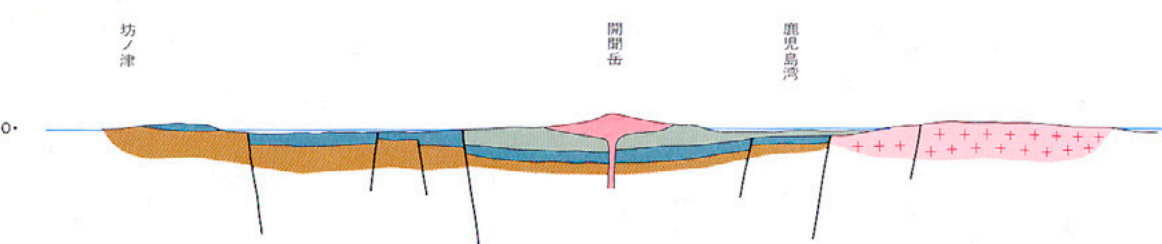
D-D 断面



E-E 断面



F-F 断面



- 琉球系火山岩類
- 山陰系火山岩類
- 豊後火山岩類
- 豊肥火山岩類
- 中新世瀬戸内火山岩類
- グリントフ火山岩類
- 四万十雑岩系
- 古生界・中生界
- ++++ 花崗岩類

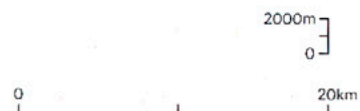


表 5・3 - 九州における新生代火山活動対比表

<松本, 1983>

Table with columns for geological periods (Quaternary, Neogene, Paleogene, Cretaceous, Paleozoic) and volcanic activity data across various regions of Kyushu (e.g., Sagami, Sanriku, Tohoku). The table includes numerous codes and numerical values representing different volcanic events and geological layers.

表 5・4 - 九州における第四紀火山活動対比表

<松本, 1983>

Table with columns for geological periods (Quaternary, Neogene, Paleogene, Cretaceous, Paleozoic) and volcanic activity data across various regions of Kyushu. This table provides a more detailed comparison of Quaternary volcanic activity, including specific volcanic names and their corresponding geological layers.

A: 安山岩 B: 玄武岩 BHA: 黒雲母角閃石安山岩 D: デイサイト Dol: 粗粒玄武岩 Gr: 花崗岩 HA: 角閃石安山岩 HBD: 角閃石黒雲母デイサイト HBR: 角閃石黒母流紋岩 HPA: 角閃石輝石安山岩 Ob: 黒曜岩 OPA: かんらん石輝石安山岩 PA: 輝石安山岩 PHA: 輝石角閃石安山岩 Pr: フロビライト QP: 石英斑岩 R: 流紋岩 cg: 礫岩 db: 珪藻土 ±: 熔岩 mf: 泥流堆積物 ms: 泥岩

pfid: 火砕流堆積物 ptf: 軽石凝灰岩 ss: 砂岩 tb: 凝灰角礫岩 tf: 凝灰岩 wt: 溶結凝灰岩

九州の地熱

広義の地熱帯と狭義の地熱帯

林 地熱資源の利用という面からみえますと、九州では1967年に、九重火山のなかの大岳に日本で第2番目の1万KWの地熱発電所がつけられ、10年後の1977年には、やはり九重火山のなかですが、地熱発電所としては日本最大の規模をもつ5.5万KWの八丁原発電所が建設されています。そのほか九州では、九重火山周辺だけでなく、別布、阿蘇、雲仙、霧島、薩南などで、国あるいは民間の会社によって精力的に地熱調査が進められております。

では、地熱帯とは何かということからまず考えてみます。だいたい大地というのは、普通、100m掘るごとに温度が3℃上がると言われています。地熱帯は、広い意味では、この地温勾配が普通より高いところをいいます。したがって、新しい火山岩類が分布している地域は、広い意味ですべて地熱帯ということになります。しかし、地熱発電という観点から考えますと、最低200℃以上の温度がないと、現在では経済的になりません。そうしますと、そういう非常に活発な地熱帯とはどういう所かということが問題になります。この狭義の意味の地熱帯

というのは、これは私の定義になりますが、地下の温度が水の沸騰曲線に沿って上がるようなところということになります。

世界の地熱帯を調べてみますと、1,000m掘削すると最高300℃程度まで上昇しております。ということは、普通の地温勾配の10倍はあるということです。ところが500m程度の深さですと、最高は250℃ぐらいもあり、これは普通の地温勾配の17倍にも相当します。もっと極端なことをいいますと、100m掘った段階で180℃ぐらいの温度が得られることもあります。そうすると、これは普通の地温勾配の60倍もあることになり、普通の地温勾配と地熱帯の地下温度とを単純に比較するだけでは、地熱帯の評価をすることが難しくなってくるわけです。

地熱帯の活動度指数

そこで私は、地熱帯の熱的な階級を数量的に評価するために、図6・1に示すような活動度指数という考え方を提案いたしました。右端の青色の曲線は水の沸騰曲線、左端の直線は普通の地温勾配で、これは100m掘るごとに3℃上がっています。地下温度は、ほとんどの場合これら2つの間にあります。ある地熱井で、たとえば図のように1,500mの深さでTmという温度が得られたとします。その時、同じ深さでの水

の沸騰温度をTb、普通の地温勾配の温度をTgとすれば、その地熱井の熱的な評価、AI(activity index)は、図に示すように $AI = a/b \times 100$ ないしは $[1 - (Tb - Tm) / (Tb - Tg)] \times 100$ として表わすことができます。ですから、図に示されたTmの地熱井についていえば、1,500mで約250℃ですから、その活動度指数は70ということになります。

活動度指数の応用例を示しますと、A地点では100m掘って100℃、B地点では500m掘って200℃、C地点では1,000m掘って250℃が得られたとします。これら3つの地点のうちで、どこが一番有望であるかという問題は、活動度指数を用いれば簡単にきめられます。わずか100m掘って100℃もの高温が得られると非常に活発な地熱帯であると思われるかも知れませんが、じつはこの活動度指数では、わずか55しかありません。500mで200℃だと77、1,000mで250℃だと83ということになり、この1,000mが一番良い地点ということになります。

活動度指数による地熱帯の評価

次に、普通の地温勾配と水の沸騰曲線の間を活動度指数に従って5等分し、それぞれをA～Eにランキングし、活動度指数がマイナスになるところはF、沸騰曲線を超すような特殊な地帯

図6・1 - 地熱帯の活動度指数

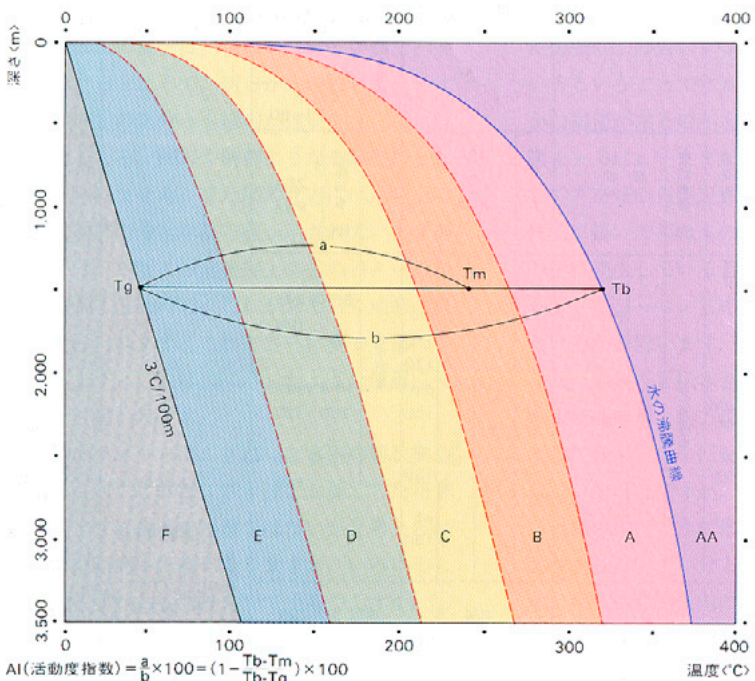
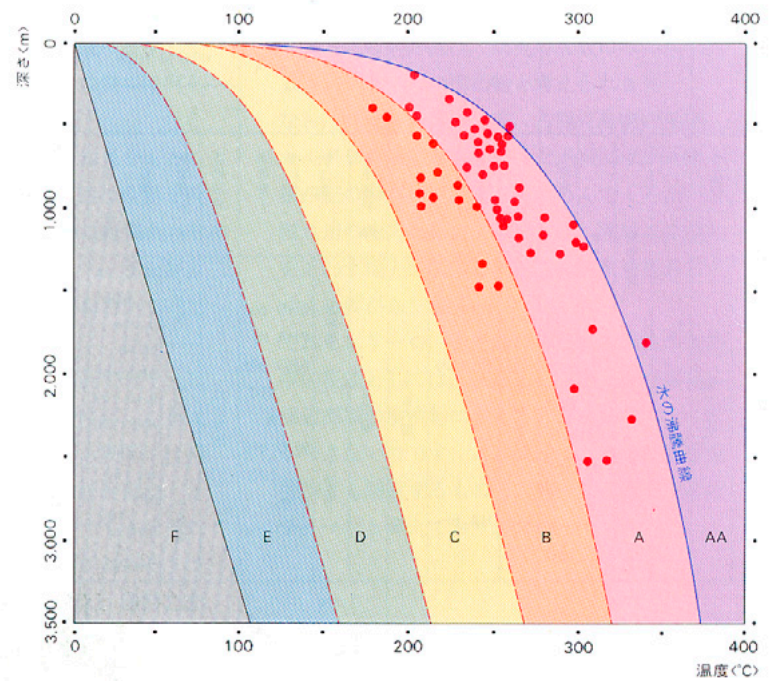


図6・2 - 世界の地熱井の活動度タイプ



はAAとします。これを適用して、地熱発電に使われている世界の地熱井を評価してみますと、図6・2にあるように大部分がAタイプで、一部Bタイプも認められます。AAというのも1例ありますが、この地熱水は特に塩分に富んでいる特殊例です。このように、活発な地熱生産井というのはほとんどAタイプであって、一部Bタイプが含まれるということになります。

九重地域の地熱帯についてみますと、図6・3に示すように大岳の生産井も八丁原の生産井も、ともにAタイプです。大岳発電所の生産井は、世界で最も温度の低い生産井といわれていますが、それは深さが300m~400m程度と浅いからで、活動度数は平均90を越す非常に活発なタイプです。それから九重の北西にある岳ノ湯は、熊本県などが地熱調査をしていますが、これはBランクになりそうです。また湯布院町の西側にある野矢も調査されましたが、ここは、いまのところCタイプの地熱帯と評価されます。Cタイプだと、経済的な地熱発電が可能かどうか疑わしいところです。

火山の年令と地熱帯の活動度

次に、各タイプの地熱帯と火山の年令との間には、どのような関係があるかを考えてみます。図6・4は、松本先生による九重火山の地質図を

図6・4 - 九重地域の火山活動と地熱帯のタイプ

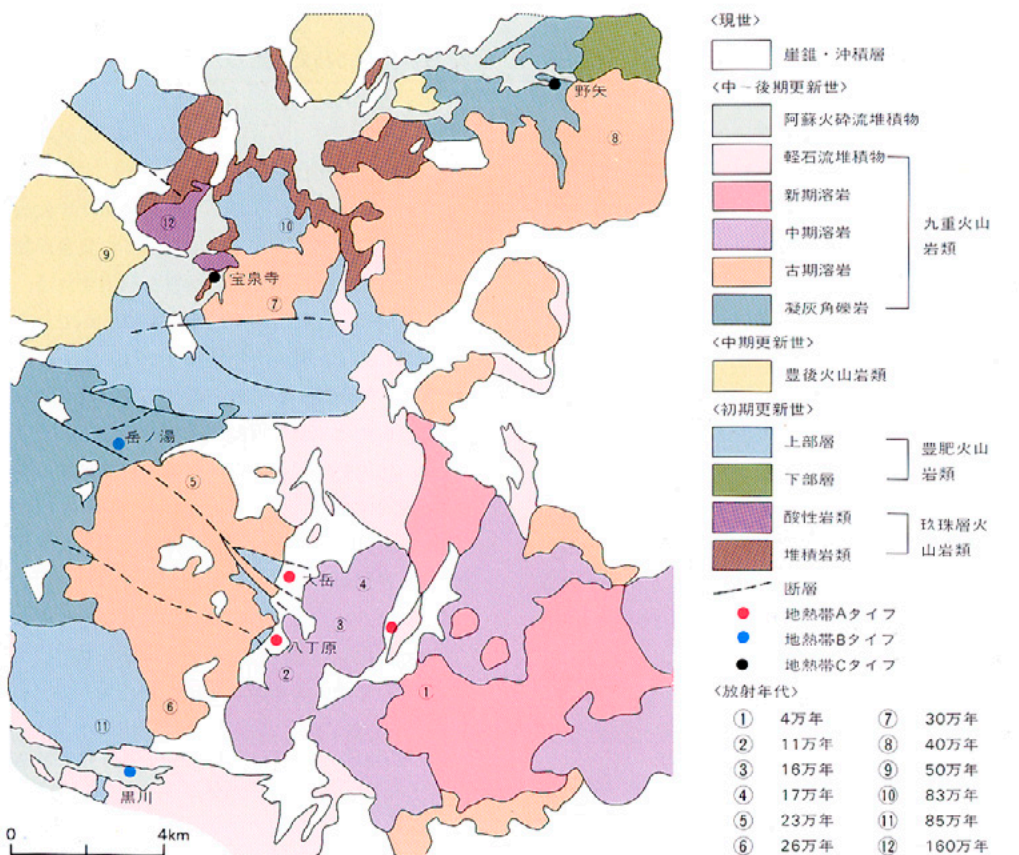


図6・3 - 九重地域における地熱帯の活動度タイプ

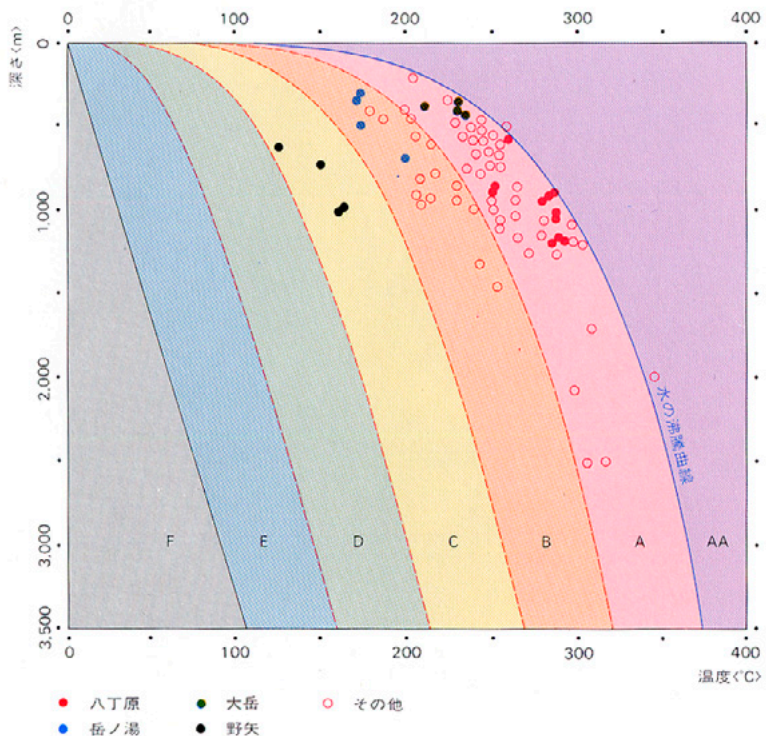
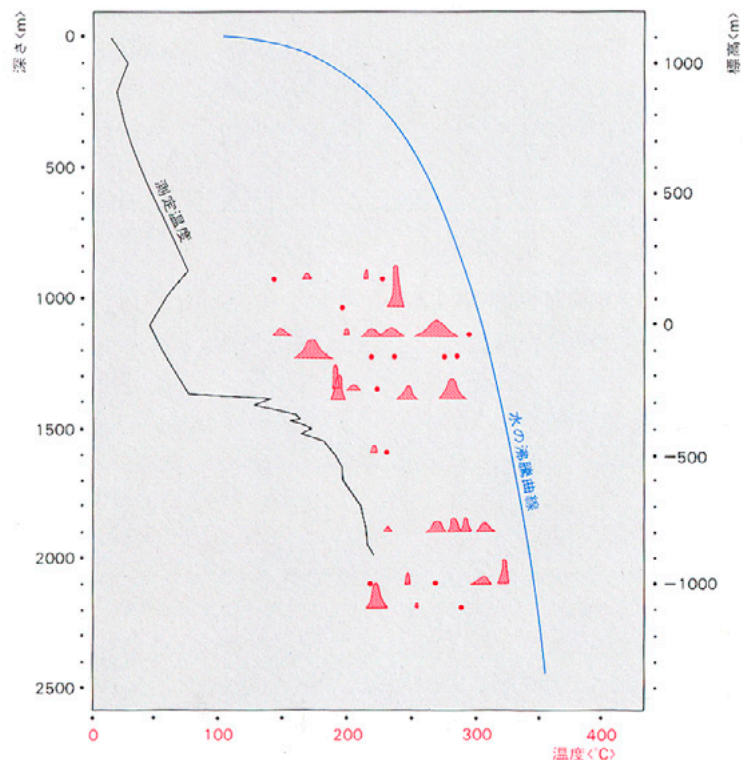


図6・5 - 霧島地熱帯KT-5号井の流体包有物温度



もにつくったもので、ここでは九重火山岩類は、古期・中期・新期に分けられ、その中にいま述べた地熱帯の位置が示されています。そうしますと、Aタイプの地熱帯は20万年より若い火山、Bタイプの地熱帯は20万～30万年前の火山、そしてCタイプの地熱帯は40万～50万年前の火山の分布と一致していることがわかります。つまり、地熱帯の活動度と火山活動の年令との間には、密接な関係があることがわかります。図6・5は霧島地熱帯の1例で、現在および過去の温度条件を流体包有物法によって詳しく調べたものです。得られた包有物温度は赤色の正規分布曲線で示してありますが、非常に幅広いのが特徴です。黒の折れ線が現在の温度、青色の点線は水の沸騰曲線です。そうしますと、包有物温度の一番低い側は現在の温度とほぼ一致し、高い方は沸騰曲線に沿っていることがわかります。これらのことは、この地点が過去にはAタイプの非常に活発な地帯であったが、現在はすでに冷えてしまって、Cタイプになっているこ

とを示しているわけです。このようにして、現在あまり活発でない地熱帯というもののほとんどは、冷却の結果であることがわかってきました。

では、その活発であった時期はいつ頃であろうか。火山岩の年代を測る方法の一つにフィッシュトラック法というのがありますが、年代測定とは別に、フィッシュトラックの長さが加熱によって収縮し短くなる性質を利用すれば、過去の最高温度の時代も推定することができます。たとえば、図6・5の地熱帯では、過去には地下2,000mで約320の高温状態にありましたが、現在では220程度にまで冷却しています。仮りに地温が時代とともに直線的に冷却するものと仮定すれば、フィッシュトラックの収縮率から逆算しますと、過去の非常に活発な時代は約1万年前であることがわかりました。

図6・6は、こうした方法により九重のそれぞれの地熱帯について、最も活発な時期を推定してみたものです。大岳や八丁原などのAタイプの

地熱帯は、火山活動の年代ともよく一致し20万年前より若そうです。Bタイプの岳ノ湯は30万年程度の古さで、Cタイプの野矢は40万年前かそれよりも古い地熱帯だということがわかります。このように、活発な地熱帯は若くて、やや不活発な地熱帯は古い。人間の年令にたとえれば、九重の場合は、20才ぐらいまでは非常に活発であるが、30才になるとやや衰え、40才になると殆んど衰えてしまう(笑)。

松本 50才になるといよいよだめや(爆笑)。林 地熱帯の冷却の速度について、九重火山と霧島火山とを比較しますと、九重では数10万年というオーダーが、霧島では1万年ぐらいですから、確実に1ケタ違います。その理由を私なりに考えてみますと、霧島火山の方が、九重よりも塩基性のマグマに富んでいるからではないかと思えます。塩基性のマグマは、規模が小さいので速く冷却すると考えられます。しかし霧島火山でも、中心部のえびの高原では現在も活発な噴気帯があり、最近、その少し南側で国が

図6・6 - 九重地域の地熱帯の熱史

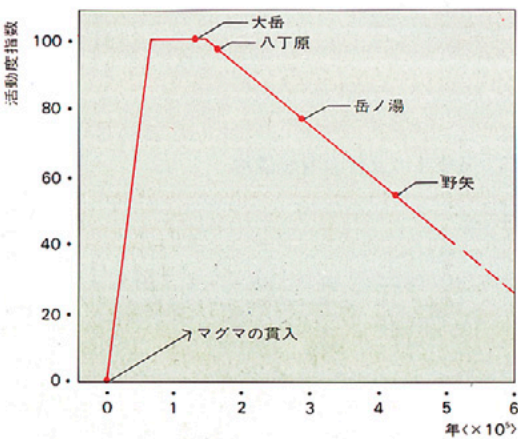


図6・8 - 八丁原地熱帯HT-4号井の断裂系

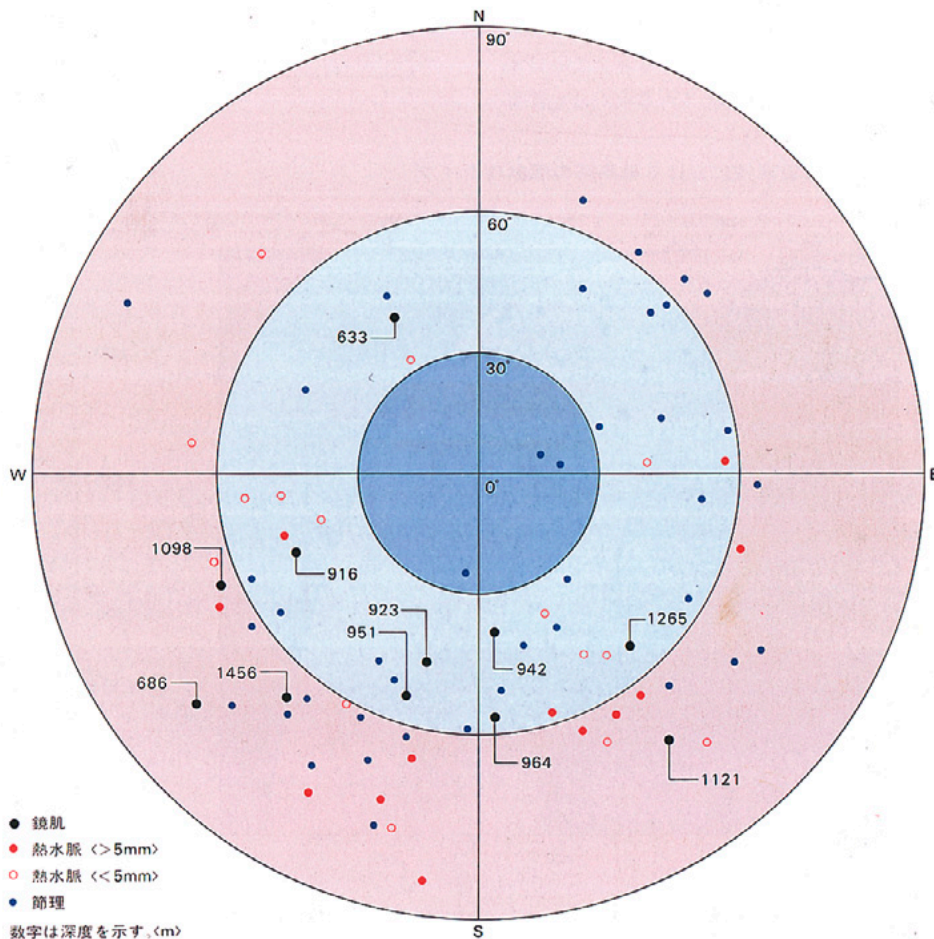
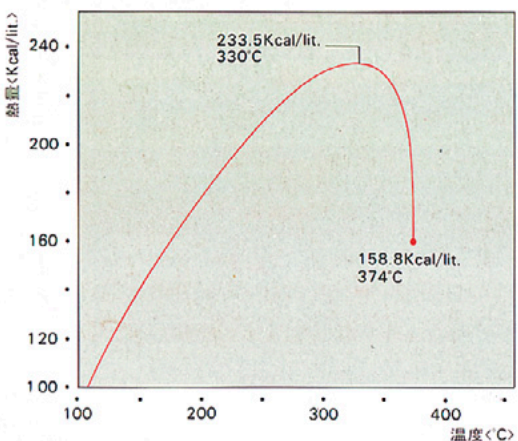


図6・7 - 1 中の飽和水に含まれる熱量



地熱井を掘り、1,500mで280 という非常な高温が得られました。恐らく、近い将来地熱発電所ができるものと期待しておりますが、ただ霧島では、冷却の速度が非常に速そうだということに留意する必要があるかと思えます。

大規模深部地熱貯留層の深度

現在、サンシャイン計画の一環として中部九州の豊肥地区で、深部の大規模地熱貯留層の探査がすすめられています。これは、地下3 kmから5 kmの深さのところ、350 ないしそれ以上の地熱貯留層を見つけて、1ヵ所で25万KW程度の発電所をつくらうとするもので、5年前から約100億円といわれる巨費が投じられ、地熱調査が精力的に進められているものです。ただ私の考えでは、地熱鉱床の品位という観点でみると、地熱貯留層というのは、一定容積に対してどれくらいの熱量が水の中に蓄えられるかによって、品位がきまってくると思うのです。それで、一定体積中の飽和水の熱量と温度との関連をみますと、常温から300 までは、温度

が上がるに従って一定体積中に蓄えられる熱量は比例的に大きくなりますが、350 以上になりますと、密度が小さくなるため蓄えられる熱量が急激に少くなるのです。図6・7は、その関係を示したもので、縦軸に1 中の熱量、横軸に温度をとってその関係を示したものです。そうしますと、330 の地熱貯留層が一定体積中に最も多くの熱量を蓄えることができ、最高品位を有することがわかります。330 を超えると、熱を蓄える能力が急に小さくなってしまいますので、私は330 の貯留層を探査すべきだと主張してきました。ただし、この点については議論のあるところですが、

それで、さきほどの図6・1をみていただきます。非常に活発な地熱帯というのは、水の沸騰曲線に沿って温度が上昇しますから、もし、330 の地熱貯留層があるとすれば、最も浅い場合では1,750mのところにあるはずですが、やや不活発な地熱帯はだんだんと深くなり、たとえば活動度指数が80のところでは3,500mぐらいと推

図6・9 - 八丁原地熱帯の断層と地熱井

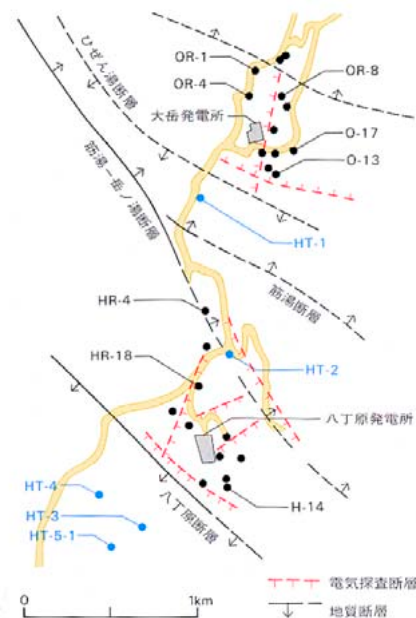
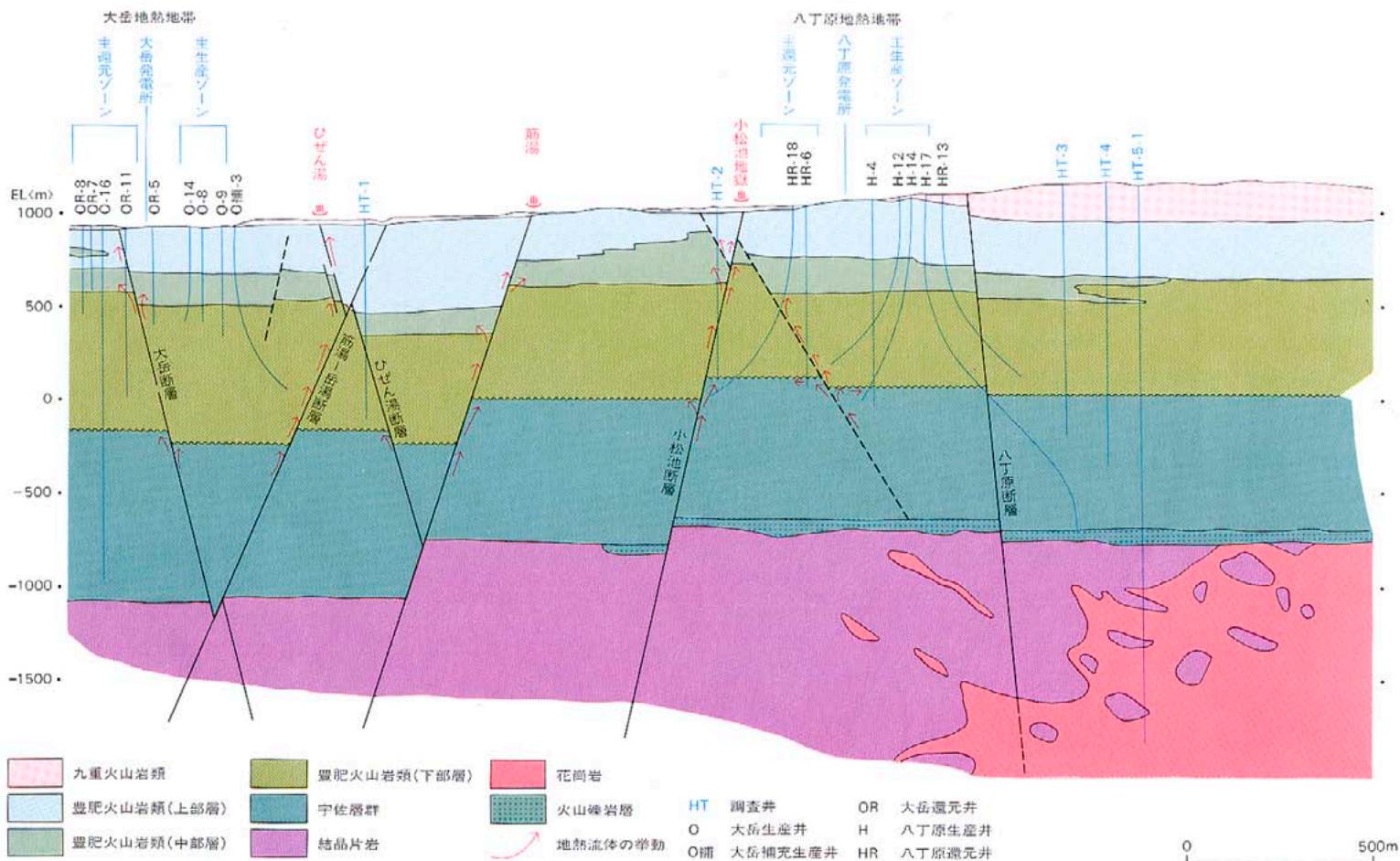


図6・10 - 大岳・八丁原地熱帯の地質断面図



定されます。このように、ある一定温度の貯留層というのは、活動度指数が少し小さくなれば急激に深くなります。たとえばCタイプの地熱帯で330の地熱貯留層を見出そうとすると、とてつもなく深くなって経済的になりたない。以上のことを考慮しますと、大規模深部地熱開発というのは、非常に活発なAタイプの地熱帯において、深度2,000~3,000mの貯留層をねらうのが一番経済的だと思われるのです。その程度の深さのところに最高品位の地熱貯留層があれば、最も経済的であるということになります。地熱断層を求めて

いままでお話ししましたように、活動指数を利用することにより、ある地熱帯ではどれくらいの深さにどの程度の温度の貯留層が期待できそうかということがわかってきましたので、次の課題は、地熱流体の通路となるような断層を見つけることです。ところが、これが非常にむずかしい。というのは、ボーリングで得られた地熱井のコアを調べてみると、ところどころに鏡肌や断層が見出されますが、ボーリングコアの現位置での方位がわからないので、そのままではその走向を知ることができません。

しかし幸いにも、大岳、八丁原地熱帯では若い火山岩が大部分なので、コアの磁性を測り、北を指す方向が現在の北極に向いていただろうと仮定して、断層系の方向を推定してみました。たとえば、写真1（扉カラー写真1）は条線が斜めについており、写真2（扉カラー写真2）は条線がほぼ水平についています。すなわち、条線が斜めについているのは、ほぼ正断層の応力が働いたことを示しており、条線がほぼ水平についているものは、横ずれ断層の応力が働

いたことがわかります。ですから、その断層系の方向さえわかれば、いろいろの情報が得られるわけです。写真3（扉カラー写真3）なども共役的な断層だろうと推定できるわけです。図6・8は、こうして得られた情報をもとにして作成した八丁原HT-4号井のデータを、ウルフネットの上半球に投影したもので、黒丸が鏡肌、赤丸が熱水脈、青点が節理です。そうしますと、あまり明瞭ではありませんが、2種類の断層系が見出されました。1つは走向NWで南落ち、もう1つは走向NEで南落ちです。じつは私は、南落ちない北落ちの両方の断層系を通して熱水が上がってくるのではなかろうかと予想していたのですが、この図によれば、鏡肌とか熱水が上がってくる熱水脈は、主要なものは1つの断層面、つまり共役的な2つの断層のうち一方の面にかたよることが明らかになりました。

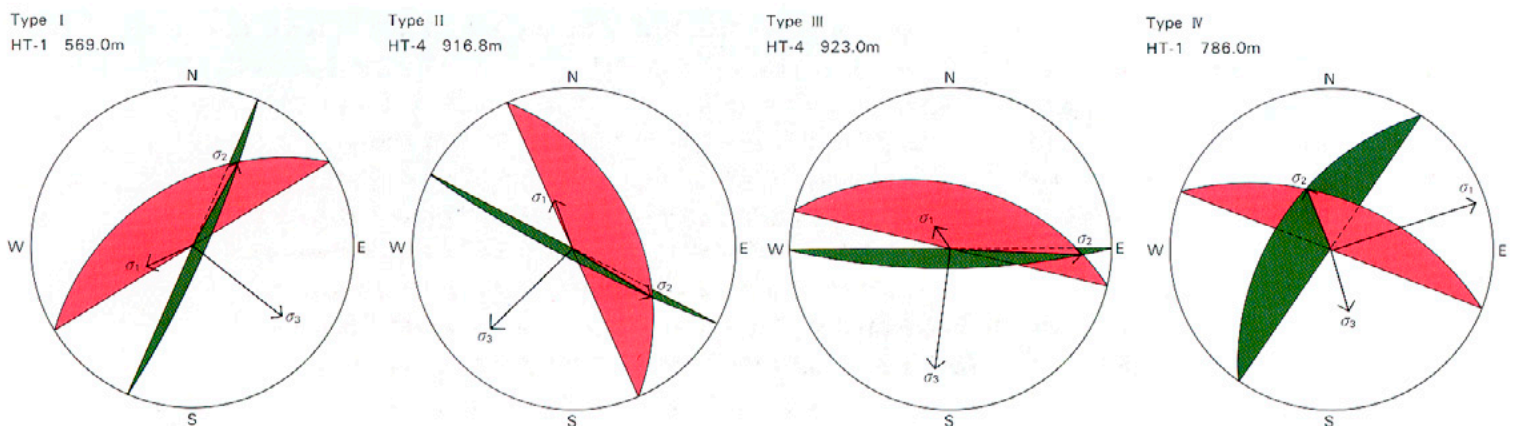
この方法を使えば、断層の方向と傾斜角もわかりますし、共役的な2つの断層の中でどちらの方を熱水（地熱流体）が上がってくるかということもわかります。従って、地質学的にどの位置をどの深さまで掘削すれば、目的の断層面に当たるだろうということが予想できるようになりました。また、どの深さにどれ位の温度の地熱貯留層が期待できるかということは、さきほどの活動度指数を用いて推定できますから、この両方を組み合わせることにより地熱探査のむずかしさが軽減されると思います。

深浅による応力場の相異

図6・9は、大岳・八丁原地熱帯の地熱井の位置と断層を示したもので、図6・10はその地質断面図です。図6・9の実線は、松本先生等の地質調査によって明らかにされた断層で、すべてNW方

向です。しかし電気探査では、図にみるようにNW方向もありますが、NE方向の断層も確かめられています。ききほどの結果とあわせると、NE系は古い断層なので地表地質調査にはあらわれにくいですが、NW系の断層は新しい断層なので、若い火山岩に覆われているところでも地質調査で明らかにされ易いと考えられます。さらに、NE系は別府 島原地溝の方向ですから、この地溝の発生と関係があると思われる。その後、何らかの応力場の変遷があり、NW系の正断層が発生して、それを通じて地熱流体が上がってくるようになった。じつは、さきほどの条線の方向などを使って古い応力場を復元したものが図6・11です。図では、赤いのは鏡肌で、それに対する共役系と考えられるような断層は緑色で示しております。タイプは、別府 島原地溝にほぼ平行のNE系の断層で、タイプが、地熱流体の通路となったNW系の断層です。ほぼ水平の条線がついているタイプは、どうも非常に新しそうなのです。というのは、新しく生成した変質鉱物の上にその水平の条線ができてからです。こうしてみますと、最近の応力場は、横づれをきたすような応力場になっているらしい。現在の九州は、東西方向のコンプレッション（圧縮）が働いているという意見が強いのですが、しかし、比較的地下浅所では東西コンプレッションが働いて、それにほぼ平行の割れ目ができているとしても、地下深いところでは、岩圧が勝ってきて、NE系ないしNW系の正断層型の断層系が生成するのではないかと、私は思っています。中部九州における東西性の断層というのは、多分、地下浅所だけの現象ではないだろうかというのが、現在

図6・11 - 大岳 八丁原地帯の応力場



私の考えです。

編集 浅いというのはどの程度ですか。

林 500mないし1,000mより浅い。さきほどの写真にあるようなはっきりした断裂は、500mより浅いところにはほとんどないのです。また、浅いところの断裂は、面が波状になっていたり、不規則なのです。岩盤力学の圧縮試験の結果でも、封圧が小さい場合には断裂面が不規則になります。写真のようなきれいな断裂面ができるのは1,000m以深です。ですから東西性の割れ目というのは、恐らく500mより浅いところ、深くても1,000mより深くはならないと思います。

地層境界の判定のむづかしさ

編集 いま地熱関係では、九重が一番よくわかっているのですか。

林 地熱井の本数が一番多いのです。たださきほどの話にありましたように、グリンタフ活動の火山岩類は安山岩を主としています。豊肥火山活動も大部分安山岩です。そのため両者の境界がはっきりしないのが現状です。大岳発電所では、豊肥の中に貯留層を見出しているのですが、八丁原発電所では、豊肥とその下位の宇佐層群(グリンタフ火山岩)の境目にある貯留層から蒸気を得ています。

編集 図6・10の地中深くで曲がっているのは井戸ですか。

林 そうです。こういうのを傾斜掘といいます。すごく曲がっているでしょう。

編集 熱水はそこからとっているのですか。

林 いいえ、この井戸はたまたま割れ目が小さくて少量の熱水しかでていません。深い2本は大規模深部地熱の探査井です。八丁原では、深

さ1,200mから1,300mの不整合面と断層の交点付近に高温の熱水が多量に貯留されているのです。しかし図6・10の断面図でいいますと、豊肥の岩質と宇佐の岩質が非常に似ている上に、地熱流体により原岩が熱水変質をこうむっています。ですから、この断面図では色分けされてきれいに塗り分けられていますが、実際にはこの境目をきめることが実にむずかしい。これらの岩石を年代測定する場合、フィッシュトラック法を適用すると、深部では地熱によりトラックが消えてしまっているのが正しい年代が得られません。それで、岩石からジルコンを分離して含有量を比較します。たとえば豊肥火山岩だと1kg中にジルコンが10~20粒程度しか入っていないのですが、宇佐層群の岩石になりますと数100粒のオーダーで入っていますから、ジルコンの含有量でほぼ分けることはできるのです。しかし、それでもこの境界をきめることは至難のわざに近いのです。

霧島火山の地下構造と霧島地熱帯

編集 霧島地熱帯での地熱探査、あるいはその地下構造はどうなんでしょうか。

林 霧島では、現在までに30本以上の地熱探査井が掘削され、霧島火山の地下構造が次第に明らかになりつつあります。加久藤カルデラというのは、霧島火山の北東延長の京町を中心としたもので、これは1957年に有田忠雄先生によって提唱されたものです。ところが、最近の深度2,500mに及ぶ地熱探査井では、図6・12に示すような大規模な陥没が存在することが明らかとなりました。この陥没構造は、加久藤盆地をはるかにこえ、霧島火山の中心に向かってより深くなっています。現在、その規模は確認され

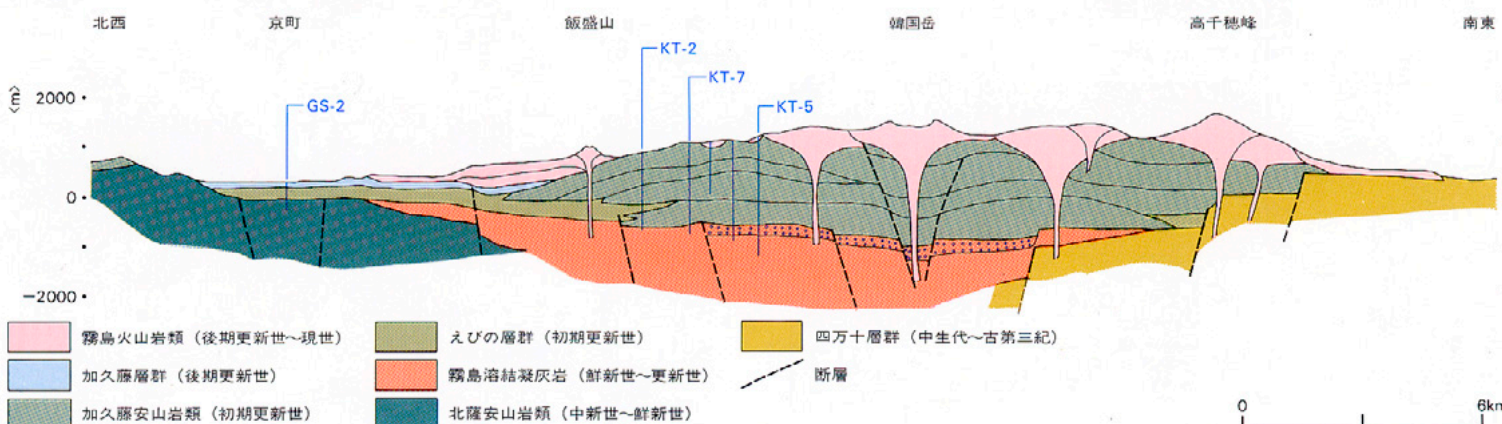
ただけでも半径が京町からKT-5号井に至る15kmにも及んでいます。

また火山層序の面でも貴重な試料が入手できました。たとえば、芽島火山の基盤は四万十層群の堆積岩類であることが確認され、さらにその上に厚さ300~500mの溶結凝灰岩類(霧島溶結凝灰岩と新称)が広域に堆積していることがわかりました。

さきほどお話ししましたように、霧島火山の北部の地熱帯は、現在やや冷却して地熱発電が可能かどうか微妙なところですが、西部および中央部では、Aタイプの地熱井が続々と見出されており、近い将来、霧島火山の周辺に地熱発電所が建設されるものと期待しています。

図6・12 - 霧島火山の北西 南東模式断面図

<田口, 1983>



阿蘇火山を訪れて最も印象的な景観は、煙を吐き続ける火口とともに、カルデラの周囲にひろがる雄大な草原であろう。活動火口を含む中央火口丘群は次章の主題となるので、ここではカルデラとそれに関する火砕流について述べる。阿蘇火山

約200万年前から50万年前位まで、中部九州には多くの陸上火山が次々と作られた。多くは輝石安山岩の火山であるが、玄武岩や角閃石安山岩・デイサイト、流紋岩などの火山もある。その後、約30万年前頃、現在の阿蘇カルデラの内側から、大規模な火砕流の流出を伴う活動が始まり、カルデラが形成された。

それまでの火山群は阿蘇地域に限らず、中部九州一帯に広く分布していたものの一部だが、この大規模な火砕流の流出は阿蘇地域のみで4回繰り返された。それだけでなく、火砕流から現在の中岳火口の活動にいたるまで、そのマグマには共通性があり、それ以前の火山群のものとは区別できる。そこで、火砕流の噴出以来現在にいたるまで、この地域に活動を起こした火山を阿蘇火山とすることにする。

阿蘇カルデラ
 阿蘇カルデラは、南北25 km、東西18 kmの大きいカルデラである。カルデラ底のやや南より

に中央火口丘群が並び、それによって、カルデラ底は北の阿蘇谷、南の南郷谷に分けられる。阿蘇谷から見る北側のカルデラ壁は、高度差300 m程の崖が平に横に延びているばかりであるが、南郷谷から見上げる南・西側のカルデラ壁は、高度差300~600m、急崖と深い谷とが交互する彫りの深い地形で、南北両側はきわめて対照的な景観を作っている。カルデラ壁の外側の地形も、東から北側は1~2°のきわめて緩い傾斜であるのに、南から西側は10°前後の斜面である。両者の地形のちがいは、カルデラ壁の東・北側は主に阿蘇火砕流の作る台地であり、一方、南・西側は古い火山群の残骸からなるという地質のちがいを反映したものである(図1)。

火砕流台地
 火砕流台地の傾斜が緩いのは、火砕流の見掛け粘性がきわめて低いことによる。現在のカルデラの内側で発生した火砕流は、古い火山の10°をこえる斜面には堆積せず、基盤の低所に集り、緩傾斜のところから堆積し始める。堆積量が多ければ基盤の起伏は埋めたてられ、火砕流台地が形成される。

カルデラ東側の火砕流台地では、谷に刻まれた台地の断面を見ることが出来る。各火砕流は水平に連続する崖を作り、それらの間に成層し

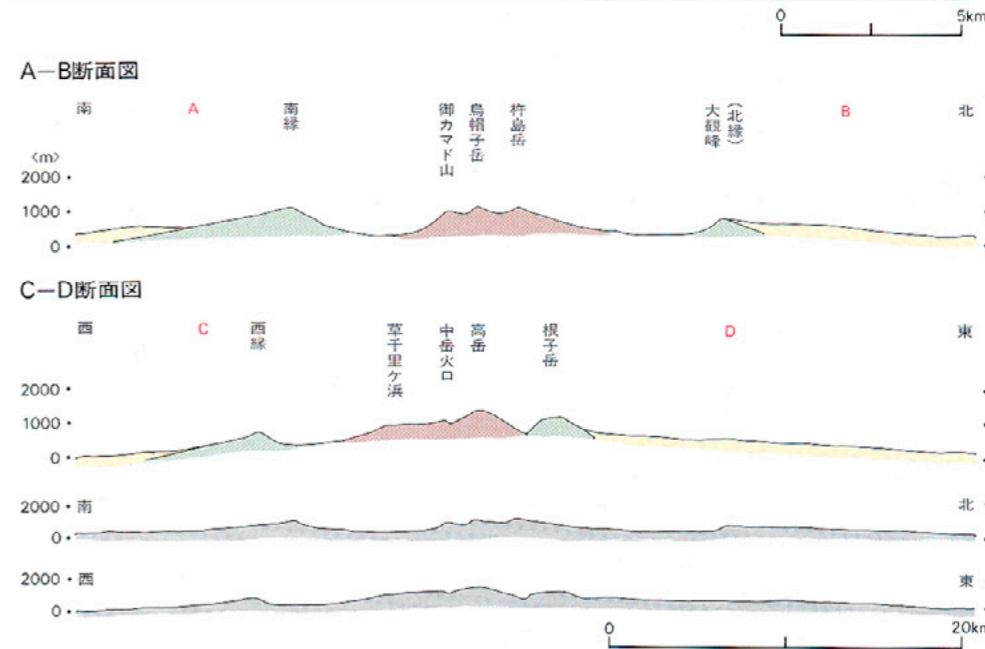
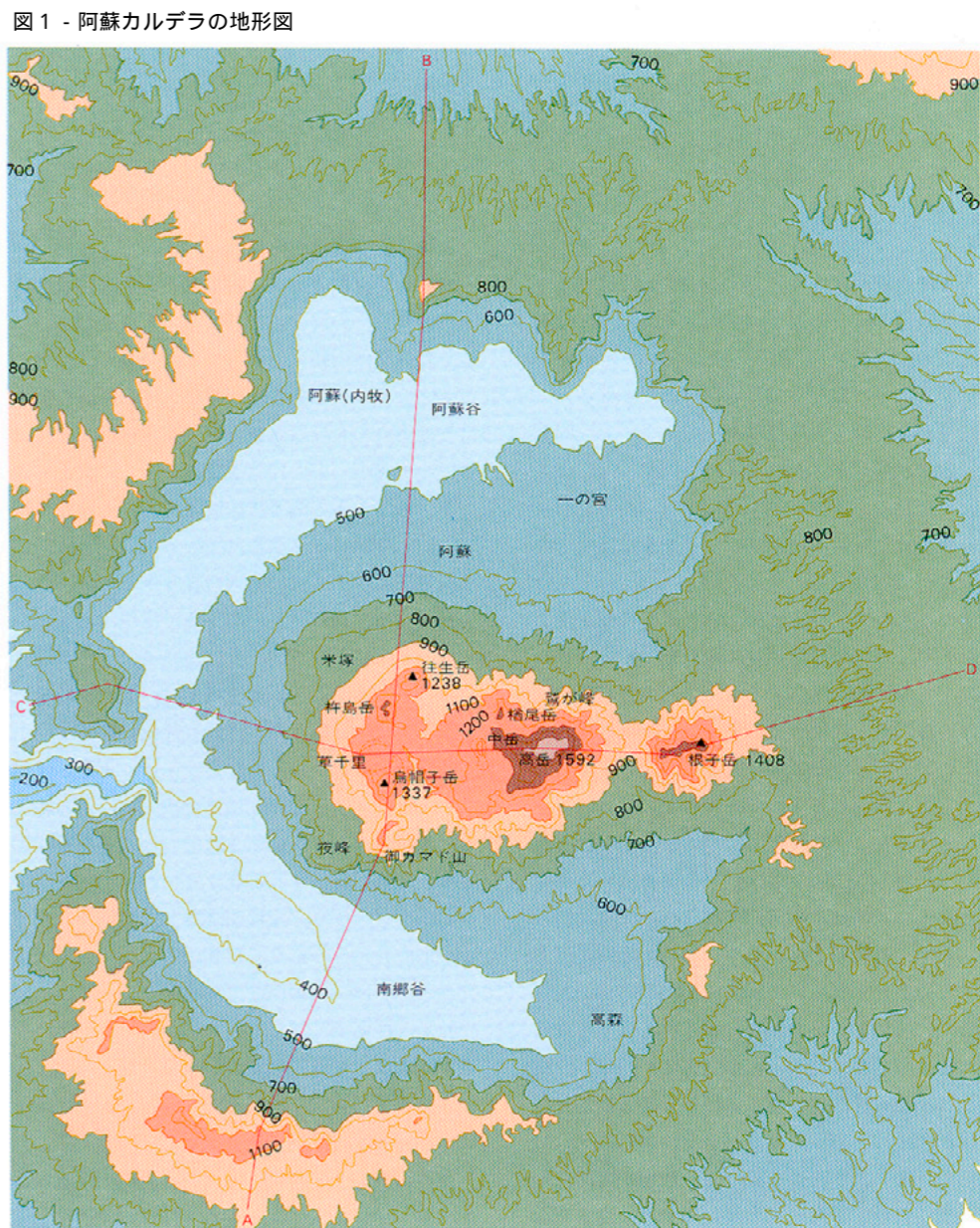
た軽石・火山灰などの降下堆積物がみられる。降下軽石・火山灰の各ユニットは、噴出源からの方向・距離に従って規則的に層厚・粒径を変化させるので、広い範囲にわたって確実に同定・追跡できるよい鍵層となる。火砕流相互の岩相が似ていて識別が難しいときでも、その間にある降下火砕物を介して層準を知ることができる。降下火砕物の多くは偏西風によって噴出源の東方に運ばれて堆積するので、阿蘇カルデラでも降下火砕物の分布する東側の火砕流台地で、まず降下火砕物・火砕流の層序がたてられ、それから降下火砕物のない他の地域にもひろげられた。こうした野外調査によって判明したカルデラ形成までの阿蘇火山の活動史は次のようである。

4回の噴火サイクル
 大きな火砕流の噴出を含む噴火サイクルは4回あり、それらを古い方から Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 とよぶ。Aso-1, -2, -3 の各サイクルでは、噴火の初期に火砕物を降下させる活動があり、それに引き続いて大量の火砕流が洗出した(Aso-4のサイクルには、噴火初期の降下火砕物が発見されていない)。各噴火サイクルの間には、それより小規模な噴火サイクルが何回もあって、軽石や火山灰を降下させ、また

Aso-1とAso-2の間には溶岩も洗出した(表1)。それらの小規模な噴火サイクルの間でも、火山灰が風化して土ができるまでの時間があった。

阿蘇カルデラの北東25 kmに九重火山がある。この火山も何回も火砕流を流出させ、その裾野の火砕流台地はそのまま阿蘇カルデラの火砕流台地に連続する(図1・図3)。両台地の接する付近では、阿蘇火砕流の中間の降下火砕物の間に、九重火山起源の火砕流がはさまり、両火山が同時に活動していたことが明らかになった(表1)。九重火山は、この間一貫して角閃石を多量に含む安山岩・デイサイトだけを噴出しており、一方、阿蘇火山は(Aso-4以外は)角閃石を含まない流紋岩・安山岩のみを噴出し続けた。このことは鉱物組成・化学組成の全く異なるマグマが、同時期に、この程度の距離に存在し続けたことの確かな例である。

火砕流の山越えと海越え
 これまでの調査による各火砕流の分布を図2に示す。最上位のAso-4が広く地表を覆っているため下位のもの、とくにAso-2とAso-1との分布はわかりにくいところがある。また熊本平野では各火砕流は沖積面下に埋没しているらしいが、その分布状態は将来明らかにされるであ



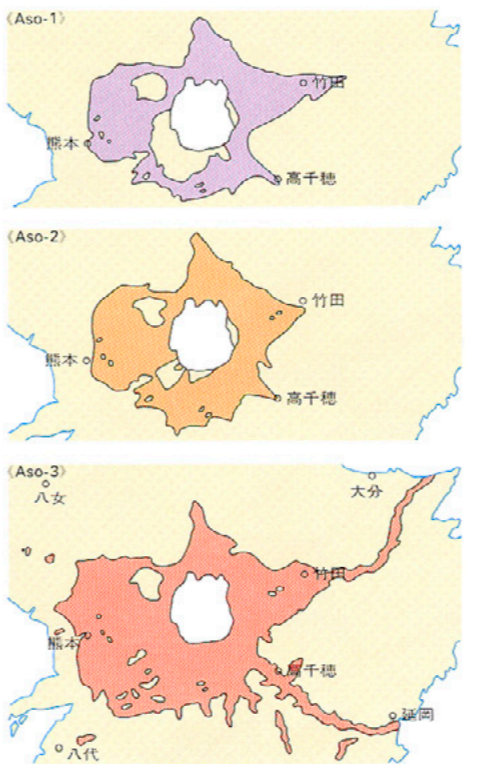
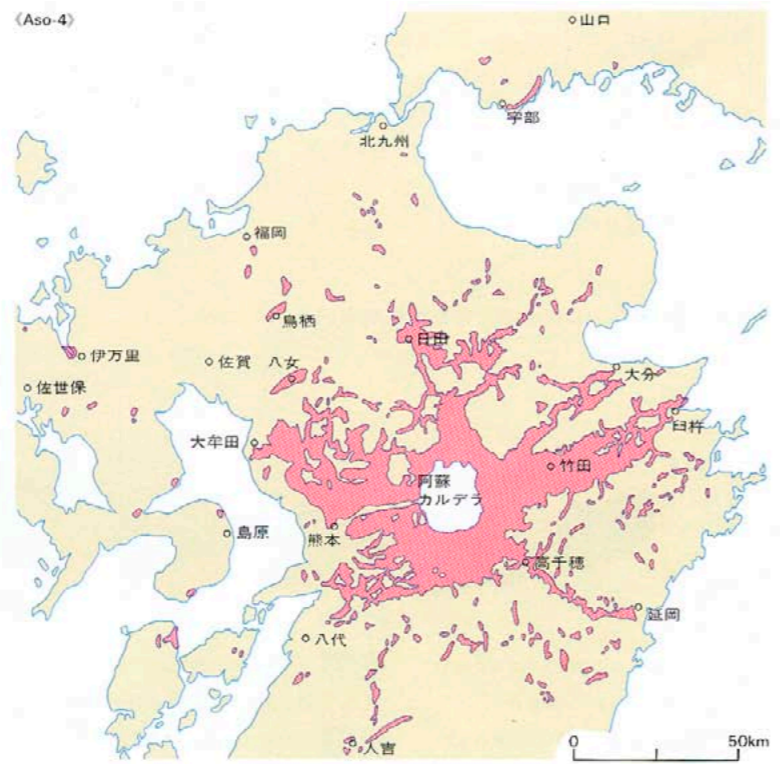
地形断面図の最上段は南北、第2段は東西、それぞれ垂直は水平の2倍に誇張、下2段は垂直・水平を同縮尺として上と同じ断面。火砕流はカルデラ縁付近の古い火山体(緑灰色)の斜面には堆積せず、その外側に緩傾斜の火砕流台地(黄色)を作った。茶色は中央火口丘。

表1 - 阿蘇火山の層序と周辺の火山との関係

カルデラ西側	阿蘇火山	九重火山 カルデラ北・東側
	中央火口丘	稲葉川泥流(飯田火砕流) D ?
	Aso-4 B 火砕流 A 火砕流	R・D R
大峰火山 高遊原溶岩A 大峰火砕丘A	Aso-4/3 降下火砕物	R・A 下坂田火砕流 D
	Aso-3 C 火砕流 B 火砕流 A 火砕流 W 降下軽石	A A R R
	Aso-3/2 降下火砕物	R 宮城火砕流 D
	Aso-2 T 降下スコリア B 火砕流 A 火砕流 TL 降下軽石 R 火砕流、二次流動岩 V 降下軽石	A A R・A R A
赤井火山 溶岩 火砕丘	Aso-2/1 降下火砕物、溶岩 (玉来川・象ガ鼻・ 的の石溶岩)	A ?
	Aso-1 火砕流 降下軽石	R R

R=流紋岩 D=デイサイト A=安山岩

図2 - 阿蘇火砕流の分布

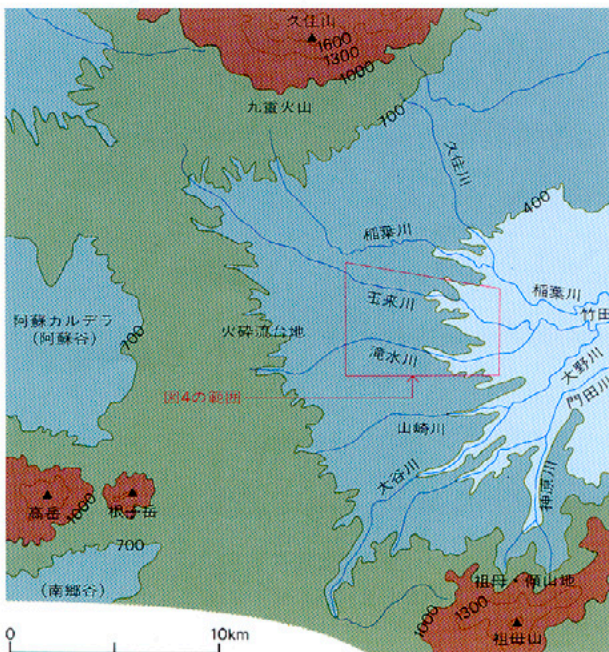


らう。

Aso-4 火砕流はカルデラ周辺の台地だけでなく、中部九州のほとんどすべての水系に沿って分布しており（図2）、それらの中には阿蘇カルデラとは分水界を隔てたものがある。つまり、見掛け上火砕流は山を越えている。同じ現象はAso-3についてもみつかっている。山越えを可能にするメカニズムはいくつか考えられるが、まだ定量的な評価による結論は出ていないのが実情である。

また、Aso-4 火砕流は図にみるように海を隔てた天草下島や山口県西部にも分布している。このような分布を説明するために、噴出当時は氷期の海面低下によって、現在の浅海は乾陸化していたので、実際は海を越えていないという考えもあった。しかし、Aso-4の噴火が8万年前だとすると、当時は低海面期ではなかったらしい（貝塚，1978）。私は以下のように考える。Aso-4の非溶結や弱溶結の堆積物中には見掛け比重が1前後のものがある。この火砕流が流走していたときはもっと膨んでいたにちがいないので、流体としての見掛け比重は1以下となる。つまり海水より軽かったのである。海岸から海上に出た火砕流は、海水に接した基底の部分だけが海面にとらえられるが、それ以外の(上)部分はそのまま流走を続ける。全部が海面に取り去られないうちに対岸に到達すれば海を渡ったことになるわけである。

図3 - 阿蘇カルデラ東側の地形略図



火砕流の噴出量と年代

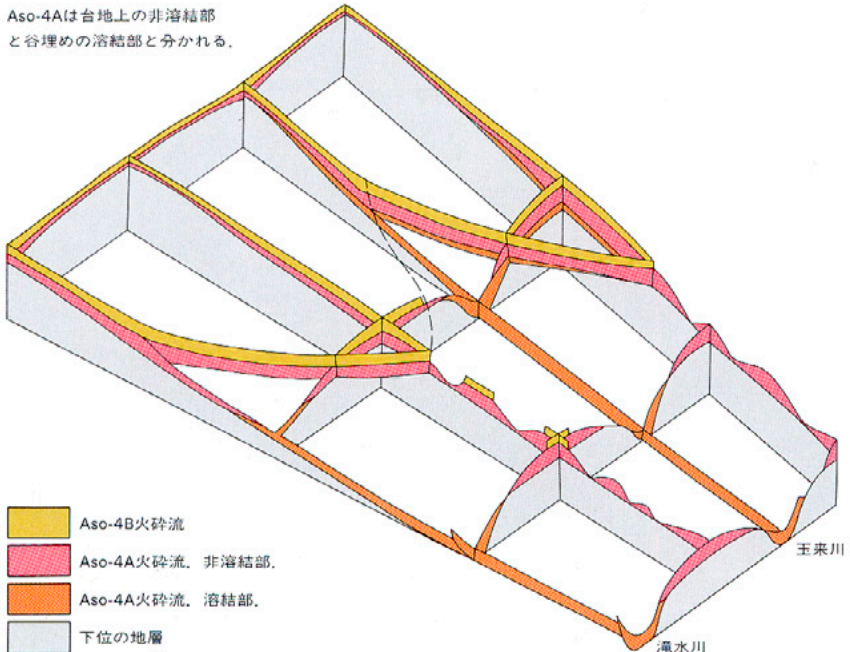
阿蘇火砕流はカルデラの周囲で広い火砕流台地を作り、その周囲では谷に沿って流下している。その体積は内輪に見積っても約200 km³になるが、この莫大な量の噴出物はわずか4回の噴火で地表にもたらされた。南関東の平野部を覆っている赤土（いわゆる関東ローム）の大部分は富士火山からの降下火山灰である。その総体積は約260 km³と見積られているが、それは約8万年間に数100回の噴火の繰り返しで放出された（町田，1977）ものである。富士山の火口付近では山体を作る溶岩も流出させているが、その体積も含めた1回の噴出量は、大噴火でもたかだか1 km³程度で、阿蘇火砕流の1回の噴出量はその数10倍以上になる。一時に大量のマグマが噴出することは、地下の空間に、ある時点で大量のマグマが蓄積されていたことを意味する。それが排出されるとマグマ溜りに空間が生じ、マグマ溜りの屋根が陥落して陥没カルデラが形成される。始良・十和田・支笈などの大型カルデラは、大規模な火砕噴火によって作られたものである。

1回の噴出量数10 km³という巨大な火砕流は、きわめて短時間（長くても数日間、あるいはそれが年程度の間隔で繰り返した）で完了した。堆積が終るとともに、陸上では風化・侵食が始まる。地質調査によって各火砕流の境界をしらべると、各火砕流はその前の火砕流の作った台

地がかなり侵食を受け、谷地形ができてから流出したことがわかり、数万年程度の間隔があったものと思われる。しかし、阿蘇火砕流の絶対的な年代は、フィッシュトラック法による数例があるだけで、まだ確実にわかったとはいえない。これはその年代がK-Ar法と¹⁴C法それぞれの有効な年代範囲の谷間にあるためである。最近Aso-4の火山灰が日本海海底のコアや、関東地方の湖成層から発見され、他の堆積物との関係からAso-4が約8万年前であることが判明した（町田・新井，198）。Aso-1は40万年前よりは新しく、30万年前後であろう。

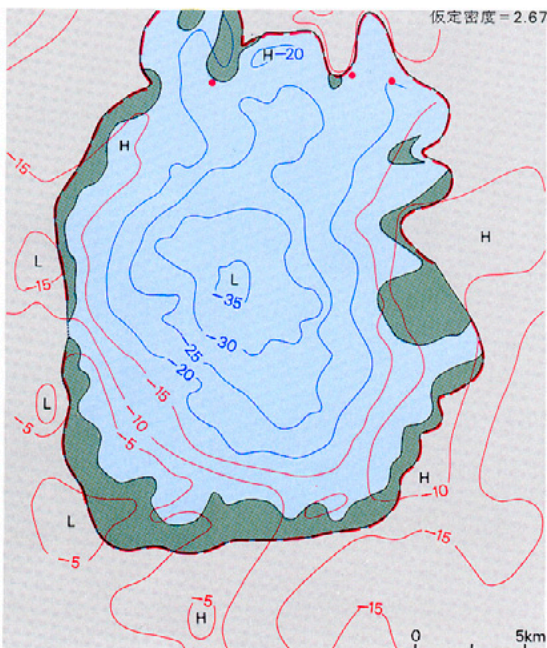
谷埋めの溶結凝灰岩と台地の非溶接火砕堆積物マグマ中のガス成分が分離して気泡を作ることによって発泡という。急激な発泡によって爆発が起きると、火口から発泡したマグマの破片（軽石・火山灰）が上方に高速で放出される。噴煙が高空まで上昇し、風に流されて、軽石・火山灰が上垂から降下するのが降下火砕物であり、それほど上昇せずに火口の周囲に落下した軽石・火山灰がガスと混合し、一種の混合流体として地表を流れるのが火砕流である。噴煙内の軽石・火山灰は、噴煙柱が上昇する際には周囲から空気をとりこむので、そこで冷却され、風によって運搬され、降下火砕物として地表に降下するまでにさらに冷却される。一方、火砕流は流動中にはその中で熱の保存がよいので、火砕流の温度に最も影響するのは噴煙柱での冷却で

図4 - 火砕岩台地のAso-4火砕流



あるらしい。火口を出るとき、マグマの破片の温度は700~900であった筈であるが、火砕流が停止するまでに、火砕流によって300以下から700以上までという温度の幅が生じる。高温の火砕堆積物には溶結という現象がおきる。溶結は火砕流台地の地形や、したがって次の火砕流の分布にも影響するので少し説明しよう。マグマ(液体)は急冷されると結晶の晶出が間に合わずガラス状態になる。ガラスは軟化温度以上では、力を加えられると塑性変形する。火砕堆積物の溶結とは、ガラスの塑性変形によって堆積物中の空隙を上追い出し、ガラス破片どうしが接着する圧密の過程である。同じ化学組成のガラスでは、高温であるほど、また荷重が大きいほど強く溶結する。強く溶結した火砕堆積物(溶結凝灰岩)は溶結する前の堆積物(比)比重は2倍以上で、硬く緻密な、全く見掛けの異なった岩石に変る。溶結後の常温までの冷却過程で“おくれた結晶化”(脱ガラス化作用)がおきて、さらに岩相が変ることもある。火砕流台地の地形は平坦な台地表面と、台地を刻む深い廊下状の谷とで特徴づけられる。この地形に次の火砕流が流れこむと、まず谷を埋積し、堆積物の量が多ければやがて台地面を覆い、一面の連続した台地となるだろう。新しい堆積物だけに着目すると、上面は平坦だが、旧河谷の上では極端に厚い、いわばベニヤ板に角材を裏打ちしたような形をしているはずである。溶

図5 - 阿蘇カルデラの重力(ブーゲー)異常



結によって各部分に一樣の比率で圧密がおきたとすると、厚さの大きい部分では、圧密量、つまり表面の沈下量が大きい。ところが、荷重が大きい程溶結は進行するので、層厚による表面の沈下はさらに強調されて、旧河谷を再現した形で新しい台地面に谷が現れ、以前の水系がそのまま復活することになる。調査の結果、Aso-4火砕流が流出したとき、Aso-3の台地を切る谷は現在とほとんど同じ位置にあり、現在とほぼ同じ程度まで台地への谷頭侵食が及んでいたことが判明した。

阿蘇カルデラ東側の台地では、Aso-3火砕流が作った台地の上を非溶結のAso-4A火砕流が覆い、続いて強溶結のAso-4B火砕流がその上になっている。ところが台地を刻む谷を埋めた部分ではAso-4A火砕流はきわめて強く溶結している。侵食によって台地上と谷底との両部分の連続が断たれると、谷壁を作るAso-3火砕流をはさんで、台地上の非溶結相と谷底の強溶結相とそれぞれ全く岩相の異なる部分が谷筋ごとに交互して現れることになる(図4)。河谷の再現はAso-3の流下したときにもあったらしく、竹田市付近では谷埋め現象の重複を見ることができる。

カルデラの過去と将来

阿蘇カルデラは地形的にも、また重力の表現としても(図5)、単一のカルデラであるが、この地域からは大規模な火砕流が4回噴出した。

Aso-1からAso-4にいたる4火砕流のすべてがカルデラの四周に分布し、また、それらのすべてがカルデラ縁で切られているので、これらの火砕流は現在のカルデラの内側に噴出源があり、また、現在のカルデラ地形はAso-4の噴出後に生じたことになる。火砕流の中間に降下した軽石・火山灰などの等層厚線から推定した噴出源の位置もカルデラ内にある。各々が数10 km³の大きさの火砕流であり、それらの間に万年代の長い時間間隔があるので、陥没はAso-4の噴出後におきただけでなく、各火砕流の噴火直後におきたと考えられる。1回の噴火ごとに陥没が重複・拡大して、Aso-4後の現在の形になったのであろう(図6)。

Aso-4の噴出以後すでに8万年が経過している。次の大きな火砕流Aso-5の噴火が地下で準備されているのかどうか、これを知るのは大きな問題である。それには、まず現在の中央火口丘群の活動史と活動の状況を正確に理解することが重要である。そして、それと過去の大規模な火砕流の中間におきた噴火活動とを比べること、各活動の絶対年代の決定、噴出物の組成などを含む全体の活動史を正しく知ること、さらには、地球物理学的手法等によって、カルデラの地下構造を想像から実像へと移行させるための作業を積み重ねることが必要である。

図6 - 阿蘇カルデラの想像断面

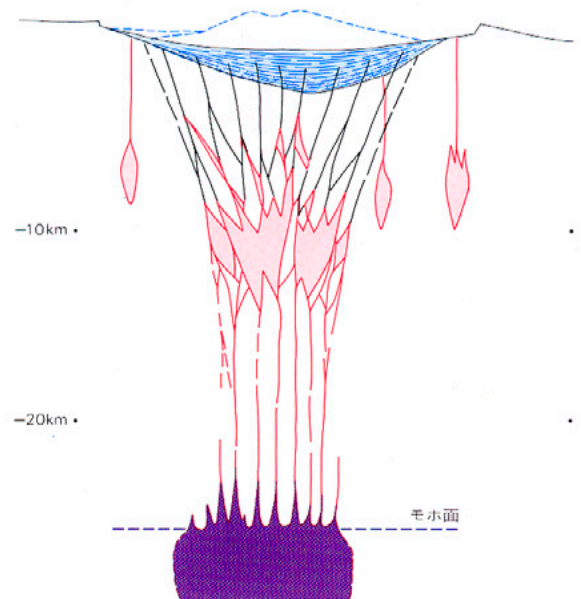


図5 - カルデラの内側に大きい負の重力異常があって、基礎が凹んでいることを示す。等重力線の単位はミリガル。カルデラ壁の緑色部は200万~50万年前の火山岩の分布。カルデラ北縁の赤丸印はボーリングで花崗岩(深さ150~480m)が確認された地点。等重力線は地質調査所(1981)による。

図6 = Aso-4噴出直後の状態を示す。上方の青色の破線はその後に作られた中央火口丘群。各火砕流の流出ごとにマグマ溜頂部は陥落し、カルデラ底はカルデラ壁の後退によって生産された物質で埋積された。

中央火口丘群

松本幡郎 = 熊本大学理学部教授

大峰・赤井火山などを側火山にもち、火砕流活動をした阿蘇外輪火山は、数万年前に活動を終えた。阿蘇火山中央火口丘群からの火山灰で、絶対年代の最も古いものが8,650年前である。この間にカルデラ形成があり、カルデラ湖の時代があったわけであり、約1万年間以上は湖であったと思われる。

阿蘇中央火口丘群には、いわゆる阿蘇五岳の外に多くの火山体があるが、初期の活動はまだ湖水が存在していた時に始まったと考えられる。烏帽子岳基底溶岩の一部には真珠岩と軽石があり、その証拠を示している。中央火口丘群は、その岩石の性質により、中岳・高岳型、杵島岳・往生岳型、根子岳型、烏帽子岳型に分けることができる。

阿蘇火山のマグマは高アルミナ玄武岩質マグマといわれるもので、このマグマの分別結晶作用で生じた岩石が、杵島岳・往生岳型である。分別結晶作用とは、マグマの温度が下がるにつれ、その条件に適した鉱物がつぎつぎに晶出する作

用である。マグマが、まわりの岩石をとりこみ、とかして温度の降下とともに固化する作用を混成作用といっている。すなわちマグマが周囲の岩石をつまみ食いし、消化不良をしたと考えればよい。この混成作用によるものが根子岳型である。中岳・高岳型の岩石は、これら両者の作用によるものである。また、ある程度マグマの結晶作用が終わり、その残りものが固まって岩石になるが、これが烏帽子岳型である。

以下、各中央火口丘について記す。

根子岳

根子岳は特異な山容を示し、東西方向の稜が鋸歯状をしており、火口を思わせる地形はみられない。しかし、明らかな成層火山であり山頂部に大きな火口があったと考えられる。火口の活動後、放射状に3つの岩脈（南西の山口谷、南東の地獄谷、北東の鏡ヶ宇土にそれぞれ平行の岩脈）貫入があり、続いて山頂部の火口を壊して東西方向の天狗岩岩脈が貫入した。さらに北西方向の断層運動があった。このため侵蝕を受

け易い部分が生じ現在甲地形ができた。天狗岩（根子岳最高峰1,433m）と西峰との間で、天狗岩岩脈の西の末端部が魚尾状にみられる。このように岩脈の末端部が露出しているのは非常に珍らしく、日本では勿論、世界でもまれな例である。

高岳と鷲ヶ峯

高岳は中央火口群最も高く、山頂には直径約400mの浅い美しい火口の跡がある。高岳南面は急崖で人を寄せつけない。また北側もけわしく、この高岳北面の岩稜は北星根と呼ばれており、ロッククライミングの岩場として有名である。この岩稜のなかに鷲ヶ峯、虎ヶ峯が連なり、その支稜に龍ヶ峯がある。鷲ヶ峯、虎ヶ峯の溶岩流は南に傾いて高岳本体の溶岩の下に入りこんでいる。すなわち、鷲ヶ峯は高岳より古い火山体である。高岳北西斜面は東のケーブルカーからみると美事な層をなし、高岳本体が成層火山であることがわかる。高岳の南斜面には丸山というミヤマキリシマの花が美しく咲く小丘があ

図2 - 阿蘇火山中央火口丘群発達図

<松本幡郎, 1963>

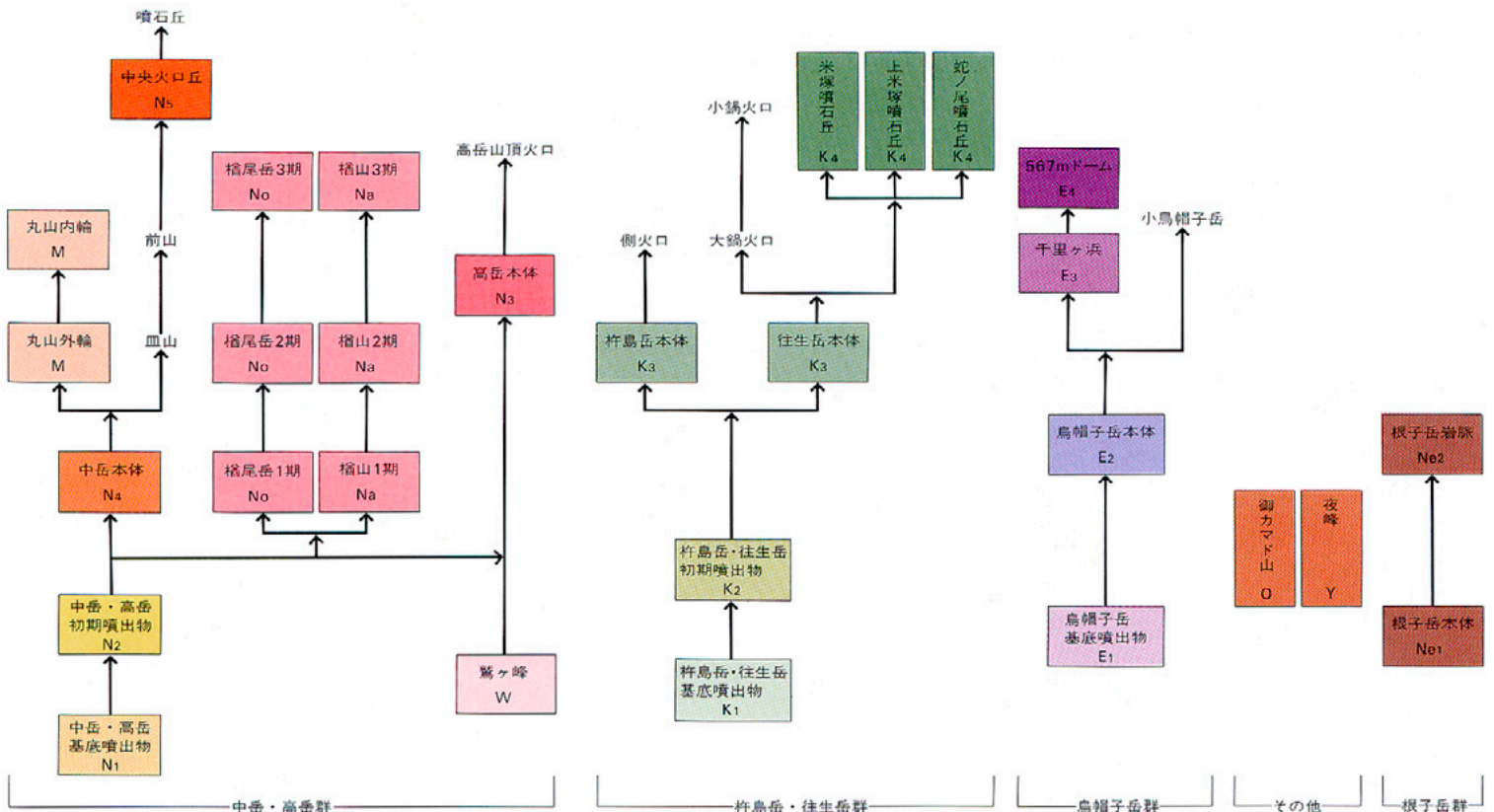
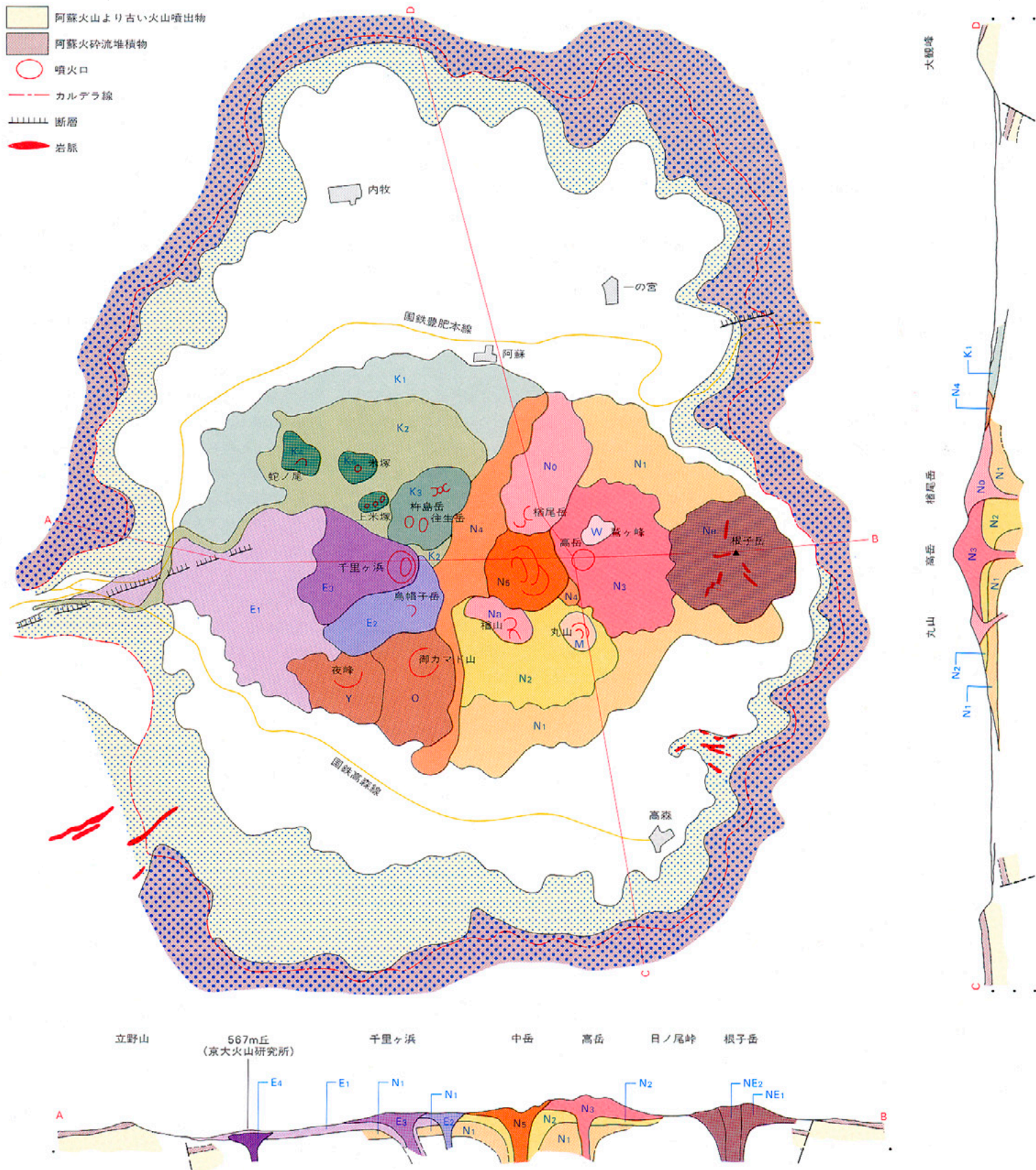


図1 - 阿蘇火山地質概略図

- 阿蘇火山より古い火山噴出物
- 阿蘇火砕流堆積物
- 噴火口
- カルデラ線
- 断層
- 岩脈

<松本幅原図, 1963>



る。丸山は山頂部に三重火口の跡がほとんど完全な形で残っている。

中岳

中岳は中央部に位置し、涅槃像（阿蘇五岳はお釈迦様の寝た姿にたとえられている）のちょうどお臍のところから噴火口の煙がでている。いまなお活動する噴火口があるため、阿蘇中央火口丘群のなかで最も新しい火山体と思う人も多い。しかし、中岳の誕生は阿蘇中央火口丘群の中でいちばん古く、いまも生きていて、命の長い火口丘である。中岳の火口は、その中腹（1,300m）のところであり、南北約1km、東西300～400m、周囲約4km、深さ約150mで数個の火口が集まっている。記録に残っている限りでは南北の火口が交互に活動しており、現在は北端の火口が噴煙をあげ、しばしば火山灰（阿蘇地方ではヨナという）を降らしている。現在の火口の南に砂千里といわれる平たい場所があるが、これも火口の跡である。火口の跡を調べると、6重、7重と数えることができる。内側より2番目の内輪は西側内面に高い断崖をつくっており岩脈が貫入している。砂千里の南、皿山の北斜面では有名な「皿石」が採集できる。中岳の北西に檜尾岳、南に檜山が対座している。いずれも侵蝕が進んでいるにもかかわらず、いくつもの噴火口の跡がある。この2つの火山体はその活動も同じで、初期に塩基性、中期に酸性、末期に再び塩基性の溶岩を流出している。烏帽子岳と千里ヶ浜

烏帽子岳は現在噴火口の跡はみられない。阿蘇中央火口丘群中、この火山の溶岩は最もガラス質であり、また活動の末期には溶岩を流出せずに多くの軽石を噴出している。この軽石は烏帽子岳の表層部を占めており風化に弱く、また烏帽子岳のできた後、この北に接して側火山である千里ヶ浜火口の大活動により烏帽子岳の火口は破壊されてしまったのである。千里ヶ浜火口は草千里ともいわれ、直径1kmの広く浅い二重火口で、内側の火口は直径約400mで東に少し寄っている。烏帽子岳山頂付近にはイワカガミやミヤマキリシマなど多く、草千里から簡単に登れる。

杵島岳と往生岳

杵島岳および往生岳は千里ヶ浜の北にあり、その山容は類似しており、幼年期の地形を示している。阿蘇中央火口丘群中、この2つの火山体は美しい紡錘状火山弾が最も多く存在する。

米塚・蛇ノ尾・上米塚

これらはいずれも火山砕屑丘であり、杵島岳、往生岳の北西斜面にある。上米塚は赤水よりの有料自動車道路の上の料金徴収所の横の山体である。ここで火山砕屑丘の断面をみることができる。山頂部に直径わずか10m内外のかわいい火口の跡が3つ集まっていた。しかし、その西の1つは道路建設のため完全になくなってしまい、現在は2つしかみることができない。米塚は典型的な火山砕屑丘で頂上に美しい火口の跡があり、多くの観光客の目を楽しませている。山頂に登るのは僅か10分程であるが、目につくのは牛糞ばかりであり、この小さい山は眺める山である。蛇ノ尾は山体の南西部が侵蝕でこわれているため、高所より望む時大蛇が尾を巻いているようにみえる。

杵島岳、往生岳ができる前は米塚付近に活動の一大中心地があり、これからの溶岩は西方に流れ外輪山にぶつかり、それより南に折れ黒川本流の数鹿流ノ滝より戸下に至り、白川本流を流下、立野駅西方約1kmに達している。この溶岩流出以前に、いまの白川は既に存在していたため、溶岩流末端に滝ができた。滝は後退し戸下の合流点よりわかれて、白川は鮎帰ノ滝、黒川は数鹿流ノ滝となっている。合流点からの距離は前者が1,200m、後者が1,750mである。両瀑布の後退距離は、その流域の南郷谷、阿蘇谷の集水面積にほぼ比例している。

その他

このほかに、烏帽子岳の南に御電門山があり、直径約800m、深さ1,000mに近い大火口の跡があり、ちょうど鬼のカマドのように馬蹄形に東の方に開いている。御電門山の西に一夜でできたと伝えられる夜峯があり、山体の北部に浅い大火口の跡があり、放牧地に利用されている。現在夜峯の山体は南部のみ残り、火口の跡の北西部には爆裂火口の地獄の噴気地域、および地獄、垂玉などの温泉群がある。御電門山、夜峯の岩石は中岳型であるが、古い火山体である。京都大学火山研究所のある567mの丘は1つのかくれた火山体で溶岩は地表に流出せず、下部よりもりあげられた、かくれたドームである。烏帽子岳の西約1,500mのところには968mの山体があり小烏帽子岳といわれる。これも1つの火山体である。小烏帽子岳および567m丘は、その岩石より烏帽子岳型になる。

これら多くの阿蘇中央火口丘群の発達を模式的

に示したのが図2である。

阿蘇火山の有史時代の活動

阿蘇火山の有史時代の活動はすべて中岳火口である。延暦15年（796年）の活動が日本後記に記されており、これが最も古い記録である。隋の記録に倭国が紹介されているが、その中に「有阿蘇山其石無故火起接天……」とある。このことから阿蘇という名前、また活動のことは相当古くから知られていたようである。しかし、溶岩を流すようなことはなく、噴石、火山灰を抛出する活動であった。活動の記録は明治以前に60回程あり、明治以後現在までは、その倍の120回をこしている。これは近年の記録が克明になったため、阿蘇火山の活動がとくにはげしくなったということではない。

近年の大噴火は昭和7～8年であった。昭和7～8年の噴火時は第一、第二の両火口がどちらも実に綺麗な真赤な溶岩湖であり、第一火口は5～10分毎の短周期で噴火した。第二火口は20～30分と第一火口に比べると長周期で溶岩塊や溶岩表面の皮殻（溶岩湖のカサブタ）を噴きあげた。その高さ数百m、もっとも遠いのは約1km離れた本堂裏にまで達した。両火口も昼間表面は黒く、ところどころは静脈の血のように見え、青いという煙がでている。そのうち割れ目がはいる、カルメラをつくる時のようにふくれる。ふくれたなと思った瞬間、溶岩湖のカサブタ部分やふくれた部分がものすごい勢いで吹き上げる。噴出物が火口壁の半行程まできた時、耳をつんざくような爆音が聞える。夜景は非常に美しく、火口壁上で人の顔がみえる程明るかった。この時の噴火で、丸形の噴石中最大のもは直径約4m、第二火口壁上に落ち「丸昭八」といわれ、そのままの位置にある。また最大の噴石は、厚さ1m余、直径10mをこえ、火口より西方約500m地点、山上神社と第一火口の間の谷間に落ち「丸昭八」に対し「平昭八」とよばれる。このように大きいものは第二火口からのもので、第一火口の噴石は数は多いが小型であった。

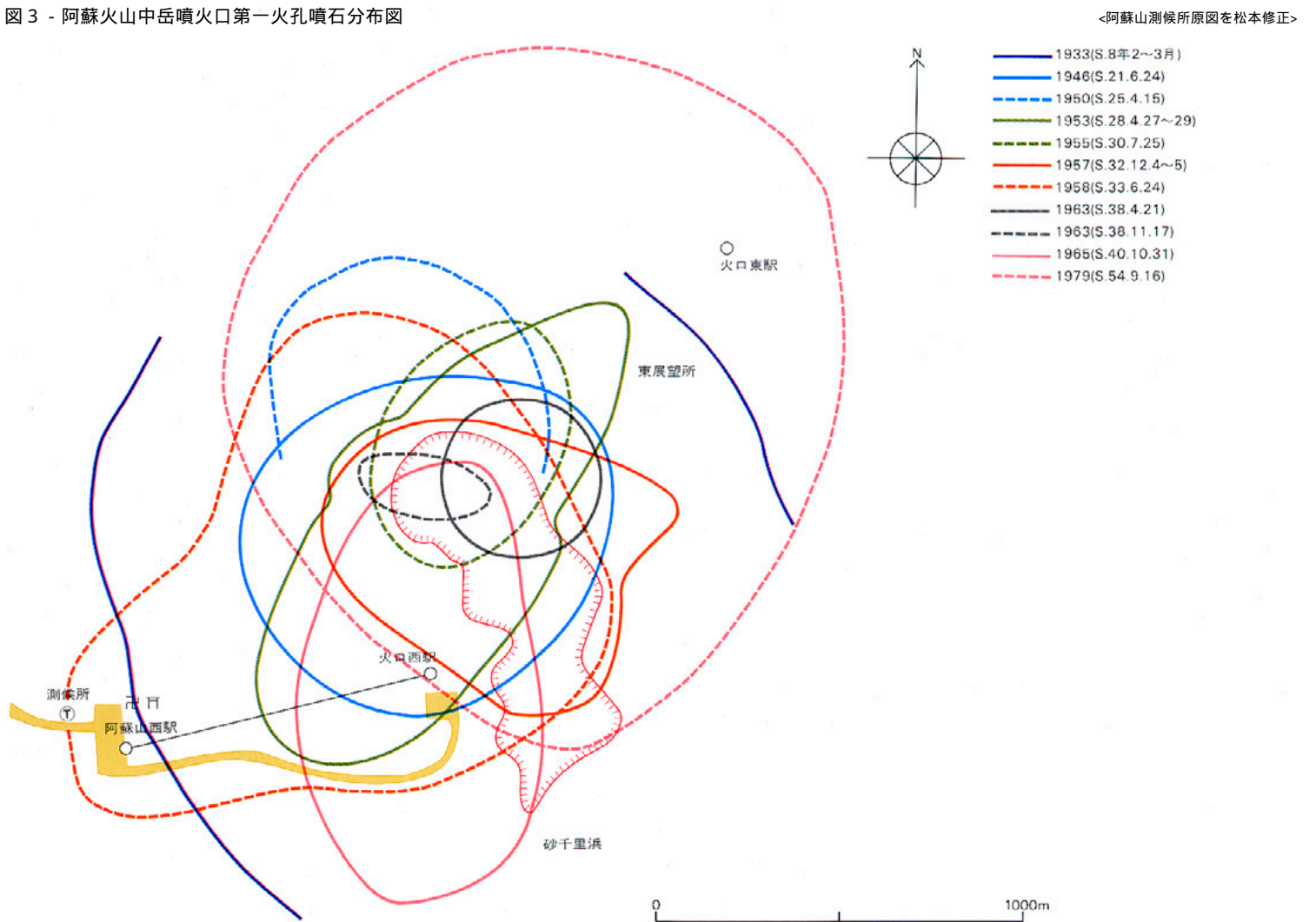
昭和7～8年の大噴火後、10回の噴火および爆発をしている。昭和7～8年の噴火は典型的なストロンボリ型であったが、それ以後の噴火ではスコリア状の噴石は少量で、そのかわりに莫大な量の火山灰を噴出する噴火である。このような噴火型式は他の火山にあまりみられないので「阿蘇式噴火」と名付けたい。

昭和49年の活動は翌50年3月まで続いたが、49年7月より21月末までの間に、しかも火口から1 kmの範囲内で320万トンという大量の火山灰が降った。1日あたりにすると6トン積みトラックで3,300台分になる。この火山灰中には塩素、フッ素、硫酸板の可溶性成分が含まれており、空気中の水分や降水にとけ、塩酸、弗酸、硫酸になる。平均すると、市販の塩酸1,500トン、弗酸1,300トン、硫酸14,500トンという大豊のものになる。重金属も馬鹿にならず銅438トン、亜鉛230トン、カドニウム864 k gが320万トンの火山灰に含まれていた。火山灰中には非常に粒子の小さいものも多くあり、これが物に付着し物理的に、また前記の可溶性成分が化学的に作用して被害を大きくしている。昭和49～50年の活動で降灰量の総量は1,500万トンを優にこえている。また昭和54年の活動では6ヶ月間で917万トンと算出されている。

阿蘇火山の中岳火口は観光客が非常に楽に行けるので、爆発による悲劇がよくおこる。昭和になって5回犠牲者がでていいる。昭和28年4月27日午前11時30分頃の爆発では、火口縁上の観光客5名死亡、91名負傷、昭和33年6月24日午後10時15分の爆発では12名死亡、28名負傷。昭和54年9月6日午後1時頃噴火中の爆発では、3名死亡、11名負傷という惨事がおきている。地下のマグマが実際に動いて、溶岩、スコリア、火山灰等として地表に噴出する噴火では、地震計も直接反応し、そのほかの測定器械にも記録が表われる。しかし、上述した悲劇を引きおこす爆発活動は、単に火孔内、火孔地下の蒸気圧が高まり、その圧力で火孔内を閉塞していた岩石塊や火山灰を吹き飛ばす活動である。換言すれば火孔の「クシャミ」であって、この型のクシャミ的爆発の予知は非常に困難である。医者が病人を診断するのにレントゲン写真にだけた

よることはできない。血液検査など、そのほかの色々な検査とあわせて、はじめて正確な診断ができる。火山爆発の予知もこれと同じである。爆発予知も地震計の記録、地形の変動、噴煙の色や量、火孔内および周辺の温度変化、火山ガスの組成や量の変化、昇華鉱物の種類や量の変化、火孔そのものの状態変化など、すべてを総合して判断しなければならない。爆発は噴火とちがって突発的であり、岩石塊も非常に速く飛ばされる。昭和54年9月6日の爆発では火孔底の初速度は秒速108mもあり、とても逃げられるものではない。火口見物には十二分注意する必要がある。

図3 - 阿蘇火山中岳噴火口第一火孔噴石分布図



中部九州には、巨大なカルデラをもつ阿蘇をはじめ、由布・鶴見、九重、雲仙などの著名な火山群が九州本島を横断するように分布している。九重火山は、東西22 km、南北24 kmにわたる地域に形成された一大火山群で、約25万年前頃、由布・鶴見火山群や雲仙火山と共に火山列をつくりながら、火山活動を開始した。しかしこの地域には、中期中新世の約2,000万年前頃より、性質の異なる火山活動が何回となく発生し、積み重ねられてきた。そのため九重火山の基底部には、これらの火山岩が厚く広く分布している。そこでまず、九重火山の基底にある火山岩類について簡単に述べ、その後に九重火山本体の発達史を概説しよう。

①九重火山の基盤岩類と基底の火山岩類

九重火山地域には、先新第三系の基盤岩類、新第三紀の火山岩類、第四紀の先九重火山岩類が分布する。表1に九重山地の地質系統表、図1に九重火山基底の火山層序、図2に九重火山群の地質図を示す。

《先新第三系の基盤岩類》

先新第三系は、古生界を原岩とする変成岩類（主として結晶片岩）および花崗岩類である。九重山城の東方には朝地変成岩類、北東方の国東半島には領家花崗岩、また西方の津江山地には筑後変成岩類が露出している。これらのことから九重山城基底部には、結晶片岩や花崗岩類が基盤岩類として存在するものと考えられる。八丁原HT5-1号井では、孔口からの傾斜深渡1,914m(海拔-740m)で基盤変成岩に達し、八丁原H-17号井では、孔口からの傾斜深1,970m(海拔-735m)まで掘削され、海拔-685m~-735mまでの50m厚の間は、変成岩礫を含む礫岩であることが確かめられている。

《グリンタフ：宇佐層群相当層》

九重火山の基氏には、上述の基盤岩類を不整合に覆って中新世の宇佐層群相当層が広く分布しているものと考えられる。この宇佐層群相当層はグリンタフで、基底礫岩に始まるが大部分は火山岩源である。前述の八丁原HT5-1号井では、基盤岩類の上位には不整合関係でほぼ50m厚の基底礫岩層があり、その上位に800m程の層厚の地層が発達するが、これが宇佐層群相当層(グリンタフ)である。また岳ノ湯付近のボーリングでは、グリンタフ相当層の層厚は、2,000mを越すものと予想されている(馬場ら, 1982)。

《瀬戸内系火山岩：三宅山流紋岩》

九重火山の南東～南々東の竹田市から直入・大野付近にかけては、中新世の火山岩類が分布する。この火山岩類は、小野(1963)によって大野火山岩類として一括され、下位より白岩山流紋岩、代三五山安山岩、三宅山流紋岩、かんらん石安山岩岩脈に細分されている。これらの火山岩の岩質は、デレン岩、サヌキトイド～サヌカイト、流紋岩からなり、その年代は中期中新世である。したがって、これは第一瀬戸内期の火山活動で、瀬戸内系火山岩類である。この火山岩類のうち、九重火山にもつとも近接して分布しているのは三宅山流紋岩で、久住町東方の木原山から、その北東方の亀ヶ岳、東方の三宅山にかけて山頂付近一帯に分布している。これは、鎧ヶ岳溶岩(松本唯一, 1933)、大野溶結岩(松本唯一, 1960)と呼ばれたものの一部である。

《前期更新世の玖珠層群》

九重火山北麓の玖珠郡九重町野上から宝泉寺にかけて分布する地層で、砂岩、シルト岩、珪藻土層の水底堆積層と多くの火山岩類からなり、下部・中部・上部に分けられる。火山岩類は、角閃石安山岩、デイサイト、流紋岩などの比較的珪長質の火山岩類で特徴づけられる。野上付近の中部層には、水中火砕流堆積物(中村軽石流堆積物)がみとめられる。

《豊肥火山岩類》

豊肥火山岩類は、九重山周辺域に広く分布し、九重山城とその基底部に厚く発達する。前期更新世(一部は鮮新世末期)に活動し、下位のもの、前述の玖珠層群と指交関係にあつて同時異相と考えられる。

九重山域内においては、大岳付近、日平台、湧蓋山麓咳ノ湯付近、一目山西方の高地、黒岳北麓～西麓、大船山東麓有氏付近に分布し、これらの高度は比較的高く、海拔850m～1,000mである。そして九重火山岩類におおわれているところでも、ボーリング結果では、九重火山岩類は比較的薄く、地表浅所から深部にかけて豊肥火山岩類が厚く発達している。一般的には、高度1,000m以深が豊肥火山岩類で、それより高い位置に九重火山岩類が発達することになる。豊肥火山岩類の全層厚は、八丁原のボーリングからほぼ800m以上と推定されるが、これらは、下部・中部・上部・最上部の4部層に分けられる。

《下部層》下部層は九重山城の地表では認められないが、大岳～八丁厚地熱帯のボーリングにより地下深部にみとめられる。主として溶岩流であるが一部に凝灰角礫岩を挟在する。岩石は角閃石を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩～両輝石安山岩である。約230万年前～160万年前の測定値が得られており、鮮新世最末期～前期更新世の火山活動と考えられる。

《中部層》地表では鳴子川上流域から九重火山北方に隣接する小倉岳西麓、同東麓、さらに万年山下部卓面の山麓部などに分布発達する。もちろん地下にもみとめられる。一部に溶岩や凝灰岩を挟むが、主に凝灰角礫岩である。岩石は角閃石両輝石安山岩～角閃石含有両輝石安山岩～両輝石安山岩である。

《上部層》大岳～八丁原地熱の地表一部から地下一帯、一目山西方、日平台一帯、九重火山北方に隣接する小倉岳、河上岳、さらに万年山下部卓面などに分布発達する。大部分溶岩流からなるが凝灰角礫岩を挟む。岩石は角閃石含有両輝石安山岩～両輝石安山岩である。いくつかの測定年代は、いずれも80数万年前に集中する。したがって、一般に豊肥火山活動は前期更新世にその活動を終了したと考えられる。

この活動は、広い溶岩台地を形成したことが大きな特徴で、多くのメサやビュートとして残されている。そのため古期台地溶岩とも呼ばれた。一方、九重山群の東方隣接域の阿蘇火砕流堆積物のうち、小野(1963)によって今市火砕流堆積物が区分されたが、これは、豊肥火山岩類の上部層に含められる。

《最上部層》九重火山北方域の日平台の968.6m峰および栗原南方の932m峰の頂上部を形成するもので、溶岩流が主で一部に凝灰角礫岩が含まれるものと考えられる。岩石はかんらん石両輝石安山岩である。

《豊後火山岩類》

豊後火山活動とは、広い溶岩台地を形成した豊肥火山活動が終息し、山陰系・琉球系の火山活動が始まるまでの間、すなわち中期更新世のほぼ50～30万年前の酸性火山活動に対して筆者が提唱した名称である(松本徂夫, 1977)。この火山岩類で九重火山隣接域に分布するものは、黒岳や大船山東方に分布する中峠火砕流堆積物と、同上地域および九重火山北域に分布する万年溶岩である。

《中峠火砕流堆積物》黒岳東方の上峠から東方

にかけて分布する万年山溶岩と、その東方に分布する本峠熱雲堆積物の下位に発達しており、上崎、中峠、本時の稜線付近からその南方域に分布する。これは、上記3峠の北方域では豊肥火山岩類を覆い、はるか南方の久住町古屋敷付近では、今市火砕流堆積物を覆い、九重火山岩類および阿蘇火砕流堆積物に覆われる。本層の全層厚は100mを越す。岩石は、角閃石黒雲母流紋岩である。

《万年山溶岩》黒岳東方の上峠付近から本峠西方にかけての稜線頂上部、さらに黒岳の東斜面部に分布する。また万年山からその南方域、青野山、城山および生龍付近にも分布する。生龍付近のものは玖珠層群に対して貫入しているが、他の区域ではすべて溶岩流で、溶岩台地を形成している。本層の全層厚は上峠付近で140m以上で比較的厚い。測定された年代は53万年～50万年前で、すべて中期更新世を示す。

《阿蘇カルデラ噴出物》

阿蘇カルデラ噴出物は、九重山麓全域に分布発達する。これは火砕流堆積物を主としており、Aso-1、Aso-2、Aso-3、Aso-4a、Aso-4bに分けられる(小野ら、1969)が、地質図では一括して示してある。九重火山地域内での本層の分布は、北部の天が谷貯水池下流から十三曲にかけてと、南部の久住高原の産山村^{うぶやま}などで、前者はAso-4a、後者はAso-4bと推定される。

②九重火山

九重火山の活動は、上述の豊後火山活動が終わった後に、由布・鶴見火山群や雲仙火山と共に火山列をつくりながら活動を始めたものと考えられる。これらは、その火山活動の特徴から山陰系火山系列に属し、その活動の開始時期は約25万年前頃と推定される。

九重火山の活動史については、まだ不明の点もあるが、その発達史は、およそ図3のようにまとめられる。この図に示すように九重火山の活動は、前期・後期に2大別される。

前期の火山岩類は、大船山東麓～毒水、平治岳および三俣山北麓の台ノ山～湯沢、飯田高原の朝日台～豊後渡、湧蓋山～ミソコブシ山～一目山、あるいは九重火山北部域の鹿伏岳～中イタなど、九重火山周縁部にまとめられる。この時期は、断層運動や顕著な火砕流活動が主であったが、それらの特徴から第Ⅰ期～第Ⅲ期に分けられる。すなわち、断層活動以前の第Ⅰ期火山岩類、断層運動に続く第Ⅱ期火山岩類、さらに

飯田火砕流と久住Ⅱ火砕流の活動を主とする第Ⅲ期火山岩類である。これら前期の火山岩類は、九重火山の周縁部に認められ、九重火山中心部の地表ではみることができない。おそらく、その後の後期火山岩類の噴出物によって貫入または被覆されているためであろう。

一方、九重火山北部域においては、鹿伏岳および中イタの火山岩類が噴出したと考えられる。鹿伏岳においては、奥双石溶岩、鹿伏岳溶岩、同頂上溶岩が順次噴出～流出し、比較的裾野の広い火山体を形成した。

後期の火山岩類は、主として中心部の溶岩円頂丘や一部の成層火山体としてまとめられる。すなわち、大船山、平治岳、三俣山、久住山、稲星山、扇が鼻、杓掛山、獅師岳、合頭山、黒岩山、泉水山などの大船山地区と久住地区の九重火山中心部の火山体、および九重火山北方域の崩平山などを形成している。これらはまた、九重火山最盛期の第Ⅳ期火山岩類、大船山と平治岳などにみられる輝石安山岩類などの第Ⅴ期火山岩類、さらに主として爆裂型の活動による第Ⅵ期火山岩類に分けられる。

③九重各火山体の発達史

九重火山群は一大火山群であるため、多くの火山体が複合されており、きわめて複雑である。そこで、本節では①大船山～黒岳～平治岳～三俣山の東部域、②久住山を中心とする中部域、湧蓋山～一目山～黒岩山の西部域の3地域に分け、各地域の火山体の発達史を概説しよう。

1：九重火山群東部域の各火山体

《大船山火山体》

大船山の基底は、おそらく第一期の久住Ⅰ火砕流堆積物であろう。これは普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイトであり、大船山の南方から東南方にかけての山麓に分布している。この時期には、既に大船山から黒岳の東側にかけて、中峠火砕流堆積物および万年山溶岩などからなる上峠周辺の台地状の高まった地形が存在していた。そのために、九重火山の火砕流や溶岩は、ここでさえぎられた分布を示している。次いで大船山の南東側に向かって、同じく第Ⅰ期の岳麓寺溶岩(注1)が流出する。同溶岩は上峠南方の標高800m付近から板切にかけて南側に斜下しており、毒水溶岩に明瞭に被われている。この溶岩は九重火山岩類の中でやや苦鉄質である。大船山での第Ⅱ期は、毒水溶岩(注2)の活動である。これは大船山の南側に厚い溶岩流として、

岳麓寺溶岩を被っている。これは大船山南面の高さ1,200m付近から、1,170m峰、さらに881m三角点に至る稜線を形成している。

大船山の第Ⅲ期の活動は認められない。しかし、九重火山全域にわたって、後述の久住Ⅱ、飯田の両火砕流が、九重山中心付近よりそれぞれ南北に噴出流下する。

大船山域における第Ⅳ期の活動は顕著である。

すなわちⅣa期には、大船山南溶岩(注3)が円頂丘として大船山の南半部を作るが、一部は粘性の大きい溶岩流として南側に舌状に張り出している。次いでⅣb期には北大船山溶岩(注4)が、円頂丘として大船山の南部を形成する。これも粘性が高く、一部は西山麓に向かって、溶岩流として舌状に張り出している。北大船山溶岩の円頂丘形成後、山頂部に段原火口の凹地が形成される。これはマグマの圧力低下により火道内の溶岩柱が下降して生じたのかもしれない。大船山での第Ⅴ期は、段原火口の南半部の内側の米窪火口の活動に始まる。すなわち米窪下部溶岩(注5)が米窪から西方に流出し、立中山にまで流下している。続いて米窪上部溶岩(注6)が、同じく米窪から東、北、西に流下している。米窪からの溶岩流は、どれも薄い溶岩流である。続いて、国見山溶岩(注7)が、大船山頂部(国見山、1,787m三角点)の円頂丘を形成する。大船山は第Ⅴ期までの溶岩類で形成される。その後第Ⅵ期には、大船山頂部直下の御地火口の爆裂と米窪火口の再活動により、火山抛出物を噴出するらしい。以上で大船山が形成され、その活動も終了する。

《黒岳火山体》

黒岳では、第Ⅳa期に黒岳外輪溶岩(注8)が円頂丘を作る。次いでほとんど連続して第Ⅳb期には、これの中央部に黒岳溶岩(注9)が中央円頂丘を作り、二重式火山が形成される。同時に黒岳タカノ溶岩(注10)が寄生火山として黒岳の東側に形成される。その後、黒岳山頂部に火口状の凹地「みいくぼ」が形成される。この成因は、段原火口と同じように圧力低下による火道内の溶岩柱の下降によって形成された可能性がある。黒岳は以上のように比較的簡単に形成史によって完成されている。

《平治岳火山体》

平治岳の基底には、三俣山の基底と同じ溶岩も存在しているので、あわせて述べる。平治岳・三俣山の北方には、第Ⅱ期の溶岩類が分布発達

している。すなわち、台ノ山溶岩（注11）、下湯沸溶岩（注12）、上湯沢溶岩（注13）の三枚がそれぞれ厚い溶岩流として溶岩台地を作っている。これらは、平治岳・三侯山の基底となつて北方に分布発達しているが、黒岳の基底にはなっていない。平治岳においては、その後休止期間があつて、第Ⅴ期の活動となる。すなわち、平治直下部溶岩（注14）が平治岳山頂火口より東側に沈下する。現在、大戸越東方に小範囲に露出している。次いで、平治岳上部溶岩（注15）が、前と同じく山頂火口より全面に流下する。これらの溶岩流は、何れも薄い溶岩流である。その後、第Ⅵ期の活動として、山頂火口より火山抛却物を噴出したと考えられる。

《三侯山火山体》

三侯山の基底は、平治岳で述べた第Ⅱ期の台ノ山溶岩、下湯沸溶岩、上湯沢溶岩の各溶岩台地であり、これらは三侯山の北麓に形成されている。次いで、第Ⅲ期の飯田火砕流の噴出とほとんど同時に、鳴子川軽石層（注16）が形成される。これは湯沢の両溶岩台地とともに三侯山の基底を作るものと考えられる。

三侯山の本体は第Ⅵ期に形成される。すなわちⅥa期には、三侯山外輪溶岩（注17）の円頂丘が形成され、さらに、中央部の溶岩柱低下のため、凹地を作る。その後Ⅵb期に入って、三侯山溶岩（注18）がこの凹地部に中央円頂丘として形成される。同時に、三侯山指山溶岩（注19）が寄生円頂丘として三侯山の西北斜面に形成される。

三侯山の第Ⅵ期には、三侯山外輪円頂丘と三侯山中央円頂丘の北側境界部において、大鍋火口、小鍋火口が爆裂したと考えられ、この両火口ができあがり、三侯山は完成される。

2：九重火山群中部域の各火山体

九重山城中央部の久住山城は、久住山をはじめ多くの小溶岩円頂丘が乱立しているの、一括して述べる。

第Ⅰ期には、久住Ⅰ火砕流（注20）が九重火山群中央部付近より大量に噴出流下し、南半部一帯に広範囲に分布発達する。これが九重山群の南半部の基底を作る。

久住山城での第Ⅱ期には、展望台溶岩（注21）が久住山城の南面に流下して、舌状の張り出しを作る。この時期には、久住山城北面では、三侯山の基底となつた下湯沸溶岩が星生山の基底にまで分布発達する。したがって、久住山城の南半部には展望台溶岩が、北半部には下湯沸溶岩が分布発達して、この山城の基底を形成する。

久住山城における第Ⅲ期は火砕流の活動である。すなわち、久住Ⅱ火砕流（注22）が久住山城付近から噴出し南方に流下する。これは久住Ⅰ火砕流堆積物をおおつて、久住高原一帯に分布発達している。また、扇が鼻南麓の赤川北西方、高さ1,100m付近では、展望台溶岩が舌状に張り出して作った台地上の上位に、これをおおつて発達している。さらに荻草の東方の横断道路に沿ったところでは、あきらかにAso-4bをおおっている。また同時期に、やはり久住山城中心

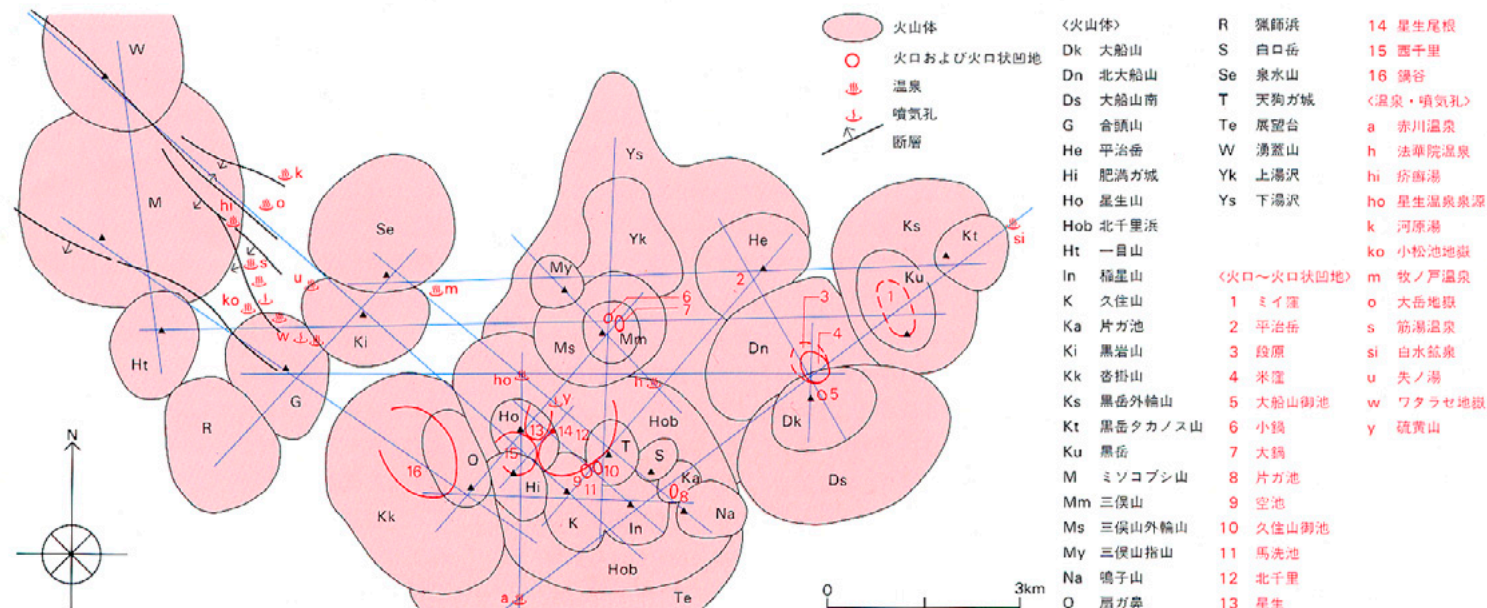
部付近より飯田火砕流（注23）が北方に噴出流下する。この時期には、既に飯田高原の東側には湯沢の上下2段の溶岩台地が高まった地形を作っており、同じく西側は一目山から湧蓋山の高まった地形が形成されていた。そのために飯田火砕流は東西に発達した地形的な障壁の間を縫って、北方にのみ流下したと考えられる。またこの火砕流堆積物は、十三曲りや町田発電所付近で、明らかに阿蘇火砕流堆積物のAso-4aをおおっている。

久住山城の第Ⅳa期には、北千里浜溶岩（注24）と杳掛山溶岩（注25）が同時に活動し、それぞれ山麓に対して厚い溶岩流として流れており、舌状に張り出した溶岩流末端部の地形がしばしば認められる。また、これらの溶岩流は、展望台溶岩や下湯沸溶岩をおおっており、特に北千里浜溶岩が展望台溶岩を被覆した露出が、稲星山南側の高さ1,100m付近の本山滝において観察される。

久住山城の第Ⅳb期になると、多くの溶岩円頂丘が乱立する。すなわち、この山城で東側から、片が池、白口岳、稲星山、天狗ヶ城、久住山、星生山、肥前ヶ城、扇ヶ鼻の8個の溶岩円頂丘が、久住山を中心にほぼ東西に形成される。これらの岩石は、すべて紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩の溶岩である。また、これらは、それぞれ独立の火道から小円頂丘群を作つたものと推定される。

久住山城の第Ⅴ期には、鳴子山溶岩（注26）が稲

図4-九重火山群における火山体、火口、温泉の分布図



星山東斜面の1ヶ所より溶岩流として噴出し、東側に流下した。また、この時期に久住山南面の一部が崩壊して、稲葉川泥流を形成したものと考えられる。

久住山城における第VI期の活動は、何れも爆裂型である。すなわち、星生山北面、西千里浜、北千里浜、鍋谷などの一面が開いた凹地形が、この時期に形成された可能性がある。さらに、小さい爆裂として、片が池、空池、御池、馬洗池、星生尾根の一角が活動し、それぞれ小火口を形成する。一方、東千里浜を中心とした地域と星生尾根一帯の硫気活動が続き、後者は現在まで続いている。こうして九重火山群中心部の久住山城が形成される。

3：九重火山群西部域の各火山体

九重火山の西部域は、湧蓋山から一目山にかけてと、黒岩山から泉水山にかけて、面積的に広範囲であるが、形成先を考えて一括説明する。九重火山群の西部域における第I期は、爆発活動から始まる。すなわち、前述した久住I火砕流の活動に続き、豊後渡凝灰角礫岩(注27)が形成される。これは湯坪下流の豊後渡付近と牧ノ戸温泉下流に分布するもので、西部域の基底となる。同質のものが、黒川凝灰角礫岩として黒川上流に分布するが、同じ活動に属するものかもしれない。次に中岳の凝灰角礫岩(注28)と溶岩が、湧蓋山～湧蓋山西方域付近を中心として噴出し、主として西北方に堆積または流下した。これらは、しばしば自破砕溶岩となっていることも多く、一見、凝灰角礫岩状に見えることが多い。これらは、一般に下部に中岳凝灰角礫岩が発達し、その上位に中岳溶岩が発達しており、溶岩の下部がしばしば自破砕溶岩になっている。その後、ミソコブシ山溶岩(注29)が、ミソコブシ山付近より噴出し、周囲に溶岩流として流下する。

九重火山群西部域の第II期には、ミソコブシ山溶岩を貫入被覆して、ミソコブシ山の南北に火山活動が認められる。すなわち、南側では、一目山溶岩(注30)が、主として西～西南側に、一部は東側に流下する。同時期に北側では湧蓋山溶岩(注31)の円頂丘が形成される。以上によって、湧蓋山から一目山までの地形が完成される。九重火山群西都城における第VI期の直接の活動は存在しない。しかし、既に述べた飯田火砕流が九重火山中心部付近より北方に噴出し、飯田高原一帯に堆積した。

その後九重火山群西部域では、第VI a 期になり、4個の溶岩円頂丘が形成される。すなわち、獵師岳溶岩、合頭山溶岩、黒岩山溶岩、泉水山溶岩(注32)が、ほぼ南西側から東北側に向かって順次に、しかも連続して円頂丘を形成した。これらは、何れも粘性の大きい溶岩で円頂丘を作るが、一部は溶岩流として山麓に流下し、舌状に張り出した溶岩末端の地形がよく観察される。

④各火山体・火口・温泉の配置と構造線

九重火山群の各火山体、火口、地獄および温泉などの配置には、およそ北東—南西、北西—南東、東西、南北の4つの方向性がみとめられる。これらを図4に示す。

この図に示されるように多くの規則的な直線状の配列がみとめられるが、このうちのいくつかは、地下に存在する構造線を示すものと推定される。たとえば、北東—南西方向の配列は、別府—島原地溝の南東縁と考えられる推定断層と平行する。すなわち、野津原町から久住町付近に推定される2本の断層は、北東—南西方向であり、さらに、白水鉱泉—タカノス山—黒岳—一段原火口および米窪火口—片が池—稲星山に連なる方向の北東延長は阿蘇野川となっている。この阿蘇野川沿いに、炭酸泉の鉱泉が直線上に並んで存在している。この事実と地質関係から推定される阿蘇野川沿いの断層と上記の白水鉱泉—稲星山方向は、完全に一致して同一延長状にある。これらのことから、北東—南西方向の構造線の存在が推定されるのである。

また、東西方向の配列は、栗原断層や地蔵原断層で示されるように、九重山北部からその北方隣接域にしばしばみとめられる断層線の方向である。その北方では、別府—島原地溝の北縁と推定される日出生断層や別府北断層も東西方向である。その他にも多くの東西性の断層がみとめられ、これらと平行する構造線の存在が推定される。

さらに、北西—南東方向配列は、九重火山北西側の湧蓋山—筋湯断層や、その北方隣接域の木納水断層、およびロノ園断層などと一致または平行する。したがって、この方向の構造線の存在も推定される。

以上のように、北東—南西、東西、北西—南東の3方向の構造線の存在は、地表の地質関係からもその可能性が推定されるのである。これに對して、南北方向の構造線については、これを積極的に支持する地質学的証拠は見出されない。

注1 岳麓寄港岩＝(黒雲母)角閃石普通輝石安山岩

注2 毒水溶岩＝(黒雲母石英含有)普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩

注3 大船山南溶岩＝黒雲母石英含有両輝石角閃石安山岩

注4 北大船山溶岩＝(黒雲母含有)紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

注5 米窪下部溶岩＝(黒雲母)角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

注6 米窪上部溶岩＝かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

注7 国見山溶岩＝普通輝石紫蘇輝石含有黒雲母角閃石デイサイト～石英黒雲母含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

注8 黒岳外輪溶岩＝黒雲母含有複輝石角閃石安山岩～デイサイト

注9 黒岳溶岩＝(石英)黒雲母含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

注10 黒岳タカノス溶岩＝紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

注11 台ノ山溶岩＝普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩

注12 下湯沢溶岩＝黒雲母紫蘇輝石含有普通輝石角閃石安山岩

注13 上湯沢溶岩＝同上安山岩

注14 平治岳下部溶岩＝角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

注15 平治岳上部溶岩＝かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩

注16 鳴子川軽石層＝黒雲母普通輝石紫蘇輝石含有角閃石デイサイト質の軽石凝灰角礫岩

注17 三俣山外輪溶岩＝普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩

注18 三俣山溶岩＝紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

注19 三俣山指山溶岩＝紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

注20 久住I火砕流＝普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイト

注21 展望台溶岩＝(黒雲母石英かんらん石含有)普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩

注22 久住II火砕流＝黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイト

注23 飯田火砕流＝黒雲母普通輝石紫蘇輝石石英含有角閃石デイサイト

注24 北千里浜溶岩＝黒雲母石英かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩

注25 杵掛山溶岩＝(黒雲母石英)紫蘇輝石普通輝石含有角閃石安山岩

注26 鳴子山溶岩＝黒雲母角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

注27 豊後渡凝灰角礫岩＝普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩質

注28 凝灰角礫岩＝(石英)紫蘇輝石普通輝石含有角閃石安山岩～複輝石角閃石安山岩

注29 ミソコブシ山溶岩＝普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩～石英かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩

注30 一目山溶岩＝石英含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩～黒雲母普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩

注31 湧蓋山溶岩＝普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩

注32 獵師岳・合頭山・黒岩山・泉水山＝溶岩紫蘇輝石普通輝石含有角閃石安山岩

図3 一九重火山群発達図 (図2の凡例を兼ねる)

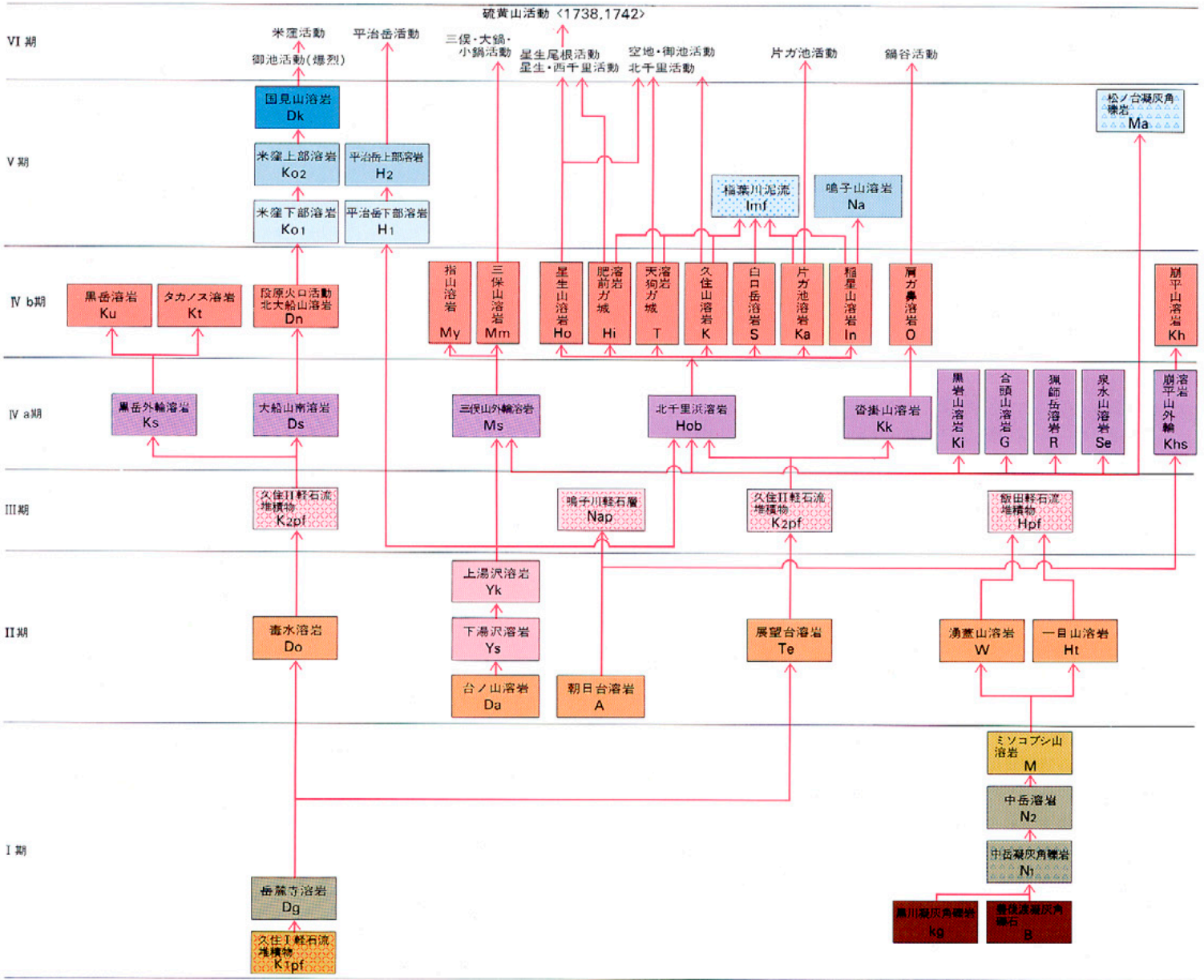


表1 一九重火山地域の地質系統

時代		地質系統	
新生代	第四紀	完新世	火山扇状地礫層・火山灰層・沖積層
		更新世	九重火山岩類 阿蘇火砕流堆積物
	中新世	更新世	豊後火山岩類 万年山溶岩 中峠火砕流堆積物
		中新世	豊肥火山岩類 玖珠層群
	新第三紀	中新世	瀬戸内火山岩類(三宅山火砕流堆積物) 宇佐層群相当層
中生代～古生代		貫入岩類・変成岩類	

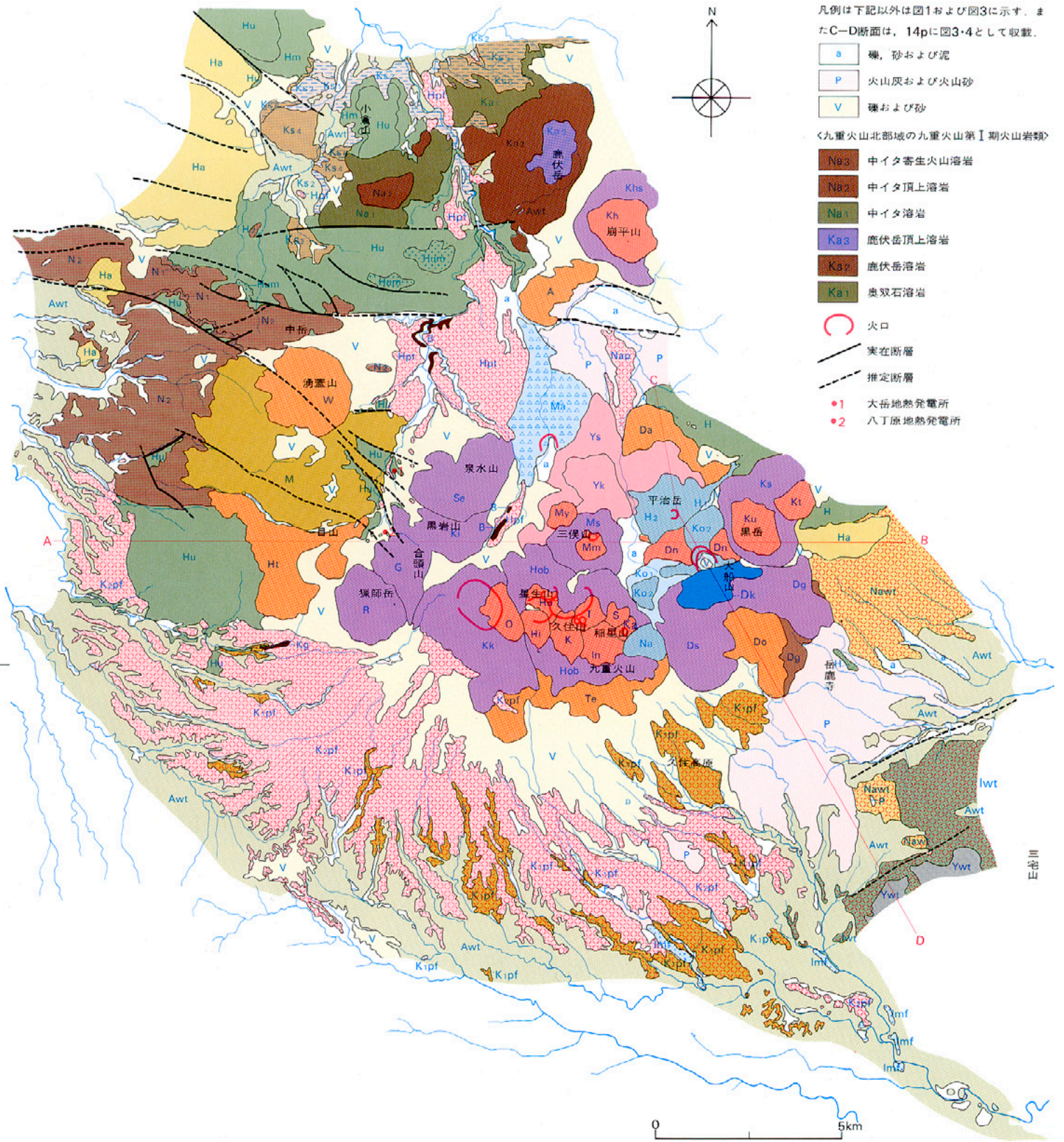
A=andesite (安山岩) D=dacite (デイサイト) P=perlite (真珠岩)
 Pr=propylite (プロピライト) R=rhyolite (流紋岩) Au=augite (普通輝石)
 Bi=biotite (黒雲母) Hr=hornblende (角閃石) Hy=hypersthene (紫蘇輝石)
 Q=quartz (石英) 2Px=two pyroxene (両輝石) db=diatom bed (珩藻土層)
 bg=bearing (含有) cg=conglomerate (礫岩) gt=green tuff (グリーンタフ)
 gtb=green tuff breccia (緑色凝灰角礫岩) pfd=pyroclastic flow deposit (火砕流堆積物) ptb=pumice tuff breccia (軽石凝灰角礫岩) ptf=pumice tuff (軽石凝灰岩) ss=sand stone (砂岩) tb=tuff breccia (凝灰角礫岩) tf=tuff (凝灰岩) wt=welded tuff (溶結凝灰岩)

図1 一九重火山基底の火山層序 (図2の凡例を兼ねる)

時代	地質系統	岩石種
更新世後中期	阿蘇火砕流堆積物	Awt 2Px bg Hr R~Hr bg 2Px A wt-ptb
	豊後火山岩類	Ha Bi Hr R-Bi Hr D
更新世前期	中峠火砕流堆積物	Nawt Hr Bi R wt
	最上部層	溶岩類 Hum Ol Au Hy A
	上部層	溶岩類 Hu Hr bg 2Px A~2Px A
		今市火砕流堆積物 Iwt Au Hy A wt
	中部層	溶岩・火砕岩類 Hm Hr bg 2Px A~Hr 2Px A
	下部層	溶岩・火砕岩類 Hl Hr bg Au Hy A~Au Hy A
	上部層	水底堆積層 Ks6 tb, tf, ptf, silt, ss, db
	玖珠層群	中村軽石流堆積物 Ks5 Hr Bi R pfd-ptb~Au Hy bg Bi Hr R ptb-pfd
		生龍溶岩 Ks4 Hr Bi Q R~P
		梶屋溶岩 Ks3 Bi Hr Q D
下部層	水底堆積層 Ks2 tb, tf, ptf, silt, ss	
	町田溶岩 Ks1 Hr Bi Q R	
中新世	三宅山火砕流堆積物 Ywt Bi bg 2Px Ol R wt	
	宇佐層群相当層 U 2Px A, Hr A, Bi Hr D, Pr, gtb, gt, cg	

図2—九重火山群地質図

〈松本徹夫, 1982〉



A-B断面図

