

ISSN 0366-5542
CODEN: CCHHAQ

地質調査所報告 第264号

豊肥地熱地域における研究

地 質 調 査 所

昭 和 60 年 3 月

551.2(522.5/.6)

A. d. VI

地質調査所報告

所長 沢俊明

豊肥地熱地域における研究

Research in the Hohi Geothermal Area

総 目 次

卷頭言	沢 俊明
研究の背景と経緯	山田敬一..... 3
豊肥地熱地域における研究と成果の概要	長谷紘和・小川克郎・金原啓司..... 11
九州中北部における火山活動の推移と地質構造	鎌田浩毅..... 31
豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代	宇都浩三・須藤 茂..... 65
豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気—その 2—	須藤 茂..... 85
豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—	玉生志郎..... 113
熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代	上村不二雄..... 143
土壤ガス法による「豊岡一宮原線」西半の調査結果とその地熱探査上の意義	長谷紘和・野田徹郎・山口 靖..... 151
岳湯周辺の地熱変質と流体の化学—構造試錐 DW2 坑の変質—	竹野直人..... 167
豊肥地域の地熱変質と熱水系	高島 熱・金原啓司・角 清愛..... 183
豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究—	野田徹郎・阿部喜久男・茂野 博..... 243
地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル	茂野 博・阿部喜久男・野田徹郎..... 283
豊肥地域の重力基盤構造	駒澤正夫・鎌田浩毅..... 303
豊肥地熱地域の自然電位異常	石戸恒雄..... 335
九州中央部・涌蓋山周辺における地熱構造について	川村政和..... 351
豊肥地熱地域の坑井データを用いた熱水系の解析	矢野雄策..... 383
豊肥地域の地震活動	伊藤久男・杉原光彦..... 405

CONTENTS

Foreword	Toshiaki SAWA
Historical background of geothermal research in the Geological Survey	Keiichi YAMADA..... 3
Research in the Hohi geothermal area: outline and summary (with English abstract)	Hirokazu HASE, Katsuro OGAWA and Keiji KIMBARA..... 11
Volcanic activity in relation to the geologic structure in the central-north Kyushu, Japan (with English abstract)	Hiroki KAMATA..... 31
K-Ar age determination of volcanic rocks from the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan (with English abstract)	Kozo UTO and Shigeru SUTO..... 65
K-Ar age and paleomagnetic study of volcanic rocks from the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan —Part 2— (with English abstract)	Shigeru SUTO..... 85
Stratigraphy and geologic structures of the Hohi geothermal area, based mainly on the bore hole data (with English abstract)	Shiro TAMANYU..... 113
Stratigraphy and age of the Nakatsue Group distributed along the westside of Shimouke Ko, Kumamoto Prefecture (with English abstract)	Fujio UEMURA..... 143
Soil gas survey on the Toyooka-Miyano haru Lineament and its implications for geothermal exploration in the Hohi geothermal area (with English abstract)	Hirokazu HASE, Tetsuro NODA and Yasushi YAMAGUCHI..... 151
Alteration and fluid chemistry of Takenoyu geothermal area—hydrothermal alteration in core from drill hole DW 2— (with English abstract)	Naoto TAKENO..... 167
Rock alteration and hydrothermal systems in the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan (with English abstract)	Isao TAKASHIMA, Keiji KIMBARA and Kiyoshi SUMI..... 183

Geochemical investigation of the Hohi geothermal area—Interpretation for analytical results of geothermal fluids out of test boreholes— (with English abstract)	
Tetsuro NODA, Kikuo ABE and Hiroshi SHIGENO.....	243
Conceptual hydrothermal system model for the Hohi area based on geochemistry of geothermal fluids (with English abstract)	
Hiroshi SHIGENO, Kikuo ABE and Tetsuro NODA.....	283
The basement structure of the Hohi geothermal area obtained by gravimetric analysis in central-north Kyushu, Japan (with English abstract)	
Masao KOMAZAWA and Hiroki KAMATA.....	303
Self-potential anomalies in the Hohi geothermal area (with English abstract)	
Tsuneo ISHIDO.....	335
On thermal structure of the geothermal field in Mt. Waita area, central Kyushu, Japan (with English abstract)	
Masayori KAWAMURA.....	351
Analysis of hydrothermal system using well data in the Hohi geothermal area (with English abstract)	
Yuusaku YANO.....	383
Seismicity of the Hohi geothermal area (with English abstract)	
Hisao ITO and Mitsuhiko SUGIHARA.....	405

卷頭言

わが国における国産エネルギー源としての地熱に関する研究において、地質調査所は地熱の生成機構（賦存状態の解明）及び資源量把握等に対し重要な役割を担っており、第二次大戦後今日まで銳意研究を積み重ねてきた。とくに昭和48年秋の“石油危機”に半年先行して開始された「全国地熱基礎調査」を契機に地熱に関する研究は飛躍的に拡大し、さらに、石油代替エネルギーの研究開発を目的として発足した「サンシャイン計画」のもとで、地質調査所は地熱エネルギー研究開発の一端を積極的に担って今日に至っている。

地熱エネルギーの探査、開発利用を促進するに当って、地熱構造について広域的かつ深部に亘り、その規模、性状等を適確に把握することの重要性については多言を要しないが、そのためには地球科学及び関連技術分野の総合的な検討の上に立った地熱賦存場の解明が求められる。わが国の純国産エネルギーである地熱発電の飛躍的な拡大を図るため、大規模な地熱開発を積極的に進めることを目的として計画された「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」の実施に当っては、このような認識に立ち、地質調査所は計画の立案段階から今日に至るまで関係機関等に対し可能な限りの技術・研究協力を行ってきた。

「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」は九州中・北部の「豊肥地域」において昭和53年度から開始され、その途次において各種の調査計画及び結果の中間評価過程を経つつ、3,000 m級調査井を掘削、現在総合評価のための最終段階に至っている。この間、当所の研究担当者は調査結果の再解析・技術指導等を通じて、豊肥地熱地域における地熱賦存について地球科学及び探査技術の諸分野から多面的に検討する機会を得た。これらの検討結果をとりまとめて公にすることは、当面する地熱資源の探査、資源量評価上の技術的諸問題への対処に寄与するとともに、今後の課題を明確にする上でも急務であろう。

豊肥地熱地域における地下深部を含む地熱構造については、もとより完全な究明は現段階では難しい。しかしながら本調査から引き出された実証的な結論は、地下深部の地熱賦存に対して多分に普遍性をもっているものであり、以上の点から本調査計画の終了をまたずにここに公表をみるとこととなった本報告書の意義を評価したい。

本報告書のとりまとめに当り、調査資料の使用について御尽力いただいた通商産業省当局、ならびに関係機関に感謝する。

昭和59年12月

地質調査所

所長 沢俊明

Director, Toshiaki SAWA

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

研究の背景と経緯

山田 敬一

研究の背景と経緯

山田 敬一*

Historical background of geothermal research in the Geological Survey

By

Keiichi YAMADA*

1. 研究の背景と経緯

地質調査所における地熱エネルギー資源に関する調査研究は、第二次大戦後間もなく、昭和22年度から開始されている。特に、豊肥地熱地域及びその周辺地域に関連しては、昭和22年度から、大分県別府地区の地熱地帯の規模、試錐坑井による坑井特性に関する調査研究を開始し、さらには、九重山・阿蘇山・雲仙岳等各地区の地熱資源評価、あるいは、大分県由布院・大岳・野矢地区等での地質構造や地温分布についての調査研究を行い、これらの地区的地熱資源の実態解明に大きく貢献してきた。

昭和26年度から、大分県別府市南立石地区において、第二次大戦により荒廃した我が国の経済復興のためのエネルギー源対策の一つとして、工業技術庁（現工業技術院）が 30 kw の地熱発電の試験研究を実施した際には当所もこれに参加した。

又、昭和28年には、九州電力株式会社が、地熱発電を目的として、現在の豊肥地域の周辺において地熱調査を開始し、昭和42年に大岳地熱発電所 (12,500 kw)、昭和52年には八丁原地熱発電所の商業運転を始めるに至っている。

地質調査所では、昭和38年度から工業技術院特別研究「地熱開発調査研究」、さらに、昭和40年度からは同特別研究「地熱地帯における広域深部探査技術に関する研究」の一環として、大分県大岳地区あるいは熊本県岳の湯地区において地質調査、重力探査、電気探査、試錐探査等を実施し、併せて地熱地帯における岩石の物性や化学的特性、試錐坑井による噴気特性、熱水変質の特徴、地質・変質年代等に関する研究を行った。この頃から、これまでの地表地質調査等を主とする定性的な調査手法に加え、定量的な手法の導入が顕著になってくる。

昭和49年に、「サンシャイン計画」が新たに発足し、昭和48年の第一次オイルショックによる、国のエネルギー需給構造の見直しに伴う石油代替エネルギー源の積極的な開発政策に対応し、地熱資源に係わる研究開発が強力に推進されることとなった。地質調査所においても、昭和48年度に発足した工業技術院特別研究「地熱地域の熱水系に関する研究」を「サンシャイン計画」に移行しその強力な推進を図ることとした。「地熱地域の熱水系に関する研究」では、広域にわたる水及び熱収支の解明を目的に水理・熱流量、同位体地質及び貯留層についての研究が実施された。研究対象地域としては、秋田・岩手県八幡平南部、秋田県雄勝、宮城県鬼首の各地域とともに熊本・大分県九重地域が選定された。豊肥地熱地域を対象とする組織的・継続的な研究は、この時点から開始されたといえる。

又、通商産業省資源エネルギー庁では、昭和48年度からの 3 カ年計画として「全国地熱基礎調査」を立案し、その実施を地質調査所が担当することとなった。この調査では、全国の地熱有望地域30地域を

* 地盤熱部

* Geological Survey of Japan

対象として、変質帶調査、空中赤外線調査、地化学調査、自然放熱量調査、電気探査、重力探査等の地上調査が行われた。さらに、昭和51年度からは、「地熱資源開発基礎調査」として新たに25地域が選定され同種調査が実施された。これら調査の対象として、豊肥及びその周辺地域の中から大分県涌蓋地域、同伽藍岳・黒川地域、同天ヶ瀬地域が取り上げられている。

第二次オイルショックの混乱に先立つ昭和52年に通商産業省は、我が国の地熱発電が将来飛躍的に発展するためには、従来の地下1,500m程度までの浅部地熱資源の開発・利用にとどまらず、地下深部(2,000~4,000m)の地熱資源の開発・利用による大規模地熱発電所(25万kW級)建設が急務であるとして、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」を計画し、昭和53年度から実施に移されることとなった。この大規模深部プロジェクトの目的は、地下からの大規模な地熱流体の採取及び地下への還元が環境に与える影響を調査するとともに、各種の地上及び地下調査(第1表参照)を行って広域にわたる深部の地熱構造を把握することに置かれている。また、性格的には、国産エネルギー源の利用拡大及び電源多様化政策の一環であることは勿論であるが、あわせて、可能な限り学術的調査検討を行い、今後の我が国の大規模深部地熱エネルギーの開発に関する学術的進歩に資するように努めるものとされている。

この「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」の実施対象地域としては、我が国の代表的地熱地域と考えられている、北海道胆振地域、同渡島北部地域、東北の仙岩地域、同栗駒地域、九州の豊肥地域、同霧島・薩南地域の中から最終的に九州の豊肥地域が選定された(当初53年度からの5カ年計画でスタートしたが、その後、59年度までの7カ年に、さらに、現在は、60年度までの計画に変更されている)。

第1表に見られるとおり、この大規模深部の地熱開発を目指すプロジェクトは、我が国初めての本格的な深部地熱調査であって、各種新探査技術の導入や4,000m級調査井の掘削等を考慮した極めて意欲的なものである。このため、調査結果の総合解析や評価が今後の我が国の地熱資源賦存状況の把握にとって極めて重要であることから、地質調査所が保有する技術的・学術的ノウハウと能力の全面的な活用が必要とされ、プロジェクト実施に当っては、技術指導等を通じて全面的な協力を行うこととなつた。

「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」の受託実施には電源開発株式会社が当ることとなり、通商産業省資源エネルギー庁内に、調査方針の策定、調査結果の評価等を審議・検討する委員会として大規模深部地熱発電所環境保全実証調査委員会(以下、通産委員会という)が設けられた。又、電源開発株式会社内には、実施の細部にわたる技術的評価・検討のための大規模深部地熱評価検討委員会(以下、評価検討委員会という)が設置された。地質調査所の職員は、これら委員会の委員等としてプロジェクトに参画することとなつた。

地質調査所では、外部情勢の変化に対応して、「地熱地域の热水系に関する研究」の中の関連研究を継続発展させるとともに、昭和54年度から新たな研究小項目として「総合解析法の研究」を「広域深部地熱資源賦存に関する研究」に追加、さらに、AFMT法やリモートセンシング等の研究を豊肥地熱地域において実施することとして研究の強化拡充を図った。

昭和55年度からは、前年の第二次オイルショックの後を受けて、「サンシャイン計画」に係わる研究開発はより一層の加速的推進が図られることとなつた。このため地質調査所の研究は、「地熱探査技術等検証調査」、「深部地熱資源探査技術に関する研究」及び「国土地熱資源基本図作成に関する研究」の3課題となり、豊肥地熱地域に関する研究は、「地熱探査技術等検証調査」の中の研究小項目として「热水系モデル総合解析の研究」の課題名の下で一元的に実施されることとなつた。

昭和55年10月に新エネルギー総合開発機構が設立された。「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」は、これまでの電源開発株式会社に代り同機構が実施受託者となり、評価検討委員会も同機構内に移管された。

昭和53年度から昭和57年度までに、豊肥地熱地域においては、当初計画された各種の地上調査以外に57年度には地磁気電流法(MT法)が追加実施されている。また、地下調査としては、熱流量調査井(80m深)82坑、同(500m深)10坑、構造試錐井1,500m級7坑、調査井3,000m級3坑の掘削

Table 1 Survey of large-scale deep geothermal development with regard to environmental conservation (Hohi Project).

5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0
調査計画面	地下環境の把握	地下環境の調査及び噴出テスト	噴出に伴う各種環境への影響調査	環境保全の実証及び開発のトータルシステムの設計	環境保全の実証及び開発のトータルシステムの設計	環境保全の実証及び開発のトータルシステムの設計	環境保全の実証及び開発のトータルシステムの設計
トータルシステム設計	概念設計	概念設計の修正	概念設計(利用系)	開発計画の基礎デザイン	開発計画の基礎デザイン	開発計画の基礎デザイン	開発計画の基礎デザイン
地質調査	(広域調査)						
水文・地化調査							
地熱開発地域の広域基盤環境の把握	地熱開発地域の広域基盤環境の把握						
重力探査	重力探査						
A.F.M.T.法調査	アラウンドスコット法調査						
地形構造調査	地形構造調査						
電気探査	電気探査						
熱映像調査	熱映像調査						
微小地震観測	微小地震観測						
構造試験	構造試験						
地下水調査	地下水調査						
透水試験井	透水試験井						
換層	換層						
気象調査	気象調査						
環境影響調査	環境影響調査						
監視	監視						
モニタリング	モニタリング						
評価	評価						

第2表 「地熱探査技術等検証調査」の一環として行われた「豊肥地熱地域の研究」研究担当者
 Table 2 Scientist's involved in the "Research in the Hohi geothermal area".

が行われている。これらの地上及び地下調査結果からは、調査地域の貯留構造、熱源あるいは地下温度等についての新たな膨大な情報が得られ、各種探査技術・手法の評価とあわせて地下構造の解析や地熱資源賦存の可能性の評価等の面で我が国の地熱資源の探査・開発に大きなインパクトを与えている。しかし、当初想定した大規模深部の地下モデルとは一部異なる結果も得られていることから、これまでの成果を総括し、今後の調査の進め方について検討が加えられ、計画の一部が変更されることとなった(昭和58年10月通産委員会)。その結果、貯留層の賦存に係わる地下深部の情報の再解析等とあわせてやや不充分と考えられる情報項目等についてさらに深部情報を得るために、昭和58年度は、地上調査を追加実施することとなった。地上調査としては、MT法、地質構造、火山岩・熱源、流体地球化学等の調査が実施された。これに関連して、58年度に予定されていた3,000m級調査井による地下調査の実施は保留とされ、また、当初計画されていた4,000m級調査井の掘削は全体の計画年度との関係で中止されることとなった。

昭和59年度には、前年度の地上調査の解析・評価結果に基づいて、深部の温度情報取得と貯留構造の確認を主目的とする3,000m級調査井の掘削が行われている。

「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」発足以来、地質調査所においては、関連する研究課題・体制の整備を図り、先に述べた通産委員会、評価検討委員会等を通じて当該プロジェクトの遂行に積極的に協力するとともに、並行して実施している当所の個別研究課題の中間結果や技術指導等による協力をを行ってきている。逆に、これらの協力活動を通じて、地質調査所の研究活動が活性化され、飛躍的な進展を見ている面も多々あると考えられる。

ここに報告する「豊肥地熱地域の研究」は、個別研究課題の成果を中間的に取り纏めたもので、上記大規模深部プロジェクトにより得られている多くのデータ及びその解析結果等を多面的に活用させて戴いている。この「豊肥地熱地域の研究」をここまで発展させるに当っては、計画立案案当初から、工業技術院サンシャイン計画推進本部に種々のご指導、ご支援を戴いている。また、通商産業省資源エネルギー庁公益事業部火力課には、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」に係わる取得データの利用等、当所の研究の遂行に当って直接・間接多大のご便宜を戴いている。さらに、新エネルギー総合開発機構並びに電源開発株式会社にも多大のご協力・ご支援を戴いている。ここに、これら多くの関係の方々に深く感謝の意を表する次第である。これらの方々の変わらないご協力・ご支援なしには「豊肥地熱地域の研究」は成立し得なかつたものである。

なお、前地質調査所長陶山淳治博士、前地殻熱部長角清愛博士、前地殻熱部地殻熱物性課長馬場健三氏らには研究発足当初から今日まで不断のご指導・ご激励を戴いた。また、地質調査所長沢俊明博士には、地殻熱部長在任中から不断のご指導・ご激励を戴いている。ここに厚く謝意を表する。

「豊肥地熱地域の研究」は、地殻熱部を中心に物理探査部、環境地質部及び技術部の多くの方々の緊密な協力の下に実施されているものである。昭和55年度以降は、「地熱探査技術等検証調査」を担当する検証グループの中に、特に、豊肥サブグループを設置して研究を進めている。この豊肥サブグループに参画した研究担当者は、昭和55年度以降、36名にのぼっている。これら研究担当者等の氏名は第2表に示すとおりである。

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域における研究と成果の概要

長谷紘和・小川克郎・金原啓司

豊肥地熱地域における研究と成果の概要

長谷紘和*・小川克郎*・金原啓司*

Research in the Hohi geothermal area: outline and summary

By

Hirokazu HASE*, Katsuro OGAWA* and Keiji KIMBARA*

Abstract: Central-north Kyushu is known as a volcano-tectonic depression region formed under tensile stress field after Neogene time and Plio-Pleistocene to recent volcanism which took place at loci of eruption center characterizes large extent of volcanic rocks in the region. Particularly, the Kuju volcanic field in the region is one of the center area of recent volcanism concomitant with many geothermal manifestations. The northern part of the field is called the Hohi geothermal area where a large-scale geothermal survey project is continued since 1978. The survey is a national project promoted under the Ministry of International Trade and Industry (MITI) which aims at the verification of "deep" geothermal reservoir expectedly develops below the currently exploited depths. The project is called in this article the Hohi Geothermal Survey for convenience sake, though it has a long Japanese proper name. Deep geothermal reservoir or deep geothermal drilling is somewhat conceptual and it is generally accepted to be the depths over 2,000 meter in Japan.

MITI entrusted the promotion of the project to the Electric Power Development Company (EPDC) from 1978 to the end of September, 1980. On October first, New Energy Development Organization (NEDO) was established as the promoting organization on research and development of new energy and NEDO succeeded the position of the trustee from EPDC after that time while EPDC remained as the executing organization.

The project implies unconventional and unexperienced items in respect to the assessment of deep geothermal resources and its exploration. MITI requested the Geological Survey to give possible technical support and thus, after FY 1980, the research work on the evaluation of the Hohi geothermal area was authorized as a part of geothermal research program named "Confirmation study of the effectiveness of prospecting techniques for deep geothermal resources" under the research and development project of new energy (the Sun Shine Project) of the Agency of Industrial Science and Technology of MITI.

Thirty six scientists mainly from Geothermal Research Department of the Geological Survey were involved in research works on the evaluation of geothermal system in the Hohi geothermal area. The approach was attempted through modeling of the area and several geothermal models were brought out from aspects of geology, geochemistry, and geophysics. In this process, the scientists were allowed the use of voluminous survey data obtained in relation to the Hohi

* 地質調査部
* Geological Survey of Japan

Geothermal Survey for analysis by MITI. The research works have been reflected to the project in due course via a technical committee organized in EPDC.

This article firstly mentions the outline of the Hohi Geothermal Survey and secondly summarizes the research works made by the Geological Survey most of which are presented in this special report.

The target area for the drilling survey in the Hohi Geothermal Survey is about 200 km² centered at Mt. Waita (elevation: 1,500 m). Various survey items expected to be useful for geothermal exploration were applied in and around the area by EPDC and NEDO which were categorized into 1) surface survey, 2) drilling survey, and 3) environmental monitoring.

The surface survey ranges from regional to detailed survey items as follows: remote sensing (Landsat and airborne SAR data analysis, aerial thermography), aeromagnetic, gravity, refraction and reflection (vibroseis) seismic, electric (dipole mapping, Schlumberger method, self potential), magnetotelluric (remote reference magnetotelluric, AFMT), geochemical (soil gas, geothermometry, fluid chemistry), and geological (regional to detailed) survey.

The drilling survey includes; eighty one shallow depth drillings of 80 meter depth and one 160 meter depth drilling (DA series drilling), ten 500 meter depth drillings (DB series drilling), seven "intermediate" depth drillings ranging from 1,100 meter to 1,800 meter depth (DW series drilling), and five deep drillings (DY series drilling). Of five DY wells, DY-1 (2,618 m depth), DY-2 (2,401.5 m depth), and DY-3 (2,303.4 m depth) were already drilled and the data were taken into consideration. Other two drilling wells, DY-5 and DY-6 (DY series drillings lack DY-4) are under construction. The DY-1 well gushed 28 tons/hr of steam and 176 tons/hr of hotwater at the time of measurement on December, 1982 and the maximum steady state temperature in the well is assumed to be about 210°C (well data are based on MITI report, 1983). The DY-2 and the DY-3 well did not produce geothermal fluids and showed linear temperature increase suggesting conduction dominated geothermal environment.

General geology of the Hohi area was compiled as the "Geological Map of Hōhi Geothermal Area" on scale of 1 : 100,000 by the Geological Survey in 1982. The central part of the map is shown in Plate II and III. There exist many independent volcanoes, among them, Mt. Taisen (elevation: 1,787 m) in the Kuju volcanoes is the highest peak in Kyushu Island. Most of the area is situated at the northern mountain foot of the Kuju volcanoes that has comparatively gentle slope northward forming a volcanic highland.

Subsurface structure of the Hohi geothermal area is assumed mostly by gravity data with subordinate aids of refraction seismic data and so on. Burial depths of Pre-Tertiary basement rocks are comparatively shallow at the south with abruptly increasing the depth to the north in the area. Pre-Tertiary basement rocks are impermeable schists and granitic rocks of Cretaceous age and they were reached by three drill holes (DY-2, 3, and DW-7) at the southern part. However, the DY-1 well which was drilled at the northern flank of horst-like structure of the basement rocks did not reach the basement rocks thus leaving ambiguity to some extent in the three dimensional analysis of gravity data. Volcanism and volcanic rocks were studied in view from both principal heat source and reservoir forming rocks. With the aid of age data and paleomagnetic

data, historical evolution and the mode of volcanism became clearer. The radiometric age data of Plio-Pleistocene volcanic rocks in the central-north Kyushu show that the age of volcanic activity is isochronally zonated since 1 million year B.P. to recent, whose zonation is older toward the rim of the tectonic depression zone and vice versa toward the center. The Hohi geothermal area is one of the center area of recent volcanic activity but the scale is comparatively small and it gives present thermal situation in the area.

Stratigraphical correlation among volcanic rocks is time consuming and not necessarily conclusive at present. However, correlation among drilling points is effectively revealing the existence and the amount of throw of faults particularly at the area near Takenoyu, about 6 km northwest of Otake.

Concerning the assessment of geothermal system in the area, special attention was paid for that of deep geothermal system and it was attempted through the examination of such data as temperature, heat discharge, alteration, fracture, chemical data on surface water and geothermal fluids from drill wells, self potential data, and so on. It was concluded that there develop at least three up-flow centers in the area where the burial depth of Pre-Tertiary basement rocks is comparatively shallow. Lateral flow of geothermal fluids from the up-flow centers was assumed both horizontally and vertically on the basis of characteristics or change of extent in chemical composition of fluids' data.

Whole data obtained for the Hohi Geothermal Survey were standardized and stored in the geothermal data base system (SIGMA) of the Geological Survey and using the system, a simulation of convective movement of geothermal fluid was done by means of a finite element method. Flow vectors shown in vertical sections are concordant with lateral flows assumed by geochemical approach and it gives a mathematical basis to chemical approach.

As a part of the Hohi Geothermal Survey, such monitoring as of groundwater level in observation wells or of seismicity are continued. It is not the time to fully evaluate these data at the moment but they will provide valuable informations for the evaluation of geothermal system in near future.

For a concealed deep geothermal reservoir in the area if any, we still do not obtain sufficient evidence to assess it at present. Taking into account of other informations such as magnetotelluric data, the Hohi Geothermal Survey stepped into the final drilling survey. This report was presented before the goal of the survey. In this meaning, this report is a semi-final report for the research work in the Hohi geothermal area. Final evaluation on geothermal research in the Hohi geothermal area will be made adding suitable informations on monitorings and the result of the final drilling survey.

(Jan. 10, 1985)

1. 緒 言

九州中・北部、九重火山群を中心とする地域は地熱エネルギー賦存ポテンシャルの高い地域の一つとして知られ、域内には大岳及び八丁原地熱発電所が稼動している。この地域を対象に、地下3km程度までの地熱構造等を明らかにすることを目的とした大規模な地熱調査がナショナルプロジェクトとして実施されている。この調査は、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」と呼ばれ、通商産業省の委託事業として行われているものである。調査は昭和53年度に開始された、わが国におけるいわゆる深部地熱の開発利用を加速的に促進するための先導的調査であって、実施当初から昭和55年9月末までは電源開発株式会社が調査を受託し実施した。昭和55年10月以降は、同年10月に発足した特殊法人、新エネルギー総合開発機構(NEDO)の受託事業として進められている。

地熱エネルギーの開発利用が進むにつれ、地熱流体の採取深度が地下浅所から深所へと増大するのは一般的な傾向であるが、調査の目標を深部の地熱賦存の把握に据えた本調査計画は、地球科学の応用分野における挑戦的調査計画であった。

地質調査所はこのため、計画立案段階から技術的側面に立った指導・協力をを行うとともに、調査の実施面においても可能な限りの協力を実施してきた。もとより本調査は電源開発株式会社及び新エネルギー総合開発機構が実施主体であるが、地質調査所は通商産業省から、調査データを再解析し調査対象域における地熱構造について検討を進めるよう、技術協力を要請されている。このため、地質調査所ではサンシャイン計画の一環として実施している「地熱探査技術等検証調査」の中で検討を行うこととした。また、電源開発株式会社からの要請により、受託現地調査を行い、現地における検討の機会も得た。これら調査、データの再解析業務を通じて、個々の研究者は久重火山群を中心とする広域地熱地域の地熱構造について、それぞれの専門研究分野に立脚した考察を進めてきた。

複雑な地下構造をもつ火山・地熱地域において地熱開発を計画する際に、まずなされるのは既存関連資料の検討である。これらの資料から対象地域の地熱賦存について事前分析が可能となれば以後の調査計画はきわめて有効にとり進められるに違いない。このような観点に立てば、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」に関連する研究計画の下で、地質調査所の研究担当者が検討を進めてきた結果について早い機会にそれらをとりまとめ公表することは今後の地熱開発利用に寄与する上で重要であると認識される。

地質調査所では、昭和55年度から、「地熱探査技術等検証調査」をサンシャイン計画の下で実施中であるが、この研究テーマでは、広域かつ大規模な深部地熱の開発を促進するために、これまでに蓄積されてきた探査技術について集大成し、東北地方脊梁部、秋田・岩手県にまたがる仙岩地域と、宮城県栗駒地域において、深部をも含めた地熱構造のモデル化に関する研究を行うことを目的としている。「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」は、「地熱探査技術等検証調査」研究とも関連が深く、とりまとめはこの研究テーマの総合解析研究の中で行った。

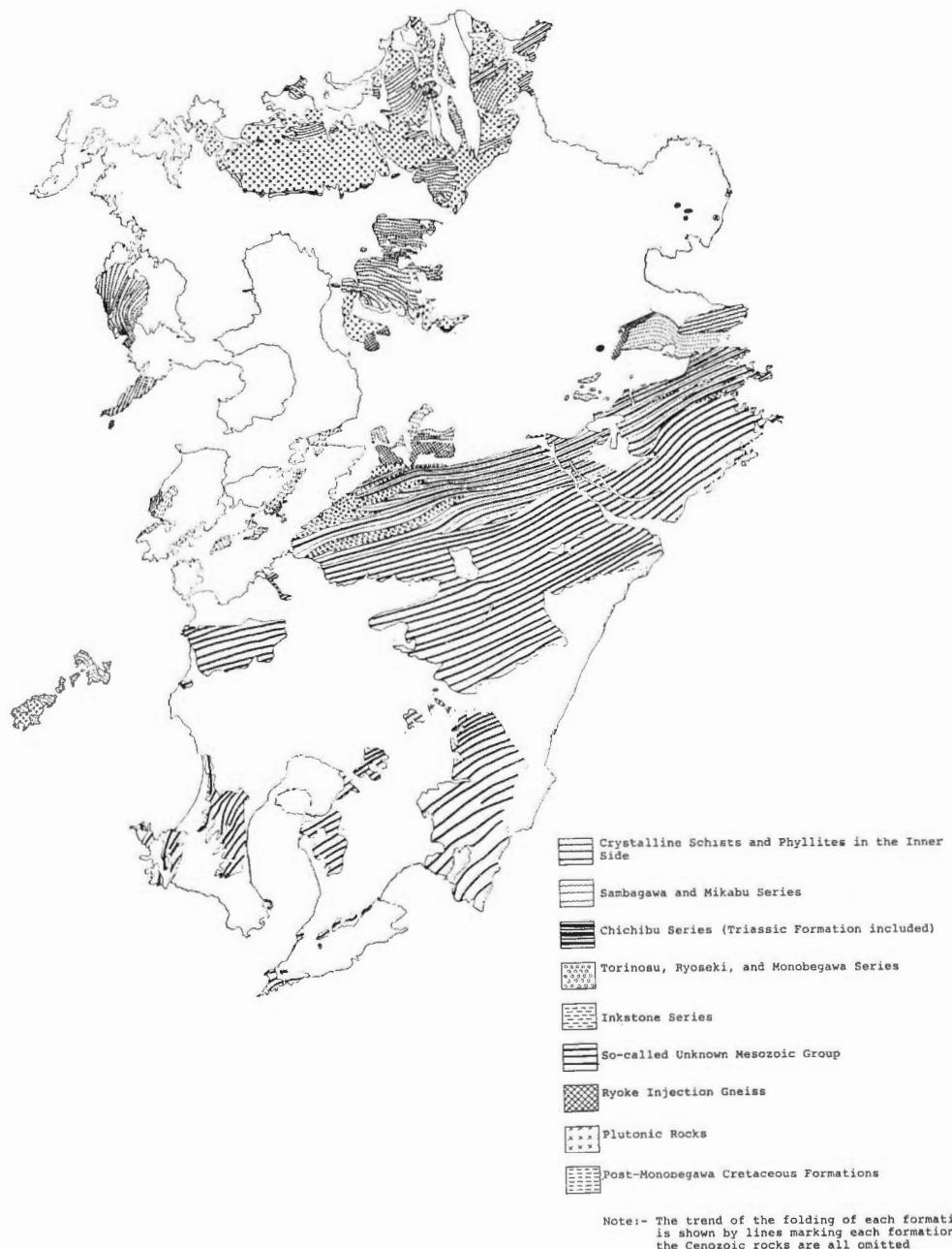
深部に賦存する地熱流体の規模、性状等についての研究担当者の見解は必ずしも一致を見ていない。言いかえれば、深部地熱賦存に関して得られた地下情報の検討結果が一つの結論に収束していない。このことは技術的には探査・調査データが提供する、深部地熱賦存に関与する諸要素の集合としての情報を、十分に検証、分析するには至っていないことを示すものであり、地下深部事象の科学的認識がこの調査結果によって初めて得られた点も多い。

「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」における、深部地熱流体の噴出テストを前提とした調査井掘削についての最終的な技術面での判断は、電源開発株式会社内に設けられた「深部地熱構造部会」に委ねられており、そこでは地質調査所の研究担当者によって示された諸見解を参考としつつそれが下されている。

このような実情から、ここでは本報告書を個々の研究担当者の独立した論文集としてまとめることにした。そして本文では個々の研究成果の要約をふまえつつ、豊肥地熱地域において実体的に明らかにさ

れてきた点について総括的に述べる。

本文では以下、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」を便宜的に「豊肥地熱調査」と表す。また豊肥地域で行われた地熱調査について、場の問題を中心として議論する場合には豊肥地熱調査と表すことにする。



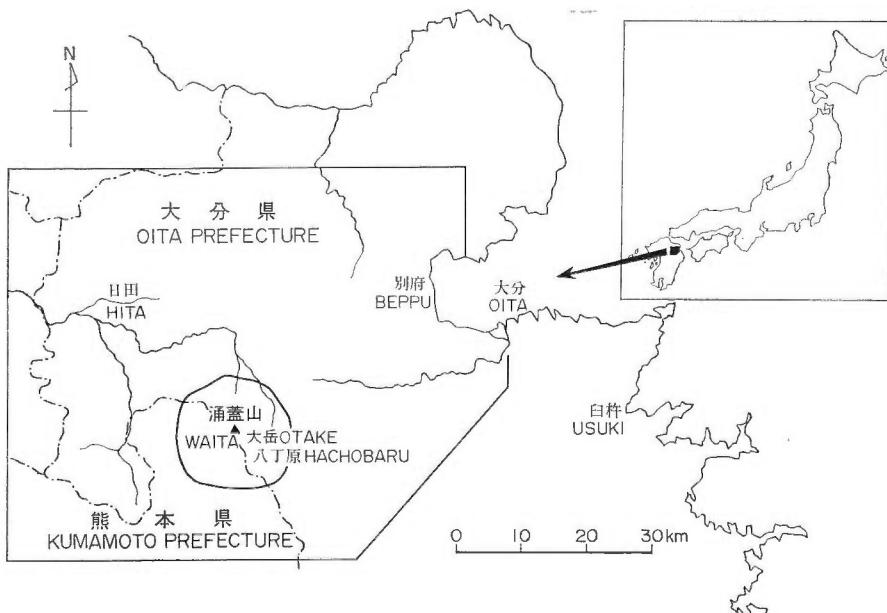
第1図 九州の構造図 広川(1976)に引用された 小林(1935)の図を再掲(原図は小林第12図)
Fig. 1 Tectonic map of Kyushu Island. Original data by KOBAYASHI, 1935.

2. 豊肥地熱地域の広域的特徴

九州中・北部は日本列島の本州弧と琉球弧との接合部にあたっており、新第三紀から現在にかけて広域的かつ活発な火山活動が連続して発生してきた地域である。このため、地表は溶岩や火山碎屑岩、あるいは火山灰などの火山物質によって広く覆われる。これらの火山岩類に対する基盤岩類は九州北部や九州中・南部にかけて広く分布するが、上記火山物質によって覆われる地域にはほとんど分布せず、そのため九州中・北部はわが国における特異な地質域として今世紀初頭すでに注目され、RICHTHOFEN が1903年、いわゆる「長崎三角地域」を提唱して以来、多くの研究者によって研究がなされてきた。広川 (1976) は北部九州の地質構造について総括したが、その中で引用されている小林 (1935) の先第三紀基盤構造図を第1図に示す。

本研究の対象地域である豊肥地域、あるいは豊肥地熱地域の地理的分布概念は研究者間で必ずしも固定されたものではないが、狭義には「豊肥地熱調査」において坑井調査が実施された、九重火山群の北麓、涌蓋山を中心とする約 200 km^2 の地域がそれに相当する (通商産業省, 1983)。この地域を中心とする地域が地質調査所によって、「豊肥地熱地域地質図」として編集されているが、それらの位置関係を第2図に示す。基盤構造を示す重力異常については、北部九州の広い地域が対象となっているが、これは既存の重力データと地質調査所未公表データを合せて新エネルギー総合開発機構 (以下 NEDO と略称) がコンパイルした広域重力異常データに基づき解析を行ったものである。

重力異常分布からみた北部九州の特徴は、火山・構造性の、東西にびた広域陥没構造の発達とその中の西上りの基盤構造である。陥没構造は低重力異常域の配列としてとらえられており、豊肥地域はこの中に九重火山群が分布する相対的基盤隆起部とその北麓の基盤沈降部に至る重力傾斜部に相当する。ここでは地下 10 km 程度の深所まで特異な地殻構造をもっている (駒澤・鎌田, 本報告書中)。



第2図 “豊肥地熱地域” の位置関係 「豊肥地熱地域地質図」編集範囲（矩形）と
熱流量調査坑（80 m 深、160 m 深）掘削範囲（中央部の円形域）

Fig. 2 Areal extent of the “Hohi geothermal area”; geologically mapped area (rectangle) and shallow depths (80 m and 160 m) drilling area (center circle).

地形構造から観た、「豊肥地熱地域」の特徴は、広域を齊一条件でとらえたリモートセンシング画像によく示されている。図版ⅠはNEDOが作製した、Landsat画像と航空機合成開口レーダ(SAR)画像との合成画像である。地表分解能が約15m、北照射で得られたSAR画像の陰影効果と、Landsat画像のスペクトル情報とが組み合わされて、先第三紀基盤岩類の累帯構造(図版中下部)、新第三紀以降の火山活動中心、そして地表を広く覆う火砕流堆積物分布地域、などの地形特徴が容易に観察できる。また、本図版には構造性陥没に伴って形成された断裂系を含め多くの断裂の発達が地形特徴に反映され示されている。

豊肥地熱地域の広域的地質特徴については、豊肥地熱調査の初期の段階に行われた地質調査の結果と既存資料に基づいて、本研究の一環として編集された、「豊肥地熱地域地質図」(豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982)に良く示されている。この地質図編集に当っては、東西約70km、南北約65km、総面積3,890km²の地質が縮尺10万分の1でまとめられ、併せて地熱関連情報がコンパイルされている。図版Ⅱ、Ⅲはこの「豊肥地熱地域地質図」の一部として、狭義の豊肥地熱地域(約200km²)を中心とする地域を引用掲載したものである。

3. 基盤構造

ブーゲー異常分布からみた豊肥地熱地域は、涌蓋山から久住山にかけての相対的基盤隆起域とその北側に発達した著しい負異常域(ここでは猪牟田低異常域といふ)によって特徴づけられ、異常の大きさは30ミリガルに達する(駒澤・鎌田、本報告書中)。

このブーゲー異常分布と、豊肥地域を横断する測線によって得られた屈折法地震探査結果、および相対的基盤隆起域で掘削され、先第三紀基盤岩に達した3本の坑井(DW-7, DY-2, DY-3)ならびに、八丁原地域において九州電力(株)によって掘削され、先第三紀基盤岩に達した坑井(HT-5-1)の検討結果から、本地域における先第三紀基盤面構造が推定された。相対的基盤隆起域では前述のようなコントロールポイントとしての坑井データによって、基盤面深度の精度は高まっている。猪牟田低異常域及び低重力域へ至る基盤面の急傾斜部については、基盤情報が得られていないことから、仮定密度のとり方によって基盤面深度は任意度がなお大きい。基盤構造の議論は、本報告書の中では、駒澤・鎌田、鎌田、玉生らによってなされている。駒澤・鎌田は、仮定密度が2.3g/cm³で重力三次元解析を行ったとき、豊肥地域をよく説明し得る解析結果が得られるとの検討結果を報告している。

先第三紀基盤岩を構成する地質については 笹田(1984)によって坑井岩芯の研究がなされ、DW-7坑(標高647m地点から掘削、地表下1,607mで基盤に逢着、掘止深度1,800m、以下同順序)、DY-2坑(866m, 1,880m, 2,400m)、DY-3坑(954m, 1,460m, 2,300m)、および豊肥地熱地域南部、合戦群において、基盤岩の地表小露頭近傍に掘削されたDA-32-3坑(820m、地表から、160m)の岩芯が検討された。基盤岩は片岩類及び花こう岩類からなり、20度前後の傾斜をもつフォリエーションが発達する。この他本地域では、基盤の相対的隆起部に当る八丁原地熱地域において、九州電力(株)による深部地熱調査井(HT-5-1)が掘削されており、深度1,940mで基盤岩に逢着、以下掘止めの3,000m深度まで至っている(田中・江島、1982)。これらのデータおよび周辺地域の基盤岩についての既存資料の検討から、 笹田(1984)は豊肥地熱地域地下の基盤岩が地質学的には、西南日本内帯に広く分布する領家帶の西方延長に相当するとの考えを明らかにしている。

4. 熱源としての火山活動

九州中・北部を広く覆う火山噴出物の噴出源となる火山の活動史は、大局的には本地域の新第三紀以降の造構運動に規制されているが、噴出様式は多数の噴出中心から、多様な岩質、岩相をもって地表に供給されるという特徴をもち、このため、本地域の火山活動の時・空分布の究明は十分とはいひ難い。とくに多くの噴出中心から相互の累重関係をもたずして独立して分布する火山岩類が多いこと、火山・構

造運動による地表噴出物の地下埋没、噴出物の岩質・岩相の多様性、などが火山層序学的な究明のためのアプローチを困難かつ時間のかかるものにしている。本研究ではこのため、K-Ar 法、フィッション・トラック法などの年代測定法や古地磁気測定による層序の判定をもとに層序構造究明がなされた(TAMANYU, 1981; 鎌田・村岡, 1982; 鎌田, 須藤, 宇都・須藤, 上村, 以上本報告書中, 須藤, 1985; 鎌田, 1985)。鎌田(本報告書中)は K-Ar 年代測定値を検討して、測定分布から 0.5 Ma ごとの等年代値線を求めた。その結果九州中・北部の新第三紀火山活動が、火山構造性陥没域の縁辺でもっとも古く 5 Ma を示し、それ以降の鮮新統一第四紀更新統の火山活動が累帶的に域内内側へ向って系統的に若返ることを明らかにした。これによれば 1 Ma 以降の火山活動は、広域陥没域内のさらに低重力域として画される域内に限定して発生しており、活動規模も次第に縮小している。須藤(本報告書中, 1985)は古地磁気編年法と K-Ar 年代測定結果を参照し、九州中・北部の火山層序について調査研究を行い、各火山帯の分布範囲が狭く個々の火山活動は小規模のものが多いこと、阿蘇火山や九重火山群の活動に先立つ火山活動の結果もたらされた火山岩類の年代が約 0.3 Ma より古いこと、ブリュンヌ正常期の噴出物の分布範囲等を報告している。宇都・須藤(本報告書中)は 17 個の試料について地質調査所において K-Ar 年代測定を行い、「豊肥地熱調査」で得られた年代測定結果を検討するとともに、その考察結果から豊肥地域で從来受け入れられてきた火山層序の問題点について指摘した。

豊肥地熱調査では火山岩類の年代測定が積極的に行われたが、これは地熱に対する本源的熱源としてのマグマの寄与を推定する上でも重要な意味をもっている。すなわち、冷却過程に入ったマグマ溜り(固相)の残存熱エネルギー評価において、最後の火山噴出以降、マグマ溜り下部からこのマグマ溜りに対して溶融マグマ状態での熱供給がなくなるとの仮定に立つ冷却史が一般に受けられており、この観点に立てばある火山体の最後の火山噴出物の噴出年代は、下部のマグマ溜りの冷却化の始点を示すことになる。玉生は豊肥地熱地域の熱源について上記の観点に立った評価を試みた(TAMANYU, 1981)。そこではフィッション・トラック法によって火山岩類の年代測定が行われ、これにマグマの固化開始温度、容積を仮定した残存熱量が SMITH and SHAW (1975) が提案した方法に従って求められている。しかし、この評価法はマグマ溜りの形状、容積が未知の現段階では試算の域を出す、これらの解明は今後の大変な研究課題として残されている。

5. 貯留部を構成する火山性堆積物

豊肥地熱地域の先第三紀基盤岩上位を厚く覆う堆積物の層序構造については、その分布が地表では上位層の一部に限られるため、坑井資料による検討がほとんど唯一の究明手段になっている。玉生(本報告書中)は豊肥地熱調査で得られた坑井岩芯を検討して坑井間の層序構造の対比を行った。とくに本地域下部には新第三紀鮮新世末期から第四紀更新世初期にかけて、從来豊肥火山岩類として一括されてきた火山岩類が厚く発達するが、玉生はこれらが少くとも 8 層の溶岩単位に区分できることを明らかにした。これは豊肥火山岩類の噴出活動が、100 万年程度の時間尺度の間に繰り返しなされてきた事を示すものである。また、全体的にみた場合、豊肥火山岩類は基盤の相対的隆起部で薄く、北方および南方に向って厚くなり、デイサイト質火山碎屑岩が基盤の相対的隆起部からその北側の沈降部にかけての基盤傾斜部で厚く発達することを明らかにしている。この酸性火碎流を供給したマグマ溜りは、現在の豊肥地熱地域における地熱場に対してプレヒーティングのような間接的熱寄与を果している可能性を考えられる。

豊肥地熱地域地下に埋没した、第三紀火山岩類の噴出時代とその様式を明らかにするため、周辺地域の地質調査を行った上村(本報告書中)は豊肥地域西方地域の火山岩層序と豊肥地域での坑井地質の対比・検討を行った。これによって 20 km 以上隔った西方地域との地質対比が可能になりつつある。坑井資料の相対的に密な岳湯地熱地域については、地熱流体の挙動について重要な岳湯断層の評価が、坑井間地質対比の結果等をもとになされている(玉生、本報告書中など)。

地熱流体賦存については後出のように、基盤岩上位を直接覆う火山岩類の層序構造そのもの(地層境

界など)が大きな規制要素となっていることはないようであるが、この火山岩類中に挟在する湖成相を示す玖珠層については熱構造を規制していることが明らかにされている。坑井温度データからは玖珠層中の泥岩(野上泥岩)における温度勾配が大きく、地熱に対する帽岩に近い役割を果している。

6. 地熱流体通路としての断裂

地熱流体の挙動を支配する、地下の連続した空隙の広がりを把握することはきわめて重要な課題であると同時に、火山地域でそれを追究することはもっとも困難な課題の一つともいえる。火山性物質からなる地層中には空隙が発達することは知られているが、「豊肥地熱調査」の DY-1 坑井掘削では地表下 2,000 m をこえる深度で大量逸水をみた。この逸水部は火山性地層中の空隙か、断裂による破碎帶かは現在解明されていないが重要な事実といえる。

しかし、火山性地層中の空隙に富む部分の空間的分布は不規則であり、単位として扱える空隙部の規模もそれほど大きくはないと考えられ、現存探査技術によってそれを把握することには限界がある。断裂に沿ってはこれらの不規則空隙部を垂直的に連結する系統的に扱える空隙面が形成され易い。地熱流体賦存上断裂の重要性は多くの研究者によって指摘されており、最近では地熱流体の通路のみならず、貯留部としての重要性も認識されるようになってきている。

豊肥地熱地域は現世では珍らしい展張応力場の地熱地域として知られ多くの正断層・張力割れ目が発達する(豊肥地熱地質図編集グループ、1982など)。本地域における地熱流体通路としての断裂を的確に把握するには応力場の変遷史(テクトニクス)をふまえた評価が求められる。村岡他(1980)はその一端として更新世に入ってから現在までの間に応力場の変遷があったことを確かめ、茂野他(本報告書中)は応力場と火山・地熱場を結びつけようと試みている。

本地域には、第四紀の地層を切る若い断裂が多数発達し、それらは地形特徴としてもよく保存されていることは図版 I, II にもよく示されている。これらの断裂系の中では、まず基盤岩を切る断裂、そして現在地熱流体の上昇路となりうる断裂、の特定が重要である。この命題を実体的に解明することは容易ではないが、本報告書では断裂系の解明に関連したいくつかの報告がなされている(長谷他、高島他、玉生、伊藤・杉原、本報告書中)。

まず、地表調査によるアプローチは、本地域の地表が火山性土壤で広く覆われ、更に植林地、牧草地などとして土地利用が進んでいるため、断裂を直接確認できる露頭がきわめて少いことがネックとなっているが、これは火山・地熱地域の一般的特徴と言えよう。山口他(1984)、長谷他(本報告書中)は、リモートセンシングデータからの情報を活用し、アプローチを図った。すなわち、本地域に多数発達する断裂系の中で一般的東西方向とは異なる NE-SW 方向の長大リニアメントが航空機 SAR データから抽出されたが、この西半が豊肥地熱地域を斜めに横断することから、リニアメント(豊岡一宮原線)の検討を土壤ガス法によって行い、断裂帶としての地表特徴を明確にするとともに、基盤岩を切る断裂の性質について推論した。高島他(本報告書中)は地表で把握できる微弱変質岩中の粘土鉱物分布に示されたハロイサイト分布が断裂の確認に有効なことを提唱し、豊岡一宮原線と同方向の変質帯の発達について論じている。

玉生は坑井データに基づいて岳湯断層を詳細に検討し、この断層のセンスが DW-7 坑と DW-2 坑の間で、50 m の落差をもつ南落ち正断層であることを明らかにした。また、坑井間地層対比に基づき、その他にも大きい落差をもつ断層の存在を推定した(玉生、本報告書中)。岳湯断層に沿っては岳湯地熱地域が発達し、本断層は地熱流体の上昇通路としての観点から注目されている。

地下深部に発達する断裂とそこでの地熱流体活動、あるいは本源的マグマの力学的運動を推定する技術として、自然地震活動の把握によるアプローチは強力な手段である。豊肥地域では本調査に関して現在 7 地点の地震モニタリングステーションが設置されているが、伊藤・杉原(本報告書中)はこの自然地震観測システム設計に参画するとともに、観測データについて地質調査所で専用計算機による処理・解析を行っている。現在までに、システム完成以来約 2 年間のデータについて処理・解析を行ってき

た。この間豊肥地熱地域の地震活動は、八丁原付近で定常的な地震が発生する他、岳湯付近、湯坪付近で限定された期間に地震発生があった。震源の深さはほぼ 15 km 以浅であるが、八丁原付近は 2-6 km と浅い。これに比べて 1984 年 4 月に集中して地震が発生した岳湯付近では、その深度は約 12 km と比較的深く。ENE-WSW 方向に配列するようにみえる。震源決定のメカニズムについては観測点数が 7 点であることから任意性が大きいとして、伊藤・杉原では慎重に扱われているが、本地域について一般的に論じられてきた南北方向に最小主応力軸をもつ展張応力の傾向は共通的にみられるとの結果を得ている。

7. 地熱流体賦存と挙動

地熱流体の賦存と挙動に関する研究として、本報告書では熱水変質からのアプローチ（竹野、高島他、本報告書中）、流体化学の観点からの研究（竹野、野田他、茂野他、本報告書中）、地表熱水流動と熱構造に関する研究（川村、本報告書中）、熱水流動に伴う流動電位に着目した研究（石戸、本報告書中）などが上げられる。

竹野（本報告書中）は地熱坑井 DW-2 坑の岩芯にみられる熱水変質と周辺坑井の変質および噴出熱水データとから、岳湯周辺の地熱環境について考察し、ここでの主要変質鉱物は現在の地熱環境下で安定して存在していることを明らかにした。この地熱環境は岳湯を含め周辺一帯に広がりをもつ熱水源によって形成されたものである可能性が強い。

高島他（本報告書中）は、「豊肥地熱調査」以外の調査データをもとに行ってき地熱変質を中心とした研究（高島、1982, 1985）に加え、「豊肥地熱調査」で得られたデータとを併せて検討を行い、豊肥地熱地域と周辺地熱地域の総括的広域地熱モデルを示した。この中で豊肥地熱地域については、地熱変質鉱物から古地温を推定し、古等温線分布から過去における地熱活動の特徴を把握した。それによれば古期温度が高かった地域は、岳湯と大岳地熱地域を結ぶ北西-南東方向の地域で、この方向軸を中心にして南から西方向には古等温線が急激に深度を増す。これに対して北から東方向にはこの傾斜はゆるい（高島他、本報告書中）。地熱変質鉱物の累帶分布から推定される古地熱環境については、小川・金原（1983）も高島他と同様の結論を得ている。この古地熱環境から推定される過去の熱水系の存在、あるいは熱水の側方流動経路と、流体化学から推定される現在の熱水流動の推定結果とは、調和的な部分とそうでない部分がある。この点については熱水系の変遷史の立場から今後究明されなければならない課題である。

現在の豊肥地熱地域における熱構造、熱水流動の把握については坑井データが主要な決め手になる。

川村は涌蓋山を中心とする地域の地熱構造について、浅層熱水流動、地熱構造の両観点から研究した（川村、1984；川村、本報告書中）。すなわち、本地域では約 200 km² を対象に、80 m 深 81 本、160 m 深 1 本、の坑井による“浅部”地温調査がなされており、この調査結果から得られる 80 m 深温度分布と、10 本の 500 m 坑（DB 坑）、7 本の構造試錐坑（DW 坑；1,100 m-1,800 m 深）、3 本の調査坑井（DY 坑）、2 本の還元坑井（DX 坑；440 m 及び 720 m 深）の温度情報とりまとめがなされ、熱構造解析が行われた。また、研究の一環として地表及び大岳・八丁原地域の地熱井から放出される熱量の測定等が行われ、地熱構造に関しては大略次のような結果が得られている。1) 豊肥地熱地域には大岳・八丁原地域と、岳湯地域とに中心部をもち NE-SW 方向にのびる 2 つの高温帯が約 4 km の間を置いてほぼ平行に発達し、両地域にはさまれる、涌蓋山を含む地域は低温帯となっている。この傾向は地表下 1,000 m 以深程度までみられる。2) 地熱流体及び地下水の流動は、集水域をこえて行われており、それが地温分布や地熱活動の特徴にあらわれている。3) 測定対象域（川村のそれは本文で取り上げてきた豊肥地熱地域と多少異なるが放熱量はほぼこの地域からのものを代表していると見なせる。詳しくは原論文参照）からの放熱量は約 140,000 kcal/sec であり、そこで地殻熱流量は 8-10 HFU となる。4) 伝導熱流量に関する熱伝導率の測定結果では、坑井岩芯から得られた試料の深度や岩種による差異は小さく、平均値として 3.94×10^{-8} cal/sec·cm·°C である。

地熱流体の流動に伴って電位差が発生することに注目した石戸は、地下深部の熱水流動について自然電位測定結果から論じた。地熱地域は自然電位差が大きいことが知られているが、石戸はその発生メカニズムについて研究し、電位異常の発生源として地熱流体上昇に伴う流動電位が最も有力であるとの結論を得た。豊肥地熱地域で行われた自然電位調査データから標高補正を行い解析した結果では、黒岩山付近を中心とする約 $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ の地域に広がる正電位異常域と、涌蓋山北西部に存在する正・負対をなす電位異常が本地域の特徴である。これを上述のようなメカニズムを仮定して解釈すれば涌蓋山北西部の電位異常は地下水滲透、熱水上昇の対流セルを示唆するものとみなし得る。石戸はこの自然電位の解釈から推定される地下水理モデルが、掘削データや地熱貯留層解析結果とも調和的であると述べている。平面的位置関係からみると、川村の高温（熱水上昇）、低温（地下水滲透）両域あるいは地化学的研究から推定された野田他や茂野他のそれ（後出）と、石戸の熱水上昇、地下水滲透両域とは厳密には一致しないがその追究は今後の課題となろう。

地熱流体の挙動の把握に関して、化学的なアプローチは、豊肥地熱地域のように坑井からの地熱流体に関する情報が得られる場合にはより直接的と言え、茂野他、野田他、竹野（いずれも本報告書中）によって研究がなされた。

地下深部における地熱流体の性質を探るための化学的手法は、熱水の化学分析とそれに基づく熱水タイプ区分法、アルカリ温度($T_{\text{Na-K-Ca}}$, $T_{\text{Na-K-Ca-Mg}}$)、あるいはシリカ温度(T_{SiO_2})など地化学温度計に基づく採取流体からの地下深部での温度推定法、温泉水・熱水の同位体分析法、B/C_l比に注目した貯留層の特徴推定法、あるいは主要陰イオンの変化に注目した熱水活動度推定法、などがある。

これらの手法を適用し、豊肥地熱地域で得られる地表(温泉水)水・ガス、坑井からの熱水・ガス等試料について分析を行うことによって、本地域の熱水の分布とその流動状態の把握がなされた。野田他（本報告書中）は豊肥地熱地域内で岳湯一宝泉寺、大岳・八丁原一地蔵原、硫黄山一笠口の三帯の独立して平行的に南から北へ向う熱水の側方流動径路の存在が推定できることを研究結果から得た。岳湯から宝泉寺にかけての流動帯についてはDY-1, DW-2, DB-9などの坑井を利用して地下の熱水環境が熱水化学的に推定され、そこでは深部の本源的熱水の温度は 250°C 以上(DW-2坑のガス組成比より)を示すこと、DY-1坑を含め岳湯付近にはNaClタイプの熱水域が広く分布することなどが導びかれた。また、大岳・八丁原一地蔵原、硫黄山一笠口の側方流動径路に沿っては、南から北に向う熱水の水平流動、化学成分の混合の様子が断面図としてまとめられている。

茂野他（本報告書中）は豊肥地熱地域の温泉、熱水等の化学分析の結果に基づき、陰イオンに注目してそれらをタイプ分け区分するとともに、地熱系としての観点から特徴をのべた。野田他との関連でその結果を記せば、岳湯一宝泉寺、大岳・八丁原地域には高温の熱水卓越系の存在が推定される。また硫黄山付近には高温の蒸気卓越系が存在する可能性がある。茂野他では野田他が示した北方への側方流動に加えて西方への側方流動を推定している点に特徴がある。化学温度計法に基づく推定結果からは、岳湯地域で 230°C 、大岳・八丁原地域で $230^{\circ}\text{C}-260^{\circ}\text{C}$ の地熱貯留層温度環境が求められる。また、豊肥地熱地域の南端付近に位置する黒川地域にも 200°C 程度の熱水系の存在が推定されている。茂野他は地下深部に賦存すると考えられる深部地熱流体について、温泉水・熱水の水素・酸素同位体組成やB/C_l比から検討を行ったが、その検討結果では本地域地下深部には堆積岩を主とするような大規模な地熱貯留層の発達の可能性がうすいこと、地熱流体の根源は天水がほとんどを占める可能性が高いこと、などが導びかれた。しかし熱水の起源として火山ガス・マグマ水の寄与を30%程度考えることも可能であるとしており、それは深部地熱流体の賦存を示唆するものといえよう。なお茂野他は広域的な観点から熱水系の生成・分布をモデル化し、このモデルに関連付けて豊肥地熱地域について論じているが詳細は原論文にゆずる。

地熱流体の流動については数値実験による物理モデルの侧面からの検討が、小川・金原（1984）、矢野（本報告書中）によってなされた。小川・金原では状態方程式に基づき、岳湯地域における地熱流体の挙動が流速ベクトルで与えられた。モデルでは基盤面温度が高く与えられた岳湯付近で熱水が上昇し、天水の滲透による水頭に押されて北方へ流動する状態が示され、熱水の側方流動の概念に数値的な

裏付けを与えた。矢野（本報告書中）は地質調査所が構築した地熱データベース（SIGMA）を活用し、数値実験の研究を進めた。すなわち、豊肥地熱地域の坑井データを基準化し、これらのデータを既知データとして入力してパラメータの条件を設定し、有限要素法によって热水系の対流の様子をシミュレートした。そこでは坑井データが相対的にそろっている2断面について、基盤上面温度、岩石物性、地層形状等のパラメータを有意内で変化させて出力結果を得、坑井で得られた温度分布と調和的な温度パターンが得られたものが示されている。また矢野は基準化されたデータを用いて本地域の包蔵熱量について試算を行った。

8. おわりに

「豊肥地熱調査」に技術・研究面から参画した地質調査所では、多くの研究者の参加を得て、地熱地域地下深部に賦存する地熱流体について、これをより正確に、かつ実体的に把握するための研究を行ってきた。

各種調査の実施は NEDO や電源開発(株)が行ってきたものであり、それらの報告は別途なされている。地質調査所の研究担当者はこれらの各種調査について、1) 可能な限り現場で質の良いデータを取得すること、2) 取得データの再解析を通じて可能な限り精度の高い実体把握に寄与すること、3) 再解析結果を評価し、可能な限りの予測・指針を与えること、の3点から全面的に協力をやってきたもので、それらは具体的には以下の業務を通じてなされた。すなわち1) は日常的な技術相談、受託調査による現地での技術指導、あるいは実験室でのクロスチェック等によってなされた。

2) と3) については本報告書中の個々の研究報告にもっともよく示されている。

本報告書にまとめられた研究成果は、豊肥地熱地域に関する研究としてわれわれが取り組んだすべてを完結的に示したものではない。むしろ、中間的成果報告の性格が強いと言えるであろう。

本稿の筆を置く時点において、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」（豊肥地熱調査）は、最終的な調査井の掘削である DY-5 及び DY-6 坑の掘削が、後者についてはほぼ完了、前者についても深度 2,000 m をこえて進行中である。これらの坑井調査結果もふまえてできるだけ早い機会に全体的な研究のとりまとめがなされるよう努力したい。

（昭和60年1月10日）

文 献*

- 長谷紘和・野田徹郎・山口 靖(1985) 土壌ガス法による「豊岡—宮原リニアメント」西半の調査結果とその地熱探査上の意義. (本報告書中).
- 広川 治(1976) 北部九州の地質構造—長崎三角地域にまつわる問題—地質調査所報告, no. 256, 71 p.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1 豊肥地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所, 23 p.
- 石戸恒雄(1985) 豊肥地熱地域の自然電位異常. (本報告書中).
- 伊藤久男・杉原光彦(1985) 豊肥地域の地震活動. (本報告書中).
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 33, p. 561-567.
- (1985) 九州中北部における火山活動の推移と地質構造. (本報告書中).
- (1985) 熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出年代—九州中北部の火山活動の時代と分布—. 地質学雑誌, vol. 91, p. 289-303.
- 川村政和(1984) 九州中央部・涌蓋山周辺地域における地下熱構造(1)浅部地温分布と放熱量. 日本地熱学会誌, vol. 6, no. 4, p. 217-241.
- (1985) 九州中央部・涌蓋山周辺における地熱構造について. (本報告書中).
- 小林貞一(1935) 西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証 (その3). 地質学雑誌, vol. 42, p. 555-584.

- 駒澤正夫・鎌田浩毅(1985) 豊肥地域の重力基盤構造. (本報告書中).
- 村岡洋文・鎌田浩毅・長谷紘和(1980) 九重火山群北麓地域に見出された更新世の転倒褶曲とその意義. 地調月報, vol. 31, p. 599-608.
- 野田徹郎・阿部喜久男・茂野 博(1985) 豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究一. (本報告書中).
- 小川克郎・金原啓司(1983) 地熱熱水の流動について—豊肥地熱地域を例として—, 地学雑誌, vol. 92, no. 7, p. 83-92.
- 筧田政克(1984) 豊肥地熱地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, no. 1, p. 1-11.
- 茂野 博・阿部喜久男・野田徹郎(1985) 地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル. (本報告書中).
- SMITH, R. L. and SHAW, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. *US Geol. Surv. Circular* 726, p. 58-83.
- 須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気—その 2—. (本報告書中).
- (1985) 豊肥地熱地域の K-Ar 年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p. 119-136.
- 高島 勲(1982) 大分県野矢地熱地域の火山岩の熱ルミネッセンスによる年代測定. 地調月報, vol. 33, p. 125-131.
- (1985) 北部九州八丁原—野矢及び周辺地域の広域地熱変質と熱水系. 日本地熱学会誌, vol. 7, no. 1, p. 19-40.
- ・金原啓司・角 清愛(1985) 豊肥地域の地熱変質と熱水系. (本報告書中).
- 竹野直人(1985) 岳湯周辺の地熱変質の流体の化学—構造試錐 DW-2 坑の変質—. (本報告書中).
- TAMANYU, S. (1981) Evaluation of potential for geothermal energy by means of fission-track dating method in Hohi geothermal area, Kyusyu, Japan. *Nucl. Tracks* vol. 5, p. 215-222.
- 玉生志郎(1985) 豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—. (本報告書中).
- 田中耕基・江島康彦(1982) 八丁原地区 3,000 m 調査井の掘削について. 地熱エネルギー, vol. 19, p. 93-103.
- 通商産業省(1983) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査中間報告書. (豊肥地域). 114 p.
- 上村不二雄(1985) 熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代. (本報告書中).
- 宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代. (本報告書中).
- 山口 靖・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博(1984) レーダ画像による豊肥地域のリニアメント解析と土壤ガス法による現地検証. 日本地熱学会誌, vol. 6, no. 2, p. 101-120.
- 矢野雄策(1985) 豊肥地熱地域の坑井データを用いた熱水系の解析. (本報告書中).

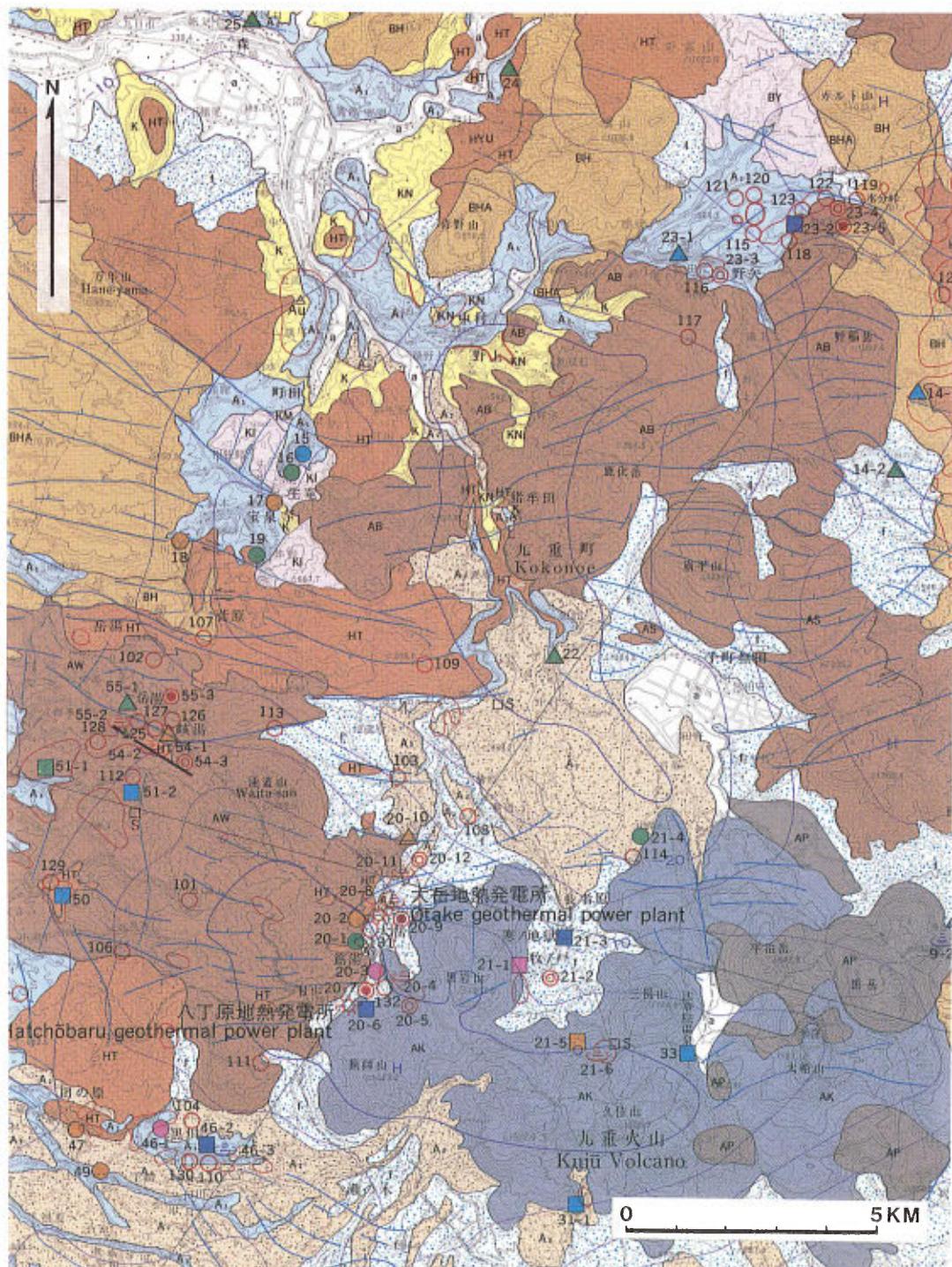
* 本文中の引用文献は原則として「豊肥地熱調査」に関連して研究者が公表を行ったものに限った.

豊肥・阿蘇



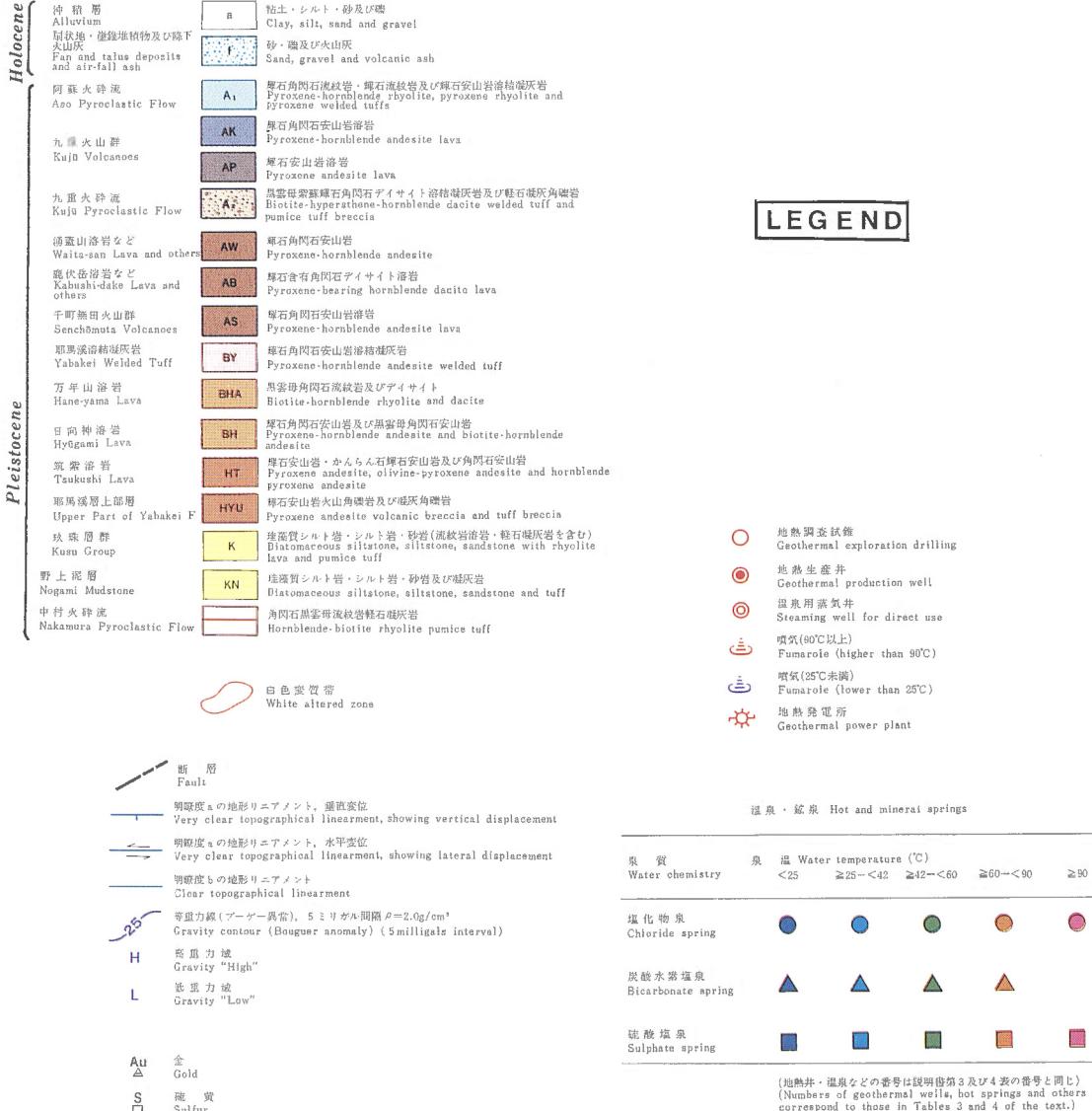
図版 I 九州中・北部のレーダ／ランドサット重合画像 (NEDO 提供)

Plate I Radar/Landsat composite image data of central-north Kyushu (Courtesy of NEDO).



図版II 「豊肥地熱地域」の地熱地質図（豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982）

Plate II Geological map of the Hohi geothermal area.



図版III 地熱地質図(図版II) 例

Plate III Explanation table of Plate II.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

九州中北部における火山活動の推移と地質構造

鎌 田 浩 裕

九州中北部における火山活動の推移と地質構造

鎌田 浩毅*

Volcanic activity in relation to the geologic structure in the
central-north Kyushu, Japan

By

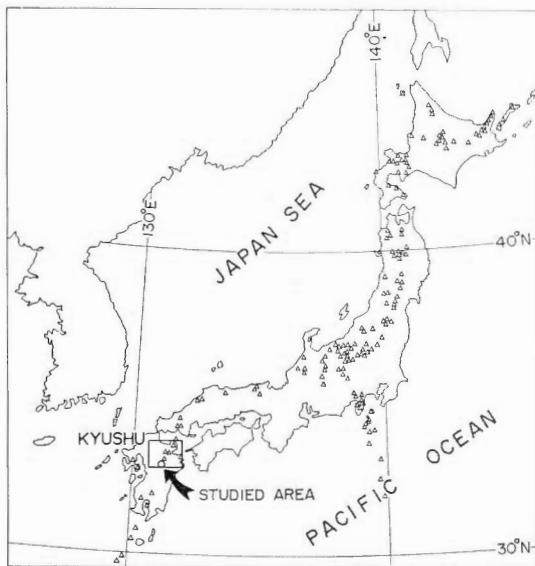
Hiroki KAMATA*

Abstract : The radiometric age data of Plio-Pleistocene volcanic rocks in the central-north Kyushu (Fig. 1) show that the age of volcanic rocks is isochronally zonated in concordant with the east-west elongated volcano-tectonic depression (VTD) zone (Fig. 8). The volcanic rocks within the VTD zone that have previously been inferred as of middle Miocene are proved to be Pliocene, and thus there develops no volcanic rocks older than Miocene and pre-Tertiary basement rocks within the quadrilateral VTD zone ($60 \text{ km} \times 40 \text{ km}$). Radiometric ages are older toward the outer rim of the quadrilateral zone, where coincides roughly with the area surrounded by the 0 mgal contour line of Bouguer anomaly. The area is filled mostly with lava and pyroclastic materials, and sedimentary rocks are scarcely distributed. These facts suggest that the volcanic activity and tectonic depression took place concurrently in the VTD zone during 5 Ma to present under regional tensional stress field. The volcanic activity since 1 Ma limitedly took place within the area surrounded by the -10 mgal gravity contour line around Machida (15 km north of Kuju Volcano), where Yabakei pyroclastic flow deposit (0.99 Ma; Jaramillo normal event) was covered by the younger volcanic rocks (Fig. 9). The volcanic activity centripetally converged to the area surrounded by the -30 mgal gravity contour line in 0.5 Ma to 0.3 Ma. The profile (Fig. 7) indicates that this large depressional area may be a buried caldera on the base of the graben. Since 0.07 Ma (Aso-4 pyroclastic flow), volcanic activity is located on the northeast trending Volcanic Front, which obliquely crosses the direction of the VTD. The distribution of Yufugawa pyroclastic flow (1.6-1.9 Ma) and other volcanic rocks show that the volcanic activity were not dominant after 1 Ma in the gravity low anomaly of the Shonai area and the Beppu-wan area, except of the Machida area. The newly determined K-Ar ages (Table 1, 3, 5, 6) and natural remanent magnetisation measurements (Table 2, 4) of the 69 volcanic rocks in central-north Kyushu are also reported.

1. はじめに

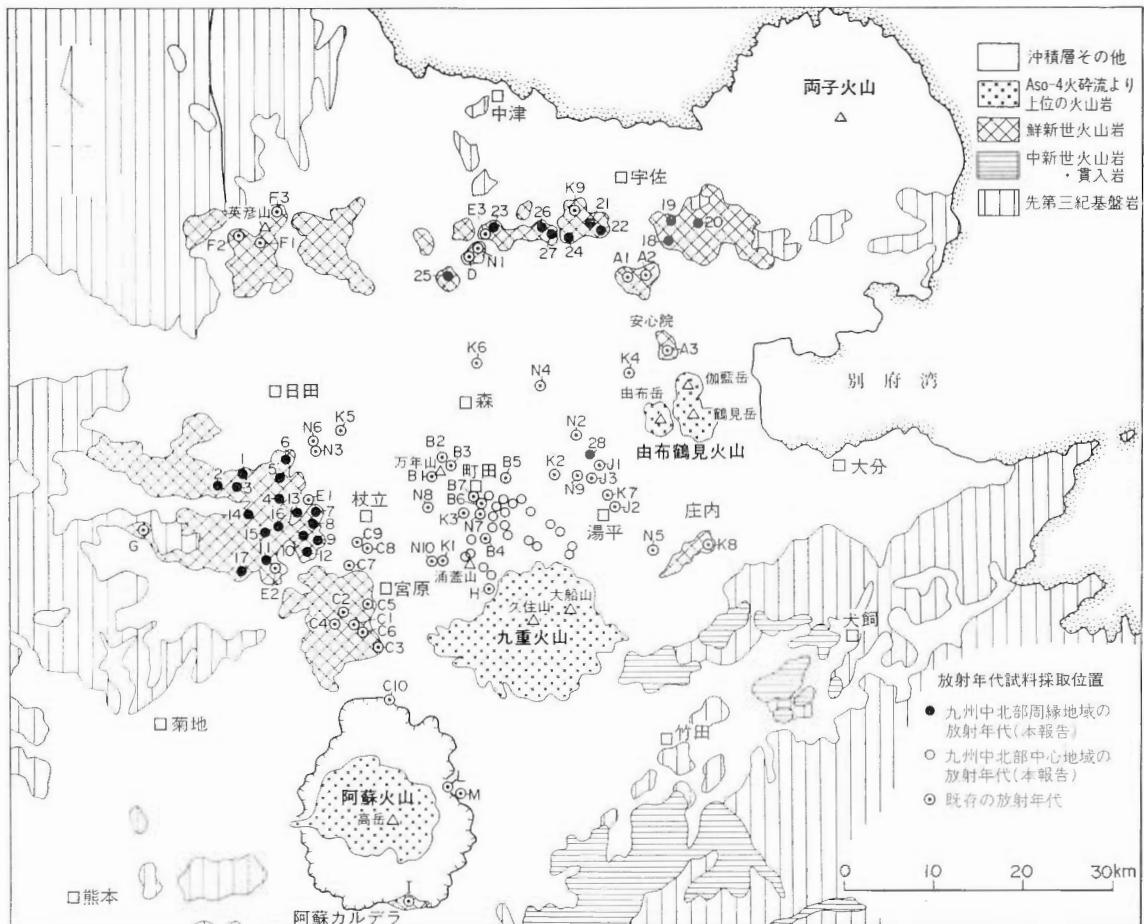
九州中北部（第1図）では新第三紀から第四紀にかけて火山活動が活発であり、黒雲母流紋岩、角閃石デイサイト、角閃石安山岩、輝石安山岩の溶岩及びそれらの火碎岩・火碎流堆積物・変質岩等が広く

*地殻熱部 *Geological Survey of Japan



第1図 調査地域位置図 △印：第四紀火山 ○印：阿蘇カルデラ
 Fig. 1 Locality map of the studied area.
 △: Quaternary volcanoes ○: Aso Caldera

分布する。これらの火山岩類は側方変化が顕著で連続性が悪く、また化石を含み鍵層となるような連続性の良い堆積岩も存在しない。火山岩類の層序と時代に関して1970年代までの研究では、下位から上位へ、変朽安山岩を主体とする中部中新統宇佐層群、湖成堆積岩を主体とする上部中新統玖珠層群、輝石安山岩溶岩を主体とする下部更新統筑紫溶岩、角閃石安山岩溶岩を主体とする下部更新統日向神溶岩、黒雲母流紋岩溶岩を主体とする下部更新統万年山溶岩等が分布するとされていた（笠間，1953；宮久，1972；松本ほか，1973等）。しかしながらこれらの研究は岩相の類似性に基づき層序の対比を行い、変質の類似性に基づき時代を推定していたため、火山岩の真の層序と噴出年代は明らかではなかった。1980年代に入ってこの地域では、火山岩の放射年代値と自然残留磁化方位に関する資料が多数得られ、火山岩の噴出年代が求められた（鎌田・村岡，1982；渡辺・林，1983；鎌田・村岡，1984；鎌田，1985；須藤，1985；宇都・須藤，1985）。鎌田（1985）は地質層序に基づいて放射年代値・自然残留磁化方位の解析を行い、九州中北部の火山活動に関して、従来考えられていたように、ある限定期間に類似した化学組成の火山活動が起きた事実ではなく、流紋岩質及び安山岩質の火山岩は交互に噴出し続けたことを明らかにした。また鎌田（1985）は従来九州中北部において中部中新統とされていた地域の放射年代値を検討し、大野火山岩類及び大崩山火成複合岩体を除きこれらが鮮新世の年代を示すことを明らかにし、九州中北部における鮮新一更新世の火山活動は、この地域に見られる大きなブーゲー負異常と密接に関連し、約 5 Ma 以降現在に至るまでの伸張応力場の中で、火山構造性陥没地（volcano-tectonic depression; VTD; WILLIAMS, 1941）の形成に伴うものであると主張した。通商産業省は九州中北部の豊肥地熱地域で大規模深部地熱発電所環境保全実証調査を行い、火山岩分布域の周縁部にあたる地域（宇佐層群・鰐生層群分布域）と、火山岩分布域の中心部にあたる九重火山北西地域において、火山岩の放射年代値・自然残留磁化方位・深部坑井データを得た。本報告では、筆者の地質調査結果及び既公表データを用いて、これらのデータの再検討を行った。この結果は、鎌田（1985）が既に公表されたデータを基にして行った主張を支持し、九州中北部におけるさらに詳しい火山活動史が明らかとなった。本報告ではこれらの再解析の結果を報告し、併せて九州中北部における火山活動の時代・分布と地質構造を考察する。



第2図 九州中北部に分布する火山岩の放射年代試料採取位置図 数字の1-28は九州中北部周縁地城のK-Ar年代、数字の29-54は九州中北部中心地域のK-Ar年代、ローマ字と数字の組合せは既存の放射年代の測定試料採取位置をそれぞれ示す。
(既存の放射年代値の出典は第7表に示す)。

Fig. 2 Locations of volcanic rocks whose ages are determined by radiometry in the central-north Kyushu.

2. 豊肥地熱調査データの再解析

大規模深部地熱発電所環境保全実証調査により得られたデータの中で、筆者の調査により明らかとなつた火山岩の地質層序に基づき再解析を行つたものは、火山岩のK-Ar年代測定結果及び自然残留磁化方位結果である。K-Ar年代測定試料は(A)九州中北部の周縁地域(28個)、(B)九州中北部の中心地域(26個)、(C)九重火山山麓に掘削された深部坑井コア(15個)の3グループに分けられ、それぞれ異なる機関により年代測定が行われた。また(A)と(B)の測定試料に対しては、自然残留磁化方位が測定された。これらについて、筆者はK-Ar年代値及び年代値に伴う誤差の再検討を行い、必要なものに対しては再計算を行つた。また、各試料の肉眼及び顕微鏡観察を行い、筆者の層序区分による各火山体ごとの噴出年代を求めた。以下では、各グループごとにK-Ar年代及び自然残留磁化方位の測定方法を述べ、年代測定試料及び測定値の再検討を行つた結果を記載する。

(A) 九州中北部の周縁地域に分布する火山岩

(i) K-Ar年代測定

九州中北部の周縁地域に分布する火山岩からは、28試料のK-Ar年代測定が行われた。これらの採

取地点を第2図に示す。年代測定は Teledyne Isotopes 社に依頼し、全岩試料について行った。岩石試料は 420-840 μm に粉碎し Ar の抽出・精製を行った。Ar 同位体比の測定は Ar 専用質量分析計 Model MS-10 を用いた。Radiogenic ^{40}Ar の検出限界は 10^{-7}cc STP/g である。K の定量は炎光分光分析法を用いた。K 及び Ar の測定は各試料について2回ずつ行い、第1表の No. 8, No. 16, No. 19 については Ar の測定を3回行った。各々の Radiogenic ^{40}Ar の値と、K の平均値を用いて、測定ごとに算出した年代値を第1表の Ti で示す。年代算出に用いた定数は、 $\lambda\beta=4.962 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$, $\lambda e=0.581 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}\text{atom/atom}$ である (STEIGER and JÄGER, 1977)。また年代値に伴う誤差は COX and DALRYMPLE (1967) の式から算出し、 1σ で表示したものを第1表の ERi で示す。この計算は、K 定量の誤差 (1.8%), ^{38}Ar スパイク検定の誤差 (0.3%), $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比測定に伴う誤差 (0.24%), $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比測定に伴う誤差 (3%) を代入し行った。各試料について得られた複数の年代値 (Ti) と年代値に伴う誤差 (ERi) をもとに、TAMANYU and LANPHERE (1983), 鎌田 (1985) で適用された次式を用いて相加平均し、1つの年代値 (aver T) 及び年代値に伴う誤差 (aver ER) を得た。

$$\text{aver T} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{\text{Ti}}{\sigma_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2}}$$

$$\text{aver ER} = \frac{\text{aver T}}{n} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sigma_i^2}{n}}$$

(ただし n は試料ごとの Ar の測定回数を示す)。

(ii) 自然残留磁化方位測定

K-Ar 年代測定を行った試料の大部分について、自然残留磁化方位測定を行った。測定は三菱金属(株)中央研究所に依頼し、リングコア型フラックスゲイト回転磁力計を用いて行った。また、二次的残留磁化の影響を取り除くため、No. 1, No. 4, No. 9, No. 14 の 4 試料について 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30 mT の交流磁場を与え多段階交流消磁実験を行った。この結果消磁条件は 25 mT と決定し、残りの試料に対しても交流消磁をかけた後、自然残留磁化方位の測定を行った。測定結果（磁化の強さ、偏角、伏角、帶磁方向）を第2表に示す。

(iii) 測定試料の岩石学的記載

K-Ar 年代測定及び自然残留磁化方位測定を行った各試料の採取地点・年代値、及び筆者の肉眼及び顕微鏡観察による特徴を記す。

(1) 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩 (N121201)

産地：大分県日田郡前津江村上の志谷道路ぎわ

年代： 3.9 ± 0.3 Ma

岩石：暗灰色緻密な安山岩溶岩で柱状節理が発達する。

斑晶として斜長石・紫蘇輝石・单斜輝石・不透明鉱物を含む。石基は細粒で斜長石・紫蘇輝石・单斜輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターパーティカル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(2) 紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩 (N121202)

産地：大分県日田郡前津江村星 払西方 300 m 高瀬川沿い道路ぎわ

年代： 4.1 ± 0.6 Ma

岩石：暗緑灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石（仮晶）・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物が見られ、角閃石は緑泥石と思われる鉱物に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロビリティック組織を示し、ガラスの一部が脱ガラス化を受けている。

(3) 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩 (K121203)

産地：大分県日田郡前津江村太郎浦西方 600 m の道路ぎわ

年代： 3.2 ± 0.5 Ma

第1表 九州中北部の周縁地域に分布する火山岩の K-Ar 年代測定結果
 Table 1 Results of the K-Ar age determinations of the volcanic rocks
 distributed in the surrounding areas of central-north Kyushu.

No.	^{40}Ar rad (10^{-5}cc STP/g)	K (%)	Rad ^{40}Ar (%)	Ti (Ma)	ERi (Ma)	aver T (Ma)	aver ER (Ma)	帶磁方向	変 質
1	0.024 0.025	1.61 1.63	19.6 24.7	3.81 3.97	0.48 0.37	3.9	0.3	N	-
2	0.024 0.026	1.58 1.59	11.8 12.1	3.89 4.22	0.88 0.93	4.1	0.6		-
3	0.019 0.020	1.53 1.54	14.0 9.8	3.18 3.35	0.59 0.93	3.2	0.5	N	-
4	0.018 0.018	1.98 1.99	8.4 10.5	2.33 2.33	0.77 0.60	2.3	0.5	R	-
5	0.020 0.020	1.79 1.80	7.4 11.4	2.86 2.86	1.08 0.67	2.9	0.6	R	-
6	0.023 0.025	1.96 1.96	10.5 13.1	3.02 3.28	0.78 0.66	3.2	0.5		-
7	0.017 0.018	1.85 1.86	13.2 12.7	2.36 2.50	0.47 0.52	2.4	0.4	N	-
8	0.014 0.014 0.017	1.56 1.57 1.57	11.5 15.5 9.3	2.30 2.30 2.79	0.53 0.38 0.82	2.4	0.3	N	-
9	0.014 0.016	1.61 1.62	14.4 14.2	2.23 2.55	0.40 0.47	2.4	0.3	R	-
10	0.020 0.020	2.26 2.27	16.4 19.4	2.27 2.27	0.35 0.29	2.3	0.2	R	-
11	0.032 0.037	1.88 1.89	13.3 13.1	4.36 5.04	0.86 1.01	4.7	0.7		-
12	0.025 0.026	3.11 3.13	17.9 16.3	2.06 2.14	0.29 0.33	2.1	0.2	R	-
13	0.012 0.013	1.76 1.78	9.1 14.1	1.74 1.89	0.53 0.35	1.8	0.3	N	-
14	0.022 0.023	1.71 1.71	23.7 26.8	3.31 3.46	0.33 0.29	3.4	0.2	R	-
15	0.023 0.025	2.05 2.05	15.7 17.2	2.88 3.14	0.47 0.46	3.0	0.3	R	-
16	0.023 0.026 0.027	2.42 2.42 2.42	18.1 16.1 14.6	2.44 2.76 2.87	0.34 0.44 0.51	2.7	0.2	R	-
17	0.022 0.023	1.37 1.37	11.4 10.7	4.13 4.31	0.97 1.09	4.2	0.7		+
18	0.032 0.033	1.72 1.72	26.9 18.8	4.78 4.93	0.40 0.65	4.8	0.4	N	-
19	0.037 0.038 0.040	1.84 1.88 1.86	26.8 26.0 25.0	5.11 5.25 5.53	0.43 0.46 0.51			R	-
20	0.019 0.019	1.00 1.00	7.1 13.7	4.88 4.88	1.93 0.93	4.9	1.1		+
21	0.028 0.030	1.71 1.73	24.2 18.8	4.18 4.48	0.40 0.59	4.3	0.4	R	-
22	0.024 0.026	1.57 1.59	24.1 21.2	3.90 4.23	0.38 0.48	4.0	0.3	R	-
23	0.021 0.022	1.68 1.70	16.7 18.6	3.19 3.35	0.48 0.45	3.3	0.3	N	-
24	0.025 0.025	1.45 1.45	18.8 19.5	4.43 4.43	0.58 0.56	4.4	0.4	R	-
25	0.024 0.025	1.57 1.59	8.2 12.7	3.90 4.07	1.32 0.85	4.0	0.8	R	-
26	0.030 0.031	1.47 1.47	18.5 16.9	5.24 5.42	0.70 0.81	5.3	0.5		+
27	0.029 0.029	1.63 1.63	17.7 19.0	4.57 4.57	0.65 0.59	4.6	0.4		+
28	0.012 0.012	1.63 1.65	7.1 10.1	1.88 1.88	0.74 0.51	1.9	0.5		+

第2表 九州中北部の周縁地域に分布する火山岩の自然残留磁化方位測定結果
 Table 2 Results of the natural remanent magnetization of the volcanic rocks distributed in the surrounding areas of central-north Kyushu.

番号	磁化の強さ (A/m)	偏角 (°)	伏角 (°)	帯磁方向	番号	磁化の強さ (A/m)	偏角 (°)	伏角 (°)	帯磁方向
1	1.36×10^{-1}	291.0	35.6	N	14	1.84×10^{-1}	133.4	-40.3	R
	1.91×10^{-1}	2.6	72.4	N		1.55×10^{-1}	147.7	-37.7	R
	1.34×10^{-1}	307.5	19.9	N		1.02×10^{-1}	25.7	16.2	N
	8.32×10^{-2}	25.0	68.9	N		9.35×10^{-2}	262.2	34.6	N
平均	1.30×10^{-1}	318.09 ± 42.71	+54.48	N	平均	1.29×10^{-1}	127.18 ± 85.15	-29.65	R
3	1.87×10^{-1}	76.5	27.1	N	15	2.06×10^0	135.0	-72.1	R
	2.04×10^{-1}	341.1	63.0	N		1.83×10^0	137.8	-65.1	R
	$1.23 \times 10^{-1}*$	152.7	35.6	N		$1.79 \times 10^{0*}$	345.8	-31.9	R
	1.79×10^{-1}	41.5	-28.2	R		1.63×10^0	133.8	-64.3	R
平均	1.90×10^{-1}	45.11 ± 41.18	+25.46	N	平均	1.83×10^0	135.53 ± 1.67	-67.16	R
4	2.23×10^0	212.8	-20.1	R	16	1.35×10^{-1}	179.8	-26.1	R
	1.02×10^0	212.4	-28.1	R		1.82×10^{-1}	153.2	-15.1	R
	6.66×10^{-1}	227.6	-60.5	R		1.99×10^{-1}	166.9	0.8	N
	7.87×10^{-1}	209.7	-61.7	R		1.05×10^{-1}	156.9	32.1	N
平均	1.04×10^0	214.74 ± 7.05	-42.78	R	平均	1.50×10^{-1}	164.15 ± 10.33	-2.41	R
5	1.99×10^{-1}	258.7	-62.3	R	18	3.13×10^{-2}	345.2	38.8	N
	1.22×10^{-1}	86.2	-46.2	R		3.92×10^{-2}	81.7	4.9	N
	9.58×10^{-2}	52.5	12.5	N		1.77×10^{-2}	70.4	45.6	N
	1.66×10^{-1}	328.7	-23.9	R		$4.62 \times 10^{-2}*$	305.9	-33.0	R
平均	1.40×10^{-1}	21.87 ± 75.96	-51.44	R	平均	2.79×10^{-2}	51.94 ± 43.53	37.80	N
7	3.24×10^0	358.4	41.2	N	19	9.16×10^{-2}	2.9	-2.3	R
	1.89×10^{-1}	340.4	10.8	N		2.23×10^{-1}	27.4	-20.9	R
	1.80×10^{-1}	188.8	27.0	N		2.85×10^{-1}	28.7	-25.7	R
	2.93×10^{-1}	154.1	-32.2	R		7.54×10^{-2}	39.2	-0.3	R
平均	4.24×10^{-1}	287.19 ± 93.94	80.96	N	平均	1.45×10^{-1}	24.50 ± 13.31	-12.66	R
8	2.00×10^{-1}	175.9	7.8	N	21	1.90×10^{-1}	172.8	-65.3	R
	1.65×10^{-1}	199.3	-32.5	R		4.73×10^{-1}	168.1	-52.9	R
	$4.72 \times 10^{-1}*$	28.6	15.7	N		8.27×10^{-2}	155.6	-18.3	R
	1.43×10^{-1}	269.3	58.0	N		1.43×10^{-1}	103.4	61.9	R
平均	1.68×10^{-1}	202.40 ± 41.57	12.97	N	平均	1.81×10^{-1}	152.55 ± 27.74	-52.50	R
9	1.35×10^0	255.9	-85.1	R	22	1.46×10^0	191.3	-59.5	R
	1.58×10^0	66.9	-83.0	R		2.14×10^0	170.5	-57.1	R
	8.10×10^{-1}	219.5	-33.9	R		1.21×10^0	170.6	-48.1	R
	1.64×10^0	143.1	-72.8	R		5.87×10^0	196.4	-65.4	R
平均	1.30×10^0	200.81 ± 78.49	-75.44	R	平均	2.17×10^0	180.50 ± 11.93	-58.07	R
10	2.50×10^{-1}	334.6	-31.4	R	23	5.52×10^{-1}	359.7	53.8	N
	2.57×10^{-1}	197.0	-28.9	R		7.13×10^{-1}	347.2	57.4	N
	1.92×10^{-1}	304.6	-64.8	R		6.00×10^{-1}	194.5	59.0	N
	6.02×10^{-1}	300.5	-61.2	R		5.46×10^{-2}	33.9	28.4	N
平均	2.93×10^{-1}	286.81 ± 52.09	-62.53	R	平均	3.37×10^{-1}	10.07 ± 89.49	65.35	N
12	2.44×10^0	136.8	-70.5	R	24	1.08×10^0	175.3	-10.6	R
	1.72×10^0	167.4	-75.3	R		4.06×10^{-1}	177.5	-12.0	R
	3.63×10^0	342.6	-81.8	R		7.04×10^{-1}	174.0	-5.6	R
	4.47×10^0	288.7	-52.1	R		4.56×10^{-1}	182.9	11.3	N
平均	2.87×10^0	245.03 ± 85.38	-84.19	R	平均	6.12×10^{-1}	177.41 ± 3.39	-4.27	R
13	2.36×10^{-1}	318.8	6.9	N	25	2.96×10^0	174.0	-34.6	R
	2.81×10^{-1}	265.0	43.0	N		2.38×10^0	180.1	-41.6	R
	1.75×10^{-1}	5.5	5.6	N		2.10×10^0	173.1	-36.2	R
	$2.53 \times 10^{-1}*$	107.8	10.6	N		2.07×10^0	176.1	-44.1	R
平均	2.26×10^{-1}	322.43 ± 41.53	23.05	N	平均	2.35×10^0	175.71 ± 2.70	-39.15	R

* 印のデータは平均値の計算から除外した。

岩石：灰白色の安山岩溶岩で柱状節理が発達する。斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物が見られ、斜長石斑晶の一部に虫喰い状の構造が見られるものがあるが有色鉱物は新鮮である。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示し、ガラスの一部は脱ガラス化を受けている。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(4) 紫蘇輝石普通輝石黒雲母デイサイト溶岩 (N121204)

産地：大分県日田郡前津江村川原南東 300 m 高塚山に向う沢

年代： 2.3 ± 0.5 Ma

岩石：灰白色の塊状デイサイト溶岩である。斑晶として斜長石・石英・黒雲母・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・不透明鉱物がみられる。黒雲母斑晶はオパサイト化し周縁を不透明鉱物で囲まれる。角閃石斑晶もオパサイト化し微粒の輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・ガラス・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帯磁を示す。

(5) 紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (N121205)

産地：大分県日田郡大山村下山東石川沿い道路ぎわ

年代： 2.9 ± 0.6 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩で、肉眼で 12 mm 大の斜長石斑晶、7 mm 大の角閃石斑晶が見られる。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶の一部はオパサイト化し微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。斜長石斑晶の一部に虫喰い状の構造が見られる。石基は斜長石・ガラス・シリカ鉱物・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。石基の一部にサニディン及びクリストバライトと思われる放射状の針状微結晶が見られるが、これらは堆積直後の高温の脱ガラス化により生じたと考えられる。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帯磁を示す。

(6) 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩 (N121206)

産地：大分県日田郡大山村東川内西方の道路ぎわ

年代： 3.2 ± 0.5 Ma

岩石：暗灰色緻密な安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含む。石基は細粒で斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。

(7) 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (Y121502)

産地：大分県日田郡大山村見晴橋北側入口付近道路ぎわ

年代： 2.4 ± 0.4 Ma

岩石：灰黒色緻密な安山岩溶岩で板状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに角閃石を含む。石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(8) 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (Y121503)

産地：大分県日田郡大山村蕨野橋北側入口付近道路ぎわ

年代： 2.4 ± 0.3 Ma

岩石：暗灰色緻密な安山岩溶岩で板状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(9) 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (Y121504)

産地：熊本県阿蘇郡小国町下筌ダム^{しもくつね}北東方 500 m 道路ぎわ

年代： 2.4 ± 0.3 Ma

岩石：灰色の安山岩溶岩で柱状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し、周縁を不透明鉱物に覆われているもの、及び微

細な輝石・斜長石・不透明鉱物に置換されているものがみられる。石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、インターラーバル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(10) 石英角閃石含有普通輝石紫蘇輝石黒雲母デイサイト溶岩 (Y121505)

産地：大分県日田郡中津江村祝川谷出会いの道路ぎわ

年代： 2.3 ± 0.2 Ma

岩石：灰白色のデイサイト溶岩で板状節理が発達する。斑晶として斜長石・黒雲母・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに角閃石・石英を含む。黒雲母斑晶はオパサイト化し周縁を不透明鉱物で覆われ、角閃石斑晶もオパサイト化し微細な輝石・斜長石・不透明鉱物に置換されている。石基は斜長石・輝石・シリカ鉱物・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーバル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(11) 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (Y121506)

産地：大分県日田郡中津江村間地北方 300 m の道路ぎわ

年代： 4.7 ± 0.7 Ma

岩石：黒色緻密な安山岩溶岩で板状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーバル組織を示す。変質は受けていない。

(12) 黒雲母角閃石デイサイト溶岩 (N122101)

産地：大分県日田郡中津江村宮田東方 300 m の丘陵斜面

年代： 2.1 ± 0.2 Ma

岩石：灰白色のデイサイト溶岩であり肉眼で流理構造が認められる。斑晶として斜長石・角閃石・黒雲母・不透明鉱物を含む。角閃石及び黒雲母の一部はオパサイト化している。石基はガラス・不透明鉱物・その他から成り、ガラスの一部に脱ガラス化が見られ微細な鉱物が認められる。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(13) 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (N122102)

産地：大分県日田郡前津江村曾家東方 700 m の道路ぎわ

年代： 1.8 ± 0.3 Ma

岩石：暗灰色の安山岩溶岩で板状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーバル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(14) 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (N122103)

産地：大分県日田郡前津江村営牧場北方 500 m の糸駄ヶ岳に向う道路ぎわ

年代： 3.4 ± 0.2 Ma

岩石：灰色粗粒の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーバル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位はややばらつきを示すが、大局的に見て逆帶磁を示す。

(15) 石英黒雲母含有紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (N122104)

産地：大分県日田郡中津江村渡神岳東側山腹 1,040 m 地点

年代： 3.0 ± 0.3 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩で肉眼で 7 mm 大の斜長石斑晶、4 mm 大の角閃石斑晶が見られる。斑晶として斜長石・角閃石・斜方輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母・石英が見られる。角閃石斑晶はオパサイト化し微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されているものが認められる。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロビリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(16) 黒雲母石英含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (N122105)

产地：大分県日田郡前津江村石建峠北方 400 m 道路ぎわ

年代： 2.7 ± 0.2 Ma

岩石：灰白色の安山岩溶岩で板状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英・黒雲母を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(18) 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (A122501)

产地：大分県日田郡中津江村下切東方 500 m の道路ぎわ

年代： 4.2 ± 0.7 Ma

岩石：黒色緻密な安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれにオパサイト化した角閃石を含む。輝石斑晶の一部は変質を受け緑泥石・炭酸塩鉱物等に置換されている。斜長石斑晶の一部は割れ目沿いに変質が見られる。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ガラスは変質鉱物に置換されており殆ど残存しない。

(19) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1301)

产地：大分県宇佐郡安心院町大久保の道路ぎわ

年代： 4.8 ± 0.4 Ma

岩石：灰黄色の多孔質の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母を含む。角閃石斑晶の一部はオパサイト化している。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物、その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。ガラスの一部に軽微な変質が見られるが大部分のガラスは残存している。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(20) 黒雲母普通輝石含有紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1302)

产地：大分県宇佐市熊東方 500 m 道路ぎわ

年代： 5.3 ± 0.3 Ma

岩石：暗灰色緻密な安山岩溶岩で肉眼で 8 mm 大の斜長石斑晶が見られる。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに普通輝石・黒雲母を含む。角閃石斑晶はオパサイト化している。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。ガラスの一部に軽微な変質が見られるが大部分のガラスは残存している。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(21) 角閃石輝石安山岩溶岩 (D-K1303)

产地：大分県速見郡山香町定野尾西北方

年代： 4.9 ± 1.1 Ma

岩石：灰緑色の変質安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・輝石・角閃石・不透明鉱物を含み、いずれも変質を受け緑泥石・炭酸塩鉱物・シリカ鉱物などに置換されている。石基部分も同様の変質鉱物に置換されている。

(22) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1304)

产地：大分県宇佐郡院内町溝下西方 1.3 km の沢ぎわ

年代： 4.3 ± 0.4 Ma

岩石：灰白色の安山岩溶岩で柱状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されているものが認められる。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(23) 黒雲母石英普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1305)

产地：大分県宇佐郡院内町溝下西方 300 m の道路ぎわ

年代： 4.0 ± 0.3 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・石英・黒雲

母・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されているものが多い。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(2) 黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1401)

産地：大分県下毛郡本耶馬溪町洞鳴瀑布付近採石場

年代： 3.3 ± 0.3 Ma

岩石：灰白色の安山岩溶岩で柱状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(2) 黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1403)

産地：大分県宇佐市三光村中麻生の道路ぎわ

年代： 4.4 ± 0.4 Ma

岩石：暗緑灰色緻密な安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母が見られる。角閃石斑晶と黒雲母斑晶はオパサイト化している。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(2) 黒雲母石英含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1404)

産地：大分県下毛郡耶馬溪町鹿熊岳北東方 800 m 山移川沿いの道路ぎわ

年代： 4.0 ± 0.8 Ma

岩石：灰紫色塊状の安山岩溶岩で肉眼で 7 mm 大の斜長石、4 mm 大の角閃石が見られる。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英・黒雲母を含む。角閃石斑晶・黒雲母斑晶はオパサイト化している。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(2) 紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (D-K1613)

産地：大分県宇佐市三光村桜峠東方 300 m の道路ぎわ

年代： 5.3 ± 0.5 Ma

岩石：淡緑灰色の安山岩溶岩で板状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。斑晶・石基ともに変質を受け微細な二次鉱物が見られる。

(2) 黒雲母石英角閃石デイサイト溶岩 (D-K1617)

産地：大分県宇佐市三光村乙村北方 700 m の道路ぎわ

年代： 4.6 ± 0.4 Ma

岩石：灰緑色緻密なデイサイト溶岩で板状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・石英・黒雲母・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶・黒雲母斑晶はオパサイト化し、角閃石斑晶は微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。有色鉱物の一部及び石基は変質を受け、炭酸塩鉱物・セリサイト・緑泥石等が見られる。

(2) 黒雲母普通輝石角閃石安山岩溶岩 (A121203)

産地：大分県湯布院町水分峠南東方 700 m の道路ぎわ

年代： 1.9 ± 0.5 Ma

岩石：灰白色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・普通輝石・黒雲母・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。石基のガラスはシリカ鉱物に置換され殆ど残存しない。

(iv) 年代値の考察

測定試料の中で No. 17, No. 20, No. 26, No. 27, No. 28 以外の試料は変質を受けていないので、それぞれの放射年代値は溶岩の噴出年代を示すと考えられる。また上記の 5 試料は変質を受けているため、これらの放射年代値が溶岩の噴出年代を示すのか、噴出年代よりも若い年代を示すのか明らかではない。鎌田 (1985) は九州中北部の火山岩分布域の周縁部にあたる地域において、変質を受けていない火山岩の放射年代が外側ほど古く内側ほど新しい帶状分布を示すことを明らかにした。本報告で示した 28 試料の年代値のうち、変質を受けた 5 試料を除く 23 試料を加えた結果は鎌田 (1985) の帶状分布と調和的であり、後述するように (第 8 図) さらに明瞭な累帯構造を示す。この帶状分布の上に、今回の測定で得られた変質を受けた 5 試料の年代値をプロットした結果は、上記の帶状分布と全て調和的な値を示し、変質試料の年代値がかけ離れて新しい年代を示すということはない。鎌田 (1985) の主張したように、九州中北部周縁地域で見られる火山岩の放射年代の帶状分布は、火山構造性陥没地の形成に伴う現象であり、火山岩の噴出年代の帶状配列を忠実に反映したものと考えられる。従って今回の測定結果は、変質試料が変質を受けていない試料と比較して、放射年代の若がえりを殆ど示さなかったことを表わしている。この現象の説明としては、(1) 溶岩の噴出後、変質を受けるまでの時間が、噴出から現在までの時間に比べて十分短かったこと (例えば変質作用が溶岩の噴出直後の熱水活動により起きた場合等)、(2) 変質が溶岩中に含まれている全ての Radiogenic ^{40}Ar の散逸を起こすようなものでなかったこと、の 2 つの可能性が考えられる。

(B) 九州中北部の中心地域に分布する火山岩

九州中北部の中心地域に分布する火山岩からは、26 試料の K-Ar 年代測定及び自然残留磁化方位測定を行った。これらの火山岩の層序区分は、筆者の地質調査結果及び空中写真判読結果に基づいて行い、火山体ごとの噴出年代を求めた。

(i) K-Ar 年代測定

K-Ar 年代測定は岡山理科大学に依頼し、全岩試料及び分離した角閃石・黒雲母等の有色鉱物の混合物の 2 種類の試料に対して測定を行った。上記の種別は第 3 表に示す。

全岩試料の測定は岩石試料粉碎後-48 メッシュ～+80 メッシュにふるい分けし Ar の抽出・精製を行った。Ar 同位体比の測定法は長尾ほか (1984) に示されている。また K の定量は炎光分光分析法を用いた。K 及び Ar の測定は各試料について 2 回ずつ行った。各々の Radiogenic ^{40}Ar の値から、K の平均値を用いて測定値ごとに年代値を算出し、これらを平均して 1 つの年代値を得た。年代値に伴う誤差は第 3 表の ER_i の大きい方をとり 1σ で示す。誤差の計算には K 定量の誤差 (2%), ^{38}Ar スパイク検定の誤差 (1%), $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比測定に伴う誤差 (0.16–0.44%), $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比測定に伴う誤差 (0.14–1.11%) とした。年代算出に用いた定数は前出の定数 (STEIGER and JÄGER, 1977) と同一である。

(ii) 自然残留磁化方位測定

岩石試料の自然残留磁化方位測定は、リングコア型フラックスゲート回転磁力計を用いて行い、(A)-(ii) で行った方法と同一である。測定の前には第 4 表の No. 47-3, No. 52-1, No. 42-3, No. 37-3 の 4 試料に対して多段階交流消磁実験を行い、その結果全試料に対して 25 mT の交流消磁をかけた後測定を行った。各試料の磁化の強さ、偏角、伏角、帶磁方向を第 4 表に示す。

(iii) 測定試料の岩石学的記載

K-Ar 年代測定及び自然残留磁化方位測定を行った試料の採取地点、層序名、年代値、筆者の肉眼及び顕微鏡観察による特徴を記す。地質層序は筆者の地質調査結果及び空中写真判読結果に基づいており、大規模深部地熱発電所環境保全実証調査 (地質構造及び火山岩熱源調査) 報告書とは異なる。

29 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (K-27, M-17)

産地：大分県九重町下畑部落西側沢上流へ 1.0 km

層序：柴やかた峠溶岩 (新称；後述)

年代： 0.54 ± 0.03 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩で板状節理がよく発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに角閃石を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成

第3表 九州中北部の中心地域に分布する火山岩の K-Ar 年代測定結果
WR : 全岩試料の年代測定 MS : 鉱物分離試料の年代測定

Table 3. Results of the K-Ar age determinations of the volcanic rocks
distributed in the middle area of the central-north Kyushu.
WR: whole rock sample MS: mineral-separation sample

No.	層序	手法	$^{40}\text{Ar rad}$ (10^{-8}STP cc/g)	K (%)	Rad ^{40}Ar (%)	Ti (Ma)	ERi (Ma)	aver T (Ma)	aver ER (Ma)	帶磁 方向	変質	備考
29	柴やかた峠溶岩	WR	4.09 ± 0.21 4.31 ± 0.24	2.01	17.5 17.3	0.52 0.55	0.03 0.03	0.54	0.03	N	—	K-27 M-17
30	"	WR	5.07 ± 0.13 5.45 ± 0.11	2.18	37.6 38.9	0.60 0.65	0.02 0.02	0.62	0.02	N	—	K-24 M-15
31	"	WR	5.34 ± 0.13 5.49 ± 0.15	2.225	30.0 31.2	0.62 0.64	0.02 0.02	0.63	0.02	—	—	K-19
32	"	WR	3.81 ± 0.11 3.66 ± 0.11	1.46	27.2 30.1	0.67 0.65	0.02 0.02	0.66	0.02	N	—	K-28 M-18
33	"	WR	4.54 ± 0.18 4.85 ± 0.15	1.82	22.2 27.8	0.64 0.69	0.03 0.03	0.67	0.03	N	—	K-21 M-13
34	"	WR	5.00 ± 0.08 5.12 ± 0.10	1.93	46.6 42.5	0.67 0.68	0.02 0.02	0.68	0.02	—	—	K-20
35	"	WR	4.97 ± 0.26 5.26 ± 0.35	1.945	17.2 13.3	0.66 0.70	0.04 0.05	0.68	0.05	—	—	K-25
36	小倉岳溶岩	WR	5.96 ± 0.15 6.19 ± 0.14	2.845	30.0 36.5	0.54 0.56	0.02 0.02	0.55	0.02	—	—	K-29
37	中イタ溶岩	WR	2.62 ± 0.08 2.60 ± 0.11	1.465	27.6 24.2	0.46 0.46	0.02 0.02	0.46	0.02	R	—	K-30 M-19
38	"	MS	3.30 ± 0.17 3.13 ± 0.19	1.70	17.9 14.3	0.50 0.48	0.03 0.03	0.49	0.03	—	—	K-13
39	"	WR	3.33 ± 0.26 3.55 ± 0.21	1.75	11.9 14.9	0.49 0.52	0.04 0.03	0.51	0.04	—	—	K-31
40	"	WR	2.42 ± 0.11 2.51 ± 0.11	1.075	22.9 22.1	0.58 0.60	0.03 0.03	0.59	0.03	N	—	K-26 M-16
41	"	WR	3.09 ± 0.07 3.35 ± 0.10	1.30	31.0 31.0	0.61 0.66	0.02 0.02	0.64	0.02	N	—	K-32 M-20
42	涌蓋山溶岩	WR	2.38 ± 0.24 2.30 ± 0.23	1.35	14.9 13.8	0.46 0.44	0.05 0.05	0.45	0.05	N	—	K-14N M-9
43	"	WR	2.53 ± 0.20 2.28 ± 0.19	1.49	18.4 17.6	0.44 0.40	0.04 0.03	0.42	0.04	N	—	K-15N M-10
44	"	WR	1.90 ± 0.06 2.60 ± 0.07	1.42	27.6 32.7	0.34 0.47	0.01 0.02	0.41	0.02	—	—	K-22
45	花牟礼山溶岩	WR	2.87 ± 0.13 2.75 ± 0.14	1.31	29.5 27.1	0.56 0.54	0.03 0.03	0.55	0.03	—	—	K-4N
46	"	WR	2.94 ± 0.08 2.95 ± 0.10	1.195	30.0 28.2	0.63 0.63	0.02 0.02	0.63	0.02	N	—	K-3 M-3
47	朝日台溶岩	WR	2.86 ± 0.12 2.82 ± 0.13	1.925	32.5 31.0	0.38 0.38	0.02 0.02	0.38	0.02	N	—	K-1N M-1
48	"	MS	1.78 ± 0.09 2.01 ± 0.16	1.18	16.1 16.5	0.39 0.44	0.02 0.04	0.42	0.04	N	—	K-2 M-2
49	崩平山溶岩	WR	1.60 ± 0.38 1.78 ± 0.41	1.285	3.5 3.8	0.32 0.36	0.08 0.08	0.34	0.08	—	—	K-8
50	"	WR	1.81 ± 0.20 1.76 ± 0.15	1.29	16.4 18.0	0.36 0.35	0.04 0.03	0.36	0.04	N	—	K-6N M-5
51	"	MS	0.74 ± 0.53 1.36 ± 0.47	0.42	1.3 2.4	0.46 0.84	0.33 0.30	—	—	N	—	K-7 M-6
52	鹿伏岳溶岩	WR	1.66 ± 0.71 1.80 ± 0.69	1.645	3.6 4.1	0.26 0.28	0.11 0.11	0.27	0.11	N	—	K-10N M-7
53	"	WR	2.27 ± 0.37 2.26 ± 0.37	1.855	5.6 5.7	0.32 0.31	0.05 0.05	0.32	0.05	—	—	K-12
54	"	MS	2.42 ± 0.13 2.92 ± 0.12	2.09	17.9 18.6	0.30 0.36	0.02 0.02	0.33	0.02	N	—	K-11 M-8

第4表 九州中北部の中心地域に分布する火山岩の自然残留磁化方位測定結果
 Table 4 Results of the natural remanent magnetization of the volcanic rocks
 distributed in the middle area of the central-north Kyushu.

No.	層序	磁化の強さ (A/m)	偏角 (°)	伏角 (°)	帶磁方向	備考
29-1	柴やかた岬溶岩	3.54×10^0	324.4	-22.9	R	M-17
-2	"	1.32×10^0	351.4	-39.9	R	
-3	"	3.29×10^0	145.4	+46.4	N	
-4	"	1.34×10^0	245.1	+67.1	N	
29 平均	"	2.13	321.7 ± 97.2	+31.8	N	
30-1	柴やかた岬溶岩	5.32×10^{-1}	301.0	+64.7	N	M-15
-2	"	8.53×10^{-1}	281.8	+26.2	N	
-3	"	6.31×10^{-1}	190.6	+46.2	N	
-4	"	6.01×10^{-1}	1.9	+27.3	N	
30 平均	"	0.644	294.5 ± 62.3	+59.7	N	
32-1	柴やかた岬溶岩	4.12×10^{-1}	193.8	+12.0	N	M-18
-2	"	2.22×10^0	231.7	+65.3	N	
-3	"	1.95×10^0	14.4	+53.1	N	
-4	"	1.04×10^0	108.3	+72.9	N	
32 平均	"	1.17	190.5 ± 99.4	+75.7	N	
33-1	柴やかた岬溶岩	6.55×10^{-1}	18.1	+9.2	N	M-13
-2	"	3.36×10^{-1}	83.3	-29.3	R	
-3	"	1.30×10^0	185.8	+61.8	N	
-4	"	1.25×10^0	353.7	+48.5	N	
33 平均	"	0.774	40.6 ± 80.0	+38.8	N	
37-1	中イタ溶岩	3.26×10^{-1}	28.4	-11.4	R	M-19
-2	"	1.74×10^{-1}	355.7	-12.3	R	
-3	"	4.01×10^{-1}	23.6	+3.3	N	
-4	"	3.08×10^{-1}	320.0	+7.7	N	
37 平均	"	0.289	2.6 ± 27.2	-3.6	R	
40-1	中イタ溶岩	8.15×10^{-1}	159.9	+72.6	N	M-16
-2	"	5.04×10^{-1}	333.5	+52.5	N	
-3	"	1.06×10^0	170.3	+29.2	N	
-4	"	6.77×10^{-1}	213.3	+46.8	N	
40 平均	"	0.736	198.8 ± 71.9	+67.4	N	
41-1	中イタ溶岩	3.44×10^{-1}	30.5	+61.7	N	M-20
-2	"	3.07×10^{-1}	264.8	+47.6	N	
-3	"	2.50×10^{-1}	1.2	+68.6	N	
-4	"	2.07×10^{-1}	224.8	+66.5	N	
41 平均	"	0.272	301.4 ± 68.4	+76.61	N	
42-1	涌蓋山溶岩	2.40×10^0	346.9	+55.1	N	M-9
-2	"	3.14×10^0	348.0	+59.3	N	
-3	"	3.31×10^0	347.9	+48.1	N	
-4	"	2.34×10^0	342.1	+58.2	N	
42 平均	"	2.77	346.3 ± 2.4	+55.2	N	
43-1	涌蓋山溶岩	2.35×10^0	2.5	+65.8	N	M-10
-2	"	1.88×10^0	345.9	+64.9	N	
-3	"	2.07×10^0	349.3	+54.4	N	
-4	"	2.59×10^0	345.4	+63.5	N	
43 平均	"	2.77	350.5 ± 6.9	+62.3	N	

第4表 (つづき)

No.	層序	磁化の強さ (A/m)	偏角 (°)	伏角 (°)	帶磁方向	備考
46	花串礼山溶岩	1.12×10^0	344.2	+ 5.5	N	M-3
	"	9.09×10^{-1}	27.6	+14.4	N	
	"	9.33×10^{-1}	339.1	+47.1	N	
	"	1.13×10^0	14.4	+26.6	N	
	平均	"	1.02	2.7 ± 20.3	+24.7	N
47	朝日台溶岩	1.18×10^0	82.3	+28.4	N	M-1
	"	5.74×10^{-1}	343.3	+20.5	N	
	"	1.12×10^0	130.0	+39.9	N	
	"	1.78×10^0	110.2	+11.2	N	
	平均	"	1.33	106.7 ± 19.6	+27.8	N
48	朝日台溶岩	1.27×10^{-1}	198.9	+77.0	N	M-2
	"	9.66×10^{-2}	12.1	+62.2	N	
	"	4.54×10^{-2}	62.7	+10.5	N	
	"	1.00×10^{-1}	30.9	+51.8	N	
	平均	"	0.107	23.9 ± 101.3	+72.3	N
50	崩平山溶岩	4.06×10^{-1}	59.0	+ 0.4	N	M-5
	"	6.55×10^{-1}	53.1	+23.7	N	
	"	4.86×10^{-1}	351.8	+63.6	N	
	"	5.35×10^{-1}	4.7	+32.9	N	
	平均	"	0.513	34.3 ± 30.2	+33.1	N
51	崩平山溶岩	5.04×10^0	13.3	+34.1	N	M-6
	"	1.47×10^0	65.4	+47.4	N	
	"	2.47×10^0	25.0	+21.3	N	
	"	3.21×10^0	333.7	+19.5	N	
	平均	"	2.77	15.7 ± 32.9	+34.6	N
52	鹿伏岳溶岩	9.41×10^{-1}	251.5	+52.5	N	M-7
	"	7.05×10^{-1}	125.6	+39.8	N	
	"	8.62×10^{-1}	345.4	+57.6	N	
	"	8.14×10^{-1}	11.2	+50.7	N	
	平均	"	0.826	4.0 ± 83.4	+80.7	N
54	鹿伏岳溶岩	2.76×10^0	5.9	+44.9	N	M-8
	"	2.02×10^0	351.7	+71.3	N	
	"	2.18×10^0	248.1	+53.0	N	
	"	1.75×10^0	177.2	+47.4	N	
	平均	"	2.15	283.7 ± 77.4	+80.8	N

* 印のデータは平均値の計算から除外した。

り、インターサーフル組織を示す。変質は受けていない、自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(30) 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (K-24, M-15)

産地：大分県九重町柄木部落東側 0.3 km

層序：柴やかた岬溶岩（新称；後述）

年代：0.62±0.02 Ma

岩石：灰色の安山岩溶岩で板状節理がよく発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに角閃石を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物、その他から成り、インターサーフル組織を示す。変質は受けていない、自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(31) 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (K-19)

産地：大分県九重町柴やかた岬北東 0.5 km

層序：柴やかた峠溶岩（新称；後述）

年代： 0.63 ± 0.02 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに角閃石を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示す。変質は受けていない。

⑬ かんらん石角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩（K-28, M-18）

産地：大分県九重町柴やかた峠西側 0.5 m

層序：柴やかた峠溶岩（新称；後述）

年代： 0.66 ± 0.02 Ma

岩石：灰緑色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに角閃石・かんらん石を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

⑭ かんらん石含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩（K-21, M-13）

産地：大分県九重町天ヶ谷貯水池北 ^{あまがや} 877 m 峰南側直下

層序：柴やかた峠溶岩（新称；後述）

年代： 0.67 ± 0.03 Ma

岩石：暗灰色の安山岩溶岩で流理構造が発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・不透明鉱物を含み、まれにかんらん石を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

⑮ かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩（K-20）

産地：大分県九重町天ヶ谷貯水池北 968.6 m 峰東側直下

層序：柴やかた峠溶岩（新称；後述）

年代： 0.68 ± 0.02 Ma

岩石：暗灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示す。変質は受けていない。

⑯ 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩（K-25）

産地：大分県九重町作草部落南 ^{さくそう} 0.6 km

層序：柴やかた峠溶岩（新称；後述）

年代： 0.68 ± 0.05 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチ組織を示す。変質は受けていない。

⑰ 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩（K-29）

産地：大分県九重町小倉岳山頂の南 0.5 km

層序：小倉岳溶岩（新称；後述）

年代： 0.55 ± 0.02 Ma

岩石：暗緑灰色塊状の安山岩溶岩であり板状節理が良く発達する。斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・不透明鉱物を含み、まれにジルコンを含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。石基のガラスは大部分残存しており、殆ど変質は受けていない。

⑲ 紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩（K-30, M-19）

産地：大分県九重町河内部落

層序：中イタ溶岩（松本, 1983の再定義）

年代 : 0.46±0.02 Ma

岩石 : 暗灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶の一部はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。殆ど変質は受けていない。自然残留磁化方位は逆帶磁を示す。

(38) 石英含有紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-13)

産地 : 大分県九重町小園玖珠川西岸

層序 : 中イタ溶岩 (松本, 1983の再定義)

年代 : 0.49±0.03 Ma

岩石 : 灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。変質は受けていない。

(39) 黒雲母含有紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-31)

産地 : 大分県九重町小園南の沢 0.6 km

層序 : 中イタ溶岩 (松本, 1983の再定義)

年代 : 0.51±0.04 Ma

岩石 : 灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。

(40) 普通輝石含有石英紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-26, M-16)

産地 : 大分県九重町田牧場東 0.8 km

層序 : 中イタ溶岩 (松本, 1983の再定義)

年代 : 0.59±0.03 Ma

岩石 : 暗灰色の安山岩溶岩で板状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・石英・不透明鉱物を含み、まれに普通輝石を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し周囲が不透明鉱物に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。全岩化学分析値は $\text{SiO}_2=60.32\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.05\%$, $\text{Na}_2\text{O}=3.98\%$ である。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(41) 黒雲母石英紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-32, M-20)

産地 : 大分県九重町作草 856 m 峰の北 0.5 km

層序 : 中イタ溶岩 (松本, 1983の再定義)

年代 : 0.64±0.02 Ma

岩石 : 灰白色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・石英・黒雲母・不透明鉱物を含む。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(42) 石英含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-14N, M-9)

産地 : 大分県九重町涌蓋山山頂の北西 0.4 km

層序 : 涌蓋山溶岩 (山崎・松本, 1967)

年代 : 0.45±0.05 Ma

岩石 : 赤褐色灰色の安山岩溶岩であり板状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーサーテル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(43) 石英含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-15N, M-10)

産地 : 大分県九重町涌蓋山山頂の西北西 0.3 km

層序：涌蓋山溶岩（山崎・松本，1967）

年代： 0.42 ± 0.04 Ma

岩石：暗赤灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチカル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(44) 石英含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩（K-22）

産地：大分県涌蓋山山頂の南東 0.9 km

層序：涌蓋山溶岩（山崎・松本，1967）

年代： 0.41 ± 0.02 Ma

岩石：灰白色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英を含む。角閃石斑晶はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロビリティック組織を示す。変質は受けていない。

(45) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩（K-4N）

産地：大分県庄内町飯田高原牧場阿蘇野川の分岐沢

層序：花牟礼山溶岩（小野，1963の再定義）

年代： 0.55 ± 0.03 Ma

岩石：灰白色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶の一部はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物に置換されている。石基は斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチカル組織を示す。変質は受けていない。

(46) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩（K-3, M-3）

産地：大分県庄内町飯田高原牧場阿蘇野川の分岐沢

層序：花牟礼山溶岩（小野，1963の再定義）

年代： 0.63 ± 0.02 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶の一部はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・不透明鉱物に置換されている。石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、インターラーチカル組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(47) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩（K-1N, M-1）

産地：大分県九重町笠ノ口養魚場の上流 60 m

層序：朝日台溶岩（松本，1983）

年代： 0.38 ± 0.02 Ma

岩石：灰白色塊状の安山岩溶岩であり柱状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含む。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(48) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩（K-2, M-2）

産地：大分県九重町笠ノ口温泉鳴子川上流 1 km

層序：朝日台溶岩（松本，1983）

年代： 0.42 ± 0.04 Ma

岩石：灰白色塊状の安山岩溶岩であり柱状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含む。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示し流理構造が見られる。変質は受けいない。自然残留磁化方位は正帶磁を示す。

(49) 石英かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-8)

産地：大分県九重町無田中北方山麓

層序：崩平山溶岩（松本，1983の再定義）

年代： 0.34 ± 0.08 Ma

岩石：灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれにかんらん石・石英を含む。角閃石斑晶の周縁はオパサイト化している。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。

(50) 石英黒雲母紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩 (K6N, M-5)

産地：大分県九重町崩平山山頂の東側尾根 0.5 km

層序：崩平山溶岩（松本，1983の再定義）

年代： 0.36 ± 0.04 Ma

岩石：灰白色の安山岩溶岩であり板状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・黒雲母・石英・不透明鉱物を含む。角閃石斑晶及び黒雲母斑晶の周縁はオパサイト化している。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(51) 石英含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩 (K-7, M-6)

産地：大分県九重町無田中東方山麓

層序：崩平山溶岩（松本，1983の再定義）

年代：2回の測定値の差が大きいため求められない。

岩石：灰黒色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英を含む。角閃石斑晶にはオパサイト化しているものが認められる。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(52) 石英含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩 (K-10N, M-7)

産地：大分県九重町鹿伏岳山頂南西 0.6 km

層序：鹿伏岳溶岩（松本，1983の再定義）

年代： 0.27 ± 0.11 Ma

岩石：淡紅灰色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに石英を含む。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(53) 石英黒雲母含有普通輝石角閃石安山岩溶岩 (K-12)

産地：大分県九重町桐木鹿伏岳林道 0.6 km

層序：鹿伏岳溶岩（松本，1983の再定義）

年代： 0.32 ± 0.05 Ma

岩石：灰白色塊状の安山岩溶岩である。斑晶として斜長石・角閃石・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母・石英を含む。角閃石斑晶には酸化角閃石が認められる。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成り、ハイアロオフィティック組織を示す。変質は受けていない。全岩化学分析結果は $\text{SiO}_2=65.02\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.15\%$, $\text{Na}_2\text{O}=3.90\%$ である。

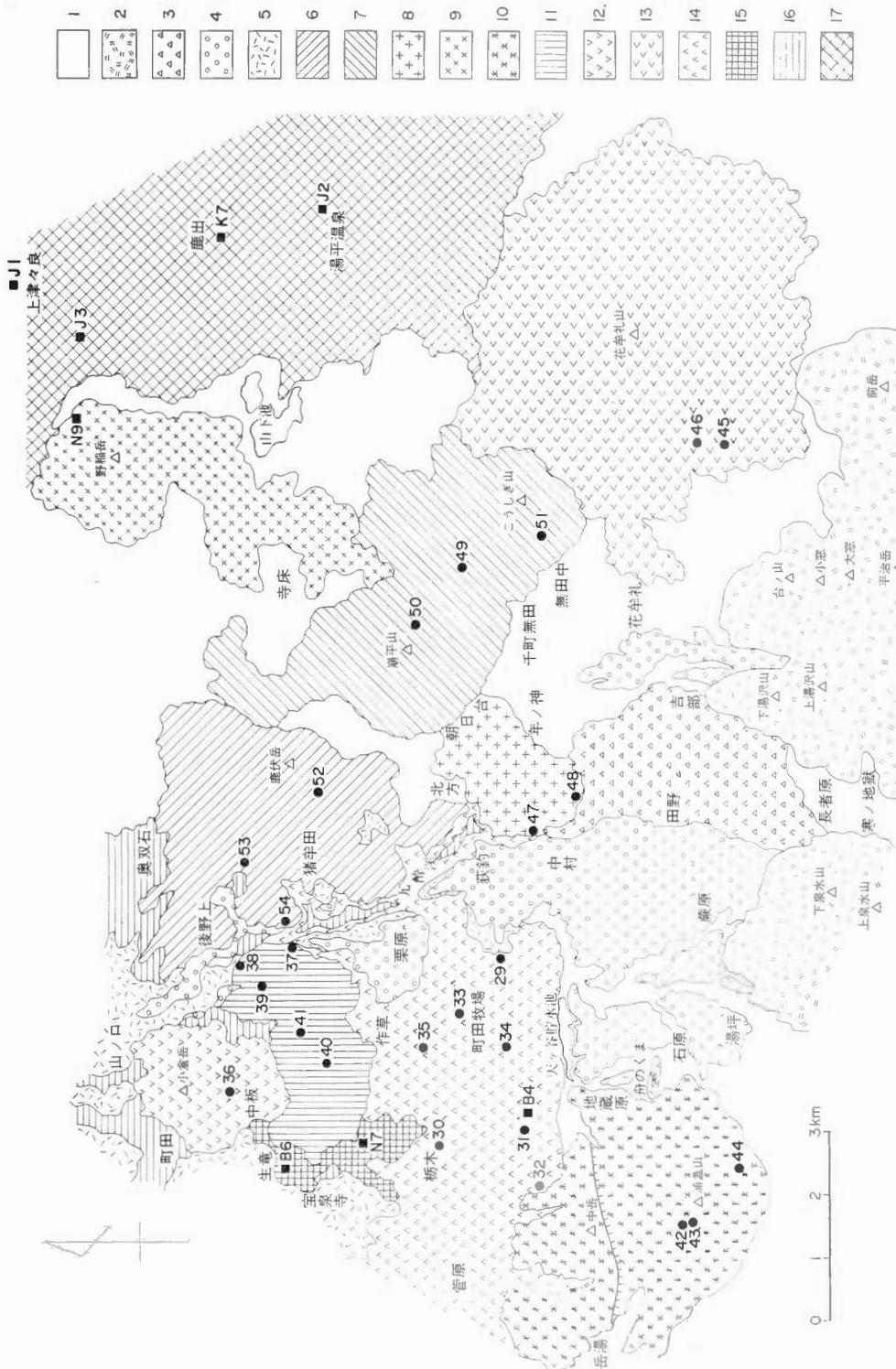
(54) 黒雲母含有普通輝石石英角閃石安山岩溶岩 (K-11, M-8)

産地：大分県九重町河内猪牟田ダムの東側 0.3 km

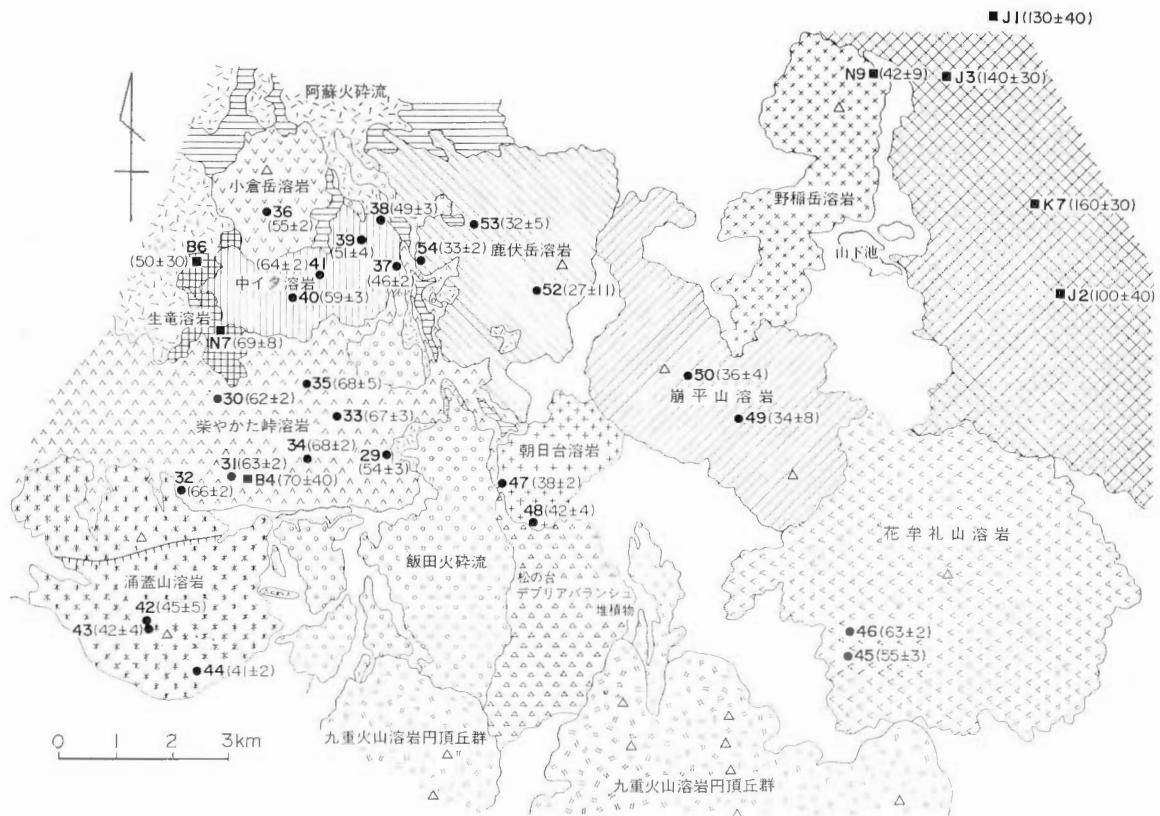
層序：鹿伏岳溶岩（松本，1983の再定義）

年代： 0.33 ± 0.02 Ma

岩石：灰色の安山岩溶岩であり板状節理が発達する。斑晶として斜長石・角閃石・石英・普通輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母を含む。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物・その他から成



九州中北部の中心地域(九重火山北縦)の地質図。数字はK-Ar年代測定試料採取位置を示す(第3表参照)。1 神祇層, 2 久重火山溶岩円頂丘群, 3 久重火山溶岩円頂丘群, 4 飯田火砕堆積物, 5 両俣火砕堆積物, 6 鹿伏岳溶岩, 7 勝平山溶岩, 8 朝日台溶岩, 9 野蒜岳溶岩, 10 滅蓋山溶岩, 11 中イタ溶岩, 12 小倉岳溶岩, 13 花串山溶岩, 14 柴やかた峰溶岩, 15 生毛溶岩, 16 稲森層群堆積岩層, 17 1 Maより古い火山岩層。
Fig. 3 Geologic map of the middle area (northern flank of Kuju Volcano) in the central-north Kyushu. Figures represent the sampling locations of the radiometric ages which are shown in Table 3. 1 alluvium, 2 Kuju lava domes, 3 Matsunodai debris avalanche deposit, 4 Handa pyroclastic flow deposit, 5 Aso pyroclastic flow deposits, 6 Kabushidake lava, 7 Kuonofira lava, 8 Asahidai lava, 9 Noinedate lava, 10 Waitasan lava, 11 Nakaita lava, 12 Oguradake lava, 13 Hanamure lava, 14 Shibayakata-touge lava, 15 Ikiryu lava, 16 sedimentary rocks of Kusu Group, 17 volcanic rocks older than 1 Ma.



第4図 九州中北部の中心地域（九重火山北縁）に分布する火山岩のK-Ar年代 カッコ中の数字はK-Ar年代と誤差を示す（単位：万年）。

Fig. 4 K-Ar ages of the volcanic rocks distributed in the middle area of central-north Kyushu. Figures in each parenthesis show the K-Ar ages and their errors in ten-thousand years.

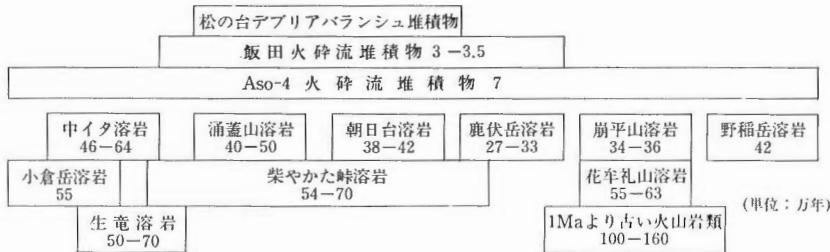
り、ハイアロビリティック組織を示す。変質は受けていない。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。全岩化学分析結果は $\text{SiO}_2=62.41\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.06\%$, $\text{Na}_2\text{O}=3.73\%$ である。自然残留磁化方位は正帯磁を示す。

(iv) 火山岩の地質層序と噴出年代

筆者の地質調査及び空中写真判読結果に基づく九重火山北麓周辺の地質図と、K-Ar年代測定試料採取地点を第3図に示し、K-Ar年代値を第4図に示す。以下では各火山体ごとに地質層序の記載と噴出年代の考察を行う。

(1) 生竜溶岩

九州中北部中心地域に露出するデイサイト溶岩である。松本ほか（1973）は大分県玖珠郡九重町生竜付近に分布する黒雲母デイサイト溶岩を、生竜溶岩（玖珠層群中部層）と呼んだ。生竜溶岩は柴やかた岬溶岩・小倉岳溶岩・中イタ溶岩・阿蘇火砕流堆積物に覆われ、玖珠層群の珪藻土質シルト岩層を覆う。生竜溶岩の放射年代としては、林ほか（1981）によるフィッショントラック年代（ 0.91 ± 0.23 Ma）、鎌田・村岡（1982）によるK-Ar年代（ 0.5 ± 0.3 Ma）、宇都・須藤（1985）によるK-Ar年代（ 0.69 ± 0.08 Ma）が報告されている。また、生竜溶岩を覆う柴やかた岬溶岩からは $0.54\sim0.70$ Ma、小倉岳溶岩からは 0.55 Ma、中イタ溶岩からは $0.46\sim0.64$ Ma の年代値が得られ（本報告、後述）、生竜溶岩の下位の玖珠層群町田溶岩（黒雲母流紋岩溶岩）からは K-Ar 年代（ 0.7 ± 0.3 Ma）が報告されている（鎌田・村岡、1982）。上記の試料はいずれも変質を受けていないので、生竜溶岩の噴出年代



第5図 九州中北部の中心地域に分布する火山岩の層序と推定噴出年代（単位 万年）

Fig. 5 Stratigraphic sequence and estimated eruption age of the volcanic rocks distributed in the middle area of central-north Kyushu.

K-Ar age represents in ten-thousand years.

は 0.5-0.7 Ma 付近であると考えられる（第5図）。

(2) 柴やかた峠溶岩（新称）

柴やかた峠北方、町田牧場、栄木周辺に分布する紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩を、柴やかた峠溶岩と呼称する。柴やかた峠溶岩は、松本（1983）により豊肥火山岩類上部層とされているもの一部を含む。柴やかた峠溶岩は生竜溶岩を覆い、中イタ溶岩、朝日台溶岩、鹿伏岳溶岩、阿蘇火碎流堆積物、飯田火碎流堆積物に覆われる。鎌田・村岡（1982）は、柴やかた峠北東に分布する柴やかた峠溶岩のK-Ar年代（ 0.7 ± 0.4 Ma）を報告した。今回の7個の年代測定結果（No. 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35）は 0.6-0.7 Ma に年代値が集中し、いずれも正帯磁を示し、鎌田・村岡（1982）の結果と調和的である。年代測定を行った岩石試料は、いずれも変質を受けていないため噴出年代を示すと考えられる。従って柴やかた峠溶岩の噴出年代は 0.54-0.70 Ma と考えられる（第5図）。

(3) 小倉岳溶岩（新称）

大分県玖珠郡九重町田西方の小倉岳周辺に分布する角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩を、小倉岳溶岩と呼称する。小倉岳溶岩は、松本（1983）により豊肥火山岩類上部層及び中部層とされているもの一部を含む。小倉岳溶岩は玖珠層群堆積岩層・生竜溶岩を覆い、中イタ溶岩・阿蘇火碎流堆積物に覆われる。K-Ar年代測定の結果、小倉岳溶岩からは 0.55 ± 0.02 Ma が得られた。この年代値は放射起源 ^{40}Ar の量比の十分高い精度の良い結果であり、岩石試料は変質を受けていないため、小倉岳溶岩の噴出年代は 0.55 Ma 前後と考えられる（第5図）。

(4) 中イタ溶岩

大分県玖珠郡九重町作草の北、生竜の東に分布する紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩を、中イタ溶岩と呼称する。中イタ溶岩は、松本（1983）により中イタ溶岩、中イタ頂上溶岩、中イタ寄生火山溶岩とされたものの一部を含む。中イタ溶岩は生竜溶岩、柴やかた峠溶岩、小倉岳溶岩を覆い、阿蘇火碎流堆積物・飯田火碎流堆積物に覆われる。中イタ溶岩からは 0.46 ± 0.64 Ma の年代値が得られた（No. 37, 38, 39, 40, 41）。岩石試料は殆ど変質を受けていないため、これらは噴出年代を示すと考えられる。従って中イタ溶岩の噴出年代は 0.46-0.64 Ma 付近と考えられる（第5図）。中イタ溶岩の自然残留磁化方位は正帯磁のもの (0.59 ± 0.03 Ma, 0.64 ± 0.02 Ma) と逆帯磁のもの (0.46 ± 0.02 Ma) が得られた。大分県九重町河内部落に分布する逆帯磁を示す溶岩（No. 37）は、CHAMPION *et al.* (1981) が明らかにした 0.46 ± 0.05 Ma の逆磁極期（Emperor event）に噴出した可能性が考えられる。

(5) 涌蓋山溶岩

大分県玖珠郡九重町及び熊本県阿蘇郡小国町の境界の涌蓋山及び中岳周辺に分布する角閃石安山岩溶岩を、涌蓋山溶岩と呼称する。涌蓋山溶岩は、山崎・松本（1967）の涌蓋山溶岩、太田ほか（1968）の涌蓋山頂丘溶岩、松本（1983）の涌蓋山溶岩及び中岳溶岩のそれぞれ一部を含む。涌蓋山溶岩は柴やかた峠溶岩を覆い、飯田火碎流堆積物に覆われる。松本（1983）は涌蓋山と中岳を別個の火山体としているが、両者を構成する岩石の差異がないこと、涌蓋山の北麓斜面の沢が中岳の北麓斜面の沢と良く連

続すること、中岳の南及び北斜面の露頭は涌蓋山を形成する溶岩のブロックを主体とするデブリアバランシュ堆積物 (SIEBERT, 1984; UI, 1983) であること、中岳を1個の火山体と考えるには地形が不自然であり、中岳の南斜面は急傾斜の断層崖で境されること等の事実からは、涌蓋山の北側火山麓が南おち東西系正断層で切られた結果、現在の中岳が形成されたと考えられる。涌蓋山溶岩のK-Ar年代は宇都・須藤(1985)により 0.57 ± 0.27 Maと報告された。今回の測定値のうちNo.44は2回の測定(0.34 Ma, 0.47 Ma)にやや開きが見られるが、No.42(0.45 ± 0.05)及びNo.43(0.42 ± 0.04 Ma)の結果から、涌蓋山溶岩の噴出年代は $0.4\text{--}0.5$ Maと考えられる(第5図)。涌蓋山溶岩の自然残留磁化方位(No.42, 43)は正帯磁を示す。

(6) 花牟礼山溶岩

大分県庄内町及び九重町に分布する普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩を、花牟礼山溶岩と呼称する。ここでは小野(1963)の花牟礼火山岩類を一括して花牟礼山溶岩とした。花牟礼山溶岩は崩平山溶岩に覆われる。年代測定を行った試料は、小野(1963)の花牟礼火山岩類頂上溶岩に相当する。K-Ar年代値は 0.55 ± 0.03 及び 0.63 ± 0.02 Maが得られ、自然残留磁化方位は正帯磁を示す。測定試料は変質を受けていないため、花牟礼山溶岩の噴出年代は $0.55\text{--}0.63$ Ma付近と考えられる(第5図)。

(7) 朝日台溶岩

大分県九重町千町無田西方に分布する普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩溶岩を、朝日台溶岩と呼称する。これは小野(1963)の千町無田角閃石安山岩類の一部を含み、松本(1983)により朝日台溶岩とされたものにはほぼ一致する。朝日台溶岩は柴やかた峠溶岩を覆い、飯田火碎流堆積物・松の台デブリアバランシュ堆積物に覆われる。地形判読の結果からは朝日台溶岩は崩平山溶岩に覆われる。K-Ar年代値は 0.38 ± 0.02 , 0.42 ± 0.04 Maが得られ、自然残留磁化方位は正帯磁を示す。測定試料は変質を受けていないため、朝日台溶岩の噴出年代は $0.38\text{--}0.42$ Ma付近と考えられる。

(8) 野稻岳溶岩

大分県湯布院町の野稻岳周辺に分布する輝石角閃石安山岩溶岩を、野稻岳溶岩と呼称する。宇都・須藤(1985)は野稻岳北東山腹の輝石角閃石安山岩溶岩からK-Ar年代値 0.42 ± 0.09 Maを報告した。測定試料は変質を受けていないことから、野稻岳溶岩の噴出年代は 0.42 Ma前後と考えられる。

(9) 崩平山溶岩

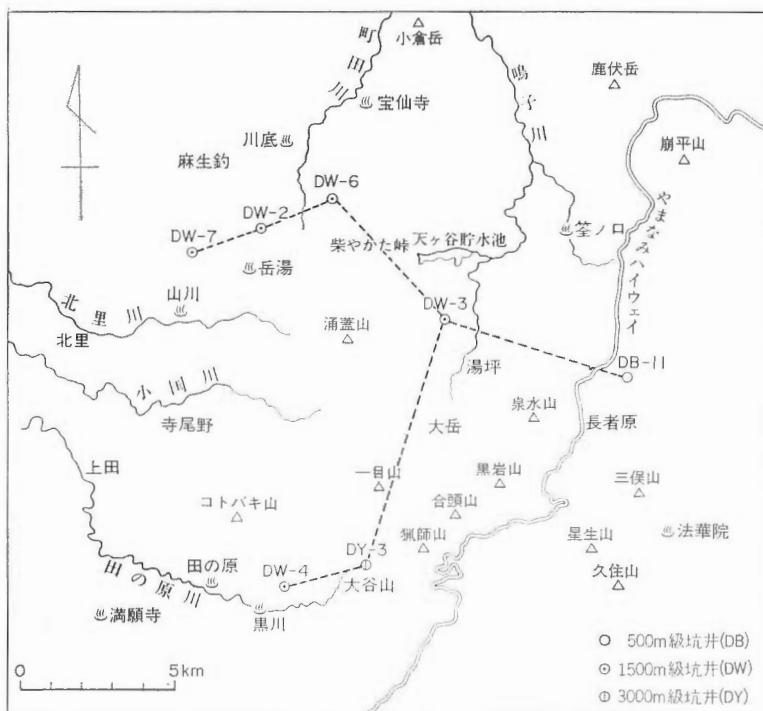
大分県九重町崩平山周辺及び花牟礼山北西に分布する紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩を、崩平山溶岩と呼称する。これは小野(1963)の千町無田角閃石安山岩類の一部、及び松本(1983)の崩平山溶岩・崩平山外輪溶岩のそれ一部を含む。崩平山溶岩は花牟礼山溶岩を覆う。また地形判読の結果からは、崩平山溶岩は朝日台溶岩を覆う。K-Ar年代は 0.34 ± 0.08 Ma (No.49)と 0.36 ± 0.04 Ma (No.50)が得られた。No.51の試料からは2回測定の年代値の差及び誤差の大きい結果(0.46 ± 0.33 Ma, 0.84 ± 0.30 Ma)が得られたため、平均年代値を求めるこを差し控えた。崩平山溶岩の自然残留磁化方位は正帯磁を示す。測定試料はいずれも変質を受けていないため、崩平山溶岩の噴出年代は $0.34\text{--}0.36$ Ma付近と考えられる。

(10) 鹿伏岳溶岩

大分県九重町鹿伏岳の周辺及び鳴子川の東岸に分布する角閃石安山岩溶岩を、鹿伏岳溶岩と呼称する。これは松本(1983)の鹿伏岳溶岩・鹿伏岳頂上溶岩・奥双石溶岩のそれぞれ一部を含む。鹿伏岳溶岩は玖珠層群堆積岩層・柴やかた峠溶岩を覆い、阿蘇火碎流堆積物・飯田火碎流堆積物に覆われる。K-Ar年代は 0.27 ± 0.11 , 0.32 ± 0.05 , 0.33 ± 0.02 Maが得られ自然残留磁化方位は正帯磁を示す。測定試料は変質を受けていないため、鹿伏岳溶岩の噴出年代は $0.27\text{--}0.33$ Ma付近と考えられる。

(11) 阿蘇火碎流堆積物

本地域に分布する阿蘇火碎流堆積物は、殆どAso-4火碎流堆積物であり平坦な火碎流台地を形成する。Aso-4火碎流堆積物は小野(1965)及び小野ほか(1977)により、阿蘇カルデラから噴出した最後の大規模火碎流であることが明らかにされ、九重火山溶岩円頂丘群を除き本地域に分布する全ての溶岩を覆い、飯田火碎流堆積物に覆われる。Aso-4火碎流堆積物は、角閃石斑晶を含む発泡の良い白色一灰



第6図 九重火山北西麓の坑井位置図
Fig. 6 Location map of drill holes on the north-western flank of Kuju Volcano.

色の軽石を本質物質とする軽石流堆積物である。MACHIDA and ARAI (1983) は Aso-4 火碎流の年代を 7 万年前後とした。

(12) 飯田火碎流堆積物

飯田火碎流堆積物は九重火山の北・西・南麓に分布し、九重火山から噴出した火碎流の中では最も新しい。これは小野 (1963) により飯田軽石流と最初に呼称されたものに相当し、小野 (1963) の鳴子川軽石流及び飯田軽石流、松本 (1983) の飯田火碎流のそれぞれ一部を含み、鎌田・三村 (1981) の飯田火碎流と同一である。飯田火碎流堆積物は Aso-4 火碎流堆積物 (小野ほか, 1977) を覆い、松の台デブリアバランシュ堆積物と九重火山溶岩円頂丘群に覆われる。飯田火碎流堆積物は角閃石を含むディサイト質軽石を本質物質とする軽石流堆積物であり分布面積 60 km^2 、体積約 2 km^3 である。また飯田火碎流の噴出源は九重火山溶岩円頂丘群の中で、星生山・三俣山・久住山の周辺である (KAMATA and MIMURA, 1983)。飯田火碎流の年代として炭化木片の ^{14}C 年代 $> 32,300 \text{ y. B. P.}$ (松本ほか, 1970) が得られており、また降下火碎物の層序から町田 (1980) は約 3-3.5 万年と推定した。

(13) 松の台デブリアバランシュ堆積物 (新称)

大分県九重町泉水山の北東、三俣山の北、湯沢山の北東に分布し、発泡の悪い溶岩岩塊を含み流れ山地形を形成する堆積物を、松の台デブリアバランシュ堆積物と呼称する。これは太田ほか (1968) の松の台凝灰角礫岩層とされたものに相当する。松の台デブリアバランシュ堆積物は朝日台溶岩、飯田火碎流堆積物を覆い、九重火山溶岩円頂丘群 (三俣山溶岩、泉水山溶岩)、アカホヤ火山灰に覆われる。岩相は単一の岩石種により構成され、発泡の悪い角閃石安山岩溶岩の巨大岩塊と同質の細粒基地物質とから成る。いくつかの露頭では基地物質が高温酸化を示す赤かっ色を呈する。また堆積物の表面には流れ山地形が認められ、流れ山の中心には 5 m に及ぶ巨大岩塊を含む場合が多い。これは然別火山熱雲堆積物中の流れ山の場合 (安藤・山岸, 1975) と同様に、マグマの噴出に伴い溶岩円頂丘が破壊し高温の岩

第5表 九重火山北西麓の坑井コア火山岩の K-Ar 年代測定結果（1）

Table 5 Results of the K-Ar age determinations of the volcanic rocks of the drill core (1).

No.	坑井名； 深度 (地表下)	岩 石	^{40}Ar rad/ ^{40}K	K (%)	Rad ^{40}Ar (%)	T (Ma)	変 質
55	DW-2; 401.8m	bi hb and lava	0.000076	2.03	6.06	1.3	-
56	DW-2; 500.0m	bi hb and lava	0.000122	1.55	9.63	2.1	-
57	DW-3; 622.5m	hb bg px and lava	0.000076	1.87	3.74	1.3	-
58	DW-3; 905.0m	px and lava	0.000188	1.78	9.87	3.2	-
59	DW-3; 1,050.0m	px and lava	0.000213	1.69	14.83	3.6	-
60	DW-4; 850.0m	px and lava	0.000052	1.99	4.88	0.9	-
61	DW-4; 925.0m	px and lava	0.000226	1.66	8.16	3.8	-
62	DW-4; 1,000.0m	px and lava	0.000233	1.58	18.52	4.0	±
63	DB-11; 451.5m	px and lava	0.000127	1.71	12.62	2.1	-

第6表 九重火山北西麓の坑井コア火山岩の K-Ar 年代測定結果（2）

Table 6 Results of the K-Ar age determinations of the volcanic rocks of the drill core (2).

No.	坑井名； 深度 (地表下)	岩 石	^{40}Ar rad (10^{-7}cc STP/g)	K (%)	Rad ^{40}Ar (%)	Ti (Ma)	EKi (Ma)	aver T (Ma)	aver ER (Ma)	変 質
64	DW-6; 462.0m	bi hb and lava	0.6547 0.8691	3.12 31.89	34.39 0.72	0.54 0.04	0.03	0.63	0.04	-
65	DW-6; 902.7m	hb bg aug and lava	0.4259 0.3483	2.42 7.41	9.16 0.37	0.45 0.11	0.10	0.41	0.11	-
66	DW-6; 1,494.0m	hyb aug and lava	1.393 1.290	1.43 11.33	7.09 2.33	2.51 0.42	0.75	2.42	0.75	-
67	DW-7; 1,487.5m	px and volc breccia	0.7227 0.6715	2.30 25.08	19.62 0.75	0.81 0.06	0.08	0.78	0.08	±
68	DW-7; 1,640.5m	hb px and dyke	1.403 1.247	1.87 8.25	17.19 1.72	1.93 0.44	0.22	1.83	0.44	
69	DW-7; 1,787.5m	px hb and dyke	3.114 1.879	2.89 9.41	8.20 1.68	2.77 0.37	0.71	2.23	0.71	+

屑流により形成された、本質物質の発泡の悪い火碎流堆積物（熱雲堆積物；荒牧, 1957）である可能性が考えられる。しかし堆積物中の岩塊の自然残留磁化方位結果を得ていないため、ここではデブリアバランシュ堆積物（SIEBERT, 1984）としておく。堆積物の分布が泉水山を中心とする扇形を示すこと、泉水山から遠ざかるにつれて流れ山の直径と高さが減少し、巨大岩塊に対する基地物質の量比が増大することは堆積物の供給源が上泉水山・下泉水山の位置にあったことを示す（第3図）。しかし現在この位置には馬蹄形カルデラは認められない。上泉水山・下泉水山の溶岩円頂丘を構成する泉水山溶岩は、松の台デブリアバランシュ堆積物を覆うため、噴出源は現在の泉水山溶岩に埋積されたと考えられる。

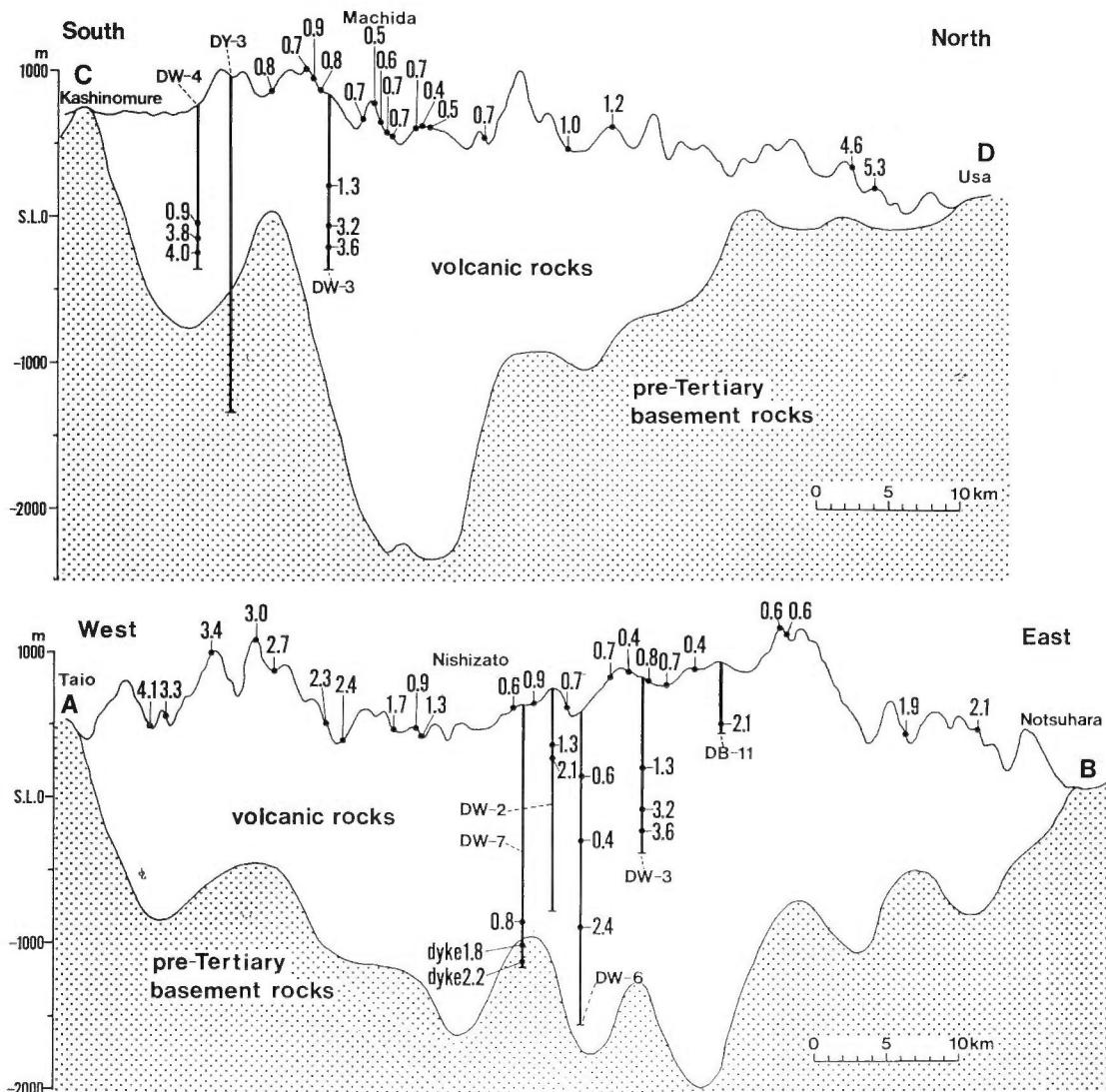
(c) 坑井コア火山岩の K-Ar 年代

九重火山北西麓で掘削された坑井コアにみられる火山岩の K-Ar 年代測定を行った。坑井は 500 m 級 (DB), 1,500 m 級 (DW), 3,000 m 級 (DY) の 3 種類からなる。各坑井の位置を第6図に示す。DW-2, 3, 4 坑井及び DB-11 坑井の年代測定は東北大学理学部岩鉱教室に依頼し、DW-6, 7 坑井の年代測定は三菱金属(株)中央研究所に依頼した。以下には各々の年代測定方法を述べる。

(i) DW-2, 3, 4 坑井及び DB-11 坑井

K-Ar 年代測定は全岩試料について行った。岩石試料を -80 メッシュから +100 メッシュに整粒し、K の定量は Perkin-Elmer 303 型原子吸光分光光度計を使用し、Ar の測定は同位体稀釈法により日立製作所製 RMU-5 G 型質量分析計を用いて行った。年代測定方法は植田（1969）に記載されている。第5表に K-Ar 年代測定結果を示す。

(ii) DW-6, 7 坑井



第7図 九州中北部の先第三紀基盤岩深度断面図 A-B:東西断面図 C-D:南北断面図 各断面の測線は第9図に示す。数字は地表の火山岩と坑井コアの火山岩の放射年代を示す(単位 Ma)。

Fig. 7 Profile of the pre-Tertiary basement rocks in the central-north Kyushu.
A-B: east-west profile. C-D: north-south profile. Figures show the radiometric ages (Ma) of the volcanic rocks on the ground surface and that of the drill core. Profile lines of A-B and C-D are shown in Fig. 9.

K-Ar 年代測定は全岩試料について各々 2 回行った。岩石試料は -48 メッシュから +80 メッシュに整粒し、K の定量はジャーレルアッシュ社製 AA-845 型原子吸光光度計を用いて行い、Ar の定量は同位体稀釣法により V.G. アイソトープ社製マイクロマス 1200 を用いて行った。年代値に伴う誤差は COX and DALRYMPLE (1967) の式から算出し 1σ で示した。この計算は K 定量の誤差 (2 %), ^{38}Ar スパイク検定の誤差 (2 %), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 比測定に伴う誤差 (1 %), $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比測定に伴う誤差 (2 %) を代入し行った。第6表に K-Ar 年代測定結果を示す。また第7図には第5表及び第6表の年代値を坑井断面図上に示す。

第7表 九州中北部に分布する火山岩の既存の放射年代値

年代測定試料採取位置は第2図に示す KA: K-Ar 法, FT: フィッショントラック法

hyp 紫蘇輝石, aug 普通輝石, opx 斜方輝石, cpx 単斜輝石, px 輝石, ol かんらん石, hb 角閃石, bi 黒雲母, qz 石英, cum カミングトン閃石, and 安山岩, dac デイサイト, rhy 流紋岩, pf 火碎流, wt 溶結凝灰岩, bg 含有

Table 7 Previous radiometric age data of the volcanic rocks distributed in the central-north Kyushu.

Sample locations are shown in Fig. 2. KA: K-Ar age, FT: Fission track age

hyp: hypersthene, aug: augite, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, px: pyroxene, ol: olivine, hb: hornblende, bi: biotite, qz: quartz, cum: cummingtonite, and: andesite, dac: dacite, rhy: rhyolite, pf: pyroclastic flow, wt: welded tuff, bg: bearing.

	年代 (Ma)	岩石	手法	文献
A 1	4.8 ± 0.4	hyp bg bi hb and lava	KA	鎌田・村岡 (1984)
A 2	5.1 ± 0.4	hyp bg bi hb and lava	KA	"
A 3	2.4 ± 0.5	hyp aug and lava	KA	"
B 1	0.7 ± 0.3	hb bi rhy lava	KA	鎌田・村岡 (1982)
B 2	0.8 ± 0.3	bi hb rhy lava	KA	"
B 3	0.9 ± 0.4	aug hyp and lava	KA	"
B 4	0.7 ± 0.4	hb bg hyp aug and lava	KA	"
B 5	0.5 ± 0.3	bi hb dac lava	KA	"
B 6	0.5 ± 0.3	hb bi dac lava	KA	"
B 7	0.7 ± 0.3	bi hb rhy lava	KA	"
C 1	2.8 ± 0.3	aug hyp hb and lava	KA	鎌田 (1985)
C 2	2.7 ± 0.3	bi bg aug hyp and lava	KA	"
C 3	2.6 ± 0.3	aug hyp hb and lava	KA	"
C 4	2.6 ± 0.2	bi qz bg aug hyp hb and lava	KA	"
C 5	2.6 ± 0.3	bi bg aug hyp hb and lava	KA	"
C 6	2.5 ± 0.2	aug hyp hb and lava	KA	"
C 7	1.7 ± 0.3	ol bg hb hyp aug and lava	KA	"
C 8	1.3 ± 0.2	qz ol bg hb hyp aug and lava	KA	"
C 9	0.9 ± 0.2	bi rhy lava	KA	"
C 10	0.8 ± 0.2	hyp aug and lava	KA	"
D	3.2 ± 0.2	opx and lava	KA	巽ほか (1980)
E 1	1.6 ± 0.5	px and lava	KA	大四ほか (1981)
E 2	3.1 ± 0.8	black and lava	KA	"
E 3	3.8 ± 0.6	opx hb and lava	KA	"
F 1	4.72 ± 0.46	px and lava	FT	渡辺ほか (1984)
F 2	4.68 ± 0.49	px and lava	FT	"
F 3	4.82 ± 0.95	px and tuff breccia	FT	"
G	2.85 ± 0.49	px hb and lava	FT	渡辺・林 (1983)
H	0.82 ± 0.18	px and lava	FT	渡辺ほか (1981)
I	2.2 ± 0.2	ol basalt lava	KA	小野・渡辺 (1983)
J 1	1.3 ± 0.4	hb ad lava	KA	高島 (1980)
J 2	1.0 ± 0.4	px hb and lava	KA	"
J 3	1.4 ± 0.3	px hb and lava	KA	"
K 1	0.9 ± 0.3	opx cpx hb and pf	KA	須藤 (1985)
K 2	0.7 ± 0.3	cpx opx hb and pf	KA	"
K 3	0.7 ± 0.3	hb cpx opx and lava	KA	"
K 4	0.7 ± 0.4	ol opx cpx and lava	KA	"
K 5	1.7 ± 0.7	opx cpx cum hb dac wt	KA	"
K 6	1.4 ± 0.2	cpx opx hb dac wt	KA	"
K 7	1.6 ± 0.3	cpx opx hb and pf	KA	"
K 8	2.1 ± 0.4	cpx opx and lava	KA	"
K 9	3.7 ± 0.2	opx hb and lava	KA	"
L	0.84 ± 0.03	px and lava	KA	兼岡・小嶋 (1970)

第7表 (つづき)

	年代 (Ma)	岩 石	手 法	文 献
M	0.41±0.50	bi rhy lava	KA, FT	KANEOKA and SUZUKI (1970)
N 1	3.14±0.24	qz bg bi cpx opx hb and lava	KA	宇都・須藤 (1985)
N 2	1.07±0.15	opx cpx hb and lava	KA	"
N 3	0.76±0.17	hb opx cpx wt	KA	"
N 4	1.16±0.13	opx bg bi rhy lava	KA	"
N 5	1.86±0.23	opx cpx and lava	KA	"
N 6	0.99±0.03	bi bg cpx opx hb dac wt	KA	"
N 7	0.69±0.08	qz bg hb bi dac lava	KA	"
N 8	0.63±0.05	hb bi dac lava	KA	"
N 9	0.42±0.09	px hb and lava	KA	"
N10	0.58±0.11	opx cpx hb and lava	KA	"
1~28		九州中北部の外縁地域	KA	本報告 (第1表)
29~54		九州中北部の中心地域	KA	本報告 (第3表)

3. 九州中北部の火山活動の時代と分布

第7表で示した火山岩の既存放射年代値と、本報告で示した地表火山岩試料54個のK-Ar年代結果とともに、第8図では0.5 Maごとに放射年代値をプロットし、駒沢(1982)のブーゲー重力異常、及び鎌田(1985)の鮮新統火山岩分布域を重ね合わせたものを示す。このように九州中北部の火山岩の放射年代値は、約5 Maを最古として内側ほど若くなる累帯構造を示し、かつこれらの形状は重力負異常の形状と調和的である。また年代値の累帯構造の中心は、九重火山北方町田南西の-30 mgalに達する重力負異常の中心と一致する。すなわち5 Ma-2 Maの間の年代値は箱型の-5 mgal等重力線の外側に分布するが、1 Maより新しい年代値は柱立・万年山・涌蓋山を含むほぼ円形の-15 mgal等重力線の内側に分布し、さらに0.5 Maより新しい年代値は町田周辺の-20 mgalの円形の等重力線の内側に分布する。このことは、5 Maから2 Maまでの火山活動は、箱型のグラーベン(volcano-tectonic depression; VTD)の形成と密接に伴っている(鎌田, 1985)のに対して、1 Ma以降の火山活動はグラーベンの中に含まれる円形の低重力地域内に限定されており、次第に火山活動の規模を縮小していったことを示す。九重火山北方猪牟田周辺の重力負異常の中心地域では、0.3 Maに至るまで最も長く火山活動が継続したと考えられる。その後の火山活動は、東西に伸長したグラーベンと斜交する、北東-南西方向の火山フロントに沿って阿蘇火山・九重火山・由布鶴見火山などの火山体を形成する。これらは第8図で0.1 Maより新しい火山体(すなわちAso-4火砕流堆積物より上位の火山体)として示した。

第9図には耶馬溪火砕流堆積物及び由布川火砕流堆積物の分布域を、火山岩の放射年代図と重ね合わせたものを示す。耶馬溪火砕流堆積物は、分布面積330 km²、体積23 km³の大規模火砕流堆積物であり(MATUMOTO, 1963)、角閃石紫蘇輝石斑晶を本質レンズに含む溶結凝灰岩である(石井ほか, 1956)。耶馬溪火砕流堆積物の分布域は、重力負異常の形状とよく一致し、-10 mgal等重力線の外側に同心円状に分布する。分布域の形状及び堆積物の層厚(古賀, 1981)からは、町田のやや西方の-20 mgal等重力線の内側に噴出源が求められる(第9図○印)。これまでに調査された耶馬溪火砕流堆積物の自然残留磁化方位は全て正帯磁を示し、逆帯磁の溶結凝灰岩に覆われる(曾屋龍典, 私信)。耶馬溪火砕流の放射年代は、第8表のようにフィッショングラフ年代とK-Ar年代にかなり差異が見られるが、宇都・須藤(1985)はK-Ar年代(0.99±0.03 Ma)を求め、耶馬溪火砕流がハラミヨイベント(0.90-0.97 Ma; MANKINEN and DALRYMPLE, 1979)に噴出したことを明らかにした。耶馬溪火砕流の分布が-15 mgal等重力線の内側で見られないことは、1 Ma以降に規模の縮小した火山活動が、耶馬溪火砕流の噴出源の近傍を覆ったためと考えられる。耶馬溪火砕流の推定噴出源が-20 mgal以上の重力負異常の中に求められることは、この重力負異常の一部は、耶馬溪火砕流の噴出した低密度

第8表 耶馬溪火碎流堆積物の放射年代
Table 8 Radiometric ages of Yabakei pyroclastic flow deposit.

年代 (Ma)	産 地	手 法	文 献
0.40	大分県天ヶ瀬町	FT	松本ほか (1977)
0.32±0.19	大分県玖珠町深耶馬溪	FT	玉生・糟谷 (1983)
1.3 ±0.2	大分県大山町木六	KA	須藤 (1985)
1.4 ±0.2	大分県玖珠町深耶馬溪	KA	須藤 (1985)
1.7 ±0.7	大分県天ヶ瀬町	KA	須藤 (1985)
0.99±0.03	大分県大山町木六	KA	宇都・須藤 (1985)

の火碎物により形成されたことを示唆する。第7図は坑井が先第三紀基盤岩に達した深度に基づいて、駒澤 (1983) の重力基盤深度 (密度差仮定 $\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$) を補正した断面図を示す。この断面図は町田付近の重力負異常地域において、先第三紀基盤岩がグラーベンの低部でさらに深くすりばち状に陥没した形状を呈することを示している。このことは重力負異常が東西に伸長したグラーベンの形成とは別の成因、すなわち大規模火碎流等を噴出した後の fall back 堆積物により形成されたと考えることができ、カルデラがグラーベン底に埋積されている可能性が考えられる。

第9図の由布川火碎流堆積物は、灰色の溶結凝灰岩であり黒雲母を本質レンズに含む (小野, 1963)。由布川火碎流は耶馬溪火碎流に覆われ (小野晃司, 私信), 2.4 Ma に噴出した輝石安山岩溶岩 (鎌田・村岡, 1984) を覆う。須藤 (1985) は由布川火碎流を覆う安山岩質火碎流の K-Ar 年代 ($1.6 \pm 0.3 \text{ Ma}$) を報告した。宇都・須藤 (1985) は由布川火碎流に覆われる溶岩の K-Ar 年代 ($1.86 \pm 0.23 \text{ Ma}$) を求め、由布川火碎流が 1.6-1.9 Ma 前後に噴出した可能性が高いことを述べた。由布川火碎流の分布は庄内付近の -30 mgal に及ぶ円形の重力負異常と重なっており (第9図)、耶馬溪火碎流の分布のように、中心部が 1 Ma より新しい火山岩に覆われるという事実は認められない。九州中北部のグラーベンには町田付近・庄内付近・別府湾の 3 つの大きな重力負異常地域が認められるが、庄内付近の重力負異常の中心部では、少なくとも 1 Ma より後には大規模な火山活動がなかったと考えられる。また別府湾を取り囲む -30 mgal に及ぶ重力負異常地域の周辺は殆ど火山岩を伴っておらず、庄内地域と同様に 1 Ma 以降の火山活動の中心ではなかったと考えられる。このように九州中北部の東西性グラーベンの中で 1 Ma 以降の火山活動が活発であった地域は、町田周辺の重力負異常地域に限定される。すなわち約 5 Ma に活動を開始し 2 Ma までグラーベンの全周囲に莫大な量の安山岩溶岩を噴出した VTD は、1.6-1.9 Ma 前後に由布岳の南東付近で由布川火碎流を噴出し、1 Ma 前後に町田の南西付近で耶馬溪火碎流を噴出したが、1 Ma 以降の火山活動は町田周辺の重力負異常地域に限定して起こり、重力負異常の中心部に向けて次第に火山活動の規模を縮小していったと考えられる。

九州中北部のグラーベンを横切る断面図 (第7図) に示されるように、先第三紀基盤岩は地表より 1,000-2,000 m 陥没しており、この中を全て火山岩類が埋積し、堆積岩の割合は非常に小さい。また坑井コア火山岩の K-Ar 年代値は下ほど古い値を示し、いずれも 4 Ma より新しい。グラーベンの中で先第三紀基盤岩を覆う最古の火山岩の可能性としては、大野火山岩類 (13-15 Ma; 柴田・小野, 1974; 畿ほか, 1980) 及び大崩山火成複合岩体 (14 Ma; 柴田, 1978) が考えられるが (鎌田, 1985), 第8図に示すようにこれらはグラーベン南縁よりさらに南に分布し、西縁や北縁には分布しないことから、グラーベン底に埋積されている可能性は薄いと考えられる。また 13 Ma から 6 Ma までの間の火山岩は今まで得られたデータでは九州中北部には認められていないため、この間の火山岩がグラーベン中に埋積されている可能性はないと考えられる。従って坑井コア火山岩の K-Ar 年代が、下ほど古い値を示しかつ 4 Ma より若い値を示すことは、グラーベンが約 5 Ma 以降に陥没を開始し、陥没とともに溶岩を主体とする大量の火山岩類を噴出し、これらが陥没部分を補填するように埋積したこと (鎌田, 1985) を支持する。

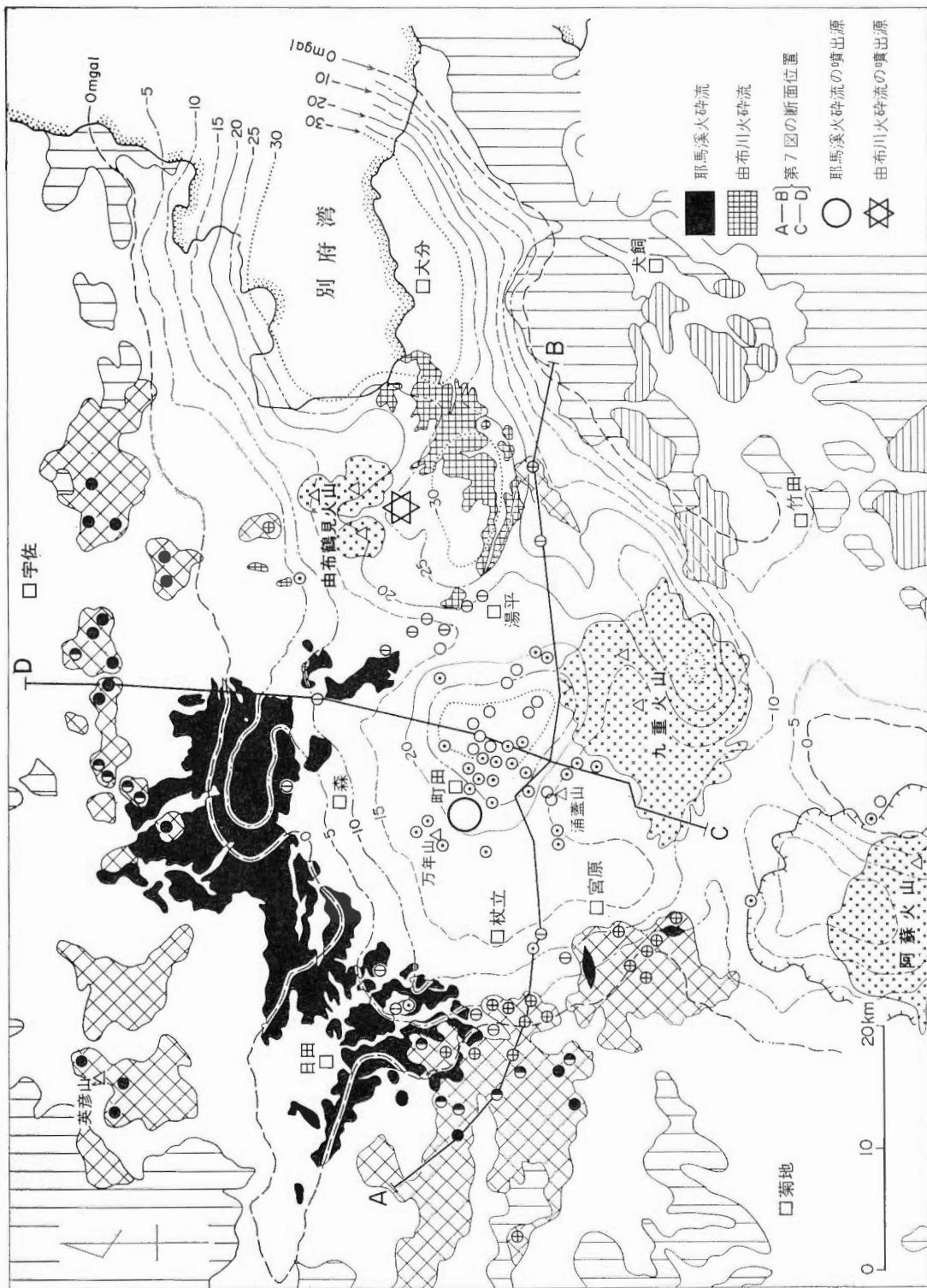


Fig. 9 Distributions and estimated vents of Yabakei and Yufugawa pyroclastic flow deposits superimposed on the Bouguer anomaly map (mgal).

謝 辞

地質調査所宇都浩三氏には九州中北部の火山活動に関して討論し原稿を読み不備を指摘して頂き、K-Ar 年代測定法及び放射年代値の取扱い方に関して御教示頂いた。地質調査所小野晃司、曾屋龍典、長谷紘和、小川克郎、鹿児島大学小林哲夫、神戸大学鎌田桂子の各博士は原稿を読み九州中北部の火山活動に関して討論して頂いた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

文 献

- 安藤重幸・山岸宏光(1975) 然別火山熱雲堆積物表面の流れ山。火山, 2集, vol. 20, p. 31-36.
- 荒牧重雄(1957) Pyroclastic flow の分類。火山, 2集, vol. 1, p. 47-57.
- CHAMPION, D. E., DALRYMPLE, G. B. and KUNTZ, M. A. (1981) Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at 0.46 ± 0.05 M. Y. in basalt lava flows from the Eastern Snake River Plain, Idaho. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 8, p. 1055-1058.
- Cox, A. and DALRYMPLE, G. B. (1967) Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of Potassium-Argon dating. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 72, p. 2603-2614.
- 大四雅弘・林 正雄・石橋 澄(1981) 大分県に分布するいわゆる“瀬戸内火山岩類”(演旨)。三鈴学会昭和56年度秋期連合学術講演会演旨, p. 100.
- 林 正雄・渡辺公一郎・山崎達雄(1981) 大分県玖珠層群中の酸性火山岩類のフィッショングラフ年代(演旨)。日本地質学会西日本支部会報, no. 72, p. 15.
- 石井清彦・谷田勝俊・青木謙一郎(1956) 耶馬溪 Welded tuff について(予報)。岩鉱, vol. 40, p. 131-136.
- 鎌田浩毅(1985) 熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出年代—九州中北部の火山活動の時代と分布—地質雑誌, vol. 91, p. 289-303.
- ・三村弘二(1981) インブリケイションから推定される九重火山飯田火碎流の流動方向。火山, 2集, vol. 26, p. 281-292.
- KAMATA, H. and MIMURA, K. (1983) Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 46, p. 277-282.
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類の K-Ar 年代, 地調月報, vol. 33, p. 561-567.
- ・———(1984) 大分県安心院の安山岩溶岩の K-Ar 年代。地質雑誌, vol. 90, p. 125-128.
- 兼岡一郎・小嶋 稔(1970) 日本の火山岩の放射性元素年代。火山, 2集, vol. 15, p. 10-21.
- KANEOKA, I. and SUZUKI, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 309-313.
- 笠間太郎(1953) 速見火山区の地質—新生代火山活動史を中心に—。地質雑誌, vol. 59, p. 161-172.
- 古賀修一郎(1981) 大分県日田市東部の耶馬溪火碎流堆積物の記載岩石学的研究。岩鉱, vol. 76, p. 353-361.
- 駒沢正夫(1982) 豊肥地域重力データの 3 次元解析。昭和56年度サンシャイン研究成果報告, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ, 総合解析予測モデルの研究, p. 255-263.
- (1983) 九州地域の重力基盤の計算について。昭和57年度サンシャイン研究成果報告, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ, 総合解析予測モデルの研究, p. 163-173.
- 町田 洋(1980) 岩戸遺跡のテフラ(火山灰)。「大分県岩戸遺跡」—大分県清川村岩戸における後期旧石器文化の研究, p. 443-453.
- MACHIDA, H., and ARAI, F. (1983) Extensive Ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, vol. 18, p. 151-164.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B. P., *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.

- 松本徳夫(1983) 九重火山群の火山地質学的研究. 山口大学理学部地鉱教室, 1-91 p.
- ・林 正雄・山崎達雄(1970) 九重火山飯田軽石流の ^{14}C 年代. 地球科学, vol. 24, p. 190-191.
- ・西村 進・田島俊彦(1977) 九州の新世代火成岩の fission-track 年代. 長崎大教養紀要, vol. 17, p. 63-75.
- ・坂田輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄(1973) 大分県九重火山北麓の火山地質. 九大生産研報告, no. 57, p. 1-15.
- MATUMOTO, T. (1963) Caldera volcanoes and pyroclastic flows of Kyushu. Bull. Volcanol. vol. 26, p. 401-413.
- 宮久三千年(1972) 20万分の1大分県地質図及び同説明書. 大分県, 1-141 p.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一(1984) K-Ar 法による年代測定. 岡山理大蒜山研研究報告, no. 9, p. 19-38.
- 小野晃司(1963) 5万分の1地質図幅「久住」及び同説明書. 地質調査所, 106 p.
- (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑誌, vol. 71, p. 541-553.
- ・松本徳夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 5万分の1地質図幅「竹田」及び同説明書. 地質調査所, 145 p.
- ・渡辺一徳(1983) 阿蘇カルデラ. 月刊地球, vol. 5, p. 73-82.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳の湯および大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 481-486.
- 柴田 賢(1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, vol. 29, p. 551-554.
- ・小野晃司(1974) 九州中部、大野火山岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 25, p. 663-666.
- SIEBERT, L. (1984) Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, vol. 22, p. 163-197.
- STEIGER, R. H. and JÄGER, E. (1977) Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- 須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p. 119-136.
- 高島 黙(1980) 地熱開発基礎調査変質帶調査報告「湯の平」, 地熱開発基礎調査報告書, no. 22 湯の平, その 1, p. 1-20.
- 玉生志郎・糟谷正雄(1983) 豊肥地熱地域のボーリング・コアのフィッショング・トラック年代(その 1). 地調月報, vol. 34, p. 455-469.
- TAMANYU, S. and LANPHERE, M. A. (1983) Volcanic and geothermal history at the Hachimantai geothermal field in Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 89, p. 501-510.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 濱戸内火山岩類の火山活動期および分布範囲について—濱戸内火山岩類の年代測定, その 5—. 火山, 2 集, vol. 25, p. 171-179.
- 植田良夫(1969) K-Ar 法地質年代測定における質量分析計の残留ガス. 質量分析, vol. 17, p. 510-513.
- UI, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits—identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, vol. 18, p. 135-150.
- 宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代. 地調報告, no. 264, p. 65-83.
- 渡辺公一郎・林 正雄(1983) 中部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッショング・トラック年代. 岩鉱, vol. 78, p. 65-69.
- ・———・石橋 澄(1981) 中部九州に分布する筑紫溶岩のフィッショング・トラック年代と岩石学的性質(演旨). 三鉱学会昭和56年度秋期学術講演会演旨, p. 102.
- ・———・松村秀喜・神田 哲(1984) 北部九州英彦山地域に分布する火山岩類のフィッシ

ミン・ト ラック年代(演旨). 地質学会第91年大会演旨, p. 159.

WILLIAMS, H. (1941) Calderas and their origin. *California Univ. Dept. Geol. Sci. Bull.*, vol. 25, no. 6, p. 239-346.

山崎達雄・松本健夫(1967) 九重火山大岳地熱帶および周辺の地質(第1報). 九大生産研報告, no. 44, p. 47-52.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代

宇都浩三・須藤 茂

豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代

宇都浩三*・須藤 茂**

K-Ar age determination of volcanic rocks from
the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan

By

Kozo UTO* and Shigeru SUTO**

Abstract : Seventeen volcanic rocks of Pliocene to Pleistocene ages from the Hohi geothermal area were dated by K-Ar method. Ages of about 0.4-3.1 Ma were obtained more precisely than before. Obtained age data are shown in connection with previous stratigraphic classification: "Kusu Group and its correlatives": 0.6-3.1 Ma, "Hohi volcanics and its correlatives": 0.8-2.0 Ma, "Bungo Volcanics": 0.4-1.1 Ma., "Early Younger Volcanics": 0.4-0.7 Ma. Above results suggest that previous classification on the basis of the lithologic similarities does not represent time-stratigraphic relations of the volcanic rocks in the Hohi geothermal area.

In order to evaluate previous K-Ar age data in the Hohi geothermal area, some volcanic rocks either from the same outcrops or from the same strata as those of the previous age data were analysed. Both sets of data are concordant when considering the analytical error, and previous K-Ar data were found to be reliable.

要 旨

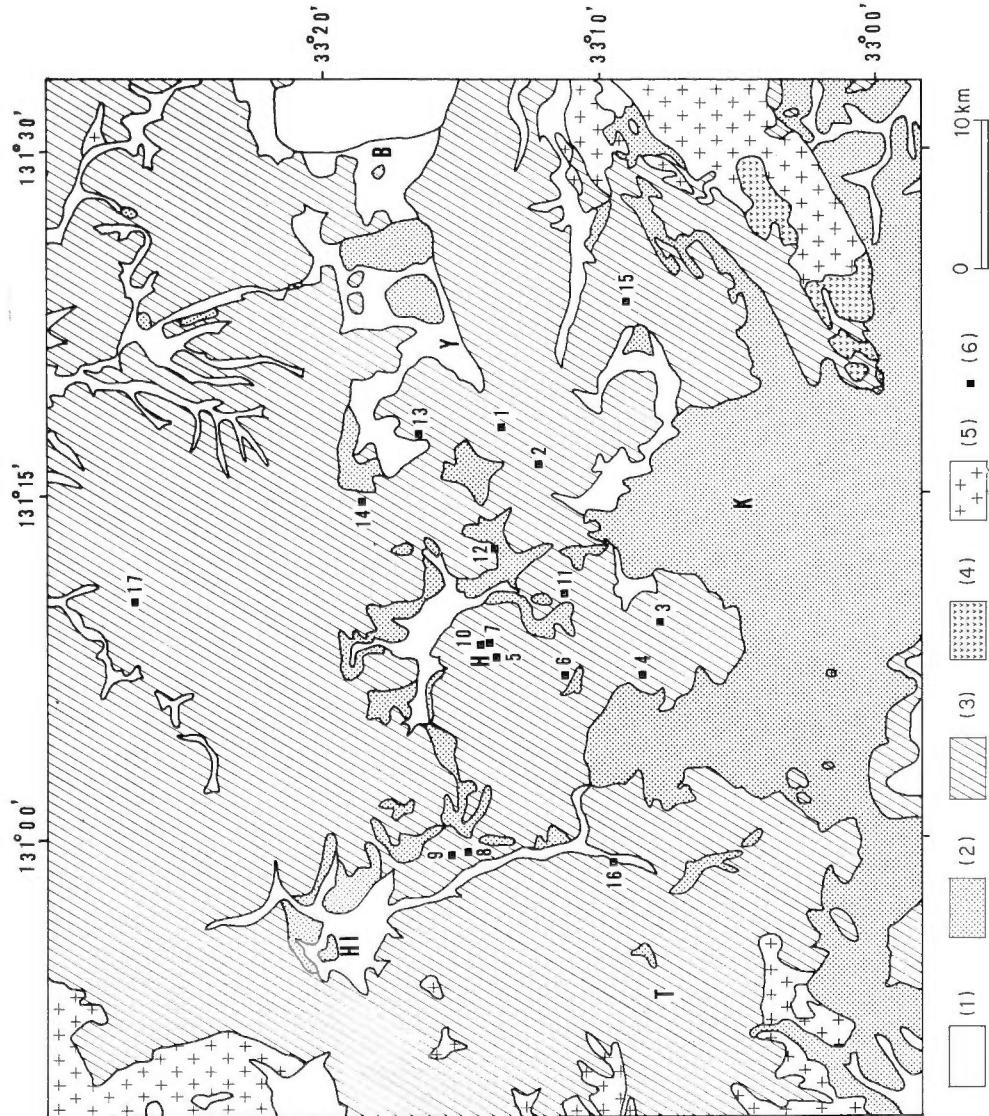
豊肥地熱地域の鮮新世-更新世火山岩17試料について K-Ar 年代測定を行った結果、約 0.4-3.1 Ma の間で、これまでより、精度の良い年代値を得ることができた。得られた年代値をこれまでの地層区分にあてはめると、以下のようになる、"玖珠層群及び相当層": 0.6-3.1 Ma, "豊肥火山岩類及び相当層": 0.8-2.0 Ma, "豊後火山岩類": 0.4-1.1 Ma, "新期火山岩類前期": 0.4-0.7 Ma. 以上の結果から、これまでの岩相の類似性に基づく層序分類は、豊肥地熱地域の火山層序を正しく示していないことがわかった。

豊肥地熱地域で、すでに公表された K-Ar 年代値を評価するために、いくつかの同一露頭、もしくは同一地層から得られた試料について年代測定を行った。その結果、今回の測定結果と既存年代値とは、誤差の範囲内で一致しており、これまでの K-Ar 年代値も十分信頼できるものであることが判明した。

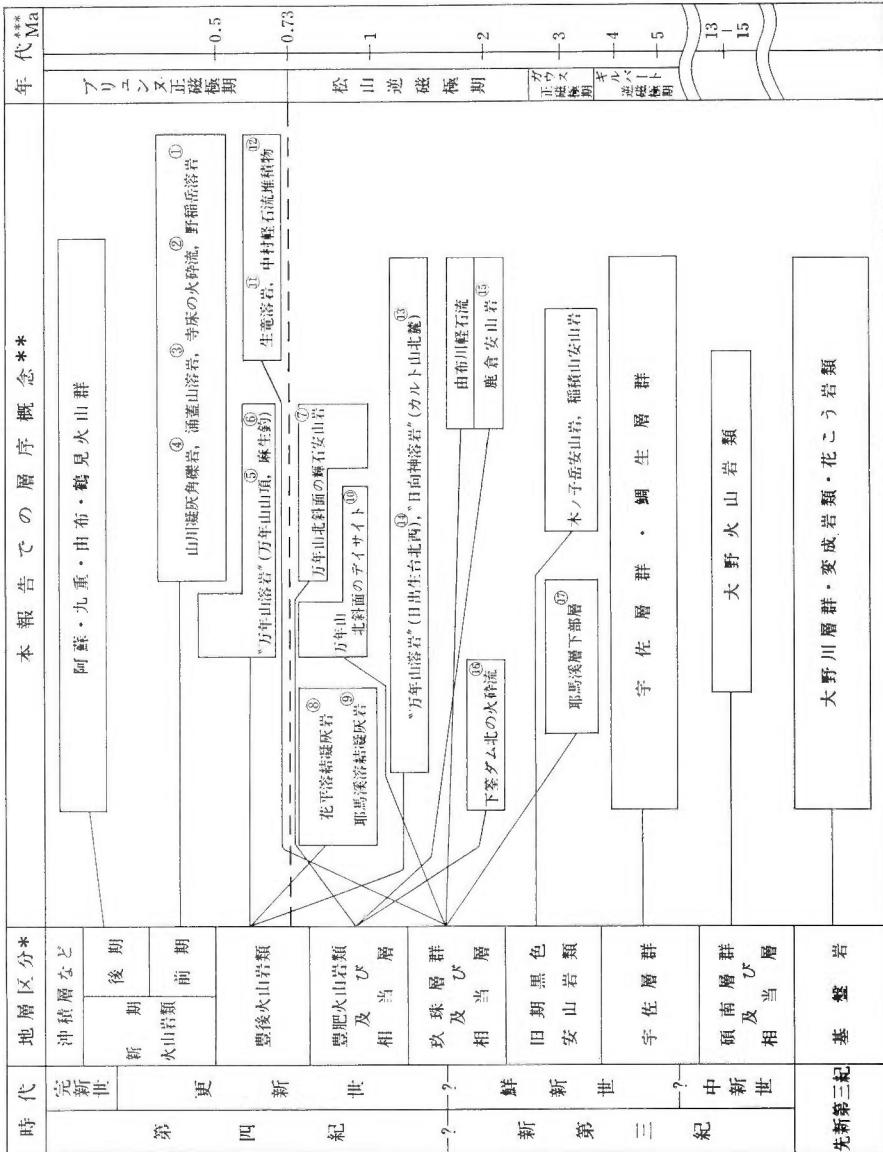
1. は じ め に

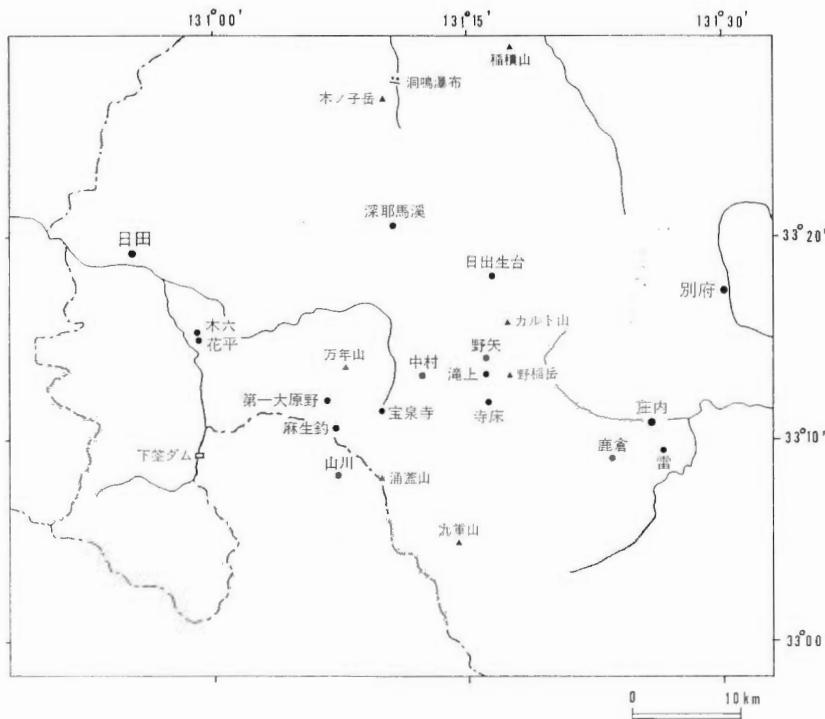
九州北東部の豊肥火山地域（第1図）には、中新世中期から更新世後期にかけての火山岩類が広く、厚く分布しており、日本有数の地熱地帯となっている。同地域の火山岩類は、多数の噴出口から、様々な岩相の溶岩及び火碎岩として噴出しており、少數の例外を除き個々の噴出物の分布範囲は狭い（須藤、

* 技術部 ** 地殻熱部 *** Geological Survey of Japan



第1図 豊肥地熱地域地質概略図 宮久(1971)及び豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)を一部変更し簡略化した。
 (1)冲積層など (2)阿蘇・九重・由布・鶴見火山群 (3)先阿蘇・九重火山岩類 (4)太野火山類 (5)先新第三紀高爐岩類 (6)K-Ar年代測定試料採取位置 HI: 日田, H: 万年山, Y: 渚布院, B: 別府, K: 九重山, T: 鰐生
 Fig. 1 Geological sketch map of the Hohi geothermal area. Modified and simplified after Miyahisa (1971) and Research group for the geological map of the Hohi Geothermal Area (1982).





第3図 地名位置図
Fig. 3 Locality map.

1985 a). このような火山地域の広域にわたる火山層序を確立するためには、放射年代測定が、しばしば有力な手段として用いられている (DUFFIELD *et al.*, 1980; DONNELLY-NOLAN *et al.*, 1981). 近年、豊肥地熱地域の地熱熱源賦存量の推定及び同地域の火山層序の再検討を行う目的で、火山岩類の放射年代測定が多数報告され始めた (TAMANYU, 1981; 渡辺ほか, 1981, 1983; 鎌田・村岡, 1982, 1984; 須藤, 1985 aなど). これらは、主にフィッショニ・トラック法とテレライン・アイソトープ社における K-Ar 年代測定結果に基づいている. しかし、これまで報告された K-Ar 年代値は、一般に誤差が大きく、同地域の火山層序を確立するに至っていない. フィッショニ・トラック法については、測定法が確立しているとはいえず、測定者ごとに手法が異なる状況にある. 豊肥地熱地域における火山層序の種々の問題点を解決し、同地域の火山活動の発達史を、詳細にするためには、精度が良く信頼性の高い放射年代値が必要である.

今回、上記の問題点を克服し豊肥火山地域の発達史をより明らかにすることを目的として、17個の火山岩試料を、地質調査所において K-Ar 年代測定を行った. また合せて、既存の放射年代値の評価も試みた. 以下に、その結果について報告する. なお、K-Ar 年代測定は宇都が、試料採取は須藤が、それぞれ担当した.

2. 地質概説

豊肥地熱地域の簡単な地質概略図を第1図に、地質層序概念を第2図に示す. また、本報告で用いられる地名は第3図に示す. 先新第三系基盤岩類は本調査域の東西南北の端にのみ分布し中央部には見られない. 地域中央部の多数の試錐から、地表下約 2,000 m に基盤岩が存在することが確かめられている (鎌田, 1984). 新第三系の最も古い火山岩類は、瀬戸内火山岩類に属するとされる (巽ほか, 1980)

大野火山岩類（小野，1963）であり地域南東部に分布する。そのK-Ar年代は、約13-15 Ma（柴田・小野，1974；巽ほか，1980）である。その後、豊肥地熱地域は、永らく火山活動が休止していたようで、5 Ma前後に活動を再開した。それらは、これまで中期中新世と考えられてきた宇佐層群（松本ほか，1973）の一部で、最近のK-Ar年代測定の結果、約3-5 Maに形成されたことが明らかにされた（鎌田・村岡，1984）。5 Ma以降、火山活動は、本地域のほぼ全域にわたり連続的に継続し、多様な岩相の溶岩及び火碎物が噴出した。

火山地形が明瞭で、約1 Ma以内に噴出したと考えられる火山岩の分布は、本地域の東西南北の隅に分布する先第三系基盤岩類より内側に限られ、負の重力異常と良く一致している（鎌田、投稿中）。

本地域の最も新しい火山活動は、由布・鶴見、九重、阿蘇の更新世末-全新世の各火山で起きており、北東-南西方向の配列を保っている。九重・阿蘇両火山起源の火碎流堆積物はこの地域全体（特に地形的低所）を覆っている。

3. 年代測定試料

今回、K-Ar年代測定を行った17個の火山岩の岩石名、採取地及び帶磁方位を第1表に示す。以下に、各試料の岩石記載、層位及び既存の年代測定値と古地磁気について述べる。試料番号は、第1図と第2図中のそれと同じである。

① 石英单斜輝石含有斜方輝石普通角閃石安山岩、溶岩（試料名：1931）

第1表 K-Ar年代測定試料
Table 1 Rock samples for K-Ar dating.

番号	試料名	岩 石	採 取 地	(東經)	(北緯)	帶磁* 方 向
1	1931	石英单斜輝石含有斜方輝石普通角閃石安山岩：溶岩	大分県湯布院町野稻岳	131°17'59"	33°13'36"	—
2	HM65	かんらん石含有单斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩：火碎流堆積物中の本質岩塊	大分県九重町寺床	131°16'14"	33°12'03"	正
3	1867	斜方輝石普通角閃石安山岩：溶岩	熊本県小国町涌蓋山	131°09'18"	33°07'54"	—
4	HM50	斜方輝石单斜輝石普通角閃石安山岩：火碎流？堆積物中の本質岩塊	熊本県小国町山川	131°07'07"	33°08'27"	?
5	1574	普通角閃石黒雲母流紋岩：溶岩	大分県玖珠町万年山	131°07'56"	33°13'39"	正
6	HM9B	普通角閃石黒雲母流紋岩：溶岩	大分県玖珠町麻生釣	131°07'01"	33°11'21"	正
7	HM12B	普通角閃石单斜輝石斜方輝石安山岩：溶岩	大分県玖珠町万年山北	131°08'32"	33°14'08"	逆
8	HM43	普通角閃石斜方輝石单斜輝石安山岩：溶結火碎流堆積物	大分県大山町花平	130°59'24"	33°14'58"	逆
9	1728	单斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト：溶結火碎流堆積物	大分県大山町木六	130°59'12"	33°15'17"	正
10	1576	斜方輝石カミングトン閃石含有普通角閃石黒雲母デイサイト：溶岩	大分県玖珠町万年山北	131°08'27"	33°14'20"	?
11	HM10A	石英含有普通角閃石黒雲母デイサイト：溶岩	大分県九重町宝泉寺	131°10'35"	33°11'05"	正
12	HM19A	カミングトン閃石含有单斜輝石斜方輝石黒雲母普通角閃石安山岩：火碎流堆積物中の本質岩塊	大分県九重町中村	131°22'39"	33°13'32"	正
13	HM46B	(かんらん石含有？)斜方輝石单斜輝石普通角閃石デイサイト：溶岩	大分県玖珠町カルト山北	131°17'41"	33°16'33"	逆
14	HM47A	斜方輝石含有黒雲母流紋岩：溶岩	大分県玖珠町日出生台北四	131°14'47"	33°18'38"	逆
15	1679	斜方輝石单斜輝石安山岩：溶岩	大分県庄内町鹿倉	131°23'32"	33°08'55"	逆
16	HM41C	石英含有斜方輝石单斜輝石普通角閃石安山岩：火碎流堆積物中の本質岩塊	大分県大山町下笠ダム北	130°59'03"	33°09'36"	逆
17	HM44A	石英含有黒雲母单斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩：火碎流堆積物中の本質岩塊	大分県本耶馬溪町木ノ子岳東山腹	131°10'20"	33°26'50"	?

*）須藤（投稿中）より引用 正：正帶磁、逆：逆帶磁、？：不明、—：未測定

*) Gited from Suto (in preparation) 正: Normal 逆: Reversed ?: Not unique —: Unknown

斑晶は、斜長石 ((3 mm>), 普通角閃石 (7 mm>), 斜方輝石 (1 mm>), 単斜輝石 (0.8 mm>), 不透明鉱物 (1 mm>) 及び石英 (0.8 mm>) からなる。石基は、斜長石、輝石、不透明鉱物及びガラスからなり、ハイアロピリチック組織を呈す。分析試料は、肉眼でも鏡下でも新鮮である。

本試料は野稻岳北東山麓から採取した。野稻岳は、独立した火山地形を作っており、ここでは野稻岳溶岩としておく。

② かんらん石含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩、火碎流堆積物中の本質岩塊（試料名：HM 65）

斑晶は、斜長石 (3.2 mm>), 普通角閃石 (4.5 mm>), 斜方輝石 (1.8 mm>), 単斜輝石 (0.5 mm>) 及びごく少量のかんらん石 (0.8 mm>) からなる。石基は、斜長石、輝石、不透明鉱物、シリカ鉱物及びガラスからなり、ハイアロピリチック組織を呈す。分析試料は、新鮮である。

本試料は、大分県九重町寺床の非固結火碎流堆積物中の本質岩塊である。九重町、野上川流域の寺床一滝上一野矢地区には、岩質の類似した火碎流堆積物が分布しているが、それらの供給源は不明である。滝上の試料について 0.7 ± 0.3 Ma, 本試料と同一岩塊について 0.5 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代値が得られており、いずれも正帯磁している（須藤, 1985 b）。

③ 斜方輝石普通角閃石安山岩、溶岩（試料名：1867）

斑晶は、斜長石 (4 mm>), 普通角閃石 (3 mm>), 斜方輝石 (1 mm>), 不透明鉱物 (0.7 mm>) 及び少量の石英 (0.7 mm>) からなる。石基は、斜長石、輝石、不透明鉱物、シリカ鉱物及びガラスからなり、ハイアロピリチック組織を呈す。分析試料は、風化変質をこうむっておらず新鮮である。

本試料は、涌蓋山南西山腹から採取したもので、太田ほか (1968) の涌蓋山円頂丘溶岩に属する。本試料と同一岩塊から得た別試料は、 0.8 ± 0.3 Ma, また、涌蓋山北西斜面から得た試料は、 0.4 ± 0.3 Ma のそれぞれ K-Ar 年代値が得られている（須藤, 1985 b）。

④ 斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩、火碎流堆積物中の本質岩塊？（試料名：HM50）

斑晶は、大型の斜長石 (10 mm>), 普通角閃石 (4 mm>) と小型の単斜輝石 (0.4 mm), 斜方輝石 (0.8 mm>) 及び不透明鉱物 (0.3 mm>) からなる。石基は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物、シリカ鉱物及びガラスからなり、ハイアロピリチック組織を呈す。分析試料は、空隙沿いにわずかに変質しているが、おおむね新鮮である。

熊本県小国町山川温泉の約 300m 西方から採取した（第1図）本試料は、太田ほか (1968) の山川凝灰角礫岩の一部に相当し、火碎流堆積物である可能性がある（須藤, 1985 a）。本試料採取地の東 1.5 km から得た同様な岩質の試料について、 0.9 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代値が得られている（須藤, 1985 a）。山川凝灰角礫岩の一部は、その分布と岩質から涌蓋山の噴火もしくは山体崩壊による堆積物であると考えられ、本試料もそのような堆積物から採取した。

⑤ 普通角閃石黒雲母流紋岩、溶岩（試料名：1574）

斑晶は、斜長石 (4 mm>), 黒雲母 (2 mm>), 普通角閃石 (1 mm>) 及び不透明鉱物 (0.5 mm>) からなる。石基は、細粒の脱ハリ生成物からなり、球顆が認められる。分析試料は、多少の風化変質をこうむっており、斑晶黒雲母は、へき開に沿って多少クロライト様鉱物に変っている。本試料は、万年山の山頂平坦面を形成する溶岩であり、万年山溶岩と称されている（松本, 1963）。溶岩流の原面であると考えられる山頂平坦面は、西北西-東南東に伸びており、周囲は急崖となっている。本溶岩は、正帯磁しており（須藤, 1985 a）， 0.7 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代が得られている（鎌田・村岡, 1982）。

⑥ 普通角閃石黒雲母流紋岩、溶岩（試料名：HM9B）

斑晶は、斜長石 (2 mm>), 黒雲母 (1.7 mm), 普通角閃石 (0.8 mm) 及び不透明鉱物 (0.4 mm>) からなる。石基は、縞模様をなすガラスと脱ハリ生成物からなり、最大径 1 mm の球顆がみられる。分析試料は、割れ目沿いにわずかに風化変質しているが、それ以外はおおむね新鮮である。

本試料は、万年山の南の第一大原野、麻生釣に広がる、万年山山頂との高度差約 200m の平坦面を形成する流紋岩溶岩である。豊肥地熱地域地質図（豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982）では、万年

山溶岩とされているが、前記⑤の万年山山頂の溶岩と同じ岩体か否かは不明である。本試料は、正帶磁しており（須藤、1985 a），本試料の北西約 2.5 km の流紋岩について 0.53 ± 0.06 Ma のフィッショング・トラック年代が得られている（磯・池田、1979）。

⑦ 普通角閃石单斜輝石安山岩、溶岩（試料名：HM12B）

斑晶は、大型の斜長石（4 mm >）と、いずれも 1 mm 以下の斜方輝石、单斜輝石、普通角閃石及び不透明鉱物からなる。石基は、斜長石、斜方輝石、单斜輝石、不透明鉱物及びシリカ鉱物からなり、ビロクタキシチック組織を呈す。分析試料は、空隙や割れ目沿いにわずかに変質しているが、おおむね新鮮である。

本試料は、万年山北東斜面の道路脇から採取したもので、万年山山頂の流紋岩溶岩の下位（松本ほか、1973）とされる 2 枚の安山岩溶岩のうちの下位のユニットに属する。この 2 枚の安山岩溶岩は、ともに逆帶磁している（須藤、1985 a, b）。上位のユニットの溶岩の K-Ar 年代は、 0.9 ± 0.4 Ma である（鎌田・村岡、1982）。

⑧ 普通角閃石斜方輝石单斜輝石安山岩、溶結火碎流堆積物（試料名：HM43）

斑晶は、斜長石（2 mm >）、单斜輝石（1 mm >）、斜方輝石（0.8 mm >）、普通角閃石（0.8 mm >）及び不透明鉱物からなり、ほかにモザイク状石英（1.7 mm）が認められる。基質は、よくつぶれたビトロクラスチック組織を呈し、ペーライト状割れ目が認められる。異質岩片として安山岩溶岩及び凝灰岩が、約 8 体積% 含まれる。

本試料は、大分県大山町花平より採取した。花平溶結凝灰岩（須藤、1985 a）の一部であり、逆帶磁している（須藤、1985 a）。後述するように、本質物質のみを、分析に十分な量取り出すことができなかつたので、今回は、なるべく異質岩片を取り除いた全岩試料について年代測定した。花平溶結凝灰岩は、後述の耶馬溪溶結凝灰岩の上に載る（曾屋龍典、私信）。本試料と同じ露頭から採取した別の試料の K-Ar 年代は、 0.9 ± 0.3 Ma（須藤、1985 a）である。

⑨ 单斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト、溶結火碎流堆積物（試料名：1728）

斑晶は、斜長石（25 mm >）、普通角閃石（2 mm >）、斜方輝石（2 mm >）、单斜輝石（0.5 mm >）及び不透明鉱物（0.8 mm >）である。基質は、よくつぶれたビトロクラスチック組織を呈し、0.5 mm 以下の球顆及びアキシオライトがみられるほか、気相晶出鉱物も認められる。岩石の一部は風化変質しているが、おおむね新鮮である。

本試料は、大分県大山町木六から採取した耶馬溪溶結凝灰岩で、前述⑧の花平溶結凝灰岩に覆われる（曾屋龍典、私信）。耶馬溪溶結凝灰岩は正帶磁している（須藤、1985 a）。本試料も花平溶結凝灰岩同様、できるだけ異質岩片を取り除いた全岩試料について年代測定した。本試料と同じ岩石試料について、 1.3 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代が得られている（須藤、1985 a）。また、他の場所の耶馬溪溶結凝灰岩の放射年代値として、日田市街南東 8 km の試料について 1.7 ± 0.7 Ma、深耶馬溪の試料について 1.4 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代（須藤、1985 a）と、 0.4 Ma（松本ほか、1977）と 0.38 ± 0.13 Ma（TAMANYU, 1981）のフィッショング・トラック年代がこれまで得られている。

⑩ 斜方輝石カミングトン閃石含有普通角閃石黒雲母デイサイト、溶岩（試料名：1576）

斑晶は、斜長石（3 mm >）、黒雲母（2 mm >）、普通角閃石（2 mm >）及び少量のカミングトン閃石（1 mm >）、斜方輝石（1 mm >）、石英（1.5 mm >）からなる。石基は、無色透明でペーライト状割れ目を持つガラスと、少量の径 1 mm 以下の球顆からなり、新鮮である。

本試料は万年山北斜面の道路脇から採取し、⑦の安山岩溶岩（HM12B）に覆われると考えられる。松本ほか（1973）の地質図では、本試料採取地付近は、豊肥火山岩類中部層に塗色されているが、彼らの豊肥火山岩類とは岩質が異なっている。鎌田・村岡（1982）は本溶岩を万年山溶岩と称したが、万年山山頂の溶岩とは岩質が異なり、地形的にも不連続であるので、ここではそれより下位の、いわゆる“玖珠層群”（松本ほか、1973）の一部としておく。本試料と同じ露頭から採取された別の試料について 0.8 ± 0.3 Ma（鎌田・村岡、1982）の K-Ar 年代が得られている。

⑪ 石英含有普通角閃石黒雲母デイサイト、溶岩（試料名：HM10A）

斑晶は、斜長石（3 mm>），黒雲母（2 mm>），普通角閃石（1.6 mm>），不透明鉱物（0.5 mm>）及び少量の石英（1.5 mm>）からなる。石基は、径1 mm以下の球顆及び細粒の脱ハリ生成物からなる。測定試料は、空隙や細かい割れ目沿いにわずかに風化変質しているほかは、おおむね新鮮である。

本試料は、大分県九重町宝泉寺において採取した。松本ほか（1973）の生竜溶岩に属し、正帶磁している（須藤，1985a）。今回の調査では、本層の地質層序の位置を明確にすることはできなかった。松本ほか（1973）は、本溶岩を玖珠層群の中間に位置すると考えている。鎌田・村岡（1982）は、本試料採取地の約1 km北西の生竜溶岩について、 0.5 ± 0.3 MaのK-Ar年代を報告している。

⑫ カミングトン閃石含有单斜輝石斜方輝石黒雲母普通角閃石安山岩、火碎流堆積物中の本質岩塊（試料名：HM19A）

斑晶は斜長石（3 mm>），普通角閃石（1.8 mm>），黒雲母（0.8 mm>），斜方輝石（0.7 mm>），单斜輝石（0.3 mm>）及び少量のカミングトン閃石（0.5 mm>）からなる。石基は無色透明のガラスで、少量の針状結晶を含む。斑晶、石基とも新鮮である。

大分県九重町中村の豊後中村駅北東0.4 kmの道路脇から採取した本試料は、中村軽石流堆積物（松本ほか，1973）の一部に相当する非固結火碎流堆積物の本質岩塊である。本質岩塊の外殻には、しばしば急冷クラックがみられる。本質岩塊の残留磁化方位は、正帶磁である（須藤，1985a）。同じ露頭の別な本質岩塊について、 0.5 ± 0.3 MaのK-Ar年代が得られている（鎌田・村岡，1983）。

⑬ かんらん石含有斜方輝石单斜輝石普通角閃石デイサイト、溶岩（試料名：HM46B）

斑晶は、大型の斜長石（8 mm>），普通角閃石（3.5 mm>）と、小型の斜方輝石（0.6 mm>），かんらん石（1 mm>），石英（0.7 mm>）及び不透明鉱物（0.5 mm>）からなる。石基は、斜長石、斜方輝石、单斜輝石、不透明鉱物及びシリカ鉱物からなり、ピロタキシチック組織を呈す。分析試料は、空隙、割れ目に沿い若干風化変質している。

本試料は、カルト山の北側山麓から得た。大分県地質図（宮久，1971）では、日向神溶岩とされているが、日向神（第1図外西方）とカルト山とは約50 km離れており、それぞれ独立した別々の火山体を形成している。本試料は、逆帶磁している（須藤，1985a）。また、本試料採取地の南約2 kmの、カルト山山頂付近の黒雲母含有普通角閃石安山岩のフィッショントラック年代は、 2.21 ± 0.29 Maである（渡辺・林，1983）。

⑭ 斜方輝石含有黒雲母流紋岩、溶岩（試料名：HM47A）

斑晶は、斜長石（2.1 mm>），黒雲母（2.4 mm>），斜方輝石（0.7 mm>）及び不透明鉱物（0.3 mm>）からなる。石基は、淡褐色の脱ハリ物質からなり、球顆が並んで流理構造を示す。分析試料は、幅0.1 mm程度の割れ目を鉄酸化物が埋めている以外は新鮮である。

本試料は、大分県玖珠町日出生台北西より採取した。大分県地質図（宮久，1971）では万年山溶岩とされているが、万年山山頂を形成する流紋岩溶岩とは、分布が離れており、別な火山体を形成している。万年山山頂の流紋岩が正帶磁しているのに対し、本試料は、逆帶磁している（須藤，1985a）。

⑮ 斜方輝石单斜輝石安山岩、溶岩（試料名：1679）

斑晶は、斜長石（6 mm>），单斜輝石（2.3 mm>），斜方輝石（1.8 mm>）及び不透明鉱物（1.6 mm>）からなる。石基は、斜長石、輝石、不透明鉱物及びガラスからなり、ハイアロピリチック組織を呈す。分析試料は、空隙に沿ってわずかに変質しているが、おおむね新鮮である。

本試料は、小野（1963）の鹿倉安山岩の一部であり、大分県庄内町鹿倉より採取した。本試料採取地の約50 m南の露頭から採取した同岩質の溶岩は、逆帶磁している（須藤，1985b）。一方、本試料採取地の約5 km東方の雷の鹿倉安山岩は、正帶磁しており、そのK-Ar年代は、 2.1 ± 0.4 Maである（須藤，1985a）。

⑯ 石英含有斜方輝石单斜輝石普通角閃石安山岩、火碎流堆積物中の本質岩塊（試料名：HM41C）

斑晶は、斜長石（3.6 mm>），普通角閃石（1.2 mm>），单斜輝石（1.2 mm>），斜方輝石（1 mm>）及び石英（0.8 mm>）からなる。石基は、斜長石、斜方輝石、单斜輝石、不透明鉱物、シリカ鉱物及びガラスからなり、ハイアロピリチック組織を呈す。分析試料は、高温酸化を受けているが、おお

むね新鮮である。

本試料は、下筌ダム周辺に分布する非固結火碎流堆積物中の本質岩塊である。下筌ダム周辺に分布する安山岩、デイサイト類は逆帶磁しており、デイサイト質非固結火碎流堆積物中の本質岩塊について、 2.1 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代が得られている（須藤、1985 a）。

⑦ 石英含有黒雲母单斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩、火碎流堆積物中の本質岩塊（試料名：HM 44A）

斑晶は、斜長石（4 mm >）、普通角閃石（4 mm >）、斜方輝石（2.6 mm >）、单斜輝石（0.6 mm >）、黒雲母（1.2 mm >）及び石英（0.5 mm >）からなる。石基は、無色透明のガラス及び少量の斜長石、輝石、不透明鉱物からなる。分析試料は、黒雲母斑晶が一部変質しているほか、石基ガラスも一部風化変質している。

本試料は、急冷クラックを有する。火碎流堆積物中の本質岩塊であり、木ノ子岳東側中腹から採取した。豊肥地熱地域地質図（豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982）の耶馬溪層下部層（成層集塊岩層）の一部と考えられる。本質岩塊の磁化方位は分散が大きく、正帯磁か逆帯磁か判断できない（須藤、1985 b）。本火碎流堆積物と木ノ子岳の山頂部を形成する無斑晶質安山岩溶岩との直接の層序関係を、明らかにすることはできなかった。木ノ子岳溶岩の K-Ar 年代は 3.2 ± 0.2 Ma である（巽ほか、1980）。

4. K-Ar 年代測定

岩石試料は、なるべく新鮮な部分を選び 100-150g を粗粉碎し、ふるいを用いて 5-10 メッシュの粒度にそろえた。アルゴン測定には上記粒度のものを用い、カリウム測定には、上記粒度の試料の一部を、さらに細粉化したものを用いた。

アルゴン抽出は、パイレックスガラス製高真空装置を用いた。あらかじめ、真空中で 10 分間約 1,300°C でから焼きし、脱ガスさせたモリブデン管製ルツボに岩石試料を 6-10g 程度はかり入れ、抽出装置に取りつけた。ルツボは 1 回の抽出毎に新しいものを用い、使い捨てとした。油拡散ポンプ及び油回転ポンプを用いて排気を行い、真空度を 1×10^{-7} Torr 以下まで下げた。抽出装置全体は 200°C で 3 時間、岩石試料は約 100°C で 12-24 時間焼出しを行い、装置の内壁や岩石の表面に付着した空気をなるべく取り除くようにした。

岩石試料は、高周波電気炉を用いて 20 分間かけて約 1,300°C まで加熱し、さらに 10 分間同温度で放置し完全に融解させた。約 100°C まで加熱した段階で、一定量（約 2×10^{-6} ml STP）の ^{38}Ar をスパイクとして加えた。発生したガスは、2 本の金属チタンスポンジと液体窒素トラップにより精製し、最後に活性炭を液体窒素で冷やしてアルゴンを捕集し、真空中で抽出装置から切り離した。

アルゴン同位体比測定は、マイクロマス 6 型気体質量分析計（半径 6 cm, 90° 偏向角の分析管を持つ）を用い静作動方式で行った。作動の条件は、電子加速電圧 75V, エミッション電流 $100 \mu\text{A}$, イオン加速電圧 2 KV であった。イオン電流はファラデーカップのコレクターで受け、接続した $10^{11} \Omega$ の高抵抗の両端に生じる電位差を增幅器を通してチャートレコーダー上に記録した。 ^{38}Ar , ^{39}Ar , ^{40}Ar の各同位体のピークの高さを記録紙上で読み取り、 $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比を求めた。得られた各アルゴン同位体比の誤差 (1σ) は、前者は $\pm 1\%$ 、後者は ^{38}Ar の記録紙上のピークの高さにより $\pm 2-5\%$ と見積った。また、抽出の際加えたスパイク ^{38}Ar の検定誤差は 1 % と見積っている（内海・柴田、1980）。

カリウムの定量は、原子吸光分析法により行った。約 0.2g の細粉岩石試料を HClO_4 と HF により分解、蒸発乾固の後、6N の HCl と蒸留水により希釈し、さらに NaCl をバッファーとして加えたものを測定溶液とした。測定溶液中の K_2O , HCl, NaCl 濃度はそれぞれ 1-10 ppm, 0.3N, 1,000 ppm となるように調整した。測定は、1-12 ppm までの標準溶液を用意し、未知試料の前後に繰り返し測定し、ピークの高さの比較により未知試料中の K_2O 濃度を求めた。また、一回の試料溶解及び測定において必ず地質調査所標準岩石試料 JG-1 を 1 試料加えており、その測定値が、常に ANDO *et al.* (1975)

第2表 K-Ar 年代測定結果
Table 2 K-Ar dating results.

番号	試料名	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ ml STP/g)	大気混入率 (%)	年代 (Ma)
1	1931	2.03	0.0276	90.0	0.42±0.09
2	HM65	1.66	0.0299	93.7	0.56±0.19
3	1867	1.82	0.0338	95.4	0.57±0.27
4	HM50	2.14	0.0400	89.5	0.58±0.11
5	1574	3.80	0.0431	95.4	0.35±0.16
6	HM9B	3.86	0.0787	77.5	0.63±0.05
7	HM12B	2.42, 2.36	0.0642 0.0625	79.4 79.0	0.83±0.08 0.81±0.07 0.82±0.05
8	HM43	2.26	0.0554	90.5	0.76±0.17
9	1728	2.73	0.0917 0.0833	46.3 42.2	1.04±0.05 0.95±0.04 0.99±0.03
10	1576	3.42, 3.42	0.0827	87.3	0.75±0.12
11	HM10A	4.19	0.0848 0.102 0.104	63.0 81.5 81.3	0.63±0.05 0.76±0.08 0.77±0.11 0.69±0.08
12	HM19A	3.43	0.0636	78.7	0.57±0.05
13	HM46B	1.89	0.0652	85.7	1.07±0.15
14	HM47A	3.23, 3.27	0.122	82.6	1.16±0.13
15	1679	2.04	0.123 0.122	88.5 87.7	1.87±0.34 1.86±0.31 1.86±0.23
16	HM41C	2.67	0.176	14.3	2.04±0.07
17	HM44A	2.26	0.229	74.4	3.14±0.24

$$\lambda_B = 4.72 \times 10^{-10} / \text{y}, \lambda_E = 0.584 \times 10^{-10} / \text{y}, {}^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0119 \text{ atm \%}$$

の推定値 3.96% の ± 1% 以内にはいることを確認している。カリウムの定量誤差は、± 2% と見積っている（内海・柴田、1980）。

以上の方法により測定したアルゴン及びカリウムの測定結果、及びそれを用いて計算した年代値を第2表に示す。年代計算及び誤差計算に用いた計算式及び定数も同表に示した。誤差は、すべて 1σ で表わしてある。従って、この誤差値は、60% 信頼限界の値であり、95% 信頼限界 (2σ) を考える場合は2倍すればよい。

いくつかの試料について複数回、アルゴン測定を行ったが、いずれも再現性が良く、誤差の範囲で一致している。

80万年より古い年代値は、大気混入率が低く誤差も約1割以下と小さな値を示す。しかし、年代が若い試料については、放射起源 ⁴⁰Ar 量が少ないため、大気混入率が高くなり、従って誤差の大きい測定結果となった。しかし、百万年以下の火山岩の年代測定結果としては、K₂O 量が高いこともあり、良い測定結果といえる。

5. K-Ar 年代測定結果の考察

今回測定した試料は、2-3 を除いて、おおむね新鮮であり、得られた年代値は、噴出年代を示していると考えられる。ただ、万年山山頂の流紋岩溶岩（1574）と木ノ子岳東側中腹の火碎流堆積物中の本質岩塊（HM44A）は、多少風化変質しており、真の噴出年代よりやや若がえっている可能性がある。また、後述するように、花平溶結凝灰岩（HM43）と耶馬渓溶結凝灰岩（1728）は、異質岩片を多少含んだま

ま年代測定したので、眞の噴出年代より古くなっている可能性がある。

以下に、今回得られた K-Ar 年代について、その地質上の意義を簡単に記す。丸で囲った数字は、第 1, 2 表及び第 1 図中の試料番号と同じである。

5. 1 耶馬溪層下部層（成層集塊岩層）の年代

木ノ子岳東側中腹の安山岩質火碎流堆積物（⑦, HM44A）については、 3.14 ± 0.14 Ma という結果が得られた。この値は、木ノ子岳山頂部の古銅輝石安山岩： 3.2 ± 0.2 Ma（巽ほか, 1980）、洞鳴瀑布の安山岩質貫入岩： 3.8 ± 0.6 Ma（大四ほか, 1981）及び耶馬溪北東方の稻積山の角閃石安山岩： 3.7 ± 0.2 Ma（須藤, 1985 a）の K-Ar 年代値に近い。これら 3 つの年代値は、いずれも貫入岩もしくは分布の狭い噴出岩から得られた。一方、今回の分析試料は、それらより広い範囲に分布する耶馬溪層下部層（豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982）の主部を形成する火碎岩である。上記のことから、耶馬溪地域では約 3 Ma ごろに、狭い分布を示す貫入岩・噴出岩と、広範な分布を示す火碎岩とがほぼ同時期に断続的に噴出したことが推測される。

5. 2 下筌ダム付近の火山岩の年代

今回測定した下筌ダム北の火碎流堆積物中の本質岩塊（⑯, HM41C）の年代は、 2.04 ± 0.07 Ma であり、試料が逆帶磁していることと調和的である。下筌ダム付近の安山岩及びデイサイト類は、逆帶磁しており、デイサイト質火碎流堆積物中の本質岩塊について 2.1 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代が得られている（須藤, 1985 a）。これらの安山岩・デイサイト類は、松山逆磁極期の初期に噴出した可能性が高い。

5. 3 鹿倉安山岩及び由布川軽石流の年代

鹿倉安山岩（⑮, 1679）についての年代測定結果は 1.87 ± 0.34 Ma であり、この溶岩が逆帶磁していることと矛盾しない。正帶磁した鹿倉安山岩に属する別の溶岩について 2.1 ± 0.4 Ma の K-Ar 年代（須藤, 1985 a）が得られている。2 つの溶岩の磁化方位は異なるが、共に約 2 Ma 前後の噴出物であることが明らかとなった。

小野（1963）は、庄内地域に分布する由布川軽石流は試料⑯の採取地、つまり大分県庄内町鹿倉付近で鹿倉安山岩を覆うとした。また、須藤（1985 a）は、由布川軽石流堆積物の上位の安山岩質火碎流について 1.6 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代を得た。従って、由布川軽石流堆積物の噴出年代は 1.6-1.9 Ma 前後である可能性が高い。

5. 4 いわゆる“玖珠層群”的年代

松本ほか（1973）は九重火山北麓地域に分布する輝石安山岩（松本ほか, 1973 の豊肥安山岩）の下位、変質緑色火山岩（同じく宇佐層）の上位のシルト層などの堆積物及び酸性火山岩類からなる地層を“玖珠層群”と命名した。

今回測定した試料の中で、九重町宝泉寺のデイサイト質の生竜溶岩（⑪, HM10A）： 0.69 ± 0.08 Ma 及び九重町中村の中村火碎流（⑫, HM19A）： 0.57 ± 0.05 Ma が、松本ほか（1973）の定義した“玖珠層群”に含まれる。また、前述のように、万年山北斜面のデイサイト溶岩（⑩, 1576）： 0.75 ± 0.12 Ma は、松本ほか（1973）の地質図中では豊肥安山岩類に塗色されているが、岩相から類推して“玖珠層群”に相当すると考えられる。加えて、これまで“玖珠層群”中の火山岩の年代測定値として 0.5 ± 0.3 Ma 及び 0.8 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代（鎌田・村岡, 1982）と、 0.91 ± 0.23 Ma- 2.4 Ma（渡辺・林, 1981；林ほか, 1981）及び 1.20 ± 0.48 Ma- 1.71 ± 0.48 Ma（TAMANYU, 1981）のフィッショントラック年代が得られている。また、“玖珠層群”を直接覆う輝石安山岩の K-Ar 年代として 0.82 ± 0.08 Ma（逆帶磁；⑦, HM12B）， 0.7 ± 0.2 Ma 及び 0.7 ± 0.2 Ma（いずれも正帶磁；須藤, 1985 a）が得られている。

以上の年代値から、これまで“玖珠層群”と一括されてきた火山岩類の噴出年代は、幅が広く、約

0.7 Ma よりも新しい時代（ブリュンス正磁極期）に噴出した火山岩類の存在することが推定される。また、上記の年代値の中で、真の噴出年代よりも古い、もしくは若い年代を示すものがあるのかもしれない。

九重山北麓地域以外の豊肥地熱地域に散在する“玖珠層群及び、その相当層”（豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982）には、大分県下筌グム付近のシルト層の年代が、その上下の火山岩の K-Ar 年代値から約 2-3 Ma と推定されている（上村、投稿中）。従って、従来“玖珠層群”と呼称されてきたシルト層及びそれに伴うとされる酸性火山岩類の層序については再検討が必要であろう。

5.5 耶馬溪溶結凝灰岩と花平溶結凝灰岩の異質岩片を含む全岩 K-Ar 年代

火碎流堆積物中には、その噴出及び流出時に、多様な異質岩片が、取り込まれることが普通である。従って、火碎流堆積物の K-Ar 年代測定の際には、そのような異質岩片を取り除き、本質物質のみを測定試料としなければ噴出年代より古い年代を求めてしまうことになる（DALRYMPLE and LANPHERE, 1969; CURTIS, 1965）。しかし、本質レンズの粒径が小さく、かつ堆積物全体が溶結している場合は、本質レンズだけを測定に十分な量、取り出すことが難しい。その場合、次善の策として、できる限り肉眼で判別できる異質岩片を取り除いた全岩試料を、測定することがある。今回測定した中で、耶馬溪溶結凝灰岩と花平溶結凝灰岩については、本質レンズを分離できず、やむをえず後者の方法で年代測定を行った。その結果、それぞれ 0.99 ± 0.05 及び 0.76 ± 0.17 Ma という年代値を得た。

両火碎流とも、異質岩片は粒径の小さい（1 cm 以下）ものが多く、量的には、それぞれ 7%（耶馬溪溶結凝灰岩）と 8%（花平溶結凝灰岩）である。花崗岩類や堆積岩類はまったく見られず、すべて火山岩片である。ほとんどの岩片は、新鮮な輝石安山岩であり、かんらん石斑晶を持つものが少量ある。角閃石や黒雲母の斑晶を持つ酸性火山岩片は、認められなかった。これらの岩片は、測定前に取り除くよう努力したが十分でなく、従って得られた年代値は噴出年代よりやや古い年代を示している可能性がある。そこで、異質岩片の混入が、K-Ar 年代値に与える影響を、見積ってみた。

異質岩片の影響を見積るには、異質岩片の年代、 K_2O 量及びその混入された割合を知る必要がある。豊肥地熱地域で最も古い新生代火山岩類は、竹田市周辺の中中期中新世の瀬戸内火山岩類に属し、特徴的な岩相をもつ大野火山岩類（柴田・小野、1974）を除けば、主に角閃石安山岩一デイサイトを主体とした変質の著しい“宇佐層群”と呼ばれる火山岩類である。その中で、これまで知られた最も古い放射年代値は、黒雲母角閃石安山岩の 4.9-5.1 Ma である（鎌田・村岡、1984）。一般に輝石安山岩類の年代はそれより新しく、0.7-2 Ma の範囲に入るものが多い（須藤、1985a, b）。豊肥地域の、花平溶結凝灰岩より古い輝石安山岩類の K_2O 量は、1.2-2.0% である（本報告；鎌田、投稿中）。

以上の事実を基に、異質岩片が全岩年代に与える影響の最大値を見積ってみる。まず、異質岩片は、すべて 5 Ma の岩石で、その K_2O 量は 1.8% と仮定する。また、異質岩片は全く取り除かれていらない、つまり耶馬溪溶結凝灰岩には 7%，花平溶結凝灰岩には 8% 含まれているとする。加えて、異質岩片は高温（600-800°C 程度）の火碎流に取り込まれ再熱されてもまったく放射起源 ^{40}Ar を散失させていないとする。すると、耶馬溪溶結凝灰岩は 0.99 Ma から 0.82 Ma に、花平溶結凝灰岩は 0.76 Ma から 0.48 Ma にそれぞれ若くなる。両火碎流堆積物は最大に見積ってもそれぞれ 0.82, 0.48 Ma よりは若くはないことがわかった。従って、耶馬溪溶結凝灰岩及び花平溶結凝灰岩の真の噴出年代は、測定誤差を無視すれば、各々、0.82-0.99 Ma 及び 0.48-0.76 Ma の間にそれぞれ存在するとと言えよう。

実際は、本地域の輝石安山岩は、3 Ma より若いものが大多数であり、その異質岩片も可能な限り取り除いた。また、異質岩片は、火碎流によって再熱された際に、ある程度放射起源 ^{40}Ar を散逸させた可能性が高い¹³⁾。従って、真の噴出年代は、全岩年代から上記の計算ほどはずれていないと考えられる。

1) DALRYMPLE (1964), GILLESPIE *et al.* (1983) によると、約 0.1 Ma の玄武岩溶岩流中の花崗岩質異質岩片（80-90 Ma）は、再熱によりその保持していた放射起源 ^{40}Ar の 95% 以上を失っている。異質岩片の種類の違い（安山岩と花崗岩）や再熱温度の違い（600-800°C と 1,000-1,200°C）があり、直接には比較できないが、火碎流中の火山岩片も再熱の際、ある程度の放射起源 ^{40}Ar を散失したと想像される。

耶馬溪溶結凝灰岩及び花平溶結凝灰岩の自然残留磁化方位は、各々正及び逆帶磁を示し、かつ後者は前者の上位の地層である。耶馬溪溶結凝灰岩の噴出年代は、測定誤差を無視すると $0.79\text{--}0.99$ Ma の間に入ること、かつ逆帶磁の下位の正帶磁であることから考えて、松山逆磁極期のハラミヨイベント ($0.90\text{--}0.97$ Ma: MANKINEN and DALRYMPLE, 1979) に噴出したことは疑いないだろう。一方、花平溶結凝灰岩の噴出年代は、これも測定誤差を無視すると $0.48\text{--}0.76$ Ma の間に入り、かつ逆帶磁であることから、ハラミヨイベントからブリュンヌ正磁極期の間の松山逆磁極期 ($0.73\text{--}0.90$ Ma: MANKINEN and DALRYMPLE, 1979) に噴出したこともほぼ確実であろう。

耶馬溪溶結凝灰岩については、これまで 0.40 Ma (松本ほか, 1977) 及び 0.38 ± 0.13 Ma (TAMANYU, 1981) というフィッショ・トラック年代が得られており、ブリュンヌ正磁極期の噴出物と考えられてきた。しかし、今回の測定結果と、須藤 (1985a) による 1.7 ± 0.7 , 1.4 ± 0.2 , $1.3\pm0.2^2)$ Ma という値から考えて、たとえ異質岩片の混在により古い年代値が得られているとしても、ハラミヨイベントに噴出したことは明らかである。

5. 6 いわゆる“万年山溶岩”及び“日向神溶岩”的 K-Ar 年代

豊肥地熱地域における、岩相上の特徴による地層の広域対比の例として、いわゆる“万年山溶岩”(松本, 1963) と“日向神溶岩”(宮久, 1972) がある。今回測定した試料の中で、“万年山溶岩”とされている流紋岩溶岩を 3 試料、また“日向神溶岩”とされているデイサイト溶岩を 1 試料年代測定した。

“万年山溶岩”については、模式地である万年山山頂の流紋岩溶岩 (⑤, 1574) について、 0.35 ± 0.16 Ma, 万年山の南に、万年山山頂より約 300m 低い平坦な台地面を形成している流紋岩溶岩 (⑥, HM9B) について 0.63 ± 0.05 Ma, そして、万年山の北東約 15 km 付近に独立した平坦面を形成している流紋岩溶岩 (⑭, HM47A) について 1.17 ± 0.13 Ma という年代値が得られた。

万年山山頂の流紋岩については、今回の測定試料 (⑤, 1574) 採取地点からそれほど離れていない場所で採取した岩石について、 0.7 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代 (鎌田・村岡, 1982) が得られている。今回の測定試料が、多少変質しており若干の若がえりをうけている可能性があることと、鎌田・村岡 (1982) の報告した年代値は、誤差がやや大きいことを考慮すると、両者の年代差については言及できない。しかし、万年山山頂溶岩が正帶磁していることから約 0.7 Ma より新しいと考えられる。

万年山の南、麻生釣 (⑥, HM9B) の試料については、その近傍から得られた試料についてのフィッショ・トラック年代 0.53 ± 0.06 Ma (磯・池田, 1979) と、誤差を考慮に入れると矛盾がなく、約 0.6 Ma の前後に噴出したことは確実である。

一方、万年山から北東へ 15 km 離れた地点に、独立した平坦な台地を形成している流紋岩溶岩 (⑭, HM47A) は、 1.17 ± 0.13 Ma と万年山周辺の流紋岩溶岩より有意に古い年代を示し、しかも逆帶磁している。

上記の結果、及び松本 (1963) が“万年山溶岩”に対比した、阿蘇火山の東側外輪山の坂梨黒曜岩の K-Ar 年代 0.46 ± 0.03 Ma³⁾ 及び 0.42 ± 0.04 Ma³⁾ と、フィッショ・トラック年代 0.50 ± 0.05 Ma (KANEOKA and SUZUKI, 1970) を考慮すれば、いわゆる“万年山溶岩”的噴出時期はいくつかの時期があったことが推定される。

渡辺・林 (1983) は、フィッショ・トラック法を用いて宮久 (1972) の“日向神溶岩” 6 試料を年代測定し、約 0.4 Ma, 約 1.5-1.8 Ma, 約 2.2-2.8 Ma の 3 つの時代範囲のものが存在することを示した。今回測定したカルト山北麓のデイサイト溶岩 (⑬, HM46B) は、 1.07 ± 0.15 Ma の年代を示し、カルト山山頂のはば同質の溶岩のフィッショ・トラック年代 2.21 ± 0.29 Ma (渡辺・林, 1983) とはかけ離れた値となった。加えて、上記の 3 つの時期のいずれにもあてはまらない。このことは、“日向神溶岩”についても、“万年山溶岩” 同様、多くの噴出時期の溶岩を含んでいることを示唆している。

上記のように、“万年山溶岩”, “日向神溶岩” とされた火山岩の噴出時期は多様であり、更にそれら

2) 今回の測定試料と同一ブロックについて Teledyne Isotope 社により測定された年代。

3) 兼岡 (1979) において新しい濃変定数を用いて再換算された値である。

の活動の前後には輝石安山岩類の噴出もあったことが、明らかになっている（須藤，1985 a, b）。これらのことから、主に岩質の類似性のみから豊肥地域全域にわたって命名された“万年山溶岩”及び“日向神溶岩”は、層序をくみたてた上での無用な混乱をさけるためにも、それぞれの模式地の溶岩にのみ限定した方が良いと思われる。

5.7 万年山付近の火山層序と K-Ar 年代

万年山付近の火山層序は、須藤（1985 a）によると、上位から④黒雲母流紋岩（正帯磁、狭義の万年山溶岩）、⑩かんらん石輝石安山岩（逆帯磁）、⑪角閃石輝石安山岩（逆帯磁）、さらに⑫黒雲母デイサイトとなっている。今回、④について 0.35 ± 0.16 Ma (⑤, 1574), ⑪について 0.82 ± 0.08 Ma (⑦, HM12B), そして⑫について 0.77 ± 0.15 Ma (⑩, 1576) の年代値を得た。

上記の年代値及び磁化方位から、④はブリュンヌ正磁極期に、⑩はブリュンヌ正磁極期とハラミヨイペントの間の松山逆磁極期に、それぞれ噴出したと推定される。

5.8 新期火山岩類前期の火山岩の年代

由布・鶴見、九重、阿蘇の更新世末-完新世の各火山よりは古いが、火山地形が明瞭な、主に小規模な火山体について、豊肥地熱地域地質図（豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982）では“新期火山岩類前期”と一括している。本研究では、その中の野稻岳溶岩（①, 1931）： 0.42 ± 0.09 Ma, 大分県野上川上流域の火碎流堆積物（②, HM65）： 0.56 ± 0.19 Ma, 涌蓋山溶岩（③, 1867）： 0.57 ± 0.27 Ma, 及び山川凝灰角礫岩（④, HM50）： 0.58 ± 0.11 Ma の年代値が得られた。

②の試料は正帯磁しており、MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度と矛盾しない。また、前述したように、山川凝灰角礫岩の一部は、涌蓋山の噴火もしくは崩壊によると考えられる。③, ④の試料とも、やや誤差が大きいものの、良く一致した年代を示しており、涌蓋山の形成は、約 0.6 Ma 前後におこったものと推定される。

今回測定した 4 つの試料は、誤差がやや大きいものの、0.4-0.6 Ma の年代を示しており、この時期に九重山北麓一帯において、輝石角閃石安山岩類の小火山体が、いくつか形成された可能性が考えられる。

5.9 既存の K-Ar 年代値との比較

豊肥地熱地域において、これまで公表された K-Ar 年代値は、一部を除いて、すべてテレディン・アイソトープ社によって測定されている。これらの既存年代値は、同地域の火山層序を構築する上で重

第3表 既存 K-Ar 年代との比較
Table 3 Correlation with the known K-Ar ages.

試 料 名	K-Ar 年代	既存 K-Ar 年代	文 献
九重町寺床の火碎流 (HM65)	0.56 ± 0.19	$0.5 \pm 0.3^{(1)}$	須藤, (1985 b)
涌蓋山溶岩 (1867)	0.57 ± 0.27	$0.8 \pm 0.3^{(1)}$	同上, (1985 a)
耶馬溪溶結凝灰岩 (1728)	0.99 ± 0.03	$1.3 \pm 0.2^{(1)}$	同上
花平溶結凝灰岩 (HM43)	0.76 ± 0.17	$0.9 \pm 0.3^{(2)}$	同上
“珠珠層群”中のデイサイト (1576)	0.75 ± 0.12	$0.8 \pm 0.3^{(2)}$	鎌田・村岡 (1982)
中村軽石流堆積物 (HM19A)	0.57 ± 0.05	$0.5 \pm 0.3^{(2)}$	同上
山川凝灰角礫岩 (HM50)	0.58 ± 0.11	$0.9 \pm 0.3^{(3)}$	須藤 (1985 a)
万年山溶岩 (1574)	0.35 ± 0.16	$0.7 \pm 0.3^{(3)}$	鎌田・村岡 (1982)
生竜溶岩 (HM10A)	0.69 ± 0.09	$0.5 \pm 0.3^{(3)}$	同上
鹿倉安山岩 (1679)	1.87 ± 0.34	$2.1 \pm 0.3^{(3)}$	須藤, (1985 a)

1) 同一岩塊 2) 同一露頭の別な試料 3) 同一岩体の別な露頭からの試料におけるそれぞれ既存年代値

Known ages for 1) the same rock sample 2) another rock sample from the same outcrop

3) another outcrop of the same strata with present analyses.

要な役割を果している。しかし、付記されている誤差の値がやや大きめで、特に 1 Ma より若い年代については、細かい議論ができにくい状況にある。また、得られた年代値の絶対値としての信頼性という問題について、これまで吟味がなされていなかった。

そこで、既存の K-Ar 年代値の評価と、より細かな議論の展開という二つの目的で、地質調査所において豊肥地熱地域火山岩の K-Ar 年代測定を行ったわけである。

第 3 表に示すように、既存の K-Ar 年代測定と、1) 同一岩塊について 3 個、2) 同一露頭の別な試料について 3 個、3) 同一岩体に属すると考えられる別な露頭の岩石について 4 個の計 10 個、K-Ar 年代測定し比較した。

1), 2) については既存年代値と今回の測定結果とを、直接比較可能であるが、両者は各々の誤差を考慮に入れれば良く一致しており、矛盾のあるデータはひとつもない。3) については、直接比較するのは問題があるが、これも万年山山頂の流紋岩溶岩を除いては、著しく年代値の異なるものはない。今回測定した万年山山頂溶岩は、多少風化変質しており、年代値が若がえっている可能性がある。

上記のように、今回の年代測定値は、他機関における既存の K-Ar 年代値と調和的である。従って、既存の K-Ar 年代値も十分に信頼できる値であるといえ、誤差を考慮に入れるならば、今回の年代測定結果と既存年代値とを同等にあつかって年代に関する議論をすることは問題ないであろう。

ま　と　め

豊肥地熱地域の約 0.4-3.1 Ma の火山岩類について、これまでよりも精度の良い K-Ar 年代が得られた。その結果、これまでの、火山岩の岩質を重視した広域の火山層序には、いくつかの問題点が存在することが明らかとなった。特に、“玖珠層群”、“万年山溶岩”、“日向神溶岩”と一括されてきた火山岩類には、様々な年代を示すものが各地に点在し、さらにそれが時代的にオーバーラップすることが分った。一つの噴出口から流出する安山岩一流紋岩溶岩は、ごく少数の例外を除き火口から 30 km 以上も広がることはない。従って、40-50 km も離れた場所に独立して分布する溶岩を、ただ岩質が似ているというだけで、同じ時代に噴出したと考えることは、各々の K-Ar 年代が異なっている以上、否定される。今後、地層名の問題もふくめ、再検討が必要であろう。

一方、耶馬溪溶結凝灰岩、花平溶結凝灰岩、由布川軽石流堆積物など、やや広い地域に広がる火碎流堆積物は、その対比さえ間違えなければ良い鍵層となり得る。今回の研究では、前 2 者については異質岩片が多少混入した全岩試料の測定結果なので、噴出年代と特定できなかった。また、由布川軽石流堆積物については、上下の溶岩の年代から噴出年代の推定を試みた。今後、これらの火碎流堆積物の追跡に加え、本質物質の年代測定が、豊肥地熱地域の広域層序を確立するための手段の一つとなるであろう。

謝　辞

本研究を進めるにあたり、地質調査所柴田賢、長谷紘和、小野晃司、曾屋龍典の各氏には御指導、御助言を賜った。また同鎌田浩毅氏には有益な議論をしていただいた。筆者のうち宇都は、K-Ar 年代測定において、同内海茂、中川忠夫の両氏に御援助いただいた。また、須藤は、地質及び地史について、東北工業技術試験所角清愛、地質調査所上村不二雄、玉生志郎、村岡洋文、九州大学林正雄、山口大学松本健夫、秋田大学高島勲の各氏と議論する機会を得た。須藤の現地調査に際しては(株)電源開発及び(株)住鉱コンサルタントの方々に御世話になった。

文　献

- ANDO, A., KURASAWA, H. and UCHIUMI, S. (1975) Evaluation of Rb, Sr, K and Na contents of the GSJ JG-1 granodiorite and JB-1 basalt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 26, p. 335-348.
- CURTIS, G. H. (1966) *The Problem of contamination in obtaining accurate dates of young geologic*

- rocks. In *Potassium-Argon dating*, ed. Schaeffer, O. A. and Zähringer, J., Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, p. 151-162.
- 大四雅弘・林 正雄・石橋 澄(1981) 大分県に分布するいわゆる“瀬戸内火山岩類”. 三鉱学会昭和56年度秋期連合学術講演会演旨, p. 100.
- DALRYMPLE, G. B. (1964) Argon retention in a granitic xenolith from a Pleistocene basalt, Sierra Nevada, California. *Nature*, 201, p. 202.
- and LANPHERE, M. A. (1969) *Potassium-argon dating*. W. H. Freeman, San Francisco, 258 p.
- DONNELLY-NOLAN, J. M., HEARN, B. G., Jr., CURTIS, G. H. and DRAKE, R. E. (1981) Geochronology and evolution of the Clear Lake Volcanics. *Geological Survey professional paper*, 1141, p. 47-60.
- DUFFIELD, W. A., BACON, C. R. and DALRYMPLE, G. B. (1980) Late Cenozoic volcanism, geochronology, and structure of the Coso Range, Inyo Country, California. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 85, p. 2381-2404.
- GILLESPIE, A. R., HUNEKE, J. C. and WASSERBURG, G. J. (1983) Eruption age of a Pleistocene basalt from ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of partially degassed xenoliths. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 88, p. 4997-5008.
- 林 正雄・田口幸洋・松本徳夫(1982) 中部九州に分布する火山岩類の放射年代. 総研九州の基盤と陥没構造, 研究報告, 1, p. 31-34.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1 豊肥地熱地域地質図および同説明書. 地質調査所, 54 p.
- 磯 望・池田安隆(1979) 中部九州万年山周辺の万年山溶岩のフィッショングラフトラック年代. 第四紀研究, vol. 18, p. 165-168.
- 鎌田浩毅(1985) 熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出年代—九州中北部の火山活動の時代と分布—地質学雑誌, vol. 91, p. 289-303.
- ・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 33, p. 561-567.
- ・———(1984) 大分県安心中院の安山岩溶岩の K-Ar 年代. 地質学雑誌, vol. 90, p. 125-128.
- 兼岡一郎(1979) K-Ar 法による若い年代の火山岩の年代測定—考古学と自然科学. no. 12, p. 1-13.
- KANEOKA, I. and SUZUKI, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 309-313.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B. P., *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.
- 松本徳夫(1963) 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九大生産研報, 34, p. 1-10.
- ・西村 進・田島俊彦(1977) 九州の新生代火成岩の fission-track 年代. 長崎大教養研報, 17, p. 63-75.
- ・坂田輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄(1973) 大分県九重火山北麓の火山地質. 九大生産研報, vol. 57, p. 1-15.
- 宮久三千(1971) 大分県地質図. 大分県.
- (1972) 大分県の地質, 新版20万分の1 大分県地質図説明書. 大分県, 140 p.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳ノ湯及び大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 481-486.
- 小野晃司(1963) 5万分の1 地質図幅「久住」及び同説明書. 地質調査所, 106 p.
- 笹田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, p. 1-11.
- 柴田 賢・小野晃司(1974) 九州中部, 大野火山岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 25, p. 663-666.
- 須藤 茂(1985 a) 豊肥地熱地域の火山岩類の K-Ar 年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p. 119-136.

- 須藤 茂(1985 b) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気—その 2—. 地調報告, no. 264, p. 87-112.
- TAMANYU, S. (1981) Evaluation of potential for geothermal energy by means of fission-track dating method in Hohi geothermal area, Kyushu, Japan. *Nucl. Tracks*, vol. 5, p. 215-222.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 濑戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について, 一瀬戸内火山岩類の年代測定; その 5. 火山, 第 2 集, vol. 25, p. 171-179.
- 内海 茂・柴田 賢(1980) K-Ar 年代測定における誤差について. 地調月報, vol. 31, p. 267-273.
- 渡辺公一郎・林 正雄(1981) 中部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッショントラック年代. 岩鉱, vol. 78, p. 65-69.
- • 石橋 澄(1981) 中部九州に分布する筑紫溶岩のフィッショントラック年代と岩石学的性質. 三鉱学会昭和56年度秋期連合学術講演会演旨, p. 102.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気—その 2—

須藤 茂

豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気—その 2—

須藤 茂*

K-Ar age and paleomagnetic study of volcanic rocks from
the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan —Part 2—.

By

Shigeru SUTO*

Abstract : Paleomagnetic study and K-Ar age determinations were carried out in the Hohi geothermal area for the "Pre Aso-Kuju volcanics" that had been erupted after the Ohno volcanics (ca. 13-14 Ma) and before the Aso, Kuju, Yuhu and Tsurumi volcanics. Most units of the Pre Aso-Kuju volcanics were extruded to form lava domes, flows and pyroclastic flows, each distributed in small areas; only Yabakei welded tuff and Yuhugawa, Imaichi and Hanabira pyroclastic flow deposits have relatively extensive distributions in this area.

The age data indicate that the volcanic activity in this area took place almost continuously at least during past five million years and that there was a period of dormancy of volcanic activity between 13 Ma and 5 Ma. The volcanic rocks in the central part, surrounded by Beppu, Hane-yama and Kuju-san, are between 1 Ma and 0.3 Ma with normal magnetic polarity. On the other hand, those in the northern, western and southern parts are somewhat older with normal and reversed magnetic polarities being 1-5 Ma, 1-4 Ma and 1-2 Ma, respectively. There is no systematic variation with time in the petrography or chemistry of the volcanics.

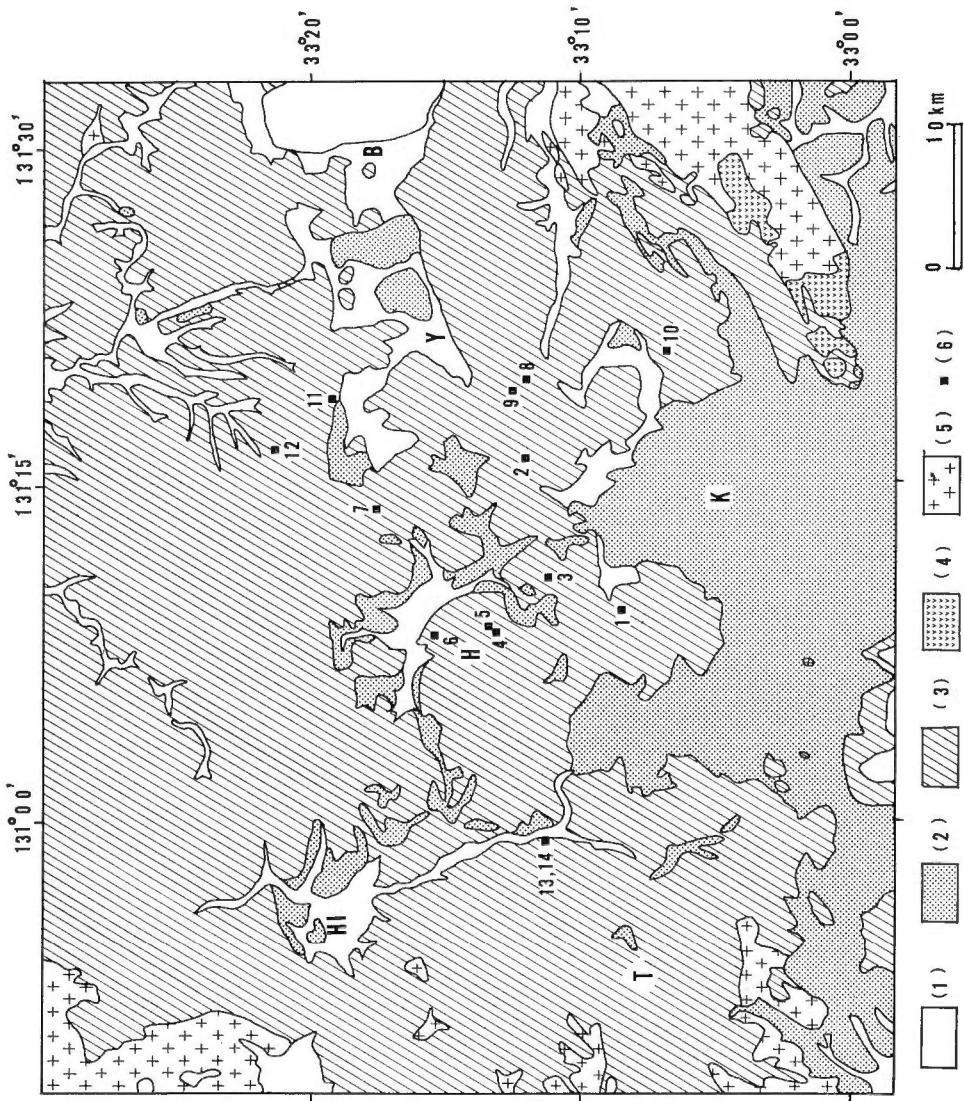
1. はじめに

大分・熊本両県にまたがる豊肥地域（以下第 1 図に示した範囲を豊肥地域と呼ぶ）には広く火山岩が分布する。須藤（1985）はこれらの火山岩のうち阿蘇・九重・由布・鶴見火山群より下位、大野火山岩類（後述）より上位の火山岩類を先阿蘇・九重火山岩類と呼んだ。先阿蘇・九重火山岩類の各火山体の大部分は分布範囲が狭く、互いの新旧関係を野外で判断することは困難な事が多い。これらの火山岩の層序を確立する一手法として近年絶対年代測定が行われるようになった。しかしながらそれらの多くは組織的・系統的に行われているわけではない。また須藤（1985）は先阿蘇・九重火山岩類の大部分は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度上でブリュンヌ、松山、ガウス期に対比されることから、年代測定と古地磁気測定を併用することは、本地域の火山層序をより明確にする事に役立つとした。そのため本研究では前回の報告（須藤, 1985）に引き続き既に年代測定値のある岩石試料の古地磁気測定及び新たな岩石試料の K-Ar 年代測定と古地磁気測定を行った。

2. 豊肥地域の地質の概略

第 1 図に豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）及び大分県（1971）を簡略化し一部修正した豊肥

*地殻熱部 * Geological Survey of Japan



第1図 豊肥地域の地質略図 大分県(1971)及び
豊肥地熱地質図編集グループ(1982)を一部
変更簡略化した。(1)沖積層など、(2)阿蘇・九
重・由布・鶴見火山岩類、(3)先阿蘇・九重火山
岩類、(4)大野火山岩類、(5)先第三紀基盤岩類、
(6)K-Ar年代測定試料採取位置。
HI 日田, T 魚生, H 万年山, K 九重
山, Y 游布院, B 別府

Fig. 1 Compiled geological map of the Hohi geothermal area. Simplified and modified after Oita Prefecture (1971) and Research Group for the Geological Map of Hohi Geothermal Area (1982). (1) Alluvium, (2) Aso, Kuju, Yuhu, Tsurumi volcanics, (3) Pre Aso-Kuju volcanics, (4) Ohno volcanics, (5) Pre Tertiary basement rocks, (6) Localities of samples for K-Ar age determinations.
HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

第1表 豊肥地熱地域の層序*

Table 1 Stratigraphic sequence of the Hohi geothermal area. Simplified after Research Group for the Geological Map of Hohi Geothermal Area (1982).

時代		地層区分	地層名
完新世	沖積層		
	扇状地・崖錐堆積物及び降下火山灰		
第四紀	段丘堆積物		
	新期 火山岩類	後期	阿蘇・九重・由布・鶴見火山群
		前期	福万山溶岩, 鹿伏岳溶岩, 涌蓋山溶岩など
	豊後火山岩類		万年山溶岩, 日向神溶岩, 耶馬溪溶結凝灰岩, 飛竜野・長湯・熊群山流紋岩
	豊肥火山岩類及び相当層		筑紫溶岩, 庄司安山岩, 今市火碎流
	貫入岩類		
	玖珠層群及び相当層		玖珠層群, 町田溶岩, 生竜溶岩, 梶屋溶岩, 中村火碎流, 由布川火碎流, 耶馬溪層下部層
第三紀	新第三紀 中新世	貫入岩類	
		旧期黒色 安山岩類	木ノ子岳安山岩など
		宇佐層群	宇佐層群, 鰐生層群など
		須南層群及び 相当火山岩類	大野火山岩類など
	古第三紀	古第三系	
中生代	大野川層群		
	貫入岩類		
古生代	変成岩類		

* 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)を簡略化

地域の地質略図を示す。また第1表は豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)が示した本地域の層序を簡略化したものである。

先第三紀基盤岩は古生代の変成岩類及び中生代の貫入岩類と大野川層群からなり、第1図の周縁部に露出する。特に第1図中央やや南寄りで行われた多数の試錐によって確認された基盤岩の年代や構造は笛田(1984)にまとめられている。新第三紀の火山岩中最も古いものは大野火山岩類と呼ばれ(小野, 1963)第1図南東端に分布する。岩質は安山岩及び流紋岩であり、そのK-Ar年代は約13 Ma-14 Ma(柴田・小野, 1974)である。須藤(1985)は本地域の新第三紀火山岩の中では大野火山岩類のみが他の火山岩より著しく古いことから、大野火山岩より上位、阿蘇・九重・由布・鶴見火山群より下位の火山岩類を先阿蘇・九重火山岩類と呼んだ。先阿蘇・九重火山岩類は第1図のほぼ全域にわたって広範に分布する。阿蘇カルデラ北縁は第1図の南端に、九重火山群は同じく中央やや南寄りに、由布及び鶴見火山群は第1図東端付近の別府の西方にそれぞれ位置する。第1図に示した(2)のユニットの大部分は阿蘇火碎流堆積物である。

第2表 先阿蘇・九重火山岩類の対比表
Table 2 Stratigraphic correlation of the volcanic rocks of the Pre Aso-Kuju volcanics.

古地磁気年代尺度*	日田南方	万年山	中央部 (九重山北西部)	日出生台	湯平一庄内	耶馬溪一宇佐	Ma
ブリュンヌ正常期			鹿伏岳溶岩 ▲ 涌蓋山溶岩 △				-0.5
		万年山溶岩 ●	鳴子川溶岩 ■	寒水安山岩 □	花合野川安山岩 ■ 今市火碎流 ○		
	花平溶結凝灰岩 □	万年山下安山岩 □			鹿出南流紋岩 ●	耶馬溪溶結凝灰岩 ▼	-1
松山反転期	耶馬溪溶結凝灰岩 ▼			松木川流紋岩 ○ 高陣ヶ尾溶岩 □	槐木安山岩 △ 津々良礫岩 △ 由布川火碎流 ○ 鹿倉安山岩 { □ ■ }		
	高倉山流紋岩 ○	伐株山溶岩 △ 玖珠層の一部 ▽					
	高倉山安山岩 □			羽馬礼溶岩 □		樟木山安山岩 □	-2
	下釜安山岩 △						
ガウス正常期	宮田ディサイト ○						
	出雲岳溶岩 △ 渡神岳溶岩 △						
	鰐生層群 { ■ □ □ }						
						本ノ子岳溶岩など { □ ▲ △ }	-3
						耶馬溪層下部層 { }	-4
						宇佐層群 { □ □ △ △ ▽ }	-5

丸：流紋岩，逆三角：ディサイト，三角：角閃石安山岩，四角：輝石安山岩，黒つぶし：正帯磁，白ヌキ：逆帯磁，白に縦線：帯磁方向不明 * MANKINEN and DALRYMPLE (1979) を引用

先阿蘇・九重火山岩類の各火山岩の層序上の問題点として須藤 (1985) は以下の点を指摘した。①各火山体の形状が塊状もしくは厚いレンズ状であることが多い、火山体相互の新旧関係を野外で直接確認できる例が少ない。②同じもしくはよく似た地層名の定義が各報告によってはしばしば異なることがある。③岩相の類似性と時代の同時性が混同されていることがある。④報告された火山岩年代資料が全て噴出年代を表しているとは限らない。

本報告では上記の点を踏まえ、須藤 (1985)、宇都・須藤 (1985) 及び通産省 (1984) などを参考にして先阿蘇・九重火山岩類の層序を第2表の様に考えた。第2表の詳しい内容について第7章に記す。

3. 古地磁気測定

露頭より採取した定方位岩石試料については全てフラックスゲイト・マグネットメーターで磁化方位の正逆を測定した。また第3表に示した試料については無定位磁力計及びスピナー型磁力計で磁化方位及び強度を測定した。後者の測定に際しての試料の採取、整形及び測定の手順は須藤 (1985) が示した方法と同じである。

第3表 古地磁気測定試料一覧
Table 3 Samples for paleomagnetic study. See Fig. 2.

No.	岩石*	試料採取地	東経	北緯	年代資料**
53	Ol-bg cpx-opx-hb and lava	熊本県小国町涌蓋山北西	131°09'30''	33°08'36''	0.4 ± 0.3 K(1)
54	Cpx-opx-qz-bg hb and lava	" " " 南西	131°09'38''	33°07'54''	(0.57 ± 0.27) K(2)
55	Hb-bi dac lava	大分県九重町中板	131°10'45''	33°12'04''	
56	Opx-qz-bg hb and lava	" " " 東	131°10'57''	33°11'13''	((0.59 ± 0.03) K(3) 0.6 ± 0.2 K(1))
57	Cum-cpx-opx-bi-hb dac lava	" " 頓岩	131°11'56''	33°13'54''	
58	Hb-bg opx-cpx and lava	" 大山町久米谷	130°59'28''	33°11'25''	
59	Cpx-opx-hb and lava	" 中津江村祝川谷	130°58'11''	33°09'33''	
60	Bi-hb dac lava	" " "	130°57'58''	33°09'29''	
61	Cpx-bg opx-hb rhy w.t.	" 日田市岩戸西	131°01'26''	33°18'24''	
62	Bi rhy lava	" 九重町松木ダム上流	131°13'49''	33°17'19''	
63	Bi rhy lava	" " "	131°14'02''	33°17'30''	1.3 ± 0.3 K(1)
64	Cpx-opx-hb and p.f.	" " 寺床	131°16'14''	33°11'58''	
65	Ol-bg cpx-opx-hb and p.f.	" " " 北	131°16'15''	33°12'03''	0.5 ± 0.3 K(1) 0. ± 0. K(2)
66	Opx-ol-cpx-hb and lava	" " 山下湖南西	131°17'13''	33°11'27''	
67	Ol-bg opx-cpx and lava	" 玖珠町高陣ヶ尾	131°18'52''	33°19'08''	1.3 ± 0.2 K(1)
68	Cpx-opx and lava	" 院内町羽馬礼北	131°16'41''	33°21'23''	2.3 ± 0.3 K(1)
69	Opx-hb and lava	" 安心院町童王山	131°21'13''	33°25'04''	((4.8 ± 0.4) K(4))
70	Cpx-qz-opx-bi-hb and lava	" " 庐子岳東	131°22'02''	33°25'30''	((5.1 ± 0.4) K(4))
71	Cpx-opx and lava	" " 須崎北	131°24'09''	33°20'34''	((2.4 ± 0.5) K(4))
72	Hb-bg opx-cpx and p.f.	" 別府市椿南	131°26'54''	33°14'06''	
73	Cpx-opx and lava	" 庄内町雷	131°26'37''	33°09'30''	((2.1 ± 0.4) K(5))
74	Cpx-ol-bg hb-bi dac lava	" " 本峠	131°21'16''	33°06'16''	
75	Opx-cpx and lava	" " " 北	131°21'02''	33°06'49''	2.3 ± 0.2 K(1)
76	Cpx-opx and lava	" " 鹿倉	131°23'33''	33°08'54''	((1.87 ± 0.34) K(2))
77	Hb-bi rhy lava	" 湯布院町鹿出南	131°19'45''	33°12'05''	1.1 ± 0.1 K(1)
78	Qz-cpx-opx-bi-bg hb and p.f.	" " "	131°19'17''	33°12'12''	
79	Qz-cpx-opx-bi-hb and p.f.	" " "	131°19'13''	33°12'27''	
80	Opx-cpx-hb and lava	" " "	131°19'17''	33°12'31''	1.4 ± 0.2 K(1)
81	Hb-bi-opx dac w.t. in p.f.	" " 網代北	131°19'45''	33°13'28''	
82	Ol-bg opx-cpx and lava	" 九重町万年山北	131°08'07''	33°13'50''	((0.9 ± 0.4) K(6))
83	Hb-bi rhy lava	" " " 南東	131°08'33''	33°13'19''	1.0 ± 0.2 K(1)
84	Hb-bg opx-cpx and lava	" " 黒猪鹿西	131°08'36''	33°13'26''	
85	Qz-bg opx-cpx and lava	" " "	131°08'36''	33°13'24''	
86	Hb-bg opx-cpx and lava	" " "	131°08'37''	33°13'25''	1.0 ± 0.1 K(1)
87	Hb-bg opx-cpx and lava	" " "	131°09'29''	33°13'03''	
88	Cpx-bg opx-hb and lava	" " 猪牟田橋南西	131°12'37''	33°11'42''	((0.46 ± 0.02) K(3))
89	Opx-qz-cpx-hb and lava	熊本県小国町 892m 山南西	131°07'57''	33°06'37''	
90	Hb-bi rhy lava	大分県九重町万年山	131°08'09''	33°13'31''	((0.7 ± 0.3) K(6) ((0.35 ± 0.16) K(2))

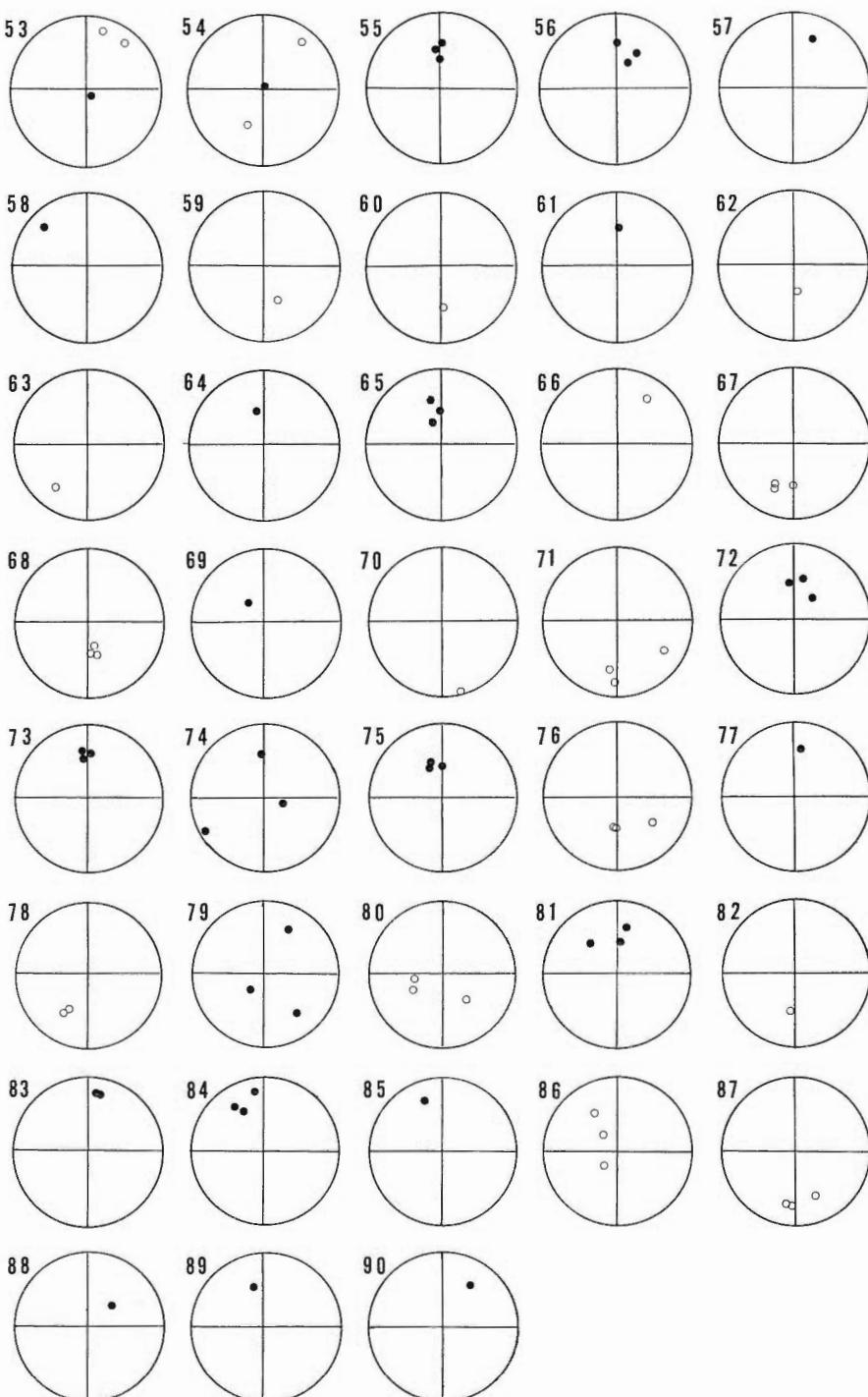
* ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, hb: hornblende, cum: cummingtonite, bi: biotite, qz: quartz, bg: bearing, and: andesite, dac: dacite, rhy: rhyolite, p.f.: pyroclastic flow, w.t.: welded tuff.

** ()なし: 同一試料による年代値, () : 同一試料ではないが同一露頭より採取した試料の年代値, () : 同一露頭ではないが比較的近距離の同一層準の露頭より採取した試料の年代値, K: K-Ar 年代測定

(1)本報告, (2)宇都・須藤 (1985), (3)通産省 (1984), (4)鎌田・村岡 (1984), (5)須藤 (1985), (6)鎌田・村岡 (1982).

第3表に示した試料の 150 Oe 交流磁場消磁後の磁化方位を第2図に, また1露頭あたり3個の試料を測定した地点の測定結果を第4表に示す。交流磁場消磁は 75 Oe 及び 150 Oe の2回行ったが, そのために磁化方位が大きく変化したのは HM no. 74, 79, 84 中の各1試料及び no. 82 及び 87 の全試料である。これらの試料以外は交流磁場消磁による磁化方位の変化は小さかった。

1露頭当たり3個の試料を測定したもののうち磁化方位の集中度の悪いものは角レキ化した溶岩塊から



第2図 豊肥地域の先阿蘇・九重火山岩類の磁化方位 150 Oe 交流磁場消磁後 黒丸：下半球に投影 白丸：上半球に投影

Fig. 2 Magnetic directions of volcanic rocks from the Hohi geothermal area after 150 Oe demagnetization. Solid circle: lower hemisphere, open circle: upper hemisphere.

第4表 古地磁気測定結果
Tabel 4 Paleomagnetic data of the Pre Aso-Kuju volcanics.

HM no.	N	D	I	K	α_{95}	Intensity emu/cc	HM no.	N	D	I	K	α_{95}	Intensity emu/cc
53	3	31	10	1	62	1.39×10^{-3}	74	3	286	73	1	63	5.89×10^{-3}
54	3	70	-10	0	92	5.24×10^{-3}	75	3	346	52	103	7	2.98×10^{-4}
55	3	358	47	68	9	3.09×10^{-5}	76	3	162	-54	12	22	5.45×10^{-4}
56	3	16	47	32	14	3.11×10^{-3}	79	3	108	68	2	53	2.44×10^{-3}
65	3	350	53	41	12	1.14×10^{-3}	80	3	218	-67	5	34	1.85×10^{-3}
67	3	196	-42	72	9	9.69×10^{-4}	81	3	352	47	13	22	9.43×10^{-3}
68	3	163	-60	177	6	4.68×10^{-3}	84	3	338	29	26	15	1.40×10^{-4}
71	3	164	-30	6	32	9.03×10^{-4}	86	3	309	-65	7	29	9.11×10^{-4}
72	3	14	52	23	16	1.27×10^{-3}	87	3	176	-32	26	15	1.17×10^{-4}
73	3	356	43	241	8	1.41×10^{-3}							

なるものであり、no. 53, 54, 74 及び 79 がこれに相当する。また非固結高温火碎流堆積物中の本質岩片の磁化方位はよく集中し、本地域でも既に古地磁気測定により高温火碎流堆積物がいくつか認められた（須藤、1985）。今回の測定試料の中では no. 65, 72 及び 78 がこれに相当する。また試料 no. 81 は非固結火碎流堆積物の本質でない岩片であるが、この試料の磁化方位の集中度は比較的良い。

各試料の測定結果の層序上の意義については第6章に記す。

4. K-Ar 年代測定

K-Ar 年代測定を行った試料の岩石名、試料採取地、分析結果等を第5表に示す。分析は全て全岩法を用い、テレディン・アイソトープ社に依頼した。分析値のうち放射性アルゴン40の量は 10^{-8} ml/g までが有意であり、 10^{-9} の値は参考値である。放射性アルゴン40の絶対量が少なく、大気中のアルゴンの混入率が大きい2試料（no. 1 及び 2）を除くと概ね良好な値が得られたものと判断される。なお今回の分析値中、年代の誤差の表示の方法は須藤（1985）のそれとは異なる¹⁾。

5. K-Ar 年代測定試料記載

今回 K-Ar 年代測定を行った試料について以下に番号、試料番号、岩石名、産状、層序上の位置、検鏡結果の順に記す。

1. HM53A かんらん石含有单斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩、破碎された溶岩、涌蓋山溶岩（太田ほか、1968の涌蓋山円頂丘溶岩）。

斑晶は斜長石、普通角閃石、斜方輝石、单斜輝石、鉄鉱物及び少量のかんらん石である。斜長石は最大径 3 mm で輝石、鉄鉱物を含む。普通角閃石は最大径 2.8 mm で周囲からオパサイト化している。斜方輝石は最大径 0.6 mm、单斜輝石は同じく 0.3 mm で斜方輝石には单斜輝石の反応縁はない。か

1) 測定は全て1個の試料当たり2回以上行った。計算に用いたカリウムの量は2回の測定値の平均を用いた。年代の算出は1回のアルゴン分析毎に行い、標準偏差： σ は COX and DALRYMPLE (1967) の次式によって算出した。

$$\sigma = \left[(\sigma_k)^2 + (\sigma_x)^2 + (\sigma_{\text{err}})^2 \left(\frac{1}{r} \right)^2 + (\sigma_{\text{abs}})^2 \left(\frac{1-r}{r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

ここで計算に用いた各分析での標準偏差は以下の通りである。 $\sigma_k = 0.018$, $\sigma_x = 0.003$, $\sigma_{\text{err}}^{40} = 0.0024$, $\sigma_{\text{abs}}^{36} = 0.03$ 。須藤（1985）が示した誤差は2回の測定値のうち大きい方の誤差の値を表示したが、本報告では σ は以下の式を用いて算出した。

$$\sigma_m = \frac{\left(\sum_i^n \sigma_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{n}$$

上式を用いると一般に算出される誤差の値は小さくなる。しかしながら須藤（1985）と本報告とでは年代測定の分析機器、分析法、分析者等は同じであるので、表示される誤差の値が小さくなったことが分析精度の向上を意味するものではない。

第5表 K-Ar年代測定結果
Table 5 Descriptions of samples for K-Ar age determination and age data.

No.	岩石番号	岩石*	試料採取地	東 經	北 緯	Age (Ma)	^{40}Ar rad (10 ⁻⁴ ml/g)	^{40}Ar rad (%)	K(%)	M**
1	HM53A	OI:bg cpx-opx-hb and lava	熊本県小国町福蓋山北西	131°09'30''	33°08'36''	0.4±0.3	0.0021	2.9	1.44	
2	HM65	OI:bg cpx-opx-hb and p. f.	大分県九重町寺床北	131°16'15''	33°12'03''	0.5±0.3	0.0028	3.3	1.46	N
3	HM56C	Opx-qz-bg hb and lava	" 中板東	131°10'57''	33°11'13''	0.6±0.2	0.0029	4.1	1.35	N
4	HM83B	Hb-bi rhy lava	" " 万年山南東	131°08'33''	33°13'19''	1.0±0.2	0.0040	3.8	1.35	N
5	HM86B	Hb-bg opx-cpx and lava	" " 黒猪鹿西	131°08'37''	33°13'25''	1.0±0.1	0.0048	4.5	1.18	N
6	HM49B	Opx-cpx-bi-hb and lava	" 玖珠町伐株山	131°08'26''	33°15'30''	1.2±0.2	0.0065	5.5	1.84	
7	HM63	Bi rhy lava	" 九重町松木ダム上流	131°14'02''	33°17'30''	1.3±0.3	0.0097	11.2	2.29	?
8	HM77	Hb-bi rhy lava	" 湯布院町鹿出南	131°19'45''	33°12'05''	1.1±0.1	0.0090	15.2	2.29	R
9	HM80B	Opx-cpx-hb and lava	" " 鹿出南西	131°19'17''	33°12'31''	1.4±0.2	0.0093	10.0	1.90	R
10	HM75B	Opx-cpx and lava	" 庄内町本郷北	131°21'02''	33°06'49''	2.3±0.2	0.014	10.9	1.87	R
11	HM67B	OI:bg opx-cpx and lava	" 玖珠町高牌ヶ尾	131°18'52''	33°19'08''	1.3±0.2	0.0090	10.2	1.90	R
12	HM68B	Cpx-opx and lava	" 院内町羽馬札	131°16'41''	33°21'23''	2.3±0.3	0.0091	11.8	2.54	N
13	1924	Bi rhy lava	" 大山町久榮谷	130°59'28''	33°11'15''	1.2±0.1	0.011	13.9	2.56	
14	1925	Opx-cpx and p. r.	" " "	130°59'28''	33°11'15''	2.1±0.2	0.012	15.3	3.68	
							0.017	14.3	1.86	
							0.015	15.7	1.87	

* ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, hb: hornblende, bi: biotite, bg: bearing, and: dacite, rhy: rhyolite, p.f.: pyroclastic flow, p.r.: pyroclastic rock, w.t.: welded tuff.
** N: normal 正常磁, R: reversed 逆正常磁。

$$\lambda = 4.36 \times 10^{-19} \text{ yr}^{-1}, \lambda e = 0.581 \times 10^{-19} \text{ yr}^{-1}, 40\text{K}/K = 1.167 \times 10^{-4}$$

んらん石は最大径 0.3 mm で周囲には内側よりイディングサイト、鉄鉱物及び斜方輝石がついている。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及びシリカ鉱物が認められる。

2. HM65 かんらん石含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩、非固結高温火碎流中の本質ブロック、本ユニット単独の名称はない。豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）の鹿伏岳溶岩など、すなわち新期火山岩類前期噴出物に相当するものと思われる。

斑晶は斜長石、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱物及び少量のかんらん石である。斜長石は最大径 3.2 mm で普通角閃石及び鉄鉱物粒を含む。普通角閃石は最大径 4.5 mm で、一部は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱物の集合体になっている。斜方輝石は最大径 1.8 mm、単斜輝石は最大径 0.5 mm で、両者が平行連晶することがある。単斜輝石にはしばしばセクター・ゾーニングが認められる。かんらん石は最大径 0.8 mm で丸味を帶びている。石基はハイアロピリチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及び少量のシリカ鉱物が認められる。

3. HM56C 斜方輝石石英含有普通角閃石安山岩、マッシブな溶岩、松本（1982）の中イタ溶岩もしくは中イタ頂上溶岩に相当。

斑晶は斜長石、普通角閃石、石英及び斜方輝石である。斜長石は最大径 3 mm で包有物は少ない。普通角閃石は最大径 2.5 mm でオパサイト化している。石英は最大径 1.7 mm、斜方輝石は同じく 0.3 mm で共に量は少ない。ほかに斜長石、普通角閃石及び鉄鉱物からなる集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及びシリカ鉱物が認められる。

4. HM83B 普通角閃石黒雲母流紋岩、マッシブで流理のある溶岩、万年山溶岩（松本ほか、1973 など）。万年山山頂溶岩とは急崖で境され、約 200 m 低い別な平坦面を有する溶岩である。

斑晶は斜長石、黒雲母及び普通角閃石である。斜長石は最大径 2.8 mm でガラス包有物があるが最外殻は清澄である。黒雲母は最大径 2.3 mm、普通角閃石は同じく 0.8 mm で、その量は黒雲母の方が圧倒的に多い。石基はモザイク状脱ハリ生成物からなるが、流理構造がよくみられる。空隙にはクリストバル石が晶出している。

5. HM86B 普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩、マッシブな溶岩、松本（1982）の豊肥火山岩類上部層に相当する。

斑晶は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱物及び普通角閃石である。斜長石は最大径 2 mm で輝石、鉄鉱物、ガラス及び塵状包有物を含むが最外殻は清澄である。単斜輝石は最大径 1.7 mm、斜方輝石は同じく 2 mm で、両者の平行連晶は認められるが、斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁はない。普通角閃石と判断したものは最大径 3.7 mm で、自形角閃石の形状を示すが、現在は径 0.1–0.2 mm の粒状斜方輝石、単斜輝石、斜長石及び鉄鉱物の集合体となっているものである。石基はハイアロピリチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及び晶洞中にクリストバル石及び黒雲母が認められる。

6. HM49B 斜方輝石単斜輝石黒雲母普通角閃石安山岩、マッシブな溶岩、豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）は筑紫溶岩としたが、今回はこの溶岩の分布が孤立していること及び万年山北斜面の輝石安山岩とは岩質が異なるため伐株山溶岩と呼ぶ。

斑晶は斜長石、普通角閃石、黒雲母、単斜輝石、斜方輝石及び鉄鉱物よりなる。斜長石は最大径 4 mm でガラス及び塵状包有物を含むが最外殻は清澄である。普通角閃石は最大径 2.6 mm、黒雲母は最大径 1 mm で、黒雲母の縁辺部は黒色オパサイト化している。単斜輝石は最大径 1.8 mm、斜方輝石は最大径 0.9 mm で、斜方輝石には単斜輝石の反応縁はない。石基は比較的結晶度が良く、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱物及び填間状シリカ鉱物よりなる。

7. HM63 黒雲母流紋岩、マッシブで流理のある溶岩、豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）の万年山溶岩に相当するが、万年山山頂の溶岩が普通角閃石黒雲母流紋岩であるので岩質が異なり、また両者の帶磁方向も異なるので別個の火山体を形成していると考えられる。本報告では松木川流紋岩とする。

斑晶は斜長石、黒雲母及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 2.2 mm で、ガラス及び塵状包有物を含むが最外殻は清澄である。黒雲母は最大径 1.4 mm である。石基は全体に淡褐色を帶びたモザイク状

脱ハリ生成物よりなり、最大径 2 mm のスフェルライトが認められ、また晶洞にはクリストバル石が晶出している。

8. HM77 普通角閃石黒雲母流紋岩、マッシブで流理のある溶岩、豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）は万年山溶岩としたが、万年山山頂の溶岩とは分布域が約 20 km 離れて孤立しており別な火山体を形成している。本報告では鹿出南流紋岩とする。

斑晶は斜長石、黒雲母、普通角閃石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 3 mm で普通角閃石及び褐色ガラス包有物を含む。黒雲母は最大径 1.6 mm、普通角閃石は同じく 1.3 mm である。石基は無色一淡褐色のガラスからなりパーライト状割れ目がみられる。また最大径 1 mm のスフェルライトが発達している。

9. HM80B 斜方輝石单斜輝石普通角閃石安山岩、マッシブな溶岩、通産省（1984）の津々良礫岩の分布域であるが本試料はマッシブな溶岩である。本溶岩の上位には急冷クラックを有する岩片を多く含む火碎堆積物が位置する。

斑晶は斜長石、普通角閃石及び少量の单斜輝石、斜方輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 4 mm で、鉄鉱物及びガラス包有物を含む。普通角閃石は最大径 3.6 mm で、オパサイト化している。斜方輝石は最大径 0.7 mm で单斜輝石と平行連晶はあるが粒状单斜輝石の反応縁はない。单斜輝石は最大径 0.8 mm で、特に微斑晶にはセクター・ゾーニングを示すものが多い。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及び晶洞中にクリストバル石が認められる。

10. HM75B 斜方輝石单斜輝石安山岩、マッシブな溶岩、小野（1963）の鹿倉安山岩。

斑晶は斜長石、斜方輝石、单斜輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 7 mm で、輝石、鉄鉱物、ガラス、黒雲母及び塵状包有物を含むが最外殻は清澄である。斜方輝石は最大径 2 mm、单斜輝石は同じく 6 mm で、両者の平行連晶はあるが斜方輝石の周囲に粒状单斜輝石の反応縁はない。また斜長石、斜方輝石、单斜輝石及び鉄鉱物よりなる集斑状組織が認められる。石基はハイアロピリチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及び晶洞中にクリストバル石がそれぞれ認められる。

11. HM67B かんらん石含有斜方輝石单斜輝石安山岩、マッシブな溶岩、豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）の筑紫溶岩に相当する。本報告では高陣ヶ尾溶岩とする。

斑晶は斜長石、单斜輝石、斜方輝石、かんらん石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 3.5 mm で輝石、鉄鉱物の丸粒、ガラス包有物及び塵状包有物を含むが最外殻は清澄である。单斜輝石は最大径 1.5 mm、斜方輝石は同じく 2 mm で、両者は平行連晶することもあり、また斜方輝石の一部には粒状单斜輝石の反応縁がある。かんらん石は最大径 0.4 mm で自形を示す。また斜長石、斜方輝石、单斜輝石及び鉄鉱物よりなる集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及び晶洞中にクリストバル石が認められる。

12. HM68B 单斜輝石斜方輝石安山岩、マッシブな溶岩、豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）の筑紫溶岩に相当する。本報告では羽馬礼溶岩とする。

斑晶は斜長石、斜方輝石、单斜輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 4 mm で、輝石、鉄鉱物及びガラス包有物を含む。斜方輝石は最大径 3 mm で輝石の反応縁はない。单斜輝石は最大径 1.8 mm でセクター・ゾーニングがよく認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石、輝石、鉄鉱物及び晶洞中にクリストバル石が認められる。

13. 1924 黒雲母流紋岩、マッシブで流理のある溶岩、通産省（1984）の久栄谷軽石凝灰岩の溶岩相かもしくは宮田デイサイトに相当するものと思われる。下記14の岩石を緩い傾斜で覆い、本岩体最下部の接触部には黒色ガラスからなる急冷相が認められる。

斑晶は少なく、斜長石、黒雲母及び鉄鉱物よりなる。斜長石は最大径 2 mm で清澄である。黒雲母は最大径 1.5 mm で斜長石粒を含む。石基は微細な脱ハリ生成物よりなり、全体として淡褐色を呈する。晶洞にはシリカ鉱物がみられる。

14. 1925 斜方輝石单斜輝石安山岩、火碎岩（溶結スパッターと思われる）、通産省（1984）の松原安山岩、上記13の溶岩の下位に位置する。

斑晶は斜長石、单斜輝石及び少量の斜方輝石からなる。斜長石は最大径 1.6 mm で塵状包有物を含む。单斜輝石は最大径 1 mm で累帶構造が顕著である。斜方輝石は最大径 1.2 mm で縁辺部は褐色に変質している。基質は断片化しており、それぞれの石基はハイアロピリチック組織を示し斜長石、輝石、鉄鉱物及び晶洞中に少量のシリカ鉱物が認められる。

6. 古地磁気及び K-Ar 年代測定結果とその問題点

本研究で行った古地磁気及び K-Ar 年代測定結果と既存の公表資料を合わせて得られた問題点等を以下に示す。本文中の地名の位置は付図 1 に示す。本章中の地層名のうち「」の付いたものは豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982) が、" " は他の原著者がそれぞれ使用したものである。

6. 1 「新期火山岩類前期」噴出物の年代について

今回年代測定した「新期火山岩類前期」噴出物の年代は①涌蓋山溶岩 : 0.4 ± 0.3 Ma, ②大分県寺床北の火碎流堆積物 : 0.5 ± 0.3 Ma 及び③大分県中板東の“中板溶岩”(松本ほか, 1973) : 0.6 ± 0.2 Ma である。このうち②及び③の試料はそれぞれ正帯磁を示し, MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度と矛盾しない、涌蓋山溶岩の K-Ar 年代は既に 5 個報告されており(通産省, 1984; 須藤, 1985; 宇都・須藤, 1985), 今回得られた年代値はそれらと矛盾しない。大分県寺床北の火碎流堆積物の K-Ar 年代としては 0.56 ± 0.19 Ma (宇都・須藤, 1985) の値が得られており両者は矛盾しない。“中板溶岩”的 K-Ar 年代値としては通産省 (1984) の 0.59 ± 0.03 Ma (原著では“作草溶岩”とされ、試料採取地は③のそれの約 600 m 北東であるが、両者の岩石記載及びカリウム量はほとんど同じであり、松本ほか (1973) の中板溶岩の一部と考えられる) があり、両者の年代はよく一致している。

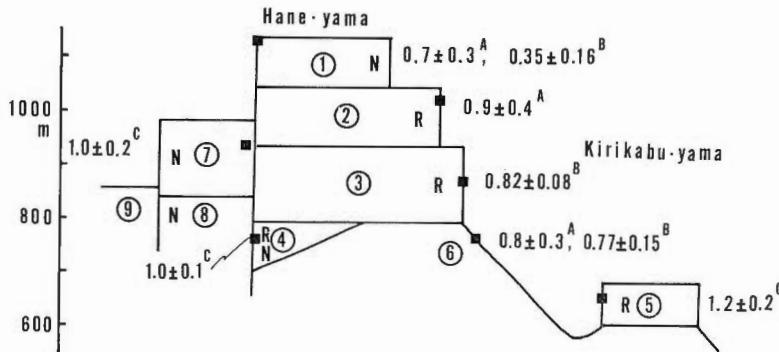
「新期火山岩類前期」噴出物の既存の K-Ar 年代は全て約 0.3 Ma より古く、また須藤 (1985) 及び本研究によればこれらの火山岩試料の中には逆帯磁を示す岩石は見い出されていない。

6. 2 万年山付近の火山層序について

第 1 図の中央付近に位置する万年山には卓状地形を示す溶岩の累重がみられ、各溶岩の帶磁方向の概略(須藤, 1985) 及び K-Ar 年代測定値(鎌田・村岡, 1982; 宇都・須藤, 1985) がいくつか報告されている。第 3 図にはそれらに本報告の資料を加えて得られた万年山付近の模式的断面図を示す。図中①の流紋岩溶岩は正帯磁を示し、ブリュンヌ正常期に、また安山岩溶岩のうち②, ③及び⑤は逆帯磁を示し松山反転期(いずれも MANKINEN and DALRYMPLE, 1979) にそれぞれ対比されるものと思われる。流紋岩溶岩⑦は正帯磁を示すが、ブリュンヌ正常期、ハラミヨ正常イベント(0.90 Ma– 0.97 Ma: MANKINEN and DALRYMPLE, 1979) のいずれに対比されるのかは断定できない。安山岩溶岩④は帶磁方向にバラつきがみられるが、これが付近を通る断層(須藤, 1985) による変位のためかどうかは不明である。そのため同じ断層の近くより試料を採取し測定した安山岩溶岩⑧の帶磁方向についてもなお疑問の点が残る。安山岩溶岩⑤は東西約 400 m, 南北約 1 km の狭小な分布を示し、周囲に分布するシルト層及び酸性火碎岩の互層との直接の関係はみられないが、それらの堆積物より新しい噴出物と考えられ、噴出口直上の溶岩である可能性もある。

本報告では①を狭義の万年山溶岩、②, ③, ④を万年山下安山岩、⑤を伐株山溶岩、⑥を玖珠層と呼ぶ。

得られた年代値そのもの及び古地磁気年代尺度上の対比において必ずしも全てのデータが整合的であるわけではないが、万年山周辺では約 1 Ma からブリュンヌ正常期初めにかけては活発な火山活動が起こったと考えられる。



第3図 万年山付近の模式地質断面図 N 正帯磁, R 逆帯磁, ■ 年代測定試料採取地 1. 普通角閃石黒雲母流紋岩溶岩, 2. かんらん石含有斜方輝石單斜輝石安山岩溶岩, 3. 普通角閃石單斜輝石斜方輝石安山岩溶岩, 4. 普通角閃石含有单斜輝石斜方輝石安山岩溶岩, 5. 斜方輝石單斜輝石黒雲母普通角閃石安山岩溶岩, 6. 黒雲母普通角閃石ディサイト溶岩, ディサイト火砕堆積物及びシルト層, 7. 普通角閃石黒雲母流紋岩, 8. 石英含有斜方輝石單斜輝石安山岩溶岩, 9. 流紋岩溶岩 K-Ar 年代測定値の引用文献は(A): 鎌田・村岡 (1982), (B): 宇都・須藤 (1985), (C): 本報告

Fig. 3 Simplified cross section of Hane-yama. N: normal magnetic polarity, R: reversed magnetic polarity, solid square; localities of samples for K-Ar age determinations. 1. Hornblende-biotite-rhyolite lava, 2. Olivine-bearing orthopyroxene-clinopyroxene-andesite lava, 3. Hornblende-clinopyroxene-orthopyroxene-andesite lava, 4. Hornblende-bearing clinopyroxene-orthopyroxene-andesite lava, 5. Orthopyroxene-clinopyroxene-biotite-hornblende-andesite lava, 6. Biotite-hornblende-dacite lava, dacite pyroclastics and silt, 7. Hornblende-biotite-rhyolite lava, 8. Quartz-bearing orthopyroxene-clinopyroxene-andesite lava, 9. Rhyolite lava. Age data are quoted from (A) KAMATA and MURAOKA (1982), (B) UTO and SUTO (1985) and (C) This paper.

6. 3 いわゆる万年山溶岩について

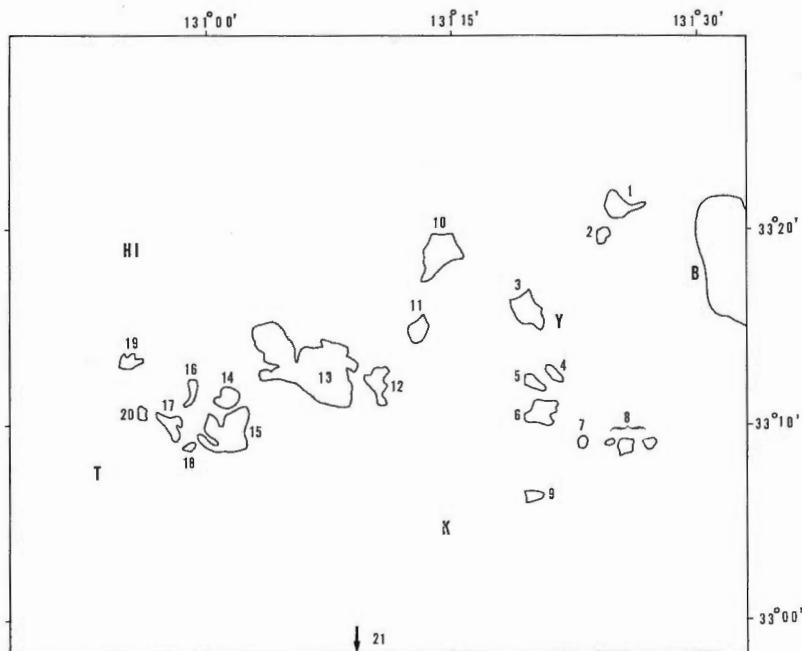
広域的な地質編集図である大分県地質図(大分県, 1971)や豊肥地熱地域地質図(豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982)では流紋岩溶岩のかなりの部分が「万年山溶岩」として一括して示されている。各火山体の分布はそれぞれ離れて独立しており(第4図), また全てのいわゆる万年山溶岩の層序上の位置が明らかにされているわけではない。したがってこれらの編集図におけるいわゆる万年山溶岩の定義は岩質による便宜的なまとめ方と解釈すべきであり, その層序上の位置が全て同じであり個々の精査域で組み立てられる層序と全て整合する事はほとんどあり得ないことを念頭に置くべきである。

いわゆる万年山溶岩の定義のうち最も広義なものは大分県(1971)のものであり, それから「長湯・熊群山流紋岩類」「飛竜野流紋岩」(いずれも小野, 1963)及び万年山南東宝泉寺付近の“玖珠層”(松本ほか, 1973)の一部を除いたものが豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)の「万年山溶岩」にはほぼ相当する。一方池田(1979)の“万年山溶岩”は前2者の定義するそれとは大きく異なる。第5図には池田(1979)の“万年山溶岩II”的分布とほぼ同じものを示す。池田(1979)の“万年山溶岩I”は輝石安山岩である²⁾。

最も広義の“万年山溶岩”(大分県, 1971)の各岩体の分布を第4図に示す。以下各岩体について現在までに得られた岩質, 層序上の位置, 年代値及び磁化方位について第4図中の番号順に記す。

- ① 別府北西九州自然動物公園, 西台, 流紋岩(笠間, 1953).
- ② 別府北西天間. ①と同岩質(笠間, 1953).
- ③ 福万山南麓, 通産省(1984)によれば黒雲母真珠岩, 黒雲母角閃石流紋岩溶岩, 福万山安山岩(角

2) ただし池田(1979)は後述の①や③をも“万年山溶岩”と呼んでいる。



第4図 大分県地質図（大分県、1971）の“万年山溶岩”の分布 番号は本文中のそれと対応
HI 日田, T 鰐生, H 万年山, Y 湯布院, B 別府

Fig. 4 Distribution of so called "Hane-yama Lava" in Oita Prefecture (1971).
HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

閃石安山岩など)の下位, 花合野川安山岩(輝石安山岩)の上位に位置する(通産省, 1984).

④ 湯平駅北方, 未調査.

⑤ 湯平温泉北方, 鹿出南方. 黒雲母流紋岩, 鹿出付近に分布する非固結高温火碎流堆積物(通産省, 1984)の津々良礫岩の一部に相当. 逆帶磁, 1.6 ± 0.3 Ma(須藤, 1985)の上位で, 通産省(1984)の花合野川安山岩の下位に位置すると考えられる. 1.0 ± 0.1 Ma, 正帶磁(本報告). 鹿出南流紋岩と仮称する.

⑥ 湯平駅南西. 未調査.

⑦ 熊群山山頂部. 黒雲母流紋岩, “熊群山流紋岩”(小野, 1963). 時山安山岩, 今市火山碎屑流の上位(小野, 1963).

⑧ 高塚, 飛竜野, 大竜山, 角閃石黒雲母流紋岩, “飛竜野流紋岩”(小野, 1963). “庄司・鹿倉安山岩の上位, “今市火山碎屑流”の下位(小野, 1963).

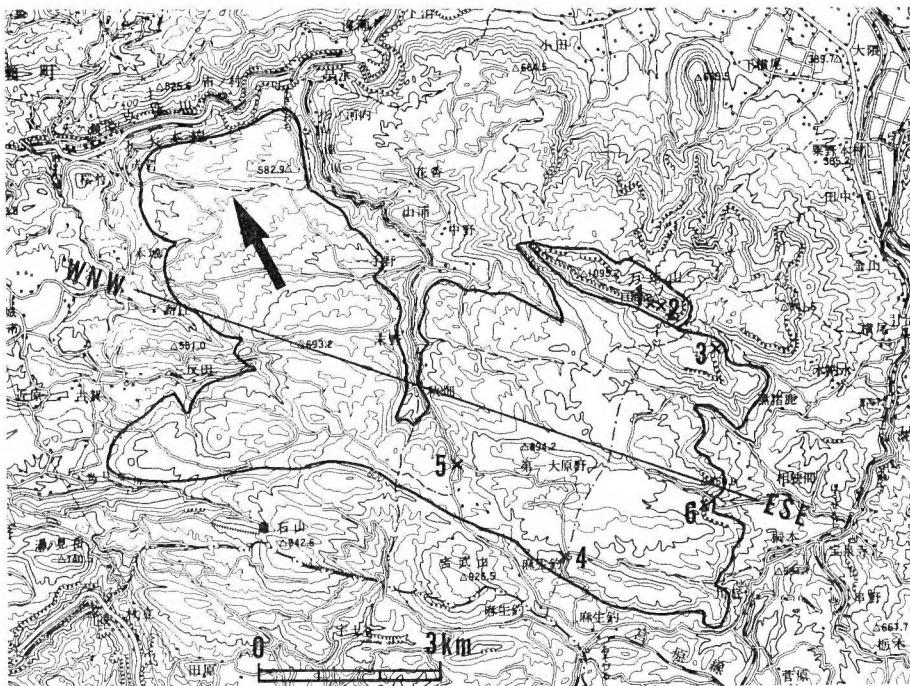
⑨ 上峰, 角閃石黒雲母流紋岩, “上峰流紋岩”(小野, 1963). “鹿倉安山岩”の上位, “今市火山碎屑流”の下位?(小野, 1963).

⑩ 日出生台西方, 松木川上流域. 黒雲母流紋岩, 阿蘇火碎流堆積物に覆われる. 1.17 ± 0.13 Ma(宇都・須藤, 1985)及び 1.3 ± 0.3 Ma, 逆帶磁(本報告). 松木川流紋岩と仮称する.

⑪ 青野山山頂部. 単斜輝石斜方輝石含有普通角閃石黒雲母流紋岩. 未調査.

⑫ 町田川流域, 宝泉寺付近. 松本ほか(1973)の町田溶岩(角閃石黒雲母流紋岩)及び生竜溶岩(角閃石黒雲母流紋岩)に相当する. 松本ほか(1973)によればこれらは玖珠層に属し, 輝石安山岩に覆われる. 0.7 ± 0.3 Ma, 0.5 ± 0.3 Ma(鎌田・村岡, 1982)及び 0.46 ± 0.06 Ma(宇都・須藤, 1985). 全て正帶磁(須藤, 1985及び本報告).

⑬ 万年山及びその周辺. 6.4章に詳述.



第5図 万年山周辺の「中義の万年山溶岩」の分布 広く開いた範囲は池田(1979)が示した「万年山溶岩II」の分布域を示す。×印は年代測定試料採取地点を示す。番号は第6表中のそれと対応。WNW-ESEは第6図に示した断面の位置を表す。この地図は国土地理院発行の5万分の1地形図「森」を使用したものである。

Fig. 5 Distribution of "Hane-yama Lava II" around Hane-yama. x: Localities of samples for age determination. See Table 6. Cross section of WEW-ESE line is shown in Fig. 6.

⑭ 湯ノ見岳. 角閃石黒雲母流紋岩, “湯ノ見岳流紋岩”(通産省, 1984). 「耶馬溪溶結凝灰岩」及び「亀石山溶岩」の上位(通産省, 1984).

⑮ 杖立南西方. 未調査.

⑯ 松原西方. 黒雲母流紋岩. 通産省(1984)は“宮田デイサイト”に含めた.

⑰ 下筌北西. 黒雲母角閃石デイサイト, “赤石デイサイト”(通産省, 1984). 2.7 ± 0.5 Ma (通産省, 1984).

⑱ 宮田付近. 普通角閃石黒雲母流紋岩. “宮田デイサイト”(通産省, 1984)の一部. “下筌安山岩溶岩”に覆われる(通産省, 1984). 2.1 ± 0.2 Ma (須藤, 1985), 2.1 ± 0.3 Ma (通産省, 1984). 逆帶磁(須藤, 1985).

⑲ 大野. 黒雲母角閃石流紋岩, “大野北流紋岩”(通産省, 1984). 「耶馬溪溶結凝灰岩」に覆われる(通産省, 1984).

⑳ 渡神岳. 黒雲母両輝石含有角閃石安山岩, “渡神岳溶岩”(通産省, 1984). 3.0 ± 0.5 Ma (通産省, 1984).

㉑ 阿蘇カルデラ東縁坂梨(第5図欄外南方約5km付近). 黒雲母流紋岩(小野, 1965). 0.41 ± 0.04 Ma, 0.45 ± 0.03 Ma 及び 0.56 ± 0.05 Ma (KANEOKA and SUZUKI, 1970).

以上の各岩体の記載をまとめると、大分県(1971)の“万年山溶岩”的各岩体の層序上の位置は様々であり、古地磁気測定結果によれば正帶磁の岩体、逆帶磁の岩体共にみられ、その年代は約0.5Ma-約3Maの間でバラついている。

渡辺・林（1983）は“万年山溶岩”と同様に岩質の類似性によって定義された“日向神溶岩”的フィッショントラック年代測定を行い、その噴出時期が3つのステージに分けられるとした。しかしながら“万年山溶岩”については現在までの年代資料からはそのようなステージ分けをするのは尚早と思われる。

6.4 万年山付近のいわゆる万年山溶岩について

いわゆる万年山溶岩の定義が各報告によって様々であることは前章に述べた。本章に記すのは第4図のno.13の岩体、すなわち万年山付近の流紋岩体である。第5図には池田（1979）の“万年山溶岩II”的分布範囲とほぼ同じものを示す。大分県（1971）及び豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）の「万年山溶岩」を広義の万年山溶岩とし、本報告6.2章に記した万年山山頂の溶岩（第3図の①）を狭義の万年山溶岩とするなら、池田（1979）の“万年山溶岩II”は中義の万年山溶岩ということになろう。

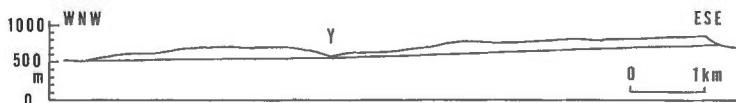
池田（1979）が示したように中義の万年山溶岩は西北西-東南東方向に卓越した多くの断層によって分断されている。そのため中義の万年山溶岩が全て噴出時期を同じくする1つの火山体を形成したかどうかを野外の調査結果のみで判断するのは困難である。現在まで得られた年代値の試料採取地を第5図に、年代値を第6表に示す。古地磁気測定は第5図中の2のやや南東、3及び4の3点の試料について行い、いずれも正帯磁であった（須藤、1985及び本報告）。しかしながらこれらの年代及び古地磁気測定結果からも、第5図に示した中義の万年山溶岩が同一時期に噴出したか否かは断定できない。

万年山山頂溶岩の分布域付近及びその西方の山浦付近には下位の輝石安山岩が露出するため、万年山溶岩の厚さは約100-200mであると推定される。第5図のWNW-ESE断面を第6図に示す。この図より中義の万年山溶岩は比較的薄く広がったこと、溶岩の表面は東南東側が高く、西北西側が低いこと及び溶岩の下底面も同様に緩く傾斜していることが分る。全て同一のユニットであると断定はできないが、山浦西方の溶岩の表面にみられる“しわ”から池田（1979）は少なくともその部分では溶岩は南東から北西方向（第5図中の矢印）に流动したと考えた。この流れの方向は現在の溶岩全体の傾きと調和的である。すなわち中義の万年山溶岩が一連の噴火活動の生成物であるとすると、その噴出口は現在の分布域の東端付近であると考えられる。または東西方向の走向の多くの断層により中義の万年山溶岩は垂直方向に変位を受けたが、傾動は少なかったものと推定される。

第6表 万年山付近の“万年山溶岩”的年代
Table 6 Age data of the “Hane-yama lava II” around Hane-yama.

番号	岩石番号	年代(Ma)	分析法	文献
1	K781D2506	0.7±0.3	K-Ar	鎌田・村岡（1982）
2	1574	>0.35±0.16	K-Ar	宇都・須藤（1985）
3	HM83B	1.0±0.2	K-Ar	本報告
4	HM9B	0.63±0.05	K-Ar	宇都・須藤（1985）
5		0.53±0.06	FT	磯・池田（1979）
6		0.5*	FT	林（1984）

* 位置は概略
番号は第5図中のそれと対応



第6図 第5図のWNW-ESE断面上の中義の万年山溶岩 水平:垂直=1:1 Y:山浦川
Fig. 6 Cross section of “Hane-yama lava II” along WNW-ESE in Fig. 5. V: H=1:1. Y: Yamaura-gawa.

第7表 “玖珠層” 中の岩石の放射年代と古地磁気
Table 7 Radiometric ages and paleomagnetic directions of
the volcanic rocks from the “Kusu Group”.

	K-Ar 年代	フィッショントラック年代
中村軽石流堆積物	0.5 ± 0.3 0.57 ± 0.05	N* (1) N* (2)
生竜溶岩	0.5 ± 0.3 0.46 ± 0.06	(1) N* (2)
梶屋溶岩		0.91 ± 0.23 (3)
町田溶岩	0.7 ± 0.3	0.98 ± 0.24 (3) 1.0 ± 0.1 (4) 1.6 (5)
その他の溶岩		1.04 ± 0.13 (3) 1.71 ± 0.48 (6) 0.86 ± 0.14 (4) 1.1 ± 0.2 (4) 1.3 ± 0.2 (4) 1.20 ± 0.48 (6) 1.24 ± 0.36 (6) 1.06 ± 0.24 (6)

* N : 正帯磁(須藤, 1985)

(1) 鎌田・村岡 (1982), (2) 宇都・須藤 (1985), (3) 林・渡辺・山崎 (1981), (4) 林・田口・松本 (1982), (5) 林 (1984), (6) TAMANYU (1981).

6.5 “玖珠層” の年代と古地磁気

松本ほか (1973) は九重火山北麓に分布し “宇佐層群” の上位, “豊肥火山岩類” (輝石安山岩) の下位に位置する酸性火山岩及びシルト層などの様々な岩相からなる層を “玖珠層” と定義した。この “玖珠層” 中の岩石の年代値及び古地磁気測定結果を第7表にまとめて示した。なお松本 (1982) には “中村軽石流堆積物” のフィッショントラック年代値として 2.3 Ma (渡辺・林, 1981) があるが、原著論文にはそれに該当する測定値がないので第7表には示していない。

第7表中の K-Ar 法及びフィッショントラック法による年代値にはそれぞれ違いがある。すなわち K-Ar 法による年代値は全て約 0.7 Ma より新しく、逆にフィッショントラック法による年代値は全てそれより古い。古地磁気測定は第7表に示したもののはかに大分県九重町の中板(第3表、第2図の no. 55) 及び同じく甑岩(同じく no. 57) の酸性火山岩についても測定してあるが、それらもいずれも正帯磁である。したがって得られた K-Ar 年代測定値と古地磁気測定結果は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度上ブリュンヌ正常期に対比され矛盾しない。一方フィッショントラック年代値のいくつかはハラミヨ正帯磁イベント (0.90 Ma-0.97 Ma; MANKINEN and DALRYMPLE, 1979) に属するが、それ以外は松山反転期中の逆帯磁期に相当する。

層序上は “玖珠層” は “豊肥火山岩類” に覆われる(松本ほか, 1973)。例えば大分県九重町の九酔渓では輝石安山岩の下位に酸性火碎堆積物及びシルト層が位置する。上位の輝石安山岩は正帯磁を示し(須藤, 1985), その K-Ar 年代は 0.7 ± 0.2 Ma (須藤, 1985), 下位の酸性火碎堆積物のフィッショントラック年代は 1.20 ± 0.48 Ma (TAMANYU, 1981) であり、両者の層序と年代値の間には矛盾はない。しかしながら “生竜” “梶屋” “町田” の各溶岩の分布域では輝石安山岩との直接の関係は明らかにすることことができなかった。

以上の測定結果から “玖珠層” の年代と古地磁気については以下の可能性が考えられる。

- ① 得られた K-Ar 年代は真の噴出年代を示し、ブリュンヌ正常期に対比される。
- ② 得られた K-Ar 年代は火山岩の噴出年代から若返った年代を示している。
- ③ 得られたフィッショントラック年代は真の噴出年代を示し、ハラミヨ及びオルドバイの正常イベントに対比される。
- ④ 得られたフィッショントラック年代は真の噴出年代より古い時代を示している。

⑤ 古地磁気測定結果のうち一部は交流磁場消磁（最大 150 Oe；須藤，1985 及び本報告）が不完全であり、一部は逆帶磁である。

⑥ 古地磁気測定を行っていない試料の中には逆帶磁を示す岩石がある。

⑦ ①-⑥の可能性がいくつか複雑にからみあっている。

⑧ 各ユニットの分布範囲はそれぞれ狭く、その噴出時期も様々であり、“玖珠層”の総堆積時間は長かった。

以上の各可能性の妥当性を今後検討するに際しては、野外で直接上下関係を見い出す事が最も重要で確実な解決法の 1 つであると考えられる。

6. 6 大分県湯平温泉北方、鹿出付近の火山岩の年代について

大分県湯平温泉の北方の鹿出付近には下位より以下の火山岩が分布する。①流紋岩火碎流堆積物、小野（1963）の“由布川軽石流”に相当するものと思われる。②輝石角閃石安山岩火碎流堆積物 (1.6 ± 0.3 Ma, 逆帶磁；須藤, 1985) 及び輝石角閃石安山岩溶岩 (1.4 ± 0.2 Ma, 逆帶磁；本報告)。③角閃石黒雲母流紋岩溶岩 (1.1 ± 0.1 Ma, 正帶磁；本報告)。④輝石安山岩溶岩。今回②の安山岩溶岩と③の流紋岩溶岩の K-Ar 年代と古地磁気測定を行った。得られた年代値と層序との間には矛盾はない。また②の安山岩溶岩は逆帶磁であり、MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度と矛盾しない。一方③の流紋岩は正帶磁であり、これが MANKINEN and DALRYMPLE (1979) のハラミヨ正常イベント (0.90 Ma- 0.97 Ma) に相当するのかどうかは更に検討を要する。

通産省（1984）は湯平北方から湯布院西方にかけて分布する角閃石安山岩溶岩及び火碎岩を“槐木変質安山岩”及び“津々良礫岩”と呼んだ。それらの岩石の磁化方向は現在までの調査によれば全て逆帶磁であり（須藤, 1985；本報告），その K-Ar 年代は 1.3 ± 0.4 Ma, 1.4 ± 0.3 Ma（高島ほか, 1981）， 1.6 ± 0.3 Ma（須藤, 1985）及び 1.9 ± 0.7 Ma（通産省, 1984）である。一方これらの火山岩の西方のカルト山一水分峰付近に分布する角閃石安山岩類を林ほか（1982）は“野矢火山岩類”，“カルト山溶岩”及び“水分火山岩類”と呼び、それらのフィッショントラック年代値 5 個及び K-Ar 年代値 2 個を報告した。それらの年代は全て 1.5 ± 0.3 Ma- 2.3 ± 0.5 Ma の間であり、この年代は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の松山反転期に相当する。今後これらの火山岩についての古地磁気測定を行えば湯布院-野矢にかけての火山岩の層序はより明確になるものと思われる。

6. 7 “鹿倉安山岩”的年代について

小野（1963）は「久住」図幅の中央部から北東部にかけて広く分布する火山岩の累層を“庄内火山岩類”と呼んだ。“鹿倉安山岩”は“庄内火山岩類”的最下位のユニットであり、厚さ 20-50m 以上の数枚以上の溶岩からなる（小野, 1963）。

今回庄内町本峠北の輝石安山岩について 2.3 ± 0.2 Ma（第 5 表の no. 9），正帶磁（第 3 表，第 2 図の no. 75）の結果を得た。“鹿倉安山岩”については既に庄内町鹿倉で 1.87 ± 0.34 Ma（宇都・須藤, 1985），逆帶磁（第 3 表，第 2 図の no. 76），また同じく雷^{いかずち}で 2.1 ± 0.4 Ma（須藤, 1985），正帶磁（第 3 表，第 2 図の no. 73）の結果がそれぞれ得られている。得られた K-Ar 年代と古地磁気測定結果によればこれらの“鹿倉安山岩”的年代は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度上ではガウス正常期末期からオルドバイ正常イベント (1.67 Ma- 1.87 Ma) の前後の松山反転期にかけてであったと推定される。“鹿倉安山岩”は“大野火山岩類”（小野, 1963）の直上の火山岩であり、庄内地区に分布する“先阿蘇・九重火山岩類”（須藤, 1985）最下位の岩石であるが、その噴出年代は約 2 Ma 前後であった。なお小野（1963）の断面図では“大野火山岩類”的分布域から北側に離れた地域では“鹿倉安山岩”的層厚は厚く、それより下位に別な 2 Ma より古い火山岩体が伏在している可能性も考えられる。

6. 8 日出生台北方の輝石安山岩の年代について

別府市街北方から日出生台付近にかけてはほぼ東西方向に顕著なリニアメントがみられ（池田, 1979

など），それより北側には輝石安山岩が分布し「筑紫溶岩」（豊肥地熱地域地質図編集グループ，1982）と呼ばれている。それらのうち津房川より東側に分布するものは鹿鳴越火山岩類（笠間，1953）と呼ばれているが、それについては今回は未調査であるので触れない。津房川より西方には周囲を急崖で囲まれた台地状溶岩がいくつか分布する。それらは全て（かんらん石）輝石安山岩からなり、岩質上は細分することは困難である。これらの日出生台北方の輝石安山岩については以下の様な K-Ar 年代値及び古地磁気測定結果が得られている。①須崎北方， 2.4 ± 0.5 Ma（鎌田・村岡，1984），逆帯磁（第3表，第2図の no. 71），通産省（1984）によれば“樺木山安山岩”，②寒水南方， 0.7 ± 0.4 Ma（須藤，1985），通産省（1984）によれば“寒水安山岩”。流紋岩火砕流堆積物を覆う。③日出生台北方高陣ヶ尾， 1.3 ± 0.2 Ma（第4表の no. 11），逆帯磁（第3表，第2図の no. 67）。本論では便宜上“高陣ヶ尾溶岩”とする。④日出生台北西方羽馬礼北， 2.3 ± 0.3 Ma（第4表の no. 12），逆帯磁（第3表，第2図の no. 68）。本論では便宜上“羽馬礼溶岩”とする。以上の試料の中では②のみが帶磁方向が不明であるが、他は逆帯磁を示し MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の松山反転期に相当し年代値との間に矛盾はない。

池田（1979）は日出生台付近を通るリニアメントの南側を“速見地溝”と呼び、日出生台付近では“筑紫溶岩”は“速見地溝”的北側にのみ分布し、「耶馬溪溶結凝灰岩」は逆に“速見地溝”内に台地面を形成して分布することから，“速見地溝”的形成時期は“筑紫溶岩”噴出後、「耶馬溪溶結凝灰岩」噴出前には始まっていたと考えた。「耶馬溪溶結凝灰岩」の噴出年代は宇都・須藤（1985）によればハラミヨ正常イベント（0.90 Ma-0.97 Ma； MANKINEN and DALRYMPLE, 1979）に相当する。したがって“速見地溝”的形成開始の年代は、その北側に分布する“筑紫溶岩”的年代として“寒水溶岩”的値をとると年代値の誤差を考慮して約 1 Ma 程度以後；“高陣ヶ尾溶岩”的値をとると約 1.3 Ma 以後、ということになる。池田（1979）の“速見地溝”及び“万年山地溝”的活動開始の年代約 80-50 万年前の年代の根拠は阿蘇外輪山の岩石の年代の引用である。“速見地溝”的活動開始の年代とは関係がないものと思われる。

6. 9 日田市南方大山川中流域の火山岩の年代について

須藤（1985）及び宇都・須藤（1985）は日田市南方大山川中流域の下筌ダム付近の火山岩の古地磁気と K-Ar 年代測定結果を報告し、それらの多くが逆帯磁を示し、約 2 Ma 前後に噴出したことを明らかにした。しかしながら同地域には断層が発達するなど地質構造が比較的複雑で、各火山岩体の分布もさほど広くない。今回松原ダム付近の久栄谷で流紋岩溶岩と安山岩火砕岩の累重がみられたので両者の K-Ar 年代を測定した。その結果上位の流紋岩溶岩について 1.2 ± 0.1 Ma（第5表の no. 13），下位の輝石安山岩火砕岩について 2.1 ± 0.2 Ma（同じく no. 14）の値を得た。両者の年代値は層序と矛盾がない。上位の流紋岩は通産省（1984）の“宮田デイサイト”（ 2.1 ± 0.2 Ma：須藤，1985； 2.1 ± 0.3 Ma；通産省，1984）とは分布が離れ孤立していること及び得られた年代値の違いから対比できないと思われる。通産省（1984）は下筌ダム付近の火山岩分布域の踏査により当地域の火山岩を細分したが、地質構造が複雑なために各火山岩体は更に小さく細分される可能性がある。大局的には火山岩の大部分が逆帯磁を示すこと（須藤，1985 及び本報告）及び K-Ar 年代値（須藤，1985；宇都・須藤，1985；上村，1985；通産省，1984 及び本報告）からそれらの多くは松山反転期の噴出物と考えられる。

6. 10 非固結高温火砕流の認識

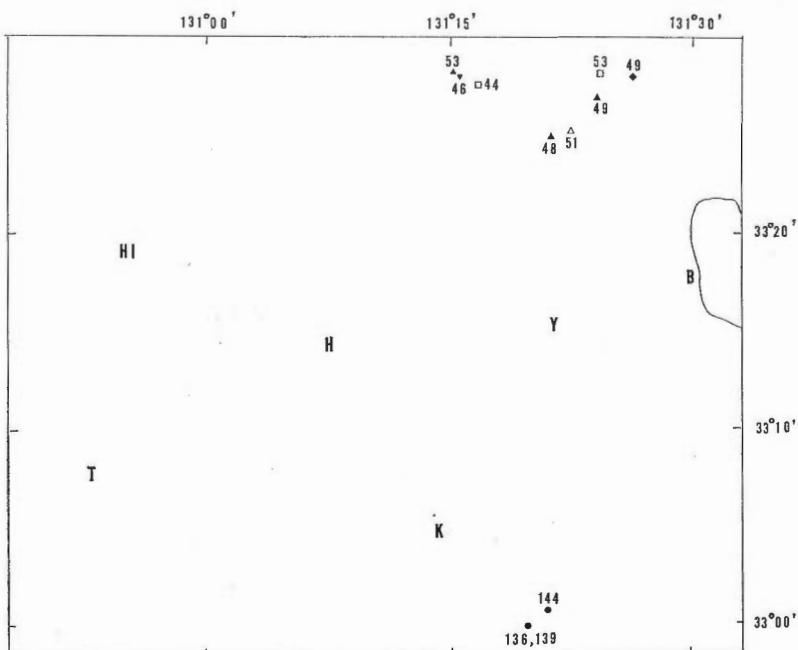
ARAMAKI and AKIMOTO (1957) は非固結火砕流堆積物中の岩塊の磁化方位を測定することにより、それが堆積時にキュリー点より高温であったかどうかが判断できることを示した。須藤（1985）は同じ方法を用いて豊肥地域内で非固結高温火砕流堆積物の存在を確認し、いくつか報告した。今回の調査により大分県寺床（第3表，第2図の no. 65），大分県由布川沿いの椿（同じく no. 72）及び大分県湯平北方鹿出（同じく no. 78）で同様に非固結高温火砕流堆積物を認識することができた。なおその際には第2図に示した少数試料の測定だけでなく、現場で約10個の定方位試料を採取し、フラックスゲイ

ト・マグネットメーターで各試料の磁化方向が正・逆いいずれかに揃うかどうかをチェックした。

また第3表、第2図のno.81の試料は流紋岩火碎流堆積物中の岩片であり、試料は湯布院と湯平の間の国道沿いより採取した。本質物質は白色の軽石で、その径は概ね5cm以下であるのに対し、測定した岩片は黒色で発泡しておらず、その径は最大30cm程度である。この黒色岩片は検鏡結果により普通角閃石黒雲母斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩であることが明らかになった。明らかに本質岩片ではないこの黒色岩片を現場でいくつかブラックスゲイト・マグネットメーターで磁化方向を測定したところいずれも正帯磁を示した。正確な磁化方位は第4表及び第2図に示した通りであり、3個の試料の磁化方位の集中度は比較的良い。堆積物全体は溶結しておらず、その中の本質でない物質の磁化方位が揃うことについては、堆積に到るまでのどこかの過程でこの岩片がキュリー点以上に熱せられたこと、あるいは全くの偶然のいずれかが考えられる。本火碎流堆積物の近くには「由布川火碎流」(豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982)が分布する。岩片の磁化方位が揃ったことが偶然によるものでない場合はこの堆積物が正帯磁を示すことになり、今後「由布川火碎流」及びそれと似た火碎流堆積物の層序に影響を及ぼすので今後検討を要する。

7. 豊肥地域の火山層序についてのコメント—特に先阿蘇・九重火山岩類の層序について—

豊肥地域の火山層序は豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)によくまとめられている。しかしながら



第7図 「大野火山岩類」(南端部) 及び「宇佐層群」(北端部) の火山岩のK-Ar年代
文献は本文参照。単位:10万年。四角:輝石安山岩、ひし形:変質安山岩、三角:角閃石安山岩、逆三角:角閃石デイサイト、丸:流紋岩、白ヌキは逆帯磁、黒つぶしは帯磁方向不明。
HI 日田、T 鰐生、H 万年山、K 九重山、Y 湯布院、B 別府

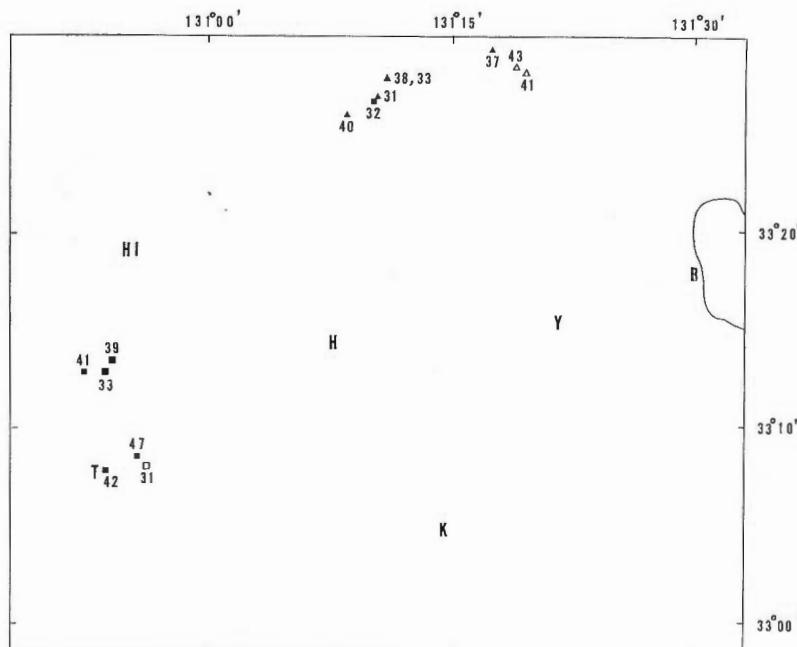
Fig. 7 K-Ar ages of the Ohno volcanics (southern part) and Usa Group (northern part) in 10^5 years. Square: pyroxene andesite, diamond: altered andesite, triangle: hornblende andesite, reversed triangle: hornblende dacite, circle: rhyolite. open: reversed magnetic polarity, closed: no magnetic data.

HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

がらその後先阿蘇・九重火山岩類（須藤，1985）について数多くのK-Ar年代測定値及び古地磁気測定結果が報告されるに至り、火山層序の再考察が必要になったと思われる。

第2章に記したように先阿蘇・九重火山岩類の層序確立に際して特に以下の2点が障害となっている。すなわち①同じもしくはよく似た地層名の定義が各報告によってしばしば異なることがあり、また②岩相の類似性と時代の同時性が混同されていることがある。②の問題に該当するのは豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）の地層名中では「豊後火山岩類」「万年山溶岩」「日向神溶岩」「豊肥火山岩類」「筑紫溶岩」でありまた松本（1982）の「豊肥溶岩」もそれに含められる。また分類の範囲は異なるがシルト層などからなる「玖珠層群」にもその傾向がある。

須藤（1985）は先阿蘇・九重火山岩類の中では年代と岩質の間に相関、すなわちある特定の時代に広域的にある特定の岩質の火山岩のみが噴出したという事実はない事を示した。特に輝石安山岩からなる「豊肥火山岩類」「筑紫溶岩」には正帯磁・逆帯磁共にみられ、そのK-Ar年代も様々である事を示した。渡辺・林（1983）はフィッショングラフ年代測定結果より主として角閃石安山岩からなる「日向神溶岩」の活動時代は約2.2-2.9 Ma, 約1.6-1.8 Ma及び約0.4 Maの3つに大別されたとした。また本論では同様に流紋岩からなる「万年山溶岩」の帶磁方向及びK-Ar年代が様々であることを示した。それらの結果により各火山岩体の分布はそれぞれ小さく限られることが明らかになり、各岩体にはそれぞれ独立したユニット名が必要となる。通産省（1984）では鰐生地区、耶馬溪地区、湯平地区など各調査域毎に多くの地層名が出現するに至っているのはそのためと思われる。このように地表調査により各岩体の分布はそれぞれ小さいため広域的な対比は簡単ではないことが明らかになった。したがって



第8図 「耶馬溪層下部層」(北端部) 及び「鰐生層群」(西端部) の火山岩のK-Ar年代
文献は本文参照。単位:10万年。四角:輝石安山岩、三角:角閃石安山岩、白スキ:逆帯磁、
黒つぶしの大:正帯磁、黒つぶしの小:帯磁方向不明。

HI 日田, T 鰐生, H 万年山, K 九重山, Y 湯布院, B 別府

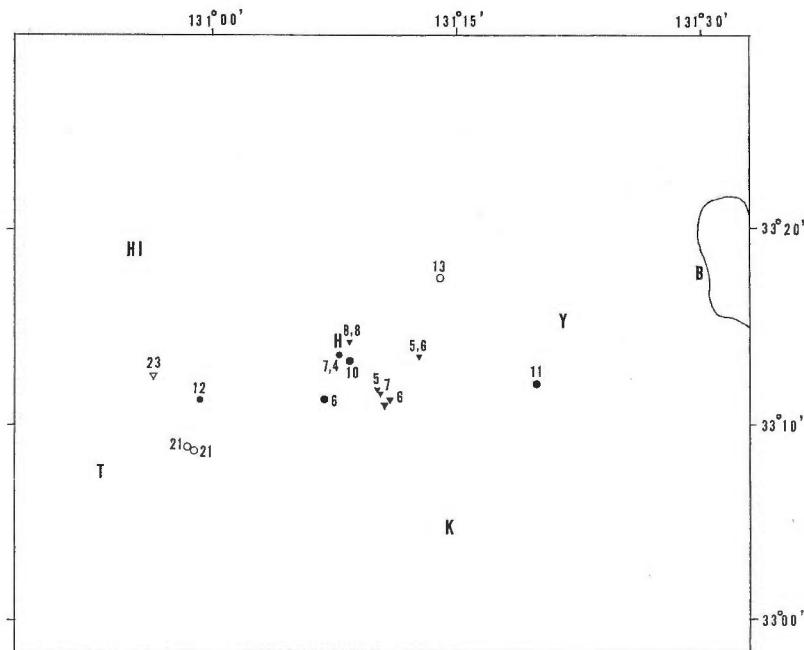
Fig. 8 K-Ar ages of the volcanic rocks from Lower Yabakei Formation (northern part) and Taio Formation (western part) in 10^5 years. Square: pyroxene andesite, triangle: hornblende andesite, open: reversed magnetic polarity, closed large mark: normal magnetic polarity, closed small mark: no magnetic data.

HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

その方法は地下の火山岩にもそのまま適用すべきである。すなわち試錐によって得られる岩芯についても岩質の類似性のみを根拠にして層序を決定するのは危険である。

豊肥地域の火山岩の K-Ar 年代値を第 7-11 図にまとめて示した。各図への分類の基準は一定ではない。すなわち第 7 図には「大野火山岩類」及び「宇佐層群」の年代を第 8 図には「耶馬溪層下部層」及び「鰐生層群」(いずれも豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982 の命名を使用) の年代をそれぞれ示した。第 9-11 図にはそれより上位の火山岩の年代を示した。第 9 図には流紋岩及びデイサイトを、第 10 図には輝石安山岩を、また第 11 図には角閃石安山岩をそれぞれ示した。したがって第 9 図には「万年山溶岩」及び「日向神溶岩」の一部が、第 10 図には「筑紫溶岩」「鹿倉安山岩」「豊肥溶岩」がそれぞれ含まれていると考えて良い。第 7-11 図に示した年代値は主に溶岩及び小規模火碎流堆積物のものであり、比較的規模の大きい「耶馬溪溶結凝灰岩」、「花平溶結凝灰岩」及び「今市火碎流」などの年代値は示していない。したがって示された年代値の位置はそれぞれ噴出口からそれほど離れていないと考えて良い。なお第 7-11 図の年代値は以下の文献から引用した。大四ほか (1981), 鎌田・村岡 (1982, 84), 柴田・小野 (1974), 須藤 (1985), 高島ほか (1981), 畿ほか (1980), 通産省 (1984), 上村 (1985), 宇都・須藤 (1985)。

第 7 図に示した「宇佐層群」の年代値はいずれも 4 Ma-5 Ma の値である。これらの年代測定試料のうち一部は変質しているため噴出年代より若い年代を示している可能性もある。しかしながら多くの年代値がこのような短い時間範囲に集中したことは注目に値する。第 7 図に示されているのは「宇佐層群」



第 9 図 先阿蘇・九重火山岩類のうち「宇佐、耶馬溪層下部層、鰐生層群」を除いた流紋岩及びデイサイトの K-Ar 年代 文献は本文参照。単位: 10 万年。丸: 流紋岩, 逆三角: デイサイト, 白ヌキ: 逆帶磁, 黒つぶし大: 正帶磁, 黒つぶし小: 帯磁方向は不明。

HI 日田, T 鰐生, H 万年山, K 九重山, Y 湯布院, B 別府

Fig. 9 K-Ar ages of the rhyolites and dacites of the Pre Aso-Kuju volcanics (excluding Usa, Lower Yabakei and Taio Formations) in 10^5 years. Circle: rhyolite, reversed triangle: dacite, open: magnetic normal, closed large symbol: reversed magnetic polarity, closed small symbol: no magnetic data.

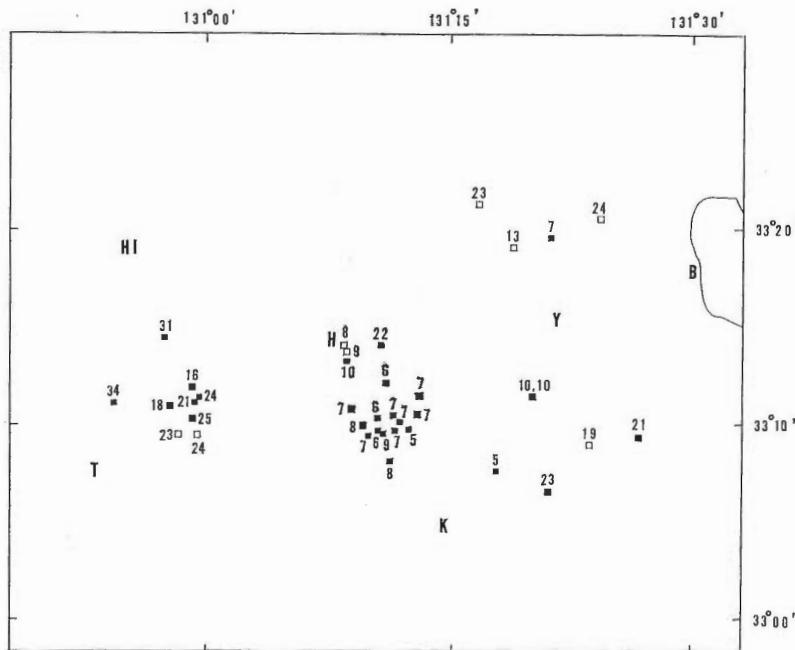
HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

の中でも宇佐市南方の狭い範囲内の火山岩の年代値のみであるが、第7図に示した範囲内では、その南端付近に年代の一部が示されている「大野火山岩類」を除くと最も古い火山岩の年代が約5 Maであり、「大野火山岩類」との間の時間的間隙は非常に長かったことになる。

第8図には「耶馬溪層下部層」(図の北端の一群)及び「鯛生層群」(図の西端の一群)の年代値を示した。それぞれの年代値は約3 Ma-4 Maでよく集中している。これらの地層のまとめ方がそれぞれ適確であったものと思われる。ただし年代測定試料の一部は変質しており、噴出年代より若い年代を示している可能性もある。

「宇佐層群」「耶馬溪層下部層」及び「鯛生層群」の火山岩の年代は約3 Ma-5 Maであり、古地磁気測定結果は年代測定の誤差を考えると絶対年代の尺度にあてはめることに対して直接貢献することはない。しかしながら特に岩質が似た岩体や近接する岩体の対比には有効である。なお第7図-11図中の古地磁気測定結果は須藤(1985)、通産省(1984)及び本報告より引用した。

第9-11図は先阿蘇・九重火山岩類のうち上記の「宇佐層群」「耶馬溪層下部層」及び「鯛生層群」中の岩石を除いた年代値を岩質別に示したものである。これらの図より、図に示した範囲内では約3 Ma以降の火山活動は断続的に起こったこと、須藤(1985)が示したようにある特定の時代にある特定の岩質のみの噴火活動が広域的に起こったのではないことが明瞭にわかる。また図の中を細分してみると、約1 Ma以降の火山活動は別府一万年山一九重山に囲まれた区域及びその近隣に限られている。約3 Ma-1 Maの火山活動の場所については上記の約1 Ma以降の火山活動地域より広いことは確実であるが、年代測定の試料採取地が偏在しているためにその輪郭を明瞭にすることはできない。



第10図 先阿蘇・九重火山岩類のうち「宇佐、耶馬溪層下部層、鯛生層群」を除いた輝石安山岩のK-Ar年代 文獻は本文参照。単位：10万年。白ヌキ：逆帶磁、黒つぶし大：正帶磁、黒つぶし小：帶磁方向不明。

HI: 日田, T: 鯛生, H: 万年山, K: 九重山, Y: 湧布院, B: 別府
 Fig. 10 K-Ar ages of the pyroxene andesites of the Pre Aso-Kuju volcanics (excluding Usa, Lower Yabakei and Taio Formations) in 10^5 years. Open symbol: reversed magnetic polarity, closed large symbol: normal magnetic polarity, closed small symbol: no magnetic data.
 HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

最後に第2表に示した先阿蘇・九重火山岩類の層序対比等について説明する。第7図-11図に示した範囲の広さに対して本研究の野外調査は十分ではなく、全域の地質層序の対比をすることは困難である。したがって第2表には多くの空白がある。年代測定値及び古地磁気測定結果は層序の確立に有意義であるが、必ずしも全てのデータが整合的であるとは限らない。第2表ではそれらの一部のみを参考した。本地域内には火山岩が卓越して分布する。各ユニットの大部分の噴出時間はそれぞれ短かく、縦軸にとった年代尺度を考慮すると、それらの噴出時間は表に表現できないほど短かかったものと推定される。このことは連続として堆積活動が継続した堆積岩卓越地域の層序とは異なるので注意を要する。

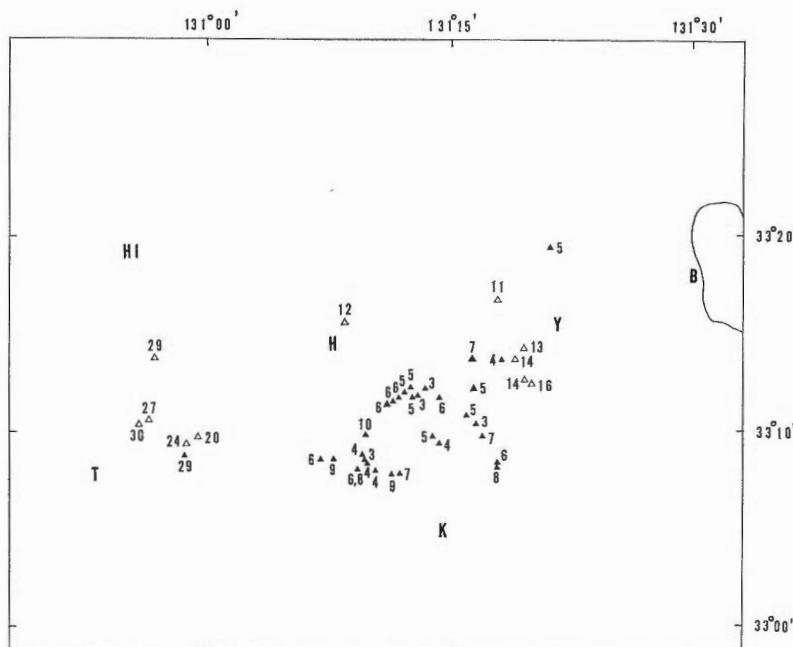
第2表中の各地層名は豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)、通産省(1984)、須藤(1985)及び本報告で使用されているものである。

8. まとめ

本研究では須藤(1985)に引き続き、豊肥地域に分布する先阿蘇・九重火山岩類、すなわち阿蘇・九重・由布・鶴見火山群の下位、大野火山岩類より上位の様々な岩質の火山岩のK-Ar年代と古地磁気測定を行い、層序を検討した。本地域のようにそれぞれ分布域の狭い火山岩体が多数累重している地域では絶対年代測定と古地磁気測定を併用する事は層序確立に有意義であった。

以下に今回得られた古地磁気及びK-Ar年代測定結果と既存資料を検討して得た結論を列挙する。

① 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)の「新期火山岩類前期」噴出物の年代は全て約0.3 Ma



第11図 先阿蘇・九重火山岩類のうち「宇佐、耶馬溪層下部層、鰐生層群」を除いた角閃石安山岩のK-Ar年代 文献は本文参照。単位：10万年。白ヌキ：逆帯磁、黒つぶし大：正帯磁、黒つぶし小：帶磁方向不明。

HI: 日田, T: 鰐生, H: 万年山, K: 九重山, Y: 湯布院, B: 別府
Fig. 11 K-Ar ages of the hornblende andesites of the Pre Aso-Kuju volcanics (excluding Usa, Lower Yabakei and Taio Formations) in 10^5 years. Open symbol: reversed magnetic polarity, Closed large symbol: normal magnetic polarity, closed small symbol: no magnetic data.

HI: Hita, T: Taio, H: Hane-yama, K: Kuju-san, Y: Yuhuin, B: Beppu.

より古い。また今まで得られた古地磁気測定結果は全て正帯磁である。

② 万年山には上位より流紋岩溶岩（狭義の万年山溶岩、正帯磁）、2枚の輝石安山岩（万年山下安山岩、いずれも逆帯磁）、角閃石安山岩（伐株山溶岩、逆帯磁）及びディサイト溶岩、火碎堆積物及びシルトからなる層（玖珠層の一部）がみられた。それらの火山岩の噴出年代は松山反転期の末期からブリュンヌ正常期の初期にかけてであったと考えられる。

③ 大分県（1971）の“万年山溶岩”の各岩体の層序上の位置は様々であり、その磁化方位は正帯磁の岩体も逆帯磁の岩体もあり、またその年代は約 0.5 Ma-約 3 Ma の間であった。

④ 万年山及びその南方に台地状地形を示して分布する流紋岩溶岩（池田（1979）の“万年山溶岩Ⅱ”，本論では“中義の万年山溶岩”とした）の年代値としては約 0.4 Ma-約 1 Ma の 6 つの値が示されており³⁾、古地磁気測定によれば正帯磁の岩石のみが報告されている。この中義の万年山溶岩は多くの断層によって分断されており、全て1回の火山活動によって噴出したかどうかは明らかでないが、表面の微地形や傾斜から判断すると、その噴出源は分布域の東端付近であり、西方に流下し薄く広がったものと推定される。

⑤ 松本ほか（1973）の“玖珠層”的層序上の位置は必ずしも全てが明瞭であるとは限らず、またその放射年代は K-Ar 年代値（約 0.5 Ma-約 0.8 Ma）とフィッション・トラック年代値（約 0.9 Ma-約 1.7 Ma）とでは大きく異なる。今までに得られた古地磁気測定結果は全て正帯磁であるが、各火山岩の噴出年代がそれぞれブリュンヌ正常期、ハラミヨ正常イベント、オルドバイ正常イベントのいずれに相当するのかも定かではない。したがって豊肥地域に散在し、岩相が類似するために「玖珠層相当層」とされた堆積物の堆積時代もそれ再検討する必要がある。

⑥ 湯平北方には下位より流紋岩火碎流堆積物（由布川軽石流？）、角閃石安山岩火碎流及び溶岩（逆帯磁）及び黒雲母流紋岩溶岩（鹿出南流紋岩、正帯磁）が分布する。逆帯磁を示す火山岩の年代は松山反転期に相当する。また湯平から水分峰にかけて分布する角閃石安山岩の多くは松山反転期中の噴出物である。

⑦ 「鹿倉安山岩」の噴出年代は約 2 Ma 前後であり、下位の「大野火山岩類」の年代（約 13 Ma-14 Ma）との間には大きな時間差がある。

⑧ 日出生台北方の輝石安山岩の年代は約 0.7 Ma-約 2.4 Ma であり、今までに得られた古地磁気測定結果は全て逆帯磁である。日出生台北方をほぼ東西方向に通る断層で境される“速見地溝”的活動はこれらの安山岩溶岩噴出後、地溝内を埋める「耶馬溪溶結凝灰岩」の噴出前、すなわちハラミヨ正常イベント（0.90-0.97 Ma）より前に始まった。

⑨ 日田市南方大山川中流域の下筌ダム付近の火山岩は約 1.2 Ma-約 2.9 Ma の年代を示し、今までに得られた古地磁気測定結果は全て逆帯磁である。同地域には断層が発達し、各火山岩体の分布域はいずれも狭い。

⑩ 古地磁気測定により非固結高温火碎流堆積物がいくつか確認された。また本質岩片でない岩石試料の磁化方位が集中する火碎流堆積物も見い出された。

⑪ 未解決の問題点も多く残されているが、豊肥地域の“先阿蘇・九重火山岩類”的暫定的な層序対表を第2表に示した。各火山体の分布は狭いものが多く、“豊肥溶岩”などの名称は対比を行う際に混乱を招くので使用していない。豊肥地域ではある特定の時代にある特定の岩質の火山岩のみが広域的に噴出したという事実はない。これは須藤（1985）と同じ結論である。先阿蘇・九重火山岩類中の最も古い火山岩は「宇佐層群」中の安山岩であり、その年代は約 5 Ma であった。豊肥地域では約 5 Ma-約 13 Ma の間の火山活動の報告例はまだない。約 3 Ma-約 5 Ma の火山活動は北部の耶馬溪-宇佐地域及び西部の鯛生地域で起こった。約 1 Ma 以降の火山活動の場は別府一万年山-一九重山に囲まれた地域内とその近傍に限られている。約 1 Ma-約 3 Ma の火山活動は豊肥地域の広い範囲で起こったが、年代測定試料採取位置に偏りがあるためにその輪郭は必ずしも明瞭には示されない。

3) この年代は誤差を考慮すれば約 0.6 Ma-約 0.8 Ma となる。

9. 謝 辞

本報告をまとめるに際し当所の小野晃司、曾屋龍典両氏には地質の全般にわたって御教示して頂いた。また年代測定・測定値に関しては当所の柴田賢、宇都浩三、玉生志郎、九州大学の林正雄の各氏に、地質に関しては東北工業技術試験所の角清愛及び当所の長谷紘和、上村不二雄、玉生志郎、鎌田浩毅、山口大学の松本徳夫、及び秋田大学の高島勲の各氏に、岩石については当所の一色直記氏にまた古地磁気測定については当所の上嶋正人、静岡大学の新妻信明氏にそれぞれ教えを受けた。また現地調査に際しては電源開発㈱及び住鉱コンサルタント㈱の方々に御世話になった。以上の方々に深謝の意を表する。

文 獻

- ARAMAKI, S. and AKIMOTO, S. (1957) Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. *Amer. Jour. Sci.* 255, p. 619-627.
- Cox, A. and DALRYMPLE, G. B. (1967) Statical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Jour. Geophys. Res.*, 72, p. 2603-2614.
- 大四雅弘・林 正雄・石橋 澄(1981) 大分県に分布するいわゆる“瀬戸内火山岩類”. 三鉱学会昭和56年度秋期連合学術講演会演旨, p. 100.
- 林 正雄(1984) 九州の地熱. アーバンクボタ, no. 22, p. 36-41.
- ・渡辺公一郎・山崎達雄(1981) 大分県玖珠層群中の酸性火山岩類のフィッショングラフ年代. 日本地質学会西日本支部第97回例会, 要旨, p. 15.
- ・田口幸洋・松本徳夫(1982) 中部九州に分布する火山岩類の放射年代. 総合研究九州の基盤と陥没構造, 研究報告, 1. p. 31-34.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1 豊肥地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所, p. 1-23.
- 池田安隆(1979) 大分県中部火山地域の活断層系. 地理評, 52, p. 10-29.
- 磯 望・池田安隆(1979) 中部九州万年山周辺の万年山溶岩のフィッショングラフ年代. 第四紀研究, 18, p. 165-168.
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol. 33, p. 561-567.
- ・———(1984) 大分県安心院の安山岩溶岩のK-Ar年代. 地質学雑誌, vol. 90, p. 125-128.
- KANEOKA, I. and SUZUKI, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, 76, p. 309-313.
- 笠間太郎(1953) 速見火山区の地質—新生代火山活動史を中心にして. 地質学雑誌, 59, p. 161-171.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m. y. B. P.. *Jour. Geophys. Res.*, 84, B2, 615-626.
- 松本徳夫(1982) 九州・琉球における島弧変動期の火山活動. 地団研専報, no. 24, p. 267-278.
- ・坂田輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄(1973) 大分県九重火山北麓の火山地質. 九大生産研報, 57, p. 1-15.
- 小野晃司(1963) 5万分の1 地質図幅「久住」及び同説明書. 地質調査所, p. 1-106.
- (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質学雑誌, 71, p. 541-553.
- 大分県(1971) 大分県地質図.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1965) 熊本県岳ノ湯および大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 481-486.
- 笹田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, 21, p. 1-11.
- 柴田 賢・小野晃司(1984) 九州中部, 大野火山岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol. 25, p. 663-666.

- 須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p. 119-136.

高島 煦・金原啓司・角 清愛(1981) 豊肥地熱地域の地熱変質. 地調月報, vol. 32, p. 304-305.

TAMANYU, S. (1981) Evaluation of potential for geothermal energy by means of fission track dating method in Hohi geothermal area, Kyushu, Japan. *Nucl. Tracks*, 5, p. 215-222.

巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 濑戸内火山岩類の火山活動時期及び分布範囲について, 一瀬戸内火山岩類の年代測定; その 5. 火山, 2 集, 25, p. 171-179.

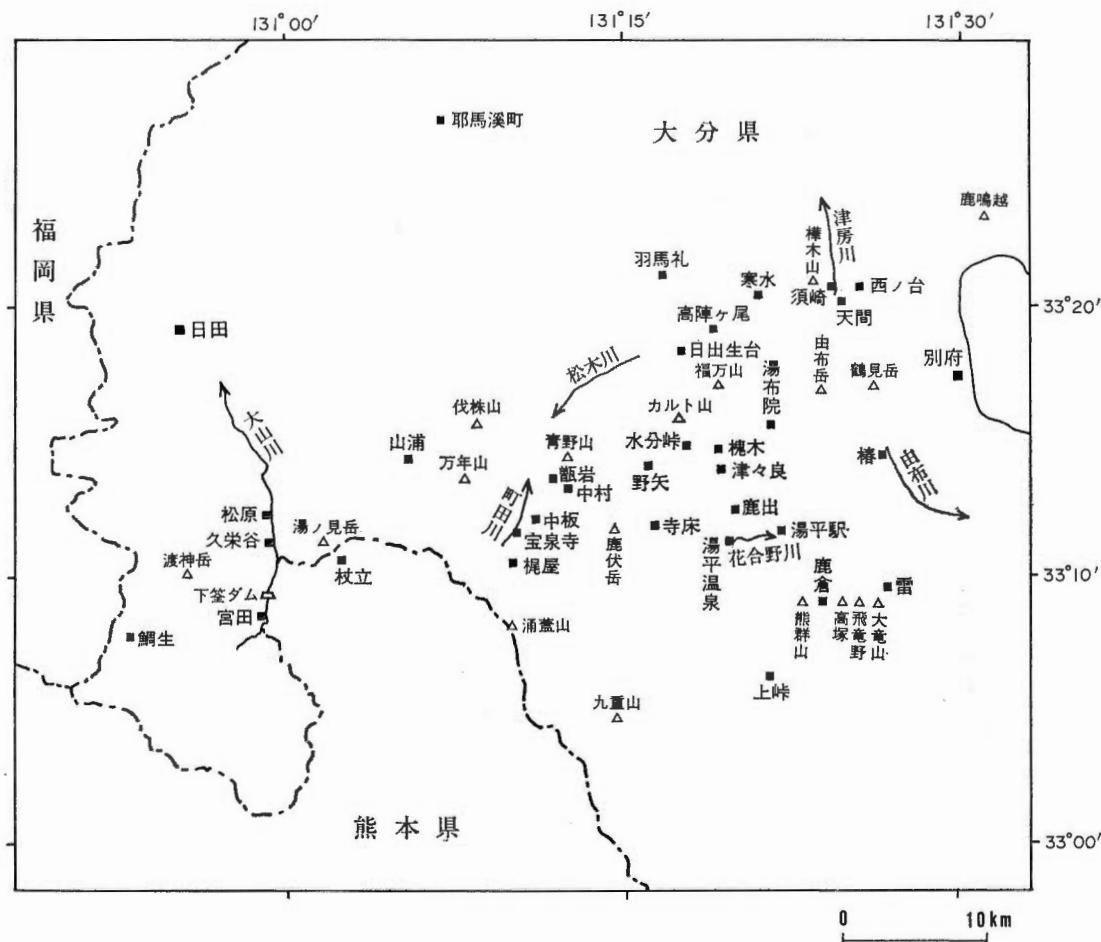
通商産業省(1984) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 地質構造及び火山岩熱源調査. p. 1-191.

上村不二雄(1985) 熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代. 地調報告, no. 264, p. 143-150.

宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代. 地調報告, no. 264, p. 65-83.

渡辺公一郎・林 正雄(1981) いわゆる“日向神溶岩”のフィッショントラック年代. 日本地質学会西日本支部第98回例会・要旨, p. 9.

———(1983) 中部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッショントラック年代. 岩鉱誌, 78, p. 65-69.



付図1 本文中に出てくる地名の位置図 宇佐は北東欄外、日向神は西南欄外

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—

玉 生 志 郎

豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—

玉生志郎*

Stratigraphy and geologic structures of the Hohi geothermal area, based mainly on the bore hole data

By

Shiro TAMANYU*

Abstract : Many bore holes have been drilled in the Hohi geothermal area, for the large-scale and deep geothermal energy exploration project by the Ministry of International Trade and Industry in Japan. The number of bore holes except for 80 m deep heat holes, reached a total of 20. These are made up of 10 holes of 500 m deep structural wells, 7 holes of about 1,500 m deep structural wells and 3 holes of about 2,500 m deep geothermal test wells.

The geologic columnar sections were drawn on these drill cores and each section is stratigraphically correlated to one another. The geologic succession is summarized as follows. This area is underlain by Tertiary and Quaternary volcanics, partly intercalated with lake sediments, and their bed rocks. Pre-Tertiary bed rocks consist of Paleozoic crystalline schists and Mesozoic granitic rocks. Tertiary rocks are composed of the Miocene and Pliocene strata. The Miocene strata is the Ishiba Conglomerate which unconformably overlies the bed rocks with basal conglomerate. The Pliocene strata are made up of Taio Group and Pre-Kusu Altered Volcanics. Taio Group is divided into two formations, the Tuff and the Andesitic Pyroclastics. The Pre-Kusu Altered Volcanics is divided into three formations, the Dacitic Pyroclastics, the Andesitic Pyroclastics and the Green Tuffs in ascending order, and is correlated with Nakatsu Group in the western part of this surveyed area. Quaternary rocks are composed of the Pleistocene strata and the Holocene fan and talus deposits. The Pleistocene strata is composed of Hohi Volcanics, Kusu Group and Young volcanics. Kusu Group is characterized by acidic volcanics and lake sediments, and consists of the Machida Lava, the Kawahigashi Tuff, the Ikiryu Lava, the Nakamura Pyroclastic Flow and the Nogami Mudstone, from the base upward. Hohi volcanics consists of the Sugawara Lava, Hacchobaru Lava, the Nanbira Lava, the Kurokawa Lava, the Kotobakiyama Lava, the Narugogawa Volcanic Breccia, the Shibayakatatoge Lava and the Hagenoyu Lava in ascending order, and collectively characterized by andesitic volcanics. Kusu Group is interfingered with the middle part of Hohi Volcanics as a whole. Young Volcanics is divided into two groups of early and late stages. The former consists of the Yamakawa Tuff Breccia, the Handa Sedimentary Rocks and the Ichimokusan Lava in this area. The latter consists of the Aso Pyroclastic Flow and the Kuju Pyroclastic Flow in this area.

The principal structural frameworks in this area, are described as follows.

* 地質調査所
* Geological Survey of Japan

The peneplain was formed from Paleogene to Miocene time. The undulating folds occurred and the Ishiba conglomerate was deposited at the synclinal parts in late Miocene time. Blocky subsidence occurred at about 10 Km intervals and Taio Group and Pre-Kusu Altered Volcanics were piled on subsided blocks in Pliocene time. The Beppu-Kuju graben was formed and Hohi Volcanics filled up in this depression in early-middle Pleistocene time. Young volcanism occurred at the block boundary which were active in Pliocene time, and formed the NE-SW trending volcanic belt accompanied with geothermally significant fault systems in late Pleistocene time. New block system was developed with numerous WNW-ESE and WSW-ENE trending lineaments in latest Pleistocene time.

1. はじめに

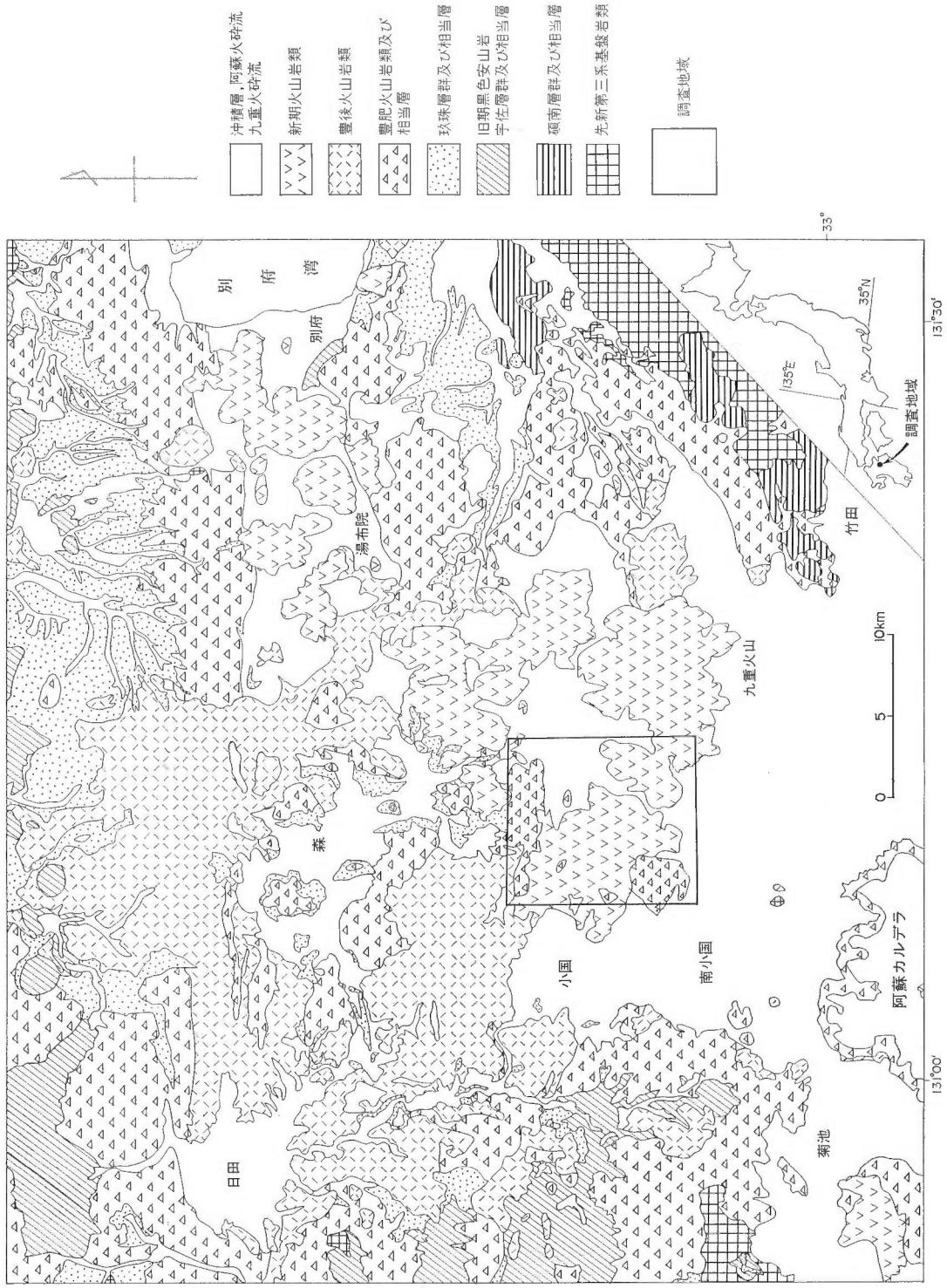
通産省は昭和53年度以降電源開発株式会社に、昭和55年度後期以降は新エネルギー開発機構に委託及び電源開発株式会社に再委託して、熊本・大分両県にまたがる豊肥地熱地域を対象とした大規模深部地熱発電所環境保全実証調査を実施している。この調査においては今までに構造試錐井を500 m級10本、1,500 m級7本、及び地熱調査井を2,500 m級3本掘削した。筆者はこれらの岩芯の地質層序を検討し地質柱状図を作成するとともに、坑井間の地質層序対比を行った。その結果、当地域の地質構造ならびに構造発達史について新知見を得たのでここに報告する。

本地域には九州電力(株)の大岳・八丁原の2つの地熱発電所があり、從来から各種の地質調査が行われている。広域にわたる地質図としては大分県(1971)と豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)があり、地域的なものとしては太田ほか(1968)による涌蓋山周辺地域地質図、松本ほか(1973)による九重火山北麓地域地質図、柳倉ほか(1979)による阿蘇カルデラ北麓及び東麓の地質図、松本(1983)による九重火山群地質図などがある。これらの地表調査に基づく地質図では地下1 km以深の地質断面図を描くことはかなり難しいことであった。しかし、今回坑井データを用いることにより地下2-3 km深まで地質断面図を描くことができた。

本研究をまとめるとあたり地質調査所地殻熱部、新エネルギー総合開発機構地熱調査部、電源開発株式会社地熱開発室の方々に、いろいろと御教示いただいた。また、地質調査所環境地質部小野晃司部長、燃料部鈴木尉元博士、小玉喜三郎博士には有益な助言をいただいた。以上の方々に心から感謝の意を表す。

2. 地質概説

豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)は本調査地域の地質的背景を理解するためのベース・マップとして、大分・熊本両県にまたがる東西約70 km、南北約60 kmにわたる広域な豊肥地熱地域地質図を作成した。これによると地質層序は下位から古生代変成岩類、中生代白亜紀大野川層群、白亜紀花崗岩類、古第三系、新第三紀中新世頃南層群及び相当層、鮮新世宇佐層群及び相当層、鮮新世旧期黒色安山岩類、新第三紀貫入岩類(鯛生酸性貫入岩類)、第四紀更新世玖珠層群及び相当層、第四紀貫入岩類、第四紀更新世豊肥火山岩類及び相当層、更新世豊後火山岩類、更新世新期火山岩類(前期・後期)、沖積層の順に区分されている。その地質概略図を第1図に示す。一方、筆者が今回主に岩芯データに基づいて検討した地域は涌蓋山を中心とした東西約10 km、南北約10 kmの地域である。この地域の地質層序は第1表に示したように、下位から基盤岩類、石場礫岩層、鯛生層群、先玖珠変質火山岩類、玖珠層群、豊肥火山岩類、新期火山岩類(前期・後期)、沖積層に区分できる。この層序区分を豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)の層序区分に対比すると以下のようになる。基盤岩類は古生代変成岩類・白亜紀花崗岩類に、石場礫岩層は宇佐層群及び相当層の石場礫岩に、鯛生層群は宇佐層群及び相当



第1図 地質概略図 農地地熱地質図編集グループ(1982)を簡略化したものである

Fig. 1 Geological outline map.

第1表 地質層序表
Table 1 Summary of stratigraphic sequence.

時代	地層名														
	沖積層		崖錐堆積物、扇状地堆積物(a)												
第四紀	更新世	新火成岩類(AV)	新火成岩期	後火成岩期	九重火碎流(AK) 阿蘇火碎流(AA)										
			前火成岩期	前火成岩期	一目山溶岩(AI) 山川凝灰角礫岩(AY) 飯田堆積岩類(AH)										
										岐湯溶岩(HH)					
										柴やかた峰溶岩(HS)					
										鳴子川火成岩(HN)					
		玖珠層群(KG)	野上泥岩(KN)	中村火碎流(KR)	コトバキ山溶岩(HK)										
			生竜溶岩(KI)												
						黒川溶岩(HR)									
			川東凝灰岩(KK)												
						南平溶岩(HB)									
		?	町田溶岩(KM)												
						八丁原溶岩(HC)									
						菅原溶岩(HG)									
第三紀	鮮新世	先玖珠変質火山岩類(PV)	緑色凝灰岩(PG)												
			安山岩質火碎岩(PA)												
			デイサイト質火碎岩(PD)												
			安山岩質火碎岩(TA)												
			凝灰岩(TT)												
中新世	?	中生代 古生代	石場礫岩層(IC)												
			基盤岩類(BM)												

層の鯛生層群・旧期黑色安山岩類に、先玖珠変質火山岩類は玖珠層群及び相当層の古期安山岩・耶馬溪層下部層(成層集塊岩層)・豊肥火山岩類及び相当層の一部・豊後火山岩類耶馬溪溶結凝灰岩に、玖珠層群は玖珠層群及び相当層に、豊肥火山岩類は豊肥火山岩類及び相当層に、新期火山岩類は新期火山岩類に各々対応する。豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)の大野川層群、古第三系、碩南層群、新第三紀貫入岩類(鯛生酸性貫入岩類)、第四紀貫入岩類、豊後火山岩類は本調査地域には分布していない。

3. 地質層序

大規模深部環境保全実証調査で掘削された坑井の位置を第2図に示す。これらの坑井の岩相・層序関係を検討した結果、本地域の地質層序は第1表のようにまとめられた。地層名については通産省(1983b)に準拠した。以下、各地層の特徴について述べる。

沖積層は礫・砂・粘土からなる崖錐堆積物、扇状地堆積物などである。扇状地堆積物はDW-3付近で117mと特に厚い。新期火山岩類(後期)は本地域の北東端部のDB-11でのみ認められる。本層は九重火山群に由来する厚い軽石凝灰角礫岩(一部溶結凝灰岩をはさむ)と阿蘇火山に由来する薄い輝石安山岩質溶結凝灰岩によって特徴づけられる。

新期火山岩類(前期)は本調査地域の全域に分布し、一目山溶岩、山川凝灰角礫岩、飯田堆積岩類よりなる。本層全体としては輝石角閃石安山岩溶岩、同質火碎岩によって特徴づけられる。一目山溶岩は一目山の西方で厚くまた涌蓋山を取り囲むように分布している。山川凝灰角礫岩は主に調査地域の西部に広く分布し、東北部では飯田堆積岩類と指交関係にあると思われる。飯田堆積岩類という地層名は通産省(1980a)で仮称として用いられたものであるが、ここではこれを正式名称として採用する。飯田堆積岩類は成層した凝灰質泥岩、砂岩、火山礫凝灰岩で特徴づけられる。涌蓋山本体を形成する火山岩は一目山溶岩の下位にあたる溶岩であると思われるが、今回の坑井では確認することは出来なかった。

豊肥火山岩類は安山岩溶岩、同質火碎岩からなる地層群である。本層群は通産省(1983b)では5層の溶岩に区分されていたが、今回さらに3層の溶岩を識別したので、合計8層の溶岩からなる。それらは上位から咳湯溶岩、柴やかた峠溶岩、鳴子川火山角礫岩、コトバキ山溶岩、黒川溶岩、南平溶岩、八丁原溶岩、菅原溶岩である。

咳湯溶岩は今回新たに命名した地層である。模式地は咳湯付近で、両輝石安山岩溶岩一角閃石含有両輝石安山岩溶岩、同質凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩から構成される地層である。咳湯一中岳周辺と一目山南方に分布する。

柴やかた峠溶岩は角閃石含有両輝石安山岩溶岩よりなる。模式地は柴やかた峠である。本層は本調査地域の中部、北部に広く分布し、南部、西部には分布しない。

鳴子川火山角礫岩は角閃石含有両輝石安山岩溶岩、同質火山角礫岩一凝灰角礫岩よりなる。模式地は鳴子川流域である。本層は本調査地域の北東部にのみ分布する。

コトバキ山溶岩は両輝石安山岩溶岩を主体とし、火山角礫岩、凝灰角礫岩を含む地層である。模式地はコトバキ山である。本層は本調査地域の南部で厚く分布するが、北部では薄くなり尖滅する。

黒川溶岩はガラス基流質の輝石安山岩溶岩、同質凝灰角礫岩よりなる。模式地は黒川付近の地下でよく発達することより、黒川溶岩と新たに命名した。本層は本調査地域の南部にのみ分布するが、北部のDB-4にも孤立して分布する。

南平溶岩は角閃石輝石安山岩溶岩、同質火山角礫岩一凝灰角礫岩よりなる。本層は模式地の南平の東方の地下によく発達する。本層は本調査地域の中央部にのみ分布する。

八丁原溶岩は両輝石安山岩溶岩を主体とし一部凝灰角礫岩を伴う。DY-1では上部に凝灰質砂岩一泥岩が発達している。八丁原溶岩の模式地は八丁原であるが、本層は調査地域全域に分布する。

菅原溶岩は今回新たに命名した地層である。本層は八丁原溶岩の下位に存在する角閃石含有普通輝石安山岩溶岩で、本調査地域の北部にのみ分布する。菅原のDW-6坑で確認されたので模式地を菅原とする。

玖珠層群は堆積岩類と酸性火山岩類よりなる地層群で、上位から野上泥岩、中村火碎流、生竜溶岩、川東凝灰岩、町田溶岩の5層に細分される。

野上泥岩はシルト岩、砂岩、礫岩、珪藻土、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩よりなる地層である。本調査地域北方の九重町野上を模式地とする地層で、北西部にのみ分布する。

中村火碎流は角閃石輝石安山岩質凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩を主体とし、凝灰質砂岩、

泥岩をはさむ地層である。模式地は調査地域北方の九重町中村で、ここでは黒雲母角閃石デイサイト質軽石流堆積物が主体となっている。本層は本調査地域では北西部と南西部にのみ分布する。

生竜溶岩は黒雲母角閃石デイサイト溶岩である。模式地は本調査地域北方の生竜部落東方で、本地域の北西部にのみ分布する。

川東凝灰岩は軽石質凝灰角礫岩、同質火山礫凝灰岩を主体とし、一部凝灰質砂岩、泥岩をはさむ。模式地は本調査地域北方の九重町川東である。本層は本域の北西部と南東部に、各々離れて分布している。南東部では黒曜石状の岩片を含むことが特徴である。北西部の DW-7 では凝灰岩をはさまず砂岩、シルト岩のみとなる。

町田溶岩は黒雲母角閃石デイサイト溶岩よりなり、一般に流理構造がよく発達している。模式地は本調査地域北方の九重町町田である。本層は調査地域の北西部と北東部に互いに離れて分布している。

玖珠層群は豊肥火山岩類の中部と指交関係にある。各地層間の上下関係は第1表に示した通りである。豊肥火山岩類岐湯溶岩、柴やかた崎溶岩、鳴子川火山角礫岩はいずれも玖珠層群の上位に、豊肥火山岩類八丁原溶岩、菅原溶岩はいずれも玖珠層群の下位に対比される。豊肥火山岩類のコトバキ山溶岩は玖珠層群野上泥岩と指交関係にあり、豊肥火山岩類黒川溶岩は玖珠層群生竜溶岩と川東凝灰岩に、豊肥火山岩類南平溶岩は玖珠層群川東凝灰岩と町田溶岩に各々はさまるものである。

先玖珠変質火山岩類は玖珠層群、豊肥火山岩類の下位に位置し、一般に上位の地層よりは変質のすんだデイサイト質—安山岩質火碎岩で特徴づけられる地層群である。本層は上位から緑色凝灰岩、安山岩質火碎岩、デイサイト質火碎岩に細分できる。

緑色凝灰岩は緑色を呈するデイサイト質凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩、安山岩質火山角礫岩で特徴づけられる地層で、一部砂岩、泥岩、礫岩をはさむ。本層は本域内の 1,500 m 以上の坑井すべてで確認された。模式地は便宜上、本調査地域北西部の DY-1 付近とする。

緑色凝灰岩の下位の安山岩質火碎岩は輝石安山岩溶岩、同質凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩（火碎流堆積物）よりなる地層で、DW-2, 6, 7, DY-1, 2, 3, HT-5-1 で確認された。本層は本調査地域西方の大分県日田郡中津江村下筌付近の中津江層群下筌安山岩（通産省、1984；上村、1985）に対比することができる。本層は DW-2, 6, 7, DY-1, 2, 3, HT-5-1 で確認された。

安山岩質火碎岩類の下位に分布するデイサイト質火碎岩は輝石角閃石デイサイト溶岩、同質火山角礫岩—凝灰角礫岩を主体とし、一部凝灰質砂岩をはさむ。本層は DW-7, DY-1 でのみ確認された。本層は本調査地域西方の中津江村宮田付近に露出する中津江層群宮田デイサイトに対比できる。以上先玖珠変質火山岩類は通産省（1984）の中津江層群に対比することができる。

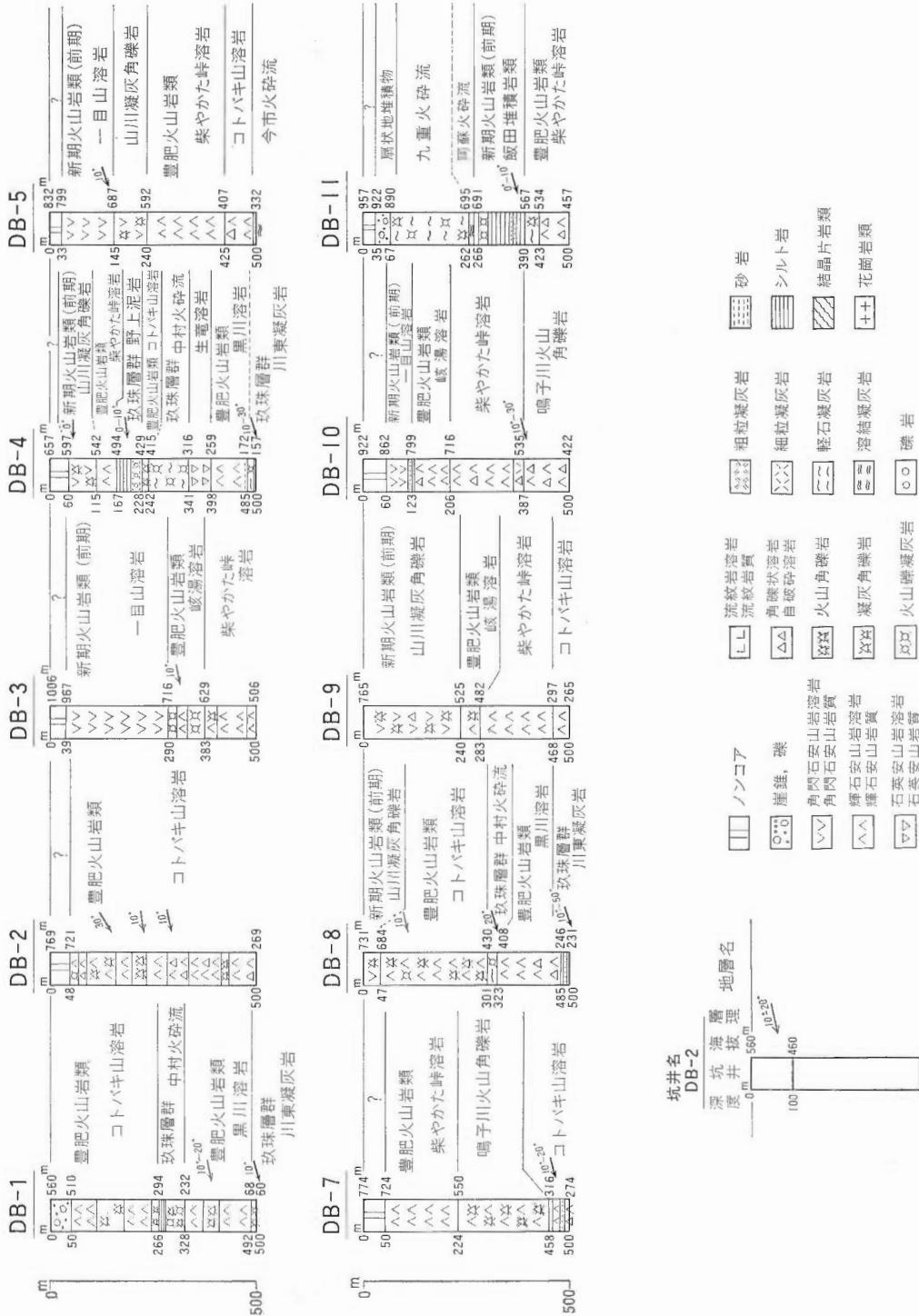
鯛生層群は DY-1 でのみ確認された。本層群は輝石安山岩溶岩及び同質火碎岩類によって特徴づけられる地層で、当地域では安山岩質火碎岩と凝灰岩に二分できる。これらはいずれも鯛生層群合瀬累層（木戸、1981）に対比できると思われる。

石場礫岩は從来鯛生層群の基底礫岩部として扱われてきたが、今回の坑井調査の結果では本層が先玖珠変質火山岩類や鯛生層群の各層準と直接不整合で接していることが明らかになったので、鯛生層群から分離、独立させて石場礫岩層とした。本層の模式地は中津江村石場である。本層は本調査地域内の基盤岩の浅い部分（DY-3, HT-5-1, DW-7）で分布が確認されたが、DY-2 には分布しなかった。

当地域の基盤岩類は DW-7, DY-2, 3, HT-5-1 で確認され、いずれも結晶片岩とこれを貫く花崗閃綠岩類より構成されていた。花崗閃綠岩類は K-Ar 年代測定の結果、白亜系であることが明らかにされている（笠田、1984）。

4. 各坑井の岩相と層序区分

筆者は本調査でこれまでに掘削された坑井を観察するとともに、各々の岩芯の調査報告書（通産省、1979 a, b, 1980 a, b, 1981, 1982 a, b, c, 1983 a）を参照して、各坑井の地層区分を試みた。その結果を以下に各坑井毎に詳述する（第3-1, 3-2, 3-3, 3-4, 3-5 図）。



第3-1図 坑井地質柱状図 DB-1~DB-11
Fig. 3-1 Geologic columnar sections of bore holes DB-1~DB-11.

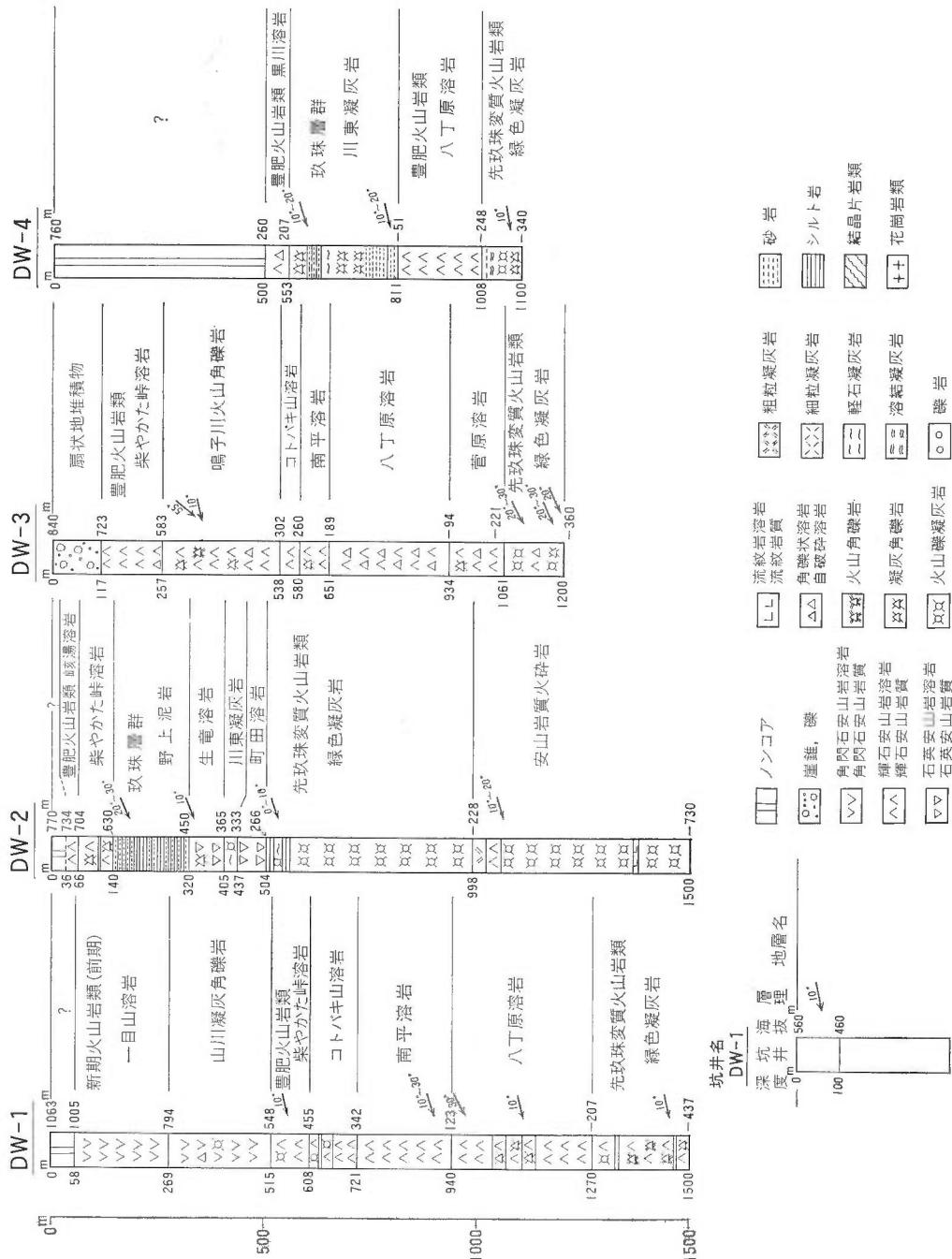


Fig. 3-2 地質柱狀圖
Geologic columnar sections of bore holes DW-1~DW-4

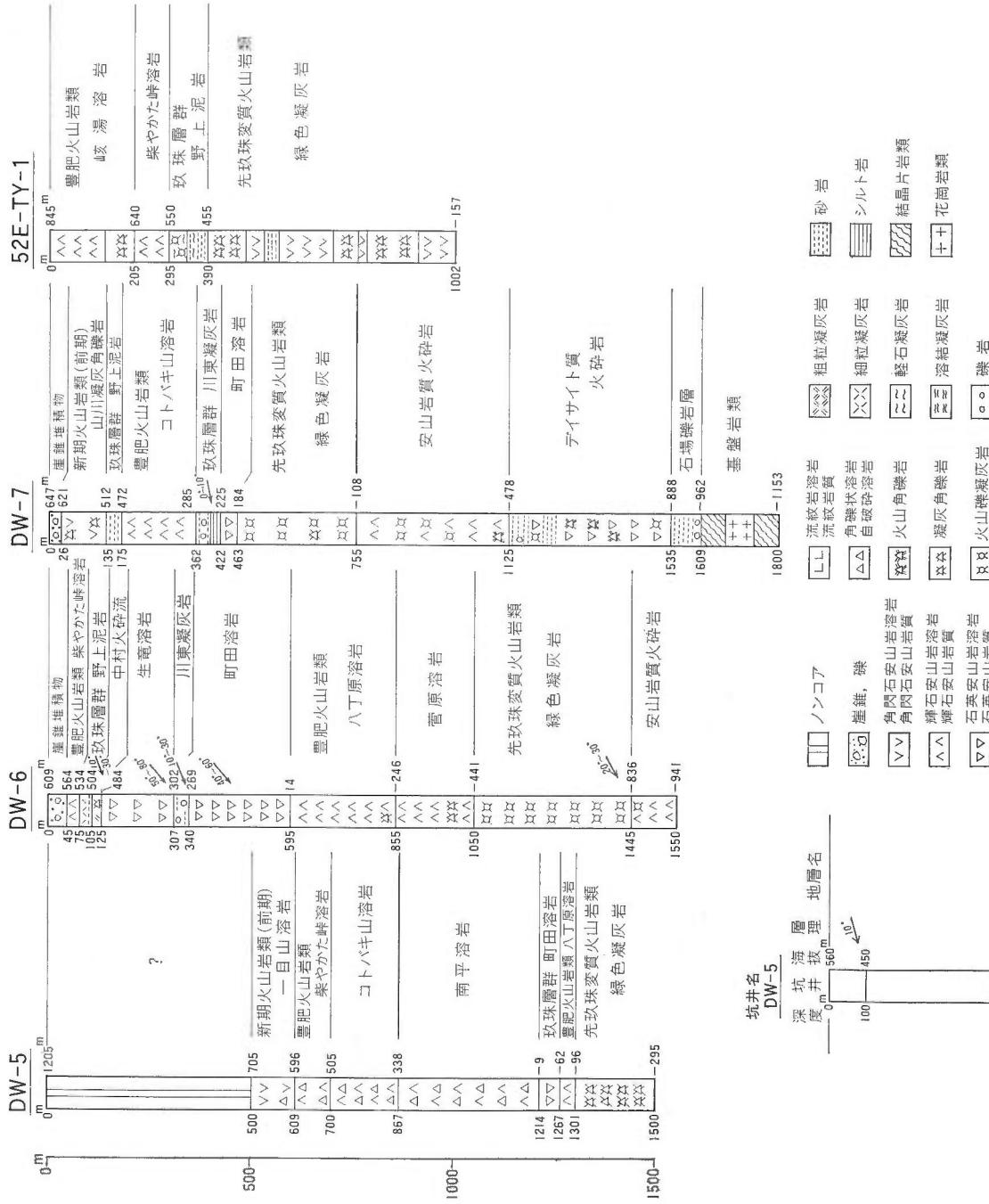
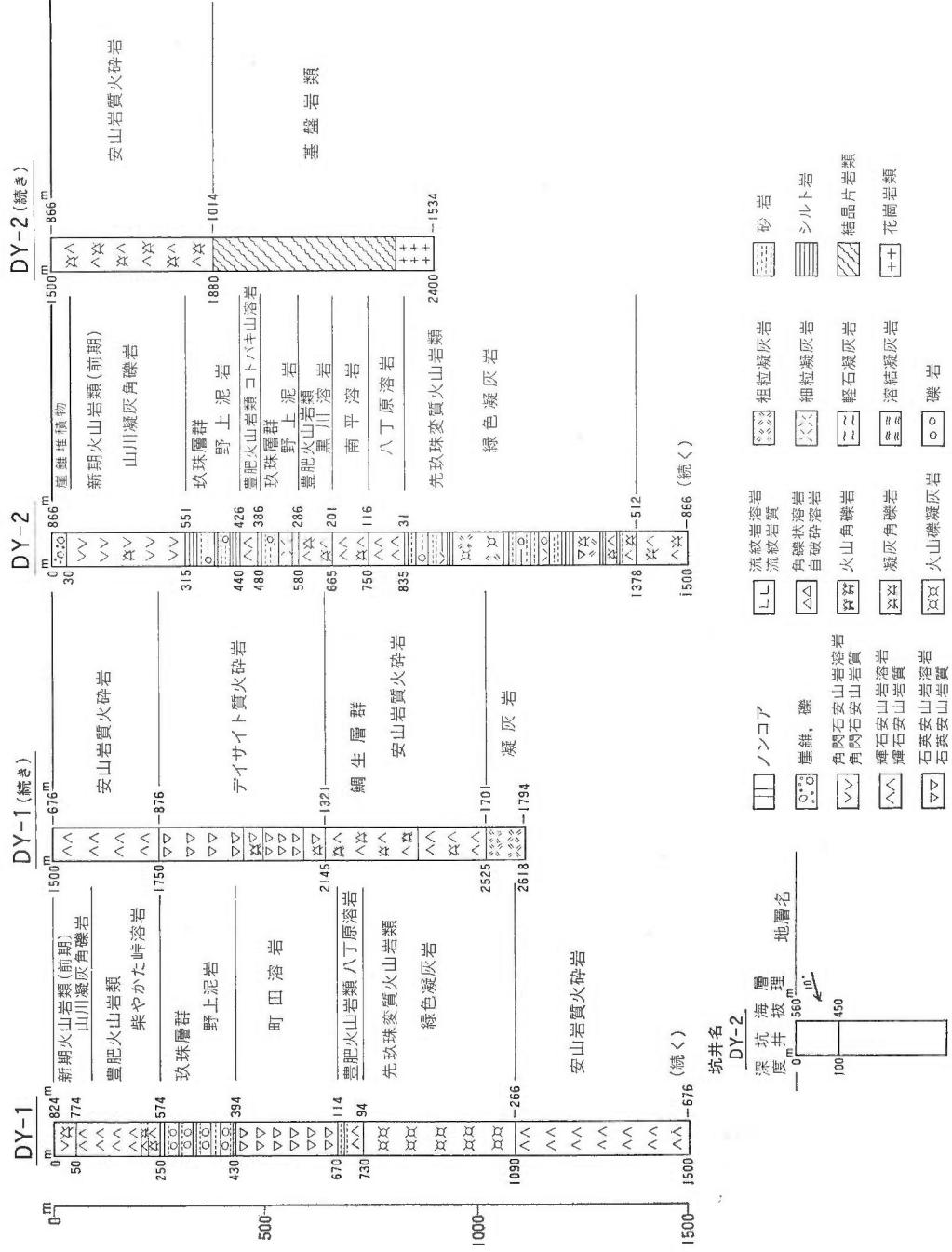


Fig. 3-3 Geologic columnar sections of bore holes DW-5~DW-7 and 52E-TY-1
第3-3圖 坑井地質柱狀圖 DW-5~DW-7 及 52E-TY-1



第3-4図 坑井地質柱状図 DY-1~DY-2
Fig. 3-4 Geologic columnar sections of bore holes DY-1~DY-2.

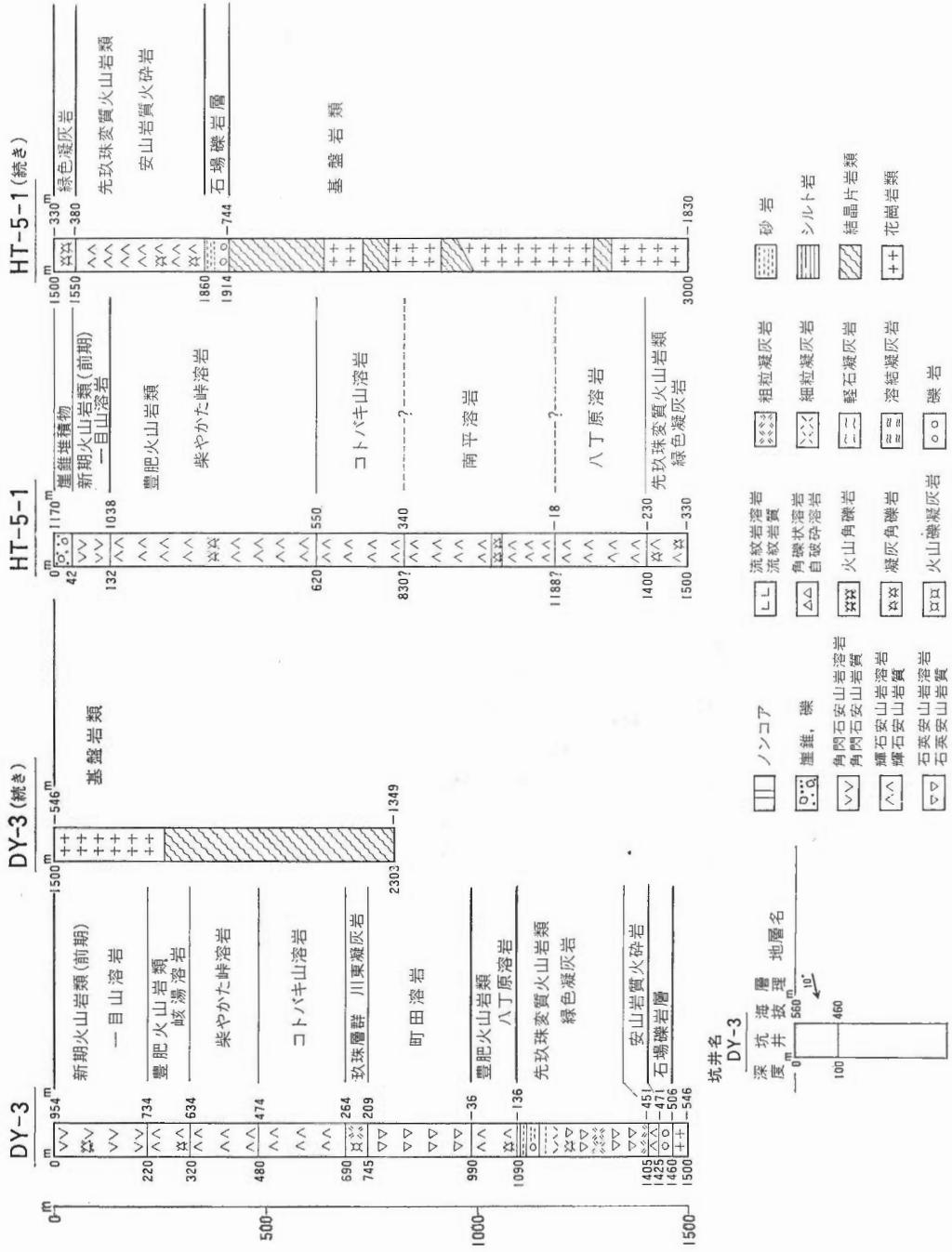


Fig. 3-5 Geologic columnar sections of bore holes DY-3~HT-5-1.

4. 1 DB-1 (熊本県阿蘇郡小国町江古尾) えこお

0-7.50 m; ノンコア

7.50-50.00; 輝石安山岩礫 (崖錐堆積物)

50.00-265.80 m; 輝石安山岩溶岩一同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)

265.80-327.80 m; 凝灰質砂岩, 泥岩, 角閃石輝石安山岩質凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩 (玖珠層群中村火碎流)

327.80-491.70 m; 輝石安山岩溶岩一同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類黒川溶岩 (新称))

491.70-500.00 m; 角閃石輝石安山岩質凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩 (玖珠層群川東凝灰岩)

4. 2 DB-2 (熊本県阿蘇郡小国町南平)

0-47.90 m; ノンコア

47.90-500 m; 両輝石安山岩溶岩一同質火山角礫岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)

4. 3 DB-3 (熊本県阿蘇郡南小国町一目山南西方 1.5 km)

0-38.50 m; ノンコア

38.50-289.70 m; 両輝石角閃石安山岩溶岩で3つのフローユニットに細分される (新期火山岩類 (前期) 一目山溶岩)

289.70-383.30 m; 軽石凝灰角礫岩一同火山礫凝灰岩. 間に角閃石含有輝石安山岩溶岩をはさむ (豊肥火山岩類岐湯溶岩 (新称))

383.30-501.00 m; 角閃石含有輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)

4. 4 DB-4 (大分県玖珠郡九重町菅原)

0-60.00 m; ノンコア

60.00-114.60 m; 輝石角閃石安山岩質凝灰角礫岩 (新期火山岩類 (前期) 山川凝灰角礫岩)

114.60-166.50 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)

166.50-227.80 m; 凝灰質泥岩, 砂岩, 礫岩互層 (玖珠層群野上泥岩)

227.80-241.50 m; 輝石安山岩質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)

241.50-341.30 m; 軽石火山礫凝灰岩一凝灰角礫岩 (玖珠層群中村火碎流)

341.30-398.00 m; 黒雲母角閃石ディサイト溶岩 (玖珠層群生竜溶岩)

398.00-484.50 m; 輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類黒川溶岩 (新称))

484.50-500.00 m; 凝灰質泥岩, 軽石火山礫凝灰岩 (玖珠層群川東凝灰岩)

4. 5 DB-5 (大分県玖珠郡九重町蕨原) わらびばる

0-32.50 m; ノンコア

32.50-145.30 m; 輝石角閃石安山岩溶岩 (新期火山岩類 (前期) 一目山溶岩)

145.30-236.85 m; 輝石角閃石安山岩質火山角礫岩一凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩 (新期火山岩類 (前期) 山川凝灰角礫岩)

236.85-425.80 m; 角閃石含有両輝石安山岩溶岩で2つのフローユニットよりなる (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)

425.80-496.50 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)

496.50-500.00 m; 輝石安山岩質溶結凝灰岩 (豊肥火山岩類今市火碎流)

4. 6 DB-7 (大分県玖珠郡九重町天ヶ谷貯水池北方 700 m)

0-49.50 m; ノンコア

49.50-223.50 m; 角閃石含有両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)

223. 50-458. 50 m; 角閃石輝石安山岩質火山角礫岩—凝灰角礫岩（豊肥火山岩類鳴子川火山角礫岩）
458. 50-500. 00 m; 輝石安山岩溶岩，凝灰質砂岩（豊肥火山岩類コトバキ山溶岩）

4. 7 DB-8 (熊本県阿蘇郡南小国町黒川温泉東方 1 km)

0-6. 40 m; ノンコア
6. 40-46. 50 m; 輝石角閃石安山岩質凝灰角礫岩（新期火山岩類（前期）山川凝灰角礫岩）
46. 50-300. 70 m; 兩輝石安山岩溶岩，同質凝灰角礫岩（豊肥火山岩類コトバキ山溶岩）
300. 70-323. 00 m; 輕石火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩，泥岩互層（玖珠層群中村火碎流）
323. 00-485. 20 m; 輝石安山岩溶岩，同質自破碎溶岩（豊肥火山岩類黒川溶岩（新称））
485. 20-500. 00 m; 凝灰質砂岩，泥岩互層（玖珠層群川東凝灰岩）

4. 8 DB-9 (熊本県阿蘇郡小国町山川温泉東方 2 km)

0-15. 50 m; ノンコア
15. 50-239. 50 m; 輝石角閃石安山岩質火碎岩，同溶岩（新期火山岩類（前期）山川凝灰角礫岩）
239. 50-282. 50 m; 凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩。下部に輝石安山岩溶岩をはさむ（豊肥火山岩類咳湯溶岩（新称））
282. 50-467. 50 m; 角閃石輝石安山岩溶岩，同質火碎岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
467. 50-500. 00 m; 輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類コトバキ山溶岩）

4. 9 DB-10 (大分県玖珠郡九重町中岳東方 0. 5 km)

0-60. 20 m; ノンコア
60. 20-122. 80 m; 輝石角閃石安山岩溶岩で基底部に凝灰質泥，砂，安山岩岩塊をはさむ（新期火山岩類（前期）一目山溶岩）
122. 80-205. 50 m; 上部は角閃石含有輝石安山岩溶岩で下部は両輝石安山岩溶岩よりなる（豊肥火山岩類咳湯溶岩）
205. 50-387. 30 m; 角閃石含有輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
387. 30-502. 00 m; 両輝石安山岩—角閃石含有輝石安山岩溶岩，同質火山角礫岩（豊肥火山岩類鳴子川火山角礫岩）

4. 10 DB-11 (大分県玖珠郡九重町田野吉部)

0-35. 00 m; ノンコア
35. 00-67. 15 m; 輝石角閃石安山岩岩塊，砂（扇状地堆積物）
67. 15-261. 90 m; 黒雲母輝石角閃石デイサイト質軽石凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩（新期火山岩類（後期）九重火碎流）
261. 90-266. 40 m; 角閃石含有輝石安山岩質溶結凝灰岩（新期火山岩類（後期）阿蘇火碎流）
266. 40-389. 90 m; 成層凝灰質泥岩，砂岩，火山礫凝灰岩（新期火山岩類（前期）飯田堆積岩類）
389. 90-502. 50 m; 角閃石含有輝石安山岩溶岩，同質軽石質凝灰角礫岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）

4. 11 DW-1 (熊本県阿蘇郡小国町涌蓋山山頂南西方 2. 3 km)

0-57. 50 m; ノンコア
57. 50-269. 00 m; 輝石角閃石安山岩溶岩（新期火山岩類（前期）一目山溶岩）
269. 00-514. 60 m; 輹石角閃石安山岩溶岩，同質凝灰角礫岩（新期火山岩類（前期）山川凝灰角礫岩）
514. 60-605. 80 m; 角閃石輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
605. 80-721. 20 m; 輹石安山岩溶岩，同質凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩（豊肥火山岩類コトバキ山溶岩）

721.20-939.50 m; 角閃石輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類南平溶岩）
939.50-1,272.80 m; 輝石安山岩溶岩，同質火山角礫岩—凝灰角礫岩（豊肥火山岩類八丁原溶岩）
1,272.80-1,500.00 m; 輝石安山岩質火山角礫岩，同質凝灰角礫岩（先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩）

4. 12 DW-2 (大分県玖珠郡九重町菅原西南西方 2.8 km)

0-36.10 m; ノンコア
36.10-66.00 m; 両輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類岐湯溶岩（新称））
66.00-140.30 m; 角閃石含有輝石安山岩溶岩，同質凝灰角礫岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
140.30-319.50 m; 凝灰質砂岩，泥岩，礫岩互層（玖珠層群野上泥岩）
319.50-405.00 m; 黒雲母角閃石ディサイト溶岩（玖珠層群生竜溶岩）
405.00-437.00 m; 軽石質凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩（玖珠層群川東凝灰岩）
437.00-504.00 m; 黒雲母角閃石ディサイト溶岩（玖珠層群町田溶岩）
504.00-997.50 m; 砂質凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩（先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩）
997.50-1,500.00 m; 軽石凝灰角礫岩，最上部に輝石安山岩溶岩をはさむ（先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩）

4. 13 DW-3 (大分県玖珠郡九重町石原)

0-31.8 m; ノンコア
31.8-117.0 m; 岩塊，砂，泥（扇状地堆積物）
117.0-257.0 m; かんらん石角閃石含有輝石安山岩溶岩で3つのフローユニットよりなる（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
257.0-538.0 m; 角閃石含有輝石安山岩溶岩，同質凝灰角礫岩で4つのフローユニットよりなる（豊肥火山岩類鳴子川火山角礫岩）
538.0-579.50 m; 両輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類コトバキ山溶岩）
579.5-651.0 m; 角閃石輝石安山岩溶岩，同質火山角礫岩—凝灰角礫岩（豊肥火山岩類南平溶岩）
651.0-934.0 m; 両輝石安山岩溶岩，同質火山角礫岩—凝灰角礫岩で3つのフローユニットよりなる（豊肥火山岩類八丁原溶岩）
934-1,061.0 m; 両輝石安山岩一角閃石含有輝石安山岩質火碎岩（豊肥火山岩類菅原溶岩（新称））
1,061.0-1,200.0 m; 黒雲母角閃石輝石安山岩質火山礫凝灰岩一同溶岩（先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩）

4. 14 DW-4 (熊本県阿蘇郡南小国町黒川温泉北東方 0.8 km)

0-501.0 m; ノンコア
501-553.1 m; 両輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類黒川溶岩）
553.1-810.9 m; 凝灰角礫岩，凝灰質砂岩，泥岩，黑色斑状の黒曜石岩片を含む（玖珠層群川東凝灰岩）
810.9-1,008.3 m; 両輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類八丁原溶岩）
1,008.3-1,100.0 m; 凝灰質砂岩・泥岩互層，角閃石安山岩質火山礫凝灰岩よりなり間に角閃石安山岩質溶結凝灰岩岩塊をはさむ（先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩）（間ににはさまる溶結凝灰岩岩塊は耶馬溪溶結凝灰岩に由来するものと思われる）

4. 15 DW-5 (大分県・熊本県県境一目山北西方 0.7 km)

0-500 m; ノンコア
500-609 m; 輝石角閃石安山岩溶岩（新期火山岩類（前期）一目山溶岩）
609-700 m; 輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
700-867 m; 火山角礫岩—凝灰角礫岩（豊肥火山岩類コトバキ山溶岩）

867-1, 214 m; 安山岩溶岩 (豊肥火山岩類南平溶岩)
1, 214-1, 267 m; 流理構造の著しい角閃石デイサイト溶岩 (玖珠層群町田溶岩)
1, 267-1, 301 m; 輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類八丁原溶岩)
1, 301-1, 500 m; 安山岩質凝灰角礫岩一火山角礫岩 (先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩)

4. 16 DW-6 (大分県玖珠郡九重町菅原東方 1 km)

0-45 m; 砂礫 (崖錐堆積物)
45-75 m; 角閃石含有両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)
75-105 m; 角閃石デイサイト質凝灰岩, 凝灰質砂岩 (玖珠層群野上泥岩)
105-125 m; 角閃石デイサイト質凝灰岩 (玖珠層群中村火碎流)
125-314 m; 角閃石黒雲母デイサイト溶岩 (玖珠層群生竜溶岩)
314-347 m; 凝灰質砂岩, 泥岩, 軽石凝灰岩 (玖珠層群川東凝灰岩)
347-595 m; 黒雲母角閃石デイサイト溶岩 (玖珠層群町田溶岩)
595-855 m; 両輝石安山岩溶岩, 同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類八丁原溶岩)
855-1, 050 m; 角閃石含有普通輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類菅原溶岩 (新称))
1, 050-1, 444.80 m; デイサイト質火山礫凝灰岩 (先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩)
1, 444.80-1, 550.00 m; 輝石安山岩溶岩, 同質火山礫凝灰岩 (先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩)

4. 17 DW-7 (熊本県阿蘇郡小国町西里)

0-26 m; 砂礫 (崖錐堆積物)
26-135 m; 輝石角閃石安山岩質凝灰角礫岩 (新期火山岩類 (前期) 山川凝灰角礫岩)
135-175 m; 両輝石安山岩含有粗粒砂岩 (玖珠層群野上泥岩)
175-361.5 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)
361.5-422.5 m; シルト岩, 砂岩, 矸岩 (玖珠層群川東凝灰岩)
422.5-462 m; 黒雲母角閃石デイサイト溶岩 (玖珠層群町田溶岩)
462-755 m; デイサイト質一安山岩質凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩 (先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩)
755-1, 125 m; 両輝石安山岩溶岩, 同質火山角礫岩一凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩 (先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩)
1, 125-1, 521 m; デイサイト質溶岩, 同質火山角礫岩一火山礫凝灰岩一凝灰質砂岩。1, 488-1, 502 m
と 1, 506-1, 521 m は安山岩岩脈である (先玖珠変質火山岩類デイサイト質火碎岩)
1, 521-1, 609 m; 砂岩, シルト岩, 矸岩, 凝灰岩。1, 571-1, 584 m と 1, 594-1, 609 m は安山岩岩脈
である (石場礫岩層)
1, 609-1, 800 m; 両雲母片岩, 石英閃綠岩 (基盤岩類)

4. 18 DY-1 (大分県玖珠郡九重町玖珠台, 岳湯北東方 1 km)

0-50 m; 両輝石角閃石安山岩質凝灰角礫岩 (新期火山岩類 (前期) 山川凝灰角礫岩)
50-250 m; 角閃石含有両輝石安山岩溶岩, 同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)
250-430 m; 凝灰質礫岩・砂岩・泥岩互層 (玖珠層群野上泥岩)
430-670 m; 黒雲母角閃石デイサイト溶岩 (玖珠層群町田溶岩)
670-730 m; 輝石安山岩溶岩, 凝灰質泥岩, 砂岩, 矸岩 (豊肥火山岩類八丁原溶岩)
730-1, 090 m; 火山礫凝灰岩, 凝灰質泥岩, 砂岩, 凝灰岩 (先玖珠変質火山岩類綠色凝灰岩)
1, 090-1, 750 m; 輝石安山岩溶岩 (先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩)
1, 750-2, 145 m; 輝石角閃石デイサイト溶岩, 同質火山角礫岩, 凝灰角礫岩 (先玖珠変質火山岩類デ
イサイト質火碎岩)
2, 145-2, 525 m; 輝石安山岩溶岩, 同質火山角礫岩一凝灰角礫岩 (鯛生層群安山岩質火碎岩)

2, 525-2, 618 m; 安山岩質凝灰岩 (鯛生層群凝灰岩)

4. 19 DY-2 (熊本県阿蘇郡小国町涌蓋山山頂西南西方 2.7 km)

0-30 m; 砂, 磨 (崖錐堆積物)

30-315 m; 両輝石角閃石安山岩溶岩一同質凝灰角礫岩 (新期火山岩類 (前期) 山川凝灰角礫岩)

315-440 m; 泥岩, 砂岩, 磨岩 (玖珠層群野上泥岩)

440-480 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)

480-580 m; 泥岩, 磨岩, 凝灰岩, 凝灰角礫岩 (玖珠層群野上泥岩)

580-665 m; 輝石安山岩溶岩, 同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類黒川溶岩) (新期)

665-750 m; 角閃石両輝石安山岩溶岩, 同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類南平溶岩)

750-835 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類八丁原溶岩)

853-1, 378 m; デイサイト質凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩, 泥岩, 砂岩, 磨岩 (先玖珠変質火山岩類緑色凝灰岩)

1, 378-1, 880 m; 安山岩質凝灰角礫岩 (火碎流堆積物) (先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩)

1, 880-2, 310 m; 黒雲母石英長石質片岩, 角閃石石英長石質片岩 (基盤岩類)

2, 310-2, 401.5 m; 黒雲母角閃石石英閃綠岩 (基盤岩類)

4. 20 DY-3 (熊本県阿蘇郡南小国町一目山南方 1.8 km)

0-220 m; 両輝石角閃石安山岩溶岩, 同質火山角礫岩 (新期火山岩類 (前期) 一目山溶岩)

220-320 m; 角閃石含有両輝石安山岩溶岩, 同質火山角礫岩一凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類岐湯溶岩 (新称))

320-480 m; 角閃石含有両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)

480-690 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類コトバキ山溶岩)

690-745 m; 火山礫凝灰岩一粗粒凝灰岩 (玖珠層群川東凝灰岩)

745-990 m; 黒雲母角閃石デイサイト溶岩 (玖珠層群町田溶岩)

990-1, 090 m; 両輝石安山岩溶岩 (豊肥火山岩類八丁原溶岩)

1, 090-1, 405 m; 粗粒凝灰岩, 泥岩, デイサイト溶岩, 同質凝灰角礫岩 (先玖珠変質火山岩類緑色凝灰岩)

1, 405-1, 425 m; 両輝石安山岩 (先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩)

1, 425-1, 460 m; 磨岩 (石場礫岩層)

1, 460-2, 303 m; 両雲母花崗岩, 角閃石黒雲母花崗閃綠岩, 結晶片岩 (基盤岩類)

4. 21 HT-5-1 (大分県玖珠郡九重町八丁原地熱発電所南西方 1 km)

本坑井は九州電力(株)により掘削されたものであるが, 本研究にとって有意義なデータなので田中・江島 (1982), 真鍋・江島 (1984) を参考にして筆者なりに解釈した結果を記す.

0-42 m; 砂礫 (崖錐堆積物)

42-132 m; 角閃石安山岩溶岩 (新期火山岩類 (前期) 一日山溶岩)

132-620 m; 角閃石輝石安山岩 (豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩)

620-1, 400 m; 輝石安山岩溶岩, 同質凝灰角礫岩 (豊肥火山岩類である. 但しコトバキ山溶岩, 南平溶岩, 八丁原溶岩の層序区分は周辺の坑井データから推定せざるを得ない)

1, 400-1, 550 m; 凝灰角礫岩 (先玖珠変質火山岩類緑色凝灰岩)

1, 550-1, 860 m; 輝石安山岩溶岩, 凝灰岩 (先玖珠変質火山岩類安山岩質火碎岩)

1, 860-1, 914 m; 基底礫岩, 凝灰質泥岩, 砂岩 (石場礫岩層)

1, 914-3, 000 m; 結晶片岩, 花崗閃綠岩 (基盤岩類)

4. 22 52 E-TY-1 (大分県阿蘇郡小国町咳湯)

本坑井は通産省の52年度発電用地熱開発環境調査として掘削されたものであるが、本研究にとって有意義なデータなので日本地熱資源開発促進センター（1979）を参考にして筆者なりに解釈した結果について記す。

- 0-205.0 m；輝石安山岩溶岩，同質凝灰角礫岩（豊肥火山岩類咳湯溶岩（新称））
- 205-295 m；輝石安山岩溶岩（豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩）
- 295-390 m；輝石火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩，砂岩（玖珠層群野上泥岩）
- 390-1,002 m；角閃石安山岩質凝灰角礫岩及びこれを貫く角閃石安山岩岩床（先玖珠変質火山岩類緑色凝灰岩）

5. 坑井間の地質層序対比

第2図に示した4つの測線（A-A'，B-B'，C-C'，D-D'）に沿って坑井間対比を行った。基盤岩類の深度は実際の坑井データに基づく基盤深度で補正している通産省（1983c）の重力基盤深度図（第4.1図）を用いた。但しこの図では水平方向の密度勾配の補正をしていないので低重力異常帶の深度を海拔-10 kmと過大評価している（実際は駒沢・鎌田（1985）の重力基盤深度図（第4.2図）を考慮すれば-3.5 km程度と予想される）。各々の測線における層序対比を第5.1-5.4図に示すとともに、特徴的なことを以下に述べる。

5. 1 A-A' 測線

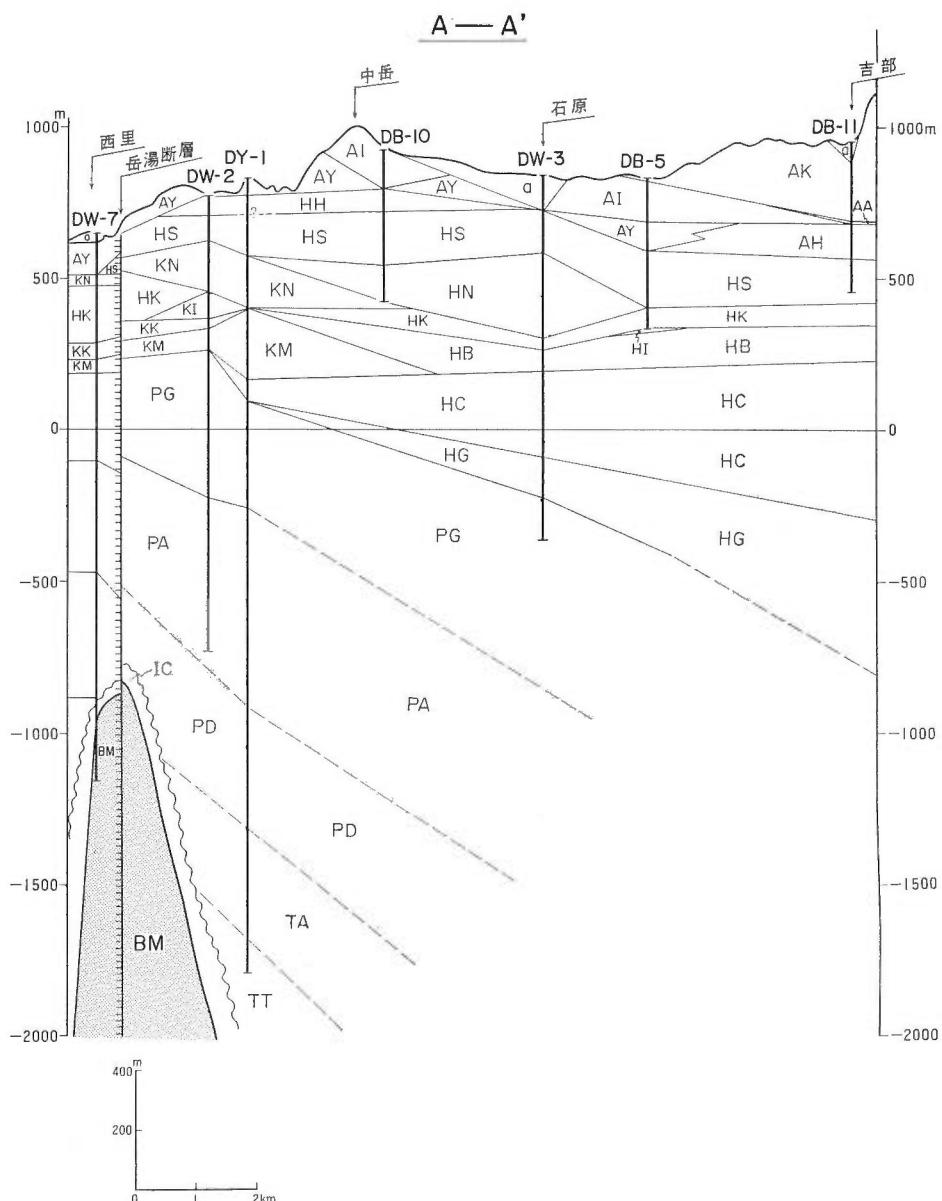
この測線は本調査地域の北部をほぼ東西に結ぶものである。本測線で良好な鍵層となるのは豊肥火山岩類柴やかた峠溶岩で、DW-7以外の全坑井で確認され、その層厚は約150 mである。この地層の追跡からDW-7とDW-2間に約50 m南落ちのWNW-ESE方向の岳湯断層を推定することができる。またDW-3とDB-5の間に東落ちの断層が推定できる。これは重力異常図からも推定できるもので玖珠川に沿うNNE-SSW性の断層に対応するものであろう。ここでは一応、湯坪断層と命名しておく。但し、これは地表では確認できない。

新期火山岩類（後期）は本地域の東部でのみ認められ、約250 m厚の九重火碎流と4 m厚の阿蘇火碎流より構成される。一方、新期火山岩類（前期）は本地域全域に認められ、一目山溶岩と山川凝灰角礫岩より構成される。但し東端部のDB-11では山川凝灰角礫岩と指交関係にあると思われる飯田堆積岩類が120 mもの厚さで分布している。これは前述した湯坪断層の形成後に生じた湯坪断層東部の低地に堆積したものと思われる。

豊肥火山岩類は各溶岩毎に各々膨縮が激しいが、全般的に西部でうすく東部で厚い。但し、今回新たに命名した咳湯溶岩は中西部のみに分布する。柴やかた峠溶岩はほぼ全域に分布するものの西端のDW-7では認められない。鳴子川火山角礫岩は本地域の中部のみに厚く分布する。コトバキ山溶岩は西端部で厚く、中部、東部で薄い。DB-5ではコトバキ山溶岩の直下の坑底付近に今市火碎流が認められた。南平溶岩は中部、東部に分布し、西部には分布しない。八丁原溶岩は西部に分布せず中部、東部に分布し、東部程厚くなる傾向がある。菅原溶岩も八丁原溶岩同様、東部程厚くなると思われる。

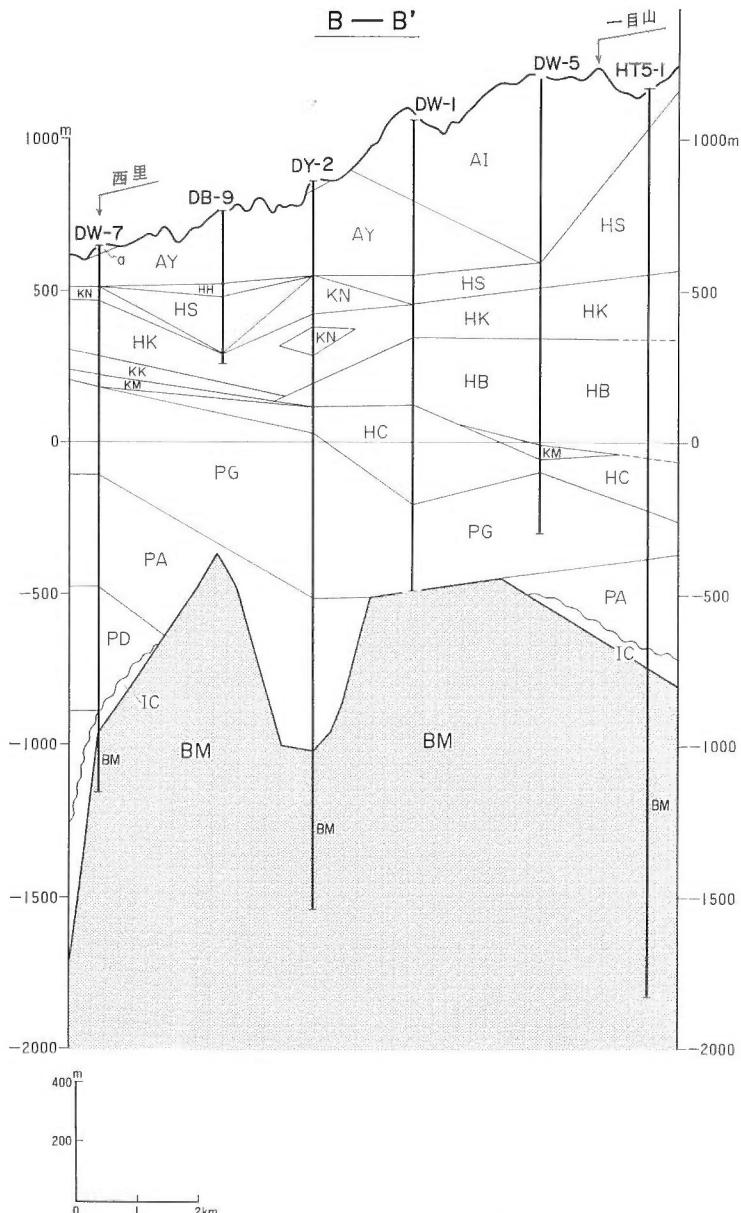
玖珠層群は堆積岩類と酸性火山岩類より構成され、層序的には豊肥火山岩類中部と指交関係をなすものである。玖珠層群中の各地層の分布状況について以下に述べる。野上泥岩はDW-2, DY-1で180 mの層厚をもつが東西両方向に薄化する。生竜溶岩はDW-2に認められるのみで650 m離れたDY-1では認められなかった。川東凝灰岩は西部のみに約50 mの厚さで分布している。町田溶岩はDY-1で240 mと厚いが東西両方向に急激に薄くなる。全般的にみると玖珠層群は本測線の西部にのみ分布している。

先玖珠変質火碎岩類は大きく緑色凝灰岩、安山岩質火碎岩、デイサイト質火碎岩に区分できる。又、全体として東に傾斜した単斜構造を示す。緑色凝灰岩は緑色変質を蒙った火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩よ



第5-1図 坑井間層序対比図 A-A' 地層の略号は第1表参照のこと
Fig. 5-1 Stratigraphic correlation among drill holes along A-A' line.

りなり、一部砂岩、シルト岩をはさむことや、砂質の凝灰岩が多いことから考えて、低地を急激に埋積したような地層と思われる。DW-3では一部輝石安山岩質自破碎溶岩が認められる。緑色凝灰岩の下位の安山岩質火碎岩はDW-7, DW-2, DY-1で認められる輝石安山岩溶岩と緑色軽石凝灰岩よりなる地層である。DY-1では他の2本に比べて溶岩部が厚い。DW-2の1,422m付近(フローユニット境界部)には熱による炭化した物質が含まれることから、緑色軽石凝灰岩は火碎流堆積物と考えられる。安山岩質火碎岩の下位のデイサイト質火碎岩はDW-7とDY-1で認められ、デイサイト溶岩、同質火山角礫岩—火山礫凝灰岩(砂岩を含む)より構成される。DW-7では上部に凝灰質砂岩が約100mはさ

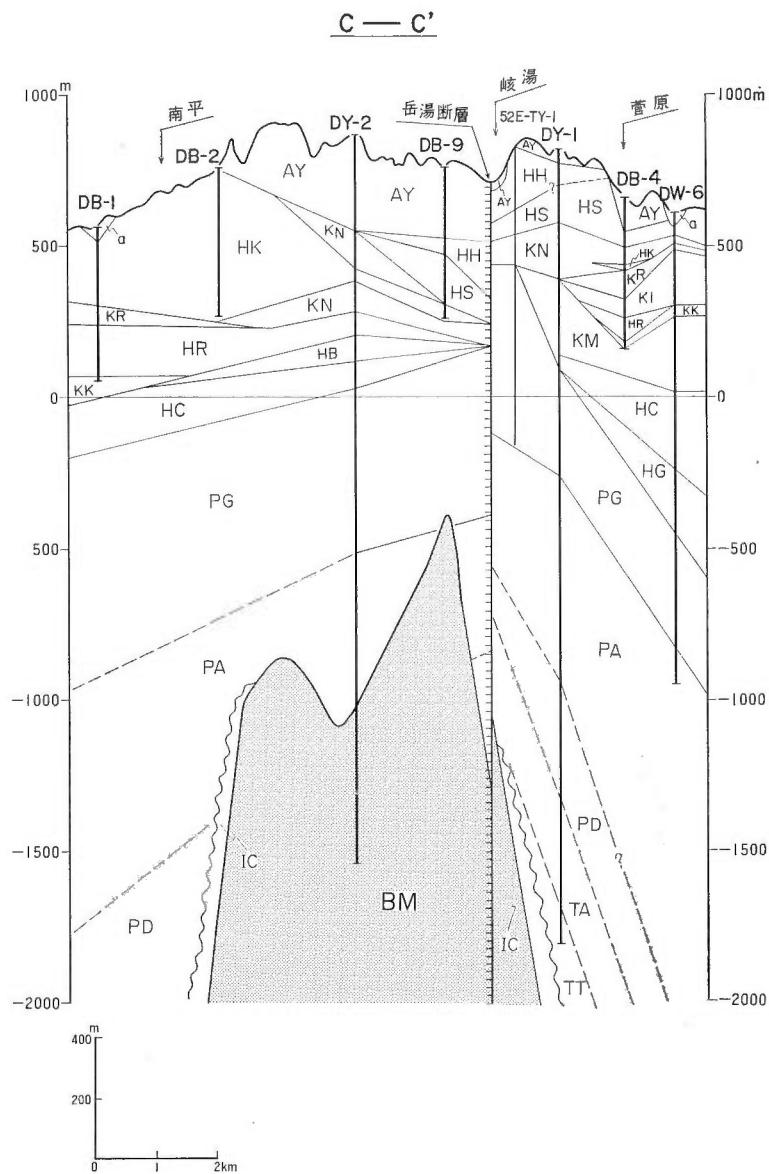


第5-2図 坑井間層序対比図 B-B' 地層の略号は第1表参照のこと
Fig. 5-2 Stratigraphic correlation among drill holes along B-B' line.

まるが、DY-1では凝灰質砂岩は認められずデイサイト溶岩が厚い。本層の下位にはプロビライト質の鯛生層群が存在する。

鯛生層群はDY-1坑でのみ認められ、上部の安山岩質火砕岩と下部の凝灰岩に二分できる。この鯛生層群もまた先次珠変質火山岩類と同様に、基盤岩の浅い方から深い方にむかって傾斜した構造をもつていると予想される。

基盤岩類は本測線ではDW-7でのみ確認された。



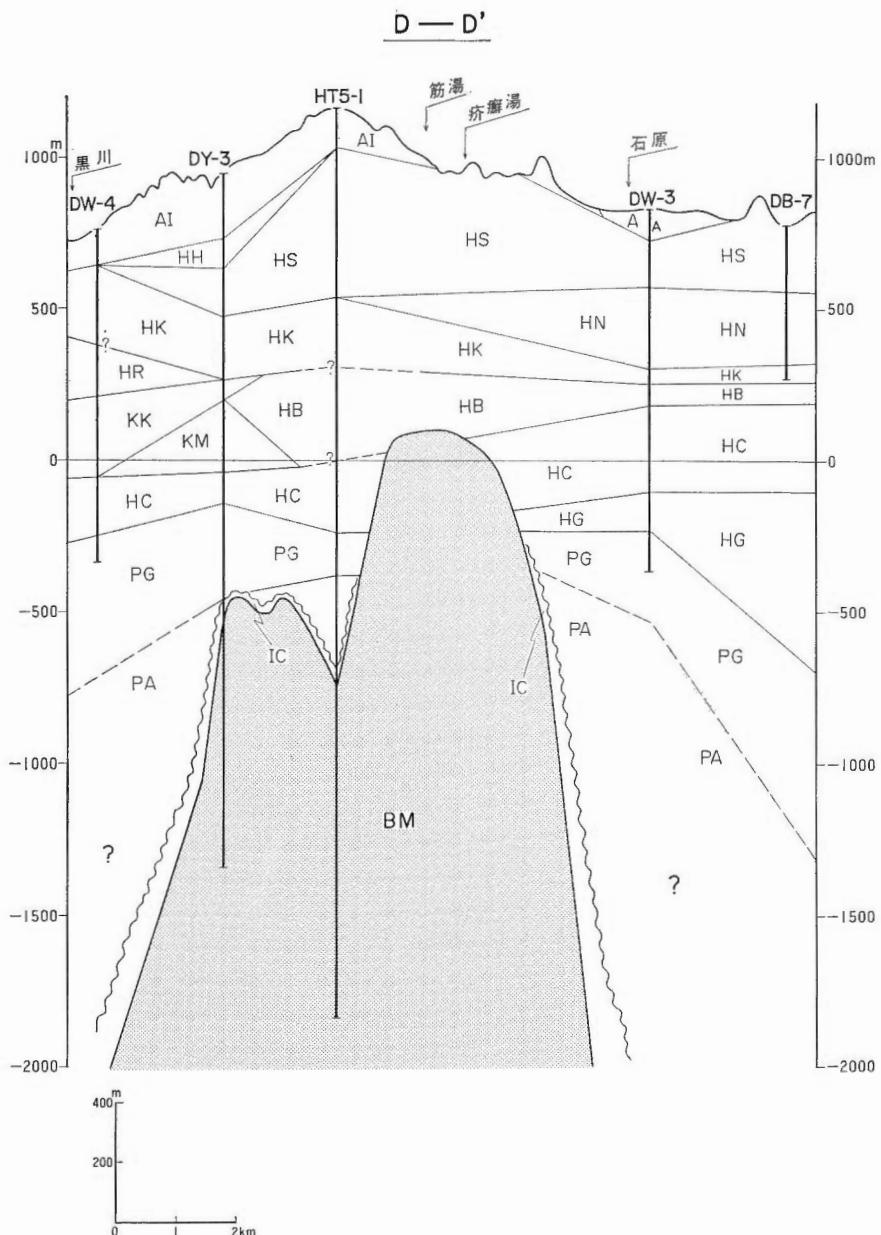
第5-3図 坑井間層序対比図 C-C' 地層の略号は第1表参照のこと
Fig. 5-3 Stratigraphic correlation among drill holes along C-C' line.

5. 2 B-B' 測線

この測線は本調査地域の中部をほぼ北西-南東方向に切るもので、基盤岩類の浅い地壘部を縦断したものである。

新期火山岩類(前期)は一目山溶岩と山川凝灰角礫岩よりなる。一目山溶岩は一目山西方のDW-5で厚くかつ白色変質も著しい。この事から一目山溶岩の火道はDW-5付近であったと推定される。また、一目山溶岩は東西両方向に急激に薄くなっている。山川凝灰角礫岩は凝灰角礫岩と溶岩よりなり、本測線の中部、西部に分布する。

豊肥火山岩類は個々の溶岩での膨縮は激しいが、全体的にみると西部で薄く東部で厚くなる。本火山



第5-4図 坑井間層序対比図 D-D' 地層の略号は第1表参照のこと
Fig. 5-4 Stratigraphic correlation among drill holes along D-D' line.

岩類の最上位層の岐湯溶岩は DB-9 付近にのみ分布する。柴やかた峠溶岩は中部、西部で薄く東部で著しく厚くなる。コトバキ山溶岩は本測線全域にわたって 100-150 m の厚さで分布している。但し DY-2 では間に野上泥岩をはさむ。南平溶岩は中部、東部に 200-300 m の厚さで分布する。八丁原溶岩もまた中部、東部にのみ分布する。豊肥火山岩類全体としては東部に層厚を増すが、それは柴やかた峠溶岩と南平溶岩の層厚変化によっている。

玖珠層群は本地域の西部にのみ分布する。但し東部の DW-5 に町田溶岩が薄くはさまる。野上泥岩

は西部の DW-7 と DY-2 に各々離れて分布している。川東凝灰岩は西部にのみ薄く分布している。町田溶岩は西部と東部に各々孤立して薄く分布している。このように本測線の西部に認められる玖珠層群は全体として豊肥火山岩類と指交関係にある。一方、本測線の東部では玖珠層群は消滅して豊肥火山岩類の厚い溶岩、火碎岩層のみとなる。これは豊肥火山岩類の噴出量の多いところでは玖珠層群は堆積しなかった結果である。

先玖珠変質火山岩類は上位から緑色凝灰岩、安山岩質火碎岩、デイサイト質火碎岩の順で重なる。緑色凝灰岩は中央部の DY-2 付近で厚くなり、岩相も砂岩、シルト岩勝ちになる。これは堆積当時、中央部がまわりより沈降が大きく低地を形成したことを示している。安山岩質火碎岩も緑色凝灰岩同様、中央部でやや厚い傾向がある。デイサイト質火碎岩は本測線では DW-7 でのみ認められる。

鰐生層群は本測線に沿っては分布しない。これは基盤岩の浅い所には鰐生層群は堆積しなかったことによるものと思われる。

一方、石場礫岩層は従来、鰐生層群の最下部層と位置づけられてきたが（吉村ほか、1968、木戸、1981）、本測線沿いの DW-7、HT-5-1 では各々鰐生層群を欠いて基盤岩に直接基底礫岩を伴って分布しているので、ここでは石場礫岩層として鰐生層群から分離・独立させた。DY-2 では石場礫岩層は認められなかった。

基盤岩類は DW-7、DY-2、HT-5-1 で確認され、いずれも結晶片岩とこれを貫く花崗閃綠岩類より構成されている。

5. 3 C-C' 測線

本測線は本調査地域の西部をほぼ南北に結ぶものである。本測線の中央部は基盤岩の深い地壘部にあたり、北方および南方には基盤岩は急激に深くなっている。基盤隆起帯の北翼頂部付近には南側が 200 m 落ちた岳湯断層がある。^{たけのゆ} この断層は基盤隆起部の北翼急傾斜部に発達する南落ちの逆断層であり、新期火山岩類（前期）山川凝灰角礫岩まで変位させていたる活断層でもある。また現在この断層は岳湯温泉、咳湯温泉にとって重要な熱水上昇路となっている。

新期火山岩類（前期）は山川凝灰角礫岩のみで、中部、南部で厚く発達し北部で薄い。本層は岳湯断層をはさんで分布高度が著しく異なる。DY-1 と DB-4 の間でも本層の分布高度が著しく異なることより、ここにも東西性の北落ち断層が存在していると予想される。

豊肥火山岩類は全体的にみると中央の基盤隆起部で薄く南方、北方で厚くなる。各溶岩はかなり激しく膨縮している。最上位の咳湯溶岩は岳湯断層の周辺にのみ分布している。柴やかた峠溶岩は中部と北部にのみ分布している。コトバキ山溶岩は南部で著しく厚く北方にむかって消滅する。但し DB-4 で例外的に 14 m 厚認められる。黒川溶岩は南部で厚いが北方にむかって薄化し消滅する。但しコトバキ山溶岩同様北部の DB-4 では孤立して分布する。これはこれらの溶岩堆積時において、52 E-TY-1、DY-1 付近はまわりより相対的に高地であったため、各溶岩がこの高地を迂回して DB-4 に流下したことによるものと考えられる。南平溶岩は測線の中央部の DY-2 にのみ認められる。八丁原溶岩は岳湯断層近傍の基盤隆起部には分布しないが、それ以外の地域には分布し、各々北方、南方にむかって厚くなる。菅原溶岩は北部にのみ分布し北方にむかって層厚を増す。

玖珠層群はその各地層の膨縮は著しいが、全般的に見ると北部で厚く、中部、南部で薄くなり、豊肥火山岩類と指交関係になる。野上泥岩は北部では一枚の地層であるが、中部では二枚にわかれ、南部では消滅する。中村火碎流は北部と南部にのみ分布する。生竜溶岩は北部にのみ分布し、北方にむかって厚くなる。川東凝灰岩は薄く北部と南部にのみ分布する。町田溶岩は北部にのみ分布する。

先玖珠変質火山岩類の深度は中央の基盤隆起部で最も浅く、北方へは急に、南方へはゆるく深くなっていく。緑色凝灰岩は、中部、南部で砂岩、シルト岩のはさみが多くなり層厚を増す。安山岩質火碎岩は中央部で薄く、南部、北部で厚くなると思われる。

デイサイト質火碎岩は DY-1 では認められたが、DY-2 には分布していないことから、本層堆積時にはすでに中央部の隆起帯は存在しており、北部、南部の沈降帯に厚く地層が堆積したと考えられる。

鯛生層群は DY-1 でのみ確認されたが、分布状況は前述した先玖珠変質火山岩類デイサイト質火碎岩と同様であると予想される。

基盤岩直上には当測線以外の坑井データから考えて石場礫岩層が予想されるが、基盤隆起部の DY-2 で確認されなかった。このことから石場礫岩層は断続的に発達するものと思われる。

基盤岩類は本測線では基盤隆起部の DY-2 で結晶片岩と石英閃綠岩が確認されている。

5. 4 D-D' 測線

本測線は本調査地域の東部をほぼ南北に結ぶものである。本測線の中央部は隆起部にあたり、一方北部、南部は沈降部にあたる。

DW-3 では扇状地堆積物が 117 m もの厚さで堆積している。これは DW-3 と DB-7 の間に予想される南落ち断層（天ヶ谷貯水池沿いの東西性のリニアメント）によってせき止められたことによるものと思われる。

新期火山岩類（前期）としては一目山溶岩のみが、中部、南部に分布する。一目山溶岩の分布高度は中央部で高く、南部で低い。

豊肥火山岩類は各溶岩の膨縮は著しいが、全体として見ると南に薄く北へ厚くなる傾向がある。岐湯溶岩は南部の DY-3 でのみ認められる。柴やかた崎溶岩は北部、中部で厚く南部で急激に薄化し消滅する。鳴子川火山角礫岩は北部で厚く中央部で薄くなり消滅する。コトバキ山溶岩は南部で厚く北部に薄くなるものの、本測線の全域に認められる。南平溶岩は中央部で厚く北部で薄くなる。南部には分布しない。八丁原溶岩は本測線に沿って全地域に約 200-300 m の厚さで分布している。菅原溶岩は北部にのみ分布する。

玖珠層群は本測線の南部に豊肥火山岩類にはさまって川東凝灰岩と町田溶岩のみが分布する。これらは本調査地域の北西部にひらく認められた玖珠層群からは大分離れて分布している。本測線では川東凝灰岩は南部にのみ分布し、DW-4 では砂岩、シルト岩の発達が良い。町田溶岩は DY-3 でのみ認められる。この溶岩は本調査地域の北西部に分布している模式地の町田溶岩と構造的には連続しないけれども、ほぼ同時期で同質の火山噴出物なので町田溶岩に対比した。

先玖珠変質火山岩類は中央部で相対的に薄く、北部に厚くなると思われる。これは本層堆積時において、中央部が北部、南部に対して相対的に高地であったことによるものと考えられる。

鯛生層群は基盤隆起部には存在しないが、基盤沈降部の北部、南部では厚く分布していると思われる。

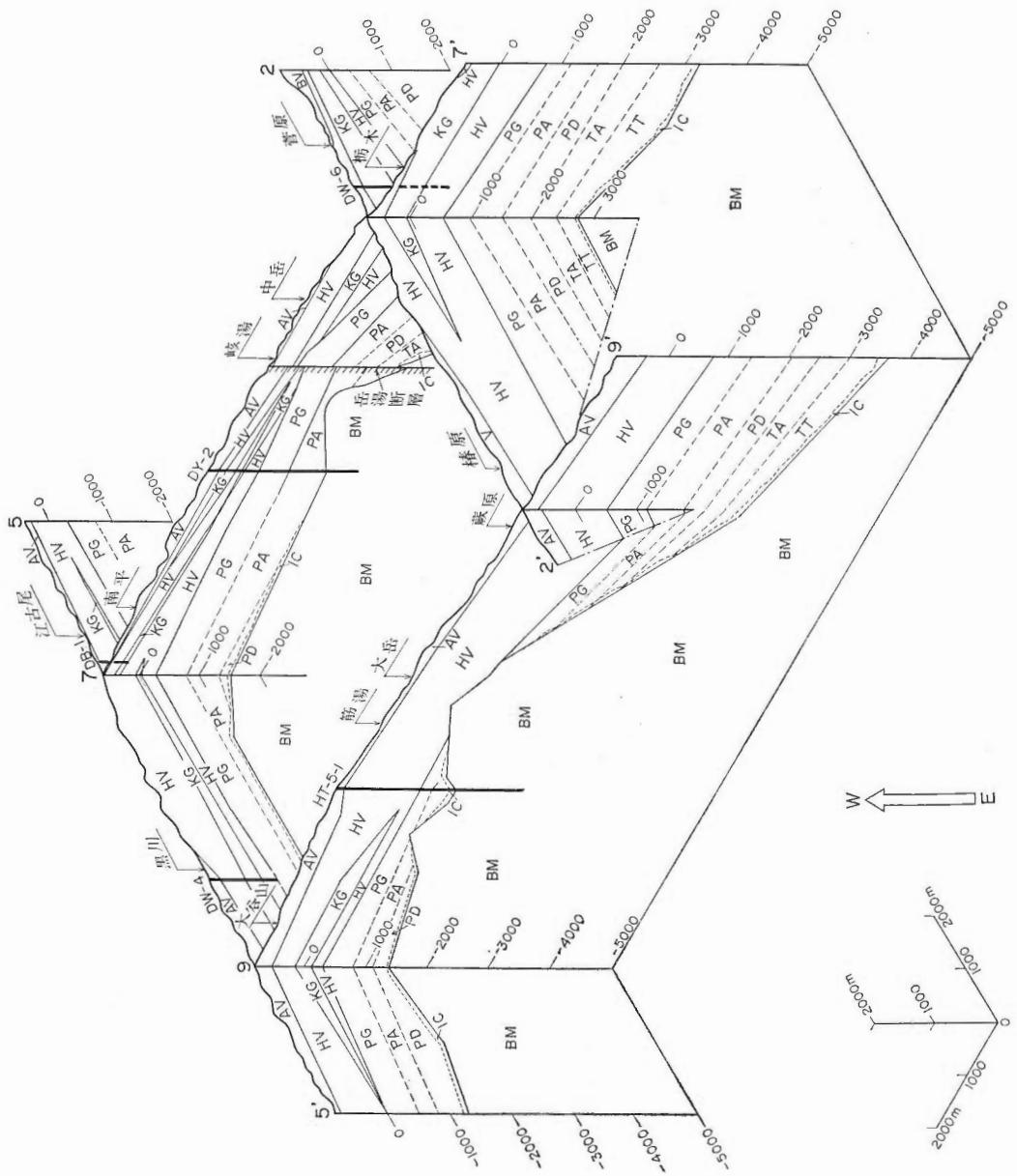
石場礫岩層は DY-3 と HT-5-1 で認められることから、基盤隆起部の一部を除いて、本測線の全域に分布しているものと思われる。

基盤岩類は DY-3 と HT-5-1 で認められ、いずれも結晶片岩と花崗閃綠岩より構成されていた。

6. 地質構造と構造発達史

本調査地域の地質構造を明らかにするために、調査地域を東方からみたフェンス・ダイヤグラムを作成した（第 6 図）。基盤岩の深度は基盤の浅い部分では通産省（1983 c）を用い、深い部分では駒沢・鎌田（1985）の重力基盤深度を約 1 km 深く補正して用いた。

基盤岩の深い部分には鯛生層群・先玖珠変質火山岩類が堆積しているが、基盤岩の浅い部分にはこれらはほとんど堆積せず、直接、先玖珠変質火山岩類緑色凝灰岩及び豊肥火山岩類が堆積している。石場礫岩層は基盤岩の直上に基底礫岩状に堆積している。また本層は基盤岩の浅い所では先玖珠変質火山岩類などに不整合で接しているが、基盤岩の深い所では鯛生層群下部と整合に接している可能性も考えられる。以上のことから考えて、基盤岩の浅い部分と深い部分の境界部での急傾斜は石場礫岩堆積時以降、先玖珠変質火山岩類堆積時代までの間に生じた、基盤岩の深い部分での連続的な沈降運動の結果生成したものと考えられる。いわば二つのブロック間の差別的な沈降運動によって生じたものである。基盤沈降部には膨大な安山岩質デイサイト質火山岩類が堆積した。これらの岩石は東北グリーン・タフ地域の変



第6図 フェンス・ダイヤグラム 地層の略号は第1表参照のこと
Fig. 6 Fence diagram.

朽安山岩類と岩相が酷似するため、中新統と考えられているが（松本，1977, 1982），最近のフィッション・トラック年代測定（TAMANYU, 1981）やK-Ar年代測定（通産省, 1984）では2-5 Ma前後と測年され鮮新統であることが明らかとなった。豊肥火山岩類と玖珠層群の層位関係は松本ほか（1973）や松本（1977）などによると両者は鮮新世の時間間隙をはさんで上下の関係であるとしていたが、TAMANYU（1981）はフィッション・トラック年代測定の結果から両者はいずれも更新統で同時異相の関係であるとした。今回の坑井間の対比においても、両者が同時異相の関係にあることが明らかになった。豊肥火山岩類と玖珠層群の堆積時には上述したような10 kmオーダーのブロックの沈降運動とは別により広域かつ短期間の沈降運動、いわば陥没運動が生じた。中部九州の地形に明瞭にあらわれている別府一九重地溝がそれである。別府一九重地溝とは別府湾から九重山にまでひろがっている東西約50 km、南北20-40 kmの大地溝帶で、地形や重力異常図から存在が予測されているものである。但し、その形成時期については明確にされていない。従来の研究から中部九州には溶岩平坦面を形づくる溶岩がひろく知られていて、その一つとして古期台地溶岩（加藤, 1918）、筑紫溶岩（赤木, 1933, 1934）、豊肥溶岩（松本ほか, 1972）と呼ばれたものがあり、これらはいずれも同一層準の地層とされていた。今回の調査地域内ではこれに相当するものは豊肥火山岩類である。豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）では別府一九重地溝帶の外側で豊肥火山岩類に対比できるもの一つとして鯛生地域の釧迫ヶ岳溶岩や立石地区の立石山北方の筑紫溶岩をあげている。しかし最近のK-Ar年代測定では釧迫ヶ岳溶岩は 3.4 ± 0.3 Ma（通産省, 1984）、立石地区的筑紫溶岩は 2.4 ± 0.5 Ma（鎌田・村岡, 1984）と測定され、別府一九重地溝帶内の豊肥火山岩類の年代（0.8 Ma前後）（TAMANYU, 1981；渡辺ほか, 1981；鎌田・村岡, 1982）よりはるかに古いものとなった。この事実は別府一九重地溝が豊肥火山岩類の噴出に伴う地殻運動で生じ、生じた地溝は豊肥火山岩類自身で埋めつくされたことを意味している。

新期火山岩類噴出時には鯛生層群、先玖珠変質火山岩類噴出時に活動したブロックが再活動し、特にブロックとブロック間に酸性火山活動が起った。基盤深度の浅いブロックではマグマ貫入に伴う隆起運動や断層運動が生じた。その具体的なあらわれが岳湯断層、筋湯断層、八丁原断層で、いずれ現在地熱流体の上昇路として重要な役割を果している。この時期の火山活動は角閃石安山岩で特徴づけられ山陰系火山活動としてまとめられている（松本, 1977）。本地域では本火山活動は両子山一由布岳一久住山一阿蘇山と続くNE-SW方向の火山列をつくって分布している。

新期火山岩類の噴出以降の地殻運動として重要なものは当調査地域のみならず周辺地域に汎く認められるWNW-ESE方向とENE-WSW方向のリニアメントである（豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982）。このリニアメントは新期火山岩類（後期）や扇状地堆積物上に発達していることから、更新世末期以降に形成された、最も若い地殻運動を反映するものと思われる。このリニアメントで表現される断層は、本調査地域の涌蓋山南部では天水の地下への供給路となっている。千田（1979）はこの地殻運動を大分一熊本構造線の右ずれ運動に伴うものと考えている。以上のような地質構造発達史を概念的に表現してみると第7図のようになる。

以下に各時代毎の特徴的なことをまとめる。

古第三紀には本地域は準平原化して削ほくの時代であったと考えられる。

中新世後期になって初めて波曲的な地殻運動が起り、これに伴って石場礫岩層が堆積した。

鮮新世前期になると10 kmオーダーの不規則な形をした陥没盆地が生じ、著しい沈降運動を行った。これに伴い安山岩質の火山活動が大量に生じた。

鮮新世後期も基本的には前述したと同様の運動が継続した。この時期の終りには10 kmオーダーの陥没盆地は火山噴出物で埋めつくされた。

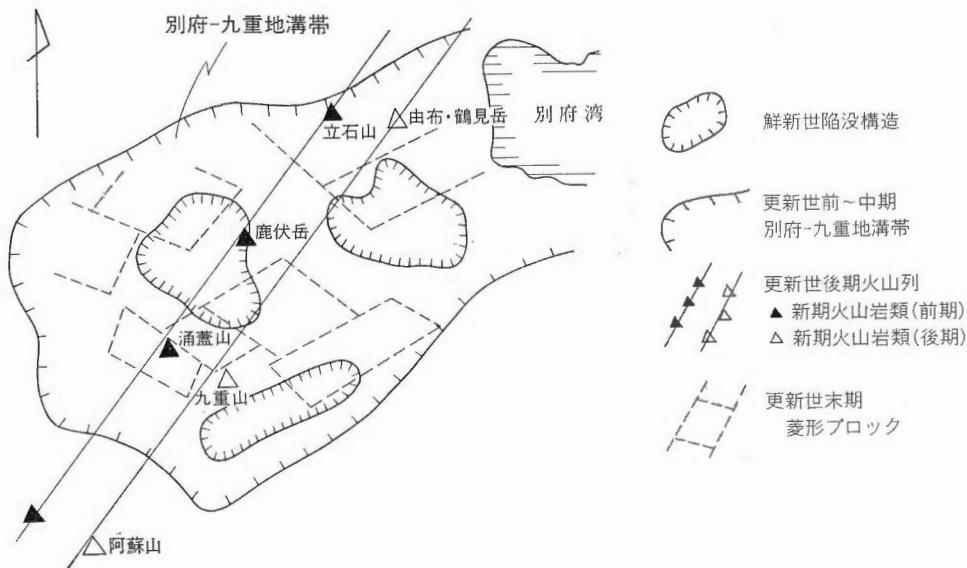
更新世前一中期に入ると、今まで活動していた陥没盆地にかわって50 kmオーダーの大きな細長い地溝体が活発に運動はじめて、別府一九重地溝帯をつくり上げた。

更新世後期になるとNE-SW方向の火山列ができ、鮮新世に活動したブロック境界部に火山活動が生じた。この時のマグマ貫入に伴って形成された断層は現在の地熱構造として重要な役割をしている。

更新世末期にはWNW-ESE方向とENE-SWS方向の二方向のリニアメントが発達した。またこれ

<p>1. 先新第三紀</p> <p>SSW NNE BM</p>	<p>準平原化</p>
<p>2. 中新世後期</p> <p>BM IC</p>	<p>波曲運動 石場礫岩の堆積</p>
<p>3. 鮮新世前期</p> <p>BM TG IC</p>	<p>ブロック毎の差別的沈降運動 鰐生層群の堆積</p>
<p>4. 鮮新世後期</p> <p>BM PV TG IC</p>	<p>ブロック毎の差別的 沈降運動 先玖珠変質火山岩類の堆積</p>
<p>5. 更新世前～中期</p> <p>KG HV BM PV TG IC</p>	<p>別府-九重地溝帯の形成 地溝帯には豊肥火山岩類、 玖珠層群が堆積</p>
<p>6. 更新世後期</p> <p>AV KG HV BM PV TG IC</p>	<p>ブロック境界部での火山活動 (新期火山岩類) マグマ貫入に伴う地熱断層の形成</p>
<p>7. 更新世末期</p> <p>BM</p>	<p>NNW-ESE, WSW-ENE 二方向のリニアメントの発達 新しいブロックの形成 リニアメントで表現される断層に 沿って天水の地下への供給</p>

第7図 地質構造発達断面図 地層の略号は第1表参照のこと
Fig. 7 Generalized geological cross sections at the geologic stages.



第8図 主要な地質構造
Fig. 8 Principal geological structures.

と同方向の二つの方向の断層によって区切られた 10 km オーダーの菱形のブロックが新たに発生した。

以上のように豊肥地熱地域には鮮新世以降、大きくみて 4 つの特徴的な地殻運動があり、それらが重複した形で現在の地質構造を形づくっている（第8図）。

地熱構造の関連でいえば、更新世後期の火成活動に伴ってできた断層が最も重要である。それ故、当地域での地熱開発では、いかにしてこの時代の断層を探し出すかということが課題となろう。

文 献

- 赤木 健(1933) 7万5千分の1地質図幅「山鹿」及び同説明書. 地質調査所.
 ———(1934) 7万5千分の1地質図幅「豆田」及び同説明書. 地質調査所.
- 千田 昇(1979) 中部九州の新期地殻変動—とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について一, 岩手大教育研究年報, vol. 39, p. 97-135.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1 豊肥地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 (21-1), 地質調査所, 23 p.
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類の K-Ar 年代, 地質月報, vol. 33, p. 561-567.
 ———・———(1984) 大分県安心院の安山岩溶岩の K-Ar 年代. 地質雑誌, vol. 90, p. 125-128.
- 加藤武夫(1918) 耶馬渓及び英彦山地方地質調査報文. 震予調報, no. 85, 49 p.
- 木戸道男(1981) 九州中部, 津江山地の地質および地質構造. 地球科学, vol. 35, p. 115-134.
- 駒沢正夫・鎌田浩毅(1985) 豊肥地域の重力基盤構造. 本報告.
- 真鍋 孝・江島康彦(1984) 八丁原地熱帶における裂か型貯留層の地質構造特性および熱水系. 地熱, vol. 21, p. 101-118.
- 松本篤夫(1977) 九州におけるグリーンタフ変動と島弧変動の火山活動. 地団研専報, no. 20, p. 257-264.
 ———(1982) 九州・琉球における島弧変動期の火山活動. 地団研専報, vol. 24, (島弧変動) p. 267-278.

- 松本徳夫(1983) 5万分の1九重火山群地質図。
- ・宮地貞憲・宮地六美・西田民雄(1972) 大分県玖珠川流域の火山地質. 九大教養地研報, no. 17, p. 7-24.
- ・坂田輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄(1973) 大分県九重火山北麓の火山地質. 九州大生産研報告, no. 57, p. 1-15.
- 糸倉克幹・相馬端夫・宮島吉雄・稻本 曜・藤井厚志(1979) 農業地下水調査託麻台地阿蘇東麓地区成 果地区(阿蘇カルデラ北麓及び東麓の地質). 九州農政局.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書, no. 5, 岳ノ湯地区 大分県(1971) 20万分の1大分県地質図.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳の湯及び大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 481-486.
- 笛田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, p. 1-11.
- TAMANYU, S. (1981) Evaluation of potential for geothermal energy by means of fission track dating method at the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan. *Nucl. Track Detection*, vol. 5, p. 215-222.
- 田中耕基・江島康彦(1982) 八丁原地区 3,000 m 調査井の掘削について. 地熱エネルギー, no. 19, p. 93-103.
- 通産省(1979 a) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 热流量調査.
- (1979 b) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 構造試錐・ 検層(DW-1坑).
- (1980 a) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 热流量調査.
- (1980 b) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 構造試錐・ 検層(DW-2, DW-3, DW-4坑).
- (1981) 昭和55年度(後期) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 構造 試錐・検層(DW-5坑).
- (1982 a) 昭和55年度(後期) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 調 査井検層(DY-1坑).
- (1982 b) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 調査井検層 (DY-2坑).
- (1982 c) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 調査井検層 (DY-3坑).
- (1983 a) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 構造試錐・ 検層(DW-6, DW-7坑).
- (1983 b) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 総合解析(第 二次).
- (1983 c) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査中間報告書(豊肥地域).
- (1984) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域 地質構造及び 火山岩熱源調査.
- 上村不二雄(1985) 熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代. 本報告.
- 渡辺公一郎・林 正雄・石橋 澄(1981) 中部九州に分布する筑紫溶岩のフィッショーン・トラック年代 と岩石学的性質(演旨). 三鉱学会昭和56年度秋期連合学術講演会演旨, p. 102.
- 吉村豊文・山崎達雄・白水晴雄・広渡文利・桃井 齊・林 正雄・島田允堯・木村慶信・逆瀬川敏夫・ 植木保吉(1968) 昭和43年度鰐生地域基礎調査報告書. 鰐生鉱業(株)資料, 39 p.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代

上 村 不 二 雄

熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代

上 村 不 二 雄*

Stratigraphy and age of the Nakatsue Group distributed along
the westside of Shimouke Ko, Kumamoto Prefecture

By

Fujio UEMURA*

Abstract : In the area, intermediate to acid volcanic rocks intercalated with diatom-bearing mudstone and sandstone are distributed and are named the Nakatsue Group by the author.

K-Ar age determination was carried out on two samples of biotite-hornblende andesite and hornblende-biotite-pyroxene dacite and gave 2.9 and 2.4 Ma respectively.

These ages indicate that the group is correlated with the Pre-Kusu Formation discovered by test drillings near Waita-San (mountain).

1. は じ め に

昭和56, 57年度に掘削された調査井 DY-1, 2, 3 及び構造試錐 DW-6, 7 (DW-6 は調査当時掘進中) では、玖珠層群の下位に、緑色化変質の著しい安山岩とデイサイトの溶岩・火碎岩類が厚く発達している。これは先第三紀の基盤岩類(花崗岩と変成岩類)の上に直接重なり，“先玖珠変質火山岩類”と呼ばれている(電源開発(株)未公表資料)。

玖珠層群より下位の地層あるいは岩石は、試錐地点を含む涌蓋山周辺には従来知られていなかった。筆者は電源開発(株)の委託を受け涌蓋山の西方、下筌湖付近の調査を行った。その際に従来鰐生層群に對比されて来た変質安山岩と弱変質の輝石安山岩の上に重なる、含珪藻泥岩と砂岩の互層をはさむ黒雲母角閃石デイサイト、黒雲母角閃石デイサイト、黒雲母角閃石安山岩などの溶岩と凝灰角礫岩からなる地層を見出し、この地層を中津江層群と命名し、火山岩類の試料のうち 2 個について年代測定を行った。

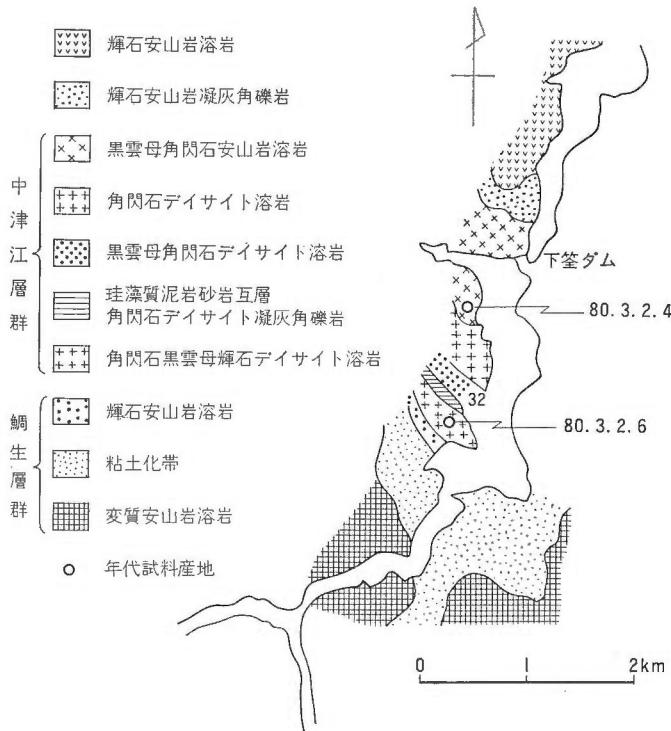
その結果、中津江層群がさきの調査井に見られる玖珠層群ではなく、先玖珠変質火山岩類の一部に對比されることが明らかとなった。

この調査研究は電源開発(株)が、通商産業省の委託を受けて実施した「大規模深部地熱発電所環境保全調査」の一環として行われたものである。現地において種々の便宜を計っていただき、また発表を許可された同社の各位、本稿をまとめるに当って助言をいただいた地質調査所地殻熱部の玉生志郎・須藤茂両技官に感謝する。

2. 中津江層群の層序

下筌湖付近の地質図を第 1 図に示す。中津江層群の見掛けの全層厚は約 1,000 m であり、下位の鰐

*地殻熱部 *Geological Survey of Japan



第1図 筑後川上流下筌湖付近の地質図
Fig. 1 Geological map of the upper stream of Chikugo-Gawa (river).

生層群との関係はここでは判らない。本層群は角閃石黒雲母輝石デイサイト溶岩（層厚、240 m），デイサイト凝灰角礫岩（20 m），含珪藻泥岩砂岩互層（30 m 以上），黒雲母角閃石デイサイト溶岩（60 m），角閃石デイサイト（150 m）及び黒雲母角閃石安山岩（500 m）が順次重なる。下位の鯛生層群の火山岩類が，一般に緑色化が進み，またこの付近では粘土化が著しいのに対し，中津江層群の火山岩類は概して変質は微弱で，部分的に弱い粘土化が見られるに過ぎない。含珪藻泥岩は，鏡下で淡水性とみられる。

3. 年代

年代測定を行った岩石試料の採取地点は第1図に示してある。

80.3.2.4 黒雲母角閃石安山岩

灰色・ガラス質の石基中に角閃石の斑晶が目立つ。鏡下では次の通りである。

斑晶は斜長石（1.5 mm 以下）・普通角閃石（1.0 mm 以下）・黒雲母（1.5 mm 以下）のほか少量の鉄鉱物が認められる。石基はガラス質で，流理構造が顕著である。また部分的に空隙を埋めて鱗珪石が認められる。

80.3.2.6 角閃石黒雲母輝石デイサイト

暗灰色・斑状の岩石である。鏡下では次の通りである。

斑晶は、斜長石（0.5 mm 以下），普通輝石（0.2 mm 以下），黒雲母（1.0 mm 以下），及び角閃石（1.0 mm 以下）からなっている。黒雲母と角閃石は周縁がオパサイト化しており，また角閃石はすべて酸化角閃石である。石基は填間状組織を示し，短冊状の斜長石のすき間をガラスと珪長質鉱物が埋めて

いる。

これらについてテレディン社に依頼して K-Ar 法による年代測定を行った。試料はいずれも変質していない。

Sample	Age (Ma)	1 sotopic SCC/ rad $\text{gm} \times 10^{-5}$	% ^{40}Ar rad	% K
80.3.2.4	2.4 ± .2	.014 .015	23.3 26.9	1.61 1.61
80.3.2.6	2.9 ± .3	.017 .018	23.2 26.3	1.53 1.53

上記の年代は、鎌田・村岡（1982）による玖珠層群中の町田溶岩 (0.7 ± 0.3 Ma), 生童溶岩 (0.5±0.3 Ma), 中村溶岩 (0.5±0.3 Ma) よりかなり古い値を示している。また大四ほか（1981）は、下筌湖ダムサイトの下流約 3 km・松原湖付近の複輝石安山岩（本論の中津江層群の上位に重なる輝石安山岩）の K-Ar 年代測定を行い, 1.6 ± 0.5 Ma の値を得ている。

この地域の西、日向神湖付近にやや広く分布する日向神溶岩（赤木, 1933），涌蓋山地区北東のカルト山及び横山に分布している流紋岩溶岩は、従来万年山溶岩あるいはこれと同時代のものとして一括されて来た。これらについて渡辺・林（1983）は、フィッショーン・トラック年代測定を行い、日向神溶岩, 2.85 ± 0.49 Ma, カルト山の流紋岩 2.21 ± 0.29 Ma, 横山の流紋岩 1.78 ± 0.32 Ma, の値を得ている。これらはいずれも玖珠層群の火山岩類より古い年代値を示している。

4. 対 比

この地域の西、津江山地の地質については、木戸・島津（1975）及び木戸（1981）によるくわしい報告がある。木戸（1981）は、この山地に分布する新第三紀以降の地層と火山岩類を、下位より鯛生層群、前津江累層、間地黒色安山岩類、下釣溶岩、釧路岳火山岩類、渡神岳火山岩類、大山火山岩類及び阿蘇溶結凝灰岩類に分けている（第1表）。地質図は下筌湖まで及んではいないが、鯛生層群と前津江累層は筆者による鯛生層群下部の変質安山岩類に、間地黒色安山岩類は同じく上部の輝石安山岩溶岩にほぼ当る。また渡神岳火山岩類は、中津江層群の黒雲母角閃石デイサイトと黒雲母角閃石安山岩に対比されるが、釧路岳火山岩類の御前岳溶岩はその分布からみて中津江層群より上位の輝石安山岩凝灰角礫岩と溶岩にほぼ当る。

下筌湖の北、日田盆地の天ヶ瀬地域の地質については松本ほか（1972）の研究がある。ここでは下位より、変質安山岩類、変質酸性火山岩類、滝瀬層、古期安山岩類、豊肥溶岩、万年山溶岩及び耶馬溪火山碎屑流の順に重なっている。これらのうち、変質安山岩、日田層及び豊肥溶岩のそれぞれ基底は不整合とされており、とくに日田層基底の不整合は“玖珠川不整合”と呼ばれており、玖珠盆地の玖珠層群を被う豊肥火山岩類基底の不整合に対比されている。また変質安山岩類は、これより北に分布する宇佐層群に、変質酸性火山岩と滝瀬層及び古期安山岩類は玖珠層群に、日田層は大分地域の大分層群にそれぞれ対比された。

その後電源開発㈱による大規模深部など玖珠盆地付近の調査と火山岩類の年代測定（未公表資料）が進み、日田層は大分層群や玖珠層群に対比されている（豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982；松本, 1982）。

ここで先の下筌湖付近の中津江層群ほかと、天ヶ瀬付近の滝瀬層及び火山岩類との比較を試みた（第2表）。中津江層群下位の鯛生層群の輝石安山岩溶岩は、層序的位置と岩質から見て、天ヶ瀬付近の変質安山岩類にはほぼ対比出来る。中津江層群最下部の角閃石黒雲母輝石デイサイトは天ヶ瀬付近の変質酸性火山岩類に、変質の程度を除けば岩質が良く似ている。また珪藻泥岩と砂岩の互層は、滝瀬層の淡灰色シルト岩珪藻土質シルト岩細互層と岩質が酷似しており、これらを対比した。

第1表 津江山地地質対比表
Table 1 Stratigraphic correlation of the cenozoic in the Tsue Mountains.

津江山地 木戸(1981)		下筌湖 上村(1985)
大山火山岩類		
渡神岳火山岩類		
觀 通 岳 火 山 岩 類	御前岳溶岩 浦の寺 凝灰角礫岩 太郎浦層灰岩層	輝石安山岩・ 同凝灰角礫岩
	下釣溶岩	中 津 江 層 群
	間地黒色安山岩類	黒雲母 角閃石安山岩 黒雲母 角閃石デイサイト 含珪藻泥岩砂岩 黒雲母角閃石 輝石デイサイト
前 津 江 累 層	田代輝石 安山岩溶岩 星払 角閃石安山岩 国武礫岩	鯛生層群
鯛生層群	合瀬累層 御側累層	輝石安山岩溶岩 変質安山岩類
筑後変成岩類		

中津江層群の上位に重なる輝石安山岩の凝灰角礫岩と溶岩は、さきの大四ほか(1981)による年代測定結果より考えて、日田層より下位の古期安山岩に対比した。

涌蓋山周辺のボーリング(DY-1, 2, 3 及び DW-6, 7)では、玖珠層群の下位に分布している先玖珠火山岩類は、著るしい緑色化変質を受けていることから、従来は宇佐層群あるいは鯛生層群に対比されるものと考えられて来た。しかし以上に述べた層序と対比の結果、先玖珠火山岩類には下位から鯛生層群(木戸、1981による鯛生層群、前津江累層及び間地黒色安山岩類)、中津江層群と輝石安山岩、あるいはこれと同層準の天ヶ瀬付近の松本ほか(1972)による変質酸性火山岩類、滝瀬層及び古期安山岩類に対比されることが明らかとなった。

なお先に述べた松本ほか(1972)による日田盆地の日田層基底の傾斜不整合は、玖珠盆地の玖珠層群と豊肥火山岩類との間の不整合に対比することは適當ではない。しかし松本ほか(1972)によれば 50-70°の傾斜をもつ滝瀬層の上に殆んど水平に近い日田層が直接重なるものであり、層序と地史を考察する上で重要である。

5. あとがき

下筌湖付近の鯛生層群、中津江層群及び輝石安山岩類について野外調査を行い、中津江層群の火山岩の年代測定を行なった。その結果、中津江層群が玖珠層群や日田層と同層準ではなく、これよりは下位の地層であること、涌蓋山周辺の地下に分布している“先玖珠火山岩類”的一部に対比されることが明らかとなった。

筆者の野外調査は極めて短期間であり、対比などにはこれまでの資料に負うところが多い。今後は日

第2表 豊肥地域西部地質対比表

Table 2. Stratigraphic correlation of the cenozoic in the western part of the Hohi Area.

豊肥地熱地域 豊肥地熱G(1982)	下 篠 湖 本 報 告	天ヶ瀬地域 松本ほか(1972a)	湧蓋山周辺 DY-1, 2, 3, DW-6, 7など*
万年山溶岩		万年山溶岩	万年山溶岩
筑紫溶岩		豊肥火山岩類	柴やかた峠安山岩
耶馬溪層	輝石安山岩溶岩 同凝灰角礫岩	日田層	玖珠層群
	中津江層群	古期安山岩類	
	黒雲母角閃石安山岩	滝瀬層	
	黒雲母角閃石アイサイト		
	含珪藻泥岩・砂岩		
	角閃石黒雲母輝石 デイサイト	変質酸性火山岩類	
旧期黑色安山岩類	輝石安山岩溶岩	変質安山岩類	先玖珠火山岩類
鰐生層群	変質安山岩類		
鰐生層群			
基盤岩類			花崗岩・变成岩

* 電源開発公社内資料

田盆地周辺、前津江山地などの調査が必要である。また中津江層群、滝瀬層などの泥岩中の珪藻化石の同定、日田層や玖珠層群の泥岩中の珪藻化石との比較を行う必要がある。

文 献

- 赤木 健(1933) 7万5千分の1地質図幅「山鹿」及び同説明書。地質調査所, 54 p.
- 大四雅弘・林 正雄・石橋 澄(1981) 大分県に分布するいわゆる“瀬戸内火山岩類”。三鉱学会昭和56年度秋季連合学術講演会(演旨), p. 100.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1豊肥地熱地域地質図及び説明書。特殊地質図(21-1), 地質調査所, 23 p.
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類のK-Ar年代。地調月報, vol. 33, p. 561-567.
- 木戸道雄(1981) 九州中部、津江山地の地質および地質構造。地球科学, vol. 35, p. 115-134.
- 島津光夫(1975) 九州中北部星生一矢部一前津江地域のグリーン・タフ変動。地質学会82年学術大会(演旨), p. 278.
- 松本徳夫(1982) 九州・琉球における島弧変動期の火山活動。地団研専報, no. 24(島弧変動), p. 267-278.
- 宮地貞憲・宮地六美・西田民雄(1972) 大分県玖珠川流域の火山地質。九大教養地研報, vol. 17, p. 7-24.
- 松本徳夫・坂目輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄(1973) 大分県九重火山北麓の火山地質。九大生産科研報告, vol. 57, p. 1-15.

上村不二雄(1981) 豊肥広域地熱地域の層序学的問題点. 昭和55年度サンシャイン計画研究開発中間報告書, そのⅢ, 総合開発の研究, p. 219-224.

渡辺公一郎・林 正雄(1983) 中部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッショングラウンド年代. 岩鉱学会誌, vol. 78, p. 65-69.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

土壤ガス法による「豊岡一宮原線」西半の
調査結果とその地熱探査上の意義

長谷絃和・野田徹郎・山口 靖

土壤ガス法による「豊岡—宮原線」西半の 調査結果とその地熱探査上の意義

長谷 紘和*・野田徹郎*・山口 靖*

Soil gas survey on the Toyooka-Miyanoharu Lineament
and its implications for geothermal exploration
in the Hohi geothermal area

By

Hirokazu HASE*, Tetsuro NODA* and Yasushi YAMAGUCHI*

Abstract : The Toyooka-Miyanoharu Line (TML) is a long alignment of lineaments extracted from the airborne synthetic aperture radar image. It is traced more than 50 km with NE-SW trend traversing the Neogene volcano-tectonic depression area in northern Kyushu. Western part of the lineament obliquely crosses the Hohi geothermal area where a national geothermal project is progressing.

Western part of the lineament was surveyed by soil gas method and the surveys were made during spring and autumn seasons in 1983. The result of the spring season survey was already published.

Thirteen measurement lines were surveyed in the autumn season survey, of them, eight lines were set across the TML. The gas constituents of CO₂, RN(222), Hg, were measured on points set every 5 meter interval along measurement lines. Other gas constituents (N₂, O₂, Ar, Ne, He, H₂, CH₄) obtained every 25 meter interval were measured by gas chromatography in the laboratory.

Evaluation of the analytical results was made by "score method" proposed by one of the authors, Noda, and anomalous soil gas concentration was shown explicitly by the score method.

It is concluded that at least western part of the TML is the surface trace of faults developed in underlying Pre-Tertiary basement rocks.

1. はじめに

新エネルギー総合開発機構が実施した、航空機合成開口レーダ撮像調査によって得られた西方視及び北方視レーダ画像を用いた豊肥地域のリニアメント解析結果から、リニアメントが相対的に集中し、しかもその集中帯が定向性をもち長距離にわたって追跡できる 6 带が抽出された。このうち、豊肥地熱地域を斜めに横断するリニアメント群が、地熱探査の観点から注目され、その確認のための調査が行われてきた。

このリニアメント群は、大分県の別府湾に面した豊岡から熊本県小国町宮原までトレースされ、全体として NE-SW の一定した方向をもつ 50 km 以上の長大なリニアメントである。このリニアメントは

* 地殻熱部

* Geological Survey of Japan

当初鶴見一宮原線と呼ばれたことがあるが、山口他（1984）によって豊岡一宮原線という名称が与えられた。

豊岡一宮原線の確認のための土壤ガス法による現地調査は、最初、1983年2月から3月にかけて行われた。この調査結果については既に公表されており（山口他、1984），本文では「1983年春季調査」としてその結果を引用する。豊肥地域は新第三紀鮮新世から現世に至る火山噴出物が広く地表を覆っており、牧場や植林地としての土地利用が進んでいる。このため露頭は全般に乏しく、露頭断裂系調査は効果的ではない。1983年春季調査では土壤ガス法による確認調査が行われ、域内既知活断層を対象にした測定結果との比較から、豊岡一宮原線の一部については断裂系と考えられる推定結果を得た。

一方において豊肥地域を対象に1978年以降行われてきた「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」（以下「豊肥地熱調査」という）は、1983年に入って調査計画の中間見直しの必要が生じ、地蔵原を含む九重火山群北麓地域の詳細調査が実施されることになった。これに連動して、九重火山群北麓を斜めに横断し、北東-南西方向へのびる豊岡一宮原線の詳細な意味付けが要求されるところとなり、1983年11月、再度現地調査が実施された。この調査では涌蓋山北麓から崩平山にかけての地域で詳細な土壤ガス法による調査がなされた。この調査を本文では1983年秋季調査と呼ぶ。

1983年秋季調査の実施は電源開発（株）からの発注依頼により、三菱金属（株）中央研究所によって行われた。地質調査所はレーダー画像解析に基づく調査測線の設定、ならびに土壤ガス調査結果の評価に当って技術指導を行うとともに、執筆者の一人、野田が現地において技術指導を行った。すなわち現場では測定孔の穿孔、サンプリング、測定機器の取扱い、それぞれについて助言と指導を行い、信頼できるデータの取得に努めた。

本文では、1983年秋季調査の結果を解析し、断裂系の観点から評価するとともに、1983年春季調査の結果を加味して、豊岡一宮原線の地質的意義について若干の議論を行う。

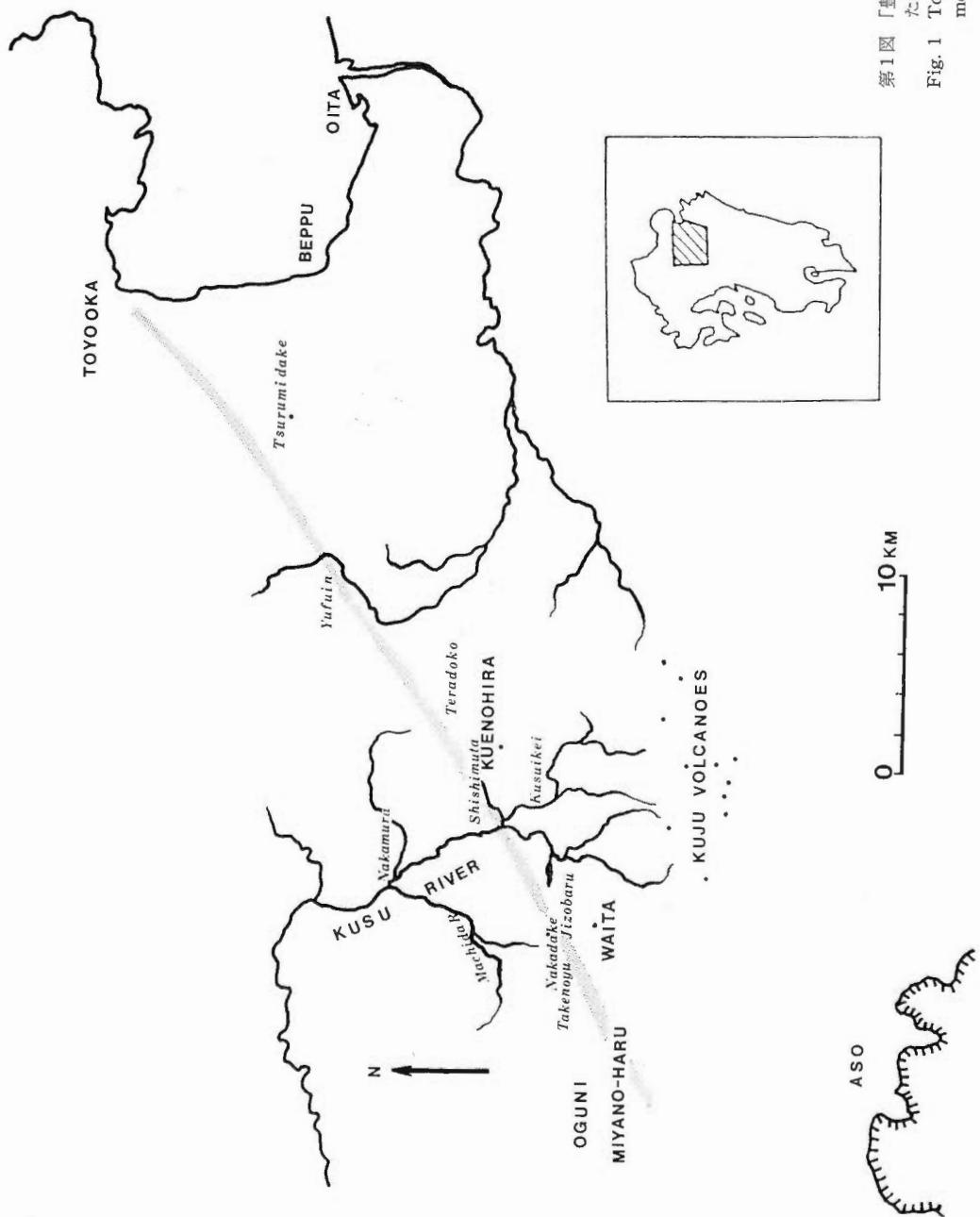
1983年秋季調査の詳細は「通商産業省昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」報告書、豊肥地域断裂系調査、に記述されている。また、レーダー画像からリニアメント抽出を行う際の、画像の一般的特徴、注意事項については既公表論文にゆずり、本文では詳述しない。

2. 地形特徴からみた豊岡一宮原線

レーダー画像の肉眼観察によって抽出された豊岡一宮原線は、レーダー画像の地表分解能の制約から、直線状地形の連続としてパターン認識的に抽出されたものである。第1図にその位置を示す。図中他の主要リニアメント群は省略されている。

レーダー画像のような低角マイクロ波照射による能動的画像取得方式データでは、地形情報の強調が、マイクロ波照射方向と地形の侵食過程の程度とによって変化することが確かめられている（山口、1984）。小縮尺大図角画像データの大観的効果によって抽出された豊岡一宮原線は、同じく大観的画像データであるランドサット画像では抽出できない。ランドサット画像の太陽光入射方向は豊岡一宮原線にはほぼ直交し、MACDONALD *et al.* (1969) をはじめとする従来の報告の多くによれば、陰影による地形強調効果によって最も判読し易い方向とされてきた。それでもかかわらず豊岡一宮原線の地形特徴がランドサット画像では抽出できず、レーダー画像によって抽出できたのは次の理由によるものと考えられる。1) ランドサット画像の太陽光入射伏角がレーダー画像におけるマイクロ波のそれに較べて大きく、陰影による地形の強調効果が相対的に小さい。2) ランドサットの地表分解能では比較的微弱な地形特徴である豊岡一宮原線を長大なリニアメントとして把握できない。3) 豊肥地域の地形開析度は MACDONALD *et al.* (1969) などが考えた大陸のそれに比べて大きく、低次の沢の発達が顕著で、このような条件下では地形の陰影による強調効果は山口（1984）の提唱したモデルに従い、豊岡一宮原線は航空機合成開口レーダーのマイクロ波照射方向（西方視、北方視）及び照射伏角（ 11.4° - 31.3° ）に対して陰影強調効果を受け易い方向をもっている。

ランドサットやレーダー画像と比べて大縮尺画像である空中写真では、直線的な地形特徴として豊岡一



第1図 「豊岡-宮原線」として抽出された長大ニアメノゾト
Fig. 1 Toyooka-Miyano-Haru Lineament.

宮原線の全容を把握することは困難である。本文で主な検討対象となる涌蓋山北麓から崩平山にかけての豊岡一宮原線の地形特徴は空中写真では雁行状、あるいは断続的に配列する地形鞍部や線状谷となっている。とくに玖珠川上流鳴子川九酔溪付近での線状谷は下刻が進んでいる。

筆者等のうち山口は、1982年10月、本地域内では好露出が期待できる九酔溪付近の断裂調査を行い、とくに豊岡一宮原線が玖珠川を横断すると推定される地点を重点的に調査した。その結果この地点で N 70° W 方向の断裂 2 条、N 60° E 方向の断裂 1 条、N 60° E 方向の岩脈 1 本を確認した。また、通商産業省(1980)によれば、玖珠川上流鳴子川沿いルートにおいて、N 50° E 65° SE と、N 80° W 60° N 方向に集中する 2 系列の断裂の存在が報告されている。これらの断裂はいずれも規模が小さく、豊岡一宮原線そのものであるとは思われないが、断裂の示す N 50° E-N 60° E という方向は、豊岡一宮原線の方向とよく一致している。

豊肥地熱地域に発達するリニアメントの方向性に関する一般的特徴として、WNW-ESE 方向と ENE-WSW 方向の 2 方向が卓越することが上げられる。この特徴はランドサット画像、レーダー画像のみならず空中写真でも明瞭である。空中写真による解析結果では、豊肥地熱地域のはば中央、豊後中村付近を境にして西側では WNW-ESE 方向をとるリニアメント群が、その東側では方向をかえて ENE-WSW 方向へと、南に向って凸形をとりつつ連続的に変化するように示されている(豊肥地熱地域地質図編集グループ、1982)。これに対してレーダー画像による解析結果では両方向のリニアメントは互に独立のものとして扱われている(後出第 5 図参照)。すなわち、豊肥地域の西部に当る万年山^{はねやま}から宮原にかけての地域で、WNW-ESE 方向のリニアメントが比較的長距離にわたって追跡されるのに対し、南東部に当る久住山の東側では NE-SW 方向のそれが卓越する。そして地域西部から東部にかけてリニアメントの方向が連続的に変化するかどうかについては明確ではない。むしろ阿蘇火砕流に広く覆われた宮原南西域に発達する NE-SW 方向のリニアメントの存在が、豊岡一宮原線の独立抽出に寄与している。豊岡一宮原線は全体としては NE-SW の方向をとるが、宮原から由布院にかけては少し東にふれ、ENE-WSW 方向に近くなる。

3. 土壤ガス調査の測線設定と調査(1983年秋季調査)

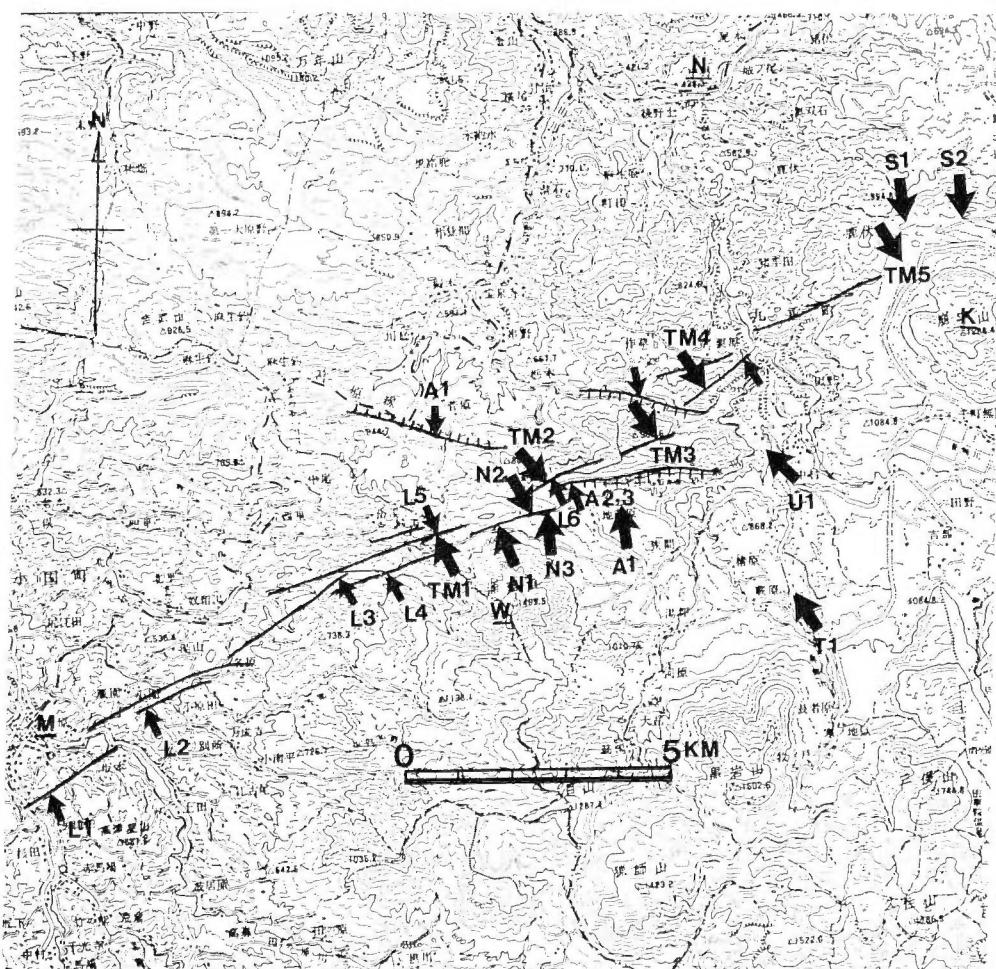
土壤中のガス及び揮発性成分による調査はこれまでにも断裂系調査(たとえば SUGISAKI *et al.*, 1980)や地熱探査(KOGA and NODA, 1975; 茂野他, 1980など)に用いられている。これらの調査手法は大略等しいが、目的・対象によって多少の違いがある。本文で述べる1983年春季調査と秋季調査でも調査の進め方、方法が異なっているが、前者に較べ後者の調査項目が多い。もっとも大きな違いは、1983年春季調査では水銀ガスが調査項目に含まれていない点である。1983年春季調査の調査項目と方法についてはすでに報告されている(山口他, 1984)ので、ここでは1983年秋季調査の調査項目と方法について述べる。

調査の対象とされたガスは大別して次の 4 種類である。(1)二酸化炭素ガス、(2)水銀ガス、(3)ラドン Rn(222) ガス、(4)その他の土壤ガス(N₂, O₂, Ar, Ne, He, H₂, CH₄)。

まずレーダー画像から推定された豊岡一宮原リニアメントを示す地形特徴にはば直交する方向に 8 測線(TM-1~TM-5, N1-N3) が設定され、他の観点から 5 測線、計 13 測線が設定された。この 13 測線を、1983 年春季調査の際に設定した調査測線と共にプロットしたのが第 2 図である。

豊岡一宮原線は第 2 図に示されているように、本地域ではいくつかの平行ないし雁行する直線的な地形鞍部としてとらえられている。上述 8 測線はこの図域の東半部を主対象に設定されているがこれは地熱探査上この地域が関心の焦点となってきたことに他ならず、1983 年春季調査結果と合せると豊岡一宮原線は宮原から崩平山北麓にかけての約 20 km の部分に関し土壤ガス法による詳細な確認調査がなされたことになる。

TM-1 測線は1983年春季調査の L-5 測線とほぼ同一地点に設定されている。これは再測定という点で興味深いがこの点については後述する。TM-2 は柴やかた峠をはさむ測線である。1983年春季調査で



第2図 「豊岡一宮原線」と土壤ガス測定測線位置（黒大矢印は1983年秋季調査、黒小矢印は1983年春季調査の測線を示す。実線がリニアメント、ハッチを示したのは活断層（ハッチは落しの方向）。K：崩平山、M：宮原、N：豊後中村、W：涌蓋山。地形図は電源開発(株)作成10万分の1、「豊肥地区」を使用した。）

Fig. 2 Soil gas survey line of spring season survey (small arrow) and autumn season survey (large arrow) in 1983.

はこの測線近傍に測線 L-6 が設定され土壤ガス測定がなされたが、異常は認められなかった。山口他 (1983, p. 111) はリニアメントは 1983 年春季調査の際に設定された測線の南側延長部を通るらしいと述べている。TM-2 測線付近はリニアメントの切れ目に当る部分に相当し、地形的特徴は不明瞭である。1983年秋季調査では、同年春季調査の際の測線を含み、南側に測線を延ばして設定してある。TM-5 も第2図に示されているように、リニアメントの切れ目に設定された測線である。N-1, 2, 3 は涌蓋山と中岳の間に形成された明瞭な地形鞍部を切る測線であり、この地形鞍部も豊岡一宮原線の一部を構成する。本調査の範囲内でこの部分のみは断層地形の特徴をもつ（第2図または後出第4図参照）。

これらの測線以外の測線 A-1, U-1, T-1, S-1, S-2 は、豊岡一宮原線上ではなく、涌蓋山から東側にかけての地域が「豊肥地熱調査」の中間見直し対象域として注目された際に、域内に存在する断層に関する情報を補足する目的で設定された測線である。

A-1 は地蔵原の平坦な地形の上に設定された測線である。微地形的にはこの測線は玖珠川上流から運搬堆積した九重火山岩類の二次的物質によって形成された、比高 5 m 程度の舌状堆上に位置する。ここではリニアメントは観察されないが、本測線の北側には天ヶ谷貯水池の北岸をなす、比高約 100 m の東西にのびる山壁が連なり、測線の南側 600 m には同じく東西方向に長軸をもち、国土地理院発行の縮尺 1/25,000 地形図「湯坪」では 906 m と記された頂部をもつ孤立丘があつて、測線のある付近一帯はそれらの間に挟まれた平坦地となっている。二次的堆積物で埋積される以前にはこの付近は火山・断裂地形上特異地形が存在した可能性が高く、測線はこの特異地形のほぼ中央に設定された。U-1, T-1 測線はレーダ画像上に局的に観察された弱い直線状地形に直交して設定された測線である。S-2 は寺床部落北側を東西に走る活断層に直交して設定された測線である。この東西性の断層はレーダ画像上では地形特徴が識別できないが、1975年の大分中部地震の際には S-2 測線の東側 0.5 km 地点にある地下水用坑井から噴砂現象がみられたといわれている。S-1 はこの断層の西方への延長部にあたるところに設定されている。

これら測線については1983年春季調査より密な 5 m 間隔で測点が設けられた。測線設定時には大きな人工的労力が加えられているなど調査目的上適当と思われない地点は省かれている。測線の総延長は 3,085 m、測点数は CO₂, Rn, Hg ガス測点 630 点、その他の土壤ガス測点 130 点である。

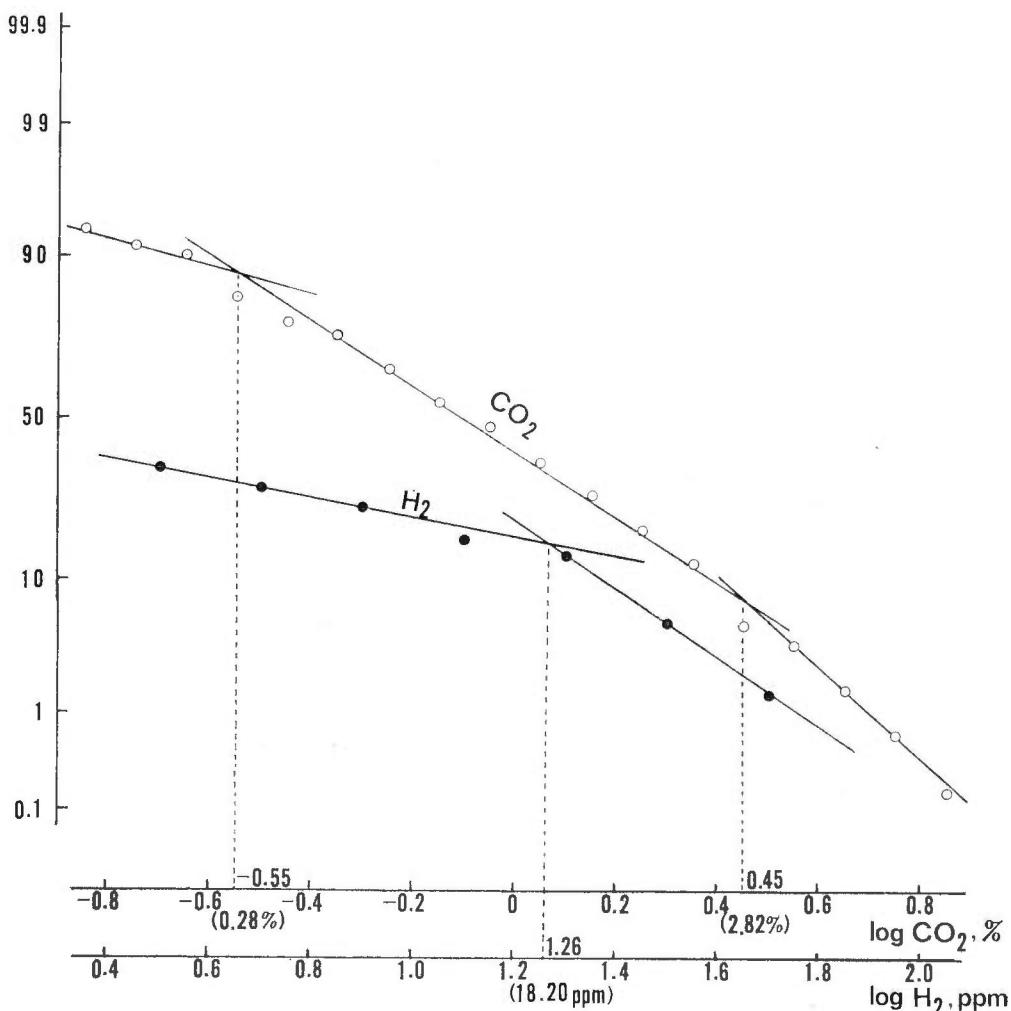
各測点における測定手順についてはここでは略述するに止めるが、1983年春季調査と多少異なっている。まずハンドオーガーで穿孔された測定孔には下部に細孔をあけた保護管が挿入され、管内の初期ガスを排出後密閉状態にして細孔を通じて土壤ガスが管内にたまるまで 24 時間以上管は放置される。滞溜ガスは現場で二酸化炭素、水銀ガス測定がなされ、この測点から測線に対し直交方向に 1 m 離れた地点に打込み棒によって穿孔された 60 cm 深の孔内のガスを用いて Rn ガス濃度測定がなされた。その他の土壤ガス測定は測点 5 点おき、25 m 間隔で行われたが、これは現場測定ができないため、50 ml の試料をもち帰りガスクロマトグラフ法によって行われた。現場測定に用いられた機器は、二酸化炭素は北川式 CO₂ ガス検知管、水銀ガスはポートブル水銀測定装置；マーキュリースニッファ（日本インスツルメンツ社製、PM-1 型）、Rn ガスは野外用ラドン分析計（カナダ EDA 社製、RD-200 型）である。

4. 測定結果とスコア法による判定

ガス濃度の測定結果は各測線につき濃度断面図としてえられるが、今回測定した土壤ガスのうち、断裂系としてのリニアメント確認に有効であると判断される成分は、CO₂, Rn, Hg, H₂, He, CH₄ の 6 成分である。土壤ガスの主要組成はかなり大気組成に近いが上記 6 成分はバックグラウンド値より明らかに高い測定値域での変動が見られる。これらのガスの絶対濃度に比べると、他の同種調査で有効とされた He/Ar, Ne/Ar, CH₄/CO₂, He/CH₄, Ne/Ar などのガス濃度比は、一部を除いて顕著な異常は認められなかった。

異常の見られた 6 種のガス濃度異常の原因を一様に論ずることは困難であるが、一般には土壤ガス濃度異常の現われる頻度の高い地域は断裂系の発達と関連が強く、とくに水銀ガス濃度異常は地熱活動の観点から注目される。ここでは筆者等の一人、野田が測定結果の客観的表示法として考案したスコア評価法についてまず述べ、次いで測定結果についてこのスコア法によって述べる。土壤ガス測定結果は各測線のガス濃度分布図として表示する方法がとられる（たとえば山口他、1984）が、ここでは各測点での異常を得点として評価し、総合得点の比較によって断裂系の存在を確認しようとするものである。類似の考え方方針技術アセスメントにはしばしば用いられ、地熱資源評価においても試行されている（小川他、1983）。ここでは地下情報を示唆すると考えられる 6 成分のガスを対象にとっており、いずれのガス成分についても断裂情報とは正の相関があると考えられることから、第一近似的には得点の多い方が断裂の存在をより高く示唆するものと考えることができる。

スコア評価法は、1) 基準となるスコア得点表の作成、2) スコア得点表に基づいた結果の表示、の手



第3図 累積頻度分布図例（屈折点を2つもつ例としてCO₂ガスを、1つもつ例としてH₂を示した）
 Fig. 3 Example of cumulative distribution (CO₂ and H₂ gas).

順で行われる。

1) スコア得点表

各測線のガス濃度値について、横軸にガス濃度を、たて軸に累積頻度をとると、測定値の分布は屈曲した直線で示される。CO₂, Rn, Hg 各ガスについてはこの累積頻度分布図上の屈曲点が2点求められる。他のガスはそれが1点である。このため前者については屈曲点におけるガス濃度値を境界とし3ランクに分けた配点とし、後者については2ランクに分けた。第3図に累積頻度分布例を示す。また、スコア得点表を第1表に示す。各測線の測定点における測定値は調査報告書（通商産業省、1984）に記録されている。CO₂, Rn, Hg 各ガスは5m毎の測点で測定がなされているが、その他のガス種は5測点に1点となっている。このため結果の表示については便宜的に以下に述べるような方法をとった。

2) スコア得点表に基づいた結果の表示

まず、CO₂, Rn, Hg ガス以外のガスについて非測定点をはさむ測定点の配点を距離に応じ等差的に差分して与えた。そして、5測点毎(25m毎)にスコアをまとめて算出し、測線上に棒グラフとして示すようにした。これを断続スコア分布図と呼ぶ。断続スコア分布図の反対側には水銀の値を表示する

第1表 土壤ガススコア評価法のための得点基準
Table 1 Concentration of soil gas indicated by a score.

成 分	得 点 (score)		
	2	1	0
CO ₂	2.82%≤ (以上)	0.28%-2.82%	0.28%> (未満)
Rn	178 cpm≤	71 cpm-178 cpm	71 cpm>
Hg	83 ng/m ³ ≤	58 ng/m ³ -83 ng/m ³	58 ng/m ³ >
H ₂		18.2 ppm≤	18.2 ppm>
He		4.0 ppm≤	4.0 ppm>
CH ₄		31.6 ppm≤	31.6 ppm>

こととし、測線での最も高濃度の水銀の値を高濃度値を示した測点を中心として半円の大きさで表わした。この場合、最高濃度を示す値が同一測線上に複数測点に亘ってあるときには、図の繁雑さをさけるために、断裂スコアが高い部分の測点のみを表示した。第4図に1983年秋季調査の結果をスコア評価法によって、測線長を2倍に拡大して示す。

この表示については更に良い表示法があるかも知れない。この点については今後検討を加えたいと思う。

優勢な地熱地域では土壤中の水銀濃度が高いことが知られており (KOGA and NODA, 1975), 断裂スコアを示す長い棒と大きい半円が同時に存在する場合、地熱流体の上昇路としての観点から注目される。

1983年秋季調査の結果を、断裂スコアに基づいて述べれば、断裂スコアの高い測点（スコア5以上）を含む測線は西から、TM-1, N-1, A-1, TM-3, TM-4である。特にTM-1は高値を示す測点が多い。TM-2は測線南端近くでやや高スコアとなっている。他方、水銀濃度の高い(150 ng/m³以上)測点を含む測線は、西から、TM-1, N-2, N-3, TM-4, S-1である。これらの高濃度値について、地表地熱微候から類推すれば、TM-1, N-2, N-3は近傍の岳湯地熱地域の影響を考えるのが妥当であろう。S-1の高濃度は野上地域の地熱活動と関連するかも知れない。TM-4は岳湯地域や野上地域とは孤立した地域に見られる異常地点である。

前述のように、測線のなかには1983年春季調査の測線と1983年秋季調査の測線とが近傍に設置されたものがある。それらの測線の測定結果についての比較は興味があるが、残念ながら比較はほとんどできない。以下、その理由について述べる。まず、上述した近設測線の設定位置について述べれば次のとおりである。

1) 1983年春季調査測線 L-5 と1983年秋季調査 TM-1

L-5は中岳の西側 750 m に設定された小尾根沿いの測線であり、この小尾根南麓部の東西方向にのびた地形低所がリニアメントに相当する。測線はリニアメントをまたぐように、小尾根の南側斜面を横切って南北方向に設定され、その測線長は 200 m である。

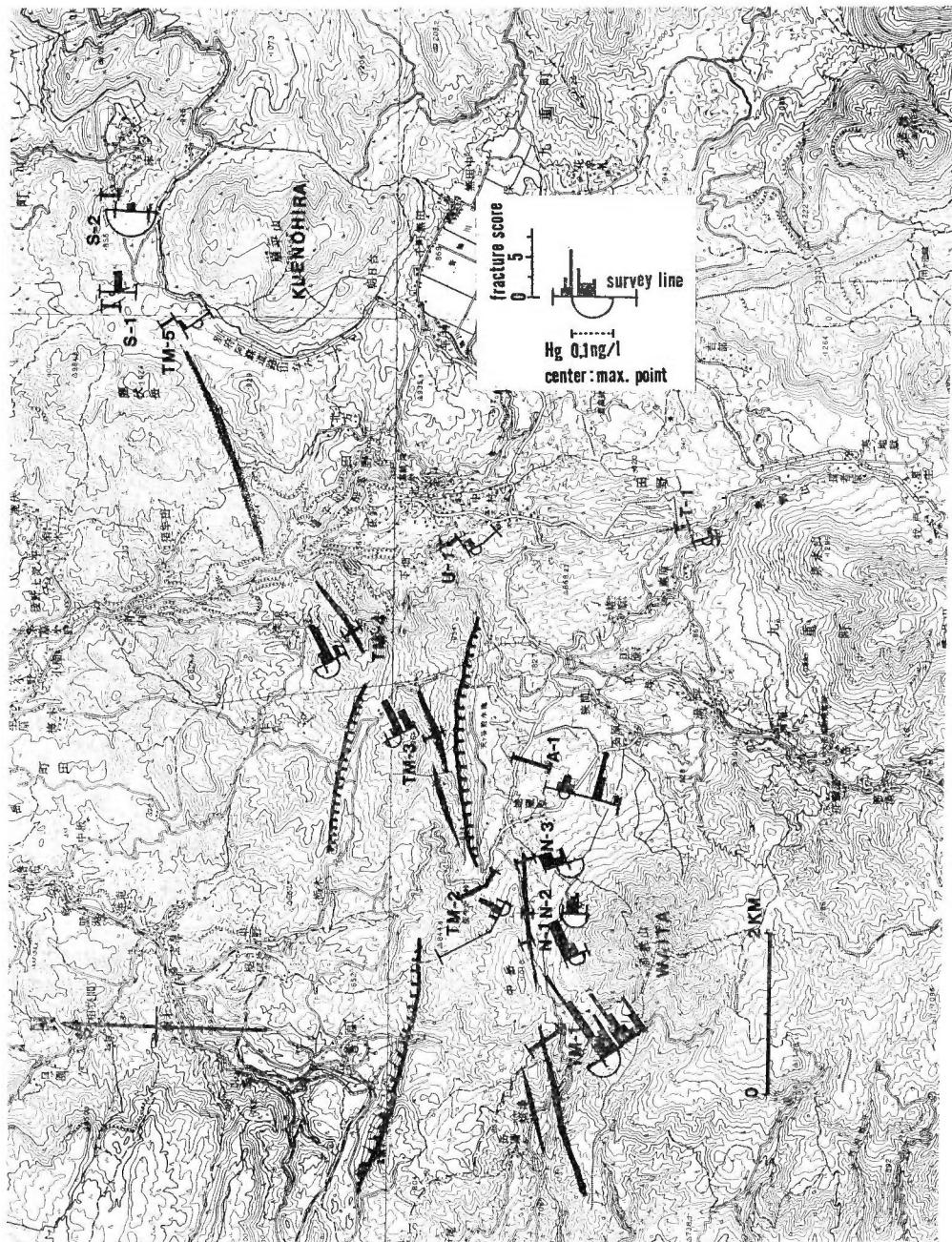
TM-1はL-5のわずか西側（測定記録から推定して 30 m 以内）の測線位置を通り、同様にリニアメントをまたいで設定された。この地点では小尾根の南側斜面の傾斜は L-5 よりゆるくなっている。測線長は 360 m であり、TM-1 测線の両端は L-5 のそれよりもリニアメントに対して外側に長い。

2) 1983年春季調査測線 L-6 と1983年秋季調査測線 TM-2

L-6は地蔵原から峠（柴やかた峠）をこえて町田川方面に至る峠越えの道路の東側斜面のくぬぎ林の中に設定された測線で測線長は 110 m である。ここは豊岡一宮原リニアメントの途切れ目に相当する部分で、測線は峠越え道路の頂部よりもやや北側を主として切るように設定された。これに対して TM-2 では峠越え道路の西側に測線が設定され、測線延長は 550 m ある。この地点では、天ヶ谷貯水池の北壁を形成する東西性南落ち活断層（池田, 1979）の断層地形がより明瞭である（第2図中 A 2, 3 付近）。測線 L-6 と TM-2 とは東西方向に約 150 m 距って設定されているが豊岡一宮原線と直交する方向に對しては数 10 m の重複がある。

第4図 断裂スコアで示した
1993年秋季調査各測
線の測定結果
地形図は国土地理院発
行5万分の1「宮原・
「森」、「久住」、「別府」
を使用した。

Fig. 4 Soil gas anomaly
indicated by the
score method.



これらの測線における測定結果を定性的に述べれば次のとおりである。

1) 測線 L-5 と TM-1 の結果について

両側線ともリニアメント位置で CO_2 濃度がピークを示す。他に CO_2 の異常なピークを示す測点はなく、両者とも良い一致パターンを示すといえる。ただし CO_2 濃度は L-5 の場合、ピーク値でも 1% 以下であるのに対し TM-1 では最大値 4.50% と高い。

TM-1 では $\text{Rn}(222)$ がリニアメント位置で最大濃度を示す測点があるが、L-5 では Rn 濃度は全般に低く異常はみられない。

TM-1 測線の測定結果で大きな特徴は Hg ガス濃度である。測線中に 2 カ所の異常ピークがとらえられており、そのうち 1 カ所はリニアメント位置に相当する。1983年春季調査 (L-5) では水銀ガス濃度測定が行われていないため比較ができない。

2) 測線 L-6 と TM-2 の結果について

両測線が豊岡一宮原線と直交する方向に対して重複している部分は、TM-2 測線の北半部数 10 m の間である。この測線区間では土壤ガスの異常な濃集は捕捉されていない。同様 L-6 の場合も異常はない。TM-2 では測線南端付近で $\text{Rn}(222)$ 異常のピークがあるが、これは前述活断層の西方延長部の異常を捕捉したものかも知れない。

柴やかた峠付近では豊岡一宮原線を特徴づける地形特徴が途切れることについては前述したが、土壤ガス測定結果も同様特徴がみられない事は興味深い。

1983年秋季調査では、豊岡一宮原線確認調査の他に、断裂系確認の目的でいくつかの地形異常を示す地点で測線が設けられ調査がなされたことについては前述した。それらの測線は、A-1, U-1, T-1, S-1, 及び S-2 である。S-2 は活断層を切る測線として設定した。

測定結果は A-1 測線での土壤ガス濃度異常測点及び S-2 測線での水銀ガス濃度異常測点の捕捉を除き、他は一様に土壤ガス濃度は低く異常は認められない。この結果は断裂スコアによって示した第4図に明瞭に示されている。

今回実施された断裂系確認のための土壤ガス調査の結果をまとめると次の事実が指摘できる。

1) 豊岡一宮原線を横断して設定された 8 測線のうち 4 測線の土壤ガス濃度分布が、断裂を示す評価指標として設定した断裂スコアが高得点（5 点以上）を示す測点を含む。

2) 上記の 4 測線に含まれない TM-2 は測線の南側で断裂スコアが高くなっているが、これは付近に存在する活断層（天ヶ谷貯水池の北壁をなす崖線が断層線崖を形成する）の影響とも考えられ、豊岡一宮原線を捕捉した異常かどうかは疑わしい。

3) TM-2 と TM-5 は直線的地形特徴の途切れ目の部分に設定された測線であり、このような地点では土壤ガス濃度は低い。

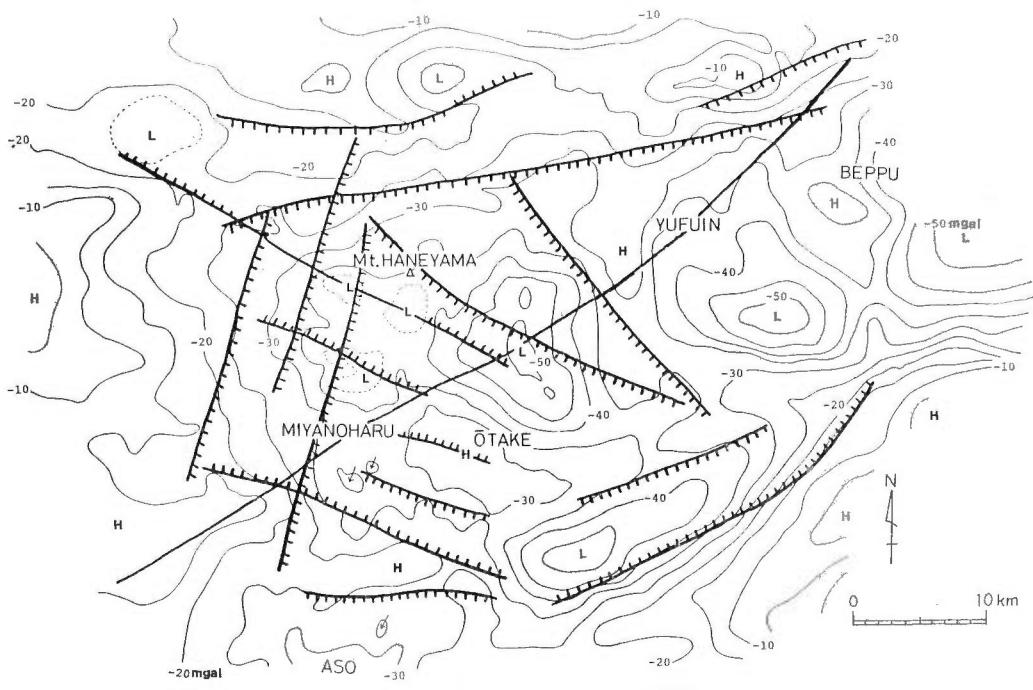
4) リニアメントとしても不明瞭な線状地形を横断して設定された U-1 及び T-1 測線での測定結果と比較すると、豊岡一宮原線を横断して設定された 8 測線は、TM-2 と TM-5 の 2 測線を除きいずれも相対的に断裂スコアが高い測点が多い。

これらの事実から豊岡一宮原線のうち、涌蓋山北麓から崩平山北麓にかけての 10 km については断裂帶とみなせる土壤ガス濃度異常測定結果を得たと結論してよからう。また、1983年春季調査の結果とを合せば、豊岡一宮原線の西半は断裂帶として特徴づけられるだろう。

5. 豊岡一宮原線の形成についての考察

以上述べてきたように、長大なリニアメントとして注目された豊岡一宮原線は涌蓋山北麓から崩平山にかけては断裂帶をなすことが土壤ガス調査等から導かれた。本項ではこの結果をもとに、この断裂帶の地質的意義について若干の議論を行う。

豊肥地熱地域ならびに周辺地域に発達する主要なリニアメント群については山口他（1984）に示されているが、この主要リニアメント群とブーゲー異常図（通商産業省、1979）とを重ね合せたものを第5



第5図 主要なリニアメント・トレースと重力異常 ハツチは重力値から推定した落しのセンスを示す
Fig. 5 Major lineament traces in the Hohi geothermal area superimposed on Bouguer anomaly map.

図に示す。いくつかのトレースは重力異常値の急傾斜部とよく一致している。図中のハッチを示した部分は、重力異常値の傾斜から落ちのセンスが推定できたものである。この図に示されるように、基盤深度に急激な落差が存在する場合、圧密・固結度が相対的に小さい上位層中には小さな断層が集中して発達することが推定され、それらの断層が落差をもつときにはその断層の落しのセンスを重力データとの相互解釈によって推定することが可能となる。

ブーゲー異常図上にプロットした豊岡一宮原線について、基盤上面深度の急変部という観点からみてみると、相関はほとんどみられない。また、豊岡一宮原線をはさんだ位置に掘削された DY-2 と DW-7 坑の掘削結果によれば、この 2 地点間の基盤深度にはほとんど差がない、フォリエーションの傾斜もほぼ同様で比較的緩傾斜である（笠田, 1984）。このことから、豊岡一宮原線は、基盤岩中の断層であるとしても基盤上面深度に大きな落差を与える断層帶ではないことが考えられる。地表付近でも、このリニアメントは、少なくとも豊肥火山岩類以降の地層には目立った変位を与えていないらしい。

山口他 (1984) は北部九州に発達する主要な活断層や構造線の運動のセンスに関する研究結果を検討し、特に豊岡一宮原線と同様の方向をもつ構造線のそれが右ずれ成分をもつことに注目した。

豊肥地熱地域における構造運動の証拠は、同地域野上付近に典型的に発達する第四紀更新世の玖珠層中にもっともよく留められている。ここでの玖珠層は湖成相を示し、葉理面がよく発達するところから、地層の変形がよく把握できる。

玖珠層はほとんど水平な層理面を示すが、玖珠川上流や同川支流町田川に沿っては比較的狭い帯をなしほぼ南北に長軸をもつ塑性変形を受けている。村岡他 (1980) はこの事実に注目し、一般には南北方向の伸張テクトニクスの場にある豊肥地熱地域において、東西方向の短縮テクトニクスの場が卓越した時期があるとして、猪牟田褶曲時相を提唱した。

豊岡一宮原線の地形特徴、方向性と合せて、周辺地域の同方向をもつ断層の右横ずれ運動を豊岡一宮原線にもあてはめて類推すると、このような右横ずれ成分を生じるような応力場としては東西性の短縮

テクトニクスの場が求められる。猪牟田褶曲時相における比較的短期間の東西性短縮場の存在は、豊岡一宮原線の形成ないしは運動の時期を示唆している。

断裂は地熱流体の挙動を規制することが事例的にも明らかにされつつあり、地熱探査上の重要性が強く認識されている。深部に賦存する地熱流体に注目して考えれば、基盤岩を切るような断裂でかつ開口的な性格をもつもの的重要性が特に高いといえる。このような観点に立って、ここで豊岡一宮原線の東半部も含めた全体が断裂帯をなすと仮定すれば（延長規模からみてその場合には構造線と呼べよう）、断裂の及ぶ深度は基盤岩内に深く達するに違いない。この断裂帯は地形特徴からみて現在活動していない可能性が高く、断層運動があったとしても玖珠層堆積後猪牟田褶曲期における右横ずれ運動が最も新しい時期に当る。豊岡一宮原線のように規模の大きい断裂帯であっても、開口活動を停止している断裂帯が現在でも地熱流体の有効な通路として寄与し得るかどうかについては分っていない。吉谷・林（1982）によれば、現在地熱発電が行われている大岳・八丁原地域の断裂系には NE-SW と NW-SE 系のものが多く、後者のはうが前者よりも新しいという。

6. おわりに

1983年春季調査も含めたわれわれの土壤ガス法による断裂帯の確認調査経験によれば、活断層と認定されるような明瞭な断層地形を示す地点では土壤ガス濃度が高く、断層地形が不明確な場合でも、地形鞍部や線状谷などの地形特徴が明瞭な地点で相対的に土壤ガス濃度が高いという測定結果を得た。また、リニアメントとしての地形特徴が途切れるところでは、土壤ガス濃度が低くなるという測定結果（TM-5, TM-2 もそのように考えられる）を得た。しかしこの点について結論的に述べるにはデータが不十分であり、今後の事例の積重ねが必要である。

地熱探査における断裂の重要性は地熱流体の通路としての役割のみならず、地熱貯留部としての役割上からも注目されるようになっている。火山・地熱地域での露頭断裂調査は、一般に露頭条件が悪く困難な場合が多い。地熱探査上ここで実施したようなりモートセンシングデータ解析と土壤ガス法との組合せ手法によるアプローチは有効と考えられる。

本文では土壤ガス濃度分布の評価法として断裂スコア法を考案し、これによって測定結果を検討した。土壤ガスの中には CO_2 ガスのように断裂とは無関係に濃集がおこる場合もあるが、第一近似的にここで取り上げた 6 種のガス成分は濃度が高い程断裂との関連が強いと考えて矛盾はない。断裂スコア法は判定が簡明なところに利点がある。

文 献

- 古谷直行・林 正雄（1982）コア中の断裂解析から見い出された大岳一八丁原地熱地帯の応力場。日本地熱学会昭和57年度学術講演会要旨集, p. 34.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ（1982）10万分の1 豊肥地熱地域地質図及び同説明書。地質調査所, 23 p.
- 池田安隆（1979）大分県中部火山地域の活断層系。地理学評論, vol. 52, no. 1, p. 10-29.
- KOGA, A. and NODA, T. (1975) Geochemical prospecting in vapor-dominated fields for geothermal exploration: Proc. 2nd UN Symp. Development and Use of Geothermal Resources, vol. 1, p. 761-776.
- MACDONALD, H. C., KIRK, J. N., DELLWIG, L. F., and LEWIS, A. J. (1969) The influence of radar look-direction on the detection of selected geological features. Proc. 6th Int. Symp. Rem. Sens. Env., p. 637-650.
- 村岡洋文・鎌田浩毅・長谷紘和（1980）九重火山群北麓地域に見出された更新世の転倒褶曲とその意義。地調月報, vol. 31, p. 599-608.

- 野田徹郎(1984) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託報告書, 「断裂系」技術指導.
p. 22-26.
- 小川克郎・長谷紘和・花岡尚之・津 宏治・村岡洋文・山口 靖・矢野雄策・仲澤 敏・西 祐司(1983)
評価関数法による九州の評価の試行. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書,
国土地熱資源基本図作成に関する研究, p. 187-216.
- 笹田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, no. 1, p. 1-11.
- 茂野 博・松林 修・玉生志郎(1980) ヘリウム法の研究—土壤中の揮発成分・ガスによる地球化学的
地熱探査法の研究. 昭和53・54年度サンシャイン研究成果報告(未公表資料), 地質調査所, p.
85-109.
- SUGISAKI, R., ANNO, H., ADACHI, M. and UI, H. (1980) Geochemical features of gases and
rocks along active faults. *Geochemical Jour.*, vol. 14, p. 101-112.
- 通商産業省(1979) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書. 豊肥地域重力探査.
- (1980) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書. 豊肥地域地質構造調査.
- (1984) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書. 豊肥地域断裂系調査.
- 山口 靖・長谷紘和(1983) 豊肥モデル化—レーダ画像解析. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成
果中間報告書. 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ 総合解析予測モデルの研究, p. 111-128.
- ・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博(1984) レーダ画像による豊肥地域のリニアメント解析と土
壤ガス法による現地検証. 日本地熱学会誌, vol. 6, no. 2, p. 101-120.
- (1984) リニアメント解析における低伏角 SAR 画像の照射方向の効果. 日本リモートセンシ
ング学会誌, vol. 4, no. 1, p. 5-15.

地質調査所報告第 246 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

岳湯周辺の地熱変質と流体の化学—構造試錐 DW2 坑の変質—

竹野直人

岳湯周辺の地熱変質と流体の化学—構造試錐 DW2 坑の変質—

竹野直人*

Alteration and fluid chemistry of Takenoyu geothermal area
—Hydrothermal alteration in core from drill hole DW2—

By

Naoto TAKENO*

Abstract : Geothermal exploration well DW2 was drilled to the depth of 1,500 m wholly through Quaternary volcanics at Sugawara located 2 km north of Takenoyu Spa, Kyushu, Japan, and maximum temperature of 205°C was recorded at 840 m in depth. Alteration mineralogy was studied for 150 core samples from DW2. Dominant alteration minerals are cristobalite, quartz, montmollironite, sericite/montmorillonite interstratified mineral, chlorite/montmorillonite interstratified mineral, sericite, chlorite, calcite, heulandite and laumontite. Distribution of these alteration minerals is controlled mainly by present geothermal condition. Expandable layer in sericite/montmorillonite interstratified mineral decreases with increasing temperature, and sericite appears above 200°C. Physico-chemical properties of fluid from wells (TY1, GSR3, DY1) near DW2 reveal that shallower aquifer contains more vapor, aquifer fluid is buffered by the alteration minerals, and chemical variety of geothermal fluid in the Takenoyu geothermal area is caused mainly by steam loss from aquifer fluid.

1. まえがき

豊肥地熱地域では、通商産業省が実施している大規模深部地熱発電所環境保全実証調査により数多くの坑井が掘削されている。筆者は大分県玖珠郡九重町菅原の標高 770m の地点に昭和55年に掘削された構造試錐 DW2 の岩芯を用いて地熱変質の研究をおこなった。その結果及び周辺の坑井の既存データを用いて岳湯周辺の地熱系について考察する。

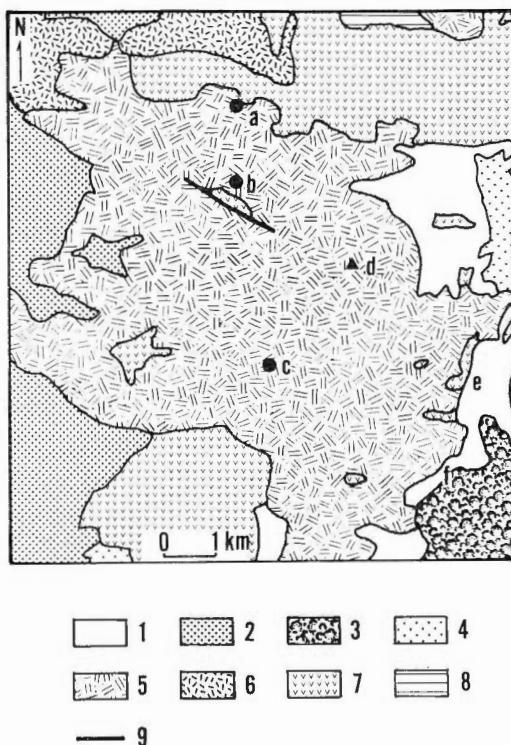
2. 坑井の概要

DW2 は掘削深度 1,500m で、一部の区間を除き全深度で岩芯が採取されている。120 時間後の検層温度を第 2 図に示す。最高温度は深度 840m における 204.9°C (120 時間後) である。顕著な逸水箇所は深度 64m, 331m, 788m, 1,005m である (通商産業省, 1980)。

3. 地質

菅原から岳湯にかけた地域は、第四紀火山岩類が分布する。豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982) の層序にしたがって地質を略述すると、掘削地点では、豊肥火山岩類が分布し、その南では、豊肥火

* 地殻熱部 * Geological Survey of Japan



第1図 涌蓋山周辺地域地質図
1. 扇状地 2. 阿蘇火砕流 3. 久重火山群 4. 久重火砕流 5. 涌蓋山溶岩など 6. 豊後火山岩類 7. 豊肥火山岩類 8. 玄珠層及び相当層 9. 岳湯断層 a: DW2 窾 b: TY1 窾 c: DW1 窰 d: 涌蓋山 e: 大岳地熱発電所（豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982による）

Fig. 1 Geologic map around Waita-San.

1: Fan deposit, 2: Aso pyroclastic flow, 3: kuju volcanoes, 4: Kuju pyroclastic flow, 5: Waita-san lava and others, 6: Bungo volcanics, 7: Hohi volcanics, 8: Kusu group and its correlatives, 9: Take-noyu fault, a: drill hole DW2, b: drill hole TY1, c: drill hole DW1, d: Waita-San, e: Otake geothermal power plant (after Research group for the geological map of Hohi geothermal area, 1982.)

200m 以深の全ての試料に認められる。顕微鏡では、深度 200m 以浅の試料中にも少量の初生石英が認められるが、X線回折法では検出されない。また深度 200m 以深の石英は、モザイク状で波動消光を示すものがほとんどで、二次的な石英と考えられる。

(2) モンモリロナイト及びサボナイト

モンモリロナイトは、深度 140-250m に認められる。 $d(060)=1.501 \text{ \AA}$ の 2-8 面体型モンモリロナイトを主とするが、深度 220m 及び 250m 付近では、 $d(060)=1.539 \text{ \AA}$ の 3-8 面体型モンモリロナイト (Mg もしくは $Mg-Fe$ 質サボナイト) をかなり混じえる。鏡下でもサボナイトが凝灰岩の基質中に、ガラスや苦鉄質鉱物の結晶片を交代しているのが認められる。なお深度 150m 及び 180m に産するスマクタイトには 001 の底面反射のきわめて弱いものが見られる。

(3) 緑泥石及び緑泥石／モンモリロナイト混合層鉱物

緑泥石は深度 250m 以深で、深度 760-850m の区間を除きほとんど連続的に出現する。深度 980m の試料について検討したところ、 $d(060)=1.549 \text{ \AA}$ の IIb 型緑泥石である。

岩類をおおって涌蓋山溶岩類が分布する（第1図）。岳湯付近ではほぼ東西に走る南落ちの岳湯断層が推定されており（太田ほか, 1968），それに沿って一部に豊肥火山岩類が露出している。

DW2 では、深度 104.3m 以浅に輝石安山岩溶岩及び凝灰角礫岩からなる豊肥火山岩類、深度 140.3-319.5m に凝灰質礫岩・砂岩・泥岩互層からなる玄珠層野上泥岩、深度 319.5-504m に黒雲母角閃石ディサイトからなる玄珠層町田溶岩が分布し、深度 504m 以深に変質安山岩凝灰岩からなる先玄珠層が分布する。

4. 試料及び分析方法

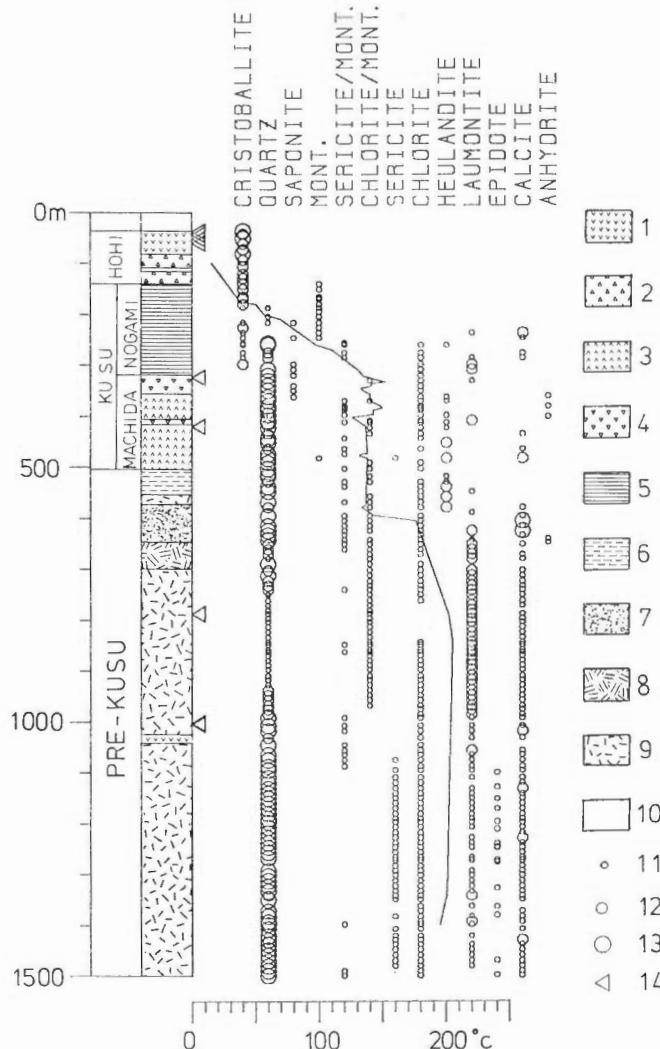
試料は、ほぼ 10m ごとの深度から岩芯を 152 個採取した。その全てについて、全岩粉末試料と水ひによって分離した $2\mu\text{e.s.d.}$ 以下の粒子の定方位試料（無処理、エチレングリコール処理、一部試料について HCl 処理）を作成し、X線回折法による鉱物の同定をおこなった。一部の試料については顕微鏡観察もあわせて実施した。

5. 変質鉱物

変質鉱物の分布を第2図に示し、次に各変質鉱物について産状を記す。

(1) シリカ鉱物

シリカ鉱物として、 α -クリストバル石と石英が産する、 α -クリストバル石は、地表付近から深度 300m まで出現する。石英は、深度



第2図 DW2 坑変質鉱物分布図

1. 安山岩溶岩 2. 安山岩凝灰角礫岩 3. デイサイト溶岩 4. デイサイト凝灰角礫岩
 5. 凝灰質砂岩, 砂岩, 泥岩 6. 凝灰質砂岩, 砂岩互層 7. 細粒凝灰岩 8. 粗粒凝灰岩
 9. 火山疊凝灰岩 10. ノンコア 11. 少量 12. 中量 13. 多量 14. 逸水層
 温度検層カーブは120時間放置後のもの。MONT.=モンモリロナイト

Fig. 2 Distribution of alteration minerals in drill hole DW2.
 1: andesite lava, 2: andesite breccia, 3: dacite lava, 4: dacite breccia,
 5: tuffaceous sandstone, conglomerate and mudstone,
 6: alternation of tuffaceous sandstone and conglomerate, 7: fine tuff,
 8: coarse tuff, 9: lappili tuff, 10: no core, 11: rare, 12: common,
 13: dominant, 14: lost circulation. Logging temperature is obtained after 120 hours standing time. MONT.=montmorillonite

緑泥石／モンモリロナイト混合層鉱物は、深度350-970mに認められる。出現してから深度680m付近までは長周期反射が弱かったり見られなかったりするが、深度680-910mでは、ほとんど全試料に長周期反射が明瞭に認められるようになる。深度910mから長周期反射は弱まり、肩を持つ程度になり、深度970mより深部では緑泥石／モンモリロナイト混合層鉱物は認められなくなる。緑泥石及び緑泥石／モンモリロナイト混合層鉱物は、基質中に生ずるもの、苦鉄質鉱物を交代するもの、空隙を埋める

ものがある。

(4) セリサイト及びセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物

A1 質 2-8 面体型の雲母粘土鉱物（以下セリサイトと呼ぶ）は、深度 1,080m から出現はじめ、坑底まで認められる。また、セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物は深度 250m より深部に出現し、深度 460m 付近までほぼ連続的に出現するが、それ以深も坑底まで消長はあるものの出現している。セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物については後に改めて論ずる。セリサイト及びセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物は、基質、石基中に出現するほか、斜長石斑晶または結晶片の一部を交代して産する。

(5) セラドナイト

セラドナイトは、深度 530m の試料中に見出された。岩芯の一部を濃緑色に染めていることで、それとわかる部分が深度 470-505m に数箇所認められる。セラドナイトは、基質中に不透明鉱物を伴うペレット状の集合を作りて産する。

(6) 沸石、方解石及び硬石膏

沸石として、輝沸石¹⁾、濁沸石が産する。輝沸石は深度 280m より深部に出現し、深度 580m まで認められる。濁沸石は、深度 570-1,000m にやや多産し、それ以深も少量ではあるが坑底まで認められる。濁沸石は基質中に柱状鉱物の集合として緑泥石を伴って産するもの、あるいは脈として産するものがある。

方解石は、深度 230m 以深に出現し、深度 570m 以深で常に少量認められる。細脈状のものと、斜長石、輝石を交代して産するものがある。

硬石膏は、深度 360-670m に少量認められる。X線回折法では検出できず、すべて顕微鏡により同定している。硬石膏は、初生鉱物を緑泥石、石英とともに交代して産する。

(7) 長石

変質鉱物として曹長石が斑点状に原岩の斜長石を交代しているのが、深度 340m 以深の試料に認められる。しばしば緑泥石、方解石と一緒に出現している。

カリ長石も少量ではあるが、深度 1,400m 及び 1,499m の試料中に認められる。斜長石をセリサイトとともに交代しており、変質により生成したものと考えられる。

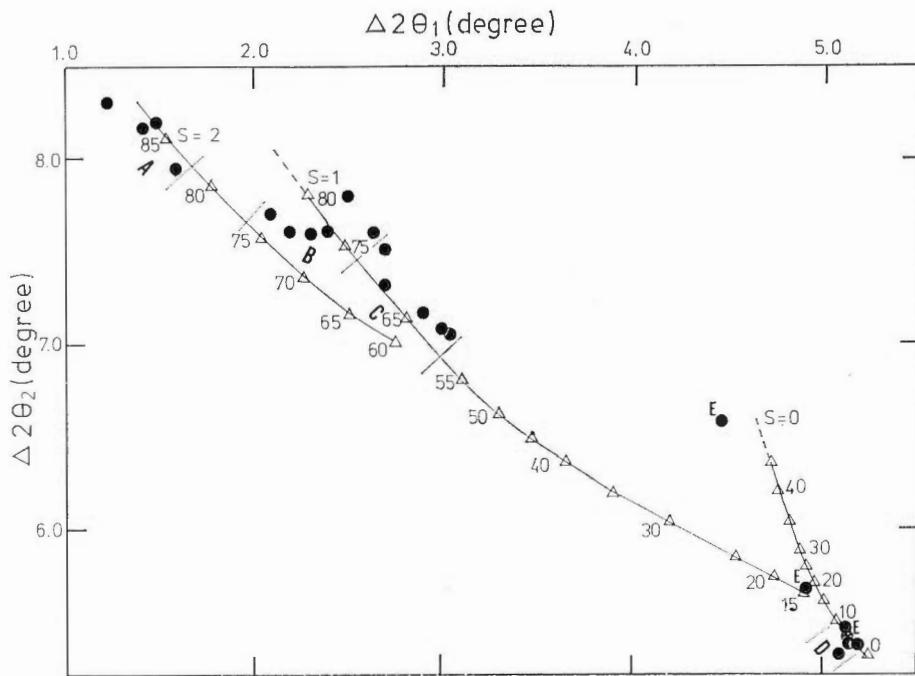
(8) 緑レン石

緑レン石は、深度 650m 付近より深部に散点的に出現し、深度 1,100m 以深で頻繁に認められるようになる。深度 650-1,100m にわたり出現する緑レン石は、その分布が一様ではなく、凝灰岩の基質の一部あるいは特定の岩片に偏った出現をしており、自生鉱物ではない可能性がある。深度 1,100m 以深になると緑レン石は凝灰岩の基質中や火山岩中に一様に出現するようになり、自生鉱物と考えられる。第 2 図には、自生鉱物と判断されたものを示した。緑レン石は細粒であり自形を示さないが、一部の試料では、空隙に自形の緑レン石が出現し、間を方解石が埋めている。色は帶黄色で鉄に富むものようである。

6. セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物

セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物はエチレングリコール処理をすることで膨潤する。その性質を利用して混合層鉱物中の膨潤層の割合を求める方法が種々公表されている。その中でも渡辺(1981)の方法は、種々の産状のセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物の表現に最近よく利用されている(INOUE and UTADA, 1983; 下田ほか, 1983)。それを用いて本報でも検討してみた。渡辺(1981)の方法は、エチレングリコール処理をしたセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物の回折線プロファイルのうち、CuK α で、5.1°-7.6°, 8.9°-10.2°, 16.1°-17.2° の 3 本の回折線（低角側より l_1 , l_2 , l_3 とす

1) 敵密な同定は行っていないので本来は「輝沸石あるいは斜ブチロル沸石」とすべきであるが、ここでは便宜的に輝沸石としておく。



第3図 セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物のセリサイト層の割合
 $\Delta 2\theta_1$ と $\Delta 2\theta_2$ については本文参照。図中の数字はセリサイト層の割合（渡辺, 1981）。S: Reichweite。各試料は、たて線で区切った領域 A-D と例外的な 3 試料 E にわけられる。A-E は第1表と対応する。

Fig. 3 Amount of sericite layer in sericite/montmorillonite interstratified mineral.
Number gives amount of sericite layer and S shows Reichweite (after WATANABE, 1981). Samples (solid circle) are divided into five groups (from A to E) which correspond to those in Table 1.

る)に注目し、 l_1 と l_2 の角度差を $\Delta 2\theta_1$ 、 l_2 と l_3 の角度差を $\Delta 2\theta_2$ として第3図に示すような図にプロットするものである。第1表には、本坑井に見られるセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物の鉱物学的データを深度、検層温度とあわせて一覧とした。なお、濁沸石等のピークの妨害のため、セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物の検出された試料数に比べて、実際に渡辺(1981)の図にプロットできる試料は少ない。

第3図では、Reichweite (S) が 0 で雲母層の割合 0-20% 付近に一つの集合が、Reichweite が 1 で雲母層の割合 60% から Reichweite が 2 の 85% 以上にかけてもう 1 つの集合がある。深度または検層温度と図上の位置との関係は単純ではない。しかし、深度 434.5-464.0m の間の試料を除くと、全体として深部にむかって混合層中に占める膨潤層の割合は減少している。例外的な、深度 434.5-464.0m 間の 3 試料 (No. 136, 138, 144) は Reichweite が 0 の線に沿って 5%, 20%, 40% 以上の周辺に分布している。それ以外のものは傾向に多少のばらつきがあるものの第1表に示すように No. 60 と No. 103 の間、No. 152 と No. 155 の間、No. 165 と No. 184 の間で区分することが可能である。これらを第3図にも示した。各グループには、A グループ、200-185°C, B グループ、185-145°C, C グループ、145-125°C, D グループ、110-85°C という検層温度との対応関係が認められる。なお検層温度で 200°C をこえる深度からは、セリサイトが産する例が多く、これらは A グループには数えていない。

下田ほか(1983)では、統成変質で出現する雲母／モンモリロナイト混合層鉱物をこの図にプロットしている。それによると、第1表及び第3図の試料 No. 136 と No. 165 の間の領域にも混合層鉱物が出現している。INOUE and UTADA (1983)では、黒鉱鉱床の周囲の変質帶中のセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物をこの図にプロットしている。それによると、S=0 で 0-45% と S=1 で 60%

第1表 セリサイト/モンモリナイト混合層鉱物の $\Delta 2\theta_1$, $\Delta 2\theta_2$ (本文参照) と深度, 検層温度との関係一覧表

Table 1 Depth, logging temperature and mineralogical data ($\Delta 2\theta_1$, $\Delta 2\theta_2$) of sericite/montmorillonite interstratified mineral.

#	depth(m)	$\Delta 2\theta_1$	$\Delta 2\theta_2$	temp(°C)
1	1499.8	1.45	8.15	200
2	1490.6	1.50	8.20	200
59	1018.5	1.25	8.30	200
60	1007.9	1.60	7.95	200
103	633.5	2.20	7.60	185
104	625.0	2.65	7.60	185
106	615.5	2.40	7.60	180
108	605.5	2.10	7.70	175
109.	595.6	2.30	7.60	150
136	474.4	4.48	6.60	135
138	464.0	5.13	5.50	140
144	443.5	4.95	5.70	140
152	385.1	2.50	7.80	145
155	370.0	2.90	7.15	143
158	350.1	3.05	7.05	135
159	340.6	2.70	7.50	140
162	320.4	2.70	7.30	140
165	298.1	3.00	7.10	125
184	275.5	5.15	5.40	110
186	256.5	5.20	5.40	100
187	246.0	5.25	5.15	90
188	236.3	5.10	5.35	85

A-E の区分は第3図と対応する

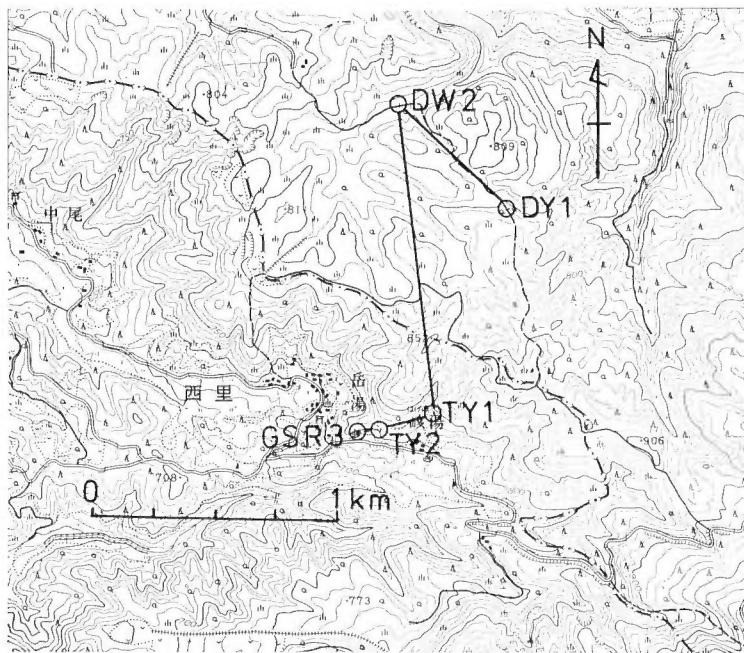
A, B, C, D and E correspond to those in Fig. 3.

いうよりも現在の地熱活動下の地温によって規制されているのであろう。クリストパル石の消失及び濁沸石の出現も緑泥石の出現の近くにあり、これらはいずれも等温線とほぼ平行する分布を示す。セリサイトは TY1 で深度 750-920m, DW2 で深度 1,080-1,480m でいずれも 200°C 付近で出現している。DW2 の坑底付近では、セリサイトにかわってセリサイト/モンモリナイト混合層鉱物が出現しており、DW2 の坑底付近での検層温度の逆転とよく対応している。

から S=2 で 85% あるいはそれ以上の領域の 2 つの領域に混合層鉱物が出現しているが、両者の間のものはない。DW2 におけるセリサイト/モンモリナイト混合層鉱物の産状は、地熱地帯における例を示すものとして興味深い。DW2 においては、C グループと D グループの間に大きな空白があることと、全体の傾向からはずれる E グループが S=0 の線に沿って分布することが特徴としてあげられる。C グループと D グループの間の空白は、黒鉱周囲の热水変質帶におけるものと類似している。E グループの成因については明らかでない。検層温度との関係では、D→C→B→A の順に温度が高くなっていることが注意される。DW2 における変質鉱物は、後にあらためて考察するように、現在の地熱環境下で安定に存在していると考えられる。したがって、以上の結果は、セリサイト/モンモリナイト混合層鉱物のこのような性質が温度計として利用できる可能性を示しているとも考えられ、さらに多くの活地熱地のデータを検討してみる価値がある。

7. 変質鉱物と生成温度

菅原から岳湯にかけた地域には DW2 の他に数多くの坑井が掘削されている（第4図）。これらのうち、GSR3（熊本県, 1969）、TY1 と TY2（日本地熱資源開発促進センター, 1979）、DY1（通商産業省, 1982 a）の坑井データ及び本研究における DW2 のデータをまとめて第5図とした。図中、緑泥石の出現しあじめる深度を鎖線で結んだ。この線は、TY2, TY1 では豊肥火山岩類中にあるが、DW2, DY1 では玖珠層中に移ってきて、層序学的境界と斜交しており、むしろ 100°C の等温線にはほぼ平行した出現域が認められる。以上のことから緑泥石の出現は、岩質の違いや、続成作用によるところ



第4図 岳湯周辺坑井位置図（国土地理院2万5千分の1地形図「湯坪」使用）
Fig. 4 Localities of drill hole (open circle) in the Takenoyu geothermal area.

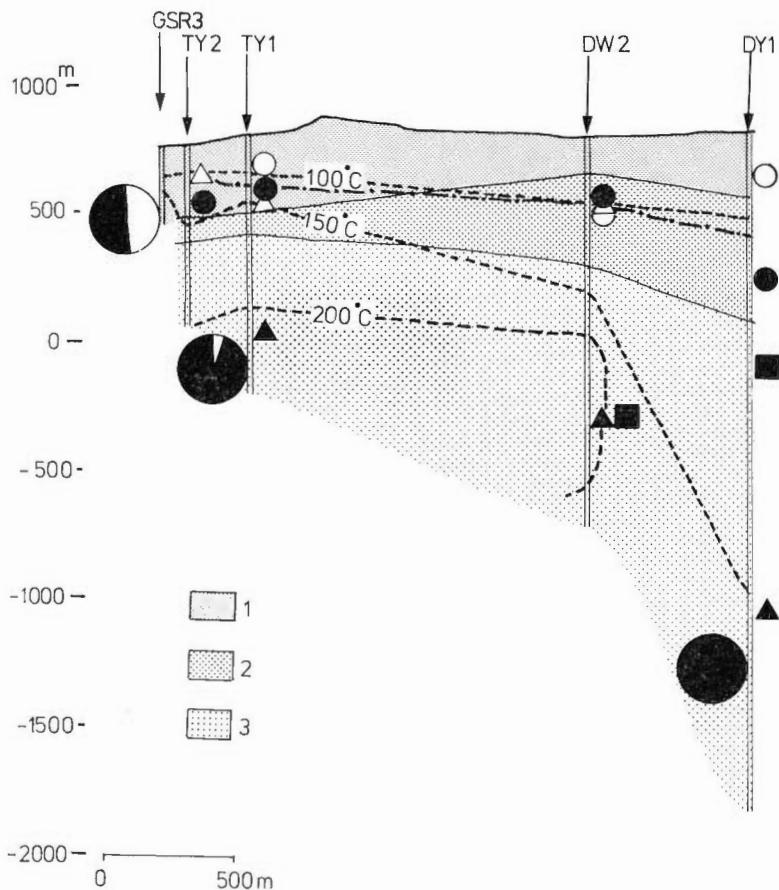
変質鉱物の出現消滅は、温度圧力のみならず、热水の化学的性質によっても左右されるが、この地域における変質鉱物の大まかな分布は、現在の地熱活動下の地温によって規制されているように見える。このことから、DW2 の坑底付近における検層温度の逆転は一時的な現象ではなく、眞の地温に対応するものと考えられる。DW2 における緑レン石は深度 1,100m 以深、温度 200°C で出現している。これは他の地熱地帯で報告されている緑レン石の出現温度 (230~250°C (SEKI, 1972; 鹿園, 1976)) とくらべてやや低い温度であり、緑レン石については、これが現在の地熱環境下で安定に存在しているかについて問題を残している。

以上のように、DW2 における変質鉱物の分布は大局的には温度との関係でよく理解できるが、6. で述べたセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物で Reichweite が 0 に沿うもののような例外的な試料の存在は、必ずしも温度だけでは説明しきれないものを残している。これは、緑レン石の安定性に関しても同様で、変質を支配する要因として温度以外のパラメータを取上げること及び、岳湯の変質を過去に遡ってみるとことといった方向でさらに検討することが必要である。

8. 変質鉱物と地熱流体

8.1 地熱流体の相変化

地下の貯留層中の流体は、坑口から採取した噴出热水にくらべて、フラッシングにより蒸気を分離していないことと高温であることで化学的性質を異にしている。貯留層中の流体の化学的性質（貯留層中の pH や化学種の活動度）は、坑口から採取される热水と蒸気の化学分析値及び気水比をもとに化学平衡計算で推定できる。この地域では、GSR3, TY1, DY1 の 3 坑から热水が噴出しており、热水と蒸気の化学分析データが報告されている。これらのデータは系統的に集められていないため上記の推定をするためには必ずしも適当なものとは言えない。しかし、热水と岩石との相互作用を考察する上において



第5図 坑井間断面図

1. 豊肥火山岩類または山川凝灰岩類 2. 玖珠層 3: 先玖珠層 黒丸: 湧沸石出現 白丸: クリストバル石消失 白三角: モンモリロナイト消失 黒三角: セリサイト出現 黒四角: 緑レンズ石出現 鎮線は緑泥石の出現深度を結ぶ。破線は換層温度から推定した地温。大きな円は、貯留層中の蒸気(白ぬき)と熱水(黒)の比を示す。

Fig. 5 Cross section between DY1 and GSR3 (see Fig. 4).
 1: Hohi volcanics or Yamakawa tuffs, 2: Kusu group, 3: pre-Kusu group, solid circle: appearance of laumontite, open circle: disappearance of cristoballite, open triangle: disappearance of montmorillonite, solid triangle: appearance of sericite, solid square: appearance of epidote, chain line: appearance of chlorite, broken line: isothermal line estimated from logging data. Circular graph shows semi-quantitative fraction of steam (white) and hot water (black) of aquifer fluid.

て、このような試みは大切であると考えられるので、あえて Appendix に示すような仮定を入れて推定を試みた。

各坑井の地下の流体の温度はシリカ温度計 (TRUESDELL, 1975) で推定した。この時、全放出エンタルピーが地下の温度での飽和熱水のエンタルピーよりも大きくなるものがある。これは、坑井に流入する時点での流体がすでに熱水の他に蒸気を混じえていることを意味する。流体が流入点から坑口へ上昇する過程での地層中のエンタルピー損失を考慮するとその差はさらに大きくなると思われるが、推定するデータがないので、ここでは坑口からの全放出エンタルピーを用いて地下の流体中に混じっている蒸気の割合を推定した。

この結果、GSR3 と TY1 が地下でも 2 相であったと推定され、蒸気を混じえる割合は、それぞれ 49% と 5% と推定された。DY1 は地下では熱水 1 相と推定された。第5図では、各坑井の逸水層を地

第2表 貯留層中の流体の化学種推定に用いたデータ
Table 2 Analytical data used for estimation of chemical species of geothermal fluid.

Well	pH	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	Al ⁺⁺⁺	Ca ⁺⁺	Na ⁺⁺	Fe ⁺⁺	K ⁺
GSR3	8.4	1030.1	64.6	2.3	32.7	3.8	17.1	630.3	0.3	84.0
TY1	8.7	1270	86	0.004	89.4		29	749	0.008	91.4
DY1	8.76	998	67.5	0.01	18.4	0.59	40.7	625	0.03	47.2

Well	Mg ⁺⁺	SiO ₂	B ⁻	Li ⁺	F ⁻	NH ₃	V.F.	UC%	CO ₂ %	H ₂ S%
GSR3	0.4	496	15.7		2.4	1.1	0.63	0.04	94.83	1.33
TY1	0.07	412	18.0				0.17	0.09	73.4	4.0
DY1	0.05	283	13.5	3.1	2.5	0.566	0.11	0.06	90.1	0.7

T(SiO ₂)	H	S.V.F	REF
GSR3	211.7	439.0	0.49
TY1	213.2	240.0	0.05
DY1	189.3	173.0	0

pH は常温(25°C)における quench pH. 热水の組成の単位は ppm. V.F.: サンプリングポイントでの蒸気分率, UC%: 非凝結性ガスの volume%, CO₂%: 非凝結ガス中に占める CO₂ のモル%, H₂S%: 非凝結性ガス中に占める H₂S のモル%, T(SiO₂): シリカ温度計(断熱冷却型)により推定された貯留層温度, H: 全放出エンタルピー(kcal/kg), S.V.F.: 貯留層中すでに混入していると推定される蒸気分率, REF.: 参考文献 (1: 熊本県, 1969. 2: 日本地熱資源開発促進センター, 1979. 3: 通商産業省, 1982b)

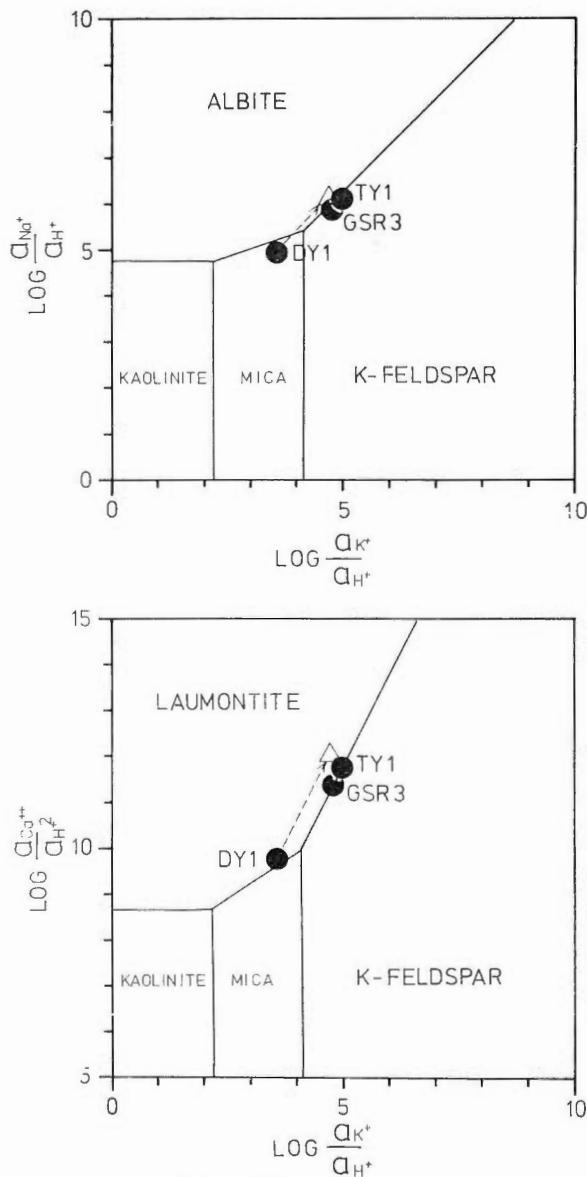
pH: pH (25°C) of quenched hot water. Concentration unit of dissolved species is ppm. V.F.: vapor fraction at sampling point. UC%: incondensable gas volume%, CO₂%: mole% of CO₂ in incondensable gas, H₂S%: mole % of H₂S in incondensable gas, T(SiO₂): aquifer temperature estimated by SiO₂ quartz geothermometer (adiabatic), H: enthalpy of the whole fluid (kcal/kg), S.V.F.: vapor fraction of aquifer fluid, REF: data source (1: Kumamoto Ken (Governmental office of Kumamoto Prefecture), 1969, 2: Promotion center of geothermal exploration of Japan, 1979, 3: Ministry of International Trade and Industry, 1982b.)

热流体の流入口とみなして地热流体の状態を記した。最も浅い所から噴出している GSR3 が地下において最も多く蒸気を混じえ、TY1 では蒸気が少くなり、最も深い DY1 で1相となっていることが注意される。これは、当地域で、热水が上昇する過程で蒸気を分離して、上部ほど蒸気の比率が大きくなっていることを意味するものかもしれない。

いっぽう検層温度は、どの坑井でも静止水位からの深度沸騰曲線を下まわっており必ずしも沸騰に好適な条件ではない。しかし、以上のことは、それにもかかわらず岳湯の地下で、蒸気の分離がおこる条件があることを示唆するものと考えたい。DW2 では蒸気が噴出したとされるが(野田, 1982), それも以上の考え方と調和すると思われる。

8. 2 活動度図上における変質鉱物と热水の関係

このように、当地域の流体は地下で1相であると仮定できないものがある。そのような流体については、地下の蒸気相と热水相の間で CO₂ と H₂S の分配平衡が成り立つものと仮定した。これはかなり粗



第6図 活動度ダイヤグラム

SiO_2 温度計で推定された貯留層温度に近い 210°C で、石英が共存するものとした。三角は、DY1 の熱水が 5 % の蒸気を分離したとした時の熱水の位置（本文参照）。

Fig. 6 Activity diagram at 210°C under coexistence of quartz. Solid circles are aquifer fluid from drill-holes DY1, TY1 and GSR3.

質を保持していると考えることもできる。

また TY1 と GSR3 は貯留層中の流体中の蒸気の混入率が異なるが、その化学的性質は似ていることがうかがわれる。それに対し DY1 の熱水は、カリ長石、雲母、曹長石、濁沸石の会する不变点により近く位置し、より多くの変質鉱物に緩衝された熱水の性質を示す。前節で考察したように、岳湯の地

い仮定であるが、第1近似としてこれを受け入れて地熱流体の化学種組成の推定計算を進めるこにする。計算に用いた熱水等のデータを第2表に示す。計算方法は、竹野(1983)の方法を2相に拡張したもの用い、平衡定数及び活動度係数をきめるパラメータのデータベースとして KHARAKA and Barnes (1973) を用いた²⁾。

結果は、第6図に示す活動度図に表示した。活動度図は、石英が常に存在するものとし、HELGESON and KIRKHAM (1974), HELGESON *et al.* (1978), HELGESON *et al.* (1981) を熱化学データベースとして描いた。両データベース間の consistency については検討していないので、図中の表現はかなり定性的なものとみなさざるを得ない。しかしながら、TY1 と GSR3 の熱水がカリ長石—曹長石、カリ長石—濁沸石の平衡曲線上にのこと、及び DY1 の熱水がカリ長石—曹長石—雲母—濁沸石の会する不变点付近に位置することが注意される。

これらの噴出井では、雲母、濁沸石は報告されているが、長石については触れられていない。しかし DW2 では先に記載したように変質鉱物としてのカリ長石及び曹長石が产出しており、大局的には、この地域の変質は熱水の化学的性質とも矛盾しないものである。少なくとも、DY1, TY1, GSR3 の3点が、曹長石—カリ長石及び濁沸石—カリ長石の境界と平行する一つの直線にはばのることは明らかで、この勾配はデータの consistency とは無関係に一定である。このことから、3つの坑井の熱水が、ある温度下でカリ長石—曹長石—濁沸石の平衡により緩衝された起源的に共通な熱水の化学的性

2) CO_2 と H_2S の蒸気、熱水間の分配平衡定数及び NaSO_4^- の解離定数は ARNOSSON *et al.* (1982) を利用した。

下で熱水からの蒸気分離がおこっているとしたら、熱水の組成は活動度図上でどのように変化するかを検討する。こころみに DY1 坑の熱水を温度を変えずに熱だけ加えて 5%ほど蒸気を分離した場合を推定すると、熱水の組成は矢印の方向に変化し、TY1, GSR3 坑の熱水の点に近づく。

以上のことから次のようなモデルを考える。DY1, TY1, GSR3 の 3 坑井の流体に共通の起源となる熱水、すなわち本源的熱水が存在し、この熱水は貯留層中で、主要変質鉱物である曹長石、セリサイト、カリ長石、濁沸石、石英と共に存するものとする。

DY1 坑の熱水は、活動度図上では、これらの鉱物の共存する点に近いので、本源的熱水に近いかもしない。しかし、他の 2 坑井の熱水に比べて温度や Cl 濃度が低いので、本源的熱水そのものではなく、それが希釈されたものである可能性もある。希釈の影響は、活動度図上で点の位置をあまり変化させないので、この図からは評価することはできない。

いっぽう他の 2 坑井 TY1, GSR3 の熱水と本源的熱水の間では蒸気分離の過程の存在を推定することができる。このように、この地域では、熱水からの蒸気の分離により熱水の多様性がもたらされていると考えることができる。このことは、TY1 と GSR3 坑の地熱流体が 1 相ではなく蒸気を混じていることとも矛盾しない。

9. まとめ

1. 当地域において、主要な変質鉱物は、現在の地熱環境下に安定して存在していることが、検層温度及び噴出熱水の化学的性質から推定される。
2. セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物のセリサイト層の含有率には、ある程度温度との関係が認められる。
3. DY1, TY1, GSR3 の 3 坑井の熱水には共通の起源となる熱水の存在が推定でき、岳湯の地下では、この熱水からの蒸気の分離によって熱水の多様性がもたらされている可能性が考えられる。

謝辞

本研究を進めるにあたり地殻熱部角清愛技官（現東北工業技術試験所長）及び金原啓司技官には研究全般にわたり種々ご指導いただいた。新エネルギー総合開発機構石戸恒夫氏には、DY1 坑の貯留層特性解析結果についてご教示いただいた。岡山大学温泉研究所千葉仁氏には、化学種計算に際して利用している平衡定数データの問題点を指摘していただいた。地殻熱部野田徹郎技官には草稿の不備な点を指摘していただいた。以上のかたがたに謝意を表する。

文 献

- ARNORSSON, S. and SIGURDSSON, S. (1982) The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0° to 370°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, p. 1513-1532.
- HELGESON, H. C., KIRKHAM, D. H. and FLOWERS, G. C. (1981) Theoretical prediction of thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressure and temperatures: IV. calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5kb. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 281, p. 1249-1516.
- HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W. and BIRD, D. K. (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 278-A, p. 1-229.
- HELGESON, H. C. and KIRKHAM, D. H. (1974) Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: I. Summary of

- the thermodynamic/electrostatic properties of the solvent. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 274, p. 1089-1198.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1 豊肥地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所.
- INOUE, A. and UTADA, M. (1983) Further investigations of a conversion series of dioctahedral mica/smectites in the shinzan hydrothermal alteration area, northeast Japan. *Clays and Clay minerals*, vol. 31, p. 401-412.
- KHARAKA, Y. K. and BARNEs, I. (1973) SOLMNEQ: Solution-Mineral equilibrium computations, National technical information service, PB 215-899.
- 熊本県(1969) 岳の湯地区地熱基礎調査報告書. 155 p.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書, no. 5, 岳の湯地区.
- 日本機械学会(1968) 蒸気表.
- 野田徹郎・阿部喜久男・茂野 博(1985) 豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究一. 地調報告 no. 264, p. 243-281.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳の湯及び大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 481-486.
- SEKI, Y. (1972) Lower-grade stability limit of epidote in the light of natural occurrence. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 405-486.
- 鹿園直建(1976) 地熱地帯における岩石-水溶液系. 地質雑誌, vol. 83, p. 41-47.
- 下田 右・富田克利・松倉公憲(1983) 粘土鉱物の統成変質—新庄盆地大芦沢での一例一. 堆積学研究会報特集号 (XVII/XVIII/XIX) 「堆積岩の統成作用」, p. 89-98.
- 新エネルギー総合開発機構(1984) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査, 貯留層特性解析調査報告書.
- 竹野直人(1983) 地熱流体の化学的性質の推定について. 日本地熱学会昭和58年度学術講演会講演要旨集, p. 7.
- TRUESELL, A. H. (1975) Geochemical techniques in exploration, Summary of Section III, Proceedings of second U.N. Symp. on the Development of Use of Geothermal Resources, San Francisco, Liii-Lxxix.
- 通商産業省(1982 a) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 調査井検層 (DY-1 坑).
- (1982 b) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 調査井 DY-1 噴気試験工事.
- (1980) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 構造試錐, 検層 (DW-2, DW-3, DW-4 坑).
- 渡辺 隆(1981) イライト／モンモリロナイト混合層鉱物の混合層構造の判定. 鉱物雑誌, 特別号, vol. 15, p. 32-41.

Appendix

(1) DY1 の噴気試験データ

DY1 は, 1982年6月19日採取の試料の化学分析値を使用した. 当日の蒸気ラインと熱水ラインの圧, 温度, 流量より全放出エンタルピーを 173.0 kcal/kg と推定した. なお DY1 については, 噴出特性の詳細な解析が新エネルギー総合開発機構によって行われ (新エネルギー総合開発機構, 1984), ケーシング下端での坑底流動エンタルピーを 190 kcal/kg と推定している. 両値の差は主として流体が坑井を上昇する間に周囲の地層中に熱を失ったためと解される. 地下の貯留層中の流体の温度を SiO₂ 温度計により 189.3°C と推定すると, その時の飽和熱水の比エンタルピーは 191.9 kcal/kg となり流体は1相であったと推定される. サンプリングポイントでの気水比は, 流量データより 0.105 とした. (以上のデータソースは通商産業省, 1982 b)

(2) TY1 の噴気試験データ

TY1 は1978年8月16日採取の試料の化学分析値を使用した。全放出エンタルピーは 240 kcal/kg と報告されているが測定日及び条件の記載がない。 SiO_2 温度計より貯留層中の流体温度を 213°C とみつもると飽和熱水の比エンタルピーは 217.7 kcal/kg となり全放出エンタルピーの方が大きい。貯留層中の流体中の蒸気分率を X_v 、飽和熱水の比エンタルピーを h_1 、飽和蒸気の比エンタルピーを h_v として、

$$\text{全放出エンタルピー} = X_v \times h_v + (1 - X_v) \times h_1$$

から蒸気分率 0.05 を得る。サンプリングポイントでの気水比は、当日の蒸気流量と熱水流を報告書中のグラフより読んで 0.167 と推定した。(以上のデータソースは日本地熱開発促進センター、1979)

(3) GSR3 の噴気試験データ

GSR3 は 1969 年 2 月 14 日採取の試料の化学分析値を使用した。その日のデータかどうか明らかではなかったが、報告書中にある熱水と蒸気の流量と温度(飽和とみなす)より全放出エンタルピーを 439 kcal/kg と推定した。 SiO_2 温度計により貯留層中の流体の温度を 211.7°C とみつもると飽和熱水の比エンタルピーは 216.6 kcal/kg で、全放出エンタルピーの方が上まわる。TY1 と同様の方法で蒸気分率を推定すると 0.492 を得る。サンプリングポイントの気水比は熱水と蒸気の流量より 0.63 とした。(以上のデータソースは、熊本県、1969)

(4) エンタルピー損失について

DY1 で検討したように、口元での全放出エンタルピーは、坑底でのエンタルピーより小さい。その原因には、(1)流入点から坑口まで重力に逆らって流体をおしあげている仕事、(2)流入点とセパレータ出ロ管との間における流体の全運動エネルギーの増加、(3)坑井から地層への熱損失及び地表配管システムからの熱損失、が考えられ、そのうち地層への熱損失の効果が最も大きいと言われている。いずれにせよ、これらのことから TY1 と GSR3 における貯留層中の流体の蒸気混入率は少なくみつもられていくことになる。なお上述の推定では、熱水は稀薄であるので純水とみなして蒸気表(日本機械学会、1968)を利用した。

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地域の地熱変質と熱水系

高島 勲・金原啓司・角 清愛

豊肥地域の地熱変質と熱水系

高島 勲*・金原啓司**・角 清愛***

Rock alteration and hydrothermal systems in the
Hohi geothermal area, Kyushu, Japan

By

Isao TAKASHIMA*, Keiji KIMBARA** and Kiyoshi SUMI***

Abstract : White colored alteration halos are widely distributed at the surface of studied area. These alteration halos are divided into four types based on their mineral paragenesis. Characteristic minerals in each type of the alterations are pyrophyllite and dickite (Type I), alunite and kaolinite (Type II), cristobalite and alunite (Type III) and quartz and K-feldspar (Type IV). In addition, green colored alteration zone characterized by chlorite and zeolites (Type V) are widely distributed on the subsurface of this area.

The studied area where subordinate high and low gravity structures are observed is located in the Beppu-Shimabara graben zone. Central part of the studied area is characterized by basin structure (low gravity area). The maximum depth to the pre-Tertiary basement rocks is estimated over 5 km. Surroundings of the basin are characterized by volcanic activities and relatively high gravity.

Alteration halos of Type I are distributed on the high gravity areas and those of Type IV are on low gravity areas. It indicates that the high gravity area partly yields high temperature of acid water and the low gravity area bring medium-temperature neutral water.

Clay minerals separated from very weakly altered rocks by dispersion method were analysed by X-ray diffraction. The very weakly altered rocks are distributed around the alteration halos. These data are very useful for the interpretation of hydrothermal system in regional scale. Distribution patterns of montmorillonite indicate the path of hot water flow in shallower part and those of halloysite coincide with deep faults which were identified from the analysis of radar and LANDSAT images.

Three dimensional distribution of chlorite and cristobalite in the Hatchobaru-Takenoyu area indicates that the shallow occurrence of chlorite coincide with high gravity area. The existence of hot water in the wall of basin side is expected because the altitude of chlorite appearance gradually decreases toward the basin and sharply decreases to the opposite side.

The distribution of thermal manifestations and alteration halos are controlled by the deep faults which cut the basement rock. However, there is no mutual relationship among the geothermal activities and E-W trending active faults and lineaments identified from aerial photo.

Based on the types and distribution patterns of alteration minerals, chro-

* 秋田大学(元地殻熱部) ** 地殻熱部 *** 東北工業技術試験所(元地殻熱部)
* Akita University ** Geological Survey of Japan *** Government Industrial Research Institute, Tohoku

nology of volcanic rocks, a conceptional model of hydrothermal systems of the area is inferred. A characteristic point of the model of the hydrothermal system is the presence of basin structure in Tertiary time. Within the basin, fine-grained sediments and altered rocks prevent the descending of large quantity of cold waters to deep part and play a role as cap rock for ascending thermal waters. After that, many geothermal activities have occurred and formed various kinds of alteration halos in accordance with their physico-chemical conditions of the areas.

1. まえがき

地熱開発が深部に向うにつれ、探査の主体が地表微候依存型から潜頭性貯留層発見のための構造解析型へと変化し、地熱貯留層及び熱水系の実態把握が重要な課題となってきた。このような問題に対する取り組み方はいろいろ考えられるが、変質作用の研究もそのうちの一つにあげられる。変質帯は熱水活動の化石であり、その研究により長い時間に亘る熱水系の変遷を総合的に捉えることができる。

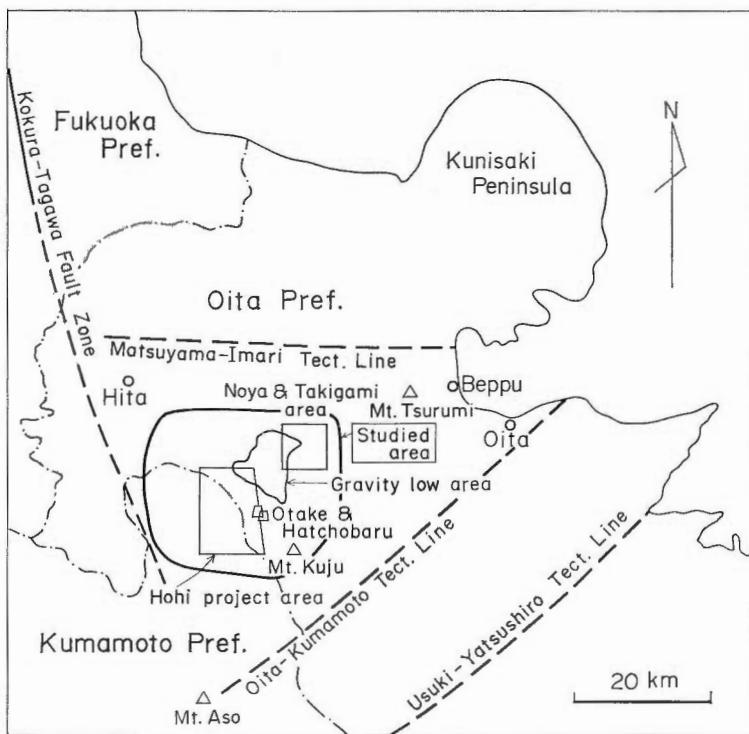
豊肥地域にはすでに2カ所の地熱発電所が稼働しているほか、国による各種の基礎調査、大規模深部地熱発電所環境保全実証調査（以下豊肥地熱調査と記す）、大分・熊本両県の調査などが集中的に行われてきており、日本で最も探査密度の高い地域に属する（第1図）。

豊肥地熱調査のうち、ボーリング等の精査が行われている地域は第1図の低重力域の南西部であるが、筆者の一人（高島）はこれまでの研究から、大規模な地熱熱水系を解明する一つの単位として、より広い地域を対象とすることが必要であり、本地域がそれに適していると判断した。すなわち、この地域の中心の低重力域（沈降域）とそれを取りまく高重力域（隆起域）という組合せが地熱系を維持し、かつ変化させたもので、熱水系としては地域内のどの部分も基盤の沈降、隆起という大構造に規制されているように思われる。このことは、両者の境界部に地熱微候、変質帯が卓越するという特徴により推定される。また、陥没地の南西側と北東側ではともに深部調査井が掘削されており、地質構造的には類似している（荒川、1979；三村、1984）が時代的には異なっている熱水系を復元するという、地熱活動史的研究ができる地域でもある（第1図）。

研究地域南西部は、豊肥地熱調査の精査や大岳・八丁原地熱発電所開発のために多数の調査井掘削が行われており、地下深部の情報が多い。従って、現在の地熱の在り方を知るために最も適した地域であり、三次元的変質帯解析を含めてやや詳しく報告したい。一方、研究地域北東部は火山活動からみてやや古い地熱地域とみられ、過去の地下部分を現在地表で見ることができることから、相互に比較検討する対象として重要である。その他の変質帯もそれぞれの熱水活動の場を代表するものであり、その生成条件を解明することにより広域的熱水系の解析に役立てることができる。

これまでの変質帯研究は、地表に関しては白色一褐色を呈する熱水変質岩の分布と変質鉱物による分帶により変質帯の広さと古地温の評価、地下については個々の調査井の記載と変質断面による貯留層の評価が一般的なものであった。変質帯研究がそのような目的に使われたのは、対象とする地域が一つの地熱微候地を中心として数 km^2 からせいぜい10数 km^2 の狭い範囲であり、深度 1-2 km 程度までの比較的小さな規模の浅部地熱資源の探査を念頭においていることによる。これに対し、本研究の対象は 2 km 以上の深部でかつ大規模な地熱資源を含み、調査範囲も広大なものである。このため、データの取得、解析に当っては一部これまでとは異なる手法を導入した。すなわち、一見未変質な岩石中の粘土鉱物の抽出とそれに基づく分布図作成と広域的な熱構造の検討、調査井に見られる変質鉱物の消失、出現の深度及び海拔高度のコンター図による地熱流体の動きの推定である。このような手法は、これまで行われておらず今後重要な探査対象となる大規模・深部の地熱資源探査に対する一つの試みとして重要であると考えられる。

なお、本地域の広域的地熱モデルについてはすでに報告している（高島、1985）。しかし、豊肥地域の



第1図 調査地域と周辺の大構造
Fig. 1 Map showing large scale geologic structure and studied area.

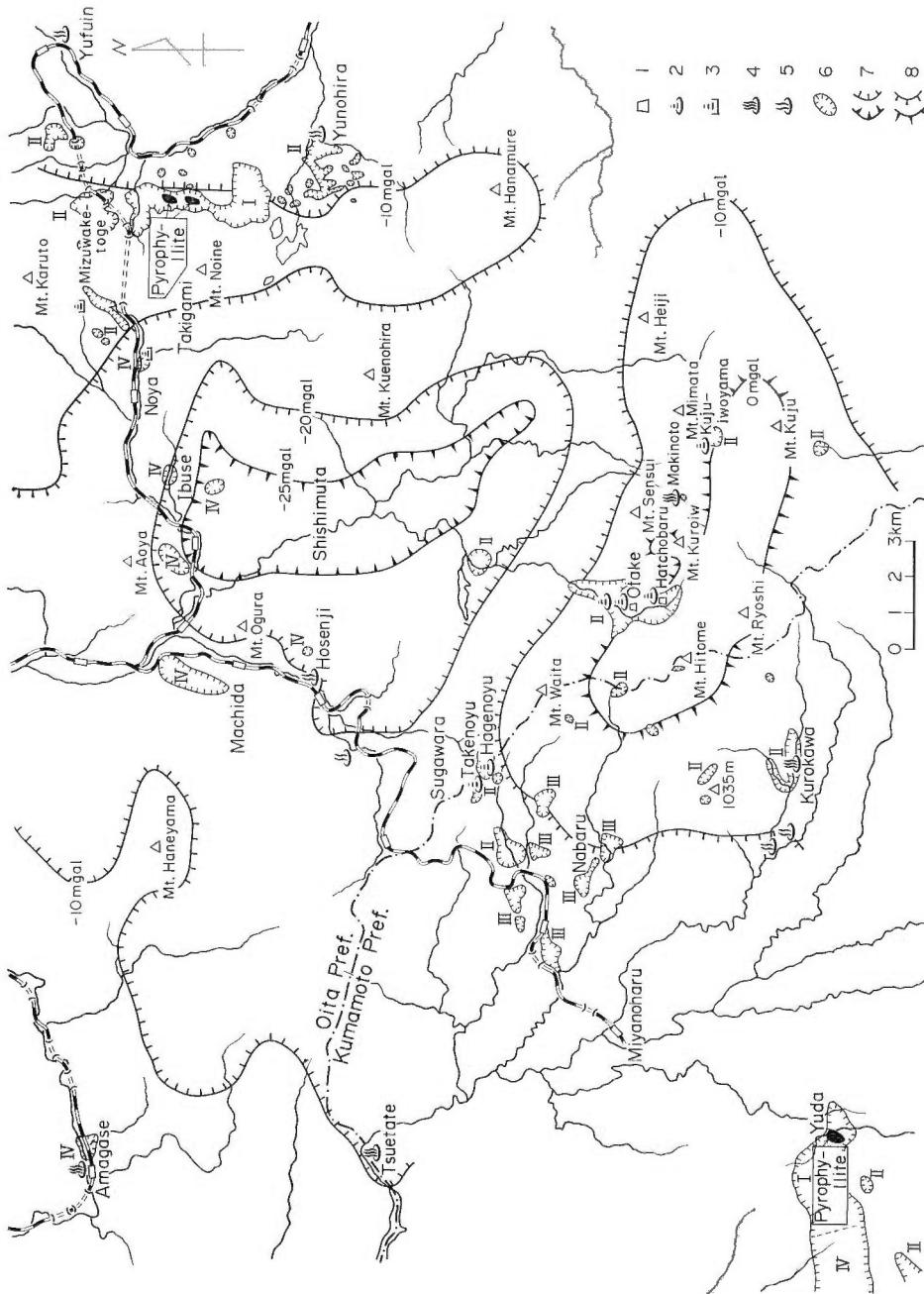
全体像をつかむためには、広域的地熱モデルへの言及が不可欠なので、この部分については高島(1985)と重複するが、あえてその内容を一部修正し、記述した。

この報告は、かなりの部分豊肥地熱調査のデータを使用している。これらのデータの使用を許可して下さった通商産業省、実際の調査を実施した各社担当者の方々、データを提供して下さった新エネルギー総合開発機構及び電源開発株式会社、本文を読んでいろいろご教示いただいた地質調査所長谷紘和地殻熱探査課長、そして地熱モデルについてご討論いただいた地質調査所地殻熱部の皆様に厚くお礼申し上げます。

2. 地質層序、構造及び地熱微候の概要

本地域は類似の火山岩類が複雑に入り組み、層序的に未解決の問題が多い。ここでは豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)による10万分の1地質図に基づいて以下に簡単に記載する。

本地域の基盤は八丁原あるいは岳湯周辺の深部ボーリングで見出され、K-Ar年代等から領家帯に属すると考えられる変成岩及び花崗岩類である(田中・江島, 1982; 笹田, 1984)。その上位には主として角閃石安山岩の溶岩及び火碎岩から成る中新世-鮮新世の宇佐層群が広く分布している。第四系としては下部より非海成の泥岩、凝灰岩、酸性火山岩から成る玖珠層群、玖珠層群と指交関係にある輝石安山岩を主体とし台地性溶岩としての性格を持つ豊肥火山岩類、デイサイト一流紋岩質の豊後火山岩類と続き、約50-40万年より新しい火山(HAYASHI and YAMASAKI, 1984)として角閃石安山岩を主体とする前期及び後期九重火山岩類が地熱微候の著しい研究地の中央部に分布している。本地域で最も新しい地層は久住山周辺を噴出口とする九重火碎流と阿蘇火山からの火碎流である。後者は谷及び低地を埋めて分布している。



第2図 変質帶、熱徵候の分布と重力構造(高島, 1985)
 1. 地熱発電所 2. 噴氣 3. 浅い蒸気井 4. 90°C以上の温泉 5. 60-90°Cの温泉 6. 白色変質帶 7. 低重力域 8. 高重力域 I-V: 変質帶の型
 Fig. 2 Location of thermal manifestations and alteration halos with gravity data.

本地域は南側を NE-SW 方向に走る大分一熊本、臼杵一八代の両構造線、北側を E-W 方向に走る松山一伊万里構造線により囲まれた大地溝帯中にある。また、 笹田 (1984) が指摘しているように、 N-S 性の小倉一田川断層帶の南への延長部が本地域の西側に及んでいるものとみられる (第 1 図)。

本地域で非常に特徴的な地質構造は、猪牟田付近を中心とする低重力域の存在である (第 2 図)。この低重力域についてはカルデラによるものとする説 (KUBOTERA *et al.*, 1969) もあるが、 笹田 (1984) は北方へ開く半地溝状構造であるとして、その形成と小倉一田川断層帶との関連性を議論している。玉生 (1984) はボーリングコアの解析から、本地形が玖珠群層群堆積以前すなわち、 12 Ma 及び 2 Ma 頃に形成された可能性があるとしている。基盤までの深度は地震波解析から求められた 3 km (久保寺ほか, 1982) から重力解析による 10 km (通商産業省, 1983) まであるが、現在までのデータでは正確な深度を決定することは困難である。この地域の地質状況からはカルデラとする明確な証拠は見出しえないので、本地形は一種の火山構造性陥没地 (荒牧, 1969) とするのが妥当と思われる。

空中写真による解析では本地域に卓越するリニアメントは活断層としての性格を持つ E-W 系のものであり、 80-50 万年前頃から発生した南北性の引張り応力場により形成されたと報告されている (池田, 1979)。

LANDSAT 及びレーダー画像の解析結果からは空中写真による解析と同様のリニアメントのほか、長距離連続するものとして NE-SW, E-W, N-S などの方向が抽出されている (通商産業省, 1983)。レーダー及び LANDSAT 画像による一群のリニアメントの性格は基盤岩中の断層の表層への表われと推定されている (山口ほか, 1984)。

本地域の噴気・温泉は豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982) によってまとめられているが、そのうち噴気地と 60°C 以上の温泉湧出地を第 2 図に示した。最も活発な活動を表わす噴気地は大岳・八丁原、九重硫黄山、岳湯・岐湯の 3 カ所であり、 100-200 m 程度の浅い坑井から噴気が認められるのは牧の戸及び野矢である。これらの噴気地と温泉地のほとんどは高重力域から低重力域への移行部に存在する。

地熱地域の規模を表わす一つの指標となる温泉・噴気からの放熱量 (地熱探査のためのボーリング坑からのものを除く) については、九重硫黄山が最も大きく 18,500 kcal/s (77.5 MW) (江原ほか, 1981) であり、黒川・田原、天ヶ瀬、湯平、岳湯・岐湯が 1 柱下って 2,000-1,000 kcal/s (8.4-4.2 MW) とほぼ同じオーダーの値を持ち、野矢が 170 kcal/s (0.71 MW) とさらに 1 柱低くなっている (地質調査所, 1976; 資源エネルギー庁・地質調査所, 1978, 1979, 1980; 湯原ほか, 1983)。これら以外の地域についてはデータがなく、正確な評価はできないが、泉温と湧出量からみて、大岳・八丁原、牧ノ戸、杖立、由布院は相当大きな地熱地域といえる。

3. 熱水変質地域の鉱物分布と熱構造

第 2 図に示されるように、本地域には多数の白色変質帯が認められ、一部についてはその鉱物組成などの報告がなされている (高島, 1972; HAYASHI, 1973 など)。これらの変質帯は地表あるいは浅部の酸性热水活動によって形成されたものであるが、深部で形成された古い変質帯が現在地表に現われているところもある。これら各変質帯はいくつかの活動単位に分けられるが、各々の変質帯の鉱物種あるいはその分布形態には明確な地域差が認められる。これは受けた热水活動の場、性格を反映しているものと思われ、地熱活動を考える上で重要な要素である。

以下、各地域ごとの特徴を地下の変質温度構造などとともに記載し、後章の討論の材料としたい。なお、各地域の記載に当っては、地表変質帯をその鉱物組合せから第 1 表に示す区分に従って分帶した。この区分のうち(a)は酸性热水による変質帯に、(b)は中性一アルカリ性热水による変質帯に適用される。ここで記載する変質帯のほとんどは(a)に属するが、宝泉寺・町田、猪伏・野矢及び湯田地域は(b)あるいは両者の混合した変質帯となっている。分帶に当っては、岳湯・岐湯地域に関しては試料数が約 380 個と多く、変質帯の境界もかなり明確に描くことができるため、個々の試料の記載は省略した。しかし、

第1表 地表変質帯の鉱物共生
 Table 1 Mineral paragenesis of surface alteration zones.
 (a) 酸性熱水による変質帯

Mineral	Silici-fied Z.	Pyrophyllite Z.	Alunite Z.	Kaoli-nite Z.	Halloy-site Z.	Montmori-llonite Z.
Quartz						
Cristobalite	- - - -					
Tridymite	- - - -					
Alunite			- - -			
Jarosite			- - -			
Pyrophyllite		- - -				
Nacrite		- - -				
Dickite		- - -		- - -		
Kaolinite						
Halloysite						
Sericite						
Chlorite						
Montmorillonite						
S/M						
Zeolites						
Calcite						
Gypsum			- - - -			
Tobermorite			- - -			
Gibbsite						
Pyrite	- - - -					
Albite						
K-feldspar						

(b) 中性—アルカリ性熱水による変質帯

Mineral	Silici-fied Z.	Chlorite Z.	Montmori-llonite Z.
Quartz			- - -
Cristobalite			- - -
Tridymite			- - -
Alunite			
Jarosite			
Pyrophyllite			
Nacrite			
Dickite			
Kaolinite			
Halloysite			
Sericite		- - -	
Chlorite		- - -	
Montmorillonite		- - -	- - -
S/M		- - -	
Zeolites		- - -	
Calcite		- - -	
Gypsum			
Tobermorite			
Gibbsite			
Pyrite	- - - -		
Albite		- - -	
K-feldspar	- - -		

S/M: Sericite/Montmorillodite mixed-layered clay mineral

—: Main constituent minerals

- - -: Accessory minerals

その他の地域は試料数が少なく、境界がかなり人為的となるため、使用した試料の採取地点と判定された変質鉱物帶の記号をデータとしてプロットしている。

3. 1 大岳・八丁原地域

既開発地域のため、すべての面で最も良く解析されている。変質に関しても、HAYASHI (1973)による詳細な研究がある。それによれば、地表の変質は最も強い明ばん石帶を中心に、八丁原ではカオリナイト帶、モンモリロナイト帶が、大岳ではモンモリロナイト帶が直接取りまくという分布を示し、変質帶全体の分布は川の流路に沿って N-S 方向に伸長している。変質鉱物の解析によれば、中心の明ばん石帶の分布が NW-SE 方向に卓越していると記載されている（原著では各変質帶の名称が別的方式により付けられているが、ここでは鉱物名によるものに統一した）。大岳の北方延長約 4 km に旧玖珠鉱山（硫化鉄鉱）の鉱体があり、その方向も N-S 性といわれており（浜池、1952），地熱流体を上昇させた断裂系との関係から興味が持たれる。また、NW-SE の方向は八丁原地域の主要貯留部を構成する断層の方向と一致している（岩城ほか、1980）。

地下の変質の特徴は酸性かつ高温を表わすパイロフィライト・カオリナイト帶とアルカリ性の環境を表わす緑泥石・沸石帶が交互に現われていることである（HAYASHI, 1973）。パイロフィライトを含む部分は八丁原地域に向って増大することから、南ほど地熱活動が活発であったことが推定され、現在の状況とも調和している。

地下温度はどの井戸でも高く、特に最も深い HT-5-1 号井（深度 3,000 m）では 300°C を超える温度が記録されている（田中・江島、1982）。このことから、本地域の地下には強力な熱源が存在するものと推定される。

なお、この地域と次に述べる岳湯・咳湯を中心とする地域は豊肥地熱調査の精査地となっており、ボーリングの数も多い。そこで、その変質・温度などは地熱構造の代表として後に詳述する。

3. 2 岳湯・咳湯地域

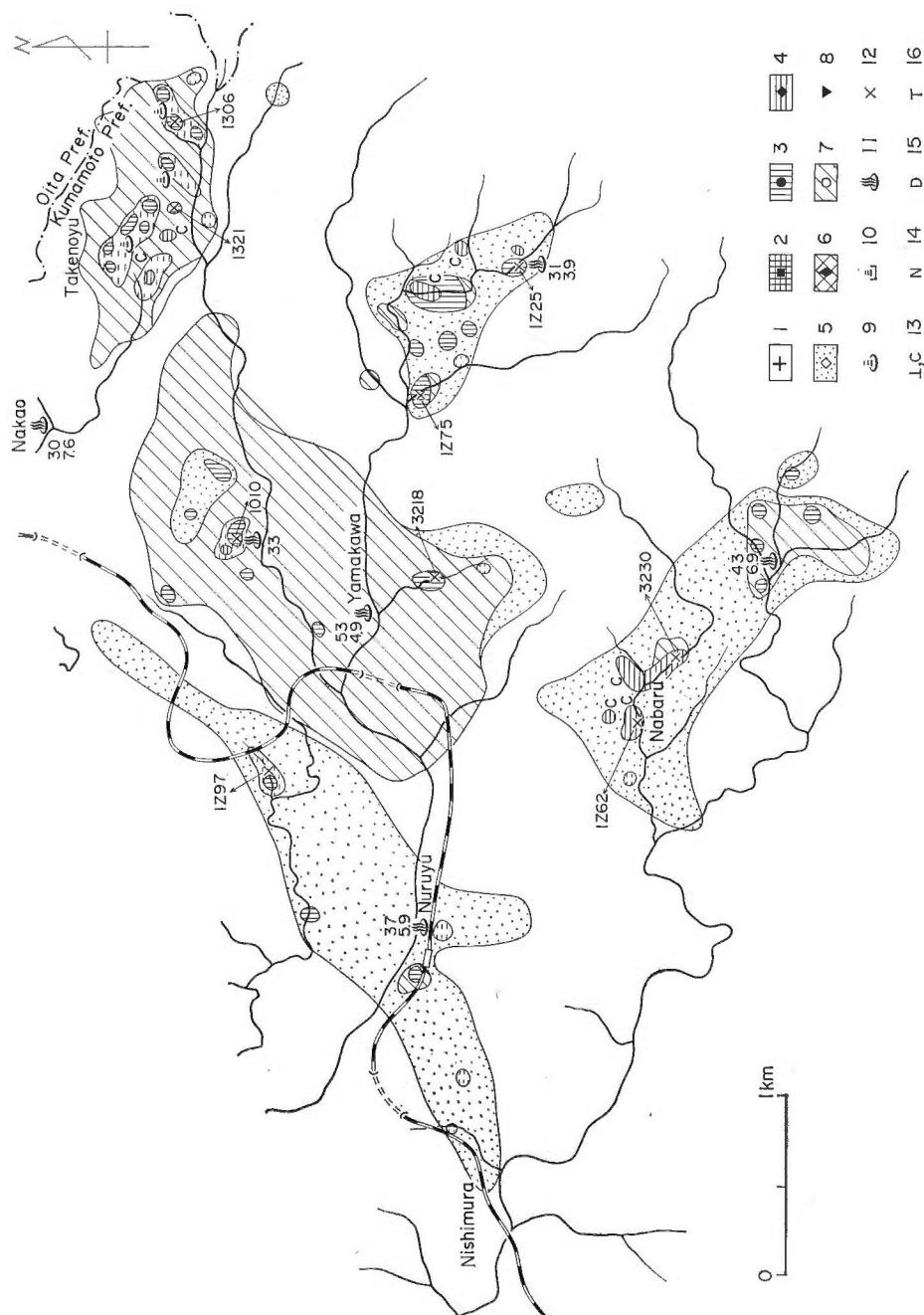
本地域の地表変質帶は岳湯・咳湯のほかに、南西に多数の分布が認められる（第3図）。岳湯・咳湯の変質帶は八丁原と同様に明ばん石帶を中心に、カオリナイト帶、モンモリロナイト帶が取りまくという分布を示しているが、強変質に相当する明ばん石帶の分布の幅の最大値は 50 m 程度と大岳の 500 m より一桁小さく、小規模である（高島、1972）。この変質帶は WNW-ESE 方向の延びを持ち、岳湯断層（太田ほか、1968）と密接な関係を持ち、熱微候の分布とも調和している。

岳湯南西の変質帶は沢の下流になる山川付近では岳湯と同様の変質鉱物帶の配列を示すが、それ以外は中心部に珪化帶、明ばん石帶があり、周辺に向ってハロイサイト帶へと変化しモンモリロナイト帶の発達は少ない。中心の珪化帶の鉱物はほとんどの場合クリストバライドで強酸性・低温熱水による変質と推定される。

岳湯・咳湯の地下の変質は緑簾石、緑泥石、沸石を主体としたアルカリ性の変質である。この変質は岳湯断層から離れると急激に弱まり、岳湯の噴気地から 800 m 程西方に掘削された AS-1 号井では 500 m の坑底でもモンモリロナイトが少量認められるにすぎない（江島、1978）。

岳湯・咳湯北方の菅原では地表に白色変質帶は認められていないが、豊肥地熱調査による調査井（DB-4, DW-2 など）で緑泥石を中心とする緑色変質帶が広く発達することが確かめられている。

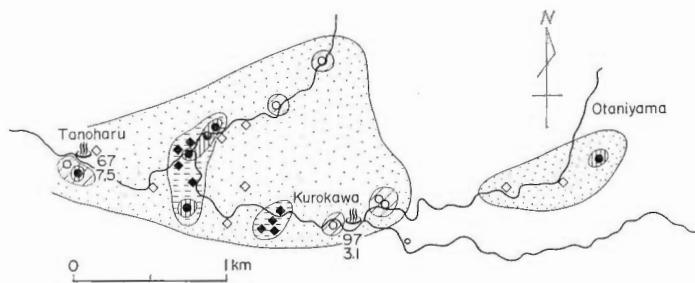
地下温度分布も変質と非常に調和的であり、岳湯断層付近のみ高温を示す典型的な断裂貯留構造型を示す（湯原ほか、1983）が前述のボーリング結果から北方菅原にも 200°C 程度の熱水が広く貯留されていることが確認され、岳湯からの熱水の側方流動として説明されている（小川・金原、1983）。また、岳湯の南部でも高温が認められており（DB-9 号井, 500 m），岳湯断層沿いに加え南北性の上昇路も推定される。南西部変質帶の地下には蒸気卓越型地熱の存在の可能性もあるのではないかといわれたが（高島ほか、1981），DY-2 号井（深度 2,400 m）の掘削結果からみてその可能性はきわめて少ない。



第3図 岩湯及び周辺地域の変質帶分布
○ 17

例(第3-9図共通) 1. 硅化帯(中心の記号は当該変質帶に属する試料以下7まで同じ) 2. ベイロフライイト帯 3. 明斑石帶 4. カオナイト帶
5. ヘリサイト帯 6. 緑泥石帶 7. モンモリロナイト混合層物 9. 質気 10. 浅い蒸気井
11. 溫泉(上段は溫度(°C), 下段はpH) 12. 化學分析試料 13. クリソバライト 14. ナウルイト 15. ベルモライト 17. 素質
Fig. 3 Distribution of alteration zones in the Takenoyu and adjacent areas.

Fig. 3 Distribution of alteration zones in the Takenoyu and adjacent areas.



第4図 黒川付近の変質帯分布図
Fig. 4 Distribution of alteration zones in the Kurokawa area.

3.3 黒川地域

地表変質帯は比較的小規模で沢沿いの低地に見られる。鉱物種、変質分帶とも大岳・八丁原地域とはほぼ同じであるがモンモリロナイト帯の発達は少なく、ハロイサイトが直接酸性変質帯を取りまいている(第4図)。これは周辺に分布する阿蘇及び九重火砕流の風化を示している可能性が大きい。KK-1号井(深度800m)のデータによれば、地下の変質及び温度分布は典型的な横流れ熱水系の存在を表しており、深度100mから180mまでが明ばん石、カオリナイトによって特徴づけられる酸性変質帯であり、その下はモンモリロナイトを伴う弱変質帯から未変質帯へと移行する。坑内温度も変質帯と調和し、酸性の変質帯で106°Cを示すが深部では逆に低下している(日本地熱資源開発促進センター、1977)。

3.4 宝泉寺・町田地域

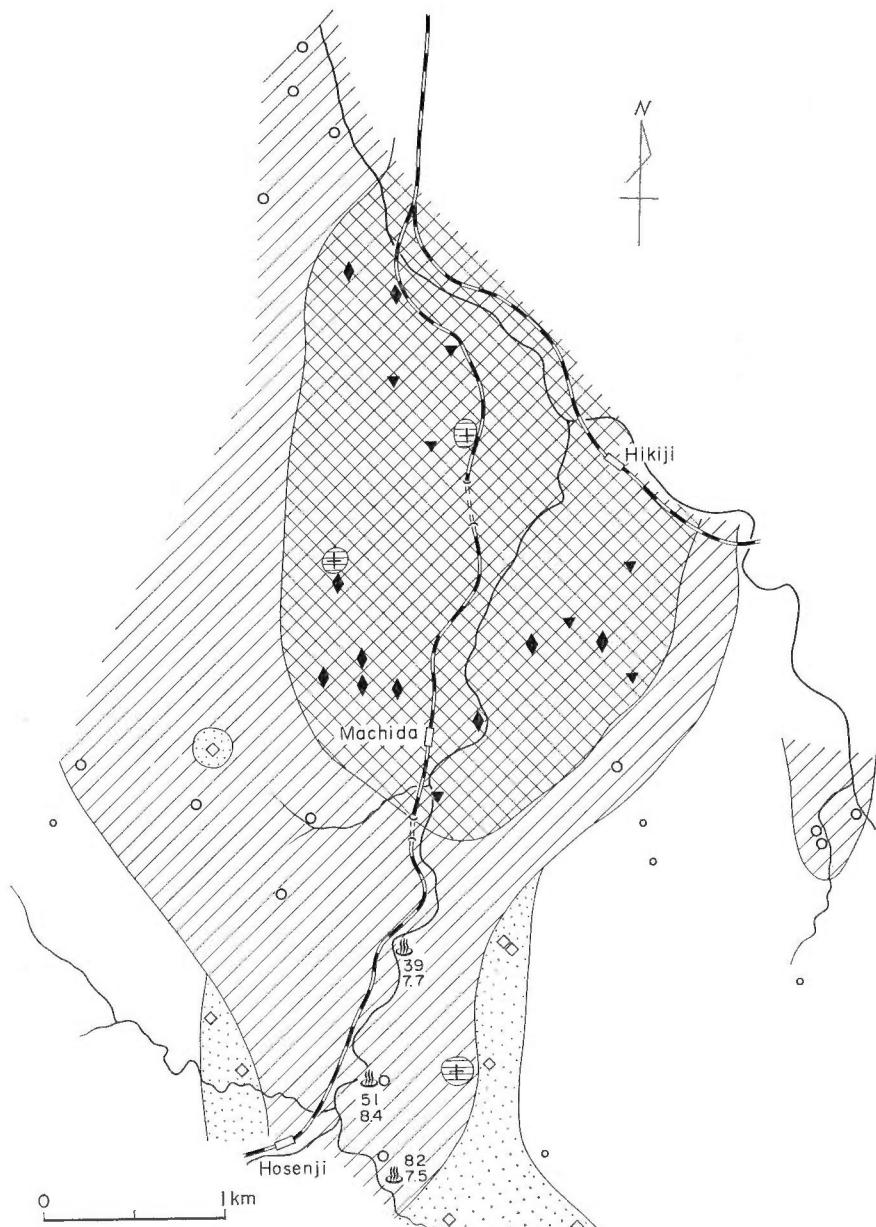
これまで述べてきた地域と異なり、変質の中心部に石英とカリ長石が共生する珪化帯が発達し、周辺部は緑泥石、セリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物そしてモンモリロナイトを含む緑色変質帯に移り変わる(第5図)。この緑色変質の母岩は主として玖珠層群であり、このため過去にこの変質帯地域は中新統と誤認されていた。また、変質分帶の基準となる鉱物組合せもこれまでの地域とは異なり、第1表(b)が適用される。

本地域には80°C以上の川底、宝泉寺温泉があり、かつ広い緑色変質帯が発達することから地下の熱的評価、さらにその発達史に興味が持たれるが、調査井がなく、地下の変質、温度とも不明である。宝泉寺の温泉の地化学温度(Na-K-Ca法)が180°C程度と計算されているが、その熱水は南の菅原から側方流動して来たものと推定されている(小川・金原、1983)。

3.5 猪伏・野矢地域

南西部は酸性変質帯がほとんどなく基本的には宝泉寺・町田地域と類似の変質帯であるが(第1表(b)の鉱物組合せ)、阿蘇溶結凝灰岩類に変質を与えた新しい熱水活動も知られている。後者の変質帯は北東部に分布し、中心部がカオリナイト、周辺部でモンモリロナイトを含む変質帯を形成しているが、ハロイサイト帯の発達も著しい。全体的な変質帯の伸長方向はNE-SWである(第6図)。

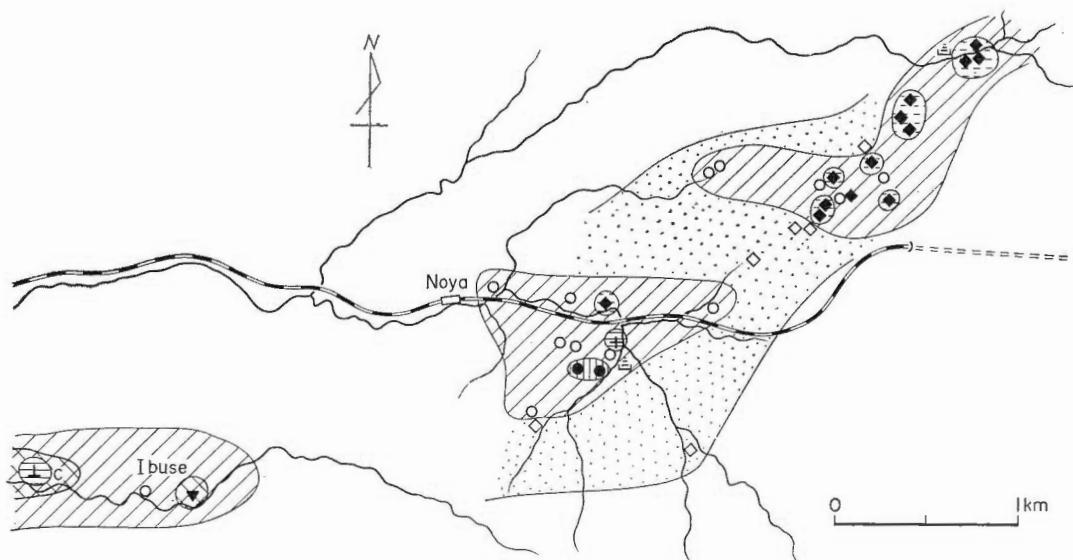
この地域は比較的多くの試錐が行われており、変質の中心部で行われたWT-1号井(深度700m)では上部が石英、カリ長石で特徴づけられる珪化帯、その下が緑泥石、沸石を中心とするアルカリ性変質帯から成り、温度も変質と対応して珪化帯での急激な上昇とその下部での緩やかな上昇(孔底温度180°C)を示している(荒川、1979)。また、深度1,000mの調査井を含む本地域の地下温度分布は160-180°C程度で飽和していることから(日本地熱資源開発促進センター、1980a),熱源として大規模なものは想定できいないように思われる。



第5図 町田近の変質帯分布図
Fig. 5 Distribution of alteration zones in the Machida area.

3. 6 滝上地域

地表変質帯は全く無く、これまでの地表微候型地熱調査手法では考えつかない特異な地域で、潜頭性地熱を対象とした最初の探査例といえよう。三村（1984）によれば、この地域に掘削されたNE-3号井（深度2,050m）では深度500mまでの未変質帯の下に、高温、酸性条件を示すパイロフィライトを含む変質帯が2,000mまで続き、それ以深にアルカリ性変質帯がある。また、坑内温度は未変質帶ではほとんど上昇しないが、酸性変質帯でかなり急激に上昇し、坑底では約200°Cになると記載されてい



第6図 野矢・猪伏地域の変質帯分布図
Fig. 6 Distribution of alteration zones in the Noya and Ibuse areas.

る。この地域の熱源は、大岳・八丁原地域から類推して東側の南北性高重力域と考えられ、後述の水分峠、湯平と同じものであろう。

3.7 水分峠地域

本地域の地表にはパイロフィライトが見られる。変質帯は全体としてN-S方向に伸長し、パイロフィライト帯（デッカイトを含む）、珪化帯を中心、明ばん石帯、カオリナイト帯そしてモンモリノサイト帯へと累帶配列するが酸性の変質帯の広がりは必ずしも広くなく、やや深部の、側方への流動が制限された場所で形成されたことを推定させる（第7図）。

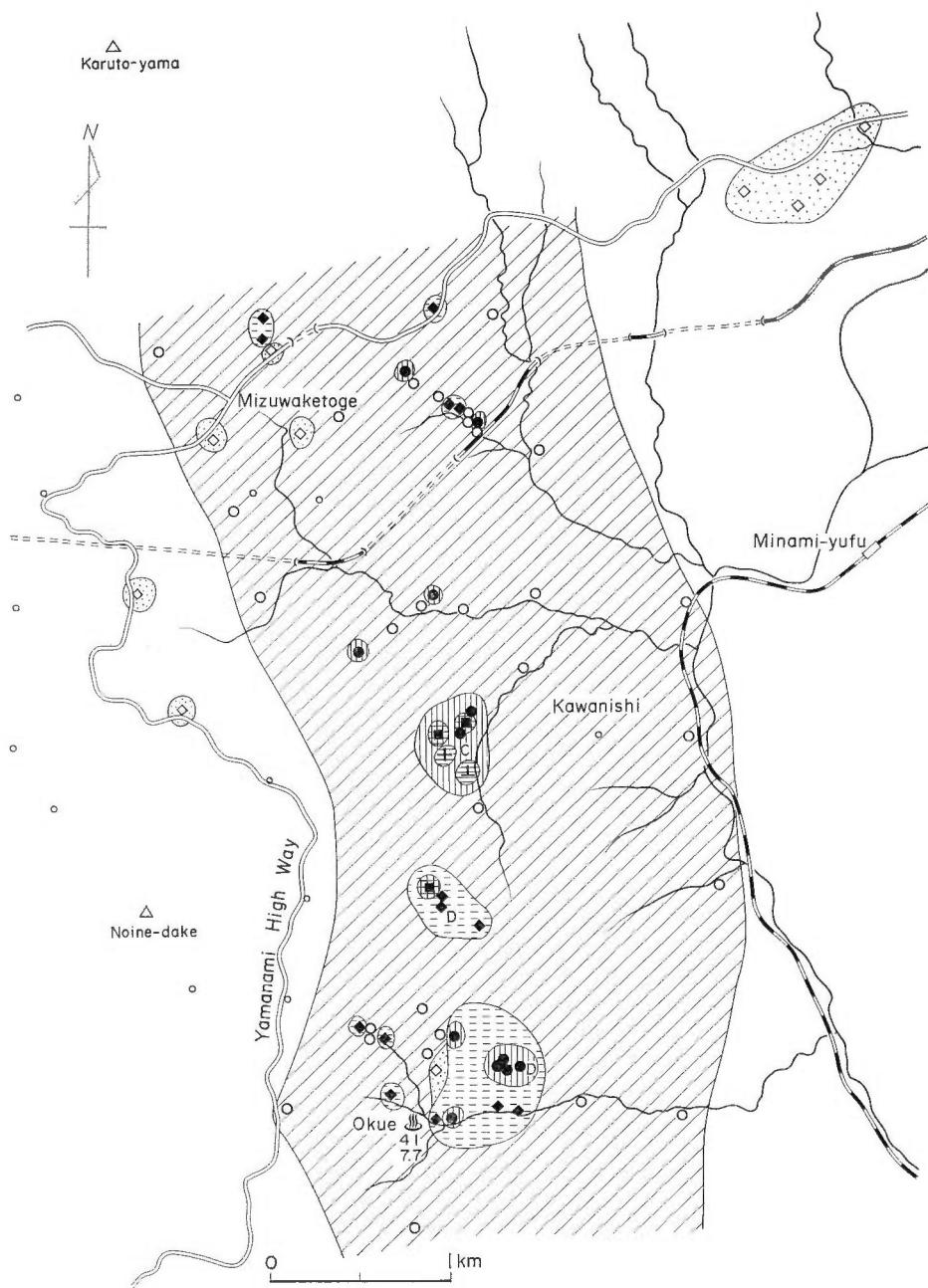
この地域での調査井はMW-1号井（深度801m）のみであるが、坑底までパイロフィライト、カオリナイト、明ばん石、石英を主体とする高温かつ酸性の変質で特徴づけられている。しかし、地下温度は坑底で114.8°Cと必ずしも高くはない（日本地熱資源開発促進センター、1980 b）。パイロフィライトを伴う変質は八丁原の地下で見られるものと同様であり、本地域が過去に強力な地熱活動を行っていたことを示している。そのような過去の熱がどの程度残っているかが本地域の地熱評価の鍵となるが、今のところ直接的手がかりはほとんど得られていない。

3.8 湯平地域

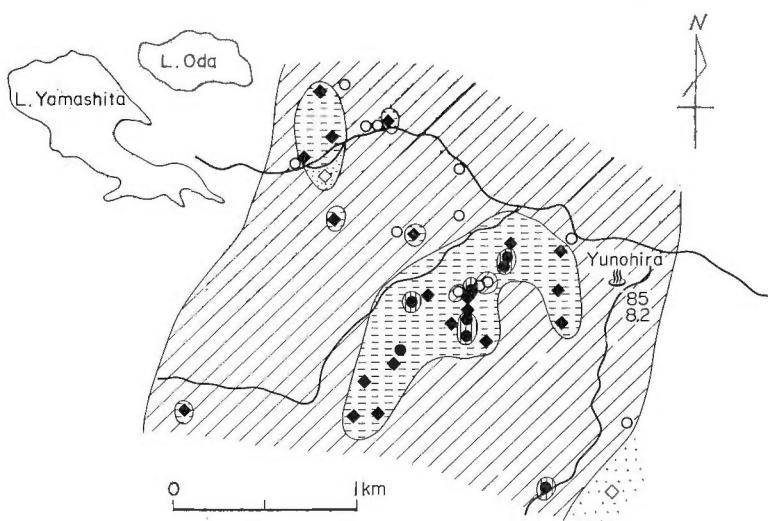
本地域は水分峠地域の南に広がる一連の変質帯と考えられ、明ばん石、カオリナイト帯がかなり広く分布している（第8図）。この地域は水分峠地域より地形的高所にあり、水分峠より浅部の変質を表わしている可能性がある。湯平には84°Cというかなり高温の温泉があり、地下の熱について期待が持たれるが、地化学温度はシリカ法、Na-K-Ca法とも180°C程度であり、前述の水分峠地域と同様、高温の熱源を期待するのは困難であろう。

3.9 湯田地域

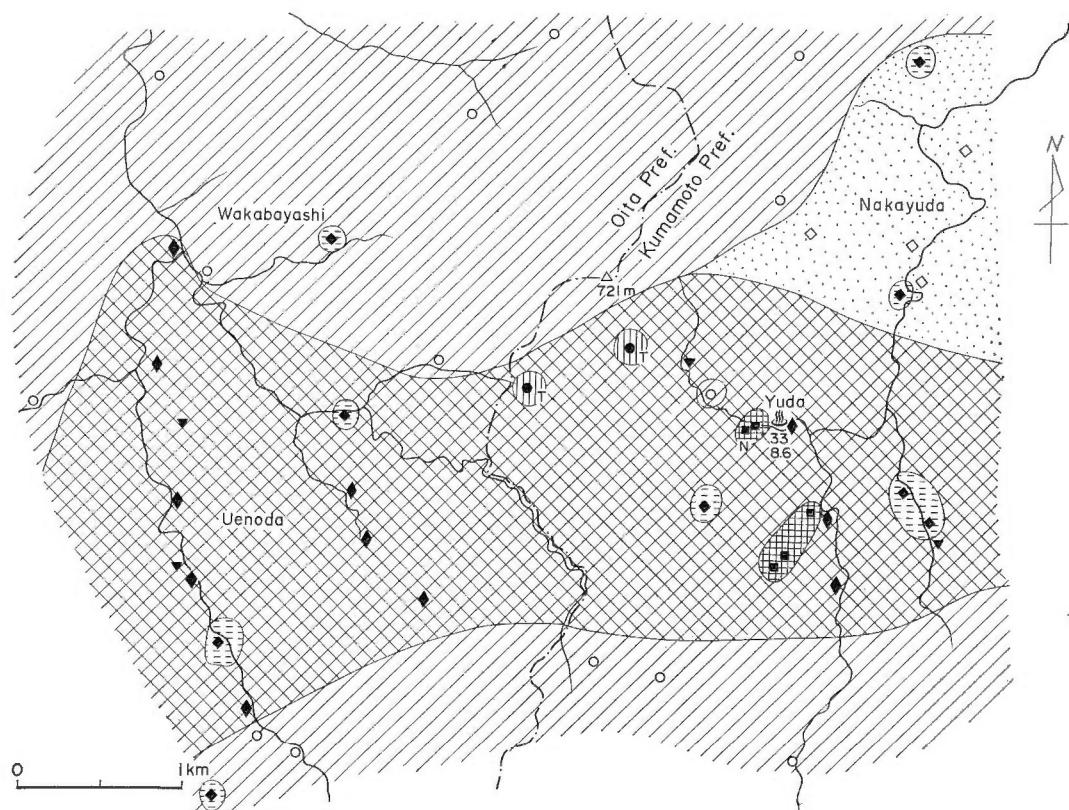
本地域もパイロフィライトが認められるが、母岩が第三紀層と豊肥火山岩類であること、付近に若い火山が認められないことから、その形成年代は水分峠より古いとみられる。地表には広い白色変質帯が



第7図 水分峠付近の変質帯分布図
Fig. 7 Distribution of alteration zones in the Mizuwaketoge area.



第8図 湯平地域の変質帯分布図
Fig. 8 Distribution of alteration zones in the Yunohira area.



第9図 湯田付近の変質帯分布図
Fig. 9 Distribution of alteration zones in the Yuda area.

第2表 岳湯地域の変質岩の化学組成（試料採取地点は第3図参照）
Table 2 Chemical composition of altered rocks, in the Takenoyu area.

No.	Sample No.	Alteration Mineral	Major Element (%)						Minor Element (ppm)									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li	V	Cr	Mn	Rb	Sr	Ba	F
1	1306	Cr, Al, Ka, Tr	50	3.50	33	1.4	0.07	0.00	0.37	7.89	0.4	290	32	250	7	1300	5900	170
2	1321	Qz, Cr, Al, Ka, Mo	58	0.97	22	1.7	1.00	0.58	0.40	0.58	10.3	250	46	140	11	340	300	260
3	1010	Cr, Al, Qz, Ka	68	0.32	18	1.4	0.30	3.79	0.01	1.18	13.8	84	6	53	3	110	86	190
4	1292	Ka	60	0.70	26	4.8	0.06	0.17	0.08	0.11	26.7	30	7	280	11	110	680	150
5	3218	Ha, Cr	75	0.63	11	3.7	0.01	0.17	0.07	0.43	1.6	82	5	51	12	370	940	49
6	1225	Cr, Ha	65	2.24	27	1.5	0.12	4.52	0.07	0.02	0.9	360	18	83	2	38	24	150
7	1275	Cr, Ha	57	0.54	16	5.1	0.17	0.36	0.68	1.38	3.5	100	22	240	46	457	490	130
8	1262	Cr	89	0.78	2	0.9	0.44	0.11	0.03	0.01	0.2	12	16	18	4	35	41	52
9	3230	Cr	85	0.70	6	0.7	0.03	0.26	0.16	0.25	0.8	4	14	52	19	120	41	140

Cr: Cristobalite Al: Alumite Ka: Kaolinite Tr: Tridymite
Mo: Montmorillonite Ha: Halloysite

分布しているが、鉱物的にみれば、主体は緑泥石から成るアルカリ性変質であり、基本的には第1表(b)の鉱物組合せが適用される(第9図)。すなわち、本地域の変質帶は深部で形成された緑色変質帶に高温の酸性流体が作用しパイロフィライトを含む変質帶が形成されたものと推定される。緑泥石変質帶が著しく広いことから、本地域はかなり削剝を受けているものと思われる。

3. 10 その他の変質帶

天ヶ瀬温泉には石英・カリ長石から成る珪化岩を中心に持つ変質帶が認められる。また久住山の周辺には九重硫黄山を代表例とする強酸性の変質帶が、一目山周辺には弱変質帶の小分布地が認められる。これらの変質帶も全体の熱水系を考える上で考慮しなければならないが、本報告では第2図に分布を示すに留める。

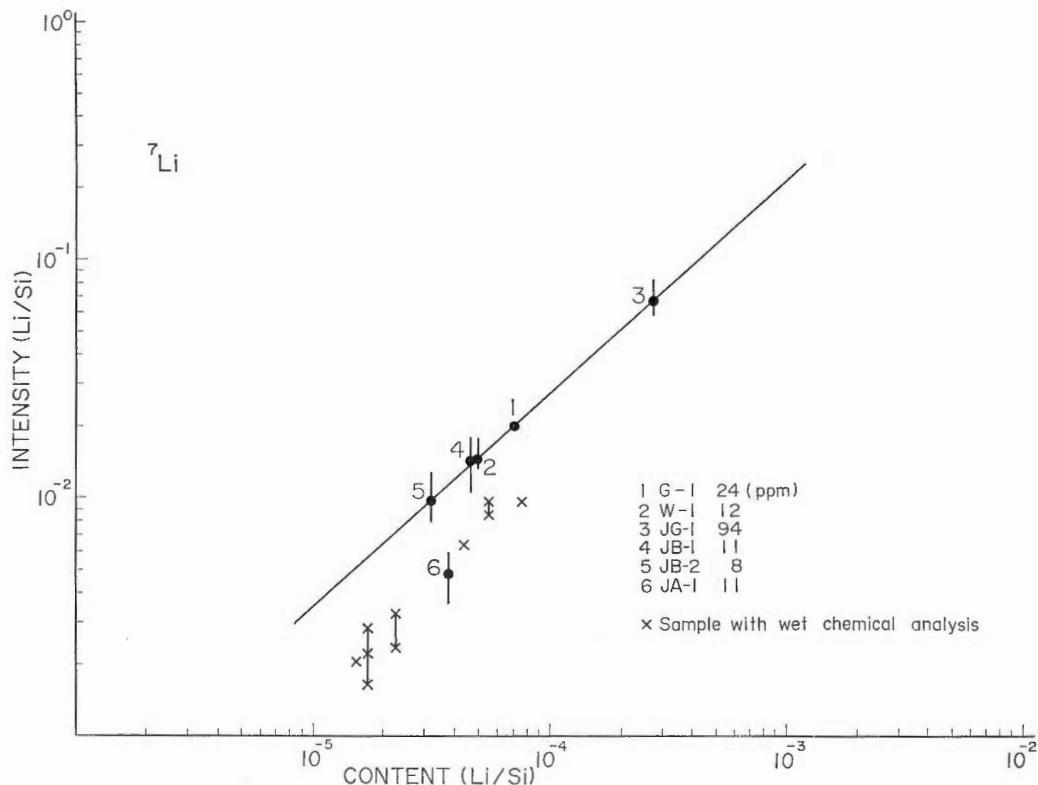
3. 11 変質岩の化学組成

変質に伴う岩石の化学組成の変化は多くの要素に支配され複雑である。第2表は岳湯周辺の地表の変質岩の分析データである(試料採取地点は第3図参照)。種々の議論を行うにはデータ不足であるが、フッ素の分析値は蒸気卓越型地熱の判定に有効とされている(KIMBARA *et al.*, 1983)ことから、蒸気卓越型地熱の可能性があるとされた岳湯南西部の分析結果が注目された。しかし、中心部の変質岩でもフッ素含有量は低く、その後掘削された深部調査井でも蒸気が確認されなかった事実と調和している。

なお、分析は湿式分析で得られた SiO₂ の値を内部標準として二次イオン質量分析計により行った。一例として地球科学的標準試料といいくつかの分析済み試料のリチウムに関する実験結果を第10図に示した。分析精度に関しての厳密な検討は行っておらず、従って第2表の値は半定量値として扱わなければならない。

3. 12 各変質帶のタイプ別区分とその成因

これまで述べてきた各地域の地表及び地下の変質帶はある特定の条件の下で形成されたものであり、その条件を知ることは熱水系を復元する上で重要な要素である。しかし、各変質帶がどのような環境で生ずるかは必ずしも明確ではなく、かつ、源岩の種類、熱水の性質、その供給量と継続時間



第10図 二次イオン質量分析計によるリチウム分析の例
Fig. 10 Reference line in Li analysis by Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS).

第3表 変質帯の区分と生成条件
Tabel 3 Classification of alteration halos.

Type	Characteristic minerals		Reaction fluid (at the center)	Place of reaction
	Center	Margin		
I	Ph, Di, Ka, Al, Qz	Ka, Mo, Qz, Cr	Acidic >250°C	Underground
II	Al, Ka, Qz, Cr	Mo, Cr	Acidic ~250°C	Surface and near surface
III	Cr, Al	Ha, Mo, Cr	Acidic <100°C	do
IV	Qz, Kf, Se	Ch, Mo, Qz	Neutral ~250°C	do
V	Ch, Se, Ze, Ep, Qz	Mo, Qz, Cr	Alkaline ~250°C	Underground

Ph:Pyrophyllite Di:Dickite Ka:Kaolinite Al:Alunite Qz:Quartz
Cr:Cristobalite Mo:Montmorillonite Ha:Halloysite Kf:K-feldspar
Se:Sericite Ch:Chlorite Ze:Zeolite Ep:Epidote

など種々の要因に左右されるので形成条件の特定は非常に困難である。ここではかなり粗い区分ではあるが、本地域の変質帯の型を第3表に示す5種に分け、地表変質帯についてはその区分記号を第2図に示した。各変質タイプの特徴的鉱物、中心部のpH・温度条件等は第3表に示す通りであるが、その形成の場及び時間的関係については次のような推定を行った。そして、この考え方は後述の熱水系モデル化の基礎となっている。

(1) パイロフィライト、デッカイト等を含む変質タイプ(I)は、ろう石鉱床などの研究から H_2S ガス等の添加された酸性熱水による変質で、温度は 200-300°C と推定されている (HEMLEY *et al.*, 1980).

また、松川に典型的に見られるように、地熱変質帯の中心をなし、探査指針としても利用されている(角, 1970)。このようなことから、パイロフィライトを含む変質は熱源に最も近いところ、すなわち高温の火山ガスの上昇部に形成されるものと考えられる。豊肥地域では地表でパイロフィライトが認められるのは湯田と水分峠、地下で認められるのは八丁原と滝上地域であり、いずれも基盤の上昇が予想される高重力域にある。地表でパイロフィライトが形成されることではなく、湯田と水分峠は過去のある時期、現在の八丁原と同様の活動があったことを化石として残しているものである。また、滝上についても現在の地下温度では形成不可能である。パイロフィライトが250°C以上の温度でできるとすればその温度での水蒸気圧約40 barに相当する深度、すなわち400 m以深で形成されたものと推定され、湯田と水分峠はそれ以上の削剝があったことになる。

(2) 明ばん石、カオリナイトを中心部に持ち、周辺部でモンモリナイト帶へ移化する変質タイプ(Ⅱ)は地熱地域で最も一般的に見られるもので、やや低温の火山ガスと地下水の混合、深部熱水の地表近くでの酸性化など地表近くという条件下で生ずると考えられる。

(3) クリストバライト主体の珪化帶を中心としてハロイサイト帶へ移化する変質タイプ(Ⅲ)は、クリストバライトが100°C以下で生ずることから、それより低温かつ酸性の熱水により形成されたものであろう。このような変質帯形成の場としては低温の火山ガスと地下水の混合が考えられ、豊肥地域で本変質帯が発達する名原地域の場合には豊岡一宮原線(山口ほか, 1984)という基盤を切る断層からのガスの上昇と東方の岳湯地域からの温泉水の流入という2つの要素が組合わさっている可能性がある。

(4) カリ長石を伴う変質タイプ(Ⅳ)は黒鉱をはじめとする金属鉱床付近に広く認められており、UTADA(1980)による中性熱水変質に対応するものと考えられる。豊肥地域での本変質帯は低重力域の町田付近を中心に発達しており、その分布域と通常の地熱変質では例の少ない鉱物組合せとから、低重力域の深部に貯留されている中性熱水による変質と考えられる。すなわち、深部熱水の上昇路、特に地表近くでは岩石に対する熱水の量比が大となり、珪酸の残留とカリ長石の生成が行われたものであろう。

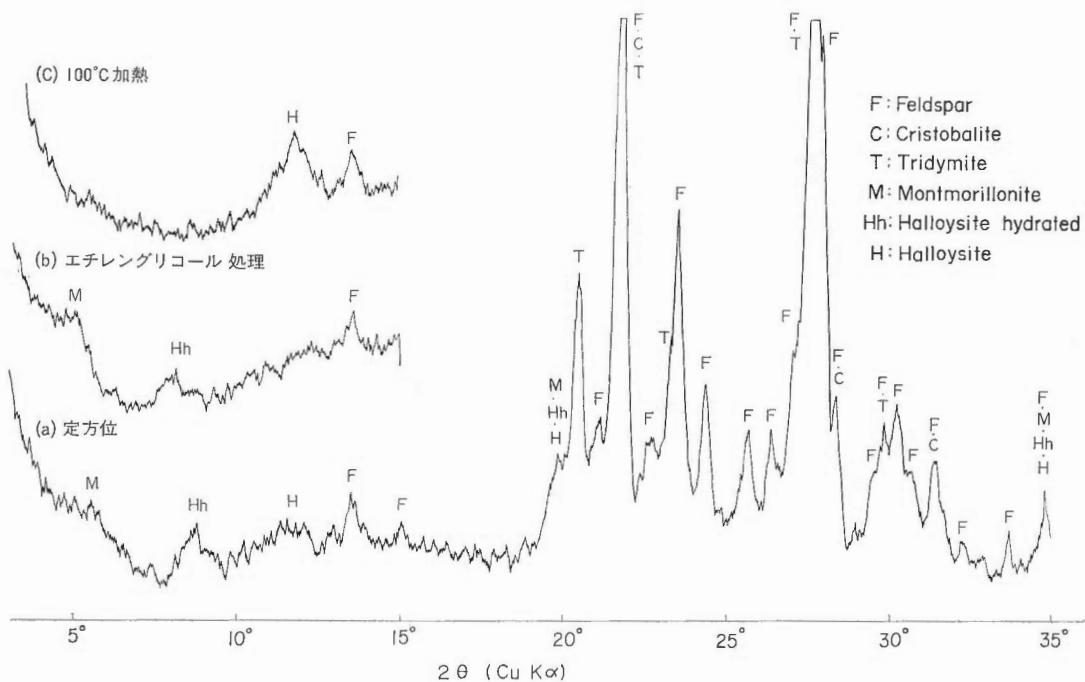
(5) 緑泥石、セリサイト、沸石を主体とする変質タイプ(Ⅴ)は深部の地熱変質としては最も一般的なものであり、アルカリ性熱水による変質の代表例といえる。この変質は地表における白色変質帯と同様に、地下における熱水活動の有無の判定に有効に利用できる。この帶の中でもセリサイトを伴うものは熱水流動に深く関係している可能性が強いという主張がなされており(金原ほか, 1979)、本地域においても、深部からの熱水上昇部を同定するのに有効な指針となっている。

4. 微弱変質地域の広域的粘土鉱物分布

深部熱源による岩石の広域的変化、白色変質帯相互の関係を吟味するため、肉眼的には未変質岩とされるような微弱変質地域の岩石について水ヒにより粘土分を集め、X線による鉱物分析を行った。

4.1 試料採取

試料は肉眼的に熱水変質の影響をほとんど受けていない試料のうち時代的に古く、地下の熱と十分平衡に達する時間が保証されている豊肥火山岩類を対象とし、40個について粘土鉱物分析を行い予備的な変質分布図を作成したところ、モンモリナイト分布域がかなり広く、かつ白色変質帯と密接な関係を持つことなど興味ある結果が得られた(金原、未公表; 電源開発, 1978 a)。しかし、これらの試料数では全域的な変質の分布をさらに詳しくみるには不足しており、新たな試料を採取するにも露頭が少ないことから、熱流量調査のために掘られた80 m坑のうち57本のコアを地表の試料に準ずるものとして取り扱うこととした。この段階で、対象とする地質を豊肥火山岩類から前期九重火山岩類まで広げても全体的な鉱物分布が豊肥火山岩類のみを使った場合と調和的であったため、最終的には57坑すべてのデータを利用した。さらに本研究の対象となる広範囲の試料を新たに採取したので、全体の試料数は335個となった。



第11図 肉眼的に未変質な岩石中の粘土鉱物のX線回折パターン

Fig. 11 X-ray diffraction pattern of water dispersed sample from non-altered fresh rock in appearance.

4. 2 粘土鉱物解析手法

試料は水により粘土分を濃集し、同一の条件でX線回折を行った。各鉱物のピークは白色変質帯の周辺を除いては第11図に示されるように非常に弱いものが多いが、X線回折チャートの各鉱物の最強線のピークの高さにより多量・中量以上(50%以上のピーク高)，少量(50-5%)，微量(5%以下)に3区分した。また、試料は必要に応じてエチレングリコール処理、100°Cの加熱処理を行った。

検出された粘土鉱物は緑泥石、セリサイト、セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物、モンモリロナイト、ハロイサイト(加水ハロサイトを含む)、カオリナイトである。

分帶は検出された粘土鉱物の種類、量、残留鉱物の量から次の3つの分布域に区分した。

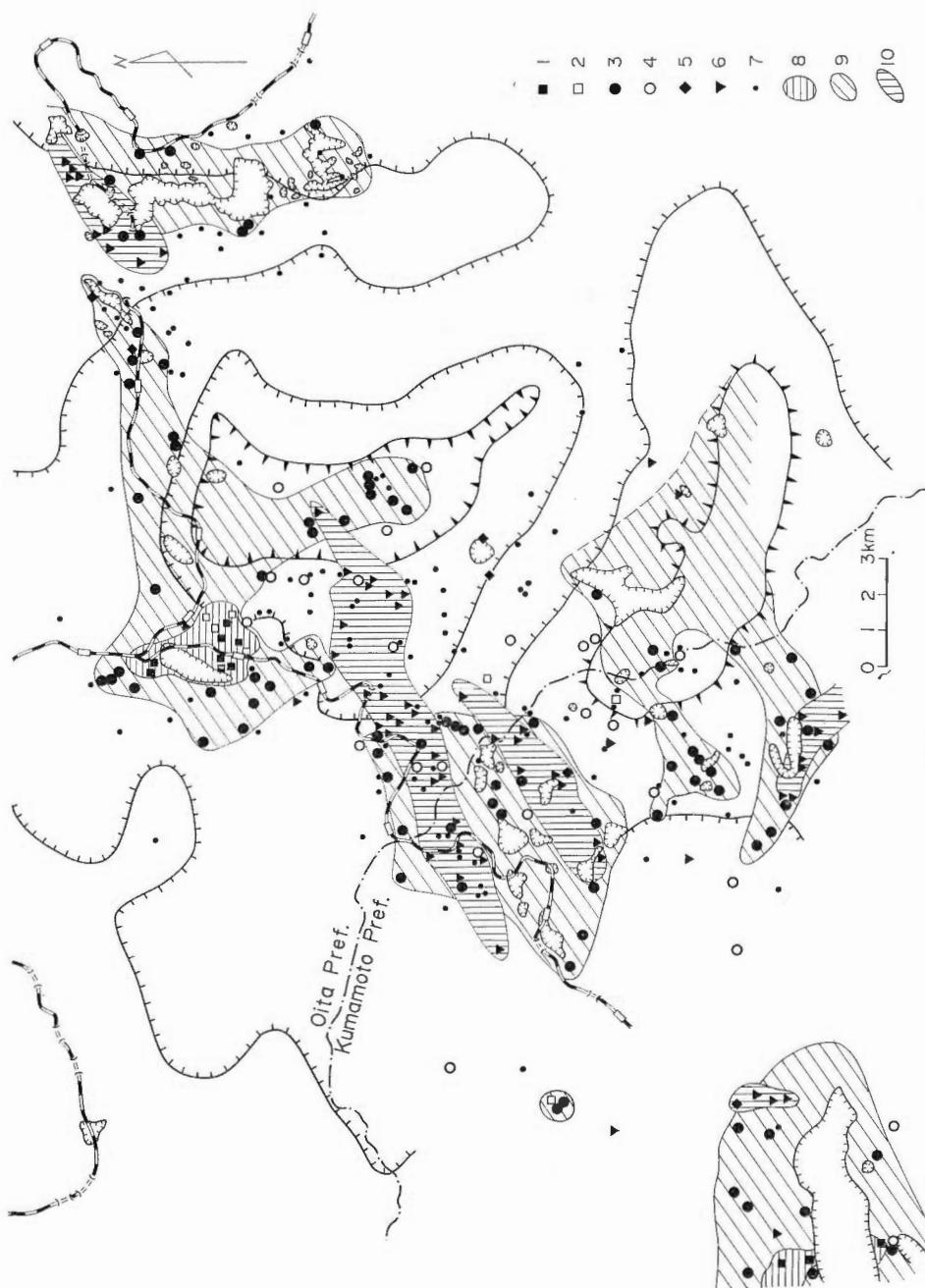
- (1) 緑泥石、セリサイト、セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物を含む分布域。
- (2) モンモリロナイトを少量以上含む分布域。
- (3) ハロイサイトを含み、かつ残留斜長石が少量以下の分布域。

なお、ここで述べたような微弱な変質作用は岩石の透水性、岩質などに影響されるところが大である。従って、解析に当っては地層、岩種毎に変化を見るのが理想である。しかし、実際の調査では試料採取の場所が限られ、必ずしも希望通りの試料が得られるわけではない。そこで、本地域の解析に当っては、一部のデータを無視し、全体的な傾向をつかむ方向で分帶している。そして、各帶は変質帯とはせず、上述のように分布域という名称で表現した。

4. 3 粘土鉱物の分布とその特徴

前述の(1)-(3)の鉱物分布域は第12図に示される。この図から次のような特徴が読み取れる。

- (1)の分布は宝泉寺、町田周辺であり、中性一アルカリ性の白色変質帯の周辺部相と考えられる。また、地域南西部湯田付近にも同様の鉱物分布が見られる。
- (2)の分布は主として白色変質帯の周辺であり、白色変質帯の形成と密接な関係があるものと思われる。



第12図】広域的粘土鉱物分布 (高島, 1985)
 1. 縫泥石 2. セリサイド/モンモリロナイト混合層鉱物 3. モンモリロナイト (小量以上) 4. モンモリロナイト (大量)
 5. カオナリナイト 6. ハロサイト
 7. 胨土鉱物なし 8. 結晶泥石分布域 9. モンモリロナイト分布域 10. ハロサイト分布域
 その他の凡例は第2図参照
 Fig. 12 Distribution of clay minerals separated from non-altered fresh rock in appearance.

また前記(1)の周辺にもかなり広い分布を示している。周辺相的モンモリロナイトの形成には実際の熱水流動と単なる温度上昇の2つの場合が考えられる。沢の流路に沿って分布する岳湯から南西へのび、黒川から西方へのびなどは前者の要素が強く認められるようであるが、多くは白色変質帯を形成した熱水上昇域周辺の温度上昇すなわち、後者の要素が強いものと思われる。モンモリロナイトが白色変質帯と無関係に分布する地域としては、岳湯の北部及び猪牟田付近がある。前者の地下には岳湯から流入した大きな熱水貯留層が想定され(小川・金原, 1983), 後者は重力構造、レーダー画像解析から推定される基盤を切る断層の交点にあるなど、地熱探査上興味ある地点が抽出されている。

(3)のハロイサイトは風化的要素の強いものであるが、本地域ではその分布域が由布院から湯田へ向ってENE-WSWの方向性を持ち、特異な印象を受ける。この方向及び位置はレーダー画像のリニアメント解析から推定された豊岡一宮原線(山口ほか, 1984)とほぼ一致している。この線は先第三系基盤岩中の断層と推定され、推定断層線上の土壤ガス測定ではRnとCO₂の高い濃度が観測されている(山口ほか, 1984)。ここで示されたハロイサイトの成因は明確ではないが、CO₂あるいはその他のガスを溶解した地下水により変質(風化)が促進されたと考えることもできるかもしれない。いずれにしろ、通常の空中写真には現われなかった基盤の構造が広域的な粘土鉱物の分布により検出できる可能性を示したものとして注目される。

5. 大岳・八丁原一岳湯及び周辺の変質の三次元解析

豊肥地熱調査で掘られた深度500m以上の坑井及び深度300m以上の既存調査井の合計25本の坑井

第4表 変質鉱物の3次元解析に使用した坑井と変質鉱物データ

Table 4 Data of disappearance of cristobalite and appearance of chlorite in exploration wells.

Area	Well No.	Altitude of well point (m)	Depth (m)	Disappearance of cristobalite (m)		Occurrence of chlorite (m)	
				Depth	Altitude	Depth	Altitude
Otake and Hatchobaru*	6	935	500	66	869	390	545
	9	960	550	43	917	250	710
	T-1	965	1000	70	895	250	715
	T-2	1050	900	80	970	580	470
	H-3	1070	1175	240	830	-	-
	H-4	1090	1084	380	710	-	-
Kurokawa and Otaniyama	KK-1	740	707	450	290	>500	<240
	DB-3	1000	500	474	526	>500	<500
	DB-8	755	500	>500	<255	>500	<255
	DW-4	760	1100	575	185	>1100	<-340
Ishihara and Jizobaru	DB-5	840	500	390	450	400	440
	DB-7	775	500	>500	<275	>500	<275
	DB-10	930	500	>500	<430	>500	<430
	DB-11	960	500	>500	<460	>500	<460
	DW-3	840	1200	640	200	1130	-290
Takenoyu and Sugawara	GSR-3	740	310	130	610	150	590
	AS-1	690	500	451	239	>500	<190
	TY-1	770	1000	126	644	250	520
	DB-4	645	500	345	300	290	355
	DB-9	770	500	224	546	246	524
	DW-2	770	1500	80	690	275	495
Minamibira	DB-1	560	500	>500	<60	>500	<60
	DB-2	770	500	>500	<270	>500	<270
	AS-2	640	500	406	234	>500	<140
	DW-1	1063	1500	416	647	600	463

* Data from Hayashi (1973)

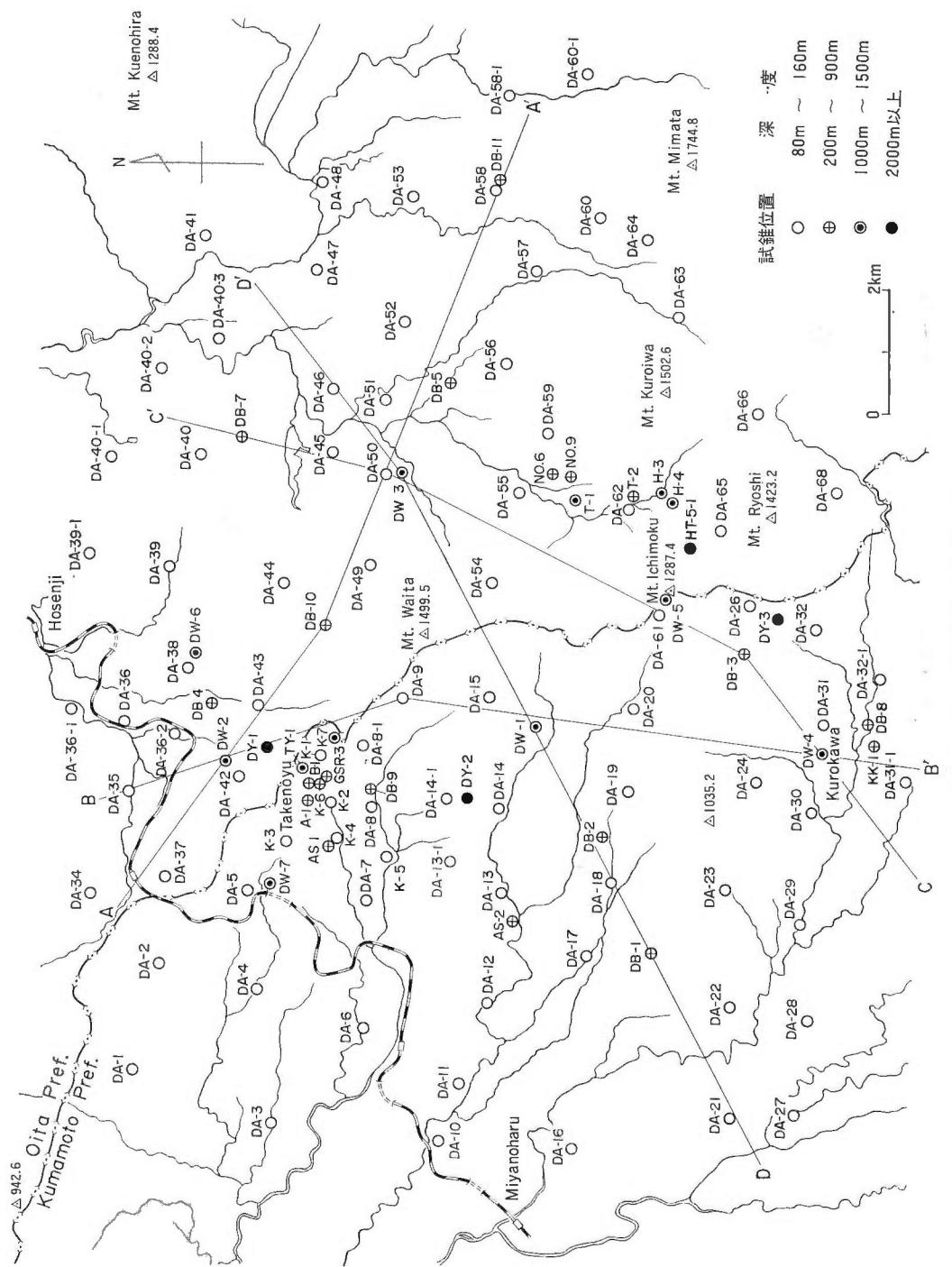
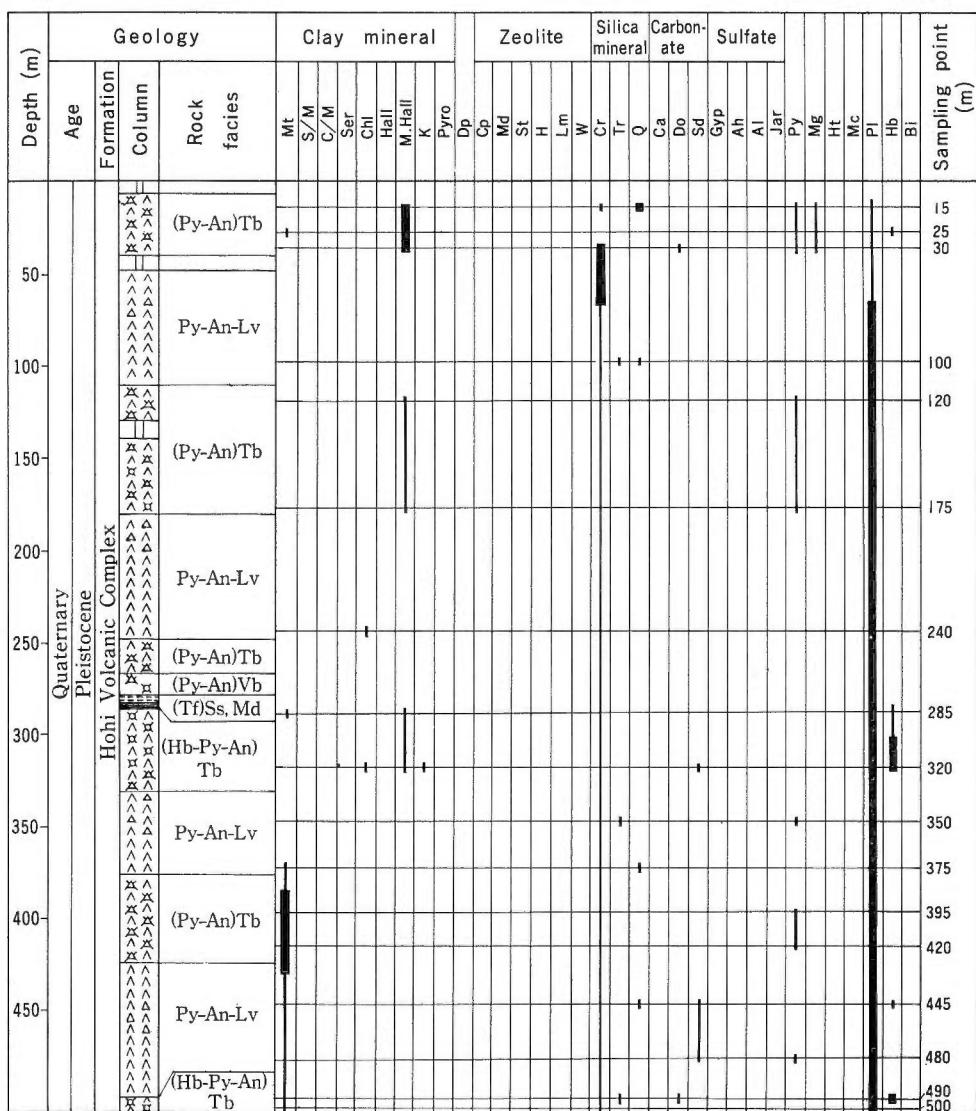


Fig. 13 Location of exploration wells and cross sections of alteration zones.
第13図 調査井位置及び変質面位置図



第14-1図 DB-1号井(電源開発, 1978 b)

第14図 調査井の地質及び変質柱状図

Fig. 14 Columnar section of geology and alteration of exploration well.

地質略号一覧

Py: 輝石 Hb: 角閃石 Bi: 黒雲母 Ov: かんらん石 Pm: パミス Lv: 溶岩 Tb: 凝灰角礫岩 Vb: 火山角礫岩 Al: 自破碎溶岩 Lp: 火山礫凝灰岩 Wt: 溶結凝灰岩 Tf: 凝灰岩 Ss: 砂岩 Md: 泥岩 Cg: 矶岩 An: 安山岩 Da: デイサイト Ry: 流紋岩 ()は岩質を表す。

構成鉱物略号

Mt: モンモリロナイト S/M: セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物 C/M: 緑泥岩／モンモリロナイト混合層鉱物 Ser: セリサイト Chl: 緑泥石 Hall: ハロイサイト M Hall: メタハロイサイト K: カオリナイト pyro: パイロフィライト Dp: ダイアスボア Cp: クリノピチロル沸石 Md: モルデン沸石 St: 東沸石 H: 輝沸石 Lm: 潤沸石 W: ワイラケイ沸石 Cr: クリストバライト Tr: トリディマイド Q: 石英 Ca: 方解石 Do: 白雲石 Sd: 菊鐵鉱 Gyp: 石こう Ah: 硬石こう Al: 明礬石 Jar: 鉄明礬石 Py: 黄鉄鉱 Mg: 磁鉄鉱 Ht: 赤鉄鉱 Mc: 白鉄鉱 Pl: 斜長石 Hb: 角閃石 Bi: 黒雲母

文献: 電源開発 (1978 a, b, c, 1979 a, b); 江島 (1978); 日本地熱資源開発促進センター (1977, 1979)

Depth (m)	Geology			Clay mineral	Zeolite	Silica mineral	Carbonate	Sulfate	Sampling point (m)
	Age	Formation	Column						
50				Mt S/M C/M Ser Chi Hall M.Hall K Pyro Dp Cp Md St H Lm W Cr Tr Q Ca Do Sd Gyp Ah Ai Jar Py Mg Ht Mc Pi Hb Bi					55
100			Py-An-Lv (Py-An) Tb Py-An-Lv						100
150			(Py-An) Tb						200
200			Py-An-Lv (Py-An) Tb						260
250			Py-An-Lv						360
300			(Py-An) Tb						400
350			Py-An-Lv (Py-An) Tb						500
400			Py-An-Lv						
450			(Py-An) Tb Py-An-Lv						

第14-2図 DB-2号井(電源開発, 1978 b)

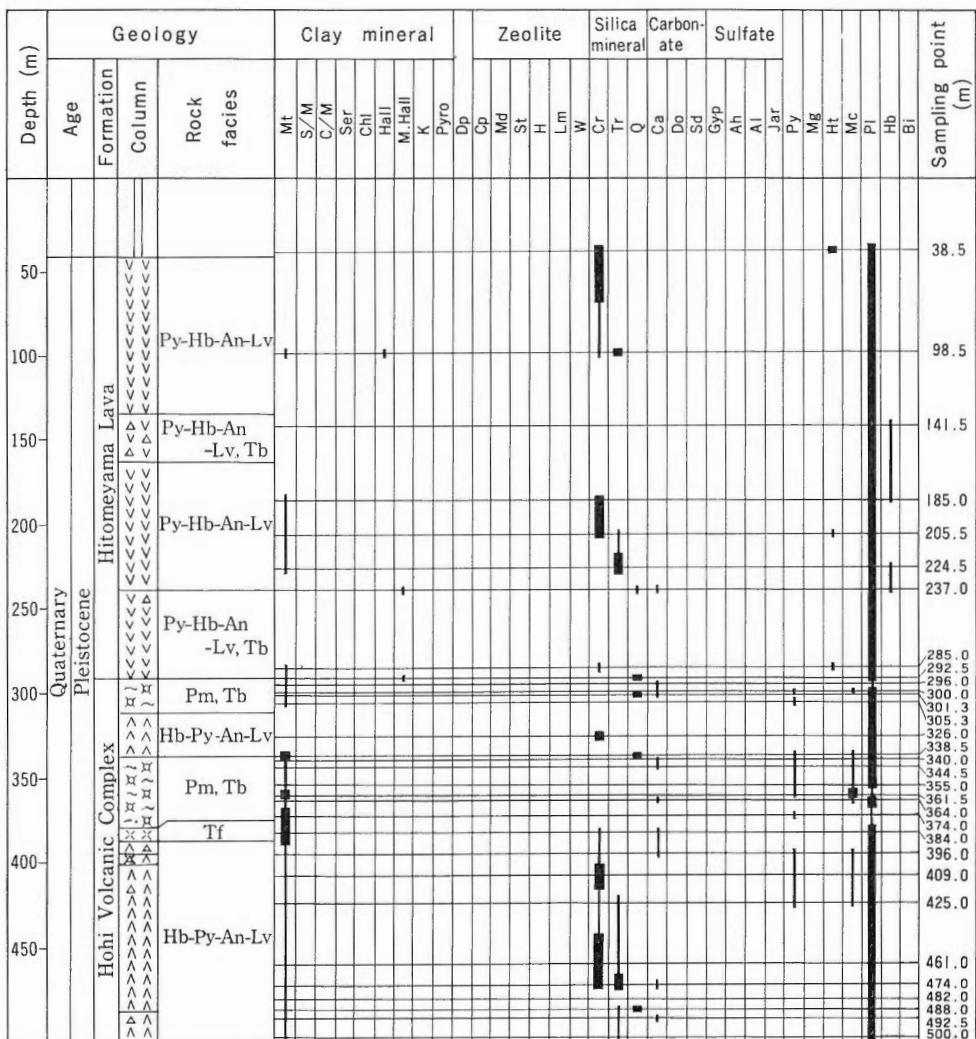
(第4表)¹⁾についてその変質鉱物、坑内温度等を検討し、地下の地熱構造の解析を行った。第13図にはそれらの各坑の位置を示した。

5. 1 ポーリング坑の変質

各坑のコアについては肉眼的観察、薄片による観察そしてX線回折による変質鉱物の同定を行い、変質の状況を検討した。各坑の地質、変質等は第14図に示す通りであるが、代表的変質鉱物の分布状況を坑井名と対応させると次のようになる(HAYASHI, 1973による大岳・八丁原のデータを除く)。

- (1) 深度500mまでに緑泥石が認められていない坑井(一般的に地下変質が弱いと考えられる) —DB-1, 2, 3, 7, 10, 11, DW-3, 4, AS-1, 2, KK-1(DW-1は白色変質が卓越するため緑泥石は出

1) 豊肥地熱調査は現在進行中であり、第4表に示した以外の新しく掘削された坑井も本文の一部の議論には使用している。



第14-3図 DB-3号井(電源開発, 1978 b)

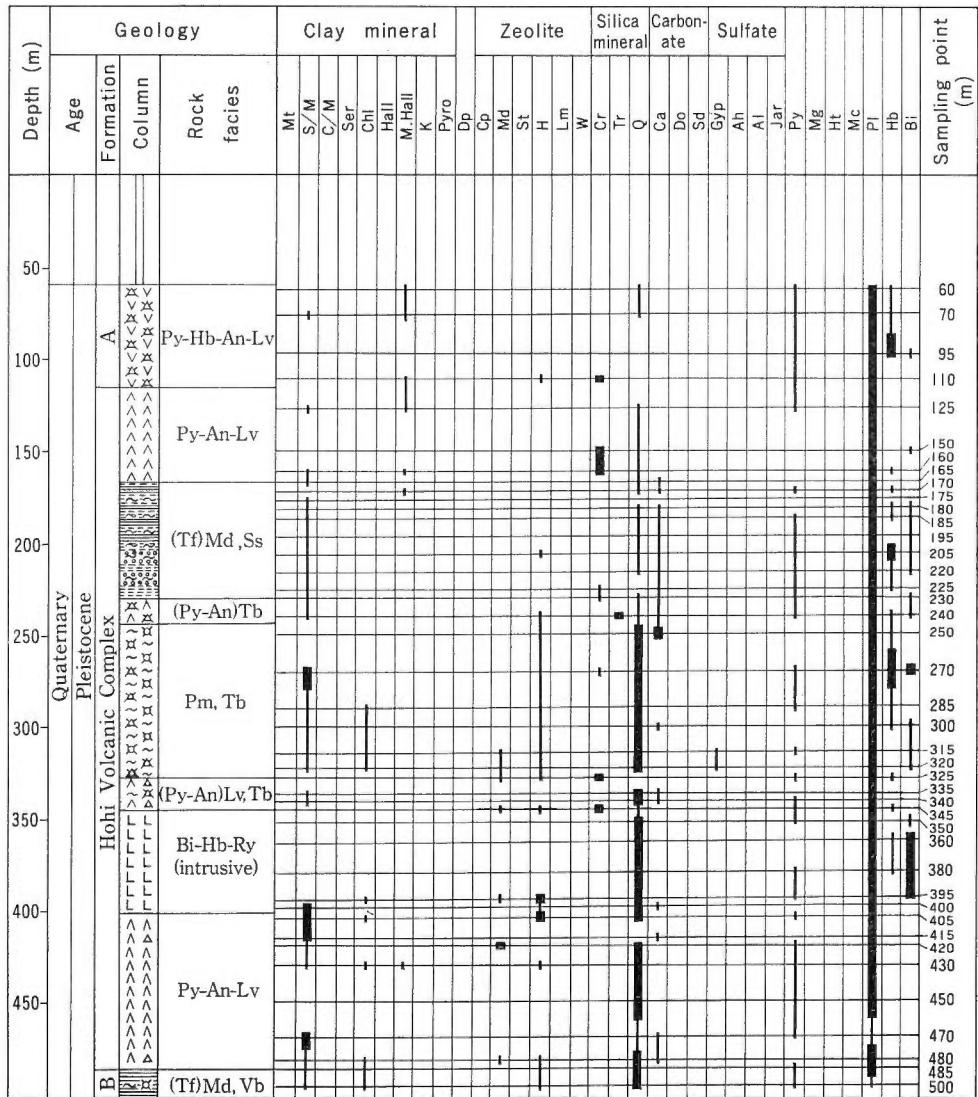
現しないが変質は強い)。

- (2) 深度 500 m までに緑泥石が微量認められる坑井(中程度の変質) —DB-4, 5, 9, DW-2.
- (3) 深度 500 m までに緑泥石が少量以上認められる坑井(やや強い変質) —GSR-3, TY-1.
- (4) パイロフィライトが認められる坑井(酸性強変質を表わす) —DW-1.
- (5) 酸性熱水による白色変質帯の認められる坑井—DB-5, 8, 9, DW-1, 2, AS-1, 2, KK-1.
- (6) セリサイトを含む緑色変質帯の発達する坑井(深部熱水上昇の可能性を示す) —DB-9, TY-1, DW-1, 2.

5. 2 変質鉱物の分布

第15図(1)~(4)は第13図に示された各坑を結ぶ断面である。これらの断面では次の区別が認められるが、図には⑥の線と温度分布を示し、他の分布については簡単に記述するに留める。

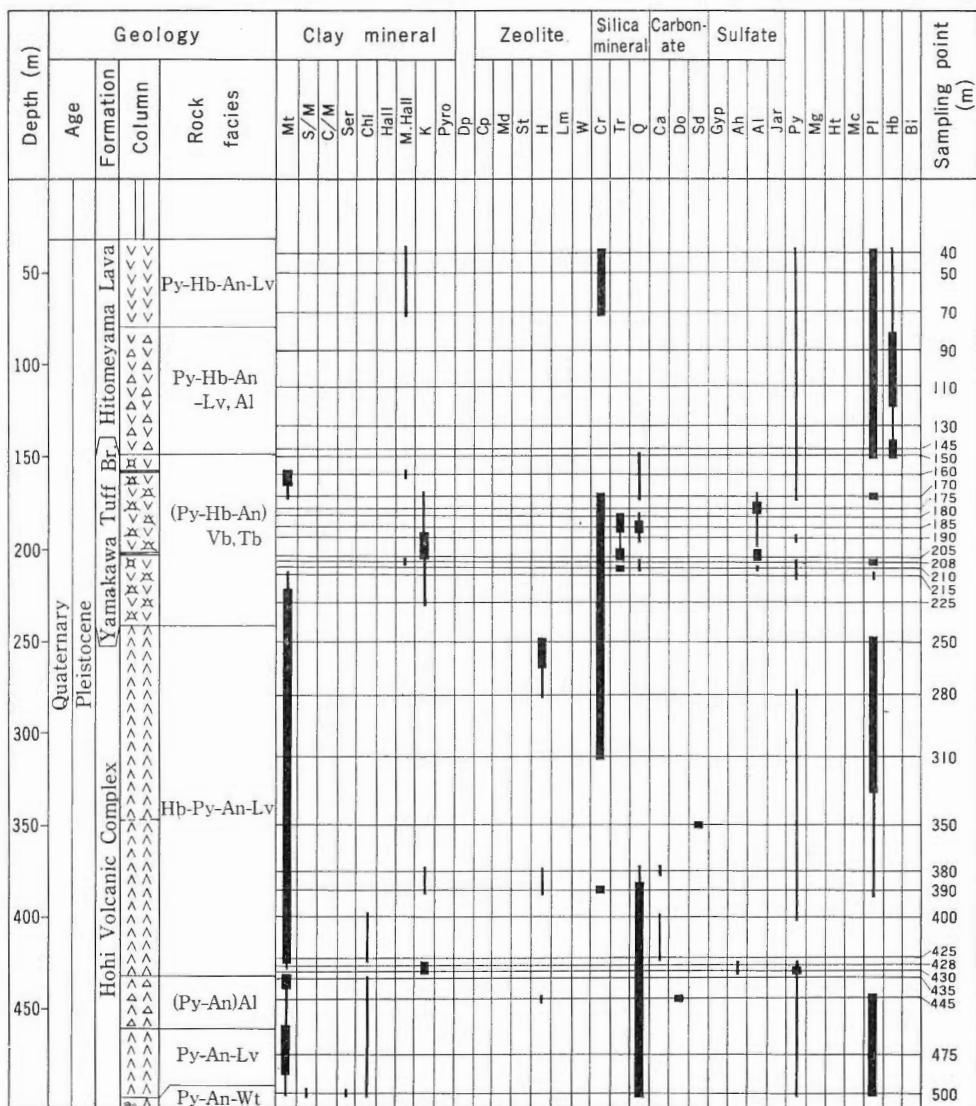
- ① ハロイサイト検出下限
- ② クリストパライト検出下限



A : Yamakawa Tuff Breccia

A : Tania
B : Kusu

第14-4図 DB-4号井(電源開発, 1978b)



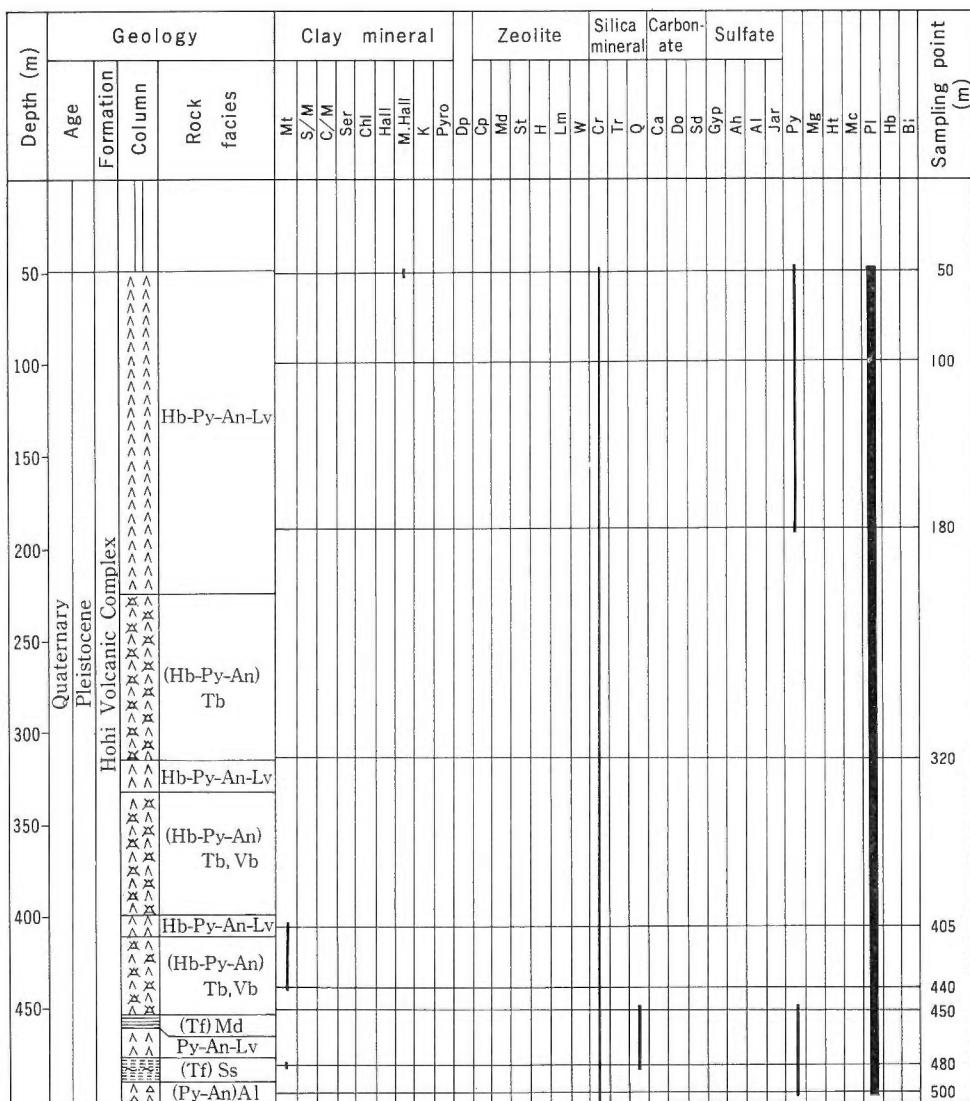
第14-5図 DB-5号井（電源開発, 1978 b）

- ③ モンモリロナイト検出下限
- ④ モンモリロナイト検出上限
- ⑤ 沸石検出上限
- ⑥ 緑泥石検出上限
- ⑦ カオリナイト及び明礬石が検出される部分

この第15図(1)-(4)の変質地下断面図及び上記鉱物の検出域から、本地域の変質鉱物分布の特徴として次の様な点があげられる。

(1) 過去において比較的高温であったことを示す緑泥石の検出位置の海拔高度は、菅原 (DW-2), 岳湯 (TY-1ほか), 旧小国鉱山北東 (DB-9), DW-1 地点, 吉部 (DB-11) そして大岳・八丁原 (H-3, No-6 ほか) で高く、DW-1 地点を除いて現在の地温分布と調和的である。

(2) 沸石は地熱地帯として認められている大岳 (HAYASHI, 1973), 岳湯 (高島, 1972) 以外では



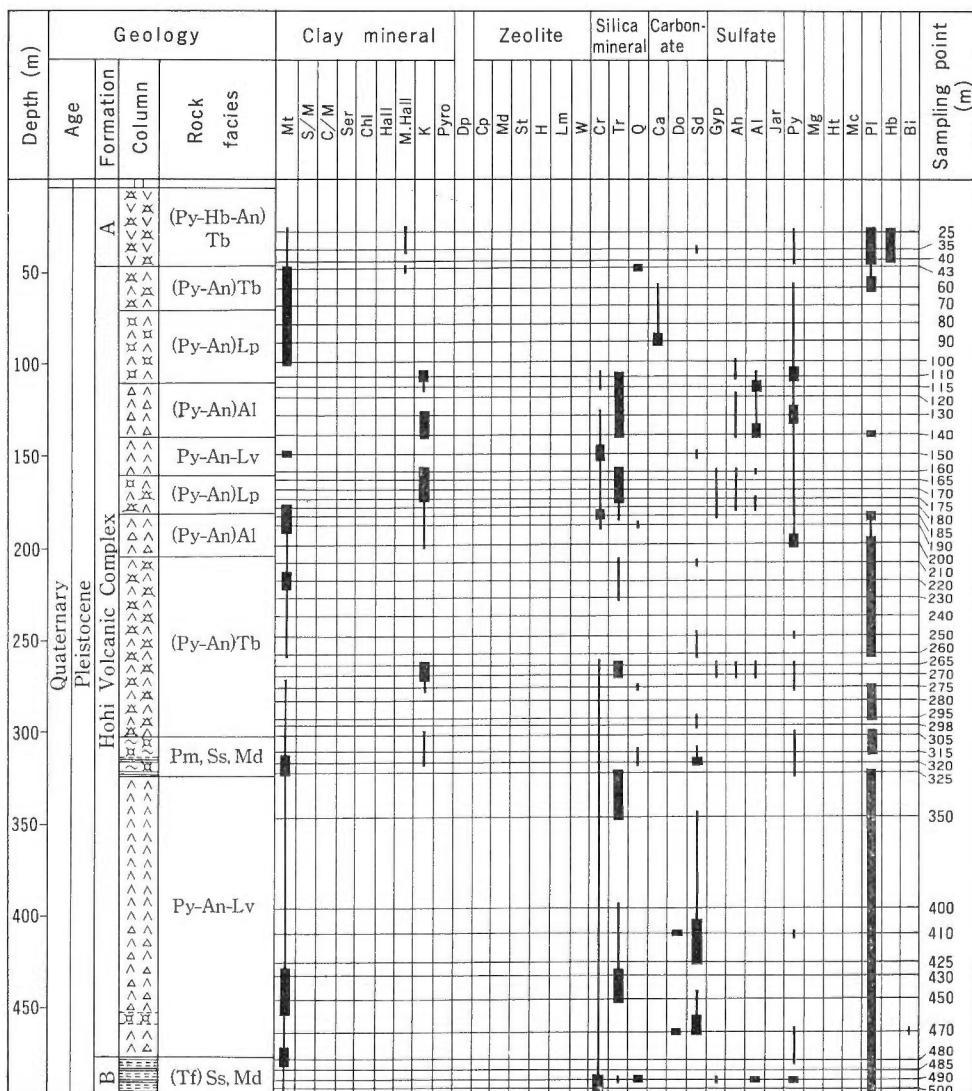
第14-6図 DB-7号井(電源開発, 1978 b)

DB-4坑, DB-5坑にのみ検出された。しかし、その検出上限は標高約600mにあり、大岳地熱地帯(HAYASHI, 1973), 岳湯(高島, 1972)と比べ検出標高は低く、緑泥石と同様に過去の熱水の古地温面が緩く北へ傾いていることを示している。

(3) ハロイサイト検出下限はDB-1坑, DB-2坑では坑底以深にあるが、他の坑井では標高500m以上で検出される。本鉱物の大部分は風化条件下で生成したと推定されるが、熱水条件下でも生成されるためその取扱いは今後の問題である。

(4) カオリナイト, 明ばん石の検出される部分は、過去における酸性熱水の上昇した位置を示すと考えられ、DB-5坑とDB-8坑に見い出されている。

(5) DW-3坑-大岳-DB-3坑を結ぶ断面(第15図-3)で、DW-3坑と大岳の間では、大岳の方がクリストバライドで240-300m高く、モンモリナイト、緑泥石、パイラフィライトの検出も相対的に高い位置にあり(HAYASHI, 1973), 岳湯の場合と同じようにDW-3坑井から大岳へ古等温線が上向



A : Yamakawa Tuff Breccia

B : Kusu

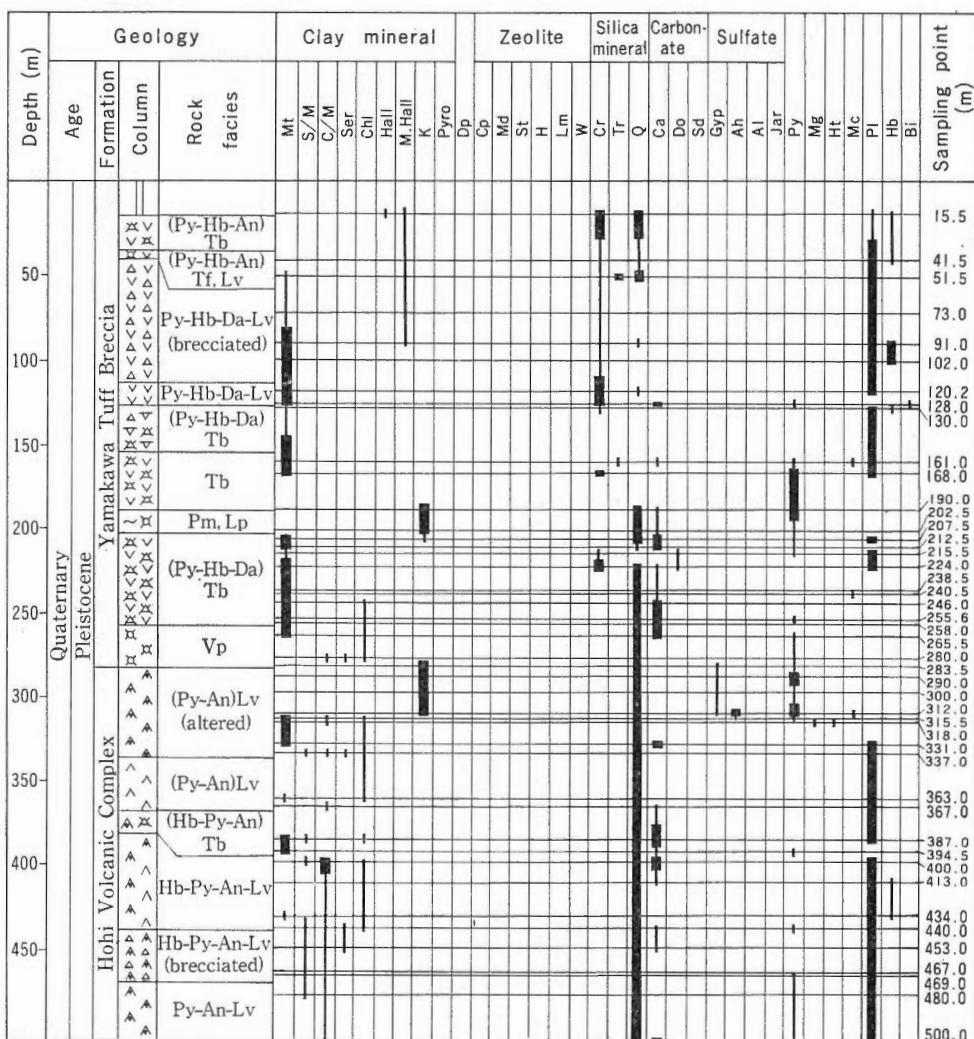
第14-7図 DB-8号井(電源開発, 1978b)

きであったことが推定される。大岳とDB-3坑では、やはり岳湯とDW-2坑と同じようにDB-3坑方向に古等温線が下っていることが推定される。

(6) 上述の結果を考慮に入れて本地域の古等温線を推定すると、古等温線が最も上昇している地区は岳湯及び大岳地熱地区を結ぶNW-SE系の構造線沿い(中村, 1968; 山崎ほか, 1968)にあり、南-西方向には古等温線が急傾斜し、北-東方向には緩傾斜となる。従ってNW-SE系の構造線を頂点とし、その方向に延びた非対称背斜状の形態を呈する古等温線分布モデルが推定される。

5. 3 変質鉱物の三次元的分布

変質鉱物が、三次元的にどのような分布を示すかを検討するため、上述の変質断面に加え、平面図上に変質鉱物の分布深度及び海拔高度を示すコンター図を作成した(第16図)。前者(第16図(a)(c))は地形と調和した地下水又は浅層の温泉流動の影響を受け、後者(第16図(b)(d))は深部の熱源による広域的



第14-8図 DB-9号井(電源開発, 1978b)

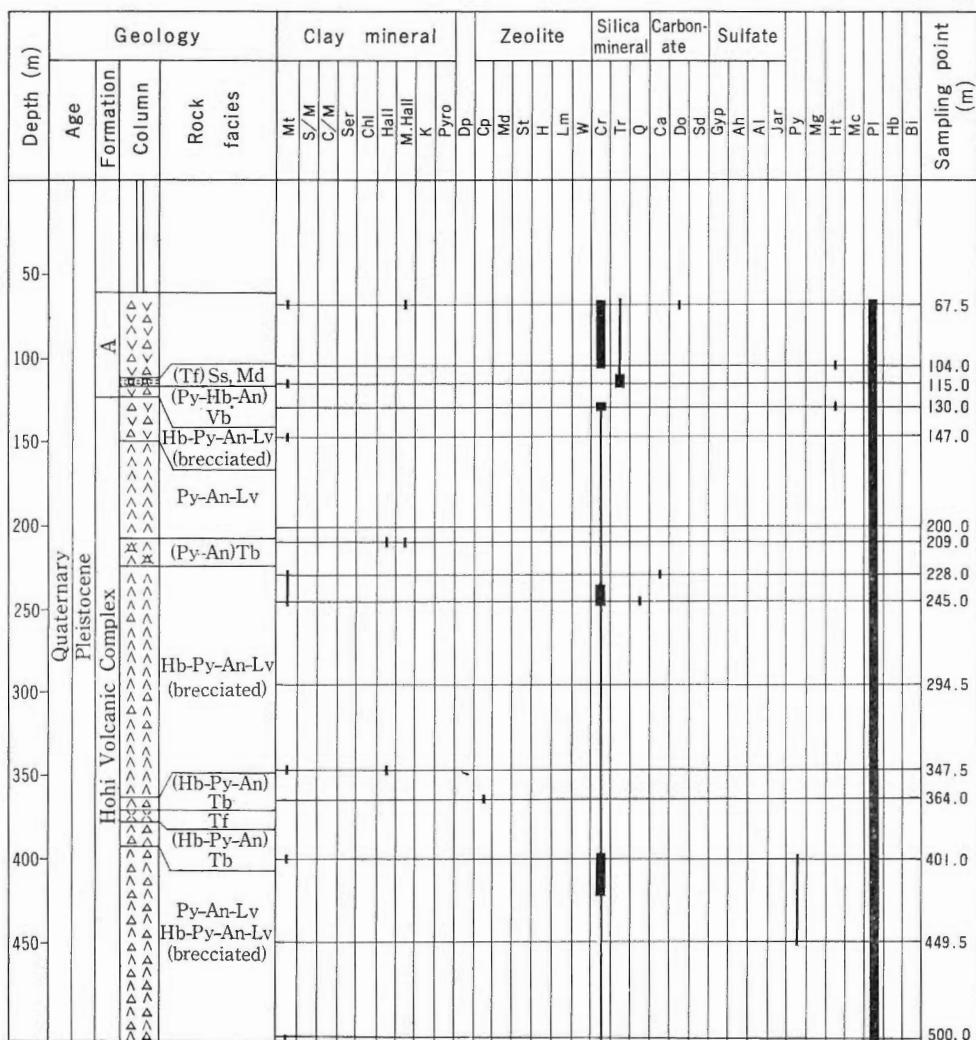
な温度のパターンを反映しているものと推定される。

対象とする鉱物組合せは同一の変質系列に属し、かつ今回の調査で多く検出された次のものを利用した。

- ① クリストバライト→石英
② モンモリロナイト→緑泥石

①の変化は前述のいくつかの報告では100°C以下で生ずるとされている。②の変化の温度は薩南の例で90-240°C以上とかなり広い幅を持っているが(金原・大久保, 1978), 本地域ではいずれの坑井でも①より深部で生じていることから, 100°C以上の温度が推定される。このほか特に高温を示すパイロフィライトについてはその生成している地域を第16図に重ねて示した。このコンター図から次のような点が明らかになった。

- (1) 地表からの深度でみた場合、クリストバライトの消失点、緑泥石の出現とも大岳・八丁原と岳湯・菅原を中心を持つ二極構造であり、その等深線で囲まれた面積は両者ともほぼ同じである(第16



第14-9図 DB-10号井(電源開発, 1979a)

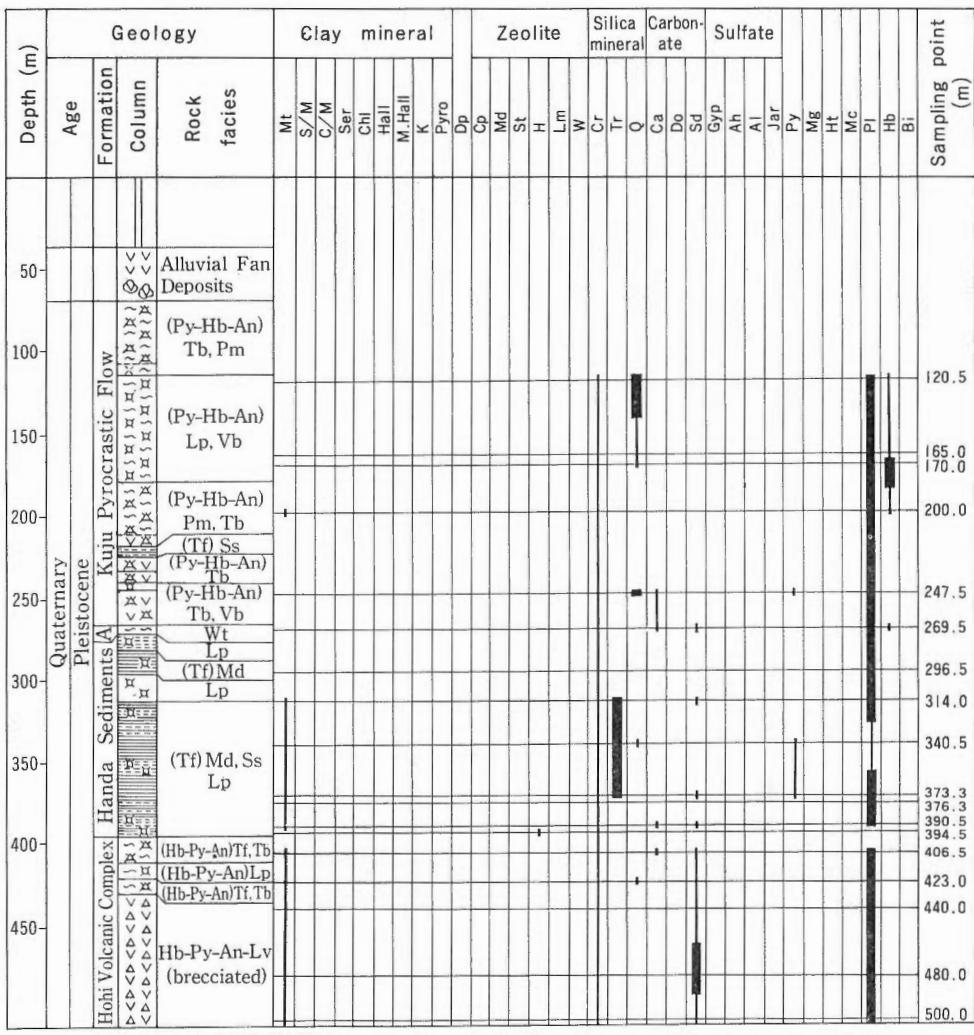
図(a)及び(b).

(2) 両地域の中間、涌蓋山付近はボーリングがなく不明であるが、クリストバライトの全体的分布からみて、変質が連続するものと考えられる。

(3) 上記の地域以外では大岳の北 DB-5 及び DB-11 に古地温上昇がみられるが、その他の地域、特に、西-南西側では前記の鉱物変化のセンターが著しく密になっており、急激な変質度の低下が予想される。これらは地熱流体の主な移動域と流動の特徴を表わすものと考えられる。

(4) バイロフィライトは大岳・八丁原地域を中心に北西方向に延びており、その部分に火山性と考えられる酸性深部热水の上昇が推定される。

このほか、図上には示されていないが大岳・八丁原、岳湯(TY-1)、その南方(DB-9)、菅原(DW-2)及び八丁原-岳湯の中間(DW-1)でセリサイトが認められており、深部热水上昇地域を示している可能性がある。



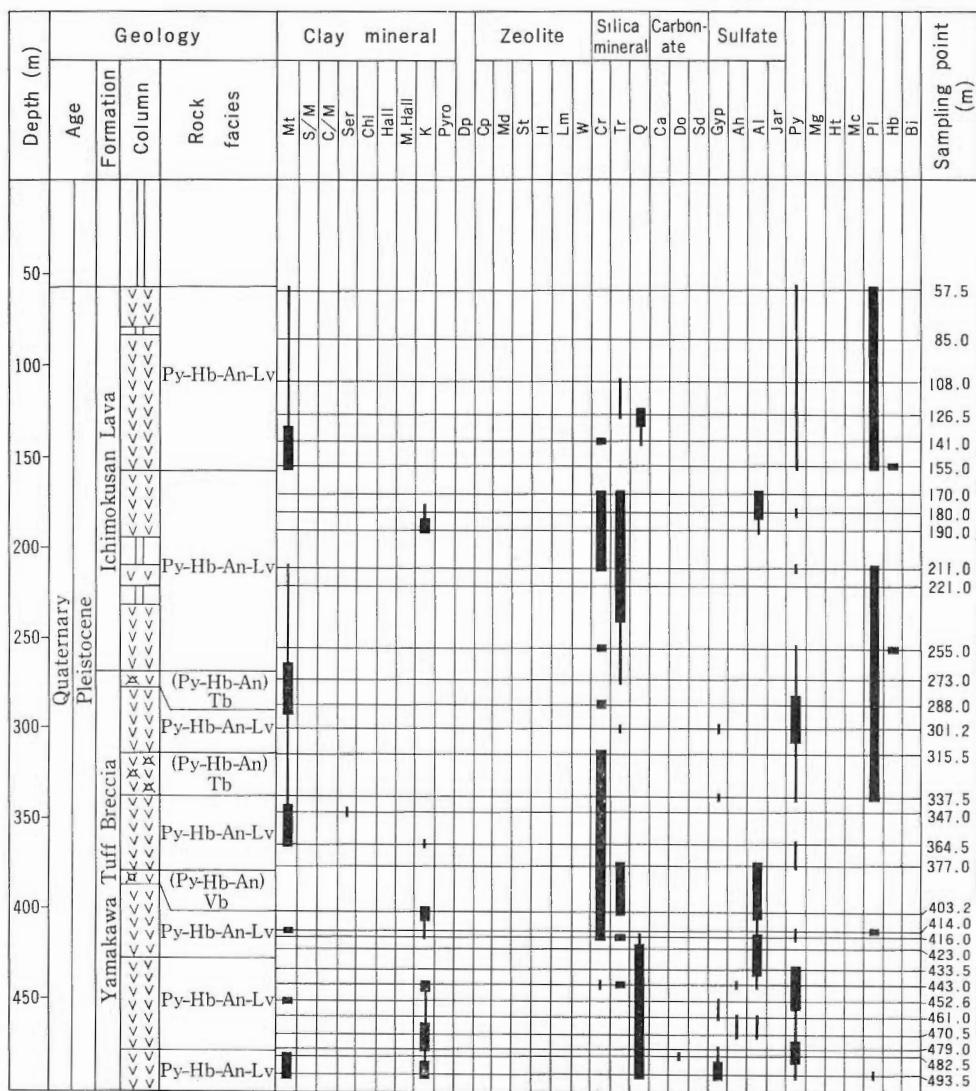
A : Aso Welded Tuff

第14-10図 DB-11号井(電源開発, 1979a)

5.4 変質から推定される熱水系

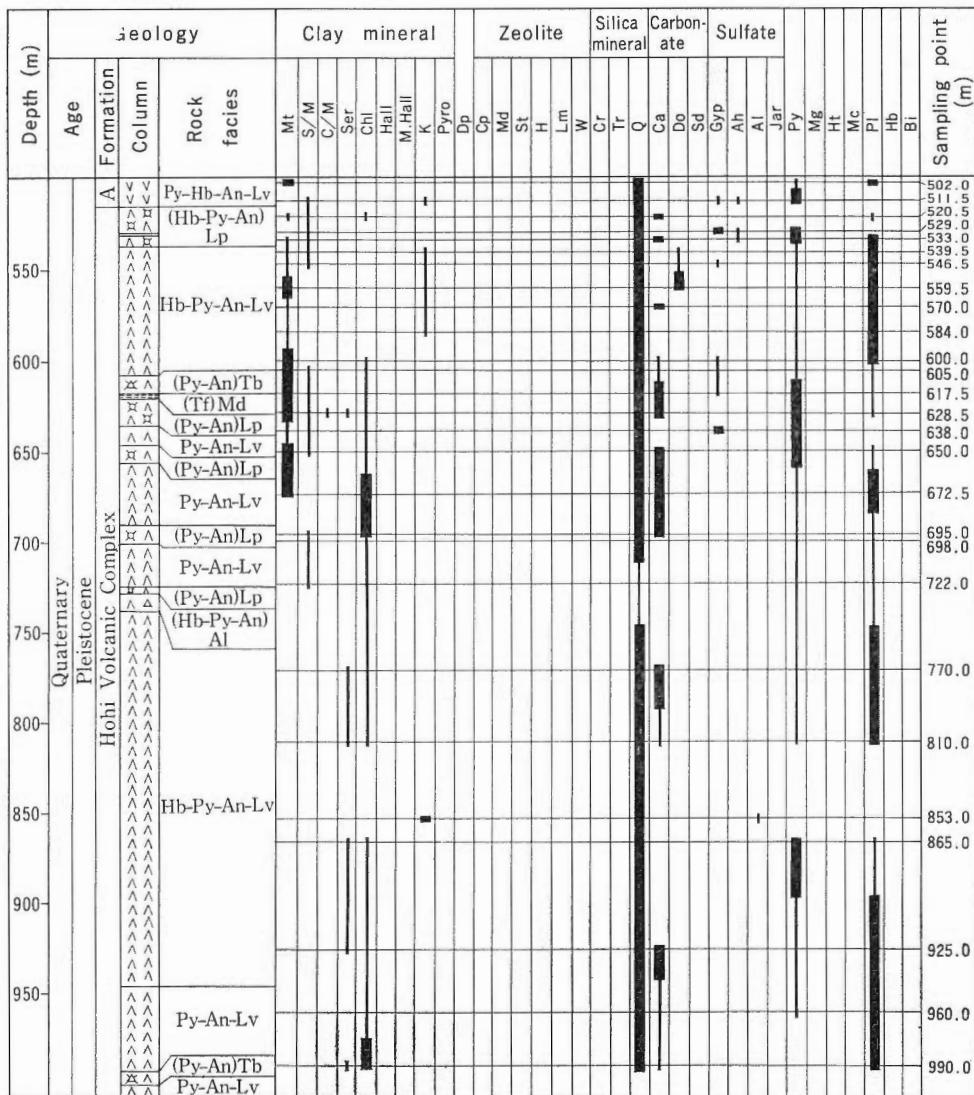
緑泥石の分布形態から、深部までつながる熱水系の主流としては大岳・八丁原から岳湯・菅原へ延びる地域が考えられる。緑泥石の出現が深い地域の延びは大岳・八丁原で東西、岳湯・菅原で南北性の方向を持ち、基盤隆起帯と一致している。緑泥石の地下分布で特徴的なことは、北東側すなわち低重力域に向う方向はやや緩やかに出現深度が下るのに対し、南西側では急激な深度低下が認められることがある(第16図(d))。このことは、低重力域側の深部とその反対側で熱水の動き、あるいは熱源的に何か異なるものの存在を暗示している。ここでは低重力域側における統成・熱水変質の発達あるいは泥質堆積物の発達が地下深部への冷水の侵入を防ぐことにより、それらの作用がない地域とでは異なった熱水系の構造を持っていると考えることとする。

第17図は以上のような考えにもとづいて描かれた本地域の模式的地熱モデルである。第17図(a)で明らかのように、地表付近ではかなり優勢な地熱微候が認められる黒川や広い変質帶が発達する岳湯西部などは地下に高温熱水の無い浅層流動型である。



第14-11(a)図 DW-1号井(1) (電源開発, 1978 c)

本地域の地熱を評価する上で考慮しなければならない重要な問題として、前述の緑泥石分布域における热水の動きの解明がある。小川・金原（1983）は酸性白色変質帶の分布から、大岳・八丁原から岳湯へと向う浅部酸性热水の流動を想定しているが、そのような流動は前述の広域的粘土鉱物分布で推定したように、白色変質帶周辺の比較的狭い地域に限られると思われる。また、一部は地下水の流動と類似し、同じ水系に属する沢に沿って動くことによりかなり遠くまで達することがあるのかもしれないが特別な場合を考えることができる。大岳・八丁原から岳湯へと続く緑泥石の地下での分布は必ずしも一様ではなく、白色変質帶も必ずしも連続していない。従って、同地域の热水系モデルとしては深部からの上昇路とその周辺の貯留層という一つの単位を基準とする独立したいくつかの群がスポット状にあり、その集合体として前記緑泥石分布域（第16図(d)）があると考えるのが妥当のように思われる（第17図(b)-3）。そのような上昇部としては地下にパイロフィライトやセリサイトが認められる大岳・八丁原、岳湯周辺及び両者の中間域（DW-1掘削地点付近）などが考えられる。



A : Yamakawa Tuff Breccia

第14-11(b)図 DW-1号井(2)(電源開発, 1978c)

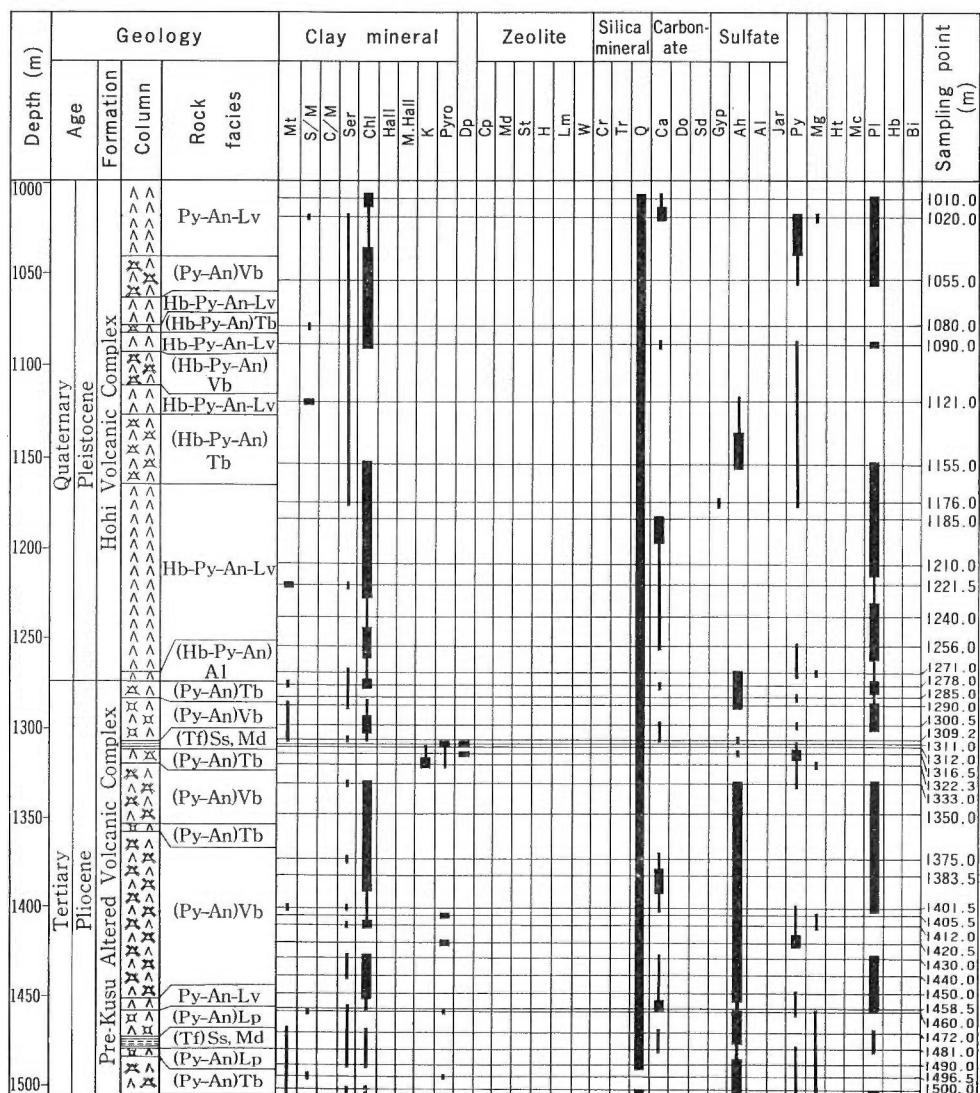
6. 考察

6. 1 変質の型と地下温度分布

変質作用により地層の透水性が変り、熱水系が変化することは広く認められているが、その実態は必ずしも明確ではない。

地層全体の透水性はボーリング坑の温度検層図に良く表わされており、温度の直線的上昇は不透水性、緩やかな上昇あるいは温度の逆転は大きな透水性を示している。地層の透水性は変質のみではなく岩質にも大きく依存しているが試みに温度検層図上に変質の型を重ね、第18図に示した。

酸性変質帶での温度曲線は直線的上昇を示すものが多い。酸性熱水による粘土化帶は一般に不透水層を形成し易く、その厚さ、広がりがある程度以上となれば優秀な帽岩となることを示しているものと考える。

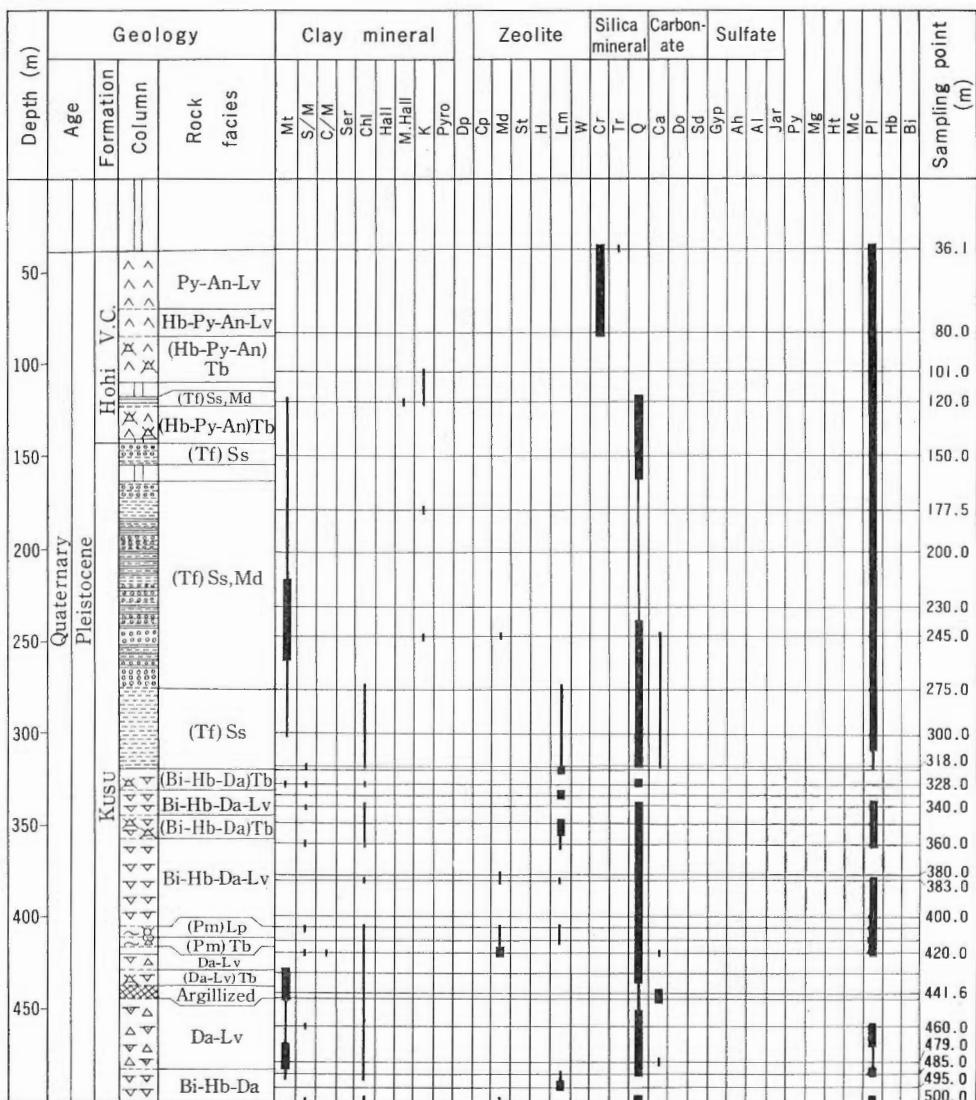


第14-11(c)図 DW-1号井(3)(電源開発, 1978c)

えられる。松川では広大な酸性変質帯が発達しており (SUMI, 1968), その下に蒸気卓越型地熱が存在するには、酸性変質帯の帽岩としての役割りを示す一つの例かもしれない。

地熱貯留層の変質として広く認められている緑色変質帯では、セリサイトが重視されており、その存在は深部からの熱水上昇路に近いことを表わすのではないかという主張がなされている (金原, 1983)。第18図にはセリサイトを含む緑色変質と温度曲線も示されているが、温度上昇部に位置することが多い。このことが透水性変化によるものか、熱水上昇部としての性格によるものかという区別ははっきりしないが、セリサイトを含む変質帯は注目すべきものといえよう。緑泥石、沸石を主とする変質と透水性の関係は明確ではないが、全く変質作用を受けていない第四紀火山岩類とは異なるものと推定される。すなわち, HONDA and TAKASHIMA (1984) が指摘するように、緑泥石や沸石の生成が深部への地下水の侵入を防ぎ、かつ適当量の水をその変質帯下部に保持することにより、深部の熱源保護と熱水系への水の供給という役割りを果している可能性も考えられる。

変質と地下水の関係を示す一つの例と考えられるのは宮城県鬼首地熱地域である。そこでは水理観測



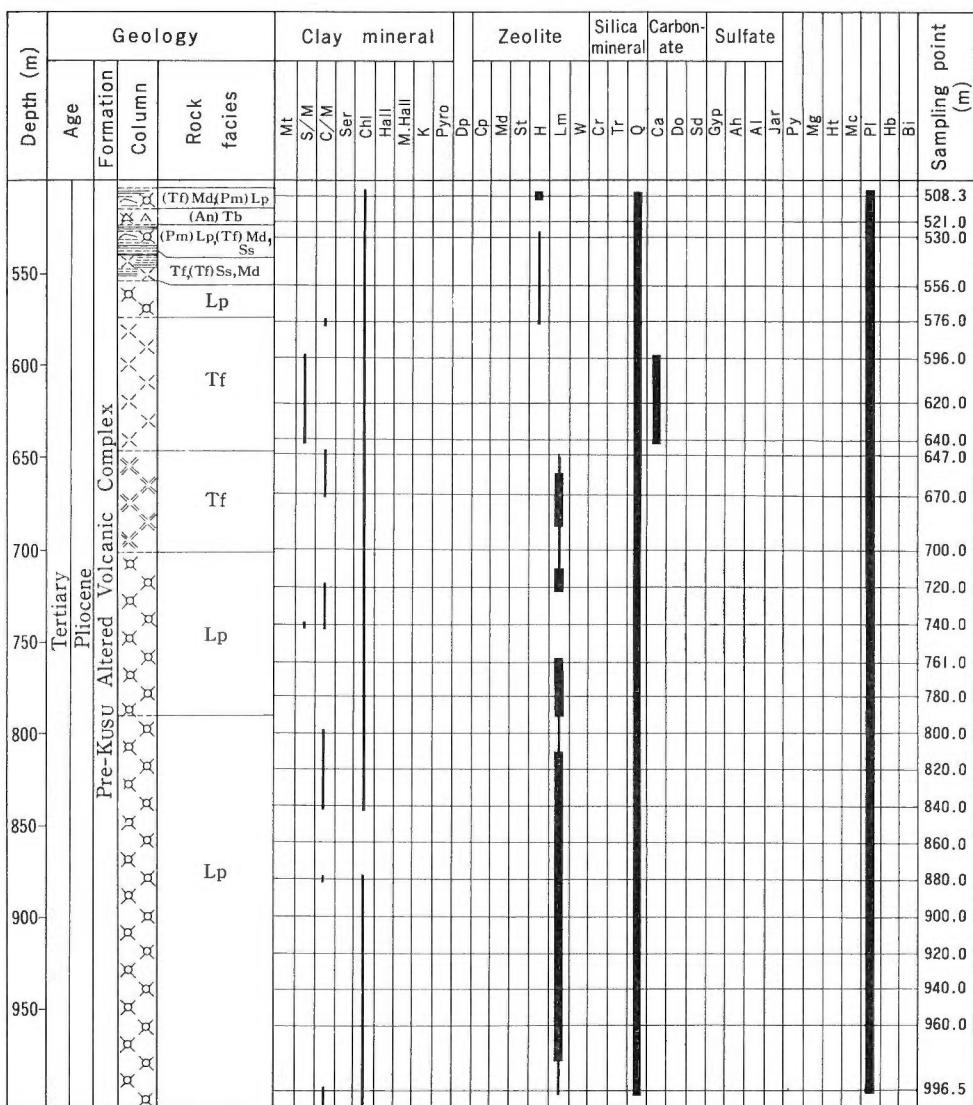
第 14-12 (a) 図 DW-2 号井(1) (電源開発, 1979 b)

による低比流量地域、すなわち地下水の少ない地域に地熱変質帯と温泉が集中しており(尾崎・菅野, 1977), 変質帯が巨視的にみて地下水の侵入を防いでいることをうかがわせる。

6. 2 地熱微候と変質帯に対する地質構造規制

日本の地熱地域の多くは断裂型の貯留構造を持っており、断層の果す役割は大きい。主として空中写真による解析から、村井・金子(1975)及び池田(1979)は本地域に卓越するリニアメント(一部は活断層)としてE-W系をあげ、豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)による地質編図にも同傾向のリニアメントが記載されている。しかし、そのようなリニアメントは岳湯周辺の噴気・変質帯、野矢の新期変質帯、由布院の温泉の分布方向、位置とほぼ一致する以外その関係は予想外に少ない。

すでに述べたように、本地域の温泉や変質帯の分布で注目される特徴は重力構造との関係である。ほとんどすべての高温泉は高重力域から低重力域への移行部にあり、地表白色変質帯の分布も同様であ



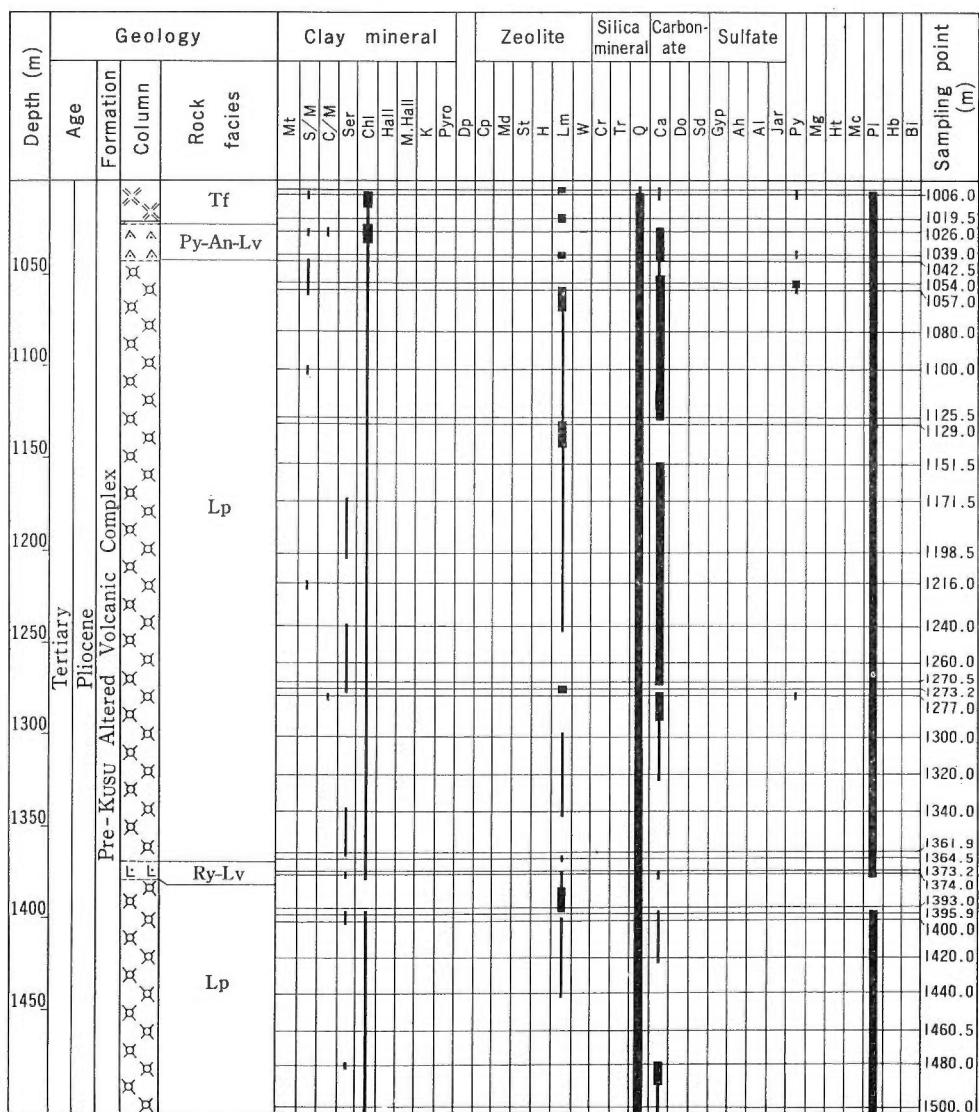
第14-12(b)図 DW-2号井(2)(電源開発, 1979 b)

る。このような重力急変部の地下には断層群が発達するであろうことは容易に予想される。それらの断層群が地熱流体の上昇に重要な役割を果していることが上記の傾向として示されるものであろう。

N-S性の方向は水分峰・湯平の変質帶、地表の広域的粘土分布における低重力域中央部付近のモンモリロナイトの分布(第12図)、大岳・八丁原の白色変質帶の全体的分布とその延長上の旧玖珠鉱床の伸びの方向、そして天ヶ瀬、杖立の高温泉とその南方延長上の湯田変質帶の存在などに認められる。

NE-SW性の方向については地表の微弱変質岩の広域的粘土鉱物分布に示されたハロイサイトの分布域の伸長方向との一致が注目される。このハロイサイト分布域の線上には現在地熱開発が進められている滝上地域があり、そこは地表変質帶及び温泉微候がないにもかかわらず選定されている。

笹田(1984)は本地域の基盤構造が臼杵一八代線で代表されるNE-SW性の方向とN-S性の小倉一田川断層帶の南方延長の両方向で規制されるとしているが、そのような基盤構造が存在すれば、本地域の地熱構造を説明するのに適当なものといえよう。

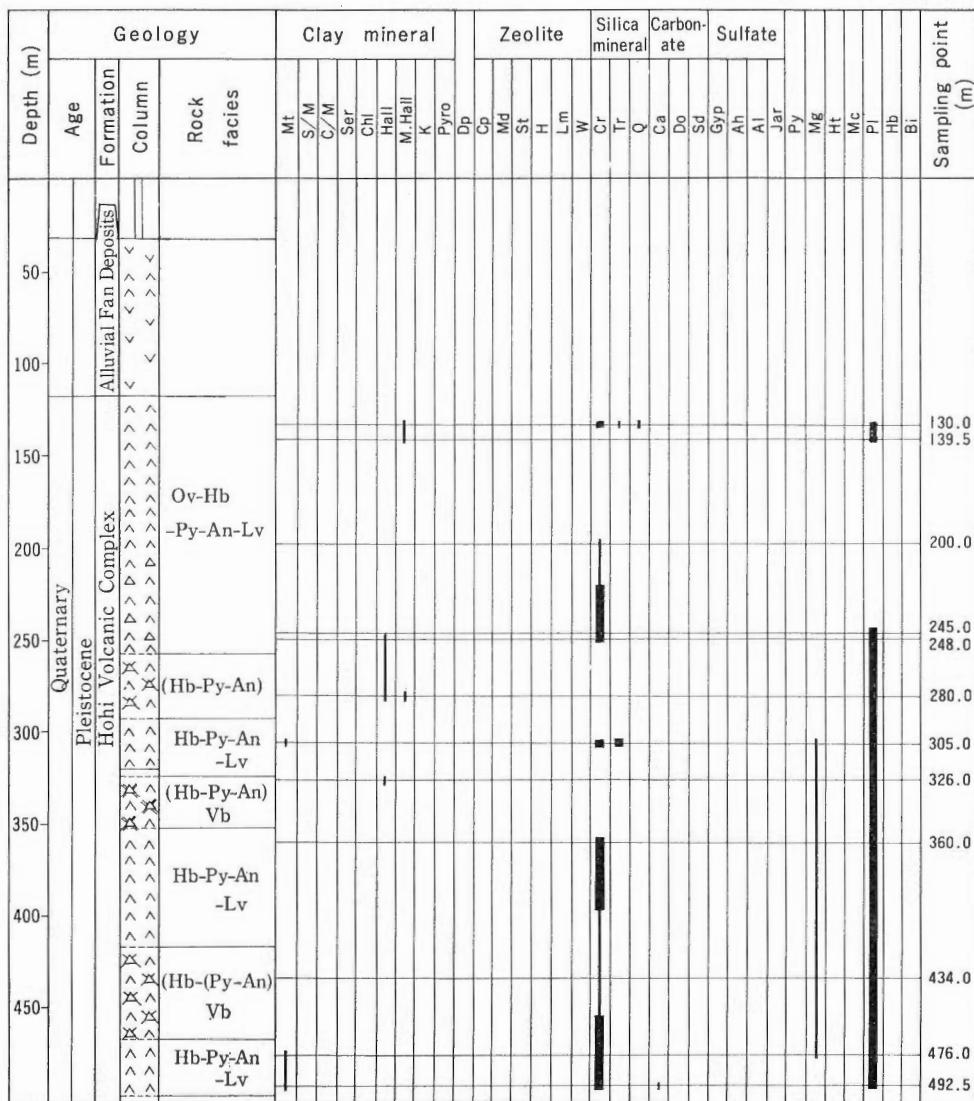


第14-12(c)図 DW-2号井(3)(電源開発, 1979b)

本地域の地熱構造は空中写真で明瞭にかつ多数認められる E-W 系のリニアメントや活断層系ではなく、それよりも古い基盤内の断層と密接な関係を持っていると推定される。第19図はこのような観点から、大規模な基盤断層を抽出し易いと考えられる LANDSAT 及びレーダー画像、さらに前述の重力構造から推定される断層群を示したものである。そのような基盤構造の密集部分あるいは交点は現在の地熱地域として、あるいは過去に強力な地熱活動のあった地域として、さらに地表微候は乏しくとも広域的粘土鉱物抽出によってモンモリロナイトが認められるなど地下構造に興味が持たれる地域であり、そのいくつかを第19図上に丸印(A-E)で示した。

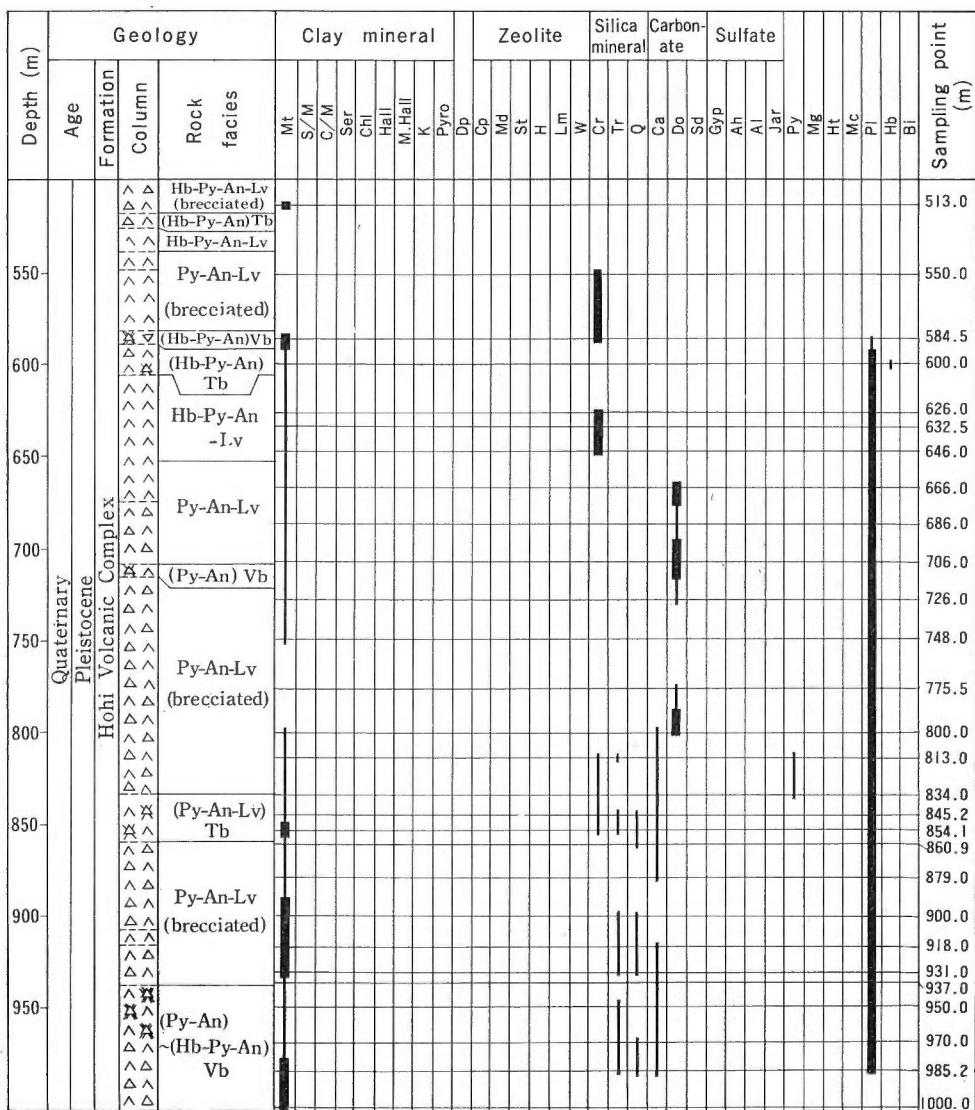
6.3 地熱活動の歴史

すでに述べた変質帶の型、分布、火山岩及び変質岩の年代測定結果等から、次のような概略の地熱活動史が考えられる。



第14-13(a)図 DW-3号井(1)(電源開発, 1979 b)

- (1) 陥没地域の形成とその内部を通る NE-SW 系断層 (ハロイサイト分布域で示される) など基盤内の断層の発達
- (2) 陥没地域内での熱水系の発達とそれによる緑色変質帯の形成、泥質湖成層の堆積による盆地下部での熱保存構造の完成及び NE-SW 系断層に沿った熱水活動 (湯田酸性変質帯の形成)
- (3) 陥没地域周辺の火成活動の活発化とそれに伴う盆地内の中性—アルカリ性熱水の上昇と地表への湧出 (町田付近の中性—アルカリ性変質帯の形成)。
- (4) 九重前期野稻岳などの火山活動とそれに伴う酸性高温熱水の上昇 (水分峠・湯平及び滝上の地下のパイロフィライトを伴う酸性変質帯の形成)。
- (5) 九重前期涌蓋山の火山活動とそれに伴う熱水系の発達 (岳湯変質帯の形成)。
- (6) 九重後期火山群の活動とそれに伴う高温酸性熱水の上昇 (八丁原の地下におけるパイロフィライト変質帯の形成)。



第14-13(b)図 DW-3号井(2) (電源開発, 1979 b)

以上の活動の明確な時代の決定は困難であるが, TAMANYU (1981), HAYASHI and YAMASAKI (1984)による第三紀層, 第四紀火山岩の年代測定, TAKASHIMA (1983)による変質岩の熱ルミネッセンス年代測定結果等を総合すれば (第5表), (1)-(2) が第三紀末から第四紀初頭, (3) が 100~50 万年前, (4)-(5) が 50~20 万年前, (6) が 10 万年より若いという概略の時系列が推定される。微弱変質岩の広域粘土分析で認められたハロイサイト分布域は断層形成から現在までの連続した過程で生じたものとみられ, その形成時期を特定することは困難と思われる。

いずれにしてもこのような時代論は年代測定の精度に直接依存するものであり, この時点ではあまり厳密な議論を行う段階ではないが, 豊肥地域では 10~20 万年より若い火山が活発な地熱活動を伴っているように思われる。

Depth (m)	Geology			Clay mineral			Zeolite	Silica-mineral	Carbonate	Sulfate	Sampling point (m)
	Age	Formation	Rock facies	Mt	S/M	C/M					
1050	Quaternary Pleistocene	Honi V.C.	Py-An-Lv								1010.0
			Py-An-Lv								1039.0
1100	Tertiary Pliocene	A.V.C.	Lp								1060.0
		Pre-KUSU	Py-An-Lv								1063.5
1150			Lp								1083.0
			Tb								1088.0
1200			Tf								1110.0
											1132.0
											1135.0
											1155.0
											1170.0
											1174.5
											1186.0
											1191.0
											200.0

第14-13(c)図 DW-3号井(3)(電源開発, 1979 b)

6. 4 热水系モデル

これまで述べてきたことを総括し、陥没構造と変質を主体とする広域的热水系を第20図に示した。このモデル断面は大岳・八丁原地域と滝上・水分岬地域を代表例として、過去における盆地内深部热水上昇地としての町田地域と地表地熱微候が強く、地熱開発が期待されている岳湯地域を投影している。

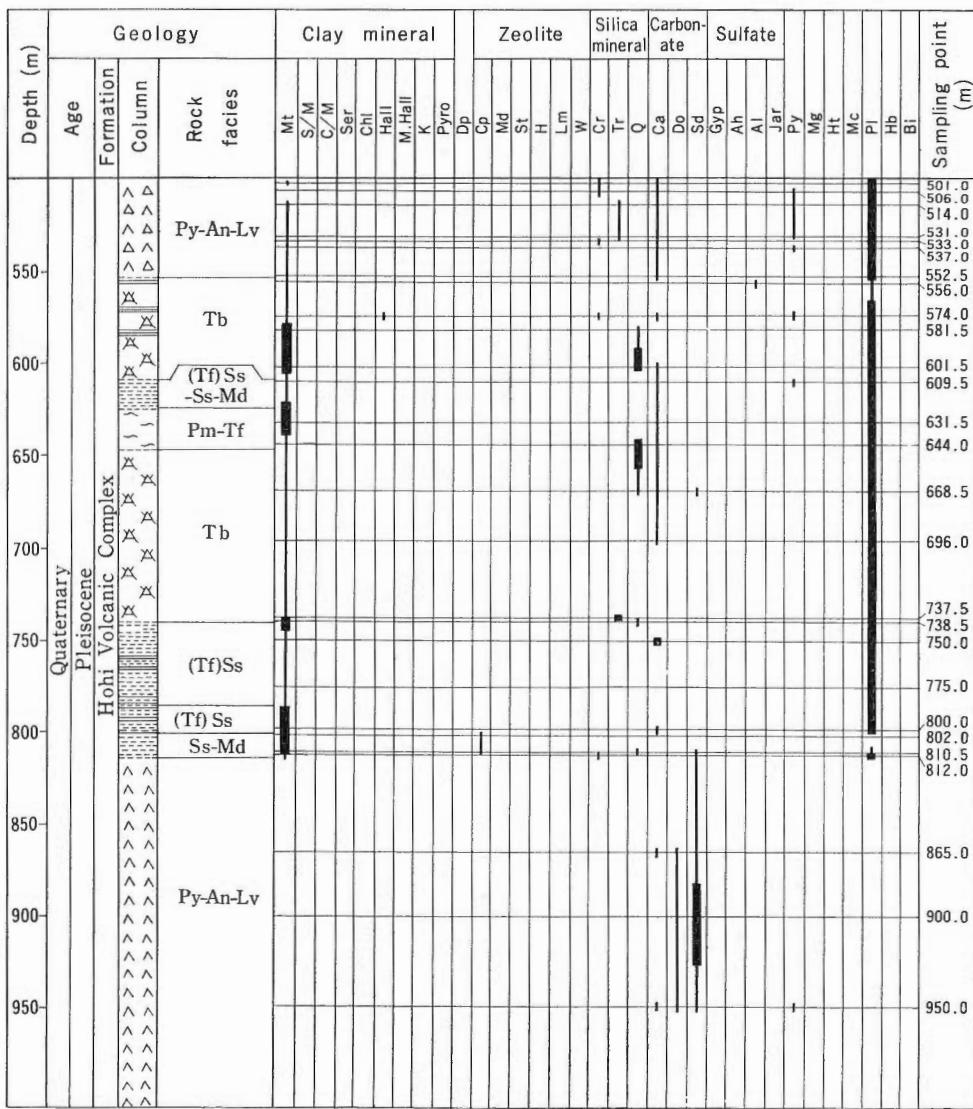
陥没構造と地熱の関係は古くから注目されており(中村, 1970), 近年, 構造地質(中野ほか, 1983)や温泉分布と構造(谷, 1984)といった種々の観点から議論が行われている。第20図に示したモデルでは次のような点が重要である。

(1) 陥没に伴う盆地内の変質は吉村ほか(1973)がグリーンタフ変質について示した広域热水変質作用と同様であり、この変質及び泥質湖成層(豊肥地域では確認されていないか)の発達により天水の深部への流入が制限される。また、陥没により生じた周辺部の断裂はその後のマグマの上昇、热水の流动、貯留に大きな役割りを果すと考えられる。

(2) 活発な酸性热水活動の中心部にはパイロフィライトを伴う高温酸性热水による変質帯が形成され、(1)の変質よりは強い帽岩としての役割りを果す。地下からの熱の供給が多い場合にはその下部に蒸気卓越型の地熱貯留層を作る。

(3) 盆地全体への熱供給が強い場合には陥没地域深部の中性一アルカリ性热水が上昇し易くなり、低重力域に中性一アルカリ性変質帯を形成する(第20図中央部タイプIVの変質)。局部的な地熱活動の強弱とは別に、広域的な地域全体の評価が可能だとすれば、盆地内での大量の热水湧出は重要な評価対象となるかもしれない。九重では過去に町田付近でそのような活動が生じておる(時代的には豊後及び前期九重火山岩類の活動期で、前述の活動史からは50-100万年前と推定されている)、その時代が本地域全体として最も地熱ボテンシャルが高かったと位置づけられる。一方、秋田県小安地域では現時点で低重力域からの大量の中性热水の湧出が認められており、そこでは盆地の中心部へ向っても高温が続くと報告されている(秋林ほか, 1981)。今後、断裂型とは別の、盆地内に貯留された型の深部地熱の探査も進められることになると考えられるが、上述の仮説はその場合の一つの作業指針となり得るであろう。

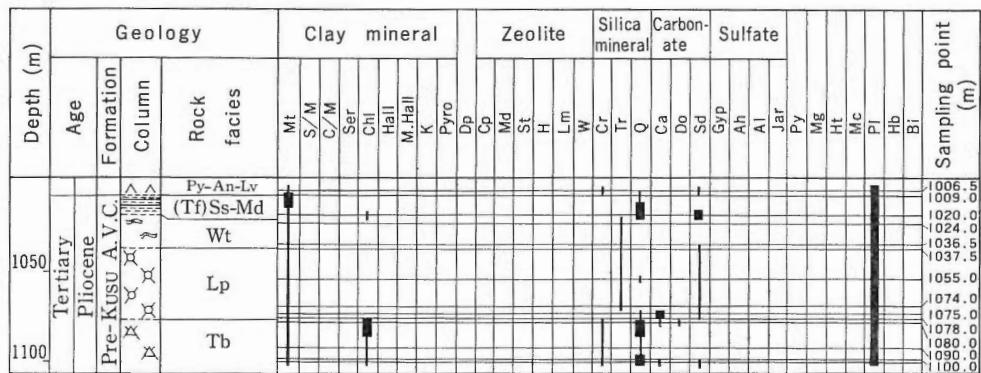
(4) 地熱貯留層(部)が隆起部中心でなく、盆地側に片寄って分布する傾向を示すのは、その部分で地下水圧が高いこと、泥質湖成層が無いことそして第三紀層の変質が弱いことにより天水の侵入が著しいことによるものであろう。また、盆地の外側も同様の理由で地熱流体の存在する確率は低い。しか



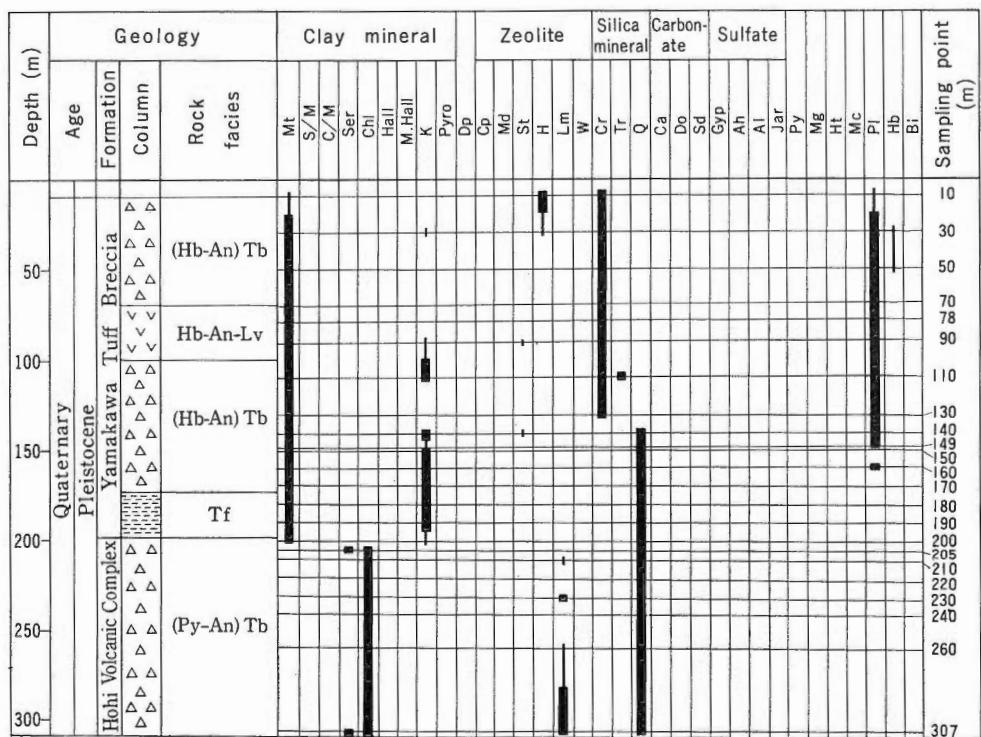
第14-14(a)図 DW-4号井(1)(電源開発, 1979 b)

し、今回の研究対象となった豊肥などの大規模な火山地域では陥没構造が連続して分布することもある。第20図ではそのような表現になっていないが、水分峠・湯平の北東側には由布院を含む盆地があり、隆起部の両側に熱水貯留層が発達できる位置にある。

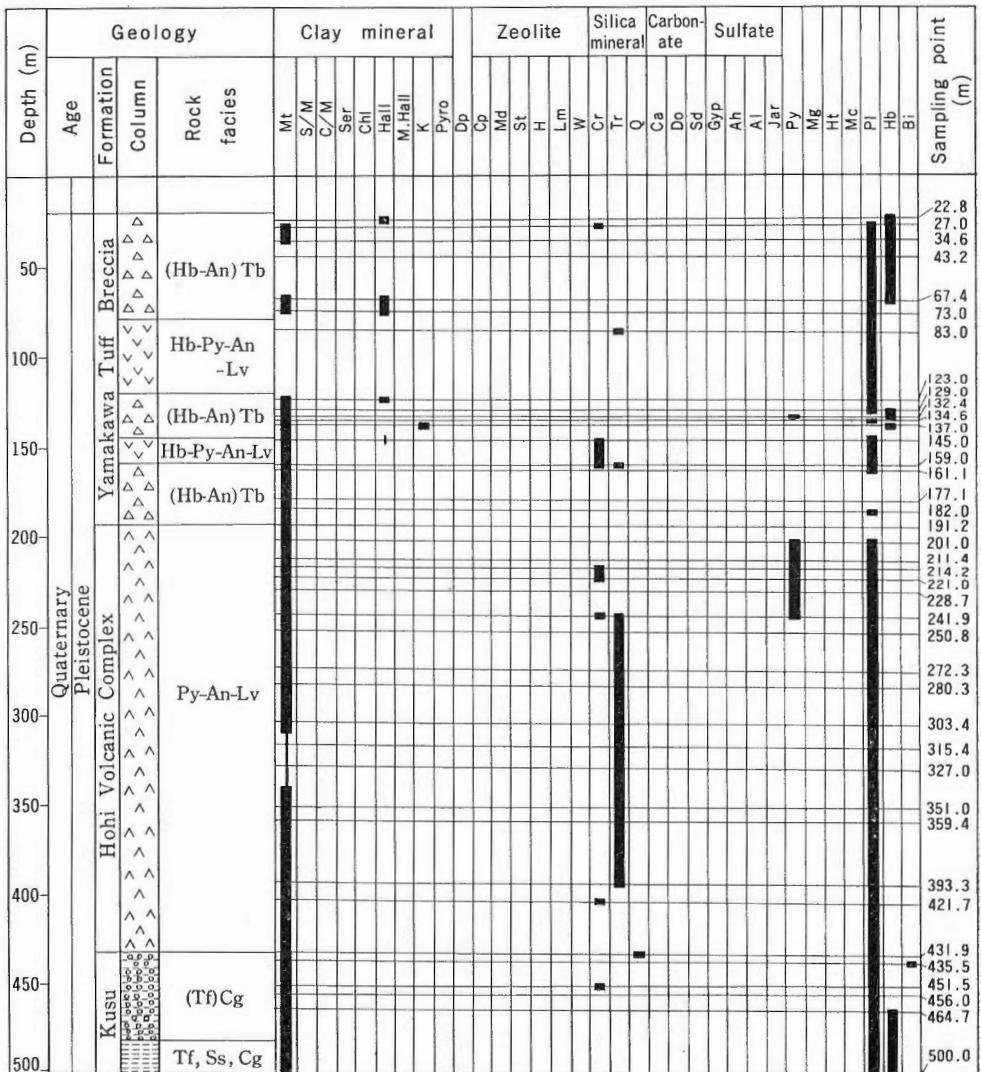
(5) 変質タイプ(V) がかなり大きく描かれているが、これは長い時間の热水活動の移動を積算した結果であり、热水系が過去において大きかったことを示すものではない。また、热水貯留部に関してもモデル断面全体にあるわけではなく、良く知られているように断層の交点など特別な位置に偏在しているのが実態である。



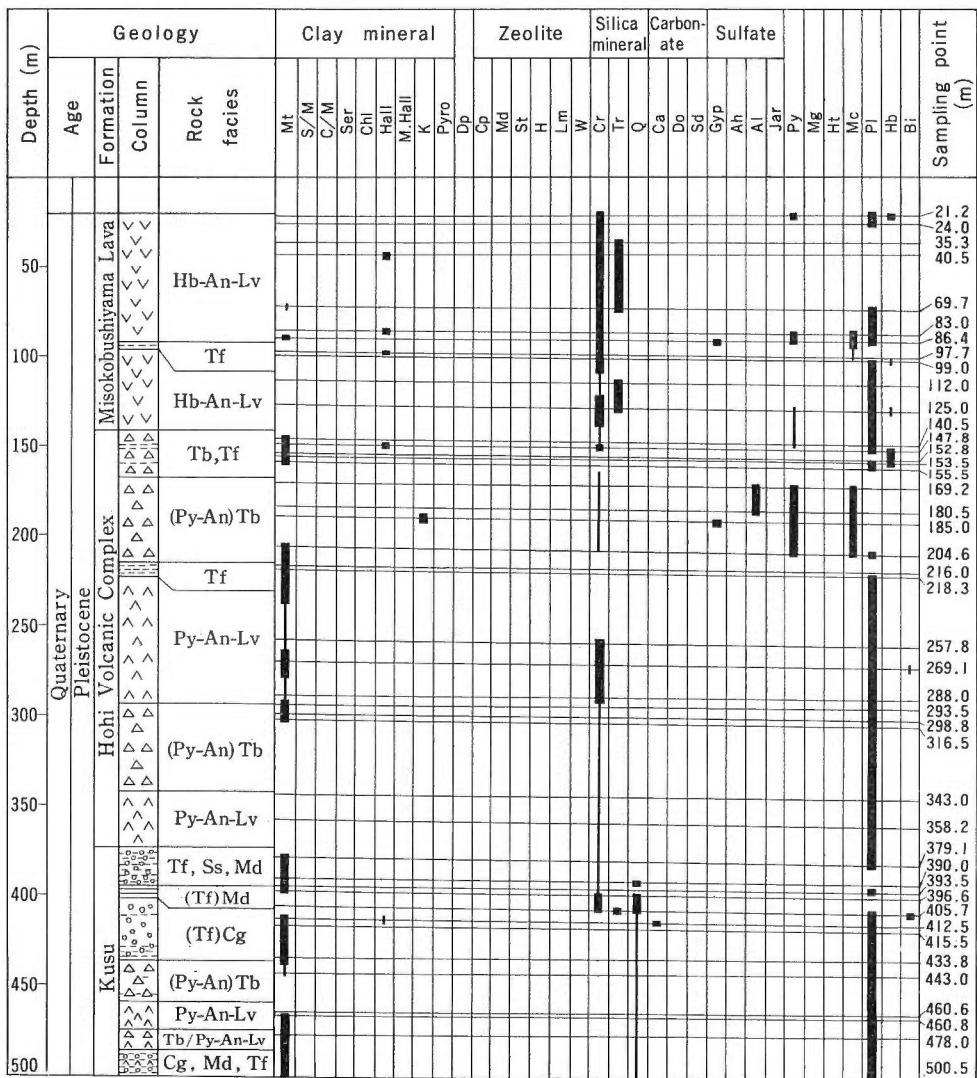
第14-14 (b)図 DW-4号井(2) (電源開発, 1979 b)



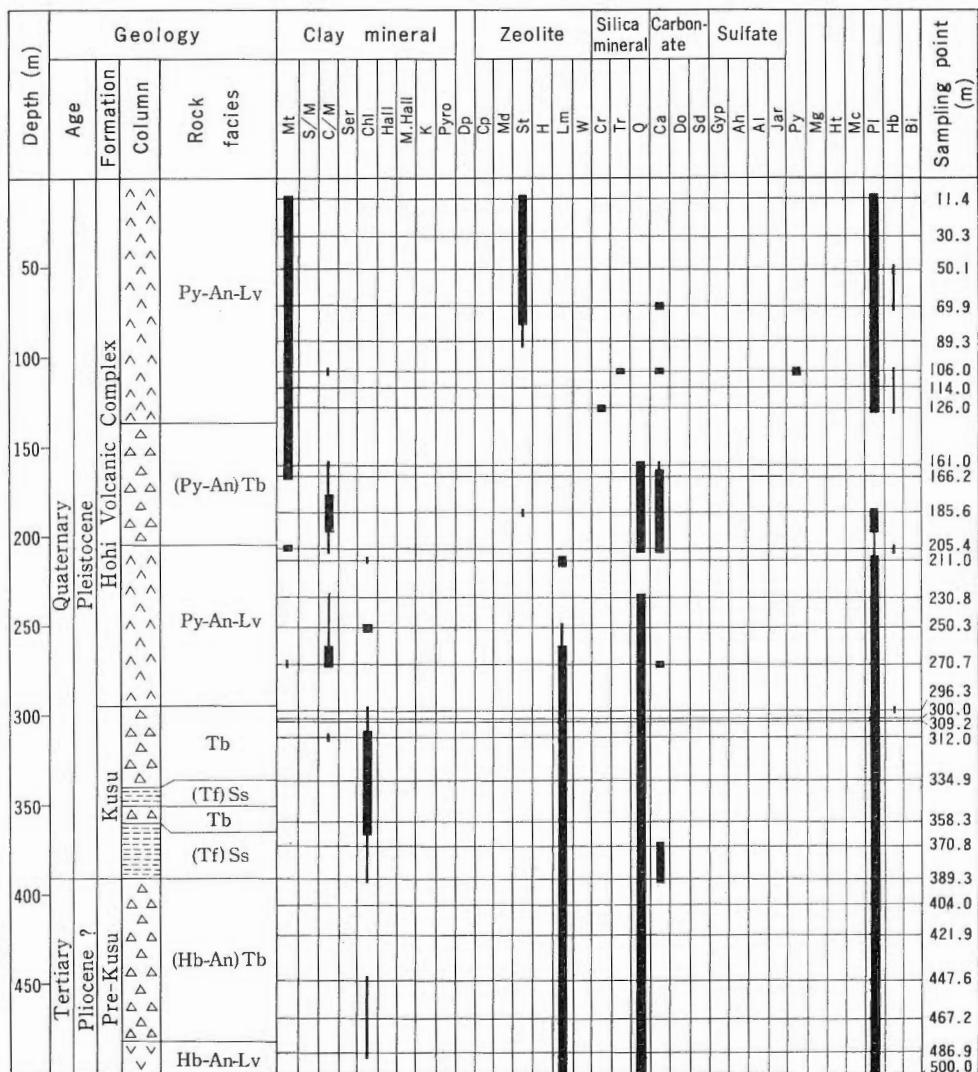
第14-15図 GSR-3号井



第 14-16 図 AS-1 号井 (江島, 1978)



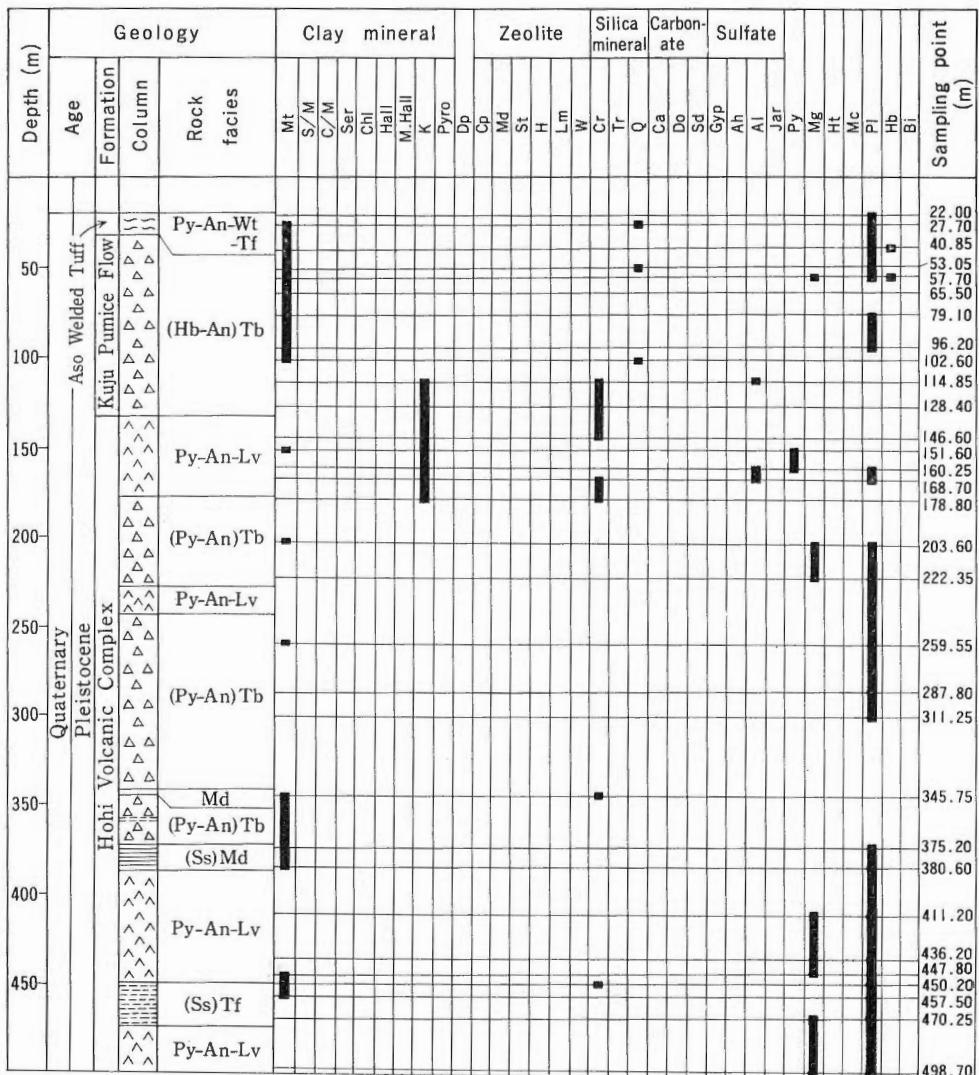
第 14-17 図 AS-2 号井 (江島, 1978)



第14-18(a)図 TY-1号井(1) (日本地熱資源開発促進センター, 1979)

Depth (m)	Age	Formation	Geology	Rock facies	Mineralogy										Sampling point (m)																				
					Clay mineral			Zeolite			Silica mineral		Carbonate		Sulfate																				
					Mt	S/M	C/M	Ser	Chl	Hall	M.Hall	K	Pyro	Dp	Op	Md	St	H	Lm	W	Cr	Q	Ca	Do	Sd	Gyp	Ah	Al	Jar	Py	Mg	Ht	Mc	Pl	Hb
550			Hb-An-Lv																																500.1
550			Tf																																515.3
550																																			533.0
550																																			558.9
550																																			578.6
600			Hb-An-Lv																															600.0	
600			Tf																																612.2
600																																			629.5
650																																			649.4
700																																			668.8
700																																			688.4
700																																			696.1
700																																			707.0
750																																			732.2
750																																			751.9
800																																			778.2
800																																			787.8
800																																			800.0
850																																			810.6
850																																			823.5
850																																			842.7
850																																			856.0
900																																			880.5
900																																			907.0
900																																			907.9
900																																			922.2
950																																			955.1
950																																			974.8
950																																			994.3
950																																			1000.0

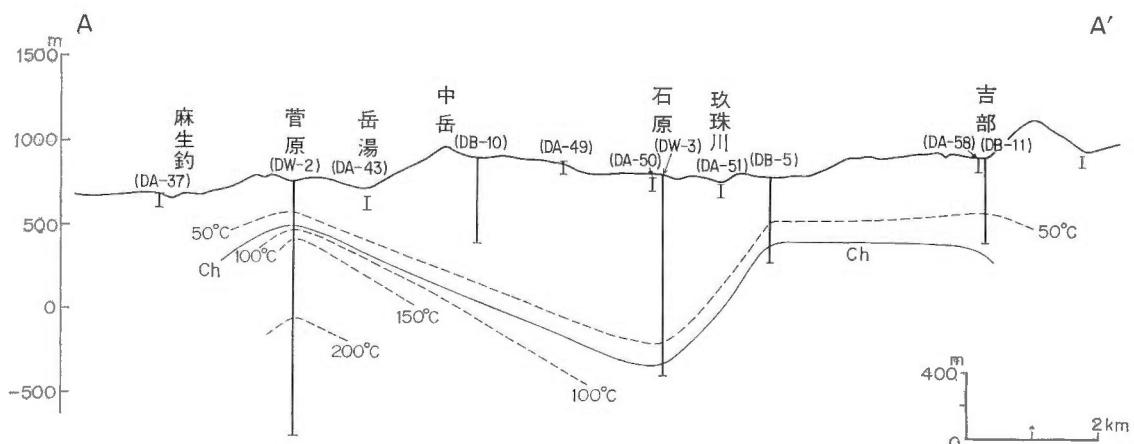
第14-18(b)図 TY-1号井(2) (日本地熱資源開発促進センター, 1979)



第14-19(a)図 KK-1号井(1)(日本地熱資源開発促進センター, 1978)

Depth (m)	Geology			Rock facies	Clay mineral	Zeolite	Silica mineral	Carbonate	Sulfate			Sampling point (m)
	Age	Formation	Column									
550	Quaternary				Mt S/M G/M Ser Chi Hai M.Hai K Pyro Dp Cp Md St H Lm W Cr Tr Q Ca Do Sd Gp Ah Al Jar Py Mg Ht Mc Pl Hb Bt							522.95
550	Pleistocene											541.90
550	Hohi Volcanic Complex											555.00
600												574.55
600												587.20
650												609.20
650												617.60
650												631.00
650												649.70
700	(Ss) Md											669.50
700	(Tf) Ss											688.25
700												694.40
700												699.40
700												706.60

第 14-19 (b) 図 KK-1 号井(2) (日本地熱資源開発促進センター, 1978)



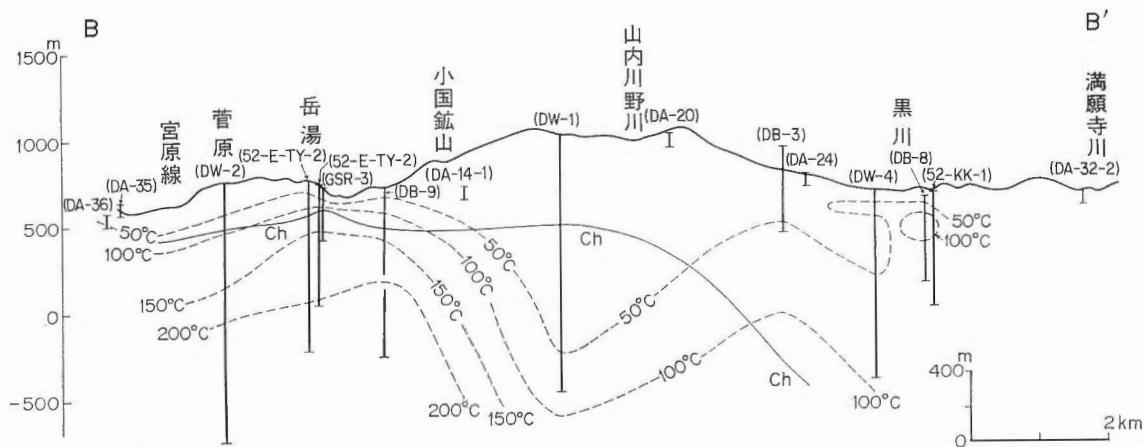
第 15-1 図 豊肥地熱調査地域の変質断面図 (1)
Fig. 15-1 Cross section of alteration zones in the Hohi area (1).

7. まとめ

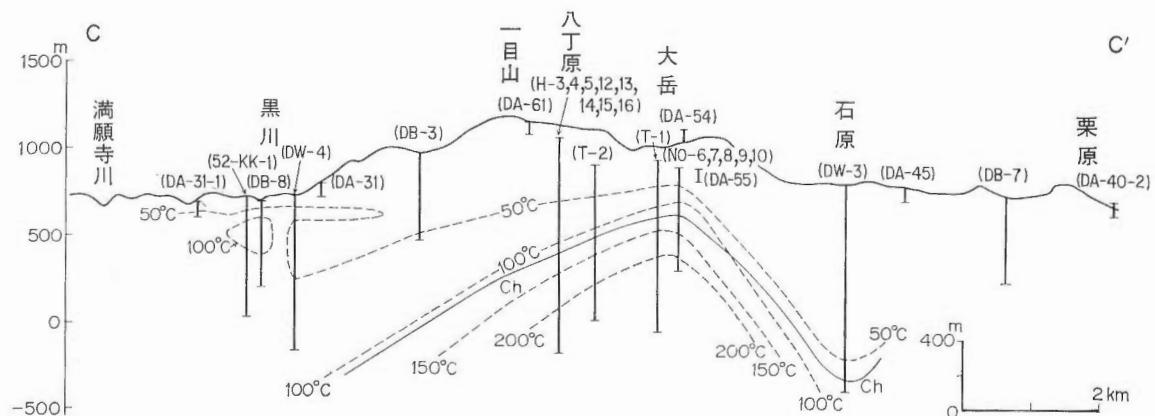
豊肥地域には莫大な探査データがあり、それらを変質作用の研究に基づいて解析することにより以下のよう興味ある結果が得られた。

(1) 地表で見られる変質帯はその成因から、パイロフィライトを伴う高温の酸性熱水による変質タイプ(I), 明ばん石・カオリナイトを主体とする表層部の酸性熱水による変質タイプ(II), クリストバライドを主体とする低温酸性熱水による変質タイプ(III), そしてカリ長石を伴う珪化帯を中心を持つ中性アルカリ性熱水による変質タイプ(IV)という4つのタイプに分けられる。

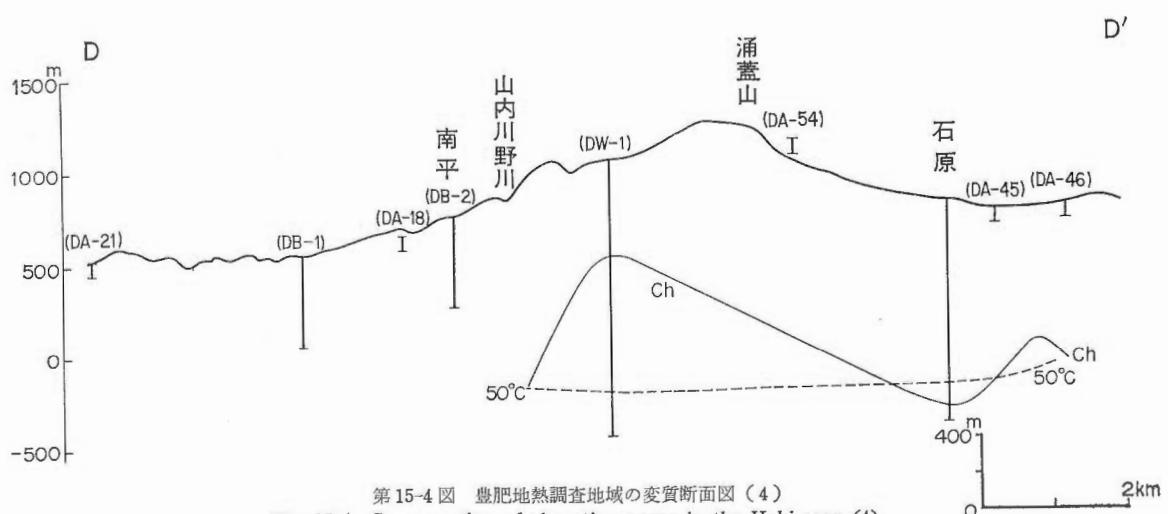
(2) タイプIの変質帯は基盤隆起地域に、タイプIVの変質は基盤沈降地域に分布している。



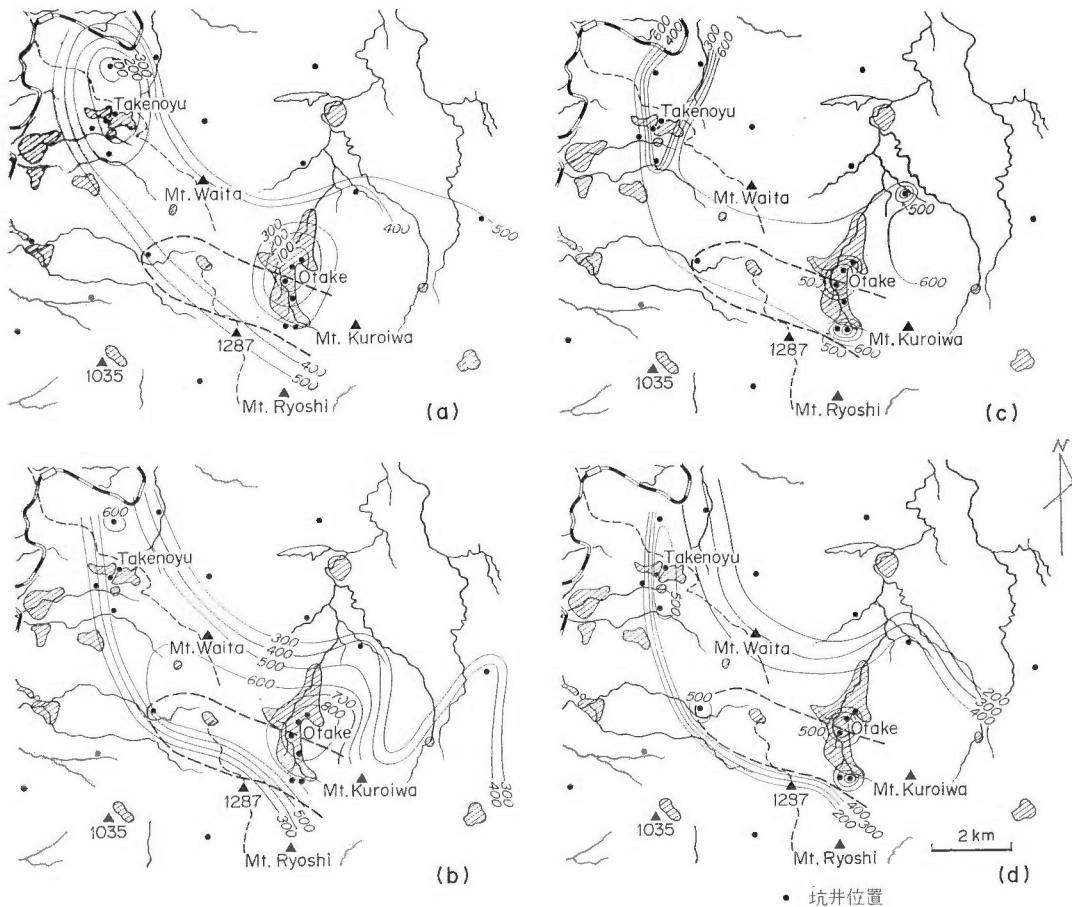
第15-2図 豊肥地熱調査地域の変質断面図（2）
Fig. 15-2 Cross section of alteration zones in the Hohi area (2).



第15-3図 豊肥地熱調査地域の変質断面図（3）
Fig. 15-3 Cross section of alteration zones in the Hohi area (3).



第15-4図 豊肥地熱調査地域の変質断面図（4）
Fig. 15-4 Cross section of alteration zones in the Hohi area (4).



第16図 変質鉱物の3次元的分布

(a) クリストバライト消失深度センター (b) クリストバライト消失の海拔高度センター
 (c) 緑泥石出現深度センター (d) 緑泥石出現の海拔高度センター

破線は地下でパイラフィライトが生じている範囲を斜線部は白色変質帯を表す。

Fig. 16 Three dimensional distribution of disappearance of cristobalite and appearance of chlorite.

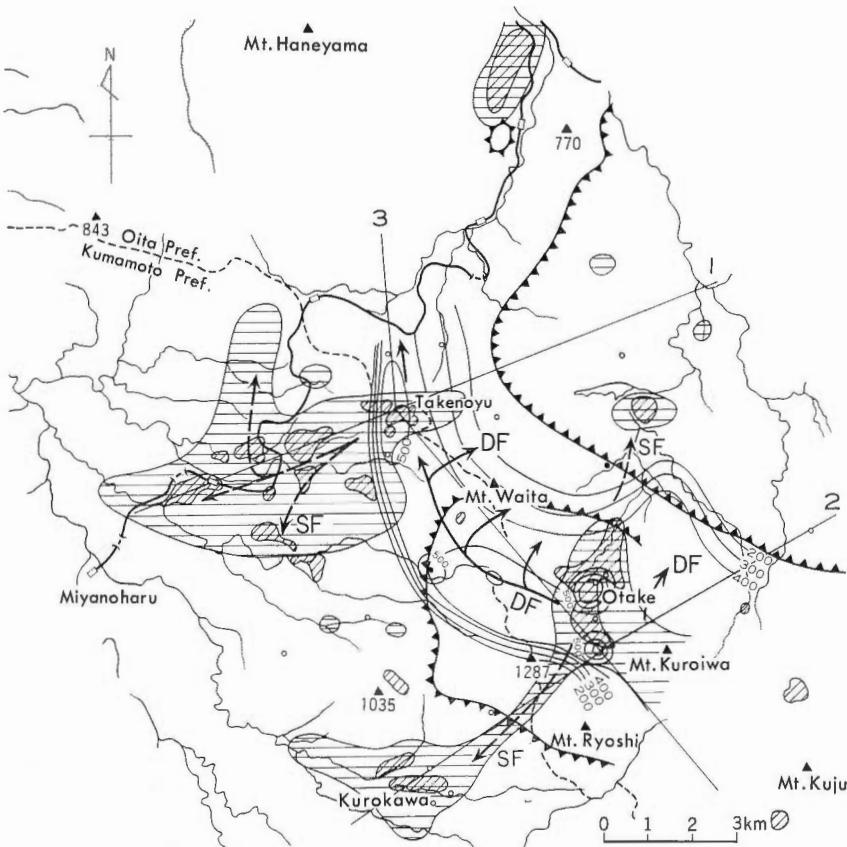
(3) タイプⅢの変質帯の下部には蒸気卓越型地熱貯留層が存在する可能性があるとされたが、変質岩の化学分析ではフッ素の濃集がなく、その存在は否定された。

(4) 微弱変質岩中の微量な粘土分の解析から深部に熱水の存在する地域あるいは基盤断続の位置が検出できる可能性が指摘された。

(5) 坑井データが多数存在する大岳・八丁原・岳湯・菅原地域についてはクリストバライト及び緑泥石の三次元的分布を求め、その分布が基盤隆起帯と一致しつつ沈降域で緩く外側で急な構造を持つことを明らかにした。このことは基盤隆起帯の沈降域側の方が反対側より温度が高い証拠とみられ、熱水系を考える上で重要な要素となる。

(6) 坑井内の変質と坑内温度分布から、酸性及びセリサイトを含む変質帯が不透水性な層を形成しやすい傾向を示すことが明らかとなった。

(7) 地表、地下の変質帯分布、地下温度分布、地熱微候地の分布から、深部熱水の上昇路は基本的に基盤断続に関連する。その検出法としては重力構造、レーダー画像や LANDSAT 画像などによる広域的構造解析が適していると考えられる。



第17図 (a) 平面図 八丁原一岳の湯地域の熱水系モデル
 斜線部：白色変質帶 水平線部：広域的モンモリロナイト分布域 カギ付線：重力急変部（外側へ向うものは高重力域、内側に向うものは低重力域を表す） DF：深部における热水の流れ SF：浅部における热水の流れ 1-3：断面線
 コンターブル：緑泥石出現海拔高度線

Fig. 15 Schematic model of Hatchobaru-Takenoyu area.

第5表 変質及び火山岩の年代測定値 (高島, 1985)
 Table 5 Age data of volcanic rocks and alteration minerals.

Area	Youngest host rock* of alteration (time scale)	Adjacent volcanos		Age of alteration (Ma)
		Name	Age (Ma)	
Otake and Hatchobaru	Young Kuju Volcanic Rocks (0.03-0.2 Ma)	Sensui?	0.16 (FT-a)	0.08 (ESR)
		Ryoshi?	0.11 (FT-a)	
Takenoyu	Old Kuju Volcanic Rocks (0.2-0.4 Ma)	Waita	0.23 (FT-a)	
Machida	Kusu Formation (0.8-1.5 Ma)	Hane	0.70 (K-Ar)	0.50 (TL)
		Aoya	0.50 (FT-a)	
Noya	Old Kuju Volcanic Rocks	Noine	0.40 (FT-a)	0.36 (TL)
		Karuto	0.38 (FT-b)	
Mizuawaketoge and Yunohira	Old Kuju Volcanic Rocks	Noine	0.40 (FT-a)	0.38 -0.48 (TL)
Yuda	Hohi Volcanic Rocks (0.8-1.9 Ma)	?		

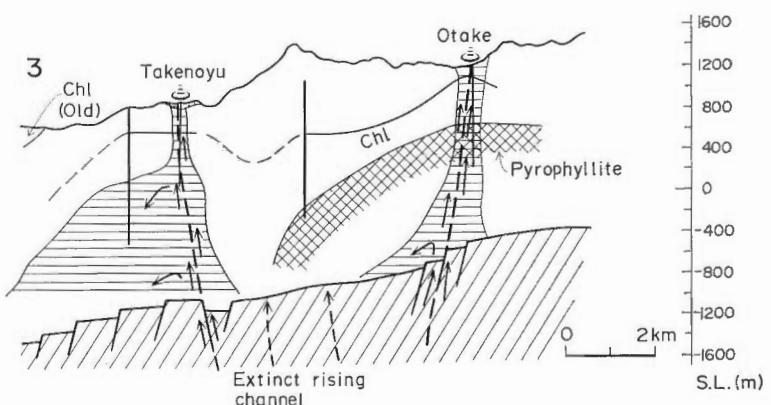
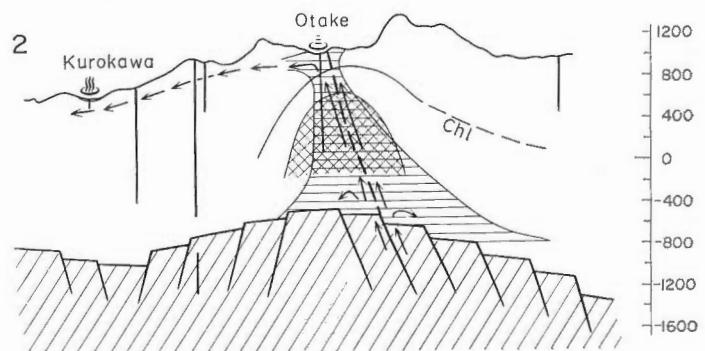
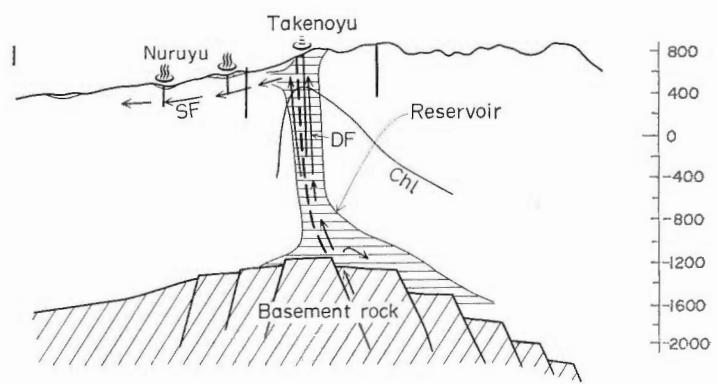
* Partly altered marginal facies were excluded.

Data source

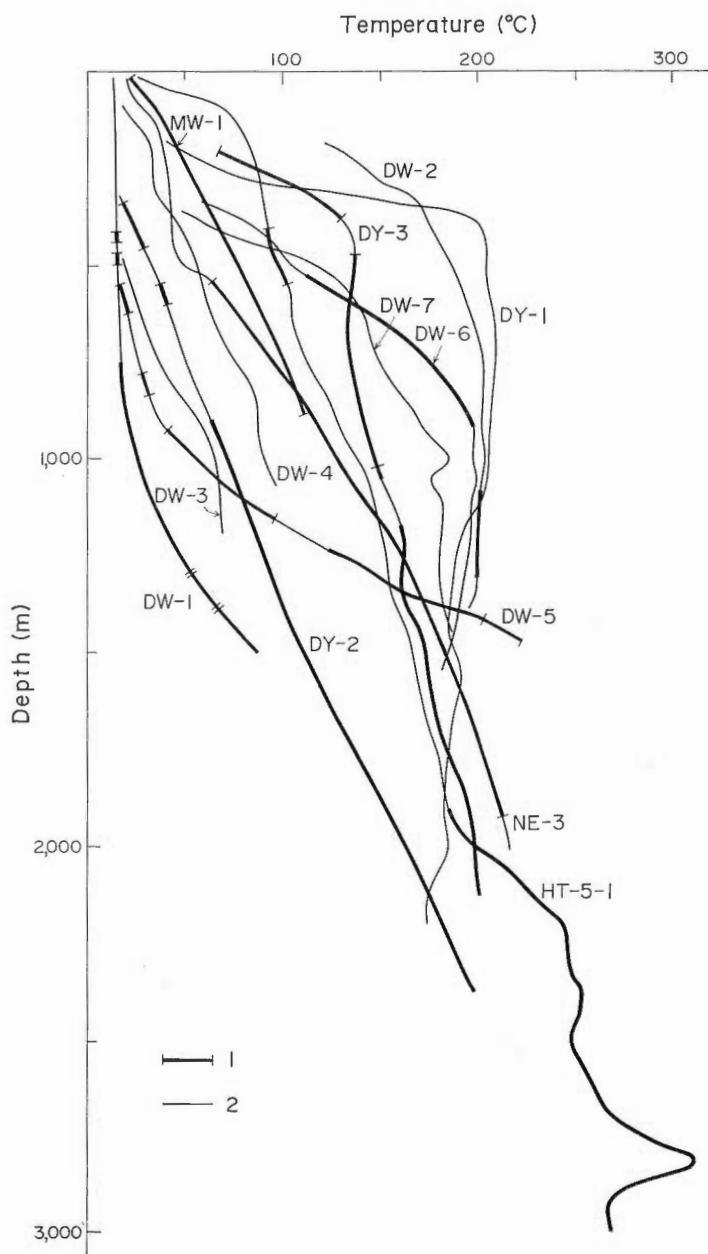
Fission-track (FT-a): HAYASHI and YAMASAKI (1984) FT-b: Unpublished data

K-Ar: KAMATA and MURAOKA (1982) ESR: IKEYA (1984) Thermoluminescence

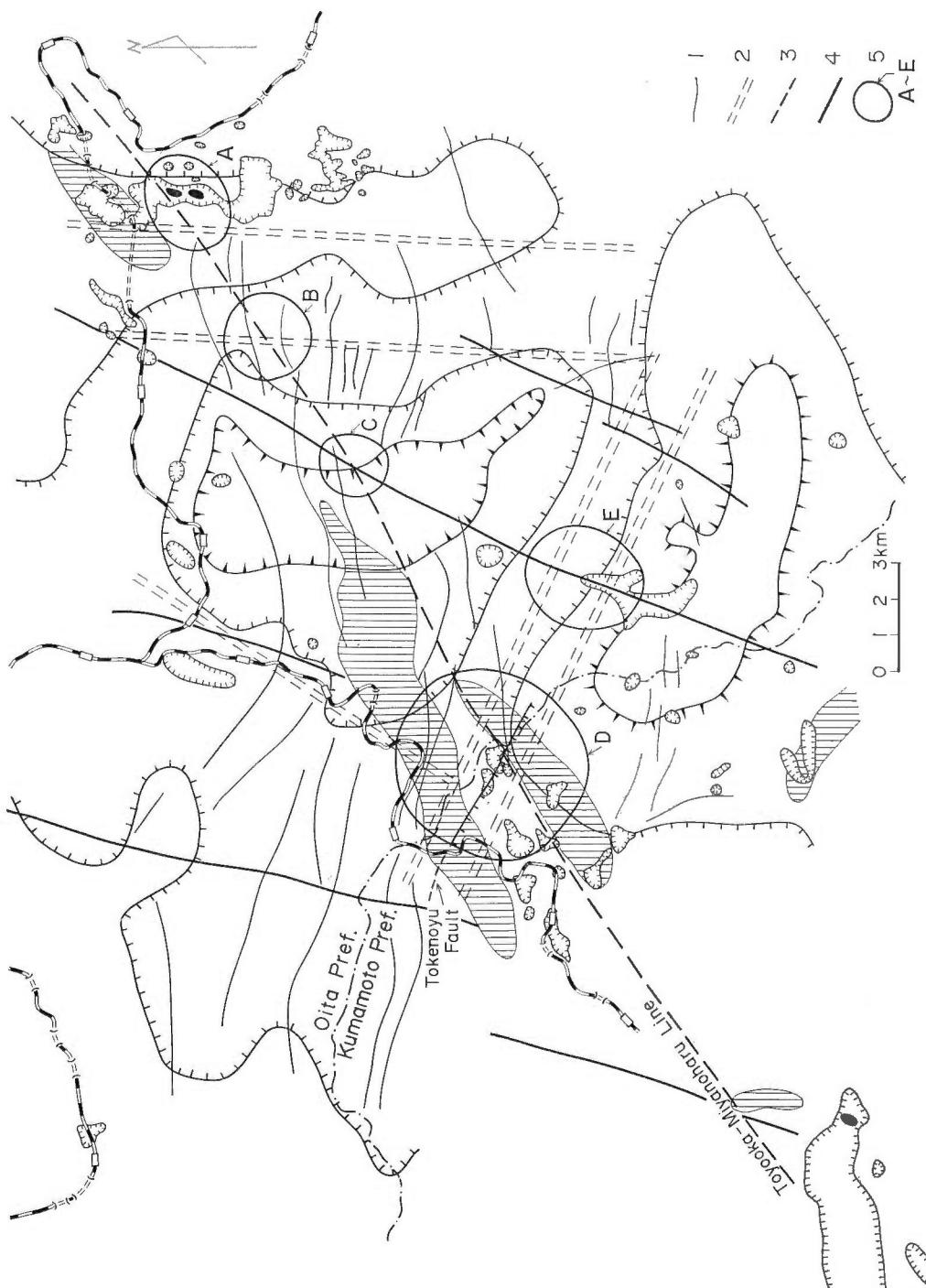
(TL): TAKASHIMA (1983)



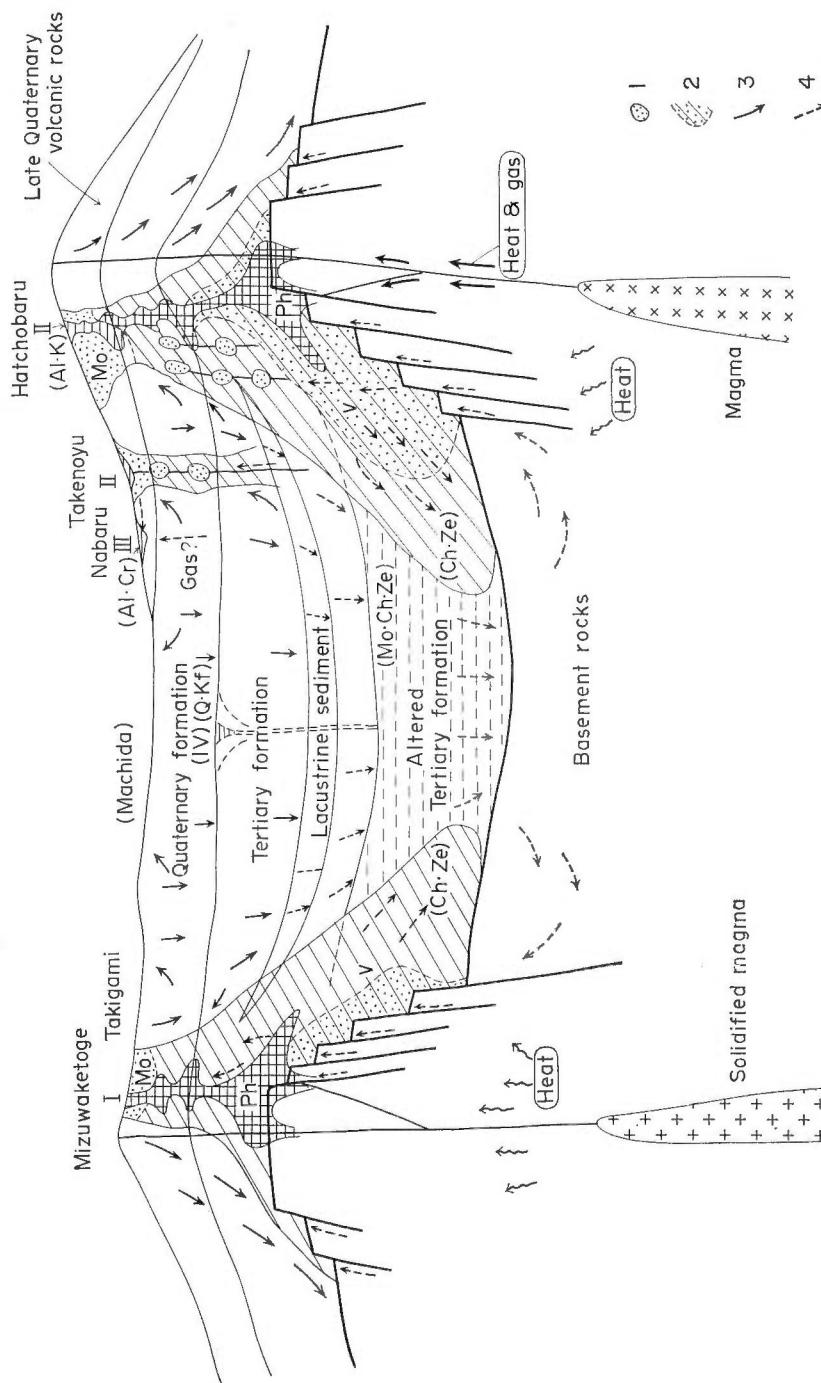
第17図 (b) 断面図 Chl: 緑泥石出現線 その他は平面図と同じ



第18図 坑井内の検層温度と変質帶
 1: 酸性変質帶 2: セリサイトを含む緑色変質帶
 Fig. 18 The relationship between temperature and type of alteration.



第19図 變質帯と地質構造の関係 (高島, 1985)
 1: 空中写真によるリニアメント
 2: 重力線から推定される断裂窓
 3: レーダー画像解析により注目されるリニアメント
 4: LANDSAT 画像解析により注目されるリニアメント
 5: 地熱探査上注目される地質
 その他の凡例は第2図及び第12図参照
 Fig. 19 The relationship between geologic structure and distribution of alteration halos.



第20図 八丁原—水沢畔の広域的地熱モデル（高島（1985）を一部修正）
 1. 浅部貯留層 2. 深部貯留層 3. 大量の水流動 4. 少量の水流動
 I-V: 変質の型
 Mo: モンモリロナイト Al: 明ばん石 K: カナリナイト Cr: クリストバライト
 Q: 石英 Kf: カリ長石 Ch: 錬流石 Ze: 錬流石 Ph: 滲石 Ph: 滲石

Fig. 20 Schematic model of Hatchobaru-Mizuawaketoge area.

(8) 変質母岩、熱源と推定される火山岩、変質岩の年代測定から隆起と陥没を一つの単位とする広域的な地熱活動史を求め、本地域で開発の対象となる火山の年代としては20万年より若いことが望ましく、40-50万年ではかなり困難となることが推定された。

(9) 陥没構造の発生一盆地内の変質・泥質堆積層の発達による難透水性構造の完成一基盤隆起域と沈降域境界の深部断裂からの熱水の上昇を基本とする広域的地熱モデルを提案し、井戸データの多い大岳・八丁原一岳湯・菅原地域については基盤上昇域を中心とするより詳細な地熱モデルを示した。

文 献

- 秋林 智・松隈寿紀・田中正三(1981) 泥湯地域の水理的及び熱的構造。石油技術協会誌, vol. 46, p. 237-243.
- 荒川 昇(1979) 地熱開発調査の地域レポート〔12〕涌蓋地域。地熱エネルギー, no. 12, p. 31-51.
- 荒牧重雄(1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題。火山, vol. 14, p. 55-76.
- 地質調査所(1976) 全国地熱基礎調査報告書 no. 29 涌蓋, 116 p.
- 電源開発(1978a) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書(地質構造調査)。
- (1978b) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書(熱流量調査)。
- (1978c) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書(構造試錐・検層)。
- (1979a) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書(熱流量調査)。
- (1979b) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書(構造試錐・検層)。
- 江原幸雄・湯原浩三・野田徹郎(1981) 九重硫黄山からの放熱量・噴出水量・火山ガス放出量とそれから推定される熱水系と火山ガスの起源。火山, vol. 26, p. 35-56.
- 江島康彦(1978) 地熱開発調査の地域レポート〔5〕阿蘇地域。地熱エネルギー, no. 6, p. 17-32.
- 浜地忠男(1952) 大分県玖珠郡飯田村玖珠鉱山硫化鉄鉱床概査報告。地調月報, vol. 3, p. 89-93.
- HAYASHI, M. (1973) Hydrothermal Alteration in the Otake Geothermal Area, Kyushu. *Jour. Japan Geothermal Energy Association*, no. 38, p. 9-46.
- and YAMASAKI, T. (1984) Radiometric Ages of Volcanic Rocks from Some Geothermal Fields in Kyushu. *Research on Natural Energy*, vol. 8, p. 461-464.
- HEMLEY, J. J., MONTOYA, J. W., MARINENKO, J. W. and LUCE, R. W. (1980) Equilibria in the System $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and Some General Implication for Alteration/Mineralization Processes. *Econ. Geol.*, vol. 75, p. 210-228.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 豊肥地熱地域地質図(10万分の1)及び説明書。地質調査所, 23 p.
- HONDA, S. and TAKASHIMA, I. (1984) The Relationship between Geothermal Manifestations and Zeolite Rocks in the Tsugaruyunosawa and Onikobe-Fukiage Geothermal Fields, Northeast Japan. *Research on Natural Energy*, vol. 8, p. 473-480.
- 池田安隆(1979) 大分県中部火山地域の活動系。地理学評論, vol. 52, p. 10-29.
- 池谷元伺(1984) 地熱: ESRによる地熱熱源評価。月刊地球, vol. 6, p. 263-267.
- 岩城 保・峯 淳一・井川一雄(1980) 最近の八丁原地区の掘さく実績について。地熱, vol. 17, p. 19-22.
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類の K-Ar 年代。地調月報, vol. 33, p. 561-567.
- 金原啓司(1983) 八幡平東部地域における地熱変質帶と熱水系。岩鉱, vol. 78, p. 479-490.
- KIMBARA, K., TAKENO, N. and SUMI, K. (1983) Hydrothermal Rock Alteration and Trace Element Geochemical Zoning in the Hachimantai Geothermal Area, Northern Japan. Extended Abstracts of 4th International Symposium on Water-Rock Interaction, p. 242-245.
- 金原啓司・大久保太治(1978) 鹿児島県薩南地区地熱調査井(SA-1号)に見られる岩石の熱水変質。

- 岩鉱, vol. 73, p. 125-136.
- ・角 清愛・千葉義明・斎藤清次(1979) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その1)一岩手県葛根田川及び北の又川流域一. 岩鉱, vol. 74, p. 433-442.
- 久保寺章・伊藤 潔・村上寛史・三浪俊夫(1982) 爆破地震動から求めた九重火山群の深部構造—Time-Term 法による—. 火山, vol. 27, p. 81-95.
- KUBOTERA, A., TAJIMA, H., SUMITOMO, N., DOI, H. and IZUTSUYA, S. (1969) Gravity Survey on Aso and Kuju Volcanic Region, Kyushu District, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 47, p. 215-255.
- 三村高久(1984) 地化学探査法—多元素地化学検層を中心に—. 地熱エネルギー, no. 24, p. 76-81.
- 村井 勇・金子史朗(1975) 大分県中・西部の構造地形と大分県中部地震. 地震研彙報, vol. 50, p. 329-342.
- 中村久由(1968) 涌蓋山周辺の地熱探査. 地熱, no. 14, p. 5-11.
- (1970) 日本の地熱資源—温泉の分布—. 地熱別冊第3号, p. 25-33.
- 中野啓二・松山一夫・泉 浩一(1983) 地熱地域の地質構造論試論(上・下)一地熱レザバーアの裂か系解釈・評価へのアプローチー. 地熱, vol. 20, p. 184-199, 325-344.
- 日本地熱資源開発促進センター(1978) 地熱開発基礎調査報告書, no. 6, 黒川(そのⅡ). Ⅱ-50 p.
- (1979) 発電用地熱開発環境調査報告書, no. 5 岳の湯地区. 222 p.
- (1980 a) 発電用地熱開発環境調査報告書, no. 9 野矢地区. 136 p.
- (1980 b) 地熱開発基礎調査報告書, no. 17 水分峠(そのⅢ). Ⅲ-98 p.
- 小川克郎・金原啓司(1983) 地熱热水の流動について—豊肥地域を例として—. 地学雑誌, vol. 92, p. 523-532.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳の湯及び大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 481-486.
- 尾崎次男・菅野敏夫(1977) 宮城県鬼首地熱地域及びその周辺における河川水文の研究—地熱地域における熱水系に関する研究第2報—. 地調月報, vol. 28, p. 735-751.
- 笠田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, p. 1-11.
- 資源エネルギー庁・地質調査所(1978) 地熱開発基礎調査報告書, no. 6 伽藍岳・黒川(I). 132 p.
- ・———(1979) 地熱開発基礎調査報告書, no. 11 天ヶ瀬(I). 99 p.
- ・———(1980) 地熱開発基礎調査報告書, no. 22 湯の平(I). 53 p.
- SUMI, K. (1968) Hydrothermal Rock Alteration of the Matsukawa Geothermal Area, Northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 225, 42 p.
- 角 清愛(1970) 松川地熱地帯の変質帶. 地質ニュース, no. 189, p. 16-24.
- 高島 熊(1972) 熊本県岳の湯地熱地域の岩石の変質. 地調月報, vol. 23, p. 721-728.
- TAKASHIMA, I. (1983) Historical Changes of Hydrothermal Activities in Some Japanese Geothermal Fields. Extended Abstracts of 4th International Symposium on Water-Rock Interaction, p. 463-466.
- 高島 熊(1985) 北部九州八丁原-野矢及び周辺地域の広域地熱変質と熱水系. 地熱学会誌, vol. 7, p. 19-40.
- ・金原啓司・角 清愛(1981) 豊肥地域の地熱変質(講演要旨). 地調月報, vol. 32, p. 304-305.
- TAMANYU, S. (1981) Evaluation of Potential for Geothermal Energy by Means of Fission-Track Dating Method in Hohi Geothermal Area, Kyushu, Japan. *Nucl. Tracks*, vol. 5, p. 215-222.
- 玉生志郎(1984) 豊肥地熱地域の地質構造. 日本地熱学会講演要旨集, p. 27.
- 通商産業省(1983) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査中間報告書. 114 p.

- 田中耕基・江島康彦(1982) 八丁原地区 3,000 m 調査井の掘削について. 地熱エネルギー, no. 19, p. 93-103.
- 谷 正己(1984) 新地熱源について一特に東北地方について一. 地熱エネルギー, no. 24, p. 123-129.
- UTADA, M. (1980) Hydrothermal Alterations Related to Igneous Activity in Cretaceous and Neogene Formations of Japan. *Granitic Magmatism and Related Mineralization, Min. Geol. Special Issue*, no. 8, p. 67-83.
- 山口 靖・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博(1984) レーダー画像による豊肥地域のリニアメント解析と土壤ガス法による現地検証. 地熱学会誌, vol. 6, p. 101-120.
- 山崎達雄・松本徳夫・林 正雄(1968) 大岳地熱地帯の地質と熱水変質. 地熱, no. 14, p. 12-23.
- 吉村尚久・藤田至則・山岸いくま(1973) グリーンタフ変動における変質作用. 地質学論集, no. 9, p. 195-201.
- 湯原浩三・江原幸雄・海江田秀志・永田 進・北里 昭(1983) 熊本県岳の湯地熱地域の地下熱構造. 地熱学会誌, vol. 5, p. 167-185.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究—

野田徹郎・阿部喜久男・茂野 博

豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究—

野田徹郎*・阿部喜久男**・茂野 博*

Geochemical investigation of the Hohi geothermal area—Interpretation
for analytical results of geothermal fluids out of test boreholes—

By

Tetsuro NODA*, Kikuo ABE** and Hiroshi SHIGENO*

Abstract : Geochemical analyses were done for geothermal fluids obtained from drill holes at the Hohi geothermal area to know the environment of reservoir and behaviour of geothermal fluids. Fluid samples are, 1) self discharged water and steam, 2) water obtained by down-hole sampling, 3) gases in drill holes, and 4) pumped up water by continuous lifting. In addition, mud logging data were used for the geochemical examination such as geothermometry and Cl-depth profile.

Depths of the drill holes widely range from 80 meter heat flow measurement holes, 500 meter boreholes (DB series), intermediate depth boreholes (DW series), to a deep well (DY-1 well: 2,618 m depth). Among these drill holes, the DB-9, the DW-2, and the DY-1 discharge geothermal fluids, that is, the DB-9 intermittently gushes hot water, the DW-2 puffs only steam, and the DY-1 spouts hot water and steam.

Combining the results of these analytical data and the geochemical surveys thus far made, the development of three independent lateral flow zones of geothermal water was assumed. Geothermal water moves along these zones toward north and these flow zones are, from west to east, the Takenoyu-Hosenji zone, the Otake-Zizobaru zone, and the Iwoyama-Ukenokuchi zone. Former two zones have a resemblance in terms of chemical composition, however, they may be derived from different deep geothermal sources.

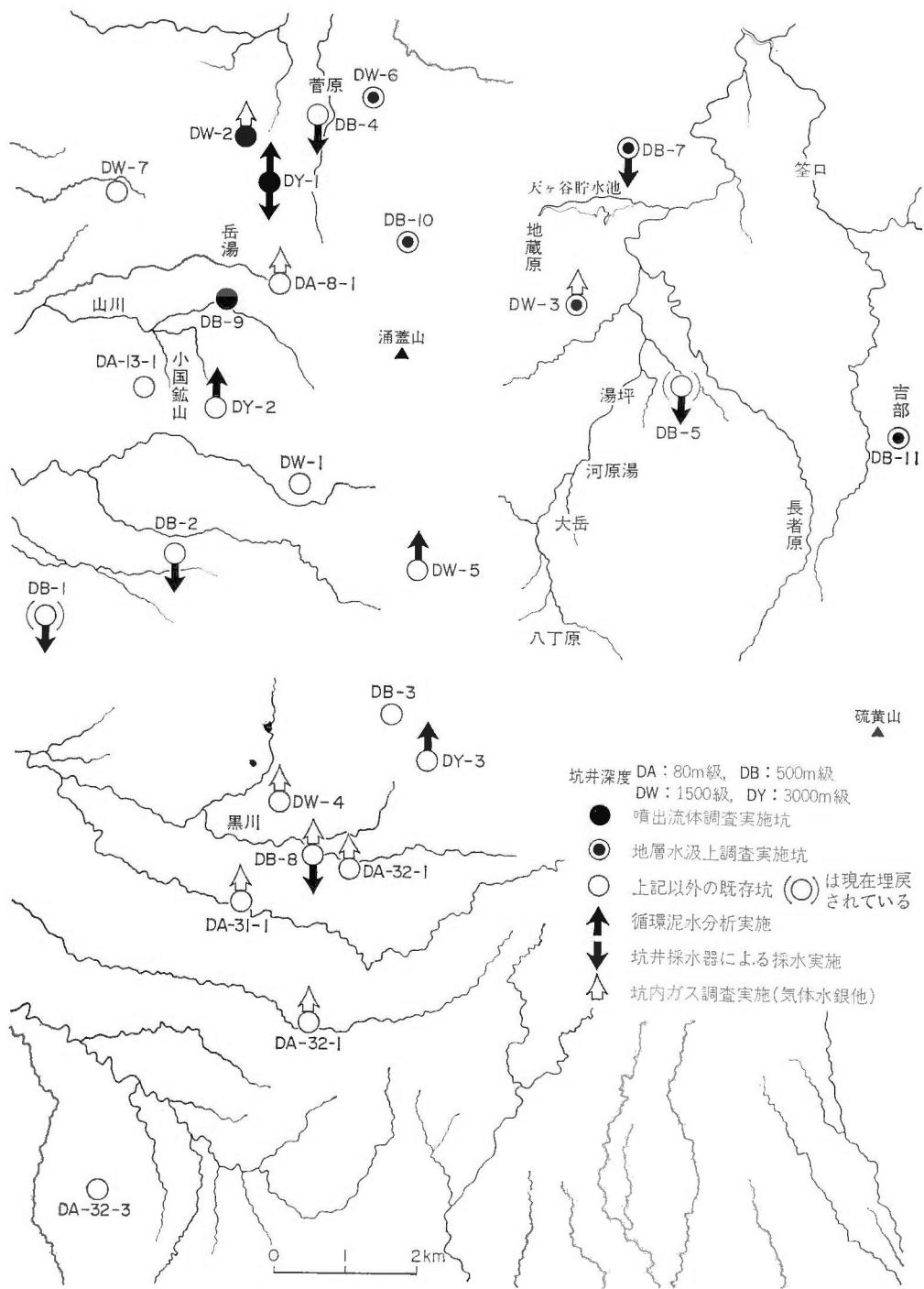
Concerning deep geothermal environment, such efforts were paid as continuous lifting of borehole waters to get any useful informations. The result shows a possibility on the existence of mixing deep seated water at the northern area of the Iwoyama-Ukenokuchi flow zone, but it is not sufficient to assess a deep geothermal system in the Hohi geothermal area by these limited data.

1. はじめに

国が昭和53年度より豊肥地域で実施中の、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」において、昭和58年度までに熱流量調査 80 m 級坑 (DA 坑) 82本, 同 500 m 級坑 (DB 坑) 10本, 構造試錐 1,500 m 級坑 (DW 坑) 7本, 深部調査 3,000 m 級坑 (DY 坑) 3本と, 多数の坑井が掘削されてきた。

これらの坑井を利用した調査としては, 物理検層をはじめとして, 得られたコアに対する地質学的調

* 地熱部 ** 技術部
*** Geological Survey of Japan



第1図 大規模深部地熱調査地化学調査実施坑位置図
 Fig. 1 Location map of test boreholes where geochemical works and interpretations were done.

査などが行われてきた。その中にあって、化学的な調査は必ずしも十分に行われたとは言い難い。その理由は一つには、分析可能な試料を得る機会にはほとんど遭遇しなかったため、化学的調査が困難であったことによると思われる。

本報告は、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」において、豊肥地熱地域の坑井に適用された化学的調査の結果と筆者らの調査データを総括し、その結果からこの地域の热水系を考察しようとするものである（第1図参照）。本稿により豊肥地域の地熱系についての総合的解明が一層前進し、同時に坑井における化学的調査の必要性が理解されれば幸いである。

豊肥地域には岳湯を中心として展開する国や熊本県の調査井、九州電力（株）大岳・八丁原地熱発電所の稼行に至る間の調査井や生産・還元井及び民間の開発による蒸気井や温泉井などの坑井もあるが、これらについては豊肥地熱調査にかかる坑井からの知見を説明する必要のあるときに、その都度引用するに留める。

本研究の遂行にあたり、新エネルギー総合開発機構ならびに電源開発（株）には豊肥地熱調査の貴重な調査資料を提供していただいた。また、豊肥地熱調査のうち化学的調査に関し、内容や手法についての著者らの要望を聞きとどけていただいた。さらに、著者らの現地での調査活動についても便宜を計っていただいた。この稿をまとめるにあたり、両者に深甚な謝意を表する。

2. 坑井による化学調査法

坑井に関する化学的調査は、ほとんどが坑井掘了後に行われるのに対し、マッドロギングは掘削中に行われる調査である。掘りあがった坑井は、あるものは热水を噴出し、あるものは蒸気のみを噴出する。中には、間欠的な噴出現象を呈するものもある。これらから得られた試料は、化学分析が施される。一方、非噴出井についても化学的調査を行うことができる。簡便な手法としては、口元で実施できる坑内ガスの調査がある。より積極的には、坑内に採水器を下したり、更に大規模には動力を用いて坑内水を汲上げたりする。これらの手法を組み合せることにより、坑井周辺の地熱環境を化学的に解明することができる（第1表参照）。以下これらの諸項目について順を追って述べることにする。

3. 掘削中の坑井における化学調査—マッドロギング

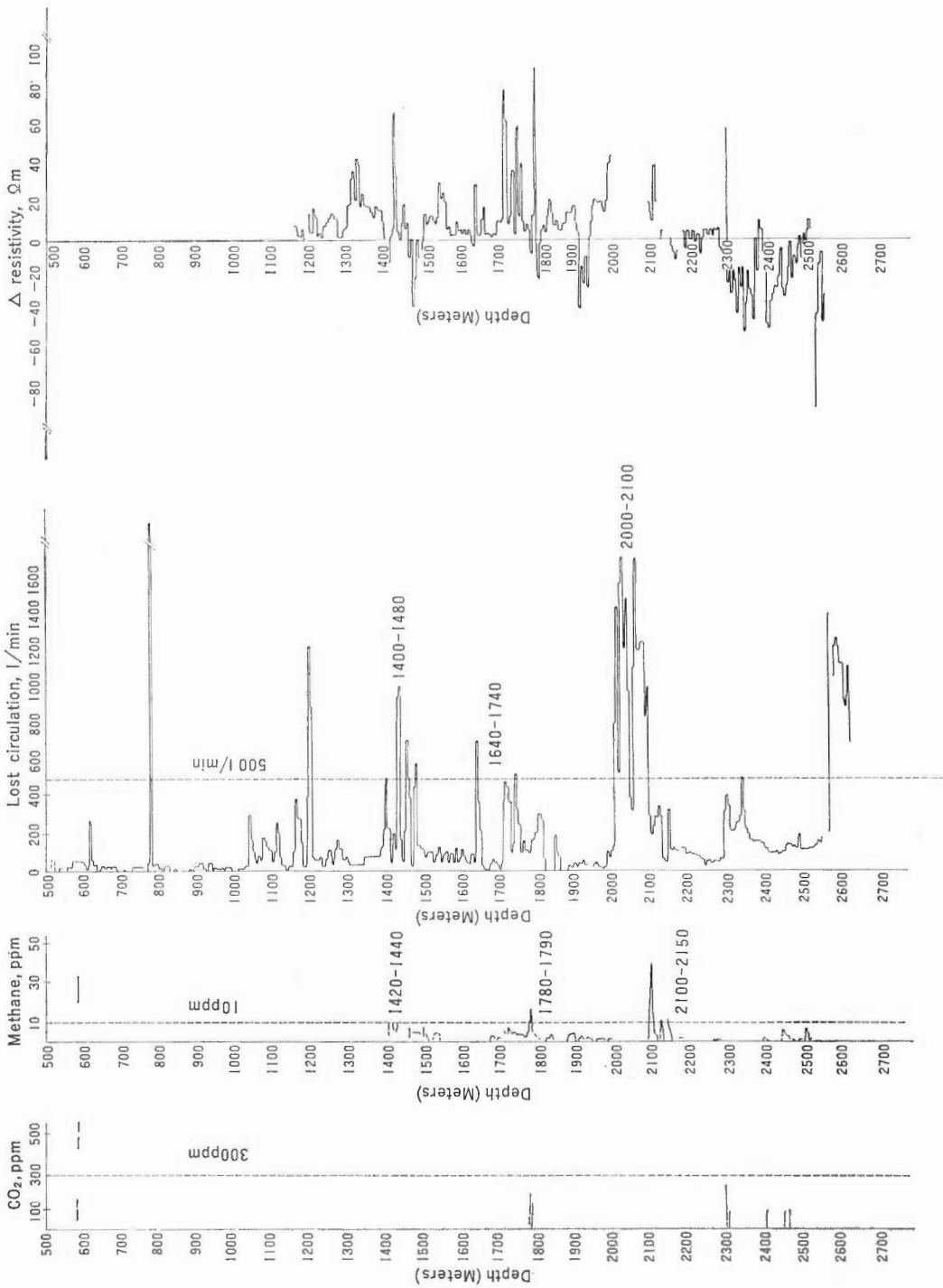
3. 1 DY-1 井におけるマッドロギング

3,000 m 級調査井 DY-1 の掘削に当って、深度 500 m よりマッドロギングが行われた（通商産業省、1982 a）。マッドロギングは、調査井掘削工事と並行して、マッドコントロールやカッティングス及びコアによる岩質・変質観察調査、その他掘削工事に関連する測定、記録等を行うものである。この中には、化学的な測定項目として

- (1) 泥水含有ガス中の炭化水素、CO₂ 及び H₂S の含有量測定
- (2) 泥水の比抵抗値測定

第1表 坑井における化学調査一覧表
Table 1 List of chemical works at test boreholes.

坑井の状況	調査内容	豊肥地域における実施坑
掘削中	マッドロギング（泥水化学分析）	DY-1, 2, 3, DW-5
噴出井	流体調査（热水・凝縮水・ガス分析）	DB-9, DW-2, DY-1
	坑井ガス調査（ガス・水銀分析）	DA-8-1, 31-1, 32-1, 32-2, DB-8, DW-3, 4
非噴出井	坑内水調査（採水器による採水・分析）	DB-1, 2, 4, 5, 7, 8, DY-1
	坑内水調査（連続汲上げによる採水・分析）	DB-7, 10, 11, DW-3, 6



第2図 DY-1における化学的なマッドロギング項目
Fig. 2 Result of chemical mud logging at DY-1 well.

が含まれている。

以下、報告書（通商産業省、1982 a）に記載されている化学的な測定項目につき逐次検討していくこととする（第2図参照、茂野・阿部、1982 a, 1982 b; 野田、1982 c）。

3. 1. 1 泥水含有ガス

ガス成分のうち CO_2 は、深度 500 m から 1,390 m まで、フルスケール 2,000 ppm で全く検出されず、1,390 m 以深はフルスケールが 500 ppm であるにもかかわらず、ほとんど検出されていない。ところで後述の分析結果に示すように泥水は pH 10 前後のアルカリ性であり、酸性ガスの CO_2 , H_2S を吸収する液性である。このことは、 CO_2 が地下からもたらされても、アルカリ性の泥水に吸収されて出てこないという解釈を成り立たせる。 H_2S も 500-1,390 m で全く検出されず（フルスケール 8 ppm）、1,390 m 以深では測定を打切っている。 H_2S も CO_2 と同じく、もし存在しても泥水に吸収されるであろう。

CH_4 は 500-1,390 m では、フルスケール 500 ppm について全く検出されていない。1,390 m 以深では、感度を上げフルスケール 50 ppm として測定が行われている。 CH_4 は、ガスを伴うような地熱流体や、ガスの通路や貯留層である割れ目の存在を指示すると考えられる。感度を上げて測定を行った深度 1,390 m 以深で、 CH_4 濃度が 10 ppm 以上を記録しているのは、1,420-1,440, 1,780-1,790, 2,100-2,150 m の 3 箇所である。 CH_4 の高感度記録を行った 1,390-2,550 m について、500 l/min 以上の大量逸水箇所を逸泥量分布図から読み取ると、1,400-1,480, 1,640-1,740, 2,000-2,100 m の 3 箇所があり、これは高 CH_4 深度と対応している。大量逸水箇所と高 CH_4 箇所の一致は、 CH_4 と地熱貯留層の関係に相当するとの印象を与えるが、高 CH_4 の位置が大量逸泥位置よりやや下方にあるので、逸泥防止剤の分解による CH_4 の発生も考えられる。

3. 1. 2 泥水の比抵抗値

泥水の比抵抗値は、1,156 m から測定が開始されている（第2図）。ここで測定されたのは、入泥比抵抗と排泥比抵抗の差であり、差比抵抗 (Δ) = 入泥比抵抗 - 排泥比抵抗で表わされる。差比抵抗は、地熱系との関連では、一般に貯留層や熱水の通路が存在した場合に変化があるとされている。しかしながら、 Δ 値は種々の要因で変化するため、DY-1 井の記録のような変化の多い深度毎の差比抵抗値を説明するのは、極めて困難である。検討の結果、 Δ 値の絶対値が大きくても、これに対応する要因の大きい変化は見出せなかった。

3. 1. 3 DY-1 井マッドロギングにおける化学的調査の評価

DY-1 井で実施されたマッドロギングは、現状では、以下の化学的評価が可能である（野田、1982 c）。

- (1) 泥水の液性がアルカリ性である限り、 CO_2 , H_2S などの酸性ガスの測定には問題がある。
- (2) 泥水に混入した有機質素材が、 CH_4 の起源となっている可能性がある。
- (3) 泥水の比抵抗値を左右する要因は様々なので、比抵抗値の変動を地下の状況と結びつけて考えるのは、現状では難しい。

3. 2 循環泥水分析

3. 2. 1 循環泥水の化学組成変化

掘削時における化学的手法による検層の手掛りとして、循環時の泥水の組成変化を検討するため、昭和56年11月に DY-1 井、及び同時に掘削中であった DW-5 井において、それぞれの井戸での泥水用清水、調製泥水（送泥前）、戻り泥水の採取を行った（野田、1983 b）。これらの試料の分析結果は、第2表に掲げられている。泥水の溶存成分分析にあたっては、液が濃く黒褐色に帶色していたり、識別不可能な懸濁微粒子が妨害するため、発光・吸光分析が適用できない。唯一、イオン電極を用いた分析法は、色、濁りに關係なく可能であり、適用濃度範囲も広いため、泥水中の Na, K, Ca, Cl の各溶存成

第2表 挖削用泥水および調製泥水の化学組成
Table 2 Chemical compositions of mud waters.

試料番号	pH	Na	K	Ca	Cl
		ppm	ppm	ppm	ppm
DY-1 清水	7.26	1,12	1.29	3.01	2.22
DY-1 泥水 (in)	12.17	8,770	121	3,690	62.0
DW-5 清水	6.90	6.95	0.745	1.18	2.13
DW-5 泥水 (in)	8.79	15,900	23.0	424	1,540
DW-5 泥水 (out)	9.81	10,400	37.5	707	1,100

第3表 深度別排泥水分析結果および $T_{Na-K-Ca}$
Table 3 Analytical results and $T_{Na-K-Ca}$ of circulating mud waters from different depths.

坑井	深度 m	pH	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Ca ²⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	T _{Na-K-Ca} °C
DY-1	310	10.59	2310	31.4	602	31.7	97
	600	8.93	3240	46.1	3330	45.6	75
	900	11.17	4070	47.6	456	68.3	107
	1210	12.06	1710	59.8	512	74.0	140
	1500	9.98	1810	23.7	872	38.6	76
	1800	8.40	2120	7.98	188	18.9	66
	2100	12.12	2660	18.6	269	32.7	87
	2400	7.49	1810	65.8	127	35.4	153
DY-2	300	11.65	1100	11.3	57.9	26.9	99
	600	8.67	1630	13.6	128	36.6	92
	900	12.13	1330	24.7	48.2	114	126
	1200	9.15	1440	26.8	16.5	86.3	135
	1500	9.49	2790	27.2	57.9	56.9	109
	1800	12.12	1580	62.6	49.8	137	163
	2100	9.15	3800	39.9	14.1	175	125
	2400	11.80	628	16.1	32.8	55.3	132
DY-3	300	12.37	2880	27.2	46.2	166	109
	600	8.71	4140	57.9	47.8	197	130
	900	8.71	5040	66.1	17.4	327	137
	1200	8.75	5280	127	12.9	332	170
	1500	8.92	2730	38.8	34.5	179	127
	1800	10.61	3020	50.3	48.2	252	133
	2100	9.39	3460	48.1	17.5	204	134
	2300	9.84	3820	65.4	5.41	243	154

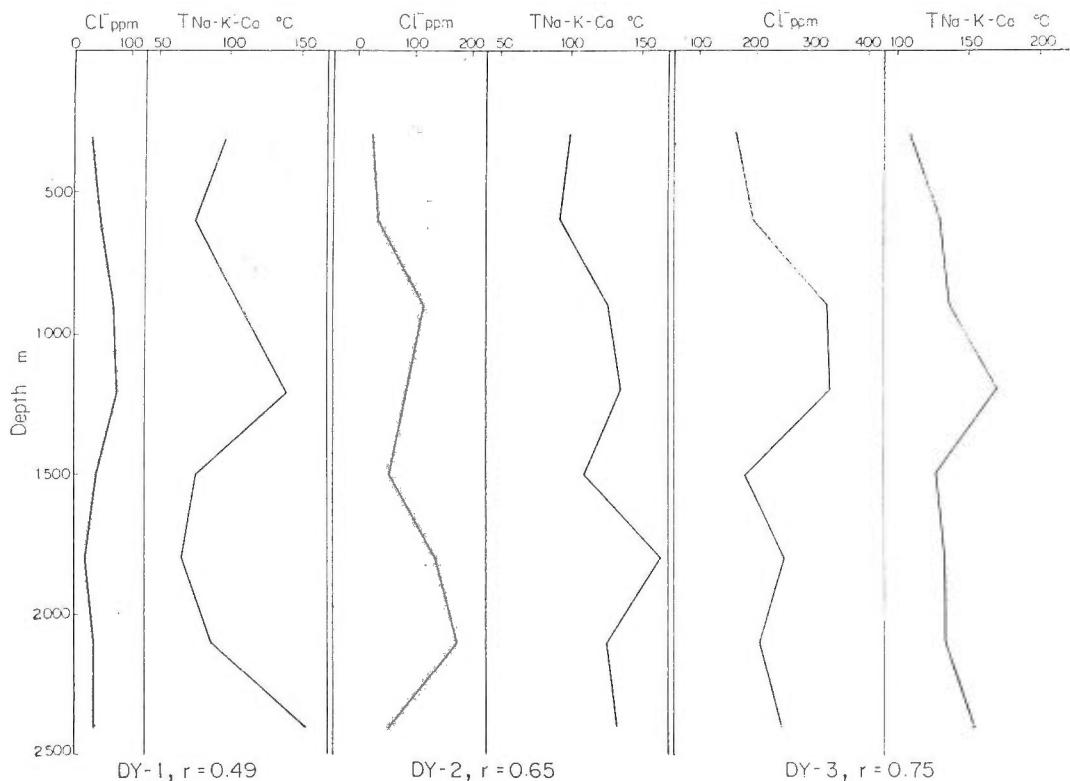
分分析法として採用した。ただ、泥水の場合には予め pH 調整を行わねばならないが、その際液がゲル化するため、適当な希釀を行うなどの前処理を十分考慮して行わねばならない。

第2表から、清水に比べ、泥水が極めて高塩濃度であることが分る。清水は中性であるが、泥水は弱アルカリ性であり、成分中 Na や Ca の高濃度化が目立ち、Cl⁻も高濃度である。DW-5 泥水では、in から out の過程で Na, Cl⁻は約 2/3 に薄くなっているが、K⁺は逆に 3/2 倍濃くなっている。また pH も高くなっている。以上のこととは、泥水が坑井内を地層と接しながら循環する際の化学変化が大であることを示すものであるが、その原因は不明である。

3. 2. 2 泥水の Cl⁻ 濃度と T_{Na-K-Ca}

排泥水から、どのように地熱情報を引出すかは重要な問題である。第3表は DY-1 及び DY-2, DY-3 井の深度別排泥水の分析を試みた結果である(野田, 1983 b)。第2表からわかるように、戻り泥水の成分の多くは泥水調製時に添加されたものであり、調製法の違いが深度別戻り泥水試料の組成を大きく左右している。しかしここでは、戻り泥水は地下の地熱情報をもたらしていると積極的に評価する立場から、泥水組成を検討してみる(野田, 1983 b)。

深度別試料についての検討項目として、塩素イオン濃度 (Cl⁻)、Na-K-Ca 法地下温度計算値 T_{Na-K-Ca} (FOURNIER and TRUESDELL, 1973) を取上げる(第3図参照)。DY-1 井においては、Cl⁻と T_{Na-K-Ca} は深度分布のパターンが非常によく似ており、1,210 m で極大となる。更に深部に向っては、Cl⁻は 1,800 m の極小を経てやや増加し、T_{Na-K-Ca}も同じく 1,800 m の極小を経て大きく上昇する。T_{Na-K-Ca}は、送泥前の試料について 110°C と算出されるように絶対値としての意味は薄いが、相対的に比較することは有意だと考えられる。以上の諸点から、DY-1 井の地熱貯留層について次のような可



第3図 DY 井循環泥水の深度別 Cl⁻ 濃度および T_{Na-K-Ca}
Fig. 3 Cl concentration and T_{Na-K-Ca} of circulating mud waters at different depths of DY-wells.

能性が指摘される:

(1) 600 m 付近は、地熱地帯によく見られる浅部の蒸気型の地熱貯留層で、深部の地熱貯留層からの CO_2 を伴った水蒸気により涵養されている。

(2) 1,200 m 付近には、熱水型の地熱貯留層があり、蒸気のみが上部に運ばれている。

以上は、泥水組成の変化が泥水の坑井内循環時に発生し、他の条件は一様であると仮定した上で推論であるが、他の検層結果との比較の際に、一応の参考資料となろう。なお、2,500 m における $T_{\text{Na-K-Ca}}$ の相対的な上昇は、更に深部の高温資源存在の期待を抱かせるものである。

DY-2, 3 井が DY-1 井と大きく異なるのは、DY-2, 3 井深部では熱水層に遭遇しなかったことである。検層温度も DY-1 井のように浅部で急に立ち上りほぼ一定になるような変化ではなく、伝導的な加熱機構により温度が上昇するような温度パターンとなっている。このように DY-2, 3 井では、顕著な地熱貯留層が存在しなかったことから、排泥水組成変化の大きい要因である地熱流体の混入はなかったと考えられる。ただ、DY-2 井で注目されるのは、900-1, 200 m, 1,800-2, 100 m で、 Cl^- 及び $T_{\text{Na-K-Ca}}$ が高いことである。本坑井では 650-1, 210 m に断続的ながら大量の逸水が見られ、955, 1, 880 m には豊肥火山岩類、先玖珠変質火山岩類、基盤岩類の境界がある。DY-3 井では、900-1, 200 m、最深部の 2, 300 m で Cl^- , $T_{\text{Na-K-Ca}}$ が高いことが注目される。DY-3 井深部の逸水箇所は 942, 1, 082, 2, 124, 2, 164 m のみであり、 Cl^- , $T_{\text{Na-K-Ca}}$ の高い深度とよく一致する。また、DY-3 井では 1,050 m を豊肥火山岩類と先玖珠変質火山岩類の境界としている。このように泥水組成異常は、重要な坑井情報（通商産業省、1983 a）と一致しており、実際、これらが何らかの影響を排泥水組成に与えているかもしれません。

最後に強調しておきたいことは、 Cl^- と $T_{\text{Na-K-Ca}}$ の変化は、相関係数が、DY-1, 0.49, DY-2, 0.65, DY-3, 0.75 で示されるように、相関性がよいことである。これを素直に解釈すれば、 Cl^- 濃度が大のところは、 Cl^- を含む熱水が混入したり、地熱による蒸発濃縮の効果が現われているものと言える。DY-2, -3 両井深部では、 Cl^- , $T_{\text{Na-K-Ca}}$ とも上昇傾向にあり、深部での熱活動を裏書きするものかもしれない。

4. 流体噴出井を利用した化学調査—80-1, 500 m 級の既存坑

豊肥地域の 80 m 級から 1,500 m 級までの掘削坑井のうち、DA-17, DA-32, DA-14-1, DA-58-1, DB-9, DW-2 は、熱水、蒸気、温水などの何らかの噴出物を伴った。このうち DB-9 井と DW-2 井はモニタリング坑として残されていたが、これまでに十分な化学的調査がなされていなかった。この 2 坑はいずれも後述する大深度井 DY-1 に近く（第 1 図参照）、付近一帯は今後も深部地熱開発の重点地区となることが予想されることから、両坑について噴出物を採取したことは、今後の同地域の地熱開発の参考資料として貴重である。

4. 1 DB-9 井における噴出流体

500 m 級試錐 DB-9 井は、既存坑中、唯一、熱水を噴出している。しかも、その噴出が間欠的である点で興味深い。坑井周囲には硫化水素の臭気が漂っており、漏水の流路には硫黄様の白色沈殿が見られ、硫化鉄と思われる黒色の物質も生じている。パイプの腐蝕損耗の程度から、噴出水は酸性であることが予想されたが、後述する如く、pH はほぼ中性であった。DB-9 井では、低温時の発泡や、休止期の管内の発泡音から、ガス圧が間欠現象に関与していると推察されるが、ガスとして多量の硫化水素を含むこのような間欠泉の例は希有である。

昭和56年11月11日バルブを開放し、間欠現象を観察すると同時に、前後 5 回のサンプリングを行った（野田、1982 d）。各試料の分析結果と平均値及び H_2S , CO_2 濃度、化学平衡温度を第 4 表に示す。各試料は、間欠現象の各噴出期毎に採取したもので、大きい番号ほど後の噴出物である。分析値は No. 6 試料以外はよく似た値である。

第4表 DB-9 井噴出水の化学組成
Table 4 Chemical compositions of waters discharged from DB-9 borehole.

試料番号	pH	Na	K	Mg	Ca	Li	Cl
DB-9 No. 2	7.20	170 ppm	51.2 ppm	6.10 ppm	49.8 ppm	0.039 ppm	0.399 ppm
DB-9 No. 3	7.40	172	49.3	6.07	49.3	0.039	0.234
DB-9 No. 4	8.00	169	48.3	5.96	48.5	0.038	0.269
DB-9 No. 5	7.35	171	48.6	5.69	45.4	0.032	0.302
DB-9 No. 6	7.90	166	42.9	4.84	36.5	0.020	0.267
平均組成(5試料)	7.57	170	48.1	5.73	45.9	0.034	0.294
試料番号	HCO ₃	SO ₄	SiO ₂	B	F	備考	
DB-9 No. 2	496 ppm	163 ppm	165 ppm	0.010 ppm	0.742 ppm	H ₂ S 17.3 ppm うち free H ₂ S 9.1 ppm	
DB-9 No. 3	502	167	167	0.009	0.754	free CO ₂ 41.6 ppm	
DB-9 No. 4	504	167	166	0.016	0.763	平均組成についての化学平衡温度	
DB-9 No. 5	464	167	157	0.007	0.810	T _{Na-K-Ca} *1 235°C	
DB-9 No. 6	333	241	97.3	0.011	0.933	T _{ΔMg} *2 150°C	
平均組成(5試料)	460	181	150	0.011	0.800	T _{SiO₂-ADI} *3 154°C	

採水 昭和56年11月11日、H₂S、CO₂測定試料は昭和56年12月21日

*1 Na-K-Ca 法による平衡温度 (FOURNIER and TRUESDELL, 1973)

*2 *1 についての Mg による補正温度 (FOURNIER and POTTER, 1979)

*3 断熱膨張過程による石英飽和温度 (TRUESDELL, 1977)

DB-9 井噴出水は、泉質分類上、中性の硫化水素を含有する Na·Ca-HCO₃·SO₄ 型の水である。Cl の含有量から、この水には食塩型の热水は混入しておらず、蒸気により加熱された水だと判断される。溶存するガスについて CO₂/H₂S (モル比) は 3.53 であり、これと平衡にある気相での CO₂/H₂S (60°C) は 11.7 となる。この値は、地熱系のガスとして H₂S が多いことを示すが、同時に、DB-9 井がガスの関与する間欠泉としては非常に珍しい H₂S が高濃度であるという特質を有することを示している。H₂S を伴い、その酸化により生じたと考えられる SO₄ を含有するにもかかわらず、液性が中性であることから、この水の地下での滞留時間は比較的長いと考えられる。即ち、生成した硫酸が岩石との反応によって中和されるのに十分なだけの時間滞留されていなければならない。

化学平衡温度は、Na-K-Ca 法で 235°C、これに Mg 濃度による補正を加えると 150°C と算出される。SiO₂ 法は、断熱膨張を考慮した石英溶解平衡から、154°C が得られる。従って DB-9 井噴出水の化学平衡温度としては、150°C 前後が妥当であり、これが DB-9 井より噴出する水の平均的な地下貯留温度と言えよう。

DB-9 井は地理的に DY-1, DY-2 井との関係が注目されるが、その間欠現象の解明は、この地域の地下の热水貯留構造解明の一助となる可能性がある。DB-9 井噴出水の水質からは、ガスと熱を供給する更に深部の地熱流体の存在が予想される。また、DB-9 井噴出水の組成は岳湯地区浅層の蒸気加熱型温泉 (通商産業省, 1980) と類似するものであることから、DB-9 井深部には岳湯の地熱井で得られている NaCl 型热水の存在も考えられる。

第5表 DW-2 井噴出蒸気分析一覧表
Table 5 Analytical results of steams discharged from DW-2 borehole.

1. ガス採取管(冷却凝縮)による採取試料

H ₂ O	不凝結ガス
99.75 %	0.25 %

不凝結ガスの組成(%)

N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	H ₂	He	CH ₄	C ₂ H ₆
14.30	4.18	0.13	77.94	0.54	以下 0.002	0.0817	0.0033

2. アルカリ吸収法による採取試料

H ₂ O	CO ₂	H ₂ S
99.672 %	0.315 %	0.012 %

3. 凝縮水中の揮発性成分

B	NH ₄
0.23 ppm	32.9 ppm

4. 2 DW-2 井における噴出流体

1,500 m 級試錐 DW-2 井は、現存する坑井中、唯一蒸気を噴出する坑井であり、地理的には DY-1 井に近い。噴出蒸気は、その臭気から硫化水素を含むことが知られる。昭和56年12月24日、噴出蒸気中の非凝縮ガスの採取及び凝縮水の採取を行った(野田、1983 c)。これらの分析値は一覧表として、第5表に示す。ガス分析の結果、DW-2 井噴出蒸気の起源や性質について次のような推測が可能である。DW-2 井噴出蒸気中、水蒸気の占める割合は 99.7% 前後である。一般に、このように水蒸気の占める割合が非常に大きいとき、その蒸気は蒸気卓越型の地熱系からもたらされたものでなく、深部の熱水型地熱系から派生したものだと考えられる。凝縮水中の揮発性成分のうち、B が少ないことも、このことを裏付けている。アルカリ液に吸収された酸性ガスの CO₂/H₂S (モル比) が 26 とやや大きいことは、深部の母熱水が酸性ではなく、中性に近いものであることを予想させる(KOGA and NODA, 1975)。深部の熱水系について更に評価を加えるために、D'AMORE and PANICHI (1980) による地熱ガス温度計を適用したところ 251°C が、また FISHER-TROPSCH の温度計 (NEHRING and D'AMORE, 1984) からは 320°C が得られた。

以上をまとめると、DW-2 井蒸気の起源について次のようなことが考えられる。即ち、DW-2 井の蒸気は、更に深部に存在するほぼ中性 250°C 以上の温度の熱水層から派生したと推測される。しかし、この結論はただ 1 回のガス分析に基づくものであり、その点、若干信頼性に欠ける。

5. 流体噴出坑における化学調査—深部調査井 DY-1 坑 (3,000 m 級)

昭和55年度に掘削された深度 3,000 m 級の調査井、DY-1 井において1982年6月1日より噴気試験が行われた(通商産業省、1983 a)。著者らは、この噴気試験が開始されて間もない1982年6月15日-20

第6表 DY-1井採取試料一覧表
Table 6 List of water samples of DY-1 well and in the surrounding area.

試料番号	採点地点および試料名	湧出状況	坑井深度 (m)	採取地点 の標高(m)	採取年月日	気温(°C)
H 2-0 1	大分県玖珠郡九重町 " "	DY-1井 熱水 蒸気凝縮水	自噴 "	2,618 "	1982.6.16 "	—
H 2-0 2	" "	" "	" "	" "	" "	—
H 2-0 2 G	" "	" "	" "	" "	" "	—
H 2-0 8	" "	" "	" "	" "	1982.6.18	—
H 2-2 3	" "	" "	" "	" "	1982.6.2	—
H 2-3 5	" "	" "	" "	" "	1982.12.9	—
—	熊本県阿蘇郡小国町 " "	岳ノ湯 K-6井 熱水 K-7井 熱水	" "	" "	—	—
—	大分県玖珠郡九重町 " "	大岳地熱発電所 総合熱水	" "	" "	—	—
—	八丁原地熱発電所 " "	八丁原地熱発電所 総合熱水	" "	" "	—	—

第7表 DY-1井試料の主要溶存化学組成一覧表
Table 7 Main chemical compositions of water samples of DY-1 well and in the surrounding area.

試料番号	試料名	温度 (°C)	pH	RpH	Cl ⁻ *	SO ₄ ²⁻ *	HCO ₃ ⁻ *	CO ₃ ²⁻ *	K ⁺ *	Ca ²⁺ *	Mg ²⁺ *	SiO ₂ *	T.S.M. *	
H 2-0 1	DY-1井 熱水	b. p.	8.60	9.10	1040. 5.63 0.00	56.3 0.16	18.3 25.9 0.00	36.0 36.0 0.00	50.0 48.8 0.00	39.4 40.0 0.00	0.05 40.0 0.01	258. 0.0 0.0	2330. 40. 2308	
H 2-0 2	"	b. p.	5.52	9.10	1120. 60.2	625. 18.3	625. 36.0	625. 36.0	625. 48.8	50.0 40.0 0.00	0.05 0.04 0.04	261. 261. 261.	261. 261. 261.	
H 2-0 8	"	b. p.	8.72											
H 2-2 3	"	b. p.	—	9.12	1020. 1050.	63.9 58.8	122. 134.5	39.0 66.5	625. 56.5	48.8 36.3	0.07 0.05	277. 240.	2297. 2320.	
H 2-3 5	"	b. p.	—	8.82										
—	岳ノ湯 K-6井 熱水	b. p.	8.98	—	1360.	66.2	12.2	33.0	825. 118.	16.8	0.00	411.	3304.	
—	" K-7井 熱水	b. p.	8.91	—	1420.	55.9	24.4	27.0	850. 123.	26.3	0.00	467.	3220.	
—	大岳発電所 総合熱水	b. p.	8.30	8.38	1640.	165. 3100.	22.9 106.	7.50 18.3	1000. 133. 1750.	35.0 33.8	0.17 0.63	501. 752.	3735. 6456.	
—	八丁原発電所 総合熱水	b. p.	7.00	6.65										

* mg/l

第8表 DY-1 試料の微量元素化学組成一覧表
Table 8 Trace chemical compositions of water samples of DY-1 well and in the surrounding area.

試料番号	試 料 名	H ₂ S	free CO ₂	F ⁻	Br ⁻	I ⁻	Fe ²⁺	F ⁻³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Zn ²⁺	NH ₄ ⁺	HBO ₂
H 2 - 0 1	DY-1井 熱水	0.00	0.00	2.62	0.87	0.00	0.00	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	53.0
H 2 - 0 2	" 蒸気凝縮水	1.81	71.9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.50	0.00
H 2 - 0 8	" 热水	0.00	0.00	2.67	0.51	0.00	0.00	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	51.9
H 2 - 2 3	" 热水	—	0.00	2.62	0.53	0.00	—	—	5.75	0.00	0.00	0.00	0.00	—	42.9
H 2 - 3 5	" 热水	—	0.00	2.61	0.91	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	—	51.9
—	岳ノ湯 K-6井 热水	—	0.00	3.44	0.75	0.00	—	—	6.10	0.00	0.00	0.00	0.00	—	77.0
—	" K-7井 热水	—	0.00	3.23	0.88	0.00	—	—	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	—	72.5
—	大岳発電所 総合热水	0.00	0.00	3.65	0.84	0.11	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80	84.1
—	八丁原発電所 総合热水	0.00	49.4	4.37	1.84	0.32	0.00	1.85	0.50	0.00	0.10	0.00	0.00	1.22	156.

* mg/l

第9表 DY-1 井試料の水素・酸素同位体組成一覧表
Table 9 Isotopic compositions of water samples of DY-1 well.

試料番号	試 料 名	δD SSMOW (‰)	$\delta^{18}O$ SSMOW (‰)
H 2 - 0 1	DY-1井 热水	-57.	- 7.2
H 2 - 0 2	" 蒸気凝縮水	-74.	-11.4
H 2 - 0 8	" 热水	-55.	- 6.7

第10表 DY-1 井ガス試料分析結果一覧表
Table 10 Analytical result of gas sample of DY-1 well.

1) 野外分析結果

試料番号	試料名	蒸気／ガス(vol. %)		ガス組成(vol. %)		(蒸気凝縮水を除く)	
		H ₂ O	Gas	CO ₂	H ₂ S	SO ₂	O ₂
H2-02G	DY-1井ガス	99.96	0.04	79.15	0.36	—	0.00

2) 室内分析結果

試料番号	試料名	ガス組成(vol. %)		ガス組成(vol. %)		(Rガス中)		
		N ₂	Ar	He	Ne	H ₂	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆
H2-02G	DY-1井Rガス	96.9	1.73	0.0497	0.000	0.315	0.970	0.0013

3) ガス組成(蒸気凝縮水を除く)

試料番号	試料名	ガス組成(vol. %)		ガス組成(vol. %)		(蒸気凝縮水を除く)				
		CO ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂	Ar	He	H ₂	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆
H2-02G	DY-1井ガス	79.15	0.36	19.85	0.00	0.355	0.010	0.065	0.200	0.003

4) ガス組成(蒸気凝縮水を含める)

試料番号	試料名	蒸気／ガス(vol. %)		ガス組成(vol. %)		(蒸気凝縮水を含める)						
		H ₂ O	GaS	CO ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂	Ar	He	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆
H2-02G	DY-1井ガス	99.96	0.04	80.74	0.55	18.13	0.00	0.323	0.009	0.059	0.183	0.003

日の6日間、現地においてDY-1井より噴出する地熱流体の採取を行うとともに一部現地化学分析を行い、その後各種の化学・同位体化学分析を実施した（茂野・阿部・野田、1983a, 1983b; 通商産業省、1983a）。

5.1 分析結果

DY-1井より1982年6月16日及び6月18日に採取した試料、熱水及び蒸気凝縮水の主要溶存化学組成、同じく微量溶存化学組成、同じく水の水素・酸素同位組成、ガス試料分析結果をそれぞれ、第6-10表に示す。これらの表には、6月2日及び12月9日にDY-1井から採取された試料についての分析データのほか、岳湯及び大岳・八丁原地域の坑井より採取された熱水の化学分析の参考データなどを加えた。

水の水素・酸素同位体組成は、標準平均海水(SMOW)を基準に、千分率偏差値(‰、パミル)として δ 値で表示した。

以上の種々の化学分析結果に、DY-1井の地下の地熱貯留層における化学平衡の温度を与えると考えられる地球化学温度計手法(TRUESDELL, 1975; FOURNIER and POTTER, 1979; 野田, 1980; FOUILAC and MICHAUD, 1981; D'AMORE and PANICHI, 1980; NEHRING and D'AMORE, 1984)を適用し、この計算した結果を第11表に示した。

5.2 考察

DY-1井に地熱流体を供給している地下深度1,900-2,600mに存在する熱水系に関して、上述したDY-1井から噴出する地熱流体の化学分析データ及びその他の若干の補足的なデータを用いて、次の6点について考察を加えた。

(1) 熱水系のタイプ

DY-1井周辺の地下1,900-2,600mに存在する熱水系は、DY-1井から噴出する蒸気／熱水重量比が約0.12と低いこと及び噴出する熱水が弱アルカリ性のNa-Cl型であることから、熱水卓越系であると考えられる。

DY-1井の坑内静止水位は、坑口からの深度が250mよりも浅いと考えられる(通商産業省, 1983a)。一方、地下1,900-2,600mに存在する熱水系の貯留層温度は後述するように185°C程度であると考えられる。この状態での静止圧と有するエンタルピーの関係からは、この熱水系には熱水と平衡にある蒸気は存在していないと予想される。

(2) 熱水系の温度

DY-1井から噴出する熱水及び蒸気中のガスに地球化学温度計を適用した結果は、第10表に示されるように、石英シリカ温度計(T_{SiO_2} (Adia.)), アルカリ比温度計($T_{Na-K-Ca}$ 及び $T_{Na-K-Ca-Mg}$)で一致して185°C程度の温度を示している。この温度は、DY-1井における坑内検層による温度回復試験の1,900m以深の最高温度である187°C(通商産業省, 1982b)にほぼ一致しており、熱水系の貯留層温度を示していると考えられる。噴出熱水について他に計算された温度計としては、 T_{Na-K} は185°Cより20°C程度低い温度を、また T_{Na-Li} 及び T_{Li} は約5-10°C高い温度を示している。ガスについて適用した $T_{H_2S-H_2-CH_4-CO_2}$ は185°Cにほぼ一致している場合と、40°C程度高い温度を示している場合がある。また、 $T_{CO_2-H_2-CH_4}$ は133-165°Cとなる。これらの化学温度計による温度が185°Cに一致しない原因としては、温度計が適用できない熱水系の化学的条件や温度計スケールの不完全性などが考えられるが、 $T_{H_2S-H_2-CH_4-CO_2}$ が示す230°C程度の高い温度については、より深部の熱水系の温度を指示している可能性がある。

なお、DY-1井から噴出する熱水と蒸気凝縮水の水の水素及び酸素同位体組成について、同位体平衡を仮定して計算した平衡温度(FRIEDMAN and O'NEIL, 1977)は、それぞれ約135°C, 130°Cを示しており、坑口での気液分離の温度に近い値となっている。

(3) 熱水系の加熱機構

Table 11 Underground temperatures estimated using various chemical geothermometers.
第11表 豊肥地域試料の地球化学温度計による温度

試料番号	試 料 名	分析データの出典	T_{SiO_2} (Adla)	$T_{\text{Na-K}}$ (°C)	$T_{\text{Na-K-Ca}}$ (°C)	$T_{\text{Na-K-Mg}}$ (°C)	$T_{\text{Na-Li}}$ (°C)	T_{Li} (°C)	$T_{\text{H}_2\text{S-H}_2\text{CH}_4}$ (°C)	$T_{\text{CO}_2-\text{H}_2\text{CH}_4}$ (°C)
H2-01	DY-1# 热水	本 報 告	184	165	186	178	—	—	—	—
H2-02G	" ガス	"	—	—	—	—	—	—	232	163
H2-08	" 热水	"	184	162	184	176	—	—	—	—
H2-23	" 热水	"	188	162	185	179	—	—	—	—
H2-35	" 热水	"	180	171	191	189	—	—	—	—
820613	" 热水及びガス	通商産業省, 1982	188	160	183	174	190	198	184	133
820619	" 热水及びガス	"	189	159	182	174	189	198	224	165
—	岳 湯 K-6 井 热水	本 報 告	213	230	236	236	—	—	—	—
—	" K-7 井 热水	"	222	231	233	233	—	—	—	—
—	大岳発電所 総合热水	"	227	220	227	227	—	—	—	—
—	八丁原発電所 総合热水	"	257	248	255	255	—	—	—	—
—	大岳発電所 9号井热水	野田・古賀, 1973	253	236	248	248	179	207	—	—
—	" 10号井热水	"	246	220	240	240	173	214	—	—
—	八丁原発電所 1号井热水	"	283	260	287	287	235	261	—	—
—	" 2号井热水	"	248	281	265	265	191	227	—	—

DY-1 井から噴出する熱水は、第6表に示されるように弱アルカリ性で、主要溶存陰イオンとして Cl^- が圧倒的に多く約 1,000 mg/l の濃度を示し、 HCO_3^- がこれに続き、 SO_4^{2-} が最も少ない。DY-1 井から噴出する蒸気は、第10表に示されるように CO_2 が圧倒的に多く、 N_2 がこれに続き、 H_2S は 0.55 vol % とかなり少ない。これらの分析結果は、DY-1 井周辺の地下 1,900-2,600 m に存在する熱水系が、より深部に存在するマグマあるいは高温岩体からもたらされる高温の熱流体（マグマ発散物、火山ガス）の吹き込みによって加熱されているのではなく、主に流体の流入を伴なわない熱伝導型の加熱機構によって加熱されていることを示していると解釈される。

(4) 热水系の水の起源

DY-1 井周辺の地下 1,900-2,600 m に存在する熱水系は、第4図に示したように熱水及び蒸気凝縮水の水素・酸素同位分析結果（第9表）から計算した貯留層内の熱水の水素・酸素同位体組成がこの地域の天水起源地表水の値（茂野・阿部、未公表資料）に近いことから、大部分周辺地域（特により高所）に降った天水起源の地下水を水の起源としていると考えられる。

通商産業省（1983 a）による熱水中のトリチウム濃度の分析結果は、1982年6月13日に採取した試料で 28 T.U.、6月19日に採取した試料で 6 T.U. を示しており、約30年前よりも以降の天水起源地下水の寄与が存在していることを示している。しかし、これらの値はたとえば1980年に採取した岳湯 K-6 井からの熱水、大岳発電所の総合熱水、八丁原発電所の総合熱水の各トリチウム濃度、0.2 T.U. > 1.4 T.U.、0.7 T.U. など（茂野・阿部、未公表資料）に比較してかなり高いことから、今後の検討を必要としていると考えられる。なお、その後に採取された DY-1 井の熱水からは、0.4 T.U. という値も得られている（通商産業省、1983 a）。

(5) 热水中の溶存化学成分の起源

熱水中に存在する主要溶存陰イオンのうち Cl^- は、同様に可溶性成分である HBO_2 との比が、B/Cl モル比として約 0.04 の値を示すことから、DY-1 井周辺の地下 1,900-2,600 m に存在する熱水系の貯留岩となっている新第三紀—第四紀の火山岩溶岩一火碎岩から溶出した可能性が高いと考えられる（阿部ほか、1980；茂野・阿部、1981）。

熱水中に存在する主要溶存陽イオンである Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 及び Li^+ 、 SiO_2 などは、前述したように温度検層結果とほぼ一致する地球化学温度計温度を与えることから、貯留層の中で変質鉱物である石英、Na—長石、K—長石、セリサイト、緑泥石、濁沸石、ワイラケ沸石などと化学平衡に達していると予想される。この問題については竹野（本報告書中）により詳述されている。 HBO_2 の起源は、前述した Cl^- と同様に、新第三紀—第四紀の火山岩溶岩一火碎岩からの溶出の可能性が高いと考えられる。

貯留層の中では熱水中に溶存していると考えられる蒸気試料中の各ガス成分の起源は、天水起源地下水に溶存していた大気、岩石中の有機物質の分解生成物・放射壊生成物、深部のマグマからの発散物など様々な可能性があり、今後の詳細な検討を必要としている。

(6) 热水からのスケール析出の可能性

最初、勢いよく噴出を続けていた DY-1 井は、昭和58年に入ると次第に勢いが弱まり、遂には噴出を停止した。井戸内をさらえたところ、フラッキングポイントと目される位置周辺に白色の石灰質のスケールが付着し管径を狭めており、これが噴出を抑制した原因だと考えられた。一般に石灰質（炭酸カルシウム質）のスケールを生じる熱水は、ケイ酸質のスケールを生じる熱水に比べると低温の場合が多く（WHITE, 1970），このことは DY-1 井に、いわゆる深部からの高温熱水の供給が乏しいことをうかがわせる。このスケールが、噴出当初から予測できるものであったかどうか、化学平衡の立場から若干言及してみたい。

炭酸カルシウムの析出の難易度は、基本的に炭酸カルシウム生成に直接関わる Ca^{2+} 及び CO_3^{2-} の濃度の他、液の塩濃度、液の温度である。熱水における炭酸カルシウム析出を検討する材料として、第7表の分析値を用いる。坑井において炭酸カルシウムスケールの最も析出しやすい箇所は炭酸ガスが気相に逃げ、pH が急変し、溶存物質濃度が濃くなるフラッキングポイント付近である。しかし、フラッキングポイントでの温度条件がはっきりしないので、一応実測されている分離蒸気温度 118°C で検討す

ることにする。この温度は、考えられる蒸気分離温度の下限を与えるもので、実際のフラッシング温度はもっと高い。そのような高い温度では、炭酸カルシウムの溶解度が更に小さくなるので、一層スケール析出が起りやすい。熱水の分析結果（第7表）をもとにして計算すると、118°Cでの Ca^{2+} 活動度は、 $5.06 \times 10^{-4}\text{mole/l}$ 、 CO_3^{2-} 活動度は、 $2.28 \times 10^{-6}\text{mole/l}$ であり、イオン積は 1.15×10^{-9} である。これに対し、文献値（HELGESON, 1969）より求めた118°Cにおける炭酸カルシウムの溶解度積は 1.07×10^{-9} である。熱水のイオン積は溶解度積をわずかに凌ぎ、スケールが生成する傾向にあることが分る。実際のフラッシング温度は118°Cより更に高温であるから、実際はもっとスケールが生成し易いと予測される。

6. 非噴出坑井を利用した化学調査—坑井ガス調査

水や水蒸気試料の得られない非噴出井においても、坑井内のガスを採取し、地層内のガス発生源の性質を知ることにより化学的評価を行うことができる。注目されるガス種としては、 CO_2 、 H_2S 、 CH_4 などのガスの他、地熱現象と関連の深い気体水銀がある。中でも、揮発性に富む水銀の測定は、地熱についての情報を得る最良の化学的手段となる。

第12表 豊肥地域既存坑と周辺の気中水銀濃度
Table 12 Gaseous mercury within boreholes and in the atmospheric air in the Hohi area.

測定地点	測定年月日	坑井内気中 水銀濃度	周辺大気中 水銀濃度
		ng/ℓ	ng/ℓ
D B - 8	S 56・11・12	0.05	
D A - 32- 2	S 56・11・13	0.02	
D A - 8 - 1	S 56・12・22	0.12	0.029
岐 湯	S 56・12・22		0.032
岳 湯	S 56・12・22		0.041
小松地獄	S 56・12・22		0.046
筋湯温泉入口	S 56・12・22		0.025
D A - 32- 1	S 56・12・23	0.045	0.030
D B - 8	S 56・12・23	0.030	0.038
D W - 4	S 56・12・23	0.028	0.032
D A - 31- 1	S 56・12・23	0.01	0.030

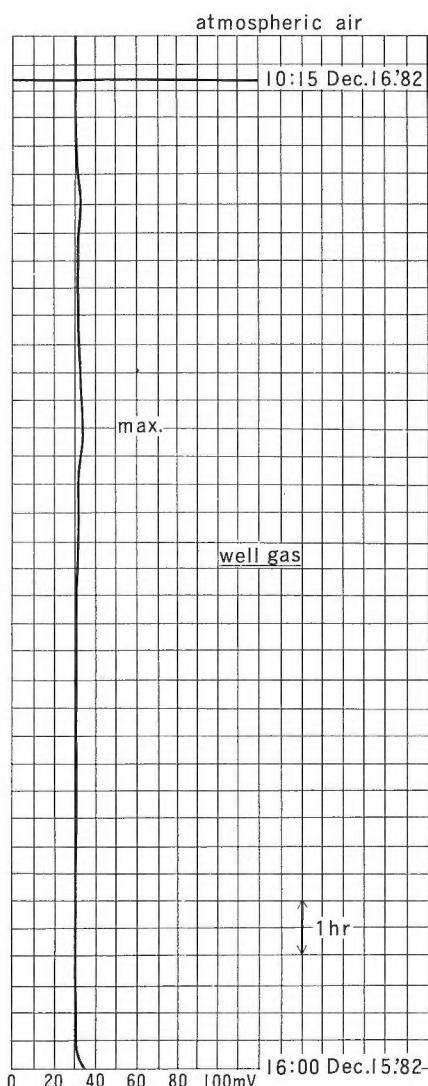
各既存坑での測定結果は第12表の通りである（野田，1982 b）。この中で注目されるのは、岳湯の東のはずれにある DA-8-1 で、 0.1 ng/l を超える水銀が検出されたことである。

この他に前述した水蒸気が噴出する DW-2 井で昭和56年11月13日と12月24日の2回、水銀濃度を測定した（野田，1982 b）。11月13日にはバルブ開放後、連続測定した結果、地熱流体が噴出しない坑井に比較して水銀濃度が非常に高く、約2時間の間に $20.9 \rightarrow 643 \rightarrow 631 \rightarrow 612 \rightarrow 776 \rightarrow 1,540 \rightarrow 1,200 \rightarrow 1,640 \text{ ng/l}$ 、12月24日は、やはり2時間の間に $14 \rightarrow 611 \rightarrow 2,590 \text{ ng/l}$ と高濃度になった。この間に水蒸気の噴出は、間欠的から連続的なものになり、噴出量、温度共に上昇した。水銀の高濃度は、水蒸気を供給する地熱流体が高温で活動が盛んであることを裏書きするものである。なお、DW-2 井周囲の環境大気中では 0.035 ng/l であったが、バルブ開放後の風下方向では 0.075 ng/l を記録した。

DW-3 井においては、 CO_2 メータを用い、 CO_2 濃度の連続測定を行った（野田，1983 c）。測定は、昭和57年12月15日16時30分より開始した。 CO_2 濃度は、30分後、 $30 \text{ mV} = 350 \text{ ppm}$ で安定化した（第4図参照）。22時10分から濃度が若干上昇はじめ、16日4時には最高値 $33.2 \text{ mV} = 400 \text{ ppm}$ に達した後、10時15分の測定終了時には再び 350 ppm となつた。この変動は、大気中の CO_2 の日内変動が 1 ppm 前後であるのに比べると大きい。 CO_2 濃度が若干高くなったのは、坑底からの気体供給によるものであろう。

CO_2 以外のガス組成を知るため、DW-3 井の坑底からガスを採取した（野田，1983 c）。分析結果は、大気混入を補正した組成、大気の組成と共に第13表にまとめられている。坑底から供給されるガスの O_2 濃度を 0% とすると、大気と DW-3 井坑底ガスの O_2 濃度から大気の混入率が 82.7% と算出され、これを基に混入大気について補正することにより、坑底から供給されるガスの組成を計算できる。その結果は、同じく第13表に示してある。 CO_2 は非常に多くはないが、大気よりは高濃度である。他のガスについて見ると CH_4 や H_2 の含量は大気よりはるかに高く、これは地熱系のガスの特徴とも一致する。

7. 非噴出井を利用した化学調査 —坑内採水器による採水調査



第4図 DW-3 井における CO_2 ガス連続測定記録
Fig. 4 Continuous measurement of CO_2 in DW-3 borehole.

流体を噴出しない坑井においては、坑内に採水器を降下させ、ある深度の水を採取する方法が採用される。豊肥地域においては、 500 m 級 DB-1, 2, 4, 5, 7, 8 井（通商産業省，1979）と、 $3,000 \text{ m}$ 級 DY-1 井（通商産業省，1982 b）において採水器による水試料採取が行われた。DB 井での作業は昭和52年に行われた。採水器としては Kuster 社製の坑内水サンプラーを用い、これをワイヤラインで孔明管深度まで降ろし、試料を採取した。得られた 6 本の調査

第13表 DW-3 井坑底ガス分析結果、同大気混入補正值、大気組成
 Table 13 Analytical result of borehole gas of DW-3 and its true value after correction for the mixing air.

	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	H ₂
DW-3 井坑底ガス	77.53%	16.47%	1.01%	469 ppm	93.8 ppm	78.05 ppm
同上大気混入補正值	98.06%	0%	1.70%	1180 ppm	560 ppm	472 ppm
大 気 組 成	78.09%	20.95%	0.93%	350 ppm*	2.2 ppm	0.5 ppm

* 現地における外気の測定値

坑の試料水は、いずれも掘止め後の経過時間が短かく、かなりの着色や濁りが認められた。特に DB-4 の1回目の試料水は黒色不透明であり、掘削泥水の影響が非常に強いことがうかがわれた。

次に各坑井の本来の坑内水の特性について、試料水の分析結果（通商産業省、1979；第14表）を基に考察してみるとする。DB-1, 2 井は水温も低く、溶存成分量も少ない。このことは両井の到達した地層中に地熱活動がないことを示している。

次に水温の低い調査坑は DB-7 であるが、同様に溶存成分量は多くない。DB-7 付近には笠の口温泉が存在するが、分析値の比較では両者は非常に異っており、直接の関連性は否定される。DB-4, 5 は水温も高く、溶存成分量が多く、地熱活動の影響を反映している。DB-4, 5 の成分量の変化を見ると、Na⁺, K⁺, Cl⁻ がともに増加傾向を見せるのに対し、SO₄²⁻ の変化は少なく、NaCl 型の熱水の存在が予想される。これに対し、DB-8 では SO₄²⁻ の変化量が大きく、これは黒川温泉に湧出する比較的 SO₄²⁻ の多い熱水の活動が DB-8 付近まで広がっていることを示している。水温の高い DB-4, 5, 8 は溶存成分量の変化量が大きく、地下の熱水の流動が激しいことを推定できるが、水温の低い調査坑のうち DB-1 を除く DB-2, -7 は変化量が小さく、坑内への熱水の出入りが少ないと示している。

第14表には、各化学温度のうちの T_{Na-K-Ca} (FOURNIER and TRUESDELL, 1973), T_{Na-K-Ca-Mg} (FOURNIER and POTTER, 1979), T_{Ca-Mg} (野田, 1980) を最高検層温度（通商産業省, 1979）と共に記した。SiO₂ 温度は、水質がその適用条件ないので記していない。これらの化学温度と最高検層温度とを比較すると、Mg 濃度を何らかの形で考慮に入れた温度計の方が、やや両者の一致がよいようと思われる。しかし、概して両者の開きは大きく、これらの温度計がうまく適用されているとは言い難い。この不適合性の原因は、採取試料中の泥水残存成分により誤った温度を指示するためと考えられる。実際、動力を使用して、坑内水を汲上げた DB-7 井の結果（後掲第15表）は、採水器により得られた試料（第13表）に対し、ほとんどの成分が非常に薄い。

DY-1 井における坑内水の採取は、昭和57年4月に 1,000, 1,500, 1,933 m の各深度毎に行われた。採取坑内水はいずれも同じ外観で、色調は淡褐色を呈し、若干の懸濁物が認められる。その分析結果は第15表に示されている。第7表に掲げた噴出熱水の分析値と比較すると、SiO₂, Cl⁻ をはじめほとんどの成分で濃度が低い。以上のことから、採取坑内水の多くは、注水に用いられた汎水を起源とし、それが泥水の影響を受けているものと判断される。

8. 非噴出井を利用した化学調査—地層水の連續汲上げ試験

掘削された坑井内には、周囲の地層中に蓄えられた水が、坑井の裸孔部やストレーナを通じて供給される。これらの水は、地熱調査においては、坑井周囲の地熱情報をもたらす重要な手掛りとなるものである。このような水を地層水と呼ぶことにする。

調査井坑内の水を汲上げ、坑井内に流入する地層水を採取分析する調査は、坑井周辺の地熱情報を探る直接法の一つとして位置づけられる。豊肥地域では、500 m 級 DB-7, 10, 11 及び 1,500 m 級 DW-3, 6 の計 5 本の調査井において地層水汲上試験が実施された（通商産業省, 1984）。地層水汲上げを実施した調査井の位置は、第5図に示されている。

第14表 500 m 級 坑井
 Table 14 Analytical results of waters

Sample 汲上回数	DB-1			DB-2			DB-4				
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5
気温(℃)	21.0	27.0	23.0	9.0	10.5	19.5	13.5	18.5	24.5	23.0	27.5
水温(℃)	15.0	17.0	16.5	11.0	15.5	16.0	28.5	34.0	28.5	30.0	31.0
pH	7.60	7.84	8.34	7.52	7.45	7.50	8.10	8.49	8.76	8.08	7.94
H ₂ CO ₃	4.1	4.1	2.2	2.5	6.5	6.1	6.6	2.0	0.3	4.6	6.7
HCO ₃ ⁻	67.5	120.1	202.3	24.9	76.7	81.0	247.7	262.7	75.5	234.6	246.6
CO ₃ ²⁻	0.2	0.6	3.4	0.1	0.2	0.2	2.4	6.1	3.3	2.1	1.6
Cl ⁻	5.2	3.9	4.7	5.2	7.5	5.7	176.8	590.0	611.0	620.0	697.0
SO ₄ ²⁻	9.4	20.6	18.0	15.6	12.7	8.7	69.1	57.6	83.6	58.0	68.7
Na ⁺	26.8	65.4	73.1	30.7	34.2	28.1	240.6	537.9	532.5	560.4	537.9
K ⁺	4.0	6.9	7.3	2.6	2.7	2.5	13.0	35.0	35.4	35.4	36.1
Ca ⁺⁺	14.5	46.4	45.5	21.9	8.1	10.3	60.2	46.3	53.1	47.3	88.4
Mg ⁺⁺	2.0	10.0	10.3	3.0	1.4	1.6	11.3	1.1	1.5	3.8	27.3
SiO ₂	28.4	68.0	61.7	48.0	33.1	35.2	180.0	173.0	170.0	192.0	205.0
Fe ⁺⁺ , Fe ⁺⁺⁺	57.4	59.7	56.5	94.3	29.1	41.3	130.7	9.3	22.0	36.6	295.0
Al ⁺⁺⁺	3.8	8.9	7.6	tr	5.9	4.8	12.2	1.4	3.4	4.9	29.9
H ₂ S	0.3	0.7	1.0	tr	0.3	tr	tr	2.1	tr	tr	tr
Total-S	3.4	7.5	6.9	5.2	4.5	2.9	23.0	21.2	27.9	19.3	22.9
As	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.016	0.058	0.082	0.027	0.081
F	0.5	2.0	tr	tr	0.4	0.3	1.0	3.8	3.4	4.4	4.1
Br	tr	0.5	0.6	tr	tr	tr	0.4	tr	tr	0.8	0.7
I	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.05	0.07	0.07	0.08	0.07
HBO ₂	0.18	0.46	0.25	0.49	1.78	0.86	17.2	36.3	36.6	39.2	38.7
NH ₄	0.3	1.1	0.7	0.8	1.6	1.1	4.6	84.0	66.4	4.2	4.0
PO ₄	tr	0.01	0.01	0.07	0.07	0.05	0.22	0.04	0.04	0.04	0.04
Li	0.01	0.02	0.01	0.01	tr	tr	0.06	0.33	0.35	0.37	0.34
Mn	0.44	2.68	2.20	0.48	0.32	0.28	4.20	tr	0.44	0.28	5.20
Rb	0.01	0.05	0.03	tr	0.01	0.01	0.07	0.15	0.16	0.15	0.17
Zn	0.04	0.08	0.08	0.20	0.03	0.03	2.32	0.08	0.16	0.17	0.86
Hg	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Pb	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.45	tr	tr	tr	tr
TSM	440	1924	2736	464	228	272	2320	2320	1972	2104	1860
深度(m)	477	477	477	490	480	481	480	465	465	465	465
最高検層温度(℃)		31.0			23.8			185.3			
T _{Na-K-Ca} (℃)	62	64	67	44	64	55	98	171	170	170	167
T _{Na-K-Ca-Mg} (℃)	—	—	—	—	—	—	82	171	167	139	55
T _{Ca+Mg} (℃)	58	58	61	40	59	51	87	151	147	149	122

* —はこの温度計が適用できないことを示す

8.1 地層水の汲上げとモニタリング

自らは噴出しない坑井から、坑井本来の地層水を採取するには、地層水組成を変質させる泥水などの影響がなくなるまで、徹底して坑内水を汲上げるしか方法はない。どれ位の量を汲上げればよいかという目安としては、泥水の拡散を考慮して総逸水量の凡そ10倍を最低の基準としたが、厳密には、汲上げと並行して地層水と泥水を識別できる指標となる幾つかの項目についてモニタリングしながら作業を進めるのが望ましい。モニタリングの項目は、現場での測定の容易さを加味して、pH、電気伝導度、濁度、溶存酸素量及び温度とした。更に汲上げ量も測定し、上記モニタリング項目の値が、汲上量に対して安定した値を示すのをもって地層水と判断することにした（野田、1984；通商産業省、1984）。

一例として、DW-3 坑について、各項目の値がどのように変動したかを第6図にあげてある。DW-3

坑内水分析結果
from 500 m deep class boreholes.

DB-5					DB-7			DB-8				
1	2	3	4	5	1	2	3	1	2	3	4	5
21.0	27.5	24.0	28.0	24.5	29.0	21.0	20.5	17.5	21.5	26.0	27.0	24.0
28.5	25.5	28.5	26.0	27.0	15.0	16.0	16.0	83.0	70.0	76.0	84.5	85.0
8.05	8.20	7.63	7.49	7.38	10.31	9.61	10.65	7.14	7.14	6.99	6.85	6.90
5.8	4.4	16.2	22.4	34.9	tr	tr	tr	6.3	13.8	28.8	25.3	23.2
276.2	293.9	291.6	292.0	353.9	16.2	51.1	16.6	36.7	80.2	119.1	75.7	77.8
2.3	3.5	0.9	0.7	0.6	25.0	15.8	56.2	0.04	0.1	0.1	0.04	0.1
101.0	131.0	128.0	176.0	171.0	36.8	27.2	32.0	43.0	45.2	48.4	63.7	74.9
52.7	39.6	33.1	70.5	30.3	49.1	31.6	48.1	17.7	43.2	72.6	92.7	105.3
202.7	187.0	201.7	221.1	231.4	66.5	34.7	84.7	15.1	38.4	64.2	80.3	86.1
20.0	28.1	26.4	32.1	25.9	5.9	5.7	5.7	6.9	15.8	27.2	33.4	35.2
8.2	12.1	14.3	9.4	17.9	18.8	35.7	9.4	12.3	9.8	11.6	13.8	13.8
1.6	2.9	4.0	2.7	5.5	2.5	5.7	0.9	0.6	0.6	1.0	1.6	1.5
24.0	44.5	52.9	43.3	72.4	37.3	46.8	69.1	18.9	26.8	37.4	46.2	44.5
19.8	76.7	81.4	32.0	108.0	15.1	65.9	27.1	18.3	17.3	16.3	19.5	10.7
tr	0.3	0.3	4.0	0.1	0.9	4.2	0.3	3.2	2.0	3.8	2.5	2.0
1.7	1.0	tr	0.7	tr	tr	tr	tr	2.1	tr	tr	tr	tr
19.2	14.1	11.0	24.2	10.1	16.4	10.5	16.0	7.9	14.4	24.2	30.9	35.1
tr	0.005	tr	tr	0.004	tr	tr	0.001	tr	tr	0.001	0.002	0.001
0.4	tr	0.6	tr	tr	tr	0.4	tr	0.3	tr	tr	tr	tr
0.6	0.6	0.3	0.8	3.0	0.2	tr	0.2	tr	tr	0.1	0.3	0.9
0.02	0.01	0.01	0.05	0.06	0.02	tr	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06
8.45	10.4	10.1	10.6	11.7	0.46	0.47	0.53	2.22	2.21	3.57	4.76	5.49
1.7	2.1	2.3	2.0	2.1	2.2	1.6	2.8	3.0	1.6	1.8	2.5	2.6
0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.08	0.14	0.09	tr	0.02	0.07	0.12	0.04
0.66	0.70	0.67	0.87	0.83	0.02	0.03	0.02	0.02	0.08	0.16	0.21	0.22
tr	0.24	0.44	0.44	1.04	0.12	0.48	0.32	tr	tr	tr	tr	tr
0.08	0.11	0.08	0.12	0.08	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.09	0.12	0.09
0.03	0.06	0.29	0.03	0.08	0.02	0.09	0.01	0.23	0.09	0.28	0.40	0.18
tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
600	644	860	720	836	328	336	364	248	244	368	400	424
390	390	390	390	390	481	481	481	430	429	429	429	429
							18.5				111.9	
191	211	202	215	194	78	57	96	76	245	257	259	260
127	119	97	123	81	—	—	—	—	209	210	195	201
156	157	148	173	142	74	53	92	75	121	146	153	156

(通商産業省、1979より引用)

坑では、昭和58年12月16日から22日までの7日間、エアリフトによる連続汲上げが、工程の都合で昼間のみ行われた。汲上げ量は最終的に 275.3 m³ に達した。pH は当初の 7.0 強が最終的には 8.4 前後で落着くようと思われる。汲上げ量毎に最初は低い値から始まり、その日の終わりには高い値となり、翌日は再び下がって前日よりもやや高い位置から始まり、高くなるという周期的な変動を繰返すが、汲上げ 3 日目以降の最終値はいずれも 8.4 付近である。このような周期変動性は他の項目についても観察されるが、特に電気伝導度において変動幅が大きい。汲上げ開始時には 100 μS/cm 前後であったのが、急激に高まり、その日の終りには 600 μS/cm 近い値となる。これも汲上げ 3 日目以降は値が落着きほぼ一定となる。電気伝導度は、溶存する成分濃度と相関するものであり、汲上開始時に低濃度、終了時に高濃度であることが予想されるが、同じく第6図に示したスポット的に採取した試料水についての分

第15表 DY-1 井における坑内採水試料と噴出水の比較表
Table 15 Analytical results of some borehole waters and discharged water from DY-1 well.

サンプル		採取年月日	pH	+Na	+K	+Ca	2+Mg	-Cl	2-SO ₄	-HCO ₃	SiO ₂
坑内採取試料	1000m	Apr 10'82	7.35	177	10.1	12.6	0.29	3.6	223	208	65
	1500m	Apr 10'82	7.33	179	11.2	11.3	0.926	9.4	193	196	65
	1933m	Apr 10'82	7.05	226	11.5	12.4	0.32	22.4	212	156	75
噴出水		Jun 16'82	8.8	620	47.6	44.0	0.064	1030	61	74.7	315

析値もこのことを裏書きしている。また、濁度も周期的に変動する。泥水成分のため初期は非常に濁っており 100 ppm (カオリン標準) 近いが、急激に低下するサイクルを毎日繰返す。3 日目以降は濁りもかなり低下している。溶存酸素量はエアリフトの場合は空気を大量に吹きこむため、空気に対して飽和の値に近い。従って、溶存酸素の測定値は参考値に留まる。水温も汲上げ開始時の低温から立上り、その日の終了時に高温となる周期的変動を繰返す。3 日目以降は到達温度が30°Cを超え、最高温度は39.0 °Cを記録した。

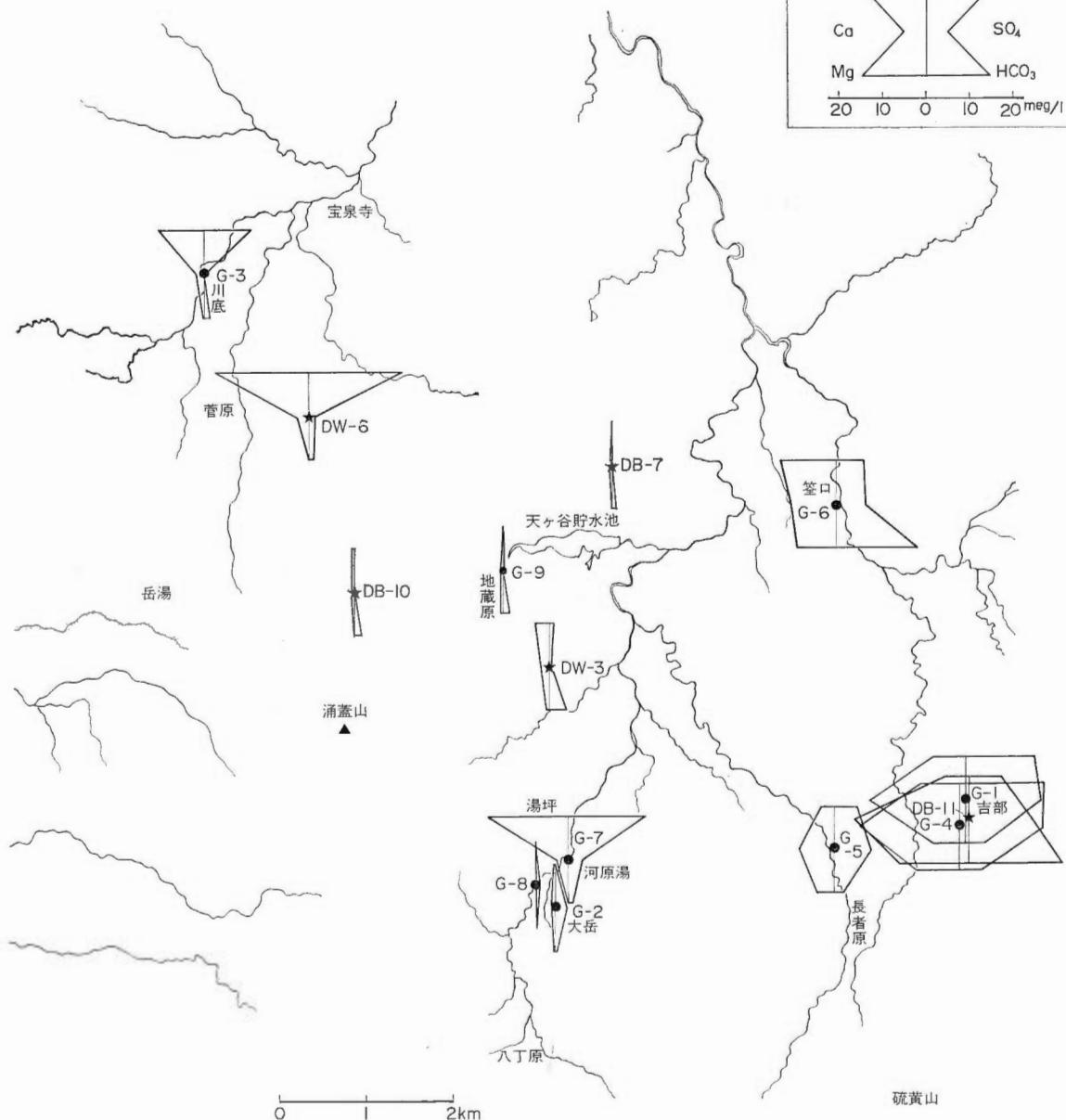
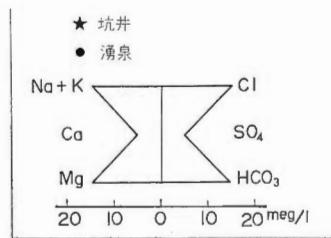
汲上げ作業開始から終了までに、最終段階の汲上げ水（地層水）を含め、スポット的に計11個の水試料を採取し、幾つかの化学成分濃度の変動と、他のモニタリング項目の変動とを比較し、水質が安定化したか否かを判断した。第6図にあげた Cl, HCO₃ の2成分は、最初の試料で通常の地下水、河川水レベルの低濃度であったものが、2回目では急に増加し、その後はごく僅かずつ増加し、最終日付近では一定である。以上のモニタリングや化学成分濃度追跡の結果から総合的に見て、最終的に採取された水は地層水だと断定した。

8. 2 測定値変動の周期性

ところで、モニタリングに見られる各項目の測定値変動の周期性は、どのようにして出現するかをここで考察してみたい。

地下での水の貯留構造は、模式的には第7図のようにA, B 2種の水が成層している構造に帰結される。ここで、Aは低塩分濃度の浅層地下水であり、Bは温泉に代表されるような地熱活動の影響を受けた水を考えればよい。両者は透水性の悪い層で仕切られているが、坑井近傍に生じた隙間を通ったり、水圧差が大きくなると相互流通が起ってくる。汲上げが開始されると、生じた動水勾配に従って近傍の地層中の水が坑内に流入してくる。汲上げ初期には、浅層の水が汲上げ水の主体を成すが、汲上げが進展すると深部の水が汲上げ水に占める割合が多くなり、汲上げと地層中水供給の速度が平衡化すれば、浅層水と深部水の混合比が一定化し、成分濃度も一定化する。ところが今回の作業のように、夜間の汲上げ中断があると、その間に水位は通常の静水位近くまで回復する。坑内は再びAの水が卓越するようになる。そこで再び汲上げるというサイクルと同調して、水質も周期的に変動するようになる。坑井近傍の泥水汚染域は汲上げのたびに洗われてきれいになっていくが、汲上げ直後の水頭低下により水がなくなる坑井のごく周りの浅層部はかなり後まで汚染が残る。従って徐々にきれいにはなっていくものの、翌日の汲上げ最初には、モニタリングでいくらかの濁りが観察されるのである。

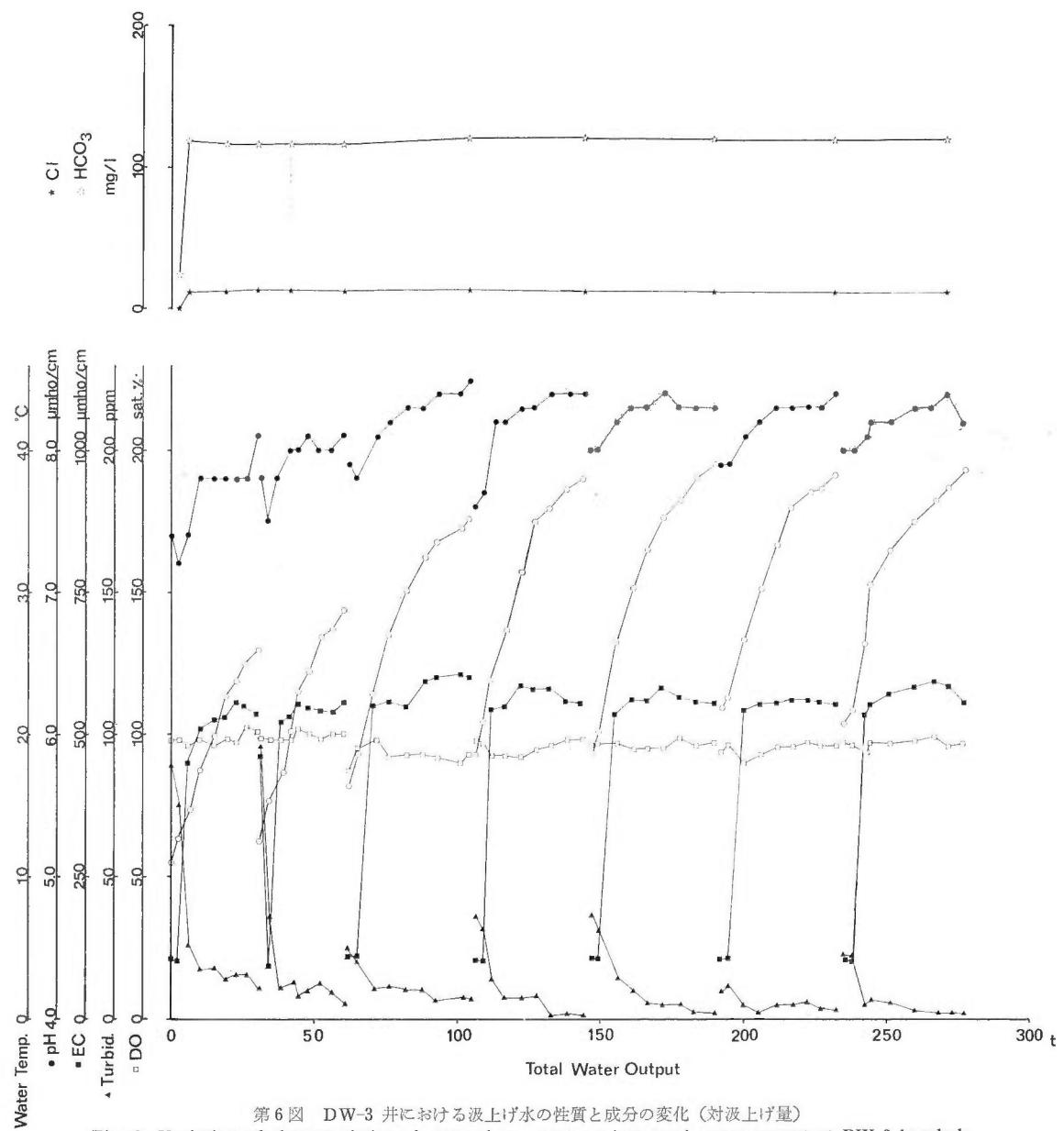
坑井によっては、第7図のように2種ではなく、もっと多くの水系が存在する場合がある。DW-6では第8図のようにどの日においても、電気伝導度が汲上げ開始から立上り3時間後に最高値となり、そ



第5図 地層水汲上げ調査井および採水湧泉位置と水質を示すヘキサダイアグラム

Fig. 5 Location of sampling sites and hexa-diagrams derived from analytical results.

の後、また低下して一定値となっている。分析結果では、電気伝導度最高時の水は同低時に比べて Cl 濃度が高く、逆に HCO_3 濃度が低くなっていることが認められる。このことから DW-6 では第7図のような二層貯留ではなく、更に下部に別の帶水層が存在すると思われる。DW-6 付近の最下層の水は、その上層の水とよく似ているが、むしろ Cl 濃度はやや低く、 HCO_3 濃度はやや高い組成であると考えられる。



第6図 DW-3 井における汲上げ水の性質と成分の変化（対汲上げ量）

Fig. 6 Variation of characteristics of pumped-up water against total water output at DW-3 borehole.

各坑井で汲上げ作業の結果得られた地層水の分析結果はまとめて第16表に挙げてある（通商産業省，1984）。個々の坑井から採取された地層水の特徴は、それぞれ次のようである。

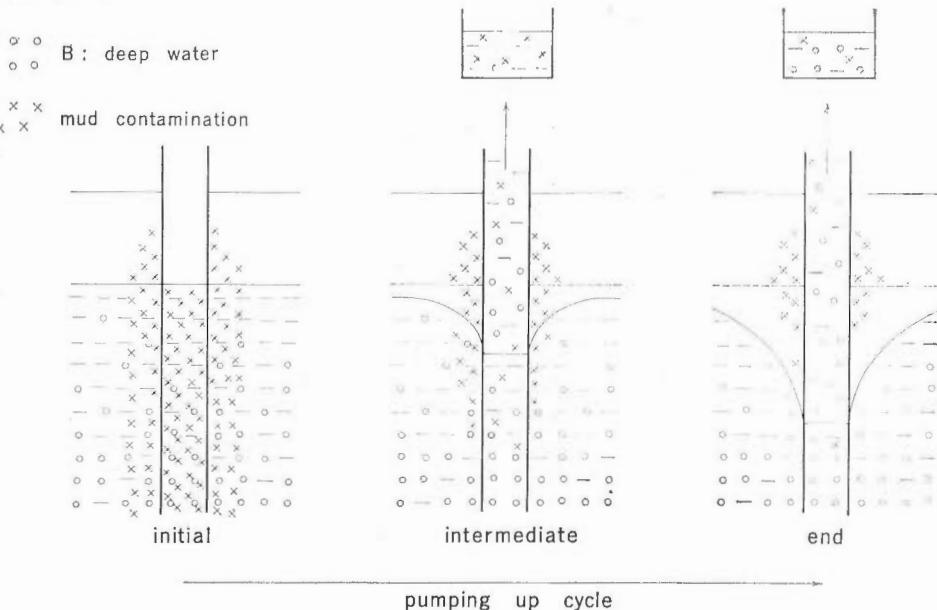
まず DW-6 井からは、72°C とかなり高温の NaCl 型の水が得られた。全汲上水中、最も Cl 濃度が高い。SiO₂, Li, F, As, B の濃度が高く、HCO₃, Mg の濃度が低いなど、典型的な NaCl 型熱水の特質を備えている。

DW-3 井で得られた水は、最高温度 38.9°C に達した。成分は、陽イオンでは Na, 陰イオンでは HCO₃ が多い。その他 Cl や SO₄ も一般地下水に比べると多量である。これらのことから、DW-3 井には温泉水が流入していることが分る。

— A : shallow water

○ ○ ○ B : deep water

× × × mud contamination



第7図 坑内水汲上げに伴うモニタリング項目の周期的変動を説明するための模式図

Fig. 7 Pictorial illustration of the cyclic variation of monitored items with pumping-up formation water.

DB-11 井では、最終的に 44.9°C の溶存成分に富んだ水が得られた。泉質は、近隣の湧水試料である G-1 や G-4 (いずれも吉部) にかなり似ている。目立つ点は、G-1, G-4 試料の温度 (それぞれ 41.7, 44.5°C) に比して DB-11 は深度 500 m からの汲上げ水であるにもかかわらず、ほとんど温度上昇が見られない点と、陰イオン中の HCO_3^- 濃度が高いことである。

DB-10 井で得られた地層水は、 HCO_3^- と SiO_2 がやや高いことを除けば、水温も低く、一般地下水に類する組成と言える。

DB-7 井の水は、DB-10 井よりも更に塩濃度は低く、浅層地下水である G-9 (地蔵原) と非常に類似した組成をもつ。500 m 深の坑井でありながら、通常の地下水と同質である。

9. 豊肥地域熱水系モデル

坑井を利用した化学調査と、これまでの地表化学調査の結果を総合することにより、豊肥地域の地熱構造の解明が一段と進んだ (茂野・阿部, 1983 a, 1983 b)。以下、3,000 m 級 DY-1 井より採取された熱水及び、1,500 m 級 DW-3, 6 井、500 m 級 DB-7, 10, 11 井で採取された地層水と、関連する地表水の分析結果 (通商産業省, 1984) をよりどころにして、豊肥地域の広域的な地熱流体分布とその流动について述べる。

9.1 岳湯周辺地域の熱水系

直線距離にして 1 km 程度しか離れていない DY-1 井と岳湯地域の地下の熱水系は、DY-1 井の地下 1,900-2,600 m から噴出する熱水及び岳湯地域の K-6 井及び K-7 井から噴出する熱水の間に認められる次のような共通性から、地下では連続している可能性が高いと考えられる。

1) pH が前者で 8.6 程度、後者で 8.9 程度と類似しており、両者とも主要陰イオン組成が Cl^- を主にして、 ΣCO_2 及び SO_4^{2-} がほぼ同量含まれる型である。Mg 濃度は両者とも非常に低い (第7表)。

第16表 地層水ならびに湧水
Table 16 Analytical table of formation

No			(°C)							
	Sample	Date	T _w	pH	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	
湧水(温泉・地下水)	G-1	ニュー津田牧場	1983. 12. 8	41.7	6.56	573	836	286	170	33.1
	-2	大岳地獄	12. 9	84.6	4.34	1.0	121	0.8	7.6	3.0
	-3	螢川荘	12. 9	87.7	6.66	395	29.6	95.5	245	34.8
	-4	湯沢温泉	12. 8	44.5	5.91	685	919	317	194	39.6
	-5	大将軍谷温泉	12. 8	28.9	5.42	200	407	120	66.7	13.9
	-6	釜口温泉共同浴場	12. 8	47.5	6.46	239	340	1170	294	68.0
	-7	河原湯共同浴場	12. 9	93.4	7.38	642	152	74.9	442	47.8
	-8	三光苑温泉	12. 9	16.4	3.50	2.8	46.9	0.1	4.0	1.8
	-9	地蔵原キャンプ場	12. 9	13.3	6.98	1.5	1.9	76.7	5.5	1.9
	-10	九州横断観光	12. 8	13.4	7.65	2.8	1.5	133	3.3	1.6
地層水	DB-7		12. 7	13.2	7.65	3.0	1.5	56.9	5.4	2.2
	DW-3		12.22	38.9	8.14	32.2	26.5	252	81.8	16.1
	DB-10	1984. 1.14	18.8	7.66	1.6	7.2	93.8	7.2	2.8	
	DB-11		1.27	44.9	6.83	262	706	1310	139	33.9
	DW-6		2.15	72.0	8.53	768	80.2	52.5	495	32.5

化学温度は Ca+Mg 法 (野田, 1980) によるものである。AI: アニオソインデックス (野田, 1982 a)

2) 共に可溶性成分である B と Cl のモル比が前者、後者とも 0.04 程度で一致している (第 8 表、第 9 図)。B 以外の可溶成分 Li, F, As などと Cl との比も両者は非常に近い値をとる。

岳湯地域の坑井からの熱水は、DY-1 井の熱水に比較して地球化学温度が明らかに高く (第11表)、最も卓越する陰イオンでかつ可溶性成分でもある Cl⁻ 濃度が高い。このことは、岳湯地域の K-6 井、K-7 井の地下の貯留層の方が DY-1 井の地下 1,900-2,600 m の貯留層よりも熱水系の中心に位置する、あるいは本源的である可能性を示していると考えられる。なお、この熱水系は、次に述べるように主要陰イオン組成などからみて、さらに川底、宝泉寺周辺の温泉に熱水を供給している地下の熱水系へと続いている可能性が高いと思われる (通商産業省, 1980)。

この地域には、ほぼ南北に列を成す、南から K-6, K-7, DY-1 があって、NaCl 型の熱水が得られている。更に北方には、今回分析したこれも NaCl 型の DW-6, G-3 (川底) がある。これらの分析値を Na-Cl 座標上にプロットすると第10図のようになる。図では岳湯の K-6, 7, DY-1, DW-6, G-3 と南から北へ向う順序に当量線上を高濃度側から低濃度側へと並ぶのが見られる。しかもこの順序は化学平衡温度の順序ともほぼ一致している。このことは、NaCl 型の熱水が北へ薄められながら流動していく機構が考えられる。このうち岳湯は、いわゆる岳湯断層に沿って、地下温度 230°C 以上の熱水が局所的に上昇してきているものとみられる。これと連続する 150-180°C の熱水は当地域の豊肥火山岩類・先攻珠変質火山岩類の破碎部にかなりの層厚と広がりをもって貯留されているとみられる。因みに DW-6 井水について算出された Ca+Mg 温度 (野田, 1980) は 156°C である。このような熱水の流動の起点は、大局的には涌蓋山と奴留湯を結ぶ線のやや南方、硫酸塩型の鉱泉の湧出する小国鉱山付近を中心とし、途中、岳湯での局部的な地域活動の高まりを経て、北方へ流動していると思われる。寺尾野温泉、DB-9, 山川温泉、DA-8-1, DY-1, DW-7 なども、この流動域中に含まれる。確認された貯留層深度は、DY-1 で 1,000-2,600 m, DW-6 で 800-1,800 m, DW-7 で 900-1,800 m であり (通商産業省, 1983 c), DW-7 の下部では亀裂が発達し逸水も認められるため、基盤岩中にも熱水の存在する可能性がある。

9. 2 大岳・八丁原地域の熱水系

地層水採取の行われた DW-3 井と、南方の大岳及び北方の DB-7 井を含む地域の熱水系について考察してみる。広域的な地熱系における水の流動を化学成分の上から解釈するには、反応、交換、吸着な

(温泉水・地下水) 分析表
waters and some natural waters.

(mg/l)								(% SMOW)		($\mu\text{S}/\text{cm}$)		(°C)	
Ca	Mg	SiO ₂	Li	F	As	B	NH ₄	δD	$\delta^{18}\text{O}$	電気伝導度	化学温度	AI	
420	100	174	0.14	0.5	0.006	1.63	0.2	-57.3	-7.3	3530	70	0.70	
15.4	7.6	91.1	0.01	0.1	0.005	0.03	7.9	-50.5	-7.2	270	31	0.99	
15.5	2.1	251	0.99	0.6	0.20	4.82	0.1	-53.7	-7.0	1950	168	0.50	
436	123	178	0.13	0.6	0.005	1.51	0.2	-57.0	-7.2	3780	75	0.69	
165	45.9	145	0.05	0.4	0.005	0.49	0.2	-56.5	-7.9	1960	53	0.74	
176	111	193	0.72	0.4	0.19	2.71	0.6	-59.0	-8.2	3130	113	0.47	
33.5	0.9	183	1.5	2.6	0.76	6.77	0.7	-51.0	-6.8	2870	174	0.55	
3.5	0.8	24.8	0.01	0.1	0.006	0.05	0.1	-57.1	-8.0	210	43	0.96	
7.2	3.2	45.3	0.01	0.1	0.004	0.01	0.1	-55.4	-8.2	90	31	0.27	
5.7	0.8	32.4	0.01	0.1	0.001	0.02	0.1	-57.2	-7.8	60	32	0.17	
11.7	3.0	50.2	0.01	0.1	0.001	0.02	0.5	-54.2	-7.8	110	29	0.19	
35.5	9.3	128	0.13	1.0	0.039	0.46	0.1	-55.4	-8.4	560	92	0.32	
7.8	2.7	61.1	0.01	0.1	0.001	0.02	0.1	-56.5	-8.7	110	43	0.44	
517	195	168	0.23	0.5	0.01	0.14	1.0	-56.7	-8.3	3660	61	0.59	
35.4	0.1	224	2.1	2.4	0.52	7.95	0.7	-59.7	-6.8	3120	156	0.52	

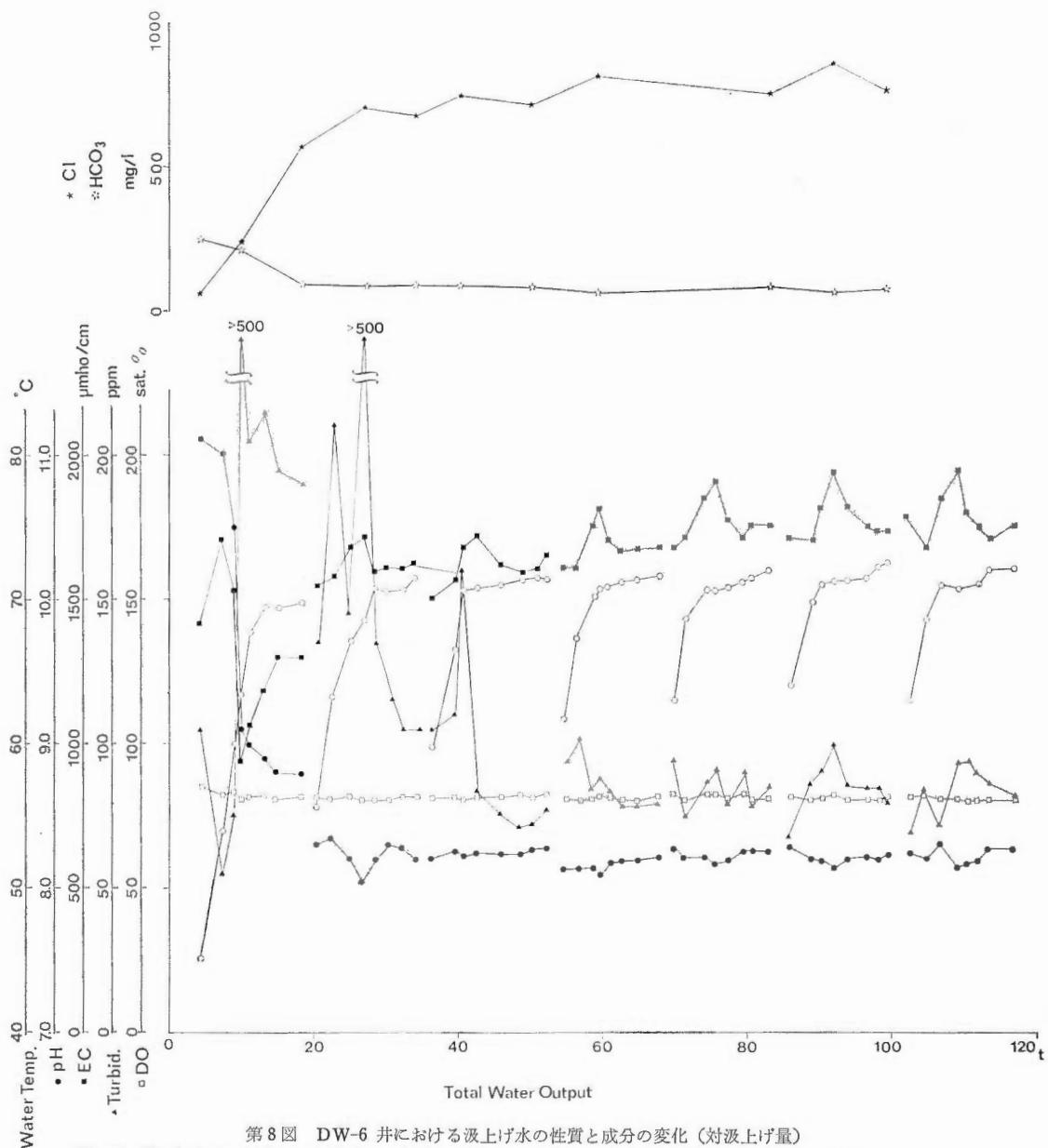
(通商産業省, 1984より引用)

どの可能性の少ない陰イオン、特に卓越する主要陰イオンである Cl, SO₄, HCO₃ に着目するとよい。この地域のおよその南北断面図である第11図には、推定される水流動、それに伴なう特徴的な化学成分(陰イオン)と、採水点毎の成分濃度(陰イオン)を表示している。大岳の発電用熱水(0-9)は NaCl 型であり、Cl に富んでいる。その熱水層からの蒸気によって加熱を受け生成されるごく浅層の水は、同時にもたらされる H₂S の酸化による SO₄ を含み、酸性となる(G-2, G-8、いずれも大岳)。G-7(河原)は大岳の熱水の一部が割れ目などを通じ地表に現われたものである。地下水は地層中を水位勾配に従って流動するが、水位勾配の形成に大きく関与するのは、不透水性の基盤面の形状である。重力解析の結果得られた基盤深度分布(通商産業省, 1983 b)では、この地域では、かなりの急勾配で基盤が南から北方に落ちこんでおり、地下水もこの勾配に従って北方へ流下していると考えられる。大岳からの北への流動方向にあたる S-22(湯坪)では、食塩型熱水はかなり希釀され、SO₄ 型水や、高温地熱帯から発散する CO₂ が溶けこんで生じた HCO₃ 型水が混合した水が観察される。更に北にあたる DW-3 では、HCO₃ を含む水により更に希釀され、HCO₃ が多い水質となる。しかし、相当希釀を受けてはいるものの、大岳から DW-3 への成分変化は連続的なものとして捉えることが可能であり、その場合、地下水系としてのつながりは無視できないことになる。第11図には水質の変化と共に Ca+Mg 法(野田, 1980)により算出した化学温度を示している。0-9→G-7→S-22→DW-3 の順に平衡温度も 225→174→104→92°C と低下している。

9.3 硫黄山・長者原地域の熱水系

この一帯の熱水系を考察するには、この付近では最も熱活動の盛んな硫黄山の存在に注意する必要がある。硫黄山から DB-11 井のある吉部地区を通り、北方の笠ノ口温泉を結ぶ線(第15図の BB')の模式断面図を第12図に示す。硫黄山には火山性の噴気があり、噴気地帯の中には、火山性蒸気で浅層水が暖められて生成した高濃度の SO₄-Cl 型の酸性泉がある。また、硫黄系のガスを含む水蒸気が山体を下った付近まで広がって浅層水を加熱したり、成分を与えたのが S-29 や S-44 である。

火山ガスからの HCl を溶かしこんだ水は深層で側方に流動し、岩石成分を溶かしこみつつ中和される。そのような水が、山麓に出現したのが、G-1, G-4, G-5(長者原)などの諸温泉である。火山ガスのうち、反応性に富み、しかも溶解性の高い HCl, SO₂, H₂S は流動過程の早い時期に逸失し、残存ガ



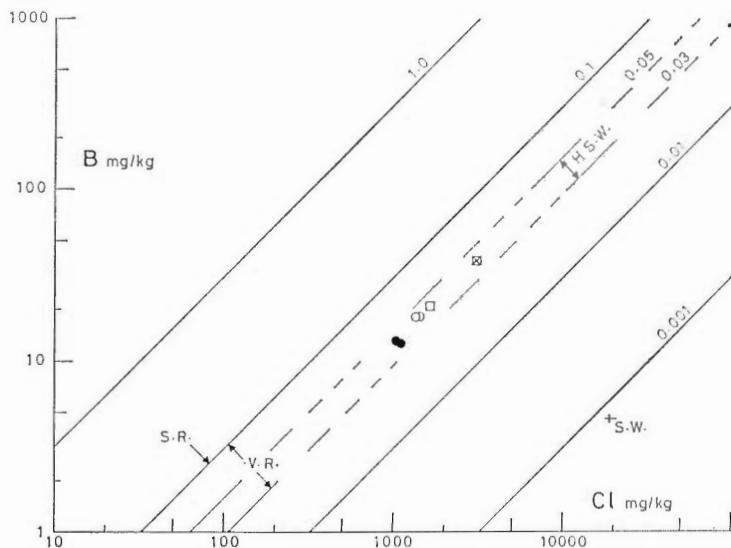
第8図 DW-6 井における汲上げ水の性質と成分の変化（対汲上げ量）

Fig. 8 Variation of characteristics of pumped-up water against total water output at DW-6 borehole.

スの主成分は CO_3 となり、これが水に溶け反応すると HCO_3 となる。DB-11 が G-1 や G-4 の近隣にありながら 500 m 坑井としては低温であり、 HCO_3 が多いのは、流下してきた $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 型の水に熱の伴わない CO_2 の供給があるかも知れない。

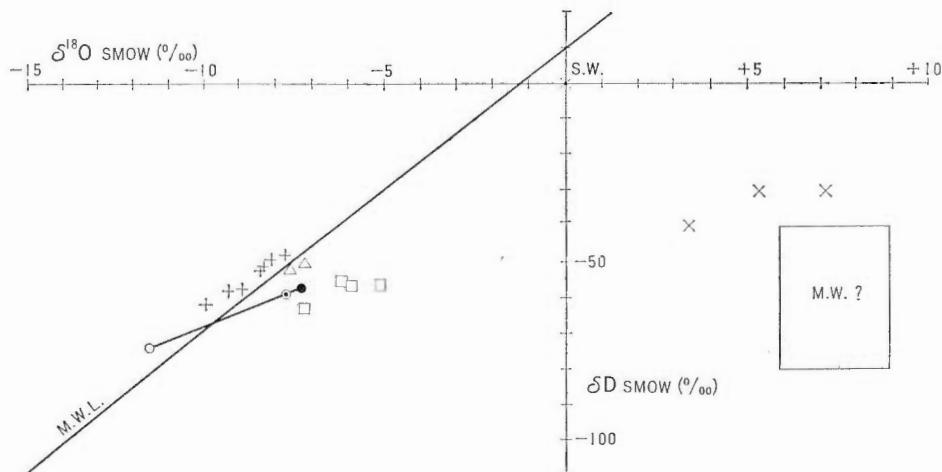
硫黄山の吉部を結ぶ延長上には釜ノ口温泉 (G-6) がある。G-6 の大まかな泉質は DB-11 を含めた吉部地域の温泉と類似しており、一連のものと考えることができる。

しかし明らかに異なる点として、 HCO_3 の多いこと、硫黄山の山体から遠く離れているのにむしろ吉部の温泉群より高温なこと、さらに吉部の温泉群は顕著に低い B/C1 を有するとの異なり、釜ノ口はその比が高いことなどがある。化学平衡温度も 113°C であり吉部の 61-75°C より明らかに高い。これを説



第9図 岳湯周辺地域および大岳・八丁原地域の坑井から噴出する熱水の B および Cl 濃度と B/Cl モル比

Fig. 9 B and Cl concentrations and B/Cl ratio of thermal waters of wells, in the Takenoyu and the Otake-Hatchobaru areas.



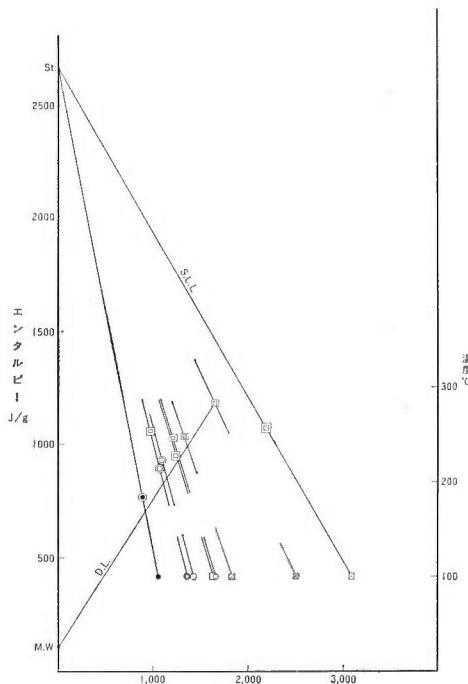
第10図 DY-1 井および大岳地域、硫黄山での採取試料水の水素・酸素同位体組成
Fig. 10 D-¹⁸O relationship of thermal waters of DY-1 well and in the surrounding area.

明する一つの解釈は、硫黄山から流下した水系とは全く別の深部からの熱水が釜ノ口温泉付近で湧上ったとする考え方である。

9.4 岳湯周辺地域と大岳・八丁原地域の熱水系との比較

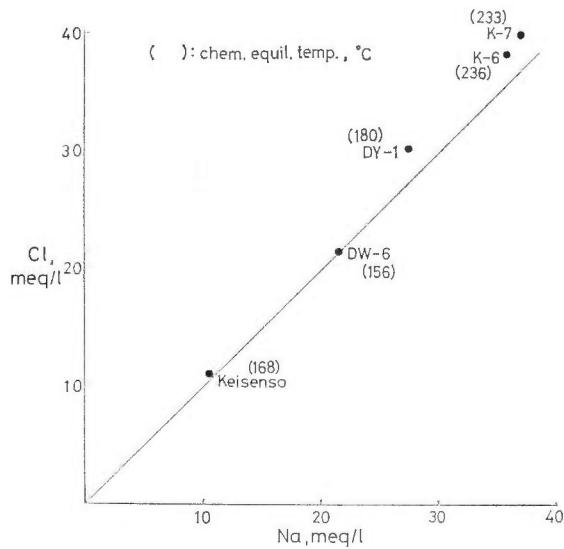
涌蓋山を挟んで直線距離にして約 7 km 離れている岳湯周辺地域の地下の熱水系は、大岳・八丁原地域の地下の熱水系に対して、坑井から噴出する地熱流体の間に認められる次のような化学的性質の違いから、直接的に連続している可能性は低いと考えられる。

1) 前者は、pH がほぼ 8.6 以上の ΣCO_2 と SO_4^{2-} をほぼ同量含む Cl^- 型であるのに対して、後者は pH がほぼ 8.6 以下の SO_4^{2-} が ΣCO_2 よりも多い Cl^- 型である。Mg 濃度は、前者に比較して



第11図 岳湯周辺地域および大岳・八丁原地域の坑井から噴出する熱水を用いた混合モデルによる本源的热水系の温度推定

Fig. 11 Mixing model applied to thermal waters of wells in the Takenoyu and the Otake-Hatchobaru areas.



第12図 岳湯一宝泉寺線上の热水組成

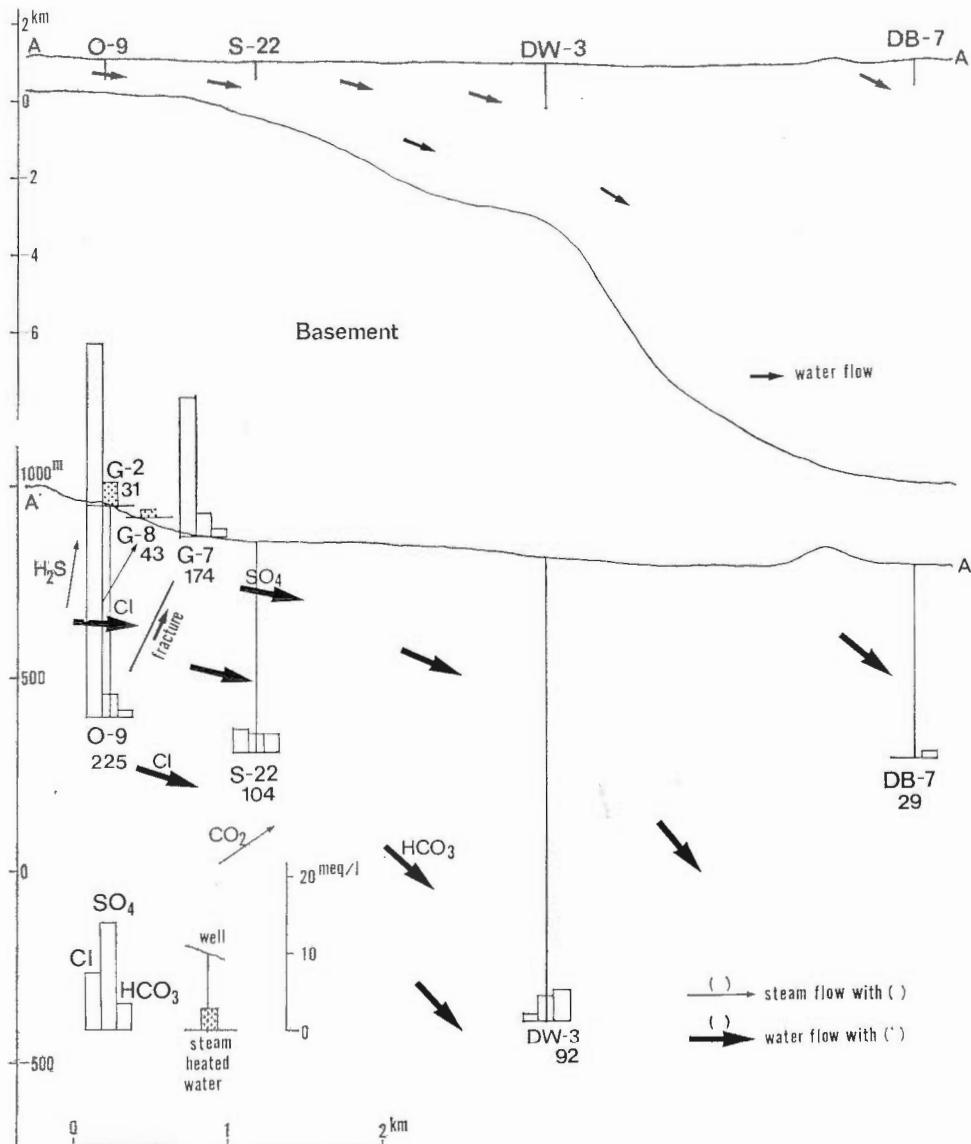
Fig. 12 Chemical composition of thermal waters along the Takenoyu-Hosenji line.

後者が高い傾向にある（第7表、野田・古賀、1973）。

2) 蒸気凝縮水のpHは、DY-1井で5.5程度であるのに対して、大岳・八丁原では一般に5.3以下である。また、蒸気中のCO₂及びH₂S濃度は、前者に比較して後者で高い（第8表、第10表、HAYASHI, 1973）。岳湯周辺地域と大岳・八丁原地域におけるこのような地熱流体の化学的差異は、前者の熱水系が基本的に熱伝導型の加熱機構によって加熱されているのに対して、後者の熱水系では地下深部のマグマからの熱流体（マグマ発散物、火山ガス）吹き込み型の加熱機構の寄与があることによっていると解釈される。

9.5 本源的熱水系の存在の可能性について

岳湯周辺地域及び大岳・八丁原地域の坑井から採取される地熱流体が示す次のような化学的性質か



第13図 大岳一地藏原（第15図のA'-A）の熱水流動模式断面図

Fig. 13 Cross section concerning thermal water migration between Otake and Jizobaru (A'-A in Fig. 15).

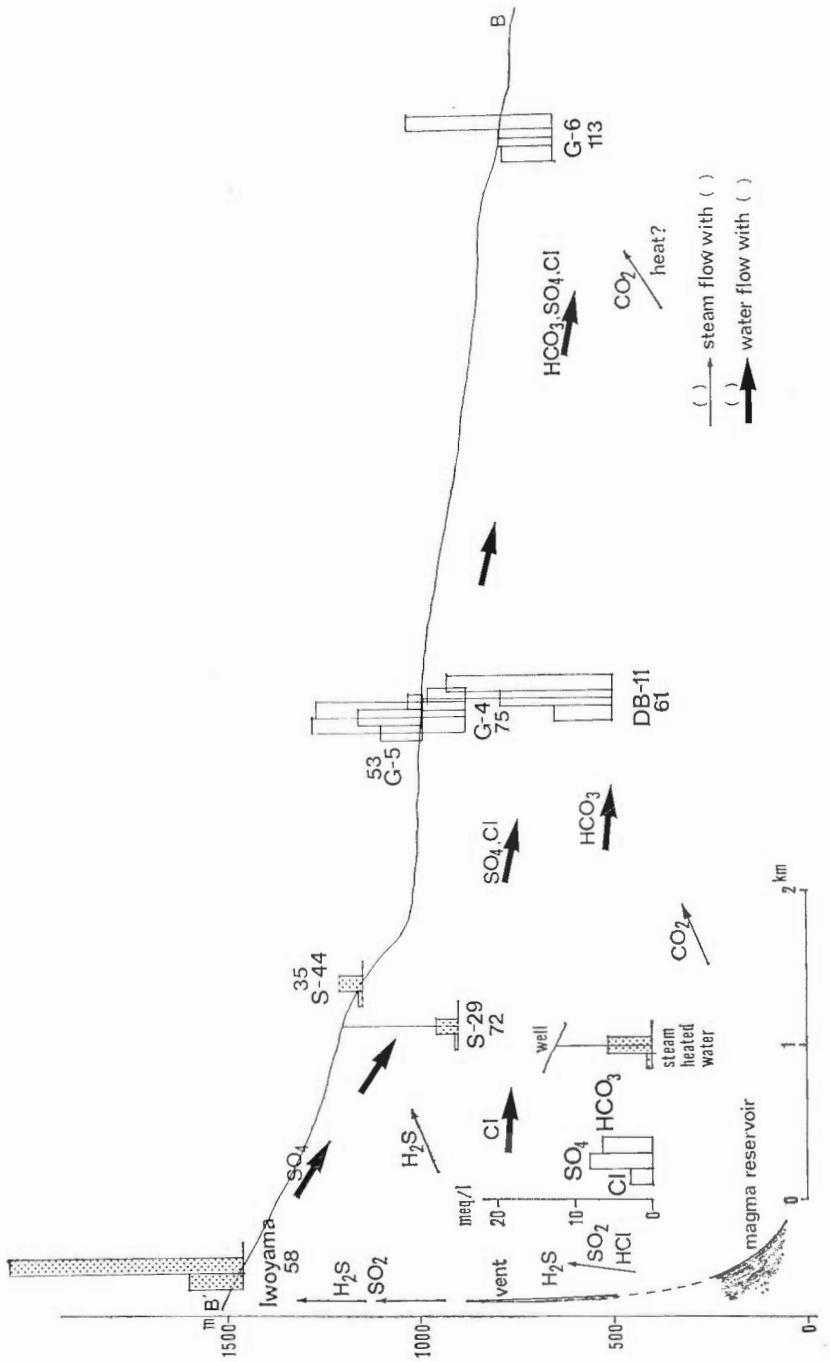


Fig. 14 Cross section concerning thermal water migration between Iwoyama and Ukenokuchi (B'-B in Fig. 15).

ら、これらの地域の熱水系に共通な本源的熱水系の存在を考えることもできる。

- 1) 両地域の熱水の B/Cl モル比は、0.04 程度の類似した値を示す（第9図）。
- 2) 岳湯周辺地域の現在の貯留層中の熱水と大岳・八丁原地域の1972年当時の開発がそれほど進んでいなかった貯留層中の熱水（野田・古賀、1973）とが、 Cl 濃度とエンタルピーを用いた混合モデル（FOURNIER, 1977）において、降水起源地下水を結ぶ1本の希釈線の周辺に分布する（第14図）。
- 3) DY-1 井地下の貯留層中の熱水と大岳地域の貯留層中の熱水がほぼ同一の水素同位体組成を示しており、貯留層温度及び Cl 濃度に対応して前者よりも後者の ^{18}O -シフトが大きい（第13図； MIZUTANI, 1972）。

これらのデータから両地域共通の本源的熱水系が存在するとすれば、それは熱水卓越系で、少なくともその貯留層温度と Cl 濃度は大岳・八丁原地域の既開発の熱水系と同程度のそれぞれ $280^{\circ}C$, 1,600 mg/kg 以上であると考えられる。

しかし、上述した2地域の地熱流体の化学的性質については、共通の本源的熱水系の存在を地下深部（たぶん基盤岩内）に仮定することによって説明するより、次のような解釈をする方がより現実的であると思われる。

- 1) 第9図に示される各地域の熱水が示す0.04 程度の B/Cl モル比は、貯留層が海成の堆積岩類起源の変成岩類を主要構成岩石とする基盤内ではなく、基盤より浅部の新第三紀一第四紀の火山岩溶岩一火砕岩中に存在していることを示していると考えられる（阿部ほか、1980；茂野・阿部、1981）。
- 2) Cl 濃度とエンタルピーを用いた混合モデルにおいて、DY-1 井、岳湯、大岳、八丁原地域を通じて、貯留層中の熱水に共通の一本の希釈線を引くことは不可能である（第14図）。
- 3) 豊肥地域においては、降水起源地下水の δD 値は $-50 \sim -60\text{‰}$ 程度（茂野・阿部、未公表資料）、九重硫黄山の火山ガス凝縮水の δD 値が $-30 \sim -40\text{‰}$ 程度（松葉谷ほか、1975）と類似している。このため、 δD 値の一致を本源的熱水系の存在の証拠とすることはできない（第13図）。

以上のこととは、豊肥地熱地域の地下深部に共通の本源的熱水系の存在を、少なくとも肯定するものではない。

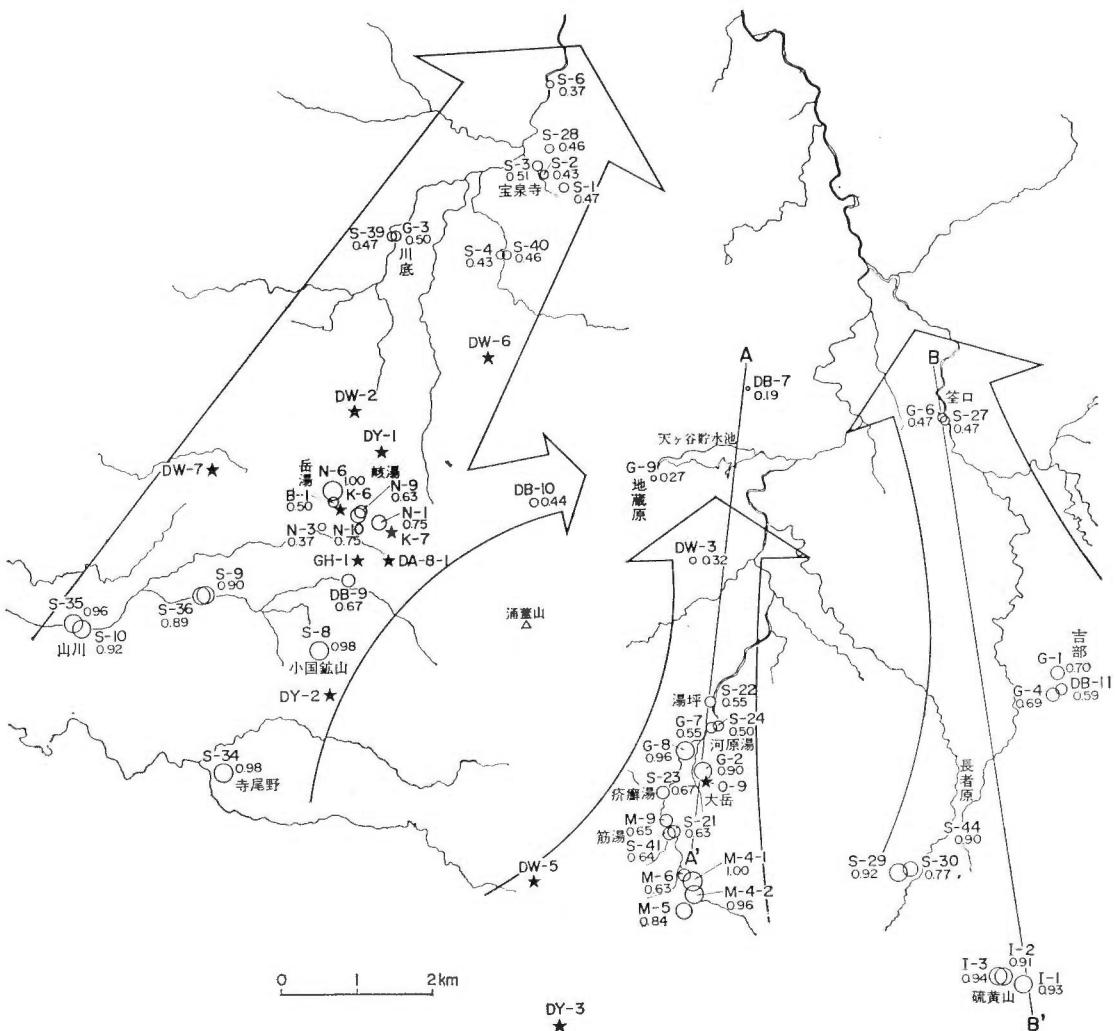
9. 6 アニオンインデックスによる豊肥地域の広域熱水流動の検討

火山性の地熱地域において、地熱活動の最も活発な位置を探るための指標として、その地熱地域内に分布する温泉水のアニオンインデックス（AI）が有効である（野田、1982 a）。AIは温泉水中の主要陰イオンの組成から、次式を用いて計算され、その値が大きいほど、地熱活動の中心部に近接していると考えることができる。地熱活動の中心部は、しばしば熱水流動の起点であることから、AI 値の分布を広域的な熱水流動を知る手掛りとすることができる。

$$AI = 0.5 \times \left(\frac{SO_4}{Cl + SO_4} + \frac{Cl + SO_4}{Cl + SO_4 + HCO_3} \right)$$

単位：当量濃度

第15図には、豊肥地域の各試料水について求められたアニオンインデックスの値が記載されている。この地域ではアニオンインデックスが地熱指標としてうまく適用できる。一例として、地図上の A-A' ライン沿いの八丁原から天ヶ谷貯水池にかけての地域について述べる。AI 値は自然湧出の温泉と浅いボーリングによる温泉についてのみ適用し、例外的に DW-3 にも適用した。南部で特に高 AI 値を示すのは、自然噴気帯のある小松地獄と大岳地獄の周辺である。この付近には、筋湯、疥癬湯などの温泉があり、地獄地帯に次々 AI 値を示す。これらは酸性の $Cl-SO_4$ 型泉で、玖珠川の谷に位置しており、高地熱活動部から漏れ出た温泉と位置づけられる。小松・大岳地獄地域から北に遠ざかるに従って AI 値は次第に低下する。DW-3 では、深度 1,200 m の坑井であるにもかかわらず AI 値は 0.32 と低い。更に北方の DB-7 や、浅層地下水の G-9 では、これより更に AI 値は小さい。このことから、八丁原や大岳を中心とした地熱活動は、玖珠川沿いに北方へ水の流動によって延びているものの、平面的には扇状に、また、基盤面の傾斜につれて深度方向に広がると共に、活動度を失っていると推定される。



第15図 地層水採取井と湧水（温泉・地下水）の位置ならびにアニオニンデックスと推定される熱水流動方向
Fig. 15 Location of sampling sites, anion indices and estimated thermal water migration.

アニオニンデックスを適用した結果、八丁原、大岳から地蔵原方向への熱水流動の他、九重硫黄山から釜口及び岳湯付近から宝泉寺へといずれも北方に流動する計3本の浅部热水の流れが存在すると解釈される（野田, 1984）。DB-10 井の地層水のアニオニンデックス値は 0.44 と地下水（例えは G-9 では 0.27）よりは若干高い。本坑井には、レーダー画像のリニアメント解析よりその存在が推定される NE-SW 方向の豊岡一宮原線（山口ほか, 1984）上に位置することから、この線（断層）に沿って、岳湯方向からいくつ分熱水が流動してきているとの解釈も可能である。しかしながら、重力異常から推定されるこの地域の基盤岩がこの断層に沿って急に落込んでいるため、熱水流は深く潜りこみ天ヶ谷貯水池付近の深部に逸散していると考えられる。

10. まとめ

「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」において、豊肥地域の 80 m 級-3,000 m 級坑井において

化学的調査を実施した。調査は、(1)マッドロギング、(2)噴出流体調査—80～1,500 m 級、(3)噴出流体調査—3,000 m 級、(4)非噴出井における坑井ガス調査、(5)非噴出井における坑内採水調査、(6)非噴出井における地層水汲上げ調査、に分類される。それぞれの調査によって得られた結果は次の通りである。

(1) マッドロギング

マッドロギングを、化学的に意味あるものとするには問題が多いが、現状では、循環泥水の組成を求め、Cl 濃度、及び Na-K-Ca 法による地化学温度の変化を検討することが有効であることが判明した。

(2) 噴出流体調査—80～1,500 m 級

坑井から噴出する流体を解析することにより、DB-9 井は、蒸気加熱型の水を間欠的に噴出し、その深部に更に本源的な地熱貯留層の存在が予想された。また DW-2 井は、蒸気のみを噴出するが、そのガス組成から、深部の本源的热水貯留層の温度は 250°C 以上と推定された。このように、噴出流体調査から坑井周囲の地熱情報が明らかになった。

(3) 噴出流体調査—3,000 m 級

3,000 m 級 DY-1 井から得られた地熱流体は、隣接する岳湯地域の热水と類似した中性 NaCl 型热水であり、種々の化学温度計により計算される地熱貯留温度は約 185°C で、ほぼ検層温度と同じであった。

(4) 非噴出井における坑井ガス調査

岳湯の東のはずれの 80 m 坑及び DW-2 井の坑井内の気体水銀は、他に比べ高濃度であり、この付近の地下の活発な地熱活動の存在が推定される。

(5) 非噴出井における坑内採水調査

採水器によって深度別に坑井内から採取された水は、掘削泥水の影響を強く受けており、本来の地層水とは組成が大きく異なっていた。

(6) 非噴出井における地層水汲上げ調査

動力を用いた連続揚水により、pH、電気伝導度、濁度、溶存酸素量、水温をモニタリングすることによって、地層水を採取することができた。この調査によって、豊肥地域の化学情報空白域が埋められた。

以上のような坑井を利用した化学調査と、これまでの地表化学調査の結果を総合することにより、豊肥地域では、岳湯一宝泉寺、八丁原・大岳一地蔵原、及び硫黄山一笠口の北へ向う 3 本の热水流动系の存在が推定された。このうち前 2 者は、化学的には類似しているが、両者の本源的な热水系は異なると考える方が妥当である。深度热水系資源の存在に関しては、今回の坑井化学調査からは、これを十分に実証する結果は得られなかったが、九重硫黄山一笠口においては、深部から別系統の热水が混合している可能性がある。

文 献

- 阿部喜久男・茂野 博・渡辺修一・千葉 仁(1980) 別府一九重一阿蘇一熊本一雲仙地域における温泉の溶存化学組成の特徴と貯留岩との関係. 日本地球化学会年会講演要旨集, 1980, p. 147-148.
- D'AMORE, F. and PANICHI, C. (1980) Evaluation of deep temperature of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 44, p. 549-556.
- FOUILLAG, C. and MICHARD, G. (1981) Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, vol. 10, p. 55-70.
- FOURNIER, R. O. (1977) Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, vol. 5, p. 41-50.
- and POTTER II, R. W. (1979) Magnesium correction on the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 43, p. 1543-1550.
- and TRUESELL A. H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural

- waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 1255-1275.
- FRIEDMAN, I. and O'NIEL, J. R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. in Fleisher, M. tech. ed., Data of geochemistry 6th ed. Chapter KK. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 440-K. 49 fig.
- HAYASHI, M. (1973) Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *Jour. Japan Geothermal Energy Assoc.*, vol. 10, no. 3, p. 9-46.
- HELGESON, H. C. (1969) Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. Jour. Sci.*, vol. 267, p. 729-804.
- KOGA, A. and NODA, T. (1975) Geochemical Prospecting in Vapor-Dominated Fields for Geothermal Exploration, Proc. 2nd U.N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 761-776.
- 松葉谷治・上田 晃・日下部実・松久幸敬・酒井 均・佐々木昭(1975) 薩摩硫黄島及び九州の二、三の地域の火山ならびに温泉についての同位体化学的調査報告. 地調月報, vol. 26, p. 375-392.
- MIZUTANI, Y. (1972) Isotopic composition and underground temperature of the Otake geothermal water, Kyushu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 6, p. 67-73.
- NEHRING, N. L. and D'AMORE, F. (1984) Gas Chemistry and Thermometry of the Cerro Prieto Field. *Geothermics*, vol. 13, p. 75-89.
- 野田徹郎(1980) 化学的地熱探査のための電卓プログラミング. 温研紀要. vol. 32, p. 97-115.
- (1982 a) 地熱探査シリーズ, 地熱の化学探査の基礎的テクニック. 地熱エネルギー. no. 19, p. 104-119.
- (1982 b) 豊肥モデル既存坑における地化学調査. 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ総合解析の研究. 地質調査所, p. 415-428.
- (1982 c) DY-1号井マッドロギングについて. 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 29-38.
- (1982 d) 豊肥地域既存孔における地化学調査. 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 39-46.
- (1983 a) 豊肥地熱地域地化学モデル—涌蓋山北西部を中心として. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ総合解析予測モデルの研究, 地質調査所, p. 163-172.
- (1983 b) 豊肥 DY 井掘削循環泥水分析による化学検層. 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 47-51.
- (1983 c) 豊肥 MW-3 井の水位変動に関する化学的要因の検討. 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 53-58.
- (1984) 「地化学調査」技術指導. 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 27-42.
- ・古賀昭人(1973) 九重・大岳八丁原地区热水の微量成分. 大分県温泉調査研究会報告, no. 24, p. 64-73.
- 茂野 博・阿部喜久男(1981) B/Cl 比による地熱貯留岩の推定. 日本地球化学会年会講演要旨集, 1981, p. 195-196.
- ・———(1982 a) 豊肥モデル—地化学調査一. 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ総合解析の研究, 地質調査所, p. 401-415.
- ・———(1982 b) 構造試錐噴出物・同位体化学調査. 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 13-27.
- ・———(1983 a) 豊肥地域の地球化学的热水系モデル. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ総合解析予測モデルの研究, 地質調査

- 所. p. 157-161.
- (1983 b) 地化学調査・熱水系モデル. 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 41-45.
- 野田徹郎(1983 a) 構造試錐噴出物同位体化学(豊肥地域). 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ総合解析予測モデルの研究, 地質調査所, p. 139-155.
- (1983 b) 構造試錐噴出物化学調査研究. 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 電源開発株式会社, p. 23-40.
- 竹野直人 岳の湯周辺の地熱変質と流体の化学—構造試錐 DW-2 坑の変質. 本報告.
- TONANI, F. (1970) Geochemical Methods of Exploration for Geothermal Energy. Proceedings of United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, V-7.
- TRUESDELL, A. H. (1975) Geochemical Techniques in Exploration. Summary of section III. Proc. 2nd U.N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, p. Iii-Ixxix.
- 通商産業省(1979) IV. 500 m 孔孔内調査. 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域熱流量調査, 化学検層, p. 73-214.
- (1980) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域水文地化学調査. p. 157.
- (1982 b) Ⅲ調査井および還元井 3.1 調査井 DY-1. 昭和55年度(後期)大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域地下調査環境監視(モニタリング), p. Ⅲ-1~Ⅲ-76.
- (1982 a) Ⅱ坑井調査 2.1 マッドロギング. 昭和55年度(後期)大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域調査井検層(DY-1 坑), p. 15-33.
- (1983 a) Ⅱ調査井 2.2 調査井. 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域地下調査環境監視(モニタリング). p. Ⅱ 1-Ⅱ 178.
- (1983 b) Ⅳ総合解析. 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書, 豊肥地域地下調査環境監視(モニタリング). p. Ⅳ 1-Ⅳ 56.
- (1984) 昭和58年度大規模深部発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域地化調査. p. 52.
- (1983 c) Ⅲ. 坑井調査. 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域構造試錐・検層(DW-6, DW-7 坑), p. 41-217.
- WHITE D. E. (1970) Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploration of geothermal energy resources: Section V-Rapporteurs' report. Proceedings of United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources (Geothermics, Spec. Iss. 2), vol. 1, p. 58-80.
- 山口 靖・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博(1984) レーダ画像による豊肥地域のリニアメント解析と土壤ガス法による現地検証. 日本地熱学会誌, vol. 6, p. 101-120.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル

茂野 博・阿部喜久男・野田徹郎

地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル

茂野 博*・阿部喜久男**・野田徹郎*

Conceptual hydrothermal system model for the Hohi area
based on geochemistry of geothermal fluids

By

Hiroshi SHIGENO*, Kikuo ABE** and Tetsuro NODA*

Abstract : In the Hohi area, northeastern Kyushu, Japan, the Ministry of International Trade and Industry has been conducting a demonstration survey for large-scale electric power development on deep hydrothermal convection systems with regard to environmental conservation, including many kinds of geological, geophysical and geochemical exploration studies, and drilling of 500 to 3,000 m-class wells. We considered physical conditions and formation mechanisms for hydrothermal systems in the area as follows, mainly from major anion dominancy, geochemical thermometry, B-Cl systematics and hydrogen-oxygen isotope geochemistry based on the geochemical data of hot spring waters and thermal waters which were obtained in the survey.

Hot water systems of the temperature higher than 200°C are distributed around the three areas: Otake-Hatchobaru, Takenoyu and Kurokawa; and high-temperature hot water systems and/or vapor-dominated systems may exist around the two areas: Makinoto and Oguni Kozan. Geothermal fluids clearly migrate laterally from these hydrothermal centers to the lower adjacent areas.

These hydrothermal systems are developed basically in the Neogene to Quaternary volcanic rocks and pyroclastics along either E-W or NW-SE fracture system dominated in this area, and most of their waters are of local meteoric water origin. Heating systems of the hydrothermal systems are probably a high-temperature fluid injection type from a magma distributed under Kuju Volcano for the Kurokawa and Makinoto areas, a thermal conduction type from a hot igneous body distributed under Waita-Ichimoku San Volcano for the Takenoyu and Oguni Kozan areas, and a composite type of the two types for the Otake-Hatchobaru area which is situated between the two volcanoes.

1. はじめに

大分・熊本県境の豊肥地域において昭和53年度から国により開始された大規模深部地熱発電所環境保全実証調査では、一連の地表調査・坑井調査の中でいくつかの地球化学的手法に基づく調査が行われた(通商産業省, 1979, 1980, 1982, 1984 a, 1984 b)。

本報告では、基本的にはこれらの化学的調査のうち地熱流体の化学に関する調査結果に基づいて、豊肥地域の熱水系の賦存状態・生成機構について考察を加え、概念的なモデルを作成することを試みる。

* 地盤熱部 ** 技術部

*** Geological Survey of Japan

この豊肥地域熱水系の概念的なモデル化作業にあたっては、阿部ほか(1980)、野田(1982a, 1982b, 1983)、茂野ほか(1983)、茂野・阿部(1983, 1984, 投稿中)、野田ほか(1985, 本報告書中)等による考察を参考とした。

なお、本報告の議論は採取された地熱流体の化学分析データに立脚しており、地熱流体が現在まで採取されていない潜頭性の深部の熱水系が存在する可能性を完全に否定するものではないことをあらかじめおことわりしておく。

謝辞 本報告をとりまとめるにあたり、大規模深部地熱発電所環境保全実証調査のデータの使用を御許可下さった通商産業省資源エネルギー庁火力課、同工業技術院サンシャイン計画推進本部及び新エネルギー総合開発機構の方々に謝意を表します。また、実際の調査のとりまとめに当られた電源開発㈱の柴田祐啓・阿部信両氏ほか担当の方々、三菱金属㈱の窪田康宏・高島薰朗両氏ほか担当の方々、日本重化学工業の藤井幸夫氏ほか担当の方々始め調査に協力された多くの方々に感謝します。さらに陶山淳治、角清愛、馬場健三、小川克郎、高島勲、長谷紘和各氏を始め地殻熱部の現・旧の多くの方々との討論が本報告の考察に大きな影響を与えていることを明記し謝意を表します。

2. 地質概説

大規模深部地熱発電所環境保全実証調査で主要な調査対象地域とされた豊肥地域と呼ばれる涌蓋山—一目山を中心として東西方向に約15km、南北方向に約15kmの地域(第1図)は、別府から阿蘇を通って雲仙へと伸びる新第三紀以降に生成した大きな地溝帯の中に位置している。この地域の地質概説を、茂野・阿部(投稿中)の概説に基づいて以下に述べる。

この地域の地質構成は、表層部に薄く広がる沖・洪積層や阿蘇溶結凝灰岩類を除いて、若い順に基本的に次の3層に区分される。

第Ⅰ層：主に地形的高所を形成する第四紀後期の火山岩類—火山碎屑岩類(九重火山岩類)。

第Ⅱ層：主に丘陵部や河川沿いに分布する第四紀更新世—新第三紀の火山岩類—火山碎屑岩類及び非海成堆積岩類(若い順に豊後火山岩類、豊肥火山岩類、碩南層群・大分層群相当層、宇佐層群相当層)。

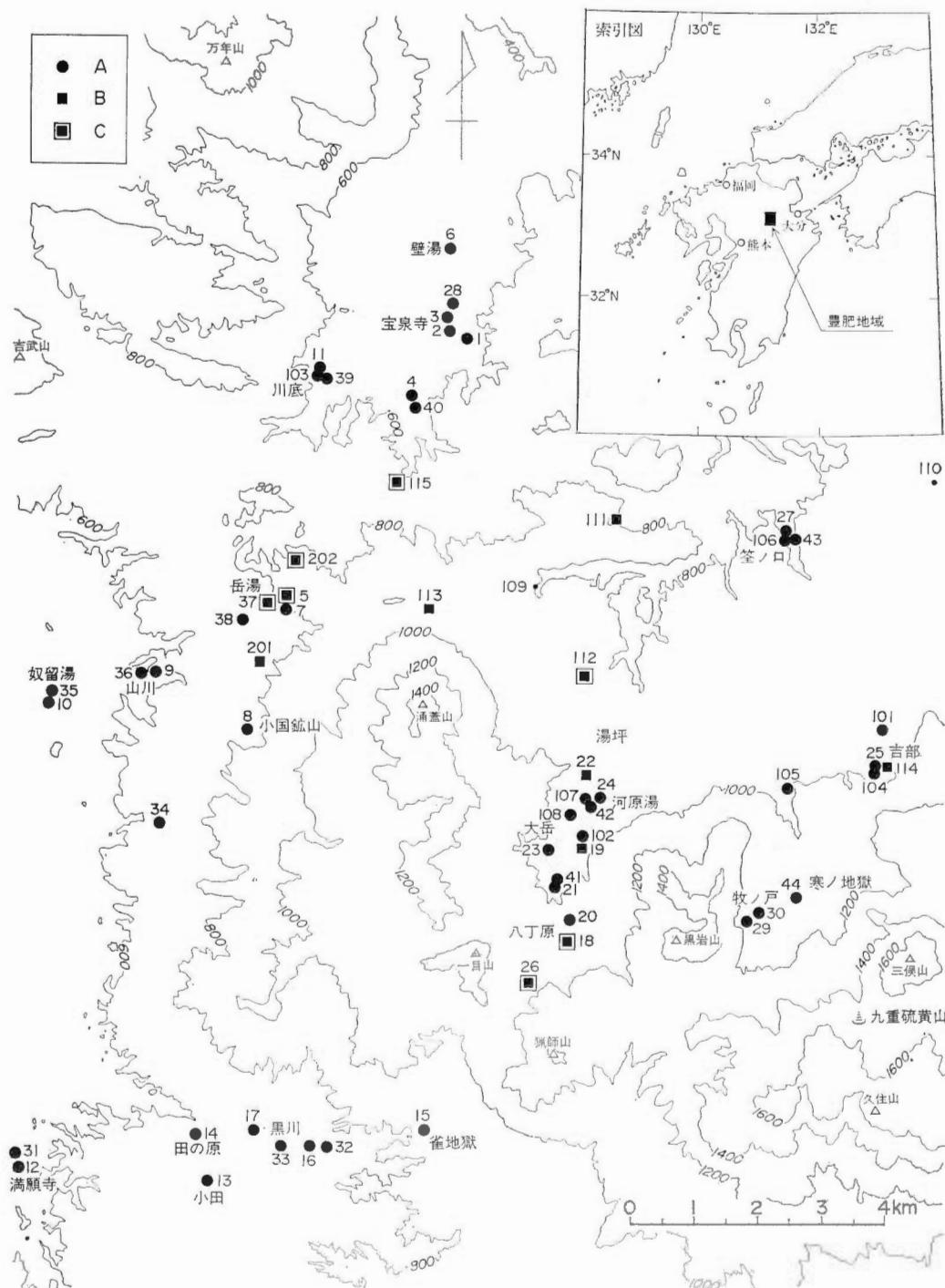
第Ⅲ層：地表にはほとんど分布しないが、坑井調査により存在が確認されている先新第三紀の主に海成堆積岩起源の変成岩類—花崗岩類。

重力データ解析結果等に坑井調査データを加えて判断すれば、この地域の第Ⅱ層と第Ⅲ層の境界面の海水準面を基準とした深度は、一般に地形的低所となっている第Ⅰ層の非分布地域で2-3km程度と深く、地形的高所となっている第Ⅰ層の分布地域で1-2km程度とより浅くなっていると考えられる(豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982; 久保寺ほか, 1982; 笹田, 1984)。

この地域において主に地形的に観察される長さ数km以上の比較的大規模な断層には、それぞれ急傾斜のENE-WSW, E-W, N-S及びNW-SEの4方向のものがある。この中で最も鮮明でかつ最も多數発達するのは、本地域における現在の広域応力場の水平最大圧縮主応力軸の方向に一致すると考えられるE-W方向のものである。NW-SE方向の断層は数は少ないけれども、本地域において最も顕著な地表地熱微候地である岳湯一大岳・八丁原一九重硫黄山を結ぶものがこれにあたる。

主に角閃石安山岩により構成される九重火山岩類は活動の新・旧によって細かく区分されている(たとえば、松本, 1983a, 1983b)。しかし、本報告では九重火山群を北西部に位置し相対的に古い「涌蓋・一目火山」と残りのより新しい狭義の「九重火山」の2つに分類して以下に用語として用いる。涌蓋・一目火山は、松本(1983a, 1983b)が九重火山群の発達史を第I期-第V期に分けている中で、基本的に第I-II期のミソコブシ山溶岩、涌蓋山溶岩及び一目山溶岩によって構成される火山にあたる。最近のフィッショントラック年代測定(林, 1983)によれば、涌蓋・一目火山が0.2-0.3Ma程度前の活動時期を示すのに対して、九重火山は0.2Ma程度以降の活動時期を示すようである。

より新しい九重火山においては、有史以降異常噴気活動の記録があり、山頂部の九重硫黄山で温度が300°C以上の活発な噴気活動が存在しているが、60°C以上の高温の温泉は山体のW-NW方向の1方向



第1図 豊肥地域において大規模深部地熱発電所環境保全実証調査により温泉水・热水試料が採取・分析された温泉および坑井の位置 A 温泉(坑井深度, ≤ 300 m), B 坑井(深度, $300\text{ m} < \leq 1,000$ m), C 坑井(深度, $1,000\text{ m} <$). 記号に付随する番号は第1表と同じ。試料番号 109, 110 は井戸水である。

Fig. 1 Localities of hot springs and wells in the Hohi area, where thermal water samples were collected during the demonstration survey for large-scale electric power development on deep hydrothermal convection systems with regard to environmental conservation.
Symbols: A, hot spring (well depth, ≤ 300 m); B, well (depth, $300\text{ m} < \leq 1,000$ m); C, well (depth, $1,000\text{ m} <$). Numbers attached to the symbols are the same as in Table 1. Nos. 109 and 110 are cool water samples from wells.

第1表 豊肥地域において採取・分析された温泉水および坑井からの熱水の主要溶存化学組成一覧表
Table 1 Major chemical composition of hot spring waters and thermal waters from wells collected from the Hohi area.

試料番号	試 料 名	Temp. ℃	pH	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	CO ₃ ²⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l	B mg/l
1	宝泉寺 湯浅 進 ^a 同和建設	82.3	7.5	261.0	15.8	55.0	0.0	192.0	11.0	21.6	0.26	136.0
2	宝泉寺 達健太郎 ^a	61.6	8.2	307.0	20.9	120.0	1.0	160.0	7.87	15.6	0.20	141.0
3	小田誠一郎 ^a	97.6	8.3	921.0	54.7	42.0	0.0	440.0	26.6	45.2	0.52	225.0
4	串野 岳湯 共同浴場 ^a	53.0	7.5	73.2	7.07	36.0	0.0	68.8	10.1	4.02	0.40	176.0
5	52-E TY-1号井 ^a	94.5	9.0	1250.0	64.8	19.0	1.0	625.0	86.2	30.2	0.00	407.0
6	壺湯 共同浴場 ^a	38.9	7.7	92.9	10.5	89.0	0.0	67.2	4.91	11.0	1.68	81.5
7	岐陽 共同浴場 ^a	78.8	6.6	<10.	58.5	617.0	0.0	31.8	16.8	113.0	10.8	141.0
8	小国鉱山 小国鉱山 ^a	31.5	3.5	<10.	134.0	0.0	0.0	15.0	5.6	24.1	3.90	41.0
9	山川 湯の花荘 No.4 ^a	52.5	5.4	91.1	497.0	7.0	0.0	108.0	12.2	153.0	3.12	53.5
10	奴留湯 後藤旦也 ^a	36.4	5.9	30.4	336.0	26.0	0.0	67.2	9.55	101.0	2.40	91.5
11	川底 吉光 仁 ^a	83.4	6.9	379.0	41.3	61.0	0.0	216.0	33.2	19.6	2.64	240.0
12	満願寺 静泉荘 ^a	42.1	6.5	155.0	124.0	106.0	0.0	128.0	33.2	59.8	28.0	148.0
13	小田 夢の湯 ^a	62.5	8.0	294.0	256.0	253.0	1.0	213.0	55.6	58.3	42.6	223.0
14	田の原 楠口倉太他 ^a	67.1	7.5	261.0	286.0	171.0	0.0	219.0	41.6	55.2	35.6	228.0
15	雀の地獄 雀の地獄 ^a	8.5	1.6	<10.	1440.0	0.0	0.0	6.98	5.62	15.6	6.18	119.0
16	黒川 青雲山庄 ^a	95.1	3.0	594.0	40.8	0.0	0.0	370.0	75.2	46.2	9.60	226.0
17	黒川荘 ^a	48.3	6.0	218.0	289.0	11.0	0.0	163.0	26.4	36.7	12.8	178.0
18	八丁原 発電所総合 ^a	90.6	7.3	3429.0	91.1	57.0	0.0	1824.0	296.0	45.2	0.60	809.0
19	大岳 O-9号井 ^a	87.1	8.5	1714.0	145.0	12.0	0.0	912.0	119.0	33.1	0.32	590.0
20	八丁原 スカイホテル他 ^a	94.1	2.8	526.0	235.0	0.0	0.0	269.0	61.8	14.6	1.75	147.0
21	箭湯 元湯 ^a	54.5	3.5	214.0	105.0	0.0	0.0	109.0	26.0	10.5	1.60	122.0
22	湯坪 西銀山の家 ^a	69.6	8.2	132.0	122.0	163.0	1.0	176.0	12.8	29.6	1.60	83.5
23	齊嶺湯 九重庵 ^a	82.4	5.9	296.0	221.0	7.0	0.0	165.0	30.8	58.3	3.68	83.0
24	河原湯 共同浴場(奥) ^a	68.5	5.8	11.0	30.2	114.0	0.0	19.4	12.5	17.1	2.24	163.0
25	吉部 高尾山荘 ^a	43.2	5.9	669.0	892.0	51.0	0.0	186.0	39.6	451.0	125.0	164.0
26	八丁原 HT-3号井 ^a	95.2	5.1	2513.0	225.0	1.0	0.0	1260.0	193.0	121.0	4.92	740.0
27	釜ノ口 共同浴場 ^a	47.1	6.7	262.0	371.0	511.0	0.0	262.0	50.4	19.4	114.0	199.0
28	生毫 佐藤孫次 ^a	51.4	8.4	158.0	19.5	53.0	1.0	102.0	1.52	11.6	0.20	53.0
29	牧ノ戸 九重觀光ホテル ^a	94.2	7.4	<10.0	155.0	27.0	0.0	57.5	5.60	15.3	3.59	158.0
30	やまなみ荘 ^a	91.7	6.7	<10.0	198.0	194.0	0.0	51.8	6.85	30.2	0.66	206.0
31	満願寺 満願寺所有 ^a	39.4	6.9	151.0	118.0	272.0	—	148.0	40.1	27.1	—	142.0

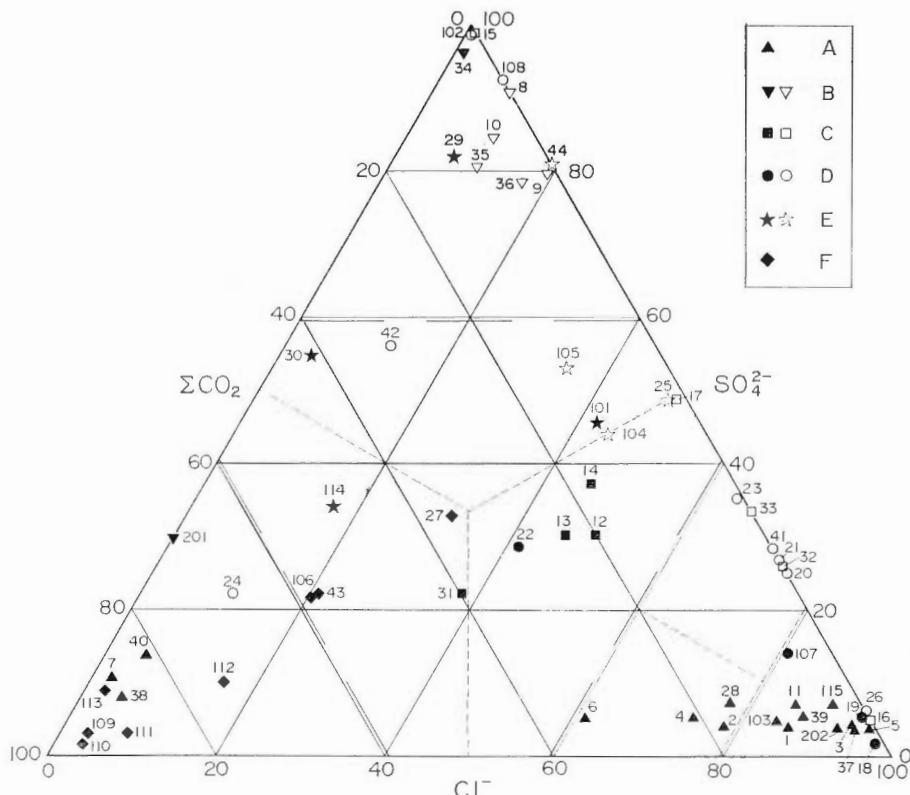
32	黒川	黒川温泉病院	97.5	3.3	684.0	328.0	0.0	43.6	8.9	280.0
33	黒川	新明館	97.0	3.4	488.0	335.0	0.0	44.2	8.2	209.0
34	寺尾野	共同浴場	41.9	6.3	7.1	966.0	34.9	—	353.0	4.01
35	奴留湯	共同水洗場	36.6	5.9	32.9	344.0	49.0	—	80.0	0.40
36	山川	湯の花狂	52.3	5.4	78.5	495.0	36.7	—	77.0	0.42
37	岳湯	K-6号井	96.0	8.8	1386.0	72.0	70.8	—	118.0	1.02
38	# 新湯		59.3	6.6	11.2	24.6	344.0	—	855.0	11.9
39	川底	螢川荘	87.9	7.3	415.0	35.4	64.9	—	125.0	512.0
40	串野	生活改善センター	40.1	7.7	2.8	10.5	79.3	—	54.0	112.0
41	筋湯	薬師湯	54.6	3.6	208.0	111.0	0.0	—	17.4	0.67
42	河原湯	共同浴場	51.3	6.0	13.9	82.4	58.1	—	256.0	2.84
43	釜ノ口	新清館	42.3	6.4	234.0	333.0	1081.0	—	42.0	234.0
44	寒ノ地獄	寒ノ地獄	13.6	4.6	25.4	144.0	0.0	—	13.8	0.04
101	吉部	ニューツ田牧場	41.7	6.56	573.	836.	286.	—	122.0	34.4
102	大岳	大岳地獄	84.6	4.34	1.0	121.	0.8	—	7.6	100.
103	川底	螢川荘	87.7	6.66	395.	29.6	95.5	—	34.8	15.4
104	吉部	湯沢温泉	44.5	5.91	685.	919.	317.	—	194.	7.6
105	大将軍谷	大将軍谷温泉	28.9	5.42	200.	407.	120.	—	66.7	91.1
106	釜ノ口	共同浴場	47.5	6.46	239.	340.	1170.	—	294.	0.03
107	河原湯	共同浴場	93.4	7.38	642.	152.	74.9	—	442.	251.
108	大岳	三光苑	16.4	3.50	2.8	46.9	0.1	—	4.0	4.82
109	(地藏原キヤンブ場)		13.3	6.98	1.5	1.9	76.7	—	19.6	123.
110	(九州横断観光)		13.4	7.65	2.8	1.5	133.	—	13.9	178.
111	DB-7号井		13.2	7.65	3.0	1.5	56.9	—	66.7	145.
112	DW-3号井		38.9	8.14	32.2	26.5	252.	—	16.1	45.9
113	DB-10号井		18.8	7.66	1.6	7.2	93.8	—	7.2	11.0
114	DB-11号井		44.9	6.83	262.	706.	1310.	—	139.	0.49
115	DW-6号井		72.0	8.53	768.	80.2	52.5	—	495.	0.49
201	DB-9号井		—	7.20	0.40	163.	496.	—	170.	0.02
202	DY-1号井		b.p.	8.60	1040.	56.3	18.3	36.0	625.	50.0

試料番号 1-44, 101-105 及び 201-202 は、それぞれ通商産業省(1980)の試料番号 S1-S44, 通商産業省(1984)の試料番号 1-15 及び野田(ほか)(1985, 本報告書中)による。試料番号 109, 110 は井戸水である。

のみにしか発達していない (α 型火山)。これに対してより古い涌蓋・一目火山においては、有史以降噴火・異常噴気活動の記録がなく山頂部に噴気活動も存在していないが、60°C以上の高温の温泉は山体の NW 方向、SE 方向及び S 方向とその周囲に広く分布している (β 型火山) (茂野・阿部, 1984, 投稿中)。

3. 地熱流体の化学的特徴とその地理的分布の表示

第1表に大規模深部地熱発電所環境保全実証調査により豊肥地域において採取・分析された温泉水及び坑井からの代表的热水の主要溶存化学組成をまとめて示すとともに、第1図に試料採取・分析が行われた温泉及び坑井の位置及び試料番号を示す (通商産業省, 1980, 1984 a; 野田ほか, 1985, 本報告書投稿中)。

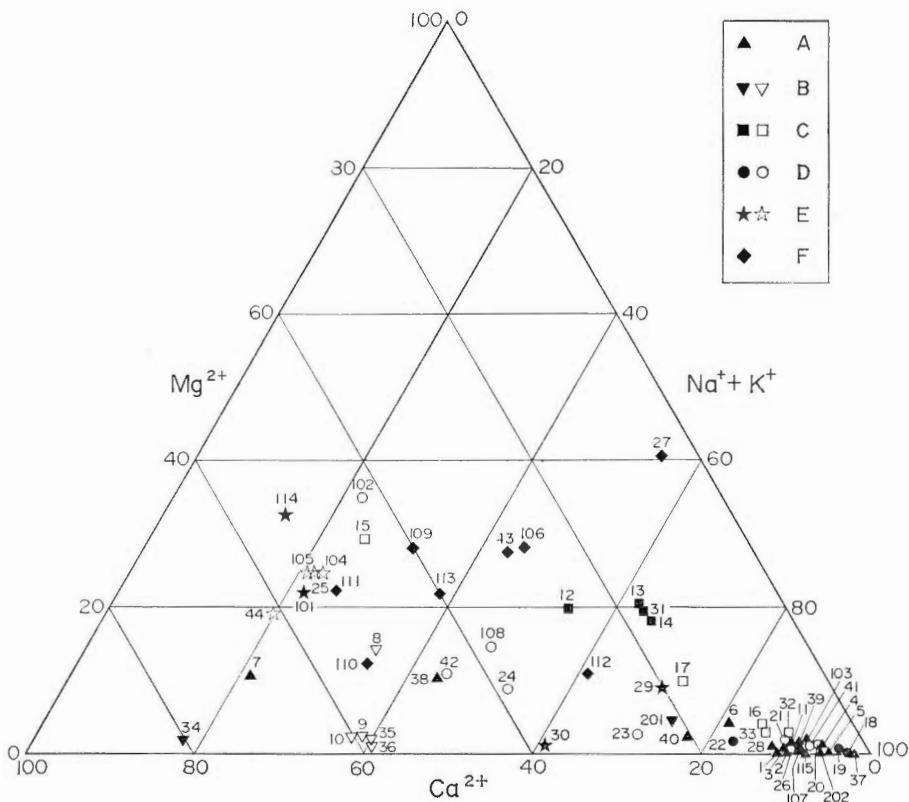


第2図 豊肥地域の温泉水・热水についての主要3陰イオンの三角図 A 岳湯一宝泉寺, B 小国鉱山一奴留湯, C 黒川一満願寺, D 大岳・八丁原一湯坪, E 牧ノ戸一吉部, F 签ノ口の各周辺地域からの試料である。黒印は pH>6, 白印は pH≤6 の試料を示す。Cl⁻, SO₄²⁻, ΣCO₂ がそれぞれ 60 meq/l% 以上のものを CI型, SO₄型, ΣCO₂型とし, それ以外のものを中間型と定義する(破線)。CI型, 中間型の中では, それぞれ的に Cl⁻, SO₄²⁻, ΣCO₂に富むことを副次的な分類基準とする(点線) (本文参照)。

Fig. 2 Triangular diagram of major anions (meq/l %) for hot spring waters and thermal waters from the Hohi area.

Symbols A to F show thermal water samples collected around the following areas: A, Takenoyu-Hosenji; B, Oguni Kozan-Nuruyu; C, Kurokawa-Manganji; D, Otake-Hatchobaru-Yutsubo; E, Makinoto-Yoshibe; F, Ukenokuchi. Solid symbols, pH>6; open symbols, pH≤6.

Cl type, SO₄ type, ΣCO₂ type and intermediate type were defined by Cl⁻≥60 meq/l%, SO₄²⁻≥60 meq/l%, ΣCO₂≥60 meq/l%, and residual, respectively, as shown with broken lines. The Cl type and the intermediate type were supplementarily divided by relative dominancy of Cl⁻, SO₄²⁻ and ΣCO₂, as shown with dotted lines (refer to the text).



第3図 豊肥地域の温泉水・熱水についての主要4陽イオンの三角図 A 岳湯一宝泉寺, B 小国鉱山一奴留湯, C 黒川一満願寺, D 大岳・八丁原一湯坪, E 牧ノ戸一吉部, F 筈ノ口の各周辺地域からの試料である。黒印はpH>6, 白印はpH≤6の試料を示す。

Fig. 3 Triangular diagram of major cations (meq/l %) for hot spring waters and thermal waters from the Hohi area.

Symbols are the same as in Fig. 2.

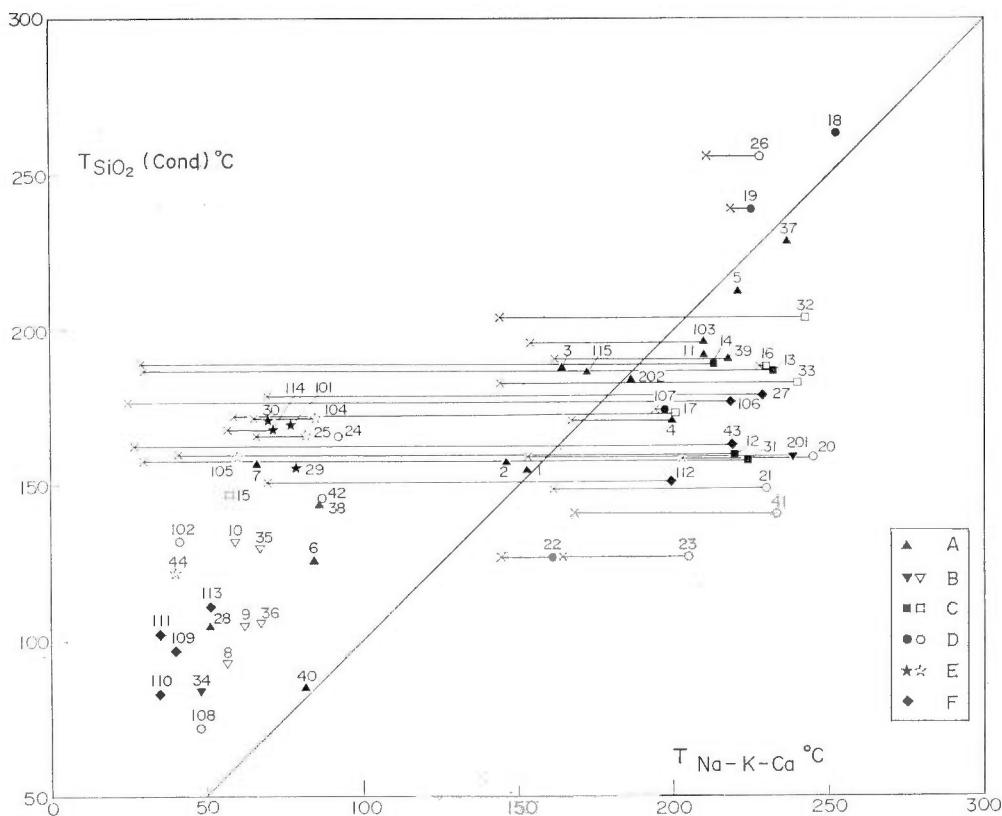
中).

豊肥地域から採取・分析された温泉水・熱水の化学的特徴を明らかにするために、第2図に主要3陰イオンの三角図、第3図に主要4陽イオンの三角図を示す。また、第4図に温泉水・熱水のアルカリ比温度 ($T_{Na-K-Ca}$, $T_{Na-K-Ca-Mg}$) と石英シリカ温度 ($T_{SiO_2} (Cond)$, $T_{SiO_2} (Adia)$) との相関性 (TRUESDELL, 1975; FOURNIER and POTTER, 1979) を、第5図に温泉水・熱水のCl濃度とB濃度との関係 (SHIGENO and ABE, 1983) を示す。

これらの温泉水・熱水の化学的特徴の地理的分布を明らかにするために、第6図に温度、pH 及びヘキサダイアグラムを分布図にして示す。また、第7図には、温度、pH 及び卓越する陰イオンにより分類された温泉水・熱水のタイプの分布を示し、第8図には、これらの温泉水・熱水に適用した化学温度計による温度 ($T_{Na-K-Ca-Mg}$) と B/Cl モル比の分布を示す。

4. 考 察

第3章に提示した地熱流体の化学的特徴及びその分布に基づいて、以下に豊肥地域における 1) 热水系のタイプ及び分布、2) 地熱貯留層の温度、3) 地熱貯留層の発達深度、4) 地熱流体の水の起源、5) 概念的な热水系の生成・分布モデルの順に考察を加える。



第4図 豊肥地域の温泉水・热水についてのアルカリ比温度と石英シリカ温度との相関性 A 岳湯一宝泉寺, B 小国鉢山一奴留湯, C 黒川一満願寺, D 大岳・八丁原一湯坪, E 牧ノ戸一吉部, F 筋ノ口の各周辺地域からの試料である。黒印は $\text{pH} > 6$, 白印は $\text{pH} \leq 6$ の試料を示す。坑井から蒸気を伴いつつ噴出する試料番号 5, 18, 19, 26, 29, 30, 37, 201, 202 については T_{SiO_2} (Adia) を表示した。×字は $T_{\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}-\text{Mg}}$ を示す。

Fig. 4 Correlation between alkali and SiO_2 (Quartz) temperatures for hot spring waters and thermal waters from the Hohi area.

Symbols are the same as in Fig. 2. T_{SiO_2} (Adia) was applied for the thermal water samples, nos. 5, 18, 19, 26, 29, 30, 37, 201, 202, which were discharged with vapor from wells. Symbol x shows $T_{\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}-\text{Mg}}$.

4. 1 热水系のタイプ及び分布

高温での岩石一水反応実験, 蒸気一热水間の元素分配実験等の結果を基礎として, 地热流体の化学的特徴からその地热流体を供給している地下の热水系のタイプ, 活動の中心の位置, 地热流体の流动方向などを推測することが可能である (WHITE, 1970; ELLIS and MAHON, 1977).

豊肥地域から採取・分析された温泉水・热水を, 第2図に示すように卓越する陰イオンにより以下の通り分類した。

1. Cl型

-1 Cl-典型型

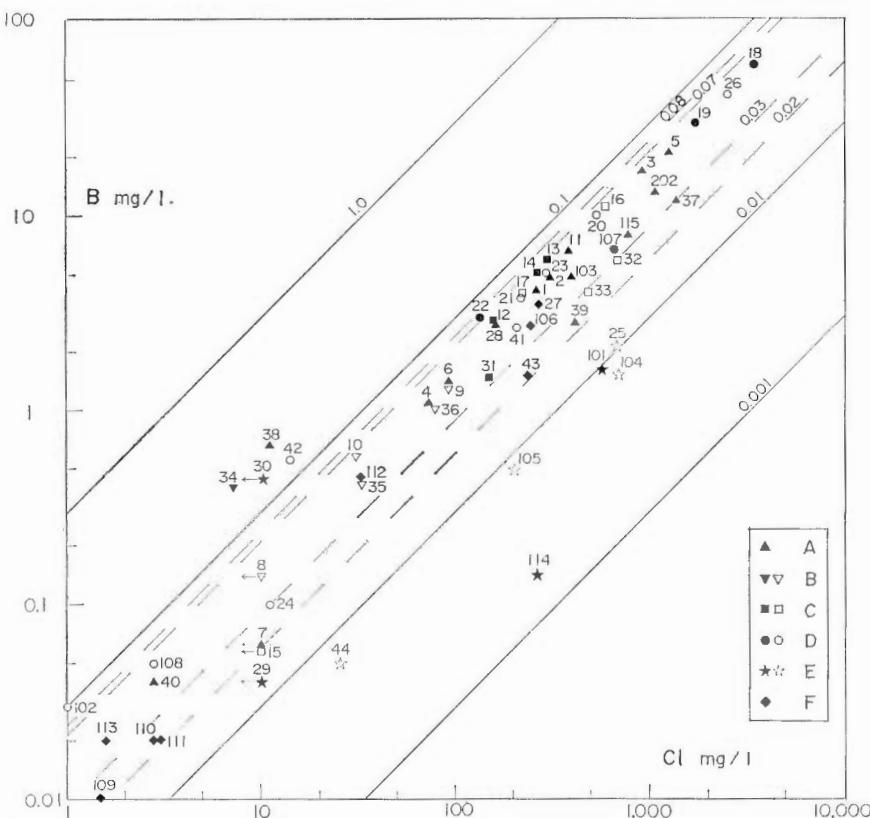
-2 Cl- SO_4 型

-3 Cl- ΣCO_2 型

2. SO_4 型

3. ΣCO_2 型

4. 中間型



第5図 豊肥地域の温泉水・热水についてのCl濃度とB濃度との関係 A 岳湯一宝泉寺, B 小国鉱山一奴留湯, C 黒川一満願寺, D 大岳・八丁原一湯坪, E 牧ノ戸一吉部, F 篠ノ口の各周辺地域からの試料である。黒印はpH>6, 白印はpH≤6の試料を示す。B/Cl比はモル濃度比で示した。

Fig. 5 Relationship between Cl and B concentrations for hot spring waters and thermal waters from the Hohi area.

Symbols are the same as in Fig. 2. B/Cl ratio is shown as mol ratio.

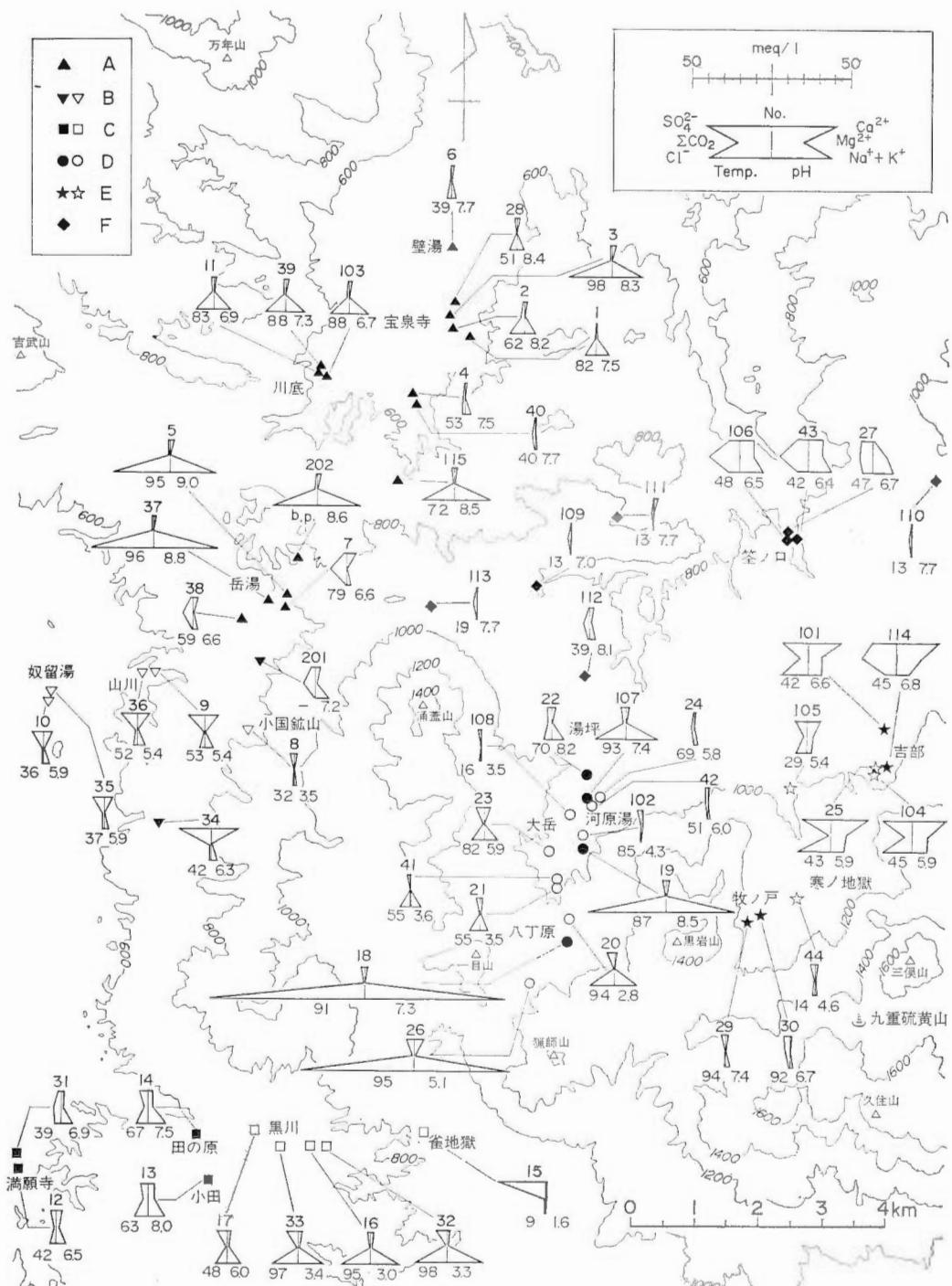
- 1 中間-Cl型
- 2 中間-SO₄型
- 3 中間- ΣCO_2 型

このように分類された温泉水・热水のタイプの分布(第7図)から、WHITE (1970) や ELLIS and MAHON (1977) の議論を基礎にして次のような地下における热水系タイプの分布が考えられる。

(1) Cl型の温泉水・热水は、大岳・八丁原一湯坪、岳湯一宝泉寺地域に広く、黒川一満願寺地域に狭く湧出・噴出する。Cl型の温泉水・热水は一般に高温で相対的に塩濃度が高く、陽イオンの中でNaが明瞭に卓越していることで特徴づけられる。このようなCl型の热水・温泉水の湧出・噴出は、その周辺の地下に比較的高温の热水卓越系が存在していることを指示していると考えられる。

(2) SO₄型の温泉水は、小国鉱山一奴留湯、牧ノ戸地域に広く、大岳・八丁原一湯坪、黒川一満願寺地域に局所的に湧出する。SO₄型の温泉水は相対的に塩濃度が低く、陽イオンとしてはNaのほか相対的にCaあるいはMgに富むことで特徴づけられる。このようなSO₄型の温泉水の湧出は、その周辺の地下に蒸気卓越系が存在していることを指示していると考えられる。ただし、後述するようにこれらは蒸気卓越系と言っても本質的な蒸気卓越系ではなく、热水卓越系の上部に寄生する小規模な蒸気卓越系である可能性が高いと推定される。

(3) ΣCO_2 型の温泉水は、大岳・八丁原一湯坪、岳湯一宝泉寺、小国鉱山一奴留湯地域に局所的に



第6図 豊肥地域の温泉水・热水についての温度, pH およびヘキサダイアグラムの分布 A 岳湯—宝泉寺, B 小国鉱山—奴留湯, C 黒川—満願寺, D 大岳・八丁原—湯坪, E 牧ノ戸—吉部, F 笠ノ口の各周辺地域からの試料であることを示す。黒印は pH>6, 白印は pH≤6 であることを示す。

Fig. 6 Distribution of hexa-diagram with temperature and pH for hot spring waters and thermal waters in the Hohi area.

Symbols are the same as in Fig. 2.

湧出するほか、笠ノ口の周辺地域にごく低温のものが広く湧出する。 ΣCO_2 型の温泉水は相対的に塩濃度が低く、陽イオンとしては Na のほか相対的に Ca あるいは Mg に富むことで特徴づけられる。このような ΣCO_2 型の温泉水の湧出は、その地域が前述した熱水卓越系あるいは蒸気卓越系の中心部から離れた周辺部に位置していることを示していると考えられる。

(4) 中間型の温泉は、黒川一満願寺、吉部地域にやや広く、笠ノ口、牧ノ戸、大岳・八丁原一湯坪地域に狭く湧出する。中間型の温泉水は相対的に塩濃度が高い場合が多く、陽イオンとしては Na のほか相対的に Ca あるいは Mg に富むことで特徴づけられる。このような中間型の温泉水の湧出は、 ΣCO_2 型と同様に、その地域が前述した熱水卓越系あるいは蒸気卓越系の中心部から離れた周辺部に位置していることを示していると考えられる。

以上の結果をまとめれば、第7図及び第8図に示すように豊肥地域には地下に広く比較的高温の熱水卓越系が存在すると考えられる地域が3カ所存在し、比較的高温の熱水卓越系一蒸気卓越系が存在する可能性のある地域が2カ所存在する。

比較的高温の熱水卓越系の活動の中心部近くに位置すると予想される大岳・八丁原、岳湯及び黒川からは、それぞれ湯坪、宝泉寺及び満願寺の方向へ熱水が水平的に流動していると考えられる。一方、比較的高温の熱水卓越系一蒸気卓越系の存在の可能性がある地域の活動の中心部近くに位置すると予想される牧ノ戸及び小国鉱山からは、それぞれ寒ノ地獄及び奴留湯の方向へ地熱流体が水平的に流動していると考えられる。これらの地域において地熱流体が水平的に流動していると考えられる方向は、これらの地域における水位分布を規制すると考えられる地形面分布及び後述するように貯留層の底面分布を規制すると考えられる第II層一第III層の境界面の分布に調和的である。

4. 2 地熱貯留層の温度

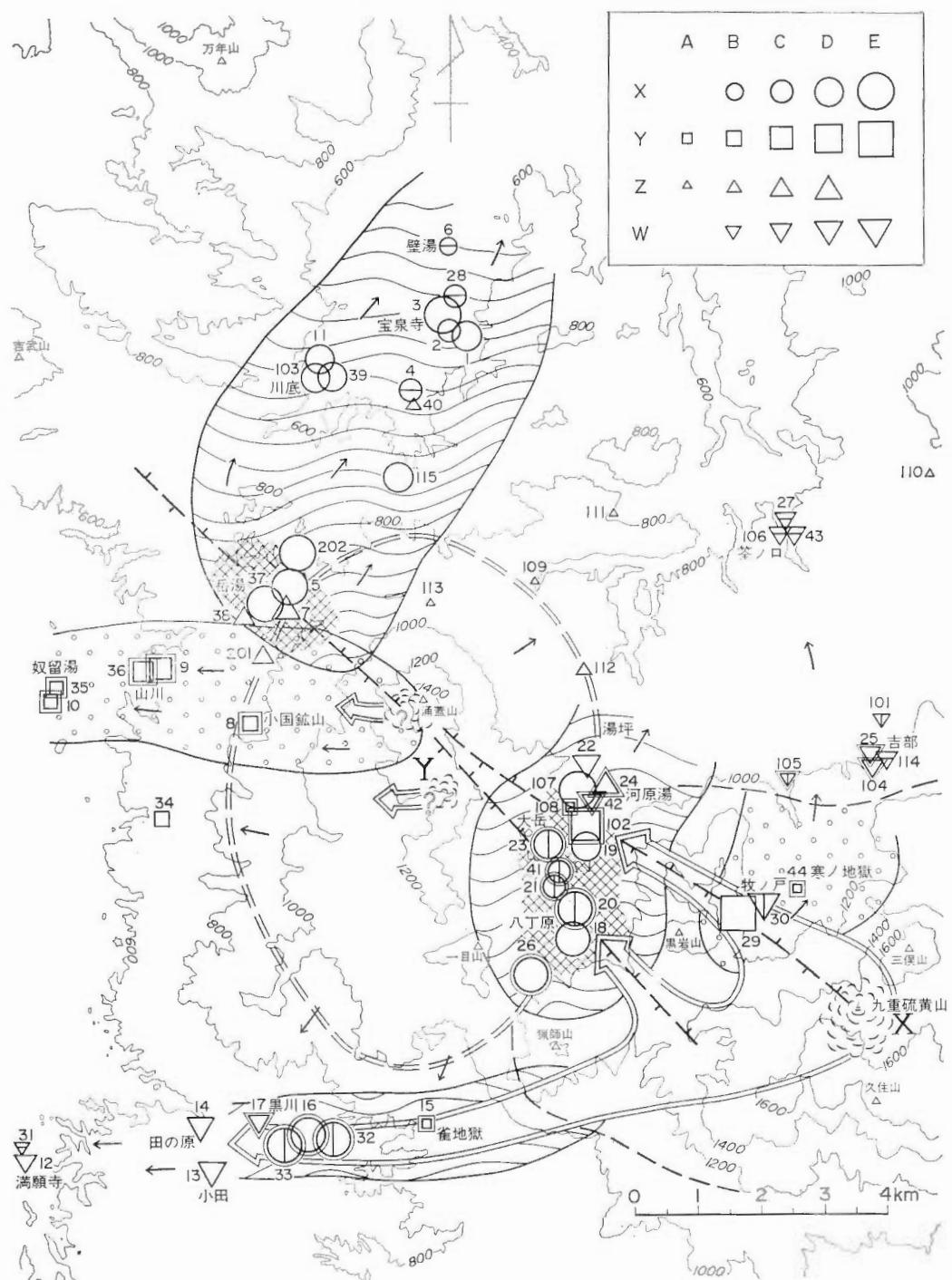
地熱貯留層における温度依存性の高い岩石一地熱流体間等の化学反応の結果を採取・分析した地熱流体が保持している場合、地熱流体の化学データから地熱貯留層の温度を推定することが可能である(White, 1970; Truesdell, 1975; 茂野, 1982, 1983)。

第4図に示すように、豊肥地域から採取・分析された熱水・温泉水に適用されたアルカリ比温度($T_{\text{Na-K-Ca}}$, $T_{\text{Na-K-Ca-Mg}}$)と石英シリカ温度(T_{SiO_2} (Cond), T_{SiO_2} (Adia))とは、前述したように Cl型熱水・温泉水が湧出・噴出し地下に比較的高温の熱水卓越系が存在すると考えられる3つの地域の活動中心部では比較的よく一致している。すなわち、これらの化学温度計により大岳・八丁原で 230-260°C, 岳湯で 230°C, 黒川で 200°C 程度の温度が計算される。これらの温度は、大岳・八丁原、岳湯地域において現在開発・坑井調査が行われている貯留層の概略の温度を示していると考えられる。

これらの熱水卓越系の周辺地域では、アルカリ比温度と石英シリカ温度とは中心部よりも共に低下すると同時に、一致しなくなる傾向を示す。このことは、熱水が水平流動を行うことにより周辺の地下水と混合したり、気液分離を行ったり、新に周囲の岩石と反応を行ったりすることの反映と考えられる。

一方、前述したように SO_4 型温泉水が湧出し地下に比較的高温の熱水卓越系一蒸気卓越系が存在する可能性がある2つの地域では、活動中心部でもアルカリ比温度と石英シリカ温度とは一致せず、小国鉱山の北に位置するDB-9井からの熱水(No. 201)の $T_{\text{Na-K-Ca}}$ (約 240°C)を除けば、牧ノ戸で最高 170°C 程度、小国鉱山周辺で 130°C 程度の温度しか計算されない。しかし、アルカリ比温度計と石英シリカ温度計は地熱貯留層における岩石一熱水間の化学反応の温度依存性を基礎としたものであり、地熱貯留層から地表までの地熱流体の輸送過程で主に蒸気相が移動していると考えられるこれらの地域の熱水系では、これらの化学温度計が示す温度は地熱貯留層の温度を示していない可能性が高いと考えられる。

中間型の温泉水が湧出する笠ノ口及び吉部地域においても、アルカリ比温度と石英シリカ温度の一貫性は非常に悪い。この原因は十分には明らかではないが、地下の熱水系の温度・化学的状態がこれらの温度計が適用できない特殊な条件になっている可能性が高いと思われる。これらの地域の地下の熱水系が高温である可能性は低いと予想される。



第7図 豊肥地域の温泉水・热水について温度、pH および最も卓越する陰イオンにより分類されたタイプの分布及び热水系の概念的生成・分布モデル図 凡例のうち横軸は実測温度、A $<25^{\circ}\text{C}$ 、B $25\leq<42^{\circ}\text{C}$ 、C $42\leq<60^{\circ}\text{C}$ 、D $60\leq<90^{\circ}\text{C}$ 、E $90^{\circ}\text{C}\leq$ で、縦軸は最も卓越する陰イオンにより分類された温泉水・热水のタイプ、X Cl型、Y SO_4 型、Z ΣCO_2 型、W 中間型である。X および W 中の無印、縦棒、横棒は各型の中でそれぞれ相対的に Cl, SO_4 , ΣCO_2 に富むことを示す(第2図参照)。二重記号は pH ≤ 6 を示す。

4. 3 地熱貯留層の発達深度

地熱貯留層において岩石から一方的に地熱流体中に溶出する傾向の強い可溶性成分の濃度比が貯留層を構成する岩石と採取・分析される地熱流体とで類似することから、地熱貯留層を構成する岩石種の推定を通じて、地熱貯留層の発達する深度を考察することが可能である (ELLIS and MAHON, 1977; SHIGENO and ABE, 1983).

第5図に示すように豊肥地域から採取・分析された熱水・温泉水のB/Clモル比は、ほとんどの場合0.02-0.08の範囲に、その中でも0.03-0.07の範囲にある。このことは、これらの地熱流体を供給している地熱貯留層が基本的に火山岩類一火山碎屑岩類により構成される第Ⅰ層-第Ⅱ層中に存在していることを示しており、海成の堆積岩類起源の変成岩類を主要な構成岩石とする第Ⅲ層中にこれらの熱水系に地熱流体を大規模に供給している本源的な地熱貯留層が存在する可能性は低いと考えられる (SHIGENO and ABE, 1983)。

一方、20 mg/l以下の低いCl濃度を示すSO₄型、ΣCO₂型及び中間型の寺尾野、岳湯、河原湯、牧ノ戸などの少数の温泉水は、最大0.7 mg/l程度のB濃度を持つことにより0.1-0.2程度のやや高いB/Clモル比を示している。これらの値は、本質的な蒸気卓越系からもたらされる蒸気が一般的に示すB濃度及びB/Clモル比よりは1桁程度低く、これらの温泉水の生成には熱水卓越系からより低温の気液分離でもたらされる蒸気が寄与していることを示していると考えられる (SHIGENO and ABE, 1983)。

また、中間型の吉部周辺の温泉水は、一般に0.01以下の低いB/Clモル比を示している。これらの温泉水が示す明瞭に低いB/Clモル比の原因は十分には明らかではないが、1) B/Clモル比の低い特殊な火山ガスが混入している、2) B/Clモル比の低い特殊な岩石が貯留層を構成している、3) 化石海水が混入しているなどの可能性が指摘される (SHIGENO and ABE, 1983)。

4. 4 地熱流体の水の起源

地熱流体中の水は、海水や化石海水が混入している場合等を除いて、基本的に降水起源の地下水を起源としていると考えられる場合が多い (CRAIG, 1963)。しかし、日本では降水起源地下水の水素同位体組成(δD値)は平均的なマグマ水あるいは火山ガス中の水の水素同位体組成に類似しているため、地熱流体中の水の起源を断定することは必ずしも容易ではない (たとえば、茂野, 1982)。

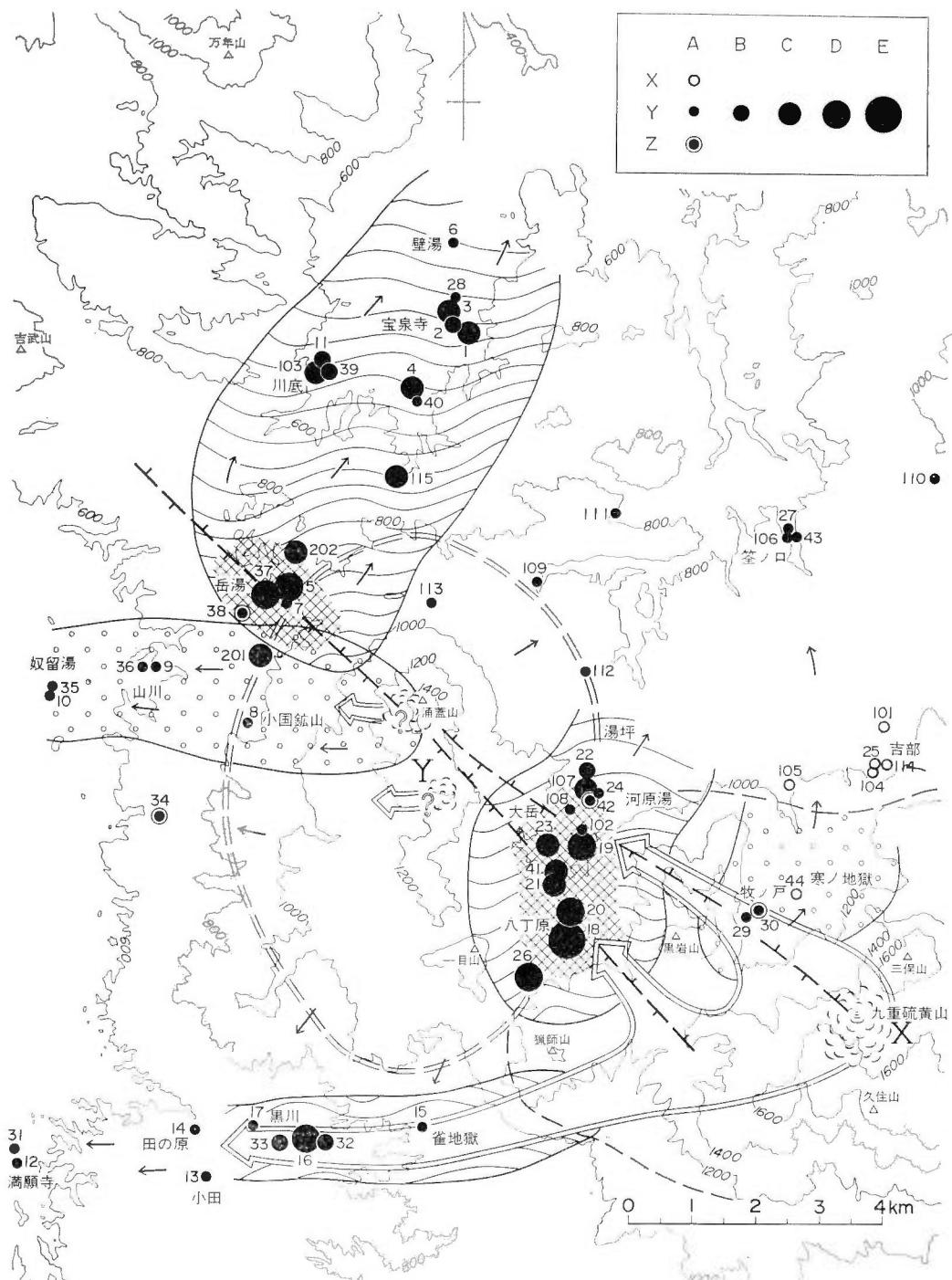
大岳地域を始めとして、豊肥地域の温泉水・熱水の水の水素・酸素同位体組成 (ほぼδDSMOW = -50 ~ -60‰, δ¹⁸O_{MOW} = -5 ~ -10‰) は、meteoric water line (CRAIG, 1963) の近傍に位置しており、周辺の河川水・湧水の値に類似した値を示すため、大部分が降水起源の地下水を起源としていると考えられる (MIZUTANI, 1963; 茂野・阿部, 1983, 未公表資料; 通商産業省, 1984; 野田ほか, 1985, 本報告書中)。しかし、九重硫黄山の噴気凝縮水 (δDSMOW ≈ -30‰, δ¹⁸O_{MOW} ≈ +5‰) (松葉谷ほか, 1975) などの水素同位体組成は豊肥地域の河川水・湧水の値に類似しているため、温泉水・熱水の水の

← 波線模様は高温の熱水卓越系が存在する可能性が高い地域、水玉模様は高温の熱水卓越系あるいは蒸気卓越系が存在する可能性のある地域、白地は高温の熱水系が存在する可能性が低い地域を意味する。また、小さい矢印は熱水系浅部における地熱流体の推定流動方向を示す。その他の記号・模様および説明は本文参照。

Fig. 7 Distribution of water types based on temperature, pH and the most dominated anion for hot spring waters and thermal waters, and conceptual model for formation and distribution of hydrothermal systems in the Hohi area.

Symbols A to E show measured temperature: A, <25°C; B, 25≤<42°C; C, 42≤<60°C; D, 60≤<90°C; E, 90°C≤; and X to W show water types based on the most dominated anion: X, Cl type; Y, SO₄ type; Z, ΣCO₂ type; W, intermediate type. In the symbols X and W, no mark, vertical bar and horizontal bar show the relative dominancy of Cl, SO₄ and ΣCO₂, respectively in each type (refer to Fig. 2). Rimmed symbols mean pH≤6.

Areas covered with wave patterns, polka-dots and solid white indicate where high-temperature hot water type hydrothermal systems exist with high probability, hot water type and/or vapor-dominated type hydrothermal systems possibly exist, and high-temperature hydrothermal systems exist with only small possibility, respectively. Small arrows show inferred directions of fluid flow at shallow level of the hydrothermal systems. Refer to the explanation in the text for other symbols and patterns.



第8図 豊肥地域の温泉水・熱水についてのアルカリ比温度とB/Clモル比の分布および熱水系の概念的生成・分布モデル図 凡例のうち横軸はアルカリ比温度($T_{Na-K-Ca-Mg}$)、A <100°C, B 100≤<150°C, C 150≤<200°C, D 200≤<250°C, E 250°C≤; 縦軸はB/Clモル比、X <0.02, Y 0.02≤<0.08, Z 0.08≤である(第4図、第5図参照)。本図の説明は第7図および本文参照。

Fig. 8 Distribution of alkali temperature and B/Cl ratio for hot spring waters and thermal waters, and conceptual model for formation and distribution of hydrothermal systems in the Hohi area.

Symbols A to E show $T_{Na-K-Ca-Mg}$: A, <100°C; B, 100≤<150°C; C, 150≤<200°C; D, 200≤<250°C; E, 250°C≤; and X to Z are B/Cl mol ratio: X, <0.02; Y, 0.02≤<0.08; Z, 0.08≤ (see Figs. 4 and 5). Refer to Fig. 7 and the text for explanation.

起源として最大30%程度火山ガス・マグマ水が寄与している可能性は必ずしも否定できない。

4. 5 概念的な熱水系の生成・分布モデル

茂野・阿部（1984, 投稿中）は、九州中央部をE-W方向に別府一九重一阿蘇一熊本一雲仙地域と続く変成岩一花崗岩類を基盤として新第三紀以降に生成した大規模な地溝帯の中に存在する60°C以上の高温の温泉・噴気地は、若干の例外を除いて鶴見・由布、阿蘇、雲仙など第四紀後期の安山岩質の成層火山一溶岩円頂丘の集合火山のごく周辺にのみ分布しており、しかもこれらの火山の周辺の温泉・噴気地の分布には顕著な規則性が認められることを示した。すなわち、阿蘇火山や九重火山のように山頂部に高温の噴気活動が存在するより新しい火山（ α 型火山）の周辺では、酸性となる傾向の強い地熱流体が火山体の中心からE-W性の1-2方向にのみ湧出・噴出しているのに対し、涌蓋・一目火山や野稻火山のように山頂部に噴気活動が存在しないより古い火山（ β 型火山）の周辺では、中性となる傾向の強い地熱流体が火山体の中心から多方向に広く分布している。

この規則性の原因については、次のように考察された。 α 型火山では熱水系は主に高温のマグマから火道を通じた熱流体吹き込み型の加熱機構によって加熱されており、この地域に卓越するE-W方向に水平最大圧縮主応力軸が配置する伸張性の広域応力場と火山体の浅層水理に規制されて熱水系は第I層一第II層中に主にE-W方向にのみ狭く発達する。これに対してマグマ溜りの年令がより古い β 型火山では、熱水系は主に基盤（第III層）を通じた熱伝導型の加熱機構によって下方から広く加熱されており、熱水系は第I層一第II層中により多くの方向により広く発達することができる（茂野・阿部, 1984, 投稿中）。

この別府一雲仙地域における標準的な熱水系の生成・分布モデルは、豊肥地域の熱水系に関して下記のような補足と修正とを必要としている（第7図及び第8図参照）。

(1) 九重硫黄山に山頂部の高温噴気活動を持つ九重火山は α 型火山、それよりもやや古い涌蓋・一目火山は β 型火山と考えることが可能である。これらの火山の地下におけるマグマ溜りの広がりは、地表における溶岩円頂丘の分布から、第7図及び第8図のそれぞれX, Yを中心として破線及び2重の破線で示した程度であると予想される。これらのマグマ溜りの平面的な広がりは、相対的に正のブーゲ重力異常の分布にも対応していると考えられる。なお、マグマ溜りの頂部の深度としては、両火山とも5km程度を仮定している（茂野・阿部, 1984, 投稿中）。

(2) 地下の熱水系は、前述したように基本的に第III層よりも上の主に火山岩類一火山碎屑岩類によって構成される第I層一第II層中に存在していると推定される。地質概説で述べた本地域に卓越するE-W方向に水平最大圧縮主応力軸が配置する伸張性の広域応力場によって生成しE-W方向で急傾斜となる傾向が強い断裂系は、地熱流体の貯留と移動に大きな役割を果していると考えられる。また本地域には、第7図及び第8図にトゲ付きの線で示した岳湯一大岳・八丁原一九重硫黄山へと続くNW-SE方向の大きな断裂帶が存在し、地熱流体の貯留と移動に大きな役割を果していると考えられる。

(3) α 型である九重火山では、第7図及び第8図に雲が湧き出す模様で示したように九重硫黄山付近において地下のマグマ溜りから上昇して来る高温の熱流体が、久住山一三俣山を分水嶺としてE方向に位置する黒岳一大船山塊の高い水頭の影響によりE→W方向へ流動する降水起源の地下水と地下比較的浅所で混合することによって地熱流体を形成し、E-W方向及びNW-SE方向の2方向に発達する断裂系に沿って、2重の大きな矢印で示すように黒川及び牧ノ戸一大岳・八丁原の2つの方向へ側下方へ流動していると考えられる。このようにして生成した地熱流体は、WHITE (1957) や岩崎 (1970) が述べているように酸性のSO₄型一酸性のCl型となる傾向を示している。

(4) 一方、 β 型火山である涌蓋・一目火山では、降水起源の地下水がマグマ一高温火成岩体から広く第III層を通じた熱伝導によって加熱され、前述したNW-SE方向の大きな断裂帶と、おそらく涌蓋・一目火山を形成したマグマの貫入によって第III層が持ち上げられた地域とその周辺地域との間に発達する同心円状の急傾斜の断裂帶とが交差する位置にある岳湯と大岳・八丁原の2地域において、第7図及び第8図に斜格子縞模様で示したように第II層の深部から上昇していると考えられる。このようにして

生成した地熱流体は、ELLIS and MAHON (1964, 1977) が述べているように中性の Cl 型となる傾向を示している。

(5) 涌蓋山の W 方向の小国鉱山地域に分布するやや酸性の SO₄ 型の温泉群は、その地下において気液分離現象が生じており、これらの温泉を直接涵養している浅部の熱水系に対して蒸気を供給している相対的に深部の熱水系が存在していることを示していると考えられる。相対的に深部の熱水系は、岳湯地域などと同様に涌蓋・一目火山の地下に存在するマグマ・高温火成岩体を熱源として第Ⅲ層を通じた熱伝導によって加熱された中性の Cl 型の熱水卓越系である可能性が高いと考えられるが、同様の過程により本質的な蒸気卓越系が生成している可能性も完全には否定できない。

一方、やや古い第四紀後期の β 型火山であるとした涌蓋・一目火山においても、α 型火山よりは冷却の進んだマグマ溜りから火山体の中心部においてやや低温の熱流体が上昇して来ている可能性がある。小国鉱山地域に分布するやや酸性の温泉群は、第 7 図及び第 8 図に雲が湧き出す模様で示したように涌蓋山の深部から上昇して来るこのような熱流体と降水起源の地下水とが混合することによって生成した地熱流体が、α 型火山と同様の過程で E→W 方向へ狭く水平流動することによって地下に熱水系が生成していることを示しているのかもしれない。

(6) 上述したように熱流体吹き込み型あるいは熱伝導型の加熱機構により生成した地熱流体は、第 7 図及び第 8 図に示すように大岳・八丁原、岳湯、黒川、牧ノ戸、小国鉱山地域から、それぞれ湯坪、宝泉寺、満願寺、寒ノ地獄、奴留湯地域へと、周辺の地下水との混合、気液分離、周囲の岩石との反応等を行いつつ水平的に流動していると考えられる。前述したように、これらの地域において地熱流体が水平的に流動していると考えられる方向は、これらの地域における水位分布を規制すると考えられる地形面分布及び貯留層の底面分布を規制すると考えられる第Ⅱ層-第Ⅲ層の境界面の分布に調和的である。

(7) 豊肥地域の NE 方向の相対的に負のブーゲ重力異常地域には吉部及び笠ノ口地域に最高 50°C 程度の温泉が存在しているが、前述したように、これらの温泉を直接涵養している熱水系が高温である可能性は低いと思われる。これらの熱水系の生成機構は必ずしも明らかではないが、1) 大岳・八丁原、牧ノ戸、岳湯地域等からの高温地熱流体の長距離水平流動、2) 厚い第Ⅱ層中における長期間の地下深部からの弱い広域的熱伝導加熱などの可能性が強いと思われる。

(8) 大岳・八丁原地域の地下の熱水系は、前述したように α 型火山である九重火山と β 型火山である涌蓋・一目火山とから 2 つの様式で効率的に加熱されていると考えられる。このことが、同地域に現在豊肥地域で唯一発電利用が行われている比較的大規模な熱水系が存在する大きな原因となっているのであろう。さらに、大岳・八丁原地域の E 方向に位置する黒岩山-猿師山は九重火山の中では比較的古い時代に生成したと考えられ(松本, 1983 a, 1983 b), その地下に存在するマグマ溜りが大岳・八丁原地域の熱水系に対して熱伝導型の加熱を行っている可能性もある(茂野・阿部, 投稿中)。

5. おわりに

本報告では、主に大規模深部地熱発電所環境保全実証調査において得られた地熱流体に関する化学的データを基に、豊肥地域の熱水系について考察を加え、概念的なモデルを作成することを試みた。

大規模深部地熱発電所環境保全実証調査では、豊肥地域について様々な地質学的、地球物理学的手法による地表調査及び数本の 3,000 m 級坑井を含む坑井調査が行われているが、本報告の作成にあたってはこれらの調査データ及び解析結果について十分には検討を加えていない。このため、本報告の結論が現状でも必ずしも完全なものではない可能性があることをおことわりしておきたい。また、最初に述べたように、本報告の考察は採取された地熱流体の化学分析データに基づいており、地熱流体が現在まで採取されていない潜伏性の熱水系が、特に第Ⅲ層中に存在する可能性を完全に否定するものではないことをおことわりしておきたい(茂野・阿部, 投稿中)。

地下資源の調査・探査において、様々な手法・データに基づいて未知の領域の予測・モデル化を行っ

ても、その真偽を実証・検証するのは未知の領域から最終的に得られる試料・データである。本豊肥地域においてもより多数の大深度坑井により、今後地熱資源の賦存状態・生成機構の実体が解明されることを望みたい。

地熱資源に対する地球化学的調査・探査手法は、地球化学の進歩に従って、分析対象・成分、試料の採取・分析方法、データの解析方法を始めとして現在も発展しつつある。今後も、豊肥地域の地熱系の実体をより詳細に明らかにするために、より体系的に地球化学的調査・研究を進めることが望まれる。

文 献

- 阿部喜久男・茂野 博・渡辺修一・千葉 仁(1980) 別府一九重一阿蘇一熊本一雲仙地域における温泉水の溶存化学組成の特徴と貯留岩との関係。日本地球化学会年会講演要旨集, 1980, p. 147-148.
- CRAIG, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Proceedings of Conf. on Nuclear Geology on Geothermal Areas, Spoleto, Pisa, 1963*, p. 17-53.
- ELLIS, A. J. and MAHON, W. A. J. (1964) Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 1323-1357.
- and ——— (1977) *Chemistry and geothermal systems*. Academic Press, New York, 392 p.
- FOURNIER, R. O. and POTTER, R. W. II. (1979) Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 43, p. 1543-1550.
- 林 正雄(1984) 九州の基盤構造・火山・地熱, ⑥ 九州の地熱. Urban Kubota, no. 22, p. 36-41.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1 豊肥地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図(21-1), 地質調査所, 23 p.
- 岩崎岩次(1970) 火山化学. 講談社, 東京, 229 p.
- 久保寺章・伊藤 濩・村上寛史・三浪俊夫(1982) 爆発地震動から求めた九重火山群の深部構造. 火山 第2集, vol. 27, p. 81-95.
- 松葉谷治・上田 晃・日下部実・松久幸敬・酒井 均・佐々木昭(1975) 薩摩硫黄島および九州の二、三の地域の火山ならびに温泉についての同位体化学的調査報告. 地調月報, vol. 26, p. 375-392.
- 松本征夫(1983 a) 九重火山群地質図(1:50,000). 松本征夫・九州電力 K. K. ・西日本技術開発 K. K.
- (1983 b) 九重火山群の火山地質学的研究. 山口大学理学部地質学鉱物科学教室, 91 p.
- MIZUTANI, Y. (1972) Isotopic composition and underground temperature of the Otake geothermal water, Kyushu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 6, p. 67-73.
- 野田徹郎(1982 a) 地熱の化学探査の基礎的テクニック. 地熱エネルギー, no. 19, p. 104-119.
- (1982 b) 地球化学的に見た豊肥地域の地熱構造. 日本地球化学会年会講演要旨集, 1982, p. 301-302.
- (1983) 豊肥地熱地域地化学モデル—涌蓋山北西部を中心として. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ 総合解析予測モデルの研究, p. 163-172.
- ・阿部喜久男・茂野 博(1985) 豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究一. 地調報告, no. 264, p. 243-281.
- 笛田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, p. 1-11.
- 茂野 博(1982) 同位体化学・地化学温度計. 湯原浩三監修, 地熱開発総合ハンドブック, フジテクノシステム K. K., 東京, p. 61-76.
- (1983) 化学・同位体化学温度計, 地熱探査シリーズ no. 12. 地熱エネルギー, vol. 8, no. 1, p. 61-78.

- SHIGENO, H. and ABE, K. (1983) B-Cl geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. *Extended Abstracts of 4th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction, Misasa, 1983*, p. 437-440.
- 茂野 博・阿部喜久男(1983) 豊肥地域の地球化学的熱水系モデル. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ 総合解析予測モデルの研究, p. 157-161.
- (1984) 別府一小浜地溝帯における火山性噴気・温泉地分布の規則性と熱水系モデル. 日本地熱学会昭和59年度学術講演会講演要旨集, p. 24.
- (投稿中) 別府一九重一阿蘇一熊本一雲仙地域の熱水系—(1)火山性温泉・噴気地分布の規則性から推論される熱水系モデル—. 地調月報.
- · 野田徹郎(1983) 構造試錐噴出物化学調査研究(豊肥地域). 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査, そのⅢ 総合解析予測モデルの研究, p. 139-155.
- TRUESDELL, A. H. (1975) Geochemical techniques in exploration, Summary of section III. *Proceedings of 2nd U. N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975*, p. Iiii-Ixxix.
- 通商産業省(1979) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 水文地化学調査. 114 p.
- (1980) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 水文地化学調査. 157 p.
- (1982) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 調査井 DY-1 噴気試験工事. 62 p.
- (1984 a) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 地化学調査. 52 p.
- (1984 b) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域, 断裂系調査. 137 p.
- WHITE, D. E. (1957) Thermal waters of volcanic origin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 68, p. 1637-1658.
- (1970) Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources, Rapporteur's report. *U. N. Symp on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, 1970, Proceedings (Geothermics, Spec. Iss., 2)*, vol. 1, p. 58-80.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地域の重力基盤構造

駒澤正夫・鎌田浩毅

豊肥地域の重力基盤構造

駒澤正夫*・鎌田浩毅**

The basement structure of the Hohi Geothermal Area obtained
by gravimetric analysis in central-north Kyushu, Japan

By

Masao KOMAZAWA* and Hiroki KAMATA**

Abstract : Several precise gravimetric surveys were carried out for the purpose of understanding the basement structure and estimating the underground geological setting. Gravimetric data indicates that the Hohi geothermal area is characterized by the negative Bouguer anomaly area, which may correspond to the area of graben structure formed mainly by volcano-tectonic depression. This is confirmed by the outcrop of the pre-Tertiary basement rocks in the surrounding area of east-west elongated graben.

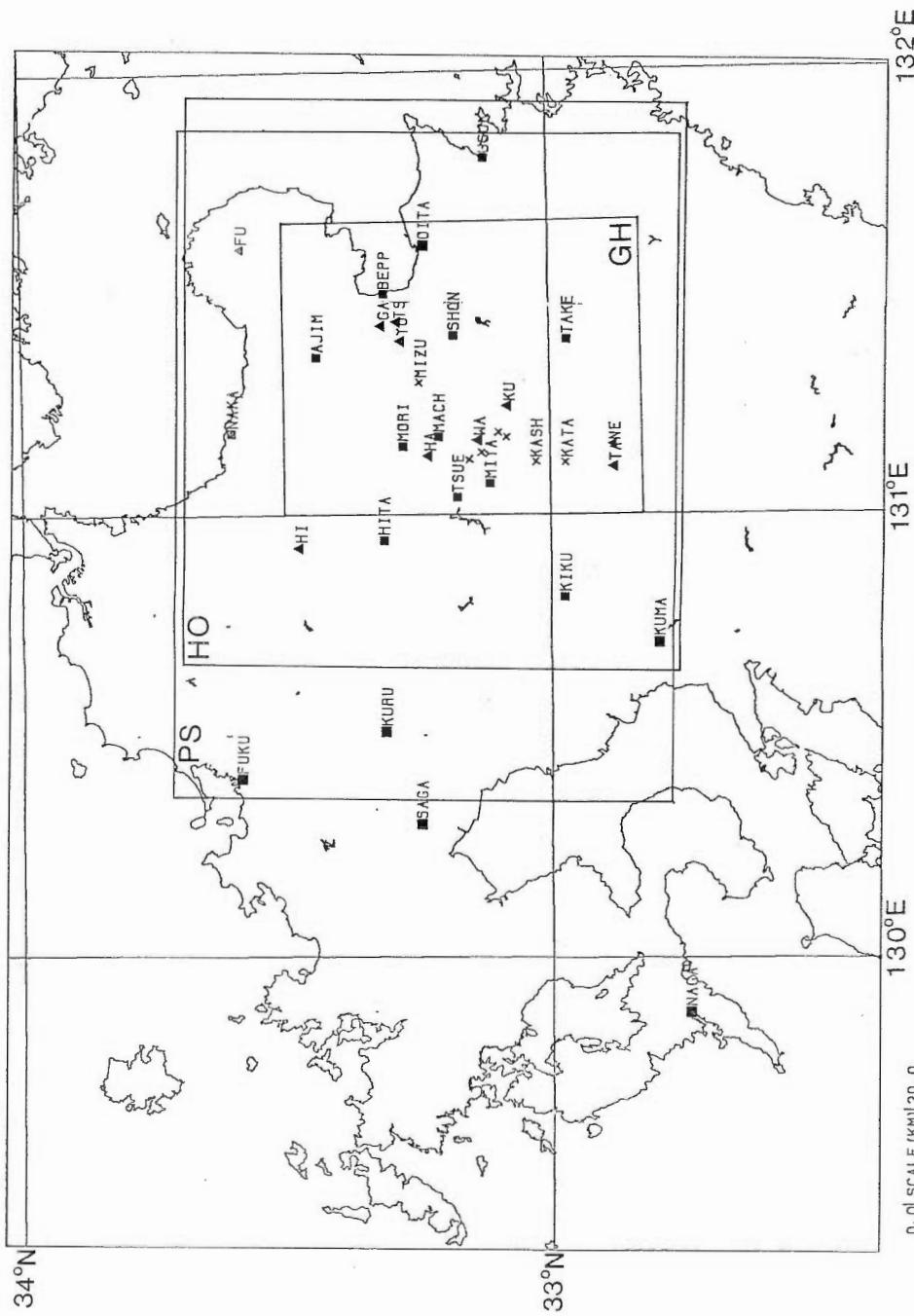
In the process of quantitative gravimetric analysis, the frequency analysis was carried out at the first stage. The result shows that the regional component (whose mean depth is 18.7 km) and the local component (whose mean depth may be 3.0 km or 1.1 km, which is obtained by gradient of power spectrum) are separated on the power spectrum. The three dimensional analysis, carried out at the second stage, suggests that the thickness of volcanic deposits in the graben structure is estimated to be about 3 km in the case that the density contrast between basement rocks and volcanic deposits is assumed to be 0.3 g/cm³. In the south-western area (around Mt. Waita) of the graben structure, the basement depth shows 2 km, which is a little shallower than that of the surrounding area. This result of gravimetric analysis agrees with the data of refraction seismic surveys and deep wells.

1. はじめに

別府一九重火山—阿蘇火山を含む九州中北部地域は、わが国でも地熱活動が最も活発な地域の一つであり一般に豊肥地熱地域と呼ばれている。本地域の地熱資源の賦存量評価を行うためには、地表の地質調査に加えて物理探査を行い立体的な地質構造を把握する必要がある。立体的（三次元的）な構造を把握する為には深層試錐が最も有効であるが、経費の点から試錐データの数は限られるので対象地域の構造を試錐データだけから解明するのは困難である。一方地下を構成する岩石のある物理的な性質に注目した物理探査的手法は広域に連続する構造の概略を求める為に有効である。

重力探査により得られる重力異常は地下の密度分布を反映したものであり、特に基盤構造を把握する為の有効な情報を与える。従来九州中北部においては久保寺ほか（1976）により豊肥地熱地域を含む広域の重力異常図が作成され、大分より熊本に至る大きな負のブーゲー異常の存在が示された。その後日本地熱資源促進センター（1978, 1979）、長谷川ほか（1981a, 1981b）及び小川ほか（1981）等により

* 物理探査部 ** 地殻熱部
*** Geological Survey of Japan



第1図 九州中北部地域の地名及び解析範囲 (1) 幸 PS は、G-H 相関を求めるのに用いた範囲 (2) 幸 HO は、豊肥地域の解析範囲 (3) 幸 PS†,
ベースベクトルを計算するのに用いた範囲
Fig. 1 Location name and studied area in central-north Kyushu. (1) Frame-GH shows the area for gaining the gravity
versus height relationship. (2) Frame-HO shows the area of gravity analysis of Hohi geothermal area. (3) Frame-
PS shows the area of frequency analysis,

第1表 略記号と地名の対応表
Table 1 Location names and their symbols.

Symbol	Name	Symbol	Name	Symbol	Name	Symbol	Name
■ (city or town)	MIYA 宮原	USUK 臼杵	TA 高岳				
AJIM 安心院	MORI 森		TS 鶴見岳				
BEPP 別府	NAGA 長崎	▲ (mountains)	WA 涌蓋山				
FUKU 福岡	NAKA 中津	FU 両子山	YU 由布岳				
HITA 日田	OITA 大分	GA 伽藍岳					
KIKU 菊池	SAGA 佐賀	HA 万年山	× (well et al.)				
KUMA 熊本	SHON 庄内	HI 英彦山	KASH 合戦群				
KURU 久留米	TAKE 竹田	KU 久住山	KATA 片隅				
MACH 町田	TSUE 杖立	NE 根子岳	MIZU 水分峠				

重力探査結果が報告されている。また豊肥地熱地域では昭和53年度から通商産業省により大規模深部地熱発電所環境保全実証調査が実施され、測点密度が 1 km^2 あたり 1 点程度の精密重力探査が行われた(通商産業省, 1979)。新エネルギー総合開発機構(1982)は、上記の重力データに新たに測点を補充して九州中北部全域の重力異常図を作成した。なお新エネルギー開発機構は、松田(1954), 大滝・松田(1959)及び中条(1960)のほか地質調査所の未公表重力資料を編集に用いている。

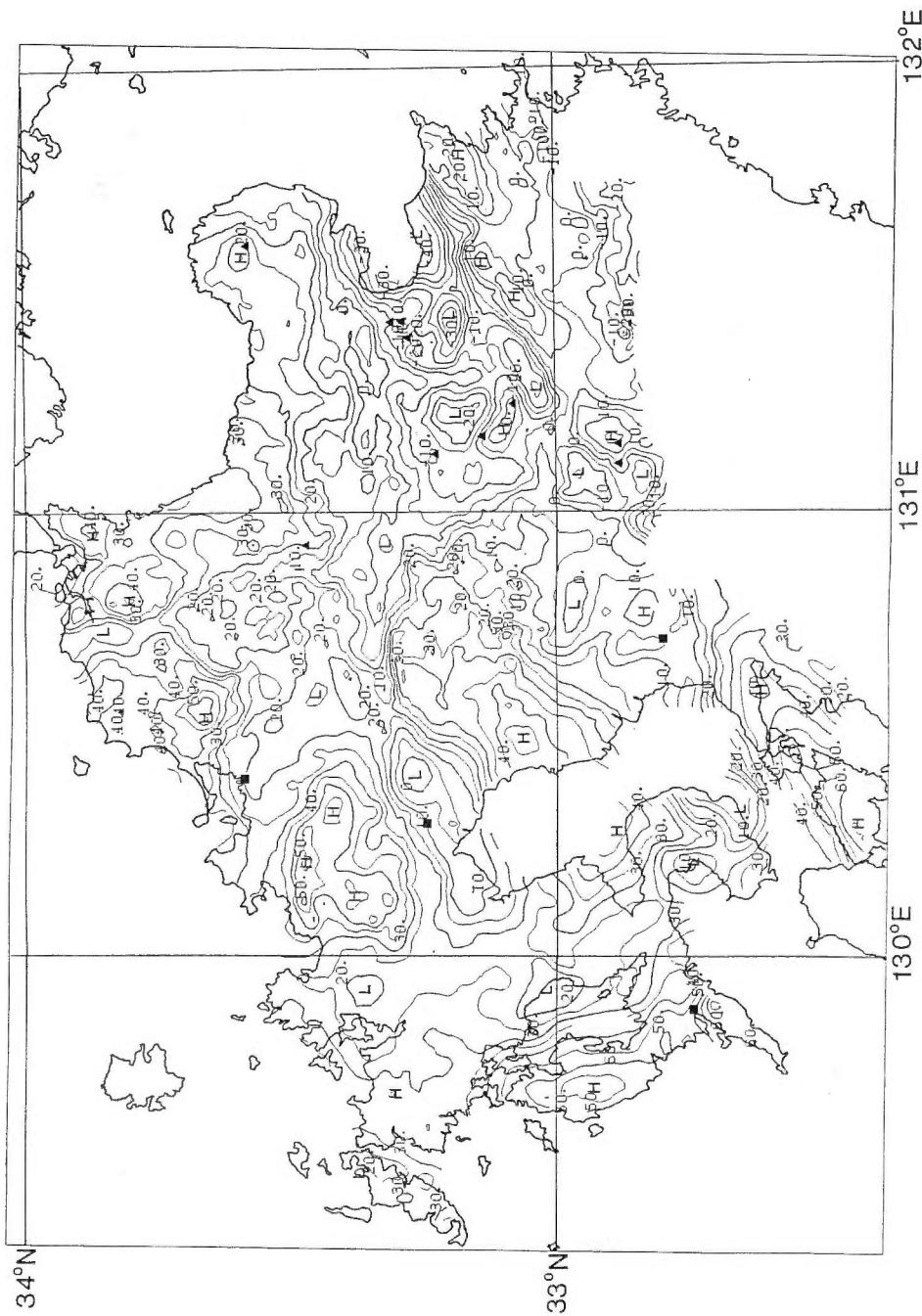
本報告での重力解析は以下の方法を用いて行った。最初に、地形とブーゲー異常の相関を検討し定量解析に使用する最適な仮定密度(ブーゲー補正及び地形補正に使用)を求めた。次に、構造の平均的深度を求めるために周波数解析を行いフィルター操作を実施した。第三に、定量解析に用いる基盤上部埋積層と基盤との密度差を考察し、定量解析の結果に基づき広域的に地質図(特に先第三紀基盤岩分布域)との比較を行い既存のコントロールポイントの妥当性を検討し、最終的にはコントロールポイントの修正を行った。第四に、豊肥地熱地域で行われたタイムターム法による弾性波探査の解析結果(久保寺ほか, 1982)を用いて、特に中心部の地域について試錐データとの比較により密度差やコントロールポイントの妥当性を再検討した。第五に、得られた解析結果に基づいて九州中北部の地質構造を考察した。なお解析を実施した地域の位置図を第1図に示し、図中の記号と地名の対応を第1表に示す。

2. ブーゲー異常の仮定密度について

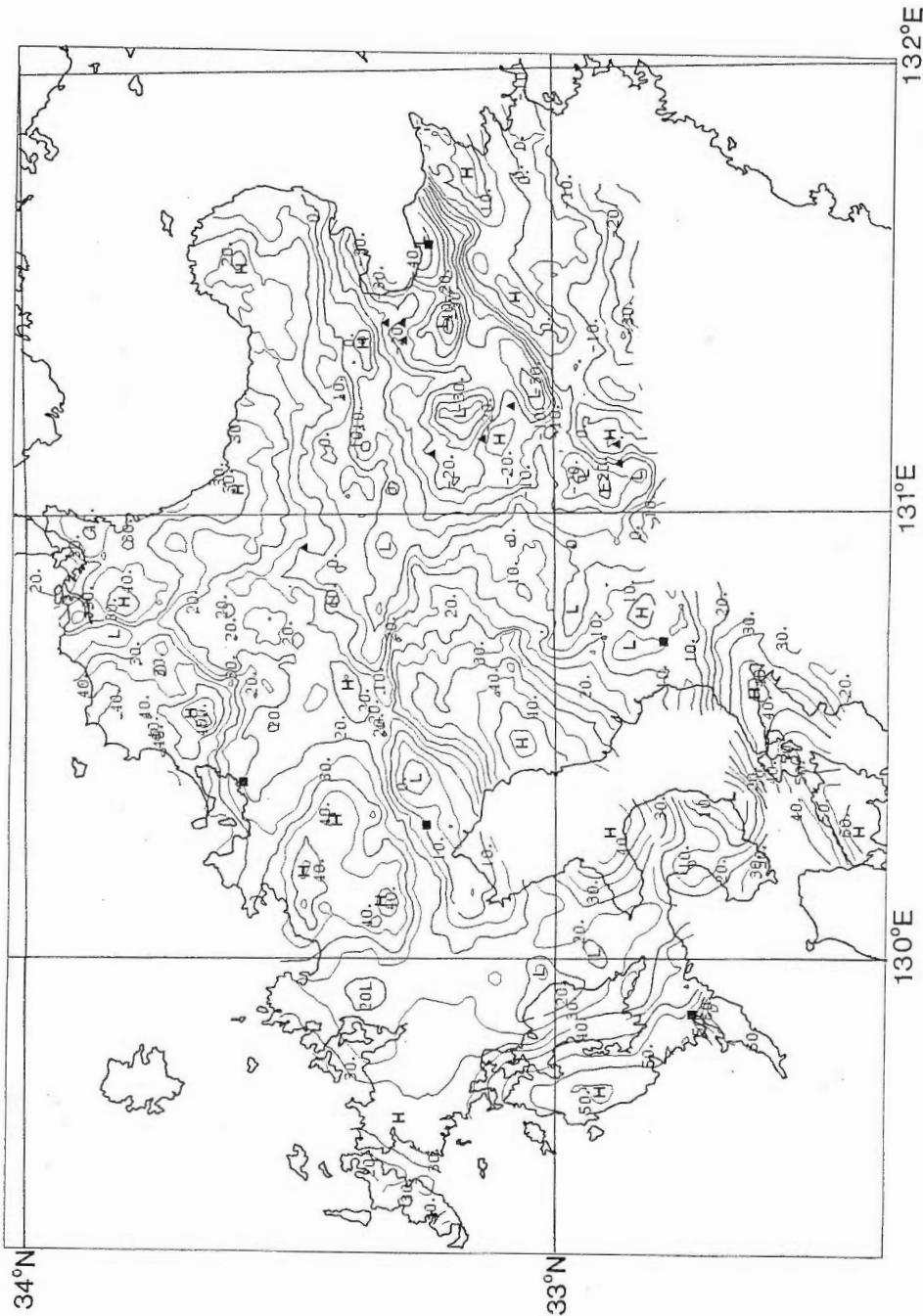
地形とブーゲー異常の相関を検討するために、仮定密度が 2.0 g/cm^3 , 2.3 g/cm^3 及び 2.67 g/cm^3 のものを第2図、第3図及び第4図に示した。仮定密度が 2.0 g/cm^3 のブーゲー異常図では明らかに地形の影響が残存しており、仮定密度が低すぎることを示している。仮定密度が 2.67 g/cm^3 のブーゲー異常図では、九重火山溶岩円頂丘群・阿蘇火山中央火口丘群等の地形高所(第4図, K, A)が低ブーゲー異常として表現されており仮定密度が高すぎることを示している。またこの図ではグラーベン底面に“すりばち”状に陥没したカルデラが埋積されている構造(鎌田, 1985b)は不明瞭である。これらのブーゲー異常図と比較して仮定密度 2.3 g/cm^3 のブーゲー異常図では、庄内・水分峠周辺の地形の影響が残存していない。次に、重力異常の標高に対する減衰を見るために、 $32^{\circ}50'N$ - $33^{\circ}30'N$, $131^{\circ}00'E$ - $131^{\circ}40'E$ の範囲(第1図の枠G H)に含まれる4,654点の重力データを用いて作成したG-H相関図を第5図に示す。G-H相関図から得られる岩石密度は 2.26 g/cm^3 である。以上の結果から九州中北部地域では仮定密度 2.3 g/cm^3 のブーゲー異常図が、対象とする地質構造を最も良く表現していると考えられる。

3. 数値計算について

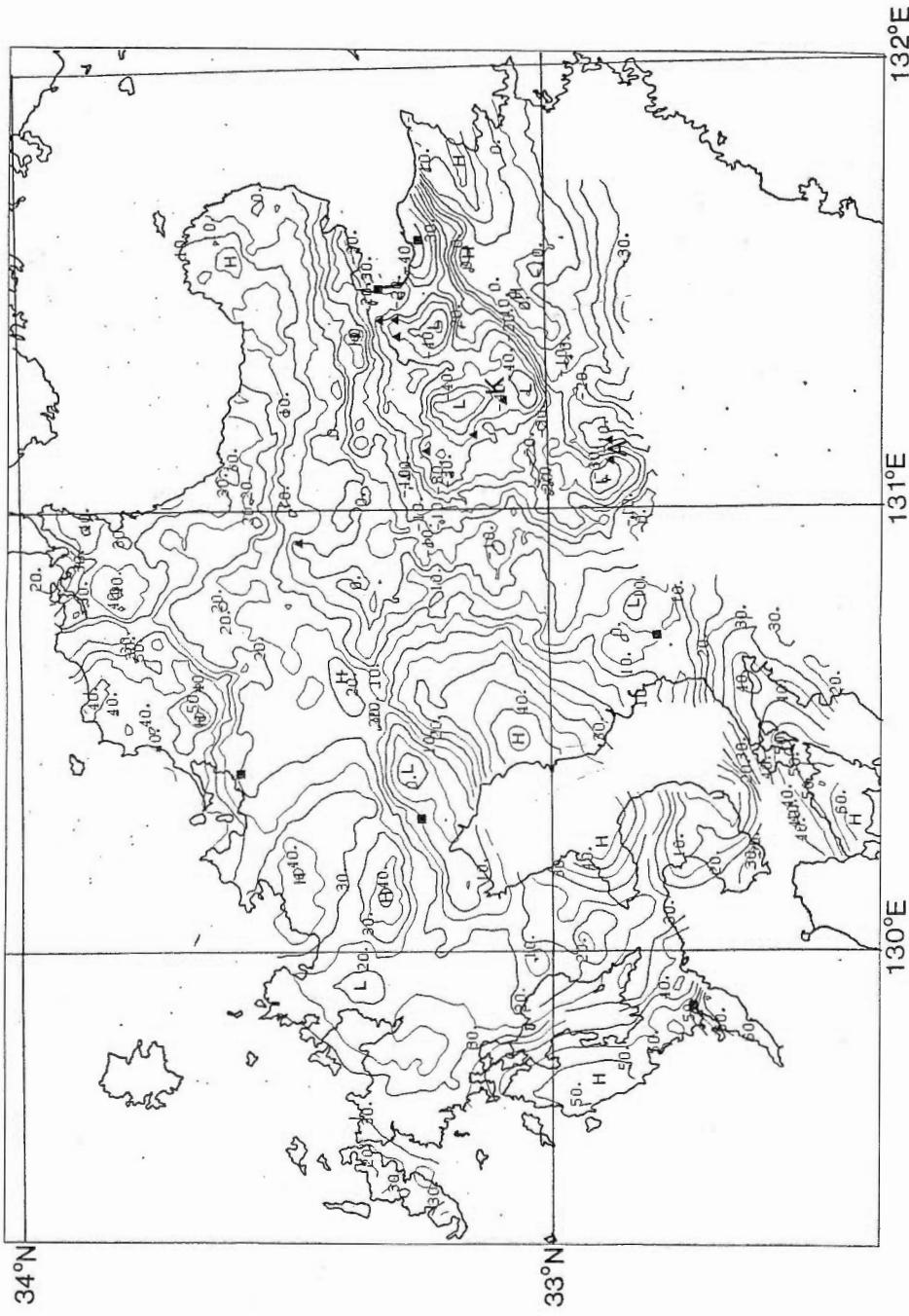
本報告で実施した解析方法は、駒澤(1984)の手法である。すなわち最初に周波数解析により深度推



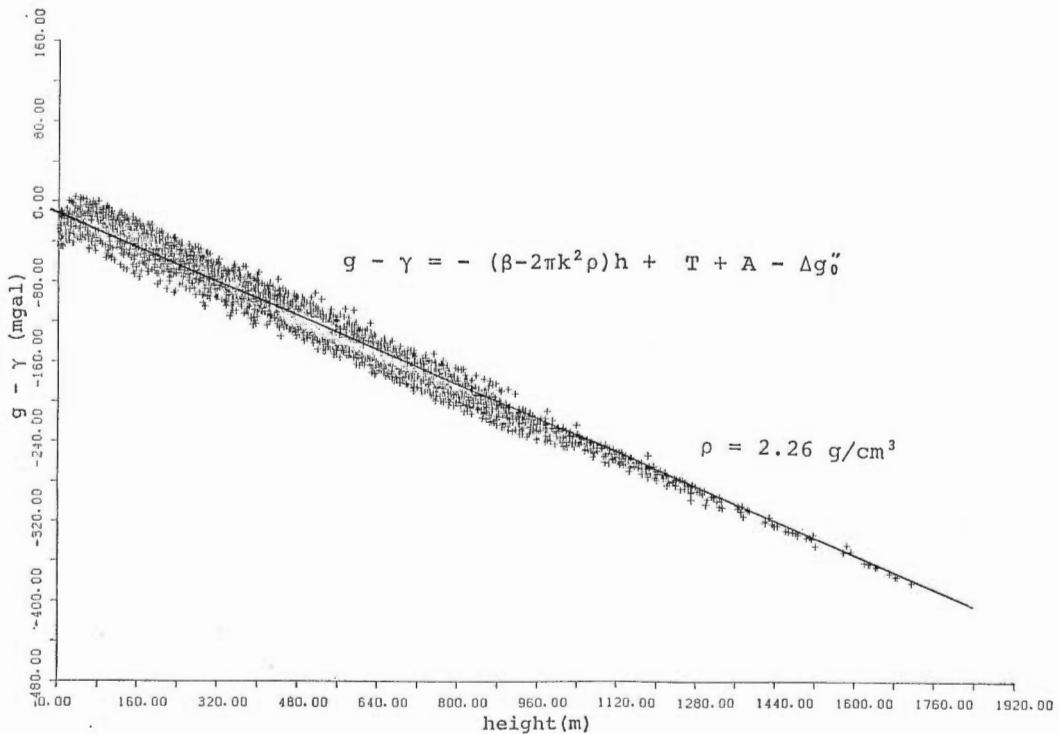
第2図 九州中北部地殻重力図 (ゾーン—異常: $\rho=2.0 \text{ g/cm}^3$, マンタ—間隔 5 mgal)
Fig. 2 Gravity map of central-north Kyushu (Bouguer anomalies: $\rho=2.0 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 5 mgals.)



第3圖 九州中北部地域重力図 (Jマーク -異常: $\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, = シャー間隔 5 mgals)
 Fig. 3 Gravity map of central-north Kyushu (Bouguer anomalies: $\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 5 mgals).



第4図 九州中北部地域重力図 (ゾーデー黒常: $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$, ゾンタ一間隔 5 mgal)
Fig. 4 Gravity map of central-north Kyushu (Bouguer anomalies: $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 5 mgals.)



第5図 豊肥地域のG-H相関図 g :絶対重力値 γ :標準重力値 ρ :仮定密度 h :測定標高 β :フリーエ
ア勾配 T :地形補正値 k^2 :万有引力定数 A :大気補正値 $\Delta g_0''$:ブーゲー異常値

Fig. 5 Gravity versus height relationship of Hohi geothermal area. g : absolute gravity
 γ : normal gravity ρ : density h : height β : free air gradient T : terrain correction
 k^2 : universal gravitational constant A : air correction $\Delta g_0''$: Bouguer anomaly

定を行い、その結果を用いてフィルター操作を行った。重力異常は深い構造によるものと浅い構造によるものを含んでいるため、深い構造による広域的 (regional) 成分と注目する構造による局所的 (local) 成分を周波数により分離するために周波数解析を行った。なお本報告で用いたフィルターは、上方接続 (upward continuation) フィルターである。次に、三次元の構造解析を反復修正法により行った。これはフィルター操作により得られた残差重力図に合うように、構造を変化させながら最適な構造を求める方法である。

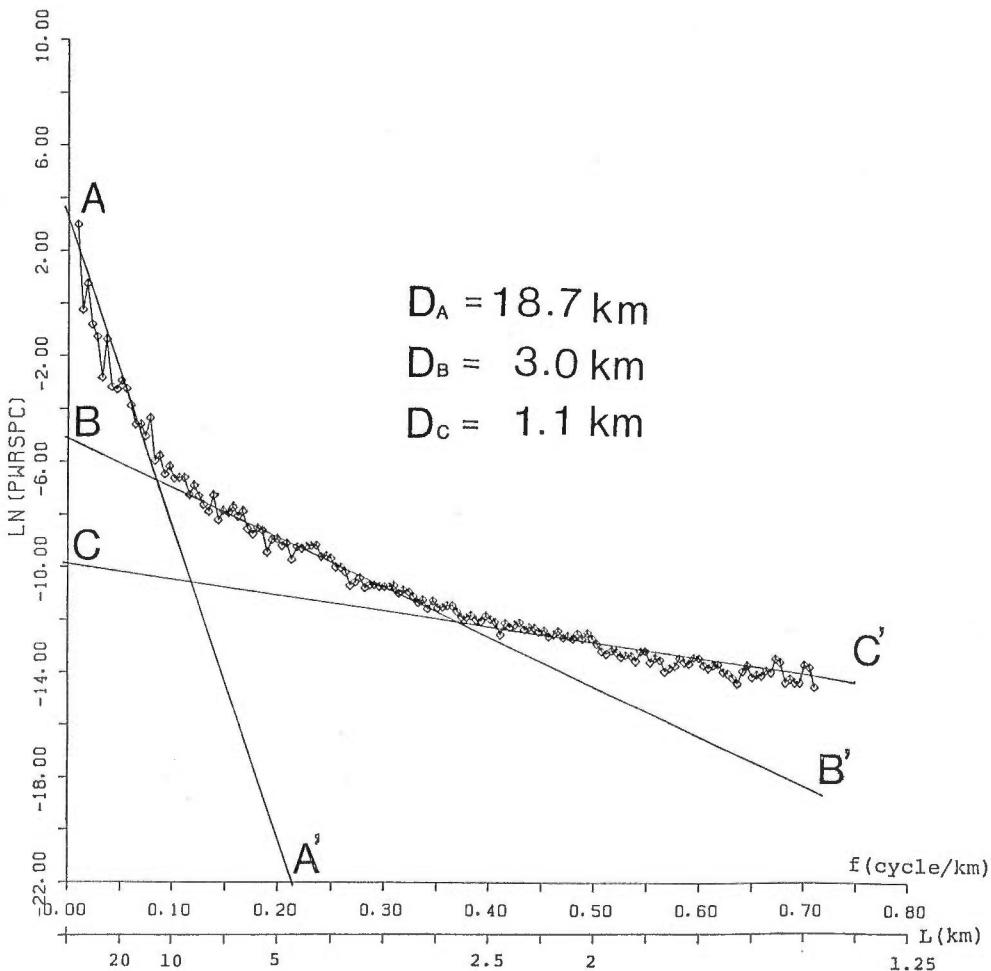
最初に、九州中北部地域の概略的な基盤構造を把握するために、格子間隔を $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ として解析を行った。解析範囲は UTM 座標系第 52 帯 (中央経線: 東経 129°) で、第 1 図に示す $532\text{ km} \leq x \leq 783\text{ km}$, $3,583\text{ km} \leq y \leq 3,766\text{ km}$ の範囲で、データ数は 252×184 である。

次に、豊肥地域について局所的構造を求めるため、格子間隔が $500\text{ m} \times 500\text{ m}$ の場合について解析した。解析範囲は、第 1 図の枠 HO で示す $654\text{ km} \leq x \leq 774\text{ km}$, $3,626\text{ km} \leq y \leq 3,730\text{ km}$ の範囲であり、データ数は 241×209 である。

3.1 残差重力図作成について

密度構造の平均的な深度推定を行うためにフーリエ級数による周波数解析を行った。第 6 図は、第 1 図の枠 PS で示した範囲の九州中北部域のブーゲー異常 ($\rho=2.3\text{ g/cm}^3$) のパワースペクトル図である。枠 PS の範囲を第 3 図についての格子番号で示すと、

$$95 \leq I \leq 236, 45 \leq J \leq 150$$



第6図 九州中北部地域ブーゲー異常のパワースペクトル f : 周波数 L : 波長
ナイキスト波長: $\sqrt{2}$ km

Fig. 6 Power spectrum of Bouguer anomalies of central-north Kyushu.
 f : frequency L : wavelength Nyquist's wavelength is $\sqrt{2}$ km.

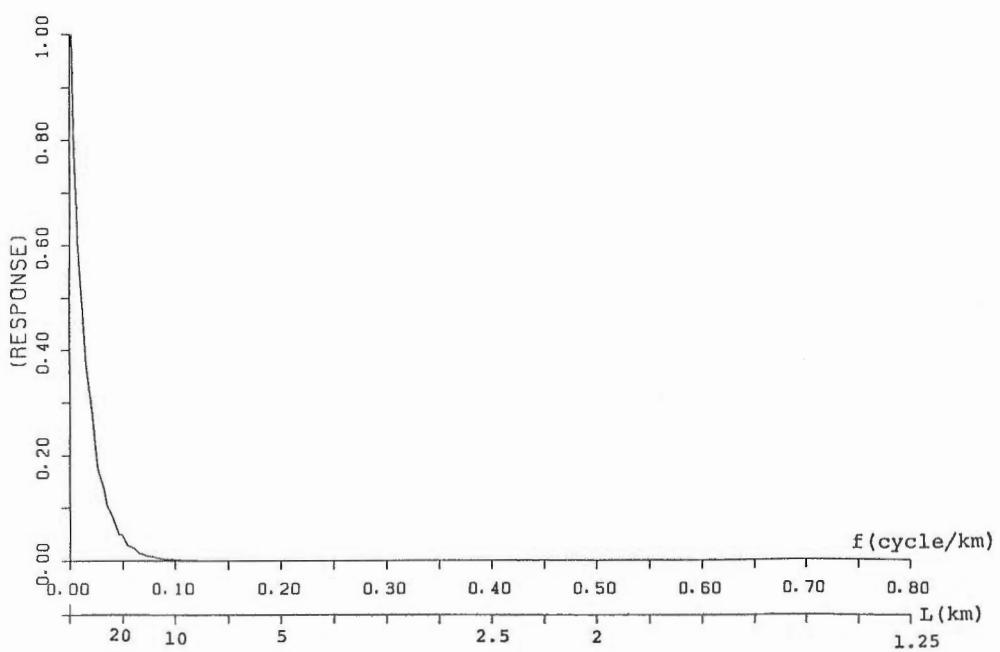
である。ただし、I, Jは、横、縦方向の格子番号である。第6図のパワースペクトル図には、3本の直線を引くことができる。3本の直線の勾配の示す平均的な境界面の深度は、

$$A-A' : D_A = 18.7 \text{ km}$$

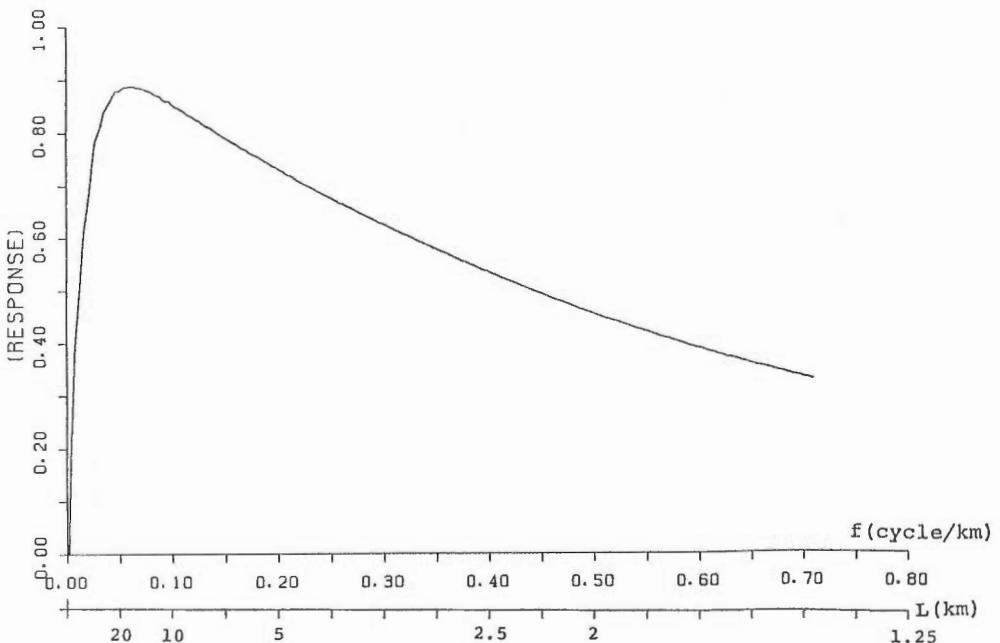
$$B-B' : D_B = 3.0 \text{ km}$$

$$C-C' : D_C = 1.1 \text{ km}$$

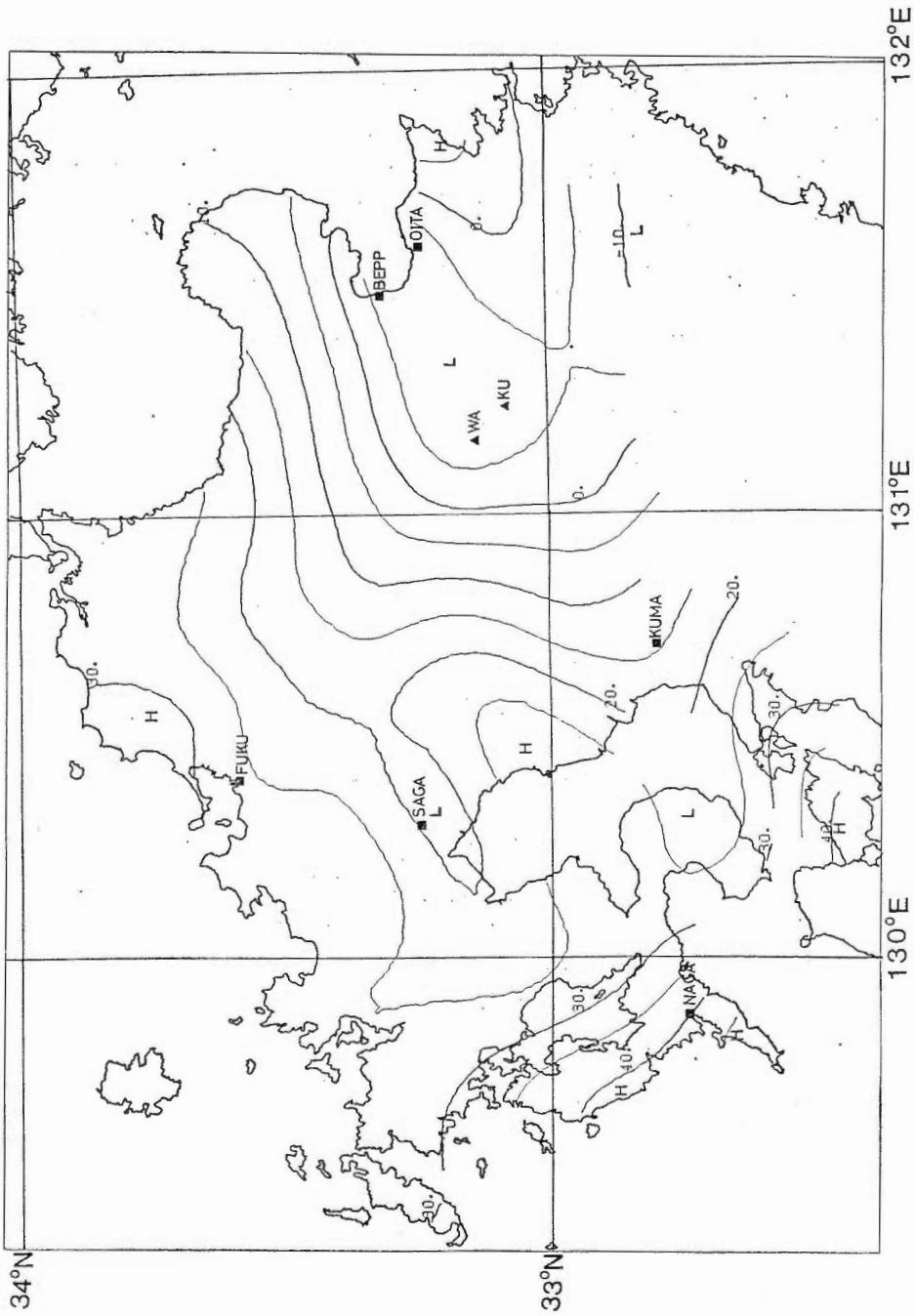
となる。 D_A に対応する構造は、モホ面等の異常を含む深い構造によるもので、本解析では除去すべきものである。 D_B 及び D_C については、中・古生層と第三紀層・第四紀層との境界を反映していると考えられる。深部構造による広域的トレンドの regional 成分と、解析の対象となる浅部の構造による local 成分の分離を upward continuation フィルター (GUPTA & RAMANI, 1980) を用いて実施した。パワースペクトル図から、解析対象地域の平均的な深度は、 D_B 及び D_C に対応していると考えられるので、regional 成分は、 D_B や D_C に対応する成分が充分に減衰し、 D_A による成分が顕著に減衰しない程度のものが適当である。ここでは upward continuation 10 km (UP (10 km) と表記) を



第7図 Upward continuation 10 km (UP (10 km)) の周波数特性
Fig. 7 Frequency response of upward-continuation of 10 km (UP (10 km)).



第8図 残差重力図 (UP (250 m) - UP (10 km)) の周波数特性
Fig. 8 Frequency response of upward-continuation of 10 km from upward-continuation of 250 m (UP (250 m) - UP (10 km)).



第9図
Fig. 9 Upward continuation 10 km (CUP (10 km))
Upward-continued gravity map of 10 km (UP (10 km)).

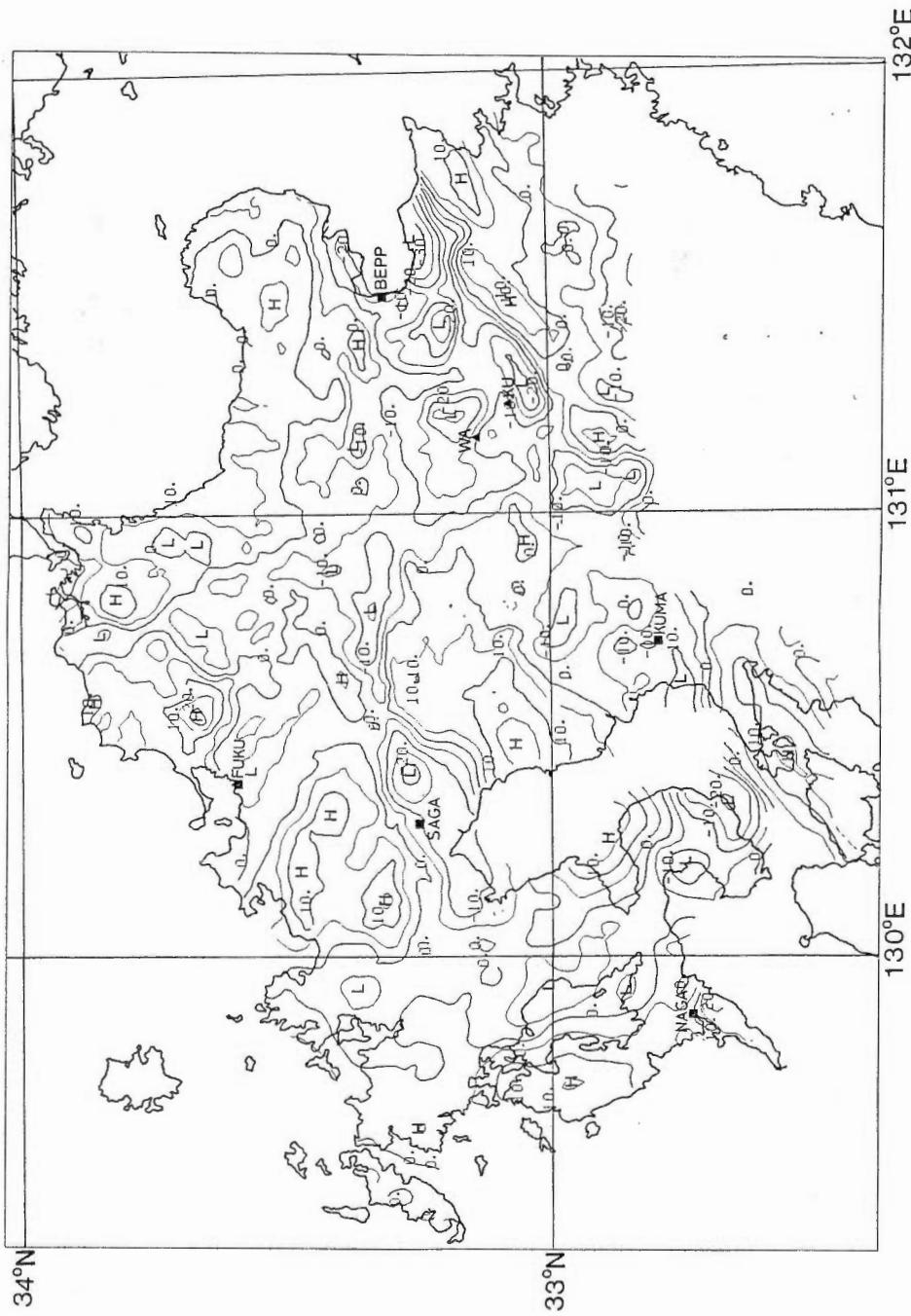


Fig. 10 local gravity: upward-continuation of 250 m from upward-continuation 10 km (UP (250 m)–UP (10 km))
第10図 残差重力図 (UP (250 m)–UP (10 km))

regional 成分と考えた。UP(10 km) の周波数特性 [UP(H) の周波数特性は, $\exp(-2\pi f H)$ である] を第7図に示したが、波長 40~50 km 程度の所で特性が小さくなることが認められる。これは質量分布が存在する深度の 3~4 倍程度の範囲に、地上では重力分布が拡がることと調和的である。またフィルター操作を施さない重力図には、解析の対象としている深度より浅い構造、あるいは局部的異常の短波長のノイズ成分が含まれており、ここではノイズ除去を upward continuation 250 m で行った。

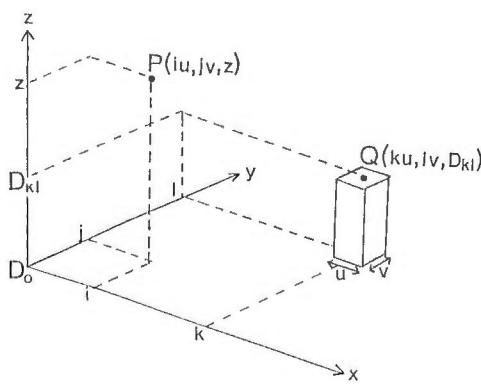
解析の対象である深度の成分を含んだ local 成分を UP(250 m) – UP(10 km) とし、UP(250 m) – UP(10 km) の周波数特性を第8図に示した。第8図を見ると、波長が 15 km 程度の所で最大特性を示し、波長が 4~30 km 程度の所で特性が 0.7 を越えておりバンドパスフィルターの特性が認められる。これは深度が 2~5 km 程度の構造による成分を抽出することを示している。UP(10 km) を第9図に、UP(250 m) – UP(10 km) を第10図に示す。

なおここで示したフィルター操作は、構造の深度が重力異常の波長に反映することを用いているが、この手法は、周波数的に見て偏りがない（ホワイトノイズ的）ことを前提としている。本操作の結果を本報告では、構造の平均的な深度の目安をつけるために利用した。

3.2 重力の三次元解析について

次に前節のフィルター操作で得られた UP(250 m) – UP(10 km) の local 異常 (residual 異常) である残差重力異常を説明する密度構造を求める。本報告で用いた密度から構造を求める三次元解析の手法では、地下構造を近似的に角柱の集合体と考える。そして各々の角柱からの重力値を合計して構造全体から計算重力値として求めるものである（第11図）。CORDELL & HENDERSON (1968) は上記の手法を用い、計算機の計算時間を節約するために直下の角柱を円柱近似で計算し、直下以外の角柱に対しては線密度近似を用いて計算する方法を示した。しかし CORDELL & HENDERSON の方法は、隣接する角柱を線密度で近似するために誤差が大きくなるので、ここでは駒澤 (1984) の方法によった。第11図に示されるように座標系は z 軸の正が上方になるようにとり、x, y 方向の格子間隔を各々 u, v とおく。点 $P(iu, jv, z)$ での角柱 Q による計算重力値を $g_{ij}^{kl}(z, D_{kl})$ とおく。ただし、角柱 Q の占める領域を、

$$\begin{cases} \left(k-\frac{1}{2}\right)u \leq x \leq \left(k+\frac{1}{2}\right)u \\ \left(l-\frac{1}{2}\right)v \leq y \leq \left(l+\frac{1}{2}\right)v \\ -\infty < z \leq D_{kl} \end{cases}$$



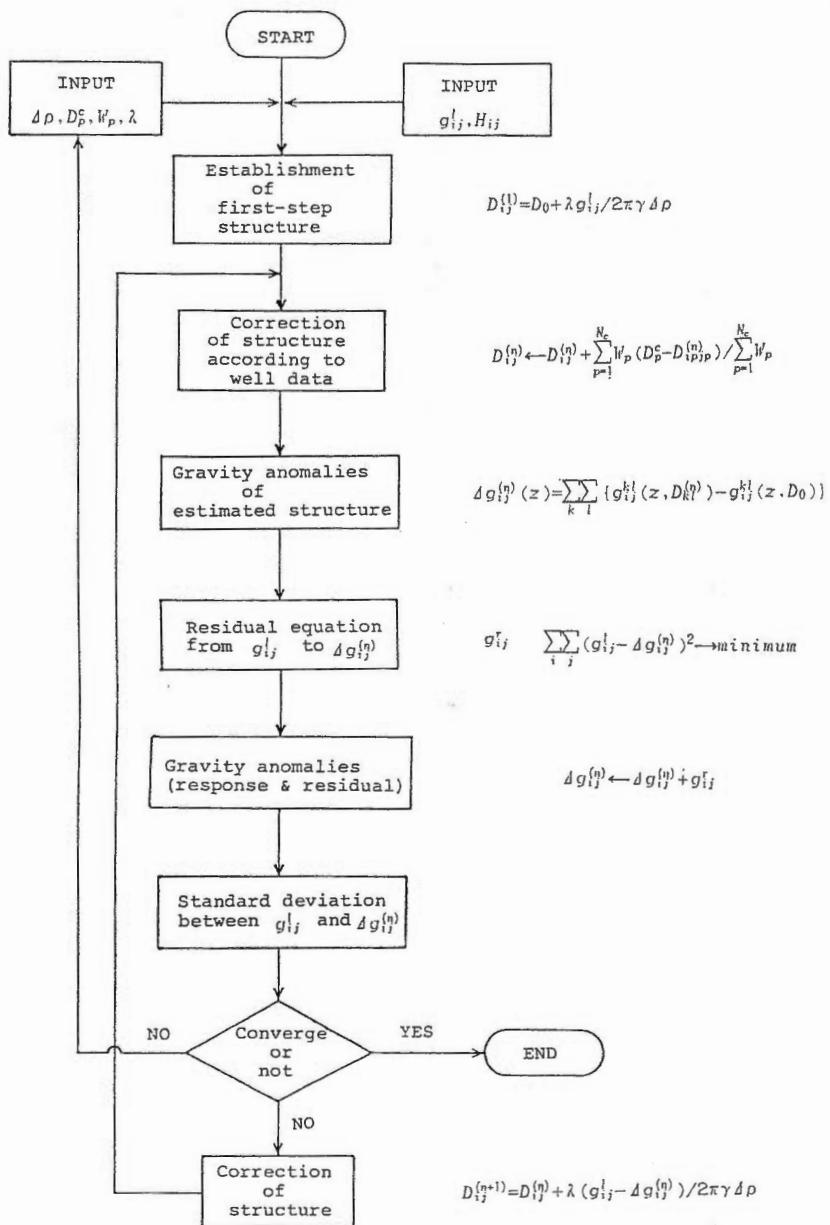
第11図 三次元角柱モデルとパラメータ P: 重力計算点
Q: 三次元角柱 u, v : x, y 方向の格子間隔 D_{kl} : プリズム Q の上面標高値 D_0 : 平均標高面

Fig. 11 Model of three dimensional prism and parameters. P: point of gravity calculation
Q: three dimensional prism u, v : grid spacing of x-axis, y-axis directions D_{kl} : height of prism Q's top D_0 : reducing height of prism

とする半無限角柱とする。P 点での重力値は相対値的な意味しかないので、ここでは便宜的に基準面 $z=D_0$ (reducing height) を考え、基準面からの凹凸による点 P の重力値を $\Delta g_{ij}(z)$ とおくと、 $\Delta g_{ij}(z)$ は、

$$\Delta g_{ij}(z) = \sum_k \sum_l \{g_{ij}^{kl}(z, D_{kl}) - g_{ij}^{kl}(z, D_0)\}$$

と表現できる。なお、 $g_{ij}^{kl}(z, D_{kl})$ に関しては、計算点に近い角柱 ($|i-k| \leq 3$ かつ $|j-l| \leq 3$) については角柱の厳密解を用い、計算点から離れた角柱 ($|i-k| > 3$ または $|j-l| > 3$) については線密度の式で近似している。なお、角柱の厳密解は、NAGY (1960), BANERJEE & GUPTA (1977), 駒澤 (1980) 等を参照されたい。



第12図 三次元重力自動解析の流れ図
Fig. 12 Flow chart of three dimensional automatic analysis.

地下構造を求める為には反復修正法（駒澤，1980）を用いた。その流れ図を第12図に示す。流れ図において g_{ij}^l は、適当な仮定密度のブーゲー異常値から regional 成分やノイズ成分を除いた残差重力異常である。 $D_{ij}^{(n)}$ を第 n 回目の反復修正された構造の標高値とし、その構造による計算重力値を $\Delta g_{ij}^{(n)}$ と表わした。 g_{ij}^r は、 g_{ij}^l と $\Delta g_{ij}^{(n)}$ とのずれを最小にする残差方程式、

$$\sum_i \sum_j \{g_{ij}^l - (\Delta g_{ij}^{(n)} + g_{ij}^r)\}^2 \longrightarrow \text{minimum}$$

により決まる傾向面で、低次の多項式や、コントロールポイント周辺の g_{ij}^l と $\Delta g_{ij}^{(n)}$ のずれの分を距離の関数で重みを与えて補正を行う加重平均法で計算する。なお g_{ij}^r に広域トレンドとして考えた UP(10 km) を加えたものは、深部構造を実際に反映したものと考えられる。

ここで、

$$\Delta G_{ij}^{(n)} = \Delta g_{ij}^{(n)} + g_{ij}^r$$

として、 g_{ij}^l と $\Delta G_{ij}^{(n)}$ のずれの大きさを、標準偏差により見積り、標準偏差の大きさにより収束の判定をする。標準偏差 σ は、

$$\sigma^2 = \left\{ \sum_i \sum_j (g_{ij}^l - \Delta G_{ij}^{(n)})^2 \right\} / (N_d - 1)$$

より与えられる。 N_d は、計算される格子点数である。収束が不充分であれば、 g_{ij}^l と $\Delta G_{ij}^{(n)}$ のずれを小さくするように修正を加える（ブーゲー板補正）。つまり、

$$d_{ij}^{(n+1)} = D_{ij}^{(n)} + \lambda (g_{ij}^l - \Delta G_{ij}^{(n)}) / 2\pi\gamma\rho$$

ただし、 λ ：補正定数

γ ：万有引力定数

ρ ：密度差

更に、坑井データや地上露頭等から地層境界のわかっているコントロールポイントでのずれの分を加重平均により修正する（コントロールポイント補正）。数式で表現すると、

$$D_{ij}^{(n)} = d_{ij}^{(n)} + \sum_{p=1}^{N_c} W_p (D_p^c - d_{i_p j_p}^{(n)}) / \sum_{p=1}^{N_c} W_p$$

となる。ただし、

$D_{ij}^{(n)}$ ：コントロールポイント補正済の第 n 回目の推定境界の標高値

$d_{ij}^{(n)}$ ：ブーゲー板補正済の第 n 回目の推定境界の標高値

N_c ：コントロールポイントの数

D_p^c ：第 p 番目のコントロールポイントの地層境界の標高値

i_p, j_p ：第 p 番目のコントロールポイントの i, j の整数座標値

W_p ：加重平均のウエイト

$$W_p = 1 / (s^4 + r^4)$$

s ：加重平均による修正範囲のウエイトを決める定数

r ：修正点とコントロールポイントとの距離

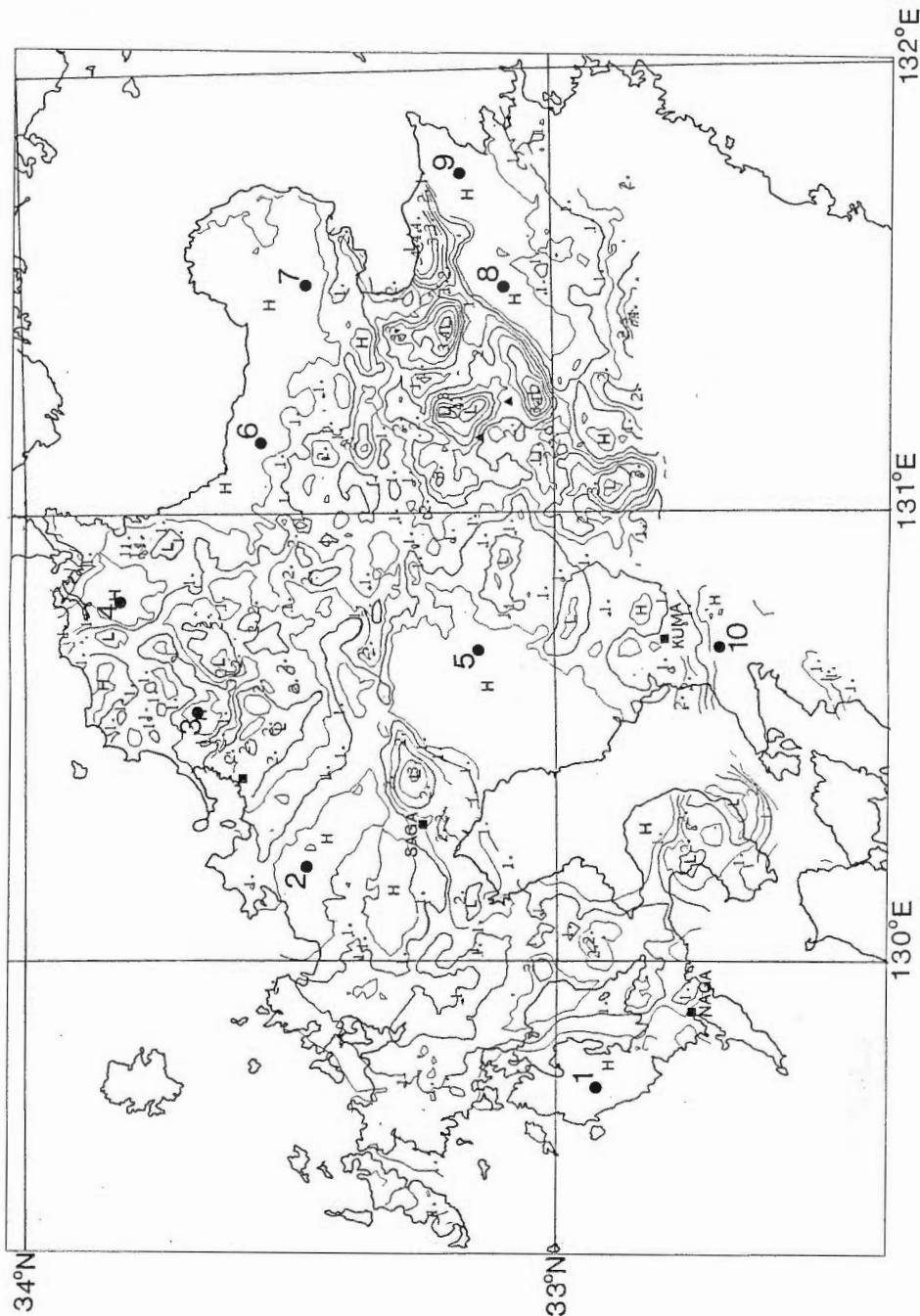
$$r^2 = (i - i_p)^2 + (j - j_p)^2$$

である。以上の方針で推定境界 $D_{ij}^{(n)}$ を決める。

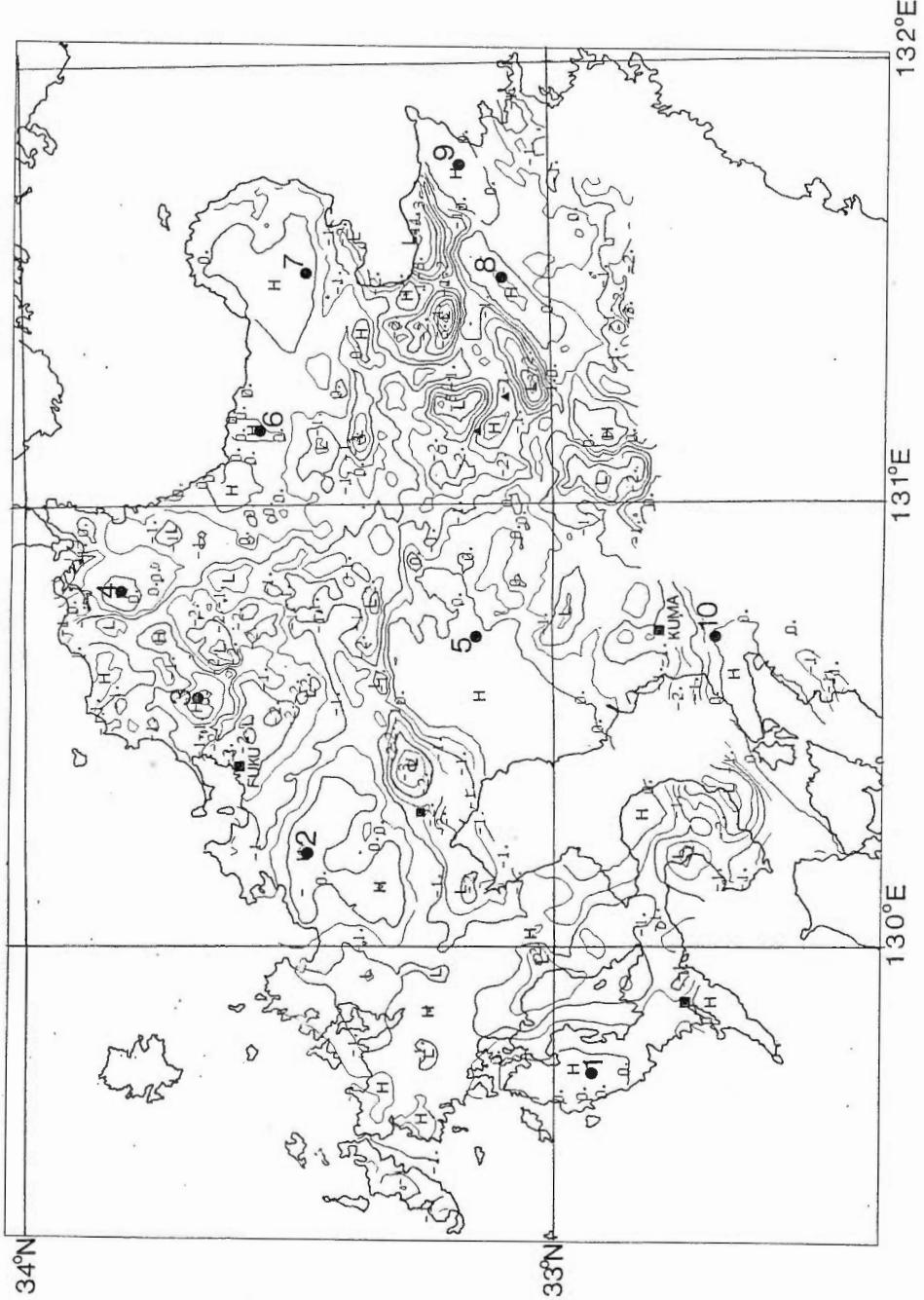
3. 3 九州中北部の基盤計算について

九州中北部の広域的な重力基盤構造を把握するために解析を行った。この解析は微細構造を求める前段階の処理として行い、広域的に矛盾のない構造を求める目的とする。構造を求める際に、考察を加えてパラメータを決めねばならないが、本節での考察の内容は微細構造を求める処理にも利用する。

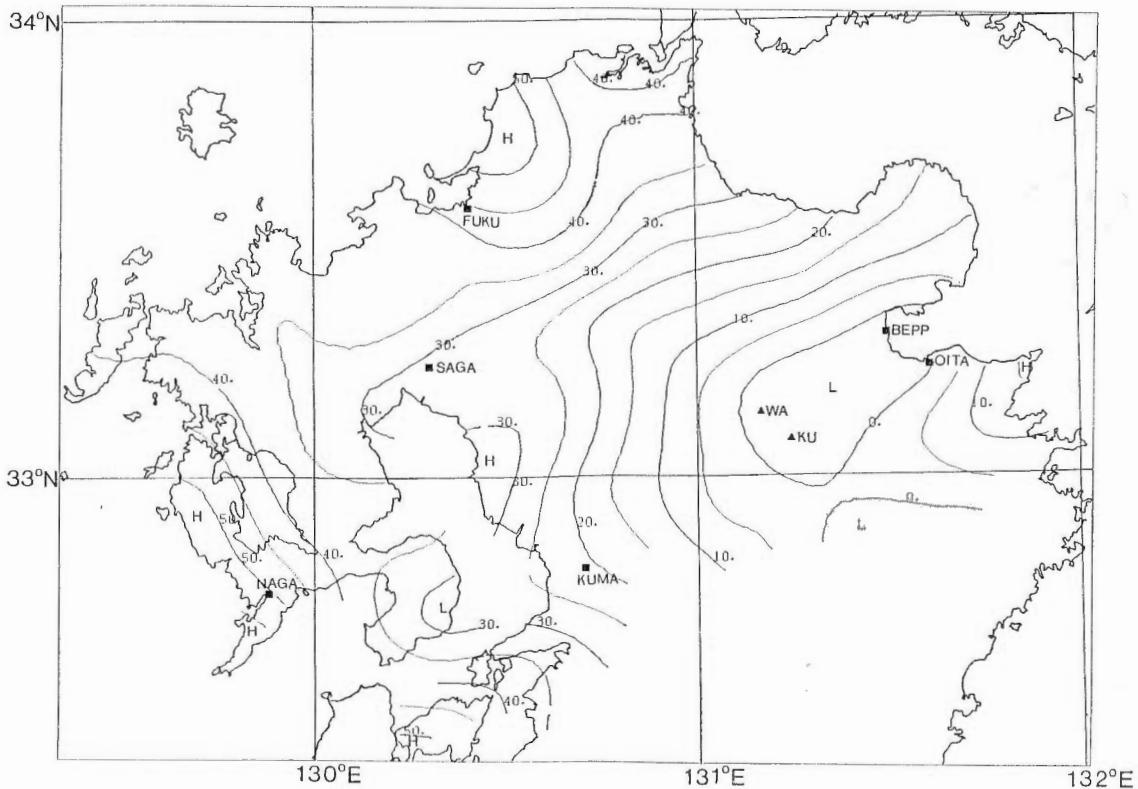
解析の内容について以下に述べる。ブーゲー板補正の補正定数は、 $\lambda=1$ とした。なお、 $D_{ij}^{(n)}$ が格子間隔に比べて大きくなると直下のブーゲー板以外による重力値の比率が大きくなるので、 $\lambda > 1$ の値を選定する必要がある。また、残差の傾向面 g_{ij}^r は、加重平均により計算した。なお解析した格子数は 252×184 で、コントロールポイントは 10 点程度選定したので、コントロールポイント間の平均的な距離は、



第13図 九州中北部地域の基盤深度図 ($\Delta\rho=0.4\text{ g/cm}^3$, コンター間隔 0.5 km)
 Fig. 13 Basement depth of central-north Kyushu ($\Delta\rho=0.4\text{ g/cm}^3$, contour interval is 0.5 km).



第14図 九州中北部地域の基盤標高図 ($\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$, コンタ一間隔 0.5 km)
Fig. 14 Basement height of central-north Kyushu ($\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 0.5 km).



第15図 残差傾向面と Upward continuation 10 km ($g_{ij}^r + \text{UP} (10 \text{ km})$, コンター間隔 5 mgal)
 Fig. 15 Map of residual trend and upward continuation of 10 km ($g_{ij}^r + \text{UP} (10 \text{ km})$)

$$\sqrt{(252 \times 184) / 10} \sim 68 \times (\text{格子間隔})$$

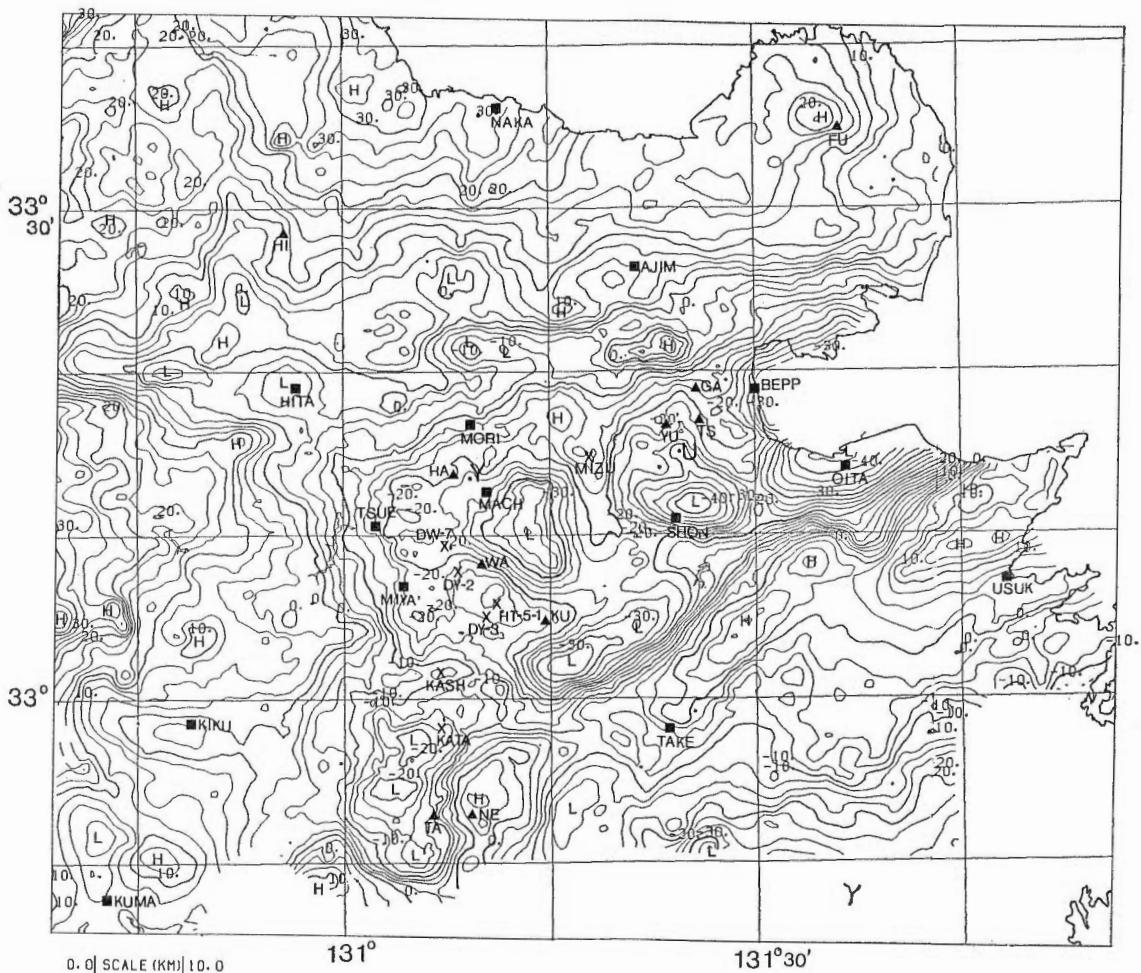
である。コントロールポイント補正の修正範囲の定数 s は、コントロールポイント間の平均的な間隔の約半分を採って、 $30 \times (\text{格子間隔})$ とした。

第12図に示す入力データの重力値 g_{ij}^l は、UP(250 m) - UP(10 km) の残差重力値(第11図)を用い、標高データは国土情報整備事業の一環として建設省国土地理院において作成された標高に関する国土数値情報資料(1/2.5万地形図の 40×40 の格子状データ)から、重力値を計算する $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ の格子上の点で標高値を算出して用いた。

岩石密度については、九州中北部全域の広範囲の解析を行うので、局所的な岩石試料のみの密度を考察せず、一般的な岩石密度を用いた。すなわち新しい堆積岩(第四紀-新第三紀)は、 $1.8\text{-}2.3 \text{ g/cm}^3$ 、古い膠結した堆積岩は $2.3\text{-}2.6 \text{ g/cm}^3$ 、石灰岩は $2.5\text{-}2.7 \text{ g/cm}^3$ 、安山岩溶岩は $2.4\text{-}2.8 \text{ g/cm}^3$ 、花崗岩は $2.6\text{-}2.8 \text{ g/cm}^3$ 、玄武岩溶岩は $2.7\text{-}3.3 \text{ g/cm}^3$ である。したがって、岩石の頻度分布を加味した平均的な密度は、第四紀-第三紀の表層は $2.0\text{-}2.3 \text{ g/cm}^3$ 程度と考えられ、白亜紀以前の基盤岩と貫入岩を構成する岩石は $2.4\text{-}2.8 \text{ g/cm}^3$ 程度と考えられる。

コントロールポイントについては、広川ほか(1978)の地質図から、第13図に示す基盤の露出している場所を10点程抽出して用いた。密度差については、本節の目的が九州中北部地域の大規模な基盤構造を求めることがあるので、 $\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$ として広域的な解析を行った。コントロールポイントの位置は以下のとおりである(第13図の番号参照)。

1. 長崎県 西彼杵半島の変成岩類



第16図 豊肥地域の重力図 (ブーゲー異常: $\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔 2.5 mgal) DW-7, DY-2, DY-3 及び HT-5-1 は、基盤に達した坑井位置を示す。

Fig. 16 Gravity map of Hohi geothermal area (Bouguer anomalies: $\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 2.5 mgals.) DW-7, DY-2, DY-3 and HT-5-1 denote locations of deep wells.

2. 福岡・佐賀県境 背振山地の花崗岩類
3. 福岡県 福岡市東方・三群山地の花崗岩類
4. 福岡県 北九州市南方 10 km 程の白亜紀前期の安山岩類及び花崗岩類
5. 佐賀・熊本県境 筑肥山地の変成岩類
6. 福岡・大分県境 中津市南西 10 km の花崗岩類
7. 大分県 国東半島基部の花崗岩類
8. 大分県 竹田市北方の朝地変成岩及び花崗岩類
9. 大分県 白杵市周辺の変成岩類
10. 熊本県 宇土半島の安山岩類

解析結果を地表からの深度として第13図に示す。筑肥山地には広範囲に拡がる変成岩及び花崗岩から成る基盤岩分布域が表現されている。また国東半島周辺の基盤岩分布域は地質図では狭い範囲に限られているが、重力基盤の浅い地域が広範囲にわたる。両地域の間の豊肥地域については基盤の陥没が見られ

第2表 地層区分による岩石密度

Table 2 Density distribution of rocks according to geological formations. 通商産業省(1979)による。

調査地 時代	豊肥地域		涌蓋地区		伽藍岳地域		天瀬地域		水分峰地域		平均 湿潤密度 (g/cm ³)	
	岩石分類	平均湿潤密度 (g/cm ³)	岩石分類	平均湿潤密度 (g/cm ³)	岩石分類	平均湿潤密度 (g/cm ³)	岩石分類	平均湿潤密度 (g/cm ³)	岩石分類	平均湿潤密度 (g/cm ³)	岩石分類	平均湿潤密度 (g/cm ³)
第四紀	新期火山岩 A	2.13 (35個)	阿蘇噴出物 九重火山溶岩	2.36 (30個)	山陰系溶岩	2.33 (26個)	阿蘇溶岩 凝灰岩	2.31 (2個)	阿蘇溶結凝灰岩 山陰系旧期火山岩 花车札	2.28 (22個)	鹿伏岳 火山岩	2.27 (115個)
	豊肥・豊後火山岩類 及びその相当層 II・B	2.39 (45個)			万年山系溶岩 豊肥系溶岩 大分層群	2.52 (54個)	耶馬溪火山 硫磺岩類 万年山系溶岩 豊肥系溶岩	2.46 (27個)	耶馬溪溶結凝灰岩 万年山系溶岩 日向神溶岩その他 岩	2.36 (25個)	山溶岩 その他の 岩	2.44 (151個)
第三紀	頑南層群・珍珠層群 及び相当火山岩類 K	2.38 (4個)	三角火山岩類	2.65 (8個)	碩南層群	2.39 (1個)			玄武岩 玄武岩質安山岩 斜方輝石安山岩 頑珠	2.17 (7個)	安山岩 安山岩群 層	2.41 (20個)
	宇佐層 U	2.39 (10個)			宇佐層群	2.60 (1個)	宇佐層群	2.43 (2個)				2.41 (13個)
古第三紀												
	貫入岩 G	2.45 (花崗岩類・閃綠岩類) (9個) (2.74) (55個)										2.45 (9個) [2.74] (15個)
古生代	変成岩 M	2.65 (3個) (2.73) (6個)										2.65 (3個) [2.73] (6個)

※〔 〕は単孔破壊試験(先行調査)の密度測定結果

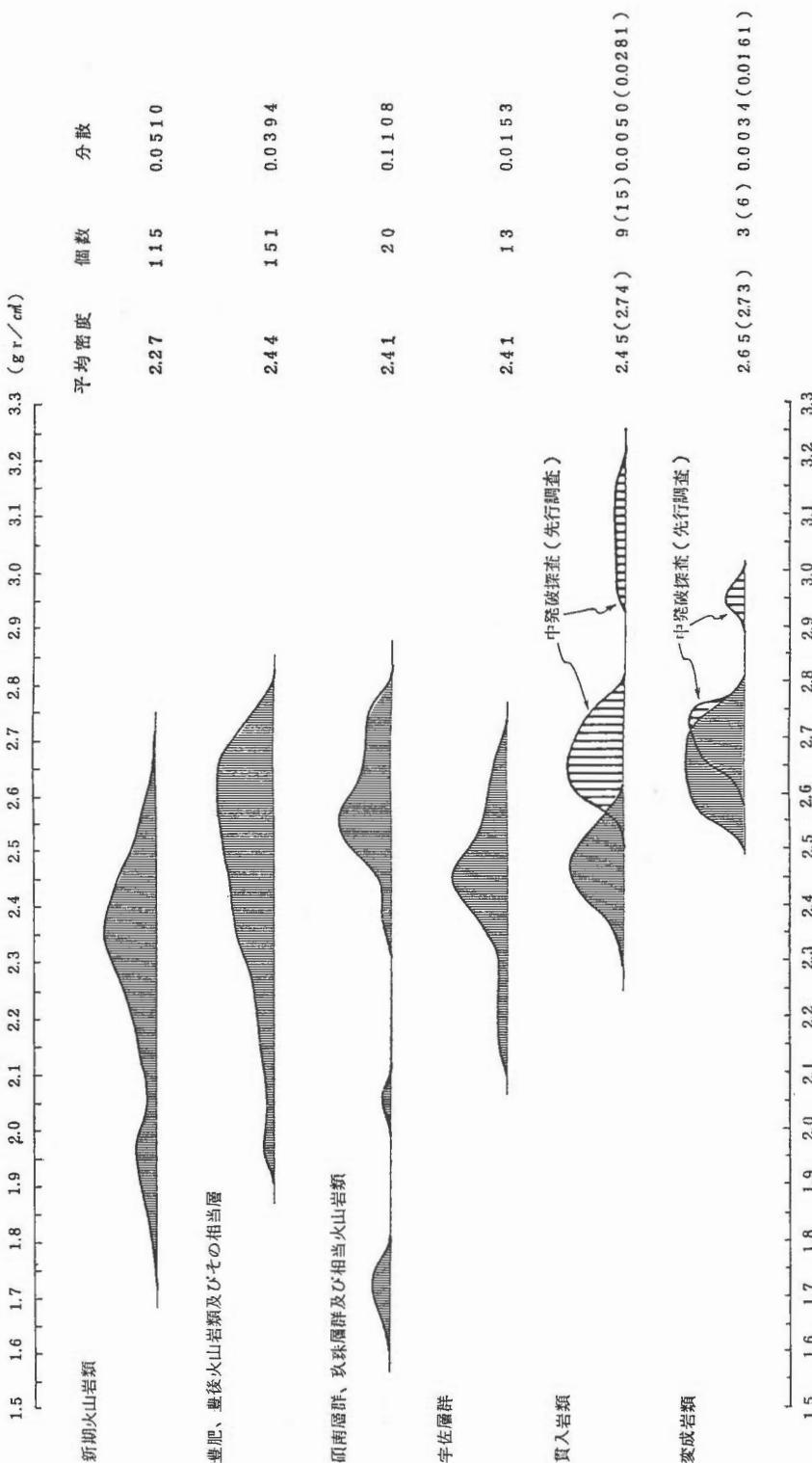
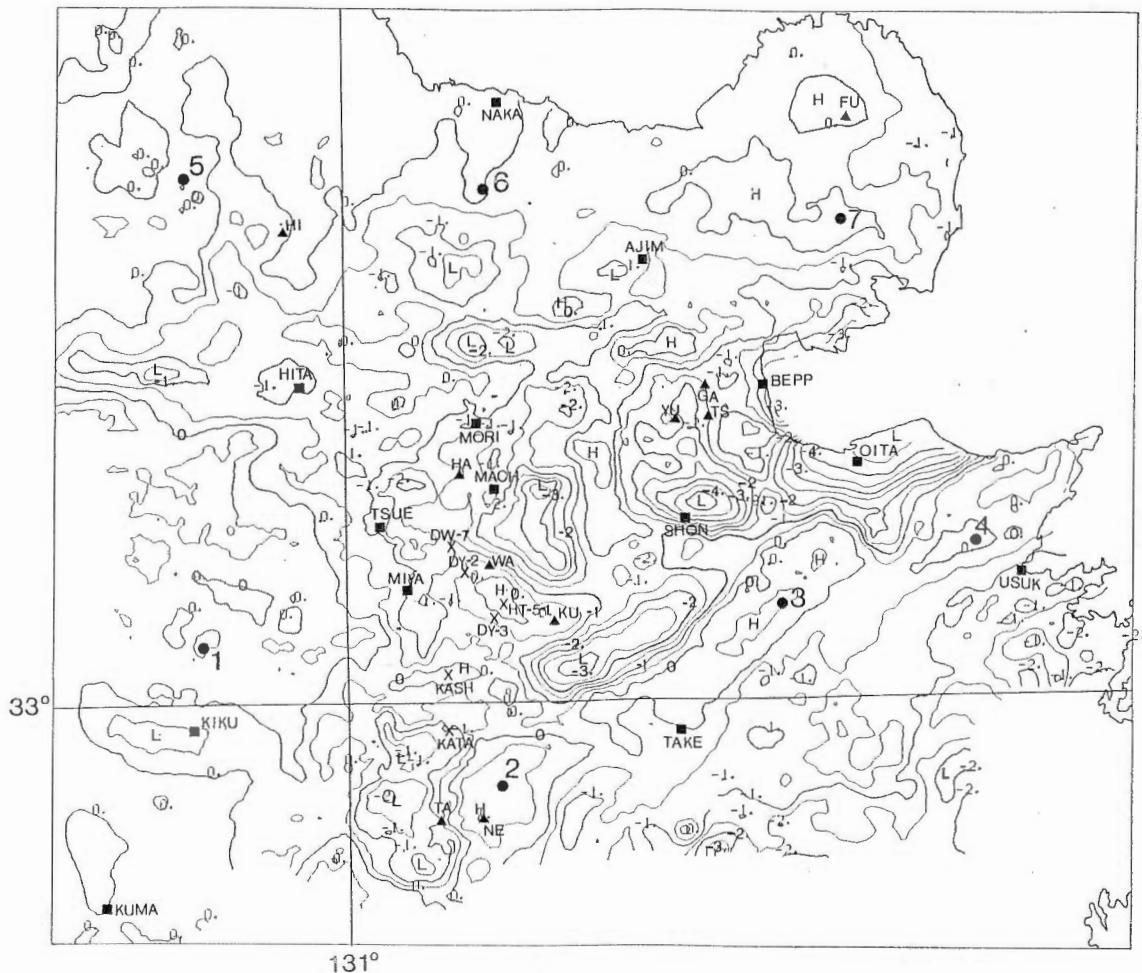


Fig. 17 Density distribution graph according to geological formations, after Ministry of International Trade and Industry (1979).
第17図 地層区分による岩石密度分布図 通商産業省(1979)による



第18図 豊肥地域の基盤標高図 ($d\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔 0.5 km)
 Fig. 18 Basement height of Hohi geothermal area ($d\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 0.5 km).

る。篠田(1984)は九重火山周辺の坑井データを用いて豊肥地域の基盤地質断面図を作成している。坑井データと篠田(1984)の基盤地質断面図のDW-7～DY-2～DY-3の間(後述第18図参照)の基盤着岩深度は、地表から1,500～2,000 m程度であり、第13図と調和する。第14図には重力基盤面の海拔標高図を示す。

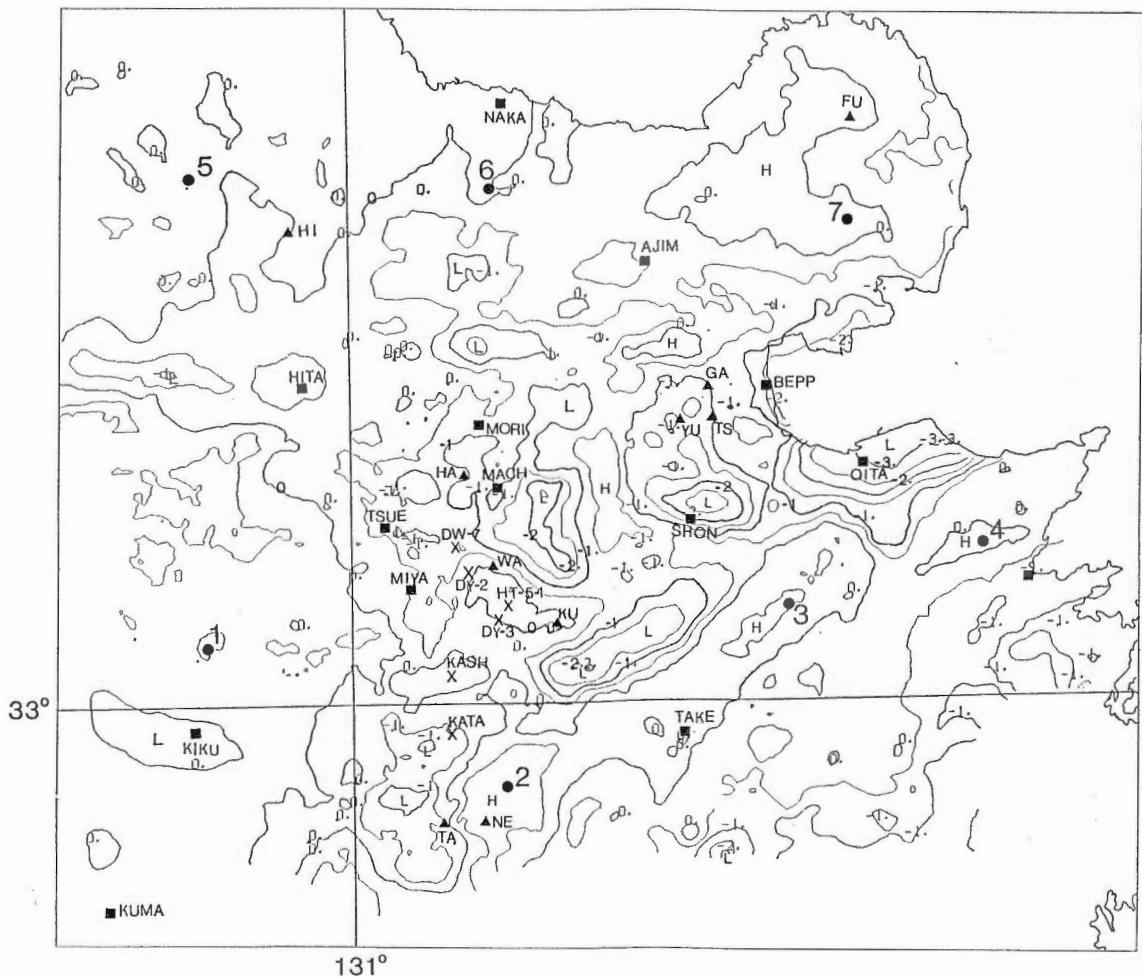
なお本解析の計算の過程で得られる

$$g_{ij}^r + UP(10 \text{ km})$$

を第15図に示す。これは深部構造を反映していると考えられるが大局的には西上がりを示しており、これに対してKANAMORI(1963)は、モホ面が西に向って浅くなるためとした。豊肥地域は低重力異常を示しており、本解析で対象とした数km程度の深度の構造に比べ広範囲で深い所まで特異な地殻構造をもっている可能性がある。

3.4 豊肥地域の重力基盤計算について

前節では、九州中北部地域の広域的な重力基盤を求め、実際の地質構造に矛盾しないようにコントロールポイントや密度差を検討した。本節では、豊肥地域における局所構造を求めるために、格子間隔を



第19図 豊肥地域の基盤標高図 ($d\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔 0.5 km)

Fig. 19 Basement height of Hohi geothermal area ($d\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 0.5 km).

半分の 500 m として解析を行った。解析は、第1図の枠 HO で示した範囲につき、仮定密度 $\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$ のブーゲー異常について行い、第16図にブーゲー異常図を示した。

基盤と堆積層の密度差については、前節で述べたように、一般的には $0.3\text{--}0.4 \text{ g/cm}^3$ 程度が考えられる。通商産業省(1979)の岩石試料の密度測定結果(第2表、第17図)によると、豊肥地域の岩石密度には、ばらつきが見られるものの、基盤と考えられる貫入岩類及び変成岩類と、上部層と考えられる第三紀層及び第四紀層との間に密度差が認められる。すなわち、湿潤状態における平均値で比較すると、基盤岩類は 2.64 g/cm^3 、第三紀層及び第四紀層は 2.32 g/cm^3 で、密度差は 0.32 g/cm^3 である。なお、大規模深部地熱発電所環境保全実証調査で実施された中発破探査の先行調査において測定された基盤岩類の密度は上記の値より大きい値を示す。この測定はコアサンプルを用いているため、基盤内の深部岩体の密度をより正確に現わしていると考えられる。先行調査の結果からは基盤岩類を代表する密度は 2.74 g/cm^3 であり、第三紀層・第四紀層との密度差 $d\rho$ は $0.3\text{--}0.4 \text{ g/cm}^3$ 程度が妥当である。また重力解析では数種の密度差の場合についての解析結果を併記することが適切である。本報告では密度差 $d\rho$ が 0.3 g/cm^3 及び 0.4 g/cm^3 の場合について解析したものを以下で示す。

コントロールポイントは豊肥地域の周辺に見られる基盤岩分布域内に選定し、坑井データを解析結

第3表 坑井の地質基盤と重力基盤の関係表

Table 3 Relationship between geological basements defined by deep well drillings and gravity basements.

Well Name	h	d	h-d	Bouguer Anomaly ($\Delta\rho=2.3$)	H	$(\Delta\rho=0.3)$			$(\Delta\rho=0.4)$		
						D	H-D	d-D	D	H-D	d-D
DW-7	647	-960	1607	-20.8	622	-1059	1681	99	-616	1238	-344
DY-2	866	-1014	1880	-16.9	850	-519	1369	-495	-235	1085	-779
DY-3	954	-506	1460	-14.3	929	-244	1173	-262	2	927	-508
HT-5-1	1170	-744	1914	-13.1	1171	71	1100	-814	204	967	-948
Kashinomure	750	750	0	-6.9	799	317	482	433	402	397	348
Katasumi	490	8	482	-17.0	514	-1063	1577	1071	-507	1021	515

h: Surface height of well

H: Calculated height

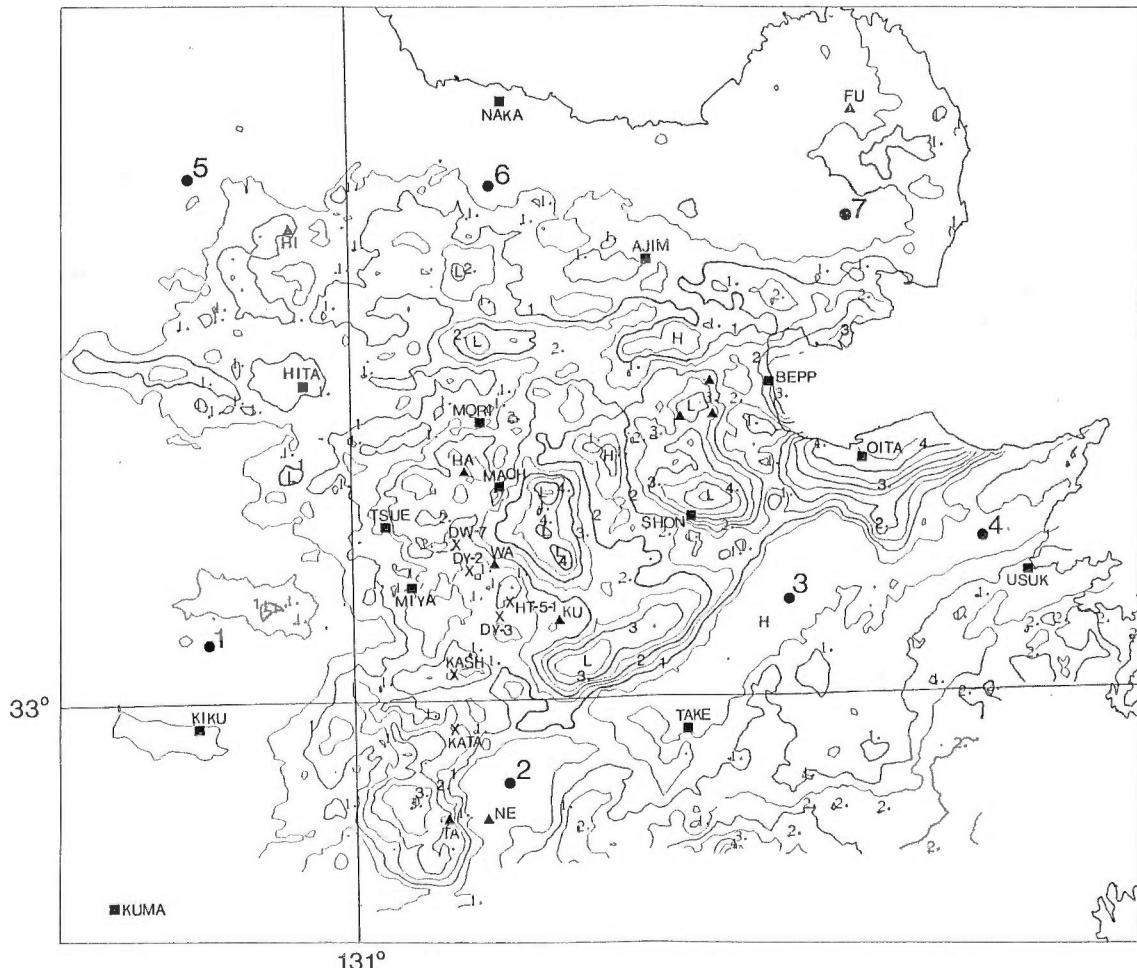
d: Height of geological basement

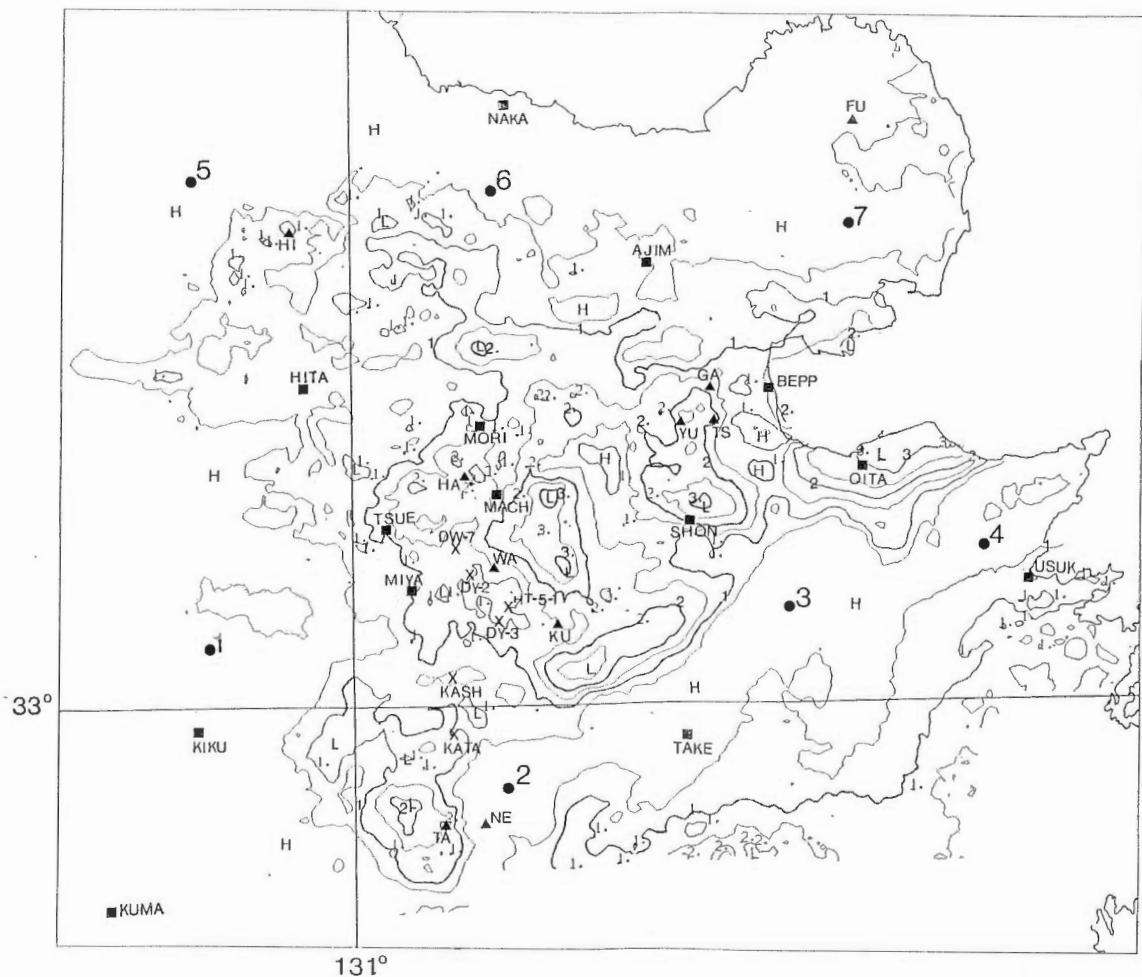
D: Height of gravity basement

h-d: Depth to geological basement

H-D: Depth to gravity basement

d-D: Difference between height of geological basement and height of gravity basement

第20図 豊肥地域の基盤深度図 ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔 0.5 km)Fig. 20 Basement depth of Hohi geothermal area ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 0.5 km).



第21図 豊肥地域の基盤深度図 ($\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔 0.5 km)

Fig. 21 Basement depth of Hohi geothermal area ($\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$, contour interval is 0.5 km).

果の検証に用いた。このコントロールポイントは第18図に示す7点であり、地点を第18図の番号に従って以下に記す。

1. 熊本県 菊池周辺の花崗岩類
2. 熊本県 阿蘇カルデラ東方 10 km の高ブーゲー異常域（小窪付近に局所的な花崗岩類の露頭があるので、基盤深度は浅いと考えた）
3. 大分県 竹田市北方の朝地変成岩及び花崗岩類
4. 大分県 白杵市付近の変成岩類
5. 大分県 英彦山北西の花崗岩類
6. 福岡・大分県境 中津市南西 10 km の花崗岩類
7. 大分県 国東半島基部の花崗岩類

解析結果については、海水準を基準とする重力基盤標高図の形で、 $\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$ のものを第18図、 $\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$ のものを第19図に各々示す。

第18図及び第19図の豊肥地域の解析結果の整合性を坑井データとの比較により検討する。基盤地質断面に位置する坑井データと阿蘇カルデラ内の片隅の坑井データ（松本・藤本, 1969）のそれぞれの基盤

深度と、解析した重力基盤の深度の関係を第3表に示す。第3表の坑井データの位置は第16図、第18図、第19図、第20図及び第21図に示した。重力基盤に関しては、密度差 0.3 g/cm^3 の深度 (D_1) は、密度差 0.4 g/cm^3 の深度 (D_2) のものに比べ、数 100 m 深く計算されているが、両解析結果は、阿蘇カルデラの片隅を除けば、重力の解析精度の範囲で大局的には整合性がよいと考えられる。

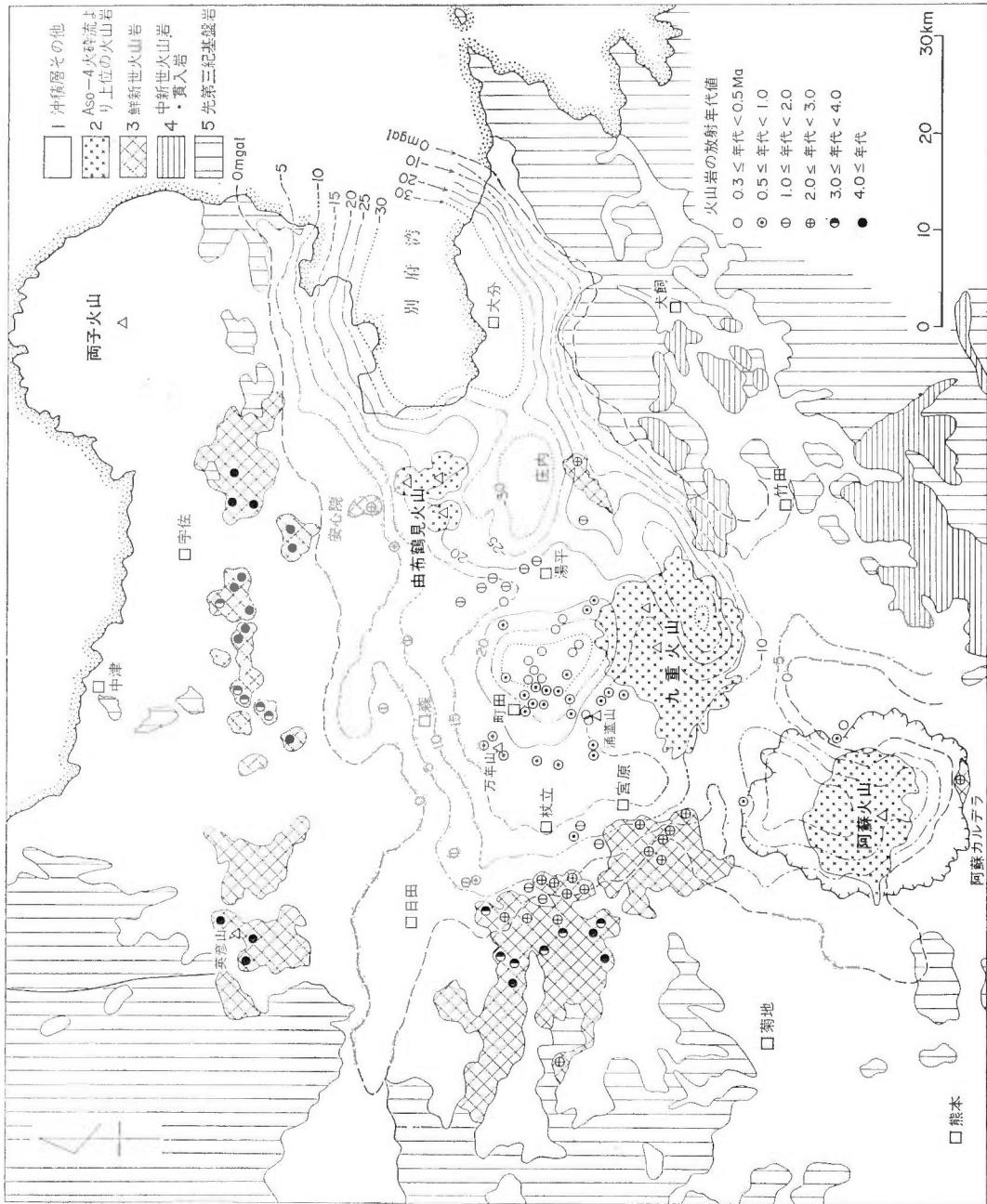
局所的に見ると、DY-2, DY-3 及び HT-5-1 では、重力基盤が地質基盤に比べて浅く計算されている。この地域は涌蓋山と久住山の間に存在する局所的な高ブーゲー異常域に対応している。局所的な高ブーゲー異常を説明するためには全域的に密度一定という仮定を修正し、基盤上部内の密度を変化させなければならない。すなわちその地域の火山性堆積物自体が、他の地域の火山性堆積物に比べ大きい密度をもつことが推定される。

合戦群一片隅で重力基盤が地質基盤よりやや深く算出された理由としては、阿蘇地域が解析範囲の南縁に位置していること、及び合戦群は孤立した基盤岩露出地点と推定されるため収束が悪いことの2つが考えられる。片隅は重力急傾斜域にあたり得られた構造自体が大きな傾斜をもち結果の信頼度が低い。なお地表から基盤への着岩深度図に関して $\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$ のものを第20図に、 $\Delta\rho=0.4 \text{ g/cm}^3$ のものを第21図に各々示す。

また久保寺ほか(1982)はタイムターム法による速度構造から豊肥地域の基盤構造を求めた。LUDWING *et al.* (1970) や杉本(1977)は、密度と速度が互いに対応がよいことを述べているため、以下では速度構造と密度構造との対比を行う。久保寺ほか(1982)が示した基盤図は東西方向約 50 km 間に6点、南北方向約 40 km 間に5点の計11点の発破点と、6点の観測点により解析されたもので概略構造を表現していると考えられる。一方重力基盤は測点密度が 1 km^2 当り1点程度の重力探査より得られたもので、局所異常を表わしている。九重火山周辺から町田付近に至る地域のタイムターム法による速度基盤面(久保寺ほか, 1982)と密度差 0.3 g/cm^3 の重力基盤面(第18図)を比較してみると、両者とも海拔 $-1 \sim -2 \text{ km}$ 程度の深度を示し大局的には対応がよい。局所的には九重火山と涌蓋山の中間に位置する大岳・八丁原の地熱地域は、両者とも一致して基盤の盛り上がりを示すが、重力基盤の方が $500 \sim 700 \text{ m}$ 程度浅く解析されている。また町田東方の低重力地域については、重力基盤は -3 km に達しているが、速度基盤の方は基盤が深くなる傾向は見られるが -2 km には達していない。この原因は町田東方地域には発破点及び観測点がないためと解釈できる。

4. ブーゲー異常及び重力基盤深度から推定される九州中北部の地質構造

九州中北部では新第三紀から第四紀にかけて火山活動が活発であり、黒雲母流紋岩・角閃石デイサイト・角閃石安山岩・輝石安山岩の溶岩及びそれらの火碎岩・火碎流堆積物・変質岩等が広く分布する。鎌田(1985a)は、従来九州中北部において中部中新統火山岩分布域とされていた地域の放射年代値を検討し、大野火山岩類及び大崩山花崗岩を除きこれらが鮮新世の年代を示すことを明らかにした。また鎌田(1985a, b)は、地質構造とブーゲー異常の解析から、九州中北部における鮮新世-更新世の火山活動は、この地域に見られる大きな負のブーゲー異常と密接に関連すること、すなわちこのブーゲー異常は約 5 Ma 以降に沈降を開始した火山構造性陥没地(volcano-tectonic depression; WILLIAMS, 1941)の形成によるものであることを明らかにした。第22図に示すように九州中北部に分布する火山岩類の放射年代値によると、低重力異常地域の外側へ向けてより古い火山岩(約 5 Ma を最古とする)が帶状に配列する。また、これらの帶状構造は低重力異常の形状と調和的であり、帶状構造の中心は九重火山北方町田南東の -30 mgal に達する負のブーゲー異常の中心と一致する(鎌田, 1985b)。ここで用いた重力図(ブーゲー異常)の仮定密度は 2.2 g/cm^3 (駒澤, 1983)としたものであり水分帯付近にやや地形の影響が残存している。前述のように仮定密度が 2.3 g/cm^3 のブーゲー異常図が対象とする地域の地質を最もよく表現するため、以下では豊肥地域の仮定密度 2.3 g/cm^3 のブーゲー異常図(第16図)を用いてこの地域の地質構造を考察する。鎌田(1985b)は、耶馬溪火碎流堆積物の分布域が、みやこはる つきたて スダヒナガトキメ 宮原・杖立・森をとり囲む低ブーゲー異常の形状と良く一致し(鎌田, 1985bの第9図), -10 mgal の



第22図 地質分布・火山岩放射年代とブーゲー異常 ($\rho = 2.2 \text{ g/cm}^3$)、鎌田 (1985b)による
Fig. 22 Geological setting, radiometric age of volcanic rocks and Bouguer anomalies ($\rho = 2.2 \text{ g/cm}^3$), after KAMATA (1985b).

等重力線の外側を円形にとり囲むことを指摘した。さらに分布域の形状及び堆積物の層厚(古賀, 1981)からは、耶馬溪火碎流の噴出源は町田西方の -20 mgal の等重力線の内側に求められた。また由布・鶴見岳、庄内の周辺に分布する由布川火碎流は、庄内付近の -30 mgal に及ぶ円形の負のブーゲー異常域と分布が重なっており、この噴出源は由布岳の南東付近に求められた。これらの推定噴出源を第16図で検討してみると、耶馬溪火碎流の噴出源は町田周辺の円形の負のブーゲー異常域の北西につき出た -22.5 mgal の等重力線上で直径約 2 km の半円形の小凹部(第16図のY付近)として認められ、由布川火碎流の噴出源は庄内付近の楕円形の負のブーゲー異常の北に隣接する -22.5 mgal の等重力線の直径約 3 km の小凹部(第16図のU付近)に求められる。これら的小凹部は駒澤(1983)の仮定密度 2.2 g/cm^3 のブーゲー異常図に比較しより明瞭に認められる。

九州中北部に見られる東西に伸張したグラーベンの南縁は重力異常急傾斜部で境されているが、大分市の南方約 10 km の地点では重力急傾斜部の屈曲部分が見られる。また九重火山南部の飯田火碎流分布域では東北東方向に伸長する長方形の低ブーゲー異常が認められ、この長方形の南の一辺はグラーベン構造南縁の重力急傾斜部と一致する。鎌田(1985b)は、町田・庄内を中心とする直径約 15 km の負のブーゲー異常地域は火碎流・溶岩等を噴出させた火山活動に伴い形成されたものであると考えた。これに対して九重火山南麓を覆う飯田火碎流の噴出源は九重火山溶岩円頂丘群の久住山、星生山、三俣山付近に求められており(KAMATA & MIMURA, 1983)、また長方形の低ブーゲー異常の北縁はグラーベン南縁を境する重力急傾斜部と平行であり東北東に伸張している。以上の事実から、九重火山南部に見られる長方形の低ブーゲー異常地域が火山性の陥没によるものではなく、基盤岩のブル・アパート構造(例えば、AYDIN & NUR, 1982)等を反映するようなトランス・フォーム断層により形成された陥没地である可能性が強い。上記の例と同様に大分市の南方に認められる基盤岩の屈曲部は前述の構造性の陥没と同方向の構造運動で形成されたと解釈することが可能である。

次にグラーベン北縁の重力異常の急傾斜部では、安心院南部の急傾斜部にいずれも東西方向の2段の落差が認められる。グラーベン北縁では北から南に向けて火山岩の放射年代値が漸次若くなる帶状構造が見られる。溶岩台地を形成したような噴出率の高い鮮新世の火山活動は、広域伸張応力場において少なくとも2段階の重力基盤の落ち込みと密接に関連し形成されたと考えられる。

九州中北部のグラーベン構造に含まれる豊肥地熱地域の底面深度について駒澤(1983)は、地表から約 $1,500\text{--}2,000 \text{ m}$ と求めた。また本報告の再解析結果でも、大局的には約 $1,500\text{--}2,000 \text{ m}$ 程度であるが、解析用の格子間隔を半分にしたので、短波長成分が表現されることになり、深い所では局的に 4 km に達している($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, 第20図)。九重火山北西麓で掘削された深部地熱坑井は $1,914 \text{ m}$, $1,607 \text{ m}$, $1,880 \text{ m}$, $1,460 \text{ m}$ の深度で先第三紀基盤岩に到達している(第3表)ため、重力負異常地域において先第三紀基盤岩がグラーベン状に約 2 km 階段状に陥没していることは明らかである。このように陥没帯は約 5 Ma から 2 Ma に至るまで南北に伸張する応力場の中で複数回の活動により形成され、火山活動の縮小に伴い後ほど内側へ向けて小さな陥没帯を形成していった(鎌田, 1985a, b)と考えて差しつかえない。

5. おわりに

本報告では、重力データだけから解析を試み、他のデータは解析結果の検証に用いた。また本解析では同一地層内に考えられる密度の不均一性は考慮せず均質二層の極めて単純なモデルで構造解析を試みたが、坑井データや爆破地震動解析結果と大局的に矛盾しない結果を得た。なお、本研究を進めるにあたり、地殻熱部小川克郎・環境地質部小野晃司の各博士に討論をいただきここに謝意を表する。解析は、新エネルギー総合開発機構の編集した重力データを基に工業技術院情報計算センターの共用計算機FACOM M-380を用いて行った。

文 献

- AYDIN, A and NUR, A (1982) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, vol. 1, no. 1, p. 91-105.
- BANERJEE, B and GUPTA, S. P. (1977) Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped. *Geophysics*, vol. 42, no. 5, p. 1053-1055.
- 中条純輔(1960) 熊本地区における重力分布とその考察. 地調月報, vol. 12, p. 343-365.
- CORDELL, L. and HENDERSON, R. G. (1968) Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, vol. 33, no. 4, p. 596-601.
- GUPTA, V. K. and RAMANI, N. (1980) Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, vol. 45, no. 9, p. 1412-1426.
- 長谷川功・小川健三・須田芳朗・馬場健三(1981 a) 大分・熊本県涌蓋地域等重力線図. 地熱地域等重力線図, no. 4.
- (1981 b) 熊本県阿蘇地域等重力線図. 地熱地域等重力線図, no. 4.
- 広川治ほか編(1978) 100万分の1日本地質図第2版.
- 鎌田浩毅(1985 a) 熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出年代, 一九州中北部の火山活動の時代と分布. 地質学雑誌, vol. 91, p. 289-303.
- (1985 b) 九州中北部における火山活動の推移と地質構造. 地調報告, no. 264, p. 33-64.
- KAMATA, H. and MIMURA, K. (1983) Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 46, no. 3, p. 277-282.
- KANAMORI, H (1963) Study on the Crust-mantle Structure in Japan. Part 1, Analysis of Gravity data. *Bull. Earthq. Res.*, vol. 41, p. 743-759.
- 古賀修一郎(1981) 大分県日田市東部の耶馬溪火砕流堆積物の記載岩石学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 76, no. 11, p. 353-361.
- 駒澤正夫(1980) 有限フーリエ級数を用いた3次元解析について. 物理探鉱, vol. 33, no. 3, p. 1-9.
- (1983) 九州地域の重力基盤の計算について. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 国土地熱資源基本図作成に関する研究, p. 163-173.
- (1984) 北鹿地域の定量的重力解析について. 物理探鉱, vol. 37, no. 3, p. 19-30.
- 久保寺章・三浪俊夫・里村幹夫・井上光吉(1976) 中部九州地区における重力測定値の収集と精密重力異常図の作成. 自然災害資料解析, vol. 3, p. 45-53.
- ・伊藤 潔・村上寛史・三浪俊夫(1982) 爆破地震動から求めた九重火山群の深度構造—Time-Term 法による—. 火山, vol. 27, no. 2, p. 81-95.
- LUDWIG, W. J., NAFE, J. E. and DRAKE, C. L. (1970) Seismic Refraction, The Sea (ed. A. E. MAXWELL). Wiley-Interscience, New York, 4, Part I, p. 53-84.
- 松田武雄(1954) 肥筑平野重力調査報告. 地調月報, vol. 6, p. 45-50.
- 松本幡郎・藤本芳男(1969) 阿蘇カルデラ内の注目すべきボーリング結果について. 火山, 第2集, vol. 14, p. 1-7.
- NAGY, D (1966) The Gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, vol. 31, no. 4, p. 362-371.
- 日本地熱資源開発促進センター(1978) 地熱開発基礎調査報告書. no. 11, 天瀬, そのII (昭和52年度), p. 80.
- (1979) 地熱開発基礎調査報告書. no. 17, 水分峠, そのII (昭和53年度), p. 80.
- 小川健三・須田芳朗・馬場健三(1981) 大分県伽藍岳重力線図, 地熱地域等重力線図. no. 4.

- 大滝忠雄・松田武雄(1958) 有明海南部ならびに長崎県三ツ瀬地区重力探査報告. 地調月報, vol. 10, p. 1001-1010.
- 笹田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, no. 1, p. 1-11.
- 杉本卓司(1977) 弾性波速度と地質との関係, 土木弾性波探査法. 物理探鉱技術協会, chap. 9, p. 374-387.
- 新エネルギー総合開発機構(1982) 昭和57年度全国地熱資源総合調査・重力法調査報告書・要旨・北九州地域.
- 通商産業省(1979) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書. 豊肥地域重力探査.
- WILLIAMS, H (1941) Calderas and their origin, *California Univ. Dept. Geol. Sci., Bull.*, vol. 25, no. 6, p. 239-346.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域の自然電位異常

石 戸 恒 雄

豊肥地熱地域の自然電位異常

石 戸 恒 雄*

Self-potential anomalies in the Hohi geothermal area

By

Tsuneo ISHIDO*

Abstract : The results of self-potential survey performed on the Hohi geothermal area were analyzed and interpreted, and the preliminary method for removing topography-related self-potentials was proposed. The most obvious and impressive features on the contoured self-potential map are the positive anomaly overlying the wide region ($\sim 5 \times 5 \text{ km}^2$) centered at the dome of Kuroiwa-yama and the dipolar one over the northwestern region to Mt. Waita. The exact nature of the potential source is unknown; however, electrokinetic processes caused by upward movement of heated groundwater that gives rise to streaming potential (ISHIDO, 1981) are thought to be the principal cause of the positive anomalies. Streaming potentials associated with descending meteoric water are probably responsible for the negative anomalies. The geohydrological models estimated from the self-potential data are revealed to be in harmony with the drilling data and the geothermal reservoir engineering analysis (NEDO, 1984).

1. は じ め に

自然電位法は物理探査法の一つとして長い歴史をもつが、近年、地熱探査の分野で活発に用いられるようになった。

豊肥地域での自然電位調査は $15 \times 15 \text{ km}^2$ の地域を対象として行われ、総測点数は 2,132 点に及んだ(通産省, 1980)。これは我が国で行われた自然電位調査としては最大規模のものであった。ここで述べる内容は、「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」で得られた結果を地質調査所で再解析した結果、及びそれに対する考察である。

自然電位の調査結果は一般に、電位分布図(コンターマップ)として表示される。分布図に現われたそれぞれの自然電位異常には、地下にそれぞれ発生原因が対応して存在するはずであるが、発生メカニズムとして様々なものが考えられること、また、それぞれのメカニズムについて定量的研究があまり進んでいないこと等によって、発生原因を定量的に論じられる段階にはいたっていない。

地質調査所では、深部地熱資源探査技術に関する研究(サンシャイン計画)の中で、自然電位発生メカニズムのうちの流動電位に着目し研究を続けている。その結果、地熱地域に発生する自然電位異常のかなりは、その原因が地下での熱水流動(対流)に伴う流動電位であることが明らかになりつつある。第4節では、発生メカニズムを流動電位であると考えて、豊肥地域の自然電位データを解釈する。

自然電位調査はマッピング手法として使われているのが現状であるが、他の物理探査から求められる情報一例えば、電磁気探査によって求められる比抵抗分布一とは全く別の情報—熱水流動等によって発

* 新エネルギー総合開発機構

* New Energy Development Organization

生する電荷分布一を提供してくれる。第4節で述べるように、大きなスケールでみると、自然電位データは掘削データと調和的である。今回の自然電位調査結果は、掘削データを補間する上で、また、九重山を含めた豊肥の地熱系全体を論ずる上で、役立つものと考えられる。

2. 自然電位の標高補正について

自然電位調査は、人が歩ければ、どんな場所でも可能である。ただし、豊肥地域での測線は、対象地域が広範囲であるため、主として車道沿いに設定している。測線沿いの測点間隔は 100 m であるが、測線間隔は 500-3,000 m とかなり広くなっている。したがって、ここでは平滑化した形のコンターマップを扱うこととする。第1図に示すのは、豊肥地域の自然電位分布であるが、コンタリングプログラム CPS-1（地質調査所・地熱データベースシステムに備えられている）によって作成した。プログラムの中で、格子状グリッド点における値を計算するが、各グリッド点の値は、周囲のデータに、

$$W(r, R) = (1-r/R)^2(1+2r/R)$$

の重みをかけ平均して求めている (r : グリッド点と各データ点（測点）との距離, R : r の上限)。第1図のコンターマップは、 R を 1,500 m とした場合であり、半径約 1,000 m の円内の測点について平均をとって作成したものに相当する。したがって短波長の異常は、以下の議論で対象外となろう（短波長異常の原因としては、電極接触点近傍の土壤成分・比抵抗の不均一、導電性鉱床、局地的な温泉湧出・変質帶等が考えられる）。

地熱探査の対象となる自然電位異常は、当然ながら地熱活動に関連した異常一流動電位、熱起電力等をメカニズムとするものである。現在までの様々なフィールドでの測定結果からすると、異常の大きさは 50 mV-2 V 程度、広がりは 100 m-10 km 程度である。地熱活動起源の電位異常を抽出するには、他の電位発生源によるものを分離ないし補正すればよいが、地熱に関連しない自然電位のうち地形の高低によるものは、100 mV のオーダーで発生し、しばしば電位パターンを大きく左右している。

地形（標高）に相関する電位の特徴は、標高が高くなるにしたがって電位が低くなることである。この大きさの程度は、屈斜路湖周辺で 1.1 mV/m（第3図）（石戸・菊地、1981）、濁川盆地周辺で 0.16 mV/m（第4図）（石戸・杉原、1982）等となっている。また、CORWIN and HOOVER (1979) によると、3-10 mV/m という測定例もある。

自然電位の標高相関の主原因は、浅層地下水の流れに伴う流動電位に求められる。理論的には、（媒質が均質であれば）発生する流動電位は地下水表面の高度に比例する（第5図）。したがって、地下水表面が地表近くにあれば（あるいは地形標高に比例していれば）、標高に比例した電位発生がありうる。地下水成分が河川水的なものであれば、最大、-20 mV/m 程度が考えられる。

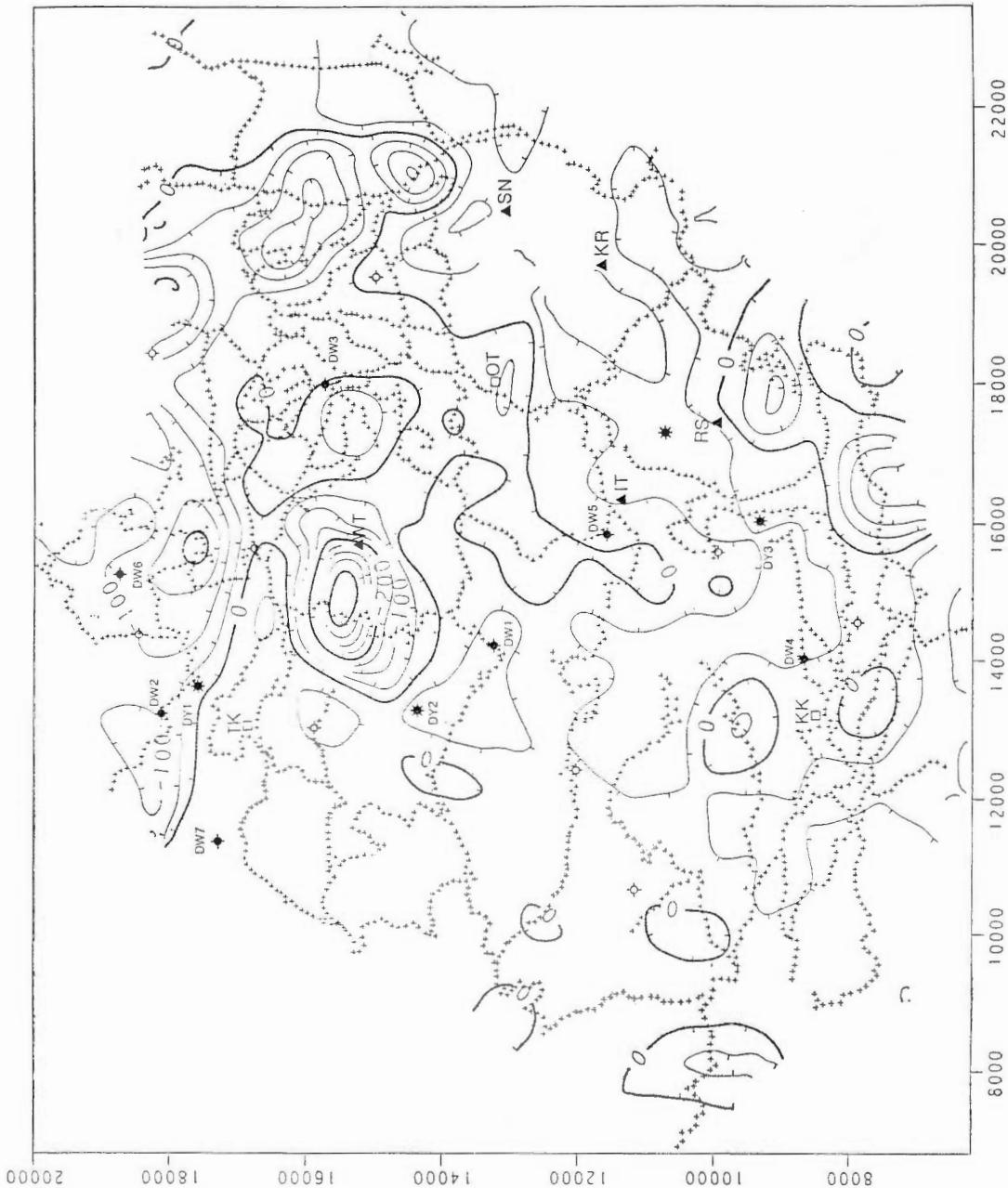
第6図は、豊肥地域の測定結果について、各測点での電位値を測点標高に対しプロットしたものである。第6図について回帰直線を求めると、その傾きは -0.06 mV/m とかなり小さくなる。ただし相関係数が 0.13 と小さく、これをもって標高相関の傾きと言えそうにない（相関係数は、第3図の屈斜路湖周辺の場合、0.42、第4図の濁川盆地の場合 0.52 となっている）。測定域内で標高相関以外の電位異常が多く発生していれば、それだけ相関係数が小さくなるのであろう。

以上の地形（標高）効果を補正する方法として最も単純な考え方は、標高相関の回帰直線を求め、それを電位の基準にすることであろう。ただし、豊肥地域の場合、上に述べたように回帰直線が実際の標高相関を表わしているとは言いがたい。そこで今回は、標高相関の傾きを一種のパラメータと考え、いくつかの場合について標高補正を試みた。第2図に示す自然電位分布図は、-0.6 mV/m (-0.06 mV/m の 10 倍) を標高相関として採用し、標高補正をほどこした結果である（第6図をみると、データ点の分散の下限が約 -1 mV/m の傾きの直線で表わされているようであり、この付近を実際の標高相関と考えてもよさそうである）。

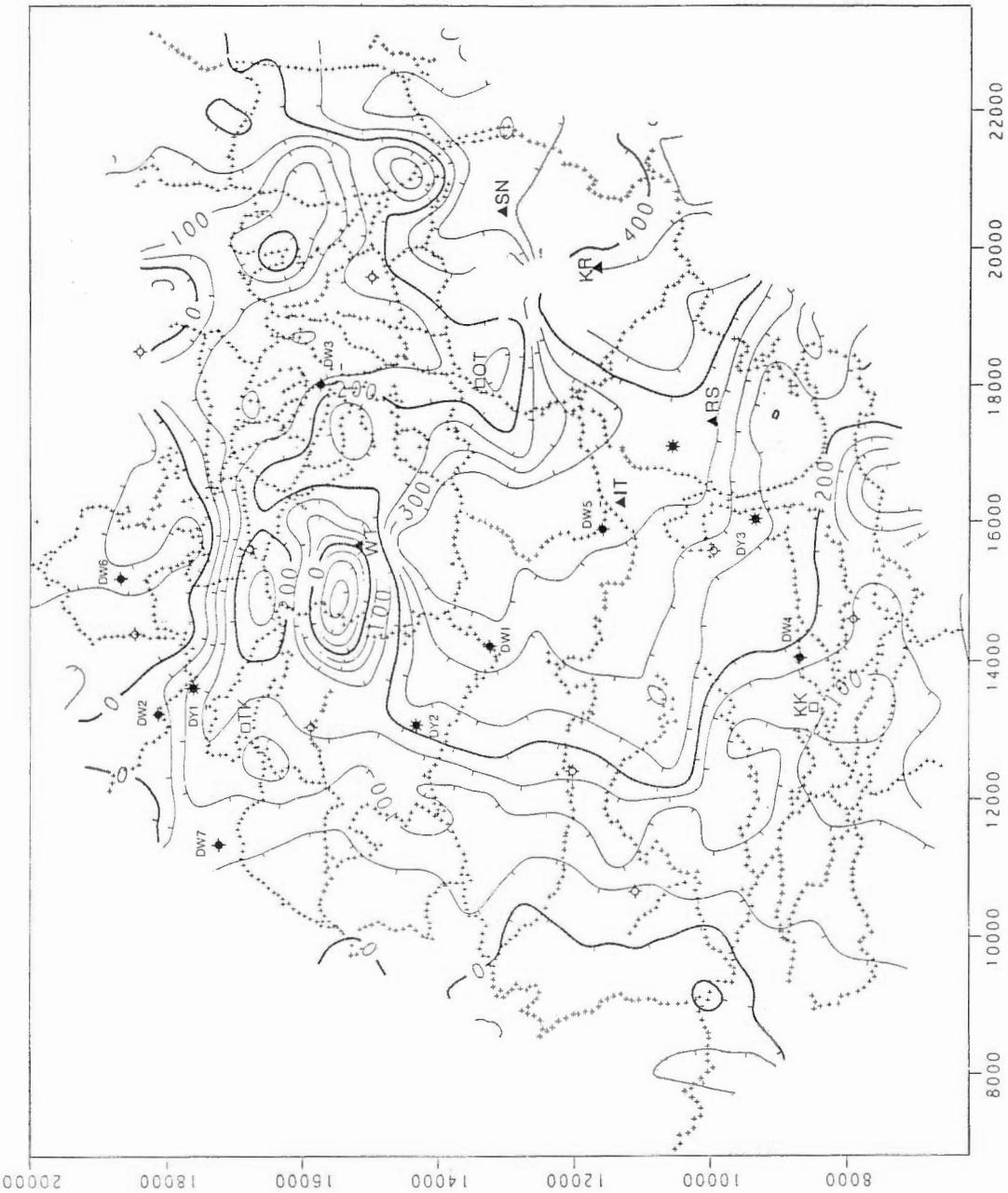
豊肥地域では北部（岳湯より北方）をのぞく全域で、地下水表面がほぼ地形標高に比例していることが明らかになっている（NEDO, 1984）。第7図は、豊肥地域の坑井から取得されたデータをもとに、海

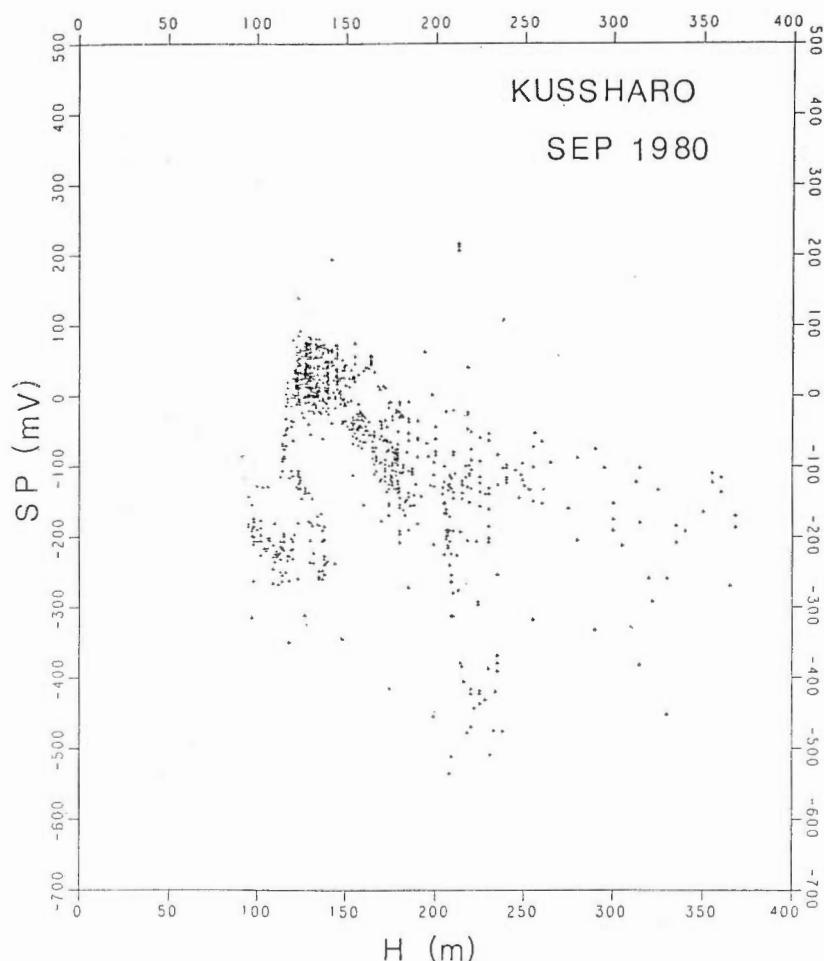
第1図 豊肥地域の自然電位分布
コソダ一間隔は50mV。
座標軸の単位はmで、原点
は東経131°、北緯33°。測点位
置を+で示す。坑井位置の他、
略号の意味は、WT(瀧山),
SN(泉木山), KR(黒岩山),
RS(簞新山), IT(一目山),
TK(岳湯), OT(太岳), KK
(黒川)。

Fig. 1 Self-potential map
of the Hohi geothermal
area, Kyushu, Japan.
Contour interval is 50
mV. Location of station
is shown by +. East-
ward and northward dis-
tance from (131°E, 33°N)
is shown in m. Abbre-
viations are as follows:
WT (Mt Waita), SN (Mt
Sensui), KR (Mt Kuro-
iwa), RS (Mt Ryoshi),
IT (Mt Ichimoku), TK
(Takenoyu), OT (Oh-
take), and KK (Kuro-
kawa). DW1-7 are struc-
tural wells (~1100-1800 m
depth) and DY1-3 are
deep exploratory wells
(~2300-2600 m depth) in
the area.



第2図 標高補正 ($-0.6 \text{ mV}/\text{m}$) した場合の自然電位分布
Fig. 2 Self-potential map after removal of topography-related self-potentials. (The reference level of potential is assumed to be the line of $-0.6 \text{ mV}/\text{m}$ shown in Fig. 6).





第3図 測点標高と測定電位値の相関図 屈斜路湖周辺での結果
 Fig. 3 Relationship between self-potential and altitude of station,
 obtained at the Kussharo caldera, Hokkaido, Japan.

水準での地下水圧を推定した結果であり、北部をのぞく全域で

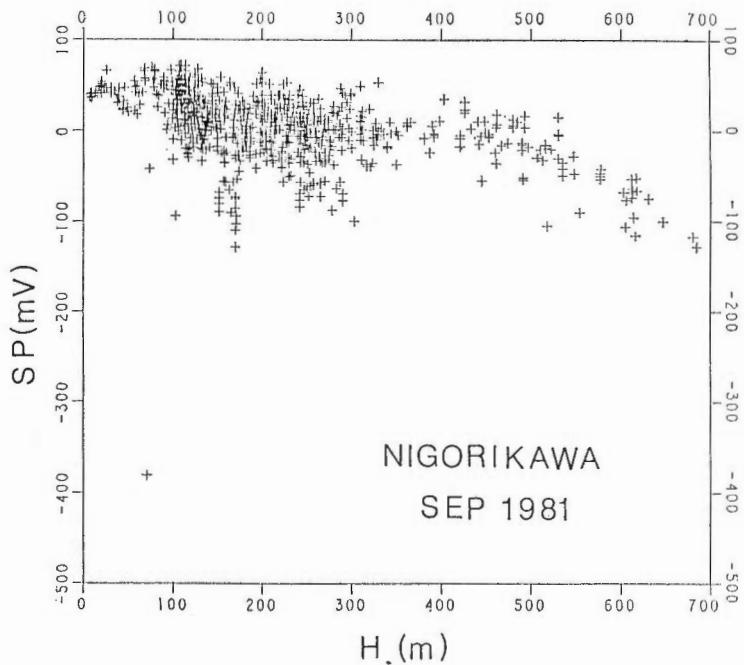
$$P = 10.8 + 0.06585 Z_s$$

の関係が得られている (P : 海水準での地下水圧 (bar), Z_s : 地表面高度 (m)). この結果を考えると、第2図の補正で採用した -0.6 mV/m という値は、決して大きな値ではない。第2図については、全体的には、ほぼ、実際の標高相関の電位を取りのぞいたものになっていると考えている。

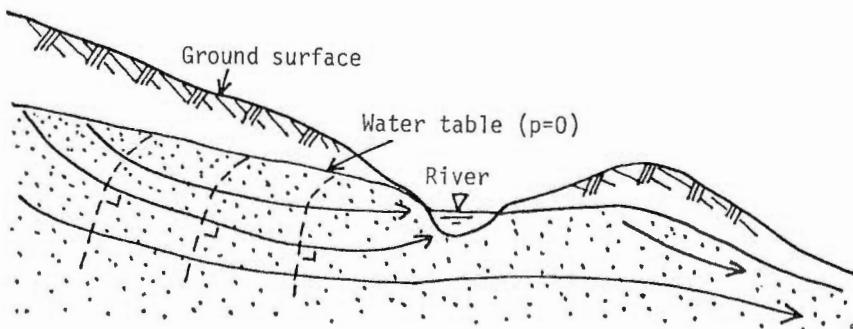
ただし、今回の標高補正には以上のような不確定要素があるので、自然電位分布を論ずる際には、第1図と第2図を見比べながら行うのが妥当であろう。

3. 地熱活動に伴う自然電位発生のメカニズム

地下(深部)における地熱活動に伴う(地表における)自然電位発生のメカニズムとして考えられているのは、流動電位及び熱電気効果である。両者とも第8図に示すようなモデルについて定式化がなされている。第8図(a)のモデル (NOURBEHECHT, 1963) では、カップリングにかかる物性がその両側で異なるような水平断層(境界)が存在し、断層上に流動電位なら圧力源、熱電気効果なら熱源が存



第4図 測点標高と測定電位値の相関図 北海道渦川盆地での結果
Fig. 4 Relationship between self-potential and altitude of station, obtained at the Nigorikawa geothermal area, Hokkaido, Japan.



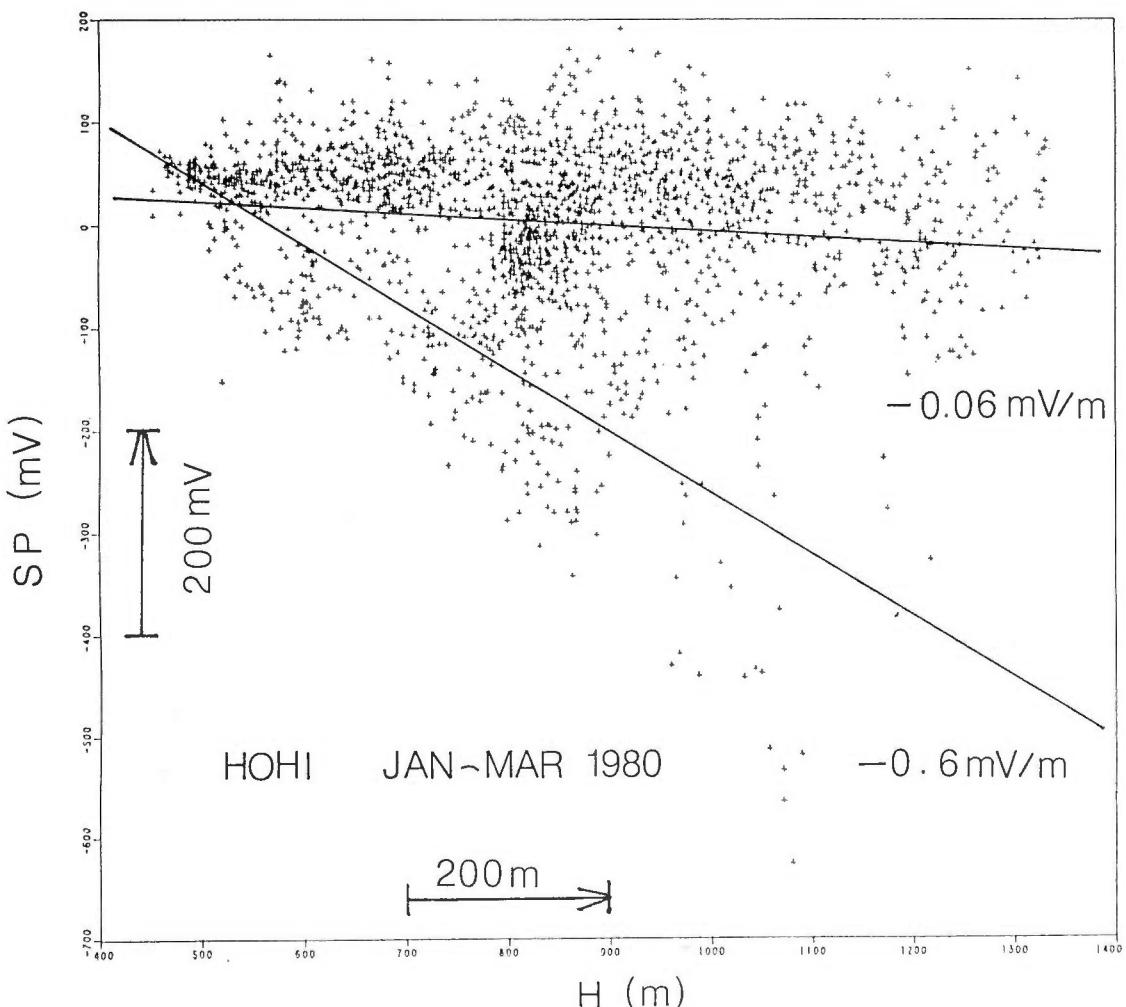
$$\phi = \frac{\epsilon\zeta}{\sigma\mu} (p + \rho gh) + \phi_0$$

$$p = 0$$

$$\frac{\Delta\phi}{\Delta h} = \frac{\epsilon\zeta}{\sigma\mu} \rho g$$

第5図 標高相関の自然電位発生の流動電位モデル 高所から低所へ向う地下水の流れに伴って流動電位 ($\Delta\phi$, 破線で示す) が発生する。地下水成分が河川水的なものであれば、 $\Delta\phi$ は $\Delta h = 1 \text{ m}$ に対し約 20 mV となる。地表で測定される電位は、多くの場合、これより 1 枠以上小さい。

Fig. 5 Generation of topography-related self-potentials. Streaming potential ($\Delta\phi$) generates associated with groundwater flow according to height variation in water table (Δh , proportional to ground surface elevation).

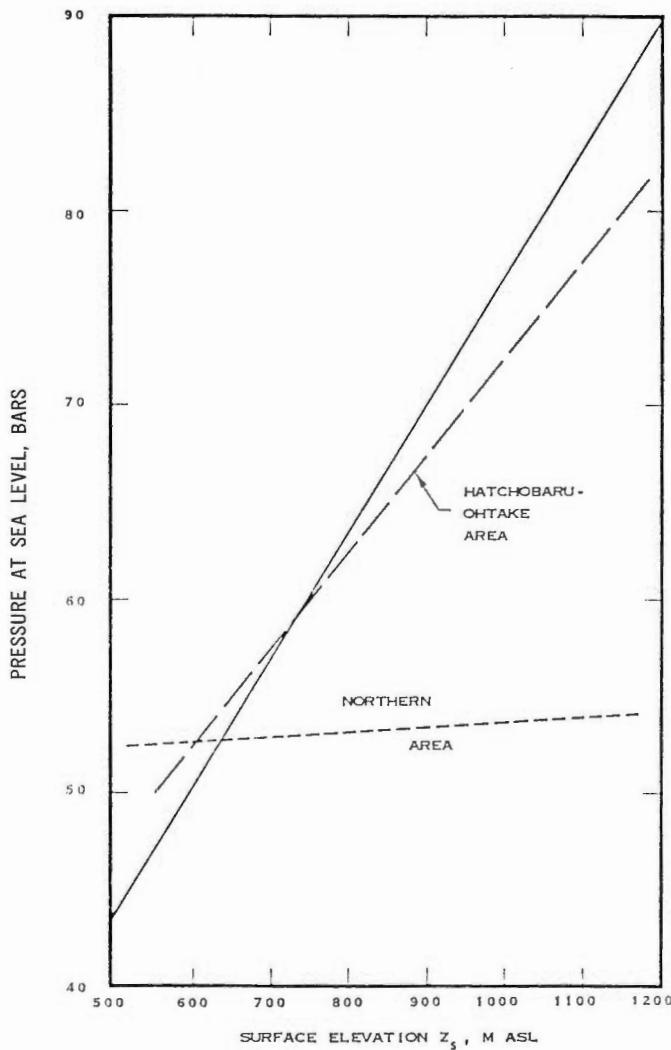


第6図 豊肥地域での測点標高と測定電位値の相関

Fig. 6 Relationship between self-potential and altitude of station, obtained at the Hohi geothermal area. The magnitude of topography-related self-potentials is thought to be around -0.6 mV/m .

在する。この場合、直上の地表に正または負の電位異常が発生する。第8図(b)のモデル(FITTERMAN, 1979)は、物性境界である断層が鉛直の場合のモデルである。この場合、正・負対になった異常電位が発生する。(a), (b)のモデルで問題になるのは、流動電位については、自然状態での地下流体の流れが圧力源で表わせないことが多いことであり、また熱電気効果については、岩石/水の系について熱電気効果のカップリング係数がほとんど調べられておらず定量的にものが言えないことである(熱電気効果による電位発生は、400°C以上といった高温がない限りそれほど大きくならない、という議論もある(CORWIN and HOOVER, 1979))。

第8図(c)は、熱水対流に伴う流動電位をモデル化したものである(石戸, 1981)。流動電位については、カップリングにかかわる物性値がかなり調べられているため(ISSHIDO and MIZUTANI, 1981; ISSHIDO *et al.*, 1983), 定量的な議論が可能である。石戸(1981)の計算結果によると、熱水の上昇部で、(流れの方向に) 温度降下(場合によって違うが、例えば300°C→200°Cとか200°C→100°C)のある場所に正電荷がたまり、結果として、地表にも正電位が発生する。(流動流体の化学成分が一般的な



第7図 坑井データから推定された海水準での地下水圧と地表標高の相関
実線は、岳の湯より北部及び八丁原・大岳の両地域をのぞいた豊肥全域について得られた相関。

Fig. 7 Effect of ground surface elevation on sea level pressure in the Hohi area (NEDO, 1984).

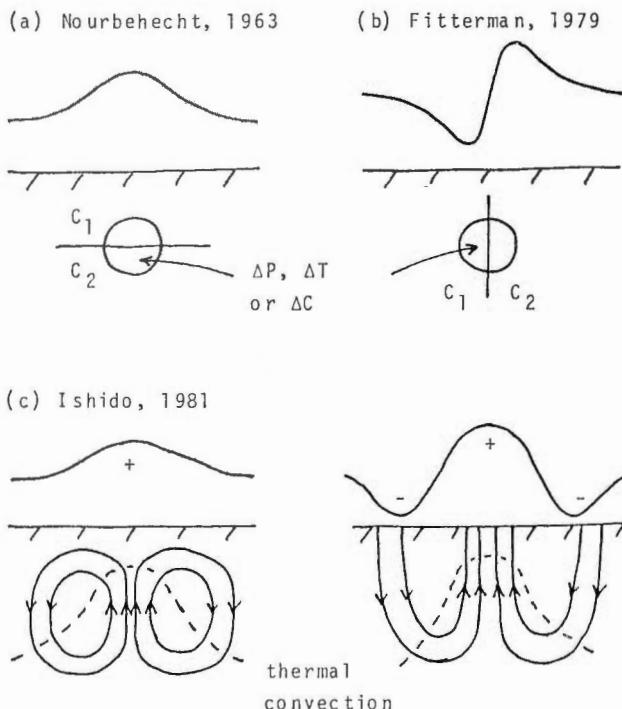
地熱水のそれである場合) その大きさは 100 mV 程度になる。また地表を通しての流れがある場合には、地表水流入域に負異常が発生する。

4. 豊肥地域の自然電位について

第1, 2図の自然電位分布図、とくに標高補正を行ったあとの第2図をもとに、豊肥地域の自然電位異常にについて論ずる。ここでは発生メカニズムとして流動電位(石戸, 1981)を仮定して解釈を試み、結果として豊肥地域の地下水理モデルを議論する。

(1) 涌蓋山北西部の正・負異常

涌蓋山北西部の正異常域が熱水の上昇部、負異常域が地表水の流入部に対応すると考えると、第9図



第8図 地熱活動に伴う自然電位発生のモデル (a), (b) 物性境界である断層沿いに圧力源または熱源があるモデル (NOURBEHECHT, 1963; FITTERMAN, 1979). (c) 热水対流に伴う流动電位モデル (石戸, 1981). (a)-(c) とも、上段に示すのが、発生電位のパターン。

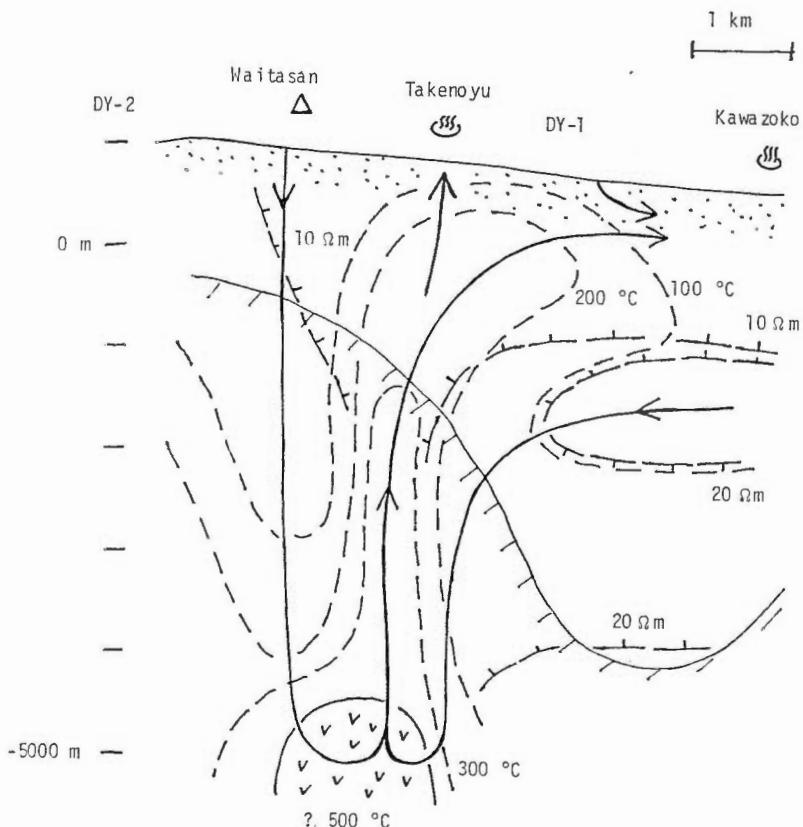
Fig. 8 Mechanisms of self-potential generation associated with geothermal activity (lower diagrams). The upper diagrams show the self-potential profiles on the earth's surface. (a), (b) Self-potential anomalies due to streaming potential or thermoelectric effects in the vicinity of a boundary separating regions of different crosscoupling coefficients (NOURBEHECHT, 1963; FITTERMAN, 1979). (c) Self-potential anomalies due to streaming potential associated with hydrothermal circulation (ISHIDO, 1981). Using the realistic values of streaming potential coefficients (ISHIDO and MIZUTANI, 1981; ISHIDO *et al.*, 1983) in the calculations, ISHIDO showed that a positive anomaly, 50 to 200 mV in magnitude, appears over a zone where temperature decreases (e.g. 300°C to 200°C or 200°C to 100°C) along the upward flow of geothermal water.

のような地下水流动モデルになる。第9図に示した(浅部の)等温線は掘削から得られたものを参考にしている。また、比抵抗値はMT探査の結果を参考にした。

第11図に示すのは、豊肥地域の地熱貯留層特性解析 (NEDO, 1984) によって決められた海拔 -3,000 m での熱水源位置である。この解析の中では、様々な場合について、熱水源位置等、貯留層パラメータを仮定して热水流动をシミュレートし、坑井で得られた温度・圧力、温泉湧出量等のデータと比較を行っている(マッチング)。マッチングを50回程度行った結果、諸データを最も良く説明する貯留層パラメータが得られたが、そのうちの熱水源位置については第11図に示したようになる。涌蓋山北西部の熱水源から上昇した热水は、北方へ側方流动し、これは DY-1, DW-2, 6, 7 等の坑井で、200°C 弱の热水として存在が確認されている。熱水源のうち最も高温のものの位置が自然電位の正異常域の中心とほぼ一致しているのが注目される。

(2) 黒岩山付近を中心とする正電位帶

第2図には、黒岩山から牧ノ戸峠付近を中心に、北へ泉州山、北西へ一目山から涌蓋山南方へいたる



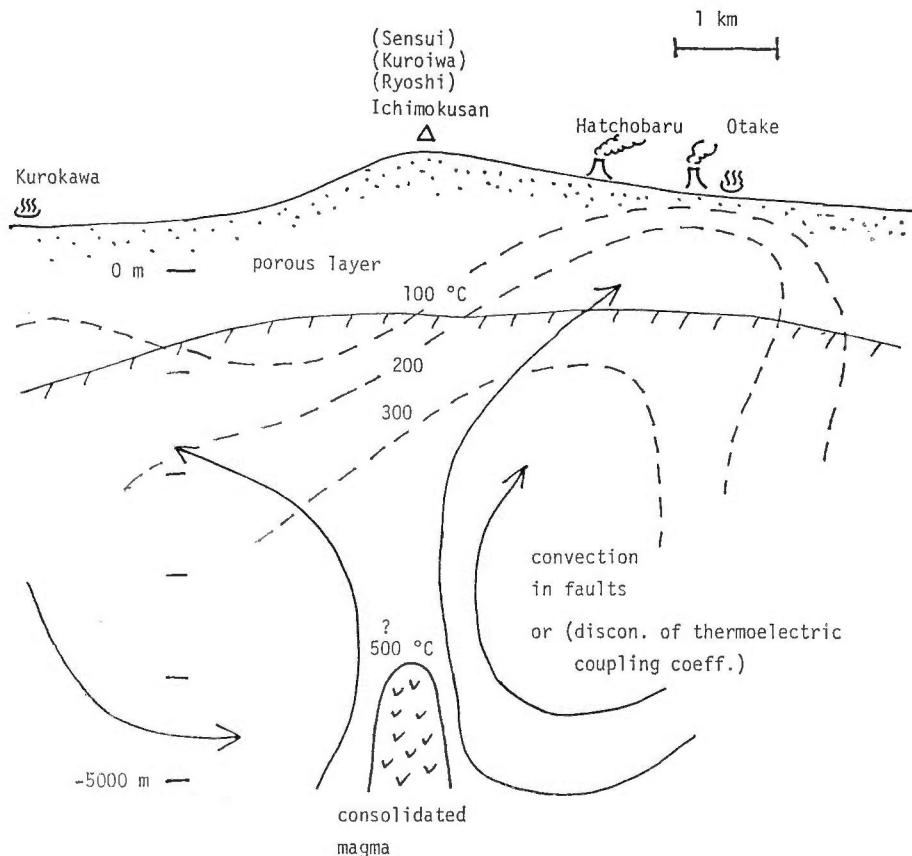
第9図 涌蓋山北西部の正・負電位を説明する地下水理モデル 热水上部で温度が低下する ($300^{\circ}\text{C} \rightarrow 100^{\circ}\text{C}$) 部分に正電荷がたまり、流動電位が発生し、地表にも正電位が発生する。涌蓋山山腹の地下水下降部には負電位が発生する。

Fig. 9 Geohydrological model of the northwestern region of Mt. Waita. On the basis of Ishido's calculation (1981), upward movement of thermal fluids is expected to occur under the region of positive anomaly northwest to Mt. Waita. Streaming potential associated with descending meteoric water may be responsible for the negative anomaly over the west flank of Waita-san.

広範な正電位異常域が存在する。獣師岳一黒岩山一泉水山にかけては、標高補正をしていない第1図にも正異常域が現われていて、この地域における少なくとも 100-200 mV の正電位発生は確実であろう。

この大きな広がりをもつ正電位帯を説明する流動電位モデルとしては、第10図のようなものが考えられる。この地域では全般に、重力及び掘削から推定される基盤深度が浅いため、熱水対流は基盤中の断裂を通して発生していると考えられる。熱源としては第10図に示すようなものが、正電位帯の地下深部に複数個存在すると考えられる。あるいは、九重山方面に熱源があって、そこからの熱水が地下深部を流れてきて正電位帯の地下、海拔 -3,000 m 付近の複数個所で上昇に転じているとも考えられる。熱源に関する議論は、(正電位帯の中心が測定範囲の境界にあるため) 九重山方面の測定がなされればより進展させられるであろう。

地熱貯留層特性解析 (NEDO, 1984) の結果 (第11図) では、一目山付近に高温熱水源が決定されていて、自然電位データと調和的である。ただし、解析の対象範囲が黒岩山のやや西を通る南北の線で限られているため、牧ノ戸峠から泉水山にかけての地域でどうなっているかはわからない。



第10図 黒岩山を中心に広範に広がる正電位異常を説明する地下水理モデル
正電位帯の中に熱水上部層が複数個存在すると考えられる。また、正電位帯周辺の負電位異常域からは地表地下水のリチャージが考えられる。

Fig. 10 Geohydrological model for explaining the positive anomaly overlying the wide region centered at Mt Kuroiwa. Upward flows of thermal waters are thought to occur at several zones under the region of the positive anomaly.

以上、流動電位による解釈を試みたが、広大な電位異常域発生の原因としては、地下深部(5 km?)の高温(500°C?)に伴う熱電気効果の可能性もある。ただし、この場合、地表に正または負のどちらの異常が現われるのか、また異常値の程度が100 mVオーダーなのか、等については今のところ議論できない。

(3) 負異常について

正電位帯の周辺には、(1)で述べた涌蓋山西方の負異常の他に、大岳地域、猿師岳南方地域、泉水山北方の地蔵原地域にも負異常が存在する。大岳の負電位については、広範な変質帯の存在等に原因が求められようが、他の負異常域については、地表地下水の深部へのリチャージ域と考えるのが、今のところ妥当であろう。

(4) DY-5, 6 堀削地点について

大規模深部調査では、現在、3,000 m級調査井DY-5, 6を第11図に示す位置に掘削中である。まだ温度データ等は得られていないが、自然電位データからは、DY-5については、堀削地点が負異常の縁

第11図

第2図の自然電位分布図に、貯留層特性解析

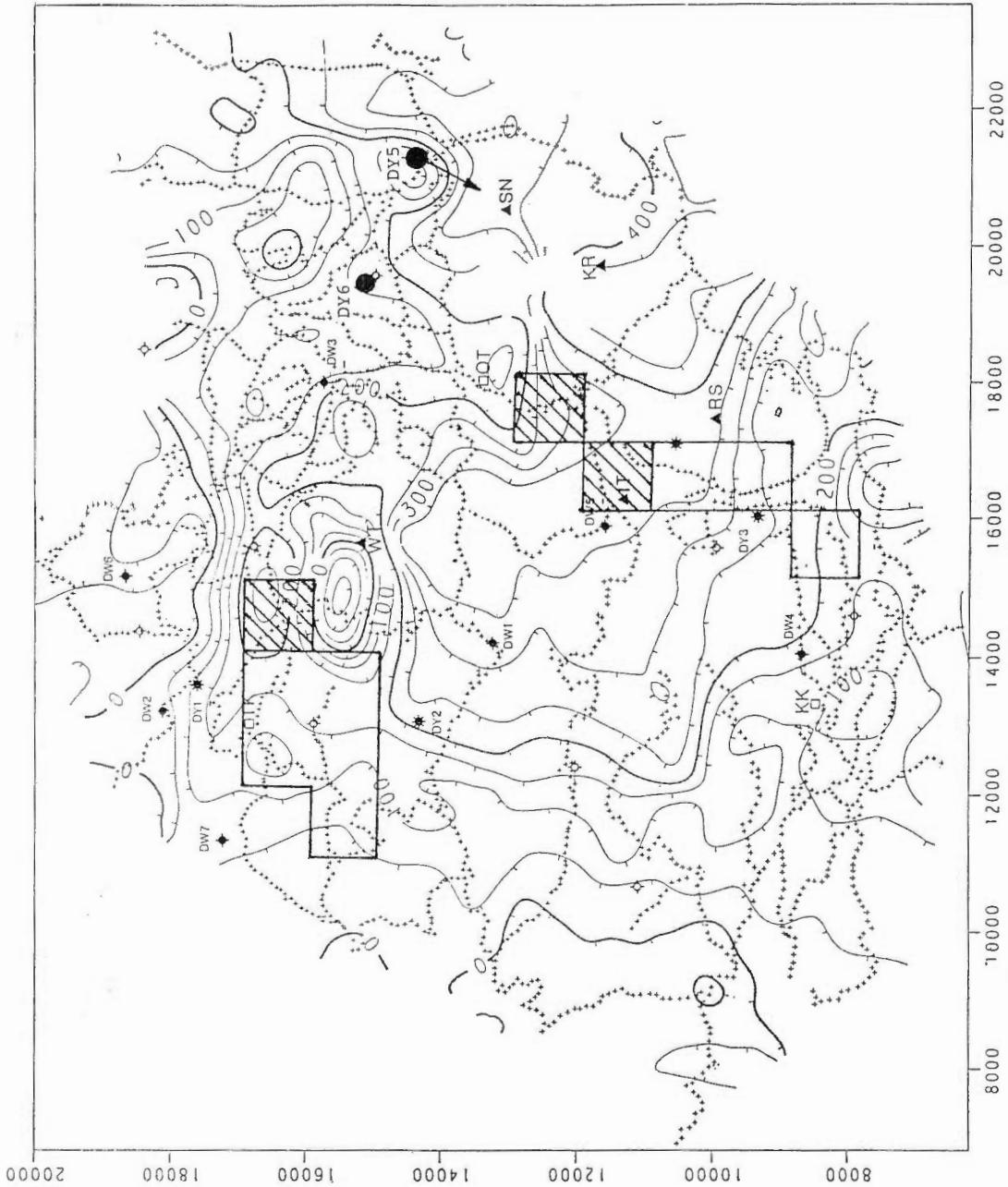
(NEDO, 1984)

で求められた熱水源位置(海拔-3,000

m 深での)を図示した。

実線で囲まれた部分が熱水源であり、斜線部はこのうち温度がとくに高い部分である。

Fig. 11 Location of upward mass (hot fluid) flux at -3,000 m ASL, determined by the geothermal reservoir engineering study (NEDO, 1984). The two source regions underlie the regions of positive self-potentials. Upflow temperature is highest at hatched portion for each source region.



にあるため、浅部でそれほど高温になるとは考えられない。ただ DY-5 は傾斜掘削であり、最深部では泉州山方面へ約 1,000 m 近づく。したがって、下部では、泉州山付近の正電位帯に入るので、高温熱水に遭遇することも充分に考えられる。

DY-6 については、DY-1 のように掘削地点と熱水上昇域との間の透水率が高ければ (NEDO, 1984), (泉州山あるいは大岳方面から) 側方流動してきた熱水を捕捉するかもしれない。

文 献

- CORWIN, R. F. and HOOVER, D. B. (1979) The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, vol. 44, p. 226-245.
- FITTERMAN, D. V. (1979) Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts. *Geophysics*, vol. 44, p. 195-205.
- 石戸経士(1981) 地熱水対流に伴う流動電位—地熱地域における自然電位異常の 1 つのメカニズムとして一。日本地熱学会誌, vol. 3, p. 87-100.
- 石戸恒雄・菊地恒夫(1981) 流動電位の研究。昭和55年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書。
- ISHIDO, T. and MIZUTANI, H. (1981) Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, vol. 86, p. 1763-1775.
- _____, _____ and BABA, K. (1983) Streaming potential observations, using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature. *Tectono-physics*, vol. 91, p. 89-104.
- 石戸恒雄・杉原光彦(1982) 流動電位の研究。昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書。
- NEDO: 新エネルギー総合開発機構(1984) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査・貯留層特性解析調査報告書。
- NOURBEHECHT, B. (1963) Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems. Ph. D. thesis, M.I.T., Cambridge, Mass..
- 通商産業省(1980) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査・電気探査報告書。

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

九州中央部・涌蓋山周辺における地熱構造について

川 村 政 和

九州中央部・涌蓋山周辺における地熱構造について

川 村 政 和*

On thermal structure of the geothermal field in Mt. Waita
area, central Kyushu, Japan

By

Masayori KAWAMURA*

Abstract: A wide geothermal field, consisting of six drainage basins, around Mt. Waita in central Kyushu contains number of steaming grounds and hot-springs. Since FY1978, a national project has been done to survey deep geothermal resources in the field. 81 heat holes (80 m-depth) and 20 geothermal investigation wells (depth of 500 m to 2,618 m) were drilled as a part of the project. And many geological, geochemical and geophysical investigations were also carried out in addition to the drilling. As the results of that survey, next facts are found.

(1) The field has two belt zones of high ground-temperature, covering five anomalous area of the distribution of 80 m-depth temperature, and one belt of low temperature, passes on Mt. Waita and is located between the two high temperature zones.

(2) There are inflow and outflow of cold groundwater and of geothermal water among the drainage basins. The subsurface temperature distribution is formed by those flows in the field.

(3) The mean thermal conductivity of the almost andesitic cores in the holes and wells is $3.94 \times 10^{-3} \text{ cal} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$.

(4) The water levels at three observation wells have highest peaks in summer and the lowest levels at the beginning of summer. And they seem to be affected by some artificial matter.

(5) The total heat discharge from the six basins is about $143,500 \text{ kcal} \cdot \text{sec}^{-1}$, of which $5,030 \text{ kcal} \cdot \text{sec}^{-1}$ by conduction, $9,690 \text{ kcal} \cdot \text{sec}^{-1}$ by hotspring, $27,550 \text{ kcal} \cdot \text{sec}^{-1}$ by fumarole and remaining $101,200 \text{ kcal} \cdot \text{sec}^{-1}$ by steaming wells including the two power plants. An average heat flow value in the field is estimated 8~10 HFU using the total heat discharge.

(6) Takenoyu and Hachobaru geothermal areas are supplied with vapors and hotwaters through fault zones in hot basement from low temperature areas (Mt. Waita and Mt. Ryoshi) by permiation of meteoric water.

1. はじめに

九州中央部にある涌蓋山周辺は、地熱活動の活発なところとして知られている。通商産業省は昭和53年度から電源開発(株)（昭和55年度からは新エネルギー総合開発機構）に委託し、工業技術院地質調査

* 地殻熱部

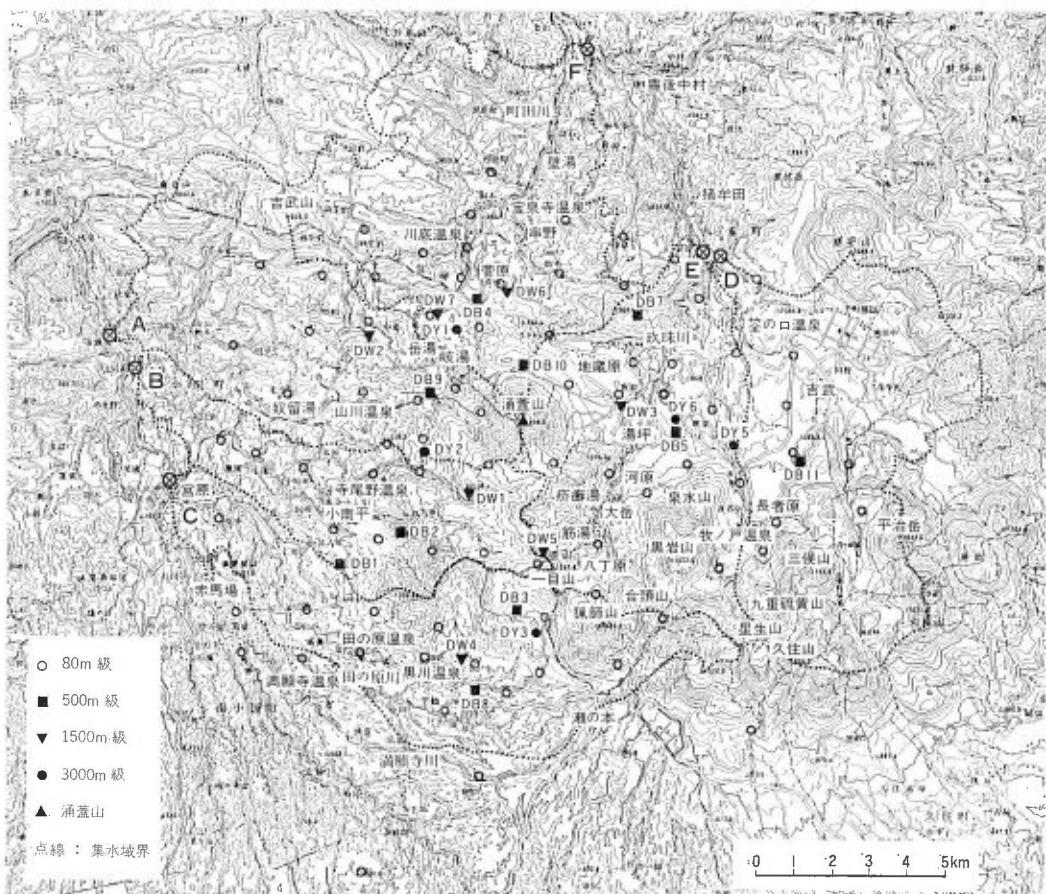
* Geological Survey of Japan

所の協力のもとに「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」を実施している。

本論文は、その一環として得られた成果の他に、筆者が独自に行った観測結果や文献による資料等を加えて、涌蓋山周辺地域の地熱構造を考察しまとめたものである。尚、筆者は同実証調査が開始された1978年より、「熱流量調査」・「構造試錐・検層」・「調査井検層」・「既存坑検層」及び「地下水変動観測」等に関する受託調査・技術指導（川村，1979・1983a・1984a）を行っており、又、これまで涌蓋山周辺地域における地温分布や放熱量等についていくつかの報告（川村，1980・1981a・1981b・1983b・1984b）も行っている。それらの内容の一部は本論文の構成上必要なので、採り入れてまとめていることをお断りしておく。

2. 涌蓋山周辺の地熱活動

涌蓋山周辺には数多くの地熱微候が点在している（第1図）。南東部の黒岩山及び獣師山の山麓では、九州電力（株）によって大岳地熱発電所（1.25万kW）と八丁原地熱発電所（5.5万kW）が運転中であり、そのまわりには大岳・小松池・河原地獄や筋湯・疥瘡湯等の温泉がある。黒岩山・獣師山のさらに南東には久重連山が位置しており、星生山・三俣山・久住山に囲まれたところには九重硫黄山と称する大きくて活発な噴気地がある。又、それらの山と黒岩山・泉水山の間には牧ノ戸温泉の噴気井群がある。



第1図 集水域と坑井の位置図

Fig. 1 Location map of six drainage basins, heat holes and geothermal investigation wells.

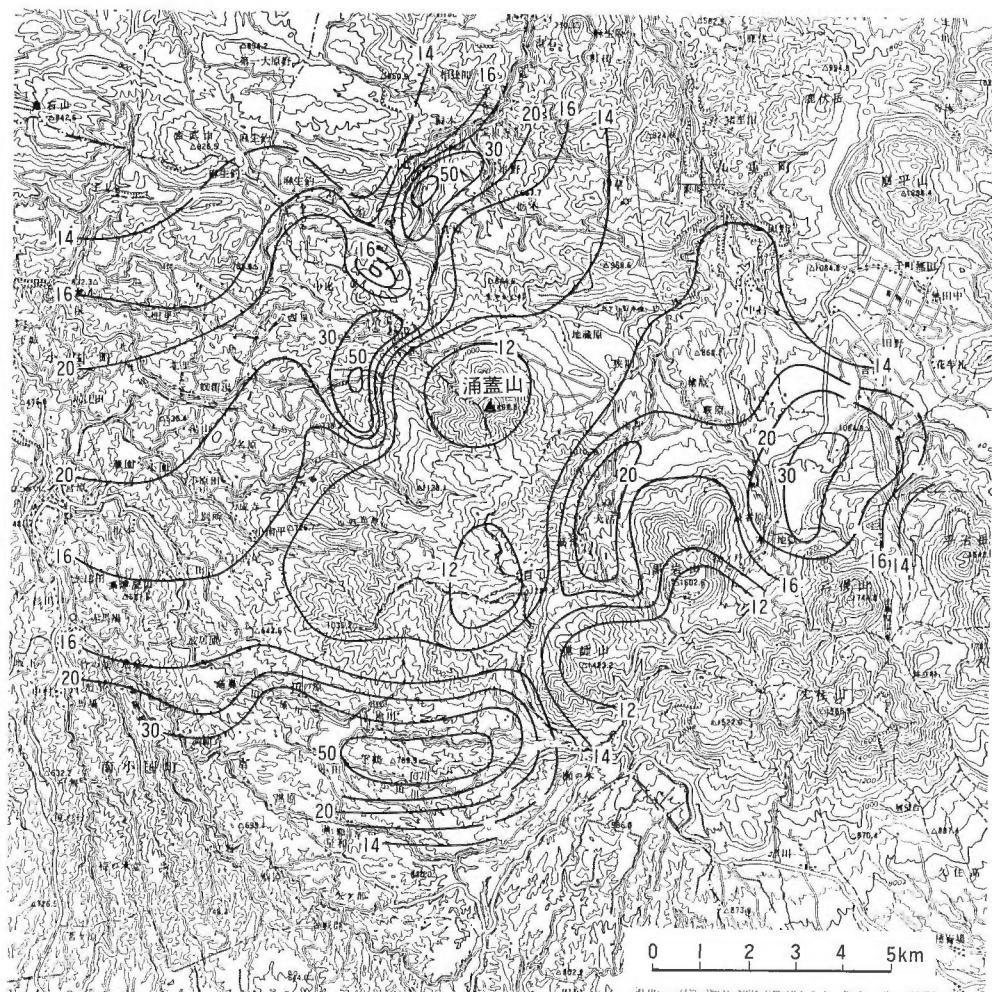
涌蓋山の北西には、大岳・八丁原地区よりやや規模が小さい岳湯・岐湯の噴気地があり、熊本県によって地熱開発がすすめられている。この北東の町田川沿いには川底・宝泉寺・串野・生竜・壁湯等の温泉地があり、南西には山川・奴留湯・寺尾野温泉がある。

涌蓋山の南部には一目山があり、更にその南を流れる田の原川沿いには黒川・田の原の優勢な温泉、満願寺川沿いには満願寺温泉がある。

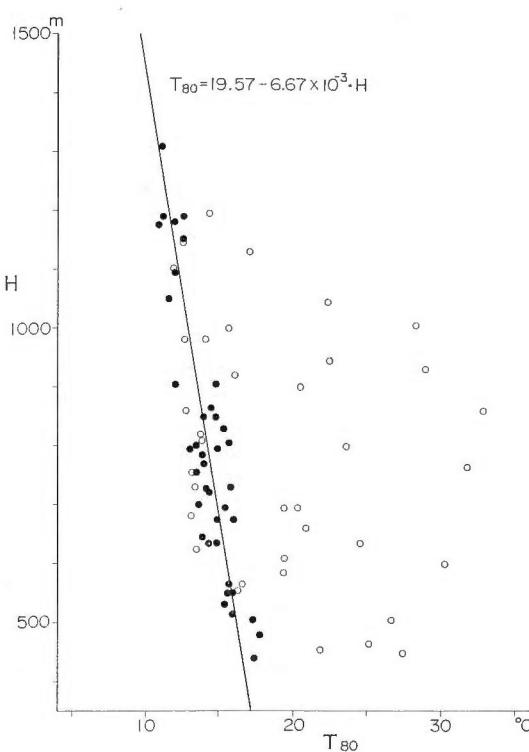
これらに対して、北東部の地蔵原方面には地熱微候が乏しく、わずかに釜の口温泉が見られるのみである。

3. 浅部地温分布

昭和53・54年度の2年間にわたり「熱流量調査」(通商産業省, 1979 a・1980 a)が実施され、80 m孔81本、160 m孔1本(DA 32-3)による浅部地温・熱流量に関する測定を行った。それらの位置を第1図に示しているが、涌蓋山の南方約1 kmの地点を中心として半径約9 kmの円内に含まれる範囲である。



第2図 80 m 深地温分布図 (単位: ℃) (川村, 1984 b)
Fig. 2 Distribution of subsurface temperature at 80 m-depth.



第3図 標高-80 m 深地温相関図 (川村, 1984 b)
Fig. 3 Relationship between height above the mean sea level and 80 m-depth temperature of a heat hole.

関係式を得た。

$$T_{80} = 19.57 - 6.67 \times 10^{-3} \cdot H \quad (1)$$

各熱流量測定孔の標高がわかれば(1)式によってその地点の80 m深標準地温を計算することができる。求めた標準地温と実際の測定値との差から描いた地温偏差分布(第4図)では標高差による影響が除かれており、地熱活動や冷地下水の流動に伴って生ずる異常温度域を示している。

その分布の形状は80 m深地温(第2図)の場合とはほぼ同じであるが、NE-SWの2系統の高温帯とそれらにはさまれた地域における涌蓋山からNE方向の地藏原方面と一目山西部からW方向の赤馬場方面への低温帯がより明瞭に現われており、それぞれ地熱活動や冷地下水の滲透域・流動域を示していると考えられる。

4. 深部地温分布

「熱流量調査」(通商産業省, 1979 a・1980 a)では既述した82本の160・80 m孔の他に10本の500 m坑(DB坑)が掘削されているが、この他にも構造試錐井(DW坑; 1,100-1,800 m)7本、調査井(DY坑; 2,303-2,618 m)3本及びその還元井(DX坑; 440-720 m)2本が掘削(通商産業省, 1979 b・1980 b・1981 b・1982 b・1982 d・1982 e・1983 a)されており、更にそれぞれ2本のDX・DY坑を泉水山の北及び東側で現在掘削中である。

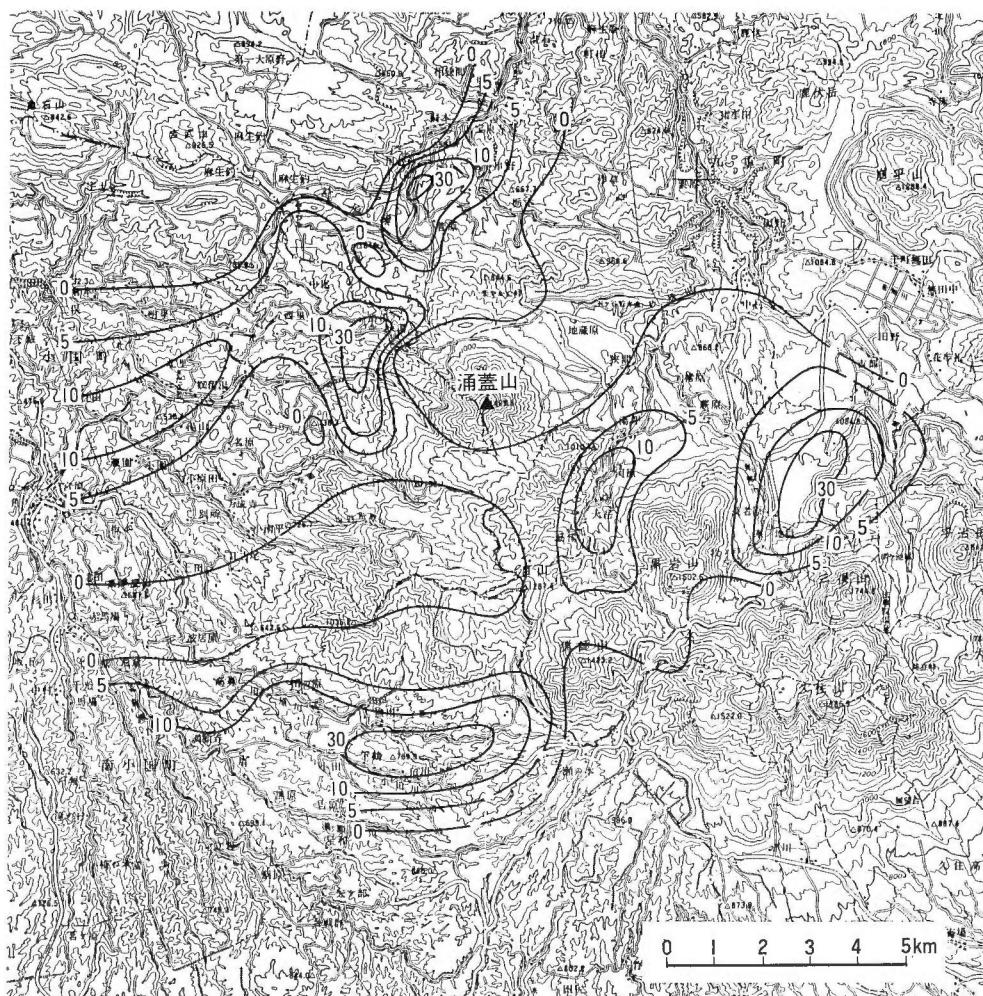
これらの坑口標高・深度・坑底温度・最高温度をまとめたのが第1表である。その内で最も深く掘削された坑井はDY-1の2,618 m、最も高い温度を記録したのはDW 5の223.5°C(深度1,470 m);

第2図は、その結果から得た80 m深地温分布(川村, 1980・1981 a)である。高温部が菅原・山川東部(岳湯)・黒川・大岳・吉武の5地区にあることが知られたが、それらを宝泉寺-菅原-岳湯-山川東部-奴留湯地域と吉武-長者原-一大岳-八丁原-黒川-田の原の2つの高温帯として分けることができる。

以上に対して、低温部は一目山西部から涌蓋山を経て猪牟田方面へ連なる地域や黒岩山・獣師山の南東部及び吉武山周辺といった割合広い範囲に分布している。最も低温なのは涌蓋山・一目山西部及び獣師山付近の3ヶ所あるが、それらが岳湯・黒川及び大岳といった最も地熱活動の活発な地区に隣接していることが注目される。

一般に、地温は標高の違いによる影響を受けているので、当地域のような標高差の大きい山岳地ではその補正をほどこした上で比較することが必要である。

第3図は80 m深地温と標高との関係(川村, 1984 b)を表わしているが、標高が高くなる程地温が低くなる傾向が明瞭である。ここで、地熱活動等の影響を受けていないと考えられる39孔(●印)によって次式の如き標高(H m)と地温(T₈₀ °C)との



第4図 80 m 深地温偏差分布図（単位：℃）（川村，1984 b）
 Fig. 4 Distribution of deviation between measured 80 m-depth temperature and its standard temperature.

1982. 1. 31.) である。それぞれの坑の垂直温度分布を第5図—第7図に示している。温度検層（通商産業省，1981 a・1982 b・1983 b・1983 d）は繰返して行われているが、崩壊等によって坑底まで到達できない場合が多いので、図中には比較的深くまで測定できた最近の測定結果に併せて、掘削直後の測定結果も示している。最高温度が 200°C 以上を記録したのは DW 5 の 1 坑のみであり、150°C 以上は DW 5 を含めて 9 坑である。逆に温度の低い坑について、500 m 深で 30°C 以下を示すのは DB 1・DB 2・DB 7・DB 10・DW 1・DW 3・DW 5 の 7 坑であるが、これらはいずれも 80 m 深地温分布（第2図）あるいは 80 m 深地温偏差分布（第4図）における低温帯の内に位置している。

涌蓋山周辺では、第1表に示した他に、これまで国及び熊本県の調査によって AS 1 (500 m)・AS 2 (500 m)・TY 1 (1,000 m)・TY 2 (700 m)・KK 1 (700 m)・K 6 (600 m)・K 7 (1,500 m) が掘られており、又、九州電力(株)も地熱発電用の調査井・生産井及び還元井として数多くの坑井を掘削している。涌蓋山周辺の坑井で記録された最高温度は、九州電力(株)が八丁原地区で掘削した 3,000 m 調査井 HT 5-1 (田中他, 1982) の 313°C (2,800 m 深) である。それらの内の利用可能な 19 本の温度データ (500 m 級 16 本, 1,000 m 級 3 本) を併せて、200 m 深・500 m 深及び 1,000 m 深の地温分布（川

第1表 坑井一覧表(400m以深)
Table 1 Depth and temperature of geothermal investigation well.

坑井名	坑口標高 m	掘削深度 m	坑底温度 °C	最高温度 °C (深度 (m))	検層深度 m	検層年月日	備考 (ストレーナ位置:m)
D B 1	560	504	31.0	31.5 (500)	坑 底	1979. 3. 15	MW1 (449~481)
D B 2	769	500	23.8	23.8 (500)	坑 底	1979. 3. 17	
D B 3	1006	503	59.3	61.2 (500)	坑 底	1980. 9. 28	
D B 4	657	504	185.3	185.3 (500)	坑 底	1979. 3. 15	
D B 5	832	504	80.3	80.3 (500)	坑 底	1979. 3. 16	
D B 7	774	503	18.7	22.0 (500)	坑 底	1980. 9. 30	
D B 8	731	505	84.6	133.0 (225)	坑 底	1980. 9. 27	
D B 9	765	502	195.3	196.2 (500)	坑 底	1980.12.16	
D B 10	922	502	27.6	28.2 (500)	坑 底	1981. 1. 23	
D B 11	957	503	68.2	75.1 (450)	坑 底	1980. 9. 28	
DW 1	1063	1500	86.4	89.0 (1500)	坑 底	1980. 9. 24	MW3 (1151~1195)
DW 2	765	1500	(194.9)	213.0 (913)	1320	1980.12.12	
DW 3	840	1203	92.2	92.2 (1203)	坑 底	1981. 3. 3	
DW 4	770	1100	(95.8)	97.2 (1070)	坑 底	1980. 9. 27	
DW 5	1205	1500	(223.2)	223.5 (1470)	1480	1982. 1. 31	
DW 6	609	1550	181.1	194.7 (920) (1025)	坑 底	1983.10.26	
DW 7	647	1800	181.4	188.2 (1020)	坑 底	1983.11. 3	
D Y 1	824	2618	156.5	183.0 (1933)	坑 底	1982. 1. 28	
D Y 2	866	2402	170.4	170.4 (2402)	坑 底	1982. 6. 29	
D Y 3	954	2303	(158.2)	173.9 (1430)	1440	1983.10.27	
D Y 5		(3200)					
D Y 6		(2500)					
DX 1	822	440					
DX 2	865	720					
DX 5		(1000)					
DX 6		(1000)					

(通商産業省, 1979a・1979b・1980a・1980b・1981a・1981b・1982a・1982b・1982d・1982e・1983a・1983b・1983d)

注 1) 「掘削深度」において()は予定深度。

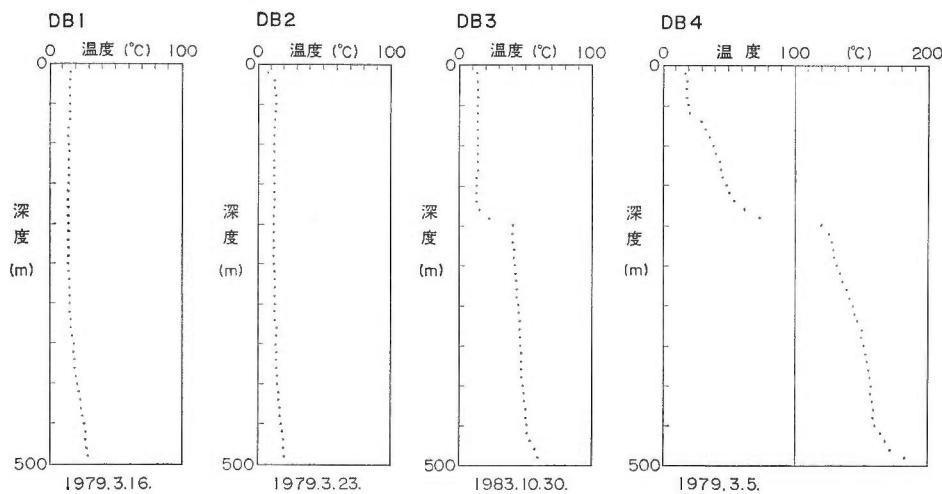
注 2) 「坑底温度」は坑底まで検層された内の最終回の温度。

注 3) 「最高温度(深度)」「検層深度」「検層年月日」は、最高温度を示した深度と、その温度検層がなされた深度及び年月日。
ただし、「坑底温度」と同じ場合はその「検層年月日」のみを記載。

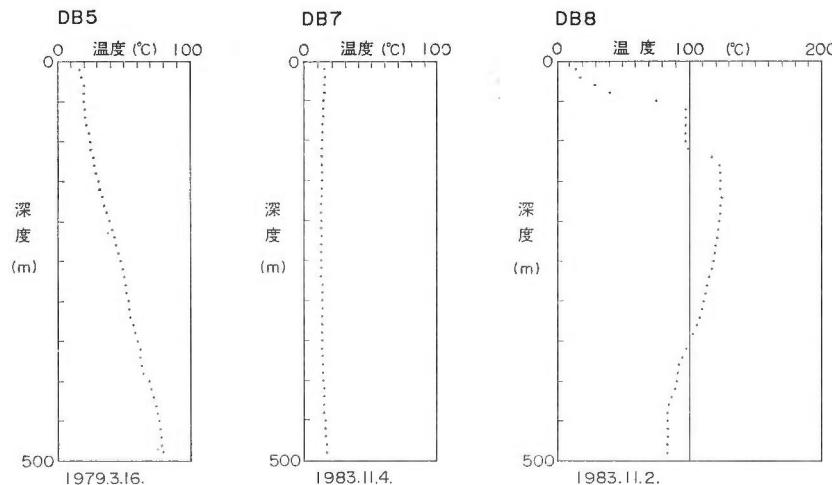
村, 1983 b) を描き、それぞれ第8図・第9図・第10図に示す。

これらの地温の傾向も 80 m 深の場合と基本的には変っておらず、岳湯周辺と大岳周辺に高温部があり、涌蓋山を通る NE-SW の低温帯がそれらを分けている形状になっている。200 m 深地温分布と 500 m 及び 1000 m 深の分布を比較すると、前者では見られる黒川地区の高温部が後者で消滅している点が注目される。

中央部の低温帯について詳細に検討すると、北西側の等温線は深度が増すにつれて標高が高い南東側に後退していくが、南側の一目山西部における等温線は深度にかかわらずほぼ同じ位置にある。即ち、一目山西部ではその低温傾向が地下深部にまではば垂直的にのびていることを示すものである。又、高温部はその低温帯の北西側と南東側に分布しているが、両者の違いは、北西側の岳湯周辺では深くなるにつれて高温部がかなり拡大するのに対し、南東側については 100°C の等温線が大岳付近から大谷山を経て黒川温泉及びその東部へのびる程度で、高温部の中心は黒岩山北西部にまとまっていて、岳湯周辺には著しい拡大が見られないことである。



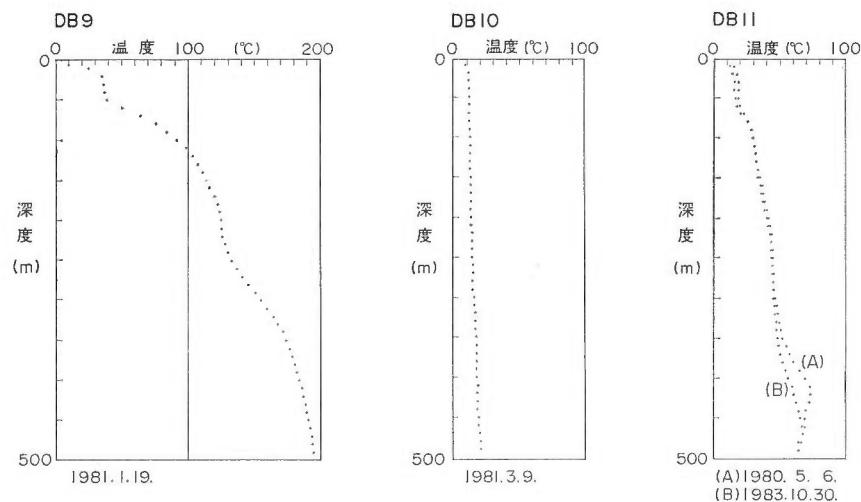
第5(A)図 坑井内温度分布：DB級(1)
Fig. 5 (A) Temperature in DB-type well (1)



第5(B)図 坑井内温度分布：DB級(2)
Fig. 5 (B) Temperature in DB-type well (2)

5. 岩芯の熱伝導率

熱流量測定孔 (DA 孔) の試錐コアから採取した試料 (計 596 個) の熱伝導率が測定されている (通商産業省, 1979 a・1980 a)。その方法は、縦に半割りした岩芯を24時間以上水に浸した上で、その切断面について昭和电工(株)製 QTM-D 1 型迅速熱伝導率計を用いて数回測定を行い、平均値を求めたものである。川村 (1984 b) はこれらについて既に検討を行っており、全試料の内で地層が確定できた 523 個のデータの岩種別に分類した結果を第2表に示している。片岩及び花崗岩は調査地南端の DA 32-3 のみから採取されたもので、その値は他の岩石に比べて 2 倍程度の違いがある。これらを除いた岩石 (熔岩・火碎岩) は総て安山岩質であり、それらの平均熱伝導率として $3.90 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^{\circ}\text{C}$ を得

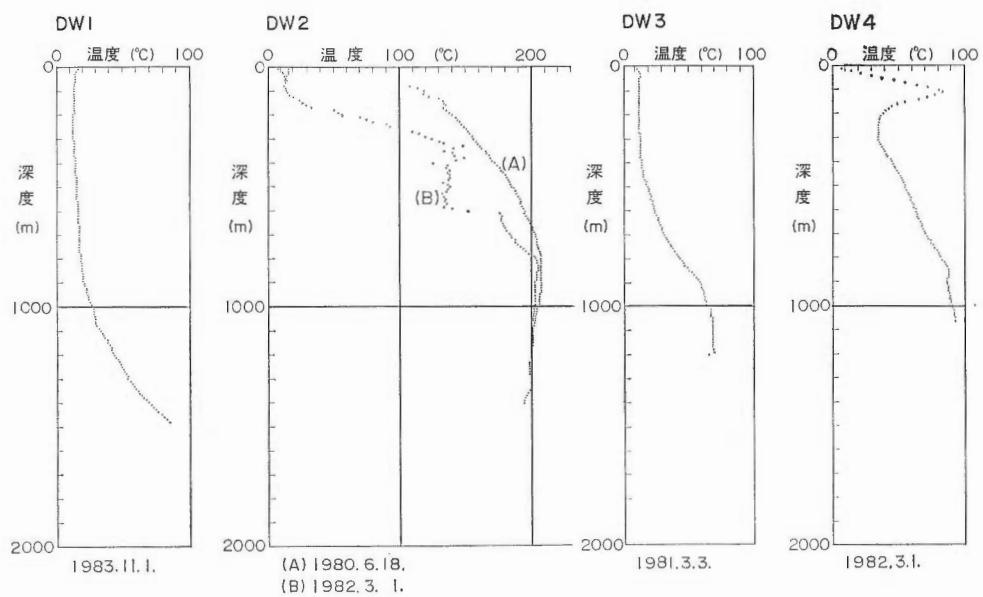


第5(C)図 坑井内温度分布:DB級(3)
Fig. 5 (C) Temperature in DB-type well (3)

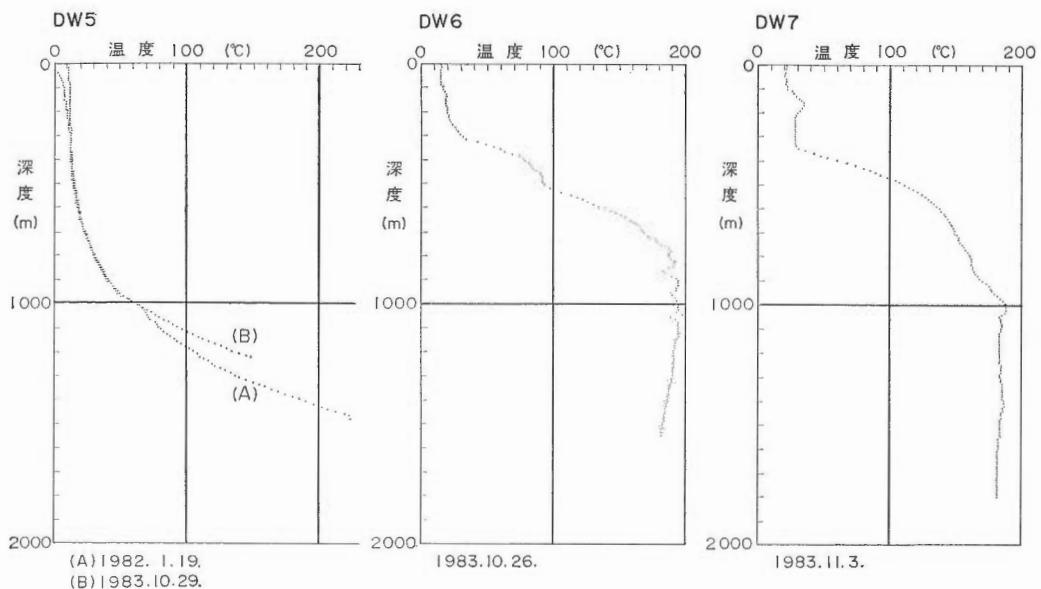
第2表 潘蓋山周辺地域岩種別熱伝導率表
Table 2. Thermal conductivities of rocks around Mt. Waita.

岩種	DA孔		DB・DW・DY坑	
	熱伝導率 $\times 10^{-3} \text{ cal/sec cm}^{\circ}\text{C}$	試料数	熱伝導率 $\times 10^{-3} \text{ cal/sec cm}^{\circ}\text{C}$	試料数
変成岩				
片岩	9.98	6	12.1	4
深成岩				
花崗岩	8.22	4	—	—
石英閃綠岩	—	—	6.23	2
熔岩	(4.10)	(372)	(4.21)	(156)
流紋岩	4.35	10	3.94	2
石英安山岩	3.73	13	4.99	10
安山岩	4.10	333	4.37	102
玄武岩	4.67	4	5.20	3
安山岩質自破碎熔岩	3.05	3	3.46	37
変質安山岩	4.28	9	4.64	2
火碎岩	(3.47)	(141)	(3.73)	(91)
凝灰角礫岩	3.82	70	3.51	36
凝灰岩	3.12	71	3.88	55
その他			(2.38)	(10)
凝灰質砂岩	—	—	2.65	5
凝灰質泥岩	—	—	2.10	5
熔岩・火碎岩の平均値	3.90	513	4.03	247

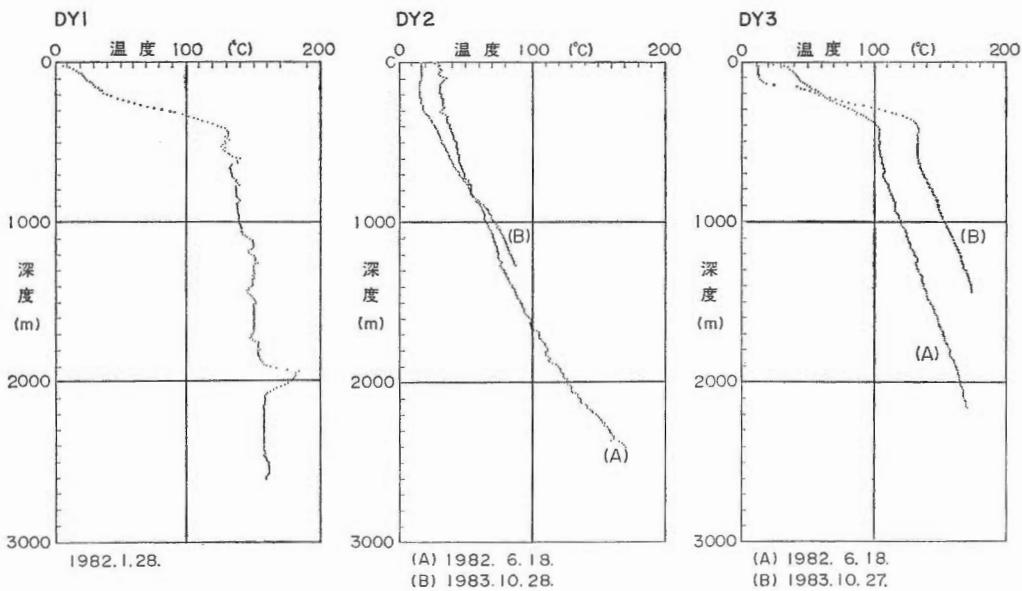
(川村, 1984b; 通商産業省, 1979a・1979b・1980a・1980b・1981b・1982a・1982d・1982e・1983a)による。



第6(A)図 坑井内温度分布: DW級(1)
Fig. 6 (A) Temperature in DW-type well (1)



第6(B)図 坑井内温度分布: DW級(2)
Fig. 6 (B) Temperature in DW-type well (2)



第7図 坑井内温度分布:DY級
Fig. 7 Temperature in DY-type well.

た。

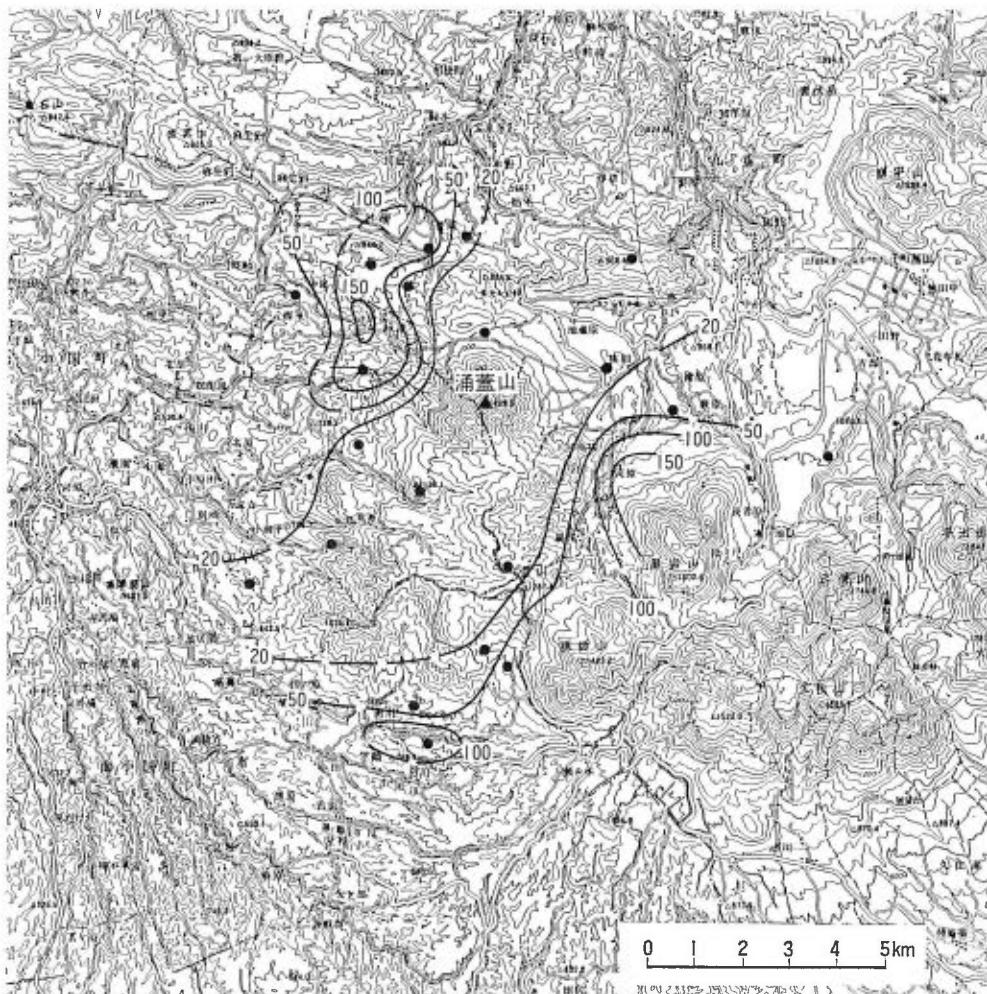
又、DB・DW・DY 坑から得られたコア試料（279個）についても同様の測定がなされているが、第2表ではその内の263個について上述と同様な岩種別の分類を行い、浅部と深部の岩石についての比較を試みた。岩種別には深部でも浅部の場合と同じ傾向を示すが、流紋岩と凝灰角礫岩を除いた種類はいずれも深部の岩石がやや大きい。しかし、その差はきわめて小さいので、むしろ熱伝導率の深度による差はないと考えてよい。

詳細にみると、安山岩熔岩については自破砕岩がやや低目の値をとり、変質岩が逆にやや高目の値を示している。又、熔岩と火碎岩との比較では、前者が後者よりやや大きい値である。しかし、これらの点もそれぞれにおける測定値のばらつきを考慮に入れると有意な差とは言えないので、平均的な傾向といった程度に考えた方がよい。従って、涌蓋山周辺における熔岩や火碎岩の熱伝導率は岩種の違いによる差が小さく、それらの全体の平均値として $3.94 \times 10^{-8} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^2 \text{ °C}$ を得た。

6. 放 热 量

地熱地域において地下深部からの熱エネルギーの放出は、その調査範囲が地下における範囲外への熱流出を無視できるほど充分広い場合、温泉・噴気等の流体による熱輸送と伝導熱流量の2つに大別できる。前者はそれぞれの物質の量や温度等から求めることができ、又、後者は地中の地温勾配 ($d\theta/dz$) とその熱伝導率 (K) から計算される熱流量 : $q = K(d\theta/dz)$ の分布によって得ることができる。

これらは地表を境界として求めるべきではあるが、後者の場合は、日変化・年変化のない深さで測定する必要がある。ここでは各熱流量測定孔の 30-40 m 深の区間における温度勾配と、その間の試錐コアの熱伝導率とから伝導熱流量を求めており、その区間より深い部分における伝導熱流量から地下水への熱供給は小さいとして無視した。即ち、地下からの流体の熱輸送量は 30 m 深から地表まで変化していないとしており、地下 30 m の面を通過する上昇熱量を地表面を境界とする放熱量に等しいという前提にたっている。



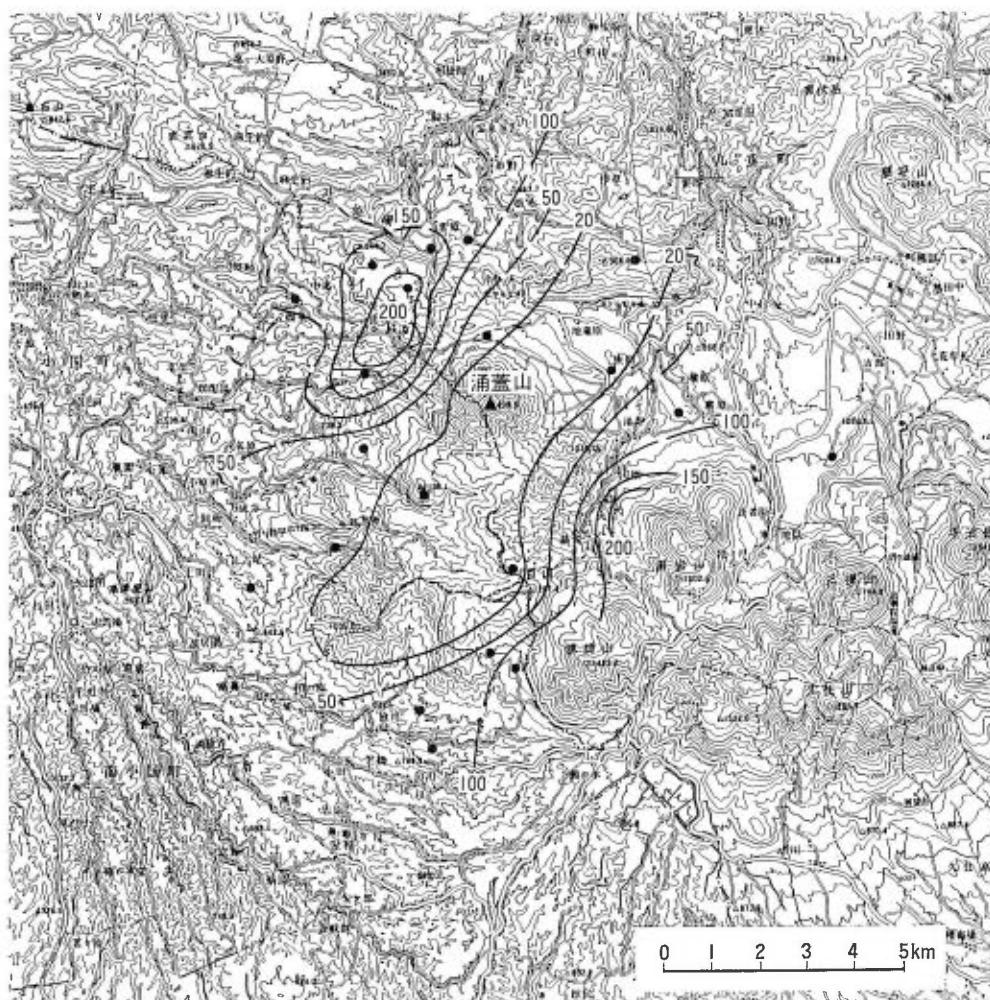
第8図 200 m 深地温分布図 (単位: °C) (川村, 1983b)
Fig. 8 Distribution of subsurface temperature at 200 m depth.

涌蓋山周辺地域から放出されている熱量を「伝導」・「温泉」・「噴気」及び「地熱井」の4項目に分けて見積った(川村, 1984 b)。「地熱井」とは、九州電力(株)の大岳地熱発電所及び八丁原地熱発電所や地熱調査の目的で掘削された深度500 m 以深の地熱調査井・生産井からの蒸気及び熱水による放熱量のことである。又、「噴気」とは、九重硫黄山や岳湯地区等の自然噴気地及び牧ノ戸地区等にある深度が500 m 以浅の噴気井からの放熱量を意味する。

「伝導」による熱流量分布を第11図に示している。高熱流量域は80 m 深地温分布(第2図)における高温域に一致しており、両者の分布の形状はほぼ同じである。又、この分布では第4図の80 m 深地温偏差分布でも見られるように、小南平一赤馬場周辺が特に低い値であるがこれは、一目山西部における冷地下水がその方面へ滲透・流下していることを示すものと考えられる。

「伝導」による放熱量は、この熱流量分布から計算したが、「温泉」・「噴気」及び「地熱井」については種々の文献によって求めた(川村, 1984 b)。尚、計算にあたっては調査地域における平均的な標高900 m を基準としており、その年平均気温を11.0°C(気象庁, 1972)と推定して基準温度とした。

涌蓋山周辺の温泉の採湯量・放熱量を第3表にまとめている。ここで、ポンプ・コンプレッサー等に



第9図 500 m 深地温分布図（単位：℃）（川村，1983b）
 Fig. 9 Distribution of subsurface temperature at 500 m depth.

より動力揚湯時間を10時間（川村，1974）としている。1,000 kcal/sec 以上の熱量を放出しているのは宝泉寺・黒川・川底及び田の原温泉の4ヶ所である。中でも宝泉寺温泉は、温泉数・採湯量・放熱量のいずれもが最大の値を示している。集水域毎の比較では、宝泉寺・川底温泉を含むF地域が最大であって、他地域よりもかなり大きい値を示す。又、B地域だけは極端に小さく、他地域と比べてかなり異なった様相を呈する。

第4表は各種の放熱量を第1図に示した集水域別にまとめたものである。D地域の噴気放熱量(Q_f)の内 23,000 kcal/sec は九重硫黄山から放出（江原他，1981）されている。E地域の地熱井放熱量(Q_p)は大岳及び八丁原地熱発電所からの放熱量である。そこで生産されている蒸気量と熱水量はそれぞれ 505 t/h 及び 1,120 t/h（楠，1983）であるが、熱水の内農業用等に有効利用されている 240 t/h（吉田，1982）を除いた分は地下還元されている。噴出地熱流体のエンタルピーを 280 kcal/kg（山下，1978）とすると、両発電所における総生産熱量は 121,000 kcal/sec となるが、還元分を差引いた放熱量は 99,700 kcal/sec となる。

以上の結果、タイプ別放熱量の値は、伝導放熱量：5,027 kcal/sec、温泉放熱量：9,690 kcal/sec、

第3表 涵蓋山周辺温泉の採湯量・放熱量
Table 3 Heat discharge of hotsprings around Mt. Waita.

集水域	温泉地名	温泉数	泉温(℃)	平均泉温(℃)	総採湯量(/min)	総放熱量(kcal/sec)
A		34			2,322	1,047
	岳湯・岐湯	21	36.5~87.8	57.6	524	323
	山川	4	37.5~52.5	47.6	235	150
	奴留湯	7	35.7~36.5	36.2	523	219
	小国鉱山	2	31.3~31.5	31.4	1,040	355
B		2			26	13
	寺尾野	2	37.0~41.7	39.4	26	13
C		26			2,563	2,712
	黒川	23	47.0~96.0	80.1	1,242	1,588
	田の原	2	61.6~67.1	64.4	1,300	1,106
	小田	1	62.5	62.5	21	18
D		7			1,982	608
	笠ノ口	2	43.0~49.0	46.0	240	140
	湯沢	1	44.5	44.5	20	11
	寒ノ地獄	2	13.0~14.5	13.8	960	36
	硫黄山	2	40.8~51.4	46.1	762	421
E		24			1,365	1,104
	八丁原	2	93.2~94.1	93.7	205	283
	筋湯	12	44.0~76.0	53.1	1,054	703
	疥癬湯	3	25.8~82.4	56.6	11	10
	大岳	2	83.9~90.0	87.0	35	44
	河原湯・湯坪	3	54.8~69.6	64.3	37	33
F	牧ノ戸	2	91.7~94.2	93.0	23	31
		74			7,279	4,206
	壁湯	5	37.7~38.9	38.0	1,715	765
	生竜	9	29.5~52.0	40.5	589	309
	宝泉寺	45	23.0~93.0	51.2	2,670	1,643
その他	川底野	8	36.0~87.0	71.5	2,161	1,394
	申野	7	26.5~54.0	47.9	144	95
その他	満願寺	7			185	78
その他		7	32.8~42.1	38.4	185	78

(川村, 1984 b)

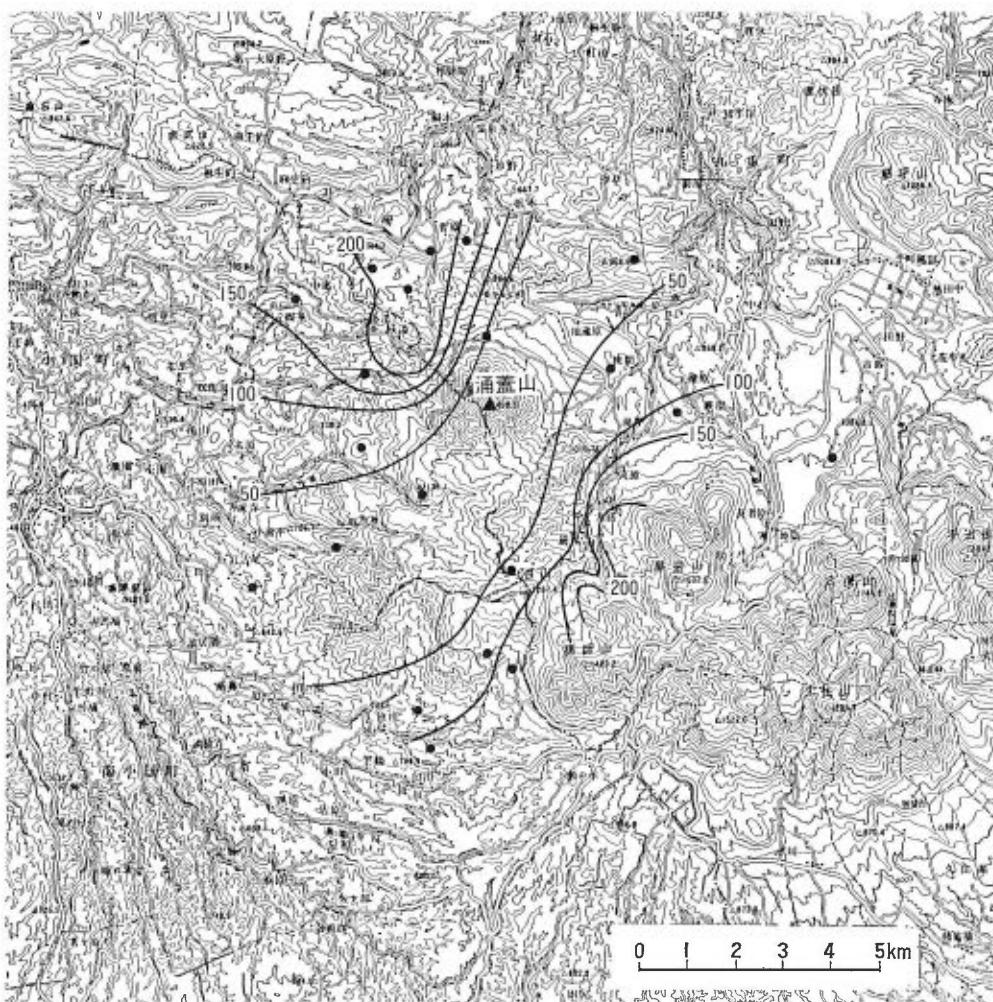
基準温度 : 11.0°C

第4表 集水域別放熱量
Table 4 Heat discharge and heatflow value of drainage basins around Mt. Waita.

集水域	A	B	C	D	E	F	全域
総面積 S_0 km ²	45.4	29.9	45.4	52.3	46.4	54.6	274.0
対象面積 S km ²	35.1	29.9	44.1	28.3	45.5	42.1	225.0
伝導放熱量 Q_c kcal/sec	661	269	2,021	656	697	723	5,027
温泉放熱量 Q_w kcal/sec	1,047	13	2,712	608	1,104	4,206	9,690
噴気放熱量 Q_f kcal/sec	1,110	—	—	(3,100) 26,100	340	—	(4,550) 27,550
地熱井放熱量 Q_p kcal/sec	1,500	—	—	—	99,700	—	101,200
総放熱量 Q kcal/sec	(2,818) 4,318	282	4,733	(4,364) 27,364	(2,141) 101,841	4,929	(19,267) 143,467
浅部熱流量 q HFU	1.46	0.90	4.45	1.25	1.50	1.32	1.83
深部熱流量 q_0 HFU	(6.21) 9.51	0.94	10.4	(8.34) 52.3	(4.61) 219.5	9.03	(7.03) 52.4

注) () 内の値は地熱井放熱量及び九重硫黄山からの放熱量を省いて計算した場合

(川村, 1984 b)

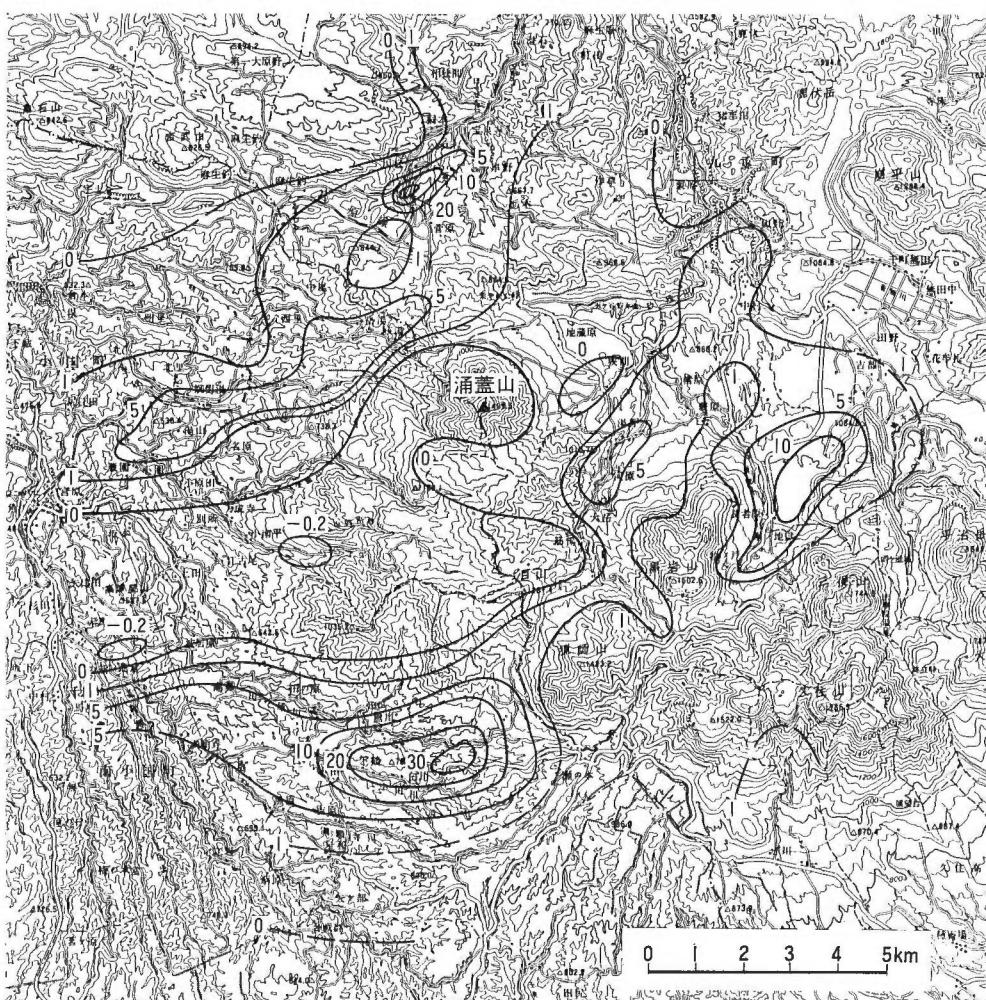


第10図 1,000 m 深地温分布図 (単位: ℃) (川村, 1983b)
Fig. 10 Distribution of subsurface temperature at 1,000 m depth.

噴気放熱量: 27,550 kcal/sec (九重硫黄山を除くと 4,550 kcal/sec), 地熱井放熱量: 101,200 kcal/sec となり, それらの総放熱量は 143,467 kcal/sec (九重硫黄山の噴気放熱量と地熱井放熱量を除くと 19,267 kcal/sec) である。

ある範囲の内外において, 相互に地下水の交流がないならば, 地殻熱流量の再配分 (湯原, 1973) によって放熱の形態が変ったとしても, その範囲内のそれらの放熱量の総計は同じになる筈である。従って, 伝導放熱量や総放熱量を面積で除した単位面積当放熱量は, 涌蓋山周辺地域における浅部熱流量や深部の地殻熱流量の平均的な値に該当すると見なすことができる。この場合, 面積として調査対象面積 (S) を用いるならば, 放熱量の特に大きい地域だけを対象とすることになり, 熱流量を過大に見積ることになる。調査対象からはずれている地域 (49.0 km^2) は全体の約18%であるが, そのほとんどが山地であり, 熱流量分布 (第11図) によると山岳地の熱流量はほぼ 0 に近いので, それら対象外地域からの放熱量はないものとして総面積 (S_0) を用いた計算を行った。

この結果, 浅部熱流量 1.83 HFU, 深部熱流量 52.4 HFU を得た。しかし, 九重硫黄山の地熱活動はその状況からみて地殻熱流量の再配分によって生じた現象とは考え難く, 火山活動に直接的に関連し



第11図 热流量分布図（単位：HFU）（川村，1984 b）

Fig. 11 Distribution of heat flow.

ていると思われる。又、E 地域においては地熱発電のために特別大きな熱量が採り出されているので、他地域と単純には比較できない。しかし、それらを除いた熱流量 (q_0) は 7.03 HFU となるが、その値は逆に過小評価したものである。即ち、除外した熱量の内には本来自然放熱量として放出される分も含まれているからである。E 地域と九重硫黄山を除いた集水域別の熱流量 (q_0) は、極端に小さい値をとる B 地域以外で 6.21-10.4 HFU となる。又、そこで B 地域も含めた場合の平均値は 8.2 HFU である。以上から、当地域の地殻熱流量は 8-10 HFU 程度であると推定した。

尚、DY 2 (通商産業省, 1982 d) と DY 3 (通商産業省, 1982 e) では基盤中の掘削がなされ、その温度や熱伝導率が測定されている。温度勾配については完全に回復した値ではないが、その後の温度検層結果 (通商産業省, 1981 a・1982 b・1983 b・1983 d) も併せて概算した基盤中の熱流量はそれぞれ 9.6 HFU, 7.6 HFU となり、前述した放熱量から求めた結果とほぼ一致する。

7. 地 下 水 位

1981年4月から涌蓋山の北部及び西部の3ヶ所(MW 1-MW 3)で地下水位モニタリング(通商産業省, 1982c・1983c)が続けられている。それは熱流量調査坑DB 4・DB 10と構造試錐坑DW 3を転用して行われている。観測井の深度やストレーナーの位置を第1表に示している。

水位測定は水晶発振式センサによって行われており、プローブを吊下げているワイヤーケーブルの伸縮等も途中6ヶ所で測定されている温度によって補正されている。各観測点では同時に気圧の観測も行われている。それらの記録は、打点式アナログ記録と共に、1時間毎及び日平均値等のデジタルデータとして集計されている。

又、気象観測点としてはそれら水位観測点の北方に位置する大分県九重町野上の九州地方建設局野上観測所が最も近いのでその降水量記録を利用した。涌蓋山周辺にはこの他に大分県玖珠町大隈の豊後玖珠観測所と熊本県南小国町赤馬場の南小国観測所がある。それらの1981年から3年間にわたる月別降水量(大分地方気象台, 1981-1983; 熊本地方気象台, 1981-1983)を第5表にまとめている。これによると、3カ所共に年間の降水傾向はほぼ同じであるが、野上観測所の年間降水量は他の2カ所の中間的な値をとることが知られる。

1981年4月から1983年3月までの2年間にわたるMW 1-MW 2の日平均水位と上記降水量を第12図-第14図に示したが、MW 3の変動が非常に不規則であることが注目される。変動の形としては梅雨の頃から水位上昇が始まり、MW 1では7月下旬、MW 2では9月上旬に最も水位が高くなり、以後は次第に低下していく傾向が見られる。しかし、MW 1における1982年8月及びMW 2における1981年7-11月の記録にはそれぞれ前年度や次年度の傾向と比べて異常な変動を示している。おそらく筆者が破線で推定した形で水位変動すべきところを、何らかの要因によって影響を受けて観測結果のようになつたものと考えられる。

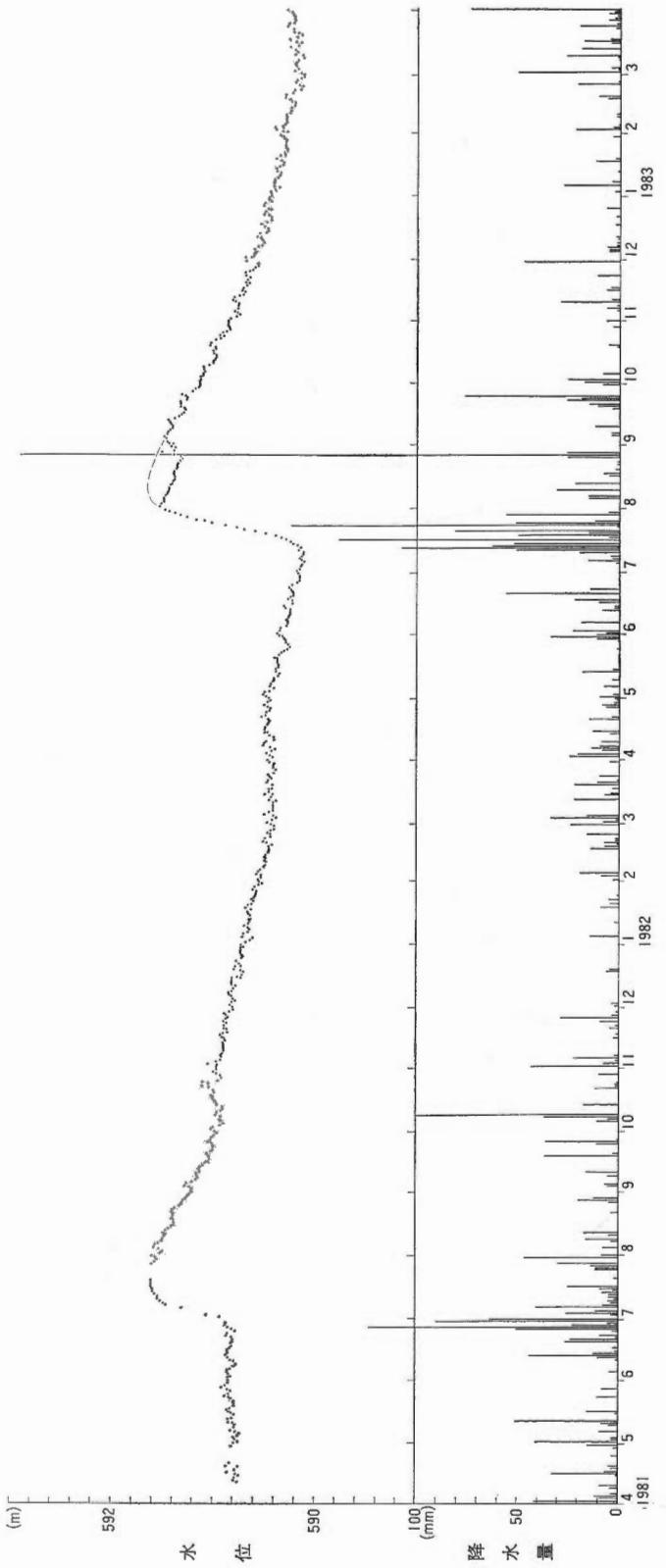
MW 3の水位も傾向としてはやはり夏期に高く春期に低いが、非常に複雑な変動をしておりその原因が注目される。降水量データと比較してもそれ程密接な関係はない。このため付近を流れる玖珠川の流量との対比を試みた(第15図)。但し、その観測点は近くにはないので、かなり下流の大分県日田市小ヶ瀬にある建設省筑後川水系小ヶ瀬流量観測所(建設省河川局, 1981・1982)の記録を利用した。河川流量といつてもつまりは降水量に関係するのではあるが、MW 3の水位変動があまりに急激なの

第5表 観測所別降水量比較表
Table 5 Precipitations at three stations around Mt. Waita.

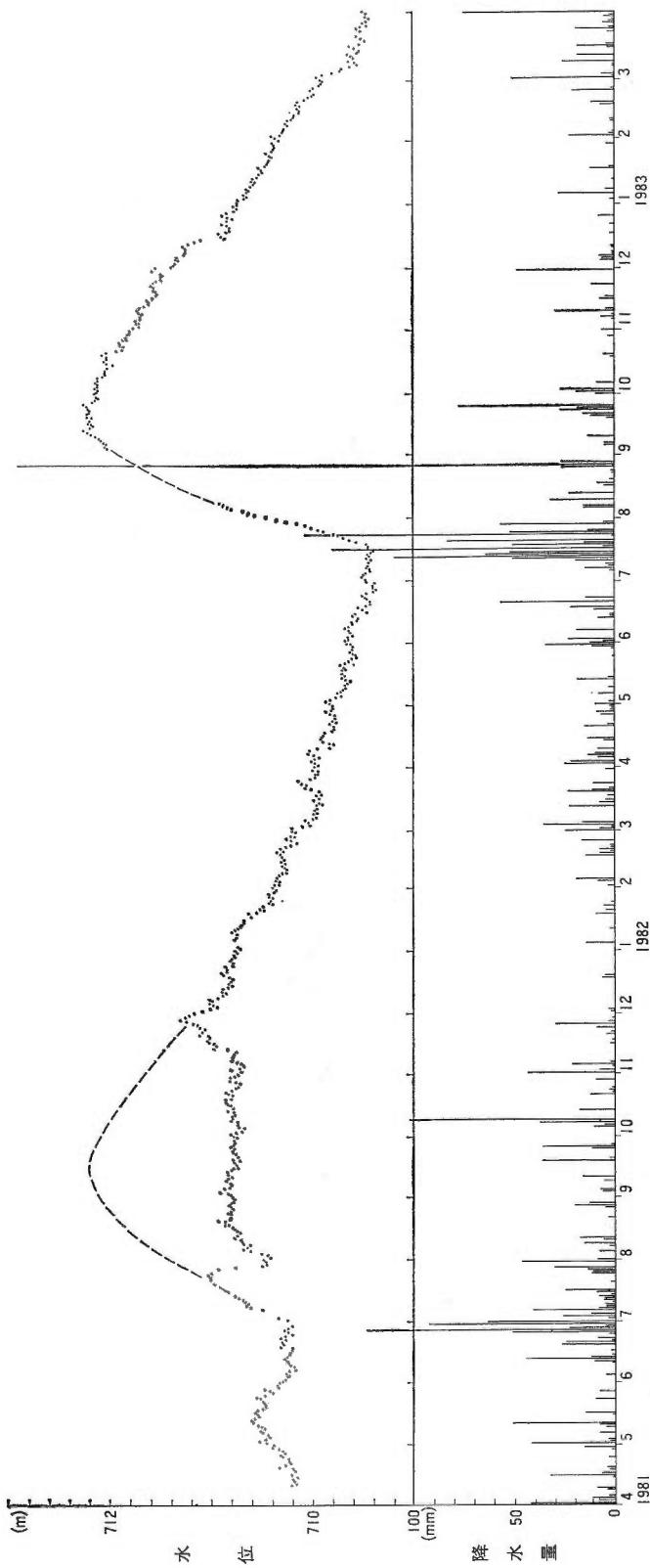
単位:mm

年	1981年			1982年			1983年		
	観測所	南小国	豊後玖珠	野上	南小国	豊後玖珠	野上	南小国	豊後玖珠
1月	44	27	56	41	32	35	48	36	53
2	174	116	125	105	92	104	76	67	70
3	146	110	126	198	116	142	163	172	242
4	177	115	145	140	130	143	202	189	159
5	215	133	151	138	84	104	193	192	195
6	626	428	501	118	73	162	216	155	190
7	417	201	278	1,197	780	893	522	376	452
8	95	118	90	283	367	446	154	77	123
9	113	97	120	170	180	180	208	183	243
10	227	154	197	89	58	66	140	117	113
11	146	131	126	125	102	110	16	12	16
12	11	14	16	26	34	35	24	26	30
合計	2,391	1,644	2,031	2,630	2,048	2,420	1,962	1,602	1,886

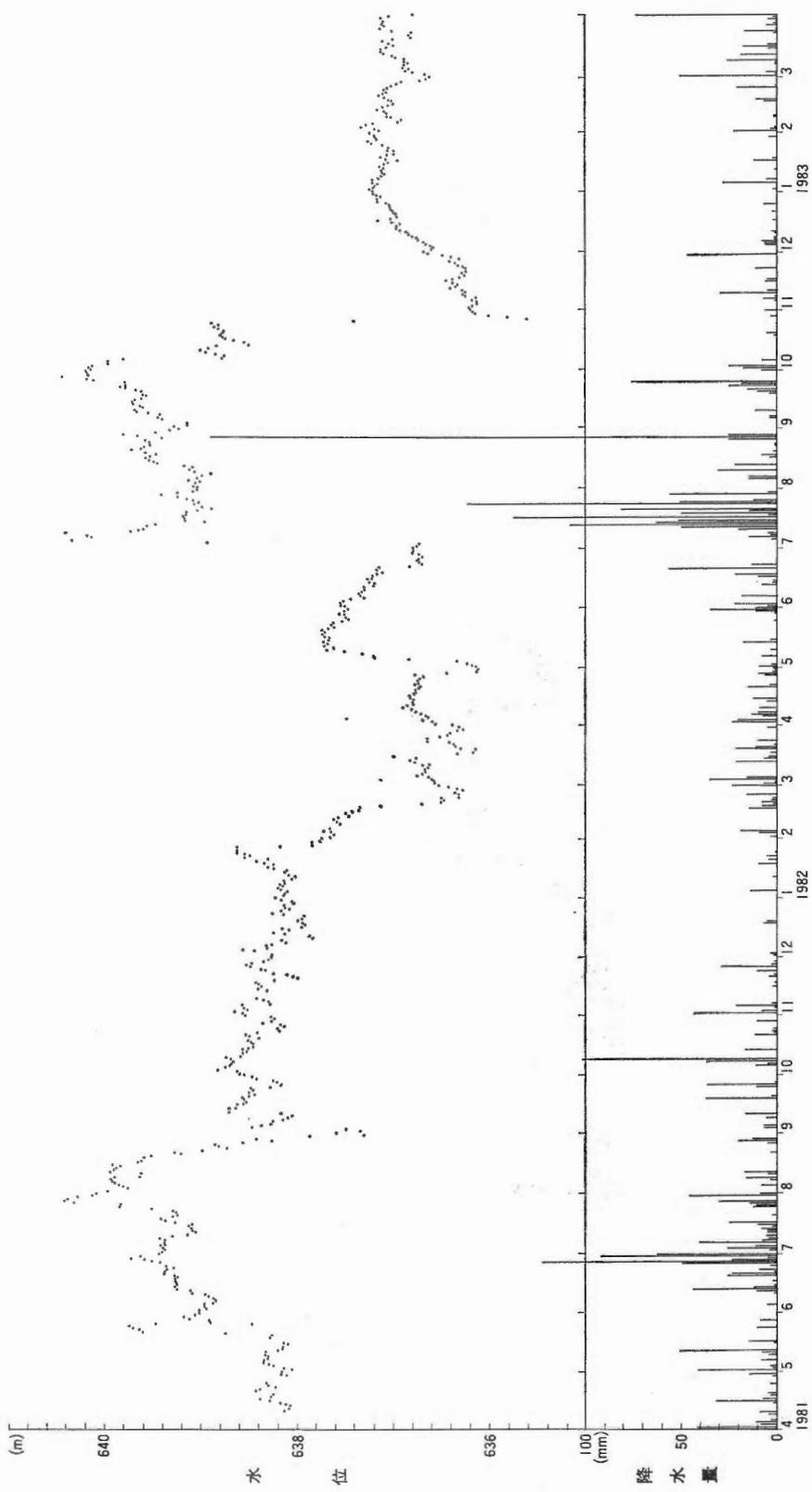
(大分地方気象台, 1981-1983; 熊本地方気象台, 1981-1983)



第12図 MW1 の地下水位変動と降水量
Fig. 12 Fluctuations of groundwater level in MW1 and precipitation.



第13図 MW2 の地下水位変動と降水量
Fig. 13 Fluctuations of groundwater level in MW2 and precipitation.



第14図 MW3 の地下水位変動と降水量
Fig. 14 Fluctuations of groundwater level in MW3 and precipitation.

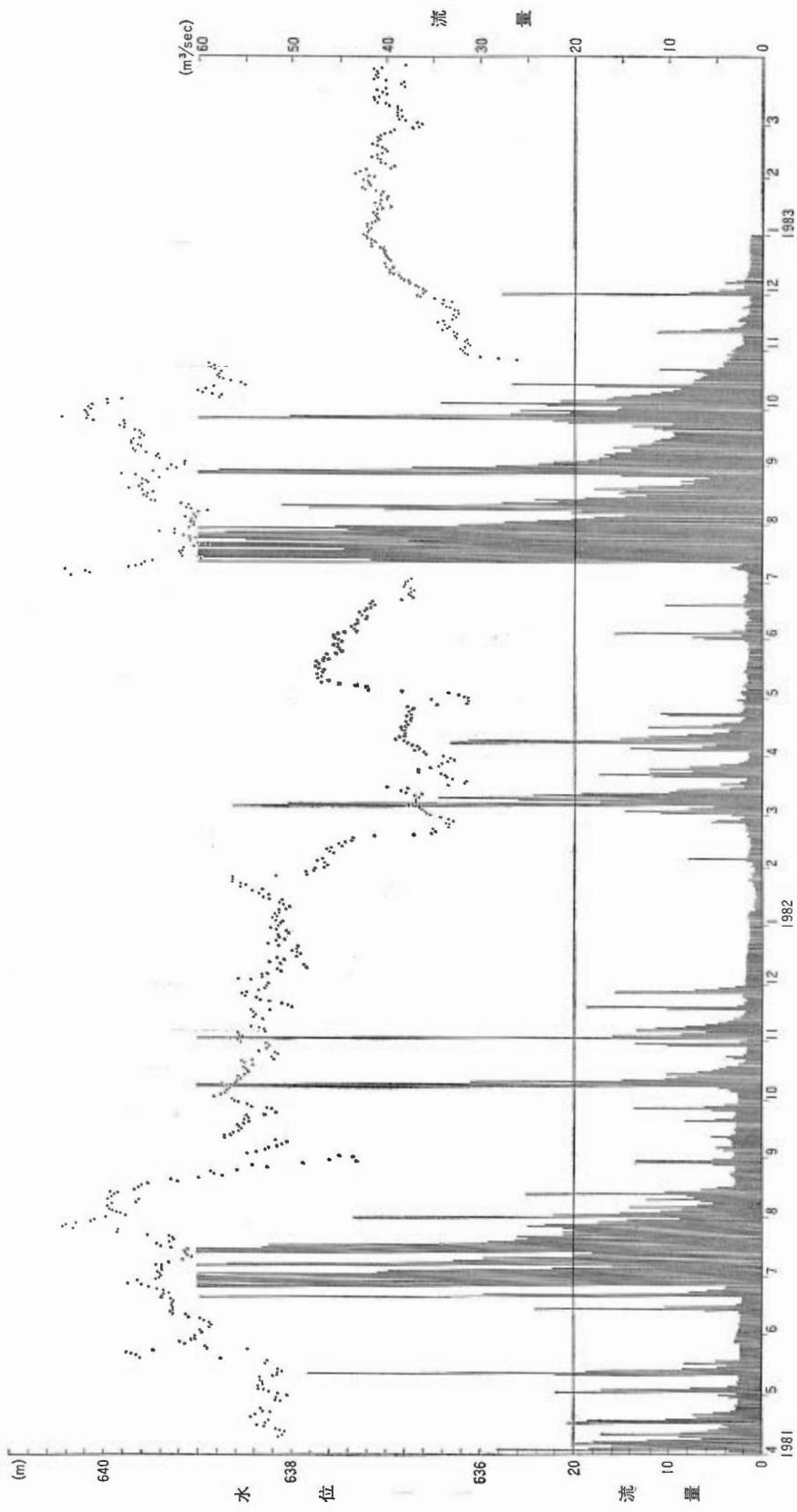


Fig. 15 Fluctuations of groundwater level in MW3 and flow rate of the Chikugo River.
第15図 MW3 の地下水位変動と第後川流量

で、降水量よりは直接水理的な影響要因を考慮する必要があることによる。しかし、観測所がかなり下流に位置することから、必ずしも涌蓋山周辺の状況のみを反映している訳ではないので、あくまで参考比較ということになる。この結果では、部分的な対応はあるものの、全体としてはやはり密接な関係があるようには見えない。

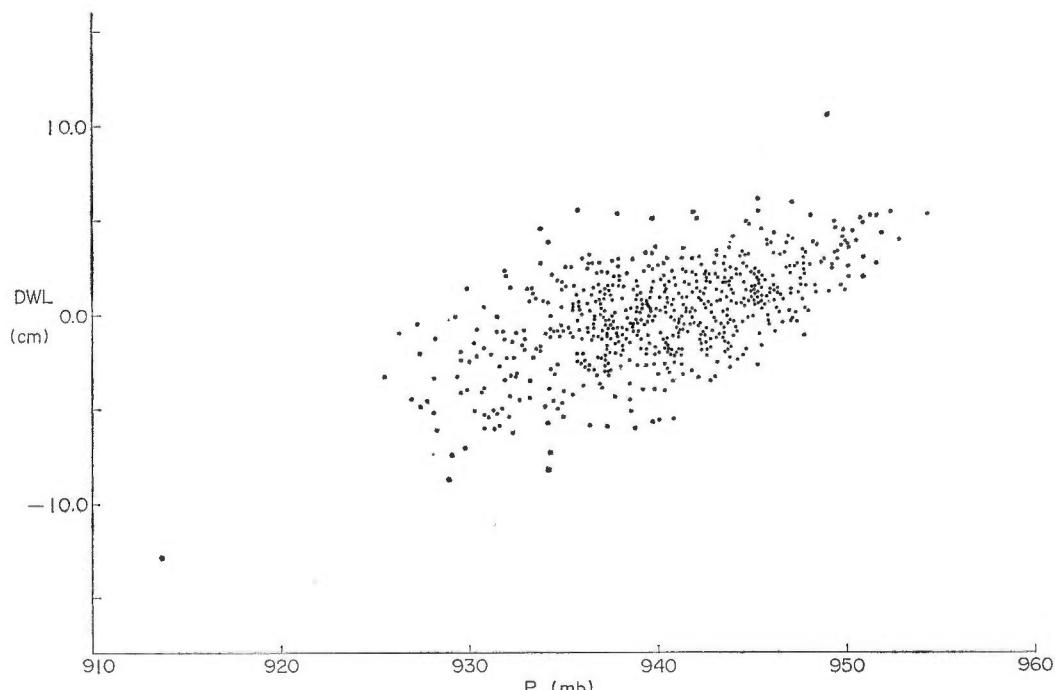
MW 2 及び MW 3 のアナログ記録中には、周辺の井戸で揚水や注水を行った場合と同様な水位変動が割合頻繁に見られた。川村（1984 a）はそれについて、付近には適当な井戸がなく原因を究明できないが何らかの人為的な要因に伴う現象であると推定した。こうした点から考えて、MW 2 及び MW 3 の長期的な水位変動についても人為的な作用が大きく影響しているのではないかと推定される。

又、水位変動に対する気圧の影響を調べるために、地下水位日平均値の移動平均を行い、その値と日平均値との偏差に対する気圧変動との相関を検討した。

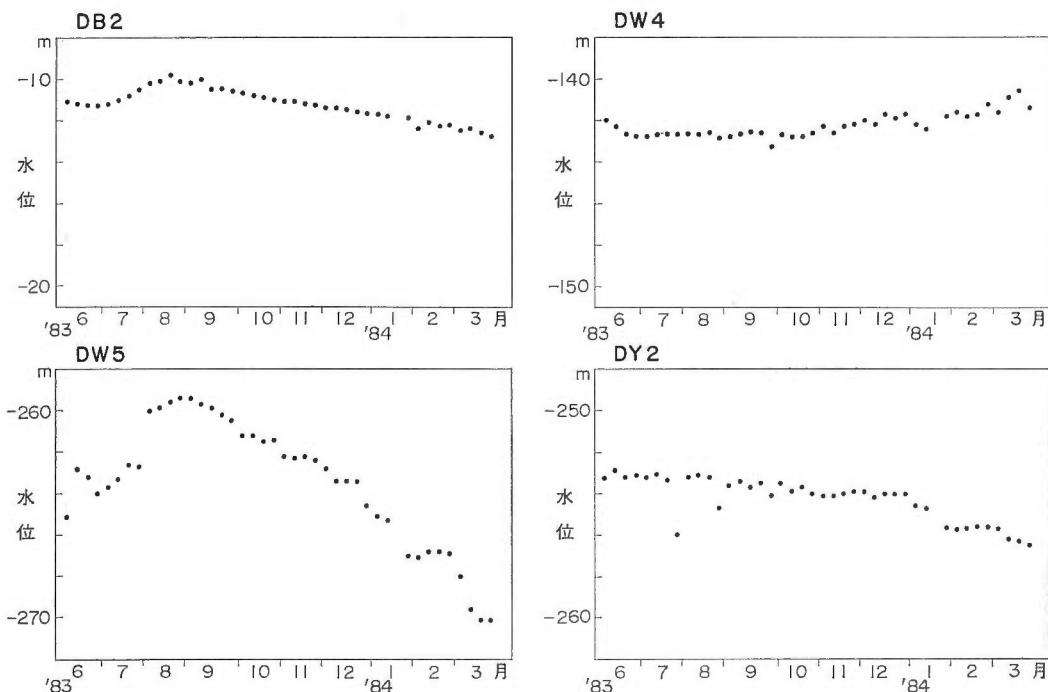
MW 1 について（第16図）は比較的良好な相関があり、10 mb 気圧変動に対して約 5 cm の水位変動のあることが知られる。しかしながら MW 2 及び MW 3 についてあまり良い相関が得られないのは既述したように他の要因による水位変動の大きいことが影響しているためと思われる。

以上の地下水位モニタリングの位置（MW 1-MW 3）が、涌蓋山の北一西部に偏在しているので、涌蓋山周辺全体の地下水環境を把握するために、筆者は他の18坑についても1983年6月から週1回の割合で地下水位変動の測定を実施している。その一部を第17図に示している。まだ観測期間が短いので明確なことは言えないが、DB 2 や DW 5 では MW 井と同様に8-9月頃に水位が最も高くなる傾向を示している。しかし、DW 4 は逆に8-9月頃が最低であって冬・春期には上昇している。又、DB 8 は水位変化があまりなく、DY 2 や DY 3 では低下傾向だけが現われている。

以上で述べた地下水位に関してはいずれも観測中であってデータの蓄積も不充分であるが、MW 1-MW 3 の2年間にわたる水位記録上にはきわだつ低下傾向あるいは上昇傾向が現われていない。従って、涌蓋山周辺地域における水収支の状況は比較的安定していると考えられる。第5表に示した3ヶ



第16図 MW1 における地下水位変動量 (DWL) と気圧 (P) の関係
Fig. 16 Relationship between deviation of groundwater level in MW1 and barometric pressure.



第17図 地下水位変動 (DB2・DW4・DW5・DY2)
Fig. 17 Fluctuations of groundwater level in DB2, DW4, DW5 and DY2.

所・3年間の平均年間降水量は $2,068\text{ mm}$ であるが、それを涌蓋山周辺地域における平均的な値と仮定すると全域(274.0 km^2)に対する総降水量は $5.67 \times 10^8\text{ m}^3/\text{年}$ となる。一方、川村(1984 b)は当地域からの噴気・温泉及び地熱発電等による総放出水量を約 $1,980\text{ t/h}$ ($1.73 \times 10^7\text{ m}^3/\text{年}$)と計算している。これらの結果から、涌蓋山周辺地域において地熱活動に伴って排出されている水量は総降水量の3%程度であると推定される。

8. 地熱構造

ここでは、地温分布や各集水域の放熱量の違い等を通して涌蓋山周辺地域の地熱構造についての考察を行う。

浅層の地温分布(第2図)に現われた5カ所の高温部は、B地域を除いた各集水域に属している。一般的に、ある流域の地下に地熱活動があるならば、地下水の流動による熱輸送によって流域内のどこかに何らかの地熱微候が現れる筈であるが、B地域にはそうした微候が極めて乏しいことから、少くともその地下浅部には高温の地熱流体は存在しないと考えられる。しかし、第5図-第7図に示した温度検層結果からみて、涌蓋山周辺における基盤上面の温度は 100°C 以上あると推定される。にもかかわらず、B地域において地熱微候がほとんど見られず、その放熱量が他に比べて著しく小さいのは、本来の活動そのものが微弱なこともあるのだろうが、冷地下水が地下深くまで滲透していることによる効果が大きいのであろう。川村(1980)は、同地域内に掘削されたDW1の坑内温度分布の検討から、その付近では浅部の冷地下水が地下 $1,000\text{ m}$ 以深にまで滲透していることを明らかにした。即ち、それは同地域から放出されるべき熱が地下水の滲透・流下によって他へ流出していることを意味するものである。

隣接するC地域では、地熱微候として黒川温泉と田の原温泉が目立つ程度であるにもかかわらず、6

地域の内で伝導による放熱量が最大、温泉放熱量は2番目、そして総放熱量も2番目に大きい。黒川温泉には泉源が23孔あり、その内の17孔が80°C以上である。しかも40m以浅の8孔のいずれも90°C以上（最高温度は96.8°Cで深度は28m）である。80mより深い温泉はわずか5孔にすぎず（4孔は深度不明）、地下40mより浅部に高温泉が存在していることを裏づけている。同地域の伝導放熱量が他地域に比べて格段に大きな値であることは、地下浅部の高温な温泉層の存在を反映したものであろう。黒川温泉の付近で掘削されたDB8とDW4の温度検層結果（第5(B)図・第6(A)図）でも地温の逆転が認められ、又、既述したように200m深地温分布（第8図）で見られた高温部が500m深（第9図）及び1,000m深（第10図）の地温分布では消滅している点などから、その浅部にある高温热水は、その下部からの上昇によるものではなく、他方面から流下してきたものであるといえる。80m深地温分布（第2図）や200-1,000m深地温分布（第8図—第10図）は、大岳・八丁原や九重山方面から黒川温泉や田の原温泉に連なる高温帯が形成されていることを示しており、その方面からの热水の流下を示唆している。B地域ではその熱が他へ流出していると推定したが、80m深地温偏差分布（第4図）ではB地域の低温帶とC地域の高温帶が並列していること、又、前述したように両地域の温泉採湯量（第3表）や放熱量（第4表）が対称的であることなどから、B地域の熱の一部がC地域に流出していると考えられる。

一方、A地域及びE地域は自然噴気地等の地表微候もあって地熱活動が最も活発なところであるにもかかわらず、伝導や温泉による放熱量（第4表）が他地域と比べて格別大きいということはない。しかし、80m深地温分布（第2図）や200-1,000m深地温分布（第8図—第10図）で明らかになったように、両地域からCあるいはF地域への地热水の流下が考えられる。それら両地域の温泉放熱量が他地域に比べてかなり大きく、A及びE地域と対称的なこともそうした推定によって説明がつく。即ち、A及びE地域における地下深部からの熱供給は本来もっと大きいのであるが、热水という形でCあるいはF地域へ流出しているために低下しているのであろう。

D地域は噴気による放熱量が非常に大きい。その大部分は九重硫黄山のものであるが、それを除いたとしても他地域よりはかなり大きい。しかし、温泉による放熱量は伝導による値よりも小さく、こうした現象はB地域を除く他の地域では見られない。おそらく高温な地質基盤が地下の比較的浅い部分にあるため地下水流量が少なく、従って、温泉の生成が充分に行われないので、伝導及び噴気の放熱量が温泉よりも大きいという状況になっていると考えられる。

F地域は、温泉による放熱量が他地域に比べて非常に大きい点が特徴であるが噴気活動はない。既述したように、C地域と同様に、その直下には噴気活動を伴うような優勢な高温熱源はなく、他方面（A地域）から流下してくる热水の存在が考えられる。C地域と比べて伝導放熱量の値の小さいことは、前者では浅部に高温热水層が形成されているのに対し、F地域では比較的深いところにあるため熱が浅部地下水へ吸収されて伝導放熱量は小さくなっている反面、温泉放熱量が大きくなるのであろう。

以上述べてきたことは、次の3点に集約できる。

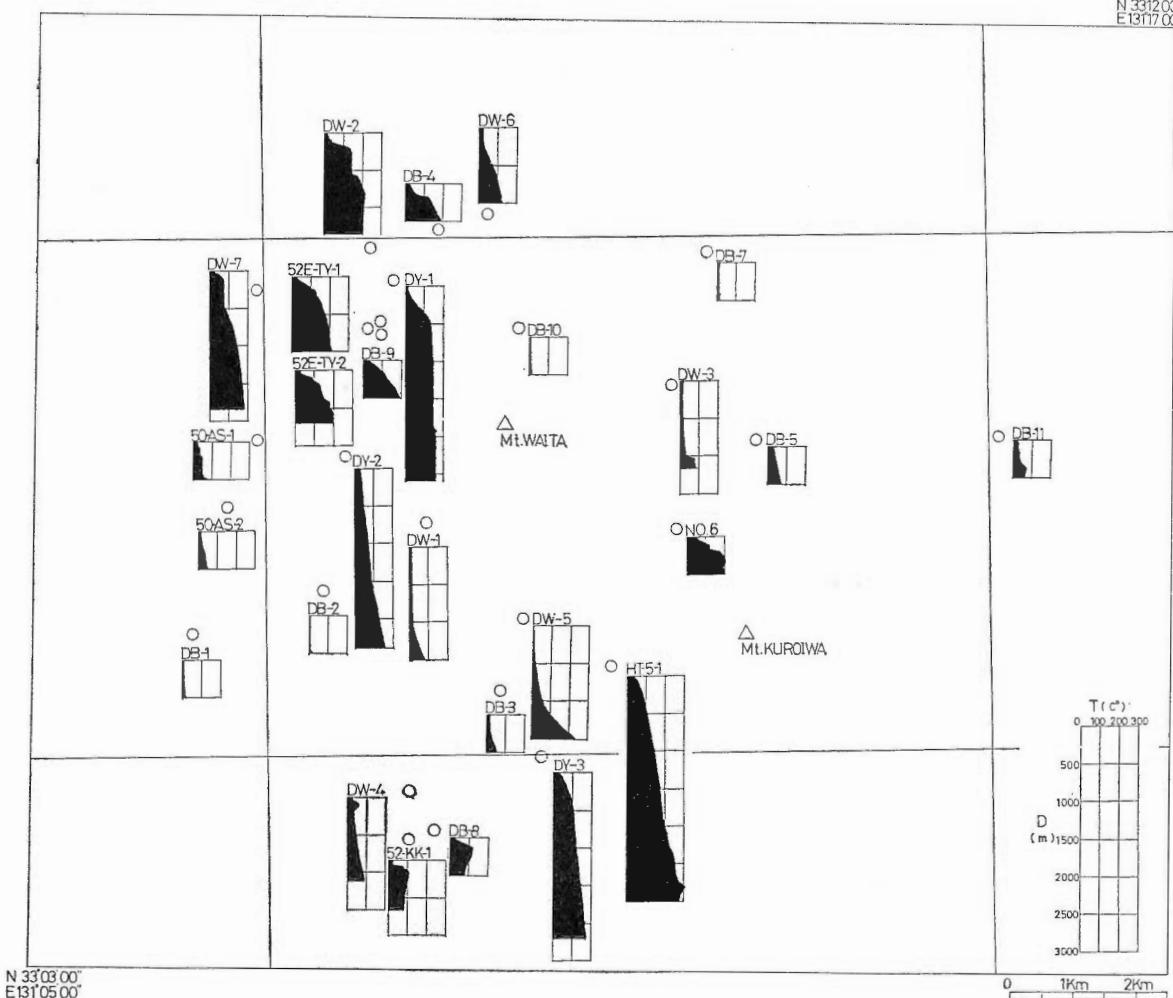
(1) 涌蓋山を通るNE-SWの低温帶があり、その両側に大岳・八丁原あるいは岳湯・峠湯地区を中心として連なる2系列の高温帶がある。

(2) 大岳・八丁原や岳湯・峠湯の高温部及び一日山西方の低温部等のように、その温度分布の傾向が地下深部まで変わらない部分がある。そのようなところでは、地熱流体や冷地下水の垂直方向の流動が活発であることを意味している。

(3) 一方、地下流体は地表地形上の集水域を越えて流動しており、それが(1)で述べた温度分布の形成やそれぞれの地域の放熱量のあり方と密接に関係している。

涌蓋山周辺の地熱構造は、以上の3点を念頭において考察する必要がある。第18図（矢野、1985）は第8図—第10図で示した坑井の温度検層結果に、他の9坑の結果を併せてその位置関係を明らかにしたものである。一般に、浅層の冷地下水が地下深くまで滲透する地域は凹型の、热水が地下深くから上昇してくる地域では凸型の垂直地温分布を呈する。“深部温度分布”で述べたが、涌蓋山を通るNE-SWの低温帶とその両側の高温帶が、それぞれ第18図における凹型あるいは凸型の垂直温度分布域に一致し

N 33°12'00"
E 131°17'00"



第18図 溫度検層分布図 (矢野: 1985)

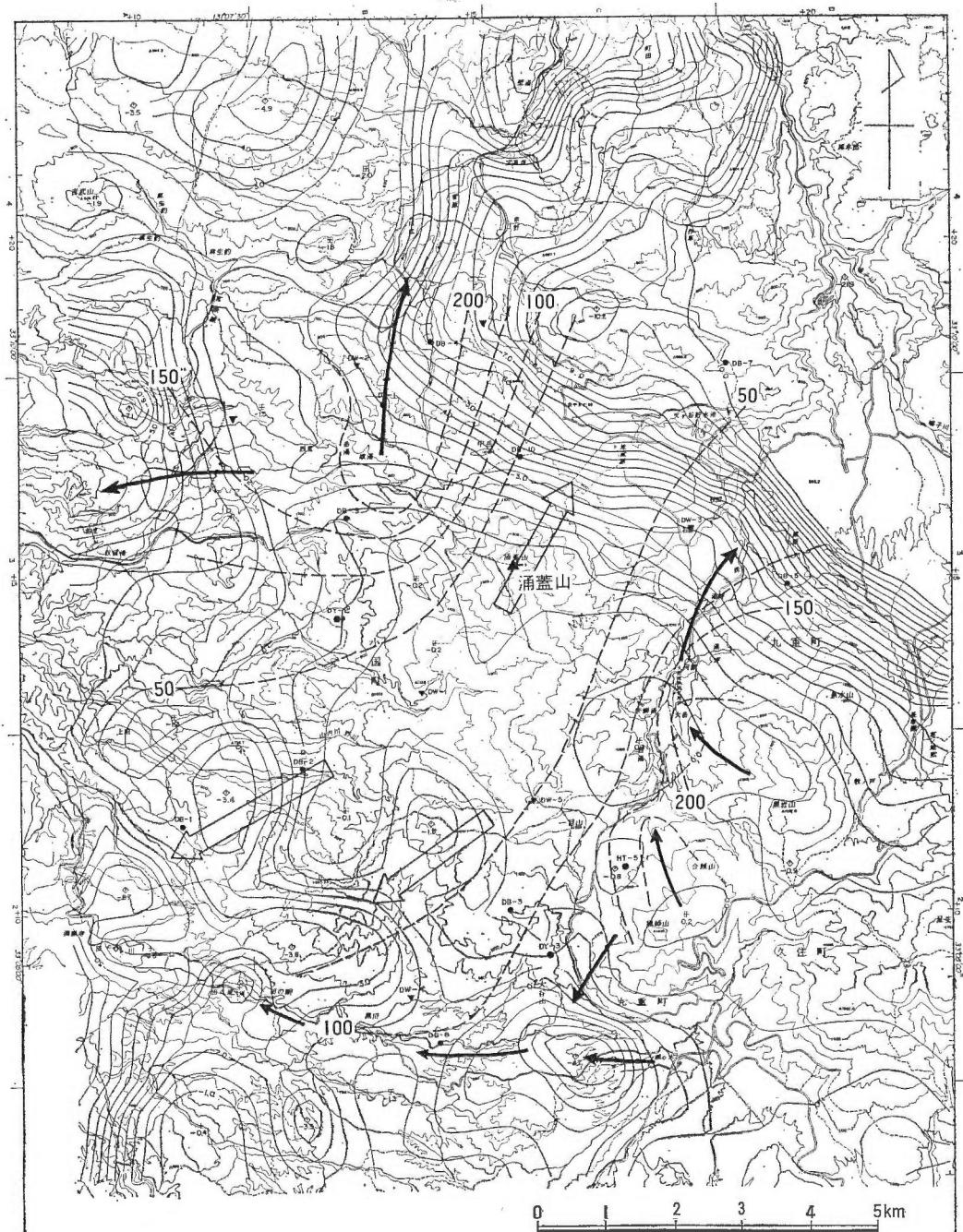
Fig. 18 Location map of wells with their temperature profiles.

ていることは明瞭である。即ち、地下流体の挙動が地下温度分布の形成に大きく影響しているのであるが、地熱資源の賦存もそうした地下流体の挙動と大きな係りをもっている。基盤地形はその地下流体の流れに影響を与える大きな要因の1つである。

第19図において、実線は基盤地形（通商産業省、1682f）を示しており、重力分布の解析によって推定された基盤上面の海拔標高を表わしている。その涌蓋山周辺における傾向は、久住山から獵師山・一目山を経て北西方向にのびるNW-SE方向の基盤地形の尾根があり、又、岳湯・峠湯の高温部はその尾根の北西先端部の東側に位置している。

図中の破線は1,000m深地温分布（第10図）であるが、それから推定した地熱水・冷地下水の基盤面に沿った流下方向をそれぞれ黒・白の矢印で示している。特徴的なことは、基盤地形の分布方向がNW-SEであるのに対し、地温分布はそれと直交するNE-SWとなっていることである。

既述したように、涌蓋山周辺で噴気活動があつて最も地熱活動が活発なところは大岳・八丁原地区と岳湯・峠湯地区の2ヶ所だけである。両地区が地熱流体の上昇域であることは、既述の地温分布や温度検層結果及び種々の研究（例えば湯原他, 1983; 真鍋他, 1984）からしても確実である。おそらく、そ



第19図 基盤地形に対する 1,000 m 深地温と冷地下水・地熱水の流れ 実線：基盤地形(km),
破線：1,000 m 深地温(℃), 白矢印：冷地下水, 黒矢印：地熱水, ▲：涌蓋山 (川村, 1983 b)

Fig. 19 Topographical map of basement by gravity analysis, 1,000 m-depth tem-
perature, and flows of cold groundwater and geothermal water.

の直下の基盤中には通路があり、そこを通って地熱流体の噴出があるため、両地区の地上の地熱活動も活発なのであろう。その流体が前者は湯坪や大谷山方面へ、後者は宝泉寺あるいは奴留湯方面へ流下しているのである。両地区以外でも基盤上面付近はかなり高温であろうが、熱が伝導だけで供給されるだけであるから、その地下浅部の地熱活動はあまり活発となっていないと考えられる。

一方、それら高温帯にはさまれている低温帯については次のように考えられる。天水が地下深くまで滲透し流下する場合、その流れはやはり基盤地形に大きく制約されている。 80 m 深地温分布（第2図）や 80 m 深地温偏差分布（第4図）では、涌蓋山や一目山西部に低温部があってそれが上述した方向にそれぞれのびていて、その内側の涌蓋山下部には北東方向へ、又、一目山西部では南西方向へのびる基盤地形の谷部がある。これらの点は、涌蓋山あるいは一目山西部において冷地下水が地下深部にまで滲透し（川村、1980）、それぞれNEあるいはSW方向への優勢な流下があることを予想させる。従って、第10図のような地下深部に至るNE-SWの大きな低温帯はそのような冷地下水の流れによって形成されていると考えられる。

次に、それら高温帯と低温帯との相互関係について考察を行う。岳湯・岐湯地区や大岳・八丁原地区において、その下部に基盤中に連なる熱水系の存在を推定し、地熱流体の上昇を考えたが、そうした排出に対する水の供給を考慮する必要がある。一方、“浅部地温分布”において、各々3ヶ所の高温部と低温部が隣接した位置関係にあることに注目した。

第20図は、地形図上に基盤地形（通商産業省、1982f）と 80 m 深地温分布（第2図）とを重ねた図であるが、上述した観点からそれら高温部と低温部の関係を検討すると、岳湯・岐湯地区と大岳・八丁原地区及び黒川・田の原地区の高温部はそれぞれ涌蓋山・獣師山及び一目山西部の低温部に対して基盤地形の低地部にあたっている。即ち、これらの関係において、基盤標高の高い低温部域からの滲透水が、基盤低地部にあたる高温部域の下に至って地熱流体となって上昇し排出されていると考えると都合が良い。

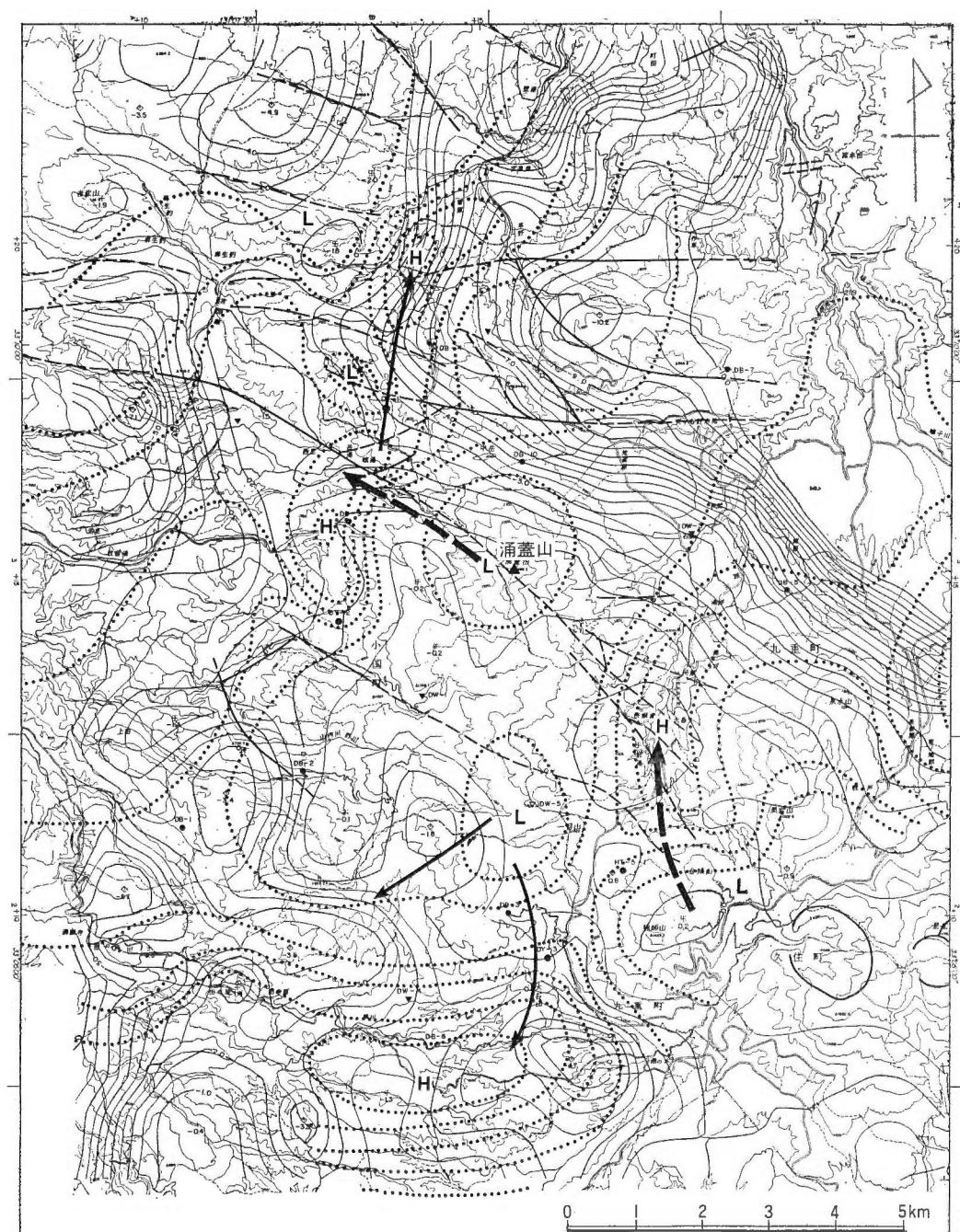
しかし、既に涌蓋山及び一目山西部における滲透水は基盤地形の谷部に沿ってNEあるいはSW方向へ流下していると考えているので、それと直交する方向性を持つ涌蓋山から岳湯・岐湯方面への流下については特別な経路を考慮する必要がある。

岳湯付近には岳湯断層と称するNW-SE方向の断層があり、それが涌蓋山を経て大岳付近にまでのびていて岳湯・岐湯地区の地熱活動に大きな係りを持っているという考え方（例えば太田他、1968；中村、1968）がある。第20図では松本（1982）による断層を破線で示しているが、篠田（1984）は涌蓋山下部の基盤中に同様の方向性を有する断層を想定し、それが地熱流体の通路となり得ることを示唆している。従って、涌蓋山地区（低温部）の滲透水の一部が基盤内断層を通る過程で加熱され、岳湯地区（高温部）に至り、地熱流体となって上昇している流れを推定することができる。

一方、大岳・八丁原地区にもNE-SW方向のいくつかの断層が確認されており、やはりそれが同地区的熱水系に大きな影響を与えていている（例えば山崎他、1968；真鍋他、1984）。真鍋他（1984）は地球化学的側面からの検討を通して、合頭山南東部における滲透水が断層を通る過程で加熱され、八丁原地区の熱水系を形成していると考えた。この推定は獣師山・黒岩山地区（低温部）に対する八丁原地区（高温部）という地温分布の状況と合致するものである。しかし、獣師山・黒岩山地区では、深さが異なるものの高温部（第19図）と低温部（第20図）が重っている。これは同地区内において上昇流と下降流が混在していることを示すもので、断層が多い地下構造にも係っていることである。

又、一目山西部にあたる低温部は、基盤地形低部の高温部である黒川・田の原地区に対して断層で連絡している様子は見られない。既述したように、単に基盤地形の谷部に沿って流下しているだけなのだろう。当地区的地熱活動が八丁原・大岳地区や岳湯・岐湯地区に比べてその活発さに大きな差があるが、それは上昇域に至る過程が基盤中を通ってきたのか、あるいは、単に基盤上面に沿って流下してきたかの違いに起因するのではないかと考える。

この他、岳湯・岐湯地区とその北部の川底・宝泉寺温泉等との関係は上述した八丁原地区と黒川温泉との関係に類似しており、前者から後者への地熱流体の流下が考えられる。これらの地熱微候地の配列



第20図 基盤地形に対する 80 m 深地温と断層の分布 実線：基盤地形 (km), 点線：80 m 深地温 (°C), 実線+破線：断層, 矢印：滲透水の流下方向

Fig. 20 Topographical map of basement by gravity analysis, 80 m-depth temperature and faults.

は直線的であるので、何らかの地質構造線に沿った流下であると想像されるものの、その付近で掘削された坑井の地質柱状図等による検討ではそのような証拠は見つかっていない。

9. おわりに

「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」で得られた成果を中心にして、涌蓋山周辺地域における地熱構造について考察を行った。その結果は、以下に述べる6点に集約される。

(1) 80m 深地温分布で見られる菅原・山川東部(岳湯・岐湯)・黒川・大岳(八丁原)・吉武の5地区的高温部は、岳湯・岐湯地区と八丁原・大岳地区を中心としてほぼNE-SW方向の2つの高温帯と、それらにはさまれた同方向の低温帯に分けられる。地下深部の地温分布もほぼそれに一致しており、浅部地温分布は深部の傾向を良く反映している。

(2) 上記5カ所の高温部はそれぞれ異なった集水域に属しているが、岳湯・岐湯地区及び八丁原・大岳地区的地熱流体は直下の基盤中から上昇してきているのに対し、菅原地区や黒川地区では他地域から集水域を越えて流下してきている。又、涌蓋山を通る低温帯は涌蓋山地区及び一日山西部で滲透した冷地下水が、それぞれ基盤地形に沿ってNE(地蔵原)あるいはSW(黒川・田の原)方面へ流下していることによって形成されている。

(3) 涌蓋山周辺における岩石の熱伝導率は、深度による差がない。当地域の岩石のはほとんどは安山岩質の熔岩・火碎岩であって、その岩種別の熱伝導率の差は小さい。又、それらの平均値として $3.94 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^{\circ}\text{C}$ を得た。

(4) 涌蓋山周辺の地下水位変動は夏期に最高となり、以後次第に低下していく梅雨の初期に最低となる。又、深部地下水に対しても人為的と考えられる水位変動が見られ、付近にはそうした原因が見当らないことから、かなり遠方からの影響も考慮する必要がある。

(5) 涌蓋山周辺地域における平均総降水量は $5.67 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{年}$ 、又、地熱活動に伴う総放出水量は $1.73 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{年}$ となり、総降水量の約3%が地熱活動によって排出されている。

(6) 涌蓋山周辺地域からの放熱量を約14万kcal/sec(地熱井及び九重硫黄山を除いた場合は約2万kcal/sec)と見積った。従って、当地域の平均的な地殻熱流量は8-10HFU程度であると計算された。

(7) 涌蓋山周辺の地温分布は地熱流体の挙動と密接に係っており、岳湯・岐湯地区あるいは八丁原・大岳地区における活発な地熱活動は、それぞれ涌蓋山地区・獣師山・黒岩山地区からの滲透水が基盤中の断層を通過する過程で加熱され、それらの地区に至って上昇していると推定した。

涌蓋山周辺地域においては数量及び深度共にかなりの坑井が掘削されているので、地質及び地温構造についてはデータも多く比較的詳細な検討が可能である。しかしながら、地熱資源の主体である流体についての資料やデータは極めて乏しい状態にある。

本論文では、大岳・八丁原や岳湯・岐湯等の地熱活動に対する流体の供給・排出機構について若干の推定を試みたが、それを含めた涌蓋山周辺全体の地熱構造をより詳細に把握するためには、特に地熱流体の収支・流動に関する一層の調査・観測が必要である。

文 献

江原幸雄・湯原浩三・野田徹郎(1981) 九重硫黄山からの放熱量・噴出水量・火山ガス放出量とそれから推定される熱水系と火山ガスの起源. 火山, 第2集, vol. 26, no. 1, p. 35-36.

大分地方気象台(1981-1983) 大分県気象月報, 1月-12月.

太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳の湯および大分県大岳付近地質調査報告. 地調月報, vol. 19, p. 49-54.

川村政和(1974) 由布院温泉の地下熱構造と熱エネルギー及び化学物質排出量. 大分県温泉調査研究会報告, vol. 25, p. 15-22.

- 川村政和(1979) 豊肥地域熱流量調査受託報告書.
- (1980) 浅部地温と深部地温の関係について—九州豊肥地域—(演旨). 日本地熱学会誌, vol. 2, no. 3, p. 145-146.
- (1981 a) 涌蓋山周辺地域における地温分布 (演旨). 温泉科学, vol. 31, no. 3, p. 111.
- (1981 b) 涌蓋山周辺地域における地温構造 (演旨). 地質調査所月報, vol. 32, no. 5, p. 306-308.
- (1983 a) 温度検層技術指導. 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託報告書, p. 65-66.
- (1983 b) 涌蓋山周辺地域における放出熱量と地下熱構造. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 地熱探査技術等検証調査 そのⅢ 総合解析予測モデルの研究, p. 235-269.
- (1984 a) 地下水位変動モニタリングについて. 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託報告書, p. 13-21.
- (1984 b) 九州中央部・涌蓋山周辺地域における地下熱構造(1)浅部地温分布と放熱量. 日本地熱学会誌, vol. 6, no. 4, p. 217-241.
- 気象庁(1972) 日本気候表 (その2) 地点別月別平年値 (1941-1970), 156 p.
- 楠 兼一(1983) 地熱発電所の環境保全調査 (大岳・八丁原の場合). 地熱, vol. 20, no. 1, p. 15-21.
- 熊本地方気象台(1981-1983) 熊本県農業気象月報. 1月-12月.
- 建設省河川局(1981) 流量年表 第34回 昭和56年. 日本河川協会, p. 370.
- 建設省河川局(1982) 流量年表 第35回 昭和57年. 日本河川協会, p. 370.
- 笛田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造. 地熱, vol. 21, no. 1, p. 1-11.
- 田中耕基・江島康彦(1982) 八丁原地区 3,000 m 調査井の掘削について. 地熱エネルギー, no. 19, p. 93-103.
- 通商産業省(1979 a) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 热流量調査, 216 p.
- (1979 b) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 構造試錐・検層 (DW-1 坑), 118 p.
- (1980 a) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 热流量調査, 230 p.
- (1980 b) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 構造試錐・検層 (DW-2, DW-3, DW-4 坑), 179 p.
- (1981 a) 昭和55年度後期大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 既存孔検層, 18 p.
- (1981 b) 昭和55年度後期大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 構造試錐・検層 (DW-5 坑), 91 p.
- (1982 a) 昭和55年度後期大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 調査井検層 (DY-1 坑), 131 p.
- (1982 b) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 既存孔検層, 14 p.
- (1982 c) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 環境監視モニタリング 地下水変動観測 自然地震観測, 39 p.
- (1982 d) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 調査井検層 (DY-2 坑), 119 p.
- (1982 e) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 調査井検層 (DY-3 坑), 134 p.

- (1982 f) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 総合解析（第2次）動力探査再解析, 9 p.
- (1983 a) 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 構造試錐・検層 (DW-6, DW-7 坑), 235 p.
- (1983 b) 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 既存坑検層, 11 p.
- (1983 c) 昭和57年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 環境監視モニタリング 地下水変動観測 自然地震観測, 43 p.
- (1983 d) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 豊肥地域 既存坑検層, 15 p.
- 中村久由(1968) 涌蓋山周辺の地熱探査. 地熱, no. 14, p. 5-11.
- 松本徳夫(1982) 九重火山群地質図 (1/50,000).
- 真鍋 孝・江島康彦(1984) 八丁原地熱帶における裂か型貯留層の地質構造特性および熱水系. 地熱, vol. 21, no. 2, p. 37-54.
- 矢野雄策(1985) 豊肥地熱地域の坑井データを用いた熱水系の解析. 地調報告, no. 264, p. 383-404.
- 山崎達雄・松本徳夫・林 正雄(1968) 大岳地熱地帯の地質と熱水変質. 地熱, no. 14, p. 12-23.
- 山下幸三郎(1978) 八丁原地熱地帯の概況. 九州電力(株)総合研究所研究期報, vol. 50, p. 1-24.
- 湯原浩三(1973) 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響. 火山, 第2集, vol. 18, no. 3, p. 129-141.
- ・江原幸雄・海江田秀志・永田 進・北里 昭(1933) 熊本県岳湯地熱地域の地下熱構造. 日本地熱学会誌, vol. 5, no. 3, p. 167-185.
- 吉田勝亮(1982) 九州地熱開発の現状と課題. 地熱, vol. 19, no. 3, p. 121-142.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地熱地域の坑井データを用いた熱水系の解析

矢野 雄策

豊肥地熱地域の坑井データを用いた熱水系の解析

矢野 雄策*

Analysis of hydrothermal system using well data in the
Hohi geothermal area

By

Yuusaku YANO*

Abstract : Data from wells drilled in the Hohi geothermal area were compiled and applied to the numerical analysis of temperature and movement of hot water. Heat content of the area was also calculated. The well database of the geothermal information database system SIGMA was used for this work.

Firstly, well data were compiled for understanding the geologic structure, physical properties of rocks and underground temperature. It was reconfirmed by this compilation that the Hohi Volcanic Rocks are dense and widely distributed. The temperature logging data from deep wells show wide variety of temperature patterns from recharging at topographically uplifted area to discharging near hot springs or pattern indicating the lateral movement of hot water near surface.

Secondly, the movement of hot water along two vertical sections in the area was simulated, employing the models of structure and temperature acquired by above compilation. The simulator solves mass and energy conservation equations using Galerkin's finite element method. One of the section was set from south of Mt. Waita to the west-northwest, and the other was set from Mt. Ichimoku to Mt. Kuembira. Steady state flow pattern with temperature almost consistent with logging data was reproduced, although local abnormally high fluctuation of temperature could not be reproduced because they might be due to the effects of assumed underground faults which cannot be handled by the simulator.

Finally, heat contents for five blocks of 5 km square in the area were calculated. Heat contained both in rock and water in the part between 500 meters depth from the surface and the basement was calculated employing the results acquired by the compilation and the simulation. The total amount of heat in the five blocks is 2×10^{19} Cal by the calculation. The amount is largely dependent upon the assumed temperature and the depth of basement rather than physical properties of the rocks.

In conclusion, it was confirmed that the integrated use of well data was effective for understanding the area.

* 地殻熱部

* Geological Survey of Japan

1. はじめに

九州の豊肥地熱では、1978年以来地熱調査のための地質調査、地化学調査、物理探査、あるいは坑井調査が、活発に行われてきた。本報告は、これらの調査のうち主として坑井から得られたデータをまとめ、地下構造、水の流れ、熱の分布のモデルを作ることを主眼とする。まず地下の地質構造や温度のデータをわかりやすい図のうえに表現し、次いでこの構造と、温度情報を用いて、地下の熱水の流動についてシミュレートし、データと調和的な热水系モデルを作成した。この結果に基づいて本地域の地熱構造について考察するとともに、限定した範囲、前提で包蔵熱量の試算を行った。

本研究では、地質調査所で開発した、地熱情報データベースシステム SIGMA (System for Interactive Geothermal Mapping and Assessment) を活用した。同システムには、坑井データベースがあり、昭和55年度から、毎年行われてきたデータのランキングによって、豊肥地域の坑井についても、各データ項目にわたって、コンピュータで検索、表示、解析しうる形式で、オンラインのデータが、用意されている。本研究では、各坑井の報告書の他に、このデータベースのデータ及び、SIGMA のソフトウェアを利用した。

本研究に際して、本研究の母体となる研究テーマを与えていただいた地質調査所地殻熱部地殻熱物性課小川克郎課長、熱水シミュレーションのプログラム開発に助言をいただいた同物理探査部技術開発課花岡尚之課長、及び本研究をまとめる機会を与えていただいた、同地殻熱部地殻熱探査課長谷紘和課長に謝意を表する。

2. 地下構造

本章では、熱水系解析の前提条件となる、地下の物性値の分布について、坑井データからまとめたものを記述する。

豊肥地域は、国内の地熱地域の中で質、量とも最も充実した地熱調査のための坑井が掘削された場所である。国の委託を受けて電源開発(株)が行った豊肥地熱調査では、DA 坑と称する 80 m 級の熱流量調査坑井が82坑、DB 坑、DW 坑、DY 坑など 500 m 級

から 3,000 m 級の坑井が現在計20坑ある。その他、地熱開発基礎調査、地熱開発精密調査、発電用地熱開発環境調査など、過去に国が行った調査で掘削された坑井が数坑ある。また、本地域には、大岳及び、八丁原、の両地熱発電所があり、この開発のために掘削された坑井がある。

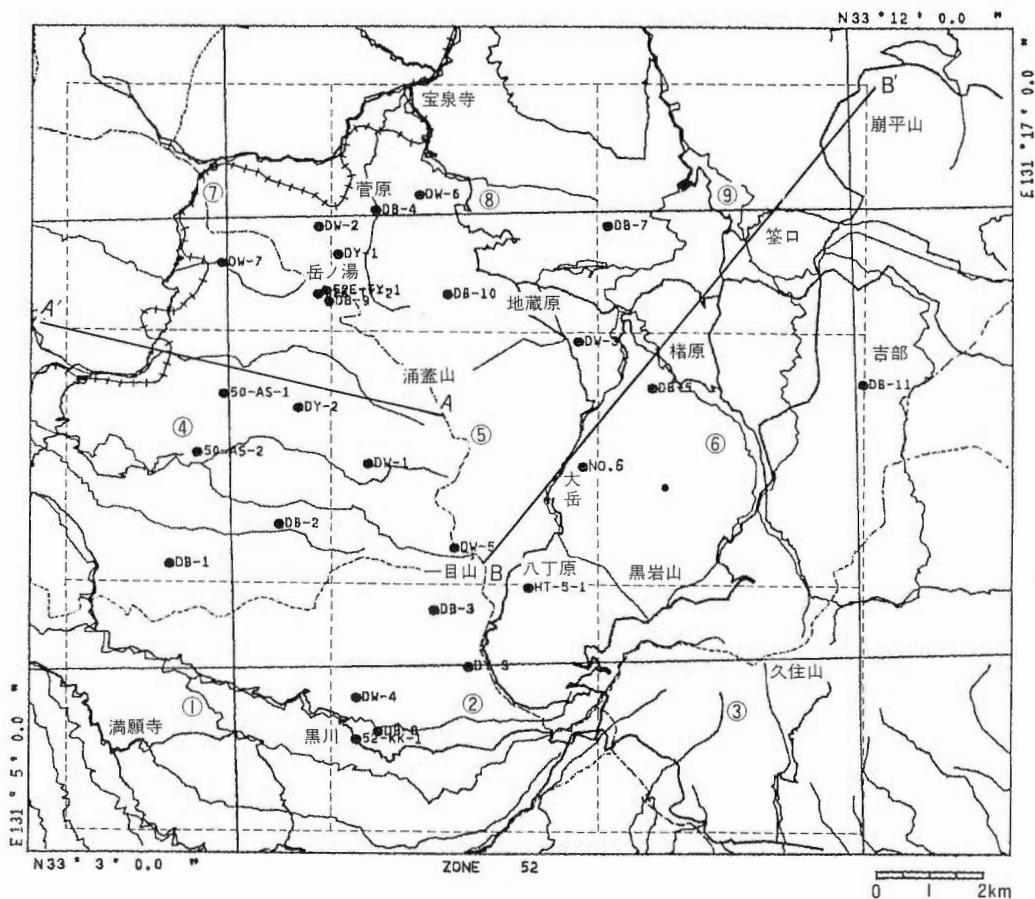
本地域の坑井データをまとめてゆく作業において、まず、平面的な作業領域を設定した。この作業領域の位置を第1図に示す。作業領域の南西端は北緯33度3分、東経131度5分 (UTM 座標系の 52 帯で $X=694.5008$ km, $Y=3658.3970$ km), 北東端は北緯33度12分、東経131度17分 (同じく, $X=712.8143$ km, $Y=3675.4183$ km) である。この領域には、前述の坑井のうち、80 m 級の坑井のうちの数本を除くほとんどの坑井が含まれる。第2図に坑井位置図を示す。また第1表に坑井のリストを示す。

本作業領域は大分一熊本沈降帯の中にある山岳地域であり、表層は、第四紀の火山岩類が覆っている。第3図



第1図 豊肥地熱地域のうち、本研究で作業のため
に設定した領域の位置図

Fig. 1 Map showing location of the Hohi
geothermal area.



第2図 坑井位置図 地図情報は、国土地理院の道路、鉄道、河川、行政界に関する国土数値情報を使い、SIGMAを利用して描いた。図法はUTM。黒丸が坑井位置、右は坑井名。

A-A', B-B'は、今回熱水流動シミュレーションを実行した断面。

①から⑨までの番号がついている破線で表わされた正方形のブロックは、包蔵熱量計算用の領域。

Fig. 2 Map showing locations and names of wells. Cartographic data (road, railway, river and administrative boundary) are prepared by the Geographical Survey Institute of Japan (GSI). SIGMA system of the Geological Survey of Japan was used to make the map. The lines A-A' and B-B' are for simulation of hydrothermal system. Blocks with numbers ①-⑨ drawn in dashed lines are areas for the calculation of heat content.

に示す標高センターに見られる通り、南東の九住山から、中心よりやや北西に位置する涌蓋山にかけて、標高1,000mをこえる地形の高まりがある。この領域の重力異常は、九住山から一目山を中心とする地形に調和した高異常域と、笠口の北方近傍を中心とする大きな低異常域に区分され、この2つの領域の境は、北西-南東へのびる重力の急斜面となっている。

第4図は、坑井の地質柱状図のデータを用いて、当地域の3次元的な地質構造を把握できるように作図したものである。当地域の地質は上位から下位へ、第四紀更新世の九重火山岩類、豊肥火山岩類、玖珠層群及び相当層、第三紀鮮新世の先玖珠変質火山岩類、そして先第三紀基盤岩類からなる。日本地熱資源開発促進センター(1979)では52E-TY-1, 52E-TY-2, HT-5-1の玖珠層群の下部は宇佐層群及び相当層と記述されているが、暫定的に、ここでは先玖珠変質火山岩類に含めた。第4図のデータを表にしたもののが第2表である。

九重火山岩類は涌蓋山の南西DW-1の付近と、東方のDB-11でやや厚く、南方にも見られるが、全体として、200m程度以下と薄い。

第1表 本報告の作業に用いた坑井のリスト
 Table 1 List of wells. (Name, Elevation (m), Latitude and Longitude (degree, minute, second), Depth (m)).

坑井名	標高 (m)	緯度 (度分秒)	経度 (度分秒)	深度 (m)
DW-4	760	33 04 42	131 09 00	1,100
52-KK-1	760	33 04 15	131 09 00	706.8
DB-8	775	33 04 20	131 09 16	500
50-AS-1	685	33 07 58	131 07 22	500
50-AS-2	634	33 07 20	131 07 03	501
DB-1	550	33 06 08	131 06 43	500
52E-TY-1	750	33 09 05	131 08 36	1,001.8
DW-1	1,063	33 07 13	131 09 08	1,500
DW-2	770	33 09 47	131 08 30	1,500
DW-3	840	33 08 32	131 11 40	1,200
52E-TY-2	750	33 09 03	131 08 30	704.4
DB-2	795	33 06 34	131 08 03	500
DB-4	652	33 09 58	131 09 12	500
DB-5	835	33 08 02	131 12 34	500
DB-7	830	33 09 48	131 12 02	500
DB-3	1,001	33 05 25	131 09 57	500
DB-9	760	33 08 34	131 08 23	500
DB-10	922	33 09 02	131 10 03	500
DB-11	957	33 07 39	131 14 41	500
DY-1	823	33 09 29	131 08 45	2,618
DY-2	866	33 07 49	131 08 17	2,401.5
DY-3	954	33 05 02	131 10 22	2,303
DW-5	1,200	33 06 19	131 10 11	1,500
DW-6		33 10 08	131 09 44	1,550
DW-7		33 09 23	131 07 20	1,800
HT-5-1		33 05 53	131 11 05	3,000
No. 6		33 07 11	131 11 44	500
DA坑(77本)				80

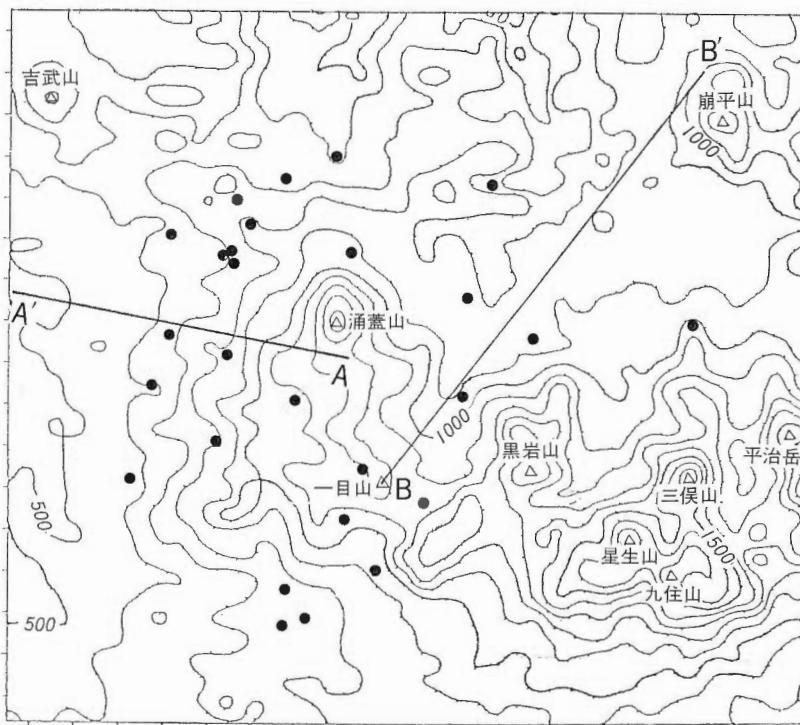
豊肥火山岩類は、この地域のほとんどの坑井でみられ、九重火山岩類に比較してかなり厚い。八丁原から黒川付近及び DW-3 では 1,000 m 程度に達する。北西部の坑井では 300 m 程度である。

玖珠層群及び相当層は、この、豊肥火山岩類が相対的に薄い北西部にのみ見られる。DW-6, DY-1, DW-2 でやや厚く、他は 100 m 程度と薄い。DW-1 では、本層が深度約 1,300 m という深所から出現するのが特徴で、他では、500 以浅で出現する。一般に南の坑井ほど出現深度は深くなる。

先玖珠変質火山岩類は、北西部で、層厚が非常に厚くなることが、深度の大きい坑井で確かめられている。重力の高異常域で基盤に達した坑井、特に HT-5-1, DY-3 では先玖珠変質火山岩類の層厚は薄い。深度 500 m 以浅の坑井では、本層についての情報は少ない。基盤に到達した坑井は、DW-7, DY-2, DY-3, HT-5-1 の 4 坑であり、いずれも深度の大きい坑井である。この 4 本の坑井位置は、前述した重力の高異常域の、のびの方向に沿っており、当地域では、基盤の相対的に浅い地点に掘削された坑井と言える。

さて、以上の地質構造の情報を念頭に、地下の岩石物性の分布を検討する。各坑井からは、コア・サンプルが採取され、物性試験が行われている。これを、各地層ごとにコンパイルしたものが第3(a)-(e)表である。コンパイルに際しては、ほぼ同一条件で測定された値を選択的に用いること、密度値はその定義に注意して、同一の定義での値に直して計算すること、の 2 点に注意した。ここでコンパイルした物性値は、後述する熱水対流モデルの物性値条件として必要となるものに限定した。

九重火山岩類、豊肥火山岩類のような地質学的区分によって、岩石の物性値をコンパイルすることに



第3図 豊肥作業領域の地形標高コンター図 (100 m 間隔) 国土数値情報の標高データを用い、SIGMA を利用して描いたもの。
黒丸が坑井位置。A-A', B-B' は熱水流動シミュレーションを実行した断面。枠の一目盛は 1 km。
範囲は第2図と同一。

Fig. 3 Topographic contour map of Hohi. The contour interval is 100 m. The elevation data used were from G.S.I. Black dots show the locations of wells. The lines A-A' and B-B' are for simulation of hydrothermal system. The interval of tick marks of the west and south sides is 1 km.

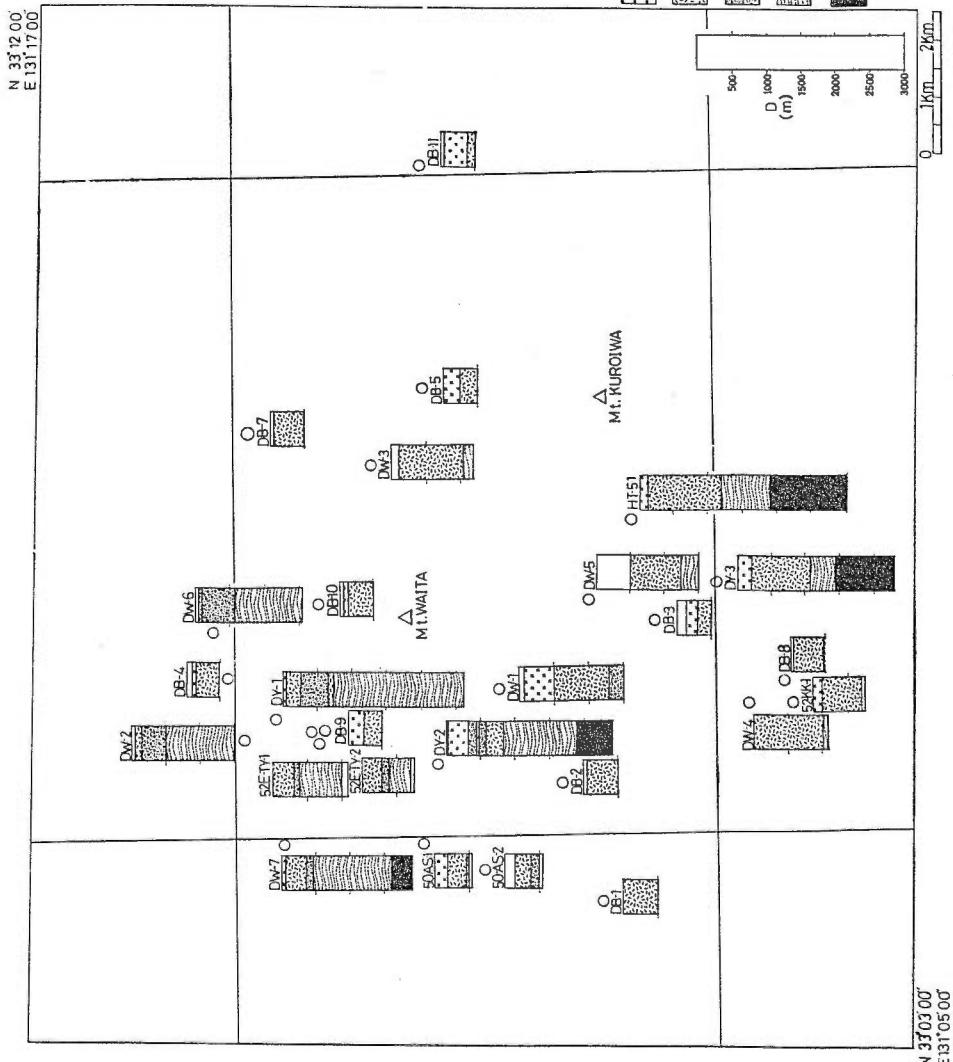
については、若干の問題がある。上記のような各岩類は、堆積岩、溶岩、火山碎屑岩などの集合からなり、さらに細かい岩相に分けられる。物性値を支配する因子は岩相単位で把握する方が望ましく、地下の物性構造をさらに精度よく解析するためには、岩相単位で物性値をコンパイルし、各岩相の分布を考慮しつつ分析することが必要であろう。しかしながら・物性試験のサンプルは各岩相毎にまとめるには不十分であり、また坑井の空間的密度が、各岩相の分布の詳細を把握できるほど高くない、という制約がある。従って、ここでは地質学的な層序区分にもとづいて物性条件を扱った。

岩石の密度は、第3(a)表に記しているように、いずれの層序区分内でも、標準偏差が小さく、大きなバラツキはない。豊肥火山岩類は、その下位の玖珠層群及び相当層よりも大きな密度をもつことが特徴である。

岩石の有効空隙率は、第3(b)の表のようにいずれも標準偏差が大きい。ここでも、豊肥火山岩類は、玖珠層群及び相当層よりも小さい空隙率、すなわち比較的緻密な岩石であることが示される。基盤岩類は、サンプルが少ないが、他と比して、非常に小さい空隙率の値を持つことが知られる。

岩石の比熱を、第3(c)表に示す。比熱に関しては、層序との相関が見つからない。熱伝導率は第3(d)表に示されるように、下位の地層ほど大きくなる。この表の値は湿潤状態での測定値であり、有効空隙率が非常に小さい基盤岩類については、ここで示される熱伝導率がほぼ岩石そのものの値であるので、大きい値を示すと考えられる。

岩石の浸透率については、有効空隙率以上に値のバラツキが極端であり、いずれも平均値より標準偏差が大きいので、第3(e)表には、平均値のみでなく中央値も示した。ここで示されているのはコア・



第4図 地質柱状図配置図
丸印が坑井の位置
白い円は柱状図の位置
白い円は柱状図の位置

Fig. 4 Map showing the geological columns of wells.
White circles indicate locations of wells.

第2表 地質柱状図データのリスト
Table 2 List of geologic columns' data. (Depth (m))

坑井名	九重火山岩類	豊肥火山岩類	玖珠層群および相当層	先玖珠変質火山岩類	基盤岩類
DW-4		0 ~ 1008.3		1008.3 ~ 1100.1	
5.2-KK-1	32.9 ~ 132.9	132.9 ~ 706.8			
DB-8	6.25 ~ 48.75	48.75 ~ 486.25	486.25 ~ 500.0		
5.0-AS-1	0.0 ~ 192.7	192.7 ~ 431.5	431.5 ~ 500.0		
5.0-AS-2		140.1 ~ 373.7	373.7 ~ 501.0		
DB-1		7.5 ~ 500.0			
5.2E-TY-1		0.0 ~ 295.0	295.0 ~ 390.0	390.0 ~ 1001.79	
DW-1	57.09 ~ 514.04	514.04 ~ 1272.41	1272.41 ~ 1500.0		
DW-2		36.1 ~ 140.3	140.3 ~ 504.0	504.0 ~ 1500.0	
DW-3		17.0 ~ 1061.0		1061.0 ~ 1201.0	
5.2E-TY-2		0.0 ~ 285.0	285.0 ~ 385.0	385.0 ~ 704.4	
DB-2		48.0 ~ 500.0			
DB-4	61.04 ~ 117.5	117.5 ~ 487.5	487.5 ~ 500.0		
DB-5	32.5 ~ 237.5	237.5 ~ 500.0			
DB-7		50.0 ~ 500.0			
DB-3	137.5 ~ 288.26	288.26 ~ 500.0			
DB-9	15.76 ~ 240.44	240.44 ~ 500.0			
DB-10	60.07 ~ 123.15	123.15 ~ 500.0			
DB-11	66.44 ~ 388.59	388.59 ~ 500.0			
DY-1	0.0 ~ 50.0	50.0 ~ 730.0		730.0 ~ 2618.0	
DY-2	30.0 ~ 315.0	440.0 ~ 835.0		835.0 ~ 1880.0	
DY-3	0.0 ~ 220.0	220.0 ~ 1090.0		1090.0 ~ 1460.0	
DW-5		ノンコア ~ 1252.5		1252.5 ~ 1500.0	
DW-6		50.0 ~ 100.0	100.0 ~ 580.0	580.0 ~ 1550.0	
DW-7	25.0 ~ 55.0	180.0 ~ 360.0	360.0 ~ 460.0	460.0 ~ 1610.0	1610.0 ~ 1800.0
HT-5-1	42.0 ~ 132.0	132.0 ~ 1188.0		1188.0 ~ 1914.0	1914.0 ~ 3000.0

各地層の上端深度と下端深度(m)を示す。

第3(a)表 岩石コアの密度 (g/cm^3) を地層ごとに集計した値

Table 3 (a) Density data from core test.
(The number of wells and samples,
Average value, Standard deviation)

地層	坑井数	サンプル数	平均値	標準偏差
九重火山岩類	9	61	2.46	0.34
豊肥火山岩類	21	284	2.58	0.24
玖珠層群及び 相当層	10	36	2.46	0.25
先玖珠変質 火山岩類	10	47	2.66	0.14
基盤岩類	3	6	2.72	0.04

* (乾燥重量) ÷ (全体積 × (1 - 有効空隙率))

第3(c)表 岩石コアの比熱 ($\text{cal}/\text{g}\cdot^\circ\text{C}$) を地層ごとに集計した値

Table 3 (c) Specific heat data from core test.

地層	坑井数	サンプル数	平均値	標準偏差
九重火山岩類	7	29	0.231	0.028
豊肥火山岩類	16	114	0.219	0.023
玖珠層群及び 相当層	6	15	0.215	0.020
先玖珠変質 火山岩類	8	36	0.226	0.033
基盤岩類	3	6	0.200	0.004

*粉末乾燥状態

第3(b)表 岩石コアの有効空隙率 (%) を地層ごとに集計した値

Table 3 (b) Effective porosity data from core test.

地層	坑井数	サンプル数	平均値	標準偏差
九重火山岩類	9	59	26.4	16.0
豊肥火山岩類	21	287	13.9	12.6
玖珠層群及び 相当層	10	36	16.8	12.8
先玖珠変質 火山岩類	10	47	15.3	5.8
基盤岩類	3	6	0.7	0.4

第3(d)表 岩石コアの熱伝導率 ($10^{-3}\text{cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot{}^\circ\text{C}$) を地層ごとに集計した値

Table 3 (d) Thermal conductivity data from core test.

地層	坑井数	サンプル数	平均値	標準偏差
九重火山岩類	7	34	3.38	1.00
豊肥火山岩類	16	182	3.86	1.26
玖珠層群及び 相当層	6	16	4.25	1.00
先玖珠変質 火山岩類	8	36	4.96	1.13
基盤岩類	3	6	10.2	3.87

*温潤状態

第3(e)表 岩石コアの浸透率 (Darcy) を地層ごとに集計した値
Table 3 (e) Permeability data from core test. Median values are shown additionally.

地層	坑井数	サンプル数	平均値	標準偏差	中央値
九重火山岩類	7	22	3.0×10^{-2}	9.9×10^{-2}	5.1×10^{-4}
豊肥火山岩類	16	102	6.4×10^{-3}	1.8×10^{-2}	1.9×10^{-5}
玖珠層群及び 相当層	6	15	7.7×10^{-5}	1.8×10^{-4}	1.7×10^{-6}
先玖珠変質 火山岩類	8	36	1.8×10^{-3}	3.7×10^{-3}	1.1×10^{-4}
基盤岩類	3	5	1.6×10^{-6}	2.9×10^{-6}	2.3×10^{-7}

サンプルの浸透率であり、地層の浸透性が、フラクチャに大きく依存していることから、地層の浸透性はこの値では扱えないということを考慮しなければならない。

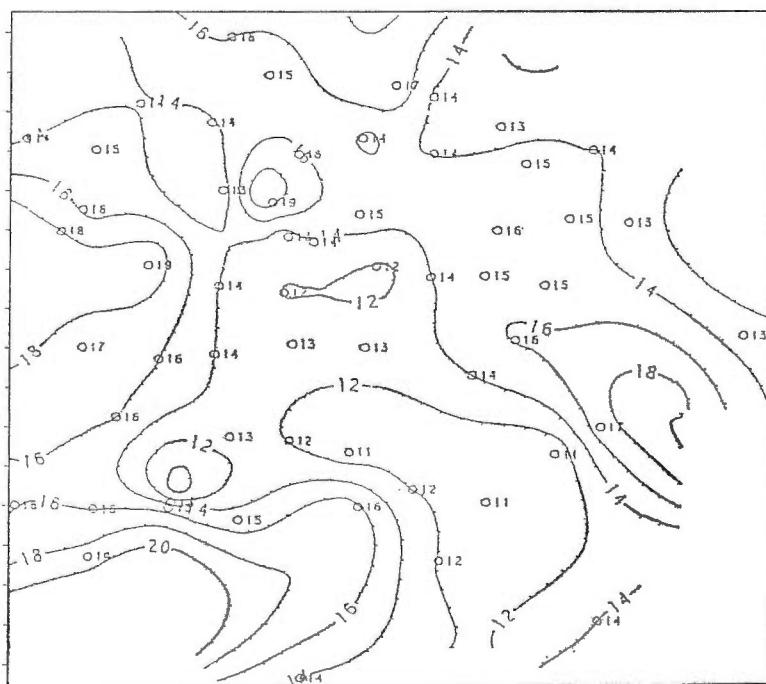
3. 温 度 デ ー タ

第1表の全ての坑井で温度検層が行われている。これをまず質的に異なる2つのグループに分離して扱う。すなわち、80m級坑井で得られた浅所の、平面的には密度の高い温度情報と、第2図に示される比較的深い坑井の温度情報である。

第1図に示す作業領域内には、80m級の坑井が77坑存在する。その坑底温度の分布を調べると、岳ノ湯、菅原、黒川、吉部に、それぞれ非常に狭い範囲に高い温度異常が見られる（矢野、1983）。この局所的な温度異常を示す坑井を除いて、地表下80m深での平面的な温度分布のセンターを描いたものが、第5図である。77坑のうち、上述の異常高温域に局所的に集中する19坑を除き、58坑をランダム点として、コンピュータで描いたものである。特徴は、12°C-16°Cの範囲に大部分の温度データ値がおさまることと、描かれたセンターは地形と相関があることである。11°C-14°Cの低温度ゾーンは、第3図に示した標高の高い部分によく一致する。

従って、浅所の温度データから言えることは、この領域では、局所的な熱水の上昇によって、狭い部分で地表付近の温度上昇はあるが、大局的な浅所温度を支配する要素は、標高であって、熱源から熱伝導で与えられる熱異常ではないという事である。

次に、比較的深い坑井の温度データを検討する。第6図は、各坑井の温度検層図を、平面位置図に重ねて描いたものである。なお、示した温度は、単独の温度検層しかない坑井はその温度を、温度回復試験を行っている坑井は、最終試験の温度曲線を用いたものである。従って測温条件は若干異なる。比較



第5図　温度20°C以上のデータ点を除いて描いた80m深温度分布図 棒の一目盛は1km。
範囲は第2図と同一。

Fig. 5 Temperature contour map at the 80 m depth of the area, from well data excluding data above 20°C.

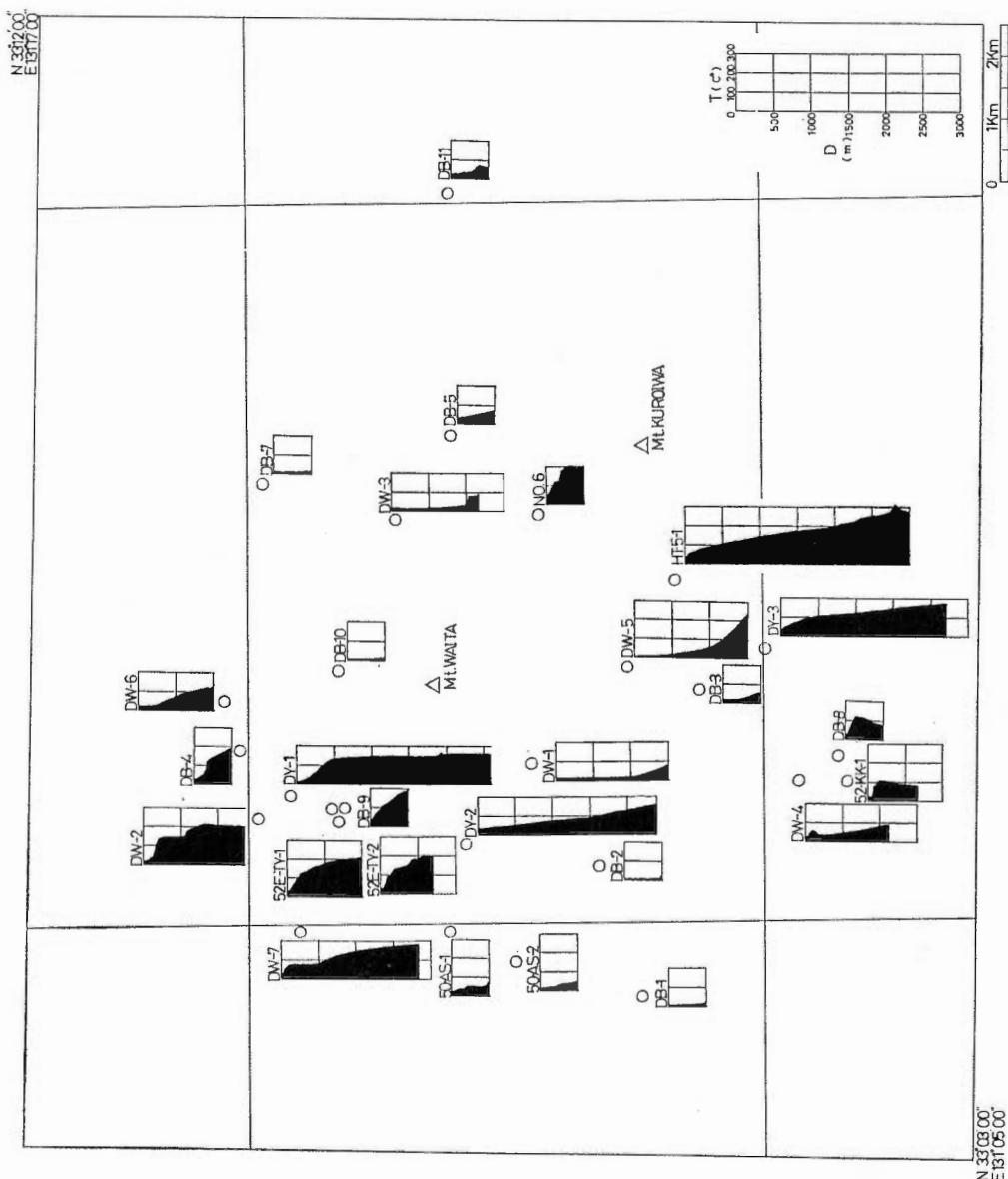


Fig. 6 Map showing the temperature logging charts of wells. White circles indicate the locations of wells.

Fig.

的深い坑井データの温度分布からは次の特徴が指摘できる。1) 作業領域北西部にあたる菅原、岳ノ湯周辺では高温帯が浅所まで到達している。2) DY-2, DW-1 から DW-5 は、重力の高異常、すなわち、基盤の相対的隆起帶に沿う坑井配列である。これらの坑井では浅部では低温であるが、深部で温度、温度勾配が大きくなるというパターンを示す。3) DW-4 や DB-8, 52-KK-1 坑がある黒川付近では、地下浅所が高温であるが、その下部で温度低下があり、熱水の浅部側方流動を示している。4) 大岳は、浅部で高温度が観測される。

その他個々には、例えれば DW-3 は 1,000 m 付近で急に温度が上る特殊な温度分布パターンを示すこと、浸透流の影響により 500 m 程度の掘削深度では、ほとんど温度の上らない坑井があること、などが第 6 図によって示される。

多くの坑井では熱水の流動により、伝導的熱輸送による単純な直線的地温勾配からかなりへだたった温度曲線が示されており、深部温度を、500 m 程度の比較的浅部の温度結果だけから推定することはできないことが示される。

基盤岩の上面を、温度構造を考える一つの基準面として考えると、ここには 4 本の坑井からのデータがある。基盤面深度で得られた最終の温度検層値は、南から、DY-3 で 145°C, HT-5-1 で約 190°C, DY-2 で 115°C, DW-7 で 180°C である。

4. 熱水対流モデル

4.1 シミュレーションの方法

本地域の地下の热水系の状態を質量及びエネルギーの保存則を用いて数値的手法により扱ったモデルは、いくつかある（花岡、1980 a, 1980 b; 黒田ほか、1983; 矢野・花岡、1983; 小川・金原、1983）。

本研究では、第 2 章及び第 3 章でまとめたデータをもとに、花岡（1980 a）によって開発された手法を用い、著者が作成したシミュレーション・プログラムを適用して、2 次元断面の解析を行った。

用いる方程式は(1)の質量保存式及び(2)のエネルギー保存式である。

$$\nabla \cdot \left[\frac{\mathbf{K} \rho_w}{\mu_w} \cdot (\nabla P - \rho_w g \nabla D) \right] + q'_m = 0 \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \left[\frac{\mathbf{K} \rho_w h_w}{\mu_w} \cdot (\nabla P - \rho_w g \nabla D) \right] + \nabla \cdot \left[K_m \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_h \nabla P + K_m \left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)_p \nabla h \right] + q'_h = 0 \quad (2)$$

これは FAUST and MERCER (1979) で示されたものを単相定常に簡略化したものである。

記号の意味を第 4 表に示す。なお、添字の *w* は水についての量であることを示す。

(1) 及び (2) をガラーキン有限要素法（ガラーキン法についてはツィエンキーピツ（1971）に詳しい）を用いて解く。

断面 2 次元領域を 3 角エレメントに分割し、未知量の近似解が、エレメント内で線形変化するような形状関数 N_i を選ぶ。要素内での未知量 ϕ は

$$\phi = N_1 \phi_1 + N_2 \phi_2 + N_3 \phi_3 \quad (3)$$

である。ただし $\phi_i (i=1 \sim 3)$ は節点における値である。 N_i は座標の関数である。近似解 ϕ をもとの方程式に入れた時の残差に重みをかけ、領域内で積分して 0 になるように ϕ_i を決定する。ガラーキン法は重みとして形状関数 N_i を採用するものである。

浸透率 \mathbf{K} は直交異方性を仮定し、その主軸方向に局所座標 (η, ξ) をとると、 \mathbf{K} は対角化される。簡単のために

$$\frac{\mathbf{K} \rho_w}{\mu_w} = \frac{\rho_w}{\mu_w} \begin{pmatrix} K_1 & 0 \\ 0 & K_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_{w1} & 0 \\ 0 & A_{w2} \end{pmatrix} \quad (4)$$

とおいて、(1)式及び(2)式に N_i をかけ、3 角エレメント領域で積分すると、次の(5)式及び(6)式を得る。

第4表 本報告で用いた記号の意味と単位
Table 4. Symbols used in this report.

項目	記号	単位	単位 (SI 基本単位) 準拠	備考
圧力 pressure	P	Pa パスカル	kg/(m·s ²)	1 bar=0.1 MPa≈大気圧. Pa=N/m ²
温度 temperature	T	°C	K	t°C=273.15+tK
エンタルピ enthalpy	h	J/kg	m ² /s ²	
密度 density	ρ	kg/m ³	kg/m ³	
粘性係数 dynamic viscosity	μ	Pa·s	kg/(m·s)	動粘度 (kinematic viscosity) は $\frac{\mu}{\rho}$ (m ² /s)
熱伝導率 thermal conductivity	K_m	W/(m·°C)	kg·m/(s ³ K)	
重力加速度 gravitational acceleration	g	m/s ²	m/s ²	$g=9.80665 \text{ m/s}^2$
深度 depth	D	m	m	
浸透率 permeability	K	m ²	m ²	$1 \text{ darcy}=0.987 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \approx 10^{-12} \text{ m}^2$
質量の湧出し mass source	$q'm$	kg/s·m ³	kg/s·m ³	
熱量の湧出し heat source	$q'h$	J/s·m ³	kg/s ³ ·m	

$$\iint_v \left\{ A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} + A_{w2} \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \frac{\partial P}{\partial \xi} + g \rho_w \left(A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \sin \beta + A_{w2} \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \cos \beta \right) - N_i q'm \right\} d\eta d\xi - S_m = 0 \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \iint_v \left\{ h_w \left(A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} + A_{w2} \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \frac{\partial P}{\partial \xi} \right) + h_w \rho_w g \left(A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \sin \beta + A_{w2} \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \cos \beta \right) \right. \\ & \quad \left. + K_m \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_h \left(\frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} + \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \frac{\partial P}{\partial \xi} \right) + K_m \left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)_p \left(\frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial h}{\partial \eta} + \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \frac{\partial h}{\partial \xi} \right) - N_i q'h \right\} d\eta d\xi - S_h = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

ただし β は浸透率の主軸と深度軸に直交する座標軸との角度である。

上式で S_m 及び S_h は表面積分であり、3角エレメント間の境界では打消し合って 0 となる。

今、(5)式で圧力 P を、(6)式でエンタルピ h を未知量とし、(3)式を適用して離散化する。

$$P = N_j P_j \quad (j=1 \sim 3, \text{ 総和規則に従う}) \quad (7)$$

とすると、たとえば

$$\iint_v A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} d\eta d\xi = P_j \iint_v A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial N_j}{\partial \eta} d\eta d\xi \quad (8)$$

などとなる。

従って、式(5)は

$$\begin{aligned} & P_j \iint_v \left(A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial N_j}{\partial \eta} + A_{w2} \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \frac{\partial N_j}{\partial \xi} \right) d\eta d\xi \\ & = - \iint_v g \rho_w \left(A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \sin \beta + A_{w2} \frac{\partial N_i}{\partial \xi} \cos \beta \right) + \iint_v N_i q'm d\eta d\xi + S_m \end{aligned} \quad (9)$$

となる。

ところで、 N_i は次の形をしている

$$N_i = (b_{1i} + b_{2i}\eta + b_{3i}\xi)/2A \quad (10)$$

ただし b_{1i} , b_{2i} , b_{3i} は3角エレメントの形状から計算できる定数、 A はエレメントの面積である。従って

$$\frac{\partial N_i}{\partial \eta} = b_{2i}/2A \quad (11)$$

$$\frac{\partial N_i}{\partial \xi} = b_{3i}/2A \quad (12)$$

である。

これより

$$\iint_v A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial N_j}{\partial \eta} d\eta d\xi = \iint_v A_{w1} \frac{b_{2i}}{2A} \cdot \frac{b_{2j}}{2A} d\eta d\xi = \frac{b_{2i} b_{2j}}{4A^2} \iint_v A_{w1} d\eta d\xi \quad (13)$$

となる。

A_{w1} の積分は、3 節点での値の平均値 A_{w1E} を用いて近似して

$$\iint_v A_{w1} d\eta d\xi = A \cdot A_{w1E} \quad (14)$$

とする。

(13) と (14) より

$$\iint_v A_{w1} \frac{\partial N_i}{\partial \eta} \frac{\partial N_j}{\partial \eta} d\eta d\xi = \frac{b_{2i} b_{2j}}{4A} A_{w1E} \quad (15)$$

となる：

同様の操作を用いて、(9)式を離散化すると

$$E_{ij} P_j = F_i - \frac{4}{3} q' m - S_m \quad (16)$$

となる。

ただし

$$E_{ij} = -\frac{1}{4A} (A_{w1E} b_{2i} b_{2j} + A_{w2E} b_{3i} b_{3j}) \quad (17)$$

$$F_i = \frac{g}{2} \rho_w (A_{w1E} b_{2i} \sin \beta + A_{w2E} b_{3i} \cos \beta) \quad (18)$$

である。

次にエンタルピについても

$$h = N_j h_j \quad (19)$$

とし、(7)式も適用して(6)式を離散化すると

$$G_{ij} h_j = H_{ij} - \frac{4}{3} q' h - S_h \quad (20)$$

となる。ただし

$$G_{ij} = \frac{-1}{4A} K_m \left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)_p (b_{2i} b_{2j} + b_{3i} b_{3j}) \quad (21)$$

$$H_{ij} = \frac{P_j}{4A} \left\{ A_{w1E} h_w b_{2i} b_{2j} + A_{w2E} h_w b_{3i} b_{3j} + K_m \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_h (b_{2i} b_{2j} + b_{3i} b_{3j}) \right\} \\ + \frac{g}{2} (A_{w1E} h_w \rho_w b_{2i} \sin \beta + A_{w2E} h_w \rho_w b_{3i} \cos \beta) \quad (22)$$

となる。

これらの式を解くプログラムでは、初めに、境界条件から比例配分した適当な P と h の値を各節点に与え、(16)式と(20)式を交互に解いて収束させる。

必要な状態量の計算は、日本機械学会の蒸気表をサブルーチン・プログラム化したもの用いて行った。当ルーチンは原子炉解析用に作成されたもので純水の密度や粘性等について、十分な精度かつ広い温度・圧力の範囲で値を求める。

有限要素法の特徴は、任意の形状をうまく近似できることであるが、反面入力データ作成に労力がいる。本プログラムは、入力データを極力少なくする工夫として、

- i) 地表及び各地層境界面の標高と、各地層の細分化のパラメータ、エレメントの横の長さが一定である場合はその長さを与えれば、各節点の位置、エレメント番号と節点番号の対応づけ等を自動で計算する。

ii) 热伝導率, 浸透率は, 各地層ごとに与え, 各エレメントへのわりつけは自動で行う。などを用いている。

計算は, SIGMA の対話型 OS である CMS の環境のもとで実行する。入力ファイルは CMS ファイルとして用意する。従って CMS のエディタを用いた編集が可能である。入力データは対話的に図化して, グラフィック・ディスプレイ上に表示する。ここでは, エレメントの物性値の変更, エレメント毎の細分化, 節点の座標の移動などが可能である。計算結果は, 同じく图形化してグラフィック・ディスプレイへ対話的に出力する。数値としては, CMS ファイルに書き出し, ラインプリンタへの出力をを行う。

なお, 第7図(a)及び(b)が, シミュレーションの実行結果である。このうち, 第7(a)図は今回上述の手法を用いて作成したプログラムによる結果であるが, 第7(b)図は, 花岡(1980a)が開発したプログラムを用いたものである。状態量の計算に多項式近似を用いること, 計算の初期値の与え方, データの入力法, 実行環境がバッチであることなどが異なるが, 基本的には, 上述のものとほぼ同じシミュレーション手法を用いている。ただ, 結果の表示で質量流量の大きさを表す矢印の尾の長さを, 第7(a)図では比例的にとっているのに対して, 第7(b)図では, 対数的にとっている。

この, 第7(a)及び第7(b)図のシミュレーションの実行について, 次の4.2章に詳述する。

4.2 シミュレーションの実行

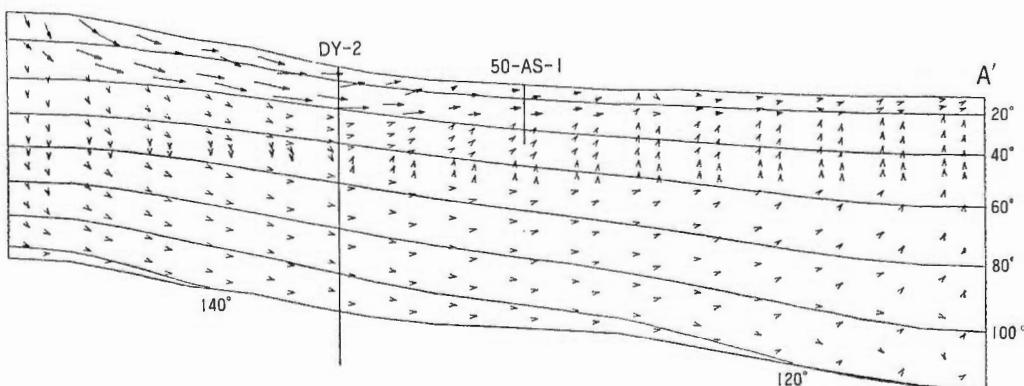
第6図に示されるように, 本地域では, 多くの坑井が, 対流で支配される温度パターンを示す。地形の高所に掘削された坑井では, 地下深く達するリチャージ(下降流)の影響が見られる。逆に, 岳ノ湯付近では, 優勢なディスチャージ(上昇流)・パターンが見られる。これらの温度パターン, 及び, 第3図の地形, 第4図の地質構造には, 複雑な三次元性が存在する。シミュレーションの手法は二次元であるので, これを適用して妥当と考えられる断面線を設定する場所は限られることになる。また, 数値モデルを作成するには, その定量化のメリットが問われる。

従って, ここでは, 単純かつ, 推測的な仮説の設定と, その妥当性の検証の意味で数値モデルを用いる。境界条件及び構造のパラメータが仮説を表わし, 現場で得られたデータが検証の材料となる。また, シミュレーションの結果は, 本二次元モデルが現象を説明する可能性と限界を示す。

モデルの設定にあたって考慮した点は以下である。

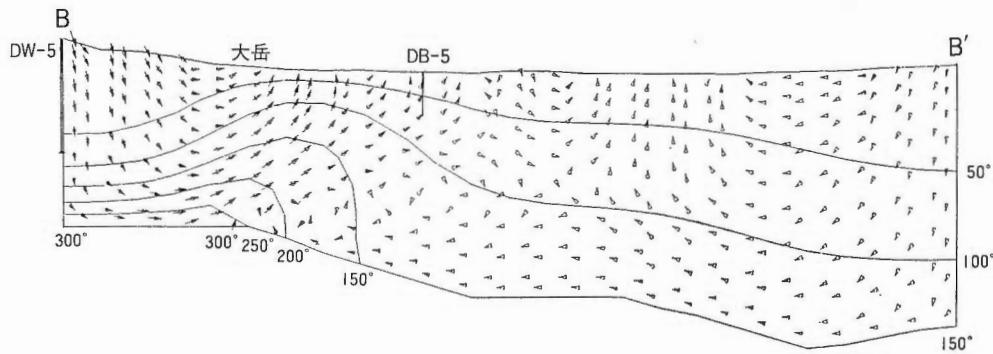
i) 本地域は, 対流の存在が顕著ではあるが, 基盤内では岩石マトリクス中の水の移動は困難である。基盤に達する数少ない坑井のデータを見ると, 基盤部分の温度データは逸水部を除いて伝導的であること,

A



第7(a)図 シミュレートした水の流れと温度の分布 第2図の A-A' 断面。

Fig. 7 (a) Cross section of A-A' showing the result of simulation. Temperature contour and vectors of mass flux density of water are shown. DY-2 and 50-AS-1 are wells near this section.



第7(b)図 シミュレートした水の流れと温度の分布 第2図のB-B'断面
Fig. 7 (b) Cross section of B-B' showing the result of simulation. DW-5, DB-5 and Otake are near from this section.

第3表(b), (e)で示されるように、基盤の岩石は稠密で、難透水性であることが根拠となる。従って対流は基盤より上部に限定する。

ii) 本地域では、検層時の記録を見ると、地下水水面は、深度100 mないし200 mより浅い。また降雨量からは地形に準じた水頭が仮定できる。

iii) 热源の設定、すなわち温度の境界条件は、坑井の温度データとのマッチングで、妥当なものを見い出す必要がある。基盤内の熱の移動が伝導によるとし、深部のマグマ等の熱源を設定したときに考えられる温度を基盤面に与え、坑井データでコントロールしてゆく。狭い範囲に高い温度の熱源を考えなければならない場合は、高温熱水・蒸気の上昇路となる基盤の断裂が存在すると解釈すればよい。

iv) 浅所の局所的温度異常に見られるように、基盤の上の対流系も、断層あるいは割れ目が、部分的に大量の熱を輸送していると推定される。しかし、地下の断層や割れ目の位置や性質についての情報は乏しい。割れ目等も、網状に発達していれば、地層の浸透性の一要素として考えてよい。

以上の点をふまえて、シミュレーションを実行したのが第2図及び第3図に示すA-A', B-B', の断面である。いずれも、地形及び重力データから解析された基盤構造から判断して、断面沿いの流れが優勢な、二次元対流がある程度予測できる位置を選択した。

断面A-A'は花岡(1980 b)が試みた断面の一部で、昭和53年度に屈折法地震探査が実施された測線に沿う。シミュレーションの結果を第7(a)図に示す。断面形状としては、第3図の坑井地層データと屈折法地震探査の解析結果を参考に作成した各地層の境界位置、及び地形を与えた。各地層の熱伝導率は第3(d)表の値を用いた。浸透率は与える値の決定が難しい。これは第3(e)表の中央値を2倍した値を用いた時の結果である。境界条件としては、地表が圧力1 atm, 10°Cの自由地下水面とし、基盤面に図で示されている温度(実際はエンタルピ)を設定した。側面は断熱・不透水とした。

図の矢印は水の流れの向きと大きさ(質量流量)を示す。また、温度をセンターで示す。A-A'断面沿いには、やや南にはずれるが、DY-2と50-AS-1がある。第6図に示されるようにDY-2は、1,500 m付近を境に温度勾配が変わるが、かなり伝導的な温度パターンを示す。50-AS-1は流動の影響があるが、高温には達していない。このモデルは、この2本の温度データと大きな矛盾を生まない。花岡(1980 b)では、局所的熱源を基盤高所におき、DW-1の温度データを説明したが、DY-2の温度とは調和しない。本モデルは逆にDW-1を説明し得ない。ただし、DW-1は本断面線からの距離が大きい。50-AS-1の温度の乱れは、本モデルの精度では論じ得ない。

断面B-B'は、矢野(1983)で計算した断面で、昭和54年度に、屈折法地震探査が実施された測線に沿う。シミュレーションの結果を第7(b)図に示す。形状データのうち、地形と基盤はA-A'と同じ考え方で与えた。浸透率と熱伝導率の分布については、まずA-A'と同様に実際の坑井データから得られる値を用いた計算を行ったところ、本断面沿いにあるDW-5の温度の極端なりチャージ・パターン、

大岳付近の優勢なディスチャージ・パターンは現れなかった。また、豊肥火山岩類の浸透率を5倍にしても熱伝導が優勢で対流が生じない。最終的には、領域全体に第3(e)表の九重火山岩類の中央値の2倍という大きな浸透率を用い、熱伝導率は九重火山岩類の値に近いものを与えた。また、基盤高所に高温の境界条件を与えた。

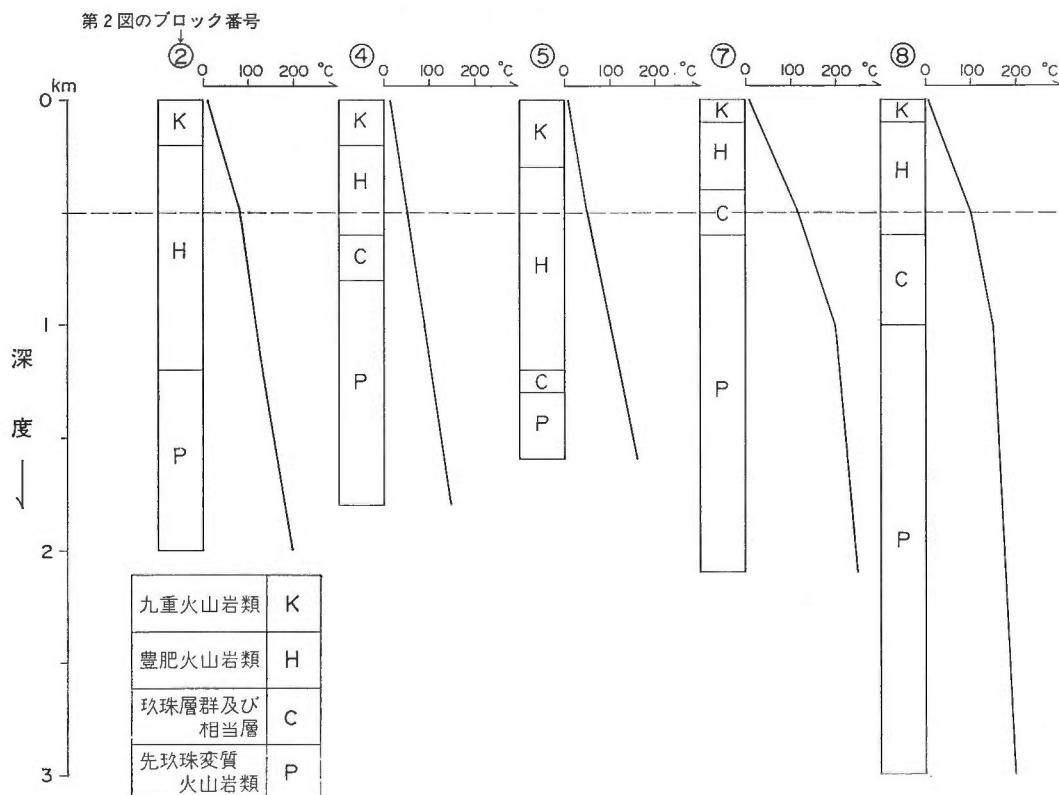
結果(第7(b)図)には、温度パターンとして、DW-5のリチャージ・パターン、大岳付近のディスチャージ・パターン、DB-5の伝導的パターンが再現された。ただし、もう少し細かくみるとDW-5では冷水の降下が強すぎて、坑底での高温が再現できていない。また、大岳は、ここでシミュレートしたパターンより、さらに局部的な、热水の上昇が考えられる。現實には、物性の変化、優勢な断裂系の存在があることが、この差を生んだものと考えられる。

5. 热量の試算

最後に地熱資源を定量的に評価する試みの一つとして、先章までにその概要を把握した、地下の熱及び水の状態、及びその入れ物としての地層の物性値の分布を単純化したデータを入力として、本地域の基盤上の岩石及び水に含まれる熱量を試算する。

考え方としては、

i) 割れ目あるいは断層は局所的な熱の移動の異常部になるが、領域全体に含まれている熱の大部分は、岩石及びその孔隙中の水にある。



第8図 热量計算のための各ブロックの地質構造、温度構造のモデル

Fig. 8 Simplified geologic structure and temperature model assumed for blocks shown on Fig. 2. This model was used for the calculation of heat content of the blocks.

ii) 基盤より上部の一定領域の包蔵熱量を計算する。実際には、熱は基盤内から供給され、開発時に熱的に開いた糸になる可能性は十分ある。

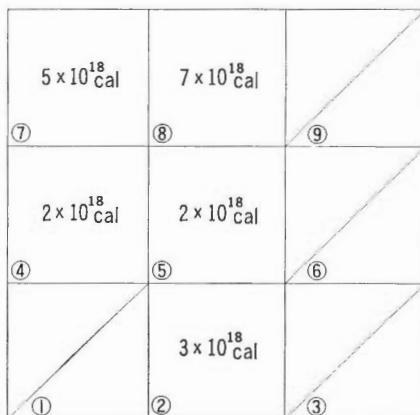
第2図に点線で示したブロックを計算の単位とした。第8図は、その各ブロックの地質構造と温度のモデルである。ここで計算の簡単さのために、各ブロックは単純な一次元構造を仮定する。地質構造モデルは、第3図を参照し、温度モデルは第6図及び前章の解析結果を参考として設定したものである。

熱量の計算は、対象領域として、深度 500 m 以深かつ基盤より上の部分をとり、基準温度を 15°C とした。仮定としては、空隙の水飽和率は 100%、水は密度 1 g/cm³ で 1 cal/g·°C の一定の比熱を持つとする。岩石の密度は第3(a)表の値、空隙率は第3(b)表の有効空隙率の値を用い、比熱は第3(c)表の値を用いた。熱量の計算式として次式を用いた。

$$H = A \sum_{i=1}^n \{(1-\phi_i) \rho_{ri} C_{ri} + \phi_i\} \cdot \int_0^{L_i} (T - T_0) dl \quad (23)$$

H はあるブロックのもつ熱量 (cal), A はブロックの面積 (m²), n はブロックの地層の種類の数, ϕ_i , ρ_{ri} , C_{ri} , L_i は、 i 番目の地層の空隙率、岩石密度 (kg/m³)、岩石比熱 (cal/°C·kg)、層厚である。 T_0 (°C) は基準温度で、温度 T と T_0 の差を各層の深度方向の長さに沿って積分する。

計算結果を第9図に示す。各ブロックは一辺が 5 km で、25 km² の平面面積を持つ。①から⑨までの番号の 9 つのブロックのうち、ある程度坑井データが存在し、第8図において温度及び地層のモデルを作り得たのは、②、④、⑤、⑦、⑧の 5 つのブロックである。第9図に示された熱量のうち、ブロック⑧が最大となっているが、これは、基盤が深いこと、浅部から高温の坑井があり、そのため温度が高いモデルを作ったことによる。逆に基盤の浅いブロック⑤、温度の低いモデルを与えたブロック④は小さい熱量の値となっている。いずれも、面積が広く、また温度や岩石の分布が三次元的に大きく変化する領域を、単純な一次元のモデルで扱っていることに注意する必要がある。熱量の値は、岩石の物性値及び分布よりも、基盤深度及び温度の仮定に大きく左右される。5つのブロックの熱量の総和は 2×10^{19} cal となる。



第9図 各ブロックごとに計算された熱量 ブロックの位置は第2図に示す。ブロックの一辺は 5 km。丸で囲まれた番号はブロックの番号。地下 500 m 以深かつ基盤より上の部分の水と岩石に含まれる熱量を示す。

Fig. 9 Heat content distribution calculated using temperature and geologic models of Fig. 8. Locations of the blocks are shown on Fig. 2. The heat stored both in rock and water between the part below 500 meters from the surface and above the basement was calculated.

6. 考察

本地域は火山岩で覆われており、地形、地質構造は単純でない。従って、それに伴う、水の流動、温度の分布も、局所的に大きな変化を持つ複雑なものである。しかし、第6図に示されるように、温度パターンが地域的に相似する傾向は、確かに認められる。

実際に掘削された坑井のデータから、このような地域的な地熱系の状態に関する情報を引き出すには工夫がいる。そこで、本研究で行った、複数の坑井情報の立体的可視化、垂直方向の坑井情報に対してこれを水平に横断する地層単位の情報のコンパイル、坑井のみならず、地形、物理探査情報も入力とする熱水対流の物理的モデリング、等の努力が必要とされる。

第7(a) (A-A') 及び(b) (B-B') 図に示したモデリングの結果は、本手法による、地下の熱水の挙動の再現の可能性と限界を示す。得られた解は、断面近傍のいくつかの坑井の温度パターンに合致するが、基盤上の温度と、岩石の物性値、地層形状と、多くの入力パラメータで調節するため、解の一義性はなく、また細部までのデータとの合致は難しい。試行錯誤にたよ

るため、さらに時間をかけ計算を重ねれば、合致の程度はよくなるであろう。ただし、A-A'でのDW-1の地下深部での温度勾配の急な立ち上り、B-B'での大岳の浅所高温異常の、本手法による再現は難しいと思われる。浸透率と熱伝導率の比がある程度以上大きいと、収束解が求まらない。また、局所的な流動の解析にはそれに応じて十分細かいメッシュ化が必要である。以上のような限界はあるものの、このようなモデリングは熱水流動の巨視的理解には非常に有効であるといってよい。

本地域の熱水流動についての基本的な考え方のポイントが小川・金原(1983)で示された。それによると、地層の透水性については、岩石自体は低い値を持つが、コア観察・温度パターンから、網状の破碎による高透水化は明瞭で、帽岩の分布は一部地域を除いて欠く。また基盤岩類は不透水性だが、基盤内からの熱水上昇により熱を供給する鉛直方向の高透水部、すなわち断裂が推定される。天水の地下深部に向かう降下が地形の高所にあることが、坑井の温度パターンから示される。熱源については、従来、大分一熊本沈降帯の中にある本地域では、基盤隆起部が高温熱源となっていると考えられていたが、深部試錐の結果と基盤面深度差を考え併せると再考の余地がある。基盤面の温度は久住山方面で高く、北西方向へ減じる。八丁原や岳ノ湯の局所的高温熱水と基盤岩温度から、本地域の熱源は、非透水性基盤からの伝導型熱輸送と、基盤内断裂部を上昇する熱水による対流型熱輸送の複雑に合わさったものである。

本研究では、以上のような諸点のいくつかを、定量的に示唆する結果を得た。コンパイルした岩石の浸透率の中央値あるいはその数倍を与えても、第7(b)図に見られる対流卓越型の温度パターンは得られない。熱伝導率は、浸透率よりはるかに小さい標準偏差／平均値の比を持つことが第3(d)及び(e)表で示されることから、対流卓越型熱輸送のための条件、すなわち、浸透率／熱伝導率の大きい値は、コアのそれよりもはるかに大きな浸透率が要求される。すなわち、網状に発達する破碎あるいは割れ目が、岩石そのものの浸透率より1ケタ以上大きな浸透率をもたらすことが必要である。

基盤岩類は不透水性であることは第3(e)表で如実に示される。しかし、やはり岳ノ湯近辺の浅所高温とDY-2の基盤面の温度の低さ、HT-5-1では基盤の変成岩、花崗岩の中にも熱水脈が発見されたこと(田中・江島, 1982)などから考え合わせると、基盤内にそのような熱水の通路となる断裂が存在していることは確実である。熱源としてのその断裂の位置を、热水モデリングから考えることはある程度可能でありまた重要なことである。今回扱った2つの断面のうちでは、B-B'断面の基盤の高所の高温部をその種の断裂あるいはその集合におき換えることができると言える。

地形の高まりが天水の降下を生む効果はA-A'及びB-B'に顕著に観察される。地形の局部的な起伏は、地表近くの流动場を支配し、波長の大きい地形の起伏は、地下深部までの流动場に影響する。

その他、3章の浅所の温度データで述べた局所的な高温異常、热水モデリングと対比した時の大岳地域の温度データの持つ意味から考えて、基盤の上位の地層にも、透水性を全体的に高める網状に発達した破碎のみでなく、ある程度、局部的に高温の热水を深所から運ぶ、スケールの大きな断裂が存在すると推測される。

第5章では、本地域の地熱を資源量的に評価する第一歩として、包蔵熱量の試算を行った。第4章までに作り上げた、地下の熱の状態のモデルを入力としているが、大きく単純化したステップで、モデルの連続性が損われた面がある。データがさらに十分に密に集められれば、これは改善できる。得られた数値(第9図)には、熱量のオーダー評価以上の事は期待されないが、ここで用いた手法は、今後の熱量評価の参考となろう。

7. おわりに

本地域では、3,000m級の坑井調査が現在も進められており、今後、深部の状況がさらに解明されることと思われる。

本研究で行った坑井データの編集と热水系モデリングは、このような新しいデータも含めて、見直すことになろう。さらに精度のよいモデルを作るためには、個々のデータの詳細な検討も必要である。例

えば、温度回復試験から推定される平衡温度が得られる場合には、これにもとづいて地熱系のモデリングを行うほうがよい。データをモデルに適用する前のこのような検討を行い、その結果を、さらに地域の総合的な解析につなげてゆくことを今後進めてゆきたい。

文 献

- FAUST, C. R. and MERCER, J. W. (1979) Geothermal reservoir simulation 1, Mathematical models for liquid-and vapor-dominated hydrothermal systems. *Water Resour. Res.*, vol. 15, p. 23-30.
- 花岡尚之(1980 a) 総合解析法の研究—热水系のシミュレーター. 昭和53, 54年度サンシャイン研究成果報告, 広域深部地熱資源賦存に関する研究, 地質調査所, p. 111-123.
- (1980 b) 数値実験による温度検層のシミュレーション. 日本地熱学会昭和55年度学術講演会講演要旨集, p. 48.
- HAYASHI, M. (1973) Hydrothermal Alteration in the Otake Geothermal Area, Kyushu. *Jour. Japan Geothermal Energy Assoc.*, vol. 10, no. 3, p. 9-46.
- 黒田和男ほか(1983) 热水系水理モデル解析. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書地熱探査技術等検証調査そのⅢ総合解析予測モデルの研究, 地質調査所, p. 177-233.
- 日本地熱資源開発促進センター(1976) 昭和50年度地熱開発精密調査報告書. no. 10, 阿蘇.
- (1978) 地熱開発基礎調査報告書. no. 6, 黒川そのⅡ(昭和52年度).
- (1979) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書. no. 5, 岳ノ湯地区.
- 小川克郎・金原啓司(1983) 地熱热水の流動について—豊肥地熱地域を例として—. 地学雑誌, vol. 192, no. 7, p. 83-92.
- 田中耕基・江島康彦(1982) 八丁原地区 3,000 m 調査井の掘削について. 地熱エネルギー, no. 19, p. 93-103.
- 通商産業省(1979 a) 構造試錐検層(DW-1孔). 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1979 b) 热流量調査. 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1979 c) 中発破探査工事. 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1980 a) 構造試錐検層(DW-2, DW-3, DW-4孔). 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1980 b) 热流量調査. 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1980 c) 中発破探査工事; 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1981) 構造試錐検層(DW-5坑). 昭和55年度(後期) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1982 a) 調査井検層(DY-1坑). 昭和55年度(後期) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1982 b) 調査井検層(DY-2坑). 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1982 c) 調査井検層(DY-3坑). 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1982 d) 総合解析(第2次) 重力探査再解析昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書, 豊肥地域.
- (1983) 構造試錐検層(DW-6, DW-7坑). 昭和56年度大規模深部地熱発電所環境保全実証

調査報告書, 豊肥地域.

矢野雄策(1983) 豊肥モデル(坑井データ). 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書地熱探査技術等検証調査そのⅢ総合解析予測モデルの研究, 地質調査所, p. 293-334.

———・花岡尚之(1983) 热水流動シミュレーション. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書地熱探査技術等検証調査そのⅢ総合解析予測モデルの研究, 地質調査所, p. 335-344.

ツイエンキーピッツ, O. C. (1971) 基礎工学におけるマトリックス有限要素法. 吉識ほか監訳, 培風館, 575 p.

地質調査所報告第 264 号
Rept. Geol. Surv. Japan No. 264
「豊肥地熱地域における研究」

豊肥地域の地震活動

伊藤久男・杉原光彦

豊肥地域の地震活動

伊藤久男*・杉原光彦*

Seismicity of the Hohi geothermal area

By

Hisao ITO* and Mitsuhiro SUGIHARA*

Abstract : In this paper, we describe the seismic monitoring system at the Hohi geothermal area, and data processing system at Geological Survey of Japan. We also discuss the results, mainly on hypocenter distribution.

Seismic monitoring system was completed September, 1982. It has seven seismic stations with 1 Hz, 3-component seismometer. Seismic data is telemetered through D1 telephone line with 192 Hz data sampling. Digital data acquisition is controlled by the mini computer system at Oguni observation center.

We are analyzing the data by our computer system at Geological Survey of Japan. We have developed semi-automated data processing system.

From the results of the nearly two years data, we found several areas of highly concentrated hypocenters, which might be related to geothermal activity and structure of the Hohi geothermal area.

1. はじめに

九州豊肥地域における大規模深部地熱発電所環境保全実証調査の一環として、環境モニタリング自然地震観測が行われている。

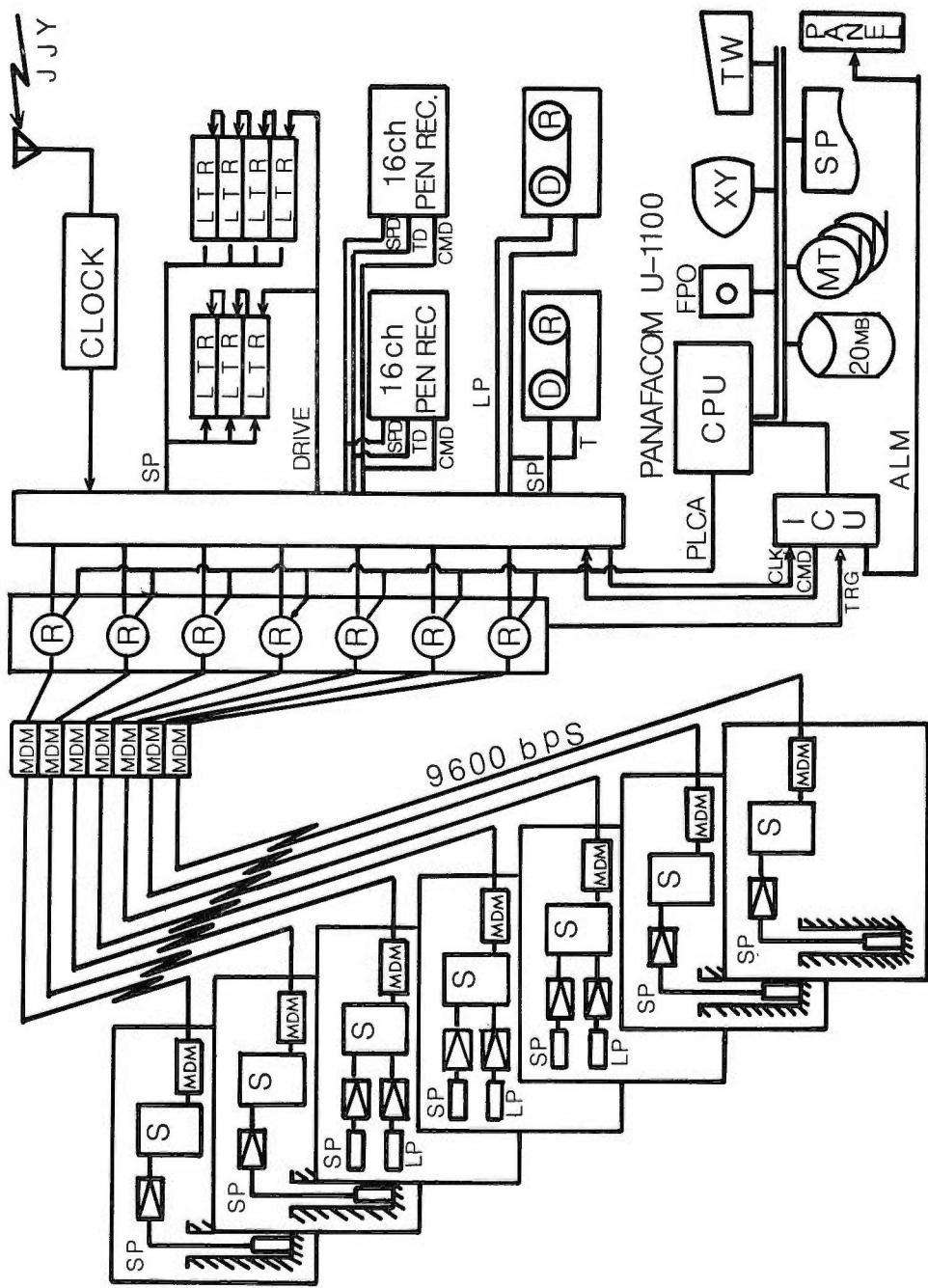
モニタリング自然地震観測は、豊肥地熱調査の一環として実施する深部地熱流体の採取・還元が、地下環境に与える影響の程度を自然地震の発生状況の面からモニタリングするものである。さらに、地質調査所においては豊肥地域における微小地震データの解釈から、地熱地域における微小地震の発生様式、地熱構造との関連も研究する。

豊肥地域周辺における地震活動については、マグニチュード 3 以上のものは、気象庁の観測によりカバーされるものの、震源決定精度等は本モニタリングの目的から十分ではない。さらにマグニチュード 3 以下の微小地震については、大岳・八丁原地熱発電所周辺に九州電力㈱の地震観測システム（益川ほか, 1979）があるものの、公的機関による高感度観測網は存在しない（鈴木ほか, 1979）。

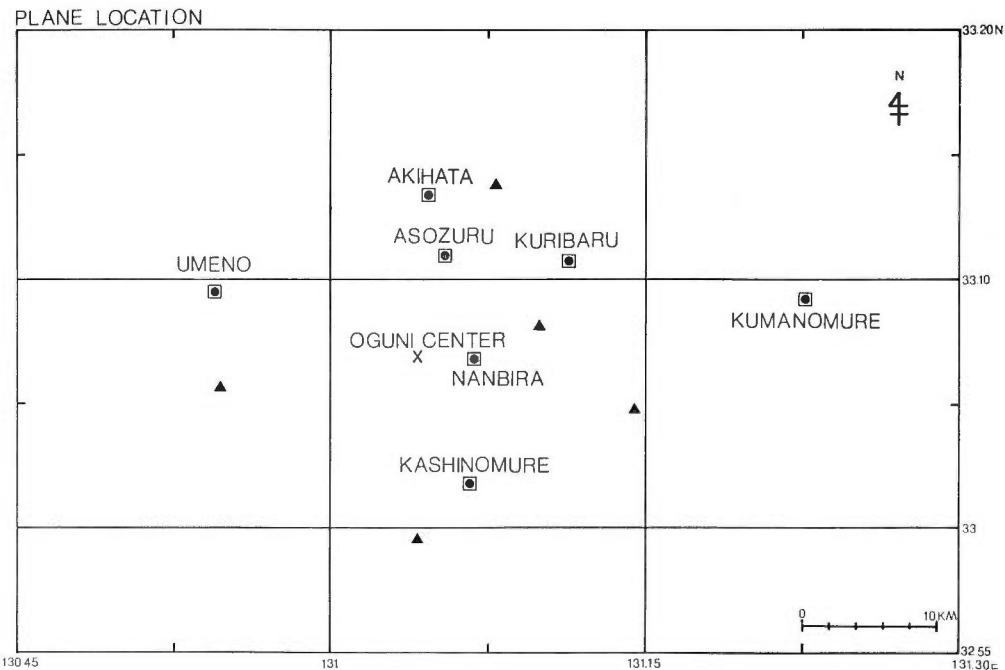
地震モニタリングシステムの建設に先立ち、豊肥地熱調査のうち、地上調査の一環として微小地震探査が、昭和54年 2-3 月（昭和53年度）、昭和55年 2-3 月（昭和54年度）の 2 回実施された。いずれも観測期間は約 1 ヶ月であり、53 年度は豊肥地域の東半分、54 年度は西半分を調査対象地域としている。

地震モニタリングシステムは、昭和55年 9 月に 4 観測点の観測、昭和56年 6 月に 4 観測点から小国へのテレメータリング、そして昭和57年 9 月に 3 観測点を増設し、合計 7 観測点のテレメーターシステムを完成し、現在に至っている。

*地盤熱部 *Geological Survey of Japan



第1図 観測システムブロック図
Fig. 1 Schematic diagram of the seismic monitoring system.



第2図 観測点位置図
Fig. 2 Map showing the observation stations and Oguni Center.

地震モニタリングシステム設計にあたっては、2回にわたる微小地震調査の結果等を参考にしたが、モニタリングとしての性格から豊肥地域全域の微小地震活動を把握することを第一目標とした。

地質調査所は、システム設計に参画するとともに、得られたデータを解析し、さらに解析結果をフィードバックすることにより、システムの改良に資して来た。

2. 観測システム

2.1 概要

合戦群、秋畑、梅野、熊群、南平、麻生釣、栗原の7点の観測点からの地震波形信号を電々公社のD-1回線を用い 9600 bps の高伝送密度で小国観測センターへ送り、小国では伝送系の制御、データ集録の他簡単なオンライン処理を行っている（第1図、第2図）。

システムの設計にあたっては、

- (1) 高品質、広帯域のデータ集録
- (2) システムの保守、障害時の復旧を簡単にする

ことを目標とした。このため、最新のテレメーター技術を導入するとともに、データ集録はデジタル記録を基本とし、アナログ記録、連続記録を併用し、欠測等を極力少なくするようにした。

観測点の配置については、モニタリングとしての基本的性格から、豊肥地域全域をカバーすることを念頭においた。実際の観測点位置決定のために、ノイズ調査を繰り返し、地動ノイズの低い場所を選定し、一部観測点については坑井内に地震計を設置し、S/N の良好な地震信号を得られるようにした。

2.2 地震計

合戦群、秋畑、梅野、熊群、南平、麻生釣、栗原の各観測点の位置、設置地震計等を第1表にまとめた。

第1表 觀測点一覧
Table 1 Observation stations.

STATION NAME	KASHINOMURE	AKIHATA	UMENO	KUMANOMURE	NAMBIRIA	ASOZURU	KURIBARU
STATION CODE	KSH	AKH	UMN	KUM	NBR	ASZ	KRB
LATITUDE	131°07'21"	131°05'28"	130°55'17"	131°23'27"	131°07'46"	131°06'14"	131°12'21"
LONGITUDE	33°01'37"	33°13'14"	33°09'21"	33°08'50"	33°06'35"	33°10'38"	33°10'25"
ELEVATION	690m	454m	492m	345m	760m	650m	773m
TYPE OF SEISMOMETER	ABS-11S		L4C-3D PELS-73V PELS-73H	L4C-3D PELS-73V PELS-73H	L4C-3D PELS-73V PELS-73H	ABS-11S	ABS-11S

7観測点とも短周期地震計として、固有周波数約1Hzの動コイル型3成分地震計を設置している。減衰定数はできる限り $h=0.7$ にそろえてある。合戦群、秋畑、麻生釣、栗原の4観測点では、地震計設置坑を掘削し、(株)明石製作所製 ABS-11S 型地震計を設置した。掘削にあたってはコアリングを行い、設置深度決定の参考とした。設置深度は合戦群の60mが最深である。地震計は、底部にダミーウェイトを付けて坑内に設置し、セメントによる固定はしていない。

梅野、熊群、南平の3観測点には、短周期地震計及び長周期地震計が設置してある。梅野、南平の2観測点は岩盤中に横坑を掘り、熊群観測点は露岩を削った上で地震計を設置した。

短周期地震計は固有周期1秒のマクプロダクツ社製 L-4 C 3 D 型地震計、長周期地震計としては振動技研(株)製 PELS-73V(上下動)1台、PELS-73H(水平動)2台を使用し、いずれも3成分の観測を行なっている。長周期地震計の固有周期は5秒に設定し、温度変化等の影響を最小限にするため、自動修正回路を付けた。減衰定数は $h=0.7$ とし、速度出力を観測している。地上型地震計設置の例を第3図に示す。

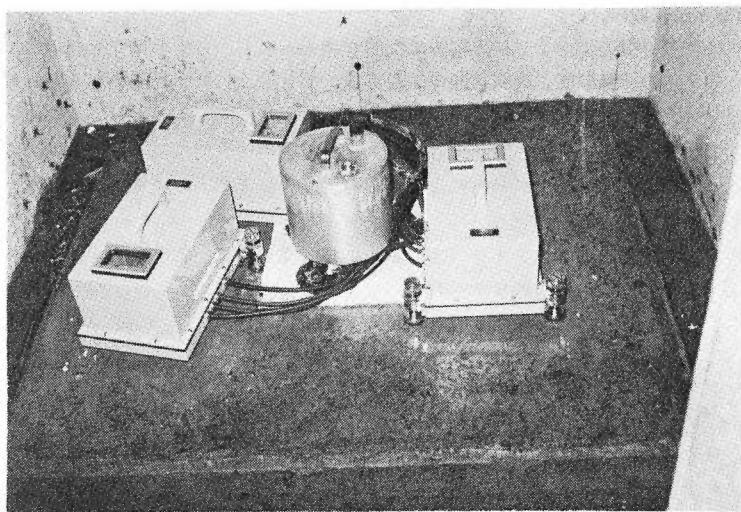
2.3 データ伝送

地震計よりの信号はブリアンプで増幅された後電々公社の回線により、熊本県阿蘇郡小国町宮原の電源開発株式会社深部地熱調査豊肥事業所に伝送される。

2.3.1 テレメータ系の概要

各観測点よりのデータは電々公社のD-1規格特定通信回線(4線式)を用い、9600 bpsの伝送密度で伝送される。伝送容量及びデータ規格は第2表に示す通りである。

短周期及び長周期地震波は、可変利得アンプを用いたレンジ切替えによる



第3図 地上型地震計設置例
Fig. 3 Long period seismometers and short period seismometer.

第2表 データ伝送内容
Table 2 Composition of digital data.

Data	Sampling rate	Station	Channel	Data
Short Period Seismic Data	192 Hz	all	3	range 2 bit+data 12 bit
Long Period Seismic Data	12 Hz	UMN, KUM, NBR	3	range 2 bit+data 12 bit
Alarm Data	1 Hz	all	16	36 bit

瞬時デジタル圧伸方式により、レンジ 2 ビット、データ 12 ビットに A/D 変換される。この方式による A/D 変換のダイナミックレンジは 96 dB である。サンプリング周波数は、短周期地震波については 192 Hz、長周期地震波については 12 Hz である。短周期地震波についての総合周波数特性は 0.1-40 Hz である。

伝送エラー検出は、地震波 3 成分の 1 サンプルデータに対して 3 ビットのチェックビットを付加し、CRC (Cyclic Redundancy Check) 方式で行っている。

地震波形データの他、観測局舎ドアオンオフ等の監視信号も伝送される。

通信回線等による伝送遅延の影響を最小限にし、地震波の到達時刻を正確に決定するため、自動追尾マスタースレーブ制御方式による時刻同期を行っている。この方式では、小国観測センターに設置されている高精度水晶時計 (JJY 信号により較正) をマスタークロックとして、各観測局へサンプリング同期信号を送り、各観測局では送られたサンプリング同期信号を受けて自局のデータサンプリングを行うと共にサンプリング同期信号をセンターに返送し、センターでは伝送遅延時間を算出して、システム全体について、データサンプリング時刻を同期させる。また、日本電信電話公社の特定通信回線の特性変動に対処するために伝送路遅延時間の変動補償を自動追尾方式で行っている。このため刻時精度はマスタークロックを基準として ±0.003 秒以上の精度で確保されている。

2. 3. 2 9600 bps の高密度データ伝送

本システムでは、高性能のモ뎀の採用、CRC 方式による誤り検出方式により、D-1 回線を使用しての 9600 bps の高密度データ伝送をすべての観測点について実現している。この結果短周期地震波信号について、192 Hz の高速サンプリングが可能になり広帯域のデータ取得が可能になった。

2. 3. 3 制御・監視機能

本システムでは欠測を極力少なくし、障害時の復旧を速やかにし、日常の保守を簡単にするために、テレメーターシステムの試験機能、観測状態の監視機能、センサーテスト機能をもっている。

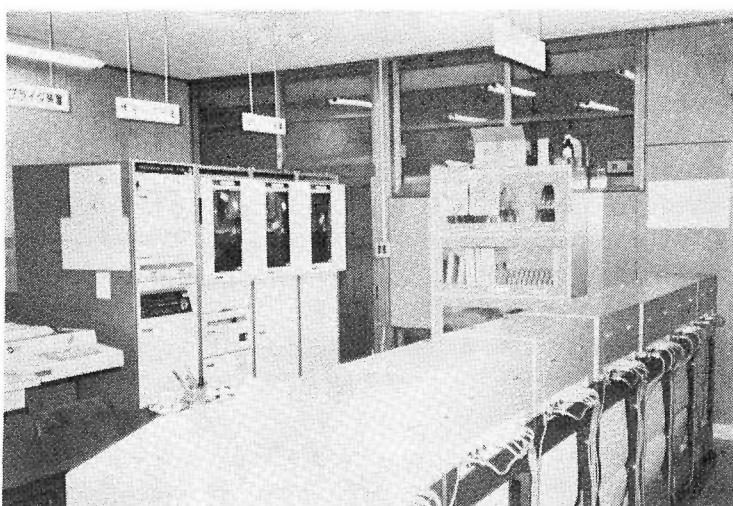
テレメーターシステムの試験機能としては、(1)モデム単体でのリモート／ローカルのループ試験、(2)センサー試験、(3)送量装置アナログ入力部テスト、(4)送量装置テスト信号おり返し試験、(5)受量装置テスト信号おり返し試験、(6)テストパターンによる試験があり、システムの正常動作の確認と障害時の切り分けができるようになっている。

観測状態の監視機能としては、コントロールパネルに装置異常表示、表示ワードの選択、入力データの表示、テスト中表示、テスト結果の表示が行えるようになっている。

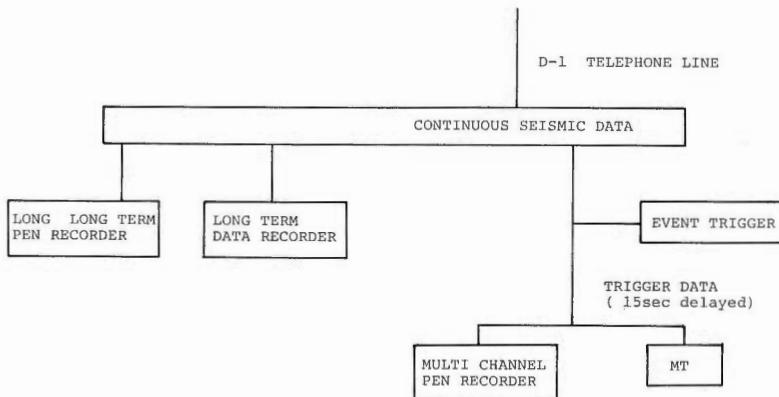


第4図 小国観測センターにおけるデータ集録システム
(a) テレメーター受信装置

Fig. 4 Data acquisition system at Oguni Center.
(a) telemeter system



(b) オンライン計算機システム
(b) on-line computer system



第5図 データ集録系統図
Fig. 5 Schematic diagram of data recording system.

センサーテストは、毎日定時に各地震計のテストコイルにステップ電流を流し、応答波形を記録できるようになっている。

2. 4 データ集録

各観測点からのデータは小国に送られ、データ集録が行われる（第4図）。データ集録は連続記録とトリガー記録の二方式で行われる（第5図）。

連続記録としては、各観測局の短周期地震計上下動成分合計7チャンネルを長時間連続モニター記録計に、梅野、熊群、南平3局の長周期地震計各3成分と、各局の短周期地震計上下動成分他を時刻信号とともに長時間データレコーダーに記録している。

トリガー記録は、短周期地震計について、ペンレコーダーへの出力と、計算機用テープへの集録を行う。地震判定及びデータ出力、集録の制御は計算機により行われる（第1図）。

地震判定は、長周期地震計、短周期地震計それぞれ独立に行われる。いずれも各観測局の上下動成分を計測して地震判定処理を行うが、長周期地震波の場合は、地震判定時にトリガー記録を計算機システムのタイプライターに印字するのみで、波形データそのものは連続記録のみである。

短周期地震波の場合、地震判定は以下のようを行う。各観測局の上下動成分について、2-20 Hz のバンドパスフィルターを通した地震波振幅が設定したしきい値がある時間：TD1 継続して越えた場合その観測局のトリガー信号となる。TD2 の時間内にトリガ信号入力が GTk 以上あった場合地震と判定し、ペンレコーダー及び計算機 MT 装置を起動する。地震終了判定も、各局の振幅を監視しながら、トリガー信号の入力がなくなった時点で地震終了と判定し、ペンレコーダーへの出力、計算機 MT 装置を停止する。ここで、トリガーのしきい値、TD1, TD2, GTk 等は変更できる。MT のフォーマットを第6図、第7図に示す。

小国センターにおいては以上のシステム制御、データ集録の他、簡単な集計計算を行っている。その内容は、震源計算、マグニチュード計算、日報出力、月報出力、震源計算結果の XY プロッター出力等である。

震源計算はトリガー時刻を P 波到達時刻とみなし、3点法あるいは最小2乗法による震源計算を行っている（伊藤・杉原、1984 a）。マグニチュード計算は、最大振幅による方法、振動継続時間による方法の二通りについて行っている。

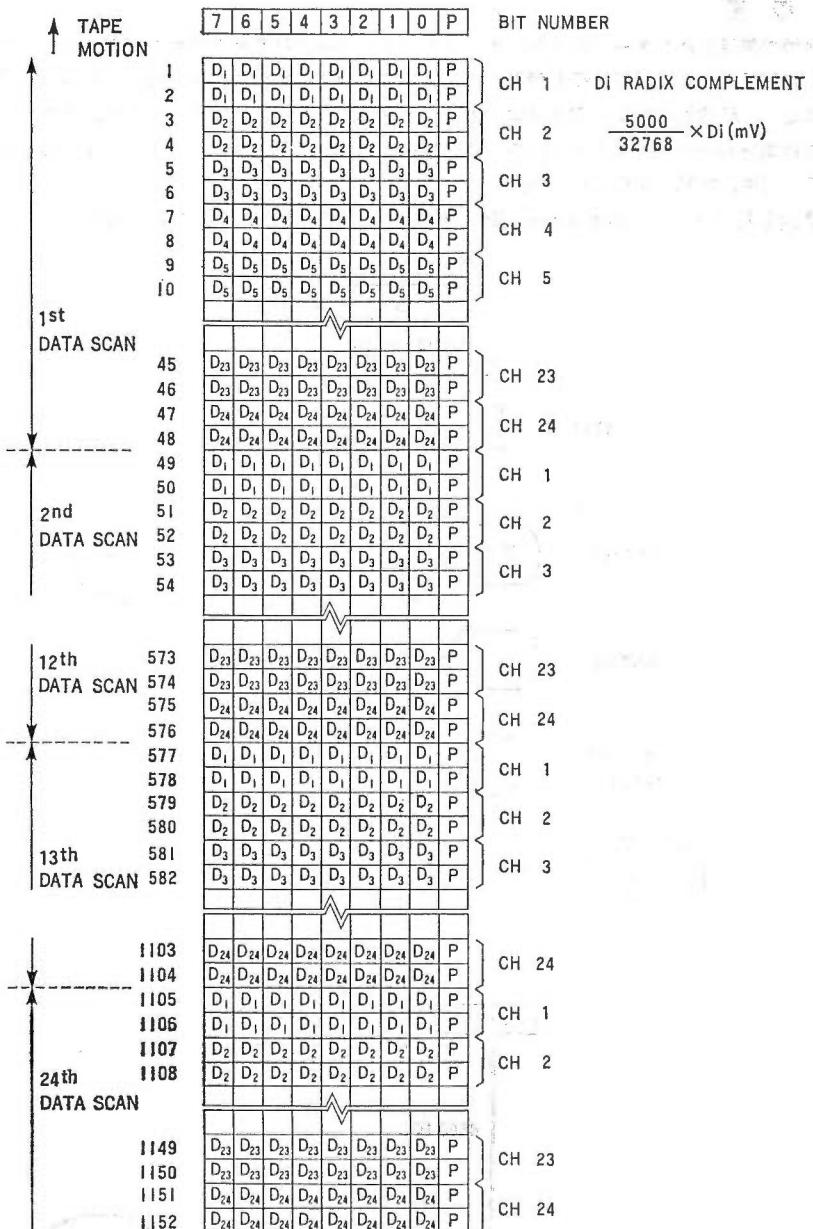
TYPE A HEADER BLOCK

↑ TAPE MOTION

	7	6	5	4	3	2	1	0	P	BIT NUMBER
1	Y ₂	Y ₂	Y ₂	Y ₂	Y ₁	Y ₁	Y ₁	Y ₁	P	YEAR
2	M ₂	M ₂	M ₂	M ₂	M ₁	M ₁	M ₁	M ₁	P	MONTH
3	D ₂	D ₂	D ₂	D ₂	D ₁	D ₁	D ₁	D ₁	P	DAY
4	H ₂	H ₂	H ₂	H ₂	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	P	HOUR
5	M ₂	M ₂	M ₂	M ₂	M ₁	M ₁	M ₁	M ₁	P	MINUTE
6	S ₂	S ₂	S ₂	S ₂	S ₁	S ₁	S ₁	S ₁	P	SEC
7	Z ₂	Z ₂	Z ₂	Z ₂	Z ₁	Z ₁	Z ₁	Z ₁	P	0.1 SEC
8									P	
9	N	N	N	N	N	N	N	N	P	NUMBER OF EARTHQUAKE
10	N	N	N	N	N	N	N	N	P	
11	R	R	R	R	R	R	R	R	P	NUMBER OF OBSERVATION STATIONS
12	R	R	R	R	R	R	R	R	P	
13	G ₁	P	CH 1							
14	G ₁	P								
15	G ₂	P								
59	G ₂₄	P	CH 24							
60	G ₂₄	P								
61	T ₁	P	CH 1							
62	T ₁	P								
63	T ₂	P								
107	T ₂₄	P	CH 24							
108	T ₂₄	P								
109	S ₁	P	CH 1							
110	S ₁	P								
111	S ₂	P								
155	S ₂₄	P	CH 24							
156	S ₂₄	P								
157	T ₁	P	STATION 1							
158	T ₁	P								
159	T ₂	P								
172	T ₈	P	STATION 8							
173	T ₈	P								
174									P	
175									P	
176									P	
1150									P	ALL ZERO
1151									P	
1152									P	

第6図 テープフォーマット(ヘッダーブロック)
Fig. 6 Tape format (header).

TYPE A DATA BLOCK



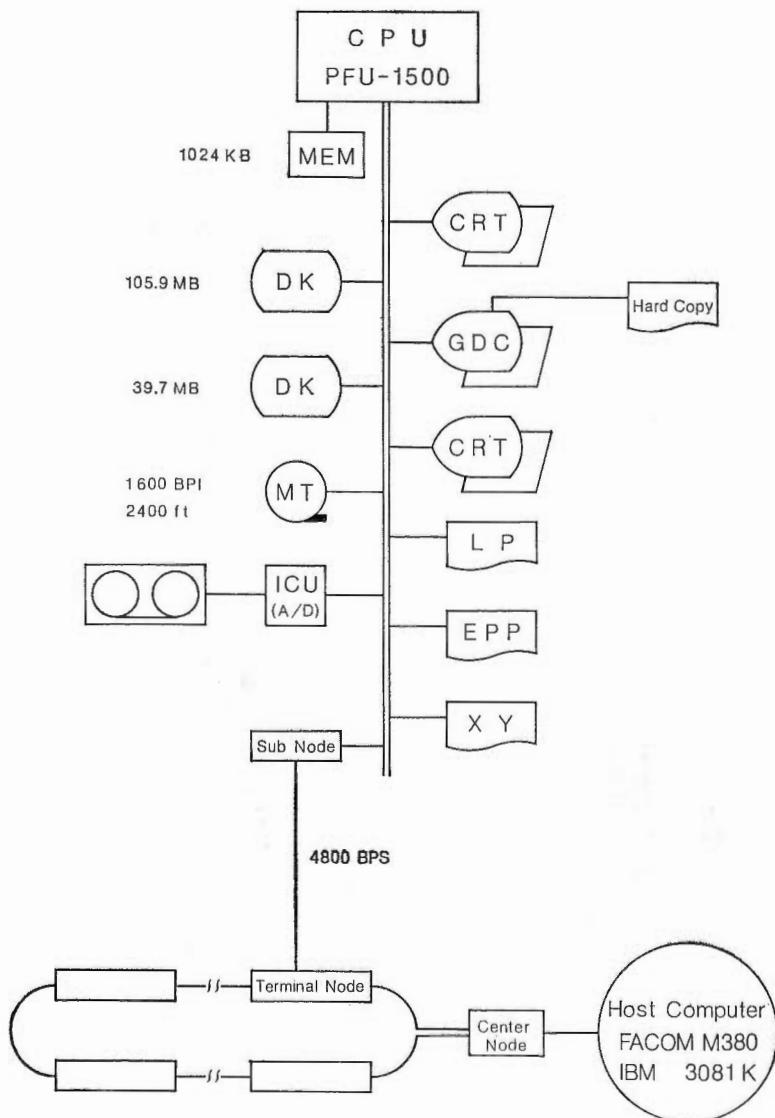
第7図 テープフォーマット (データ部)
Fig. 7 Tape format (data).

3. 地質調査所におけるデータ解析

3.1 概要

豊肥地域で集録されたデータのうち、デジタルトリガー記録及びアナログ連続記録は地質調査所へ送られ、処理解析される。地質調査所ではミニコンピューターを中心とする微小地震専用の処理解析システムにより、地震波の検測、震源決定を中心とする半自動のデータ解析とその結果の表示、ファイリング等の作業をルーチン的に行っている。またルーチン処理結果と波形データを使った解析も行っている（伊藤・杉原、1983、伊藤ほか、1984）。

解析は主としてデジタルトリガー記録を対象として行っている。従来の一般的な地震データ処理



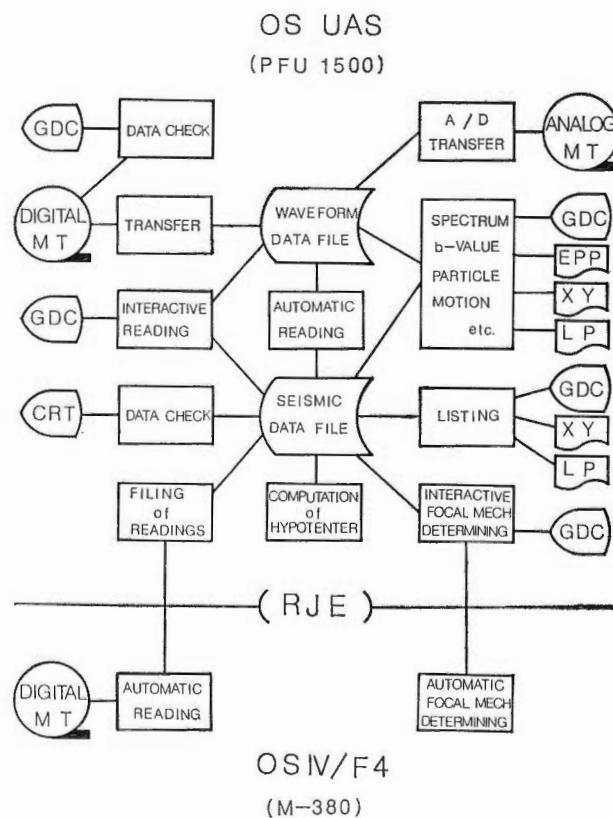
第8図 地質調査所微小地震処理解析システムハードウェア構成図
Fig. 8 Data processing system at Geological Survey of Japan (hardware).

は、ペンレコーダー記録を人手によって観測するものであった。地質調査所では、P波到達時刻の観測を除いて、すべて計算機による自動処理を行い、データ処理の能率化、迅速化を図っている。また豊肥地域におけるデータ集録から、地質調査所における処理、解析まで一貫したデジタルベースで行えることから、高精度の解析が可能である。

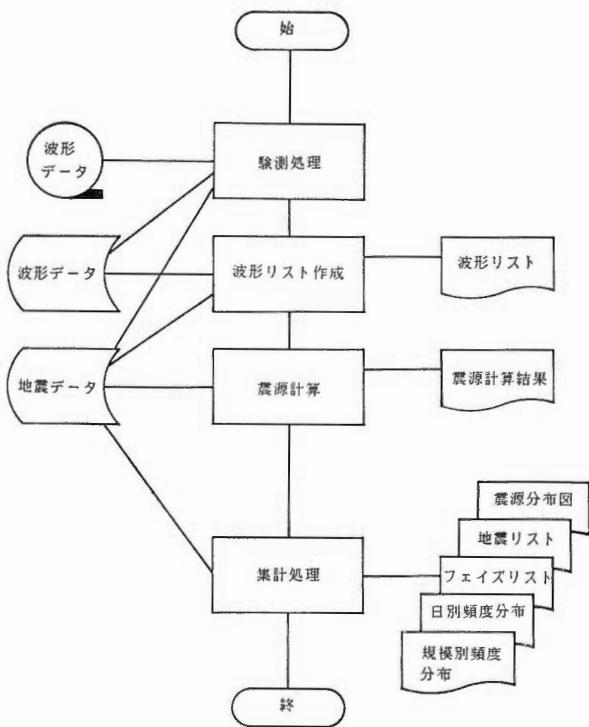
3.2 ハードウェア

地質調査所における微小地震処理解析システムのハードウェア構成を第8図に示す。専用計算機の本体は1024 KBの主記憶を実装したミニコンピューター PFU 1500で、これに各種入出力装置、記憶装置が接続されている。また、工業技術院の共用大型計算機、FACOM: M-380及びIBM-3081Kと回線速度4800 bpsの専用回線で接続されている。

デジタルデータの入力はMT装置で行い、アナログデータはICU装置でA/D変換して計算機に入力する。計算結果の出力はラインプリンター、XYプロッター(震源分布図など)、静電プリンタプロッター(波形など)により行う。ほとんどの計算はミニコンピューターで行うが、震源メカニズム自動決定等の複雑な計算は大型計算機により行い、計算結果をミニコンピューターに転送する。計算結果及び地震波形データはディスク装置に格納され、グラフィックディスプレイ、ラインプリンター等に出力できる。グラフィックディスプレイは初動到達時刻等の会話型観測にも使用する。



第9図 地質調査所微小地震処理解析システムソフトウェア構成図
Fig. 9 Data processing system at Geological Survey of Japan (software).



第10図 ルーチン処理内容
Fig. 10 Flow chart of routine data processing.

3. 3 処理内容

3. 3. 1 ルーチン処理

地質調査所の微小地震処理解析システムのソフトウェア体系を第9図に示す。また定常的データ処理の流れを第10図に示す。定常的データ処理はデータ入力、観測処理、波形リスト作成、震源計算、集計処理、各ステップに従って実行される。

MTに集録された地震波形データはMT装置より入力され、ディスク装置に格納される。続いて観測処理に入るが、P波到達時刻及びP波初動方向の観測は19インチグラフィックディスプレイに地震波形を表示し、マン・マシンの会話型で行われる。最大振幅、振動継続時間は計算機により自動的に計算される。

観測処理のあと、波形リスト作成を行うが、P波部分の時間軸を拡大したものと、振動終了までの全波形の二種類を前者はグラフィックディスプレイ装置のハードコピーに、後者を静電プリンタプロッターに出力する。

一ヶ月単位にまとめて、震源・マグニチュード計算、集計処理を行う。

3. 3. 2 震源・マグニチュード計算

定常的な震源決定作業は、P波到達時のみを用いて行っている。速度構造としては、第3表に示す水平成層構造を用いている。この速度構造は豊肥地熱調査における中発破探査の結果を参考に決めたものである。重力調査等の結果からみて、豊肥地域に単一の水平成層構造を適用することは必ずしも適当ではないが、速度構造の正確な決定及びそれによる震源決定は将来の課題としたい。

震源決定計算のための初期値としては、最も早くP波が到達した地点のすぐ近く(東に0.1km、北に0.1km)を震央の初期値とし、震源の深さは5通りの値を初期値として与える。震源時については

第3表 速度構造
Table 3 Layered velocity model.

Velocity, km/s	Layer	Thickness, km	Layer	Top Depth km
3.6		1.0		0.0
5.0		2.0		1.0
6.0		12.0		3.0
6.7		20.0		15.0
8.0		half space		35.0

初期震源位置について計算した走時を使って各観測点毎に求まる推定震源時の平均値を初期値とした。このいくつかの初期値により計算し、残差二乗和が最小となるものを解として採用することとする。震源計算のアルゴリズムについては、伊藤・杉原（1983）を参照されたい。

マグニチュード計算は、地震動の継続時間によるものと、最大速度振幅によるものとを併用している。振動継続時間マグニチュードは

$$M = a + b \log_{10} Td \quad (1)$$

最大振幅マグニチュードは

$$M = c + d \log_{10} Av + e \log_{10} r \quad (2)$$

により計算する。ここで Td : 振動継続時間 (秒), Av : 最大速度振幅 (kine), r : 震源距離 (km) であり、係数 a , b , c , d , e はそれぞれ $a=-2.36$, $b=2.85$, $c=2.94$, $d=1.18$, $e=2.04$ とした。

3. 3. 3 集計処理

観測結果、震源・マグニチュード計算結果は、地震データファイルに格納されるが、これらのデータを集計して以下の処理を行っている。

- 1) 地震リストのラインプリンター出力：地震毎の震源位置、震源時、マグニチュード等
- 2) フェイズリストのラインプリンター出力：P波到達時刻、S波到達時刻、最大振幅、振動継続時間、震源計算結果等
- 3) 日別地震頻度分布
- 4) マグニチュード別頻度分布
- 5) b 値
- 6) 震源分布図の XY プロッター出力

3. 3. 4 震源メカニズム解の決定

定常的データ処理以外の処理の1つとして、震源メカニズムの決定を行っている。

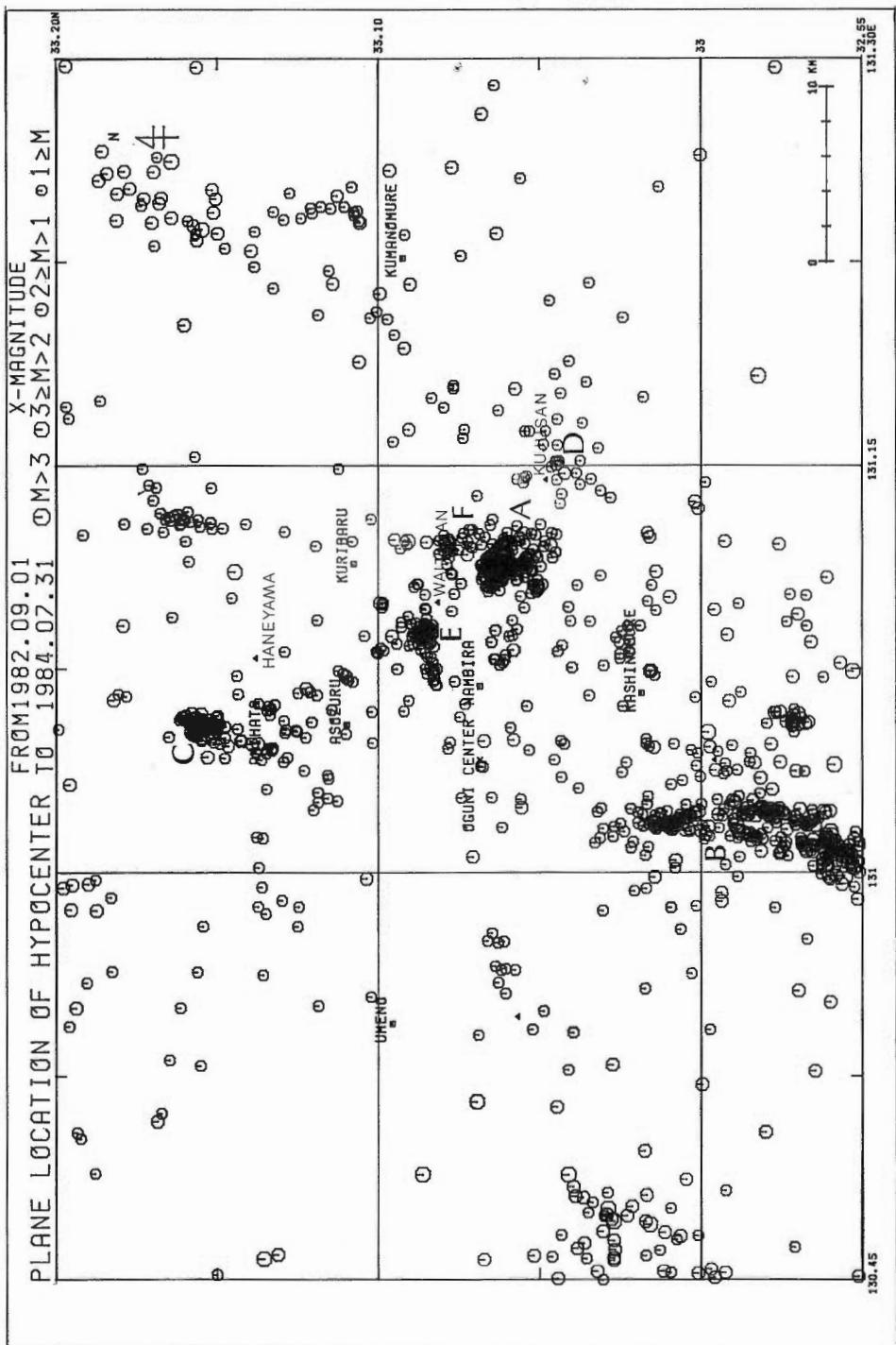
微小地震で、特に観測点の少ない場合、個々の地震について各々震源メカニズムを決定することは困難な場合が多い。そこで震源メカニズムが同じと見なすことのできる地震をいくつか重ね合わせることを行うが、地質調査所のシステムでは、会話型により最適な震源メカニズム解を求めることができる。

4. 結 果

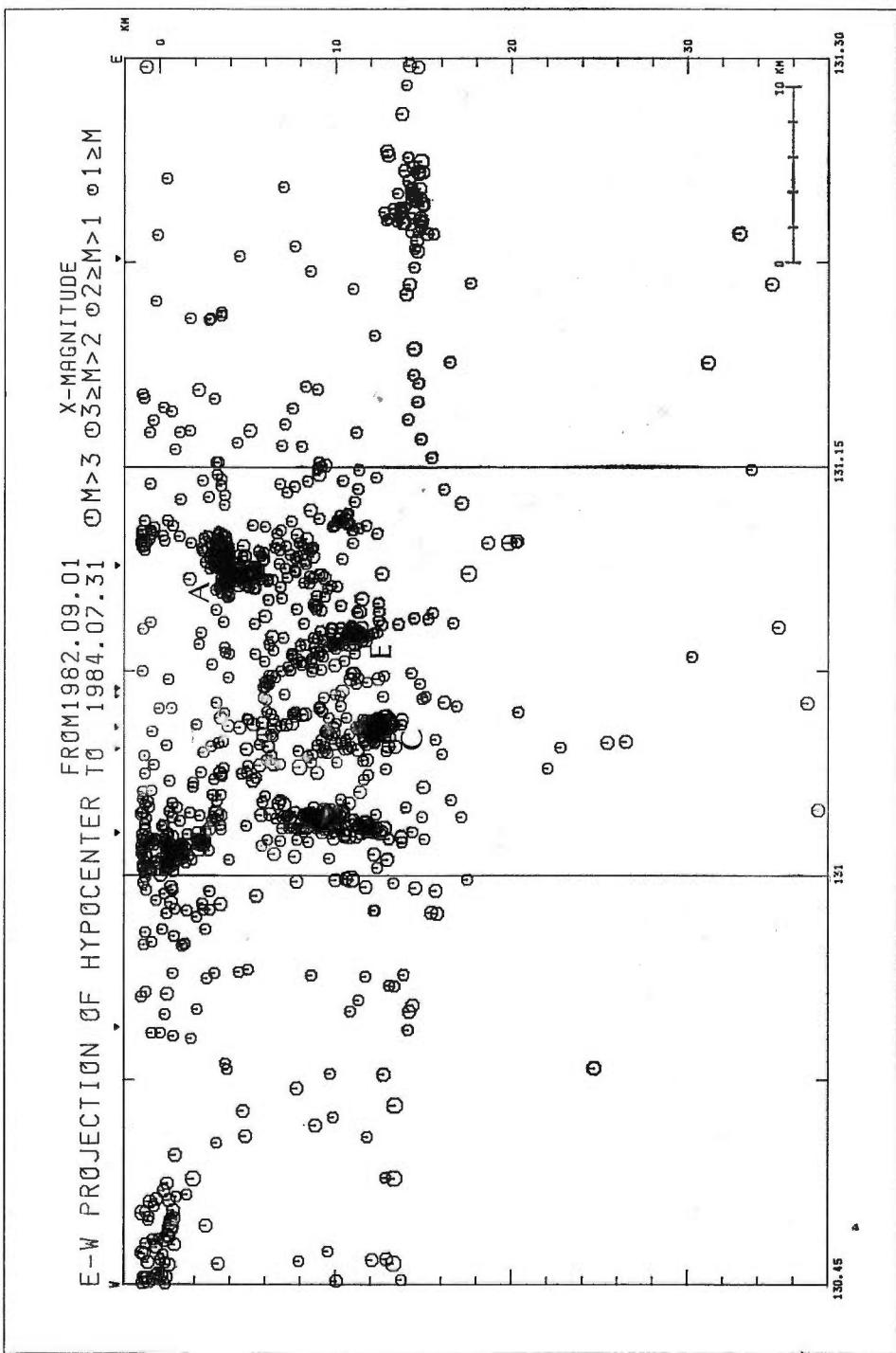
地質調査所では、第3章に述べたように専用計算機によりデータ処理・解析を行っている。本稿では、7観測点からのテレメーターが開始された1982年9月から1984年7月までの、約2年間の結果について議論する。

4. 1 震源分布

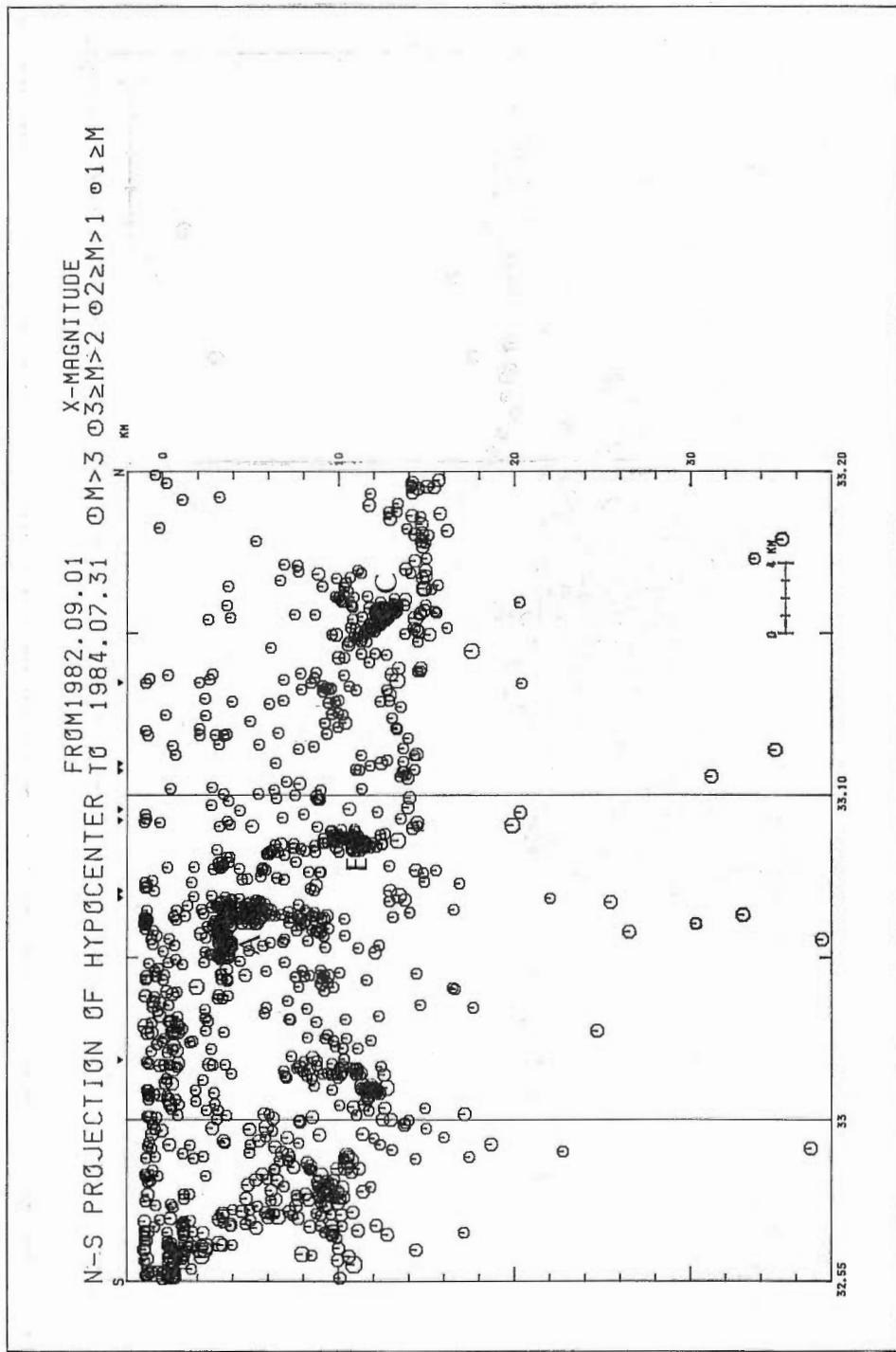
上記全期間の震央分布を第11図に、東西及び南北断面図を第12図、第13図に示す。また第14図に、



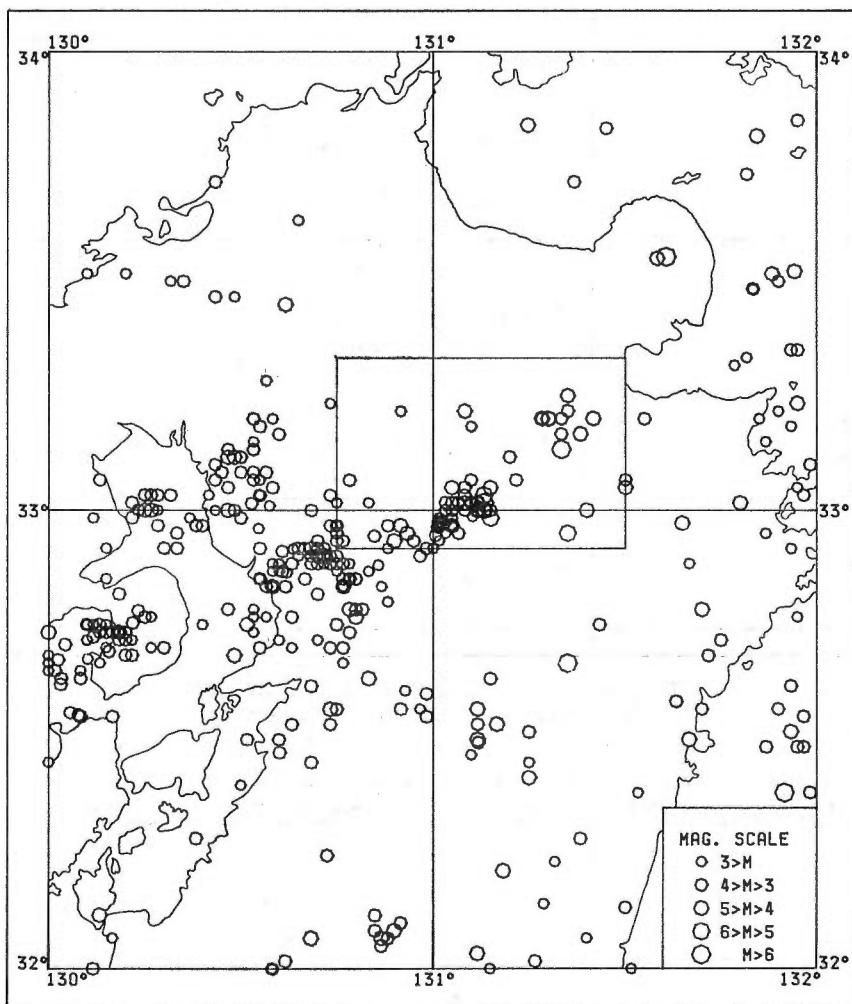
第11図 全期間（1982年9月—1984年7月）の震央分布
 Fig. 11 Located earthquakes in the Hohi area, September, 1982 to July, 1984.



第12図 全期間の震源断面図(東西断面)
 Fig. 12 Earthquake east-west cross section plot.



第13図 全期間の震源断面図（南北断面）
 Fig. 13 Earthquake north-south cross section plot.



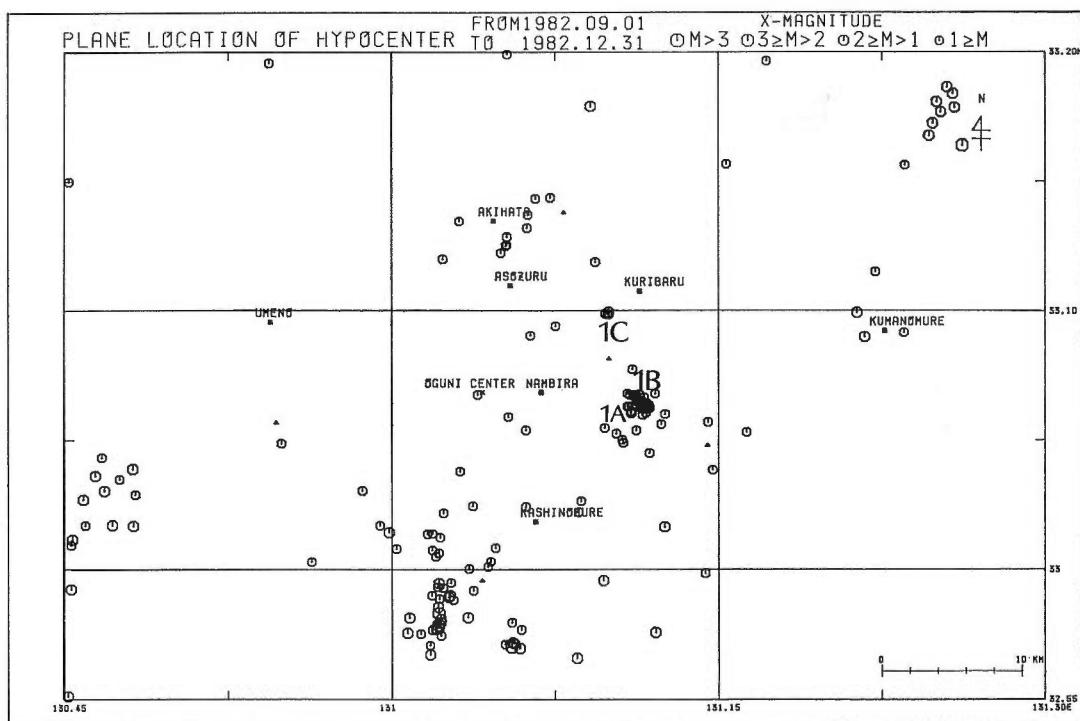
第14図 気象庁データによる豊肥地域の地震活動度（1973年1月～1983年11月）
Fig. 14 Earthquakes plot determined by JMA, January, 1973 to November, 1983.

1973年1月から1983年11月までの、気象庁により震源決定された震央を示す。第14図中の東径 $130^{\circ}45'$ ～ $131^{\circ}30'$ 、北緯 $32^{\circ}55'$ ～ $33^{\circ}20'$ の枠は、第11図と一致する。気象庁による約10年間の震央分布をみると、1975年阿蘇カルデラ北部地震（最大マグニチュード $M=6.0$ ）、1975年大分県中部地震（ $M=6.4$ ）及びそれらに伴う余震等を除き、豊肥地域には $M>3$ の地震はほとんど発生していない。

しかしながら、第11図にみるように $M<3$ の微小地震については、いくつかの活動がみられる。すなわち八丁原付近（図中記号Aで示す）、阿蘇カルデラ付近（B）、万年山西北（C）、久住山下（D）、岳湯付近（E）、湯坪付近（F）等である。これらの地震活動の時間的変化を見るために 第15図(a)～第15図(f)に、4ヶ月毎の震央分布を示した。

A：八丁原付近、B：阿蘇カルデラ付近、C：万年山西北、D：久住山下についてはほぼ定常的な地震活動が見られる。これに反し、E：岳湯付近、F：湯坪付近の地震活動は、定常的でなく、それぞれ1984年4月、1984年6月の限られた期間にのみ発生する。

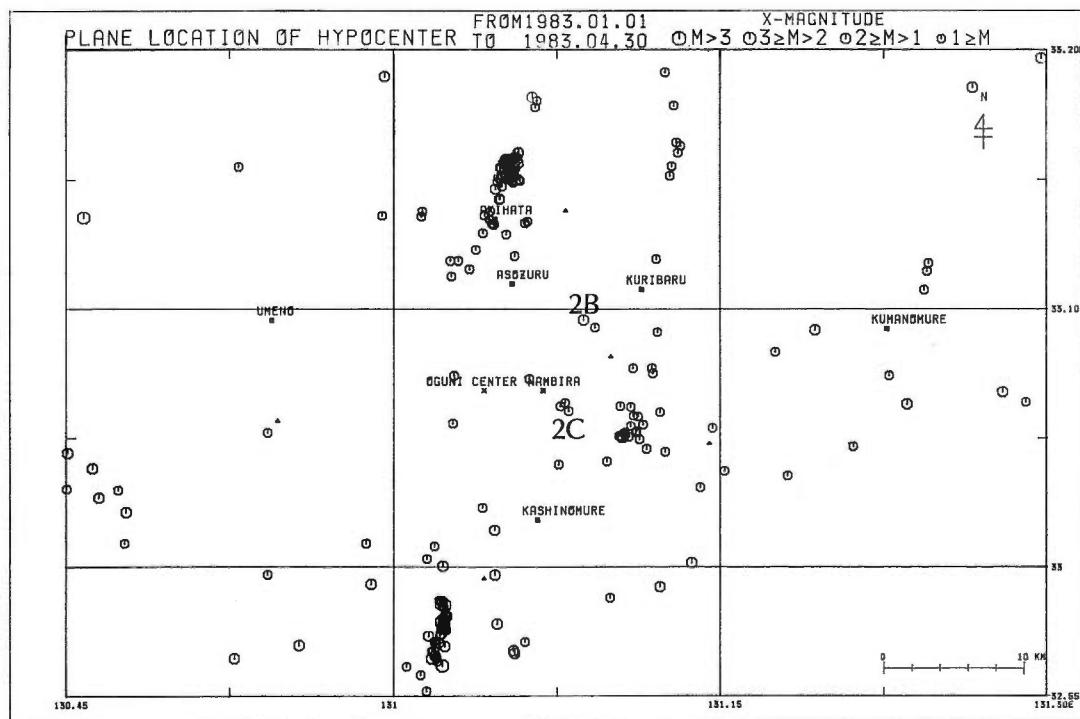
震源の深さは、ほぼ 15 km 以浅であり（第12図、第13図）、15 km 以深には顕著な活動はみられない。



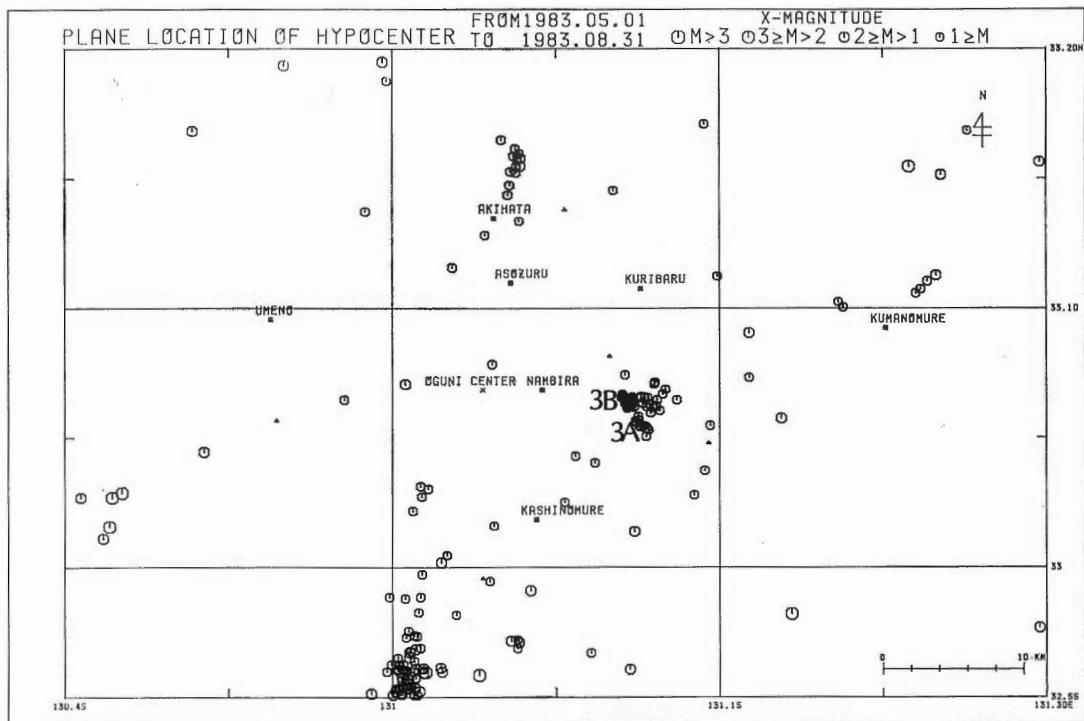
第15図 4ヶ月毎の震央分布図 (a) 1982年9月—1982年12月

Fig. 15 Earthquake time-history plots for 4-months.

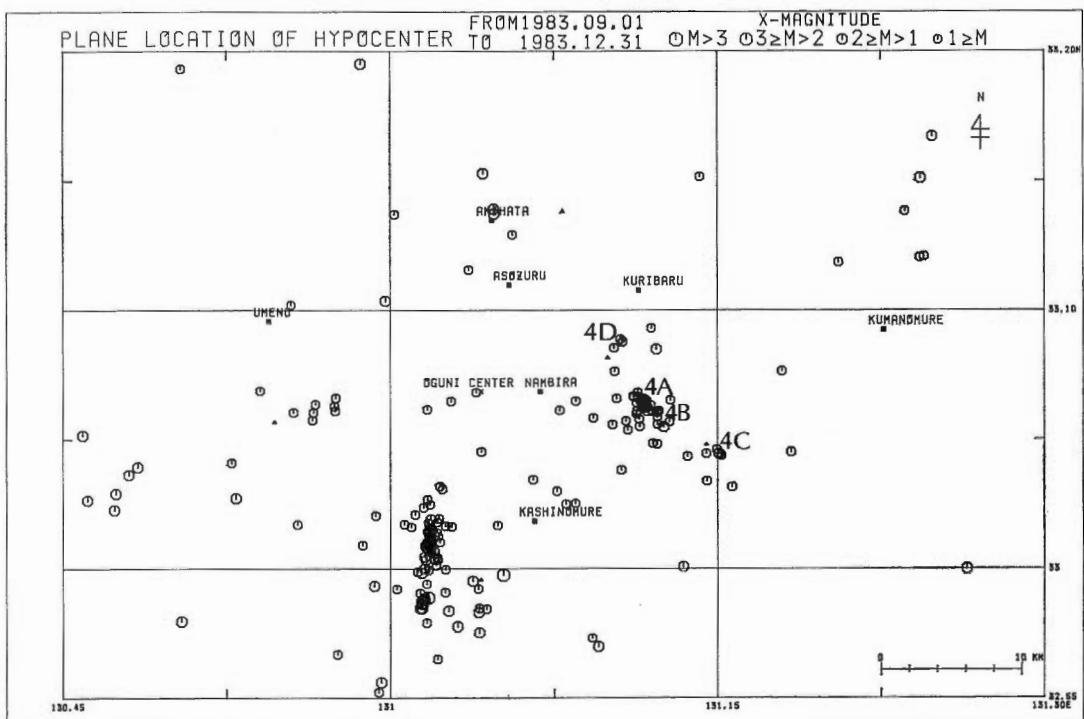
(a) Septemper, 1982 to December, 1982



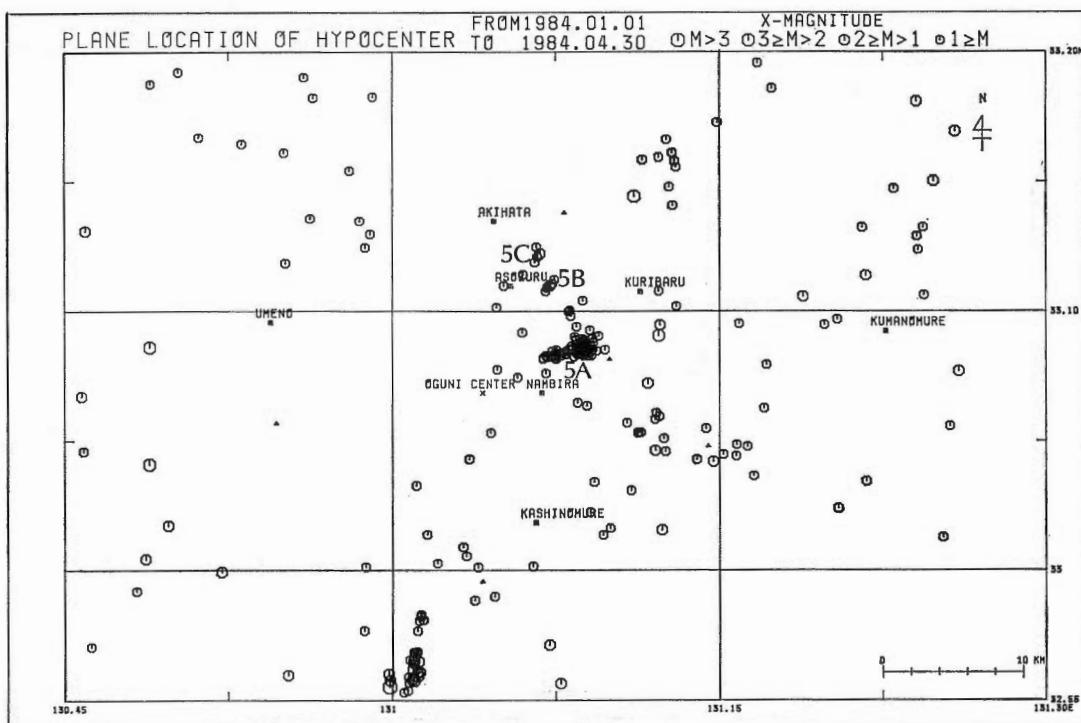
(b) 1983年1月—1983年4月
(b) January, 1983 to April, 1983



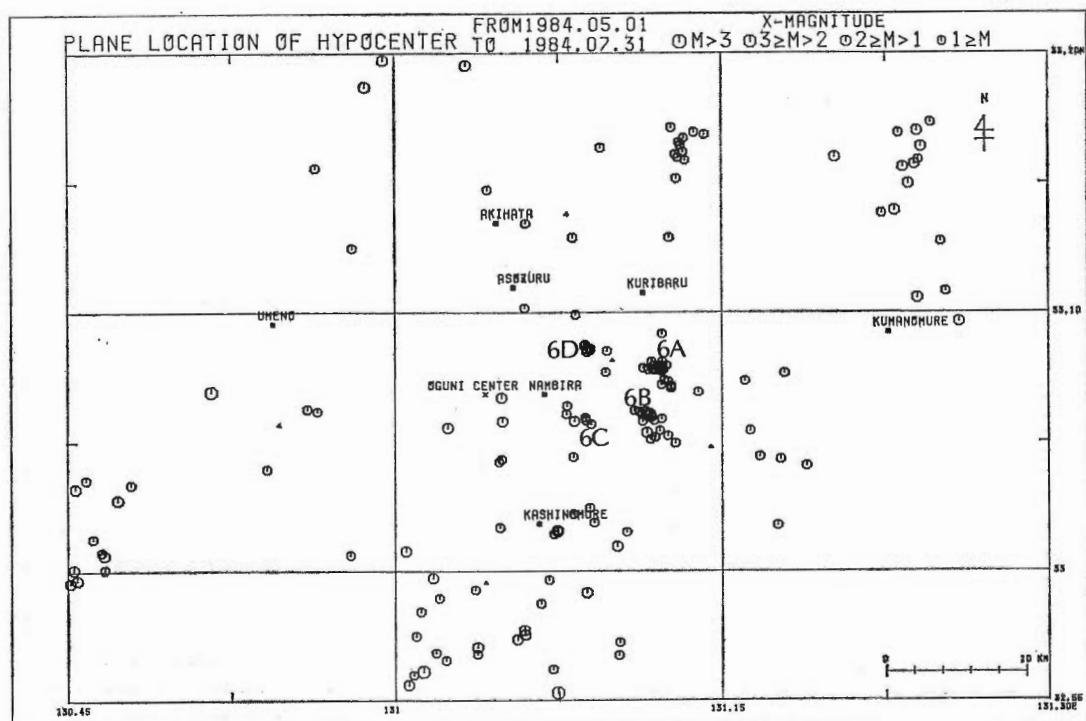
(c) 1983年5月—1983年8月
(c) May, 1983 to August, 1983



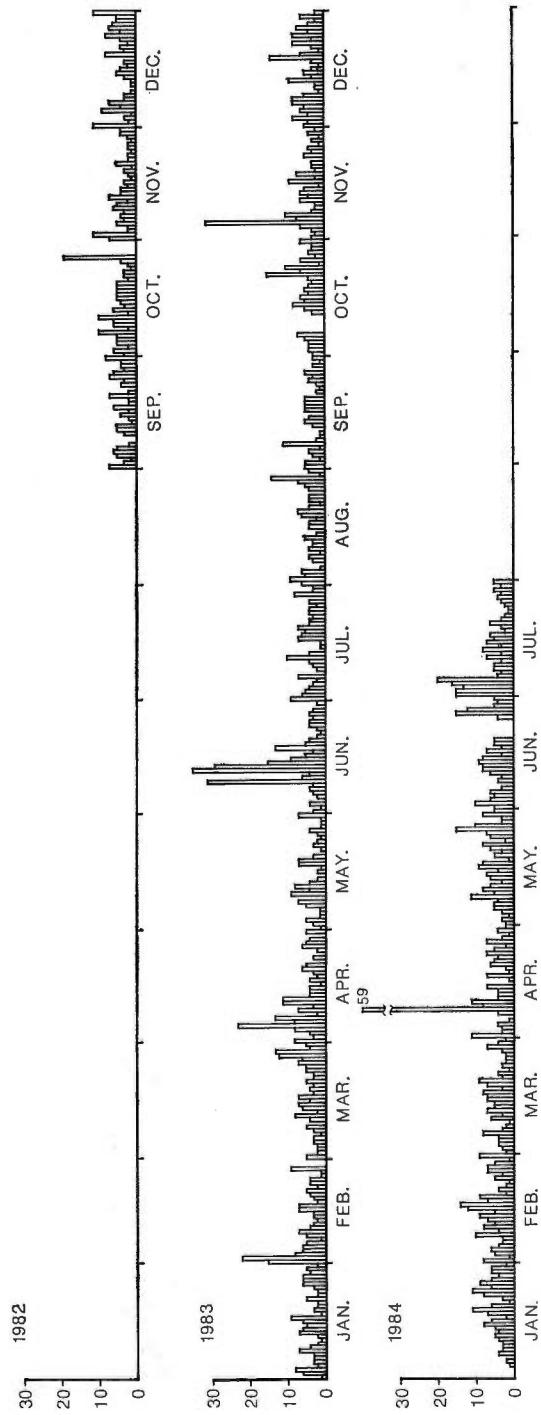
(d) 1983年9月—1983年12月
(d) September, 1983 to December, 1983



(e) 1984年1月—1984年4月
(e) January, 1984 to April, 1984



(f) 1984年5月—1984年7月
(f) May, 1984 to July, 1984



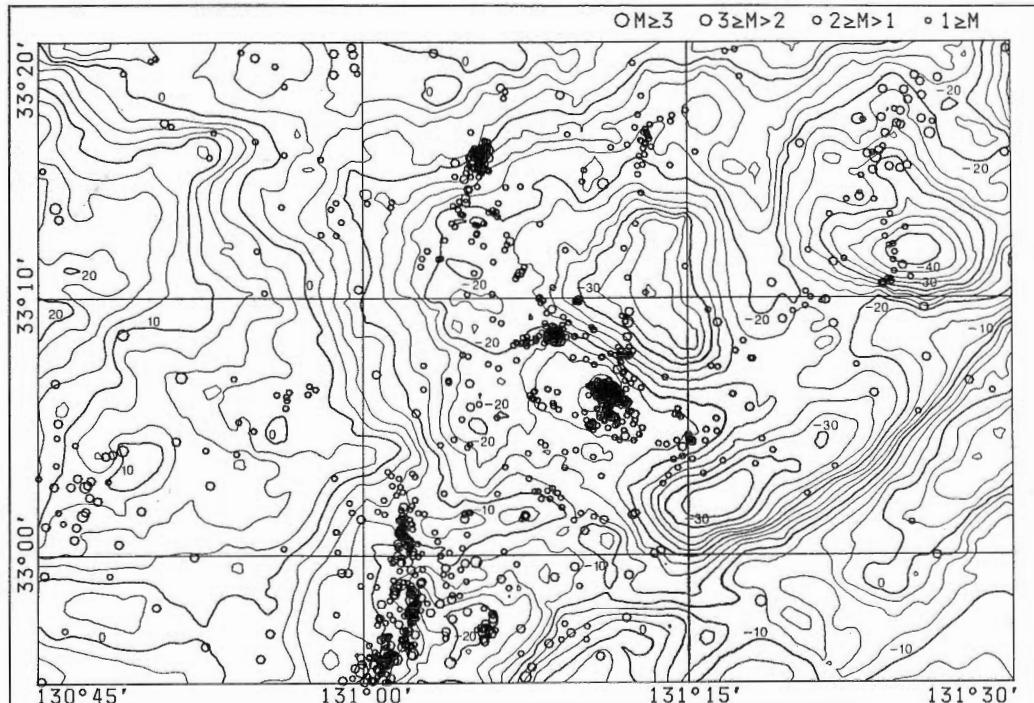
第16図 日別地震発生頻度
Fig. 16 Daily frequency plot of earthquakes in the Hohi area.

八丁原付近の地震活動（A）は特に顕著であり、震央は NW-SE に直線状に配列する 2 つのグループに分かれる。深さは 2-6 km の浅いものである。本地域の地震については、波形の相似性を考慮して初動到達時刻の再決定を行い、マスターイベント法により震源を決定しなおしたが（杉原・伊藤, 1983），ほぼ同様の結果を得た。八丁原地域には NW-SE の断層系の存在が知られており、この断層系が裂か型貯留層と強いかかわりを持つことが指摘されている（真鍋・江島, 1984）。震源分布はこれら断層系との関連を強く示唆する。

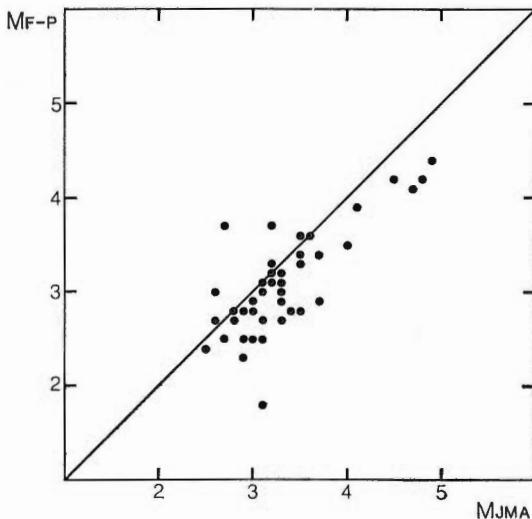
阿蘇カルデラ付近については、阿蘇西部外輪山地域（須藤, 1975）に活動が見られる他、カルデラ北部に1975年1月に、 $M=5.6$, $M=6.0$ の地震が発生している（三浪・久保寺, 1977）。第11図に B で示す活動は、位置は上記の活動と多少異なるが、カルデラ周縁に発生する一連の活動と関連があるものと思われる。

万年山西北にも（C）クラスターが見られる。震源の深さは約 12 km と比較的深い。久住山下（D）にも若干の地震が発生するが、特に顕著な分布を示してはいない。

岳の湯付近（E）には1984年4月顕著な群発地震が発生した。1984年4月7日22時47分より4月10日0時17分までに合計 115 個の地震が発生し、そのうち 98 個について震源決定できた。最大マグニチュードは $M=3.0$ 程度であり、最小のものは $M=-1.0$ である。同地域には、約 2 年間にわたる観測期間中、この群発地震以外に活動がみられない。深度は約 12 km と、豊肥地域の地震のなかでは比較的深い。震央は、地質調査所によるルーチン震源決定では、ENE-WSW に線状にならぶように見える。ルーチンの他に、読み取り、震源の再決定を行ったが、その結果によれば、震央の線状配列の傾向は少し弱まり、 $131^{\circ}09'E$, $33^{\circ}08'N$ 附近に集中する傾向がみられる。しかしながら NE-SW へ配列する傾向をもつ。レーダー画像によるニアメント解析により、岳湯付近を通る NE-SW 方向の『豊岡一宮原線』が提案されている（山口ほか, 1984）が、岳湯付近の群発地震活動はこの『豊岡一宮原線』と関連があ

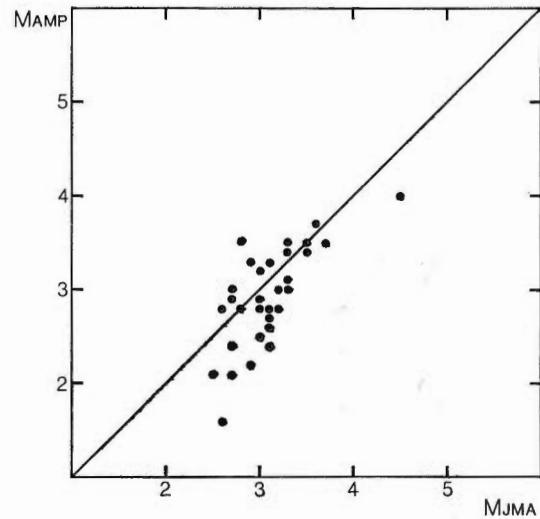


第17図 ブーゲー異常と震央分布
Fig 17 Bouger anomaly and earthquakes in the Hohi area.



第18図 気象庁マグニチュードとの比較
(継続時間マグニチュード: M_{F-P})

Fig. 18 Comparison with JMA magnitude
(duration time magnitude).



第19図 気象庁マグニチュードとの比較
(最大振幅マグニチュード: M_A)

Fig. 19 Comparison with JMA magnitude
(maximum amplitude magnitude).

るかも知れない。

八丁原の北、湯坪付近(F)にも1984年6月地震が発生した。震源の深さは3kmと浅い。この地域では、これ以外の期間は顕著な地震活動はみられない。

第16図に、1982年9月からの、地震発生頻度(地質調査所により震源決定できた地震の数)を示す。平均して10個/日程度の定常的な活動がみられる他、1984年4月のように、群発活動も発生する。

第17図に豊肥地域のブーゲー・アノマリー(駒沢, 1984)と震央分布を重ねて示した。

4. 2 マグニチュード決定

マグニチュードは、振動継続時間による方法と最大振幅による方法により決定しているが(式(1), (2)参照)、第18図、第19図に、地質調査所により震源の決定できた地震について気象庁マグニチュードとの比較を示した。 M_{AMP} , M_{F-P} はそれぞれ地質調査所により決定した振幅マグニチュード、振動継続時間マグニチュードを示す。 M_{JMA} は気象庁により決定されたマグニチュードである。比較できたマグニチュードの範囲が狭いが、地質調査所によるマグニチュードと気象庁マグニチュードはほぼ一致している。

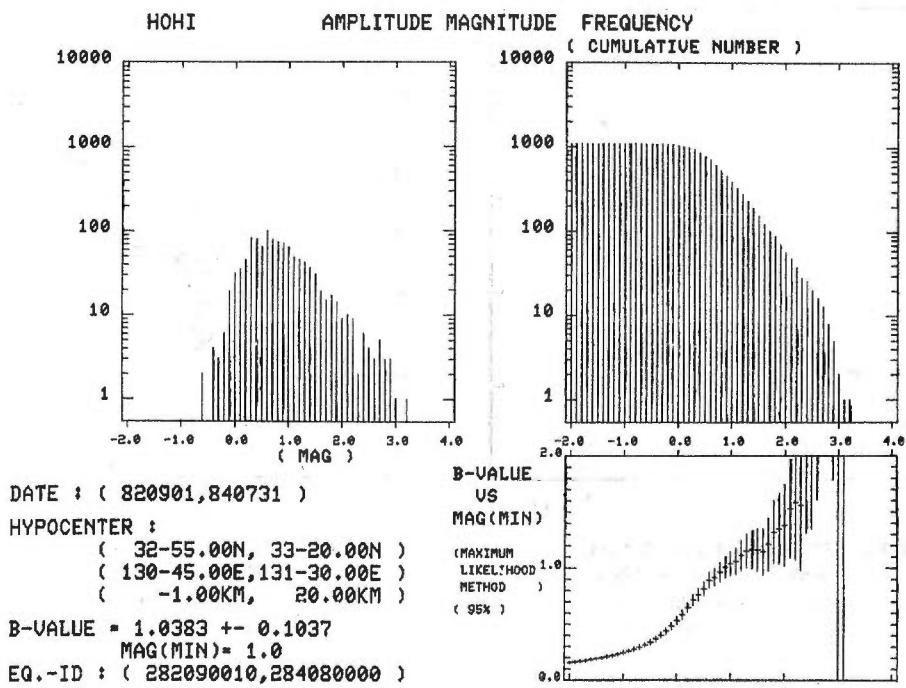
しかしながら、微小地震の正確なマグニチュードの決定のためには、各観測点ごとに気象庁マグニチュードと比較して、マグニチュード計算式の係数を決定する必要がある。今後データの集積を待って正確なマグニチュード決定をする必要がある。

4. 3 b 値

マグニチュードと地震発生頻度には次式の関係(Gutenberg-Richterの式)があることが知られている。

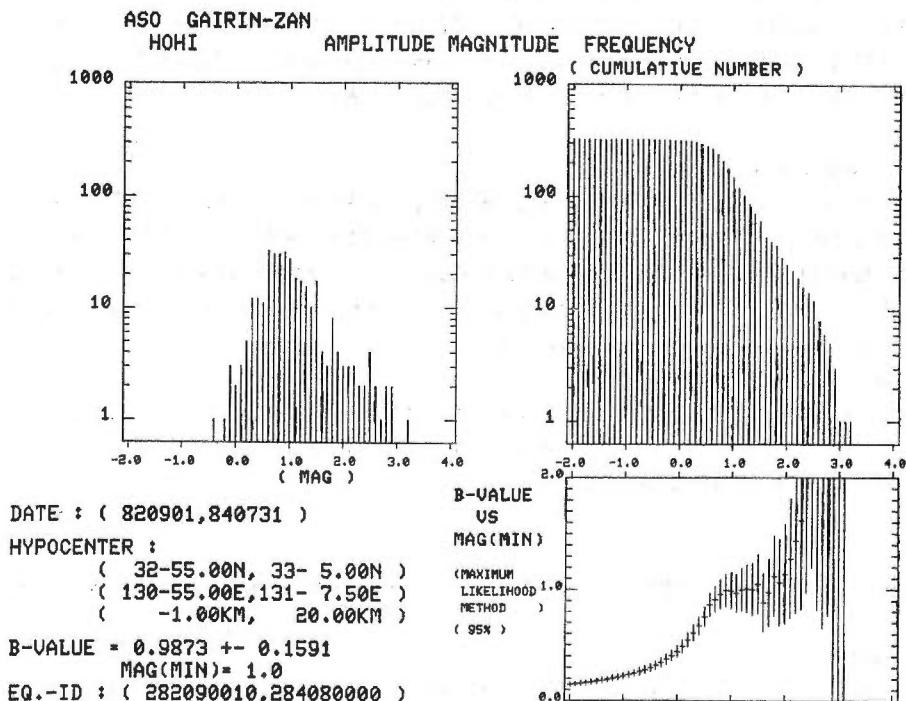
$$\log N(M) = A - bM \quad (3)$$

ここで $N(M)$ はマグニチュード M 以上の地震の総数をあらわす。式(3)の係数 b は特に b -値と呼ばれ、地震の集団の性質を表わす重要なパラメーターである。火山地域あるいは地熱地域では、周囲に比べて高い b -値をもつとの報告もある(MINAKAMI, 1960; WARD and MATUMOTO, 1967;



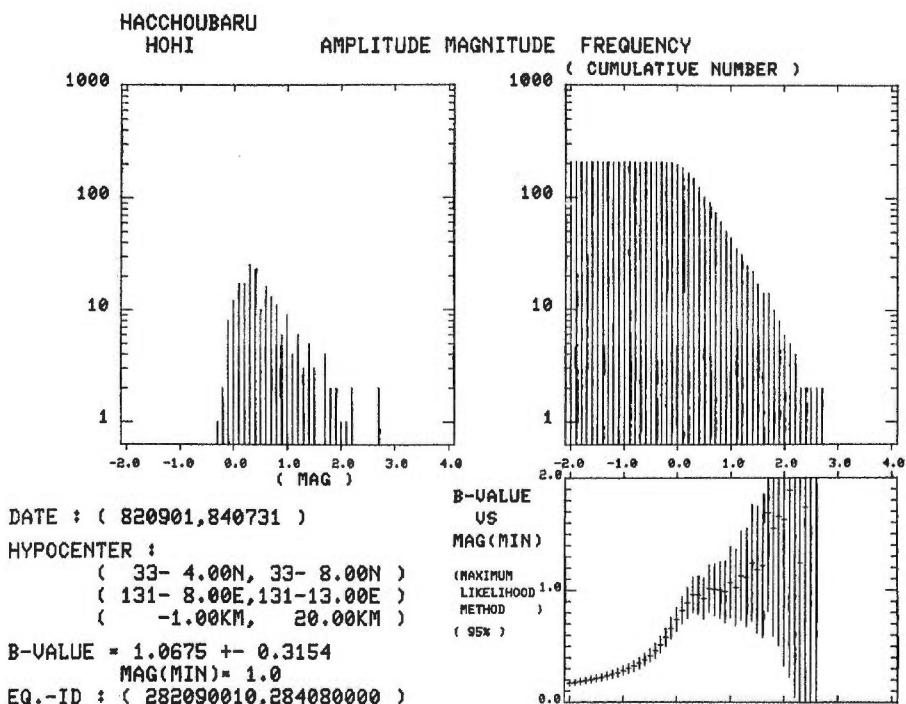
第20図 マグニチュード頻度分布（豊肥地域全域）

Fig. 20 Magnitude-frequency relationship (whole area of the Hohi).

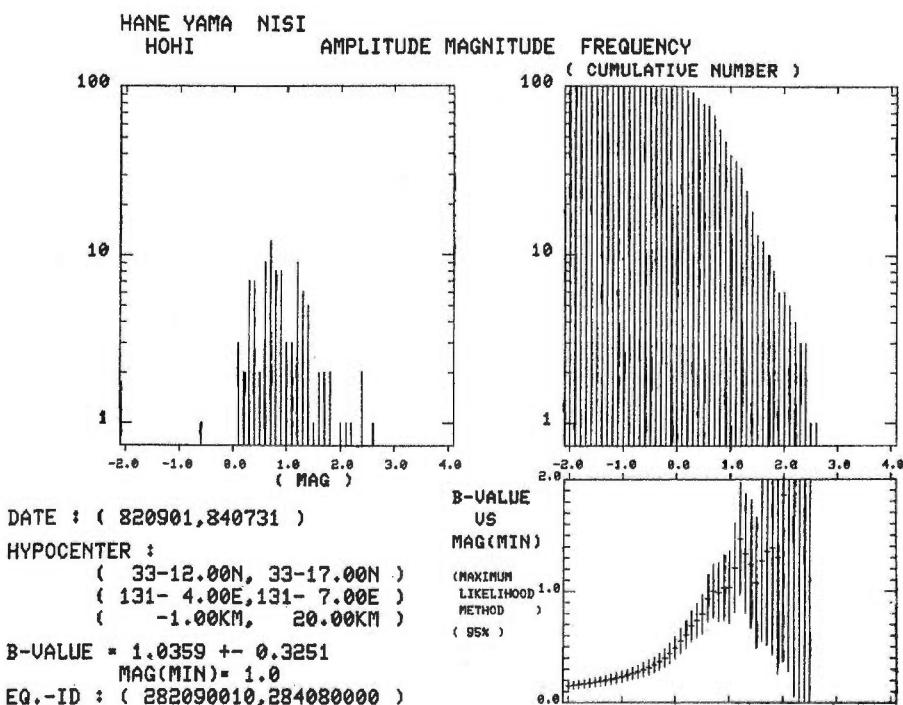


第21図 マグニチュード頻度分布（阿蘇カルデラ付近）

Fig. 21 Magnitude-frequency relationship (around Aso caldera).

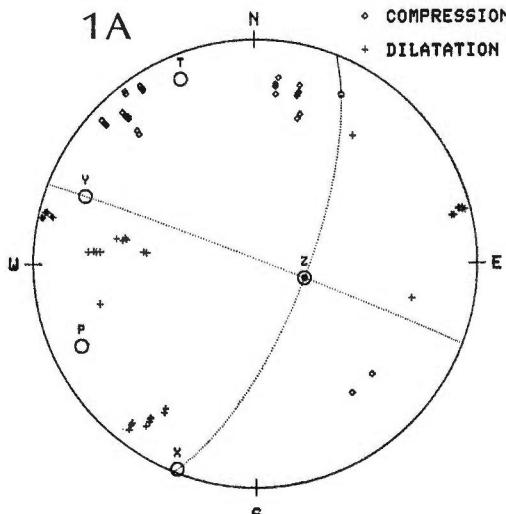


第22図 マグニチュード頻度分布(八丁原付近)
Fig. 22 Magnitude-frequency relationship (around Hatchobaru).



第23図 マグニチュード頻度分布(万年山西北付近)
Fig. 23 Magnitude-frequency relationship (northwest of Mt. Haneyama).

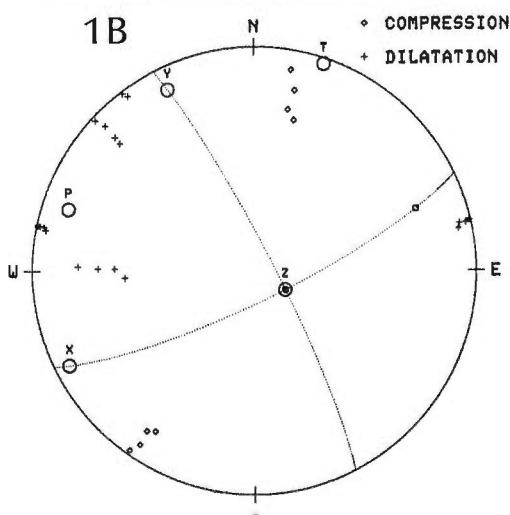
(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)



#	ID NO.
1	282103190
2	282103200
3	282103210
4	282103220
5	282103230
6	282103240
7	282119760
8	282120830
9	282120840
10	282120850

STRIKE : 22. -69.
DIP : 71. 88.
SLIP : 2. 19.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

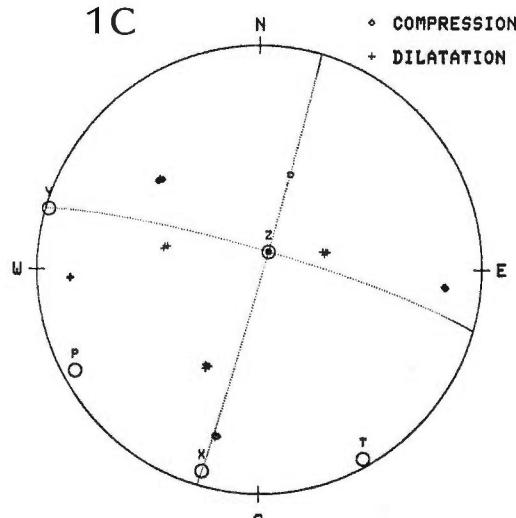


#	ID NO.
1	282111150
2	282111160
3	282111170
4	282121180

STRIKE : 64. -27.
DIP : 79. 83.
SLIP : 7. 11.

第 24 図 地震メカニズム図(上半球投影)
Fig. 24 Focal mechanism plot (upper hemisphere projection).

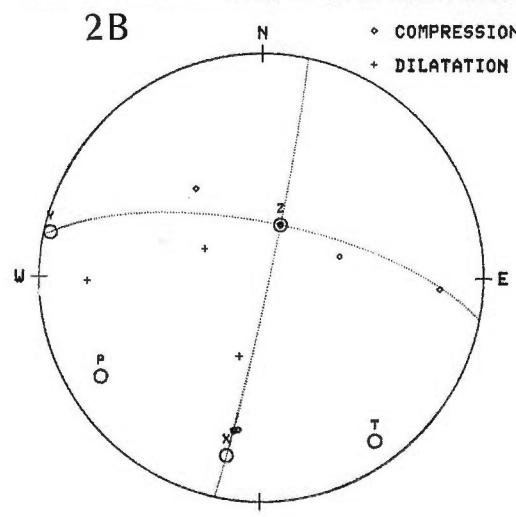
(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)



\$ ID NO.
1 282123330
2 282123359
3 282123359
4 282123760

PLANE X PLANE Y
STRIKE : 16. -74.
DIP : 88. 83.
SLIP : 7. 2.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)



\$ ID NO.
1 283843170

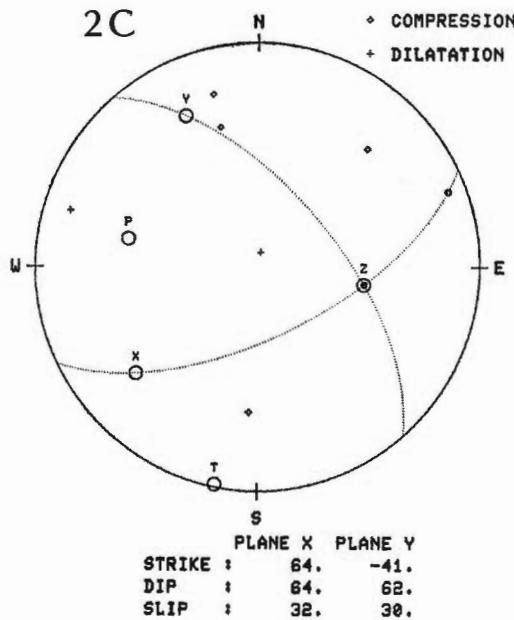
PLANE X PLANE Y
STRIKE : 12. -79.
DIP : 87. 70.
SLIP : 20. 3.

第24図 つづき

ID NO.
283632250

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

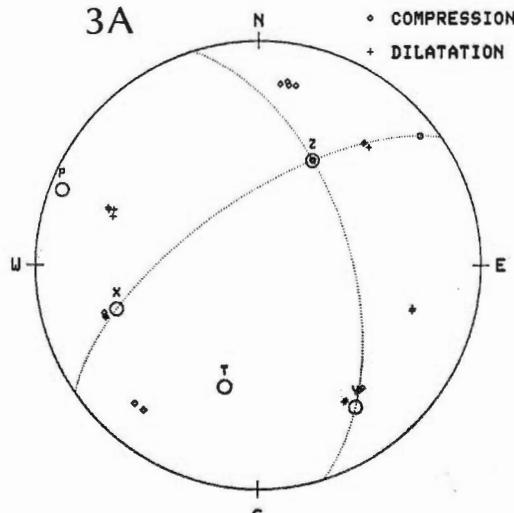
2C



ID NO.
283676250
283674650
283674250
283686510

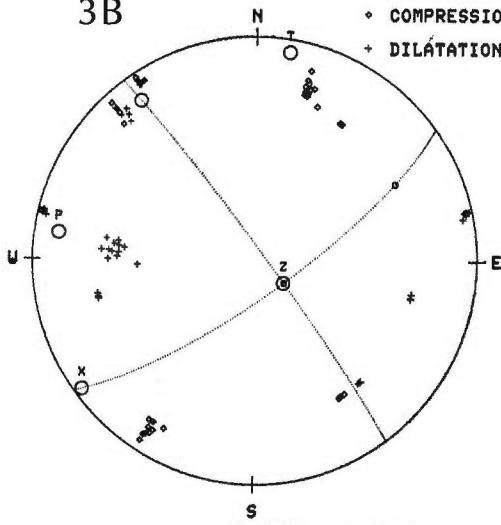
(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

3A



(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

3B



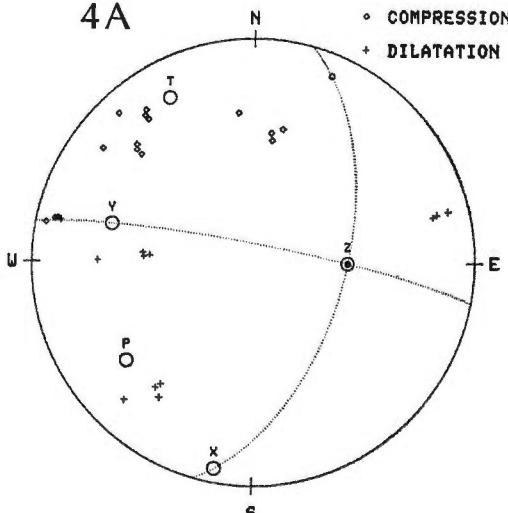
*	ID NO.
1	2834823639
2	2834823639
3	2834823639
4	2834823640
5	2834823650
6	2834823650
7	2834823650
8	2834823710
9	2834823720
10	2834823730
11	2834823760
12	2834823770

PLANE X PLANE Y

STRIKE : 54. -37.
DIP : 77. 86.
SLIP : 4. 13.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

4A



*	ID NO.
1	283193240
2	283193260
3	283193260
4	283193260

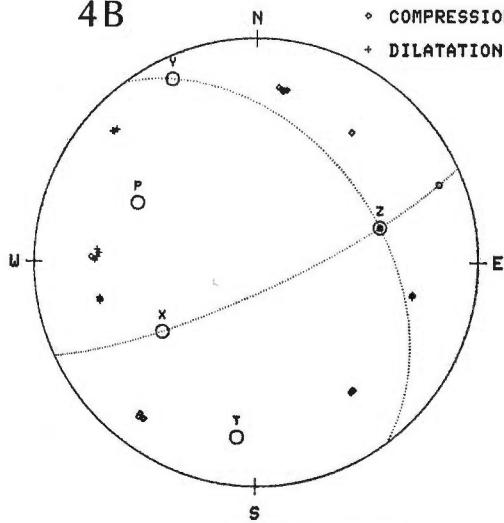
PLANE X PLANE Y

STRIKE : 15. -80.
DIP : 56. 83.
SLIP : 8. 35.

第24図 つづき

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

4B

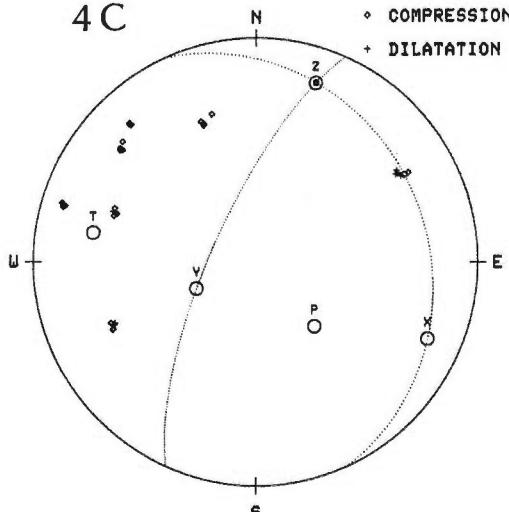


PLANE X PLANE Y
STRIKE : 65. -36.
DIP : 79. 43.
SLIP : 48. 16.

* ID NO.
1 2831226900
2 2831226559
3 2831223116
4 2831228316
5 2831228400

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

4C



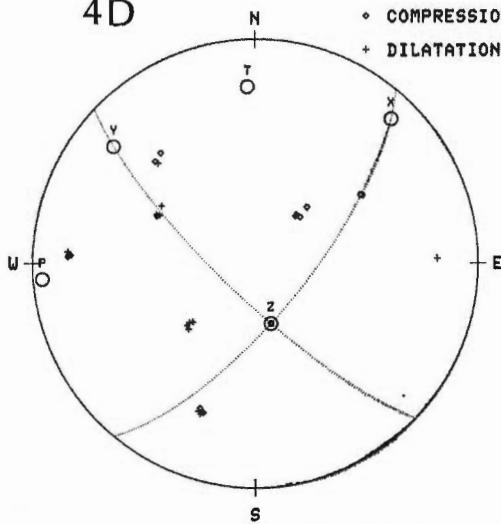
PLANE X PLANE Y
STRIKE : -24. 24.
DIP : 24. 74.
SLIP : 45. 107.

* ID NO.
1 2839191940
2 2831186580
3 2831186330
4 2831186580
5 2831186580

第24図 つづき

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

4D

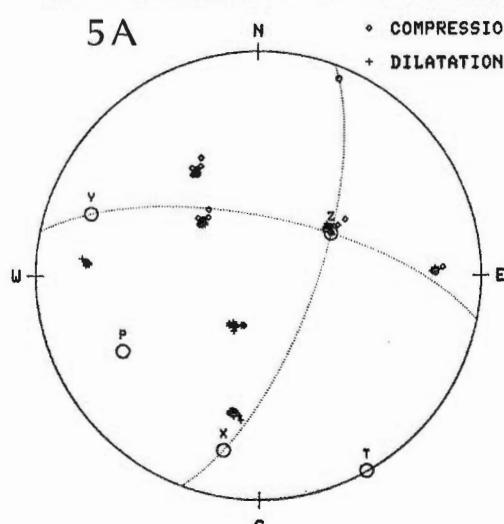


ID NO.
1 283163560
2 283163569
3 283163599
4 283163860

PLANE X PLANE Y
STRIKE : 39. -46.
DIP : 71. 78.
SLIP : -13. -19.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

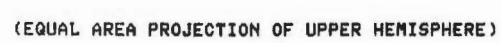
5A



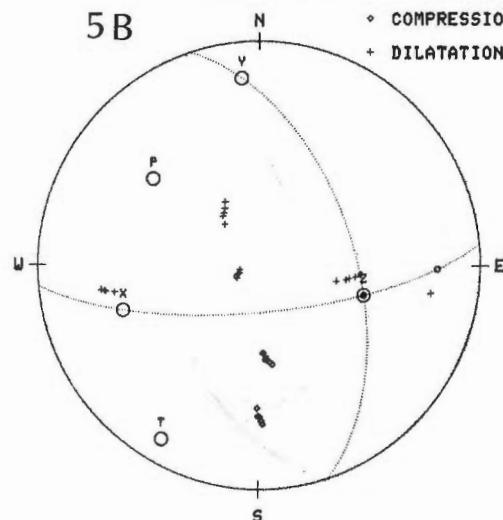
ID NO.
1 284941278
2 284941289
3 284941290
4 284941291
5 284941299
6 284941563
7 284941582
8 284941583
9 284941584
10 284941585
11 284941586
12 284941587
13 284942259

PLANE X PLANE Y
STRIKE : 20. -78.
DIP : 69. 68.
SLIP : 23. 23.

第24図 つづき



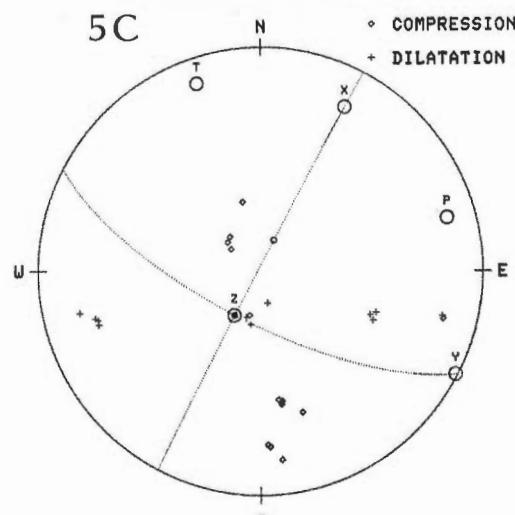
ID NO.



	PLANE X	PLANE Y
STRIKE :	85.	-18.
DIP :	73.	54.
SLIP :	38.	21.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

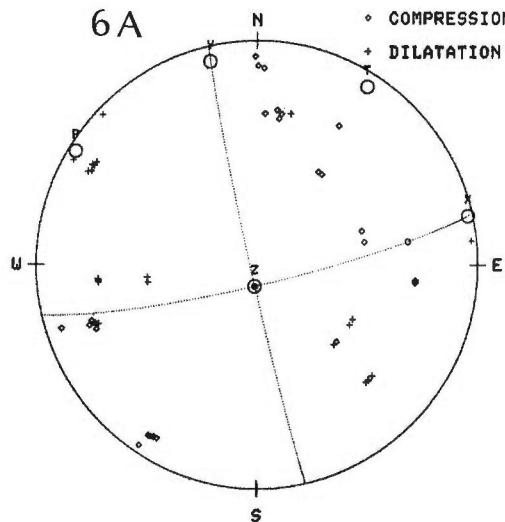
8 ID NO.
1 284011348
2 284011648
3 284011868
4 284012398



S
PLANE X PLANE Y

STRIKE :	28.	-63.
DIP :	89.	71.
SLIP :	161.	179.

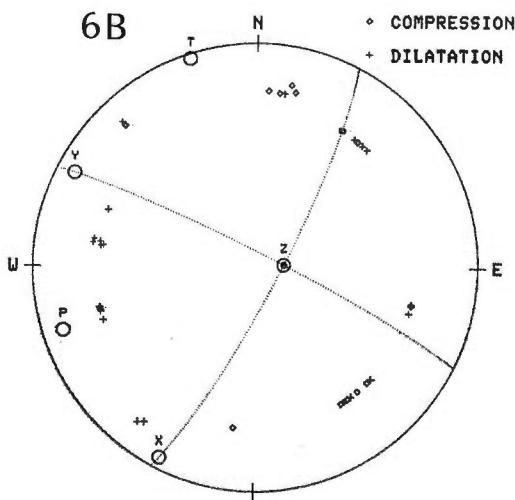
(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)



#	ID NO.
1	284065156
2	284065157
3	284065158
4	284065218
5	284065246
6	284065250
7	284065376
8	284065380

PLANE X PLANE Y
 STRIKE : 77. -13.
 DIP : 83. 88.
 SLIP : -2. -7.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

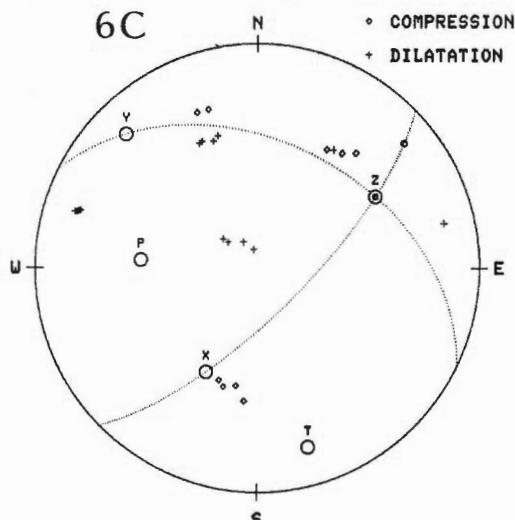


#	ID NO.
1	284065253
2	284065256
3	284065266
4	284072019
5	284072139
6	284073760

PLANE X PLANE Y
 STRIKE : 27. -64.
 DIP : 81. 84.
 SLIP : 6. 9.

第24図 つづき

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)

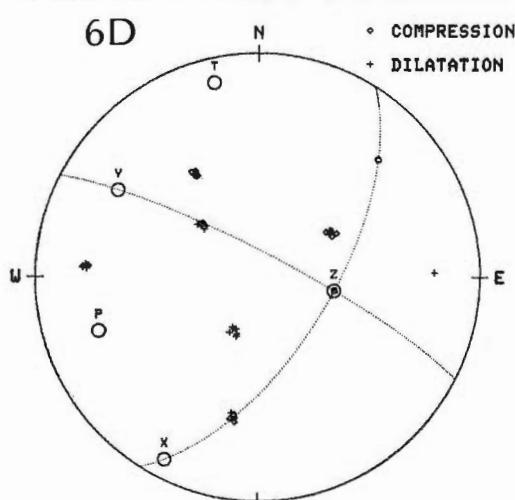


* ID NO.
1 284061938
2 284062020
3 284062059
4 284062359
5 284062759
6 284067148

PLANE X PLANE Y

STRIKE : 45. -64.
DIP : 73. 43.
SLIP : 50. 25.

(EQUAL AREA PROJECTION OF UPPER HEMISPHERE)



* ID NO.
1 2840653158
2 2840653259
3 2840653559
4 2840653559
5 284065759
6 2840662160

PLANE X PLANE Y

STRIKE : 32. -63.
DIP : 63. 81.
SLIP : 10. 27.

第24図 つづき

WALTER and WEAVER, 1980). また高い b - 値は、破碎の進んでいることを示すとの指摘もある (MOGI, 1967).

b - 値は最尤法 (宇津, 1965; AKI, 1965) により求めた。結果を第20図-第23図に示す。各図中左上にはマグニチュード別発生頻度を、右上にはマグニチュードと累積頻度の関係、及び右下に計算された b - 値を、最小マグニチュードの関数として示した。地域別、深さ別の b - 値についてはほぼ $b=1.0$ の値をとり、地域、発生深度による有意な差はみられない。九州中北部は全体として破碎の進んだ地域と考えられ (MOGI, 1967)，細かい b - 値の変化は検出しづらいかも知れない。

豊肥地域に発生する地震の最大マグニチュードは約 3.0 であり、 $M=0.5$ 程度の発生頻度が一番多い。また、マグニチュードと累積頻度の関係からみて、本地震観測システムが一様に観測できるという意味での検知能力は $M=0.5$ 程度と思われる。

4. 4 発震機構

第24図(a)-(r)に予察的な発震機構決定の例を示す。観測点は 7 点しかないため、一つ一つの地震に対して発震機構を決定することは困難である。このため、複数の地震について、同じメカニズムと仮定し、重ね合わせることによりメカニズム解を求めた。メカニズム解を求めた地震群は第15図(a)-(f)に記号で示した。メカニズム解は上半球投影とした。

第24図をみるとストライクスリップ型 (1A, 1B, 1C, 2A, 2B, 3B, 4A等)、多少の横ずれ成分をもつ正断層型 (2C, 3A, 4C) がみられるが、4Cの結果を除きほぼ南北にT軸をもつ。

5. 考 察

本地震観測システムの第一の目的は、深部地熱流体の採取・還元の影響をモニタリングするものであり、現在までのところ豊肥地熱地域にわたって $M \geq 0.5$ 以上の微小地震については、均質にデータの取得が行われている。地震活動の特徴としては

(1) 地震発生頻度は平均して 1 日あたり 10 個弱であり、時折群発活動がみられる。しかし活動は特に活発であるわけではない。

(2) 観測された最大マグニチュードは $M=3.0$ であり、 b - 値は約 1 である。

(3) 震源はいくつかの場所に集中する。

現在のところ本格的な採取・還元は豊肥地熱調査としては、行われていないが、本観測システムによるデータは、今後期待される本格的地熱開発以前のバックデータとして貴重なものとなるであろう。

豊肥地域の震源分布、特に八丁原付近 (第11図 A), 岳の湯付近 (E) については、線状に配列する傾向がみられる。このうち、八丁原付近の震源分布は、同地域の NW-SE の断層系と調和的である。岳湯の地熱活動もこれら NW-SE の断層系 (岳湯断層) に規定されているとの指摘もあるが (例えば 笹田, 1984), 岳湯付近の震源分布はこれと調和的でなく、むしろ ENE-WSW に配列するように見える。しかし、岳湯付近の震源の深さは 10 km 以上と深く、更に第17図の重力異常との重ね合わせによると、重力基盤の急傾斜部に発生しており、深部における基盤内断層を反映していることも考えられる。

豊肥地域を含む中部九州は正断層が数多くみられ、正断層型の地震メカニズムの報告されている、日本で数少ない地域である。山科・村井 (1975) は 1975 年大分県中部地震、阿蘇北部地震について、正断層型のメカニズム解を得た。また三浪ほか (1981) は、九州電力㈱の微小地震観測データをもとに「地熱地域に固有な」地震は正断層型のメカニズムを持つと主張している。

今回の予察的な震源メカニズム決定では、ストライクスリップ型、横ずれ成分の多少ある正断層型、ストライクスリップ・正断層混在の解が得られたものの、明確な地域差等を見出すに至っていない。ただし、三浪ほか (1981) のメカニズム決定は 6 点の観測点による重ね合わせであり、メカニズム決定上の問題から断定的な結論とは判断できない。

さらに最近牧ほか(1984)は、1975年大分県中部地震、阿蘇北部カルデラ地震を含む九州中部の浅発地震についてメカニズムを決めなおした。その結果、南北張力場を共通する特徴としてあげている。豊肥地域における我々の予察的な結果でも、南北張力の傾向は共通してみられる。南北張力は深部からの热水を供給する通路としてのキ裂の存在と強い関連があり、今後更に詳しい研究が必要であると思われる。

6. おわりに

本地震観測の第一の目的は、深部地熱流体の採取・還元の影響をモニタリングするものであり、現在までのところ、本格的採取・還元以前のバックデータは、良好な状態で取得できているといえる。

しかしながら、本格的な地熱流体の採取・還元あるいはその後の発電が行われた場合には、現状の観測システムに加えて、新たな観測を行う必要があろう。筆者らは、岩手県滝の上地域において、葛根田地熱発電所周辺の極微小地震を観測し、地熱貯留層との関連を研究している(伊藤ほか, 1984)。地熱貯留層との関連を示唆するいくつかの結果を得ている。筆者らは滝の上における観測の経験により地熱流体の採取・還元時あるいは本格的な発電時における微小地震の観測が、地熱探査のみならず、貯留層評価・管理上極めて有用であると考えている。豊肥地域においても、今後の調査の動向によっては、このような立場から観測を行う必要があろう。ただしこの場合、モニタリングとは目的が異なる点もあり、観測点配置、データ集録方法等十分に検討する必要があろう。

豊肥地域の地熱構造については、震源分布、発震機構と豊肥地域の热水流動を支配していると思われる断層との関連を考察した。今後のデータ集積を待ち、さらに議論を深めて行きたい。しかし、例えば発震機構の決定は、豊肥地域の地熱構造を考える上で重要であるが、現状では観測点が少なく、一義的に決定することは困難である。さらに最近では高密度の地震観測により、地下の構造を求めるができるようになり、米国においては多くの地熱地域においてはすでに適用例が報告されている(AKI, 1981)。このように、豊肥地域の地熱構造の観点からも、今後観測点の増設あるいは臨時観測等を検討すべきであろう。

5. 謝辞

本研究の基礎となった「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査環境監視自然地震モニタリング」の計画推進にあたり、新エネルギー総合開発機構地熱調査部馬場健三、電源開発株式会社柴田祐啓、阿部信、吉村司、河野啓幸、同豊肥事業所の各氏に深い感謝の意を表する。

観測にあたって豊肥地域において献身的な努力を惜しまない開発工事株式会社努留湯哲宣氏に心からなる感謝の意をささげる。観測システムの設計にあたっては富士通株式会社今泉洋一氏に数かずの御教示をいただいた。

文 献

- AKI, K. (1965) Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, vol. 43, p. 237-239.
- AKI, K. (1981) 3-D inhomogeneities in the upper mantle, *Tectonophysics*, vol. 75, p. 31-40.
- 伊藤久男・杉原光彦(1983) サイスマックエミッション法の研究. 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書一深部地熱資源探査技術に関する研究一, p. 7-39.
- (1984) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査受託調査報告書一豊肥自然地震モニタリング一, p. 45-52.
- (1984) 菊地恒夫・竹野直人・小川克郎(1984) サイスマックエミッション法の研究. 昭

和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書—深部地熱資源探査技術に関する研究一、
印刷中。

- 駒澤正夫(1984) 私信。
- 牧 正・多田 堯・山科健一郎(1984) 九州中部における浅発地震の分布と発震機構—南北張力場の
解釈一。 地震学会昭和59年春季大会予稿集, p. 67.
- 真鍋 考・江島康弘(1984) 八丁原地熱帯における裂か型貯留層の地質構造特性及び熱水系。 地熱,
vol. 21, p. 37-54.
- 益川敏雄・表俊一郎・久保寺章・三浪俊夫(1979) 大岳・八丁原地熱発電所周辺の地震観測システムに
ついて。 日本地熱学会誌, vol. 1, p. 3-14.
- MINAKAMI, T. (1960) Fundamental research for predicting volcanic eruptions. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 38, p. 480-496.
- 三浪俊夫・久保寺章(1977) 阿蘇カルデラ北部地震(1975年)の活動形式—震源移動とその解釈一。 地
震, vol. 30, p. 73-90.
- ・表俊一郎, 木下保美(1981) 豊肥地熱地域における地震活動。 日本地熱学会誌,
vol. 3, p. 43-53.
- MOGI, K. (1967) Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 45, p. 313-325.
- 笹田政克(1984) 豊肥地域の基盤地質構造。 地熱, vol. 21, p. 1-11.
- 杉原光彦・伊藤久男(1983) 昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書—地熱探査技術等検
証調査そのⅢ総合解析予測モデルの研究, p. 345-357.
- 須藤靖明(1975) 阿蘇西部外輪山地域の地震活動。 火山, vol. 20, p. 1-12.
- 鈴木次郎・津村建四朗・尾池和夫・松村一男(1979) 微小地震観測所要覧(第2版)。
- 宇津徳治(1965) 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - b M$ の係数 b を求める一方法。 北大地球物理
研究報告, no. 13, p. 99-103.
- WALTER, A. W. and WEAVER, C. S. (1980) Seismicity of the Coso range, California. *J. Geophys. Res.*, vol. 85, p. 2441-2458.
- WARD, P. L. and T. MATUMOTO (1967) A summary of volcanic and seismic activity in Katmai
National Monument, Alaska. *Bull. Volcanol.*, vol. 31, p. 107-129.
- 山口 靖・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博(1984) レーダー画像による豊肥地域のリニアメント解析と
土壤ガス法による現地検証。 日本地熱学会誌, vol. 6, p. 101-120.
- 山科健一郎・村井 勇(1975) 1975年大分県中部地震・阿蘇北部地震のメカニズムについて、とくに活
断層との関係。 地震研究所彙報, vol. 50, p. 295-302.

地質調査所報告は 1 報文について報告 1 冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地 質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱 床
 - b. 石 炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地 質 調 査 所 報 告

第 259 号

角 清愛・五十嵐昭明・高島 黙・金原啓司・西村 進編：日本の地熱地域の熱水変質帶
の地質学的研究，その 1，1978

第 260 号

山田敬一・須藤定久・佐藤壯郎・藤井紀之・沢 俊明・服部 仁・佐藤博之・相川忠之：
鉱物資源予測手法の開発，1980

第 261 号

ISHIHARA, S. and SASAKI, A. ed.: Metallogeny of Asia, 1980

第 262 号

比留川 貴・安藤直行・角 清愛編：日本の主要地熱地域の熱水の化学組成，その 2，1981

第 263 号

SHIMAZAKI, Y. ed.: Geologic Evolution Resources and Geologic Hazards-Proceedings of the International Centennial Symposium Geological Survey of Japan, 1984

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 259

SUMI, K., IGARASHI, T., TAKASHIMA, I., KIMBARA, K. and NISHIMURA, S. ed.: Geological investigation of hydrothermal alteration haloes in Japanese geothermal fields, Part 1, 1978 (in Japanese with English abstract)

No. 260

YAMADA, K., SUDO, S., SATO, T., FUJII, N., SAWA, T., HATTORI, H., SATOH, H. and AIKAWA, T.: Mineral resources inventory and evaluation system (MINES), 1980 (in Japanese with English abstract)

No. 261

ISHIHARA, S. and SASAKI, A. ed.: Metallogeny of Asia, 1980 (in English)

No. 262

HIRUKAWA, T., ANDO, N. and SUMI, K. ed.: Chemical composition of the thermal waters from fifteen fields of the main Japanese geothermal fields, 1981 (in Japanese with English abstract)

No. 263

SHIMAZAKI, Y. ed.: Geologic Evolution Resources and Geologic Hazards-Proceedings of the International Centennial Symposium Geological Survey of Japan, 1984 (in English)

地質調査所報告

豊肥地熱地域における研究と成果の概要

no. 264,

Research in the Hohi geothermal area : outline and summary. p. 11-29,

長谷紘和・小川克郎・金原啓司

1985, 2 figs.,

HASE, H., OGAWA, K. and KIMBARA, K.

3 pls.

「地熱探査技術等検証調査」の一環として解析研究を行ってきた。豊肥地域の研究についてとりまとめた。豊肥地熱調査は昭和53年度に開始された深部地熱調査で、火山地域地下深部に賦存する深部地熱の実体を解明するため、地質、化学、物理の基礎分野に立脚した専門分野から広域的な調査データをもとにまず豊肥地熱概念モデルが作成された。豊肥地熱地域の研究ではこの概念モデルの中で、調査の中心地域をとらえ流体挙動の推定を行うとともに、坑井データを入力したシミュレーション、資源量評価等の諸研究がなされた。本文では豊肥地熱地域の研究についての研究経緯と成果を概括的にとりまとめた。

551.2(522.5/.6)

地質調査所報告

九州中北部における火山活動の推移と地質構造

no. 264,

Volcanic activity in relation to the geologic structure in p. 31-64,
the central-north Kyushu, Japan.

1985, 9 figs.,

鎌田浩毅

8 tabs.

KAMATA, H.

九州中北部に広く分布する火山岩の放射年代結果を検討した結果、-30mgalに及ぶ東西に伸長した巨大なブーゲー重力負異常の外側に向けてより古い火山岩が帶状に配列し、約5Maを最古とする。これらの鮮新世-更新世火山活動は、この地域の沈降と密接に関連し、約5Ma以降現在に至るまで伸張応力場の中で火山構造性陥没地（volcano-tectonic depression）が形成され、溶岩を主体とする火山岩類が陥没地内に埋積した。陥没の形成には由布川火砕流（1.6-1.9 Ma）と耶馬溪火砕流（1.0 Ma）も関与したと考えられるが、1 Ma以降の火山活動の中心は九重火山北方の重力負異常地域に限定される。

551.21+551.24(522.5/.6)

地質調査所報告

豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代

no. 264,

K-Ar age determination of volcanic rocks from the Hohi p. 65-83,
geothermal area, Kyushu, Japan.

1985, 3 figs.,

宇都浩三・須藤 茂

3 tabs.

UTO, K. and SUTO, S.

豊肥地熱地域の鮮新世-更新世の火山岩試料について K-Ar 年代測定を行い、同地域の火山層序の問題点を考察した。その結果、従来“豊後火山岩類”、“豊肥火山岩類”、“玖珠層群”とされてきた火山岩類には、様々な年代を示すものがあり、これまでの岩相の類似性による同地域の火山層序対比は、再検討されるべきことが判明した。既存の地質・年代・古地磁気資料も含め、豊肥地熱地域の主要な火山岩類の層序位置について検討を加えた。また、既存の K-Ar 年代値と今回の測定結果とを比較検討した結果、いずれも誤差の範囲で良く一致することが判明した。

552.313 : 550.93(522.5/.6)

地質調査所報告

豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気—その 2—

no. 264,

K-Ar age and paleomagnetic study of volcanic rocks from the

p. 85-112,

Hohi geothermal area, Kyushu, Japan—Part 2—.

1985, 12 figs.,

須藤 茂

7 tabs.

SUTO, S.

豊肥地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気測定を行い、本地域の火山層序を検討した。その結果先阿蘇・九重火山岩類は全て約 0.3 Ma より古く、またブリュンヌ正常期の噴出物は別府一万年山一九重山で詰まる範囲内から噴出した。その北部、西部及び南部の火山岩の年代はそれぞれ約 1-5 Ma, 1-4 Ma 及び 1-2 Ma である。各火山体の分布範囲はそれぞれ狭いものが多く、耶馬溪溶結凝灰岩など一部の火砕流堆積物を除くと鍵層としては使えない。また本地域ではある特定の時代に、ある特定の岩質の火山岩のみが広域に噴出したとは認められない。

552.313 : 550.93 : 551.2 + 550.38 : 551.8 (522.5/.6)

地質調査所報告

豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—

no. 264,

Stratigraphy and geologic structures of the Hohi geothermal area, based mainly on the bore hole data.

p. 113-142,
1985, 8 figs.,

玉生志郎

1 tab.

TAMANYU, S.

豊肥地熱地域での大規模深部地熱発電所環境保全実証調査においては、構造試錐井 500m 級 10 本, 1,500 m 級 7 本、地熱調査井 2,500m 級 3 本が各々掘削された。筆者はこれらの岩芯の地質層序を検討し地質柱状図を作成するとともに、坑井間の地質層序対比を行った。その結果、当地域では鮮新世以降、大きくみて 4 回の各々特徴的な地殻運動があり、それらが重複した形で現在の地質構造を形成していることが明らかになった。特に地熱構造として重視しなければならないものは、更新世後期の火山活動に伴って形成された北西-南東及び北北西-南南東方向の断裂系である。

551.7 + 551.24 (522.5/.6)

地質調査所報告

熊本県下筌湖西岸に分布する中津江層群の層序と K-Ar 年代

no. 264,

Stratigraphy and age of the Nakatsue Group distributed along the westside of Shimouke Ko, Kumamoto Prefecture.

p. 143-150,
1985, 1 fig.,
2 tabs.

上村不二雄

UEMURA, F.

熊本県筑後川の上流下筌湖の西岸には、従来飼生層群に対比されて来た変質安山岩と弱変質の輝石安山岩の上に、含珪藻泥岩と砂岩の互層をはさむデイサイト-安山岩の溶岩と火砕岩が分布している。この地層を中津江層群と命名し、デイサイトと安山岩 2 個について K-Ar 法による年代測定を行った。年代は 2.9 及び 2.4 Ma の値を得た。これらの年代は大分県玖珠盆地付近に分布している玖珠層群の火山岩類より古い。涌蓋山付近の地熱調査井にみられる“先玖珠火山岩類”的一部は中津江層群であることが明らかとなった。

551.78 (522.5)

地質調査所報告

土壤ガス法による「豊岡-宮原線」西半の調査結果とその地熱探査
上の意義 no. 264,
p. 151-165,

**Soil gas survey on the Toyooka-Miyaharu Lineament and its
implications for geothermal exploration in the Hohi geothermal area.** 1985, 5 figs.,
1 tab.

長谷紘和・野田徹郎・山口 靖

HASE, H., NODA, T. and YAMAGUCHI, Y.

農肥地熱地域を斜めに横断して北東-南西方向に 50 km 以上の連続性をもつ長大リニアメント「豊岡-宮原線」について土壤ガス法により確認調査を行った。調査は1983年春季と同年秋季に行われたが、ここでは1983年秋季調査の結果を中心述べた。土壤ガス濃度異常を評価するためスコア法を提案し、これによって評価した結果「豊岡-宮原線」の西半約 20 km は断裂帶と結論された。この断裂帶の地質学的意義について農肥地熱地域の広域テクトニクスの観点から考察し、それが右ずれ成分を持った断層に起因して形成されたとした。この断裂帶が深部地熱流体の挙動をどの程度規制しているかは不明である。

551.24 : 550.4 (522.5/.6)

地質調査所報告

岳湯周辺の地熱変質と流体の化学-構造試錐 DW2 坑の変質 no. 264,

Alteration and fluid chemistry of Takenoyu geothermal area— hydrothermal alteration in core from drill hole DW2—. p. 167-181,
1985, 6 figs.,

竹野直人

2 tabs.

TAKENO, N.

大分県九重町菅原に掘削された地熱調査井 DW2 坑の岩芯を用いて変質の研究をおこなった。周辺坑井の変質及び噴出热水の既存データをあわせて当地域の地熱環境について考察した。当地域の主要変質鉱物は現在の地熱環境下に安定して存在していることが検層温度及び噴出热水の化学的性質から推定された。セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物中の膨潤層の割合には、ある程度検層温度との関係が認められた。DY1, TY1, GSR3 の热水に共通の起源となる热水を推定し、岳湯の地下では、この热水からの蒸気分離により热水の多様性がもたらされている可能性が考えられる。

551.2 : 550.822 (522.6)

地質調査所報告

豊肥地域の地熱変質と热水系 no. 264,

Rock alteration and hydrothermal systems in the Hohi geothermal area, Kyushu, Japan. p. 183-241,
1985, 20 figs.,

高島 勲・金原啓司・角 清愛

5 tabs.

TAKASHIMA, I., KIMBARA, K. and SUMI, K.

地表及び地下の岩石の変質を解釈し、その結果を地質構造、地下温度等と結びつけることにより広域的地熱モデルを提示した。研究地は別府-島原地溝帯中にあるが、基盤まで 5 km を超える盆地（低重力域）と火山活動で特徴づけられる基盤上昇域（高重力域）に分けられ、後者の盆地側傾斜域に地熱微候及び変質帯が分布する。このような特徴をパイロファイライト、緑泥石などの分布から説明し、盆地内の統成変質部、泥質堆積物及び断層が深部熱源の保存と熱水上昇に果す役割を考察した。また、熱水上昇路として基盤に達する深部断裂が重要であり、その検出に広域的微弱変質の研究が役立つ可能性を示した。

551.2 (522.5/.6)

地質調査所報告

豊肥地熱地域の化学的研究—坑井による地熱流体の化学的研究—
Geochemical investigation of the Hohi geothermal area—
Interpretation for analytical results of geothermal fluids out
of test boreholes—. no. 264,
p. 243-281,
1985, 15 figs.,
16 tabs.

野田徹郎・阿部喜久男・茂野 博

NODA, T., ABE, K. and SHIGENO, H.

豊肥地熱地域の化学的研究の一環として、調査坑における地化調査が行われた。調査は、掘削中の泥水分析、掘削後の流体噴出坑における熱水・凝縮水・ガスの分析、非噴出坑における坑内ガス分析、坑内水採水調査、地層水汲上げ試験など多岐に渡っている。調査の結果、アニオンインデックスの検討などから、岳湯一宝泉寺、大岳一地蔵原、硫黄山一笠口の3本の熱水流動系の存在が推定された。前2者は、DY-1井で得られたような、いすれも中性食塩型の熱水系であるが、本源的には異なるものと考えられる。一方、深部熱水系の存在に関しては、これを十分に実証する結果は得られなかった。

551.2 : 54 (522.5/.6)

地質調査所報告

地熱流体の化学に基づく豊肥地域熱水系の概念的モデル
Conceptual hydrothermal system model for the Hohi area based
on geochemistry of geothermal fluids. no. 264,
p. 283-302,
1985, 8 figs.,
1 tab.

茂野 博・阿部喜久男・野田徹郎

SHIGENO, H., ABE, K. and NODA, T.

大規模深部地熱発電所環境保全実証調査のうち地熱流体に関する地球化学的調査結果を基に、豊肥地域の熱水系の賦存状態、生成機構に考察を加えた。大岳・八丁原、岳湯、黒川地域には200°C以上の熱水卓越系が分布する一方、牧ノ戸、小国鉱山地域には、高温の熱水卓越系あるいは蒸気卓越系が存在する可能性があり、各周辺地域へ地熱流体が流下する傾向が顕著である。これらの熱水系は、基本的に九重火山地下のマグマからの熱流体吹き込み型加熱機構あるいは涌蓋・一目火山地下の高温火成岩体からの熱伝導型加熱機構により、断裂系分布に規制されて新第三紀以降の火山岩類一火山碎屑岩類中に生成していると推測される。

551.2 : 550.84 (522.5/.6)

地質調査所報告

豊肥地域の重力基盤構造
The basement structure of the Hohi Geothermal Area obtained
by gravimetric analysis in central-north Kyushu, Japan. no. 264,
p. 303-333,
1985, 22 figs.,
3 tabs.

駒澤正夫・鎌田浩毅

KOMAZAWA, M. and KAMATA, H.

九州中北部地域の精密重力探査の再解析を行った結果、大分県から熊本県にまたがる豊肥地熱地域は、基盤の陥没構造を想起させる負のブーゲー異常域を示すことが判明した。重力の3次元解析では、密度差を0.3 g/cm³としたとき、豊肥地域が2-3 kmの厚さの火山性堆積物で覆われ、涌蓋山から久住山の間は局所的に基盤の高まりが存在する結果を得た。重力解析の結果は、爆破地震動の解析結果や坑井データと比較すると、重力の解析精度の範囲内では調和的である。豊肥地域には東西に伸びた火山構造性のグレーベンが形成されている。

528.27 : 550.831 (522.5/.6)

地質調査所報告

no. 264,

p. 335-349,

1985, 11 figs.

豊肥地熱地域の自然電位異常

Self-potential anomalies in the Hohi geothermal area.

石戸恒雄

ISHIDO, T.

豊肥地域の自然電位データの解析（標高相関の電位の除去等）及び解析を行った。自然電位異常のうち最も特徴的なものは、黒岩山付近を中心とした広い地域（ $\sim 5 \times 5 \text{ km}^2$ ）に存在する正電位と、涌蓋山北西部に存在する正・負対の電位である。これら電位異常の発生源としては、地熱水上昇に伴う流動電位（石戸, 1981）が最も有力と考えられる。正異常地域には、熱水上昇、負異常地域には、地下水の下降流が推定される。自然電位の解釈から推定される地下水理モデルは、掘削データや地熱貯留工学の解析（NEDO, 1984）とも調和的であった。

550.37 (522.5/.6)

地質調査所報告

no. 264,

p. 351-382,

1985, 20 figs.,

5 tabs.

九州中央部・涌蓋山周辺における地熱構造について

On thermal structure of the geothermal field in Mt. Waita area, central Kyushu, Japan.

川村政和

KAWAMURA, M.

大分・熊本県境の涌蓋山周辺で大規模深部地熱資源調査が実施され、その結果を中心に地熱構造を考察した。①NE-SW の 2 つの高温帯とそれにはさまれた涌蓋山を通る低温帯があり、その傾向は 1,000m 以深にまで至る。②集水域を越えて地熱水・冷地下水の流下があり、地温分布や地熱活動を特徴づけている。③岩石の熱伝導率は深度や岩種による差が小さく、平均値は $3.94 \times 10^{-3} \text{ cal/sec cm}^{\circ}\text{C}$ である。④地下水位は夏期に最高、梅雨期に最低となるが、人為的な影響がある。⑤放熱量は約 14 万 kcal/sec、地殻熱流量は 8-10 HFC である。⑥涌蓋山・獅師山付近の滲透水が基盤内断層を通過する過程で加熱され、岳湯や八丁原地区で噴出している。

551.2 (522.5/.6)

地質調査所報告

no. 264,

p. 383-404,

1985, 9 figs.,

4 tabs.

矢野雄策

YANO, Y.

九州の豊肥地熱地域で得られた坑井データを用いて、当地域の地下構造のモデルを作り、熱水の流れ、熱の分布を解析した。地熱情報データベース・システムと、その坑井データベースを利用した。まず岩石の物性値を層序区分にもとづいてコンパイルし、温度検層データと共に、解析用の資料とした。次に、涌蓋山南方から西北西へ向う断面と、一目山と崩平山を結ぶ断面について、ガラーキン有限要素法を用いて作成したシミュレータを適用し、坑井情報と調和的な温度分布を示す定常流動場を再現した。最後に、モデル化した地質構造と温度分布を用いて包蔵熱量を試算した。

551.2 : 550.832 (522.5/.6)

豊肥地域の地震活動

Seismicity of the Hohi geothermal area.

伊藤久男・杉原光彦

ITO, H. and SUGIHARA, M.

地質調査所報告

no. 264,

p. 405-443,

1985, 24 figs.,

3 tabs.

豊肥地域において豊肥地熱調査の一環として、モニタリング自然地震観測が行われている。地質調査所はシステム設計に参画するとともに、専用計算機によるデータ処理・解析を行っている。現在までに、テレメータ完成以来約2年間のデータ処理・解析を終了した。本稿では、観測システムの概要、地質調査所における処理・解析の内容、解析結果について述べた。解析結果は主として震源分布について議論し、豊肥地域の地熱構造との関連を考察した。

550.34(522.5/.6)

昭和 60 年 3 月 18 日 印刷

昭和 60 年 3 月 22 日 発行

通商産業省工業技術院

地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町
東1丁目1-3

印刷所 住友出版印刷株式会社
東京都北区西ヶ丘2-9-13

©1985 Geological Survey of Japan

ISSN 0366-5542
CODEN: CCHHAQ

REPORT No. 264
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Toshiaki SAWA, Director

RESEARCH IN
THE HOHI GEOTHERMAL AREA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Higashi 1-chōme, Yatabe-machi, Tsukuba-gun, Ibaraki-ken, 305 Japan

1985

地 調 報 告
Rept. Geol. Surv. Japan
No. 264, 1985