

ISSN 0366-5542

CODEN : CCHHAQ

地質調査所報告 第268号

栗駒地熱地域における研究

地質調査所

昭和63年3月

地質調査所報告 第268号

所長 垣見俊弘

Report No. 268

Geological Survey of Japan

Toshihiro KAKIMI, Director

栗駒地熱地域における研究

Research in the Kurikoma Geothermal Area

編集

山田宮三・長谷紘和・小川克郎

Edited by

E. YAMADA, H. HASE and K. OGAWA

地質調査所

昭和63年3月

Geological Survey of Japan

March, 1988

巻 頭 言

昭和 55 年度の新エネルギー総合開発機構（NEDO）の発足に伴い、地熱資源の調査研究に係る幾つかの大規模なプロジェクトが開始された。地熱資源の調査研究では長い経験を有する地質調査所は、これらのプロジェクトに様々な形で全面的協力を行ってきた。本報告で述べられている「栗駒地熱地域の研究」もその一つであり、当所と NEDO が宮城県の鬼首カルデラをモデルフィールドとして、昭和 55 年度より協同して進めてきた「地熱探査技術等検証調査」の地質調査所による成果である。本調査では、次の二つの地域、すなわち仙岩地熱地域と栗駒地熱地域とを調査研究のモデルフィールドとしてきた。前者については、昭和 61 年度に「仙岩地熱地域における研究」として既に報告した。

この調査の目的は広域かつ大規模な深部地熱資源の開発を促進するために、これまでに蓄積された探査技術をモデルフィールドに適用して検証するとともに、あわせて地熱資源としての評価を行うものである。このために NEDO が物理探査及び坑井調査を、地質調査所が地質・地化学調査、物理探査データ再解析及び総合解析をそれぞれ担当してきた。栗駒地域の調査は、昭和 61 年度ではほぼ終了し、昭和 63 年度には当所と NEDO が協同して探査技術の評価、資源評価並びに最終とりまとめを行い、プロジェクトを終了する予定となっている。しかしながら現在までに本地域の地熱についての研究はおおむね終了しており、この時点で地質調査所としての成果を取りまとめてここに報告する次第である。

本報告の内容には「地熱探査技術等検証調査」に先立って、地質調査所が栗駒地域において実施した「地熱地域の熱水系に関する研究」（昭和 48—54 年度）の成果の一部も含まれている。本報告書を取りまとめるに当たり、以上の研究の企画・推進に多大の労を取られた工業技術院サンシャイン計画推進本部、及び共同研究者としてボーリング工事を初めとして数々の困難な業務を分担された新エネルギー総合開発機構に深く謝意を表する次第である。また実際の調査・研究を進めるに当たってはたくさんの地熱関連企業より多大な御協力をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げる次第である。

昭和 63 年 3 月

地質調査所地殻熱部長

小 川 克 郎

総 目 次

巻頭言	小川克郎	
栗駒地熱地域研究のとりまとめの背景と経緯	長谷紘和	1
栗駒地熱地域における研究成果の概要	山田宮三・長谷紘和	7
鬼首カルデラ内 KR-1, KR-5 坑井の先新第三紀基盤岩類	笹田政克	19
鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる北川石英安山岩—の再検討	阪口圭一・山田宮三	37
Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system	Eizo YAMADA	61
栗駒北部地熱地域の地質	竹野直人	191
鬼首地域の熱水中のトリチウム濃度及び KR-1 号井と KR-2 号井からの地熱流体の化学組成	比留川貴・阿部喜久男	211
鬼首地熱地域の変質と熱水系	高島 勲	229
栗駒北部地熱地域の岩石変質と地熱系	金原啓司	245
鉛直断裂内熱水流動による地熱貯留層形成モデル	杉原光彦・石戸経士	263
栗駒地熱地域の重力解析	駒澤正夫・村田泰章	285
鬼首カルデラにおける MT 法探査データの解釈	小川康雄・内田利弘・佐藤 功 菊地恒夫	315

CONTENTS

Foreword	Katsuro OGAWA	
Historical background of geothermal research in the Kurikoma area, Northeast Japan	Hirokazu HASE.....	1
Results of researches in the Kurikoma geothermal area, Northeast Japan : an overview (with English abstract)	Eizo YAMADA and Hirokazu HASE.....	7
The pre-Neogene basement rocks from the core holes KR-1 and KR-5 in the Onikobe caldera, Northeast Japan (with English abstract)	Masakatsu SASADA.....	19
“The Kitagawa Dacite”, pyroclastic flow deposits around the Onikobe caldera, Northeast Japan (with English abstract)	Keiichi SAKAGUCHI and Eizo YAMADA.....	37
Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system	Eizo YAMADA.....	61
Geology of the North Kurikoma geothermal area, Akita Prefecture, Northeast Japan (with English abstract)	Naoto TAKENO.....	191
Tritium contents in thermal waters from the Onikobe area, Northeast Japan and the chemical composition of thermal fluids from the bore-holes KR-1 and KR-2 (with English abstract)	Takashi HIRUKAWA and Kikuo ABE.....	211
Rock alteration and hydrothermal systems in the Onikobe geothermal area, Northeast Japan (with English abstract)	Isao TAKASHIMA.....	229
Hydrothermal rock alteration and geothermal system in the North Kurikoma geothermal area, Akita Prefecture, Northeast Japan (with English abstract)	Keiji KIMBARA.....	245
Geothermal reservoir generating process with hydrothermal circulation in vertical fractures (with English abstract)	Mitsuhiko SUGIHARA and Tsuneo ISHIDO.....	263
The gravimetric analysis of the Kurikoma geothermal area, Northeast Japan (with English abstract)	Masao KOMAZAWA and Yasuaki MURATA.....	285
Interpretation of magnetotelluric data in the Onikobe caldera, Northeast Japan (with English abstract)	Yasuo OGAWA, Toshihiro UCHIDA, Isao SATO and Tsuneo KIKUCHI.....	315

栗駒地熱地域研究のとりまとめの背景と経緯

長谷 紘 和*

Historical background of geothermal research in the Kurikoma area, Northeast Japan

By
Hirokazu HASE*

1. は じ め に

昭和 55 年度に開始された「地熱探査技術等検証調査」では、わが国の代表的な地熱地域である、東北日本「仙岩地域」及び「栗駒地域」を対象地域として取り上げ、広域かつ深部にわたる地熱資源賦存を評価するための研究開発が行われて今日に至っているが、本プロジェクトは昭和 63 年度をもって終了することとなった。

本プロジェクトの中で実施されている「仙岩地域」での調査及び 2 年先行して昭和 53 年度から昭和 61 年度にかけて、九州中・北部の「豊肥地域」で実施された「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」を含めると、わが国ではこの 10 年間に 3 つの火山性地熱熱水系を対象とした大規模な国家プロジェクトが実施されてきている。地質調査所はこれら 3 テーマにいずれも関与し、主として地熱資源賦存状態の解明とそのための探査技術の確立化にむけて研究を進めてきており、本プロジェクトではとくに広域かつ深部にわたる地熱資源賦存のモデル化の観点から研究の集大成化を行ってきたものである。このモデル化はプロジェクト進行に当っては深部坑井調査に入る前段階で事前予測モデルとして提案することが必要であると認識された。「仙岩」及び「栗駒」地域ではプロジェクト発足当初、プロジェクトの最終段階でいずれも深度 3,000 m 級の坑井調査を行うことが盛り込まれており、地質調査所では上記両地域においてこの深部坑井調査に入る前段階時点で、それまでの研究成果について中間的に事前予測モデルとしてとりまとめを行い、深部坑井調査の着手前に、深部の地熱賦存について可能な限りの推定を下すことを、研究の一目標としてきている。この観点で、これまで中間とりまとめをプロジェクト進行に合わせて行うとともにそれらの公表に意を用いることとし、「豊肥地域」については「豊肥地熱地域における研究」(地質調査所報告 第 264 号, 1985 年)、そして「仙岩地域」については「仙岩地熱地域における研究」(地質調査所報告 第 266 号, 1987 年)として公表を行ってきた。

「栗駒地域」ではプロジェクト最終段階での深部坑井調査は実施されないことになったが、ここに取りまとめを行う「栗駒地熱地域における研究」は、上述既公表の成果と同様の考え方で取りまとめを進めてきたものである。

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、戦後間もなくの昭和 22 年度に開始されているが、本地域については昭和 30 年代以降になる。戦後初期における当所の地熱エネルギー資源に関する調査研究の背景と経緯については、「豊肥地熱地域における研究」(地質調査所報告 第 264 号)の中で記述されており(山田敬一, 1985)、栗駒地域における地熱エネルギー開発利用の経緯についてもこれまでにとりまとめがなされている(山田宮三他 2, 1985)。また、昭和 55 年度に開始された「地

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

熱探査技術等検証調査」(以下「検証調査」と略称)のプロジェクト発足に至る背景と経緯についての記述は、「仙岩地熱地域における研究」(地質調査書報告 第266号)の中でなされている(金原・長谷, 1987)。

これらの文献によって既に記述されている経緯については本文では省略した。

2. 「栗駒地域」におけるプロジェクト発足前概念モデル

「検証調査」プロジェクト発足に先立って、その時点での地熱賦存の考え方が集約され、概念モデルとして賦存状態のタイプ区分が試みられた。その折、「栗駒地域」一狭義にはプロジェクトの中心対象地域となった鬼首カルデラを中心とする地域一は、帽岩の発達が乏しく、断裂規制の強い地熱地域の一典型であろうとの想定から、「無蓋型モデル」として位置付けがなされた。これは本プロジェクトで取り上げたもう一つの対象地域である「仙岩地域」が、「有蓋型モデル」の典型であるとの考え方の対極に相当するものであった。

本プロジェクト発足以降、地表調査から坑井調査に至る調査の流れと、取得データの解析・再解析過程を繰り返しつつプロジェクトの目的遂行を図らんとする基本的考え方は両地域とも同じである。しかしプロジェクトの実施内容は多少異っている。その理由のうち、(1)設定対象域の広さの違いと、(2)プロジェクト発足時における既存データの蓄積の度合いの2点について記しておく。

(1) 対象地域 「栗駒地域」の中で主に坑井調査の対象域としたのは環状の鬼首カルデラ南半域約25 km²である。これは「仙岩地域」でプロジェクト発足当初に設定した対象域約180 km²と較べると大きな差異といえる。対象中心域が広域に亘って厚い酸性火砕流堆積物で覆われる「仙岩地域」と、そのような厚く一様な堆積物を欠く本地域との違いが出ている(「仙岩地域」では対象地域の一部変更がある。詳しくは地質調査所報告 第266号参照)。この対象地域面積の違いに対し、両地域で掘削された1,500 m級坑井数は夫々6本である。

(2) 既存データ 「栗駒地域」では域内ほぼ中央に電源開発(株)による鬼首地熱発電所が昭和50年から運転を開始しており、この発電所建設に伴って得られた地下データは同発電所の位置する片山地区の地熱構造のみならず、対象域の地下構造概念モデルに取り入れられている。この点では対象中心域内に地下データを欠いていた「仙岩地域」と比較し概念モデルは、「栗駒地域」の方が実態に近いものであったと言える。

「検証調査」開始時点までの地質調査所による鬼首カルデラを中心とする地域の地熱に関連の深い調査研究は中村他(1959)、NAKAMURA(1959)、松野・西村(1965)などによって継続的になされてきており、1967年以降山田に引き継がれている(YAMADA, 1976)。

3. 研究項目と実施体制

「検証調査」はプロジェクト発足前の準備段階ではサンシャイン計画推進本部の指示により、地質調査所が「委託研究」プロジェクトとして計画の立案等を進めてきたものであるが、昭和55年10月、新エネルギー総合開発機構(以下NEDOと略称)の設立により、本プロジェクトはNEDOの事業による技術開発プロジェクトかつ地質調査所の研究開発プロジェクトとして共同研究体制で実施されることとなった。

研究実施体制は「仙岩地域」と同様でありここでは記述を省略する(地質調査所報告 第266号参照)。

「栗駒地域」に関する研究実施内容は第1表に示すとおりであり、地質調査所における研究実施体制(研究担当者)は第2表に示すとおりである。

第1表 「栗駒地域」における「検証調査」実施内容.

Table 1. Research items conducted in the Kurikoma geothermal area in the present project.

項目 (Item)		年度 (FY)	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	備 考
		昭和55	56	57	58	59	60	61	62		
研 究 所 (Geological Survey)	地質構造 (フラクチュア分布) 調査 (geological survey)										{ 重力データ補 足調査・解析 数値解析, 岩 芯分析を含む
	放熱量調査 (Heat discharge survey) 解析・評価 (Analysis & Evaluation)										
目 分 担 (NEDO) 新エネルギー総合開発機構	熱映像調査 (Aerial thermal infrared survey)										{ 繰越し実施分 は表示してい ない
	電気探査 (Electrical survey; Schlumberger's method)										
	MT 法 (Remote reference MT survey)										
	坑井調査 (1,500 m 級) (Drilling)										
	地下予測・相関解析 (Analysis)										

4. 研究の経過

「栗駒地域」では前述のように本プロジェクト発足時点で対象中心域の既存坑井データ等による地質構造推定とともに、地域中央部に位置する高日向山デイサイトの噴出年代推定、鬼首盆地構造発達史推定、などがなされており本地域内に発達するフラクチュアについての調査研究も一部なされていた。このため「検証調査」の中で地質調査所が新たに行った調査はフラクチュア分布、層序の詳細把握調査と放熱量調査である。その他には、NEDO が行った物理探査データの解析、坑井調査による岩芯と既存岩芯試料の分析、熱構造数値解析、数値モデル化などを実施した。物理探査データ解析の中では重力データの解析に必要な重力補足調査も実施した。また深部地熱構造把握の有力な手法として期待され積極的な導入がはかられた MT 法の解析とその評価のための研究に努力が払われた。

放熱量調査は当初深度 10 m 孔調査を計画したが、地元事情もあり計画を変更、1 m 深の測温調査、温泉・ガスの分析等を実施した。「検証調査」に係るこれらの調査・研究は別途年次毎の成果中間報告書としてまとめてきている(昭和 55 年度—60 年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書)。また、個々のテーマでまとめたものについては NEDO 了解のもとで学会等で発表してきている。本プロジェクトに関しこれまでまとめた中途段階の成果発表としては以下のものがある。

広域的な研究成果としては縮尺 10 万分の 1 で栗駒地熱地域地質図としてとりまとめを行った(栗駒地熱地域地質図編集グループ, 1986)。また、昭和 60 年には、「栗駒地域の地熱に関する研究成果」と題し研究発表会を実施した(昭和 60 年 12 月 9 日, 第 174 回所内研究発表会。発表 10 テーマ中 NEDO 2 テーマ, 秋田大学 1 テーマが含まれる)。

「栗駒地域」における研究進捗は当地域で掘削された最初の 1,500 m 級坑井, KR-1 坑での暴噴事故によって影響を受けた。KR-1 坑の坑井調査は NEDO の昭和 56 年度調査として計画され、同年度中に着工したが主調査は昭和 57 年度に繰越し実施され、深度 1,214 m で基盤の花こう岩に達着。その後逸水掘りで掘削を続け、同年 11 月 30 日深度 1,390 m に達してロッドを揚降中噴気状態となり、暴噴防止装置が破損、暴噴状態となったものである。この不測の事故のため、NEDO の昭和 57 年度計

第2表 「地熱探査技術等検証調査」の一環として進められてきた「栗駒地熱地域における研究」研究担当者
(昭和55年4月以降).

Table 2 Scientist's participated in the "Research in the Kurikoma geothermal area"
in GSJ (since April, 1980).

担当部長	Chief of Geothermal Research Dept.		Period								
陶山 淳治	Junji SUYAMA		Apr. 1980—Dec. 1980								
沢 俊明	Toshiaki SAWA		Dec. 1980—Nov. 1981								
角 清愛	Kiyoshi SUMI		Nov. 1981—May. 1983								
山田 敬一	Keiichi YAMADA		May. 1983—Jan. 1986								
小川 克郎	Katsuro OGAWA		Jan. 1986—Present								
地熱探査技術等検証調査グループ長	Project manager of Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep-seated Geothermal Resources in GSJ										
角 清愛	Kiyoshi SUMI		Apr. 1980—Mar. 1982								
馬場 健三	Kenzo BABA		Mar. 1982—Jun. 1982								
小川 克郎	Katsuro OGAWA		Jun. 1982—Aug. 1982								
長谷 紘和	Hirokazu HASE		Sept. 1982—Present								
「栗駒地熱地域」研究サブグループ長	Group leader of the Kurikoma geothermal area in GSJ										
山田 営三	Eizo YAMADA		Apr. 1980—Present								
「栗駒地熱地域」研究担当者及び研究年度	Investigators and the fiscal year of research in the Kurikoma geothermal area in GSJ										
研究担当者	Investigator		Fiscal Year								
			1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	
阿部喜久男	Kikuo ABE	Geochemistry & Technical Service Dept.	○	○	○	○	○	○	○	○	○
長谷 紘和	Hirokazu HASE	Geothermal Research. Dept.									○
広島 俊男	Toshio HIROSHIMA	Geophysics Dept.								○	
比留川 貴	Takashi HIRUKAWA	Geothermal Research Dept. (retired in 1987)	○	○	○	○	○	○	○		
石戸 恒夫	Tsuneo ISHIDO	Geothermal Research Dept.		○	○	○		○	○	○	
菊地 恒夫	Tsuneo KIKUCHI	do.			○	○	○	○	○	○	
金原 啓司	Keiji KIMBARA	do.							○	○	
駒澤 正夫	Masao KOMAZAWA	Geophysics Dept.			○	○	○		○	○	
村上 裕	Hiroshi MURAKAMI	do.				○	○	○	○	○	
村田 泰章	Yasuaki MURATA	do.				○	○	○	○	○	
小川 康雄	Yasuo OGAWA	Geophysics Dept.					○	○	○	○	
尾崎 次男	Tsugio OZAKI	Environmental Geology Dept. (retired in 1982)	○	○							
坂口 圭一	Keiichi SAKAGUCHI	Geothermal Research Dept.			○	○	○	○	○	○	
笹田 政克	Masakatsu SASADA	do.	○	○	○	○					○
佐藤 功	Isao SATO	Geophysics Dept.			○	○	○	○	○	○	
杉原 光彦	Mitsuhiko SUGIHARA	Geothermal Research Dept.		○	○	○	○	○	○	○	
高島 勲	Isao TAKASHIMA	do. (moved to Akita Univ in 1983)			○	○					
竹野 直人	Naoto TAKENO	Geothermal Research Dept.							○	○	○
内田 利弘	Toshihiro UCHIDA	Geophysics Dept.				○	○	○	○	○	
山田 営三	Eizo YAMADA	Geothermal Research Dept.	○	○	○	○	○	○	○	○	
山口 靖	Yasushi YAMAGUCHI	do.									○
矢野 雄策	Yusaku YANO	do.				○					

画は遅延することとなった。

本研究グループでは NEDO 内に設置された「坑井部会」に、本プロジェクトリーダーの山田主任研究官が加わり対策検討を行った。

5. むすびにかえて

「栗駒地域」では 1,500 m 級坑井調査に対する当初の考え方として、推定された地下構造モデルに立脚して地下における地熱高温部の広がりやを推定し、この広がりやの外郭を坑井調査によって確認しつつプロジェクトを進める考え方が提案されている。推定地下構造モデルはこれまでの坑井調査の結果では基本的に修正を要する相異点は出てきておらず、したがって本地域ではプロジェクト発足当時に推定された地下構造モデルの妥当性が確認されつつモデルの精緻化がなされているといえる。また、1,500 m 級坑井調査が終了した現段階で地下における高温部の広がりや、当初の予測を上まわった範囲に及ぶことも判明してきている。

本地域ではプロジェクトの最終段階に相当する、深度 2,000 m を超える坑井調査は実施されないことになったが、KR-1 坑の調査結果から本地域では花こう岩質基盤内からの地熱流体の噴出が確認された。この事実は興味深い、残念ながら基盤岩内の資源評価の観点からは十分なデータが得られたとはいえない。

今後は本プロジェクトの終了に向けて本地域の地熱資源評価を行うとともに、地熱資源賦存のモデル化の観点からとりまとめを行うことがわれわれの課題として残されており、本調査で用いられた探査手法の評価も重要な課題である。

地熱資源賦存モデル化の観点からは、本プロジェクト発足の段階で設定した 2 つの対極的地熱賦存タイプ、すなわち、「有蓋型モデル」と「無蓋型モデル」というモデル設定を、その後に明らかにされた実態に照らして再検討し、第四紀火山性地熱場の中で吟味して行くことが重要であろう。

本プロジェクトは昭和 55 年度—60 年度までは NEDO と同一のテーマ「地熱探査技術等検証調査」として進められ、地質調査所は一般会計予算で研究を担当してきたが、昭和 61 年度からは地質調査所における本プロジェクトの実施が特別会計（電源特会）に移され、テーマ名も、「地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価」となっている。

文 献

- 地質調査所第 174 回研究発表会（特集栗駒地域の地熱に関する研究成果）演旨(1986) 地調月報, vol. 37, no. 7, p. 395-402.
- 金原啓司・長谷紘和(1987) 研究の背景と経過（仙岩地熱地域における研究）地調報告, no. 266, p. 1-7.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 栗駒地熱地域地質図（縮尺 10 万分の 1）及び同説明書, 地質調査所.
- 松野久也・西村嘉四郎(1965) 宮城県鬼首地区の地質ならびに地質構造について, 地調月報, vol. 16, no. 7, p. 1-11.
- 中村久由, 他(1959) 宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係, 地調月報, vol. 10, no. 7, p. 23-48.
- NAKAMURA, H. (1959) Geothermal conditions in the Onikobe basin, Miyagi Prefecture, Japan, 岩鉱, vol. 43, p. 158-166.
- YAMADA, E. (1976) Geological development of the Onikobe caldera and its hydrothermal system. *Proc. UN San Francisco Symp.* p. 665-672.
- 山田宮三・松永栄勇・栗山 隆(1985) 栗駒地域の地熱モデル, 日本地熱学会誌, vol. 7, no. 3, p.

261-281.

山田敬一(1985) 研究の背景と経緯 (豊肥地熱地域における研究) 地調報告, no. 264, p. 5-9.

栗駒地熱地域における研究成果の概要

山田 宮三*・長谷 紘和*

Results of Researches in the Kurikoma geothermal area,
Northeast Japan : an overview.

By

Eizo YAMADA* and Hirokazu HASE*

Abstract : Since 1980, the Geological Survey of Japan (GSJ) has been carrying out various kinds of researches in the Kurikoma geothermal area as a part of geothermal research program named "Confirmation study of the effectiveness of prospecting techniques for deep geothermal resources" in cooperation with the New Energy Development Organization (NEDO). The GSJ carried out geological, geochemical, gravity and heat discharge surveys, reanalyses of the MT and Schlumberger electric exploration data obtained by the NEDO, examination of cores from six bore-holes (1220 m-1500 m deep) drilled by the NEDO, and numerical analyses of the geothermal system. In this paper, results of these researches were overviewed.

The main target area of the researches was the Onikobe caldera, and the six bore holes were drilled in its southern half. The data from the six bore-holes confirmed that our early underground geological and geothermal model of the caldera had been fairly accurate, though several minor modifications became necessary. As a result of these researches, not only the geological and geothermal structures of the area were better understood but also several useful softwares and techniques in general use for geothermal explorations were developed.

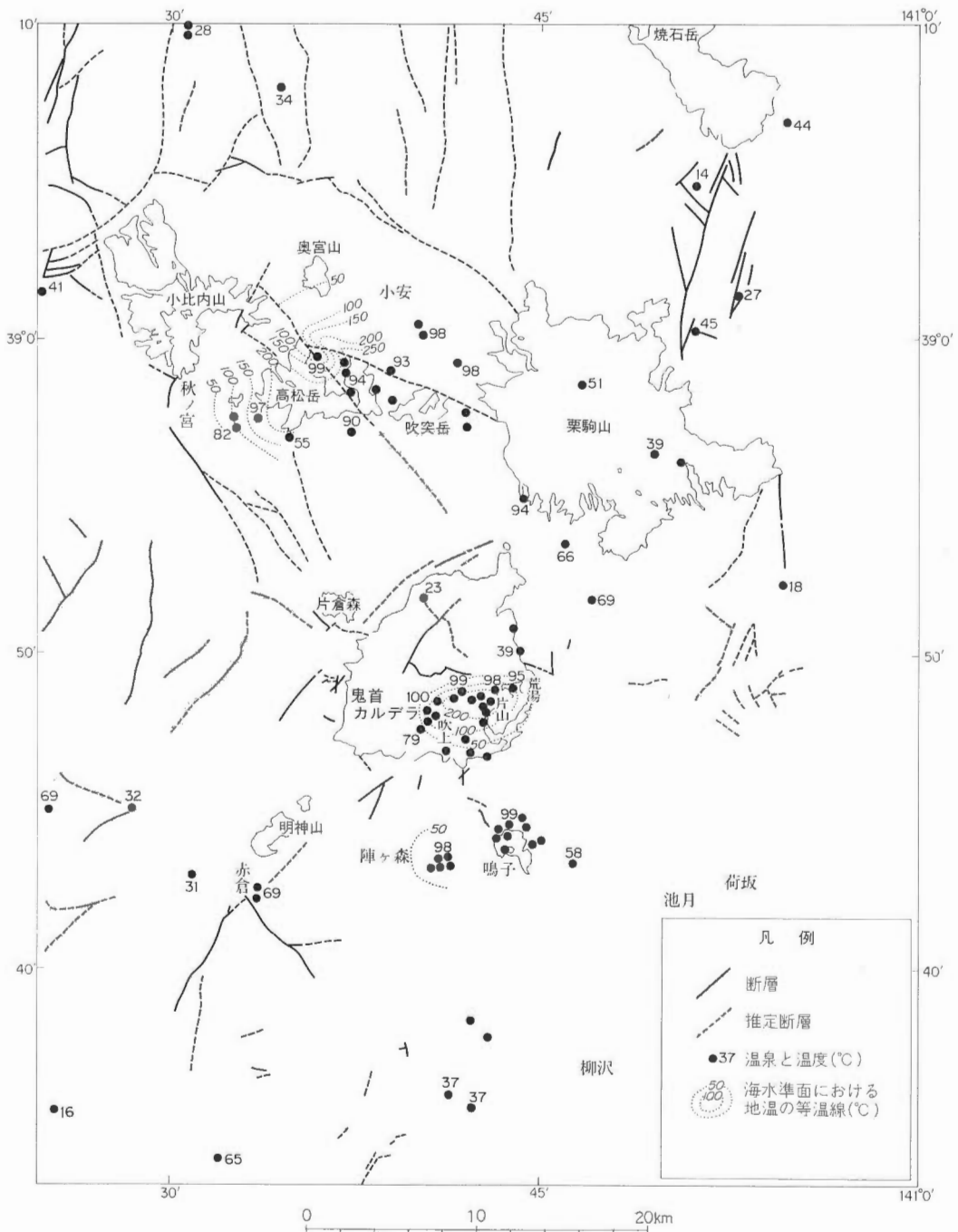
The more detailed and accurate surveys, accumulation of exploration data and development of techniques and softwares to analyse exploration data evidently allow us the more detailed and accurate prediction of underground structures.

1. 緒 言

このたび、現在までに地質調査所で実施してきた『地熱探査技術等検証調査』（以下、「検証調査」と呼ぶ）のうち、栗駒地熱地域において行われた研究の成果を“栗駒地熱地域における研究”（以下、本報告書と呼ぶ）としてとりまとめ出版する運びとなった。地質調査所で実施した栗駒地熱地域における「検証調査」の内容及び成果は、昭和 55 年度から昭和 60 年度までは毎年サンシャイン計画研究開発成果中間報告書として報告されており、また成果の一部はそれぞれすでに各研究担当者により学会誌等に公表されたものも多い。本報告書ではこれらの成果を積極的に引用ないし取り込んでまとめることとしたが、学会誌等にすでに公表した論文と著しく重複することはないようにした。本稿ではおもに本報告

* 地熱熱部

* Geothermal Research Department



第1図 栗駒地熱地域における第四紀火山, おもな断層及び温泉の分布。
 Fig. 1 Distribution of Quaternary volcanoes, main faults and hot springs in the Kurikoma geothermal area.

書に掲載した各研究担当者による研究成果を参考に、これまで栗駒地熱地域で実施した「検証調査」の研究成果の概要を記すことにする。

ここでとり上げる栗駒地熱地域とは、栗駒火山、鬼首カルデラ、鳴子火山、高松火山などの周辺に発達する主要な地熱地域を含む広い地域である（第1図）。しかし、「検証調査」において坑井調査の対象とされた地域は鬼首カルデラ南半部に限られており、本報告書の主対象範囲は鬼首カルデラを中心とする地域である。しかし、その周辺の高松火山周辺地域などについても一部取り扱った。近年、栗駒地熱地域内においても地熱開発促進調査として『湯沢雄勝』、『皆瀬』及び『最上赤倉』地域などで坑井掘削を含む地熱調査が行われている他、鳴子火山西方の陣ヶ森地域では電源開発(株)により地熱探査の為の調査が行われるなど、民間などによる地熱・温泉調査も活発であるが、それらについては一部関連するものを除いて、ここでは特にふれなかった。

栗駒地熱地域のランドサット画像を図版Ⅰに、また10万分の1栗駒地熱地域地質図（栗駒地熱地域地質図編集グループ、1986）の特に本稿に関連する部分を複製し図版Ⅱに示した。なお、本稿中にあらわれる地名は第1図に、また各坑井の位置は図版Ⅱに示されている。

2. 地 質 構 造

2.1 先新第三紀基盤岩類の構造

先第三紀基盤岩類は、おもに片岩類及び白亜紀の花崗岩類よりなるが、蛇紋岩、片麻岩、角閃岩などの変成岩や白亜紀より古い花崗岩類なども局所的に分布する。笹田（1984）は、本地域を通り湯沢から鳴子にかけて北北西—南南東方向に伸びるマイロナイト帯を見出し、それが阿武隈帯と北山帯の境界であると論じている（笹田、1985）。「検証調査」の一環として鬼首カルデラ内で掘削されたKR-1及びKR-5号井はそれぞれ1,213.6m及び263m深から基盤岩類に入っており、KR-1号井ではトータル岩であり、KR-5号井ではトータル岩質マイロナイト及び各種片岩類よりなり笹田（1984）のマイロナイト帯が確認された。

本地域の基盤岩類は新第三紀及び第四紀における激しい火山性造構運動により著しく破碎されており、それらの運動に伴う陥没及び隆起により本地域における基盤岩の深度は激しく変化している。駒沢・村田（1988、本報告書中）は、重力測定値の三次元解析を行い広域的な推定基盤深度分布図を作成している。今後、重力基盤深度と実際の地質的基盤岩深度の関係について、さらに詳細な検討が望まれる。

2.2 新第三系

新第三系は先第三紀基盤岩類を不整合に覆って広く分布し、おもに火山砕屑岩類よりなるが、下部には海成層を上部には湖成層を夾む。新第三系については「検証調査」では鬼首カルデラ周辺及び一部小安・秋の宮周辺の調査のみを行った。

鬼首カルデラ周辺の地質についてはYAMADA（1988、本報告書中）により地質図としてとりまとめられた。KR-1～KR-6号井で掘削した新第三系の岩芯についてもYAMADA（1988、本報告書中）で記載されているが、各坑井間で岩相が著しく異なりそれらの坑井間の地層対比については、まだ、多くの問題点を残している。一方、小安・秋の宮周辺の新第三系については、竹野（1988、本報告書中）により地質図としてとりまとめられた。その中で竹野は、中新世最新期から鮮新世にかけて発達した雄勝カルデラの存在を提唱している。鬼首カルデラ周辺及び小安・秋の宮地域はともに新第三紀には火成活動とそれに伴う活発な構造運動があった地域であり、火山性陥没や隆起に伴って新第三系の地層の厚さは場所により著しく変化し、新第三系中にも不整合があるものと考えられる。

2.3 第四系（一部鮮新統最上部を含む）

本地域の第四系は局所的に発達するいくつかの火山体を構成する火山噴出物及び火山性陥没構造中に厚く発達する湖成層ならびに丘陵地域や低地を覆って比較的薄く広く発達する火砕流堆積物などよりな

る。「検証調査」では、第四系（一部鮮新統最上部を含む）は特に鬼首カルデラ内の堆積物及び同カルデラ周辺に広く分布する火砕流堆積物について研究された。

鬼首カルデラ東方に広く発達する火砕流堆積物は、阪口・山田（1988, 本報告書中）によれば下位から池月凝灰岩の下位の複数の火砕流堆積物、池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩に区分され、このうち池月凝灰岩については 1.7-2.4 Ma の放射年代が報告されており鬼首カルデラ起源と考えられるが、荷坂凝灰岩及び柳沢凝灰岩は 5 万-10 万年前の堆積物で給源は鳴子盆地と考えられる。

鬼首カルデラ内の後カルデラ火山噴出物及び湖成層については YAMADA（1988, 本報告書中）により詳細な記載がなされている。また、KR-1~KR-6 号井で掘削した鬼首カルデラ内の堆積物についても YAMADA（1988, 本報告書中）により検討され、全体としては地表調査ですでに明らかにされていた層序・構造が確認されたが、KR-6 号井とその付近では地表調査から解釈した構造に一部誤りがあったことが分かった。また、他の坑井とその付近では層序・構造がさらに精密に分かった。鬼首カルデラ内ではカルデラ陥没後にも激しい構造運動が引き続いており、カルデラ内北西部では基盤のブロックの上昇とそれに伴って生じたカルデラ堆積物の箱形ドーム状褶曲構造が、一方カルデラ内南東部ではカルデラ堆積物中に基盤の伸張に伴って生じたと考えられる多くの伸張性節理、碎屑岩脈、小正断層群などの発達が明らかにされている（YAMADA, 1988, 本報告書中）

3. 地 熱 構 造

3.1 地熱変質

本地域の第四紀火山周辺の高温蒸気ないし熱水湧出地域の周辺には広く地熱変質帯が分布する。このうち、鬼首カルデラ内の熱水変質については高島が、また、小安・秋の宮地域のものについては金原がそれぞれ本報告書中でくわしく報告している。

高島（1988, 本報告書中）によれば、鬼首カルデラ内の地表では、片山地域に酸性変質帯が、吹上沢周辺には沸石を含むアルカリ性変質帯が発達するが、片山地域の地下には沸石を主とするアルカリ性の変質帯があり、また、地下 800 m 以深にはパイロフィライトを含む酸性変質帯も発達する。片山地域では現在の地下浅部低温域にまで高温鉱物が存在することや石英転移温度から推定される古地温から、現在の浅部低温域はかつては高い高温域をなしていたものと推定されている。笹田（1988, 本報告書中）は、荒湯地域の KR-1 号井の熱水湧出が認められた 1332 m 前後も、明ばん石、パイロフィライト、硬石膏などが生じ酸性変質を受けていることを記載している。YAMADA（1988, 本報告書中）によれば片山地域には酸性変質帯が少なくとも数万年以前から存在していた。

金原（1988, 本報告書中）によれば、高松火山周辺にも広く酸性変質帯とアルカリ性変質帯が点在しており、それらは現在の高温蒸気ないし熱水の湧出域の周辺及びごく最近までそのような湧出域であったと考えられる地域に分布する。また、現在酸性泉が湧出する地域周辺には酸性変質帯が、アルカリ性泉が湧出する地域周辺にはアルカリ性変質帯が分布している。

3.2 放熱量及び地下温度分布

鬼首カルデラ内南部からの放熱量は「検証調査」の一環として測定され、その結果はサンシャイン計画研究開発成果の中間報告として報告されている（比留川・尾崎, 1981; 比留川・山田, 1982）。これらの結果に、尾崎（1975）によりすでに測定されていたので「検証調査」では省略した吹上沢沿いの放熱量を加えて総合した結果、鬼首カルデラ南部（約 9.2 km²）からの全放熱量は 11,652 kcal/sec と見積もられた（山田ほか, 1985）。なお、鬼首カルデラ内の上記以外の地域からの放熱量は極めて小さい。小安・秋の宮地域の放熱量は、昭和 48 年度に全国地熱基礎調査の一環として測定された。その結果によれば、主要な温泉地及び噴気地からの全放熱量は 18,151 kcal/sec と見積もられている（須田ほか, 1977）。

地下の温度分布については、鬼首カルデラ及び小安・秋の宮地域ともに坑井内温度検層結果などをも

とに推定されている。鬼首カルデラ南半部については、特に「検証調査」の一環として新エネルギー総合開発機構により掘削された KR-1~KR-6 の 6 本の 1,220 m~1,500 m 深の坑井の温度検層データにより、地下の温度分布はかなりはっきりしてきた。それらのデータによれば、片山付近を中心としてその周辺に高温域が分布しており、これまでの実測最高温度は KR-4 号井における 314°C（深度 1,390 m, ST: 120 時間）である（新エネルギー総合開発機構, 1986）。また、浅部から深部に向かって高温域が広がっており、新エネルギー総合開発機構（1987）により推定された標高別地温分布図によれば、標高 -500 m で 200°C 以上の面積は約 14 km² と見積もられる。小安・秋の宮地域は高温域が鬼首地域よりさらに広く分布し新エネルギー総合開発機構（1985）により推定された地温分布図から標高 -500 m における 200°C 以上の面積は 140 km² に達するものと推定される（金原, 1988, 本報告書中）。

鬼首カルデラ内の堆積物中では、比較的透水性の良い地層を通して水平方向に流体が流れる場所があり、そのような場所では局所的に浅部が高温で深部が低温の場所（GS-1 号井）もある（中村他, 1959）。同様に深部で温度が低下する現象は、小安地域の KU-1 号井でも認められた（平沢, 1977）。このような現象は高温地域の周辺部に多いようである。

3.3 透水性及び流体圧力分布

地下の透水性は岩石・地層の空隙によるマトリックス透水性と岩石・地層が生成後地殻応力などにより破断ないし剪断して生じたフラクチャー透水性がある。このうちマトリックス透水性については、鬼首地域の各地層の各岩相から代表的サンプルを採取し実験室で透水係数を測定した（山田, 1981）。その結果、鬼首のカルデラ堆積物のマトリックス透水性は、岩質により数ダルシーから 10⁻⁶ ダルシー以下と変化するが、カルデラの基盤を構成する岩石のそれは一般に 10⁻³ ダルシー以下であった。

本調査では鬼首カルデラ内南部の地表のフラクチャー測定を実施しフラクチャー透水性の定量的把握を試みた（山田, 1983）。しかし、フラクチャーの間隙幅・大きさ・密度分布などを正確に見積ることが困難であったことから、定性的な結論を得るにとどまった。その結果、鬼首カルデラ南部には数多くのフラクチャーが発達しており、それらによる透水性はカルデラ堆積物のマトリックス透水性と同程度の値に達することが分かった。ただし、フラクチャーによる空隙率は著しく小さい値である。一方、各坑井では掘削中の逸水量及び深度が記録されたほか、掘削後透水量係数の測定もなされた。それらのデータ（新エネルギー総合開発機構, 1987）によれば、カルデラ堆積物中ではしばしば全量逸水がみられるほか、カルデラの基盤中でもところどころで全量逸水がおこっており、それらは大きな間隙幅のフラクチャーに相当するものと考えられる。

地下の流体の圧力分布は、透水性、温度、ガス成分、地下水位などの分布により大きく影響を受ける。鬼首カルデラ内周辺部の地形的に低い地帯に掘削された坑井（GS-1 号井など）では、透水性の高い礫層や砂層などから著しい量の地下水ないし比較的低温の温水が湧出している。GS-1 号井の坑口圧力が 5 kg/cm² 程度であること（中村他, 1959）から、それらの流体は、地下で透水性の悪いシルト層や細粒凝灰岩層などにより被圧されていると考えられる。これらの流体は主にカルデラ周縁部の高所から供給されているものと思われる。また、カルデラ内周辺部の流体は低温でカルデラ中央部片山周辺の地下の流体は高温であり、比重は後者が前者に比べて小さい。したがって、片山付近とカルデラ内周辺部では地形的には片山付近の方が 100~200 m 程度高度が高いが、深部での同じ海水準下における流体の圧力はカルデラ内周辺部の方が高温地帯より高く、深部では流体は高温部すなわち片山方面に向かって流れているものと予想される（山田ほか, 1985）。

3.4 流体化学組成分布

栗駒地熱地域には、数多くの温泉及び噴気地が分布する。それらの熱水及びガスの分析値が整理され一覧表及び分布図として示された（比留川・阿部, 1988, 本報告書中）。本地域の温泉及び噴気地は栗駒、高松、鬼首及び鳴子の 4 つの第四紀の主要火山の周辺に分布し、各温泉の性質は各火山の中心部から周辺部に向かって温度が低下し pH が酸性からアルカリ性に変化する一般的傾向が認められる。し

かし、これらの火山から離れた場所にも 60-80°C 程度の温泉があることがあり、それらは地殻中の断裂に沿って比較的深部の熱水があまり冷やされることなく湧出しているものと思われる。

火山の中心部に存在する高温の酸性泉には、 Cl^- に乏しいものと Cl^- に富むものの 2 タイプがあり、 Cl^- に乏しいのは H_2S などを含む高温の噴気ガスが地下水中に溶けて凝縮し酸化され SO_4^{2-} に富み、かつ高温になった二次的熱水であり、 Cl^- に富むものは深部の Cl^- に富む中性の高温熱水に H_2S 、 SO_2 などを含む酸性ガスが溶けて生じたものと考えられる。比留川・阿部（1988、本報告書中）は、鬼首カルデラ内の荒湯地域に掘削された KR-1 号井から間欠的に噴出した熱水及びガスの組成の 4 ケ月間における変化を検討し、 CO_2 、 H_2S 、 SO_2 などを含む酸性ガスが Cl^- に富む中性熱水に付加されることにより熱水が酸性で、 SO_4^{2-} に富むように変化することを明らかにしている。一方、片山地域の約 800 m 以深には酸性で Cl^- に富むが SO_4^{2-} に乏しい熱水もある（小沢・永島、1975）。なお、片山地域の地下には中性ないし弱酸性の熱水も広く分布している。

比留川・阿部（1988、本報告書中）は、鬼首カルデラ内の熱水中のトリチウム濃度の測定結果から、平均してみるとボーリング坑から湧出する高～中温の熱水はトリチウム濃度が低い傾向（平均値 2.81 TU）があり、それに比べて地表の酸性高温熱水はトリチウム濃度が高い傾向（平均値 7.33 TU）があること、さらに、各地区の酸性高温熱水の中では、比較的低温で低塩分の熱水の方がトリチウム濃度が高い傾向のあることを見出している。しかし、小安地域の YO-3 号井のトリチウム濃度は坑井深部からの中性高温熱水にもかかわらず 27 TU と高い（新エネルギー総合開発機構、1985）。

4. 地熱系モデル

地質調査所では「検証調査」の一環として変質帯調査・断裂系調査などを含む地質調査、放熱量調査、地熱流体の化学分析、重力測定などの野外調査及び新エネルギー総合開発機構により掘削された 6 本の坑井の岩芯の調査、新エネルギー総合開発機構により行われた MT 探査及びシュランベルジャー法電気探査データの再解析などを実施した。これらのデータや新エネルギー総合開発機構で行われた坑井調査データなどにより鬼首カルデラを含む本地域の地質構造及び地熱構造の実態の解明が飛躍的に進んだ。それらの調査結果を総合して鬼首カルデラの地熱系の概念モデル（YAMADA, 1988、本報告書中）が作成された。小安・秋の宮地域の地熱系についても、地熱開発促進調査のデータなども参考に概念モデル（金原、1988、本報告書中）が示された。

このような概念モデルからさらに進んで数値化された定量的モデルを作成する為に「検証調査」ではいくつかの数値解析や数値シミュレーションが実施された。有限要素法を用いて蒸気と熱水よりなる 2 相系を扱う三次元熱水系シミュレーター（山田、1986）及び断裂内の熱水対流の発生条件検討の為に差分法による数値シミュレーター（杉原・石戸、1988、本報告書中）などの開発、及び熱水系についての予備的な定量的検討がなされた（山田ほか、1985）。これら本地域に賦存する地熱の定量的検討は「検証調査の」最後段階で行うべく現在研究を継続中である。

小川・内田（1987）は鬼首カルデラ南部で新エネルギー総合開発機構が実施した MT 法探査データの検討及び再解析を、さらに、小川ほか（1988、本報告書中）は鬼首カルデラ全域で新エネルギー総合開発機構が実施した MT 法探査データの 2 次元逆解析を含む再解析を行った。鬼首カルデラ南部における東北東-西南西方向の電気比抵抗断面モデル（小川ほか、1988、本報告書中）によれば、片山峠から吹上温泉にかけては基盤内にも低比抵抗帯が存在する。また、片山地熱地域の地下比較的浅部には逆に周辺よりやや抵抗が高いゾーンが存在する。地熱モデルを定量化するにあたっては、このような地下の電気比抵抗分布の解析も重要な要素として考慮したい。

5. む す び

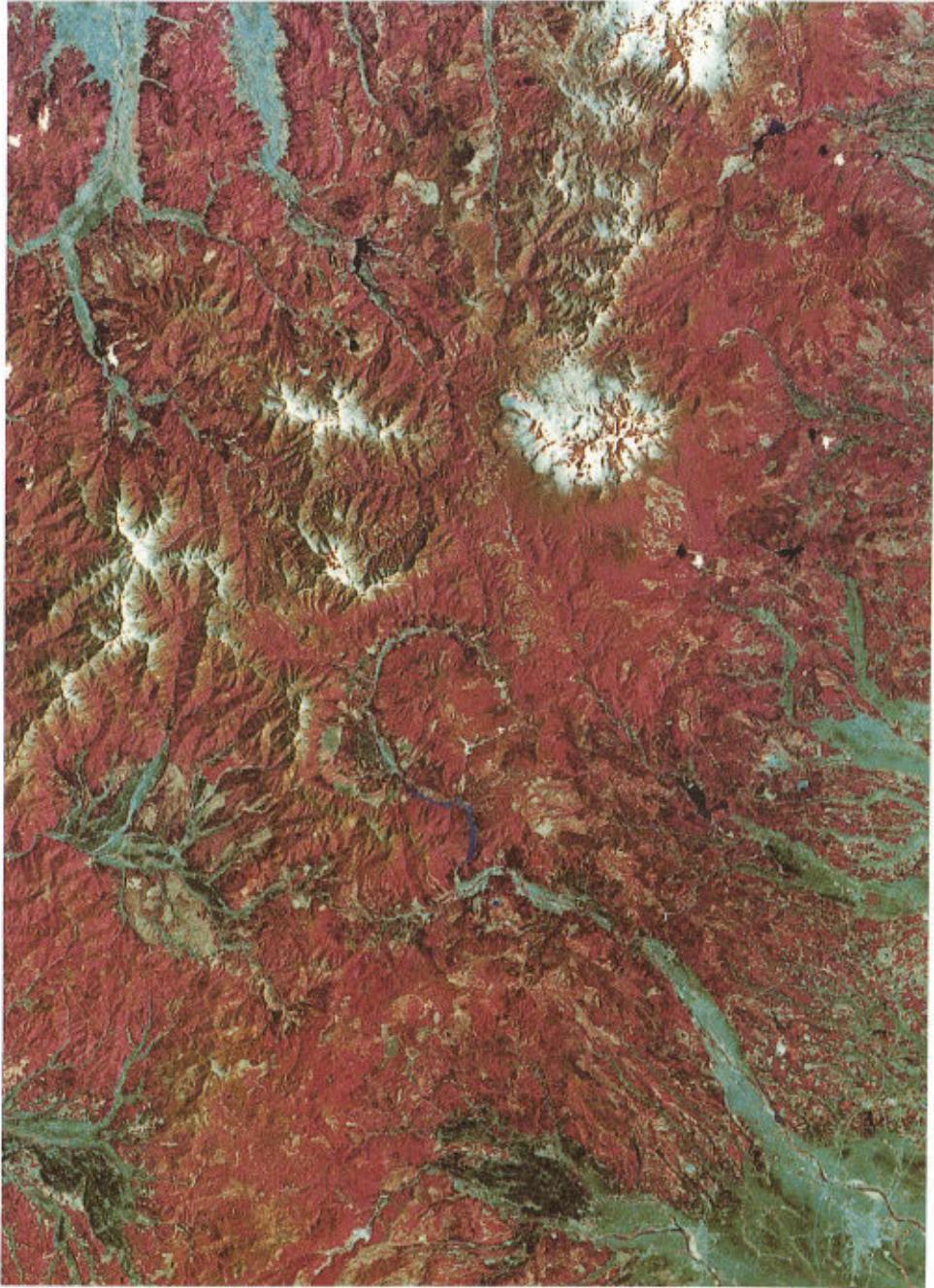
昭和 55 年度から実施してきた「検証調査」により、すでに記したように栗駒地熱地域の地質構造及

び地熱構造の実態の解明が飛躍的に進んだ。また、それらの実態の解明や解析の過程で開発された種々のソフトウェアは今後、他地域の地熱探査にも利用されるものと思われる。鬼首カルデラの地質構造や地熱構造については、「検証調査」により掘削された6本の坑井によって初期のモデルがかなり正確であったことが検証された。しかし、掘削データにより修正を必要とした点もいくつかあった。このように地表の調査から地下の構造を予測することは容易ではないが、詳しく正確な調査及び探査データの集積とそれらのデータの取得・解析技術の進歩はより正確に地下の構造を予測することを可能にすることは明らかである。

文 献

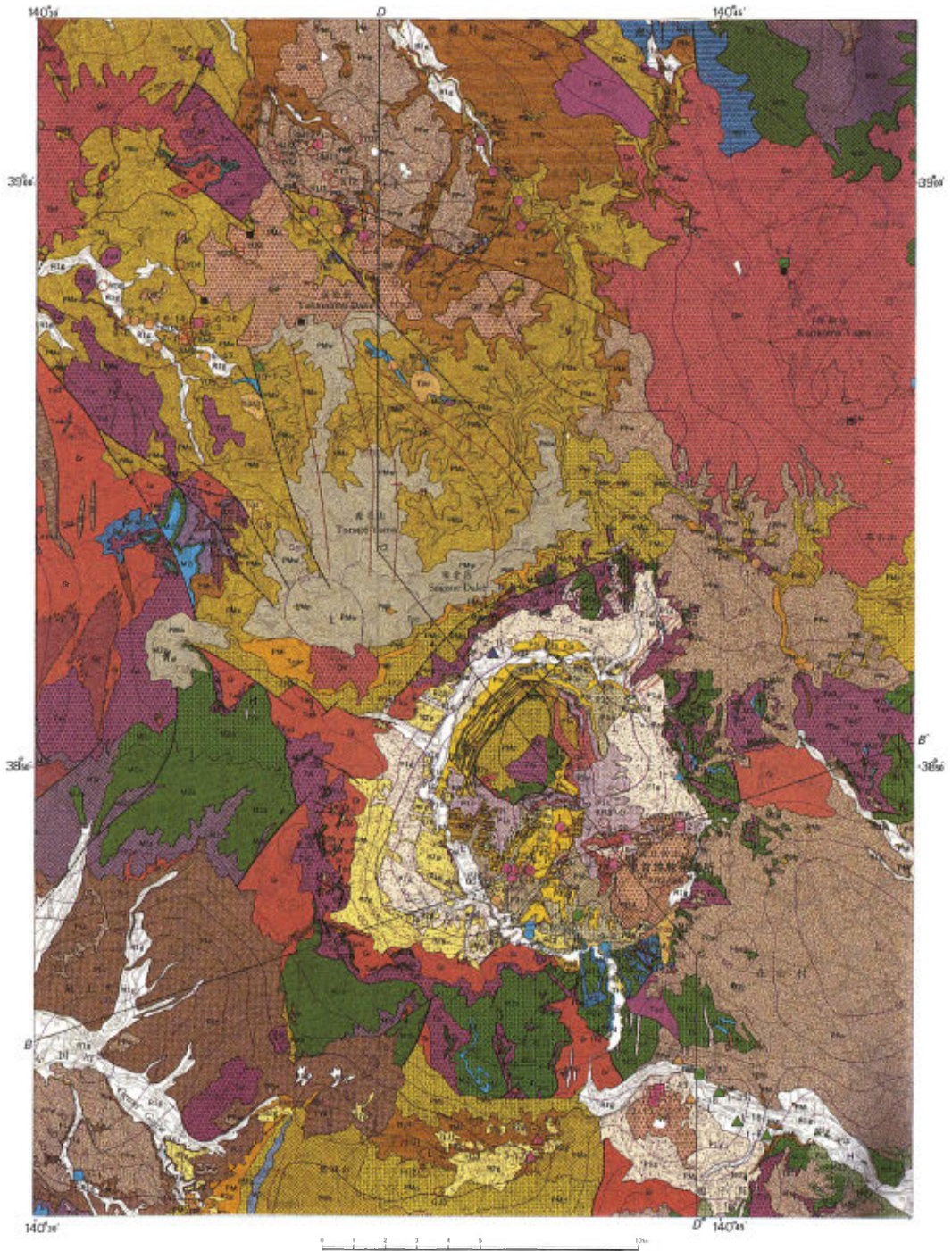
- 平沢 清(1977) 地熱開発調査の地域レポート (2) 栗駒北部地域, 地熱エネルギー, vol. 2, no. 2, p. 20-37.
- 比留川貴・阿部喜久男(1988) 鬼首地域の熱水中のトリチウム濃度及び KR-1 号と KR-2 号からの地熱流体の化学組成. 地調報告, no. 268, p. 000-000.
- ・尾崎次男(1981) 宮城県鬼首地域放熱量調査報告書 (昭和 55 年度). 昭和 55 年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 地熱探査技術等検証調査 そのⅡ 栗駒地域, 地質調査所, p. 104-155.
- ・山田宮三(1982) 宮城県鬼首地域放熱量調査報告 (昭和 56 年度). 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Ⅱ 栗駒地域, 地質調査所, p. 91-125.
- 金原啓司(1988) 栗駒北部地熱地域の岩石変質と地熱系. 地調報告, no. 268, p. 245-262.
- 駒澤正夫・村田泰章(1988) 栗駒地熱地域の重力解析. 地調報告, no. 268, p. 285-313.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 10 万分の 1 栗駒地熱地域地質図および同説明書. 特殊地質図 (21-3), 地質調査所, 26 p.
- 中村久由, 他(1959) 宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱の関係. 地調月報, vol. 10, p. 575-600.
- 小川康雄・内田利弘(1987) MT 法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造. 物理探査, vol. 40, p. 22-41.
- ・————・佐藤 功・菊地恒夫(1988) 鬼首カルデラにおける MT 法探査データの解釈. 地調報告, no. 268, p. 315-331.
- 尾崎次男(1975) 河川流量を利用した温泉流出熱量の測定. 地調月報, vol. 26, p. 519-522.
- 小沢竹二郎・永嶋 茂(1975) 鬼首地熱地域の地球化学的特徴. 地熱, vol. 12, p. 35-38.
- 阪口圭一・山田宮三(1988) 鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる北川石英安山岩—の再検討. 地調報告, no. 268, p. 37-59.
- 笹田政克(1984) 神室山—栗駒山地域の先第三紀基盤岩類. その 1 鬼首—湯沢マイロナイト帯— 地質雑, vol. 90, p. 865-874.
- (1985) 神室山—栗駒山地域の先第三紀基盤岩類. その 2 阿武隈帯と北上帯の境界— 地質雑, vol. 91, p. 1-17.
- (1988) 鬼首カルデラ内 KR-1, KR-5 坑井の先新第三紀基盤岩類. 地調報告, no. 268, p. 19-36.
- 新エネルギー総合開発機構(1985) 地熱開発促進調査報告書. No. 7, 湯沢雄勝地域. 814 p.
- (1986) 昭和 59 年度地熱探査技術等検証調査 栗駒地域 1,500 m 級坑井調査報告書. 要約. 29 p. (未公表資料)
- (1987) 昭和 60 年度地熱探査技術等検証調査 栗駒地域地下予測資料作成. 要約. 73 p. (未公表資料)

- 須田芳朗・馬場健三・高木慎一郎(1977) 全国地熱基礎調査 栗駒北部重力探査および放熱調査. 地調月報, vol. 28, p. 141-174.
- 杉原光彦・石戸経士(1988) 鉛直断裂内熱水流動による地熱貯留層形成モデル. 地調報告, no. 268, p. 263-283.
- 高島 勲(1988) 鬼首地熱地域の変質と熱水系. 地調報告, no. 268, p. 229-244.
- 竹野直人(1988) 栗駒北部地熱地域の地質. 地調報告, no. 268, p. 191-210.
- 山田宮三(1983) 鬼首地域地質構造調査報告(昭和57年度). 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II 栗駒地域, 地質調査所, p. 3-35.
- (1986) 有限要素法による三次元蒸気・熱水系シミュレーターのテスト結果. 昭和60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 栗駒地域, 地質調査所, p. 5-32.
- YAMADA, E. (1988) Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 268, p. 61-190.
- 山田宮三・松永栄勇・栗山 隆(1985) 栗駒地域の地熱モデル 日本地熱学会誌, vol. 7, p. 261-281.

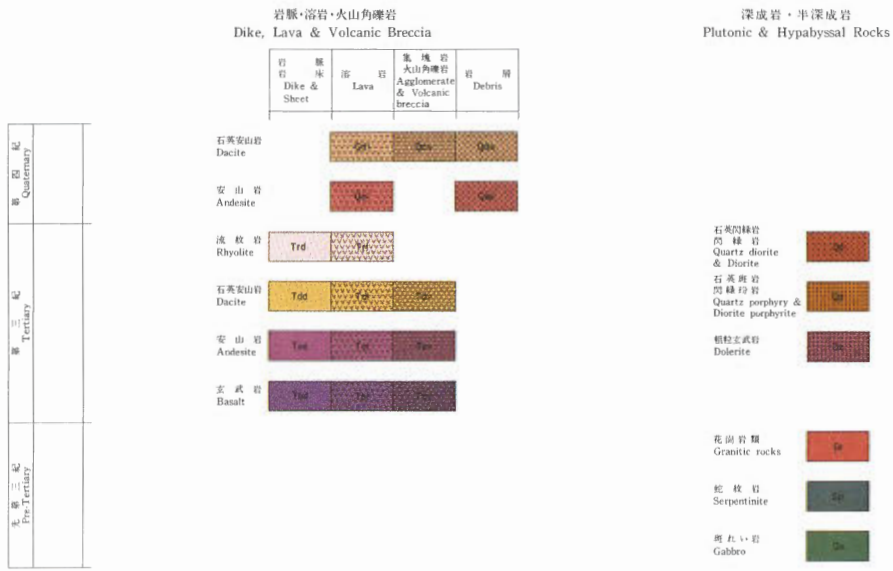
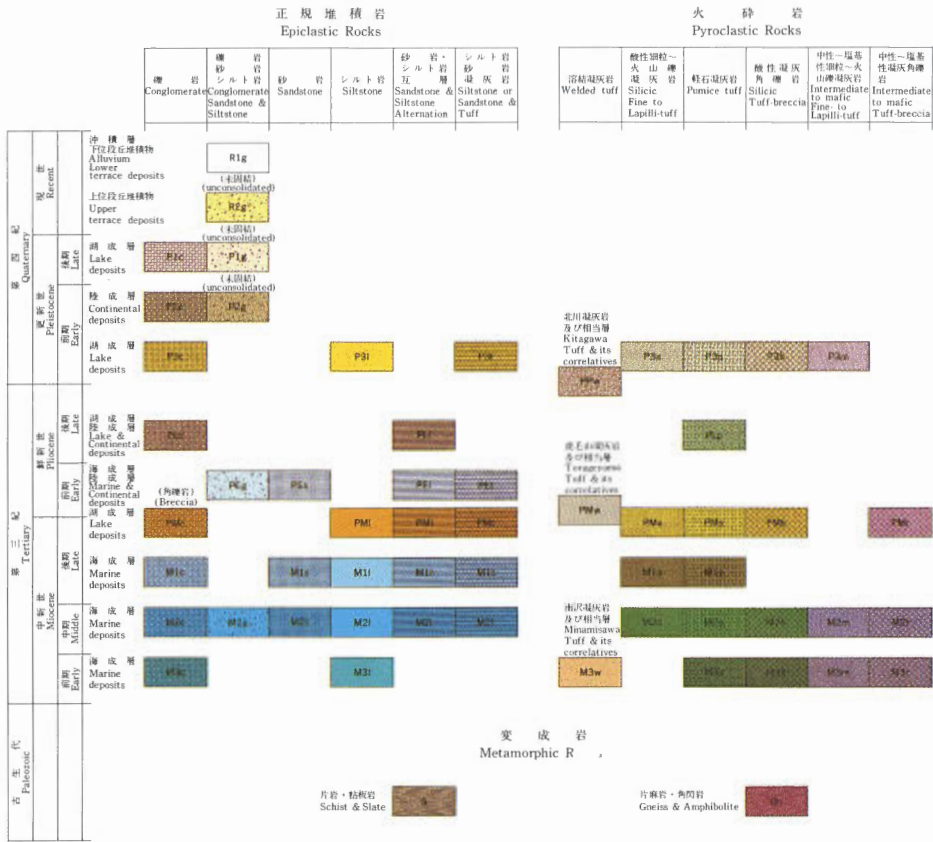


0 10 20km

図版 I 栗駒地域のランドサット画像.
Plate I Landsat image data of the Kurikoma area.



図版Ⅱ 栗駒地熱地域地質図（栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）の主要部。
 Plate II The central part of the geological map of Kurikoma geothermal area
 (Research group for the geological map of Kurikoma geothermal area, 1986)



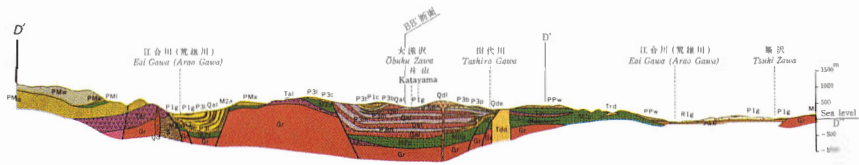
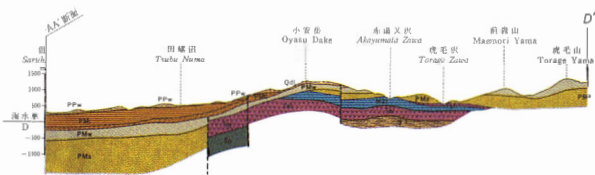
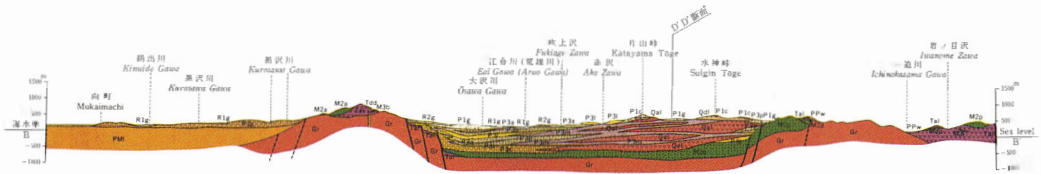
図版Ⅲ 栗駒地熱地域地質図(図版Ⅱ)の凡例および地質断面図。
Plate III Explanation table of the geothermal map of Kurikoma geological area (Plate II) and the geologic cross sections.

- 背斜軸
Anticlinal axis
- 向斜軸
Synclinal axis
- 背斜軸とそのワラシ
Anticlinal axis showing direction of plunge
- 向斜軸とそのワラシ
Synclinal axis showing direction of plunge
- セミドーム構造
Semi-dome structure
- 盆地構造
Basin structure
- 断層
Fault
- 推定断層
Inferred fault
- 伏在断層
Concealed fault
- 角閃岩(ホルンフェルス)
Contact-metamorphic aureole (Hornfels)
- 重力異常(シウワー異常), 5ミリガム間隔($\rho=2.3g/cm^3$)
Gravity contour (Shuqwer anomaly), 5 milligals interval ($\rho=2.3g/cm^3$)
- H** 高重力域
Gravity "High"
- L** 低重力域
Gravity "Low"
- 植物化石
Plant fossil
- 白垩紀化石
Albian fossil
- 中新世化石
Miocene fossil
- 化石産出層
Fossiliferous fossil
- 閉鎖炭鉱
Closed coal mine
- 稼働採石場
Working quarry
- 閉鎖採石場
Closed quarry

- 陸塊
Landblock
- 地熱関連変質帯
Altered zone related to geothermal activity
- 鉱化帯
Altered zone retained in mineralization
- ゴールド・シルバ
Gold, Silver
- 銅
Copper
- 鉛・亜鉛
Lead, Zinc
- 石炭石
Iteite
- 螢石
Fluorite
- 褐鉄礦
Iron Oxide
- 褐鉄
Limonite
- 硫黄
Sulfur
- 黄鉄石
Pyrite
- 酸性粘土
Acid clay
- 地熱発電機
Geothermal zipper plant
- 高温下での湧出による湧出, 湧出は地熱帯の一帯中での湧出
Hot spring
- 噴出(90°C以上)(湧出は地熱帯の一帯中での湧出)
Fumarole (higher than 90°C)
- 地熱試探(記号は地熱帯の一帯中での記号)
Geothermal exploration well

温泉・鉱泉 Hot and mineral springs

種類 Water chemistry	温度 Water temperature (°C)			
	<35	35-40	40-50	50-90
塩化物泉 Chloride spring				
硫酸塩泉 Sulfate spring				



図版Ⅲ (つづき)
Plate III (continued)

鬼首カルデラ内 KR-1, KR-5 坑井の先新第三紀基盤岩類

笹田 政克*

The pre-Neogene basement rocks from the core holes KR-1 and KR-5
in the Onikobe Caldera, Northeast Japan.

By

Masakatsu SASADA*

Abstract: The core holes KR-1 and KR-5 in Onikobe caldera penetrate the pre-Neogene basement rocks below 1213.6 m and 263 m depth respectively. The basement rocks from KR-1 consist of hornblende-biotite tonalite which is partly crushed to be cataclasite. The secondary minerals of alunite, pyrophyllite, anhydrite and pyrite replace feldspars and mafic silicates of the tonalite sporadically at the crushed zone of 1327.5-1348.2 m depth. The lost-circulation occurred at 1332 m where the tonalite nearby is strongly altered. The acid hot water flowed up presumably comes from the crushed zone with the alteration. The direction of the crushed zone including the conduit of hot water in the tonalite may be NNW-NW trending, because main fracture zones in the granitic rocks in Onikobe caldera are parallel or sub-parallel to Onikobe-Yuzawa mylonite zone running with NNW-trending, based on the surface geology.

The KR-5 hole penetrates mylonitic rocks in Onikobe-Yuzawa mylonite zone as predicted from the surface geology. The basement rocks are composed mainly of tonalitic mylonite, psammitic schist, basic schist, and subordinately of pelitic schist and ultramafic schist. They suffered from retrograde metamorphism and mostly have mineral assemblages of green schist facies. They are also crushed especially at the boundary between the mylonite and schists.

1. はじめに

地熱探査技術等検証調査において、栗駒地域鬼首カルデラ内で掘削された 1500 m 級構造試錐 6 本のうち 2 本 (KR-1, KR-5 両坑井) が先新第三紀基盤岩類に到達している。KR-1 坑井では基盤のトータル岩中で熱水の存在が確認されており、また KR-5 坑井は地表調査からの予測通り、鬼首一湯沢マイロナイト帯 (笹田, 1984) の岩石に逢着している。本報文では両坑井の先新第三紀基盤岩類について記載し、鬼首カルデラの基盤構造、基盤内の熱水通路について若干の考察を加える。

本研究をすすめるにあたり地熱探査技術等検証調査 (栗駒地域) の山田宮三サブグループ長 (地殻熱部) には、有益な助言をいただいた。物理探査部金谷 弘技官には、岩石の帯磁率測定にあたり助言をいただいた。技術部宮本昭正、佐藤芳治両技官には岩石薄片を作成していただいた。以上の方々に感謝致します。

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

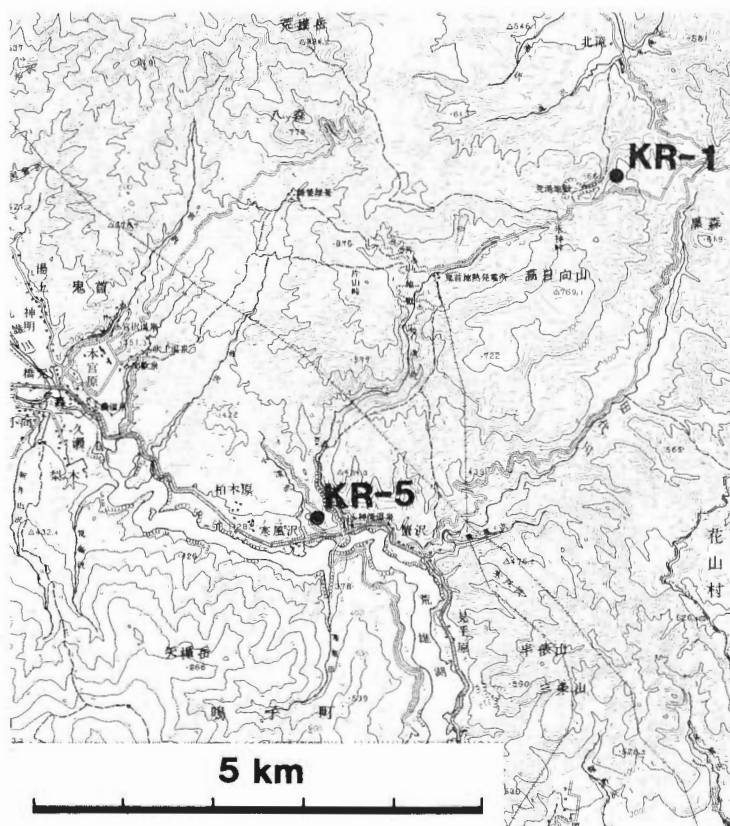
2. KR-1 坑 井

2.1 位 置

本坑井は宮城県玉造郡鳴子町荒湯地獄の東約 300 m の地点 (38° 48' 56" N, 140° 44' 05" E, 標高 620 m) で掘削された (第 1 図)。同地点は鬼首カルデラ内で地熱活動が活発な片山地獄・荒湯地獄に隣接している。掘削は 1360.3 m 深まで行われ、コアの採取率は 98.3% であった (新エネルギー総合開発機構, 1982)。

2.2 地質柱状

本坑井では 1213.6 m 以深、坑底の 1360 m まで白亜紀花崗岩類及びそれを貫く安山岩・デイサイト質角礫岩の岩脈からなる (第 2 図)。花崗岩類は一部で破碎作用をうけてカタクラサイト化しており、また一部は変質作用を蒙っている。破碎作用は新第三系との境界付近 (1213.6-1242 m) 及び 1327.5-1348.2 m の区間がとくに顕著であり、また変質作用は後者の破碎区間で顕著に認められる。なお後者の区間内の 1332 m では、掘削時に全量逸水 (130 l/分) があり、1332.0-1332.7 m で岩芯が採取されていない (新エネルギー総合開発機構, 1982)。



第 1 図 鬼首カルデラと KR-1, KR-5 坑井の位置。

地形図は国土地理院発行 5 万分の 1「鳴子」を使用した。

Fig. 1 Locations of KR-1 and KR-5 drill holes in the Onikobe caldera on the topographical map of Narugo published by Geographical Survey Institute.

2.3 トーナル岩

本坑井の花崗岩類は Iugs (1972) の分類に従うと、中粒等粒状の角閃石黒雲母トーナル岩で、代表的な岩石 (1254 m 深の試料) の鉱物容量比は、石英：26%，カリ長石：4%，斜長石：56%，黒雲母：9%，普通角閃石：5%，磁鉄鉱：<1% となっており、副成分鉱物として褐れん石、りん灰石、ジルコンを含む (図版 II-2)。石英はいずれの鉱物粒も波動消光が顕著であり、一部にサブグレイン化も認められる。カリ長石はパーサイトで間隙充填状に産する。斜長石はアンデシンからオリゴクレス程度の組成で正の累帯構造をしており、一部の結晶では反復累帯構造が顕著に認められる。黒雲母は軸色 Z が褐色で、岩石全体が強く変質していない場合でも、その一部は緑泥石、鉄鉱物等へ変質している。普通角閃石は短柱状から長柱状の結晶で、軸色 Z は緑色から帯褐緑色を呈する。

トーナル岩中には数 cm-20 cm 程度の大きさの卵形をした暗色包有物が含まれる。同包有物は一般に斑状を呈しており、数 mm-10 数 mm の斜長石の斑状結晶及び普通角閃石・黒雲母・斜長石・石英からなる細粒な基質から構成されている。

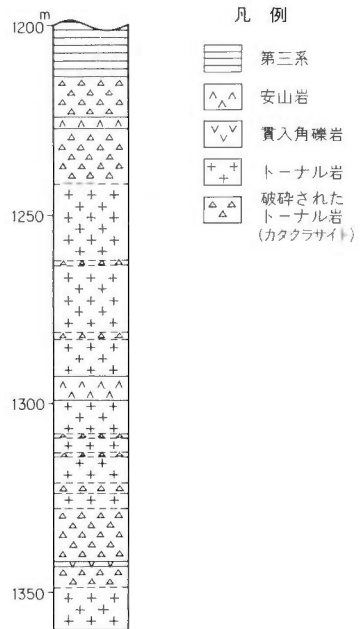
2.4 破碎されたトーナル岩 (カタクラサイト)

トーナル岩は、前述した 2 区間及び、1262-1263 m, 1283 m, 1308-1309 m, 1313-1314 m, 1322-1325 m 付近で顕著に破碎され、カタクラサイトとなっている。これら破碎されたトーナル岩は数 mm-数 m 大の角礫及びそれらの間隙を充填する細粒な基質からなり、ほとんどの部分は現在固結している。またこれらの岩石の基質にはときおり片状構造が認められる (図版 I-1)。片状構造を示す部分は肉眼的にはマイロナイト状の岩石であるが、後述する KR-5 坑井等にみられる鬼首一湯沢マイロナイト帯の岩石と異なり、鏡下で基質に石英のサブグレインや再結晶組織は認められない (図版 I-1)。なおマイロナイト状岩石の片状構造は一般に 20° 前後の低角度の傾斜であり、この片状構造は、角礫化作用をもたらした 60° 前後の高角度の断裂により切られている (第 3 図)。

破碎されたトーナル岩は 1213.6 m で傾斜 60° のすべり面をもつ断層を介して、その上位の凝灰角礫岩と接している。凝灰角礫岩中には花崗岩類の礫も認められるが、礫の主体は火山岩類の角礫であり、同岩は基底礫岩的なものではない。下盤側のトーナル岩は以下約 42 m にわたり破碎されているが、上盤側の凝灰角礫岩に由来する断層角礫はすべり面のごく近傍 (数 cm の範囲) でしか認められない。これらのことから、ここでは二つの時期の断層活動が重複しているといえる。つまりトーナル岩中でカタクラサイトを形成する大規模な破碎作用があり、その後そのカタクラサイトと新第三系とが接する断層が形成されたといえる。

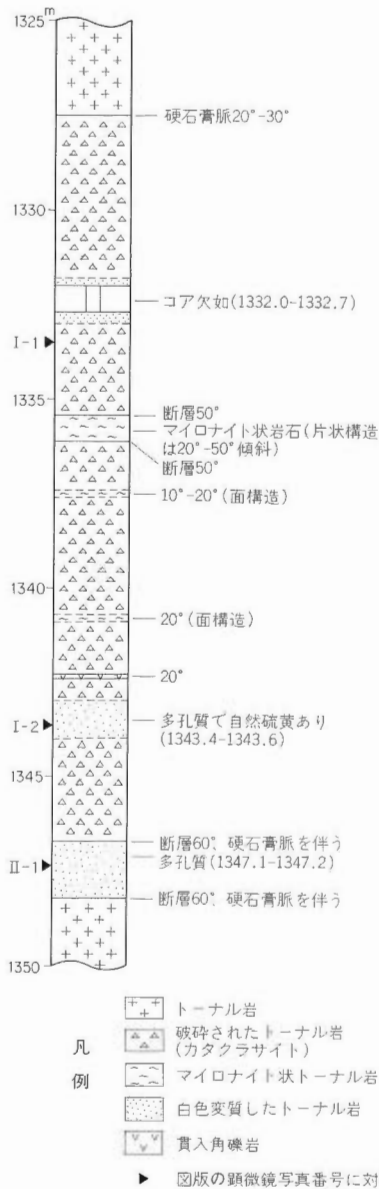
2.5 変質したトーナル岩

前項で記述した破碎されたトーナル岩のかなりの部分及び破碎をうけていないトーナル岩の一部は緑色変質しており、緑泥岩、緑れん石、セリサイト、方解石、黄鉄鉱等が二次鉱物として一般に認められる。また 1327.5-1348.2 m の区間の破碎されたトーナル岩中には局部的に白色変質がみられ (第 3 図)、明ばん石、パイロフィライト、硬石膏、黄鉄鉱等の二次鉱物が生じている (図版 I-2, II-1)。緑色変質した岩石ではトーナル岩の組織はそれほど大きく変化していないが、白色変質で明ばん石が長石等を



第 2 図 KR-1 坑井の先第三紀基盤岩類の地質柱状図。

Fig. 2 Geologic column of pre-Tertiary basement rocks of the KR-1 drill hole.



第3図 KR-1 坑井 1,330-1,350 m の地質柱状図。
Fig. 3 Geologic column of the KR-1 drill hole in detail for 1,330-1,350 m.

に逢着した。掘削は 1500.5 m 深まで行われ、コアの採取率は 98.4% であった (新エネルギー総合開発機構, 1986)。

3.2 地質柱状

本坑井では 263 m 以深坑底の 1500 m までが先新第三紀のトータル岩質マイロナイト・砂質片岩・泥質片岩・塩基性片岩・超苦鉄質片岩及びそれらを貫く安山岩岩脈からなる (第4図)。1100 m 以浅は破碎されカタクラサイト化しているところが多く、とくにマイロナイトと変成岩類の境界部はすべて

置換している岩石では、残存する初成鉱物は石英のみで、トータル岩の初成的な組織を判読することはきわめて困難である。また白色変質部近傍には熱水性の硬石膏脈が分布していることがある (第3図)。

2.6 安山岩岩脈

トータル岩中では、安山岩岩脈が 1223.8-1227.3 m, 1292.5-1299.0 m の 2 区間で認められる。これらはいずれも緑色変質しており、内部に熱水性方解石脈が認められる。斑晶は斜長石と苦鉄質鉱物からなるが、苦鉄質鉱物はすべて緑泥石・緑れん石等の二次鉱物に変質している。石基は斑晶同様、現在は主として斜長石、緑泥石、緑れん石からなる。斜長石はオリゴクレス程度のもが多く、累帯構造は微弱である。色指数は岩石全体で 30 前後である。

2.7 デイサイト質貫入角礫岩

破碎されたトータル岩中に、1342.3-1343.4 m の区間に貫入角礫岩がみられる。同岩は数 mm-数 cm 大のデイサイト・石英斑岩・トータル岩の角礫、斜長石・石英・変質した苦鉄質鉱物の結晶片及び細粒の基質部から構成され、全体に変質が顕著である。変質鉱物としてはセリサイト及びその他の粘土鉱物、方解石、黄鉄鉱等が鏡下で認められる。

3. KR-5 坑井

3.1 位置

本坑井は宮城県玉造郡鳴子町神滝温泉の西約 300 m の地点 (38° 46' 58" N, 140° 41' 53" E, 標高 306.6 m) で掘削された (第1図)。同地点は基盤地質構造から見ると鬼首一湯沢マイロナイト帯の通過域にあっており (笹田, 1984)、地下にマイロナイトの存在が予測されていたが、掘削の結果予想通りマイロナイト化したトータル岩

角礫の目立つカタクラサイトとなっている。変成岩類は砂質片岩・塩基性片岩が主体で、泥質片岩及び超塩基性片岩は少量伴われるにすぎない。また、これらの岩石は鉱物組合せからみると緑色片岩相のものとなっている。

3.3 トーナル岩質マイロナイト

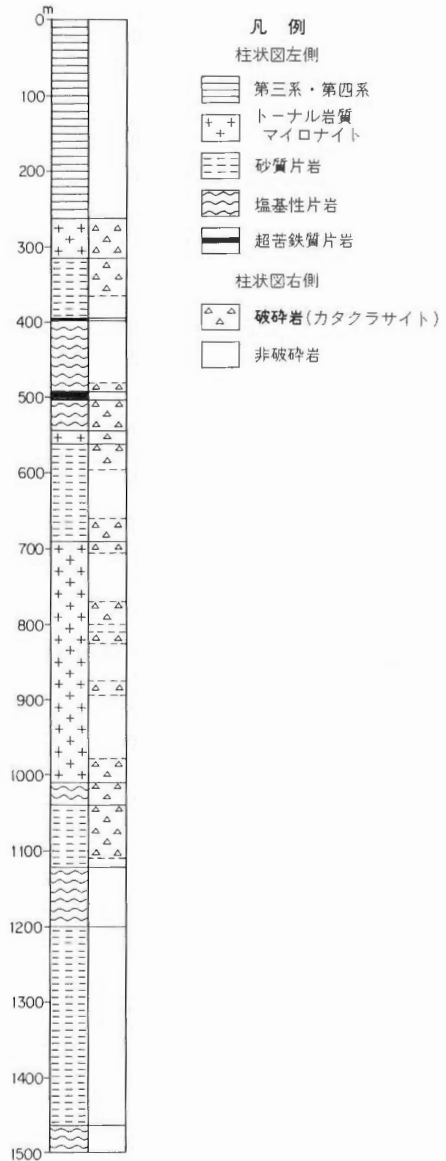
本坑井中に見られるトーナル岩質の岩石は全体がマイロナイト化作用を受けており、さらにそれらのうちかなりの部分がその後の破碎作用を受けてカタクラサイトとなっている(図版Ⅲ-1)。破碎作用を免れたトーナル岩は700 m以深に分布するが、それらのうち950-1,000 m付近では変質もそれほど著しくなく、初成鉱物である普通角閃石が残存している。マイロナイトの面構造は、700-1,000 m間のうち破碎作用が軽微であるところでみると20°-50°程度の傾斜となっている。

破碎作用を受けていない岩石でマイロナイトの構造をみると斜長石・普通角閃石・カリ長石(微量)がポーフィロクラストを形成しており、また石英は引きのばされて変形し、かなりの部分がサブグレイン化しており、緑泥石も石英の延びの方向に平行にならんだ細かな結晶の集合体としてスフェン・緑れん石を伴って産する。斜長石・普通角閃石のポーフィロクラストは、周辺がやや丸みを帯びた外形をしており、破断されたり、引き延ばされてブーディン状となっていることもある(図版Ⅳ-2)。普通角閃石のブーディンでは、ひきちぎられたそれぞれの普通角閃石の結晶は互いに結晶学的方位を多少異にし、またそれぞれの接続部分は緑泥石化していることが多い。なお本トーナル岩では緑泥石、鉄鉱物等の二次鉱物の産状からみて多分黒雲母が初成鉱物として存在していたものと考えられるが、本坑井からの岩芯では、同鉱物が残存している試料はみつからない。

さて、トーナル岩質マイロナイトの主体をなすものは、圧碎後さらに破碎作用を蒙ったカタクラサイトであり、とくに他の岩相との境界部付近はすべてこのような岩相からなっている。破碎作用によりトーナル岩は数mmから数cm大の角礫となっている場合が多く、角礫の間隙は緑泥石・緑れん石・黄鉄鉱といった二次鉱物及び細粒化した珪長質鉱物より充填され固結している。またこのような岩石中には、緑れん石・石英・方解石等からなる熱水性鉱物脈がしばしば認められる。

3.4 砂質片岩・泥質片岩

本坑井の変成岩類は、砂質片岩・泥質片岩・塩基性片岩・超苦鉄質片岩からなり、これらのうち泥質



第4図 KR-5 坑井の先第三紀基盤岩類の地質柱状図。
Fig. 4 Geologic column of pre-Tertiary basement rocks of the KR-5 drill hole.

片岩及び超苦鉄質片岩は小規模である。また泥質片岩は多くの場合砂質片岩中の薄層として産するので、地質柱状図（第4図）では砂質片岩中に一括してある。

さて本坑井の砂質片岩では、石英はほとんどが変形し、また長石は丸みを帯びながらも碎屑粒の形態を残している（図版IV-1）。長石ではカリ長石に比べて斜長石が圧倒的に多い。砂質片岩は1,100 m以浅では破碎されていることが多く、数 mm から数 cm の角礫となっている（図版III-2）。一方1,200 m以深では破碎は軽微であり、変成作用時の構造をよく保存している。片理構造は20°-40°程度傾斜している場合が一般的であるが、場所により垂直に近い構造を示す。変成鉱物からみると、緑泥石・緑れん石・セリサイト・アルバイト・石英が一般的な鉱物組合せであるが、1320 m から1440 m の区間では、黒雲母が生じており、黒雲母・白雲母・オリゴクレス・石英・透角閃石（±）という鉱物組合せが認められる。

泥質片岩は砂質片岩中の薄層としてはさまれており、変成鉱物の組合せは砂質片岩とほぼ同様である（図版VI-2）。しかし変形の様式は砂質片岩と異なり、数10 cm以上の厚さの層では、微褶曲構造が顕著に認められる。

3.5 塩基性片岩

塩基性片岩には、火砕岩起源と推定されるものと細粒閃緑岩起源のものがあり、前者が圧倒的に多く、後者は、1262-1264 m、1466-1467 mの両区間に認められる。火砕岩起源と推定される岩石では、碎屑性の斜長石の小結晶片とそれらを充填する緑泥石が主な構成鉱物となっており、緑れん石・石英を伴う（図版V-1）。一方細粒閃緑岩起源のものは、斜長石と緑色普通角閃石からなり、弱い片状構造を示す（図版V-2）。

3.6 超苦鉄質片岩

本岩は492-503 mにまとまって分布するほか、404 m付近に塩基性岩中の薄いはさみとして産する。これらは、ほとんどの部分が透角閃石からできており、少量の滑石及び蛇紋石を伴っている（図版IV-1）。本岩は超塩基性岩が交代作用を伴う変成作用をうけて形成されたものであろう。本岩と同様の透角閃石からなる変成岩は、わが国の地熱地域の基盤岩類としては、九州豊肥地域合戦群の領家帯中から見出されている（笹田, 1987b）。

4. トーナル岩の化学組成

KR-1 坑井では1254 mからのトーナル岩で主要13成分の化学分析が行われている（笹田, 1985）。また新エネルギー総合開発機構（1986）によりKR-5 坑井のトーナル岩2試料（308.5 m及び977.0 m）の化学分析値が得られているので、これらの結果をそれぞれのCIPW ノルムとともに第1表に示す。

さて、栗駒地域の白亜紀花崗岩類は、鬼首-湯沢マイロナイト帯を境にして両側で化学組成上の差異が認められている。即ち東側のものは西側のものに比べて、鉄の酸化状態が高く、MgO、K₂O、P₂O₅に乏しい傾向にある（笹田, 1985）。両坑井のトーナル岩について、このような広域的に見られる主化学組成上の特徴と比較すると、第5図に示すように、KR-1 坑井からのものはK₂Oが相対的に低い点等マイロナイト帯の東側の花崗岩類の性質を有している。KR-5 坑井からの試料は、K₂O、P₂O₅では東側の花崗岩類と似ているが、鉄の酸化状態は中間的であり、CaOではマイロナイト帯の東西両側の地域のトレンドから大きくはずれて低い値となっている。KR-5 坑井のトーナル岩は前述したように緑色片岩相程度の温度・圧力条件下でマイロナイト化し、さらに破碎作用をうけているため、それらの過程で岩石に組成変化が起っていた可能性があり、初成的な組成について議論するのは難しそうである。

第1表 KR-1, KR-5 坑井の花崗岩類の主化学組成.

1: KR-1 坑井, 1,254 m のトーナル岩 (笹田, 1985), 2: KR-5 坑井, 308.5 m の破碎されたトーナル岩質マイロナイト (新エネルギー総合開発機構, 1986), 3: KR-5 坑井, 977.0 m のトーナル岩質マイロナイト (出典は2と同じ).

Table 1 Chemical compositions of the granitic rocks.

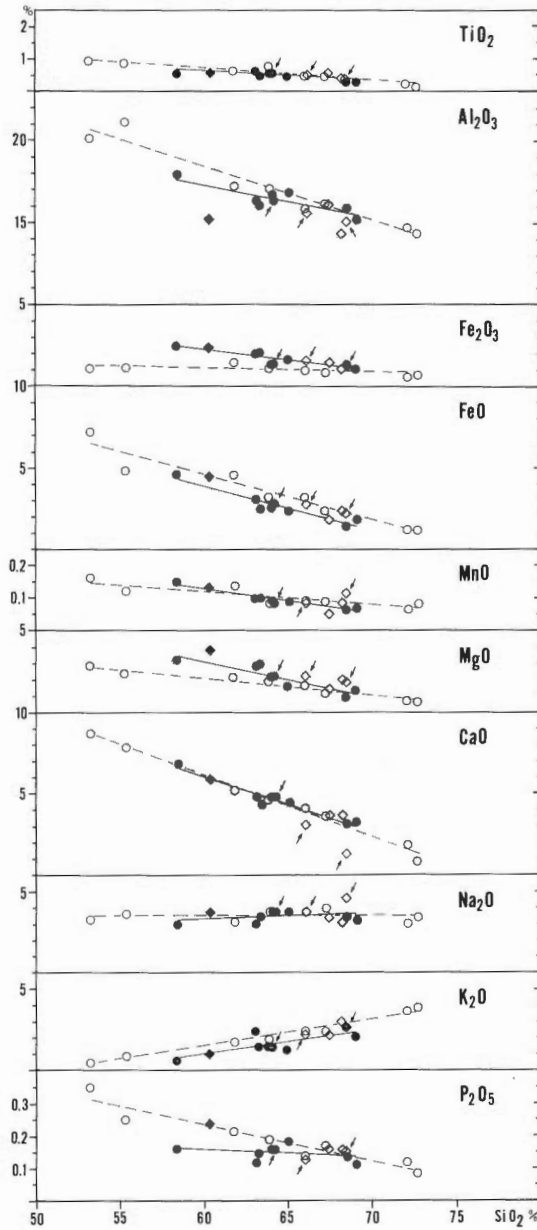
1: Tonalite from 1,254 m depth of KR-1 drill hole (SASADA, 1985), 2: tonalitic mylonite from 308.5 m depth of KR-5 drill hole (NEDO, 1986), and 3: tonalitic mylonite from 977.0 m depth of KR-5 drill hole (NEDO, 1986).

	1	2	3
SiO ₂	64.06	68.43	65.98
TiO ₂	0.56	0.50	0.58
Al ₂ O ₃	16.81	15.25	15.73
Fe ₂ O ₃	1.36	1.20	1.53
FeO	2.66	2.05	2.68
MnO	0.09	0.12	0.08
MgO	2.19	1.79	2.08
CaO	4.81	1.27	2.93
Na ₂ O	3.78	4.54	3.72
K ₂ O	1.47	2.51	2.16
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.13
H ₂ O (+)	1.11	1.24	1.42
H ₂ O (-)	0.20	0.28	0.32
Total	99.26	99.33	99.34
Q	21.96	26.46	25.77
C	0.64	3.11	2.26
or	8.69	14.83	12.76
ab	31.99	38.42	31.48
an	22.82	5.32	13.69
wo	0.00	0.00	0.00
en } di	0.00	0.00	0.00
fs }	0.00	0.00	0.00
en } hy	5.45	4.46	5.18
fs }	3.00	2.17	2.85
mt	1.97	1.74	2.22
il	1.06	0.95	1.10
ap	0.37	0.35	0.30
Total	97.95	97.81	97.60
D.I.	62.63	79.71	70.01
Sample No.	KR-1-1254	KR-5-308.5	KR-5-977.0

5. トーナル岩の帯磁率

KR-1 坑井のトーナル岩の帯磁率は, 1251.0 m の試料で 242×10^{-6} emu/g, 1355.5 m で 193×10^{-6} emu/g の値が, Bison 帯磁率計 Model 3101 を用いて得られている. 一方 KR-5 坑井については, 新エネルギー総合開発機構 (1986) により 14 個の試料について 40×10^{-6} - 60×10^{-6} emu/g の値が得られている.

花崗岩類の帯磁率はマイロナイト帯をはさんで西側で 50×10^{-6} emu/g 以下, 東側で 100×10^{-6} - 1000×10^{-6} emu/g の範囲と明らかに差異が認められている (笹田, 1985). KR-1 坑井のトーナル岩では東側のものの特徴を有するが, KR-5 坑井のものは両者の中間的な値となっている. KR-5 のトーナ



第5図 栗駒地域の先第三紀花崗岩類のハーカー図。

白丸：鬼首—湯沢マイロナイト帯西側の花崗岩類，黒丸：同マイロナイト帯東側の花崗岩類（矢印は KR-1 坑井からの試料），白四角：鬼首—湯沢マイロナイト帯の岩石（矢印は KR-5 坑井からの試料），破線及び実線はそれぞれマイロナイト帯西側及び東側の花崗岩類の分析値の回帰直線．KR-5 坑井のデータは新エネルギー総合開発機構（1986）に，それ以外のデータは笹田（1985）による。

Fig. 5 Harker's variation diagram for the pre-Tertiary granitic rocks from Kurikoma area.

Open circle: granitic rocks west of the Onikobe-Yuzawa mylonite zone, solid circle: those rocks east of the mylonite zone (the arrow showing the sample from the KR-1 drill hole), and open square: samples from the mylonite zone (the arrow showing the samples from the KR-5 drill hole). The dashed and solid lines are the regression ones for the granitic rocks west and east of the mylonite zone respectively. The chemical data of the mylonites from the KR-5 drill hole are from NEDO (1986), and the others from SASADA (1985).

ル岩の場合、化学組成で議論したような二次的な過程が関与して、このような中間的な値となっているのかもしれない。

6. トーナル岩の K-Ar 年代

KR-1 坑井のトーナル岩のうち変質が軽微な 1356 m の岩石から角閃石を分離して K-Ar 年代を求めた。測定の結果は第 2 表に示したように 87.2 ± 4.4 Ma という年代値が得られている。本坑井は試料を採取した坑底付近で現在 210°C 前後の温度にある。一方角閃石で Ar の散逸が起らなくなる閉鎖温度は 500°C 程度 (たとえば HARRISON *et al.*, 1979) であるので、現在の地熱活動の熱による K-Ar 年代への影響はまずないものと考えられる。

さて、栗駒地域の白亜紀花崗岩類の K-Ar 年代は、鬼首—湯沢マイロナイト帯をはさんでその東西で若干の差が認められ、東側が 100-110 Ma、西側が 90 Ma 台の値となっている (笹田, 1985)。KR-1 坑井は同マイロナイト帯の東側にあたるが、岩石の K-Ar 年代はこれまでに得られている東側の岩石の年代と比べると若干若くなっている。

7. 鬼首カルデラ内の基盤構造

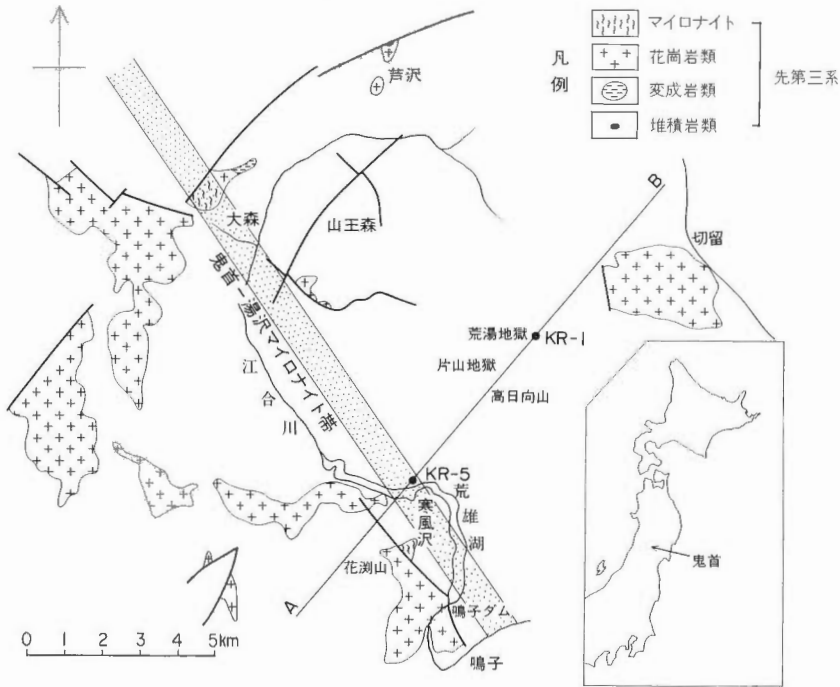
鬼首カルデラ周辺で基盤岩類が広く分布する地域はカルデラ西側及び南西側の縁辺部であり、そこには主として花崗閃緑岩質の岩石が分布している。一方カルデラ内では山王森の隆起ブロックに伴ってトーナル岩質の岩石がみられる。これと同様の岩石はカルデラ北縁の岩沢及びカルデラ東方の切留地域にもみられるが、これらトーナル岩質の岩石分布は、西側及び南西側の花崗閃緑岩質の分布に比べて小規模である (第 6 図)。さて、鬼首—湯沢マイロナイト帯は、この両者を分けるような形で大森から鳴子ダムにかけて、NNW-SSE 方向に伸びた形で分布しており、緑色片岩相から角閃岩相の結晶片岩類がマイロナイトに伴われている。マイロナイト帯をはさんだ基盤岩類の分布状況を見ると、鬼首カルデラでは基盤岩類は鬼首—湯沢マイロナイト帯を境にして、東側が相対的に沈降している傾向にあるようにみえる。

鬼首—湯沢マイロナイト帯の形成は白亜紀にさかのぼるが (笹田, 1984, 1987 a)、上述したカルデラ内の基盤レベルのちがいは、以下に述べるようにマイロナイト帯に平行する花崗岩類中の破碎帯が関係した第三紀以降の造構作用によるものと考えられる。寒風沢から鳴子ダムサイトにかけての断層は鬼首—湯沢マイロナイト帯にはほぼ平行しており、ここでは花崗閃緑岩質の岩石が破碎され角礫化しているカタクラサイトのゾーンが 10 m 以上の幅で存在している。このような花崗岩類の角礫化は山王森の隆起ブロックの南西側を限る NW-SE 方向の断層に沿っても認められ、KR-1, KR-5 両坑井の基盤岩類中の破碎部の産状もこれらとよく似ている。これらの破碎帯は基盤岩類がマイロナイト帯形成時期の深度よりより浅部に安置した後、基盤ブロック相互の運動に伴って、境界部に形成されたもので、その

第 2 表 KR-1 坑井, 1,356 m のトーナル岩の K-Ar 年代。
年代測定はテレダイン・アイソトープ社により行われた。年代の計算に用いた定数は次の通りである。 $\lambda_\beta = 4.96 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ atom per atom of natural potassium.

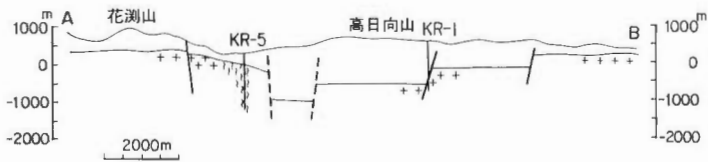
Table 2 K-Ar age of the tonalite from 1,356 m depth of KR-1 drill hole.
K-Ar age was determined by Teledyne Isotopes. The constants for the age calculation are: $\lambda_\beta = 4.96 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ atom per atom of natural potassium.

Sample No.	Rock	Mineral	K (%)	^{40}Ar rad (10^{-5} ccSTP/g)	Atm ^{40}Ar (%)	Age (Ma)
KR-1-1356	Tonalite	Hornblende	2.10	0.712	54.0	87.2 ± 4.4
			2.10	0.746	63.3	



第6図 鬼首カルデラ及びその周辺に分布する先第三紀基盤岩類。
 笹田 (1985) 及び栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986) による。断面線 A—B は第7図に
 対応する。

Fig. 6 The pre-Tertiary basement in and around the Onikobe caldera, based on
 SASADA (1985) and Research group for the geological map of Kurikoma
 Geothermal Area (1986). The line A—B for the geologic section corresponds to
 that in Fig. 7.



第7図 鬼首カルデラの基盤構造断面図。

断面線 A—B の位置は第6図に対応。凡例は第6図と同じ。

Fig. 7 The geologic section for the pre-Tertiary basement in and around the Onikobe
 caldera.

This section corresponds to the line A—B in Fig. 6. The symbols are also the
 same as those of Fig. 6.

後さらにその一部が第三系と接する断層として再活動したようにみえる。

このような破碎帯の分布様式を考慮し、また重力構造 (駒沢, 本報告) も参考にしながら、鬼首カル
 デラの基盤構造を、KR-1, KR-5 両坑井を通る断面で表現すると第7図のようになる。

8. 基盤岩内の熱水通路

KR-1 坑井では、掘削時の逸水状況、コア回収状況等を考慮すると 1332 m 付近に熱水の通路が存在しているように見える (第 3 図)。この付近はすべてトータル岩質の岩石からなるが、1327.5-1348.2 m の区間はカタクラサイトとなっている。熱水の通路はここではカタクラサイト中に存在する新しい断裂と推定される。なおこの付近には局部的に数か所で明ばん石・パイロフィライトで特徴づけられる酸性変質が認められる。これらは坑口で採取された熱水が初期において pH が 2-3 ときわめて酸性の強いものであったことから (比留川, 1984)、現在の熱水活動で形成された可能性が高い。

最後に広域的な地質構造との関連で、この熱水の通路の延びの方向を推察すると、前述した本地域のカタクラサイトを伴う基盤内断裂構造の方向性からみて、KR-1 坑井の 1332 m 付近に存在する熱水の通路は、NNW-NW 方向のものである可能性が指摘できる。

9. ま と め

① 地熱探査技術等検証調査で鬼首カルデラ内に掘削された KR-1, KR-5 坑井は、それぞれ 1213.6 m 深、263 m 深で先新第三紀基盤岩類に到達している。

② KR-1 坑井の基盤岩類はトータル岩で、しばしば強く破碎され、カタクラサイトとなっている。また坑底付近には明ばん石・パイロフィライトで特徴づけられる酸性変質が認められる。

③ KR-5 坑井の基盤岩類はトータル岩質マイロナイト・砂質片岩・塩基性片岩を主体とし、泥質片岩・超苦鉄質片岩を伴う。同坑井は鬼首一湯沢マイロナイト帯に位置しており、基盤岩類はマイロナイト化作用をうけた後、さらに一部は強く破碎され、カタクラサイトとなっている。

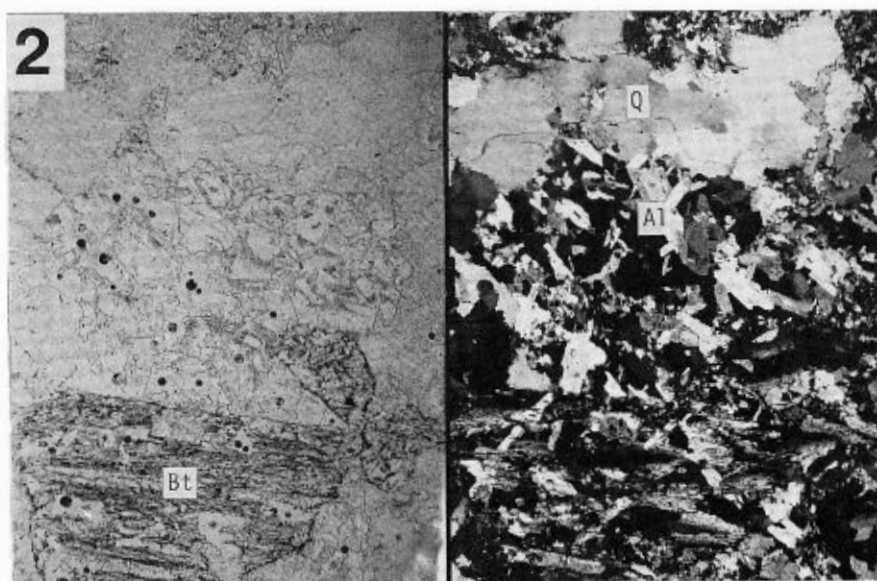
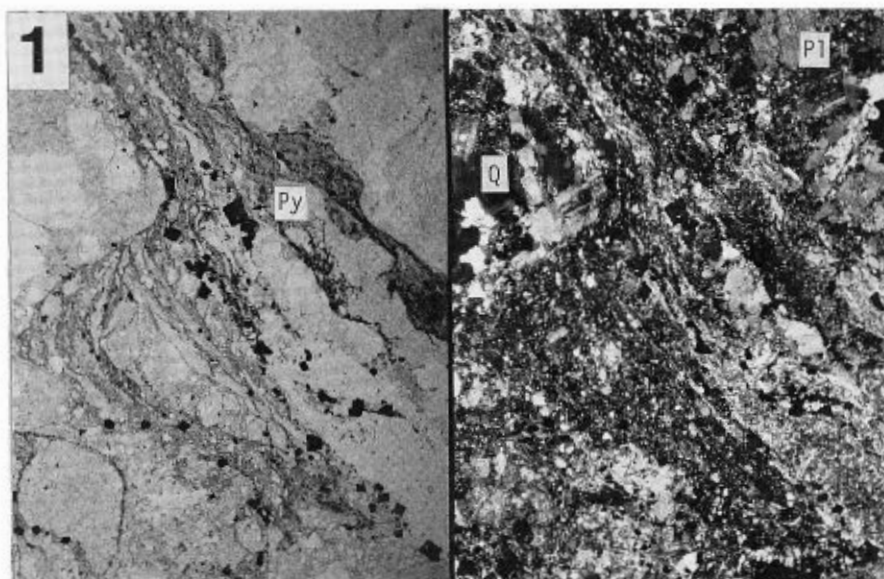
④ 鬼首カルデラ内の基盤は、鬼首一湯沢マイロナイト帯あるいはそれにほぼ平行する破碎帯を境にして、東側が相対的に沈降している。

⑤ KR-1 坑井ではカタクラサイト化したトータル岩中の断裂が熱水の通路となっており、この熱水の通路の延びの方向は広域的な地質構造からみると NNW-NW であろう。

文 献

- HARRISON, T.M., ARMSTRONG, R.L., NAESER, C.W. and HARAKAL, J.E. (1979) Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 16, p. 400-410.
- IUGS (1973) Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, Oct., 1973, p. 26-30.
- 比留川貴(1984) N 56- KR-1 号井の噴出流体の化学組成. 昭和 58 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 II 栗駒地域. p. 99-106.
- 駒沢正夫(1988) 栗駒地熱地域の重力解析. 地調報告, no. 268, p. 285-313.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 10 万分の 1 栗駒地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図 (21-3), 地質調査所. 26 p.
- 笹田政克(1984) 神室山-栗駒山地域の先第三紀基盤岩類, 一その 1 鬼首一湯沢マイロナイト帯一. 地質雑, vol. 90, p. 865-874.
- (1985) 神室山-栗駒山地域の先第三紀基盤岩類, 一その 2 阿武隈帯と北上帯の境界一. 地質雑, vol. 91, p. 1-17.
- (1987 a) 地熱井のコアからみた「鬼首一湯沢マイロナイト帯」. 地質学会第 94 年学術大会演旨, p. 469.

- 笹田政克(1987 b) 豊肥地域の先第三紀基盤岩類. 地調月報, vol. 38. p. 385-422.
- 新エネルギー総合開発機構(1982) 昭和56年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域坑井調査報告書. 170 p. (未公表資料)
- (1986) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域 1,500 m 級坑井調査報告書要約. 28 p. 新エネルギー総合開発機構. (未公表資料)



1 mm

図版 I-1 KR-1, 1,333.5 m, 破碎されたトータル岩 (カタクラサイト).

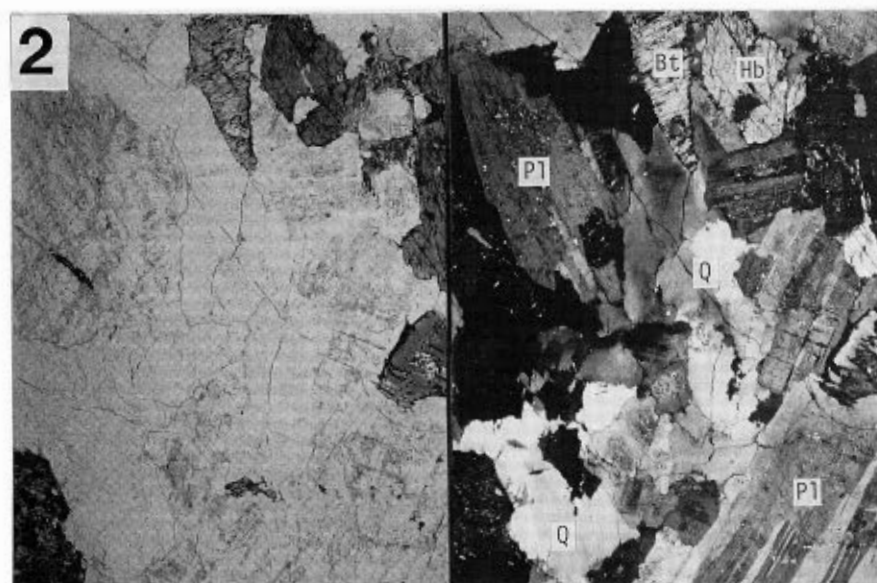
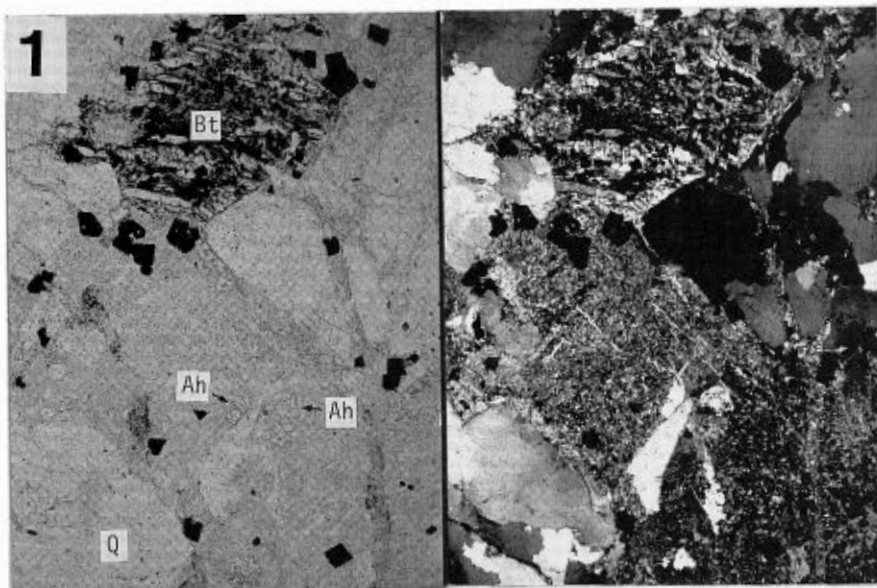
(左:開放ニコル, 右:クロスニコル, 以下同様) 石英 (Q) は波動消光が顕著, 斜長石 (Pl) は湾曲している. 黄鉄鉱 (Py).

Plate I-1 Crushed tonalite from 1,333.5 m depth of the KR-1 drill hole. The left is a photomicrograph with plane polarized light and the right is the same scene with crossed polars. Undulatory extinction is remarkable in quartz (Q). Plagioclase (Pl) is occasionally bent. Py represents pyrite.

図版 I-2 KR-1, 1,343.6 m, 酸性変質したトータル岩.

石英 (Q), 明ばん石 (Al), 黒雲母の仮晶 (Bt) は現在は明ばん石及びパイロフィライトの集合体となっている.

Plate I-2 Altered tonalite from 1,343.6 m depth of the KR-1 drill hole. Q and Al represent quartz and alunite respectively. Pseudomorph of biotite (Bt) consists of alunite and pyrophyllite.



1 mm

図版 II-1 KR-1, 1,347.3 m, 酸性変質したトータル岩。

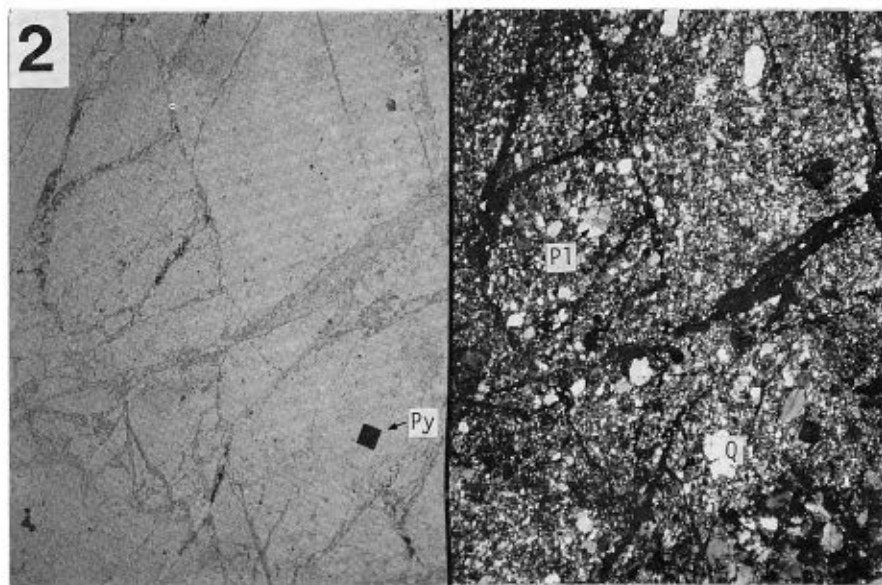
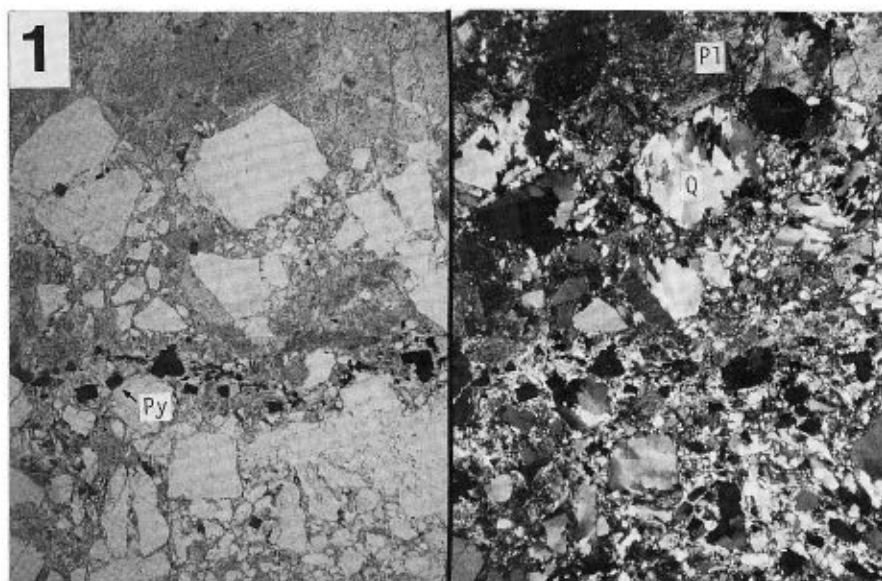
黒雲母の仮晶 (Bt) は、パイロフィライト、黄鉄鉱等に置換されている。硬石膏 (Ah) が長石の一部を置換して生じている。石英 (Q) は波動消光が顕著。

Plate II-1 Altered tonalite from 1,347.3 m depth of the KR-1 drill hole. Pseudomorph of biotite (Bt) is replaced by pyrophyllite and pyrite. Anhydrite (Ah) replaces plagioclase partially. Undulatory extinction is remarkable in quartz (Q).

図版 II-2 KR-1, 1,356 m, 角閃石黒雲母トータル岩。

石英 (Q), 斜長石 (Pl), 黒雲母 (Bt), 普通角閃石 (Hb)

Plate II-2 Hornblende-biotite tonalite from 1,356 m depth of the KR-1. Quartz (Q), plagioclase (Pl), biotite (Bt), and hornblende (Hb).



1 mm

図版Ⅲ-1 KR-5, 272 m, 破碎されたトータル岩 (カタクラサイト).

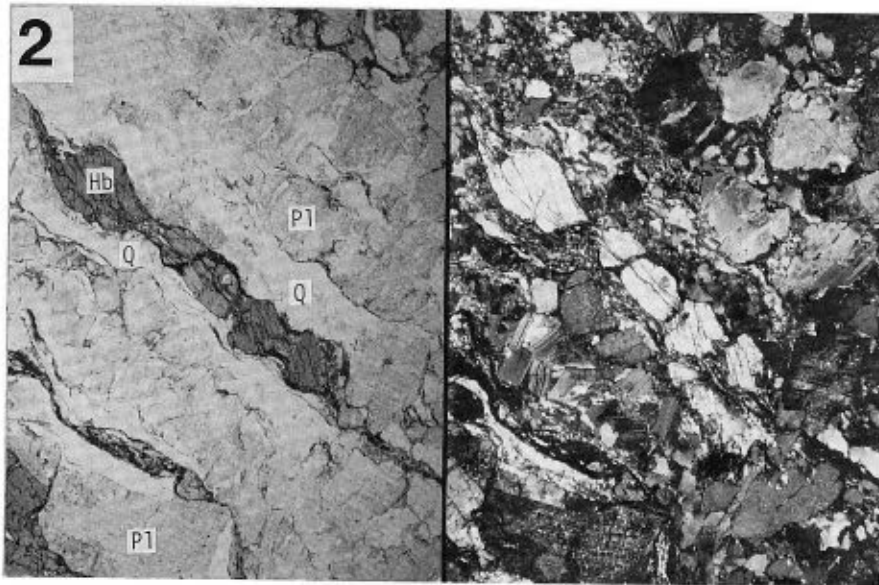
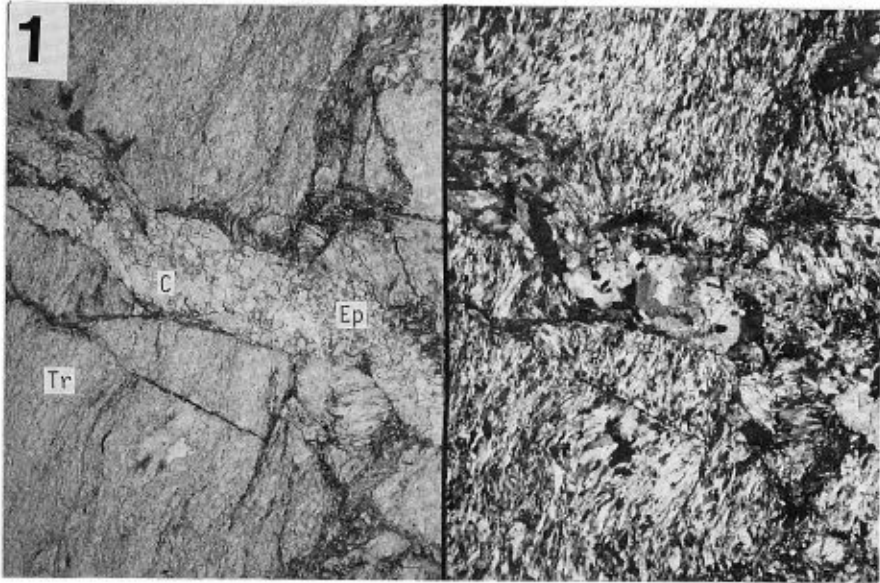
石英 (Q), 斜長石 (Pl), 黄鉄鉱 (Py)

Plate III-1 Crushed tonalite from 272 m depth of the KR-5 drill hole. Quartz (Q), plagioclase (Pl), and pyrite (Py).

図版Ⅲ-2 KR-5, 337 m, 破碎された砂質片岩 (カタクラサイト).

石英 (Q), 斜長石 (Pl), 黄鉄鉱 (Py)

Plate III-2 Crushed psammitic schist from 337 m depth of the KR-5 drill hole. Quartz (Q), plagioclase (Pl), and pyrite (Py).



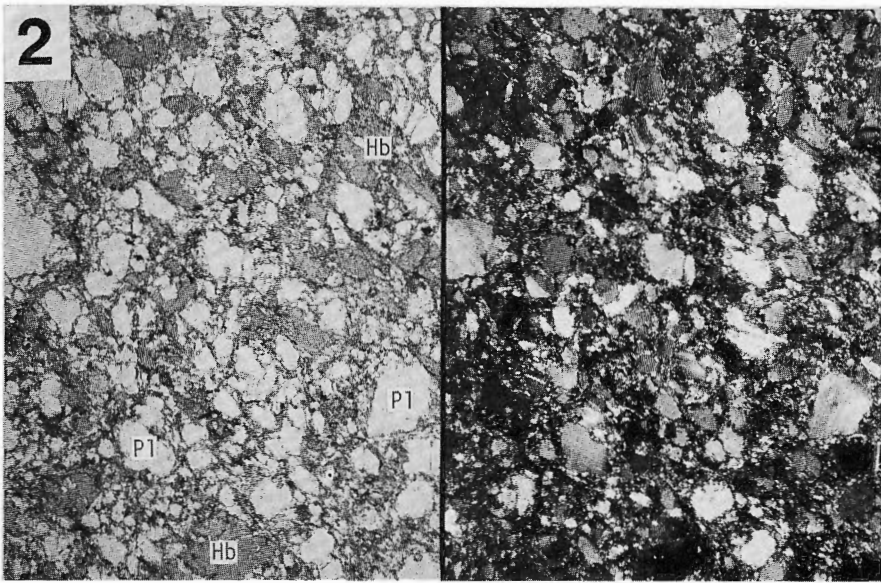
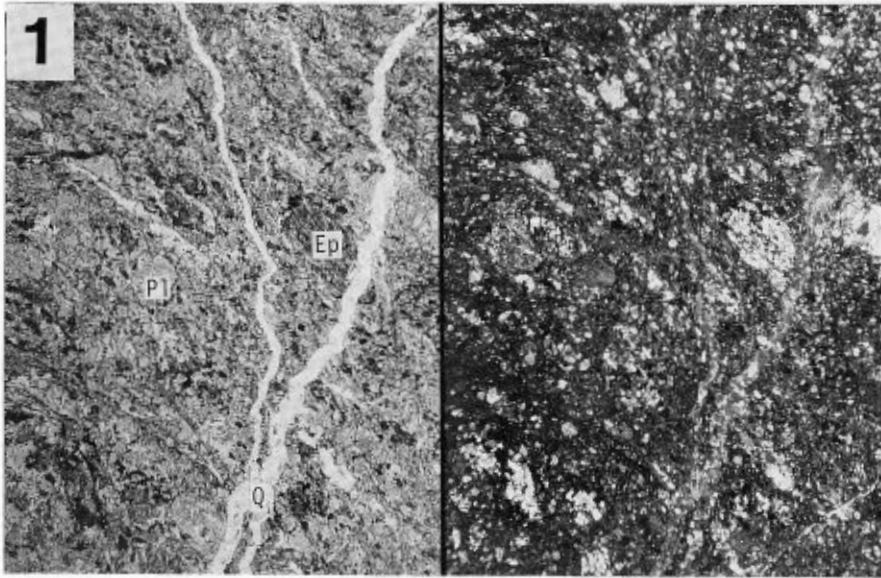
1 mm

図版IV-1 KR-5, 404 m, 超苦鉄質片岩.

透角閃石 (Tr), 緑れん石 (Ep), 炭酸塩鉱物 (C)
 Plate IV-1 Ultramafic schist from 404 m depth of the KR-5 drill hole. Tremolite (Tr),
 epidote (Ep), and Carbonate minerals (C).

図版IV-2 KR-5, 972 m, トーナリ岩質マイロナイト,
 ブーディンとなっている普通角閃石 (Hb), 細長く伸ばされてサブグレイン化した石英 (Q),
 斜長石 (Pl).

Plate IV-2 Tonalitic mylonite from 972 m depth of the KR-5 drill hole. Hornblende
 (Hb) shows boudin. Elongated quartz (Q), and plagioclase (Pl).



1 mm

図版V-1 KR-5, 1,185 m, 塩基性片岩 (火砕岩起源).

斜長石 (Pl), 緑れん石の集合体 (Ep), 石英の細脈 (Q)

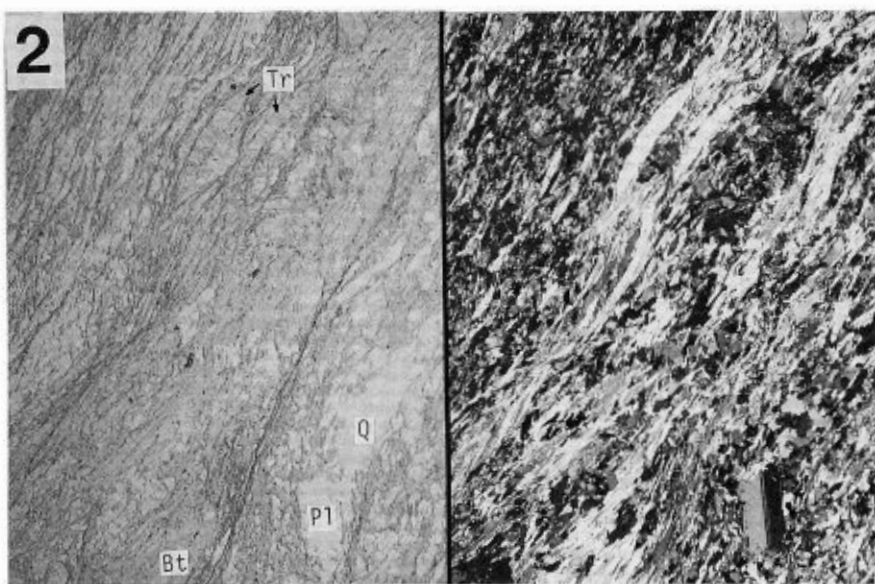
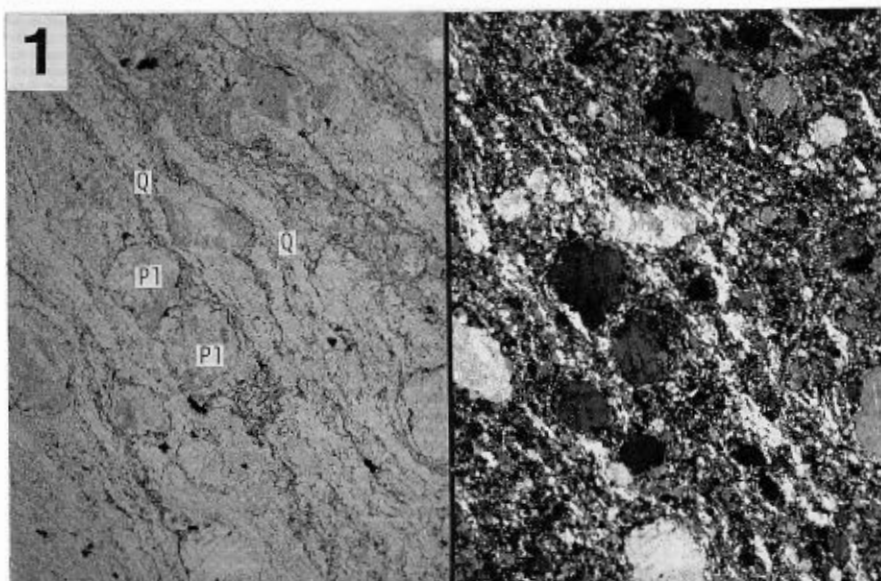
Plate V-1 Basic schist derived from a pyroclastic rock, collected from 1,185 m depth of the KR-5 drill hole. Plagioclase (Pl), epidote (Ep), and a thin vein of quartz (Q).

図版V-2 KR-5, 1,264 m, 塩基性片岩 (細粒閃緑岩起源).

斜長石 (Pl), 普通角閃石 (Hb). 基質には細粒の黒雲母が生じている.

Plate V-2 Basic schist derived from microdiorite, collected from 1,264 m depth of the KR-5 drill hole.

Plagioclase (Pl), and hornblende (Hb). Fine-grained biotite is present in the matrix.



1 mm

図版VI-1 KR-5, 1,302 m, 砂質片岩.

斜長石 (Pl), サブグレイン化した石英 (Q)

Plate VI-1 Psammitic schist from 1,302 m depth of the KR-5 drill hole. Plagioclase (Pl), and quartz (Q).

図版VI-2 KR-5, 1,409 m, 泥質片岩.

黒雲母 (Bt), 透角閃石 (Tr), 斜長石 (Pl), 石英 (Q)

Plate VI-2 Pelitic schist from 1,409 m depth of the KR-5 drill hole. Biotite (Bt), tremolite (Tr), plagioclase (Pl), and quartz (Q).

鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる
北川石英安山岩—の再検討

阪口圭一*・山田宮三*

“The Kitagawa Dacite”, pyroclastic flow deposits around the Onikobe
caldera, northeast Japan

By

Keiichi SAKAGUCHI* and Eizo YAMADA*

Abstract: Since Miocene time intense silicic volcanism has been taking place intermittently in the Kurikoma geothermal area, northeast Japan. As a result, widespread welded tuffs has formed the major part of the Genbi Formation (ca. 6 Ma), the Torageyama Formation (ca. 5 Ma), the Kitagawa Dacite and the Kabutoyama Formation (0.6-0.3 Ma). Recently it has been clarified that the Kitagawa Dacite consists of several pyroclastic flow deposits. In this report the Kitagawa Dacite is divided into pre-Ikezuki pyroclastic flow deposits, the Ikezuki Tuff, the Nizaka Tuff and the Yanagizawa Tuff in ascending order and described in detail.

Pre-Ikezuki pyroclastic flow deposits are locally exposed below the Ikezuki Tuff and their unaltered appearance and two K-Ar age data (ca. 2.7 Ma) suggest the closeness of their eruption age to that of the Ikezuki Tuff.

The Ikezuki Tuff occupies the major part of the Kitagawa Dacite and was dated as 2.4-1.7 Ma. The estimated volume is 50 to 100 km³. The Ikezuki Tuff is subdivided into the basal air-fall deposit, the lower pyroclastic flow division and the upper pyroclastic flow division. The distribution of the lower pyroclastic flow division and the welded deposit of the upper pyroclastic flow division is restricted within the area 20 km and 25 km distant from the center of the Onikobe caldera respectively. However, nonwelded deposit of the upper pyroclastic flow division is distributed farther away from the Onikobe caldera. This lateral lithologic variation and the thickness distribution of the air-fall deposit indicate that the Onikobe caldera is the source for the Ikezuki Tuff.

The Nizaka and Yanagizawa Tuffs are both younger than 0.1 Ma and 5 to 10 km³ in volume. The Nizaka Tuff consists of a basal air-fall deposit, which is composed of alternating pumice and ash beds, and an overlying nonwelded pyroclastic flow deposit. The Yanagizawa Tuff consists of a basal airfall deposit, which is composed of a thin pumice bed and a thick pisolite ash bed, and an overlying nonwelded pyroclastic flow deposit. A pyroclastic surge deposit is observed in the lower part of the Yanagizawa Tuff near the Narugo Basin. The distribution of the pyroclastic flow deposits of the Nizaka and Yanagizawa Tuffs

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

and the thickness distribution of the basal air-fall deposit of the Yanagizawa Tuff suggest that the source vent of the Nizaka and Yanagizawa Tuffs has been located in the Narugo Basin.

1. はじめに

活発な地熱地帯である鬼首・鳴子の周辺には中新世後期以降に噴出した多くの火砕流堆積物が分布しているが、現在のところそれらは統一的に認識・記載されているとはいえない状態にある。その中で最も広く認識されてきたのは北川石英安山岩（北村，1956 など）と呼ばれてきた堆積物である。北村（1956）は東北脊梁山脈周縁に分布する石英安山岩類を総括した論文の中で、鬼首盆地の周囲に分布する主として溶結凝灰岩からなる火砕流堆積物を北川石英安山岩としてまとめ、鮮新世後期から更新世初期の活動の産物であるとした。その後の研究は基本的にこの見解に従っており、より新期の火砕流堆積物は記載されていなかった。

しかし近年、北村（1956）や小貫ほか（1980）で北川石英安山岩の分布域とされた地域の内、鳴子から古川に至る地域で、北川石英安山岩を著しい不整合をもって覆う更新世後期の火砕流堆積物が分布することが報告されており（ISHIDA, 1981；北村ほか，1981 など）、この地域の鮮新世以降の火砕堆積物の層序・分布の見直しや、それに基づく火成活動史の見直しが必要とされるようになった。栗駒地熱地域地質図（栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）編集の時点では、筆者らは新期の火砕流堆積物についての十分なデータを収集していなかったため、新期の火砕流堆積物を含めて北川凝灰岩相当層として表現した。

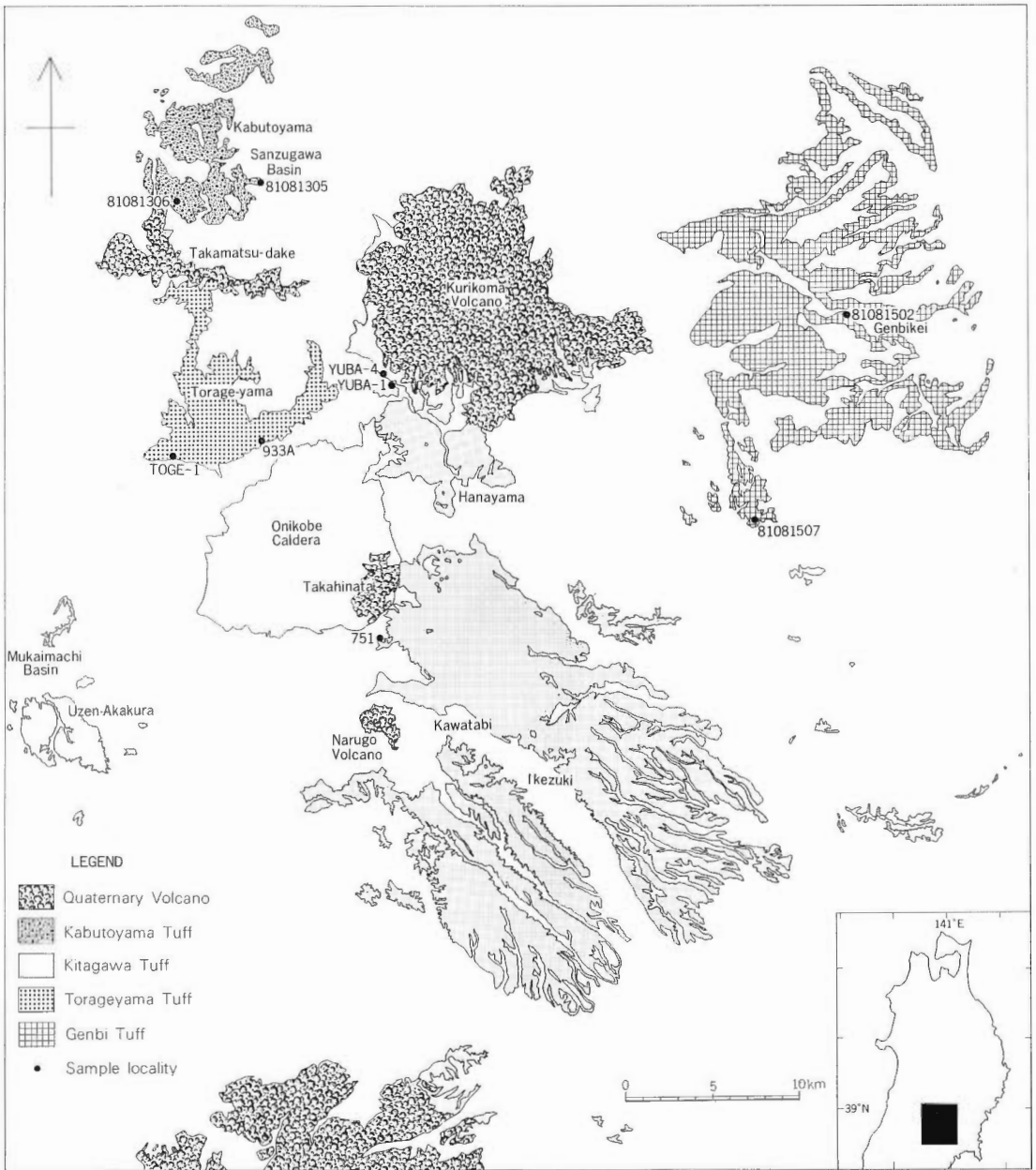
この報告では、まず栗駒地熱地域に分布する北川石英安山岩以外の鮮新世以降の主要な火砕流堆積物（溶結凝灰岩）の年代値について報告する。次に鬼首カルデラ東縁部から古川に至る地域（第2図）で行った地表調査に基づき、従来北川石英安山岩と一括されていた複数の火砕流堆積物について、特に北川石英安山岩の主体をなすにもかかわらず詳しく記載されていなかった池月凝灰岩を中心に各火砕流堆積物の特徴を記載する。

なお北村（1956）が北川石英安山岩と呼んだ堆積物に対して、その後、北川溶結凝灰岩（TANIDA, 1961 など）、北川石英安山岩質溶結凝灰岩（北村，1967 など）、北川層（通商産業省資源エネルギー庁，1976）、北川凝灰岩（栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986 など）という種々の名称が使われている。火砕流堆積物に対して石英安山岩という名称を用いるのは紛らわしいことではあるが、一般には北川石英安山岩（デイサイト）と呼ばれることが多いため、本稿では北川石英安山岩と呼ぶことにする。また本稿で報告する K-Ar 年代値はすでに阪口・山田（1982）において報告したものであるが、これは中間的なデータの取りまとめであり、また完全な公表資料ではなかったため、改めて新分析値として報告する。また YAMADA（1981）による K-Ar 年代値は口頭発表の要旨であり、年代測定データ及び試料の記載がなされていなかったため、付録でそれらの記載を行った。

この研究はサンシャイン計画による地熱探査技術等検証調査の一環として、大規模火砕流の分布（体積）、年代、供給源の位置を明らかにし、鬼首・鳴子地域の地質構造や熱源のポテンシャル（マグマ溜りの位置や規模）などに関して情報を得ることを目的として行われたものである。

2. 栗駒地熱地域の主要な溶結凝灰岩の K-Ar 年代

鬼首・鳴子及びその北方の小安・秋ノ宮を含む栗駒地熱地域には中新世後期以降の酸性火山活動の産物が広く分布する。栗駒地熱地域地質図編集グループ（1986）によれば、中新世後期から鮮新世前期の酸性火砕岩は小安・秋ノ宮から鬼首カルデラに至る幅 15-20 km の地帯、栗駒火山東—南東方、鳴子盆地西方の中山平周辺に分布する。鮮新世後期の酸性火砕岩は脊梁山脈の東縁部に広く分布している。また鮮新世末期から第四紀にかけての火砕流堆積物はこれらを覆って小安地域の兜山周辺、鬼首カルデ



第1図 鬼首カルデラ周辺の溶結凝灰岩の分布と試料採取位置。

池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩は一括して北川凝灰岩と表示してある。阪口・山田(1982)を一部改変。

Fig. 1 Distribution map of welded tuffs around the Onikobe caldera. Numerals show the sampling localities for K-Ar age determination. Partly modified after SAKAGUCHI and YAMADA (1982).

ら周辺地域に分布している。これらの内、いわゆる北川石英安山岩以外でまとまって産する溶結凝灰岩としては①小貫ほか(1980, 1981)の^{げんび}厳美層中の溶結凝灰岩、②加藤・島田(1953)の虎毛山層の上部、臼田ほか(1981)の虎毛山層虎毛山溶結凝灰岩部層、③臼田ほか(1981)の兜山層の溶結凝灰岩が主要なものである。このうち厳美層中の溶結凝灰岩、兜山層中の溶結凝灰岩について K-Ar 年代測定を行った。各堆積物の分布と試料採取位置を第1図に、得られた年代値をこれまでに公表されている年代値と共に第1表に示す。K-Ar 年代測定データ及び測定に用いた試料の顕微鏡記載については付録を参照されたい。

厳美層中の溶結凝灰岩は一関市市街地西方の厳美溪を中心に広く分布する。北村(1956)は同じ堆積物について瑞山層及び鳥屋崎層中の溶結凝灰岩として記載している。噴出源はわかっていない。角閃石斑晶の目立つ流紋岩質溶結凝灰岩である(第3表)。異質岩片を除いた溶結凝灰岩の全岩の化学分析結果では SiO₂ は約 70% である(YAMADA, 1988, 本報告書中)。年代測定用の試料は厳美溪西方の地点と栗駒町岩ヶ崎西方の石切場で採取した。厳美溪西方の試料(81081502)は輝石が炭酸塩鉱物に置換されているなど少し変質しているが、岩ヶ崎西方の試料(81081507)は新鮮な黒色ガラス質溶結凝灰岩で、鏡下での変質は認められない。両試料より 5.7 ± 0.3 Ma 及び 5.7 ± 0.5 Ma という年代が得られた。これは北村(1956)が層序関係から述べた中新世後期という時代と一致する。今田・植田(1980)

第1表 火砕流堆積物の放射年代値一覧。

Table 1 Radiometric ages of the pyroclastic flow deposits around the Onikobe caldera.

地 層 名	手法及び試料	年代値	試料採取地点	文 献	試料番号	引用文献中の地 層 名
柳沢凝灰岩 Yanagizawa Tuff	FT gl	63,400 ± 13,300 yrs	宮城県玉造郡岩出山 町 座散乱木遺跡	興水 (1983)		座散乱木遺跡第 16 層
兜山層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Kabutoyama Formation	K-Ar Wr	0.6 ± 0.5 Ma	秋田県雄勝郡皆瀬村 小安南方	新分析値	81081305	兜山石英安山岩中の 溶結凝灰岩 兜山石英安山岩中の 軽石凝灰石
	K-Ar Wr	0.5 ± 0.3 Ma	秋田県雄勝郡皆瀬村 下ノ岱東方	新分析値	81081306	
	FT zr	0.32 Ma	秋田県雄勝郡皆瀬村 五才沼北方	西村ほか (1976)		
	FT zr	0.34 Ma	秋田県雄勝郡皆瀬村 五才沼西方	西村ほか (1976)		
池月凝灰岩 Ikezuki Tuff	K-Ar Wr	1.7 ± 0.9 Ma	宮城県栗原郡花山村 湯浜温泉南方	YAMADA (1981)	YUBA-1	Kitagawa dacitic welded tuff
	FT zr	2.3 Ma	宮城県栗原郡花山村 軽井沢南方	山田ほか (1978)		北川溶結凝灰岩
	FT zr	2.2 Ma	宮城県玉造郡鳴子町 沢目本北方	山田ほか (1978)		北川溶結凝灰岩
	FT zr	2.4 Ma	宮城県玉造郡鳴子町 屏風岩	山田ほか (1978)		北川溶結凝灰岩
湯浜凝灰岩 Yubama Tuff	K-Ar Wr	2.7 ± 2.0 Ma	宮城県玉造郡鳴子町 鷹巣沢上流	YAMADA (1981)	751 (KARU-1)	Kitagawa dacitic welded tuff
	K-Ar Wr	2.7 ± 1.5 Ma	宮城県栗原郡花山村 湯浜温泉	YAMADA (1981)	YUBA-4	Kitagawa dacitic welded tuff
虎毛山層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Torageyama Formation	K-Ar Wr	4.8 ± 0.2 Ma	宮城県玉造郡鳴子町 猪の倉沢上流	YAMADA (1981)	933A	Torageyama Formation
	K-Ar Wr	4.6 ± 1.2 Ma	宮城県玉造郡鳴子町 鬼首峠東方	YAMADA (1981)	TOGE-1	Torageyama Formation
厳美層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Genbi Formation	K-Ar Wr	5.7 ± 0.3 Ma	宮城県一関市 厳美溪西方	新分析値	81081502	厳美層
	K-Ar Wr	5.7 ± 0.5 Ma	宮城県栗原郡栗駒町 岩ヶ崎西方	新分析値	81081507	
	K-Ar Wr	9.0 Ma	宮城県一関市付近	今田・植田 (1980)		

FT: Fission track method, K-Ar: K-Ar method, gl: volcanic glass, Wr: whole rock.

は巖美層の溶結凝灰岩から 9.0 Ma というこれより古い K-Ar 年代を報告している。この年代の違いが何によるものかは現在のところ判っていない。

虎毛山層の溶結凝灰岩は同層の最上部を占め、宮城・秋田県境の虎毛山周辺の尾根部に分布する（臼田ほか, 1981）。粗粒な石英及び斜長石を多量に含み、黒雲母を含むことで特徴付けられる流紋岩質溶結凝灰岩である（第 3 表）。異質岩片を除いた溶結凝灰岩の全岩の化学分析結果では SiO_2 は約 75% である（YAMADA, 1988, 本報告書中）。YAMADA (1981) は 4.8 ± 0.2 Ma 及び 4.6 ± 1.2 Ma という年代を報告している。年代測定に供した試料は、いずれも輝石の一部が変質して緑泥石様の鉱物になっていたり、空隙や割れ目に沿っての変質が認められる。ガラスの著しい変質は認められない。竹野 (1988, 本報告書中) は虎毛山層を含めた秋田県小安周辺の堆積物と地質構造について述べているが、ここで述べた溶結凝灰岩を含む臼田ほか (1981) の虎毛山層上部について、3-4 Ma という YAMADA (1981) よりも少し若い年代値を報告している。

兜山層の溶結凝灰岩は秋田県雄勝郡皆瀬村兜山を中心に分布する。有色鉱物として斜方輝石と単斜輝石を含むデイサイト質溶結凝灰岩である（第 3 表）。異質岩片を除いた溶結凝灰岩の全岩の化学分析結果では SiO_2 は約 63% である（YAMADA, 1988, 本報告書中）。TANIDA (1961) は少量の角閃石斑晶が含まれることを報告している。噴出源についての報告は無いが、兜山南方の高松岳周辺に分布する高松岳石英安山岩の先駆的な活動の産物であるとされている（加藤・島田, 1953 及び臼田ほか, 1982）。K-Ar 法により 0.6 ± 0.5 Ma 及び 0.5 ± 0.3 Ma という年代値が得られた。年代測定用試料はいずれも新鮮な溶結凝灰岩であるが、溶結度はそれほど高くない。鏡下での変質は認められない。得られた年代値は大気混入率が大きいために誤差が大きく、西村ほか (1976) がこの溶結凝灰岩について報告している 0.32 Ma 及び 0.34 Ma というフィッション・トラック年代との差異を議論することはできない。

3. いわゆる北川石英安山岩

3.1 層序区分

北村 (1956) によって北川石英安山岩としてまとめられた火砕流堆積物の層序的な位置の検討については、その後の研究の多くが北村の見解をほとんどそのまま受け入れており、長い間変化がなかった。また火砕流堆積物としての記載もほとんどなされておらず、わずかに勝井 (1955) や TANIDA (1961) によって岩石学的な検討がなされているに留まっていた。

鬼首カルデラから南東の古川に至る地域に分布する北川石英安山岩が複数の火砕流堆積物からなることを最初に記載したのは ISHIDA (1981) である。ISHIDA (1981) は従来北川石英安山岩と一括されていた堆積物を、下位から池月凝灰岩、下山里凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩に分類した。この分類は北村ほか (1981) 及び石田 (1986) にも引き継がれている。また早田 (1984, 1985) は、このうち荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩の層序、堆積物の特徴、噴出源について述べている。ARAI *et al.* (1986) はこの地域のテフラの記載を行った。以上の各研究において示された層序を本報告における層序と共に第 2 表に示す。

第 2 表に示したように、本報告での層序は基本的には ISHIDA (1981) に従っている。本報告ではいわゆる北川石英安山岩を、下位から池月凝灰岩の下位の火砕流堆積物、池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩に分類した。ISHIDA (1981) ほかでは池月凝灰岩と荷坂凝灰岩の間の層準に下山里凝灰岩を記載しているが、現在までの筆者らの調査では、下山里凝灰岩についてその層序関係や分布を十分に明らかにすることが出来なかったため後の課題とし、ここでは触れないでおく。また柳沢凝灰岩と荷坂凝灰岩の間の層準及び荷坂凝灰岩と池月凝灰岩の間の層準には降下火砕物が認められるが、それらについての詳しい検討は行っていない。第 2 図に調査地域における池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩の分布を示す。第 2 図では各火砕流堆積物の分布範囲をより適切に示すために、通常の地質図では表現しにくい局所的な分布を黒丸などのシンボルを使って表してある。

第2表 いわゆる北川石英安山岩についての各研究での層序区分の対比.

Table 2 Correlation of stratigraphic divisions of so-called the Kitagawa Dacite by different authors.

北村 (1956)	ISHIDA (1981) 北村ほか (1981) 石田 (1986)	早田 (1984) 早田 (1985)	ARAI <i>et al.</i> (1986)	本報告
	柳沢凝灰岩	— AT火山灰 — 柳沢テフラ層 { 安沢火砕流 柳沢火砕流 降下堆積物	鳴子—安沢火砕流 鳴子—柳沢火砕流, 降下火山灰	柳沢凝灰岩 { 火砕流堆積物 降下堆積物
北川石英 安山岩	天王寺火山灰 荷坂凝灰岩	荷坂テフラ層 { 荷坂火砕流 降下堆積物	— 阿蘇—4火山灰 — 鳴子—荷坂火砕流, 降下軽 石及び降下火山灰	降下火砕物 (未検討) 荷坂凝灰岩 { 火砕流堆積物 降下堆積物
	中里火山灰	— 洞爺火山灰 —	— 洞爺火山灰 —	降下火砕物及び 火砕流堆積物 (未検討)
	下山里凝灰岩		下山里火砕流	(下山里凝灰岩)
	池月凝灰岩		池月火砕流	池月凝灰岩 { 火砕流堆積物 降下堆積物
				湯浜凝灰岩及び その他の火砕流堆積物

— — で示したものは広域テフラ

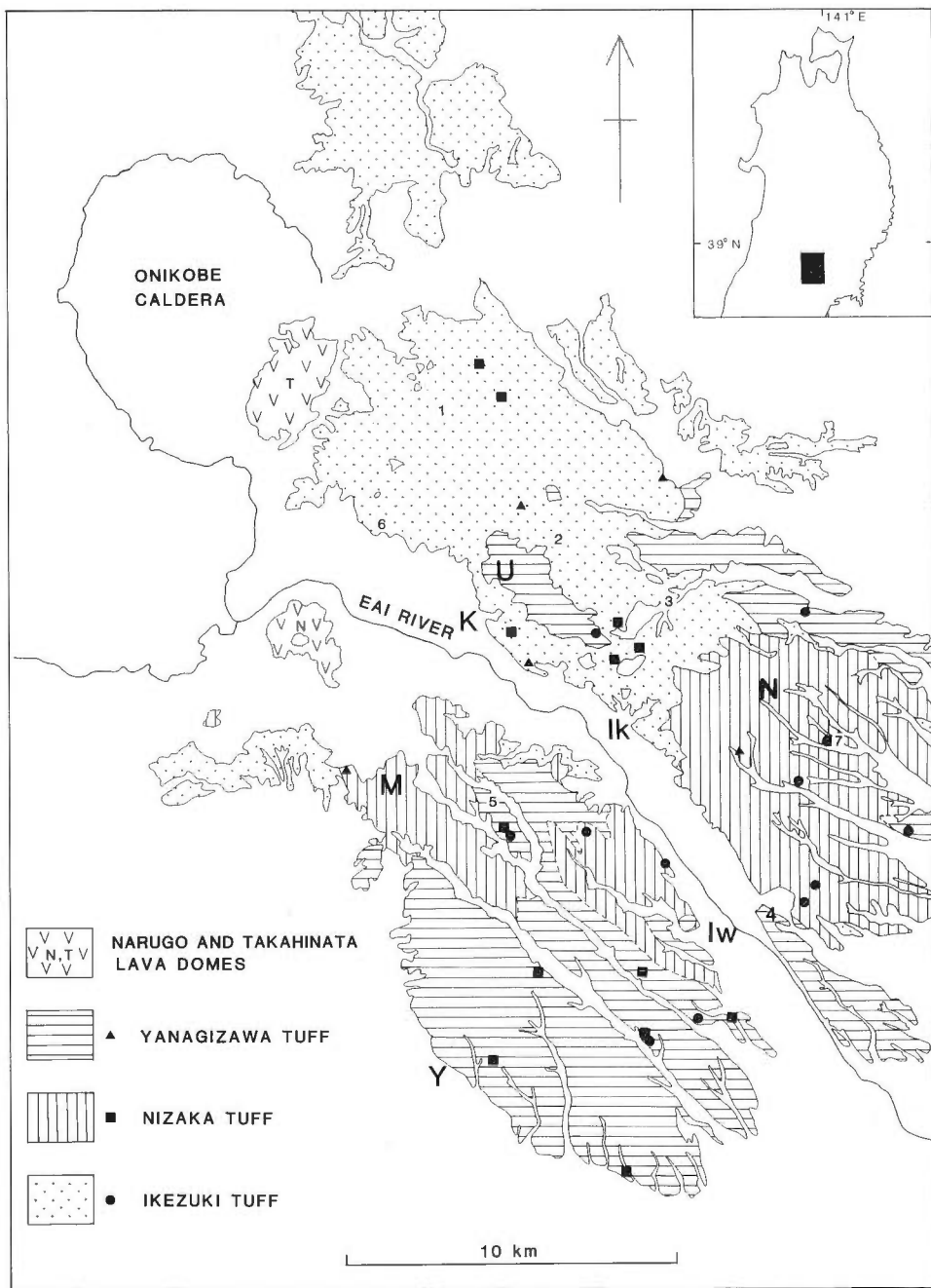
第3表 各火砕流堆積物の本質物質中の斑晶鉱物組合せ.

斑晶鉱物の観察は各堆積物2—6試料について行い、軽石及び溶結凝灰岩の薄片観察、または軽石を粉碎、極かけをして得られた分離結晶の実体鏡での観察によった.

Table 3 Phenocrystic mineral assemblages of the pyroclastic flow deposits.

堆積物名	斑晶鉱物含有量(wt%)	qz	pl	opx	cpx	hb	bt	mt	il	備考
柳沢凝灰岩 Yanagizawa Tuff	ca. 15	○	◎	○	×	○	×	○	×	かんらん石を含む場合があるOpx>Hb
荷坂凝灰岩 Nizaka Tuff	ca. 20	○	◎	○	×	×	×	○	×	
兜山層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Kabutoyama Formation	n. d.	○	◎	○	△-○	×?	×	○	×?	
池月凝灰岩 Ikezuki Tuff	ca. 20	○	◎	○	△	△	×	○	△	Opx>Cpx>Hb
縮沢凝灰岩 Chijimizawa Tuff	2—4	○	◎	○	×	×	×	○	△?	
湯浜凝灰岩 Yubama Tuff	n. d.	○-◎	◎	○	△	△	×	○	×?	Opx>Cpx≥Hb
虎毛山層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Torageyama Formation	n. d.	◎	◎	△	×?	△	△	○	×?	Opx≥Bt>Hb
敵美層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Genbi Formation	n. d.	○-△	◎	○	△	○	×	○	×?	Opx≥Hb>Cpx

Qz: quartz, pl: plagioclase, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, hb: hornblende, bt: biotite, mt: magnetite, il: ilmenite, ◎: abundant, ○: common, △: rare, ×: absent, n.d.: not determined.



第2図 鬼首カルデラから岩出山に至る地域における池月凝灰岩，荷坂凝灰岩，柳沢凝灰岩の分布。

▲●●は各層の局所的分布を示す。Ik：池月，Iw：岩出山，K：川渡，M：向山，N：荷坂，U：上原。1-7の数字は図版等の位置を示す。

Fig. 2 Distribution map of the Ikezuki, Nizaka and Yanagizawa Tuffs. Solid symbols show local distribution of each deposit. Ik: Ikezuki, Iw: Iwadeyama, K: Kawatabi, M: Mukaiyama, N: Nizaka, U: Uehara, Y: Yanagizawa. Numerals (1-7) show the localities cited in the text, figures and plates.

3.2 池月凝灰岩の下位の火砕流堆積物

鬼首カルデラ東縁部や鳴子町川渡^{かわたば}周辺では、後述する池月凝灰岩の下位に、断片的ながら多くの火砕流堆積物が認められる。これらの堆積物の多くは、新鮮な堆積物が残っていることから噴出年代が池月凝灰岩に比べ著しく古くはないものと考えられる。これらの堆積物は分布が断片的なことから、これまで個別に取り上げられることがなく、北川石英安山岩に一括されていた。その内のいくつかの堆積物は軽石の組織などが特徴的であり、連続した分布は見られなくても広域に追跡できる可能性がある。以下にその例を挙げる。但し堆積物の名称は仮のものであり、今後の調査によって正確な対比がなされた後に改めて命名されるべきものである。

花山村湯浜温泉（第1図の YUBA-4）では、池月凝灰岩の下位に侵食間隙を介して溶結凝灰岩がみられる。鬼首カルデラ南東縁の鷹巣沢最上流部（第1図の 751）では、池月凝灰岩の下位に約 4 m の堆積物と降下火砕物を挟んでこれと同じと考えられる一部溶結した火砕流堆積物が分布する。この火砕流堆積物を湯浜凝灰岩と呼ぶことにする。前述の2カ所の溶結凝灰岩の K-Ar 年代は 2.7 ± 1.5 Ma 及び 2.7 ± 2.0 Ma である (YAMADA, 1981; 第1表)。湯浜凝灰岩の岩相の特徴は 1 cm に達する大形の石英斑晶を含むことである。同じ岩相の非溶結火砕流堆積物は、岩出山町下^{もすめ}舘目、宮崎町国見山東方などで散点的に分布が認められる。

花山村松沢の林道入口では、池月凝灰岩の下位に約 5 m の降下火砕物とその二次堆積物(?)を挟んで角閃石斑晶を含む火砕流堆積物がみられる。一迫町小僧では池月凝灰岩の直接の下位に厚さ 2 m 足らずの角閃石を含む風化した火砕流堆積物がある。古川地域では池月凝灰岩の下位の小野田層中に Ot₇ 軽石凝灰岩と名付けられた角閃石斑晶を含む火砕流堆積物が分布する(北村ほか, 1981)。まだ調査が十分ではないが、これらは同一の堆積物である可能性が高い。

鳴子町縮沢の林道や岩出山町舘目周辺には、気泡が直線的に良く伸びた軽石を含む非溶結火砕流堆積物が分布する。この火砕流堆積物を縮沢凝灰岩と呼ぶ。縮沢凝灰岩は縮沢の林道において荷坂凝灰岩(後述)に覆われる。また舘目の保土沢沿いの林道では湯浜凝灰岩と池月凝灰岩の間に挟まれることが認められる。縮沢凝灰岩は斑晶鉱物の量が非常に少ないことも特徴的である(第3表)。これと同じと考えられる堆積物は調査地域東方の築館周辺でも認められる。

このほか鳴子町川渡から舘目にかけての江合川南岸一帯には池月凝灰岩より下位で未対比の火砕流堆積物が多く分布する。

3.3 池月凝灰岩

分布及び地形

ISHIDA (1981)、北村ほか (1981) において定義された堆積物と同じものである。堆積物の主体は溶結凝灰岩である。まとまった分布が見られるのは鬼首カルデラ北東の栗駒火山基底部、鬼首カルデラ南東の広い地域、向町盆地内である(第1図及び第2図)。北村(1956)に示された北川石英安山岩の分布の大部分は池月凝灰岩が占める。北村(1956)の指摘の重要なポイントである「鮮新世後期ないし更新世初期」の活動の産物という点からも池月凝灰岩が“狭義の北川石英安山岩”にあたる(噴出年代については後述する)。

池月凝灰岩は鬼首カルデラ南東縁から岩出山町池月付近まで連続して分布し、やや開析された台地面が認められるが、それより南東では分布はまばらになる。鬼首カルデラから遠方の地域で台地面を形成するのは池月凝灰岩より上位の荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩で、この地域では池月凝灰岩が著しい侵食間隙において上位の火砕流堆積物に覆われていることが認められる(第2図)。堆積物が最も厚いのは鬼首カルデラ東縁部で、基盤の谷地形を埋め立てて火砕流台地を形成している。谷埋めをした花山村松沢では 100 m 以上、比較的基盤の高い鳴子町川渡の江合川北岸部では 60-80 m の層厚である。現存する火砕流堆積物の分布面積は、第2図の黒丸の範囲を含めて約 350 km² であり、平均層厚を 50 m とすると体積は約 18 km³ となる。ただし鬼首カルデラより西側ではほとんど堆積物が残っておらず(第1

図), 実際にはこの数倍以上の噴出物量であったと考えられる。

層位関係及び噴出年代

調査地域西部の鬼首カルデラ東縁部では, 前述のように池月凝灰岩の下位に, 噴出年代が大きくは変わらないと考えられる火砕流堆積物が見られる。調査地域東部の岩ヶ崎から古川にかけての地域では池月凝灰岩は瀬峰層(通商産業省資源エネルギー庁, 1976)や小野田層(北村ほか, 1981)と呼ばれる軽石凝灰岩や礫岩を伴う砂岩及びシルト岩層を覆っている。分布域の北部では栗駒火山噴出物に覆われている(第1図)。前節で述べた虎毛山層最上部の溶結凝灰岩及び兜山層中の溶結凝灰岩との直接の関係は野外では確かめられていない。

池月凝灰岩の放射年代は K-Ar 法で 1.7 ± 0.9 Ma (YAMADA, 1981), フィッション・トラック法で 2.2 Ma, 2.3 Ma, 2.4 Ma (山田ほか, 1978) という年代が得られている(第1表)。携帯用フラックスゲイト型磁力計を使った野外での予察的な自然残留磁化方位の測定では池月凝灰岩は正帯磁を示し, K-Ar 年代と合わせて考えると Olduvai 正磁極イベントの噴出物である可能性がある。池月凝灰岩の噴出年代については更に年代資料を集める必要がある。

岩相

池月凝灰岩は基底部の降下堆積物とそれに続く火砕流堆積物から成り, 火砕流堆積物は溶結度の比較的高い下部層と粗粒な軽石を含み溶結度の低い上部層に大別できる。火砕流の下部層及び上部層はそれぞれ複数のフローユニットからなる。池月凝灰岩の模式的な柱状図を第3図に示す。本質岩片中の斑晶鉱物は約 20 重量% 含まれ, その組合せは石英, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱である(第3表)。上部層に含まれる本質岩片の化学分析結果では SiO_2 は 72% 前後である(YAMADA, 1988, 本報告書中)。

降下堆積物は下部の薄い降下軽石と堆積物の主体をなす上部の細かく成層した粗粒火山灰層からなる(図版1)。上部の粗粒火山灰は結晶粒を多量に含み砂状の見かけを呈する。鬼首カルデラに近い図版1の地点では結晶粒と共に 5 cm 程度までの軽石も含まれるが, カルデラから遠方の地点では殆ど結晶粒だけからなる。降下堆積物の層厚分布を第5図 A に示す。十分に広い地域で測定点を得られておらず一義的に等層厚線を引くことはできないが, 鬼首カルデラから大略東方に伸びる分布主軸を仮定すると, この層厚分布を説明できる。

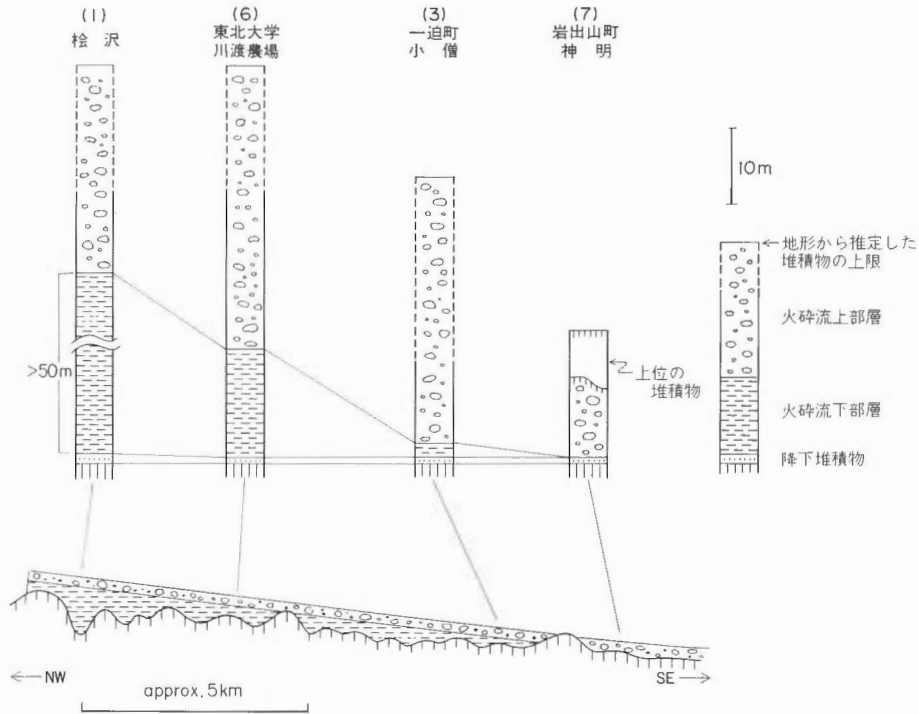
火砕流堆積物の下部層は, 降下堆積物の直上の3枚程度の非溶結の薄いフローユニットとその上位の溶結度の高い溶結凝灰岩からなる。この溶結度の高い部分も複数のフローユニットからなっている。非溶結フローユニットは厚いところでも全体で 2 m 以下であり, 溶結凝灰岩が下部層のほとんどを占める。この溶結凝灰岩は上部層に比較して溶結度は高いが, 最も溶結度の高い場所でも黒色のオプシディアンレンズは形成されておらず, 本質レンズは褐色ないし暗灰色である。本質レンズの長径は 10 cm 以下である。下部層は鬼首カルデラ東縁部では基盤の凹凸を埋め立てて厚く堆積しているが, 南東方に向かって層厚は急減し, 鬼首カルデラ中心から約 20 km の岩出山町池月付近までしか達していない。

火砕流の上部層は 20 cm 以上の本質岩片を多量に含むことが特徴である(図版2)。本質岩片の径は



第3図 池月凝灰岩の模式柱状図。

Fig. 3 Schematic stratigraphic column of the Ikezuki Tuff.



第4図 池月凝灰岩の上部層・下部層の分布を示す模式断面図と4地点における柱状図。
断面図は上下方向に誇張されている。()内の数字は第2図の地点番号に対応する。

Fig. 4 Stratigraphic columns of the Ikezuki Tuff at four localities and the schematic cross section showing the distribution of the lower and the upper divisions of the Ikezuki Tuff. Cross section is vertically exaggerated. Numerals in parentheses correspond to those in Fig. 2.

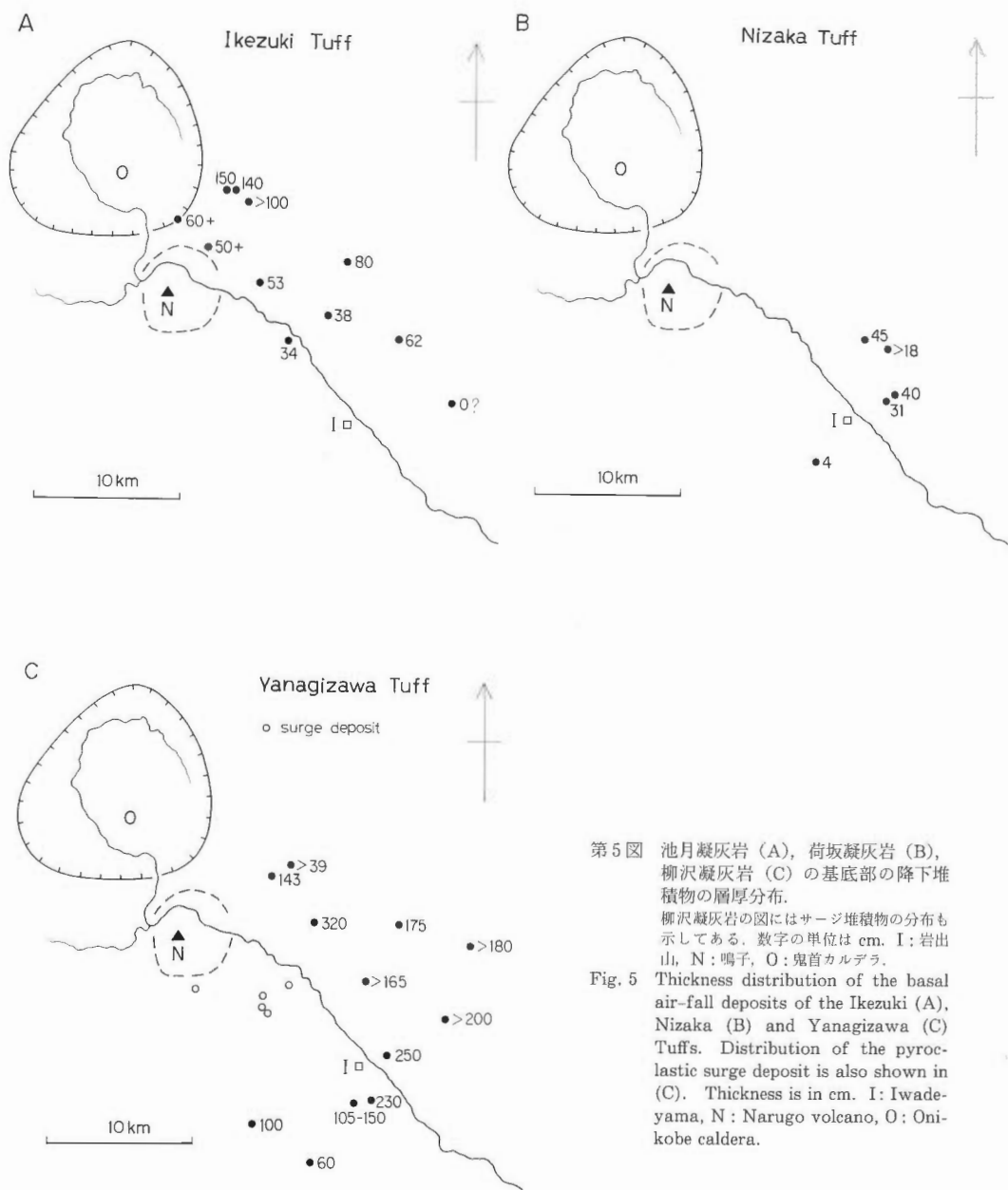
下部層から上部層に向けて連続的に増加するのではなく、あるフローユニットで急変していることが観察される(図版3)。上部層の溶結度は下部層に比べて低く、露頭では変形した軽石がマトリクスから浮き出していることが多い(図版2)。本質岩片は変形しているものの、発泡した組織は残されている。

上部層は下部層より遠方まで達しており、下部層が到達しなかった岩出山町神明(第2図の地点7)では降下軽石層の上に上部層が直接乗ることが観察される(第4図)。上部層と下部層の分布の違いは、第4図に示したように、下部層が基盤の凹凸を埋め立て、その上を上部層が遠方まで広がっていったと考えると説明できる。上部層の溶結相は鬼首カルデラ中心から南東方25km余りまで分布し、より遠方では非溶結相に移行する。第2図において連続的な分布で示された部分には溶結相が、黒丸で表した露頭の大部分には非溶結相が分布する。岩出山周辺に分布し、北村ほか(1981)や石田(1986)において小野田層中のOt₆軽石凝灰岩及び下山里凝灰岩とされている堆積物の一部は軽石の組織や斑晶鉱物組合せから池月凝灰岩の火砕流上部層の非溶結相に対比される。

上部層に含まれる異質岩片は未変質の輝石(±角閃石)安山岩ないしデイサイトが多く、他に虎毛山層中のものに似た溶結凝灰岩や変質した火山岩が含まれる。また稀に花崗岩質岩石が含まれる。定性的な観察によれば、異質岩片の粒径は鬼首カルデラの近傍で大きく岩出山周辺ではより細粒になる。

噴出源

北川石英安山岩の供給源についてはKUNO(1953)とYAMADA(1972)の研究がある。KUNO(1953)は鬼首盆地の地形と周囲に分布する溶結凝灰岩を対応づけて、鬼首盆地がカルデラであるとした。またYAMADA(1972)は、鬼首盆地地形成直後の堆積物中に北川石英安山岩の礫が含まれることか



第5図 池月凝灰岩 (A), 荷坂凝灰岩 (B), 柳沢凝灰岩 (C) の基底部の降下堆積物の層厚分布。
柳沢凝灰岩の図にはサージ堆積物の分布も示してある。数字の単位は cm。I: 岩出山, N: 鳴子, O: 鬼首カルデラ。

Fig. 5 Thickness distribution of the basal air-fall deposits of the Ikezuki (A), Nizaka (B) and Yanagizawa (C) Tuffs. Distribution of the pyroclastic surge deposit is also shown in (C). Thickness is in cm. I: Iwadeyama, N: Narugo volcano, O: Onikobe caldera.

ら北川石英安山岩の噴出直後に盆地が形成されたことを指摘し、鬼首盆地が北川石英安山岩の給源カルデラであると述べた。KUNO (1953) で述べられた溶結凝灰岩及び YAMADA (1972) が北川石英安山岩 (原文では Kitagawa Dacitic Welded Tuff) とした堆積物の主体を成すのは池月凝灰岩である。これらの主張においては溶結凝灰岩の分布と盆地地形の対応を主な根拠としており、堆積物自身からは噴出源を示す手がかりは得られていなかった。これまで述べたように調査地域の堆積物から以下のような証拠が得られた。

1. 火砕流下部層は鬼首カルデラ中心から約 20 km までしか達しておらず、層厚はカルデラ縁から

南東方に向けて急減する。

2. 火砕流上部層の溶結相は鬼首カルデラ中心から約 25 km までの地域に分布し、より遠方では非溶結相に移行する。

3. 定性的な観察であるが、火砕流上部層に含まれる異質岩片は鬼首カルデラ近傍で粗粒になる。

4. 降下堆積物の層厚分布や粒径変化は鬼首カルデラから大略東方に伸びる分布主軸を仮定すると説明できる。

以上のことは池月凝灰岩の噴出源が鬼首カルデラであるという主張を支持する。

3.3 荷坂凝灰岩

分布及び地形

ISHIDA (1981), 北村ほか (1981) において定義された堆積物と同じものである。まとまった分布は鳴子盆地の南東縁の向山周辺、岩出山市街地北西方、岩出山町荷坂周辺に見られる。鳴子盆地南西縁の屏風岩の北方、花山村上沼、岩出山町名生法山北西には小規模な分布が認められる。現在柳沢凝灰岩が広く分布する岩出山町から中新田町にかけての地域でも柳沢凝灰岩の下位に露出が認められる (第 2 図)。分布の東限はまだ確かめられていない。鳴子盆地の西側地域は未調査であり、今後の調査によって荷坂凝灰岩や柳沢凝灰岩の分布が確認される可能性が高い。堆積物は岩出山町荷坂及び菅生の周辺で最も厚く 50 m 以上の層厚である。鳴子盆地南東縁部では下位の堆積物がかかなり高いところまで露出しており、荷坂凝灰岩の層厚はおそらく 20 m 以下である。

荷坂凝灰岩の堆積原面は向山以外の地域では開析がやや進んでおり、高さの揃った尾根群として認められる。それ以外の荷坂凝灰岩特有の地形的な特徴は認められない。

現存する堆積物の分布範囲は約 100 km² であり、平均層厚を 30 m とすると体積は約 3 km³ となる。侵食された部分や鳴子盆地西方にも分布する可能性を考慮すると、5-10 km³ の体積と考えられる。

層位関係及び噴出年代

下位の池月凝灰岩との間には ISHIDA (1981) 及び石田 (1986) で中里火山灰と呼ばれた降下火砕物を主体とするかなり厚い堆積物が挟在する。ISHIDA (1981) ほかは池月凝灰岩と荷坂凝灰岩の間の層準に下山里凝灰岩を記載しているが、現在のところ筆者らは荷坂凝灰岩と下山里凝灰岩の関係を確認できていない。岩出山町名生法山北西の峠の露頭では池月凝灰岩と荷坂凝灰岩の間の層準に降下火砕物と 1 層の未対比の火砕流堆積物が認められる。岩出山町市街地西方では荷坂凝灰岩の下位に礫層が分布する (北村ほか, 1981)。

上位の柳沢凝灰岩との間には石田 (1986) で天王寺火山灰と呼ばれた降下火砕物が挟在する。市川 (1983) は古川市馬場壇の馬場壇遺跡から得られた同火山灰について 72,900 yrs BP 及び 72,600 yrs BP という熱ルミネッセンス年代を報告している (石田, 1986)。ARAI *et al.* (1986) は同じ年代値を荷坂凝灰岩の年代値として引用している。これは荷坂凝灰岩と天王寺火山灰の認定に差があるためと考えられる。本報告では石田 (1986) の見解に従っておく。

広域火山灰との関係については以下のような研究がある。早田 (1984) は荷坂凝灰岩の下位に洞爺火山灰 (9-10 万年前; 町田ほか, 1987) を見いだしている。ARAI *et al.* (1986) は荷坂凝灰岩が阿蘇—4 火山灰 (約 7 万年前; 町田ほか, 1985) の下位であると述べている。

これらから荷坂凝灰岩の噴出年代は 7-10 万年前と推定される。

岩相

荷坂凝灰岩は下底の降下堆積物と堆積物の主体を占める非溶結火砕流堆積物からなる。早田 (1984) は火砕流堆積物の上位に火山灰層と細かく成層した降下火山灰層が乗ることを報告しており、石田 (1986) も同様の記載をしている。本質岩片中の斑晶鉱物は約 20 重量% 含まれ、その組合せは斜長石、石英、斜方輝石、磁鉄鉱である (第 3 表)。本質岩片の化学分析結果では SiO₂ は約 75% である (YAMADA, 1988, 本報告書中)。

降下堆積物は降下軽石層と火山灰層の8-10層の細互層からなり、軽石の粒径は上に向かって大きくなる。火山灰層には数 mm 以下の火山豆石が含まれる。筆者らはまだ岩出山周辺の5ヶ所においてしか降下堆積物を見だしておらず、降下堆積物の層厚分布は明らかでない(第5図B)。ARAI *et al.* (1986) は鳴子盆地から東方に広がる降下堆積物の分布を示している。

火砕流堆積物は異質岩片を多く含む非溶結堆積物であり、複数のフローユニットからなる。明瞭なフローユニット境界は認められないが、堆積物中の上下方向の粒径変化及び軽石や異質岩片の濃集した層準から判断されるフローユニットの厚さは5 m 以下の場合が多い。軽石はフローユニット中で逆級化を示し、フローユニット上部に濃集していることが多く観察される。異質岩片として未変質の安山岩、熱水変質を受けた火山岩、花崗岩などを含む。

噴出源

早田(1984)は堆積物の層厚分布及び火砕流堆積物中の軽石と異質岩片の粒径分布から、荷坂凝灰岩の噴出源は鳴子盆地内にあると主張した。筆者らはまだ荷坂凝灰岩の堆積物からは噴出源を示唆する証拠を得ていないが、堆積物の分布(第2図)は鳴子起源という主張と矛盾しない。

3.5 ^{やなぎざわ}柳沢凝灰岩 分布及び地形

ISHIDA (1981), 北村ほか(1981), 石田(1986)において定義された堆積物と同じものである。鳴子盆地の東側に広く分布する(第2図)。分布の東限はまだ確かめていない。荷坂凝灰岩同様、鳴子盆地の西側にも分布する可能性が高い。堆積物は宮崎町柳沢周辺で厚く、70-80 m の層厚である。一迫町長崎周辺では30-40 m、鳴子町と一迫町の境界の上原ではおそらく20 m 以下の層厚である。

この地域で最も新しい大規模火砕流堆積物であり、荷坂凝灰岩に比べて堆積原面の保存も良い。岩出山町から中新田町にかけての広い台地面は柳沢凝灰岩の堆積原面である。このほか、鳴子町と一迫町の境界の上原、一迫町長崎周辺に平坦面が認められる。

現存する堆積物の分布面積は約150 km²であり、平均層厚を30 m とすると体積は約4.5 km³となる。荷坂凝灰岩と同様、侵食などを考えると5-10 km³の噴出物量であったと考えられる。

層位関係及び噴出年代

下位の荷坂凝灰岩との間には前述の通り天王寺火山灰が挟在する(石田, 1986)。広域テフラとの関係について、早田(1984)は柳沢凝灰岩がAT火山灰の下位であることを、ARAI *et al.* (1986)は柳沢凝灰岩が阿蘇-4火山灰とAT火山灰の間の層準であることを記載している。興水(1983)は岩出山町座散乱木の座散乱木遺跡において得られた柳沢凝灰岩について63,400±13,300 yrs というフィッシュン・トラック年代を報告している(第1表)。以上のことから柳沢凝灰岩の噴出年代は7-2万年前となり、5万年より古い可能性が大きい。

岩相

柳沢凝灰岩は基底の降下堆積物とその上位の非溶結火砕流堆積物からなる。早田(1985)は火砕流を2つのユニット(下位から柳沢火砕流と安沢火砕流)に分け、安沢火砕流は「low-aspect ratio type」の火砕流としている。また早田(1985)は安沢火砕流の上位に降下軽石層と細かく成層した降下火山灰層を記載している。筆者らはこの早田の区分をまだ確認していない。図版4に示した岩出山町山際の露頭の上部には下部の堆積物に比べて軽石径の小さい堆積物が見られる。約500 m 東方の安沢では基底の降下堆積物の直上に軽石径の小さい火砕流堆積物が乗る。この軽石径の小さい火砕流が早田(1985)の安沢火砕流にあたるのかも知れない。

本質岩片中の斑晶鉱物は約15重量%含まれ、その組合せは斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石、磁鉄鉱であり、かんらん石を含む場合がある(第3表)。かんらん石はかなり偏在しているらしく、多い場合には1個の軽石に含まれる結晶の10%以上を占めるが、全ての露頭で認められるものではない。ARAI *et al.* (1986)はかんらん石を安沢火砕流に特徴的な鉱物としているが、後述するサージ堆積物中からもかんらん石が得られており、安沢火砕流だけに含まれるものでもないらしい。岩出山町松程で

得られたかんらん石の組成を X 線回折法で求めたところ Fo 77 という結果が得られた。このかんらん石の起源についての考察は今後の課題である。

降下堆積物は下位の薄い降下軽石層と上位の火山豆石を含む厚い細粒降下火山灰層からなる。降下火山灰は細かく成層しており、最大径 3 cm に達する粗粒の火山豆石を多量に含む (図版 4-2)。鳴子盆地に近い岩出山町西部では、降下火山灰の層準に当たると考えられるところにサージ堆積物が分布する (図版 5)。サージ堆積物の最大の層厚は約 8 m である。サージ堆積物の下底を観察できる露頭は余り多くないが、下位に降下軽石と薄い降下火山灰がある場合と、それらを欠いて下位の堆積物にサージ堆積物が直接乗る場合がある。降下堆積物の層厚分布を第 5 図 C に示す。十分広い範囲で測定点が得られていないので断定できないが、鳴子盆地から東方に伸びる分布主軸を考えるとこの層厚分布を説明できる。ARAI *et al.* (1986) は鳴子盆地から東方に広がる降下堆積物の分布を示している。

火砕流堆積物は複数のフローユニットからなり、軽石の粒径変化から推定される各フローユニットの厚さは 5 m 以下である (図版 4-1)。火砕流堆積物が下位の降下火山灰を削り込んでいることが所々で観察される。火砕流堆積物中には径 1 cm までの火山豆石が含まれる。異質岩片として未変質の安山岩、熱水変質を受けた火山岩、花崗岩を含み、これらの岩種は荷坂凝灰岩に含まれる異質岩片の岩種に似ている。分布域のほとんどの場所では陸上の堆積物であるが、一迫町天王下には水中に堆積したと考えられる分級の良い堆積物が分布する。

噴出源

早田 (1984) は堆積物の層厚分布及び火砕流堆積物中の軽石と異質岩片の粒径変化から、柳沢凝灰岩の噴出源は鳴子盆地内であると主張した。堆積物の分布 (第 2 図)、降下堆積物の層厚分布及びサージ堆積物の分布 (第 5 図) はいずれもこの主張を支持する。

4. まとめ及び考察

栗駒地熱地域に分布する溶結凝灰岩の内、巖美層の溶結凝灰岩について 5.7 ± 0.3 Ma 及び 5.7 ± 0.5 Ma、兜山層の溶結凝灰岩について 0.6 ± 0.5 Ma 及び 0.5 ± 0.3 Ma という新しい K-Ar 年代が得られた。

鬼首カルデラ周辺に分布し、従来北川石英安山岩と呼ばれてきた火砕流堆積物は、下位から池月凝灰岩の下位の火砕流堆積物、池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩に細分される。

池月凝灰岩の下位には、湯浜凝灰岩 (2.7 Ma) など噴出年代が池月凝灰岩とそう違わないと考えられる複数の火砕流堆積物の分布が断片的に認められる。その内のいくつかは広域に対比できる可能性があり、分布、年代、噴出源について今後の調査が望まれる。

池月凝灰岩はいわゆる北川石英安山岩の主体を占める堆積物であり、噴出年代 (1.7-2.4 Ma) から“狭義の北川石英安山岩”といえる。基底部の降下堆積物と、溶結度の比較的高い火砕流下部層、軽石径が大きく溶結度の低い火砕流上部層からなる。火砕流下部層は鬼首カルデラ近傍では基盤の凹凸を埋めて厚く堆積しているが、鬼首カルデラ中心から約 20 km までしか達していない。火砕流上部層は下部層が基盤を埋め立てた上を広がってより遠方まで達しており、鬼首カルデラ中心から約 25 km 以遠では非溶結相に移行している。

従来池月凝灰岩 (北川石英安山岩) の噴出源が鬼首カルデラであるとされてきた唯一の根拠は溶結凝灰岩の分布と盆地地形の対応であったが、火砕流堆積物の岩相分布と降下堆積物の層厚分布からも池月凝灰岩の噴出源が鬼首カルデラであることが示された。

池月凝灰岩の現存堆積物量は約 18 km^3 と計算され、侵食等を考慮すればこの数倍以上、 $50-100 \text{ km}^3$ の噴出物量であったと考えられる。池月凝灰岩を噴出したマグマ溜りの地熱熱源としてのポテンシャルを考えるために、例えば、しばしば用いられる SMITH and SHAW (1975) の噴出年代—マグマ溜り容積ダイアグラムにプロットしてみると、マグマ溜りの容積が噴出物量の 10 倍程度であったとしても、噴出年代が古いために、熱源として期待できない領域に入る。しかし、カルデラ形成後も高日向

溶岩円頂丘（第2図）の形成などの活発な後カルデラ火成活動が続いている（YAMADA, 1972）ことは、新たなマグマが深部より供給されていることを示しており、鬼首カルデラ地域の熱源ポテンシャルを考察するにはこのような条件も考慮されなければならない。

荷坂凝灰岩は基底部の降下堆積物と上位の非溶結火砕流堆積物からなる。早田（1984）は荷坂凝灰岩の噴出源が鳴子盆地内にあると述べた。堆積物の分布はその主張に矛盾しない。噴出物量は5-10 km³である。噴出年代は7-10万年前と考えられる。

柳沢凝灰岩は基底部の降下軽石層、火山豆石を含む降下火山灰層と上位の非溶結火砕流堆積物からなる。火砕流堆積物の分布や降下堆積物の層厚分布から、早田（1984）が主張したように、柳沢凝灰岩の噴出源は鳴子盆地内であると考えられる。噴出物量は5-10 km³である。噴出年代は7-2万年前で、おそらく5万年より古い。

筆者らの調査においても、早田（1984）が述べたように鳴子盆地は荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩の噴出源のカルデラである可能性が高いことが認められた。従来、鳴子火山としては体積約0.4 km³の小規模な溶岩円頂丘群（第2図）のみが考えられてきたが、今後は、5-10 km³の火砕流を（おそらく2回）噴出したカルデラと、後カルデラ火山活動によって形成された溶岩円頂丘群としてとらえる必要がある。マグマ溜りの規模もそれに応じて拡大して考えられるべきで、若い噴出年代と考え合わせると、熱源としてのポテンシャルはかなり高いものと推定される。

ISHIDA（1981）に始まる一連の研究によって、いわゆる北川石英安山岩は年代的にかなり離れた、また噴出源も異なる複数の火砕流堆積物からなることが明らかになった。北川石英安山岩の名称はこれまで広く使われてきたものであるが、その定義に前述のような幅ないしあいまいさが含まれることが明らかになったために、今後この地域の鮮新世後期以降の火成活動史を議論する場合には、池月凝灰岩、荷坂凝灰岩など個々の火砕流堆積物の名称を用いることが必要である。

謝 辞

バリノ・サーヴェイ株式会社早田 勉氏及び地質調査所東北出張所谷口政碩所長には文献資料について教えていただいた。阪口は地殻熱部竹野直人氏に X 線回折装置の使用法について御指導いただき、また同部笹田政克氏には柳沢凝灰岩中のかんらん石について議論していただいた。以上の方々には深謝の意を表す。

文 献

- ARAI, F., MACHIDA, H., OKUMURA, K., MIYAUCHI, T., SODA, T. and YAMAGATA, K. (1986) Catalog for late Quaternary marker-tephras in Japan II—tephras occurring in northeast Honshu and Hokkaido—. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, vol. 21, p. 223-250.
- 市川米太(1983) 座散乱木遺跡とその周辺遺跡の熱ルミネッセンス年代。石器文化談話会（編），座散乱木遺跡（宮城県玉造郡岩出山町座散乱木遺跡発掘調査報告書Ⅲ），p. 95-96.
- ISHIDA, T. (1981) Pliocene and Quaternary history of the northern part of Sendai Lowland area—a study of structural and geomorphic development—. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist., Res. Bull.*, no. 49, p. 19-35.
- 石田琢二(1986) 宮城県北西部江合川・鳴瀬川流域の上部更新統の火山灰層序と地形。北村記念地質論文集, p. 123-131.
- 加藤磐雄・島田豊郎(1953) 栗駒火山西麓緑色凝灰岩相地域の地質及び特に三途川・鬼首盆地の湖成堆積層について。岩鉱, vol. 37, 178-190.
- 勝井義雄(1955) 鬼首カルデラ周辺の熔結凝灰岩の岩石学的所見。岩鉱, vol. 39, p. 190-194.
- 北村 信(1956) 東北地方脊梁山脈周縁（岩手・秋田・宮城県境）に発達する石英安山岩類の層位学的

- 問題について. 地球科学, no. 28, p. 14-22.
- 北村 信(1967) 宮城県 20 万分の 1 地質図及び同説明書 (宮城県の地質). 宮城県商工労働部中小企業課, 32 p.
- ・大沢 穠・石田琢二・中川久夫(1981) 古川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 32 p.
- 今田 正・植田良夫(1980) 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, 特別号, no. 2, p. 343-346.
- 興水達司(1983) 座散乱木遺跡とその周辺のフィッシュン・トラック年代. 石器文化談話会 (編), 座散乱木遺跡 (宮城県玉造郡岩出山町座散乱木遺跡発掘調査報告書Ⅲ), p. 97-99.
- KUNO, H. (1953) Formation of calderas and magmatic evolution. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 34, p. 449-462.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 10 万分の 1 栗駒地熱地域地質図および同説明書. 特殊地質図 (21-3), 地質調査所, 26 p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史(1987) 北日本を広くおおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129-145.
- ・———・百瀬 貢(1985) 阿蘇-4 火山灰一分布の広域性と後期更新世指標層としての意義一. 火山, 第 2 集, vol. 30, p. 49-70.
- 西村 進・谷口政碩・角 清愛(1976) 秋田県南部小安温泉付近の火山岩類のフィッシュン・トラック年代-日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュン・トラック年代 (1) —. 地調月報, vol. 27, p. 713-717.
- 小貫義男・北村 信・中川久夫・長谷弘太郎(1980) 北上川流域地質図 (20 万分の 1). 株式会社長谷地質調査事務所.
- 阪口圭一・山田宮三(1982) 鬼首カルデラ周辺の溶結凝灰岩および同カルデラ内の火山岩類の化学組成・K-Ar 年代. 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Ⅱ 栗駒地域, p. 143-157.
- SMITH, R.L. and SHAW, H.R. (1975) Igneous-related geothermal systems, in White, D.E. and Williams, D.L., eds., Assessment of geothermal resources of the United States—1975. *U.S. Geol. Surv. Circular 726*, p. 58-83.
- 早田 勉(1984) 鳴子火山から噴出した第四紀後期のテフラ (演旨). 火山, 第 2 集, vol. 29, p. 338.
- (1985) 鳴子起源, 柳沢テフラ層の噴火 (演旨). 火山, 第 2 集, vol. 30, p. 122.
- 竹野直人(1988) 栗駒北部地熱地域の地質. 地調報告, no. 268, p. 191-210.
- TANIDA, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 3rd ser.*, vol. 7, p. 47-100.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1976) 昭和 50 年度広域調査報告書「栗原地域」. 52 p.
- 白田雅郎・岡本金一・白石健雄・高安泰助(1981) 5 万分の 1 秋田県総合地質図幅「秋ノ宮・栗駒山」. 秋田県.
- ・———・高安泰助・乗富一雄・狐崎長琅・山脇康平・白石健雄(1982) 5 万分の 1 秋田県総合地質図幅説明書「秋ノ宮・栗駒山」. 秋田県, 59 p.
- YAMADA, E. (1972) Study on the stratigraphy of Onikobe area, Miyagi prefecture, Japan—with special reference to the development of the Onikobe basin—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 23, p. 217-231.
- (1981) Volcanism and tectonism in the Onikobe caldera, with special reference to the evolution of the magma reservoir. *1981 IAVCEI Symposium on Arc Volcanism, Abstracts*, p. 421-422.
- (1988) Geologic development of the Onikobe caldera, northeast Japan, with

special reference to its hydrothermal system. *Rep. Geol. Surv. Japan.* no. 268,
p. 61-190.

山田宮三・岡田 博・西村 進・谷口政碩・名取博夫(1978) 宮城県玉造郡片山・鳴子地熱地域の熱水
変質帯. 地調報告, no. 259, p. 341-376.

付録 K-Ar 年代測定データと測定に用いた試料の記載

本研究で新たに行った年代測定及び YAMADA (1981) が行った K-Ar 年代測定の測定データを付表に示す。YAMADA (1981) は口頭発表の講演要旨であり、年代測定データが示されていないためである。測定は Teledyne Isotopes 社に依頼した。測定に用いた試料は何れも溶結凝灰岩であり、肉眼でできるだけ異質岩片を取り除いた全岩試料を用いた。

年代測定に用いた試料の薄片記載を以下に述べる。

(1) 単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩 (兜山凝灰岩, 試料番号: 81081305)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 3 mm), 石英 (≤ 0.5 mm), 斜方輝石 (≤ 2 mm), 単斜輝石 (≤ 1 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。斜方輝石が単斜輝石より多い。ユータキシティック組織を示し、ガラスは脱ガラス化作用を受けてシリカ鉱物などに変わっている。鏡下での変質は認められない。薄片内には異質岩片は認められない。

(2) 単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩 (兜山凝灰岩, 試料番号: 81081306)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 4 mm), 石英 (≤ 0.7 mm), 斜方輝石 (≤ 1.5 mm), 単斜輝石 (≤ 1 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。斜方輝石が単斜輝石より多い。ユータキシティック組織を示し、僅かに脱ガラス化作用を受けている。異質岩片として凝灰岩を含む。鏡下での変質は認められない。

(3) 普通角閃石単斜輝石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩 (池月凝灰岩, 試料番号: YUBA-1)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 2.5 mm), 石英 (≤ 3 mm), 斜方輝石 (≤ 0.8 mm), 単斜輝石 (≤ 0.5 mm), 普通角閃石 (≤ 0.5 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。有色鉱物は斜方輝石が多く、少量の単斜輝石、より少量の普通角閃石を含む。ユータキシティック組織を示し、脱ガラス化作用を受けている。薄片内には異質岩片が認められない。鏡下での変質は認められない。

(4) 単斜輝石普通角閃石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩 (湯浜凝灰岩, 試料番号: 751)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 2 mm), 石英 (≤ 2.5 mm), 斜方輝石 (≤ 0.7 mm), 単斜輝石 (≤ 1 mm), 普通角閃石 (≤ 0.5 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。有色鉱物は斜方輝石が多く、少量の普通輝石とそれよりわずかに少ない普通角閃石を含む。ユータキシティック組織を示し、僅かに脱ガラス化作用を受けている。異質岩片として安山岩、凝灰岩が含まれる。鏡下での変質は認められない。

(5) 普通角閃石単斜輝石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩 (湯浜凝灰岩, 試料番号: YUBA-4)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 2 mm), 石英 (≤ 3 mm), 斜方輝石 (≤ 0.5 mm), 単斜輝石 (≤ 0.4 mm), 普通角閃石 (≤ 0.5 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。有色鉱物は斜方輝石が多く、少量の普通輝石とほぼ等量ないしそれよりわずかに少ない普通角閃石を含む。ユータキシティック組織を示し、僅かに脱ガラス化作用を受けている。異質岩片として安山岩、凝灰岩が含まれる。鏡下での変質は認められない。

(6) 普通角閃石黒雲母斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩 (虎毛山層中の溶結凝灰岩, 試料番号: 933 A)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 3 mm), 石英 (≤ 3 mm), 斜方輝石 (≤ 0.5 mm), 普通角閃石 (≤ 0.2 mm), 黒雲母 (≤ 0.3 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。粗粒な斜長石と石英を多く含む有色鉱物は少ない。有色鉱物中では斜方輝石が多く、ごく少量の黒雲母と角閃石が含まれる。ユータキシティック組織を示し脱ガラス化している。異質岩片として安山岩、変質凝灰岩を含む。有色鉱物の約半数が変質して緑泥石様の鉱物に変わっている。また割れ目に沿って変質が認められる。

(7) 普通角閃石黒雲母斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩 (虎毛山層中の溶結凝灰岩, 試料番号: TOGE-1)

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石 (≤ 1.5 mm), 石英 (≤ 2.5 mm), 輝石 (≤ 0.3 mm), 普通角閃石 (≤ 0.2 mm), 黒雲母 (≤ 0.3 mm), 不透明鉱物 (≤ 0.5 mm) を含む。粗粒な斜長石と石英を多く含む有色鉱物は少ない。有色鉱物中では輝石が多く、ごく少量の黒雲母と角閃石が含まれる。ユ-

付表 本報告及び YAMADA (1981) で行った K-Ar 年代測定の数値
 Appendix Table K-Ar age determination data described in this report and in
 YAMADA (1981).

地層名	試料番号	岩石	試料採取地点	試料採取地点の 緯度・経度	年代 (Ma)	^{40}Ar rad ($\text{sec}/\text{gm} \times 10^{-5}$)	^{40}Ar rad (%)	K (%)
兜山層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Kabutoyama Formation	81081305	Cpx-opx dac. w.t.	秋田県雄勝郡皆瀬村 小安南方	39°00'54" N 140°39'01" E	0.6±0.5	0.001 (5) 0.001 (8)	3.1 1.6	0.75 0.77
	81081306	Cpx-opx dac. w.t.	秋田県雄勝郡皆瀬村 下ノ岱東方	39°00'22" N 140°36'23" E	0.5±0.3	0.001 (7) 0.001 (2)	5.2 5.0	0.90 0.90
池月凝灰岩 Ikezaki Tuff	YUBA-1	Hb-cpx-opx rhy. w.t.	宮城県栗原郡花山村 湯浜温泉南方	38°54'25" N 140°44'13" E	1.7±0.9	0.007 0.007	13.9 8.8	1.06 1.06
	751(KARU-1)	Hb-cpx-opx rhy. w.t.	宮城県玉造郡鳴子町 鷹巣沢上流	38°46'28" N 140°43'47" E	2.7±2.0	0.003 0.004	10.2 7.3	0.33 0.34
Yubama Tuff	YUBA-4	Hb-cpx-opx rhy. w.t.	宮城県栗原郡花山村 湯浜温泉	38°54'50" N 140°44'04" E	2.7±1.5	0.005 0.006	9.2 7.6	0.51 0.51
	933A	Hb-bt-opx rhy. w.t.	宮城県玉造郡鳴子町 猪の倉沢上流	38°52'48" N 140°38'59" E	4.8±0.2	0.028 0.027	53.6 35.2	1.46 1.48
虎毛山層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Torageyama Formation	TOGE-1	Hb-bt-opx rhy. w.t.	宮城県玉造郡鳴子町 鬼首峠東方	38°52'11" N 140°35'24" E	4.6±1.2	0.028 0.029	26.1 15.9	1.60 1.62
	81081502	Hb-px rhy. w.t.	宮城県—関市 蔵美渡西方	38°56'40" N 141°02'16" E	5.7±0.3	0.031 0.033	17.7 39.7	1.43 1.44
蔵美層中の溶結凝灰岩 Welded tuff in the Genbi Formation	81081507	Cpx-hb-opx rhy. w.t.	宮城県栗原郡栗駒町 岩ヶ崎西方	38°50'04" N 140°58'37" E	5.7±0.5	0.034 0.036	12.8 27.0	1.57 1.60

Opx : orthopyroxene, cpx : clinopyroxene, px : pyroxene, hb : hornblende, bt : biotite, dac : dacite, rhy. : rhyolite, w.t. : welded tuff.
 The constants for the age calculation are : $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$.
 Analyst : Teledyne Isotopes.

タキシティック組織を示し脱ガラス化している。異質岩片として凝灰岩を含む。輝石の多くは緑泥石様の変質鉱物に変わっている。ガラスの変質は認められない。

(8) 普通角閃石輝石流紋岩溶結凝灰岩（厳美層中の溶結凝灰岩，試料番号：81081502）

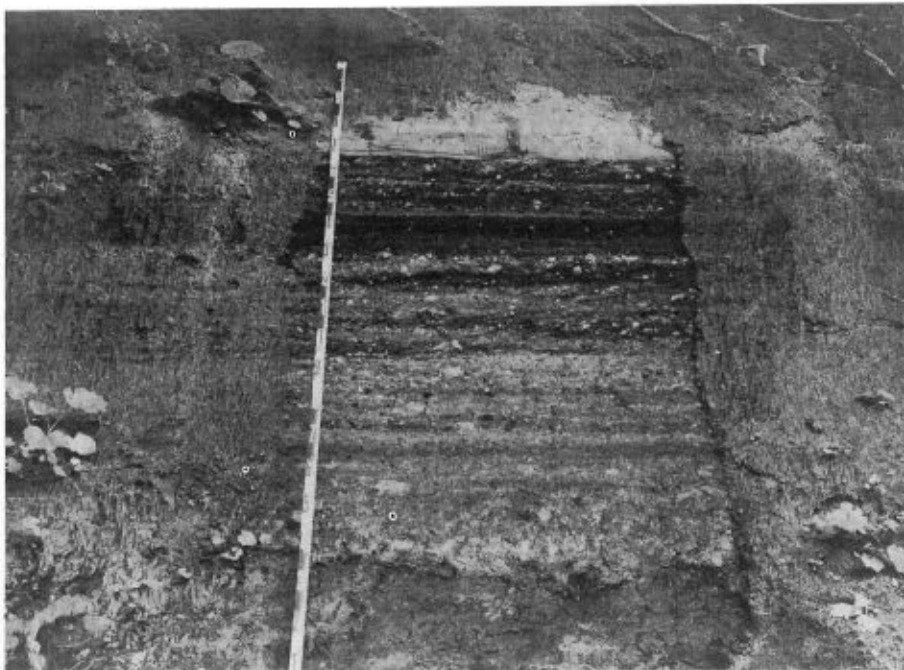
本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石（ ≤ 2.5 mm），石英（ ≤ 2.5 mm），輝石（ ≤ 0.7 mm），普通角閃石（ ≤ 1 mm），不透明鉱物（ ≤ 0.5 mm）を含む。輝石と角閃石では輝石がやや多い。ユータキシティック組織を示し，脱ガラス化作用が認められる。異質岩片として堆積岩，凝灰岩を含む。輝石のほとんどは炭酸塩鉱物に置換されている。ガラスの変質は認められない。

(9) 単斜輝石普通角閃石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩（厳美層中の溶結凝灰岩，試料番号：81081507）

本質岩片中の斑晶鉱物として斜長石（ ≤ 1.5 mm），石英（ ≤ 1 mm），斜方輝石（ ≤ 1 mm），単斜輝石（ ≤ 0.5 mm），普通角閃石（ ≤ 1 mm），不透明鉱物（ ≤ 0.5 mm）を含む。斜方輝石と普通角閃石では斜方輝石がやや多く，単斜輝石は少ない。ユータキシティック組織を示し，僅かに脱ガラス化作用を受けている。鏡下での変質は認められない。

付録の文献

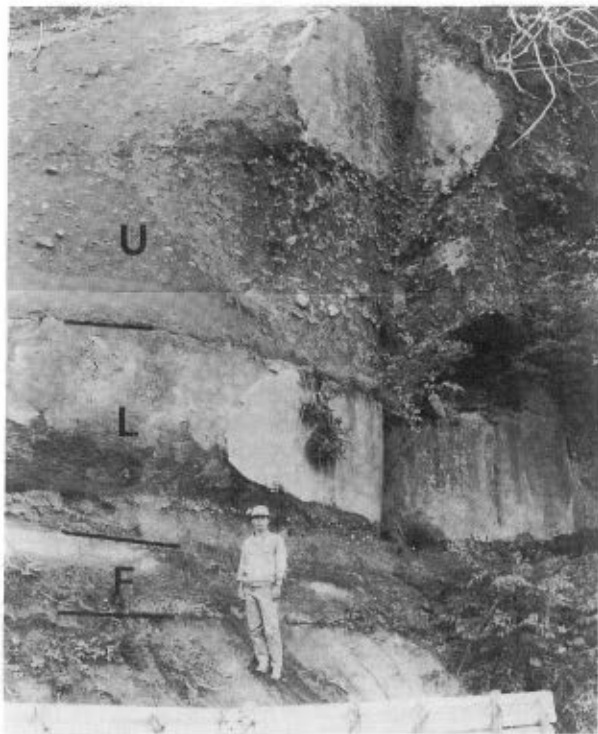
YAMADA, E. (1981) Volcanism and tectonism in the Onikobe caldera, with special reference to the evolution of the magma reservoir. *1981 IAVCEI Symposium on Arc Volcanism, Abstracts*, p. 421-422.



図版1 池月凝灰岩基底部の降下堆積物。
 白い斑点状のものは軽石。全体に黒いのは地下水による汚染のため。スケールは2 m。花山村
 沢（第2図の地点1）。
 Plate 1 Basal air-fall deposit of the Ikezuki Tuff. White spots are pumice clasts.
 The scale is 2 m long. (loc. 1 in Fig. 2).

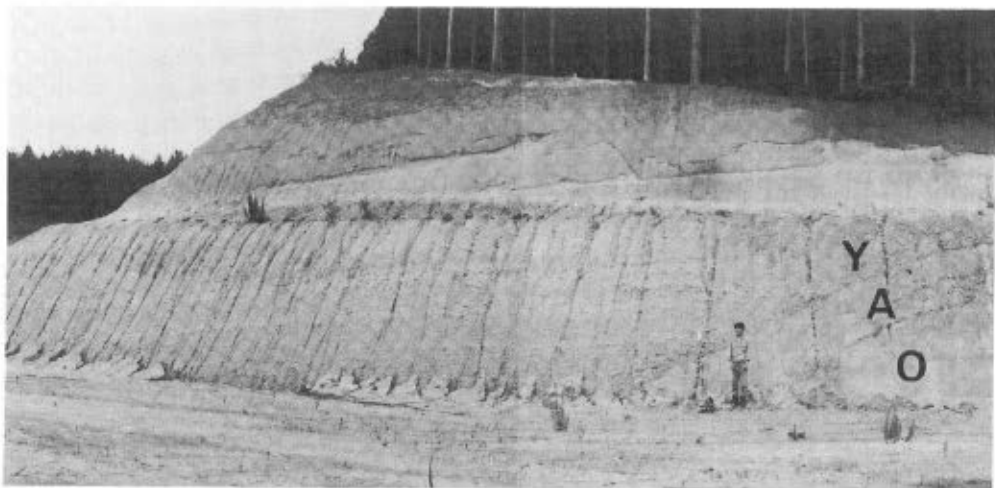


図版2 池月凝灰岩、火砕流の上部層。弱溶結しており軽石が変形している。軽石のインブリケイ
 ションらしい構造が認められるがフローユニット境界が確認できないので確かではない。鬼首カ
 ルデラは左手奥の方向。スケールは1 m。一迫町大笹南方（第2図の地点2）。
 Plate 2 An outcrop of the upper pyroclastic flow division of the Ikezuki Tuff showing
 weak welding. The scale is 1 m long. (loc. 2 in Fig. 2).



図版 3 池月凝灰岩の基底部。F：降下堆積物，L：火砕流の下部層，U：火砕流の上部層。一迫町小僧（第2図の地点3）。

Plate 3 Bottom of the Ikezuki Tuff. F : air-fall deposit, L : lower pyroclastic flow division, U : upper pyroclastic flow division. (loc. 3 in Fig. 2).

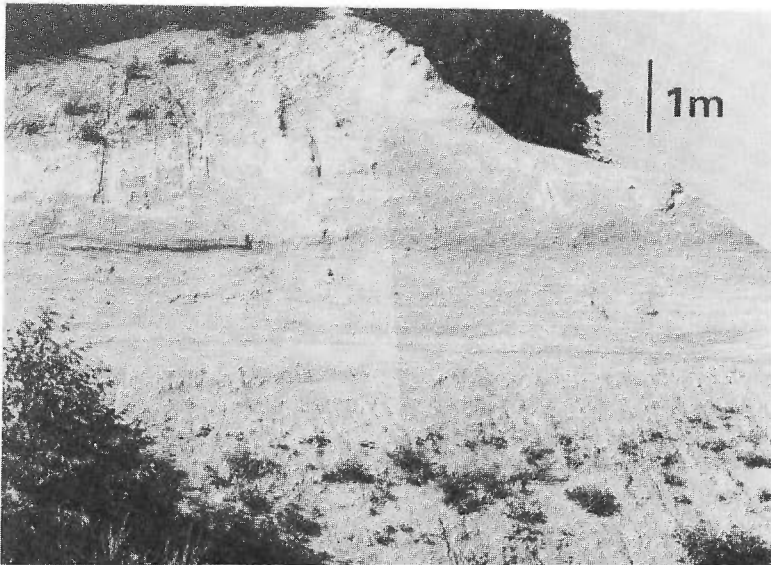


図版 4-1 柳沢凝灰岩の基底部。O：下位の火砕流堆積物（北村ほか（1981）の0t₇），A：火山豆石を含む降下火山灰層，Y：火砕流堆積物。軽石の粒径から，火砕流堆積物は複数のフローユニットからなることがわかる。火砕流堆積物は右の方に向かって乗り上げているように見える。岩出山脚山際（第2図の地点4）。

Plate 4-1 Bottom of the Yanagizawa Tuff. O : older pyroclastic flow deposit, A : pisolite ash-fall, Y : pyroclastic flow deposit. (loc. 4 in Fig. 2).



図版 4-2 図版 4-1 の降下火山灰のクローズアップ。
Plate 4-2 Pisolite ash of Plate 4-1.



図版 5 柳沢凝灰岩下部のサージ堆積物。
鳴子火山南東方約 8 km の地点。鳴子火山は左の方向。岩出山町南沢北方（第 2 図の地点 5）。
Plate 5 Pyroclastic surge deposit of the Yanagizawa Tuff. (loc. 5 in Fig. 2).

Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system

By

Eizo YAMADA*

Abstract: The Onikobe caldera, in the Backbone Range of northern Honshu, Japan, was formed by collapse after eruptions of voluminous dacitic ash flows about 1.7-2.7 m.y. ago.

The pre-caldera rocks consist of some schist, granitic rocks of Cretaceous age, the volcanic formations and associated hypabyssal intrusive rocks of Miocene age, and subaerial ash-flow deposits of early Pliocene age. The volcanic formations of Miocene age comprise andesite lava, andesitic to rhyolitic subaqueous pyroclastic deposits, and minor intercalations of shallow marine siltstone, sandstone and conglomerate. Their total thickness ranges from 500 m to 1,000 m. The overlying subaerial ash-flow deposits, which reach 800 m at their maximum thickness, are rhyolitic and their upper half is mostly welded. The welded ash-flow deposits are about 4.8 Ma in age and are distinguished from those erupted from the Onikobe caldera by the presence of commonly sparse biotite crystals and stronger diagenetic alteration. These pre-caldera rocks have been folded and intensely faulted. The direction of faults is diverse, but faults striking northeast or northwest and dipping 60°-70° are common. Most of them are normal faults and their throw exceeds 10 m at many localities.

The earliest volcanic product, which was erupted from the magma reservoir presumably associated with the Onikobe caldera, was fine yellowish white air-fall ash, succeeded by the eruptions of great quantities of ash-flow tuffs. At least two cycles of main ash-flow eruptions separated by erosion and deposition of a conglomerate bed took place. The age of the welded tuffs so far dated ranges roughly from 2.7 to 1.7 Ma. The ash-flow deposits contain clinopyroxene, orthopyroxene and minor green hornblende as mafic crystals. Chemically they contain about 67-68% of SiO₂ (in bulk composition, recalculated volatile-free). They were probably deposited mainly outside of the caldera and therefore have not yet been found within the caldera, although large blocks of the welded tuff are embedded in the basal conglomerate of the caldera fill. The volume of the erupted dacitic magma probably reached 50 km³.

The bore-hole data and the Bouguer anomaly map indicate that the caldera collapse took place along a narrow boundary fault zone. The collapsed block is roughly triangular with rounded corners and its average diameter is about 10 km. The depth of collapse reaches 600 m to 1,000 m.

Immediately after the caldera formation, unstable steep caldera walls collapsed and debris-flow or mud-flow conglomerate beds as much as 250 m at

* Geothermal Research Department

their maximum thickness were deposited. Meanwhile in the Katayama area, andesitic volcanism started, resulting eventually in a pile reaching more than 700 m high. Some of the andesite lavas and andesitic pyroclastic flows spread widely in the caldera lake and interfingered with the lake sediments. The andesite in the lower part of the pile is 2.4 ± 1.2 Ma by K-Ar method, that in the middle part 1.5 ± 0.9 Ma by K-Ar method, and that at the top part 1.8 Ma by fission-track method, though an andesite sampled in the northern part of the caldera has been dated 0.4 ± 0.4 Ma by K-Ar method. The andesites contain plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene as the main phenocrysts and occasionally sparse resorbed quartz phenocrysts. Their SiO_2 content ranges from 58 % to 65%. Concurrently with the andesitic volcanism, dacitic volcanism also took place. At least 10 sheets of subaqueous pumice flow are interbedded with the lake sediments in the northern part of the caldera. The white pumice in the flows commonly contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals but lacks quartz and hornblende. Around the Katayama area a small amount of pumiceous dacitic tuff-breccia was deposited. The dacite in the tuff-breccia contains basaltic hornblende, orthopyroxene and clinopyroxene as main mafic phenocrysts. The dacite commonly encloses autoliths.

After a fairly long pause, attested by the deposition of more than 100 m thick laminated siltstone and sandstone, a large dacitic pumice eruption occurred. The resulting pumice flow spread throughout the caldera lake, and deposited about 150 m thick pumice tuff except in the topographically high source area, i.e., the Katayama area. The pumice is composed mainly of a white, capillary tubular variety (SiO_2 68%) but minor amounts of gray denser pumice (SiO_2 58%) and gray-and-white banded pumice are included. These pumices contain clinopyroxene, orthopyroxene and hornblende as main mafic phenocrysts, though the gray pumice contains less phenocryst than the white one.

Then, the volcanism became weak and, in the overlying siltstone, sandstone and debris-flow deposits reaching in total about 100 m thick, only minor andesite lava, tuff-breccia and dacitic pumice-flow deposits are interbedded. Meanwhile in the northwestern part of the caldera, a fault bounded rectangular block of the pre-caldera rocks about 2.5×3 km across was gradually uplifted. The caldera fill was domed by the uplift, which was accompanied by debris flows, slumping, slide faulting, etc. As a result of the doming, the caldera lake became narrower and moat-shape occupying only the marginal parts. In the final stage of the doming debris avalanches were also generated. Meanwhile in the southeastern part of the caldera, distension of the caldera floor took place. As a result, the caldera fill has been cut by extensional joints, clastic dikes, and highly inclined minor normal faults with a throw commonly less than 1 m. A small amount of rhyodacite lava, which formed a lava dome of Takahinata-yama Peak, effused probably during the later stage of the distension. The rhyodacite (SiO_2 72%) contains hornblende, orthopyroxene and clinopyroxene as main mafic phenocrysts in a spherulitic groundmass. The fission-track age of the rhyodacite is 0.35 Ma, though the rhyodacite around the Arayu area having the same petrographic and petrochemical characters as that of Takahinata-yama Peak and possibly being continuous with it has been dated 1.5 Ma by the same method.

The total volume of the andesitic products is estimated to be 10 km^3 , the dacitic pumice-flow deposits to be 7.5 km^3 , and the rhyodacites to be 0.6 km^3 .

The magma beneath the Onikobe caldera has probably been solidified. Phreatic eruptions, however, continued in the Katayama area up to about 23,380 \pm 890 years B.P. and mud-flow deposits were emplaced in the surrounding areas. While the moat-shaped marginal lake was filled up with lacustrine sediments.

The modes of caldera collapse and of post-caldera tectonism indicate that there was a large magma reservoir at a comparatively shallow depth beneath the caldera. Theoretical calculations on cooling of such a reservoir indicate that intermittent replenishments of high temperature magma from depth or the transfer of heat by the convection of magma in the deep root zone of the reservoir is necessary to explain the long-lived volcanism. Andesitic and dacitic volcanic materials were erupted repeatedly during the post-caldera stage, though in general andesitic volcanism was prevalent in the early stage and dacitic one in the later stage. When a large quantity of dacitic pumice was erupted a small quantity of andesitic pumice was also accompanied. The gray-and-white banded pumice indicates that mixing of magmas of different composition took place at the time of eruption. These facts suggest that just after the caldera collapse the magma reservoir had been filled with an andesitic magma but there was always a general tendency to generate a volatile rich dacitic magma in the top part of the reservoir. The tectonism in the caldera after collapse was probably induced by the local uprisings of the viscous rhyodacitic magma in the late stage of the magma reservoir evolution.

The comparison of the geologic development of the Onikobe caldera with those of other calderas shows that the sequence of volcanism varies greatly depending on the different original compositions of magma and on the different cooling and replenishment rates of each reservoir, while the sequence of tectonism is strongly dependent also on the preexisting structures of the upper crust.

The high temperature intrusive body probably exists now at a comparatively shallow depth in the southeastern part of the caldera and a high temperature hydrothermal system has been formed above it. The high temperature fluids are stored mainly in the fracture systems. Cold ground water infiltrates from the margin of the caldera along permeable beds of the caldera fill. There is a vapour dominated zone at a shallow depth of the Katayama area. The abundant white altered rock fragments embedded in the mud-flow deposits around the Katayama area indicate that the hydrothermal activity in the area has been continuing at least tens of thousands years.

1. Introduction

1.1 Purpose and Scope of the Present Study

The present distribution of high-temperature geothermal resources is primarily controlled by the intrusive history of magmatic bodies and by the fluid circulation in the upper crust. Therefore, it is extremely important to clarify the permeability and the porosity distributions and the evolution of magma reservoirs in the crust in detail to assess and explore geothermal resources.

This study was commenced in 1967 as a part of researches on the geologic structure of geothermal areas. At first geologic route mapping, scale about 1 : 2,000, was done mainly along creeks within the caldera. The total distance covered by the route maps exceeded 80 km. On the basis of the route maps, a geologic map, scale 1 : 25,000, was

prepared and the geologic development of the Onikobe caldera was briefly discussed (YAMADA, 1972 a, b). To confirm the correlation of individual strata, as well as to elucidate the lateral change of facies and the origin of pumiceous deposits within the caldera, sections of certain stratigraphic units were measured and described in detail (YAMADA, 1973). The fracture systems in the caldera fill were also investigated and part of the results was reported along with a brief consideration on the hydrothermal system of the area (YAMADA, 1975). Then the hydrothermal alteration of the area was studied as a part of the national geothermal resources survey (YAMADA *et al.*, 1978). The fracture systems and the stratigraphy of pre-Tertiary and Tertiary systems, exposed on the caldera rim, were investigated (YAMADA, 1978, 1980 a). Some cores from geothermal exploration holes drilled by Electric Power Development (Dengenkaiatsu) Co., Ltd. were examined. Preliminary petrographic examinations of more than 400 thin sections of rock samples were carried out. Chemical analyses on 26 volcanic rock samples and K-Ar age determinations on 20 volcanic rock samples were also made for this study. Parts of the results of these investigations were preliminarily reported (YAMADA, 1981 a ; SAKAGUCHI and YAMADA, 1982).

Since FY-1980, the geologic structure and the geothermal system of the Onikobe caldera have been studied more extensively as a part of the Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, which is jointly being carried out by the Geological Survey of Japan and the New Energy Development Organization (NEDO) under the Sunshine Project. The cores from six bore-holes in the Onikobe caldera, drilled about 1,200 m to 1,500 m deep by the New Energy Development Organization, were examined. Part of the results was reported already (YAMADA and SAKAGUCHI, 1983 b, 1986). Regional mapping was done and a geological map of Kurikoma geothermal area, scale 1 : 100,000 (Research group for the geological map of Kurikoma Geothermal Area, 1986), was compiled. Various kinds of other researches on the hydrothermal system of the Onikobe caldera were also carried out and a conceptual model of the hydrothermal system was already presented (YAMADA *et al.*, 1985).

In this report essential results of these investigations, which are relevant to the geologic evolution of the caldera, are reexamined and described in chapter 3 to 6. Then the geologic evolution of the Onikobe caldera is presented in chapter 7 on the basis of these and other available data. In chapter 8, the subsurface processes, which caused the evolution, and the hydrothermal system of the caldera are discussed by comparing them with those of other calderas. The conclusions of this study are presented in the final chapter.

The pre-Tertiary basement rocks and the caldera forming ash-flows distributed widely outside of the caldera are described in more detail in other papers of this volume (SASADA, 1988 ; SAKAGUCHI and YAMADA, 1988). The quantitative or numerical analysis of the hydrothermal system of the Onikobe caldera, which is now ongoing, is out of the scope of this report.

1.2 Location and Physiography

The Onikobe caldera is in the northwestern corner of Miyagi Prefecture, northern Honshu, Japan (Fig. 1). It is on the eastern flank of the Backbone Range of northern Honshu, which runs roughly in a N-S direction. The caldera is bounded on its western side by a mountain range of 1,000-1,200 m above sea level, and on its eastern side by hilly land reaching 550-700 m above sea level.

It is physiographically characterized by an oval-shaped depression having such

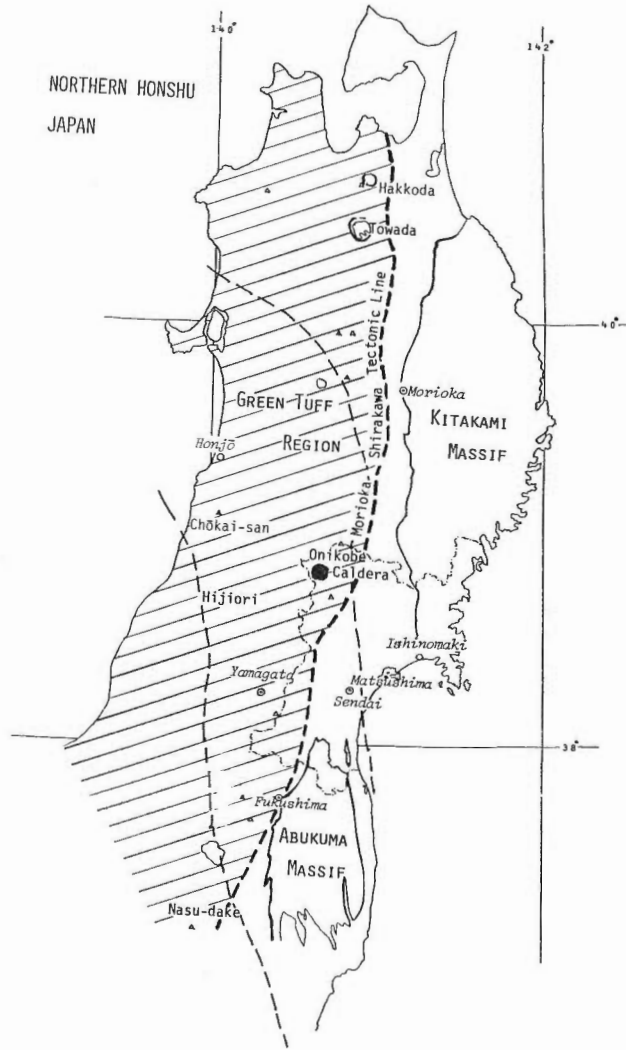


Fig. 1 Location map showing the geologic and geographic location of the Onikobe caldera.

central peaks as Arao-dake (984.2 m), Tsukushi-mori (992 m), Zanno-mori (938.4 m), Yatsu-mori (784 m), and Takahinata-yama (769.1 m) (Pl. 1.1). In the depression the Eai River flows around the peaks in a counterclockwise direction and the Tashiro River, a tributary of the Eai River, flows clockwise (Fig. 2). With both of them an elliptical river pattern is represented. The long axis of the ellipse is about 10 km with a NNW-SSE direction and the short axis is 7.5 km with an ENE-WSW direction. The caldera rim has been deeply dissected by inflowing creeks. The basin is breached by the Eai River at the southern end, where Lake Arao, an artificial lake formed by Narugo Dam, stretches.

This area is famous for geysers and as a hot spring resort. A geothermal power station with the installed capacity of 25 MW has been in operation since 1975. The

field is accessible by a 20 minutes' drive through National Road 108 from Narugo station of the Rikuutosen Railway.

Topographic maps, scale 1 : 25,000, have been published from the Geographical Survey Institute. Those, scale 1 : 10,000, made by Electric Power Development Co., Ltd. and by the Metal Mining Agency of Japan, are also available.

1.3 Previous Works

Near the end of the Meiji era, OIGAMI (1909) carried out a geologic investigation of Kurikoma Volcano, which covered a wide region including the Onikobe area. Since then few geologic studies were made in this area until the end of the Second World War, except that the area immediately to the south was studied by IMAI (1942) and the area to the southwest by MORIMOTO (1942). The geysers in the Fukiage area, which is in the southwestern part of the Onikobe caldera, received much interest of geologists and geochemists since the early days (IWASAKI, 1895 ; SATO 1913 ; ARII and NOMURA 1941 ; etc.). After the end of the Second World War many geologic studies were initiated in this area and in its surroundings.

In 1953, KATO and SHIMADA reported the results of a geologic study of a wide region covering the Onikobe and the Sanzugawa basins. The latter basin is located about 10 km northwest of the former. SHIMADA (1955) continued sedimentological studies of the Onikobe Formation which is younger lacustrine deposits in the Onikobe basin.

In 1958, the geological sheet map "Onikobe", scale 1 : 75,000, and its explanatory text by KATAYAMA and UMEZAWA, were published from the Geological Survey of Japan. During the study, diatomite was found in the Onikobe facies of the Himematsu Formation, which is the same stratigraphic unit as the Onikobe Formation eventhough named differently. The diatomite was studied by several geologists and paleontologists (KATAYAMA and HAYASHI, 1952 ; ICHIKAWA, 1955 ; YAMAOKA and SHIMADA, 1962).

Recently the Metal Mining Agency of Japan carried out a regional geologic investigation of the Kurihara area and a geological map, scale 1 : 50,000, was published (AGENCY OF NATURAL RESOURCES AND ENERGY, 1976). The map covers the entire area of the present study.

Meanwhile, this area has been considered to be a favorable site for the geothermal energy development. In 1955, the Geological Survey of Japan commenced a study on the geothermal energy resources in this area. The results have been reported by NAKAMURA *et al.* (1959), NAKAMURA (1959), NAKAMURA *et al.* (1961), and MATSUNO and NISHIMURA (1965). In 1962, Electric Power Development Co., Ltd. started exploration for natural steam for electric power generation in this area. Since then they have been drilling scores of bore-holes and carrying out various geophysical and other explorations. The results of these explorations are only partly published (HITOSUGI, 1969, 1970, 1972). Part of the core material from the bore-holes was examined by SEKI (1968), SEKI and OKUMURA (1968), and SEKI *et al.* (1969). Recently SEKI *et al.* (1983) investigated the hydrothermal alteration of the cores in more detail. Geochemical investigations of hydrothermal fluids from the bore-holes were made mainly by OZAWA and NAGASHIMA (1975) and Electric Power Development Co., Ltd. (Unpublished data).

Since 1967, the present author has studied the stratigraphy, the geologic structure and the geothermal system of this area. Parts of the results were already published as described in section 1.1.

From 1974 to 1979, the Geological Survey of Japan conducted researches on the hydrothermal system of the Onikobe caldera under the Sunshine Project. The interim results of the researches were annually reported, which include investigations on geologic structure, hydrogeochemistry, hydrology, hydrothermal alteration, and others.

In 1980, the Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources has started under the Sunshine Project jointly by the New Energy Development Organization and the Geological Survey of Japan. The New Energy Development Organization has been conducting various kinds of geophysical investigations and has drilled six bore-holes about 1,200 m to 1,500 m deep, within the Onikobe caldera. The Geological Survey of Japan received the core material from the six bore-holes and examined it. The Geological Survey also received geophysical exploration and other exploration data on which reanalyses were conducted. Field geologic works, heat discharge measurements, numerical simulation studies of the hydrothermal system, and other studies were also carried out by the Geological Survey. The interim results of the researches have been annually reported and some results are also reported in this volume.

Many other individual contributions have been made by various workers, which are important in the discussion of the geologic evolution of the area. They will be referred to in the subsequent chapters.

1.4 Terminology

Because no single classification system of volcanic rocks has been widely enough accepted, the names used in this report are commented here. The volcanic rocks in this area were divided roughly by percent SiO₂ ;

Rock name	Weight %SiO ₂	Phenocrysts
Basalt	<54	Pl, Px, (Ol)
Basaltic andesite	54-58	Pl, Px, (Ol)
Andesite	58-63	Pl, Px, (Hb) (Qz)
Dacitic andesite (or andesitic dacite)	63-66	Pl, Px, (Hb) (Qz)
Dacite	66-69	Pl, Px, Hb, Qz
Rhyodacite	69-73	Pl, Hb, Px, Qz, (Bi)
Rhyolite	>73	Pl, Bi, Hb, Qz, (Px)

() Rarely present, in trace amount

Pl : Plagioclase, Qz : Quartz, Px : Pyroxene

Hb : Hornblende, Bi : Biotite

Here and all through this report, the major oxide analyses have been recalculated to 100 percent free of volatiles. These simple arbitrary divisions seem to coincide fairly well with phenocryst variations in this area as shown above. The number of chemically analyzed rock samples is so small that the phenocryst assemblages, and groundmass minerals and textures were also taken into account in naming volcanic rocks. The dacitic andesites (SiO₂ 63-66%) in the above classification are included in dacite in ordinary classifications. In this area, however, they are petrographically similar to the andesites and indistinguishable from them in the field. Therefore, they are called dacitic andesites and included in andesites in this report.

For the classification of plutonic rocks, that of STRECKEISEN (1976) is followed, and pyroclastic rocks, that of FISHER (1966) is mostly followed. "International Stratigraphic Guide" (INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION, 1976) is useful as a guide to the stratigraphic classification and terminology.

Terminology of ash-flow tuffs generally is that of R.L. SMITH (SMITH, 1960).

1.5 Acknowledgements

This report is a revised and augmented version of the Doctor thesis submitted to the Science Department, Tohoku University in 1983. The author expresses his sincere gratitude to the staff of the Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University, particularly to Professor Nobu KITAMURA, now Emeritus Professor, for critically reading the early version of the manuscript and giving many valuable suggestions. Part of an early draft of chapter 7 and 8 was kindly read by Dr. Peter W. LIPMAN of the United States Geological Survey, and Dr. Koji ONO of the Geological Survey of Japan. Their suggestions substantially improved this report.

During the course of the study the author was supported by many members of the Geological Survey of Japan in various ways. He is particularly indebted to Dr. Jiro HIRAYAMA for enlightening the author through discussions in the field, to Mr. Keiichi SAKAGUCHI for cooperation in part of the study, and to Dr. Toru ONOE for identifying the fossil plant. The late Professor Erich DIMROTH of the University of Quebec at Chicoutimi gave the author valuable suggestions on the sedimentary structures of the caldera fill in the field. Professor Hiroshi NODA, University of Tsukuba, identified the fossil mollusk.

Especial thanks are due to Dr. Hisayoshi NAKAMURA who first introduced the author to this interesting field. He was formerly a senior member of the Geological Survey of Japan but now works for Japan Metals and Chemicals Co., Ltd.

The bore-hole core material used for this study was generously supplied by the New Energy Development Organization and Electric Power Development Co., Ltd. Since 1977 most of the present work was carried out under the financial support of the Sunshine Project of the Agency of Industrial Science and Technology.

2. Geologic Setting

The geology of the surrounding region is outlined before the stratigraphy and the structure of the Onikobe area are described. A large number of geologic works have been done in the region for various purposes. Several bore-holes have been drilled for the exploration of mineral resources, natural steam and thermal water. According to these data, the geology of the region can be divided into the basement rocks of pre-Tertiary age, unconformably overlying, mostly marine volcanic and sedimentary rocks of Miocene age, and mainly subaerial and lacustrine volcanic rocks and sediments of late Miocene to Recent ages, which cover unconformably parts of the basement rocks and the Miocene formations. As to the details of stratigraphic division and correlation, many problems remain still unsolved. A geologic map of the region, simplified from the one by RESEARCH GROUP FOR THE GEOLOGICAL MAP OF KURIKOMA GEOTHERMAL AREA (1986), is shown in Fig. 3.

2.1 Basement Rocks of Pre-Tertiary Ages and Tertiary Intrusive Rocks.

The Onikobe caldera is situated at the junction of two broad anticlines. One of them extends roughly north-northeasterly and the other northwesterly. Therefore, the basement rocks are distributed comparatively at a shallow depth except in the volcano-tectonically or tectonically depressed areas where they are at deeper depths. These anticlines also form physiographical ridges and the north-northeasterly anticline corresponds roughly to the site of the Backbone Range. The basement rocks are

exposed mainly along valleys which dissect deeply these anticlines.

The basement rocks underlying the region consist mainly of biotite-hornblende granodiorite and tonalite. The K-Ar ages of these granitic rocks range from 35 to 110 Ma, except the one on the southern flank of Mt. Yakeishi-dake which was dated as 244 Ma (SASADA, 1985). They are commonly altered and locally sheared. A mylonite zone extending in a NNW-SSE direction and running through the western part of the Onikobe caldera was recently recognized by SASADA (1984). Gneiss, schist, black slate, schalestein, chert, sandstone, limestone, and serpentinite are sporadically exposed in the region. A fossil coral of Permian age is reported from limestone near the Shinyu hot spring by KITAMURA and TANI (1953).

These basement rocks are pervasively intruded by dike rocks of younger ages. Some of the dikes intrude also into the Miocene formations. The composition of the dikes ranges from rhyolite to basalt but andesite is dominant. The so-called Tertiary granites, which are mostly microdiorite and quartz porphyry, locally intrude into the basement rocks and the lower part of the Miocene formations. They commonly show a wide range of composition within a single body (NARITA, 1960 ; OIDE and ORIMOTO, 1966). The cores from the bore-hole YO-2 drilled in the Sanzugawa Basin clearly revealed the intrusive contact of granite into andesite lava of Tertiary age (YAMADA and SAKAGUCHI, 1985). The granite is petrographically indistinguishable from some pre-Tertiary granitic rocks but its K-Ar age (4.2 Ma-16.2 Ma) (KURIYAMA, 1985) is clearly younger than those of pre-Tertiary rocks.

2.2 Volcanic and Sedimentary Rocks of Miocene Age.

The volcanic and sedimentary rocks of Miocene age are distributed surrounding the basement rocks.

Their lower part consists mainly of subaqueous andesitic volcanic products, namely, massive lava, subaqueous auto-brecciated lava, tuff-breccia and tuff. The andesites are mostly aphanitic and have been discolored into purplish green or dark-green. They cover unconformably the basement rocks and range in thickness from 0 to 1,000 m.

The middle part of volcanic and sedimentary rocks of Miocene age is characterized by rhyolitic or dacitic subaqueous pyroclastic-flow deposits, which often contain green attenuated pumice shreds and various kinds of rock fragments in a white-green or a purplish green ash matrix. Dark-gray sandy siltstone, siltstone, green tuffaceous sandstone, andesite lava and rhyolite lava are intercalated in various proportions depending on the localities. Andesitic and rhyolitic volcanic products are piled exceptionally thick in the local source areas. The facies of the middle part grades from that of the lower part. Fossil plants, mollusks and foraminifera embedded indicate Middle Miocene age. The middle part is most widely distributed and reaches 500-1,000 m in thickness.

The upper part of volcanic and sedimentary rocks of Miocene age consists of dark-gray siltstone and dark-gray to light-blue tuffaceous sandstone with local thick intercalations of light-green pumiceous tuff, tuff-breccia, volcanic breccia and lava of rhyolite, dacite or andesite. Fossil plants, mollusks and foraminifera have been reported. The upper part is distributed mainly in the areas beyond 8 km from the rim of the Onikobe caldera now. Its thickness is about 400 m.

The volcanic and sedimentary rocks of Miocene age dip in general less than 30° and are folded by the two broad anticlines mentioned already. Both on the north and the south of the northwesterly broad anticline, they are deformed by roughly N-S trending

second order folds, which form the north-northeasterly broad anticline or anticlinorium. On the northwesterly broad anticline, they have been deformed probably in association with later local faulting and intrusion. Therefore, they have a complex structure with many shallow basins and domes. Many faults strike roughly either north-northeast or northwest. These two main fracture trends are observed even in younger formations. The basal part is specially intensely cut by minor faults.

2.3 Subaerial and Lacustrine Volcanic Rocks and Sediments of Younger Ages

The ash-flow sheets cover wide areas in this region, whereas several large volcano-tectonically depressed basins are filled with thick lacustrine sediments and volcanic products (Fig. 3). Andesite, dacite and rhyolite lavas are distributed around several eruption centers. These volcanic products and lacustrine sediments cover unconformably the volcanic and sedimentary rocks of Miocene age, and the basement rocks.

The Sanzugawa Basin, the Mukaimachi Basin, the Nakayamadaira and Narugo area, and the Onomatsuzawa area are underlain by 300-2,000 m thick white-gray pumice tuff, welded tuff and pumiceous tuff-breccia interbedded with lacustrine sediments and locally with andesite or dacite lava. The lacustrine sediments contain fossil plants of latest Miocene age (UEMURA, 1977). These deposits filled volcano-tectonic basins.

The Torageyama Formation, which is distributed to the north of the Onikobe caldera, consists mainly of welded and non-welded ash-flow deposits. The upper half of the Formation is mostly welded, biotite-bearing hornblende rhyolite tuff and its age is around 4.8 Ma by K-Ar method (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988). The lower half of the Torageyama Formation is composed mostly of non-welded ash-flow tuff and contains abundant accidental blocks. The Torageyama Formation reaches locally more than 1,000 m thick in the Sanzugawa Basin (YAMADA and SAKAGUCHI, 1985). TAKENO (1988) subdivided the Torageyama Formation into the Minasegawa Tuff Member of 6-5 Ma, the Oyu Welded Tuff Member and the Torageyama Tuff Member of 4-3 Ma, reporting K-Ar ages of eight samples.

The Genbikei Tuff, which is distributed in an area to the northeast and beyond 10 km from the rim of the Onikobe caldera, comprises welded ash-flow deposits several

Table 1 K-Ar age of volcanic rocks in and around the

Sample No.	Formation Name	Rock Name	Locality	K-Ar Age (Ma)
81101701	Torageyama F.	Rhyolite	Middle course of Horonai-zawa Creek	3.9±0.3
81082003	"	Flow banded rhyolite	Middle course of Horonai-zawa Creek	3.9±0.3
GO1, 593 m	Akazawa F. ?	Andesite	GO1 (Arayu)	2.4±1.2
GO1, 415 m	Akazawa F.	"	GO1 (Arayu)	1.5±0.9
73053113	"	"	Zanno-zawa Creek	0.4±0.4
80080102	Katakuramori	Andesite	Katakuramori	1.3±0.8

$\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ atom per atom of natural potassium

Reference 1 : SAKAGUCHI & YAMADA, 1982

2 : YAMADA (1981)

hundreds of meters thick. They are hornblende-rich rhyodacite. The age of the Genbikei Tuff is around 5.7 Ma by K-Ar method (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988).

The Kitagawa Tuff, which is exposed on the eastern rim of the Onikobe caldera, covers wide areas farther to the east and the south. The Kitagawa Tuff comprises at least four ash-flow sheets unconformably separated from one another by air-fall tuffs. The lower two ash-flow sheets are welded within 20 km from the rim of the caldera and about 100 m thick. Their composition is hornblende-bearing pyroxene dacite or rhyodacite. Their age is around 2.3 Ma by K-Ar and fission-track methods. The upper two ash-flow sheets are non-welded and mainly distributed beyond 20 km from the rim of the Onikobe caldera (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988).

The Kabutoyama Tuff, which appears quite similar to the Kitagawa Tuff, is distributed in the Sanzugawa Basin about 10 km to the north of the Onikobe caldera. Its composition is pyroxene andesite. Its age is 0.3-0.5 Ma by K-Ar method (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988) and by fission-track method (NISHIMURA *et al.*, 1976).

The Onikobe caldera is filled with about 1,000 m thick volcanic products and lacustrine sediments, e.g., thin-laminated siltstone, sandstone, conglomerate, subaqueous pumice-flow deposits, andesite lava, and tuff-breccia. The caldera-fill is mostly of Pleistocene age. A much younger small basin, filled with about 100 m thick beds of conglomerate and sandstone, exists in the Narugo area.

Narugo Volcano, Kurikoma Volcano, and Takamatsu Volcano are to the south, to the northeast and to the northwest of the Onikobe caldera respectively. The Takahinata lava dome is on the southeastern inner margin of the Onikobe caldera. Narugo Volcano is composed of augite-hypersthene rhyodacite lava domes. Kurikoma Volcano is a fairly large andesitic strato-volcano. Takamatsu Volcano consists mainly of andesite or dacite lava. The Takahinata lava dome is composed of hornblende rhyodacite. The fission-track ages of the rocks of these volcanoes are 0.35 Ma for the Takahinata rhyodacite, 0.02-0.2 Ma for the Narugo rhyodacite, and 0.2 Ma for the Takamatsu andesite (NISHIMURA *et al.*, 1976; YAMADA *et al.*, 1978). Kurikoma Volcano is younger than the Kitagawa Tuff and ranges up to Recent age. There is another less known small andesite volcano called the Katakuramori Andesite (Pl. 11.6) on the northwestern outer margin of the Onikobe caldera. The K-Ar age of the andesite is 1.3 ± 0.8 Ma (Table 1).

Onikobe caldera (after SAKAGUCHI & YAMADA, 1982).

$\text{sec}^{40}\text{Ar rad/gm} \times 10^{-5}$	$\%^{40}\text{Ar rad}$	$\%K$	Teledyne No.	Reference
0.021	27.4	1.43	KA 82-391	1
0.022	30.4	1.44		
0.024	18.3			
0.021	32.6	1.46	KA 82-392	1
0.024	29.4	1.47		
0.007	4.8	0.73	KA 80-1162	2
0.007	4.5	0.74		
0.004	6.5	0.78	KA 80-1161	2
0.005	8.5	0.79		
0.001(4)	3.4	0.81	KA 82-387	1
0.001(4)	2.5	0.81		
0.002(4)	4.7	0.52	KA 82-385	1
0.002(9)	3.0	0.52		

The volcano-tectonic depressions are commonly bounded by faults trending northwest and northeast. The lacustrine sediments in these depressions are locally deformed by penecontemporaneous slump structures. Specially in the Onikobe caldera, the post-caldera volcano-tectonism was intense as will be described in a later chapter. Outside of these depressions, faults commonly trending also either northeast or northwest displace the ash-flow deposits locally as much as 10 m.

3. Stratigraphy

In this chapter the geology of the Onikobe caldera is described in stratigraphic order. The summary of the stratigraphy with some remarks is given in Fig. 4. The geologic map of the area and the cross sections are shown in Fig. 5. The boundary between the Kanisawa Formation and the Torageyama Formation is difficult to define because of the gradual upward change of facies and the abrupt lateral change of facies due to locally thick volcanic piles. In this report the thick massive silicic ash-flow tuff of the upper part of the Kanisawa Formation (YAMADA, 1983 b) was transferred to the Torageyama Formation, because it is correlated with the lower part of the Torageyama Formation defined in the area immediately to the north and because the younger K-Ar age of rhyolites is better explained by the transfer.

3.1 Pre-Tertiary Rocks

3.1.1 Schist

[Distribution] Schist crops out narrowly in the lower course of Suginomori-zawa Creek, and in the cuttings on National Road 108 and on the Senpokuzawa logging road. A small outcrop of schist is also in the middle course of Ashi-zawa Creek, just on the northeast projection of the above mentioned schist exposures. Thus it is probable that the schist is sporadically distributed along the northwestern rim of the Onikobe caldera in a narrow zone trending northeast.

[Stratigraphic relation] In the lower course of Suginomori-zawa Creek, the southeast and the northwest sides of the schist exposure are covered unconformably by the caldera fill and an altered andesite of Miocene age respectively. In the cuttings on National Road 108 and on the Senpokuzawa logging road, the schist is caught in granitic rocks as a very thin block bounded by faults.

[Facies] The schist consists mainly of a black variety with rare intercalations of green and comparatively thick white-gray varieties. The black schist is derived probably from pelitic sediments and the green schist from fine tuffaceous sediments. White-gray beds are probably derived from psammitic sediments. Metamorphism is in general weak and in places original sedimentary structures, such as parallel laminations of fine sand and silt, are clearly visible.

[Petrography] The schists from three different localities were examined under the microscope. Two are muscovite-quartz-albite-chlorite schist. They are layered with quartz-albite rich and muscovite-chlorite rich bands. The muscovite consists of plaited layers. The size of each mineral is less than 0.25 mm. The other one is actinolite-chlorite-albite schist.

[Correlation and age] Schists and Paleozoic sediments are exposed about 20 km north-northeast of the Onikobe caldera (KITAMURA, 1965). The schists in both areas are lithologically similar and therefore probably belong to the same geologic system.

3.1.2 Granitic rocks

[Distribution] Granitic rocks are widely exposed along the southwestern border of the caldera and sporadically in the lower course of Ashi-zawa Creek and inside the Zanno-mori Block, which is a volcano-tectonically uplifted block within the Onikobe caldera. Granitic rocks are exposed also around Okura-yama Peak on the eastern border of the caldera. Hence, the granitic rocks are probably distributed widely as the basement rocks beneath the volcanic and sedimentary rocks of Miocene and younger ages. The basement becomes deeper in general from the west to the east in this area.

[Facies] The most common type is medium-grained, hornblende-biotite granodiorite and tonalite. They commonly show greenish color owing to the alteration of mafic minerals to chlorite and locally to epidote. The granitic rocks are commonly sheared and show a cataclastic texture. In the cuttings on National Road 108 and on the Senpokuzawa logging road near Omoridaira, mylonitized granitic rocks are exposed. At the latter locality, a dark mylonitized granitic rock is intruded by a pinkish leucocratic granitic rock which shows also a cataclastic texture.

[Petrography] Five samples of granitic rocks were examined under the microscope. Three of them, sampled from the Zanno-mori Block, are tonalite composed mainly of plagioclase, quartz, hornblende and biotite. The plagioclase has been partly altered to zeolite and clay minerals. The hornblende and the biotite have been mostly altered to chlorite and epidote. The quartz shows undulatory extinction. Allanite and apatite are common accessory minerals. The other two were sampled in a cutting on the Senpokuzawa logging road. One of them is a dark mylonite and the other is a pinkish leucocratic granitic rock. The dark mylonite contains plagioclase and quartz crystals in a matrix of fine-grained but the same kind of crystals, and chlorite and muscovite (?). The pinkish cataclastic granitic rock contains sericitized plagioclase and quartz crystals in a matrix of finer grained but the same kind of crystals, and hornblende (?) and chlorite.

[Age] The granodiorite or tonalite at Okura-yama Peak has been dated as 80 Ma (AGENCY OF NATURAL RESOURCES AND ENERGY, 1976) and 100 Ma (SASADA, 1985) by K-Ar method. The tonalite at Omoridaira has been dated as 52 Ma (SASADA, 1984) by K-Ar method.

3.2 Miocene to Middle Pliocene Formations

3.2.1 Kamuroyama Formation

[Definition] The Kamuroyama Formation (KATO and SHIMADA, 1953) is redefined in this report as the lowest part of the volcanic and sedimentary rocks unconformably covering basement rocks in this area which consists mainly of propylitized andesite lava and andesitic tuff-breccia.

[Distribution and thickness] This formation is typically exposed in the lower course of Suginomori-zawa Creek and in the upper reaches of Arato-zawa Creek. Its thickness varies from several hundreds to several tens of meters. Rarely this formation is entirely lacking and the overlying Kanisawa Formation directly covers the basement rocks. This formation is in general thicker in the western part of the area than in the eastern part.

[Stratigraphic relation] This formation covers unconformably the basement rocks. The unconformable surface, however, can not be clearly demarcated in many places. Because the basal part of this formation contains many angular fragments of basement rocks in a tuffaceous matrix and also because the unconformable surface is cut by many minor faults and dikes. At the mouth of small creeks on the north flank

of Yatate-dake Peak and near the mouth of Suginomori-zawa Creek, conglomerate beds, containing well-rounded pebbles and cobbles of propylite and diorite in a dark-green tuffaceous sandstone matrix, are interbedded with andesitic volcanic products near the base of this formation.

[Facies] This formation consists of andesite lava and tuff-breccia, and very rare intercalations of conglomerate, lapilli-tuff and fine tuff.

Andesite lava facies : The andesite lavas are commonly massive with irregular joints. They show generally dark greenish or purplish gray color due to alteration. Locally, as in the lower course of Suginomori-zawa Creek, the andesite lavas are white green and disseminated with pyrite crystals because of intense hydrothermal alteration and mineralization. The andesite lavas appear to be generally more mafic and aphanitic than those of the upper formations.

Tuff-breccia facies : The tuff-breccias contain commonly andesite and other lithic fragments in a green tuffaceous matrix. They are mostly ill-sorted and massive. Near the base of the formation, the tuff-breccias contain abundant angular fragments and blocks of the basement rocks.

[Petrography] The andesites contain plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene as main phenocrysts. Their groundmass is composed of small lath-shaped plagioclase, silica minerals, chlorite and devitrified glass. The plagioclases are often zeolitized or argillized and mafic minerals are often chloritized or epidotized. The texture is hyalopilitic, pilotaxitic or rarely intergranular.

[Correlation and age] On the basis of the stratigraphic position and lithologic similarities, this formation is tentatively correlated with the Oarasawa Formation (KITAMURA, 1965). The age of this formation is, therefore, considered to be Early Miocene.

3.2.2 Kanisawa Formation

[Definition] The Kanisawa Formation, originally proposed by KATO and SHIMADA (1953), is adopted. It is, however, more clearly defined here as the complex volcanic products with subordinate fine sandstone which overlie the Kamuroyama Formation and underlie the Torageyama Formation. This formation consists mainly of andesite lava, tuff-breccia, silicic subaqueous pyroclastic-flow deposits, and dark-gray fine sandstone but locally rhyolite lava and rhyolitic tuff-breccia are also intercalated.

[Distribution and thickness] In the southern part, this formation is typically exposed on the banks of Lake Arao, in the lower course of Tashiro River and along Takanosu-zawa Creek. The thickness is about 400 m. In the northeastern part this formation is represented by thick piles of complex volcanic products probably up to 1,000 m thick.

[Stratigraphic relation] This formation is conformable with the underlying Kamuroyama Formation. The boundary is drawn where altered andesite lava of the Kamuroyama Formation is abruptly overlain by silicic subaqueous pyroclastic-flow deposits of this formation. In several places, however, the facies grades from that of the Kamuroyama Formation.

[Facies] In the northeastern part, this formation consists of thick complex piles of andesite lava, andesitic tuff-breccia, lapilli-tuff, rhyolite lava, rhyolitic tuff-breccia, with rare intercalations of tuffaceous sandstone, siltstone and pumice tuff. In the southern part this formation consists mainly of alternating beds of silicic subaqueous pyroclastic-flow deposit, dark-gray siltstone, dark-gray fine sandstone,

tuffaceous sandstone, and andesite lava (Fig. 6).

Pumice-tuff, lapilli-tuff, volcanic sandstone and conglomerate facies : In the southern rim of the caldera many comparatively thin flow units of subaqueous ash-flow deposits occur. Each unit shows the vertical sequence characteristic of the distal facies of subaqueous ash-flow deposits reported by YAMADA (1984). Each flow unit varies in thickness from less than one meter to several tens of meters. A typical unit about 35 m thick, exposed at the mouth of Tashiro River, is composed of dark-green coarse pumice-patched lapilli-tuff. Its basal part contains fragments of

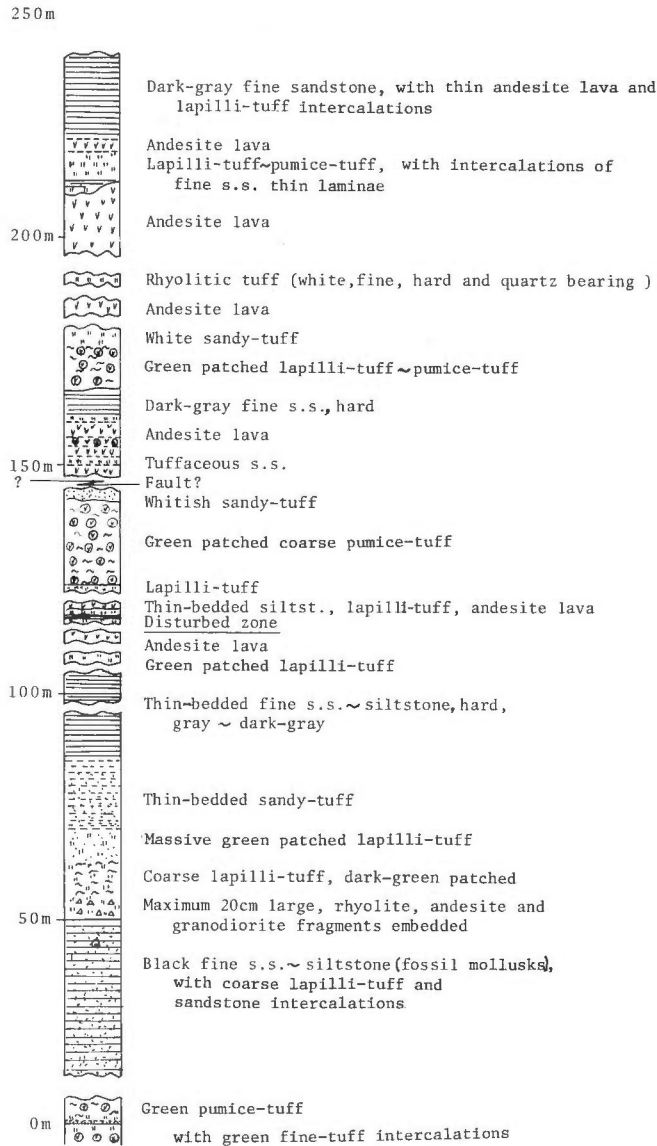


Fig. 6 Stratigraphic columnar section of the Kanisawa Formation measured on the bank of Lake Arao, and along the Tashiro River and Takanosu-zawa Creek. (After YAMADA, 1978).

rhyolite, andesite and granitic rock 20 cm in maximum diameter. The upper part becomes parallel-laminated sandy tuff. In the upper reaches of Takanosu-zawa Creek, two beds of white-green subaqueous pumice-flow occur. Each bed is more than 15 m thick and its top part is composed of white fine-tuff. Toward the west individual flow units apparently become thicker and richer in lithic fragments.

Lapilli-tuff and volcanic sandstone are interbedded with the other facies of this formation. They are commonly graded. Thin beds of variegated and well-sorted lapillistone sporadically occur. They may be air-fall scoria beds. Thick massive beds of lapilli-tuff, containing dark-gray andesite fragments in a dark-green ash matrix, occur in the northeastern rim of the caldera. Thin volcanic conglomerate beds, interbedded with tuffaceous sandstone, occur in the northern rim. These volcanoclastic deposits were not separately mapped from the pumice tuff, because in many places they occur intricately associated with the pumice tuff.

Siltstone and sandstone facies : Dark-gray siltstone and fine sandstone beds are dominant in the southeastern rim. They form generally thick massive beds. Thin fine-tuff and sandy tuff beds are rarely intercalated in them. In the eastern rim, the siltstone is buff-yellow and relatively thin.

Andesite lava and tuff-breccia facies : In the southeastern rim, several sheets of dark-gray andesite lava occur in the middle to upper part of this formation. They are jointed in an irregular column shape. In the northeastern rim where andesitic volcanic products predominate, irregularly fractured lava, subaqueous auto-brecciated lava, tuff-breccia and hyaloclastite occur. A typical subaqueous auto-brecciated lava in the middle course of Kitataki-zawa Creek, intercalated in siltstone and subaqueous pyroclastic-flow deposits, is composed of angular fragments of andesite and interstitial vermicular white vein minerals. Andesitic tuff-breccia and lapilli-tuff are typically exposed in the cuttings on the new logging road along the upper course of Inishi-zawa Creek. The boundaries between them and andesite lava are irregular and stratifications are rarely well defined within these volcanic products. The andesitic volcanic products are, in general, fresher than those of the Kamuroyama Formation. Locally, however, they are strongly altered. For example around the Horonai and the Kamanai areas, they have been changed into white greenish rocks owing to hydrothermal alteration and mineralization.

Rhyolite lava and rhyolitic tuff-breccia facies : Flow layered rhyolites are typically exposed in the lower reaches of Inishi-zawa Creek and on the southwestern flank of Suzukura-mori Peak. They have thin purplish gray and white gray layers (Pl. 1.5). These thinly and thickly flow layered rhyolites commonly occur in association with a purplish gray massive rhyolite which resembles some andesite. Rhyolitic tuff-breccia is exposed on the southern and the eastern flanks of Suzukura-mori Peak. It contains abundant blocks and lapilli of rhyolite in a dark green or purplish gray ash matrix.

[Petrography] The andesites (Pl. 11.5) usually contain plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene as main phenocrysts. Quartz is very rarely contained as xenocrysts. Some andesites contain only plagioclase as the phenocryst. The groundmass is composed of abundant plagioclase micro-laths, pyroxene, ore minerals, and a devitrified glass matrix. The texture is hyalopilitic, pilotaxitic or rarely trachytic. These andesites have been altered in various degrees. The plagioclase phenocrysts have been argillized, zeolitized, chloritized or calcitized. The mafic minerals have usually been chloritized. The groundmass has been argillized, zeolitized, chloritized or calcitized. Where silicified, quartz crystal aggregates have been formed in the groundmass.

Andesitic hyaloclastites contain altered andesite, plagioclase and pyroxene fragments in a matrix of chlorite, zeolite, clay and opaque minerals. They have been traversed by irregular veinlets of quartz and zeolite.

The rhyolite in Inishi-zawa Creek contains commonly minor plagioclase phenocrysts. The groundmass consists of minor plagioclase microlites, thin lenticular quartz mosaic aggregates, and devitrified glass. The rhyolite on the southwest flank of Suzukura-mori Peak shows a spherulitic texture. These rhyolites have been altered in various degrees and chlorite, carbonate, zeolite and clay minerals have been formed.

[Fossils] A fossil mollusk, identified by Professor Hiroshi NODA as *Chlamys* sp., was found in a dark-gray fine sandstone on the east bank of Lake Arao. A fossil leaf, identified by Dr. Toru ONOE as *Matasequoia occidentalis* (NEWB.) CHANEY, was found in a white siltstone on the west bank of Lake Arao.

[Correlation and age] The green patched lapilli-tuff to the east of the Kunimi Pass has been dated as 9.8 Ma by fission-track method (YAMADA *et al.*, 1978). This date suggests that at least part of this formation is Late Miocene in age, though this formation has been correlated with the Oidegawa Formation of Lower to Middle Miocene (ONUKI *et al.*, 1981) on the basis of lithological similarities.

3.2.3 Torageyama Formation

[Definition] The Torageyama Formation originally proposed by KATO and SHIMADA (1953) is adopted. It is composed mainly of non-welded and welded ash-flow tuffs with minor intercalations of epiclastic sediments. The Torageyama Tuff, proposed in YAMADA (1983 b), is regarded as a member of this formation in this report and called the Torageyama welded tuff.

[Distribution and thickness] The Torageyama Formation is typically exposed in the upper reaches of Inokura-zawa Creek and in the middle to upper reaches of Senpoku-zawa Creek, where it is more than 700 m thick. This formation is distributed in the middle to higher parts of the northern rim of the caldera and in the Zanno-mori Block.

[Stratigraphic relation] The Torageyama Formation is probably unconformable with the underlying formations though no significant structural discrepancy has been recognized between this formation and the upper part of the Kanisawa Formation. Because most part of this formation is considered to have been deposited subaerially in contrast to the submarine underlying formations and also because in the Zanno-mori Block and northwestern rim of the caldera the Kanisawa Formation is very thin or missing owing probably to erosion before the deposition of the Torageyama Formation.

[Facies] This formation consists mainly of silicic ash-flow deposits with minor intercalations of siltstone and sandstone. Rhyolite lava and mud-flow deposits occur locally.

Mud-flow conglomerate facies : The mud-flow deposits occur in the northeastern corner of the area intricately associated with the thick silicic ash-flow deposits. They contain pebbles, cobbles and blocks of various rocks, and in places slumped siltstone beds in a gray ashy tuffaceous matrix.

Massive silicic ash-flow tuff facies : The massive silicic ash-flow tuffs are distributed in the northern rim of the caldera and in the Zanno-mori Block. They are rarely welded. In the northern rim of the caldera they consist of two types of thick and massive ash-flow deposits, with local intercalations of black siltstone and other sediments. One type is composed of shreds of green pumice and a dark-purplish gray ash matrix. The lower part of each ash-flow deposit contains andesite fragments, silt

clasts and other accidental rock fragments. The top part of each ash-flow deposit is mostly composed of gray or purplish gray ash. Accretionary lapilli are embedded in a gray ash tuff in the lower course of Senpoku-zawa Creek. Locally pumice shreds are flattened (pseudo-eutaxitic) by diagenetic compaction (Pl. 2.5). The other type which overlies is composed of white or pale-green pumice shreds and a white gray or pale-green fine ash matrix. Abundant quartz crystals and black shale fragments are contained in this type. In the northeastern rim, the lower part of the ash-flow deposit contains large blocks of andesitic volcanic products, some of which reach several meters across. In the Zanno-mori Block, this facies consists mainly of coarse tuff and tuff-breccia which contains various lithic blocks in an ash matrix.

Siltstone and sandstone facies : In the northern rim, thick siltstone and sandstone beds are intercalated between the massive silicic ash-flow tuff facies and the overlying welded ash-flow tuff facies. They are stratified in light-gray and dark-gray or black beds (Pl. 1.3). The dark-gray or black color of the siltstone is probably due to enrichment of carbonaceous matter.

Welded ash-flow tuff facies : In the upper reaches of Inokura-zawa Creek, the basal part of an ash-flow tuff is densely welded. In the middle course of Senpoku-zawa Creek, several zones of ash-flow tuffs are densely welded. The densely welded part has become a dense, black glassy rock containing many lithic lapilli. It grades upward to a lighter porous greenish gray pumiceous welded tuff, which is the predominant facies of the tuffs. A welded tuff, which consists solely of glass shards, crystals and other ash-size fragments, is also present. The ash-flow tuff contains in general abundant and various lithic fragments, and is mostly greenish gray but rarely reddish gray.

Rhyolite facies : In the middle course of Horonai-zawa Creek a purplish gray thickly flow-banded rhyolite (Pl. 1.6) is exposed. In the upper course of Suginomori-zawa Creek, a green compact rhyolite is exposed. Its lower part is auto-brecciated. Blocks of porous rhyolite with lithophysae 2 cm in diameter (Pl. 1.4) are scattered also at the locality. The relationship between this rhyolite and the ash-flow tuffs described above is unknown.

[Petrography] Silicic ash-flow tuffs commonly contain abundant plagioclase and quartz, minor pyroxene and biotite, and sparse hornblende crystal fragments. Various kinds of lithic fragments and pumice shreds are also abundantly contained. These tuffs have been altered in various degrees. The welded tuffs contain abundant quartz and plagioclase, and commonly minor biotite, hornblende and pyroxene crystals, many of which are fragmentary. They also contain various kinds of lithic fragments and pumice shreds. The matrix is composed of devitrified glass shards and dust. The welded tuff has been argillized, chloritized and zeolitized in various degrees. A sample of the welded tuff analysed contains about 75% SiO_2 (Table 2). The rhyolite contains plagioclase and quartz phenocrysts in a devitrified groundmass glass with perlitic cracks. The rhyolite in the middle course of Horonai-zawa Creek contains resorbed quartz crystals and a small amount of hornblende besides plagioclase as the phenocrysts. The groundmass consists of devitrified glass containing minor plagioclase micro-laths. Chemically it contains about 74% SiO_2 (Table 3).

[Correlation and age] Two samples of the welded tuff have been dated as 4.8 ± 0.2 Ma and 4.6 ± 1.2 Ma by K-Ar method (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988). The rhyolite in the middle course of Horonai-zawa Creek has been dated as 3.9 ± 0.3 Ma by K-Ar method (Table 1). TAKENO (1988) reports a little wider range in K-Ar ages of the tuffs as described in section 2.3.

3.2.4 Intrusive Bodies

Intrusive bodies are extremely abundant in this area. They are mostly dikes of various dimensions. Their maximum length and width are less than a few kilometers and 0.5 km respectively. Some of the dikes are composed of hypabyssal rocks such as granophyre, diorite-porphyrite, quartz-porphyrite and dolerite, while others are of effusive rocks, e.g., rhyolite, dacite or andesite. These dikes intrude into the basement rocks, the Kamuroyama Formation and the Kanisawa Formation.

(1) Granophyre

[Distribution] Granophyre is exposed in the southern rim of the caldera, as scattered dikes less than 10 m wide.

[Relation] The dikes intrude only into the granitic rocks of the basement. The contact surface varies from a very sharp plane to a very irregular surface.

[Facies and petrography] The granophyres appear like fine-grained granitic rocks but vary widely in color and in grain size. A comparatively melanocratic dike 10 m wide has the following petrographic characteristics.

Granophyre (69-530, North of Yatate-dake)

Phenocrysts: Plagioclase, hornblende, quartz, orthoclase, biotite and opaque minerals. The plagioclase is tabular, strongly zoned, twinned by various laws, and clear. The size is less than 5 mm and widely varies. The hornblende is green/yellow-green and not abundant. The interstices are filled with intergrown quartz and feldspar. The biotite is deep-green/light green and is a minor constituent.

Texture: Holocrystalline and porphyritic.

(2) Diorite-porphyrite

[Distribution] Diorite-porphyrite is exposed in the northwestern rim of the caldera. It consists of a bundle of several lenticular dikes elongated in a NE-SW direction. Its length is about 3 km and its maximum width is 0.5 km. A narrow exposure of the same rock was found in the Zanno-mori Block near Tsukushi-mori Peak.

[Relation] In the lower course of Nuruyu-zawa and Inokura-zawa Creeks, the dikes intrude into the andesite lava of the Kamuroyama Formation. The contact surface is often very irregular.

[Facies and petrography] The diorite-porphyrite comprises two rock types. One of them is characterized by acicular dark hornblende crystals scattered in a white green finer matrix. The other is white green fine-grained to very fine-grained diorite. The rock exposed near Tsukushi-mori Peak belongs to the former type.

A representative sample of the former type has the following petrographic characteristics.

Diorite-porphyrite (68051204, Saburoishi-zawa)

Phenocrysts: Plagioclase, quartz, hornblende, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals. The plagioclase is lath-shaped, 3 mm in maximum length, dusty, twinned by albite and carlsbad laws, and not zoned. Its composition is probably acid andesine. The hornblende is acicular, 5 mm in maximum length, and yellow-green to green. Most of the hornblende phenocrysts are altered to green chlorite. The clinopyroxene occurs as small poecilitic grains in plagioclase, as a kernel of hornblende and as an interstitial mineral. The quartz fills the interstices in irregular form. It forms a large crystal.

Texture: Holocrystalline and equigranular.

According to KATO (1971), this rock type contains 60-66% SiO₂.

The latter type of rock contains plagioclase, quartz and pyroxene as the phenocrysts. The groundmass shows a micrographic intergrowth of feldspar and quartz or a spherulitic texture. According to KATO (1971), this rock type contains

69-74% SiO₂.

(3) Quartz-porphyrite

[Distribution] A large lenticular dike of quartz-porphyrite is exposed in the southeastern rim of the caldera. It stretches in a N-S direction for about 1.3 km and is covered unconformably on both northern and southern ends with younger formations. Its maximum width is 500 m. Quartz-porphyrite dikes less than a few tens of meters wide are exposed at several other places.

[Relation] The dikes intrude into the basement rocks, the Kamuoyama Formation and the Kanisawa Formation.

[Facies and petrography] This rock is characterized by fairly abundant quartz and plagioclase phenocrysts embedded in a greenish white matrix. The large dike in the southeastern rim of the caldera has the following petrographic characteristics.

Quartz-porphyrite (67-348, Tashiro River)

Phenocrysts: Quartz, plagioclase and chloritized mafic minerals. The quartz is less than 3 mm and rounded. The plagioclase is less than 3 mm and is argillized and zeolitized. Mafic minerals have been completely changed to an aggregate of chlorite, zeolite and opaque minerals. Small euhedral pyroxene (?) is observed.

Groundmass: Quartz, chlorite and crypto-crystalline aggregate minerals now constitute the groundmass.

Texture: Porphyritic

(4) Dolerite and Andesite

[Distribution] Andesite dikes are very abundant in the area. They are usually less than ten meters wide. In the middle course of Sabu-sawa Creek and around Handawara-yama Peak, however, exceptionally wide andesite dikes are exposed. At the former locality the andesite dike is more than 100 m wide and extends in a NW-SE direction for about 2 km. At the latter locality the andesite dike is several hundreds of meters wide and extends in a NE-SW direction for more than 2 km. In the middle reaches of Horonai-zawa Creek, an andesite dike swarm trending north extends for more than 2 km. The width of individual dikes is less than a few tens of meters. The dolerite dikes are only rarely found.

[Relation] The dikes intrude into the basement rocks, the Kamuoyama Formation and the Kanisawa Formation. The contact surface is in most places a sharp plane.

[Facies and petrography] The facies of andesite dikes does not differ from that of andesite lavas. They are greenish dark-gray rocks scattered with small white plagioclase crystals. The discrimination between dikes and lavas was made on the basis of observation of intrusive contact relations or of the direction of columnar cooling joints. The large dike around Handawara-yama Peak has vertical columnar cooling joints in the interior of the body, probably because the inner part was cooled from above. Dolerite dikes appear similar to andesite dikes in the field but petrographically dolerites show a subophitic texture.

Dolerite (69-534, Arato-zawa)

Phenocrysts: Plagioclase, clinopyroxene and opaque minerals. The plagioclase is lath-shaped and 1 mm long. Its composition is acid labradorite. The clinopyroxene is pale green and 1 mm.

Groundmass: Microcrystalline minerals, calcite, chlorite and greenish glass fill the interstices.

Texture: Subophitic

(5) Dacite and Rhyolite

[Distribution] Dacite and rhyolite dikes are scattered all over the area, though

relatively scarce than andesite dikes. They commonly extend shorter distances than andesite dikes.

[Relation] Dacite and rhyolite dikes intrude into the basement rocks, the Kamuroyama Formation and the Kanisawa Formation.

[Facies and petrography] The dacites and rhyolites are usually white gray hard rocks. Petrographically they contain plagioclase and commonly quartz phenocrysts in a devitrified glass groundmass. These rocks are in general intensely altered.

3.3 Latest Pliocene to Recent Formations

3.3.1 Kitagawa Tuff

[Definition] Gray weakly welded to white pumiceous non-welded ash-flow deposits cover extensive areas around the Onikobe caldera. They have been called by various names, e.g., Tozawa lava (OIGAMI, 1909), dacitic mud-flow in the Kawatabi Formation (IMAI, 1942), the Kitakawa Dacites (KITAMURA, 1956), Haigan in the Himematsu Formation (KATAYAMA and UMEZAWA, 1958), Kitagawa welded tuff (TANIDA, 1961), and the Kitakawa Dacitic Welded Tuff (KITAMURA, 1967). In this paper, the ash-flow deposits, with minor interbedded conglomerate, sandstone, air-fall tuffs, etc., are called the Kitagawa Tuff. Recent studies (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988) show that this tuff, though called the Kitagawa Dacite in the paper, comprises at least four unconformable ash-flow sheets.

[Distribution and thickness] The ash-flow deposits are distributed mainly in low-lying areas and as far away as 36 km from the rim of the Onikobe caldera. The lower two sheets, which are mostly welded within 20 km from the rim of the Onikobe caldera, are typically exposed in the cuttings on National Road 398 near the Yubama hot spring. The maximum total thickness of the Kitagawa Tuff reaches about 200 m. The upper two sheets, which may have been derived from the Narugo area (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988), are non-welded and distributed mainly beyond 20 km from the rim of the Onikobe caldera.

[Stratigraphic relation] In the immediate surroundings of the Onikobe caldera, the ash-flow tuff is for the most part weakly welded and covers unconformably the basement rocks and Miocene formations. In several places basal conglomerate beds are present at the base of the tuff. In other places it abuts against steep slopes of Miocene formations or the basement rocks. Pebbles and cobbles of the welded tuff are locally embedded in the lower part of the caldera fill, as described later.

[Facies] The details of the facies of the Kitagawa Tuff are described in a separate paper of this volume (SAKAGUCHI and YAMADA, 1988), and therefore only a brief account is made here. The lower two welded-tuff sheets are separated from each other by an unconformable surface (Pl. 2.7). Each sheet lies on conglomerate, sandstone, siltstone, thin air-fall pumiceous tuff or air-fall tuff beds (Fig. 7) and locally on carbonaceous siltstone or white fine-tuff beds containing accretionary lapilli (Pl. 2.2). The white air-fall fine-tuff beds appear to have been distributed only toward the southeast or the east of the Onikobe caldera. The total thickness of these intercalated beds rarely reaches more than 10 m.

The welded tuff is composed mainly of vitric ash, quartz crystals, usually a small number of lithic fragments, and black glass lenses where densely welded (Pl. 2.1) or various amounts of pumice clast where welding is weak (Pl. 2.6 and Pl. 2.3). In a comparatively densely welded part columnar cooling joints (Pl. 2.8 and Pl. 2.4) have formed but welding in general is weak. The welded tuff is usually gray but locally shows a reddish tint. Near Ikezuki town, the tuff sheet consists at least of three flow

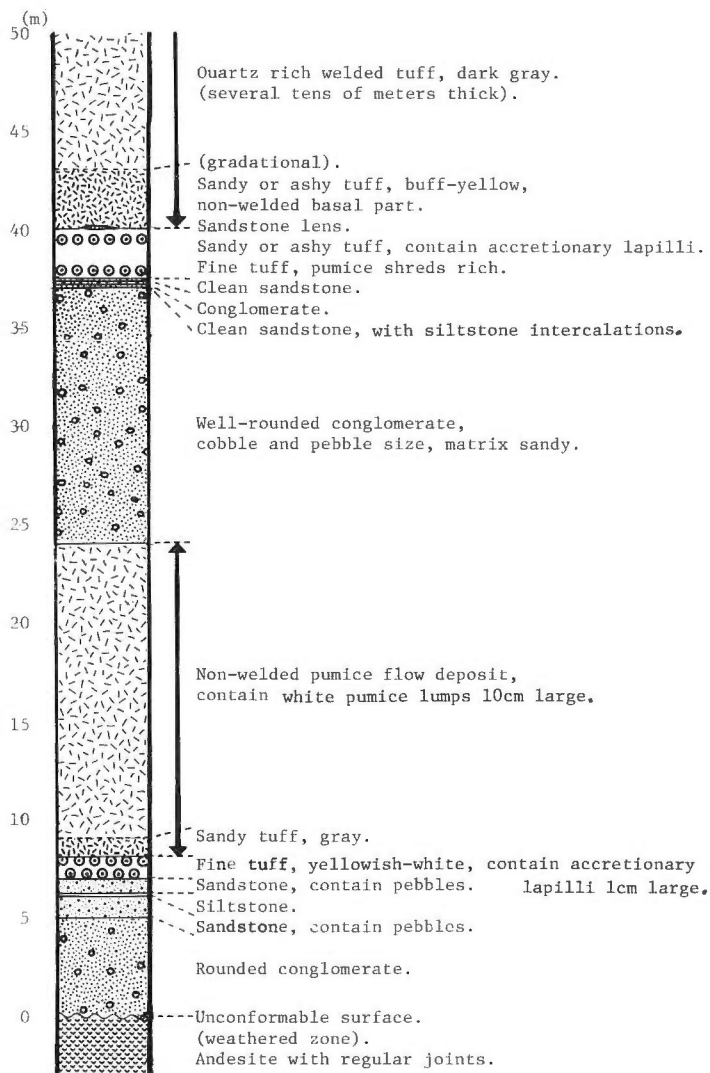


Fig. 7 Stratigraphic columnar section of the basal part of the Kitagawa Tuff measured at the head of a tributary of Takanosu-zawa Creek (Loc. 751). (After YAMADA, 1978).

units of pumice tuff. Each unit is less than 20 m thick (Pl. 2.5) and its middle part is commonly incipiently welded. They are piled conformably. The upper two non-welded tuff sheets also lie unconformably with each other.

The Kitagawa Tuff is easily distinguishable from the ash-flow tuffs in the Torageyama Formation. Because the tuffs in the Torageyama Formation are in general harder and show slightly a greenish-buff tint due to alteration while the Kitagawa Tuff is usually more friable, fresher and dark-gray when welded. The Kabutoyama Tuff which is distributed in the Sanzugawa Basin has a quite similar facies to the Kitagawa Tuff.

[Petrography] A representative sample of the Kitagawa Tuff has the following

petrographic characteristics.

Welded Tuff (71-752, Karuizawa Village) (Pl. 10.3)

Fragments : Quartz, plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, opaque minerals, various lithic fragments and welded pumice shreds are abundant. Sparse green hornblende fragments are also contained.

Matrix : Finer ash of above fragments, glass shards and dust.

Structure : Densely welded with dark brown collapsed pumices.

Chemically the welded tuff as a whole contains about 67-68% SiO₂, whereas white pumice lumps in the lower two sheets contain about 71-72% SiO₂ and those in an upper sheet about 75% SiO₂ (Table 2). Petrographically and petrochemically the Kitagawa Tuff (Pl. 10.1 and 2) is easily distinguishable from the Torageyama welded tuff, the Kabutoyama Tuff, and the Genbikei Tuff (SAKAGUCHI and YAMADA, 1982).

[Correlation and age] The age of the tuff has been considered to be Plio-Pleistocene on a stratigraphic basis (KITAMURA, 1956). Nishimura determined the ages of the welded tuff samples from three different localities as 2.2 Ma, 2.3 Ma and 2.4 Ma by fission-track method (YAMADA *et al.*, 1978). The K-Ar ages of the lower two welded sheets of the Kitagawa Tuff range around 1.7-2.7 Ma (YAMADA, 1981 a). Recent dating by fission-track and thermoluminescence methods indicates that the age of the non-welded uppermost sheet of the Kitagawa Tuff, named the Yanagisawa Tuff, is younger than 75,000 years (ISHIDA, 1986). The ages of the Torageyama welded tuff, and the Genbikei Tuff are older than those of the Kitagawa Tuff (SAKAGUCHI and YAMADA, 1982).

3.3.2 Akazawa Formation

[Definition] The Akazawa Formation (KATO and SHIMADA, 1953) is redefined here as the stratigraphically lower part of the caldera fill than the thick subaqueous pumice-flow bed, which can be traced almost throughout the caldera. Thus this formation is roughly the lower half or lower two thirds of the caldera fill and is composed mainly of conglomerate beds and andesitic volcanic products, though other kinds of lacustrine sediments and dacitic volcanic products are interbedded in the upper part of the formation away from the source area.

[Distribution and thickness] This formation is mainly exposed in the surroundings of the Zanno-mori Block and around the Katayama area. Concealed beneath younger formations in most other areas, however, this formation is distributed throughout the caldera. The thickness of this formation around the Zanno-mori Block is about 500 m. In the Katayama area this formation is about 800 m thick.

[Stratigraphic relation] The relationships between this formation and the older formations are observed in the immediate surroundings of the Zanno-mori Block and on the southern margin of the caldera near Kanisawa Village.

In the former area the basal conglomerate of this formation is generally in fault contact with the older formations, which constitute the Zanno-mori Block, as described later in detail. However, in places where the tuffaceous conglomerate of this formation is in contact with the lithic fragment rich ash-flow deposits of the Torageyama Formation or the Kanisawa Formation, e.g., in Zanno-zawa and Morikoashi-zawa Creeks, the boundary is not clear because of the similarities of their facies. On the west side of Arao-dake Peak, the relationship between this formation and the older formations is not clear because of poor exposure.

In the latter area, the upper part of this formation, which is horizontal or dipping less than 20° inward from the caldera rim, abuts against the sloping surface of the

Table 2 Chemical composition of ash flow tuffs distributed

	Torageyama Tuff	Genbikei Tuff			Kabutoyama Tuff		
	1	2	3	4	5	6	7
recalculated analyses without H ₂ O, CO ₂ , SO ₃ & S							
SiO ₂	75.28	69.25	69.62	70.30	63.04	63.18	72.21
TiO ₂	0.22	0.29	0.38	0.36	0.59	0.62	0.27
Al ₂ O ₃	13.36	15.50	15.71	15.32	16.77	16.17	14.82
Fe ₂ O ₃	1.01	2.27	1.95	1.09	3.64	2.41	1.51
FeO	1.82	1.55	1.98	2.60	3.75	4.38	1.75
MnO	0.06	0.07	0.06	0.08	0.13	0.13	0.03
MgO	0.34	0.70	0.56	0.86	2.26	2.55	0.99
CaO	2.60	3.88	3.71	3.49	5.16	5.76	3.23
Na ₂ O	3.19	3.90	3.75	3.65	3.05	3.22	3.61
K ₂ O	2.06	2.49	2.18	2.13	1.45	1.44	1.51
P ₂ O ₅	0.06	0.10	0.09	0.10	0.14	0.13	0.07
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
original analyses							
Total	99.41	100.30	99.28	99.77	99.50	99.55	99.66
H ₂ O+	3.61	1.54	0.84	1.40	1.18	0.19	1.22
H ₂ O-	1.42	0.61	0.66	0.42	0.64	0.06	0.59
CO ₂	<0.01	—	0.46	0.01	<0.01	0.01	—
SO ₃	<0.01	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—
S	<0.01	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—
CIPW NORMS							
Q	41.94	27.93	30.22	30.84	24.28	21.25	36.53
or	12.15	14.69	12.87	12.61	8.59	8.51	8.94
ab	26.99	33.02	31.76	30.93	25.81	27.27	30.53
an	12.46	17.43	17.82	16.65	24.66	25.41	15.55
C	1.32	0.0	0.65	0.90	1.14	0.0	1.55
wo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Di-wo	0.0	0.49	0.0	0.0	0.0	0.96	0.0
Di-en	0.0	0.33	0.0	0.0	0.0	0.51	0.0
Di-fs	0.0	0.12	0.0	0.0	0.0	0.42	0.0
Hy-en	0.84	1.42	1.40	2.14	5.64	5.84	2.47
Hy-fs	2.27	0.51	1.52	3.44	3.14	4.84	1.58
fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
mt	1.46	3.29	2.83	1.58	5.28	3.49	2.19
hm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
il	0.42	0.54	0.72	0.68	1.13	1.19	0.50
ap	0.15	0.24	0.21	0.24	0.33	0.30	0.17
others	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

1. 933A, Densely welded tuff, Inokura-zawa Creek.
2. (after YAGI, 1962).
3. 81081502, Welded tuff, West of Genbikei.
4. 81081507, Densely welded tuff, Quarry to the northwest of Iwagasaki.
5. 81081305, Welded tuff, Cutting on the road from Oyasu to Kijiyama.
6. 81081306, Welded tuff, Cutting on the road from Oyasu to Kaminotai.
7. (after TANIDA, 1961).
8. (after TANIDA, 1961).

around the Onikobe caldera (after SAKAGUCHI & YAMADA, 1982).

Kitagawa Tuff			Kitagawa Tuff (Pumice)				
8	9	10	11	12	13	14	
66.80	68.48	67.23	71.41	75.01	71.40	72.77	SiO ₂
0.35	0.35	0.38	0.38	0.28	0.44	0.30	TiO ₂
16.00	15.54	15.82	14.58	13.69	14.52	15.52	Al ₂ O ₃
2.48	1.87	2.39	1.51	0.85	1.51	0.53	Fe ₂ O ₃
2.83	2.45	2.61	2.48	1.67	2.28	2.07	FeO
0.10	0.11	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	MnO
1.46	1.42	1.43	0.84	0.41	0.94	0.53	MgO
4.63	4.62	4.63	3.25	2.32	3.33	2.56	CaO
4.10	4.07	4.08	3.73	4.30	3.87	4.15	Na ₂ O
1.11	0.96	1.13	1.59	1.32	1.51	1.39	K ₂ O
0.13	0.12	0.19	0.12	0.06	0.09	0.08	P ₂ O ₅
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	Total
100.23	99.51	99.89	99.44	99.32	99.68	99.47	Total
0.77	0.67	1.17	2.15	2.04	1.70	1.89	H ₂ O+
0.43	0.23	0.0	0.18	0.04	0.32	0.46	H ₂ O-
—	—	—	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	CO ₂
—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	SO ₃
—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	S
25.74	28.47	26.61	34.48	38.61	33.74	35.86	Q
6.56	5.69	6.70	9.37	7.78	8.90	8.21	or
34.69	34.41	34.54	31.54	36.37	32.75	35.11	ab
21.96	21.29	21.50	15.34	11.13	15.91	12.18	an
0.0	0.0	0.0	1.11	1.11	0.69	2.72	C
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	wo
0.07	0.36	0.09	0.0	0.0	0.0	0.0	Di-wo
0.04	0.20	0.05	0.0	0.0	0.0	0.0	Di-en
0.03	0.14	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	Di-fs
3.61	3.34	3.51	2.10	1.02	2.35	1.31	Hy-en
2.71	2.44	2.32	2.85	2.07	2.43	3.08	Hy-fs
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	fo
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	fu
3.60	2.71	3.47	2.19	1.24	2.18	0.76	mt
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	hm
0.67	0.67	0.73	0.72	0.53	0.84	0.57	il
0.30	0.28	0.45	0.29	0.14	0.21	0.19	ap
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	others
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	Total

9. (after TANIDA, 1961).
 10. (after KATSUI, 1956).
 11. 81101401, Pumice in non-welded pumice flow (lower), North of Ikezuki.
 12. 81101402, Pumice in non-welded pumice flow (upper), North of Ikezuki.
 13. 81081701, Collapsed pumice in pumice flow, Otaki, Hanayama Village.
 14. 81081503, White pumice in non-welded pumice flow, Utsuno, Ichinoseki City.
 No.1, No.3~6 and No. 11~14 were analysed by the Tokyo Coal and Mineral Laboratory.

Kanisawa Formation.

It is very important that pebbles and cobbles of the welded tuff, which is identifiable petrographically (Pl. 10.4) and lithologically with that of the Kitagawa Tuff, are locally embedded in the sandy beds and the conglomerate beds of the Akazawa Formation, for example along the middle courses of Zanno-zawa (Pl. 3.2) and Morikoashi-zawa Creeks, and near the mouth of Takanosu-zawa Creek.

[Facies] The columnar sections of the Akazawa Formation measured along various creeks are correlated and shown in Fig. 8 and Fig. 9. This formation is divisible into the following six main lithofacies; the conglomerate facies, the andesite lava and volcanic breccia facies, the andesitic tuff and tuff-breccia facies, the siltstone and sandstone facies, and the pumice tuff and tuff-breccia facies.

Conglomerate facies: Conglomerate beds have accumulated thickly in the northwestern part of the caldera and are dominant in the lower half of this formation. The conglomerate contains angular to subangular cobbles and pebbles of propylite and of other rocks derived from pre-caldera formations and the basement rocks in a predominant sandy matrix. In the northeastern part, cobbles and pebbles are dominant with only a small amount of sandy matrix (Pl. 3.1). The sandy matrix is tuffaceous specially in the lower part of the formation. Sorting is in general not good, though in a few beds cobbles and pebbles are concentrated in their lower part (Pl. 3.4). Cobbles and pebbles of the Kitagawa Tuff are locally embedded in this facies. These conglomerates were derived probably from the caldera rim by debris flows and mud flows. Sandstone, pebbly mudstone and slumped conglomerate beds are interbedded with the conglomerates.

Andesitic tuff and tuff-breccia facies: Andesitic tuff and tuff-breccia have accumulated thickly in the southeastern part of the caldera. In the northwestern part they are intercalated in conglomerate and siltstone beds. They were deposited mainly from andesitic subaqueous pyroclastic flows. They show similar lateral and vertical changes of facies to the silicic subaqueous pumice-flow deposits which will be described later. In Aka-zawa and Miya-zawa Creeks, blocks and lapilli of andesite are abundantly included, though an ash tuff matrix still predominates. While in the northern part of the caldera, no andesite fragment is included in them and they consist of lapilli-size andesitic scoria and andesitic tuff. Each bed shows a vertical grading there and its top part consists of fine tuff. The basal part of each bed encloses in places siltstone clasts (Pl. 4.8). These andesitic volcanic deposits are white-bluish when fresh and wet, buff-yellow when weathered and dry, but dark-gray when weathered and wet. Thin beds of black or purple scoriaceous air-fall tuff are rarely intercalated.

Andesite lava and volcanic breccia facies: Andesite lava and volcanic breccia have also piled thickly in the southeastern part of the caldera and two or three sheets of lava extended to the northwestern part. They consist of dark-gray or black andesite lava and volcanic breccia. The lavas have locally regular columnar joints but commonly they are irregularly auto-brecciated (Pl. 4.1). The top surface of the columnar jointed lava shows subrounded joints with their interstices filled with white vein minerals (Pl. 4.5). The volcanic breccias consist of subangular blocks and lapilli of andesite, and a very little amount of ash and scoria tuff matrix (Pl. 4.2). Some of the volcanic breccias may have originated from subaqueous auto-brecciated lavas (Pl. 4.3).

Siltstone and sandstone facies: Siltstone and sandstone beds have accumulated thickly in the northwestern part of the caldera but lack in the southeastern

part. They occur thickly in the top part of the formation. The facies comprises thin-bedded or laminated siltstone and sandstone. In the lower part of the formation (Pl. 3.3) they are in general harder and more tuffaceous than in the upper part (Pl. 3.6). Siltstone beds of the top part of this formation are commonly carbonaceous. Some siltstone and sandstone beds show climbing ripples (Pl. 3.7), load casts, sedimentary boudinage (Pl. 3.8) and other sedimentary structures.

Dacitic tuff-breccia and pumice tuff facies : Dacitic tuff-breccia and pumice tuff occur mainly in the upper part of the formation.

In the southeastern part of the caldera this facies consists mainly of tuff-breccia of hornblende dacite with a pumiceous and scoriaceous tuff matrix (Pl. 4.7). Rarely volcanic sandstone (Pl. 4.4) and volcanic conglomerate beds are intercalated in the tuff-breccia. The tuff-breccia is overlain by the pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. The dacite occasionally encloses autoliths.

In the northern part of the caldera, this facies consists mainly of many comparatively thin eruption units of subaqueous pumice-flow deposit (Fig. 10). They are composed mainly of white pumice clasts, white fine glass shards, and pyroxene and other crystal fragments. In some units, accessory andesite blocks are concentrated in their basal part forming up to 60% of the volume (Pl. 4.6).

[Petrography] The andesites of this formation (Pl. 11.7) contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals as the main phenocrysts. Resorbed quartz crystals are sparsely contained. The plagioclases are usually zoned, honeycombed and less than 5 mm. The orthopyroxene is commonly surrounded by a narrow reaction-rim of clinopyroxene. The groundmass usually shows a hyalopilitic texture and contains small crystals of lath-shaped plagioclase, pyroxene and opaque minerals in a glassy matrix. Small crystal aggregates, which are composed of plagioclase, pyroxene and opaque minerals, are common.

The dacites of this formation (Pl. 11.1 and 2), which are embedded as blocks in tuff-breccia, contain plagioclase, quartz, hornblende, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals as main phenocrysts. The plagioclases are usually zoned, honeycombed and less than 5 mm. The quartz is resorbed and less than 5 mm. The hornblende is strongly pleochroic ranging in color from red to yellowish green. Rarely the hornblende is opacitized and fringed with a dark colored rim. The groundmass shows various textures, e.g., glassy with perlitic cracks, granular with quartz and microlites in fluidal glass, micro-spherulitic, and rarely hyalopilitic similar to that of andesite (Pl. 11.4). A dacite sampled in the Katayama area contains abundant crystal fragments of quartz and plagioclase and a small amount of pyroxene in a glassy groundmass with perlitic cracks but no hornblende is contained. Thus the dacites in this facies embrace petrographically slightly different varieties but all of them are different from the Takahinata Rhyodacite, in that the latter rhyodacite is spherulitic and contains yellowish green to pale green hornblende while the former dacite is non-spherulitic and contains commonly darker green or brown hornblende.

The autolith enclosed in the hornblende dacite has the following petrographic characteristics.

Autolith in hornblende dacite (73-009, Obuka-zawa) (Pl. 11.3)

Phenocrysts : Basaltic hornblende (lamprobolite), opaque minerals, and decomposed lath-shaped plagioclase. The basaltic hornblende is less than 3 mm, long acicular, strongly pleochroic with reddish brown (β , γ) to pale greenish yellow (α).

Groundmass : Heterogeneous glass.

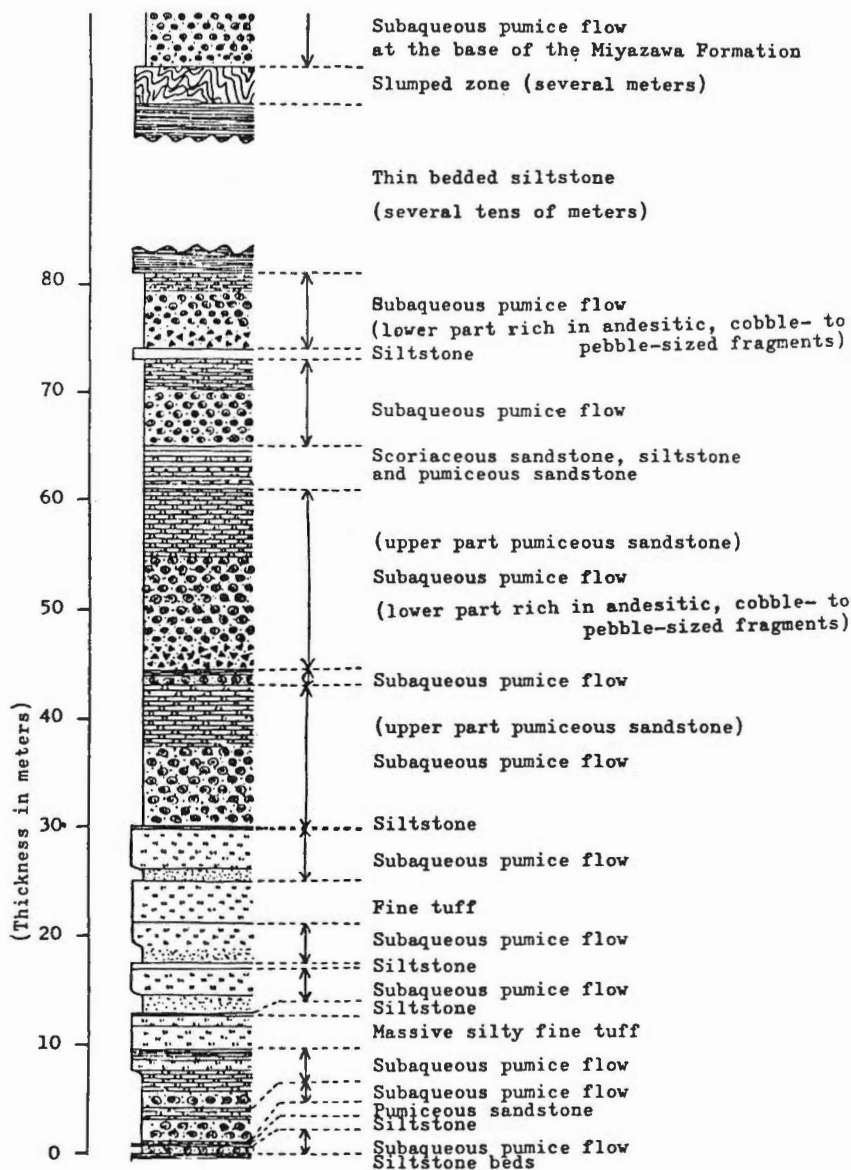


Fig. 10 Stratigraphic columnar section of the subaqueous pumice-flow beds of the Akazawa Formation measured along Komata-zawa Creek. (After YAMADA, 1973).

Petrochemically the andesites contain about 58–65% SiO_2 (Table 3). Those dacitic andesites which contain more than 64% SiO_2 often enclose resorbed quartz phenocrysts but not always. The dacites contain about 68% SiO_2 (Table 3).

[Fossils] Following fossil plants are reported by KATO and SHIMADA (1953) from the upper part of this formation: *Betula maximowicziana* REGEL, *Carpinus* sp., *Fagus* sp., and *Fagus crenata* BLUME.

[Correlation and age] This formation was correlated with the Sanzugawa Formation by KATO and SHIMADA (1953) and with the Onomatsuzawa Formation by

Agency of Natural Resources and Energy (1976). Therefore, it has been considered to be Late Miocene in age. As described already, however, cobbles of the welded Kitagawa Tuff are embedded at least in the middle part of the Akazawa Formation. Therefore, most part of this formation is younger than the Kitagawa Tuff. The andesite from the top part of this formation was dated by fission-track method by Nishimura and its age is 1.8 Ma (YAMADA *et al.*, 1978). The andesite samples from the bore-hole GO-1 at 593 m depth and at 415 m depth have been dated as 2.4 ± 1.2 Ma and 1.5 ± 0.9 Ma respectively by K-Ar method (Table 1). Hence, this formation is considered to be latest Pliocene to Early Pleistocene in age.

3.3.3 Miyazawa Formation

[Definition] The Miyazawa Formation (KATO and SHIMADA, 1953) is redefined here as the deposits filling the Onikobe caldera and conformably overlying the Akazawa Formation. The upper boundary of the formation is delimited in many places by the unconformable surface, upon which the Kawakurazawa and the Onikobe Formations rest. In some places where the unconformable surface is not clear, however, the boundary was drawn arbitrarily below the horizon where conglomerates become dominant. This formation consists mainly of dacitic subaqueous pumice-flow deposits and thin-laminated siltstone beds.

[Distribution and thickness] This formation is exposed around the Zanno-mori Block on the outer side of the Akazawa Formation. It is also exposed widely in the southern part of the caldera. Though a wide area of the Onikobe caldera is covered by younger formations, this formation probably exists beneath most part of it. The maximum thickness of this formation is about 300 m.

[Stratigraphic relation] A thick bed of subaqueous pumice flow of this formation conformably overlies the Akazawa Formation. Around the Katayama and the Yatsu-mori areas, this formation seems to abut against the gentle slopes which probably existed as a topographic high formed by thick piles of volcanic products of the Akazawa Formation.

[Facies] The Miyazawa Formation is divisible into the following six main lithofacies; the pumice tuff facies; the fine tuff facies; the siltstone facies; the andesite lava facies; the andesitic tuff, laminated siltstone and conglomerate facies; and the conglomerate facies.

Pumice tuff facies: This facies is composed of two comparatively thick beds of subaqueous pumice flow.

The lower bed constitutes the lower half of this formation and extends almost throughout the caldera (YAMADA, 1973). In the northern part of the caldera, the correlation of this bed was confirmed by the detailed measurement of the stratigraphic sections of thin-bedded siltstone and sandstone which directly underlie the bed (Fig. 11). This bed represents an eruption unit. A typical vertical facies sequence of the unit is represented by Fig. 12, while the lateral facies change of the unit is schematically shown in Fig. 13. The massive graded division and the parallel laminated pumice tuff division of the distal facies of the deposit were included in this facies, while the overlying three divisions were separately mapped as the fine tuff facies. Near the eruption center, that is, in the surroundings of the Katayama area this pumice-flow deposit contains abundant lithic fragments (Pl. 5.5). Their maximum size reaches more than 2 m in diameter and in a few places radially jointed andesite blocks (Pl. 5.2) are embedded. In the transitional zone between the distal and the proximal zones, several minor flow units (Pl. 5.1) occur in the upper part of the

Table 3 Chemical composition of volcanic rocks in the

	Andesite					Dacitic Andesite			Dacite		Altered Dacite 11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
recalculated analyses without H ₂ O, CO ₂ , SO ₃ and S.											
SiO ₂	57.89	58.74	59.77	61.22	60.58	64.60	65.46	65.08	68.26	68.40	83.61
TiO ₂	0.72	0.63	0.68	0.67	0.67	0.56	0.55	0.54	0.43	0.42	0.71
Al ₂ O ₃	17.31	17.52	16.68	16.39	17.00	16.94	17.69	16.17	15.88	15.39	3.01
Fe ₂ O ₃	1.85	1.85	1.94	1.71	2.03	1.25	2.20	2.67	1.85	2.69	7.14
FeO	6.81	5.78	6.27	5.56	5.39	4.47	2.50	2.45	2.50	2.03	1.57
MnO	0.18	0.16	0.16	0.16	0.17	0.13	0.11	0.15	0.10	0.11	0.07
MgO	3.40	4.00	3.43	3.27	3.43	1.58	1.25	2.07	1.38	1.50	1.30
CaO	8.09	7.70	7.20	6.97	6.88	5.61	5.57	5.19	4.34	4.28	0.85
Na ₂ O	2.90	2.66	3.00	2.87	2.83	3.73	3.38	4.04	3.78	3.73	0.54
K ₂ O	0.71	0.82	0.72	1.05	0.88	0.99	1.12	1.52	1.34	1.35	1.05
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.14	0.13	0.13	0.15	0.15	0.12	0.12	0.09	0.17
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
original analyses											
Total	99.85	99.77	99.77	98.89	99.31	99.77	99.31	99.80	99.83	99.77	97.45
H ₂ O+	0.73	0.04	1.07	1.07	1.11	0.65	1.39	0.83	0.54	0.41	3.29
H ₂ O-	0.02	0.18	0.14	0.13	0.22	0.14	0.32	0.42	0.26	0.14	2.36
CO ₂	<0.01	0.01	<0.01	0.73	0.53	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SO ₃	—	<0.01	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	2.32
S	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
CIPW NORMS											
Q	13.26	15.06	16.31	18.52	18.38	22.29	27.20	21.89	28.97	29.93	73.26
or	4.17	4.87	4.26	6.23	5.19	5.85	6.60	9.00	7.94	7.98	6.18
ab	24.51	22.52	25.41	24.25	23.92	31.55	28.61	34.17	31.96	31.55	4.61
an	32.13	33.42	29.90	28.74	31.11	26.57	26.65	21.51	20.75	20.66	2.67
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.16	0.0	0.61	0.22	0.0
wo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Di-wo	2.93	1.65	2.05	2.08	0.90	0.11	0.0	1.43	0.0	0.0	0.17
Di-en	1.33	0.87	0.98	1.03	0.47	0.04	0.0	0.99	0.0	0.0	0.15
Di-fs	1.59	0.73	1.04	1.01	0.41	0.07	0.0	0.32	0.0	0.0	0.0
Hy-en	7.14	9.09	7.56	7.11	8.08	3.88	3.11	4.17	3.45	3.74	3.08
Hy-fs	8.55	7.60	8.05	6.99	7.02	6.42	2.07	1.36	2.54	1.00	0.0
fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
mt	2.68	2.68	2.81	2.48	2.94	1.82	3.19	3.87	2.68	3.90	3.22
hm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.92
il	1.36	1.20	1.29	1.26	1.28	1.06	1.05	1.02	0.82	0.80	1.34
ap	0.35	0.30	0.33	0.31	0.31	0.35	0.36	0.28	0.28	0.21	0.40
others	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

1. 311, Miya-zawa Creek. (Akazawa Formation).
2. 67083006, Upper course of Obuka-zawa Creek. (Akazawa Formation).
3. 371, Tsukushimori. (Akazawa Formation).
4. GO1, 271.2 m (Arayu). (Akazawa Formation).
5. GO1, 383.1 m (Arayu). (Akazawa Formation).
6. 73053113, Zanno-zawa Creek. (Akazawa Formation).
7. 72060819, Akazawa Logging road. (Akazawa Formation).
8. KS 74100104, Katayama. (after YAMADA *et al.*, 1978). (Akazawa Formation).
9. 74092915, Katayama. (Akazawa Formation).
10. 301, Mouth of Obuka-zawa Creek. (Miyazawa Formation).

Onikobe caldera (after SAKAGUCHI & YAMADA, 1982).

Rhyodacite		Banded Pumice Dacite/Andesite		Narugo V. Rhyodacite	Kurikoma V. Andesite		Katakura mori Andesite	Hironaizawa G. T. Rhyolite		
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
71.96	72.97	68.51	58.09	70.10	55.83	59.08	59.08	73.99	74.02	SiO ₂
0.34	0.29	0.45	0.74	0.69	0.97	0.92	0.68	0.32	0.30	TiO ₂
15.54	15.28	15.63	18.22	15.48	17.03	16.85	17.96	13.98	13.71	Al ₂ O ₃
2.01	1.39	1.26	3.69	2.99	1.76	2.73	4.02	1.04	1.25	Fe ₂ O ₃
0.63	1.02	3.28	5.28	1.10	6.95	5.08	4.58	1.97	1.82	FeO
0.05	0.07	0.13	0.19	0.07	0.12	0.12	0.19	0.09	0.06	MnO
0.56	0.65	1.51	3.21	1.08	4.98	4.05	2.62	0.63	0.63	MgO
3.30	2.97	4.50	7.42	3.62	9.10	7.78	6.16	2.24	2.23	CaO
4.16	3.52	2.85	2.39	3.66	2.35	2.49	3.43	3.67	4.10	Na ₂ O
1.39	1.79	1.76	0.67	1.16	0.83	0.81	0.62	1.99	1.79	K ₂ O
0.07	0.04	0.13	0.10	0.06	0.08	0.10	0.18	0.07	0.08	P ₂ O ₅
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	Total
99.63	99.52	99.46	99.84	99.88	100.61	99.93	99.48	99.39	99.70	Total
1.51	3.90	3.94	3.42	1.11	0.71	1.54	1.03	0.46	0.70	H ₂ O+
0.74	0.42	0.16	0.34	0.33	0.60	0.32	0.52	0.36	0.30	H ₂ O-
<0.01	—	<0.01	<0.01	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	CO ₂
<0.01	0.16	—	—	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	SO ₃
<0.01	0.51	<0.01	<0.01	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	S
34.76	38.28	31.60	18.60	35.22	10.19	17.67	18.63	38.39	36.93	Q
8.19	10.55	10.41	3.94	6.84	4.88	4.76	3.68	11.75	10.60	or
35.19	29.78	24.14	20.26	30.95	19.85	21.05	29.03	31.08	34.72	ab
15.88	14.47	21.50	36.14	17.54	33.49	32.42	29.35	10.66	10.53	an
1.37	2.26	1.15	0.32	1.78	0.0	0.0	0.89	1.88	1.16	C
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	wo
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.65	2.30	0.0	0.0	0.0	Di-wo
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.50	1.39	0.0	0.0	0.0	Di-en
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.00	0.79	0.0	0.0	0.0	Di-fs
1.41	1.62	3.76	7.98	2.68	9.92	8.70	6.54	1.57	1.56	Hy-en
0.0	0.38	4.48	5.77	0.0	7.93	4.98	4.33	2.33	1.93	Hy-fs
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	fo
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	fa
1.20	2.01	1.82	5.36	1.77	2.56	3.96	5.83	1.52	1.81	mt
1.18	0.0	0.0	0.0	1.77	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	hm
0.64	0.56	0.86	1.40	1.31	1.84	1.74	1.30	0.62	0.58	il
0.17	0.10	0.29	0.24	0.14	0.19	0.24	0.43	0.16	0.19	ap
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	others
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	Total

11. 009, Middle course of Obuka-zawa Creek. (Akazawa Formation).
 12. KS 74093002, Northwest of Arayu. (after YAMADA *et al.*, 1978). (Takahinata Rhyodacite)
 13. 384, Arayu. (Takahinata Rhyodacite)
 14. FT-a, Kobuka-zawa Creek. (White part of banded pumice). (Miyazawa Formation)
 15. FT-b, Kobuka-zawa Creek. (Gray part of banded pumice). (Miyazawa Formation)
 16. (after KAWANO *et al.*, 1961).
 17. (after KAWANO *et al.*, 1961).
 18. (after KAWANO *et al.*, 1961).
 19. 80080102, Katakuramori. (sampled by Otekaiatsu, no 64). (Katakuramori andesite)
 20. 81101701, Middle course of Horonai-zawa Creek. (Torageyama Formation)
 21. 81082003, Middle course of Horonai-zawa Creek. (Torageyama Formation)
- No. 1~15 & No. 19~21 were analysed by the Tokyo Coal and Mineral Laboratory.

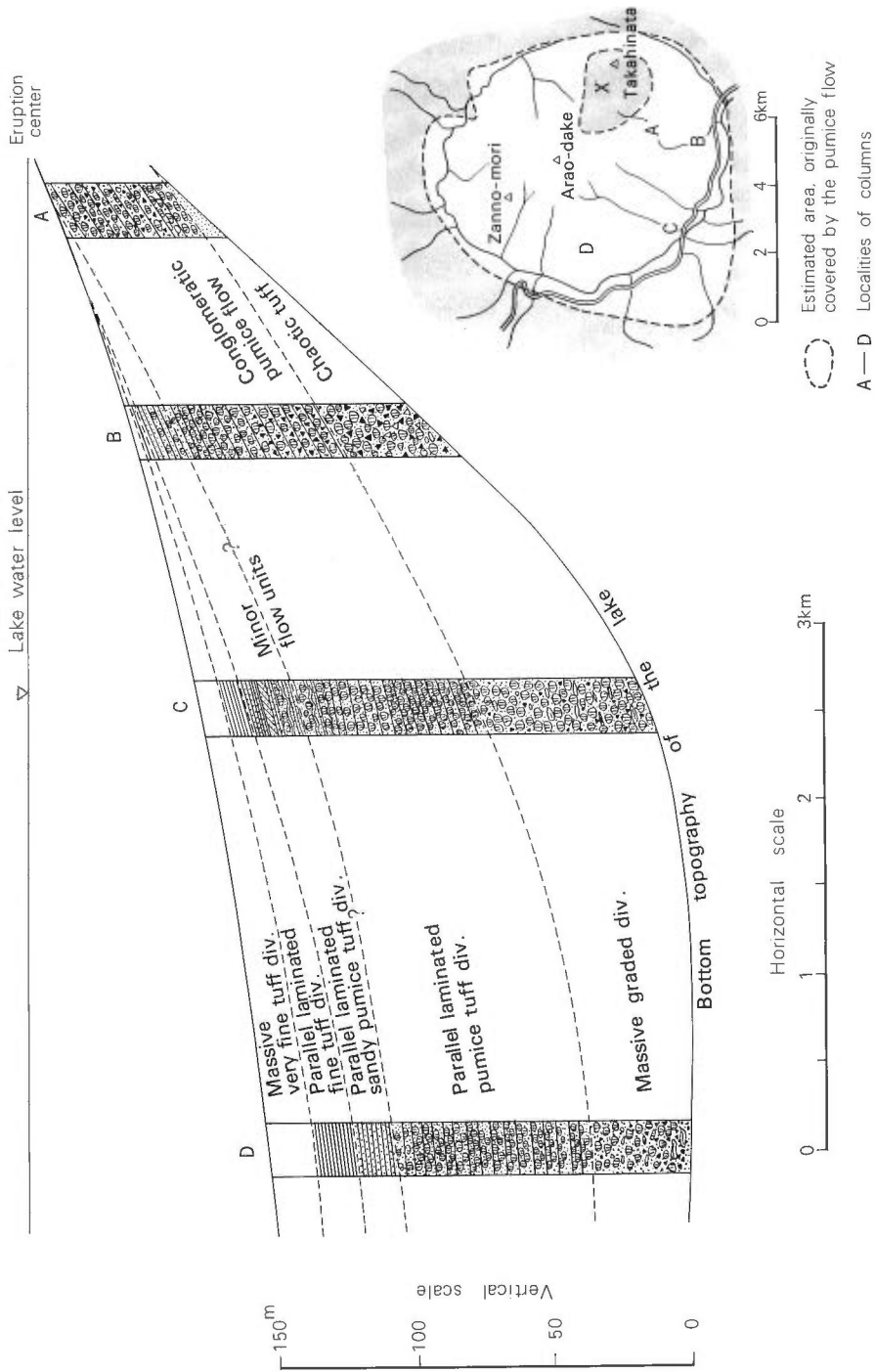


Fig. 13 Lateral facies change and estimated original distribution of the subaqueous pumice-flow bed at the base of the Miyazawa Formation. (After YAMADA, 1978, with the estimated original distribution slightly revised). Vertical and horizontal scales are only approximate ones.

deposit and various sedimentary structures (Pl. 5.7) are observed there.

The upper bed crops out along the hillside on the west of Miya-zawa Creek and in the upper reaches of Shirohebi-zawa Creek. This bed consists probably of several eruption units, because thin muddy siltstone beds are locally intercalated.

These pumice-flow deposits consist of pumice blocks and lapilli, comminuted pumice shreds, hornblende, pyroxene, quartz and plagioclase crystal fragments, andesite fragments, red scoriae, and a matrix composed of glass shards and dust. Most pumice is a white capillary tubular variety containing hornblende, pyroxene, plagioclase, and quartz phenocrysts. Small quantities of less vesicular gray pumice and banded pumice (Pl. 5.6), which is the mixture of gray and white pumices, are included.

Fine tuff facies : This facies represents the top part of the lower subaqueous pumice-flow bed. It is thick and characteristic in facies and therefore mapped separately. The parallel laminated sandy pumice tuff division, the parallel laminated fine tuff division, and the massive very fine tuff division are included in this facies. Along the middle course of Miya-zawa Creek, accretionary lapilli up to 3 cm in diameter (Pl. 5.3) are sporadically embedded in the sandy pumice tuff.

Siltstone facies : This facies overlies the lower pumice-flow bed. In the middle reaches of Miya-zawa, Fukiage-zawa, and Aka-zawa Creeks, it is represented by massive siltstone. While in the northern part of the basin, it is usually thin-laminated and is interbedded with thick sandstone beds containing silt clasts (Pl. 6.7). Some siltstones overlying the lower pumice-flow bed are penecontemporaneously slumped.

Andesite lava facies : A sheet of andesite lava less than 10 m thick crops out in the middle courses of Shirohebi-zawa and Kawakura-zawa Creeks, and also on the west bank of the Eai River near Tano Village. Stratigraphically it overlies the siltstone facies of this formation.

Andesitic tuff, laminated siltstone and conglomerate facies : Andesitic tuff, conglomerate, sandstone, and laminated siltstone crop out in Kawakura-zawa Creek, in the middle reaches of Shirohebi-zawa Creek, on the hillside to the west of Miya-zawa Creek, at the mouth of Morikoashi-zawa Creek, and separately in the area east of Megama-Ogama. In the conglomerate, angular siltstone blocks derived from the underlying lake deposits are enclosed and also slumped structures are observed. So far as can be seen, however, this facies overlies conformably the siltstone facies described above.

Conglomerate facies : On the southern inside margin of the caldera, conglomerate beds interfinger with the subaqueous pumice-flow deposits. Their exposure is very narrow and therefore it was not separately mapped in the geologic map. This facies is estimated to be distributed along most part of the caldera margin as shown in the cross sections, though it is not exposed at the surface.

[Fossils] Carbonized plant fragments are in many places embedded in the thin-bedded siltstone and sandstone. Accretionary lapilli are contained locally in the sandy pumice tuff division.

[Petrography] Andesites of this formation have the same petrographic character as those of the Akazawa Formation. A representative sample has the following characteristics.

Andesite (67-331, Kawakura-zawa) (Pl. 11.8)

Phenocrysts : Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, quartz and opaque minerals. The plagioclase is less than 4 mm and honeycombed. The hypersthene is less than 2 mm. The quartz is very rare, less than 1 mm, and resorbed.

Groundmass : Small crystals of lath-shaped plagioclase, pyroxene, opaque minerals and glass.

Texture : Vesicular and hyalopilitic. Crystal aggregates, composed of plagioclase and pyroxene, are enclosed.

The white pumice of this formation has the following petrographic characteristics.

White pumice (FT-b, Kobuka-zawa)

Phenocrysts : Plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, hornblende, quartz and opaque minerals. The hornblende is green to pale green. The quartz is resorbed.

Groundmass : Porous transparent glass with crystallites.

Texture : Highly vesicular. Crystal aggregates, composed of hornblende, pyroxene, plagioclase, quartz and opaque minerals, are enclosed.

The gray pumice contains the same phenocrysts as the white pumice but it is less vesicular and its groundmass glass is slightly devitrified and olive gray. Petrochemically the white pumice contains about 69% SiO₂ while the gray pumice contains only 58 % SiO₂ (Table 3).

[Correlation and age] This formation conformably overlies the Akazawa Formation. Therefore, it is considered to be Early to Middle Pleistocene in age.

3.3.4 Takahinata Rhyodacite

[Definition] The Takahinata Rhyodacite is defined as the rhyodacite lava and its debris, which were deposited around Takahinata-yama Peak.

[Distribution and thickness] The rhyodacite is distributed around Takahinata-yama Peak. The rhyodacite around the Arayu area was separated from the Takahinata Rhyodacite and included in the Miyazawa Formation in the previous report (YAMADA, 1972 a). Later petrographical and petrochemical studies, however, indicate that it is indistinguishable from the rhyodacite of Takahinata-yama Peak (Pl. 10.8), whereas it is different from the dacites in the tuff-breccia of the Akazawa Formation. Therefore, in this report, the rhyodacite around the Arayu area is regarded as a part of the Takahinata Rhyodacite, though their fission-track ages are different as will be described later. The maximum thickness may reach 250 m around Takahinata-yama Peak.

[Stratigraphic relation] The debris of the rhyodacite covers the pumice-flow deposits of the Miyazawa Formation in the cuttings on the Tashiro logging road.

[Facies] Around Takahinata-yama Peak, the rhyodacite is thickly covered with vegetation and only its debris is exposed on the lower flanks. In and around the Arayu area, the rhyodacite lava is exposed. In the Arayu area, part of the rhyodacite has been hydrothermally altered (Pl. 10.7) and changed into white siliceous rocks. The debris is mostly composed of large rhyodacite blocks embedded in a brown to orange loamy matrix. Lithologically two types of rhyodacites are recognized in the field. The one is rich in phenocrysts and blackish, probably owing to the presence of obsidian in the groundmass, while the other is flow-banded and reddish.

[Petrography] Petrographically both types of the rhyodacite have the following same characteristics, though their groundmass texture varies depending on the samples (Pl. 10.6).

Hornblende rhyodacite (67-382, South side of Takahinata-yama) (Pl. 10.5)

Phenocrysts : Plagioclase, quartz, hornblende, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals. The plagioclase is less than 2 mm, and its inside is often honeycombed. The quartz is less than 1.3 mm and resorbed. The hornblende is yellow green to pale yellow and less than 4 mm. The pyroxene is comparatively rare and small.

Groundmass : Composed of brownish spherulites of less than 2 mm in diameter.
The interstices are composed of glass with perlitic cracks.
Texture : Spherulitic.

Petrochemically both types of the rhyodacite contain 72–73% SiO₂ (Table 3).

[Correlation and age] The rhyodacites sampled on the north of the Arayu area and on the southwest of Takahinata-yama Peak have been dated by NISHIMURA by fission-track method as 1.5 Ma and 0.35 Ma respectively (YAMADA *et al.*, 1978).

3.3.5 Kawakurazawa Formation

[Definition] This formation was proposed by the present author (in TANI *et al.*, 1968) and redefined (YAMADA, 1972 a). The reasons for the proposal of this formation are the unconformable relationship with the underlying Miyazawa Formation and its characteristic facies as described in the following.

[Distribution and thickness] This formation is distributed in two separate areas. The one is the upper part of hilly land mainly on the north of the Katayama and the Arayu areas. The other is from the higher part of hills between Miya-zawa and Kusaki-zawa Creeks to the lower reaches of Kusaki-zawa Creek. In this report, the distribution of this formation in the lower reaches of Kusaki-zawa Creek was further extended on the basis of new data from the bore-hole KR-6. The thickness of this formation is estimated to be less than 100 m.

[Stratigraphic relation] On the south and the east of the Zanno-mori Block, this formation probably rests upon the lower formations with an angular unconformity. For example, in the eastern tributary of the upper course of Aka-zawa Creek the andesitic volcanic breccia of this formation lies almost horizontally over the massive siltstone of the Miyazawa Formation, and also in the southern tributary of the middle course of Kusaki-zawa Creek the mud-flow deposit of this formation lies horizontally over the massive siltstone of the Miyazawa Formation. At both localities, the massive siltstone is estimated to dip more than 40 degrees because both the overlying and underlying strata dip as much as 40 degrees. In the areas southeast of the Zanno-mori Block, this formation interfingers with the Onikobe Formation. The interfingering relationship is observed clearly in the upper reaches of Taki-zawa, Nigori-zawa and Iwana-zawa Creeks. Around the Arayu area this formation covers unconformably the white altered lava of the Takahinata Rhyodacite.

[Facies] On the north of the Katayama and the Arayu areas this formation consists of volcanic breccia of andesite, andesitic tuff-breccia, and volcanic mud-flow deposits. The volcanic mud-flow deposits contain blocks and lapilli of andesite, white-altered rocks and carbonated plant fragments in a gray clayey matrix. In the areas between Miya-zawa and Kusaki-zawa Creeks, this formation consists of debris-avalanche deposit, mud-flow deposit, conglomerate, and andesitic tuff and minor interbeds of siltstone and sandstone. The mud-flow deposit contains pebble-to boulder-size angular fragments of various sorts of underlying rocks (Pl. 6.1) in a tuffaceous muddy matrix. The debris avalanche deposits contain various kinds of mega-blocks in an andesitic tuffaceous matrix. In this report the steeply dipping pumice-flow deposits in the lower course of Kusaki-zawa Creek were interpreted as a mega-block, because the cores of bore-hole KR-6 consist of debris avalanche deposits up to 100 m depth and they are interpreted to lie almost horizontal. If this interpretation is correct, the size of the mega-block reaches more than a hundred meters across.

[Petrography] The andesite sampled from andesitic tuff-breccia of this formation

has the following same characteristics as those of the underlying formations.

Andesite (67-419, Aka-zawa)

Phenocrysts: Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals.

The plagioclase is 3mm. The orthopyroxene is surrounded by a narrow reaction rim of clinopyroxene.

Groundmass: Small crystals of lath-shaped plagioclase, pyroxene microlites, opaque minerals with a small amount of transparent glass.

Texture: Hyalopilitic. Contains crystal aggregates of plagioclase and pyroxene.

[Correlation and age] Carbonized woods, sampled from volcanic mud-flow deposit of this formation at three localities around the Arayu area, were dated by ^{14}C method (YAMADA *et al.*, 1978). Their ages are $24,970 \pm 1,210$ years B.P., $23,380 \pm 890$ years B.P., and older than 32,500 years B.P.

3.3.6 Onikobe Formation

[Definition] The Onikobe Formation, proposed by KATO and SHIMADA (1953), was sedimentologically further studied by SHIMADA (1955). The Onikobe Formation is defined in this report as the top part of the lacustrine sediments accumulated in the Onikobe caldera.

[Stratigraphic relation] On the western bank of the Eai River near Ishibuchi Village, thin-bedded siltstone interlayered with granule conglomerate fills in a channel, which is cut into the mud-flow deposit of the Kawakurazawa Formation. This is interpreted as a local unconformity between the Kawakurazawa Formation and the Onikobe Formation. In the upper reaches of Iwana-zawa, Nigori-zawa, and Taki-zawa Creeks, the volcanic mud-flow deposits of the Kawakurazawa Formation interfinger with conglomerate, sandstone and siltstone beds of the Onikobe Formation. The unconformable relationships between this formation and the Miyazawa Formation, and between this formation and the Takahinata Rhyodacite are clearly visible in Suginome-zawa Creek and in a southern tributary of Taki-zawa Creek respectively. At the former locality almost horizontally lying conglomerate and siltstone beds of this formation abut against the steeply dipping pumice-flow bed of the Miyazawa Formation (Pl. 6.4). The pumice-flow bed at the locality has been disturbed by faults and the unconformable surface itself is a fault plane, which may have moved slightly after the deposition of the Onikobe Formation. At the latter locality coarse sandstone beds of this formation, which contain cobble- to boulder-size blocks of the underlying rhyodacite, abut against the hornblende rhyodacite lava and tuff-breccia of the Takahinata Rhyodacite. A new road cutting near the Horonai area exposes a very clear unconformable surface between the Miyazawa Formation, which is slumped and highly disturbed, and the overlying Onikobe Formation, which is almost horizontal and non-disturbed (Pl. 6.3). Where both the Miyazawa and the Onikobe Formations lie almost horizontally and consist of lacustrine sediments, it is difficult to decide whether their relationship is a conformity or a parallel unconformity or even the boundary between them. Along the margin of the Onikobe caldera, this formation abuts everywhere against the pre-caldera formations or the basement rocks.

[Distribution and thickness] This formation is distributed along the marginal part of the caldera. The planar top surface of this formation very gently dips inward from the rim of the caldera and is at about 500-600 m above sea level. It is probably the remnants of the depositional surface of this formation as discussed by KATAYAMA and HAYASHI (1952). The maximum thickness of this formation is about 100 m.

[Facies] This formation consists mainly of conglomerate, sandstone, and thin-laminated siltstone (Pl. 6.2). These facies interfinger and change laterally.

The conglomerate is distributed in the marginal part of the caldera. At the mouth of Ikusa-zawa and Horonai-zawa Creeks, the conglomerate beds show an original dip of 20° to 30° (Pl. 6.5). They are probably deltaic deposits. The thin-laminated siltstone is distributed in general in the inner sides of the caldera than the conglomerate. Between the conglomerate and the siltstone facies, a narrow zone of sandstone facies is present. Earthy vivianite is reported from the thin-laminated siltstone beds (SHIMADA and KONNO, 1971). Diatomite beds are intercalated in the thin-laminated siltstone (KATAYAMA and HAYASHI, 1952 : ICHIKAWA, 1955 : YAMAOKA and SHIMADA, 1962).

[Fossils] Fossil diatoms, e.g., *Melosira granulata*, *M. distans*, *Stephanodiscus niagaros* (or *S. astraea*), *Cyclotella comta*, are reported by ICHIKAWA (1955). Fossil plants, i.e., *Carpinus* sp. and *Fagus* sp. are reported by SHIMADA (1955) from this formation. The locality, however, may belong to the upper part of the Miyazawa Formation of the present report.

[Correlation and age] This formation interfingers with the volcanic mud-flow deposit of the Kawakurazawa Formation. Therefore, the age of this formation is Late Pleistocene.

3.3.7 Recent Sediments

(1) Younger Lacustrine Sediments

Younger lacustrine sediments fill the topographic depressions of the Katayama and the Arayu areas. They consist mainly of black clay, granule conglomerate and pebble-to cobble-size angular conglomerate. Sulfur beds, interlayered with them, were once mined (TAKAHASHI, 1953). The maximum thickness of these sediments is estimated to be about 100 m on the basis of the bore-hole data in the Katayama area. A carbonized wood embedded in the sediments has been dated as 14,000 years B.P. by ¹⁴C method (SUMI, 1974, oral commun.).

(2) River Terrace Conglomerate

River terraces have been formed mainly along the elliptical river course within the caldera. They are divisible into the lower and the higher ones. The higher terrace is about 70 m above the present river level, while the lower terrace is about 30 to 40 m above it. The thickness of the terrace gravel is commonly less than 2 m.

(3) Alluvium

Coalescing alluvial fan and talus gravel beds have been formed mainly along the southwestern border of the caldera. They cover unconformably the Onikobe Formation. They are composed of angular boulders and cobbles of the pre-caldera rocks with a sandy matrix. The thickness may reach more than 5 m.

Alluvial gravel covers the wide river floor of the elliptical river course.

Sporadic gravel beds cover unconformably the Miyazawa Formation. The bottom surface of the gravel beds is often irregular and shows channel shape. They are composed mainly of boulders, cobbles, and pebbles of andesite with a sandy matrix. The thickness locally attains several tens of meters. They were not separately mapped in the geologic map.

4. Subsurface Stratigraphy

Scores of bore-holes in the Katayama area and one in the Arayu area have been drilled by Electric Power Development Co., Ltd. to explore and exploit natural steam and thermal water. The cores from some of the bore-holes, namely, GO-1, GO-2,

GO-5, GO-8 and GO-10, were later given to the Geological Survey of Japan. The cores had not been preserved in good condition and parts of them had already been weathered when we received them. The cores were sawed longitudinally into halves and photographed. Some representative samples of the cores from the bore-holes and from the bore-hole U-1 were examined under the microscope. The cores from the bore-hole P-7 were briefly examined in the field. Recently we received the cores from the six bore-holes (KR-1 ~ KR-6) drilled in the southern half of the Onikobe caldera by the New Energy Development Organization and examined in the same way. The columnar sections of the bore-holes made in this way (Fig. 14) are correlated along with those of some other bore-holes reported by other workers, and are shown in Fig. 15.

4.1 Bore-hole , GO-1 (700 m deep, continuously cored)

[Site] East of the Arayu area, 610.7 m above sea level.

[Lithological facies]

Up to 150 m in depth, most parts of the cores consist of white altered rocks which had already been pulverized when we received them. The fragmental materials, which remained unaltered, consist of andesitic tuff-breccia, chocolate colored andesite lava, and flow banded andesite lava in descending order. At 146 m in depth, a small fragment of rhyodacite, which resembles the Takahinata Rhyodacite, was found in the pulverized material.

From 150 m to 489 m in depth, the cores consist entirely of andesite. At 224 m in depth, finely auto-brecciated part about one meter thick is intercalated. The bottom part of this thick andesite is also brecciated. Otherwise the cores consist of a very homogeneous, porphyritic, and slightly vesicular andesite, though locally hydrothermally altered and tectonically fractured. Various kinds of small xenoliths are enclosed in the andesite.

From 489 m to 505 m in depth, the cores consist of alternating beds of whitish lapilli-tuff, thin-laminated fine-tuff, and sandy tuff. The whitish lapilli-tuff is composed of subangular lithic fragments of various kinds and dark greenish brown scoria fragments embedded in a grayish white tuffaceous matrix. The top 80 cm of the lapilli-tuff, which immediately underlies the andesite, has been altered darker and denser probably owing to the heat and load of the overlying andesite.

From 505 m to 606 m in depth, the cores consist mainly of andesitic lapilli-tuff, auto-brecciated andesite, and massive andesite. The andesitic lapilli-tuff is composed of grayish brown andesite fragments, their finer fragments, and interstitial white vein minerals. The auto-brecciated andesite is composed of angular dark-gray andesite fragments of various sizes with a brown finer matrix.

From 606 m to 670 m in depth, the cores consist mainly of thin-laminated tuffaceous siltstone, sandstone, and lapilli-tuff. The thin-laminated siltstone and sandstone are white and in places cross-laminated. The lapilli-tuff is a white vesicular pumiceous tuff containing scattered lithic fragments.

From 670 m to 700 m in depth, the cores consist of massive lapilli-tuff which contains various lithic fragments in a purplish ash matrix.

[Petrography] The andesite, from 150 m to 489 m in depth, contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and opaque minerals as the main phenocrysts. Rounded quartz crystals are rarely found. The groundmass contains small crystals of lath-shaped plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, and opaque minerals in brownish glass. The texture is hyalopilitic. The basal part of the andesite, i.e., from 486.5 m

to 489 m in depth, is more glassy and its groundmass crystals are finer than those of the upper part. The crystal aggregates, which are composed of pyroxene, plagioclase and opaque minerals, commonly occur. The andesite is commonly calcitized and chloritized specially in the lower part. The andesite in the volcanic products, from 505 m to 606 m in depth, is indistinguishable from that of 150 m to 489 m, except that the former is in general more intensely altered and more glassy than the latter.

The lapilli-tuff and tuff-breccia are cemented by veinlets of zeolite, calcite and chalcedony.

The pumice tuff at 489.5 m in depth has the following petrographic characteristics.

Fragments: Crystal fragments of plagioclase, quartz, pyroxene, hornblende and biotite. Various lithic fragments and pumice shreds. The pyroxene fragments have been altered. The hornblende fragments are green and the biotite fragments are dark brown. Both of them are very rare.

Matrix: Ash.

Texture: Compressed and simulates a fluidal texture.

[Correlation and age] The andesite from 150 m to 489 m is exceptionally thick and homogeneous but correlated with the andesite lavas of the Akazawa Formation. The lapilli-tuff, thin-laminated tuffaceous sediments, and andesitic volcanic products, from 489 m to 670 m in depth, are lacustrine sediments and subaqueous volcanic products. They are correlated here with the lower part of the Akazawa Formation, though they are slightly different in facies from the lacustrine sediments of the caldera-fill observed at the ground surface. Moreover, the pumiceous lapilli-tuff contains sparse biotite, which is absent in the post-caldera volcanics. The lapilli-tuff, from 670 m to 700 m in depth, is lithologically similar to the silicic ash-flow deposits in the lower part of the Torageyama Formation and therefore they are tentatively correlated.

4.2 Bore-hole GO-2 (500 m deep, continuously cored)

[Site] East part of the Katayama area, 533.3 m above sea level.

[Lithological facies] Preservation of the cores is not good and about half of them are missing.

Up to about 45 m in depth, the cores consist mainly of massive gray fine ash. They are in places porous probably owing to alteration.

From 45 m to 100 m or more in depth, the cores consist mainly of tuff-breccia. The tuff-breccia is very peculiar in that white-altered vesicular fragments of various sizes are embedded in a dark-gray ash matrix. The tuff-breccia has been intensely altered and hardened.

From 160 m to 440 m in depth, the cores consist mainly of andesite and andesitic tuff-breccia. They have been intensely altered and commonly cut by white veins. At about 254 m in depth, fragments of flow-banded dacite exist.

[Petrography] The massive gray fine ash, which forms the cores up to about 45 m in depth, consists mainly of an aggregate of fine crystals of acicular alunite, mosaic of quartz, cristobalite and opaque minerals. The tuff-breccia, from 45 m to 100 m or more in depth, consists of fragments of quartz, altered lithic fragments, opaque minerals, and a pepper and salt textured fine matrix (cristobalite and ore minerals?). The vesicles are filled with an aggregate of acicular alunite, quartz mosaic, opaque minerals and zeolite. The andesite, from 160 m to 440 m in depth, contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals as the main phenocrysts. The groundmass has been changed into an aggregate of small crystals of lath-shaped plagioclase, pyroxene, zeolite, calcite, opaque minerals, and clay minerals. A typical

andesite has the following petrographic characteristics.

Altered pyroxene andesite (GO-2, 324.7 m)

Phenocrysts: Plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals. The plagioclase reaches 7 mm in maximum size. The orthopyroxene which exists in a comparatively small amount, has been altered and shows green color.

Groundmass: The groundmass is mottled with greenish brown and white transparent parts. The greenish brown part is probably composed of pyroxene and their alteration products. The white transparent part is probably composed of zeolite formed by alteration of glass. Lath-shaped small crystals of plagioclase and opaque minerals are scattered in them.

Texture: Hyalopilitic. Cut by calcite veinlets.

[Correlation and age] The fine ash and tuff-breccia, up to about 100 m in depth, are considered to be younger sediments, which filled a small basin in the Katayama area. The andesitic volcanic products, from 160 m to 440 m in depth, are considered to be a part of the Akazawa Formation.

4.3 Bore-hole GO-5 (300 m deep, continuously cored)

[Site] Central part of the Katayama area, 527.8 m above sea level.

[Lithological facies] Only about one eighth of the cores remains.

Up to about 100 m in depth, the cores consist mainly of fragments of gray sandy ash. Small andesite fragments sporadically occur.

From 100 m to 270 m in depth, the cores consist mainly of andesite, tuff-breccia and lapilli-tuff. They have been intensely altered and cut by white veins.

[Correlation and age] The sandy ash, up to about 100 m in depth, is part of the younger sediment filled a narrow basin in the Katayama area. The andesitic volcanic products, from 100 m to 270 m in depth, are considered to be part of the Akazawa Formation.

4.4 Bore-hole GO-8 (1,000 m deep, continuously cored from 700 m to 1,000 m)

[Site] In the central part of the Katayama area, 557.0 m above sea level.

[Lithological facies] The cores, from 700 m to 1,000 m in depth, are well preserved. They are composed mainly of andesite lava, andesitic tuff-breccia, andesitic lapilli-tuff, and silicic lapilli-tuff. They have been intensely altered and disseminated with pyrite crystals. Therefore, it is often difficult to identify their original texture. Rarely very thin intercalated beds of black siltstone and white gray fine tuff are present.

From 700 m to 773 m in depth, the cores consist mainly of lapilli-tuff with minor intercalations of andesitic tuff-breccia. They have been intensely altered and changed to a whitish gray rock. A black siltstone bed about 1 cm thick occurs at 711 m in depth. From 748 m to about 762 m, the lapilli-tuff contains many subangular white rock fragments in a gray ash matrix.

From 773 m to 945 m in depth, the cores consist mainly of andesite, andesitic tuff-breccia and lapilli-tuff. Most parts have been intensely altered and changed into light-gray rocks with white spots. Hence it is often difficult to identify the original texture. At about 785 m in depth a dark-gray siltstone bed about 10 cm thick was found. From 817 m to 824 m, the lapilli-tuff contains many subangular white rock fragments in a gray ash matrix. The lapilli-tuff is quite similar to the one occurring from 748 m to about 762 m.

From 945 m to 999 m in depth, the cores consist mainly of lapilli-tuff. The lapilli-tuff contains various rock fragments less than 8 cm across in a white gray fine tuffaceous matrix, though rarely it contains only white gray rock fragments in a dark gray ash matrix. At about 967 m in depth, there is a white fine-tuff bed about 100 cm thick, in which siltstone and sandstone beds about 10 cm thick are intercalated.

[Petrography] The andesite is composed of the phenocrysts of plagioclase, pyroxene, quartz, opaque minerals, and a devitrified granular groundmass. The plagioclase and the pyroxene have been altered in various degrees. The quartz is resorbed and in places contained fairly abundantly. The groundmass is composed commonly of a granular aggregate of fine plagioclase, quartz, zeolite, chloritic and opaque minerals.

A representative sample of andesite has the following petrographic characteristics.

Altered andesite (GO-8, 803.4 m) Phenocrysts: Plagioclase, pyroxene, quartz and opaque minerals. The size of plagioclase phenocrysts varies continuously from that of the groundmass to 4 mm. The pyroxene has been completely altered to chlorite, calcite and opaque minerals. The quartz is less than 2 mm and is rounded with a resorbed margin. It is exceptionally abundant for andesite.

Groundmass: Composed of small crystals of lath-shaped plagioclase, calcitized pyroxene, opaque minerals and quartz. The quartz fills the interstices and has a mosaic texture.

Texture: Granular micro-crystalline. It contains crystal aggregates composed of plagioclase, pyroxene and opaque minerals. It is cut by calcite veinlets.

The texture of intensely altered andesitic volcanic products has been completely obliterated. They commonly contain a small amount of resorbed quartz, completely altered plagioclase, and secondary mineral aggregates in a recrystallized fine granular matrix.

The silicic lapilli-tuffs commonly contain quartz fragments, completely altered plagioclase fragments and various kinds of lithic fragments in a recrystallized fine tuffaceous matrix.

The lapilli-tuff, which is composed of white rock fragments and a dark-gray ash matrix, contains quartz fragments and a small amount of altered plagioclase in a recrystallized fine matrix. The white rock fragments commonly contain quartz phenocrysts in a fine crystallized groundmass.

[Correlation and age] The andesitic volcanic products and intensely altered lapilli-tuffs, from 700 m to 945 m, are lithologically similar to those found between 750 m and 1,410 m in the bore-hole KR-3, though alteration is more pronounced. The andesite in the interval is exceptionally rich in quartz phenocrysts, and its groundmass texture is a little different from that of the Akazawa Formation at the ground surface or in the bore-hole GO-1. Therefore, it is tentatively correlated with those of the upper part of the Kanisawa Formation. The silicic lapilli-tuff, from 945 m to 999 m, resembles the silicic ash-flow deposits of the Kanisawa Formation and therefore they are tentatively correlated.

4.5 Bore-hole GO-10 (1,352 m deep, spot cores of 1 to 2 m at the interval of 100 m or 50 m)

[Site] In the central part of the Katayama area, 530.0 m above sea level.

[Lithological facies] The cores given us are fragmental.

Up to 901 m in depth, the cores consist of andesitic volcanic products. The core at the depth of 90 m is soft and clayey. The other cores are mainly greenish gray to dark-gray altered andesite.

From 1,002 m to 1,151 m in depth, the cores consist of whitish green lapilli-tuff. It contains various lithic fragments and quartz crystals.

From 1,200 m to 1,276 m in depth, the cores are dense and brecciated or sheared. They appear to be heterogeneous mixture of various rocks.

[Petrography]

Altered andesite (GO-10, 300 m)

Phenocrysts: Plagioclase, clinopyroxene and opaque minerals. The plagioclase is 4 mm.

Groundmass: Small crystals of lath-shaped plagioclase, decomposed pyroxene, fine mosaic of quartz, zeolite and opaque minerals.

Texture: Recrystallized but originally hyalopilitic. Vesicles filled with zeolite and calcite.

Andesite (GO-10, 400 m)

Phenocrysts: Plagioclase, clinopyroxene, quartz and opaque minerals. The size of the plagioclase phenocrysts varies continuously from that of the groundmass to 4 mm. The orthopyroxene phenocrysts are abundant and have usually a narrow reaction-rim of clinopyroxene. The quartz phenocrysts are sparse and rounded.

Groundmass: Lath-shaped small plagioclase crystals, clinopyroxene, quartz (?) and opaque minerals

Texture: Pilotaxitic.

Andesite (GO-10, 900 m)

Phenocrysts: Plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, quartz, and opaque minerals. The plagioclase is less than 5 mm. The orthopyroxene has a narrow reaction-rim of clinopyroxene. Most pyroxenes have been altered to chlorite. The quartz, which is rounded, is exceptionally rich for andesite.

Groundmass: Lath-shaped small plagioclase crystals, abundant chloritized pyroxene, quartz mosaic and opaque minerals.

Texture: Recrystallized but originally hyalopilitic.

[Correlation and age] The clayey core at 90 m in depth belongs to the younger basin fill at the Katayama area. The andesites from 300 m to 901 m in depth vary slightly with depth. The andesites at the depths of 696 m, 793 m and 900 m are exceptionally rich in quartz phenocrysts and more altered than the andesites of shallower depths. Therefore, they are tentatively correlated with the andesitic volcanic products found between 700 m and 945 m in the bore-hole GO-8, though they are only slightly different from the andesite at 400 m in depth. The silicic lapilli-tuff from 1,001 m to 1,151 m in depth are tentatively correlated with the silicic ash-flow deposits of the Kanisawa Formation. The brecciated or sheared rocks from 1,200 m to 1,276 m are tentatively correlated with the basement rocks, though they may be the basal part of the Kanisawa Formation.

4.6 Bore-hole KR-1 (1,360.3 m deep, continuously cored)

[Site] East of the Arayu area and about 200 m northeast of GO-1, 620 m above sea level.

[Lithological facies]

Up to 125 m in depth, the cores, though poorly recovered and mostly hydrothermally altered, consist mainly of vesicular flow-banded rhyodacite lava. From 114 m to 125 m, the cores are pulverized and contain pyroxene andesite fragments as well as rhyodacitic ones.

From 125 m to 146 m in depth, the cores consist of pumiceous tuff-breccia containing abundant pyroxene andesite fragments and a small amount of scoria. The pumice is well vesiculated, white, silicic and commonly less than a few centimeters

across.

From 146 m to 417 m in depth, the cores consist entirely of pyroxene andesite lava. The lava is irregularly fractured but generally fresh. The bottom 1.5 m of the lava is finely auto-brecciated.

From 417 m to 475.5 m in depth, the cores consist of pumice tuff except for a tongue 1.5 m thick of probably overlying andesite lava, which is intercalated near the top. The pumice tuff consists mainly of white gray pumice, scoria lapilli and sparse andesite fragments less than a few centimeters across. The pumice is occasionally as much as 10 cm in diameter. Sorting is in general not good, though rarely irregular fine laminae are present.

From 475.7 m to 500 m in depth, the cores consist of thin-laminated tuffaceous siltstone, pumice tuffaceous sandstone and intercalated pumice tuff. They grades upward into pumice tuff and downward into scoriaceous tuff.

From 500 m to 543.5 m in depth, the cores consist mainly of scoriaceous coarse tuff with rare intercalations of lapilli-tuff and fine tuff. The top 4 to 5 m consists of comparatively fine tuff while the bottom 3.5 m of andesitic tuff-breccia. They contain occasionally fragments of the underlying pre-caldera rocks and silicic white pumice.

From 543.5 m to 564.8 m in depth, the cores consist mainly of pumiceous lapilli-tuff but an andesitic tuff-breccia about 2.1 m thick and two layers of andesitic tuff 10 cm thick each are intercalated respectively at 550.7 m, 546.1 m and 553.2 m. The pumiceous lapilli-tuff contains white pumice, abundant accidental lithic fragments derived mainly from the underlying pre-caldera formations and a small amount of scoria in a white fine tuff matrix. The lapilli-tuff is ill-sorted and generally cemented with zeolites and carbonates. The bottom 1 m is intensely fractured and argillized.

From 564.8 m to 1,213.7 m in depth, the cores consist mainly of silicic lapilli-tuff, which differs from those above by its higher intensity of compaction and of alteration. Under the microscope, it is clearly distinguishable from those above by the prominent alteration of plagioclase phenocrysts, the total alteration of mafic minerals, and the almost complete obliteration of vesicular structure of pumice due to compaction. This silicic lapilli-tuff contains various accidental lithic fragments in an ash matrix of various tints, e.g., purplish red, pale green, dark grayish green. In this lapilli-tuff several zones extremely concentrated with granitic rock fragments and with fragments of rhyolite or recrystallized tuff are intercalated. They represent probably the bottom part of an eruption unit. Rarely fine tuff beds and very rarely siltstone beds are intercalated, representing respectively the top part of the eruption unit and a fairly long pause of eruption.

From 1,213.7 m to 1,360.3 m in depth, the cores consist of tonalite except from 1,223.8 m to 1,227.3 m and from 1,292.4 m to 1,299.0 m, where they consist of an andesite dike. The tonalite is intensely sheared from 1,213.7 m to 1,241.5 m and from 1,331.5 m to 1,348 m.

[Petrography]

Rhyodacite (KR-1, 42.0 m)

Phenocrysts: Plagioclase, quartz, hornblende (α : yellow green; β , γ : redbrown), sparse pyroxene and opaque minerals. The plagioclase is intensely zoned. The quartz is resorbed.

Groundmass: Shows a fluidal texture with a devitrified and microspherulitic groundmass.

Rhyodacite at 108.6 m depth has quite similar petrographic characteristics as the one described above, except that the hornblende phenocrysts are not oxidized with pale

yellow green (α) and deep yellow green (β , γ).

Pumice (KR-1, 131.5 m)

Phenocrysts: plagioclase, quartz, hornblende (α : pale yellow green; β , γ : deep yellow green), orthopyroxene, clinopyroxene (?) and opaque minerals.

Groundmass: Vesicular glass.

Andesite (KR-1, 221.7 m)

Phenocrysts: Plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals.

Most of the plagioclase are honeycombed.

Groundmass: Hyalopilitic and slightly vesicular.

Pumice (KR-1, 422.2 m)

Phenocrysts: Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals.

Most of the plagioclases are honeycombed.

Groundmass: Vesicular glass.

Pumice tuff (KR-1, 544.5 m)

Contains pumice, scoria, lithic and crystal fragments. Crystal fragments comprise plagioclase, quartz, pyroxene, and opaque minerals. The matrix is cemented with carbonate and zeolite.

Silicic tuff (KR-1, 573.6 m)

Contains various lithic fragments scoria, green collapsed pumice and crystal fragments. Crystal fragments comprise partly argillized plagioclase, quartz, opaque minerals and mafic minerals, which are completely replaced by carbonate or other secondary minerals.

[Correlation and age] The hornblende rhyodacite lava up to 114 m in depth is petrographically quite similar to that of the Takahinata Rhyodacite and correlated with it. From 114 m to 125 m in depth, the poor core recovery precludes correlation with surface formations. The pumiceous tuff-breccia, from 125 m to 146 m in depth, is safely correlated with the thick subaqueous pumice-flow deposits at the base of the Miyazawa Formation on the basis of petrographical similarity. The thick andesite lava, from 146 m to 417 m in depth, is in no doubt a continuation of that from 125 m to 490 m in GO-1 and is correlated with the Akazawa Formation. The pumiceous tuff, tuffaceous siltstone, tuffaceous sandstone, andesitic tuff, andesitic tuff-breccia and pumiceous lapilli-tuff, from 417 m to 564.8 m in depth, correspond to the similar strata from 490 m to 670 m in GO-1. They are correlated with the lower part of the Akazawa Formation.

The thick silicic lapilli-tuff beds from 564.8 m to 1,213.7 m are probably correlated with the Torageyama Formation. The tonalite from 1,213.7 m to 1,360.3 m is without doubt a part of the basement rocks of Cretaceous age.

4.7 Bore-hole KR-2 (1,222.8 m deep, continuously cored)

[Site] Southeast of Takahinata-yama, 545 m above sea level.

[Lithological facies]

Up to 50 m in depth, only a small core at about 45 m in depth was present. It is weathered breccia containing rhyodacite fragments.

From 50 m to 143 m in depth, the cores consist mainly of pumiceous tuff and pumiceous tuff-breccia. The pumiceous tuff-breccia, from 66.8 m to 143 m in depth, contains white pumice lapilli and andesite blocks in a pumiceous tuff matrix, and its lower part is specially rich in andesite blocks. From 66.5 m to 66.8 m in depth, white yellow, thin-bedded fine tuff is intercalated.

From 143 m to 287.5 m in depth, the cores consist mainly of andesite lava and andesite breccia. The andesite breccia, from 143 m to 176 m in depth, consists solely of andesite fragments embedded in a subordinate buff-yellow tuffaceous or loamy

matrix. The cores are missing from 176 m to 180.5 m in depth. The andesite lava, from 180.5 m to 287.5 m in depth, is in general porous and fresh, with its top 20 m or so being auto-brecciated. From 158.5 m to 159.4 m in depth, white yellow pumice tuff is intercalated.

From 287.5 m to 474.5 m in depth, the cores consist mainly of andesitic volcanic breccia, andesite lava, and minor intercalated lapilli-tuff. The lapilli-tuff beds, which contain both scoria and white pumice lapilli, are intercalated between 340.8 m and 344.8 m, and between 355.2 m and 366.5 m in depth. Thin-bedded siltstone about 5 cm thick, is developed on top of the uppermost lapilli-tuff bed.

From 474.4 m to 550.8 m in depth, the cores consist of sandstone and conglomerate. The sandstone, from 474.5 m to 490 m in depth, is buff gray, well-sorted and tuffaceous, and contains in places white pumice grains. The conglomerate, from 490 m to 522 m in depth, contains various kinds of subangular grains from 2 mm to 2 m across in a predominant tuffaceous sandstone matrix. The cores, from 522 m to 550.8 m in depth, consist of monolithologic breccia of rhyolite or dacite in a dominant white clayey matrix. Both the top and the bottom of the breccia are bounded sharply from the overlying and the underlying rocks.

From 550.8 m to 645.3 m in depth, the cores consist mainly of well-rounded volcanic conglomerate with interbeds of alternated black shale and sandstone, sandstone, and tuff. The alternation of black shale and sandstone is intercalated between 550.8 m and 552 m, and at about 638 m in depth. The sandstone, intercalated between 552 m and 556.8 m and between 576.3 m and 581.3 m, is greenish gray, well sorted and tuffaceous, and commonly grades into the underlying conglomerate. The tuff, intercalated between 640 m and 645.3 m, is greenish white-gray and coarse.

From 645.3 m to 881 m in depth, the cores consist mainly of black shale, fine sandstone, and intercalated dacite lava and tuff. The black shale commonly alternates with and grades into the underlying gray fine sandstone. The dacite lava, between 706.4 m and 723.9 m in depth, is altered to white green, its brecciated top 1.5 m appears like a kind of lapilli-tuff and its flow-layered bottom 0.5 m is dark buff gray. The tuff is greenish white-gray and intercalated at a few horizons as less than 3 m thick beds. These strata, generally dipping from 40° to 50°, are intruded by quartz or calcite veinlets and fractured at many places.

From 881 m to 1,224.4 m in depth, the cores consist mainly of black shale, fine sandstone, tuff and lapilli-tuff but altered andesite, probably a dike, exists between 1,030.5 m and 1,035.7 m in depth. The black shale and the fine sandstone are lithologically similar to those above but structurally more intensely disturbed. The tuff and the lapilli-tuff are more abundant in this interval than the above, and some beds are more than 10 m thick. Most of them are dark green blotched with white gray.

[Petrography] The rhyodacite at 45 m in depth contains plagioclase, hornblende (red), clinopyroxene, quartz and opaque minerals as phenocrysts in a spherulitic groundmass. The fine tuff at 66.5 m in depth consists of abundant glass shards, and sparse quartz and plagioclase fragments. The white pumices sampled between 66.8 m and 143 m in depth contain abundant plagioclase and hornblende (green), and sparse clinopyroxene and quartz as phenocrysts while the yellowish white pumiceous tuff at 159 m in depth and the pumices sampled between 355.2 m and 366.5 m contain plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene but lack hornblende.

The andesites sampled up to 474.5 m in depth contain plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene phenocrysts in a hyalopilitic groundmass. The dacites sampled between 706.4 m and 723.9 m in depth contain altered plagioclase phenocrysts in a

groundmass composed of quartz, plagioclase, chlorite, sericite, etc. Parts of the dacite are epidotized and calcitized. The andesites sampled between 1,030.5 m and 1,035.7 m contain only intensely altered plagioclase as phenocrysts in a groundmass composed of quartz, epidote and other fine crystal aggregates. The tuffs sampled between 881 m and 1,224.4 m contain fragments of andesite, other lithics and plagioclase, and some contain also quartz and hornblende fragments.

[Correlation and age] The breccia containing rhyodacite fragments at 45 m in depth is probably the detritus of the Takahinata Rhyodacite. The pumiceous tuff-breccia between 66.8 m and 143 m is probably a proximal facies of the subaqueous pumice-flow deposits at the base of the Miyazawa Formation. The cores from 143 m to 550.8 m belong to the Akazawa Formation. The thick andesite lava from 180.5 m to 287.5 m is correlated with that from 146 m to 417 m in KR-1. The angular conglomerate and breccia from 490 m to 550.8 m are probably the basal conglomerate of the caldera fill and correspond to the similar conglomerate of KR-1 from 540 m to 564.8 m. The lithology of cores from 550.8 m to 1,224.4 m is quite similar to that of the Kanisawa Formation except the well-rounded volcanic conglomerate intercalated at the top part.

4.8 Bore-hole KR-3 (1,500.5 m deep, continuously cored except between 500 m and 1,005 m where the spot coring at 100 m intervals was done)

[Site] North of the Katayama area, 670 m above sea level.

[Lithological facies]

From 0 m to 57 m in depth, only minor portions of cores have been recovered. White fine tuff exists between 45 m and 48.5 m. The other portions are tuff-breccia containing andesite fragments in a white-yellow silicic tuff matrix.

From 57 m to 343 m in depth, the cores are highly fragmented, probably because the rocks of this interval are mainly unconsolidated andesitic tuff-breccia and therefore only andesite fragments were recovered while the matrix was lost during drilling. Within the andesitic tuff-breccia, minor andesite lava and scoriaceous lapilli-tuff are intercalated. In the andesitic tuff-breccia, two types are recognized. The one is of a buff-yellow matrix and loose, while the other of a white gray matrix and harder. Both of them seldom contain other lithic fragments than andesitic ones. Two types of scoria, red and buff-yellow ones, are contained.

From 343 m to 500 m in depth, the cores consist of vesicular massive andesite lava and rare flow-brecciated andesite lava. The andesite lava is very fresh except for local hydrothermally altered parts.

From 500 m to 1,005 m in depth, only spot cores at 100 m intervals are present. All of the cores are andesitic tuff-breccia. However, the andesitic tuff-breccias at about 540 m and 650 m are very fresh and their matrix is composed of buff-yellow tuffaceous materials, whereas those at 750 m, 850 m and 950 m are intensely altered and their matrix is composed of hard, dark gray, tuffaceous materials.

From 1,005 m to 1,410 m in depth, the cores consist mainly of andesite lava, the upper part of which is interbedded with mainly andesitic tuff and the lower part than 1,310 m with mainly silicic tuff. The andesite lava is hard, dark gray and intensely altered. The andesitic tuff is also dark gray and intensely altered and therefore in places difficult to distinguish from the andesite lava. The silicic tuff consists mainly of comparatively fine, greenish white-gray tuff.

From 1,410 m to 1,500 m in depth, the cores consist of silicic tuff, silicic tuff-breccia and rare volcanic conglomerate of the same petrological character. The silicic tuff and the silicic tuff-breccia are fairly hard and show either greenish dark-gray or greenish light gray color.

[Petrography] The fine tuff at about 45 m is pumiceous and contains angular fragments of plagioclase, quartz, green hornblende, etc. The buff-yellow matrix of the tuff-breccia from 57 m to 343 m is composed of argillized tuffaceous materials. while the white-gray matrix is composed of partly recrystallized tuffaceous materials. The andesites up to 500 m depth contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals as phenocrysts in a hyalopilitic groundmass. The andesitic tuff-breccias at 540 m and 650 m contain andesite, scoria, plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, opaque minerals and very rarely other rock fragments. Microlites have been formed in part of their matrix. The andesitic tuff-breccias at 750 m, 850 m and 950 m contain fragments of andesite, scoria, plagioclase, clinopyroxene, intensely altered mafic minerals, and rarely orthopyroxene, quartz and opaque minerals. They are in general calcitized and chloritized, and the pores are filled with zeolites. The andesites between 1,005 m and 1,410 m contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and opaque minerals as phenocrysts in a hyalopilitic to pilotaxitic groundmass, though they have been zeolitized, calcitized and chloritized, and their groundmass devitrified. The andesitic tuffs between 1,005 m and 1,410 m contain fragments of andesite, plagioclase, pyroxene, etc. in a matrix composed of clay minerals, zeolites and chlorite. The silicic tuffs between 1,005 m and 1,410 m contain fragments of quartz, plagioclase, various lithics and rarely hornblende in a matrix composed of clay minerals. The silicic tuffs between 1,410 m and 1,500 m are similar to those between 1,005 m and 1,410 m except that pumice shreds occur more commonly.

[Correlation and age] Judging from its pumiceous and hornblende bearing character, the white fine tuff from 45 m to 48.5 m probably belongs to the Miyazawa Formation. The andesitic volcanic products from 50 m to 650 m may be correlated with the Akazawa Formation. The thick andesite lava from 343 m to 500 m is quite similar to that in KR-1 from 146 m to 417 m. The mainly andesitic volcanic products from 750 m to 1,410 m are intensely altered and probably belong to the pre-caldera formations. If the conglomerates intercalated between 1,410 and 1,500 m are correlative with those in KR-2 between 550.8 and 645.3 m, the thick andesitic volcanic products from 750 m to 1,410 m should stratigraphically be located in the upper part of the Kanisawa Formation

4.9 Bore-hole KR-4 (1,390.7 m deep, continuously cored except between 310 m and 1,000 m where the spot coring at 100 m intervals was done)

[Site] South of Takahinata-yama, 460 m above sea level.

[Lithological facies]

Up to 165 m in depth, the cores are fragmentary, probably because most of the loose matrix of the original tuff-breccias was lost during drilling and only hard rock fragments were left. The fragmentary cores consist mainly of andesite fragments and minor pumice lapilli-tuff matrices. Very sporadically dacite or rhyodacite fragments also occur. The pumice is mostly of a white tubular variety but sporadically a banded variety also occurs.

From 165 m to 173 m in depth, the cores consist of white glassy pumiceous tuff sporadically containing andesite fragments.

From 173 m to 310 m in depth, the cores consist mainly of scoriaceous tuff-breccia

and lapilli-tuff. The top 20 m consists of highly brecciated andesite, the matrix of which is missing. The scoriaceous tuff-breccia and lapilli-tuff comprise fragments of andesite and scoria in a scoriaceous tuff matrix but in places they also contain yellow pumice. Very thin fine tuff, volcanic sandstone and conglomerate beds are rarely intercalated.

From 310 m to 1,000 m in depth, only spot cores at 100 m intervals are present. The core at about 400 m consists of monolithologic andesite breccia with a yellowish gray tuff matrix. The core at about 500 m consists of vesicular andesite lava. The core at about 603 m consists of angular conglomerate composed of various lithic fragments in a white gray tuffaceous matrix. The cores at about 700 m, 800 m and 900 m consist of altered dacite, which encloses abundant dark cognate xenoliths.

From 1,000 m to 1,260 m in depth, the cores consist mainly of pale green altered dacite. The dacite encloses abundant dark cognate xenoliths. Its top 16 m and its bottom 10 m are apparently flow-layered and brecciated. Tuff and tuffaceous sandstone, less than 3 m thick and similar in color to that of dacite, are intercalated at 1,027 m and at 1,154 m depth.

From 1,260 m to 1,390.7 m in depth, the cores consist mainly of coarse tuff, conglomerate, sandstone and black shale. These beds commonly dip more than 40° and are cut by white veins. The coarse tuff and tuffaceous sandstone are white green or dark green mottled with white spots. The conglomerate from 1,303.7 m to 1,316.7 m and from 1,319.9 m to 1,337.5 m is ill-sorted and contains angular to subangular, various lithic fragments up to 15 cm across in a white greenish sandy matrix. The dominant fragments are of black shale. The black shale is intricately interbedded with the dark green sandstone and structurally highly disturbed.

[Petrography] The pumice at 129.1 m contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, green hornblende and minor quartz as phenocrysts. The white glassy tuff at 169.9 m contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene (?) and opaque minerals in pumiceous glass shards, but lacks hornblende. The dacite from 700 m to 1,260 m in depth contains minor plagioclase phenocrysts in a microcrystalline groundmass composed of plagioclase laths, quartz mosaic, clay minerals, etc. The dacite has been altered in various degrees and opaque minerals, aggregates of epidote and other secondary minerals, and sparse quartz aggregates also occur. The dark cognate xenoliths enclosed in the dacite are composed also of similar minerals to those of the host rock, though their ratios are different.

[Correlation and age] The pumiceous tuff-breccia up to 165 m depth is probably a proximal facies of the thick subaqueous pumice-flow deposits at the base of the Miyazawa Formation. The cores from 165 m to 605 m are correlated with the Akazawa Formation. The glassy pumiceous tuff from 165 m to 173 m in depth is quite similar to that intercalated in KR-2 from 158.5 m to 159.4 m. The angular conglomerate at about 603 m is characteristic of that developed at the base of the Akazawa Formation. The dacite from 700 m to 1,260 m is petrographically similar to that intercalated from 706.4 m to 724 m in KR-2, though the thickness greatly differs. The coarse tuff, black shale, sandstone, and conglomerate from 1,260 m to 1,390.7 m are lithologically quite similar to those in KR-2 from 550.8 m to 1,224.5 m. Therefore, the cores from 700 m to 1,390.7 m are correlated with the Kanisawa Formation

4.10 KR-5 (1,500 m deep, continuously cored)

[Site] Near the mouth of Kobukazawa Creek, 307 m above sea level.

[Lithological facies]

From 40 m to 86 m in depth, the cores consist of pumiceous lapilli-tuff or tuff-breccia, which contains dacite and andesite fragments. The pumice is white and well vesiculated. Thin finer pumiceous tuff layers are intercalated.

From 86 m to 182 m in depth, the cores consist of siltstone, gray sandstone, silicic tuff and lapilli-tuff. Rhyolite, probably a dike or sheet, is intercalated between 93 m and 109 m. The sandstone is dominant in the upper half, while the tuff and lapilli-tuff in the lower half. The silicic tuff and lapilli-tuff are commonly graded, and contain pumice or green patches. The cores are locally mineralized.

From 182 m to 263 m in depth, the cores consist mainly of andesitic tuff and tuff-breccia with minor intercalations of sandstone and siltstone. The andesitic tuff is commonly dark-green and scoriaceous. The tuff-breccia from 255 m to 261 m is purplish and contains abundant andesite blocks. The cores are locally mineralized.

From 263 m to 1,500.5 m in depth, the cores consist of various kinds of schists and mylonitized tonalite. The schists are all of the greenschist facies and comprise quartzo-felspathic, pelitic and magnesian varieties. These rocks have been complexly deformed. Some dikes of later ages intrude into them.

[Petrography] The pumice at 55.7 m contains hornblende, quartz, plagioclase and pyroxene phenocrysts. The dacite blocks at 60 m and 78 m contain quartz, plagioclase, hornblende, pyroxene, and opaque minerals in a granular microcrystalline or a glassy groundmass with microlites.

[Correlation and age] The pumiceous lapilli-tuff and tuff-breccia from 46 m to 86 m are correlated with the subaqueous pumice flow at the base of the Miyazawa Formation. The sandstone and tuff from 86 m to 182 m are correlated with those of the Kanisawa Formation. The andesitic tuff and tuff-breccia from 182 m to 263 m are correlated with those of the Kamuroyama Formation although the upper boundary between the Kanisawa Formation is gradational and somewhat arbitrary. Both the schists and mylonitized tonalite from 263 m to 1,500.5 m are similar to those exposed on the northwestern margin of the caldera.

4.11 KR-6 (1,502.5 m deep, continuously cored)

[Site] Middle course of Kusakizawa Creek, 335 m above sea level.

[Lithological facies]

From 30 m to 100 m in depth, the cores consist of non-sorted conglomerate. The conglomerate encloses mega-blocks of pumice tuff, and slumped siltstone and sandstone as well as various kinds of other rock fragments in a scoriaceous tuff matrix. This conglomerate is probably of debris-avalanche origin.

From 100 m to 175 m in depth, the cores consist mainly of thin-bedded siltstone. In places, conglomerates of debris-flow origin and thin sandstone beds are intercalated, and siltstone beds are slumped.

From 180 m to 389 m in depth, the cores consist of massive tuffaceous mudstone and an underlying thick graded subaqueous pumice flow. The massive tuffaceous mudstone grades downward into the fine tuff division of the underlying subaqueous pumice flow. The boundary between them is difficult to draw. Their total thickness is about 80 m. The bottom 10 m of the subaqueous pumice flow encloses siltstone clasts ripped up from below the flow. The maximum diameter of pumice clasts in this flow is only 4 cm and the reverse grading of pumice clasts, which is common in subaqueous pumice flows, is not apparent here.

From 390 m to 504 m in depth, the cores comprise thin-bedded siltstone and sandstone. Carbonaceous matter is locally concentrated. Slumped beds occur at

several horizons.

From 504 m to 799.5 m in depth, the cores consist of 11 or more graded units of fine tuff to pumiceous lapilli-tuff, minor interbeds of siltstone and sandstone, and a few beds of scoriaceous tuff, which are intercalated near the base of this interval. The graded units of fine tuff to pumiceous lapilli-tuff are of subaqueous pumice flow origin. The lower part of each graded unit commonly contains scoria, pumice, and andesite fragments in a tuffaceous matrix. The middle part commonly contains pumice lapilli in a tuffaceous matrix. The upper part is bedded pumiceous tuff which grades upward into fine tuff. The basal part in places encloses siltstone clasts ripped up from below. The siltstone and sandstone are often interbedded between graded units and some are thin-bedded. The scoriaceous tuff is brown to black, and each bed is less than 3 m in thickness. The scoriaceous tuff and pumiceous lapilli-tuff near the base of this interval sporadically contain lithic fragments of pre-caldera rocks.

From 799.5 m to 974 m in depth, the cores consist of conglomerate and a few sandstone and siltstone beds less than 3 m thick, which are intercalated in the upper part. The conglomerate contains angular to subrounded various kinds of pre-caldera rocks up to 1 m across in a tuffaceous sandstone matrix.

From 974 m to 1,502.5 m in depth, the cores consist of at least four eruption units of thick ash-flow tuff. At the base of each eruption unit, lithic fragments are concentrated forming tuff-breccias 3 m to 35 m thick. The tuff-breccias comprise fragments of granitic and minor other rocks in a light-gray non-welded tuffaceous matrix. The main part of the ash-flow tuffs is composed mainly of ash containing little lithic lapilli and pumice shreds. They show gray to black color depending on the degree of welding. The welding becomes in general intenser downward. The contact plane between the top of the ash-flow tuff and the overlying conglomerate is sharp and the top of the ash-flow tuff is not weathered.

[Petrography] The pumice tuff at 379 m in depth contains plagioclase, resorbed quartz, green hornblende, clinopyroxene, minor orthopyroxene, and opaque minerals, whereas the pumice tuffs at 512.9 m, 523.9 m, 540.9 m, 562.1 m, 582.5 m, 598.9 m, 617.5 m, 657.4 m, and 679.6 m in depth, contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals but lack quartz and hornblende except the one at 617.5 m, which contains a very small amount of green hornblende.

The non-welded to welded ash-flow tuffs at deeper levels than 974 m contain invariably abundant plagioclase, quartz, clinopyroxene, opaque minerals, minor hornblende, and in places orthopyroxene and biotite in a devitrified glass shards matrix. Where the welding is weak, the glass shards show clear axiolitic structure. Hornblende is always present, but below about 1,228 m it is very sparse and commonly brownish while above there it is more common and greenish. Biotite is very rare and often of uncertain character but may be present below 1,070 m. Orthopyroxene is sparse but present below about 1,146 m. In places, parts of these mafic crystals have been chloritized.

[Correlation and age] The non-sorted conglomerate up to 100 m in depth is correlated with the Kawakurazawa Formation. The thin-bedded siltstone and the underlying subaqueous pumice flow, from 100 m to 389 m in depth, are easily correlated with the Miyazawa Formation. The thin-bedded siltstone, the underlying 11 or more graded units of fine tuff to pumiceous lapilli-tuff and the thick conglomerate at the base, from 389 m to 974 m, are also easily correlated with the Akazawa Formation. The non-welded to welded tuffs from 974 m to 1,502.5 m are correlated with those of

the Torageyama Formation on the basis of lithologic similarities.

5. Geologic Structure

The unconformable relationship between the caldera fill and the underlying formations is well manifested also in the difference of their structures. For example, the throw of faults in the pre-caldera formations exceeds a few meters at many places, though that in the caldera fill rarely exceeds one meter except around the Zanno-mori Block. Therefore, the geologic structure of each stratigraphic unit is separately described. The major structural features are shown in Fig. 16 and summarized in Table 4. The computer programs (YAMADA, 1980 b ; 1983 a) were used to analyze the fracture data.

5.1 Pre-caldera Rocks

5.1.1 Major Faults

The faults, which have slipped apparently more than several tens of meters and have special significance for the geologic structure of the area, are called here major faults and described separately from the other minor faults. They are the boundary faults of the caldera, the boundary faults of the Zanno-mori Block, and some other faults which cut the pre-caldera rocks.

The boundary faults of the caldera can not presently be observed at the surface because they are covered with the caldera fill. The top part of the caldera fill is almost non-affected by the movements of the boundary faults. The nature of the boundary faults of the caldera is inferred only on the basis of the bore-hole data, the stratigraphic data, the Bouguer anomaly data, and the basin physiography. It is discussed in a later chapter.

The boundary faults of the Zanno-mori Block consist of several linear fault segments. The northwestern boundary of the block is defined by a slightly convex fault trending northeast-southwest. The fault is inferred from the abrupt changes of lithological facies and of topography at the boundary, though no sharp fault plane is observed. The NE-SW boundary fault consists probably of a comparatively wide fault breccia zone, which is commonly mixed with the basal conglomerate of the caldera fill, and therefore it is difficult to distinguish between them. The possible extensions of the NE-SW boundary fault cut the caldera fill by sharp fault planes in the middle courses of Kusaki-zawa and Zanno-zawa Creeks. Minor faults, which are parallel to the NE-SW boundary fault, are observed in many places close to the boundary fault. The southwestern boundary of the block is defined by two sharp parallel faults, which can be observed in the middle course of Kusaki-zawa Creek (Fig. 17). The southern half of southeastern margin of the block is bounded by a zig-zag fault, which consists of several linear fault segments of slightly different directions, whereas the northern part of the southeastern margin of the block may be bounded by an unconformity. Neither any indication of the boundary fault nor steep dips of the caldera fill away from the boundary commonly observed in the other sides are recognized in the northern part of the southeastern margin. Judging from the distribution and the dip of the caldera fill, the northeastern margin of the block is probably bounded by a curved fault trending in general north-northwest, though the fault could not be confirmed.

Several major faults cut the pre-caldera rocks in the immediate surroundings of the caldera.

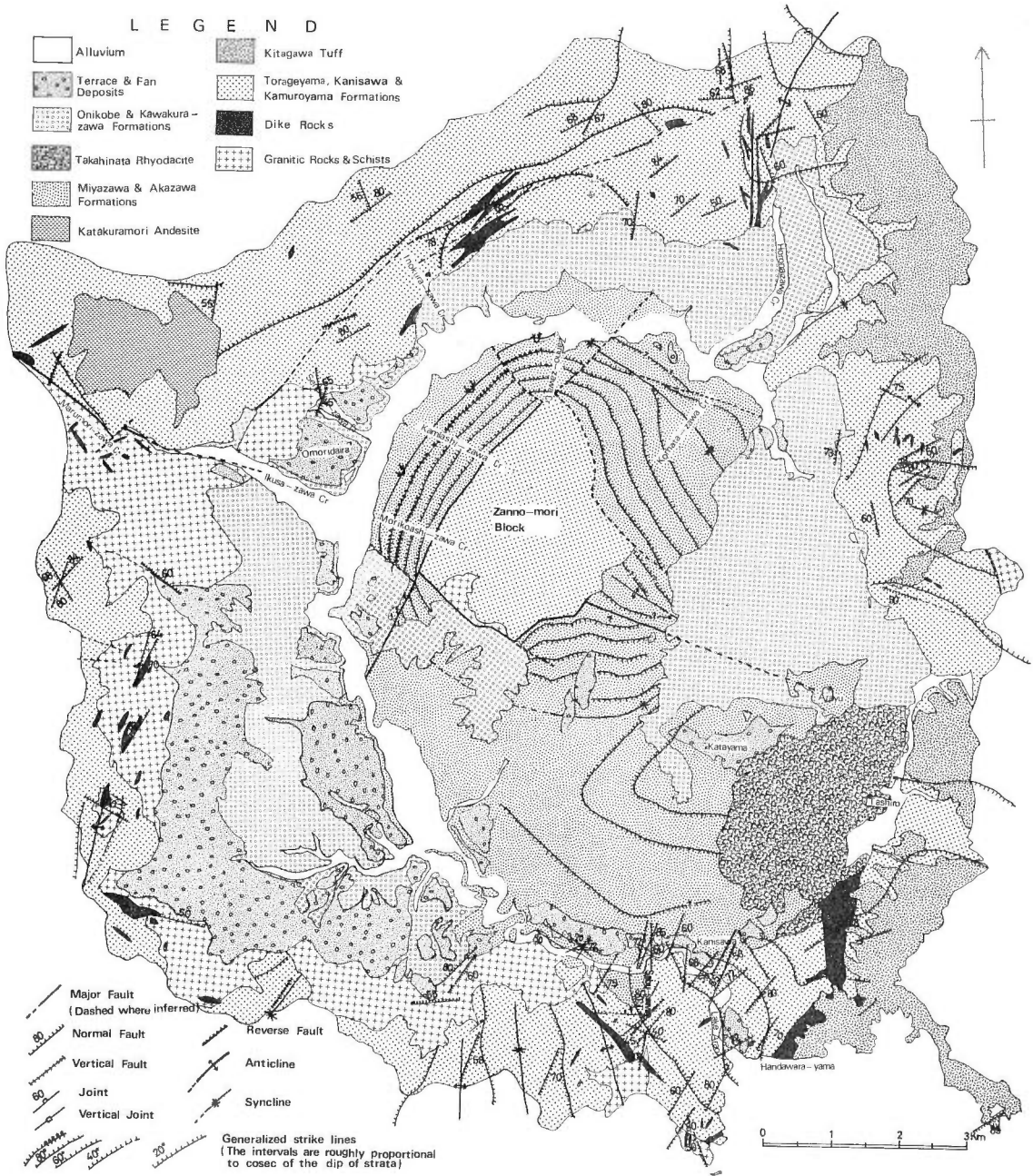


Fig. 16 Structural map of the Onikobe area. (Slightly revised from YAMADA, 1986 a).

The NE-SW trending fault on the northern rim of the caldera, which apparently throws down the northwestern side, can be traced from Ikusa-zawa Creek to Horonai-zawa Creek. In the lower course of Senpoku-zawa Creek, an altered andesite of the Kamuroyama Formation cut by the fault is in fault contact with a greenish tuff of the Torageyama Formation. The greenish tuff has been sheared by planes striking

Table 4 Summary of fracture systems in and around the Onikobe caldera. (After YAMADA, 1986 a with minor revisions).

Age	Stratigraphic units (Thickness)	Tectonic event	Fracture systems	
Recent	Recent Sediments (0-100m)		Fractures are rare.	
Pleistocene	Onikobe Formation (0-100m)			
	Kawaku-razawa Formation (0-100m)			
	Takahinata Rhyodacite (0-250m)			
	Miyazawa Formation (200-300m)	Distension (Southeastern part of the caldera)	[Southeastern part] Clastic dikes, extension joints & normal faults. Direction, density and other characters are different from subarea to subarea. In each subarea slightly older fractures formed under a different stress field may be found.	[Northwestern part] Normal faults, slide faults, shear joints and probably strike-slip faults. Gravity sliding and clastic dikes are also present. They have been rotated in association with doming.
	Akazawa Formation (500-800m)	Zanno-mori doming (Northwestern part of the caldera)		
Pliocene	Kitagawa Tuff (0-200m)	<Caldera collapse>	Faults of NE-SW direction exist. One of them is probably a steep normal fault of more than 10m throw.	
	Torageyama Formation (0-800m)	Block-faulting	Dominant fractures are of WNW-ESE and of NNE-SSW directions. Many of them are steeply inclined normal faults and joints. But dispersion of direction is large. Many faults show a throw of more than 10m.	
Miocene	Kanisawa Formation (400-1000m)			
	Kamuroyama Formation (0-300m)			
Cretaceous	Granitic Rocks	Orogeny	(Mylonitization)	
Paleozoic	Schist			

N 53°E and dipping 60°E, while the boundary of the shear zone trends N 83°E. In Suginomori-zawa Creek, a disturbed zone about 20 m wide, composed of a mixture of siltstone, porphyritic andesite, and greenish lapilli-tuff beds, is sandwiched within basaltic andesite of the Kamuroyama Formation. The fault bounding the southeastern side of the zone strikes N 62°E and dips 90°. Several shear planes are present within the zone. In Horonai-zawa Creek, the fault bounds silicic ash-flow deposits of the lower part of the Torageyama Formation on the north from andesitic volcanic products and bedded greenish lapilli-tuffs of the Kanisawa Formation on the south. The strike and dip of beds are quite different on both sides of the fault here, though no clear fault plane can be observed.

The WNW-ESE trending fault in the northwestern corner of the studied area can

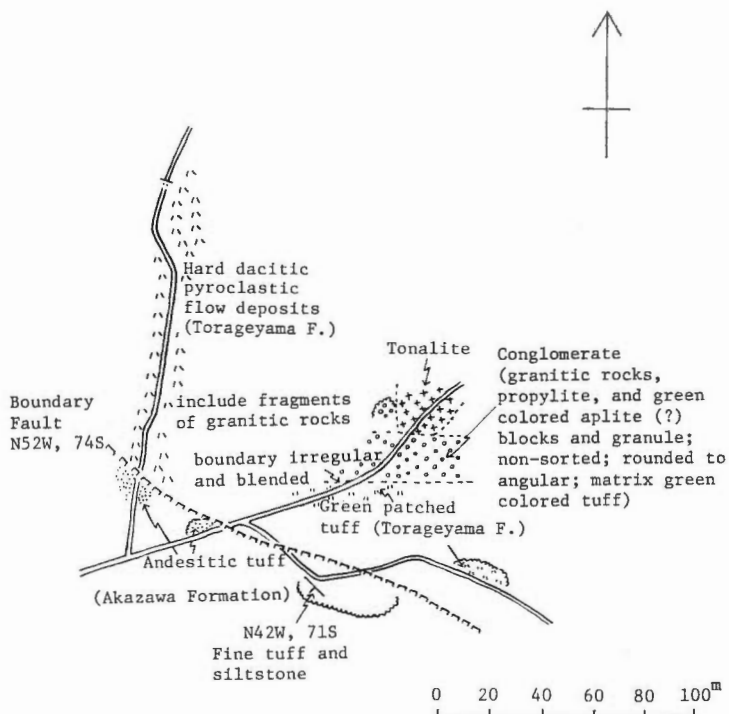


Fig. 17 Route map showing the boundary fault of the Zanno-mori Block in Kusakizawa Creek.

be clearly observed along the middle course of Marumori-zawa Creek, where a sharp normal fault striking $N 36^{\circ}-45^{\circ}W$ and dipping $56^{\circ}-80^{\circ}NE$ bounds granitic rocks on the southwest from silicic ash-flow deposits of the Torageyama Formation on the northeast. The east-southeastward extension of the fault is probably offset a little to the north and runs along Ikusa-zawa Creek.

The fault in the southern margin of the studied area running roughly in a WNW-ESE direction bounds a granitic rock from the Kanisawa Formation in the middle course of a creek at about 500 m north of Narugo Dam. The northeastern side is apparently down-thrown relative to the southwestern side. The fault observed there is reverse.

A fault trending north is inferred between the granitic rocks and the Kanisawa Formation along the western flank of Okura-yama Peak on the eastern margin of the caldera.

Several other faults of fairly large displacements, i.e., several tens of meters, cut the pre-caldera rocks. They are included in minor faults.

5.1.2 Folds

(1) Folding and cataclastic deformation of the basement rocks

The schist, in the lower course of Suginomori-zawa Creek, is monoclinial with a general strike $N 70^{\circ}E$ and dip $36^{\circ}NW$, though the deviation from the average direction is large. The schist, exposed narrowly along National Road 108 near Omoridaira Village, strikes $N 11^{\circ}E$ and dips $31^{\circ}E$, while that exposed along the Senpokuzawa

logging road strikes N 30°W and dips 85°E. In Suginomori-zawa Creek, minor folds (Pl. 1.2) are observed in the schist, but such structures are not ubiquitous.

The basement granitic rocks are generally massive, though locally strong cataclastic structures have been developed. In the cutting on the Senpokuzawa logging road, the platy structure of the mylonitized granitic rock has almost the same direction as that of the schistosity of the nearby schist, namely strikes N 30°W and dips 85°E. In the cutting on National Road 108, a similar cataclastic platy structure of granitic rocks shows an irregular orientation, with its strike ranging from E-W to N 60°W and dip roughly 30°N. In the middle course of Ashi-zawa Creek a cataclastic structure trending northeast is observed in the granitic rock. In the middle reaches of Sabu-sawa Creek, a cataclastic structure in the granitic rock extends in a NW-SE direction almost parallel to the andesite dike nearby. Thus the general trend of these cataclastic or mylonitized rocks is roughly north-northwest to south-southeast as contended by SASADA (1984).

(2) Folding of the Kamuroyama, the Kanisawa, and the Torageyama Formations

The main part of the pre-caldera formations is covered with the caldera fill and the Kitagawa Tuff and, moreover, the stratification in the pre-caldera formations is in places difficult to decipher because of the massive character of thick volcanic products or intense hydrothermal alteration. Therefore, their geologic structure is known only roughly yet in this area.

On the northern border of the Onikobe caldera, a major anticline runs from Suzukura-mori Peak to Omoridaira Village roughly in a NE-SW direction. The maximum general dip is 30° to 40° on both flanks of the anticline, though steeper dips are locally observed. The basement rocks are sporadically exposed along the axis of the anticline. On the northwestern flank of the anticline, a major fault already described runs parallel to the anticline. The northeastern end of the anticline is affected by folds trending north, which is the prevalent direction of folds in northern Honshu.

On the eastern border of the Onikobe caldera, the Kanisawa Formation shows complex undulation. The direction of folds is variable and the wave length is shorter than that of the major anticline described already.

On the southern border of the Onikobe caldera, the Kamuroyama and the Kanisawa Formations dip in general less than 30° northeast to east. However, local disturbances of the strike and dip of strata are common. Near large intrusive bodies and major faults, the strike and dip of strata have been disturbed. For example, on the northwestern fringe of the Handawara-yama andesite dike, the strike of the Kanisawa Formation changes toward the NE-SW direction, that is, parallel to the dike, and the dip becomes steeper.

Minor folds and slump folds, which are ubiquitous in the caldera fill, are rarely observed in the pre-caldera formations. A rare example of minor fold in the Kanisawa Formation is shown in Plate 7.1.

5.1.3 Minor Faults, Joints and Clastic Dikes

Minor faults (Pl. 7.2) and joints are well developed in the pre-caldera rocks. The throw of minor faults exceeds in places ten meters. The joint density is greatly dependent on lithology. It is high in black siltstone (Pl. 7.3) and low in massive silicic ash-flow deposits. Clastic dikes occur locally in massive silicic ash-flow deposits on the northern margin of the caldera.

(1) Direction of fractures

During the geologic mapping of the area, the strike and dip of 60 fracture planes were measured in the pre-caldera rocks. Most of the fractures are of fairly large dimensions, though a small number of joints are included. The point diagram based on the data (Fig. 18) shows that the directions of the fracture planes are highly scattered. The fracture planes striking northeast and dipping 50° to 80° either northwest or southeast however, are dominant and those striking northwest and dipping either northeast or southwest are also fairly abundant.

There is no marked difference of dominant fracture directions with the different areas, namely northern, eastern, southern and western margins of the caldera. The difference in the direction of fractures with the different lithologies is also not apparent. However, the measurement in each outcrop indicates that several dominant directions of fractures clearly exist in individual outcrops.

(2) Other characters of fractures

The throw of faults ranges up to several tens of meters. Faults with a throw of more than 10 m commonly have a shear zone or a fault breccia zone of various widths. Most of the faults are normal, though very rarely reverse and vertical faults are observed. A minor fault having nearly horizontal striations was also observed. The drag of strata near the faults is in general not conspicuous in these minor faults. Closely spaced parallel joint sets are characteristically developed in the black siltstone facies of the Kanisawa Formation near Kanisawa Village. The density of fractures is in general higher in fine-grained rocks than in coarse-grained heterogeneous rocks.

Around the Sabusawa Mine, fractures are commonly filled with secondary minerals,

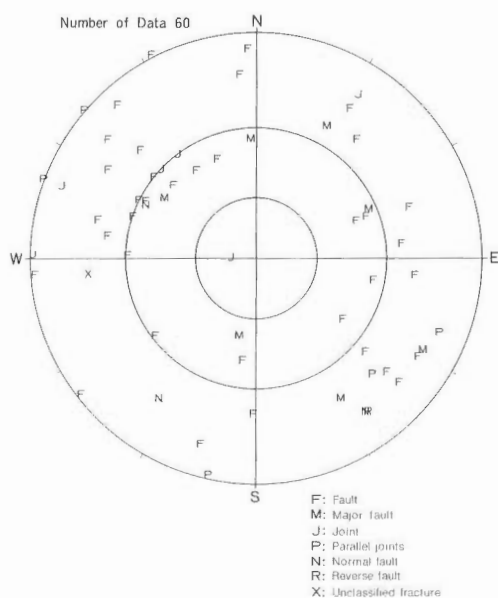


Fig. 18 Point diagram of fracture planes measured in the basement and the pre-caldera formations. Poles of fracture planes, plotted on the Wulff net. Projection is on lower hemisphere. (After YAMADA, 1986 a).

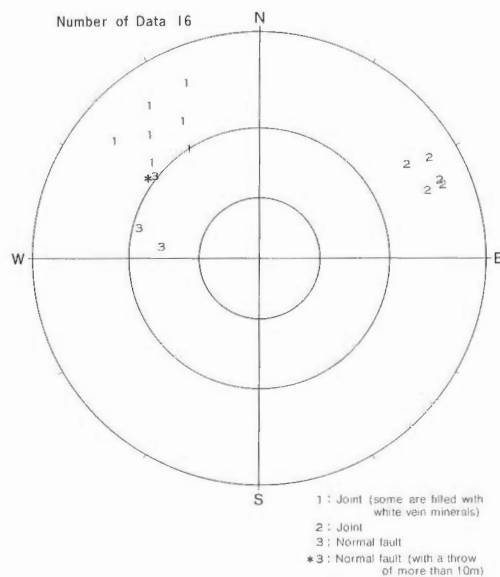


Fig. 19 Point diagram of fracture planes measured in an outcrop of the Kanisawa Formation near Kanisawa Village. Poles of fracture planes, plotted on the Wulff net. Projection is on lower hemisphere. (After YAMADA, 1986 a).

forming mineralized quartz veins in places.

In the outcrop at the foot of Kanisawa Bridge, three sets of fractures are present (Fig. 19). The joint set 1 strikes N 50° E and dips 73° E on an average, though the joint directions of set 1 are more scattered than those of set 2. Some joints of set 1 are filled with white secondary minerals. The joint set 2 strikes N 25° W and dips 78° SW on an average. Vein minerals are absent in the joints of set 2. The fracture set 3 consists of normal faults which dip gentler than the joint sets. One of them has a throw of more than 20 m and a fault breccia zone 13 cm wide.

In the cliff on the bank of Lake Arao near Kanisawa Village, two sets of normal faults are observed. If they are a conjugate system, the direction of minimum compressional principal stress was northwest-southeast and nearly horizontal when they were formed. The dihedral angle is 70° (Fig. 20).

5.2 Kitagawa Tuff and Caldera Fill

5.2.1 Folds

The Kitagawa Tuff, distributed outside of the caldera, dips commonly less than 10°. Locally, however, steeper-dipping conglomerate and air-fall tuff beds are intercalated. Such steeper dips are mostly original.

On the other hand within the caldera, the Akazawa and the Miyazawa Formations dip steeply surrounding the Zanno-mori Block and form a dome structure, which is called in this report the Zanno-mori Dome. Surrounding the dome, a synclinal structure has been formed (Fig. 16).

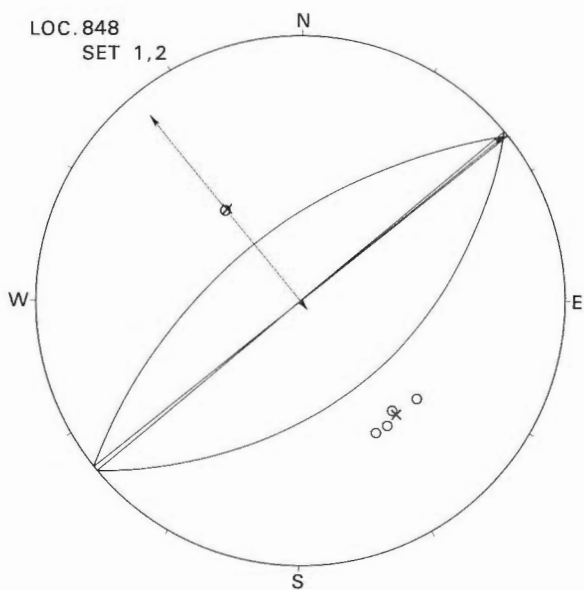
On the northwestern flank of the Zanno-mori Dome, the Miyazawa and the Akazawa Formations incline almost vertically and are partly even overturned. However, beyond about 0.8 km from the boundary fault of the Zanno-mori Block, the Miyazawa Formation lies abruptly almost horizontal and therefore an axis of syncline or sharp-bent structure runs there. The NE-SW direction of the axis is parallel to that of the boundary fault of the block.

On the northeastern flank of the dome, the Akazawa and the Miyazawa Formations dip about 70°. But the dip gradually becomes gentler away from the boundary of the block and beyond 1.0-1.5 km from the block the Miyazawa Formation dips gently toward the dome. Therefore, a broad synclinal structure is formed. The axis of the syncline runs in a NW-SE direction, which is nearly parallel to the boundary on this side of the block.

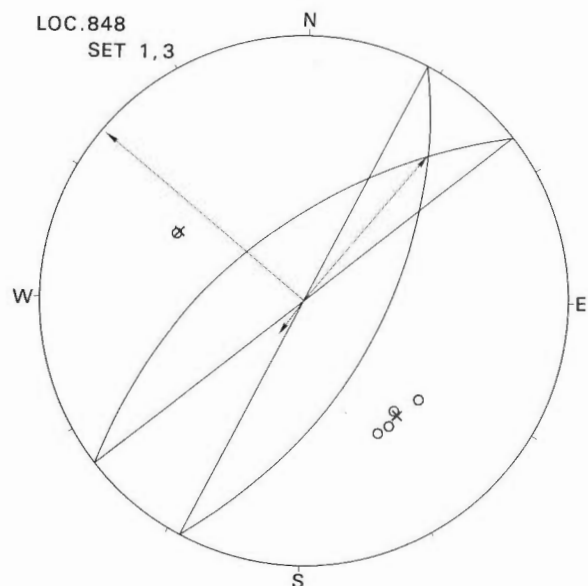
On the southwestern flank of the dome, the Akazawa and the Miyazawa Formations dip about 60°. But beyond 1.0-1.5 km from the block the Miyazawa Formation becomes almost horizontal. Therefore, an axis of syncline or sharp-bent structure runs parallel to the boundary fault as on the other sides of the block, though part of the structure is covered unconformably with the Kawakurazawa Formation.

On the southern half of the southeastern flank of the dome, the Akazawa and the Miyazawa Formations dip steeply away from the zig-zag shaped boundary fault, though they slightly undulate with the secondary axes normal to the boundary of the block. Beyond 1.0-1.5 km from the block, their dips become gradually almost horizontal. On the northern half of the southeastern flank of the dome, however the formations do not incline away from the boundary of the block as on the other sides. Instead they seem to be folded into an anticline trending northwest, that is, almost normal to the boundary of the block. Therefore, the structure is quite different from that on the other flanks of the dome.

On the northern corner of the dome, the Akazawa and the Miyazawa Formations



SHIGMA 1 = 149. , 84.
SHIGMA 2 = 51. , 1.
SHIGMA 3 = 321. , 6.
2 THETA = 73.



SHIGMA 1 = 216. , 71.
SHIGMA 2 = 40. , 19.
SHIGMA 3 = 309. , 1.
2 THETA = 68.

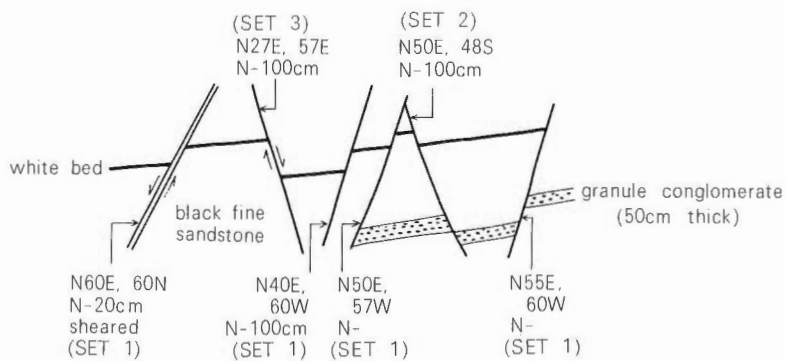


Fig. 20 Sketch and stereographic projection of a possible conjugate system of minor faults in the Kanisawa Formation on the southern margin of the caldera (Loc. 848). Projection is on lower hemisphere. (After YAMADA, 1978 with additions).

surround the block by a smooth curve and are only slightly modified by extensions of the boundary faults of the block. On the western corner of the dome, the Akazawa and the Miyazawa Formations observed in some patchy outcrops strike almost parallel to the southwestward extension of the NE-SW boundary fault and dip steeply northwestward or southeastward where overturned, though the major part of the formations are unconformably covered with the Kawakurazawa Formation. The recent data of the bore-hole KR-6, however, clearly indicate that the Miyazawa and the Akazawa Formations lie near horizontal there. Therefore, the patchy outcrops of the steeply dipping Akazawa and Miyazawa Formations were interpreted as megablocks in the Kawakurazawa Formation in this report. Thus the structure on the western corner of the dome has been little affected by extensions of the boundary faults of the block as has been the structure on the northern corner.

Between the Zanno-mori Block and the Katayama area a broad syncline runs in NE-SW direction. However, northeastern part of the syncline is covered unconformably with the Kawakurazawa Formation. Therefore, it is not known how far the syncline extends northeastward.

Surrounding the Katayama area, the Miyazawa and the Akazawa Formations dip in general about 20° away from there.

Except for the southern margin, the caldera margins are covered with the Onikobe Formation or other younger sediments. At the margins of the caldera, the caldera fill abuts against the pre-caldera rocks commonly almost horizontally, though conglomerate beds in places incline 20° to 30° inward by original dips. At the mouth of Obuka-zawa Creek, however, the Akazawa Formation inclined about 20° inward is overlain almost horizontally by the pumice-flow deposits of the Miyazawa Formation. It is not clear whether the dip of the Akazawa Formation is original or due to a tectonic movement.

In most of the other areas the Miyazawa and the Akazawa Formations lie in general almost horizontally. The Kawakurazawa Formation, the Onikobe Formation and other younger sediments, which cover in most places unconformably the underlying formations, dip in general less than 20°, though steeper dips are locally present because of slumping.

Slump structures are ubiquitous in thin-bedded siltstone and sandstone facies. They occur particularly in the Akazawa and the Miyazawa Formations exposed in the northern half of the Zanno-mori Dome. Locally the Onikobe Formation and the younger lake sediments in the Katayama area are affected by slumping. For example in the lower course of Nigori-zawa Creek, thin-bedded soft siltstone and sandstone of the Onikobe Formation are complexly folded dipping more than 60°. Size and shape of slump structures vary greatly. In some places beds less than 1 m thick are completely disturbed by slumping while the underlying and the overlying beds remain intact lying almost horizontal. Such structures are formed by synsedimentary slumping (Pl. 3.5). In other places beds several tens of meters thick are disharmonically folded into various shapes (Pl. 7.4).

On the flanks of the Zanno-mori Dome, locally one to several meters thick zones, inclining more than 40° and parallel to the stratification, are contorted and mingled to the complete loss of the original sedimentary structure. These are slide zones along which the upper strata slid down relative to the lower ones. Incongruous drag folds (BILLINGS, 1954) were observed in the strata just beneath one of the slide zones. The drag folds were probably formed by the shear stress generated during the sliding of overlying beds.

5.2.2 Minor Faults, Joints and Clastic Dikes

The fractures in the Kitagawa Tuff are mostly cooling joints developed only in the welded part. In a few places, however, fairly large joints and faults induced by tectonism are observed. For example, at about 3 km south-southeast of Handawara-yama Peak a normal fault striking N 58°E and dipping 85°S cuts the Kitagawa Tuff and the Kanisawa Formation. The throw of the fault is estimated to be around 10 m.

Tectonically induced fractures are densely formed in the Akazawa and the Miyazawa Formations but sporadic in the formations younger than them. Exceptionally along the southwestern margin of the caldera an active fault cuts young composite fan deposits (TANABE, 1966) and young siltstone beds in the Katayama depression are cut by irregular joints. The character of fractures in the Akazawa and the Miyazawa Formations differs drastically between that in the area around the Zanno-mori Block and that in the other areas. Therefore, fractures in both areas are described separately.

(1) Around the Zanno-mori Block

During the mapping of the area, the dip and strike of 54 fracture planes were measured. They are mostly faults and joints of fairly large dimensions (Fig. 21). Later fracture systems in several outcrops on the southern side of the dome were studied in more detail.

The fracture system in this area is very complex, because the dip of strata varies from almost vertical near the Zanno-mori Block to nearly horizontal in areas beyond 1.0-1.5 km from the block. Therefore, the stress field should have been spacially much different. Moreover the fractures should have formed in various stages of the doming and hence the fractures formed in an earlier stage of the doming have been rotated

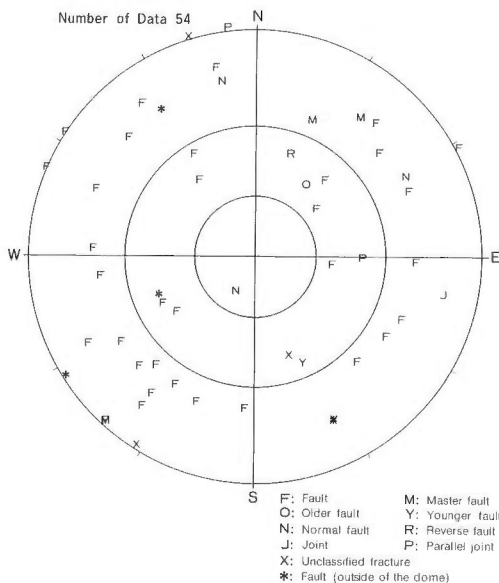


Fig. 21 Point diagram of fracture planes measured in the caldera fill around the Zanno-mori Block. Poles of fracture planes, plotted on the Wulff net. Projection is on lower hemisphere. (After YAMADA, 1986 a).

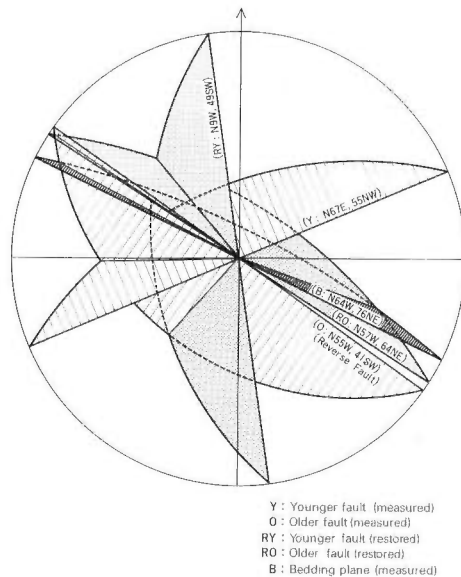


Fig. 22 Stereographic projection of fracture planes measured in an outcrop (Pl. 7.7) of the Akazawa Formation along Zanno-zawa Creek and their rotation with the restoration to horizontal bedding position. Projection is on lower hemisphere. (After YAMADA, 1986 a).

more than those formed in a later stage. In this area, it seems to be more convenient to describe the fractures by dividing them into longitudinal and diagonal fractures. Longitudinal fractures are those which strike almost parallel to the general strike of beds and therefore their strike did not change much but their dip changed largely by the doming. Diagonal faults are those which strike oblique or transverse to the general strike of beds and therefore usually their strike changed largely but their dip did not change much by the doming.

[Longitudinal fractures] Longitudinal fractures are distributed throughout the area. They can further be subdivided into high angle fractures and low angle fractures on the basis of the dip angle of the fracture planes.

High angle fractures are commoner than low angle ones. They dip either toward the center of the dome or away from there. Some of the faults show a throw of more than 10 m, and the strata near the fault surface have been folded or dragged. Some of the fault planes of large dimensions have been cemented hard with limonite. Among these high angle fractures the block toward the center of the dome seems to have been up-thrown. Some faults, however, displace the block away from the center of the dome upward relative to the block toward the center. Some of them are slide faults (Pl. 7.5) (YAMADA, 1986 a).

Low angle fractures are comparatively rare. Some of the low angle faults might have originally been high angle faults which were rotated by the doming. Nearly horizontal faults in the middle course of Kamiashi-zawa Creek (Pl. 7.6) were formed probably by sliding of the upper block of the fault away from the dome.

An apparent conjugate system of faults is present in the upper reaches of Miya-zawa Creek (Pl. 8.2). However, when the bedding plane is rotated back to horizontal, the directions of the faults become quite similar to those in the lower reaches of Miya-zawa Creek. Therefore, they might not be a conjugate fault system, but two sets of faults which were formed before the doming of strata by the same regional stress fields as those by which the fractures in the lower reaches of Miya-zawa Creek were formed.

[Diagonal fractures] Diagonal fractures appear to predominate on the lower flanks of the dome. Most of them dip more than 60°. Some of the fractures show slight normal separations, though they may be strike-slip faults.

On the corners of the Zanno-mori Block, faults which are extensions of or parallel to the boundary faults are dominant. In the lower course of Zanno-zawa Creek, an apparently reverse fault striking N 55°W and dipping 41°W is cut by another fault striking N 67°E and dipping 55°NW (Pl. 7.7). The strata strike N 64°W and dip 76°NE at the locality, and therefore when the bedding plane is restored to the horizontal the older fault does not change its strike but its reverse separation changes to a normal separation, while the younger fault changes its strike from N 67°E to N 9°W but its dip changes little (Fig. 22). It is difficult to know when these faults were formed, though it is possible that the older fault was formed before the doming and the younger fault after the doming.

Diagonal fractures in the southern side of the Zanno-mori Dome, i.e., in the upper reaches of Aka-zawa Creek and in the middle reaches of Shirohebi-zawa Creek, are described later.

[Clastic dikes] Clastic dikes are rare in the Zanno-mori Dome, though a silt dike (Pl. 9.1) was observed in the middle reaches of Morikoashi-zawa Creek. The silt dike was probably turned later with the doming and therefore it dips toward the Zanno-mori Block now. Near the synclinal axis of the northeastern side of the

Zanno-mori Dome, silt dikes cut the pumice-flow deposits. They extend parallel to the synclinal axis and dip steeply toward the dome.

(2) Southeastern part of the caldera

In the southeastern part of the caldera, the throw of minor faults does not exceed 1 m. The density of fractures is in general high in weak, impermeable and homogeneous rocks such as siltstone (Pl. 8.1). It is low in permeable and heterogeneous rocks such as pumice-flow deposits and sandstone, though the fractures in these latter rocks are generally large. Clastic dikes are abundant in this part of the caldera. The clastic materials were supplied probably either from the underlying or from the overlying strata depending on the geologic condition of the particular locality. Fine clastic materials occupy narrow dikes and margins of wider ones, while coarser materials and often pebble- to cobble-size rock fragments occupy central parts of wide dikes. The direction and some other characters of fracture, however, vary drastically with the different areas. Therefore, the fractures in this area are described by further subdividing this part of the caldera into six areas (a to f of Fig. 23).

[Lower to middle reaches of Miya-zawa and Fukiage-zawa Creeks] The fractures striking N 35°-105°W and dipping more than 70° either to the north or to the south are dominant in this area (Fig. 24 b). Many clastic dikes (Pl. 9.4) striking N 70°-90°W and dipping more than 80° are included among the dominant fractures. Two clastic dikes striking about N 10°W and dipping nearly vertical were observed. One of them is 40 cm wide. Clastic dikes are abundant in the lower reaches of Fukiage-zawa Creek. The direction of minimum compressional principal stress, estimated from some probable conjugate faults and main clastic dikes, is N 10°-30°E and nearly horizontal. However, the directions of maximum and intermediate compressional principal stresses are not fixed and seem to rotate in the plane normal to the minimum principal stress direction. In the middle course of Miya-zawa Creek, an older probable conjugate system of faults (Pl. 8.3) is present. The older faults have closed or so-called planeless fault surfaces (IJIRI *et al.*, 1955) with throws of several centimeters. They are cut by younger fractures which have commonly open surfaces and almost no throw. In the lower course of Miya-zawa Creek, two sets of fractures (Pl. 8.5) which apparently form a conjugate system were observed. Detailed observations and the calculation of the net slip of one of the minor faults revealed, however, that they are two sets of fractures formed in different ages under different stress fields (YAMADA, 1980 b). A penecontemporaneous pumiceous tuff dike or pipe (Pl. 5.4) was observed in the pumiceous sandstone of the Miyazawa Formation.

[Lower to middle reaches of Aka-zawa Creek] The dominant fractures strike N 50°-105°E and dip more than 70° either to the north or to the south. However, fractures having directions different from those of the dominant ones are also fairly common (Fig. 24 d). Clastic dikes and unambiguous conjugate systems of fracture are rare in the area. Some penecontemporaneous minor faults were observed.

[Upper reaches of Miya-zawa, Fukiage-zawa and Aka-zawa Creeks] Joints are densely developed in the siltstone of the Miyazawa Formation. The direction of dominant joints is fairly varied with different outcrops. In each outcrop, however two or three sets of parallel joints are predominant (Pl. 8.8). Some of them appear to be a conjugate system of shear joints and rarely to have very small strike separations. The dominant fractures strike N 20°-100°W (Fig. 24 c), which is close to the direction of dominant fractures in the lower and middle reaches of Miya-zawa and Fukiage-zawa Creeks. However, the dips of fractures in this area are dispersed and some incline very gently (Pl. 8.7). The area is in southeastern part of the Zanno-mori

Dome and the strata dip in general 30° – 50° south or south-southeast. Therefore, the dispersion of dips of fractures in this area may partly be due to the later rotation with the doming as discussed already and partly to the complex stresses generated by the doming. The restoration of principal stress directions was made using probable conjugate systems of faults. The direction of minimum compressional principal stress is $N 35^{\circ}$ – 110° E and nearly horizontal. The direction of maximum compressional

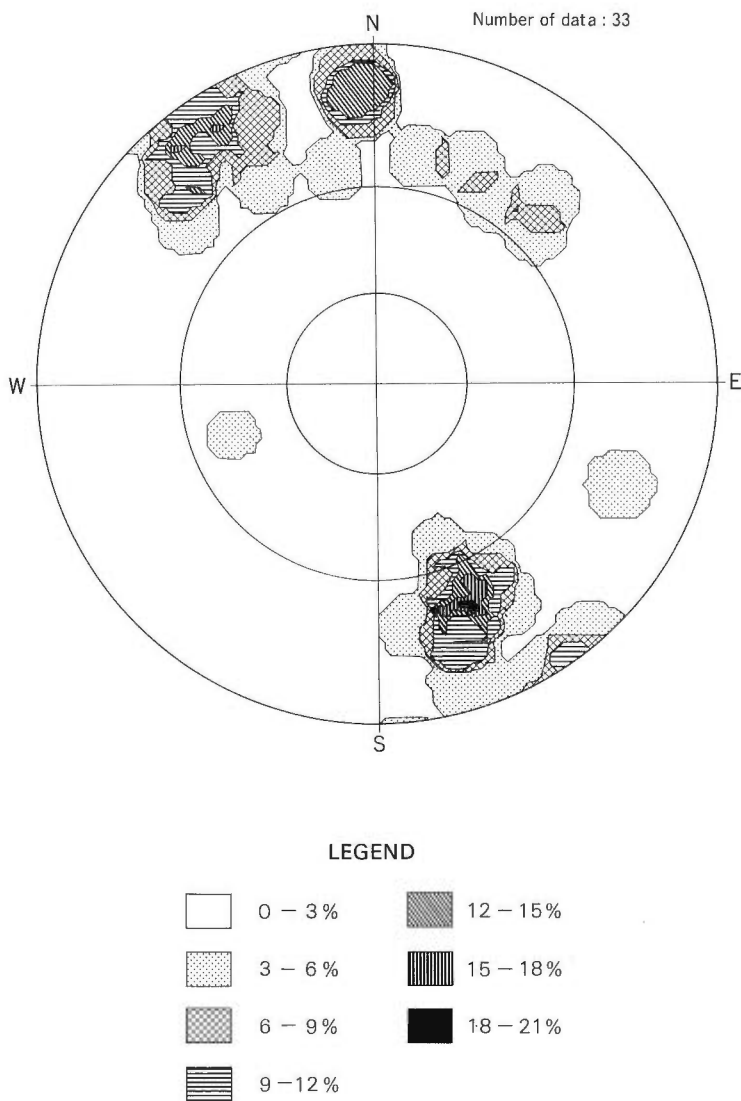


Fig. 24 Contour diagrams of fracture planes in six areas (a-f) of the southeastern part of the caldera (Modified from YAMADA, 1986 a). The boundaries of six areas are shown in Figure 23.
a) Shirohebi-zawa Creek.

principal stress is N-S to N45°W and steeply dips south or southeast. Hence, the strike of strata roughly coincides with the direction of minimum compressional principal stress and the dip of strata with that of maximum compressional principal stress. Therefore, the strike of fractures forming the conjugate system is oblique to the strike of beds in this area. Conchoidal and hexagonal desiccation cracks are often developed on the surface of massive hard siltstone in this area.

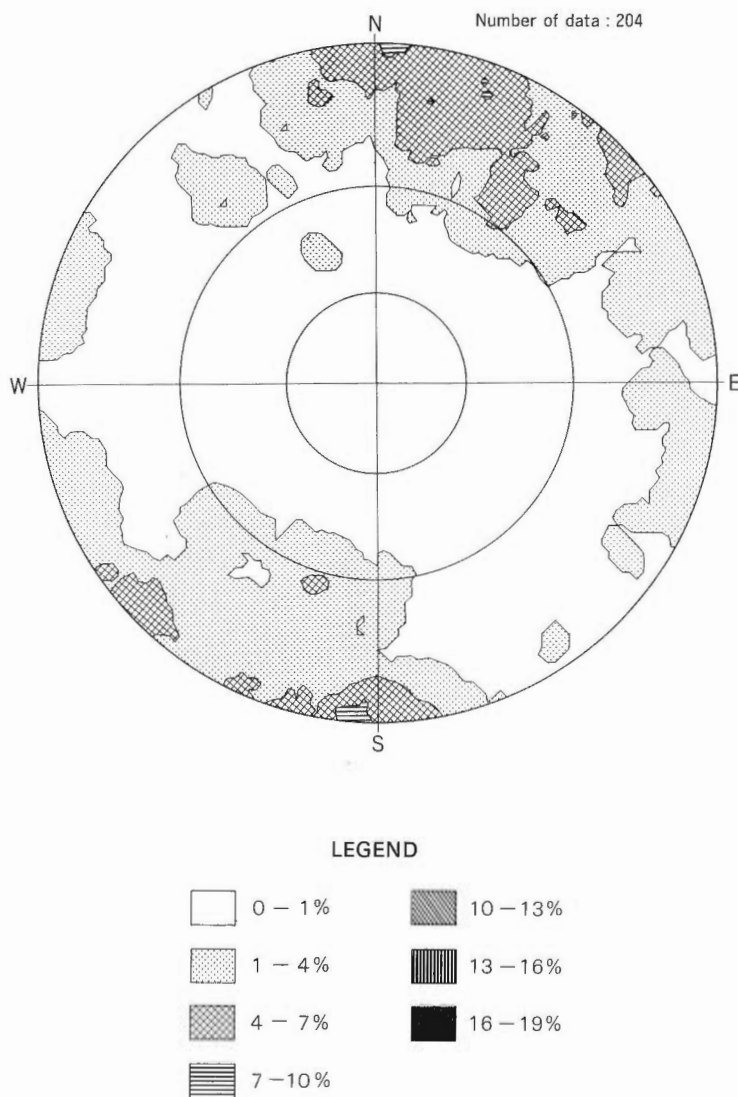


Fig. 24 b) Lower reaches of Miya-zawa and Fukiage-zawa Creeks.

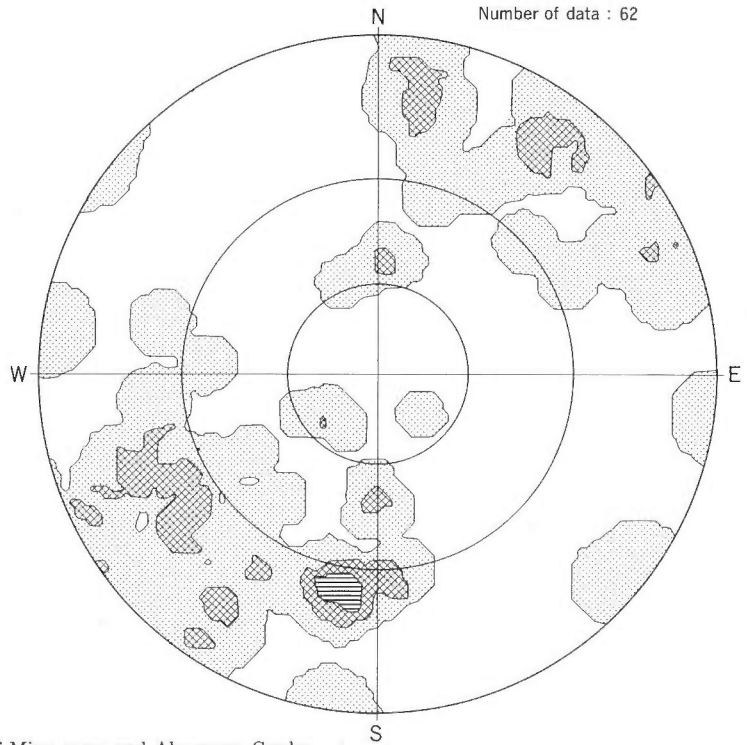


Fig. 24 c) Upper reaches of Miya-zawa and Aka-zawa Creeks.
Legend is the same as that of Fig. 24 (b).

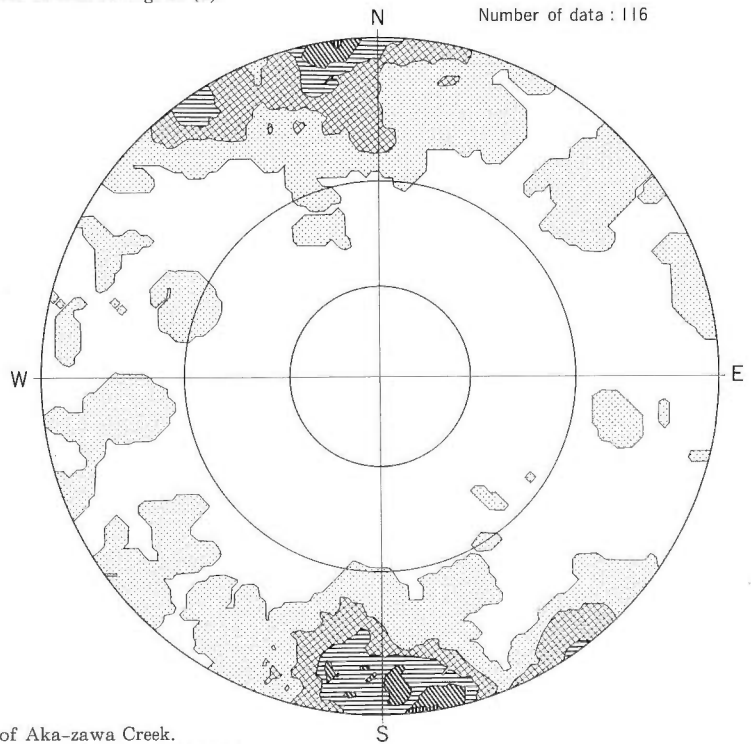


Fig. 24 d) Lower reaches of Aka-zawa Creek.
Legend is the same as that of Fig. 24 (b).

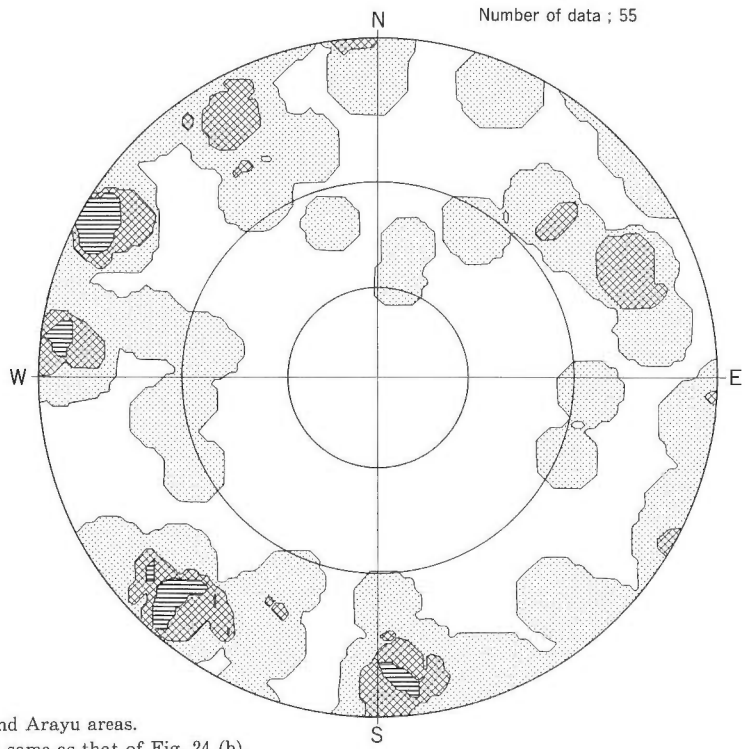


Fig. 24 e) Katayama and Arayu areas.
Legend is the same as that of Fig. 24 (b).

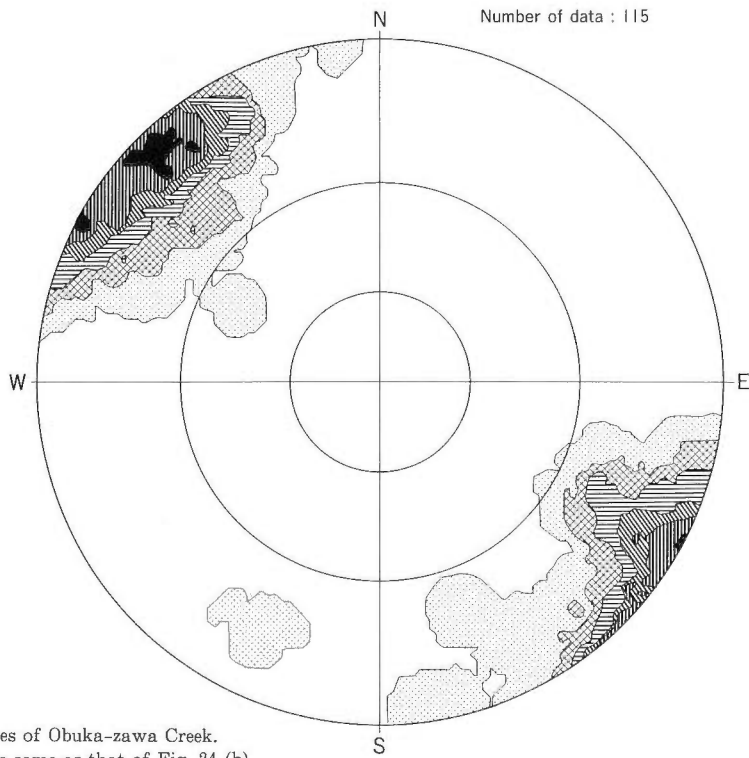


Fig. 24 f) Lower reaches of Obuka-zawa Creek.
Legend is the same as that of Fig. 24 (b).

[Middle course of Shirohebi-zawa Creek] Many irregular fractures are developed in the fine tuff facies of the Miyazawa Formation. The dominant fractures strike N 50°–95°E and dip 60°–90° either to the south or to the north (Fig. 24 a), which are diagonal to the general strike of strata in the area. Some of the fractures have normal separations of several centimeters. The direction of the minimum compressional principal stress restored from a possible conjugate system of fractures is N 10°–35°W and different from those of previously described areas.

[Lower course of Obuka-zawa and Kobuka-zawa Creeks] Prarallel clastic dikes (Pl. 9.7) and extension joints (Pl. 9.8) striking N 34°E and dipping more than 70° on either side are dominant in this area. They are distributed unevenly in a zone 250 m wide, which constitutes a fracture zone. Some of the clastic dikes probably continue one or two kilometers. The northeastward projection of the fracture zone passes the center of the Katayama area, which is the most active geothermal area in the Onikobe caldera. The fractures, having slightly deviated strikes i.e., N 15°–65°E, and similar dips to the dominant fractures are also common in the fracture zone (Fig. 24 f). Some of them are also filled with clastic sediments (Pl. 9.5 and 6). The faults striking nearly normal to the fracture zone are very rare. They are curved and cut by the faults which are parallel to the fracture zone. Therefore, they are an older set of faults than the latter faults. The direction of minimum compressional principal stress estimated from the fractures is roughly NW–SE and horizontal, i.e., normal to the fracture zone. However, the direction of maximum compressional principal stress seems to rotate in the plane which is normal to the minimum compressional principal stress. Between the lower course of Obuka-zawa Creek and the lower reaches of Aka-zawa Creek, namely along Kobuka-zawa Creek, a very small number of fractures are observed.

[Katayama and Arayu areas and their surroundings] The directions of fractures are scattered (Fig. 24 e). However, fractures striking about N 34°E still exist in the Katayama area. They may represent an extension of the fracture zone along Obuka-zawa Creek. Fractures striking N 20°–60°W are dominant, though fractures striking E–W to ESE–WNW are also fairly abundant in the area. Clastic dikes are also fairly abundant, though they are difficult to recongnize because of intense hydrothermal alteration. A clastic dike 80 cm wide (Pl. 9.2) intrudes into pumice-flow deposits of the Miyazawa Formation in a roadcut near Tashiro Village. The dike contains pebble- to cobble-size fragments of the Takahinata Rhyodacite which overlies the pumice-flow deposits. In the middle course of Obuka-zawa Creek, a clastic dike 90 cm wide is obseved. It may be an northwestward extension of the clastic dike near Tashiro Village. In and around the Arayu area, fractures (Pl. 8.4) and clastic dikes striking about N 60°W are dominant. The fractures striking N 30°E are also present though less abundant.

6. Hydrothermal Alteration and Manifestation

The basement rocks and the pre-caldera formations have been diagenetically altered. Locally they have been silicified and mineralized owing to intense hydrothermal activities, which took place probably in Miocene to Early Pliocene age. The caldera fill has also been diagenetically altered. Volcaniclastic tuffaceous materials, specially those in the basal part of the caldera fill, have commonly been argillized and zeolitized. In the Katayama, the Arayu, and the Fukiage areas, where intense hydrothermal activities are now being taken place, the rocks have been intensely

argillized and silicified. In their surroundings, weaker hydrothermal alterations and hydrothermal manifestations are sporadically observed. In this chapter, the hydrothermal alterations and manifestations are briefly described mainly on the basis of field observations and the result of preliminary X-ray diffraction analyses of 34 powdered rock samples (Table 5). SEKI *et al.* (1983), LIOU *et al.* (1985) and TAKASHIMA (1988), reported the hydrothermal alteration of mainly the Katayama area in more detail from the mineralogical viewpoint.

6.1 Hydrothermal Alteration

Microscopic examinations of the pre-caldera rocks in this area indicate that they have been hydrothermally altered in various degrees. Surrounding the mineral vein swarms, for example near the Kamanai Mine, the Kanisawa Formation has been altered widely to white rocks by silicification and argillization (NARITA, 1963). A yellowish white fine tuff sample of the Kanisawa Formation collected in Kurokura-zawa Creek, contains mordenite.

The caldera fill has also been hydrothermally altered to white rocks around the Arayu and the Katayama areas, and in several other places (Fig. 25).

The Arayu and the Katayama areas of alteration are contiguous. They extend in a NE-SW or ENE-WSW direction about 2.5 km and occupy an area of about 2.3 km². The southwestern part of the altered areas stretches in a NW-SE direction. White-altered rocks in the Katayama and the Arayu areas comprise silicified and argillized types. The silicified rocks contain α -cristobalite, quartz, and in places tridymite. The argillized rocks, which are distributed around the silicified rocks, contain kaolin and in places montmorillonite or alunite besides α -cristobalite, quartz and tridymite. The original rocks in the Arayu area are breccia and lava of the Takahinata Rhyodacite, while those in the Katayama area are mainly andesitic volcanic products.

The hydrothermal alteration of the core material from the bore-holes in the Katayama area was initially studied by SEKI (1968). They reported a zonal distribution of zeolites from the surface to 701.5 m in depth, namely, non-zeolite zone, mordenite zone, laumontite zone, and wairakite zone in descending order. Yugawaralite has also been found (SEKI and OKUMURA, 1968). Recently TAKASHIMA (1988) reported a slightly different zonation, namely, heulandite zone, laumontite zone, and wairakite zone in descending order. TAKASHIMA (1977) reported pyrophyllite from deeper levels than about 700 m. SEKI *et al.* (1983) reported also a zonal distribution of clay minerals with depth and the occurrence of various kinds of other secondary minerals. In the present study only four samples of cores were analysed by X-ray as described below. The cores from the bore-hole GO-8 at the depths of 552.5 m and 598.1 m, which are white gray rocks disseminated with fine pyrite crystals, contain wairakite and quartz as reported by SEKI *et al.* (1969). The cores from GO-10 at depths of 1,200 m and 1,243 m, contain quartz, chlorite and mixed-layer clay minerals, and quartz and kaolin respectively but no zeolite was detected.

In the area about 0.3 km southwest of the southwestern end of the Katayama altered area, a narrow white altered zone stretches roughly in a NW-SE direction. Montmorillonite and kaolin were identified in a rock sample from the zone.

The rocks in the area stretching from the west side of the Katayama Pass to the middle reaches of Aka-zawa Creek has also been altered white. The altered area is about 0.5 km². The white compact rocks distributed on the eastern bank of the middle course of Aka-zawa Creek have been called "Onikobe Hakudo" (KATAYAMA and UMEZAWA, 1958). The rock is hydrothermally altered massive siltstone of the

Table 5. Minerals in altered rocks identified by X-ray diffraction of the powdered samples.

Sample number	Locality	Original Rock												
			α -cristobalite	Tridymite	Quartz	Alunite	Chlorite	Kaolin	Mixed-layer	Montmorillonite	Clinoptilolite	Mordenite	Wairakite	Feldspar
X- 8	NW of Arayu	Rhyodacite lava*	2	2						2			13	2
X-18	W. of Suijin Pass	Do.*	3	1	7		12							
X-10	Arayu	Do.*		4	2	6	6						2	
X-17	E. of Arayu	Rhyodacite br.*	2	2										
X- 9	N. of Arayu	Rhyodacite lava*	4	1									2	
225	Arayu	Do.*	5	2										
X-13	Chinoike-zawa	Andesitic br.***	4	1									12	
X-12	Chinoike-zawa	Andesite lava***	4	2	2								1	
X-11	Okunoin	Do. ?***		6	3		10		1				1	
X-16	Katayama	Andesitic br.***	1											
X-15	S. of Katayama	Andesite lava***	4				12							
X-14	W. of Katayama	Do.***	4	1			3		1				6	
X- 2	Obuka-zawa	Andesitic br.***					3		1?				4	
358	Obuka-zawa	?***												
X-19	Ogama-Megama	Siltstone**			4	5	11							
335	Hakudo mine	Do.**				6								
X-20	W. of Katayama Pass	Andesitic br.***	4											
354	Do.	Do. ?***	3?											
355	Do.	Do. ?***	3										2	
X- 6	Aka-zawa	Pumice tuff***										12		
X- 5	S. of Katayama Pass	Do.***			2				3	19				
X- 4	SW of Do.	Do.***			3				3	16				
X- 7	Upper C. Aka-zawa	Siltstone**	2	3									9	
422	Do.	Greenish s.s.***		6			2						4	
X- 3	Lower C. Aka-zawa	Pumice tuff**		2			2						11	1
X- 1	Lower C. Fukiage	Do.**		3									12	1
012	Zanno-zawa	Tuffaceous s.s.***		3			3						4	
066	Do.	Do.***		3			3						3	
333	Yamaguwa	Andesitic tuff**		4						8			3?	
047	Kamanai mine	Greenish tuff****								9				
	GO- 8 (552.5 m)	Andesitic tuff***		5								5	1	
	GO- 8 (598.1 m)	Do. ?***		5								6		
	GO-10 (1200 m)	Granodiorite?		4		3		4						
	GO-10 (1243 m)	Do. ?		6				4						

*Takahinata Rhyodacite **Miyazawa Formation *** Akazawa Formation **** Kanisawa Formation

Numerals indicate number of peaks identified on X-ray diffraction chart. (X-1~X-20 are after YAMADA *et al.*, 1978).

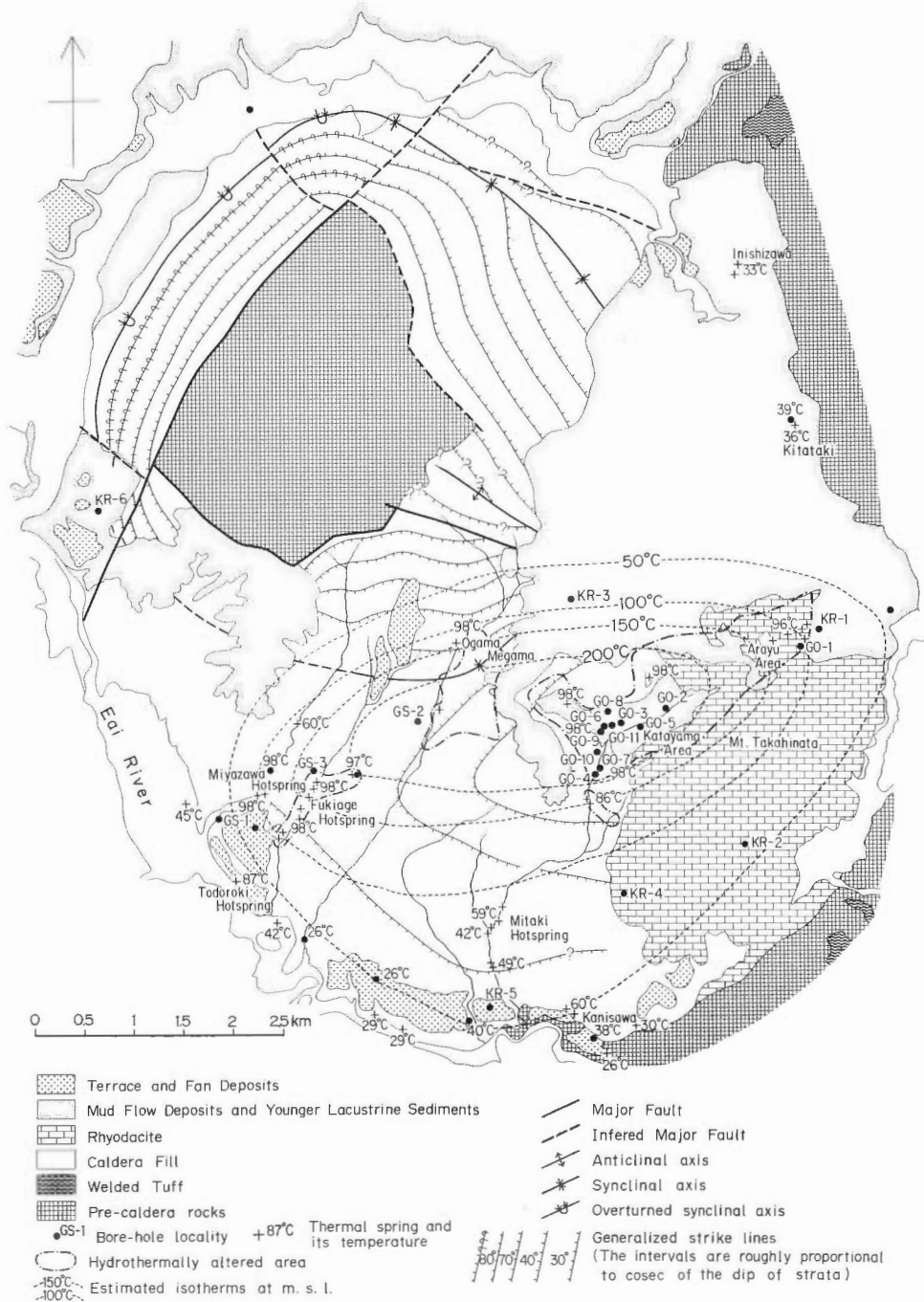


Fig. 25 Map showing generalized strike lines, hydrothermally altered areas, localities of thermal springs, and estimated isotherms at mean sea level. (After YAMADA, 1975 and YAMADA *et al.*, 1985; Isotherms were slightly modified from those of YAMADA *et al.*, 1985, taking into account the temperature logs of KR-4 and KR-5).

Miyazawa Formation. YAMAOKA and UTSUGI (1973) reported that the "Onikobe Hakudo" consists mainly of amorphous silica and a very small amount of quartz, which is probably a relict mineral of original rocks. Surrounding the amorphous silica deposits, they reported the existence of an alunite-kaolin-opal zone. In the area east of the Katayama Pass, that is, about 500 m southeast of the Onikobe Hakudo Mine, probably original andesitic tuff-breccias have been altered to white rocks containing α -cristobalite.

In the middle reaches of Aka-zawa Creek and in the area to the southwest of the Katayama Pass, original pumice tuffs and dacitic pumiceous tuff-breccias have been sporadically zeolitized. Mordenite and clinoptilolite were detected.

Around the Miyazawa and the Fukiage hot springs, original white pumiceous tuffs and glassy fine tuffs have locally been silicified and argillized.

In most of the above mentioned altered areas, hydrothermal manifestations are observed at present but the altered areas are far wider than the areas presently being affected by thermal fluids.

The northwestern, northern, and eastern boundaries of the Katayama and Arayu altered areas are covered with volcanic mud-flow deposits of the Kawakurazawa Formation. The volcanic mud-flow deposits contain altered rock fragments but locally they have been altered themselves. The altered rock fragments are also embedded in conglomerate beds of the Onikobe Formation.

In the upper stream of Aka-zawa Creek, part of the andesitic tuff and tuff-breccia of the Akazawa Formation has been altered to white argillaceous rocks along an E-W trending narrow zone. The E-W trend corresponds to the direction of strike of strata in the area. No hydrothermal manifestation is now observed around the area.

In the middle reaches of Zanno-zawa Creek, the tuffaceous sandstone or sandy tuff, intercalated in the conglomerate beds of the lower part of the Akazawa Formation, is impregnated with minute pyrite crystals and shows greenish gray color. X-ray diffraction patterns of powdered samples of the rocks indicate the presence of quartz, plagioclase and chlorite. About 500 m north of the mouth of Kawakura-zawa Creek the andesitic tuff of the Miyazawa Formation has been altered to a white green hard rock. X-ray diffraction pattern of the powdered sample indicates the presence of mordenite, plagioclase and quartz. The above described two areas are accompanied with neither white altered zones nor thermal manifestations at present.

The dacitic tuff-breccia and sandstone in the middle course of Obuka-zawa Creek have been cemented hard with probably silica and limonite (Pl. 4.4). The alluvial gravel and the base of the terrace gravel 10 m above (Pl. 6.5), exposed along the Eai River immediately downstream of the Todoroki hot spring, have also been cemented hard with siliceous sinter precipitated from thermal waters. A similar cementation of alluvial gravel with siliceous sinter is observed in the middle course of Miya-zawa Creek. In the Fukiage and Miyazawa hot spring areas, a small amount of siliceous sinter is precipitated from the thermal water at present. In the Arayu and the Katayama geothermal areas siliceous sinter, sulfur and limonite are precipitated from some thermal waters, while sulfur crystals form around fumaroles in the Katayama and the Arayu areas at present. Sulfur, silica and calcite veins are abundant in the Katayama and Arayu areas. In the lower course of Fukiage-zawa Creek and in the middle course of Miya-zawa Creek calcite and silica veins are sporadically found.

6.2 Hydrothermal Manifestation

Many hot springs are distributed in the southeastern half of the Onikobe caldera

and some low temperature hot springs along the northeastern margin of the caldera (Fig. 25). Fumaroles, mud pots, hot pools, and steaming grounds are mainly distributed in the Katayama area but sporadically found in the Arayu area and the Megama-Ogama area. Geysers are distributed in the Miyazawa and the Fukiage hot spring areas.

Thermal waters are commonly discharged from fractures in the caldera fill (Pl. 8.6 and 9.3) but rarely from the permeable strata in the caldera fill. For example in the lower course of Inishi-zawa Creek, warm water is discharged at several localities from the interstices of the permeable conglomerate of the Onikobe Formation. Near Kanisawa Village, warm water seeps from the permeable basal part of the pumice-flow deposit rich in rock fragments. Near the junction of the Tashiro River and Takanosu-zawa Creek warm water emits from the basal conglomerate of the caldera margin.

Along the fracture zone trending N 34° E, which passes through the Mitaki hot spring, many hot springs are distributed. The Katayama area is also on the north-northeast projection of the fracture zone. Around the Katayama and the Arayu areas, however, the intense alteration and the young sedimentary cover conceal the relationship between fracture systems and hydrothermal manifestations.

The total natural heat discharge from the Katayama, the Arayu, the Megama-Ogama, the Fukiage, and the Miyazawa areas is estimated to exceed 10^7 cal/sec (Table 6).

Three shallow bore-holes were drilled by the Geological Survey of Japan to study the hydrothermal system in the southwestern part of the caldera (NAKAMURA *et al.*, 1959 ; 1961). Several bore-holes have been drilled in the southern and the southwestern margin of the caldera to explore and exploit thermal waters by private companies. One bore-hole in the Arayu area and scores of bore-holes in the Katayama area have been drilled by Electric Power Development Co., Ltd. to explore and exploit natural steam for electric power generation (HITOSUGI, 1969 ; 1970 ; 1972). Six bore-holes up to 1,500 m deep have recently been drilled by the New Energy Development Organization (1985, 1986 a, 1986 b) in the southern half of the caldera to confirm the effectiveness of exploration techniques.

Table 6 Heat discharge from the Onikobe area, compiled from HIRUKAWA and OZAKI, 1981, HIRUKAWA and YAMADA, 1982 and OZAKI, 1975. (After YAMADA *et al.*, 1985).

		Miyazawa Fukiage Hotspring	Bank of Lake Arao	Megama- Ogama	Kata- yama	Arayu	Lower reaches of Obuka- zawa	Kita taki Nuruyu	Total
Measured Area (km ²)		3.0	3.5	2.9	2.7	0.6	3.5	—	9.2
Heat Discharge (Kcal/sec)	Conductive River bed	363		119	922	18			1,421
	Hotspring	1,738		1,041	2,002	1,143	1,003		6,928
	Fumaroles	261	507	(19)	2,010	24	(110)	128	2,929
	Total	2,362	507	1,160	5,297	1,195	1,003	128	11,652

*Heat discharges from hotsprings and river beds were calculated taking the standard temperature at 10.1°C.

*Figures in parentheses are heat discharges from hotsprings which were also included in those from river beds and neglected in the total.

*Blank entries denote not measured but very small values.

The bore-holes in the southwestern margin of the caldera discharge a large amount of cold (19°–26°C) ground water, whereas the bore-holes closer to the Katayama area discharge thermal water and steam. Therefore, it is estimated that cold water infiltrates from the caldera margin and fills the permeable strata in the caldera fill. According to the data of the bore-hole GS-1 (NAKAMURA *et al.*, 1959), the permeable strata, filled with a high pressure confined ground water, lie beneath impermeable siltstone beds, which in turn are overlain by a thick pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. The basal part of the pumice-flow deposit is slightly permeable and therefore moderate temperature water (maximum 56°C) fills the interstices.

The data of bore-holes in the Katayama area indicate that the temperature depth curve is close to that of the boiling point for depth at shallower depths than about 500 m (YAMADA *et al.*, 1985). Therefore, a two phase zone probably exists at a shallow depth. The maximum temperature measured so far is 314°C at the depth of 1,390 m in KR-4 (New Energy Development Organization, 1986 a).

The chemical compositions of thermal waters and gases collected from the natural outcrops and the bore-holes have been reported by NAKAMURA *et al.* (1959), HITOSUGI (1969), TANI *et al.* (1968), OZAWA and NAGASHIMA (1975), SHIGENO *et al.* (1979), HIRUKAWA and OZAKI (1981), HIRUKAWA and YAMADA (1982), HIRUKAWA and ABE (1988), and others. Isotope (D, T and ¹⁸O) contents of thermal waters have been reported by ANDO *et al.* (1977), SHIGENO *et al.* (1978 and 1979), HIRUKAWA and OZAKI (1981), HIRUKAWA and YAMADA (1982), and HIRUKAWA and ABE (1988).

The chemical characteristics of thermal waters in the area are summarized below on the basis of above mentioned analytical data.

The chemical composition of thermal water characteristically changes from one hot spring area to the next. The thermal springs in the Miyazawa, the Fukiage, and the Todoroki areas are characterized by neutral water rich in sodium ions and chloride ions. The thermal springs in the Mitaki and the Kitataki areas have a similar composition but slightly lower pH and a higher ratio of sulphate ions to chloride ions. The thermal springs in the Megama-Ogama area are of acid type rich in chloride ions and sulphate ions. The thermal springs in the Arayu area is also of acid type having a higher ratio of chloride ions to sulphate ions than those of the Katayama area. These acid and chloride-ion containing thermal waters may result from deep hot thermal fluids rich in chloride ions by being mixed with the hydrogen sulphide gas and oxidized yielding sulphuric acid. Another type of thermal springs, which is rich in bicarbonate ions, is usually distributed far away from the active geothermal areas, and is of relatively low temperature. It originates probably through the mixing of a great amount of near-surface ground water with thermal waters from depth.

In the Katayama area, it is known that the chemical composition of thermal water changes with depth. Thus the thermal water from deeper places has low pH, and a low sulphate-ion and high chloride-ion content, while the thermal water from intermediate depths has neutral pH and an intermediate chloride-ion content. Surface thermal springs have low pH and high contents of sulphate ions and hydrogen sulphide but a very low content of chloride ions. The surface acid springs are probably due to the presence of a vapor dominated hydrothermal zone comparatively at a shallow depth, and therefore secondary acid thermal springs originate near the ground surface through oxidation of hydrogen sulphide, condensation of steam, and its mixing with the ground water.

Recent deep wells in the Katayama area indicate that the low pH thermal water in

deeper places is restricted to narrow zones and the neutral pH thermal water is distributed more widely (SEKI *et al.*, 1983).

The tritium content of these thermal waters is commonly less than 5 T.U. but some boiling hot springs and acid hot springs have a much higher tritium content, which may be due to dilution with young ground water.

7. Geologic Evolution of the Onikobe Caldera

The geologic evolution of the Onikobe caldera is described in this chapter on the basis of the data already presented in the preceding chapters. The structural evolution of the Onikobe caldera is schematically shown in Fig. 26.

7.1 Pre-caldera Stage (Stage I)

The schist, derived probably from Paleozoic sediments, was intruded by granitic magma in Cretaceous time. Major part of the schist was removed by erosion before Miocene time and then the granitic rocks were exposed in this area.

With the beginning of Miocene age, this area became a site of intense volcanism followed by subsidence. Initial volcanism was mainly andesitic lava eruptions and later dacitic to rhyolitic ash-flow eruptions became predominant. The strata composed of the volcanic products named the Kamuroyama and the Kanisawa Formations probably reached about 500 m in thickness on an average. The volcanic products were deposited mostly in a shallow sea and therefore a fossil mollusk (*Chlamys* sp.) and a fossil plant (*Metasequoia occidentalis*) were found in the interbedded dark gray fine sandstone and white siltstone. These volcanic products are intruded locally by quartz porphyry, micro-diorite and in many places by andesite to rhyolite dikes. Part of the formations were silicified and mineralized by the local intense hydrothermal activity. Then this area turned into an area of uplift. In Early Pliocene time, the Torageyama Formation composed mainly of rhyolitic ash-flow tuffs was deposited unconformably over the preceding formations. The lower half of the ash-flows of the formation is not welded but the upper half is densely welded. Its maximum total thickness reaches 800 m in this area. These volcanic products are in general altered by diagenetic processes and show a greenish tint.

The Kamuroyama Formation, the Kanisawa Formation and the Torageyama Formation have been folded and faulted. The direction of the faults is diverse, but those which strike NE-SW or NW-SE and dip 60° to 70° in either direction are common. The apparent throw often exceeds several tens of meters. Most of the faults are normal. The folding occurred in association with the block-faulting of the basement rocks. The folds are, therefore, idiomorphic, that is, the direction of fold axes is diverse and does not continue for a long distance. During Pliocene time this area was slowly uplifted.

The facts that cobbles and pebbles of the Kitagawa Tuff are embedded in the basal conglomerate of the caldera fill and that most of the volcanic rocks within the caldera indicate younger ages than the Kitagawa Tuff suggest that so-called pre-caldera volcanism probably did not take place in the Onikobe caldera. The present distribution of the Kitagawa Tuff indicates that mountainous land existed to the west of the Onikobe caldera while wide low-lying areas stretched to the east of the caldera as it is now just before the deposition of the tuff, i.e., in Plio-Pleistocene time.

7.2 Eruptions of Dacitic Ash and Pumice (Stage II)

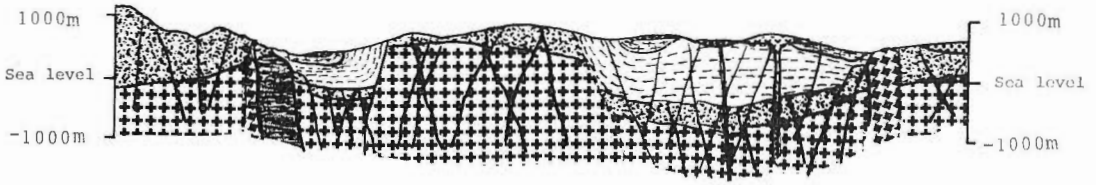
The initial volcanism from the magma reservoir presumably associated with the genesis of the Onikobe caldera is the eruption of a small amount of yellowish white air-fall ash, which was succeeded by the eruptions of great quantities of ash-flow tuffs. The lower thick welded tuff in the Yubama area may have been derived from this earliest eruption cycle. The K-Ar age of the welded tuff is 2.7 ± 1.5 Ma. In the Yubama area the welded tuff is deeply dissected and disconformably overlain by another thick welded tuff. The K-Ar age of the upper welded tuff is 1.7 ± 0.9 Ma. Thus, at least two cycles of major ash-flow eruptions are recognized with a fairly long time interval. The welded tuff samples from three localities have been dated by fission-track method. Their ages are 2.2 Ma, 2.3 Ma and 2.4 Ma. Each major ash-flow eruption cycle was probably heralded by an eruption of air-fall ash, which was carried by the wind and deposited mainly to the southeast of the caldera.

The welded tuff is composed mainly of gray vitric ash, quartz, and plagioclase crystals. It contains minor orthopyroxene, clinopyroxene, opaque minerals, and green hornblende, but deficient in biotite. Densely welded part contains black collapsed pumice. Non-welded part consists of white gray ash tuff with various amounts of pumice. In welded part, cooling joints are developed but welding is in general weak. The welded tuff contains only a few percent of lithic fragments on an average. The bulk composition of the welded tuff contains 67 to 68% of SiO_2 . The SiO_2 content of essential pumice is about 71 to 72%.

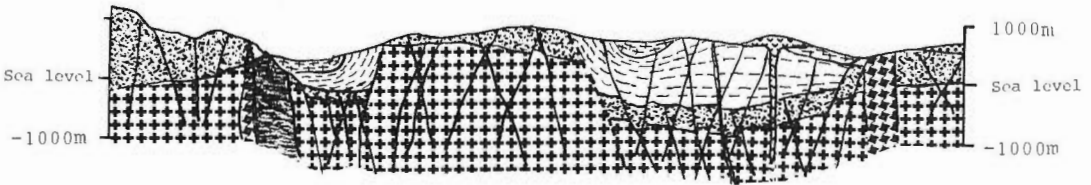
Judging from the present distribution of the ash-flow tuffs, they flowed mainly to the southeast and the northeast, but a smaller amount probably flowed to the southwest too. They covered the low hilly land to the southeast and the northeast of the caldera and accumulated in the intermontane basins to the southwest and to the north of the caldera.

The welding is restricted to the tuffs distributed within 20 km from the caldera-rim. Beyond there, the tuff changes to non-welded pumice-flow deposits. The ash-flow tuffs have not yet been identified within the Onikobe caldera, although cobbles, pebbles, and rarely 1-m-large blocks of the welded tuff are embedded in the conglomerate of the lower part of the caldera fill. This suggests that, at the time of eruption of the ash-flows, the site of the present caldera might have been a steep flank of the Backbone Range and therefore the ash-flows were not much deposited in the source area. The ash-flow tuffs are unconformably overlain again by much younger non-welded ash-flow tuffs, presumably erupted from the Narugo area, in low-lying areas to the southeast of the caldera. Though it is difficult to estimate the original distribution of the ash-flows erupted from the Onikobe caldera, if we assume that their original distribution is as shown in SAKAGUCHI and YAMADA (1982), the average thickness is 0.04-0.05 km in the area, the average content of lithic fragments is 3.7%, and that the average density of the tuffs is 30% less than that of magma, then the total volume of erupted magma is estimated to be 26 km^3 . Furthermore the Kaminodai dacitic tuff in the Shinjo Basin about 25 km west of the caldera is considered to be a part of this ash-flow tuffs (TAGUCHI, 1974) and the Umegasawa pumice tuff (MATSUNO, 1967), in the Wakayanagi area about 35 km southeast of the caldera, is probably also a part of this ash-flow tuff. Therefore, it is certain that a fairly large volume of ash-flow and air-fall ash was dispersed farther away from the assumed original area of distribution. The volume of erupted magma was, thus, probably close to the collapsed volume of caldera, estimated to be 50 km^3 ,

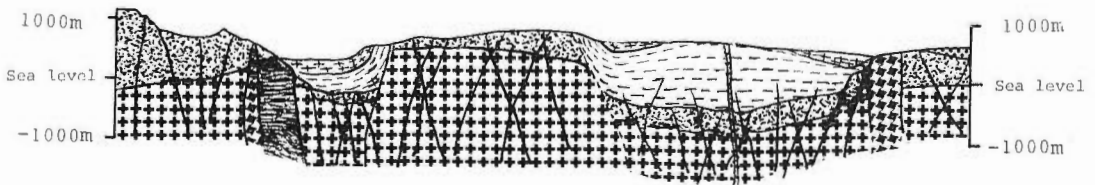
Stage VII Phreatic eruptions around the Katayama and filling up of the margināi trough with lacustrine sediments.



Stage VI Eruption of the Takahinata Rhyodacite and distention in the southeastern part of the caldera.



Stage V Doming of the caldera fill and deposition of mud-flow deposits by the uprise of the Zanno-mori Block.



Stage IV Filling of the caldera with andesitic to dacitic volcanic products and lacustrine sediments.

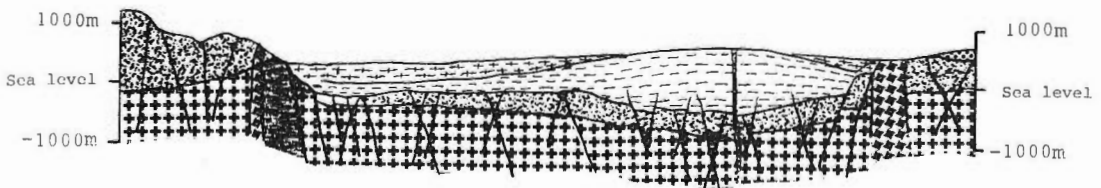
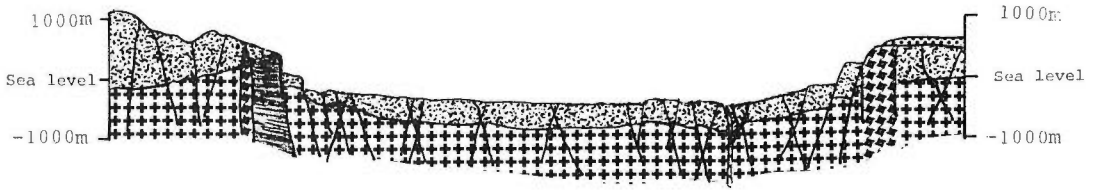
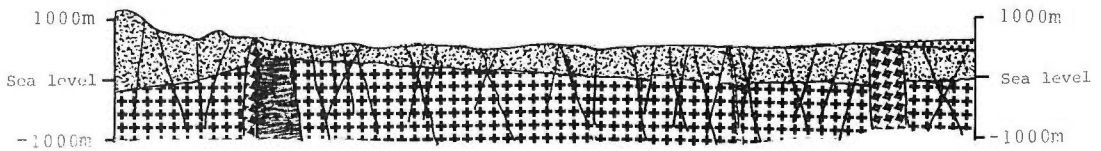


Fig. 26 Schematic cross sections showing the structural evolution of the Onikobe

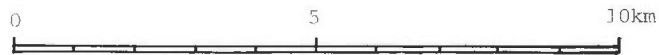
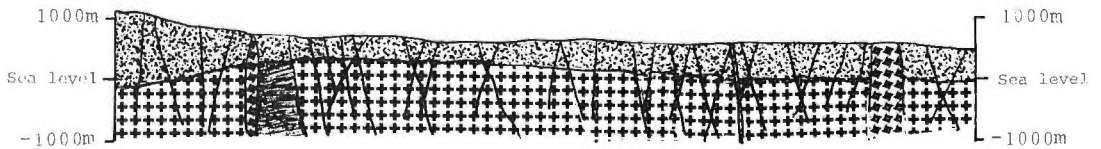
Stage III Formation of a caldera by collapse or subsidence.



Stage II Eruption of a large amount of dacitic pumice and ash.



Stage I Regional tumescence and eruptions of a small amount of andesite in the Katayama area.



- | | | | |
|--|-----------------------|--|------------------------|
| | Younger Formations | | Kitagawa Tuff |
| | Takahinata Rhyodacite | | Pre-caldera formations |
| | Miyazawa Formation | | Dike rocks |
| | Akazawa Formation | | Granitic rocks |
| | | | Schist |

caldera. (After YAMADA, 1972 a with minor revisions).

7.3 Caldera Collapse (Stage III)

The boundary faults of the caldera are covered now with the caldera fill. Exceptionally on the southwestern margin of the caldera, a fault scarp trending west-northwest can be traced for about 2.5 km on air photographs. The fault cuts recent composite fan deposits and drops the inner side of caldera several meters. Its eastern extension is displaced a few hundred meters to the north, where open joints of the WNW-ESE direction cut the pumice-flow deposits. Warm springs emit from the joints. The fault may be part of the reactivated segment of boundary faults of the caldera.

The concealed boundary faults of the caldera are probably located at the place where the Bouguer anomaly shows steep gradients. According to the gravity map (KOMAZAWA and MURATA, 1988), the Bouguer anomaly has a sharp gradient along the margin of the physiographic caldera basin except for the southeastern margin, where the Bouguer anomaly gradually decreases probably because the part of caldera is filled with dense volcanic products. The location of the boundary faults in the southeastern margin was inferred from the geologic map and the bore-hole data. In the eastern margin of the caldera three bore-holes have been drilled and their columnar sections can be correlated as shown in Fig. 27. No basal conglomerate of the caldera fill exists in these columnar sections and the caldera floor dips about 25° inward, probably because they are situated on the caldera boundary fault zone and the faults in the zone have been eroded to form a stable slope of about 25°. The boundary faults thus inferred can be located in the zone delimited by the inner and the outer hachured lines in Fig. 28.

Judging from the thickness of the caldera fill in the bore-holes, the block bounded by the inner hachured line collapsed at least 600–1,000 m. The shape of collapsed block is roughly triangular with rounded corners in plan. Such a deviation from circular shape occurred probably because the boundary faults were controlled by preexisted faults in the pre-caldera rocks. The area bounded by the inner hachured line is about 50 km² and therefore the collapsed volume is estimated to be around 50 km³.

7.4 Eruptions of Andesitic to Dacitic Volcanic Materials after the Caldera Collapse (Stage IV)

Immediately after the caldera collapse the depressed area became a lake with inflows from the west and the north of the caldera. In the marginal part of the caldera, the conglomerates supplied mainly from the steep cliffs of the caldera wall by debris flows and mud flows were deposited. Especially in the northern part of the caldera, more than 250 m thick conglomerate beds composed mainly of angular to subrounded fragments of pre-caldera rocks and a predominant tuffaceous sandstone matrix were widely deposited with sporadic intercalations of tuffaceous sandstone. The tuffaceous sandstones near the basal part of the caldera fill are often disseminated with fine pyrite crystals and show a greenish gray tint. This indicates a more advanced stage of diagenesis of the basal part of the caldera fill. Fairly large blocks of the Kitagawa Tuff are sporadically embedded in the upper half of the conglomerates. The fact clearly indicates that the Kitagawa Tuff was formed before the deposition of the conglomerates. In places pebbly mudstone and slumped beds are interbedded with the conglomerates. They indicate the prevalence of unstable condition during the time of the deposition.

In the southeastern part of the caldera, post-caldera volcanism took place immediately after the caldera collapse. The oldest volcanic products, which overlie

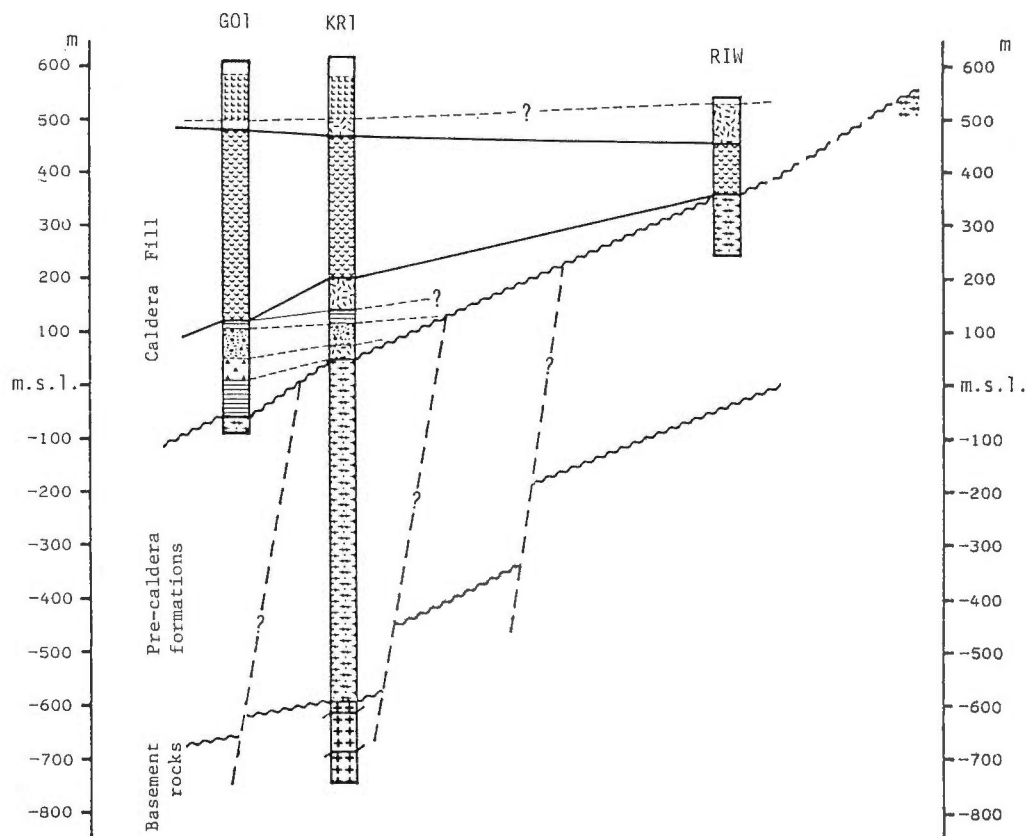


Fig. 27 Geologic cross-section across the east boundary of the Onikobe caldera, inferred on the basis of the bore-hole data. (After YAMADA and SAKAGUCHI, 1983 b). Horizontal and vertical scales are the same.

the pre-caldera rocks, are andesite lava, andesitic tuff-breccia and lapilli-tuff. They are observed in the bore-hole cores (GO-8, GO-10, and U-1) from the Katayama area at about -200 m to 200 m above mean sea level. These andesitic volcanic products in the Katayama area are locally altered and are difficult to distinguish from those of the pre-caldera stage. Similar andesitic volcanic products are observed in the bore-hole cores (KR-2, KR-3, KR-4 and GO-1) from the surroundings of the Katayama area at about -200 to 200 m above m.s.l. In the latter areas they are in places interbedded with thin-bedded tuffaceous sandstone and laminated siltstone. A sample of andesite taken from 18 m above m.s.l. of the bore-hole (GO-1) in the Arayu area has been dated as 2.4 ± 1.2 Ma by K-Ar method.

In the Katayama area these andesitic volcanic products are overlain further by andesitic volcanic products of a similar petrographic character. The cores of the bore-hole (GO-1) in the Arayu area consist entirely of slightly vesicular porphyritic andesite from 121 to 460 m above m.s.l., and no pyroclastic or other sediments are intercalated. Similar thick andesite lavas are observed also in the bore-holes KR-2 and KR-3. A sample of andesite at 195 m above m.s.l. (GO-1) has been dated as 1.5 ± 0.9 Ma by K-Ar method. An andesitic agglomerate sampled at the ground

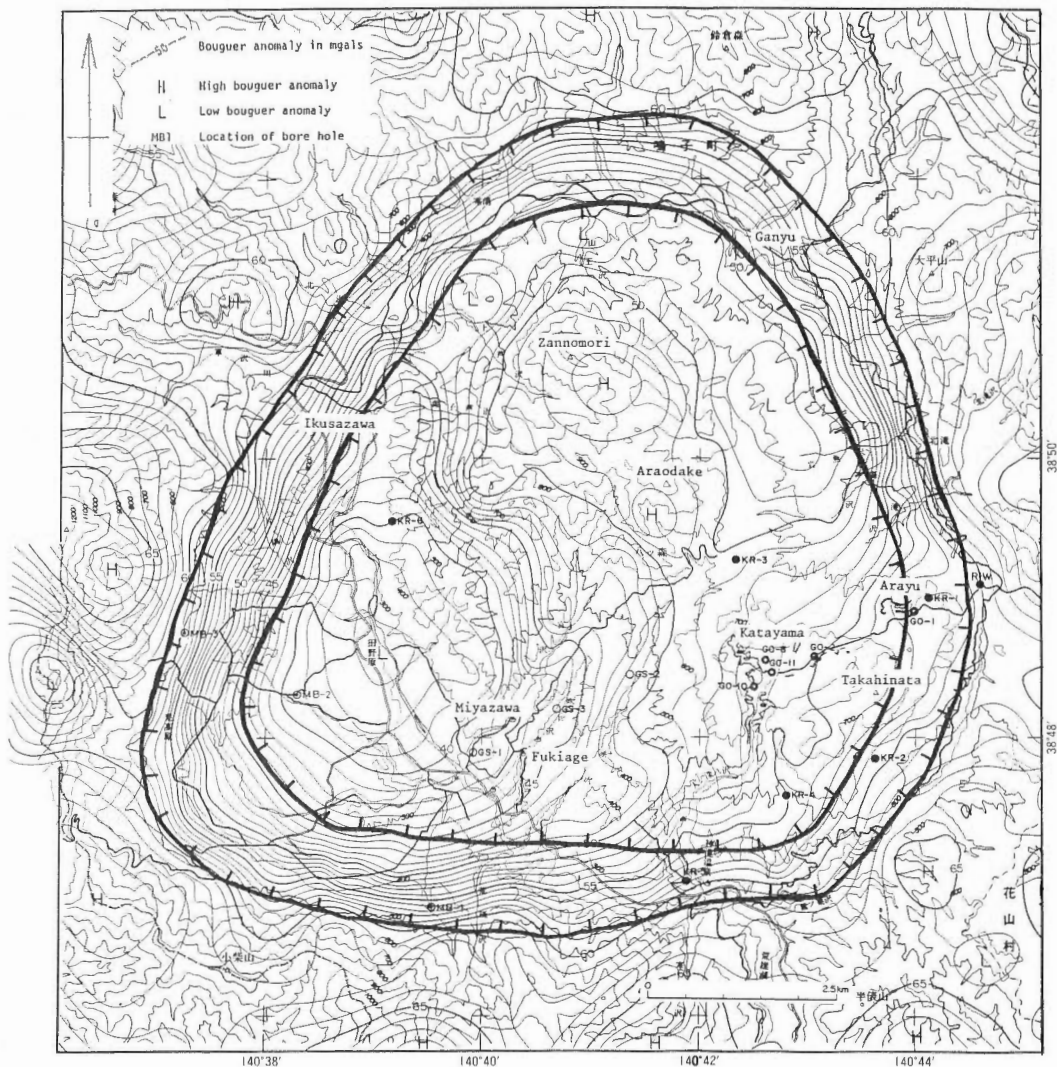


Fig. 28 Map showing the location of the boundary faults of the caldera, which is inferred between inner and outer hachured lines on the basis of a Bouguer anomaly map and bore-hole data. The Bouguer anomaly map (posturated density 2.3 g/cm^3) was reproduced from New Energy Development Organization (1987).

surface in the Katayama area has been dated as 1.8 Ma by fission-track method. Two or three andesite lavas and several pyroclastic flows containing andesite fragments, yellow pumice clasts, pumice shreds, ash, and crystal fragments, flowed to the northwestern part of the caldera. They were deposited on and partly interfingred with the conglomerates. White pumiceous tuffs were erupted concurrently with the andesitic volcanic products. They flowed away from the volcanic center and were deposited in the marginal deeper parts of the lake.

More than ten pumice-flows reached to the northwestern part. Each flow has the

vertical depositional sequence characteristic of the subaqueous pyroclastic-flow deposits. Between individual flows thin beds of laminated siltstone commonly occur. Large blocks of dacite are embedded in the dacitic pumiceous tuff-breccia upstream of Obuka-zawa Creek. A rhyodacite lava, sampled immediately north of the Arayu area, has been dated as 1.5 Ma by fission-track method, though it appears continuous with and petrographically indistinguishable from the Takahinata Rhyodacite which has been dated as 0.35 Ma by the same method. Therefore, a small amount of rhyodacite might have been erupted at this stage.

After a fairly long time interval, which is attested in the northern part by thin-bedded siltstone and sandstone beds about 100 m thick, an intense eruption of dacitic pumice occurred. The resulting subaqueous pumice-flow deposit covered thickly almost the entire caldera floor except for the Katayama area which had probably been topographically high owing to the thick pile of volcanic products. The bottom of the flow deposit was defined as the base of the Miyazawa Formation (YAMADA, 1973). In the lake, which became shallower and narrower by the deposition of these volcanic products, silt continued to settle forming very thin-laminated beds. The eruptions of smaller quantities of dacitic pumice-tuff, andesitic lapilli-tuff, and andesite lava followed.

The andesites contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and opaque minerals as the main phenocrysts. Commonly a small amount of resorbed quartz is also present. The plagioclases are zoned, honeycombed and contain dusty inclusions, and are less than 5 mm. The orthopyroxene is sometimes surrounded by a narrow reaction-rim of clinopyroxene. The groundmass commonly shows hyalopilitic texture and consists of small crystals of lath-shaped plagioclase, pyroxene, opaque minerals, and a glassy residuum. Small crystal aggregates, which are composed of plagioclase, pyroxene and opaque minerals, are often present. Five andesite samples were chemically analyzed (Table 3, no. 1-5). Their SiO_2 content ranges from 58% to 61%.

The rocks grade into dacite even though the phenocryst assemblage and the groundmass texture are not much different from those of the andesites. Such dacitic andesites often but not always contain a fairly large amount of resorbed quartz. They are present in the Katayama area. Such dacitic andesites contain 64 to 65% SiO_2 (Table 3, no. 6-8). A slightly different porphyritic dacite or rhyodacite, which contains abundant crystal fragments of quartz, plagioclase and minor pyroxene in a glassy groundmass with perlitic cracks, was also sampled in the Katayama area.

The white pumiceous tuffs which were erupted concurrently with andesitic volcanic products commonly contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and opaque minerals but lack quartz and hornblende.

The dacite, which exists as angular fragments and blocks in dacitic pumiceous tuff-breccia, contains plagioclase, quartz, hornblende, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals as the phenocrysts. The plagioclases are usually zoned, honeycombed and contain dusty inclusions, and are less than 5 mm. The quartz is resorbed and less than 5 mm. The hornblende is a strongly pleochroic basaltic variety (lamprobolite) and ranges in color from red to yellowish green. The groundmass texture ranges from completely glassy with perlitic cracks to granular cryptocrystalline with scattered microlites. The dacite frequently contains autoliths. The autoliths contain basaltic hornblende (lamprobolite), opaque minerals, and decomposed lath-shaped plagioclase in a glassy heterogeneous groundmass. The basaltic hornblende is less than 3 mm, acicular, and strongly pleochroic with reddish brown to pale greenish yellow. The plagioclase is less than 3 mm. It retains original shape, but most parts

have been changed to amorphous substance. The dacites contain 68% SiO₂ (Table 3, no. 9 and 10).

The dacitic pumice-flow deposits are composed mainly of white capillary tubular pumice lumps, pumiceous tuff matrix and various amounts of lithic fragments. They contain sporadically a small amount of less vesicular gray pumice and banded pumice. Both the white and the gray pumices contain plagioclase, hornblende, quartz, lesser amount of pyroxene and opaque minerals as the phenocrysts. The hornblende is green to pale green. The quartz is resorbed. The groundmass is composed of highly vesicular transparent glass with crystallites. The white pumice contains about 69% SiO₂. The gray pumice is denser and contains less phenocrysts. Chemically it contains only 58% SiO₂ and exceptionally higher Fe₂O₃ and Al₂O₃ compared with the other rocks.

The volcanic rocks so far analyzed in this area fall into three groups on the AFM diagram (Fig. 29), namely andesite, dacitic andesite and dacite, and rhyodacite groups. Most of the rocks fall into the area between average tholeiitic series and average calc-alkalic series of the Hakone and Izu areas. Pumices of the Kitagawa Tuff, a dacitic andesite, and a gray andesitic part of banded pumice fall close to the boundary

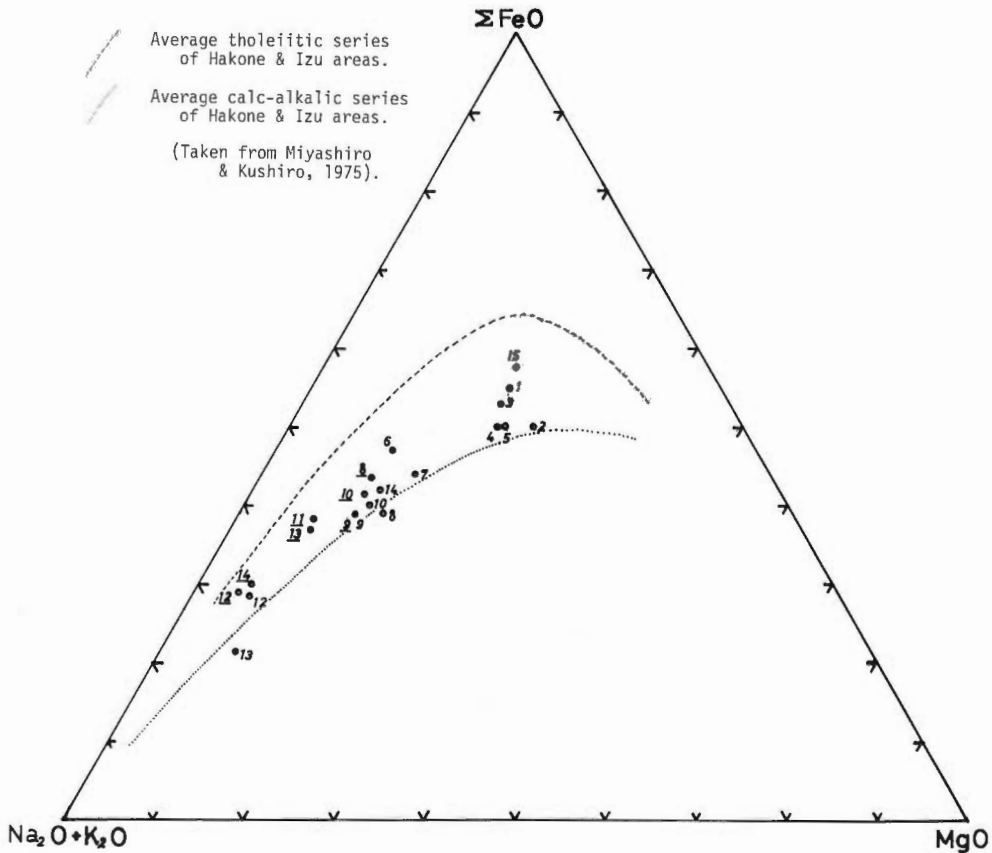


Fig. 29 AFM diagram of volcanic rocks erupted from the Onikobe caldera. 1-10 and 12-15 correspond to the sample numbers of Table 3. 8-14 correspond to the sample numbers of Table 2. (After YAMADA, 1981 a with additions).

between the two rock series, while the other rocks are closer to the average calc-alkalic series.

Most of these volcanic products were probably erupted from the vents in and around the Katayama area. The volume of the volcanic products can be only roughly estimated. The volume of andesitic volcanic products is estimated to be 10 km^3 ($5 \text{ km} \times 5 \text{ km} \times 0.4 \text{ km}$). The volume of the concurrent white pumiceous tuffs is estimated to be 2.5 km^3 ($5 \text{ km} \times 5 \text{ km} \times 0.1 \text{ km}$). The volume of dacitic pumice-flow deposits and tuff-breccia is estimated to be 7.5 km^3 ($5 \text{ km} \times 7.5 \text{ km} \times 0.2 \text{ km}$).

7.5 Uplift of a Block of Pre-caldera Rocks in the Northwestern Part (Stage V)

Starting in the late stage of the deposition of the Miyazawa Formation, a block about $2.5 \times 3 \text{ km}$ which was originally part of the caldera floor was uplifted in the northwestern part of the caldera probably about 1,000 m. As a result Tertiary and pre-Tertiary rocks are exposed in the block at present. The uplifted block is rather rectangular in plan and is bounded by several linear fault segments. The location of the boundary faults was probably controlled by preexisted faults, just as in the case of the boundary faults of the caldera. Debris-flow deposits intercalated in the upper part of the Miyazawa Formation and debris-avalanche deposits of the Kawakurazawa Formation were probably generated by the upheaval of the block.

The experimental works (KODAMA *et al.*, 1976) show that, in the early stage of block-upheaval, i.e., up to 6%, almost vertical faults develop upward in the sedimentary cover from the boundary of the rising block. As the block-upheaval continues a normal fault system is developed near the ground surface above the rising block and a reverse fault system develops near the ground surface just outside of the rising block. In case of the Onikobe caldera, a further upheaval continued and eventually more than 100% of the thickness of the sedimentary cover was uplifted. As a result the caldera fill was domed by the uplift and is steeply inclined surrounding the block. Beyond 1–1.5 km from the boundary of the block, however, the caldera fill becomes abruptly almost horizontal. Therefore, the block is encircled by a synclinal axis or an axis of sharp bent at the distance. Minor faults, slump structures, and minor folds are developed in the steeply inclined portion of the caldera fill. The fractures in the caldera fill of the northwestern part of the caldera were formed for the most part by the stress generated during the doming. Some fractures formed in the early stage of doming were rotated with the further upheaval. Some low angle faults were formed in the final stage of doming, probably because parts of the uplifted sediments slid down by gravitational force. The uppermost portion of the caldera fill, namely the Onikobe Formation, covers part of the dome structure unconformably. Therefore, the uplift occurred mainly before the deposition of the Onikobe Formation and after the deposition of the Miyazawa Formation, i.e., probably sometime between 1 m.y. to 0.1 m.y. ago.

7.6 Eruption of Rhyodacite Lava and Distension in the Southern Part (Stage VI)

A rhyodacite lava dome, at Takahinata-yama Peak, was formed about 0.35 m.y. ago according to the fission-track data. The stratigraphic relation of the Takahinata Rhyodacite with the rhyodacite around the Arayu area which has been dated as 1.5 Ma by fission-track method is not clear. Petrographically they are indistinguishable.

The rhyodacites contain plagioclase, quartz, hornblende, orthopyroxene, clinopy-

roxene and opaque minerals as the phenocrysts. The plagioclase is less than 2 mm and often honeycombed or contains dusty inclusions. The quartz is less than 1 mm and resorbed. The hornblende is yellow green to pale yellow and less than 4 mm. The pyroxenes are comparatively small in amount and size. The groundmass is composed of brownish spherulites of less than 2 mm in diameter and interstitial glass with perlitic cracks. The rhyodacite lava north of Arayu and the Takahinata Rhyodacite are also chemically quite similar, containing about 72–73% SiO₂ (Table 3, no. 12 and 13). The volume of rhyodacite lava is estimated to be 0.6 km³ (1.4 km × 3 km × 0.15 km).

In the southeastern part of the caldera, joints, clastic dikes, and minor faults have been formed in the caldera fill. These fracture planes are extension joints and clastic dikes dipping almost vertically and minor normal faults dipping more than 60°. Their throw does not exceed 1 m. Steeply dipping clastic dikes, extension joints and minor faults are in places concentrated along narrow zones, which probably reflect directly the lateral extension of steeply inclined fracture zones in the rocks underlying the caldera fill. Steeply dipping apparently conjugate shear joints and minor normal faults have been formed in much wider areas. They probably also reflect the extensional deformation of the rocks underlying the caldera fill by minor normal conjugate faults. Thus the rocks underlying the caldera fill in the southeastern part were distended horizontally and the movement was probably controlled by the preexisting fracture systems.

One of the clastic dikes contains pebble-size fragments of the Takahinata Rhyodacite. But the Onikobe Formation is not in general affected by these fracture systems. Therefore, the distension in this area occurred or continued probably until 0.35 m.y. ago and ended earlier than 0.05 m.y. ago.

7.7 Termination of the Caldera Lake to Recent Stage (Stage VII)

The uplifted area was partly eroded on which and also within the remnant of the lake, mud-flow and debris-avalanche deposits of the Kawakurazawa Formation were deposited. The lake became further narrower and horseshoe-shape occupying the western, the northern and the northeastern margins of the caldera.

Phreatic eruptions occurred probably in the Katayama area at this stage and volcanic mud-flows were generated but almost no essential volcanic materials were ejected. The mud-flow deposits enclose abundant hydrothermally altered rock fragments. Therefore, the hydrothermal alteration in the Katayama area was already progressing at the time of the eruptions. The topographic depression in the Katayama area formed probably by the eruptions. The carbonated wood embedded in the mud-flow deposits has been dated as 23,380 ± 890 years B.P.

The horseshoe-shaped marginal lake was filled with the volcanic mud-flow deposits and the lacustrine sediments, which comprise conglomerate, sandstone, siltstone, and diatomite. Deltaic conditions existed at the mouths of Ikusa-zawa and Kamanai-zawa Creeks. Diatomite and thin-laminated siltstone beds were deposited in the central part of the lake, namely near Kitataki Village and Hara Village where a calm lacustrine condition prevailed. This formation is also locally disturbed by minor faults and slump structures, which testifies that the post-caldera tectonism though weak continued during the deposition of the Onikobe Formation.

The horseshoe-shaped lake was filled up with sediments. The depositional top surface is locally preserved at 500–600 m above sea level now. Then the elliptical river course, surrounding the central peaks, started to dissect the caldera fill leaving terraces

on its sides.

The depressions in the Katayama and the Arayu areas were partly filled with younger lake sediments. The carbonized wood embedded in the sediments has been dated as 14,000 years B.P.

Hydrothermal manifestations are presently observed mainly in the southeastern half of the caldera. In the Katayama and the Arayu areas fumaroles and acid sulphate-ion rich thermal springs are distributed and the hydrothermal alteration still continues. In the lower reaches of Miya-zawa and Fukiage-zawa Creeks neutral chloride-ion rich thermal springs and geysers are distributed. From these thermal waters siliceous sinter is precipitated and alluvial conglomerates are cemented with the sinter at several localities.

It has been reported that shallow earthquake swarms occurred beneath the Katayama area quite recently and the emissions of vapor and fumarolic gases take place mainly in the Katayama area. In 1976 an earthquake ($M = 4.9$) occurred in the southwestern part of the caldera (SATO *et al.*, 1979).

8. Comparison with Other Calderas and Discussion of the Subsurface Processes

The geologic evolution of the Onikobe caldera described in the previous chapter is compared with those of some other similar calderas and the subsurface processes which caused the evolution are discussed. A conceptual model of the hydrothermal system of the Onikobe caldera is also presented.

8.1 Pre-caldera Stage

Most calderas are built upon extensive volcanic products. In case of the Onikobe caldera, it is built upon a thick pile of volcanic materials erupted from Miocene to early Pliocene. It is deduced that such long lived volcanism is favorable to generate a large high-level magma reservoir, because the temperature in the crust should be kept slightly higher than the other areas.

In some calderas, e.g., Hakone (KUNO, 1952 ; KUNO *et al.*, 1970), Crater Lake (BACON, 1983), the caldera forming eruption was preceded by the eruptions of a great quantity of mainly andesitic volcanic material. Therefore, the caldera is formed on top of a large volcanic edifice or on an extensive cluster of overlapping cones. Whereas in some other calderas, e.g., Valles (SMITH and BAILEY, 1968), little or no such pre-caldera volcanism is reported. In the latter type of calderas, the pre-caldera tumescence of the caldera site is often reported. In this respect the Onikobe caldera belongs to the latter type.

Judging from the inferred mode of collapse of the Onikobe caldera, that is an about 1,000 m throw (vertical slip) along a fairly narrow and steep boundary fault zone, a magma reservoir almost congruent to the collapsed area should have existed at a fairly shallow depth when the caldera forming eruptions took place. As to the genesis of such a large high-level magma reservoir, the intrusion of basaltic magma into the lower crust and the resulting partial melting and contamination of the lower crustal materials with the basaltic magma and the continuous uprise of the high temperature lighter mixed magma by diapirism seems to be a possible model.

8.2 Caldera Forming Stage

The subsidence or collapse of this type of calderas is caused by eruptions of

voluminous intermediate to silicic magma in the form of ash-flows. Probably because the eruptions of a great quantity of magma will decrease pressure of the reservoir and if the magma reservoir is sufficiently large and shallow, its roof will collapse by gravitational force. As a result a caldera will be formed at the ground surface.

As to the mechanism of caldera formation, YOKOYAMA (1974 and 1981) claims a funnel-shaped explosion with the associated fall back of breccia in the funnel-shaped vent mainly on the basis of the gravimetric survey of several calderas in Japan. ARAMAKI (1969) proposes a funnel-shaped collapse by explosive fluidization and ARAMAKI (1984) by coring and high angle slumping of the wall rocks into a funnel-shaped central vent. On the other hand, some calderas, e.g., Valles, Long Valley, are considered to have collapsed along a nearly vertical ring fracture zone (SMITH and BAILEY, 1968; BAILEY *et al.*, 1976). The Onikobe caldera was formed probably by collapse as discussed already along preexisting fracture systems. The fault zone of caldera collapse was comparatively narrow and the total throw reached more than 600–1,000 m.

As to the mechanism of caldera collapse various theoretical studies have been made (ANDERSON, 1937; PHILLIPS, 1974; ROBSON and BARR, 1964; KOIDE and BHATTACHARJI, 1975; ONDA, 1960; etc.). These studies postulate a simple shaped magma reservoir in a homogeneous surrounding crust, and make elastic analyses of the stress field around the magma reservoir. None of these simple models seem to be directly applicable to the case of the Onikobe caldera. Probably because the crust above the magma reservoir of the Onikobe caldera was weak because of high temperature and was not homogeneous elastically because of preexisting fracture systems. Williams and MCBIRNEY (1968) discuss the attitudes of boundary faults and the manner of caldera collapse at length. They discuss that the boundary faults of Valles type calderas tend to dip inward while those of the Krakatoa type calderas dip outward or dip inward close to the ground surface pass downward into vertical and outward-dipping fractures. One of their conclusions about the mode of collapse is that it must depend to a considerable extent on the nature and attitudes of the roof-rocks above the reservoir.

In some calderas, e.g., Valles, Long Valley, the calderas are filled with a thick ash-flow deposit of caldera-forming eruption. While in some others, e.g., Aso, Onikobe, no ash-flow deposit of caldera-forming stage has been found within the caldera. Moreover it is known that in the latter calderas caldera-forming eruptions took place at several cycles with fairly long time intervals. It is deduced that in the former calderas, the collapse accompanied the eruption of ash-flows, whereas in the Onikobe caldera, the collapse occurred probably after the final eruption of the main ash-flows. These different modes of caldera collapse are probably caused by the difference in the strength of the crust above the reservoir. That is, in the case of large and shallow magma reservoirs, i.e., Valles, Long Valley, the collapse or subsidence accompanies the eruptions while in smaller and deeper magma reservoirs, like that of Onikobe, gradual readjustments of the stress field in the roof of the reservoir may take place and finally the collapse will occur after a fairly long time. ONO and WATANABE (1985) consider that the Aso caldera was formed by the gradual enlargement through collapses following individual ash-flow eruptions.

In most calderas the actual vents, from which these ash-flows were erupted, are not known or proved with accurate evidence. In some calderas, radial and concentric fractures or a ring fracture zone are considered to be the vent, on the basis of the existence of circularly arranged post-caldera lava domes or pyroclastic cones along the

fractures and the absence of other plausible vents (SMITH and BAILEY, 1968). While in some other calderas, such as Krakatoa (WILLIAMS and McBIRNEY, 1968) and Ata (ARAMAKI and UI, 1966), a vent or several vents are postulated for the eruption of the ash-flow and air-fall tuffs on the basis of the nature of the deposits or the historical record of volcanic eruptions.

In case of the Onikobe caldera the nature of vents from which the caldera-forming ash flows came is not clear but probably a newly opened fissure or several vents located in the southeastern part of the caldera, whereas it is unlikely that the eruption took place from radial and concentric fractures as in the case of the Valles type calderas. Because no post-caldera eruptions seem to have taken place on the boundary faults but rather they have taken place only in the southeastern part of the caldera.

The genesis of this kind of voluminous acid to intermediate magma has been much discussed from petrogenetical point of view. In the Mont-Dore massif, France, the genesis of this kind of magma by the partial melting of middle crust caused by the intrusion of basic magma and their mixing has been advocated on the basis of various kinds of data (GLANGEAUD, 1943; GLANGEAUD *et al.*, 1965). In the San Juan volcanic field the partial melting of the lower and the upper crusts by the intrusion of basic magma and their mixing with the basic magma in various proportions has been proposed to explain the petrologic evolution on the basis of various petrochemical data (LIPMAN *et al.*, 1978). In case of the magma of the Onikobe caldera, a similar origin is most likely though details of the processes need further clarification.

The changes of composition of magma during the course of an eruption of pyroclastic flows have been recognized in many areas, e.g., Crater Lake (RITCHEY, 1980), Shikotsu (KATSUI, 1963), Valles (SMITH, 1979), Long Valley (HILDRETH, 1979) and Aso (LIPMAN, 1967; ONO and WATANABE, 1981). These changes have been ascribed to the eruption from a zoned magma chamber.

In case of the Onikobe caldera such a change in composition of ash-flow tuffs is not known, though detailed studies have not yet been made. At the time of eruption, the upper part of the magma reservoir of the Onikobe caldera was dacitic or rhyodacitic and contained quartz, plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, opaque minerals, and a small amount of hornblende in silicate melt with much dissolved gas and vapor.

8.3 Post-caldera Stage

In most calderas of this type, certain kinds of volcanism take place following the caldera collapse accompanied by tectonism within or adjacent to the caldera. The post-caldera volcanism is varied in its locality of vents, eruption modes and petrology with each caldera. In Valles type calderas, eruptions of lava and pyroclastics of mainly rhyolitic composition took place from vents which are distributed along the ring fracture zone of the caldera collapse and in the central part of caldera, and in association with the post-caldera volcanism the general doming of caldera floor occurred (SMITH and BAILEY, 1968). However, the deviations from those typical sequences of post-caldera volcanism and tectonism are not uncommon. For example, LIPMAN (1975) reported that in the Platoro caldera the post-caldera volcanism was mainly andesitic and the core of the collapsed block was uplifted to form an unbroken homoclinally tilted block in contrast to the fractured domical uplifts.

In case of Krakatoa type calderas, the formation of andesitic pyroclastic cones or lava domes on the caldera floor is the common post-caldera volcanism. For example,

in the Hakone caldera seven central cones all of hypersthene-augite andesite were formed accompanied by the intrusion of a swarm of andesite dikes in a fixed direction (KUNO 1964). In the Aire caldera, Sakurajima Volcano which is composed mainly of augite-hypersthene andesite was formed on the southern border of the caldera (ARAMAKI and UI, 1966). In the Krakatoa caldera, Anak Krakatoa which is a cone of basaltic cinders was formed (WILLIAMS, 1941). However, the doming of the caldera floor is not reported in these calderas.

In case of the Onikobe caldera, the post-caldera volcanic materials were erupted mainly from the vents in the southeastern part of the caldera. As contended already, the mode of collapse of the Onikobe caldera suggests that a comparatively large magma reservoir had been emplaced in a shallow depth at the time of collapse. If we postulate a spherical magma reservoir with its diameter 10 km and its center at 13 km depth, such a magma reservoir will completely solidify in less than 0.5 m.y. so long as regional thermal gradient in the crust was not excessively high (YAMADA, 1981 b). If we postulate a much larger diameter for the reservoir, the life of the magma reservoir will be prolonged. However, the sequence of volcanism and quantities of the volcanic products erupted from the Onikobe caldera preclude such a large reservoir hypothesis. The most probable mechanism to maintain the long life of the magma reservoir, which must be postulated if the absolute age data are correct, is intermittent replenishment of high-temperature magma from depth to the reservoir or transfer of heat by convection of magma in the deep root zone of the reservoir. Thus the andesitic volcanism, which took place soon after the caldera collapse probably occurred because basic magma was replenished from depth. As a result the pressure of the magma reservoir was built up again, and at the same time the temperature of the basal part of the reservoir increased, convection was started in the reservoir, and the upper part of the magma reservoir became andesitic in composition. During the intervals between eruptions of andesitic magma, volatile-rich dacitic magma was generated at the top part of the reservoir by volatile concentration in the upper part of the reservoir, crystallization differentiation, partial melting and assimilation of the crust and other processes. Therefore, the intermittent eruptions of chiefly andesitic magma were accompanied by minor dacitic pumice-flow eruptions.

After a fairly long quiescence, an exceptionally intense pumice-flow eruption took place. At that time a small amount of white-and-gray banded pumice and gray pumice were erupted, mixed with white pumice. Both the white and the gray pumices contain similar phenocrysts, i.e., plagioclase, hornblende, quartz, and a lesser amount of pyroxene and opaque minerals. However, the white pumice is dacitic (SiO_2 69%), while the gray pumice is andesitic (SiO_2 58%) in composition. There seems to be no pumices of intermediate composition. These facts probably indicate that there was a sharp compositional gap in the liquid phase of magma within the reservoir at the time of eruption of the pumice flow. After the eruption of the large volume of pumice, smaller amounts of andesitic lava, pyroclastics and dacitic pumice flow were erupted once again.

Gradually the thermal energy of the magma reservoir was diffused by heat conduction and by dispersion of volatile constituents to the surrounding rocks of the reservoir. The intense eruptions were almost ceased and highly differentiated comparatively viscous rhyodacitic magma was generated at the top of the magma reservoir. In the northwestern part of the magma reservoir, semisolid light rhyodacitic magma was injected into the upper crust probably by diapirism similar to the one discussed by RAMBERG (1967). As a result an about 2.5×3 km large fault bounded

block of the floor of the caldera was pushed up for about 1,000 m. The location of the boundary faults was controlled by preexisting fracture systems in the pre-caldera rocks. In the southeastern part of the reservoir the rhyodacite magma was probably higher in temperature and was still enough fluidal to effuse through a fracture in the upper crust. As a result a small quantity of rhyodacite magma reached the ground surface to form a rhyodacite lava dome 0.35 m.y. ago. Probably the lighter magma which remained underground distended the upper crust horizontally and extensional fractures formed above the high-level magma cupola. Then magma beneath the Onikobe caldera solidified and therefore the ensuing volcanism was only phreatic eruptions and generated only mud-flows.

Thus the general sequence of post-caldera volcanism as a whole is from andesitic to rhyodacitic, though this tendency of from mafic to silicic volcanism was repeated many times during the post-caldera volcanism. This fact probably indicates that in the magma reservoir there was a general tendency to develop dacitic to rhyodacitic magma on top of andesitic magma. The presence of banded pumice suggests that there was a compositional gap in the reservoir between the lower andesitic magma and the upper volatile-rich dacitic magma. In the reservoir of the Onikobe caldera, the process of accumulation of dacitic to rhyodacitic magma on top of andesitic magma probably proceeded very slowly, and therefore only after a long period of quiescence was a large quantity of dacitic ash-flow erupted. The presence of similar banded pumice has been reported from many volcanoes (IWANAGA, 1968). Therefore, the process of accumulation of volatile-rich dacitic magma on top of andesitic magma is probably a general one which occurs in many andesitic magma reservoirs. As to the sequence of volcanism from magma reservoirs beneath calderas, various trends have been reported. For example in the Valles and the Long Valley calderas the general sequence of post-caldera volcanism is from silicic to mafic (SMITH, 1979; BAILEY *et al.*, 1976). These different general sequences of volcanism in calderas are probably caused by the different original magma composition, and the different cooling and replenishment rates of each reservoir.

At the end of post-caldera volcanic stage, semisolid local intrusions in a shallow crust occurred in the Onikobe caldera. The evidence for this is a block of the pre-caldera rocks 2.5×3 km large within the caldera and the doming of the caldera fill around the block. The presence of extension fracture systems in the southeastern part of the caldera may also be due to the intrusion of magma into a shallower crust. This post-caldera tectonism in the Onikobe caldera is somewhat similar to the post-caldera resurgence reported in the Valles and other calderas (SMITH and BAILEY, 1968), though the differences are also very significant. Probably various kinds of post-caldera tectonism can occur, depending on the tectonic and structural environments of the upper crust which overlies the magma reservoir and also to different replenishment rates or other processes in the magma reservoir.

8.4 Hydrothermal System and Alteration

In the Onikobe caldera, acid sulphate-ion rich thermal water and fumarolic gases emit in the Katayama area. Acid thermal waters rich both in sulphate and chloride ions emit from the Megma-Ogama and the Arayu areas. Surrounding these acid springs, slightly acid to neutral thermal water rich in chloride ions is discharged. There is another type of comparatively low temperature thermal water which is neutral and rich in bicarbonate ions. It was formed through the mixing of ground water with the thermal waters from depth. Beneath the Katayama area the chemical



Fig. 30 (a) Cross sections schematically showing the hydrothermal system of the Onikobe caldera. The positions of cross sections are the same as those in Figure 5. (Section a is after YAMADA *et al.*, 1985 with slight modification).

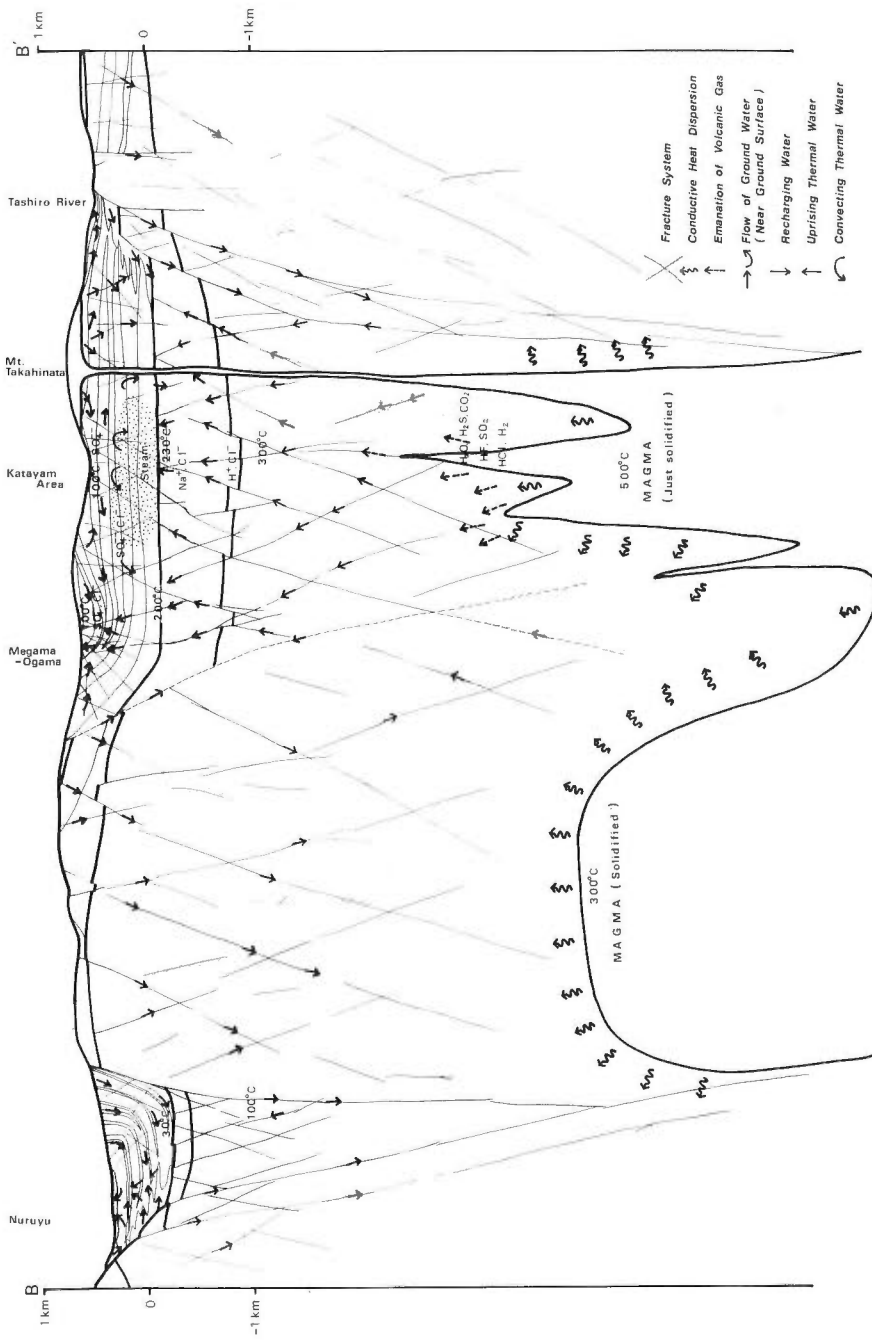


Fig. 30 (b)

composition of thermal water changes with depth in general to neutral one rich in chloride ions and then to acid one rich in chloride ions, though the latter may be restricted to narrow zones. The acid sulphate-ion rich thermal water near the surface of the Katayama area is probably generated secondarily by separation of steam and gas from boiling thermal water at some depth and their cooling and mixing with ground water near the surface. The possibility of such a boiling of thermal water at a comparatively shallow depth beneath the Katayama area was proved by numerical simulations (YAMADA, 1982 b ; 1986 b).

In the Onikobe caldera cold water infiltrates from the margin of the caldera and flows through the permeable beds in the caldera fill. Some water which infiltrates deep into the basement rocks through fractures is heated by conductive heat transfer from the cooling intrusive body and by mixing with gases emanated from it. The resulting hot thermal water comes up through fractures in the basement rocks and is mixed with cooler ground waters and then discharged through fractures in the caldera fill or through interstices of permeable beds. This conceptual model of the hydrothermal system of the Onikobe caldera is schematically shown in cross sections (Fig. 30).

Acid thermal waters react with country rocks and silicify or argillize them. While neutral waters often zeolitize the country rocks. Judging from the presence of white altered rock fragments in the mud-flow deposits of the Kawakurazawa Formation, the thermal activity in the Katayama area is continuing at least tens of thousands years.

In many calderas of this type similar hydrothermal alterations and manifestations to those of the Onikobe caldera are observed. In the Valles caldera and the Long Valley caldera, the geothermal investigations are being made. The Yellowstone is also such a caldera (KEEFER, 1972). The present heat discharges from some calderas are compared in Table 7. In the Hakone and the Kutcharo calderas the existence of an

Table 7 Comparisons of Different Measures of the Intensity of Hydrothermal Activity at Several Young Silicic Calderas.

(After Sorey, 1985, with addition of the data on the Onikobe caldera).

Caldera (Age)	Fluid Discharge,* kg/s	Heat Discharge,† $10^{18}W$	Heat Flux,‡ $mW m^{-2}$	References
Yellowstone (0.6 m. y.)	3,000	42	2,100	<i>Fournier et al.</i> [1976]; <i>Christiansen</i> [1984]
Long Valley (0.7 m. y.)	250	2.9	630	<i>Sorey et al.</i> [1978]
Valles (1.1 m. y.)	35	0.75	500	<i>Faust et al.</i> [1984]; <i>Goff and Sayers</i> [1980]
Onikobe (2.3 m. y.)	ca 60	0.49	628	<i>Yamada et al.</i> [1985]

*Discharge of high-chloride thermal water in hot springs and river seepage.

†For Yellowstone caldera, heat discharge represents convective heat flow in deep reservoirs from which thermal water discharges at the land surface within part of the caldera draining east of the continental divide. For Long Valley caldera, heat discharge represents the surficial discharge of heat by conduction and convection within the caldera area. For Valles caldera, heat discharge represents the sum of conductive and convective heat flow within the caldera and convective heat flow in subsurface outflow of thermal water that discharges in springs and river seepage outside the caldera.

‡Calculated as heat discharge divided by caldera area (2023 km² for Yellowstone, 450 km² for Long Valley, 150 km² for Valles, and 78 km² for Onikobe). For Onikobe caldera, the area in which heat discharge was actually measured is 9.2 km² but the heat discharge from the rest of the caldera area is very small and therefore neglected.

acid sulphate-ion rich thermal water is reported near the post-caldera volcanic center and a neutral chloride-ion rich thermal water emits apart from there. In the Hakone caldera, cold water infiltrated from the western margin of the caldera, namely from Lake Ashi, is mixed with the hot thermal waters derived from depth (OKI and HIRANO, 1970). In the Long Valley caldera cold water infiltrates from the margins of the caldera (SOREY *et al.*, 1978 ; SOREY, 1985).

9. Conclusions

The geologic map and cross sections of the Onikobe caldera (Fig. 5) were prepared on the basis of the geologic route mapping, measurement of stratigraphic sections, examination of some bore-hole cores, and other data. The stratigraphy of the area was summarized in Fig. 4, along with isotopic ages, fossils, and some remarks on tectonism and environment. The structural development of the Onikobe caldera was schematically shown in Fig. 26.

The important points which became evident through this study are recapitulated as follows.

1) In Miocene age this area became a site of intense volcanism. As a result about 400–1,000 m thick andesitic to rhyolitic volcanic products accumulated mostly under a shallow submarine condition, covering unconformably basement granitic rocks and some schist. By earliest Pliocene time, this area became emergent and non-welded to welded rhyolitic ash-flow deposits as much as 800 m at their maximum thickness covered the area. Then these rocks were deformed and partly eroded.

2) In latest Pliocene or earliest Pleistocene time, the Onikobe caldera was formed by collapse of the roof of a magma reservoir after eruptions of about 50 km³ of dacitic ash-flow tuffs. The collapse occurred along a narrow boundary fault zone about 10 km in diameter and the total throw of the faults amounted to 600–1,000 m.

3) The post-caldera volcanism took place in the southeastern part of the caldera. It changed in general from andesitic to rhyodacitic with many minor repetitions of andesitic to dacitic volcanism. This fact indicates that there was a general tendency in the magma reservoir to generate volatile rich silicic magma in its top part.

4) The block of the pre-caldera rocks 2.5 × 3 km across was uplifted about 1,000 m in the northwestern part of the caldera and the caldera fill was domed surrounding the block (Fig. 16). Slump structures, slide faults, and various kinds of minor folds and faults were formed in the caldera fill with the doming.

5) In the southeastern part of the caldera, minor normal faults, clastic dikes and extension joints were formed (Fig. 23). They indicate that this part of the caldera floor distended during the late post-caldera stage.

6) There is a clear structural gap between the caldera fill and the rocks underlying it. For example the throw of faults in the pre-caldera rocks exceeds 10 m in some places, while the throw of faults in the caldera fill is commonly less than 1 m.

7) The long lived volcanism in the Onikobe caldera is explained only in terms of intermittent supplies of magma from depth to the reservoir or in terms of the heat supply owing to the convection of magma in the deep root zone of the magma reservoir.

8) A high temperature intrusive body, which solidified from the magma reservoir, probably exists now at a comparatively shallow depth in the southeastern part of the caldera and a high temperature hydrothermal system has been formed above it. The high temperature fluids are stored mainly in the fracture systems. Cold ground water

infiltrates from the margins of the caldera along permeable beds of the caldera fill. There is a vapour and gas dominated zone at a shallow depth of the Katayama area. The hydrothermal activity of the Katayama area has been continuing for at least tens of thousands years. The conceptual model of the hydrothermal system of the Onikobe caldera was shown in Fig. 30.

9) The comparison with other calderas shows that the sequence of volcanism varies greatly depending on the different original compositions of magma and on different cooling and replenishment rates of each reservoir while the sequence of tectonism is strongly dependant also on the preexisting structures of the upper crust.

Though post-caldera volcanism and tectonism became fairly clear through this study, the details of caldera forming ash-flow eruptions and processes of caldera collapse still need to be clarified. As to the stratigraphy and structure of pre-caldera volcanic rocks, i.e., Miocene to early Pliocene formations, many problems still remain to be solved.

References cited

- AGENCY OF NATURAL RESOURCES AND ENERGY (1976) *Geological map of the Kurihara area, scale 1 : 50,000 and the report of regional geological survey FY-1975, Kurihara area*, 52 p.**
- ANDERSON, E.M. (1937) Cone-sheets and ring-dykes : the dynamic explanation. *Bull. Volcanol.*, vol. 1, p. 35-40.
- ANDO, N., IKEDA, K., GOTO, H. and MATSUO, T. (1977) Isotope geochemical study in the Onikobe area. *Research on Hydrothermal System, Interim Report of the Sunshine Project FY-1973*, Geol. Surv. Japan, p. 60-70.**
- ARAMAKI, S. (1969) Some problems of the theory of caldera formation. *Volcanol. Soc. Japan, Bull.*, 2nd Ser., vol. 14, p. 55-76.*
- (1984) Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, - 22,000 years ago. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, p. 8485-8501.
- and UI, T. (1966) Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 29, p. 29-48.
- ARII, K. and NOMURA, Y. (1941) On the Benten-Sin-Fukiage Geysers at Onikobe. Part 1. *Inst. Physical and Chemical Research, Bull.*, vol. 20, p. 104-129.**
- BACON, C.R. (1983) Eruptive history of Mount Mazama and Crater lake caldera, Cascade Range, U.S.A. *Jour. Volcanol. and Geotherm. Res.*, vol. 18, p. 57-115.
- BAILEY, R.A., DALRYMPLE, G.B. and LANPHERE, M.A. (1976) Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley caldera, Mono County, California. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, p. 725-744.
- BILLINGS, M.P. (1954) *Structural geology*. 2nd ed., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., 514 p.
- FISHER, R.V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sci., Rev.*, vol. 1, p. 287-298.
- GLANGEAUD, L. (1943) Évolution des magma du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique. *Soc. Géol. de France, Bull.*, (5), XIII, p. 419-440.
- , BOBIER, C., DUMESNIL, P., LÉTOLLE, R., LEPVRIER, C., et VIGNERON, M. (1965) Géochronologie et évolution paléo-magnétique, géochimique, pétrologique et tectonophysique du massif volcanique du Mont-Dore (France). *Soc. Géol. de France, Bull.*, (7), VII, p. 1010-1025.

- HILDRETH, Wes (1979) The Bishop Tuff : Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. in Chapin, C.E. and Elston, W.E. eds., Ash-flow tuffs, *Geol. Soc. Amer., Special Paper 180*, p. 43-75.
- HIRUKAWA, T. and ABE, K. (1988) Tritium content in thermal waters from the Onikobe area, Northeast Japan and the chemical composition of thermal fluids from the bore-holes KR-1 and KR-2. *Rept. Geol. Surv. Japan*. no. 268, p. 211-227.*
- and OZAKI, T. (1981) Heat discharge measurement in the Onikobe area, Miyagi Prefecture. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 2 (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1980*, Geol. Surv. Japan, p. 104-155.**
- and YAMADA, E. (1982) Heat discharge measurement in the Onikobe area, Miyagi Prefecture. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 2 (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1981*, Geol. Surv. Japan, p. 91-125.**
- HITOSUGI, T. (1969) Present status of the geothermal exploration in Onikobe. *Japan Geothermal Energy Assoc., Jour., (Chinetsu)*, Ser. no. 19, p. 25-30.**
- (1970) On the drilling of GO-10 & GO-11 wells, Onikobe. *Japan Geothermal Energy Assoc., Jour., (Chinetsu)*, Ser. no. 25, p. 3-10.**
- (1972) On the drillings of the shallow wells in Onikobe. *Japan Geothermal Energy Assoc., Jour., (Chinetsu)*, Ser. no. 32, p. 3-14**
- ICHIKAWA, W. (1955) On fossil diatoms from the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture, collected by Dr. N. Katayama. *Kanazawa Univ., Sci. Rep.*, vol. 4, p. 151-175.
- IJIRI, S., FUJITA, Y., and SUYAMA, K. (1955) 'Men-nasi Danso' (Planeless Fault). *Assoc. Geol. Collaboration Japan, Jour., (Chikyu Kagaku)*, Ser. no. 24, p. 12-19.*
- IMAI, H. (1942) On the Tertiary formation between Ikezuki and Nakayamadaira. *Japan Assoc. Petroleum Technologists, Jour.*, vol. 10, p. 257-263.**
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1976) *International Stratigraphic Guide*. ed. H.D. Hedberg, John Wiley & Sons, New York, 200 p.
- ISHIDA, T. (1986) Tephra-stratigraphy of the Upper Pleistocene and geomorphology along the middle courses of the Eai and Naruse Rivers, northwestern Miyagi Prefecture, Japan. *Kitamura Commem. Essays Geol.*, p. 123-131.*
- IWANAGA, M. (1968) Petrogenesis of banded pumices from some volcanoes in Hokkido, Japan. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 59, p. 125-142.*
- IWASAKI, J. (1895) Fukiage Geyser. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, vol. 2, p. 93-97.**
- KATAYAMA, N. and HAYASHI, S. (1952) *On the diatomite discovered in the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture*. Unpublished data in Geol. Surv. Japan, 7 p.**
- and UMEZAWA, K. (1958) *Geological map of the Onikobe, scale 1 : 75,000 and its explanatory text*. Geol. Surv. Japan, 27 p. (in Japanese with English abstract 7 p.)
- KATO, I. and SHIMADA, I. (1953) On the Green tuff geology of the southern foot of Kurikoma Volcano and the origin of the Sanzugawa, Onikobe uppermost Miocene Basins. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 37, p. 178-190.*
- KATO, Y. (1971) Tertiary granites on the northern border of the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 65, p. 189. (Abstract).**

- KATSUI, Y. (1956) A petrographical note on the welded tuff around Onikobe caldera. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 39, p. 190-194.*
- (1963) Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. *Hokkaido Univ., Fac. Sci., Jour.*, Ser. IV, vol. 11, p. 631-650.
- KAWANO, Y., YAGI, K. and AOKI, K. (1961) Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, Ser III, vol. 7, p. 1-46.
- KEEFER, W.R. (1972) The geologic story of Yellowstone National Park. *U.S. Geol. Surv., Bull.*, no. 1347, 92 p.
- KITAMURA, N. (1956) Stratigraphical consideration on the dacites from Northern Honshu, Japan. *Assoc. Geol. Collaboration Japan, Jour.*, (*Chikyu Kagaku*), Ser. no. 28, p. 14-22.*
- (1965) *Geological map of the Yakeishi-dake, scale 1:50,000 and its explanatory text*. Geol. Surv. Japan, 40 p. (in Japanese with English abstract 8 p.).
- (1967) *Geology of Miyagi Prefecture and the Geological Map, scale 1:200,000*. Minor Enterprises Section, Miyagi Prefectural Government, 32 p.**
- and TANI, M. (1953) Geology of the western parts of Isawa- and Nishi-Iwai-gun, Iwate Prefecture. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 37, p. 103-116.*
- KODAMA, K., HONDA, S., NITTA, K., FUJITA, H. and SUZUKI, Y. (1976) Numerical analysis of faulting in the course of block deformation, (1) Effect of width of the basement block on faulting near the earth's surface. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 27, p. 123-134.*
- KOIDE, H. and BHATTACHARJI, S. (1975) Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. *Economic Geology*, vol. 70, p. 781-799.
- KOMAZAWA, M. and MURATA, Y. (1988) The gravimetric analysis of the kurikoma geothermal area, Northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 268, p. 285-313.*
- KUNO, H. (1952) *Geological map of the Atami, scale 1:75,000 and its explanatory text*. Geol. Surv. Japan, 141 p. (in Japanese with English abstract 10 p.).
- (1964) Dike swarm in Hakone Volcano. *Bull. Volcanol.*, vol. 27, p. 53-59.
- , OKI, Y., OGINO, K. and HIROTA, S. (1970) Structure of Hakone Caldera as revealed by drilling. *Bull. Volcanol.*, vol. 34, p. 713-725.
- KURIYAMA, T. (1985) Geothermal system in the Yuzawa-Ogachi area, northern Honshu. *Geotherm. Res. Soc. Japan, Jour.*, vol. 7, p. 311-328.*
- LION, J.G., SEKI, Y., GUILLEMETTE, R.N. and SAKAI, H. (1985) Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan. In: Y. Kitano (Guest-Editor), Water-Rock Interaction. *Chem. Geol.*, vol. 49, p. 1-20.
- LIPMAN, P.W. (1967) Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso Caldera, southwestern Japan. *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 16, p. 300-327.
- (1975) Evolution of the Platoro caldera complex and related volcanic rocks, southeastern San Juan Mountains, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 852, 128 p.
- , DOE, B.R., HEDGE, C.E. and STEVEN, T.A. (1978) Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope

- evidence. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 89, p. 59-82.
- MATSUNO, K. (1967) *Geology of the Wakayanagi District and the geological map of Wakayanagi, scale 1:50,000*. Geol. Surv. Japan, 24 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).
- and NISHIMURA, K. (1965) On the geology and geological structure of the Onikobe area, Miyagi Prefecture. *Geol. Surv. Japan. Bull.*, vol. 16, p. 353-363.*
- MIYASHIRO, A. and KUSHIRO, I. (1975) *Petrology II, characters and classification of rocks*. Kyoritsu Publishing Co., Ltd., Tokyo, 171 p.**
- MORIMOTO, R. (1942) On the Tertiary formation between Nakayamadaira and Mukaimati. *Japan Assoc. Petroleum Technologists, Jour.*, vol. 10, p. 260-271.**
- NAKAMURA, H. (1959) Geothermal conditions in the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture, Japan. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 43, p. 158-166.
- *et al.* (1959) Relation of the geological structure to the occurrence of natural steam in the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 10, p. 575-600.*
- , YANAGIHARA, C. and TAKAGI, S. (1961) The third drilling for geothermal investigations in the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 12, p. 499-502.*
- NARITA, E. (1960) On the Tertiary holocrystalline rocks of the Nuruyu district, Miyagi Prefecture. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 44, p. 152-161.*
- , E. (1963) Geology and ore deposits of the Onikobe-Hosokura district, Northeastern Honshu, Japan. *Hokkaido Univ., Fac. Sci., Jour.*, Ser. IV, vol. 11, p. 651-681.
- NEW ENERGY DEVELOPMENT ORGANIZATION (1985) Summary of the report on 1,500 m class well survey in the Kurikoma area, *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, FY-1983*. (KR-2 & KR-3), 45 p.** (unpublished report)
- (1986 a) Summary of the report on 1,500 m class well survey in the Kurikoma area, *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, FY-1984* (KR-4), 29 p.** (unpublished report)
- (1986 b) Summary of the report on 1,500 m class well survey in the Kurikoma area, *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, FY-1985* (KR-5 & KR-6), 29 p.** (unpublished report)
- (1987) Summary of the report on the Preparation of underground modeling in the Kurikoma area. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, FY-1985*, 73 p.** (unpublished report)
- NISHIMURA, S., TANIGUCHI, M. and SUMI, K. (1976) Fission-track ages of the volcanic rocks in Oyasu-Doroyu geothermal field, Akita Prefecture—Fission-track age of the igneous rocks associated with geothermal activities in Japan (1)—. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 27, p. 713-717.*
- OIDE, K. and ORIMOTO, S. (1966) Tertiary granitoids as volcano-plutonic complexes. *Assoc. Geol. Collaboration Japan, Monograph 12*, p. 127-137.*
- OIGAMI, Y. (1909) Report of the geological survey of Kurikoma Volcano. *Earthquake*

- Disaster Prevention Research Assoc., Report*, no. 60, 56 p.**
- OKI, Y. and HIRANO, T. (1970) The geothermal system of the Hakone Volcano. *Geothermics, Special Issue 2*, vol. 2, part 2, p. 1157-1166.
- ONDA, I. (1960) The formation of the caldera of the Krakatou type with reference to earth's crust elasticity. *Hokkaido Univ., Geophys. Bull.*, vol. 7, p. 77-88.*
- ONUKE, Y., KITAMURA, N. and NAKAGAWA, H. (1981) *Geological Map of the Kitakami River drainage basin, scale 1 : 200,000 and its explanatory text*. Hase Geological Survey Office, Co., Ltd., Sendai, 308 p.**
- ONO, K. and WATANABE, K. (1981) Geology of Aso Volcano. *1981 IAVCEI Symposium—Arc Volcanism—*, p. 280. (Abstract).
- and WATANABE, K. (1985) *Geological map of Aso Volcano, Scale 1 : 50,000*. Geological map of volcanoes 4, Geol. Surv of Japan.*
- OZAKI, T. (1975) Heat discharge survey by the measurement of discharge of the stream. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 26, p. 519-522.*
- OZAWA, T. and NAGASHIMA, S. (1975) Geochemical studies for geothermal activity on Onikobe Basin. *Japan Geothermal Energy Assoc., Jour.*, (Chinetsu), Ser. no. 45, p. 35-38.*
- PHILLIPS, W.J. (1974) The dynamic emplacement of cone sheets. *Tectonophysics*, vol. 24, p. 69-84.
- RAMBERG, H. (1967) *Gravity, deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London, 213 p.
- RESEARCH GROUP FOR THE GEOLOGICAL MAP OF KURIKOMA GEOTHERMAL AREA, (1986) *Geological map of Kurikoma Geothermal Area, scale 1 : 100,000 and its explanatory text*. Geol. Surv. Japan, 26 p.*
- RITCHEY, J.L. (1980) Divergent magmas at Crater Lake, Oregon: products of fractional crystallization and vertical zoning in a shallow, water under-saturated chamber. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 7, p. 373-386.
- ROBSON, G.R. and BARR, K.G. (1964) The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. *Bull. Volcanol.*, vol. 27, p. 315-330.
- SAKAGUHI, K. and YAMADA, E. (1982) Chemical composition and K-Ar age of welded tuffs around the Onikobe caldera and volcanic rocks within the caldera. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 2 (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1981*, Geol. Surv. Japan, p. 143-157.**
- and ——— (1988) "The Kitagawa Dacite", pyroclastic flow deposits around the Onikobe caldera, northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 268, p. 37-59.*
- SASADA, M. (1984) The pre-Neogene basement rocks of the Kamuro Yama-Kurikoma Yama area, Northeastern Honshu, Japan. —Part 1, Onikobe-Yuzawa Mylonite Zone—. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, vol. 90, p. 865-874.*
- (1985) The pre-Neogene basement rocks of the Kamuro Yama-Kurikoma Yama area, Northeastern Honshu, Japan. —Part 2, Boundary between the Abukuma and Kitakami Belts—. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, vol. 91, p. 1-17.*
- (1988) The pre-Neogene basement rocks from the core holes KR-1 and KR-5 in the Onikobe caldera, Northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 268, p. 19-36.*
- SATO, D. (1913) Fukiage Geysir in Onikobe Village, Rikuzen-koku. *Jour. of Geography*, vol. 25, p. 561-567.**
- , T., NAKATA, T., IMAIZUMI, T. and OTSUKI, K. (1979) A source model for

- explaining the predominant directions of the ground motion inferred from the damages to gravestones and houses. *Seismological Soc. Japan, Jour.*, (Zisin), 2nd Ser., vol. 32, p. 171-182.*
- SEKI, Y. (1968) Zeolites and research for geothermal resources. *Japan Geothermal Energy Assoc., Jour. (Chinetsu)*, Ser. no. 18, p. 16-19.*
- , LIOU, J.G., GUILLEMETTE, R., SAKAI, H., OKI, Y., HIRANO, T. and ONUKI, H. (1983) Investigation of geothermal systems in Japan, I. Onikobe geothermal area. *Hydrosci. Geotech. Lab., Saitama Univ., Mem. no. 2*, 206 p.
- and OKUMURA, K. (1968) Yugawaralite from Onikobe active geothermal area, Northeast Japan. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 60, p. 27-33.
- , ONUKI, H., OKUMURA, K. and TAKASHIMA, I. (1969) Zeolite distribution in the Katayama Geothermal area, Onikobe, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, no. 15, p. 63-79.
- SHIGENO, H., ABE, K., ANDO, N. and MATSUO, T. (1979) Isotope geochemical study in the Okachi area, Akita Prefecture and in the Onikobe geothermal area, Miyagi Prefecture. *Research on Hydrothermal System, Interim Report of the Sunshine Project FY-1977*, Geol. Surv. Japan, p. 63-78.**
- , KIMBARA, K., ANDO, N., GOTO, H., IKEDA, K. and MATSUO, T. (1978) Isotope geochemical study in the Onikobe geothermal area, Miyagi Prefecture. *Research on Hydrothermal System, Interim Report of the Sunshine Project FY-1975*, Geol. Surv. Japan, p. 139-147.**
- SHIMADA, I. (1955) Sedimentological studies on paleo lake basins (1st report). On the sedimentation of the lake deposits in the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture, Japan. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, vol. 61, p. 218-226.*
- and KANNO, H. (1971) Earthy vivianite from the Pleistocene lacustrine sediments in the Onikobe Basin, Miyagi Prefecture, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, Ser. III, vol. 11, p. 143-157.
- SMITH, R.L. (1960) Ash flows—A review. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 71, p. 795-842.
- and BAILEY, R.A. (1968) Resurgent Cauldrons. *Studies in volcanology, Geol. Soc. Amer., Memoir 116*, p. 613-662.
- (1979) Ash-flow magmatism. in Chapin, C.E. and Elston, W.E. eds., *Ash-flow tuffs. Geol. Soc. Amer., Special Paper 180*, p. 5-27.
- SOREY, M.L. (1985) Evolution and present state of the hydrothermal system in Long Valley caldera. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, p. 11219-11228.
- , LEWIS, R.E. and OLMSTED, F.H. (1978) The hydrothermal system of Long Valley caldera, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1044-A, p. 1-60.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, vol. 12, p. 1-33.
- TAGUCHI, K. (1974) *Geological map of the Shinjo, scale 1 : 50,000 and its explanatory text*. Yamagata Prefectural Government, 22 p.*
- TAKAHASHI, H. (1953) Report of the reconnaissance survey of the Araodake sulfur mine, Miyagi Prefecture. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 4, p. 53.**
- TAKASHIMA, I. (1977) Alteration of rocks in the Onikobe area. *Research on Hydrothermal System, Interim Report of the Sunshine Project FY-1973*, Geol. Surv. Japan, p. 79-88.**
- (1988) Rock alteration and hydrothermal systems in the Onikobe geothermal area, Northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 268, p. 229-244.*
- TAKENO, N. (1988) Geology of the North Kurikoma geothermal area, Akita

- Prefecture, Northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 268, p. 191-210.*
- TANABE, K. (1966) Eye-blow fault scarps at the Onikobe Basin. *Annals of Tohoku Geographical Assoc.*, vol. 18, p. 136. (Abstract)**
- TANI, M., NATORI, H., SAHARA, Y., YAMADA, E. and ABE, T. (1968) *Tectonical and geochemical study of the hot spring and geothermal areas in Miyagi Prefecture; Northern part*, Tohoku Kaihatsu Center, 41 p.**
- TANIDA, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, Ser. III, vol. 7, p. 47-100.
- UEMURA, K. (1977) Late Miocene floras in the Japan Sea side district of Northeast Honshu, Japan. *Professor Kazuo Huzioka Memorial Volume*, Akita, p. 333-343.*
- WILLIAMS, H. (1941) Calderas and their origin. *California Univ. Pubs. Geol. Sci.*, vol. 25, p. 239-346.
- and MCBIRNEY, A.R. (1968) *An investigation of volcanic depressions. Part I. Geologic and geophysical features of calderas*. Center for Volcanology, Univ. Oregon, 87 p.
- YAGI, K. (1962) Welded tuffs and related pyroclastic deposits in northeastern Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 24, p. 109-128.
- YAMADA, E. (1972 a) Study on the stratigraphy of Onikobe area, Miyagi Prefecture, Japan. —with especial reference to the development of the Onikobe Basin—. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 23, p. 217-231.
- (1972 b) *Geological map of Onikobe, scale 1 : 25,000*. Geol. Surv. Japan.
- (1973) Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, p. 79, p. 585-597.
- (1975) Geological development of the Onikobe caldera and its hydrothermal system. *Proceedings of 2nd U.N. Sympo. on Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco*, vol. 1, p. 665-672.
- (1978) Geologic structure of southern rim of the Onikobe caldera. *Research on Hydrothermal System, Interim Report of the Sunshine Project FY-1977*, Geol. Surv. Japan, p. 45-62.**
- (1980 a) Geologic structure of eastern and western rims of the Onikobe Caldera. *Research on Hydrothermal System, Interim Report of the Sunshine Project FY-1978 & 1979*, Geol. Surv. Japan, p. 63-80.**
- (1980 b) Computer program to calculate the net slip of faults and the separation of planes by the faults. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 31, p. 567-584.**
- (1981 a) Volcanism and tectonism in the Onikobe caldera, with special reference to the evolution of the magma reservoir. *1981 IAVCEI Symposium—Arc Volcanism—*, p. 421-422. (Abstract).
- (1981 b) Thermal structure due to the magma reservoir beneath the Onikobe caldera. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 3 (Study on Integrated Data Analysis), Interim Report of the Sunshine Project FY-1980*, Geol. Surv. Japan, p. 112-127.**
- (1982 a) Geologic structure survey in the Onikobe area. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 2 (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1981*, Geol. Surv. Japan, p. 3-89.**
- (1982 b) Numerical simulation of the hydrothermal system, around the

- Katayama area, Onikobe. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 3 (Study on Integrated Data Analysis), Interim Report of the Sunshine Project FY-1981*, Geol. Surv. Japan, p. 137-157.**
- YAMADA, E. (1983 a) Computer program to draw on the wulff net a fracture frequency contour diagram and principal stress directions by using conjugate fractures. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, vol. 34, p. 567-585.**
- (1983 b) *Geologic Development of the Onikobe caldera with special reference to its hydrothermal system*. Dr. thesis, Inst. Geol. and Paleont., Tohoku Univ., 128 p (MS.).
- (1984) Subaqueous pyroclastic flow : their development and their deposits. in Kokelaar, B.P. and Howells, M.F., eds., *Marginal Basin Geology, Spec. Publ. Geol. Soc., no. 16*, Blackwell Sci. Pub. Inc., p. 29-35.
- (1986 a) Development of fracture systems in and around the Onikobe caldera. *Kitamura Commem. Essays Geol.*, p. 609-628.*
- (1986 b) Results of tests of a three dimensional two phase hydrothermal simulator by the finite element method. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1985*, Geol. Surv. Japan, p. 5-32.**
- , MATSUNAGA, E. and KURIYAMA, T. (1985) Geothermal Model of the Kurikoma Region. *Geotherm. Res. Soc. Japan, Jour.*, vol. 7, p. 261-281.*
- , OKADA, H., NISHIMURA, S., TANIGUCHI, M. and NATORI, H. (1978) Hydrothermal alteration of the Katayama and Narugo geothermal areas, Tamatsukuri-gun, Miyagi Prefecture. *Rept. Geol. Surv. Japan, no. 259*, p. 341-376.*
- and SAKAGUCHI, K. (1983 a) Geologic structure survey in the Onikobe area. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, Vol. 2 (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1982*, Geol. Surv. Japan, p. 3-36.**
- and ————— (1983 b) Geology of the bore-hole N 56-KR-1 and its relation with hydrothermal system. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, vol. 2 (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1982*, Geol. Surv. Japan, p. 37-46.**
- and ————— (1985) Geology of the bore-holes in the Oyasu and the Akinomiya areas. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1984*, Geol. Survey of Japan, p. 59-72.**
- and ————— (1986) Geology of the bore-holes N 58-KR-2 and N 58-KR-3. *Confirmation Study of the Effectiveness of Prospecting Techniques for Deep Geothermal Resources, (Kurikoma area), Interim Report of the Sunshine Project FY-1985*, Geol. Surv. Japan, p. 59-66.**
- YAMAOKA, K. and SHIMADA, I. (1962) Diatomite in Onikobe, Narugo-machi, Miyagi Prefecture. *Industrial mineral resources in Tohoku (2nd Volume)*, Committee for the exploration and research of industrial mineral resources in Tohoku, p. 259-262.**
- and UTSUGI, H. (1973) Amorphous silica deposit at Onikobe district, Miyagi Prefecture, Japan. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., Jour.*, vol. 68,

p. 353-361.*

YOKOYAMA, I. (1974) Calderas and their formation. *Assoc Geol. Collaboration Japan, Monograph 18*, p. 41-53.*

——— (1981) Gravimetric studies and drilling results of some calderas in Japan. *1981 IAVCEI Symposium —Arc Volcanism—*, p. 428. (Abstract).

* in Japanese with English abstract

** in Japanese

鬼首カルデラの地質構造発達史とその熱水系

山 田 営 三

要 旨

この研究では、鬼首カルデラを対象として、火山層序・地質構造についての詳細な野外調査及び試錐岩芯の調査を、岩石薄片の検鏡、化学分析、年代測定等と合わせて行い鬼首カルデラの地質構造発達史を組み立て、地下のプロセスについて検討した。また、地表の地熱微候や熱水変質の野外調査結果と地質構造発達史を組合せて、カルデラ地下の熱水系についても検討した。なお、これらのデータの処理及び理論的検討には、電算機による数値解析法を併用した。

<カルデラの基盤>

本地域の基盤岩は、おもに白亜紀の花崗岩類よりなり、弱変成片岩類を伴う。これらは一般に変質し、しばしば破砕されている。これらの基盤岩類を新第三紀の神室山層、蟹沢層、及び虎毛山層が不整合に覆っている。神室山層及び蟹沢層はおもに安山岩から流紋岩に至る水中火山岩類よりなり、浅海域に堆積した黒灰色細粒砂岩・シルト岩及び礫岩が挟在する。この細粒砂岩中より *Metasequoia occidentalis* 及び *Chlamys* sp. の化石を採取した。両層の時代は中新世と考えられ、厚さは合せて 500-1,000 m である。虎毛山層はおもに陸成の火山灰流堆積物よりなり、上半部はしばしば溶結している。厚さは最大 800 m である。岩質は(黒雲母)角閃石輝石流紋岩であり、本層中部の溶結凝灰岩の K-Ar 年代は 4.8 ± 0.2 Ma で鮮新世最初期を示す。これらの基盤岩類及び新第三系を貫いて文象斑岩、閃緑玢岩、安山岩、流紋岩などの岩脈類が多数発達している。これらの新第三系は一般にゆるく褶曲しているが、褶曲軸は東北日本の新第三系を広く支配する南北方向のものとは異なり一定の方向を示さない。断層は北西—南東及び北東—南西方向のものがやや卓越し、見かけ落差はしばしば 10 m を越える。

<カルデラ陥没>

鬼首カルデラ周辺には広く北川凝灰岩が分布する。北川凝灰岩は間に不整合を夾む少なくとも 4 層の火山灰流堆積物よりなる。そのうち下位の 2 層は含角閃石輝石デイサイト(全岩中の SiO_2 67-68%) で、その体積は約 50 km^3 に及び、これまでに K-Ar 法及びフィッション・トラック法により測定された年代は、ほぼ 2.7-1.7 Ma の間にある。鬼首カルデラ内堆積物の下部の礫層中に本層(下位の 2 層)の溶結凝灰岩の礫が含まれていること及びカルデラ内の堆積物中の火山岩がすべて本層と同時代及びそれより若い年代を示すこと、また、本層はカルデラ縁から約 20 km 以内では一般に溶結しているがそれ以外では非溶結であることなどから、本層は鬼首カルデラの位置からカルデラ形成前に噴出したものと考えられる。なお上位の 2 層については最近の報告によれば非常に新しく非溶結で、噴出源は鳴子火山ではないかと考えられている。

鬼首カルデラ内に掘削された試錐のデータ及びブーゲー異常図などのデータを合せて考えると、このカルデラは径約 10 km で比較的狭い境界断層帯に沿って 600-1,000 m 落込んで生成したものと判断される。

<カルデラ堆積物と陥没後の構造運動>

陥没後カルデラは湖となり、カルデラ北西部及び周縁部には、カルデラ壁からの岩屑流及び泥流により厚さ最大 250 m に達する礫層が堆積した。南東部にはおもに輝石安山岩の火山活動が始まり最終的には 700 m に達する溶岩及び火砕岩類が堆積した。この安山岩質の火山活動と同時にデイサイト質の軽石及び火山灰も噴出するようになり、それらは水中軽石流として流動し広くカルデラ湖底を覆った。カルデラ壁は次第に安定しカルデラ湖にはおもに薄層理をなすシルトと砂の互層が堆積し水中火山堆積物と互層した。これらの地層の厚さは北西部で 500 m に達した。これを赤沢層とした。

赤沢層最上部をなす厚さ 100 m に達するシルトと砂の互層によって示される長い火山活動の休止期に引き続き軽石及び火山灰の一大噴火が起り、厚さ最大 150 m 以上に達する水中軽石流堆積物が広くカルデラ湖底を覆った。この軽石流の噴出源はその側方岩相変化の様子からやはりカルデラ内南東部であったと判断される。この軽石流堆積物は、白色のデイサイト質軽石 (SiO_2 69%) に伴って少量の灰色安山岩質軽石 (SiO_2 58%) 及びそれらが縞をなした縞状軽石を含んでいる。その後さらに小規模の安山岩溶岩、凝灰角礫岩及びデイサイト質水中軽石流堆積物が、シルト、砂及び含礫泥岩などと互層をなし、厚さ約 100 m 堆積した。これらの地層を宮沢層とした。

宮沢層最上部にしばしば挟在する含礫泥岩層ないし岩屑流堆積物から判断すると、宮沢層の堆積末期からカルデラ北西部には 3.0×2.5 km の広さのカルデラ基盤のブロックの上昇が激しくなったものと考えられる。この長方形に近い境界断層で区切られたブロックの上昇により赤沢層及び宮沢層はそのブロックを取り巻いて箱形ドーム褶曲をうけた。ブロックの境界断層から 1.0-1.5 km 以内では地層は急斜し一部逆転した。しかし、それ以遠では急に地層は水平かゆるく逆にブロックに向かって傾斜している。急傾斜した地層中には、著しいスランブ褶曲及びスライド断層などが発達し、また複雑な断裂がみられる。このブロックの上昇末期にはドーム上部の著しい崩壊ないし地すべりによる巨礫及び巨大ブロックを含む礫層が特にドーム南西部を広く覆った。厚さ 100 m 近くあるこれらの地層を河倉沢層とした。

一方カルデラ南西部には赤沢層及び宮沢層を切って急斜した小正断層、碎屑岩脈及び伸張性節理が発達している。小正断層の移動量は 1 m 以下であり、カルデラ基盤中にみられる断層のものとは大きなギャップがある。碎屑岩脈中には高日向流紋デイサイトの礫を含んでいるものがあることから考えると、カルデラ内南東縁の高日向山を構成する流紋デイサイト (SiO_2 72-73%) の溶岩円頂丘は、この伸張性構造運動の末期に噴出したものと考えられる。

これらの構造運動及び火山活動によりカルデラ湖は周縁部のみに限られたお堀状の湖となった。その後多分マグマはほぼ固結したが片山付近では水蒸気爆発が繰返され、特に北東部には火山泥流堆積物が厚く堆積した。河倉沢層に含めたこの火山泥流堆積物の ^{14}C 年代として $23,380 \pm 890$ B.P., $32,500$ B.P. 以前などの値が得られている。一方、お堀状の湖には礫層及びシルトと砂の互層が堆積しカルデラ湖を埋立てた。これらの厚さ 100 m 程度の堆積物を鬼首層とした。鬼首層はドーム構造にアバットして堆積しているが、ドーム状変形を全く受けていない。また、南東部の伸張性断裂群も河倉沢層及び鬼首層はほとんど切っていない。

<地下のプロセス>

鬼首カルデラは地下にあった大きなマグマ溜りから北川凝灰岩が噴出し、マグマ溜りの圧力が下がり、マグマ溜りの屋根をなす上部地殻が重力により陥没し生成したものと考えられる。このようなカルデラを生ずるには地殻の比較的浅部に大きなマグマ溜りが存在する必要がある。一方熱伝導論理に基づく計算によれば、そのようなマグマ溜りが鬼首カルデラにおけるように長期間に渡る活動を維持するには、深部からマグマをしばしば再供給されるかまたは深部でマグマの対流により熱が供給されている必要がある。

鬼首カルデラ形成後の火山活動は、初期には安山岩質のものが、後期には流紋デイサイト質のものが卓越しているが、安山岩質のものとデイサイト質のものが何回となく繰返し噴出している。また、大噴火の折にはデイサイト質軽石に伴い少量の安山岩質軽石も噴出している。このことはカルデラ形成後マグマ溜り上部は安山岩質となっていたが、そのマグマ溜りの頂部には常に揮発性物質に富むデイサイト質のマグマが生じる傾向があったものと推定される。

カルデラ北西部における基盤ブロックの上昇は、カルデラ地下の粘性の高いマグマのダイアピル状の上昇によりブロック化した基盤が押し上げられたために生じたと考えられる。カルデラ南東部の伸張性断裂群も、高日向流紋デイサイトのような粘性の高いマグマが一部断裂を通じて地表に流出するとともにさらに地下で側方に膨張し基盤に伸張性応力場を生じさせた結果生じたものと推定される。

他のカルデラと比較するとカルデラの火山活動の変遷は各カルデラのマグマ溜りの元のマグマの組

成の違いや、異なる冷却速度及び深部からのマグマの再供給速度の違いにより著しく異なる。また、造構運動の違いは、さらに地殻上部の既存構造により著しく影響されて種々の形態をとるものと考えられる。

〈カルデラ地下の熱水系〉

鬼首カルデラ南東部には多数の温泉・噴気孔が分布する。これら自然の地熱徴候による放熱量は約 10^7 cal/sec に達する。また、これらの熱水活動により岩石が白色に変質し珪化、粘土化、ゼオライト化した地域は約 3 km^2 の面積をしめている。鬼首カルデラの地下深部には多分すでに固結したが高温をまだ保っている貫入岩体が存在し、そのような岩体から熱はおもに熱伝導により周囲の岩体に拡散しており、さらに一部マグマ中にあった揮発成分が断裂面などを通して周囲に発散し熱を運ぶ役割をしているものと推定される。鬼首カルデラ地下の基盤岩類や新第三系のマトリックス透水係数は極めて低い値を示すが、そこには伸張性応力場で生じたかなり新しい断裂がある。それらの断裂面は高い透水性を有しているものと考えられる。一方カルデラ堆積物には高いマトリックス透水係数を有するものがあり、特に、カルデラ周縁部の礫岩層や噴出源から遠く良く淘汰された水中軽石流堆積物の下部などは透水性が高いものと考えられる。また、カルデラ堆積物中にも伸長性応力場で生じた開口性断裂が著しく発達しており高い透水性を有している。地表に降った天水は、これら透水性の高い場所を通して水頭ポテンシャルにより地上深く供給され、高温地域で熱せられ軽くなっておもに高温の貫入岩体の上部地域から湧出するものと推定される。高温の熱水がある深度まで上昇してくると次第に圧力が下がり、その圧力における沸騰点を越えるので蒸気が発生し蒸気卓越ゾーンを生じる。鬼首カルデラの片山地熱地域の地下の熱水系について数値シミュレーションを行い、そのような蒸気卓越ゾーンが片山の地下に形成されていることを示した。また、湧出する熱水の化学組成からも片山の地下に蒸気卓越ゾーンが存在することが結論される。片山周辺に分布する河倉沢層の火山泥流堆積物中には白色変質した礫が多数含まれており、このような熱水活動が少なくとも数万年以上片山地域で続いていることを示している。

地名一覽表

Aka-zawa Cr.,	赤沢	Kunimi Pass,	国見峠
Akazawa logging road,	赤沢林道	Kurihara area,	栗原地域
Arao-dake,	荒雄岳	Kurikoma Volcano,	栗駒火山
Arato-zawa Cr.,	荒砥沢	Kurokura-zawa Cr.,	黒倉沢
Arayu area,	荒湯地域	Kusaki-zawa Cr.,	草木沢
Ashi-zawa Cr.,	芦沢	Lake Arao,	荒雄湖
Eai River,	江合川	Marumori-zawa Cr.,	丸森沢
Fukiage area,	吹上地域	Megama-Ogama,	女釜男釜
Fukiage hot spring		Mitaki area,	神滝地域
(Geysers),	吹上温泉(間欠泉)	Mitaki hot spring,	神滝温泉
Fukiage-zawa Cr.,	吹上沢	Miyagi Prefecture,	宮城県
Genbi (Tuff)	巖美(凝灰岩)	Miya-zawa Cr.,	宮沢
Handawara-yama Peak,	半俵山	Miyazawa hot spring,	宮沢温泉
Hara Village,	原	Morikoashi-zawa Cr.,	森子芦沢
Himematsu (Formation),	姫松(層)	Mukaimachi Basin,	向町盆地
Horonai area,	保呂内地域	Nakayamadaira area,	中山平地域
Horonai-zawa Cr.,	保呂内沢	Narugo area, (Naruko	
Ikezuki Village,	池月	area),	鳴子地域
Ikusa-zawa Cr.,	軍沢	Narugo Dam, (Naruko	
Inishi-zawa Cr.,	古沢	Dam),	鳴子ダム
Inokura-zawa Cr.,	猪倉沢	Narugo Station,	鳴子駅
Ishibuchi Village,	石淵	Narugo Volcano, (Naruko	
Iwana-zawa Cr.,	岩魚沢	Volcano),	鳴子火山
Kabutoyama (Tuff),	兜山(凝灰岩)	National Road 108,	国道108号線
Kamanai area,	鎌内地域	National Road 318,	国道318号線
Kamanai Mine,	鎌内鉱山	Nigori-zawa Cr.,	濁沢
Kamanai-zawa Cr.,	鎌内沢	Nishinomata-zawa Cr.,	西ノ股沢
Kamiashi-zawa Cr.,	上芦沢	(Northern) Honshu	(北)本州
Kamuroyama (Formation)	神室山(層)	Oarasawa (Formation),	大荒沢(層)
Kanisawa Bridge,	蟹沢橋	Obuka-zawa Cr.,	大深沢
Kanisawa Village,	蟹沢	Oidegawa (Formation)	小出川(層)
Karuizawa Village,	軽井沢	Okura-yama Peak,	大倉山
Katakura-mori Peak,	片倉森	Omoridaira,	大森平
Katasumi-zawa Cr.,	片隅沢	Onikobe Basin,	鬼首盆地
Katayama area,	片山地域	Onikobe (caldera),	鬼首(カルデラ)
Katayama Pass,	片山峠	Onikobe Hakudo Mine,	鬼首白土鉱山
Kawakura-zawa Cr.,	河倉沢	Onomatsuzawa area,	小野松沢地域
Kawatabi Village,	川渡	Otaki Village,	大滝
Kayabano-sawa Cr,	カヤバの沢	Rikuutosen Railway	陸羽東線
Kitagawa (Tuff)	北川(凝灰岩)	Saburoishi-zawa Cr.,	三郎石沢
Kitataki area,	北滝地域	Sabu-sawa Cr.,	寒風沢
Kitataki-zawa Cr.,	北滝沢	Sabusawa Mine,	寒沢沢鉱山
Kobuka-zawa Cr.,	小深沢	Sanzugawa Basin,	三途川盆地
Komata-zawa Cr.,		Senpoku-zawa Cr.,	仙北沢
(Nagakura-zawa Cr.),	小股沢(長倉沢)		

Senpokuzawa logging road,	仙北沢林道	Tano Village,	田野
Shinyu hot spring,	真湯温泉	Tashiro logging road,	田代林道
Shirohebi-zawa Cr., (Hinezawa Cr.),	白蛇沢 (日根沢)	Tashiro River,	田代川
Suginome-zawa Cr.,	杉ノ目沢	Tashiro Village,	田代
Suginomori-zawa Cr.,	杉ノ森沢	Todoroki area,	轟地域
Suzukura-mori Peak,	鈴倉森	Tozawa (lava),	砥沢 (溶岩)
Takahinata-yama,	高日向山	Tsukushi-mori,	つくし森
Takamatsu Volcano,	高松火山	Yakeishi-dake,	焼石岳
Takamatsu-dake,	高松岳	Yatate-dake Peak,	矢楯岳
Takanosu-zawa Cr.,	鷹ノ巣沢	Yatsu-mori area,	八森
Taki-zawa Cr.,	滝沢	Yubama hot spring,	湯浜温泉
		Zanno-mori,	山王森
		Zanno-zawa Cr.,	山王沢

Plate 1

1. The Onikobe caldera, viewed from the southeastern rim. In the right part of the photograph, a steam cloud rising from the Katayama geothermal area is seen in the distance.
2. Minor folds in the schist observed in Suginomori-zawa Creek.
3. Thin-bedded dark siltstone and lighter colored sandstone, intercalated in the middle part of the Torageyama Formation. In the upper course of Ashi-zawa Creek.
4. Rhyolite with lithophyscs. Float of rhyolite probably in the upper part of the Torageyama Formation in the upper course of Suginomori-zawa Creek (Loc. 912).
5. Thinly flow layered rhyolite of the Kanisawa Formation. In the middle course of Inishi-zawa Creek.
6. Flow banded rhyolite of the Kanisawa Formation. In the middle course of Horonai-zawa Creek.
7. Pseudo-eutaxitic texture of ash-flow deposits in the lower part of the Torageyama Formation. At the mouth of Nishinomata-zawa Creek.



Plate 2

1. Moderately welded part of the Kitagawa Tuff. Black highly flattened pumice (fiamme) is embedded in a white gray quartz rich welded tuff. A few non flattened black accessory lithic fragments are also contained. This is several meters above the non-welded tuff of Plate 2.3.
2. Accretionary lapilli which are embedded in an air-fall fine tuff bed beneath the lower non-welded ash-flow deposit of the Kitagawa Tuff. At the head of a tributary of Takanosu-zawa Creek.
3. Non-welded basal part of the Kitagawa Tuff. White pumice lapilli and black accessory lithic fragments are embedded in a tuff matrix. Along National Road 398, near the Yubama hot spring.
4. Steam spiracles observed in the cooling joint surfaces of the Kitagawa Tuff. Along National Road 398, near the Yubama hot spring.
5. Lower flow unit rich in pumice blocks is overlain by a unit rich in pumice lapilli and ash, whose top part once again becomes rich in pumice blocks. The Kitagawa Tuff, near Ikezuki Village.
6. Blocks of dense pumice embedded in a purplish gray tuff. Judging from the imbrication of the pumice blocks, the direction of flow was from left (west) to right (east). This is the middle part of the Kitagawa Tuff, and between densely welded part (below) and non-welded part (above). Near Otaki Village 8 km southeast from the rim of the Onikobe caldera.
7. Disconformity within the Kitagawa Tuff. Upper welded tuff to the left lies on the deeply eroded surface of the lower welded tuff to the right. Conglomerate, pumiceous sandstone and soil beds occur between them. The top part of the lower welded tuff has been brecciated by weathering. The basal part of the upper welded tuff is non-welded and finer. Along National Road 398 near the Yubama hot spring.
8. Columnar jointed welded tuff, which is continuous with the lower welded tuff of Plate 2.7.

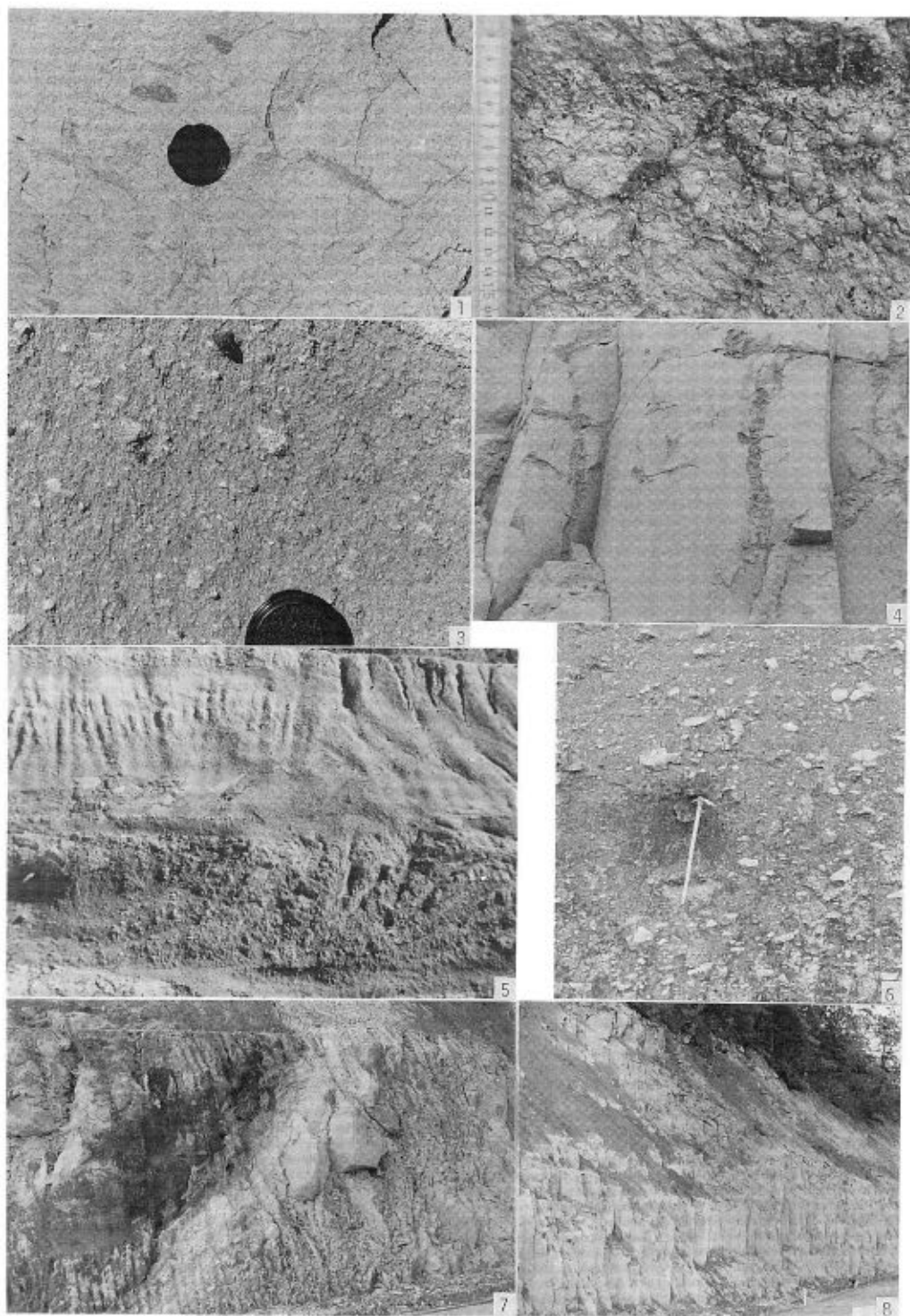


Plate 3

1. Conglomerate and overlying tuffaceous sandstone beds of the Akazawa Formation, in the upper course of Komata-zawa Creek. Subangular pebbles and cobbles are closer packed and the sandy or muddy matrix is poorer than in the conglomerate along Zanno-zawa Creek. Occasionally blocks more than 1 m large are contained.
2. Rounded cobble in the bottom middle of the photograph is composed of the welded tuff of the Kitagawa Tuff and it is enclosed in a conglomerate of the lower part of caldera fill. In the middle course of Zanno-zawa Creek.
3. Thin-bedded siltstone in the lower part of the Akazawa Formation. In the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
4. Fine sandstone beds are overlain by a conglomerate bed of mud-flow origin. Cobbles and pebbles are slightly concentrated downward in the conglomerate bed. The conglomerate facies of the Akazawa Formation, in a tributary of Zanno-zawa Creek.
5. Penecontemporaneously slumped beds. Siltstone and sandstone beds about 10 cm thick are slumped. The top surface of the slumped beds has been eroded, and siltstone and sandstone beds overlie parallel to the base of the slumped beds. The top part of the Akazawa Formation, in Komata-zawa Creek.
6. Thin-bedded siltstone constituting the top part of the Akazawa Formation. In the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
7. Climbing ripples observed in the thin-bedded siltstone and sandstone of the lower part of the Akazawa Formation. In the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
8. Sedimentary boudinage in siltstone and sandstone beds. The Akazawa Formation, in the middle course of Kamiashi-zawa Creek.



Plate 4

1. Subaqueous auto-brecciated andesite lava of the Akazawa Formation. In the middle course of Obuka-zawa Creek.
2. Volcanic breccia of andesite with a scoriaceous volcanic sand matrix. The Akazawa Formation, in an outcrop on the logging road along Aka-zawa Creek.
3. Hyaloclastic andesite breccia of the Akazawa Formation. The matrix consists of greenish yellow altered glass and fine andesite fragments. Andesite blocks appear to have a chilled margin. In the middle course of Miya-zawa Creek.
4. Massive tuff, bedded tuffaceous sandstone and overlying dacitic tuff-breccia. The tuff-breccia is hard cemented probably by sinter. The Akazawa Formation, in the middle course of Obuka-zawa Creek.
5. Irregular upper surface of andesite lava or sill, which has rounded joints with interstitial white vein minerals. The Akazawa Formation in the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
6. A thick subaqueous pumice-flow bed overlying the top part of another eruption unit. The basal part of the overlying bed contains abundant accessory andesite fragments in a matrix of pumiceous tuff, which grades upward to pumice tuff with abundant pumice clasts. The Akazawa Formation, in the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
7. Dacitic tuff-breccia of the Akazawa Formation. Dacite blocks several meters large are sporadically embedded. In the middle course of Obuka-zawa Creek.
8. Silt clasts enclosed in the basal part of an eruption unit of andesitic tuff. The Akazawa Formation, in the middle course of Kamiashi-zawa Creek.

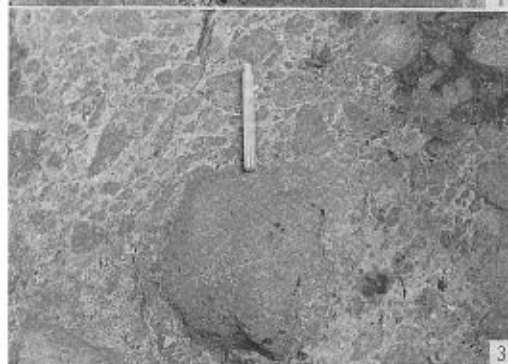
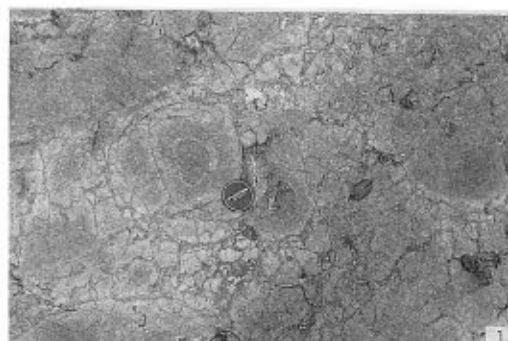


Plate 5

1. Subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. In the lower part several minor flow units, showing various sedimentary structures are recognized. The upper part is finer-grained pumiceous sandstone. More than 50 m high cutting along National Road 108, near the Todoroki hot spring.
2. Closely spaced cooling joints in an andesite block (left center) enclosed in a proximal facies of the subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. In the middle course of Obuka-zawa Creek, near the Mitaki hot spring.
3. Large accretionary lapilli (about 3 cm in diameter), sporadically embedded in a tuff of the subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. In the middle course of Miya-zawa Creek.
4. Dike or pipe of pumiceous tuff intruding into upper sandy tuff of the subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, in the lower course of Fukiage-zawa Creek.
5. Proximal facies of subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, containing andesite and dacite blocks in a pumice tuff matrix. At the mouth of Kobuka-zawa Creek.
6. Large banded pumice block enclosed in the subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. In the middle course of Suginome-zawa Creek.
7. Cross-stratification in the middle part of a minor flow unit. Continuation of the roadcut shown in Plate 5.1.

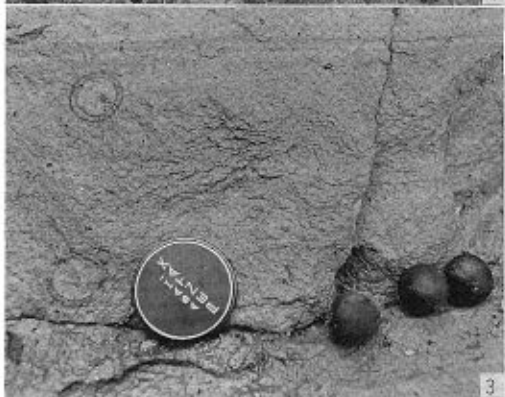


Plate 6

1. Mud-flow deposit of the Kawakurazawa Formation in the lower course of Kusaki-zawa Creek.
2. Thin-laminated siltstone of the Onikobe Formation is cut by a channel, which is filled with thin-laminated siltstone and granule conglomerate of the same formation. Near Ishibuchi Village.
3. Unconformable relationship between the Miyazawa Formation, which is slumped and highly disturbed, and the overlying Onikobe Formation, which is almost horizontal and non-disturbed. A new road cutting, about 100 m west of the mouth of Horonai-zawa Creek.
4. Sandstone and conglomerate beds of the Onikobe Formation abut against a sandy tuff of the subaqueous pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation. The sandy tuff has been disturbed by faults and the unconformable surface itself may be a fault surface. In the middle course of Suginome-zawa Creek.
5. Conglomerate beds of the Onikobe Formation. The cross-bedded conglomerate is overlain by the plane-bedded conglomerate. At the mouth of Horonai-zawa Creek.
6. Terrace gravel overlying a sandy pumice tuff of the Miyazawa Formation. Basal part of the gravel bed is hard cemented by siliceous sinter. 8-10 m above present river floor, near the Todoroki hot spring along National Road 108.
7. Debris-flow deposit, probably formed owing to slumping and mixing of pumiceous sandstone and siltstone beds. The Miyazawa Formation, in a tributary at the mouth of Zanno-zawa Creek.



Plate 7

1. Minor fold observed in thin-bedded tuff of the Kanisawa Formation. In the upper course of Suzukura-zawa Creek.
2. Minor fault cutting siltstone and sandstone beds of the middle part of the Kanisawa Formation. In the upper course of Inokura-zawa Creek.
3. Finely fractured black siltstone of the Kanisawa Formation. At the mouth of Obuka-zawa Creek.
4. Minor folds and faults, formed owing to slumping of thin-bedded siltstone in the top part of the Akazawa Formation. In the middle course of Morikoashi-zawa Creek.
5. Slide fault, cutting subaqueous pumice-flow deposit of the Akazawa Formation. In the middle course of Komata-zawa Creek.
6. Low dipping minor faults cut siltstone and andesitic tuff of the Akazawa Formation. They were probably formed owing to gravitational sliding of the domed part of the caldera fill. In the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
7. A fault cut by another fault. Pumice-flow deposit in the upper part of the Akazawa Formation. In the middle course of Zanno-zawa Creek.



Plate 8

1. Conjugate system of joints densely developed in siltstone beds while no joint is developed in the underlying volcanic sandstone. The Miyazawa Formation, along the Akazawa logging road.
2. Minor faults near the base of the Akazawa Formation. They may have been rotated after their formation. In the upper course of Miyazawa Creek.
3. Faults which appear only as sharp white-lines in the outcrop and have throws of several centimeters. Their surfaces are firmly glued (so-called planeless fault). They are cut by younger irregular open fractures. Silty hard fine tuff of the Miyazawa Formation, in the middle course of Miya-zawa Creek.
4. Parallel joints in dacite lava, from one of which thermal water emits and sulfur is precipitated. The Takahinata Rhyodacite, in the Arayu area.
5. An apparently conjugate system of faults is observed in this outcrop. Detailed examination shows, as shown in this photograph, that the fault inclining to the right cut the fault, which inclines to the left and has a hard silty sheared zone 4-5 cm wide. The latter fault is splayed upward to several faults and its total throw is about 30 cm. In sandy tuff of the Miyazawa Formation, in the middle course of Miya-zawa Creek.
6. Parallel joints, from one of which almost boiling water emits. Sandy fine tuff of the Miyazawa Formation, in the middle course of Fukiage-zawa Creek.
7. Densely developed low dipping parallel fractures in massive hard siltstone of the Miyazawa Formation. In the middle reaches of Aka-zawa Creek.
8. Regular conjugate system of joints. Massive siltstone of the Miyazawa Formation, in the upper reaches of Fukiage-zawa Creek.



Plate 9

1. A silt dike in thin-bedded siltstone and sandstone of the Akazawa Formation. It was probably rotated after its formation with doming of the strata. In the middle course of Kamiashi-zawa Creek.
2. Clastic dike about 80 cm wide. Both walls of the dike are lined with 0-15 cm thick brown siltstone. The clastic material comprises pebble- to cobble-sized fragments of Takahinata Rhyodacite in a sandy matrix which is composed of crashed dacite and pumice fragments. The pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, along the Tashiro logging road.
3. Clastic dike 45 cm wide, which contains pebble- to cobble-sized andesite and pumice fragments in a yellow silty matrix. Thermal water emits from the interstice between the right wall and the dike. The pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, in the middle course of Obuka-zawa Creek.
4. Branched clastic dike in pumiceous sandstone of the Miyazawa Formation, in the lower course of Fukiage-zawa Creek.
5. Slightly wavy and inclined clastic dike, which consists of sandy material with a buff-yellow clay matrix, in tuff-breccia of the Miyazawa Formation, in the middle course of Obuka-zawa Creek.
6. Yellow clay dike, which is slightly wavy and intrudes even into an andesite boulder. The pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, in the middle course of Obuka-zawa Creek.
7. Two adjacent parallel clastic dikes, which contain pebble- to cobble-sized andesite in a yellow silty matrix. The pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, in the middle course of Obuka-zawa Creek.
8. Extension joints from one of them thermal water emits. They are parallel to the nearby clastic dikes. The pumice-flow deposit of the Miyazawa Formation, in the middle course of Obuka-zawa Creek.
(Full length of the six-fold scale, the handle of the pickel, the handle of hammer, and the diameter of the lens cap in the photographs are 1 m, 60 cm, 30 cm, and 5 cm respectively).

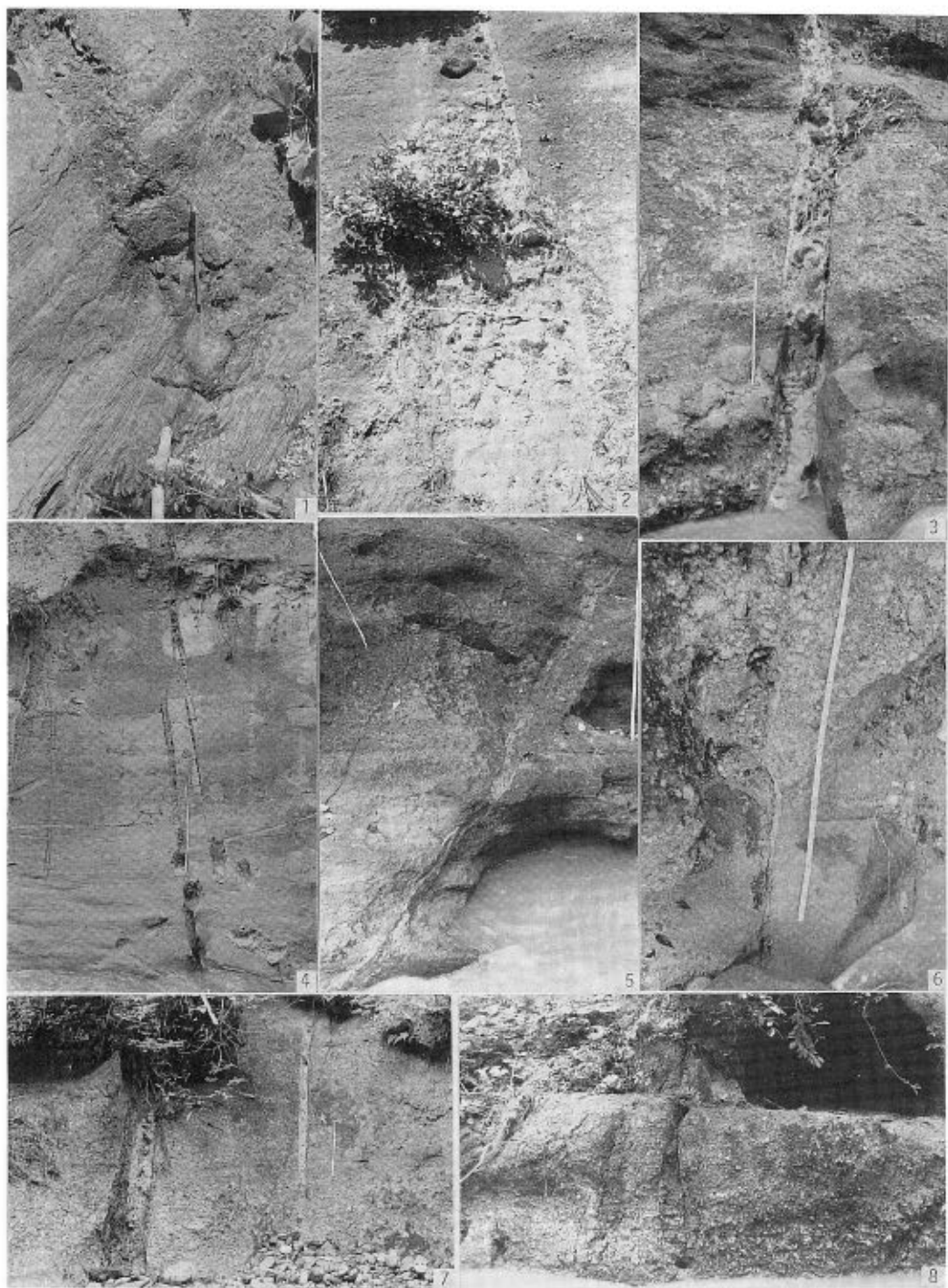
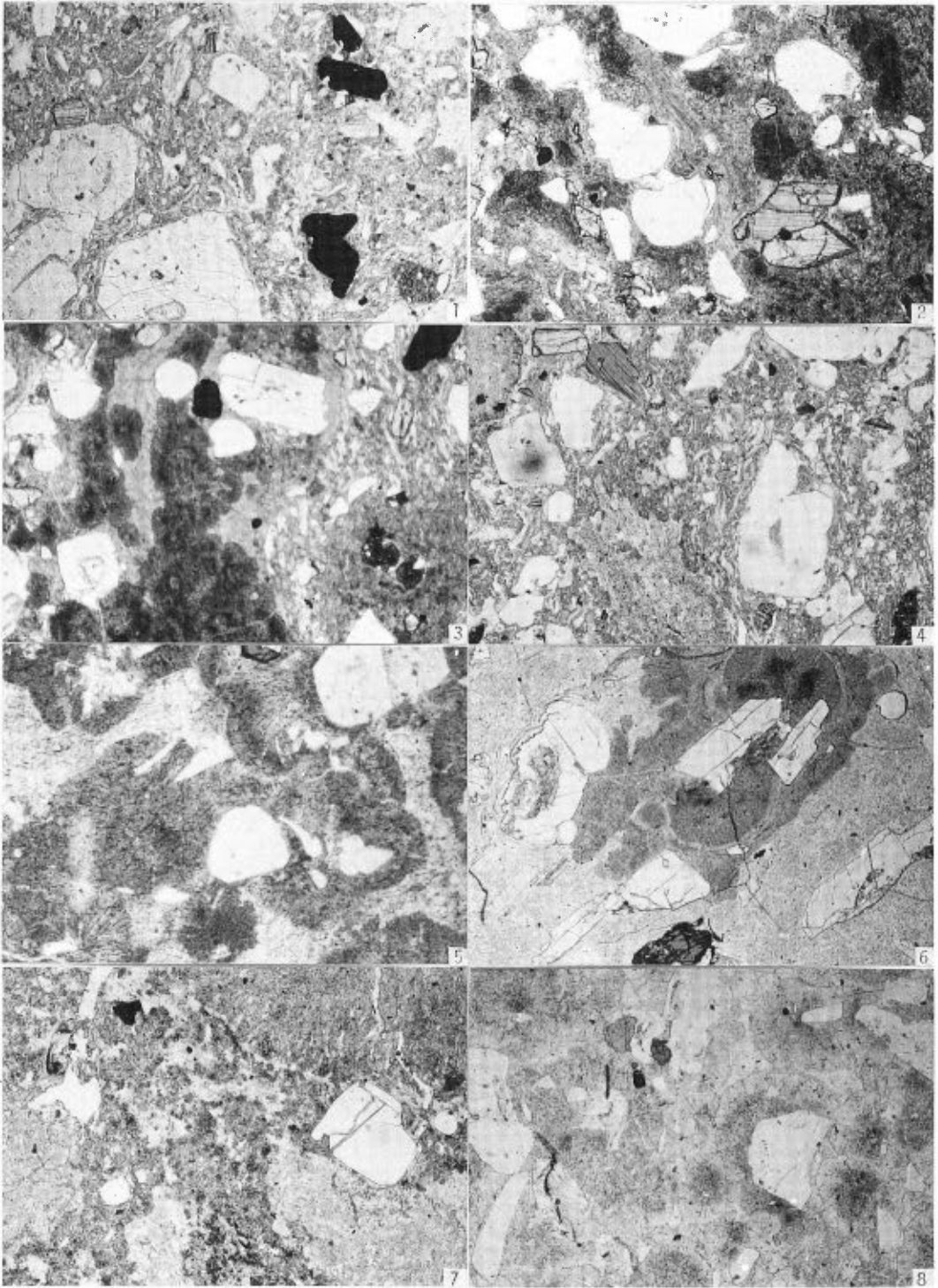


Plate 10

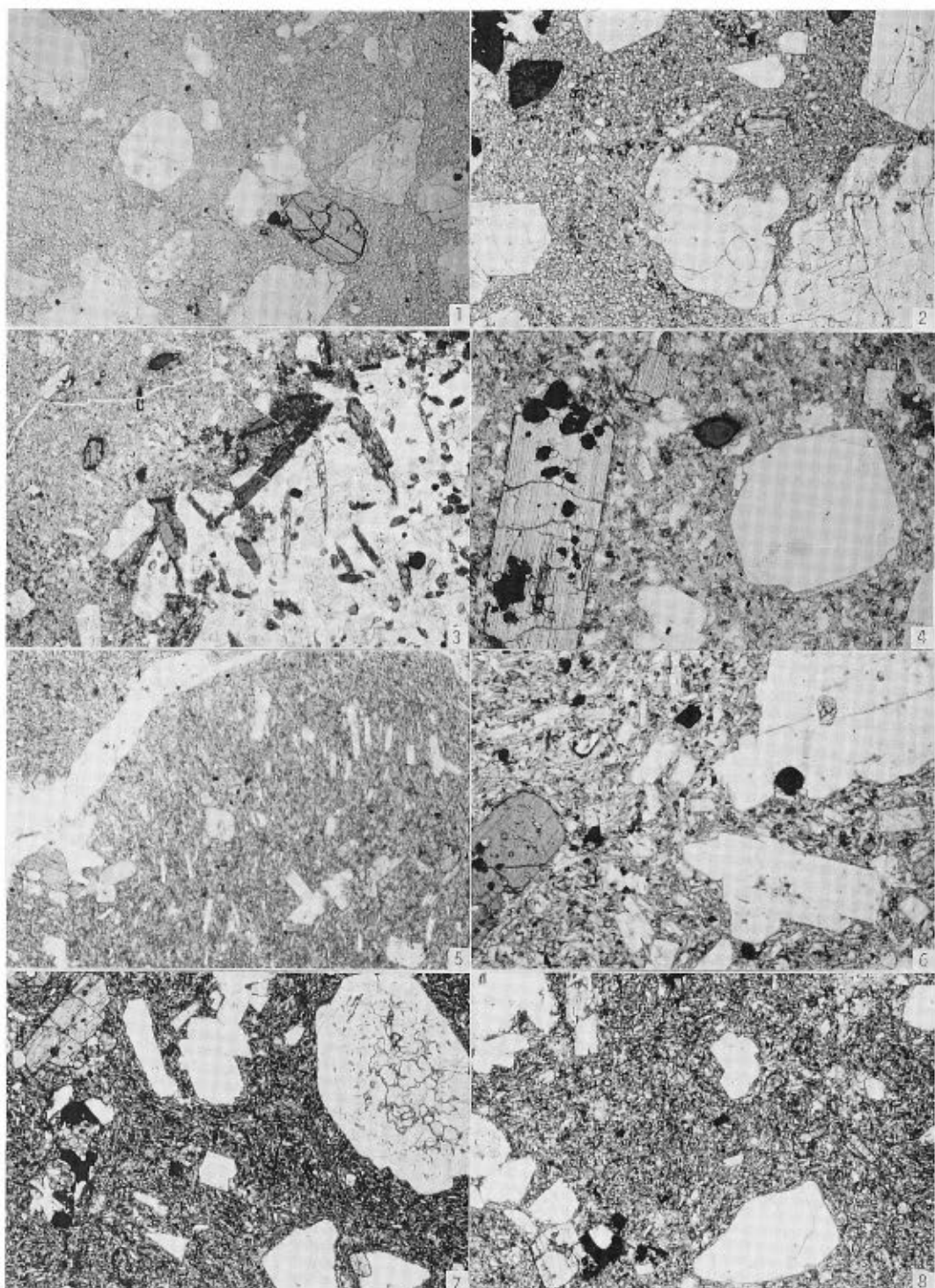
1. Kitagawa Tuff (351)
Weakly welded. Quartz, plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, hornblende, and opaque minerals are main phenocrysts. Lithic fragments are contained. The shape of glass shards in the matrix is still well preserved.
2. Kitagawa Tuff (352)
Densely welded. Quartz, plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, hornblende, and opaque minerals are main phenocrysts. The glass shards in the matrix have been so densely welded that they show flow-like structure.
3. Kitagawa Tuff (752)
Dark part in the left side of the photograph is a collapsed and stretched pumice, which appears megascopically like black obsidian. The right and extreme left sides of the photograph show a vitroclastic texture and abundant crystal fragments.
4. Kitagawa Tuff, a block embedded in conglomerate of the Akazawa Formation (126).
Weakly welded. Quartz, plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, hornblende, and opaque minerals are main phenocrysts. Lithic fragments are contained. The shape of glass shards in the matrix is still well preserved.
5. Takahinata Rhyodacite (382)
Rounded quartz, plagioclase, and hornblende with an opacite rim are main phenocrysts. The ground-mass has spherulites in the interstitial devitrified glass.
6. Takahinata Rhyodacite (384)
Rounded quartz, plagioclase, and hornblende are main phenocrysts. The ground-mass has spherulites in the interstitial obsidian with many crystallites.
7. Takahinata Rhyodacite (hydrothermally altered) (387)
Only quartz phenocrysts remain while others have been hydrothermally altered to clay and other secondary minerals.
8. Takahinata Rhyodacite (105)
Rounded quartz, plagioclase, and hornblende are main phenocrysts. The ground-mass has spherulites in the interstitial obsidian with scattered microlites. Perlitic cracks are well developed.



1 mm

Plate 11

1. Dacite, in dacitic tuff-breccia of the Akazawa Formation (357)
Plagioclase, resorbed quartz, green hornblende, orthopyroxene and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass contains abundant microlites in glass.
2. Dacite, in dacitic tuff-breccia of the Akazawa Formation (301)
Plagioclase, resorbed quartz, green and brown-red hornblende, orthopyroxene, and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass contains abundant microlites in glass.
3. Dacite with autolith, in dacitic tuff-breccia of the Akazawa Formation (009)
Resorbed quartz, decomposed plagioclase, strongly pleochroic basaltic hornblende, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass is granular micro-crystalline with abundant microlites and a small amount of glass. The right side of the photograph shows an autolith, which contains basaltic hornblende needles and decomposed plagioclase laths in a heterogeneous glassy ground-mass.
4. Dacite, in dacitic tuff-breccia of the Akazawa Formation (295)
Green hornblende with an opacite rim, plagioclase, resorbed quartz, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass comprises plagioclase laths, pyroxene, opaque minerals, and greenish glass.
5. Altered andesite of the Kanisawa Formation (085)
Plagioclase, clinopyroxene, altered orthopyroxene, and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass contains small lath-shaped plagioclase and shows flow structure. This rock is cut by quartz veinlets.
6. Andesite of Katakura-mori Peak (403)
Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, and opaque minerals are main phenocrysts.
7. Andesite of the Akazawa Formation (241)
Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass contains plagioclase laths and shows flow structure. This rock is vesicular.
8. Andesite of the Miyazawa Formation (331)
Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, and opaque minerals are main phenocrysts. The ground-mass comprises plagioclase laths, pyroxene, opaque minerals, and glass. This section contains a rounded quartz phenocryst in the bottom middle part.



1 m m

栗駒北部地熱地域の地質

竹野直人*

Geology of the North Kurikoma geothermal area, Akita Prefecture, Northeast Japan

By

Naoto TAKENO*

Abstract: Northern part of Kurikoma geothermal area is located in the south of Akita Prefecture. Several geothermal manifestations, as well as Oyasu hot spring, Doroyu hot spring and Akinomiya hot spring are found around Mt. Takamatsu and Mt. Oyasu in this area.

This area is occupied by two geological units; the Sanzugawa Formation and acid volcanic rocks called the Torageyama Formation, overlying Tertiary volcanics and sediments. The Torageyama Formation comprises biotite dacite tuff partly welded. The Sanzugawa Formation is lacustrine sediment which fills collapse basin. To clarify the collapse structure, geological survey, inspection of well cores and K-Ar dating have been carried out:

The Torageyama Formation is divided into three members, the Minasegawa Tuff Member, the Oyu Welded Tuff Member and the Torageyama Tuff Member. The Minasegawa Tuff Member and the Torageyama Tuff Member give 5-6 Ma and 3-4 Ma K-Ar ages respectively. The Sanzugawa Formation is divided into three geological units; the Upper, the Main and the Breccia Members. The Breccia Member comprises breccia of various rocks and volcanoclastic rocks. The Main Member comprises alternation of tuffaceous siltstone and tuffaceous sandstone, and intercalates pumice tuff. The Upper Member comprises massive tuffaceous siltstone and fine tuff. The upper part of the Torageyama Formation is contemporaneous with the Breccia Member and the lower part of the Main Member of the Sanzugawa Formation. Core samples from the wells indicates that thick volcanic pile has filled up the collapse structure as thick as more than 1,100 m, and that overall depression is deeper than 1,500 m. Consequently this collapse structure is recognized as a caldera called "Ogachi Caldera" in this report. Thus it is inferred that the Minasegawa Tuff Member is intracaldera fill and the Sanzugawa Formation is lake deposit in the caldera. The Breccia Member of the Sanzugawa Formation is talus and slump deposit provided by collapse of the caldera wall. The Torageyama Tuff Member is post-caldera pyroclastic flow, some of which has flown into the lake as subaqueous pyroclastic flow or their secondary reworked sediment.

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department

1. ま え が き

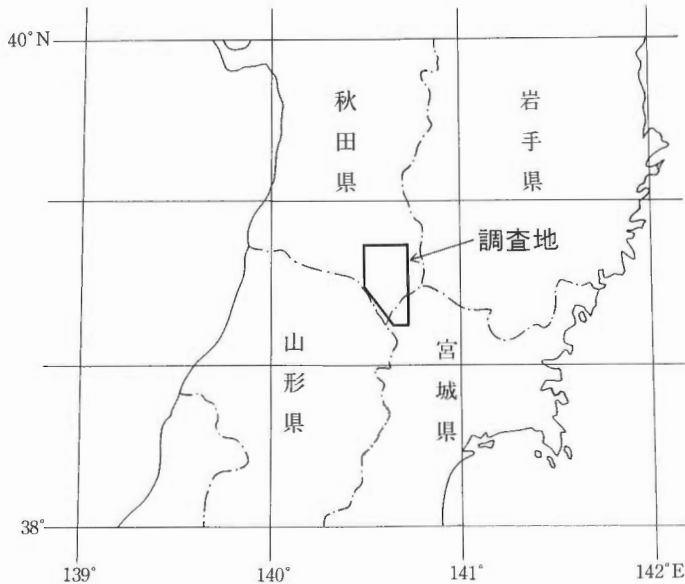
秋田県南部湯沢市、雄勝郡皆瀬村及び雄勝郡雄勝町にまたがる高松岳、小安岳周辺地域は、小安温泉、泥湯温泉、秋の宮温泉等の温泉が分布し、各地に地熱徴候が認められる有望な地熱地域となっている。地質調査所では、この地域を栗駒北部地熱地帯とよび、地熱調査を実施している(第1図)。この地域は、地質調査所の他に資源エネルギー庁による湯沢雄勝促進調査(栗山、1985)、皆瀬促進調査及び企業による探査・開発が進められており、多数の調査井が掘削されている。

我が国では、地熱資源の探査・開発が進むにつれて、多くの地熱地域で地熱資源と陥没構造の関係が注意されてきた。本地域には、三途川層と呼ばれる湖成層が分布する。この成因に関する、従来の考え方は、三途川層を陥没盆地に堆積した湖成層とし、その下位の凝灰岩層との間の不整合を強調するものであった(加藤・島田、1953; 武藤、1965)。これに対して、この陥没構造をカルデラとして再検討する考え方が最近現われてきた(栗田、1984; 佐藤、1986; 歌田ほか、1986; 伊藤ほか、1986; 竹野、1986, 1987)。このように、地熱資源と陥没構造という視点で当地域を見たとき、本地域も例外でなく、その成因について検討されるべき問題がある。

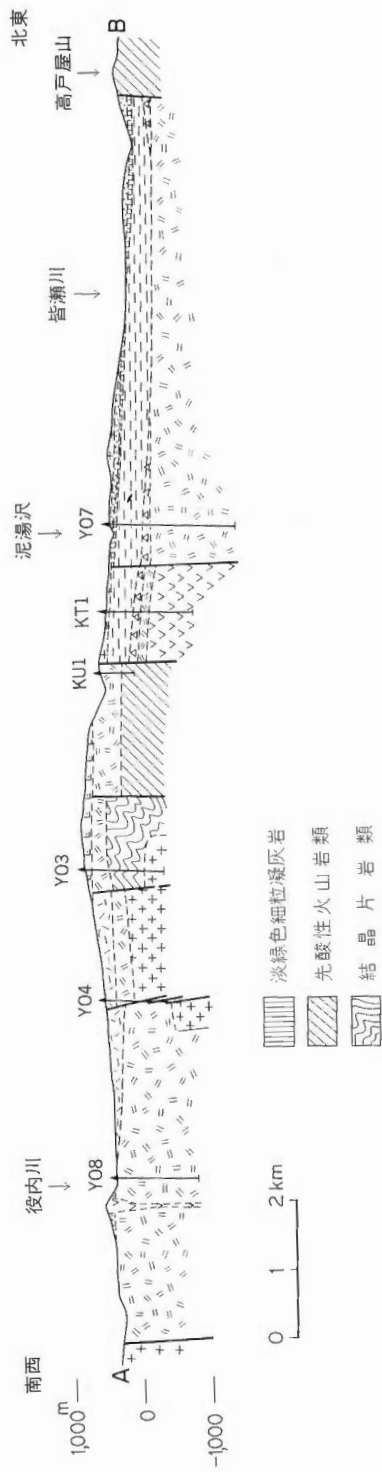
筆者は、秋田県雄勝郡雄勝町秋の宮から雄勝郡皆瀬村にかけて三途川層とその下位の凝灰岩層の地表地質調査を実施するとともにその周辺を概査し、あわせて湯沢雄勝促進調査等の坑井試料を検討した。また11個の試料について放射年代測定を行った。本報では以上の調査をもとに、この地域の地質について報告するとともに上記の問題について検討を加えてみる。

2. 地 質 概 要

栗駒北部地熱地帯は、脊梁地域にあって、北西—南東に延びた重力の低異常域に当たり、ほぼそこに厚い酸性火山岩類が分布した「酸性火山活動域」(大口、1974)となっている。この酸性火山岩類より

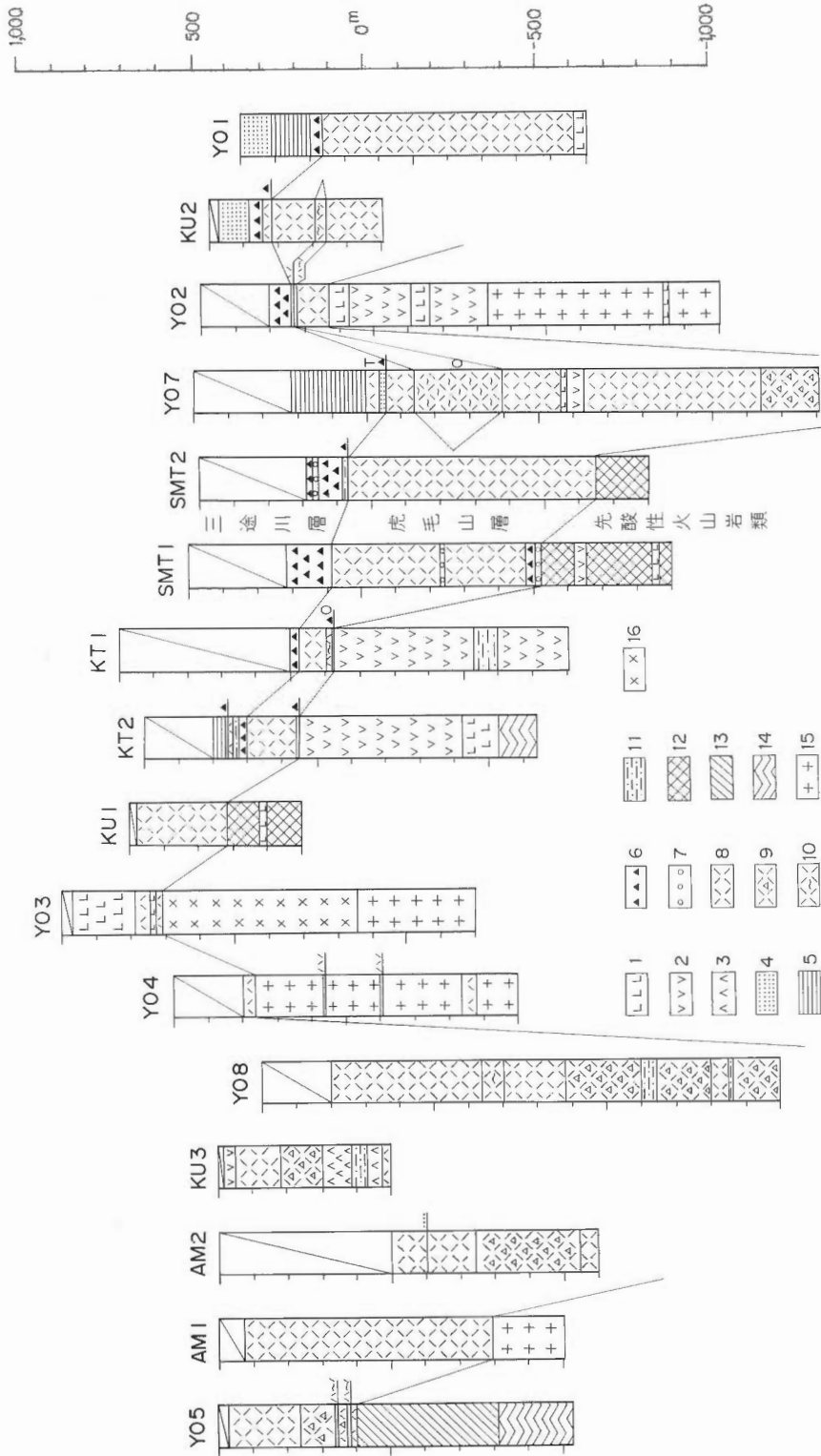


第1図 調査地域位置図。
Fig. 1 Locality of studied area.



第3図 地質断面図。

図中に示した以外の記号は第2図に同じ。第2図の坑井をふくむ AB 断面。
 Fig. 3 Geologic cross-section. Symbols are same as Fig. 2 except those shown in this figure. Section lines are connected along the wells represented in the figure.



第4図 坑井柱状図

スペースの都合で柱状図中に表現しにくいものは右わきに表示した。O: 大湯溶結凝灰岩部層, T: 虎毛山凝灰岩部層。
 1: デイサイト, 2: 安山岩, 3: 安山岩凝灰角礫岩, 4: 凝灰質シルト岩, 5: 凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩互層, 6: 角礫岩, 7: 礫岩, 8: デイサイト凝灰岩, 9: デイサイト凝灰角礫岩, 10: デイサイト溶結凝灰岩, 11: 凝灰質砂岩, 12: 安山岩・泥岩の角礫岩, 13: 泥岩, 14: 柵紋岩及び変成岩, 15: 花崗岩類, 16: 結晶片岩及び片麻岩。

Fig. 4 Geologic column of wells. 1: dacite, 2: andesite, 3: andesite tuff breccia, 4: tuffaceous silt, 5: alteration of tuffaceous silt and tuffaceous sand, 6: breccia, 7: dacite tuff, 8: dacite tuff breccia, 9: dacite tuff breccia, 10: dacite welded tuff, 11: tuffaceous sand, 12: breccia of andesite and mudstone, 13: mudstone, 14: serpentinite or metamorphic rock, 15: granites, 16: schist and gneiss.

古い地層すなわち先酸性火山岩類として花崗岩類、片麻岩、及位層以後の新第三系が分布する。花崗岩類、片麻岩等の先新第三系基盤には、北西もしくは北北西の湯沢—鬼首マイロナイト帯（笹田，1984）があり、この方向性は、従来種々の観点から指摘されてきた石巻—鳥海山構造帯（大森，1954）、松島—本荘帯（生田・大沼，1960）、本荘—仙台構造線（北村，1963）と同様に、この地域の低重力異常ののび及び酸性火山活動域ののびと一致している。酸性火山岩類より古い新第三系の地層は、当地域の北東と南西に分布し、両者の間の関係は、厚い酸性火山岩類に覆われて十分解明されていない。そのため、北東側と南西側で別々に層序が明らかにされ、種々の地層名が用いられている。北東側の新第三系には南北方向の構造が認められ、酸性火山活動域の北西の方向性とは斜交している。

従来、酸性火山岩類は虎毛山層（加藤・島田，1953；臼田ほか，1981，1982）、板井沢層・大湯層（武藤，1965）、役内川層（大口，1974）、皆瀬川層（岡田，1976）と種々の名前で呼ばれ、その上に三途川層と呼ばれる湖成層がのるとされた。三途川層の上には第四紀の兜山層（臼田ほか，1981，1982）と呼ばれるデイサイト溶結凝灰岩及び、高松岳石英安山岩（臼田ほか，1981，1982）がのる。本報では酸性火山岩類の地層名として虎毛山層を用い、また第四紀の火山岩類については特に言及しない。

従来、虎毛山層とその下位の新第三系を整合と考え、三途川層と虎毛山層間の不整合を強調する考え（加藤・島田，1953；武藤，1965）があった。これに対し、陥没構造をカルデラとして再検討しようとする考え方（栗田，1984；佐藤，1986；歌田ほか，1986；竹野，1986，1987）が現われてきた。特に、伊藤ほか（1986）は三途川層と虎毛山層は一連であること、むしろ本格的な不整合は虎毛山層とその下位の女川もしくは西黒沢相当層の間にあるとしている。

本研究では、坑井及び地表のデータを検討した結果、陥没構造は一種のカルデラと考えられ、三途川層は、虎毛山層と一体となってカルデラを埋めることを明らかにした。また虎毛山層の主要部を皆瀬川凝灰岩部層、大湯溶結凝灰岩部層及び虎毛山凝灰岩部層に3区分し、一部が三途川層に指交することを明らかにした。第2図に地質図、第3図に地質断面図、第4図に坑井柱状図を示し、次に虎毛山層、三途川層の順に記載する。

3. 地質各説

3.1 虎毛山層

加藤・島田（1953）命名。主として厚い酸性火山岩類よりなる累層で、その主要部を下位から皆瀬川凝灰岩部層、大湯溶結凝灰岩部層、虎毛山凝灰岩部層に3分した。地質図に示したように一部に凝灰質砂岩層、凝灰質シルト岩層及び角礫岩層が挟まれる。全体の厚さはYO7坑で1,100 m以上ある。虎毛山層の一部は次に示すように三途川層の下部と指交関係にあると考えられる。

3.1.1 皆瀬川凝灰岩部層

< 地層名と模式地 >

従来、酸性火山岩類の地層名として皆瀬川層の名が地熱探査現場で用いられていたが、本研究の結果、3分された虎毛山層の下位の部層名として再定議して用いる。茂内沢層（大口，1974）の一部、虎毛山層（加藤・島田，1953）の一部及び畑凝灰岩部層（臼田ほか，1982）及び葎長凝灰岩部層（臼田ほか，1981）の一部に相当する。皆瀬川支流大湯沢に模式的に見られる。

< 分布と厚さ >

川原毛の周辺、皆瀬川支流の大湯沢、役内川沿い及び高戸屋山から黒森山南西部に一般に10度以下の緩い傾斜で分布する。厚さはYO7坑で1,140 m以上ある。

< 岩相 >

塊状で軽石を含むデイサイト凝灰岩で、石英粒を多く含むことがある。岩片は場所によって種類が異なり、一般に黒色頁岩が目立ち、秋の宮側で花崗岩類の岩片が多くなる。下位で角礫に富み、角礫岩は雄勝町マタゴ沢（地質図外の地域）及び雄勝町中の沢に分布する。上位の虎毛山凝灰岩部層とは整合で

赤倉沢では凝灰質砂岩又は凝灰質シルト岩が出現し始めるところをもって境界とした。この凝灰質砂岩はワルイ沢、湯の又沢、仁勢沢、茂内沢に消長はあるものの認めることができ、虎毛山凝灰岩部層との境界とすることができる。

地域北東部の高戸屋山から黒森山南西にかけてには陥没構造の北東縁を画する北西方向の断層があり、陥没の外にあたるその北東側にも皆瀬川凝灰岩部層が分布する。ここでは、皆瀬川凝灰岩部層は山内層などの先酸性火山岩類の第三系の上に不整合にのり、皆瀬川凝灰岩部層の一部はこのように陥没構造の外にも分布する。

坑井では、YO7坑の深度558.7m以深に分布し、深度1,700mの坑底に達しても皆瀬川凝灰岩部層が続く。したがって、その厚さは1,140m以上ある。YO7坑における皆瀬川凝灰岩部層は、全くノルマルセディメントを含まずすべて火山砕屑岩が続く坑井深部で角礫の径が著しく大きくなる。深度638.7m-897.5mの溶結凝灰岩は、次項の大湯溶結凝灰岩部層に対比される。岩石記載は付録の(1)、(2)に記す。

< 層序関係 >

大湯溶結凝灰岩部層を間に挟み、山内層などの新第三系の先酸性火山岩類に不整合にのり、上位の虎毛山凝灰岩部層、三途川層とは整合。

3.1.2 大湯溶結凝灰岩部層

< 地層名と模式地 >

加藤(1951)の命名による。皆瀬川大湯周辺を模式地とする。

< 分布と厚さ >

地表では、皆瀬川と大鳥谷沢の合流点付近から大湯周辺にかけて分布するが、皆瀬川と小安沢の合流点及び黒沢川中流にもわずかに露出する。地熱調査井でも認められ、YO7坑の深度638.7-897.5m、YO2坑の深度269-277.5m、KU2坑の深度309.9-340.5m、KT1坑の深度603-618.7mに分布する。坑井から確認される最大の厚さは約260mである。

< 岩相 >

一般に暗色を呈し軽石が扁平溶結した溶結凝灰岩である。斜方輝石を特徴的に含む。そのほかに石英、粒状の磁鉄鉱を含む。異質岩片は比較的少ない。虎毛山層の他の凝灰岩部層が輝石をあまり含まないのに対して本部層は普通に含むので容易に区別できる。また変質を被っていても輝石の仮像を残して緑泥石が交代していることが多い。これらの特徴から地表のみならず坑井中まで本層を良く追跡することができる。

輝石デイサイト溶結凝灰岩 KRA 003

産地：秋田県雄勝郡皆瀬村、大湯より500m下流の皆瀬川沿いの崖。

結晶片として2mm以下の融食した石英、2mm以下の斜長石及び緑泥石に交代された1.4mm以下のやや長柱状の輝石の仮像が認められる。斜長石にはアルバイト化や炭酸塩鉱物の出現が認められる。0.3mm以下の鉄鉱物が目立つ。1.3cm以下のつぶれた軽石及び2mm前後の泥岩、及び拍子木状の斜長石を多量に含む安山岩岩片を含む。基質は溶結組織が明瞭である。

斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩 KU2-325.2

産地：秋田県湯沢市三途川南方2km、KU2坑深度325.2m

結晶片として1.6mm以下の融食した石英、2mm以下の累帯構造を示す斜長石及び1mm以下の無色の斜方輝石を含み、0.4mm以下の緑色の普通角閃石をまれに含む。0.2mm以下の鉄鉱物が目立つ。基質は溶結組織が明瞭である。約6mmのつぶれた軽石、泥岩、安山岩の岩片を含む。

< 層序関係 >

皆瀬川凝灰岩部層中に挟まれて産することがYO7坑で確認される。

3.1.3 虎毛山凝灰岩部層

<地層名と模式地>

3分された虎毛山層のうち上部のものに対して再定義して用いる。従来の虎毛山溶結凝灰岩部層（白田ほか，1982），ワルイ沢凝灰岩部層（白田ほか，1982），葎長凝灰岩部層（白田ほか，1981）の一部を含む。赤倉沢上流の虎毛山周辺を模式地とする。

<分布と厚さ>

葎長から板沢にかけて及び、仁勢沢上流から、虎毛山にかけて一般に10度以下の傾斜で分布する。厚さは泥湯周辺のYO7坑で約40m、小安沢で250m、須金岳周辺で600m。

<岩相>

軽石、石英、黒雲母を含むデイサイト凝灰岩である。岩片には、黒色頁岩が目立つが、デイサイト、安山岩の岩片も含む。場所により、花崗岩類の礫を含むことがある。一部で溶結している。

下位の皆瀬川凝灰岩部層とは、凝灰質砂岩層及び凝灰質シルト岩層をもって境される。赤倉沢、湯の又沢ではこの凝灰質砂岩層が比較的良く発達して認められる。この凝灰質砂岩層の上位に白色酸性火山岩片を含む泥質凝灰岩が伴われる。この凝灰質砂岩層は場所により急傾斜になるなど堆積構造が乱れ、必ずしも連続した産状ではないがこれらの特徴を断片的に示す地層は次の各地点で認められ、全体として緩い傾斜で続くものと思われる。すなわちワルイ沢、仁勢沢、茂内沢では、白色酸性火山岩類の岩片とともに凝灰質シルト岩片が凝灰岩中に散在するところがあり、これをもって皆瀬川凝灰岩部層との境界とすることができる。なお、赤倉沢の凝灰質砂岩からは径1cm以下の火山豆石が産する。

茂内沢上流では虎毛山凝灰岩部層が花崗岩に不整合にのる。そこでは淡桃色の花崗岩の上に角礫岩がのり、さらにその上に虎毛山凝灰岩部層がのる。花崗岩と角礫岩の間の直接の関係は観察できないが、角礫岩と虎毛山凝灰岩部層の間は次のような産状である。虎毛山凝灰岩部層の直下の角礫岩の大半は赤色の安山岩で構成されており、マトリクスには安山岩と同質の細粒破片のみからなる部分と石英粒に富む白色凝灰岩からなる部分がある。角礫層の間には花崗岩質のやや角ばった極粗粒砂が成層して挟まっている。角礫層直上の虎毛山凝灰岩部層には径3cmの桃色の花崗岩が異質岩片として含まれる。

板沢では、虎毛山凝灰岩部層が径1mの凝灰質シルト岩の角礫を取り込んでいる。

YO7坑では深度497.5-537.4mに分布し、その下に三途川層のシルト岩が存在する。小安沢では、三途川層の下部にあたる角礫岩の上に薄いシルト層がのり、その上に虎毛山凝灰岩部層がのったり、三途川層のスランプ角礫岩のマトリクスが虎毛山凝灰岩部層に漸移したりする産状が認められる。これらことから、虎毛山凝灰岩部層の一部は三途川層下部の角礫岩層に指交すると考えられる。皆瀬村板沢では三途川層上部が虎毛山層起源と思われる礫を取り込んで虎毛山凝灰岩部層の上ののっているので、後述するように一部は三途川層にオーバーラップされていると考えられる。岩石の記載は付録の(3)、(4)、(5)、(8)、(9)に記す。

<層序関係>

下位の皆瀬川凝灰岩部層とは整合。三途川層の一部に指交するが、一部では三途川層が本層にオーバーラップする。

3.2 三途川層

<地層名と模式地>

加藤・島田（1953）による。湯沢市三途川の高松川沿いの崖を模式地とする。

<分布と厚さ>

北は皆瀬村落合から南は小安温泉まで、東は足倉山周辺から西は三途川にかけて広く分布する。そのほか湯沢南部にも分布するが、上記のものとは直接的には連続しない。石神山周辺にも孤立的に分布する。これらをそれぞれ皆瀬地域、湯沢地域、石神山地域の三途川層と呼ぶことにする。厚さは、皆瀬地域で560mあることがYO7坑で確かめられている。

<岩相>

三途川層は火山碎屑物を多量に含む成層構造の良く認められる地層で、植物化石などから湖成層と考えられている（武藤，1965）．皆瀬地域の三途川層では三種類の部層が区別される．すなわち①角礫岩層，②凝灰質砂岩，凝灰質シルト岩及び軽石凝灰岩の互層よりなる主部層，③主として比較的塊状の凝灰質シルト岩層よりなる上部層．皆瀬地域の三途川層のこれらの地層の分布を地質図に示し，それぞれの産状及び層序関係について次に記載する．

< 層序関係 >

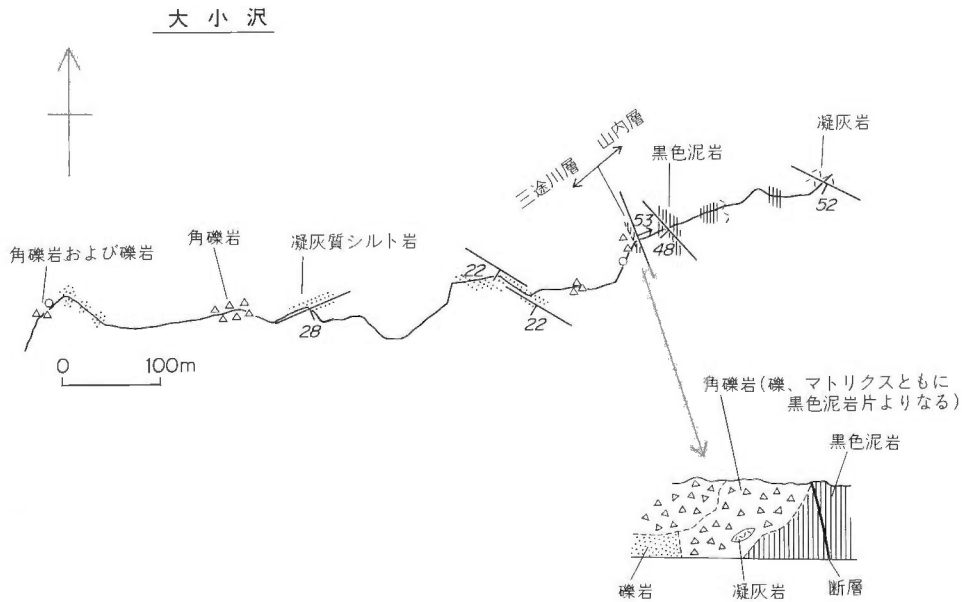
既に指摘したように，皆瀬川凝灰岩部層に整合にのり，虎毛山凝灰岩部層と一部指交関係にある．兜山層，高松岳デイサイトの第四紀の火山岩類に覆われる．

3.2.1 角礫岩層

主として淘汰の良くない角礫岩よりなり，一部に成層したシルト岩及び凝灰岩を挟む．皆瀬地域の三途川層周縁部で種々の厚さで発達する．皆瀬村小安沢及び落合，湯沢市桑の沢に発達する．皆瀬川と小安沢の合流点付近でも地窓状に分布する．坑井においても常に最下部に認める．角礫を構成する岩石は，変質安山岩，黒色泥岩，花崗岩，デイサイトである．マトリクスは，白色の軽石質凝灰岩または角礫と同種の粗粒一中粒の淘汰砂岩である．所によって，単一礫種で同質のマトリクスになることがあり，そのような場合は，礫種が安山岩，黒色泥岩であることが多い．デイサイトを岩片として含み細粒火山灰の抜けた水中火砕流堆積物またはその二次堆積物の特徴を示すものがある．間に入る凝灰岩層は，虎毛山凝灰岩部層と同じ軽石や石英に富む凝灰岩である．

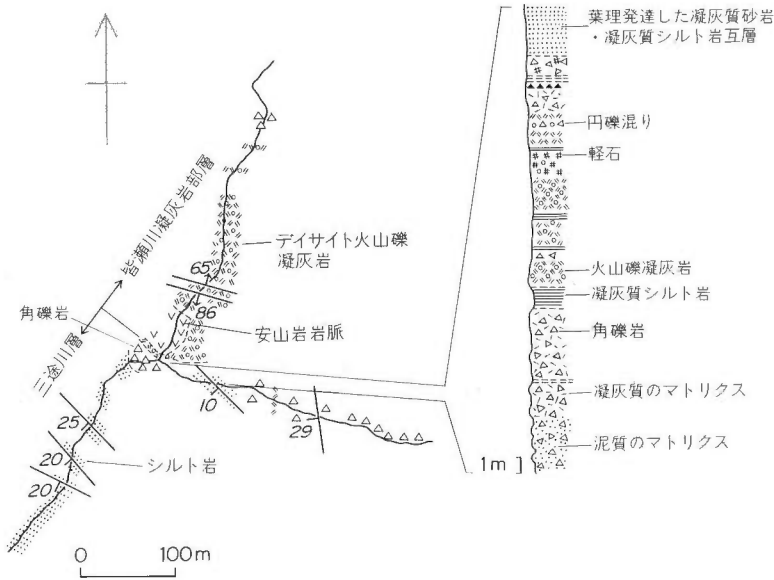
皆瀬村北西部の大小沢では本層はあまり発達しないが，黒色泥岩の角礫岩が山内層の泥岩にアバットしている（第5図）．

小股沢は，陥没構造の縁片部に当たっている．ここでは陥没の外に溢流した皆瀬川凝灰岩部層が先酸性火山岩類の泥岩の上に薄く載っている．泥岩はすぐ上流に地窓状に出ているので皆瀬川凝灰岩部層の



第5図 大小沢ルートマップと境界部のスケッチ.
Fig. 5 Route map of Ooko-zawa route and sketch of the boundary between the Sannai Formation and the Sanzuga Formation.

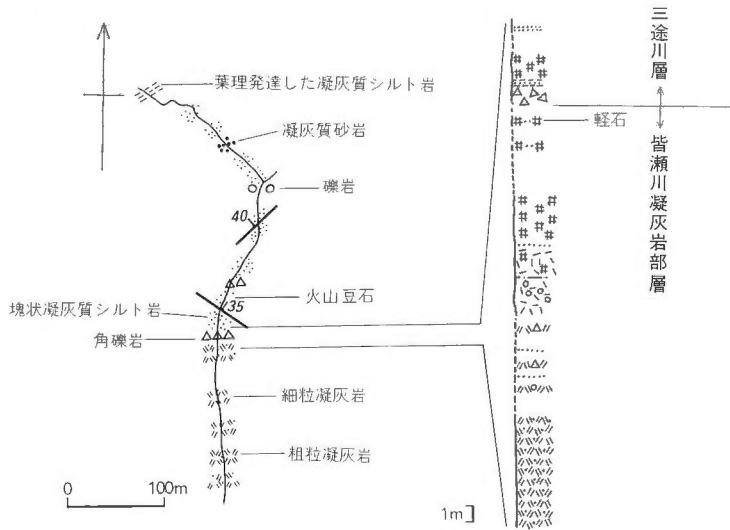
小 股 沢



第 6 図 小股沢ルートマップと柱状図.

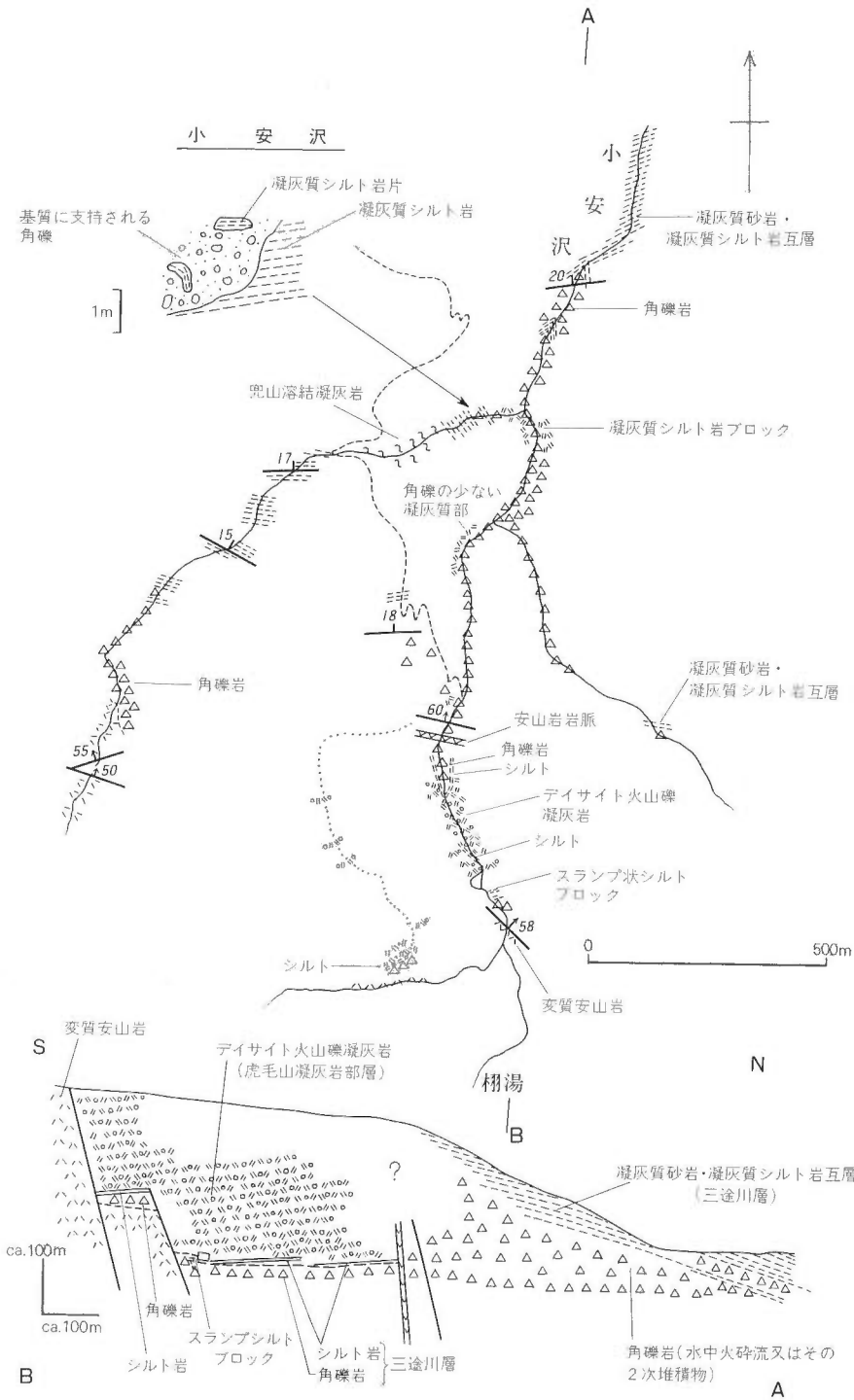
Fig. 6 Route map of Komata-zawa route and geologic column.

大 湯 沢 支 沢



第 7 図 大湯沢支流ルートマップと柱状図.

Fig. 7 Route map of Ooyu-sawa route and geologic column.



第8図 小安沢ルートマップとA-B間模式断面。
Fig. 8 Route map of Oyasu-sawa route and schematic cross-section along A-B line.

厚さは厚くないと考えられる。ここでは、三途川層は角礫を発達させて皆瀬川凝灰岩部層にアバットする（第6図）。おそらく皆瀬川凝灰岩部層のすぐ下に伏在する先酸性火山岩類に対してもアバットしているものと考えられる。なお接触面には安山岩岩脈が貫入している。この安山岩岩脈はここに陥没を形成した断層が存在して、それに沿って三途川層が堆積した後に貫入したものと考えられる。ここでは軽石質凝灰岩及びシルト岩層が角礫岩の間に頻りに挟まれつつ上部の主部層に漸移していることが観察される（第6図中の柱状図）。

大湯沢の支沢では、下位の皆瀬川凝灰岩部層の上に角礫岩及び凝灰質砂岩、シルト岩が載り三途川層に漸移する（第7図）。凝灰質砂岩中には、径 0.5 cm の火山豆石が含まれる。

小安沢（第8図）では、角礫層の間に頻りに砂礫互層が挟まれしばしば scour and fill 構造が認められる。塊状の角礫層から凝灰質砂礫互層に水平的に漸移する（支流との合流点付近）。一部の角礫層は軟泥礫を取り込んだり、マトリクスが細粒の火山灰が抜けた火山砕屑物で構成され、水中で火砕流が堆積した特徴を示すところがある。但し2次的なものである可能性もある。小安沢の羽湯の下流では、三途川層と先酸性火山岩類である変質安山岩が接している。ここでは本層の角礫層の上に、水平に薄いシルト層が載りその上に虎毛山凝灰岩部層がのる露頭が、異なる2箇所の高度で観察され、ここで小安岳側がステップフォールトで階段状に相対的に上がっているものと考えられる（第8図中の縦断面）。またこの角礫層には、有律互層を持つ凝灰質シルト岩が径数メートルの巨角礫となってスランプ状に取り込まれている。これらのことから、ここでは角礫堆積時に既に崖が存在し、その後虎毛山凝灰岩部層が堆積した後さらに階段状の構造が形成されたものと考えられる。

桑の沢では角礫岩層中の凝灰質砂岩に径 0.6 mm の火山豆石が産する。坑井では角礫岩層の間に、いくつもの凝灰岩層が挟まれ、bomb sag 構造が観察されるところがある。

これらの産状は本層堆積時に活発な火山活動があったことを示唆し、虎毛山凝灰岩部層が三途川層の一部に指交することを支持するものと考えられる。このように本層には崖錐性角礫のほかスランプ堆積物、一部に虎毛山凝灰岩部層を含む水中火砕流堆積物またはその2次堆積物が含まれるものと思われる。

また、小股沢や小安沢に見られるように角礫岩層から主部層への変化は水平的にも上下的にも漸移しており、指交関係にあると考えられる。

3.2.2 主部層

主として凝灰質砂岩と凝灰質シルト岩の互層よりなる地層で、皆瀬村木鏡周辺から、黒沢川、小安温泉、高松川にかけて広く分布し、皆瀬村北西部大谷川周辺にも分布する。小安温泉及び湯沢市三途川で典型的なものが見られる。炭質物、植物化石が産するのは主としてこの層準である。軽石凝灰岩は湯尻沢周辺に多い。

最上部に塊状の淡緑色から淡青色の細粒から中粒の凝灰岩がのる。地質図に示すようにこの凝灰岩層は生内沢下流、大股沢下流、羽場、寒沢中流及び泥湯沢にかけて認められ、本層と上部層との境界とすることができる。したがって本層と上部層とは大部分において整合の上下関係にあると考えられる。

桂沢北方の林道では凝灰質砂岩と凝灰質シルト岩の互層が複雑に屈曲して一部転倒したスランプ構造を作っているのが認められる。

大谷川では砂礫層の互層となっている。マトリクスの砂に石英粒が多く時に斜方輝石片を含む。本層は南部の小安温泉から皆瀬ダムまで及び高松川三途川から泥湯までの地域で厚く発達するが北部の大谷川周辺では薄くなる。

湯沢市坊が沢南方の高松川では砂礫質で、円礫を混えることがあり、円礫に覆瓦構造を認める。角礫岩のスランプによる下方侵食や径 0.5 cm の火山豆石を含む凝灰質砂岩が認められる。ここでは角礫岩層はほとんど発達せず本層と下位の虎毛山凝灰岩部層が整合漸移している。

石神山地域の凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩互層は、珪化が著しく、その性質が必ずしも十分明らかでないがその互層の特徴から皆瀬地域の層準に対比されるものと思われる。皆瀬地域と、この石神山地域の三途川層との間には 500 m の落差があり、小安沢のステップフォールトで推定された三途川層堆積

後の、小安岳周辺の相対的な隆起を支持する。

3.2.3 上部層

板戸ダム周辺から貝沼にかけて分布する。主部層の分布する地域よりもさらに北西寄りに厚く分布している。塊状の凝灰質シルト岩層及び白色細粒凝灰岩層より主としてなるが下部では成層構造や互層の認められるところもある。下部にあたる生内では下方侵食したチャンネルをブロック状に寸断した地層が乱堆積して埋めているのが認められる。白色細粒凝灰岩はほとんどガラスのみからなる軽い岩石で、しばしば少量の珪藻を含む。板沢では本層の基底部が不淘汰砂礫層となって虎毛山凝灰岩部層の上にある。この基底礫層中には虎毛山凝灰岩部層もしくはそれより下位の皆瀬川凝灰岩部層の凝灰岩の角礫が含まれる。すなわちここでは本層は虎毛山凝灰岩部層にオーバーラップしている。

4. 構 造

第4図の柱状図に示すように、当地域では、秋の宮と泥湯周辺に凝灰岩が深部まで分布し、その間の尾根付近に基盤の高まりがある。これらの間の落差は地層の傾斜に比べて坑井ごとに著しく大きく、間に断層の存在が推定される。YO4坑では花崗岩類の間に虎毛山層のデイサイト凝灰岩が挟まれており、逆断層が推定される。小安沢においては、断層によるステップ状の構造が推定された。またいくつかの地点ではアバットの関係が推定された。周辺の先酸性火山岩類には高角の断層が存在していることが多い。これらのことからこの地域が高角の断層で落ちた陥没構造であることが推定される。第3図の断面図はこのような考えに基づいて描かれた。陥没量は場所によりかなり開きがある。この点については後に考察する。

三途川層は、一般に層理が顕著で、その走向・傾斜を用いて三途川層堆積時及び以後の造構運動について検討することができる。今回皆瀬地域の三途川層について詳細に検討したので、その走向線図を第9図に示す。それによると、皆瀬地域の三途川層は、板戸を中心とする10度前後の傾斜の緩いベーズン構造を作る。さらにその中に波状の向斜・背斜を持ち、それは小股沢に没って向斜、皆瀬川に沿って背斜、木地山から泥湯に沿って向斜が並ぶように配列する。小安沢、泥湯周辺の高松川では傾斜が20-30度に大きくなり、三途川層堆積後に、小安岳周辺が相対的に上昇したことを裏付ける。凝灰岩層を境にして区分された主部層と上部層の厚さは主部層が南東で厚く、対して上部層が北西側で厚くなっており、堆積域が上位のものほど北西側に移ったことを示している。生内での上部層下部の乱堆積はこのような変動に伴うものと思われる。これは既に指摘した小安岳周辺の隆起と結び付けて説明することが可能であり、その場合小安岳周辺の上昇は三途川層堆積時に遡る可能性がある。このことから、断面図中に示された秋の宮・泥湯間の尾根に当たるところでの基盤の高まりは、三途川層堆積時以後の隆起の影響があることになる。

当地域北東部では、三途川層は角礫が発達して周辺の第三系にアバットしている。しかし生保内周辺では両者の関係は断層関係にあると考えられる。またこの地域では小股沢のように安山岩が岩脈として貫入する場合のほかに三途川層に調和的に併入している安山岩が大股沢において観察される。小安沢においてもステップフォールト周辺にその方向性と調和的なデイサイト岩脈が存在する。

このように陥没の縁周辺には後生的な貫入岩や断層が存在していることが多く、三途川層堆積後も陥没を形成した断層の活動及びそれに沿った火成岩の貫入が続いたものと思われる。

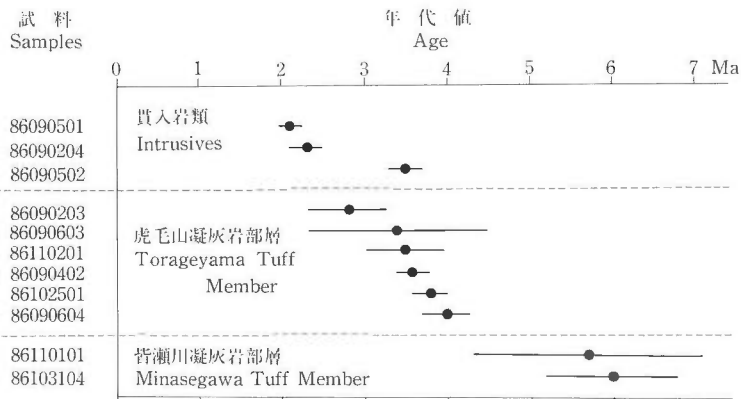
5. 年 代 測 定

凝灰岩を主とする11個の試料を採取し、テレデザインアイソトープス社に依頼して年代測定を行った。結果を第1表及び第10図に、試料の記載を付録に示す。年代値及び誤差の算出方法は鎌田(1985)と同じである。

それによると、この地域の酸性火山岩類の形成年代は大きく二つのグループに分けられる、一つは 5-6 Ma のもので、他の一つは 3-4 Ma のものである。古い年代値を示す試料はどちらも先酸性火山岩類のすぐ上についている皆瀬川凝灰岩部層のものであり、若い年代値のものは、相対的に上位に位置する虎毛山凝灰岩部層のものであることから、全体的に層序と調和した結果と言える。秋田県地質図において葭長凝灰岩部層とされていた凝灰岩からは 6 Ma と 2.8-3.6 Ma の二つのグループの年代値が得られた。このことから葭長凝灰岩部層には活動時期の大きく異なる少なくとも 2 つの凝灰岩が含まれており、これらは年代的にも層序的にも区別すべきものと考えられる。これらは古いほうが皆瀬川凝灰岩部

第 1 表 K-Ar 年代測定結果一覧表。
Table 1 K-Ar dating data of volcanic rocks.

Sample #	Rock (Whole Rock)	Latitude	Longitude	Isotopic average	Age (Ma)	^{40}Ar ($\text{cc/gmx} \times 10^{-5}$)	$\%^{40}\text{Ar}$	$\%K$
86103104	dacite tuff	N38°58'53"	E140°35'48"	6.0±.8	6.1±1.3 5.9±1.0	.032 .031	12.3 14.9	1.36 1.35
86110101	pumice tuff	N38°58'50"	E140°30'26"	5.7±1.4	5.7±2.3 5.7±1.5	.020 .020	7.0 10.1	.90 .91
86090604	dacite tuff	N38°56'50"	E140°34'41"	4.0±.3	3.9±.3 4.1±.4	.027 .028	27.3 23.8	1.76 1.77
86102501	dacite tuff	N38°54'04"	E140°36'43"	3.8±.2	3.7±.3 3.9±.2	.025 .026	25.3 37.4	1.72 1.72
86090402	dacite tuff	N39°04'41"	E140°33'25"	3.6±.2	3.4±.3 3.6±.2	.021 .022	24.9 35.5	1.55 1.56
86110201	dacite tuff	N39°03'01"	E140°24'11"	3.5±.5	3.2±.9 3.5±.4	.020 .022	10.0 20.2	1.59 1.61
86090502	dacite dike	N39°04'04"	E140°30'19"	3.5±.2	3.5±.3 3.5±.4	.019 .019	26.3 22.8	1.38 1.40
86090603	dacite tuff	N38°59'10"	E140°32'23"	3.4±1.1	3.2±1.8 3.5±1.1	.014 .015	5.0 9.0	1.11 1.12
86090203	dacite tuff	N39°03'28"	E140°34'35"	2.8±.5	2.9±1 2.7±.5	.012 .011	8.4 13.1	1.06 1.04
86090204	andesite dike	N39°03'39"	E140°34'49"	2.3±.2	2.6±.4 2.2±.1	.009 .008	16.4 36.1	.94 .92
86090501	dacite dike	N39°01'47"	E140°35'50"	2.10±.14	2.12±.18 2.09±.22	.007 .007	26.5 22.9	.96 .96



第 10 図 K-Ar 年代測定値。
Fig. 10 K-Ar dating data of volcanic rocks.

層に、若いほうが虎毛山凝灰岩部層に対応する。古いほうの年代値に近い 5.7 Ma という値が秋の宮側の凝灰岩からもえられた。この凝灰岩は秋田県地質図で畑凝灰岩部層とされていたもので本報では皆瀬川凝灰岩部層とした。このように従来皆瀬村側と秋の宮側の凝灰岩は別々の名前を付けられ、ともすれば全く別の活動と考えられがちだったが、これらの年代測定の結果は、この地域の陥没構造の深部の凝灰岩の形成を陥没域全域にわたって広域的に考えるべきことを示すものと思われる。

板沢では虎毛山凝灰岩部層に貫入する安山岩の岩脈から 2.3 Ma の年代値が得られ、被貫入岩の虎毛山凝灰岩部層の年代値 2.8 Ma と矛盾しない値が得られている。被貫入岩は虎毛山層の中では最も若い年代を示しているが、ここでは三途川層上部がこの凝灰岩に対してオーバーラップしており、三途川層の形成がこの年代より後まで続いたことを示している。

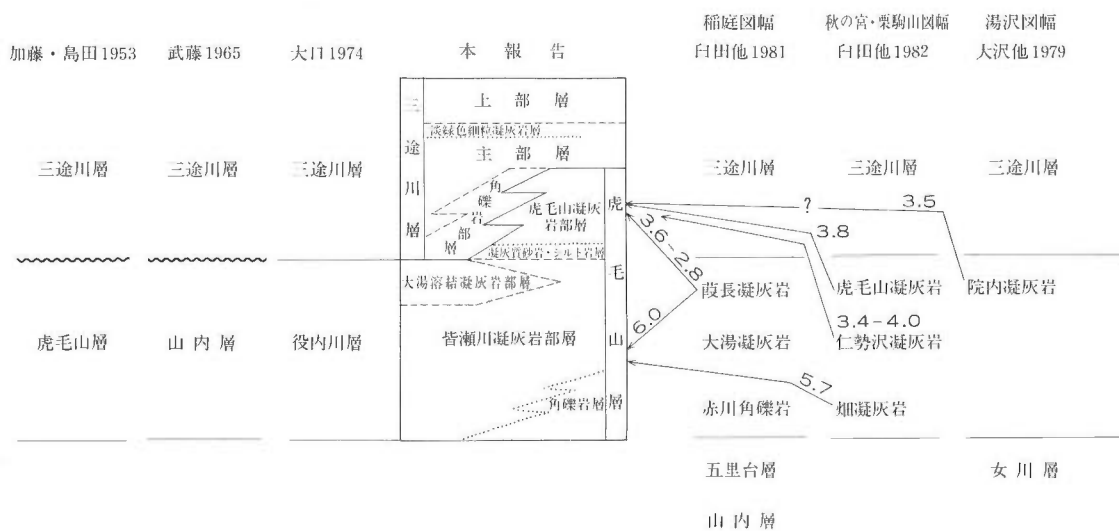
秋田県地質図(臼田ほか, 1981, 1982)で、仁勢沢凝灰岩部層、虎毛山溶結凝灰岩部層、とされた部層からは葎長凝灰岩部層の若い年代値と近い値が得られた。このことは、虎毛山から秋の宮、湯沢南部に至る広い地域に分布する虎毛山凝灰岩部層も広域的にほぼ同時期に形成されたことを示す。

従来女川相当層とされていた院内凝灰岩(大沢ほか, 1979)から 3.5 Ma という年代値が得られた。秋田県地質図(臼田ほか, 1981)は院内凝灰岩は葎長凝灰岩に続くと報告している。また院内凝灰岩と密接に産する加無山安山岩類(大沢ほか, 1979)からも若い年代値が得られている(木村, 1984)。今回、院内凝灰岩から虎毛山層と同じ年代値が得られたことは、院内凝灰岩も酸性火山活動の中に入れて考察する必要性を示すものと思われる。いずれにせよ院内凝灰岩の時代論について再検討する必要がある。これらの本報における結果と既存の層序区分との対応関係を第 11 図に示す。

古くは虎毛山層は緑色凝灰岩類とされ(加藤, 1951)、北村(1959)では台島一西黒沢期に、臼田ほか(1986)では船川期にされたが、これに対し今回の結果は虎毛山層の一部は天徳寺期にまでさらに引き上げられることを意味する。

また、陥没構造を埋める凝灰岩類は大きく分けて新旧二度の時期に広域的に起こったイベントによって形成されたと考えられる。これらは古いほうが皆瀬川凝灰岩部層に、若いほうが虎毛山凝灰岩部層に対応する。

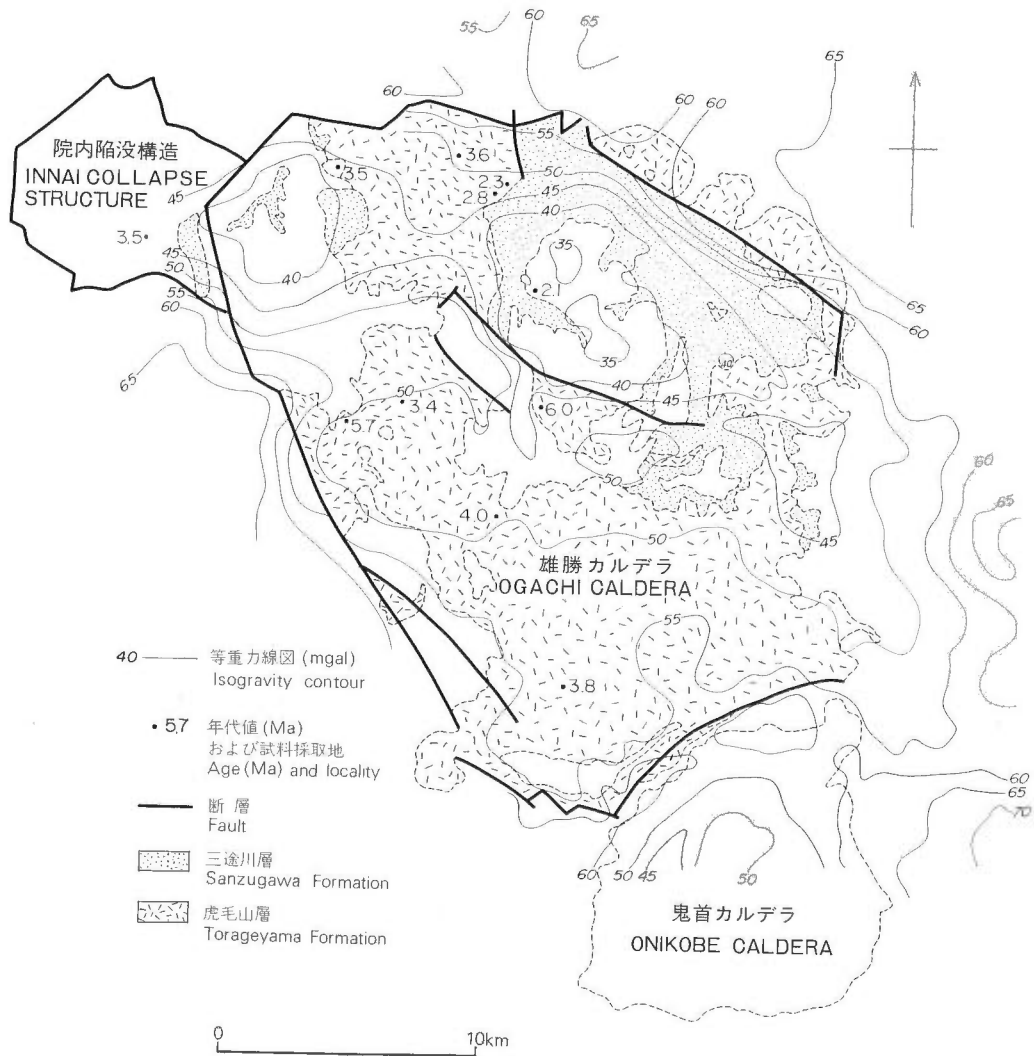
湯沢市戸平対岸の採石場の安山岩岩脈から 3.5 Ma の年代値が得られている。これも虎毛山凝灰岩部層の活動に関連するものと考えられる。



第 11 図 対比図.
Fig. 11 Stratigraphic correlation.

三途川層上部層は 2.8 Ma の凝灰岩を覆っていること及び、2.1 Ma の奥宮山デイサイトの貫入を受けていることから、その堆積は 2.1-2.8 Ma 頃まで続いたものと考えられる。なお、YO1 坑の坑底付近のデイサイト貫入岩から 2.4 ± 0.9 Ma の K-Ar 年代値が得られている (栗山, 1985)。これは奥宮山デイサイトと関連する可能性がある。

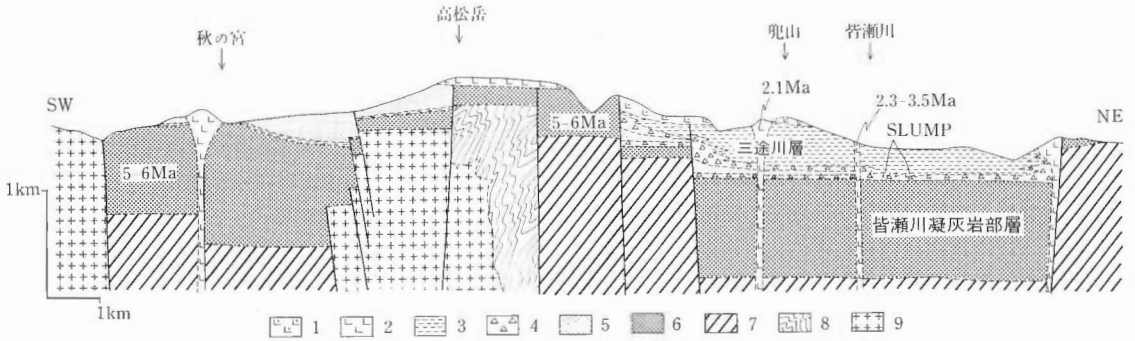
なお、第 1 表には年代値を古いほうから新しいほうへ並べたが、虎毛山凝灰岩部層及び関連貫入岩の K の含有量が若いものほど小さくなっていることが注目される。虎毛山凝灰岩部層を供給したマグマの性質を示すものとして今後化学分析を行うなどの検討の価値があるものと思われる。



第 12 図 地質編図。

等重力線図 (須田芳朗ほか, 1981), 地質概要 (特に断層, 酸性火山岩類の分布一栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986) に加筆) 及び年代測定試料の位置と測年値を示す。

Fig. 12 Compiled geologic map, iso-gravity map, geologic map (especially showing faults and distribution of acidic volcanic rock) and locality of dating samples and dating data.



第13図 雄勝カルデラ模式断面図。

1: 兜山溶結凝灰岩, 2: 安山岩またはデイサイト, 3: 凝灰質シルト岩または凝灰質砂岩, 4: 角礫岩, 5: 虎毛山凝灰岩部層, 6: 皆瀬川凝灰岩部層, 7: 先虎毛山層, 8: 結晶片岩類, 9: 花崗岩類。

Fig. 13 Schematic cross section of Ogachi Caldera.

1: Kabutoyama Welded Tuff, 2: Andesite or dacite, 3: Tuffaceous siltstone or tuffaceous sandstone, 4: Breccia, 5: Torageyama Tuff Member, 6: Minasegawa Tuff Member, 7: Pre-Torageyama Formation, 8: Schist, 9: Granites.

6. 考 察

この地域のブーゲー重力図及び地質編集図を第12図に示す。この図から、酸性火山岩類は明瞭な断層によって囲まれた長円形から多角形の分布をしていること及びそこがほぼ重力の低異常域にあたることからわかる。重力は断層が推定されているところで比較的急な勾配を示しその内側では緩い盆状の形態を示す。

このように重力から推定される基盤の形状は、急な断層に画された盆状陥没構造の存在を支持する。実際、坑井調査によってその陥没量は生内付近での陥没外の酸性火山岩底部に対して最大1,500 m以上であることが確認された。さらに坑井調査は、酸性火山岩類の分布が地表のみならず、この陥没構造をほとんどノルマルセディメントを含まずに埋めていることを明らかにした。陥没構造を埋める酸性火山岩類は新旧二期に分けられるものの、どちらも陥没構造全域にわたる、限られた時間に起きたものである。これらの特徴からこの陥没構造は一種のカルデラとして理解できる。そこで、これを雄勝カルデラと呼ぶことにする。

皆瀬川凝灰岩部層は雄勝カルデラ形成時の凝灰岩と考えられ、一部はカルデラ外にも分布するが大半はカルデラ内火砕流堆積物となっている。その上にある三途川層は角礫岩層がカルデラ壁が崩壊した崖錐またはスランプ堆積物に相当する。その上の三途川層主・上部層はカルデラに形成された湖に堆積した湖成層に相当する。虎毛山凝灰岩部層はカルデラ形成後の火砕流堆積物だが、皆瀬川凝灰岩部層とは年代が離れているので別の起源の活動であるかも知れない、その際新たな陥没を形成した可能性も否定しきれないが今のところはっきりしない。周辺の貫入岩は後カルデラ火成活動の一つで小安岳の隆起は再生ドームに相当する可能性がある。

カルデラ底の形状は現在やや凹凸である。これがカルデラ形成時からの不均等な沈降によるものなのか、あるいは小安岳周辺の再生ドームの形成に伴うものなのか、あるいは虎毛山凝灰岩部層形成時にさらに陥没したものなのか必ずしも明解でない、カルデラの脊梁に近い南半分の現在の陥没深度がやや浅いのは第四紀に入ってからの脊梁の急速な隆起を考慮する必要があるかも知れない。

これらのことからカルデラが形成された過程を推測するならば次のようになる。6 Ma以降に皆瀬川凝灰岩部層を堆積する火成活動が起こり大量のデイサイト凝灰岩が堆積した。これに伴いこの地域の陥没

が起こった。この凝灰岩は、カルデラの外にも出ており、現在も北東部でカルデラリムに相当する断層の外に分布している。皆瀬川凝灰岩部層の底部で角礫の径は大きくなっており、一部で溶結している。その後カルデラ壁の崩壊に伴う崖錐やスランプ堆積物が堆積して三途川層下部の角礫層を形成した。4 Ma 頃から再び火成活動が開始し、デイサイト凝灰岩を主とする虎毛山凝灰岩部層が堆積した。このころカルデラの一部が湖となっていて三途川層下部の角礫岩層から主部層にかけての地層が堆積していたが、その時虎毛山凝灰岩部層はこの湖の中に水中火砕流堆積物、あるいは二次堆積物として流れ込み、角礫岩層の中に挟まれた。火山豆石はこの時期のものと思われる。この時以後から、小安岳周辺が相対的に上昇し始めた。それに伴い、皆瀬地域の三途川層は主、上部層が堆積する頃に北西にその堆積の場を移し始め、北西部の板沢付近では三途川層上部が虎毛山凝灰岩部層に対してオーバーラップすることとなった。さらに陥没構造を形成するときに生じた断層に沿って貫入岩の活動が続き北東部での断層に沿ってならぶ岩脈が形成された。これらの火成活動は虎毛山凝灰岩部層の活動した 3.5 Ma から奥宮山デイサイトの 2.1 Ma の頃まで続いた。なお、虎毛山凝灰岩部層の形成時に新たな陥没が生じた可能性もあるが明確な証拠は得られていない。

7. ま と め

1) 栗駒北部地熱地帯に分布する虎毛山層と呼ばれる酸性火山岩類を大きく3分して下から皆瀬川凝灰岩部層、大湯溶結凝灰岩部層、虎毛山凝灰岩部層とした。三途川層の一部と虎毛山凝灰岩部層が指交関係にあること及びこれら酸性火山岩類と三途川層が一連のものであることを明らかにした。

2) 小安岳周辺の地塊の隆起は三途川層堆積中にまで遡れる可能性を示した。

3) 年代測定の結果、虎毛山層はその一部の活動が天徳寺期まで引き上げられることが明らかになった。また皆瀬川凝灰岩部層が 5-6 Ma、虎毛山凝灰岩部層が 3-4 Ma の少なくとも2期の火成活動が区別されることが明らかとなった。

4) 栗駒北部地熱地帯で従来から指摘されていた陥没構造はカルデラと見なすことができ、これを雄勝カルデラと呼ぶことにした。カルデラは必ずしも単一のものとは限らずに、2期の火成活動に対応した複合したものである可能性もある。

謝 辞

野外調査を実施するにあたり秋田県皆瀬村役場には種々便宜を図っていただいた。同和工営(株)岡田 博氏には貴重な御意見をいただいた。また元地殻熱部角 清愛技官、地殻熱部金原啓司技官、山田 宮三枝官、笹田政克技官、技術部宇都浩三枝官には貴重な御意見、討論をいただいた。これらの方々には厚く感謝の意を表します。

文 献

- 栗田泰夫(1984) 東北地方における後期中新世—鮮新世のカルデラ群(第165回研究発表会講演要旨)。地質調査所月報, vol. 35, no. 9, p. 439-440.
- 伊藤谷生・歌田 実(1986) 三途川カルデラの層序、構造と火山活動史。日本火山学会講演予稿集, 1986年度秋期大会, p. 66.
- 鎌田浩毅(1985) 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.
- 加藤磐雄(1951) 東北地方油田第三系下部層の堆積学的考察(第3報) 緑色凝灰岩層を特徴づける火山活動について(横手, 新庄両盆地周縁部地域)。岩鉱, 35, p. 151-174.
- ・島田豊郎(1953) 栗駒火山西麓緑色岩相地域の地質および特に三途川・鬼首盆地の湖成堆積層について。岩鉱, 37, p. 178-190.
- 木村勝弘(1984) 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究。石油開発技術センター年報(59

- 年度), p. 16-18.
- 北村 信(1959) 東北地方における新第三紀造山運動について(奥羽脊梁山脈を中心として)一東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告 49 p.
- (1963) グリーンタフ地域における第三紀造構運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 10万分の1 栗駒地熱地域地質図. 地質調査所.
- 栗山 隆(1985) 湯沢雄勝地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, 7, 3, p. 311-328.
- 武藤 章(1965) 秋田県東南部地域の第三系層序, 地質雑誌. 71, 839, p. 389-400.
- 生出慶司・大沼晃助(1960) 東北地方を中心とした“グリーンタフ”時代の火成活動. 地球科学, 50, 51, p. 36-55.
- 岡田 博(1976) 秋田県栗駒北部小安・泥湯地域の地熱微候と地質構造について(第2回地熱研究会要旨). 地熱, 13, 1, p. 47.
- 大口健志(1974) 秋田県南部, 雄勝町秋の宮の地質—*Amphistegina* 及び貝化石層準の発見—. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, 42, p. 1-11.
- 大森昌衛(1954) 東北日本の第三系の構造の特性—特に石巻—鳥海山構造帯について—. 地球科学, 18, p. 16-23.
- 大沢 穠・大口健志・高安泰助(1979) 湯沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 64 p., 地質調査所.
- 笹田政克(1984) 神室山—栗駒山地域の先新第三系基盤岩類—その1 鬼首—湯沢マイロナイト帯—. 地質雑誌, 90, 12, p. 865-874.
- 佐藤比呂志(1986) 東北地方中部地域(酒田—古川間)の新生代地質構造発達史(第1部), 東北大地質古生物研邦報, 88, p. 1-32.
- 須田芳朗・小川健三・馬場健三編(1981) 秋田県栗駒北部地域等重力線図, 地熱地域等重力線図(1:50,000) 2, 地質調査所.
- 竹野直人(1986) 小安周辺の三途川層と陥没構造(第174回研究発表会講演要旨). 地調月報, vol. 37, no. 7, p. 396-397.
- (1987) 栗駒北部地熱地帯の陥没構造. 日本地熱学会昭和62年度学術講演会講演要旨集, p. 17.
- 臼田雅郎・岡本金一(1986) 秋田県南部における新第三紀火山岩類のK-Ar年代と新第三系の対比. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 595-608.
- ・村山 進・岡本金一・白石建雄・高安泰助・乗富一雄・狐崎長琅・山脇康平(1981) 秋田県総合地質図「稲庭」及び説明書. 109 p., 秋田県.
- ・岡本金一・高安泰助・乗富一雄・狐崎長琅・山脇康平・白石建雄(1982) 秋田県総合地質図「秋ノ宮・栗駒山」及び説明書. 59 p., 秋田県.
- 歌田 実・伊藤谷生(1986) 三途川カルデラの構造の再検討. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 149.

付 録

年代測定に使用した岩石試料の記載を下に記す。地層名は本報で用いたもののほかに、既存の地質図幅（大沢ほか（1979）、臼田ほか（1981、1982））の対応するものを参考として示した。

(1)86103104

岩石名：黒雲母デイサイト凝灰岩

産地：秋田県湯沢市泥湯西方 1.8 km で、泥湯から秋の宮へ延びる建設中の道路沿い。海拔 860 m.

層序：皆瀬川凝灰岩部層。臼田ほか（1981）の葎長凝灰岩部層に相当。

岩石：結晶片として 2 mm 以下の石英、1.5 mm 以下の斜長石を含み、0.3 mm 以下の黒雲母及び 0.2 mm 以下の鉄鉱物を少量含む。ビトロラスチック組織でやや脱ハリ作用を受けている。岩片として 2-3 mm の泥岩を少量含む。やや変質を被っており、斜長石片にはアルバイト化や少量の炭酸塩鉱物の出現が認められる。

(2)86110101

岩石名：軽石凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡雄勝町秋の宮、中山北東方 0.6 km の小沢に沿った道路沿い。海拔 340 m.

層序：皆瀬川凝灰岩部層。臼田ほか（1982）の畑凝灰岩部層に相当。

岩石：4 mm 程度の軽石が主体となってやや成層構造が認められ、ほかに結晶片として 2 mm 以下の石英、1.2 mm 以下の斜長石を含み、0.6 mm 以下の黒雲母を少量含む。岩片として 3 mm 以下の泥岩片を含む。

(3)86090604

岩石名：デイサイト凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡雄勝町秋の宮湯の又温泉手前 0.1 km の道路沿いの崖。海拔 600 m.

層序：虎毛山凝灰岩部層。臼田ほか（1982）の仁勢沢凝灰岩部層に相当する。

岩石：2 mm 以下の融食した石英、2 mm 以下の斜長石、1 mm 以下の鉄鉱物を含む。基質はやや脱ハリ作用を受けたビトロラスチック組織。全体にやや変質を被っている。

(4)86102501

岩石名：黒雲母デイサイト凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡皆瀬村、虎毛山西方 0.9 km の尾根の皆瀬村側斜面。海拔 1,210 m.

層序：虎毛山凝灰岩部層。臼田ほか（1982）の虎毛山溶結凝灰岩部層に相当する。

岩石：結晶片として 3 mm 以下の石英、斜長石を含み、0.5 mm 以下の黒雲母を少量含む。やや押しつぶれた 3 mm の軽石及び 5 mm 以下の灰色泥岩を少量含む。基質はビトロラスチック組織。

(5)86090402

岩石名：黒雲母デイサイト凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡皆瀬村宇留院内、葎長東南東 0.9 km の沢沿い。海拔 270 m.

層序：虎毛山凝灰岩部層。臼田ほか（1981）の葎長凝灰岩部層に相当する。

岩石：結晶片として 2.5 mm 以下の石英、2 mm 以下の累帯構造を示す斜長石及び 0.5 mm 以下の黒雲母を含む。押しつぶれた 6 mm 以下の軽石及び 8 mm 以下の灰色泥岩を含む。基質はビトロラスチック組織。

(6)86110201

岩石名：黒雲母デイサイト凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡雄勝町上院内、国道 108 号線が十分一沢をわたる地点の崖。海拔 185 m.

層序：院内凝灰岩部層（大沢ほか、1979）。

岩石：結晶片として 4 mm 以下の石英、1 mm 以下の斜長石を含み、0.5 mm 以下の黒雲母を少量含む。2 mm 以下の泥岩岩片を含み軽石は少ない。基質はビトロラスチック組織。

(7)86090502

岩石名：デイサイト

産地：秋田県湯沢市戸平，戸平対岸の採石所。海拔 190 m.

層序：虎毛山凝灰岩部層を貫く貫入岩。

岩石：斑晶として 1.2 mm 程度の斜長石をまれに含むほかは斑晶鉱物は認められない。石基には 0.1 mm 以下の斜長石及び 0.01 mm の鉄鉱物が含まれる。

(8)86090603

岩石名：黒雲母デイサイト凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡雄勝町秋の宮，仁勢沢，仁勢沢と茂内沢が合流する地点から 1.8 km 東北東の林道沿いの崖。海拔 480 m.

層序：虎毛山凝灰岩部層。臼田ほか（1982）の仁勢沢凝灰岩部層に相当する。

岩石：結晶片として 2 mm 以下の石英，累帯構造を示す 2 mm 以下の斜長石を含み，少量の 0.3 mm 以下の黒雲母，0.1 mm 以下の緑色の普通角閃石及び 0.8 mm 以下の単斜輝石を含む。岩片として 5 mm 以下の泥岩片及び 5 mm 以下の軽石を含む。基質はピトロクラスチック組織。

(9)86090203

岩石名：輝石デイサイト凝灰岩

産地：秋田県雄勝郡皆瀬村板沢，板沢と皆瀬川の合流点から 1.4 km 上流の林道沿いの崖。海拔 280 m.

層序：虎毛山凝灰岩部層。臼田ほか（1981）の葎長凝灰岩部層に相当する。

岩石：結晶片として 1 mm 以下の融食した石英，1 mm 以下のわずかに累帯構造を示す斜長石を含み，まれに斜方輝石を含む。岩片として 4 mm 以下の泥岩片を含み，基質はピトロクラスチック組織。

(10)86090204

岩石名：輝石安山岩

産地：秋田県雄勝郡皆瀬村板沢，皆瀬川と板沢の合流点から 1.3 km 上流の林道沿いの崖。海拔 270 m.

層序：(9)の試料を産した地層（虎毛山凝灰岩部層）を貫く岩脈。

岩石：岩脈は巾 3.5 m で北 20 度西ではほぼ垂直に虎毛山層に急冷周縁相をもって貫入する。斑晶として 1 mm 以下の斜長石，0.8 mm 以下の多色性を示す斜方輝石，0.8 mm 以下の単斜輝石を含み，石基はピロタキシチック組織。

(11)86090501

岩石名：輝石デイサイト

産地：秋田県湯沢市奥宮山南東の沢，高松川との合流点より 1.1 km 上流。海拔 480 m.

層序：三途川層に貫入する。

岩石：斑晶として 6 mm 以下の石英，2.6 mm 以下の多色性を示す斜方輝石，0.6 mm 以下の単斜輝石及び 0.2 mm 以下の粒状の鉄鉱物を含む。石基はやや脱ハリ作用を受けている。

鬼首地域の熱水中のトリチウム濃度及び KR-1 号井と KR-2 号井からの地熱流体の化学組成

比留川 貴*・阿部喜久男**

Tritium contents in thermal waters from the Onikobe area
and the chemical composition of thermal fluids
from the bore-holes KR-1 and KR-2

By

Takashi HIRUKAWA* and Kikuo ABE**

Abstract: The distribution and the chemistry of thermal springs and fumaroles in the Kurikoma area were overviewed on the basis of the available literatures. The tritium contents in thermal waters from the Onikobe area and the chemical composition of thermal fluids from the bore-holes KR-1 and KR-2 were measured.

The character of hot waters from thermal springs changes from high temperature and low pH to low temperature and high pH with distance from each Quaternary volcanic center. In the Onikobe caldera, the high-temperature and low-pH thermal fluids generally contain higher amounts of tritium than the high-pH fluids. This fact suggests that the low-pH thermal fluids stay underground shorter time than the high-pH thermal fluids.

The thermal fluid discharged from the bore-hole KR-1 is neutral and contains about 236-272 ppm of chloride ion but probably as the pressure of acidic gas increased so did the amount of sulfate ion in the fluid and the fluid became acidic. The thermal fluid from the bore-hole KR-2 has probably a similar character to that of KR-1.

1. ま え が き

昭和 55 年度から始められた地熱探査技術等検証調査（栗駒地域）（以下検証調査と呼ぶ）の一環として、岩手・宮城・秋田・山形の各県にまたがって位置する栗駒地熱地域^{*)}、特に鬼首カルデラ内の温泉及び坑井より得られる熱水とガスの化学的性質を研究した。

栗駒地熱地域において、地質調査所がこれまでに実施してきた主な化学的研究としては、1) 地熱地域の熱水系に関する研究（安藤 他, 1978; 茂野 他, 1979）、2) 全国地熱基礎調査の地化学調査栗駒北部地域（昭和 48 年度）及び栗駒南部地域（昭和 49 年度）、3) 地熱開発基礎調査赤倉地域の地化学調査（昭和 54 年度）などである。なお、以上の調査研究のうち 2) 及び 3) の成果については、比留川 他

* 元地殻熱部 ** 技術部

* Former member of Geothermal Research Department

** Geochemistry and Technical Services Department

^{*)} 栗駒地熱地域地質図編集グループ（1986）による地質図編集範囲と同じ地域

第1表 栗駒地熱地域に分布する温泉・

Table 1 Major chemical composition of hot spring waters

地域名	番号	名称	代表的 源泉名	湧出量 (l/min)	温度 (°C)	pH (RpH)	化学			
							Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃
その他	IS-1-2	石 渕 Ishibuchi	ダムの湯	180.0	44.0	7.80	2136.	11.7	109.1	—
	NR-1-1	鳴 沢 Narusawa	駒	150.0	26.5	8.50	11.	15.	54.	—
	SN-1-1	鹿の里 Shikanosato	鹿の湯	48.0	19.0	8.50	858.4	14.60	168.2	0.630
	SN-3-1	真 湯 Shinyu	露 天	300.0	45.0	(9.10)	10.99	43.73	10.67	0.48
	KR-1-2	須 川 Sukawa	滝の湯	>500.0	51.0	(1.78)	578.0	1657.	—	—
	KR-2-1	駒の湯 Komanoyu	駒の湯1号	410.4	42.0	5.20	12.40	952.0	412.2	—
	KR-3-1	新 湯 Shinyu	未利用源泉	—	38.6	6.00	8.87	1216.	30.51	—
	NM-1-1	文 字 Monji	善の湯	0.5	18.4	2.30	5.0	301.3	—	—
	KD-1-1	湯の倉 Yunokura	滝の湯	58.3	66.0	7.30	409.7	22.7	219.3	—
	KD-2-6	温 湯 Nuruyu	新 湯	38.7	69.3	7.40	556.0	171.0	168.9	—
	IK-1-2	湯 浜 Yubama	未利用源泉	—	94.4	8.50	237.6	22.63	82.38	12.00
	IK-2-1	寒 湯 Nuruyu	—	237.2	22.5	8.55	3.1	8.9	61.02	—
	ON-1-1	北 滝 Kitataki	ボーリング井	104.2	38.5	6.45	9.0	17.4	329.5	—
鬼首中央	ON-2-1	荒 湯 Arayu	—	—	91.0	2.54	285.	1290.	—	—
	ON-3-1	女釜男釜 Megama- ogama	女釜男釜温泉	12.4	98.8	2.25	679.	581.	—	—
	ON-4-5	片山地域 Katayama- chiiki	奥ノ院	—	98.0	2.16	1.6	1760.	—	—
	ON-4-18	—	蒸気井106号	—	98.9	2.90	6383.	11.93	—	—
鬼首南部	ON-5-2	宮 沢 Miyazawa	宮沢元湯旅館	—	99.5	8.30	432.	84.4	67.12	—
	ON-6-2	吹 上 Fukiage	吹上第2	—	97.7	8.82	466.1	61.87	64.37	2.376
	ON-6-4	—	吹上沢	—	98.0	8.80	266.	60.0	57.36	—
	ON-6-15	吹 上 Fukiage	白土採取跡	—	97.0	8.30	421.	54.0	45.76	—
	ON-7-6	轟 Todoroki	とどろき2号	14.1	78.6	7.80	315.5	69.97	43.29	0.162
	ON-7-10	—	柏木原Na5	65.9	40.8	6.50	225.7	16.99	59.14	0.090
	ON-8-4	神 滝 Mitaki	上 部	80.0	59.1	6.43	486.	55.7	67.12	—
	ON-8-7	—	荒雄湖岸	6.9	28.5	6.75	123.	17.3	54.92	—
	ON-9-2	蟹 沢 Kanisawa	片山道路口	72.0	37.7	6.80	375.	10.7	189.2	—
鳴子	KW-1-6	川 渡 Kawatabi	東五郎の湯	38.0	56.7	7.73	35.5	193.4	490.0	—
	KW-1-16	—	石割の梅	140.0	58.0	8.01	18.6	86.00	501.2	—
	NG-1-18	東鳴子 Higashi- narugo	土蔵わき	—	83.5	6.90	50.0	49.8	922.6	—
	NG-1-33	—	久田2号	80.0	53.2	7.12	173.8	30.98	721.8	0.534
	NG-2-3	鳴 子 Narugo	七十七銀行	—	98.6	8.61	336.7	681.8	135.9	3.207
	NG-2-13	—	ゆさや新鯉湯	54.0	99.2	9.10	448.6	999.0	271.8	20.04
	NG-2-43	—	鳴子分院1号	—	98.5	8.18	406.8	641.9	182.5	—
	NG-2-49	—	徳陽相互銀行	—	65.6	7.30	96.98	152.3	956.1	1.128
	NG-2-97	—	奥鳴子興産1号	72.0	58.0	8.20	58.41	143.2	88.78	0.834
	NG-3-17	中山平 Nakayama- daira	星の湯	—	98.0	8.89	71.0	61.7	379.8	—
NG-3-23	—	(松本円治)	—	98.0	9.31	73.2	100.0	333.8	—	
その他	NS-1-1	栗 莢 Yakurai	長寿の湯	52.8	37.1	8.13	2924.	396.7	141.6	1.044
	NS-2-1	鳴瀬川 Narusegawa	姫肌の湯	20.4	36.6	9.58	65.95	72.00	29.50	6.697
	IN-1-1	湯の原 Yunohara	湯の原A	—	28.0	8.60	162.8	219.5	82.55	1.938
	IN-2-1	清水小屋 川原 Shimizu- goya	母乃湯	70.0	21.0	5.70	12.77	13.33	15.16	—

坑井熱水の主要化学組成一覽表.

and thermal waters from boreholes in the Kurikoma area.

組 成 (mg/kg)						地化学推定温度 (°C)			A. I.	泉 質	文 献
K	Na	Ca	Mg	SiO ₂	TSM	TSiO ₂	TNa-k	TNa-k-Ca			
7.4	1200.	141.0	21.0	94.01	3754.	131.	5.8	73.3	0.488	Na-Cl	2
0.23	27.8	7.40	0.00	17.16	135.	65.1	17.9	3.5	0.457	Na-HCO ₃	1
1.060	620.0	13.20	1.560	22.98	1672.	74.8	-37.1	44.8	0.455	Na-Cl	2
1.96	24.14	6.49	0.26	34.42	135.2	89.3	166.	55.9	0.805	Na-SO ₄	3
18.44	89.59	225.6	62.70	223.0	2649.9	175.	281.	65.1	0.840	Al-SO ₄ -Cl	3
12.0	28.0	448.0	37.6	7.001	1952.0	38.4	425.	30.5	0.866	Ca-SO ₄	4
5.65	25.00	380.0	24.50	35.00	1780.0	89.9	296.	14.8	0.986	Ca-SO ₄	5
5.0	20.0	1.6	1.0	36.00	—	91.0	313.	217.0	0.989	H-SO ₄	4
16.0	297.0	42.4	1.9	50.01	1020.	104.	129.	152.	0.405	Na-Cl	4
14.0	440.0	45.6	2.0	58.08	1360.0	110.	90.2	134.	0.530	Na-Cl	4
15.75	180.0	8.75	0.13	163.4	755.0	158.	174.	182.	0.435	Na-Cl	5
0.3	21.5	61.5	1.4	97.0	240.	132.	42.3	-19.3	0.447	Ca-HCO ₃	6
6.2	61.0	43.3	12.9	131.	470.	147.	189.	61.5	0.345	Na-Ca-HCO ₃	6
23.2	144.	43.8	3.4	268.	1960.	186.	245.	197.	0.885	Na-SO ₄	6
140.	503.	57.1	16.5	307.	2590.	194.	332.	257.	0.694	Na-Cl-SO ₄	6
8.1	16.3	36.6	4.1	384.	3150.	209.	464.	59.8	0.999	Al-SO ₄	6
527.5	2275.	950.8	82.27	543.7	11357.	233.	300.	247.	0.501	Na-Cl [†]	5
21.3	290.	17.1	—	206.	1160.	171.	157.	175.	0.526	Na-Cl	6
23.57	329.6	15.44	0.24	193.3	1234.	167.	154.	177.	0.508	Na-Cl	4
16.6	183.0	9.1	—	105.	783.	136.	177.	184.	0.523	Na-Cl	7
23.3	256.5	7.8	—	47.	1190.	101.	177.	191.	0.516	Na-Cl [†]	7
27.79	219.9	10.73	1.939	265.5	1020.	185.	214.	205.	0.538	Na-Cl	4
15.79	144.9	14.60	4.856	128.2	629.	146.	197.	185.	0.463	Na-Cl	4
58.3	360.	109.	8.8	198.	1840.	169.	246.	206.	0.505	Na-Cl	6
12.2	70.5	16.7	2.0	103.	390.	135.	255.	197.	0.452	Na-Cl	6
29.3	242.	52.8	13.6	131.	1060.	147.	209.	189.	0.399	Na-Cl	6
8.00	183.5	31.66	7.05	127.9	887.	146.	113.	88.0	0.593	Na-HCO ₃ -SO ₄	9
8.40	175.0	8.82	1.95	169.6	792.	160.	120.	151.	0.497	Na-HCO ₃	9
21.50	232.5	59.15	19.44	201.5	1088.	170.	179.	172.	0.282	Na-HCO ₃	10
19.39	389.8	0.56	5.537	174.9	1265	162.	123.	190.	0.218	Na-HCO ₃	4
18.97	580.5	9.426	2.233	109.1	1968.	138.	92.0	151.	0.755	Na-SO ₄ -Cl	4
88.79	850.0	22.21	7.422	165.2	3034.	159.	192.	213.	0.744	Na-SO ₄ -Cl	4
26.5	800.0	7.40	0.79	190.3	2912.	166.	92.9	159.	0.715	Na-SO ₄ -Cl	8
31.95	349.5	43.97	41.43	169.7	1563.	160.	178.	182.	0.405	Na-HCO ₃	4
7.998	82.48	30.82	6.800	210.5	661.	172.	184.	79.7	0.701	Na-SO ₄	4
9.2	200.	0.44	0.07	161.6	985.	158.	117.	176.	0.368	Na-HCO ₃	11
11.5	222.	0.37	0.01	136.9	1022.	154.	126.	186.	0.467	Na HCO ₃	11
57.32	1739.	331.8	2.414	82.01	5858.	125.	92.6	141.	0.533	Na Cl	4
3.000	94.60	0.320	0.188	84.03	335.	126.	90.1	148.	0.636	Na-Cl-SO ₄	4
2.486	160.8	31.30	2.310	18.89	672.0	68.3	47.5	50.8	0.682	Na Cl-SO ₄	12
1.559	8.12	3.431	1.578	19.60	66.5	69.5	270.	51.2	0.578	Na-Cl-SO ₄	12

第1表

Table 1

地域名	番 号	名 称	代 表 的 源 泉 的 名	湧 出 量 (l/min)	温 度 (°C)	pH (RpH)	化 学			
							Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃
栗 駒 北 部	OY-1-3	小 安 Oyasu	皆瀬村長	—	98.5	9.1	259.6	159.4	12.18	0.897
	OY-2-2	栗 駒 Kurikoma	割 湯	—	98.	8.8	246.9	159.1	99.44	3.703
	SG-1-4	(上ノ岱 Kaminotai)	T-34号井	—	*106.4	9.8	163.	34.6	113.5	—
	KT-1-4	大 湯 Ōyu	T 2号井	—	98.6	8.50	414.9	148.6	6.10	39.00
	KT-1-25		T-7号井	—	*99.8	9.7	277.	171.	105.0	—
	KT-2-1	栩の湯 Tochinoyu	栩の湯	—	93.	5.8	10.81	26.75	35.82	—
	KT 3 2	(赤湯又沢 Akayuma-tazawa)	赤湯又沢	—	90.4	2.73	12.06	221.8	—	—
	AK-1-2	(上ノ岱 Kaminotai)	T-16号井	—	70.9	9.20	4.96	8.64	32.04	21.00
	AK-3-1	川原毛 Kawarage	源泉1	216.	99.2	1.4	2190.	1240.	—	—
	AK-4-1	泥 湯 Doroyu	川の湯	—	80.5	6.2	273.4	141.9	59.49	—
	AK-4-4		中の湯	—	79.	2.3	17.73	593.2	—	—
	AK 5-1	新 湯 Shinyu	新 湯	—	**94.	5.85	4.06	52.7	—	—
	AK-6-3	荒 湯 Arayu	荒 湯	—	97.0	2.3	51.5	821.	—	—
	AK 6-45	矢地の沢	矢地の沢 ボーリング井	—	82.0	8.76	1062.	18.31	50.34	19.00
	AK-7-1	稲 住 Inazumi	源泉2	—	75.0	3.30	3.77	35.0	—	—
	AK-7-3		湯ノ岱小学校	—	60.0	8.4	886.	44.4	78.	—
AK-8-6	湯の岱 Yunotai	(管博)	—	71.5	7.8	668.0	41.42	54.69	0.198	
AK-8-9		衆楽荘	—	67.5	8.4	632.	46.5	62.	—	
AK 9-2	鷹の湯 Takanoyu	(管喜久男)	—	82.0	7.9	783.6	80.29	58.22	0.264	
AK 10-1	湯の又 Yunomata	(今重男)	30.0	54.5	6.6	8.07	1.316	438.0	0.104	
瀬 見 ・ 赤 倉	SM-1-6	瀬 見 Semi	観松館3号	27.	69.	7.8	594.4	636.8	71.92	—
	SM-1-12		橋元湯	52.5	68.1	7.6	588.5	632.9	71.61	—
	SM 2 1	大 堀 Ōhori	1号	250.	32.2	8.7	10.64	27.82	70.64	2.082
	UZ-1-6	赤 倉 Akakura	湯沢屋1号	—	68.5	8.1	52.23	651.2	26.55	0.198
	UZ-1-15		村 川	40.0	68.7	8.2	51.77	735.0	32.57	0.306
	UZ-2-1	日 山 Hiyama	ひやま山荘2号	120.	69.2	8.1	44.88	712.8	26.55	0.198
UZ-3-1	満 沢 Mitsusawa		—	31.4	7.7	13.20	87.30	62.07	—	
そ の 他	OB-1-2	尾花沢 Obanazawa	井 刈	—	15.5	8.6	23.40	22.71	82.72	1.950
	GN 1-9	銀 山 Ginzan	能登屋	10.0	64.6	6.7	957.1	339.2	162.6	0.048

*印は坑口温度を示す。 **印は平均温度を示す。 †印は噴気ガス測定・分析データを含む。

文 献 一 覧

1. 岩手県衛生研究所 (1978)
2. 岩手県衛生研究所 (1979)
3. 岩手県衛生研究所 (未公表資料)
4. 宮城県衛生研究所 (未公表資料)
5. 茂野 他 (1979)
6. 比留川・尾崎 (1981)
7. 比留川・山田 (1982)
8. 宮城県衛生部 (1972)
9. 宮城県衛生部 (1973)
10. 宮城県衛生部 (1975)

(つづき)

(continued)

組 成 (mg/kg)						地化学推定温度 (°C)			A. I.	泉 質	文 献
K	Na	Ca	Mg	SiO ₂	TSM	TSiO ₂	TNa-k	TNa-k-Ca			
22.5	230.	29.73	0.05	222.8	1026.	175.	185.	181.	0.645	Na-Cl	12
19.20	225.8	26.09	11.03	203.4	949.5	170.	171.	174.	0.588	Na-Cl	12
40.1	162.	0.349	0.02	731.	—	255.	311.	285.	0.438	Na-Cl†	13
40.00	335.0	12.94	0.0	344.4	1409.4	201.	207.	208.	0.561	Na-Cl	14
26.9	267.	11.8	0.02	292.	—	191.	188.	194.	0.591	Na-Cl†	13
0.287	9.360	5.714	3.932	81.21	218.0	124.	87.8	4.1	0.620	{Na-Al -HCO ₃ -SO ₄ }	12
3.16	10.50	25.00	18.50	229.9	628.0	177.	347.	37.1	0.966	Mg-Ca-SO ₄	5
0.75	30.75	1.19	0.03	33.50	143.0	88.3	73.2	63.2	0.385	Na-HCO ₃	5
43.1	41.3	10.5	98.2	263.	2690.	185.	747.	321.	0.647	H-Cl	16
35.0	92.	75.47	38.1	166.0	945.3	159.	397.	236.	0.597	Na-Ca-Cl	12
5.202	23.28	7.429	1.529	138.7	964.4	150.	294.	82.9	0.981	H-SO ₄	12
0.904	4.94	9.72	1.77	56.0	—	108.	263.	16.4	0.953	Ca-SO ₄	13
10.3	23.9	0.3	4.	189.	1630.	166.	427.	280.	0.961	H-SO ₄	17
61.00	625.0	28.50	0.40	151.3	2100.0	154.	185.	200.	0.483	Na-Cl	5
1.87	7.02	5.13	1.61	41.0	—	95.9	324.	47.5	0.936	Na-Ca-SO ₄	15
41.3	317.	21.3	0.4	103.	1310.	135.	218.	207.	0.494	Na-Cl	17
42.5	405.	38.02	0.457	103.5	1400.5	135.	193.	193.	0.500	Na-Cl	12
41.3	304.	16.5	0.6	102.	1230.	135.	223.	211.	0.500	Na-Cl	17
79.5	475.	37.67	2.286	105.7	1680.3	136.	251.	225.	0.516	Na-Cl	12
5.3	130.	34.59	0.96	127.6	504.7	146.	108.	68.9	0.071	Na-HCO ₃	12
24.51	510.4	159.9	3.514	60.18	2075.	111.	120.	145.	0.702	Na-Cl-SO ₄	18
23.69	508.7	157.7	2.844	60.92	2034.	112.	118.	143.	0.702	Na-Cl-SO ₄	18
0.375	42.55	1.201	0.243	32.02	158.8	86.6	20.7	46.4	0.538	Na-HCO ₃	19
8.993	182.9	142.0	1.264	46.00	1122.	100.	122.	60.0	0.937	Na-Ca-SO ₄	18
7.038	187.7	169.9	2.016	37.01	1228.	92.0	102.	49.9	0.941	Ca-Na-SO ₄	18
6.872	181.1	163.6	1.315	39.00	1170.	94.0	102.	49.6	0.947	Ca-Na-SO ₄	18
1.900	41.00	22.00	3.260	14.00	294.0	58.6	117.	37.8	0.756	{Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃ }	20
0.821	52.44	0.601	0.858	37.21	203.6	92.2	48.2	86.3	0.431	Na-HCO ₃	19
66.08	701.5	74.23	6.075	79.99	2447.	124.	181.	191.	0.567	Na-Cl	19

- | | |
|------------------------|-----------------------------|
| 11. 宮城県衛生部 (1976) | 16. 日本地熱資源開発促進センター (1979 a) |
| 12. 秋田県衛生科学研究所 (未公表資料) | 17. 日本地熱資源開発促進センター (1979 b) |
| 13. 新エネルギー財団 (1985) | 18. 山形県衛生研究所 (未公表資料) |
| 14. 安藤 他 (1978) | 19. 山形県温泉協会 (1973) |
| 15. 日本重化学工業㈱ (未公表資料) | 20. 比留川 他 (1981) |

(1977, 1981) に編集されている。

また、国（通商産業省）による調査研究としてはそのほかに、1) 日本地熱資源開発促進センター（1979 a）、新エネルギー財団（1985）などがある。

本報告は検証調査で行われた、1) 鬼首カルデラ内における放熱量調査の一環としての温泉・噴気等の分析・測定、2) 新エネルギー総合開発機構（以下 NEDO と記す）により掘削された KR-1 号井及び KR-2 号井の噴出流体の化学的研究、3) 栗駒地域の熱水及びガスの化学分析資料の編集などの研究成果をとりまとめたものである。

本調査研究の実施に当っては、新エネルギー総合開発機構、電源開発、(株)、開発工事 (株) 及び鳴子町等の担当者などから貴重な資・試料の提供、便宜の供与などを受けた。また秋田県、岩手県、宮城県、山形県及び日本重化学工業 (株) の未公表化学分析データを使用させていただいた。記して深甚の謝意を表します。

2. 栗駒地域の温泉及び噴気の分布と化学組成の概要

地方自治体や国（通商産業省）による調査研究及び検証調査等により得られた温泉及び坑井熱水の主要化学成分を温度、湧出量、pH、地化学推定温度（TRUESDELL, 1975）、A. I. 値（野田, 1987）、環境庁による泉質分類（環境庁自然保護局, 1978）及び文献と共に第 1 表に示した（なお、泉質、泉温はシンボル化して分布と共に第 1 図にも示した）。なお 1 温泉地に多数の湧出口を持つ場合の資料は、温泉地を代表する泉質を有し、比較的高温・高溶存物質質量で、かつ温泉地の中心付近に位置するものを選定した。泉質分類は、溶存物質質量が 1000 mg/kg 以下の単純泉についても塩類泉と同一の基準で行った。

2.1 温泉・坑井熱水

地域内に分布する主な温泉地を、地質環境、温泉水の産状及び化学的性質の相違などにより北から、1) 栗駒北部（湯の岱—川原毛—小安）、2) 鬼首カルデラ中央部（女釜男釜—片山—荒湯）、3) 鬼首カルデラ南部（宮沢—吹上—轟—神滝）、4) 鳴子（中山平—鳴子—川渡）及び 5) その他（瀬見—赤倉）等に分けた（第 1 図参照）。

以下各地域ごとの特徴を、主に第 1 表に基づいて簡単に説明する。

1) 栗駒北部（湯の岱—川原毛—小安）

本地域については阿部 他（1979）の研究成果があり、それによれば「この地域の温泉は、地形的高所に位置する Cl 酸性高塩濃度の泥湯、川原毛温泉を中心に、SO₄ 酸性低塩濃度噴気型の羽の湯、荒湯温泉、さらに外側の地形的低所に Na・Cl 中性高塩濃度熱水型の小安・大湯、鷹の湯・湯の岱温泉が配列しており、溶存化学組成による温泉の分帯が可能である。」と述べられている。また、Cl 型（陰イオンのみによる泉質分類、以下、SO₄ 型及び HCO₃ 型についても同様）温泉水の地化学推定温度は SiO₂ 法（Adiabatic、以下同様）で 135-255°C、Na-K-Ca 法で 174-285°C である。

2) 鬼首カルデラ中央部（女釜男釜—片山—荒湯）

この地域の温泉の TSM（総溶存物質質量）は 1960-3150 mg/kg（片山 106 号では 11360 mg/kg）、泉温は 91-99°C、pH 値は 2.2-2.9 の酸性の SO₄ 型及び Cl 型の泉質であり、地化学推定温度は SiO₂ 法で 186-233°C、Na-K-Ca 法で 197-257°C である。

3) 鬼首カルデラ南部（宮沢—吹上—轟—神滝）

この地域の温泉の TSM は 390-1840 mg/kg、泉温は宮沢・吹上で高く轟—神滝では低くなる傾向にある。pH 値は 6.4-8.8 の中—アルカリ性であるが、泉温が低いほど中性になる傾向を示し、泉質は Na-Cl 型である。地化学推定温度は SiO₂ 法で 101-185°C、Na-K-Ca 法で 175-206°C である。なお、吹上地区の温泉水は、間歇的に CO₂ ガスと共に地上に吹き上げることで知られている（宮城県保健環境部, 1981）。

4) 鳴子（中山平—鳴子—川渡）

第2表 栗駒地熱地域に分布する噴気及び地熱井ガスの化学組成一覽表。

Table 2 Chemical composition of fumaroles and gases from geothermal wells in the Kurikoma area.

地域名	番号	温度 ℃	水蒸気 %	ガス %	ガス組成 (vol.%)					R ガス (vol.%)					名称	源泉名	文献	
					H ₂ S	CO ₂	SO ₂	Rガス	O ₂	N ₂	H ₂	Ar	He	CH ₄				C ₂ ~C ₅
栗駒	ON-2-5	95.6	99.3	0.7	10.7	66.2	2.3	20.8	0.700	95.520	0.063	0.000	0.087	3.680	—	荒湯	自然噴気	6
	ON-3-7	98.5	99.9	0.1	11.0	65.0	—	24.0	7.781	64.532	27.628	0.000	0.059	—	—	女釜男釜	自然噴気	6
	ON-4-18	—	99.66	0.34	21.12	70.30	—	8.58	—	—	—	—	—	—	—	片山地域	地熱蒸気井	5
	ON-4-28	98.3	99.7	0.3	40.0	56.1	1.7	2.2	0.864	47.983	46.170	0.661	0.009	4.313	—	吹ノ院	自然噴気	6
	ON-6-5	91.	99.79	0.21	—	78.0	—	22.0	11.991	85.157	0.233	2.386	—	0.233	—	吹上	自然噴気	7
	ON-6-15	97.	99.92	0.08	—	90.2	—	9.8	11.581	83.631	2.895	1.225	—	0.668	—	白土採取跡	自然噴気	7
北	OY-1-12	98.0	99.94	0.06	12.12	65.77	tr	22.11	—	96.0	1.5	—	—	2.5	—	小安	地熱試錐	15
	SG-1-4	*106.4	99.88	0.12	10.0	77.2	—	12.8	—	—	—	—	—	—	—	(上ノ岱) T-34号井	地熱蒸気井	13
	KT-1-16	98.0	99.97	0.03	12.40	74.68	tr	12.92	—	96.6	2.8	—	—	0.6	—	大湯	自然噴気	15
駒	KT-1-25	*99.8	99.93	0.07	6.8	53.3	—	39.9	—	—	—	—	—	—	—	”	地熱蒸気井	13
	KT-2-2	98.0	99.81	0.19	2.15	74.69	tr	23.16	—	95.2	2.1	—	—	2.7	—	”	自然噴気	15
北	AK-1-3	158.8	99.90	0.10	15.0	67.3	—	17.7	—	—	—	—	—	—	—	(上ノ岱) T-42号井	地熱蒸気井	13
	AK-3-9	101.0	99.76	0.24	15.39	82.59	—	2.02	—	100.0	tr	—	—	tr	—	川原毛	自然噴気	15
部	AK-4-14	97.0	98.65	1.35	5.42	89.05	tr	5.53	—	83.1	13.6	—	—	3.3	—	泥湯	自然噴気	15
	AK-5-4	98.0	99.74	0.26	4.98	85.61	”	9.41	—	74.7	21.6	—	—	3.7	—	新湯	自然噴気	15
	AK-6-14	99.0	99.20	0.80	1.95	91.26	”	6.79	—	82.9	14.7	—	—	2.4	—	荒湯	自然噴気	15
	AK-6-26	98.0	99.900	0.100	7.37	86.08	”	6.55	—	87.6	8.7	—	—	3.7	—	”	噴湯	自然噴気

*印は坑口温度を示す。鬼首カルデラ内の噴気ガスに含まれるRガスの分析は、ガスクロマトグラフによる検量線法によった。ただし、ON-4-18 (鬼首カルデラ内) 及び栗駒北部の全資料 (OY-1-12~AK-1-26) のRガスの分析法は、原著に記載なし。

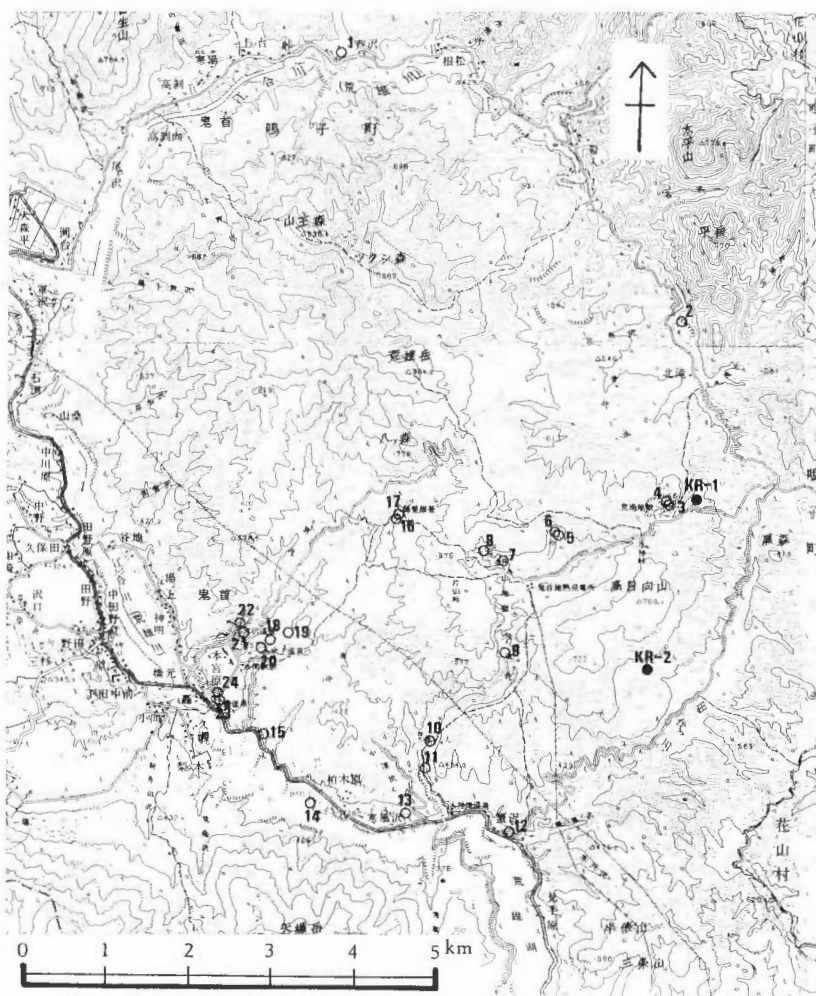
文献一覽

- 5. 茂野 他 (1979)
- 6. 比留川・尾崎 (1981)
- 7. 比留川・山田 (1982)
- 13. 新エネルギー財団 (1985)
- 15. 日本重化学工業 (株) (未公表資料)

この地域の温泉の TSM は 660-3040 mg/kg, 泉温は 53-99°C を示す。鳴子—中山平地域に高温の温泉が分布し、このうち鳴子は特に塩分濃度が高い。pH 値は 6.9-9.3 の中—アルカリ性を示すが、宮城県衛生研究所の未公表資料によれば、鳴子地区の潟沼西北には pH 値 1.2-3.5 を示す温泉水が知られている。泉質は鳴子地区では SO_4 型、中山平及び川渡地区では HCO_3 型である。地化学推定温度は SiO_2 法で 138-172°C を示すが、Na-K-Ca 法では鳴子地区で 213°C の高温を示すものもある。

5) その他（瀬見—赤倉）

この地域の温泉の TSM は 1120-2080 mg/kg, 泉温は 68-70°C, pH 値は 7.6-8.2 の弱アルカリ性を示す。泉質は瀬見で Cl 型、赤倉地区で SO_4 型である。地化学推定温度は SiO_2 法で 92-112°C, Na-K-Ca 法で 50-145°C である。また、瀬見と赤倉地区の間には西から大堀及び満沢の温泉が分布し、それらの温泉は TSM が 160-294 mg/kg, 泉温は 31-33°C, pH 値は 7.7-8.7 である。また大堀は HCO_3 型、満沢は SO_4 型の泉質を有する。

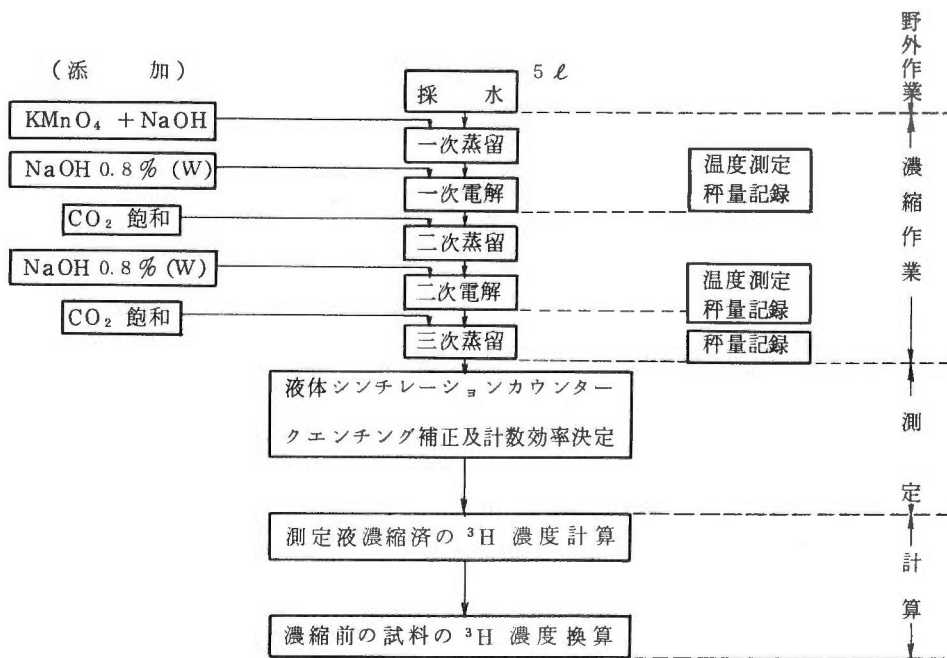


第2図 鬼首地域におけるトリチウム濃度測定地点、KR-1号井及びKR-2号井の位置図。
Fig. 2 Location of measurement sites on Tritium concentration and boreholes KR-1 and KR-2 in the Onikobe area.

2.2 噴気ガス

鬼首カルデラ及び栗駒北部地域より得られた噴気ガス（蒸気井を含む）の測定・分析値は、一括して第2表に示す（分布については第1図参照）。

地熱蒸気井から噴出するガスは100℃以上の高温を示すが、自然噴気ではおよそ90-100℃である。噴出物中に占めるガスの割合は地熱蒸気井が0.07-0.34%、自然噴気が0.03-1.35%である（単位はvol.%）。ガスの組成はT-7号蒸気井の値を除けば75%以上が酸性ガス（ $H_2S + CO_2 + SO_2$ ）であり、Rガスの主成分は N_2 ガスである。また、自然噴気微候の多い女釜男釜、片山、泥湯、新湯及び荒湯（秋ノ宮）のガスには8%以上の H_2 が検出されている。さらに、Rガス中に相当量の O_2 が含まれる試料については、表層水に溶存した大気ガスの溶脱が考えられる。



第3図 トリチウム濃度の測定法。

Fig. 3 A flowchart showing the method applied for the measurement of Tritium concentration.

3. 鬼首地域熱水中のトリチウム濃度

1952年の水爆実験以前の雨水に含まれるトリチウムの平均濃度は約6 TUであり、水爆実験開始後その値は10-1000倍に増加したと言われており（地団研地学事典編集委員会, 1970）、その半減期は12.1年である。このことから水のトリチウム濃度は、地下水の履歴を調べるトレーサーとして利用されている。

そこで鬼首地域の温泉水23試料及び飲料用地下水1試料（採取地点は第2図参照）のトリチウム濃度の測定を行った。なお、トリチウムの濃度測定は、中央科学精機（株）により第3図に示す方法で行われた。

測定されたトリチウム濃度（第3表）は2.1-26.0 TUであるが、大深沢（上）の値（26.0 TU）を除いた高い値（12.4及び16.0 TU）は、本地域の地表水のトリチウム濃度に近い値と推定される（茂野 他（1978）によれば荒雄湖湖水では 46.9 ± 0.7 TU）。

上記の大深沢（上）及び地表水に近い値と推定される2試料を除いた21試料のトリチウム濃度は2.1-10.9 TU、その単純平均値は4.68 TUである。この平均値より高いトリチウム濃度の値を示す熱水は、地獄地域（荒湯・片山）の酸性熱水の大部分及び中温かつ低塩分濃度の熱水（大深沢、吹上及び

第3表 鬼首地域熱水中のトリチウム濃度測定結果。
Table 3 Results of the measurements of Tritium concentration of thermal waters from the Onikobe area.

地域名	番号	試料名	³ H濃度(TU)	温度(°C)	pH	TSM(mg/l)	泉質
北部	1	芦沢(B)	12.4	12.	8.2	112	Ca-Cl
	2	北滝(B)	4.4	38.5	6.45	470	Na-HCO ₃
荒湯	3	荒湯 1	8.2	91.0	2.54	1960	H-SO ₄
	4	" 2	10.0	60.0	2.35	2680	H-SO ₄
片山	5	奥の院 1	3.0	96.0	2.14	4580	H-SO ₄
	6	" 2	7.4	98.0	2.16	3150	H-SO ₄
	7	血の池 1	16.0	94.5	2.50	630	H-SO ₄
	8	" 2	4.8	94.0	2.45	6670	H-SO ₄
	9	大深沢(上)	26.0	97.6	4.50	330	Ca-SO ₄
	10	神滝(B)	3.2	53.	6.7	1120	Na-Cl
	11	大深沢(下)	5.6	53.8	6.46	1380	Na-Cl
荒雄湖	12	蟹沢(B)	2.5	37.7	6.80	1060	Na-Cl
	13	小深沢(B)	2.1	40.3	7.30	640	Na-Cl
	14	荒尾湖岸	2.3	28.5	6.75	390	Na-Cl
	15	赤沢橋(B)	2.9	25.5	7.78	230	Na-HCO ₃
女男	16	女釜男釜	3.3	99.	2.6	2150	Na-Cl
	17	"	5.9	91.	2.8	1500	Na-SO ₄
吹上	18	吹上沢	3.1	97.	8.5	1180	Na-Cl
	19	白土(B)	2.6	97.	8.3	1190	Na-Cl
	20	吹上	7.8	74.5	7.93	1040	Na-Cl
宮沢	21	宮沢 1	3.5	94.	8.2	1190	Na-Cl
	22	" 2	10.9	93.	8.2	873	Na-Cl
轟	23	轟 1(B)	2.1	75.3	7.71	860	Na-Cl
	24	" 2(B)	2.7	70.	8.0	773	Na-Cl

試料名の(B)はボーリング井を示す。

宮沢 2) である。また、片山及び女釜男釜の地獄においても低塩分濃度の熱水ほどトリチウム濃度が高い値になっている。

以上の事実は、荒湯・片山の地獄地域の酸性熱水が地下に滞留する時間が短いことを示している。

4. 鬼首地域の KR-1 号井及び KR-2 号井の流体の化学組成

KR-1 号及び KR-2 号井は、NEDO により昭和 56 年度及び昭和 58 年度に掘削されたもので、その位置（第 2 図参照）及び深度等は次の通りである。

坑 井 名	位 置	掘削深度
KR-1	鳴子町鬼首（高日向山の北約 900 m）	1,360.3m
KR-2	鳴子町鬼首（高日向山の南約 900 m）	1,222.8m

1) 流体試料採取の経緯と分析試料及び分析法

KR-1 号井は昭和 57 年 10 月 30 日午後の揚管作業中に坑内のガス圧が上昇し、同日夜半には蒸気と共にガスを噴出した。次いで多量の熱水（最大約 137 kl/日）と共に黒色の浮遊物（約 2 ヶ月間にわたり続いた第 1 回目の噴出での総量 約 80 m³）が噴出した。熱水の噴出は間欠的に繰り返されたが、順次衰退して昭和 58 年 10 月に停止した。分析に供した熱水試料は、NEDO の指示により掘削業者の担当者が空気中の H₂S 濃度測定（連日定点、定時、定方向からの注射器に吸入）と共に採取・測定した試料のうち各噴出継続期間ごとに前・中・後期に分けて選別し、分析・測定試料とした。

KR-2 号井の熱水及びガス試料は、坑口から自然に湧出しているものを掘削業者の担当者が採取し、地質調査所に送付された。試料採取時の坑井は、熱水等の噴出防止のため掘削泥水により満たされ、少量の遊離ガスを伴っていた。なお、本坑井の坑内温度は 190℃（送水停止 30 分後の深度 1200 m の温度）である（新エネルギー総合開発機構、1985）。

熱水及びガスの分析法は次の通りであり、分析は同和工営（株）によってなされた。

熱水：pH；電極法、TSM、SO₄ 及び SiO₂；重量法、Cl、Alkalinity 及び Acidity；滴定法、K、Na、Ca、Mg、T-Fe 及び Mn；原子吸光法

ガス：全成分ともガスクロマトグラフによる検量線法

2) 測定・分析結果

KR-1 号井熱水の測定・分析結果は第 4 表に示す。また KR-1 号井のガス試料は、昭和 58 年 6 月 17 日（6 月 14 日噴出停止し、同月 20 日再噴出）に坑口付近の栗石（表面に硫黄華析出）中にガラス管をそう入して吸引採取したものであり、現場での検知管による測定値は CO₂=1.0%、H₂S=0.0% であった。また、ガスクロマトグラフによるガスの組成（vol.%）は次の通りである。

CO₂=0.421、O₂=20.47、N₂=77.60、H₂=0.0817、Ar=1.42、CH₄=0.0004

KR-2 号井の熱水及びガスの測定・分析結果は第 5 表に示す。

3) 測定・分析結果の考察

KR-1 号井から噴出し採取した熱水のうち測定・分析された試料は、第 2 回—第 4 回目の噴出時（第 4 図参照）のものである。本坑井の噴出・停止等に関する詳細な記録は、未公表であるので明らかでない。

第 4 図は、熱水の測定・分析値が集中している第 2 回—第 4 回目の噴出時の熱水量、現場と実験室での pH 値及び Cl、SO₄ 含量の推移を示したものである。

pH 値は、第 2 回目の噴出時の前期（昭和 58 年 2 月 9 日—2 月 18 日）の熱水がより酸性であるのに対して中・後期（2 月 19 日—4 月 7 日）は、中性に近づく傾向にある。また、第 4 回目の噴出時（昭和 58 年 4 月 28 日—5 月 22 日）では、噴出の初期及び末期の別なく中性に近い値となっている。

熱水の pH 値及び大気中の H₂S 濃度の変動は、酸性ガス（H₂S、CO₂ 及び SO₂）噴出量の変動と

第4表 KR-1号井から湧出した熱水の分析・測定結果。

Table 4 Results of analyses and measurements of thermal waters from the borehole KR-1.

No.	Sampling Date	温度 (°C)	pH	TSM	Acidity (CaCO ₃)	Alkalinity (CaCO ₃)	Cl	F	SO ₄	K	Na	Ca	Mg	T-Fe	Mn	Al	T-As	HBO ₂	SiO ₂
1	58-1-18	95	2.58	836	188	—	61.2	ND	384	5.00	32.5	44.0	9.96	7.84	16.9	2.25	ND	ND	41.4
2	58-2-25	94	2.61	1220	147	—	236	0.53	445	27.2	118	45.5	35.4	6.07	45.2	0.973	ND	0.61	166
3	58-3-10	95	2.61	1310	157	—	246	0.35	404	28.5	122	49.4	32.6	5.23	40.1	0.639	0.008	0.82	162
4	58-3-15	94	3.88	1280	10.3	—	247	0.76	304	29.7	127	48.6	35.0	0.47	50.8	0.675	0.014	1.04	165
5	58-3-22	93	2.63	(1000)	136	—	256	0.50	421	30.4	139	47.8	34.6	4.48	52.8	1.86	ND	0.91	168
6	58-3-28	94	3.76	1300	0.93	—	258	0.64	288	30.0	139	45.5	33.7	2.34	49.0	0.718	0.076	1.11	167
7	58-4-4	94	3.11	1330	46.6	—	269	0.78	315	31.0	180	48.8	32.7	4.90	51.2	0.730	0.016	1.21	169
8	58-4-6	96	3.32	1320	28.9	—	260	0.89	320	29.0	140	47.8	35.2	0.87	47.1	1.03	0.028	0.91	174
9	58-4-17	96	6.58	1380	—	5.70	(178)	0.82	260	27.7	133	51.4	38.4	ND	40.1	0.061	0.111	1.17	164
10	58-4-28	96	6.99	1430	—	7.28	254	0.70	296	28.0	135	59.4	41.6	ND	41.2	0.068	0.124	1.21	165
11	58-5-2	96	6.80	1390	—	10.3	263	0.52	263	27.5	141	58.6	38.8	ND	34.9	1.12	0.119	1.18	166
12	58-5-9	96	6.74	1430	—	7.19	268	0.49	296	28.5	142	58.6	38.1	ND	40.5	0.042	0.101	1.02	161
13	58-5-12	96	6.69	1450	—	7.00	272	0.94	271	31.2	141	55.9	38.1	ND	47.2	0.049	0.107	1.39	166
14	58-5-16	96	6.88	1410	—	7.00	262	1.06	278	29.2	144	57.0	41.6	ND	48.4	0.057	0.144	1.12	164
15	58-5-19	96	6.61	1420	—	3.79	263	1.08	379	29.5	143	55.1	38.3	0.07	52.5	0.050	0.128	1.11	164
16	58-5-22	96.5	2.74	1500	112	—	267	0.67	(173)	31.2	148	57.2	42.7	4.90	62.5	1.05	0.046	1.06	170
17	58-5-27	96	2.66	1910	193	—	264	1.06	541	27.2	138	61.9	43.1	12.9	54.2	2.59	ND	0.99	173
18	58-5-28	95	6.01	1510	—	1.00	254	1.03	315	26.0	142	50.4	41.4	1.26	45.0	0.06	ND	1.40	157
19	58-5-29	94	2.34	1550	336	—	256	0.60	610	35.2	140	63.0	40.4	4.15	39.4	0.97	0.111	1.07	170
20	58-5-31	94	2.56	2260	308	—	262	0.48	696	23.2	137	72.9	47.5	(114)	87.0	10.1	0.052	1.04	187
21	58-6-3	94	6.91	1480	—	3.79	253	0.58	(809)	28.0	145	56.5	39.7	ND	35.3	0.05	0.029	1.22	156
22	58-6-5	95	2.69	1590	202	—	272	0.53	507	29.2	147	69.4	41.6	10.0	50.0	1.25	ND	1.03	170
23	58-6-10	90	3.02	1410	85.8	—	262	0.42	384	27.2	133	58.9	38.8	0.96	44.6	4.14	ND	1.26	160
24	58-6-14	94	2.58	1690	220	—	255	0.53	521	26.5	137	58.9	47.5	11.2	51.8	4.26	ND	1.13	171
detect limit			0.01	10	0.5	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.06	0.2	0.05	0.02	0.02	0.01	0.005	0.1	0.01

() 内の値は、溶存物の相互関係、当量値の比較等により疑問のある数値

第5表 KR-2号井から湧出した熱水及びガスの分析結果.

Table 5 Analytical results of thermal waters and fumarolic gases from the borehole KR-2.

熱水分析結果

単位 (TSM 以後) ……mg/l, ND……detect limit 以下

pH	TSM	Alkalinity (CaCO ₃)	Cl	F	SO ₄	K	Na	Ca	Mg	T-Fe	Mn	Al	T-As	HBO ₂	SiO ₂
6.21	508	116	116	0.2	92.0	14.1	85.0	21.2	3.56	0.72	1.36	ND	ND	3.5	19.3

ガス分析結果

単位……vol.%

H ₂	He	O ₂	Ar	N ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆
0.007	<0.002	20.5	0.95	78.7	0.22	0.00037	<0.00005

密接に関連するものと推定される。すなわち、熱水の噴出に先立って酸性ガスが噴出し、その酸性ガスが熱水の pH 値を低下させると共に熱水を噴出させるものと考えられる。

第4表に示す KR-1号井熱水の陽イオン組成は、例外的な No. 1 試料を除いて Na>>Ca>Mg>K の傾向を示し、No. 1 試料を除く 23 試料の陽イオン含有量の単純平均値は、Na=138 mg/l (118-148), Ca= 54.3 mg/l (44.0-69.4), Mg= 39.0 mg/l (32.6-47.5), K= 29.0 mg/l (26.0-35.2) である (カッコ内は各成分の分布範囲 mg/l)。

陰イオン組成は、おおむね SO₄ ≥ Cl の傾向を示すが、中性熱水においては Cl > SO₄ >> Alkalinity の傾向であり、No. 1 試料を除いた 23 試料の Cl 含有量の単純平均値は 259 mg/l (236-272, 前述) である。しかし、SO₄ の含有量は分析値に疑問のある No. 16 及び No. 21 (第4表脚注参照) を除いても 260-696 mg/l の広い範囲に分布し、酸性熱水が高い値を示す傾向にある。

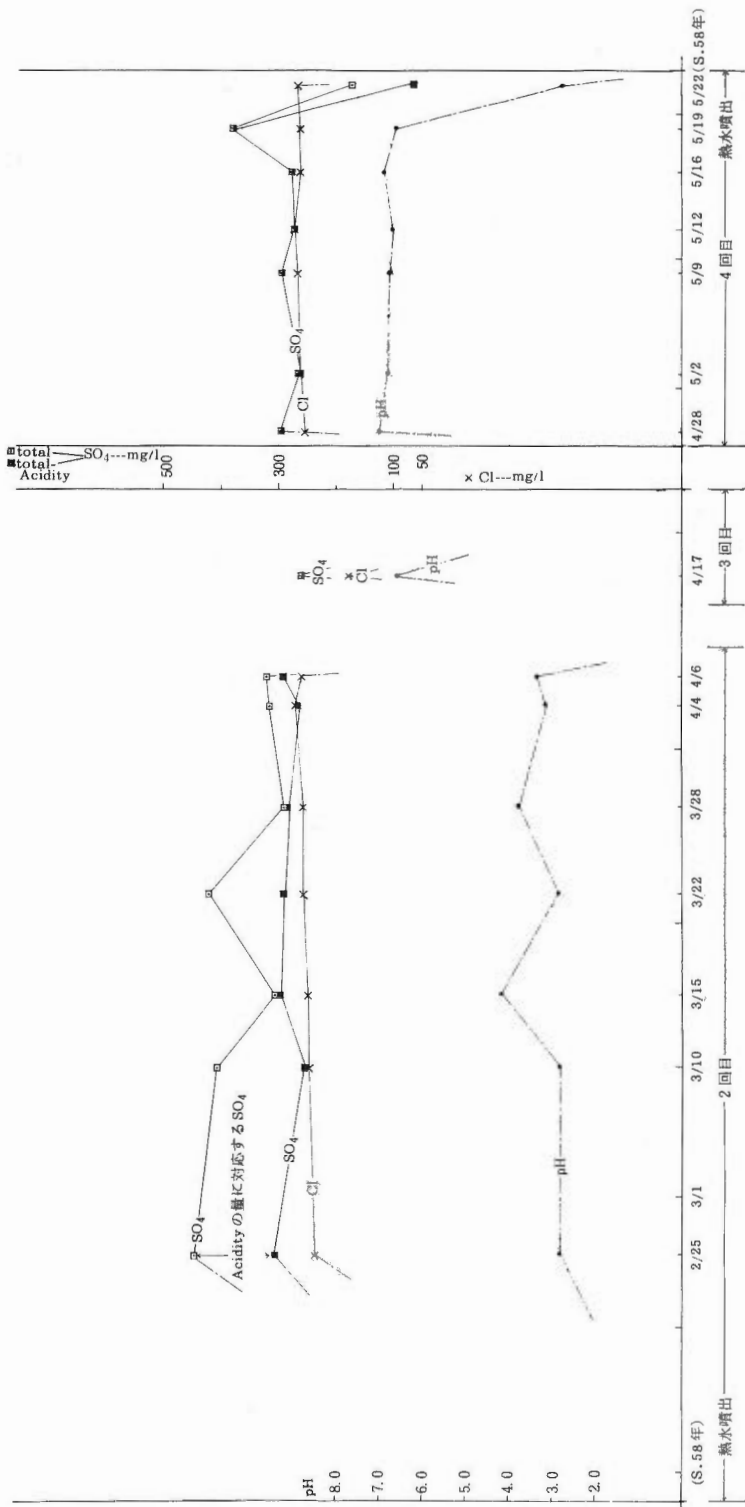
第4図には酸性熱水中に含まれる全 SO₄ 含有量 (□) と全 SO₄ 含有量から Acidity に対応する SO₄ 量を差し引いた値 (■) を示してある。■ の値は、中性熱水中に含まれる全 SO₄ 含有量にほぼ等しいものと推定されることから、□ と ■ の差に相当する量の SO₄ は酸性ガスから付加されたものと解釈される。

実際、酸性熱水中の ■ の値を求めて単純平均すれば 289 mg/l となり、中性熱水 (第4表の No. 9-No. 18 のうちの8試料)の単純平均値 295 mg/l に近似し、上記の推定が妥当であることを示している。

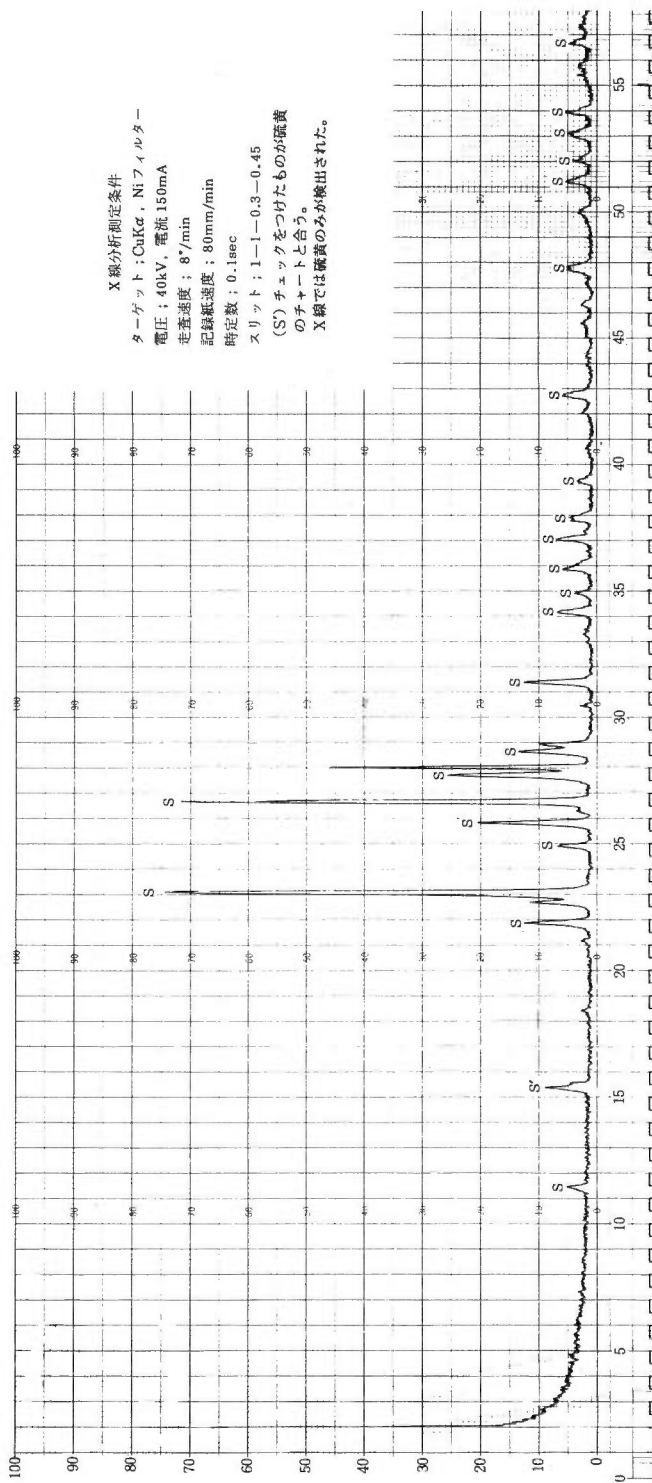
KR-1号井の熱水からの浮遊物の X 線回折法による同定結果 (地殻熱部 竹野直人技官による) は、硫黄の存在を示している (第5図)。このことは、酸性ガス中の H₂S 及び SO₂ が中性の熱水を酸性にする (SO₄ を付加する) と共に遊離の硫黄を析出したことを示すものである。

KR-2号井の熱水は Na-Cl 型の組成を示し (第5表参照), KR-1号井の熱水が中性に近くなった時の試料 (第4表 No. 9-15, No. 18) の 1/3 に近い塩分濃度である。pH 値の 6.21 は、一般にアルカリ性とされている泥水の値から推察すれば、KR-1号井の熱水と同様に酸性ガスの影響があるものと推定される。

また、KR-2号井のガス組成 (第5表) は、大気の組成 (N₂=78.1%, O₂=20.5%) に類似しているが、CO₂ 及び H₂ が大気 (それぞれ 0.032%, <0.002%) に比較して顕著に多くなっている (単位はいずれも vol.%)。本分析に供されたガスは、N₂ 及び O₂ の大部分が泥水中に溶存した空気を酸性ガスが追い出したものと推定される。



第4図 KR-1号井からの噴出熱水の化学組成・噴出量の推移グラフ。
 Fig. 4 Variation diagram of chemical compositions and discharge rates of thermal waters from the borehole KR-1.



第5図 KR-1号井の噴出熱水からの沈殿物のX線回折チャート。
 Fig. 5 An X-ray diffraction pattern of the precipitate from the thermal water of the borehole KR-1.

5. ま と め

以上のべた事項の内容は、次のように要約される。

1) 栗駒地熱地域には多数の温泉が分布し、栗駒北部、鬼首カルデラ及び鳴子地域では、その湧出温度は活動の中心部から周辺部に向けて高温から中温となり、pH 値は酸性から中・アルカリ性となる傾向を示す。また、泉質も中心部から周辺部に向かって SO_4 型 \rightarrow Cl 型 \rightarrow HCO_3 型に変化する傾向がある。

2) 鬼首カルデラ及び栗駒北部地域の噴気ガスは、酸性ガス (H_2S , CO_2 及び SO_2) が主成分であり、R ガス中に H_2 を 8% 以上含むものもある。

3) トリチウム濃度測定結果によれば、鬼首カルデラ内の荒湯・片山地獄の酸性熱水の大部分は、同じカルデラ内の中性-弱アルカリ性熱水よりもトリチウム濃度が高く、地下に滞留する時間が短いものと推定される。

4) KR-1 号井の熱水は噴出初期には酸性を呈していたが、後期になるに従い次第に中性の Na-Cl 型組成の熱水に変化した。これは噴出初期に高い圧力を有していた酸性ガス中の SO_2 , H_2S が熱水中に付加されたためと考えられる。

5) KR-2 号井の熱水も Na-Cl 型の組成であるが、KR-1 号井と同様に酸性ガスの影響を受けているものと推定される。

文 献

阿部喜久男・茂野 博・池田喜代治・安藤直行・後藤準次(1979) 秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域の熱水・蒸気凝縮水の溶存化学組成, 水酸・酸素同位体組成およびトリチウム濃度. 地調月報, vol. 30, p. 177-197.

秋田県衛生科学研究所 (未公表資料).

安藤直行・池田喜代治・阿部喜久男・茂野 博・松尾禎士(1978) 秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域における陸水の同位体地質研究. 昭和 51 年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱地域の熱水系に関する研究, 地質調査所, p. 157-169.

地団研地学事典編集委員会編(1970) 地学事典, 1540 p., 平凡社

比留川 貴・安藤直行・角 清愛編(1977) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成. 地調報告, no. 257, p. 275-379.

———・尾崎次男(1981) 宮城県鬼首地域放熱量調査報告(昭和 55 年度). 昭和 55 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 II 栗駒地域, 地質調査所, p. 104-155.

———・安藤直行・角 清愛編(1981) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成, その 2. 地調報告, no. 262, p. 104-155.

———・山田宮三(1982) 宮城県鬼首地域放熱量調査報告(昭和 56 年度). 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 II 栗駒地域, 地質調査所, p. 91-125.

岩手県衛生研究所 (未公表資料)

———(1978) 岩手県衛生研究所年報. no. 21, 152 p.

———(1979) 岩手県衛生研究所年報. no. 22, 97 p.

環境庁自然保護局(1978) 鉱泉分析法指針(改訂). 75 p., 温泉工学会.

栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 10 万分の 1 栗駒地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 (21-3), 地質調査所, 26 p.

- 宮城県衛生部(1972) 宮城県の温泉 鳴子温泉の熱工学的並びに化学的調査. 67 p.
- (1973) 宮城県鳴子町温泉源基盤整備報告書(川渡地区). 115 p.
- (1975) 宮城県鳴子温泉源基盤整備調査報告書(東鳴子・赤湯・車湯地区). 135 p.
- (1976) 宮城県鳴子温泉源基盤整備調査報告書(中山平地区). 147 p.
- 宮城県衛生研究所(未公表資料).
- 宮城県保健環境部(1981) 宮城県鳴子町鬼首温泉(昭和55年度)温泉源賦存状況調査報告書. 57 p.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979 a) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書, no. 2, 上ノ岱地区. 308 p.
- (1979 b) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書, no. 3, 秋ノ宮地区. 224 p.
- 日本重化学工業(株)(未公表資料)
- 野田徹郎(1987) 地熱活動の指標としてのアニオンインデックス. 日本地熱学会誌, vol. 9, p. 133-142.
- 茂野 博・金原啓司・安藤直行・後藤隼次・池田喜代治・松尾禎士(1978) 宮城県鬼首地熱地域における同位体地質の研究. 昭和50年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地質調査所, p. 139-147.
- ・阿部喜久男・安藤直行・松尾禎士(1979) 秋田県雄勝および宮城県鬼首地熱地域における同位体地質調査研究. 昭和52年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地質調査所, p. 63-78.
- 新エネルギー総合開発機構(1985) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査 栗駒地域1500m級坑井調査報告書.(未公表資料)
- 新エネルギー財団(1985) 温泉影響予測技術調査(秋田県湯沢市上ノ岱地区). 昭和59年度地熱発電所環境保全技術調査報告書, 139 p.
- TRUESDELL, A.H. (1975) Geochemical techniques in exploration, Summary of section III. *Proceedings of Second U.N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1975, P. liii-Ixxix.
- 山形県衛生研究所(未公表資料)
- 山形県温泉協会(1973) 山形県温泉誌. 541 p.

鬼首地熱地域の変質と熱水系

高島 勲*

Rock alteration and hydrothermal systems in the Onikobe geothermal area, Northeast Japan

By

Isao TAKASHIMA *

Abstract: Surface alteration of the Onikobe area is divided into four zones, namely silicified, kaolinite, sericite and montmorillonite zones. The Katayama, most active thermal manifestation area, is characterized by acid alteration (silicified and kaolinite zones) but western part of the area (Fukiage and Miyazawa hot spring areas) is characterized by neutral to alkline alteration (sericite zone with predominant zeolites). Montmorillonite zone is distributed on the marginal part of the above areas. Two structurally weak zones, NE-SW and NW-SE directions, are inferred from the shape and arrangement of alteration halos.

Heulandite, laumontite and wairakite lie in near parallel arrangement at the shallow (<300 m) part of the Katayama area. More deeper zone, pyrophyllite and kaolinite are sporadically found in the sericite and/or chlorite alteration zone. The temperatures observed in the shallow part of wairakite zone is less than 100°C which is not high enough to form wairakite. However, temperatures estimated from a quartz inversion method are over 200°C. Accordingly, wairakite found in shallow part of the Katayama area is relic mineral formed by the previous hydrothermal activity.

Wairakite found in the Katayama area is not pure but solid solution with analcime. Mole fraction of analcime component ranges from 0 to 0.4. It is found that pure wairakite is distributed at the high temperature area. Accordingly, rate of solid solution in wairakite-analcime may be used for further subdivision of alteration grade in wairakite zone.

The origin of acid fluid, distributed in the deep part of the Katayama area, is considered to be due to the pre-existence of acid alteration zones where almost all metallic cations had been leached out and there had been no power to neutralize upflowing acid fluid.

1. ま え が き

鬼首地熱地域 (第1図) には, 片山をはじめ女釜・男釜, 宮沢, 吹上沢などに地表地熱徴候を伴った

* 秋田大学 (元地殻熱部)

* Akita University

熱水変質帯が認められるほか、周辺地に熱徴候のない変質帯が分布する。これらの変質帯の分布及び変質鉱物の概要は、山田ほか(1978)によりまとめられている。

一方、片山に建設された地熱発電所の探査、生産井のコアについても沸石類を主体にその分布・産状や、生成条件の研究が行われた(SEKI *et al.*, 1969; LIOU *et al.*, 1985)。地熱発電所のある片山地域では、地表近くに中性熱水が、深部に酸性熱水が存在するという、通常の地熱地域とは異なった水質分布を持つことが特徴であり(一杉・米谷, 1972)、その成因が注目されている。

本報告では、地表及び地下の変質鉱物の分布を明らかにし、その結果から、上記の問題を含めた熱水系の実態について考察を行った。

2. 地質概要

鬼首地域は東西約7km、南北約9kmの盆状構造をなし、カルデラと考えられている。本地域の基盤は先第三系の花崗閃緑岩及び第三紀中新世のグリーンタフ層であり、それらを不整合に覆ってデイサイト質の北川溶結凝灰岩がカルデラの外側にのみ分布している。北川溶結凝灰岩は2.2-2.4Maのフィッシュン・トラック年代を示し(山田ほか, 1978)ているが、この活動により鬼首カルデラが形成されたと考えられている(YAMADA, 1972)。

カルデラ形成後、安山岩及びデイサイト質溶岩、水中火砕流や水中軽石流堆積物そして砂礫層やシルト層などの湖成堆積物がカルデラ内部を埋立てて厚く分布している。これら後カルデラ活動のうち、比較的後期に活動した高日向山デイサイトは0.35Ma(フィッシュン・トラック法, 山田ほか, 1978)、0.24Ma(熱ルミネッセンス法, 高島・本多, 1985)といった若い年代を示し、鬼首地熱発電所の熱源と考えられている。

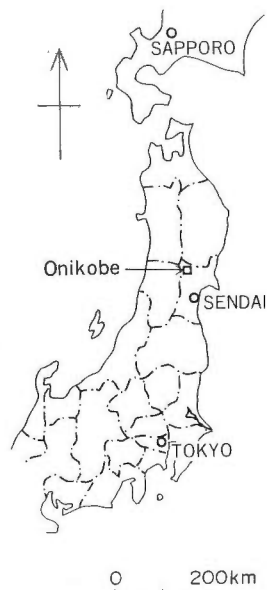
本報告の対象となる変質岩試料は、地表、片山地域のボーリングコアとも北川溶結凝灰岩を除いた各層から採取されている。

3. 地表の変質鉱物分帯

鬼首地域の地熱変質帯は、カルデラ南東部に集中している。その分布範囲は、山田ほか(1978)により明らかにされているが、変質鉱物による分帯はなされていない。ここでは100個の試料のX線回折の結果から変質鉱物の分帯を行い、熱水活動との対応を検討する。

本地域の地表変質岩にみられる変質鉱物は、珪酸鉱物として石英、トリディマイト、クリストバライト、粘土鉱物としてカオリナイト、セリサイト、モンモリロナイト、セリサイト-モンモリロナイト混合層鉱物、沸石としてモルデン沸石と斜プチロル沸石であり、明ばん石、石こう、黄鉄鉱なども少量認められる。第1表は、これらの変質鉱物に基づいて行った変質分布中の鉱物の共生関係であり、珪化帯、カオリナイト帯、セリサイト帯そしてモンモリロナイト帯の4帯に分けられる。

第2図は、上記各変質帯の分布を示したものであるが、斜プチロル沸石、モルデン沸石の出現する地域も重ねて表示している。沸石は地域の西側、赤沢、吹上沢地域にのみ認められ、酸性変質帯は片山、荒湯地域を中心に発達する。これら2つの型の変質帯が全く別の熱水系により形成されたのか、あるいは高温の片山、荒湯の熱水の側方流動による現象なのかを解析することは変質鉱物のデータのみでは困難である。幸い、本地域では多数の熱水分析データがあるので、それらの結果及び片山の地下の変質鉱物の解析と合わせて後に考察を行う。



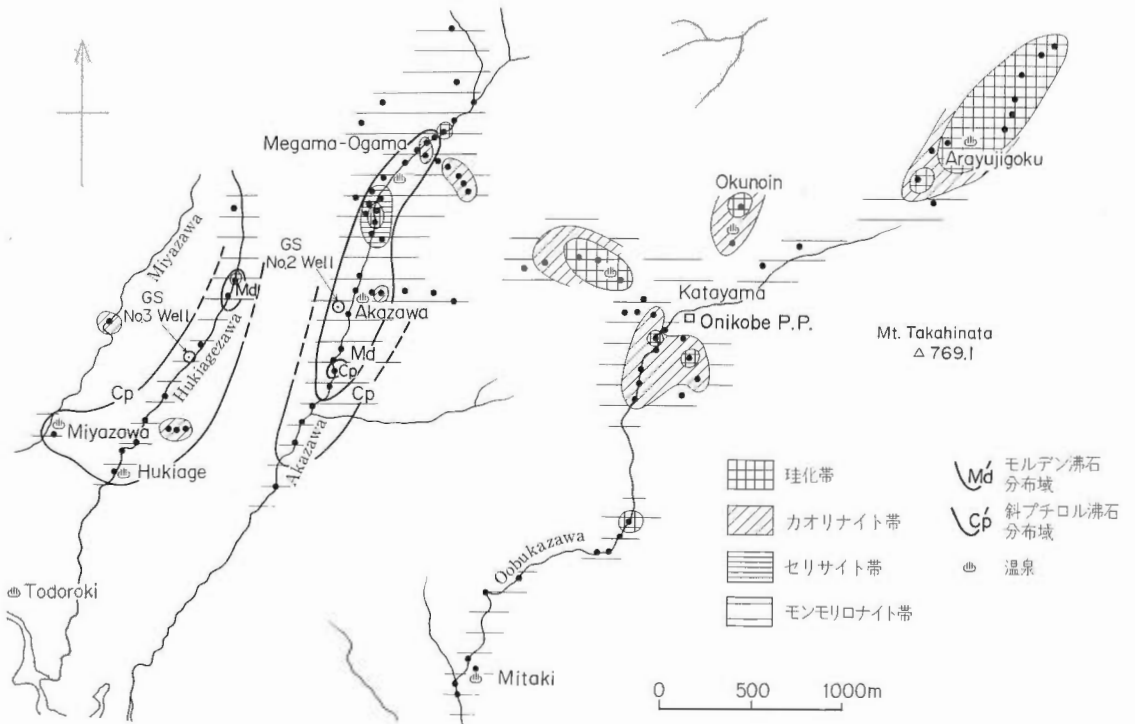
第1図 鬼首地域位置図。
Fig. 1 Location of the Onikobe geothermal field.

第1表 地表変質帯の鉱物共生.

Table 1 Mineral paragenesis of altered zones at the surface of the Onikobe area.

Mineral	Silicified zone	Kaolinite zone	Sericite zone	Montmorillonite zone
Quartz				
Cristobalite	---			
Tridymite	---			
Kaolinite				
Sericite				
S/M				---
Montmorillonite			---	
Mordenite				
Clinoptilolite				
Alunite	---			
Jarosite		---		---
Gypsum		---		---
Pyrite		---		---

S/M: Sericite/Montmorillonite mixed-layered clay mineral
 —: Main constituent minerals
 ---: Accessory minerals



第2図 地表変質帯分布図.

Fig. 2 Distribution of surface alteration zones at the Onikobe area.

地表の変質帯分布は、熱水の通路となる断裂系の位置、方向と密接な関係を持つことが多い、このような観点で本地域の変質帯分布をみれば、荒湯一片山と続く NE-SW 方向、片山一女釜・男釜と続く NW-SE 方向が注目される。これらの方向は片山地域の大規模な地熱探査で流体を供給する断裂の方向と一致していることが認められている（阿部, 1985）。

4. 片山地域の地下の変質

4.1 変質鉱物の分布

現在地熱発電所が運転されている片山地域の 14 本のボーリング（第 3 図の 11 本及び GO-2, 5, 8 号井）のコア約 250 個について X 線回折により変質鉱物を同定し、いくつかの試料については薄片観察、化学分析を行った。

第 2 表は X 線回折により同定された変質鉱物名を掲げたものであり、同時に特徴的な鉱物による変質分帯も行っている。変質帯としては、沸石を基準にして輝沸石帯、濁沸石帯そしてワイラカイト帯の 3 帯が設定された。ボーリングデータの少い 200-300 m より深部については、分帯は行わず、出現する鉱物をそのまま第 2 表に掲げた。一般に広く行われる変質分帯に従えば、緑泥石帯、セリサイト帯、パイロフィライト帯に相当するものと思われるが、第 3 図には出現した代表的な鉱物名を記号で示すに留めた（図中の岩相記号を示した部分が分析したコア試料深度である）。第 2 表の下には脈中に認められる鉱物組合せが示されている。これらの脈中の変質鉱物は、それが存在する母岩中の変質鉱物とほぼ同じであり、両者の変質条件に大きな差がなかったことが推定される。

なお、第 2 表に示されていない変質鉱物としては、薄片観察で認められた緑簾石があり、深部のワイラカイトと共生している。今回の実験では検出できなかったが、そのほかの変質鉱物として Liou *et al.*, (1985) は斜ブチロル沸石、ダキアルド沸石、リョウ沸石、トムソン沸石、ソーダ沸石、ぶどう石の産出を報告している。

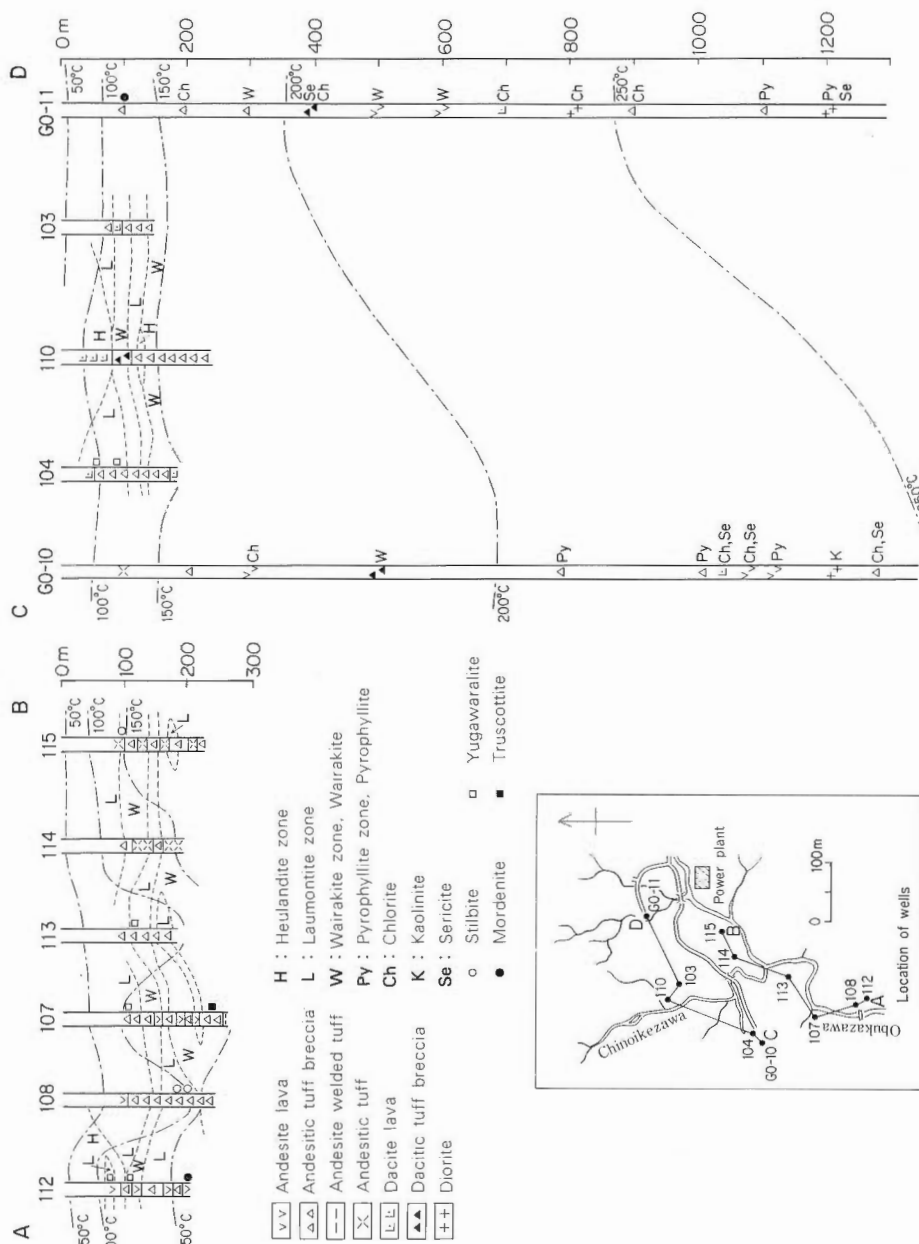
本報告では、次項で述べるワイラカイト以外は個別の変質鉱物の記載は行わないが、日本の地熱変質帯では初めてのトラスコット石 ($(\text{Ca}, \text{Mn})_{14}\text{Si}_{24}\text{O}_{58}(\text{OH})_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) が検出されており、その X 線回折パターンを第 4 図に示した。

第 3 図は、各変質帯の分布を断面として示したものである。この図で明らかのように、300 m までの上層部では、浅部から深部へ向って、輝沸石帯、濁沸石帯そしてワイラカイト帯の順に層状分布をしている。一部では、層状分布の逆転や、高温変質帯に属するワイラカイト帯に接してより低温の輝沸石帯が分布する（110 号井）など、変質条件（温度、熱水の化学組成など）が場所ごとに不均質に変化したことを予想させる鉱物分布が認められる。また、本地域では、活地熱地域のボーリングでは相当深部の高温域（200°C 以上）でのみ認められるワイラカイトが、非常に浅い、100°C 以下の低温部でもみられるという特徴を有している。

以上 2 つの鉱物分布上の特徴を説明する変質過程としては、2 度以上の熱水活動の重複を考えるのが最も妥当と思われる。すなわち、浅部に現在みられるワイラカイトは、削はく前のより深部、高温条件下の産物の残存物であり、現在の温度条件では輝沸石、濁沸石に置きかわりつつあるという考え方である。この仮説の確認のためには、2 度以上の熱史を保存している可能性のある流体包有物の研究、変質年代の研究などが有効であろう。

300 m 以深についてはデータ数も少く、詳細な議論はできないが、中性-アルカリ性熱水による緑泥石、セリサイト、ワイラカイトを中心とする変質帯の中に酸性変質で特徴づけられるカオリナイト、パイロフィライトを中心とする部分が島状に分布しているものとみられる。

本地域の深部には塩酸酸性の熱水が存在しているが、カオリナイトやパイロフィライトの分布はそのことと調和している。この深部酸性熱水の問題は、変質岩の化学分析結果とともに後で議論を行う。



第3図 片山地域の地下の変質帯・変質鉱物分布図。
Fig. 3 Cross section of alteration zones in the Katayama area.

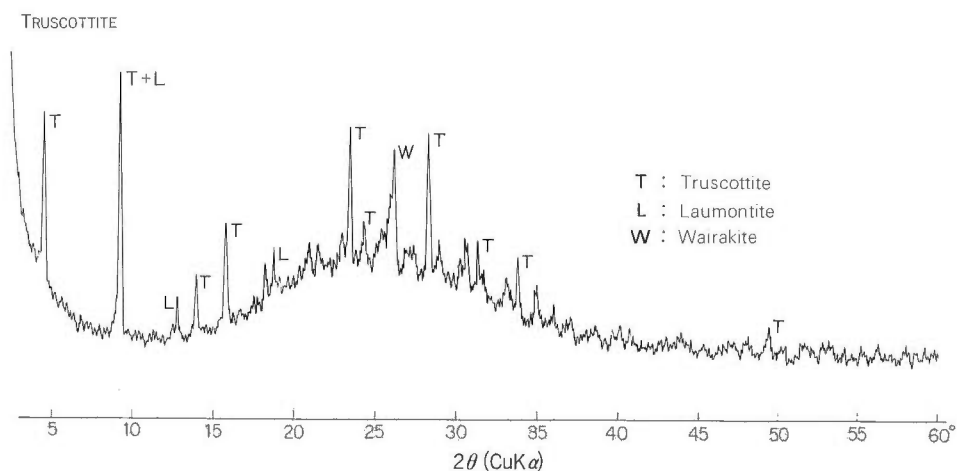
第2表 片山地域の地下の変質鉱物共生.

Table 2 Mineral paragenesis of underground altered zones at the Katayama area.

	Heulandite Zone	Laumontite Zone	Wairakite Zone	Identified minerals in deep part
Montmorillonite				
Kaolinite				
Mixed layer Min.				
Chlorite				
Sericite				
Stilbite				
Analcime				
Mordenite				
Heulandite				
Yugawaralite				
Laumontite				
Wairakite				
Pyrophyllite				
α -cristobalite				
Tridymite				
Quartz				
Feldspar				
Calcite				
Gypsum				
Anhydrite				
Truscottite				
Pyrite				

Vein Minerals

- Heulandite+Anhydrite+Calcite
- Yugawaralite+Quartz
- Mordenite+Calcite
- Laumontite+Yugawaralite+Anhydrite+Quartz
- Laumontite+Calcite
- Laumontite+Anhydrite+Gypsum+Quartz
- Wairakite+Yugawaralite+Anhydrite
- Wairakite+Laumontite
- Wairakite+Anhydrite+Gypsum+Quartz
- Wairakite+Calcite+Quartz
- Wairakite+Quartz
- Quartz+Calcite
- Anhydrite+Calcite



第4図 トルスコット石の X 線回折図。
Fig. 4 X-ray diffraction pattern of truscottite.

4.2 ワイラカイトの X 線回折特性

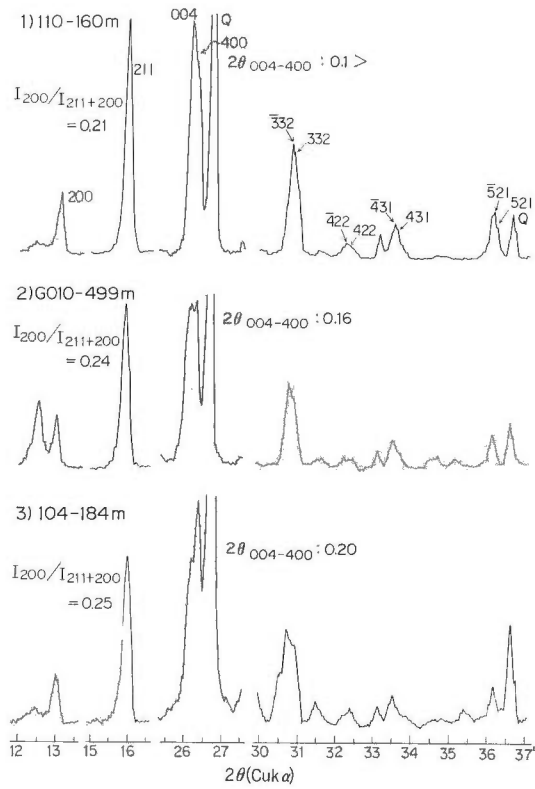
片山地域の地下には高温の変質鉱物であるワイラカイトが多産する。このワイラカイトは、X 線回折結果 (第5図) にみられるように、004-400 面の回折角度の差 ($2\theta_{004-400}$) や 200, 211 面の回折強度比 ($I_{200}/I_{200+211}$) に変動が認められる。そして、これらの変化は、ワイラカイト—方沸石固溶体鉱物の特徴とされている (SEKI, 1968)。

片山地域のいくつかのワイラカイト及び湯ヶ原沸石についての粉末 X 線回折パターンから最小 2 乗法により計算された単位胞の値を第 3 表に示した。計算に使用した回折ピークは、ワイラカイトについては COOMBS (1955) による面指数 200 から 521 までのもののうち明瞭に同定できた 19 ピーク、湯ヶ原沸石については LEIMER and SLAUGHTER (1969) による面指数 010 から 204 までのもののうち明瞭に同定できた 31 ピークである。使用機器は、理学電機製 X 線回折装置 (Geigerflex) であり、測定条件は 30 kV 15 mA (CuK α , Ni フィルター)、走査速度 0.5° (2θ) 毎分、チャート速度 2 cm 毎分、スリット系 1-0.3-1 となっている。

求められたワイラカイトの β の角度と $2\theta_{004-400}$ の間には連続的な変化が認められ (第 6 図)、本地域のワイラカイトは方沸石との固溶体鉱物と同定された ($2\theta_{004-400}$ の決定のための回折実験条件は前記単位胞計算のためのものと同じであるが、その差 0.05° 以下では読み取りは困難で、すべて 0° とした)。固溶体鉱物中の方沸石組成を表わす指標である Na 成分比 ($Na/Na + Ca$) は $I_{200}/I_{200+211}$ と対応して変化するとされている (SEKI, 1971) が、それにより求めた Na 成分比の値は全試料について 0-0.4 となる。すなわち、片山地域のワイラカイトは 40% 程度までの方沸石組成を固溶しているとみなされる。

SEKI (1971) は、ワイラカイト—方沸石固溶体鉱物の $2\theta_{004-400}$ と $I_{200}/I_{200+211}$ の関係図から、同鉱物の安定性について議論を行っているが、第 7 図は片山地域の試料を同様な図にプロットしたものである。大体の傾向として、現在の地温の低い部分に対応するものは左下に、高温部になるに従って右上方へと分布が移動している。

前項で述べたように、本地域のワイラカイト (—方沸石固溶体鉱物) は過去の高温時に形成されたものと考えており、その観点からは現在の地温とワイラカイトの性質を比較した第 7 図は意味を持たない。しかし、SEKI (1971) は、同じ温度条件では第 7 図の右上の方のワイラカイトの方が高い水蒸気圧下で形成されるとしており、その考えに従うならば、過去において水蒸気圧の高かった活発な地点が現在も温度が高いという、地熱活動の特性を示す一つの例とも考えられる。



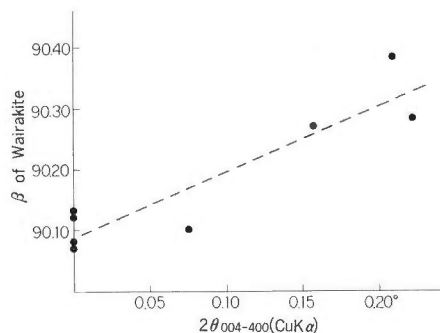
第5図 片山地域のボーリングコア中のワイラカイトの X 線回折図。
Fig. 5 X-ray diffraction patterns of wairakite in cores of the Katayama area.

第3表 ワイラカイト及び湯ヶ原沸石の単位胞と X 線回折特性。
Table 3 Unit cell constant and X-ray diffraction character in wairakite and yugawaralite.

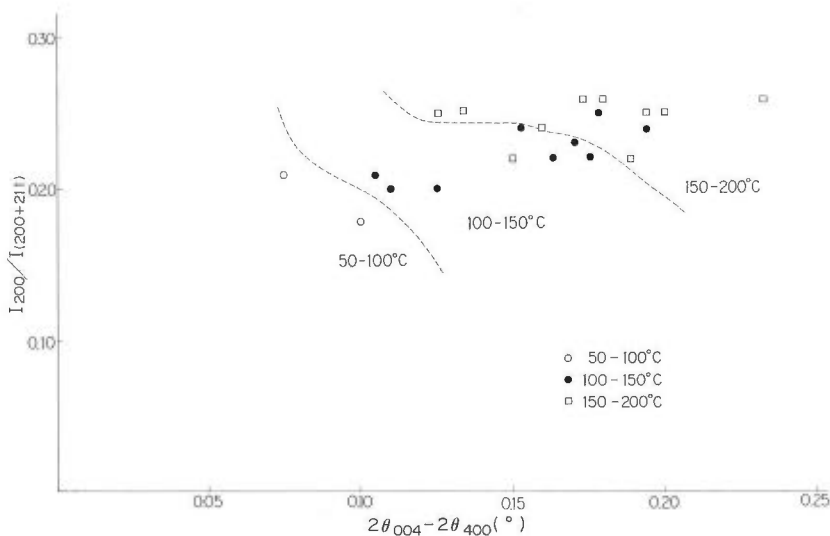
	Sample	a(Å)	b(Å)	c(Å)	β (°)	V(Å ³)	$I_{200}/I_{200+211}$	$2\theta_{004-400}$
Wairakite	104 184.0 m	13.64	13.67	13.60	90.28	2536.7	0.28	0.223
	108 243.0 m	13.63	13.69	13.57	90.10	2532.3	0.21	0.075
	107 240.0 m	13.65	13.63	13.54	90.13	2518.9	0.21	0
	110 139.0 m	13.64	13.64	13.65	90.08	2539.7	0.19	0
	115 157.5 m (V)	13.64	13.70	13.57	90.38	2536.0	0.21	0.210
	115 176.7 m	13.63	13.71	13.57	90.07	2537.8	0.20	0
	115 200.0 m	13.64	13.67	13.50	90.12	2517.1	0.23	0
	114 165.0 m (V)	13.64	13.66	13.64	90.27	2542.3	0.20	0.158
	Wairakei*	13.69	13.68	13.56	90.50	2540.0		
Yugawara-lite	107 114.0 m (V)	10.06	14.03	6.73	111.18	886.3		
	Yugawara**	10.02	13.96	6.73	111.50	876.1		

* COOMBS (1955)

** LEIMER and SLAUGHTER (1969)



第6図 ワイラカイトの β と $2\theta_{004-400}$ の関係。
 Fig. 6 The relationship between β and $2\theta_{004-400}$ in wairakite.



第7図 ワイラカイトの X 線回折特性と地下温度の関係。
 少数の例外を除き高温部にワイラカイト組成割合の高いものが生成している。
 Fig. 7 The relationship between X-ray diffraction character of wairakite and subsurface temperature.
 High wairakite fraction minerals are occurred at the high temperature area with few exceptions.

5. 石英転移温度法による片山地域の地下温度の推定

石英の転移温度を利用した地質温度計を変質岩に応用できる可能性が TAKASHIMA (1974) によって指摘されたが、その手法を本地域のボーリングコア試料に応用した結果を第4表に示す。第8図は実際の測定例であり、温度標準である硫酸カリウム（一部の測定では氷晶石も使用）からの差として石英の転移温度が明瞭にとらえられている。

第9図は、9個の測定値のあるGO-11号井について、石英の転移温度から求められた温度曲線を描いたものである。この曲線と現在の温度検層曲線（データは掘削直後のものが多く、現在の平衡地温と

第4表 片山地域のボーリングコアの石英転移温度と生成温度.
Table 4 Temperature of formation of quartz in cores of the Katayama area proposed by inversion temperature.

No.	Sample name	Ti(°C)	Tf(°C)			
1	107 114 m	572.5	205			
2	112 105 m	573.2	175			
3	GO-10 1150 m	571.6	245			
4	GO-11 102 m	572.0	225			
5	" 202 m	571.9	230			
6	" 399 m	572.1	220			
7	" 502 m	573.3	170			
8	" 597 m	572.3	210			
9	" 700 m	572.4	208			
10	" 901 m	572.1	220			
11	" 1102 m	571.8	12	" 1204 m	571.9	230
12	" 1204 m	571.9	230			

Ti: 転移温度 Tf: 生成温度

は異なるが、今回の議論に大きな変化を与えるものではないと考えられる)とを比較すれば、次のような違いが認められる。

(1) 浅部では、現在の検層温度より石英転移法による温度が相当高い。

(2) 石英転移法による温度では、500 m 付近に地温の低下する層準が存在するが、検層温度にはそのような低下はない。

(3) 深部では、現在の検層温度が石英転移法による温度より相当高く、その差は 30-40°C となる。

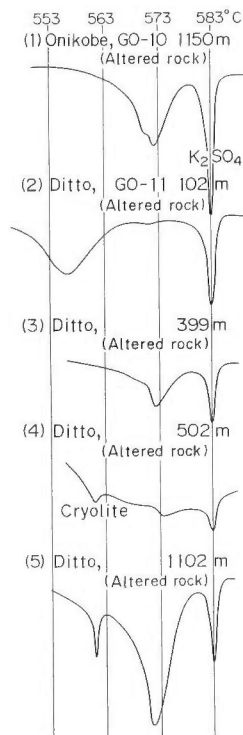
石英転移法による古地温評価と現在の検層温度における上記 3 点の違いの解釈の前に、石英転移法により得られた温度の持つ意味について考える必要がある。すなわち、その温度がいつの時点のものであるかという点の評価である。石英転移による温度は原理的に、二次的石英の形成時の温度ということになるが、実際の地熱変質岩ではそれは最初の変質作用時と考えるのが最も妥当であろう。多くの変質岩中の石英は、最初の熱水作用で母岩中の火山ガラス、長石等から形成される。そして、その後の地熱活動では多くの場合そのままの形で留まり、転移温度の変化を生ずるような再結晶作用をすることは少ないと思われる。すなわち、第 1 回目の変質作用を化石として保つ地質温度計である。

以上のような観点で第 9 図を見直せば、前述の 3 点は次のように解釈されるであろう。

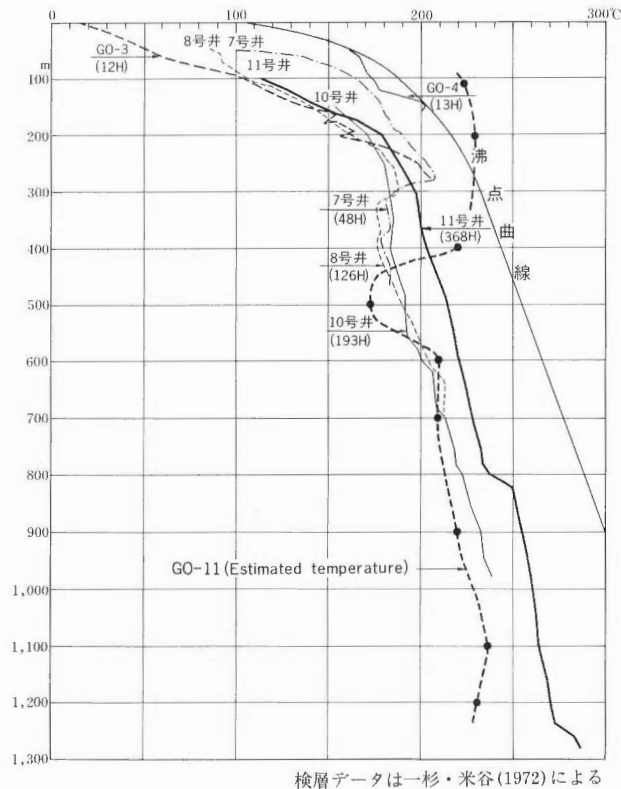
(1) 第 1 回目の熱水活動では GO-11 井の現在の深部 100 m 程度のところでも 200°C を超える温度となった。このことは、現在の片山地域の地下浅部でワイラカイトが見られることと調和する。また、現在の深度 100 m 地点が水の沸とう点より低かったとすれば、現在までに 200 m 以上の削はく作用があったことになる。

(2) 片山地域の地下 300-700 m は現在でも低温の部分があるとされており(一杉・米谷, 1972)、GO-11 号井における石英転移法による低温部は、それと一連の部分を表わしているものと考えられる。第 9 図の GO-10, 11 号井以外の検層温度分布は、そのような低温部の存在を示しており、上記の推定と矛盾しない。

(3) 深部における温度差は、現在と過去の地熱活動の温度が異なり、最近の活動が過去のものより温度的には優勢であることを表わしていると解釈される。



第8図 片山地域のボーリングコアの石英の転移温度測定パターン.
Fig. 8 Patterns of inversion temperature measurement of quartz in cores of Katayama area.



第9図 片山地域の坑井の検層温度とGO-11号井の推定温度。
 300—600 m 付近に温度低下を示す層が存在する。
 Fig. 9 Temperature profiles of wells of the Katayama area and estimated temperature profile of GO-11.
 Low temperature zone is identified at the depth around 300—600 m.

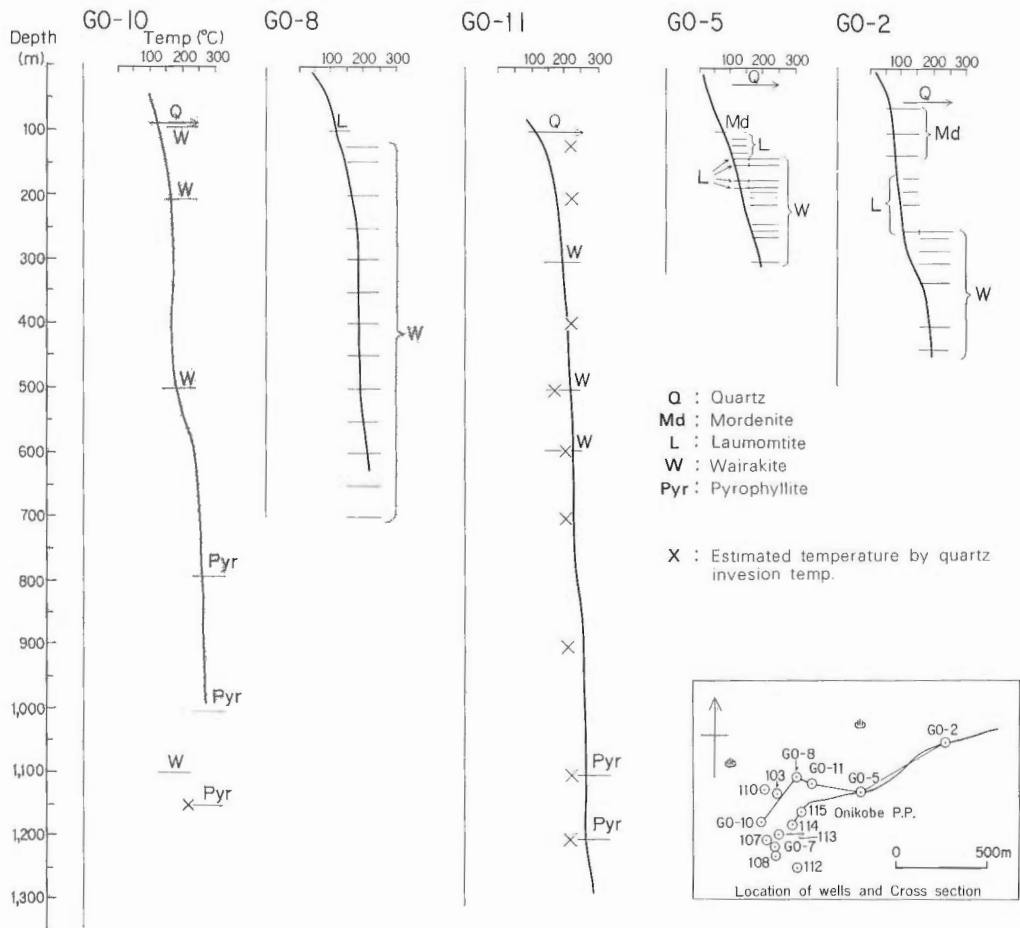
以上の推論は、石英転移法による古地温評価法が正しく、かつ最初の熱水活動時の温度を示しているという2つの仮定の下に成り立っている。従って、これ以上の議論は行わないが、変質鉱物等のデータとも矛盾はないことを強調しておきたい。

6. 考 察

6.1 片山地域の変質鉱物の形成温度と現在の地温の関係

片山地域の地下に出現する変質鉱物は、必ずしも現在の活動で生じたもののみではなく、過去の活動の残存物として認められている可能性がある。変質鉱物をそのような目でみるために、第10図に示した5本の坑井について推定される形成温度（古地温）と現在の実測地温の関係を求めた。ここで採用した古地温の推定法は、沸石を主体とした変質鉱物の安定範囲、各種地質温度計の総合であり、次のようにまとめられる。

- (1) クリストバライトの消失と石英の生成：100°C 以上
- (2) モルデン沸石・輝沸石の生成：50-150°C
- (3) 濁沸石の生成：100-150°C
- (4) ワイラカイトの生成：150-250°C



第 10 図 片山地域の検層温度と古地温の関係。

深部では両者はほぼ一致するが、浅部では古地温の方が低い。そしてその低下割合は東（GO-2 側）ほど大きい。

Fig. 10 The relationship between temperature profiles and paleotemperature of wells in the Katayama area.

Paleo-temperatures coincide with present ones at deep part. However, big difference in both temperatures are observed at shallow part, especially in the east part (GO-2 side).

(5) 地質温度計：石英転移温度法（第 4 表参照）

第 10 図は以上の条件で定めた古地温に現在の実測地温を重ねたものである。いずれの坑井でも、深部の実測温度と古地温はほぼ一致しており、GO-2 号井を含めた広い範囲の地下に現在も地熱が存在することを表わしている。一方、浅部では東部の GO-2、5 号両井で実測地温が古地温より相当低く、活動の衰退が著しいことを示している。

6.2 片山地域の深部酸性熱水の起源

片山地域の深部酸性熱水産出部の変質は、パイロフィライト、カオリナイトを主体に一部セリサイトを含む酸性のもので、熱水の性状と一致している（第 3 図参照）。

片山の深部酸性熱水の化学組成は、第 5 表の GO-10, 11 号井の分析値として示されているもので、Cl 濃度が相当高いにもかかわらず SO_4 濃度が低いという特徴を持っている。このような熱水は、多くの

第5表 鬼首地域の熱水・温泉水の化学組成.
Table 5 Chemical compositions of hot waters in the Onikobe area.

試料名	深度 (m)	温度 (°C)	pH	Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	Na	K	Na-K-Ca Temp (°C)
片山 GO-3号井	320	240	8.9	460	285	—	trace	trace	431	176	
片山 GO-7号井	450	180	7.2	13200	75	94	974	—	4900	940	251
片山 GO-10号井	1000	240	3.8	6625	63	—	842	136	2400	738	270
片山 GO-11号井	1300	300	2.9	10780	125	—	1274	428	3430	850	258
赤沢地調2号井	180	146	9.2	20	11	109	3	trace	64	4	157
吹上沢地調3号井	?	100	8.5	564	105	12	27	2	452	26	167
吹上沢県庁井	?	100	8.4	397	75	20	16	2	269	15	159
荒湯変質帯温泉	地表	100	2.2	6	406	—	8	3	—	—	
奥の院変質帯温泉	地表	100	2.4	6	871	—	78	17	38	10	
女釜・男釜温泉	地表	98	2.4	1023	613	—	—	—	—	—	
赤沢温泉	地表	90	2.6	6	649	—	28	15	—	—	
宮沢高亀温泉	地表	100	7.4	368	66	60	17	1	230	19	176
大深沢神滝温泉	地表	55	6.8	789	30	146	110	trace	404	65	208

— 測定せず
データは小沢・永嶋 (1975), 中村 他 (1959), 中村ほか (1961) による。

第6表 片山地域のボーリングコアの変質鉱物と化学組成.
Table 6 Alteration minerals and chemical compositions of cores of the Katayama area.

Mineral paragenesis	GO-10	GO-10	GO-10	GO-11	GO-11	GO-11	GO-11	GO-11	GO-11	GO-11
	1005m	1200m	1242m	202m	400m	591m	790m	901m	1102m	1204m
	Py, Q	Se, Q	Se, Ch, Q	Mo, Ca, Q	Se, Ch, Q	Ch, W, Q	Ch, Q	Ch, Q	Py, Q	Py, Se, Q
SiO ₂	79.12	61.68	65.43	65.64	65.93	57.33	56.79	56.96	76.35	74.68
TiO ₂	0.37	0.74	0.49	0.35	0.47	0.62	0.64	0.58	0.54	0.48
Al ₂ O ₃	16.53	22.08	13.77	17.61	15.38	17.97	17.03	15.43	18.31	17.45
Fe ₂ O ₃	0.16	1.83	1.36	1.77	3.67	2.56	2.07	5.42	0.64	0.52
FeO	<0.01	1.22	5.71	0.07	1.44	3.88	5.10	2.44	<0.01	<0.01
MnO	0.01	0.01	0.04	0.02	0.13	0.13	0.26	0.23	0.01	0.01
MgO	0.04	0.93	5.54	0.63	0.93	4.84	4.36	8.50	0.03	0.27
CaO	0.03	0.95	0.06	2.55	3.86	6.60	9.10	0.27	0.01	0.04
Na ₂ O	0.10	0.51	0.07	1.93	3.72	0.97	1.13	0.08	0.11	0.15
K ₂ O	0.05	3.66	1.62	1.44	0.49	0.13	0.06	0.32	0.04	3.47
P ₂ O ₅	0.12	0.23	0.14	0.07	0.10	0.15	0.12	0.11	0.14	0.09
+H ₂ O	3.04	4.71	4.67	3.60	1.73	3.37	2.15	6.07	3.23	2.61
-H ₂ O	0.08	0.78	0.28	2.49	0.06	0.24	0.54	0.82	0.08	0.06
Total	99.65	99.33	99.18	98.17	97.91	98.79	99.35	97.23	99.49	99.83

Py: パイロフィライト Se: セリサイト Ch: 緑泥石 (分析: 東京石炭鉱物研究所)
Mo: モンモリロナイト Ca: 方解石 W: ワイラカイト Q: 石英

地熱発電所で使われている NaCl 型中性熱水とほぼ同じであるが、清棲 (1986) が指摘しているように少量の火山性ガス (SO₂) が加わって生じたものであろう。島田ほか (1985) は、数 mg/l 程度の H₂SO₄ の生成でも貯留層岩石との反応がなければ熱水の pH は 4 程度の酸性になるとしているが、片山地域の熱水も同様の環境下に置かれている可能性がある。第6表は GO-10, 11号井のいくつかの変質岩の変質鉱物と化学組成を示したものであるが、深部の酸性変質岩はいずれも Na, Ca などの金

属イオンが少ないという特徴を持っている。以上のことから、片山地域の酸性熱水の成因は深部における酸性変質岩による中和作用の不足であり、これを避けるためには活動中心から周辺へ開発対象を移す必要があるとの指摘がなされた(高島, 1978)。最近の開発はそのような方向に進んでおり、片山の活動中心をはずれた地点の深部からアルカリ性 (pH 8.0-8.2) の熱水が得られたとの報告がある(阿部, 1985)。

なお、片山の地下の酸性変質帯が形成されたのは現在でなく、SO₂, HCl 等の火山性物質に富む酸性熱水により、過去に形成されていた可能性があると考えられるが、この点については変質岩の年代測定結果等を加えて別途報告の予定である。

6.3 鬼首地域の熱水系モデル

これまで述べてきた変質帯の特徴とその他の既存データから、鬼首地域の概念的な熱水系モデルについて考察する。

片山地域の地下の酸性熱水と浅部の中性—アルカリ性熱水の関係については、前述のように基本的な差はなく、貯留部の岩石が中和能力を有するかそうでないかの差に帰せられよう。すなわち、わずかなSO₄により酸性化した熱水が、本地域に発達するNW-SE方向の背斜軸に沿って上昇し(阿部(1985)のモデル)、中和能力を持った浅部で中性熱水として貯えられるというモデルである。このような浅部—深部2層構造に対応した変質のうち、深部の酸性変質については、現在の熱水によるものでなく、過去の変質の残留物である可能性があることについてはすでに述べた。

荒湯、奥の院の珪化、カオリナイト化変質は、湧出する温泉にClをほとんど含まないという特徴(第5表)から、分離した噴気による酸性変質と考えられる。酸性変質帯は一般に透水性が悪く、地熱流体に対してキャップロックの役割を果たしているため、このような二次的な噴気による温泉が形成されたものであろう。

鬼首地域の活動の中心である片山と周辺地域の熱水のつながりも大きな問題であるが決め手となるデータはほとんどない。地表の変質帯分布(第2図参照)からは、沸石の分布に大きな東西差が認められるが、母岩の差、熱水の側方流動(もしあるとすれば)による泉質の変化などが関係し、単一の解答を得ることは困難である。現在のデータで可能性が指摘できるのは、片山—女釜・男釜は変質の型と断裂系ののびの方向から同一の熱水系に属すること、大深沢神滝温泉も地形及びNa-K-Ca地化学温度が比較的高いこと(第5表)から片山熱水の側方流動によるものかもしれないことなどである。

このような問題の解決のためには、三次元的な変質データを熱水の化学組成と結びつけた研究が必要であらう。

7. ま と め

本地域の地表及び地下の変質の解析と既存データの解釈から、次のような知見が得られた。

(1) 地表の変質は、東部が中心部から周辺に向かって珪化帯—カオリナイト帯—モンモリロナイト帯と変化するのに対して、西部はセリサイト帯—モンモリロナイト帯という配列を取る。そして、後者の地域には斜ブチロ沸石とモルデン沸石を伴うのが特徴である。

(2) 地表変質帯の形状、分布パターンから、本地域の熱水上昇路(断裂?)としてNE-SW, NW-SEの2方向が考えられる。

(3) 地熱発電所のある片山地域の地下300mまでの浅部では、輝沸石帯、濁沸石帯、ワイラカイト帯という沸石で特徴づけられる変質帯が層状に分布している。

(4) 片山地域の地下深部の変質は、緑泥石、セリサイト、ワイラカイトを中心とする中性—アルカリ性変質帯中にパイロフィライト、カオリナイトで特徴づけられる酸性変質帯が島状に分布していると考えられる。

(5) 片山地域の浅部のワイラカイトは、通常考えられている生成温度よりかなり低い100℃以下のと

ころにも認められるが、そのようなものは過去の高温時の残留物であろう。

(6) 片山地域の地下に多産するワイラカイトは、方沸石との固溶体（方沸石成分の割合は0-0.4程度）を形成しているが、ワイラカイト成分の割合の高いものは現在の地温の高い部分に存在する。これは、過去の変質において水蒸気圧が高い地熱活動の優勢な部分に純粋なワイラカイトが、そうでない周辺部分に方沸石の割合の高いものが形成されたという地熱活動の強弱に対応しているものと考えられる。

(7) 石英の転移温度の変化を利用した地質温度計により片山地域の過去の温度構造を求めた結果、浅部で200°C前後、深部で230°C前後という2つの高温部の間に170°C程度の低温の障壁的な部分のあったことが推定された。

(8) 片山地域の地下の変質鉱物分布から推定される古地温と現在の温度検層結果を比較したところ、深部では古地温とほぼ同じ温度が観測されているものの、浅部ではかなりの温度低下が認められる。この温度低下は東部の坑井ほど大きくなっている。

(9) 片山地域の深部に酸性熱水が存在する理由としては、深部の岩石が過去の変質により強力な溶脱作用を受け、中和能力を失ったためと考えられる。

(10) 現在発電に利用されている中性の熱水は、深部酸性熱水が浅部の岩石により中和されたものと考えられる。

(11) 片山地域の地下の変質鉱物分布からみて、この地域には2回以上の変質作用が重複している可能性が高い。

(12) 荒湯—片山—女釜・男釜—神滝温泉については、同一の熱水系に属する可能性もあるが、西部の吹上沢、宮沢の温泉群と片山の高温熱水との関係は不明である。

謝 辞

本研究に使用した試料の多くは、電源開発(株)より提供を受けたものである。試料採取に当っては、一杉武治氏（現開発工事(株)）をはじめ多くの方々にお世話になった。また、本報告の大部分は、筆者が地質調査所在籍当時行った熱水系に関する研究のデータを取りまとめたものである。研究実施に当っては当時のグループ長である角清愛博士（現日本重化学工業(株)）の助言を受けた。さらに、最近進められている地熱探査技術等検証調査を通じて地質調査所地殻熱部の山田宮三博士、電源開発(株)阿部信氏など多くの方々から有益なコメントをいただいた。以上の方々へ厚くお礼申し上げます。

文 献

- 阿部 信(1985) 鬼首地域の地熱モデル。日本地熱学会誌, vol. 7, p. 283-309.
- COOMBS, D.S. (1955) X-ray observations on wairakite and non-cubic analcime. *Min. Mag.*, vol. 30, p. 699-708.
- 一杉武治・米谷 実(1972) 鬼首地区における浅井戸(300 m 級)の掘さく状況について。地熱, vol. 9, p. 3-14.
- 清棲保弘(1986) 鬼首地域における地熱流体の起源。地球化学, vol. 20, p. 59-68.
- LEIMER, H.W. and SLAUGHTER, M. (1969) The determination and refinement of the crystal structure of yugawaralite. *Z. Kristallogr.*, vol. 130, p. 88-111.
- LIU, J.G., SEKI, Y., GUILLEMETTE, R.N. and SAKAI, H. (1985) Composition and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan. *Chem. Geol.*, vol. 49, p. 1-20.
- 中村久由他(1959) 宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係。地調月報, vol. 10, p. 575-600.
- 中村久由・柳原親孝・高木慎一郎(1961) 宮城県鬼首盆地における地熱第3号井の掘さくと汲揚試験。地調月報, vol. 12, p. 499-502.

- 小沢竹二郎・永嶋 茂(1975) 鬼首地熱地域の地球化学的特徴. 地熱, vol. 12, no. 2, p. 35-38.
- SEKI, Y. (1968) Synthesized wairakites: their difference from natural wairakites. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 74, p. 457-458.
- (1971) Wairakite-analcime solid solution as an indicator of water pressure in low-grade metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 667-674.
- , ONUKI, H., OKUMURA, K. and TAKASHIMA, I. (1969) Zeolite distribution in the Katayama geothermal area, Onikobe, Japan. *Japan J. Geol. Geogr.*, no. 15, p. 63-79.
- 島田寛一・藤野敏雄・古賀昭人・広渡和緒(1985) 八丁原地熱地帯の酸性熱水の成因と対策. 地熱, vol. 22, p. 276-292.
- TAKASHIMA, I. (1974) The measurement of inversion temperature of quartz by differential scanning calorimeter (DSC) and its application to a geothermometer and an indicator of growth environment. *J. Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 75-80.
- 高島 勲(1978) 宮城県鬼首地域の熱水変質—特に酸性熱水の成因と変質年代に関連して—. 地調月報, vol. 29, p. 371-372.
- ・本多朔郎(1985) 火山岩および変質岩の熱ルミネッセンス年代測定における問題点. 地熱, vol. 22, p. 215-223.
- YAMADA, E. (1972) Study on the stratigraphy of Onikobe area, Miyagi Prefecture, Japan: with the special reference to the development of the Onikobe Basin. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 23, p. 217-231.
- 山田営三・岡田 博・西村 進・谷口政碩・名取博夫(1978) 宮城県玉造郡片山・鳴子地熱地域の熱水変質帯. 地調報告, no. 259, p. 341-373.

秋田県栗駒北部地熱地域の岩石変質と地熱系

金原啓司*

Hydrothermal rock alteration and geothermal system in the North Kurikoma geothermal area Akita Prefecture, Northeast Japan

By

Keiji KIMBARA*

Abstract: Geothermal alteration zones are widely developed in and around hot springs and solfatara of the North Kurikoma geothermal area. The types of surface alteration are directly correlated to the chemical characteristics of hot-spring waters as follows: Acidic alteration zones (silicified, kaolinite and alunite zones) in the distribution areas of acidic-type hot springs such as Kawarage and Doroyu, and alkaline alteration zones (chlorite zone associated with laumontite and wairakite) in the distribution areas of neutral to alkaline hot springs such as Oyasu and Oyu.

Wide distribution of subsurface high temperature area higher than 200°C is probably caused by the hot igneous body intruded into the pre-Tertiary basement rocks. Distribution of intensive geothermal manifestations and alteration zones show that the hot igneous body penetrated to the shallower horizon in the Kawarage-Ishigamiyama area extending NW-SE direction. High-temperature hydrothermal convection systems due to the hot igneous body have been formed in the fractured-type geothermal reservoirs of Neogene Tertiary and pre-Tertiary formations.

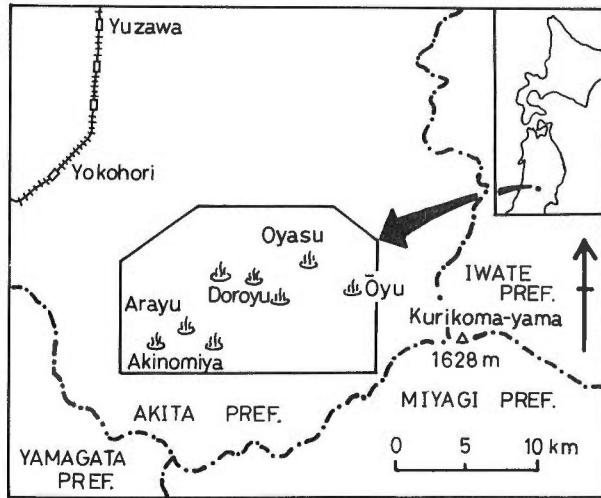
1. ま え が き

秋田・宮城・岩手県境に位置する栗駒火山の西北には小安、泥湯、川原毛、秋ノ宮などの著名な温泉地帯を包含する面積約 180 km² の地熱地帯（以下栗駒北部地域と呼ぶ）がある（第 1 図）。

本地域における地熱調査の経緯としては中村ほか（1955）による先駆的な調査があるほか、昭和 48 年度には地質調査所が「全国地熱基礎調査」（栗駒北部地域）を実施している。また最近では昭和 57・58 年度に新エネルギー総合開発機構（以下 NEDO と呼ぶ）が「地熱開発促進調査」の一環として「湯沢雄勝地域」を実施したほか、昭和 61 年度からは隣接の「皆瀬地域」においても同調査を実施中である。これらの調査と前後して昭和 46 年以降小安・泥湯地区で同和鉱業（株）（昭和 61 年 1 月より秋田地熱エネルギー（株））が、また秋ノ宮地区では日本重化学工業（株）が企業化を目的とした地熱開発調査をそれぞれ行っている。これら企業によって取得された探査データは膨大な量に達しているものと

* 地殻熱部

* Geothermal Research Department



第1図 調査地域位置図。
Fig. 1 Index map showing the studied area.

思われ、その一端は鷹薮ほか（1982）及び中ほか（1987）にも紹介されている。

地質調査所においても昭和51年度以降組織的な熱水系化学調査を行い、その成果はすでに阿部・茂野ほか（1979）により報告されている。また筆者は昭和50—52年度の3ケ年間にわたって同地域で經常研究（地熱温泉変質研究）を実施し、変質帯調査の他に約500試料の変質鉱物分析を行った。さらに昭和53—54年度にはサンシャイン計画「地熱地域の熱水系に関する研究」の変成分帯研究で同地域の変質帯調査を継続し、この調査の一環として同和工営（株）によって約300の試料採取及び変質鉱物分析がなされた。

栗駒北部地域の地熱変質帯については、すでに地質調査所による「全国地熱基礎調査」の詳細な結果が報告されており（谷口ほか、1978）、また最近ではUTADA *et al.* (1987) によっても同地域の広域的な変質帯調査結果が報告されている。本報告はこれらの調査研究とは全く別個に、筆者がこれまで同地域で進めてきた調査結果を取りまとめたものであり、その概要についてはすでに報告した（金原、1985b）。

本報告を取りまとめるに当たり、栗駒北部地域での変質帯調査研究を勧めていただいた角清愛博士（当時応用地質部環境地質課長、現日本重化学工業（株）地熱事業部）、また試料採取及びX線分析の一部を担当していただいた同和工営（株）の岡田博氏に厚くお礼申し上げる次第である。

2. 地質及び地熱概略

本地域の地質のうち、小安・泥湯地域については岡田・岩田（1979）、中ほか（1987）により、また秋ノ宮地域については鷹薮ほか（1982）により報告されているが、地質層序名は両者間で異っている*1)。一方臼田ほか（1981、1982）は5万分の1秋田県総合地質図幅の一環として本地域の地質を体系的にまとめているので、以下主としてこれに基づいて本地域の地質概略を述べる。なお、最近竹野（1987、1988）は本地域の詳細な地質調査を実施し、地質の層序及び構造の見直しを行って「雄勝カルデラ」の存在を、またUTADA *et al.* (1987) も竹野と層序的な考え方は異なるものの、同地域に「三途川カルデラ」の存在をそれぞれ提唱している。

*1) NEDO (1985) により両者を統一した地質編集図が公表されている。

本地域では川原毛の南を通過してNW-SE方向に延びる川原毛断層と、これから派生して泥湯・榑湯を通る小安断層が主要な構造線をなしており、この方向は生出・大沼(1960)の提唱する松島一本荘帯の方向におおむね一致するものである。

「全国地熱基礎調査」によってなされた重力調査結果(須田ほか, 1977; 地質調査所, 1981)によれば, 第3図に示すように, 本地域には北西端の奥前森(桑ノ沢)の基盤岩露出に対応して50 mgal以上の高重力域が南の荒湯まで延びており(奥前森・荒湯高重力域と呼ぶ, 以下同じ), また山伏岳から北へ延びる小規模な細長い低重力域(山伏岳低重力域)をはさんで, その東部の小安岳から石神山にかけてもNW-SE方向の延びを持つ高重力域(小安岳・石神山高重力域)が認められる。これら高重力域の北側には兜山を中心とした40 mgal以下の顕著な低重力域(兜山・木地山低重力域)が分布している。

栗駒北部地域には皆瀬川沿いの小安・大湯, 及びその上流の赤湯又, さらには泥湯・川原毛, 荒湯周辺などに多数の高温の温泉・噴気地帯が分布しており, これら地熱微候の多くが高重力域もしくは重力急斜面上に位置している。一方秋田地熱エネルギー(株)によって現在開発調査が進められつつあり, また地熱開発促進調査(NEDO, 1985)のYO-7号(深度1,800 m)によって291°Cの高温が確認された下ノ岱地区は, 第3図では兜山・木地山低重力域に属している。このほか海拔-500 mの等温線(第4図)でも示されるように, これまでの調査によって確認されている本地域の高温域は, 本質的には今までに述べた重力・地質構造とは一見無関係に広大な分布を示している。

3. 変質鉱物

変質鉱物同定のために, 採取された約800試料について粉末及び定方位X線分析を行ったところ, 以下のような鉱物が検出された。

3.1 シリカ鉱物

シリカ鉱物としてオパール, α -クリストバル石, リンケイ石, 石英が同定された。

秋ノ宮温泉の噴泉塔はオパールよりなる温泉沈殿物(珪華)であり, 球状集合体を示す“ブリコ石”は天然記念物に指定され, 保存されている(近藤, 1975)。大湯温泉の近くでも皆瀬川沿いの道路端に“木の葉石”と呼ばれる温泉沈殿物(オパール)を見ることが出来る。

α -クリストバル石とリンケイ石は兜山層及び高松岳石英安山岩などの, 変質鉱物としての粘土鉱物を全く含まない試料(未変質岩と呼ぶ)中にしばしば認められる。またカオリナイト, 明ばん石が生じているような酸性変質岩中にもこれらの鉱物が認められる。このように α -クリストバル石, リンケイ石が初生鉱物であるか, 二次鉱物であるかの区別はその産状に照らして判断する必要がある。

石英は変質, 未変質岩を問わず普通に検出されるが, 泥湯, 川原毛, 滝向(大噴湯)ではほとんど二次の石英のみよりなる珪化岩が生じている(このような変質帯を珪化帯と呼ぶ)。また皆瀬川沿いに露出する三途川層-虎毛山層には層理面もしくは裂かを充填する厚さ数cm-10数cmの石英脈を数多く見ることが出来る。

3.2 粘土鉱物

未変質岩, 珪化岩を除くほとんどすべての試料中に粘土鉱物が生じている。すなわち中性-アルカリ性熱水環境下で生成した変質岩中にはモンモリロナイト, 緑泥石/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, 緑泥石, 及びセリサイトが普通に生じている。本地域の虎毛山層より下位層ではこの種の変質岩がグリーンタフ変質作用により広域的規模で生成していることから, 地熱変質作用との識別が困難になっている。しかしながらすでに述べたように, 竹野(1987, 1988)及びUTADA *et al.* (1987)によれば, 虎毛山層-三途川層は中新世後期-鮮新世のカルデラ堆積物であり, 従ってそこに見られる広域変質作用もUTADA *et al.* によるカルデラ型変質に相当する可能性が

ある。「グリーンタフ」の定義にもよるが、現状では従来の意味でのグリーンタフ変質と呼ぶのは必ずしも適切でないかも知れない。しかしながら本報告では臼田ほか(1981, 1982)の地質層序に基づいて記載を進めていること、及び現在の地熱活動による変質作用と区別する必要があることなどの理由から、虎毛山層以下の地層に見られる変質を以下“グリーンタフ”変質と呼ぶことにする。

酸性熱水環境下で生じた変質岩中にはハロイサイト、カオリナイト、デイッカイト、パイロフィライト、そして粘土鉱物ではないが明ばん石が生じている。このうちデイッカイトは石神山山頂付近の高松岳石英安山岩中に特徴的に生じている。パイロフィライトは蝸牛山^{かたつむりやま}の北西斜面の三途川層中において1試料中のみデイッカイト、明ばん石とともに検出された。またハロイサイトは川原毛北東の高松川沿いに露出する兜山層の弱変質—未変質岩中に見られるが、恐らくこれは風化作用によって生じたものであろう。荒湯周辺に発達する酸性変質岩中にはカオリナイトと共存してセリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物が生じており、ここでは昭和49年12月までジークライト化学鉱業が「秋ノ宮カオリン」として粘土資源の採掘を行っていた。

3.3 沸石鉱物

斜プチロル沸石、モルデン沸石、束沸石、濁沸石、ワイラケ沸石、湯河原沸石が沸石鉱物として検出された。

兜山層、三途川層、虎毛山層中の石英安山岩質火砕岩中にしばしばモルデン沸石が生じており、その多くが続成—“グリーンタフ”広域変質作用^{*6)}の産物であると考えられている(本多, 1979)。しかしながら小安大噴湯の三途川層中に緑泥石とともに産するモルデン沸石と大湯温泉周辺の虎毛山層中にモンモリロナイトとともに産するモルデン沸石は、その産出が噴気地周辺に限定されていることから、地熱変質作用によってもたらされた可能性が高い。同様に小安沢の三途川層—虎毛山層中の濁沸石、ワイラケ沸石、及び大湯沢の噴気帯にある虎毛山層の濁沸石、桂沢から大鳥谷沢下流にかけての虎毛山層中の濁沸石も同様の理由から地熱変質作用の産物と考えられる。これに対して湯ノ又沢、及び赤湯又沢周辺の虎毛山層中にも濁沸石が生じているが、これらについては地熱活動との直接的関係は不明である。湯河原沸石は、すでに述べたように、皆瀬川沿いに分布する三途川層及び虎毛山層に発達する裂かを充填する石英脈中に時々認められる。

4. 変質分帯

以下の記載では議論を容易にするために、基準変質鉱物(成因は問わない)の存在の有無による酸性変質帯、アルカリ性変質帯と変質鉱物分布域の記載を行う。

4.1 酸性変質帯

栗駒北部地熱地域における酸性変質帯は珪化、明ばん石、デイッカイト、カオリナイトの各帯に分帯することが可能である。

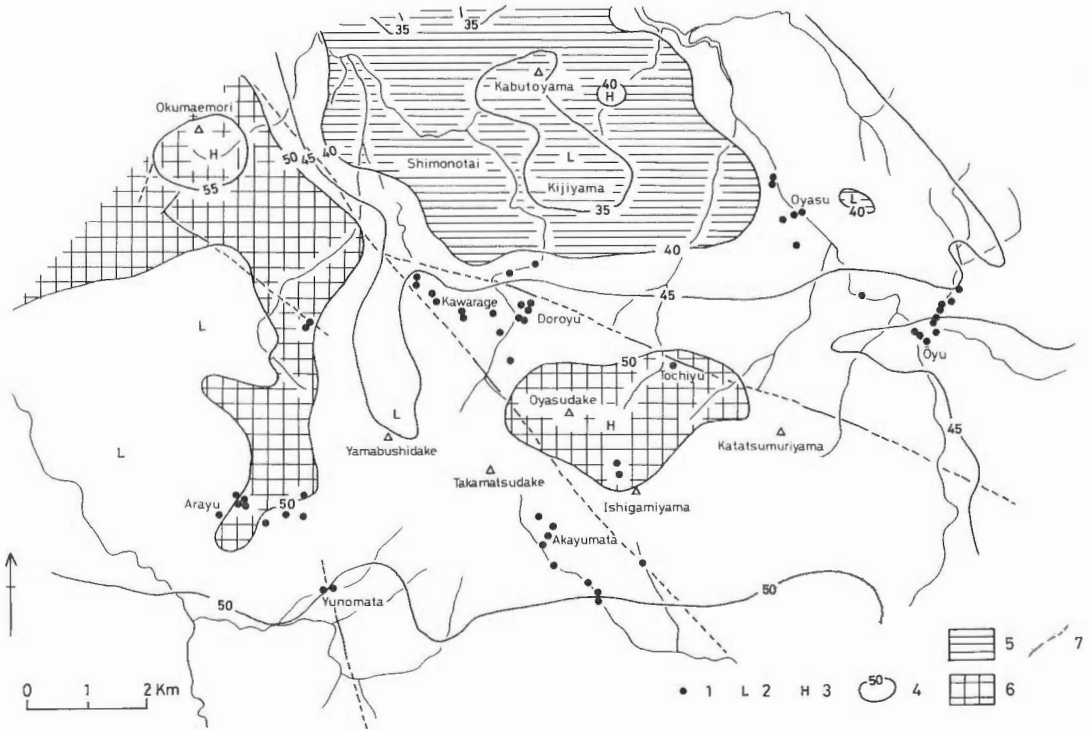
川原毛では活発な酸性噴気ガス活動によって母岩が溶脱作用を受けたり、またシリカの添加を受けたりしてほぼ石英のみよりなる変質帯(珪化帯)が形成されている。明ばん石が出現する変質帯を明ばん石帯と定義するが、これにはしばしばカオリナイトが共存する。本帯は山葵沢^{わさび}上流の高松岳石英安山岩分布地域に点在しているほか、泥湯・川原毛及び荒湯周辺の酸性変質帯(多くは後述するカオリナイト帯)中にもスポット状に認められる。明ばん石を伴わないカオリナイト分布域をカオリナイト帯とする。本帯は泥湯・川原毛、山葵沢、荒湯、石神山周辺に大規模に発達するほか、小安、大湯、赤湯などでは現在の噴気・温泉活動地周辺に局所的に生成している。デイッカイトが石神山の山頂周辺に特徴的に認められるので、これをデイッカイト帯としてカオリナイト帯から区別した。

*6) UTADA *et al.* (1987) は本地域ではカルデラ堆積物(三途川層)が高地温勾配・中程度温度下の“カルデラ型”変質作用で変質し、モルデン沸石が広域的規模で生成したと述べている。

4.2 アルカリ性変質帯

緑泥石もしくは緑泥石/モンモリロナイト混合層鉱物の存在によって特徴づけられる変質帯を緑泥石帯とする。本地域ではこの緑泥石帯が広大な分布を占めているが、その大半は“グリーンタフ”変質作用による産物であると考えられる。なお沸石帯については次のような分帯を行った。小安沢、大湯沢に見られるように、緑泥石帯内にはしばしば濁沸石、ワイラケ沸石がまとまって見られるので、これらを濁沸石帯、ワイラケ沸石帯とした。またモルデン沸石の生成している変質帯をモルデン沸石帯としたが、本地域では続成変質作用によって生じたと考えられるモルデン沸石が兜山層から三途川層、及び虎毛山層の一部にかけて数多く見られるので、第4図には地熱活動と関係があると判断した大湯周辺のものについてのみ表現した。

セリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物は緑泥石帯全域にわたって生じており、そのほとんどが“グリーンタフ”変質作用によって生じたものと思われる。一方この種の鉱物は荒湯のカオリナイト帯にも顕著に見られるが、ここは現在も活発な温泉・噴気活動地であることから判断すると、地熱変質作用によって生成したものであろう。

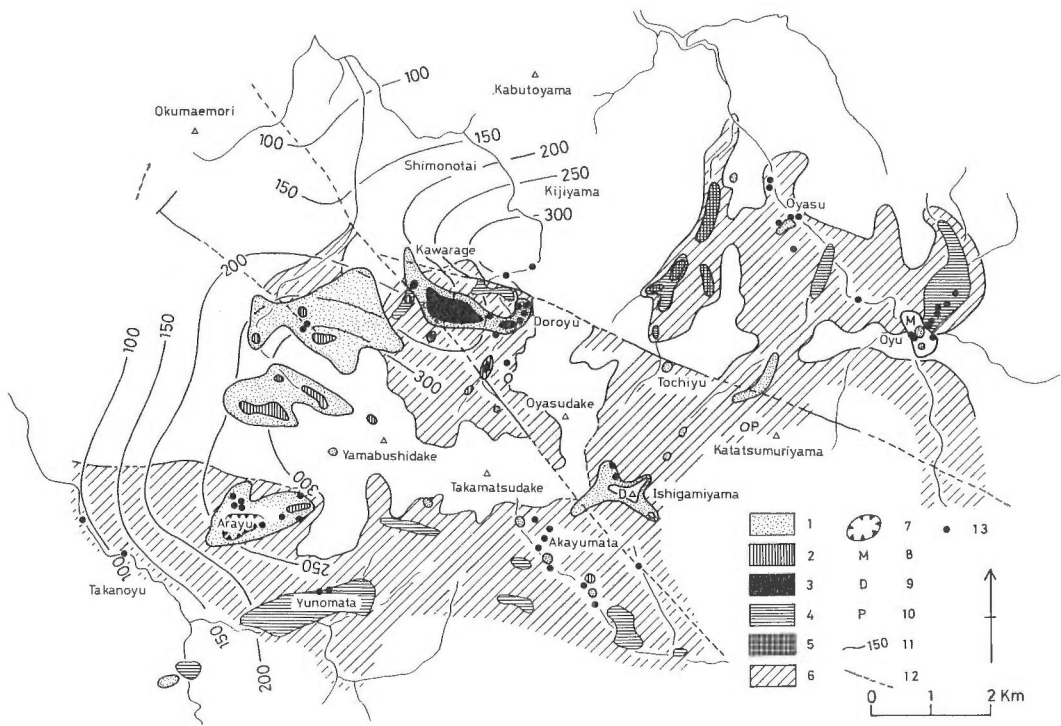


第3図 栗駒北部地域等重力線概略図。(須田ほか, 1977; 地質調査所, 1981を簡略化)。

1. 温泉・噴気, 2. 低重力異常, 3. 高重力異常, 4. 等重力線 (補正密度 2.4 g/cm^3 , 単位 mgal), 5. 低重力異常域 ($<40 \text{ mgal}$), 6. 高重力異常域 ($>50 \text{ mgal}$), 7. 断層。

Fig. 3 Simplified Bouguer gravity anomalies map of the North Kurikoma geothermal area. (modified after SUDA *et al.*, 1977; Geol. Surv. Japan, 1981).

1. Hot spring and fumarole, 2. Low Bouguer gravity anomalies, 3. High Bouguer gravity anomalies, 4. Gravity contour in mgal ($\rho = 2.4 \text{ g/cm}^3$), 5. Lower gravity anomalies area ($<40 \text{ mgal}$), 6. Higher gravity anomalies area ($>50 \text{ mgal}$), 7. Fault.



第4図 栗駒北部地域変質帯分布図。

1. カオリナイト帯, 2. 明ばん石帯, 3. 珪化帯, 4. 濁沸石帯, 5. ワイラケ沸石帯, 6. 緑泥石帯, 7. セリサイト, セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物分布域, 8. モルデン沸石帯, 9. デイッカイト帯, 10. パイロフィライト, 11. 海拔-500mでの等温線(°C)(NEDO, 1985), 12. 断層, 13. 温泉・噴気。

Fig. 4 Distribution of hydrothermal alteration zones.

1. Kaolinite zone, 2. Alunite zone, 3. Silicified zone, 4. Laumontite zone, 5. Wairakite zone, 6. Chlorite zone, 7. Distribution area of sericite and mixed-layer sericite/montmorillonite, 8. Mordenite zone, 9. Dickite zone, 10. Pyrophyllite, 11. Isotherms (°C) at 500 m below sea level (NEDO, 1985), 12. Fault, 13. Hot spring and fumarole.

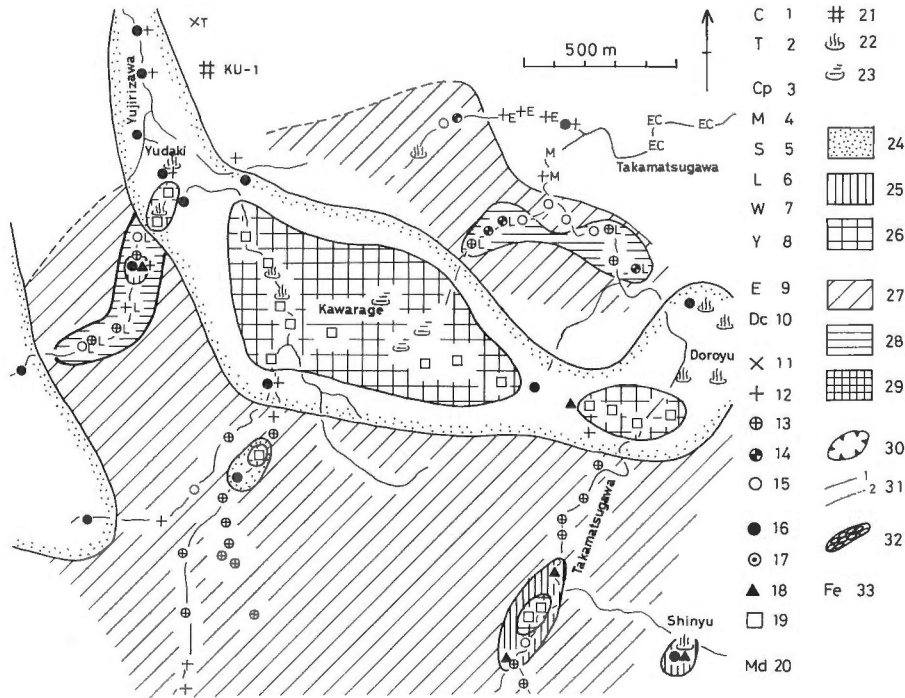
5. 地熱変質帯記載

本地域の酸性及びアルカリ性変質帯の分布を第4図に示すが、以下地熱変質帯の詳細を主要な地区ごとに述べる。

5.1 川原毛・泥湯地区(第5図)

現在でも活発な噴気活動の見られる川原毛は、ここに発達する珪化変質帯の規模、湧出するCl⁻酸性型熱水などから、隣接する泥湯とともに栗駒北部地域の地熱活動の中心的場所とみなされてきた(中村ほか, 1955)。

以前昇華硫黄が採掘されていた川原毛では、母岩の虎毛山層は噴気作用によりほぼ石英のみよりなる珪化岩に変質している。珪化岩中の流体包有物均質化温度測定結果によれば、変質作用に関与した熱水の温度は180-290°C(強い珪化作用は200°C以上)であったことが知られている(武内, 1984)。また湯尻沢では鉛重晶石が温泉沈殿物として生じている(南・小笠原, 1929; 椎川・山口, 1956)。珪化帯



第5図 川原毛・泥湯地区の変質帯分布。

1. α -クリストバル石, 2. リンケイ石, 3. 斜ブテロル沸石, 4. モルデン沸石, 5. 東沸石, 6. 濁沸石, 7. ワイラケ沸石, 8. 湯河原沸石, 9. ハロイサイト, 10. デイッカイト帯, 11. 粘土鉱物なし (“非変質”), 12. モンモリロナイト, 13. モンモリロナイト+緑泥石, 14. 緑泥石/モンモリロナイト混合層鉱物, 15. 緑泥石, 16. カオリナイト, 17. デイッカイト, 18. 明ばん石, 19. 珪化岩, 20. モルデン沸石帯, 21. 地熱調査井, 22. 温泉, 23. 噴気, 24. カオリナイト帯, 25. 明ばん石帯, 26. 珪化帯, 27. 緑泥石帯, 28. 濁沸石帯, 29. ワイラケ沸石帯, 30. セリサイト, セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物分布域, 31. セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物の $\Delta 2\theta$ 値線 (金原ほか, 1979), 32. 温泉沈殿物, 33. 褐鉄鉱々床。

Fig. 5 Distribution of minerals and alteration zones in the Kawarage-Doroyu area.

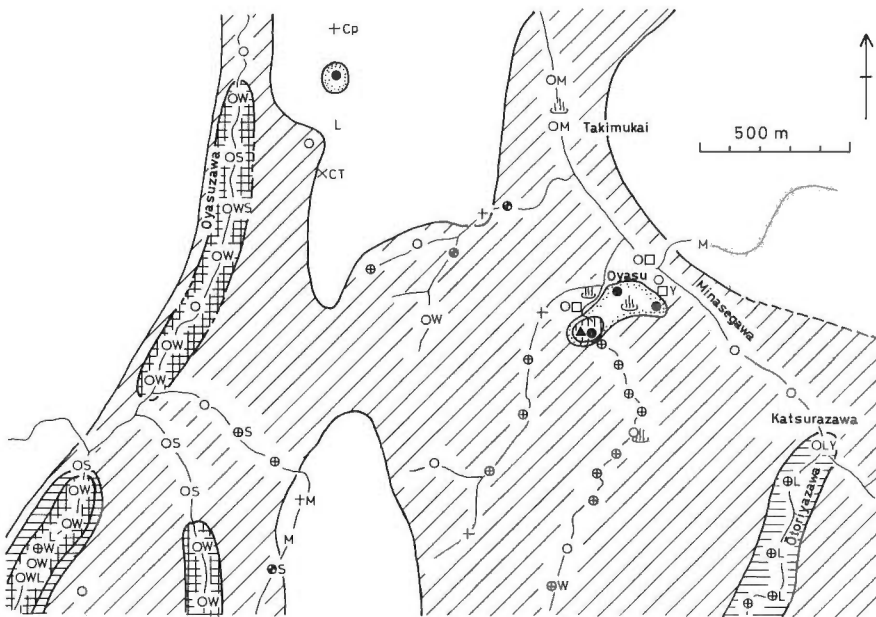
1. α -cristobalite, 2. Tridymite, 3. Clinoptilolite, 4. Mordenite, 5. Stilbite, 6. Laumontite, 7. Wairakite, 8. Yugawaralite, 9. Halloysite, 10. Dickite zone, 11. without clay minerals (“fresh”), 12. Montmorillonite, 13. Montmorillonite + chlorite, 14. Mixed-layer chlorite/montmorillonite, 15. Chlorite, 16. Kaolinite, 17. Dickite, 18. Alunite, 19. Silicified rock, 20. Mordenite zone, 21. Exploration well, 22. Hot spring, 23. Fumarole, 24. Kaolinite zone, 25. Alunite zone, 26. Silicified zone, 27. Chlorite zone, 28. Laumontite zone, 29. Wairakite zone, 30. Distribution area of sericite and mixed-layer sericite/montmorillonite, 31. $\Delta 2\theta$ lines (KIMBARA *et al.*, 1979) showing the amount of expandable layers in mixed-layer sericite/montmorillonite, 32. Travertine, 33. Limonite deposits.

の周辺は泥湯及び湯滝の温泉湧出地点を中心にしてカオリナイト化変質を受けており、また小安岳中腹より湧出する新湯では明ばん石が生成している。

川原毛・泥湯の変質帯は本地域に発達する主要構造線である NW-SE 方向の川原毛断層と、これから派生した小安断層にはさまれた場所に位置し (第4図)、かつその北側は兜山・木地山低重力域にかける重力急傾斜部を構成するなど (第3図)、地質構造上重要な位置を占めている。

5.2 小安地区 (第6図)

本地区をほぼ南北に走る皆瀬川及び小安沢は浸食によって川筋が深く切れ込み、峡谷部では三途川層が、また尾根部ではそれを不整合に覆う兜山層が露出している。この地区より湧出する温泉は Na^+ ・



第6図 小安地区の変質帯分布.

凡例は第5図に同じ.

Fig. 6 Distribution of minerals and alteration zones in the Oyasu area.

Explanatory notes are the same to those of Fig. 5.

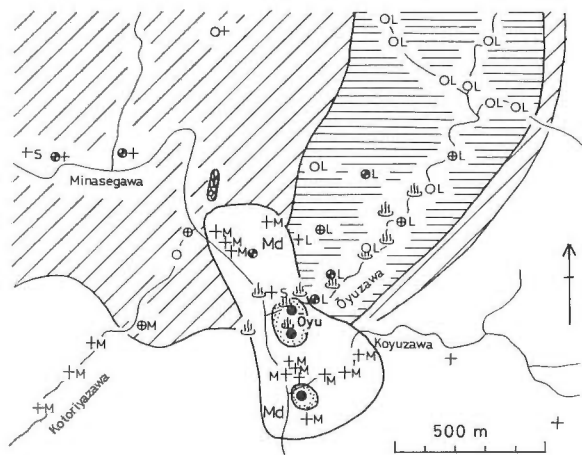
Cl⁻ 中性型であり (阿部・茂野ほか, 1979), 皆瀬川峡谷の滝向 (大噴湯) では三途川層の湖成堆積物 (シルト岩) の層理面より大量の沸とう熱水が噴出しており, その景観は雄大である. ここでの三途川層は, モルデン沸石を含む著しい珪質の緑泥石化岩に変化している. 滝向からその南東の桂沢にかけての皆瀬川沿いではこのような熱水活動の産物である石英脈 (濁沸石や湯河原沸石をしばしば伴う) を数多く見ることができる.

小安温泉周辺には温泉活動によって小規模な明ばん石帯, カオリナイト帯が生成している. ここから産する粘土 (小安粘土) は三途川層の凝灰岩が変質した高い結晶度のカオリナイトであるが, 規模は小さい (増井ほか, 1962).

小安沢峡谷は現在地熱微候が全く存在しないにもかかわらず, ここでの三途川層は顕著な緑泥石化変質を受けているとともに, 濁沸石及びワイラケ沸石が生成している. このような変質鉱物の生成を続成作用で説明することは困難であり, ここには過去において地熱活動に関連する熱水変質作用があったものと推測される. 桂沢から南に入る大鳥谷沢下流にかけて見られる虎毛山層中の濁沸石帯にも濁沸石, 湯河原沸石を伴う石英脈が存在するが, 同様に地熱活動の産物であると考えられる.

5.3 大湯地区 (第7図)

大湯温泉では温度 96.5°C, pH 8.9 の Na⁺・Cl⁻ 型高塩濃度熱水が湧出しており, ここから北東に延びる大湯沢に沿って数多くの温泉・噴気地が存在している. 大湯温泉の周辺には噴気作用による小規模なカオリナイト帯が発達しており, 以前粘土鉱床としての調査もなされたことがある (増井ほか, 1962). カオリナイト帯の周辺には, これを取り囲むようにしてモンモリロナイトと共存するモルデン沸石が生じている. 母岩が虎毛山層であることと, 噴気地及び酸性変質帯露頭に近接しているなどの分

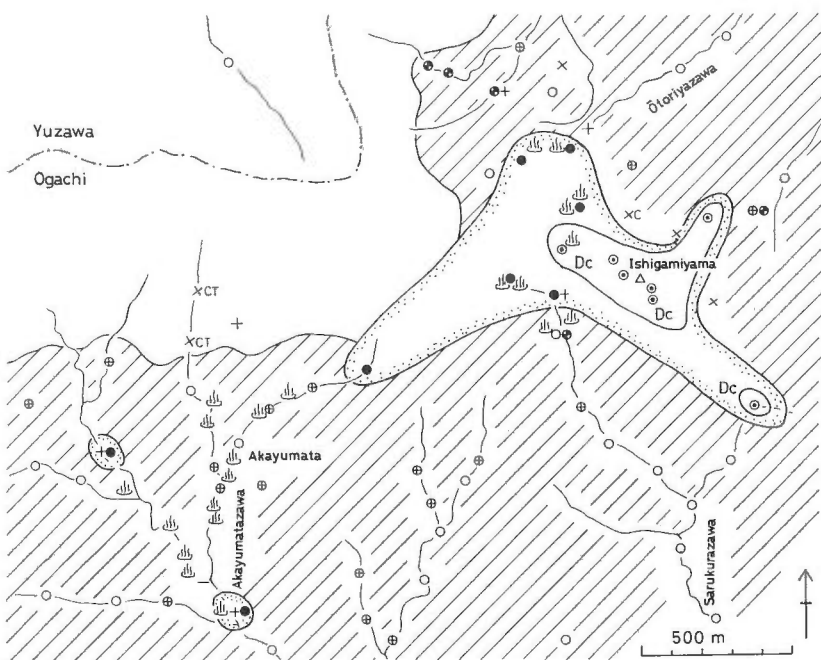


第7図 大湯地区の変質帯分布.

凡例は第5図に同じ.

Fig. 7 Distribution of minerals and alteration zones in the Oyu area.

Explanatory notes are the same to those of Fig. 5.



第8図 石神山・赤湯又地区の変質帯分布.

凡例は第5図に同じ.

Fig. 8 Distribution of minerals and alteration zones in the Ishigamiyama-Akayumata area.

Explanatory notes are the same to those of Fig. 5.

布形態から判断して、第7図には地熱変質作用に関係したモルデン沸石帯として表現した。但しこのモルデン沸石帯の西に隣接して、小鳥谷沢をはさんだ三途川層分布域中にもモルデン沸石が広く認められることから、その成因についてはさらに検討を要する。

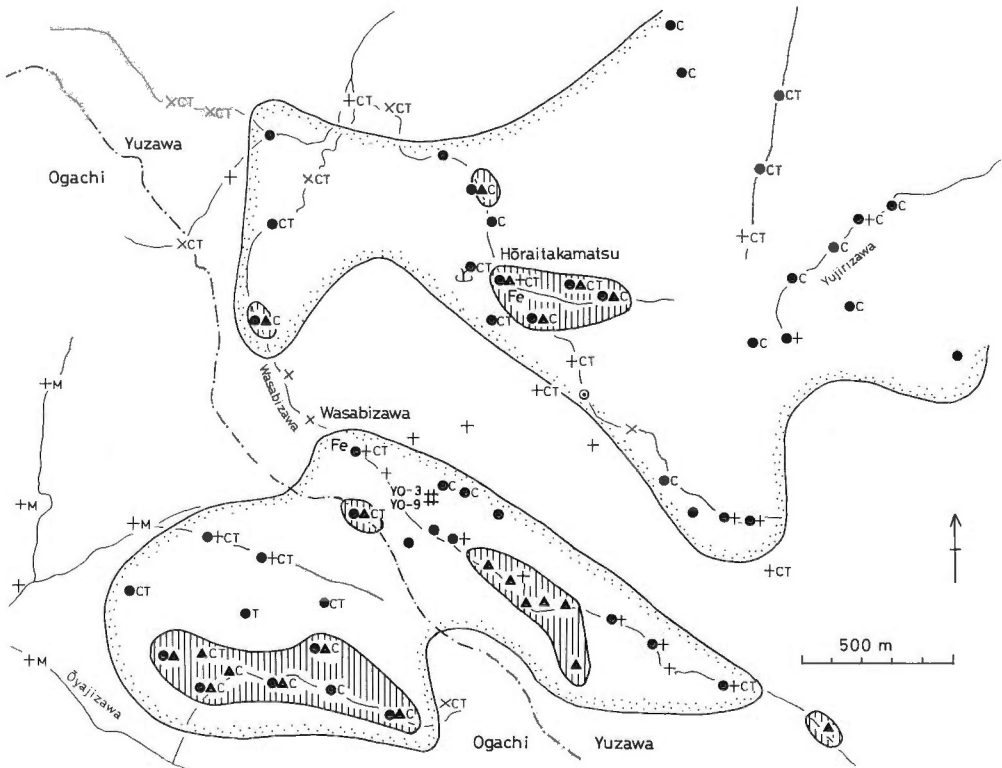
本地区の虎毛山層に見られる緑泥石帯の多くは“グリーンタフ”変質の可能性が高く、地熱変質との関係を議論することは一般的に困難である。しかしながら、少なくとも大湯沢に見られる緑泥石を伴う濁沸石帯については、これが高温、高 pH の熱水湧出地帯内にあることから、地熱活動産物であることは間違いないものと考えている。なお大湯温泉の北西 500 m の皆瀬川沿いの道路切りには「木の葉石」と呼ばれる温泉沈殿物（珪華）が見られる。

5.4 石神山・赤湯又地区（第8図）

石神山は標高約 1,140 m の高所にあり、母岩が第四紀高松岳石英安山岩であるにもかかわらず、山頂付近一帯はデイッカイトの存在によって特徴づけられる酸性変質作用を受けている。石神山北西の鞍部（大鳥谷沢最上流）付近では現在でも活発な噴気活動が見られ、母岩（三途川層）は白色で堅硬なカオリナイト化変質を受けている。

一方皆瀬川の源流の1つである赤湯又沢の上流（石神山の西南）には高温の温泉・噴気地帯が沢沿いに連続しており、そこではカオリナイト帯が局所的に発達している。

以上述べたように石神山・赤湯又地区は地形の高所であるにもかかわらず、地熱活動は活発であり、



第9図 山葵沢地区の変質帯分布。

凡例は第5図に同じ。

Fig. 9 Distribution of minerals and alteration zones in the Wasabizawa area.
Explanatory notes are the same to those of Fig. 5.

かつそこに発達する酸性変質帯と石神山が小安岳・石神山高重力域の一端に位置することなどから判断すると、ここが栗駒北部地域の地熱活動の中心的場所の1つであると推定される。

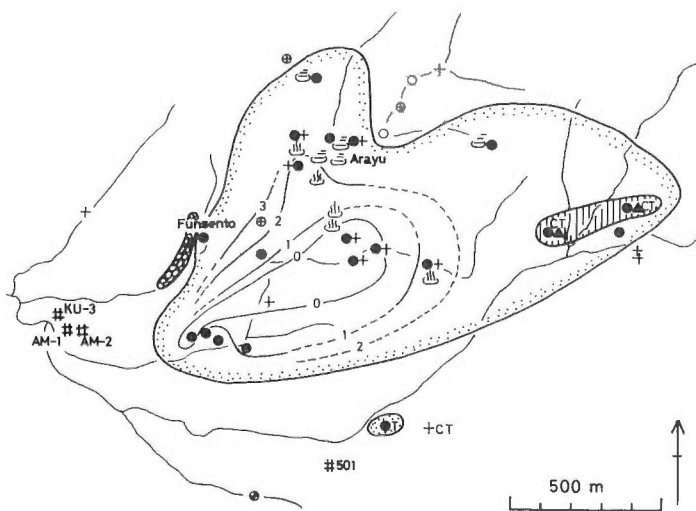
5.5 山葵沢地区 (第9図)

湯沢市山葵沢上流から雄勝町黒沢上流にかけての標高 800-900 m に分布する虎毛山層*7) 及びこれを覆う高松岳石英安山岩は地熱活動によりカオリナイト化変質を広域的に受けている。この地域は山伏岳周辺の沈殿性褐鉄鉱々床群で代表されるように、4ヶ所の褐鉄鉱々床が知られており(椎川・本多, 1953), その成因についても椎川(1956)により詳細に研究されている。このうち山葵沢上流には旧蓬来高松鉱山と山葵沢鉱床があり、前者での周辺には明ばん石が生成している。なお明ばん石化変質は山葵沢鉱床の上流及び黒沢の支流である大谷地沢上流地域においても認められる。

山葵沢鉱床の上流では昭和57-58年にかけて深度1,200 mの地熱開発調査井YO-3号井(最高温度252°C)が掘削され、先第三紀基盤岩類(花崗閃緑岩)中に発達するフラクチャーからおよそ熱水7 t/h, 蒸気10 t/hの噴出を見ている(NEDO, 1985)。

5.6 荒湯地区 (第10図)

現在でも活発な温泉・噴気活動の見られる荒湯では、すでに述べたように、かつてカオリン粘土の採掘が行われていた。ここではセリサイト、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物を伴う広範囲なカオリナイト化変質が認められる。第10図の等 $\Delta 2\theta$ 値線(金原ほか, 1979)で示されるように、混合層鉱物の膨潤層の割合は中心部から周辺部に向かって順次増加する傾向にある。なお荒湯の西には噴泉塔と呼ばれるオパールからなる温泉沈殿物(珪華)がある(近藤, 1975)。



第10図 荒湯地区の変質帯分布。

凡例は第5図に同じ。

Fig. 10 Distribution of minerals and alteration zones in the Arayu area.

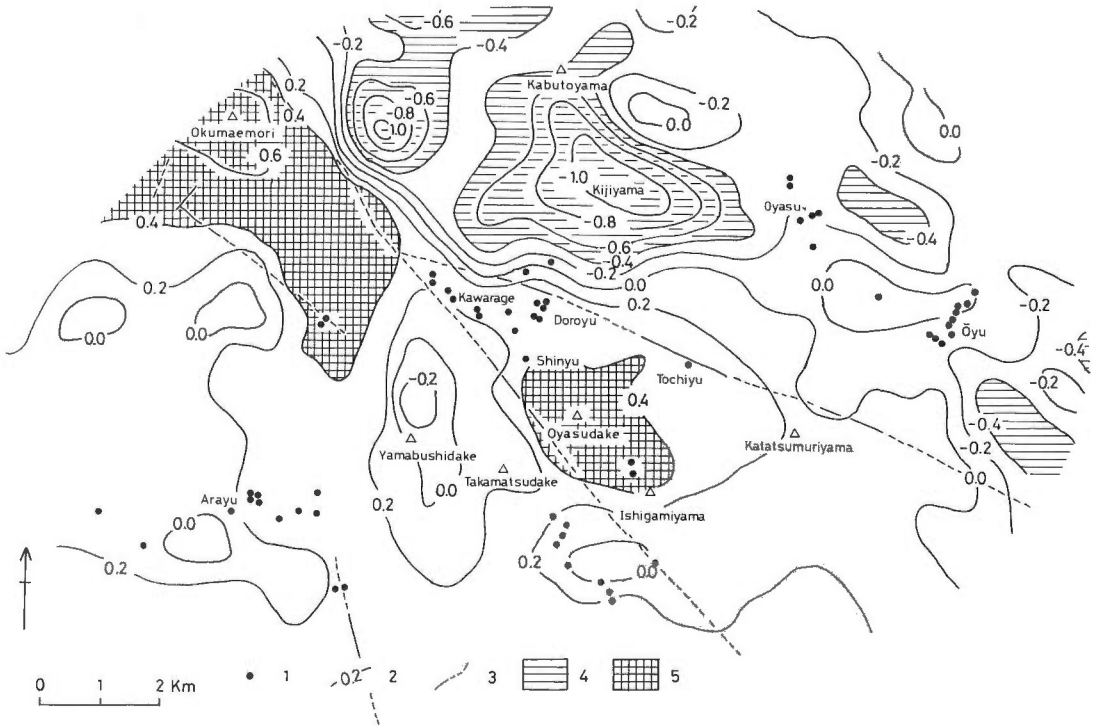
Explanatory notes are the same to those of Fig. 5.

*7) 酸性変質作用を免れている部分は緑泥石化、モルデン沸石化の変質を受けている。

6. 地熱系モデル

6.1 変質帯分布とブーゲー異常

荒湯, 山葵沢, 川原毛・泥湯, 石神山・赤湯又地区に見られるように, 本地域の酸性変質帯はいずれも第3図の高重力域上もしくは高重力域から低重力域にかけての重力斜面上に発達している. この種の酸性変質帯は地表部に薄くしか発達していないのが普通であるが, 一般に熱水の上昇域を示唆するものとして重要である. これに対して兜山・木地山低重力域は崖錐や未変質の兜山層によって覆われているために, 地表試料から地下に発達する変質の実態を把握することは困難である. しかしながらその一端を皆瀬川や小安峡谷に露出する濁沸石, ワイラケ沸石を伴う緑泥石化した三途川層で見ることができる. また低重力域のほぼ中心に近い上新田で掘削された深度 1,800 m の YO-7 号井 (最高温度 291°C) では, 深度 498 m から坑底まで虎毛山層が連続しており, 上部で濁沸石, 下部ではワイラケ沸石を伴う緑泥石帯 (セリサイト, セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物は欠如) が発達している^{*8)} (NEDO, 1985).



第 11 図 栗駒北部地域の重力基盤等深線図. (小川ほか, 1978).

1. 温泉・噴気, 2. 重力基盤等深線 (km, 海拔), 3. 断層, 4. 重力基盤隆起域 (>0.4 km, 海拔)

Fig. 11 Depth of gravity basement in the North Kurikoma geothermal area. (OGAWA *et al.*, 1978).

1. Hot spring and fumarole, 2. Depth of gravity basement in km above sea level, 3. Fault, 4. Uplifted area of gravity basement (>0.4 km a.s.l.), 5. Depressed area of gravity basement (<-0.4 km a.s.l.).

*8) 上ノ岱地区の企業井では上部より斜ブチロル沸石帯, モルデン沸石帯, 濁沸石帯, ワイラケ沸石帯の4帯に分帯でき, その地下温度はモルデン沸石帯下限で 180-200°C, 濁沸石帯→ワイラケ沸石帯が 240-260°C である (中ほか, 1987).

第1表 重力基盤深度と地質基盤深度(海拔m).
Table 1 Depth in m (a.s.l.) of gravity
basement and geologic basement
(pre-Tertiary system).

坑井名	重力基盤深度(m)	地質基盤深度(m)
YO-3*	400	606
KT-2***	-400	-380
YO-5*	200	-336
501**	100	-177
YO-7*	-800	>-1300
YO-8*	100	>-1170

データ出典

*NEDO(1985). ** 鷹背ほか(1982)

*** 日本地熱資源開発促進センター(1979)

前に生じた 20×30 km の陥没構造(“雄勝カルデラ”)の存在を提唱しているし、また UTADA *et al.* (1987) も“三途川カルデラ”の存在を提唱していることはすでに触れた通りである。高重力異常域のうち奥前森・荒湯高重力域は桑ノ沢に見られる基盤岩類分布に対応している。これに対して小安岳・石神山高重力域は、この周辺に基盤岩類の露出はなく、かつ標高 300 m の皆瀬川及び小安沢で 10° 前後で緩く傾斜した三途川層が標高 1,100 m の石神山山頂付近にまで見れることから、このあたりでは三途川層堆後小安断層を境界にしてブロック状隆起があったものと考えられる

すでに述べたように、石神山周辺の地形的高所にはデイカイトの生成により特徴づけられる酸性変質帯と噴気帯、及び赤湯又沢に温泉・噴気帯が存在することから、上述のブロック状隆起は火山性隆起である可能性が高いと判断される。ところで本地域で地熱熱源に関係する可能性のある火山岩として兜山層と高松岳石英安山岩があり、フィッシュ・トラック法によりそれぞれ 0.3 Ma, 0.2 Ma の年代値が得られている(西村ほか, 1976)。しかしながらこのような若い火山岩であるにもかかわらず、本地域ではカルデラ地形は勿論のこと火口などの火山地形を識別することは困難である。いずれにしても本地域の地熱熱源としての火山の解明は今後の重要な検討課題である。

第 11 図は小川ほか(1978)によって計算された本地域の重力基盤等深線図である。これは桑ノ沢付近に露出する基盤岩を基準にして計算されているために、第 1 表に示すように、この付近で掘削された坑井(YO-3, KT-2)では重力基盤深度と先第三系の地質基盤深度が比較的良好一致を示すのに対して、次第に離れた坑井(YO-5, 501)になるに従い合わなくなり、低重力域(沈降域)上で掘削された坑井(YO-7, YO-8)では全く一致していない。この原因は低重力域(沈降域)に堆積している地層の密度及び密度差の推定が困難なことによると考えられる。しかしながら以上の計算結果によれば小安岳・石神山高重力域の重力基盤深度は海拔 400 m 以浅であり、兜山・木地山低重力域に比較してここでは約 1,400 m 以上基盤深度が浅いことになる。

6.2 泉質と地熱変質帯

本地域では地熱変質帯と湧出する温泉水の化学的性質の間には密接な関係がある。阿部・茂野ほか(1979)によれば、本地域では Cl⁻ 酸性高塩濃度型温泉(泥湯, 川原毛)を中心にして、その外側に SO₄²⁻ 酸性低塩濃度噴気型温泉(榎湯・荒湯)が標高 500 m より高所に、またさらにその外側の標高 400 m より低所に Na⁺・Cl⁻ 中性高塩濃度型温泉(小安, 大湯, 鷹ノ湯, 湯ノ岱)が帯状分布している。このような帯状分布は川原毛を中心に地下深部より上昇してくる高温酸性火山噴気が、降水起源地下水及び岩石と反応することにより生じているものと説明されている(阿部・茂野ほか, 1979)。

すでに変質帯記載の項で述べてきたように、川原毛・泥湯地区では強酸性熱水と噴気作用により母岩は中心部で珪化、周辺部でカオリナイト化の変質作用を受けている。一方 Na⁺・Cl⁻ 中性高塩濃度型

日本の火山性地熱地帯では中央部に基盤岩隆起部(高重力異常域)を伴うベーズン構造(低重力異常域)が一般的モデルとして提唱されている(角, 1979)。隆起部には地熱熱源と深いかかわりのある第四紀火山がしばしば位置していることから、このような隆起構造は、火山性隆起運動によって形成されたのではないかとの解釈もある。

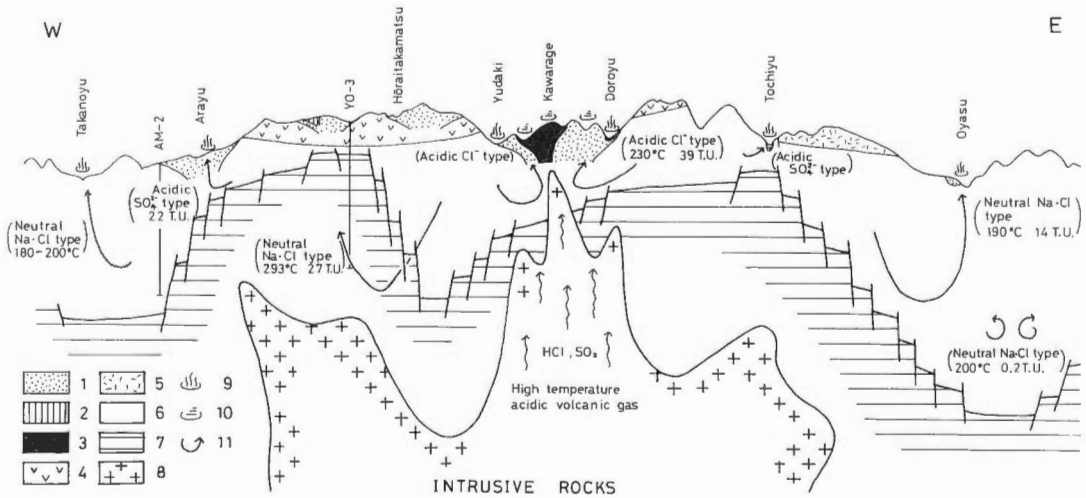
栗駒北部地域は広域的なブーゲー異常分布図(地質調査所, 1981)から見る限り、上述のベーズン構造に大局的には合致しているものと考えられる(第 3 図にはその中心部地域の概略図が示されている)。竹野(1987)はこの地域を含めた一帯に約 6 Ma

温泉の湧出する小安、大湯地区では、高 pH 熱水のために酸性変質帯（カオリナイト帯）の発達は局部的であり、周辺一帯は沸石（モルデン沸石、濁沸石、ワイラケ沸石）を伴う緑泥石化変質を受けている。本地域の虎毛山層より下位層に見られる緑泥石帯の大半は“グリーンタフ”変質によって生じたものと考えられるが、以上の理由から少くとも小安、大湯温泉周辺の緑泥石帯の一部は間違いなく現在の中性-アルカリ性熱水卓越型地熱系下の産物である。

SO₄²⁻ 酸性型の温泉が湧出する棚湯では小規模なカオリナイト帯が、また荒湯にはセリサイトを伴うかなりの規模のカオリナイト帯が発達している。この型の温泉は蒸気卓越型地熱系の存在を示唆と言われているが (WHITE *et al.*, 1971), 荒湯近傍で掘削された深度 1,005 m の 501 号井の気水比は 1:5 であり (鷹背ほか, 1982), また深度 1,002 m の AM-2 では Na⁺・Cl⁻ 中性高塩濃度型熱水が得られている (NEDO, 1985)。このことから荒湯の地下深部は本質的には熱水卓越型地熱系であると考えられ、浅部にはこれからもたらされた二次的な蒸気貯留層が発達しているものと思われる。なお現在企業化開発調査が進められている上ノ岱地区は蒸気卓越型フィールドとされている (中ほか, 1987)。

6.3 地熱系概念モデル

NEDO (1985) による海拔 -500 m での地温分布 (第 4 図)、温度・噴気などの地熱微候地及び変質帯分布を参考にすると、本地域の海拔 -500 m での 200 °C 以上の高温域は上述のプーゲー異常から推定される基盤構造とは無関係に、およそ 140 km² 以上にわたって存在しているものと推定される。この面積は、例えば仙岩地域における焼山・八幡平火山を包含する八幡平北部地域の高温域 (金原, 1985 a) にも匹敵するものである。このような広大な地下高温域は小規模な熱水対流系の存在のみでは説明できず、地下深部に大規模な高温貫入岩体*⁹⁾ の存在が予想される。ただし川原毛は現在活発な地表噴



第 12 図 栗駒北部地域の地熱系概念モデル。

1. カオリナイト帯, 2. 明ばん石帯, 3. 珪化帯, 4. 高松岳石英安山岩, 5. 兜山層, 6. 新第三系, 7. 先第三系 (基盤岩類), 8. 貫入岩体, 9. 温泉, 10. 噴気, 11. 水流動。

Fig. 12 Conceptual model of geothermal system in the North Kurikoma area.

1. Kaolinite zone, 2. Alunite zone, 3. Silicified zone, 4. Takamatsudake Dacite, 5. Kabutoyama F., 6. Neogene Tertiary system, 7. Pre-Tertiary system (basement rocks), 8. Intrusive rocks, 9. Hot spring, 10. Fumarole, 11. Hydrothermal convection.

*⁹⁾ 小川ほか (1978) は第 11 図の重力基盤等深線図から兜山-小安間と小安-大湯間の凸状基盤隆起部に貫入岩体存在の可能性を指摘している。

気活動が見られるにもかかわらず、この近くで掘削された KU-1 号井（第 5 図参照）では深くなるに従い温度が低下するので（平沢，1977），第 4 図の地下温度分布は周辺に比べて低く表現されている。秋林ほか（1981）はシミュレーションにより，川原毛地区における深部での温度の逆転現象が熱水対流によって生じたものであると解釈している。

第 12 図は阿部・茂野ほか（1979）の泉質分帯の考え方に基づいて描いた鷹ノ湯一小安間の地熱系概念モデルを示す断面である。この図にはこれまでに述べてきた地質，ブーゲー異常，変質等から予想される事項を記入した。この断面は地下に推定される広大な高温域を基盤岩中に貫入した高温火成岩体と，これからの熱伝導によって説明するものである。そして川原毛・泥湯地区では貫入岩の頂部がかなり浅部にまで達し，これに伴って HCl, SO₂ ガスなどが活発に供給されているものと考えた。この酸性ガスと浅部に存在する熱水対流系により地表付近の岩石は珪化，カオリナイト化変質を受けているものと考えられる。

阿部・茂野ほか（1979）によれば，大湯温泉及びこの近くで掘削された深度 600 m の坑井（T-1）からの熱水中のトリチウム濃度は 1 以下で，水爆実験開始時（1952 年）以前の水であることがわかったものの，荒湯（22.3 T.U.），泥湯（39.2 T.U.），滝向（大噴湯）（14.1 T.U.）の熱水には 1952 年以降の降水がかなり混入している結果が示された。一方 YO-3 号井の多分深度 1,100 m で深の基盤岩のフラクチャーより湧出している熱水のトリチウム濃度は意外にも 27 と高い（NEDO, 1985）。もしこれが真の値であるとすれば，この付近の基盤岩中には比較的新しい地表水の混入した熱水系が発達していることになる。第 12 図にはこのような結果及びその他のデータを参考にしながら栗駒北部地域で予想される地下での熱水の動きも表現した。なお中ほか（1987）によれば上ノ岱地区における蒸気・熱水は皆瀬川層（虎毛山層）以深の地層境界及び貫入岩周辺に発達するフラクチャーのほかに，先第三紀基盤岩内に発達するフラクチャーからも得られている。これに NEDO（1985）による YO-3 号井の結果も加えると，本地域では他の地熱地域と同様に断裂（フラクチャー）が地熱貯留構造上重要な役割りを果たしていることは明白である。

7. 結 論

秋田県栗駒北部地熱地域の岩石変質を検討した結果，次のような結論が得られた。

① 本地域の地質は先第三紀の花崗岩類及び変成岩類を基盤として，下位より新第三紀中新世の細越沢層，小伏沢層，虎毛山層，三途川層及び第四紀の兜山層，高松岳石英安山岩，栗駒山火山岩類より構成され，虎毛山層より下位層は緑泥石の出現によって特徴づけられる広域的な“グリーンタフ”変質を受けている。

② 本地域には地熱活動によって生成した酸性変質帯（珪化帯，カオリナイト帯，明ばん石帯）とアルカリ性変質帯（濁沸石，ワイラケ沸石を伴う緑泥石帯）が分布している。アルカリ性変質帯は①の“グリーンタフ”変質による緑泥石帯との識別が困難である。

③ 川原毛・泥湯地区の酸性泉湧出地域では酸性変質帯が，また小安・大湯のアルカリ性泉湧出地域ではアルカリ性変質帯が発達するなど，泉質と変質の間には密接な関係がある。

④ 坑井調査によって確認された地下での広大な高温域は，先第三系に貫入した大規模な高温火成岩体の存在による可能性が高い。

⑤ ブーゲー異常，地表地熱徴候及び変質帯分布から，地表には火山地形は存在しないものの，川原毛―石神山を結ぶ地域に④の貫入岩体の頂部が最も浅部まで到達しているものと思われる。

⑥ 栗駒北部地域ではこのような高温貫入岩体を地熱熱源として，降水を起源とする熱水対流系が先第三系―新第三系の断裂型貯留構造中に形成されているものと推察される。

文 献

- 阿部喜久男・茂野 博・池田喜代治・安藤直行・後藤隼次(1979) 秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域の熱水・蒸気凝縮水の溶存化学組成. 水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度. 地調月報, vol. 30, no 3, p. 177-197.
- 秋林 智・松隈寿紀・田中正三(1981) 泥湯地域の水理のおよび熱的構造. 石技誌, vol. 46, no. 4, p. 237-243.
- 地質調査所(1981) 1:50,000 地熱地域等重力線図2「秋田県栗駒北部地域等重力線図」.
- 平沢 清(1977) 地熱開発調査の地域レポート(2) 栗駒北部地域. 地熱エネルギー, vol. 2, no. 2, p. 20-37.
- 本多朔郎(1979) 東北裏日本北西部に存在する温泉の湧出母岩の地質学的研究. 地熱, vol. 16, no. 2, p. 35-41.
- 金原啓司・大久保太治・角 清愛・千葉義明・斉藤清次(1979) 玉川溶結凝灰岩類の変質(その1)―岩手県葛根田川および北の又川地域. 岩鉱, vol. 74, no. 12, p. 433-442.
- (1985 a) 仙岩広域地熱地域の地熱系モデルの概要. 地熱学会誌, vol. 7, no. 3, p. 189-200.
- (1985 b) 秋田県栗駒北部地熱地域の変質鉱物. 日本地熱学会昭和60年度学術講演会講演要旨集, p. 92.
- 近藤忠三(1975) 稲住温泉/噴塔丘. 温泉, vol. 43 (no. 485), p. 28-30.
- 増井淳一・丹野晴夫・狩野豊太郎(1962) 秋田県雄勝郡秋の宮, 赤湯又沢, 大湯および小安のカオリン粘土. 東北の工業用鉱物資源, 第2輯, p. 79-95.
- 南 英一・小笠原美津雄(1929) 秋田県渋黒産北投石及川原毛産重晶石に就て. 地質雑, vol. 36, p. 81-82.
- 中 東策・竹内律夫・岩田 峻・福永 明(1987) 上の岱地区における地熱探査と開発調査. 地熱, vol. 24, no. 2, p. 113-135.
- 中村久由・鈴木 孝・前田憲二郎(1955) 秋田県秋の宮・皆瀬温泉調査報告. 地調月報, vol. 6, no. 11, p. 627-638.
- 日本地熱資源開発促進センター(1979) 発電用地熱開発環境調査報告書 No. 2「上ノ岱地区」, 308 p.
- 西村 進・谷口政碩・角 清愛(1976) 秋田県南部小安温泉付近の火山岩類のフィッシュン・トラック年代―日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュン・トラック年代(1)―. 地調月報, vol. 27, no. 11, p. 714-717.
- 小川健三・駒沢正夫・須田芳朗(1978) 小安地域の重力異常(基盤深度図). 地調月報, vol. 29, no. 5, p. 373-374.
- 生出慶司・大沼晃助(1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- 岡田 博・岩田 峻(1979) 秋田県南泥湯地域の地質構造と地下温度分布について. 日本地熱学会昭和54年度学術講演会講演要旨集, p. 28.
- 笹田政克(1984) 神室山―栗駒山地域の先新第三紀基盤岩類―その1 鬼首―湯沢マイロナイト帯―. 地質雑, vol. 90, no. 12, p. 865-874.
- 椎川 誠・本多朔郎(1953) 秋田県雄勝郡山伏岳周辺の鉱床群. 秋田大学地下資源研報, no. 9, p. 1-6.
- (1956) 褐鉄鉱の鉱床学的研究. 秋田大学学芸学部研究紀要自然科学第6輯, p. 45-74.
- ・山口良二(1956) 秋田県川原毛産鉛重晶石について(第1報). 岩鉱, vol. 40, no. 4, p. 137-148.
- 新エネルギー総合開発機構(NEDO)(1985) 地熱開発促進調査報告書 no. 7. 湯沢雄勝地域, 814p.

- 須田芳朗・馬場健三・高木慎一郎(1977) 全国地熱基礎調査. 栗駒北部重力探査および放熱量調査, 地調月報, vol. 28, no. 3, p. 141-174.
- 角 清愛(1979) 日本の地熱資源評価. 地質ニュース, no. 295, p. 1-9.
- 鷹鷲守彦・千葉義明・佐藤 浩(1982) 秋ノ宮(秋田県)地熱地域の地質と地熱探査. 地熱, vol. 19, no. 1, p. 21-28.
- 竹野直人(1987) 栗駒北部地熱地帯の陥没構造. 日本地熱学会昭和62年度学術講演会講演要旨集, p. 17.
- (1988) 栗駒北部地熱地域の地質. 地調報告, no. 268, p. 191-210.
- 武内寿久称(1984) 秋田県川原毛珪化体および静岡県宇久須珪化体の流体包有物の研究. 鉱山地質, vol. 34, no. 4, p. 263-273.
- 谷口政碩・岡田 博・角 清愛(1978) 秋田県湯沢市・雄勝郡川原毛地熱地域の熱水変質帯. 地調報告, no. 259, p. 311-340.
- 臼田雅郎・村山 進・岡本金一・白石建雄・高安泰助・乗富一雄・狐崎長狼・山脇康平(1981) 秋田県総合地質図幅「稲庭」. 同説明書, 秋田県.
- ・岡本金一・高安泰助・乗富一雄・狐崎長狼・山脇康平・白石健雄(1982) 秋田県総合地質図幅「秋ノ宮・栗駒山」. 同説明書, 秋田県.
- UTADA, M., ITO, T. and OSHIMA, O. (1987) Prospecting for geothermal resources, with emphasis upon geologic structure and rock alteration. *Research on Natural Energy*, p. 155-160.
- WHITE, D.E., MUFFLER, L.J.P. and TRUESDELL, A.H. (1971) Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 75-97.

鉛直断裂内熱水流動による地熱貯留層形成

杉原光彦*・石戸経士*

Development of geothermal reservoirs charged by convective heat transfer in vertical fractures

By

Mituhiko SUGIHARA* and Tsuneo ISHIDO*

Abstract: Many geothermal anomalies are intersected by vertical (or near-vertical) fault zones (narrow zones of fractured material with large effective permeability). These conduits are probably responsible for much of the upwelling of hot water from depth. This paper considers a shallow aquifer intersected by vertical fractures. The fluid flow in both the aquifer and the fractures, which is coupled with the heat transferred to and from the surrounding rock mass, is numerically modeled.

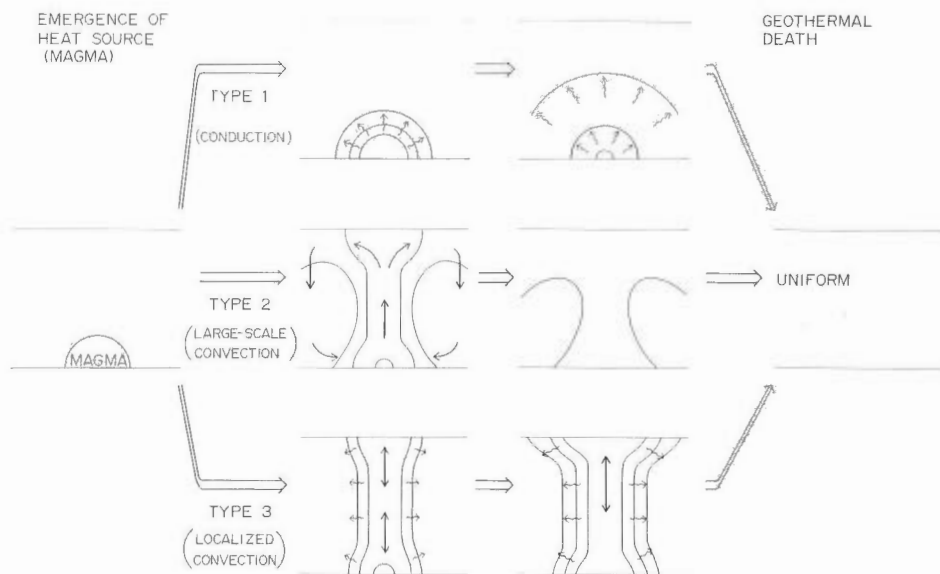
It is observed that thermal disturbance in the vertical fracture in which the temperature increases with depth is largely stabilized by side wall heat transfer. The convective flow appears in the form of vertically oriented finger-like cells at the critical Rayleigh number R_{ac} , considerably higher than the classical value $4\pi^2$ for insulated side walls. The numerical results also show that the heat transport processes through the vertical fractures are enhanced when the aquifer intersected has substantial permeability. In this case the hot water rising through the fractures will charge the aquifer; the aquifer will develop into a geothermal reservoir. The present model is applicable to explaining the fundamental features of the geothermal systems in the Onikobe area, north-eastern Japan.

1. はじめに

地熱資源開発の対象となるのは人間の手が届く浅部（地表～2, 3 km）で地温の高い部分である。本来の熱源はマグマであるとして、マグマが浅部になくても温泉などの地熱資源はしばしば存在する。これは深部のマグマの熱を地表近くまで輸送するメカニズムが存在することを示している。ある深度まで上昇して停止したマグマはその熱を周囲に放出し周囲を暖めながらマグマ自体は冷却し、最後は熱的には周囲と一緒になってしまう（熱的死の状態）。ここで初期状態と最終状態は同じでもマグマ以浅の媒質の性質により3通りの熱史が考えられる。（第1図）。第1番目は地熱流体が存在しない場合である。この場合、マグマの熱は熱伝導により周囲に拡散してゆく。拡散のパターンは熱伝導率分布で決まるが、熱伝導による熱輸送は熱水流動による熱輸送に比べてはるかに遅いので拡散もゆっくりと進行するであろう。熱史の第2のタイプはマグマの周囲に広く地熱流体が存在している場合である。この場合は熱水

* 地殻熱部

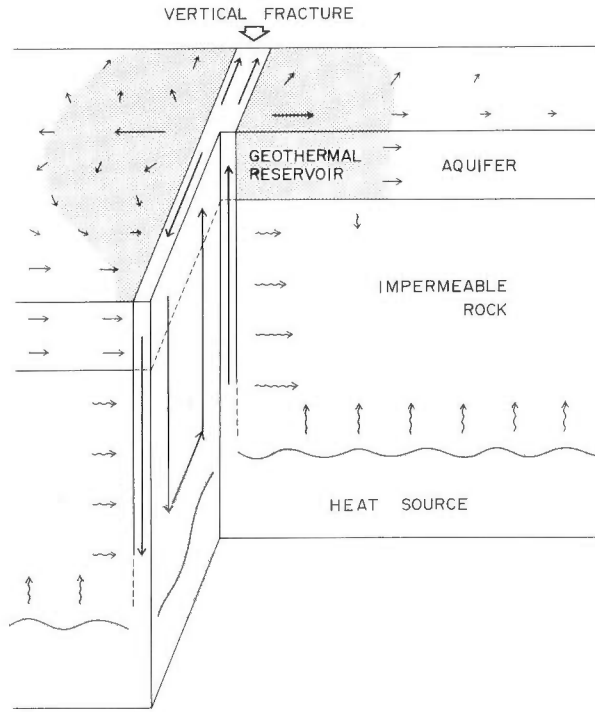
* Geothermal Research Department



第1図 マグマ発生後、冷却するまでのマグマ以浅の熱史の三通りのパターン。図の上から、タイプ1：地熱流体が存在しない場合；タイプ2：全体に地熱流体が存在している場合；タイプ3：地熱流体が局在している場合を示す。
 Fig. 1 Three types of geothermal history. Type 1, conduction; Type 2, large-scale convection; Type 3, localized convection.

流動が起こりマグマは急速に冷却されるであろう。マグマから取り出された熱は全域に及ぶ熱水流動により拡散されすみやかに熱的死を迎えることになる。熱史の第3のタイプは地熱流体が局在している場合に生じる。地熱流体が存在する部分にはすぐに熱が輸送されるが地熱流体がない部分への熱の拡散は伝導によりゆっくりと行われるであろう。特にマグマから地表近くに達する鉛直断層がある場合はマグマの熱が浅部に急速に輸送されるが、鉛直断層に沿った高温部の冷却はゆっくりと進行する。つまりこの場合はマグマ冷却の熱史の過程において利用可能な地熱資源が比較長期間存在する。マグマが浅部に達した場合やマグマのサイズが大きい場合は第1のタイプや第2のタイプの状況下でも浅部が長期間、十分高温状態に保たれる可能性はある。しかし鉛直断層があればマグマが深部にあってサイズが小さくても有効な地熱資源が浅部に生じる可能性がある。従って一般に地熱資源の発生過程を知るには鉛直断層の役割に注目することが重要である。特に栗駒鬼首地域においては優勢な鉛直性断層が数多く見出されており(山田ほか, 1985), この地域の地熱構造を把握する上でも鉛直断層の動きを解明することが重要である。

上記の議論では鉛直断層の中で地熱流体が対流することを仮定した。しかし一般には熱水対流が発生するには条件があり、地熱流体を含む鉛直断層があってもそこで対流が発生するか否かは自明ではない。そこで本研究では第一に鉛直断層中の対流発生条件について考察する。また上記第3のタイプではマグマの熱が地熱流体のある場所に局在して貯留されるが、浅部に鉛直断層に交差して透水性の良いゾーンがあればここに熱が蓄えられ、有効な地熱資源となる。これはいわゆる地熱貯留層にほかならない。第1図のタイプ3では鉛直断層が主役であったが地熱資源としての直接の対象は地熱貯留層である。従って本研究でも鉛直断層中の熱水流動によりどのように地熱貯留層が形成されるかについて簡単な数値シミュレーションにより考察する。本研究で扱う地熱系のイメージを第2図に示す。上部に帯水層、岩体深部に高温領域(マグマ)があり、鉛直断層が両者をつないでいる。鉛直断層内と帯水層内では地熱流体があって流動するが他の領域の地熱流体の流動は無視できるものとする。この点で、本研究のモデル



第2図 本研究で扱う地熱系モデル。上部に帯水層、岩体深部に高温領域（マグマ）があり、鉛直断裂が両者をつないでいる。鉛直断裂内と帯水層内では地熱流体が流れて流動するが他の領域の地熱流体の流動は無視できるものとする。鉛直断裂は熱水流動により深部の熱を帯水層に輸送し、帯水層に地熱貯留層を形成する。

Fig. 2 A geothermal reservoir charged by convective heat transfer in a vertical fracture. Numerical models are developed for this model.

は WHITE (1967) によって提案された地熱系のモデル（第3図）と異なる。WHITE のモデルでは、熱水が上昇する鉛直性断裂のほかに、地表水が下降する鉛直性断裂及び両者を接続する透水性岩体を仮定して、その間で地熱水の大循環を考えているのに対し、本研究のモデルでは鉛直性断裂だけに局在する対流を考える。これは小規模な熱水系の多くは深部に水平性の透水ゾーンを伴わない1枚の鉛直断裂の上に形成されているのではないかと考えたためである。鉛直断裂中の熱水流動により深部の熱は帯水層に輸送され、帯水層に地熱貯留層を形成する。

鉛直断裂からの高温熱水供給を考慮した地熱モデルについての数値シミュレーションによる研究例は多いが、殆どの場合、地熱貯留層内部を対象としており熱源からの熱の供給は外部境界条件として仮定している。例えば、SOREY (1975), KILTY *et al.* (1978), PRITCHETT and GARG (1979), RINEY *et al.* (1979), GOYAL and KASSOY (1981), BODVARSSON *et al.* (1982), PRATT *et al.* (1983) 等の研究がそうである。これらの研究では鉛直断裂からの高温熱水供給によって地熱貯留層がどう発展していくかを扱っており、現在の地熱貯留層モデリングの考え方の基盤となっている。ただし、鉛直断裂からの熱水の供給量についてはアприオリに一定量を仮定しており、地熱貯留層の形成過程を明らかにする上で不十分と考えられる。ここでは地熱貯留層のほかに熱源とそこからの熱の供給路を含む地熱系全体（第2図）を考察の対象とし、鉛直断裂を通してどのくらいの熱が供給されるのか、また、その大きさ、時間変化等が何によって決まってくるのかを明らかにすることを目的としている。本研究では熱源から地熱貯留層への熱伝播に重点をおき、地熱貯留層の詳しい内部構造は議論しない。

最後に栗駒鬼首地域で認められる地熱現象や地熱構造を鉛直断裂内地熱流体流動モデルにより考察する。

2. 鉛直断裂内の熱水流動

2.1 線形安定論による考察

鉛直断裂面を通して周囲の岩体と熱交換する場合に、鉛直断裂内の対流発生条件について、MURPHY (1979) は線形安定論から次の特徴を見出した。

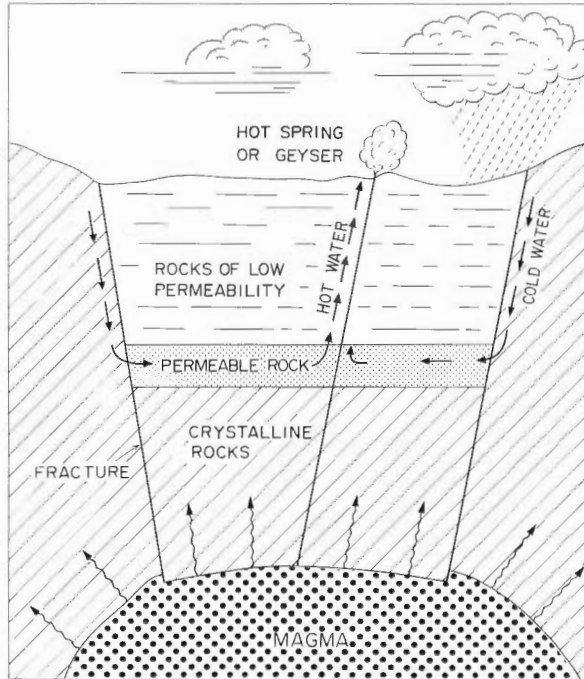
(1) 対流発生条件はかなり厳しい。Rayleigh 数を

$$R_* = \frac{\rho^2 c g \alpha k a^2 G}{\mu \lambda} \quad (1)$$

で表すと、対流発生条件、即ち臨界 Rayleigh 数 R_{*c} は約 10 になる。ここで G は温度勾配、 a は鉛直断裂の厚さ、 k は浸透率、 α は体積膨張率、 g は重力加速度、 c は比熱、 ρ は密度、 λ は熱伝導率、 μ は粘性率である。この条件はかなり厳しい。実際、(1) 式に第 1 表に示す適当な値を代入して対流が発生するための浸透率の大きさを見積もると 100 darcys にもなる。一様媒質中の熱水対流を議論する場合は Rayleigh 数を (1) 式の a のかわりに対流領域の鉛直方向の厚さ h を用いて

$$Ra = \frac{\rho^2 c g \alpha k h^2 G}{\mu \lambda} \quad (2)$$

で定義する。この場合、臨界 Rayleigh 数 R_{ac} は $4\pi^2$ であるが、 $G=0.2^\circ\text{C}/\text{m}$ 、 $h=1000\text{ m}$ として



第 3 図 WHITE (1967) の熱水循環モデル。熱水が上昇する鉛直性断裂の他に地表水が下降する鉛直性断裂及び両者を接続する透水性岩体を仮定してその間で地熱水の大循環を考える。

Fig. 3 The large-scale circulation of fluid in the natural state of a geothermal system presented by WHITE (1967).

鉛直断裂内対流の場合の臨界 Rayleigh 数を (2) 式に従って計算すると 10^7 にもなる。

断裂内で対流が発生しにくいのは、温度の擾乱が起こっても温度が高い部分では周囲の岩体に熱を放出し、温度が低い部分は周囲から熱を吸収することで擾乱の成長が抑えられるためと解釈される。ただし一度対流が発生してしまうと、鉛直断裂近傍の岩体の温度は鉛直断裂内の温度に近い値になっているから対流は安定に維持されると考えられる。

(2) 細長い対流パターンが発生しやすい。この特徴は深部からの効率良い熱輸送過程の存在を示唆していて興味深い。

MURPHY (1979) の議論は鉛直断裂から岩体への熱輸送の表現などについてわかりにくい点が多いが、最近の KASSOY and COTTE (1985) による研究でも上の第一及び第二点の特徴は概ね成立つことが確かめられている。ただし、鉛直対流では本質的に非線形効果が重要であるため、流速の大きさや対流セルの形は線形安定論からは決められず、非線形項を考慮してはじめて決定される (木村, 1983)。そこで本研究では数値シミュレーションによって MURPHY (1979) の結論を吟味し、さらに臨界 Rayleigh 数を越える状態での対流の特徴を調べた。定式化は基本的には McFARLAND and MURPHY (1976) になった。

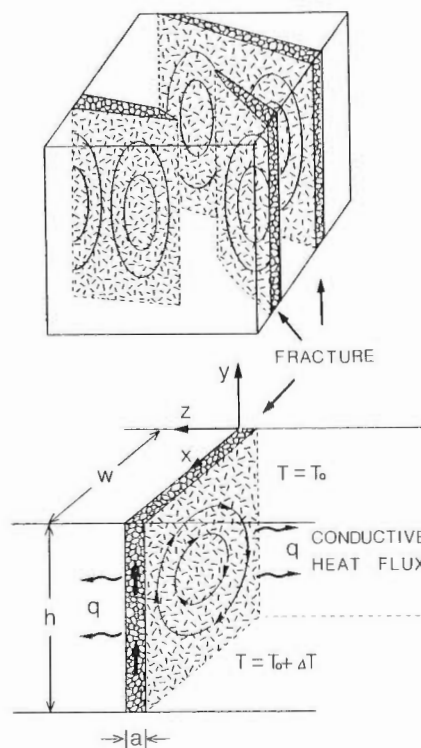
2.2 モデルの定式化

モデルの概念図を第 4 図に示す。不透水性媒質中に透水性の鉛直断裂が分布していて各々の断裂は薄い板で近似できる形状を持ち、その中では熱水流動による熱輸送が行われる。簡単のため個々の断裂は熱的に独立しているとし、ここでは一枚の鉛直断裂内での熱水循環を考える。鉛直断裂中の熱水の状態は、透水性媒質である鉛直断裂中の空間点 (x, y) における時刻 t での流体の速度 $v(x, y, t)$ 、温度 $T(x, y, t)$ 、圧力 $P(x, y, t)$ が与えられると決まる。それらの量は質量保存、運動量保存、

第 1 表 仮定したパラメータの値。添字 r, f, m はそれぞれ岩体、地熱流体の物性、及び断裂中の複合物性を示す。

Table 1 Parameter values used in the present study. Subscripts r, f and m are for rock, fluid and matrix, respectively.

PARAMETER		VALUE
expansivity	α_f	$1 \times 10^{-3} \text{ (K}^{-1}\text{)}$
specific heat capacity	c_r	$1 \times 10^3 \text{ (J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}\text{)}$
	c_f	3×10^3
	c_m	1×10^3
conductivity	λ_r	$3 \text{ (W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}\text{)}$
	λ_m	3
density	ρ_r	$3 \times 10^3 \text{ (kg} \cdot \text{m}^{-3}\text{)}$
	ρ_f	1×10^3
	ρ_m	3×10^3
viscosity	μ_f	$1 \times 10^{-4} \text{ (Pa} \cdot \text{s)}$
gravity acceleration	g	$9.8 \text{ (m} \cdot \text{s}^{-2}\text{)}$
geothermal gradient	G	$0.2 \text{ (K} \cdot \text{m}^{-1}\text{)}$



第 4 図 鉛直断裂単体モデルの概念図と数値実験を行ったモデルの形状。

Fig. 4 Convection model in a vertical fracture with conductive side wall rocks.

エネルギー保存の各方程式を満たす。ここで次の諸仮定を設ける。

(1) 流体は熱水であり、非圧縮性であるが、温度による密度変化のために生ずる浮力の効果を Boussinesq 近似で表わす。また粘性率等の他の流体物性も一定値を仮定する。

(2) 断裂は鉛直面内にあり、断裂の厚さ方向の流速成分を無視し、断裂内の流速成分及び圧力、温度は厚さ方向に関する平均値で評価することにする。

(3) (2)で流速は体積流量密度で扱うこととし、ダルシー則に従う。

(4) 断裂周囲の岩体は不透水性であり、岩体中の熱輸送は断裂面に垂直な方向に関してのみ考慮する。

(5) 断裂から十分離れた岩体の温度は鉛直方向に一定温度勾配をもつ。

上記の仮定に基づいて基礎方程式を書き下す。座標系等は第4図に従う。

非圧縮流体の質量保存則は、湧き出し吸込みがないとして

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$$

ここで u, v はそれぞれダルシー流速の x 成分, y 成分である。

流体の運動量保存則はダルシー則により

$$u = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x}$$

$$v = -\frac{k}{\mu} \left[\frac{\partial P}{\partial y} + \rho_f \left\{ 1 - \alpha (T - T_0) \right\} g \right]$$

ここで k は浸透率, μ は粘性率, ρ_f は流体の基準温度における密度, T_0 は基準温度, α は体積膨張率, g は重力加速度である。

断裂についてのエネルギー保存則は

$$\rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) = \lambda_m \nabla^2 T - \frac{2q}{a}$$

ここで c は比熱, ρ は密度, λ は熱伝導率, 添字の m は飽水透水媒質の複合的物性であることを示し, f は流体の物性であることを示す。 q は断裂より岩体へ流れる熱流束 (片面) を表す。

対流形成期の断裂中のエネルギーバランスを考える限り、岩体の中では断裂に垂直な方向以外の熱伝導の影響は小さく無視できる。したがって岩体中のエネルギー保存則は z 方向の熱輸送のみを考えれば良く、次式が成立つ。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\lambda_r}{\rho_r c_r} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$$

ここで θ は岩体の温度, 添字 r は岩体の物性であることを示す。 θ の初期条件を y だけの関数として与え、温度変化が $z=0$ で与えられれば、 $\theta(x, y, z, t)$ は解析的に表現でき (McFARLAND and MURPHY, 1976), 断裂と岩体との間の熱交換を正確に評価できる。

熱流束 q は次式により得られる。

$$q = -\lambda_r \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0}$$

次に流速と温度についての境界条件を与えなければならない。鉛直断裂の側端では断熱対称条件とする。上端と下端では温度については一定とし、流速については境界を貫かないものとする。

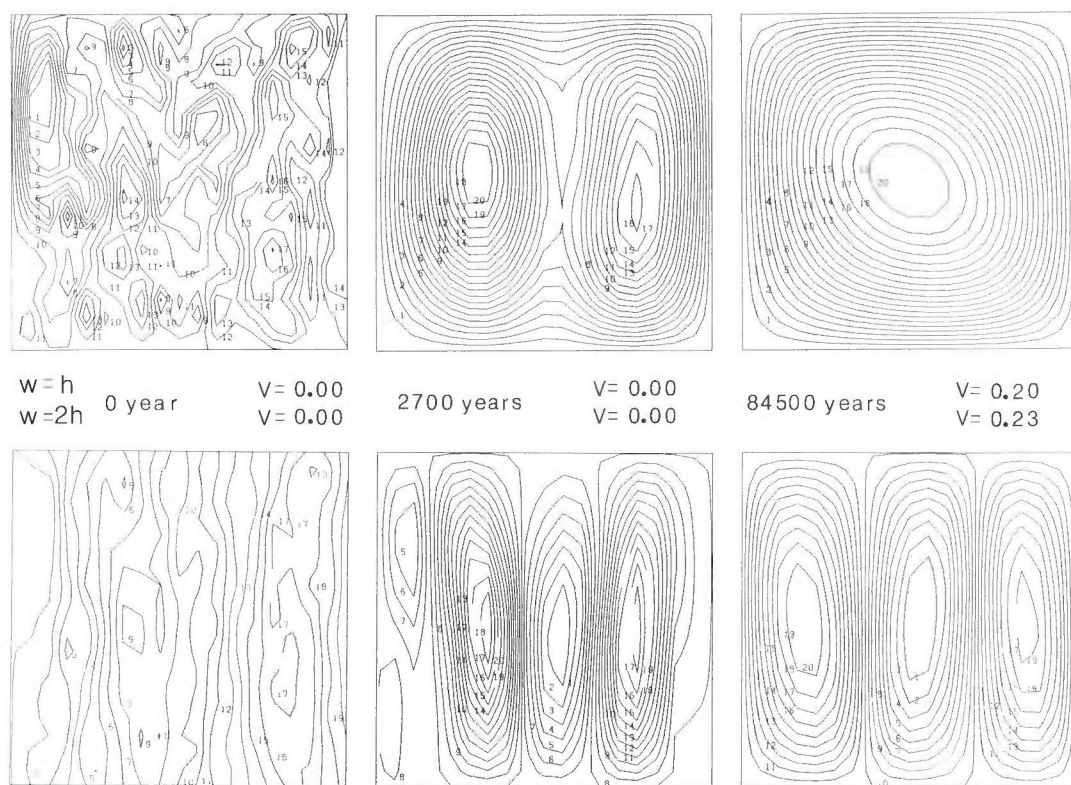
実際のプログラム作成にあたっては上式を無次元化したあと差分法によって離散化した。

なお、上記の定式化が適用できる鉛直性断裂の傾きの範囲について示しておく。上記の方程式で、断裂の傾斜が陽に効くのは浮力項の重力加速度、及び鉛直断裂と岩体との接触面積である。鉛直から θ 度、傾いている断裂の場合、重力加速度は見かけ上、 $\cos \theta$ 倍になる。一方、接触面積は $1/\cos \theta$ 倍になる。傾きが 25 度でもそれぞれ 0.9 倍, 1.1 倍になる程度なので概ね本報告の議論は適用できるものと考えられる。

2.3 計算の結果

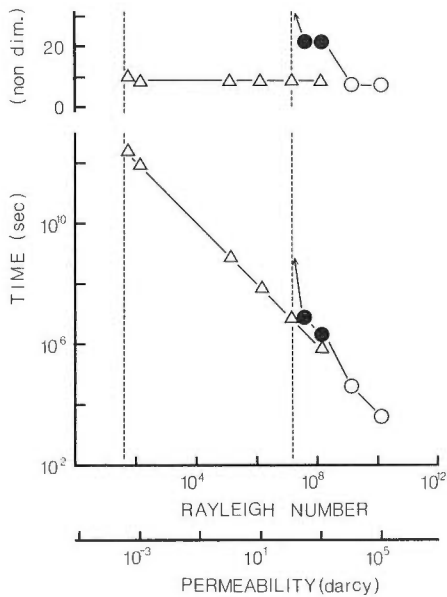
数値実験は第4図に示す形状をもつ媒質中の対流について行った。計算は無次元化して行ったが以下の議論ではわかりやすくするためにしばしば有次元量で議論する。その際、特に断らなければ第1表に示した値を仮定している。また、 x 軸方向の側端では断熱で透過流がないものとする。これは一種の周期的境界条件で、 x 方向に w より長い区間で計算領域のパターンが続いていると仮定したことに相当する。 z 方向の側面では熱伝導による熱伝達を考える。この側面で断熱を仮定すると、断裂中の対流ではなく、 z 方向にも広がる一様な透水性媒質中の z 方向に一様な2次元的対流を考えると等価になる。断裂中の対流と一様な媒質中の対流の比較のために、この場合についてもいくつか計算した。また、初期条件としては正規乱数を使って初期温度擾乱を与えて計算を実行した。

まず、計算領域の形状の選び方により、計算結果がどの程度、変わるかを調べた。計算時間の節約のために側面を通して熱交換のない断熱条件の場合、すなわち一様な媒質中の対流と等価な場合について調べた。計算領域の形状が違う場合の対流生成過程の様子を流線図で示したのが第5図である。計算領域の縦横比が1の場合と0.5の場合について示してある。形成された対流セルの数は前者が1、後者が3なので対流セルの縦横比はおおの1、1.5である。計算領域の中では必ず流線が閉じるような、つま



第5図 計算領域の形状が異なる場合の対流生成過程の比較。流線図で示す。図ではいずれも正方形であるが計算領域の縦横比が1の場合（上図）と0.5の場合（下図）について示す。いずれも鉛直断裂と岩体の熱交換がない場合で Rayleigh 数 Ra が122の場合について示す。左から初期状態、2,700年後、84,500年後の状態を示している。84,500年後に上図の場合は縦横比が1の対流パターン、下図の場合は縦横比が1.5の対流パターンが形成されている。

Fig. 5 Growth of convection cells for different geometry of fractures with insulated side walls. Upper and lower diagrams show cases for $w = h$ and those for $w = 2h$, respectively.



第6図 Rayleigh 数と対流発生時間の関係。横軸には第1表のパラメータ値を仮定した場合に Rayleigh 数と等価な条件を与える浸透率の値のスケールも示した。縦軸には時間を無次元値のスケールでも示した。一様透水性媒質中の対流 (Δ) と鉛直断裂中の対流 (\circ , \bullet) についての計算結果を示す。ここで (\circ) と (Δ) は縦横比が1の対流パターン、(\bullet) は縦横比が5程度の finger-like な対流パターンが生じたことを区別する。一様透水性媒質中では Rayleigh 数が50以上の場合に対流が発生する。一方、鉛直断裂中では Rayleigh 数が 10^7 以上の場合に対流が発生する。それぞれの対流発生限界条件を破線以示した。

Fig. 6 Dependence of times required for spontaneous development of convection cells upon Rayleigh number. Cases for insulated side walls and those for conductive side walls are shown by triangles and by circles, respectively. Solid circles show the cases of finger-like cell development.

Rayleigh 数と対流発生時間の関係を第6図に示した。横軸には Rayleigh 数のほかに浸透率に換算したスケールも示した。縦軸には対流発生までの時間を無次元値と有次元値の両方で示した。この図には一様な透水性媒質中の対流と断裂帯中の対流の両方の場合について示してある。線形安定論からはそれぞれの臨界 Rayleigh 数は $4\pi^2$, 10^7 と予想されている。計算結果から実際に、一様な透水性媒質の場合には Rayleigh 数が50以上ならば対流が発生しており、広い範囲で Rayleigh 数と対流発生までの時間の間に一定の関係があることがわかる。例えば浸透率が 10^{-3} darcy (10^{-15}m^2) の場合、対流発生までの時間は2-3万年程度であり、透水率が一桁大きくなると発生までの時間は一桁小さくなるという関係がある。鉛直断裂中の対流についても線形安定論の予想通り Rayleigh 数が 10^7 くらいまでは対流が発生しない。

鉛直断裂中の対流は臨界 Rayleigh 数を越えると対流が発生するが、Rayleigh 数の値により対流の様相は二つのタイプに区別できる。 10^9 以上では一様な透水性媒質中の場合とほぼ同じパターンを示す(これをタイプ H: homogeneous とする)のに対して、臨界 Rayleigh 数から 10^8 くらいまでの

対流セルが整数個になるような境界条件を課していることを考慮すれば、前者の結果は対流セルの縦横比が1, 2, 3, ...のうちでは縦横比1の対流セルが実現すること、後者の結果は縦横比が0.5, 1, 1.5, 2, ...のうちでは縦横比1.5の対流セルが実現することを示す。従って対流パターンは計算領域の形状によらずほぼ同じであるといえる。また V は最高流速を無次元で表したもので、これが0.1を越える程度になると温度分布にも大きな変化が現れるので、この時点に対流発生と見なす。この対流発生時間も速度値も形状によらずほぼ同じであることがわかる。

なお対流セルの形状について線形安定論による予想と比較してみる。線形安定論ではいろいろな波数の微小振幅の擾乱のうち成長速度が最大の擾乱が対流に成長すると考える。MURPHY (1979)によれば、擾乱の深さ方向の波数を m, 水平方向の波数を n とすると最大の成長速度をもつ擾乱は、(2)式で定義される Rayleigh 数, Ra により

$$m=1, n = \sqrt{\frac{\sqrt{Ra}}{\pi} - 1} \quad (3)$$

で与えられる。第5図の条件では $Ra = 122$ を(3)式に代入すると

$$m=1, n=1.58$$

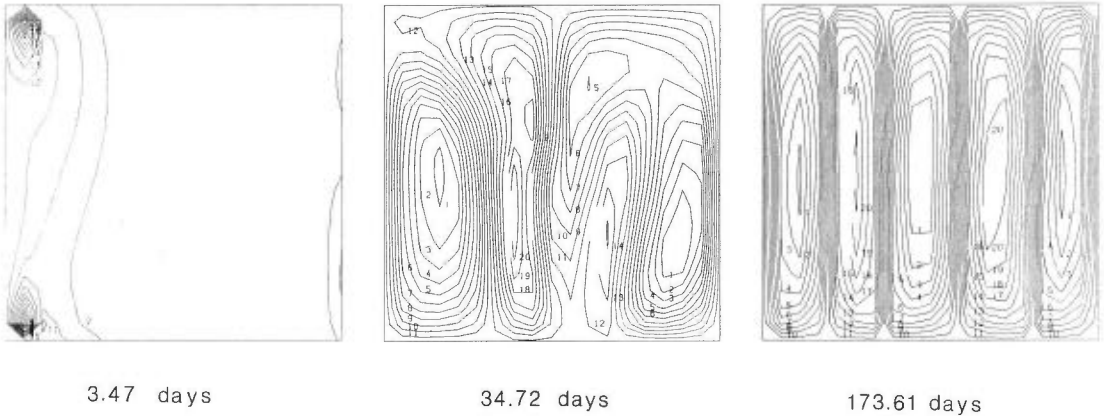
すなわち縦横比1.58の対流セルが実現しやすいことになる。この値は計算結果とよく対応する。

次に物性値をいろいろ変えて、対流発生条件について調べた。第4図で $a=1 \text{ m}$, $h=1000 \text{ m}$, $w=1000 \text{ m}$, $\Delta T=200^\circ\text{C}$ の場合を考え、浸透率を $k=10^{-4}$ darcy (10^{-16}m^2) から 10^5 darcys (10^{-7}m^2) の間で変化させた。他のパラメータについては第1表に示す値を仮定した。流体の状態を特徴づける Rayleigh 数として(2)式を使うことにする。Ray-

場合は細長い対流セルができる（これをタイプ F: finger-like とする）。このことは次のように解釈できる。Rayleigh 数が臨界 Rayleigh 数に近い場合は、断裂の壁面を通しての周囲の岩体との熱交換が全体のエネルギーバランスに大きく影響するために特徴的な対流パターン（タイプ F）が形成される。これに対し、Rayleigh 数が大きくなると、岩体との熱交換の影響が相対的に小さくなるために一様媒質中の場合と同じ対流パターン（タイプ H）が形成されるのであろう。尚、以上の議論を浸透率をパラメータとして言換えると、タイプ F の対流が実現するのが 10^2 - 10^3 darcys で 10^4 darcys を越えるとタイプ H になる。一方、 10^2 darcys 以下では対流は発生しない。タイプ F の対流の生成過程を流線図で示した（第 7 図）。この場合の速度ベクトル、温度パターン、壁を通しての熱伝達の様子を第 8 図に示す。なお、ここで仮定した浸透率はかなり大きい 2.1 で述べたように線形安定論によれば臨界 Rayleigh 数に対応する浸透率は他の条件が同じであれば断裂の深度にはよらず断裂の幅だけで決まってしまう（MURPHY, 1979）。つまり幅 1 m の鉛直断裂ではその深さにかかわらず浸透率が 10^2 darcys 以上でなければ対流が発生しないことになる。

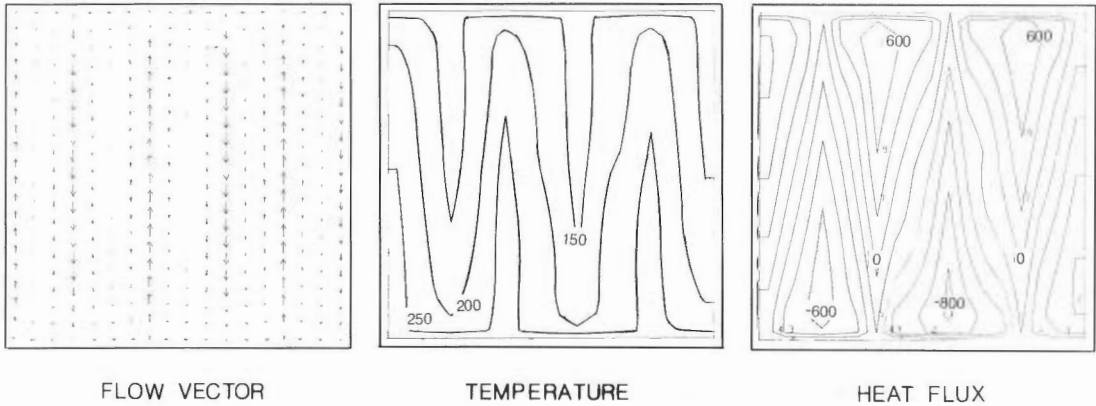
最後に断裂中の熱水対流による熱輸送能力について見積もる。第 7 図と第 8 図に示した対流の場合には有次元量で換算すると浸透率 10^3 darcys、幅 1 m、深さ 1 km の断裂は長さ 1 km あたり、 4×10^8 J/(s · km) の熱を運ぶことがわかる。第 7 図の例では対流セルの縦横比が 5 なので深さ 1 km の断裂では断裂の走行長、200 m 毎に熱的に閉じた対流系を形成していることになる。つまり走行長が 200 m 以上の鉛直断裂については今の計算結果が適用できる。従って第 4 図の概念図のように一辺が 1 km として 1 km^2 の領域に延べ 2 km 長の鉛直断裂が分布しているとすると、この場合、 8×10^8 J/(s · km²) の熱輸送があると見積もることができる。なお透水性が 3×10^2 darcys の場合は熱輸送量は 10^9 darcys の場合の 0.3 倍になる。細長い対流セルの場合、Nusselt 数と Rayleigh 数の間の関係がどうなるか興味のあるところである。ここでは比例関係があるようにも見えるが確定的な議論のためにはもっと多くの計算が必要である。

FLOW LINE (Ra = 1.22×10^8)



第 7 図 細長い対流（タイプ F）の生成過程。流線図で示す。鉛直断裂が岩体と熱交換する場合で Rayleigh 数 Ra が 10^8 の場合について示す。左から初期状態から 3.47 日後、34.72 日後、137.61 日後の状態を示す。137.61 日後には縦横比が 5 の対流パターンが形成される。
Fig. 7 Growth of finger-like convection cells with conductive side walls.

($Ra = 1.22 \times 10^8$; 173.61 days)



第 8 図 細長い対流 (タイプ F) の速度ベクトル, 温度パターン, 岩体との熱交換量の分布. Rayleigh 数が 10^8 の場合について初期状態から 137.61 日後の状態を示す.
Fig. 8 Velocity, temperature and heat-flux distribution for the finger-like convection cell shown in Fig. 7.

3. 鉛直断裂内熱水流動による貯留層形成モデル

3.1 問題の定式化

ここでは第 2 図のように鉛直断裂, 帯水層, 及び不透水性岩体を含む地熱系全体の熱輸送について考える. 地熱系の幾何学的構造及び諸物性値の分布は一般には非常に複雑であるが, ここでは次の仮定によりモデル化した.

- (1) 地熱系は岩体, 鉛直断裂及び帯水層から成り, 第 9 図の空間構造を持つものとする.
- (2) 熱源は岩体中にあり岩体内での熱輸送は三次元の熱伝導による.
- (3) 鉛直断裂及び帯水層内の流体運動は二次元的で両者の間の物質及び熱の交換は両者の境界面を通して行われる. また岩体と鉛直断裂間, 岩体と帯水層間で熱交換が行われるとする.
- (4) 流体は熱水であり非圧縮性とし, 温度による密度変化のために生じる浮力効果を Boussinesq 近似で表わす.
- (5) 流体の速度はダルシー則に従う.

(6) 数値シミュレーションにおいては岩体中の熱伝導現象のタイムスケールに見合うタイムステップで計算をすすめていく. 鉛直断裂及び帯水層中の流動現象は各タイムステップ毎にすみやかに定常状態に達するものとして扱う. 鉛直断裂及び帯水層内でのエネルギー保存式においては岩体等との熱交換と移流項とのバランスを考え, 断裂内の熱伝導は無視する.

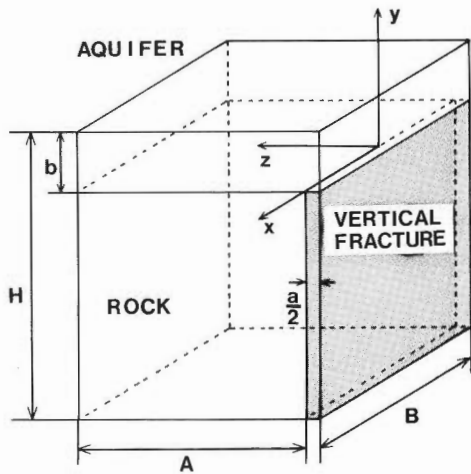
次に上記の条件に基づいて基礎方程式と境界条件を書き下す. 座標系等は第 9 図に従う.

3.1.1 岩体領域での基礎方程式

岩体中の基礎方程式は三次元の熱伝導方程式である.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\lambda_r}{\rho_r c_r} \nabla^2 \theta$$

但し θ は岩体の温度, λ は熱伝導率, ρ は密度, c は比熱である. 添字 r は岩体に関する量であるこ



第9図 貯留層形成シミュレーションのためのモデルの形状と境界条件。モデルとしては鉛直断裂、帯水層及び岩体が組み合わさった形状を考える。岩体は鉛直断裂及び帯水層と熱交換する。鉛直断裂と帯水層は地熱流体の出入りも考える。

Fig. 9 Model geometry and boundary conditions for simulating the development processes of a geothermal reservoir.

とを示す。

3.1.2 鉛直断裂領域での基礎方程式

鉛直断裂中の基礎方程式は質量保存式、

$$\frac{\partial u_F}{\partial x} + \frac{\partial v_F}{\partial y} = 0$$

ダルシー則、

$$u_F = -\frac{k_F}{\mu} \frac{\partial P_F}{\partial x}$$

$$v_F = -\frac{k_F}{\mu} \left[\frac{\partial P_F}{\partial y} + \rho_f \{1 - \alpha_f (T_F - T_0)\} g \right]$$

エネルギー保存式、

$$a \rho_f c_f \left(u_F \frac{\partial T_F}{\partial x} + v_F \frac{\partial T_F}{\partial y} \right) = 2 \lambda_r \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0}$$

から成る。岩体との熱交換はエネルギー保存式に含まれるが、貯留層との熱交換、物質交換は鉛直断裂上端での境界条件で与える。但し添字 F, f はそれぞれ断裂、流体に関する量を表している。u 及び v は、それぞれ x 方向及び y 方向の流速を表し、 ρ , P 及び T はそれぞれ密度、圧力、温度を表す。また c は比熱、 μ は粘性係数、 α は体積膨張率、k は浸透率、a は鉛直断裂の幅、 T_0 は基準温度を表す。

3.1.3 帯水層での基礎方程式

帯水層中では鉛直方向に平均した量について扱うことにし、帯水層中の基礎方程式は水平面内での質量保存則、

$$\frac{\partial u_A}{\partial x} + \frac{\partial w_A}{\partial z} = m$$

ダルシー則

$$u_A = -\frac{k_A}{\mu} \frac{\partial P_A}{\partial x}$$

$$w_A = -\frac{k_A}{\mu} \frac{\partial P_A}{\partial y}$$

エネルギー保存則

$$u_A \frac{\partial T_A}{\partial x} + w_A \frac{\partial T_A}{\partial y} = n$$

から成る。エネルギー保存則では帯水層下面を通しての岩体との熱交換、帯水層上面からの熱の散逸、及び鉛直断裂との熱交換を湧き出し n として扱う。鉛直断裂との間の物質の出入りについては質量保存式で湧き出し m として扱う。 m 及び n は次式で与えられる。

$-\frac{a}{2} < z < 0$ のとき

$$m = \frac{v_B}{b}$$

$$n = \frac{v_B T_B}{b} - \frac{\lambda_t \cdot \Delta T_t}{b \rho_f c_f}$$

$0 < z < A$ のとき

$$m = 0$$

$$n = -\frac{1}{b \rho_f c_f} \left(\lambda_t \cdot \Delta T_t + \lambda_r \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=0} \right)$$

ここで添字 A は帯水層に関する量を、添字 B は帯水層と鉛直断裂の境界に関する量を表す。また u , w はそれぞれ鉛直断裂走行方向とそれに垂直な方向のダルシー流速を表す。 b は帯水層の厚さ、 $\lambda_t \cdot \Delta T_t$ は貯留層上面での熱の散逸量を表している。

3.1.4 鉛直断裂と帯水層の境界での温度と流速

境界面での温度 T_B と流速 v_B は、温度、流速及び圧力 P の連続条件から決めることができる。差分表現での条件式の導き方は付録に示す。

3.1.5 境界条件

境界条件を第9図に示す。基本的には各境界で断熱対称条件とした。ただし $z=A$ での境界では反対称条件も考える。これは鉛直断裂が複数枚、平行に並んでいる状態をより良く表現するために導入したものである。断熱対称条件ならば平行に並ぶ鉛直断裂の上昇流と下降流の位置は x 座標値が同じになるので隣り合う鉛直断裂同士は熱的に反発しあう。それに対して、反対称条件ならば隣り合う鉛直断裂の上昇流と下降流が交互に並ぶので相互に熱対流を強め合う効果が期待できる。実際は鉛直断裂走行方向に熱源の幅が狭ければ上昇流のパターンは熱源の形に支配されることが予想されるが、熱源の幅が広ければ熱輸送効率の良い反対称のパターンが実現すると考えられるので反対称条件が適当である。

プログラム作成にあたってはその基礎式を無次元化したあと可変メッシュで差分してADI法(スミス, 1971)を適用した。初期条件としては各メッシュ毎に温度を指定できる。従ってある時期に生じたマグマの熱が近くにある鉛直断裂内の熱水対流により帯水層へどのように運ばれるかをシミュレートする場合は岩体の一部に高温領域を設定して計算を始めればよい。

3.2 計算の結果

計算は第9図で $B=1$ km, $H-b=3$ km として行った。 A , a , b , 鉛直断裂内の浸透率, 帯水層内

第 2 表 計算条件と計算結果.

Table 2 Numerical results for the development of geothermal reservoir.

番号	鉛直断 隣接間隔 2A (m)	鉛直断 裂			帯 水 層		600年後の鉛直断 裂中の状態 深度1500mでの平均温度 (初期温度分布との差)	比較事項
		厚さ a (m)	浸透率 k_F (darcy)	Rayleigh数 R_*	厚さ b (m)	浸透率 k_A (darcy)		
1	2000	20	1	10	100	0.1	70°C (最大流速 2 m/day)	a の影響
2	2000	2	1	0.1	100	0.1	0°C (対流は発生しない.)	
3	2000	2	100	10	100	0.1	30°C (最大流速 35 m/day)	k_F の影響
4	2000	2	10	1	100	0.1	30°C (最大流速 9 m/day)	
5	200	2	10	1	100	0.1	30°C (最大流速 7 m/day)	A の影響
6	200	2	10	1	100	0.01	0°C (最大流速 3 m/day)	
7	2000	2	10	1	10	0.1	30°C (最大流速 10 m/day)	k_A の影響
8	2000	2	10	1	10	10.0	70°C (最大流速 21 m/day)	
9	2000	2	10	1	10	1.0	60°C (最大流速 21 m/day)	
10	5000	2	10	1	10	1.0	30°C (最大流速 23 m/day)	A の影響
11	600	2	10	1	10	1.0	100°C (最大流速 19 m/day)	

の浸透率はいくつか値を変えて実行した。熱分配の様子を把握しやすくするため系は断熱とする。即ち帯水層上面でも岩体下面でも熱及び物質の出入りはないものとする。断裂に直交する方の側面での境界条件は断熱閉境界とする。但し、鉛直断裂と反対側の側面での境界条件は反対称条件とした。この意味については前節で述べたが距離 2A を隔てて鉛直断裂が平行に並んでいる状態を想定したためである。初期温度分布としては帯水層で 300 K、帯水層下 2250 m の深度で 400 K、その間は一定温度勾配であるとし、その下の 750 m の区間では一定温度 800 K としてその後の変化を追った。

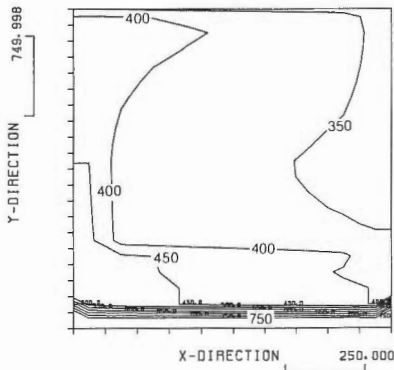
第 2 表に 11 例の計算結果を計算条件とともに示す。計算の意味を理解しやすくするために計算例 7 と計算例 11 の場合について温度分布と流速分布の時間変化の様子をカラー鳥瞰図の形式で図版 1 に示す。初期状態を図版 1a に、計算例 7 について 300 年後の状態を図版 1b に、8000 年後について図版 1c に示す。300 年後では断裂内で顕著な上昇流が発生している。8000 年後では帯水層に高温部分ができており地熱貯留層が帯水層内に形成されていることがわかる。なお図版 1d は計算例 11 について図版 1a の初期状態から 700 年後の様子を示してある。反対称条件で解いた第 9 図の形状の計算領域を 3 つ接続して鉛直断裂を 2 枚含む形で示した。隣り合う鉛直断裂間に対流が発生している様子が認められる。

次に第 2 表に沿って形状や物性値が対流の発生様式に及ぼす影響を考察する。まず計算例 1 と計算例 2 の比較により鉛直断裂の厚さ a の影響をみる。計算例 2 では対流が発生しなかったが、鉛直断裂の厚さ a を 10 倍にすると対流が発生した。これは MURPHY (1979) の線形安定論による推定と調和する。即ち計算例 1 は (1) 式で表される Rayleigh 数 R_* が MURPHY (1979) による臨界 Rayleigh 数 $R_{*c} = 10$ に達しているが計算例 2 では達していない。物理的には a が大きくなると鉛直断裂内のエネルギーバランスにおいて岩体との熱交換の寄与が小さくなるために鉛直断裂中の擾乱が抑制されにくくなることによる。次に鉛直断裂中の浸透率 k_F の影響を考察する。計算例 2~4 について比較する。対流が発生しなかった計算例 2 より k_F を大きくすると対流が発生する。但し計算例 4 の R_* は 1 であり、MURPHY (1979) による R_{*c} より小さいにもかかわらず対流が発生している。計算例 5~11 もすべて R_* は 1 であるが対流が発生している。この原因として 2 つ考えられる。第一点は帯水層の影響である。これについて詳しくは次に検討するが、鉛直断裂上端で流体が出入りできる場合は対流が起りやすくなると考えられる。例えば RIBANDO *et al.* (1976) は海底地殻内の熱水循環モデルの臨界 Rayleigh 数を計算したが、上面が透水性の場合に比べ、上面が不透水性の場合は臨界 Rayleigh 数は 2.5 倍になった。第 2 点は岩体との熱伝導の評価の際、壁での (壁に垂直方向の) 温度勾配の評価を差分近似で行ったため 2 章での取り扱いに比べ、対流発生初期の温度勾配が大きい時に温度勾配を過小評価してし

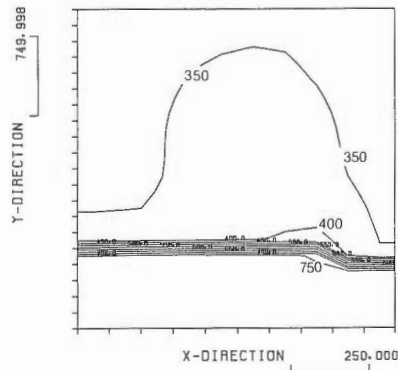
(FRACTURE TIME= 700 YR.)

EXPERIMENT 5

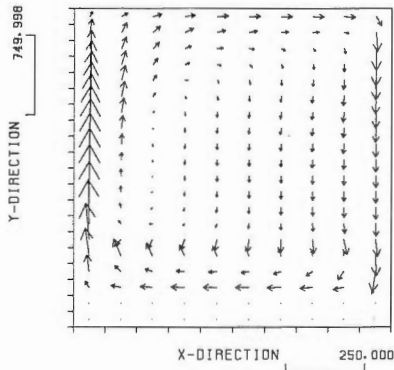
EXPERIMENT 6



CONTOUR MAP (TEMPERATURE)

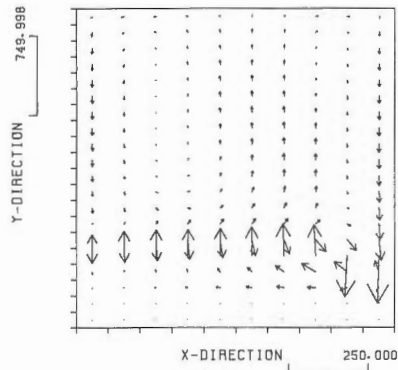


CONTOUR MAP (TEMPERATURE)



VECTOR MAP (VELOCITY)

7.345141410E 0 (M/DAY)



VECTOR MAP (VELOCITY)

1.665225028E 1 (M/DAY)

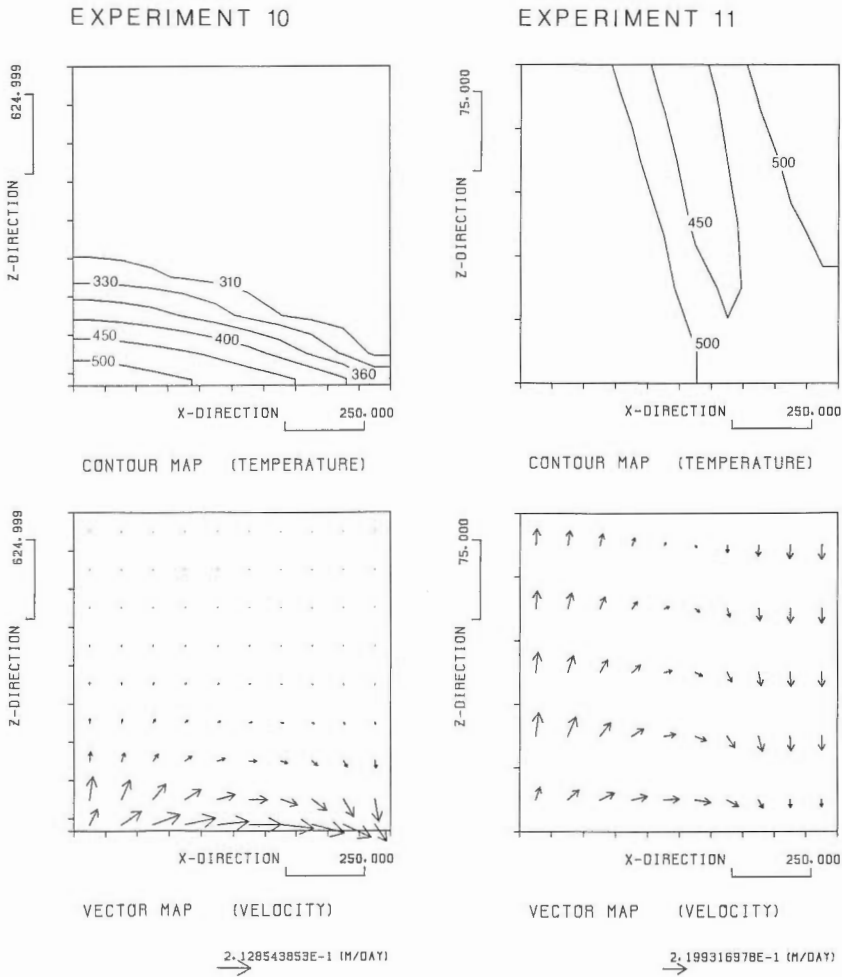
第 10 図 計算例 5 と計算例 6 の比較。計算例 5 と計算例 6 の条件の違いは帯水層の浸透率 k_A でそれぞれ、0.1 darcy, 0.01 darcy の場合に対応する。初期状態から 700 年後の鉛直断層内の温度分布と流速分布を示す。分布図の上辺は鉛直断層との接触部に相当する。計算例 5 では下部 750 m の熱源部分を冷却して対流が成長しているのに対して k_A の値がより小さい計算例 6 では対流は極めて弱い。

Fig. 10 Temperature and velocity of experiment no. 5 and experiment no. 6 which are listed in Table 2.

まう可能性があげられる。

次に帯水層の影響について調べる。まず帯水層内の浸透率 k_A の影響を評価する。このためには計算例 5 と 6, あるいは計算例 7~9 を比較する。第 10 図に計算例 5 と 6 について初期状態から 700 年後の鉛直断層内の温度と流速分布を示す。 k_A が 0.1 darcy の計算例 5 では下部 750 m の熱源領域を冷却しながら対流が起きているのに対し、 k_A が 0.01 darcy の計算例 6 では対流は極めて弱い。このことは帯水層の影響で臨界 Rayleigh 数が小さくなったとする上記第一の考えを裏付ける。計算例 7~9 の比較によっても k_A の大きい方が対流が卓越していることが認められる。一方、帯水層の厚さ b の影響をみるには計算例 4 と計算例 7 を比較すればよい。鉛直断層内の温度分布を見ると計算例 4 の方が

(AQUIFER TIME=350 YR.)



第 11 図 計算例 10 と計算例 11 の比較。計算例 10 と計算例 11 の条件の違いは隣接する鉛直断層間の距離 $2A$ であり、それぞれ、5,000 m, 600 m に対応する。初期状態から 350 年後の帯水層内の温度分布と流速分布を示す。分布図の下辺は鉛直断層との接触部に相当する。計算例 11 では隣接する鉛直断層からの上昇流の影響が認められる。なお流速分布図の一番下の列で質量保存則が満たされていないように見えるのは鉛直断層との間の流入流出成分が速度ベクトル成分には現れないためである。

Fig. 11 Temperature and velocity of experiment no. 10 and experiment no. 11 which are listed in Table 2.

冷却されているが顕著な差はない。また計算例 4 と計算例 9 は浸透率・層厚積 (darcy · m) が同じであるが、両者の結果はかなり異なる。これは鉛直断層と帯水層間の水の流入流出に及ぼす影響は b に比べて k_A の方が大きいとめと考えられる。

最後に隣接する鉛直断層の間隔 $2A$ の影響について述べる。このためには計算例 4 と 5、あるいは計算例 9～11 を比較すればよい。第 11 図に初期状態から 350 年後の帯水層内の温度分布と流速分布を計算例 10 と 11 について示す。鉛直断層の間隔が狭い場合は隣接する鉛直断層間にまたがる対流が卓越し、隣接する断層の上昇対流によって輸送された熱により帯水層が暖められている様子が認められる。

この相互に干渉する対流が卓越した場合の鉛直断層内及び岩体中の状態は図版 1d に示されている。

以上の計算結果から鉛直断層内の対流によって熱源（マグマ）から帯水層への熱輸送が行われ地熱貯留層が発達することを示すことができた。今後、さらに計算をすすめ、鉛直断層と帯水層のカップリングや鉛直断層間の相互作用について定量的な評価を行う予定である。

4. 鬼首カルデラの熱水系形成における鉛直断層の役割

4.1 鬼首カルデラ内熱水系の観測事実

栗駒鬼首地域の熱水系については各種調査の結果次の事実が明らかになっている。なお出典を明記していないデータは新エネルギー総合開発機構（1987）による。

(1) 高日向石英安山岩の年代として 0.35 Ma, 0.24 Ma が報告されているがこの噴出活動がカルデラ内で最も新しい火山活動といえ、現在の地熱活動はこの火成活動によるものと考えられる。地表近くでは高温部は ENE-WSW 方向に伸びているが、海水準下 2000 m の推定温度分布は片山地獄を中心とする同心円状で、中心部では 400°C を越える。

(2) NNW-SSE 背斜軸に平行に鉛直性の断層が並列して存在している。顕著な噴気や温泉（荒湯地獄、片山地獄、女釜男釜、吹上温泉）はこの断層の近傍に存在する。

(3) 片山、荒湯、女釜男釜、大深沢の変質帯は温泉湧出や噴気により形成されたものであるが、主に NNW-SSE 方向の配列をしており推定断層の走行と一致する。

(4) 片山地熱地域を中心とした温度の盛り上がりの中で変質データから二つのピークがある。この位置は電気探査、地質から推定される断層位置と一致する。変質データ（ワイラケ沸石、パイロフィライト、傘状に分布したカオリナイト）はこの位置に高温の地熱流体の上昇を示す。特に片山地域は二枚の鉛直断層にはさまれて存在する（阿部、1985）。

(5) 鬼首南部地域の総放熱量は約 4.1×10^7 J/s であり、そのうち河川による放熱量が約 50%、温泉によるものが約 30% である。ここで河川による放熱量とは

$$([\text{調査区域からの流出量}] \times [\text{流出水温}] - [\text{調査区域への流入量}] \times [\text{流入水温}]) \times [\text{比熱}]$$

の式で計算される量で河川内で地下から放出されている熱量のことである。地区別では片山地域が約 2.2×10^7 J/s と最も大きな放熱量を示す（比留川・尾崎1985）。

(6) 片山地熱地域の浸透率・層厚積は平均 5.5 darcy・m、周辺では 1.0 darcy・m。片山では特に横型の断層も発達している。

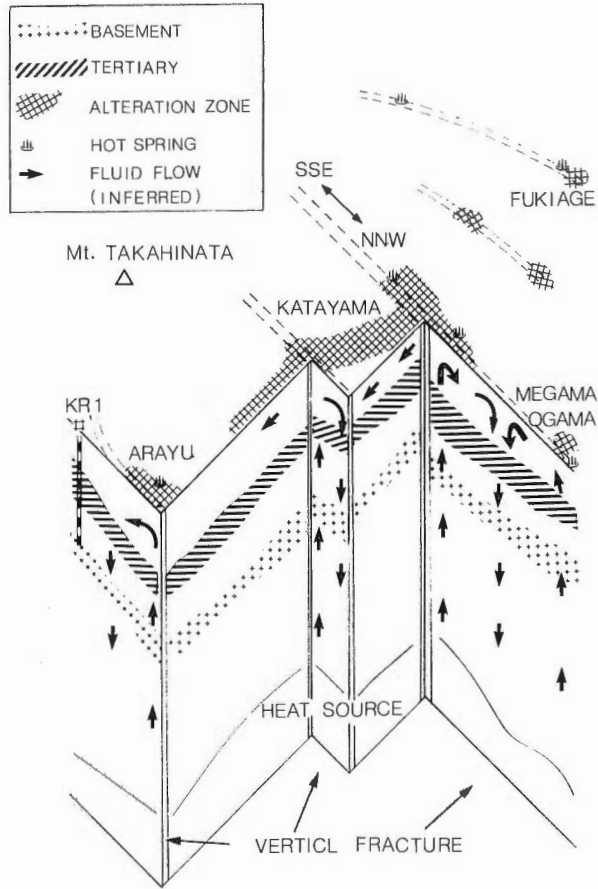
(7) 荒湯地獄の近傍に掘削された坑井 KR-1 は深度 1000 m 付近までは下降流型の温度パターンを示す。

第 12 図に新エネルギー総合開発機構（1987）をもとに作成した鬼首南部地域の地熱構造モデルの断面を示す。上記の観測事実を鉛直断層内熱水流動モデルによって考察する。

4.2 片山及び荒湯における鉛直断層の役割

放熱量データによれば放熱量の 8 割にあたる $3 \sim 4 \times 10^7$ J/s が熱水流出に伴ってなされる。この熱量は深部熱源から熱水流動に伴って運ばれていると考えられる。第 2 章で示した計算によれば温度勾配が 200°C/km で厚さが 1 m の鉛直断層を考えた場合、その浸透率が 1000 darcys の場合は、長さ 1 km あたり 4×10^8 J/s を、100 darcys の場合は 4×10^7 J/s を輸送する。100 darcys は臨界 Rayleigh 数に相当するが、この程度の透水性の鉛直断層があれば鬼首地域の放熱量に相当する熱輸送は可能である。

荒湯地獄近傍で見出された下降流型温度分布は鉛直断層内熱水循環モデルのイメージとよく合う。坑井 KR-1 は荒湯地獄の中心から 200-500 m の位置にあり推定断層から 100 m 以内にある。荒湯地域でも放熱量の 8 割以上は深部熱源から熱水流動に伴って運ばれている。この荒湯地域の放熱量を担う上昇流を荒湯地獄の中心に想定すると近接して下降流があることになるが、これは鉛直断層内対流として



第12図 鬼首南部の地熱構造モデルの断面図。新エネルギー総合開発機構(1987)をもとに作成した。NNE-SSWの走行の鉛直性断層が平行に並ぶ。この断層に沿って地表では変質帯や温泉が分布する。この鉛直性断層内で熱水が循環しているものと考えられる。特に片山地域では浅部の透水ゾーンとのカップリングに加えて、近接した2枚の鉛直性断層の相互作用により熱水循環が卓越し優勢な地熱地帯が形成されていると考えられる。

Fig. 12 Schematic geological structure of the Onikobe geothermal area.

予想される finger-like な対流に他ならない(第12図参照)。一方、小川・内田(1987)によれば荒湯地域では基盤内には貯留構造となる低比抵抗帯は認めにくい、2次元解析の測線方向 ENE-WSW に直交する NNW-SSE 性の薄い断層の可能性は否定されない。

4.3 片山における地熱貯留層の形成

第2表に示した鉛直断層による貯留層形成のシミュレーションのうち計算例11は片山地熱地帯にあてはめて考えることができる。鉛直断層の間隔は600m、帯水層の浸透率を1 darcy で層厚が10mあるものとしたが、これは片山地域の浸透率・層厚積5.5 darcy・mを近似的に表わしている。熱源は地下3kmで約500°C(800K)としたが、この温度はほぼ現在の推定温度である。但し、貯留層が形成される時期はもっと高温であったはずなのでこの計算例は熱源については最低限に見積った場合に相当している。700年後の地熱構造として求めた計算結果を図版1dに示す。隣接した鉛直断層相互間で対流が発生しているため帯水層内部は全体が暖められ地熱貯留層となっている。これは上記の片山

地熱地域のモデルとよく合う。この図版 1 d を帯水層の浸透率がこれより一桁小さい計算例、図版 1 b と比べると熱水循環がはるかに発達していることがわかる。以上のことから片山地域は近接した 2 枚の鉛直断裂と透水性の大きい帯水層によって 2 枚の断裂間にまたがる大規模な熱水対流が発生しているものと考えられる。深部から効率良く熱輸送するため鉛直断裂間の帯水層に優勢な貯留層が形成されたとみることができよう。

一方、図版 1 b と図版 1 c に示した計算例 7 は、浅部に透水性の良い貯留層がない荒湯地域にあてはめることができる。計算では帯水層の浸透率を 0.1 darcy、層厚を 10 m としたがこれはこの地域の浸透率・層厚積 1 darcy・m を近似的に表している。この場合、図版 1 c に示すように時間がたった後も帯水層中の高温部は断裂近傍に限られている。以上のことから荒湯地域は地下に NNW-SSE 方向の走行をもつ一枚の鉛直断裂があってその中での熱水循環により深部熱源から熱が輸送されていると考えられる。

5. ま と め

本研究では深部熱源から浅部まで有効に熱を輸送して地熱貯留層を形成するメカニズムとして鉛直断裂内の熱水流動に注目して主に数値シミュレーションによって調べた。その結果、以下の点を確かめることができた。

- (1) 周囲の岩体と熱交換する鉛直断裂内では自然対流は発生しにくいが一度生成されると安定に存在し、しかも深さ方向に細長い対流が存在する。
- (2) 鉛直断裂の上部に帯水層があると鉛直断裂内の熱水対流は促進され、鉛直断裂の上の帯水層には地熱貯留層が形成される。
- (3) 帯水層の下部に複数の鉛直断裂が近接して存在すると相互の鉛直断裂間にまたがる大規模な熱水対流が発生して効率良く熱輸送するため、鉛直断裂間の帯水層には優勢な地熱貯留層が形成される。
- (4) 上記のことがらは栗駒鬼首地域の地熱構造の特徴を良く説明する。

謝 辞

本研究はサンシャイン計画の一環として地熱探査技術等検証調査において行われた。本研究での計算は工業技術院情報計算センターの共用計算機 FACOM M-380 を用いて行ったものである。本研究をすすめるにあたっては地質調査所山田宮三氏に鬼首地域の地質モデルについてご教示いただいた。花岡尚之地質情報解析室長には貴重な助言をいただいた。またプログラムのコーディングは(株)情報数理解研究所が行ったがこの際、いくつか有用なコメントをいただいた。ここに深く感謝の意を表す。

文 献

- 阿部 信(1985) 鬼首地域の地熱モデル. 日本地熱学会誌, 7, p. 283-309.
- BODVARSSON, G.S., BENSON, S.M. and WITHERSPOON, P.A.(1982) Theory of the development of geothermal systems charged by vertical faults. *J. Geophys. Res.*, 87, p. 9317-9328.
- GOYAL, K.P. and KASSOY, D.R. (1981) A plausible two-dimensional vertical model of the East Mesa geothermal field, California, U.S.A.. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 10719-10733.
- 比留川貴・尾崎次男(1981) 宮城県鬼首地域放熱量調査報告(昭和55年度). 昭和55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II 栗駒地域. 地質調査所, p. 104-155.
- KASSOY, D.R. and COTTE, B. (1985) The effects of side wall heat loss on convection in a

- saturated porous vertical slab. *J. Fluid Mech.*, 152, p. 361-378.
- KILTY, K., CHAPMAN, D.S. and MASE, C. (1978) Aspects of forced convective heat transfer in geothermal systems. *Top. Rep.* 78-1701. a.6.4.1, Univ. of Utah, Salt Lake City, Utah.
- 木村竜治(1983) 地球流体力学入門. 東京堂出版, 247 p.
- McFARLAND, R.D. and MURPHY, H.D. (1976) Extracting energy from hydraulically-fractured geothermal reservoirs. *Proc. Int. Energ. Convers. Eng. Conf.* 11th, 1, p. 828-835.
- MURPHY, H.D. (1979) Convective instabilities in vertical fractures and faults. *J. Geophys. Res.*, 84, p. 6121-6130.
- 小川康雄・内田利弘(1987) MT 法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造. *物理探査*, 40, p. 22-41.
- PRATT, R., KASSOY, D.R. and GARY, J. (1983) Heat and mass transfer in a fault zone-controlled geothermal reservoir: numerical results. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 3458-3466.
- PRITCHETT, J.W. and GARG, S.K. (1979) Flow in aquifer charged with hot water from a fault zone. *Pure Appl. Geophys.*, 117, p. 309-320.
- RIBANDO, R.J., TORRANCE, K.E. and TURCOTTE, D.L. (1976) Numerical models for hydrothermal circulation in the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 3007-3012.
- RINEY, T.D., PRITCHETT, J.W., RICE, L.F. and GARG, S.K. (1979) A preliminary model of the East Mesa hydrothermal system. in *Proceedings 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, SGP-TR-40, Stanford Univ., Calif..
- 新エネルギー総合開発機構(1987) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査. 栗駒地域地下予測資料集作成要約, 73 pp. (未公表資料)
- スミス, G.D. (1971) 電算機による偏微分方程式の解法. 藤川洋一郎訳, サイエンス社, 191 p.
- SOREY, M.L. (1975) Numerical modeling of liquid geothermal systems, Ph.D. thesis, Univ. of Calif., Berkley.
- WHITE, D.E. (1967) Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Spring, Nevada. *Am. Jour. Sci.*, 265, p. 641-684.
- 山田宮三・松永栄勇・栗山 隆(1985) 栗駒地域の地熱モデル, *日本地熱学会誌*, 7, p. 261-281.

付 録

鉛直断裂と帯水層境界での温度と速度

鉛直断裂と帯水層で浸透率が異なると、第 A1 図に示す帯水層と鉛直断裂が接する境界では圧力勾配は不連続になるが、温度 T_B 、流速 v_B 及び圧力 P_B は連続であるとして T_B と v_B を求める。

温度は線形内挿により、

$$T_B = \frac{bT_F + \Delta y T_A}{b + \Delta y}$$

流速は圧力と流速の連続条件から決める。圧力の連続条件式は

$$P_B = P_A - \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_A \cdot \frac{b}{2}$$

$$P_B = P_F + \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_F \frac{\Delta y}{2}$$

流速の連続条件式は

$$v_B = - \frac{k_A}{\mu} \left[\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_A + \rho_f \{ 1 - \alpha (T_B - T_o) \} g \right]$$

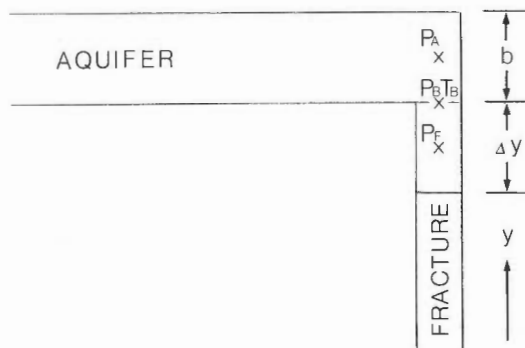
$$v_B = - \frac{k_F}{\mu} \left[\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_F + \rho_f \{ 1 - \alpha (T_B - T_o) \} g \right]$$

この四つの式を未知数 P_B 、 $\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_A$ 、 $\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_F$ 、 v_B

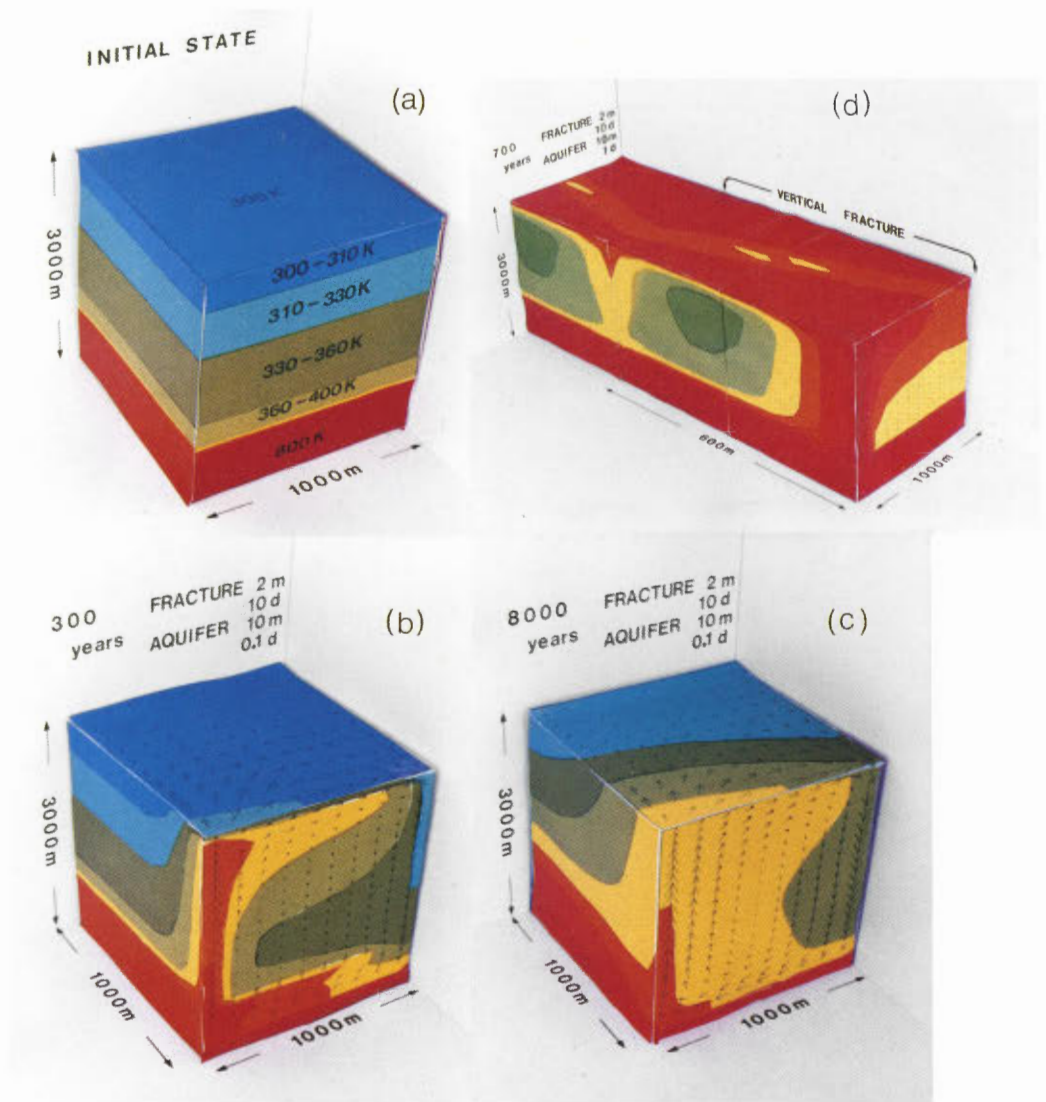
について解くと境界での流速 v_B は

$$v_B = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{(b + \Delta y) k_F k_A}{b k_F + \Delta y k_A} \left[\frac{2(P_F - P_A)}{b + \Delta y} - \rho_f \{ 1 - \alpha (T_B - T_o) \} g \right]$$

境界での見かけ上の浸透率は鉛直断裂と帯水層の浸透率の調和平均になっている。



第 A1 図 鉛直断裂と帯水層の境界部分の関係。
Fig. A1 Geometric relation to give boundary condition at the interface between fracture and aquifer.



図版 1 貯留層形成シミュレーションの計算結果. この図で示すのは深度が 3 km, 鉛直断走方向の長さが 1 km の場合である.

Plate 1 Development processes of geothermal reservoir.

図版 1 a 初期状態. 初期温度分布としては上面で 300 K, 深度 2,250 m で 400 K, その間は一温度勾配とし, その下の 750 m の区間では一定温度 800 K とする.

Plate 1 a Initial state.

図版 1 b 計算例 7 の場合の初期状態から 300 年後の状態

Plate 1 b The state after 300 years; the case of experiment no. 7 which is listed in Table 2.

図版 1 c 計算例 7 の場合の初期状態から 8,000 年後の状態

Plate 1 c The state after 8,000 years; the case of experiment no. 7.

図版 1 d 計算例 11 の場合の初期状態から 700 年後の状態. 計算は第 10 図の形状の領域で行ったが, その単位セルを反対称境界条件に従って 3 つ接続して, 隣接する鉛直断走間の相互作用の様子を示した.

Plate 1 d The state after 700 years; the case of experiment no. 11 which is listed in Table 2.

栗駒地熱地域の重力解析

駒澤正夫*・村田泰章**

The gravimetric analysis of the Kurikoma geothermal area, Northeast Japan

By

Masao KOMAZAWA* and Yasuaki MURATA**

Abstract: Compiled gravity anomaly maps (Bouguer anomalies with the assumed density 2.0, 2.3 and 2.67 g/cm³) were made for the study of the Kurikoma geothermal area, and the Bouguer anomalies of the assumed density 2.3 g/cm³ which shows the least correlation between Bouguer anomalies and elevations of gravity stations is used for this study.

Two dimensional gravimetric analysis around the Onikobe caldera was carried out on the two profiles, whose geological sections have been estimated by YAMADA *et al.* (1983). One of the profiles (WSW-ENE direction) is 14 km in the length from Mt. Koshiba to Arayu, and the other (NW-SE direction) is 14.5 km in the length from Mt. Katakurumori to Kanizawa. The gravity anomalies along the profiles are calculated by density mosaic model which yielded from the estimated geological sections. The size of each mosaic unit is 50 m in the horizontal direction and 25 m in the vertical direction, and proper values of density are assigned based on geologic classification. The result of analysis shows that the gravity anomalies is consistent with the features of the granitic basement or the upper green-tuff layer as whole except that the upheaval structure of granitic rocks around Mt. Zanno-mori is overestimated. Short wavelength Bouguer anomalies seems to corresponds to the distribution of lake deposit and/or andesitic lava.

On the three dimensional gravimetric analysis, four layer-structure is estimated from frequency analysis. The depths of the boundaries between layers are as follows: $D_A = 7.8$ km, $D_B = 1.3$ km and $D_C = 0.35$ km. After the regional trend corresponding to the deeper structure than a few kilometers depth was rejected with low-cut filter, the three dimensional structure in the Kurikoma geothermal area is obtained on the assumption of three homogeneous layer model with the density contrast 0.3 g/cm³ (between the surface layer and the middle layer) and 0.3 g/cm³ (between the middle layer and the basement layer), and under the control information of basement outcrop. The depth of basement obtained from the three dimensional gravimetric analysis is a little shallower than that by well drillings.

* 物理探査部 ** 地質情報解析室

* Geophysics Department

** Information and Analysis Office

1. はじめに

鬼首カルデラとその周辺は、日本でも有数の地熱地帯であり、また、火山学的には鬼首地域など典型的なカルデラ構造を呈する場所もあることから従来より各種の目的からいくつかの機関によって調査・研究が行われてきた。そうした背景のもとで工業技術院のサンシャイン計画の「地熱探査技術等検証調査」のモデルフィールドとして「仙岩地域」とともに「栗駒地域」が選ばれた。その一環として重力調査は、地熱地域の広域的な地質構造ならびに3次元的な構造の把握を行い、その有効性を検証することを目的としている。上記の目的以外にも、広域的な地質構造や地殻構造の把握、また、重力解析結果に熱構造や流体の挙動を把握する手法を併用して地熱貯留構造の推定などもあげられる。

RIKITAKE *et al.* (1965) は、鬼首カルデラ内において概略的な重力調査を実施し、カルデラ構造に対応した環状の低重力異常を明らかにした。その後、秋田県により広域的な資源探査や地質構造の把握を目的として栗駒地熱地域を含む範囲で重力探査が実施され、その結果は秋田県総合地質図幅（秋田県、1981, 1982）に公表されている。更に、地質調査所により地熱探査を目的として栗駒南部及び栗駒北部において広域重力調査が実施された（須田ほか、1977, 1981 a, 1981 b）。最終的にそれらの既存データを総合的に編集するために、昭和57年度に新エネルギー総合開発機構（1984）は「全国地熱資源総合調査」の一環として新たにデータを補間しつつ広域重力調査を行い、「全国地熱資源総合調査」の成果として縮尺100万分の1全国重力図として公表した（駒澤ほか、1987）。その後、昭和58年度には、電源開発株式会社も鬼首地熱発電所周辺で精密重力調査を実施した。本研究においては、上記の新エネルギー総合開発機構の全国地熱総合調査で取り込まれなかった電源開発株式会社のデータ等も編集してブーゲー異常図を作成した。なお、本研究で作成された編集重力図の一部は、縮尺10万分の1栗駒地熱地域地質図（栗駒地熱地域地質図編集グループ、1986）のブーゲー異常図の基図として公表してある。

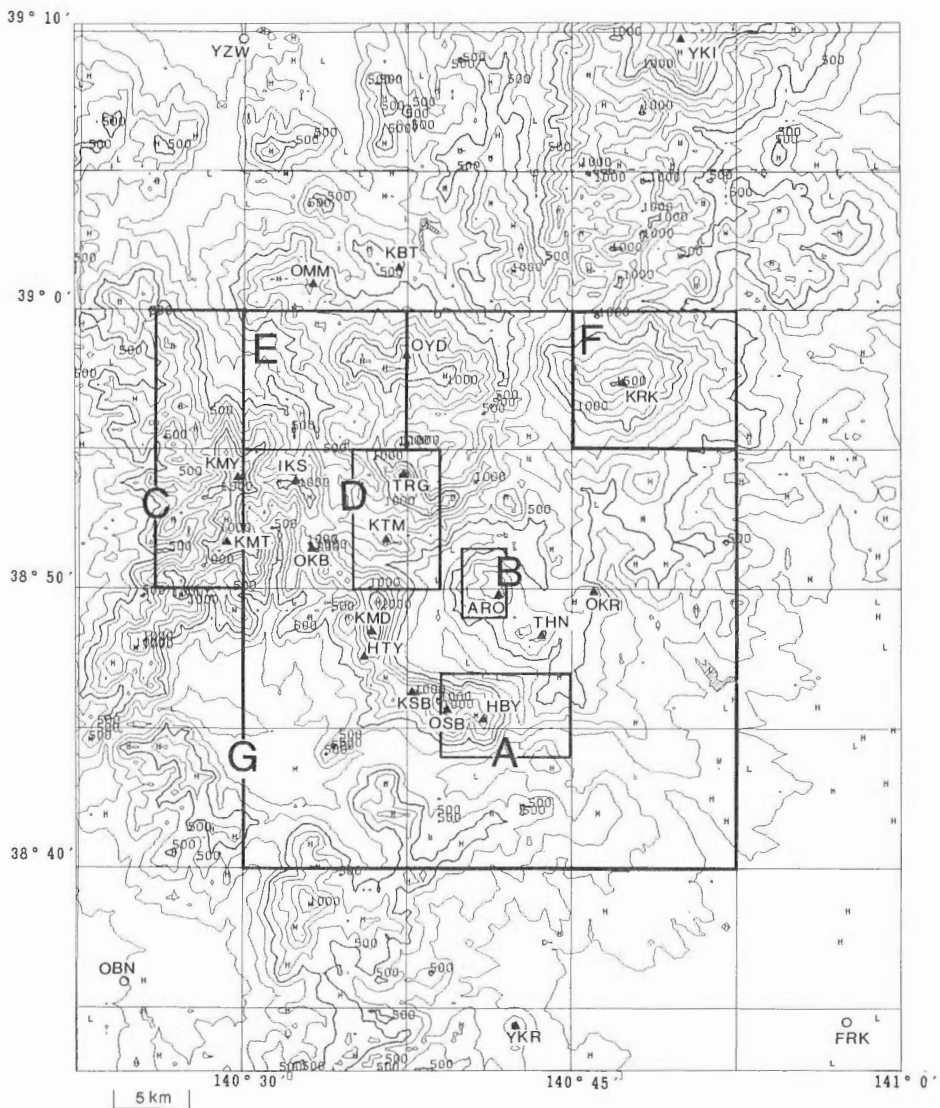
小論の解析の手順について述べると、まず鬼首カルデラ内の推定地質断面について適当な密度を与え計算値と観測値を比較することで地質構造とそれに対応した密度構造の妥当性を検討した。更に、周波数解析によりブーゲー異常のパワースペクトルを求めて概略の層構造を推定し、地質層序や坑井データと対比させて対応する時階や密度差について検討を加えた。次に、各層に対応する残差重力異常をフィルター操作により求め、基盤岩の露頭をコントロールポイントとして、3次元解析を行った。最終的に解析結果と坑井データを比較し、両者の整合性について検討を加えた。

なお、小論に出てくる地名の位置は、付図を参照されたい。

2. 重力異常図の編集及び補正計算

栗駒地熱地域の重力図を以下の要領で編集・作成した。編集の範囲は、 $38^{\circ} 33' N \sim 39^{\circ} 10' N$ 、 $140^{\circ} 22.5' E \sim 141^{\circ} 00' E$ で、国土地理院発行の5万分の1地形図の「尾花沢（東半分）」、「葉菜山」、「古川」、「新庄（東半分）」、「鳴子」、「岩ヶ崎」、「羽前金山（東半分）」、「秋ノ宮」、「栗駒山」、「湯沢（東半分）」、「稲庭」及び「焼石岳」の12葉に相当する地域 $3,850 \text{ km}^2$ になる。なお、その範囲の概略の地形図を第1図に示す。その範囲の既存重力データの編集資料区分を第2図に、また、調査一覧を第1表に示す。本重力異常図の編集に用いた重力測定点の総数は3,565点で、測定点の配点は第3図の重力測点図に示した。

既存の重力データの測定重力値は、日本重力基準網（JGSN 75）（鈴木、1976）に基づいた系で必ずしも求められていない。また、LaCoste 重力計をはじめとするスプリング式の重力計はスプリングの伸びを検出して重力差を得るため経年変化などが考えられ、測定値に機種差が存在する。以上の点を考慮して、広島ほか（1983）や駒澤ほか（1985）の方法に従って、検定済みの重力計により既存測定点の一部を再測定し、その結果から測定値から絶対重力値への変換式を求めた。変換式は、旧重力値を G とおき、新重力値（絶対重力値）を g とおいたとき、



第1図 栗駒地熱地域の重力解析範囲の地形図* (コンター間隔: 100 m).

Fig. 1 Topographical map of the Kurikoma geothermal area (Contour interval: 100 m).

A~G: G-H 相関をとった区画 (Zone for G-H Correlation).

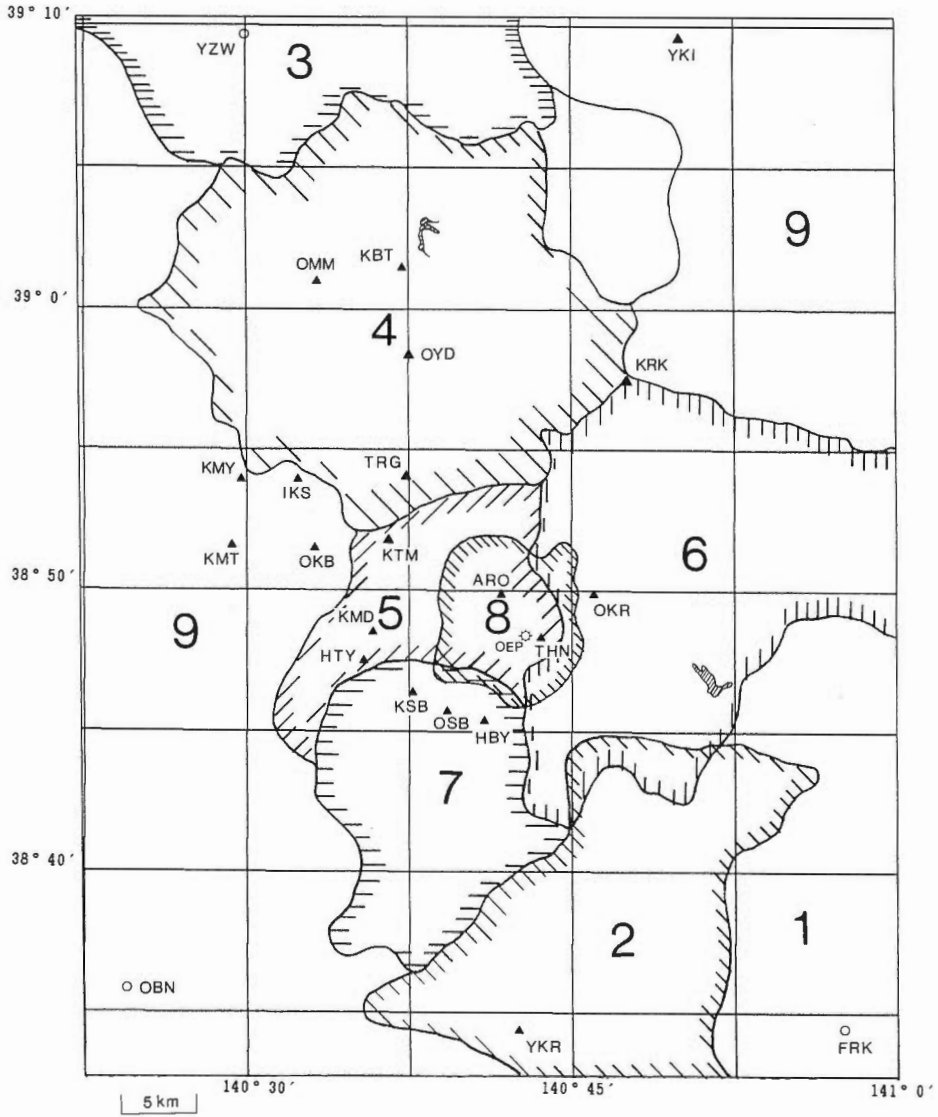
▲: 山岳 (mountains)

ARO: 荒雄岳, HBY: 花湖山, HTY: 花立山, IKS: 軍沢岳, KBT: 兜山, KMD: 禿岳, KMT: 小又山, KMY: 神室山, KRK: 栗駒山, KSB: 小柴山, KTM: 片倉森, OKB: 大鏡山, OMM: 奥前森, OSB: 大柴山, OYD: 小安岳, OKR: 大倉山, THN: 高口向山, TRG: 虎毛山, YKI: 焼石岳, YKR: 薬菜山

○: 都市 (city)

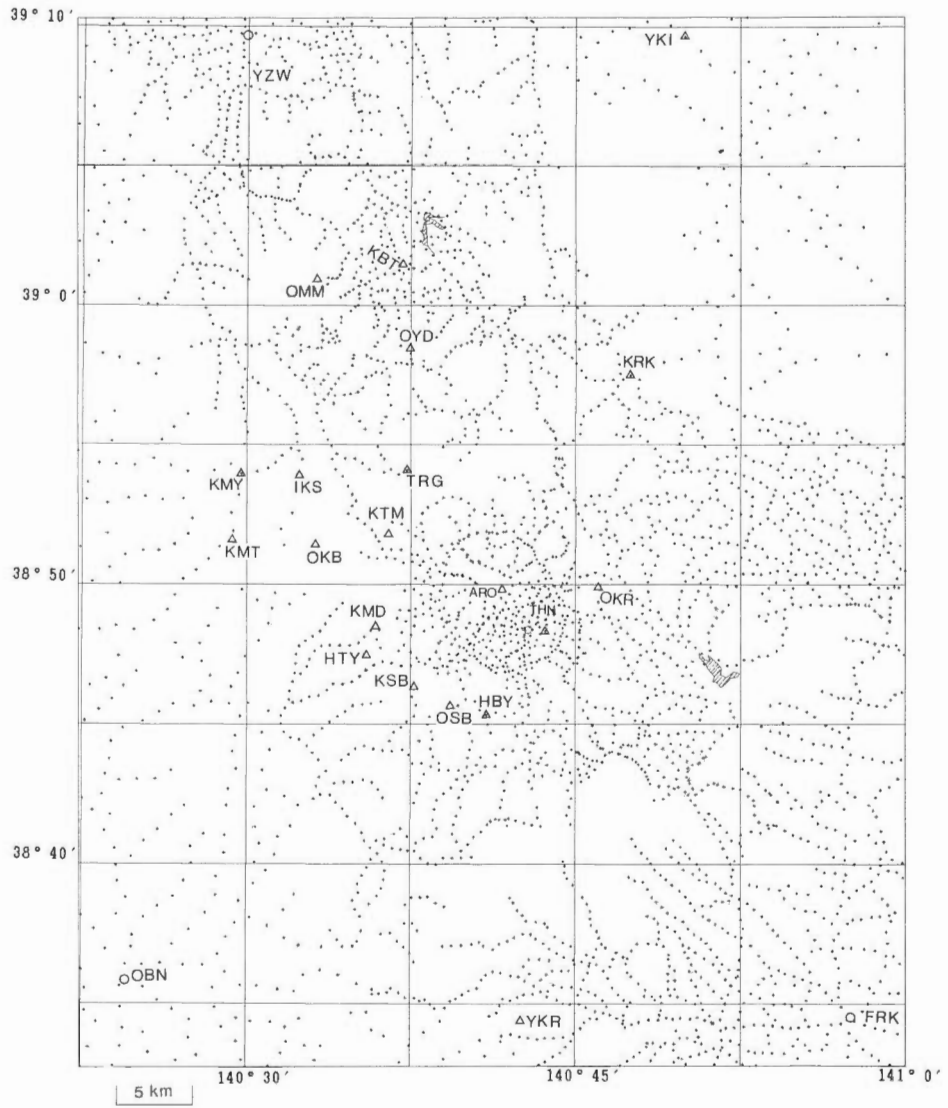
FRK: 古川市, OBN: 尾花沢市, YZW: 湯沢市

* 国土地理院「国土数値情報資料」により作成.



第2図 栗駒地熱地域の重力資料範囲図 (番号は、第1表の調査件名に対応).
 Fig. 2 Data Source of compiled Gravity Map of the Kurikoma geothermal area (refer to Table 1).

☆: 地熱発電所 (Geothermal Electric Power Plant)
 OEP: 鬼首地熱発電所.



第3図 栗駒地熱地域の重力測点図。

Fig. 3 Distribution of Gravity Stations of the Kurikoma geothermal area.

△: 山岳 (mountains)

第1表 栗駒地域重力編集図に使用した重力調査一覧表。

Table 1 List of Survey names and Data source for the compilation of gravity map.

番号	調査件名	調査年度(昭和)	実施機関	測定点数	調査面積	編集用点数
1	宮城県北部	36	地質調査所	1,226	950	315
2	宮城県加美郡	36	地質調査所	525	360	401
3	秋田県湯沢	42	秋田県庁	479	540	320
4	栗駒北部	48	地質調査所	764	650	751
5	栗駒南部	49	地質調査所	212	210	211
6	栗原48	48	金属鉱業事業団	763	500	754
7	栗原49	49	金属鉱業事業団	184	155	182
8	鬼首地域	57	電源開発(株)	253	80	253
9	東北部・関東	58	新エネルギー総合開発機構	8,745	29,800	378
合計	栗駒地域重力図編集				3,850	3,565

第2表 既重力調査データの絶対重力値変換定数。

Table 2 Survey names and Reducing constants for the absolute gravity values.

番号	調査件数	調査年数(昭和)	重力計の種類	重力値の基準	変換定数	
					a	b
1	宮城県北部	36	North American	任意	1.00	980079.678
2	宮城県加美郡	36	North American	任意	1.00063	980079.462
3	秋田県湯沢	42	Wordon	任意	0.99130	979954.850
4	栗駒北部	48	La Coste	ポツダム系	1.00	-13.503
5	栗駒南部	49	La Coste	任意	1.00	976176.175
6	栗原48	48	La Coste	任意	1.00	976177.371
7	栗原49	49	La Coste	任意	1.00	976176.442
8	鬼首地域	57	La Coste	J G S N系	1.00	0.00
9	東北部・関東	58	La Coste	J G S N系	1.00	0.00

*変換式は、 $g = aG + b$ と1次式に設定。

g: 絶対重力値

G: 旧重力値

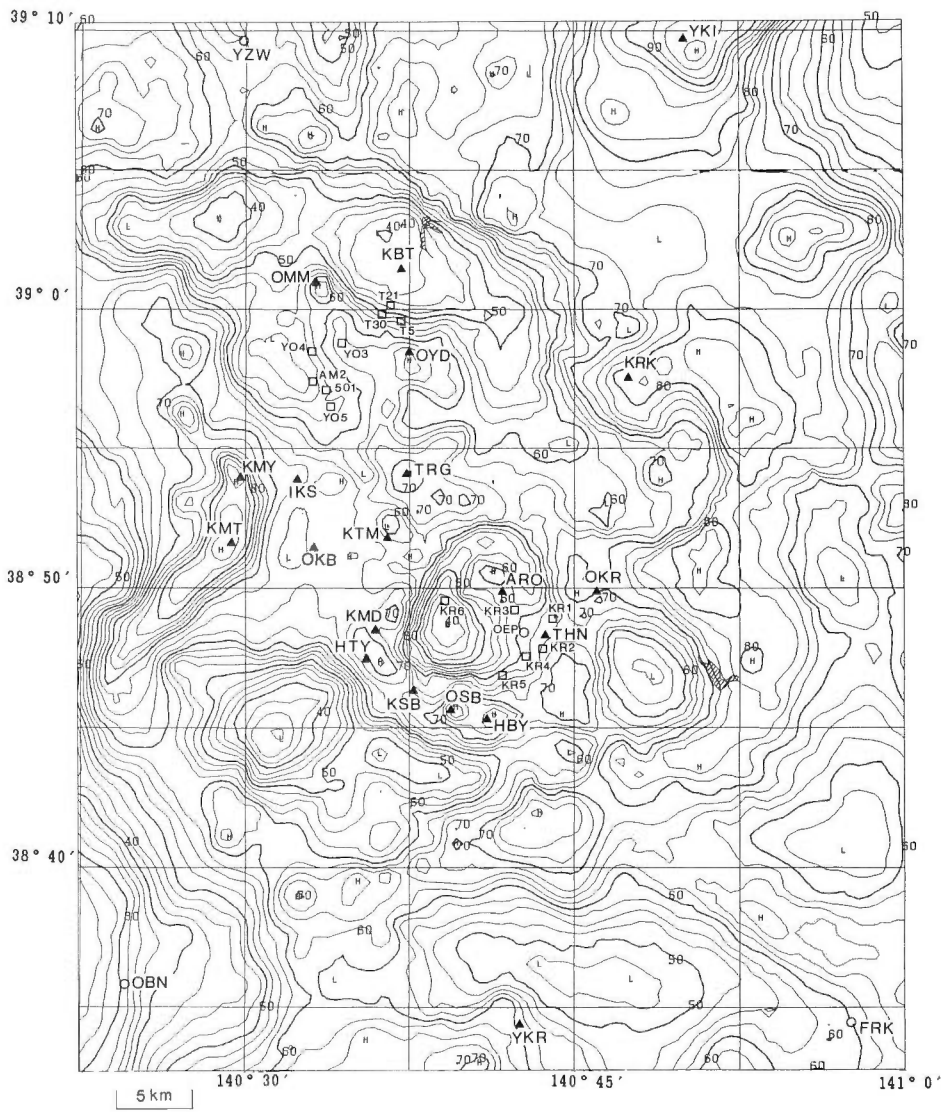
$$g = a \cdot G + b \quad (1)$$

の1次式と仮定できる。当然、重力計の定数が適当ならば、 $a=1$ である。

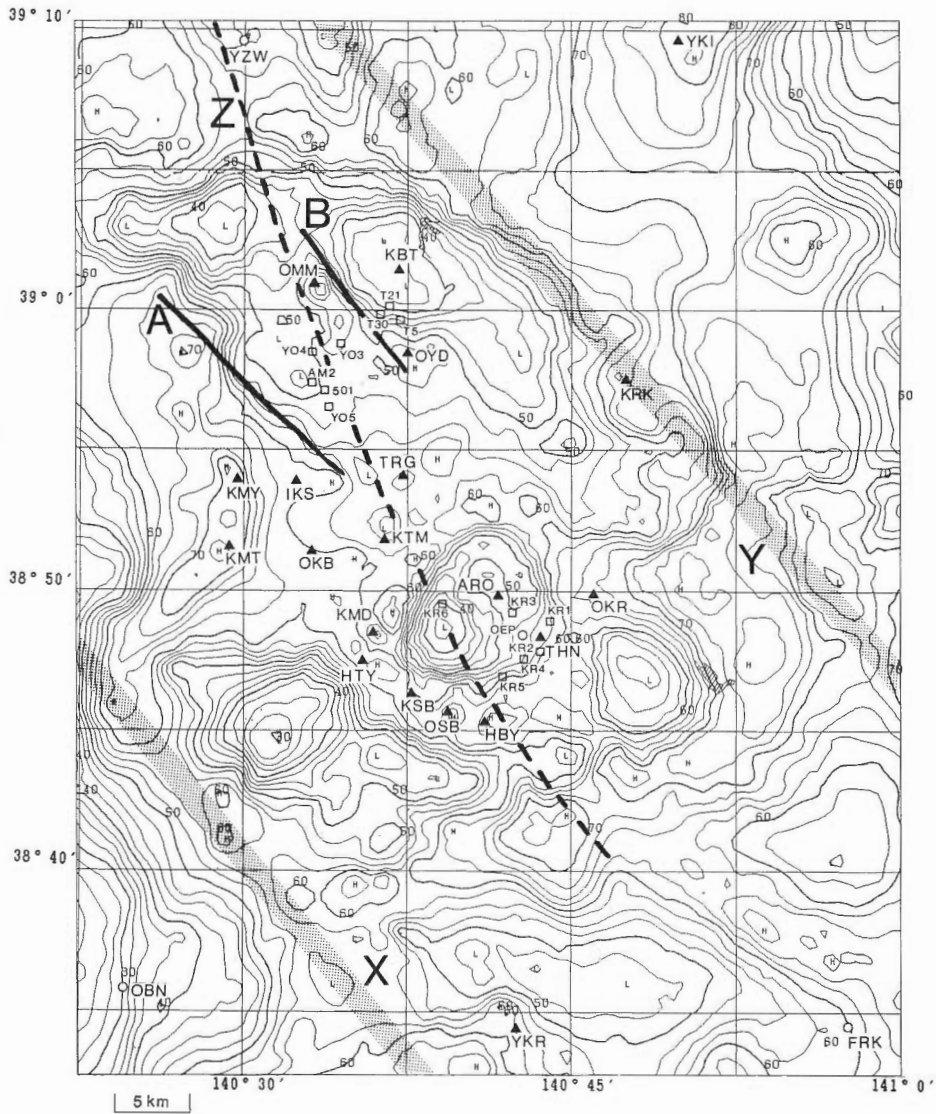
既存の測定値を絶対重力値に変換する目的とした重力測定が、新エネルギー総合開発機構(1984)によって実施されており、また水準点や三角点の一部については国土地理院によって測定がなされており(測定データは国土地理院にて閲覧できる)、今回はそれらの測定結果を使用して変換定数を決定した。変換定数 a, b は第2表に示す。その結果をみると LaCoste 重力計については定数が適切であることが判るが、North American 重力計と Wordon 重力計の場合は定数に検討を加える必要があることが判る。

ブーゲー異常値は、駒澤ほか(1985 a)による統一的な処理により算出した。ただし、ブーゲー補正については、駒澤ほか(1985 a)とは異なり無限平板の式によらず地形補正の範囲である 60 km と同じ半径を持つ有限円板の式により行い、過剰補正にならないようにした。なお、地形補正については、「国土情報整備事業」の一環として建設省国土地理院が作成した標高に関する「国土数値情報資料(格子状データ)」を使用して補正を行った。

地表に分布する岩石の密度にはバリエーションがあるので一律の仮定密度で全地域について地形と相

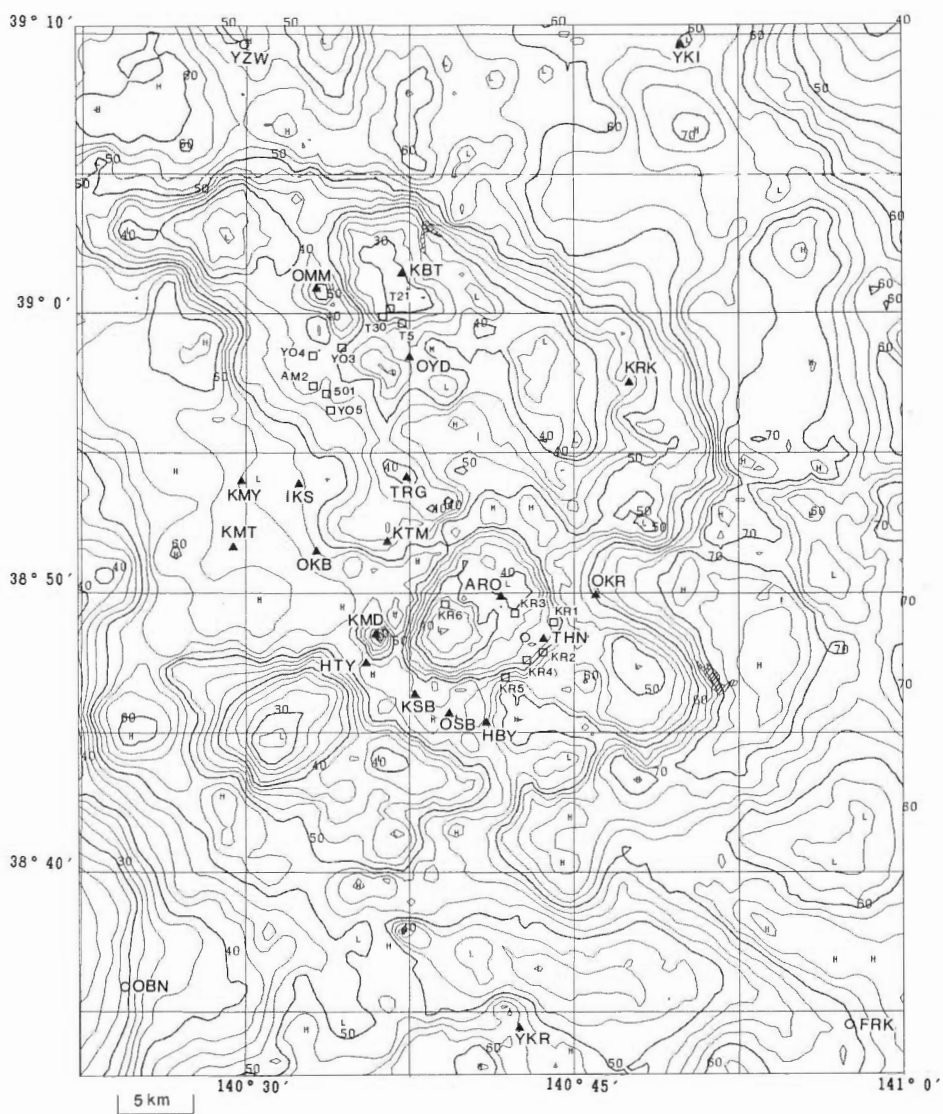


第4図 栗駒地熱地域のブーゲー異常図 ($\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 4 Bouguer Anomalies of the Kurikoma geothermal area ($\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 2.5 mgal).



第5図 栗駒地熱地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 5 Bouguer Anomalies of the Kurikoma geothermal area ($\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 2.5 mgal).

X-Y; 松島-本荘帯 (生出・大沼 (1960) より) (Matsushima-Honjoh Tectonic Zone)
 Z; 鬼首-湯沢マイロナイト帯 (笹田 (1984, 1985) より) (Onikobe-Yuzawa Mylonite Zone)
 A, B; 重力急傾斜帯 (Gravimetric Steep Gradient Zone)

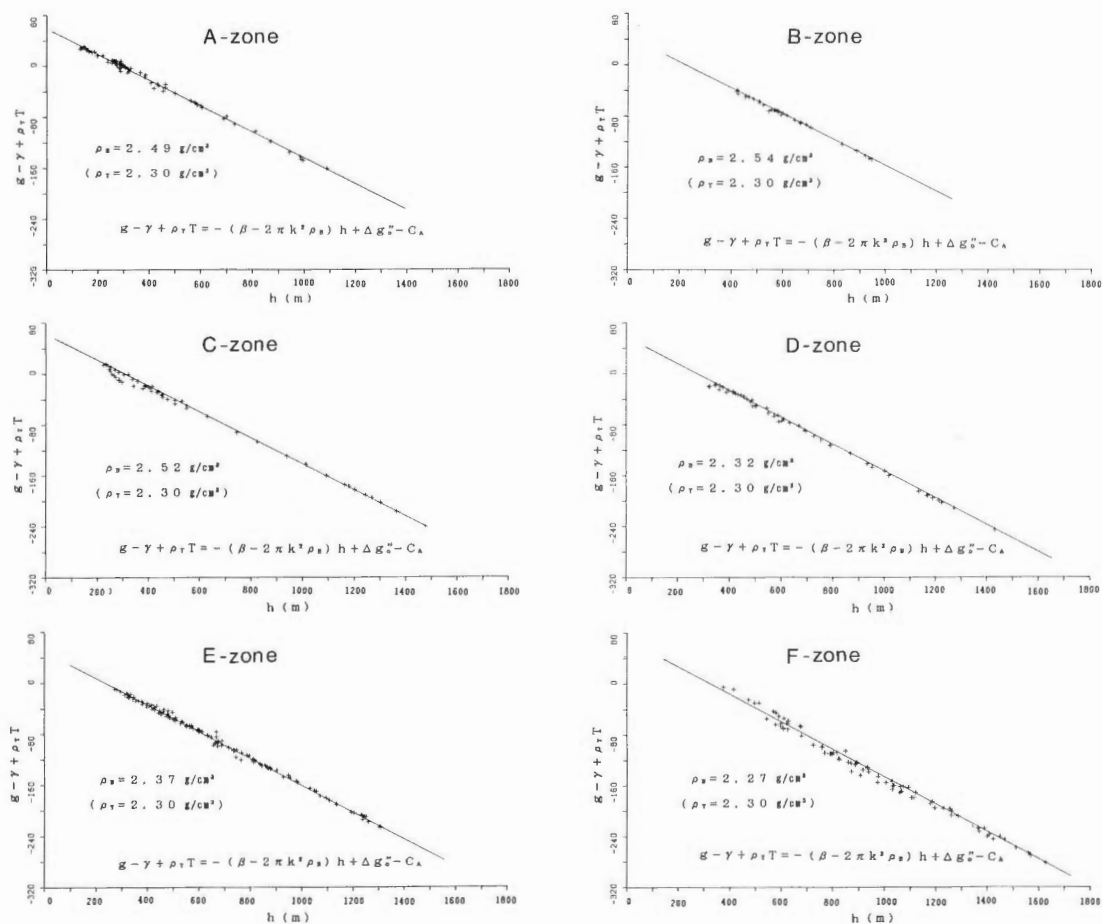


第6図 栗駒地熱地域のブーゲー異常図 ($\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 6 Bouguer Anomalies of the Kurikoma geothermal area ($\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$,
 Contour interval: 2.5 mgal).

関のないブーゲー異常図を得るのは難しい。また、異なった仮定密度のブーゲー異常図を比較することにより地表の岩石密度の空間的な把握が直視的に行うことができる。小論では仮定密度が 2.0 g/cm^3 , 2.3 g/cm^3 及び 2.67 g/cm^3 のものを、第4図、第5図及び第6図に各々示した。基盤が分布する神室山 (KMY) や小又山 (KMT) 付近は、第4図では地形と相関度が高いが、第5図になると相関度は小さくなり、第6図ではほとんど地形との相関はなくなる。一方、虎毛山 (TRG) や栗駒山 (KRK) 付近をみると地形との相関度は第5図で最も小さくなり、第6図では密度が大きく低重力異常域となっている。鬼首カルデラについてみると荒雄岳 (ARO) 付近の基盤の隆起域が密度を高くするに従って目立たなくなり、第6図ではカルデラの環状構造がいちばん見やすくなっている。

3. 地質概要とブーゲー異常

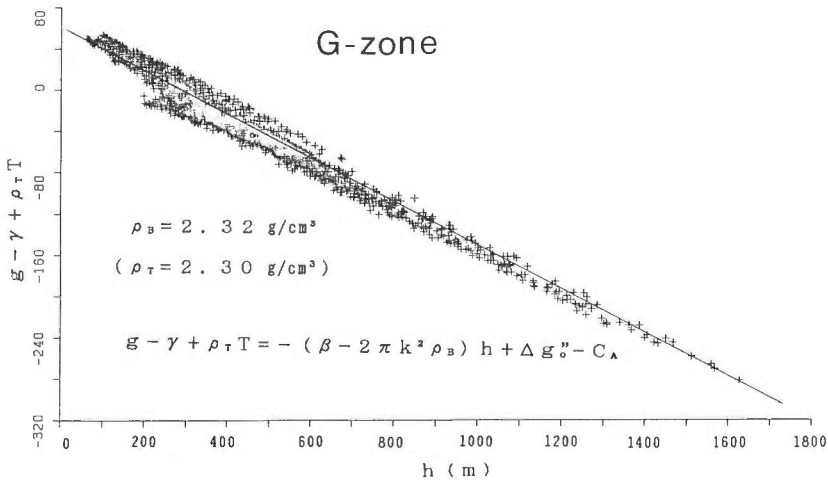
地表付近の岩石密度を推定するために第1図の (A~F) に示した各々の範囲のデータについて G-H 相関図を作成しその結果を第7図に示した。なお、縦軸 ($g - \gamma + \rho_T T$) の第3項の地形補正項の密度 ρ_T は、本来は G-H 相関の直線の傾斜から決まるブーゲー密度 ρ_B に一致すべきであるが、実際には ρ_T が多少変化しても $\rho_T T$ は大きく変化しないので、ここでは $\rho_T = 2.3 \text{ g/cm}^3$ として一律に



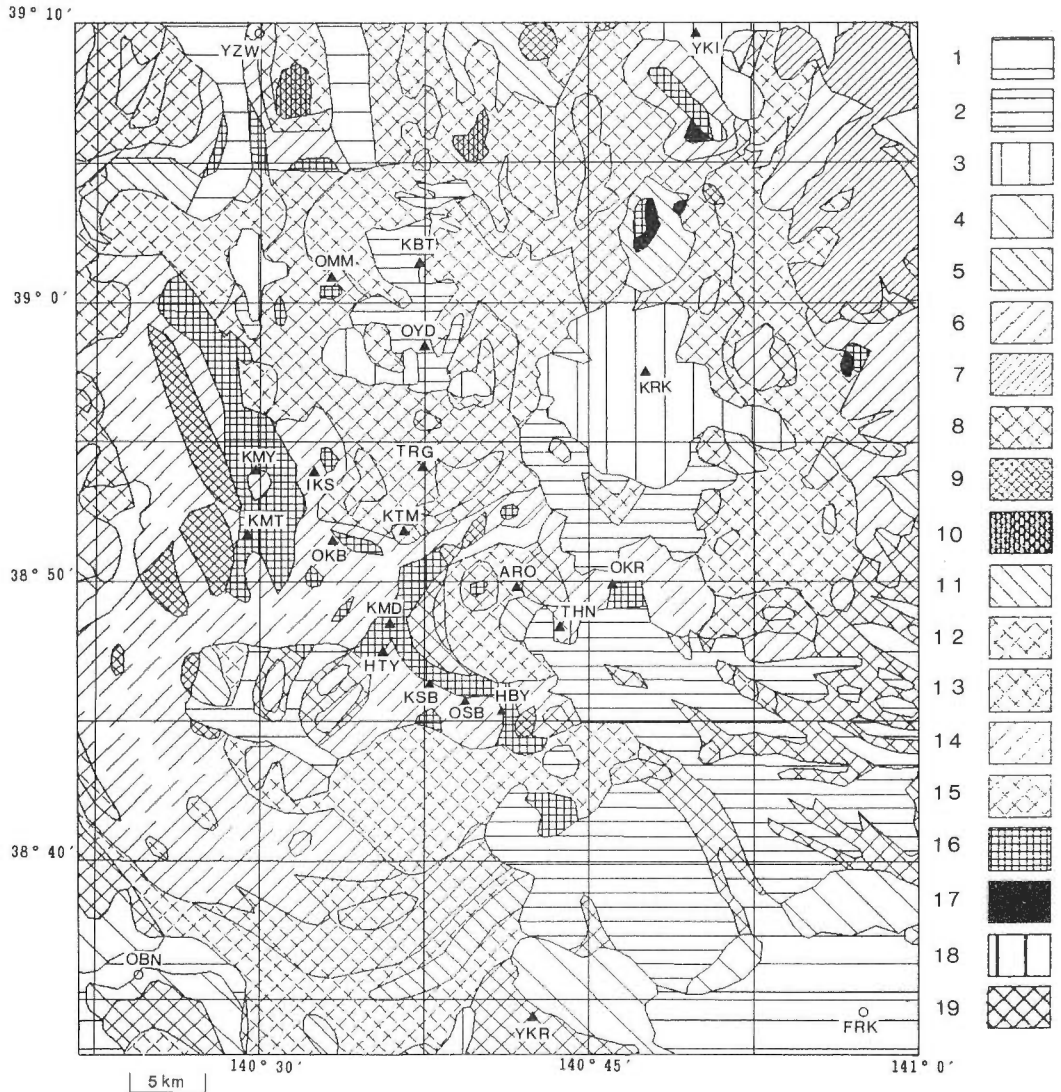
第7図 G-H 相関図 (A~F 区画).
Fig. 7 Gravity versus Height Relationship (A~F-zone).

処理した。第7図の結果をみると、各区画の地表付近の平均的な密度は地質図に示された地質区分に対応していることが判る。個別的にみると、A区域（測点数：75点）は鬼首カルデラの南側の壁に相当し、花淵山（HBY）や大柴山（OSB）周辺などには花崗岩等の基盤の露頭が見られ、密度は 2.49 g/cm^3 が得られた。B区域（測点数：31点）は、再生カルデラ運動によるカルデラ内の基盤の盛り上がりが見られる山王森や荒雄岳（ARO）などを含み、密度は 2.54 g/cm^3 が得られた。C区域（測点数：52点）は、神室山（KMY）や小又山（KMT）を含む広範に基盤の分布が見られるところに当たり、密度は 2.52 g/cm^3 が得られた。D区域（得点数：51点）は、虎毛山（TRG）や片倉森（KTM）を含む範囲に当たり、この地域一帯に新第三紀のシルト岩や軽石凝灰岩よりなる虎毛山層が分布し、密度は 2.32 g/cm^3 と基盤岩に比べ小さい値が得られた。E区域（測点数：122点）は、栗駒北部の秋ノ宮や小安を含む国土地理院1/2.5万地形図の「秋ノ宮」の範囲に当たり、地表の地質は新第三紀の火砕岩が主に分布しており、密度は 2.37 g/cm^3 と基盤岩に比べ小さい。F区域（測点数：83点）は、国土地理院1/2.5万地形図の「栗駒山」の範囲に当たり、栗駒山（KRK）を覆う新第三紀の溶岩が分布し、密度は 2.27 g/cm^3 とかなり小さくなっている。更に、広範囲の平均的な密度を求めるために、第1図のG区域（測点数：1,590点）で示した範囲についてG-H相関図を求め第8図に示した。その結果から、栗駒地域全域にわたって地形と最も相関の小さいものは、仮定密度が約 2.3 g/cm^3 となった。以上を考慮して、第9図に示す概略的な地質図（広川ほか、1978）と第5図に示す仮定密度 2.3 g/cm^3 のブーゲー異常図を比較する。

本地域を規制する基盤構造として東北日本に支配的なN-S系の構造とは斜交するNW-SE方向のものが考えられ、大森（1954）は石巻-鳥海山構造帯を、生出・大沼（1960）は松島一本荘帯（第5図；X-Y）を、北村（1963）は本荘-仙台構造線を各々隆起帯と断裂系に注目して提唱したが、いづれもある幅を持った範囲を考えれば位置はほぼ一致する。本重力図について見ると、上記に示した構造線（帯）のほぼ中央部に当たる古川市（FRK）-花淵山-大柴山-小柴山（KSB）-花立山（HTY）-禿岳（KMD）-大鑓山（OKB）-神室山-湯沢市（YZW）を通る高重力異常帯が線状に存在する。古川から鬼首に至る範囲については、地質的には基盤の露頭がないところでも、重力的に見ると客観的かつ明瞭にその連続性が捉えられる（第5図）。また、鬼首カルデラより北の上記の高重力異常帯の東側は、笹田（1984, 1985）が阿武隈帯と北上帯の基盤を分けるものとして提唱した鬼首-湯沢マイロナイト帯（第5図；Z）に一致する。



第8図 G-H相関図（G区画）。
Fig. 8 Gravity versus Height Relationship (G-zone).



第9図 栗駒地熱地域の地質図 (広川ほか (1978) より)。

Fig.9 Geological Map of the Kurikoma geothermal area (after HIROKAWA *et al.* (1978)).

1: H (砂・泥及び礫), 2: r_Q (デイサイト及び流紋岩), 3: a_P (輝石安山岩), 4: Q_2 (礫・砂・泥及び火山灰), 5: Q_1 (砂岩・泥岩・礫岩及び凝灰岩), 6: r_N (デイサイト及び流紋岩), 7: a_N (安山岩), 8: N_3 (砂岩・泥岩・礫岩及び凝灰岩), 9: g_n (石英閃緑岩—花崗岩), 10: r_5 (デイサイト及び流紋岩), 11: a_5 (安山岩及び玄武岩), 12: N_9 (泥岩・砂岩・礫岩及び凝灰岩), 13: r_4 (デイサイト及び流紋岩), 14: a_4 (安山岩及び玄武岩), 15: N_1 (砂岩・泥岩・礫岩及び凝灰岩), 16: g_3 (花崗岩類), 17: P (泥岩・砂岩・玄武岩・チャート・礫岩及び石灰岩, ところにより上部石炭系を含む), 18: C_1 (泥岩・玄武岩・安山岩及び石灰岩), 19: m_3 (阿武隈変成岩 (片麻岩及び結晶片岩))

I. 新生代 (1~15)

1: 完新世, 2~3: 更新世後期—完新世, 4: 更新世後期, 5: 更新世後期, 6~7: 鮮新世—更新世前期, 8: 鮮新世, 9~12: 中新世中—後期, 13~15: 中新世前—中期

II. 中生代 (16)

III. 古生代 (17~19)

17: 二疊紀, 18: 石炭期前期, 19: 古生代又はそれ以前 (母岩)

なお、広域的に重力異常をみると、東北地方に支配的な N—S 系の重力図のパターンに対し、石巻湾から秋田、男鹿半島を経て日本海に抜ける幅 60 km 程の NW—SE 系の重力屈曲帯が N—S 系の重力パターンを分断するように存在する（駒澤ほか，1987；石原・駒澤，1988）。上記の重力屈曲帯は松島一本荘帯（生出・大沼，1960）を包含するように存在し、基盤のズレ、隆起、沈降、破碎帯等を反映しているものと考えられる。上記構造線（帯）の形成時期や活動時期についてみると、古い方では鬼首一湯沢マイロナイト帯の形成時期は白亜紀までさかのぼれる（笹田，1984）としており、また、新しい方では松島一本荘帯の活動時期は中新世末期から現在に及んでいる（生出・大沼，1960）としており、その活動期間は極めて長いということになる。ここで、太平洋プレートの西進に伴う応力の違いが阿武隈帯と北上帯の間に長期間にわたって生じ、その差を解消する場として NW—SE 系の重力屈曲帯が重要な意味を持っていたと仮説をたてると、活動期間が長いことが説明できる。当然、そうした解釈をするとその構造帯が海域にも延長される可能性が考えられ、磁気異常をみると NW—SE の方向性が確認できる。重力屈曲帯の海域への北西の延長線上には 1983 年の「日本海中部地震」の震源域がある。発震機構については多数の報告があるが、SATO（1985）は、加速度記録から解析しており、本震を 3 つのイベントに分けている。つまり、第 1 震は N 15° E 方向に 30-40 km の距離だけ伸び、10 秒間程停止した後、そこから第 2 震が第 1 震の延長線上に 30-40 km 程伸び、更に、第 3 震が高周波の波を発震しながら既存の構造線に引きずられるように方向を N 15° W に転じて 30-40 km 程伸びたとしている。また、SATO（1985）によれば、久六島より WNW 方向に延びる背斜軸は地熱活動も活発で、第 1 震は久六島西北西方向 30 km 程のところまで止められた形となったので、そこにソフトバリアーが想定できるとしている。いずれにしても、日本海中部地震の震源域の地殻構造はかなり複雑なところと言える。

栗駒北部地域では兜山（KBT）を中心とする 55 mgal のコンターで仕切られた NW—SE 方向に帯状の低重力異常帯（第 5 図）がみられ、豊肥低重力異常帯（駒澤・鎌田，1985）と同様な火山性陥没構造あるいはプレート運動に関連した陥没構造を反映していると考えられる。その低重力異常帯を仕切る北東側の断裂構造を反映していると考えられる重力急傾斜帯（第 5 図：松島一本荘帯の北東端（Y））の南東への延長線上に第四紀の火山である栗駒山（KRK）が存在し、断裂線に沿った弱線の所が火山となったと考えられる。また、南西側の重力急傾斜帯（第 5 図；A）の少し内側に入った低重力異常域には地熱微候地である秋ノ宮があり、そこは基盤の断裂が考えられ、そのことは坑井データからも支持されている。更に、この低重力異常域の中心部に当たる奥前森（OMM）付近で花崗岩の露頭がみられ局所的な高重力異常を示し、そこは基盤が局所的に隆起していることを示している。上記の基盤の隆起域の北東側（第 5 図；B）は、明らかに、基盤の落差を伴う構造線にあたっていることを示しており、そこには上ノ岱、川原毛、泥湯、新湯といった地熱微候地や温泉が存在する。

栗駒南部の鬼首地域には円形の低重力異常がみられ、そこは地熱微候が顕著な地域にあたりほぼ環状地形に対応した鬼首カルデラとも一致するが、本地域に特徴的な NW—SE 方向の構造とは調和しない NE—SW 方向に伸びた長円形となっている。調和しない理由としては、NE—SW 方向に新旧二つの環状陥没構造（第 10 図；C、D）が連なっているためと考えられ、現在地形に見える鬼首カルデラは、北東側に位置する新しいものの方（第 10 図；D）に対応している。そのように推定した理由は、NE—SW 方向に伸びた長円形の低重力異常域について南西側だけが選択的に円形に陥没したとは考えにくく、また、鬼首カルデラ内の坑井データ（新エネルギー総合開発機構，1985 a，1986 a，1986 b，1987）のうちで、カルデラ内西部の坑井（KR-6）だけから虎毛山層が見いだされたことがあげられる。つまり、中新世後期には既に南西側の陥没構造（第 10 図；C）が形成されていたため虎毛山層もその分厚く堆積し、その後の侵食作用でも削剥されずに残ったと考えられるためである。その後、鮮新世以降に陥没を生じ鬼首カルデラ（第 10 図；D）を形成した（山田ほか，1985）。また、鬼首カルデラの西の境界については、地磁気地電流（MT）法の結果から江合川より東側で低比抵抗を示し（新エネルギー総合開発機構，1987；小川・内田，1987）、そこに境界が引ける。つまり、江合川を境に東落ちの落差を生じ、低比抵抗堆積物が選択的に江合川より東側に堆積したことを窺わせる。

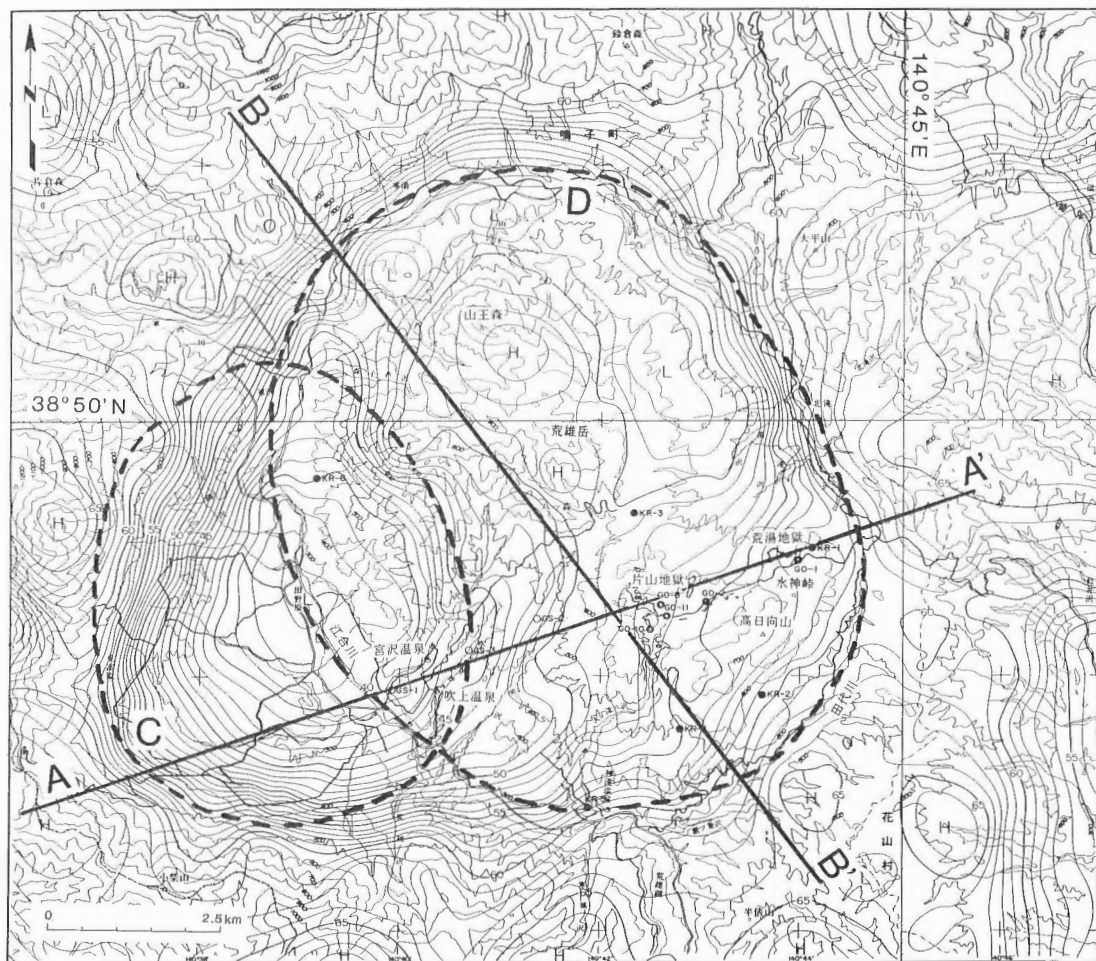
4. 鬼首カルデラの2次元断面解析

(1) 断面解析の計算手法

推定地質断面を電算機処理ができるように、格子状に分割し記号化した。すなわち、横 (x) 方向は 50 m, 縦 (z) 方向は 25 m に分割し、各ます目の岩種 (記号データ) は、最大の領域をもつ地質で代表させた。各ます目に密度を設定し、以下に示す方法で計算を行った。

各ます目 (格子) の x, z 方向の格子幅を u, v とし、ひとつの格子 Q の中心座標を (iu, jv) とおくと、その格子の占める領域は、

$$\begin{cases} (i - \frac{1}{2})u \leq x \leq (i + \frac{1}{2})u \\ (j - \frac{1}{2})v \leq z \leq (j + \frac{1}{2})v \end{cases}$$



第10図 鬼首カルデラ周辺のブーゲー異常図と2次元解析測線 ($\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 1 mgal).

Fig. 10 Bouguer Anomalies around the Onikobe caldera and analyzed profiles ($\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 1 mgal).

C, D: 重力環状構造 (Gravimetric ring structure).

である。ここで、点 P (x, z) での、その格子による重力値 (単位密度に換算) を $Z_{ij}(x, z)$ とおく。
 まず、2次元の重力異常の解析解 $T(x, z)$ を求めると、

$$T(x, z) = 2 \iint \frac{z dx dz}{x^2 + z^2} = x \ln(x^2 + z^2) - 2x + 2z \tan^{-1}(x/z) \quad (2)$$

となる。したがって、 $Z_{ij}(x, z)$ は、

$$Z_{ij}(x, z) = 2 \int_{x_1}^{x_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{(\zeta - z) d\xi d\zeta}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2}$$

$$= T(x - x_2, z - z_2) - T(x - x_1, z - z_2) - T(x - x_2, z - z_1) + T(x - x_1, z - z_1) \quad (3)$$

ただし、 $\begin{cases} x_1 = (i - 1/2) u & z_1 = (j - 1/2) v \\ x_2 = (i + 1/2) u & z_2 = (j + 1/2) v \end{cases}$

となる。ただし、 $Z_{ij}(x, z)$ は鉛直下方成分を正とした。

したがって、地質断面を格子状に分割し、ひとつの格子の密度を ρ_{ij} とおけば、重力異常値 $\Delta g(x, z)$ は、

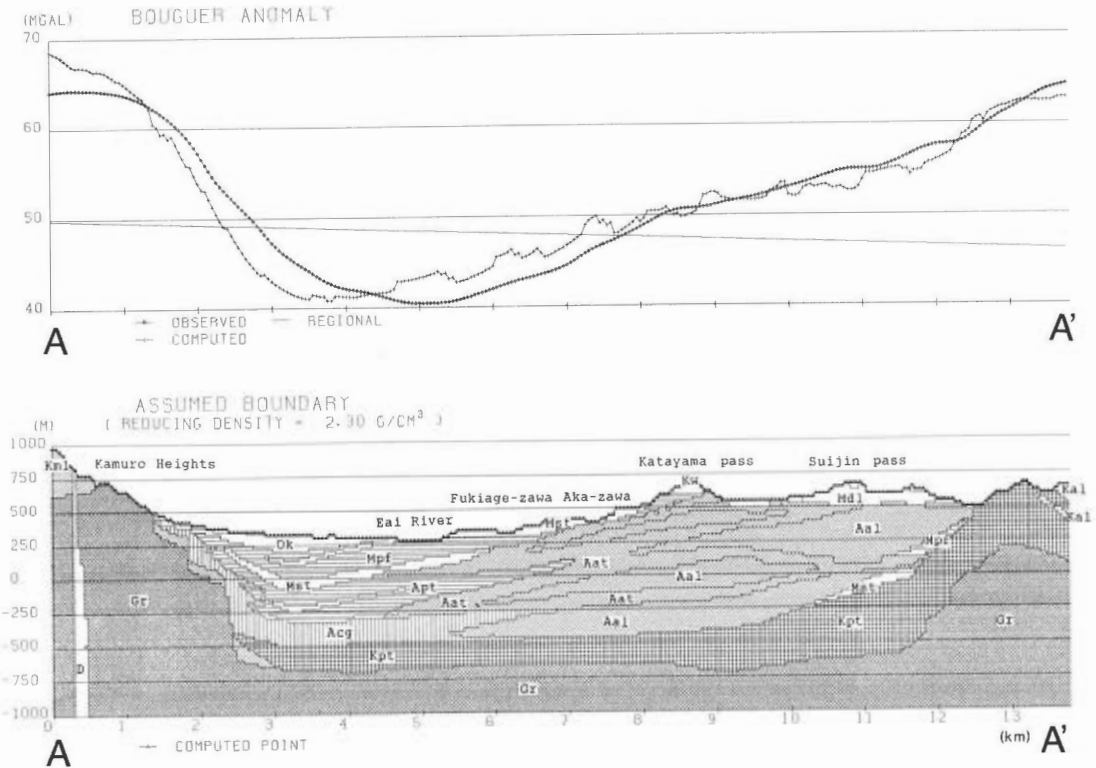
$$\Delta g(x, z) = k^2 \sum_i \sum_j \rho_{ij} \cdot Z_{ij}(x, z) \quad (4)$$

(ただし、 k^2 は万有引力定数)

で与えられる。

(2) 2次元解析の結果

2次元解析に使用した鬼首地域のブーゲー異常の仮定密度は、 $\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$ のものを用い、地質断



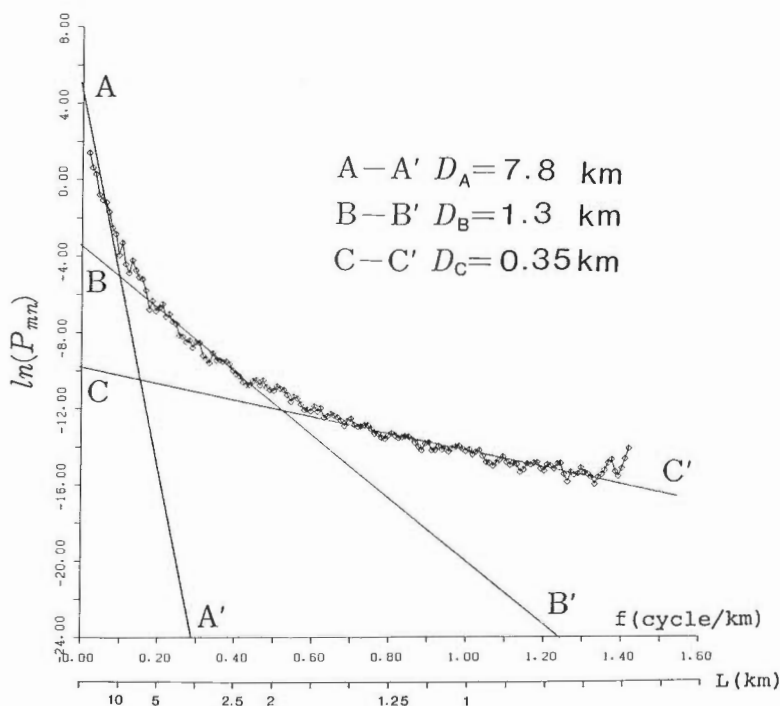
第 11 図 2次元重力解析結果 (A-A' 測線).
 Fig. 11 Two dimensional gravimetric analysis (A-A' profile).

ものについてやや大きく修正した ($A_{cg} = 2.1$, $A_{al} = 2.4$, $A_{at} = 2.0$, $A_{st} = 1.6$). 宮沢層については, 2~3 割程大きくした ($M_{pf} = 2.0$, $M_{st} = 1.8$, $M_{ft} = 1.4$). 上記のとおりを設定した密度をもとに計算した重力異常を観測値とともに, 第 11 図及び第 12 図に示した.

解析結果については, 駒澤・山田 (1984) に比べ誤差の振幅は小さくなっており密度の修正がある程度うまくいったことを示している. A-A' 断面 (西南西-東北東) について述べると, 東北東側では推定した地質モデルで説明でき西南西側については密度を修正したために誤差が 5 mgal 程度も小さくなったが, 依然として禿高原から江合川 (宮沢温泉) への基盤の落差が急に推定され過ぎており, 基盤の落差をもっと緩やかにした方がよいことが判る. B-B' 断面 (北西-南東) については, 密度を修正したために, 山王森付近の基盤の盛り上がり域の誤差が数 mgal 程小さくなったが, 依然として A-A' 断面に比べて誤差が大きく地質構造を修正する必要があることが判る. つまり, 北西側のカルデラの外側の高重力異常域が説明できないので, カルデラの外壁部分の基盤をもっと浅くするか, 地表付近に分布する虎毛山層, 蟹沢層及び神室山層といったものの密度をもっと大きくする必要がある. また, 再生カルデラ運動に関連した山王森周辺の基盤の隆起域については, 2次元解析の誤差も重畳されて 10 mgal 以上も大きく計算されており, 隆起の規模は, 地質的に想定されたモデルよりかなり小規模と考えられる.

5. 周波数解析

まず, 層状の密度構造の平均的な深度を推定するために, フーリエ級数による周波数解析を行った. なお, 解析範囲は, 第 5 図に示した範囲に相当し, UTM 座標系 54 帯 (中央経線は, 東経 141°) の座



第 13 図 栗駒地熱地域のブーゲー異常のパワースペクトル
 Fig. 13 Power spectrum of Bouguer anomalies of the Kurikoma geothermal area.
 f: 周波数 (frequency), L: 波長 (wavelength)
 ナイキスト波長 (Nyquist wavelength): 707 m.

標値,

$$\begin{cases} 445,500 \text{ m} \leq X \text{ (東が正)} \leq 500,000 \text{ m} \\ 4,266,000 \text{ m} \leq Y \text{ (北が正)} \leq 4,335,500 \text{ m} \end{cases}$$

に相当し、データ数は 110×140 (格子間隔は、500 m で正方格子) である。假定密度 $\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$ のブーゲー異常図に対してフーリエ解析を行い、縦軸にそのブーゲー異常のパワースペクトルの対数 ($\ln(P_{mn})$) をとり、横軸に周波数 (f) をとったものを第13図に示した。パワースペクトルと周波数から、平均的な深度 D_0 は、構造がホワイトノイズ的であるなら、

$$\frac{\partial(\ln(P_{mn}))}{\partial f} = 4\pi D_0 \quad (5)$$

で与えられる。

第13図において平均的な深度を表す直線が3本引け各々の深度は、

$$A-A' : D_A = 7.8 \text{ km}$$

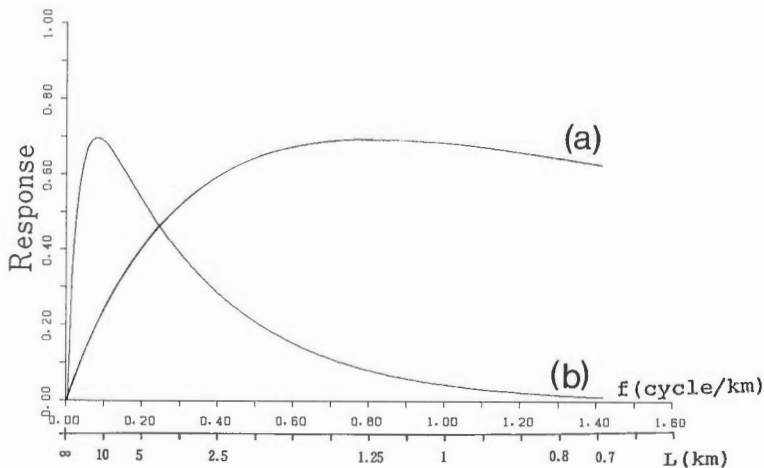
$$B-B' : D_B = 1.3 \text{ km}$$

$$C-C' : D_C = 0.35 \text{ km}$$

となる。したがって、本報告では以下に示す4層モデルを假定した。

D_C に対応する第1境界面は、地表付近の局所的な低密度の構造変化を反映して必ずしも層構造を表しているとは限らないが、ここでは、湖成堆積物や密度の小さい新期火山岩類を上層(第1層目:表層)とし、中新世以降のある程度固結の進んだ火山岩類等を下層(第2層目:中間層)とする層構造と考えた。 D_B に対応する第2境界面は、上記の中新世以降の火山岩類を上層(第2層目:中間層)とし、先第三系基盤岩類を下層(第3層目:基盤層)とするものを反映したものと考えた。 D_A については、モホロビッチ不連続面やコンラッド不連続面などを含む深い構造(第4層目)が複合して表われているものと考えられる。栗駒地熱地域の地熱貯留層は、先第三系基盤の中や、その直ぐ上の上位層に存在することが多いことから、重力解析の主たる目的は、地熱貯留層の存在が期待される先第三系基盤の形状を求めることにある。

次に先第三系基盤の構造を反映した残差重力値を、GUPTA and RAMANI (1980) 及び駒澤 (1984) による方法によるバンドパスフィルターを用いて求めた。バンドパスフィルターは、適当な2種類の上



第14図 周波数特性。

(a) : up (50 m)-up (500 m), (b) : up (500 m)-up (5 km)。

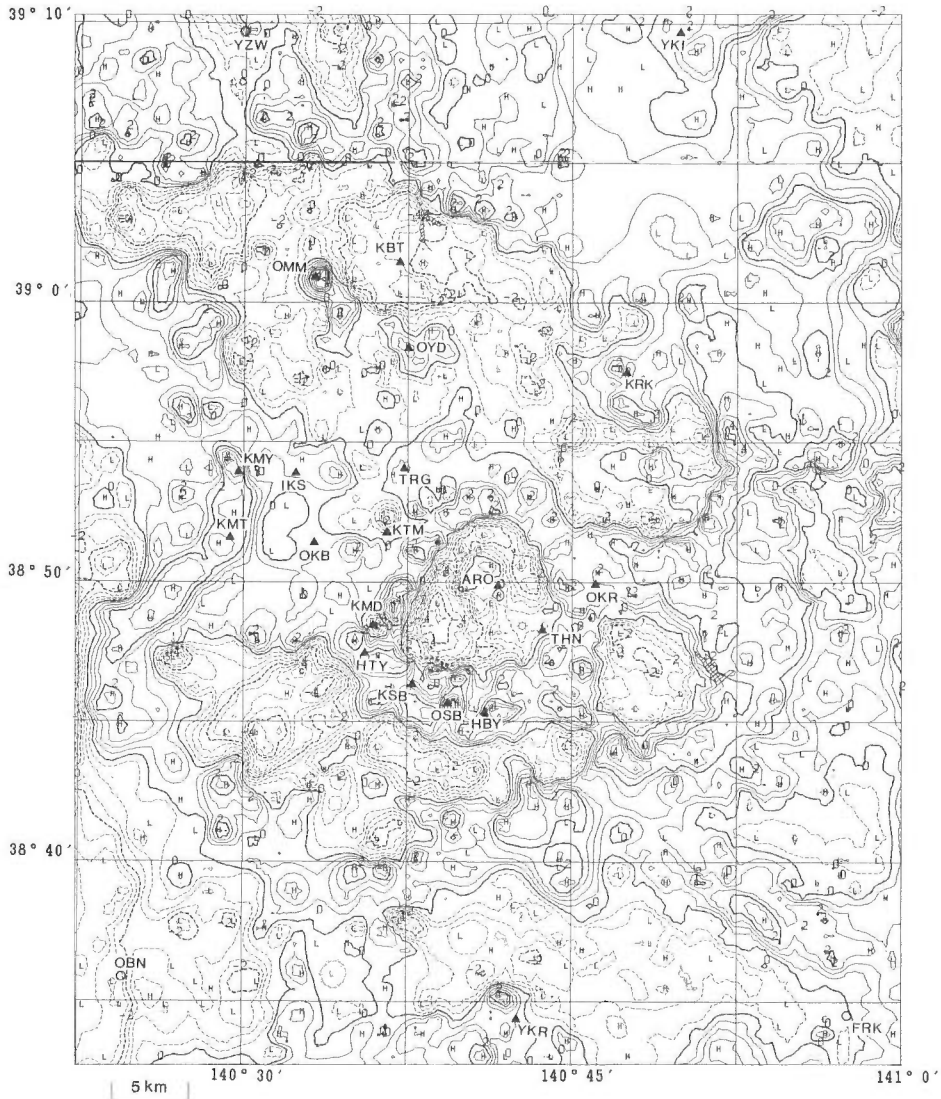
Fig. 14 Frequency Response.

(a) : upward continuation of "50-500 m".

(b) : upward continuation of "500 m-5 km".

方接続フィルター (upward-continuation filter) の組み合わせにより設計した。

先ず, D_C に対応する残差重力図については, ノイズ除去のために 50 m の上方接続フィルター (up (50 m)) を操作し, D_B より深い構造によるものをトレンド除去するために 500 m の上方接続フィルター (up (500 m)) を操作して, 残差重力図 ($g^{up}(50\text{ m}) - g^{up}(500\text{ m})$) を作成した. バンドパスフィルター (up (50 m)-up (500 m)) の周波数特性を第 14 図 (a) に, 残差重力図を第 15 図に各々示した. 第 14 図 (a) をみると, 波長が 1 km 付近で最大になっており, 異常を起こしていると想定される構造の深度の 3~5 倍程度になっていることが判る. 第 15 図をみると低重力異常域が第四紀の低密度の湖成堆積物の分布域とよく一致しているのが判る.

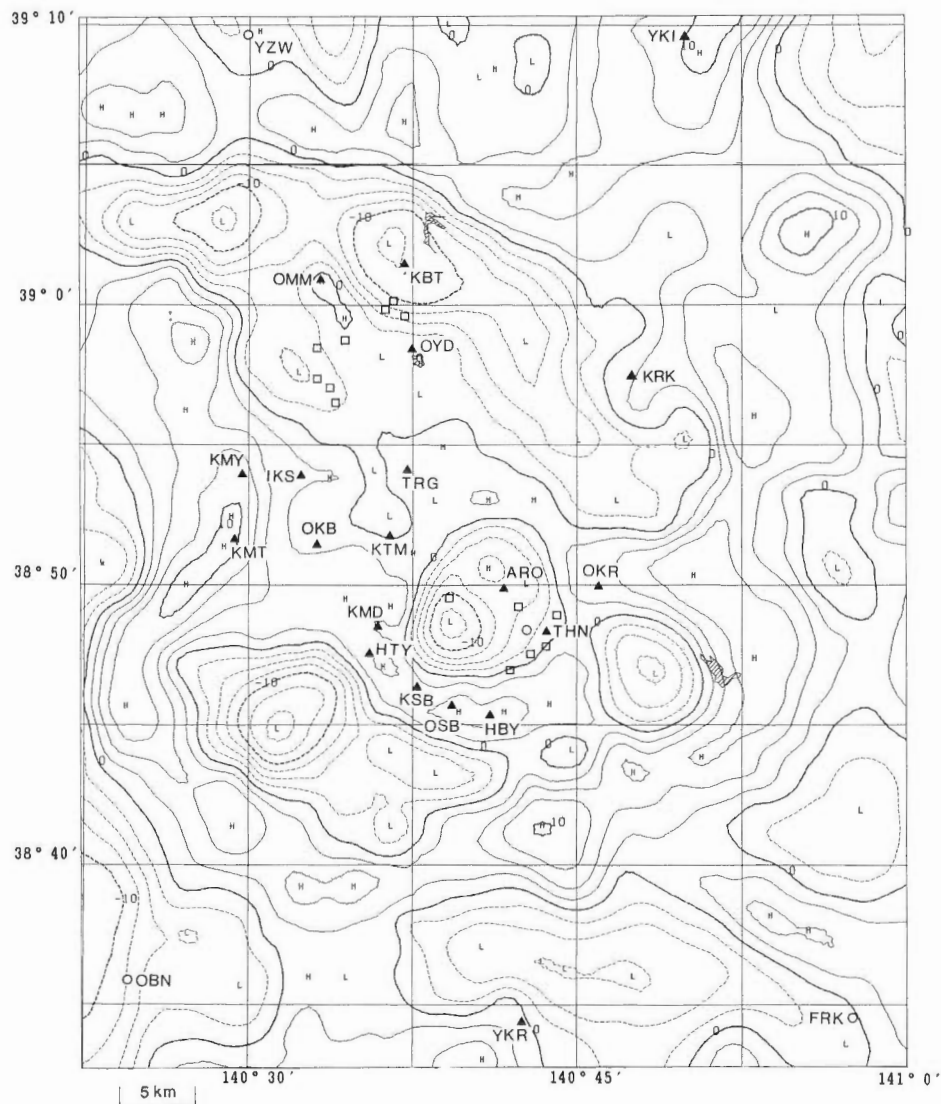


第 15 図 残差重力異常図 ($g^{up}(50\text{ m}) - g^{up}(500\text{ m})$, コンター間隔: 0.5 mgal).

Fig. 15 Residual Gravity Anomaly Map (upward continuation of "50 m-500 m", Contour interval: 0.5 mgal).

次に、 D_B に対応する残差重力図は、浅い構造によるものを除去するために 500 m の上方接続フィルター (up (500 m)) を操作し、 D_A より深い構造によるものをトレンド除去するために 5 km の上方接続フィルター (up (5 km)) を操作して、残差重力図 ($g^{up}(500\text{ m}) - g^{up}(5\text{ km})$) を作成した。バンドパスフィルター (up (500 m) - up (5 km)) の周波数特性を第 14 図 (b) に、残差重力図を第 16 図に各々示した。周波数特性をみると、波長が 5 km 程度のところで最大になっており、上記に述べたように境界面の 3~5 倍程度になっている。第 16 図をみると、基盤岩類の露出する部分は高重力異常域によく一致しておりバンドパスフィルターのパラメータも適切なことが判る。

また、鬼首カルデラは -10 mgal を越える環状の低重力異常域として明瞭に判別できる。カルデラ



第 16 図 残差重力図 ($g^{up}(500\text{ m}) - g^{up}(5\text{ km})$, コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 16 Residual Gravity Anomaly Map (upward continuation of "500 m-5 km",
 Contour interval: 2.5 mgal).

構造に対応するような環状の低重力異常域（第16図；負値）は、鬼首カルデラのほかにも鬼首地域の南西方向にあたる赤倉温泉などを含む山形県最上町、東方にあたる宮城県山形村などにも認められ、更に、火山性陥没構造を想起させるNW—SE方向に延びた低重力異常域が栗駒北部にあたる秋田県皆瀬村を中心とする広い範囲に認められる。上記の低重力異常域について、鬼首地域や栗駒北部は明らかに火成活動に関連をもっているが、他の低重力異常域についても何らかの形で火成活動に関連をもった構造を表していると思われる。なお、最上町付近の低重力異常域について、RIKITAKE *et al.* (1965) は、低重力異常域の周辺には火山性噴出物が認められないことから、カルデラというより構造性の盆状構造によるものと述べている。

6. 3次元解析

(1) 3次元解析の手法

均質二層の3次元解析は、駒澤(1984)による反復修正法を適用した。その手法の骨子は、①密度差をもつ鉛直の角柱の集合体として地下構造を近似し重力値を計算する、②コントロールポイントを解析範囲について均等になるように配置し、計算重力値と観測重力値のズレがなるべく小さくなるように加重平均法や低次の多項式を設定し (g^{mn})、周波数解析でトレンドとして除去した低周波数成分(上方接続フィルター図)に加算して広域傾向面とする、③コントロールポイント以外の計算重力値と観測重力値のズレについては、ズレの分に相当する厚さのブーゲー板で構造の修正を行う、などがあげられる。なお、①について述べると、 m, n 番目 (x, y 方向) の角柱 (上面の標高値は D_{mn} 、密度差は ρ_{mn} 、地表面の高さは H_{mn}) による i, j 番目 (x, y 方向) の格子点 (計算点の標高値は、 z) での単位密度の重力値を $k^2 \times g_{ij}^{mn}(z; D_{mn})$ で表したとき、通常は、基準面の高さ D_0 からの凹凸による部分の重力値は、

$$\Delta g_{ij}(z) = k^2 \sum_m \sum_n \rho_{mn} \{g_{ij}^{mn}(z; D_{mn}) - g_{ij}^{mn}(z; D_0)\} \quad (6)$$

により i, j 番目 (x, y 方向) の格子点の計算重力値 Δg_{ij} を求める。ただし、ブーゲー異常の仮定密度より小さい地表付近の低密度層の解析を行うために、本報告では基準面を平面に設定せず地表面に置いた。つまり、

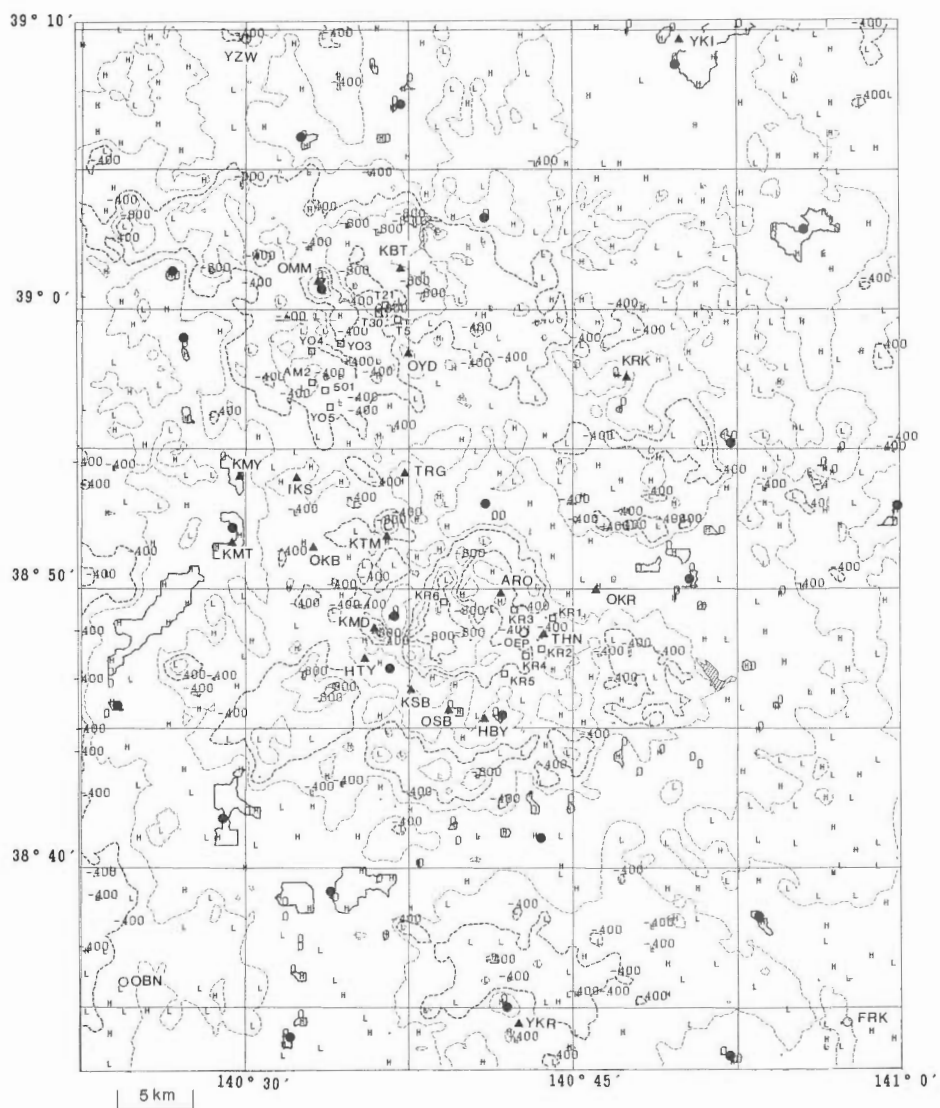
$$\Delta g_{ij}(z) = k^2 \sum_m \sum_n \rho_{mn} \{g_{ij}^{mn}(z; D_{mn}) - g_{ij}^{mn}(z; H_{mn})\} \quad (7)$$

により第1層目の低密度層の深度を求める。当然、 $H_{mn} \geq D_{mn}$ ($\rho_{mn} > 0$) であり、 $\Delta g_{ij} \leq 0$ となる。

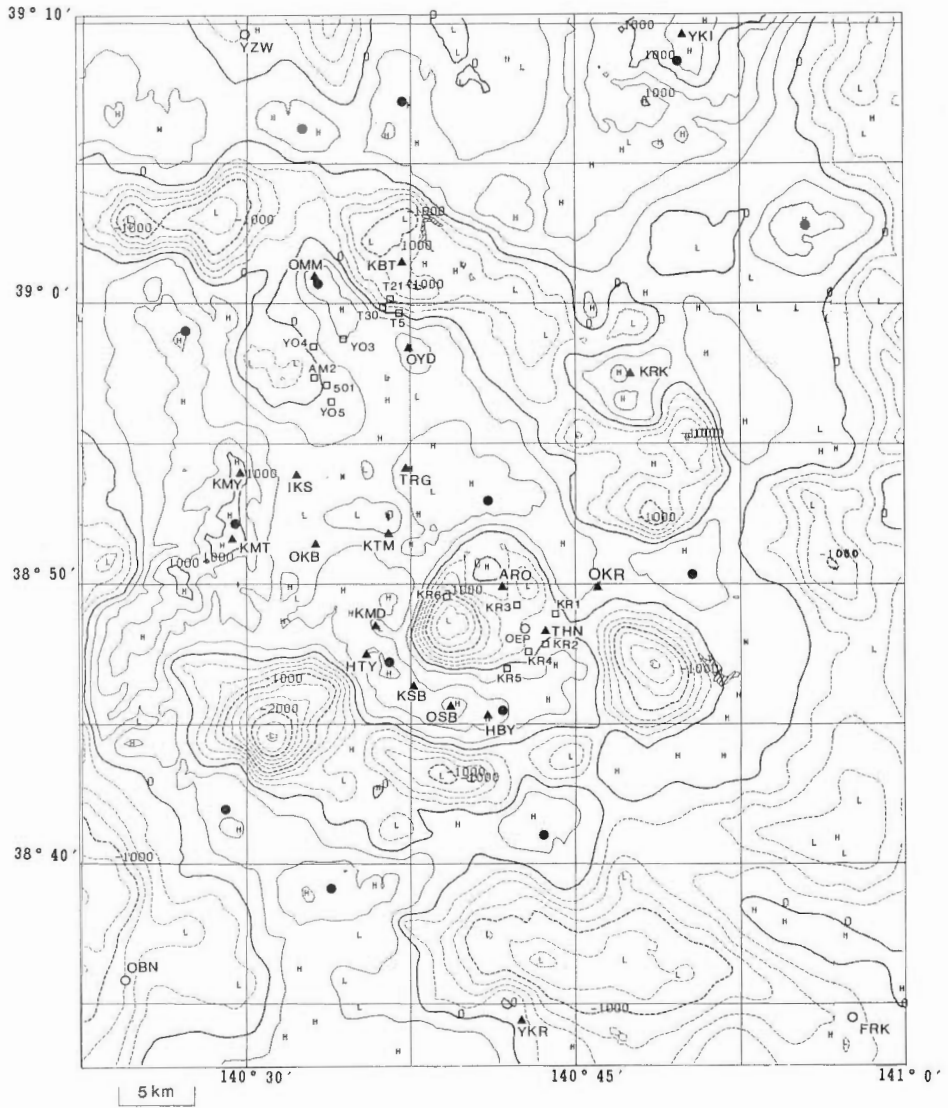
(2) 3次元解析の結果

まず、第1境界面の形状をコントロールポイントに基盤岩類の露頭を主に選定して、周波数解析より得られた第15図の残差重力図から、反復修正法を用いて求めた。なお、重力値は、(7)式を用いて算出した。第1層目の低密度層の密度は、 2.0 g/cm^3 を想定したので、ブーゲー異常の仮定密度 2.3 g/cm^3 に対して、密度差は $\Delta \rho (\rho_{mn}) = 0.3 \text{ g/cm}^3$ として一定とした。解析結果について地表からの深度の形で表現したものを24点のコントロールポイント(黒丸印で記載)とともに第17図に示した。同図をみると深度が $0 \sim 800 \text{ m}$ となり周波数解析の結果により得られた平均深度 ($D = 0.35 \text{ km}$) に対応したものと考えられる。また、新エネルギー総合開発機構の研究開発プロジェクトのひとつである「地熱探査技術等検証調査」の一環として鬼首カルデラ内で掘削された $1,500 \text{ m}$ 級の6本の坑井(新エネルギー総合開発機構, 1985 a, 1986 a, 1986 b) と、栗駒北部において基盤に達した同機構の「地熱開発促進調査(湯沢雄勝地域)」により掘削された坑井(新エネルギー総合開発機構, 1985 b) や企業により掘削された坑井(鷹背ほか, 1982; 中ほか, 1987) の位置を第17図に併記した。

次に、第2境界面の形状を周波数解析より得られた第16図の残差重力図から、反復修正法を用いて求めた。なお、重力値は、(6)式を用いて算出した。第3層目の基盤層の密度は、 2.6 g/cm^3 を想定

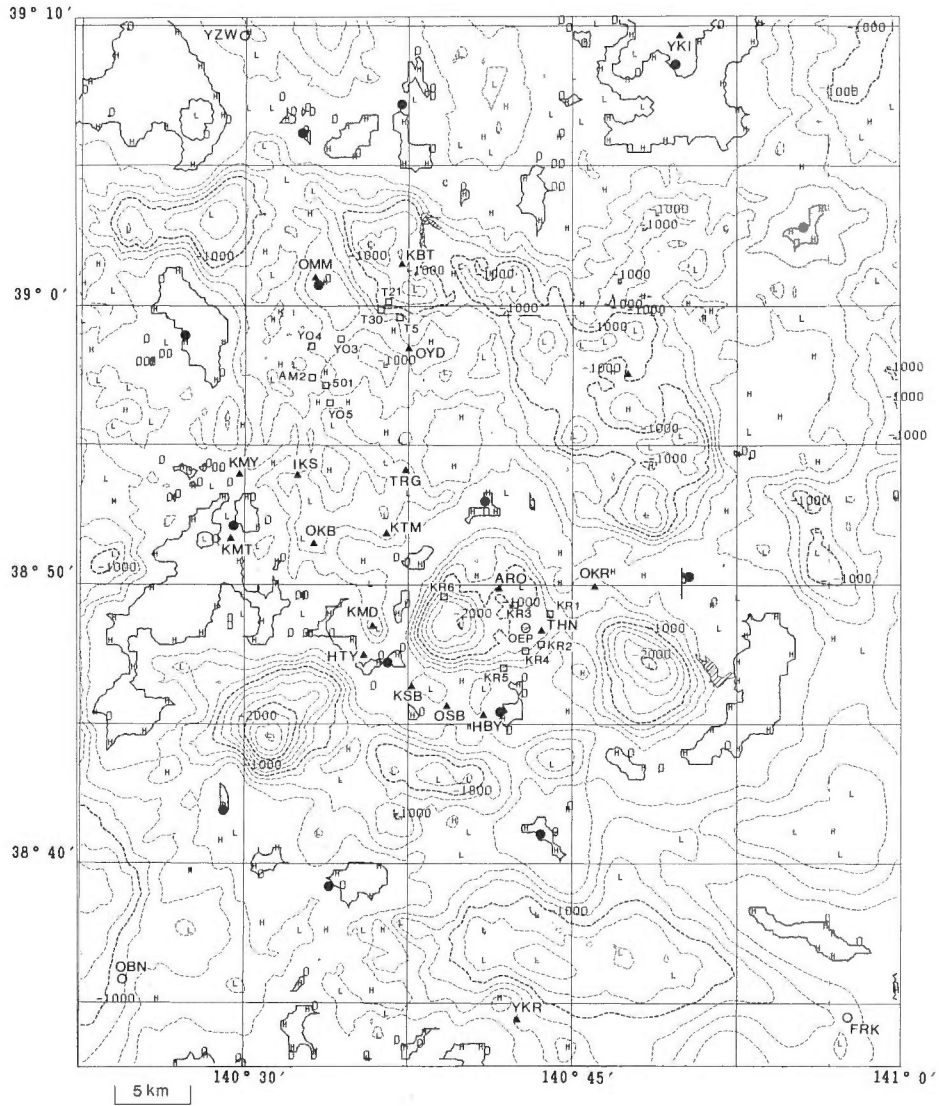


第 17 図 第 1 層目と第 2 層目の推定境界面の深度図 ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, コンター間隔: 200 m).
 Fig. 17 Depth of the Boundary between surface and middle layer ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, Contour interval: 200 m BGL).



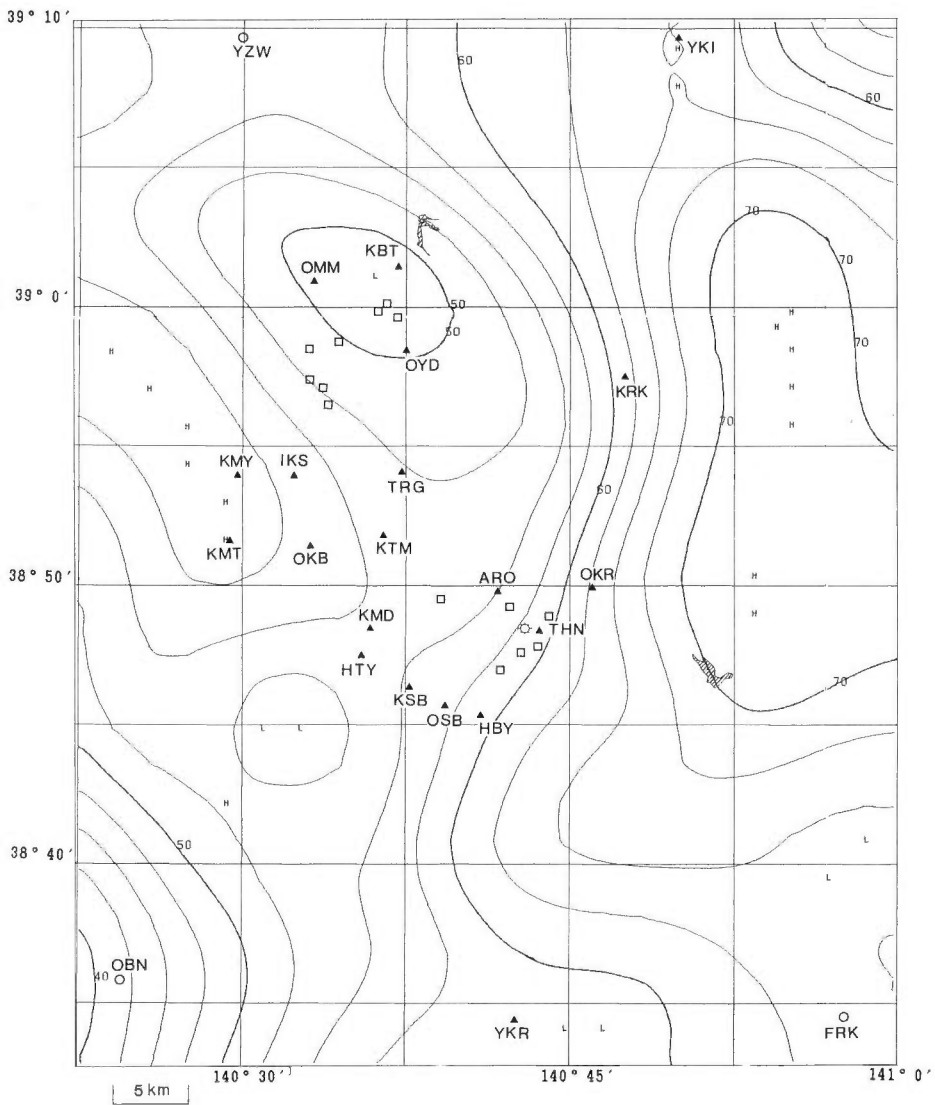
第 18 図 第 2 層目と第 3 層目の推定境界面（基盤面）の標高図 ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, コンター
間隔: 250 m).

Fig. 18 Height of the Boundary between middle and basement layer ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$,
Contour interval: 250 m ASL).



第 19 図 第 2 層目と第 3 層目の推定境界面 (基盤面) の深度図 ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$, コンター
間隔: 250 m).

Fig. 19 Depth of the Boundary between middle and basement layer ($\Delta\rho=0.3 \text{ g/cm}^3$,
Contour interval: 250 m BGL).



第 20 図 広域傾向面 ($g^{Tg} + g^{Up}$ (5 km), コンター間隔: 2.5 mgal).
 Fig. 20 Regional Gravity Map ($g^{Tg} + g^{Up}$ (5 km), Contour interval: 2.5 mgal).

したので、密度差は $\Delta\rho (\rho_{mn}) = 0.3 \text{ g/cm}^3$ としてやはり一定とした。解析結果について海拔標高の形で表現したものを第 18 図に、地表からの深度の形で表現したものを第 19 図に各々示し、両図に解析に用いた 14 点のコントロールポイント (黒丸印で記載) を示した。なお、第 2 境界面の解析は、第 1 境界面のそれに比べて構造が長波長になるのでコントロールポイントの数も少なくてよい。また、坑井位置を第 17 図と同様に両図に各々併記した。第 19 図をみると深度分布が 0~2,500 m になっているが深度の頻度分布を考えた平均的深度を考えると、周波数解析の結果により得られた平均深度 ($D_B = 1.3 \text{ km}$) よりはやや浅く解析されているように見え、密度差をやや小さくするなどの検討が必要と思われる。また、第 2 境界面を解析した際の算出された広域傾向面 ($g^{Tg} + g^{Up}$ (5 km)) を第 20 図に示した。同図は、神室山や小又山を含む解析範囲の西部の基盤岩の露頭がみられる地域が局所的に高重力異常域

になっているが、全体的には東北地方を特徴付ける東上がりの傾向を示している。この東上がりの傾向を KANAMORI (1963) は、ホモロピッチ不連続面で説明したが、その傾向は地震のデータを基にした太平洋プレートのユーラシアプレートの下への沈み込みによる密度構造を考えても説明できると思われる。

7. 解析結果の考察

(1) 解析結果の概要

第 17 図に示した低密度の表層の層厚を表す解析結果は、ほぼ第四紀の沖積層や更新世宮沢層、赤沢層に対応するものと考えられる。当然、層厚が厚く解析されているところは第四紀層が分布しているところに対応し、鬼首カルデラ内については壁の直ぐ内側部分で環状に層厚が厚くなっており、特に西部域では深度が 800 m を越えている。また、カルデラの中央部の山王森や荒雄岳では深度が浅くなっており基盤が隆起した再生カルデラの形態をとっているのを示している。また、栗駒北部域では基盤の露頭が見られる奥前森で深度が 0 m になっている（コントロールポイントに採用）が、奥前森から周辺部へ向かって急激に層厚が厚くなり 800 m に達しているところもある。栗駒北部地域は広域的に層厚が厚くなっている地域にあたっている。

次に、基盤面を表す第 2 境界面の解析結果の概略について、第 18 図（海拔標高図）に従って述べる。栗駒山の南側の揚石山より兜山を通り、奥前森の北側で西方に方向を変えるように、幅が 5~10 km の帯状の陥没帯が、海水準より低いところに存在し、最深部では海拔下 1,000 m に達している。なお、この陥没帯構造はブーゲー異常図からもある程度推定できるが、地溝状構造は定量解析を行ってより明瞭に判別できる。なお、現在地熱開発が行われている上ノ岱や、地熱徴候地のある川原毛や泥湯は上記の地溝状構造の屈曲した南の壁に位置し、断裂帯に関連した地熱活動域となっていることを示している。類似の例として、仙岩地域で地熱開発が行われている澄川地域も花輪地溝帯の西側の急傾斜部に位置している例などが上げられる（駒澤ほか, 1987）。鬼首環状地については、海水準より低くなっていて、鬼首カルデラ（第 10 図；D に対応）の西側の境界にあたる江合川を横断するように海拔下 1,500 m より深い円形上の陥没域（第 10 図；C に対応）がみられる。鬼首環状地の東側—南側—南西側にあたる東西方向に延びた花山村から最上町に至る範囲が海水準より低くなっており、特に、宮城県花山村付近では円形状の陥没構造がみえ海拔下 1,500 m より深く、花淵山—大柴山の南側の鳴子温泉がある鳴子町付近でも海拔下 1,000 m に達する東西性の陥没が、赤倉温泉がある山形県最上町付近では海拔下 2,500 m に達する円形状の陥没構造が各々みえる。なお、円形状陥没構造について比較すると、地熱活動度の高い鬼首地域については底部がある程度の広がりを持つ円筒状であるのに対し、地熱活動度の低い花山村付近や最上町付近のものについては底部が狭い円錐状になっているようにみえる。つまり、地熱活動度をきめる要因として、陥没構造を作った形成過程の違いや、高温の基盤部との接触部分の広さの違い等の可能性も考えられる。

(2) 解析結果と坑井データとの対比

重力解析の結果と対比する坑井データは、地熱探査技術等検証調査により鬼首カルデラ内で掘削された 6 本の 1,500 m 級の坑井データ及び、栗駒北部の上ノ岱や秋ノ宮地区で掘削された企業等の坑井データである。なお、坑井の位置は第 17 図—第 19 図の解析図に示してある。

表層の深度（第 17 図）について見ると、KR-6 号井周辺で約 800 m と解析されて深くっており、岩芯密度測定の結果は 700 m 付近まで 2.18 g/cm^3 以下の低密度の赤沢層大深沢安山岩部層となっていて整合する。なお、他の坑井については、解析深度が 300~500 m と浅く、坑井データも浅いものについては岩芯密度の測定値にバラツキが大きく比較検討は難しい。

基盤の深度（第 19 図）について以下に述べる。KR-1, 2, 3 及び 4 号井については深度が 700~1,000 m と解析されたが、実際は KR-1 号井において深度 1,213 m で花崗岩の基盤に逢着しているが他の坑井については基盤を確認しておらず矛盾するようにみえる。しかし、KR-1 及び 3 号井については基

盤に達するまでに $2.40\sim 2.61\text{ g/cm}^3$ の密度の区間をかなり含み (新エネルギー総合開発機構, 1987), KR-2 及び 4 号井については 650 m 以深では 2.61 g/cm^3 以上の蟹沢層となっている (新エネルギー総合開発機構, 1987) 点を考慮に入れば説明が付く. KR-5 号井については約 250 m で基盤に達している (新エネルギー総合開発機構, 1986 b) が, 解析結果も約 250 m で一致する. KR-6 号井については $2.40\sim 2.61\text{ g/cm}^3$ の密度の区間をかなり含む (新エネルギー総合開発機構, 1987) ために, 深度が約 1,500 m と解析されたが地質的な基盤は更に数 100 m 程度は深いと考えられる. 秋ノ宮地区については, 基盤に達した坑井は, YO-3, 4 及び 5 号井 (新エネルギー総合開発機構, 1985 b) や日本重化学工業株式会社により掘削された 501 号井 (鷹背ほか, 1982) があり, それらの深度は 236~816 m となっているが, 実際には基盤岩の上部にも密度の高いものもかなり分布していることを考えれば, 解析結果の 300~500 m は概ね坑井データに整合すると考えられる. 上ノ岱・泥湯地区については, 基盤に達した坑井は, 日本地熱開発促進センターにより掘削された KT-2 号井, 同和鉱業株式会社により掘削された T-5, 21, 29, 30 及び 42 号井の計 6 本 (中ほか, 1987) があり, その深度は 690~1,240 m で南西側から北東側に向かって深くなる結果が得られ, 概ね解析結果と一致する. なお, 上ノ岱・泥湯地区には坑井が多く坑井を全て表示するのが難しいので第 17 図~第 19 図には, 上記に述べた坑井の掘削範囲の縁辺部にあたる T-5, 21 及び 30 号井の 3 坑井を示した.

なお, 栗駒地熱地域では弾性波探査等の重力解析による密度構造に対比できる他の手法の物理探査の調査はなされていない.

8. お わ り に

本報告では重力解析を実施し, その解析結果を主に坑井データを用いて検証し, 地質学的観点から解釈した. 解析結果は, 岩芯の密度測定結果とも概ね調和的であった. 本報告では, 周波数解析の結果などから模式的に単純な 3 層モデルを想定したが, 今後の課題として, 3 次元的に設定した区画について精密的に坑井データなどにより密度を設定して 3 次元重力解析を行い, 栗駒地熱地域全域の密度モデルを作成することが考えられる. また, 栗駒地熱地域の地熱活動を支配するものとして石巻湾から男鹿半島に至るプレート運動に関連した重力屈曲帯に求めたが, あくまで仮説であり検証を今後に期したい.

なお, 本解析の数値計算は, 工業技術院情報計算センターの共用電子計算機 FACOM M-380 を用い, また, 地質図の出力には地質調査所地熱データベースシステムを用いて行ったものである.

なお, 本ブーゲー異常図を編集・作成するに当り, 地質調査所 (サンシャイン計画による測定を含む) のほか, 金属鉱業事業団, 新エネルギー総合開発機構, 秋田県庁及び電源開発株式会社の貴重なデータを使用させていただき, ここに記して謝意を表す.

文 献

- 秋田県(1981) 秋田県総合地質図幅 (秋ノ宮・栗駒山).
———(1982) 秋田県総合地質図幅 (稲庭).
- 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.
- 広川 治ほか編(1978) 100 万分の 1 日本地質図第 2 版. 地質調査所.
- 広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗(1982) 広域編集図編集における既重力測定値の変換について. 物理探査, vol. 35, no. 1, p. 34-44.
- 石原丈実・駒澤正夫(1988) 金華山沖海底地質図-付図 3-ブーゲー重力異常図. 印刷中.
- KANAMORI, H. (1963) Study on the Crust-mantle Structure in Japan. Part 1, Analysis of Gravity data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 41, p. 743-759.

- 北村 信(1963) グリーンタフ地域における東北地方を中心とした第三紀の造構運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 駒澤正夫(1984) 北鹿地域の定量的重力解析について. 物理探査, vol. 37, no. 3, p. 19-30.
- ・山田宮三(1984) 鬼首地域の密度構造解析. 昭和58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II, 栗駒地域, 工業技術院地質調査所, p. 93-98.
- ・長谷川功・須田芳朗(1985 a) 駿河湾沿岸地域における重力異常について—(I)—測定と編集. 地調月報, vol. 36, p. 53-84.
- ・鎌田浩毅(1985 b) 豊肥地域の重力基盤構造. 地調報告, no. 264, p. 305-333.
- ・須藤 茂・須田芳朗(1987) 仙岩地熱地域の重力解析. 地調報告, no. 266, p. 399-424.
- ・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二(1987) 100万分の1全国重力図(ブーゲー異常図). 新エネルギー総合開発機構.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 栗駒地熱地域地質図及び同図幅説明書. 特殊地質図, no. 21-3.
- 中 東策・竹内律夫・岩田 峻・福永 明(1987) 上の岱地区における地熱探査と開発調査. 地熱, vol. 24, no. 2, p. 1-23.
- 小川康雄・内田利弘(1987) MT法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造. 物理探査, vol. 40, no. 1, p. 22-41.
- 生田慶司・大沼晃助(1960) 東北地方を中心とした“グリーンタフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 37-55.
- 大森昌衛(1954) 東北日本の第三系の構造の特性—とくに石巻—鳥海山構造帯について—. 地球科学, no. 18, p. 16-23.
- RIKITAKE, T., TAJIMA, H., IZUTUYA, S., HAGIWARA, Y., KAWADA K. and SASAI Y. (1965) Gravimetric and Geomagnetic Studies of Onikobe area. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 43, p. 241-267.
- 笹田政克(1984) 神室山—栗駒山地域の先第三紀基盤岩類—その1 鬼首—湯沢マイロナイト帯—. 地質学雑誌, vol. 90, no. 12, p. 865-874.
- (1985) 神室山—栗駒山地域の先第三紀基盤岩類—その2 阿武隈帯と北上帯の境界—. 地質学雑誌, vol. 91, no. 1, p. 1-17.
- SATO, T. (1985) Rupture characteristics of the 1983 Nihon-kai chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms. *J. Phys. Earth*, vol. 33, no. 12, p. 525-557.
- 新エネルギー総合開発機構(1984) 昭和58年度全国地熱資源総合調査重力法調査報告書—要旨—東北南部・関東. (未公表資料)
- (1985 a) 昭和58年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域1,500m級坑井調査報告書—要約. (未公表資料)
- (1985 b) 地熱開発促進調査報告書—no. 7—湯沢雄勝地域.
- (1986 a) 昭和59年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域1,500m級坑井調査報告書—要約. (未公表資料)
- (1986 b) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域1,500m級坑井調査報告書—要約. (未公表資料)
- (1987) 昭和60年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域地下予測資料作成—要約. (未公表資料)
- 須田芳朗・馬場健三・高木慎一郎(1977) 全国地熱基礎調査・栗駒北部重力探査および熱流量調査. 地調月報, vol. 28, p. 141-174.
- ・小川健三・馬場健三(1981 a) 秋田県栗駒北部地域等重力線図. 5万分の1地熱地域等重力線図, no. 2, 地質調査所.
- ・———・———(1981 b) 宮城県栗駒南部地域等重力線図. 5万分の1地熱地域等重力

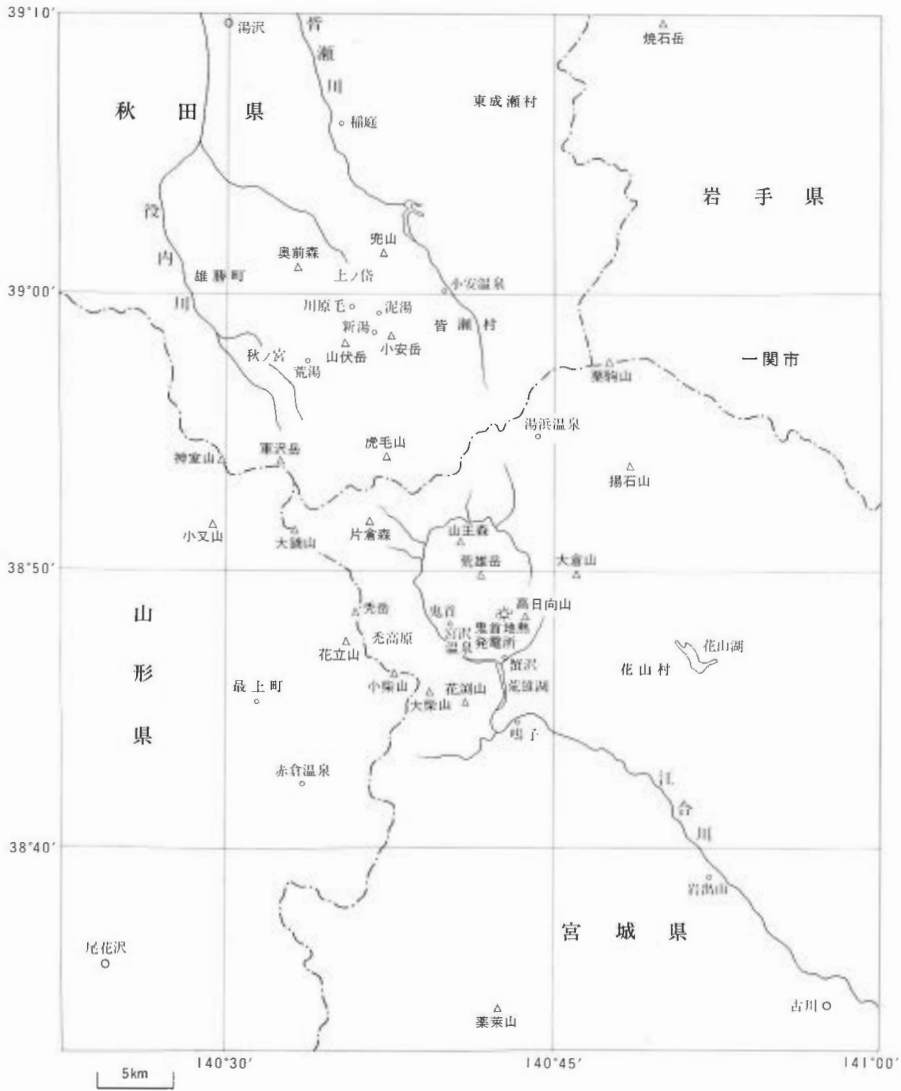
線図, no. 2, 地質調査所.

鈴木弘道(1976) 国際重力基準網 1971 と日本重力基準網 1975. 測地学会誌, vol. 22, no. 2, p. 112-129.

鷹鷲守彦・千葉義明・佐藤 浩(1982) 秋ノ宮(秋田県)地熱地域の地質と地熱探査. 地熱, vol. 19, no. 1, p. 21-28.

山田宮三・阪口圭一(1983) 鬼首地域地質構造報告(昭和 57 年度). 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 II, 栗駒地域, 工業技術院地質調査所, p. 3-36.

———・松永栄勇・栗山 隆(1985) 栗駒地域の地熱モデル. 日本地熱学会誌, vol. 7, no. 3, p. 261-281.



付図 栗駒地熱地域の主な地名.
Appended map Location Names of the Kurikoma Geothermal Area.

鬼首カルデラにおける MT 法探査データの解釈

小川康雄*・内田利弘*・佐藤 功*・菊地恒夫**

Interpretation of magnetotelluric data in the Onikobe caldera, Northeast Japan

By

Yasuo OGAWA*, Toshihiro UCHIDA*, Isao SATO*
and Tsuneo KIKUCHI**

Abstract: We studied in further detail the magnetotelluric data obtained by New Energy Development Organization (NEDO) in the Onikobe Caldera, Northeast Japan. Apparent resistivity distribution showed circular boundary between inside and outside of the circular rivers (Eai River and Tashiro River). High resistivity was found outside of the circular rivers. Low resistivity was found inside. Extremely low resistivity exists around known geothermal manifestations (Fukiage, Miyazawa, Katayama, Arayu). High resistivity was also found around the Zannou-mori block, which is thought as a resurgent dome. Tippers (induction vectors) turned out to be helpful in delineating global resistivity distribution, because they are hardly affected by shallow localized effects.

We carried out two-dimensional modelings using forward and inverse programs. We proposed two resistivity sections. The profile A passes through the geothermal manifestations. It showed basin structure. Low resistivity basement was found between the Fukiage and Katayama areas. Katayama area showed horst structure. Horst is important for providing the vertical fractures. This horst can be alternatively interpreted as a resistive zone due to vapor. The profile B, passing through the Zannou-mori block, does not penetrate any active geothermal manifestations. This profile also had basin structure, but did not clearly show the doming structure of resistive basement beneath the Zannou-mori block.

1. はじめに

われわれは、サンシャイン計画の地熱探査技術等検証調査の一環として行われた鬼首カルデラにおける MT 法データを解析し、得られた構造に対して解釈を加えた。本論文で使用したデータは、新エネルギー総合開発機構 (1982, 1985) によって取得されたものである。鬼首カルデラ南部の比抵抗構造については、すでに内田ほか (1984) や小川・内田 (1987) で報告している。本論文では、鬼首カルデラ全域について、その比抵抗構造を検討し、地質構造や地熱系について考察した。

* 物理探査部 ** 地殻熱部
* Geophysics Department
** Geothermal Research Department

2. 地熱探査と MT 法

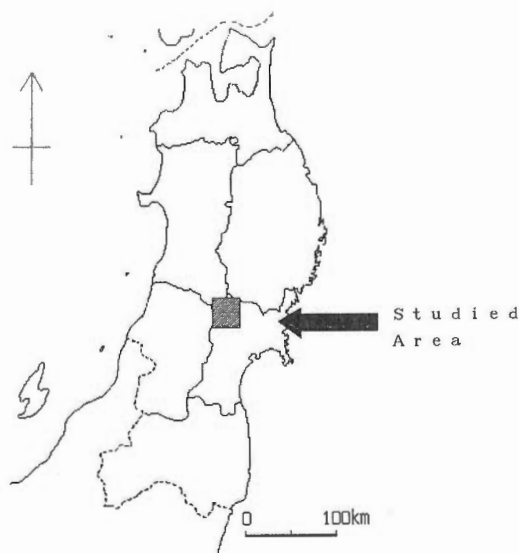
地熱探査では、対象となる高温の熱水が、低比抵抗を示すと期待できる。(QUIST and MARSHALL, 1968; 横山ほか, 1983) ために、電気・電磁探査は、もっとも有効な方法のひとつであると考えられている(例えば, HOOVER *et al.* (1976)). 実際、サンシャイン計画の一環として仙岩地域において行われたシュランベルジャー法電気探査データ(内田ほか, 1987)や MT 法データ(小川ほか, 1987)の解釈についても、比抵抗分布と温度分布との関連が示摘されている。

MT 法は、デジタルデータ取得技術の進歩によって、近年めざましく発達した。MT 法の解析は、電磁場の計測から応答関数(インピーダンス・テンソル、ティッパーなど)を推定する過程と、応答関数から比抵抗構造を解析する過程とからなる。前者は、リモートレファレンス処理(GAMBLE *et al.*, 1979)という手法によって、バイアスのない高質の応答関数が得られるようになった。しかしながら、後者について言えば、2次元・3次元の複雑な地下構造を解析する方法について、未だ開発要素がある。MT 法データの不適切な解析は、誤った構造を推定する危険に通じてしまう(WRIGHT *et al.*, 1985)。筆者らは、これまで2・3次元構造における1・2次元解析の問題点について検討を進めてきた(小川ほか, 1985; 小川, 1986; 小川・内田, 1987, 村上・小川, 1987)。本論文では、これらをふまえた上で、新たに開発した2次元インバージョンプログラムを用いた解析を行った。

3. 地質概略

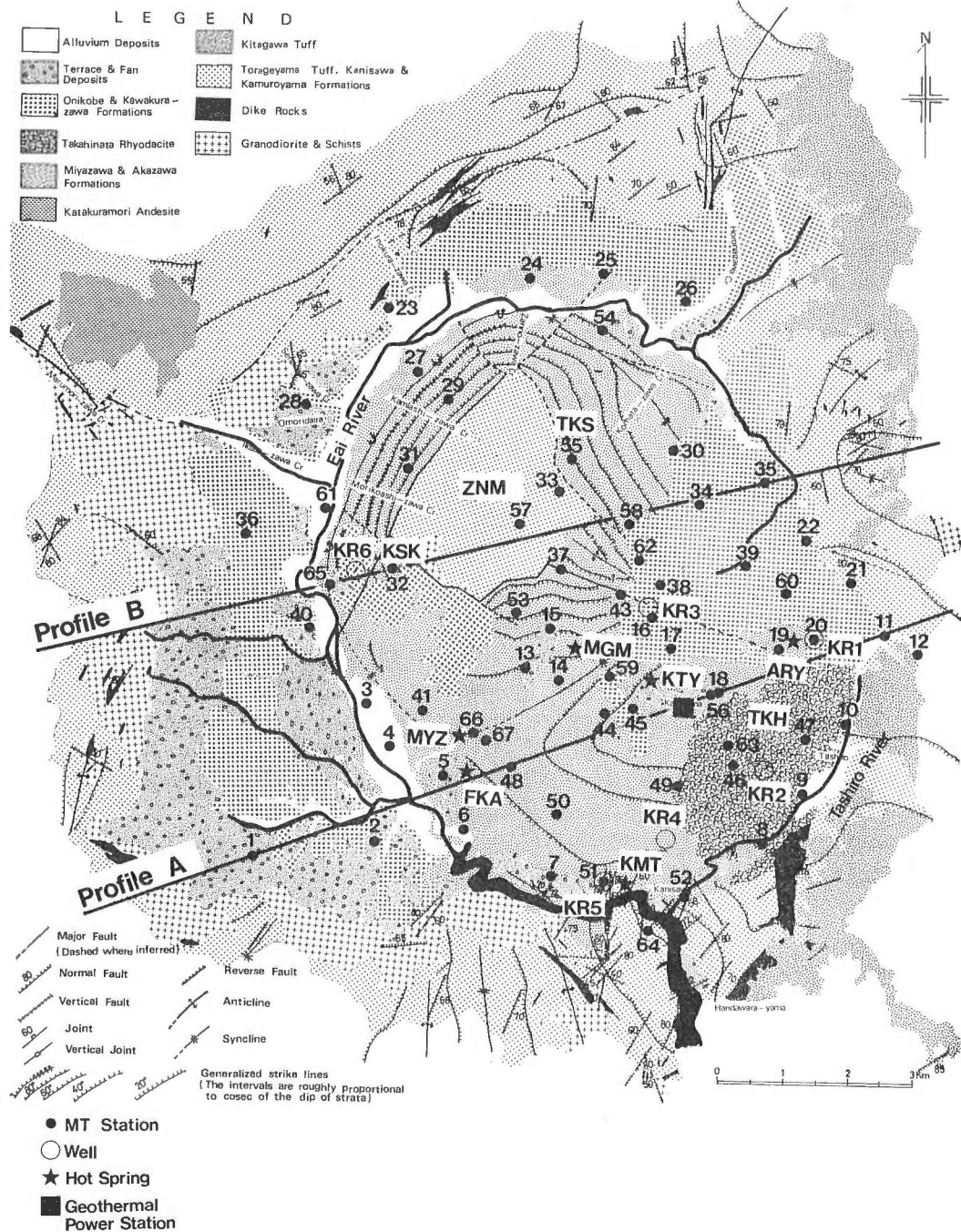
第1図にあるように、鬼首カルデラは宮城県北西部に位置している。広域的な地質構造からは、脊梁に沿った南北性の構造と、南東―北西系の構造(松島一本荘帯(生出・大沼(1960))とが交差する位置にある。本調査範囲の周辺には、栗駒山等の活動的な第四紀火山があり、広域的な地震波速度構造の点からも、本調査域周辺は、顕著な低速度異常域となっている(小原ほか, 1986)。

第2図に、鬼首カルデラの地質図(山田, 1986)と MT 法の測点、1500 m 級の坑井、温泉、地熱



第1図 鬼首カルデラの位置。
Fig. 1 Location of Onikobe caldera.

発電所とを示した。鬼首カルデラは、東西 7.5 km、南北 10 km の楕円形の陥没地形を有する。この陥没地形を取り巻くように、江合川と田代川が流れている。陥没地形の周縁には、当地域の基盤となる花崗閃緑岩が露出している。この陥没地域の外側には北川溶結凝灰岩が分布する。これは鬼首カルデラ内南部の片山(KTY)(第2図)付近から噴出したものと考えられており、その噴出とともに当地域の陥没地形が形成されたと考えられている(YAMADA, 1975)。この陥没は、主として火山性の湖成堆積物で満たされている。ただし、環状地の北西部の山王森(ZNM)では、湖成堆積物の堆積後に隆起が起り、一部で基盤が露出している。これは、resurgent dome と考えられている。もっとも若い溶岩の噴出は、陥没地南東の高日向山(TKH)にあり、現在の活発な地熱活動も南部に限られている。



第2図 鬼首カルデラの地質図(山田, 1986)。MT法測点, 1,500 m級坑井, 温泉, 地熱発電所の位置も示した。A測線, B測線は後に2次元解析を行った断面である。図中の略号については, 第1表を参考のこと。

Fig. 2 Geological map of the Onikobe caldera modified from YAMADA (1986) together with MT stations, major deep wells (1,500 m class), hot springs and geothermal power station. Two profiles are for the two-dimensional interpretations. As for abbreviations of the indices, see also Table 1.

地熱活動に伴う変質帯は、東より片山 (KTY)・荒湯 (ARY) 変質帯、吹上 (FKA) 変質帯、宮沢 (MYZ) 変質帯などにある。これらのうちで、片山地域は、地化学的に泉質が SO_4^{2-} 型であり、貯留層温度も 260-270°C (新エネルギー総合開発機構, 1987) を示す極めて活動的な兆候地である。

MT 法の測点は、鬼首カルデラの陥没地内に、全部で 67 点分布している。ただし、このうち充分なデータが得られなかったものが数点ある。この密な測点分布から、当地域の地下数 km までの比抵抗構造を明らかにすることは、地熱系を考察するために重要な情報を与える。とくに、地熱活動が活発なカルデラ南部とそうでない北部とを比較することは重要な意味がある。

4. MT 法データのマッピング

通常的大型コンピュータでは、メモリーや処理速度の制約上、MT 法の実用的な解析ができるのは、2 次元構造までである。有効な 2 次元解析を行うためには、適切な 2 次元断面用の測線を設定する必要がある。そこで、見掛比抵抗、見掛比抵抗ポーラダイアグラム、ティッパーをマッピングし、当地域の比抵抗分布の特徴を抽出した。

4.1 見掛比抵抗のマッピング

小川ほか (1987) にならって、回転不変量の見掛比抵抗 ρ_a^{inv} をマッピングした。ここで ρ_a^{inv} (単位 Ωm) は、以下のように定義される (BERDICHEVSKY *et al.*, 1980)。

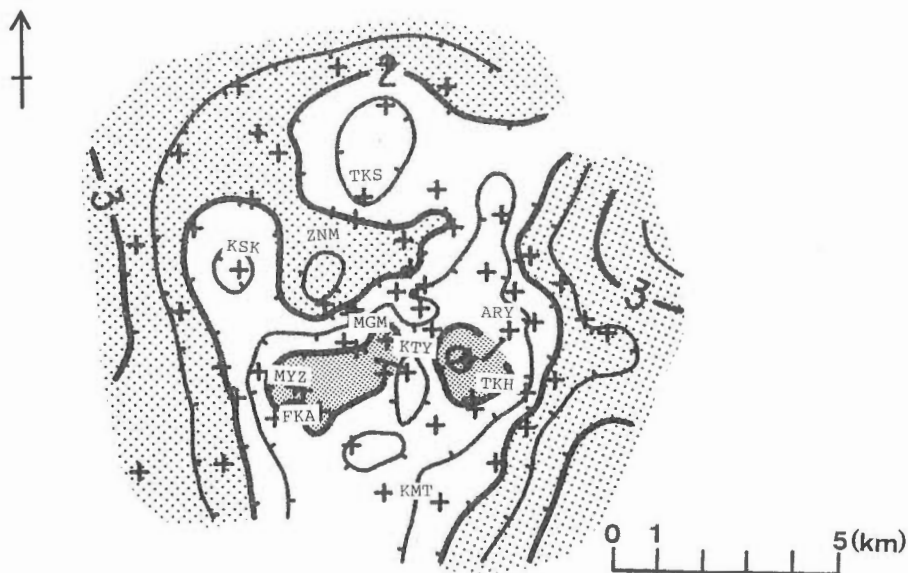
$$\rho_a^{\text{inv}} = |Z_{xy} Z_{yx} - Z_{xx} Z_{yy}| / (5f)$$

ここで、 f は周波数 (単位 Hz)、 Z_{ij} はインピーダンステンソル (単位 mV/km/nT) である。

第 3 図 (a) (b) (c) (d) に、それぞれ周波数 8, 1, 1/8, 1/64 Hz の ρ_a^{inv} の分布を示す。MT 法では探査深度 D (km) が、周波数 f (Hz) と比抵抗値 ρ (Ωm) に依存し、 $D=0.5 (\rho/f)^{1/2}$ で与えられる。周波数 8 Hz では、表皮深度が 100 Ωm 大地で 1.5 km, 10 Ωm で 0.5 km となり、この周波数は、熱水分布や地質構造の概略をマッピングする上で、重要な深度の比抵抗値を反映する。仙岩地熱地域では、8 Hz の ρ_a^{inv} が 10 Ωm 以下の部分と貯留層温度が 150°C 以上の部分とが対応し、 ρ_a^{inv} が 100 Ωm 以上の部分と貯留層温度が 90°C 以下の部分とが対応することが示された (小川ほか, 1987)。本調査域でも比抵抗と温度構造との対応がある。10 Ωm 以下の低比抵抗部は、①片山 (KTY) の東縁から、高日向山 (TKH) の北西部に至る部分、②宮沢温泉 (MYZ) 及び吹上温泉 (FKA) 及び雌釜雄釜 (MGM) までを含む部分とに分布している。これらは、既に知られている地熱兆候と対応している。ただし、片山は①と②とを分断する高比抵抗リッジとなっている。これは後に 2 次元解析をして明らかになるが、片山地域が比抵抗の高い地塁上にあることと対応している。つくし森 (TKS) 付近や草木沢 (KSK) 付近も相対的に低比抵抗 (30 Ωm 以下) となっている。

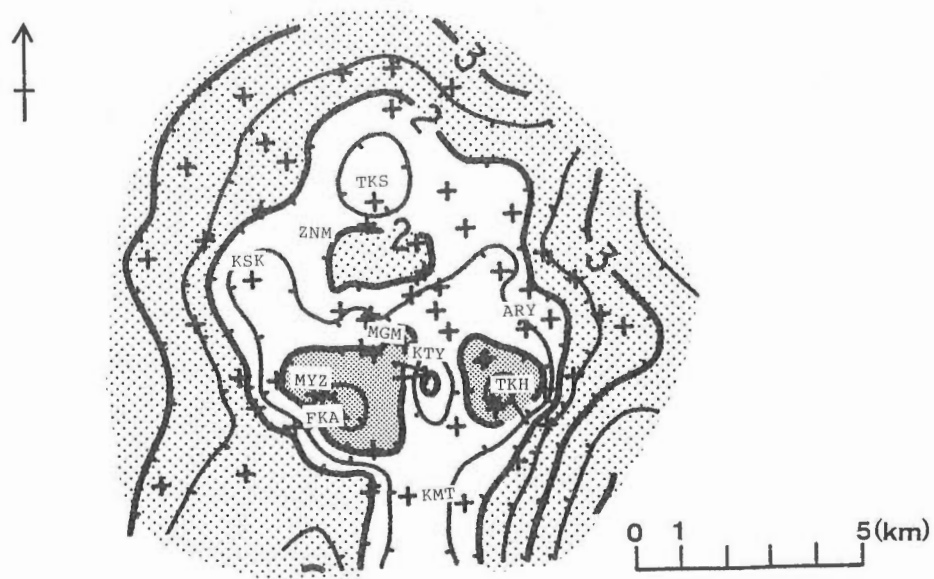
一方、100 Ωm 以上の高比抵抗部は、調査地域外縁を取り巻くように分布し、さらに山王森 (ZNM) 付近にも分布している。調査地を取り巻く 100 Ωm のコンターは、カルデラ内を円弧を描いて流れる江合川と田代川の流路と一致している。後に 2 次元解析から示されるように、これら高比抵抗部は、高比抵抗基盤が浅くなっていることで説明される。

周波数 1Hz (第 3 図 (b)) でも、ほぼ周波数 8 Hz と同様な傾向を示す。これは周波数が下がっても、見掛比抵抗には浅部の影響が残っているためである。周波数 1/8 Hz (第 3 図 (c)) では、10 Ωm 以下の低比抵抗部が北西方向に広がり、草木沢 (KSK) にまで至る。また、カルデラ北部のツクシ森 (TKS) 周辺でも局所的に 10 Ωm 以下の低比抵抗を示す。周波数 1/64 Hz (第 3 図 (d)) では、カルデラ内の 10 Ωm 以下の低比抵抗部は、カルデラ北東部にまで広がる。また、ツクシ森 (TKS) 周辺の 10 Ωm 以下の低比抵抗の分布も拡大している。カルデラ内部の高比抵抗部は、片山 (KTY) と山王森 (ZNM) とに顕著である。片山から山王森に至る方向は、本地域の重要な構造線である鬼首一湯沢マイロナイト帯 (笹田, 1984) にほぼ平行している。このため、本地域を 2 次元的に考察するにあたり、第 2 図に示した 2 本の測線を設定することは妥当であると考られる。



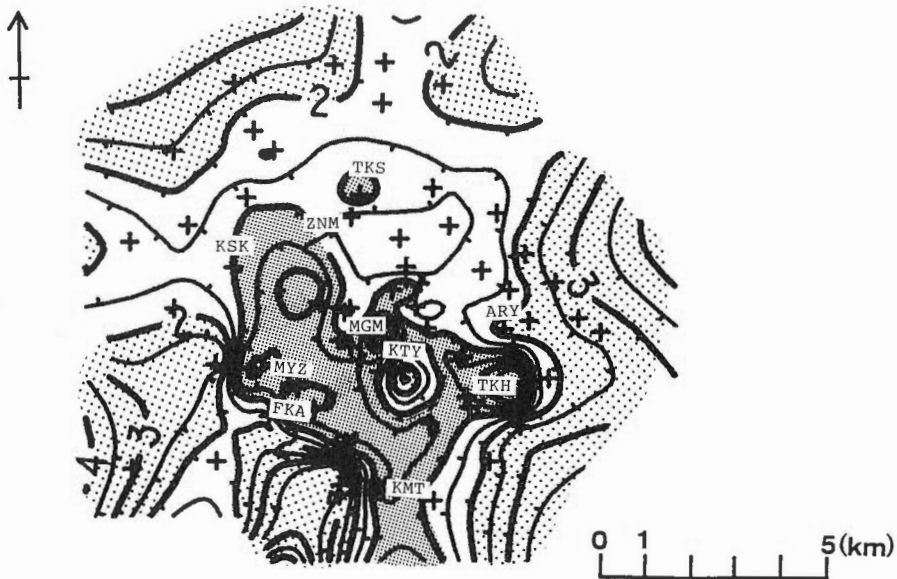
第3図 (a) 8 Hz における $\log_{10}(\rho_a^{\text{inv}})$ 分布図。コンターは常用対数で 0.5 おきに書いてある。見掛け抵抗が $10\Omega\text{m}$ 以下、 $100\Omega\text{m}$ 以上の部分をそれぞれ影と点で示した。図中の略号については、第1表を参考のこと。

Fig. 3 (a) Distribution of rotation invariant apparent resistivity at 8 Hz. Contours are drawn in logarithmic scale. Apparent resistivity less than 10 ohm.m is shaded and more than 100 ohm.m is dotted, respectively.



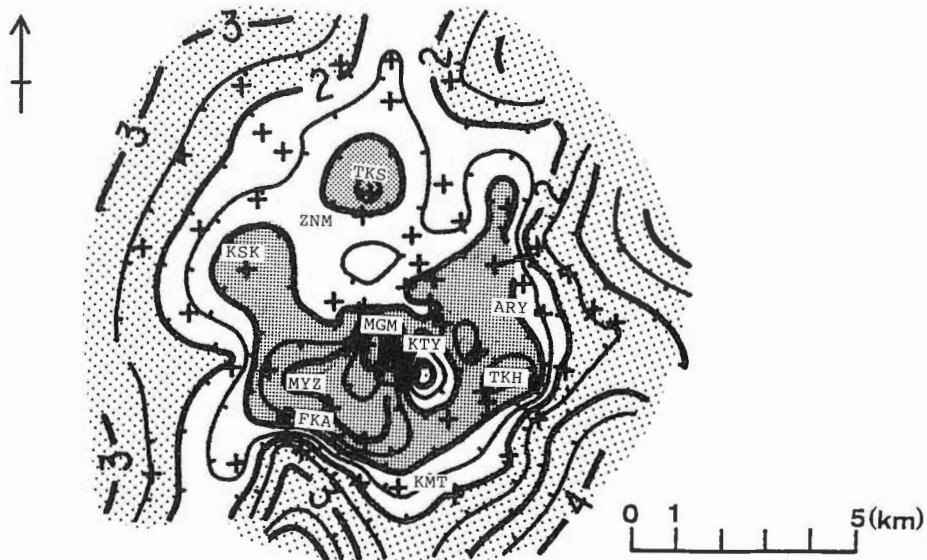
第3図 (b) 1 Hz における $\log_{10}(\rho_a^{\text{inv}})$ 分布図。コンターは常用対数で 0.5 おきに書いてある。見掛け抵抗が $10\Omega\text{m}$ 以下、 $100\Omega\text{m}$ 以上の部分をそれぞれ影と点で示した。図中の略号については、第1表を参考のこと。

Fig. 3 (b) Distribution of rotation invariant apparent resistivity at 1 Hz. Contours are drawn in logarithmic scale. Apparent resistivity less than 10 ohm.m is shaded and more than 100 ohm.m is dotted, respectively.



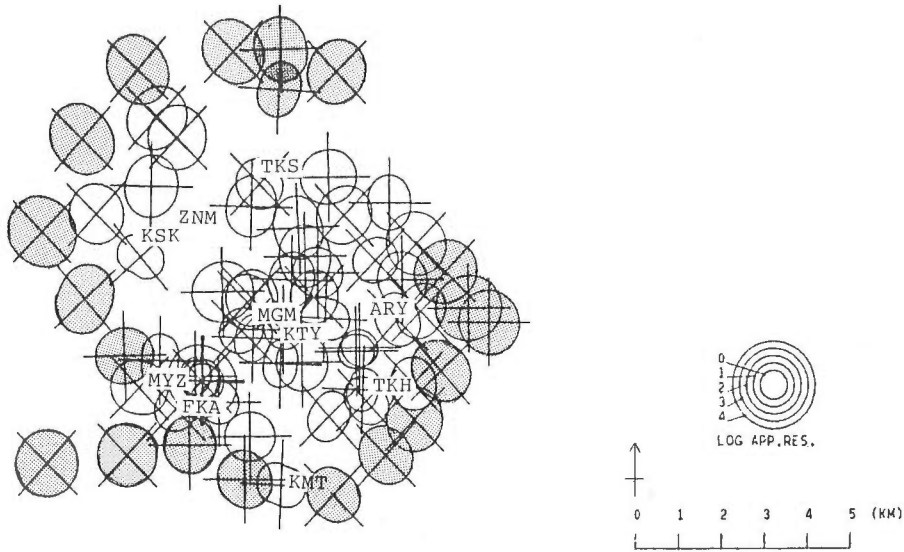
第3図(c) 1/8 Hzにおける $\log_{10}(\rho_a^{inv})$ 分布図。コンターは常用対数で0.5おきに書いてある。見掛け抵抗が $10\Omega\text{m}$ 以下、 $100\Omega\text{m}$ 以上の部分をそれぞれ影と点で示した。図中の略号については、第1表を参考のこと。

Fig. 3 (c) Distribution of rotation invariant apparent resistivity at 1/8 Hz. Contours are drawn in logarithmic scale. Apparent resistivity less than 10 ohm.m is shaded and more than 100 ohm.m is dotted, respectively.



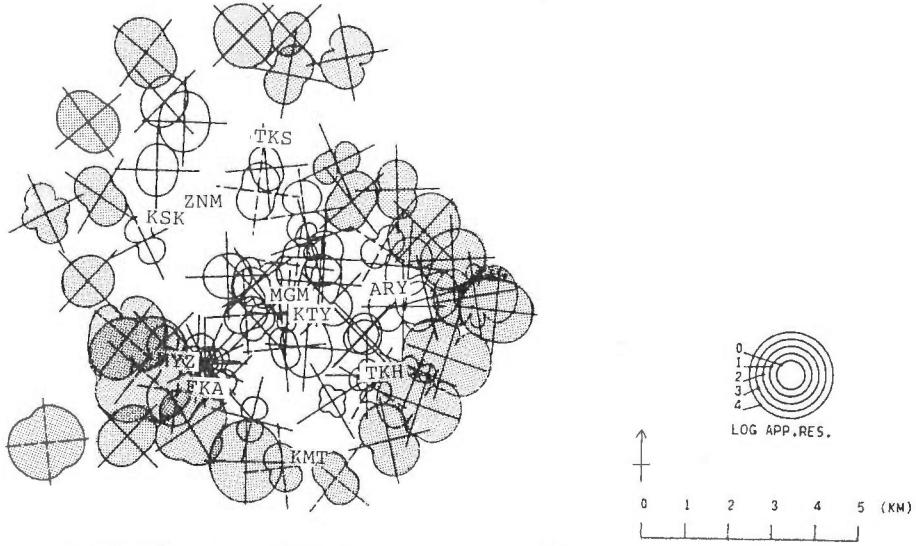
第3図(d) 1/64 Hzにおける $\log_{10}(\rho_a^{inv})$ 分布図。コンターは常用対数で0.5おきに書いてある。見掛け抵抗が $10\Omega\text{m}$ 以下、 $100\Omega\text{m}$ 以上の部分をそれぞれ影と点で示した。図中の略号については、第1表を参考のこと。

Fig. 3 (d) Distribution of rotation invariant apparent resistivity at 1/64 Hz. Contours are drawn in logarithmic scale. Apparent resistivity less than 10 ohm.m is shaded and more than 100 ohm.m is dotted, respectively.



第4図 (a) 8 Hz におけるポーラー・ダイアグラム分布図。見掛比抵抗の常用対数値を電場の方向を360度変えながらプロットしてある。比抵抗境界の外側の測点(影をつけたもの)では、カルデラ中央部に向う向きに高比抵抗、それと直交する向きに低比抵抗となる。

Fig. 4 (a) Distribution of polar diagrams of apparent resistivity in logarithmic scale at 8 Hz. Apparent resistivity for every direction is shown in logarithmic scale. The scale is shown in the figure. The sites just outside of the resistivity boundary are shaded where resistivity has anisotropy with its maximum resistivity axis toward the central part of the caldera.



第4図 (b) 1/8 Hz におけるポーラー・ダイアグラム分布図。見掛比抵抗の常用対数値を電場の方向を360度変えながらプロットしてある。比抵抗境界の外側の測点(影をつけたもの)では、カルデラ中央部に向う向きに高比抵抗、それと直交する向きに低比抵抗となる。この周波数では、カルデラ内部の測点で、南北方向に高比抵抗、東西方向に低比抵抗となる傾向がある。

Fig. 4 (b) Distribution of polar diagrams of apparent resistivity in logarithmic scale at 1/8 Hz. Apparent resistivity for every direction is shown in logarithmic scale. The scale is shown in the figure. The sites just outside of the resistivity boundary are shaded where resistivity has anisotropy with its maximum resistivity axis toward the central part of the caldera. At this frequency, sites inside of the circular rivers show anisotropy with its maximum resistivity axis toward north-south direction.

次に、見掛比抵抗の異方性から比抵抗構造を検討するため、ポーラ・ダイアグラムを用いた。第4図(a)(b)は、周波数8 Hz及び1/8 Hzのポーラ・ダイアグラムをマッピングしたものである。周波数8 Hz(第4図(a))では、調査域の外縁部(図中の影で示した測点)で、調査域中央に向かって高比抵抗、それと直交する方向に低比抵抗となる。これらの測点は、ちょうど、江合川・田代川の流路の外側にある。このことは、回転不変量の見掛比抵抗の分布(第3図(a)-(d))から、川筋が比抵抗境界となり、外側が高比抵抗、内側が低比抵抗となることに対応している。ただし、調査域東縁ではこの傾向が顕著でない。また、吹上温泉(FKA)、宮沢温泉(MYZ)付近では、近接した測点でも主軸が大きく異なった方向を示している。この原因としては、局所的な複雑な比抵抗構造の影響のほかに、人工ノイズによってデータの質が悪いことが考えられる。周波数1/8 Hz(第4図(b))の異方性は、調査地外縁部では周波数8 Hzの場合と同じ傾向である。この周波数になると、調査域東縁部でも、調査域中央に向かって高比抵抗、それと直交する方向に低比抵抗、となる傾向が顕著である。また、周波数8 Hzの場合に比べると、調査地中央部の測点では、南北方向に高比抵抗、東西方向に低比抵抗を示す傾向が強い。これは、調査地中央部にほぼ南北走向の基盤の陥没構造があることに対応する。これは、後に2次元解析からも示される。

4.2 ティッパー・データ

ティッパーは、磁場3成分からもとまる応答関数である。見掛比抵抗は、電場を用いているために、しばしば浅部の局所的な比抵抗の不均質に影響され、いわゆる Static distortion の問題(BERDICHEVSKY and DMITRIEV, 1976; ANDRIEUX and WIGHTMAN, 1984; STERNBERG *et al.*, 1985)が発生する。ティッパーはこの効果に影響されにくいので、広域的な深部構造を探索するのに適している(OGAWA, 1987 b)。ティッパーをベクトル表示したものをインダクション・ベクトルという。ティッパーは複素量であるが、本稿では実部のみ考慮する。一般に、インダクション・ベクトルは、その向く方向に低比抵抗異常が推定され、その大きさは、比抵抗コントラストを反映する。

第5図(a)(b)に、それぞれ周波数8 Hz、1/8 Hzのインダクション・ベクトル分布を示す。周波数8 Hz(第5図(a))で、インダクション・ベクトルから推定される低比抵抗異常を図中に影で示した。広域的な低比抵抗異常は、山王森を除いたカルデラ内にU字型に分布していることがわかる。これは、第4(a)図の8 Hzにおける回転不変量の見掛比抵抗の低異常域とも調和的である。周波数1/8 Hz(第5図(b))では、8 Hzの場合のような顕著な系統的なインダクション・ベクトルの分布が得られない。この原因としては、ティッパー・データの質が良くないことも考えられる。

5. 2次元構造解析プログラム

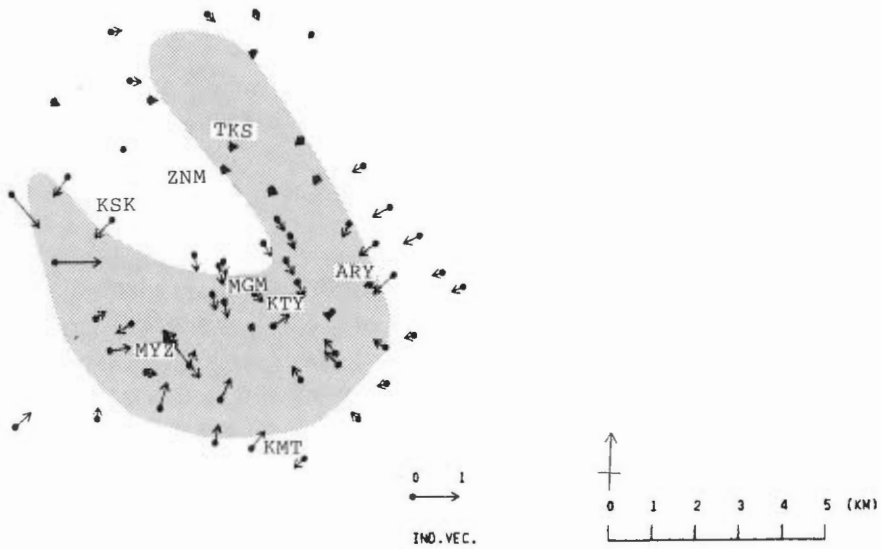
本研究では、あらたにMT法の2次元インバージョン・プログラムを開発した(小川, 1988)。まず、そのアルゴリズムについて概略を述べる。

5.1 アルゴリズム

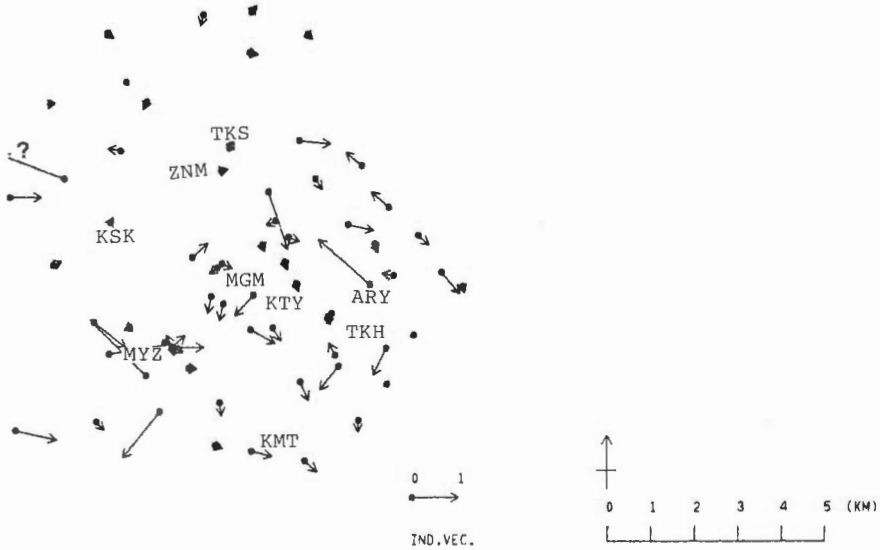
2次元解析については、これまで有限要素法を用いた順計算のモデリングを実施してきた。しかし、解析の能率化、客観性の向上、解析結果の評価のためには、インバージョン(逆解析)を実行することが望ましい。OGAWA(1987)や小川ほか(1987)では、MT法データに対して2次元の順解析を行っている。順解析では、試行錯誤的にモデルを変更するため、ある種の独断や、無用に複雑な構造が入り込む可能性があり、また、膨大な時間を要することがある。また、解析された構造のもつ精度について検討することも容易ではない。これに対し、逆解析を行えば、これらの点について改善できる。

しかしながら、MT法の2次元インバージョンは、非線形性が強いいため、実際には、いくつか初期モデルを作り、そのつど逆解析の繰り返し計算を行うことが必要になる。

開発したアルゴリズムは、2つの部分からなる。1つは順計算によって応答関数及びそのモデルパラ



第 5 図 (a) 8 Hz におけるインダクション・ベクトル分布図。ティッパ-の実部をプロットしてある。ベクトルの向く方向に低比抵抗異常が存在する。
 Fig. 5 (a) Distribution of real parts of induction vectors at 8 Hz. Vectors point to conductors. Unit vector is displayed in the figure.



第 5 図 (b) 1/8 Hz におけるインダクション・ベクトル分布図。ティッパ-の実部をプロットしてある。ベクトルの向く方向に低比抵抗異常が存在する。
 Fig. 5 (b) Distribution of induction vectors at 1/8 Hz. Vectors point to conductors. Unit vector is displayed in the figure.

メータに関する微分を求める部分であり、もう1つは、特異値分解によってモデルパラメータを修正する部分である。前者は、RODI (1975), JIRACEK *et al.* (1987), 佐々木 (1986), UTADA (1987) を、後者は齊藤 (1983) を参考にした (OGAWA *et al.*, 1987; 小川, 1988)。応答関数としては、TE モード、TM モードの見掛比抵抗と位相、ティッパーのうちから選択的に用いることができる。また順計算には、MOM 法 (RODI, 1975) を採用し、計算の精度を向上させ、また佐々木 (1986) にも紹介されている相反定理を利用したモデル・パラメータ計算も採用し、計算速度を向上させた。さらに、岡崎・吉村 (1985) によって指摘された地形の影響についても考慮できるよう、有限要素モデルには地形も入っている。逆解析結果については、モデル・パラメータの信頼区間や分解能についても評価できる。

5.2 データの取扱い

MT 法のデータは、テンソル量である。解析に当たり、WANNAMAKER *et al.* (1980) 同様に、見掛比抵抗及び位相のモードは、電場が測線に沿うものを TM モード、それに電場が測線に直交するものを TE モードとした。これは、インピーダンス・テンソルを測線方向に回転し、その成分を取ることにより求まる。通常は、各測点ごと、各周波数ごとに求まる主軸方向の成分をとるが、ここでは主軸方向がバラツキを受ける。本論文では、主軸方向のバラツキは、浅部の複雑な地質構造 (Geologic Noise) によると仮定し、主軸方向を強制的に揃えた。さらに、質の悪いデータによって解析結果が損なわれるのを防ぐために、スキューが 0.5 以上のデータは使用していない。また、位相の標準偏差が 90 度を超えるものも排除した。

2次元インバージョンにおいては、用いる周波数を 0.02 Hz から 90 Hz までの 2.8 倍おきの 10 周波数に限った。また、密に測点があっても、それらの見掛比抵抗曲線が同じ傾向を示す場合には、それらは独立データとはならないので、代表的なもののみ使用した。これによって、2次元逆解析プログラムが有意義に運用できた。

6. 2次元解析結果

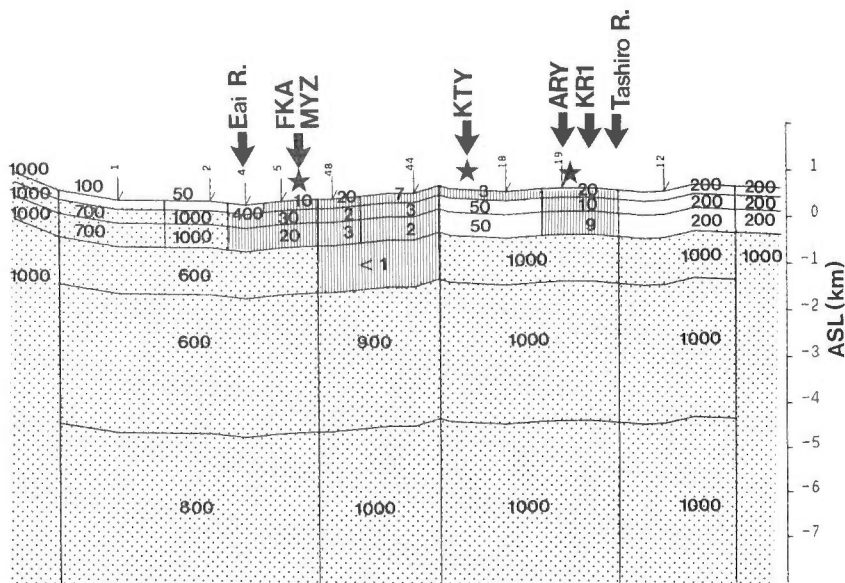
2次元解析を第2図の2測線 (A 測線, B 測線) について行った。A 測線は、当地域の活動的な地熱兆候地を横断する測線であり、B 測線は、これに対して、顕著な地熱兆候地を横断しない。これら2つの対照的な測線を解析することは、本地域の地熱系について考察するために興味深い。

6.1 A 測線の解析結果

A 測線は、鬼首カルデラの南部を N 70° E 方向に貫く測線である (第2図)。この測線は、大部分、小川・内田 (1987) と同じ測点を含んでいる。小川・内田 (1987) では、片山 (KTY) 周辺でその北方にしか測点がなかった (第2図中の測点1から測点22の全22点のみ; 新エネルギー総合開発機構 (1982))。本論文では、その後追加された測点も含んでいる (新エネルギー総合開発機構, 1985) ため、片山 (KTY) を含み、それを西南西—東北東に貫く測線が取れた。宮沢温泉 (MYZ) 付近 (測点4, 5) では人工ノイズのため、十分に低周波数まで有意義なデータが無い。そのため、これらの地点の地下構造については内田ほか (1984) の電気探査結果も参考にした。

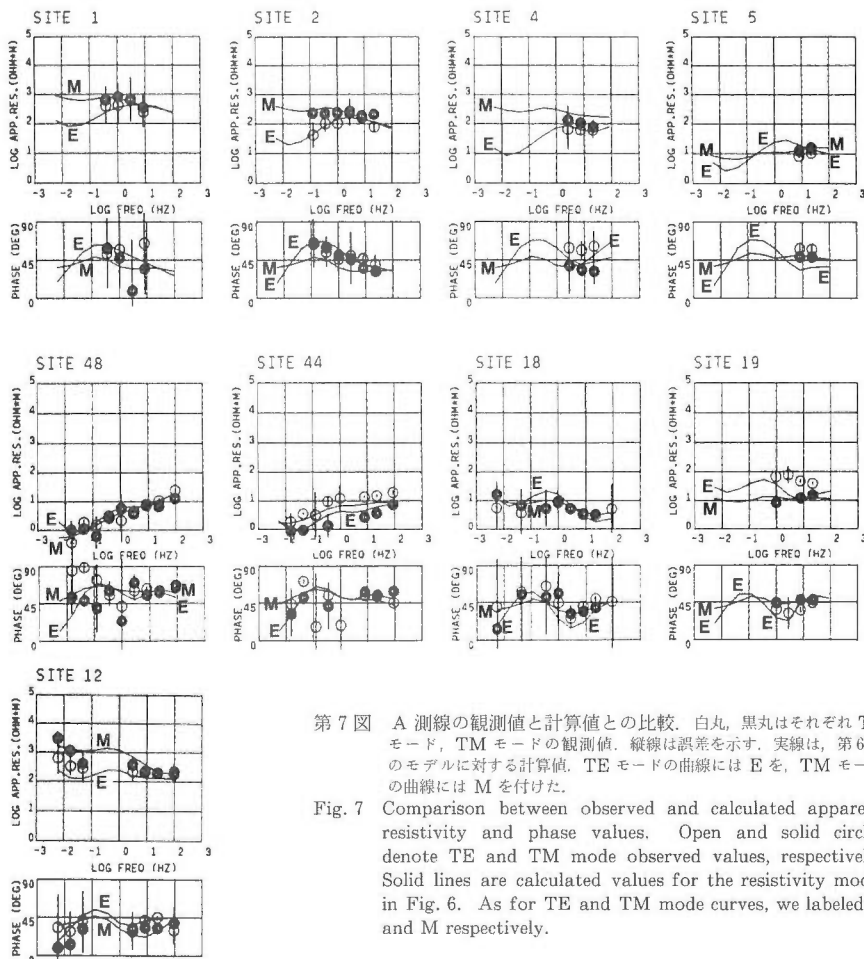
本測線の解析結果を第6図に示す。この解析には、TE・TM 両モードの見掛比抵抗と位相とを使っている。また、求めるべきモデルのパラメータは、予め空間的に設定したブロック構造の比抵抗値である。解析には49個のブロックの比抵抗値を未知数として用いた。第7図に、第6図の比抵抗モデルによる計算値と観測値との比較を示す。第6図のモデルは、おおむね第7図の観測値を説明できている。

第6図のモデルの特徴は、おおむね小川・内田 (1987) のモデルと同じである。測点1, 2では、深度 300 m に数 100-1000 Ω m の高比抵抗基盤が存在している。江合川の東側には、吹上温泉 (FKA) と宮沢温泉 (MYZ) などの地熱兆候が存在しているが、ここでは高比抵抗基盤は深度 1 km 程度に落ち込む。また、基盤までは 10-30 Ω m の低比抵抗層となっている。測点48, 44は吹上 (FKA)・宮沢



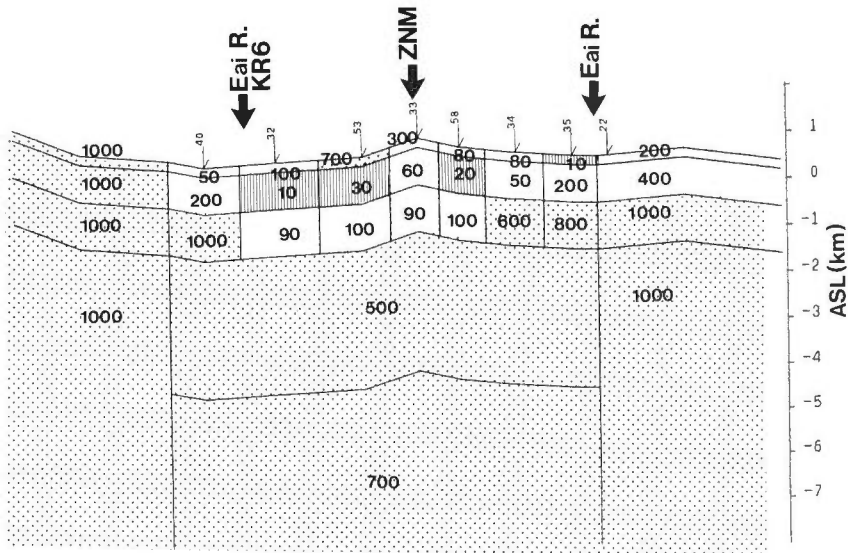
第6図 A測線の2次元断面モデル。縦横比は1対1。モデル中の数値は見掛け比抵抗(単位 $\Omega\cdot\text{m}$)。比抵抗が500 $\Omega\cdot\text{m}$ より高い部分、比抵抗が50 $\Omega\cdot\text{m}$ より低い部分をそれぞれ点、とハッチで示した。

Fig. 6 Two-dimensional model across the profile A. No vertical exaggeration. Numerals in the model denote resistivity in ohm.m. Resistivities more than 500 ohm.m and less than 50 ohm.m are dotted and hatched respectively.



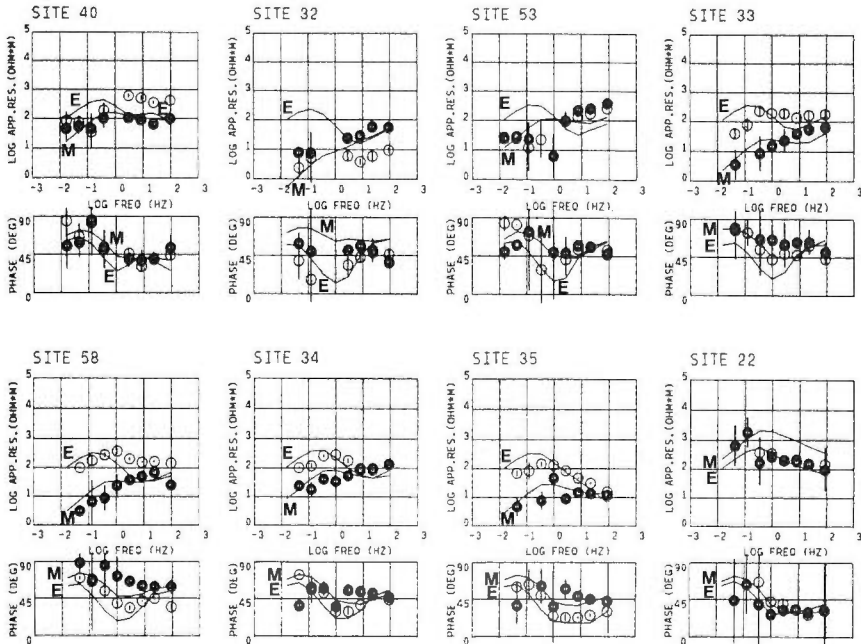
第7図 A測線の観測値と計算値との比較。白丸、黒丸はそれぞれTEモード、TMモードの観測値。縦線は誤差を示す。実線は、第6図のモデルに対する計算値。TEモードの曲線にはEを、TMモードの曲線にはMを付けた。

Fig. 7 Comparison between observed and calculated apparent resistivity and phase values. Open and solid circles denote TE and TM mode observed values, respectively. Solid lines are calculated values for the resistivity model in Fig. 6. As for TE and TM mode curves, we labeled E and M respectively.



第 8 図 B 測線の 2 次元断面モデル。縦横比は 1 対 1。モデル中の数値は見掛比抵抗 (単位 Ωm)。比抵抗が $500\Omega\text{m}$ より高い部分、比抵抗が $50\Omega\text{m}$ より低い部分をそれぞれ、点とハッチで示した。

Fig. 8 Two-dimensional model across the profile B. No vertical exaggeration. Numerals in the model denote resistivity in ohm.m. Resistivities more than 500 ohm.m and less than 50 ohm.m are dotted and hatched respectively.



第 9 図 B 測線の観測値と計算値との比較。白丸、黒丸はそれぞれ TE モード、TM モードの観測値。縦線は誤差を示す。実線は、第 8 図のモデルに対する計算値。TE モードの曲線には E を、TM モードの曲線には M を付けた。

Fig. 9 Comparison between observed and calculated apparent resistivity and phase values. Open and solid circles denote TE and TM mode observed values, respectively. Solid lines are calculated values for the resistivity model in Fig. 8. As for TE and TM mode curves, we labeled E and M respectively.

(MYZ) 温泉と片山 (KTY) 地域との間にある。これらの見掛比抵抗曲線は TE・TM モードとも 0.01 Hz で $1\ \Omega\text{m}$ という極低比抵抗を示す。そのため、2次元解析の結果、深度 2 km まで $1\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗ブロックが存在することが必要になる。これらの測点付近は、見掛比抵抗マッピングから確かに、極低比抵抗異常部となっている (第3図 (c)) が、これを2次元モデルからアプローチすることは問題かもしれない。3次元的な取扱いが必要となるかもしれない。第6図の2次元モデルから見る限り、測点 48, 44 付近では、高比抵抗基盤が 2 km 程度の深度まで落ち込んでいると解釈できる。あるいは、測点 48, 44 では、花崗閃緑岩の基盤内に破碎や変質による低比抵抗体が存在しているとも考えられる。測点 18 は、片山地域の測点である。ここでは、見掛比抵抗曲線が全体的に $10\ \Omega\text{m}$ 以下にあるが、1 Hz 付近で高比抵抗基盤に感応して、見掛比抵抗曲線にはっきりとしたピークがある。このため、300 m 以浅は、周囲の測点より低比抵抗を示しているが、それ以深では、周囲の測点よりむしろ高比抵抗となる。測点 19 は荒湯変質帯にあり、地表から深度 1 km まで $10\text{--}20\ \Omega\text{m}$ の低比抵抗を示す。測点 19 は、比抵抗境界に近い見掛比抵抗に TE/TM モードの異方性を生じている。測点 12 では深度 1 km までやや高比抵抗 ($200\ \Omega\text{m}$) となり、田代川を挟んで測点 19 と比抵抗構造を異にする。しかし、 $1000\ \Omega\text{m}$ の高比抵抗基盤の深度は測点 19 と変わらない。これは、本測線西側の江合川付近とは対照的である。

6.2 B 測線の解析結果

B 測線は、鬼首カルデラ中北部を $N\ 78^\circ E$ で貫く。本測線上には顕著な地熱兆候地がない。解析方法は A 測線と同様である。

解析結果を第8図に示す。第9図に B 測線の観測値と計算値の適合を示す。適合は、おおむね得られている。ただし、測点 32 については、TE モードの見掛比抵抗曲線が観測値と計算値との間で上下方向に一定量シフトしている。一方で、この測点の TE モードの位相は良い適合を示している。すなわち、これはいわゆる static 効果によるものであり、測点近傍の局所的比抵抗構造 (地形を含む) が寄与していると考えられる。測点 53 については、TM モードは良好だが、TE モードの見掛比抵抗曲線の適合が悪い。

測線の西縁の測点 40 では、深度 1 km 程度に高比抵抗基盤 ($>500\ \Omega\text{m}$) がある。それが江合川の東側で深度 2 km 程度まで落ち込む。基盤深度は、山王森の東方の測点 58 に至るまで 2 km と推測された。測点 34 以東では、高比抵抗基盤は深度 1 km と浅くなる。ここで注目すべきことは、本解析結果から見る限り、山王森周辺 (測点 33 周辺) で、特に高比抵抗基盤が盛り上がっていないことである。すなわちこの比抵抗モデルは、山田 (1972) が推定するように基盤がブロック状に隆起することを支持していない。駒澤・山田 (1984)、駒澤・村田 (1988) も、密度構造の点から同様の点を指摘している。

浅部構造 (200 m 以浅) については、以下のように考察される。測点 40 の浅部の $50\ \Omega\text{m}$ は湖成堆積物からなる鬼首層に対応する。その東の測点 53 から 33 の $300\text{--}700\ \Omega\text{m}$ は山王森ブロックの緑色凝灰岩に対応する。測点 58 から 35 の数 $10\ \Omega\text{m}$ 部は湖成堆積物からなる鬼首層や河倉沢層に対応する。測点 22 以東の $200\ \Omega\text{m}$ は、緑色凝灰岩に対応する。測線中央部では、深度 200 m から 2 km の間に、 $10\text{--}100\ \Omega\text{m}$ のやや低比抵抗な部分が横方向に広がりをもって存在している。これは、火山礫や泥岩などの透水性の高い火山性堆積物からなる宮沢層・赤沢層、あるいは緑色凝灰岩であると考えられる。

7. 考 察

求められた比抵抗モデルをもとに、当地域の地熱系について考察する。

近年、地熱貯留層の形態として、単に透水性の高い地層のみならず、むしろ基盤を含めた縦方向の断裂が注目されるようになってきた (例えば、山田・阪口, 1983; 阿部, 1985; 栗山, 1985; 牛島ほか, 1986; 杉原・石戸, 1988)。それ自体透水性は低くても、断裂に富む基盤は、地熱探査上、重要である。この観点で言えば、MT 法では、重力探査と同じく、高比抵抗基盤の深度の急激に変わる部分を、有

望な断裂型の貯留層として抽出できる。また、浅部については、透水度が高く熱水を貯留する地層や熱水による変質鉱物が低比抵抗として検出できる。MT法を地熱探査に用いる場合に、この双方に注目することが重要である。

A測線についてみると、高比抵抗基盤深度が大きく変わるところは、(1)江合川、(2)吹上(FKA)・宮沢(MYZ)付近、(3)片山(KTY)付近、(4)田代川付近に存在している。これらの場所には、基盤中の縦方向の断裂の存在が推定できる。吹上温泉や宮沢温泉は、(1)(2)の基盤の断裂を熱の供給源とし、その上に透水性に富む宮沢層・赤沢層を有することによって涵養されていると考えられる。(3)(4)はそれぞれ、片山地獄、荒湯地獄と関連した断裂と考えられる。もう一つ注目すべきことは、片山では、地表付近は酸性の強変質に対応して $3\ \Omega\text{m}$ と低比抵抗を示しているものの、それ以深は、片山の周囲よりもむしろ高比抵抗を示していることである。これは、小野寺(1980)が指摘したように、高比抵抗部が地壘状に盛り上がっていると解釈できる。この地壘構造が作る縦方向の断裂が、片山の熱水貯留部として重要な役割を演じていると考えられる。片山の相対的な高比抵抗部($50\ \Omega\text{m}$)は山田ほか(1985)のモデルの蒸気存在する部分にも対応している。ZOHDY *et al.* (1973)が指摘しているように、蒸気卓越部が高比抵抗異常としてとらえられている可能性もある。

B測線についてもモデル中には基盤の落差がある。しかし、B測線には顕著な地熱兆候地がない。この落差は、縦型の断裂を形成し、熱源から離れていても低温の地熱兆候地を生ずる可能性を有している。(仙岩地熱地域でも、基盤深度の急激に変わるところに、このような低温型の地熱兆候が存在している(小川ほか、1987)) B測線に顕著な地熱兆候地がないことは、熱源がカルデラ南部にあることによると思われる。また、基盤以浅についても、A測線では、数 Ωm の顕著な低比抵抗が解析されたが、B測線では、たかだか $10\ \Omega\text{m}$ の低比抵抗が測点32付近にある程度である。しかも、それは測点32付近のKR6坑(新エネルギー総合開発機構、1987)によれば、厚い低比抵抗層は、厚い湖成堆積層に起因しており、高温の熱水が貯留していることを支持してはいない。

本論文では、深度数 km までの構造を述べており、それ以深の構造についてはこれまで述べていない。しかしながら、本研究で用いたデータは周波数 $0.02\ \text{Hz}$ にまで至っており、深度数十 km まで探査するポテンシャルを持っている。本研究の2次元モデルでは、深度 $20\ \text{km}$ 以深は1次元的な構造であると仮定してある。本研究では深度 $20\ \text{km}$ から $40\ \text{km}$ 程度の間相対的な低比抵抗層(測線A、Bでそれぞれ $400\ \Omega\text{m}$ 、 $30\ \Omega\text{m}$)を置いた。この低比抵抗層の深度は地殻下部に相当している(小川ほか、1987; 小川・内田、1987; OGAWA, 1987 a)。しかしながら、このような深度数十 km の構造調査のためには、より広域的な比抵抗構造の影響についても考慮する必要がある(OGAWA, 1987 a)。

8. 結 論

鬼首カルデラで行われたMT法探査データを解釈し、以下の知見を得た。

(1) 江合川と田代川の流路が比抵抗境界をなし、その内側が低比抵抗部、外側が高比抵抗部になっている。流路の内側では、吹上温泉、宮沢温泉、雌釜雄釜を含む低比抵抗部と、片山東縁から高日向山北西部の低比抵抗部が顕著である。

(2) これらの比抵抗分布は、ポーラ・ダイヤグラムやティッパーからも支持される。とくに、ティッパーを使うことにより、局所的な比抵抗異常とある程度の広がりを持った比抵抗異常とを判別できる。

(3) A測線(鬼首カルデラ南部)の2次元逆解析から、以下のことが得られた。

(3.1) 花崗閃緑岩からなる高比抵抗基盤は、カルデラ内で深度 $1\sim 2\ \text{km}$ 程度と推定できる。

(3.2) 吹上温泉と片山の間で、高比抵抗基盤が特に深くなっていると推定された。これは、花崗閃緑岩の基盤が破碎、変質を受けていると解釈することができる。

(3.3) 地熱活動のもっとも活発な片山地域では、深度 $200\ \text{m}$ 程度まで地熱変質に対応する $10\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗を示すが、それ以深は周囲よりもむしろ高比抵抗を示す。これは、片山地域が地壘構造を持つことあるいは蒸気卓越部であることに対応する。

第1表 主な山, 地熱兆候, 及び 1,500 m 級坑井の略号表.
Table 1 abbreviation Tables for major mountains, geothermal manifestations, and 1,500 m class wells.

Mountains			
	K T Y	Mt. Katayama	片 山
	T K H	Mt. Takahinatayama	高 日 向 山
	T K S	Tsukushi-mori	ツ ク シ 森
	Z N M	Zanno-mori	山 王 森
Geothermal manifestations			
	M Y Z	Miyazawa	宮 沢 温 泉
	F K A	Fukiaga	吹 上 温 泉
	K M T	Kamitaki	神 滝 温 泉
	M G M	Megama-ogama	雌 釜 雄 釜
	K T Y	Katayama	片 山 地 獄
	A R Y	Arayu	荒 湯 地 獄
Wells (1500 m class)			
	K R 1		
	K R 2		
	K R 3		
	K R 4		
	K R 5		
	K R 6		

(4) B 測線 (鬼首カルデラ北部) の 2 次元解析から, 以下のことが得られた.

(4.1) 山王森ブロックの基盤の盛り上がりは, 比抵抗構造からは顕著には見いだせない.

(4.2) 花崗閃緑岩からなる高比抵抗基盤の深度は, カルデラの西側では江合川を境とし, その西側では深度 1 km, その東側では 2 km と推定された. カルデラの東部では, 山王森ブロックの東側で再び深度 1 km と浅くなる.

(4.3) B 測線では 10 Ω m 以下の顕著な低比抵抗異常は存在しない.

謝 辞

本研究は, サンシャイン計画の一環として行われた地熱探査技術等検証調査において実施された. 本研究で MT 法探査データを使用するにあたって, 新エネルギー総合開発機構に便宜を図っていただいた. 計算は, 地質調査所のシグマ・システム (IBM 4341) 及び情報計算機センターの IBM 3081 K を用いて行った.

文 献

- 阿部 信(1985) 鬼首地域の地熱モデル, 日本地熱学会誌, 第7巻, 第3号, p. 283-309.
- ANDRIEUX, P. and WIGHTMAN, W. Ed. (1984) The so-called static corrections in the magnetotelluric measurements, presented at the 54th Annual SEG Meeting.
- BERDICHEVSKY M.N. and DMITRIEV, V.I. (1976) Distortion of magnetic and electrical fields by near surface inhomogeneities, *Acta Geodat. Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung.*, Tomus 11 (3-4), p. 447-483.
- , VANYAN, L.L., KUZNETSOV, V.A., LEVADNY, V.T., MANDELBAUM, M.M., NECHAEVA, G.P., OKULESSKY, B.A., SHILOVSKY, P.P. and SHPAK, I.P. (1980) Geoelectrical

- model of the Baikal region, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 22, p. 1-11.
- GAMBLE, T.D., GOUBAU, W.M. and CLARKE, J. (1979) Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, vol. 44, p. 53-68.
- HOOVER, D.B., FRISCHKNECHT, F.C. and TIPPENS, C.L. (1977) Audiomagnetotelluric sounding as a reconnaissance exploration technique in Long Valley, California, *J. Geophys. Res.*, vol. 81, p. 801-809.
- JIRACEK, G.R., RODI, W.L. and VANYAN, L.L. (1987) Implication of magnetotelluric modeling for the deep crustal environment in the Rio Grande rift, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 45, p. 179-192.
- 駒澤正夫・山田宮三(1984) 鬼首地域の密度構造解析, 昭和58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II, 栗駒地域, 工業技術院地質調査所, p. 93-98.
- ・村田泰章(1988) 栗駒地熱地域の重力解析, 地調報告, 第268号, p. 285-313.
- 栗山 隆(1985) 湯沢雄勝地域の地熱系モデル, 日本地熱学会誌, 第7巻, 第3号, p. 311-328.
- 村上 裕・小川康雄(1987) MT法の3次元モデル計算カタログ, 地質調査所研究資料集, No. 34, 184 pp.
- 小原一成・長谷川昭・高木章雄(1986) 東北日本における地殻・上部マントルの三次元P波及びS波速度構造, 地震第2輯, 第39巻, p. 201-215.
- 小川康雄・佐藤 功・菊地恒夫(1985) マグネトテルリック法2次元計算カタログ, 地質調査所研究資料集, No. 17, 448 pp.
- (1986) MT法の2次元効果と解釈上の注意点—地熱地域の比抵抗構造を中心として, 物理探査, 第39巻, 第3号, p. 160-173.
- ・内田利弘・菊地恒夫, 佐藤 功(1987) 仙岩地熱地域におけるMT法探査, 地調報告, 第266号, p. 467-503.
- ・———(1987) MT法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造, 物理探査, 第40巻, 第1号, p. 22-41.
- (1988) MT法の2次元順・逆解析プログラムリスト, 地質調査所研究資料集, (準備中)
- OGAWA, Y. (1987 a) Two-dimensional resistivity modeling based on regional magnetotelluric survey in the northern Tohoku district, northeastern Japan, *J. Geomag. Geoelect.*, vol. 39, p. 349-366.
- (1987 b) Preliminary interpretation on detailed magnetovariational profilings in the northern Tohoku district, *J. Geomag. Geoelect.*, vol. 39, p. 559-569.
- , MURAKAMI, Y. and UCHIDA, T. (1987) Low resistivity anomaly as inferred from regional magnetotelluric survey in the northeastern Japan, presented at XIX general assembly International Union of Geodesy and Geophysics.
- 生出慶司・大沼晃助 (1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動, 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- 岡崎金雄・吉村雄三郎(1985) MT法における地形の影響について, 物理探査, 第38巻, 第6号, p. 300-321.
- 小野寺清兵衛(1980) 電気探査の地熱示標, 物理探査, 第33巻, p. 13-20.
- QUIST, A.S. and MARSHALL, W.L. (1968) Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800° and at pressures to 4000 bars, *Jour. Phys. Chem.*, vol. 72, no. 2, p. 684-703.
- RODI, W.L. (1976) A technique for improving the accuracy of finite element solutions for magnetotelluric data, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, vol. 44, p. 483-506.
- 斉藤正徳(1983) 特異値分解と最小二乗法, 物理探査, 第36巻, p. 146-158.

- 佐々木裕(1986) 2次元構造に対する MT 法の分解能, 物理探査, 第 39 卷, p. 207-215.
- 笹田政克(1984) 神室山-栗駒山地域の先第三紀基盤岩類—その 1, 鬼首-湯沢マイロナイト帯—, 地質学雑誌, 第 90 卷, 第 12 号, p. 865-874.
- 新エネルギー総合開発機構(1982) 昭和 56 年度地熱探査技術等検証調査, 電磁法 (MT 法) 調査報告書 (未公表資料)
- (1985) 昭和 59 年度地熱探査技術等検証調査, 電磁法 (MT 法) 調査報告書 (未公表資料)
- (1987) 昭和 60 年度地熱探査技術等検証調査栗駒地域地下予測資料作成 (要約), 73 pp. (未公表資料)
- STERNBERG, B.K., WASHBURNE, J.C. and ANDERSON, R.G. (1985) Investigation of MT static shift correction methods, presented at the 55th Annual SEG Meeting.
- 杉原光彦・石戸経士(1988) 鉛直断裂内熱水流動による地熱貯留層形成地調報告, 第 268 号, p. 263-283.
- 内田利弘・村上 裕・菊地恒夫(1984) 鬼首カルデラの比抵抗構造—電気探査再解析, 昭和 58 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 II, 栗駒地域, 工業技術院地質調査所, p. 77-92.
- ・小川康雄・菊地恒夫(1987) シュランベルジャ法による仙岩地域の比抵抗構造, 地調報告, 第 266 号, p. 505-531.
- 牛島恵輔・乗富一雄・田籠功一・木下保美(1986) 八丁原地熱地帯の MT 法探査 (I), 物理探査, 第 39 卷, p. 288-305.
- UTADA, H. (1987) A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, Ph. D. Thesis, University of Tokyo, 409 pp.
- WANNAMAKER, P.E., WARD, S.H., HOHMANN, G.W. and SILL, W.R. (1980) Magnetotelluric models of the Rosevelt Hot Springs thermal area, Utah, *Dept. Geol. and Geophysics, Univ. Utah Topical report*, contract No. DE-AC 07-79 ET 27002, 213 pp.
- WRIGHT, P.M., WARD, S.H., ROSS, H.P. WEST, R.C. (1985) State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources, *Geophysics.*, vol. 50, p. 2666-2699.
- 山田宮三(1972) 1: 25,000 鬼首地質図, 地質調査所
- (1986) 鬼首カルデラ内および周辺の断裂系の発達過程, 北村信教授記念地質学論文集, p. 609-628.
- ・松永栄勇・栗山 隆(1985) 栗駒地域の地熱モデル, 日本地熱学会誌, 第 7 卷, 第 3 号, p. 261-281.
- ・阪口圭一(1983) 栗駒 N-56-KR-1 号井の地質および熱水系との関連, 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 II, 栗駒地域, 工業技術院地質調査所, p. 37-45.
- YAMADA, E. (1975) Study on the stratigraphy of Onikobe Area, Miyagi prefecture, Japan—with special reference to development of Onikobe basin, *Geol. Surv. Bull.*, vol. 23, p. 217-231.
- 横山秀吉・中塚勝人・阿部 司・渡部賢一(1983) 含水岩石の比抵抗の温度依存性とその地下温度予測への応用について, 日本地熱学会誌, 第 5 卷, 第 2 号, p. 103-120.
- ZOHDY, A.A.R., ANDERSON, L.A. and MUFFLER L.J.P. (1973) Resistivity, self-potential, and induced-polarization surveys of a vapor-dominated geothermal systems, *Geophysics*, vol. 38, no. 6, p. 1130-1144.

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 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
- 第 264 号
地質調査所：豊肥地熱地域における研究，1985
- 第 265 号
地質調査所：地熱情報データベース・システムの研究，1986
- 第 266 号
金原啓司・長谷紘和・小川克郎編：仙岩地熱地域における研究，1987
- 第 267 号
比留川貴・高橋正明・茂野 博：日本の主要地熱地域の熱水に適用した地球化学温度計，
1988

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

- 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)
- No. 264
Geological Survey of Japan : Research in the Hohi Geothermal Area, 1985
(in Japanese with English abstract)
- No. 265
Geological Survey of Japan : Development of Geothermal Data Base
System, 1986 (in Japanese with English abstract)
- No. 266
KIMBARA, K., HASE, H. and OGAWA, K. ed.: Research in the Sengan
Geothermal Area, 1987 (in Japanese with English abstract)
- No. 267
HIRUKAWA, T., TAKAHASHI, M. and SHIGENO, H. : Geochemical thermo-
metry of the thermal waters from forty-five main geothermal fields in
Japan, 1988 (in Japanese with English abstract)

	地質調査所報告
栗駒地熱地域における研究成果の概要	no. 268
Results of researches in the Kurikoma geothermal area,	p. 7-18
Northeast Japan: an overview	1988, 1 fig.,
山田宮三・長谷紘和	4 pl.
YAMADA, E. and HASE, H.	

昭和 55 年度より新エネルギー総合開発機構 (NEDO) と共同で実施している「地熱探査技術等検証調査」の一環として、地質調査所では栗駒地域において、地質調査、熱水・ガスの化学的調査、放熱量調査、重力探査、NEDO が実施した MT 法及びシュランベルジャー法電気探査データの再解析、NEDO が鬼首カルデラ内南部で掘削した 6 本の 1,220 m~1,500 m 深の坑井からの岩芯の調査、熱水系の数値シミュレーション解析、などを実施した。これらの調査研究の結果を地質構造、地熱構造、地熱モデル、などの点からまとめて研究成果の概要を記した。
550. 8/. 836(521. 1)

	地質調査所報告
鬼首カルデラ内 KR-1, KR-5 坑井の先新第三紀基盤岩類	no. 268
The pre-Neogene basement rocks from the core holes	p. 19-36
KR-1 and KR-5 in the Onikobe caldera, Northeast Japan.	1988, 7 fig.,
笹田政克	6 pl., 2 tab.
SASADA, M.	

鬼首カルデラに掘削された KR-1, KR-5 坑井は、それぞれ 1,213.6 m, 263 m 深で先新第三紀基盤岩類に到達している。KR-1 坑井の基盤岩類はトータル岩で、しばしば強く破碎されカククラサイトとなっており、熱水の通路が存在する 1,332 m 前後は破碎及び変質が著しく、明ばん石・パイロフィライト・硬石膏等が生じている。一方 KR-5 坑井の基盤岩類はトータル岩質マイロナイト・砂質片岩・塩基性片岩を主体とし、泥質片岩・超苦鉄質片岩を伴う。同坑井は鬼首-湯沢マイロナイト帯に位置しており、基盤岩類はマイロナイト化作用をうけた後、さらに一部は強く破碎され、カククラサイトとなっている。
550. 822;551. 25(521. 13)

	地質調査所報告
鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる北川石英安山岩—の再検討	no. 268
“The Kitagawa Dacite”, pyroclastic flow deposits around	p. 37-59
the Onikobe caldera, Northeast Japan.	1988, 5 fig.,
阪口圭一・山田宮三	5 pl., 4 tab.
SAKAGUCHI, K. and YAMADA, E.	

宮城県北西部の鬼首カルデラから古川に到る地域において従来北川石英安山岩として一括されていた鮮新世末期以降の火砕流堆積物の調査を行い、各堆積物の記載を行った。いわゆる北川溶結凝灰岩は下位から池月凝灰岩の下位の複数の火砕流堆積物、池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩に分類される。池月凝灰岩は 1.7-2.4 Ma の放射年代が報告されており、本調査によって鬼首カルデラ起源であることが確認された。荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩はいずれも 10 万年以降の堆積物で給源は鳴子盆地と考えられる。このほか栗駒地熱地域に分布する主要な溶結凝灰岩について概括し新しく得られた年代値を報告した。
552. 313. 8;551. 782/. 79(521. 13)

地質調査所報告

Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system.
鬼首カルデラの地質構造発達史とその熱水系
YAMADA, E.
山田 當三

no. 268
p. 61-190
1988, 30 fig.,
11 pl., 7 tab.

鬼首カルデラの火山層序及び地質構造について詳細な野外調査と試錐岩芯の検討を、岩石顕微鏡観察、化学分析、年代測定などと組合せて実施し、鬼首カルデラの地質構造発達史を明らかにすると共に、地下の地質過程について論じた。鬼首カルデラの熱水系についても、上記の地質構造発達史及び地熱微候、岩石変質などのデータを基に検討した。他の陥没カルデラ火山の地質構造発達史とも比較し、その多様性を明らかにした。なお、本研究では断裂面のデータ解析及び熱水系の予備的シミュレーションには電算機を使用した。

550. 8;551. 215/. 24(521. 13)

地質調査所報告

Geology of the North Kurikoma geothermal area, Akita Prefecture Northeast Japan.
栗駒北部地熱地域の地質
竹野直人
TAKENO, N.

no. 268
p. 191-210
1988, 13 fig.,
1 tab.

秋田県南部雄勝郡皆瀬村、雄勝町、湯沢市にまたがる栗駒北部地熱地域において、陥没構造の地質学的検討を行った。地表地質調査と坑井試料の検討及び K-Ar 年代測定を実施した。その結果、広域的に分布する酸性火山岩類(虎毛山層)が 6-5 Ma と 3-4 Ma の 2 期の活動期があること、虎毛山層の一部が天徳寺期まで及び、三途川層とも一部指交関係にあることが明らかにされた。陥没構造は一種のカルデラと考えられ、これらの地層はカルデラを埋める火砕流堆積物と湖成層とみなされる。このカルデラを雄勝カルデラと命名した。

550. 8/. 93(521. 14)

地質調査所報告

Tritium contents in thermal waters from the Onikobe area, Northeast Japan and the chemical composition of thermal fluids from the bore-holes KR-1 and KR-2.
鬼首地域の熱水中のトリチウム濃度及び KR-1 号井と KR-2 号井からの地熱流体の化学組成
HIRUKAWA, T. and ABE, K.

no. 268
p. 211-227
1988, 4 fig.,
4 tab.

栗駒地熱地域に分布する熱水、ガスの化学的性質を求めて地域内の熱水系の解明に資することを目的に、既存の化学資料及び新エネルギー総合開発機構による掘削井からの流体組成等について次のような結論を得た。1) 栗駒北部、鬼首カルデラ及び鳴子地域の温泉は、活動の中心部から周辺部に向けて高温—中温、pH 値は酸性—中・アルカリ性、泉質は SO₄ 型—Cl 型—HCO₃ 型に変化する。2) 地獄地域の噴気ガスの主成分は酸性ガスである。3) 鬼首カルデラ内の大部分の酸性熱水は、地下に滞留する時間が短い。4) KR-1 号井の熱水は高温、中性、中塩分量の Na-Cl 型組成である。5) KR-2 号井の熱水も Na-Cl 型組成である。

543. 27/. 3;551. 23(521. 13)

地質調査所報告
no. 268
鬼首地熱地域の変質と熱水系
**Rock alteration and hydrothermal systems in the Onikobe
geothermal area, Northeast Japan.** p. 229-244
1988, 10 fig.,
高島 勲 6 tab.
TAKASHIMA, I.

鬼首地熱地域の地表及び地下の変質を解析し、熱水活動との関係を求めた。地表の変質は、地熱発電所のある片山地域が酸性の変質であるのに対し、西部の吹上沢周辺では沸石を含むアルカリ性変質帯が発達する。片山地域では、浅部に沸石を主とするアルカリ性の変質帯が、深部にパイロフィライトを含む酸性の変質帯が発達する。これらの変質は、浅部低温域における高温鉱物の存在、石英転移温度による古地温評価から、2回以上の変質作用の重複したものと考えられる。また、同地域の深部の酸性熱水の成因は、過去の変質作用により形成された酸性変質帯に熱水の中和能力がないためと推定される。
553. 24(521. 13)

地質調査所報告
no. 268
秋田県栗駒北部地熱地域の岩石変質と地熱系
**Hydrothermal rock alteration and geothermal system in
the North Kurikoma geothermal area, Akita Prefecture,
Northeast Japan.** p. 245-262
1988, 12 fig.,
金原啓司 1 tab.
KIMBARA, K.

秋田県栗駒北部地域には地熱活動によって生成した酸性変質帯（珪化帯、カオリナイト帯、明ばん石帯など）とアルカリ性変質帯（緑泥石帯、沸石帯など）が地表に広く分布している。坑井調査によって確認された広大な高温域は先第三系中に貫入した高温火成岩体の存在によるものと考えられ、変質帯調査の結果は川原毛—石神山を結ぶ高重力異常域にその頂部が最も浅部まで達していることを示唆している。本地域ではこのような高温貫入岩体を熱源として、降水を起源とする熱水対流系が先第三系—新第三系の断裂型貯留構造中に形成されているものと考えられる。
553. 24(521. 14)

地質調査所報告
no. 268
鉛直断裂内熱水流動による地熱貯留層形成モデル
**Geothermal reservoir generating process with hydrother-
mal circulation in vertical fractures.** p. 263-283
1988, 13 fig.,
杉原光彦・石戸経士 1 pl., 1 tab.
SUGIHARA, M. and ISHIDO, T.

本研究では深部熱源から浅部まで有効に熱を輸送して地熱貯留層を形成するメカニズムとして鉛直断裂内の熱水流動に注目して主に数値シミュレーションによってそのメカニズムを調べた。その結果、以下の点を確かめることができた。(1). 周囲の岩体と熱交換する鉛直断裂内では自然対流は発生しにくいが一層生成されると安定に存在し、しかも深さ方向に細長い対流が存在する。(2). 鉛直断裂の上部に帯水層があるとそこに地熱貯留層が形成される。(3). 時に近接して鉛直断裂があると大規模な対流が発生し優勢な地熱貯留層ができる。(4). 以上によって栗駒鬼首地域の地熱構造の特徴が良く説明できる。
556. 32;550. 8. 07/. 836

栗駒地熱地域の重力解析

The gravimetric analysis of the Kurikoma geothermal area, Northeast Japan.

駒澤正夫・村田泰章

KOMAZAWA, M. and MURATA, Y.

地質調査所報告

no. 268

p. 285-313

1988, 21 fig.,

1 tab.

鬼首カルデラ内の2本の推定地質断面に対し地質区分に応じた密度を与えて2次元多層の重力解析を行った結果、山王森周辺の隆起域が過大に推定されていることが判った。更に、周波数解析により栗駒地域全域のブーゲー異常のポワースペクトルを求めた結果、本地域の平均的な境界面が0.35 km, 1.3 km及び7.8 kmに推定でき概略的には4層にモデル化できることが判った。上記結果を参考にして3次元解析を行い第四紀の低密度層の厚さと基盤面の形状を求めた。地熱微候地は基盤面の傾度の大きい所に見られ、大局的には石巻-男鹿重力屈曲帯にプレート運動に関連をもつような断裂構造帯が想定できる。550.831;551.24.08(521.1)

鬼首カルデラにおけるMT法探査データの解釈

Interpretation of magnetotelluric data in Onikobe caldera, Northeast Japan.

小川康雄・内田利弘・佐藤 功・菊地恒夫

OGAWA, Y., UCHIDA, T., SATO, I. and KIKUCHI, T.

地質調査所報告

no. 268

p. 315-331

1988, 9 fig.,

1 tab.

サンシャイン計画の地熱探査技術等検証調査の一環として行われた。鬼首カルデラにおけるMT法データを解析し、比抵抗構造を検討し、地質構造や地熱系について考察した。見掛比抵抗とティッパーのマッピングから、鬼首カルデラの大局的な比抵抗構造を把握し、後に2次元順・逆解析を行った。最も地熱活動の活発な片山地域では、深度200 m程度までは地熱変質による10 Ωm以下の低比抵抗を示すが、それ以深については周囲よりも高比抵抗を示す。片山地域は地壘構造上に存在し、地壘のつくる縦方向の断裂系が熱水系を供給していると考えられる。550.836/.837(521.13)

昭和 63 年 3 月 22 日 印 刷

昭和 63 年 3 月 25 日 発 行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木 村 篤 義

印刷所 創文印刷工業株式会社

東京都荒川区西尾久 7-12-16

©1988 Geological Survey of Japan

ISSN 0366-5542
CODEN : CCHHAQ

REPORT No. 268
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Toshihiro KAKIMI, Director

RESEARCH IN
THE KURIKOMA GEOTHERMAL AREA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Higashi 1-chōme, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305 Japan

1988

地 調 報 告
Rept. Geol. Surv. Japan
No. 268, 1988