

# 報 文

550.36 : 551.24 : 550.93 (522.5)

## 熊本県岳の湯地域の地質構造および地熱活動の年代について\*

高 島 勲\*\*

### Geologic Structure and Age of Geothermal Activity in Takenoyu Area, Kumamoto Prefecture

Isao TAKASHIMA

#### Abstract

Geologic structure in Takenoyu area is studied from bore hole data and field survey. Yamakawa and Teraono faults are newly recognized besides Takenoyu fault reported by Ota et al. (1968). These faults have nearly same trend of NW-SE and their throws are about 200 m for Takenoyu fault and 100 m for Yamakawa fault.

C-14 ages are determined for 7 samples from altered areas and history of geothermal activity is conjectured (Table 2). On the basis of above results, the relations between geothermal activities in some altered areas and glacial age are confirmed. It may be considered that the increment of ground water caused by pluvial or cold climate promotes geothermal activity.

#### 1. ま え が き

岳の湯地域の地質は、太田・他(1968)によって報告されている。その後、熊本県と地質調査所によって調査井が掘られ、その結果は熊本県(1969)から報告されているが、このデータと地質構造を結びつけた議論はなされていない。ここでは、これらのデータと野外調査とから得られた地質構造、とくに変質帯の形成に関係したと考えられる断層および地熱貯留層と考えられる豊肥火山岩類の分布について報告する。調査の範囲は、岳の湯地熱地帯から南方へ広がる、東西約4.5 km、南北約6 kmの地域である。

また、地熱活動の年代を決定するため、地熱変質帯地域内の堆積物および変質母岩層中の炭素について、いくつかの<sup>14</sup>C年代測定を行なった。この結果から、変質帯の生成年代について検討し、地熱活動の変化について若干の考察を行なった。

#### 2. 地 質

##### 2.1 概 説

本地域でみられる最も古い地層は、豊肥火山岩類(松本, 1963)であり、その時代は下部更新世といわれ、輝

石安山岩からなっている。その上に、本地域では直接の関係はみられないが、黒雲母流紋岩~石英安山岩からなる万年山熔岩が断片的に分布する。これらを覆って、角閃石安山岩で特徴づけられる九重火山岩類が広く分布している。本岩類は、多数の噴出単位にわけられるが、今回の調査範囲内では山川凝灰角礫岩層のみが認められた。このほかに、一部のボーリングコアにミソコブシ山熔岩がみられた。山川凝灰角礫岩層を覆って、久住軽石流が調査地域の南西部を中心に広く分布している。これら九重火山岩類の名称は太田・他(1968)によるものを使用した。

これらの堆積以後、阿蘇火砕流の噴出があり、熔結凝灰岩として谷を埋めて堆積している。

##### 2.2 豊肥火山岩類

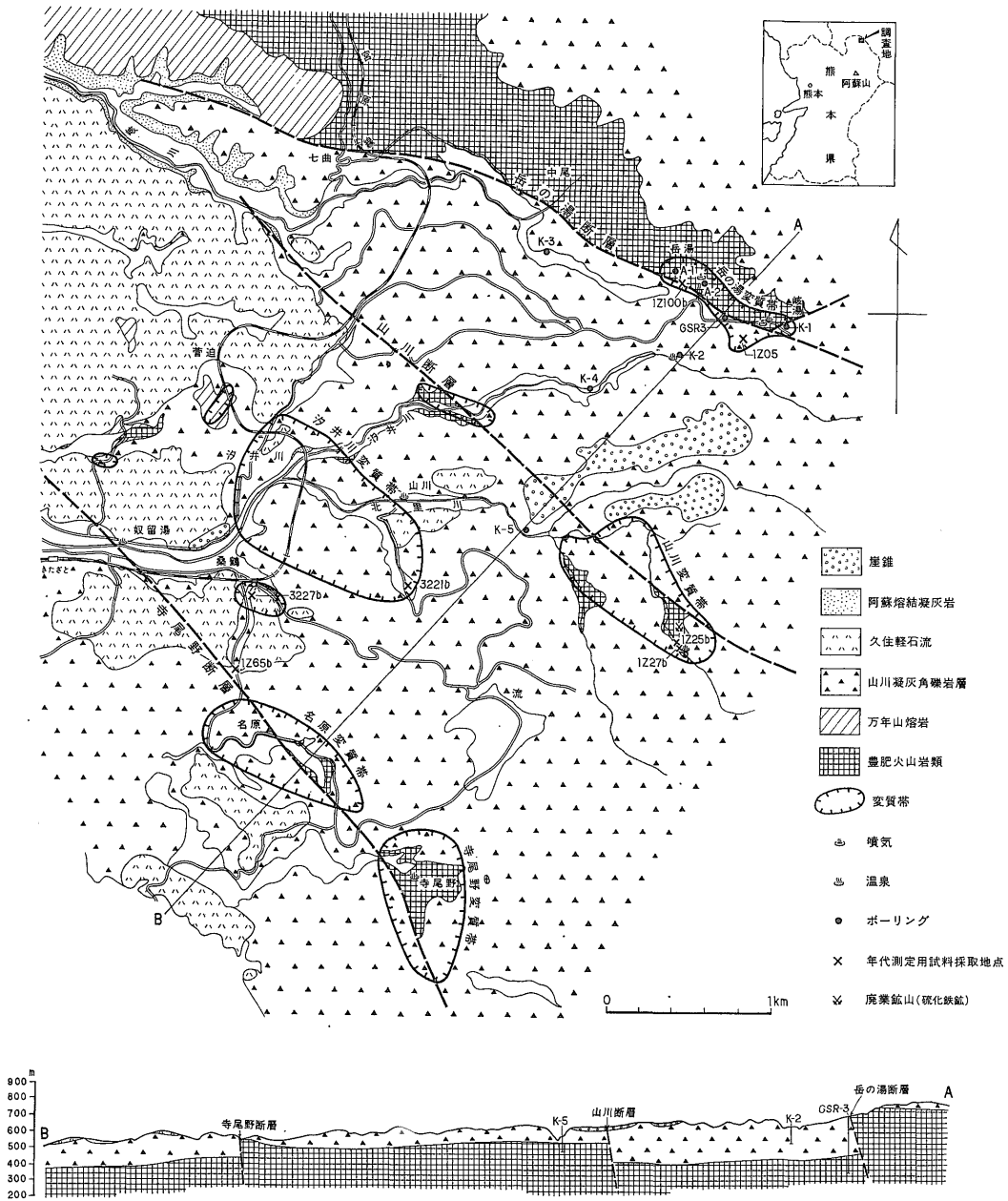
本岩類は、岳の湯、大岳を含む北中部九州の広い範囲に分布し、岳の湯地熱地帯の熱水貯留層と考えられている。調査地域内では、ボーリングにより地下の広い範囲に分布していることが確かめられているが、地表では、断層沿いの比較的せまい範囲にのみ、みられる。

本岩類は、主として両輝石安山岩の熔岩からなり、一部では凝灰角礫岩をとまなっている。熔岩は、斑晶が小さく、黒色~灰黒色の緻密な岩石で、顕著な板状節理を示すこともある。

##### 2.3 万年山熔岩

\*昭和49年1月、日本岩石鉱物鉱床学会講演会にて一部発表。

\*\*応用地質部



第1図 岳の湯地域の地質および断面図

本岩は、調査地域の北西部に島状に小さく分布し、まわりを上位の山川凝灰角礫岩層に囲まれている。これらの分布形態から、本岩は、山川凝灰角礫岩層の堆積以前に、かなり凹凸のある地形を作っていたものと考えられる。岩質は流理構造の著しい、黒雲母流紋岩～石英安山岩で、流理構造と光沢のある赤色の黒雲母斑晶とにより

容易に他の岩石と区別される。

#### 2.4 山川凝灰角礫岩層

調査地域内の地表には、九重火山岩類のうち山川凝灰角礫岩層のみが分布する。その分布は非常に広く、大部分の変質帯は本層を母岩としている。岩相は、人頭大の礫を含む凝灰角礫岩を主として、一部に湖成の泥岩をは

さんでいる。また、ところによりうすい熔岩もはさんでいる。これらの火山岩は、3—5mm のかなり大きな角閃石斑晶を持った角閃石安山岩で特徴づけられている。

### 2.5 久住軽石流

調査地域の西部に広く分布し、奴留湯南東をはじめ、多くの地点で山川凝灰角礫岩層を覆っているのがみられる。岩質は分級の悪い軽石流で、一般に熔結構造を示さない。全体に灰色を呈し、やわらかい。軽石は微細なものから人頭大のものまであり、繊維状構造を持っている。

### 2.6 阿蘇熔結凝灰岩

汐井川や岐川などの谷を埋めて分布する。本地域ではかなりの部分で熔結し、灰黒色～黒色を呈している。岩質は輝石安山岩で、熔結ともなった、著しく偏平な黒い火山ガラスが特徴的にみられる。地質図上に沖積層として分類したところでも、大きな川沿いには、ほとんど本岩が分布している。

### 2.7 ボーリングおよび地質構造

本地域では、100m 5本 (K-1~K-5)、250m 2本 (A-1, A-2)、300m 1本 (GSR-3) の計8本のボーリングが行なわれている。このうち、A-1, A-2, GSR-3の3本は岳の湯地熱地帯の中に掘られ、地質構造とともに、蒸気の調査井ともなっている。これら各井の噴気状況、地質などは、100mのボーリング結果とともに、すでに報告されている(熊本県, 1969)。一方100mのボーリングは、岳の湯および南部地区全体の地質構造および温度徴候を知るために、調査範囲内に適当な間隔で掘さくされている。

これらのボーリングのデータおよび地表の調査から、太田・他(1968)によって記載されている岳の湯断層にほぼ平行な、NW-SE方向の2本の断層が確認された。これらの断層は、山川の東を通るものおよび寺尾野、名原を通るもので、山川断層、寺尾野断層と名づけた。

山川断層は、汐井川沿いおよび山川の東の小沢で、寺尾野断層は、寺尾野部落の入口で、それぞれ露頭がみられる。これらの断層の落差は、ボーリング結果(山川凝灰角礫岩層と豊肥火山岩類の境いが、K-5井で40m、GSR-3井で197m、熊本県, 1969)を参考にした断面図から、山川断層で約100mと推定されるが、寺尾野断層については、断層より南部に適切なデータが得られないため不明である。断面図は、山川断層と同程度の落差があるものとして描いた。また、岳の湯断層については太田・他(1968)が100m以上としているが、前述のGSR-3のデータから、約200mという値が得られた。

大部分の変質帯は、これらの断層上にあり、断層と地熱活動との間に密接な関係のあることが推定される。

## 3. 変質帯の分布および変質鉱物

岳の湯の変質帯についてはすでに報告(高島, 1972)したが、本地域にはそのほかにも第1図にみられるように、広い変質帯が認められる。主なものとしては、山川の南東の鉱山あと(山川変質帯)、汐井川付近(汐井川変質帯)、名原付近(名原変質帯)、寺尾野付近(寺尾野変質帯)の4カ所である。このほかにも、汐井川沿いおよび菅迫などにせまい変質帯がみられる。

これらの変質帯の主な変質鉱物は、明ばん石、カオリナイト、ハロイサイト、加水ハロイサイト、モンモリロナイト、石英、クリストパライト、トリディマイトであり、ハロイサイト、加水ハロイサイトをともなっているのが岳の湯変質帯の鉱物組成と異なっている。これら変質鉱物の共生、生成環境等に関する問題は、別に報告の予定である。

## 4. 年代測定用炭素試料の採取地点の記載および測定結果

変質帯の形成年代を知るために、変質帯分布地域の湖成層、段丘堆積物、変質母岩層、変質岩を覆う地層の中から炭素を採取し、そのうち7個を学習院大学理学部化学教室の木越邦彦教授に依頼して、 $^{14}\text{C}$ による年代測定を行なった。以下に、それらの試料採取地点の状況を記載する。

**1Z05**: 岐の湯に露出している山川凝灰角礫岩層中の泥炭層。この試料を採取した地点では、変質岩との間に層位上の関係はみられない。しかし、多くの変質帯の母岩が山川凝灰角礫岩層であり、そのようなところでは、この試料の測年値よりは後に変質帯が形成されたことが知られる。

**1Z25b**: 山川の南東、鉱山あとの河岸段丘堆積物中の炭化木片。この試料を含む炭層は、河床から約3mの高さにある。段丘堆積物は全体によくしまっており、やや古いことを思わせる。試料を含む炭層の上下の段丘堆積物は、この付近の変質帯と同様な鉱物組成を示す白色粘土である。

**1Z27b**: 1Z25bとほぼ同じ場所の河岸段丘堆積物中の炭化木片。本試料を含む炭層は、河床から約1mのところにある。段丘堆積物は全体にルーズであり、礫質な部分では地下水の流出がみられることから、新しい堆積物と思われる。試料を採取した炭層の上下の段丘堆積物には、変質岩礫を含んでいる。

**1Z65b**: 名原の北方、山川凝灰角礫岩層中の泥炭。この泥炭層の下位は、湖成層とみられる灰黒色のシルト層

第1表  $^{14}\text{C}$  年代測定結果

Sample No.	Code No.	Sample Name	Formation	Age, B. P. (years before 1950)
1Z05	GaK-3845	Peat	Yamakawa tuff breccia	24,800± 900
1Z25b	GaK-3847	Carbonized wood	Terrace deposit	30,100
1Z27b	GaK-3848	Carbonized wood	Terrace deposit	9,400± 160
1Z65b	GaK-3849	Peat	Yamakawa tuff breccia	26,000±1,300
1Z100b	GaK-3850	Peat	Terrace deposit	1,660± 100
3221b	GaK-4563	Peat	Terrace deposit	23,110± 900
3227b	GaK-4562	Carbonized wood	Kuju pumice flow	27,420±1,620

測定は学習院大学木越邦彦教授

$^{14}\text{C}$ の半減期として、5,570年 (Libby の値) を用い、誤差は  $\beta$  線計数値の標準偏差にもとづいて算出されている。

であるが、上位は近接する名原変質帯の鉱物組成に似た白色粘土からなっている。

**1Z100b** : 岳の湯変質帯地域内の河岸段丘堆積物中の泥炭。試料は、河床から約1.5mの高さにある泥炭層から採取した。河床には、基盤の山川凝灰角礫岩層が露出しているが、ほとんど変質していない。この基盤の上に約1mの褐色粘土、約50cmの白色粘土層があり、その上に試料を採取した泥炭層がある。その上位には約50cmの白色粘土層が堆積している。

**3221b** : 山川の南、汐井川変質帯地域内の河岸段丘堆積物中の泥炭。試料を採取した泥炭層は河床から約50cmの高さにあり、その上下の段丘堆積物には変質岩礫を含んでいる。

**3227b** : 桑鶴南東の変質した山川凝灰角礫岩層を覆う久住軽石流の最下部の炭化木片。この試料を採取した地点の変質帯は、独立した小変質帯であり、より大きな5カ所の変質帯と直接の関係を示すものではない。しかし、本軽石流は、他の地点ではそれらの変質帯のうちいくつかを覆っており、また、本軽石流自身が変質しているところもみられるなど、変質帯生成年代を知るうえで重要な役割りを果している。

以上の各試料の測年結果を第1表に示した。

## 5. 測年結果の考察

変質帯の形成年代を明らかにするための手段としての $^{14}\text{C}$ 年代測定は、松川(角, 1971)、玉川温泉(角・高島, 1972)などで行なわれ、興味ある結果が得られている。ここでは、前記の測年結果にもとづいて、各変質帯の生成年代について考察する。

### 5.1 岳の湯変質帯

本変質帯には現在も噴気があり、その意味では最も新しい変質帯といえる。しかし、この活動がいつごろから始まったかについての情報は得られていない。本変質帯は浅所から深部へ、東沸石-輝沸石-濁沸石という沸石

の変質鉱物系列を持っている。そして、他の地熱変質帯では産出しない東沸石が認められることから、本変質帯はあまり削はくされておらず、比較的若い地熱変質帯である可能性が変質鉱物の面からも示された(高島, 1972)。

本変質帯で得られた $^{14}\text{C}$ 測年結果は、1Z100bについての1660±100年という値だけである。この試料の上下には各約50cmの変質粘土層をともなっており、測年結果をただちに変質帯形成年代にあてはめることはできない。しかし、この河岸段丘の堆積環境が変化しなかったとすれば、前述の地質状況から、試料を採取した泥炭層の上位50cmの白色粘土の堆積に要した時間は、1660年よりは少ない年数となる。したがって、泥炭層の下部50cmの白色粘土の堆積に要した時間も同程度と考えることもできる。ここで、大胆な推定をすれば、岳の湯の地熱活動は約3000年前に生じたと考えられないこともないが、ほかにデータが得られないため、この値の可否をこれ以上議論することはできない。

### 5.2 汐井川変質帯

本変質帯の変質母岩は大部分山川凝灰角礫岩層であるが、変質帯の北西端では久住軽石流も変質を受けている。しかし、後者の変質は部分的であり、その堆積後の変質作用は弱まっていたものと思われる。

この変質帯の中の $^{14}\text{C}$ 測年結果は3221bについての23,110±900年という値だけである。この試料を採取した炭層の下位に変質岩礫を含むことから、23,110年より古い時代から地熱活動のあったことが認められる。一方、変質母岩の山川凝灰角礫岩層および久住軽石流については、前者が24,800±900年(1Z05)および26,000±1,300年(1Z65b)、後者が27,400±1,620年(3227b)という値を示しており、野外での層位学的な関係と矛盾している。この点については、試料の種類、新しい炭素の混入による誤差等の問題を考えて、山川凝灰角礫岩層、久住軽石流ともほとんど同時代の地層で、その年代は24,800~27,400年と考えるのが妥当であろう。

結局、本変質帯形成の始まりの年代は、母岩の年代よりは新しく、試料 3221bの測年値よりは古い、すなわち、23,100~27,400年の間ということになる。そして、上位の久住軽石流があまり変質を受けていないことから、地熱活動の継続時間もあまり長くなかったものと推定される。

### 5.3 山川変質帯

本地域の変質母岩は豊肥火山岩類と山川凝灰角礫岩層であり、前者が第四紀の初頭の地層であることから、地熱活動の始まりを、母岩の年代から数万年のオーダーで知ることはできない。

この変質帯内の<sup>14</sup>C 測年結果は9,400±160年(1Z27b)および30,100<sup>+2,300</sup><sub>-1,800</sub>年(1Z25b)で、これらの試料を採集した地層の下位には、いずれも変質粘土がある。したがって、30,100年より古い時代から地熱活動のあったことが認められる。しかし、その活動がいつ始まったかは不明である。また、活動の終了の年代についても、山川凝灰角礫岩層の堆積後も続いたといえるだけで、明確に決定することはできない。

### 5.4 名原変質帯

本変質帯では、変質帯地域内で<sup>14</sup>C 測定用の試料を得ることはできなかった。しかし、変質帯から約200mはなれた地点において、26,000±1,300年(1Z65b)という値が得られている。この地点では、測年試料とした泥炭の下位には変質岩はまったくなく、上位にのみ名原変質帯と同様の鉱物組成を持った白色粘土がのっている。したがって、本地域の堆積環境に著しい変化がなかったとすれば、名原変質帯の形成は、26,000年より後に生じたことになる。また、本変質帯は、未変質の久住軽石流によって覆われており、久住軽石流の堆積時には、変質作用はほとんど終わっていたものと考えられる。

### 5.5 寺尾野変質帯

寺尾野変質帯では、<sup>14</sup>C 測年用試料は得られなかった。また、変質母岩も豊肥火山岩類と山川凝灰角礫岩層であり、地熱活動の始まりの年代を決めることはできない。したがって、ここでは直接的なデータからは、山川凝灰角礫岩層の堆積以後も変質作用があったといえるのみである。

しかし、本変質帯は名原変質帯と近接し、同じ寺尾野断層上にあるため、名原変質帯と同じ時期に生じた可能性も考えられる。また、名原変質帯との間には広く崖錐が分布し、変質帯の調査が不十分となっている。したがって、名原、寺尾野の両変質帯が一体となる可能性も残されている。

以上の各変質帯の形成年代をその熱徴候とともに、第

第2表 岳の湯地域変質帯の形成年代

年代(B. P.)(年)		変質帯	熱 徴 候
30,000	20,000		
		岳の湯	噴気・温泉(自然湧出74°C)
		汐井川	温泉(ボーリング100m, 50°C)
		山 川	温泉(自然湧出30°C)
		名 原	
		寺尾野	温泉(自然湧出40°C)

2表に示した。

## 6. 地熱活動についての考察

調査地域内の5カ所の変質帯の形成年代は、第2表に示したとおりであるが、注目されるのは、汐井川、名原、そして、いくぶん不明確であるが、寺尾野の各変質帯の形成が、いずれも24,000—27,000年前に集中することである。この年代は、Würm 氷期末の海面の最低下期にあたっている(湊, 1966)。

氷期と火山活動の関係については、湊(1954)、石川・他(1969)によって研究され、北海道をはじめ、日本の多くのカルデラが氷期に形成されていることが明らかになった。このことは、たとえば、九州における阿蘇(一色・他, 1965)、阿多(荒牧・宇井, 1965)、始良(郷原, 1963; 一色・他, 1965)等の測年結果からも支持されるとしている(石川・他, 1969)。一方、氷期と熱水系との関係については、AVERIEV(1967)が、氷期には地下水の浸透が困難になるという理由で、後氷期熱水系生成説をとえ、角(1972)も、熱水系の研究に古気候を考慮することの必要性を指摘している。

岳の湯における氷期と熱水系との関係は、その熱水活動が氷期の気温最低期にあたることから、AVERIEV(1967)の説とは異なり、大部分雨量の問題に帰せられるものと考えられる。もし、この地域の変質帯のいくつかは、いわゆる多雨期に生じ、その活動が地下水量によって規制されたとすれば、熱水、噴気による大量のエネルギー放出が比較的短期間の多雨期に限られることになる。また、氷期に熱水系の活動が活発になる別の原因として、気候の寒冷化による地下水量の増加も考えられよう。寒冷気候のもとでは、植生は針葉樹などに富み、植物を通しての地下水の蒸散は少なくなるものと考えられる。また、地表から直接蒸発する水の量も寒冷気候のもとでは少なくなるであろう。地下水の量と気候との関係を定量的に求めることは、蒸発散量の算定がむずかしい(山本, 1968, p. 75—76)などの問題を含み、困難であると

## 文 献

思われるが、温泉の湧出量と雨量との関係についての湯原(1963)の研究は、この問題について非常に興味ある結果を示している。すなわち、熱海、伊東など、数100mの深いボーリングにより極度に開発された温泉地を除けば、北海道、東北の温泉地の方が九州地方の温泉地よりも温泉湧出量と年雨量の比が高いことが報告されている。たとえば、登別、玉川両温泉地の温泉湧出量と年雨量の比がそれぞれ0.23と0.18であるのに対して、別府、指宿では0.10、0.11となっている。気候の寒冷化にともなう地熱活動の活発化があったとすれば、その時期も氷期の気温低下期と一致し、比較的短時間であったことが予想される。

このように、地熱活動が氷期の気温低下期に活発化し、その活動が比較的短時間であったという推論は、汐井川、名原の各変質帯の形成年代と Würm III 氷期の最盛期の一致、およびその活動が比較的短時間であったらしいということと矛盾しない。日本では、多雨期の存在は一応否定されているが(羽鳥・柴崎, 1971, p. 78)、乾燥地域で実証された多雨期とまではいえないまでも、雨量の多くなった時期があったのではなからうか。この点については、地下水の水収支の研究とともに、古土壌、花粉など、古気候と結びつけた第四紀学の面から追求する必要がある。

岳の湯周辺の変質帯の熱徴候は、岳の湯変質帯を除いては、わずかである(第2表)。しかし、熱水系の形成が上述のように短時間に限られるとすれば、変質帯の地下には十分なエネルギーが貯えられていることも考えられる。もしそうであるとすれば、適当な条件の下にある変質帯は、地熱活動の化石として、地熱探査上重要な役割りを果たすることになる。この点を実証するデータは何もないが、松川では、少なくとも5,000年以前には熱水系の地表活動は消滅し(角, 1971)、地熱開発時には、わずかな温泉が存在するのみであった。にもかかわらず、地下には優勢な熱水が保存されていた。岳の湯周辺の、現在地熱活動のみられない変質帯も、上に述べた松川と同じような潜頭性の地熱地帯であるのかもしれない。

いずれにしても、熱水系に関する研究の例は少なく、より多くのデータの集積が望まれる。

## 謝 辞

この研究を進めるにあたり、 $^{14}\text{C}$ 年代測定を引受けて下さった学習院大学の木越邦彦教授、現地での調査にあたって、いろいろご便宜をはかっていたいただいた熊本県企業局の北里昭氏、そして報告書のとりまとめについて有益な助言をいただいた、本所の角清愛技官の各氏に対し深謝の意を表す。

- 荒牧重雄・宇井忠英(1965): 阿多火砕流の  $^{14}\text{C}$ 年代。地球科学, no. 80, p. 37-38.
- AVERIEV, V. V. (1967): Hydrothermal Process in Volcanic Areas and Its Relations to Magmatic Activity. *Bull. Volc.*, vol. 30, p. 51-62.
- 郷原保真(1963): 九州地方の tephrochronology. 第四紀研究, vol. 3, p. 123-138.
- 石川俊夫・他3名(1969): 北海道のカルデラについての2・3の問題。火山, ser. 2, vol. 14 p. 97-108.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平(1965): 放射性炭素  $^{14}\text{C}$ による年代測定。地質ニュース, no. 133, p. 20-27.
- 羽鳥謙三・柴崎達雄編(1971): 第四紀。348 p., 共立出版。
- 熊本県(1969): 岳の湯地区地熱基礎調査報告書。155 p., 熊本県企業局。
- 松本徑夫(1963): 北中部九州における後期新生代の火山活動。九大生産研報告, no. 34, p. 1-21.
- 湊 正雄(1954): 後氷期の世界。219 p., 築地書館。
- (1966): 日本列島の最後の陸橋。地球科学, no. 85-86, p. 2-11.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968): 熊本県岳の湯および大分県大岳付近地質調査報告。地調月報, vol. 19, p. 49-54.
- 角 清愛(1971): 松川地熱地帯の現世堆積物とその  $^{14}\text{C}$ 年代。地調月報, vol. 22, p. 607-614.
- (1972): 熱史の化石としてみた地熱地帯の熱水変質。地熱, no. 34, p. 24-39.
- ・高島 勲(1972): 秋田県玉川温泉地域の第四系とその  $^{14}\text{C}$ 年代。地調月報, vol. 23, p. 157-168.
- 高島 勲(1972): 熊本県岳の湯地熱地帯の岩石の変質。地調月報, vol. 23, p. 721-728.
- 山本莊毅編(1968): 陸水。347 p., 共立出版。
- 湯原浩三(1963): 温泉の湧出量と雨量。温泉科学, vol. 14, p. 1-8.