

学位論文

成層火山体の地形発達と  
湧水湧出プロセスの変化過程

平成 11 年 12 月博士（理学）申請

東京大学大学院理学系研究科

地理学専攻

安形 康

## 第1章 はじめに ..... 1

1. 河川の流出特性の地域性と火山の影響 .....	1
a 河川流出特性研究の重要性	1
b 流出特性を規定する要因	2
c 低水流出研究の意義	3
d 低水流出特性の指標	5
e 日本島河川における湧水比流量分布とそれを規定する要因	7
f 低水流出研究の場としての火山の重要性	11
2. 火山体水文学における既存研究 .....	12
a 水源地水資源開発時から戦前における知見	12
b 日本における戦後の火山山麓開拓に伴う地下水調査	13
c 地下水調査の技術的進歩と調査方法の確立	14
d 火山体水文学の成立	15
e 同位体水文学の導入	17
f 集中観測による研究事例とその意義	18
3. 火山体水文学の課題 .....	20
a 比較火山体水文学の視点	20
b 湧泉の検討の意義	21
c 研究対象として適切な火山のタイプ	23
4. 本研究の目的 .....	25
a 火山体の保水力を表す指標の検討	25
b 成層火山における湧泉湧出率の差異とその規定要因の解明	25
c 地形発達に伴う湧泉湧出機構の変化	26

## 第2章 対象とした火山についての概説 ..... 27

1. 対象とする火山の選定 .....	27
2. 利尻岳 .....	29
a 概要	29
b 発達史と地質	29
c 地形	30
d 既往の水文調査	30
3. 後方羊蹄山 .....	34
a 概要	34
b 発達史と地質	34
c 地形	34

d	既往の水文調査	35
4.	寒風山 .....	38
a	概要	38
b	発達史と地質	38
c	地形	38
d	既往の水文調査	38
5.	富士山 .....	42
a	概要	42
b	発達史と地質	42
c	地形	43
d	既往の水文調査	44
6.	南八ヶ岳 .....	48
a	概要	48
b	発達史と地質	48
c	地形	49
d	既往の水文調査	49
<b>第3章 データ .....</b>		<b>54</b>
1.	地形量算出に用いた手法 .....	54
a	火山の範囲	54
b	底面の面積	54
c	体積	54
d	平均比高	54
e	傾斜の指標	54
f	開析度	54
2.	湧泉の位置と湧出量 .....	55
3.	降水量 .....	56
4.	蒸発散量 .....	58
<b>第4章 火山体の水文特性を表す指標 .....</b>		<b>60</b>
1.	湧泉湧出高と周辺河川湧水比流量の関係 .....	60
a	はじめに	60
b	結果	60
2.	湧泉湧出高と水入力量の関係 .....	62
a	はじめに	62
b	湧泉湧出高と気候との関係	62

3. 火山体の水文特性の指標 .....	64
4. 結論 .....	65
<b>第5章 湧泉湧出率と火山体の地形量の関係 .....</b>	<b>67</b>
1. 湧出率と火山体の地形量との関係 .....	67
a 底面積との関係 .....	67
b 体積との関係 .....	69
c 平均比高との関係 .....	70
d 傾斜の指標との関係 .....	72
2. 湧出高と開析度の関係 .....	74
<b>第6章 考察 .....</b>	<b>76</b>
1. A1型火山における地形量の差異の特徴 .....	76
2. 開析度の増加と地形発達 .....	78
3. 各侵蝕ステージの火山における湧泉の分布 .....	78
a 侵蝕ステージの進行に伴う地形変化 .....	78
b 湧泉分布の特徴と分布位置のタイプ .....	81
4. 湧泉位置の移動と流動系の変化 .....	93
a L型湧泉とF型湧泉について予想される流動系 .....	93
b 熔岩流の開析・火山山麓扇状地の発達と地下水流動系の変化 .....	94
5. 火山の地形発達と水文環境の変化 .....	95
<b>第7章 まとめと今後の課題 .....</b>	<b>96</b>
1. まとめ .....	96
a 火山体の低水流出特性を表す指標 .....	96
b 湧水湧出率を規定する要因 .....	96
c 火山の地形発達と湧水のタイプの変遷 .....	97
2. 今後の課題 .....	98

# 第1章はじめに

## 1. 河川の流出特性の地域性と火山の影響

### a 河川流出特性研究の重要性

言うまでもなく人類社会や生態系全体は水なしではその存在を維持することは出来ない。したがって自然界における水の賦存状況・季節ごとおよび地域ごとの水循環・水収支の実態解明・予想される気候変動に対する水循環様式の変動予測は、社会および生態系の維持のために極めて重要な研究課題である。

さて、世界の水循環を権根(1980, p.48)により見てみると、海洋で蒸発した水が年間約  $418 \times 10^3 \text{km}^3$  陸域に運ばれる。この大部分は陸域内の地域循環に伴う降水とあわせて陸域の降水となる。この結果、陸域全体では年約 670mm の降水がもたらされる。陸域にもたらされた降水の一部は蒸発散により大気中に戻り、一部は河川水ないし地下水として海洋に流出する。河川水として海洋に流出する水の量は水深で表すと 235mm であり、海洋から陸域にもたらされる水の量の約 35% に相当する。また、地下水から直接海洋に流出する水の量は河川流出の 0.7% に過ぎない。このように河川は世界の水循環の中における重要な一部分となっている。

これはわが国における状況も同様である。たとえば、西日本少積雪地域における複数の河川流域における長年水収支を検討した研究(安形, 1994)によれば、流域にもたらされた降水から河川流出量を差し引いた見かけの損失量は、10 年間の平均をとってみれば気象データから推定された蒸発散量にほぼ等しい。すなわち流域にもたらされた水の排出経路としては蒸発散と河川のみを考えればよい。

一方、水循環のうち河川流出は人間社会および陸域生態系に対してもかかわりが深い。世界の古代文明が大河川の近傍に栄えたのは周知の事実であるが、たとえば現代のわが国においても人間が必要とする水のかなりの部分は河川水を水源としており、ある程度

規模の大きい都市において水道水源の大半を河川水に頼っていない例<sup>1</sup>は極めて例外的である。

わが国の水利用についていま少し詳しく見てみると、水道水源としての河川水への依存は、決して上述した水の総量のみの問題にとどまらない。明治以来の伝統をもつわが国の近代的水利用体系は、河川流量の増減が経験的に分かっている季節変動パターンから大きく外れないことを前提として計画されている。たとえば、梅雨の前にはダム貯水量を減らして豪雨災害に備え、梅雨終了時にダムが満水になるようにゲート操作を行って夏の渇水に備える等である。このパターンが今後変動するか否か、変動するとすればどのようなようになるか解明することは重要である。

一方、季節ごとにもたらされる水の総量ではなくある特定の季節ないし時期における河川流量の値が重要になる場合もある。たとえば、水力発電のように一定以上の最低流量がなければならない施設では、流量の年値ではなく年最低値が重要になる。これに限らず、降水量が極端に少ない状況においてどの地域でより多くの水が得られるか、言い換えれば河川の渇水流量がどの水系（さらに細かく言えばどの支流）において大きいかあらかじめ知っておくことは、渇水に備える水利用計画を立案する上で重要である。

## **b 流出特性を規定する要因**

河川の流出パターンは決して一様のものでなく、同程度の降水イベントや渇水が複数の流域に起こった時、どの流域でも同じような洪水・水不足が起こるとは限らない。

この河川ごとに異なる流量変化パターンの特徴は流出特性と呼ばれている。この流出特性は河川ごとに異なることは古くから認識されていた。そして、流出特性の地域性およびその規定要因を解明することは、やはり古くから河川水文学の目標とされてきた。

さて、流出特性を規定する要因には大きく分けて2種類あると考えられる。うち一つは、集水域に水がどの時期にどのような形・強度・頻度でもたらされるかという流域外

---

<sup>1</sup> たとえば熊本市(100%地下水依存)など

の要因，すなわち降水量，降水日数，積雪量や豪雨頻度などの気候要因であり，以下では流域外条件と呼ぶ．もう一つは，流域の内部における水の貯留および流動パターンを規定するもので，以下では流域内条件とよぶ．これは，たとえば地質・地形・河道網パターン・土地利用分布などが挙げられる．河川の流出特性は，最終的にはこれらの2種の要因が合成されたものとして現れる．

これらのうち前者の要因（流域外条件）は，とくにわが国においては洪水防御・治水の観点から精力的に研究されてきた．たとえば山田(1979)は日本の大河川について流域内の豪雨特性(継続時間・降雨パターンの時間的变化など)を詳細に明らかにし，それぞれの河川においてこの豪雨特性がどのように洪水パターンに反映されるか検討している．

ここで，流域外の条件としてはほかに蒸発散量を規定する熱エネルギー入力量の地理的分布の影響も考えられるが，わが国においては降水量に比べて熱エネルギーの地域差はごく小さく，したがって蒸発散量の流域毎の差異も降水量に比べて大きくないことから，降水量の差異に比べると注目されにくく，Thorntwaite 法がわが国で広まった時期の関口(1950)や榎根・竹内(1971)による推定蒸発散量の分布図作成以降はあまり注目されていない．

これに対して2番目の要因（流域内条件）は，流域内部における種々の水文条件をより強く反映したものであり，流域そのものの水文学的性質を表すものである．これは種々の要因の複合として現れるため，それらの分布に対応した複雑な地理的分布を示すと推測される．従来流出特性に関係するとして検討されていた要因は，地質・起伏量・植生・土地利用・河道網パターンなどが挙げられる(高橋ほか，1981)．

### c 低水流出研究の意義

河川における流出特性の地域性を検討する場合，その前段階として前項に挙げた2種

の要因を適切に分離することが必要であることは論を待たない。そこで、実際にこの分離を行う際にはどのような手法が適切であるか議論する。

流域外条件とは、大気圏から流域に対して、いつどのような水文学的影響があるかという特徴である。わが国の場合を例にとると、蒸発散量の地域性より降水量の地域性のほうがはるかに大きく、またほとんどの地域では降水量より可能蒸発散量が大きくなるような著しい渇水状況は起きない<sup>2</sup>ので、流域外条件とはすなわちどの季節にどのような強度・頻度の降雨・降雪・融雪が見られるかという特徴で把握できると言ってもよい。つまり、大きな降雨イベントや融雪出水が、どの時期にどのような強度および頻度で起きるかということが河川の流出特性として捉えられる。この点に着目して、Tada and Oya(1971)は日本の河川の月単位流出パターンを分類し、気候区分にならって地域区分を行っている。

ところで、同程度の強度・継続時間の降水があっても河川ごとに洪水流出特性に差が見られることが普通である。この理由として、流域面積の大小・河道網パターン(流域中に分散している流出ソースから発した洪水波が流域内の一点に同時に達しやすいかどうかなど)・起伏・土地利用のように流域内の諸条件を挙げることができる。

洪水の大きさを最も端的に表現する指標として洪水ピーク流量がよく使われるが、この値を推定する公式の一つクリーガー式(Creager *et al.*, 1944)やDAD解析により導出された洪水比流量曲線(角屋・永井, 1979)は、洪水ピーク流量と流域面積の関係を表している。つまり洪水ピーク流量は流域内条件の一つである流域面積と関係があるという考え方がみられる。これらの式の導出には流域外条件である短期間降雨強度と降雨域面積・降雨継続時間の関係の検討も含まれているのだが、洪水ピーク流量は流域面積という最も基本的な流域内条件と関係していることが明らかになっている。

このように、洪水時における河川の状態や、河川流量の季節変動・洪水流出特性は流

---

<sup>2</sup> 瀬戸内の一部、たとえば讃岐平野などでは数年に一度夏季の月降水量より補完法で求めた月推定蒸発散



域外条件および流域内条件の両方を反映していて、必ずしもこの両者の条件の分離は容易ではない。したがって洪水流出特性の検討は、流域外条件と流域内条件の分離に用いるべきではない。

一方、洪水イベントがない河川状態を考えてみると、それは降雨イベントが終わった後の流量逡減期間や、渇水状態に対応する。それらのうち、後者は一般に渇水状態や低水時と呼ばれる状態であり、この状態における流出は一般に低水流出、その流出特性は低水流出特性と呼ばれている。

これは降雨イベントや融雪出水イベントのない状態、言い換えれば大気圏から流域に対する作用が相対的に小さいという、流域のいわば「定常状態」における水文特性を強く表すものである。したがって前項で挙げた2種の流域特性のうち、流域内部に関するものが強く反映されていると考えられる。

つまり、低水流出の流出特性(低水流出特性)に着目することにより、流出特性に反映されている流域内外の諸条件のうちから流域外条件である気候条件の影響を捨象し、流域内条件を抽出することが可能となると期待される。さらに、このようにして低水流出特性の地域性を明らかにすれば、それと流域内部の諸条件との対応を検討することが可能となるであろう。また、このような手法による流域内条件の適切な抽出により、流域外条件やその地域性もまたより明快に理解されることも期待できる。

#### d 低水流出特性の指標

低水流出特性の指標にはどのようなものがあり、低水流出の地域性の抽出にはそれらのうちどれを用いるのが適当であるか検討する。

まず、低水流出状態においては、河川流量は時間が経つにしたがって少しずつ減少す

---

量が大きくなる例がある(安形, 1993MS)が、これは極めて例外的である。

るのが普通である<sup>3</sup>。この減少の仕方を流量時系列曲線で表したものが逡減曲線であり、指数函数(被圧地下水逡減式)あるいは分数函数(不圧地下水逡減式)によって近似される(高木, 1966)。いずれの曲線近似式もひとつのパラメタを含み、逡減定数と呼ばれている。この定数はいずれの式によるものでも、値が小さいほど逡減が遅いことを示している。この値は一つの流域でも季節ごとに異なるが、流域間の差の方が大きく、低水流出に与える流域内条件の影響を端的に反映していると考えられている(安藤ほか, 1981; 高橋ほか, 1983)。

また、1年間における日平均流量を大きい順に並べたとき、355番目にあたる流量が湧水流量である。この値は当然年度ごとに変動するが、その変動幅は年降水量や年降水日数の変動に比べて極めて小さく、年降水量・年降水日数との相関はみられない(劉ほか, 1998)。したがってこの値は各年の気候状況によらず流域ごとにほぼ一定の値をとると考えてよい<sup>4</sup>。また、流域面積あたりのこの値、すなわち湧水比流量は著しい地域差を示す(虫明, 1978)。この事実から、湧水比流量もまた低水時における流域の状態を簡潔に表す指標として用いられることが多い(清水, 1980)。

逡減定数・湧水比流量とも低水流出特性の指標として広く用いられてきており、両者ともに流域の低水流出特性を単一の値で表現するという点では同等の分かりやすさを持っている。しかるに、主に低水流出特性の地域性を、全国レベルで検討する上で用いられてきたのは後者の湧水比流量が主であった。これには以下のような理由があるものと考えられる：[1]逡減定数を求める際、逡減の始点と終点を定める必要があるが、その中でも特に始点の場所の選定には主観が伴う。一方、湧水比流量の計算にはこのように主観の入り込む余地がない[2]逡減が単一の逡減式で表されないことがある[3]さらに、

---

<sup>3</sup> この減少の仕方はかならずしもスムーズではなく、たとえば植物の蒸散の影響を受けて日周期を持つ階段状の減少を示すこともある。

<sup>4</sup> ただし、眞板(1994)によれば、大井川流域の小河川においては年々の湧水流量と7年ないし12年前の年降水量が高い相関を示す。しかしいずれにしても湧水流量の年々変動幅は小さいので、本研究では無視することにする。

実際の逡減は指数逡減式(interflow 成分)と分数逡減式(baseflow 成分)との和になるという解析事例もあり(安形・田中, 1997), 単一の式で回帰することを前提して求められている逡減定数の意味が不明瞭となる。

ただし, データ収集の容易さという点からみたときには逡減定数にも優位な点がある。たとえば, 湧水流量の算定には, その定義から年間を通した流量観測が不可欠であるが, 長期無人流量観測が容易に出来るような技術革新がなされるまでは, 通年観測が困難な地域もわが国には多かった。翻って逡減定数を考えれば, 降雨が多い時期の後に続く少雨季(関東地方の初冬など)を集中的に観測すれば, 流量逡減状態の河川流量を観測できるチャンスがあり, それさえ可能であれば逡減定数は(少なくとも計算上は)求められる。しかし, 実際には期間を限定した観測で解析に耐えるハイドログラフを確実に捉えられる保証はなく, また, 積雪地域の冬のように観測自体が困難である場合も依然として存在する。結局逡減曲線を得るための観測もまた通年観測に頼ることになり, この点での優位性はそれほど大きくないものと判断される。

現在のところ, 逡減定数の地域性に関しては, 全国あるいは世界に渡るような広域の地域性を検討するというよりは, 様々な流域内条件のうち代表的なものを持つ流域<sup>5</sup>を複数選び, その間の逡減定数を比較するという用いられ方が一般的である。

#### e 日本島河川における湧水比流量分布とそれを規定する要因

わが国における湧水流量の測定は, 明治時代に水力発電立地好適地を決定する目的で行われ始めた。その過程で湧水流量が豊富な河川が見出された結果, 明治大正時代に設立された水力利用施設は, 湧水流量が他の河川より大きな河川に集中的に立地した(虫明, 1976, 1978)。1930年代になると火山が豊かな保水力をもち, 周辺河川の湧水流量が大きくなる傾向があることが指摘されるようになった(高橋, 1932 など)。

---

<sup>5</sup> たとえば地質が一樣, 特異的な土地利用を持っている, など。

図 1 ( 虫明,1978 を改変 ) は戦後まもなく行われた全国水源地河川流量調査によるもので ,流出特性に対する人為の影響が小さいと考えられる山地河川を対象にその湧水比流量の分布を示したものである<sup>6</sup> . また , 図 1 ではデータの欠落部分があるので , 流量年表 ( 建設省河川局発行 ) および多目的ダム管理年報 ( 中国建設弘済会発行 ) のいずれも 1989 年度版に記載された河川流量観測点計 626 個所について , 長年平均の湧水比流量<sup>7</sup>のランクを示した図を作成した ( 図 2 ) .

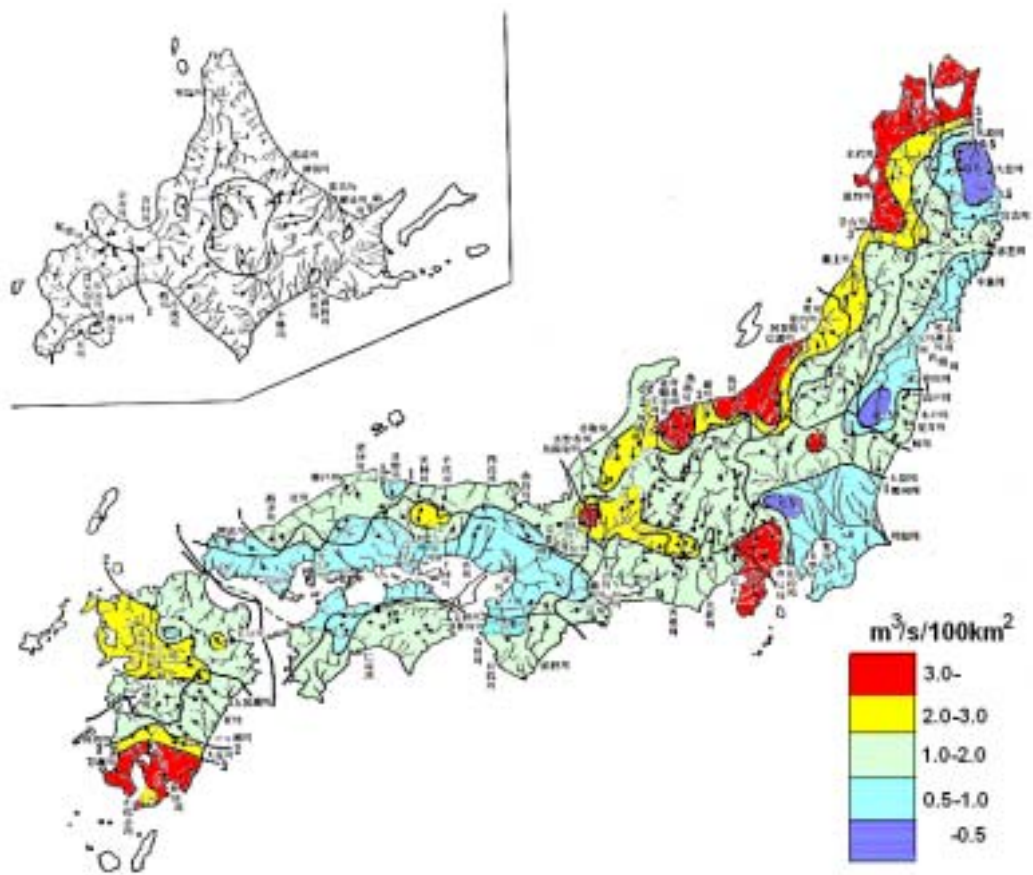


図 1 全国水源地河川流量調査による湧水比流量分布 ( 虫明,1978 に加筆 )

Fig.1 Distribution of specific baseflow of Japanese rivers (modified from Musiake, 1978)

<sup>6</sup> 北海道における等値線に異常がみられるが , 原論文所載の図のまま引用してある .

<sup>7</sup> 流量年表では巻末の流況表に 100km<sup>2</sup> あたり湧水流量が載っている . 一方多目的ダム管理年報では , 各ダムの流量統計表に同様の値が掲載されている . 図の作成にあたってはこれらの値をそのまま用いた .

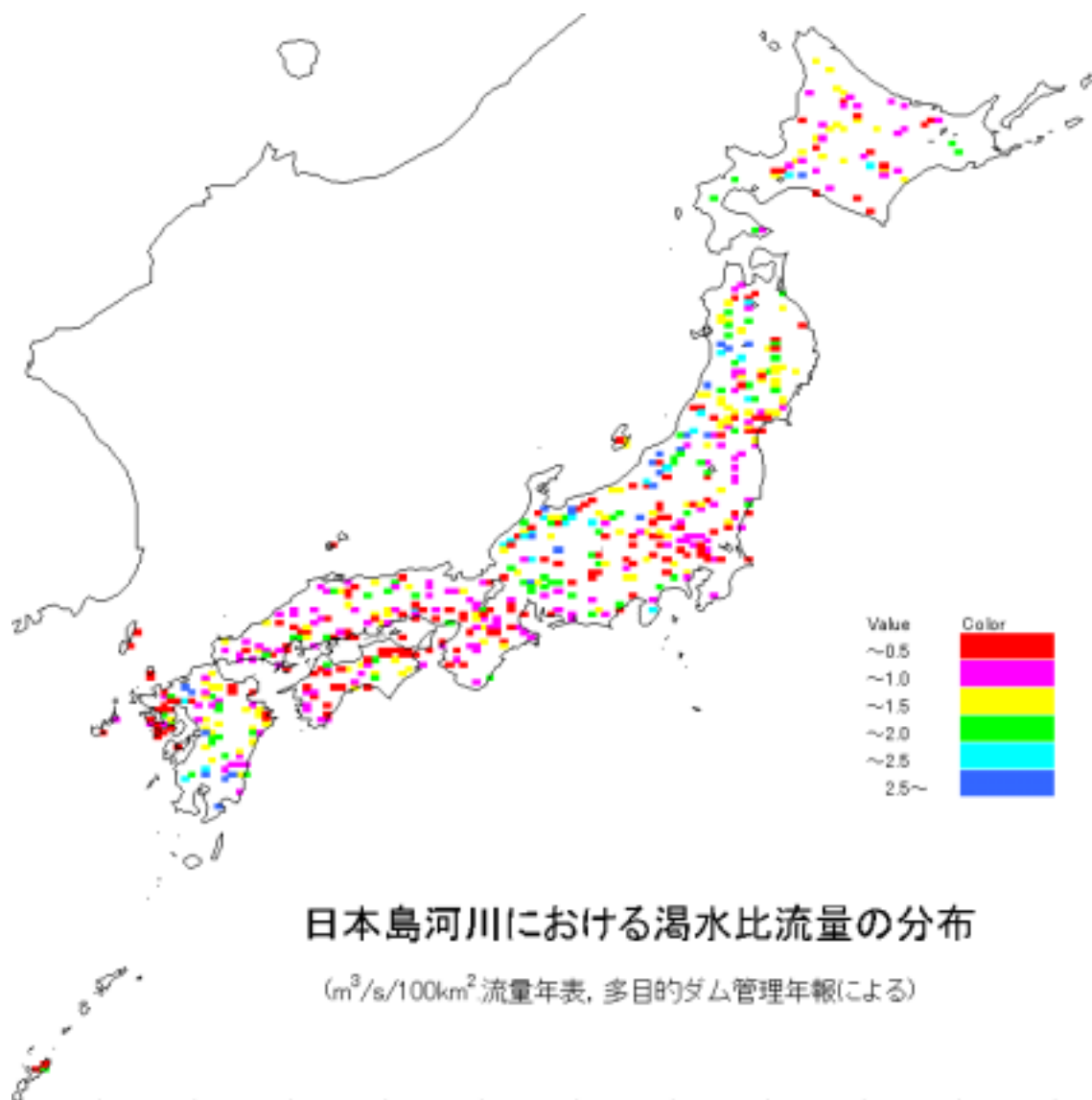


図 2 流量年表および多目的ダム管理年報における湧水比流量分布。  
値は 1989 年度版による長年平均値

Fig.2 Distribution of specific baseflow of Japanese watersheds.

これらの図より，以下の諸点が分かる：[1]南九州や北陸のように年降水量が大きいところで湧水比流量が大きい例もあるが，たとえば紀伊半島のようにこの関係が成立しない場合もあり，全体的には年降水量の大小と湧水比流量の対応は乏しい[2]富士山周辺と南九州において湧水比流量が大きい．また図 1 に顕著であるが，木曾御岳・日光火山群周辺にも湧水比流量が局地的に大きい河川がある．これらの地域に共通するのは，第

四紀火山の周辺であるという点である．[3]豪雪地域でも湧水比流量が大きい．

このように、湧水比流量が主に反映する流域条件は地質条件、とりわけ第四紀火山の有無と降雪の影響であるという考え方が一般的である．

前者については、他にもこれと同様の結論を得た研究が発表されている．高橋ほか(1981)では、比流量とならんで湧水比流量を数多くの流域について算定し、それとさまざまな流域内外諸条件との関係を多変量解析を用いて検討している．その結果、湧水比流量に大きな影響を与えるファクターとして、流域内の第四紀火山岩の分布面積があることを見出し、この値が大きいほど湧水比流量が多くなる明瞭な傾向を見出している．

一方、逡減定数についても同様の見解、つまり流域内部に第四紀火山岩の存在する河川において逡減定数が小さい、つまり流量の減少程度が小さいという結論が多く得られている．たとえば、安藤ほか(1981)、高橋ほか(1983)は、流域の大部分が同一の地質である流域について、日流量データを用いて逡減定数を求め、それを地質条件と比較している．その結果、彼らは第四紀火山岩の存在により明瞭に逡減定数が小さくなる傾向があることを見出している．

これらの指標とは若干異なるが、植原・佐藤(1983,1985)はタンクモデル(菅原,1972)を用いて国内187流域の月単位流出解析を行った．この際、タンク定数の同定を直接行うのではなく、あらかじめ選んだ48種類の代表的タンクのうちどれが当該流域の流出を最もよく表すか決定するという方法で流域のモデルを決定している．これら48種類のモデルについて、同じ降雨パターン(6ヶ月サイクル)を与えつづけたときの最大流量と最低流量の比をもって各モデルの保水力の指標とすることにより、各流域の保水力を間接的に算定した．そしてその結果を流域地質と比較することにより、第四紀火山が存在する流域ではこの方法で求められる保水力が大きいことを明らかにした．また安形(1994)、Agata(1995a,b)は西日本の流域群についての各年各月水収支計算の結果から、火山(阿蘇山)周辺の河川の貯留量変動が他の地質の流域に比べて極端に大きく、きわめて

大きな貯水能力をもつことを見出している。

#### f 低水流出研究の場としての火山の重要性

湧水比流量に代表される河川低水流出特性が、流域内における第四紀火山岩の有無によって大きく左右されることは上述したが、他種の地質の有無も当然ながら影響するであろう。しかし、流域内地質による低水流出特性への影響は、第四紀火山岩のものがそれ以外の地質より著しく大きい。たとえば高橋ほか(1983)により算定された逡減定数(不圧逡減式による冬季の値)を見ると、第四紀火山岩流域ではその値は 0.006~0.014 であるが、ほかの地質の流域はほとんどが 0.014 以上となっている。したがって、日本島河川における低水流出特性を規定する要因としてまず注目すべきものは第四紀火山岩の存在である。

また、上述した第四紀火山流域における逡減定数の値は、その平均値の小ささのみが注目されがちであるが、他地質の流域と同様にその値のレンジも大きいことも注目される。たとえば上記の高橋ほか(1983)による低減定数は第四紀火山群の間では 2 倍以上のレンジを持つが、これは他の地質にくらべて明らかに大きく、火山岩流域内でも低水流出特性の差異が大きいことを示している。さらに、図 1、図 2を見るとすべての火山周辺で必ず湧水比流量が大きいという訳ではなく、例外も少なくないことが分かる。

従って、ひとくちに第四紀火山流域といってもその流出特性は単純に「他の地質の流域より湧水比流量が大きい」といった大雑把な特徴をもって捉えるのは不十分である。むしろ第四紀火山岩流域ごと湧水比流量・逡減定数の差も大きいことに着目して、その差が生じる理由を火山岩流域間の諸条件の差との関係で検討しなければならないと考えられる。

ここで、流域内に第四紀火山岩が広く分布するという流域は、そのほとんどが流域内に第四紀火山自体をもつ。すなわち流出特性に対する第四紀火山岩の影響は、火山体内

における水文現象の影響と言いかえてもよい。したがって、火山体における水文現象の実態を解明することはわが国河川における低水流出特性の地域性の解明に重要である。このためには、低水流出特性は流域ごとに異なるのみならず、言うなれば「火山ごと」にも大きく異なるという視点を持ち、その差異の理由を解明しなければならない。すなわち、あえて命名すれば「比較火山体水文学」といった学問領域の確立が求められているといえる。

## 2. 火山体水文学における既存研究

火山体の水文現象は、それ自体が古くから注目され、研究事例も多く積み重ねられている。これらの研究は熊井(1982)や谷口(1998)に詳しくまとめられている。以下にこれらのレビューを踏まえて、火山体水文学の発展と今後の課題について述べる。

### a **水源地水資源開発時から戦前における知見**

近代工業社会の発達とともに、先進諸国は大量の水資源を必要とするようになった。そのため、それぞれの国内で集中的な河川流量観測等の水文観測が行われるようになった。たとえば、米国においては Meinzer(1927)は米国国内の大湧泉が火山周辺とカルスト地域に集中していることを述べている。米国ではほかに、地下水を主な水資源とするハワイ島においても古くから集中的な地下水観測が行われ(Meinzer, 1930)、その後も豊富な研究が蓄積され(Hufen *et al.*, 1974 など)現在にいたっている(島しょ水環境研究グループ編, 1990)。

日本においても、とくに水力発電の成立・維持のために、湧水流量が大きな河川を明らかにする目的の観測が行われた。その結果、湧水流量が大きいのは豪雪地域、降水量が多くかつ降水日数が多い地域、そして火山地域周辺であることが明らかになってきた。前にも述べたように、虫明(1976,1978)はこの時代に建設された水力利用施設は実際に湧水比流量が大きな河川に位置していることを指摘している。



また、わが国の火山の中でも周辺河川の湧水比流量が大きく、かつ近くに首都圏という大規模電力消費地域を控えていた富士山は特に注目され、大正年間にはすでに「水源地としての富士山」(神原, 1917a,b)と題した論文も発表されている。神原も、その重要なデータとして水力発電施設における流量観測値を記している。また神原(1917a,b)と井上(1917a,b)は富士山全体にわたって湧泉を記載し、それらの湧出機構についての考察を行っている。わが国における火山を対象にこの種の研究が行われたのはこれが最初であろう。また、同年には神保(1917)によって熔岩洞穴と湧泉に関する調査が行われている。このように富士山周辺は日本における火山体周辺の地下水調査の黎明期から多くの調査が行われ、その後も長く日本の火山山麓の中で地下水調査が最もよく行われた地域でありつづけた。

#### **b 日本における戦後の火山山麓開拓に伴う地下水調査**

火山周辺の水文現象について新たな光が当てられるようになったのは、火山体の地下水を積極的に利用するような動きが起こった戦後の開拓・復興期である。この時期の調査の進展については、実際にそういった調査に多く従事した山本荘毅の記述(Yamamoto, 1995)に詳しい。

火山の山麓には火山山麓扇状地のように広大な緩斜面が広がることが多いが、その中にはほとんど人に利用されないままの場所もかなりあった。これは河川近傍では土砂災害の恐れが大きいため、一方災害の危険が少ない高位の段丘面においては地下水面が深く水資源に恵まれないためであったと考えられる。

第二次世界大戦によって疲弊した国土を復興するために、また外地から帰還した人々の糧を得るために農地の拡大が強く求められ、そのために各地の火山周辺において開拓の可能性が探られるようになった。そこで前述のように、当該地域における水資源が問題となり、精力的に水資源開発のための調査が行われるようになった。火山山麓には湧

泉が多く、それ自体は有用な水資源であったのだが、しかしそのような湧泉には慣行水利権がすでに設定され、新たな水資源開発は地下水に頼ることになったため、水資源調査はそのまま地下水調査となった。

このような研究のうち最も初期のものに三井(1949)が挙げられる。また、郷原(1950)のように地下水に関する調査技術の進展を目指した研究も広く行われるようになった。

この時期には開拓用水資源の探査のために多くのボーリングが行われたが、その資料はあまり公表されなかった。そのため、労力の多い調査が行われた割には学問的成果は十分には得られなかった。それに対する反省として西条(1951)、蔵田(1950)のように水理地質学的検討の基本を確認しようとする論文も発表されるようになり、また落合(1952)によりそれまでの調査経験をまとめたものが発表された。

富士山麓においてはこの時期になっても地下水調査事例および発表件数が多かった。たとえば東斜面について述べた村下(1951)、南西麓についての岩井田・佐々木(1951)、佐々木(1959)などが挙げられる。また、蔵田(1951,1952)は三島熔岩流中の「地下川」の流動と三島湧水群の水収支を検討している。これは火山の山麓の地下水地域においてその水収支を検討した最も初期の例であるとされる(熊井, 1982)。

山本荘毅らが火山体全体の地下水流動系を明らかにする目的の各種の調査を行ったうち、最も基本となったのは湧泉の調査であった(Yamamoto,1995)。山本はこれらの多くの調査をもとにわが国の湧泉の湧出水水温を検討し(山本, 1957)、また湧泉をその湧出量をもって分類している(山本, 1958, Yamamoto, 1959)。

### c 地下水調査の技術的進歩と調査方法の確立

富士山以外の火山山麓において、地域的地下水の賦存量と可能使用量を明らかにする目的で地下水調査が広く行われるようになったのは1960年代に入ってからと思われる。この初期のものとしては主に九州の火山岩分布地域を対象にしたもの、たとえば阿蘇山

西麓(宮本ほか,1962)・島原半島(古川・有明海研究グループ,1964)・久住山(古川・熊井,1970)が挙げられる。これらの研究を通じて,利用しうる地下水の有無のみならず適切な揚水量までも算定されうるようになるなど,技術的には大きな進歩が見られた。

また,この時期には Toth により地下水流動系の概念が提示された(Toth,1963)。これは地表水で言えば流域にも匹敵する重要な概念であり(榎根ほか,1987),地域の地下水の動きを定量的に明らかにしようとする場合は流動系を正しく把握することが重要であると知られるようになった。

1960年代後半になるとこういった成果をもとにして,「火山山麓の地下水調査には地下水単元の把握が必要」という明瞭な指標がまとめられるようになった(猿山ほか,1967など)。

ただし,火山を対象にした場合水理地質条件が著しく異なる地質が混在していることが多く,それが現象を複雑にしていることが明らかになってきた。そのため,森谷(1965a)は火山山麓の地下水を定量的に把握する前提として,火山特有の複雑な地質構造を明らかにすることが必要であると述べている。これに関して,Freeze and Whitherspoon(1967)はシミュレーションを用いて,極端に水を通しやすい「水みち」が存在するかどうかで地下水流動系の様相が一変することを示した。こういった水みちの例として,富士山麓の三島熔岩流中の地下水流動を700~800m/dayとした報告(落合,1969)がこの時期発表されるなど,熔岩流の特異な水理地質条件が認識されるようになった(落合・川崎,1970)。

#### d 火山体水文学の成立

かねてから火山の水文現象に注目していた山本荘毅はこのような流れを受けて,富士山を対象にして山体全体の地下水流動を推定する手法を紹介した(山本,1970)。この論文はその副題「火山体の水文学序説」で明らかのように,火山体においては他の山地

に比べて特異な水文現象がみられること、火山体における水文現象の解明がそれ自体重要な学問分野であることを明らかに示したものであった。

山本(1970)は、成層火山における地下水流動のモデルとして、高標高域を「涵養域」、低標高域で湧泉が見られるゾーンを「流出域」、その間の標高域を「流動域」と区分した。このように山体の一部ではなく全体の地下水流動系を明らかにし、グローバルな水循環の中の重要な一部分として火山体内の地下水流動を把握する考えが広まった。

この論文から始まる 1970 年代には、富士山・九州以外に全国の火山で地下水流動や水収支の研究が行われるようになった時期でもある。その中でもとくに北海道の火山地域についての研究が目立つ。この中には、たとえば山口久之助らによる利尻岳(山口・小原, 1971,1972; 山口, 1974, 1975a,b)・後方羊蹄山(山口, 1972)の研究のように、湧泉湧出量からみた山体全体の水収支推定を行った興味深い研究も見られる。

一方九州阿蘇山西麓での地下水研究は初倉(1976)などによって継続された。その後、上記の地下水流動系の考えが導入され、まず水質をトレーサー的に用いて西麓地域全体の地下水流動系を明らかにする試みが行われた。たとえば永井ほか(1983, 1986)はこの地域の地下水を水質パターンで5つに区分し、さらに永井・石井(1983)はこれらのうち「白川系」地下水の流動機構をやはり水質の面から検討している。次に、観測井を用いて観測を行なう場合、水質は観測井のスクリーンを切っている深度の地下水についてしかデータが得られないのに対して水温はスクリーンの深度にかかわらず全層のデータが得られることから、水温をトレーサーとして流動系の検討が行われるようになった(権根ほか, 1987; 谷口ほか, 1989 など)。水温をトレーサーとして利用する研究は他にも佐倉(1993)にまとめられるなど、確立された手法となりつつある。このように火山という恵まれたフィールドを多数持つわが国では、地下水調査の技術も必然的に高まってきた。

#### e 同位体水文学の導入

火山体水文学に導入されてさらに多大な成果を挙げた技術としては、同位体分析とその解釈が特筆される。

火山の特徴として、山体内の標高差が大きいことが挙げられる。これは、山体の各部分にもたらされる降水の安定同位対比が大きく異なることを意味している。そしてまた、火山体を構成する岩石や砕屑物の透水性が著しい異方性をもつことから、火山体内には他の地質の山地に比較して流動速度の差が大きい地下水流動系が混在し、トリチウムによる地下水年代測定(木村, 1971)の意義が大きいと期待された。これらの理由のため、地下水および湧水の同位体組成を測定することにより、山体内部における地下水流動系を明らかにする研究(中井, 1986; 水谷, 1986; Kanaye *et al.*, 1987; 板寺, 1993; Mahara and Igarashi, 1993; Yasuhara *et al.*, 1993)は、火山では比較的行いやすいと注目された。

一方、火山およびその周辺の地下水の同位対比については、地球化学の分野からも注目されてきた(Davis *et al.*, 1970)。これは火山周辺に多く見られる温泉水を対象にして、同位体組成の点からその起源を検討できることが期待されたからである。このとき、温泉水は降水からもたらされる水(天水)と古海水・マグマ水などの「古い水」の二つのエンドメンバーの混合として捕らえられ、この混合比を推定する場合には両者の間で同位体組成に著しい違いがあることが有効に用いられている(Scholl *et al.*, 1996; 北岡ほか, 1996, 1997)。ここで、天水の同位体組成の測定や、山体内の地下水流動に伴う同位体組成の変化の解明は、温泉水のエンドメンバーの一つについての同位体組成の形成過程を明らかにすることに他ならず、この両者の研究には密接な関係がある。

わが国の火山を対象とする同位体水文学的研究は、上記の両方のタイプのものが多く行われている。前者に属するものは、後述するようにプロジェクトが組まれ集中観測された八ヶ岳(風早・安原, 1994)、標高差の極端に大きい富士山(中井, 1992, 1996a, b; 中井ほか, 1995)について行われ、特に八ヶ岳では複数の湧水群がそれぞれ性質の異なる

流動系で維持されている事実が実証的に明らかとなるという大きな成果を挙げている。同様の精度をもつ研究がまだ他地域でなされていないため、この結果は火山体水文学のスタンダードとなっている面もあるが、今後他地域でも研究を推進してその妥当性を確かめる必要がある。一方後者は、熱水活動が盛んであると思われる地域における地球化学的研究(北岡ほか, 1996,1997 など)が行われている。

#### f 集中観測による研究事例とその意義

1980年代後半に至ると、旧来の電気探査・地下水探査・湧泉調査などの手法による調査の蓄積に加えて同位体分析という新しい手法の採用が当然のものとなってきた。そのため、一つの火山体の水文現象をあらゆる手法を駆使して総合的に解明しようという動きが出てきた。その対象としてまず選ばれたのは八ヶ岳南部と、そしてこれは火山体全体というわけではないが阿蘇山西麓である。それに続いて磐梯山(Research group for the origin of debris avalanche eds., 1997)などでも研究成果が発表されている。

ここで導入されている考え方は、一つの火山体内の地下水流動系と水収支を明らかにすることを最終目的として、出来るだけ多くの切り口から地下水の実態の解明を試みる事が重要であるというものである。

さて、八ヶ岳が対象として選ばれた理由は、高山(1994)によればこの火山体が火山体水文学のフィールドとして理想的な条件を備えていることであった(地域概観の項で詳述)。八ヶ岳に関する水文調査は1990年代にいっせいに行われ、その結果学術誌「ハイドロロジー(日本水文科学会誌)」特集号にいっせいに発表され注目を集めた。この号には、水理地質構造の解明(滝沢, 1994)、湧水の分布と各方位斜面における水収支(丸井ほか, 1994)、湧水の水温分布と地下水水温形成機構モデル(鈴木, 1994)、トリチウムを用いた地下水年代推定と地下水流動系のモデル提示(垣内・丸井, 1994)、水素安定同位体比を用いた地下水涵養・流動過程の解明(風早・安原, 1994)、水質から推定さ

れる山体地下水の涵養源および涵養域標高（安原・風早，1994）のように，いろいろな切り口から八ヶ岳の水文環境の解明を試みた論文が発表された．またその後もより進んだ研究，たとえば各湧水帯に属する湧水についての水質の季節変動パターンおよびそれから推定される各湧水帯の涵養機構（檜山ほか，1996）が行われている．

一方阿蘇山西麓は，熊本市が上水道水源の 100%を地下水に頼っていることから集中的な地下水調査が行われ，膨大なデータの蓄積があるという素地があった．こちらは八ヶ岳のように学術誌に特集号が出たわけではないが，1985～1987 年度の文部省科学研究費特定研究の 1 テーマ「比較火山学の研究」において，阿蘇山周辺の河川が「地下水流が卓越する河川における流出特性」の代表的研究区域として設定されたこともあって，比較的短い期間に多数の論考が集中的に公表されている．たとえば，水系網の特徴とその地域性（島野，1988），地下水水温分布（島野ほか，1989），水温・水質をもちいた地下水流動系の解明（榎根ほか，1987；谷口ほか，1989）・湧泉の分布とその性状・湧水温（山本ほか，1987；島野，1987，1994；Shimano, 1988），地形的流域界を越える水を勘案した河川流域・地下水流域の水収支とその長期変動（下津ほか，1979；下津，1986，1987b，1988；下津・岩永，1993），三次元定常流動モデルを使った火砕流台地中の地下水流動シミュレーション（斐相根ほか，1991），火口丘斜面における降雨浸透過程（下津，1987a），リモートセンシングによる河川情報の取得（榎根，1987）などが対象となっている．

このように一つの火山体を集中的に研究することにより得られた成果は多い．たとえば八ヶ岳においては湧泉がいくつかの標高帯に集中する傾向があり，標高をもとに湧泉群を分類できる，そして湧泉群の標高ごとに地下水年代や涵養標高が異なることが明らかとなった．またそのパターンから，山体内におもに二つの地下水流動系があることが見出された．これは，火山体内地下水の存在状態および流動形態についての，先に山本（1970）が提示した山体の標高区分（涵養域・流動域・湧出域）より一歩進んだモデルで

あり，しかもより実証的なデータに基づくものとして注目される．

ここに挙げた以外の火山でも湧泉や地下水流動系についての研究はよく行われている．たとえばカスケード火山弧 (Ingebritsen *et al.*, 1992)・バリ島(佐倉, 1990; 森ほか, 1990; Kayane, 1992; Sakura and Itadera, 1993)・岩手山(都筑・板寺, 1990; 山本, 1992)・箱根火山(平野・大木, 1971; 大山, 1987a,b)・浅間山(山本, 1993; 鈴木・田瀬, 1998)・霧島山(塚田, 1987)などを対象としたものが挙げられる．しかしこれらの多くでは八ヶ岳において行われたような包括的研究は行われていない．

### 3. 火山体水文学の課題

#### a 比較火山体水文学の視点

すでに述べたように，火山体ごとに水文特性が異なる理由を解明することが河川流出特性の理解の上で重要である．このためには八ヶ岳で行われたような集中研究を多くの火山体を対象に継続して各火山の地下水流動系を実証的に明らかにし，それぞれの結果を比較検討する手法が有効であろう．

しかし，現在まで行われた火山体水文学の研究の視点は，特定の火山について水文環境の詳述は行われているものの，それらの成果の比較は十分に行われているとは言えない．むしろ各火山のもつ水文特性はその火山の特殊性と対応付けられて考察されている．

各火山のもつ個別性，たとえば地形・基盤地形・気象条件・火山噴出物の堆積構造などの異なりがそれぞれの火山の水文特性を規定していることは言うまでもない．しかしながら，火山はその活動史が数少ないパターンにまとめられ(守屋, 1983)，特に成層火山ではその侵蝕解体過程がどれも似通ったものになる(鈴木, 1969; Mizutani, 1974)という普遍性もまた持ち合わせている．したがって，水文特性を規定する要因の火山ごとの差異は，単に当該火山の個別性のみ起因するのではなく，火山一般に通用する地形変化・地質構造変化シーケンスの中に位置付けられる可能性がある．



最近になって、比較を意識して一つ一つの火山を観測した研究がわずかながら出始めている。その数少ない例として Ohta and Kubota (1997)を挙げることが出来る。Ohta and Kubota は磐梯山・岩手山西部・メラピ火山(インドネシア)において水文観測を行い、降水量のうち速やかに河道より流出しないで火山体に浸透する割合が火山ごとに大きく異なること、特に火山体の開析が進めば浸透率が小さくなるという関係があることを明らかにしている。これは比較火山体水文学に着目して火山体の集中水文観測を行った例として注目される。

しかしながら Ohta and Kubota(1997)が多大の労力を費やしながらか3火山についてしかデータを得ていないことから分かるように、このような手法に要する労力および時間は膨大なものとなるのが普通である。それを考えると、現段階では、それ以外のもっと簡便な方法があればそれを利用して第一次近似的な結論をなるべく速やかに出すほうがより有用であると考える。

## **b 湧泉の検討の意義**

そのような簡便法としては、河川における濁水比流量のように理解しやすい値で表示され、かつ現段階において複数の火山についてデータの入手が可能であるか、あるいは容易に観測できるという指標を用いることが適切である。

ここで筆者は、火山体の全体あるいは水文区として設定されうる区域からの湧泉湧出量の検討が有用であると考え、この理由を以下に述べる。

第四紀火山流域における低水流出特性の著しい特徴は濁水比流量の大きさ・逓減定数の小ささなど、一般的に保水力と称されている特性が極めて大きいことである。火山体の「保水力」が大きいことは、一般には火山体を構成する物質である火山噴出物(熔岩・碎屑物)や山麓扇状地堆積物の一部が非常に透水性がよいため降水がよく山体に浸透しうるということが原因と一般には言われてきた。

ただし、前述のように、この「保水力」には火山ごとに差がある。したがって、この「保水力」の差は火山体に対する水の浸透量あるいは降水量に対する浸透率の多寡に密接に関係していると考えるのが自然である。

この浸透量は、直接推定することは難しく、実験流域を設定して水収支観測を行うことにより間接的に推定するのが普通である。たとえば下津(1987a)は阿蘇山中央火口における水文観測を特に浸透過程に注目して行っている。上記の Ohta and Kubota(1997)も、磐梯山において水収支的に浸透量を推定し、その火山ごとの差を検討している。しかしこのような集中観測が多大な労力と時間を要することはいうまでもない。

さらに、実験流域を設けて観測した結果がその山体全体を代表するものであるかどうかも検討を要する。極端な例ではあるが、木曾御岳南東山腹において 1984 年に巨大崩壊が発生し、谷の一つを 3700 万  $m^3$  の土砂が最大厚さ 40m で埋め尽くし、その後急速な地形変化が見られた(Ohmori, 1992; 斎藤ほか, 1996)。このときこの谷の流出特性は洪水流出・低水流出のいずれにおいても崩壊前と後で明瞭な変化を示し、特に崩壊後の流出特性は隣接する谷(崩壊の影響が小さい)のものに比べて大きく異なっていた(安形, 1991, 1993; Agata, 1994; 安形ほか, 1996)。浸透量を推定する目的で選んだ実験流域がこのように周囲に比べて特異な状況にないという保証はなかなか得られない。火山体全体の流出特性を明らかにするという目的のためには、理想を言えば火山から流出するすべての流域を実験流域にする必要があるが、これは現実的ではない。

こういった難点は湧泉に着目することで解消ないし軽減される。山体に浸透した水はやがて深地下に浸透するか、山腹あるいは山麓のいずれかの個所で湧泉となって地表に湧出する。ここで、深地下に浸透する分は「保水力」には何ら寄与しないと考えられるが、湧泉湧出水はそれ自身河川の基底流出となるため、「保水力」には大きな影響を与える。ここで、深地下への浸透量を無視できるものと仮定すれば、湧泉湧出量は山体への浸透量と密接な関係を持つ。したがって当該山体における湧泉湧出量の合計を明らか

にすることは、山体浸透量を間接的に測定したことに他ならない。

湧泉湧出量は、河川流量に比べて時間的変動が極めて小さい。また、八ヶ岳の例で明らかになったことであるが、湧泉群のうち最も湧出量が大きなもの（標高 1000m 帯湧泉群）は湧出量・水質ともに季節変動をほとんど示さない(檜山ほか, 1996)。このことは、少ない回数の湧出量測定でも、十分湧出量データに時間的代表性をもたせることが可能であることを示している。

それでは火山体全体にわたる湧泉の分布調査・湧出量観測はどの程度行われ、データはどの程度入手可能なのであろうか。

前述したように、わが国における戦後の農地開拓に伴う水資源探査に携わり、多数の湧泉を調査した研究者の一人に山本荘毅がいる。山本は、自ら得た膨大なデータと、その後行われた多数の湧泉調査結果をまとめて公刊した(Yamamoto, 1995)。これは国内 30 の火山地域についてそれまでに知られている地下水調査の概要とともに湧泉の位置・水質・湧出量のデータベースをまとめたものである。ここに取り上げられた 30 の火山地域のうち、いくつかは山体を完全に巻き取るように湧泉の位置が記載されており、山体全体からの湧泉湧出量が求められる。

これらのデータを用いることにより、詳細な水文観測によらずとも、火山体への水浸透量が間接的に推定でき、これにより当該火山体における「保水力」の大小を評価できる。したがって火山体の「保水力」とそれを規定する条件の関係を複数の火山を対象に行なうことがすでに現段階で可能になるのである。

### c 研究対象として適切な火山のタイプ

火山国であるわが国には多数の火山が存在し、その大きさ・噴出物体積・活動強度および頻度・開析度などの地形地質要素はきわめて多種多様である。Yamamoto(1995)他が湧泉調査を行っている火山にもさまざまなタイプのものが含まれている。ここで、比較

火山体水文学を執り行う上では、まずは性質の似通った火山のグループ内で比較検討を行なうのが適切であると考えられる。

それではどのような性質が似通ったグループを選べばよいのであろうか。

地下水の賦存状況は、地形面の形状に大きな影響を受ける。そこで火山を形態の上から分類することを考えると、守屋(1983)が行なった地形発達様式による分類がそのまま形態による分類ともなっている。すなわち、守屋は日本の火山の地形発達が3つのパターンに集約できることを見出し、それぞれをA型=成層火山タイプ、B型=巨大カルデラ火山タイプ、C型=単成火山タイプと名づけた。ただしそれぞれのタイプはさらに細分され、たとえばA型は赤城山・箱根のように中規模なカルデラの形成が行われたか否かでA1型(カルデラ形成前・例=富士山)とA2型(カルデラ形成後)に分類されている。

守屋(1983)の模式断面図にあるように、A1型・A2型、B型群、C型群の各グループはそれぞれ著しくスケールおよび断面形状が異なり、それぞれの水文特性を同列に論じることは現時点では適切ではないであろう。したがって、比較の対象としては、それぞれのグループ内から選んだ複数の火山を選ぶのがよいと考えられる。

ただし、上に挙げた各グループの中にも、同じグループに属する火山の間でも形態の差異が大きいものがある。たとえばC型火山はただ一回の噴火で形成された火山であり、スケールはどれも似通ったものであるものの、噴出物の物性により著しくその断面形は異なる。またB型火山は屈斜路・阿蘇・十和田のような巨大カルデラを持つ火山であるが、カルデラとその外部斜面の大きさの割合がまちまちである。さらにB型火山内での差異を大きくしているのがカルデラ湖の有無である。十和田湖から流出する奥入瀬溪流のように、湖の存在はその下流河川の流出を平準化させ、流出特性に大きな影響を与える。このことはA2型火山についても然りである。

一方、A1型火山についてはここに挙げたような問題はほとんどない。もちろんA1型

火山にもいろいろなスケールを持つものが含まれるが、形状についてみればどの火山も極端にパターンから外れるものではなく、また成層火山の名のとおり地質構造も熔岩と火砕物の互層という点で似通っている。ただし、スケールのほかに主な火山活動を止めてからの時間、つまり侵蝕の継続時間の差異は大きいので、開析度には火山ごとに著しい差がある。しかしこれは比較火山体水文学の目的のためにはマイナスではなく、むしろスケール・起伏といった基本的地形量のほかに開析度という要因も保水力の大小との関係を検討できることを示している。さらに、開析度は相対的な侵蝕継続時間の指標であり(鈴木, 1969)、侵蝕ステージを表すとみてよいので、A1型火山における地形発達と湧泉湧出量の変遷を検討することもできる。このとき、湧泉の湧出形態・湧出点の地形的位置・の変遷も解明することにより、地形変化が進むごとに湧泉の湧出機構がどのように変化するか考察することもできる。

したがって、本研究の目的のためには A1 型火山を複数選んでそれぞれの水文特性を明らかにし、これらの間の比較検討を行うのが適切であると判断される。

#### 4. 本研究の目的

以上のことから、本研究の目的を次のように定める。

##### a 火山体の保水力を表す指標の検討

まず山体の単位面積あたりの湧泉湧出量(これを湧泉湧出高と定義する)の性質を検討し、その結果から、湧泉湧出高の水入力量に対する比(こちらは湧泉湧出率と定義する)が火山体の保水力を端的に表現する指標として適切であること、つまりこの値が河川流域における渇水比流量のように気象条件に左右されず火山体の水文特性をよく反映するものであることを導く。

##### b 成層火山における湧泉湧出率の差異とその規定要因の解明

a.で導入した指標値を、Yamamoto(1995)をはじめとする既存各種データを用いてすで

に算定できる複数の火山，とりわけ成層火山（守屋(1983)の A1 型火山）を対象にして計算する．そしてその値の大小を規定する地形要因を明らかにする．つまり火山のマクロ的な「保水力」を既定する要因を地形量の面から解明する．

#### c 地形発達に伴う湧泉湧出機構の変化

A1 型火山の地形発達はすなわち開析の進行・侵蝕ステージの進行と捉えることができる．この A1 型火山のうちから開析度が異なる火山を対象にするのであるから，選ばれた火山はさまざまな地形発達ステージをもつはずである．そこで，各地形発達ステージに属する火山について，それらがいかなる保水力の指標値を持つか検討する．

次に各種の侵蝕ステージにある火山について，地下水流動系がどのようなパターンを示すか解明することは非常に興味深い問題であるが，現段階ではそれを検討するに足る直接的実証データはそろっていない．しかしながら，湧泉を「地下水の露頭」として見たとき，湧泉の湧出形態や地形学的位置を火山ごとに検討すれば，何らかの仮説は得られる可能性がある．

このような観点から，大きな目で見たとときに地形条件が定まったパターンで変化してゆく成層火山を対象にして，そのような地形変化に応じて水文特性がどのように変化してゆくのか解明を試みる．これにより，従来火山ごとの特殊性・個別性が強く指摘されてきた火山体水文学の成果を，統一的に理解する．

## 第2章 対象とした火山についての概説

### 1. 対象とする火山の選定

Yamamoto(1995)をはじめとする文献中にデータが公表された火山のうち、守屋(1983)の A1 型に属しかつ火山体を完全に取り巻くように湧泉データ(位置・標高および湧出量)が公開されているものは、以下の 5 火山である(図 3)。よって、本研究はこの 5 火山を対象とする。以下に各火山における地形・地質・水文環境についての既存知見を概説する。

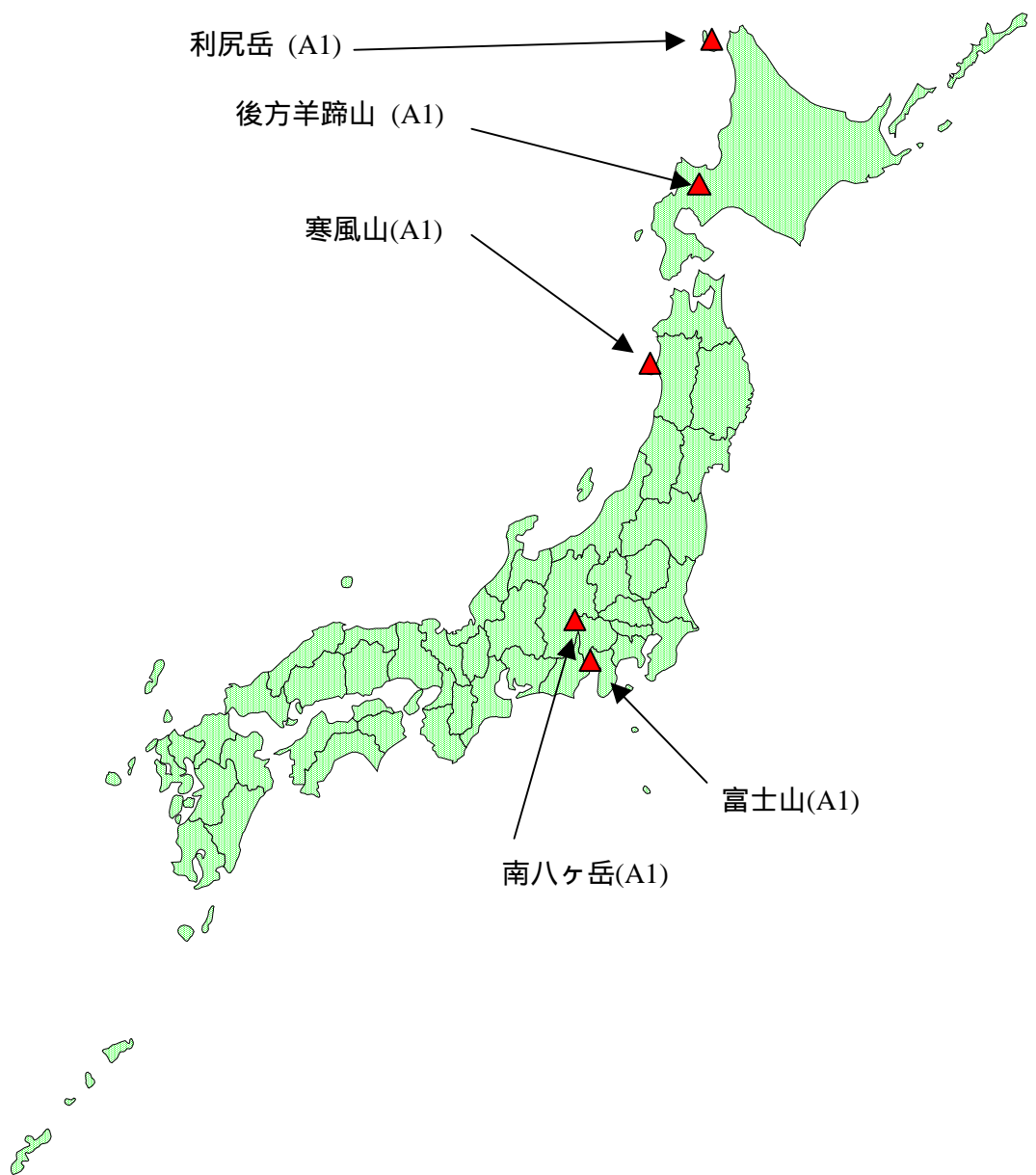


図 3 対象とした火山

Fig.3 Map of volcanoes studied



## 2. 利尻岳

### a 概要

利尻岳(1721m)は北海道北部，サロベツ原野の沖合にある利尻島をなす火山で，利尻富士という別名からも分かるように典型的な裾広がりの形状をなしている．利尻島の形状は NNW-SSE 方向に伸びる円に近い楕円形で，長径 18km，短径 15km 程度の大きさである．利尻島はほぼ島全体が利尻岳の山体となっていて，熔岩流あるいは火山山麓扇状地がそのまま海に接している部分が多い．

### b 発達史と地質

利尻岳の発達史および地質構造は，小林(1987)・石塚(1999)，岩石学的研究は小林ほか(1987)に詳しい．この両者の見解はいささか異なっているが，利尻岳が新第三紀の堆積岩を基盤として噴出した火山であるという点は共通している．この基盤岩は島北部の<sup>おし</sup>鴛泊<sup>どまり</sup>付近にわずかに露出するのみで，ほとんど地表には露出していない．

火山活動は，小林(1987)では新規と古期の 2 期に区分され，両者の境はおおよそ 20ka である．一方石塚(1999)では前期・中期・後期の 3 期に区分されるが，これは小林(1987)で基盤とみなした熔岩ドームもまた現火山の活動によるものとみなしているためである．これは K-Ar 法による測定結果であり信頼性が高いため，以下は石塚(1999)の見解に従って概説する．

利尻島は一見火山だけで出来ている島に見えるが，実際には標高約 200 ~ -60m の「古利尻島」とでも呼ぶべき基盤岩(港町層・鴛泊層)の上に火山体が載った構造となっている．この火山体をなす地質は，島の中央部に残存する火山噴出物と周辺の扇状地堆積物である．

成層火山体の主体となっている火山噴出物は，前期・中期の活動によるもので，標高

400m より上に露出し、現在は著しい侵蝕を受けている。これは熔岩と火山砕屑物の互層となっている。一方新規活動によりもたらされた数枚の熔岩流が主に島の南東部・西部に分布し、海岸にまで達している。島西部に今も広い範囲に見られる熔岩流は<sup>くつがた</sup>脊形熔岩と呼ばれている。さらに 15ka ころにはワンコの沢軽石、続いて豊徳火山灰といった指標テフラを噴出し、東側対岸のサロベツ原野付近に降下させている。また、東南麓には数個のマールがみられ、この付近から噴出した熔岩流も多く見られる。

### c 地形

利尻岳の地形は、標高 400m を境に一変する。これより上は激しく侵蝕された火山噴出物が鋭い尾根を頂上から放射状に走らせている。頂上付近は極めて崩壊が激しく、鬼脇登山道のように一般人の立ち入りが禁止されている部分もある。これに対し、標高 400m より下部はひろく火山山麓扇状地が広がっており、これを開析する河川は著しい量の土砂を流出させている。火山山麓扇状地は島の約 70%の面積を占めている。

### d 既往の水文調査

利尻島には大きな河川がなく、主な水資源は地下水および山麓湧泉であった。このため 1960 年代後半から現在にいたるまで水資源開発のための地下水調査が広く行われている(小原, 1993)。

利尻島の地下水調査の最も初期のものの一つが森谷(1965b)である。森谷は、島の西半分と東半分とを比較すると、主に東半分のほうに河川が見られることを見出した。また、湧泉の数も東半分のほうが遥かに多いことに言及している。これは山口・小原(1971,1972)でも同様の記述があり、彼らはこれを難透水性である基盤岩の高度が東側で高く西側で低いからであろうとしている。

山口(1975a,b)は島全体の湧泉について位置・湧出量の調査を行った。また、3 年間にわたる地下水水収支を島全体について算定した。その結果、推定される浸透量のうち 24%ほどしか陸上の湧泉から湧出していないと結論付けている。ただし、ここでは河川

流量についての言及がないので、値の妥当性は判断できない。また、それまでの地下水調査の結果から、地下水の賦存状態を「基盤面流出型」、「塩水面浮遊型」および「海底流出型」の3タイプに区分した。

また、利尻島の水文環境を述べる上で忘れてはならないのは豊富な海底湧泉(丸井, 1997)の存在である。これは古くは森谷(1965b)にすでに記載されており、その後の地下水調査報告でも必ずといっていいほど言及されている。特に山口(1974)では島南部の仙法志地区の上水道水源を十分まかなえる量の地下水資源を見出しているが、これは海岸付近においても強く被圧されていることから、沖合の海底にある顕著な湧泉につながるものと推定している。

これらの海底湧泉は、以前から存在が知られ注目されていたがその実態については近年になって調査が始まったばかりである。たとえば林ほか(1999)は海底湧水を直接採取し、その水質を陸域の地下水水質と比較することにより、海底湧水は大まかに言えば陸域の地下水と似通った水質を持ち、有用な水資源となることを明らかにしている。

この海底湧水の湧出量については測定が困難なこともあって陸上の湧泉ほどには信頼できる値が得られていない。Yamamoto(1995)では4箇所の海底湧水について概算の湧出量を記載しており、その合計は802l/sである。一方Yamamoto(1995)では陸域の湧泉湧出量の合計は1113l/s(1972年5月)とされているので、仮に海底湧水の湧出量の値が正しかつたとすると、山体全体からの湧出量は陸上湧泉のみからの湧出量の約1.7倍になる。

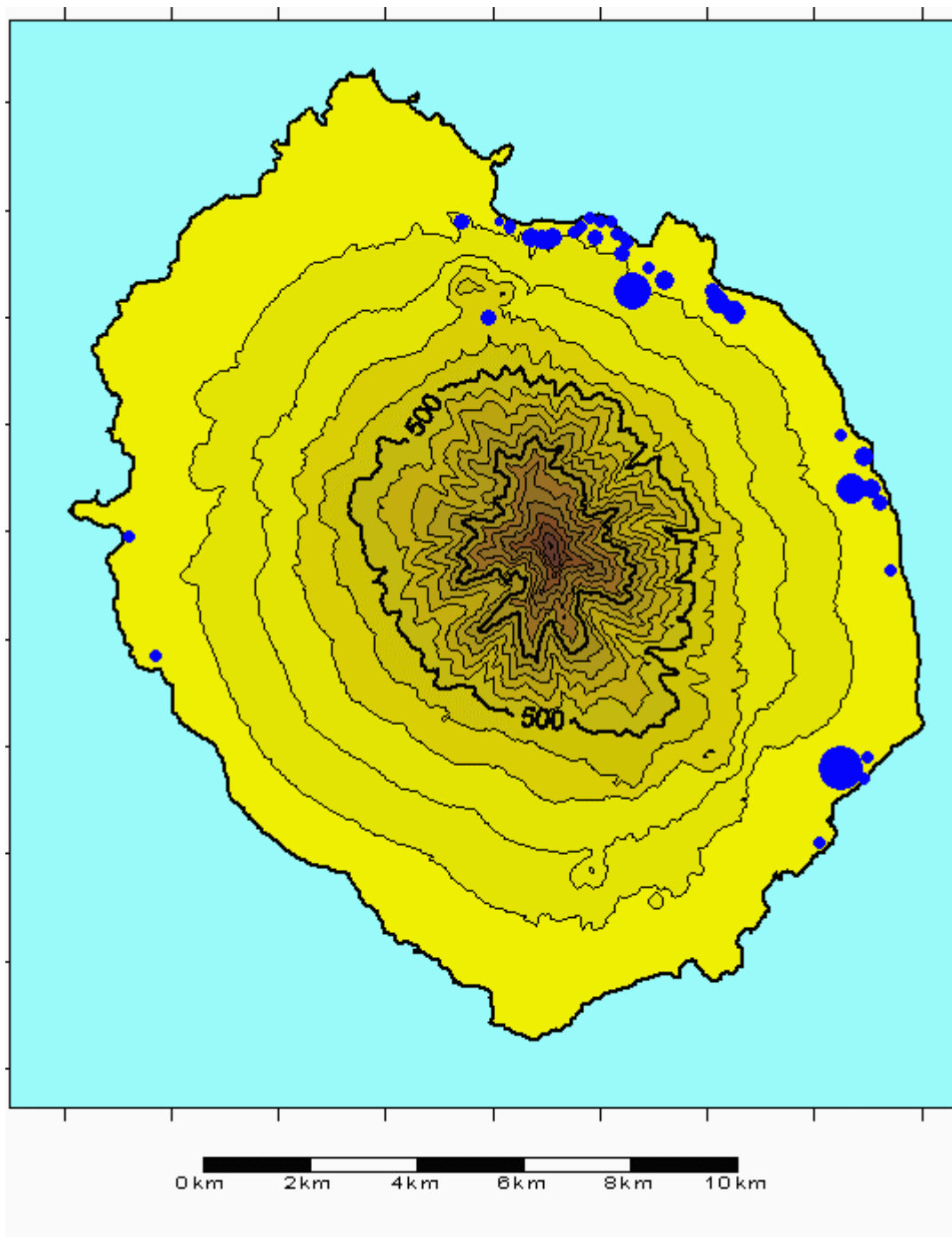


図 4a 利尻岳の地形と湧泉位置(Yamamoto, 1995) .

湧泉を表す円の面積は湧出量に比例し，最大値は 344l/s . 等高線間隔は 100m .

Fig.4a Topography and distribution of springs of volcano Rishiri (Yamamoto, 1995). Each circle indicates the location of spring. The area of each circle is proportional to discharge amount from corresponding spring. The maximum of this value is 344 liter/sec. Contour interval is 100m.

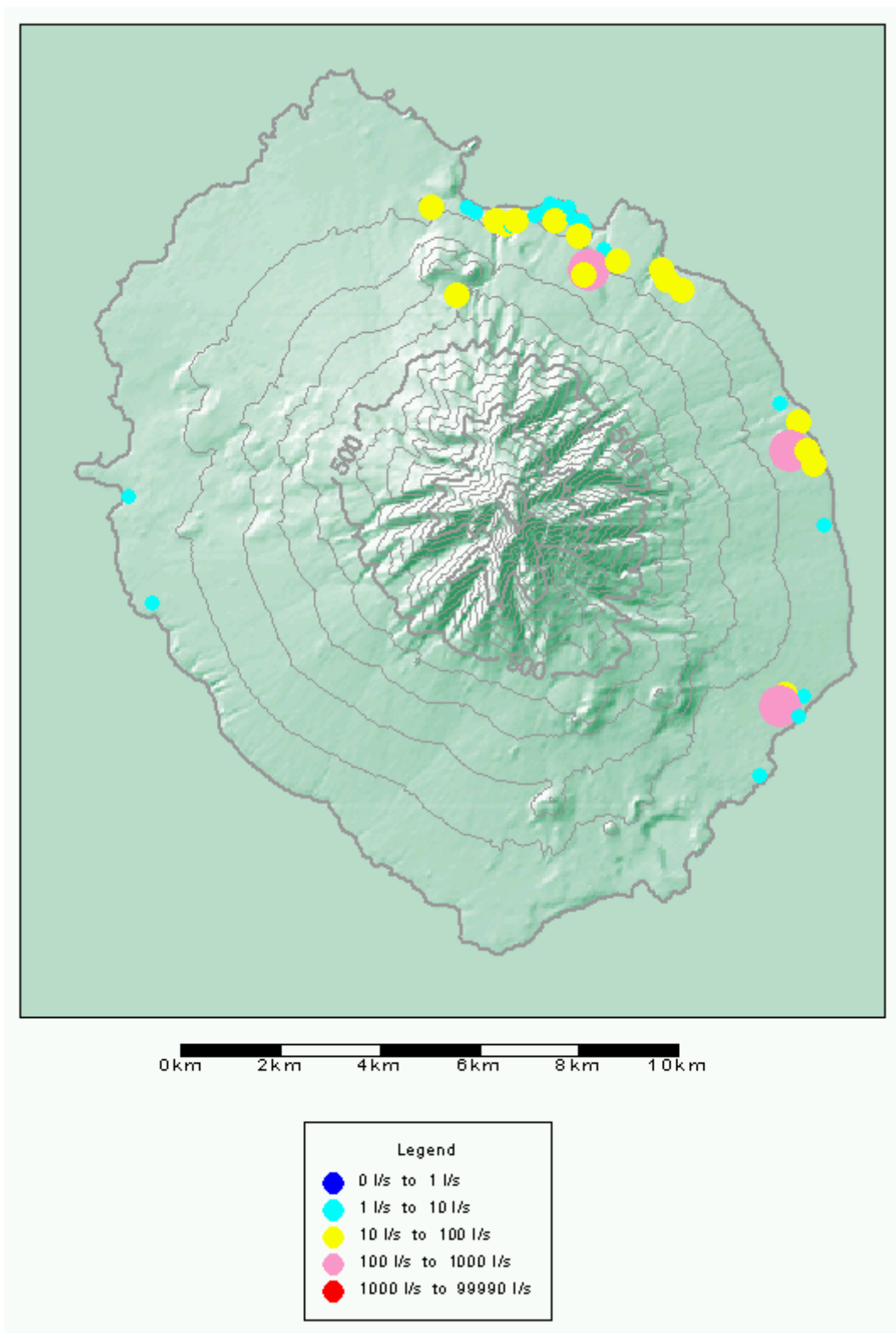


図 4b 利尻岳の地形（陰影図）と湧泉位置(Yamamoto, 1995) . 等高線間隔は 100m .

Fig.4b Shaded relief map and distribution of springs of Volcano Rishiri ( after Yamamoto, 1995). Contour interval is 100m.

### 3. 後方羊蹄山

#### a 概要

後方羊蹄山（羊蹄山）は北海道南部にそびえる円錐火山で、その秀麗な形状から蝦夷富士の別名がある。火山体の底面積は約 100km<sup>2</sup>、頂上の標高は 1898m で、山麓緩斜面はほとんどの方角において他の山地に接していないため、ほぼ独立した山体であるといえる。

#### b 発達史と地質

この区域の地質は斎藤(1956)、土居・長谷川(1956)によってまとめられているので以下に概観する。

後方羊蹄山は主に洪積統を基盤として噴出している。この基盤は尻別岳やその周辺のおよびニセコ町東部に分布する安山岩質熔岩を最下層とし、それに 100m 以上の厚さの堆積物が載っている。このうち重要な層は留寿都層（軽石・石英砂・安山岩礫・厚さ 100m 以上）とそれより上位の真狩別層（厚さ数mで不定。上部は風成ローム、下部は軽石・火山灰の互層）であり、山口(1972)の表現を借りると、「留寿都層は羊蹄山が敷いている座布団のような存在であり、真狩別層はその座布団の防水カバーのような存在である。それで、羊蹄山が水を漏らせば、水はカバーの低みへ流れ、かつ溜まる」という性質がある。

後方羊蹄火山体はこの基盤を突き破って噴出した安山岩火山であり、熔岩と碎屑物を繰り返し噴出したので典型的な円錐型火山となっている。この熔岩および碎屑物は輝石安山岩質で、熔岩流の枚数は数百と言われている。

#### c 地形

後方羊蹄山には常時水流をもつ谷がない。ただし開析谷がどの方位にも発達しているが、利尻岳や八ヶ岳のように山容を変えてしまうほど顕著なものではなく、ごく浅いものばかりである。ところで、この谷の発達程度には斜面ごとにわずかながら差があり、

主に北部斜面で谷の発達がよい。成層火山の開析過程を解析した Mizutani(1974)はこれに着目し、成層火山の解体を表す式がどの斜面についても成り立ち、かつパラメタの値が斜面ごとに著しく異なることを見出している。

#### d 既往の水文調査

後方羊蹄山および南東に隣接する尻別岳の山麓は、開拓農地として利用されていたが、厚い火山噴出物に覆われるため無水地帯としても有名であった。そこで、開拓地の拡大のために尻別岳周辺の地下水調査が行われたことがあった(森谷, 1965a)が、後方羊蹄山の山体そのものの地下水も水資源として注目されるようになり、北海道立地下資源調査所による調査が行われた(北海道立地下資源調査所, 1971)。

さて、山麓には観光地としても有名な北東麓の「ふきだし」や南麓の泉水源などの巨大湧泉があり、上水道水源として利用されている。山口(1972)は主な山麓湧泉の位置・湧出量を調査し、巨大湧泉は北東麓～東麓と南麓にあること、大湧泉がある地域では小さな湧泉が見られず、逆に西麓のように小湧泉が数多く見られる区域では大湧泉が見られない傾向を明らかにしている。

さて、後方羊蹄山は前述のように他の山地とほとんど接していないため山体の範囲を確定しやすく、また常時水流のある谷も見当たらないため、降水量と湧泉湧出量との関係から水収支項を推定する研究には適している。山口(1972)はこの点に注目し、独自の降水量・蒸発散量の推定により、山麓湧泉湧出量がほぼ降水量および蒸発散量から計算される量に等しいことを明らかにしている。この研究は独自の面積降水量・面積蒸発散量推定法の妥当性を吟味する必要はあるが、火山山体全体の水収支を推測するという意味で先駆的な試みであった。

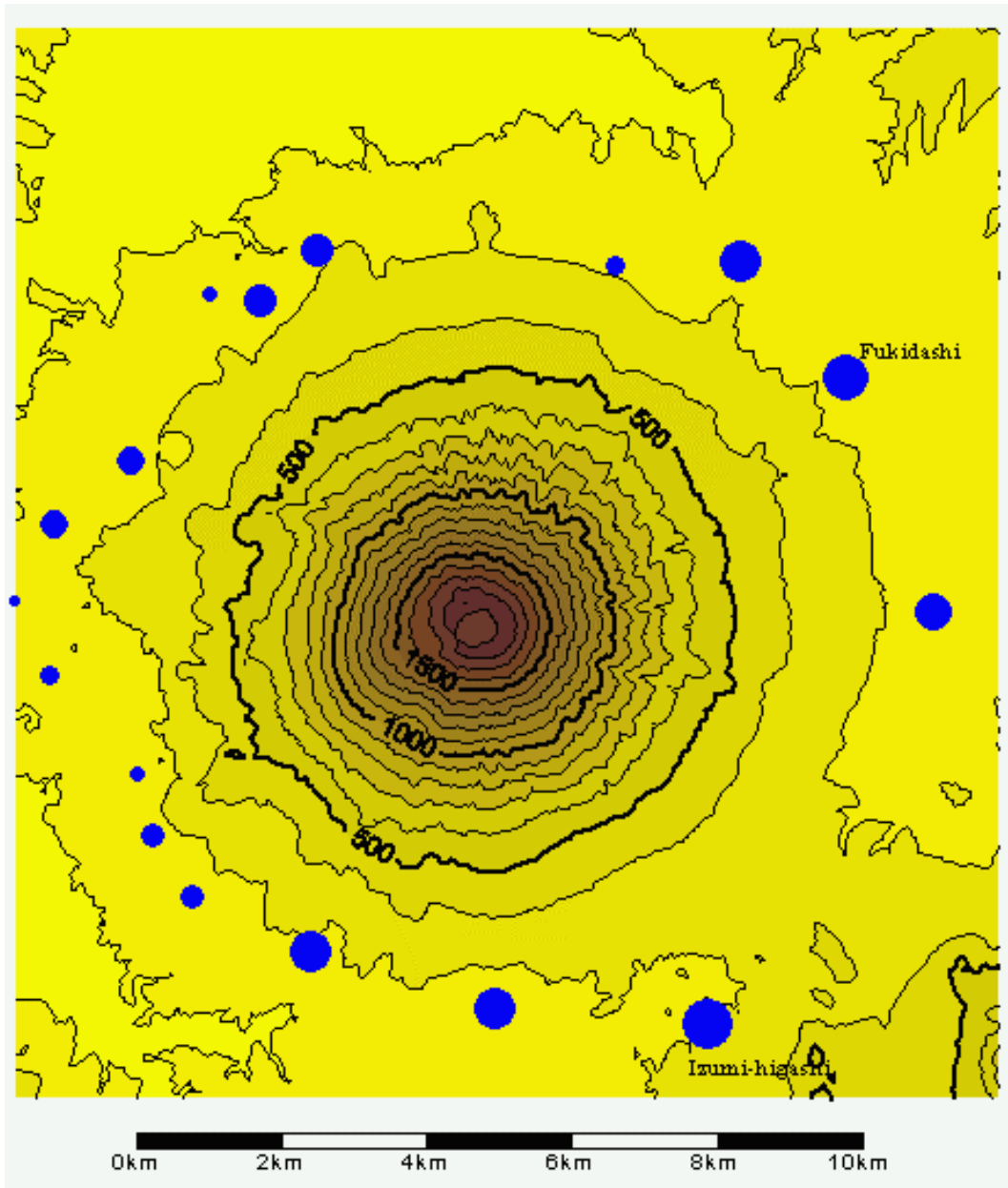


図 5a 後方羊蹄山の地形と湧泉位置(Yamamoto, 1995) .

湧泉を表す円の面積は湧出量に比例し，最大値は 659l/s . 等高線間隔は 100m .

Fig. 5a Topography and distribution of springs of volcano Shiribeshi (after Yamamoto, 1995).

Each circle indicates the location of spring. The area of each circle is proportional to discharge amount from corresponding spring. The maximum of this value is 659 liter/sec.

Contour interval is 100m.



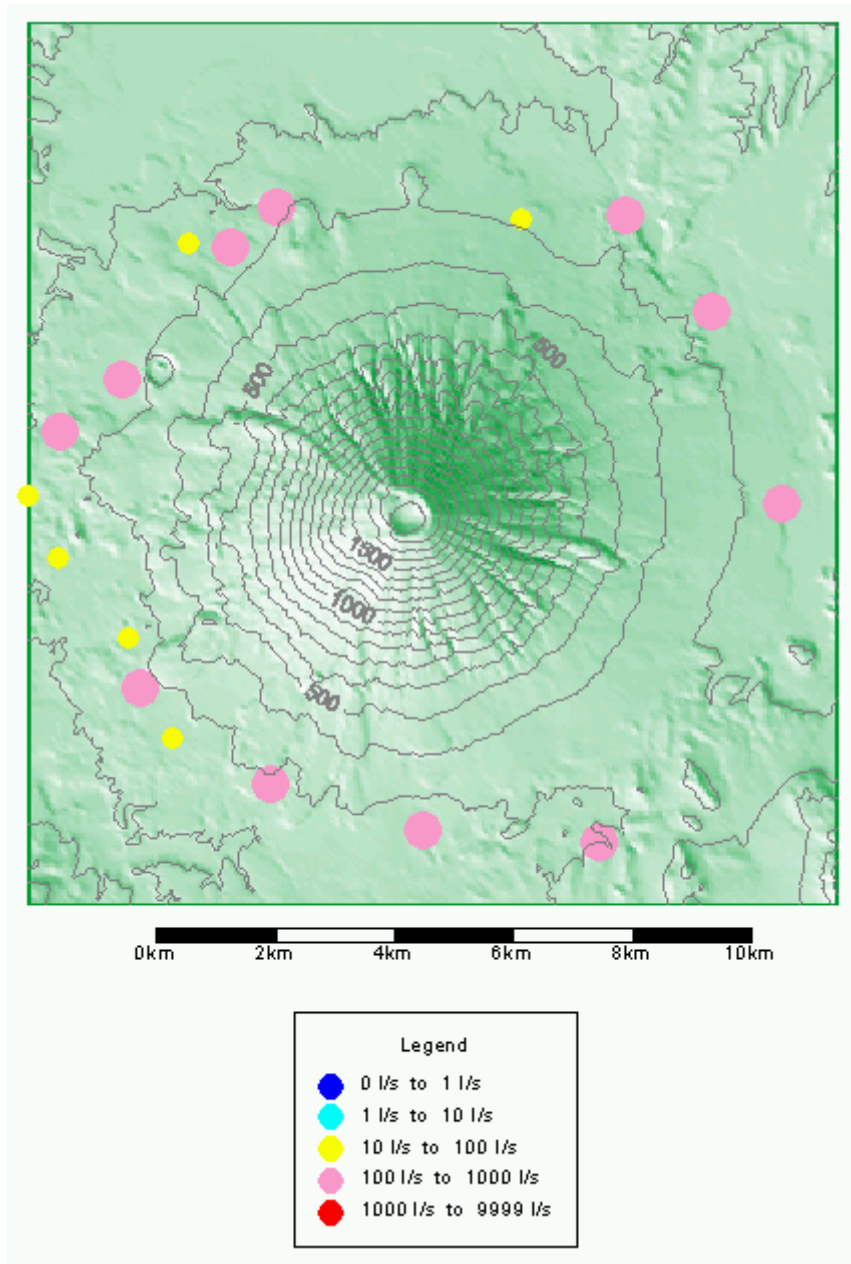


図 5b 後方羊蹄山の地形(陰影図)と湧泉の位置(Yamamoto, 1995) . 等高線間隔は 100m .

Fig. 5b Shaded relief map distribution of springs of volcano Shiribeshi (after Yamamoto, 1995). Contour interval is 100m.

## 4. 寒風山

### a 概要

寒風山<sup>かんぷう</sup>は、秋田県男鹿半島の付根付近にある小さな火山で、底面積は約 9km<sup>2</sup>、山頂標高は 354.8m にすぎない。しかし山腹には大規模な湧泉が存在することで知られている。今回取り上げた火山の中では、円錐形とはやや異なる形状であるという意味で特異である。

### b 発達史と地質

寒風山は、西半分は砂岩泥岩互層の北浦層、東半分は未固結の砂シルト層である潟西層を基盤とする(丸山ほか, 1988)。寒風山自体は約 2 万年前におきた 7 回の噴火により形成され、山体を構成する物質はすべて安山岩質である。これらのうち安山岩質熔岩は「寒風石」として採石されている(平川, 1997)。

後述の平川(1998)によれば、寒風山全体にわたる地質構造はまだ明らかにされていない。

### c 地形

寒風山は守屋(1983)の分類では A1 型火山に属するが、形状から言うと A1 型火山の常とは異なり円錐形はしておらず、火山噴出物からなる平坦な面の上に山頂を構成する火山体が載っている形となっている。他の山地・丘陵と隣接しているため、火山体の境界を地形から描くのは一般的な円錐火山よりも困難である。ただし東麓および南東麓は熔岩流の末端が明瞭に識別できる(図 6b 参照)。

北西麓は他の方位とは異なり、開析谷がよく発達しているが、その他は火山噴出物からなる面の末端(地形図では標高 50m の等高線で表される)を短く削る開析谷が見られる。北西麓を除いて、河川の発達はほとんど見られない。

### d 既往の水文調査

寒風山は小さな火山であるが、山麓湧泉は豊富である。寒風山の湧泉については、古

くは山本(1963)が記載しているが、その後あまり研究されてこなかった。近年になって平川(1995, 1996, 1997, 1998)が集中的に研究を行い、30 数箇所の湧泉について、位置・標高・湧出量・水質およびそれらの季節変動、湧水の利用、湧水信仰についての調査結果を発表している。これら 30 数箇所の湧泉は、北西以外のどの山麓にも満遍なく分布する。

寒風山山麓の湧泉のうち最も大規模でかつ著名なものが北東山麓にある滝ノ頭湧水である。平川(1996)は滝ノ頭湧泉の利用方法について紹介している。また、滝ノ頭以外にも信仰の水として崇められている「岩清水」が東麓にあり、平川(1998)はその湧出特性と信仰の状況を紹介し、湧泉信仰が今なお続いている理由を考察するというユニークな研究を行っている。

寒風山山麓の湧泉は近年湧出量が減っているといわれている(平川, 1997)が、その原因はいまのところ不明である。

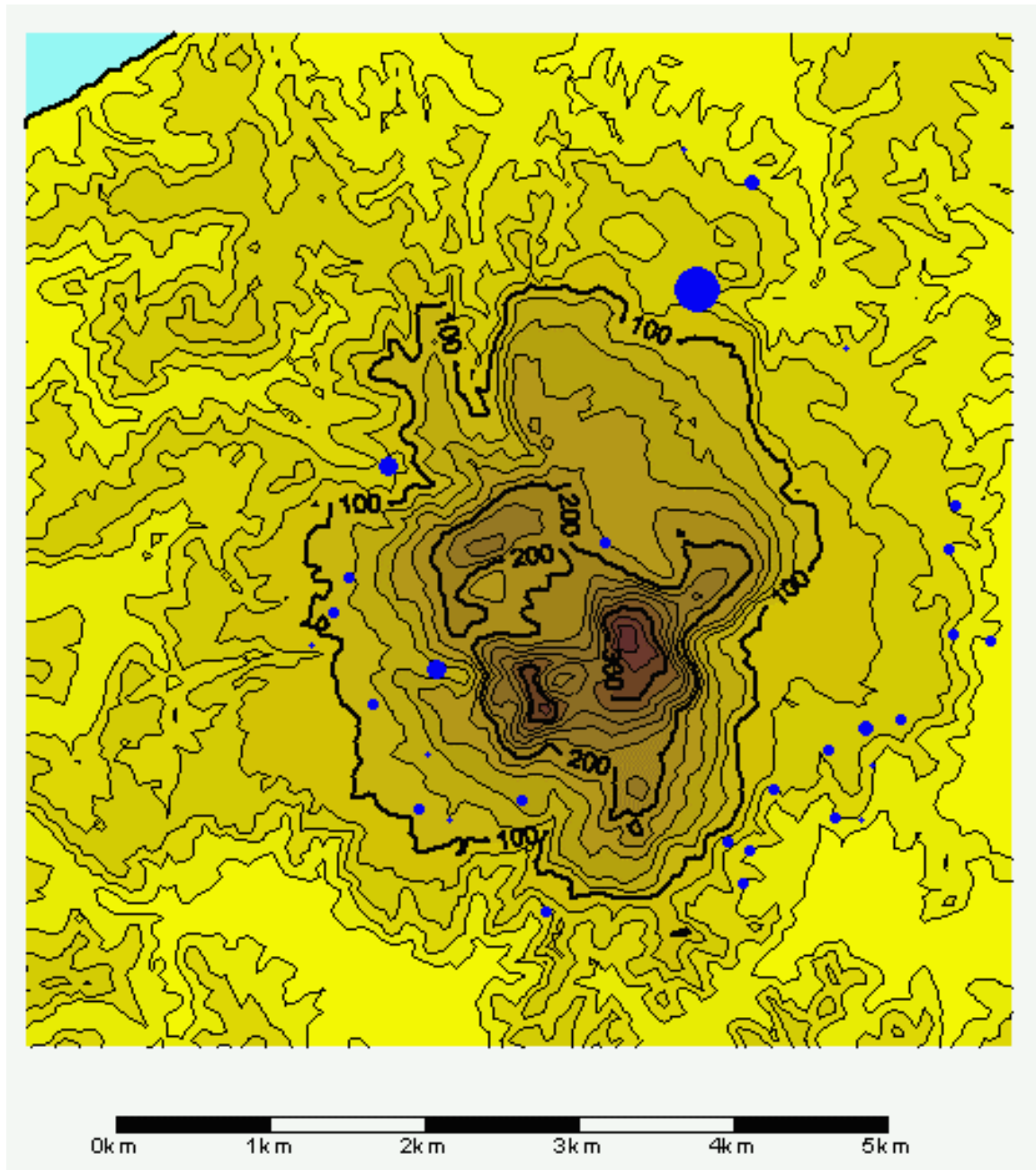


図 6a 寒風山の地形と湧泉位置(平川, 1998). 湧泉を表す円の面積は湧出量に比例し, 最大値は 316l/s .  
等高線間隔は 20m .

Fig. 6a Topography and distribution of springs of volcano Kampu (after Hirakawa, 1998).  
Each circle indicates the location of spring. The area of each circle is proportional to discharge amount from corresponding spring. The maximum of this value is 316 liter/sec.  
Contour interval is 20m.

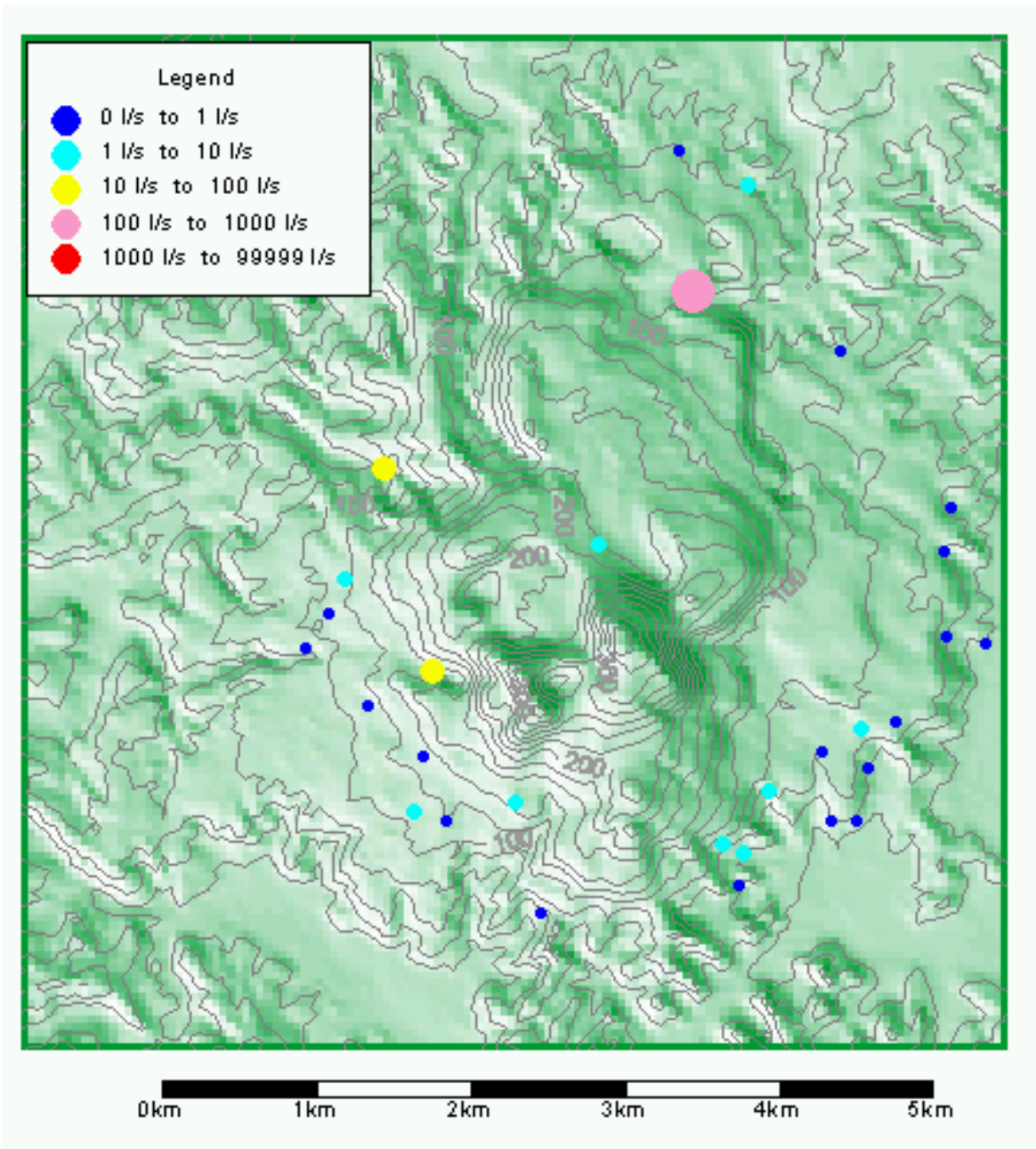


図 6b 寒風山の地形(陰影図)と湧泉の位置(平川, 1998). 等高線間隔は 20m .

Fig. 6b Shaded relief map distribution of springs of volcano Kampu (after Hirakawa, 1995).  
Contour interval is 20m.

## 5. 富士山

### a 概要

富士山は静岡県と山梨県の境にある大規模な円錐型火山で、わが国の最高峰(3776m)である。日本の火山の中では例外的に大きな噴出物体積を持ち、またそれが玄武岩質噴出物を主体とするという点で特異的ではあるが、成層火山としては様々な意味で典型的な存在といえる。

富士山の位置は、相模トラフ・駿河トラフといったプレート境界と、伊豆小笠原火山弧火山弧の火山フロントとの交点であり、世界的にまれなロケーションである。

### b 発達史と地質

富士山の発達史・地質構造については津屋(1938a,b,1940a)によって前進し、津屋(1940,b,1968,1971)でまとめられ、この成果が大筋で認められている。また周辺のテフラによる火山活動史の解明は町田(1964a,b)、最近の活動については宮地(1988)で述べられている。これらによる知見は町田(1992)によりまとめられているので、以下簡単に述べる。

富士山火山体の地下には、古御岳と呼ばれる古い円錐火山体が埋没し、この頂上は現在の頂上よりやや北に寄ったところにある。古御岳火山体は現在北側斜面のごく一部のみ露出している。この古御岳を古期火山噴出物(いわゆる古富士)と新期火山噴出物(いわゆる新富士)が順番に覆っているとされる。新富士と古富士の各活動の境界(約1万年前)には、津屋(1940b)の見解では不整合関係や断層運動といった時間的間隔があるとされていたが、町田(1964a,b)では両者は連続して起きており、むしろ1万年前～5000年前の間の富士黒土層形成期を境に新期と古期に分けられるとしている。

10万年前から1万年前までの古期活動は、この長い期間にわたってほぼ等速とみなしてよい速度で熔岩やスコリアを噴出したという特徴がある。活動の間隔は東麓における厚いスコリア層内の土層の厚さから見て100～200年程度で、大きな切れ目は存在しなかった。各活動により噴出された噴出物の量は最大1km<sup>3</sup>程度、平均0.1km<sup>3</sup>であったと

考えられている。

周辺に分布する泥流の分布状況からみて、古期活動期にはすでに裾野を広げたかなり高い山体があったものと推定されている。

一万年前からは爆発的な噴火よりは熔岩を周辺に流す活動に遷移した。この時期は津屋の新富士旧期、町田の古期富士 II 期にあたる。この時期に噴出した粘性の低い熔岩流たとえば三島熔岩流は、その物性のためきわめて長大なものとなっていて、東麓を除いて富士山山体のほとんど全部を覆っている。この時期の活動はその前後に比べてきわめて活発で、宮地(1988)によれば 1.1 万年まえから 8000 年前までの噴出物総量は  $39\text{km}^3$  ( $13\text{km}^3/1000$  年)にものぼり、5000 年前以降の活動のおよそ 10 倍の速度で噴出物を放出していた。

8000 年前から 5000 年前までは富士黒土層形成期であり、その前後と比べると穏やかな活動期であった(町田, 1964a,b)。

5000 年前から再び活動は活発化した。これは町田の新期富士にあたる。この時期の爆発的活動は 400 年～500 年の間隔をもち、古期の活動より休止期間が長いことが分かる。また熔岩の噴出は、主に 5000 年前～3000 年前に起り、この時期の熔岩流は主に南東山腹・北西山腹に分布している。

約 2,300 年前には現在の御殿場付近から黄瀬川流路沿いと足柄平野方面に向かって大規模な泥流が流下し、これは御殿場泥流と呼ばれている。

富士山は有史の活動も行っており、800A.D.や宝永の噴火(1702A.D.)が地質学的ないし歴史的に確かめられている。

### c 地形

八面玲瓏という言葉の示すごとく、富士山はどちらの方角にも連続性の良いスロープを落としている。しかし等高線の形状をよく観察すると、円というよりは NNW-SSE の方向を長軸とする楕円である。

富士山にはどの斜面にも開析谷が発達しているが、現在のところ常時流水をもつものはない。大沢崩れ・吉田大沢などの大規模な開析谷では毎日のように崩壊が続いているが、山体の形そのものを変えてしまうにはいたっていない。

広大な熔岩流が裾野各方面に流下していること、山体上部における侵蝕がまだそれほど進んでいないことから、山麓部における扇状地の形成はあまり進んでいない。

#### d 既往の水文調査

富士山は神原(1917a,b)の論文題名「水源地トシテノ富士山」からも分かるように、早くも1910年代から一種の「水源地」として認識されていた。この時期には井上(1917a,b)や神保(1917)といった湧泉調査報告が相次いで発表されており、日本の火山の中でも初期の段階から水文学的調査が行われてきた存在である。

さて、戦後開拓期に全国で展開された火山体周辺の地下水調査でも、富士山は最も詳しく調査が行われた一つであり、そして最近に至るまで数多くの研究事例が積み重ねられている。それらは三井(1949)を皮切りに、東斜面(村下, 1951; 山本ほか, 1981)、北斜面(濱野, 1976; 丸井ほか, 1995)、富士宮市側斜面(岩井田・佐々木, 1951; 佐々木, 1959; 井野, 1976, 1987)、三島熔岩流中(蔵田, 1951, 1952; 落合, 1969; 石田, 1963)について詳しく調査が行われている。これらの調査は志村・佐藤(1986a,b)にまとめられている。

また、富士山は山体の標高差が非常に大きいので、同位体水文学のフィールドとしても適している。そのため近年になって地下水・湧水の水質を把握し、地下水流動系を明らかにしようとする研究が行われている(垣内, 1995; 中井, 1992, 1996a,b; 中井ほか, 1995; 池田, 1995)。そのほかに、地下水水温の分布を調査した事例がある(佐藤・鈴木, 1996)。

三島熔岩流の末端から湧出する小浜池の湧泉(三島市, 楽寿園内)は観光地としても著



名なものであったが、近年になって湧出量は徐々に減少し、ついには池がほぼ干上がってしまうという事態が生じた。また富士宮市においても湧泉の湧出量減少や枯渇が見られるようになった。事態を重く見た自治体等は集中的な地下水調査・報告を行っている(静岡県, 1982; 北川, 1996a,b; 土, 1996a,b; 中井, 1996a,b; 富士山麓水資源調査会編, 1997)。

富士山の水文現象についてはこのように多くの知見が得られているにもかかわらず、次に述べる八ヶ岳の場合とは異なり山体全体を対象とするような調査研究の例は少ない。火山体水文学の重要性を明らかにした山本(1970)は、富士山を対象に地下水流動シミュレーションを行い、涵養 - 流動 - 湧出の部分からなる円錐火山の地下水流動系のモデルを提示したが、このモデルの検証はむしろ八ヶ岳で先に行われたのであった。

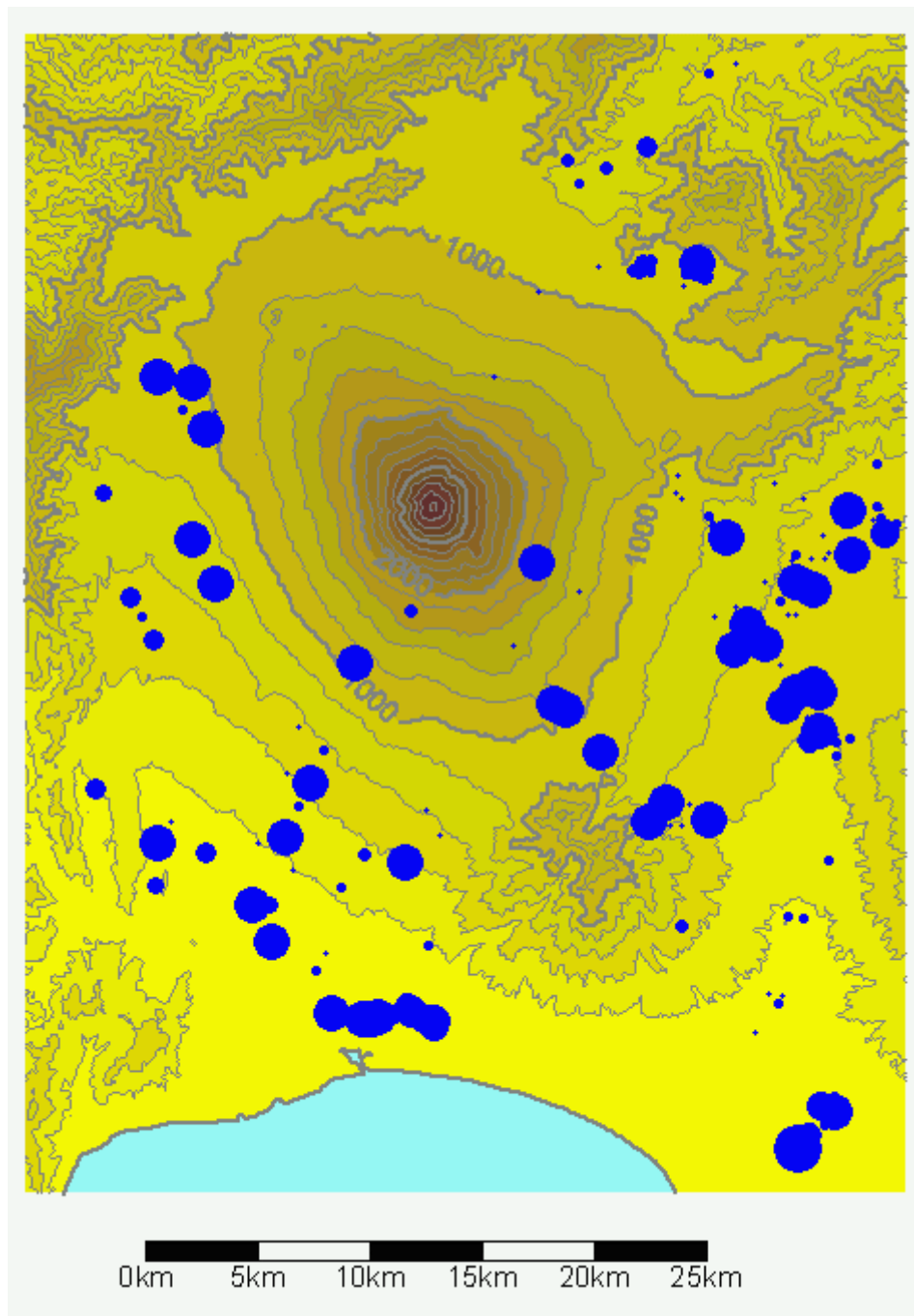


図 7a 富士山の地形と湧泉位置(Yamamoto, 1995) .

湧泉を表す円の面積は湧出量に比例し , 最大値は 9045l/s . 等高線間隔は 200m .

Fig.7a Topography and distribution of springs of volcano Fuji. (after Yamamoto, 1995) Each circle indicates the location of spring. The area of each circle is proportional to discharge amount from corresponding spring. The maximum of this value is 9045 liter/sec. Contour interval is 200m.

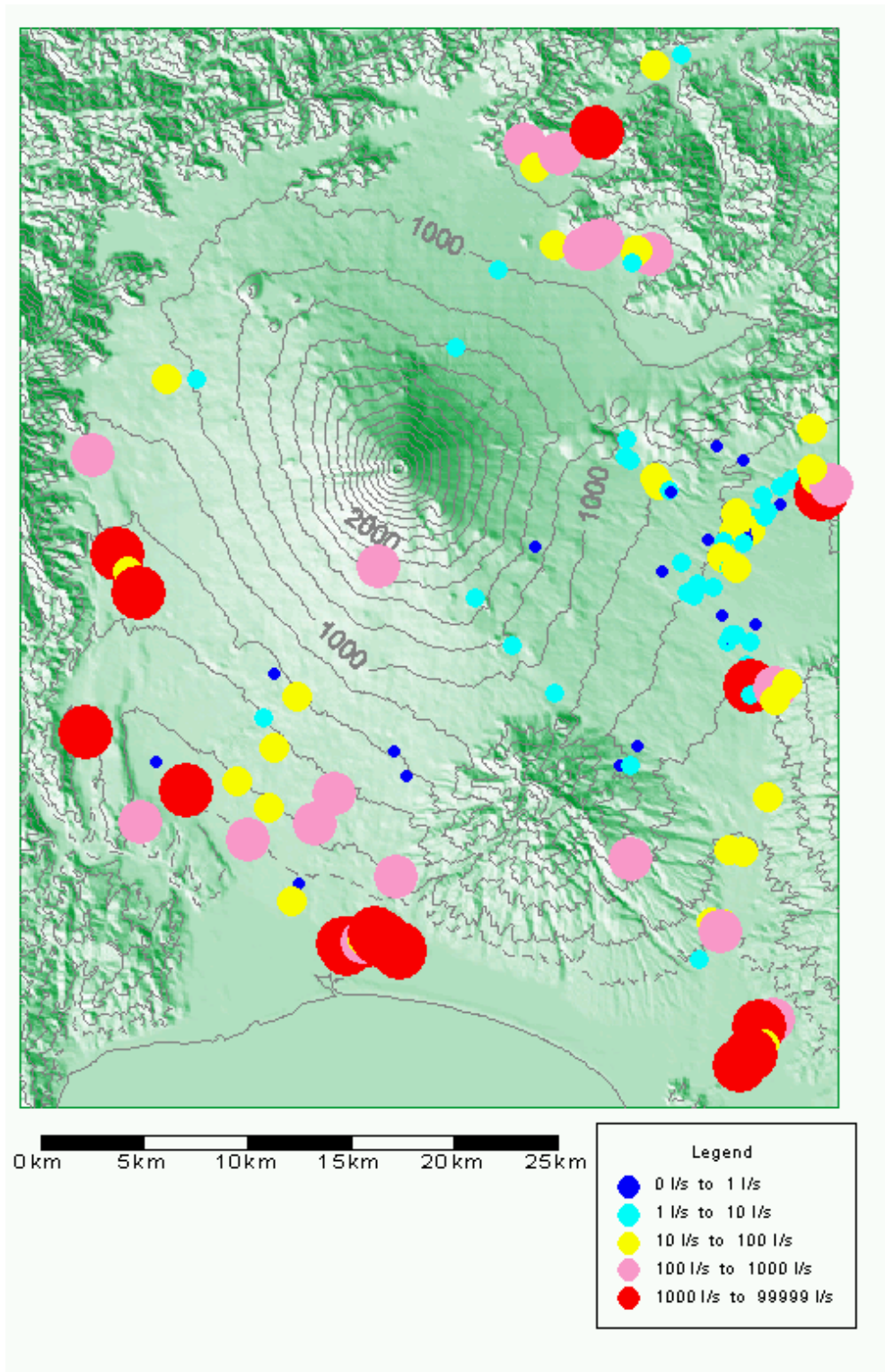


図 7b 富士山の地形(陰影図)と湧泉の位置(Yamamoto, 1995). 等高線間隔は 200m .

Fig.7b Shaded relief map distribution of springs of volcano Fuji. (after Yamamoto, 1995)

Contour interval is 200m.

## 6. 南八ヶ岳

### a 概要

八ヶ岳火山群は山梨県・長野県境に列をなす火山列で、天狗岳を境にして北八ヶ岳と南八ヶ岳に分けられる。南八ヶ岳の最高峰は 2999m の赤岳である。ただし今回対象とした火山の中では、麓の標高が 900m とかなり高いことが特徴的である。

火山体全体の大きさは南北 50km 以上、東西 30km に達する広大なものである。

### b 発達史と地質

本地域における地質については、古くは河内(1961a,b)による報文がある。その後、南麓地域は甲府盆地第四紀研究グループ(1969)、東麓地域は河内ほか(1969)および八ヶ岳団体研究グループ(1977)、西麓地域は熊井(1982)、山麓全体は河内(1977)および八ヶ岳団体研究グループ(1988a,b)にそれぞれ述べられている。また火山活動史は八ヶ岳団体研究グループ(1976)、河内(1977)にそれぞれまとめられている。これらの知見は滝沢(1994)で詳しくレビューされているので、以下簡単に説明する。

本地域の基盤岩となるのは、西側から順に三波川変成岩類・秩父帯・四万十帯・瀬戸川帯と帯状構造をなす古い岩石である。また、東側には更新世前期の黒富士火山岩類や第三系も分布する。

八ヶ岳の活動史は古八ヶ岳期(I-0~2期、1.5Ma~250ka)と新八ヶ岳期(II-0~2期、250ka~)に大きく2分される。古八ヶ岳期には山体中央部にある最下部安山岩・立場谷<sup>たつば</sup>熔岩・南麓に伸びる乙事<sup>おつこと</sup>熔岩を噴出している。また、この時期には葦崎泥流(火砕流)をはじめとする大規模な泥流堆積物を周辺に流下させているので、山体が急激に成長してかなり標高の高い山体が形成されていたと推測される。

新八ヶ岳期になると現在の山体の中心となる赤岳・阿弥陀岳などの成層火山を形成し

(II-1 期), さらに編笠山熔岩丘や美濃戸中山熔岩丘(II-3 期), 硫黄岳成層火山体(II-5 期)を順に形成している。この活動は広範囲に影響を及ぼすようなものではなく, また活動を停止してから現在までには 10 万年以上が経過している。

山麓には広い範囲にわたって厚さ 20~30m の砂礫層が分布している。この砂礫層の形成年代は, 古八ヶ岳期より新しく, I-3 期より古いものと推定される。また, この層は東麓の野辺山層上部(河内ほか, 1969)との境界が不明瞭である。

### c 地形

南八ヶ岳は開析谷がよく発達しており, また常時水流を持つ谷も多い。一方, 山麓には広大な山麓扇状地が広がり, 典型的な末広りの形状を見せている。山頂から山麓へ続く斜面の傾斜は, 東西斜面はほぼ同じであるが, 南斜面は北斜面より短くかつ急傾斜であるという非対称性がある(熊井, 1982)。

山体の縦断面をとると標高 1500m 付近で曲率が変化する。この標高より下には前述した砂礫層からなる面が広く分布するのに対し, 上部では成層火山体が露出している。ただし, 砂礫層およびその上に載るロームの厚さの合計はせいぜい 30m であるので, この地形変換線は火山噴出物・砂礫層の堆積地形面の地形変換線であろう(滝沢, 1994)。

### d 既往の水文調査

南八ヶ岳山麓における地下水・湧泉の調査を総合的に行ったのは熊井(1982)である。これは北八ヶ岳・霧ヶ峰方面も含む非常に広い範囲を対象に, 湧泉・地下水・河川水の流動を検証し, 八ヶ岳火山体全体の水理地質区分・地下水帯区分・地下水収支を明らかにしている先駆的な研究である。

その後, 高橋ほか(1987)により地下水水質が調査され, また Suzuki *et al.*(1990)は湧泉の水温を測定している。菅野匡・八ヶ岳地下水グループ(1988)も地下水の概況について解説している。

1990年代に入ると、八ヶ岳は水文学的に脚光を浴びることになる。第1章2節f項(p.18)でも述べたように、南八ヶ岳では地下水流動系に関する多方面からの調査報告が行われ、実証的なデータをもとに地下水流動系の推定が行われたからである。

この集中調査の対象として八ヶ岳が選択されたのは、この火山体が次のような利点を持つフィールドであるからである(高山, 1994)：

- ・ ほぼ独立した山体である
- ・ 山体の全域に渡って湧泉が分布するので、湧泉のデータを用いて地下水流動系の把握を行なえることが期待される
- ・ 主な涵養季が冬および梅雨季・台風季のように分かっている。
- ・ 山麓に深さ 1000m 以上の井戸が多数あり、深層地下水のデータを得やすい

その他に、山麓の開析度が多種多様であり、開析が進んだ丘陵的性格を持つ山麓も開析がほとんど及んでいない緩斜面もともに見られることも研究の対象として興味深いとされている(熊井, 1982)。さらに、これは私見ではあるが、前述の富士山よりスケールが小さく、調査にかかる労力がそれほど大きくないという点も重要であったと思われる。

この集中観測の結果、次のような知見が得られた：

山体各所に散らばる湧泉は、ランダムに分布するのではなく、一定の標高帯に集まる傾向がある。これにより、湧泉を山頂域湧泉群・1500m 帯湧泉群・1000m 帯湧泉群・低地域湧泉群にグループ分けできる。また、山体を放射状に4分割して水収支を検討した結果、どのパーツにおいても水の貯留能力には大きな差はなかった(丸井ほか, 1994)。

湧泉の水質の季節変動を調査した結果、標高が低い湧泉ほど溶存イオン濃度が高くなる傾向があった。また、1000m 帯湧泉群では湧泉の湧出量・溶存イオン濃度ともに湧泉ごとの差も季節変動もごくわずかであったが、1500m 帯湧泉群の湧水では湧泉ごとに水質はランダムに変化し、その時間変化も大きい(檜山ほか, 1996)。

水素同位体比の測定結果から，1500m 帯湧泉群・山頂域湧泉群の涵養域標高はいずれも湧泉より 100～600m 高いのに対し，1000m 帯湧泉群の涵養標高は約 800m 高いものであった．1000m 帯湧泉群の涵養域は 1500m 帯湧泉群の涵養域と同程度の標高に有り，湧泉によってはそれより高い涵養域をもつことがある．これは 1000m 帯湧泉群を涵養する地下水流動系が 1500m 帯湧泉群・山頂域湧泉群を維持する流動系より大規模なものであること，つまり山体内に大きく分けて二つの地下水流動系があることを意味している(風早・安原，1994)．

湧水や地下水のトリチウム濃度により山体各所に存在する水の年代を決定すると，その値には著しい地域差が見られる．東側斜面においては標高 1000m 帯湧泉群の水の年代は 20～30 年，1500m 帯湧泉群のそれは 0～5 年であった．また西側斜面においては，1000m 帯湧泉群の湧水の年代は 50～60 年と非常に大きなものとなったが，1500m 帯湧泉群の湧水年代は 2～7 年，山頂域湧泉群のそれは 0～7 年と東側斜面と同様の結果になった．これにより，東側斜面と西側斜面のいずれにおいても標高 1000m 帯湧泉群とそれより標高の高い湧泉群とでは地下水流動系がまったく異なること，そして 1000m 帯湧泉群の年代には斜面により違いがみられることが分かった(垣内・丸井，1994)．

地下水・湧水の水温測定を行なった結果，水温の分布は標高にほぼ規定されること，地熱の影響は無視できることが分かった．また，富士山における水温測定データと比較した結果，八ヶ岳を対象にして作成した水温形成機構モデルが両山体に適用できることを明らかにした(鈴木，1994)．

深層地下水の化学分析・同位体比分析の結果，天水起源であること，年代が 50 年以上であることが分かった．この水は水質により東部地域・断層地域・西部地域最南部地域に区分される．また涵養域標高は標高 1600m より上部と推定され，標高差 2000m にも及ぶ地下水流動系の存在が明らかになった．また，現在より気温が低かった時期に涵養されたと思われる深層地下水も存在した(安原・風早，1994)．

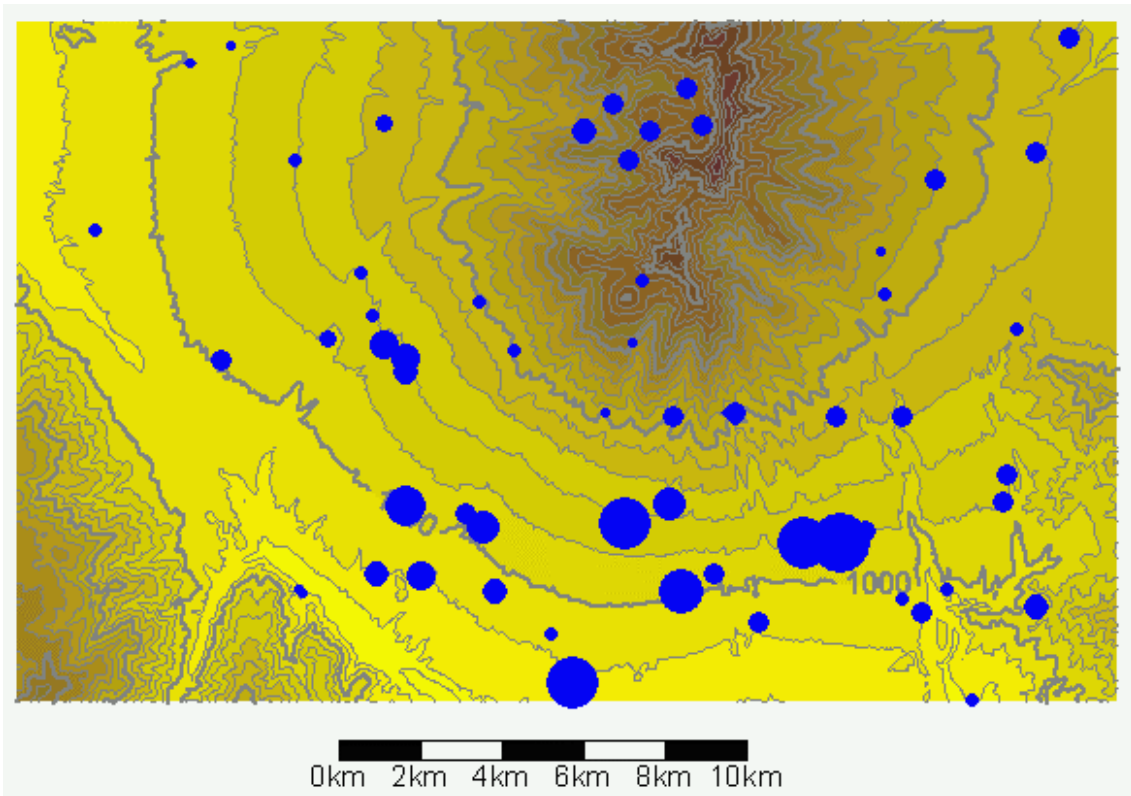
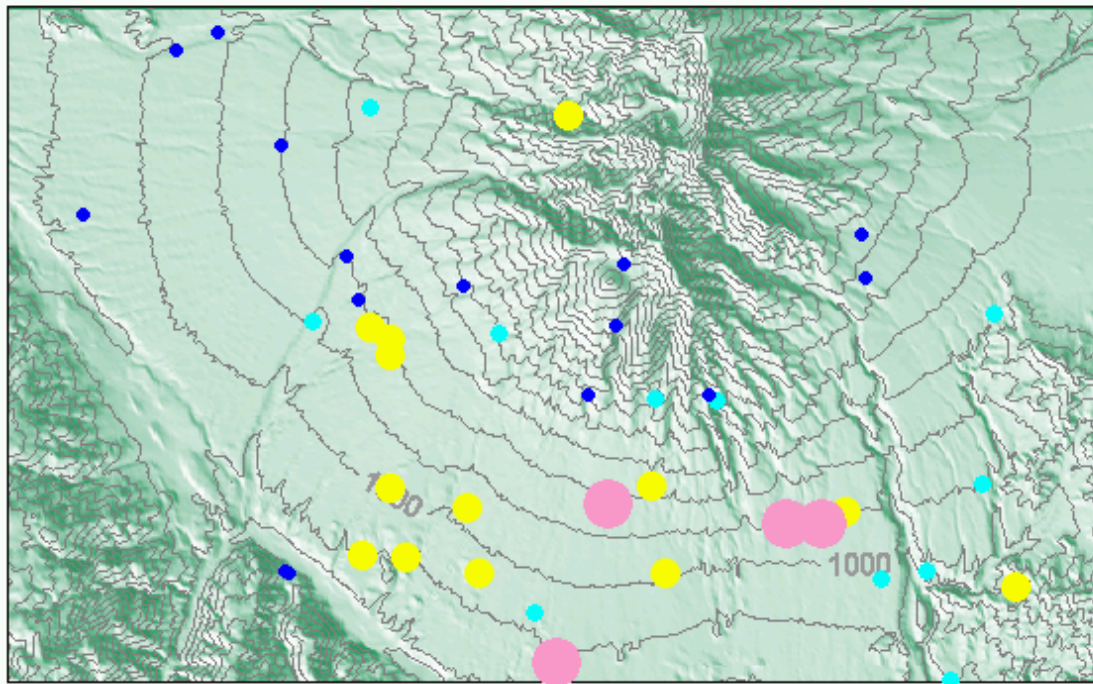


図 8a 八ヶ岳の地形と湧泉位置 .湧泉を表す円の面積は湧出量に比例し ,最大値は 162l/s .  
 Fig.8a Topography and distribution of springs of volcano Yatsugatake. Each circle indicates  
 the location of spring. The area of each circle is proportional to discharge amount from  
 corresponding spring. The maximum of this value is 162 liter/sec.





0km 2km 4km 6km 8km 10km



図 8b 八ヶ岳の地形(陰影図)と湧泉の位置 . 等高線間隔は 100m .

Fig.8b Shaded relief map distribution of springs of volcano Yatsugatake. Contour interval is 100m.

## 第3章 データ

### 1. 地形量算出に用いた手法

A1 型火山の地形量として、底面積・体積・平均比高・傾斜の指数・開析度を算定した。またこれらの算定の前提として、火山の範囲を湧泉位置データを用いて決定した。この詳細を以下に記す。

#### a 火山の範囲

A1 型火山の湧泉は、複数の標高帯に集中することが多いが、そのうち最も低い標高のものを選び、その平均標高をもって各火山の範囲とした。その標高をもつ水平面をもって当該火山を切断した仮想的な面を以下では「底面」と記している。

#### b 底面の面積

前項で定義した火山の範囲の面積をもって当該火山の底面面積  $A(\text{km}^2)$  とした。

#### c 体積

各火山の範囲内について、等高線(寒風山のみ等高線間隔 50m, その他 100m)の囲む面積をデジタイザで計測し、台形公式を用いて体積  $V(\text{km}^3)$  を算定した。

#### d 平均比高

平均比高  $H_a(\text{m})$  は  $H_a = V / A \times 1000$  で算定した。これは火山体全体の、底面からの比高の平均値をあらわしており、平均的な起伏の指標として用いている。

#### e 傾斜の指標

底面を円であると仮定すれば、その半径  $R(\text{km})$  は  $R = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$  で与えられる。そこで山体全体にわたる傾斜の指標  $g$ (パーミル) を  $g = H_a / R$  と定義した。

#### f 開析度

開析度を測る指標はいくつかあるが、ここでは最も簡潔なものとして鈴木(1969)の手

法による「侵蝕比」を採用した。これは成層火山体に対して等高線を用いて谷埋め方式で原地形を復元し、現在までに侵蝕されたと推定される谷の容積を  $V_v$ 、原地形の体積を  $V_p$  としたとき開析度  $D_d$  を  $D_d = V_v / V_p \times 100(\%)$  で算出するものである。

## 2. 湧泉の位置と湧出量

対象とした火山について、全ての山麓湧泉湧出量を合計し、山体の湧泉湧出量とした。また、既存文献より湧泉位置をデジタル化し、湧泉データベースを作成した。

湧泉湧出量の測定は、その規模に応じて様々な手法が用いられる。各山体の湧泉のうち主要なものは 100l/s ~ 1000l/s の規模のものであり、ほとんどの場合は湧出水が明瞭な流路を作っている。このようなタイプの湧泉では、こういった流路において流路断面積を計測し、浮子法等によって流速を算定することにより湧出量を求めるのが一般的である。したがって各既存調査において手法の差は考えなくてもよいと判断される。

一方、湧泉湧出量は同じ湧出点においても季節変動することがあるが、既存の湧泉調査データは必ずしも通年観測によるものばかりではないので、少数回の観測データがどの程度時間的的代表性を持つか検討が必要である。しかし檜山ほか(1996)によれば、八ヶ岳火山の主要な湧出点が集中している「1000m 帯湧泉群」の各湧泉は湧出量の季節変動が極めて小さい。したがって本研究では、既存の湧泉観測資料を、その測定回数の多寡によらず使用することとする。

さて、河川流域においては低水流出特性の指標の一つとして湧水比流量、つまり単位流域面積あたりの湧水流量が用いられる。このように単位流域面積あたりの値に直すことは流域相互の比較の上でも必要である。さて、ここで算出した湧泉湧出量についても、火山間の相互比較のためにはやはり単位面積あたりの面積に直す必要があるが、湧泉の場合はその「流域」が地形的分水界のようにはっきりしない。しかし火山体全体のすべての湧泉を対象にする場合、その火山全体が集水域であると仮定してよいので、湧水

湧出量の総量を底面面積  $A$  で割ることによって、単位面積あたりの値に直すことができる。この値を mm/day 単位で表したものを湧水湧出高あるいは単に湧出高と定義する。

以上のようにして求められた地形量および湧泉湧出量・湧出高の値を表 1 に示す。

Name of Volcanoes	Type of Volcano (Moriya, 1983)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume of Mountain Body, km <sup>3</sup>	Mean Relative Height, m	Gradient Index(g), ‰	# of Springs	Total Discharge of Springs, m <sup>3</sup> /s	Height of Runoff of Springwater Discharge, mm/day
<i>Rishiri</i>	A1	178.1	52.02	292.06	38.79	38	1.10	0.53
<i>Shiribeshi</i>	A1	112.5	32.29	287.00	47.96	19	4.00	3.07
<i>Kampu</i>	A1	9.0	0.68	75.27	44.52	35	0.30	2.88
<i>Fuji</i>	A1	1164.4	963.39	827.37	42.98	183	68.30	5.07
<i>S.Yatsugatake</i>	A1	347.5	160.21	461.03	43.84	83	0.98	0.24

表 1 対象火山についての地形量および湧泉湧出量・湧出高

Table 2: Some geomorphic properties and springwater discharge of volcanoes studied (A1-type volcanoes)

### 3. 降水量

わが国における気象観測網は、統一された基準で測定されている最大の観測網である AMeDAS ですら全観測点数が 1300 程度である。また、その他の観測網を合わせても、特に山間地における観測点の欠如は大きな問題となっている。このため、本論文で対象としているような個々の山岳についてその水収支を推定しようとする場合、観測点の欠如により精度に対して大きな疑いがもたれるレベルの推定値しか得られないことが多かった。

本論文ではその欠点を補うために、全国の全ての 3 次メッシュ(およそ 1km×1km のグリッド)についてそのメッシュの気候値(月平均降水量・気温)を統一した基準で推定した気候値メッシュデータ(気象庁, 1986, 1988)を用いた。

降水量に関する気候値メッシュデータは、次のようにして作成されている(気象庁, 1986) :

[1]全国の気象観測所における 1953 年～1976 年の 24 年間の月平均降水量を求める

[2]全3次メッシュについて、14種の地形因子<sup>8</sup>を算定する

[3]既存の気候区分に関する研究を参照して、全国を15の地域に分割する

[4]各地域について、[1]で求めた観測点ごと・月ごとの平均降水量と[2]で求めた地形因子の間で多変量解析を行い、任意のメッシュにおいて地形因子から月降水量を推定する式を算出する。

[5]各地域について求めた降水量推定式を用いて、全国の3次メッシュについて各月降水量の推定値を算出する。

[6]全メッシュについて、東西南北の隣接メッシュの値を用いて平滑化処理を行う。

このように、気候値メッシュデータの降水量データは、全国にわたって統一した基準により算定したものであり、「均質でかつ一定レベルの精度を持つ定量的データで、未観測地点に関しては現状で考えられる最高品質の気候値」(気象庁、1986、p.47)とされている。

ただし、作成に当たってデータ使用した気象観測点はいずれも標高が低い部分に集中する。このため、標高の高い部分については精度の低下が考えられる。この実例を紹介したのが土屋(1990)である。土屋は鳥海山を対象にして、山麓の月光川ダム(山形県八幡町)流入量データから山体各高度帯の降水量を推定したが、その値は気候値メッシュデータの値より明らかに大きく、山地における気候値メッシュデータ降水量の値が過小である例が他にも存在するのではないかと指摘している。

気候値メッシュデータには以上のような欠点があるが、本研究では未観測地域も含めて全国を統一した基準で捉えている唯一の気候値データであるという特長を重視して、このデータを降水量データとして使用する。

気候値メッシュデータから、以下のようにして各対象火山における平均年降水量を求めた。まず本章1節a項(54ページ)で述べた各火山の範囲を示す境界線に最も近い3次メ

---

<sup>8</sup> 標高・起伏量・最大傾斜量・同方位・谷密度・緯度・経度・海岸からの距離・平均高度・標高差・陸度・

メッシュ境界線をもってその火山体に対応する 3 次メッシュ範囲を選定した。そしてそのメッシュ範囲における気候値メッシュデータ年降水量の平均を計算し、当該火山の平均年降水量とした。

#### 4. 蒸発散量

降水量と並んで基本的な水収支項である蒸発散量については、直接測定が難しく、とくに広域にわたる蒸発散量については、各種の気候値からの推定に頼るのが現実的である。ここで、面積数 ha 程度で標高差が小さい実験流域を対象にした水収支研究においては、現地で必要な気象観測や熱収支観測を詳細に行うこともあるが、本研究のように一つの山体スケールの蒸発散量を推定しようとする場合は、これらの方法は現実的ではない。したがって本研究では、降水量と同様に、現実的に入手できる既往のデータを用いて広域にわたる蒸発散量を推測するのが適切であると考えた。

一般に入手できる気候値から蒸発散量を推定する方式は月平均気温を主に用いる Thornthwaite 法 (Thornthwaite, 1948) や Hamon 法 (Hamon, 1961) が簡便である。また、これらより必要なデータ種類数が増えるが、より物理的に妥当な推定法として、熱収支と空気力学を勘案した Penman 法 (Penman, 1948) やこれに植生効果を取り入れた Penman-Monteith 法 (Monteith, 1965) が開発されている。さらにこれらの乾燥時における蒸発抑制を考えたバリエーションとして補完法 (Morton, 1978; 大槻ほか, 1984a) も開発されている。また、空気力学的方法を直接取り入れたバルク式による蒸発散量推定が全国規模で行われている (近藤・桑形, 1992 など)。

これらの多種の推定法はそれぞれ一長一短があるのが現実である、たとえば、Thornthwaite 法は極めて簡便で、月平均気温データさえあれば月可能蒸発散量が推定でき、かつ年蒸発散量の値が水収支法で求められた蒸発散量と大きな違いがないという著しい長所があるが、細かく見るとこの両者の値は季節ごとに系統的なズレが生じ、推定

値が夏に過大・冬に過小となることが報告されている(高瀬・丸山, 1978)。一方, より物理的に意味のあるバルク式や補完法は年値でも月値でも良好な推定結果を示す(大槻ほか, 1984b; 近藤・桑形, 1992 など)が, 必要なデータが一般的に入手できないか, あるいはごく限られた観測点でしか観測されていないという欠点がある。とくに全天日射については, これまで最も高精度の観測が全国規模で行われてきた気象官署ですら, 1970 年代以前のデータは用いられた観測機材の制約により大きな誤差をもつことが指摘されている(吉田・篠木, 1978)。熱収支の考え方に基づく蒸発散推定モデルにおいては, 日射は基本的に必要なデータであるから, このことは大きな問題となる。

前節で述べた気候値メッシュデータは月平均気温についても作成されている(気象庁, 1988)。これは前節の月降水量算出とほぼ同様の手法で作成された 3 次メッシュ各月平均気温推定データである。この値を用いれば Thornthwaite 法により任意の 3 次メッシュにおいて月蒸発散量を推定することが可能である。この計算を行ったのが野上(1990)である。野上(1990)による Thornthwaite 法の結果は, 気候値メッシュデータ(降水量)と河川流量データを用いて算出した国内河川流域における水収支法による推定蒸発散量と, 年値ではよい一致を示している。

以上の諸点を勘案した結果, 本研究では年値の大きさが妥当であり, かつ広域にわたる値が容易に入手できる気候値のみを用いればよいという性質がある Thornthwaite 法を用いて各山体における年蒸発散量を推定した。この際, 山体の平均降水量算定と同様に各火山の範囲に該当する 3 次メッシュを決定し, そのメッシュ範囲内各メッシュの推定年蒸発散量の平均をもって当該火山の平均年蒸発散量とした。

## 第4章 火山体の水文特性を表す指標

### 1. 湧泉湧出高と周辺河川湧水比流量の関係

#### a はじめに

第1章では流域の低水流出特性は流域内に存在する火山体の水文特性と深いかわりがあると推論した。この検証のために、火山ごとに算定された湧泉湧出高が、河川流域全体の流出特性とどのような関係を持っているか検討する。

#### b 結果

流量年表・多目的ダム管理年報に記載されている流量観測点のうち、対象とする火山を流域内に含むか、あるいは流域自体が火山山腹にある地点を選んだ。この場合流域面積にしめる火山体面積の割合はまちまちであるので厳密には不具合があるが、流量観測点の数は極めて限られていることから第一次近似としてその影響は無視することとした。このように制限を緩くしても、今回おもに対象とする火山からは合計3火山(富士山 = 黄瀬川本宿観測点・後方羊蹄山 = 尻別川・今駒観測点・南八ヶ岳 = 須玉川・大門ダム)に対してしか流量観測点を選べなかったため、他のタイプの火山についても同様の選択を行い、浅間山 = 湯川・湯川ダム・榛名山 = 烏川・上里見観測点(ともにA2型)に対する値を参考に付け加えた。以上の結果を図9に示す。



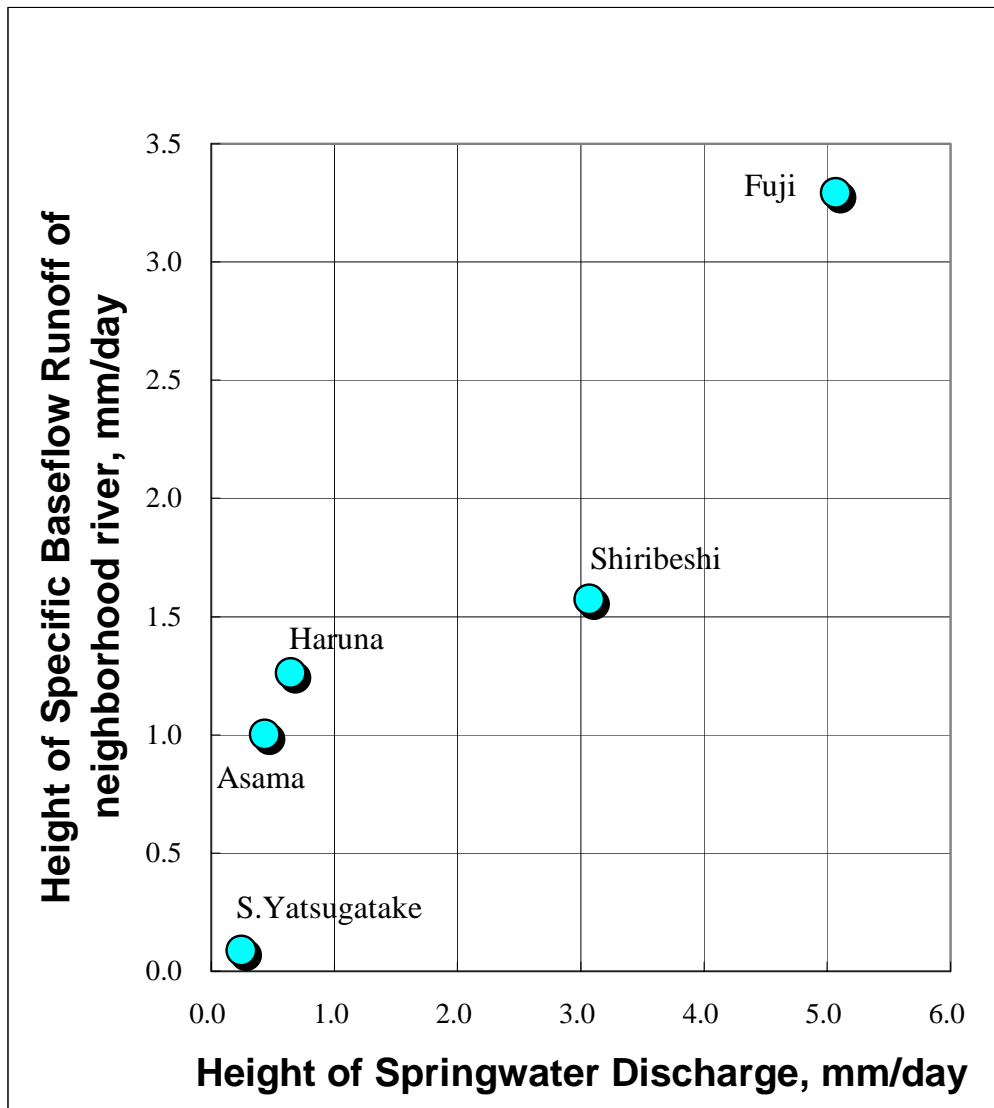


図 9 火山体の湧泉湧出高と周辺河川湧水比流量の関係

Fig. 9 Relationship between height of springwater discharge and height of specific baseflow of neighborhood rivers.

図 9より、かなり大雑把な作業によるものではあるが、火山体の湧泉湧出高は周辺河川における湧水比流量とよい相関を持っていることが分かる。したがって火山体の流出特性のうち、湧泉湧出高が周辺河川の湧水比流量に大きな影響を与えるということは、少なくともこの段階ではよく成り立つとしてよいであろう。

## 2. 湧泉湧出高と水入力量の関係

### a はじめに

第3章のように対象各火山の湧泉湧出高を求めたが、この値を火山体の地形的条件と対応させて考察するためには、気候的条件の影響をどの程度受けているか検討しなければならない。もし湧泉湧出高が気候の影響を受けているとすれば、この影響を捨象した指標を新たに導入する必要がある。

そこでこの章では、各火山における湧泉湧出高と、気候的に推定される年間水入力量（=年降水量 - 年蒸発散量）との関係を検討し、火山体の水文特性を表現する指標として有効なものは何であるか検討する。

### b 湧泉湧出高と気候との関係

各火山体に対して第3章に記した方法で年降水量  $P$ ・年蒸発散量  $E$  の推定値(ともに mm)を求め、年間水入力量  $I$ (mm)を  $I=P-E$  で求めた。 $I$  と湧出高(mm/day)の関係を示したのが図 10である。

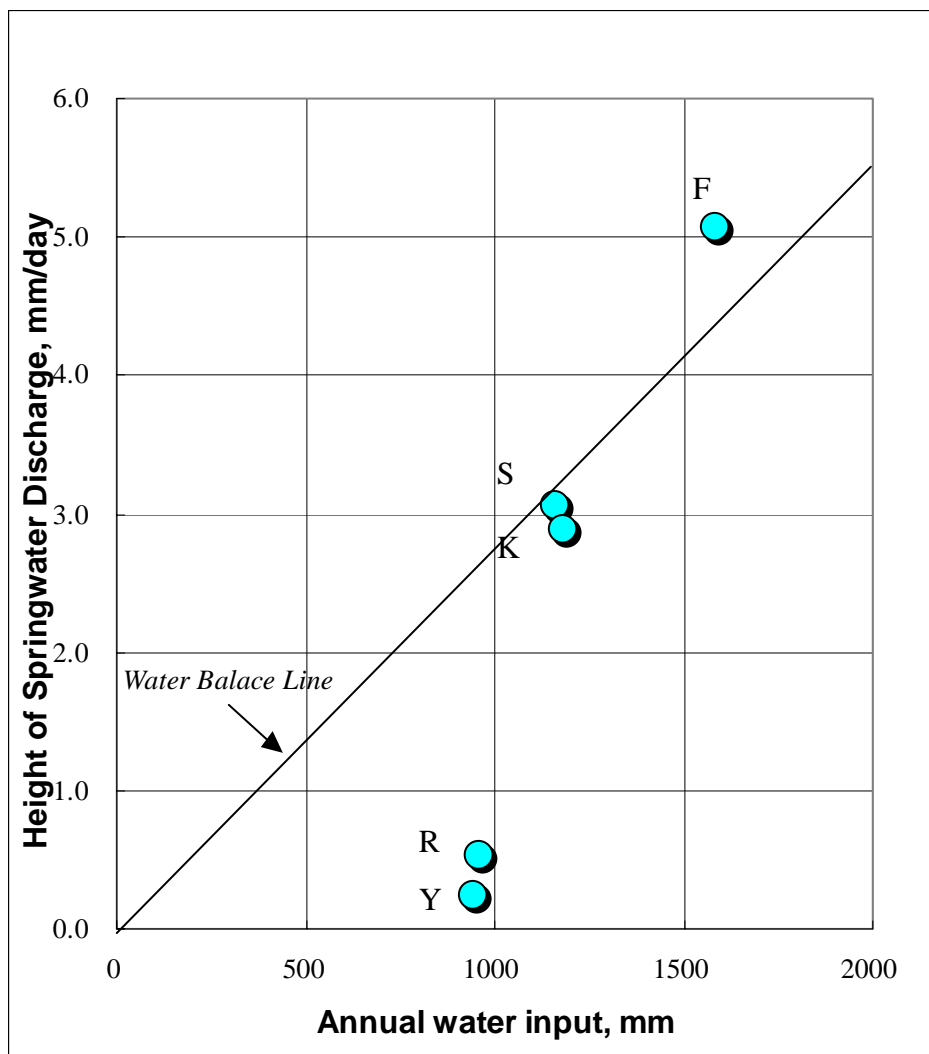


図 10 対象各火山における水入力量と湧泉湧出高の関係 .

F : 富士山 , S:後方羊蹄山 , K:寒風山 , R:利尻岳 , Y:南八ヶ岳

Fig.10 Relationship between amount of annual water input and height of springwater discharge of volcano bodies studied. F: Volcano Fuji, S: Volcano Shiribeshi, K: Volcano Kampu, R: Volcano Rishiri and Y: Volcano Yatsugatake(Southern Part)

図 10によれば , 年間の水入力量は富士山が飛びぬけて大きな値を示すほかは , どれも似通った値を示す . ところが湧泉湧出高は火山ごとに著しい違いを見せている . その中で詳しく見ると , 富士山(図 10の F 点)・後方羊蹄山(同 S 点)・寒風山(同 K 点)は

水入力量のほぼすべてが湧水となって湧出しているとみなせるが、利尻岳（同 R 点）・南八ヶ岳(同点)は水入力量より湧泉湧出高の方が明らかに小さい。水入力量に対する湧泉湧出高の比率は、富士山・後方羊蹄山・寒風山がそれぞれ 117% , 96% , 89% であり、気象値の測定誤差をかんがみればほぼ収支がつりあっていると見える。後方羊蹄山については、これは山口(1972)の結果と同様である。一方、利尻岳・南八ヶ岳についてはそれぞれ 20% , 9% と著しく小さい値である。利尻島における結果は山口(1975a)のものと同様である。

このことを勘案すれば、湧泉湧出高の火山間の差異は水入力量の差異では説明できない。したがって湧泉湧出高に対する気候の影響は火山毎に異なり、この値が水入力量にほぼ規定される火山体もある一方で、明らかにこれとは異なる傾向をもつ火山もあることが分かる

ここで、富士山については湧泉湧出高が水入力量を越えていて不合理な値となっている。これは水入力量の過小評価(降水量の過小評価および蒸発散量の過大評価)・湧泉湧出量の過大評価のいずれかあるいは両方が原因であろう。たとえば前述したように、土屋(1990)は鳥海山において気候値メッシュデータから推定される降水量がダム流入量を用いた水収支計算とは著しく異なる例を挙げて、山岳地における気候値メッシュデータの値が過小である可能性を指摘している。これについては、現実の水収支データを用いて気候値メッシュデータを補正する試みが必要になるであろう。

しかし、今回は火山間の比較にのみこの値を用い、絶対的な値はそれほど問題にしないので、全火山について統一的な手法で算出した水入力量および湧出高の値を以後の解析でもそのまま用いることとする。

### 3. 火山体の水文特性の指標

前節で述べたように、湧水湧出高は一部気候の影響を受けている。しかし、たとえば

富士山と八ヶ岳ないし利尻岳の比較をするという場合は湧泉湧出高の差異は気候的影響というよりは火山体それ自体の水文特性の差を反映しているとみてよいであろう。

それでもなお、富士山・後方羊蹄山・寒風山の比較を試みるといった場合、この三つの火山では湧泉湧出高が気候的に推定される水入力量に強く規定されることから、この値自体をもって火山体の水文特性を代表させるのは誤りである。

湧泉湧出高にはこのような難点があるので、次に湧泉湧出高の水入力量に対する比を考える。この値を湧泉湧出率（あるいは単に湧出率） $r$  と定義すると、 $r$  は気候の影響を捨象した値であり、火山ごとの水文特性をより強く表すものであると考えられる。

実際には湧出率  $r$  は湧出高  $q$  と高い相関がある( $r=23.6q+11.0$ ,  $R^2=0.943$ )。すなわち、湧泉湧出率は湧出高と同様に周辺河川の湧水比流量を強く規定する。したがって湧出率と湧出高は値も性質もよく似ており、どちらを解析に使用しても実用的には問題はない。しかしながら、本研究の目的のためには気候の影響がより効果的に捨象されていると考えられる湧出率  $r$  を火山体の水文特性を表現する指標として用いるのが妥当であろう。これより、以下の解析においては  $r$  を主に用いる。

#### 4. 結論

火山体の湧泉湧出高は、以下の基本的性質を持つ。

[1]湧泉湧出高は気候的に推定される水入力量の影響を受けるが、火山ごとの流出特性の影響をも強く反映する。

[2]火山体の周辺河川における湧水比流量はその火山の湧泉湧出高の影響を強く受ける。

つまり、湧泉湧出高は、河川の湧水比流量と同様に低水流出特性を表す指標として使用できる。しかし、気候の影響を受けている場合も見受けられる。そこで湧出高の水入力量に対する比を湧出率  $r$  と定義すると、

[3]湧出率もまた周辺河川湧水比流量とも高い相関を持つ。

湧出率  $r$  は気候的影響が捨象された値であり、また火山ごとに大きく値が異なっている。そして周辺河川の湧水比流量と高い相関がある。従って、

[4]湧出率は火山体の水文特性を表す適切な指標である。また、この値が大きな火山の周辺では河川の湧水比流量が大きくなる傾向がある。

## 第5章 湧泉湧出率と火山体の地形量の関係

### 1. 湧出率と火山体の地形量との関係

前章より、湧泉湧出率の基本的性質が明らかになった。つまり、湧泉湧出率は火山体における低水流出特性の指標であり、気象条件以外の影響を受けて火山体ごとに異なる値をとる。この差異の原因は火山自体の性質の地域差によるものと推察される。ここで、A1 型火山間の性質の違いとして最初に考えられるのは、火山のスケール・高さ・平均的な傾斜といった地形量である。これらはいずれも地下水の貯留能力・流動速度に直接かわるからである。そこで以下では、湧泉湧出率とこれらの地形特性値の関係について検討する。

#### a 底面積との関係

まず、「広大な火山ほど湧出率が大きい」のであるかどうか検討する。図 11に底面積  $A$  と湧出率  $r$  の関係を示した。これによると、富士山以外では  $A$  が大きくなると  $r$  が小さくなる傾向があり、 $A$  が極端に大きな富士山では  $r$  が一転して大きくなる。両者の間には系統的な関係は見られない。

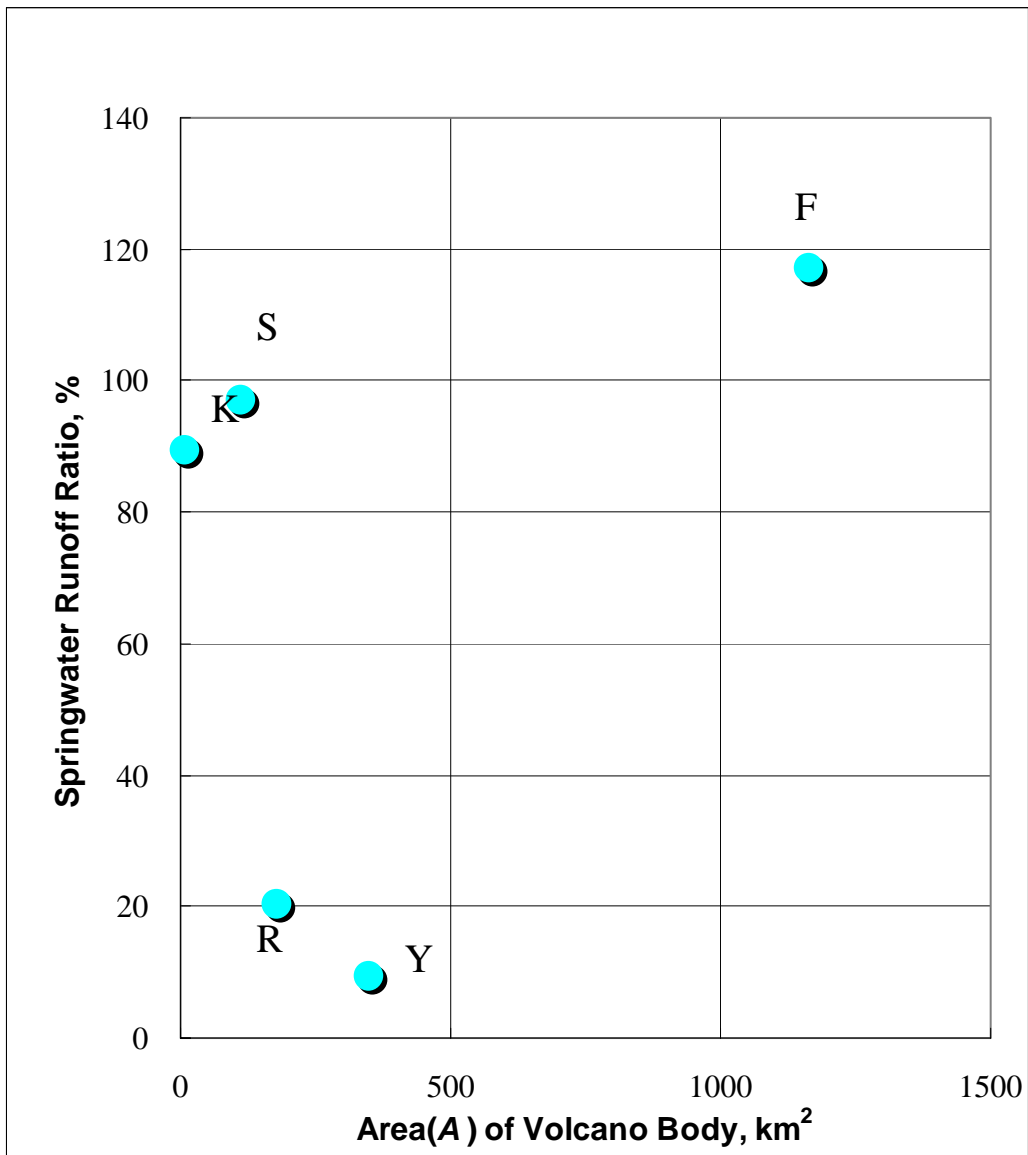


図 11 湧泉湧出率と火山底面積との関係．略号については図 10参照．

Fig. 11 Relationship between area of volcano bodies and springwater runoff ratio. For abbreviation, see Fig. 10



## b 体積との関係

次に、「大きな火山ほど湧出率が高い」のであろうか。図 12に山体体積  $V$  と湧出率  $r$  の関係を示した。この結果は底面積の場合と同様で、富士山以外では  $V$  が大きくなると  $r$  が小さくなる傾向があり、 $V$  が極端に大きな富士山では  $r$  が一転して大きくなる。両者の間には系統的な関係は見られない。

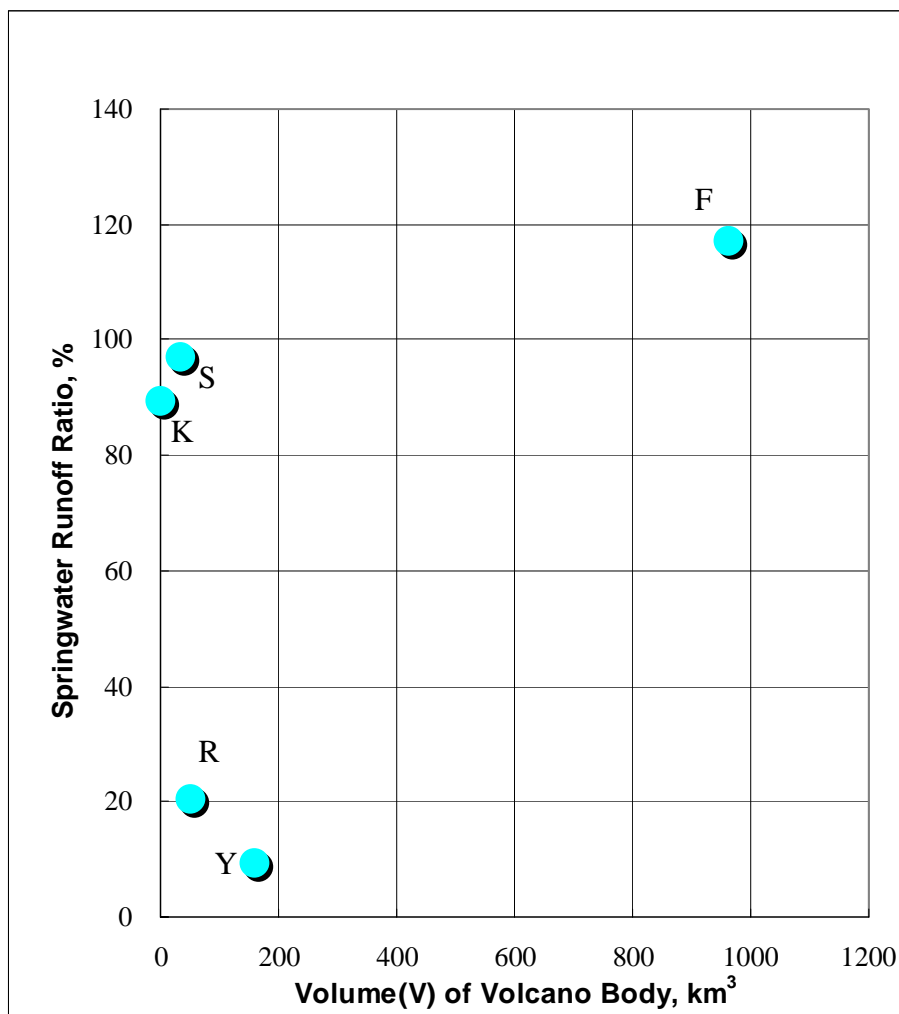


図 12 湧泉湧出率と火山体体積との関係。略号については図 10参照。

Fig.12 Relationship between volume of volcano body and springwater runoff ratio. For abbreviation, see Fig.10

### c 平均比高との関係

さらに、「高くそびえる火山ほど湧出率大きい」のかどうか検討するために、平均比高  $H_a$  と湧出率  $r$  の関係を示したのが図 13 である。この結果もまた底面積・体積の場合と同様に両者の間には系統的な関係は見られない。ここで、特に後方羊蹄山と利尻岳の関係に着目すると、両者ともに同程度の  $H_a$  であるが、 $r$  は大幅に異なっている。底面積や体積の場合以上に両者の関係は不明瞭である。

ただし、この図からは、富士山・後方羊蹄山・寒風山の 3 火山と利尻岳・南八ヶ岳の 2 火山がそれぞれグループを形成しているとも見える。このとき、前者の 3 火山については平均比高が大きくなると  $r$  が大きくなる傾向が見られる。

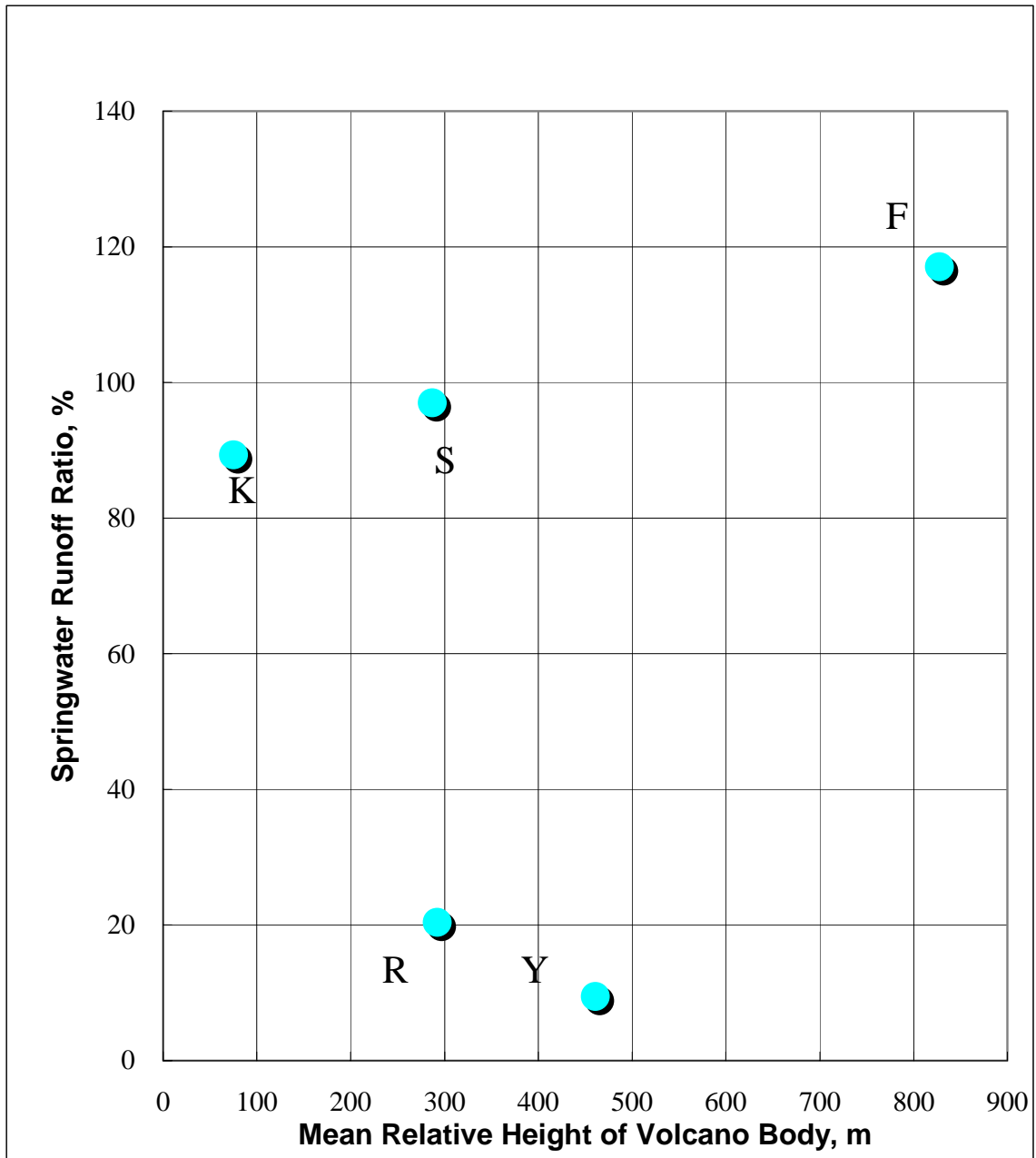


図 13 湧泉湧出率と火山体平均比高との関係．略号については図 10参照．

Fig.13 Relationship between mean relative height of volcano bodies and springwater runoff ratio. For abbreviation, see Fig.10

#### d 傾斜の指標との関係

成層火山体内には、標高の高い部分から低い部分に向かう大規模な地下水流動系があることが予測される。地下水流動の速さは、ダルシー流ならば透水係数と動水勾配の積で表される。したがって、地下水流動系の勾配が大きければその分地下水の流速が増すと考えられる。流動速度が速い場合、これは地下水流動に伴って貯留量が速やかに減少することを意味し、「保水力」減少の一因になると考えられる。この考察が正しければ、火山体の高所から低所に向かう傾斜と「保水力」の間には何らかの関係がある可能性がある。

そこで第3章に示した傾斜の指標  $g$  と湧出高  $r$  の関係を示したのが図 14 である。図 14 から分かるように、両者の間にはなんら明瞭な関係は存在しない。第7章で後述するよ  
うに A1 型火山における  $g$  の値のレンジは他のタイプの火山に比べて極めて小さく、い  
うなれば A1 型火山はどれもよく似た断面形をしている。このため  $g$  の値の差をもって  
湧出率の差異の原因とみなすことは、A1 型火山では困難である。

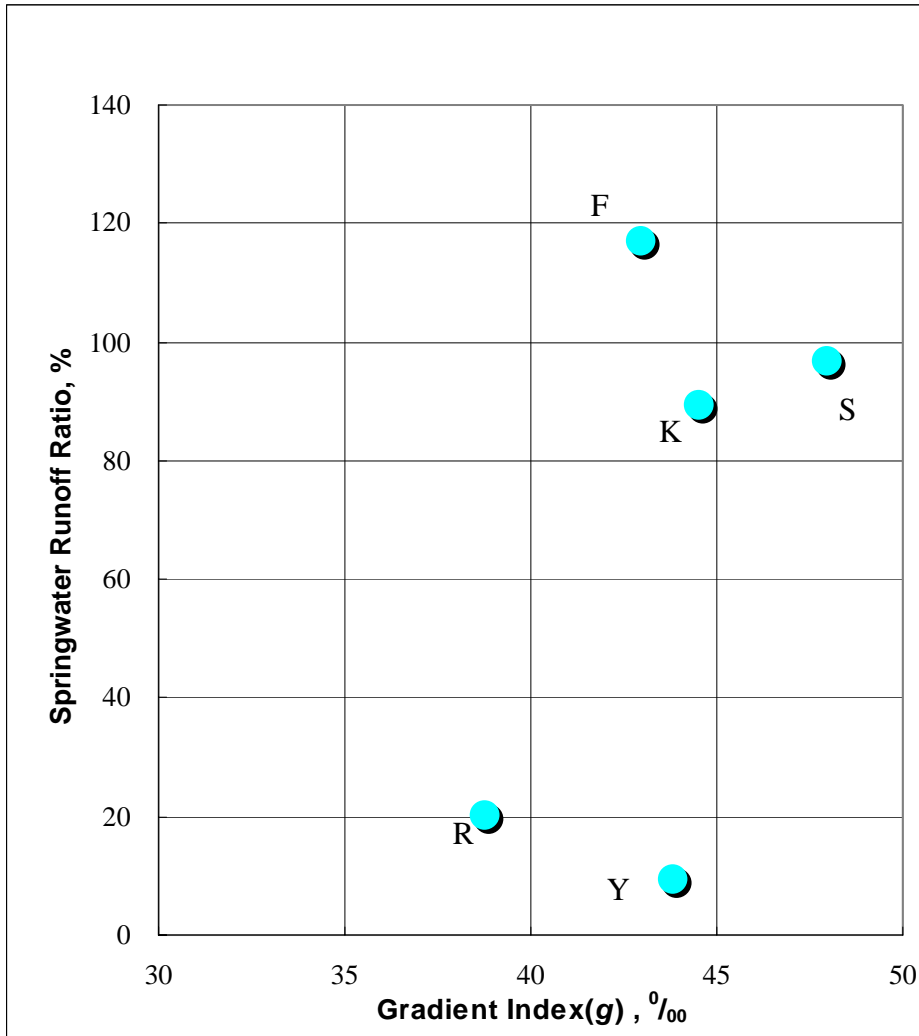


図 14 湧泉湧出高と傾斜の指標  $g$  との関係 (A1 型火山). 略号については図 10 参照 .

Fig. 14 Relationship between the gradient index ( $g$ ) and springwater runoff ratio. For abbreviation, see Fig. 10

## 2. 湧出高と開析度の関係

以上のように、体積や傾斜のような通常良く用いられる地形量では湧出率の火山毎の差異を説明するのは困難であることが明らかとなった。一方で、Ohta and Kubota(1997)は3火山についての水文観測により、侵蝕の度合いと浸透率の間に相関があることを見出しているが、図の提示にとどまりそれ以上の考察を行っていない。そこで、次に湧出率と開析度との関係を検討する。

開析度  $D_d$  は第3章(54ページ)に示したように鈴木(1969)の方法によって求めた。この値  $D_d$  と湧出率  $r$  との関係を図15に示す。

図15はこれまでの結果とは異なり、両者の間に明瞭な関係があることを示している。具体的には  $D_d$  が大きくなると  $r$  が系統的に減少してゆく傾向が明らかである。

ここで、利尻岳については第2章2節で述べたように、海底湧泉まで含めると  $r$  の値は大きくなる可能性があるが、その増加幅は現在知られている湧出量データの範囲ではせいぜい1.7倍程度である。図15を参照すれば明らかなように、利尻岳の  $r$  の値が1.7倍になっても  $r$  と  $D_d$  の間にはやはり明瞭な相関関係が見られることは変わらない。したがって本研究において  $r$  の値に海底湧泉の湧出量を勘案していないことは、この図から得られる結論には影響しない。

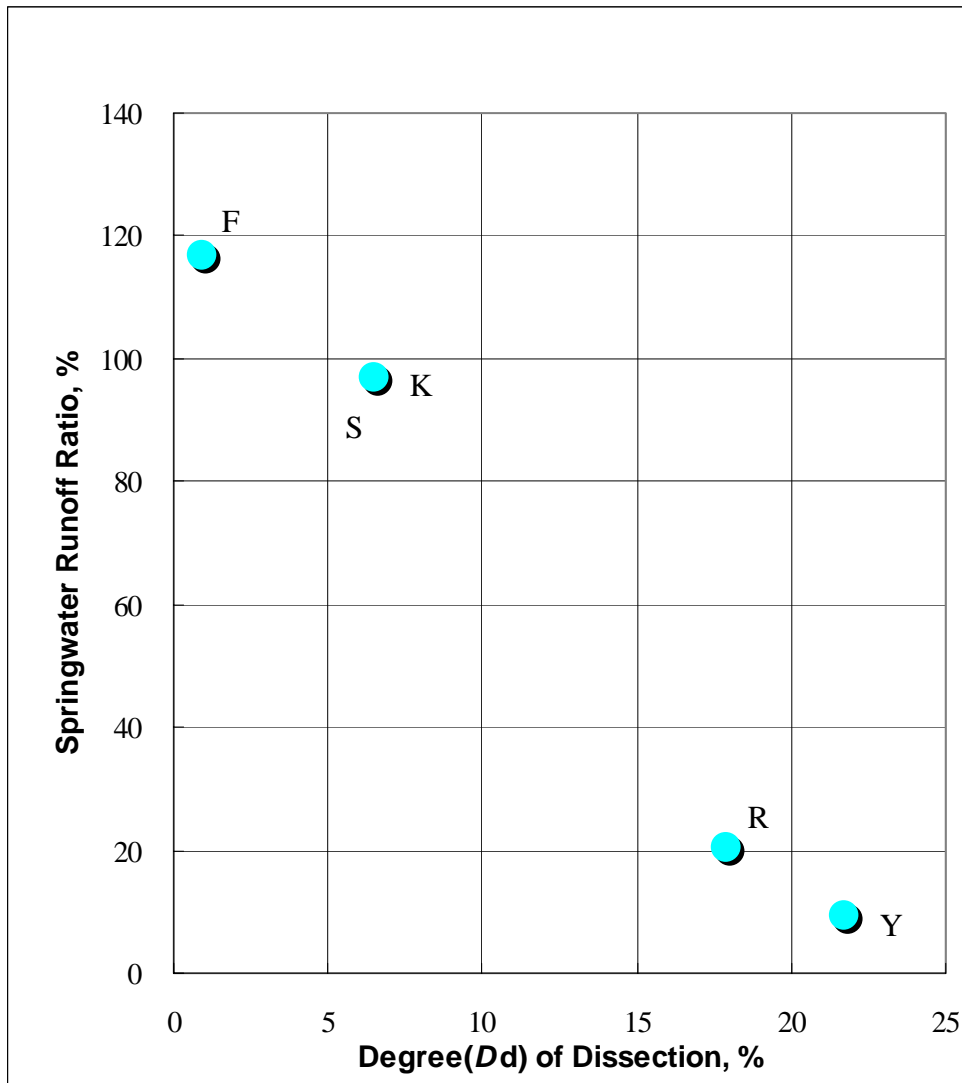


図 15 湧泉湧出率と開析度の関係．略号については図 10参照．

Fig.15 Relationship between the degree ( $D_d$ ) of dissection and springwater runoff ratio of volcanoes studied. For abbreviation, see Fig. 10

## 第6章 考察

### 1. A1 型火山における地形量の差異の特徴

今回対象とした A1 型火山における湧泉湧出率は、気候の影響を捨象した値であり、また山体体積・底面の面積・平均比高などのように山体の大きさを表す値とも関係を持たないことが分かった。また、火山体の傾斜を表す指標とも系統的な関係が見出せないことも明らかになった。

ここで、A1 型火山における傾斜の指数  $g$  については、値のレンジは 38 パーミル(利尻岳)~47 パーミル(後方羊蹄山)となっている。

それでは他のタイプの火山についてはこのレンジはいかなる値になるのだろうか。図 16 は、A1 型火山のみならず、Yamamoto(1995)から湧泉湧出率が算定可能であった A2 型(浅間山・赤城山・北八ヶ岳・榛名山・箱根火山)、B1 型(阿蘇山・霧島山)、C1 型(宝山単成火山)各火山についても傾斜の指標  $g$  と湧泉湧出高  $q$  を求め、両者の関係を示したものである(安形, 1999)。これをみると、A2 型や B1 型の場合、A1 型火山にくらべて  $g$  の値のレンジが非常に大きいことが分かる。各火山に対する  $g$  の値を検討すると、大規模なカルデラを持つ B 型火山について著しく小さく、また A2 型火山の中でも大きく明瞭なカルデラを持つ箱根火山についても  $g$  が小さい一方で、カルデラがすでに明瞭でないか、その規模が小さい A2 型火山については  $g$  の値は A1 型火山と似通ったものになっている。



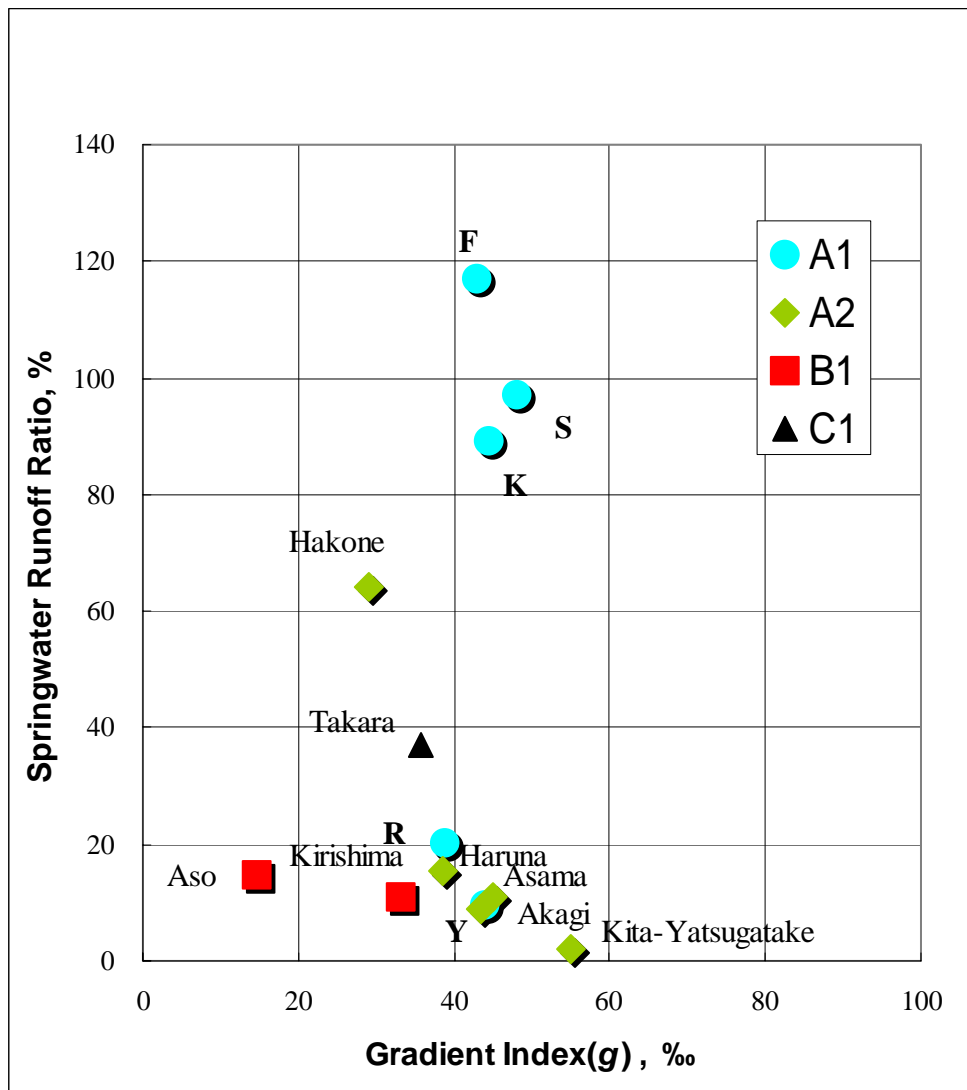


図 16 A1,A2,B1,C1 型火山における湧出高と傾斜の指標との関係 .

A1 型火山についての略号については図 10参照 .

Fig.16 Relationship between the gradient index (g) and height of springwater runoff ratio of A1, A2, B1 and C1-type volcanoes. For abbreviation, see Fig.10

さらに , A2 型火山について  $g$  と  $r$  の関係を見ると ,  $g$  が大きくなると  $r$  が小さくなるという傾向が見られる . すなわち , A1 型火山とは異なり , 傾斜が緩い火山ほど  $r$  が大きくなる , すなわち保水力が大きくなる . つまりカルデラの大小が  $r$  の値と関係している .

一方 , カルデラを持たない A1 型火山は断面形が似たような形になるため , ほかのタ

タイプの火山に比べて傾斜の指標  $g$  で表される形状の差が小さいものと考えられる。

## 2. 開析度の増加と地形発達

一方，A1 型火山における湧出率  $r$  の値は開析度と高い負の相関があり，開析度  $D_d$  が増大すると  $r$  が減少する傾向が明らかに見られた(p.75の図 15)。

ここで，開析度は鈴木(1969)による値であるが，鈴木(1969)はこの値が火山が侵蝕を受けてきた期間の長さとの高い相関があることを見出している。このことから，火山の開析度は侵蝕のステージを表すものと考えてよい。ここで，開析度の値(図 15)をもとにして侵蝕ステージを読み取れば，

富士山 = 早初期

後方羊蹄山および寒風山 = 初期

利尻岳 = 後期

南八ヶ岳 = 末期

と設定するのが妥当であろう。

このように読み換えると，図 15で得られた開析度と  $r$  との関係は，侵蝕ステージと  $r$  の変化との関係を示しているといえる。すなわち，A1 型火山においては侵蝕ステージが進むにつれて湧泉湧出率が減少する。

## 3. 各侵蝕ステージの火山における湧泉の分布

### a 侵蝕ステージの進行に伴う地形変化

侵蝕ステージが進行するにつれて，火山体の地形はどのように変化するのであろうか。また，それに伴って地下水の流動系がどのように変化し，どのようなプロセスを経て湧泉湧出率  $r$  が減少してゆくのであろうか。この問題の検討には，侵蝕ステージの異なる

火山についてその地形の差・地下水流動系の差を比較検討する手法が有効であろう。

ここで、図 15に挙げた 5 座の A1 型火山は前項で挙げた侵蝕ステージを幅広く含んでおり、それぞれが各侵蝕ステージにある A1 型火山を代表していると考えられる。したがって、侵蝕ステージに伴う地形変化の解明と地下水流動系変化の検討について、これらのうち寒風山を除いた 4 つの火山の間で比較検討を行う。寒風山を除いたのは、地質構造がまだ十分に明らかになっていないこと(平川, 1997)、形態が典型的な円錐火山ではないこと、ほぼ同じ開析度・湧出率を持つ後方羊蹄山をもってこのステージの火山を代表させることができること、が理由である。

まず、地形変化については、侵蝕ステージの進行により谷の深化と伸長および火山噴出物原面の面積縮小・解体が起こる。たとえば、谷の伸長についてみると、各火山について頂上(火口のある場合はその火口縁)から 2 次谷の上端までの距離  $l_2$  を計測したとき、その値は火山ごとに著しい差を示す(鈴木, 1969)。 $l_2$  の値は開析度と高い相関があり、開析度の増大すなわち侵蝕ステージの進行に伴って小さくなる。したがって侵蝕ステージが進行すると谷が伸長し、より山頂に近い部分まで谷が伸びてゆく。以上から、谷が伸張すればするほど湧泉湧出率  $r$  が小さくなる、この関係を表したのが図 17である。

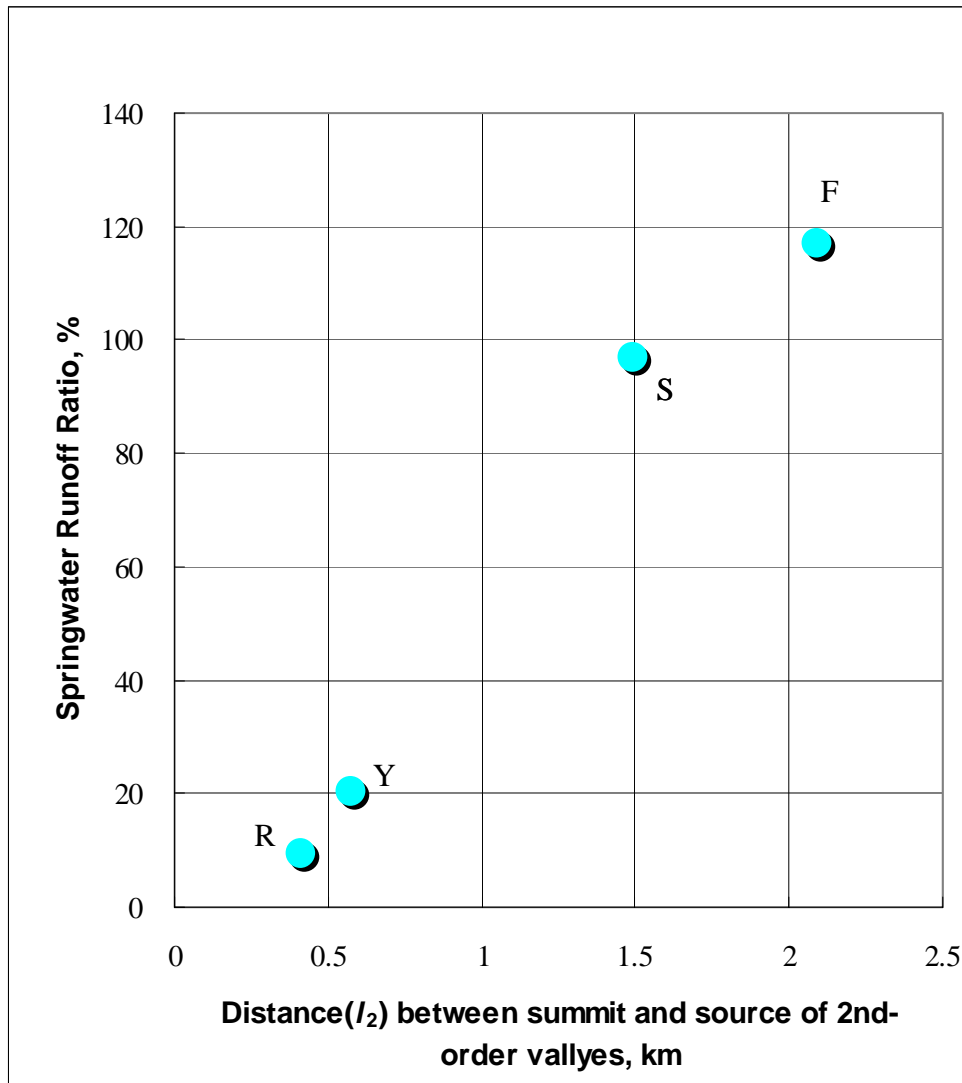


図 17 頂上から 2 次谷上端までの距離  $l_2$  と湧泉湧出率の関係 . 略号については図 10 参照 .

Fig. 17 Relationship between the distance ( $l_2$ ) between summit and source of 2<sup>nd</sup>-order valleys and springwater runoff ratio. For abbreviation, see Fig. 10

このような地形変化に伴って、火山体内の地下水流動系が変化し、結果として開析度と湧泉湧出率  $r$  が相関を持つのは、地下水流動系自体を明らかにすることで実証的に解明できる。しかし、地下水流動系の変化について検討を試みる場合、すべての火山について詳細な地下水観測が行われているわけではないので、地下水に関する実証的なデータからこの問題を検討することはできない。

近年、扇状地の地下水流動を解明する目的で多くの調査が行われたが、いずれも多大な労力と時間を要するものであった。それに対して、豊島(1994)、豊島ほか(1998)は地形分類の手法を取り入れることにより、詳細な地下水調査を行わずして地形データのみからでも地下水流動系の推定が可能であることを示した。

本研究ではこの流れに従い、湧泉分布と地形地質分類の対応を考察することにより、地下水流動系の変化過程を推定することを試みる。

## **b 湧泉分布の特徴と分布位置のタイプ**

火山体周辺の湧水を観察すると、その地形的位置については以下のように分類することが出来る。

- [1] 顕著な熔岩流あるいは火砕流の末端にあるかこれらの面上に湧出するタイプ(富士山・柿田川湧水群、鳥海山・胴腹の滝(写真 1)、浅間山・鬼押し出し末端湧水群など)。柿田川湧水群や鬼押し出し末端湧水群のように大規模な湧泉が多く見られる。末端にあるものは、熔岩流あるいは火砕流の末端が開析されたところに湧出するものと、開析を受けない状態で湧出するものがある。
- [2] 熔岩流あるいは火砕流が開析されたとき、その侵蝕谷の谷壁ないし谷頭に湧出するタイプで、熔岩流あるいは火砕流の末端ではないもの(木曾御岳・伝上川湧水群(仮称、写真 2)、富士山・須川の湧水など)。
- [3] 山麓の扇状地面に湧出するタイプ。これはさらに扇面上の地形変換線でない場所に

湧き出るタイプ(ハヶ岳・東出口(写真 3), 三分一湧水など)と扇面を開析する谷の谷頭に湧き出るタイプ(赤城山・湧玉(写真 4)など)に細分されるが, 本研究では一括して扱う.

[4]山麓に露出する基盤岩から湧出するが, 起伏などから判断して火山体を涵養域とすると考えられるタイプ



写真 1 鳥海山山麓・胴腹滝湧水（山形県遊佐町，L1 型 - 熔岩流末端型・顕著な熔岩流の末端基部に湧出する大規模な湧泉）

Photo 1 Example of L1-type spring (Douhara-taki spring on the base of Volcano Choukai, Yamagata Pref.). Water springs from the foot of terminal slope of a large lava flow.



写真 2 木曾御嶽南麓・(長野県王滝村, L2 型 - 熔岩流側面型 . 伝上川熔岩流基部, 王滝累層との境界から湧出する湧泉群が滝をなしている . 左下に人物)

Photo 2 Example of L2-type spring (Unnamed springs on the base of Volcano Ontake, Nagano Pref.). Water springs from the boundary between Ohtaki Formation (river deposits) and Denjo Lava Flow.





写真 3 八ヶ岳南西麓・東出口(長野県富士見町 ,F 型 - 扇状地扇面上 .フラットな地形に湧き ,  
周囲にはなんら地形変換線がみられない .)

Photo 3 Example of F-type spring (Higashi-deguchi spring on the base of  
Volcano Yatsugatake, Nagano Pref.). Note that the spring locates on a flat surface.



写真 4 赤城山南西麓・湧玉（群馬県北橋村，F 型 - 扇状地を開析する浅い谷の谷頭．写真左側が谷頭地形となっており，この池から湧出した水がここから谷を形成している）

Photo 4 Example of F-type spring (Wakutama spring on the base of Volcano Akagi, Gunma Pref.). This spring locates at a head of a small valley dissecting a fan surface.

ここで，[1]のタイプを L1 型(熔岩流末端型)，[2]のタイプを L2 型(熔岩流側壁型)，[3]のタイプを F 型(扇状地型)そして[4]のタイプを B 型(基盤型)とそれぞれと呼ぶことにする．これらのうち，たとえば L2 型・F 型の分布はそれぞれ谷の存在・扇状地の成長と密接に関係すると考えられる．特に，谷がほとんど入っていない侵蝕ステージ初期には L2 型が少なく，またこの時期には扇状地自体が少ないので F 型湧泉もまれであろう．このように湧泉をその地形的位置で分類したとき，それぞれの侵蝕ステージにある火山毎にその火山周辺の湧泉のタイプやその分布が異なってくることが予想される．

そこで，対象とする各火山における周辺湧泉のすべてについて，既存研究による地形分類図・表層地質分類図から湧泉のタイプを判別した．その結果を示すのが図 18～図 21である．

富士山(図 18)においては柿田川湧水群や忍野八海のような大規模な湧泉が極めて多

い。これらは三島熔岩流の末端にある柿田川湧水群に代表されるように L1 型湧泉が大部分を占める。また、東麓の湧泉は御殿場泥流の面上および末端・側面から湧出するものがおい。この結果、富士山全体をみたときも L1 型湧泉からの湧出量が卓越する。一方、火山山麓扇状地の発達が悪く、F 型湧泉はほとんど分布しない。B 型もあまり見られないので、L1 型・L2 型だけで全体の 95% 以上を占めるようになっている。

後方羊蹄山(図 19)では、山麓部に露出する熔岩流末端から湧出する湧泉が多い。さらに、基盤の不透水層である真狩別層から湧出する大湧泉も見られる。その結果、L1 型が卓越するのは富士山と同様であるが、B 型も目立つ存在となっている。

利尻岳(図 20)については、湧泉湧出量のほぼ全量が山麓扇状地から湧出する F 型である。したがって湧泉数・湧出量のいずれについても F 型湧泉からの湧出量が大半を占める。

南八ヶ岳(図 21)では、標高の高い部分にある湧泉は L1 型・L2 型であるが、これらはいずれも湧出量が小さい。一方、湧出量が最も大きな 1000m 帯湧泉群(丸井ほか, 1994)の湧泉は、その多くが F 型である。この結果、湧泉の数としては F 型が 50% 程度のシェアを占めるにとどまるが、湧出量で見るとその割合は 85% にも達する。

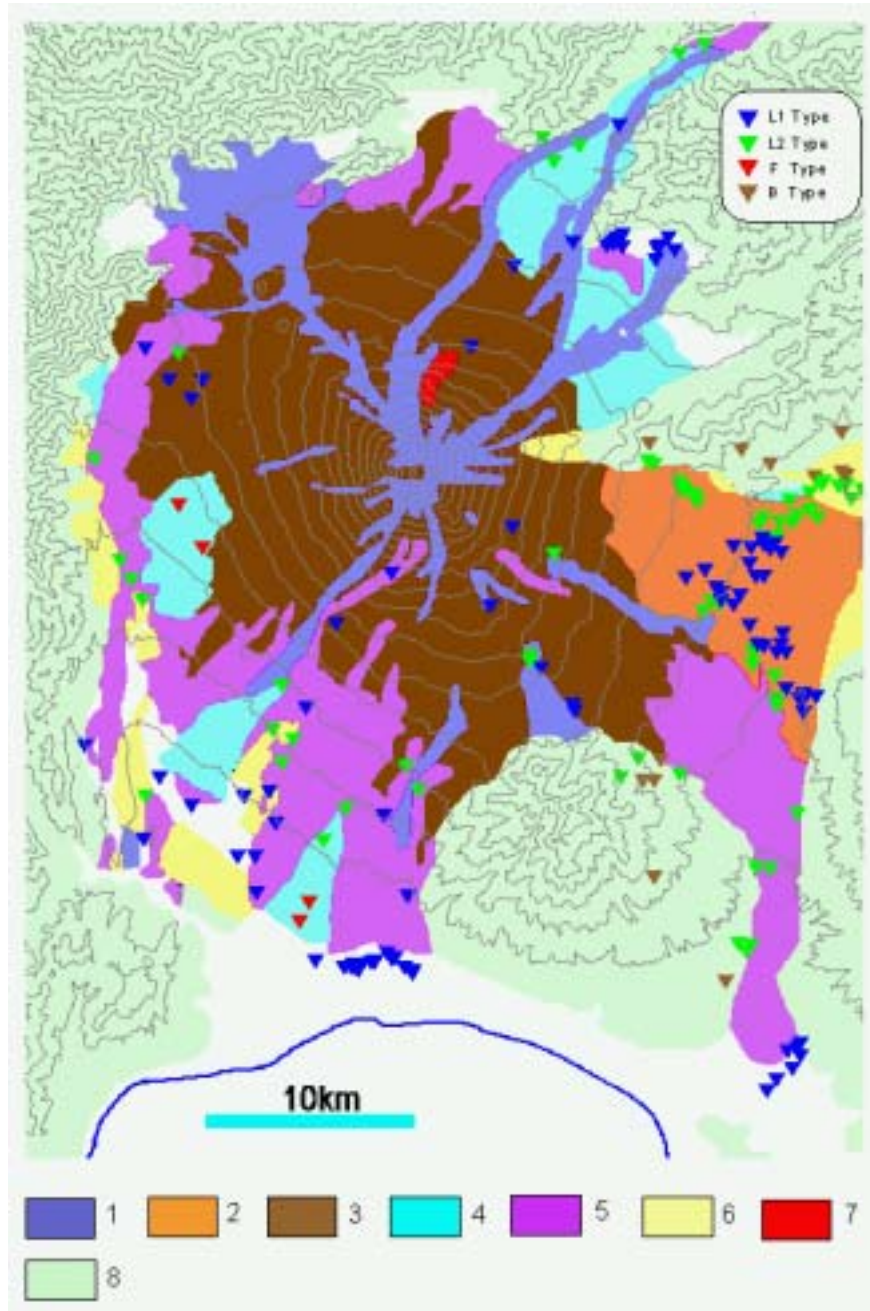


図 18 富士山周辺の地質(町田, 1965; 津屋, 1968 を簡略化)と湧泉のタイプ  
 1: 最新期熔岩類 2: 御殿場泥流, 3: 新期熔岩類, 4: 扇状地堆積物,  
 5: 古期富士 II 期噴出物 (三島熔岩流など), 6: 古期富士 I 期噴出物・泥流など,  
 7: 古御岳を構成する岩石, 8: 第三系

Fig. 18 Geologic map (simplified from Machida, 1965 and Tsuya, 1968) and type of each spring around Volcano Fuji . 1: Recent lave flow, 2: Gotemba mud flow, 3: New lave flow, 4: Fan deposit, 5: Kofuji 2<sup>nd</sup> eruptives (Mishima lava etc.), 6: Kofuji 1<sup>st</sup> eruptives (mud flow), 7: Komitake volcano, 8: Tertiary



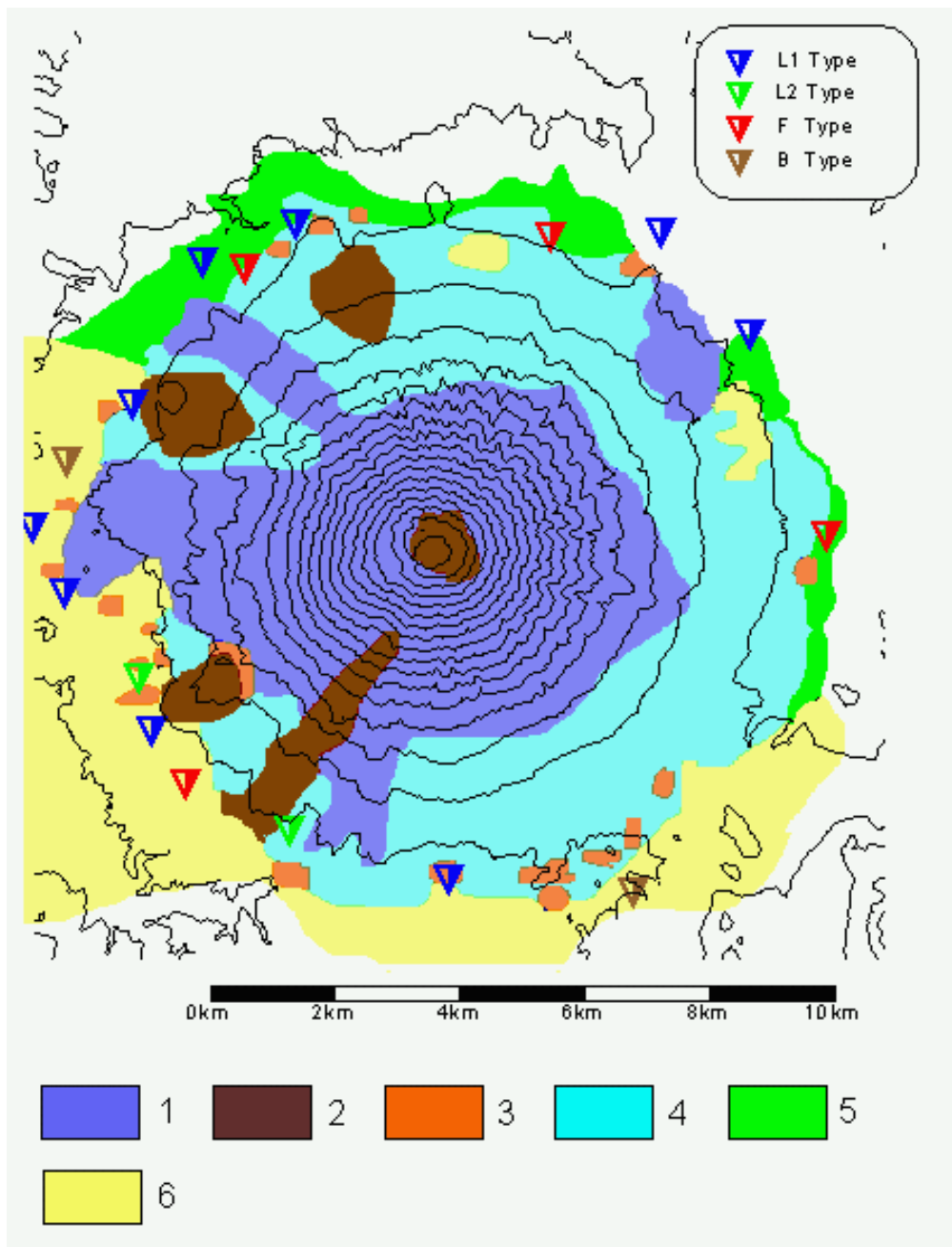


図 19 後方羊蹄山周辺の地質(斎藤, 1956 を簡略化)と湧泉のタイプ.

1: 火山噴出物, 2: 寄生火山噴出物, 3: 熔岩類(模範林熔岩など),

4: 扇状地堆積物, 5: 段丘堆積物, 6: 基盤岩類(真狩別層, 留寿都層)

Fig. 19 Geologic map (simplified from Saito, 1956) and type of each spring around Volcano Shiribeshi .

1: Main volcanic eruptives, 2: Parasitic volcanic eruptives, 3: Sorioiyama,

Mohanrin lava, 4: Fan deposit, 5: Terrace deposit, 6: Makkari Rusutsu layer

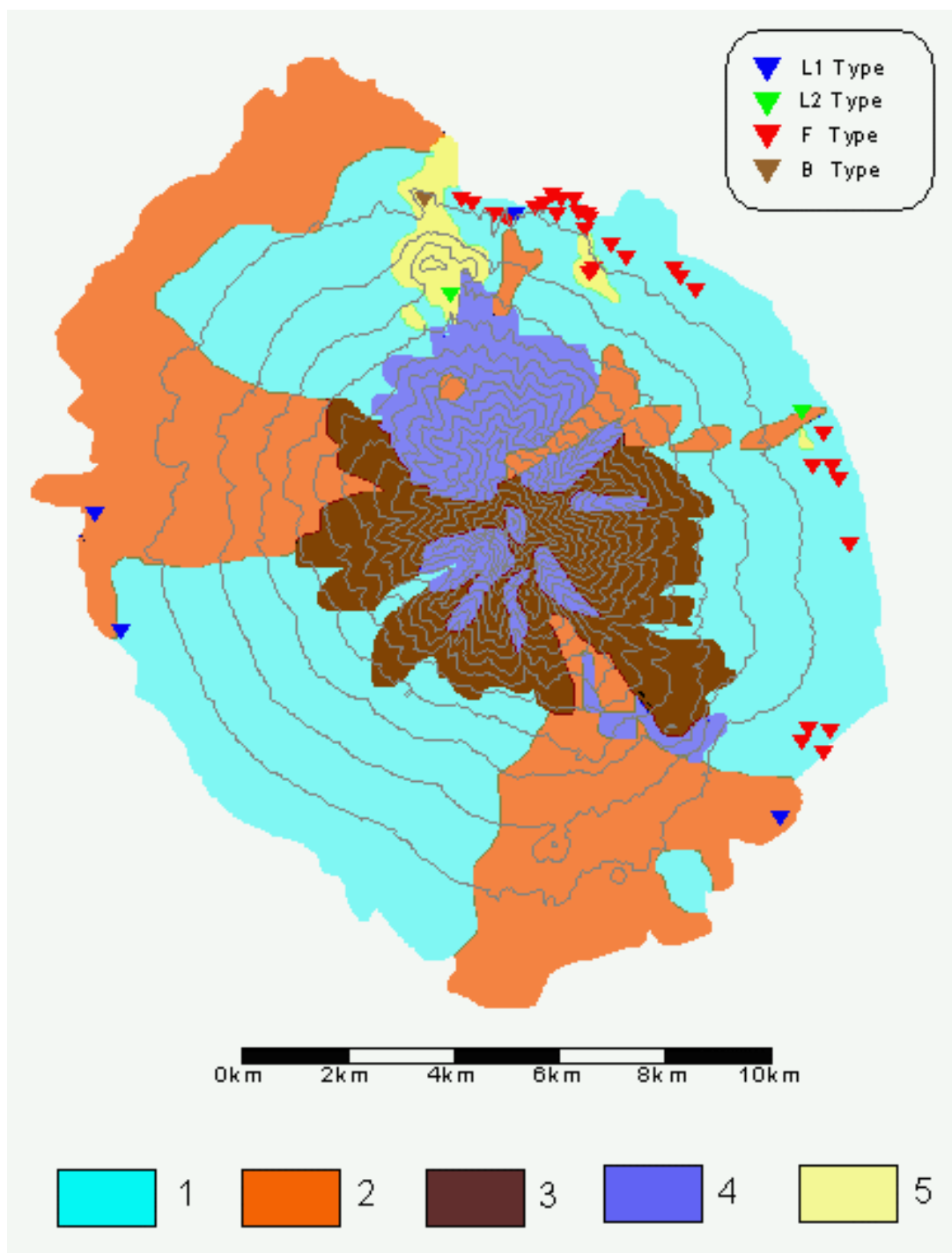


図 20 利尻岳周辺の地質(石塚, 1999 を簡略化)と湧泉のタイプ .

1 : 扇状地堆積物 , 2:新期火山噴出物 , 3:中期火山噴出物 , 4:古期火山噴出物 , 5:基盤岩

Fig. 20 Geologic map (simplified from Ishizuka, 1999) and type of each spring around volcano Rishiri . 1: Fan deposit, 2: Late stage volcanic, 3: Middle stage volcanic, 4: Early stage volcanic, 5: Basement rocks

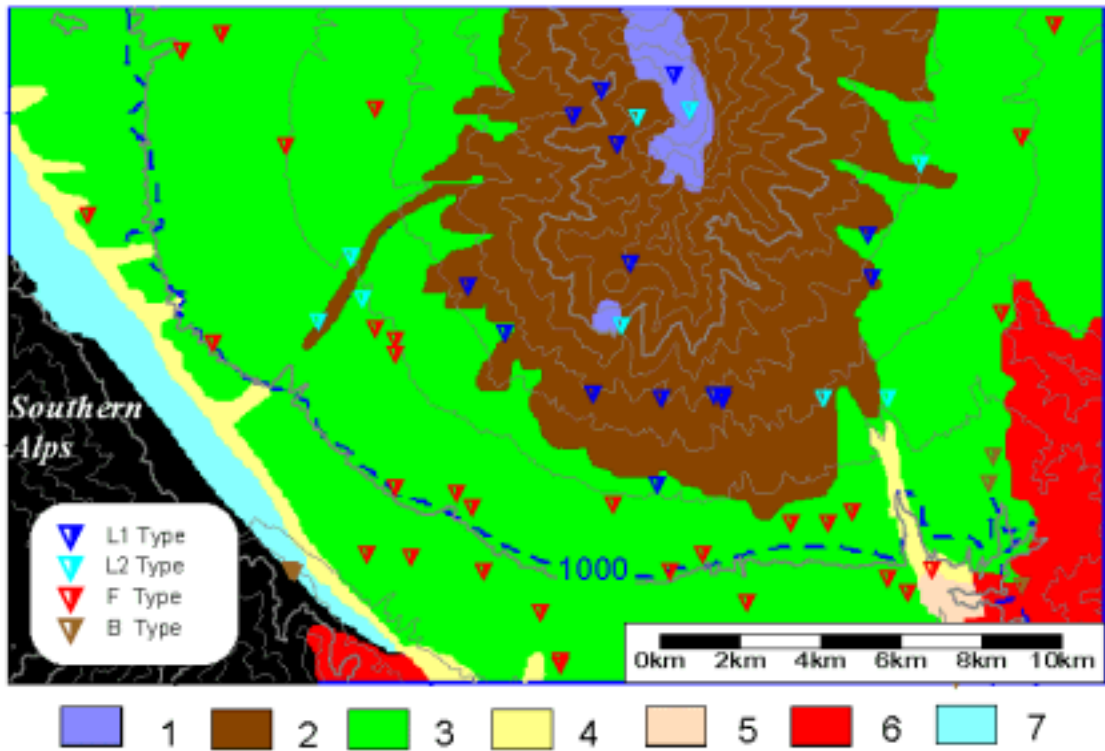


図 21 南八ヶ岳周辺の地質と湧泉のタイプ (河内, 1977 を簡略化) .

1: 新期火山噴出物, 2: 古期火山噴出物, 3: 扇状地堆積物, 4: 蘆崎泥流, 5: 巨摩層群,  
5: 深成岩類, 7: 沖積層

Fig. 21 Geologic map (simplified from Kawachi, 1977) and type of each spring around S. Yatsugatake . 1: Younger volcanic rocks, 2: Older volcanic rocks, 3: Piedmont gravel, 4: Nirasaki pyroclastic flow and mud flow, 5: Koma group, 6: Neogene plutonic rocks, 7: Allivium

	<i>Fuji</i>	<i>Shiribeshi</i>	<i>Rishiri</i>	<i>Yatsugatake</i>
Total Number of Spring*	184	16	36	70
Number of Each Type of Springs:				
L1	103 ( 56% )	9 ( 55% )	4 ( 11% )	16 ( 23% )
L2	65 ( 35 )	2 ( 13 )	2 ( 6 )	9 ( 13 )
F	4 ( 2 )	3 ( 19 )	29 ( 80 )	35 ( 50 )
B	12 ( 7 )	2 ( 13 )	1 ( 3 )	10 ( 14 )
Total Amount of Springwater Discharge (l/s)	68318	3666	1113	982
Discharge from Each Spring Type:				
L1	58785 ( 86.0% )	1860 ( 50.7% )	45 ( 4.0% )	61 ( 6.1% )
L2	9037 ( 13.3 )	398 ( 10.9 )	22 ( 2.0 )	64 ( 6.5 )
F	26 ( 0.0 )	598 ( 16.3 )	1031 ( 92.6 )	834 ( 85.0 )
B	470 ( 0.7 )	810 ( 22.1 )	15 ( 1.4 )	24 ( 2.4 )
Average Discharge of Each Types of Springs(l/s)				
L1	570.7	206.7	11.3	3.8
L2	139.0	199.0	11.0	7.1
F	6.5	199.3	35.6	23.8
B	39.2	405.0	15.0	2.4

\*: Only springs whose type was identified

**表 2 各火山における湧泉のタイプ別湧出量の割合**  
**Table 2 Total amount of springwater discharge from each type of spring**

以上の結果により、火山ごとに湧泉のタイプ別湧出量の割合を算出した。この結果と、火山ごとについて湧泉タイプ別の湧出量の合計を示したのが表 2である。

これらの結果から分かるように、どのタイプの湧泉からの湧出量が多いかは火山ごとに大きく異なっている。しかしそれは単に火山毎に違うというだけではなく、侵蝕ステージの進行に伴って系統的な変化をする。すなわち、侵蝕ステージの進行に伴って、湧出量において卓越するタイプはL型からF型へ移行していく。



#### 4. 湧泉位置の移動と流動系の変化

##### a L型湧泉とF型湧泉について予想される流動系

以上のように、侵蝕ステージが進行するにしたがって、卓越する湧泉のタイプが熔岩流・火砕流型(L1型・L2型)から扇状地型(F型)へ変化してゆくことが分かった。これはいかなる理由によるものであろうか。

八ヶ岳では詳細な観測により大規模な地下水流動系の実態が明らかになっている。八ヶ岳の主な湧泉は標高 1000m 付近に帯状に分布する湧泉群で、これらはほとんどが F 型である。この湧泉を維持する地下水流動系は、山地の上部の標高 2000m 内外のところで涵養された地下水が 50 年程度の時間をかけて流動してくるものである(風早・安原, 1994)。これを侵蝕ステージが進んだ火山における F 型湧泉のスタンダードとして捉えると、F 型湧泉を維持する機構は、従来考えられていたような火山体の深部に浸透してゆっくりと流出してくる地下水流動系にあると言える。この流動系は、当然地下水の水利地質構造の影響を受けるであろうが、湧泉の位置にほとんど偏りが見られないことから、この影響は小さいものであろう。

一方、侵蝕ステージがもっとも初期のものである富士山については、状況はまったく異なっている。富士山周辺の湧泉はほとんどが L1 型のものであるが、とりわけ巨大な湧泉(忍野八海、富士宮湧玉池、柿田川湧水群など)は古富士火山の活動による熔岩流の末端に位置し、八ヶ岳の F 型湧泉とは違って著しく偏在している。このことは、富士山の F 型湧泉が熔岩流の存在に強く規定されたものであることがわかる。たとえば、富士山の数ある熔岩流のうち最もよく水利地質構造が調べられている三島熔岩流では、熔岩流下に地下河川の存在が推定されている(蔵田, 1951, 1952; 落合, 1969)。

同じく侵蝕ステージがあまり進んでいない後方羊蹄山については、山麓扇状地の中に熔岩流が露出しているところから湧出する L1 型湧泉が多い。これもまた埋没した熔岩流に規定されて存在している湧泉であろう。しかしこれらの熔岩はもはや地表に露出せ

ず，扇状地に覆われている．

#### b 熔岩流の開析・火山山麓扇状地の発達と地下水流動系の変化

火山体上部で涵養された地下水は，ポテンシャル勾配にしたがって下方に流動し，山麓部で湧出する．その流動系を形成する地質は火山ごとに異なっている．たとえば富士山では山麓まで連続する溶岩流が存在し，その末端に湧泉が集中することから，溶岩流中の流れが想定される．

一方，八ヶ岳の地質分布を見ると，富士山とは異なって現在残存する溶岩流は山麓の主な湧泉が分布する標高にまで達しておらず，水は主によく発達した扇状地から湧く．このような湧泉の中には地形的変換線とはまったく関係のないフラットな面上に湧出するものも多く(p.85の写真 3参照)，この流動系が富士山麓の湧泉のようには特定の地質構造に規定されていないことを示唆している．しかしこの地下水流動系で維持される水の量は，気候的に推定される水入力量よりはるかに小さい．これと富士山における結果を比較すると，富士山のように溶岩流が山麓まで達している場合には溶岩流中の地下水流動系が大きな寄与をしているが，その後侵蝕ステージの進行に伴って溶岩流が解体されたり消失したりすると，今度は深く浸透する地下水流動系が卓越するようになり，火山体全体としては地下水流動系の規模が縮小する．これは山体内部の水貯留量の減少につながることから，山体全体としての湧水湧出率が減少し，それが「保水力」の低下として現れる可能性が考えられる<sup>9)10)</sup>．

<sup>9)</sup> ここで，山本(1970)は富士山を対象にして，山体の深部に達する深い地下水流動系が存在しそれが主たる流動系となっているものと仮定して，山体全体の流動系についてシミュレーションを行っている．この仮定は上記に示した可能性とは矛盾するが，山本(1970)も本研究も地下水流動系，特にその経路について検討できる実証的なデータが得ていないので今後の課題としたい．

<sup>10)</sup> 多摩丘陵の小河川では，基底流量は流域内において帯水層となりうる地層の全体積と正の相関をもつという研究結果(松村，1972)があるが，本研究で対象とした火山についても大規模な溶岩流を帯水層として考えると同じ結果になっている．

## 5. 火山の地形発達と水文環境の変化

以上述べてきたように、今回取り上げた火山についてはそれぞれの地質構造・地形の差異によって湧泉の分布・湧出量・湧出率が異なっている。しかし、これらの差異は単に火山ごとの特殊性によるものではなく、A1 型火山の一般的な地形変化の枠組みの中で統一的に理解できる系統的な差異であることが分かる。

侵蝕の初期においては、熔岩流・火砕流が山体の高所から山麓にかけて連続的かつ広範囲に分布し、この中に大規模な地下水流動系が維持されると考えられる。その結果湧泉は熔岩流の位置に応じた偏在を示す。

一方侵蝕が進むとこのような連続的な熔岩流・火砕流は解体されて連続性が悪くなる。また山麓には広大な扇状地が発達する。この場合特定の熔岩流・火砕流に依存した流動系の存在は相対的に小さくなり、山地高所から山麓にかけて連続的に水を運べるのは、山体深部の地下水流動系になると考えられる。

したがって火山体ごとの水文特性を規定する地質地形条件は、確かに火山ごとに差異があるが、それは単に「火山ごとにまちまち」というのではないことが分かる。すなわち、これは侵蝕ステージというシーケンスの中で系統的に変化してゆくものであると位置付けることができる。これは火山の水理地質条件が、従来強調されてきた個別性(谷口, 1998)のみならず、火山共通の侵蝕プロセスに従った一般的な規則性を持っていることを意味する。

## 第7章 まとめと今後の課題

### 1. まとめ

#### a 火山体の低水流出特性を表す指標

わが国の成層火山 5 座について、山体全体の面積降水量・蒸発散量を気候値メッシュデータから推定し、これにより水入力量  $I$  (降水量 - 蒸発散量) を計算した。また、最近公刊された湧泉データベースをもとに各山体について山体全体からの湧泉湧出量を計算した。

湧泉湧出量を山体の面積で除した値を湧泉湧出高  $q$  と定義すると、 $q$  は水入力量 (降水量 - 蒸発散量) に近い値をとる火山とそれよりはるかに小さい値をとる火山があることが分かった。また、 $q$  の値は周辺河川の湧水比流量と高い相関がみられ、火山体が周辺河川の低水流出特性に大きな影響を与えていることが確かめられた。

湧泉湧出高  $q$  の値が水入力量  $I$  の値に近い 3 火山では、 $q$  の値は  $I$  の値に規定されるので、 $q$  の値自体には気象の影響も無視できない。そこでこの影響を捨象するために湧水湧出率  $r = q/I(\%)$ 、ただし  $q$  と  $I$  は時間スケールを統一した値を導入した。この値も火山毎に大きく異なる値を示したが、これは気候の効果が含まれないことから、火山体自身の水文特性を強く反映している指標であると考えられる。

#### b 湧水湧出率を規定する要因

各火山について計算された湧水湧出率  $r$  の値と火山体の地形量との関係を検討した結果、 $r$  は火山体の開析度  $D_d$  に強く規定されることが分かった。また、 $r$  が 100% に近い火山については、比高が大きい火山ほど  $r$  が大きくなる傾向が見られたが、これは  $D_d$  の影響に比べるとわずかな効果しかもたなかった。その他、火山体の底面積・体積・傾斜の指数などとの間の関係も検討したが、 $D_d$  ほどの影響をもつ要因は見つからなかった。傾斜の指数(平均比高と底面積の平方根との比に比例)との相関は A1 型火山につい

ては見られなかったが、これはこの指数のレンジが A1 型火山については他のタイプの火山にくらべて狭く、A1 型火山が大局的には似たような断面形をしていることを示している。

### c 火山の地形発達と湧水のタイプの変遷

成層火山においては、開析比の大小は侵蝕ステージの進行程度を表す。火山体の低水流特性の指標  $r$  が開析比と大きな関係を持つことは、この値が侵蝕ステージに伴って変化してゆくことを示唆している。この考察は、すべての火山において、八ヶ岳のように集中観測を行うことにより流動系を明らかに出来れば実証的に検討できるのだが、これは現段階では現実的ではない。そこで、湧泉のタイプをその湧出場所の特性で分類し、各火山についてそれぞれのタイプの湧泉から多くの水が湧出するか比較検討することにより、侵蝕ステージの進行に伴う地下水流動系の変化を推測することを試みた。

その結果、侵蝕ステージ早初期・初期の火山では熔岩流や火砕流・泥流の末端から湧出する L1 型湧泉が湧泉数・湧出量ともに卓越し、侵蝕ステージが進むと山麓扇状地の扇面あるいはその開析谷から湧出する F 型湧泉が増加する。侵蝕ステージが進んだ火山の場合でも、八ヶ岳のように熔岩流から小規模な湧泉が多数湧出する場合は、湧泉数の上では F 型湧泉の卓越度はそれほど高くはない場合もあるが、湧出量からみると F 型湧泉は他のタイプの湧泉よりはるかに多くの水を湧出させている、ということが分かった。

L1 型湧泉が卓越する侵蝕ステージ初期の火山についてさらに詳しくみると、富士山のように特定の熔岩流の末端から大量の湧水が見られるという熔岩流制約型と、後方羊蹄山のように特定の熔岩流地形とは一見関係なく山体基部から湧出するパターンの 2 者がある。しかし後者の場合も熔岩の露頭から湧出する大規模湧泉が見られる。

これより、侵蝕ステージの変化に伴う地下水流動系の変化を推測すると次のようになる。侵蝕の早初期は熔岩流・火砕流の中を大量の水が流動して末端で湧出するが、侵蝕がやや進むとそれらの側面からも湧出が始まる。侵蝕ステージがさらに進行して熔岩流

などが山麓まで連続しないようになり，山麓に扇状地が広く発達しはじめると，山体に浸透した水が扇状地で湧出する深い流動系が卓越するようになる一方で，降雨が速やかに開析谷から流出するために湧泉湧出率が低下してゆく．

従来の火山体水文学は，火山ごとの地質地形条件の個別性の強さのみが指摘されてきたため特定の火山についての詳細な議論に終始しがちであった．しかしこれでは火山ごと，ひいては第四紀火山岩を含む流域ごとの低水流出特性の地域性が何によって生じるかという重要なテーマに対して大きな寄与はできない．この目的のためにはそれぞれの火山についての知見を比較対照しながら本質に迫る地理学的考察が必要となると思われる．本研究はそのような流れを踏まえ，火山毎の流出特性を表す統一的な指標を考案してその有効性を確かめ，その値を用いて比較火山水文学を展開した．そして多分にラフな検討ではあるが，山体ごとの水文特性の差を規定する地質地形条件の個別性もまた火山の地形発達史という大きな枠組みの中で捉えれば統一的に理解しうることを示した．

## 2. 今後の課題

本研究で取り上げた火山は，まだ A1 型，つまり形態においてそれほど差異がないと考えられるタイプの火山である．わが国および世界にはもちろん他のタイプの火山も多く存在するので，他のタイプの火山についても今回導入したような手法・考察が可能であるかどうか検討の必要がある．この際，A2 型や B 型の火山ではカルデラの大きさ・深さ，そして湖の有無がどの程度強く影響するのか慎重に検討する必要がある．ただし，図 16 (p.77)を見ると A2 型火山では傾斜が緩くなると湧泉湧出率が増える傾向が見取れるので，これが手がかりになる可能性がある．

また，A1 型火山を 5 つ取り上げたとはいっても，まだそれぞれの侵蝕ステージを代表する程度の数でしかない．目下のところ湧泉データの制約のためこの程度の数にとど

まっているが、今後もデータ収集に努め、多くの火山を対象に考察を進めてゆきたい。

今回は A1 型火山を取り上げたが、これは地形発達が互いに似通っているという研究結果(鈴木, 1969; Mizutani, 1974; 守屋, 1983)によるものである。ところで、日本の山地一般についても、地形発達の方式は互によく似ており、どの山地も統一的な地形発達ステージの中に位置付けることが可能であることが知られている (Ohmori, 1978; 吉川, 1985)。また、Mizutani(1974)は、成層火山の解体を表す一般式が火山以外の山地にも適用しうることを、すなわちわが国の山地における侵蝕過程は火山/非火山といった条件にかかわらず同様のものとして理解されることを示した。

したがって、今回示したものと同様な考察を進めることにより、火山以外の一般の山地についてもその水文環境の地域性の原因を、山地の個別性だけに起因させるのではなく一般的な山地の地形発達様式の中で位置付けて理解することが可能になると思われる。これは今後極めて重要な課題となるであろう。

また、侵蝕ステージ初期の火山について、富士山を例にとって浅い熔岩流中の大規模な流れを想定した議論を行った。これは火山の山体地下水は非常に深い部分にまで浸透してからゆっくり流出してくるという一般的見解とはやや異なる。が、地表近くに限られるはずの侵蝕過程が深い地下水の流動系に与える影響よりも、直接侵蝕を受ける熔岩流などの中の流れが受ける影響の方がより大きい可能性があり、かならずしも深いゆっくりとした流れだけがメインの流動系ではないのではないだろうか。この点の解明が急がれる。

次に、湧泉湧出率が小さい火山については、湧泉以外のいかなるプロセスで水が火山体外に排出するのか明らかにする必要がある。それには、河川の直接流出・基底流出・河床に存在するなど、通常の意味では湧泉として認識されない湧泉による湧出・地下水流による排出が考えられるが、これらの割合を実証的に検討することで、火山体水文学に対する理解がより深まるであろう。

第 1 章2節で述べたように , ハヶ岳は山体全体にわたる包括的な地下水・湧泉調査が行われ , 特に実証データを用いて地下水流動系が明らかになっているという意味で貴重な山体である . しかしそれが水文学的に日本の火山を代表する存在なのかどうかについては , 今回の結果からは大いに疑問を生じるところで , むしろ多くのタイプの中の一つという程度に捉えておくべきであると思われる . 今後研究の進展によりそのような理解が広まったとき , わが国ひいては世界の火山体水文学は従来より高度な認識レベルに達したといえるようになるであろう .



## 謝辞

本研究を進めるにあたり，大森博雄教授をはじめとする東京大学大学院理学系研究科地理学専攻・新領域創成科学研究科環境学専攻の諸先生方には終始温かい励ましと有益な指導をいただいた。また，両研究科の大学院生諸氏には有益な討論をいただいた。福井大学の田中幸哉助教授，東京大学空間情報科学研究センターの小口高助教授には日々の研究の面で叱咤激励と貴重な助言・指導をいただいた。また，気候値メッシュデータの利用については気象庁産業気象課に便宜をはかっていただいた。上記の方がたに厚く御礼申し上げます。

## 引用文献

- 安形康(1991): 1984年「御岳崩れ」の水文学的影響. 地形, **13**, 68
- 安形康(1993MS): 日本島河川における年流出特性およびその地域性を規定する要因の総合的検討. 東京大学大学院理学系研究科地理学専攻修士論文. 78p
- 安形康(1993): 1984年「御嶽崩れ」の水文学的意義(第2報) - 洪水データの解析 - . 地形, **15**, 74
- 安形康(1994): 西日本少積雪河川における月単位水収支から見た流域貯留量の季節変化と河川流量との関係. 日本地理学会予稿集, **45**, 166-167
- 安形康・田中幸哉(1997): 丘陵流域における二つの流量ピークからなる流出現象とその生起条件 - とくに貯留量の閾値に着目して - . 地理学評論, **70A**, 798-812
- 安形康(1999): 日本における火山体の地形特性と湧泉湧出量の関係. 日本地理学会予稿集, **55**, 294-295
- 安形康・松本淳・小口高・田力正好・谷本章浩・松多信尚(1996): 王滝川流域における水文観測. 平成5-7年度科学研究費補助金一般研究(B)05452341 研究成果報告書「大規模崩壊後の河川地形の発達過程に関する研究(研究代表者・大森博雄, 小口高)」, 75-85
- 安藤義久・高橋裕・伊藤孝(1981): 山地河川の地下水流出の逓減特性とそれに対する流域地質の効果. 第25回水理講演会論文集, 175-181
- 池田喜代治(1995): 富士山南麓地域における地下水の水文化的研究 地下水塩水化前後における水文と水質の挙動, ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **25**, 57-70
- 石田泰治(1963): 三島市付近の地下水位と富士山の積雪について. 天気, **10**, 199-203
- 石塚吉浩(1999): 北海道北部, 利尻火山の形成史. 火山, **44**, 23-40
- 井野盛夫(1976): 富士山南・西麓の湧水について. 日本地下水学会誌, **18**, 1-8
- 井野盛夫(1987): 富士山東南西麓の湧水. ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **17**, 63-74
- 井上禧之助(1917a): 富士四近水理地質報文, 地質調査所報告, **63**, 19-78
- 井上禧之助(1917b): 富士四近の水理. 地学雑誌, **9**, 581-594, 645-652
- 板寺一洋(1993): 安定同位体組成の変化から何が読み取れるか? 主に蒸発に伴う非平衡プロセスについて. ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **23**, 59-66
- 岩井田黎一郎・佐々木実(1951): 富士宮北部の地質と地下水. 地質学雑誌, **57**, 111-118
- 植原茂次・佐藤照子(1983): 日本の河川流域の月単位水収支と水文特性(第1報). 国立防災科学技術センター研究報告, **30**, 25-64
- 植原茂次・佐藤照子(1985): 日本の河川流域の月単位水収支と水文特性(第2報). 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 155-228
- 大槻恭一・三野徹・丸山利輔(1984a): 計器蒸発量, 蒸発散位と実蒸発散量の関係 - 実蒸発散量推定に関する研究(I) - . 農業土木学会論文集, **111**, 95-103
- 大槻恭一・三野徹・丸山利輔(1984b): 水収支法と補完関係式による流域蒸発散量の比較 - 実蒸発散量推定に関する研究(II) - . 農業土木学会論文集, **112**, 17-23
- 大山正雄(1987a): 「箱根カルデラ河川の流量調査報告書」. 神奈川県温泉地学研究所. 23p

- 大山正雄(1987b): 箱根カルデラ内の湧泉. 日本水文科学会誌, 17, 75-87
- 落合敏郎(1952): 火山地域における地下水の利用に関する研究, 農業技術研究所報告, F3, 1-38
- 落合敏郎(1969): 三島熔岩流中の岩罅地下水の研究 熔岩流断面における地下水の流速分布と間ゲキならびに地下水流動量の算定. 日本地下水学会誌, 16・17, 7-16
- 落合敏郎・川崎宏直(1970): 熔岩流中の地下水流動に関する研究. 農業土木試験場報告, 8, 67-83
- 垣内正久(1995): 富士山およびその周辺の地表水のトリチウム濃度. 文部省科学研究費研究成果報告書「富士山の地下水流動系の研究」(研究代表者: 高山茂美), 56-64
- 垣内正久・丸井敦尚(1994): 八ヶ岳の湧水および地下水のトリチウム濃度. ハイドロロジー(日本水文科学会誌), 24, 93-106
- 風早康平・安原正也(1994): 湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動過程. ハイドロロジー(日本水文科学会誌), 24, 107-119
- 角屋睦・永井明博(1979): 洪水比流量曲線へのアプローチ, 京都大学防災研究所年報, 22, 195-208
- 神原信一郎(1917a): 水源地トシテノ富士山(前篇). 土木学会誌, 3, 851-891
- 神原信一郎(1917b): 水源地トシテノ富士山(後篇). 土木学会誌, 3, 1285-1364
- 榎根勇(1980): 「水文学」, 大明堂, 272p
- 榎根勇(1987): リモートセンシングによる水文情報の抽出 文部省科学研究費特定研究(I)研究成果報告書「比較火山学の研究」(研究代表者: 岸力), 181-196
- 榎根勇・竹内浩(1971): 本邦における河川の年流出率について. 地理学評論, 44, 347-355
- 榎根勇・島野安雄・田中伸廣(1987): 阿蘇西麓台地における地下水流動系. ハイドロロジー(日本水文科学会誌), 17, 111-120
- 河内晋平(1961a): 八ヶ岳火山列(I). 地球科学, 55, 1-8
- 河内晋平(1961b): 八ヶ岳火山列(II). 地球科学, 56, 11-17
- 河内晋平(1977): 八ヶ岳地域の地質, 1/5 万地質図, 地質調査所
- 河内晋平・北沢和男・那須孝梯(1969): 八ヶ岳東麓の地質, 地質学雑誌, 75, 27-41
- 菅野匡・八ヶ岳地下水グループ (1988): 八ヶ岳山麓の地下水. 八ヶ岳団体研究グループ編「八ヶ岳山麓の第四系」(地学団体研究会専報 34), 地学団体研究会, 233-241
- 気象庁(1986): 気候値メッシュファイル作成調査報告書(降水量). 48p
- 気象庁(1988): 気候値メッシュファイル作成調査報告書(気温). 68p
- 北岡豪一・大沢信二・由佐悠紀・日下部実(1996): 九重硫黄山における深部循環熱水の沸騰による化学および同位体組成の変化. 由佐悠紀編集「地熱流体流動過程と地下構造に関する研究」. 平成7年度科学研究費補助金研究成果報告書, 55-86
- 北岡豪一・大沢信二・大上和敏・由佐悠紀・日下部実(1997): 九重硫黄山における熱水活動 安定同位体とトリチウムから見て. 日本陸水学会第62回講演要旨集, 140
- 北川光雄(1996a): 三島市の水文環境調査(2). 三島市地下水涵養方策研究会編集「三島市地下水涵養方策研究報告書[その2]」, 三島市, 3-12
- 北川光雄(1996b): 富士宮市の水収支. 土隆一編「富士宮市域地下水調査報告書」, 富士宮市, 1-16

- 木村重彦(1971): トリチウム年代測定法とその利用について. ハイドロロジ, **4**, 1-4
- 工藤浩・熊井久雄(1986): ハヶ岳山麓. 農業用地下水研究グループ編「日本の地下水」, 地球社(東京), 335-346
- 熊井久雄(1982): ハヶ岳火山山麓の水理地質学的研究. 信州大学理学部紀要, **17**(1,2), 31-115
- 蔵田延男(1950): 水理地質の基礎的考察. 地質学雑誌, **56**, 323-330
- 蔵田延男(1951): 三島熔岩流の地下川について. 地質学雑誌, **57**, 78-86
- 蔵田延男(1952): 三島湧泉群についてのその後の知見. 地質学雑誌, **58**, 552
- 郷原保真(1950): 地下水の探査方法について. 資源研究所彙報, **16**, 33-42
- 甲府盆地第四紀研究グループ(1969): ハヶ岳南山麓の地質, 地質学雑誌, **75**, 401-416
- 小原常弘(1993): 北海道利尻島における水道水源のための地下水調査. 地下水技術, **35**(9), 1-6
- 小林哲夫(1987): 利尻火山の地質. 地質学会誌, **93**, 749-760
- 小林哲夫・吉田武義・福岡孝昭・青木謙一郎(1987): 北海道, 利尻火山噴出物の地球科学的研究, 核理研究報告, **20**(1), 216-232
- 近藤純正・桑形恒男(1992): 日本の水文気象(1) 放射量と水面蒸発. 水文・水資源学会誌, **5**, 13-27
- 西条八束(1951): 火山地域の地下水(I). 陸水学雑誌, **15**, 166
- 斎藤享治・田中幸哉・松本淳・小口高・栗栖晋二・中新田育子・安形康・松本康裕・梶原誠・丸田英一・石田武・日下智・(1996): 濁川・伝上川流域からの土砂流出の経年変化. 平成5-7年度科学研究費補助金一般研究(B)05452341 研究成果報告書「大規模崩壊後の河川地形の発達過程に関する研究(研究代表者・大森博雄, 小口高)」, 7-26
- 斎藤昌之(1956): 5万分の一地質図幅「留寿都」, 北海道開発庁
- 佐倉保夫(1990): バリ島の地温と湧水水温の関係. 日本水文科学会予稿集, **4**, 46-47
- 佐倉保夫(1993): 温度をトレーサーとした地下水流動の研究. 日本水文科学会誌, **23**, 35-46
- 佐々木実(1959): 富士山西南麓の地質と地下水. 地学雑誌, **68**, 34-43
- 佐藤新・鈴木裕一(1996): 富士山の湧水および地下水の水温について, ハイドロロジ(日本水文科学会誌), **26**, 23-34
- 猿山光男・熊井久雄・高橋一・宮本昇・柴崎達雄・大野勝次・山本荘毅(1967): 火山山麓の水理地質学的特性, 柴田先生退官記念論集, 350-353
- 静岡県(1982): 「静岡県富士山麓周辺の湧泉について」 63p
- 島野安雄(1987): 阿蘇山周辺地域における湧水の分布と若干の性状について. ハイドロロジ(日本水文科学会誌), **17**, 99-110
- 島野安雄(1988): 阿蘇山周辺地域における水系網解析. ハイドロロジ(日本水文科学会誌), **18**, 22-33
- 島野安雄(1994): 阿蘇外輪山南西麓地域における湧水の水文学的研究. 地域研究, **34**(2), 15-28
- 島野安雄・谷口真人・榎根勇(1989): 阿蘇西麓台地における地下水水温の分布特性について. ハイドロロジ(日本水文科学会誌), **19**, 155-169
- 清水俊夫(1980): 山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係. 林業試験場研究報告, **310**, 109-128
- 志村馨・佐藤昭(1986a): 東富士山麓. 農業用地下水研究グループ編「日本の地下水」, 地球社(東京), 347-354

- 志村馨・佐藤昭(1986b): 西富士山麓 . 農業用地下水研究グループ編「日本の地下水」, 地球社(東京), 359-370
- 下津昌司(1986): 阿蘇火山体における循環地下水の特性について, 日本地下水学会会誌, **28**, 1-13
- 下津昌司(1987a): 阿蘇中央火口丘斜面域における雨水循環過程の観測研究 主に浸透過程を対象として .  
ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **17**, 88-98
- 下津昌司(1987b): 阿蘇火山流域における水収支に関する観測研究 . 土木学会論文集, **393**, 141-150
- 下津昌司・石崎勝義・北川明(1979): 広域水収支における地下水流動量の算定 阿蘇火山西麓部を例として .  
日本地下水学会会誌, **21**, 100-110
- 下津昌司・岩永彰(1993): 阿蘇西麓域水系における水循環の変化について . 水文水資源学会誌, **6(2)**, 3-11
- 神保小虎(1917): 富士の人穴と湧水 . 地質学雑誌, **24**, 31-32
- 鈴木秀和・田瀬則雄(1998): 浅間山北麓における湧水の水温形成 . 日本地理学会予稿集, **53**, 404-405
- 菅原正巳(1972): 「流出解析法」, 共立出版, 257p
- 鈴木隆介(1969): 日本における成層火山体の侵蝕速度 . 火山, **14**, 133-147
- 鈴木裕一(1994): ハヶ岳の湧水および地下水の水温について . ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **24**, 83-92
- 関口武(1950): 日本各地の広域面からの蒸発量の分布 . 地理学評論, **23**, 57-63
- 高木不折(1966): 低水流出の低減特性に関する研究 . 土木学会論文報告集, **128**, 1-11
- 高瀬恵次・丸山利輔(1978): 水収支法による季別流域蒸発散量の推定 . 農業土木学会論文集, **76**, 1-6
- 高橋純一(1932): 「河川地理学」 岩波書店, 91p
- 高橋照美・清水源治・小林規矩夫・堤充紀(1987): ハヶ岳南麓湧水群の水質 . 山梨県衛生公害研究所年報,  
**31**, 49-54
- 高橋裕・安藤義久・井上誠一(1981): 表日本の山地河川の流況特性に関する統計的研究 . 第 25 回水理講演  
会論文集, 209-214
- 高橋裕・安藤義久・伊藤孝・伊藤和央(1983): 山地河川の低水流出の減水特性に関する研究 . 土木学会論文  
報告集, **337**, 75-82
- 高山茂美(1994): ハヶ岳の水文環境を考えるために . ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **24**, 69-71
- 滝沢茂(1994): 南ハヶ岳火山山麓の地下地質 特に基盤岩の構造について . ハイドロロジ- (日本水文科  
学会誌), **24**, 73-82
- 田瀬則雄(1993): 水文プロセスとトレーサー 課題と展望 . ハイドロロジ- (日本水文科学会誌), **23**, 83-89
- 谷口真人・島野安雄・榎根勇(1989): 地下水温を用いた阿蘇西麓台地の地下水流動解析 . ハイドロロジ- ,  
**19**, 171-179
- 谷口真人(1998): 地下水涵養と流出(II): 火山地域における地下水涵養と流出 . 日本水文科学会誌, **28**, 105-110
- 塚田公彦(1987): 霧島火山山麓の湧泉について 分布と若干の性状 . 第 1 回日本水文科学会秋季学術大会  
講演要旨, 44-45
- 土隆一(1996a): 箱根山南西麓の地質と地下水について . 三島市地下水涵養方策研究会編集「三島市地下水  
涵養方策研究報告書 [ その 2 ]」, 三島市, 37-40
- 土隆一(1996b): 富士宮市の地形・地質と水資源 . 土隆一編「富士宮市域地下水調査報告書」, 富士宮市, 37-55
- 土屋巖(1990): 鳥海山における 12000mm 以上の年降水量について . 天気, **37**, 521-526

- 都筑守・板寺一洋(1990)：岩手山南麓の湧水．ハイドロロジー(日本水文科学会誌)．**20**，97-102
- 津屋弘達(1938a)：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(I)小御嶽の構造．地震研究所彙報，**16**，452-469
- 津屋弘達(1938b)：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(II)青木ヶ原溶岩の分布と噴出中心．地震研究所彙報，**16**，638-657
- 津屋弘達(1940a)：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(III)富士山の南西麓大宮町周辺の地質．地震研究所彙報，**18**，419-445
- 津屋弘達(1940b)：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究，地学雑誌，**52**，347-361
- 津屋弘達(1968)：5万分の一富士山地質図，地質調査所
- 津屋弘達(1971)：富士山の地形・地質．「富士山 - 富士山総合学術調査報告書」，富士急行，1-127
- 土居繁雄・長谷川潔(1956)：5万分の一地質図幅「倶知安」．北海道開発庁
- 島しょ水環境研究グループ編(1990)：「島しょ水環境への展望 - 沖縄・ハワイのアプロ - チ - 」．ひるぎ社，296p
- 豊島正幸(1994)：地形分析による扇状地堆積層の透水性予測法．地理学評論，**67A**，126-136
- 豊島正幸・山本勝利・中井信(1998)：低地の浅層地下水流動を規制する地形の配置様式とその変異．東北農業試験場研究報告．**93**，107-130
- 中井信之(1986)：地下水研究への同位体の利用．地学雑誌，**95**，15-22
- 中井信之(1992)：天然水の同位体組成による富士山周辺の地下水の研究．富士宮市・静岡大学理学部編「富士宮市北部朝霧地域地下水調査報告書」，33-35
- 中井信之(1996a)：三島市および周辺地下水の化学成分・同位体組成の特徴とその涵養源．三島市地下水涵養方策研究会編集「三島市地下水涵養方策研究報告書 [ その2 ]」，三島市，13-36
- 中井信之(1996b)：富士宮市地下水の化学的・同位体的特徴．土隆一編「富士宮市域地下水調査報告書」，富士宮市，21-36
- 中井信之・菊地直子・土隆一(1995)：富士山及び周辺の地下水・河川水の安定同位体組成とその水文学への応用．ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，**25**，71-81
- 永井茂・石井武政・黒田和男(1983)：熊本平野の地下水の水文化的研究．工業用水，**296**，27-43
- 永井茂・石井武政(1983)：水質から地下水の起源・流動を探る - 熊本平野の例 - ．地質ニュース，**349**，16-27
- 永井茂・田口雄作・島野安雄・田中伸広(1986)：阿蘇カルデラ内の地下水および河川水に関する水文化的研究．工業用水，**296**，27-43
- 野上道男(1990)：温かさの指数と流域蒸発散量 - 気候値メッシュデータによる解析．地学雑誌，**6**，682-694
- 斐相根・島野安雄・榎根勇(1991)：複雑な地質構造をもつ火砕流台地への三次元非定常地下水流動モデルの適用 阿蘇西麓台地の場合 - ．日本水文科学会誌，**21**，43-54
- 濱野一彦(1976)：富士山北麓の地下水．山梨大学教育学部研究報告，**27**，59-66
- 林武司・丸井敦尚・安原正也(1999)：利尻島における陸水および海底湧出地下水の水質特性．日本水文科学会誌，**29**，123-138
- 檜山哲哉・安原正也・丸井敦尚・風早康平・鈴木裕一(1996)：南八ヶ岳における湧水と地下水の水質．ハイドロロジー，**26**，253-266

- 平川久美子(1995)：寒風山山麓における湧泉の分布と利用．秋大地理，42，25-30
- 平川久美子(1996)：秋田県寒風山山麓滝ノ頭湧泉の利用．秋田地理，16，9-16
- 平川久美子(1997)：秋田県寒風火山における湧泉の分布と湧出特性．秋大地理，44，9-14
- 平川久美子(1998)：秋田県寒風火山における湧泉の湧出特性．秋大地理，45，1-8
- 平野富雄・大木靖衛(1971)：箱根カルデラの地下水．神奈川県温泉地学研究所報告，2，89-108
- 富士山麓水資源調査会編(1997)：「富士山麓水資源調査会報告書」，社団法人資源協会，102p
- 古川博恭・有明海研究グループ(1964)：島原半島の第四系と地下水．地質学雑誌，70，379
- 古川博恭・熊井久雄(1970)：久住火山南麓の湧泉．日本地下水学会昭和45年度講演会講演要旨集．
- 北海道立地下資源調査所(1971)：「羊蹄山麓湧泉調査報告書」．27p
- 眞板秀二(1994)：大井川上流域における湧水量と降水特性との関係，ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，24，47-54
- 町田洋(1964a)：Tephrochronologyによる富士火山とその周辺の発達史(その1)．地学雑誌，73，293-308
- 町田洋(1964b)：Tephrochronologyによる富士火山とその周辺の発達史(その2)．地学雑誌，73，337-350
- 町田洋(1965)：富士山の地形分類図．「富士山及び岳南地域の防災上の諸問題」．静岡県
- 町田洋(1992)：富士山の生い立ちはテフラ(火山灰など)からわかる．諏訪彰編「富士山 その自然のすべて」．同文書院，63-83
- 松村好造(1972)：大栗川上流域の基底流量について．ハイドロロジー，5，25-30
- 丸井敦尚(1997)：海底湧出地下水 - 新たな水資源としての可能性 - ．ハイドロロジー，27，85-94
- 丸井敦尚・安原正也・風原康平・鈴木裕一・島野安雄・高山茂美(1994)：南八ヶ岳の水文環境．ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，23，91-103
- 丸井敦尚・安原正也・河野忠・佐藤芳徳・垣内正久・檜山哲哉・鈴木裕一・北川光雄(1995)：富士山北麓西湖の水質と湖底湧水．ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，25，1-12
- 丸山孝彦・山元正継・吉岡修司(1988)：男鹿半島寒風火山の地質と岩石．秋田大学資源地学研究施設報告，53，1-16
- 三井嘉都夫(1949)：富士山山麓の地下水．資源研究所彙報，13，59-64
- 水谷武司(1999)：「物理地形学概説」，大明堂，206p
- 水谷義彦(1986)：水文学に望まれる諸問題 同位体水文学 ．ハイドロロジー，16，74-82
- 宮地直道(1988)：新富士火山の活動史．地質学雑誌，94，433-452
- 宮本昇・柴崎達雄・高橋一・畠山昭・山本莊毅(1962)：阿蘇火山西麓台地の水理地質，地質学雑誌，68，282-292
- 虫明功臣(1976)：水力開発の結果からみた山地河川の低水流出の特性．にほんのかわ，7，
- 虫明功臣(1978)：流出の地域性をどうみるか．高橋裕編「河川水文学」，共立出版，111-179
- 村下敏夫(1951)：富士東斜面の陸水．陸水学雑誌，15，113-118
- 初倉克幹(1976)：阿蘇西麓の地下水．日本応用地質学会昭和51年度研究発表会講演要旨集．
- 森和紀・板寺一洋・榎根勇・佐倉保夫・新見治・田中正・中井信之・Adnyana, M.・Jambe, A. A. G. N. A., Pawitan, H., Suprpta, D.N. and Winaya, P. D. (1990)：熱帯火山地域バリの水循環特性，ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，20，45-52

- 森谷虎彦(1965a)：火山山麓の地下水(I) 北海道尻別岳 ，陸水学雑誌，**26**，29-40
- 森谷虎彦(1965b)：火山山麓の地下水(II) 北海道利尻岳 ，陸水学雑誌，**26**，76-85
- 守屋以智雄(1983)：「日本の火山地形」，古今書院，135 ページ
- 安原正也・風早康平(1994)：八ヶ岳の深層地下水の地球化学的研究．ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，**24**，121-132
- 八ヶ岳団体研究グループ(1976)：八ヶ岳火山活動の概要．地球科学，**30**，87-94
- 八ヶ岳団体研究グループ(1977)：八ヶ岳火山東麓の中部更新統．地質学論集，**14**，103-125
- 八ヶ岳団体研究グループ (1988a)：八ヶ岳山麓の地質概要．八ヶ岳団体研究グループ編「八ヶ岳山麓の第四系」(地学団体研究会専報 34)，地学団体研究会，1-13
- 八ヶ岳団体研究グループ (1988b)：八ヶ岳山麓の中部更新統．八ヶ岳団体研究グループ編「八ヶ岳山麓の第四系」(地学団体研究会専報 34)，地学団体研究会，53-89
- 山口久之助(1972)：羊蹄山の湧水とその水収支について．地学雑誌，**81**，290-306
- 山口久之助(1974)：利尻島の地下水(III) 神磯地区 ．北海道立地下資源調査所報告，**47**，133-141
- 山口久之助(1975a)：利尻島の地下水(IV) その水収支について ．北海道立地下資源調査所報告，**47**，1-21
- 山口久之助(1975b)：利尻島の水収支．応用地質，**15**，103-104
- 山口久之助・小原常弘(1971)：利尻島の地下水(I)．応用地質，**12**，109-120
- 山口久之助・小原常弘(1972)：利尻島の地下水(II)．応用地質，**13**，47-53
- 山田啓一(1979)：日本における洪水の地域的特性に関する実証的研究．134 ページ
- 山本莊毅(1957)：日本における火山山麓の湧泉の温度．水温の研究，**1**，135-139
- 山本莊毅(1958)：日本における火山山麓の湧泉．科学，**28**，90-91
- 山本莊毅(1963)：寒風山火山の湧泉について(日本の地下水 東北地方 26 秋田県 VI)．水，**64**，70-73
- 山本莊毅(1970)：富士山の火山水文学的研究 火山体の水文学序説 ，地理学評論，**43**，267-284
- 山本莊毅(1992)：岩手火山の湧泉，東京成徳短期大学紀要，**25**，214-221
- 山本莊毅(1993)：浅間火山の湧泉，東京成徳短期大学紀要，**26**，73-81
- 山本莊毅・高村弘毅・樋口政男(1981)：富士東麓の湧泉について．ハイドロロジー，**11**，47-52
- 山本莊毅・高村弘毅・樋口政男(1987)：阿蘇山周辺の湧泉について．ハイドロロジー(日本水文科学会誌)，**17**，121-135
- 吉川虎雄(1985)：「湿潤変動帯の地形学」．東京大学出版会，132p
- 吉田作松・篠木誓一(1978)：日本における月平均全天日射量およびその年々の変動度のマップ作成．天気，**25**，375-389
- 劉若剛・鈴木雅一・芝野博文・太田猛彦(1998)：山地流域の流況曲線に与える降雨の年々変動の影響．日本林学会誌，**80**，184-188
- Agata, Y. (1994): Change in runoff characteristics of a mountain river caused by a gigantic failure and debris flow. *Proceeding of International Symposium on Forest Hydrology, Tokyo*, 359-366
- Agata, Y. (1995a): Regional characteristics of long-term water storage variation of western Japanese mountainous areas and their relation to climatic and geologic properties. *Proceeding of the Second International Study*



*Conference on GEWEX in Asia and GAME, Pattaya, Thailand, 307-310*

- Agata, Y. (1995b): Long-term water storage variation of Western Japanese Mountains and their relation to climatic and geologic conditions. XXI IUGG (Int. Union of Geodesy and Geophysics) General Assembly, Boulder, Colorado, USA
- Creager, W.P., Justin, J.D. and Hinds, J. (1944): Engineering for Dams vol. 1, John Wiley and Sons, 125-126
- Davis, G. H., Lee, C. K., Bradly, E. and Payne, B.R. (1970): Geohydrologic interpretations of a volcanic island from environmental isotopes. *Water Resources Research*, **6**, 99-109
- Hamon, W.R. (1961): Estimating potential evapotranspiration, *Proceedings of ASCE*, HY3, paper2817, 107-120
- Hufen, T. H., Buddemeier, R. W. and Lau, L. S. (1974): Isotopic and chemical characteristics of high-level groundwaters on Oahu, Hawaii. *Water Resources Research*, **10**, 366-370
- Freeze, A. and Witherspoon, P.A. (1967): Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, **3**, 623-634
- Ingebritsen, S. E., Sherrod, D. R. and Mariner, R. H. (1992) : Rates and patterns of groundwater flow in the Cascade Range volcanic arc, and the effect on subsurface temperature. *Journal of Geophysical Research* (Ser. B) , **97**, 4599-4627
- Kayane, I. (1992): Water cycle and water use in Bali Island, 320p.
- Kayane, I., Shimano, Y., Sakura, Y. and Kitaoka, G. (1987): Remote sensing and isotope techniques in understanding the hydrology of volcanic areas – A case study. *Geological Society of India*, **29**(1), 158-171
- Kawachi, S. (1972): On the arrangements of volcanoes in the Yatsugatake volcanic chain with special reference to the basement. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, **15**, 139-155
- Mahara, Y. and Igarashi, T. (1993): Survey of groundwater flow in a volcanic aquifer by the  $3\text{H}+3\text{He}$  dating method. In : Sakura, Y. ed. “*Selected papers on environmental hydrogeology*”, IAH, Vol. 4, 173-283
- Meinzer, O.E. (1927): Large springs in the USA. *USGS Water Supply Paper*, **557**
- Meinzer, O.E. (1930): Groundwater in the Hawaiian Islands. *USGS Water Supply Paper*, **616**, 28p
- Mizutani, T. (1974): Theoretical and morphometrical analysis of the erosional development of mountain slopes and valleys. *Report of the National Research Center for Disaster Prevention, Japan*, **8**, 1-46
- Monteith, J.L. (1965): Evapotranspiration and environment. *Symp. Soc. Experimental Biol*, **19**, 205-234
- Morton, F.I. (1978): Estimating evapotranspiration from potential evaporation: practicality of an iconoclastic approach. *Journal of Hydrology*, **38**, 1-32
- Ohmori, H.(1978): Relief structure of the Japanese Mountains and their stages in geomorphic development. Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, **10**, 31-85
- Ohmori, H (1992): Dynamics and erosion rate of the river running on a thick deposit supplied by a large landslide. *Zeitschrift fur Geromorphologie, N.F.*, **36**, 129-140
- Ohta, T. and Kubota, J. (1997): Annual water balance and its seasonal variation at the southern slope of the Bandai Volcano. in: Research group for the origin of debris avalanche eds. “Bandai Volcano”, Science and Technology Agency, Japan, 239-247

- Penman, H.L.(1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding of Royal Society of London, A*, **193**, 120-145
- Research group for the origin of debris avalanche eds.(1997): “*Bandai Volcano*”, Science and Technology Agency, Japan,
- Sakura, Y. and Itadera, K. (1993): On the relationships between subsurface and spring water temperatures in volcanic island of Bali, Indonesia. In: Sakura, Y. ed. “*Selected papers on environmental hydrogeology*”, IAH Vol. 4, 195-203
- Scholl, M. A., Ingebritsen, S. E., Janik, C. J. and Kauahikaua, J. P. (1996) : Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii. *Water Resources Research*, **32**, 3525-3537
- Shimano, Y. (1988): Characteristics of the spring distribution and the spring water temperature in the Aso caldera and its surrounding areas. *Annual Report of Institute of Geosciences, University of Tsukuba*, **14**, 12-16
- Suzuki, Y., Yasuhara, M., Marui, A. and Kazahaya, K. (1990): Water temperature of springs around Mts. Yatsugatake. *Annual Report of Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, **16**, 13-16
- Tada, F. and Oya, M. (1971): A study of regional differences in flood-types – an example of applied geography. *Geographica Helvetica*, **26**, 28-30
- Thornthwaite, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, **38**, 55-94
- Toth, J.(1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, **68**, 4795-4812
- Yamamoto, S. (1959): The volcano slope springs in Japan, *Proceedings of IGU Regional Conference in Japan, 1957*, 222-224
- Yamamoto, S. (1995): *Volcano body springs in Japan*, Kokon-shoin, Tokyo, 264p.
- Yasuhara. M., Marui, A., Kazahaya, K. and Suzuki, Y. (1993): An isotopic study of groundwater flow in a volcano under humid climatic conditions. In: “*Tracers in hydrology*”, IAHS publishing, **215**, 179-186

## Summary

### **Landform development and change in the runoff process of groundwater runoff of stratovolcanoes**

Runoff characteristics of baseflow of rivers are considered to directly reflect the hydrological properties of drainage basin. They are not strongly influenced by climatic conditions such as annual rainfall, annual number of rainy days and mean temperature for Japanese rivers.

As the index of baseflow characteristics, recession constant and specific baseflow discharge (defined as the 355<sup>th</sup> largest daily mean discharge in one year per unit drainage area) have been usually used for investigating the relationships between the baseflow characteristics of rivers and the hydrogeological conditions within their watersheds. Through the analysis of these indices, hydrologists have obtained the result that watersheds which are underlain by Quaternary volcanic rocks show the extraordinary baseflow characteristic: i.e., such watersheds have very low value of recession constant and quite large specific baseflow discharge. (Figs. 1,2). Hydrology of volcano bodies is thus very important especially for the understanding of river runoff characteristics in volcanic area, including Japan.

Some watersheds underlain by volcanic rocks, however, do not show such special characteristic. Their runoff characteristics of baseflow runoff are very similar to those of watersheds under other geological conditions. Furthermore, both specific baseflow discharge and recession constant of watersheds under volcanic area have significance amount of its range. It is, therefore, very important to investigate the relationships between such difference in runoff

characteristics of baseflow and hydrological conditions of each watershed.

Each volcano has its unique hydrogeological and geomorphologic condition. Change in runoff characteristics of baseflow of volcanoes have been considered to reflect such unique conditions. Hydrologists have stated that the one of the most serious problem to understand the hydrological characteristics of volcanic area is the extraordinary spatial complexity of geological and topological condition of volcano bodies. All volcanoes in Japan, however, are simply classified into only 3 categories from the viewpoint of the histories of volcanic activities (Moriya, 1983). Moreover, some analyses of relationship between the period of erosion and the volume of eroded material from stratovolcanoes showed that many stratovolcanoes have experienced the quite similar erosion process (Suzuki, 1969; Mizutani, 1974). This fact means apparent complexness of hydrogeological conditions of volcano bodies could be explained by means of the concept of stage of the landform development sequence of volcano body.

The purpose of this study, therefore, is to investigate the relationship between the geomorphological conditions and runoff characteristics of baseflow runoff for Japanese volcanoes. The study fields are 5 stratovolcanoes in Japan (Fig.3).

The author calculated the annual precipitation and evapotranspiration from the numerical climate grid maps distributed by Japan Meteorological Agency. Then annual water input amount to each volcano body was obtained by subtracting evapotranspiration from precipitation.

On the other hand, groundwater discharge from each volcano body was calculated as the sum of discharge from all springs of whole volcano body. This value was very close to annual water input value for some volcanoes, while this value was much smaller than water input amount for other ones (Fig. 10). For the volcanoes that are the member of former group, sum of groundwater discharge is strongly influenced by climatic conditions, which means that this value is not appropriate to use as the hydrogeological index of volcano body itself.

Then the author calculated another value ( $r$ ), which is the ratio of groundwater discharge to water input amount. From the definition, this value is affected relatively strongly by hydrogeological conditions of watershed rather than the climatic conditions. The values of  $r$  for volcanoes studied were various, and have strong relationships between the baseflow characteristics of neighboring rivers.

Neither the volume, area, mean relative height nor the index of gradient of volcano bodies showed any particular relationship between the values of  $r$  (Figs. 11, 12, 13 and 14). Instead, the factor that had strong correlation to the value of  $r$  was the degree ( $D_d$ ) of dissection of volcanoes: the value of  $r$  will decrease as  $D_d$  increases (Fig.15). Considered from the value of  $D_d$ , the studied volcanoes have different erosional stage to each other. The volcanoes studied are classified into 2 groups: early stage volcanoes (Fuji, Shiribeshi and Kampo), whose value of  $r$  is nearly 100%, and late stage, ones (Rishiri, Yatsugatake), which have  $r$  values of much less than 20%. The value of  $r$  decreases as this stage steps ahead.

The author classified the springs on the volcano bodies into 4 types and analyzed the distribution of each type of springs. L1 type springs are located at the terminal slope of lava flow or pyroclastic flow (photo 1). L2 type springs run off from the side wall of lava flows (photo 2). F type springs are located on the surface of piedmont fan (photo 3 and 4). B type springs are located on the basement rock of each volcano.

For all springs on 4 of 5 studied volcanoes, the author determined their type from the topographic map and geological map (Figs.,19,20,21 and 22). The relationships between the component structure of these types of springs and the erosional stage of each volcano were quite clear: in the early stage (Volcano Fuji and Volcano Shiribeshi) L1 type was dominant and the discharge from spring are balanced to the water input, while in the late stage (Volcano Rishiri and Volcano Yatsugatake) almost all water discharges from F type springs.

In early stage volcanoes, lava flows mainly cover the volcano body. These lava flows reach to the mountain foot and the L1 type springs are found at the terminal of such lava flows. For example, Kakidakawa spring system, which is the Japanese largest groundwater spring, is on the terminal of Mishima lava flow. An underground river was found in this lava flow by previous study. From this result, it can be said that L1 springs in early stage volcanoes are mainly maintained by the relatively shallow groundwater flow system in specific lava flow. Almost all precipitated water moves along this flow system and discharges at the terminal of lava flow, which is also the terminal point of this type of flow systems.

On the late stage volcanoes, however, no lava flow reaches to the foot. In volcano Yatsugatake, the main groundwater flow system is very deep and the ages of spring water of main spring zone are about 20-50yrs (Kazahaya and Yasuhara, 1994). This deep groundwater flow path seems to have nothing to do with the existing lava flow. And quite small ratio of water from atmosphere moves down along this type of flow path.

The hydrogeological conditions of Japanese stratovolcanoes are quite different to each other volcano bodies. These differences, however, can be explained by the erosional stage that each volcano is situated on, rather than mere complexness of volcanic geology and/or topography.

## 論文の内容の要旨

論文題目 成層火山体の地形発達と  
湧水湧出プロセスの変化過程

氏名 安形 康

河川の流出特性のうち、低水流出特性は気候条件の影響を受けない流域固有の性質である。低水流出特性を表す指標として逡減定数および湧水比流量がよく用いられるが、このいずれの指標も著しい地域差を示す。特に、流域内に第四紀火山岩が分布する流域において、逡減定数が小さく、湧水比流量が大きくなる、すなわち、いわゆる「保水力」が非常に高くなる傾向をもつことが知られている。

ところが、第四紀火山岩の分布する流域ならば必ずこのような傾向が見られるのではなく、例外もまた数多く存在する。また、逡減定数・湧水比流量については第四紀火山岩流域の中でもばらつきが大きい。この事実は、第四紀火山岩流域の流出特性として他の地質の流域よりも保水力が大きいという大雑把な捉え方では不十分であることを示している。

火山岩流域で流域ごとに低水流出特性が異なるのは、火山体自体の水文特性が多様であるからだと考えられる。これまでに数多く行われ、多大な成果を挙げてきた火山体水文学的研究でも、この火山ごとの水理地質構造・地形などの条件の個別性・特殊性が強調されてきた。

しかしながら、火山は地形学的に見ると数少ない発達史パターンに分類され、特に成層火山においてはその侵蝕解体過程まで一定の様式をとる。したがって、各火山の水文特性の違いを支配する地質地形条件の差異は、単に火山体ごとにまちまちなのではなく、この一定の地形変化シーケンスに従って統一的に理解できる可能性がある。

このような観点から、一定のパターンに従って地形が変化してゆくと考えられる成層火山を対象に、その水文流出特性、とくに低水流出特性を複数のフィールドについて比較検討し、それらがどのような地形的条件に規定されているか明らかにすることを試みる必要があると考えた。

わが国の成層火山5座(利尻岳・後方羊蹄山・寒風山・富士山・南八ヶ岳)について、山体全体の面積降水量・蒸発散量を気候値メッシュデータから推定し、これにより水入力量 $I$ (降水量 - 蒸発散量)を計算した。また、最近公刊された湧泉データベースをもとに各山体について山体全体からの湧泉湧出量を計算した。

湧泉湧出量を山体の面積で除した値を湧泉湧出高 $q$ と定義すると、 $q$ は水入力量(降水量 - 蒸発散量)に近い値をとる火山とそれよりはるかに小さい値をとる火山があることが分かった。また、 $q$ の値は周辺河川の湧水比流量と高い相関がみられ、火山体が周辺河川の低水流出特性に大きな影響を与えていることが確かめられた。

湧泉湧出高 $q$ の値が水入力量 $I$ の値に近い3火山では、 $q$ の値は $I$ の値に規定されるので、 $q$ の値自体には気象の影響も無視できない。そこでこの影響を捨象するために湧水湧出率 $r = q/I(\%)$ 、ただし $q$ と $I$ は時間スケールを統一した値を導入した。この値も火山毎に大きく異なる値を示したが、これは気候の効果が含まれないことから、火山体自身の水文特性を強く反映している指標であると考えられる。

各火山について計算された湧水湧出率 $r$ の値と火山体の地形量との関係を検討した結果、 $r$ は火山体の開析度 $D_d$ に強く規定されることが分かった。また、 $r$ が100%に近い火山については、比高が大きい火山ほど $r$ が大きくなる傾向が見られたが、これは $D_d$ の影響による差に比べるとわずかな効果しかもたなかった。その他、火山体の底面積・体積・傾斜の指



数などとの間の関係も検討したが、 $D_d$  ほどの影響をもつ要因は見つからなかった。傾斜の指数(平均比高と底面積の平方根との比に比例)との相関は A1 型火山については見られなかったが、これはこの指数のレンジが A1 型火山については他のタイプの火山にくらべて狭く、A1 型火山が大局的には似たような断面形をしていることを示している。

成層火山においては、開析比の大小は侵蝕ステージの進行程度を表す。火山体の低水流出特性の指標  $r$  が開析比と大きな関係を持つことは、この値が侵蝕ステージに伴って変化してゆくことを示唆している。この考察は、すべての火山において、八ヶ岳のように集中観測を行うことにより流動系を明らかに出来れば実証的に検討できるのだが、これは現段階では現実的ではない。そこで、湧泉のタイプをその湧出場所の特性で分類し、各火山についてそれぞれどのタイプの湧泉から多くの水が湧出するか比較検討することにより、侵蝕ステージの進行に伴う地下水流動系の変化を推測することを試みた。

その結果、侵蝕ステージ早初期(富士山)・初期(後方羊蹄山)の火山では熔岩流や火砕流・泥流の末端から湧出する L1 型湧泉が湧泉数・湧出量ともに卓越し、侵蝕ステージが進む(利尻岳・南八ヶ岳)と山麓扇状地の扇面あるいはその開析谷から湧出する F 型湧泉が増加する。侵蝕ステージが進んだ火山の場合でも、八ヶ岳のように熔岩流から小規模な湧泉が多数湧出する場合は、湧泉数の上では F 型湧泉の卓越度はそれほど高くはない場合があるが、いずれにせよ湧出量の点では他のタイプの湧泉を圧している、ということが分かった。

L1 型湧泉が卓越する侵蝕ステージ初期の火山についてさらに詳しくみると、富士山のように特定の熔岩流の末端から大量の湧水が見られるという熔岩流制約型と、後方羊蹄山のように特定の熔岩流地形とは一見関係なく山体基部から湧出するパターンの 2 者がある。しかし後者の場合も熔岩の露頭から湧出する大規模湧泉が見られる。

これより、侵蝕ステージの変化に伴う地下水流動系の変化を推測すると次のようになる。侵蝕の早初期は熔岩流・火砕流の中を大量の水が流動して末端で湧出するが、侵蝕が進むとそれらの側面からも湧出が始まる。侵蝕ステージがさらに進行して熔岩流などが山麓まで連続しないようになり、山麓に扇状地が広く発達しはじめると、山体に浸透した水が扇状地で湧出する深い流動系が卓越するようになる一方で、降雨が速やかに開析谷から

流出するために湧泉湧出率が低下してゆく。

従来の火山体水文学では、火山ごとの地質地形条件の個別性・特殊性が強調されてきたため特定の火山についての詳細な議論に終始しがちであった。しかしこれでは火山ごと、ひいては第四紀火山岩を含む流域ごとの低水流出特性の地域性が何によって生じるかという重要なテーマに対して大きな寄与はできない。この目的のためにはそれぞれの火山についての知見を比較対照しながら本質に迫る地理学的考察が必要となると思われる。本研究はそのような流れの端緒となるべく、火山毎の流出特性を表す統一的な指標を考案してその有効性を確かめ、その値を用いて比較火山水文学を展開した。そして山体ごとの水文特性の差を規定する地質地形条件は一見火山ごとにランダムにばらついているように見えるが、この個別性もまた、火山の地形発達史という大きな枠組みの中で捉えれば統一的に理解しうることを示した。