

八ヶ岳火山山麓の水理地質学的研究

熊井久雄

信州大学理学部地質学教室

(1981年8月17日受理)

目次

- I 序論
 - A 研究の目的
 - B 火山地域における地下水研究史
 - C 火山岩中の地下水
- II 八ヶ岳火山の地形・地質の概要
 - A 地形
 - B 地質概要
- III 各地下水区における地下水の賦存状況
 - 1 霧ヶ峯地域
 - A 層序
 - B 溶岩中の地下水
 - C 帯水層常数
 - D 降水の滲透
 - 2 北～北東麓地域
 - A 層序
 - B 帯水層常数
 - C 湧泉の湧出機構
 - D 代表的流域の水収支
 - 3 南～南東麓地域
 - A 層序
 - B 帯水層常数
 - C 湧泉の分類と湧出機構
 - D 代表的流域の水収支
 - 4 西麓地域
 - A 層序
 - B 帯水層常数
 - C 層相変化に起因する中部湧水帯の形成
- IV 地下水の垂直流動
 - 1 地表から地下水への水の流動
 - A 降水の滲透
 - 2 不圧地下水と被圧地下水間の地下水の流動
 - A 不圧地下水の漏水
 - B 被圧帯水層から不圧帯水層へのかん養
- V 地下水の流出
 - 1 基底流量
 - A 山体かん養帯
 - B 中部かん養帯
 - C 中部湧水帯
 - D 下部湧水帯
 - 2 基底流量を維持する地下水位低下量
 - 3 単位面積かん養量
- VI 地下水の水質
 - 1 降水の水質
 - 2 地下水の水質
 - A 溶岩中の地下水の水質
 - B 八千穂層群中の地下水の水質
 - C 広瀬層群中の地下水の水質
 - 3 河川の水質
- VII 火山山麓における帯水層单元および地下水位変化モデルの提起
 - 1 帯水層单元
 - 2 地下水流動系
 - 3 水収支区の設定と地下水位の推定
 - A 地下水盆の水収支の基本的考え方
 - B 帯水層の地下水収支
 - C 単層の地下水収支
- VIII 結論
 - A 火山活動と堆積盆の形成
 - B 水理地質学的区分
 - C 地下水帯区分
 - D 地下水収支
 - E 今後の課題
- IX 謝辞
- X 文献

I 序 論

A 研究の目的

わが国における地下水の研究は、従来、主として海岸平野において進められてきた。ことに、近年の急激な開発に伴い、井戸の相互干渉による地下水位低下、塩水侵入、地盤沈下などの地下水障害が発生するに至って、その対策を検討するために被圧地下水盆の研究が飛躍的に進展してきた。一方、地下水利用の実態をみると、内陸部でも大量の地下水利用が行われ、特に火山山麓における地下水の開発はきわだって多い。そのため、いくつかの火山山麓地域では、しばしば地下水障害が報告されている。

火山山麓で帯水層となっている火山噴出物およびこれに挟在する陸成層の岩相や分布が、海岸平野などでの更新統のそれと異なるために酒井（1965）は火山山麓の地下水の複雑さを指摘している。この主因は、後述するとおり、火山山麓の地史が海岸平野などの地史とは異なり、単なる堆積作用にとどまらず、火山活動を反映した堆積物からなるという点にある。

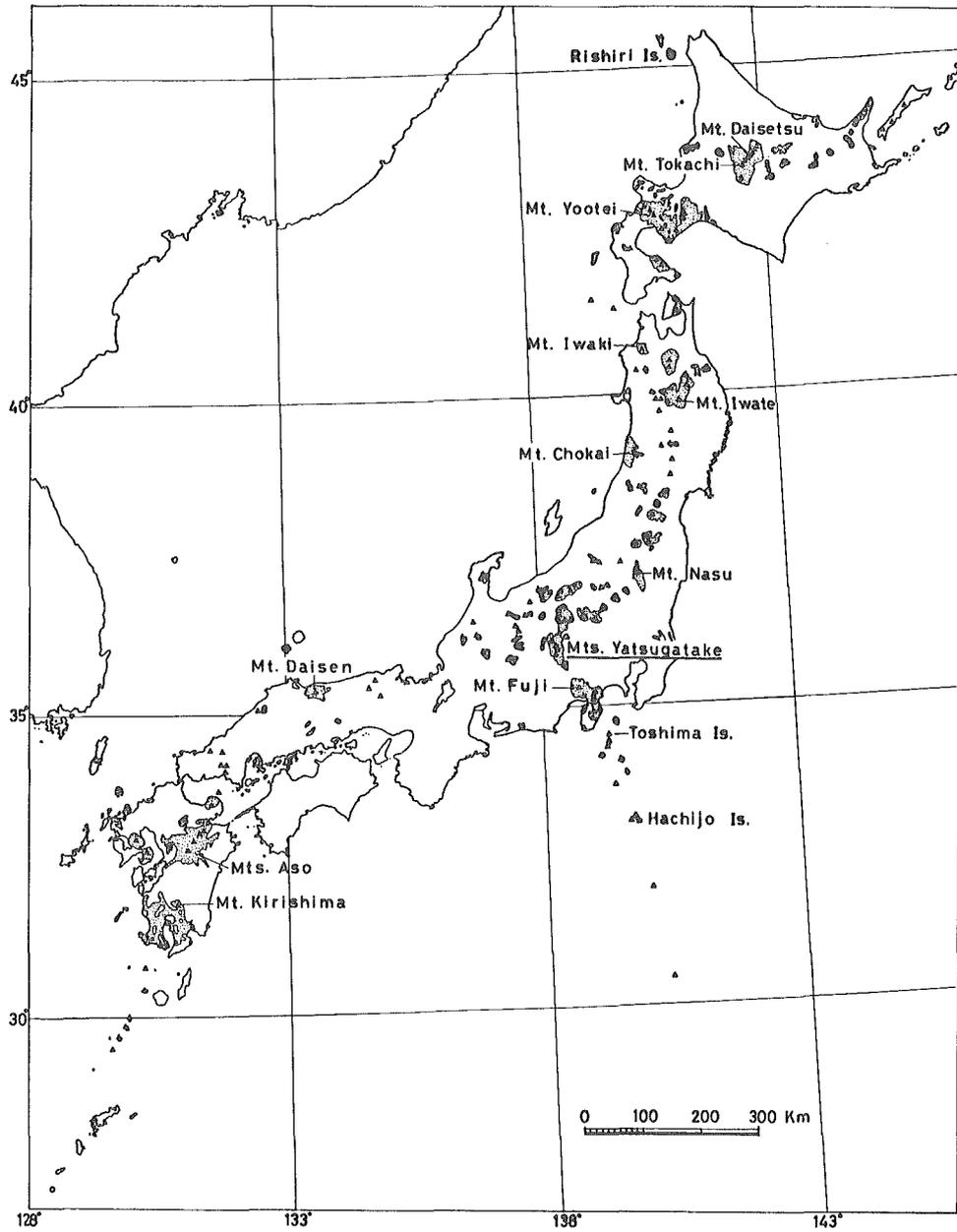
すでに、猿山ほか（1967）によって指摘されているとおり、火山山麓における帯水層単元の確立のためには、火山山麓の詳細な地史を解明することからはじめる必要がある。本論文では、火山山麓における一般的水収支モデルを提起する前に、個々の層準および堆積区ごとに地下水の賦存形態を明らかにし、そのうえで火山山麓一般に適用できる一般的法則性を抽出する。

火山山麓の帯水層単元を明確にした上での地下水の研究は少く、わずかに、宮本（1968）による富士火山山麓の研究例があるにすぎない。宮本によれば、富士火山山麓の地下水は周辺の基盤岩類を不透水層として、その上に賦存するという。たしかに宮本がとりあげた富士山では、上述のような地下水の湧出機構が考えられるが、本論文でとりあげた八ヶ岳をはじめ多くの更新世火山では、中腹以上にも湧水があり、必ずしも基盤岩類のみが不透水層であるとするわけにはいかない。これらの湧水の湧出機構は火山の地質構成と構造自体に求めなくてはならない。すなわち、地下水の湧出機構は火山活動史や、それを反映した火山山麓の形成史に深く係わっているといつてよい。例えば、八ヶ岳火山山麓では、後述するとおり、高所まで分布する湖成層が地下水の流動に大きな役割をもっている。このことは八ヶ岳のみの特徴ではなく、更新世に活動した多くの火山の山麓に共通の特徴でもある。山麓に湖成層を有する例は、赤城山（沼田湖成層）、棒名山（中条湖成層）、菅平（菅平湖成層）、御岳山（滝越湖成層）、阿蘇山（花房層）など多くの火山を挙げることができる。

中でも、八ヶ岳山麓には、開析された下部更新統の丘陵性山麓から、ほとんど開析されていない中部更新統の緩傾斜山麓まであり、地質構成と構造および地下水の賦存形態を研究するには好都合である。筆者が本研究を進めるのには八ヶ岳を選んだのはそのことによる。

B 火山地域における地下水研究史

火山山麓の地下水の利用は旧石器時代にさかのぼるといわれる。すなわち、湧泉の周辺に遺跡が多く見出されていることなどの理由による。縄文時代にも多くの遺跡が火山山麓の湧泉付近や谷沿いに分布している。八ヶ岳西麓においては、遺跡の分布は第2図に示すように、次の2つの区域に限られる。すなわち、i) 大きい湧泉の周辺、ii) 中部湧水帯の湧水線以



第1図 日本列島の第四紀火山および火山岩分布
地質調査所(1968)および横山ら(1979)による
黒三角は火山を、砂目模様は火山岩分布域を示す。

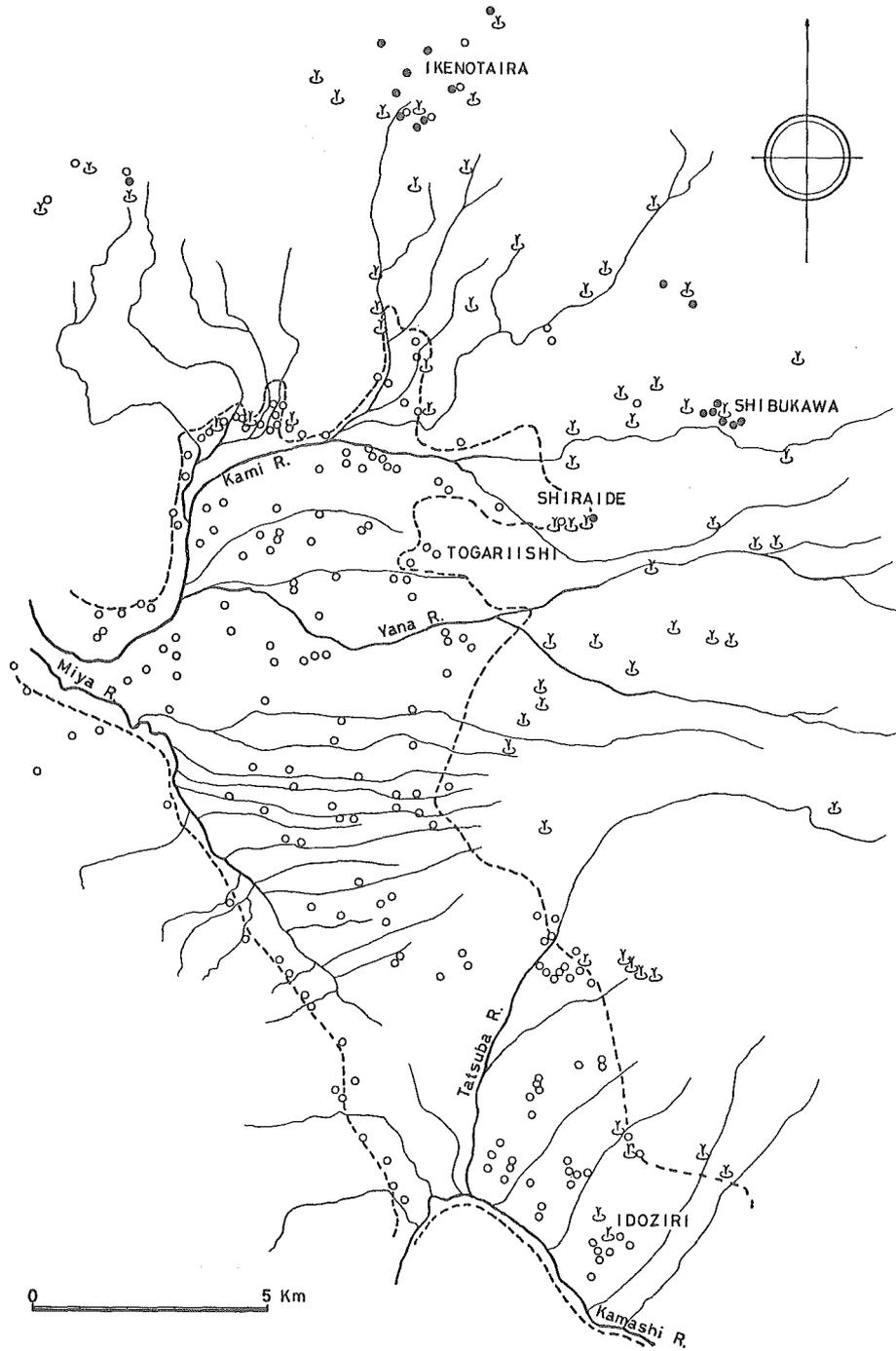
下の地域である。ことに旧石器遺跡は、池の平、御座石、渋川など後述する海拔 1,600m の上部湧水線にある。ii) の範囲は水田分布の上限以下の地帯に一致し、ここは山麓小河川の源流となっている。

以上のように、火山山麓の地下水は有史以前から人間生活と密接な係わりあいをもっている。とはいえ、火山山麓の地下水の研究は最近まで放置されていた。今世紀初頭になって、近代地下水学が Meinzer (1923) などによって確立されるに及び、火山地帯の地下水は研究対象として注目されるようになった。わが国においても福富 (1933) などによって、湧泉の湧出機構が論じられるようになった。これらの文献によれば火山地帯での地下水研究は、1900年 Russell (1901, 1902) によって Idaho 州 Snake 川流域の玄武岩台地の地下水調査を嚆矢とする。さらに、火山山麓の地下水の研究としては、Hawaii Oahu 島の地下水を調査した Lindgren (1903) が最初で、この研究は、1920年代に入って、米国地質調査所に引き継がれ、McCombs (1927), Meinzer (1930), Stearns and Clark (1930) などの研究によって深められた。

一方、北アメリカ北西部の Idaho 州を中心とする玄武岩台地の地下水の調査は米国地質調査所によって精力的に行われた。また、Landes (1905), Calkins (1905), Schwennesen and Meinzer (1919) による Washington 州の玄武岩台地の地下水の研究も注目される。そのほか、火山岩分布地帯の地下水の研究としては、Meinzer and Kelton (1913) による Arizona 州の Sulphur Spring の調査や Stearns (1928) による Oregon 州や Idaho 州での一連の地下水調査がある。これらは、いずれも地下水開発のための探査を目的としたものである。これらの結果を集約したものとして、Stearns (1942) の火山岩地帯の地下水についての論文がある。Stearns によれば、それまでに実施されたさく井の経験から、地下水の開発が可能なる岩石は玄武岩溶岩であり、他の火山岩類では採水が非常に困難である、としている。

これに対して、Winograd (1971) は Nevada 州の Jackass Flats の溶結凝灰岩が井戸による取水が可能なるほど透水性に富む岩石であることを見出し、玄武岩以外にも採水可能な火山岩類があることを示唆した。また、インドネシアのスマトラ島北東部の火砕岩地帯（溶結～非溶結火砕岩堆積物）の湧泉群を調査した DeRoever (1966) は、ここを構成する岩石の密度（溶結度）の相異が透水性を左右することを見出し、これが湧泉の偏在の原因であるとしている。以上のような研究史からも明らかなように、火山岩地帯、とくに火山山麓の地下水については不明の点が少なくないといえる。

火山国であるわが国においても上記の事情はほぼ同じであるが、この間の歴史を概観すると次のとおりである。すなわち、研究の初期の段階では火山山麓における湧泉の記載と分類、湧出機構の解明を目的とする調査が多かった。その代表的なものとして、1910年代初頭の地質調査所による一連の地下水調査を挙げることができる。これは、とくに火山山麓のみについて実施されたものでなく、地域を特定して、その地域における地下水の賦存状態を調査したものである。もとより、調査精度が低い時代であり、地層と地下水との関係については不明の点が多かった。井上 (1917) による富士山麓全域に亘る湧泉の記載と湧出機構に関する考察は、わが国におけるこの種の研究としては最初のものとして注目される。この報文のなかで井上は、富士五湖の成因やこれらの湖と地下水の関係についても言及している。調査方



第2図 八ヶ岳西麓遺跡分布と湧泉の分布，遺跡分布は中村由克（1977）による白丸：縄文遺跡，黒丸：旧石器遺跡，破線：水田の分布上限

法は6ヶ月に亘る観察から湖水面の変化曲線を得るなど、現在の地下水調査の原型が見い出される。

富士山麓の地下水に関しては、同年、神保（1917）による溶岩トンネルと湧水に関する調査報告が出され、わが国における火山山麓の地下水調査が富士山地域でおこなわれていたことがわかる。この研究は戦後まで続き、富士山麓が久しく火山山麓の地下水研究のモデル地区としてあつかわれていた。

第二次世界大戦で中断していた火山山麓の地下水に関する研究は、戦後ふたたび三井（1949）らによって再開された。その多くは戦後の食料増産政策に伴って実施された開拓用水資源確保のためであった。探水技術に関連しては、火山山麓における電気探査の応用例が、西条（1950）、蔵田（1950）、郷原（1950）らによって示された。これらの研究は資源科学研究所や農林省によって実施されたものである。また、火山山麓における温泉と地下水との関係も、松井（1950）や郷原（1950）によって始められたが後続する研究は久しい間みられなかった。

その後、主として農林省や地方自治体によって火山山麓の表流水の得られない地帯で数多くの試錐が行われたが、これらの報告は一般に公表されていない。一方、このような急速な開発先行が反省され開発の指針を得る目的で、これまでの経験が落合（1952）によってまとめられた。この間にも富士山麓では多くの調査報告がある。すなわち、岩井田ほか（1951）、蔵田（1951, 1952）、村下（1951）、佐々木（1959）などである。いずれも農林省の地質専門家によるものである。これらの調査はほとんどさく井のための探水調査であり、帯水層の分布や湧泉の湧出機構が論じられている。この中でも、蔵田（1951, 1952）は三島溶岩中の地下水を湧泉から山体へ向って追跡し、火山山麓として始めて地下水を量的に検討したことが注目される。山本（1959）はこれらの調査結果から湧泉をその湧出量によって6段階に区分して実用的な分類を試みている。

わが国における富士山以外の火山山麓の地下水に関する研究は1960年代に入ってからである。もちろん、これ以前に多くのさく井や探査がなされているが、地域的な地下水の流動を検討した成果としては報告されていない。富士山以外で地下水調査が地域的に実施されたのは農林省による九州の火山山麓が最初である。すなわち、南薩台地（高橋ほか、1962）、島原半島（九州農政局、1964；古川ほか、1962）、阿蘇山西麓（宮本ほか、1962）などである。これらの調査はいずれも火山山麓における深層地下水の開発に重点がおかれ、深井戸の試錐を伴う探査であった。しかし、これら一連の調査によって、火山山麓における地下水調査の方法が定式化された。すなわち、実施された調査項目別に上げると、表層地質調査、電気探査、地下水・表流水の測水調査、試掘井の設置と揚水試験などである。これによって、従来の定性的探水技術から井戸の予測揚水量が試算される段階に達した。予測揚水量からは、井戸の配置設計と水価が算出された。

上述の地下水調査は、まだ多くの欠陥があった。それは、地下水の賦存状態や流動に関する詳細な研究の欠如に起因する。その結果として、南薩台地などでは海岸で湧出している地下水を台地上で得ることに失敗している。このことは、筆者も含まれる農林省地質・地下水グループによって、個々の具体例から明らかにされ（猿山ほか、1967）、火山山麓における地下水調査に関しては、帯水層単元を確立することが最も必要なことである、と結論された。

このことは、酒井（1965）が述べている「火山付近の地下水の複雑な原因は、火山灰の混入度のちがいによる」（P. 55）だけでなく、火山体の地質、すなわち、“入れもの”の状態を解明する必要があるということである。森谷（1965）は上記に関連して、火山山麓の地下水の流動を定量化するためには、まず地質構造の解明が先決である、と指摘している。

九州地方における火山山麓の地下水調査はその後^{もみ}（1976）や松下（1965）などによって行われている。一方、地質調査所でも1960年代には全国の水理地質図を編纂しはじめ、富士山地域（地質調査所、1966）をはじめ、赤城・榛名地域（地質調査所、1966）、阿蘇山地域（地質調査所、1970）、雲仙地域（地質調査所、1975）などが出版された。1970年代には、各地方自治体も水理地質図を出版し、火山山麓では長野県企画部（1970）による浅間山麓などがある。

九州・中部両地方と同様な火山地帯が発達する北海道でも、火山山麓の地下水の調査・研究が1970年代に入ってから本格的に実施された。すなわち、羊蹄山（北海道地下資源調査所、1971）、利尻島（山口ら、1971、1972、1975；北海道開発局、1974）、駒ヶ岳（北海道開発局、1974）、大雪山（北海道開発局、1978）、屈斜路火山（北海道開発局、1979）などである。このうち、利尻島や羊蹄山では、山体から山麓にかけての地下水の簡単な水収支が行われている。そのほかの地域の火山山麓の地下水の調査・研究としては、大山（西嶋ほか、1969；清水、1964）などがある。

C 火山岩中の地下水

火山山麓に分布する岩石や地層中に胚胎する地下水の諸性質は、本質的には他の地域に分布するそれと同じである。すなわち、間隙の大きさや形状によって透水性や貯留能力が決定され、それによって地下水の流動が規定される。火山山麓の堆積物のうち、砂層や礫層中の地下水の透水性や貯留能力は他の地域と同じであり、噴出岩類のうち、凝灰角礫石や降下スコリアなどの火山碎屑岩類も、粒子とそれらの間の間隙からなる地層であるかぎり、他の堆積物と同様にあつかうことができる。

火山山麓において、他の地域と水理地質学的に異なる性質を有するのは溶岩である。ここでは溶岩中の地下水、ことにその割れ目の地下水の運動に関する現状を概観しておく。

堆積物の粒子間以外の間隙の形状については、すでに、Meinzer（1923）がさまざまな形のものに記載している。それによれば、溶岩は“割れ目によって間隙ができている岩石”であり、とくに玄武岩は全岩体積に対して割れ目の間隙体積の比が大きく、透水層としてとりあつかえる、とされている。また、個々の割れ目が相互に離れていても、それぞれが他の割れ目を通じて連絡していれば、地下水はこの割れ目を伝って相互に往来し、広い範囲に亘って同一ポテンシャルを有する地下水が割れ目中に存在することになる。例えば、Idaho 州の玄武岩台地の地下水調査を行った Littleton and Crothwaite（1957）や Crothwaite（1957）などの調査結果では、この玄武岩台地上に掘さくされた井戸の水位が広い範囲で平滑な面を形成し、ひとつの地下水面として認識されることが示されている。玄武岩以外でも、一部の否定的推論（Davis ほか、1966）にもかかわらず、Winograd（1971）による火山灰流堆積物中での地下水面の観察と考察などがある。

以上のことから、実際の溶岩や火山灰流堆積物は一般に透水層として、粒子間隙をもつ他の地層と同様にあつかうことができるという意見が大勢を占めていることがわかるが、一方、

個々の割れ目中での地下水の流動については、地層水と違った動きがみられることも事実である。すなわち、単一の割れ目の中の裂隙水の挙動はダルシー流と異なった動きを示す。

この運動については、近年多くのモデル実験がなされている。その出発点は石油探査および採油技術からの要請によるものであり、Hutt (1956) による単純な割れ目内における透水係数を求めるための実験式の提案にはじまり、Streltsova (1976) や Boulton and Streltsova (1978) の亀裂性岩盤中のモデル井戸における揚水試験の解析法の提案などに発展している。また、LeGrand (1979) は岩石の風化帯中の地下水の運動について、風化の過程で透水性が変化することを示している。

いずれの場合も、透水性が非常に低い岩石を対象としているので、後述するように透水性の高い八ヶ岳山麓の溶岩などの場合はあてはまらない。

II 八ヶ岳火山の地形・地質の概要

本研究でとりあげた八ヶ岳火山は本州のほぼ中央部、北緯 $36^{\circ}00'$ 、東経 $138^{\circ}20'$ 付近に位置し、長野県と山梨県にまたがり南北約21kmの火山列をなす複式火山である。火山群の最高峯は赤岳(2899.2m)で、北端の蓼科山(2,530m)から南端の編笠山(2,524m)まで、高度2,000m以上のピークを10座以上連ねている。火山体の大きさ、すなわち、主として八ヶ岳火山の噴出物からなる範囲は、南北約55km、東西最大約30kmの楕円形を呈し、その面積は1,150km²に達する*。

八ヶ岳火山の火山群の中には有史以来の噴火の記録をもつ火山体はないが、第四紀を通じて活動した火山群であり、その噴出物の一部は関東平野におよんでいる。この火山群は地質構造上、フォッサ・マグナのほぼ中央部に位置し、糸魚川—静岡構造線と関東山地の間に割り込んだような形で噴出している。赤石山地と関東山地に分布する先第三系の古期岩類は、この火山群の長軸を対称軸として対曲構造をなす。さらに、この対称軸の南延長線上には富士火山北帯(Kuno, 1952)の富士山、南帯の箱根山や伊豆諸島が連なっている。

A 地形

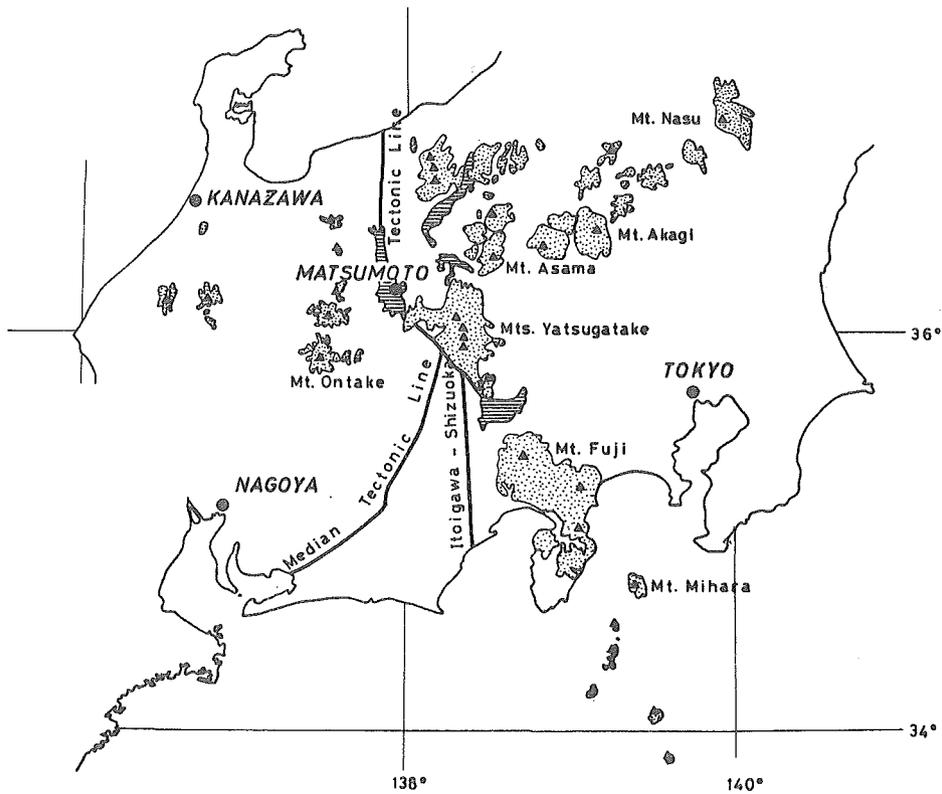
八ヶ岳火山の地形を概観するために、この地域の切峯面図を第4図に示した。この図から八ヶ岳火山の地形の諸特徴をみると次のとおりである。

- i) 富士山や他の多くの火山体がほぼ円錐形を呈するのに対して、八ヶ岳火山は楕円錐形を示す。
- ii) 火山群は大きく2分される。すなわち、北端の蓼科山や横岳を中心とする北八ヶ岳火山群と天狗岳以南の南八ヶ岳火山群である。前者の標高が2,500m前後なのに対して後者には2,700m以上の高峯がある。また、切峯面図には示されていないが、前者が主として溶岩円頂丘から成るのに対して、後者には崩壊性の尖峯が多い。
- iii) 山体から山麓にかけての斜面については、東西の斜面がほぼ同じ傾斜を有して対称的であるのに対して、南北の斜面は非対称である。すなわち、北側斜面に対して南側斜面は急傾斜である。

上述 iii) の事実をさらに具体的に比較するために、代表的斜面を強調して図示すると第5

* この面積には上川流域の霧ヶ峯地域を含み、依田川、千曲川、須玉川、釜無川、宮川に囲まれる範囲から御牧ヶ原台地をのぞいたもの。

図のとおりである。この図の作成に当っては、侵蝕によって大きく削剝された谷によるゆがみをさけるため切峯面図を用いた。南・北斜面の非対称は山頂付近を通る垂線に対して約1/20の傾斜角で補正すると対称的になる。また、各斜面の山頂からの距離 (r) と標高 (h) との相関近似式を求めると次のとおりである (第6図参照)。



第3図 八ヶ岳火山位置図
横縞模様は第四紀内陸盆地

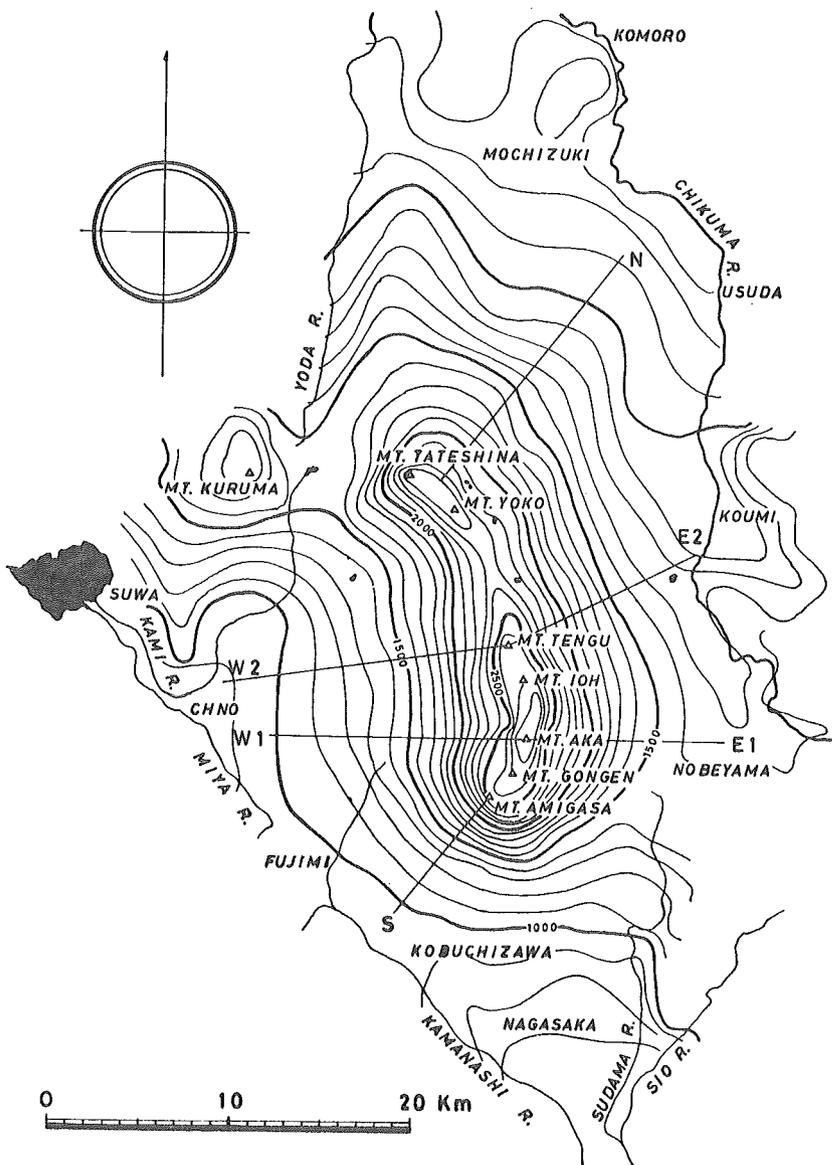
北斜面,	$h=2,400e^{-0.0000667 \cdot r}$
東斜面(2),	$h=2,700e^{-0.0000837 \cdot r}$
南斜面,	$h=2,500e^{-0.000159 \cdot r}$
西斜面(2),	$h=2,600e^{-0.0000808 \cdot r}$

これらの斜面を他の火山と比較すると、南斜面が富士山の $h=3,776e^{-0.000146 \cdot r}$ に比べ、これよりわずかに急であることがわかる (水資源開発コンサルタント, 1976)。また、東・西斜面は一般的火山山麓の範囲に入り、北斜面はむしろ扇状地などに近い値となっている。

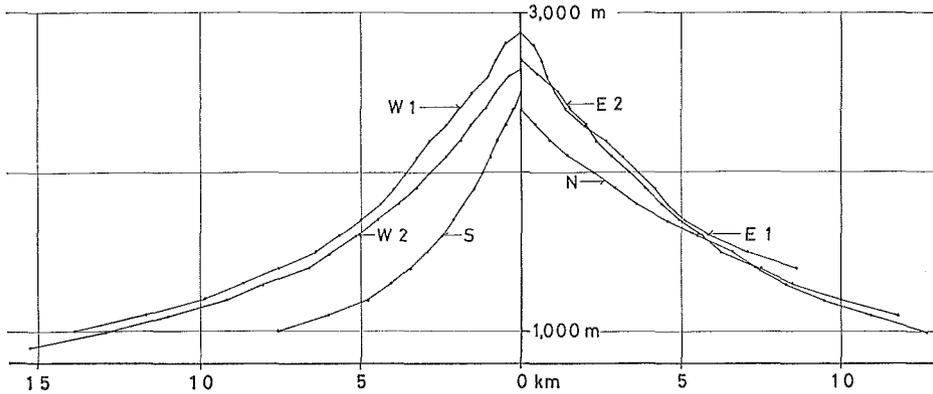
八ヶ岳をめぐる河川のうち、最大のものは本地域の北と東側を画する千曲川である。この河川は秩父山塊の甲武信岳付近に源を發し、西流した後川上付近から八ヶ岳の東縁に沿って北流し、小諸付近で西へ向きを変えて上田盆地に至る。千曲川の支流には、八ヶ岳火山群か

ら流下する^{そまぞえ}杣添川、湯川、大月川、大石川など東麓の河川と^{ふせ}布施川、^{かくま}鹿曲川、依田川などの北麓の河川とがある。このうち、依田川は霧ヶ峯の最高峯、車山(1,925m)の北側の水を集めて北流し、八ヶ岳北麓の西縁を画する河川である。

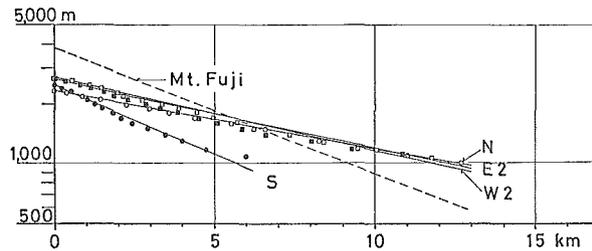
西麓には天竜川の支流^{かみかわ}上川と宮川があり、共に八ヶ岳火山群の西側の水を集めて諏訪湖にそそいでいる。宮川は糸魚川—静岡構造線に沿う河川で、この川の南西側は赤石山地の一部である。



第4図 八ヶ岳周辺の切断面図
グリットの大きさは1km²



第5図 八ヶ岳地形断面図 断面線は第4図参照



第6図 八ヶ岳山麓の斜面関数

南麓の釜無川は宮川の延長方向，すなわち，糸魚川—静岡構造線の方に宮川と逆に南東へ流下する。宮川流域との間には標高940mの平坦な分水界を有する。この川の支流須玉川は南八ヶ岳東側の水を集めて南流する河川であり，葦崎付近で釜無川に合流する。

これらの河川の流出密度 (drainage density) は第1表に示すとおりである。一般的に，この値が1以下であれば透水性の地域であり (酒井, 1965)，川俣川，細小路川，居川，八丁地川がこれに属する。一方，宮川，大石川，立場川などの河川はこの値が1以下である。

八ヶ岳火山山麓の地形は，その解析度の相異から次の4地域に区分される。

i) 霧ヶ峯地域

主として溶岩台地とそれを深く刻み込んだ小流域河川の両岸急斜面よりなり，比較的台地が卓越する標高1,500m以上の地帯と地斜面が卓越するそれ以下の地帯に細分される。

ii) 北～北東麓

比較的緩傾斜の尾根と，それを深く刻んだ谷とからなる丘陵性の山麓であり，八ヶ岳山麓の中では最も開析の進んでいる地域である。標高900m～1,100m付近に侵蝕し残された松井くされ礫層の平坦面がある。

第1表 ハケ岳山麓の河川の流出密度

River	Area of basin	Length	Drainage density
Chikuma R.			
Somazoe	18.31 km ²	14.6 km	0.80
Yukawa	20.81	20.8	1.00
Ohtsuki	25.69	21.1	0.82
Honma	21.06	20.1	0.95
Ohishi	34.94	39.6	1.13
Ishido	37.56	26.1	0.69
Kitazawa	21.13	15.0	0.71
Ikawa	8.88	5.4	0.61
Fuse	30.06	21.4	0.70
Hosokoji	19.75	11.0	0.56
Kakuma	18.81	15.7	0.83
Hachoji	47.56	29.5	0.62
Kami R.			
Kirigamine	38.00	40.00	1.05
Upstream	120.81	75.0	0.62
Shibu	18.94	13.2	0.70
Kakumyo	8.69	9.0	1.04
Naruyuwa	13.19	12.9	0.98
Yana	14.25	14.3	1.00
Miya R.	61.31	79.1	1.29
Kamanashi R.			
Tatsuba	30.81	33.5	1.09
Fukazawa	21.56	15.5	0.72
Kawamata	19.31	9.4	0.49

iii) 南～南東麓

比較的緩傾斜の広い山麓斜面と深く刻み込んだ数少ない河川よりなる。開析度は東側で大きく、南側で小さい。

iv) 西麓

柳川と立場川、宮川に囲まれた南半部の扇状地性斜面と、柳川以北、上川までの河岸段丘群よりなる地域に細分できるが、全体にハケ岳山麓のうちで最も低平な地域である。

B 地質概要

ハケ岳火山の地質概要については、山崎（1898）以来、多くの研究があるが、火山体については最近、河内（1974, 1977）、河内・荒牧（1979）によってまとめられている。しかし、これらの研究は火山体の地質構造と火山岩石学に重点がおかれ、地下水に関して重要な山麓部分については記載が簡単である。山麓部分については、筆者もその一員であるハケ岳団体研究グループ（1976, 1977）、郷原・熊井・酒井（1978）および北ハケ岳サブ・グループ（1980）の調査結果にもとづいて記述する。

これらの研究によれば、八ヶ岳山麓の堆積物は大きな不整合をもって3分される。すなわち、第2表に示すとおり、八千穂層群およびその相当層からなる下部更新統、広瀬層群に代表される中部更新統および主として段丘堆積物からなる上部更新統である。これらの地層単元（主として Group）は火山活動に対応しながら堆積盆を形成して発達する。すなわち、河内（1961）の八ヶ岳火山列の活動順序にしたがって、活動の中心が北八ヶ岳にあるとき堆積盆も北麓に形成され、八千穂層群が堆積している。火山活動が南八ヶ岳に移動すると、堆積盆は南八ヶ岳の山麓に形成され、東南麓・南麓・西麓に広瀬層群およびその相当層が堆積した。後期更新世に入り、火山活動の中心がふたたび北八ヶ岳に戻って溶岩円頂丘が形成されると、堆積盆も縮少しつつ、八ヶ岳西麓北部に残されるようになる。

これらの堆積物は火山噴出物を多数挟在する陸成層からなり、その層相の変遷は火山活動を反映しつつ、それぞれの堆積盆ごとに、堆積盆の発生から消滅までの過程を示している。この過程に関して、八千穂層群と広瀬層群の堆積環境の変遷はきわめてよく一致し、火山活動と堆積作用の一般化が可能なことを推測させる。類似点の主なものは次のとおりである。

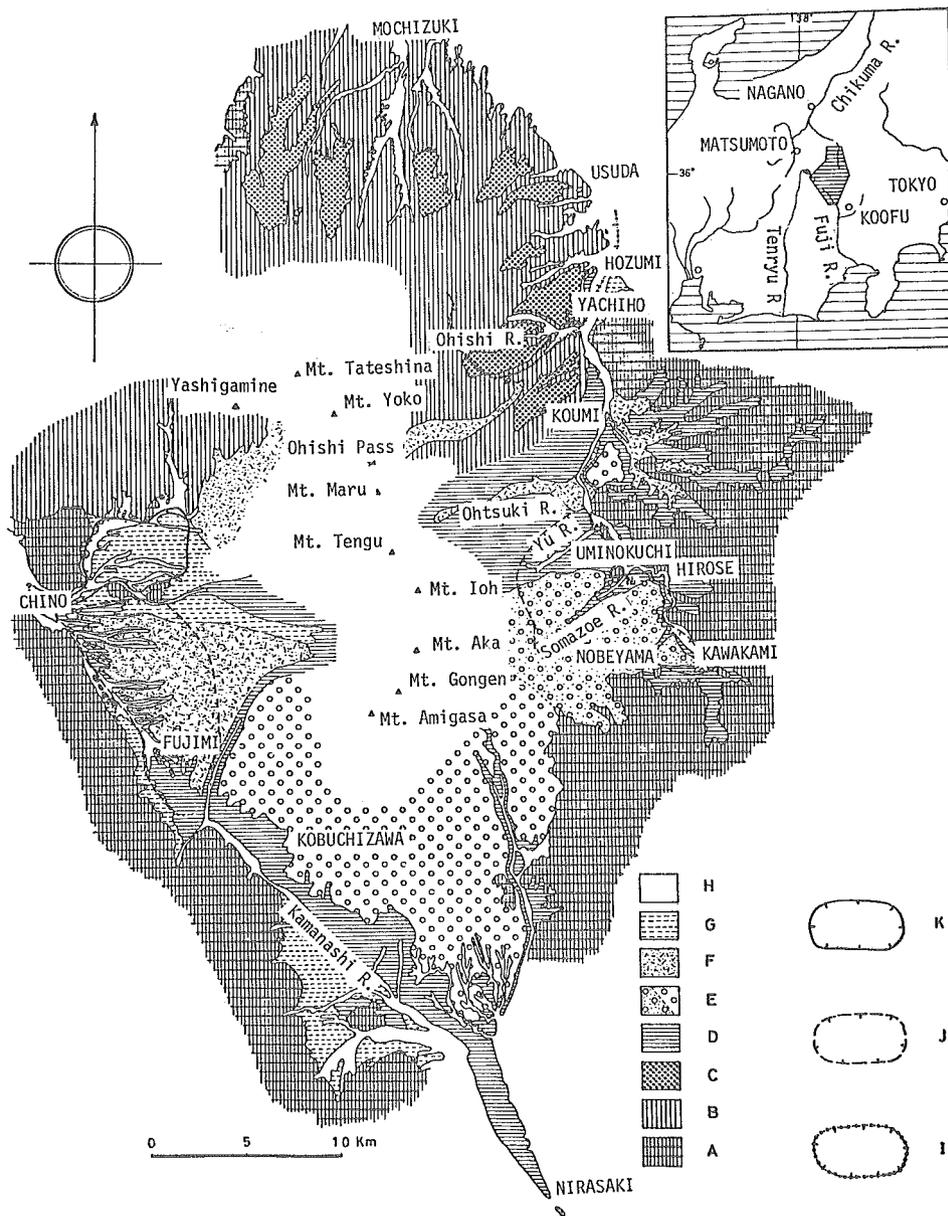
- i) ともに最下部、下部層準は主として湖成堆積物からなり、砂層やシルト層が卓越する。
- ii) 下部層準の火山噴出物には角礫凝灰岩や粗粒火山灰などの火山放出物が多い。
- iii) 中部層準にはやや酸性の火山放出物、ことに風成の降下軽石層が卓越し、これらは多数の鍵層として追跡される。八ヶ岳の一般的岩質は複輝石安山岩であるが、軽石層の岩質には角閃石安山岩、黒雲母・角閃石安山岩質のものがある。
- iv) 上部層準では火山砂礫層が卓越し、下位の中部層準に当る風成層を覆って、水成層が乗る地域が広く分布する。溶岩も挟在される。
- v) 最上部層準には崩壊性の砂礫層などとともに風成の降下スコリアが卓越し、溶岩も多数挟在される。この時期にはすでに河川の下刻が開始される。松井くされ礫層は、広瀬層群最上部層の上部（IV、V層準）のいわゆる野辺山原礫層や念場原礫層に相当する。

このような堆積盆中の堆積物の変遷、およびそれに挟在される火山噴出物から推定される火山活動の変遷は、更新世前・中期とも次のように一般化される。

- i) 火山活動の初期は、まず、山体周辺の沈降と、おそらく火山体中心部の隆起によって始まったと推定される。その根拠は、広瀬層群最下部層で見られるように、湖成層が基盤岩類にアバットして堆積していることや、その層相から比較的静穏な堆積環境が推定されることによる。また、これら最下部層中には、すでに八ヶ岳火山起源の噴出物が大量に挟在し、下部層の基底部には山体側から流下した泥流やスコリア流堆積物が存在することから山体は多少なりとも隆起していたことが推定される。
- ii) 下部層準における火山活動は、ここに挟在する多数の火山放出物によって特徴づけられ、大規模な爆発的な噴火が推定される。泥流やスコリア流堆積物が多くなるのも、山体が成長し、高度が増大したためと推測される。
- iii) 中部層準の酸性噴出物は八ヶ岳山列の中央部天狗岳付近で厚く堆積している。このことは、この時期の火山活動が火山列中央部付近にあったことを示すもので、前・中・後期更新世を通じて、噴出物がやや酸性になる時期の活動は常に中央部にある。また、この時期の堆積物には風成相が卓越しているので、堆積盆は縮少したと考えられる。
- iv) 上部層準には、ふたたび湖成層が広く発達し、湖盆は拡大している。噴出物では粗

第2表 八ヶ岳山麓層序表

Geologic time	Kirigamine	Northern area	North-eastern area	Southern area	Western area	Fossils	Absolute age		
Alluvium	Alluvium	Alluvium	Alluvium	Alluvium	Alluvium		B.P.F.T.Y.		
Pleistocene	Late	Upper Loam F.	Upper Loam F.	Ohisukigawa M.f. ②	Upper Loam F. ①	Upper Loam F. ③ Kitayama pumice F.(1)	(1) Minami-ohshio flora. (2) Kobuchizawa flora	① 11,000 ② 14,000 ③ 24,600±100 32,300 ⁺⁴⁵⁰ ₋₁₄₀₀ 14C Y.	
			Kyowa Gravel F.	Saku Loam F.	Kobuchizawa F.(2)	Furuta Gravel F. Sugesawa Sco. F. Yamaura Mud-flow Nagakura Grav. F.			
				Uminokuch M.f. Chikumagawa M.f.			Tateshina-kogen Lava F		
				Yanaike Pumice-f.					
	Middle					Itogaya Pyro. f F.④		④ 140,000	
				Hirose Group	Upper most F.	Nenbagahara F. Hinoharu F. (4)	Tochinoki F. (3) ?	(3) Fujimi flora (4) Wakamiko-shin machi flora	
					Upper F. (6)	Nirasaki Pyro-flow Kawamatagawa F. Kyoraish Grav F.(5)		(5) Kyoraishi flora (6) Kawakami flora	⑤ 252,300±15100 278,100±20900
					Middle F.(7) ⑤	Dajimongawa M.f.		(7) <i>Elephas namadicus naumanii</i> MAKIYAMA	⑥ 294,700±15200 302,900±22,000
					Lower F. ⑥				⑦ 350,000
			Lower most F. ⑦					? 650,000	
Early	Enrei Group	Upper F. ⑧	Upper F.	Upper most F.			⑧ 850,000		
							⑨ 1,300,000		
	Lower F. ⑨	Lower F.	Middle F.	Lower F. (8)		(8) Aihama flora (9) <i>Stegodon cf. ouroray</i>			
Pliocene		Santanda F. (9) (10)	Lower most F.	Meshimoriyama Volcanics		(10) Matsubagawa flora			
Pre-Pliocene	Shiga Granit Moriya Formation	Uchimura F.	Shimanto Group Chichibu System	Kaikoma Granit Shimanto Group Chichibu System	Shiga Granit Sanbagawa System Chichibu System				



第7図 八ヶ岳山麓の地質概要図 郷原ほか(1977)による

A : 基盤岩類, B : 八千穂層群とその相当層, C : 松井くされ礫層とその相当層, D : 広瀬層群とその相当層, E : 最上部広瀬層およびその相当層の地表分布域, F : 上部更新統の噴出岩, G : F 以外の上部更新統, H : 八千穂層群の湖盆地, I : 広瀬層群の湖盆地, J : 上部更新統の湖盆地

粒火山灰や降下スコリアが増加し、溶岩も挟在していることから、この時期は成層火山の形成期であったと推定される。

- v) 最上部層準には、溶岩や降下スコリアが卓越する一方、上部に向って次第に粗粒な崩壊性の砂礫層が増加することから、火山活動と平行して山体が崩壊していった時期であったことが推定される。現在の山麓面の形成は、ほぼこの時期にその原形が作られたと考えられる。この時期以降、火山活動は休止期に向い、山麓では河川の下刻が始まる。

以上のような火山活動の変遷は、他の多くの火山にもみられると考えられる。前述のとおり、多くの火山体の下に湖成層が存在することや、溶岩の挟在が上部に偏っているなどの傾向が見られることから、上述のことが他の火山でも考えられる可能性がある。したがって、八ヶ岳火山の地下水の研究は同様な火山活動のもとに形成された他の火山山麓における研究のために一般化できよう。

III 各地下水区における地下水の賦存状況

八ヶ岳山麓はいくつかの地形区および堆積盆に区分されることは前述のとおりである。ここでは、それらを組み合わせて地下水区を設定し、その各々について地下水の賦存状況を解明する。地下水区として次の4地域を区分した。

- i) 霧ヶ峯地域
- ii) 八ヶ岳北～北東麓地域
- iii) 八ヶ岳南～南東麓地域
- iv) 八ヶ岳西麓地域

これらの地下水区はそれぞれ調査の精度が、集水施設の多寡などの原因で異なるが、一般化への比較資料として個々に検討した。この論文で用いる地下水に関する基礎資料、例えば流量観測や測水調査資料などは、とくにことわりのないものはすべて筆者を含む農林省関東農政局（1965, 1971, 1976）の調査結果による。

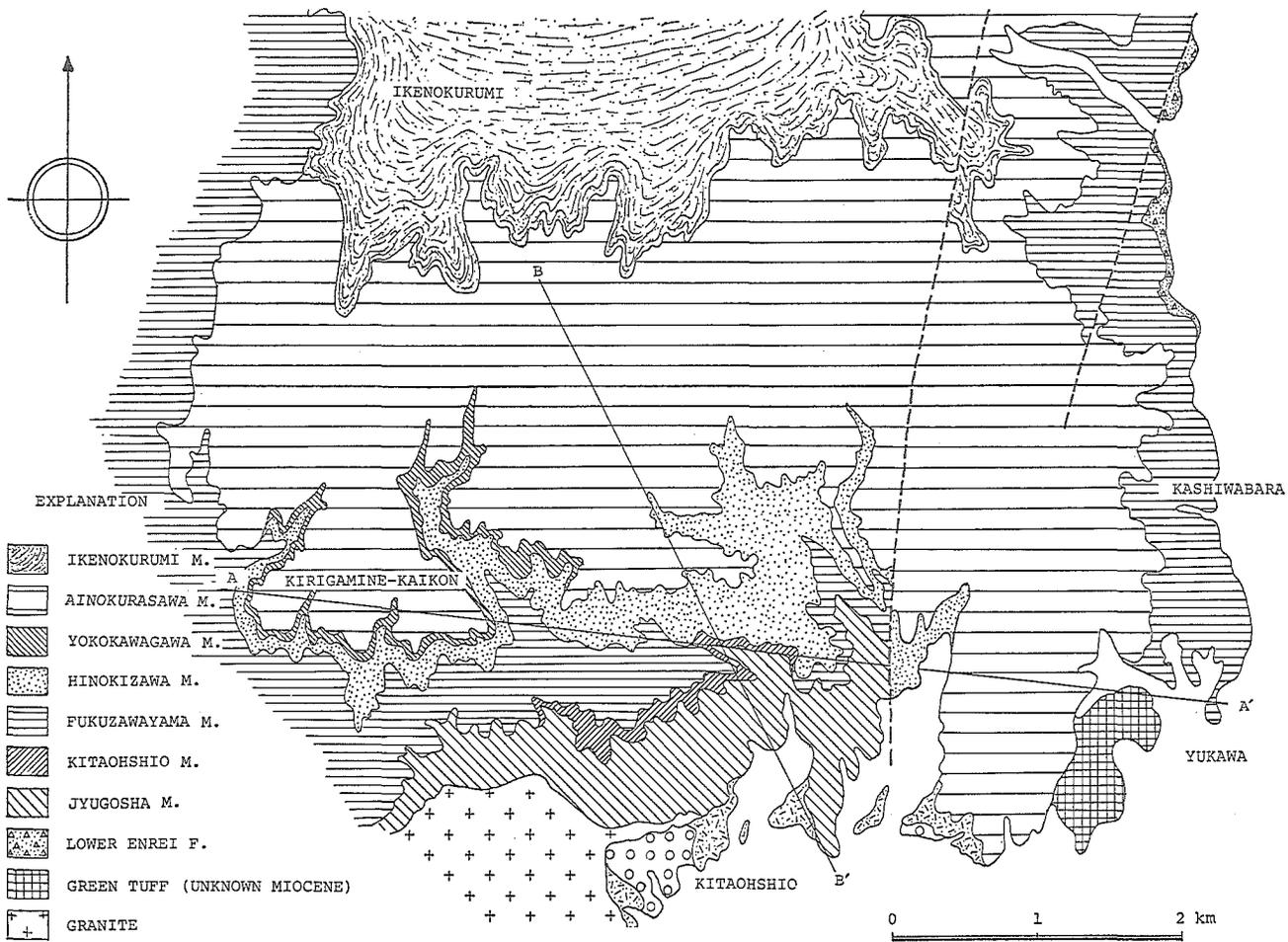
1 霧ヶ峯地域

A 層序

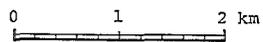
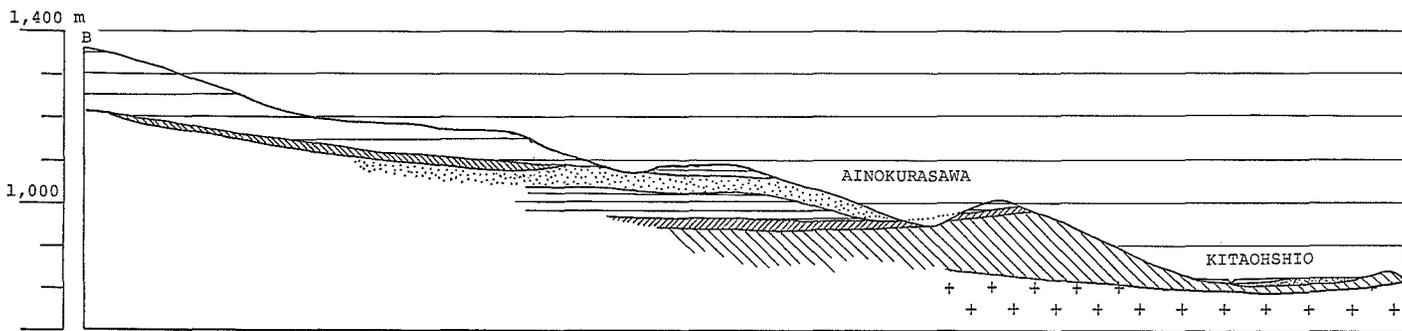
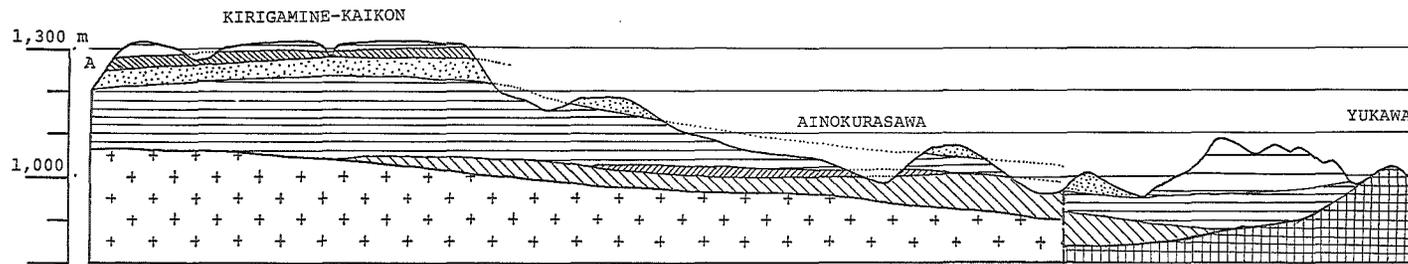
霧ヶ峯地域は、八ヶ岳火山列北端の蓼科山から西へ連なる開析された前期更新世の火山群のひとつ車山（1,926m）の南麓部にあたり、南へ緩く傾斜する溶岩台地とこれを刻む上川の支流群の谷よりなる。地域の北縁は車山を通る東西に延びた溶岩尾根であり、西側は台地の縁を諏訪湖にそそぐ角間川によって画される。東縁は蓼科山との鞍部に作られた白樺湖から南流する音無川によって、八ヶ岳山麓と区切られている。地域の南縁にはこの地域の水をすべて集める上川が西流している。以上のように、この地域は、ひとつの独立した地下水区を形成し、その総面積は約60km²である。この面積のうち、角間川、音無川の流域をのぞく南斜面のみの面積は38km²である。

南斜面の各河川は北部の溶岩尾根に源を發し、標高1,500m付近までは高原状の台地上をゆるやかに流下したのち、急激に深い谷を形成するとともに、これらの河川の間尾根も台地状から丘陵状に変化する。標高1,500m付近には“池のくるみ”などいくつかの湿原が存在する。

第8図 霧ヶ峯地域地質図

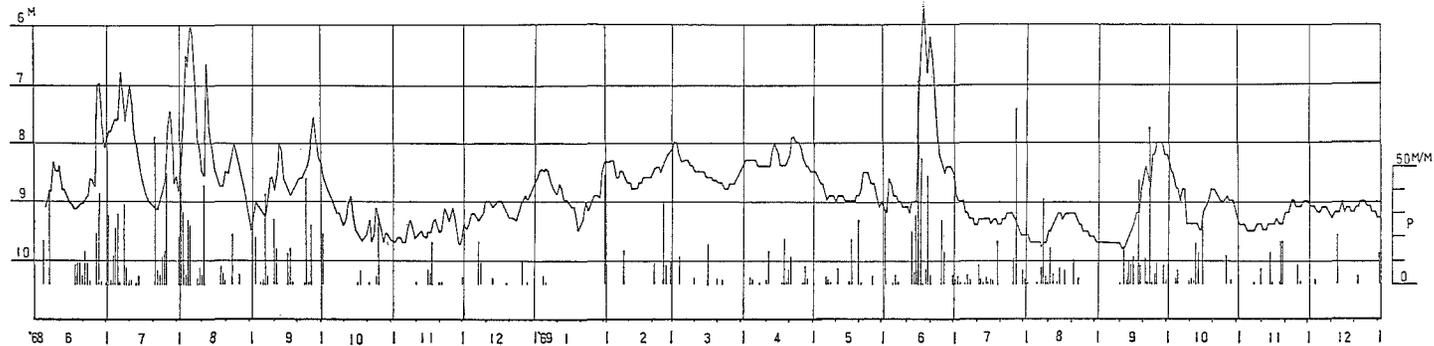


第9図 霧ヶ峯地域地質断面図 凡例は地質図に同じ



第3表 上部塩嶺層の岩相

Member	Code	Lithology	Groundmass	Characteristic of facies
Ikenokurumi	Ik	Hornblende andesite	Very glassy, flow structure present	Porous; platy joints and flow structure are conspicuous; red and gray stripes are visible.
Ainokurasawa	Ai	Hornblende hypersthene augite andesite	Glassy and porous, flow structure partly	Platy joints and flow structure are conspicuous.
Yokokawagawa	Yk	Hornblende augite andesite	Glassy, weak flow structure is visible	Porous; interval between each platy joints is wide.
Hinokizawa	Hi	Hornblende hypersthene augite andesite	Very glassy	Platy joints are visible. Flow structure is rare.
Fukuzawayama	Fu	Olivine bearing hypersthene augite andesite	Glassy	Dense; so called "Teppeiseki". Platy joints are conspicuous.
Kitaohshio	Ko	Hypersthene augite andesite	Glassy	Flow structure is visible partly
Jyugosha	Ju	Olivine bearing hypersthene augite andesite	Glassy	Porous; platy joints are visible but no flow structure. Olivine megacrysts are found.



第10図 霧ヶ峯地域の地下水位変化

本地域に分布する地質は下位より、守屋層、四賀黒雲母花崗岩、塩嶺亜層群、古田礫層、北山軽石流堆積物、上部ローム層、沖積層である。塩嶺亜層群については、従来、塩嶺累層と呼称されてきたが、後述する八千穂層群との対比から1累層ではなく亜層群の規模であることが推定されるので改称した。本地域の大部分を構成するのは上述の地質のうちの塩嶺亜層群であり、守屋層と四賀黒雲母花崗岩は伏在している。また、本地域の標高950m以下の谷沿いには低位段丘が発達し、古田礫層以上の上部更新統がこれを構成している。

塩嶺亜層群は、主としてその岩相上の相異から下部、上部に2分される。下部塩嶺層は碎屑岩類に富み、砂層、礫層、シルト層を挟在する。火山噴出物のうち、とくに発達の良いものは凝灰角礫岩であり、少くとも本地域内では本層中に溶岩が挟在することはない。

上部塩嶺層は下部塩嶺層を不整合に覆い、主として溶岩からなる累層である。累層を構成する各部層の岩相は第3表に示すとおりである。本層は板状節理の発達する溶岩を多く挟在し、そのうち、特に薄く剝離するものは“鉄平石”の名で採掘されている。本層上部には流理構造の発達する溶岩も多く挟在する。また、本層はその特徴的な板状節理と台地を作る溶岩ということで、前期更新世の“flat-lava”（松本、1979）に分類されている。本層の岩質は下部の十五社溶岩（含かんらん石輝石安山岩）から上部の池のくるみ溶岩（角閃石完山岩）まで、上部にむかって次第に酸性になっている。本層の全層厚は約300mである。

本地域の地質構造は第8図および第9図に示すとおり、南麓中央の檜沢を中心とする凹地構造を示し、その東翼は2本の東落ちの断層によって切られている。

B 溶岩中の地下水

本地域の地下水はほとんど前出上部塩嶺層の中にあり、台地縁辺部あるいは南麓の河川ぞいに湧水として湧出している。これらの湧泉の湧出露頭や谷沿いの小規模な地下水滲出崖を観察すると、湧水は溶岩中の割れ目、ことに板状節理に沿って滲出していることが確認される。これらの割れ目は、どこでも湧水が見られるわけではなく、河川沿いに観察するかぎり、一定の高さ以下の地域に限られるように見える。すなわち、ひとつひとつの割れ目からの湧水は裂隙水であるが、これらの集合体としてのいわば飽和裂隙帯の上面は比較的平滑な面を想定することができる。酒井（1965）による“内部連絡間隙”（158p.）に相当する。

本地域と同層準の塩嶺層が発達する勝弦^{かつづる}地下水盆における溶岩中に掘さくされた井戸群の平均の帯水層係数は次のとおりである（信州大学理学部地質学教室、1967）。

$$\text{透水量係数 } T = 2.0 \times 10^{-3} \sim 2.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sec}$$

$$\text{貯留係数 } S = 0.1 \sim 0.37$$

$$\text{透水係数 } K = 2.0 \times 10^{-4} \sim 3.0 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$$

この地域では、中央東線の岡谷・塩尻間を直接短絡するための新線計画の一環としてトンネルが掘さくされている。トンネル付近には、主として溶岩からなる厚い塩嶺層が分布し、トンネルは、この塩嶺層のつくる地下水盆を横断して掘進されている。トンネル掘さくに伴って、毎分30m³もの出水が長期に亘って継続し、このためにトンネル上部の広い範囲に井戸の地下水位の異状低下が発生した。このときの地下水盆全体に対するトンネルを集水暗渠とした帯水層係数の試算からは次の値を得る。

$$\text{透水量係数 } T = 1.5 \times 10^{-2} \sim 5.3 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sec}$$

$$\text{貯留係数 } S = 0.02 \sim 0.04$$

透水係数 $K=3.0 \times 10^{-4}$ m/sec

なお、この地下水盆では各溶岩層（単層）間の地下水の遮断はなく、トンネル掘さくに伴う地下水位の低下は全層を通じて比較的平滑な影響圏凹面を形成しながら降下している。

これらのことから、本地域の地下水もほぼ同様な状態にあるものと推定される。以下では、このことをひとつの根拠に上部塩嶺層をひとつの帯水層単元として、地下水の流動を考察する。

C 帯水層常数

この地域内には深井戸が存在しなかったが、1971年に、筆者らの調査に際して、標高1,350 mの台地上に深度100mの井戸が試掘された。この井戸の位置は第11図に示した。試掘に伴って実施された揚水試験の結果から算出された帯水層常数は次のとおりである。

透水量係数 $T=3.88 \times 10^{-5}$ m²/sec

貯留係数 $S=0.0622$

透水係数 $K=1.01 \times 10^{-6}$ m/sec

ただし、この試掘井はロータリー式の掘さく機を用い、止水のためベントナイトを使用したため、事後の揚水試験においても、この洗滌除去が充分でなく、透水係数等については過小にでている可能性がある。ハケ岳山麓における井戸のほとんどはパーカッション式の掘さく機を用い、止水には粘土を使用するのが一般的である。

D 降水の浸透

上述の深井戸に近接する台地上の深度11mの浅井戸について、水位の連続観測を行った。その結果は第10図に示すとおりである。この図下部に棒グラフで示したのは諏訪測候所の同期間の日降水量である。地下水位は降水によく呼応し、降水とともに上昇し、てい減曲線を画いて降下している。

冬期の地下水面の動きは、降水が雪となるため即日には地下水位の上昇を起さず、気温上昇とともに触雪によってゆるやかな上昇を示す。また、夏期に降雨と地下水位の上昇が一致していないものがあるが、これは、地下水位観測井と降水観測点が離れているためである。すなわち、地域的降雨による影響と推定される。

上記のことから、地域的降雨と推定されるものおよび冬期の降水をのぞいて、降雨係数を各降雨について試算し、平均すると次のとおりである。

$$\Delta h = 29.5 \cdot P \quad (\Delta h, P \text{とも単位はmm})$$

ここに、 Δh は地下水位の上昇量、 P は降雨量である。上式から計算される有効空隙率は0.034となる。すなわち、霧ヶ峯溶岩台地を構成する溶岩の有効な割れ目空隙の全岩に対する比率は3～4%でいどであることが推定される。

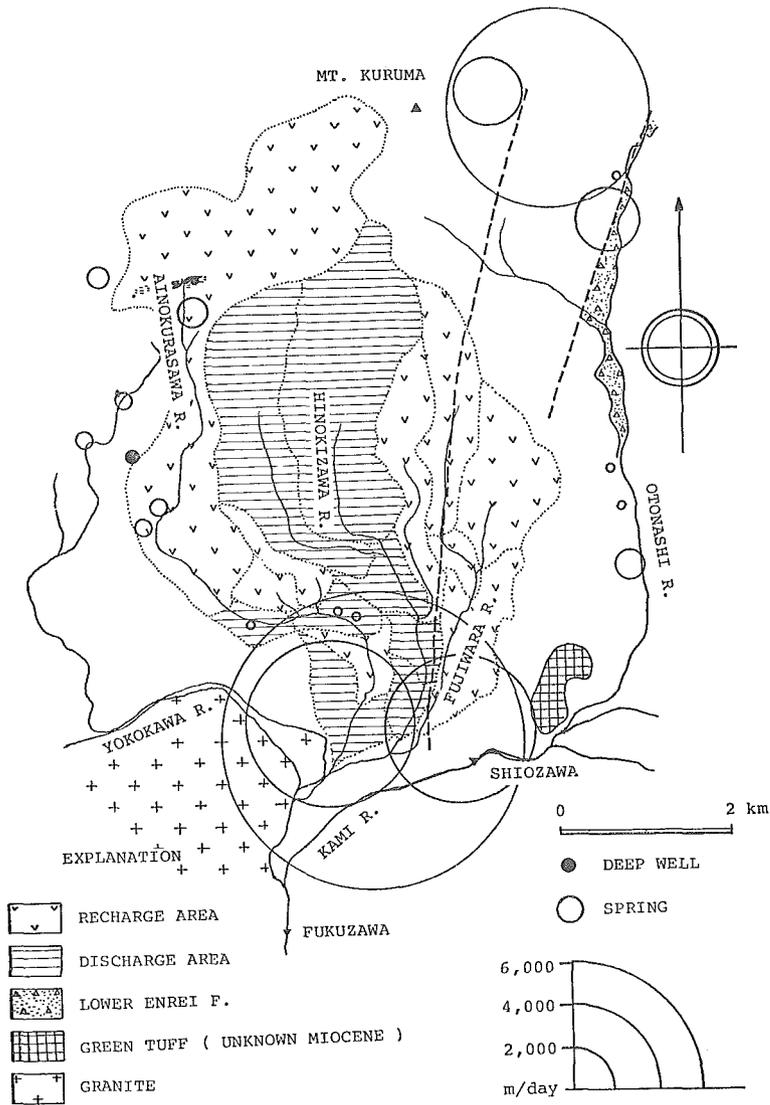
一方、無降雨時における地下水位のてい減は次式によって示される。

$$\frac{dh}{dt} = -0.21(h-9.4)$$

ここに、 dh/dt は地下水位の日低下量 (m/day)、 h はそのときの地下水位 (m) である。

E 湧泉の湧出機構

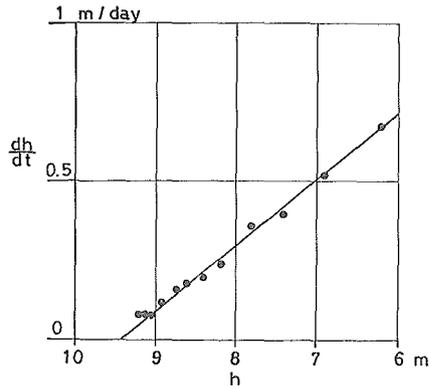
霧ヶ峯の溶岩台地縁辺部には大きな湧泉が存在する。これらの湧泉の分布は第11図に示すとおりである。本地域北東の車山東麓および音無川上流部の湧泉は、北北東から南南西に走



第11図 霧ヶ峯地域における湧水の分布と地下水のかん養区、流出区

る断層に沿って分布する。この断層はいずれも東落ちであるが、断層粘土を伴うため、この断層によって堰上げられた地下水が谷に集中して流出するものである。

これらの湧泉とは別に、南麓に存在する大きい湧泉群は、上部塩嶺累層の作る凹地状構造に関連して湧出するものである。檜沢を中心とするこの凹地状構造に集まる地下水の集水機構を明らかにするために、この地帯の河川の流量を測定した。その結果は第13図のとおりである。この図は各河の流量観測点ごとに、その地点の流量と流域面積を相関させ、各河川ごとに、上流（図の左）から下流へ向けて、それぞれの点を結んだものである。



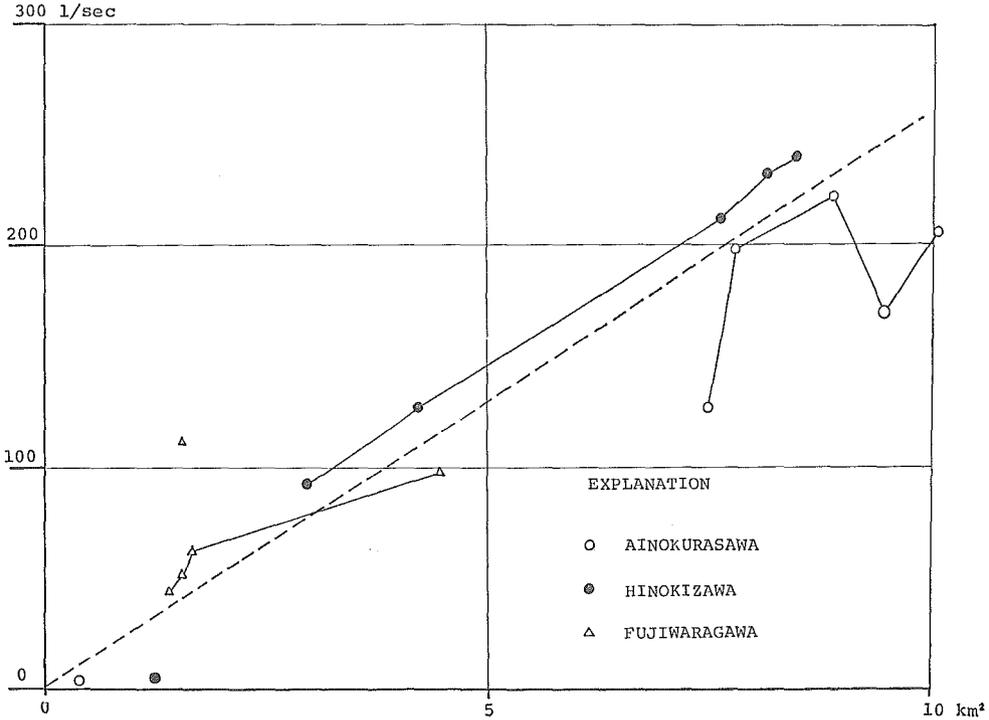
第12図 霧ヶ峯地域における地下水位による地下水位低下量の変化

増加している区間では川床沿いに湧水が観察される。すなわち、地下水からのかん養が生じている。これに対して、流量が減少している区間では川床から溶岩中に漏水していることが推定される。

このようなことから、渋川・音無川支流の比流量 $0.0245\text{m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ を基準にして、各観測点ごとに、この比流量より小さい流域をかん養区、大きい流域を流出区として、各流域を

この図から、檜沢が他の河川に比較して、流域面積の割に流量が大きいことがわかる。これは、前述のとおり、この流域が他の河川に比較して、地質構造的に凹地になっているため、地下水の集水能力が大きいことを示している。これらの河川と比較するために、同様の火山岩地帯である渋川上流部と音無川左岸支流の同時期の比流量を破線で示した。檜沢はこれらの河川の流量をしのぎ、中流以下の地域では常に $0.02 \sim 0.03\text{m}^3/\text{sec}$ 程度多く流れていることを示している。

一方、相の倉沢においては、河川の観測点ごとに流量が著しく増減している。流量が増



第13図 霧ヶ峯地域の河川流域と流量

第4表 ハケ岳山麓の主な河川の水収支結果

River basin	Period	Precipitation (mm)	Evapo- transpi- ration (mm)	Recharge (mm)	Area of basin (km ²)	Total recharge (x10 ⁶ m ³)	Total discharge (x10 ⁶ m ³)	Base flow (m ³ /sec)	Effective porosity	Hd (es) (m/day)	Hd (ob) (m/day)
Kirigamine	(69. 1) (69.12)	1645 (TA)	840.9	804.1	54.3	43.66	216.82	5.07	0.034	0.24	0.08
Hosokoji R.	(73. 4) (74. 3)	803 (AS)	840.9	-37.9	15.80	-0.60	10.50	0.20	0.376	0.003	0.005
Hatchoji R.	(73. 4) (74. 3)	803 (AS)	840.9	-37.9	38.68	-1.47	10.87	0.12	0.449	0.0006	—
Miyagawa R.	(73. 5) (74. 3)	708 (AS)	768.1	-60.1	3.21	-0.19	3.83	0.09	0.376	0.006	—
Kawamata R.	(64. 4) (65. 3)	959.3 (F)	840.9	118.4	19.81	2.35	33.79	0.53	0.119	0.012	—
Fukazawa R.	(64. 4) (65. 3)	959.3 (F)	840.9	118.4	21.56	2.55	1.75	0.05	0.051	0.0039	—
Yanokuchi R.	(69. 6) (70. 3)	—	—	—	2.81	—	—	0.05	0.135	0.017	0.017
Yana R.	(68. 5) (68.12)	889 (TA)	659.6	229.4	16.25	3.73	13.72	0.60	0.10	0.032	—
Tatsuba R.	(68. 5) (68.12)	990 (F)	659.6	330.4	11.2	3.70	4.196	0.067	0.14	0.004	—
Miya R.	(69. 6) (70. 3)	931 (HA)	669.1	261.8	80.50	21.1	69.98	2.25	0.14	0.017	—
Seiroku	(69. 6) (70. 3)	931 (HA)	669.1	261.8	421.68	110.4	117.7	2.48	0.14	0.0037	—

(TA) : 蓼科観測所, (AS) : 芦田観測所, (F) : 富士見観測所, (HA) : 原村観測所, Hd は基底流量維持に関する地下水位降下量, (es)は計算値, (ob)は実測値

第5表 ハケ岳山麓における蒸発散量の推定

単位は mm

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
The average evaporation	56.4	57.4	87.5	121.3	141.6	131.3	151.4	164.3	104.9	83.9	59.7	52.8	1210.6
The average evapo-transpiration rate	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.67
The average evapo-transpiration	27.3	28.7	52.5	72.8	99.1	91.9	121.1	131.4	83.9	58.7	41.8	31.7	840.9

蒸発計蒸発量は諏訪測候所資料, 蒸発散率は石橋ほか(1969)による

区分したのが第11図のかん養区、流出区の別である。この図からも、檜沢ぞいの流出区と相の倉沢上流部のかん養区がはっきりすると同時に、地質構造が地下水の流出に大きく影響していることがうかがわれる。

凹地構造の地下水集水機構については、上部塩嶺層そのものの凹地構造はあまり地下水に影響しない。すなわち、この層の中での各部層間の地下水の流動は前述のとおり相互に自由に行き来できるからである。したがって、この集水機構には相対的に不透水性を示す基盤岩類が必要である。それは、この地域では、第9図に示した四賀花崗岩と守屋層である。

南麓最大の湧泉は、檜沢と相の倉沢を分ける尾根の末端近くに存在する大清水湧泉である。この湧泉の湧出量は1974年5月には平均 $0.2197\text{m}^3/\text{sec}$ であり、同年9月にも約 $0.2\text{m}^3/\text{sec}$ あった。したがって、相の倉沢本流との合計水量は約 $0.4\text{m}^3/\text{sec}$ となり、単位面積当りの流出量は約 $0.0395\text{m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ となる。この量は流出河川である檜沢の $0.0255\text{m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ をはるかにしのぎ、渋川や音無川支流のその約1.6倍になる。すなわち、集水面積が約1.6倍あることを示している。また、後述する個々の溶岩の単位面積当りの湧出量 $0.0208\text{m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ に対しても約1.9倍の集水面積を有することになる。相の倉沢本流の流域面積に対する流出量はほぼ集水面積に見合うものであるから、大清水湧泉の湧出量に相当する約6~9 km^2 のかん養地が追加されなければならない。これに見合うものとして、相の倉沢の西隣りの横河川がある。横河川の下流域では測定困難なわずかの流量が見られるだけで、この流域の水はほとんど伏流している。したがって、大清水湧泉を含む相の倉沢、檜沢の流出量は、四賀花崗岩の表面構造、すなわち、その東傾斜の面に沿って集水され、その集水域は流域を越えて広がっていることが推定される。

これらの流域をすべて合わせて、霧ヶ峯南麓全体の簡単な水収支を行うと次のとおりである。すなわち、横河川から東へ藤原川までの全流域面積 44.5km^2 に関する降水量と流出量の検討であるが、これについては、1969年の蓼科降水量と上川の流量観測の結果から第4表のように計算される。霧ヶ峯南麓の流出量は上川の塩沢観測点と福沢観測点の両流量の差から計算されたものであるが、この間には、先の霧ヶ峯流域に加えて、上川右岸の花崗岩山地からなる 2.63km^2 の流域と左岸の八ヶ岳西麓の 7.19km^2 の計 9.8km^2 が加算される。また、かん養量については、降水量から蒸発散量を引いたものを用いた。蒸発散量は諏訪測候所の蒸発計蒸発量に石橋ほか(1969)の蒸発散率のうち水田以外の地帯のものを用い第5表のように推定した。この結果からも、総流出量はかん養量に対して非常に大きく、他流域からの地下水によるかん養を考えなければならない状態である。総流出量の多い原因は上川のこの区間における基底流量の増加であり、その平均は $5.07\text{m}^3/\text{sec}$ あり、これを流域面積と有効空隙率 0.034 で割ると平均的な地下水位低下量が求められるが、その値は $0.24\text{m}/\text{day}$ となる。霧ヶ峯における地下水位の低下状況(第12図)でみると、上記の値は、地下水位が約8mのときの低下量に等しい。

2 北～北東麓地域

A 層序

八ヶ岳北～北東麓は主として前期更新世の火山活動に由来した噴出物、およびそれを挟在する陸成層からなる。これらの堆積物は北八ヶ岳の火山活動に呼応した堆積盆地中に厚く堆積

第6表 八千穂層群中の各累層の層相と透水係数

Formation	Thickness	Columnar section	Key beds	Facies	Permeability
Upper most	30±		Napoleon scoria Ob nuka tuff	This formation consists mostly of volcanic gravel with loam, scoria and tuffbreccia.	
Upper	30±		Telshoji pm Zarame tuff	This formation consists mostly of loam and volcanic gravel. Lower part is lacustrine.	
Middle	50±		Ueno tuff Katsumizawa scoria flow	This formation consists mostly of scoriaceous volcanic sand and gravel with silt and tuffbreccia.	
Lower	40±		Sakurafubuki pm Kinuka tuff	The upper part of this formation consists of lacustrine sand and silt with scoria. The lower part consists of volcanic sand and gravel with scoria and tuffbreccia.	
Lower most	30±		Asahigaoka pm Yuhara pm	This formation consists of alternation with lacustrine silt and scoria fall, with tuffbreccia.	

---- Lava

Index on the columnar section

	clay		scoria		lava
	silt		tuff		peat
	sand		lapilli		volcanic
	gravel		tuff breccia		soil
	loam		mud flow		unknown
	pumice		scoria flow		

したが、現在では大きく開析されて、丘陵性の山麓を形成している。

この地域の層序は、本地域の東部、すなわち、北東麓において詳細に研究され、第6表に示すような層序が確立されている(北八ヶ岳サブ・グループ, 1980)。これによれば、本地域の大部分は八千穂層群によって構成され、これを不整合に覆う松井くされ礫層によって平

坦化された後に谷が刻み込まれて丘陵化したものである。

また、本地区中央部から西部にかけては、関東農政局（1976）や河内（1974）らの調査報告があるが、このうち、河内は本地域の大半を春日火山岩類として一括し、ハケ岳火山列の初期噴出物としている。関東農政局（1976）では河内の春日火山岩類と同じものを笠取峠層上部としている。

これらの研究と前出北ハケ岳サブ・グループ（1980）で精査された北東麓を対比すると、春日火山岩類、笠取峠層上部の一部、すなわち、北東麓のそれは明らかに八千穂群の一部である。また、記載された岩相や分布からも、八千穂層群の各累層に対比される。関東農政局（1976）では、この地域の中央～西部にかけて56点の電気探査が実施されている。このうち、八千穂層群の層序区地ができていない北東麓の層比抵抗をもとに、他の地点の $\rho \sim a$ 曲線を解析しなおし、かつ、既存井戸のさく井時の柱状図を参考にして、本地域の地質図を作成すると第14図のとおりである。

八千穂層群は最下部層（累層）から最上部層（累層）まで5つの累層に区分され、その層相上の特徴は次のとおりである。

i) 最下部八千穂層

最下部八千穂層は、玄武岩質礫を含む火山角礫岩層（下部層の基底）に不整合に覆われて、その下位にくる累層である。山麓における露出地帯は湯原周辺に限られ、ここでは千曲川の流路に直行する軸をもつ背斜構造がみられる。本層の主な構成部層は湖成シルト層、砂層、降下スコリア層、凝灰角礫岩層などであるが、本地域北部で下部から上部まで水成相を示すのに対して、南部では、下部が水成相、上部が風成相になる。本層中の鍵層の1つ湯原パミス層が水成・風成の境界層準付近に位置し、南部ではこの湯原パミスより上位の本層の層相は風成降下スコリア層を主体とする。

ii) 下部層

上述のように、本層はその基底部に火山角礫岩層および砂礫層をもち、最下部層を不整合に覆って広く分布する。本層の主な構成部層は凝灰角礫岩層、降下スコリア、火山砂礫層、砂層、シルト層などで、ことに上部には湖成堆積物であるシルト層や砂層が卓越する。

iii) 中部層

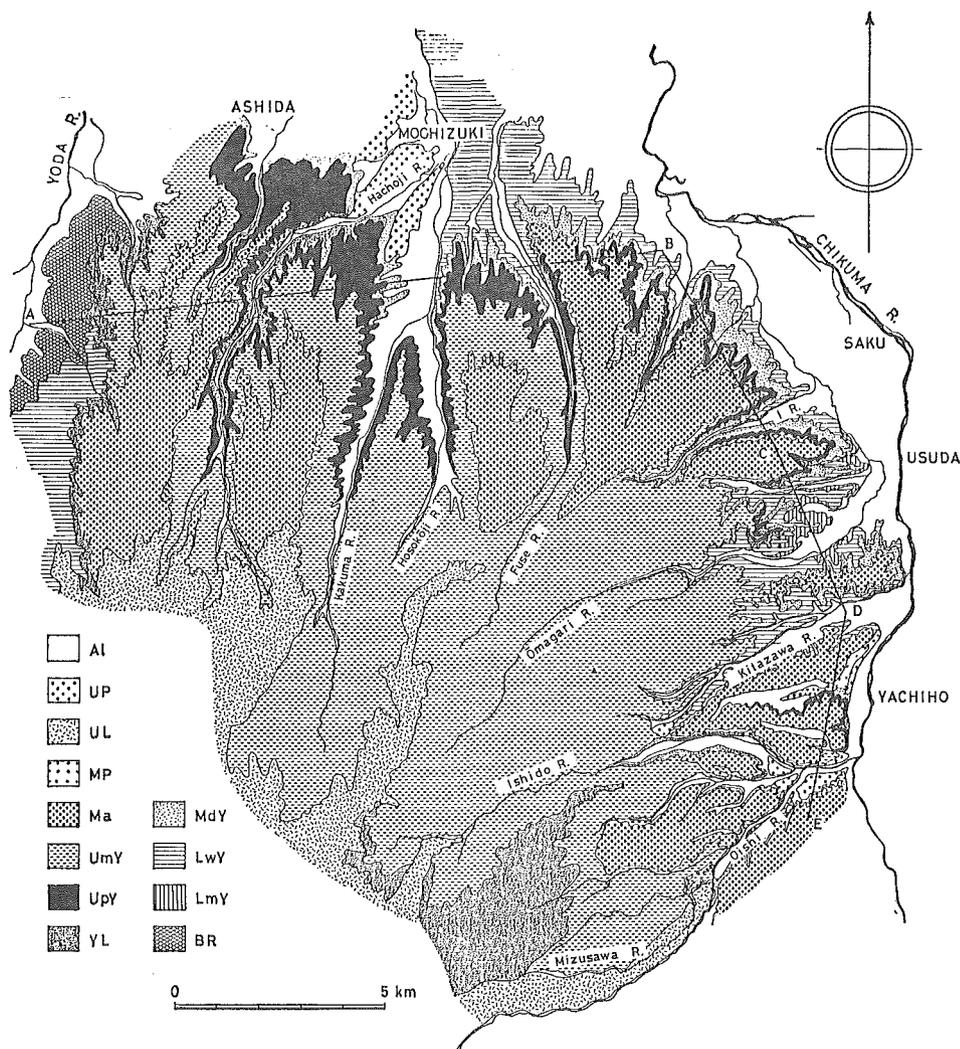
本層基底にはスコリア流堆積物があり、下位の下部八千穂層をわずかに削削しているが、本層直下の鍵層“桜吹雪”がよく連続することから、この間の時間間隙はほとんどないものと推定される。本層の主な構成部層は火山灰層および火山砂礫層であり、凝灰角礫岩が挟在される。シルト層は北部へ向って卓越し、細・中粒砂層にはクロス・ラミナがみられる。

iv) 上部層

中部層、下部層を不整合に覆って、本地域のほぼ全域に上部層が分布する。主な層相はローム層、火山礫層、砂層、シルト層などであるが、ことに本層の下部には厚い湖成堆積物が発達する。

v) 最上部層

本層は模式地である大石川流域を中心に本地域全域に広く分布する、主として風成スコリア層からなる。風成スコリア層に挟在する火山砂礫層やローム層、凝灰角礫岩層などは、



第14図 八ヶ岳北～北東麓地質図

BR: 基盤岩類, Lmy: 最下部八千穂層, LwY: 下部八千穂層, Mdy: 中部八千穂層,
YL: 八丁地溶岩, Upy: 上部八千穂層, Umy: 最上部八千穂層, Ma: 松井くされ礫層,
Mp: 中部更新統, UL: 上部更新統の溶岩, UP: 上部更新統, Al: 完新統

本層下部で水成相を示すことがあるが大部分は風成もしくは崩壊性の堆積物である。

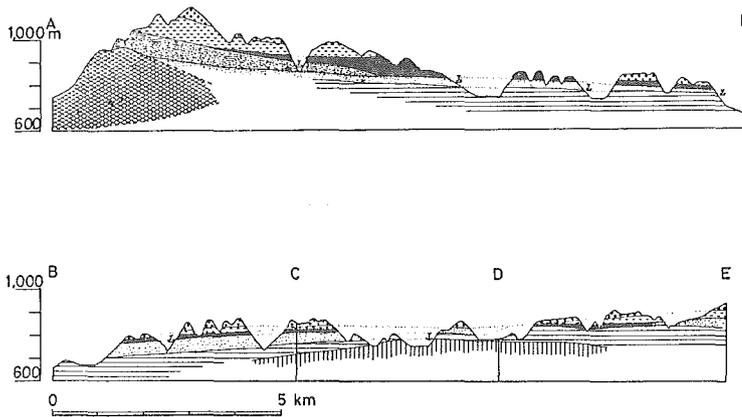
なお、これら八千穂層群の各累層を不整合に覆って、南部で標高1,200mから850m、北部で標高1,100mから800mの平坦面を構成する松井くされ礫層は、くされ礫はじめ、強風化凝灰角礫岩層、火山砂礫層などからなる扇状地性の堆積物である。

B 帯水層常数

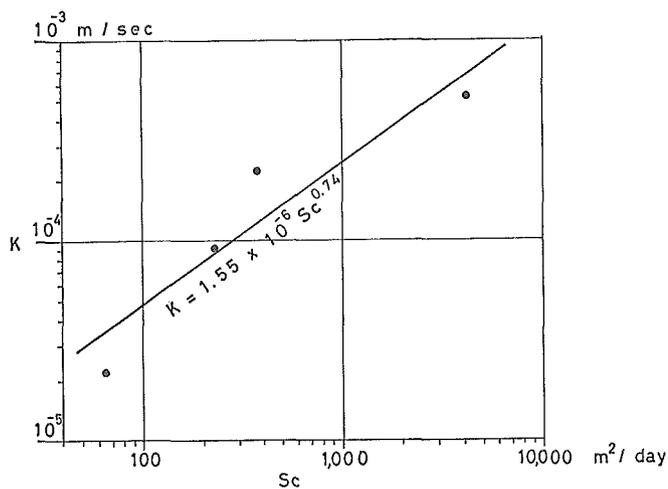
本地域には、第17図に示すように25本の深井戸が存在し、このうち、さく井時に揚水試験が実施されている井戸が4本ある。これらの揚水試験結果を再解析し、帯水層常数を算出する

と第7表のようになる。この中から比湧出量と透水係数の相関をみると第16図のようになる。資料が少ないために多分に誤差が生じるおそれはあるが、これをもとにして、前述の各井戸の比湧出量から透水係数を推定するために、この相関式を各井戸の比湧出量について適用した。

算出された透水係数を八千穂層群の各累層に対応させると第6表の右側の線のようになる。この図で、線の長さはストレーナーの長さを示すものではなく、どの層準かを示すにすぎない。また、2つ以上の累層にまたがるものは、どちらが主であるか否かにかかわらず両方の欄に連続して記入した。透水係数は 10^{-6} m/sec オーダーから 10^{-4} m/sec オーダーまで変化があるが、総じて最下部八千穂層と上部八千穂層が大きい値を示す。最上部八千穂層では、この層中にのみストレーナーをもつ井戸がないので、この層自体の透水係数は不明であるが、



第15図 ハケ岳北～北東麓地質断面図 凡例は地質と同じ



第16図 八千穂層群中の井戸の比湧出量と透水係数の相関
透水係数はハンタッシュ・ヤコブの式およびタイスの式のものを用いた。

第7表 八千穂層群の帯水層常数

Well No.	Method	T	K	S	k'/b'	Sc
B-5	HJ	5.65×10^{-3}	9.42×10^{-5}	0.376	3.26×10^{-2}	230
	J	9.32×10^{-2}	1.55×10^{-3}	0.0155		
B-7	HJ	1.46×10^{-2}	5.31×10^{-4}	0.449	2.34×10^{-5}	4264
	H	1.51×10^{-3}	5.49×10^{-4}	0.371	6.83×10^{-6}	
	T	1.49×10^{-3}	5.44×10^{-5}	0.0689		
	J	1.44×10^{-3}	5.23×10^{-5}	0.0627		
	R	1.92×10^{-3}				
B-11	HJ	9.00×10^{-3}	2.25×10^{-4}	0.225	4.44×10^{-4}	380
	T	3.67×10^{-3}	9.18×10^{-5}	1.79×10^{-6}		
	J	4.39×10^{-3}	1.17×10^{-4}	6.52×10^{-8}		
B-14	R	1.41×10^{-3}	2.17×10^{-5}			65.7

Method;

HJ : Hantush-Jacob Method

J : Jacob Method

H : Hantush Method

R : Recovery Method

T : Theis Method

Coefficient of aquifer

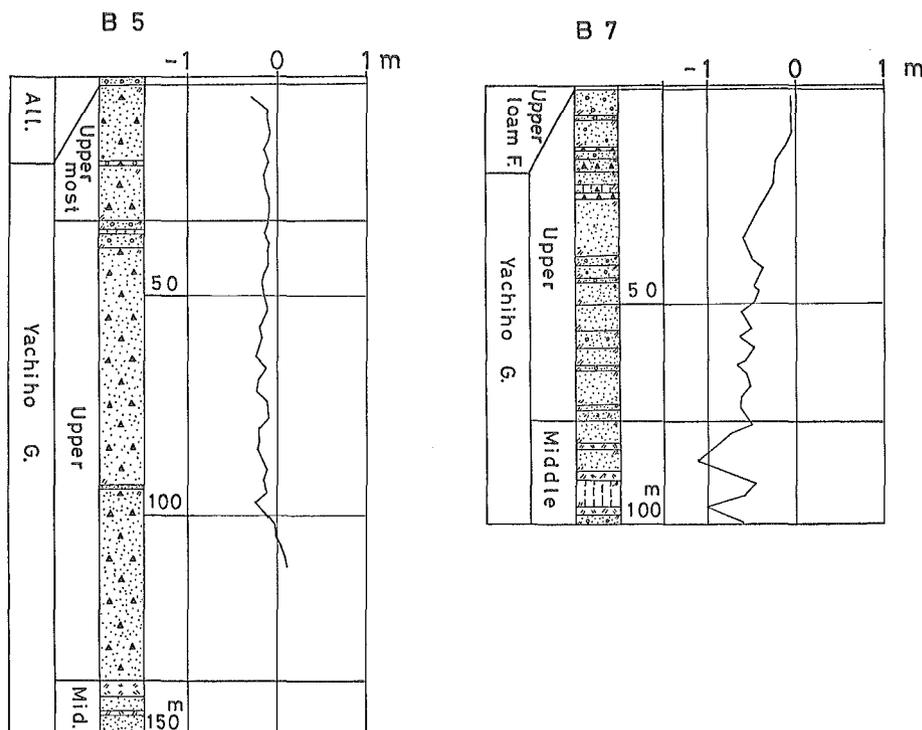
 T : Coefficient of transmissibility K : Coefficient of permeability S : Coefficient of storage k'/b' : Coefficient of leakage Sc : Specific capacity

下部八千穂層と一括して切ってあるストレーナーで見ると、あまり大きな透水性はないようである。井戸の集中している下部層の透水係数は 10^{-5} m/sec のオーダーに集中している。

一方、2つ以上の累層にまたがる井戸の地下水頭の連続性は、さく井時の掘さく深度ごとの水位で見ると、自然状態では連続しているように見える。このことは、第17図に示すとおりである。ことに、B-5における上部層と最上部層では水頭変化がまったくなく、この両層間で地下水は自由に流動することを示している。すなわち、層群中の各累層中の地下水の水圧は、自然状態では層群の単位でほぼ一定していることを示している。

しかし、B-7においては、上部層中の地下水頭と中部層中のそれが異なっている。この原因は、この井戸が丘陵性山麓の尾根部に掘さくされているためである。すなわち、この井戸から1.5km以内に、この井戸の深度とほぼ等しい谷があり、湧泉があって中部層中の地下水が流出しているためである。このような動的な条件下では、先に示した透水係数の違いにしたがって、水圧の変化が生じるわけであるが、それは、B-7の例で示すとおり、累層単位で生じる。

以上のことから、透水性、水圧変化のいずれもが、累層単位で把握されるもので、帯水層



第17図 八千穂層群中の井戸における地下水頭の垂直分布

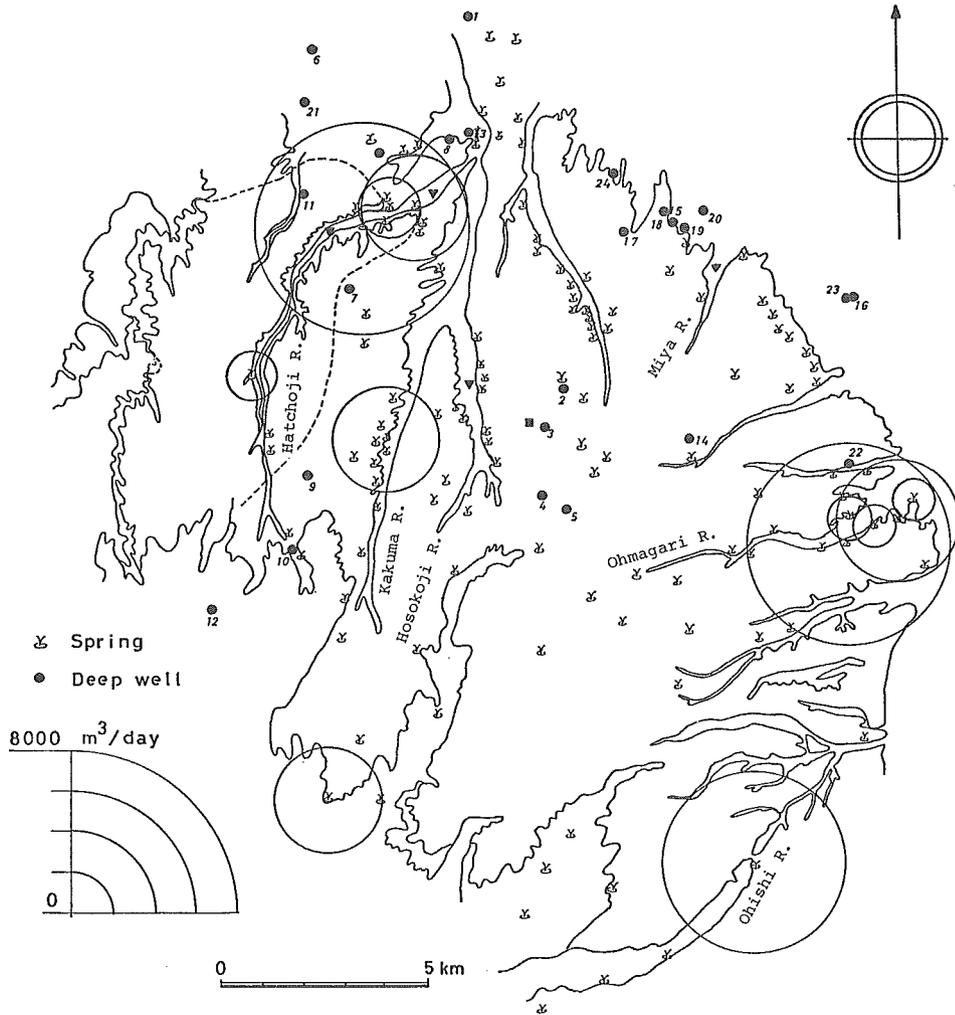
単元としては、この累層をもって1帯水層としてとりあつかうことが可能である。また、各累層中の砂層や礫層などの部層単位で少しづつ水圧の変化が認められるが、これらは連続性に乏しく、1帯水層としてとりあつかうより、帯水層中の透水層 (Layer) としてとりあつかうのが妥当であろう。

なお、自然状態での水頭が、累層を越えて層群の中でほぼ一定であるという点で、この層群が形成する堆積盆がひとつの地下水盆であることを示している。

C 湧泉の湧出機構

本地域の湧泉の分布は第18図に示すとおりである。湧水量は円グラフで示してあるが、この図から、湧泉の分布と地質構造の間に密接な関連があることがうかがわれる。すなわち、一般に湧泉は地層の傾斜に対して、その傾斜方向の山腹あるいは谷沿いに分布する。このことは、本地域中央部の鹿曲川や細小路川などで顕著であり、これらの流域では、西から東へ向って傾斜する地層によって、川の左岸に多くの湧泉が分布し、湧泉からの不断の流水によって侵蝕された枝沢がよく発達する。

上記のような湧泉の分布はほとんどすべての累層にあてはまるが、湧水量は累層によって異なる。すなわち、第18図に示した日量1,000m³以上の湧水量をもつ湧泉の分布は次の3つの層準に集中している。



第18図 ハケ岳北～北東麓における湧泉の湧出量分布
 ▼（黒三角）は河川流量観点を，■（黒四角）は地下水位観測井を示す。破線は八丁地溶岩の潜在分布域を示す。深井戸番号は文中ではB-を冠して記載している。

i) 最下部八千穂層の露出区域

この地帯は^{おおまがり}大曲川の downstream であり、第6表に示したように、最も透水係数の大きい最下部層が露出している地帯である。この地帯では、上流部（山麓の高標高地帯）でこの層まで滲透した地下水が地層が地表に露出することによって、ふたたび湧出してくるものである。

ii) 上部八千穂層の基底付近

前述の鹿曲川中流部にある湧泉群がこれに当り、透水係数の大きい上部層中より、大量の湧水が湧出している。

iii) 溶岩の末端付近

八丁地川はつちようじの下流域に集中する大きい湧泉は八丁地川沿いに分布する八丁地溶岩中の地下水が、この溶岩の末端付近で流出するものである。このタイプの湧泉は前出霧ヶ峯地域の湧泉、ことに大清水湧泉などと同一の湧出機構をもつものである。なお、この溶岩の分布は地表からは確定困難であるが、電気探査結果およびさく井記録を参考にすることによって、第18図に破線で示したような範囲が推定される。

さらに本地域南部の大石川流域おおいしには、後期更新世の火山活動に由来する池の平溶岩が分布し、この末端付近にも同様な湧泉が存在する。

D 代表的流域の水収支

本地域内の細小路川、八丁地川、宮川において、1972年から1974年まで河川流量の観測が行われている。また、この時期にそれぞれの流域において地下水位の測定も平行して実施された。これらの中から典型的な流域として細小路川をとり上げ、年間の水収支計算を行った。上述の河川の中から細小路川を選んだ理由は、この河川が地表の流域面積と地下水の集水面積がほぼ等しいことによる。八丁地川では、八丁地川の地表流域面積の中に、東隣りの鹿曲川へ流出する地下水集水域を有するなど複雑な形態がみられる。

細小路川の流量はこの川の流域面積 15.80km²の地点(第18図参照)で測定され、1973年4月から74年3月までの1ヶ年間の総流出量は1.05×10⁷m³であった。一方、この期間の総降水量は立科町芦田あしだで測定され、その値は803mmと典型的な干魃年であった。この値から前出石橋ほか(1969)による蒸発散率から算出された第5表の蒸発散量840.9mmを引くと、かん養量は-37.9mmになる。この値に流域面積を乗じ不足水量を計算すると6.0×10⁶m³になり、先の総流出量と合わせると1.11×10⁷m³の流出過剰になる。この過剰量が地下水位の低下でおぎなわれているとすれば、第18図に示した、この河川の流域にある地下水位観測井の水位が上記期間の間で低下していなければならない。実際に、この観測井の水位は第19図に示すとおり、この期間に2.4mの低下を示している。先の過剰量がすべて地下水位の低下でおぎなわれているとすると、この河川の流域面積に2.4mを剰じた値で先の過剰量を割ったものは有効空隙率になる。この値は約0.293となりこの流域にあるB-5の揚水試験結果のハンタッシュ・ヤコブの式による解析値の貯留係数0.376に近い値となる。すなわち、この収支によって、流成における年間単位での水収支では、かん養量(Q_r)と流出量(Q_d)は地下水貯留量の変化量(ΔQ_s)との間に次の式が成り立つことを示している。

$$\Delta Q_s = Q_r - Q_d \dots\dots\dots(1)$$

また、この河川の基底流量は約0.2m³/secである。この量はほとんど地下水からかん養されている。したがって、これを維持するために必要な地下水位の低下量、すなわち、基底流量が、その流域の地下水が一律に低下することによってもたらされるとしたときの地下水の低下量で、一日を単位として求めると次のようになる。まず、基底流量を流域面積で割り、1日当りの単位面積当りの水量に換算し、これを有効空隙率で割って求める。細小路川の場合には、有効空隙率として、先のB-5の貯留係数を用いて算出すると、地下水位の低下量は2.91mm/dayとなる。前述流域水収支の際に算出された有効空隙率から求めると3.73mm/dayとなり、いずれも実際の地下水位観測井における無降雨期の低下量5mm/dayに近い値となる。

3 南～南東麓地域

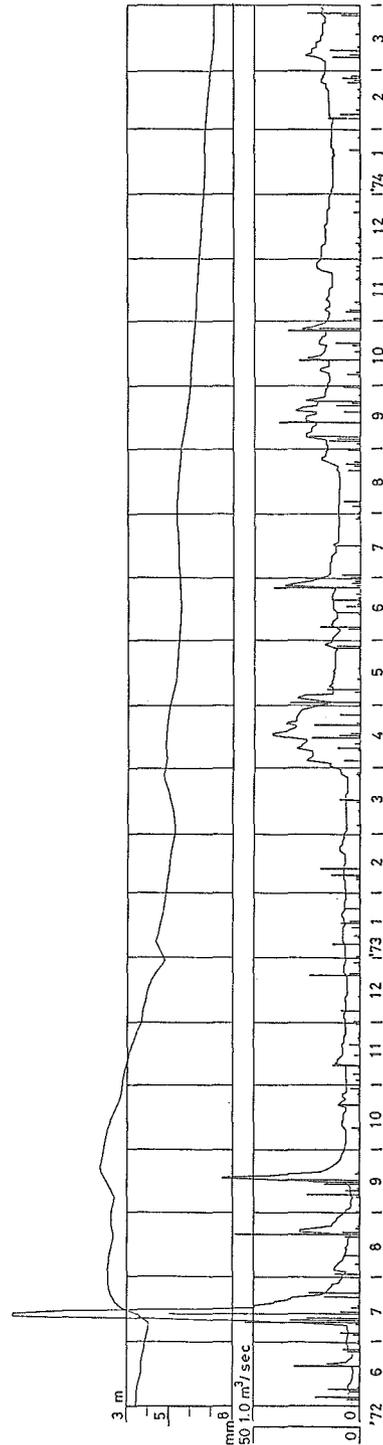
A 層序

八ヶ岳東麓大月川から南麓立場川にかけては、主として中期更新世の火山活動に由来する噴出物とそれらを挟在する陸成層からなる山麓が展開している。八ヶ岳山麓の中部更新統は一括して広瀬層群とよばれ（郷原ほか，1978），下位からそれぞれ，最下部，下部，中部，上部，最上部の累層に区分される。本層群の模式地である^{そまぞえ}杣添川流域では，熊井ほか（1980）などにより，その層序が詳細に研究されている。これによれば，広瀬層群の下底付近に，前期更新世末に形成された松井くされ礫層を風成で不整合に覆う中期更新世初頭の下部広瀬ローム層が水成で挟在される。また，本層群最上部層は後期更新世初頭の下刻によって生じた深い谷によって切られている。この谷の中には，上部更新統の佐久ローム層が風成で分布する。すなわち，広瀬層群の堆積の時期は中期更新世の全期間に亘っているわけである。

本層群中の各累層の層相は第8表に示すとおりであるが，その特徴は次のとおりである。すなわち，最下部層は上半部に風成の降下スコリア層を挟在するほか大部分はシルト層や水中堆積の火山灰層などの湖成層からなる。下部層には少なくとも3層の泥石流堆積物が挟在し，全体の層相は沼沢性ないし扇状地性の堆積物で構成されている。中部層には酸性火山噴出物が挟在され，風成相が卓越する。上部層にはふたたび湖成層が発達するが，上部へ次第に火山放出物が多くなり，河川性ないしはらん原性の堆積物が多くなる。最上部層は火山砂礫層など崩壊性の粗粒堆積物と火山噴出物，ことに降下スコリアを多く挟在し，溶岩も多数挟在される。

この層相の上・下の変化は八千穂層群のそれとよく似ている。その類似点についてはすでに前述したので，ここでは省略する。

模式地における層序にもとづき，鍵層の追跡



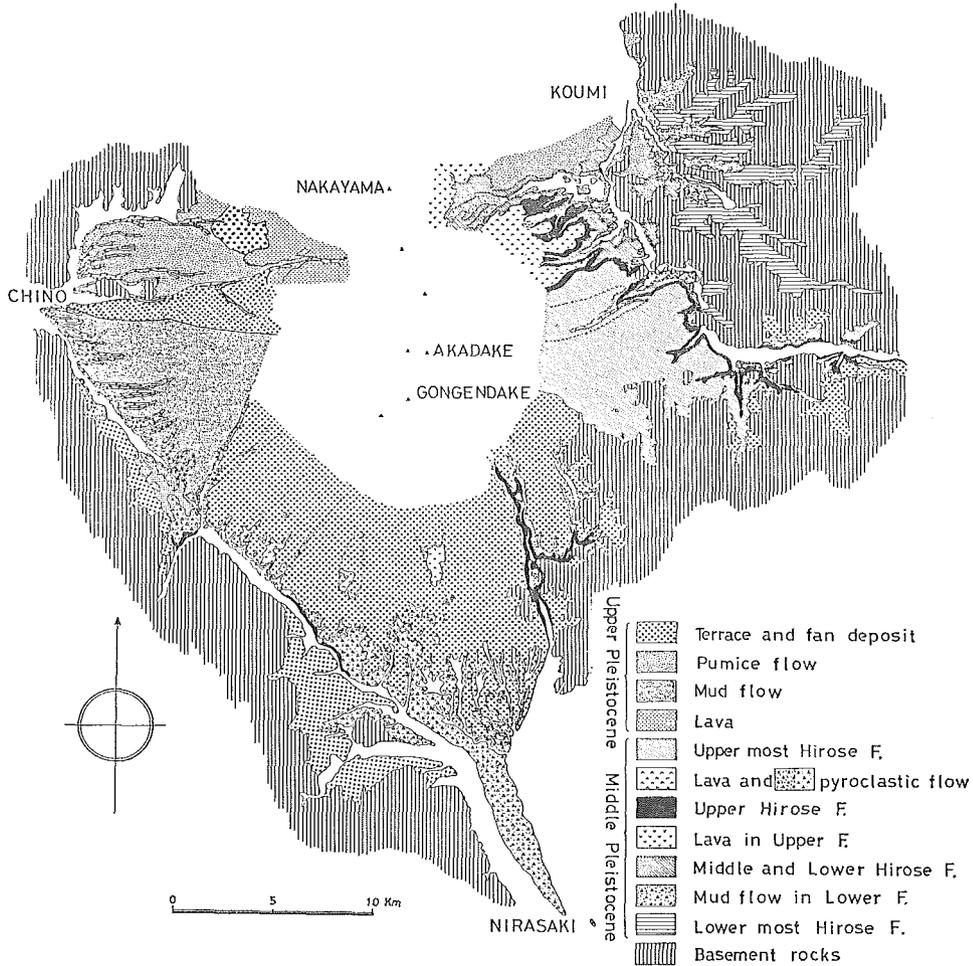
第19図 細小路川の流出と井戸水位 観測地点は第18図参照

第8表 広瀬層群の各累層の層相と透水係数

Formation	Thick-ness	Columnar section	Key beds	Facies	Permeability
Upper most	70±		Hige sc. Tama sc. Nisetama sc.	This formation consists of volcanic gravel and sand with scoria fall.	
			Upper ol. py. s Ki pm.		
Upper	20±		Lower ol. py. s	This formation consists of lacustrine silt and sand with scoria fall.	
Middle	25-		O.l.	This formation consists of mud flow and volcanic sand with loam and pumice, in which obsidian fragments are found	
Lower	80-		Upper ob. pm B.B. pm. Lower ob. pm Pan pm.	The upper part of this formation consists of loam, volcanic gravel and sand, and lacustrine sandy silt with many pumice beds. The middle part consists of Somazogawa Mud Flow M. The lower part consists of gravel and sand, lacustrine silt. The lowest part consists of Eisawa Mud Flow M.	
			Lowest ob. p. Buchi sc. Sekken tuff		
Lower most	20+		Ol. py. c. a. B ₂ , B ₃ Ho. Shiro pm B ₁	This formation consists of lacustrine silty loam and volcanic sand with scoria.	

* 凡例は第6表に同じ。

や層位学的対比, 化石や絶対年代の比較によって, 東麓から南麓, さらには西麓に至る広瀬層群相当層の層序を区分し, 地質図にまとめると第20図のとおりである(熊井ほか, 1980)。この図に示すとおり, 最下部および下部広瀬層は東麓にしか分布せず, 南麓および西麓には露出しない。また, 南麓に露出する上部層(水成相)の上面標高を東麓のそれに比較すると, 約1/60の傾斜で西南西に傾いている。これは, 野辺山や杣添川での実測値とよく一致する。このことは, 中期更新世以降, この山体が相対的に西側が沈み込むような運動を行ったことを意味する。しかし, 北麓の下部更新統にはこの傾向がみられないことから, この傾動は, 北八ヶ岳の山陵部, すなわち, 後期更新世の溶岩円頂丘群の列によって解消されているものと推定される。北八ヶ岳の溶岩円頂丘群の列の方向は上記の傾動の走向方向に一致する。



第20図 八ヶ岳東南～南～西麓地質図

広瀬層群中の溶岩類は八千穂層群の場合と同様に、上部層以上の層準に挟在され、その比率は上位ほど高い。地質図上で破線で示した溶岩の分布域は電気探査およびさく井記録にもとづいて推定したものである。これによれば、個々の溶岩の分布面積はほぼ同程度であり、3～10km²の範囲に入る。

B 帯水層常数

本地域には、第21図に示すように深井戸が分布し、このうち揚水試験が実施された井戸が7本ある。その結果を再解析し、帯水層常数を算出すると第9表のようになる。八千穂層群におけると同様に、これらの帯水層常数のうちから透水係数を取りあげ、これと各井戸の比湧出量を相関させると第22図のようになる。この相関においてC-17の透水係数が異状に大きい値をとるので、これをのぞいて相関式を求めると次のようになる。

$$K = 1.41 \times 10^{-6} \cdot S_c^{0.70}$$

第9表 広瀬層群の帯水層常数

略号は第7表と同じ

Well No.	Method	T	K	S	k'/b'	Sc
		m ² /sec	m/sec	—	sec ⁻¹	m ² /day
C-2	T	6.38×10^{-4}	2.90×10^{-5}	2.55×10^{-2}	—	—
C-14	T	5.92×10^{-4}	1.08×10^{-5}	1.89×10^{-5}		40.94
	J	7.87×10^{-5}	1.43×10^{-5}	6.14×10^{-5}		
C-15	HJ	5.15×10^{-4}	2.34×10^{-5}	0.344	4.64×10^{-3}	18.1
	H	6.04×10^{-5}	2.75×10^{-6}	0.316	2.18×10^{-4}	
	R	7.40×10^{-5}	3.36×10^{-6}			
C-16	T	3.65×10^{-3}	7.37×10^{-5}	2.43×10^{-3}		
C-17	HJ	2.09×10^{-3}	1.27×10^{-4}	0.199	4.10×10^{-5}	
	J	3.17×10^{-4}	1.20×10^{-5}	1.88×10^{-4}		
	R	1.84×10^{-4}	6.94×10^{-6}			
C-18	HJ	5.85×10^{-5}	2.17×10^{-6}	0.051	6.50×10^{-4}	
	H	7.35×10^{-6}	2.72×10^{-7}	0.0558	4.58×10^{-3}	
	J	1.07×10^{-5}	3.96×10^{-7}	0.0417		
	R	4.23×10^{-5}	1.56×10^{-6}			
C-19	T	6.16×10^{-5}	1.12×10^{-5}			
	J	8.17×10^{-5}	1.49×10^{-5}	0.772		
	R	3.85×10^{-5}	7.00×10^{-6}			

ここに K は透水係数 (m/sec), Sc は比湧出量 (m³/day/m) である。

この相関式をもとに、他の比湧出量が既知の井戸について、透水係数を推定すると、第8表の右欄に示したような結果を得る。この地域に分布する井戸がすべて上部層以上の地層中にしか掘さくされていないために、中部層以下の地層の透水係数は不明であるが、上部層、最上部層の透水係数の違いは八千穂層群のそれとよく類似している。すなわち、最上部層が 1×10^{-5} m/sec前後なのに対して、上部層がこれの数倍の透水係数を示す点である。また、貯留係数も部分的に被圧化して小さくなっているものをのぞいてほぼ数%から30%以内である点も八千穂層群と類似している。

C 湧泉の分類と湧出機構

第21図に示した湧泉の分布とその湧出量を地質構造にもとづいて分類すると次のとおりである。

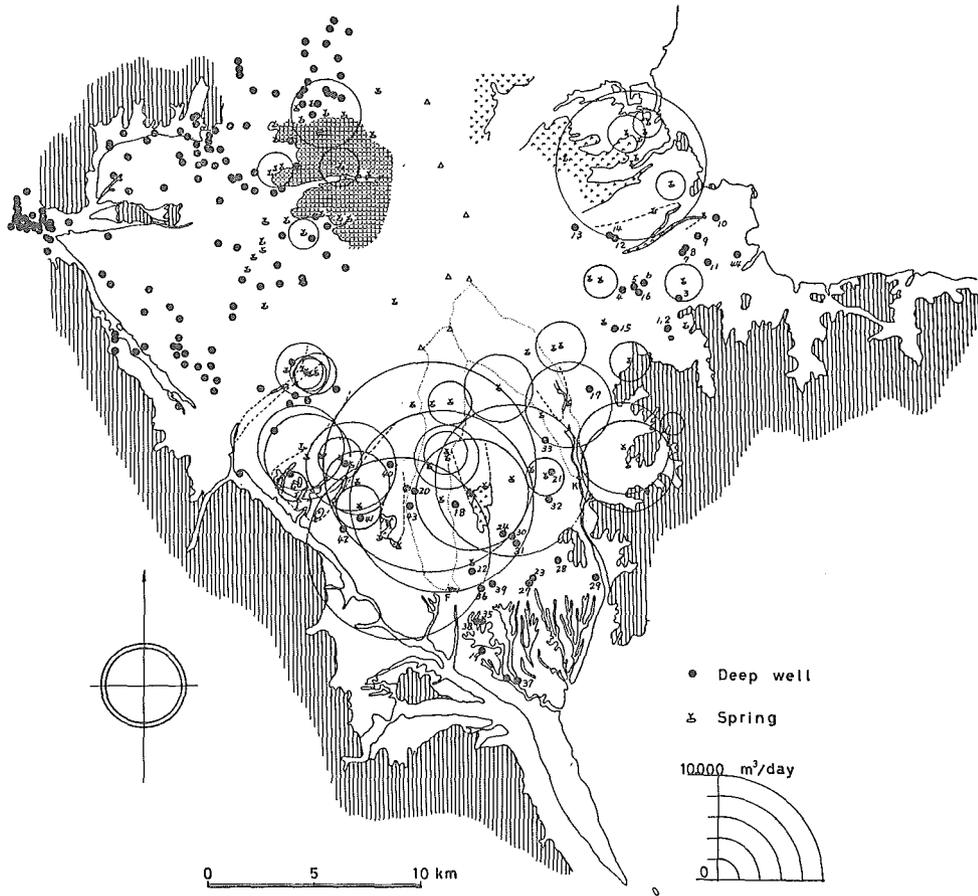
i) 基盤岩類と接する付近に分布する湧泉

この種の湧泉は本地域の東部に多く分布し、基盤岩類に堰止められた広瀬層群中の地下水が地形的に低い場所に湧出しているものである。

ii) 溶岩末端からの湧泉

本地域南部に分布する湧泉の多くは、この種のものであり、その湧出機構については、前述の八千穂層群中の溶岩の場合と同様である。

iii) 標高1,600m等高線に沿う湧泉

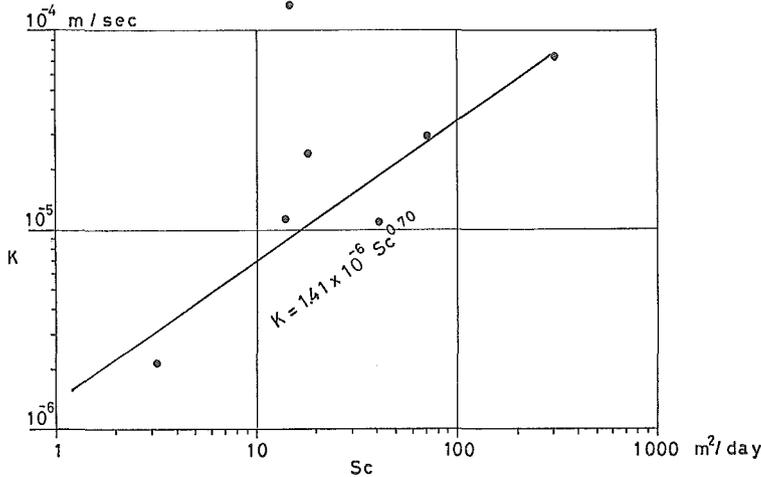


第21図 八ヶ岳東南～南～西麓の湧泉の湧出量分布
 東南～南麓の深井戸は本文中ではC-を冠する。▼Fは深沢川の▼Kは川俣川のそれぞれ
 流量観測点を示す。

本地域から西麓にかけて、標高1,600mの等高線に沿って湧泉が並ぶ。これらの湧泉の湧出地点の多くは谷の中であり、河川の源流になっていることが多い。この1,600m等高線より山体側、すなわち、これより高い地帯では、特殊な場合、例えば、温泉や浅い崩壊性崖の錐中よりの浸み出しなどをのぞいては湧泉はない。このことは、後述する山体の地下水位の推定から、この湧泉の並ぶ線が、山体の地下水面と地形面が交叉する線であることが予想される。以下では、この線を1,600m湧水線という。

iv) 水田分布上限付近の湧泉群

本地域の東側で標高1,100m、南麓へ次第に高度が下がり、小淵沢付近で標高1,000mの水田分布の上限付近に並ぶ湧泉群がある。これらの湧泉は、1,600m湧水線に並ぶ湧泉と異り、川床沿いではなく、山麓緩斜面上に湧出している。この湧水を結ぶ線の傾きは東麓から南西の方向に向かって約1/60であり、前述の上部層の水成層の傾斜と一致する。したがって、こ



第22図 広瀬層群中の井戸の比湧出量と透水係数の相関
 透水係数 (K) はハンタッシュ・ヤコブおよびタイスの式による値を用いた。

これらの湧泉は上部層の分布と密接な関連を有することが推定される。この線より下部では地下水面は地形とほぼ平行になり、地形的に周囲より低いところには湧泉が多く見られる。この湧泉が多く分布する地帯を以下では中部湧水帯と称する。

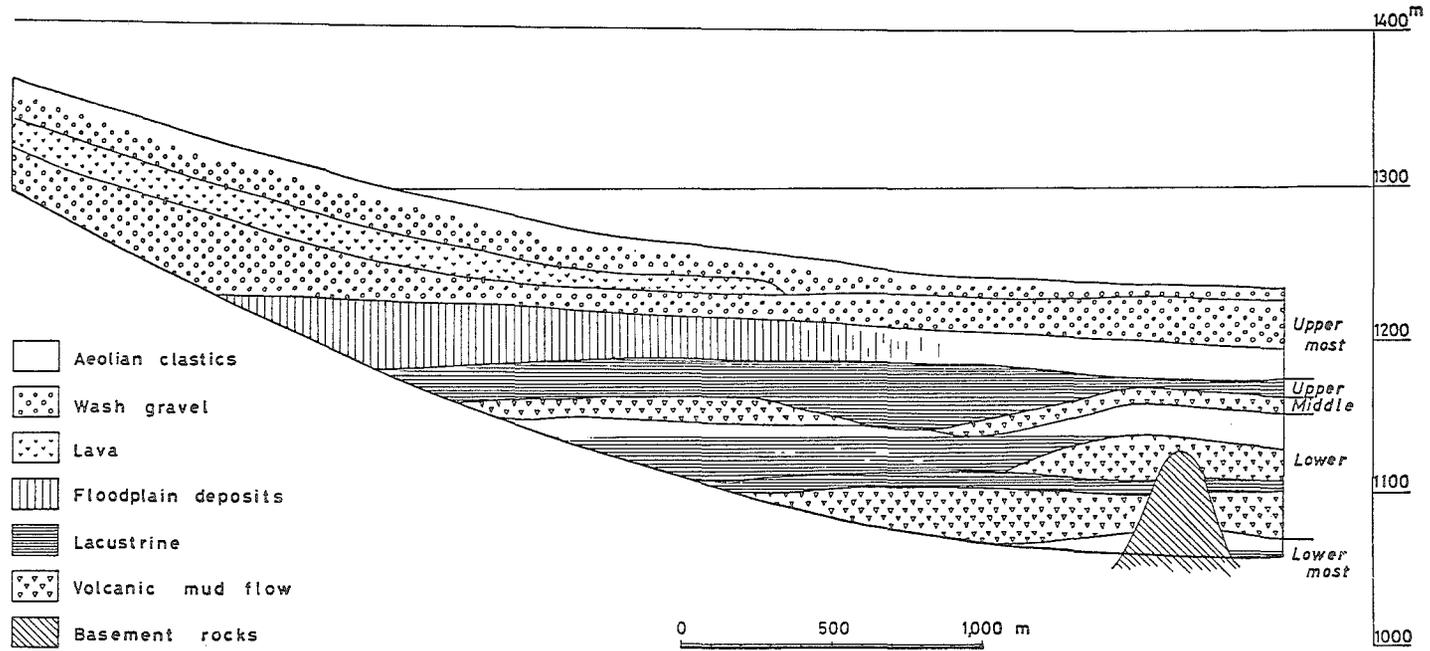
D 代表的流域の水収支

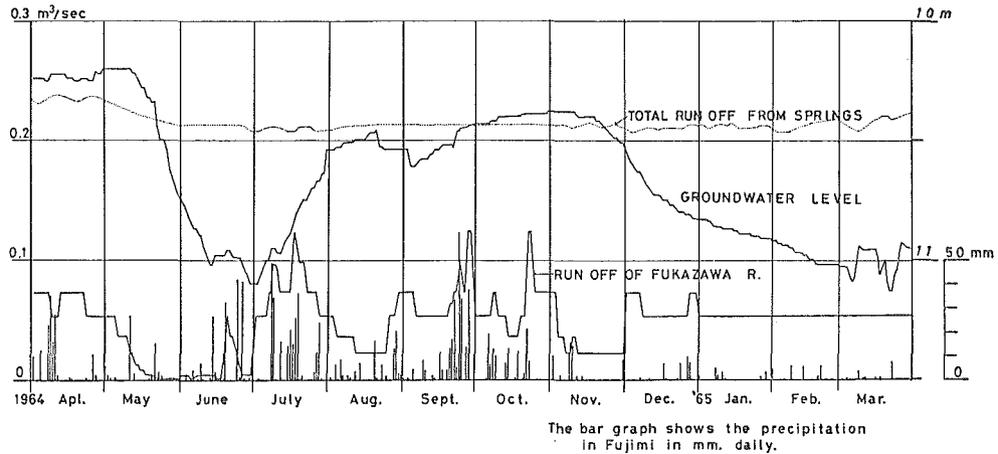
本地域では1964年、65年の両年に亘って、深沢川、川俣川の流量観測が行われた。この両河川の流量観測点は第21図に示す。

東南～南麓の地形は前述のとおり開析の進んでいない高原状の緩斜面がほとんどであり、これを切って、数少ない渓谷が刻まれている。川俣川もこのような河川であり、柚添川以南では上部広瀬層まで下刻した唯一の河川である。さらに、この川は柚添川以南では最初に中部湧水帯を横切る河川であるので、野辺山原や念場ヶ原とよばれる柚添川以南川俣川以北の山麓の地下水を集水しているであろうことは想像に難くない。川俣川の流量観測の結果はこのことを証明している。すなわち、1964年4月から65年3月までの流量観測の結果では、第4表に示したとおり、総かん養量に対して総流出量のはるかに大きく、総降水量に流域面積を乗じた $19.00 \times 10^6 \text{m}^3$ より大きい。このことは、この河川の基底流量の大きいことによるものであり、その値は $0.525 \text{m}^3/\text{sec}$ である。この基底流量の大部分は、川床沿いに分布する湧泉からもたらされるものであり、その年間総量は $16.56 \times 10^6 \text{m}^3$ に達する。この値から単純に地下水位低下量を試算すると $0.012 \text{m}/\text{day}$ となるが、これは他の流域に比べて異常に大きく、他流域からの地下水が流入していることを示している。

一方、南麓における典型的な河川として、深沢川について検討すると次のとおりである。すなわち、この川は川俣川と対照的に最上部層中にその川床をもつ河川であり、いわば山麓緩斜面上の河川である。この川の流域面積 21.56km^2 の地点での川俣川と同時期の流量観測の結果は第4表および第24図に示すとおりである。この川の総降水量に対する流出率はわずかに、8.39%にすぎない。このことは、上流域に存在する湧泉からの水が他流域に引水されて

第23図 杣添川沿いの模式地質断面図





第24図 深沢川の流量と地下水位
井戸水位はC-38, 流量観測点とともに第21図に示した。

いることにもよるが、この地点が後述する下部漏水帯にあり、地下水面が川床より低くなる地点で、河川水が伏流することによる。このことは、第22図に示すとおり、地下水位は河川流量と直接相関せず、むしろ集中した降雨群との間に約1ヶ月のおくれで相関していることによっても示されている。

4 西麓地域

A 層序

八ヶ岳西麓地域は第2表および第7図に示すとおり、上部更新統の分布地域である。この地域は後期更新世の北八ヶ岳の活動に伴って形成された堆積盆であるが、その規模は八千穂群や広瀬層群のそれと比較して非常に小さく、かつ不完全なものである。すなわち、堆積盆中に存在する地層は薄く、河岸段丘構成層とみなされる。これらの上部更新統の下位には広く最上部および上部広瀬層が発達し帯水層群を形成している。

本地域の地質構造については、関東農政局(1971)および菅野(1980)の報告があり、前者がほぼ全域を後者は主として北半部上川流域の地質について報告している。しかしながら、本地域の地形は前述のとおり、北半部の段丘群と南半部の扇状地状の山麓からなり、地表からの踏査では帯水層の分布等は明確に把握することが困難である。したがって、これを明らかにすべく筆者は電気探査結果およびさく井記録を補助的に用いて地質構造を推定した。

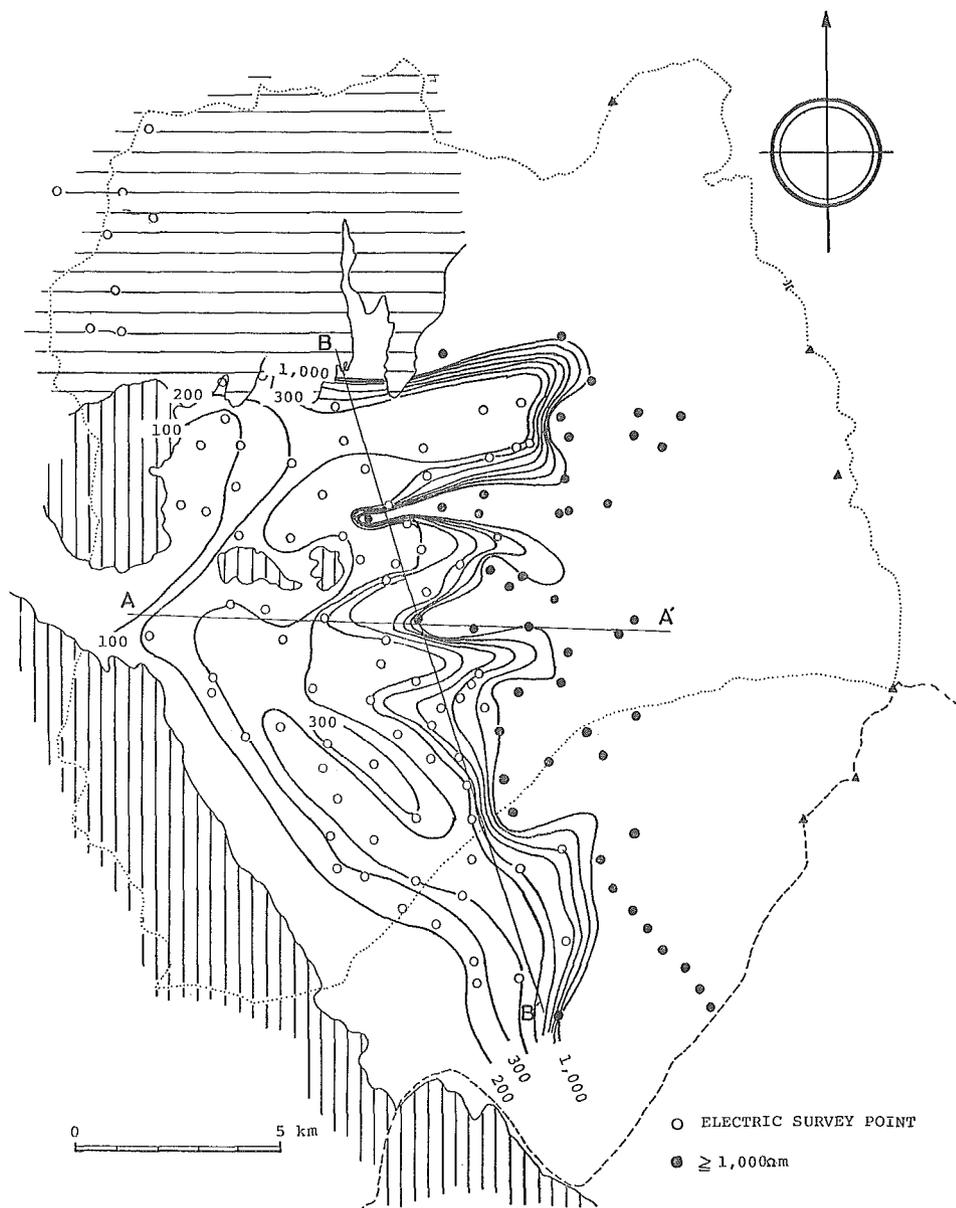
電気探査は第25図に示す点において実施され、その結果、最上部広瀬層と上部広瀬層との境界がよく追跡された。また、最上部広瀬層の層相変化については層比抵抗値と地質踏査の結果がよく一致する。すなわち、上部広瀬層直上の最上部広瀬層の層比抵抗値の分布は第25図に示すとおり、高標高地帯ほど高い値を示す。このことは、この地域の最上部層が高標高地帯ほど粗粒の堆積物からなることを対応し、1,000 Ω -m以上の値を示す地点には溶岩またはブロック状溶岩が分布する。

この電気探査結果およびさく井記録をもとにして、この地域の東西および南北の地質断面

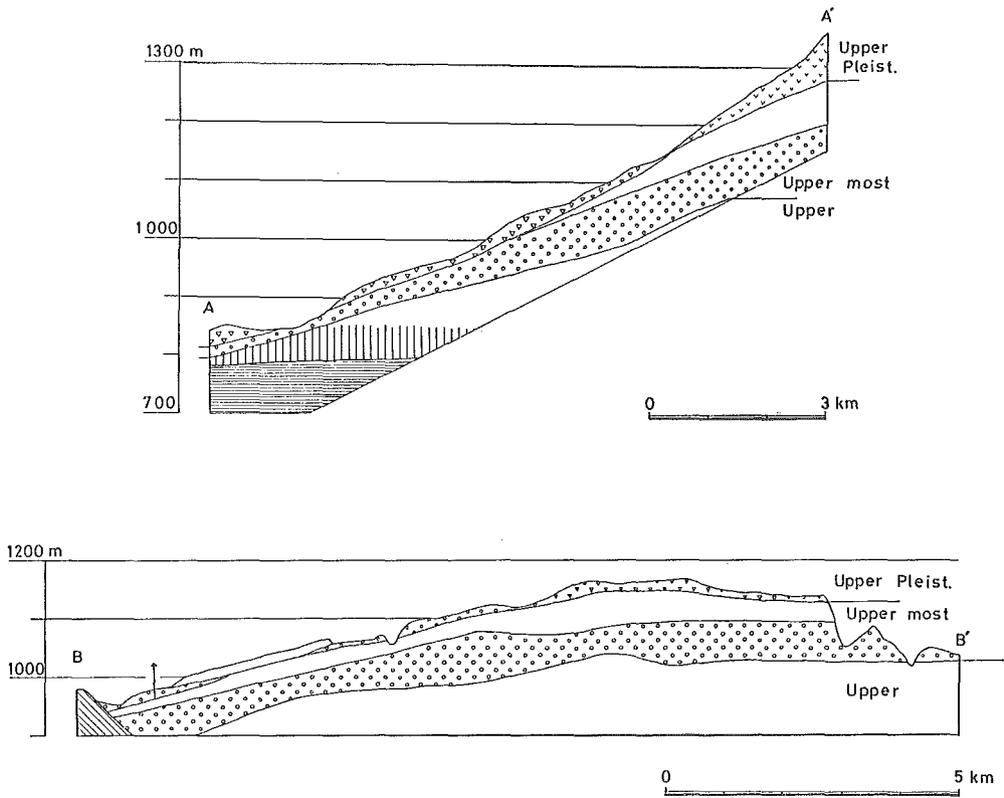
を推定すると第26図のとおりである。この図から、この地域でも、東麓における同様に、ほぼ水平に発達している上部広瀬層に対して、溶岩を多く挟在する最上部層がこれを覆って山体側で厚く堆積していることが推定される。

B 帯水層常数

前述のとおり、西麓地域の大半の井戸は最上部層中に掘さくされているので、これらの井



第25図 ハケ岳西麓における最上部広瀬層の層比抵抗分布



第26図 八ヶ岳西麓推定地質断面図断面
線の位置は第25図参照，凡例は第23図と同じ。

戸の帯水層常数の偏差はひとつの帯水層の中での変化としてとらえることができる。また、この地域は八ヶ岳山麓のなかでも、地下水の開発が早く、多数の井戸が掘さくされているので、地下水に関する資料も多く蓄積されている。したがって、揚水試験も多くの井戸で実施されているので、これらを再整理し、再解析して帯水層常数を算出した。その結果は第10表のとおりである。

上記の結果から、八千穂層群、広瀬層群の場合と同様に透水係数と比湧出量の相関を求めると第27図のようになる。この結果、透水係数と比湧出量は正比例の関係にあることがわかった。したがって、比湧出量の分布はそのまま透水係数の相対的分布を示すことになるので、比湧出量の分布を第28図に示し、最上部広瀬層の透水性の平面的分布傾向をみることにする。なお、西麓における透水係数の平均値は $1.25 \times 10^{-5} \text{m/sec}$ であり、東南麓における最上部広瀬層の平均透水係数および最上部八千穂層の平均透水係数とよく一致する。

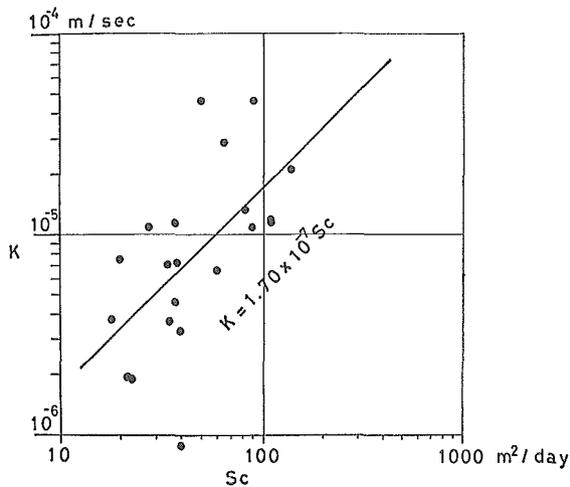
この地域に分布する165本の深井戸の比湧出量の分布は第28図のとおりである。この分布は先に述べた電気探査結果の層比抵抗値の分布傾向とよく似た形を示す。すなわち、層比抵抗値の大きい部分で比湧出量も大きいという傾向であり、先の比湧出量と透水係数との相関

第10表 ハケ岳西麓の帯水層常数

略号は第7表と同じ

Well No.	Method	T	K	S	k'/b'	Sc
3	J	m^2/sec 5.18×10^{-4}	m/sec 1.18×10^{-5}	1.76×10^{-3}	sec^{-1}	m^2/day 36.8
	T	4.98×10^{-4}	1.13×10^{-5}	1.67×10^{-3}		
	R	4.65×10^{-4}	1.06×10^{-5}	—		
4	H	2.34×10^{-4}	4.73×10^{-5}	0.9	1.50×10^{-4}	50.4
	J	5.30×10^{-4}	1.07×10^{-5}			
5	H	3.00×10^{-4}	4.55×10^{-6}	0.2		37.4
	J	3.13×10^{-4}	5.22×10^{-6}	0.070		
6	T	1.12×10^{-3}	2.91×10^{-5}	1.24×10^{-4}		64.6
	J	1.26×10^{-3}	3.27×10^{-5}	3.10×10^{-5}		
	R	2.40×10^{-3}	6.24×10^{-5}			
8	J	1.53×10^{-4}	3.06×10^{-6}	0.246	1.38×10^{-5}	140.9
	H	1.07×10^{-3}	2.14×10^{-5}	0.10	3.84×10^{-5}	
	R	1.22×10^{-3}	2.44×10^{-5}			
71	T	2.13×10^{-4}	3.87×10^{-6}			17.8
	J	1.98×10^{-4}	3.00×10^{-6}	0.36		
	R	4.21×10^{-4}	6.38×10^{-6}			
72	T	1.22×10^{-4}	1.91×10^{-6}	0.439		21.6
	J	2.97×10^{-4}	4.91×10^{-6}	0.195		
	R	4.36×10^{-4}	7.21×10^{-6}			
115	HJ	2.42×10^{-4}	1.10×10^{-5}	0.0203	2.17×10^{-5}	27.5
	J	6.10×10^{-4}	2.77×10^{-5}			
	R	1.02×10^{-4}	4.64×10^{-6}			
121	T	1.52×10^{-4}	7.60×10^{-6}			20.0
129	HJ	2.81×10^{-4}	7.30×10^{-6}	0.108	1.01×10^{-4}	38.5
	J	8.51×10^{-4}	2.21×10^{-5}	1.70×10^{-5}		
	R	2.29×10^{-4}	5.95×10^{-6}			
H-2	T	1.89×10^{-4}	1.85×10^{-6}	0.189		22.7
	J	2.35×10^{-4}	2.30×10^{-6}	0.0854		
	R	2.63×10^{-4}	2.58×10^{-6}			
H-16	HJ	3.63×10^{-4}	6.60×10^{-6}	0.0775	4.04×10^{-5}	59.4
	J	8.75×10^{-4}	1.59×10^{-5}	1.10×10^{-4}		
	R	1.19×10^{-3}	2.16×10^{-5}			
H-17	HJ	2.35×10^{-4}	7.12×10^{-6}	0.188	2.30×10^{-5}	34.7
	H	3.02×10^{-4}	9.15×10^{-6}	0.0765	4.85×10^{-6}	
	R	3.17×10^{-3}	9.60×10^{-5}			
	T	3.78×10^{-4}	1.14×10^{-6}	0.0189		
	J	3.08×10^{-4}	9.34×10^{-6}			

H-18	HJ	5.86×10^{-4}	1.33×10^{-5}	0.0293	3.38×10^{-5}	81.9
	H	6.00×10^{-4}	1.36×10^{-5}	0.0492	9.85×10^{-6}	
	R	1.21×10^{-3}	2.74×10^{-5}			
	J	1.48×10^{-3}	3.36×10^{-5}	2.77×10^{-4}		
	T	1.43×10^{-3}	3.25×10^{-5}	2.54×10^{-4}		
H-19	HJ	7.60×10^{-4}	1.15×10^{-5}	0.129	2.63×10^{-3}	111.7
	H	6.52×10^{-4}	9.88×10^{-6}	0.224	9.23×10^{-5}	
	R	4.84×10^{-3}	7.33×10^{-5}			
F-4	HJ	6.07×10^{-4}	1.10×10^{-5}	0.0647	2.43×10^{-5}	90.6
	J	1.02×10^{-3}	1.85×10^{-5}	0.003		
F-6	T	2.01×10^{-3}	4.57×10^{-5}	5.63×10^{-5}		90.2
	J	2.00×10^{-3}	4.54×10^{-5}	7.48×10^{-5}		
F-8	HJ	6.47×10^{-4}	1.18×10^{-5}	0.690	7.19×10^{-5}	108.0
	H	1.06×10^{-3}	1.93×10^{-5}	0.0595	2.31×10^{-6}	
	J	1.07×10^{-3}	1.95×10^{-5}	0.0423		
F-11	HJ	8.26×10^{-5}	8.83×10^{-7}	0.300	3.31×10^{-4}	40.0
	H	8.37×10^{-5}	8.95×10^{-7}	0.319	2.82×10^{-4}	
F-13	T	2.36×10^{-4}	3.30×10^{-6}	0.379		39.3
	J	2.88×10^{-4}	4.03×10^{-6}	0.208		
F-14	HJ	2.16×10^{-4}	3.57×10^{-6}	0.0573	6.32×10^{-6}	35.0
	H	2.62×10^{-4}	4.33×10^{-6}	0.0273	3.09×10^{-6}	

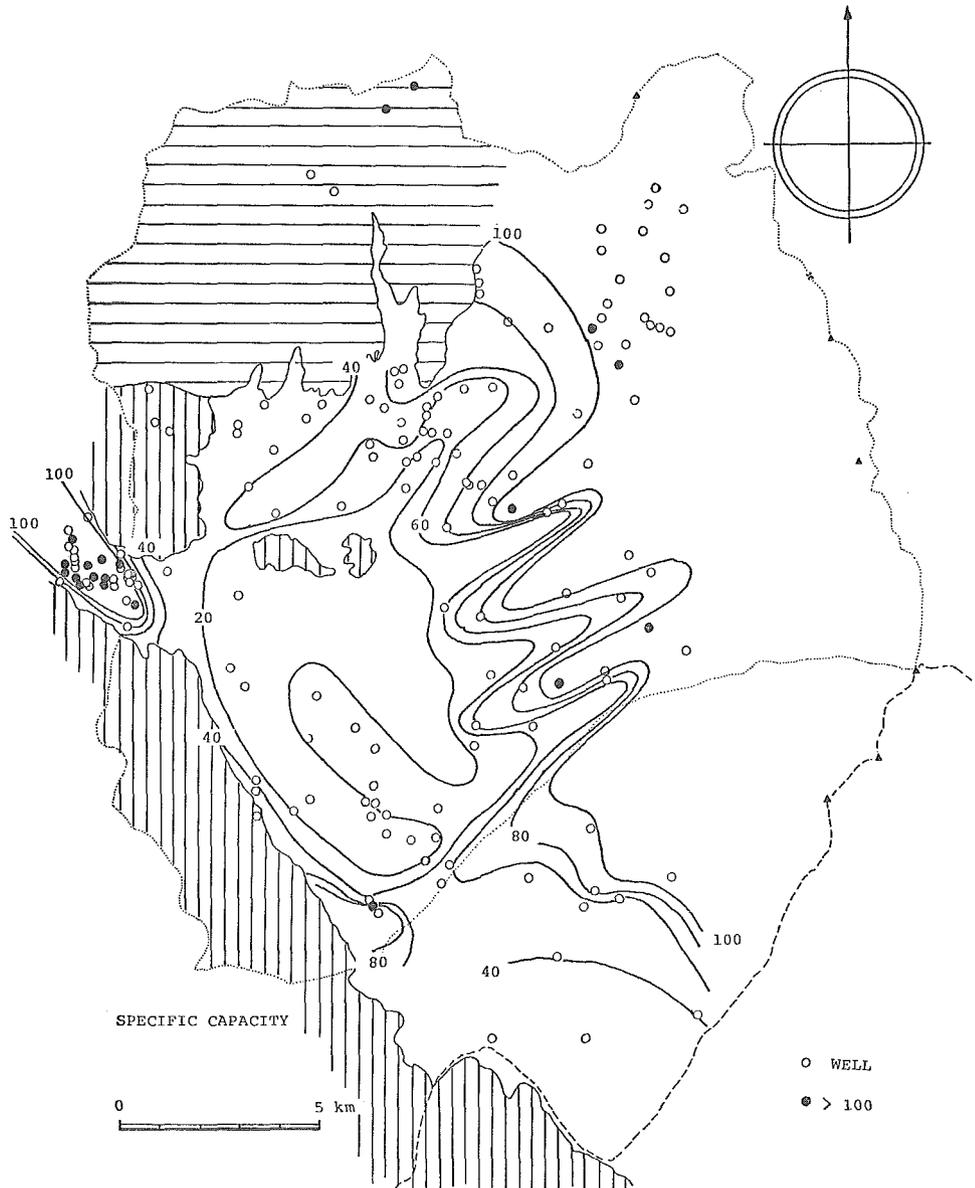


第27図 八ヶ岳西麓における透水係数 (K) と比湧出量 (Sc) の相関
 透水係数は第10表のうちハンタッシュ・ヤコブ、タイスのものを用いた。

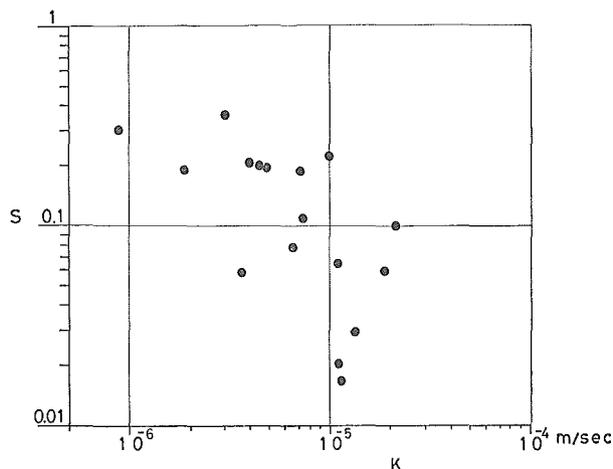
からすると、層比抵抗値の大きい部分は透水係数も大きいという関係になる。上述のとおり、層比抵抗値が $1,000 \Omega\text{-m}$ を越える部分は溶岩が挟在している可能性が高い部分であるから、溶岩類が他の堆積物に比べて、より大きい透水性を示すことを表わしている。また、水田分布域の山麓部では、この値はほぼ一定になり、最上部広瀬層がひとつのほぼ均一な帯水層として連続していることを示している。また、第10表に示した透水係数の値や比湧出量から推定される透水係数が、 $1 \times 10^{-5} \text{m/sec}$ 付近を中心としてほぼ1オーダーの中に集中することから、先に示し

た八千穂層や南～東南麓の広瀬層群の各累層の中での透水係数の偏差と同様に、ひとつの帯水層の中での透水係数の変化はほぼ1オーダーの中におさまる程度のものであることがわかる。

揚水試験の結果から解析された貯留係数と透水係数の関係は第29図に示すとおりである。この図から、貯留係数は透水係数に逆比例する傾向がみいだされる。貯留係数が有効空隙率



第28図 八ヶ岳西麓における比湧出量の分布



第29図 八ヶ岳山麓における透水係数(K)と貯留係数(S)との相関

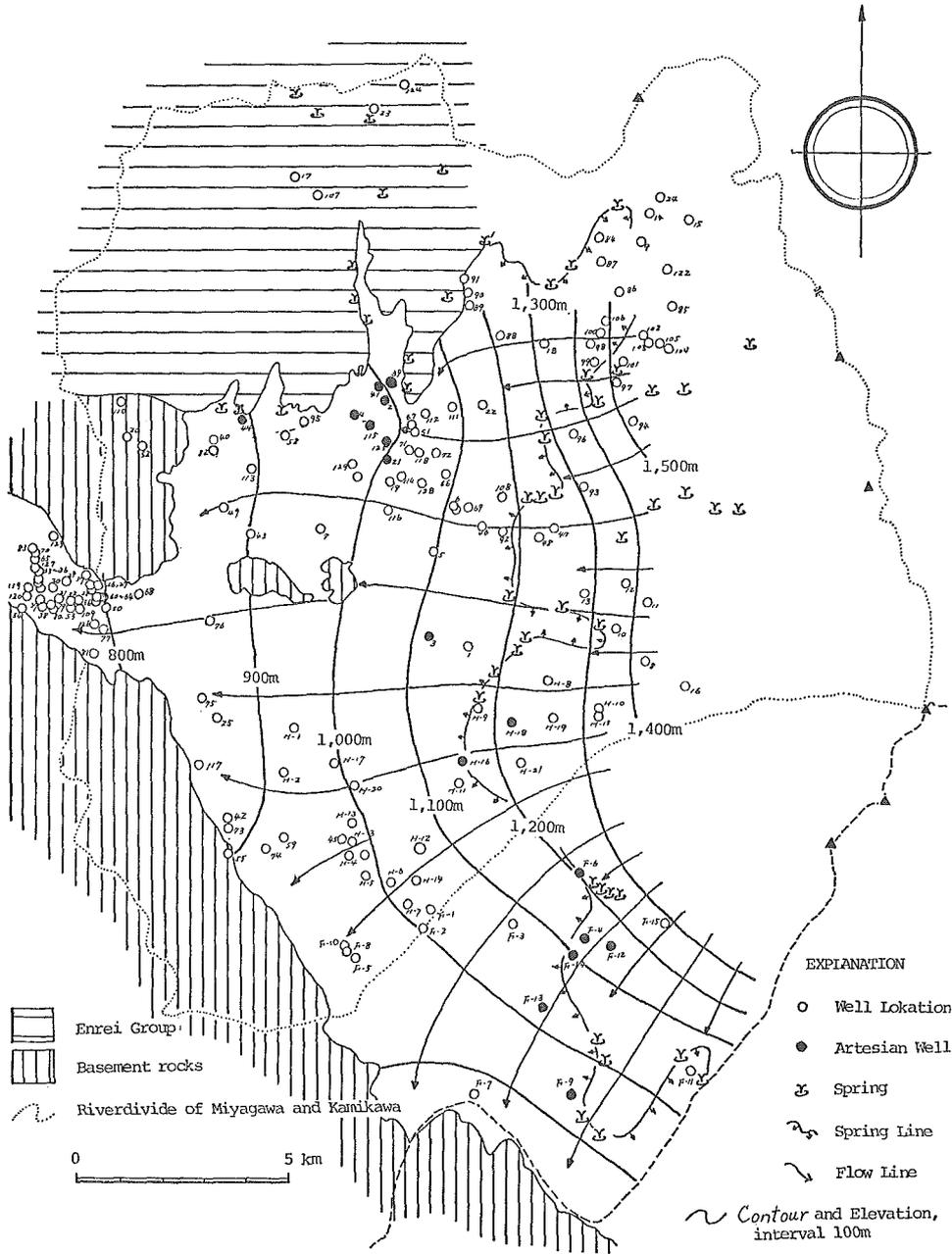
を示すものとすれば、このことは、空隙率の大きいものは透水係数が小さい傾向をもつことを意味する。実際の地質と対応させれば、空隙率の大きい風成降下スコリアなどより、空隙率の比較的小さい水中堆積の火山砂層などの方が透水性に富むという結果になる。帯水層単位、すなわち累層単位でもこの傾向は認められ、水成層の多い上部層が、風成降下スコリアに富む最上部層より透水係数が大きい、ということがある。これは火山山麓における地下水賦存状態のひとつの特徴である。

C 層相変化に起因する中部湧水帯の形成

この地域の湧泉の分布とその湧出量については、第21図に一括して示した。これら湧泉の出現位置およびその標高については前述のとおりであるが、これを地下水流線網図との関連でみると第30図のとおりである。この図で湧水線として示してあるのは、前述の中部湧水帯の上限である。この線の上・下で消失する流線は、中部湧水帯において地表流出または河川への流出を意味する。すでに前述のとおり、この付近において最上部広瀬層群の層相が変化し、その結果、透水性が低下し、透水断面が縮少することによって、地下水の堰上げ現象が生じて湧泉が形成されるわけである。いま仮りに、狭い範囲では地下水流動量は流線の数に比例するとした場合、この湧水線付近で約40%の地下水が湧出していることになる。

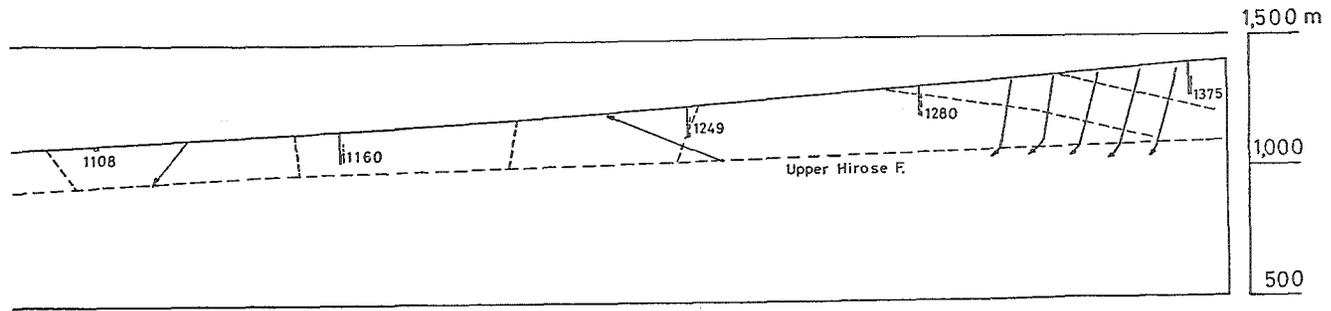
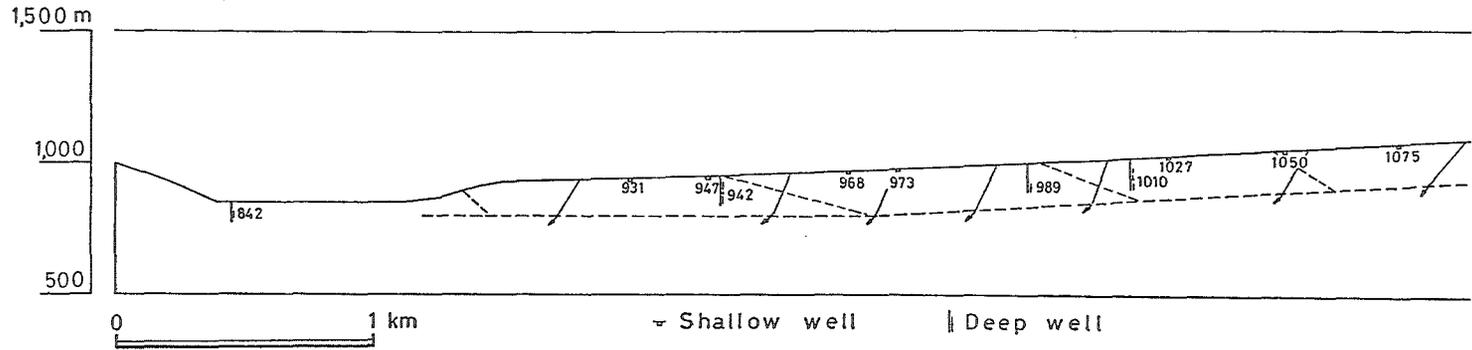
また、本地域の西南部で1,000mの等ポテンシャル線から、流線が増加している部分がある。この地帯では主帯水層である最上部広瀬層中へ地表水あるいは浅層の不圧地下水からのかん養が生じていることが予想されるが、このことを、H-17井戸の掘さく時の井戸水位の変化でみると第31図のとおりである。すなわち、H-17井戸の掘さく時の地下水位の垂直変化は掘進にもなって、地表付近から地下へ次第に水頭が降下するという傾向を示している。このことはすでにIII-2BでB-7の例で示したとおりであり、透水性のよい部分が近くの谷などに開口している場合に生じる現象であり、後述するように、この付近では立場川、宮川ぞいに透水性のよい上部広瀬層が露出している。

このような傾向の最大傾斜方向でどのように移り変わるかを見るために、H-17を通る東西



第30図 八ヶ岳西麓における流線網図

数字のみの井戸番号は本文中ではCh-を冠する。

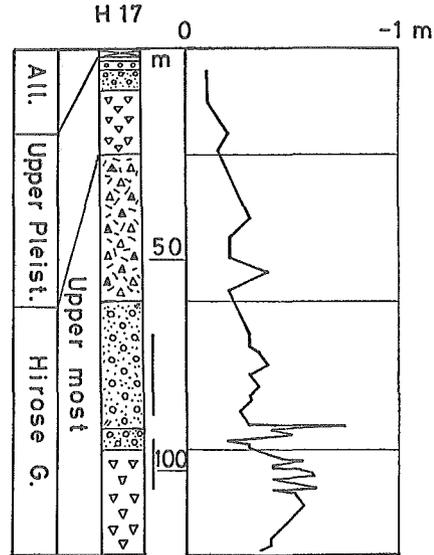


第32図 八ヶ岳西麓の最大傾斜方向における地下水の流動状況

の地形断面に付近の深井戸、浅井戸を投影し、その各々の井戸のストレーナー部分の水頭ポテンシャルを標高で示したのが第32図である。浅井戸の分布しない地域では便宜的に不圧地下水の水頭は地表面に近いものとして作図した。この図から、この付近では標高1,200m付近に自噴井があり、中部湧水帯が始まっていることがわかる。また、標高1,100m以下の地帯では逆に下部ほど地下水頭の低い地帯となり、H-17と同様の傾向を示している。このように、下部へ向って地下水頭の下がる地帯を下部漏水帯とよぶ。

以上のことをまとめて、西麓地域における火山体から山麓までの地下水の賦存状態の相異による地下水帯を区分すると次のとおりである。

- i) 山体かん養帯
- ii) 中部かん養帯 (1,600m湧水線以下)
- iii) 中部湧水帯
- iv) 下部漏水帯
- v) 下部湧水帯



第31図 ハケ岳西麓における井戸掘さく時の地下水頭の垂直分布
凡例は第6表に同じ。

IV 地下水の垂直流動

1 地表から地下水への水の流動

ハケ岳西麓地域の中部漏水帯について、地下水の垂直方向の流動を検討する。この地域における地下水の垂直流動には、次の2つの場合がある。すなわち、

- i) 降水や地表水から不圧地下水への滲透

ii) 不圧地下水から被圧地下水への漏水および被圧地下水から不圧地下水への湧出
前出の各地下水帯のうち、山体かん養帯および中部かん養帯の地下水はほとんどすべて不圧地下水の状態であるので、i)の滲透のみである。したがって、中部漏水帯におけるi)の検討は上記2地下水帯についてもあてはまる。

A 降水の滲透

降水の滲透については、降雨によって上昇する地下水位の変化量、すなわち、降雨係数の検討を行った。降雨係数は、単位降水(1mm)に対して地下水位がどのくらい(mm)上昇するかを示すもので、ハケ岳西麓では、浅井戸 No. 56, 57の長期測水調査結果から求めた。降雨係数はそれぞれ、平均7.4および5.7であった。No. 56は水田の多い地域の浅井戸であり、No. 57は畑地帯の浅井戸である。これらの代表として、No. 56の降雨と地下水位の上昇量の相関を示すと第33図のとおりである。冬期の一部の雨をのぞいて比較的よい相関を示している。冬期の場合には、単一降雨の場合でも、それ以前の積雪などが影響して大きい誤差

を生むものと推定される。また、この相関が降水量 100mm までも成立するのは、この地域が非常に透水性のよいことを示している。八ヶ岳山麓と類似した伊豆利島での透透能試験結果から推定される透透可能な降雨強度は最大 50mm/hour に達する。

一方、地下水位のてい減率は第34図に示すとおりである。すなわち、

$$\text{No. 56井} \quad -\frac{dh}{dt} = 0.56(h - 1.84)$$

$$\text{No. 57井} \quad -\frac{dh}{dt} = 0.56(h - 2.20)$$

ここに、 $\frac{dh}{dt}$ は地下水位のてい減 (m/day) を、 h は水位 (m) を表す。

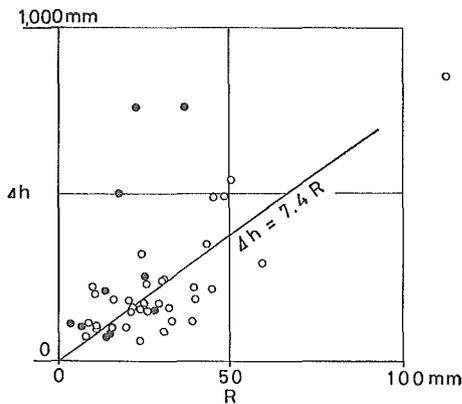
このことから、この地域の地下水のてい減が地域的にあまり変化のないことが推定される。

降水による地下水位の上昇量と地下水位のてい減率から、この地帯の地下水位の推算が可能になる。すなわち、初期水位が与えられれば、1日を単位として、その日の降雨量による地下水位上昇量が計算され、ついで、その時の水位により1日間の地下水位の降下量がてい減率から求められる。上昇水位からこの降下量を引いた水位がその日の最終水位となり、次の日の出発水位となる。その日の水位として、一日の計算水位のうちの間値をとり、次々と計算をくり返して行けば、地下水位の推定曲線が得られる。このようにして No. 56 の井戸について1969年6月1日の水位を初期水位として地下水位の変化曲線を求めると第35図のようになる。しかし、この推定値は実測値と合わせると、かんがい期のかん水時に両者の値に約 10cm の差がある。これは水田からの漏水のためと考えられる。このことを検討するために、この地帯の水田の減水深を吟味した。すなわち、水田減水深は田面からの蒸発散と地下透透が合計されたものであるから、この値から蒸発散量を引いたものが地下透透量に相当する。

この井戸近くで、国場整備事業計画索定のために、長野県諏訪地方事務所耕地課によって実施された減水深の実測調査によれば、この地域の平均減水深は平均約 30mm/day である。一方、この時期の諏訪測候所の蒸発計蒸発量は、6、7、8、9月でそれぞれ、131.3、151.4、164.3、104.9mmであった。この値に石橋ほか(1969)による水田蒸発散率、1.0(6月)、

1.2(7月)、1.3(8月)、1.1(9月)をそれぞれ乗じて総計すると、642mmとなる。これを日量に平均化すると約 5.26mm になる。先の減水深から、この平均蒸発散量を引くと、1日平均の地下透透量は平均 25mm/day となる。

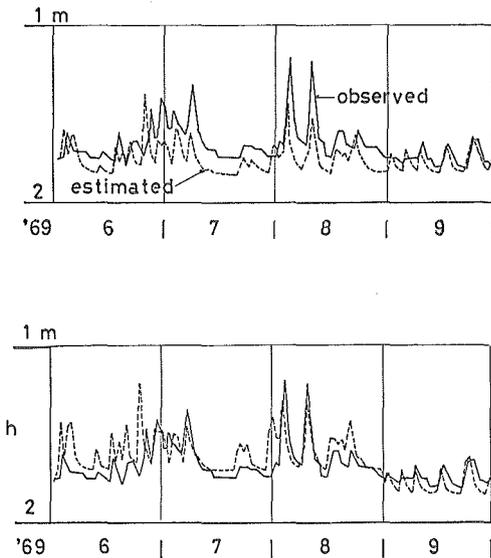
また、この地域の水田の比率は、この井戸を中心とし、上流中部湧水帯までの巾 1 km の範囲では 58.5% である。この水田から、平均 25mm/day の減水深からの漏水が生じているとすれば、地域全体としては、平均 14.6mm/day の降雨があることに等しい。したがって、上述の試算に、かんがい期に毎日 14.6mm の降雨があったと仮



第33図 八ヶ岳西麓 No. 56 井における降雨 (R) と地下水位上昇量 (dh) との相関
降水観測点は原村、●は冬の降雨

定して地下水位の推定を行うと、第35図の下の図のようになり、上のものより実測値に近い推定となる。

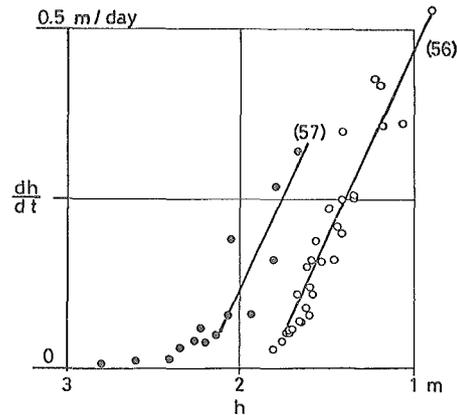
畑地帯の降水のかん養については、矢の口川の流況で代表することができる。矢の口川はハケ岳西麓の扇状地性山麓のほぼ中央部に位置し、その流域は約80%の畑地からなる。この川の流域面積1.90km²の地点の1969年の日流量変化と近くの浅井戸 No. 57の地下水位を対比して第36図に示した。この川の代表的降雨に対する流出率は平均51%であり、10mm以下の日降水量の場合は流出しない。また、この川の基底流量は0.05m³/secあり、これは図に示した地下水



第35図 ハケ岳西麓中部漏水帯における地下水位の推定

上の図は降雨係数と地下水位低下率のみからの、
下の図は水田からの漏水を加算した推定

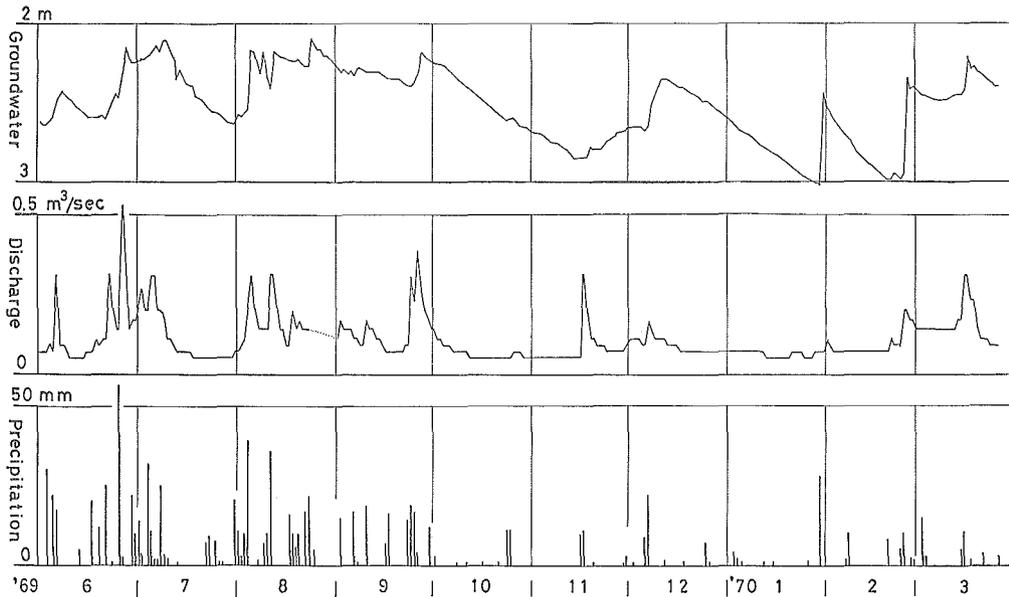
ハケ岳山麓においては、被圧地下水と不圧地下水との水頭差はあまりない。むしろ、大半は不圧地下水的な挙動を示し、長期的には両者の水頭は一致する傾向にある。しかし、先に述べたいくつかの例のように、透水性の相異や下層からの流出などの原因で水頭差が生じ、両者の間で地下水の流動が生じる。ここでは、この両者の間で生じる流動、すなわち、漏水と被圧帯水層から不圧地下水への逆かん養についてまとめておく。



第34図 ハケ岳西麓における浅井戸中の地下水位でい減

位の連続降下によって維持されている。その降下率は平均0.017m/dayである。第34図の水位低下量は、0.05m/day以下では、そのときの水位とあまりよい相関を示していない。むしろ、この付近を境として、それ以下の水位の場合は等速になるように見える。したがって、平均0.017m/dayの降下率をいま^{かつ}湧水時の地下水の等速降下率とみなし、流域面積から有効空隙率を算出すると、基底流量0.05m³/dayに対して0.14となる。先にのべた降雨関係数から推定される有効空隙率が0.135であるので、この両者はよく一致する。すなわち、矢の口川の基底流量が不圧地下水の流出によって維持されていることが証明されるわけである。

2 不圧地下水と被圧地下水間の地下水の流動



第36図 八ヶ岳西麓畑地帯の河川流出量（矢の口川）と地下水位（No. 57）の相関

A 不圧地下水の漏水

下部漏水帯では被圧地下水の水頭ポテンシャルが不圧地下水のそれより低いために不圧帯水層から被圧帯水層に向かって漏水が生じている。八ヶ岳西麓においては、標高1,100m ないし、1,000m から宮川河岸に面した崖線上までがこの範囲に入る。南麓では、深沢川の例で示したように、標高900m ないし800m 付近より下部がこれに当り、釜無川、川俣川の河川に面した崖線上までの地帯である。

八ヶ岳西麓で不圧地下水の被圧帯水層への漏水を検討すると次のとおりである。すなわち、八ヶ岳西麓においては、不圧地下水と被圧地下水の水頭差の平面的分布は第37図のとおりである。この図で、不圧地下水の水頭が被圧地下水より高い部分はマイナス記号で示してある。図中では宮川に沿う台地縁と柳川、上川にはさまれた、いわゆる北山地域が顕著なマイナス地域であり、段丘面上の浅井戸の水位は段丘構成層中の湖成層に支持されて段丘面下の浅い位置にある。これに対して、主帯水層である最上部広瀬層中の地下水は河床ぞいに露出する本層より河川に湧出し、水頭はこれらの川床標高に近い値となっている。すなわち、不圧地下水と被圧地下水の水頭差はほぼ段丘の比高に近い値となっている。

また、宮川ぞいのマイナスの地域は、宮川に面した崖線上部の浅井戸の水位とこの崖線を下刻して流下する宮川支流の川岸側壁に湧出する主帯水層の水頭との差であり、機構的には北山地域と同様である。

これらの地域での漏水の速度は大きいことが予想される。そのことは、この地域内の深井戸の揚水試験結果における漏水係数の大きいことからもうかがわれる。(75ページ参照)。

B 被圧帯水層から不圧帯水層への逆かん養

八ヶ岳西麓における中部漏水帯では、被圧地下水頭が不圧地下水面より高く、そのために



第37図 ハケ岳西麓における不圧・被圧各地下水の水頭差の分布
 1: 水頭差 (プラスは被圧地下水頭の方が高い場合), 2: 自噴井の分布域, 3: 浅井戸

被圧帯水層から不圧帯水層に向かって上方へいわば逆かん養が行われている。第37図に示した水頭差がプラスの地帯でこのことが生じている。また、そのうちの一部では、被圧地下水頭が地表以上になり、自噴帯が形成されている。

被圧地下水頭と不圧地下水面の時間的変化の一例として第38図に深井戸 (H・7) と浅井

戸 (No. 57) の水位変化グラフを対比して示した。この図において、両水位 (頭) の上昇、下降の傾向はよく対応している。このことは、両者の間に何らかの関連があることを示している。また、両者の水位 (頭) 差が常にほぼ一定であることは、ほぼ一定量の逆かん養が生じていることを予想させる。このことは、後述の河川への流出の過程でふたたび問題にする。

V 地下水の流出

1 基底流量

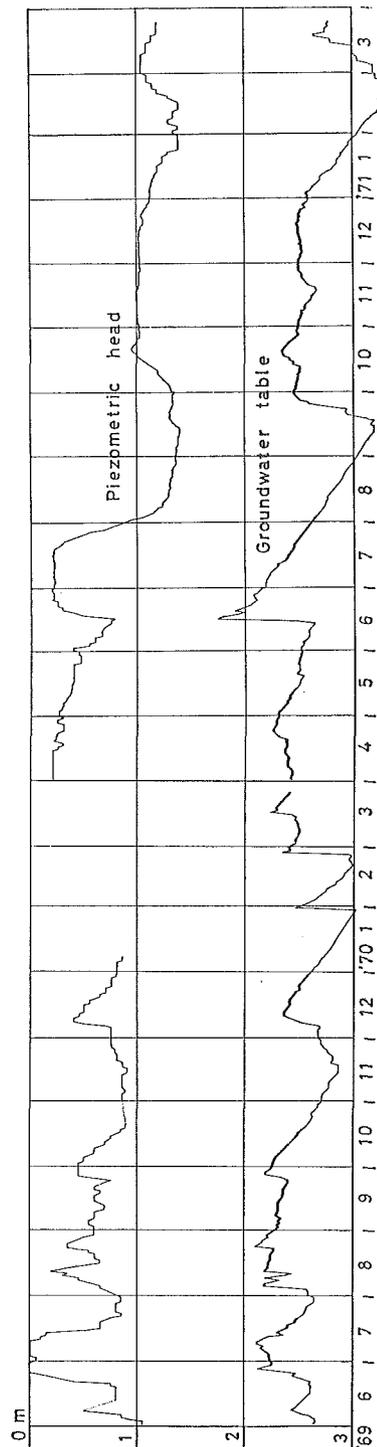
火山山麓、少くとも八ヶ岳西麓において区分された各地下水帯のそれぞれにおける河川流出の特徴は次のとおり要約される。

- i) 山体かん養帯：ほとんど地表水はなく、強い降雨に際して一時的に表流水がみられる。
- ii) 中部かん養帯：上部湧水線以下のこの地帯では、川床ぞいに湧泉があり、渓谷中では常時表流水はあるが、浅い谷や山麓斜面上には表流水はない。
- iii) 中部湧水帯：この地帯は山麓斜面上にも湧水があり、中・小河川にも常時表流水があり、地下水によってかん養された基底流量を有する。
- iv) 下部湧水帯：山麓斜面上の中・小河川は、この帯で湧水を生じ、流量を減じ、場合によっては基底流量も消滅する (III-3-D参照)。
- v) 下部湧水帯：山麓斜面を大きく下刻して流下する河川は上部広瀬層中からの湧水も集水するので流量は大きく、基底流量も大きい。

以下では、これらの地下水帯ごとに、河川への地下水の流出について、その特徴を具体例をもって述べる。

A 山体かん養帯

この地帯を構成する地質はほとんど溶岩かあるいは粗粒の火山放出物からなり、地下水遮断層がないので降雨や地表水はすみやかに地下へ滲透する。このことから、この地帯の地下水は、地表下



第38図 八ヶ岳西麓における被圧地下水と不圧地下水の水位 (頭) 変化

深いところに不圧地下水が存在すると予想される。八ヶ岳山体の高標高地域には、双子池、雨池、白駒池などの池が存在するが、例えば雨池のように、後期更新世の噴裂により放出されたローム層と岩屑の風化土壌によって地表水が保持されているように、細粒堆積物の沈着によって湛水しているものがほとんどで、地下水露頭ではない。このことは、八ヶ岳の山体部と同様の地質構造を有する火山島で熊井ほか(1979)の調査で明らかにされたことと同様な手法を用いて地下水面を推定することが可能であることを示している。すなわち、南八ヶ岳の山体をほぼ円錐体の半分と仮定し、この円錐体のかん養量と地下水面がつり合っているとして地下水面を推定する方法である。

八ヶ岳の場合には、標高 1,600m の位置に上部湧水線が存在するので、この線を上記円錐体と地下水面との交叉線とする。山体中心から、この線までの距離は平均 3.5km である。

いま、山頂から r m 離れた円弧を通過する地下水は、この円弧の中にかん養された地下水の量に等しいので、

$$\begin{cases} Qr = \pi r^2 \cdot L \\ Qd = I \cdot K \cdot Ar \end{cases}$$

が成立する。ここに、

Qr : 半径 r m の円弧の中のかん養量 (m³/sec)

Qd : 半径 r m の円弧を通過する地下水流量 (m³/sec)

L : 単位面積当りの平均かん養量 (m/sec)

K : 透水係数 (m/sec)

I : 地下水面勾配

Ar : 半径 r m の円弧の地下水通過断面積 (m²)

この2つの式から $Qr = Qd$ とし、標高 900m 以上の地下水が流動すると仮定すると、上式は $I = -\frac{dh}{dr}$ に関する微分方程式として

$$\pi r^2 \cdot L = -\frac{dh}{dr} K 2\pi r \cdot h$$

となり、その解として

$$L \cdot r^2 + 2Kh^2 = C \quad (C \text{ の単位は } m^3/\text{sec})$$

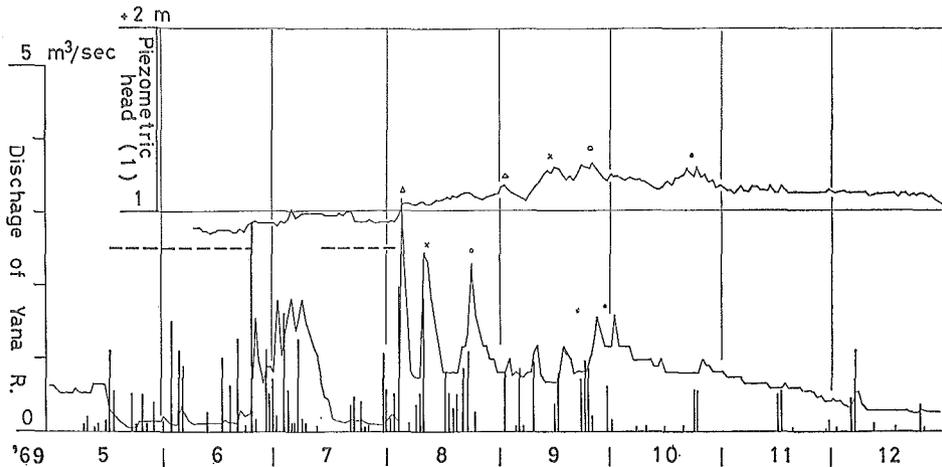
ただし、 h は帯水層下面からの地下水位 $h = H - 900$ (m)

を得る。この式で H は地下水面標高、 C は積分常数である。

C を算出するために、先の条件、 $r = 3,500$ m で $H = 1,600$ m を代入し、透水係数を 1×10^{-5} m/sec、 L を 2×10^{-8} m/sec として試算すると*、山頂部でも地下水面は標高 1,700m を越えないことが予想される。透水係数を 1 オーダー下げ $K = 1 \times 10^{-6}$ m/sec としても、帯水層の下面標高 1,500m 以上としても、上記の結果はあまり変わらず、山体部においては、地下

* $C = 10.05$ となり、上の式は $L \cdot r^2 + 2K(H - 900)^2 = 10.05$ となる。

L の値は単位面積当りのかん養量で、ここでは、諏訪市の年降水量から石橋ほか(1969)による蒸発散量を引いた値を用いた。諏訪市の日降水量と夏沢峠(標高 2,392m)のそれとの比較では、同一降水に対して、10%以内の相異を示すものが90%以上あり、総降水量はほぼ同一である。



第39図 八ヶ岳西麓柳川流量と深井戸水頭の変化
破線は他流域への取水期間、各ピーク上の記号は対応する各豊水期を示す。

水面は比較的平坦でかつ非常に深いところにあることが推定される。

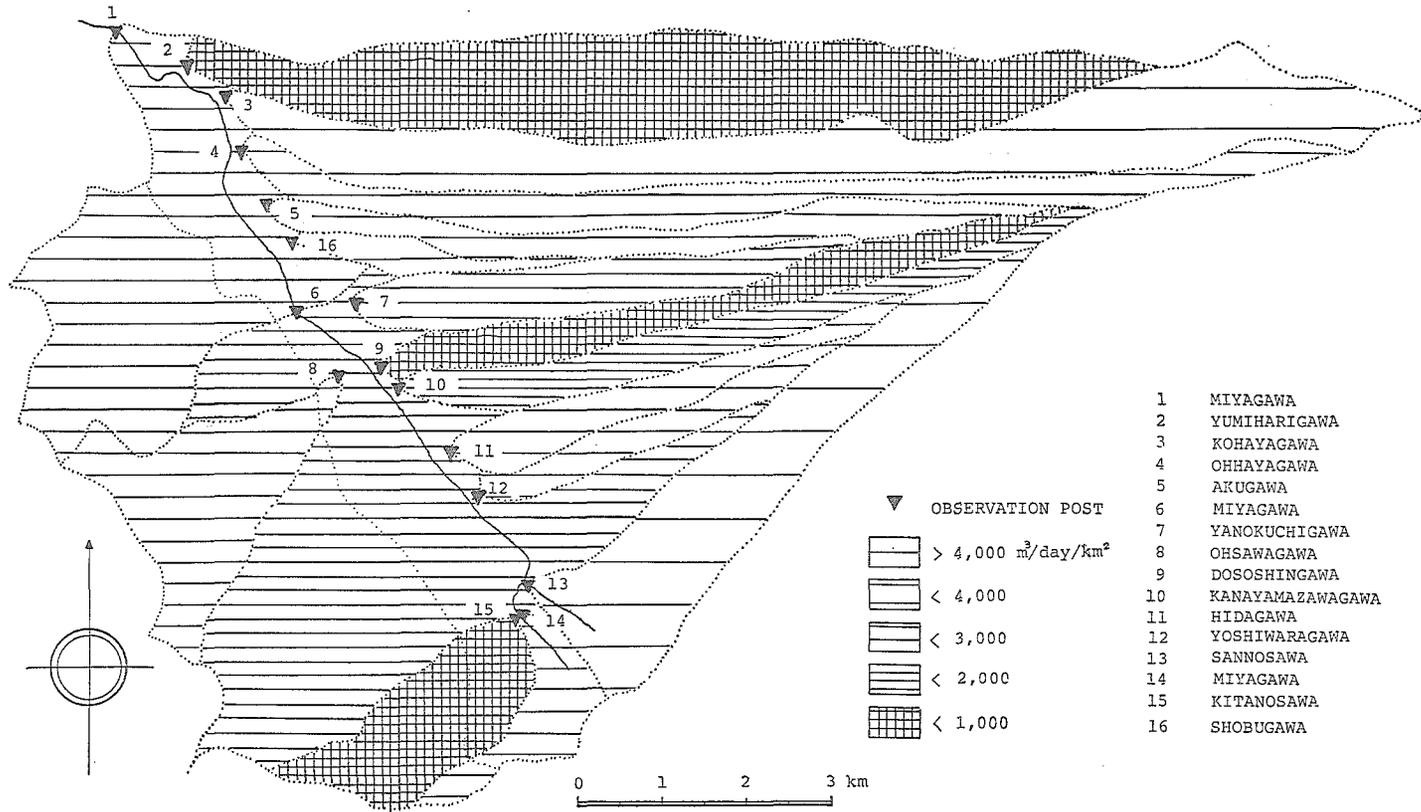
また、先の1,600m湧水線を通過する総地下水量 $Qr=Qd$ は約 $33,000\text{m}^3/\text{day}$ となる。この湧水線で実際に湧出している地下水の量は $3,400\text{m}^3/\text{day}$ であるから、約10%が流出していることになる。

B 中部かん養帯

八ヶ岳西麓の柳川は主峰赤岳と硫黄岳の間の主稜西側の水を集めて上川に合流する川であるが、この川の標高1,140m付近、流域面積 16.25km^2 の地点において、1968年から71年まで流量観測が実施された。その結果の一部とこの川に近く、ほぼ同標高の位置にある深井戸(3)の水頭変化とを比較したのが第39図である。

柳川流量から読みとれる個々の降雨についての流出率は平均52.7%である。単独降雨10mm以内の雨は流出しない。これを年間で総計すると次のとおりである(第4表参照)。すなわち、1968年5月から12月までの8ヶ月間で総かん養量 $3.73 \times 10^6\text{m}^3$ に対して総流出量は $13.72 \times 10^6\text{m}^3$ に達する。これは流域外からの流入のためであり、その原因がこの川の基底流量の大きいことによって生じる。基底流量は $0.60\text{m}^3/\text{sec}$ であり、これをこの期間で総量になおすと $12.44 \times 10^6\text{m}^3$ に達する。したがって、降水による変動量は $1.28 \times 10^6\text{m}^3$ となり、全かん養量の34%で、10mm以下の降水が流出しないときの平均流出率にほぼ等しい値となる。

基底流量が地下水からのかん養で生じていることは前出の多くの例で示したとおりであり、柳川の場合には、ことにこの傾向が強い。その原因は広いかん養域の地下水を集水している為である。流量観測地点が中部湧水帯に入っているために、同時に観測した深井戸の地下水頭は自噴水頭を示しているが、この水頭変化に、Ⅲ-3-Dの第24図、深沢川流域の井戸で見られたと同様の現象を認めることができる。しかし、ここでは、深沢川の例とは逆に被圧地下水頭は非常に高く、山体から養帯からかん養された地下水が、いわば地下水の基底流量となり、その上に周辺から滲透した地下水が変動流量を形成しているものと推定される。



第40図 ハケ岳西麓の中部湧水帯以下に流域をもつ河川の湧水比流量

不圧地下水が被圧化する位置は前述地質構造の項で示したとおり、中部湧水帯の上限付近である。この井戸（3）付近では、上流3km付近にあるH-7井戸の水位が-7m付近にあって不圧地下水の挙動を示すことから、被圧化の上限は、この間にあることが推定される。いま、この3kmの間で地下水面勾配がほぼ一定とすれば、両井戸の標高と水位（頭）標高か自噴の始まる地点は井戸3の上流約300m付近であることが推定される。

C 中部湧水帯

中部湧水帯以下にその流域の大半を有する河川の流出の特徴は前述IV-1-A、矢の口川の例で示したとおり、平均0.017m/day程度の地下水位降下によってもたらされる基底流量にある。この例をもとに、中部湧水帯にそのほとんどの流域を有する八ヶ岳西麓南半部の諸河川について、その湧水流量から計算される河川流出に関する地下水位降下量を試算すると次のとおりである。すなわち、基底流量に近い観測値として、1975年11月9日の一斉測水資料を用いて、その値をそれぞれの河川の流域面積で割り、湧水比流量を求めた（第40図参照）。さらに、この値を矢の口川で確かめた有効空隙率0.14で割って平均地下水位降下量を求めると最大の弓振川で0.033m/day、道祖神川で0.0302m/day、最低の菖蒲川で0.0042m/day、小早川や三の沢ではそれぞれ0.006m/day以上であった。

この値の大きい河川は第40図と第37図を比較すれば明らかなおと、被圧地下水からの逆かん養が生じている地域であり、このかん養量が比較的少いと推定される小早川や三の沢を基準にすれば平均地下水位降下量の差、約0.024m/dayは被圧地下水帯水層からの逆かん養量であることが推定される。このことは前出IV-2-Bで示したH-7井戸における非かんがい期に実測された地下水位の低下量0.02m/dayによく一致する。

D 下部湧水帯

下部湧水帯における河川への地下水の流出は、その上流部が中部湧水帯以上の地下水帯を通過してくるので、これらの地帯の影響も入ってくる。しかしながら、それらの影響に比較しても、下流部における地下水からのかん養量が圧倒的に大きい為に、このことがこれらの河川の特徴になる。下部湧水帯の河川としては、西麓の上川、宮川、立場川と南麓の川俣川が挙げられる。

立場川について、その流出の特徴を示すと次のとおりである。すなわち、この川の流況は第4表に示すとおり、総かん養より総流出量の方が大きく、他流域からの流入が推定される。この川の川床近くに露出する上部広瀬層からの湧水は大きい影響をもつものと推定される。

一方、この川の単独降雨に対する流出率は平均24.1%である。基底流量をのぞく変動流量のみで、各降雨ごとに流出率を試算すると第41図のとおりである。石橋ほか（1969）による各地の河川の流出率に対しても、この川が非常に流出率が小さいことがわかる。この川では、15mm以下の降雨は流出せず、100mm以上の雨に対しても流出率は20%に満たないことが知れる。

上流部に中部湧水帯と下部湧水帯の支流を多く有する宮川の場合は、西麓南半部の降水をすべて集める河川であるが、この川の標高785m、流域面積80.50km²の地点における流量観測の結果は第42図のとおりである。基底流量2.25m³/secの上に降雨による変動が重なっているパターンがよくわかる。この基底流量には、この川の支流の基底流量の合わさったものの以外に、宮川自体の河床付近に湧出する地下水がある。

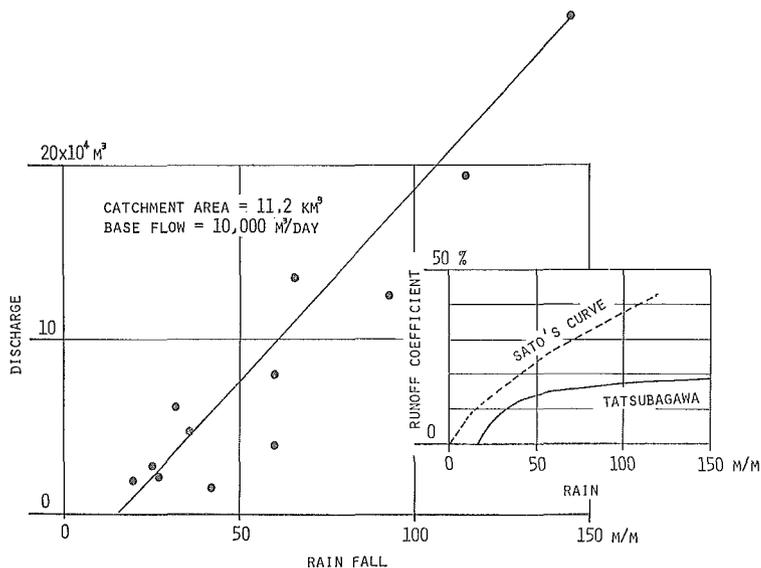
降水による変動量のみから、この川の流出率を試算すると、その流出率は平均3.54%と非常に小さい。しかし、第42図に示した期間全体の総流出率は第4表に示すとおり、総かん養量をしのぎ、他流域からの流入が予想される。このことは、同じく第4表に示すとおり、西麓全体では総かん養量に対して総流出量がわずかに2%ていどしかちがわない、という事実からすれば、上述の宮川における流出過剰は、柳川あるいは上川流域の地下水を集水していることになる。この原因は西南西に傾く上部広瀬層の地質構造を反映した地下水の流動に帰せられる。

2 基底流量を維持する地下水位低下量

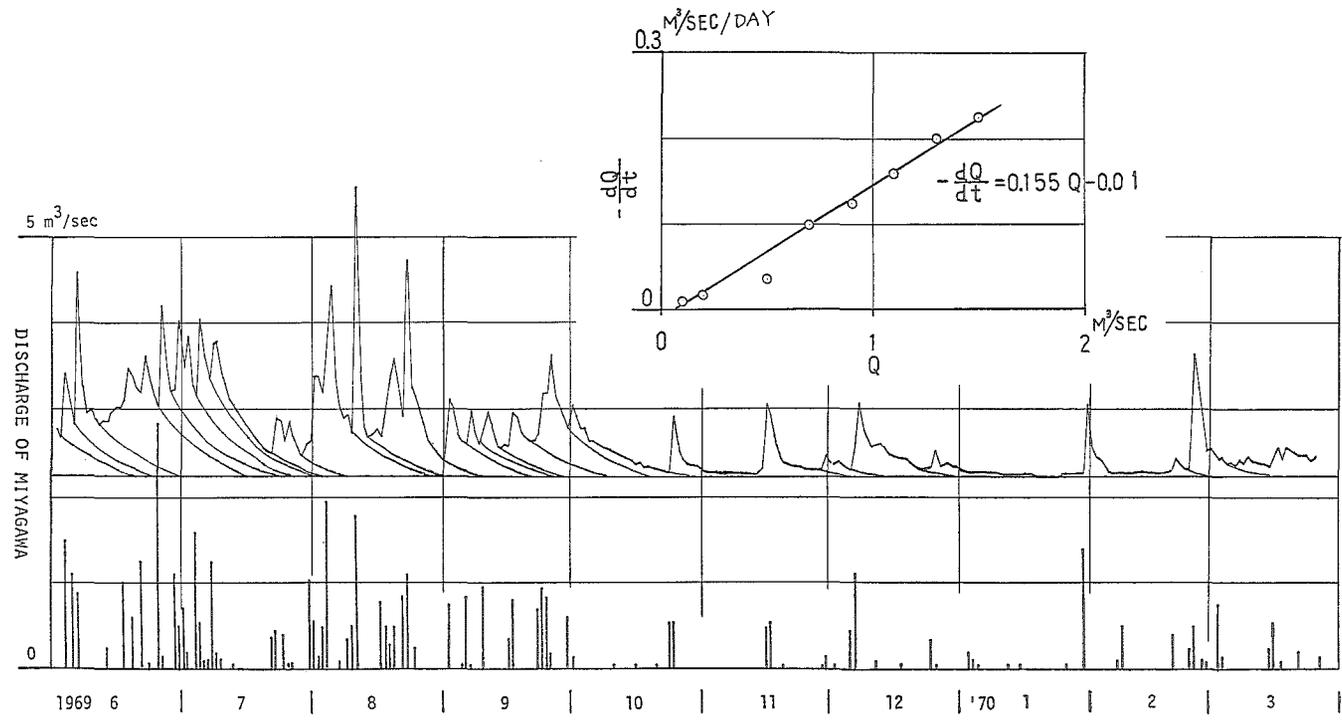
火山山麓においては、水が豊富であるという説に対して、今まで述べてきたとおり、その重要な要因が地下水からのかん養による基底流量の維持が指摘される。この地下水の河川への流出は地下水位（頭）の降下によってもたらされ、その絶対量は降下量と面積および貯留係数の積で求められる。

また、逆にある河川の基底流量とその河川の地下水集水面積、貯留係数が知れば、その地域における平均の地下水位低下量が求められる。このようにして、河川流域ごとに予測される地下水位の低下量を1日を単位として、単に“地下水位低下量”とよぶ。もとより、実際の地下水位の低下は、水位に応じて指数函数的に減水するのであるから、上記のことは個々の井戸における地下水位の降下にはあてはまらない。

しかし、火山山麓においては、地下水面勾配が急で、かつ、排出河川との比高が大きい場合が多く、前出浅井戸 No. 57 の例のように、長期的な地下水位の降下が直線的に生じることが知られている。また、北麓の例では年間を通じて元の水位に戻らず、降下が一方向的に進行するといった、いわば基底水位のない事例もある。これらの場合は前出“地下水位低下



第41図 立場川の流出率



第42図 宮川流量と流出てい減率

量”がそのまま実際の低下量を示すことになる。

前項までの各地帯ごとの地下水位低下量を整理すると次のとおりである。

i) 山体かん養帯

この帯では、排出されるべき川床の方が地下水位より高く、観測できない。比較的地下水面に近い西麓の渋川の例では、標高1,850mの地点での流量観測の結果では、基底流量は認められず、個々の降雨に対する流出のみが行われている。

ii) 中部かん養帯

上部湧水線ではほぼ一定の湧水量が同一ヶ所から湧出しているの、それ以上の高度を有する地域での地下水位はほぼ定常のほずである。このことは、山体かん養帯でかん養された地下水が均等化され、一定流量で流下していることを予想させる。しかし、この線以下の中部かん養帯では、河川への流出が生じ、河川の基底流量が形成されるので、その量から地下水位低下量が試算される。柳川の例(V-1-B)では、この値は0.032m/dayと非常に大きい値を示す。

iii) 中部湧水帯

前出の宮川支流群での試算では、(V-1-C)、0.03m/dayから0.004m/dayまでの変化があるが、このうちには下部漏水帯の影響が入っているものがあるので、代表としては、実測値に近い矢の口川の0.017m/dayが妥当な値であろう。

iv) 下部湧水帯

この帯では地下水からのかん養はなく、むしろ表流水の漏水が生じるので地下水位(頭)の低下は基底流量の維持にはあたらぬ。

v) 下部湧水帯

この地帯の河川は前述のとおり、その上流部でいくつかの地下水帯を経てるので、これらの影響を受け、各帯の平均的値をとることが多い。例えば立場川では0.004m/day、西麓全体では0.0037m/dayとなる。

以上のことから、東南麓や北麓の河川を見直すと、川俣川では0.012m/dayと中部湧水帯と下部湧水帯の中間の値を示し、北麓の細小路川は0.003m/dayと下部湧水帯の値を、また八丁地川は0.0006m/dayとなり、下部漏水帯の影響を大きく反映している。溶岩台地の場合は、例えば霧ヶ峯の場合0.24m/dayと桁違いの値を示し、流出機構の相異を示している。

3 単位面積かん養量

八ヶ岳西麓全域の水収支(V-1-D)や北麓の細小路川の例(III-2-D)で示したとおり、この地域における降水によるかん養量は、降水量から石橋ほか(1969)による蒸発散率をもって計算した蒸発散量を引いた値がよく適合する。また、前述(V-1-A)で述べたとおり、八ヶ岳では、この山が本州中央部にあり、全体に降水量が少いうえに、高度によって降水量の変化があまりないこともわかった。

これらのことから、ある一定面積当りの降水によるかん養量が設定できる。例えば、諏訪測候所の年間降水量をもとにして算出される年間かん養量は0.637m/year(V-1-A)、蓼科観測所の年間降水量からは0.645m/yearなどのようにきめられる。これらの値は長期的

な河川流出に関する水収支を行う場合の基準として用いることができる。また、単年度、あるいはこれ以上に短かい期間の水収支はそれぞれの期間における単位面積当りのかん養量を用いればよい。

地下水のかん養量を上の値から求める場合には、例えば山体部分や溶岩地帯など降水のほとんどが滲透する場所では、近代的に上記の値が単位面積当りの地下水かん養量になる。降水によって表流水が形成される地帯では、それぞれの地帯あるいは流域における流出率を用いて排出される表流水を単位面積当りのかん養量から引けば、地下水のかん養量が求められる。

中部かん養帯では、渋川の例では20mm以上の降雨について、流出率15%で流出する表流水をのぞけばよい。また、中部湧水帯では、矢ぐ口川や弓振川の場合のように、10mm以上の降雨に対して50%を、下部湧水帯の河川では、立場川の場合のように、15mm以上の降雨に対して24%の流出率を乗じて単位面積かん養量から引けばよい。

VI 地下水の水質

1 降水の水質

八ヶ岳周辺に降った降水、主として雨の水質については、関東農政局（1979）による分析結果がある。1977年5月から11月までの27回の雨についての加重平均水質を第10表に示した。塩素については、測定値の最大は18.1mg/l、最小は0.6mg/lであった。

第10表 八ヶ岳の降雨の水質

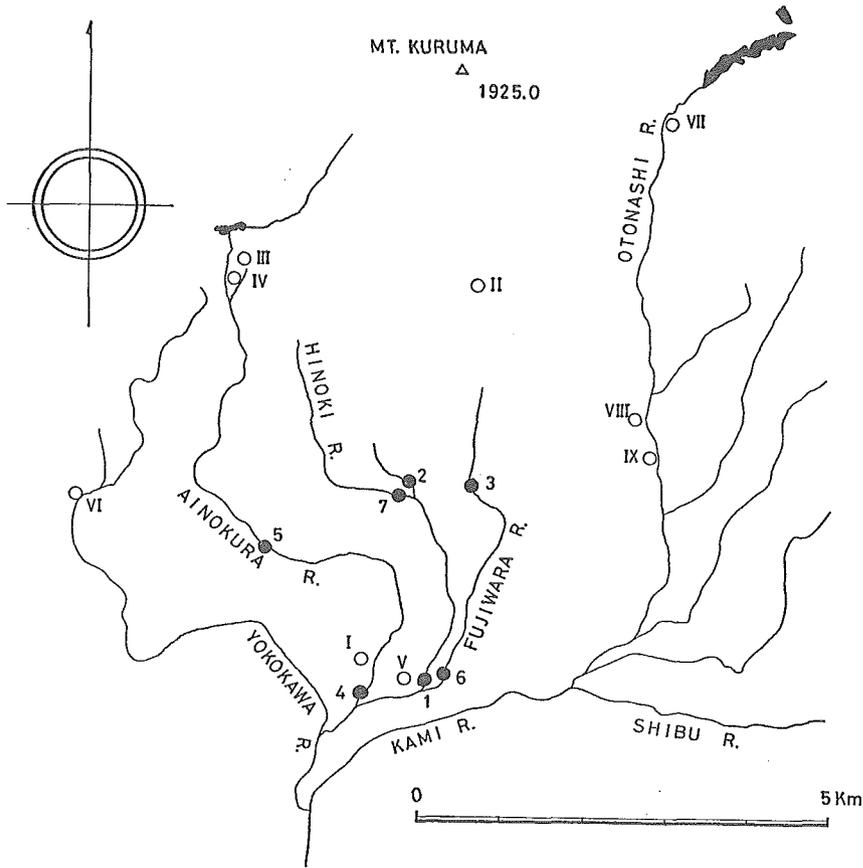
Total N	NH ₄ -N	NO ₃ -N	Ca	Mg	K	Na	Total P	Cl
1.34	0.44	0.43	0.65	0.05	0.28	0.38	0.118	6.6

2 地下水の水質

A 溶岩中の地下水の水質

溶岩中の地下水の水質については、霧ヶ峯地域において調査・分析された。先に述べたとおり、この地域は降水が溶岩台地上のかん養区で地下水に添加し、溶岩中を流下して中央部の流出区に集って湧出するという形態をとっている。また、この地域はほとんど自然状態のまま保たれているので、水田や畑による水質の汚染がほとんどない。したがって、ここで降水から地下水への水質の変化を知ることができる。第43図にこの地域の湧泉9ヶ所、河川7ヶ所の水質分析用試料の採取位置を示した。分析の結果は第11表に示すとおりである。

この結果から、上流部における地下水の水質はⅡ、Ⅲ、Ⅳに代表されるように、Ⅲのカルシウムをのぞいて、ほぼ降水に近い値となっている。Ⅲは比較的大きい湧出量をもつ湧泉であり、その湧出量は800m³/dayに達する。この湧出量から予想される集水面積は、前述の単位面積かん養量から、およそ0.45km²と計算される。これは、この湧泉の上部の“池のくみ湿原”を覆う面積であり、降水から地下水になってからの流路延長が長いことを推定させる。この地下水としての流動過程でカルシウムなどの成分が溶解され添加されたものと



第43図 霧ヶ峯地域水質分析用試料採取地点
黒丸は河川水、白抜丸は地下水のそれぞれ採取地点を示す。

考えられる。

中流部では2, 3, 5, 7などの測定点で観測されるとおり、ほぼ上流の湧泉と同じ水質を保っている。さらに下流では、湧泉の水質に相異が生じる。すなわち、I, Vなどの大湧泉では珪酸とカルシウムが増加している。これらの湧泉はその集水面積も大きく、したがって流路延長も長く、流動途中でこれらの物質を溶解してきたものと推定される。

河川の水質は中流と下流であまり変化がなく、下流でわずかに珪酸とカルシウムが増加するのは、上述の地下水が河川に流出して河川水に加わるためと推定される。

B 八千穂層群中の地下水の水質

本地域内の湧水や井戸水についての水質分析の資料は、井戸が少ないこともあって、充分得られなかった。しかし、少い資料からも、本地域の地下水が霧ヶ峯地域での結論にほぼ一致する傾向が見られる。すなわち、珪酸とカルシウム、マグネシウムの増加で、ことに珪酸は霧ヶ峯地域より多くなっている。このことは、珪酸の増加が、流路延長の長さと同時にその流動速度すなわち、帯水層中での滞在時間が関係していることが予測される。

第11表 霧ヶ峯地域の地下水と河川水の水質 (単位は mg/l)

Sample No.	Total N	Cl	Ca	SiO ₂	SO ₄	Mg	Mn	Fe	NH ₄ -N*	HCO ₃	CO ₃
1	1.21	1.55	1.50	3.39	0.0	0.77	0.01	0.05	0.02	10.4	12.7
2	0.73	1.97	1.50	3.34	0.0	0.72	—	0.05	0.00	11.4	13.9
3	0.97	2.40	0.80	3.31	0.0	0.63	—	0.08	0.00	12.0	14.6
4	1.13	2.04	1.70	4.51	0.0	0.93	—	0.13	0.03	14.8	18.1
5	0.96	1.69	1.00	3.26	0.0	0.61	—	0.08	0.01	10.0	12.2
6	0.90	2.89	2.30	3.83	0.0	0.98	—	0.10	0.01	13.4	16.3
7	0.76	1.97	0.80	3.78	0.0	0.40	0.01	0.57	0.03	9.4	11.5
I	0.72	2.04	2.00	6.59	0.0	1.15	0.01	0.10	0.01	21.0	25.6
II	0.74	1.69	0.50	4.10	0.0	0.27	0.02	1.73	0.00	8.6	10.5
III	1.49	4.86	2.50	2.81	0.0	0.86	—	0.05	0.00	17.6	21.5
IV	0.91	2.19	0.80	3.11	0.0	0.61	—	0.07	0.00	10.0	12.2
V	0.97	2.54	1.70	7.29	0.0	0.97	—	0.09	0.00	22.0	26.8
VI	0.93	2.12	1.00	5.87	0.0	0.68	0.05	1.13	0.03	7.8	9.5
VII	0.85	1.48	2.00	6.47	0.0	0.74	—	0.09	0.00	19.0	23.2
VIII	1.01	1.97	1.75	6.43	0.0	0.63	0.01	0.15	0.00	18.0	22.0
IX	1.25	2.12	1.20	3.83	0.0	0.61	—	0.04	0.04	10.8	13.2

* アンモニア態の窒素

第12表 八千穂層群中の地下水の水質 (単位はmg/l)

Sample	Cl	HCO ₃	SO ₄	NO ₂	Ca	Mg	Na	K	Fe	SiO ₂	Mn
Spring 124		0.04	20.5		28.8	15.5	4.5	1.2	0.0	21.3	
134		0.05	0.0		11.5	24.8	2.5	1.6	0.0	40.0	
Well B-5	2.78			0.04					0.11		0.02
B-7	3.54										
B-11	15.0		3.7		7.2	2.7			0.10	27.7	
B-15		0.08	0.0		39.8	7.2	13.8	5.3	0.88	80.0	

C 広瀬層群中の地下水の水質

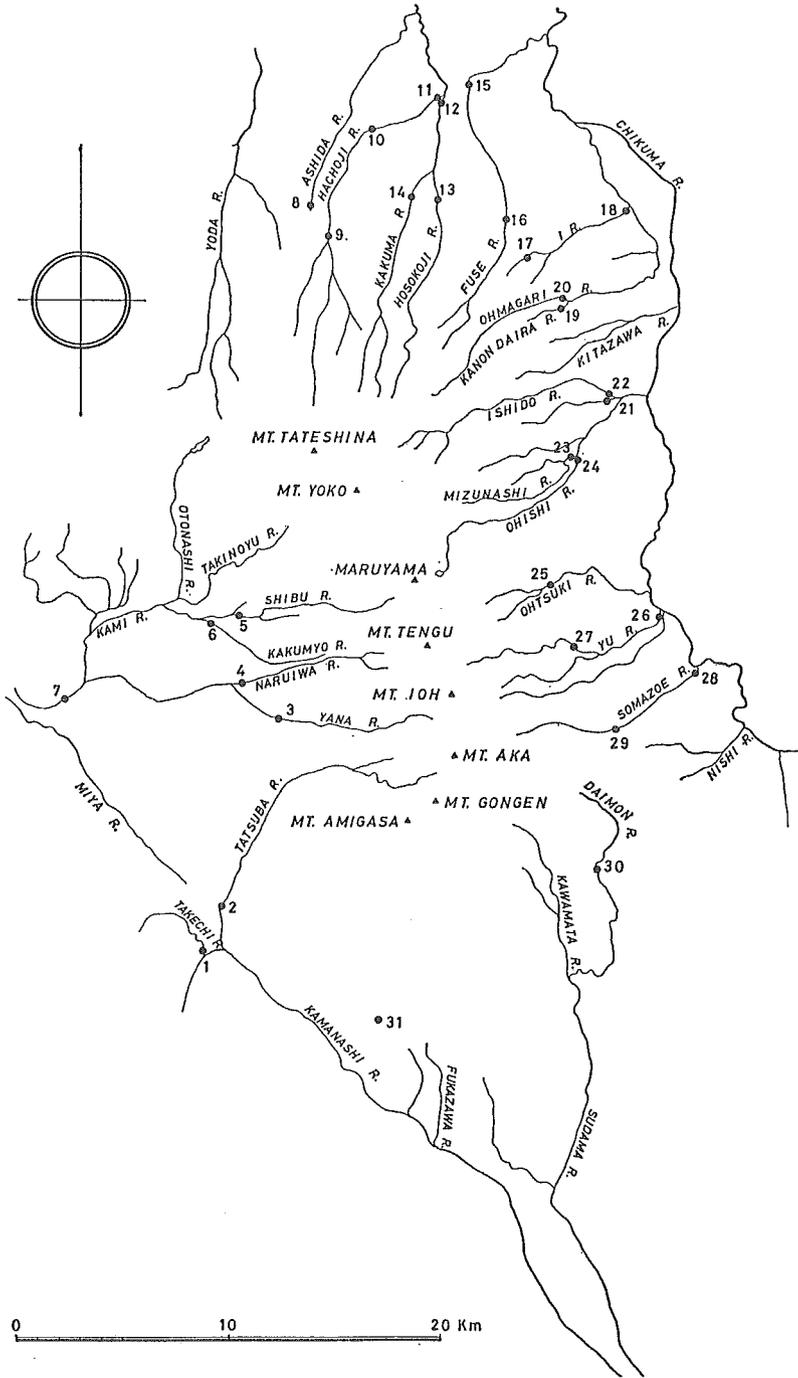
広瀬層群中の地下水の水質については、深井戸分布の多い西麓を中心に前出の各地下水帯ごとに第13表にまとめた**。この表に現れた全体的特徴は、八千穂層群中の地下水と比べて重炭酸イオンが多くカルシウムが少ないことである。珪酸は八千穂層群中の地下水とほぼ同じである。

また、山体かん養帯から下方への流下の過程では、地下水の水質はあまり変化していない。この表の中で Chino-Sp. 17 と Chino-well-6 は他と異なる水質を示すが、これは後に述べるとおり、近くに明治湯温泉があるために、この温泉の影響によるものと推定される。

3 河川の水質

河川の水質については、八ヶ岳山麓の主な河川について測定し、第14表のような結果を得

** 本表中、マンガンのをぞく12項目すべての分析結果のあるものは、長野県企画部 (1968) による。



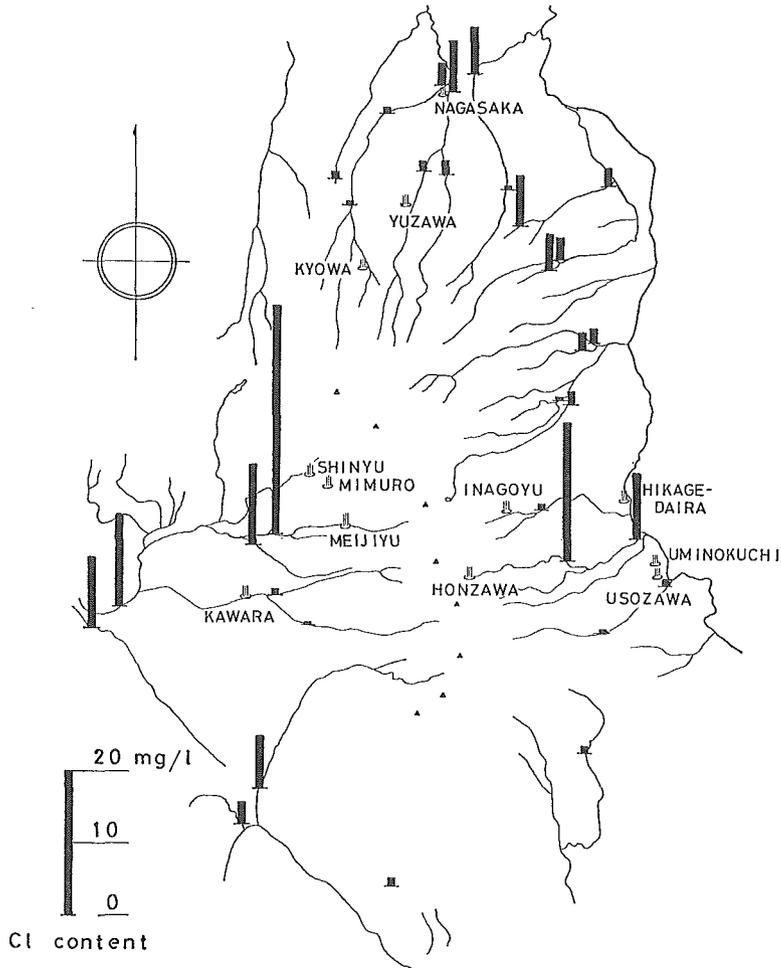
第45図 八ヶ岳山麓
河川水質分析用試料採取地点

た。この結果から、河川の水質は先に予測されたとおり、地下水と降水との混合を示し、とくに異状は認められないが、渋川、湯川などで塩素濃度が高い状態がみられる。これらの河川では上流部に温泉が存在し、この温泉水が混入するためと推定される。八ヶ岳周辺の温泉の泉質は第15表に示すとおりである。

この温泉水の河川水への混入の割合を出すために、流量観測値のある渋川を例にして試算すると次のとおりである。すなわち、温泉水のうち、最も源泉水に近いと推定される三室温泉の塩素濃度 783.6mg/l を基準にして、渋川の表流水 0.08m³/sec 中にどの程度この源泉水が混入しているかを計算すると、約 4%、流量にしてはほぼ 276.5m³/day となる。実際には、先の源泉水としたものも、すでに地下水と混合したものである可能性がある（熊井, 1981）

第14表 八ヶ岳山麓河川水の水質 (単位はmg/l)

Sample	Cl	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn
1	3.1	17.0	2.8	2.1	1.4	—	—
2	7.1	14.2	3.3	7.8	2.9	—	—
3	0.4	8.5	1.3	3.8	1.6	—	—
4	0.9	7.0	1.9	4.5	2.5	—	0.08
5	31.4	2.6	3.1	19.8	5.0	—	0.19
6	10.9	4.9	2.0	8.4	4.0	—	—
7	12.6	6.0	2.2	10.2	4.0	—	—
8	1.0	2.6	0.6	2.5	1.4	—	—
9	0.4	3.3	1.4	2.7	1.7	—	—
10	0.8	4.5	1.8	3.1	1.8	—	—
11	2.8	5.4	2.9	4.4	2.3	—	—
12	6.9	7.3	4.3	6.9	2.8	—	—
13	1.9	5.7	2.8	4.6	2.2	—	—
14	1.2	6.0	2.5	4.2	2.0	—	—
15	6.2	8.5	4.2	4.8	2.3	—	—
16	0.6	4.5	1.8	2.9	1.2	—	—
17	6.8	4.5	3.8	3.0	1.2	—	—
18	3.1	5.0	2.8	4.5	2.3	—	—
19	4.8	8.9	4.2	3.4	0.9	—	—
20	2.7	7.3	3.7	3.4	0.7	—	—
21	2.9	5.4	2.3	3.0	1.6	—	—
22	1.8	4.5	1.5	2.8	1.7	—	—
23	0.4	3.0	1.3	2.4	1.5	—	—
24	1.7	2.6	1.7	3.9	2.1	—	—
25	0.7	2.6	1.4	3.2	1.7	—	—
26	9.1	4.5	4.2	12.1	2.9	0.2	0.16
27	19.0	3.7	4.6	14.8	3.1	0.2	0.52
28	0.7	2.2	1.3	3.7	1.8	—	—
29	0.4	1.7	0.2	0.7	1.3	—	—
30	0.9	1.7	0.9	3.3	1.4	—	—
31	1.2	1.4	1.1	4.5	2.1	—	—



第46図 八ヶ岳山麓河川水のCl⁻濃度分布と温泉の位置

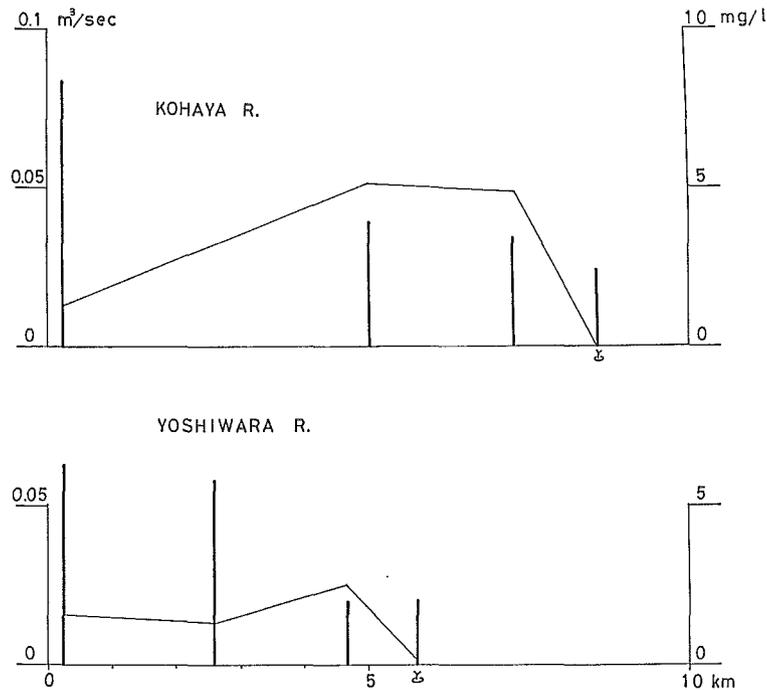
ので、この割合はさらに少ないものであろう。西麓北半部の水を集める上川について同様な試算をすると、約 $3,150\text{m}^3/\text{day}$ となる。この川は後述するとおり、肥料による塩素の汚染があるので、この原因による増加分を同様規模の河川である立場川、布施川、鹿曲川などの例から $7\text{mg}/\text{l}$ と見込み、上川の濃度からあらかじめ引いて試算した。同様に湯川の場合を試算すると約 $120\text{m}^3/\text{day}$ となる。湯川の場合には実測流量値がないので、流況の類似する柳川の湧水比流量 $1.50 \times 10^{-3}\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ を用いて計算した。肥料による汚染は隣接する柚添川と同じと見込んだ。

これらの温泉水の混入を八ヶ岳全体で合計すると $3,270\text{m}^3/\text{day}$ となるが、八ヶ岳の全かん養量約 $2,000,000\text{m}^3/\text{day}$ に比べれば、ほとんど無視し得る程度の量である。すなわち、八ヶ岳山麓の地下水および河川水の起源はほとんどすべて降水によるものであり、温泉水の

第15表 ハケ岳周辺の温泉の泉質

(単位はmg/l)

Sample	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Cl	F	SO ₄	HCO ₃
Kyowa	16.9	449.1	117.9	6.54	0.27	0.59	895.4	0.57	—	103.7
Kasuga Yuzawa	1.97	29.2	1.53	0.20			4.3		—	
Nagasaka (1473)	9.68	1675.	401.7	40.1	0.67	2.23	3180.	0.18	32.60	85.67
(1626-3)	25.71	1601.	421.2	43.33	0.80	4.35	3213.	0.28	25.96	79.07
Inagoyu	2.0	10.3	10.3	1.42	6.00		7.15		10.50	56.44
Uminokuchi	25.90	428.0	75.84	105.5	0.92	0.05	303.1	0.25	33.80	1428.
Hikagedaira	44.89	629.2	63.55	118.7	2.62	0.28	502.8	0.33	21.35	1632.
Honzawa No. 3	8.23	125.7	420.1	122.8	30.13	1.89	14.90	0.09	1236.	661.5
No. 6	22.94	293.2	413.3	136.2	4.90	0.48	69.96		1555.	685.9
No. 9	59.24	886.2	278.7	169.4	4.18	0.12	32.70		2536.	958.3
Kawarayu	3.5	45.7	10.10	5.72	0.42		17.63	1.50	39.00	97.85
Meijiyu	21.58	96.42	23.88	14.39	21.18		49.60		325.9	0.70
Shinyu	19.37	164.0	28.93	7.33		0.28	203.9		182.0	0.00
Mimuro No. 1	131.7	610.7	71.76	20.04	0.72	0.96	783.6	1.13	554.8	
No. 2	50.41	252.9	27.23	18.19	0.48	0.20	319.4	0.64	243.8	
No. 5	106.3	495.6	55.40	20.91	15.97	0.82	662.1	1.05	469.2	
No. 6	130.8	587.7	73.06	24.92	0.72	0.80	769.7	1.15	528.8	
No. 7	124.8	511.1	62.68	22.26	0.65	0.22	731.5	1.40	401.3	
No. 8	99.82	489.1	58.91	22.38	1.85	0.66	704.7	1.03	394.5	



第47図 宮川流域，小早川と芳原川における Cl 濃度の変化
折線グラフは流量，棒グラフは Cl 濃度を示す。

混入はほとんど無視し得る量である。

一方，これに対して，河川水中の塩素濃度の変化は農業用肥料，ことに主として塩安の名で普及している塩化アンモニウム ($\text{NH}_4 \cdot \text{Cl}$) の散布による地下水への混入，さらには，その地下水の河川への排出が大きく影響している。この混入の機構は，水田や畑から不圧地下水へ滲透し，さらには漏水帯において被圧帯水層へも混入する。この傾向を宮川支流の小早川と芳原川でみると第47図のとおりである。

ここでは，いずれの河川も前述のとおり，中部湧水帯の湧泉を源流にもち，中部湧水帯，下部漏水帯を経て宮川に合流するが，この過程で塩素濃度の増加が認められる。すなわち，湧水には，いずれの場合も $2 \sim 3 \text{ mg/l}$ 程度の塩素しか含まれていないものが，途中，下部漏水帯に入ると，河川流量が被圧地下水帯水層へ漏水するとともに，地表近くの不圧地下水が河川へ流入し，塩素濃度が増加する。ちなみに，この時点での不圧地下水の塩素濃度は浅井戸 No. 56 (小早川流域) で 17 mg/l ，No. 55 (芳原川流域) で 16.5 mg/l であった。

VII 火山山麓における帯水層单元および地下水位変化モデルの提起

1 帯水層单元

地層の区分と水利地質学的区分，すなわち，帯水層区分には多くの共通点がある。そのひとつは，両者とも区分の基礎を層相に置いていることである。地層区分はこのうちでも，こ

とに構成物質の質や粒度、配列などに重点を置いているのに対して、水理地質学区分はむしろ、これらの物質の作る間隙の形状と大きさに重点がおかれる。堆積岩の場合には両者はよく一致する。これは堆積岩の区分が主として粒度によっているためである。これらの堆積岩の堆積環境の変遷は両者の分類の根幹となっている。

八ヶ岳の火山活動の変遷と、それに対応する堆積環境の変化は水理地質学的区分にも反映している。八ヶ岳火山の場合には、大きな不整合によって2つの堆積盆に分けられ、その各々が各地質年代に対応している。各々の堆積盆はほぼ類似の火山活動の1サイクルを包含し、その結果として、ほぼ同様な堆積環境の変遷のもとに、類似した堆積物を形成し、これらは相互にひじょうによく似た水理地質学的特性を示す。例えば、それぞれの層群の中の累層が同一層準で、ほぼ同一の透水性を示すことなどが挙げられる。

また、これらの堆積盆はそれぞれ、火山活動に対応して、地域的に偏在しているとともに、その形成時代を反映して解析度のちがいによる地下水の賦存形態の相異を示している。すなわち、前期更新世の八千穂層群の堆積盆は北八ヶ岳に対応して、八ヶ岳の北～北東麓を形成し、開析された丘陵性の山麓には最下部層までが露出し、多くの層準に亘って地下水が流動している。一方、中期更新世の広瀬層群の堆積盆は南八ヶ岳の火山活動に対応して、東～南～西麓を形成する。この山麓は開析があまり進んでいない為に、層群中の上部層層準以上の地下水は火山山麓の水理地質学的特性を示して流動している。以上のようなことは、それぞれの堆積盆が独立の地下水盆を形成していることを示している。

また、霧ヶ峯地域は、上述の2つの堆積盆とは異なり、地層地分からは溶岩台地を構成するのは累層である。ここでは、前述のとおり、部層間には大きな水理地質学的独立性はなく、一括して同じような特性を示す。したがって、この地域はいくつかの帯水層から構成される地下水盆というより、むしろ、ひとつの帯水層からなる地下水区としてとりあつかわれるべき性質の地域である。

同様に、各層群中の累層は、相互に透水性に差があり、各々の累層内では層相の変化はあるものの、ほぼ同様な水理地質学的特性をもつ卓越層から成るので、ひとつの帯水層としてとりあつかうべきものである。

火山山麓においては、単層単位で水理地質学的区分を行うことはあまり意味がない。例えば、1層の降下スコリア層をとり上げてみても、この層と上・下位の降下スコリア層とは顕著な相異はなく、連続体の一部分にすぎない。上・下の地層とよほど堆積物の構成が違わないかぎり、水理地質学的に区分することは困難である。これにあてはまるのが、火山山麓の場合は溶岩である。溶岩については、多くのものが累層中の平均化された透水性の一部を受けもつ透水層として存在するが、湧水の湧出機構の解析などの際には便宜的に独立させて、1帯水層としてとりあつかうことも可能である。

2 地下水流動系

流動系についてみれば、各地下水盆(堆積盆)中の地下水には、大きく山体から山麓への流動系がどこでも見られる。これは地域的な流動系にあたる。また、この大きな流れの中に、前述のとおり、中部かん養帯から中部湧水帯にかけての小規模な地下水流が存在する。これは中間的流動系にあたり、帯水層単位の流れである。霧ヶ峯地域の場合もこの流れにあたる。

第16表 火山山麓における水理地質学的单元

Stratigraphic classification	Examples in Yatsugatake	Time	Geohydrological unit	Flow system	Water balance scale
Super group	Yatsugatake volcano	Period	Groundwater basin complex	—	—
Group	Hirose g. Yachio g.	Epoch	Groundwater basin	Regional	Regional water balance
Formation	Upper most Hirose f.	Age	Aquifer	Intermediate	Well yield
	Upper Enrei f.	Age	Aquifer	Intermediate	Water balance of drainage basin
Member	Kyoraishi gravel m.	—	Aquifer	—	—
Bed	Kawamatagawa lava b.	—	Aquifer	Local	Discharge from spring
	Other b.		Permeable layer	—	—

さらに、1単層中の地下水の流動、例えば溶岩中の地下水の流れは、全体的には地下水盆地の大きな流れの一部を構成しているものの、それ自体を独立的にみるならば、湧泉の湧出機構などに関連した、局所的流動系とみることもできる。

3 水収支区の設定と地下水位の推定

火山山麓における地下水の動きを量的に把握するためには、水理地質学的な单元を区分し、それぞれについて収支を行う水収支区を設定しなければならない。水理地質学的な单元は前述のとおり、地下水盆地（堆積盆地）、帯水層（累層）、透水層（単層、部層）という区分が成り立つので、以下では、これらの水収支がどの範囲で行われるべきかを検討する。このためには、各区分ごとの流動系が、地域ごとに、どのようになっているかを具体例で検討することが必要である。

A 地下水盆地の水収支の基本的考え方

i) 八千穂層群の地下水盆地

八千穂層群の地下水盆地（堆積盆地）は開析された丘陵地からなり、地下水は、一部に被圧化されたものが存在するが、大きくは不圧地下水の性格をもち、山体から山麓へ向けて広域的流動系を形成している。この地下水は流動の途中で大きく開析された河川沿いに流出し、集水される。このために、この地下水盆地の水収支は、地下水、地表水の両方を含む流域収支の形をとらざるを得ない。かつ、その中には、地層の傾斜によって、地下水の集水範囲が地表水のそれと異なる場合があるので、単純な流域収支ではなく、相互に出入のあるものとなる。

地下水盆全体では収支のバランスは成立する。

ii) 広瀬層群の地下水盆

広瀬層群の地下水盆の場合も、本質的には八千穂層群の地下水盆と同様であるが、河川による遮断が少いために、地質構造による広域流動系の制約は大きい。すなわち、上部広瀬層層準の地下水は東北から西南へ向けてその流動方向が偏向され、流域ごとの水収支を不一致に導く（例えば、V-1-D、宮川と上川・柳川）。したがって、この場合も収支のバランスは地下水盆全体でとらえなければならない。

iii) 地下水収支

火山山麓においては、地下水盆の中の地下水収支は、従来平野部で行われてきたような収支式は成立しない。その理由は、すでに、くり返し述べてきたとおり、地下水がひとつの閉鎖系を形成しているのではなく、常に地表水と一体となって、相互に入れ換っているためである。また、平野部と異り、広域流動系において人為が加わる以前に相当早い速度で地下水が流動していることは、平野部における人為的揚水によって地下水が流動するという条件と大きく異なる。したがって、広域の地下水収支は、これらの点を考慮しながら、流域ごとに細分された収支を総合することによって成立する。また、火山山麓に特有なこととして、火山活動による地下水盆内の層準による透水性の変化もある(III-2-B)。

これらのことを合わせて、一般的な地下水収支式を立てると次のとおりである。

$$Q_s = Q_r - Q_d$$

Q_s : 地下水貯留量の変化量

Q_r : 全かん養量

Q_d : 河川流出量

Q_s の項を地下水位(頭)の変化量(Δh)におきかえると、

$$\Delta h = \frac{(q_r - q_d)A + (q_r - q_d)A'}{A \cdot S}$$

ここに、

q_r : 単位面積かん養量

q_d : 河川への単位面積当りの流出量

A : 河川流域面積

A' : 河川流域以外の地下水集水面積

S : 貯留係数

B 帯水層の地下水収支

この区分での地下水収支は山体かん養帯から下部湧水帯に至るそれぞれの帯ごとに、表流水との相互の出入流動をふくめて流域ごとに行われる。この場合に、広域流動系の中での地質構造に規制された地下水流動方向の偏向があるので、流域ごとの水収支はバランスしないことに注意する必要がある。溶岩台地の場合にも、霧ヶ峯の例で示したとおり、上述のことがあてはまる。

i) 山体かん養帯

山体かん養帯では、降雨による流出はほとんどなく、地下水面の昇降は降水による上昇と、

その上昇に見合う地下水位のてい減率によって下降することの組合せによって示される。霧ヶ峯地域での例を一般化すると、

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{qr}{S} - \alpha(h-H)$$

ここに、

h : 水位
 H : 地下水の基底水位
 α : 地下水位てい減率

ii) 中部かん養帯

上部湧水線以下の中部かん養帯では地下水の河川流出がみられるが、その他の地表からは一方的にかん養が行われる。したがって、この帯での地下水位は、山体かん養帯からの一定の地下水流の上に、この地帯内でのかん養量がプラスされ、河川流出と下流への地下水流動量がマイナスされることによって変動するので、次式が成り立つ。

$$\frac{dh}{dt} = \frac{(1-d)(qr \cdot A + qr \cdot A')}{A \cdot S} - \alpha(h-H)$$

ここに、

d : 排出河川の単位面積かん養量に対する流出率

iii) 中部湧水帯

この帯では、これ以上の帯のかん養量を地表から湧水として排出する。したがって地下水位（頭）は地表より高い場合があり、自噴井が分布する。被圧地下水の水頭は、上流からの流動地下水頭に降雨の影響が重なる。不圧地下水の水位変化量は $V-1-A$ で示したとおり、降水のかん養のほかに水田からの漏水があるために、次式で示される。

$$\frac{dh}{dt} = \frac{qr}{S} + \frac{\gamma \cdot Rd}{S} - \alpha(h-H)$$

ここに、

γ : 周辺の水田率
 Rd : 水田の減水深から蒸発量をのぞいたもの

iv) 下部漏水帯

この帯では、河川中に中部湧水帯で湧出した地下水も含めてふたたび漏水する。被圧地下水頭は不在地下水位より低くなっているため、不圧地下水位は下層への漏水項も入るので次式で与えられる。

$$\frac{dh}{dt} = \frac{qr}{S} - \alpha(h-H) - k'/b' \cdot \Delta h$$

ここに、

k'/b' : 漏水係数
 Δh : 被圧水頭と不圧地下水面との水頭差

v) 下部湧水帯

火山体の縁辺部や深く下刻された河川では、それ以上の地帯でかん養されたほとんどすべての地下水位（頭）で示すことはできないが、ある一定の流域をとったときの流出量の内容は次のとおりである。

$$Qd = qr \cdot A + (1-d) \cdot qr \cdot A'$$

ただし、この式には地下水の時間的遅れが考慮されていないので、月またはそれより短い期間では次式が成立する。

$$Qd = qr \cdot d \cdot A + \beta(A + A')$$

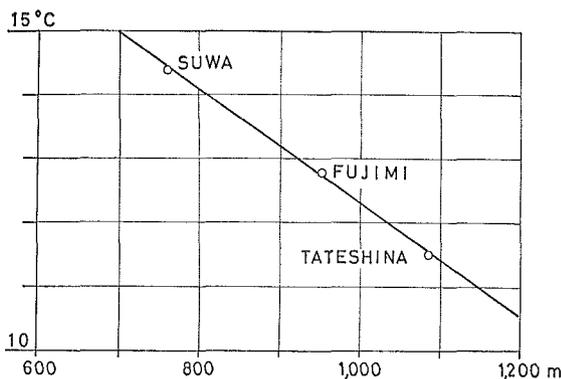
ここに β は基底流量を維持する地下水低下量

C 単層の地下水収支

一般的には、単層ごとの水収支は困難であることは前述のとおりである。すなわち、水収支区の設定にあたっては、かん養区、流出区を明らかにし、そのそれぞれの区におけるかん養量、流出量を知る必要がある。しかし、帯水層内での単層については、上記のことは測定することが困難である。

ただし、分布範囲や岩相上の相異が明瞭な溶岩類で、下位の地層との間に非常に大きい透水性の違いがあるものについては、例外的に地下水収支が可能である。もちろん、この場合の収支は湧泉の湧出機構の解析などの目的に行われる局所的なものである。この一例として、八ヶ岳に分布する典型的な溶岩について、その末端湧水の湧水機構を検討した結果を示す。

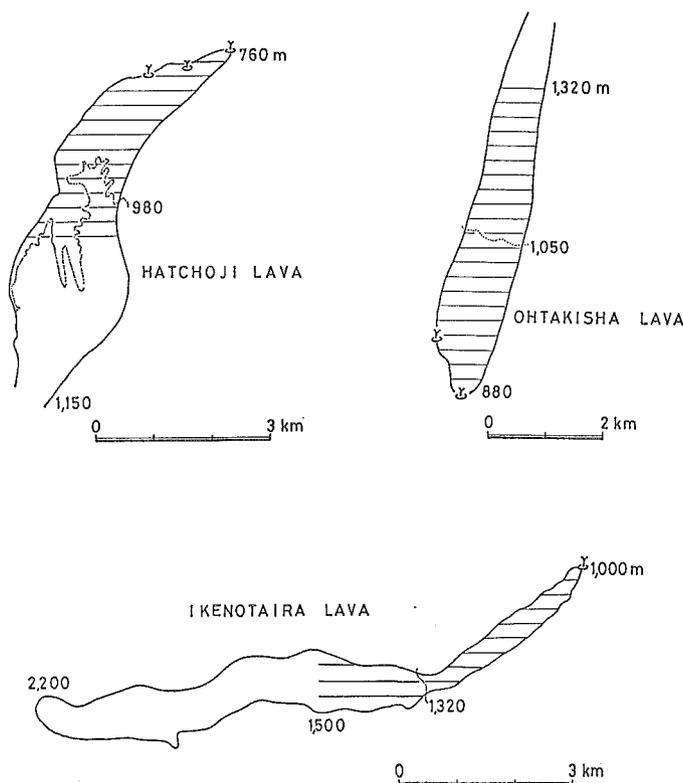
八ヶ岳には、上述の条件にあてはまる溶岩として、八丁池溶岩、大石川上流部の池の平溶岩、南麓の大滝社溶岩である。これらの溶岩は透水性に富み、かつ、表層からの降雨の浸透はきわめて良好である。そこで、これらの溶岩上に降った降水による単位面積かん養量はすべてそのまま浸透すると仮定すると、末端湧泉の湧出量から、その集水面積が予想できる。ついで、この集水面積が妥当かどうかを水温を用いて検証する。一般に地下水の水温は、その浸透地点の降水の平均温度に近いものであるから、降水の温度をその浸透地点の降水の平均温度に等しいものとみなし、加重平均を行って、気象観測点ごとの地下水の水温を推定した。この結果は第48図に示すとおりであるが推定に当たっては、冬期の平均気温が 0°C 以下になる日の降水は雪とみなして、これが浸透する為には 0°C 以上になる必要があるので、



第48図 八ヶ岳における標高と地下水温

このときの降水の水温はすべて 0°C として計算した。

先に述べた各溶岩の末端から湧出している地下水の温度を第48図に合わせて、その標高を読みとると、八丁池溶岩では標高980mとなる。すなわち、かん養地帯の平均の標高が980mであれば、上述の湧出量から推定されたかん養地帯の推定がほぼ正しいことになるが、実際には第49図に示すとおり、



第49図 八ヶ岳の代表的溶岩の地下水集水範囲の推定

よい一致を示している。この図で点線で示した等高線が上の水温から推定されたかん養地帯の平均標高であり、横縞模様の範囲が湧出量から推定されるかん養地帯である。

VIII 結 論

八ヶ岳火山山麓における地下水賦存の特徴についてまとめると次のとおりである。

A 火山活動と堆積盆の形成

八ヶ岳火山の活動は鮮新世末から前期更新世初頭にかけて北八ヶ岳で始まり、前期更新世末に一たん休止し、中期更新世初頭にふたたび南八ヶ岳を中心として活動した。南八ヶ岳の活動は中期更新世末には終息し、はげしい崩壊によって、山麓に扇状地性の緩斜面を形成した。後期更新世に入り、火山活動はふたたび北八ヶ岳に移動して蓼科山や横岳などの溶岩円頂丘を形成した。

このような火山活動の変遷に伴って、それぞれの時期の噴出物はその活動の中心周辺に形成された堆積盆中に湖成層を挟在しつつ堆積した。すなわち、主として下部更新統からなる八千穂層群は北八ヶ岳の北～北東麓に厚く発達し、中部更新統の広瀬層群は南八ヶ岳の山麓部に広く分布する。後期更新世の火山活動は前二者のものと異なり、溶岩円頂丘が形成する活動であることに対応して、堆積盆の形成も小規模であり、わずかに八ヶ岳西麓北半部に湖

成層を残すのみである。

火山活動の中心の移動と、それに対応する堆積盆の形成位置の移動とによって、八ヶ岳の山麓には、八千穂層群からなる北～北東麓の丘陵性山麓と、広瀬層群よりなる南東～南～西麓の扇状地性緩斜面、および地表近くに上部更新統の湖成層が発達する西麓北半部の段丘地域が形成された。このうち、西麓北半部地域については、上部更新統の発達は大規模であり、これらの下位に発達する広瀬層群が主帯水層を形成するので、八ヶ岳山麓の地下水に関する堆積盆は、八千穂層群および広瀬層群の2つの堆積盆である。

この2つの堆積盆の堆積物（層群）は、いずれも火山活動を反映した5つの累層に区分される。すなわち、火山活動の初期に堆積盆が形成され、湖盆が生じて、その中に、主として火山放出物からなる湖成層が堆積する。これが最下部層である。下部層は、火山体の隆起に伴って、湖盆中に火山放出物のほかに泥流堆積物や砂礫層が供給されて形成される。堆積物の層相から、次第に埋め込まれてゆく湖盆の変化が読みとれる。中部層は、広い範囲にわたって陸化したと推定される湖盆域に堆積した風成の火山放出物からなる。上部層は、ふたたび沈水した湖盆中に堆積した湖成層からなり、山体近くでは溶岩が多数挟在される。最上部層は火山体の崩壊によって供給された崩壊性の砂礫層を主体とし、降下スコリア層や溶岩類を挟在する。このような最下部層から最上部層への層相の変化は、八千穂層群、広瀬層群とも共通であり、この2つの堆積盆の発達の過程が、火山活動の類似性によって同様の過程を経たものと推定される。

B 水理地質学的区分

八ヶ岳火山山麓は地下水に関して大きく2つの地域に区分される。すなわち、八千穂層群の堆積盆と広瀬層群の堆積盆であるが、これらの層群を構成する累層の層相変化と地下水の透水性はよく対応する、透水性の良好な累層は累層とともに水成相を挟在する最下部層や上部層であり、風成層の卓越する中部層、最上部層は相対的に透水性が低い。とはいえ、これら累層間の透水性の差異は、透水係数にして1オーダーの範囲内であり、いずれも 1×10^{-5} m/sec以上の高い透水性を示す。

2つの層群の堆積盆はそれぞれ地域的に独立した地下水盆を形成し、山体から山麓へ向かう広域流動系が認められる。この流動系は地下水と地表水が相互に入れ換るような形態をとりながら流下している。また、層群中の各累層は、その中では透水係数がほぼ一定していることによって帯水層としてとりあつかえる性格を有する。さらに、特殊な場合として、ほとんど溶岩類からなる霧ヶ峰地域の場合には、これらの溶岩類がひとつの帯水層としてあつかえる。したがって、この地域はひとつの帯水層からなる地下水区を形成していることになる。

C 地下水帯区分

火山山麓の中腹における堆泉の堆出機構などに関連して、山麓における地下水の流動を地表水の流出と合わせて検討するために、広瀬層群最上部層が広く発達する南～西麓の諸河川流域について地下水の賦存形態を検討した。この結果、この地域では、山体から山麓までに5つの地下水帯が区分された。それらは、i) 山体かん養帯 ii) 中部かん養帯 iii) 中部湧水帯 iv) 下部漏水帯 v) 下部湧水帯 である。山体かん養帯では、降水によるかん養のみが行われる。このかん養された地下水は山体の地形に沿って流下し、標高1,600m付近でその一部が谷の中に堆出する。すなわち1,600m湧水線が形成される。この1,600m湧水

線から、山麓緩斜面上に湧泉が分布しはじめる中部湧水帯の上限までが中部かん養帯である。この帯では、谷中に湧泉があり、河川の基底流量を形成するが、山麓斜面上ではかん養のみが行われる。中部湧水帯では、山麓緩斜面上にも湧泉が分布し、その上限は水田分布上限にほぼ一致する。ここに分布する湧泉の多くは山麓の中・小河川の源流になっている。八ヶ岳山麓の縁辺部は宮川、釜無川、千曲川などの河川によって、外側の基盤山地と画されているが、これらの深い谷に面した山麓台地上では地下水位（頭）が低くなり、地表水の浅層地下水（不圧地下水）への漏水が生じている。この地帯が下部漏水帯である。下部湧水帯は上述の火山山麓縁辺部を形成する河谷沿いの地帯であり、火山体から山麓にかけて降った降水のうち蒸発散量をのぞく全かん養量が集まる地帯である。

八ヶ岳山麓では、蒸発散量の値は石橋ほか（1969）による蒸発散率による計算が実際の流出量とよく一致する。このことは、八ヶ岳火山が本州中央部にあって、山体部分と山麓とで標高による降水量の相異があまりないことと合わせて、単位面積当りのかん養量を設定することが可能になる。単位面積当りのかん養量は降水量から上述の方式で算出した蒸発散量を引いた値で、月あるいは年単位の水収支を行う際に用いられる。

D 地下水収支

火山山麓の地下水流動の特徴は帯水層の高い透水性と地下水面（頭）勾配の急なことによる流動速度の速い点にある。このため、地下水盆の収支は平野部におけるそれと異なり、人為の加わる以前から自然の流動が生じている。しかも、この流動は地表水と一体となっている為に地下水のみの収支は困難である。また、地下水流動は必ずしも河川流域とは一致しない流動域で生じ、地下水の集水域はしばしば河川流域を越えて広がっている。さらに、八千穂層群の地下水盆では、地下水位は年単位の周期によって元の水位に戻ることなく、数年以上の長周期を有することが推定される。

帯水層単位の地下水収支、すなわち累層の地下水収支については、各地下水帯ごとに、地表水の流出と合わせて行った。この結果、八ヶ岳山麓では、中部かん養帯以下の各帯では、地下水の恒常的の排出によって河川の基底流量が維持されている。この基底流量維持のための地下水の低下量は山体側で大きく、山麓で小さい。下部漏水帯では基底流量も漏水のため減少する。

また、溶岩台地である霧ヶ峯地域では、山体かん養が直接下部湧水帯に接続しているために、基底流量維持に関する地下水の低下量は非常に大きい。

一般的に火山山麓では、単層単位の地下水の収支は困難であるが、溶岩中の地下水の流動については、その溶岩が地表近くに分布し、下位の地層との間に透水性の相異があるような場合には、地下水収支が可能である。この場合に、その溶岩分布域に降る降水から蒸発散量をのぞいた単位面積当りのかん養量のほとんどが地下に浸透すると、溶岩末端で湧出する湧水の水温は溶岩上の集水域の降水温度の年間加重平均値に等しくなる。

E 今後の課題

筆者は八ヶ岳山麓を火山山麓のひとつの典型として、その地下水の流動について検討してきたが、この火山と同様の活動史を有する火山も多数存在することが推測される。すなわち、多くの火山山麓で湖成層の分布が知られていることや、中腹以上に湧水が見られる火山も多い。これらの火山の山麓に、八ヶ岳山麓において明らかにされた地下水の賦存形態を対置し、

個々の火山の特殊性と火山一般に適用されるべき法則性を区分することが必要であろう。

また、本論文をまとめるに当たってもいくつかの問題点が残された。そのうちのひとつは地下水の水質に関連して、地下水に溶解している物質の収支である。この手がかりとしては、下部漏水帯の水田から滲透する化学物質（例えば NO_3 ）の滲透と河川への排水の機構を明らかにすることが挙げられる。また、火山活動自体と地下水の流動との関連についても、今後の課題として残された。本論文では、火山活動の結果として生じた地下水盆地中の地下水の流動という観点で地下水をあつかってきたが、その地下水がまた火山活動に関与するという点も考えなければならない。火山噴出物には多量の水が含まれているが、この水のうち、地下水に由来するものも少なくないはずである。この検討は、八ヶ岳火山のように活動を停止した火山については、いわば古水文的研究となると同時に、現在活動中の火山についての地下水の流動に関する研究が待たれる。

IX 謝 辞

この論文をまとめるにあたり、北海道大学理学部教授番場猛夫博士からは終始かわらぬ御指導をいただいた。北海道大学理学部教授中尾欣四郎博士、同教授勝井義雄博士、同教授加藤 誠博士からは有益な御教示・御助言をいただいた。北海道大学名誉教授湊 正雄博士からは常に適切な御助言やはげましの言葉をいただいた。北海道大学理学部地質学鉱物学教室の箕浦名知男博士、熊野純男氏をはじめ層位学講座の皆様からは、研究の場を与えられたうえに、さまざまな御助言と御援助を受けた。ここに謹んで深謝の意を表す。

野外における研究に際しては、信州大学理学部教授郷原保真博士、同助教授酒井潤一博士から有益な御指導と御援助をいただいた。水質分析に際しては信州大学理学部教授渡辺晃二博士から親切な御指導をいただいた。八ヶ岳団体研究グループの皆様からは、10年以上にわたって御批判・御討論をいただいた。松本鑿泉工業株式会社菅野 匡氏からは深井戸資料の御提供をいただいた。国際航業株式会社大野勝次博士、東北農政局工藤 浩氏、北海道開発局谷岡健則氏、茅野市役所帯川哲男氏には、筆者が農林省在職中の調査・研究に際して、多大の御援助と御協力をいただいた。信州大学理学部地質学教室上條ゆり子氏、田中玲子氏、横川洋子氏には文献復写、通信事務などでお世話になった。ここにあわせて深謝の意を表す。

最後に、蓼科山南麓を調査中、1975年6月に不帰の客となった故小菅龍昭氏の御冥福を祈り、生前の同氏の御協力に感謝する。

文 献

- Boulton, N. S. and T. D. Streltsova, 1978. Unsteady flow to a pumped well in a fissured aquifer with a free surface level maintained constant, *Water Resources Research*, 14 : 527-532.
- Calkins, F. C., 1905. Geology and water resources of a portion of East-Central Washington, U. S. Geol. Survey water Supply Paper, 118 : 1-96.
- 地質調査所, 1966. 富士山城水理地質図, 同説明書, 日本水理地質図, 14, 31pp.
- 地質調査所, 1966. 関東平野北西部水理地質図, 日本水理地質図, 10.
- 地質調査所, 1968. 日本地質図 1/5,000,000.

- 地質調査所, 1975. 島原半島水理地質図, 日本水理地質図25.
- Crosthwaite, E. G., 1957. Ground-water possibilities south of the Snake River between Twin Falls and Pocatello Idaho, U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 1460-C : 1-145.
- Davis, S. N. and R. J. M. DeWiest, 1966. Hydrogeology, John Wiley, New York, 467 pp.
- DeRoever, W. P., 1966. Dacitic ignimbrites with upward increasing compactness near Sobolangit (NE Sumatra, Indonesia) and their peculiar hydrology, Bull. Volcanol., 29 : 105-111.
- 福富忠男, 1933. 地下水, 岩波講座, 地理・地質, 岩波書店, 東京, 88pp.
- 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, 地質雑, 70 : 379.
- 郷原保真, 1950. 地下水の探査方法について, 資源研彙報, 16 : 33-42.
- 郷原保真・松井 健・藤田弘治・鈴木好一, 1950. 島原半島眉山東麓の温泉徴候について, 地質雑, 56 : 268.
- 郷原保真・熊井久雄・酒井潤一, 1978. 第四紀の不整合について, ——ハケ岳火山山麓を例として——, 不整合討論会予稿集, 141-155.
- 北海道開発局農水産部・北海道開発局土木試験場, 1974. 営農用深層地下水調査南利尻地区最終とりまとめ報告書, 46pp.
- 北海道開発局農水産部・北海道開発局土木試験場, 1974. 営農用深層地下水調査鹿部地区, 52pp.
- 北海道開発局農水産部・北海道開発局土木試験場, 1978. 営農用深層地下水調査新田地区, 66pp.
- 北海道開発局農水産部・北海道開発局土木試験場, 1979. 営農用深層地下水調査東藻琴地区, 72pp.
- 北海道立地下資源調査所, 1971. 羊蹄山麓湧泉調査報告書, 27pp.
- Hutt, J. L., 1956. Fluid flow in simulated fractures, A. I. Ch. E. Journal, 2 : 259-264.
- 井上禧之助, 1917. 富士四近水理調査報文, 地調報, 63 : 19-78.
- 井上禧之助, 1917. 富士四近の水理, 地学雑, 29 : 581-594, 645-652.
- 石橋 豊・田辺邦美・内藤利貞・林 弘宜, 1969. 農業水文, コロナ社, 東京, 216pp.
- 岩井田黎一郎・佐々木実, 1951. 富士宮北部の地質と地下水, 地質雑, 57 : 111-118.
- 菅野 匡, 1980. ハケ岳西麓における地質と地下水, 信州大学理学部卒業論文, 76pp.
- 関東農政局, 1965. 農業用地下水調査報告書ハケ岳山麓地区, 157pp.
- 関東農政局, 1971. 農業用地下水調査報告書ハケ岳西麓地区, 168pp.
- 関東農政局, 1976. 望月郷の地下水, 230pp.
- 関東農政局, 1979. 富栄養化対策調査報告書諏訪湖地区, 164pp.
- 河内晋平, 1961. ハケ岳火山列 I, II, 地球科学, 55 : 1-8, 56 : 11-17.
- 河内晋平, 1974. 蓼科山地域の地質, 5万分の1地質図・同説明書, 地質調査所, 東京, 101pp.
- 河内晋平, 1977. ハケ岳地域の地質, 5万分の1地質図・同説明書, 地質調査所, 東京, 92pp.
- 河内晋平・荒牧重雄, 1979. 小諸地域の地質, 5万分の1地質図・同説明書, 地質調査所, 東京, 39 pp.
- 北ハケ岳サブ・グループ, 1980. ハケ岳北東麓における鮮新・更新統, 総研〔島孤変動〕研究報告, 2 : 39-47.
- 熊井久雄・工藤 浩, 1979. 火山島の地下水(その1), 信州大学紀要14 : 107-115.
- 熊井久雄・ハケ岳団体研究グループ, 1980. ハケ岳火山活動史, 地学団体研究会第34回総会学術シンポジウム講演要旨集, 59-65.

- 熊井久雄, 1981. 温泉胚胎層の水理定数について, 杉山隆二ほか編, 堆積盆中の流体移動, 東海大学出版, 東京, (印刷中).
- Kuno, Hisashi, 1952. Cenozoic volcanic activity in Japan and surrounding areas, *New York Acad. Sci.*, 14 : 225-231.
- 蔵田延男, 1950. 水理地質の基礎的考察, *地質雑*, 56 : 323-330.
- 蔵田延男, 1951. 三島熔岩流の地下川について, *地質雑*, 57 : 78-86.
- 蔵田延男, 1952. 三島湧泉群についてその後の知見, *地質雑*, 58 : 552.
- 九州農政局計画部, 1964. 島原半島地区大規模農業用地下水調査報告書, 176pp.
- Landes, H., 1905. Preliminary report on the underground waters of Washington, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 111 : 1-85.
- LeGrand, H., 1979. Evaluation techniques of fractured-roch hydrology, in Back, w. and D. A Stephenson (Guest Ed.) *Comtemporary hydrogeology— The George Burke Maxey Memorial Volume, J. Hydrol.*, 43 : 333-346.
- Lindgren, W., 1903. The water resources of Molokai, Hawaiian Island, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 77 : 1-62.
- Littleton, R. T. and E. G. Crosthwaite, 1957. Ground-water geology of the Bruneau-Grand View area, Owyhes County, Idaho, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 1460-D : 1-198.
- Logan, J., 1964. Estimating transmissibility from routine production tests of water well, *Ground Water*, 2 : 35-37.
- McCombs, J., 1927. Methods of exploring and repairing leaky artesian wells on the island of Oahu, Hawaii, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 596 : 1-33.
- Meinzer, O. E. and F. C. Kelton, 1913. Geology and water resources of Sulphur Spring Valley, Arizona, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 596 : 1-33
- Meinzer, O. E., 1923. The occurrence of groundwater in United States, with a discussion of principles, U. S. Geol. Survey Water Supply Paoer 489 : 1-324.
- Meinzrr, O.E., 1930. Groundwater in the Hawaiian Islands, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 616 : 1-28.
- 松井 健・郷原保真・藤田弘治, 1950. 島原市眉山麓の温泉探査, *資源研彙報*, 16 : 47-57.
- 松本征夫, 1979. 本州会合部における火山活動, *地球科学*, 33 : 192-199.
- 松下久道, 1965. 雲仙火山地域の水理地質学的研究, 九州大学島原火山温泉研究所報告 No. 1
- 三井嘉都夫, 1949. 富士山麓の地下水, *資源研彙報*13 : 59-64.
- 宮本 昇, 1968. 富士火山麓の水理地質学的研究, 86pp. (未公表).
- 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, *地質雑*, 68 : 282-292.
- 水資源開発コンサルタント, 1976. 富士南麓地域の水理地質, 133pp.
- 柳倉克幹・宮島吉雄, 1976. 阿蘇西麓地下水盆の水収支, *日本地質学会第83年学術大会講演要旨*, 83.
- 森谷虎彦, 1965. 火山山麓の地下水 (I), (II), *陸水学雑誌*, 26 : 26-40, 76-85.
- 村下敏夫, 1951. 富士東斜面の陸水, *陸水学雑誌*, 15 : 3-4
- 長野県企画部, 1970. 浅間山麓地域地下水水源調査報告書, 93pp.
- 西島輝之・田中恭一・栗原権二郎, 1969. 大山西麓部の水理地質, *応用地質*, 10 : 52-58.
- 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.

- Russel, I. C., 1901. Geology and water resources of Nez Perce County, Idaho, pt. 1, U. S. Geol. Survey Water Supply paper, 53 : 1-85.
- Russel, I. C., 1902. Geology and water resources of the Snake River Plain of Idaho, U. S. Geol. Survey Bull, 199 : 1-192.
- 酒井軍治郎, 1965. 地下水学, 朝倉書店, 東京418pp.
- 西条八東, 1951. 火山地域の地下水 (I), 陸水学雑誌, 15 : 166.
- 佐々木実, 1959. 富士山西南麓の地質と地下水, 地学雑, 68 : 34-43.
- 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, 柴田教授退官記念論集, 350-353.
- Schwennesen, A. T. and O. E. Meinzer, 1919. Groundwater in Quincy Valley, Washington, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 425 : 147-150.
- 清水欣一, 1964. 大山北西部の湧泉の水理地質学的研究, 応用地質, 5 : 136-144.
- 信州大学理学部地質学教室, 1976. 塩尻市勝弦地域地下水動向調査報告, 塩尻市役所, 塩尻市, 49pp.
- Stearn, H. T., 1928. Geology and water resources of the upper McKenzie Valley, Oreg., U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 597 : 171-188.
- Stearn, H. T. and W. O. Clark, 1930. Geology and water resources of the Kau District, Hawaii, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 616 : 1-194.
- Stearn, H. T., 1942. Hydrology of lava-rock terranes, in Hydrology, edited by O. E. Meinzer, Dover, New York, 678-704.
- Streltsova, T. D., 1976. Hydrodynamics of groundwater flow in a fractured formation, Water Resources Research, 12 : 405-414.
- 高橋 一・柴崎達雄・古川博恭, 1962. 鹿児島県南薩台地の地質および地下水, 地質雑, 68 : 421.
- 高橋 稠・永井 茂, 1970. 熊本県白川および黒川流域水理地質図, 日本水理地質図19, 地質調査所, 東京.
- Winograd, I. J., 1971. Hydrogeology of ash flow tuff a preliminary statement, Water Resources Research, 7 : 994-1006.
- 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.
- 山口久之助, 1975. 利尻島の水収支, 応用地質, 16 : 103-104.
- Yamamoto, S., 1959. The volcanoslope springs in Japan, Proc. I G U Regional Conference in Japan, 1957, 222-224.
- 山崎直方, 1898. 八ヶ岳火山麓地質調査報告書, 震予報告, 20 : 13-17.
- 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.
- 横山 泉・荒牧重雄・中村一明, 1979, 火山, 岩波講座, 地球科学, 7, 岩波書店, 東京, 294pp.
- 神保小虎, 1917. 富士の人穴と湧水, 地質雑, 24 : 31-32.

Hydrogeological Study of the Yatsugatake Volcanic Terrain

Hisao KUMAI*

*Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University
(Received Aug, 17, 1981)

ABSTRACT

The water resources of a volcanic terrain are generally richer than those of other areas, because this type of land is made up of aquifers with excellent reservation capacity. However, the mechanism of groundwater storage and the groundwater flow process have not been made clear yet. For instance, it is difficult to explain the presence of springs halfway up some volcanoes. To investigate these points, the author studied the Yatsugatake volcanic terrain quantitatively for its groundwater storage mechanism and the relationship between the surfacewater and the groundwater of the terrain and constructed a water balance model of the general volcanic terrain.

The Yatsugatake volcanic area is made up of the Yachiho and the Hirose groups which form the independent sedimentary basins each other corresponding to the shift of the volcanic activity center. In addition, each basin form a groundwater basin and a long and wide regional flow system which move from the volcanic body to the piedmont. The unite aquifers constitute the formations in the Yachiho and the Hirose groups.

The 5 groundwater zones in the Yatsugatake terrain show different characteristics of groundwater and are divided from the volcanic body to the piedmont.

- i) Volcanic body recharge zone : This is a recharge zone made by precipitation. There is no base flow into the valley.
- ii) Middle recharge zone : This zone is located in the upper part at 1,600m altitude, where the spring groups in the valley form a line along the contour line. About 10% of the groundwater flowing from the upper part is discharged along this line.
- iii) Middle spouting zone : This zone has many springs on the piedmont planation surface. About 40% of the groundwater flows from the discharges of the upper zone.

- iv) Lower leak zone : This zone is situated on the piedmont planation surface and faces the deep valley which marks the edge of the terrain. The potential of confined groundwater is about 10m lower than the unconfined groundwater in the area.
- v) Lower spouting zone : This zone is found in the deep valley which marks the edge of the volcanic terrain. All of the recharged groundwater of the terrain is discharged in this area.

The water balance of every zone were calculated with the surface water discharge. The result of this calculation showed clearly that the base flows of the rivers of the lower zones rather than the middle recharge zone were supported by the constant discharge of groundwater. The groundwater table draw down rate which supports the base flow was 0.032m/day in the middle recharge zone, 0.017m/day in the middle spouting zone and 0.004m/day in the lower spouting zone. Base flow in the lower leak zone decreases due to the leakage to groundwater, and it increases in the paddy field due to the leakage from surfacewater.