

地下水調査の現状と問題点

— 1 9 8 5 —

日本応用地質学会関西支部

目 次

1. 地下水に関する技術講習会の開催にあたって……………	鶴巻 道二	1 - 2
2. 地すべり地における地下水脈の探査……………	竹内 篤雄	3 - 30
3. 山地地下水の挙動について ―六甲山地を例に―……………	内藤 光雄	31 - 50
4. 山地地下水の水質特性 ―六甲山地を例に―……………	吉岡 龍馬	51 - 82
5. 地下水と山崩れ……………	沖村 孝	83 104
6. 地下水の単位面積排水量とその展開……………	清水 欣一	105 - 114
7. 揚水試験の解析に関するいくつかの検討……………	谷岡 健則	115 - 128
8. 地下水塩水化の機構について……………	福尾 義昭	129 - 152
9. 地下水流動の数値解析法……………	中屋 真司	153 - 172
10. 塩分希釈法による河川流量の測定法とその水文地質学的応用 ……………	鶴巻 道二・上田 敏雄	173 - 212
11. 建設工事における地下水問題と調査……………	西林 清茂・須藤 賢	213 - 240
12. 付 録……………		241 - 244

地下水に関する技術講習会の開催にあたって

鶴 巻 道 二*

地下水は良質の水資源であり、地下水はその開発と利用の適正化に貢献してきた。また近年は、土木・建設工事が大規模化するにつれて、地下作業の安全性と経済性を見地から、地下水対策が重視されるようになった。

地下水に関する調査・解析の理論や方法には、進歩の著しいものもあるが、例えば、利用の適正化の面では涵養量や開発可能量の算出について、地下水対策の面では山地地下水の挙動について、それぞれ未解決の問題が多い。このことは、現実の地盤における地下水の状態が、極めて複雑であることによるものと云えよう。したがって、理論や方法の適用については、正確な知識と十分な理解がなければならない。さらに、地下水に関する技術は、経験工学的な性格をもっていることも認めなければならない。

地下水学には、地下水の産状と分布を掌る地質学、水の循環や地中への水の供給を解明する水文学、地下水の運動を解釈する流体力学、水と地層・岩体との相互作用の結果としての水質を究明する地球化学、などの関連する学問領域と役割がある。このように、地下水は幅広い学問であるとともに、時代によって様々な実学的要求を受入れてきた。したがって、地下水に関心をもつ多くの領域の研究者・技術者が一堂に会して、調査・研究の場や手法について論議することが望まれる。

このような観点に立って、支部幹事会は地下水に関する技術講習会を企画し、60年度支部総会にこれを提案し、支部としては初めての講習会開催の運びとなった。講習会のテーマは、「地下水調査の現状と問題点」とした。各講師には、最新の理論や方法の解説とともに、それらがもつ問題点も併せて指摘して頂くことによって、会場での活発な討議を呼びおこし、実りの多い講習会としたいと期待している。

講師の方々は、ご多忙であるにもかかわらず執筆をお引受け下さり、本テキストを刊行することができました。講師各位に対し、ここに深く感謝いたします。

* 日本応用地質学会関西支部長

地すべり地における地下水脈の探査

竹 内 篤 雄 *

1. はじめに

多くの山地地盤災害が梅雨期、台風期、融雪期、等に発生していることから、その災害の機構を明らかにしようとする場合、地下水と土塊変動との関係に関する情報が求められるのは当然のことである。特に地すべりのように複雑な地形、地質、地下水の存在状態においては、両者の関係を究明し、どのような形で存在する地下水がどのような形で土塊変動に関与しているかを明らかにすることはその移動機構を解明し、適確な防止対策を立案する上で重要な課題となる。

したがって、地すべり調査において、地下水調査はすべり面存在深度確認調査と同等に極めて重要な位置を占め、「地すべりを制せんとするならば、まず水を制せよ」と言われる所以である。

本稿では地すべり地における地下水の存在状態、地すべり活動と地下水との関係について略記し、地すべり活動に直接的に最も大きな影響を与えると推察される地下水流脈の平面的、垂直的な調査法についてのべ、最後に地下水流脈の概念を導入した地すべり現象、防止対策の考え方について簡単に記してみたいと思う。

2. 地すべり地内外の地下水の存在状態と土塊変動

2-1 地下水の存在状態

地すべり地の地下水の供給源は、その場所も含めた集水域内の降雨・融雪水等の浸透、および地すべり地内外に存在する河川・溪流・沼池からの浸透、さらに用排水路・水田などからの漏水が考えられる。また地表の集水域に関係なく、地質的な弱線部に沿って遠方からあるいは地下深部から土塊内へ流入してくる地下水もある。

このように種々の形をとっている地下水が、どのような形態で地すべり地内に流入し流出してゆくのであろうか。経験によると、排土工による防止工事後の切り取り斜面や、急激に活動した地すべりの滑落崖に地下水が脈状に湧出・噴出しているのを散見する。

今日まで実施された地下水追跡調査結果によると、地下水流速は $10^0 \sim 10^{-2} \text{ cm/sec}$ のものが多い。これらの数値を用いて透水係数を求めると $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{ cm/sec}$ となる。先記のような流速を保持できる地下水層が地すべり地内外に存在すると仮定するならば、その地層は土質工学の教え

* 京都大学防災研究所

るところによれば¹⁾「きれいな砂」または「きれいな砂利混りの砂」ということになる。このような土質で構成されている地層が地すべり地全域に層状に分布している場合に、上記のような流速をもつ地下水が層状に流動することが可能となる。しかしこの仮定は現実的ではない。地すべり地内外に掘削される試錐孔の孔芯を観察すると、上記のような地質状態にあることは殆んどなく、多くの場合は粘性土、砂礫土、風化岩、亀裂に富んだ岩、緻密な岩等水理地質的に見て難透水性、透水性の地層・土層が複雑に存在しており、地下水が均一に層状に流動できる状態にはなっていない。

試錐孔から得られる試料を用いて、その透水係数を実験室で求めると、多くの場合 10^{-4} ～ 10^{-6} cm/secという小さな値を示す。例えば滋賀県上仰木地すべり地の場合、現地での地下水追跡結果から求めた透水係数は 10^{-1} ～ 10^{-1} cm/secであったが、実験室で試錐孔芯を用いて求めた値は 10^{-4} ～ 10^{-7} cm/secという非常に小さな値であった。つまり両者の間には非常に大きな差がある。もし後者に基づいて地下水に主眼を置いた防止工事を行っても、現実的には水を排除することは難しいが、前者に基づいて水抜き工事を行うならば、その目的は容易に達成できる。実際には多くの地すべり地で、集水井、横孔排水試錐孔から多量の水が排出されているのを見ることができる。

このことは、地すべり地内外の地下水が実験室で得られるような小さな透水係数を持つ地層のみではなく、そのような地層の中に透水性の高い部分（一般に“水みち”と呼ばれている）が存在し、そこを地下水が速い流速で流れていることを暗示している。このような“水みち”は地すべり・山崩れ等が発生する山地地域のみではなく、平地部にも存在することが木村²⁾、湯原等³⁾によって指摘されている。

以上述べたことにより、地すべり地内外の地下水は層状に均一に流動しているのではなく、土塊内の一部に透水性のよい所があり、そのような所が互いに連絡し合っ一つの水みちを形成していると考えられる。つまり地すべり地内外には流動地下水と滞留地下水とが存在し、前者が水みちを流れ、後者はいわゆる地下水層を形成しているものと推察される。しかもこの地下水層はかならずしも地表面の起伏に相似した地下水面を有するとは限らず、多くの地すべり地で観測されているように、その等水位面が複雑になっている。この原因の一つには、内藤等⁴⁾、田中⁵⁾等によって指摘されているように、何枚か存在する滞水層または透水層を1本の試錐孔で掘り抜いて、その水位（平衡水位、偽水位）に基づいて等水位面を描いていることにある。

上述した2種類の地下水は分離して存在するのではなく、図-1に示すように滞留水（滞水層）の中に流動水（透水性のよい部分すなわち“水みち”）が包含されている形を取っている。そしてこの透水性のよい部分を流れる水が 10^0 ～ 10^{-1} cm/secという速い流速を持つものと思われる。

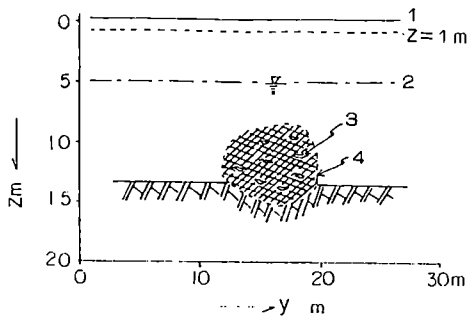


図 1 地下水流脈の模式図

1. 地表面 2. 地下水面 3. 地下水が大きな浸透速度で流動している部分
4. 計算によって推定される流脈の規模

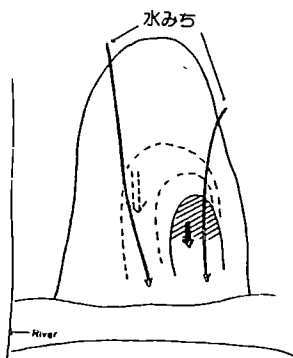


図 2 水みち閉鎖による地すべり発生模式図

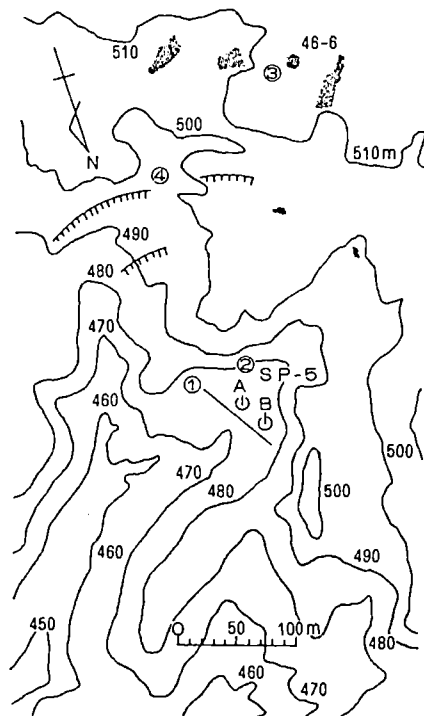


図 3 松之山地すべり地塊口地区における地温測定線(①)と地中内部ひずみ計(③)および湧水点位置(②)の関係。④は亀裂発生位置

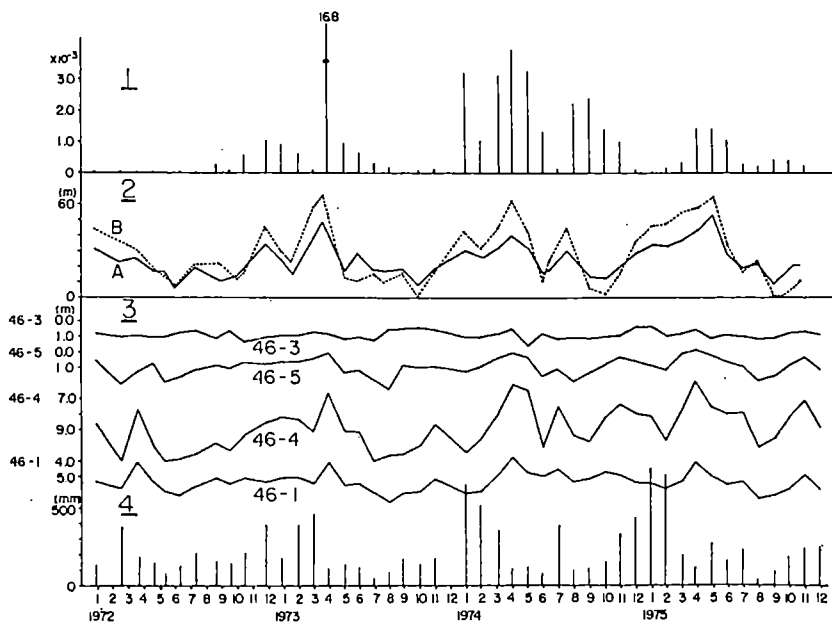


図 4 地下水流脈の盛衰と地すべり活動

1. 地中内部ひずみ計のひずみ量, 2. $\theta_{z=1}-y$ 図から推定した流脈の規模,
3. 地下水位, 4. 降水量

2-2 水みちの存在と地すべり活動

一般に地すべり・山崩れは集中豪雨、長雨、あるいは融雪末期に多発する傾向があることから推測すると、流速の速い水脈状の地下水がその発生・活動に大きな影響を与え、流速の遅い滞留性の地下水はむしろ地すべり・山崩れの活動規模に強い影響力を持つのではないかと考えられる。

滋賀県串林地すべり地では既存の水みちが盛土によって押し潰され、その背後に地下水が貯留され、それが原因となって土塊活動が生じている⁶⁾。静岡県由比地すべり地、長野県豊野地すべり地および高知県繁藤崩壊性地すべり地では大雨により水みちが異常に拡大し、それが原因で小崩壊が起こり、引き続いて大きな土塊活動に発展した⁷⁾。長野県牧内地すべり地は松代群発地震による地殻変動が原因で地下深部の被圧地下水が上昇し、それと併りからの長雨による風化土層の軟弱化とが重合して土塊活動が発生したと推測されている⁸⁾。

上述の例のように、水みちの一部に何等かの原因で異常が生じた場合、図-2に示すように、その背後に地下水が貯留され、周辺土塊中の間隙水圧が局部的に急上昇し、その部分の土塊のすべり力に対する抵抗力が減少して局所的な土塊活動が起こる。これが周辺土塊の安定を損なう原因となり、大きな地すべり・山崩れに発達することになる。その際にそれが大規模な土塊活動に発展するか否かはその時点の周辺土塊の物理的・化学的風化による土質強度の低下の程度、その現象の起きた前後の気象条件、並びに地質・地形的因子に依存すると思われる。

融雪水浸透による水みち拡大が誘因となって土塊活動が発生した一つの観測例を以下に示す。

調査地は新潟県松之山地すべり地兎口地区の水みちの露頭SP-5を中心とした場所で、周辺地形は図-3のようになっている。図に示す位置に長さ60mの定測線を設け、3m間隔に1m深地温測定用の測温体を埋設した。この定測線から南東約200mの所に地中内部ひずみ計を埋設し、土塊内部の変動状況を把握し、さらに調査地周辺に掘られた試験孔の水位を測定した。これらの観測は1972年1月から1975年12月までの4年間月1回の割合で行われた。観測結果を図-4に示す。1は地中内部ひずみ計の最も変動の大きかった深度24mのひずみ量を、2は推定された流脈規模の変動を、3は地下水位を、そして4は各水脈規模推定までの間の累積降水量を各々示す。図を見ると、降水量と地下水位の関係は冬期間は2-3ヵ月遅れ、夏期間はその遅れがないことが認められる。地下水位の昇降と流脈規模の盛衰との間には強い相関性が認められる。最後に流脈規模と土塊変動とを対比すると、両者間にも強い相関性が認められる。特に1973年4月の流脈規模の急激な増大は土塊内部の抵抗力を著しく弱めたようで、ひずみ量が極端に増大している。1972年末にも流脈の増大が認められ、ひずみ量も増加している。両者共最大ひずみ方向は同一であったので、1972年末にすでにすべり面は形成されつつあったようである。このような状態にある時に融雪水が多量に供給されたために、その周辺に過剰間隙水圧が発生し、これが誘因とな

って土塊変動が生じたものと推察される。この時点において図-3に示すように、湧水点SP-5を中心として馬蹄形状に多数の亀裂が発生し、局部的な土塊変動が生じたことが観察された。しかし4月以降はひどい渇水状態になったため、流脈の規模も急速に収縮し、土塊に与える影響力も減少してその土塊変動は終息した。この局部的な土塊変動は毎年融雪期および大雨期には流脈規模の増大に伴って復活していることが図-4に示されている。

上記の長期観測結果によって、地すべり活動に大きな影響力を持つ地下水は水脈状に存在している可能性が強く、これが何等かの原因で異常現象を引き起こすと、局部的な土塊変動を生ずる虞れのあることが示された。またこの変動が誘因となってその時の周辺の状況によっては大きな地すべり・山崩れに移行する可能性が十分有り得ることを示している。

3. 現行地下水調査法の問題点

前章にのべたことから水みちの存在位置、規模に関する情報を得ることは、地すべり・山崩れの発生・移動機構の解明および防止対策を考える際に非常に重要性を帯びてくる。したがって水みちの存在位置をできるだけ正確に把握する必要がある。

3-1 間接的調査法の問題点

地すべり地内外の地下水の容器、分布状況を間接的に把握する方法として弾性波探査、電気探査、自然放射能探査等の物理探査がある。これらは主として地下水の平面的分布とその流路あるいは貯留層となりやすい地質構造についての情報を得るために実施されるもので、各々それなりの成果を挙げている^{9), 10), 11), 12), 13), 14)}。しかし、それらの結果には地すべり活動に直接関与している地下水と無関係な地下水の両者が含まれてしまうと共に、これらの探査法では、流動水と滞留水とを分離解析するのは非常に難しい面がある。したがって、これらの結果に基づいて地下水排除工を実施しても、計画通りに効果が挙げられない場合がしばしば認められる。

3-2 直接的調査法の問題点

一方地すべり地で一般に行われている調査法には、薬品投入による地下水追跡調査、地下水検層、水位・水圧観測、水質分析等がある。これらの調査は地下水流路を探ると共に、その水塊分析を行うために実施され、何等かの形で直接地下水に触れるため、得られる情報は地すべり活動に直接結びつく場合が多い。しかし、これらの調査を行うためには何等かの形で湧水点・試錐孔・沼池・井戸等の水を採水・観測しなくてはならない。このことは上記の諸方法によって得られる情報の精度が採水点・観測点の多少によって大きく左右されることを示唆している。したがって、これらの方法では湧水点・沼池・井戸の少ない調査地や、経済的理由によって多くの試錐孔を掘ることのできない調査地では、正確な地下水に関する情報は期待できないことになる。

現行の地下水調査により得られる情報は貴重なものであり、これらの情報を一層有効的に生かすためには、これらの調査を行う前に予じめ水みちの流動経路を推定しておき、その経路の存在を確認するために現行の諸調査を行うという方法がよいのではないかと思う。このように現行調査法の特長を生かした効果的な調査を実施すれば、土塊活動と直接結びついた資料を得ることができると共に、地下水排除に関するより効果的な防止工事を施工することができるのではないかと考える。

4. 1 m 深地温測定調査法

浅層地温探査法はこれまで主に温泉源調査法の一つとして調査研究が進められてきており、古くは依田¹⁵⁾、野溝・山下¹⁶⁾によって1 m 深地温測定による温泉調査がなされている。その後福富¹⁷⁾、¹⁸⁾等によって理論的研究が行われ、湯原¹⁹⁾は1 m 深地温測定による温泉脈の存在深度、規模を理論的に推定する方法を提案した。温泉以外では野村・牧野²⁰⁾が探鉱を目的とした基礎的調査を行っている。

地下水の分野では Kappelmeyer²¹⁾、Cartwright²¹⁾、Ght²²⁾が浅層地温分布の乱れから上昇地下水の存在を把握しようとした。

地すべり地の浅層地下水に関する情報を得ようとして同調査を行ったのは1963年新潟県松之山地すべり地²³⁾が初めてである。国外では竹内²⁴⁾の方法を踏襲して台湾で陳²⁵⁾と李²⁶⁾が、またフランスでは Kimigalam²⁷⁾が地すべり地で同調査法を行っている。

4-1 調査法の原理

地すべり地で湧水点、試錐孔の水温を長期間測定すると、浸透速度の速い地下水の温度は年変化の巾が±2℃程度で比較的安定している。一方地表面付近の地温のそれは1 m 深で±1.0～1.3℃とかなり大きい。したがって、地表面付近の地温と流動地下水の温度との間には季節によってかなり大きな差が生ずる。そこでもし上述の地下水が脈状に流れている（水脈およびこれと同じ温度を有する水脈周辺の土塊を含めて地下水流脈、略して流脈と名付ける）とすれば、流脈周辺では流脈と周辺土塊との間の熱的關係により、流脈の存在しない場所に比べて異常を生ずる可能性がある（図-5）。この点に着目すれば、地表面付近の地温を測定し、温度分布の異常な場所を探り出すことによって流脈の存在位置を立体的に推定できる可能性がある。

なお理論的な検討についてはここでは触れる紙面的余裕がないため、TAKEUCHI²⁸⁾を参照されたい。

4-2 調査実施方法

4-2-1 調査実施時期

本調査は平常1 m 深地温（ θ_u ：地下水流脈の存在による温度の乱れを受けていない所の1 m

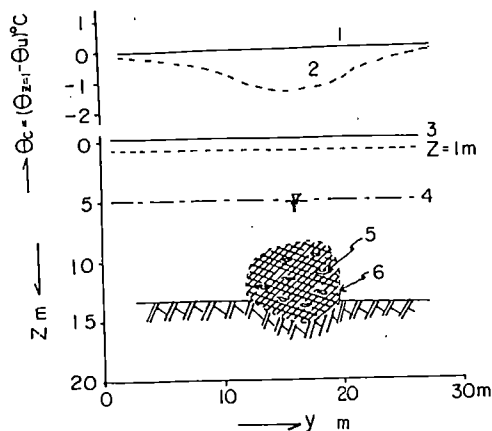


図 5 地下水流脈の模式図と浅層地温

1. 平常 1 m 深地温 (θ_0)
2. 夏秋期の地下水流脈存在によって乱された 1 m 深地温 ($\theta_{z=1}$)
3. 地表面
4. 地下水位面
5. 地質的弱部 (浸透速度の速い地下水の流れている所)
6. 計算によって推定される流脈の規模

表 1 1 m 深地温測定調査に必要な人と物

品 名	数 量	人 数
測定器	1 台	測定者 1 人
測 温 体	10 本	孔 開 け 2 ~ 3 人
鉄 線	2 ~ 3 本	測温体運搬 1 人
大ハンマー	2 本	検 査 強 力 1 人
検 閲 50 ~ 100 m	2 ~ 3 本	
ポ ー ル	4 ~ 6 本	計 5 ~ 6 名
野 帖		

表 2 測定野帖

調査場所:
使用器具:

調査地名:
調査年月日:

概

調査点	測温体	埋設時間	読み取り時間	地 温	地 況	孔内水	その他

表 3 測定値処理表

概

Ms. 概	Th. 概	読み取り値	測温体補正	経年変化補正	地 況	地温補正	偏差	標 高	孔内水	記 事

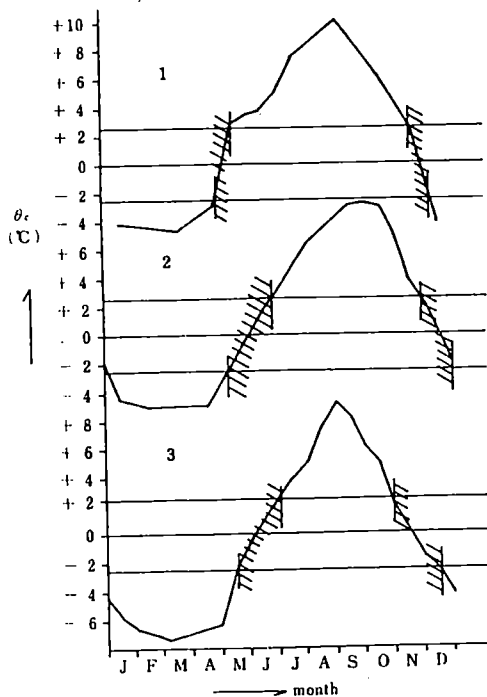


図 6 1 m 深地温測定調査適用可能時期、斜線部は同調査不適用時期を示す。

1. 宮神地すべり地 (兵庫県)
2. 松之山地すべり地 (新潟県)
3. 縄又地すべり地 (石川県)

深地温)と流動地下水温(θ_w)との差(θ_b)を利用したものであるため、両者が等しくなる時期には同調査法の適用は難しい。また小さな θ_b が存在してもその1 m深地温に与える影響が検出されないようなものでは困る。そこで θ_b が極大となる時期を地温測定調査の最適時期と名付け、これを求めたところ、日本では3月と9月を中心とした時期であることが判った²⁹⁾。一方不適当時期は5月と12月を中心とした時期である(図-6)。

4-2-2 測点網の決め方と人員

同調査を実施するに際しては、調査地の地形・地質等の因子および地下水に関する既存の資料を十分に検討した上で、測点網の設定範囲を決め、それを1/500~1/1000の地形図に記入する。測点は通常の地すべり地では想定される地下水流脈を横断する方向に10 m、それと平行方向に20 mの網目状に設けることを原則とする。ただし規模の小さな地すべり地ではさらに細かい網目とする³⁰⁾。

地温測定を行うには表-1に示した物品と人員が必要である。これだけのものがそろえば条件のよい所で1日70~80点、灌木などの伐採の必要な時は50点位が目安となる³¹⁾。

4-2-3 1 m深地温の測定方法

1 m深地温は決められた測点上に径25 mm長さ150 cmの半鋼製の鉄棒で深さ100 cmの孔をうがち、そこに1 m深地温測定用の測温体を挿入し、孔底に着いた時点で少し強く押し、針状に突出したセンサーを地中に突き刺して行う。測定には精度0.1℃のサーミスタ型精密温度測定器(全巾10℃、4段切替えて0~35℃測定)を用いる。なお測定に際しては竹内³²⁾が示した注意点をよく守って行い、質のよい資料を得るよう心掛ける。

同調査に用いる野帳を表-2、3に示す。

4-2-4 測定時に影響する因子

1 m深地温測定時には種々の因子がその測定値に影響を与えるので、この点について以下にのべる。

測温体補正：作業能率を上げるために通常10本の同一精度の測温体を用いる。これらの測温体間に各々個体誤差が存在すると、測定結果の精度に微妙な変化を及ぼす虞れがあるので、予じめ各測温体の個体誤差を算出しておき、現地で得られた各測温体による測定値を補正する。

開孔後測温体挿入までの時間：鉄棒で1 mの孔をうがった後測温体挿入までの間に1 m深地温が気温の影響を受けて変化するのではないかとまた鉄棒を地中に打ち込む場合、鉄棒と孔壁とが摩擦を起こすために、それによる熱で正しい地温が測定できないのではないかとという問題点がある。この点を種々の条件下で検討したところ、両者共測定値に有意ある影響を及ぼさないことが示されたので、一応孔が開き次第測温体を挿入することにした。ただ開孔後、孔中に小石等温度の異なる

異物が落下しないように注意する必要がある。

測温体挿入後読み取りまでの時間：測温体挿入後直ちに測定することは、測温体感温部が地温に同化していないために正しい温度を示さない虞れがある。そこで挿入後何分経過すれば正しい温度を示すかについて検討した。その結果5分以上すれば一応周辺地温を示すと判断されたので、実際には埋設後10分して測定することにした。測温体挿入後読み取りまでの時間は全測点において常に一定であることが望ましい。

4-2-5 1 m 深地温に關与する因子

1 m 深地温には日・年変化、地形、地質、および地況等種々の因子が影響を与えている。そこでこれらの各因子の地温に与える影響について検討し、その度合の大きなものに対してはその補正方法を示した。

経日変化補正：地温を測定する場合、その日変化が存在すると、各測定時間毎に測定値の温度補正を行う必要がある。特に調査が長期間にわたる場合は年変化の一部が表われるので各調査日毎にその補正を行う必要がある（図-7、表-4）。したがって、調査地の適当な場所に定点観測点を設け、毎日作業前、昼食時、作業後にその値を測定し、必要に応じてその補正を行う。

地質の相違による影響：地質因子の地温に与える影響は十分に考えられ、探鉱分野ではこの点が利用されたことがある²⁰⁾。地質の相違による地温への影響は地質を構成する岩石・土壌の熱伝導率の違いに起因している。この点を種々の条件で計算したところ、いづれも問題となる温度差は認められなかった。そこで地すべり地では地質の相違による1 m 深地温への影響は無視して差し支えないものとした。地質的に見て問題となりそうな場合には、試験孔芯を用いて熱的性質を測定し、上記の点を検討すべきである。

微地形の影響：斜面の傾斜方向および標高差等の地形的因子が地温に影響を及ぼすことが上原³³⁾、平田³⁴⁾等によって指摘されているので、この点について多くの地すべり地で検討した^{35), 36), 37)}。それによると、1 m 深地温と標高差との間には有意ある相関性は認められなかった。ただ微地形の急変点（石垣や急斜面等）では地温が乱されるのでこの点に留意して測点位置を決める必要がある³⁸⁾。

地況の影響：調査地には色々な地表面の状況（林、畑、裸地、等）があり、これが1 m 深地温に大きな影響を与えていると思われる。今回まで集積された資料（6万2千点余）を地況別に集計し、各地況間の温度差を算出すると、夏・秋では林地（F）は低目に（全測定値の平均値との差が最低-2.0℃、平均-1.3℃）、道（B）や水田（C）は高目に（同最高+2.0℃、平均+1.0℃）検出されている（図-8）。その原因は各地況における全日射量の遮弊率、反射率、放射定数などの総合されたものが大きな影響力を持っていることが明らかにされている³⁹⁾。

このように大きな温度差は地温分布に非常に大きな影響を及ぼすので、調査地毎に地況別温度

表 — 4 経日変化の補正 (高須地すべり地の例)

(高須地すべり地の例)

月 日	時 間	$\theta_{z=1}$	気 温	天 候	平均値	補正値
9 29	10:29	19.74	24.20	○	19.65	-0.12
	13:05	19.59	25.80	○		
	16:35	19.61	19.50	○		
9 30	9:45	19.58	21.90	⊙	19.57	-0.04
	11:50	19.58	25.50	⊙		
	16:50	19.56	20.20	⊙		
10 1	10:30	19.53	20.00	●	19.54	-0.01
	13:25	19.58	20.40	⊙		
	15:30	19.52	19.00	⊙		
10 2	9:50	19.48	22.00	○	19.47	100.6
	13:00	19.47	26.50	○		
	16:59	19.47	21.30	○		
10 3	9:40	19.45	22.00	○	19.43	-10.10
	13:00	19.42	23.00	○		
	15:35	19.42	23.50	○		

(℃)

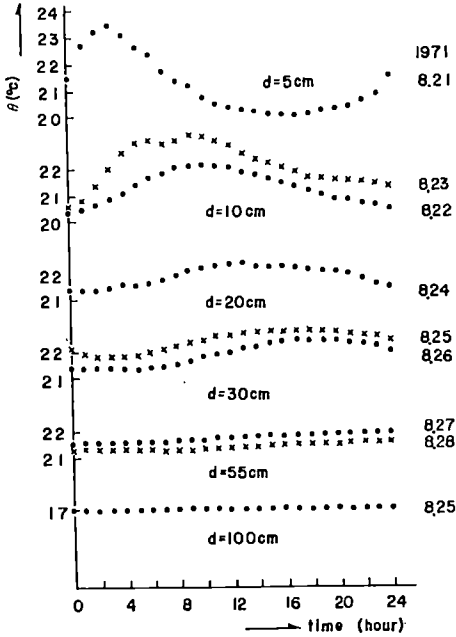


図 — 7 深度別地温日変化 (1971. 8. 21. 松之山)

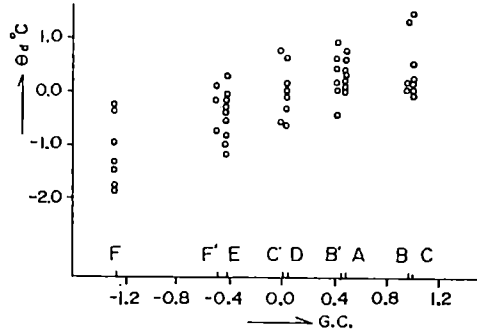


図 — 8 夏・秋期における地況の $\theta_{z=1}$ への影響の程度 G.C.: コード化された地況
 $\theta_{z=1}$: 地況の $\theta_{z=1}$ への影響の程度

表 — 5

- A—A: 裸地 (校庭等草の生れていない場所)
- B—B: 車のよく通る締め固められた道
- B': 車の入らない道で, 小径, 山道等あまり締め固められていない道
- C—C: 田の畦, 水田
- C': 湿潤地 (池沼のそば, 湧水点付近等常に湿っている所)
- C'': 元田 (2, 3年前まで田として使用されていた水田)
- D—D: 畑地 (少なくとも年1回は耕される畑)
- E—E: 草地 (耕されることのない土地)
- F—F: 林地 (樹種, 下生えの有無は問わない)
- F': 植木畑, 茶畑, 灌木, ヤブなど (樹令の小さな杉林や整備された苗林等を含む)

補正值を算出し、これを補正することにした⁴⁰⁾。

表-5に地況(測点を中心に半径3m以内の地表面の植生状況)の分類表を表を示した。

なお地況判別についての注意点は文献38)に示されている。

4-3 平常1m深地温(θ_u)と流動地下水温(θ_w)の求め方

本調査を行うには平常1m深地温と流動地下水温とを知る必要がある。 θ_w は調査地内の湧水または試錐孔内の地下水流動層の温度を測定すれば決められる。井戸水の温度を測定して θ_w とする場合は、その井戸が現在も使用されている必要がある。

一方 θ_u は対象地域の調査時の値を求める必要がある。日本各地の θ_u を推定する方法は福富¹⁷⁾が温泉脈探査に関連して統計的に求めている。彼の作製した図・表から任意の緯度と標高を持つ調査地の任意の月・日の θ_u を推定する経験式を作製した(表-6)。この表から求めた θ_u は現地のそれと1~2℃の差がある。この原因は実際の θ_u はその調査地の斜面の向き、地況条件、気候的条件(積雪期間の長短)などを含んでいるのに対し、表-6は緯度と標高と定数とに要約して表わそうとしたところにあると思われる。この点は現在200ヶ所の資料を基にしてその補正項を検討しつつある。

4-4 調査結果の再現性

1m深地温分布が測定のために全く異ったパターンを示すのでは、その結果の再現性・安定性に乏しく、かつその分布が地下の如何なる情報を捉えているのかを判断することが難しい。そこでこの点を検討するために2、3の地すべり地で定測線を設けて1~2年間測定を行った。その結果を図-9に示す。これらの図をみると、流脈が存在する場所は各測定時共流脈から離れた測点における地温に比べて常に何等かの変化を示している。このことは1m深地温測定によって得られるパターンが偶発的なものではなく、長期間地温に何等かの影響を存せし得る物理的に意味のあるものに起因していることを示唆している。これにより地温測定調査結果には十分に再現性があると判断した。平面的な分布状況の再現性についても松之山⁴¹⁾、御殿山(兵庫県)⁴²⁾、牛ガ谷(滋賀県)⁴³⁾、八木(兵庫県)⁴⁴⁾、大石(高知県)⁴⁵⁾、および佐波川(山口県)⁴⁶⁾の各調査地で確認されている。

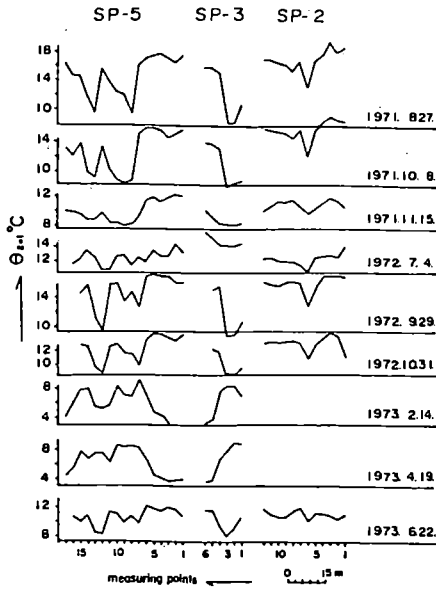
5. 温度検層による地下水調査法

2-1で述べたように地下水は単純な状態で流動してはいない。1m深地温測定調査によって平面的な水脈の存在位置は推定できるが、具体的な流動層の存在深度までは特定できない。地下水排除に重きを置いた防止工事を行う場合にはどの深さの水を抜く必要があるのかについての情報も要求される。そこで、ここでは浅層流動地下水の流動経路の確認調査および恒温層以深の深層地下

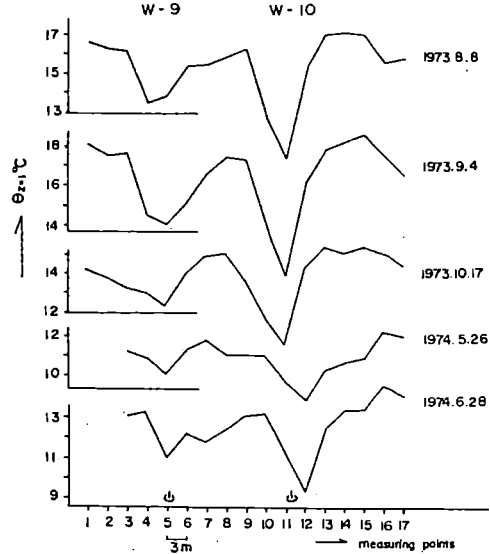
表 — 6 標高 (h) と緯度 (φ (L)) とから θ_w を求めるための表

		(°) range of φ (L)	(m) range of h
January	$\theta_w = -1.27\varphi$ (L) - 0.0020 h + 54.02	31 - 38	0 - 1000
	$\theta_w = -0.29\varphi$ (L) - 0.0020 h + 17.32	38 - 45	0 - 1000
February	$\theta_w = -1.31\varphi$ (L) - 0.0027 h + 54.18	31 - 38	0 - 1000
	$\theta_w = -0.21\varphi$ (L) - 0.0027 h + 12.71	38 - 45	0 - 1000
March	$\theta_w = -1.23\varphi$ (L) - 0.0040 h + 52.00	31 - 38	0 - 1000
	$\theta_w = -0.44\varphi$ (L) - 0.0040 h + 21.99	38 - 45	0 - 1000
April	$\theta_w = -1.12\varphi$ (L) - 0.0045 h + 51.00	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.00\varphi$ (L) - 0.0045 h + 46.29	41 - 45	0 - 1000
May	$\theta_w = -1.13\varphi$ (L) - 0.0047 h + 55.19	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.74\varphi$ (L) - 0.0047 h + 81.27	41 - 45	0 - 1000
June	$\theta_w = -1.09\varphi$ (L) - 0.0046 h + 57.06	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.55\varphi$ (L) - 0.0046 h + 76.72	41 - 45	0 - 1000
July	$\theta_w = -1.11\varphi$ (L) - 0.0043 h + 61.42	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.66\varphi$ (L) - 0.0043 h + 84.69	41 - 45	0 - 1000
August	$\theta_w = -0.99\varphi$ (L) - 0.0040 h + 59.37	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.55\varphi$ (L) - 0.0040 h + 82.60	41 - 45	0 - 1000
September	$\theta_w = -0.86\varphi$ (L) - 0.0037 h + 54.37	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.39\varphi$ (L) - 0.0037 h + 76.32	41 - 45	0 - 1000
October	$\theta_w = -0.83\varphi$ (L) - 0.0033 h + 49.87	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -1.05\varphi$ (L) - 0.0033 h + 59.24	41 - 45	0 - 1000
November	$\theta_w = -0.97\varphi$ (L) - 0.0028 h + 50.93	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -0.55\varphi$ (L) - 0.0028 h + 34.32	41 - 45	0 - 1000
December	$\theta_w = -1.01\varphi$ (L) - 0.0024 h + 46.67	31 - 41	0 - 1000
	$\theta_w = -0.51\varphi$ (L) - 0.0024 h + 28.72	41 - 45	0 - 1000

θ_w : 平野 1 m の深さの地温 (°C)
 φ (L) : 調査地の存在する緯度 (°)
h : 調査地の平均標高 (m)



(a) 新潟県松之山地すべり



(b) 兵庫県宮神地すべり

図 — 9 定測線における $\theta_w - \gamma$ 曲線の時期的変化

水の調査法に適している温度検層法についてのべる。この検層法は他の検層法に比べて得られた結果に因する因子が少なく、比較的単純に解釈できるという利点がある。

5-1 温度検層

5-1-1 原理

地下水が流動しているところでは熱は伝導によって移動すると共に、水の流れによっても転送され再配分される。その結果として地下水の温度と地中温度とが相互に影響しあって、流動状況に応じて複雑な地中温度分布を示し、周囲の地中温度分布とは異ったものとなる(図-10)。したがって予じめ平常垂直地温分布を調査地の岩石・土壌の熱的性質に基づいて計算しておき、これと実測値とを対比することにより、地下水の流れている深さとその厚さに関する情報を得ることができる。

5-1-2 検層方法

測定には防水型のサーミスタ精密温度計を用いる。センサーを予じめ孔内2m位いのところに吊し、十分に周囲の温度になじませてから孔口から通常は50cm間隔で孔底まで測温する。測定に要する時間は地下水位より上では1測点当り2~3分、地下水面下では10~30秒である。検層に際しては自然状態、温度を乱した状態、揚水・注水状態等種々の状態で行うことにより種々地下水の存在状態についての情報を得ることができる。

5-1-3 平常垂直地温分布の求め方

垂直温度検層結果を解釈する場合、地質層序・地下水位との対比はもちろんのこと、試錐日報との対比も重要であるが、流動地下水が存在しない場所の地温分布(平常垂直地温分布)との対比も欠くことのできない事柄の一つである。

一般に任意の深度・時間における地温は次式によって計算される。

i) 深度(Z)が恒温層より浅い場合

$$\theta_z = \bar{\theta}_0 + \theta_s \exp\left(-Z\sqrt{\frac{\pi}{m\tau}}\right) \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} \cdot t - Z\sqrt{\frac{\pi}{m\tau}}\right)$$

ii) 深度(Z)が恒温層より深い場合

$$\theta_z = \bar{\theta}_0 + r_z(Z - Z_i)$$

ここに θ_z は深度Zにおける地温、 $\bar{\theta}_0$ は年平均地温、 θ_s は年変化の片振巾、Zは深度、 π は円周率、 m は温度拡散率、 r_z は増温率、 Z_i は恒温層の深さ、 t は時間、 τ は周期である。

上式を用いて計算された地温分布と実測値とを対比することになる。

5-2 実施例(温度検層の必要性を含めて)

地すべり地の試錐日報をみると、湧水箇所と逸水箇所が1本の試錐孔において何箇所も存在する場合がある。また毎日作業前後に測定される水位一掘進長の関係をみると、ある試錐孔は掘進と

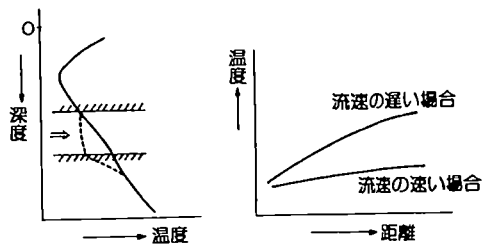


図 10 地下水流動と温度との関係

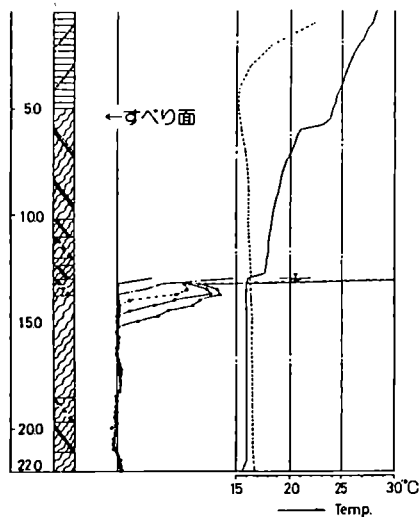


図 13 温度検層結果 (1980.2.12)
とすべり面との対比 (大石)

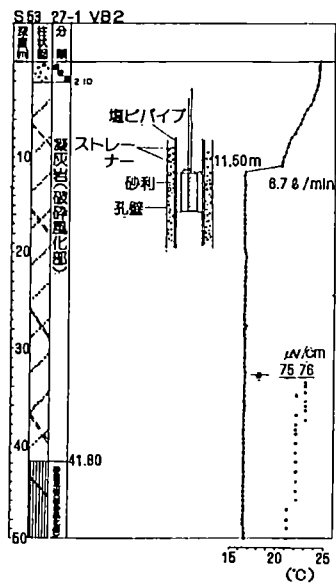


図 11 温度検層結果 (1980.9.9)
地下水流量との対比 (大西)

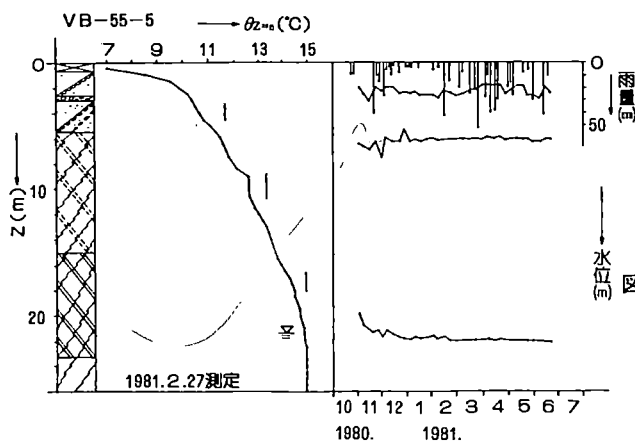


図 12 温度検層結果
(1981.2.27)
と地下水位との
対比 (椿山)

共に水位が低下し、ある試験孔は一定不変の水位を保持する。またある試験孔はある深度に達すると急に水位低下（上昇）を起こすというように、その様子は様々である。これらの事柄から推察すると、決められた深さまで掘られた試験孔の最終水位はその孔全体の流動地下水の平衡水位であり、真の地下水位とは異なっていると考えられる。したがって、地すべり活動と地下水位との関係を検討するためには土塊内に存在する何層かの地下水流動層を把握し、その各々の水位と土塊活動との関係を明らかにする必要がある。筆者等⁴⁷⁾はこれを「層別地下水位把握の必要性」と呼んでいる。その一つの手法として渡等⁴⁸⁾によって開発された地下水検層がある。これは孔内水位が地表付近までである場合には、流動層に関して有益な情報を提供してくれるが、水位の深い場合や無水位孔の場合には浅部にあるであろう流動層を把握することはできない。この欠点を補う方法として孔口からの温度検層による地下水流動箇所検出を行ったのである。

図-11の試験孔は水位が32m付近にある。一方温度検層結果によると11m付近に4℃近い温度の飛躍層が存在する。孔口に耳を近づけると水の落下する音が聞こえるので、温度飛躍層の少し下に遮水を施し、その湧出量を測定したところ6.7ℓ/minの水が湧出していることがわかった。この水の流出のために温度飛躍層以深がほぼ同一温度を示すものと推定された。したがってこの試験孔では11m位に一つの地下水流動層があり、さらに32m以深に別の地下水位が存在することになり、水位観測は浅層・深層用の2本の孔を設けて行うべきである。

図-12は深度25mの試験孔であり、最終水位は22m付近にある。そしてこの水位は降雨の影響をあまり受けていない。一方温度検層結果によると、4m、10m、および18m付近に温度の乱れが認められる。試験日報によると、これらの深度付近で逸水が記録されている。そこで本孔から各々50cm離れた所に5mと11mの深度をもつ試験孔を設け、水位観測をしたところ前者では3m付近に、後者では6m付近に各々水位が観測された。そして浅部の地下水ほど降雨の影響を強く受けていることが示された。この試験孔では25mまで掘削したために本来4mと10m付近に存在する流動地下水が下に落されて、その平衡水位が22m付近に存在していることになる。

図-13は深度22mの試験孔で、その最終水位は13m付近にある。地下水検層によると水位面付近のみに流動層が認められる。一方温度検層によると、6m付近に3℃位いの温度飛躍層が認められる。この付近は浅層流動地下水が存在するところで、降雨時にはこれより上まで地下水位が上昇することが観測されている。つまりこの付近からの地下水の湧出量が少ない時は平衡水位は13～15mに位置し、多量の地下水が供給されると13～15m付近だけでは水位の均衡が保てずに5m以浅まで上昇してくるものと推定される。さらに地中内部ひずみ計の観測結果によると、5.5m付近にすべり面があることが確認されており、水位がこれより上昇するとひずみが増加することが示されている。したがってこの地すべり地では浅層の6m付近に存在する流動地下水を排除

すればよいことになる。この情報は地下水検層のみではわからず、温度検層によってのみ把握できることができたものである。

6. 地温測定調査実施例

地温測定調査法はその誕生から20年余が経過している。この間数多くの人々の御協力により同調査法が種々の場所で実施されるようになってきており、その経年実施箇所数およびその目的は表一7のようになっている。1964年から1975年までは地温測定調査法の育成期間ともいべき時期であり、1973年から公共事業による調査法として取り入れはじめられ、1980年代に入ってから実施箇所数、測定点数共急速な伸びを示していると共に、地すべり地以外の他分野への応用（主として堤防漏水、小水資源調査）もかなり増加してきている。

ここでは多くの実施例の中から兵庫県八木地すべり地での調査例に基づいて1m深地温測定調査法の有効性・実用性、電気探査結果との対比、調査結果と排水工事との関係、地温分布の再現性等について略記する。

従来地すべり地の地下水の分布状況を把握する方法として電気探査が行われている^{49),50),51)}。そこで当地でも図一14に示す位置に20×20mの網目状に測点網を設け、水平電気探査を行った。この結果を解釈するために試験孔内で電気検層を行い、地下水検層と対比したところ、流動地下水の存在する地層の比抵抗値は50Ω・m以上であることが示された。そこで50Ω・m以上の見掛け比抵抗値を示す分布域を各電極間隔毎に抽出したものが図一15である。これによると、流動地下水は斜線部分に存在している可能性が高い。

一方1m深地温測定は図一14に示すように流脈横断方向に5m、縦断方向に10mの網目状に測点網を設けて、1979年1月に実施された。測定値に対して測温体、経日変化、地況、地形、および地質などの補正を行い、その後の値を用いて地温分布図を描き調査当時の θ_u (8.8℃)と θ_w (14.6℃)との関係から、高温部を抽出したものが図一16である。この図をみると、調査地には①～⑥の流脈が存在し、①・②は末端で合流して一部が地表へ露出し、矢印の所に湧水が認められる。③と④は測線6付近で合流し、その後一度消失しているが、これは不連続に⑥に再び現われている。この不連続な箇所は丁度上部の滑落崖付近に当り、地下水流路を遮断し流動方向を変化させる地質構造的なものが存在している可能性が高い。⑤も③、④と同様な現象を起こしている。⑥は③、④、および⑤が再び現われた形で、2測線付近で3本に分かれ、その各々の末端の矢印で示す場所に地下水の湧出が認められている。

今回検出された高温部は浸透速度の大きな地下水の流動の影響を受けたものである可能性が高いので、この点を検証するために地下水検層、温度検層、地下水追跡調査が行われた。

表 - 7

	全 体		地 す べ り		堤 防		伏 流 水		花 崗 岩		古 生 層		石 灰 岩		熔 岩	
	個 所	点 数	個 所	点 数	個 所	点 数	個 所	点 数	個 所	点 数	個 所	点 数	個 所	点 数	個 所	点 数
1964	3	1913	3	1913												
1965	4	1101	4	1101												
1966	0	0	0	0												
1967	1	64	1	64												
1968	2	270	2	270												
1969	0	0	0	0												
1970	0	0	0	0												
1971	2	825	2	825												
1972	1	99	1	99												
1973	2	471	2	471												
1974	0	0	0	0												
1975	2	724	2	724												
1976	3	1660	3	1660												
1977	9	3132	9	3132												
1978	9	4484	9	4484												
1979	11	3350	11	3350												
1980	16	6001	11	5371	1	55	2	135							2	440
1981	20	5268	15	4724	1	133	3	362							1	49
1982	29	6525	12	3940	15	2241	2	344								
1983	27	11226	19	5309	6	5509	1	238					1	170		
1984	40	9280	31	6629	4	1422			3	718	2	511				
1985	12	5135	3	1186	5	3253	2	339	2	357						
Total	193	61528	140	45252	32	12613	10	1418	5	1075	2	511	1	170	3	489

1985.3. 現在

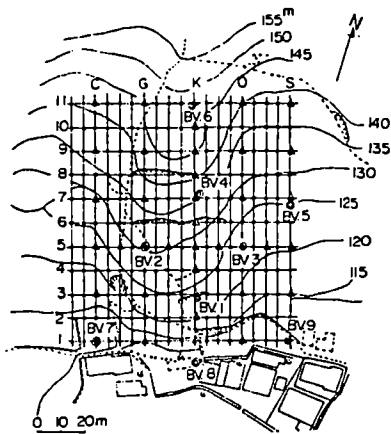


図 14 地形図および調査位置 ◎: 調査試験位置, △: 電気調査位置, ・: 1 m 深地温測定位置, ⌋: 湧水位置

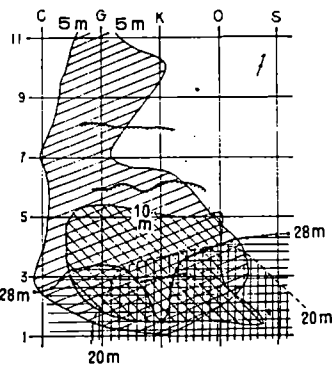


図 15 50 Ω-m 以上の見掛け比抵抗値 (高見掛け比抵抗帯) を示す範囲

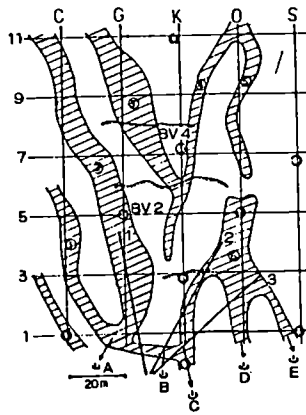


図 16 地下水流脈存在による 1 m 深地温の乱れ
 θ_u : 平常 1 m 深地温, θ_w : 流動地下水温, $\theta_c: (\theta_w - \theta_u)$, r : 流脈の半径, b : 流脈中心軸の存在深度

図 3-21 高温部抽出図 (1979. 1. 14)
斜線部: 10.7 °C 以上の高温部
①~⑥: 地下水流脈番号
1~3: 横孔集水試験孔
A~E: 湧水点

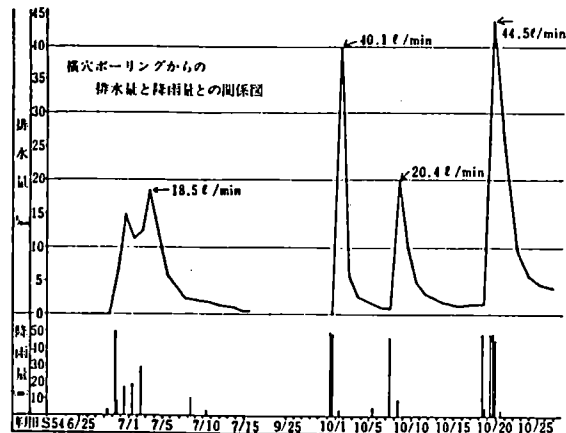


図 18 横孔排水試験孔の排水量と降水量との関係

現地踏査によると各高温部の末端には湧水が認められた。また調査地内の9本の試錐孔で行った地下水検層・温度検層によると、高温部に属する4本の試錐孔ではいずれも明瞭な流動層が認められ、図-17にその一部を示すように、温度検層結果も平常垂直地温分布より約1℃高く検出された。一方低温部に属する5本の試錐孔には流動層は殆んど認められず、温度検層結果も平常垂直地温とほぼ一致していた。流脈の存在を確認するために高温部に属するBV-2にウラニンを投入し、地下水追跡を行ったところ、それは図-16のA、B、およびCの湧水点に検出され、その浸透速度は $3.5 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ であった。一方低温部に属するBV-4に MgSO_4 を投入したが、30日経過してもいずれの採水点においてもそれは検出されなかった。

以上の諸調査結果により、高温部には地下水流脈が存在することがほぼ確認されたので、この結果に基づいて図-16に示す高温部に3本の横孔排水試錐が掘られた。これらの試錐孔は降雨の無い時は殆んど排水をみないが、降雨時には図-18に示すように計 45 l/min の排水を観測している。

電気探査によって検出された流動地下水の分布域と地温調査によって推定された地下水流脈の存在位置とを対比すると図-19に示すように、地下水流脈の存在が推定される高温部は高見掛け比抵抗分布域に概ね入るが、後者の分布域全体に浸透速度の大きな地下水が流動しているのではなく、その中の限られた範囲に流動地下水が脈状に存在していることが示されている。

次に1m深地温分布の再現性について検討するために同一の測点網において、1979年8月に再度地温測定が行われた。その結果を前回と対比して図-20に示す。これによると、冬と夏とでは見事に地温分布状況が逆転していることがわかる。降雨条件の相異で多少その分布に相違はみられるものの、冬の高温部は夏の低温部に、冬の低温部は夏の高温部となっている。

7. 地下水流脈の概念を導入した地すべり現象・防止対策の考え方

従来地すべり現象の解明ならびに防止対策を行うにあたっては地下水が層状に存在するという概念のみによって全ての問題を解決しようと試みてきた。しかしこの概念のみではどうしても合理的に説明できない事象が多々存在する。そこで地すべり地内外の地下水の存在状態について現象論的に検討したところ、滞留性地下水と流動性地下水とが存在していることが示された。これら二つの地下水に関する概念を導入することによって地すべり現象・防止対策に関する諸問題を合理的に解決することができるのではないかと考える。

たとえば、一つの地すべり地において、全域に同水位を保って地下水が層状に存在していると仮定して安定計算を行うよりも、地下水流脈（有事には周辺土塊よりも先に土塊が不安定化される可能性が高い）を中心として安定計算を行った方が地すべり現象に直接結びついた解析結果が得ら

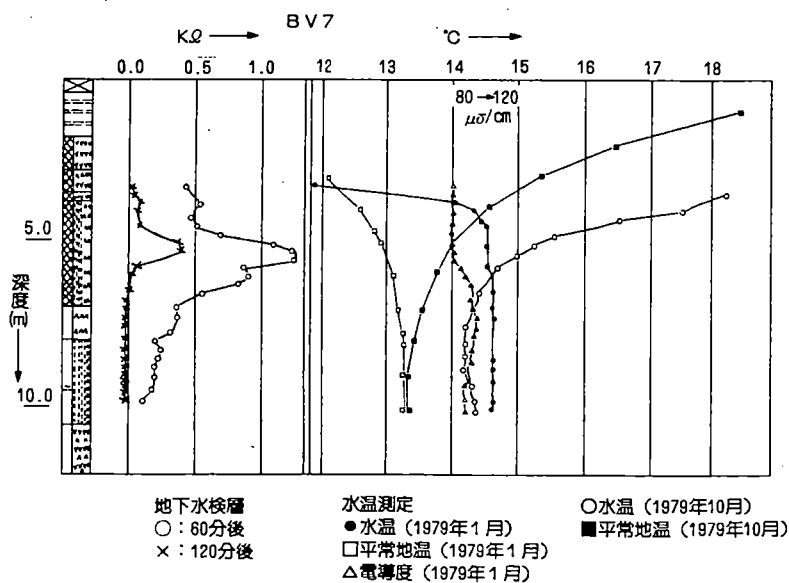
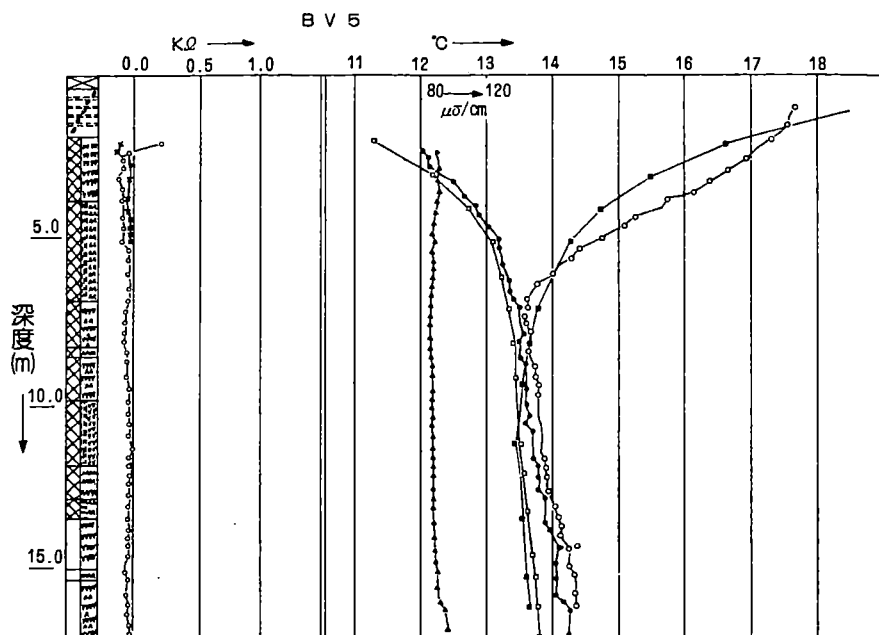


図 一 17 地下水検層と温度検層結果の対比例 BV 5 : 流動層無し, BV 7 : 流動層有り

図 19. 1 m 深地温の高温部
(10.71°C 以上)と電気探査による
高見掛け比抵抗値($50\Omega\text{-m}$)分布域
との対比,
アミカケの部分: 高温部
斜線の部分: 高見掛け比抵抗分布域

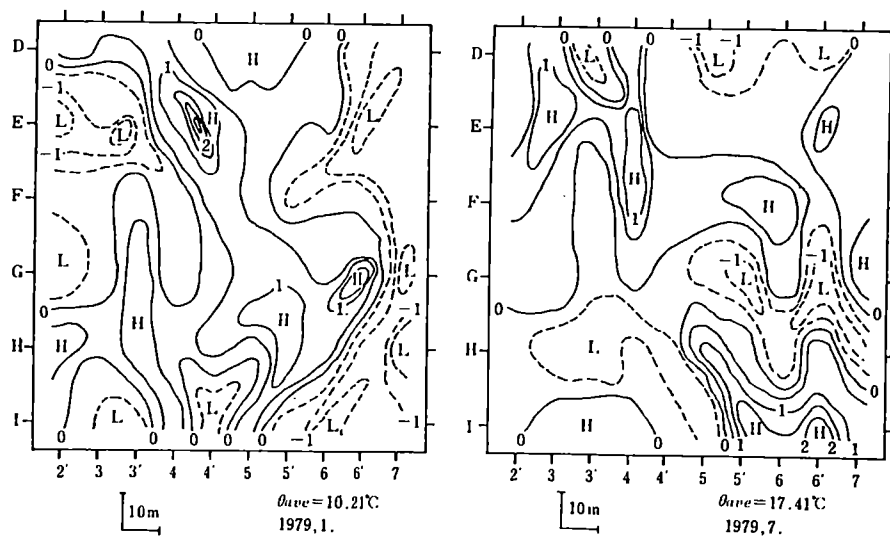
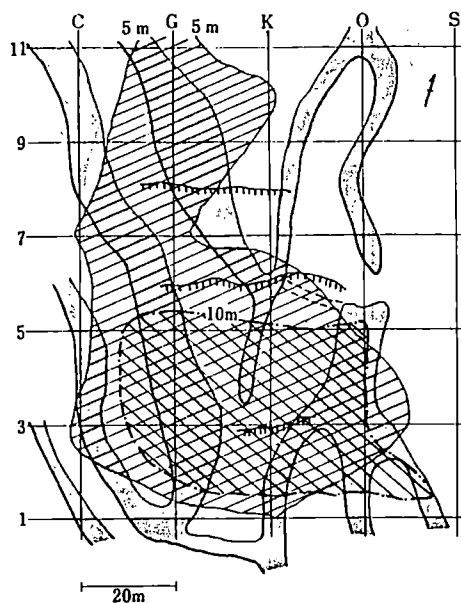


図 20. 冬と夏における 1 m 深地温分布の対比 (全測定値の平均値との差で表わしてある)

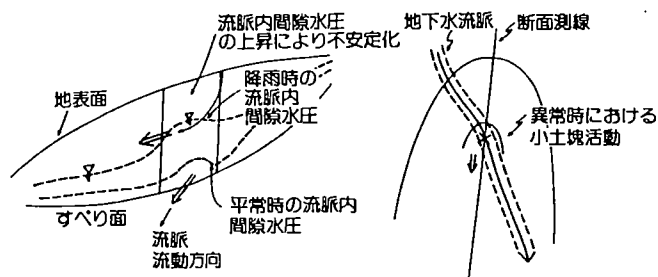


図 21. 地下水流脈内の間隙水圧上昇による土塊活動の模式図

れるのではないかと考える。

土質力学的諸定数や地下水位の資料を用いて安定計算を行っても、合理的に説明がつけにくい場合、あるいは斜面傾斜角が小さすぎて現地で得られた土質力学的諸定数を代入しても計算上はどうしても地すべりが起こるといふ結果が得られないが現実には土塊変動が起きている現象を説明する場合においても地下水流脈の異常現象にその活動原因を求めることにより合理的な説明を行うことができると思う。

たとえば、地下水流脈の異常現象による一部土塊の極度な軟弱化（串林地すべり地）、あるいは一部土塊の滑落により上部土塊不安定化の助長現象（繁藤、一宮の崩壊性地すべり地）、さらに間隙水圧の局部的な異常上昇（牧内地すべり地）等の現象を安定計算をする断面に取り入れるることによって、一部の土塊の安定係数が極度に低下し、それによってその上方あるいは下方にある土塊が不安定化され、一連の地すべり・山崩れ現象を誘発させるということによって説明できるようになる（図-21）。

また地すべり活動に伴う諸現象（帯状陥没、地溝帯などの現象）は層状に地下水が流動していると考えたのでは説明しにくい、流脈状地下水の概念を導入することによって比較的容易に説明できるものがある。つまり土塊内の弱部を脈状地下水が流動する時に周辺の土粒子が地下水流動の輸送力で移送されたり、化学的な溶解作用によって微粒子を剥離移送することにより、弱部の空隙が徐々に拡大され、流脈内の天井側面部の脱落・移送の繰り返し現象によってその空隙はさらに拡大され、ついに上部土塊の重圧によって押しつぶされ、これが地表面に帯状陥没として表われると考えることにより説明ができる。このような現象は層状地下水の概念では説明しにくいものである。

地すべり地では土塊内の地下水位を低下させる目的で地下水排除工が施工されているが、土塊活動に直接大きな影響を与える地下水は脈状に存在していることが示されているので、できれば地すべり地内に流入する前に脈状地下水を排除するよう努力した方がより大きな効果が期待できる。そのためには地下水流脈の存在位置をできるだけ正確に把握し、その水を地すべり地外に排除すべきである。もちろんすでに土塊内に流入している地下水も早急に排除する必要がある。

この際、施工された排水施設において、平常時にあまり排水を見なくても大雨や融雪時に多量の排水を見れば流脈の輸送能力を越えるような給水があっても、これを効果的に排除したことになり周辺土塊に過剰間隙水圧が生ずるのを抑制することができ、これが原因となって土塊活動が発生する可能性は減少する。また万一土塊活動が生ずるようなことがあっても、その変動を局部的な現象で終息させることができる。

上記の考え方でゆくと、常に多量の地下水を排除している施設において、それが降雨や融雪水

の影響を受けないようなものであれば、それは地すべり活動に直接関与している水を排除していることにはならない。したがって、排水量が多いからといってその排水施設を高く評価することは一概に正しいとは言えず、むしろその評価をするには無降水時の基底排水量 (Q_B) と単位降雨量 (例えば 100mm) に対する排水増加量 ΔQ との比で行うのも一方法であると考える。また地下水位の高低で排水効果を論ずる場合も排水施設施工前の降水量 100mm に対する水位上昇率と施工後の降水量 100mm に対する水位上昇率とを比較することによって論ずる方がよいと考える。

以上述べてきた地下水流脈という概念を導入した地すべり現象・防止対策の考え方をより一層普遍的なものにするためには今後さらに幅広い調査・研究を持つ必要があるかもしれない。

参 考 文 献

- 1) Casagrande, A and R. E. Fadum : Notes on soil testing for engineering purpose, Harvard Univ., Grad. School of Engineering Publ., 268, 74, 1940.
- 2) 木村重彦・朝倉金作・川崎宏直・落合敏郎：人工の放射性追跡とによる地下水の流れの研究
農業土木試験場報告第7号，1969，pp. 91～118.
- 3) 湯原浩三・竹内篤雄・北岡豪一・牛島恵輔・山本敏雄：防府平野浅層地下水の流動システム，
日本地下水学会会誌，第25巻第1号，1983，pp 44～51
- 4) 内藤光雄・竹内篤雄・田中 茂：六甲山系地すべり地における層別地下水の挙動について，
日本地下水学会会誌，第25巻第1号，1983，pp 4～7.
- 5) 田中紀朝：地すべり調査における地下水調査について，地すべり技術， κ 15，1978，
pp. 56～57
- 6) 山口真一・高田雄次・竹内篤雄：串林地すべり地について，京都大学防災研究所
年報，第12号B，1969，pp. 25～45.
- 7) 岸本良次郎：地すべり地の地下の水の動態（I），日本地下水学会会誌，第14巻
第1号，1972，pp. 1～8.
- 8) 竹内篤雄：地すべり活動に対する地下水流脈の役割について，応用地質，第16巻
第3号，1975，pp. 115～125.
- 9) 萩原尊礼・表 俊一郎：長野県茶臼山地調査（弾性波法による断面の決定），地震，
第10巻，第12号，1938，pp. 12～20.
- 10) 落合敏郎：自然放射能による地下水脈探査法，原子力工業，Vol. 10， κ 1，
1964，pp. 73～74.
- 11) 川本 整・岡本敬一：新潟県矢津地すべり地区における弾性波探査，大阪工業大学中央研究
所報，第2号，1969，pp. 19～30.
- 12) Takeuchi, Atsuo : Fractured Zone Type Landslide and Electrical Res-
istivity Survey -1-, Bulletin of Disaster Prevention Research Inst-
itute, Kyoto Univ., Vol. 21, Part 1, 1971, pp. 75～98.
- 13) Takeuchi, Atsuo : Fractured Zone Type Landslide and Electrical Resi-
stivity Survey -2-, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute,
Kyoto Univ., Vol 21, Part 2, 1971, pp. 137～152.
- 14) Takada, Yuji : A Geophysical Study of Landslides (Application of the

- Electrical Resistivity Survey to Landslides), Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Vol. 18, Part 2, 1968, pp. 37~58.
- 15) 依田和四郎：由布院温泉地帯の地温分布，地球物理，Vol. 1 巻4，1937，pp. 285-304.
- 16) 野満隆治・山下 馨：別府市市内の地中温度分布と温泉脈，地球物理，Vol. 2 巻3，1938，pp. 233-259.
- 17) 福富孝治：1 m 深の地中温度分布より温泉探査の可能性について（第1報），北大地球物理学研究報告，巻1，1951，pp. 21-34.
- 18) 福富孝治：1 m 深地温についての2，3の問題，北大地球物理学研究報告，巻8，1961，pp. 45-53.
- 19) 湯原浩三：地下1 m 深の地温分布から地下熱源を理論的に推定する一方法，物理探鉱，第8巻第1号，1955，pp. 27-33.
- 20) 野村四一・牧野直文：地温探鉱の予備的実験結果について，日本鉱業会誌，Vol. 74 巻839，1958，pp. 271-276.
- 21) Kappelmeyer, O: The Use of Near Surface Temperature Measurements for Discovering Anomalies Due to Causes at Depth, Geophysical Prospecting Vol. 5 巻3，1957，pp. 239-258.
- 22) Cartwright, Keros: Tracing Shallow Groundwater Systems by Soil temperatures, Water Resource Research, Vol. 10 巻4，1974，pp. 847-855.
- 23) 山口真一・高田雄次・竹内篤雄：松之山地すべり地の地下水観測について，京都大学防災研究所年報，第8号，1965，pp. 567-577.
- 24) 竹内篤雄：地温測定による地下水流脈探査法，水温の研究，第18巻第2号，1974，
- 25) 陳 信雄：崩壊地調査方法之研究Ⅱ，国立台湾大学・中国農村復興委員会合作試験報告第二十一号，1977，pp. 1-38.
- 26) 李 錦育：安通地層滑動区域之調査試験及其機制之研究，国立台湾大学森林学研究所碩士論文，1984.
- 27) Djafar Kimigalam: Contribution A L'étude Geothermique de L'hydrogeologies Glissements de terrain, Thèse Présentée a L'universite Scientifique et Medicale de Grenoble, 1976.

- 28) Takeuchi, Atsuo : Method of Investigating Groundwater - Vein Streams by Measuring One-Meter-Depth in Landslide Areas, Jour. of Japanese Association of Groundwater Hydrology, Vol. 22 Ⅱ 2, 1980, pp. 11-39.
- 29) 竹内篤雄：地すべり 地温測定による地下水調査法, 吉井書店, 1983, pp. 38-40.
- 30) 竹内篤雄：地温測定調査におけるいくつかの注意すべき点, らんどすらいど, N 0.2, 1985, pp. 11-13.
- 31) 島根応用地質研究会：地すべり 地温測定による地下水調査法, 技術講習会資料, 1985.
- 32) 30) p. 16
- 33) 上原勝樹：傾斜地開発利用に関する物理気象的研究, 香川大学農学部紀要, 第7号, 1961, p. 1-113.
- 34) 平田徳太郎：南北両傾斜面に於ける比較観測成績, 森林治水気象彙報, 第13号, 1931, pp. 209-240.
- 35) 竹内篤雄：地すべり地における地温測定調査について(5), 地すべり, Vol. 9 Ⅱ 4, 1973, pp. 9-11.
- 36) 竹内篤雄・島 通保：兵庫県丸味地すべり地における1m深地温測定結果について, 地すべり, Vol. 16 Ⅱ 1, 1979, pp. 39-46.
- 37) 竹内篤雄：皆月地すべり地における1m深地温測定による地下水流脈調査法について, 日本地下水学会会誌, 第20巻第2号, 1978, pp. 1-14.
- 38) 30) p. 14
- 39) 竹内篤雄・島 通保：地況の地表面日射量および地温に与える影響について, 京都大学防災研究所年報, 第19号B-1, 1976, pp. 351-370.
- 40) 29) p. 49.
- 41) 竹内篤雄・島 通保：1m深地温分布の再現性と地下水流脈探査結果の検証例, 物理探鉱, 第29巻第6号, 1976, pp. 11-18.
- 42) 竹内篤雄：地すべり地における地温測定調査について(2), 地すべり, Vol. 8 Ⅱ 4, 1972, pp. 29-37.
- 43) 滋賀県彦根土木事務所・川崎地質株式会社：牛ヶ谷地区地すべり対策調査委託報告書, 1979, pp. 9-24.
- 44) 兵庫県但馬高原林道建設事務所：E調第2号地すべり防止事業総括報告書, 1980,

pp. 42-66.

- 45) 竹内篤雄・二宮寿男・中村和弘・上野郁夫：地温測定による地下水排除工の効果判定の可能性について，地すべり，Vol. 20 号4，1984，p. 23
- 46) 3) pp. 48-51.
- 47) 4)
- 48) 渡 正亮・酒井淳行：ボーリング孔を利用した地下水垂直探査について，地すべり，Vol. 2，号1，1965，pp. 1-9.
- 49) Takada, Yuji : A Geophysical Study of Landslide (Application of the Electrical Resistivity Survey to Landslides), Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Vol. 18, Part 2, 1968, pp. 37-58.
- 50) Takeuchi, Atsuo : Fractured Zone Type Landslide and Electrical Resistivity Survey -1-, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Vol. 21, Part 1, 1971, pp. 75-98.
- 51) Takeuchi, Atsuo : Fractured Zone Type Landslide and Electrical Resistivity Survey -2-, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Vol. 21, Part 2, 1971, pp. 137-152.

山地地下水の挙動について—六甲山地を例に—

内 藤 光 雄*

はじめに

山地地盤災害において、地下水と地すべりや崩壊で代表される土塊活動との関係を明らかにすることは、その災害の機構を解明する上で大切なことである。特に地すべり地や潜在的に地すべり活動が懸念される地域では、その地質状況と地下水との関係を明確にし、土塊活動に直接関与する地下水を究明することは、その移動機構を推定し、防止対策工法を立案する上で非常に重要なことである。

しかし、一般に山地地下水の存在状態は複雑であり、その存在状態および災害との関係を明らかにすることはかなり難しい問題である。特に地すべり地での調査用試錐孔掘削中の地質構造とその破碎状況、および逸水、湧水状況から判断すると、何層かの深さの異なる地下水の存在が予想され、その各々の地下水の挙動が土塊変動に与える影響に相違のあることが推察される（内藤ほか）¹⁾。従って、今日まで一般的に行われている全孔ストレーナー方式の水位観測孔は、その地点の見掛け上の水位変動、すなわち偽水位変動に関する情報を提供し、いずれの地下水帯の圧力水頭も反映していないことが多い（田中）²⁾。特に水位測定の結果に基づいて地すべり土塊の移動機構を解明しようとする場合には、すべり面に直接作用する地下水を明らかにするべきである。そのためには層別（深度別）に水位を測定する必要がある。層別地下水位測定を行なうためには、何層の地下水が存在し、何本の観測孔を設けるかを決めなければならない。このためには、観測孔周辺の地下水の概略の分布状態、つまり水理地質状況を明らかにする必要がある。

観測孔の本数と深度を決定する時点で、参考となる資料は調査ボーリング結果から得られる地質柱状図と水位日報がある。

神戸群の分布する地すべり地で、この両資料より水理状況を把握し、観測孔のタイプ、水位測定区間の決定および層別地下水の挙動（山地地下水の挙動）を観測した事例を二つほどのべてみたいと思う。

事例 1³⁾

I 調査地の地形・地質概要

・ 川崎地質株式会社

調査地は兵庫県南部で、図-1に示すように大きくは六甲山地と北摂山地の接合部に位置し、水系的には武庫川の支流である名塩川とドン尻川に挟まれた丘陵地域である。北端は標高180m前後の平坦地を形成し、南側斜面は水田跡地で緩傾斜面が続き、南側に口を開いた幾つかの馬蹄型地形が発達し、末端部は西流する名塩川により侵食が進む。地層は基盤をなす有馬層群の流紋岩質凝灰岩と、これを不整合に覆う神戸層群の礫岩・砂岩・凝灰岩互層からなり、一部に段丘堆積物が分布する。地質構造は複雑で、ENE方向およびNWN方向の多数の断層、リニアメントが推定される。

II 調査地の水理地質状況と試錐日報による層別地下水の分類

1. 水理地質状況

地質柱状図の代表的なものを図-2に示す。地表踏査結果と試錐柱状図から、当調査地の各地層の水理地質状況を推測すると下記のごとくなる。

崩積土層：1～3.5m程度の厚さがあり、土質はシルト、粘土およびシルト混り砂で構成され、一般に軟弱かつルーズである。特に傾斜のゆるい凹地部に堆積するシルト層は、含水比が高く軟弱化が著しい。地下水は地層水として存在し、層中特に透水性の良い場所には地下水流脈が形成され、一部の水脈は被圧状態にある。

段丘堆積物：砂・礫を主体とし、固結度低く良好な帯水層となり、水理地質的には崩積土層と類似する。

神戸層群：砂岩・礫岩および凝灰岩の互層で構成され、一般に固結度が高く良好な帯水層とはなりにくい。上位の崩積土層や段丘層に対しては不透水層を形成するが、最上部の風化が著しく進み残積土化した部分は、固結度が低下し透水性が幾分良くなり帯水層となりうる。岩盤中の破碎され亀裂が発達している部分は、透水性が良く地下水の流路となっているようである。

流紋岩質角礫凝灰岩：硬質堅固であるが、所々破碎を受け亀裂に富む場所に地下水が裂カ水として存在し、一般に神戸層群が上部に堆積し被圧状態にある。

2. 試錐掘削時の孔内水位の変化および孔内水位の変化から類推される水理状況

地質の変化、深さの増加に伴う地下水の変動状況を把握するため、試錐掘削時には作業前に孔内水位測定を行い、図-3に示す掘削深度-孔内水位変化図を作成した。次に試錐掘削中の孔内水位の変化について、2、3の例を挙げてのべる。図-3には横軸に掘削開始からの日数、縦軸には掘削深度（太線）と孔内水位（細線）を示した。

B-24は掘削中に孔内水位の変化の認められないタイプで、水位日報からは図-4に示す3通りの水理状況が推測される。これをAタイプとする。B-20は孔内水位の平衡状態が2度認めら

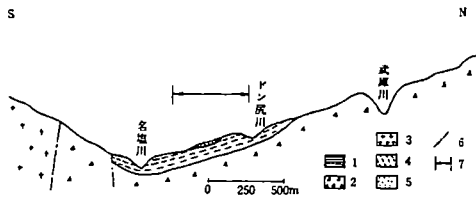


図-1 調査地周辺の地形・地質断面模式図

1. 丹波層群 2. 有馬層群 3. 花崗岩類
4. 神戸層群 5. 段丘層 6. 断層
7. 調査範囲

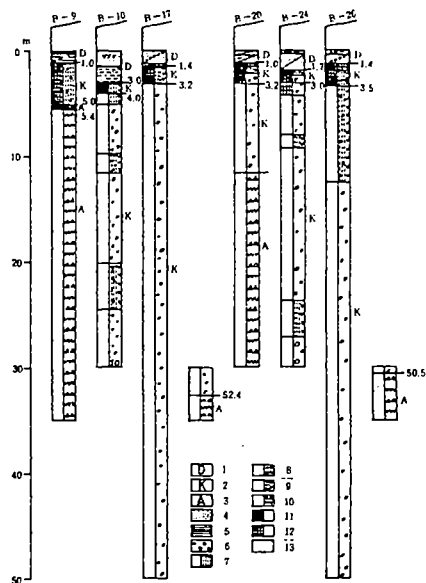


図-2 試験柱状図

1. 表土及び崩積土 2. 神戸層群 3. 有馬層群
4. 砂 5. 粘土 6. 礫 7. 砂岩
8. 礫岩 9. 凝灰質砂岩 10. 角礫凝灰岩
11. 風化残積土 12. 風化岩 13. 堅岩

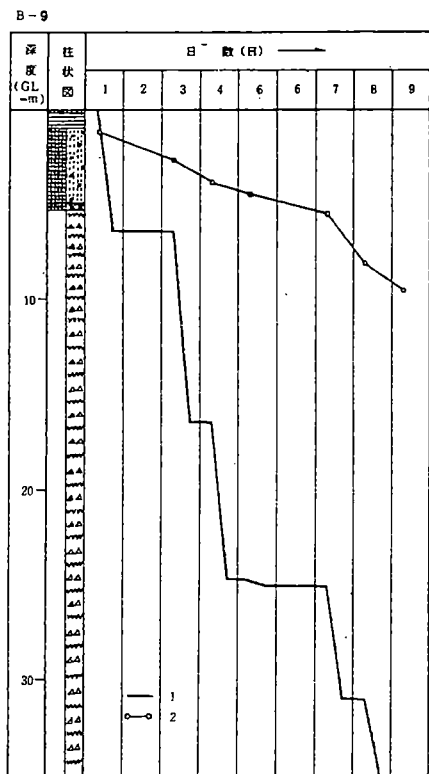


図-3-1 B-9 掘削深度-孔内水位変化図
柱状図の記号は図-4の凡例に同じ
1. 掘削深度 2. 孔内水位

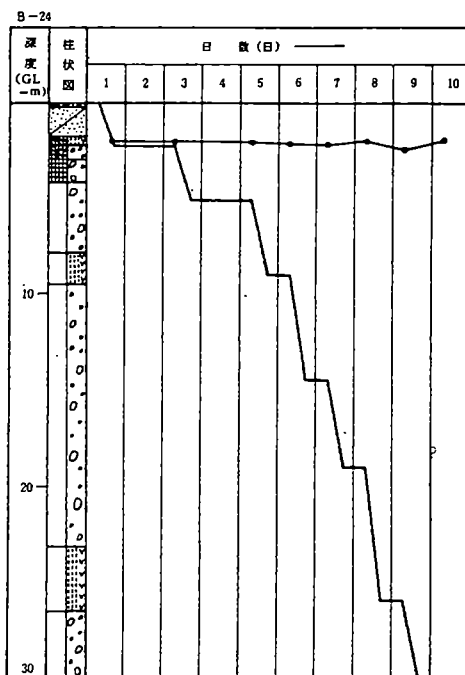


図-3-3 B-24 掘削深度-孔内水位変化図

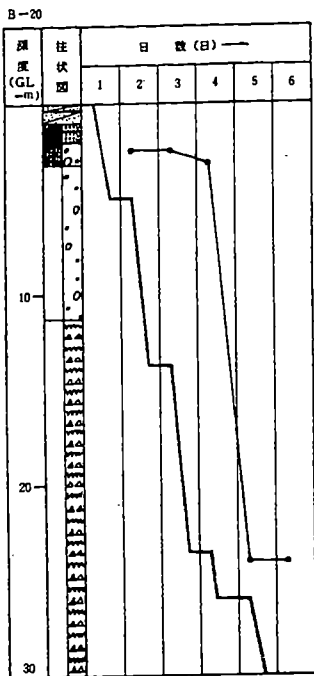


図-3-2 B-20 掘削深度-孔内水位変化図

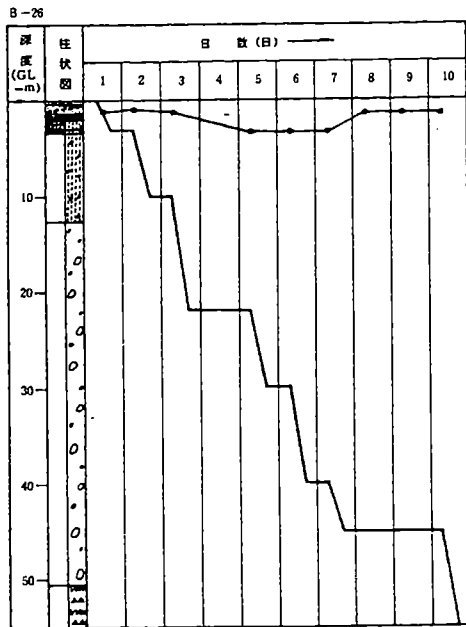


図-3-4 B-26 掘削深度-孔内水位変化図

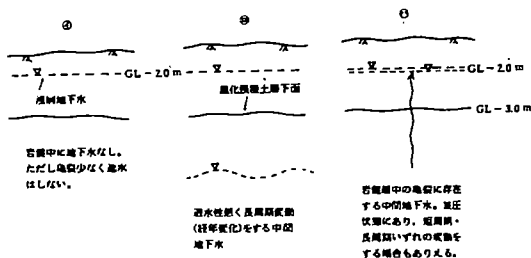


図-4 水位日報から推測される水理状況(Aタイプ)

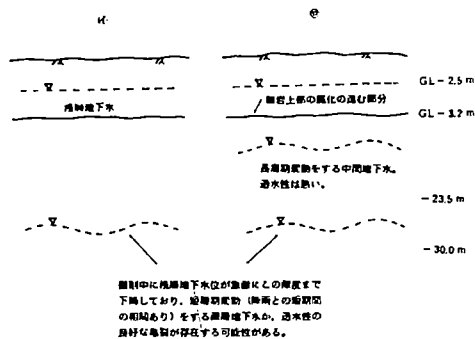


図-5 水位日報から推測される水理状況(Bタイプ)

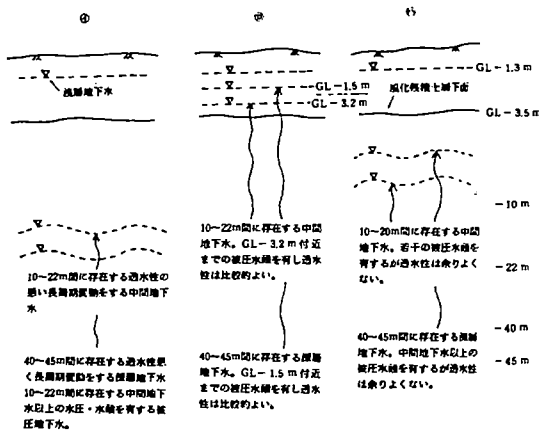


図-6 水位日報から推測される水理状況(Cタイプ)

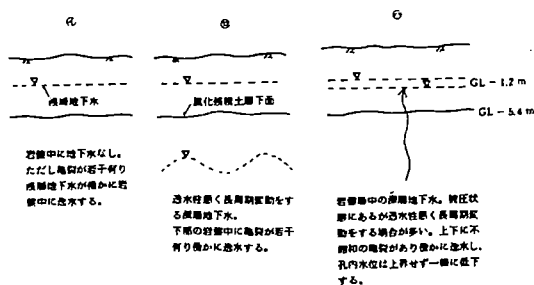


図-7 水位日報から推測される水理状況(Dタイプ)

れるタイプで、水位日報からは図-5に示す2通りの水理状況が推測される。これをBタイプとする。B-26は深部掘削中に孔内水位の上昇が認められるタイプで、このタイプの場合、水位日報からは図-6に示す3通りの水理状況が推測される。これをCタイプとする。B-9は掘削中の水位が一様に降下するタイプで、水位日報からは図-7に示す3通りの水理状況が推測される。これをDタイプとする。

以上のことより、本地区の掘削中の孔内水位の変化は、図-8、表-1に示すA~Dの4タイプに分類できる。

3. 各地層における地下水分

IIの1, 2に述べたことから、当調査地の地下水は下記の4つに区分されるようである。

崩積土層、段丘層、風化	} : 浅層地下水	崩積土層、段丘層	} : 浅層地下水
残積土層中の地層水		中の地下水流脈	
神戸層群の岩盤中の裂カ水 : 中間地下水		有馬層群の岩盤中の裂カ水 : 深層地下水	

III 各地層における観測孔の設置方法

IIの3において4種類に区分された各地下水の存在を検証するとともに、それらがどのような挙動を示すかを知る目的で、各地点ごとに必要に応じて調査孔の脇に観測孔を設け、自記水位計を使用し水位測定を実施した。この際、図-9に示すように、調査孔の測定したい区間以外はセメンテーションを行い、完全にそれらの地下水の影響を遮断した。そして調査孔の脇に、遮水した深度より浅い観測孔を別に設けた。ただ諸種の事情により十分な数の観測孔を設けられず、中間地下水と深層地下水というように、二つの地下水の挙動を混合して測定したところもある。

次に図-8に示した各タイプ別に、水位日報から推測した水理状況並びに地質状況を考慮し、深さの異なる水位観測孔の決定に至った過程を述べる。

1. Aタイプ(B-24を例として)

地質的にすべり面を形成しやすい深度は、GL-3.0 m付近の礫岩上部のマトリックスの粘土化が進むところまでであり、すべり面(土塊変動)に直接関与する有害な地下水を明らかにするためには、推定すべり面より上部に存在する地下水(崩積土層、風化残積土層中に存在する地層水:浅層地下水)と下部に存在する地下水(岩盤層中に存在する裂カ水:中間地下水)を区別して測定する必要がある。従って水位観測孔としては、GL-3.0 m付近を境としてそれより浅部に存在する地下水と、深部に存在する地下水を別々に測定できるような構造をもつ2本の観測孔が必要である。

2. Bタイプ(B-20を例として)

地質的にすべり面を形成しやすい深度は、GL-3.2 m付近の礫岩上部の風化が進むマトリック

表-1 試験日報による掘削時の孔内水位の分類一覧表

Table 1 Grouping table of groundwater-level variation curves during bore hole drilling

タイプ	試験孔番号				
Aタイプ	B-4	B-7	B-8	B-15	B-19
	B-22	B-23	B-24	B-27	
Bタイプ	B-1	B-3	B-5	B-6	B-10
	B-11	B-14	B-20	B-21	
Cタイプ	B-2	B-12	B-17	B-18	B-26
Dタイプ	B-9	B-13	B-16	B-25	

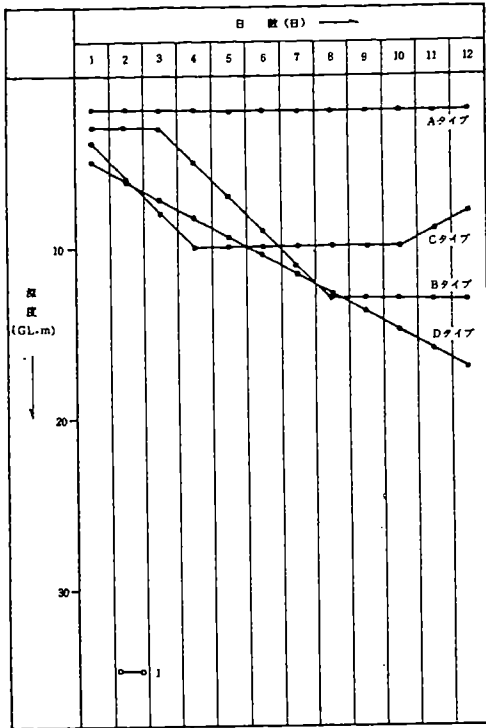


図-8 試験日報による掘削時の孔内水位の分類
1. 孔内水位

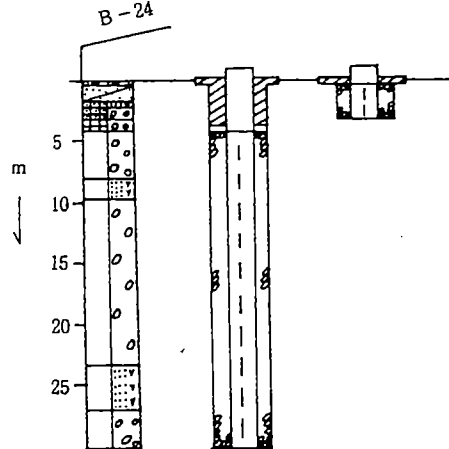


図-9 各地層別の地下水の水位観測定孔の構造

表-2 各試験孔の遮水深と観測孔の深さ

Table 2 Length of interception of water in each bore hole and depth of observing bore holes

試験孔番号	深度(m)	遮水深(m)	地層名	観測孔番号	深度(m)	遮水深(m)	地層名
B-9	3 5.0	6.0	有馬層群	B-9'	5.5		崩積土 風化残積土
B-10	3 0.0	4.5	神戸層群	B-10'	4.0		崩積土 風化残積土
B-17	5 5.0	4.0	神戸層群 有馬累層	B-17'	3.5		崩積土 風化残積土
B-20	3 0.0	1 5.5	有馬層群	B-20'	1 0.0	4.5	神戸層群
				B-20''	4.0		崩積土 風化残積土
B-24	3 0.0	4.0	神戸層群	B-24'	3.0		崩積土 風化残積土
B-26	5 5.0	4 5.0	有馬層群	B-26'	4 0.0	4.0	神戸層群
				B-26''	3.5		崩積土 風化残積土

スの粘土化が著しいところまでであり、すべり面より上部に存在する地下水と下部に存在する地下水を区別して測定する必要がある。またGL-1 1.3 m付近は有野累層と有馬層群の不整合面となり、2.3.5～3.0.0 m間掘削中に孔内水位が急激に2.4 m付近まで下降したことなどを考慮すると、上位の礫岩層と下位の角礫凝灰岩層とは水圧・水頭が異なる可能性が高く、この両者を区別して測定する必要がある。従って水位観測孔としては、すべり面より上部の浅層地下水、礫岩層中の中間地下水、角礫凝灰岩層中の深層地下水を別々に測定できるような構造をもつ3本の観測孔が必要である。

3. Cタイプ(B-26を例として)

地質的に最もすべり面を形成しやすい深度は、GL-3.5 m付近の風化残積土層下面までであり、これより上部に存在する地下水(地層水:浅層地下水)と下部に存在する地下水(裂カ水:中間地下水～深層地下水)を区別して測定する必要がある。またGL-1 0.0～2.2.0 m間掘削中と、4.0.0～4.5.0 m間掘削中に孔内水位の変動が認められ、これに地質を考慮した場合、有野累層の含礫砂岩～礫岩と下位に分布する有馬層群の角礫凝灰岩とは水圧・水頭が異なる可能性が高く、この両者を区別して測定する必要がある。従って水位観測孔としては、すべり面より上部に存在する浅層地下水と、含礫砂岩～礫岩層中の中間地下水、角礫凝灰岩層中の深層地下水を別々に測定できるような構造をもつ3本の観測孔が必要である。

4. Dタイプ(B-9を例として)

地質的に最もすべり面を形成しやすい深度は、GL-5.4 m付近の風化残積土層下面までであり、すべり面に直接作用する有害な地下水を明らかにするためには、すべり面より上部に存在する地下水と下部に存在する地下水(裂カ水:深層地下水)とを区別して測定する必要がある。またGL-2.5.0～3.1.0 m間掘削中に孔内水位が3 m前後低下し、GL-8 m付近(角礫凝灰岩層)にまで落ち込んでおり、このことから浅部の地下水(GL-5.4 m以浅の地下水)と深部の地下水とを区別して測定する必要がある。従って水位観測孔としては、すべり面より上部の浅層地下水と下部の中間地下水を別々に測定できるような構造をもつ2本の観測孔が必要である。このようにして決定した各調査孔の遮水深さと観測孔の深さの幾本かを表-2に示す。

IV 各種測定結果

1. 湧水圧測定

岩盤中に存在する裂カ水の圧力水頭を知る目的で、掘削と平行してJ.F.Tと呼ばれる装置を使用して行った。表-3にその結果を示す。これによれば、神戸層群中の地下水に比べ、有馬層群中の地下水の方が被圧量が大きいことが分かる。

Table 3 Measured result of J. F. T

孔番	深 度 (GL-m~GL-m)	地 質	平衡水位 (S max) (GL-m)	湧水圧 (Uw max) (kg/cm ²)	透水係数 (k) (cm/sec)	備 考
B-2	26.25~35.00	有馬層群	なし	0	—	水位が全く上昇しない。
B-3	17.05~23.30	"	なし	0	—	"
	24.25~30.00	"	(2 1 5 0)	(0.2 6 5)	—	2時間後に $Uw = 0.265 \text{ kg/cm}^2$ となり、 18時間後に $Uw = 0.222 \text{ kg/cm}^2$ となる。
B-5	24.35~30.00	"	(1 8 8 8)	(0.5 4 7)	—	1時間30分後に最高水位となり、その後徐々に下がり、翌朝水位がなくなる。
B-6	25.06~30.00	"	なし	0	—	水位が全く上昇しない。
B-9	18.35~25.00	"	なし	0	—	"
B-11	17.35~30.00	神戸層群	4.70	1.2 6 5	—	
	24.55~30.00	"	2 3 0 2	0.1 5 3	—	1分後に水位が20cm 上昇し以後全く変動しない。
B-12	10.70~30.00	神戸層群+有馬層群	9.5 6	0.1 4 4	—	5分後に水位が8cm 上昇し以後全く変動しない。
B-15	15.44~30.00	神戸層群	4.4 1	1.0 4 9	1.41×10^{-3}	
B-17	16.00~21.90	神戸層群	なし	0	—	水位が全く上昇しない。 Wポンプー使用。
	50.05~55.00	神戸層群+有馬層群	1.3 7	4.8 6 8	2.38×10^{-3}	Uw は非常に大きい k は極めて小さい。
B-18	35.58~40.45	神戸層群	1 7 5 0	1.6 7 2	5.24×10^{-3}	ベッカー背後に大きなキレツの可能性あり。
	64.45~70.00	神戸層群+有馬層群	3 9 9 2	2.3 2 2	5.87×10^{-3}	1時間後に水位が回復し、その後1m 程度上下する。
B-18'	35.15~40.00	神戸層群	なし	0	—	水位が全く上昇しない。
B-25	25.60~30.00	神戸層群	なし	0	—	水位が全く上昇しない。
B-26	50.85~55.00	有馬層群	1 3 8 2	3.5 8 2	7.18×10^{-3}	Uw は非常に大きい k は極めて小さい。

Table 4 Variation of each groundwater

地点	水位測定 対象地質	年間を通しての震動状況	最低水位		最高水位		降水に対する反応	記号
			記録した月	GL- m	記録した月	GL- m		
B-9	有馬層	長周期の震動をしており、5月、6月、9月の降水の後、徐々に上昇している。	3月	1.8 4.3	8月1日	1.6 4.4	降水による直接の水位上昇はみられない。50mm程度以上の降水後1ヶ月程度でピークがあらわれる。	×
B-9'	礫・粗土 風化残積土	最低水位はGL-4〜-5mの間で長周期の震動をしている。	9月	4.7	3月13日	0.0 8	降水開始直後に急激に上昇する。反応は非常に敏感、数日間1日で回復する。	○
B-10	神戸層	最低水位はGL-1.3m付近にあり、降水の少ない季節は0.3m/月程度の割合で低下している。	9月28日	0.0 8	9月28日	0.0 8	降水開始後5〜10時間以上上昇に鈍じる。反応はやや敏感。回復は遅く、1ヵ月以上を要する時もある。	○
B-10'	南側土 風化残積土	最低水位はGL-1.5m付近ではほぼ一定している。水位変動は降水ごとの短周期である。	1.8 9	5月16日	1.0 3	0.0 8	降水開始後3時間程度以上上昇に鈍じる。反応はやや敏感。回復は数日以上を要する。	○
B-17	有馬層	長周期の震動をしており、4月の水位が全体に高くなっている。4月以後の最低水位はGL-1mでほぼ一定している。	11月	4.2 8	4月19日	2.4 6	降水開始後数時間以上上昇に鈍じる。上昇量は小さく、全体に反応は鈍い。	△
B-17'	礫・粗土 風化残積土	最低水位はGL-3〜-3.5mで年間を通してほぼ一定。降水により短周期の震動をしている。	1月	3.1 8	6月20日	0.0 8	降水開始直後より急激な上昇に鈍じる。反応は敏感。	○
B-20	有馬層	5月頃にピークとする長周期の震動と降水による短周期の震動がある。いずれも震動幅は小さい。	10月1日	2.4 5.7	10月1日	2.4 5.7	降水開始後10時間ほどとして、上昇に鈍じる。反応は非常に鈍感。回復には2〜3日を要する。	△
B-20'	神戸層	最低水位はGL-8〜7mの間で長周期の震動をしている。	9月28日	2.9 1	9月28日	2.9 1	降水開始後10時間ほどとして、上昇に鈍じる。反応は鈍感。ただし、台風時の反応は敏感。	△
B-20	礫・粗土 風化残積土	晴天時は孔底まで水がない。(孔底GL-3.83m)	2月28日	0.0 9	2月28日	0.0 9	降水に対する反応は敏感で降水開始後1時間程度で急激な上昇に鈍じる。	○
B-24	神戸層	水位はGL-1.2〜-1.8mでほぼ一定しており変化は少ない。	10月2日	1.1 6	10月2日	1.1 6	降水開始後10時間程度で水位に上昇し鈍じる。ピークは数日後にあらわれるが、極めて不明確。	△
B-24'	礫・粗土 風化残積土	6月〜9月の最低水位はGL-1.2m程度であるが、この期間以外はGL-0.7mではほぼ一定。降水により、短周期の震動をする。	9月28日	0.1 0	9月28日	0.1 0	降水後数時間として、上昇する反応は敏感。回復には10日程度を要する。	○
B-26	有馬層	S57年12月4日GL-16mで、7月のGL-18.3mまで連続して低下している。7月以後はGL-18.3mではほぼ一定している。	11月	1.8 5.8	(11月)	(1.8 5.8)	降水の影響は全く受けずほぼ常水位を占めている。	×
B-26'	神戸層	長周期の震動をしており、S57年12月のGL-13mから4月の9.5mまで連続して低下し、5月以後は徐々に上昇している。	4月	9.5 1			降水の影響を直接受けることがない。5月以降、水位が上昇するのは多雨期と一致する。	×
B-26	南側土 礫・粗土 風化残積土	最低水位はGL-0.8m程度ではほぼ一定している。降水による短周期の震動をしている。	6月	1.0 1	9月28日	0.0 8	降水開始直後より急激に上昇する。非常に敏感。回復は数日を要する。	×

△

4

.....鈍感

X

……ほとんど反応なし

2. 層別地下水位測定

自記水位計を設置し水位測定を行った。測定期間は昭和57年12月～58年11月である。観測結果を図-10、それらを整理したものが表-4である。これらの図・表をみると、各地層ごとに異なる地下水をもつものが多く、同一の地層であっても測定区間が変化すると水頭に差異が生じている。全体的な傾向としては、深部の地層ほど大きな被圧状態にあり、表-5に示す4地点で、中間地下水の被圧水の全水頭が浅層地下水の水位を超えるという現象が認められた。ただし被圧水頭が地表面を超えるものは認められなかった。測定期間中の降水の傾向としては、昭和57年12月～4月および10月～12月の寡雨期と5月～9月の多雨期に区分される。寡雨期にはほとんどの地点で最低水位が観測されており、水位変動量は極めて少ない。一方多雨期には全体的に水位が高く、5月16日の104mmや9月28日の308.5mmなどまとまった降水も多く、水位の上昇も顕著であった。多くの地点で5月16日、ないしは9月28日、またはこの直後に最高水位を記録している。

V 考察

当調査地には大別して崩積土層、段丘層中の浅層地下水、神戸層群中の中間地下水、および有馬層群中の深層地下水が存在することが推察された。そこで、それらの地下水の存在を検証すべく、層別地下水位測定、湧水圧測定を実施し、地下水の存在状況およびその挙動について検討した結果、以下に述べるようなことが明らかとなった。

当調査地の地下水の水理地質的条件に対応した存在状態および供給源をまとめると図-11、表-5(1)のようになり、各地下水の挙動は次のようになっている。

①浅層地下水および浅層流動地下水：降雨に対して敏感に反応し、降雨ごとの短周期的な水位変動を示す。水位上昇量は場所によりかなりの違いが認められ、一般的な傾向としては、平常水位が深いものほど降雨時の上昇量が大きい。

②中間地下水：降雨の影響を直接受け、短周期変動または長周期変動プラス短周期変動をする地点が多い。部分的に被圧状態にあるが被圧量は小さい。

③深層地下水：短期的な降水の影響を受けにくく、降雨との相関は長期的の時間差をもって存在し、水位変動幅は小さい。降水の影響をほとんど受けず定水位を保つものや、その挙動が理解できないものもある。一般に被圧状態にあり、被圧量は比較的大きい。

各地層中に存在する地下水の水圧・水頭の関係は概ね次のようになっている。

浅層地下水>中間地下水>深層地下水

ただし、一部の場所では浅層地下水と中間地下水の間に水位の逆転現象がみられ、常時ないしは

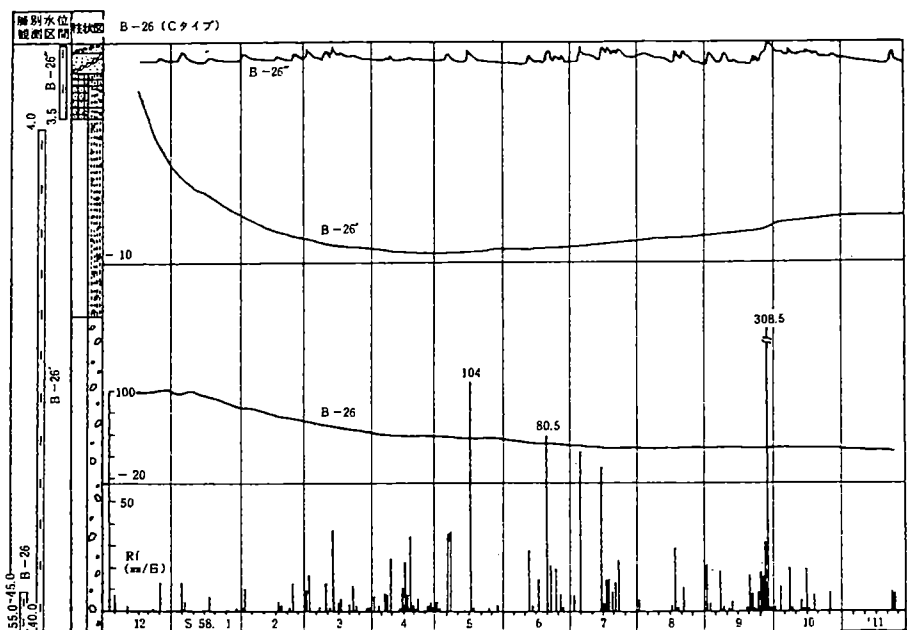


図-10-1 B-26 層別地下水位測定結果

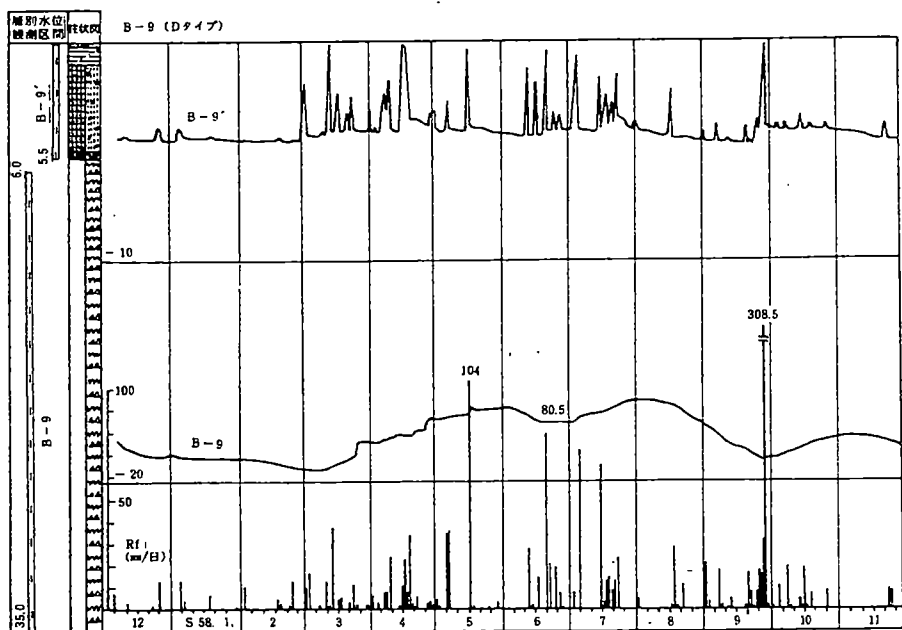


図-10-2 B-9 層別地下水位測定結果

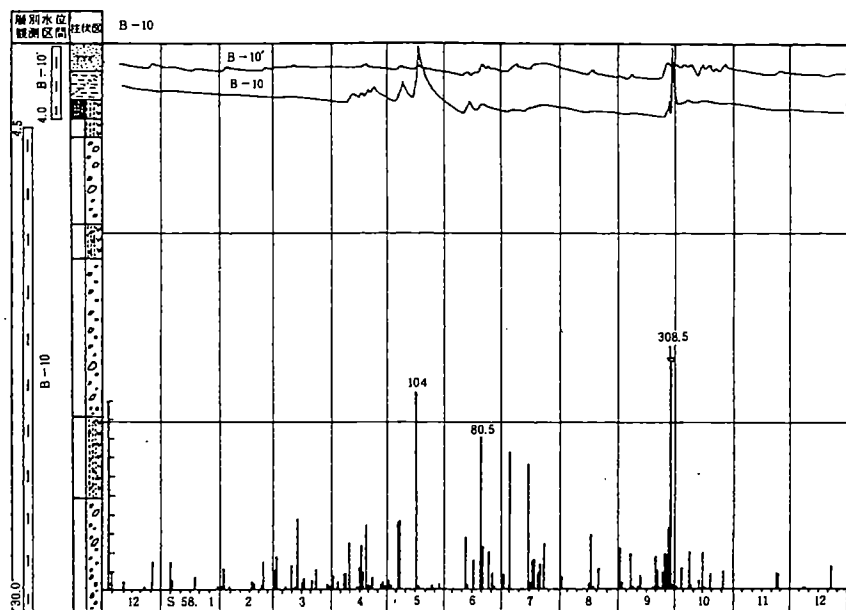


図-10-3 B-10にみられる浅層地下水と中間地下水の水位・水頭の逆転現象

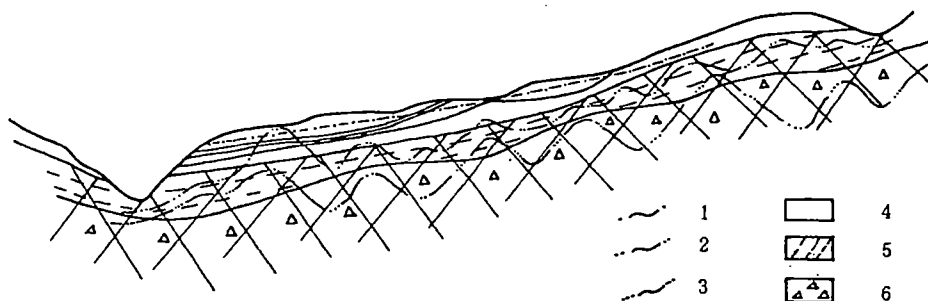


図-11 調査地の地下構造と地下水存在状態

1. 崩積土・段丘・風化残土層中の水位 2. 神戸層群中の水圧 3. 有馬層群中の水圧 4. 崩積土・段丘及び風化残土 5. 神戸層群 6. 有馬層群

表-5 中間地下水の水圧水頭が浅層地下水の水位を超える地点

Table 5 Bore holes of reverse phenomena of water-level and water-head between shallow groundwater and middle groundwater

地 点	西 方 の 水 位 の 関 係
B-3' と B-3	ほぼ全期間を通して0~0.2m 程B-3'の水位の方が高い。
B-10 と B-10'	100mm以上の降水があった場合のみB-10の水位の方が高くなる。
B-16 と B-16'	ほぼ全期間を通してB-16の水位の方が高い。
B-25 と B-25'	晴天時にはB-25'には水がなくなり、B-25の水位の方が高くなる。降水後はB-25'の方が高くなる。

表-5(1)地下水の存在状態と供給源

Table 5(1) Existing conditions of each groundwater and supply sources

地 層	地下水名称	存在状態	供給源
1 崩積土層 段丘層 風化残土層	浅層地下水	地層水、帯水層 自由地下水	降雨
2	浅層流動地下水	地下水流脈	降雨
3 神戸層群	中間地下水	裂隙水、 部分的に被圧水	降雨 + 周辺山地からの降雨浸透水
4 有馬層群	深層地下水	裂隙水、 大部分被圧水	周辺山地からの降雨浸透水

降雨時に

中間地下水>浅層地下水>深層地下水

の順となる。このような地点では、すべり面に作用する水圧としては、浅層地下水よりも中間地下水の方が危険な可能性がある。

事例 2⁴⁾

I 調査地の地形・地質概要

調査地は六甲山地北西端の山麓部で、六甲山地を構成する花崗岩類が西方の神戸層群・古生層におおわれる地点に位置する。周辺の地質は図-12に示すように、東側に花崗岩類、北および西側に神戸層群、南側に花崗岩類および部分的に古生層が分布し、多数の断層、リニアメントが推定される。図中のF1~F3の断層は試錐調査により確認されたもので、いずれも高角度の衝上断層であり、六甲山地側（東側）が上昇している。地形的には西方向に口を開いた馬蹄型を成しており、周囲を260~280m程度のいくつかの小丘に囲まれている。西方向末端部には北流する小河川があり、これにより末端部が侵食されている。

II 調査地の水理地質状況と地下水区分

1. 水理地質状況

地質柱状図を整理し図-13に示す。次に各地層の水理地質状況について略記する。

崩積土層：3~7mの厚さがあり、土質は粘土、シルトおよび砂で構成され、一般に軟弱かつルーズである。地下水は自由地下水として存在し、地層中特に透水性の良い場所には地下水流脈が形成されている。

神戸層群：砂岩、礫岩、泥岩および凝灰岩の互層で構成されており、一般に固結度が高く、良好な帯水層とは成りにくい。断層により破碎され、風化が進んでいる所は透水性が良く、地下水の流路となっているようである。地下水の一部は泥岩層に押えられて被圧地下水となっている所もある。

花崗岩：硬質であるが、所々断層により破碎を受け、亀裂に富んでいる。この中に地下水が存在し、神戸層群に押えられて一般に被圧状態にある。

2. 試錐掘削中の水位・湧水量変化

地質の変化に伴う地下水の変動状況を把握するために、試錐掘削時には作業前に孔内水位測定を行うと共に、湧水の認められたものについてはその湧水量の測定を行った。その結果を表-6に示す。表によると、崩積土層中では殆んど湧水は認められないが、神戸層群中では最大3ℓ/min、花崗岩中では133ℓ/minの湧水が認められた。平均的には神戸層群で0.5ℓ/min、花崗岩では20

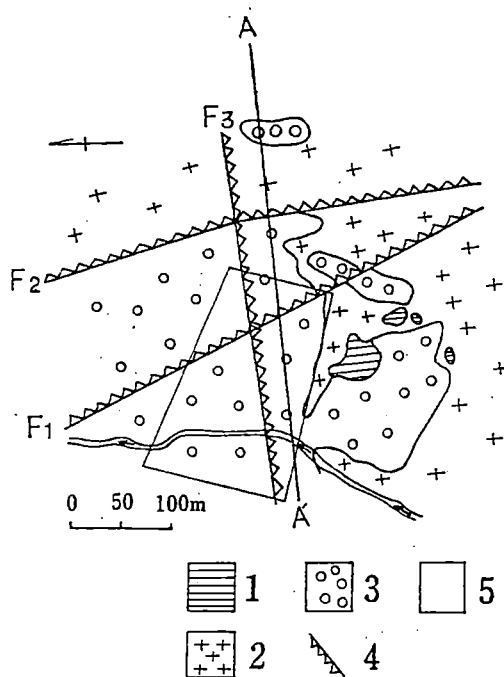


図-12 調査地周辺の地質図

1. 古生層, 2. 花崗岩, 3. 神戸層群, 4. 断層,
5. 調査地.

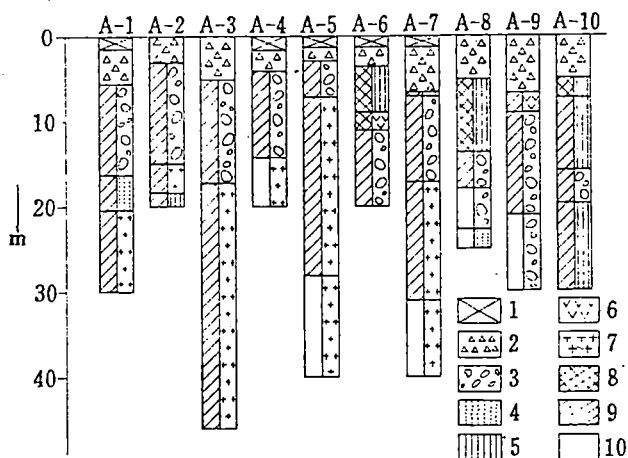


図-13 試錐柱状図

1. 表土, 2. 崩粒土, 3. 礫岩, 4. 砂岩, 5. 泥岩, 6. 凝灰岩,
7. 花崗岩, 8. 強風化層, 9. 風化層, 10. 堅岩.

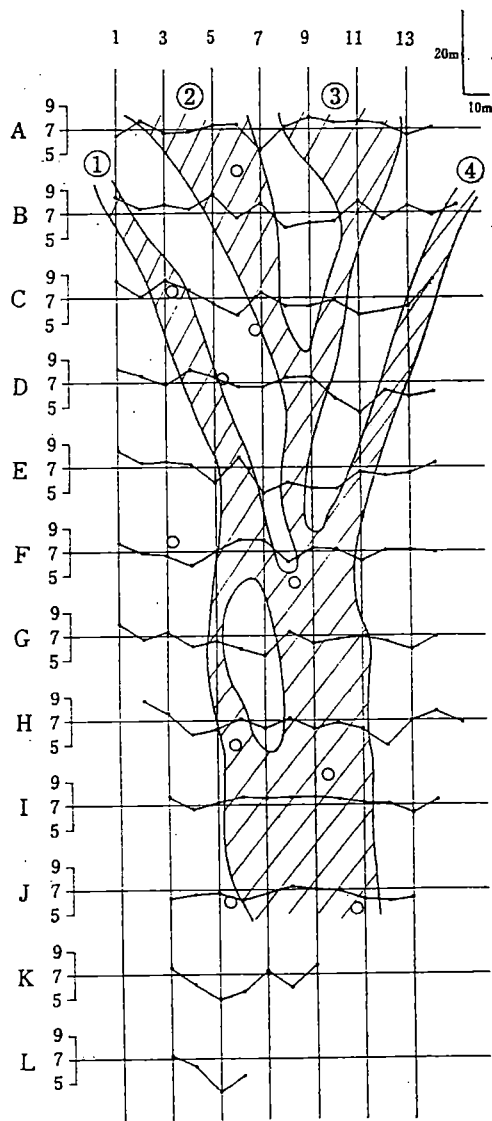


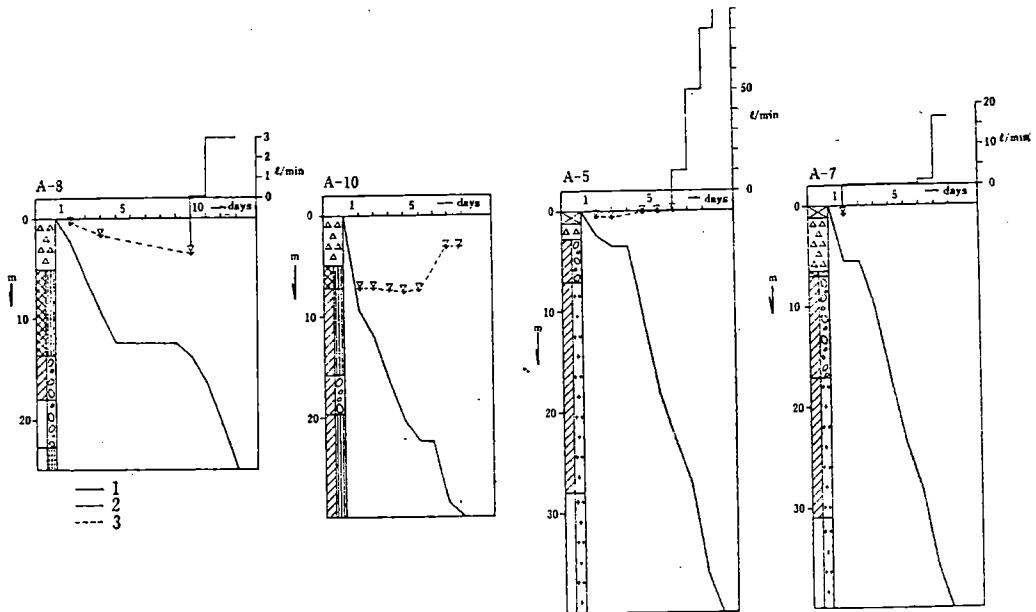
図-15 1m深地温測定結果

斜線部: 高温部 ($\theta_z=1=6.5^\circ\text{C}$), ○: 試錐孔

表一6 試錐掘削中の湧水箇所および湧水量

Table 1 Depth of eruption points and quantity of each eruption point during drilling of bore hole.

試錐孔番号	湧水深度(m)	湧水量(l/分)	地 質
A - 1	5.5~ 7.6	0.01	神戸層群の礫岩
	16.0~23.0	0.20	神戸層群の砂岩
	23.0~25.0	0.30	花崗岩
A - 2	5.0~11.7	0.25	神戸層群の礫岩
A - 3	9.0~16.1	0.20	神戸層群の礫岩
	35.5~38.5	6.80	花崗岩
A - 4	0.0~ 5.5	0.01	崩積土および神戸層群の砂岩
A - 5	25m付近	10.0	花崗岩
	38m付近	70.0	花崗岩
	39m付近	53.0	花崗岩
A - 6	9.0~15.2	0.02	神戸層群の凝灰岩・砂岩
	15.2~20.2	0.30	神戸層群の礫岩
A - 7	6.5~10.0	0.01	神戸層群の礫岩
	35.5~40.0	15.8	花崗岩
A - 8	13.6~22.7	3.0	神戸層群の礫岩
A - 9	15.8~23.8	1.0	神戸層群の礫岩・砂岩
A - 10	5.6~ 6.6	0.5	神戸層群の礫岩
	8.3	全逸水	神戸層群の礫岩



図一14 掘削深度一水位・湧水量変化図

柱状図の記号は図一3の凡例に同じ

1 掘削深度, 2. 湧水量, 3. 水位, A-8は崩壊土層と神戸層群中の例, A-10は神戸層群中の例, A-5は花崗岩中の例, A-7 崩積土層の地下水脈内の例.

～30ℓ/minとなっている。次に試錐掘削中の水位変化について、2、3の例を挙げてのべる。図-14には横軸に掘削開始からの日数、縦軸には掘削深度（太線）と地下水位（破線）および地表面より上には湧水量（細線）を示した。

A-5は花崗岩まで掘削した例で、神戸層群風化層に入ってから水位が現われ、風化花崗岩中では多少被圧が認められ、その後花崗岩の亀裂に当たると50ℓ/minの湧水が認められ、その量は掘削と共に増加し、最終的には133ℓ/minに達した。

A-7は後述する1m深地温測定調査によって検出された地下水流脈中に存在する試錐孔で、崩積土層中においても比較的高い水位が認められ、作業を一日中断した間に湧水した。その後神戸層群掘削中はあまり湧水量の増加は認められなかったが、風化および硬質花崗岩に入ってからはその量が増加し、16ℓ/minとなった。

A-8は崩積土と神戸層群を掘削したもので、深度15mまでは水位が掘削と共に低下し、礫岩に入ると湧水に転じ3ℓ/minの湧水をみている。

A-10は同じく神戸層群で掘進止めとしたもので、崩積土層中では水位は現われないが、神戸層群に入ると水位が認められるようになる。また礫岩の亀裂に達すると、湧水には至らないが被圧水が認められ、その水位は崩積土層にまで上昇している。

3. 各地層における地下水区分

Ⅱの1・2にのべたことから調査地の地下水は下記の4つに区分されるようである。

崩積土層中の自由地下水：浅層地下水、崩積土層中の地下水流脈：地下水流脈、神戸層群中の地下水：中間地下水、花崗岩中の地下水：深層地下水

Ⅲ 各地層における地下水挙動の調査方法

Ⅱの3において4種類に区分された各地下水がどのような挙動を示すかを検討すると共に、それらの存在を検証する目的で次の諸調査を行なった。

1. 1m深地温測定調査

崩積土層中の地下水流脈の存在位置を探るために、1981年2月18～20日に10×20mの網目状に計147点の測点を設けて実施された。

2. 地下水位・湧水圧測定

地質状況の違いによる地下水位・湧水圧の相違を検討するために、深度別（層別）に観測孔を設けて行なった。表-7に各調査孔の遮水深と観測孔の深さを示した。

3. 湧水量測定

湧水している試錐孔については湧水圧と同時に湧水量も週一回測定した。

Ⅳ 調査結果

1. 地下水流脈調査結果

1 m 深地温測定により、調査地内の崩積土層中には図-15に示す①～④の地下水流脈の存在が推測される。①の水脈はF測線下方で二手に分かれ、H測線とI測線の間で再び合流する。②と③の水脈はC測線とD測線の間で合流し、さらにE測線とF測線の間で④の水脈と合流し、F測線下方で①の水脈と合流している。

2. 地下水位・湧水圧・湧水量測定結果

湧水の認められる試錐孔の湧水圧測定結果の一部を図-16に示す。これをみると、A-5とA-7は大局的に年変化を示すようである。つまり、A-5は掘削当時の湧水圧は水頭8 m前後で以後減少するが、その後4 m程度に落ちつき、翌年4月頃より再び水圧が徐々に上昇をはじめ、8月には7.5 mとピークに達した。一方A-7も掘削直後の水頭は1.5～2.0 mあったが、以後7 m前後で横ばいとなり、春先には6 mまで減少した。4月下旬から上昇しはじめた水頭は7月27日に8.8 mのピークに達し、8月初旬に一挙に水頭1 mにまで急降下した。A-5、A-7はいずれの水圧も短期的な降雨との相関性は認められず、長期的な降雨と相関性が認められるようである。他の試錐孔の水頭はいずれも0.1～1 m程度で、季節的变化は認められないが、多少降雨との相関性が認められ、全般的に減少傾向または一定となっている。

湧水圧と同時に湧水量を測定したので、その概要を表-8に示す。表によるといずれも降雨との相関性は認められず、掘削直後から減少しつづけているものが多い。湧水圧の大きなA-5とA-7も当初は133 l/minと17 l/minの湧水量が認められたが、以後徐々に減少し、35 l/minと6 l/minとなっている。他の試錐孔はいずれも3 l～0.05 l/minとなっている。

各調査用試錐孔の脇に掘削された観測孔の水位変化の結果を整理したものが表-9である。これをみると、各観測孔共その水位変化は小さく、大きなものでも降雨に対する水位上昇は60 cm程度で、降雨との相関性の高いものとそうでないものがある。

V 考察

当調査地には大別して、崩積土層中の浅層地下水、神戸層群中の中間地下水、および花崗岩中の深層地下水が存在することが推定された。そこで各地下水の存在について検討すべく諸種の調査を実施した結果、以下に述べるようなことが明らかとなった。

当調査地の地下水の水理地質的条件に対応した存在状態および供給源をまとめると図-17、表-10のようになり、各地下水の挙動は次のようになっている。

①浅層地下水：殆んど降雨に対して反応せず、安定した水位を示す。

表一七 各試験孔の透水深と観測孔の深さ
Table 7 Length of interception of water in each bore hole and depth of observing bore holes.

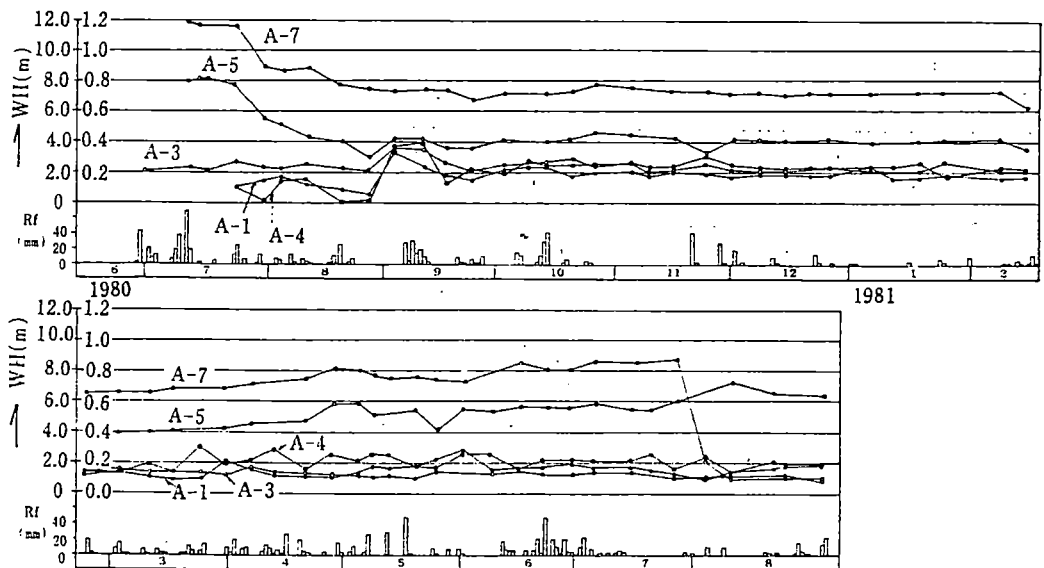
試験孔番号	深度(m)	透水深(m)	ストレーナー長 (m)	地 層 名	観測孔名	深さ(m)	地 層 名
A - 1	30	5.7	5.9 ~ 30.0	Kc ₁ + Gr	A-1'	5.5	Dt
A - 2	20	3.0	3.2 ~ 20.0	Kc ₁ + Gr	A-2'	2.9	Dt
A - 3	46	4.8	5.0 ~ 46.0	Kc ₁ + Gr	A-3'	4.6	Dt
A - 4	20	5.8	6.0 ~ 20.0	Kc ₁ + Gr	A-4'	5.0	Dt
A - 5	40	4.1	4.3 ~ 40.0	Kc ₁ + Gr	A-5'	3.0	Dt
A - 6	20	8.0	8.2 ~ 20.0	Kc ₁	A-6'	7.8	Dt + Km ₁
A - 7	40	7.8	8.0 ~ 40.0	Kc ₁ + Gr	A-7'	7.6	Dt
A - 8	25	15.0	15.2 ~ 25.0	Kc ₁	A-8'	14.0	Dt + Km ₁
A - 9	30	7.0	7.2 ~ 30.0	Kc ₁	A-9'	6.8	Dt + Km ₁
A - 10	30	8.0	8.2 ~ 30.0	Km ₁ + Kc ₁	A-10'	5.0	Dt

Dt.....崩積土層

Kc₁.....神戸層群礫岩

Km₁.....神戸層群泥岩

Gr.....花崗岩



図一六 湧水圧測定結果の2・3の例
○：外側の目盛，●：内側の目盛

表—8 湧水量測定結果の概要

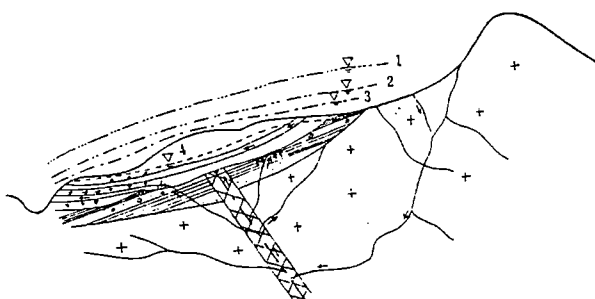
Table 8 Outline of the measured results of quantity of eruption at each bore hole.

試錐番号	湧水量測定結果
A—1	湧水量は 0.5~0.15 l/min の範囲で減少しつつある。降雨との相関性はない。
A—2	掘削当時 0.25 l/min あった湧水量はその後 0.01~0.05 l/min に減少している。降雨との相関性はない。
A—3	掘削直後、湧水量は 7.5 l/min から 9.0 l/min に増量したが、1980年8月~11月までは 7.5~8.5 l/min の間を変動している。12月以後、次第に減少し、1981年8月では 3 l/min に減少している。降雨との相関性はない。
A—4	湧水量は当初 0.15~0.2 l/min であったが、漸次減少して1981年8月では 0.05 l/min となっている。降雨との相関性はない。
A—5	掘削完了後1980年6月28日~7月24日の間 120~130 l/min の湧水量を記録。8月~11月は 90~100 l/min。以後徐々に減少し1981年8月現在 35 l/min となっている。降雨との相関性はない。
A—6	当初 0.2~0.3 l/min の湧水が見られたが、12月27日に湧水停止している。
A—7	当初 17 l/min の湧水をみたが、以後漸次減少し、1981年5月で、13 l/min、8月に 6 l/min にまで減少している。降雨との相関は見られない。
A—8	当初 3 l/min の湧水があったが、以後急激に減少し、0.1 l/min 程度となっている。降雨との相関性は見られない。
A—9	当初 1 l/min の湧水が見られたが、その後減少し 0.05 l/min に減少している。降雨との相関性は見られない。
A—10	掘削中 0.5 l/min の湧水が見られたが、終了掘削後は湧水を見ていない。

表—9 観測孔における水位変動測定結果の概要

Table 9 Outline of the measured results of water-level variation at each observing bore hole.

水脈	試錐番号	地下水位変動状況
内	A—1'	年間水位変動幅は -1.10~-0.35m と小さく、降雨に対する反応も鈍い。特に水位低下が比較的ゆるいことから、深層地下水の流入が考えられる。
外	A—2'	年間水位変動幅は -0.65~-0.15m と小さく、降雨に対する反応も小さい。
内	A—3'	年間水位変動幅は -0.82~-0.47m で、降雨に対する反応が鈍い。特に A—1' と同じように水位低下がゆるやかで、深層地下水の流入が考えられる。
外	A—4'	年間水位変動幅は -0.34~+0.10m で、降雨に対する反応は殆んど認められない。時期によって湧水を示すのは、深層地下水の影響によると思われる。
内	A—5'	年間水位変動幅は -0.55~0.00 であり、降雨に対する反応は敏感である。一降雨に対して 50cm 程度の水位上昇を示す。
外	A—6'	年間水位変動幅はわずかで、殆んど一定している。降雨との相関性は全くみられない。
内	A—7'	年間水位変動幅は -0.85~-0.20m で、降雨に対する応答は敏感である。一降雨に対する水位上昇は 50cm 程度である。
外	A—8'	年間水位変動幅は -0.45~-0.15m で、降雨に対する応答は全く認められない。
内	A—9'	年間水位変動幅は -2.70~-2.05m と比較的水位が深く、降雨との相関性も認められる。一降雨に対する水位上昇も 60cm と大きい。
外	A—10'	年間水位変動幅は -3.85~-3.20 と深く、降雨との相関性も良い。一降雨に対する水位上昇量は 50cm 程度である。



図一17 調査地の地下構造と地下水存在状態
 1. 花崗岩中の水圧, 2. 神戸層群中の水圧, 3. 崩積土層水脈中の水圧, 4. 崩積土層中の水位

表一10 地下水の存在状態と供給源
 Table 10 Existing conditions of each groundwater and supply sources.

	地 層	地下水名称	存 在 状 態	供 給 源
1	崩積土層	浅層地下水	帯水層・自由地下水	降 雨
2	"	浅層流動地下水	地下水流脈・条件により被圧水	降雨+深層地下水
3	神戸層群	中間地下水	断層・破碎帯・部分的に被圧水	〃
4	花崗岩	深層地下水	〃・被 圧 水	花崗岩をキャップブロックとする 遠方からの降雨浸透水

②浅層流動地下水：降雨を供給源とするものは降雨との相関性は高く、その応答も早い。一方深層地下水を供給源としているものは湧水圧を示し、降雨との相関性はあまりよくない。

③中間地下水：部分的に被圧されており、多少降雨の影響を受けて水圧変動を示す。

④深層地下水：一般に高い水圧を示す。降雨との相関性は長期間の時間差を持って存在する。

次に各々の地層中に存在する地下水の湧水圧（水圧・水頭）の大きさは次の順となっている。

深層地下水＞中間地下水＞浅層流動地下水

以上記述したような地下水の存在状態とそれらの複雑な挙動は、従来実施している一本の試錐孔の水位測定結果からは明らかにすることのできないものであり、層別地下水位測定を行うことにより初めて得られる結果である。

参考文献

- 1) 内藤光雄・西川貢：山地における土塊変動と層別地下水位との関係について。第17回地すべり学会研究発表会
- 2) 田中紀朝（1978）：地すべり調査における地下水調査について—その2。偽水位と調査上のポイント—。地すべり技術，5—1，56～63
- 3) 内藤光雄・田中茂（1984）：神戸層群に属する一地すべり地における層別地下水の分類方法並びにその挙動について。日本地下水学会誌，26—4，167～183
- 4) 内藤光雄・竹内篤雄・田中茂（1983）：六甲山系地すべり地における層別地下水の挙動について。日本地下水学会誌，25—1，1～16

山地地下水の水質特性—六甲山地を例に—

吉 岡 龍 馬 *

Characteristics of Water Quality in Groundwater from a Mountain

—A case study of the Rokko Mountain system

1. はじめに

六甲山地は、北東は武庫川沿いの生瀬、宝塚より、南西は大阪湾に面する須磨、塩屋におよぶ全長約 30km にわたり広がり、神戸市、芦屋市、西宮市および宝塚市の脊梁山脈を形成し、その海拔高度は 900～600m である。

六甲山地の地質は、笠間(1968)¹⁾および藤田・笠間(1971)²⁾により詳細に述べられている。これらによると、六甲山地の花崗岩類は六甲花崗岩(中生代白亜紀後期～古第三紀に形成、六甲山地ほぼ全域に分布、細粒部と中・粗粒部に区分)、布引花崗閃緑岩(白亜紀中～後期に形成、六甲山地南縁部に位置し神戸市市街地の裏山に広く分布)および土橋石英閃緑岩(六甲花崗岩形成時の捕獲岩、六甲山トンネル付近に分布)の 3 岩体に分けられている。

さて、六甲山系の水質に関しての従来の研究には、おおまかにいって応用地質学的・水理地質学的な研究と陸水化学的・地球化学的な研究の 2 通りがある。

前者の調査・研究としては、北野ら(1967)³⁾、主に表六甲の河川水を対象にした岩石の風化・崩壊に関したもので、吉岡ら(1975, 1976, 1980, 1981)^{4, 5, 6, 7)}の崩壊に関連した破砕帯中の脈状地下水の豪雨時の溶存化学成分濃度の時間変化、この種の地下水の長時間にわたる水質変動の観測、笠間・鶴巻(1971)⁸⁾および黒田ら(1981)⁹⁾によるトンネル湧水の水質、鶴巻(1973)¹⁰⁾と内浦(1984)¹¹⁾によるトンネル湧水と表流水の水質の相互作用、北岡・吉岡(1984)¹²⁾によるトリチウムをトレーサとしての水循環の速さなどに関した研究などがそれである。

一方、後者の研究例として、TSURUMAKI & SAKURAMOTO(1975, 1976)^{13, 14)}による河川水中の F^- 含有量の分析とその成因、日下ら(1974, 1978, 1981, 1984)^{15, 16, 17, 18)}の河川水、浅層地下水の水質と地質との関係、河川水の定点での水質変動、山本・増田(1980, 1981)^{19, 20)}による地下水の希土類元素の分析、高松ら(1981)²¹⁾の地下水の水質形成機構などの研究がある。

本稿では、これらの研究のうち、山地地下水の水質に関連したものに重点をおき概説する。

* 京都大学防災研究所

2. トンネル湧水の水質

地下水の水質の概要を述べる前に、まず、水質形成の最も大きな要因の1つである、六甲山地の花崗岩類の化学組成を表-1に示した。これから六甲花崗岩は布引花崗閃緑岩および土橋石英閃緑岩

表-1 六甲山系の花崗岩の化学分析値(%) (Yoshioka ら, 1980).

Table 1 Chemical analyses of granitics in the Rokko mountain area: analyses are given in weight percent (After Yoshioka *et al.*, 1980).

Rock	Rokko granite						Nunobiki granodiorite			Dobashi quartz diorite
Local-ity	Yokoo-yama	Ashiya river River cliffs				Ikuta river Head waters	Nunobiki reservoir	Kikusuiyama		Rokko tunnel
SiO ₂	75.23	75.44	74.58	75.05	74.98	74.91	72.78	69.46	66.35	64.92
TiO ₂	0.10	0.03	0.06	0.07	0.08	0.04	0.36	tr.	0.38	0.44
Al ₂ O ₃	13.34	14.73	14.92	15.20	15.64	13.87	13.69	14.66	15.54	15.95
Fe ₂ O ₃	1.39	0.61	1.43	0.90	0.63	0.68	0.89	0.47	1.61	1.40
FeO	(total)	0.18	0.40	0.33	0.23	1.42	2.00	3.53	2.70	4.18
MnO	0.07	—	—	0.01	0.02	0.05	0.01	0.25	0.10	0.13
MgO	0.17	0.01	0.01	—	0.22	0.28	0.50	2.13	1.80	1.19
CaO	1.20	0.25	0.44	0.53	0.19	0.94	2.18	2.89	4.36	4.15
Na ₂ O	3.43	2.41	3.39	3.53	1.11	2.10	3.33	3.79	3.34	4.17
K ₂ O	4.66	4.58	3.88	4.06	2.52	4.05	3.98	1.89	2.09	1.89
P ₂ O ₅	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.02	0.16	0.11	0.17
H ₂ O(+)	0.19	1.73	1.14	0.52	2.92	1.24	0.66	0.80	0.88	0.93
H ₂ O(-)	0.12	0.72	0.62	0.58	1.34	0.22	0.18	0.12	0.19	0.11
Total	99.90	100.70	100.88	100.79	99.88	99.90	100.58	100.10	99.55	99.63
Reference	Yoshioka <i>et al.</i> , 1979	Kitano, 1959				Shibata <i>et al.</i> , 1958		Kasama, 1968		

に比較して、SiO₂と K₂Oが多く CaO, MgOおよび FeOと Fe₂O₃が少ないことを特徴としていると云えよう。

一般的に地下水の化学成分は、①降水 + ②岩石・土壌 + ③温・鉱泉 + ④人間活動によりきまる。地下水の化学成分は主として①、②によって決まるが場所によっては、③、④の成分が支配的になることもある。

降水の化学成分濃度は、表流水、地下水に比べると極めて小さいので、地下水の水質は、③、④の成分が加わらないならば、それが接触してきた岩石・土壌の化学組成をまず第一義的に支配する。すなわち、Ca, Mg, Na, K, SiO₂などの成分は、岩石の土壌からの溶出によって附加される割合が大きくなる。六甲山系においては、これらの溶解作用に最も大きい影響を与えるのは水中に溶解する二酸化炭素である。したがって、その作用の結果として、炭酸水素イオンが、陰イオンの中の主要成

分になる。

また、岩石・土壌からの溶出成分のなかには、粘土鉱物とのイオン交換反応や沈殿反応などにより変化しやすいものもある。

まず、〔図-1に六甲山系の地下水・河川水などの採水対象名の概略図を示す。〕黒田ら(1981)⁹⁾

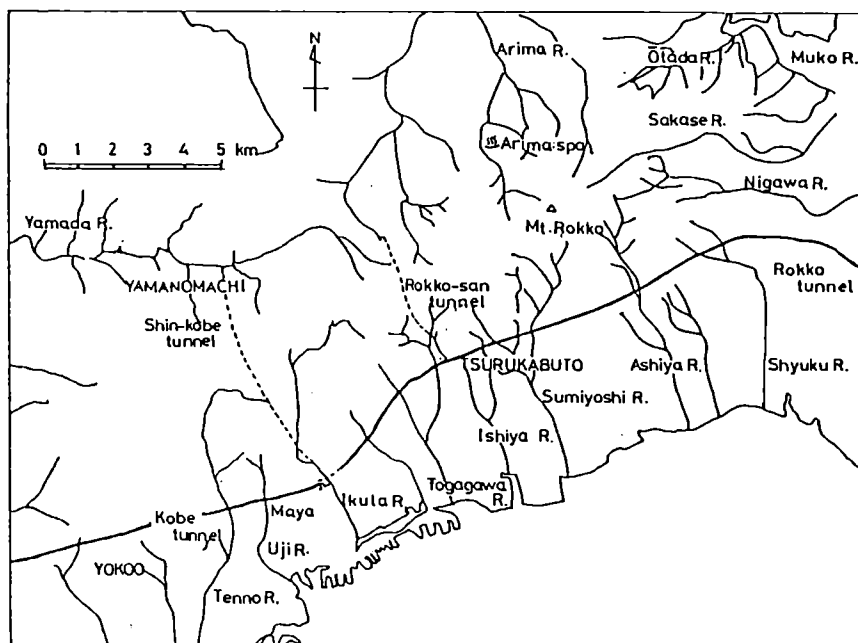


図-1

が、六甲・神戸両トンネル内で採水を行った地点と、その分析値の一部として、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 HCO_3^- の濃度分布を図-2に示す。(表 2・3、図 3・4・6 参照)。

これによると次のように要約される。すなわち、①神戸トンネルの採水点の密度が六甲トンネルに比較して小さいのは、おそらく神戸トンネルは六甲山地の山裾に沿っており、地表までのかぶりの深さが六甲トンネルに比較して小さいからであろう。しかし布引断層に近接した再度谷一天王谷間の 35km 前後では、採水地点も多い。② Na^+ 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- の量比から、布引花崗閃緑岩地帯については、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{NaHCO}_3$ 、六甲花崗岩地帯については、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 < \text{NaHCO}_3$ の関係が坑内湧水の特徴として示される。③本地域の Cl^- 濃度は鉱泉質の水の存在を示していると考えられる。六甲トンネル内では、22～24kmの間および 28km 付近の、いずれも顕著な断層破砕帯を伴う断層周辺を除

表-2 六甲山系の花崗岩地域における表流水と地下水の化学分析値(mg/l)(鶴巻1973, 内浦1984).

Table 2 Chemical analyses of stream waters and groundwaters through granitic rocks in the Rokko mountain area: analyses are given in mg/l (After Tsurumaki, 1973 and Uchiura, 1984).

			Na	K	Mg	Ca	Cl	HCO ₃	SO ₄	F	Soluble SiO ₂	pH	Water Temp (°C)	Remarks
Locations (Sampling Pits)			(mg/l)											
Ashiya	1	68.10. 1	13.5	0.7	0.2	20.8	3.5	80.0	6.0	3.0	21.7	7.8		Rokko granite
"	2	69. 2. 1	16.7	0.9	0.2	21.4	3.6	92.7	0	3.9	28.8	7.6		"
Ashiya R.	3		5.4	0.7			4.7	29.2	8.8	1.0	13.2	6.8		
"	4	69.12.23	6.2	0.5	0.9	9.0	4.9	26.9	7.3	1.2	12.3	7.0	8.2	
"	5	69.12.23	6.2	0.6	0.6	7.9	4.5	27.3	6.0	0.9	14.4	7.1	7.5	
Tsurukabuto	6	68. 6. 1	31.7	0.5	0.1	12.2	4.7	93.3	5.9	3.8	24.4	8.0		(1) Rokko granite
"	7	68. 7. 29	28.9	0.5	0.2	13.7	4.8	90.6	6.5	3.6	18.2	8.0		"
"	8	68.11. 9	11.0	0.3	1.0	22.7	4.5	83.3	7.0	2.0	15.5	7.5		"
Nishiyamadani	9		10.4	1.2	1.0	34.5	9.8	102.9	14.5	0.8	23.4	7.3		
Samiyoshi R.	10	68.10.	9.3	1.0	1.1	15.4	8.4	45.1	15.2	0.5	18.4	7.2		(2)
"	11		7.9	0.8	1.2	19.3	6.0	58.8	12.3	0.6	16.8	7.4		
Ishiya R.	12	68.11.	7.8	0.5	0.7	10.1	6.6	33.4	7.2	0.2	20.0	6.9		
Topagawa R.	13	70. 4. 17	6.8	0.6	0.5	6.7	5.1	17.6	10.8	0.2	10.7	7.0		
Maya	14	68. 7. 17	16.6	0.3	5.9	19.8	4.6	113.8	6.8	0.7	22.8	7.8		Nunobiki granodiorite
"	15	68. 8. 23	19.0	0.5	5.4	20.5	9.3	111.4	9.2	0.8	22.7	7.6		"
Uji R.	16	69.12.23	11.8	0.6	7.6	20.7	10.8	79.0	28.0	0.2	20.2	7.6	7.8	(4)
"	17	69.12.23	12.4	1.4	5.9	20.7	13.1	81.6	16.4	0.2	22.7	7.6	7.8	
Rokko-san tunnel	18	67. 4. 13					6.5	61.5	6.5	1.1	8.0	15.3		(5) Rokko granite
"	19	69. 7. 8					7.3	68.3	9.0	1.2	8.2	16.8		(6)
"	20	66. 4. 15					5.5	78.3	7.0	2.2	8.2	14.8		(7)
Jigokudani	21		4.5	0.8	0.5	1.5	4.0	4.4	5.9	0.03	8.8	6.2		
"	22		4.4	0.7	0.6	2.1	2.5	7.1	8.8	0.2	11.4	6.2		
Topagawa R. upper reach	23		7.9	0.8	0.9	4.8	8.2	13.3	6.0	0.1	11.5	6.8		
"	24		5.4	0.8	0.7	3.9	6.2	7.3	9.5	0.1	10.4	6.5		
Shin-Kobe tunnel	25	83. 8. 12	16.7	0.9	6.1	38.3	13.4	133.0	22.3	0.23	19.4	7.7	19.0	(8) Nunobiki granodiorite
"	26	83. 8. 12	19.8	0.94	1.2	36.3	11.7	120.2	24.2	0.46	17.9	7.9	22.2	(9)
"	27		13.7	2.2	0.9	36.5	8.8	111.0	18.4	0.97	16.6	7.7	23.5	(10)
"	28		13.4	0.7	4.6	56.9	26.5	150.1	17.8	0.59	15.7	7.7	17.8	(11)

Remarks

- | | | | |
|-----|---|------------|--|
| (1) | Rokko tunnel, spring through fault cutting face | (5) (6) | Rokko-san tunnel, south entrance |
| (2) | Ohtsuki-Dobashi fault cutting face | (7) | Rokko-san tunnel, 730 m along south entrance |
| (3) | Kobe tunnel, pilot pit | (8) - (11) | Shin-Kobe tunnel, Spring (Uchiura, 1984) |
| (4) | Kobe tunnel, cutting face | 1 - 24 | (Tsurumaki, 1973) |

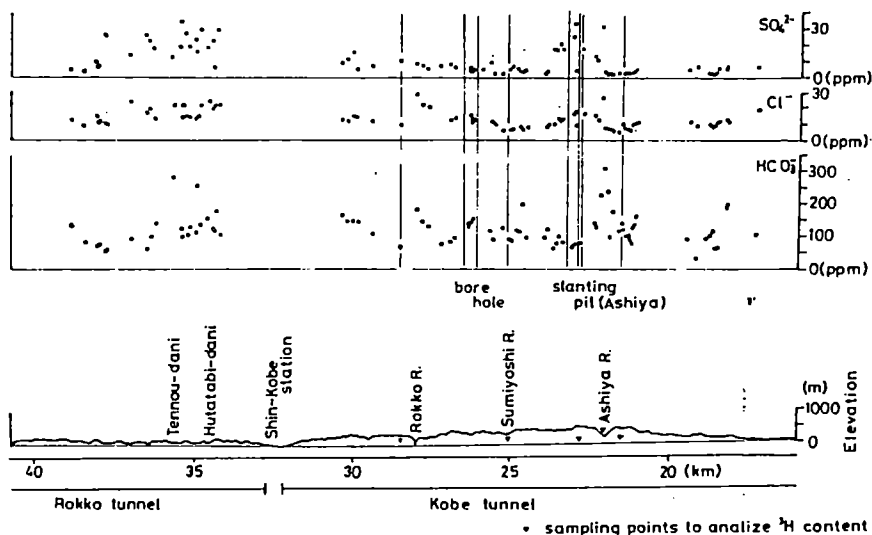


図-2

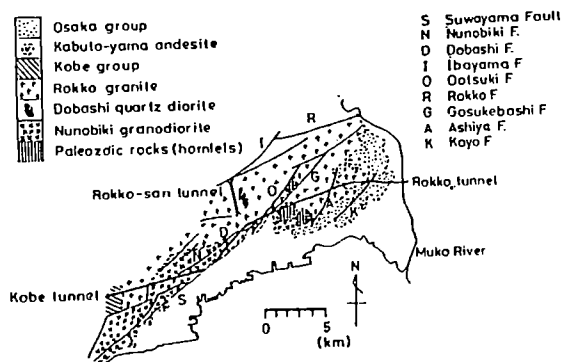


図-3

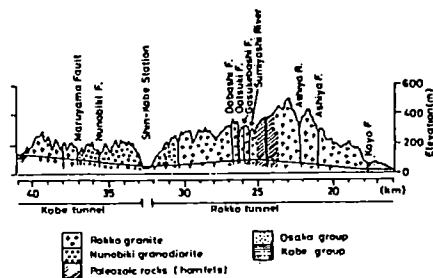


図-4 六甲と神戸トンネル周辺の地質横断面図(黒田ら, 1981).

Fig. 4 Geological cross section around the Rokko and the Kobe tunnels (After Kuroda et al., 1981).

図-4

いてほぼ一定の Cl 濃度のレベルにあり、ここに鉱泉質の水の存在が示されている。神戸トンネルでは、布引断層と交錯する 34~37km 間で 10ppm前後と 20ppm前後の値が交互に現れ、水脈状に鉱

泉質の水が幾条にも存在していることを示している。④ SO_4^{2-} 濃度は、六甲トンネルでは、 Cl^- 濃度とほぼ同じ位置に、そのピークが現われている。神戸トンネルでは Cl^- と若干挙動を異にしているが鉱泉質の水の地下水脈の存在を想定させる。

さらに、黒田ら(1981)⁹⁾は断層破砕帯の切羽に現れる湧水が、その断層破砕帯の中に長期間停滞し貯留されていたものであれば、試料水のトリチウム濃度は相対的に小さくなるはずであるという

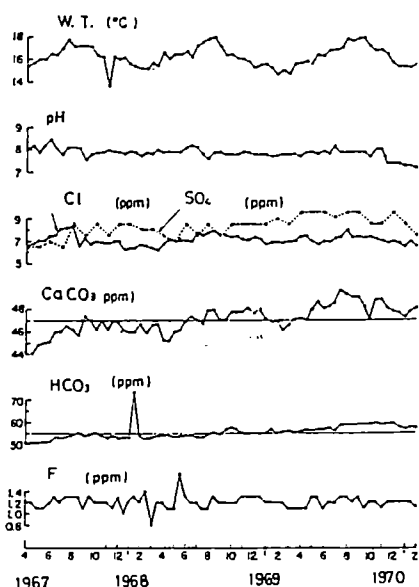


図-5

考えにもとづいて、六甲山周辺の代表的な水試料 5個の分析を行なっている。これについては後述する。

次に、トンネル湧水の水質の経時変化をみるために笠間・鶴巻(1971)によりまとめられた六甲山トンネルの完工直後からの約 3か年間にわたる水質の経時変化(神戸市水道局資料)を図-5に示した。かれらは次のように要約している。すなわち、①水温には季節変化がみられ、1~2月に15℃, 8~9月に18℃を示している。ただしこの水温は湧出後気温の影響を多分に受けているであろう、②pHはほとんど 8.0 ± 0.2 の範囲にあるが、1969年11月以降は 7.5以下に低下している、③硬度、アルカリ度はわずかに増加している、④ Cl^- , SO_4^{2-} , F^- に関しては経時変化の傾向が認められない。

3. 表流水とトンネル湧水の水質の比較

表-2に鶴巻(1973)¹⁰⁾と内浦(1984)¹¹⁾による表流水、湧水の水質分析結果を示す。この表から鶴巻は、表流水とトンネル湧水との相違点を、つぎのように要約している。トンネル湧水は、①全般的に溶存成分が高濃度である、②とくにアルカリ度の高濃度が目立ち pH は高い値を示す、③ F^- 含有量が異常に高い、表流水に関しては低 F^- 地区に入る鶴甲地区においても、湧水は 3ppm 前後の値を示す、④ SO_4^{2-} は表流水よりも低い値を示すものが多い、⑤陽イオンに関しては、 Ca^{2+} は高濃度、 Mg^{2+} は低濃度であることが認められる。鶴甲地区の試水には Na^+ が著しく多いものがみられる。一方、布引花崗閃緑岩で構成されている摩耶地区の表流水は六甲花崗岩よりなる他の地区の表流水に比べて各成分ともに高濃度であり、同地区においては、湧水と表流水との水質の区別がはっきりしない。

さらに、鶴巻(1973)¹⁰⁾ はこの表以外に関連する水質資料を追加し、図-6のように、芦屋、鶴甲、

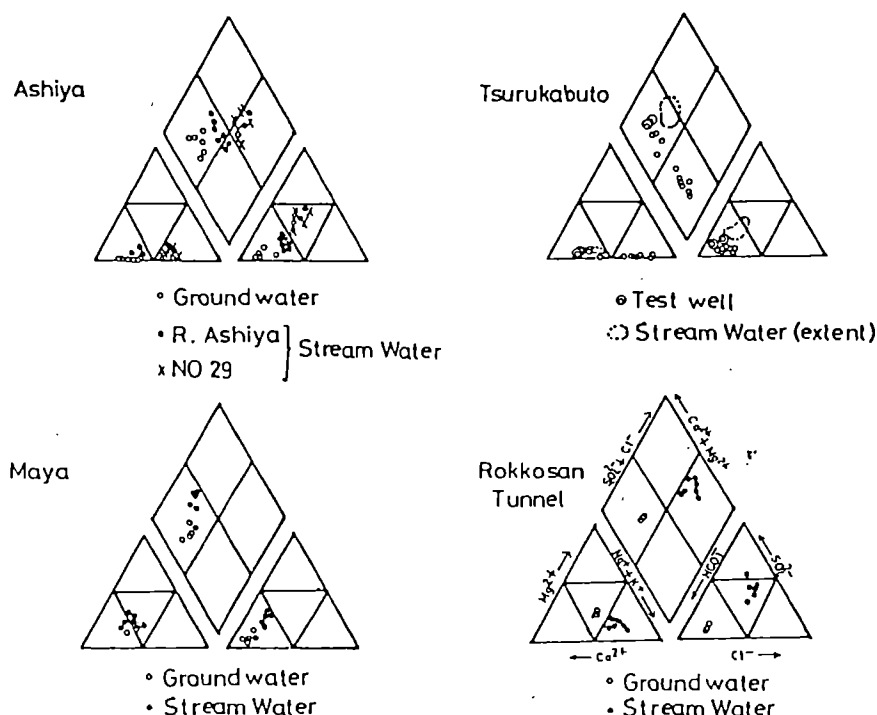


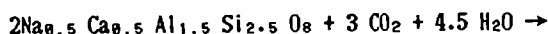
図-6 トリリニヤダイアグラムによる水質の比較(地下水と表流水)。

Fig. 6 Comparison of water quality with trilinear diagram (groundwaters and stream waters).

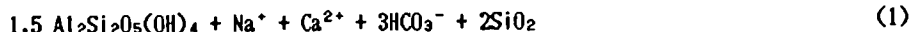
摩耶、六甲山トンネルの 4地区のキーダイアグラムを作成し、各地区ごとにみられる水質組成の特

微および地下水・表流水の組成の相違を次のように述べている。すなわち、①芦屋地区に関しては、地下水は表流水に比べて、 HCO_3^- が高く、 SO_4^{2-} が低いことによって、両者は判然と区別されている。②鶴甲地区に関しては、表流水・地下水の組成の相違については、芦屋地区にみられる傾向に加えて、この地区の地下水には、 Na^+ の著しく高い濃度がみられ、 NaHCO_3 型の水質を示すものがある。これらは Mg^{2+} が低濃度である。 NaHCO_3 型の水質を示す地下水はトンネル工事の比較的初期に、作業孔や切羽より採取されたものであり、 Ca^{2+} の多いタイプの地下水は1969年以降のものである。初期の地下水にも、 Ca^{2+} の多い地下水が1試料あったが、そのトリチウム濃度はきわめて高い値(65.5, TU)を示した。③摩耶地区の地下水、表流水における陰イオン組成の相違点は他地区と同様に認められるが、陽イオン組成にはほとんどが違いがない。他地区の水質と比べて、陽イオン組成の相違が著しいことが注目される。 Mg^{2+} の含有量比が高いことは布引花崗閃緑岩が六甲花崗岩に比べて MgO 含有量が多いことによるのであろう。④六甲山トンネル地区では表流水は低アルカリ度で、かつ $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ の含有量比が高いのに対して、地下水はその反対の組成を示している。

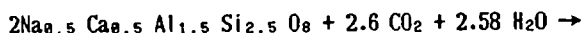
ところで一般に火成岩地帯の地下水中の $\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}$ の大部分は $\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}$ などの汚染がない限り、斜長石と CO_2 による次式の反応で供給される(Garrels, 1967)²⁴⁾。



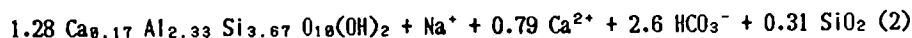
(斜長石)



(カオリナイト)



(斜長石)



斜長石は固溶体であるので、そのNaとCaの組成比がかわることにより、水溶液中に供給される、 $\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{HCO}_3^-, \text{SiO}_2$ の比率も当然かわってくる。

図-7はGarrels(1967)による $[\text{HCO}_3^-] / [\text{SiO}_2]$ と $[\text{Na}^+] / [\text{Ca}^{2+}]$ のモル比の関係図に鶴巻(1973)、内浦(1984)および北岡・吉岡(1984)の資料をプロットしたものである(表2・3参照)。

同図中のAおよびBの曲線は斜長石のNaとCaの組成比を任意にかえ生成されるであろうモンモリロナイトとカオリナイトが生ずる際に、水溶液中に供給される $\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{HCO}_3^-, \text{SiO}_2$ の計算値の $[\text{Na}^+] / [\text{Ca}^{2+}]$ および $[\text{HCO}_3^-] / [\text{SiO}_2]$ のモル比をそれぞれ描いたものである。

したがって、この図により斜長石が CO_2 を含む水と反応した場合に生産される粘土鉱物種および

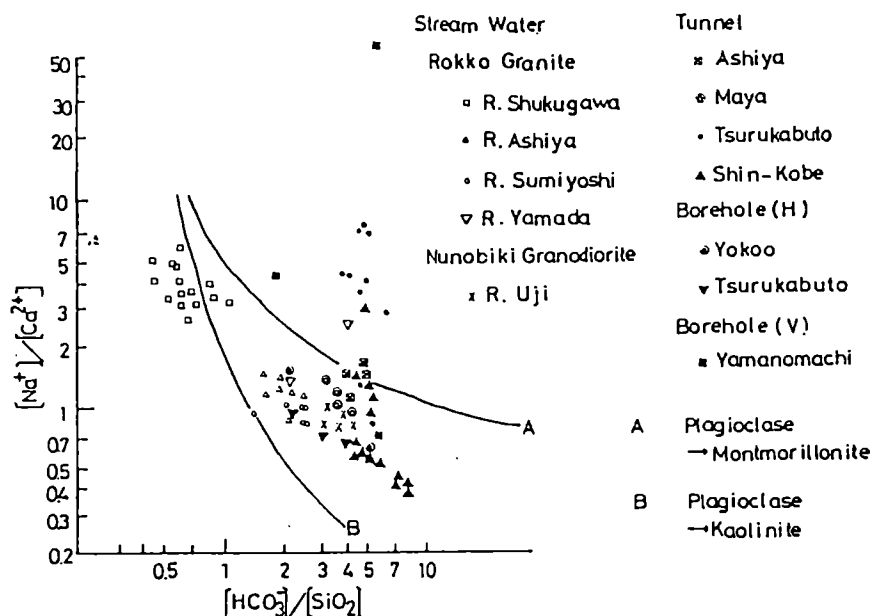


図-7

原石（斜長石の Ab・An 比）の推定，また表流水・浅層地下水と深層地下水との区別も可能になる。すなわち，斜長石の CO_2 による風化の初期段階（表流水または地下浅所）では (1) 式によりカオリナイトが生成されやすいが， CO_2 が消費され，pH， HCO_3^- ， SiO_2 ， Na^+ ， Ca^{2+} 濃度が増加する段階（地下深所）ではモンモリロナイトが生成しやすくなると考えられるからである。

六甲花崗岩からなる夙川，芦屋川，住吉川および鶴甲の水平ボーリング孔水の一部などは斜長石が CO_2 を含む水によって分解し，カオリナイトを生成したときの溶出成分の理論曲線 (B) の近くに分布するが，それ以外の試水はこの曲線からはずれている。表流水にみられる縦軸方向のちらばりは，原岩の斜長石の Ab・An の比を表している。芦屋坑内湧水，鶴甲坑内湧水の一部，新神戸トンネル湧水の一部，摩耶坑内湧水などは，斜長石が同様に風化してモンモリロナイトを生成するときの理論曲線 (A) の近くに分布している。横軸方向のちらばりは，これらの試水が断層粘土と接触し，化学的に平衡に近い状態にあることを表しているものと理解される。このことは坑内水が表流水よりも一般に高い pH を示していることから支持されよう（表-2 参照）。

以上のべてきた表流水とトンネル湧水の水質について要約すると次のようになる。①トンネル湧水の水質は表流水に比較して，アルカリ度と pH が高く，また F^- も多い，②トンネル湧水はイオ

ン交換反応に原因すると考えられる陽イオン組成の特色が現われている (Na^+ Ca^{2+} が多く K^+ , Mg^{2+} が少ない), ③トンネル湧水の SO_4^{2-} の比率は表流水より低くなっている, ④六甲花崗岩からなる夙川、芦屋川、住吉川、鶴甲の水平ボーリング孔水の一部は、斜長石が CO_2 を含む水によって分解しカオリナイトを生成するときの理論曲線近くに分布しているが、芦屋坑内湧水、鶴甲坑内湧水の一部、新神戸トンネルの一部、摩耶坑内湧水などは、モンモリロナイト生成の理論曲線近くに分布している。

4. フッ素

従来より、六甲山系北東部の河川水、地下水には比較的多量の F^- が含まれていることが知られており、これらを飲料水にする地域住民にとって大きな社会的問題となっていることは周知のことである。

図-8は鶴巻(1973)¹⁰⁾が1962年以降、この地域の表流水の F^- 含有量を測定し、その結果を4段階の濃度に区分した分布図に内補(1984)¹¹⁾のデータを加えたものである。この図から、六甲山地を東部の高 F^- 地区と、西部の低 F^- 地区とに大きく区分することができる。両地区の境界は、ほぼ有馬川と芦屋川とを結ぶ線になる。そして大多田川、逆瀬川および仁川によって囲まれる地区に1.5ppm以上の高濃度のものが集中し、3ppm以上のものが3地点で見出されている。なお古生層および布引花崗閃緑岩からなる地区は、明らかに F^- 含有量が少ない。この分布の概況は日下・佐川(1974)¹⁵⁾の結果とも一致している。

日下・佐川(1974)は本地域の花崗岩全域について、 F^- と他の溶存成分間の濃度の相関係数を求めた結果、花崗岩全域については相関性は得られなかったが、六甲山系北東部の高 F^- 含有量を示す大多田川支流の座頭谷(17点)および赤子谷(25点)については、 F^- と Ca^{2+} および F^- と HCO_3^- の間には相関性が認められたと報告している。また、笠間・鶴巻(1971)⁹⁾も同様に全調査地点の F^- とアルカリ度および F^- と硬度との関係を調べ、 F^- が2~3ppm以上の高含有量の試水は、アルカリ度と正の相関を、硬度とは負の相関を示すようにみられるが、全般的には明瞭な相関関係が認められなかったと報告している。

TURUMAKIとSAKURAMOTO(1975)¹³⁾は六甲花崗岩60試料の F^- 含有量を定量し、細粒のもの113~1140ppm、中粒のもの121~1109ppm、粗粒のもの100~1100ppm、全平均値465ppmという値を得ている。また F^- はとくに有色鉱物中に濃集していることを見出し、表流水中の F^- 含有量とその採水地点付近の花崗岩中の黒雲母の F^- 含有量との間に正の相関があることを明らかにした。

以上のように、表流水の F^- 含有量が地点に固有の値を示すことは、笠間・鶴巻(1971)⁹⁾も指摘しているように、表流水と地下水との水質の比較、両者の交渉関係をみるときに、1つの有力な手

がかりを提供するものと期待される。

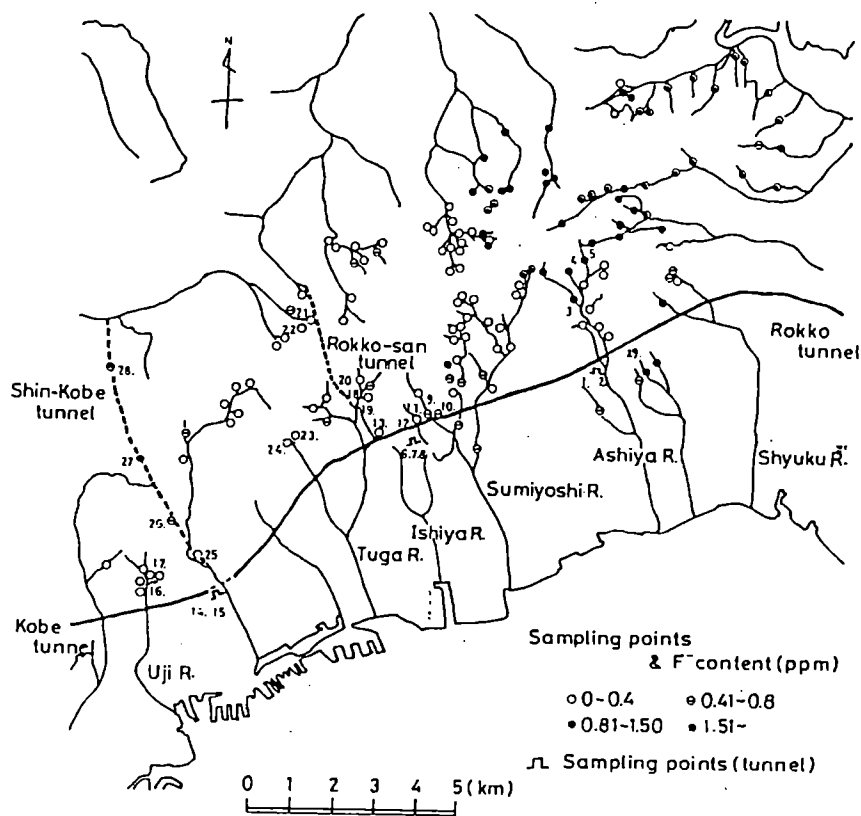


図-8

5. 希土類元素

希土類元素とは Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu の 17 元素の総称で、これらは親石元素の一種である。地下水中の希土類元素の起源は岩石に由来するものである。

一般に、地下水中の希土類元素の分析例はきわめて少ない。六甲山地下水の希土類元素の研究は山本、増田(1980)¹⁹⁾ によってはじめてなされた。

山本ら(1981)²⁰⁾ によるトンネル湧水の希土類元素の存在度パターンを図-9に示す。これによると重希土で、Dy と Yb が谷に相当し、Er と Lu が山に相当するジグザグな様相が共通している。

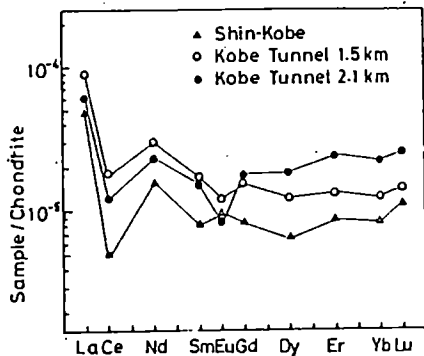


図-9

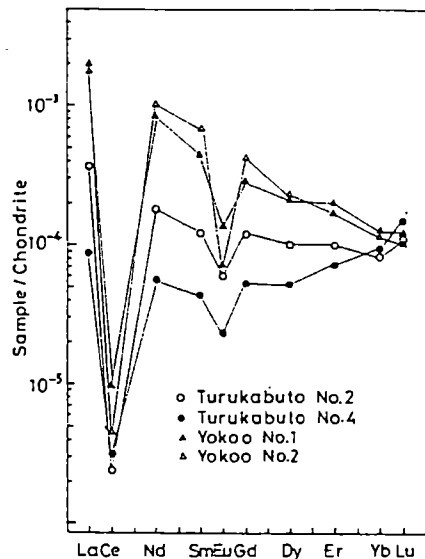


図-10

また、CeとEuの負の異常は別としてLa-Nd-Smの軽希土の一般的傾向の延長に比べると、Gdは不連続にSTEP-UPする特徴も共通している。これらの特徴は海水にも見られるが、ジグザグなパターンは「Tetrad効果」として、GdでのSTEP-UPは水和数の変化して説明が可能であるとしている。

図-10に表層に近い水平ボーリング孔からの湧水の希土類元素の存在度パターンを示す。この両図を比べると図-9の場合よりも図-10の方が、一般的に濃度が高いことと、Ceの負の異常の程度が大きいことが特徴的である。

この他山本ら(1980, 1981)^{19, 28)}の濃尾平野(沖積層)の深層地下水の希土類元素パターンでは、Euで負の異常を示すが、Ceには異常がなく、軽希土と重希土を含めて全体がなめらかな形を示している。このようにCeに負の異常をもたず、しかもなめらかなパターンは、比較的深い所で長時間滞留していて、まわりの岩石との相互作用が充分になされた地下水とみられる。

一方、図-9の神戸トンネル(2.1km)のように大きなCe異常を示し、全体的にジグザグなパターンは、岩石の影響をそれほど極度に受けていない地下水にあらわれるものと推定している(山本・増田, 1980)¹⁹⁾。

これらの観測事実から希土類元素の存在度パターンは地下水が長時間滞留して岩石との相互作用が充分になされるものであるか、あるいはその地下水の循環性の問題などの解明に新たな視点が期待されよう。

6. トリチウム

六甲山水系で今までに測定されたトリチウム濃度を、表流水、湧水（トンネル、水平ボーリング孔、鉛直ボーリング孔）および温泉水に分け、横軸に西暦年、縦軸に濃度の常用対数をとって 図-11に一括してプロットした（北岡・吉岡，1984）。資料は、1968年のトンネル湧水が笠間・鶴巻(1

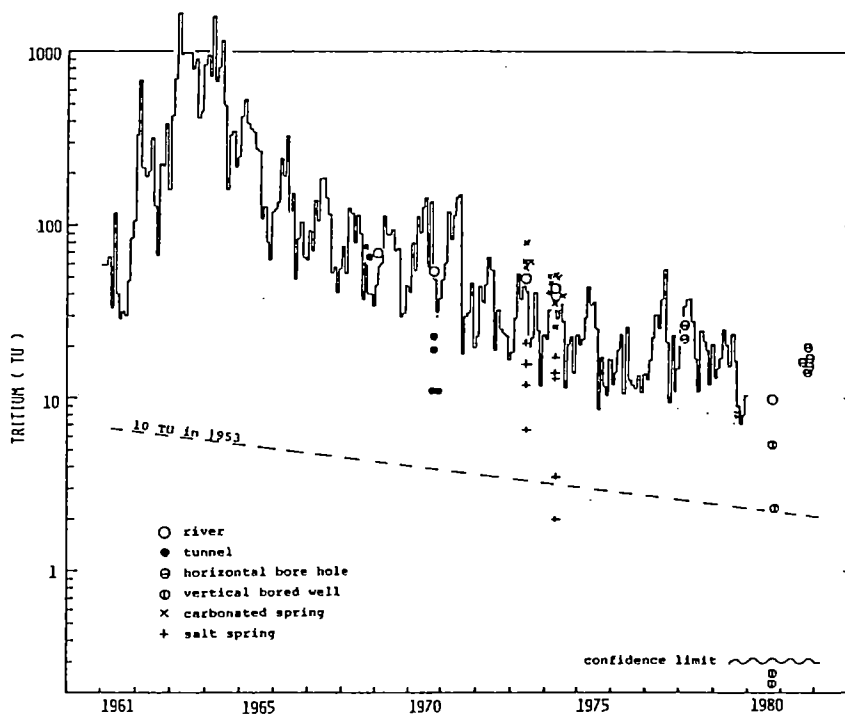


図-11

971), 1969年の表流水（猪名川）が川崎(1978)²⁶⁾、1970年の表流水（芦屋川）とトンネル湧水が黒田ら(1981)、1973年と1974年の表流水（有馬川）と温泉水が池田・田中(1975、ただし、報告図からの読み取りをプロットした)²⁷⁾によるものであり、1978年以降のプロットは著者らによる（表-3、参照）。

棒状の折れ線は IAEA(1969～1983)²⁸⁾の測定による東京における毎月の降水中のトリチウム濃度

である。図中の破線は水爆実験の影響で降水のトリチウム濃度が立ち上る直前の 1953 年の濃度を天然レベルの 10TU としたときの放射崩壊による減衰線を示す。山の街地区（表-3、図-17A参照）

表-3 六甲山系における地下水と表流水の主要化学成分とトリチウムの濃度。

Table 3 Concentrations of major dissolved chemical species and tritium in groundwaters and stream waters in the Rokko mountain area.

		Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼⁼	Soluble SiO ₂	pH	Tritium	Water Temp.	Discharge	Remarks
Locations (Sampling points)		(mg/l)												
Rokko tunnel	1	68.11. 9	11.0	0.3	1.0	22.7	4.5	83.2	7.0	15.5	7.5	65.5	-	(1)
"	2	70.10. 7-8	20.6	1.3	3.8	26.3	7.8	139.8	2.6	-	7.4	10.8	-	(2)
"	3	"	10.7	0.5	2.8	29.7	7.1	94.0	5.0	-	7.0	10.9	-	(3)
"	4	"	17.5	0.5	3.2	17.8	16.4	80.1	17.4	-	8.0	19.1	-	(4)
Rokko-san tunnel	"	"	15.8	0.0	0.4	17.5	9.5	69.9	10.0	-	7.6	22.4	-	(5)
Ashiya R.	"	"	5.8	0.6	0.9	7.1	12.0	17.1	7.2	-	7.2	54.1	-	(6)
Tsurukabuto	1	81.10.28	19.9	0.44	0.8	42.8	10.9	97.2	43.0	26.6	7.0	16.8	16.4	(7)
"	2	78. 2.28	19.0	0.7	1.5	40.3	12.1	96.9	28.5	-	6.8	26.7	-	(8)
"	2	81.10.28	17.1	0.58	1.1	33.0	8.6	71.7	41.9	27.2	6.9	19.9	16.2	(9)
"	4	"	17.9	0.55	0.8	44.4	12.2	117.2	27.7	24.8	7.1	15.6	16.0	(10)
Yokoo	1	78. 2.28	16.6	0.6	3.0	36.2	7.4	106.5	22.9	-	6.8	21.7	-	(11)
"	1	81.10.28	18.3	0.58	1.7	47.1	10.3	131.8	29.0	26.0	7.3	14.3	16.9	(12)
"	2	"	17.1	0.33	1.7	17.9	7.0	74.1	20.5	25.2	6.7	16.2	16.7	(13)
Yamaoimachi	2	80. 9.22	15.5	0.92	2.0	17.4	6.8	72.7	8.7	26.4	7.6	9.9	19.3	(14)
"	5	"	50.8	0.26	1.0	1.6	5.2	106.8	3.3	17.8	9.5	0.1	16.0	(15)
"	6	"	23.0	0.26	0.3	9.4	4.5	63.4	2.8	25.7	8.4	0.0	16.5	(16)
"	9	"	15.5	0.26	2.2	34.7	5.0	130.5	3.8	20.2	8.0	2.3	16.2	(17)
"	15	"	28.1	0.22	1.0	17.2	4.6	106.5	6.6	25.4	8.0	5.4	14.9	(18)

- Remarks
- (1) Cutting face at Ohtsuki and Dobashi faults, Tsurukabuto (Kasama and Trurumaki, 1971) Rokko granite
- (2) Perennial spring(?), Fractured zone, Between Kiyama and Ashiya (Kuroda *et al.*, 1981)
- (3) Spring through cutting face, Between Ashiya and Tsurukabuto (Kuroda *et al.*, 1981)
- (4) Perennial spring Ashiya, Slanting pit (Kuroda *et al.*, 1981)
- (5) Perennial spring South entrance (Kuroda *et al.*, 1981)
- (6) Stream water (Kuroda *et al.*, 1981)
- (7)-(13) Horizontal borehole (Kitaoka and Yoshioka, 1984)
- (14) Stream water (Kitaoka and Yoshioka, 1984)
- (15)-(18) Vertical borehole Flowing confined water (Kitaoka and Yoshioka, 1984)

の自噴泉と有馬地区の食塩泉の一部でこの破線の示す濃度よりも低い値をとり、1953年以前の降水を含むと考えられるものもあるが、大部分のプロットは破線よりも高濃度側に位置しているので、それ以降の新しい降水が混入していることは明らかである。

この図で注目される点は、1969年から 1974 年にかけての表流水のトリチウム濃度がゆるやかな減少を示していることであり、湧水のトリチウム濃度が表流水の濃度を上限とするように検出限界以下までのいろいろな値をとっているのと対照的である。ただ、山の街地区にはトリチウム濃度の低い表流水がみられる。この沢の地面下数10m にはトリチウムを含まない被圧地下水があるのでそのような水がいたるところで侵み出しているものと推定される。

表流水は、トンネルやボーリング孔を通して人工的に取り出された地下水よりも新しい降水をより多く含んでいることはトリチウム濃度からほぼ明らかである。

また、図-12 は笠間・鶴巻(1971)⁸⁾、鶴巻(1973)および吉岡(1981,1984)^{7,25)}の分析値から Cl⁻

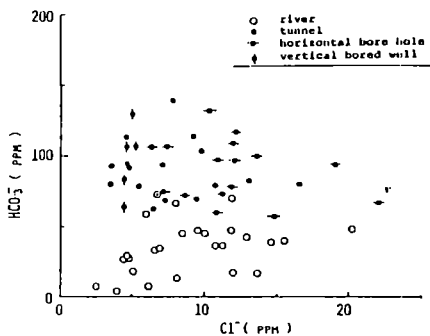
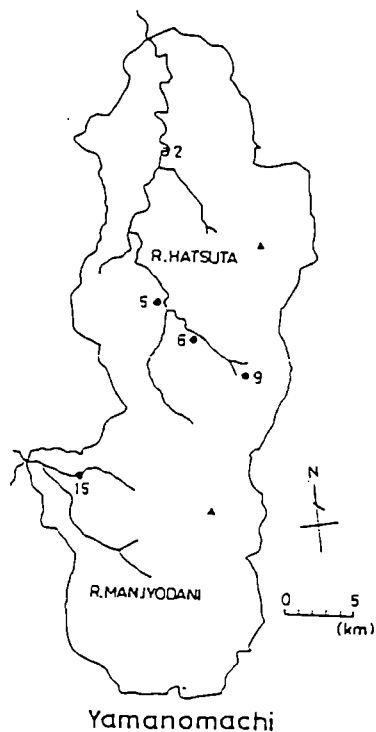


図-12



天然水の採水場所(吉岡ら, 1976, 1978, 1979, 1980, 1984).

Sampling localities of natural waters by Yoshioka *et al.* (1976, 1978, 1979, 1980 and 1984).

図-17A

濃度と HCO_3^- 濃度を抜き出し、表流水と湧水とに分けてプロットしたものであるが、少なくとも Cl^- 濃度 20ppm 程度以下の範囲では表流水は湧水よりも HCO_3^- 濃度が明らかに低く、大体 50ppm 以下の範囲に見出される。トリチウム濃度の低い山の街地区の表流水は◎で印したように湧水に組み入れられるべき水質を持っている。

このように、トリチウム濃度と HCO_3^- 濃度には表流水と湧水の違いが現われているが、黒田ら(1981)⁹⁾はさらに表流水を含め、トンネル湧水のトリチウム濃度が HCO_3^- 濃度との間で負の相関があることを指摘した。今回の測定資料においても、1981年の同時期に採取した水平ボーリング孔からの湧水には、図-13に示すようにトリチウム濃度と HCO_3^- 濃度との間で負の相関性が認められ、この時期における表流水のトリチウム濃度として 21~23 T0 が推定される。黒田らの指摘のように湧水に

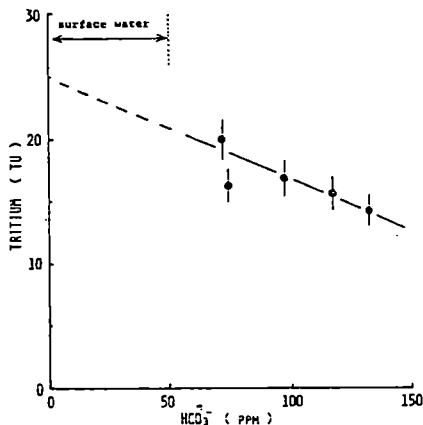


図-13

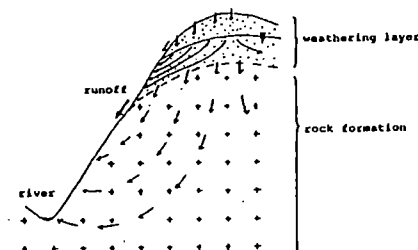


図-14

は表流水を供給する地下水が混入していることは明らかで、山体内部の地下水がそのような比較的表層の地下水の供給を受けていることが知られる。

そこで、トリチウム濃度を考察する出発点として、山地地域の地下水を表層の風化帯地下水と山体内部の岩盤中の地下水とに分け、前者が表流水および岩盤内の地下水の供給源として機能しているものとみなすこととする(図-14)。表流水には岩盤経由の水も含まれるが、表流水のトリチウム濃度への寄与は小さいとみなす。

黒田ら(1981)の報告には、新幹線六甲トンネルからの湧水よりも標高の高い六甲山道路トンネルからの湧水の方がトリチウム濃度の高いことが示されており、また今回の結果においても、山体斜面に掘られた水平ボーリング孔からの湧水にくらべると比較的低位の平坦部からの湧水にトリチウム濃度の極めて低い水がみられるという。湧出場所によるトリチウム濃度の違いが顕著に認められた。湧水にみられるこのようなトリチウム濃度の違いは山体内部でそれほど規模の大きい水の混合が生じていないことを示している。

湧水のトリチウム濃度を考察するため、前述のように、岩盤中の水は風化帯地下水に由来するものとみなし、さらに、浸透する水のトリチウム濃度は風化帯地下水の平均濃度、すなわち、表流水と同じ値をもつものと仮定することにする。図-15の実線はそれを示したものである。

まず、このような濃度変化を伴う浸透水が岩盤内をピストン流的に移動し、かつ、ひとつの湧出口には同じ年代の水が湧出するものとしてみよう。この場合、通過時間 τ ののちのトリチウム濃度は放射崩壊による減衰分だけ減少するので実線を平行移動することで求められる。図-15の点線はこのようにしていくつかの τ について求めたものであるが、トンネル湧水で10年以内、水平ボーリング孔で12~18年の τ が対応している。しかし、標高の最も低い新幹線トンネルまでの通過時

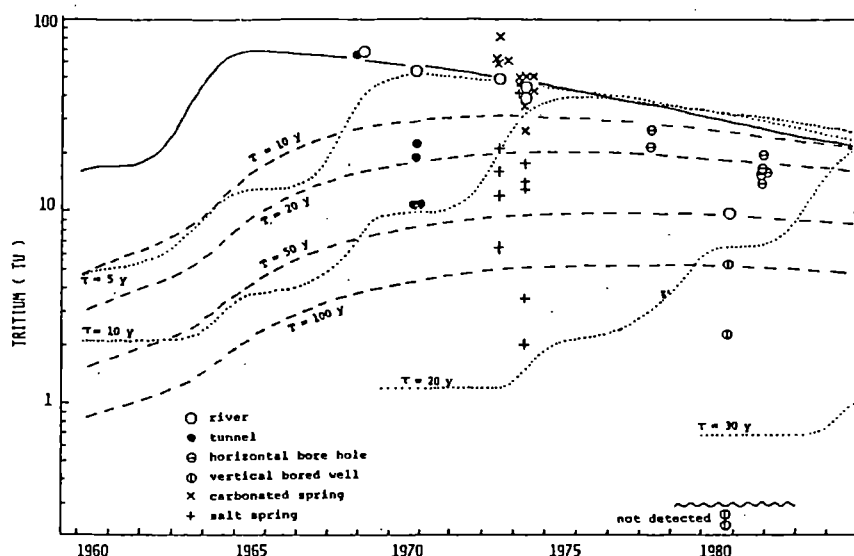


図-15

間がほぼその直上に位置する鶴甲水平ボーリング孔までの通過時間よりも短い結果となり、一様な媒質を考える限り混合を無視したこの方法は合理的でない。

湧出の現象は、吸い込み口である湧出点に多かれ少なかれ流線の集中を伴うので流動経路の単なる水が混合して湧出しているとみなされ、とくに湧出量の大きい湧水に対しては上記方法で見積られる通過時間は意味を持たなくなるであろう。

前述のように黒田ら(1981)は、トンネル湧水の化学成分 (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) がトンネルに沿って濃度に顕著な高低分布を持つことから、岩盤内に幾重にも発達した破碎帯の間には水の交流の少ないことを推定した。これと同様の結果は、結晶片岩を貫通するトンネルにおいても湧水の水理学的な研究から得られており、それぞれの破碎帯で独立した流動系が形成されているが、湧水量はマクロ的にはトンネルに沿って一様とみなせることが示されている(吉川・北岡, 1979)²⁹⁾。

したがって、当地域においても岩盤内部では基本的には割れ目系の方向性に支配された二次元的な流動系がほぼ一様に形成されているとみて大きい誤りはないであろう。

図-15 の破線は、実線の示す濃度を入力濃度 $C_i(t)$ としていくつかの滞留時間 T について (3) 式から同様に求めた結果である。

$$C_o(t) = \frac{1}{T} \int_0^{\infty} C_i(t-\tau) e^{-\left(\lambda + \frac{1}{T}\right)\tau} d\tau \quad (3)$$

ここで、 $C_0(t)$ は時刻 t における流出水のトリチウム濃度、 τ はある流線に沿う地下水面からの通過時間、そして λ はトリチウムの壊変定数である。湧水の実測値をこれに対比させると、トンネルと水平ボーリング孔からの湧水の大部分が滞留時間15～40年の比較的限られた範囲に収まり、湧出場所が比較的接近している六甲山トンネル、鶴甲ボーリング孔、新幹線六甲トンネルに着目すると、標高の高い順にそれぞれ、約15年、15～30年、約40年と順次滞留時間の長くなる傾向が認められる。このモデルによる滞留時間は、それぞれ湧出に關係する流動範囲内における通過時間の平均を意味するので、湧出標高が低くなるほど湧出への流動範囲も広がり、系全体の滞留時間に近づくものと考えられる。湧出標高が最も低く、湧出量の大きい新幹線六甲トンネルには破砕帯に供給される水のほぼ全量が湧出しているものと考えられ、そのトンネルの示す約40年の滞留時間は、破砕帯全系、すなわち岩盤内の地下水の循環の速さがかなりの程度に反映されているものと推定される。

トンネルにくらべ湧出量の非常に少ない水平ボーリング孔からの湧水には経路の異なる水の混合効果は小さいと考えられるので先に見積った通過時間 τ はそれなりの意味はあると思われる。しかし、時期を隔てた実測濃度に対しては混合の課程を考慮したモデルの示すゆるやかな濃度変化の方が適合性がよいように思われる。鶴甲ボーリング孔からの湧水については、 τ と T の値はそれぞれ12～18年、12～26年であり、また横尾ボーリング孔からの湧水についてはそれぞれ13～30年となっていて、水平ボーリング孔湧水に対しては τ と T は比較的よく一致するが、通過時間の平均を示す T の方が合理的と思われる。六甲山トンネルにおいても約7年の τ よりは約15年の T を採用した方が現実的であろう。

これら通過時間の平均 T と湧出点の標高を用いて平均通過速度の鉛直成分を概算してみると、六甲山トンネルではかぶり量が150～200mであるから岩盤中の鉛直通過距離として150mとすればこのトンネルまでに約10m/year、鶴甲ボーリング孔では400mの標高差を平均23年で通過してきたとみなすと約17m/year、そして新幹線六甲トンネルでは約14m/yearの程度の値が得られる。これら湧水は場所的にみて同じ水系に属すると考えられるが、最も高位置にある六甲山トンネルまでの通過速度がそれより下層のものよりも低いことは、このトンネルへの水の流動が表層に近い部分で行なわれるので、下層にくらべて間隙性に富む通過媒体が考えられ、速度が遅く現われているものと推定される。

以上、この地域でトリチウム濃度の解析を通して得られた結果を図-16に模式的に総括しておく。 T は各湧水の平均通過時間を現わし、 T_1 と T_2 はそれぞれ風化層地下水と岩盤地下水の滞留時間である。ただし、表流水の示す滞留時間は、もう少し広く解釈して、山地地下水のうち循環性地下水の特性値とした方がより合理的であろうし、また、岩盤地下水の滞留時間はトンネル湧水によっ

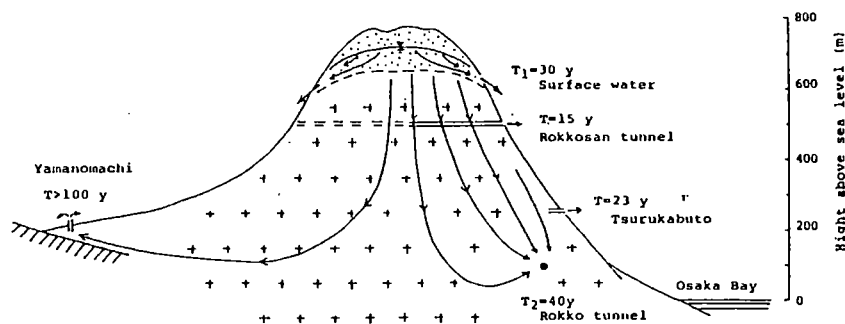
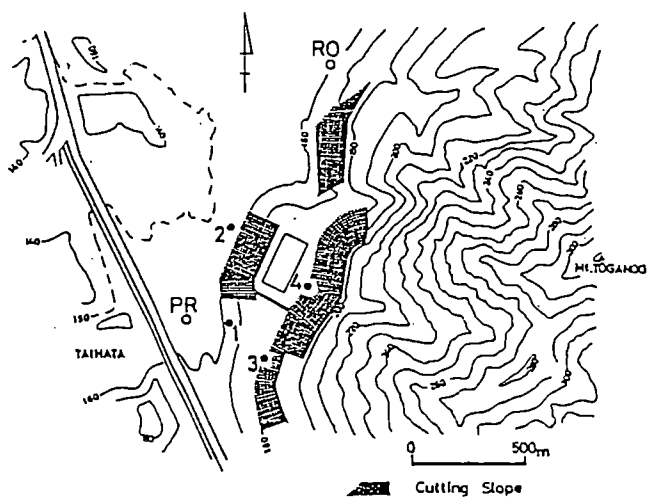


図-16

て誘発された副次的な流動系に対するものであり、トンネルのない天然の状態では岩盤地下水の滞留時間はさらに長いものと思われる。

7. 豪雨時の地下水の水質

豪雨時に発生する自然斜面の崩壊現象の多くは、破碎帯（このわれ目の中に地下水が包蔵されている）が発達している地盤の斜面に頻発することを田中(1971)³⁸⁾ は明らかにしている。このような破碎帯中に存在している地下水の豪雨中の水位、地下水流出量および溶存化学成分との関係を調べるために、鶴甲山北部斜面で観測した結果の一部を図-18,19に示した⁴⁾（図-17B参照）。図-18から、降水・地下水流出量と成分濃度との対応性が非常によいことがわかる。例えば、7月4日午前0～1時の最大降雨強度（52mm/h）から3～4時間後に地下水流量のピークが出現している。しかもこのピーク時に各化学成分濃度は最低値を示している。また、図-19から、No.4の水平ボーリング孔の場合には、7月4日の同じ最大降雨強度から14～15時間後に地下水流出量のピークが出現しているが、化学成分によってはNo.1とは異なった様相を呈している場合がある。例えば、 HCO_3^- 濃度は地下水流出量の増加とともに増し、しかもそのピークと流出量のピークとはよい一致を示している。これは豪雨によって溪流などに表流水が集中し圧力がある一定の大きさに達すると、岩盤の割れ目の中に存在する HCO_3^- 濃度が大きく、 SO_4^{2-} 濃度が小さい地下水が新たな地下水と交換するものと推察される。



Yokoo

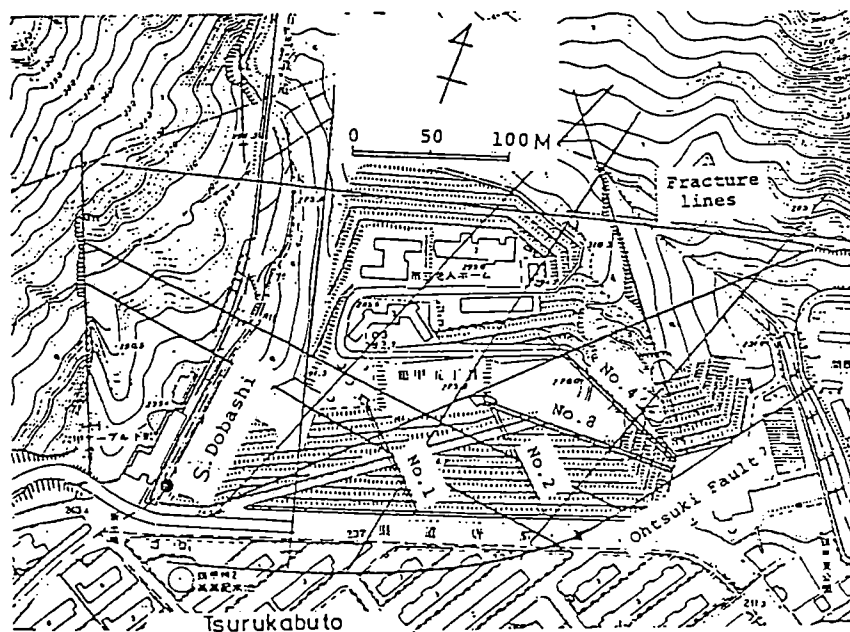
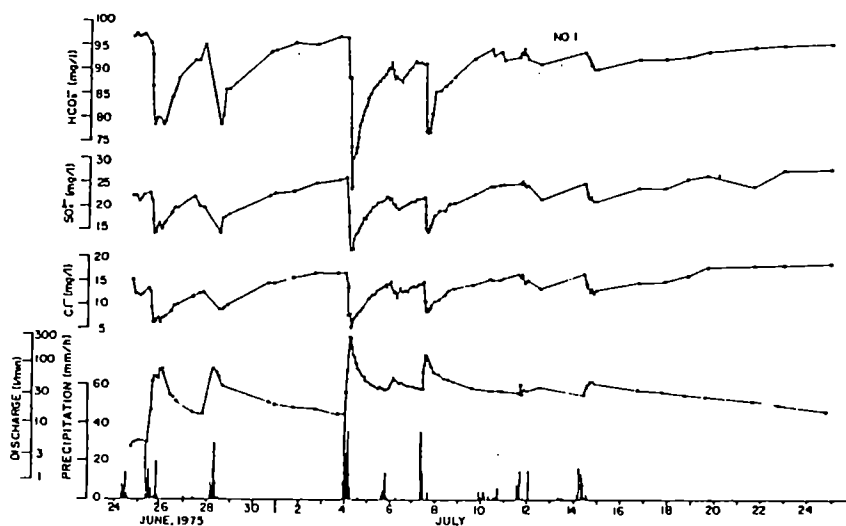


図-178



1975年6月24日から7月24日かけ観測された水平ボーリング孔 No.1 湧水の HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- の濃度変化と流量、および降水量。
降水量のデータは現場で観測したものである。(吉岡ら, 1976).

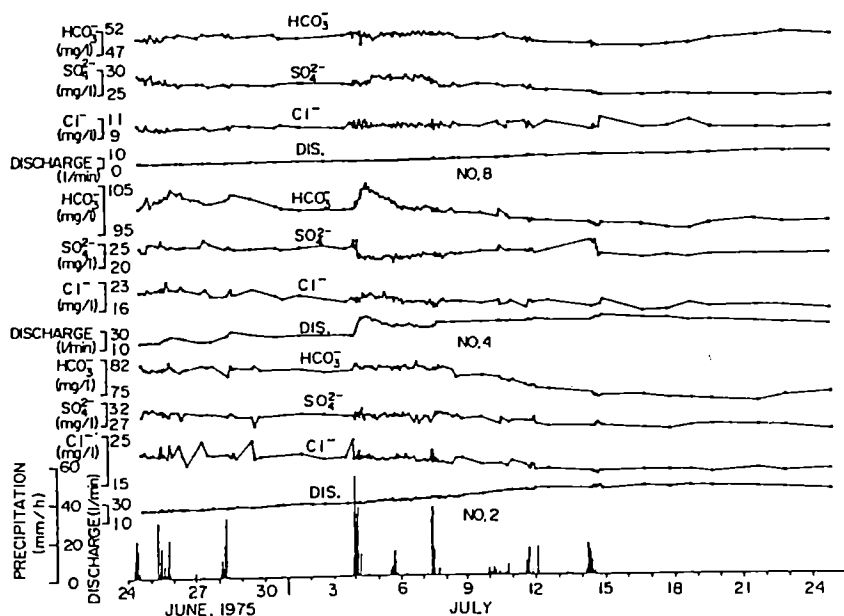
Curves represent concentration change of bicarbonate, sulfate and chloride in groundwater, and discharge, flowed out from horizontal boring No.1, in response to rainfall, for the period from 24 June to 24 July, 1975. And hyetograph, for the same period, is also described, the original data of which were recorded in situ (After Yoshioka *et al.*, 1976).

図-18

ものと推察される。

図-20 に、豪雨中の土橋川と水平孔 No.1 の HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} の濃度の変化を示した⁴⁾。両者の降雨の対する各成分濃度の変動状況は非常に類似しているのがよみとれる。この水質変動の類似性から、水平孔 No.1 に土橋川の水が直接流入しているものと推定される。

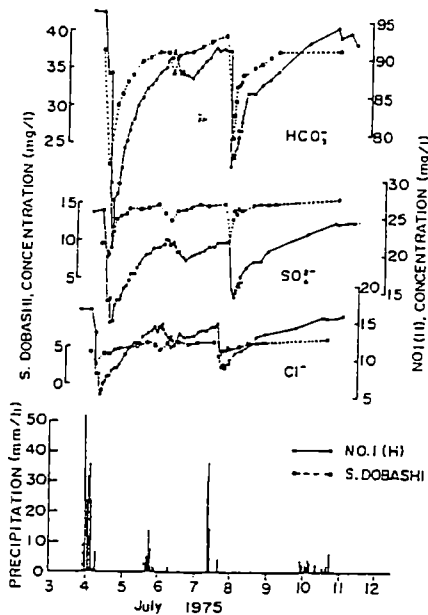
これと同じ観測結果を芦屋川流域³¹⁾でも得ている(図-21 参照)。ただし、本調査域の地質は大阪層群から構成され、自噴孔は鉛直ボーリング孔(25.4m 深)である。



1975年6月24日から7月24日にかけて観測された水平ボーリング孔 8, 4, 2湧水の HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- の濃度変化と流量, および降水量.
降水データは現場で観測したもの(吉岡ら, 1976).

Curves represent concentration change of bicarbonate, sulfate and chloride in groundwater, and discharge, from horizontal bore holes, No. 8, No. 4, and No. 2, in response to rainfall, for the period, from 24, June to 24, July, 1975. And hyetograph, for the same period, is also described, the original data of which were recorded in situ (After Yoshioka *et al.*, 1976).

図-19



1975年7月3日から10日にかけて観測された水平ボーリング孔湧水の HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 濃度変化と土橋川流出水のそれらとの比較と降水量(吉岡ら, 1976)。

Comparison of two kinds of curves representing concentration change of bicarbonate, sulfate and chloride in natural waters, collected from (1) horizontal borehole and (2) from the Dobashi stream run-off, in response to rainfall in situ, for the period from 3 to 10 July, 1975. And hyetography, for the same period, is also described (After Yoshioka *et al.*, 1976).

図-20

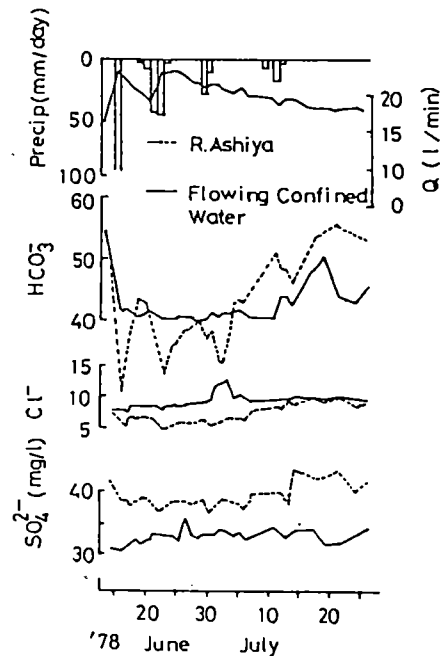


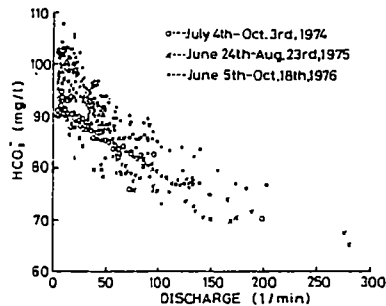
図-21

8. 地下水の水量の経時変化

筆者は風化現象を水質から究明する目的をもって定点で長時間にわたり、地下水の水質を現在も観測している。ここでは、鶴甲および横尾地区での観測例の一部を紹介する(表-3参照)。

図-22 に鶴甲地区の水平ボーリング孔水 No.1 の流量と風化の指示成分となる HCO_3^- 濃度との関係を示した⁵⁾。この関係を規定するパラメータとして、①地下水と地盤構成物質との接触時間、②地下水との接触面積、③地下水の経路などが考えられる。

一般に、六甲山地の地下水は脈状地下水として存在していることが多いので、地下水の流量の増加による水と地盤構成物質との単位面積当りの接触面積が大きく変化することはないと考えられる。



鶴甲地区の水平ボーリング孔湧水からの流量と HCO_3^- 濃度との関係(吉岡, 1978).

- Relationship between discharge and bicarbonate content of groundwater from horizontal borehole No. 1 in the Tsurukabuto area (After Yoshioka, 1978).

図-22

また、地下水の経路は地震などによる地殻変動がない限り、あまり大きく変わらないであろう。したがって、図-22 見られるように地下水流量が増加する際に、それに対応して HCO_3^- 濃度が減少するのは地下水と地盤構成物質との接触時間、すなわち、地下水流量が増加することはその流速が大きくなる（流路断面積が一定ならば）ことであるから、当然、水と岩石との接触時間が短くなり、その結果 HCO_3^- 濃度は小さくなるであろう。このように考えると、同一流量では、同一濃度を示してもよいはずであるが、実際には1976年の HCO_3^- 濃度は74年、75年の同じ流量に対しても高い値を示している。このことは CO_2 を含んだ水と地盤構成物質とが活発に反応していること、つまり、1976年は、74、75 年に比べて、一段と風化が進んでいることを示唆するものと考えてもよいであろう。この根拠の一つとして、六甲山系周辺のマグニチュード 2.5以上の震央分布を調べて見ると、1974年には 3個、75年には 2個そして76年には 6個の地震の発生があった（吉岡ら・1982）³²⁾。したがって、その影響を受け地下からの CO_2 の供給量に大きな変化があったものと推定される。

図-23 には、横尾地区の水平ボーリング孔水（No.1）の化学組成の経年変化を示した⁶⁾（図-17B 参照）。地下水流量はほとんど変化を示していないが、 HCO_3^- 濃度は1975年 3月頃から1977年 7月頃にかけて、急激に高くなり、その濃度の増加率は約 1.7ppm / 月となっている。一方、 Cl^- と SO_4^{2-} 濃度は1976年 9月まで減少し続け、その後はほぼ一定の値を示している。 Ca^{2+} と Na^+ の濃度には若干の増加傾向がよみとれる。No.2の水平ボーリング孔水の化学組成もこれと極めてよく類似

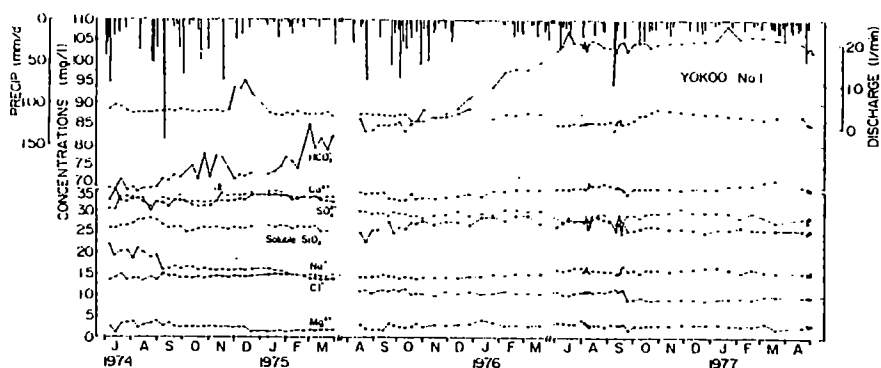


図-23

した変化を示していた。鶴甲地区同様、本地区も、75年から77年にかけて地下で急激に CO_2 による風化が進行し、その後もその状態が継続しているものと推定される。77年5月以降の継続観測によると HCO_3^- 濃度は80年11月頃から81年1月にかけて 110ppm から 120ppm に漸次増加し、2月初めにステップ状に 130ppm に増加し、81年8月現在までほぼその濃度状態は続いていた。

なぜこのような現象がおきるのであろうか。同ボーリング孔水のトリチウムは $21.0 \pm 0.6 \text{ TU}$ (1978.2採水・表-3参照)、溶存アルゴン量は季節変化すること、また硝酸態窒素の濃度も高い値を示すことから、この地下水はいわゆる深層地下水ではなく、比較的循環性の強い水と推定される。そこで、一つの解釈として通常は、この水に地下深層起源の CO_2 が定常的に供給されているのであるが、地殻変動などによりこの CO_2 の上昇経路が開閉したりして、その供給量に変化をきたし、上述のような HCO_3^- の変化が生じたのではないかと考えてもよいであろう。

ちなみに、田中(1979)によると、1976年9月初旬六甲山地の東部武庫川流域で震央が $\text{N}35^\circ\text{E}$ 方向に線状に数kmにわたって配列する小さな群発地震活動があり、主震は $M = 3.3$ で前震8個、余震15個が観測されたという。また80年11月頃から六甲山地周辺で地震活動が活発になり、特に、明石と御影周辺に交互に群発性の地震が発生しているとのことである(京大防災研微小地震部門の情報)。

9. おわりに

六甲山系の地下水の水質(部分的には表流水の水質も含めて)について、応用地質学的、水理地質学的、および地球化学的視点から紹介した。これら地下水の水質特性を以下に列記する。

(1) 布引花崗閃緑岩地帯からの湧水の水質組成は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \approx \text{NaHCO}_3$ 、六甲花崗岩地帯からの湧水のそれは $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 < \text{NaHCO}_3$ の関係が成り立つ。

(2) Cl^- 、 SO_4^{2-} の含有量の分布状況から鉱泉質の水の地下水脈が存在すると考えられる。

(3) トンネル湧水の水質は表流水と比較してアルカリ度と pH が高く、また F^- も多い。

(4) トンネル湧水にはイオン交換反応に起因すると考えられる陽イオン組成の特色が現われている

ものもある。

(5) トンネル湧水の SO_4^{2-} の比率は表流水より低くなっている。

(6) 表流水の高 F^- 含量は東部地区にみられる。古生層・布引花崗閃緑岩からなる地区は F^- 含量は少ない。

(7) 希土類元素の存在度パターンは地下水が深い所で長時間滞留しているものであるか、どうかの1つの目安になり得る。

(8) トリチウム濃度の変化を混合および移流の両面から検討し、岩層中では移流に近い流動の状態にあるが、大量湧出のトンネルには、その流出過程での混合効果が大いだと推定され、風化層の滞留時間として約30年、岩層中では、平均移流速度として $10\sim 17\text{m}/\text{年}$ 、滞留時間として、約40年が求められた。

(9) 豪雨時における地下水の水質変化から、岩盤の割れ目を通して河川水の地下水への供給の可能性が示されている。

(10) 地下水の水質の経時観測から、地下水の水質はある時期に急激に変化（流量はほぼ一定にもかかわらず）することもある。この現象の一つの説明をして地下深所からの CO_2 の供給量が、地震活動などにより変化したものと考えることができよう。

おわりにあたり、今後の問題・提言を若干述べたい。六甲山地のように断層や破砕帯が顕著に発達している地域では、笠間・鶴巻(1971)も指摘しているように、これらの中に賦存している地下水は、今後の新しい水資源として注目される。したがってこの地下水の起源、循環経路、循環速度あるいは滞留時間などの知見を得るために、地下水の湧水量やそれに含有されている各種化学成分、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 、トリチウムなどを長時間観測することが重要である。これらのデータの蓄積により、断層や破砕帯中の地下水の水質形成機構や動態がより明確になるであろう。

これらの問題に関連して 8節で述べたように山地地下水の水質は岩盤内を通過する地下水の速度や岩石との接触面積などに大きく支配されるので、岩盤の透水性と水質との関係を地質資料と合わせ解析することもまた重要なことである。このような解析は筆者の知る限りにおいては六甲山系ではなされていないように思われる。以上述べたような諸問題を解決することによって、山地地下水の水質の地下水学、応用地質学、土木地質学、水理地質学、災害科学などへの貢献も期待されるであろう。

文献

- 1) 笠間太郎(1968): 六甲山地の花崗岩類, 地質学雑誌, Vol.73 No.3 P147~158.
- 2) 藤田和夫・笠間太郎(1971): 六甲山地とその周辺の地質, 神戸市企画局
- 3) 北野 康・加藤喜久雄・金森 悟・金森暢子・吉岡龍馬(1967): 水質調査による岩石崩壊予知の可能性, 京都大学防災研究所報第10号A, P557~587.
- 4) 吉岡龍馬・奥田節夫・沖村孝・田中茂(1976): 豪雨時における六甲山系麓甲地域の地下水位, 地下水流出量と溶存化学成分との関係, 京都大学防災研究所年報, No.19-B, P409~420.
- 5) 吉岡龍馬(1978): 水質からみた岩石の風化現象, 豪雨時における自然斜面の安定に関するシンポジウム, 土質工学会, P47~54.
- 6) YOSIOKA R., S.TANAKA, T.OKIMURA and S.TANAKA(1980): Quality variation of ground water in the Rokko Mountains, Japan, Proc. 3rd. Intern. Sym. Water-Rock Interact. P18~19 .Edmonton.
- 7) 吉岡龍馬(1981): 六甲山地の水質とその応用地質学的適用, 六甲山地の地質構造と応用地質学的諸問題, 日本応用地質学会関西支部, P51~72.
- 8) 笠間太郎・鶴巻道二(1971): 六甲山地のトンネル湧水状況とその水質, 応用地質, Vol.12 No.1 P16~28.
- 9) 黒田和夫・坂巻幸雄・望月常一・小尾五明(1981): 断層帯を伴う花崗岩に付随する地下水・湧水の水質について, 応用地質, Vol.22 No.1 P118~131.
- 10) 鶴巻道二(1973): 六甲山地のトンネル湧水と表流水の水質, 施工技術, Vol.6 No.7 P35~44.
- 11) 内浦慎一(1984): 六甲山地表流水と新神戸トンネル流水の水質について, 大阪市立大学卒業論文
- 12) 北岡豪一・吉岡龍馬(1984): トリチウム濃度から推定される六甲山系の水循環の速さについて, 日本地下水学会誌, Vol.26 No.4 P131~145.
- 13) TSURUMAKI.M and Y.SAKURAMOTO(1975): The Origin of fluoride in surface water in the Rokko Mountains. Hyogo Prefecture, Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ, Vol.19 P89~106.
- 14) TSURUMAKI.M and Y.SAKURAMOTO(1976): Genesis of high fluoride water in the Rokko Mountains, Hyogo Prefecture, Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ. Vol.20 P1~17.
- 15) 日下 譲・佐川直史(1974): 六甲山系河川水の水質, 日本化学会誌 No.12 P2322~2327.
- 16) 日下 譲・辻 治雄・森本明夫・一山秀樹・犬飼修三・根来義章・竹原明雄・天王子谷裕子(1978): 住吉川の溶存成分の濃度変動, 日本化学会誌, No.10 P1363~1368.

- 17) 日下 譲・辻 治雄・藤本雄三・石田柱子・福井 要(1981):六甲山地周域の浅層地下水の水質, 陸水学会誌, Vol.42 No.2 P65~71.
- 18) 日下 譲・辻 治雄・玉利祐三・西村公男・藤原儀直(1984):有馬流紋岩層群の浅層地下水の水質, 陸水学雑誌, Vol.45 No.2 P93~99.
- 19) 山本博史・増田彰正(1980):地下水中の希土類元素の存在度及び, その存在度パターンについて, 日本地球化学会年会講演要旨 P42.
- 20) 山本博史・古味秀人・増田彰正(1981):地下水の希土類元素の地球化学, 日本地球化学会年会講演要旨 P259~260.
- 21) 高松信樹・下平京子・今橋正征・吉岡龍馬(1981):花崗岩地帯湧水の化学組成に関する一考察, 地球化学, Vol.15 No.1 P69~76.
- 22) SHIBATA, H.S.OKADA and Y.OKI(1958):Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. (4) Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Univ., C. Vol.6 P31~54.
- 23) 北野 康(1959):六甲山系住吉川及び芦屋川流域砂防調査報告書(第一回), P125~159. 建設省近畿地方建設局
- 24) Garrels, R.M.(1967):Genesis of some ground waters from igneous rocks, in Abelson, P.H.(ed.), Geochemistry Vol.2, John Wiley & Sons, P405~420.
- 25) 吉岡龍馬(1984):六甲山系の地下水の水質特性について, 日本地下水学会会誌, Vol.26 No.4 P147~166.
- 26) 川崎宏直(1978):天然トリチウムによる地下水災害の予測, 同上, Vol.20 No.1 P1~9.
- 27) 池田長生・田中霧子(1976):トリチウムで温泉の湧出機構を探る, Isotope news, 1976年 6月号, P6~7.
- 28) International Atomic Energy Agency (1969,1970,1971,1973,1975,1979,1983):Environmental Isotope Data No.1-7, World Survey of Isotope Concentration in Precipitation, IAEA.
- 29) 吉川恭三・北岡豪一(1979):トンネル湧水の機構, 昭和53年度文部省科学研究費成果報告「山地部岩石層の地下水理学的研究」(研究代表者 吉川恭三), P10~15.
- 30) 田中 茂(1971):地下水を包ぞうしている断層・破砕帯などに関する研究, 建設工学研究所報告, No.3 P25~35.
- 31) 田中 茂・吉岡龍馬・野田 耕・藤井健司(1979):被圧地下水の挙動について(第2報), 自然災害科学総合シンポジウム, P373~374.

- 32) 吉岡龍馬・佃 為成・沖村 孝(1982):六甲山地地下水の化学組成と地震,第9回地球化学地震予知研究会口答発表.

- Fig. 1 Outline of investigated areas in the Rokko mountains.
- Fig. 2 Sampling points of groundwaters from the Rokko and Kobe tunnels, and distribution of sulfate, chloride and bicarbonate concentrations in the groundwaters (After Kuroda et al.,1981).
- Fig. 3 Geology around the Rokko and Kobe tunnels (After Kuroda et al.,1981).
- Fig. 4 Geological cross section around the Rokko and Kobe tunnels (After Kuroda et al.,1981).
- Fig. 5 Temporal variations in groundwater quality from the Rokko tunnel (After Kasama and Tsurumaki,1971).
- Fig. 6 Comparison of water quality with trilinear diagram (groundwaters and stream waters).
- Fig. 7 $[\text{Na}^+] / [\text{Ca}^{2+}]$ plotted versus $[\text{HCO}_3^-] / [\text{SiO}_2]$ in natural waters from the Rokko mountain area.
- Fig. 8 Sampling points of natural waters and distribution of fluoride content in stream waters (Tsurumaki,1973) and groundwaters (Uchiura,1984).
- Fig. 9 Chondrite-normalized rare-earth elements (REE) patterns of groundwaters from the Kobe tunnel (After Yamamoto et al.,1981).
- Fig.10 Chondrite-normalized REE patterns of groundwaters from horizontal bore holes (After Yamamoto et al,1981).
- Fig.11 Observed values of tritium concentrations in river water, groundwater and geothermal water as well as monthly tritium level of precipitation in Tokyo (After Kitaoka and Yoshioka,1984).
- Fig.12 Graph showing the difference in bicarbonate concentration between river water and groundwater (After Kitaoka and Yoshioka,1984).
- Fig.13 Relation between tritium and bicarbonate concentrations in groundwater through horizontal boreholes in 1981 (After Kitaoka and Yoshioka,1984).
- Fig.14 Schematic situation of flow path in a shallow groundwater receiving recharge

from precipitation and groundwater in fractured formation receiving recharge from shallow groundwater (After Kitaoka and Yoshioka,1984).

- Fig.15 Calculated variations of tritium concentration in groundwater in fractured formation under the assumption of recharge from shallow groundwater whose tritium concentration is equivalent to river water (solid line). Dot and dashed lines are based on piston flow model and on displacement flow-mixing model, respectively (After Kitaoka and Yoshioka,1984).
- Fig.16 Schematic representation of groundwater systems in the Rokko mountains summarized the results of this tritium investigation. T_1 and T_2 are the turnover time of the shallow groundwater and the groundwater in the rock formation, respectively. T is the mean transit time in the formation (After Kitaoka and Yoshioka,1984).
- Fig.17-A Sampling localities of natural waters by Yoshioka et al.,(1976,1978,1979,1980 and 1984).
- Fig.17-B Same as Fig.17-A.
- Fig.18 Curves represent concentration change of bicarbonate, sulfate and chloride in groundwater, and discharge, flowed out from horizontal boring No.1, in response to rainfall, for the period from 24, June to 24, July, 1975. And hyetograph, for the same period, is also described, the original data of which were recorded in situ (After Yoshioka et al.,1976).
- Fig.19 Curves represent concentration change of bicarbonate, sulfate and chloride in groundwater, and discharge, from horizontal bore holes, No.8, No.4, and No.2 in response to rainfall, for the period, from 24, June to 24, July, 1975. And hyetograph, for the same period, is also described, the original data of which were recorded in situ (After Yoshioka et al.,1976).
- Fig.20 Comparison of two kinds of curves representing concentration change of bicarbonate, sulfate and chloride in natural waters, collected from (1) horizontal borehole and (2) from the Dobashi valley run-off, in response to rainfall in situ, for the period from 3 to 10 July, 1975. And hyetography, for the same period, is also described (After Yoshioka et al.,1976).
- Fig.21 Comparison of two kinds of curves representing concentration change of bicarbo-

nate, sulfate, and chloried in natural waters, and discharge (vertical borehole), from (1) vertical borehole and (2) from the Ashia river run-off, in response to rainfall in situ, for the period, from 14, June to 26, July, 1978. And hyet-ograpy, for the same period, is also described (After Tanaka et al.,1979).

Fig.22 Relationship between discharge and bicarbonate content of groundwater from horizontal borehole No.1 in the Tsurukabuto area (After Yoshioka, 1978).

Fig.23 Concentration charges of dissolved chemical species in groundwater and discharge from horizontal borehole No.1 in the Yokoyama area (After Yoshioka et al.,1980).

Table 1 Chemical analyses of granitics in the Rokko mountain area: analyses are given in weight percent (After Yoshioka et al.,1980).

Table 2 Concentrations of major dissolved chemical species and tritium in groundwaters and stream waters in the Rokko moutain area.

Table 3 Chemical analyses of stream waters and groundwaters through granitic rocks in the Rokko mountain area: analyses are given in mg/L (After Tsurumaki, 1973 and Uchiura, 1984).

地下水と山崩れ

沖 村 孝*

はじめに

自然斜面で発生する山崩れは、1982年の長崎、1983年の山陰災害でも明らかなように、いずれも豪雨に起因して発生することが多い。このため、崩壊発生の原因を究明する場合には雨水の影響を正しく評価することが是非必要となってくる。近年、コンピュータの発達により複雑な数値計算も可能となり、浸透解析やその結果を導入した斜面安定解析も本報で紹介するように数多く行なわれてきている。一方、現地においても浸透水の挙動を正しく把握しようという試みも、いくつかなされてきている（例えば、新藤：1984、田中ほか：1984）。これらの研究成果は直ちに山崩れ研究の最終目的である山崩れの予知・予測へと応用され、山崩れ災害の防災・減災に活用されるべきものであろう。

本報では、山崩れと地下水との関係について従来行なわれて来たいくつかの研究成果を紹介するが、これらはどちらかと言えば地下水の観測結果のみならずこの観測結果を活用して、より次の段階、すなわち崩壊の予知・予測を目指した研究例を取り上げた。なお、地すべりに関しては別のテーマとしてとりあげられているため、ここでは省略した。

1. 大規模崩壊（基岩すべり）と地下水

Vernes(1978)によって定義された岩屑すべりは、特殊な地質構造及び特殊な地下水条

* 神戸大学工学部土地造成工学研究施設

件を有する斜面上で発生する。この岩屑すべりに対して地質構造が与える影響は、すでに多くの文献に述べられている（例えばVoight and Pariseau: 1978）。岩屑すべりが発生した多くの場合においては、断層や節理を含む岩のワレ目がよく発達していることが多い。更に、堆積岩や不整合の傾斜層理もまた岩屑すべりの原因となることも報告されている（平野ほか、1984）。

岩体を不安定にする地下水の極端な集中は地質構造に由来することが多い。すなわち、節理や断層は、しばしばオープンクラックを形成し、これは雨水を容易に浸透させ、地中での浸透水の流れを容易にする。一方、難透水層は断層粘土や薄い不透水層によって形成される。地下水の集中は、このようなオープンクラックと難透水層の組み合わせによって発生する。

木宮（1972）は静岡県の海岸地方の斜面地質構造を図-1の右側に示したようにまとめた。この斜面での基岩は、黒色頁岩（泥質）のほぼ水平な層を除いて、よくワレ目が発達しているため、この基岩は透水性に富むとし、浸透した雨水の大部分は黒色頁岩の薄い不透水層によって鉛直下方への流れが遮断され、この不透水層に沿って横方向に流れると考えられた。

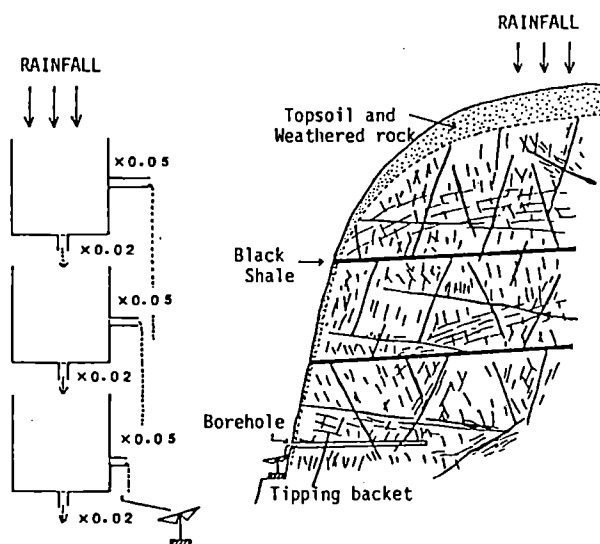


図-1 地山のワレ目状態模式図と3段タンクモデル
(木宮、1972)

このような地質構造での地下水の挙動は菅原（1969）が提案したタンクモデルを応用することにより、図-1の左側に示したようにモデル化された。ワレ目の多い地下水を含む岩体は三つのタンクによって表わされている。底の孔は下方の岩体への地下水の供給源となる不透水層からの漏水を、シミュレートし、側孔は横流れに対する流水抵抗をシミュレートし、パラメータの値を同定した。このモデルを用いて水平ボーリング孔からの流出量のシミュレーションが行なわれた。観測値と計算値との比較例を図-2に示

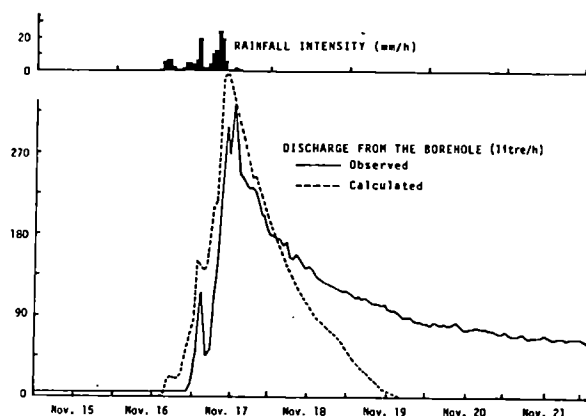


図-2 降雨量と観測湧水量及び計算湧水量
(木宮、1972)

す。この図は、もし適切なパラメータが選ばれるなら、タンクモデルを用いても地下水に対する降雨の影響をよく再現できることを示している。てい滅時の差は、本来連続的に分布する地下水に対して、集中的なモデルを使用したことの限界を反映している。このモデルによってシミュレートされるような横方向の地下水の流出量を使うと、1971年にこの地方で発生した崩壊の発生時刻を説明できると彼は述べている。

中川・奥西（1977）は、1972年高知県繁藤で発生した崩壊の地質・地形条件を調査した。この崩壊は約 100,000立方メートルの岩屑が崩落し、60名の人命を奪った大規模崩壊である。現地調査とボーリングコア調査から得られた代表的な縦断面を図-3に示す。崩壊斜面の上方にあるチャートは非常に破碎されておりこのため透水性に富むと考えら

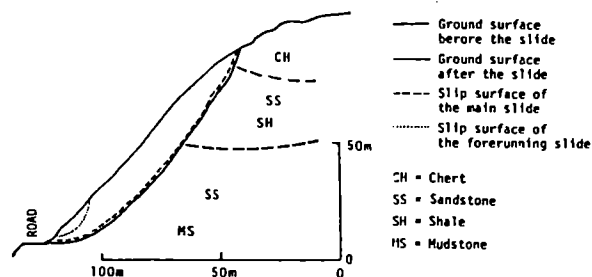


図-3 繁藤地区の地質構造（中川・奥西、1977）

れ、雨水はすべて地中に浸透すると推定された。斜面の中間や下部は砂岩、頁岩や泥岩の互層であるため、チャートの岩体内に貯留された地下水は容易に下方へ浸透しないと考えられた。

崩壊発生後、斜面を横切る断層が崩壊の発生に重要な役割を果たしたことが調査結果より推定された。具体的には、断層に沿った破碎帯は基岩が頁岩又は泥岩である場合は粘質であるが、砂岩を断層が横切る場合には、破碎作用によってレキ質化しているため容易に水みちを形成しやすいことが明らかになった。このような地中の水みちは、チャートの岩体の貯留地下水と斜面表面を結ぶものと考えられた。この崩壊地の中で見られた最も大きな湧水は、これらの水みちの一つによってかん養されていることが明らかになった。

チャート岩体の中の地下水は、また、斜面の両側に刻まれた谷の湧水によっても排水されている。これらの湧水は、鉛直ボーリング孔内水位の観測結果より、不圧地下水がこれらの湧水地点へ流れていることが推定された。一方、斜面脚部近くで掘られた水平ボーリング孔は、多くの量の地下水を排水している。このことは、チャート岩体からの地下水の漏水があり、これが水平ボーリング孔によって排水されたものであることを暗示している。

上述した水文地質条件は図-4に示した単純なタンクモデルに要約された。二種類の湧水が殆ど同じ標高に位置しているため、これらの湧水の流量は主タンクの側孔からの流量として表わされるものとされた。下方への漏水は、主タンクの底の孔によってシミュレートされた。主タンクの上のサブタンクは、地下水かん養のための時間遅れをシミ

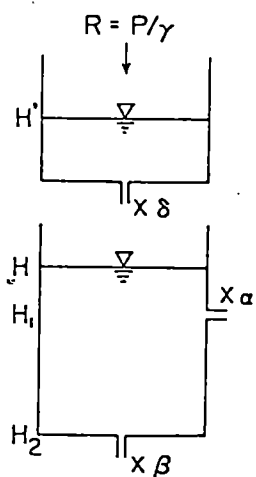


図-4 繁藤地区のタンクモデル
(奥西・中川、1977)

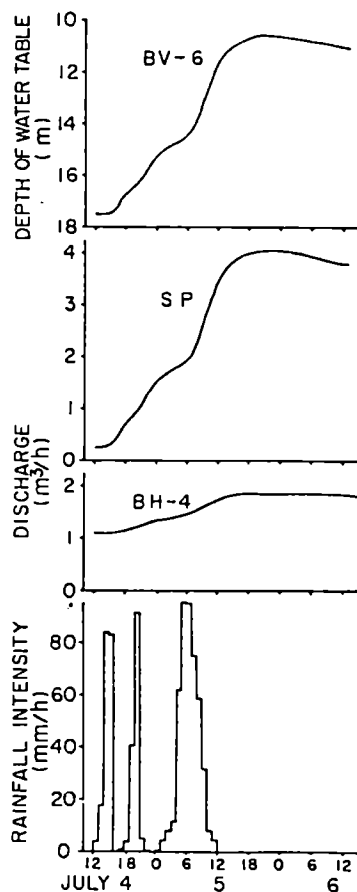


図-5 崩壊発生時の降雨とタンクモデル
によるシミュレーション結果
(奥西・中川、1977)

ュレートするために置かれた。

このモデルのパラメータの値は、側孔及び底の孔の流出量が崩壊地内の湧水量及び水平ボーリング孔からの湧水量にそれぞれ比例するように、更に、主タンク内の水位が崩

壊地背後の斜面に掘られた観測孔内水位に等しくなるように、試行錯誤法によって決定された（奥西・中川、1977）。次に、崩壊を発生させた降雨に対する地下水の挙動がこのモデルを使ってシミュレートされた（図-5）。これより、崩壊発生当時約1日継続した降雨は、この場合、地下水の上昇に効果的であったことがわかる。

基岩すべりに対する地下水増大の力学的な影響を定量的に評価することは、通常、困難である。なぜなら、すべり面は様々な岩種を横切るため代表的な c や ϕ を決定することが困難であるからである。しかし、地下水シミュレーションの結果は、破碎帯の中の水みちはすべり面へ多くの地下水を供給し、すべり面に沿って間げき水圧を増大させたであろうことが推定できる。また、すべり面内の間げき水圧が急速に増大した時に、すべり土塊内の水頭勾配が増大したであろうことも推定できる。

2. 表層崩壊と破碎帯内地下水

大きな地殻変動のために破碎帯がよく発達した山地においては、破碎帯内の被圧地下水が崩壊の原因となる場合がある。破碎帯は深くまで風化するため、前節で述べたように深い崩壊が発生する可能性もあり、一方で、破碎した基岩を覆っている風化土の崩壊もよく発生する（Tanaka et al.、1973）。ここでは、表層崩壊発生時刻の予知のための破碎帯内地下水のシミュレーションモデルを提案したOkimura（1983）の研究について述べる。

六甲山系の花こう岩山腹斜面上の観測ボーリング孔を横切る破碎帯内地下水の挙動が、様々な変動をも表わし得るように図-6に示されるモデルでシミュレートされた。このモデルは菅原（1969）のタンクモデルを応用したものである。このモデルのパラメータは1975年から1977年の2年間の孔内水位観測結果を再現できるように決定された（図-7）。次に、六甲山系で多数の崩壊が発生した1938年、1961年及び1967年の降雨記録がこのモデルに入力され、崩壊発生時のボーリング孔内水位の挙動が考察された（図-8）。

図-8(a)の矢印は崩壊多発時刻を示す。この崩壊発生時刻においては図-8(e)に示される孔内水位加速度（ d^2h/dt^2 ）がピークを示すとともに、図-8(a)の孔内水位そのものも、ある値より高くなった時に発生することがこの図よりわかる。孔内水位と孔内水位加速度との定量的な関係は図-9に示される。各プロットは孔内水位加速

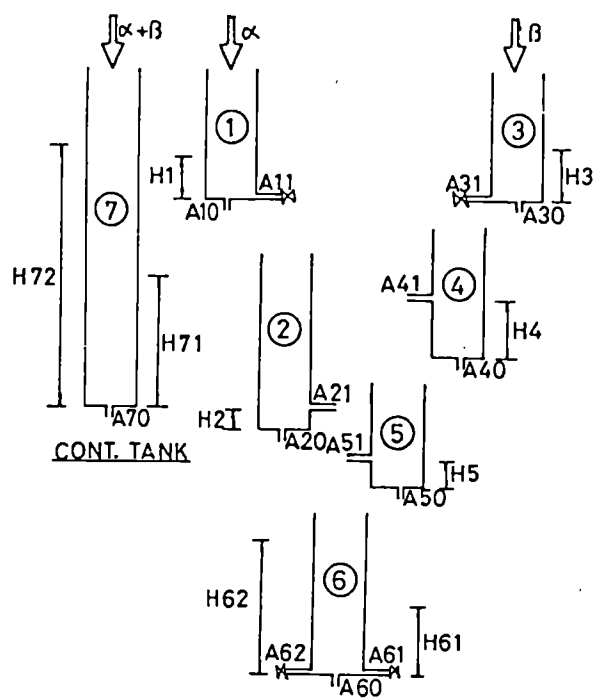


図-6 六甲青谷地区のタンクモデル (Okimura, 1983)

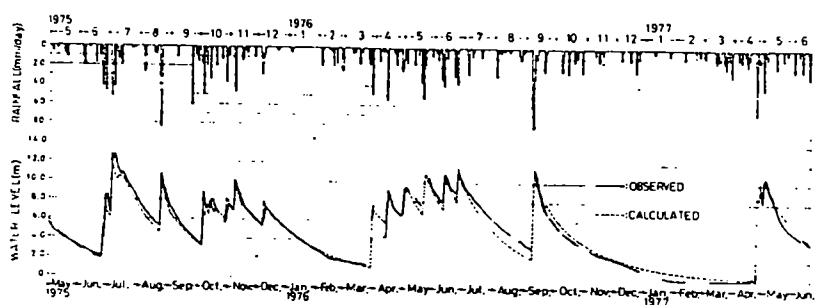


図-7 孔内水位観測値と計算値 (Okimura, 1983)

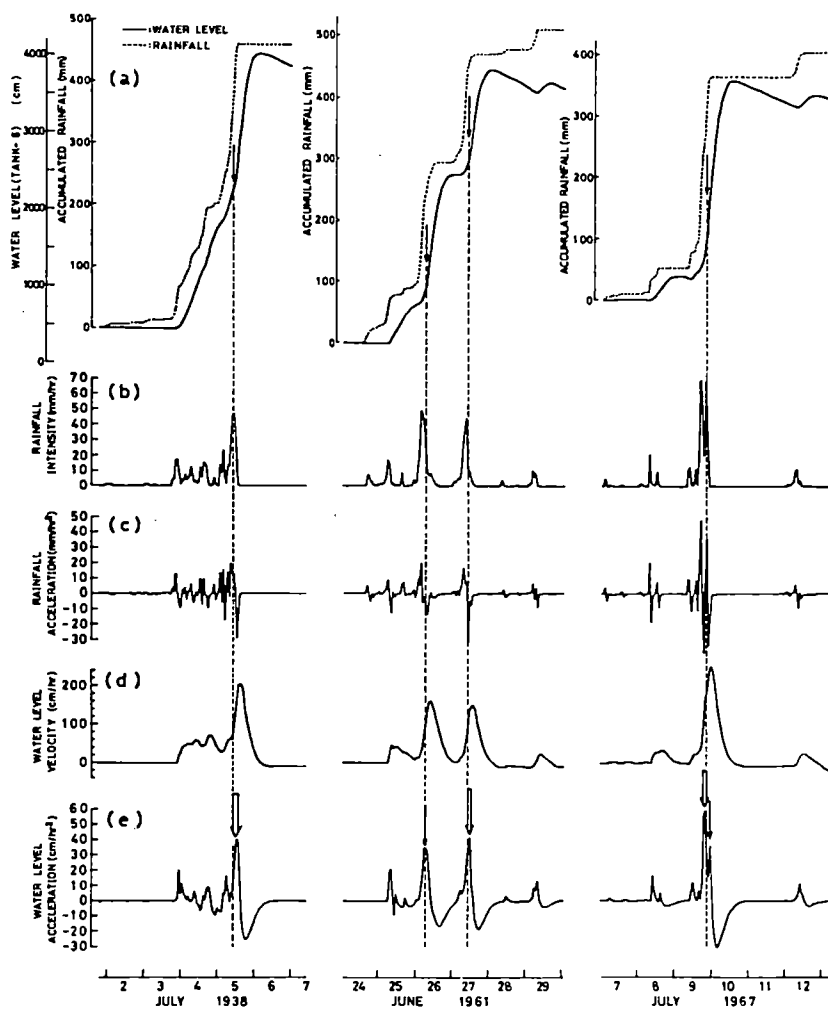


図-8 過去の崩壊発生時の孔内水位のシミュレーション結果 (Okimura, 1983)

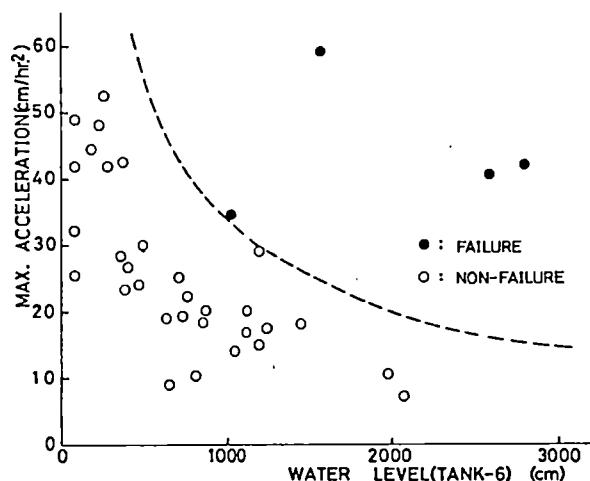


図-9 地下水シミュレーション結果よりみた崩壊発生の判別 (Okimura, 1983)

度最大時のデータを示している。白丸は崩壊の発生していない1968年から1979年の間のデータからのプロットであり、一方、黒丸は崩壊が発生した場合を示す。破線は崩壊発生の限界条件を示すものと考えられる。この条件を満たすデータは図-8(e)の矢印の幅で示される。

ボーリング孔の孔内水位の加速度の水理学的解釈が、山腹斜面下の破砕帯内地下水の一次元準定常流を仮定して行なわれた。その結果、孔内水位加速度は破砕帯内地下水の水圧の増加速度を反映し、この速度は降雨強度の増加割合に関係することが明らかになった。他方、孔内水位は降雨に対してゆっくりと反応する破砕帯内地下水の水圧の成分や、先行降雨の影響を表わすものと考えられ、この二つの要因が崩壊発生時刻を推定する場合の有効な要因になるものと解釈された。更に、試験地から採取した土の試料を使った三軸圧縮試験が、間げき水圧を変化させて行なわれた。その結果、当然のことながら崩壊は間げき水圧の増加速度に拘らず、ある一定の間げき水圧になると発生することが明らかになった。従って、多数の崩壊は斜面の安全率が急速に減少する時に発生する

ということが結論付けられた。これは、後述する松尾・上野（1979）の研究と同じ結果である。

3. 表層崩壊と浸透地下水

表層崩壊（すべり面の深さ、1～2m）は、通常、中間流の極端な増大によって発生する。このため、中間流の発生、流下のシミュレーションは表層崩壊の位置や時刻の予知・予測を可能にすると考えられる。表層崩壊や他の浅い地すべりの発生は、従来より、しばしば降雨強度と関係付けて考えられる。なぜなら、雨水は表土層へ浸透し、急速に中間流を形成するためである。このため、降雨強度そのものが研究の対象とされる場合が多い（例えば、表層崩壊では瀬尾・船崎：1974、土石流ではOkuda et al.: 1980、地すべりではLumb: 1975、などの研究がある）。しかし、これらの研究の結果は、崩壊発生時刻の予知に直ちに应用することができない。なぜなら、現時点では降雨強度を予め予測することが困難であるからである。ところが、もし降雨に対する中間流の応答モデルが完成するなら、より現実に近いモデルとなり、観測された降雨にもとずいて中間流を計算することによって崩壊の危険を予知することもできると考えられる。以下にこれらの研究例をいくつか紹介する。

鈴木ほか（1979）は菅原（1969）によって提案されたタンクモデルを使って、六甲山系の花こう岩斜面の流出をシミュレートした。彼らのモデルは、直列三段のタンクよりなり、それぞれ表流水、中間流及び地下水の貯留を表わしているものとされた（図-10）。各タンクの側孔は、それぞれの貯留量からの流出成分をシミュレートし、底の孔は下方への浸透を表わす。このモデルを使って、彼らは1938年、1961年及び1967年の大災害の原因となった豪雨のハイドログラフを比較した（図-11）。その結果、彼らは最上段のタンクでの水深が 35 mm、中段のそれが 50 mm及び比流出量が 10 mm/h 以上の時に崩壊や土石流が発生することを指摘した。彼らは、表土層の中に貯留されている水量が斜面の安定機構に影響を及ぼすとの考え方により、この結論の妥当性を論じるとともに、観測にもとづく降雨をタンクへ入力しモデルの応答を見ることによって、六甲山系の災害を事前に予知できるとした。彼らは、また、このモデルのパラメータをわずかに変えることにより他の異なる斜面へもこのモデルが応用できることを示した。

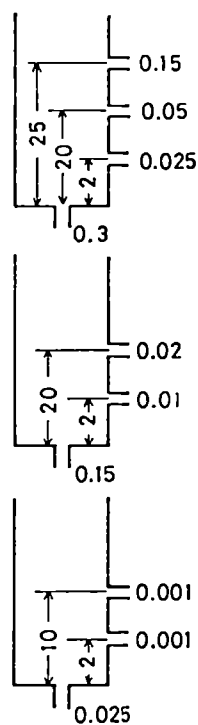


図-10 六甲ハチース谷の
タンクモデル
(鈴木ほか、1979)

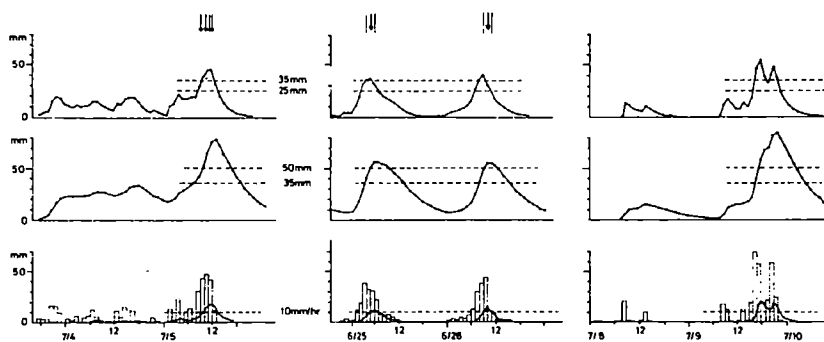


図-11 図-10のシミュレーション水位結果及び土石流の発生 (鈴木ほか、1979)

松尾・上野(1979)は数多くの崩壊が発生する時刻に注目して研究をすすめた。彼らは、水理学的な計算により土中水分の飽和度を求め、この結果を斜面安定解析に応用した。彼らは、自然斜面の土の c や ϕ の値は飽和度のみならず場所によっても異なることに着目し、これら土のせん断強度パラメータは正規分布すると仮定した。この研究では、ある飽和度 S_{r*} で粘着力が最大値 c_{max} となることを指摘した後、 S_{r*} より高い飽和度 S_r ($S_r \geq S_{r*}$)において、そのときの粘着力 c と c_{max} との比を c^* ($=c/c_{max}$)と表わし、飽和度の変化分 ΔS_r ($=S_r - S_{r*}$)との関係を調べると、 c^* と ΔS_r には線形関係が見いだされることを明らかにした。 c^* の平均値を μ_{c^*} 、標準偏差を σ_{c^*} 、及び S_r 、 S_{r*} が与えられた条件での c^* の条件付確率密度関数、 $f(c^* | S_r, S_{r*})$ を次の式で表わしている。

$$\mu_{c^*} = 1.0 - 0.018 \Delta S_r$$

$$\sigma_{c^*} = 0.182$$

$$f(c^* | S_r, S_{r*}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{c^*}} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{c^* - \mu_{c^*}}{\sigma_{c^*}}\right)^2\right\}$$

間げき比 e と S_{r*} にも線形関係が見いだされたため、 S_{r*} の推定は次式によって求められるとしている。

$$S_{r*} = 128.8 - 100.0e(\%)$$

ϕ は、本質的には S_r とは無関係であることが判明したため、 ϕ はある平均値のまわりで正規分布すると仮定している。次に、すべり面が円形であるとの仮定のもとに安全率が1を切る破壊確率 P_f が求められ、この破壊確率の時間変化が計算された。この計算においては降雨中の飽和度 S_r の増大に伴う粘着力の減少、単位体積重量の増大及び間げき水圧の増加などが考慮に入れている。その結果、彼らは崩壊の多発は P_f の絶対値そのものに拘らず dP_f/dt が最大の時と一致することを明らかにした(図-12)。この理由については、 dP_f/dt の増大が斜面変位の増加に対応しているという事実より、この結果が妥当であると彼らは述べている。

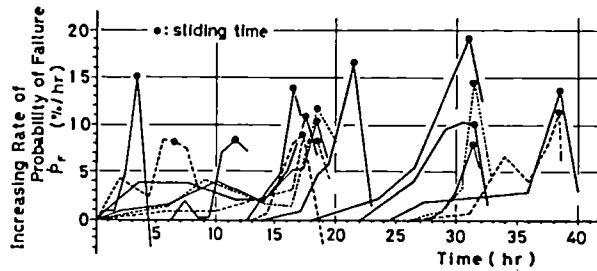


図- 1 2 破壊確率の時間変化と崩壊発生
(松尾・上野、1979)

同様な方法は、芥川ほか(1983)によって砂質斜面に対して提案された。彼らは土の水分増加によって粘着力 c のみならず内部まさつ角 ϕ も減少することを指摘した。その研究では円弧すべり面を仮定し、飽和不飽和浸透モデルより得られる飽和度と地下水位を使って、安全率の時間的変化が計算されている。彼らの結果の一部を図- 1 3に示す。この図より安全率が1.0を切る時間帯に斜面が不安定になることがわかる。彼らの結

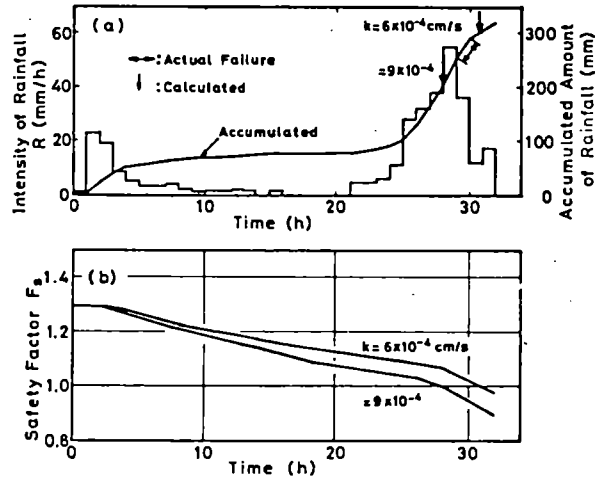


図- 1 3 降雨と安全率の時間変化
(芥川ほか、1983)

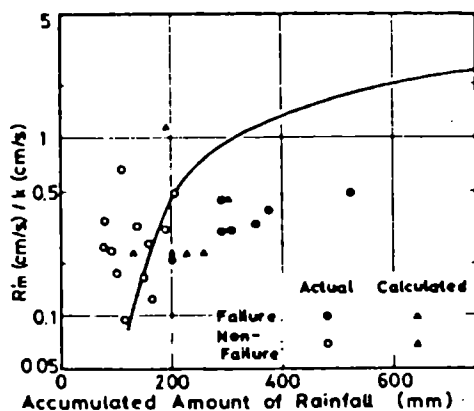


図-14 崩壊時までの累積雨量と降雨が斜面に流入する割合（芥川ほか、1983）

果は安全率の絶対値のみで議論をすすめていることが特徴である。更に、彼らは平均降雨強度と透水係数との比と累加降雨量をパラメータとして崩壊危険度を予知するための簡単な方法を提案している（図-14）。

一方、八木ほか（1983）は降雨浸透の室内模型実験結果より、斜面先近傍の下部において静水圧より大きな異常に高い間げき圧が生じていることを見出し（図-15）、この過剰間げき圧が降雨時における崩壊発生の原因になり得るものと考え、室内崩壊実験を行なっている。その結果、崩壊には二つの形態が認められ、一つは法尻で小崩壊が発生した後、後退性崩壊を繰り返すもの、他の一つは湿潤前線が不透水層に達していないところが多いにも拘らず、斜面全体にわたって一時に崩壊する場合であり、これは斜面傾斜が急な場合に多いことを報告している。いずれの崩壊においても過剰間げき圧（後者の場合は空気閉そくに伴う間げき圧も含む）が、崩壊の原因であると彼らは述べている。図-16は後者の崩壊の場合の間げき圧の時間変化を示す。この場合、降雨開始後62分で崩壊が発生したが、崩壊の5～6分前から間げき圧が急上昇していることがわかる。更に、彼らはこの過剰間げき圧が飽和-不飽和の雨水の非定常浸透解析でも求められることを示し、この結果を活用した安定解析からも崩壊発生メカニズムの考え方の妥当性を示している。

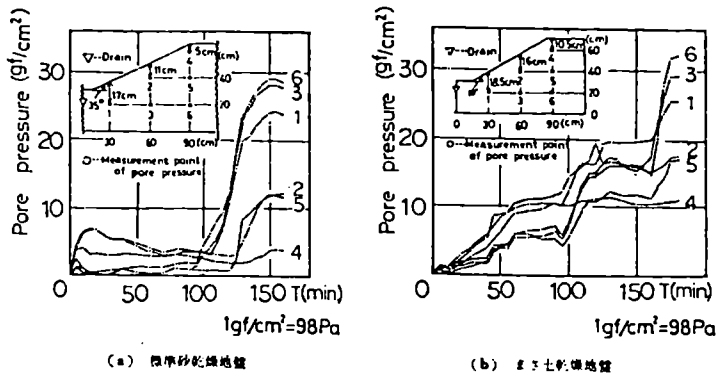


図-15 発生間げき圧と経過時間の関係（八木ほか、1983）

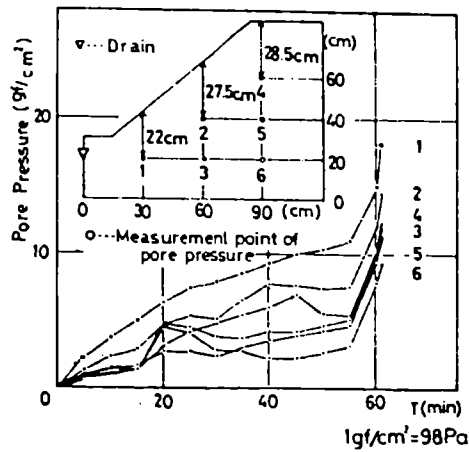


図-16 急斜面での発生間げき圧と経過時間
との関係（八木ほか、1983）

更に、彼らは現地斜面において、人工降雨による崩壊実験も行ない（八木ほか：1984、図-17）、分解能1 mm程度の地表変位計及びパイプひずみ計（地中変位計）では崩壊の前駆現象である地盤の微小変位が測定できないにも拘らず、間げき圧は降雨強度に応じて大きく変動し（図-18）、崩壊直前には異常に大きな間げき圧が発生していることが見られると報告している。

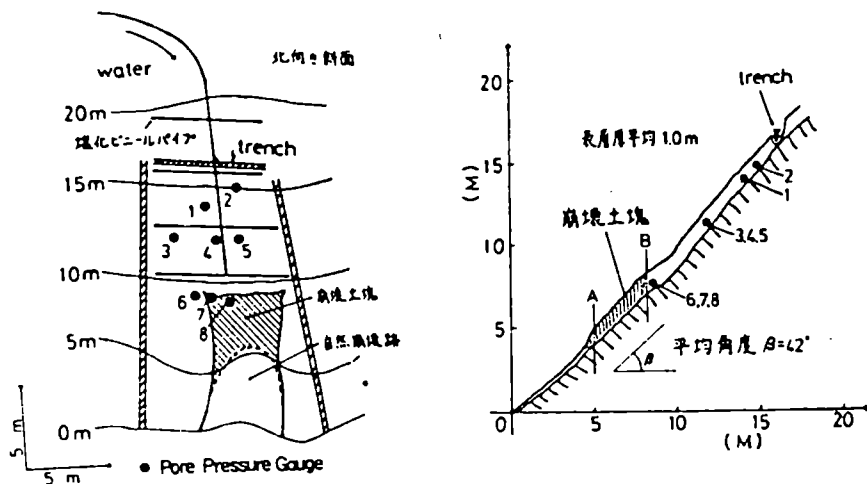


図-17 実験斜面の平面、縦断面図と装置の配置（八木ほか、1984）

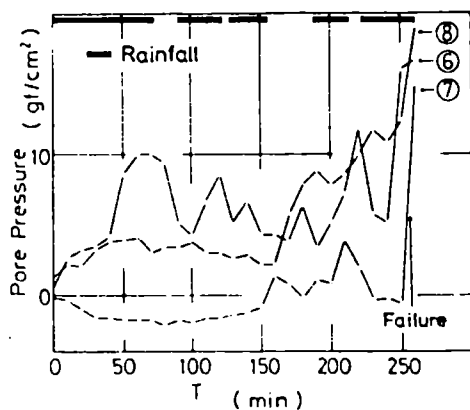


図-18 崩壊部近傍の間げき圧の経時変化（八木ほか、1984）

斜面を不安定化へと導く地下水の集中は透水性と基岩の幾何条件によって影響を受ける (Reneau et al.: 1984)。沖村・市川 (1985) は 10 m 格子間隔の数値地形モデルを用いて、三次元基岩形状によって影響を受けるような中間流の集中を評価した。この研究では次の基礎方程式を使用している。

$$\lambda \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r$$

$$q_x = h \cdot k \cdot I_x$$

$$q_y = h \cdot k \cdot I_y$$

ここで、 h ：見かけの地下水位、 q ：単位時間当たりの単位幅流量、 I ：動水勾配、 r ：有効降雨（地下水上昇に直接寄与する降雨）強度、 k ：透水係数、 λ ：有効間引き率であり、添字 x , y はそれぞれの方向の成分を表わす。彼らは差分法を用いてこの方程式を解いた。

10 m 四角の各セルの危険度を予知するため、無限長斜面安定解析法がこのセルへ適用された。斜面安定式は Simons et al. (1978) によって次のように表わされている。

$$SF = \frac{c_s + c_r + A \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi}{B \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta}$$

$$A = q_0 + (\gamma_{sat} - \gamma_w) \cdot (h - z) + \gamma_t \cdot (H - h)$$

$$B = q_0 + \gamma_{sat} \cdot (h - z) + \gamma_t \cdot (H - h)$$

ここで、 SF ：安全率、 c_s ：土の粘着力、 c_r ：根系による粘着力、 ϕ ：土の内部摩擦角、 γ_{sat} ：土の飽和単位体積重量、 γ_t ：土の湿潤単位体積重量、 γ_w ：水の単位体積重量、 H ：基岩面からの表土層厚、 h ：基岩面からの地下水位、 z ：基岩面からすべり面までの高さ（ただし、 $0 \leq z \leq h$ ）、 β ：斜面（基岩）勾配、 q_0 ：植生による上載荷重である。

この方法は、岐阜県のある花こう岩山地へ適用された。表土層の深さは基岩が現れていたり、表土のないところを除いて 1.2 m と仮定された。セルの傾斜角は一次傾向面（Davis, 1973）を使って求められた（図-19）。各セルの安全率は 20 mm/h の有効降雨強度が 50 時間継続するという条件で、各時間毎に求められた。セルの危険度は、安全率が降雨開始から 1 以下になる継続時間 t_{cr} によって表わされた。これは本質的には上述した dSF/dt を反映している。 t_{cr} が 10 時間以内は危険度 A、20 時間以内は危険度 B、30 時間以内は危険度 C、40 時間以内は危険度 D、50 時間以内は危険度 E とし、これらの結果を示したものが図-20、21 である。図-20 は土層厚 1.2 m の場合、図-21 は比較のため土層厚を 1.6 m と仮定した場合の結果である。太線で囲まれているセルは、1972 年の豪雨により崩壊が発生した場所を示す。この図より、A 又は B と記された最も危険なセルは過去の崩壊発生位置とかなりよく一致していることがわかる。

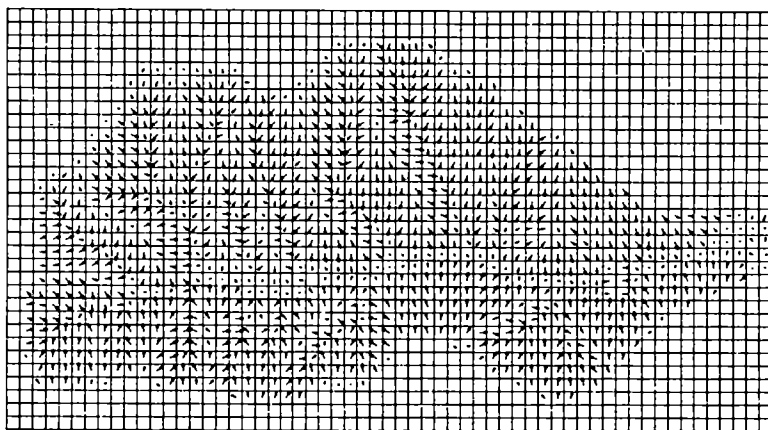


図-19 一次傾向面によるセルの傾斜分布（沖村・市川、1985）

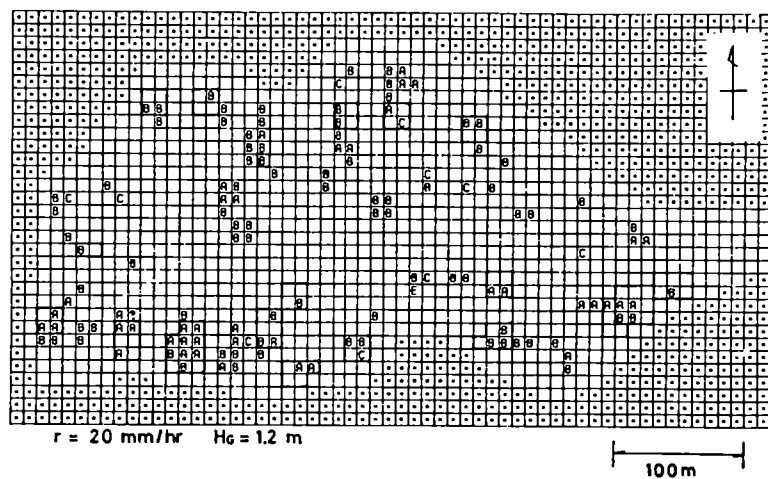


図-20 表層崩壊危険図（表土層厚=1.2m）（沖村・市川、1985）

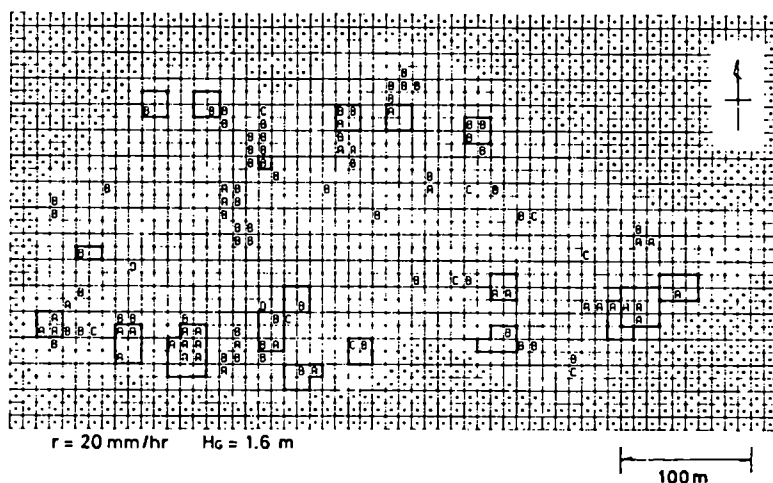


図-21 表層崩壊危険図（表土層厚=1.6m）（沖村・市川、1985）

おわりに

本稿をまとめるに当たっては、京都大学防災研究所奥西一夫助教授より多くの御助言を得た。ここに記して厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 芥川真知・風間秀彦・中島健一(1983): 砂質斜面の崩壊と降雨特性の関係について、土木学会第38回年次学術講演会講演概要、III - 150, PP.299-300.
- Davis, J. C. (1973): Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley & Sons, 550p.
- 平野昌繁・諏訪浩・石井孝行・藤田崇・後町幸雄(1984): 災害史料と現地調査にもとづく歴史的崩壊災害の復元・分析と危険域の予測、京都大学防災研究所年報、27B-1, PP.369-386.
- 木宮一邦(1972): 山崩れ頻発地での崩壊予知の研究——大崩地区を例として——、応用地質、13-2, PP.75-90.
- Lumb, P. (1975): Slope failures in Hong Kong, *Ortly Jour. Eng. Geol.*, 8, pp.31-65.
- 松尾稔・上野誠(1979): 破壊確率を用いた自然斜面の崩壊予知に関する研究、土木学会論文報告集、281, PP.65-74.
- 中川鮮・奥西一夫(1977): 高知県繁藤地区の大規模崩壊について(その1)——崩壊地の地盤構造の特徴——、京都大学防災研究所年報、20B-1, PP.209-222.
- Okimura, T. (1983): Rapid mass movement and groundwater level movement, *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd.*, 46, pp.35-54.
- 沖村孝・市川龍平(1985): 数値地形モデルを用いた表層崩壊危険度の予測法、土木学会論文集、358, PP.69-75.

- Okuda, S., Suwa, H., Okunishi, K., Yokoyama, K. and Nakano, M. (1980):
Observation on motion of a debris flow and its geomorphological
effects. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd., 35,*
pp.142-163.
- 奥西一夫・中川鮮 (1977) : 高知県繁藤地区の大規模崩壊について (その2) —— 崩
壊に対する地下水の効果 ——、京都大学防災研究所年報、20B-1,
PP. 223-236.
- Reneau, S. L., Dietrich, W. E., Wilson, C. J. and Rogers, J. D. (1984):
Colluvial deposits and associated landslides in the northern San
Francisco Bay area, California, U.S.A., IV International Symp. on
Landslides, Tronto, Vol. I, pp.425-430.
- 瀬尾克美・船崎昌継 (1974) : 土砂害 (主に土石流的被害) と降雨量について、新砂防、
89, PP.22-28.
- 新藤静夫 (1984) : 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動 (第2報)、科学研究費
報告書、160P.
- Simons, D. B., Li, M. M. and Waed, T. J. (1978): Mapping of potential
landslide area in terms of slope stability, USDA Forest Service,
Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, 75p.
- 菅原正己 (1969) : 水資源の循環機構に関する調査報告、科学技術庁資源調査会報告、
47, 562P.
- 鈴木雅一・福島義宏・武居有恒・小橋澄治 (1979) : 土砂害発生の危険雨量、新砂防、
110, PP.1-7.
- Tanaka, S., Kawatani, T. and Okimura, T. (1973): Characteristics of water
in fractured rocks at Kobe in Japan, *Atti Del 2nd Convegno Inter-
nazionale Sulle Acque Sotternee, Palermo,* pp.1-7.
- 田中茂・兵庫正寿・辻野裕之 (1984) : 山腹表層の斜面流出と浸透流の実測結果並びに
水みち出口からの流出水による表層崩壊の機構、第21回自然災害科学総合シンポ
ジウム、PP.471-474.
- Vernes, D. J. (1978): Slopes movement types and processes, *Landslide
Analysis and Control, T.R.B., Spec. Rep., 176,* pp.11-13.

Voight, B. and Pariseau, W. G. (1978): Rockslides and avalanches: An introduction , in Rockslides and Avalanches, 1. Natural Phenomina, by Voight(ed). Elsevier, pp.1-67.

八木則男・谷田部龍一・山本浩司(1983): 雨水浸透による斜面崩壊、土木学会論文報告集、330、PP.107-114.

八木則男・榎明潔・谷田部龍一・仁尾雅人(1984): 雨水浸透による現地斜面崩壊実験、第19回土質工学研究発表会、PP.1281-1282.

地下水の単位面積排水量とその展開

清水 欣一*

1. はじめに

20年前の地下水調査は電気探査万能時代で、井を掘って電探が当たったとか当らぬとか一喜一憂していた。揚水理論は外国から直輸入したものであり（なかには野満隆治のようにオリジナルなものもあったが）、地下水学者といわれる人達は、井の理論をいぢくりまわしていた。

当時筆者が従事していた農業用の地下水調査は、農家の飲雑用水や水田のかんがい用が対象であり、いろいろ調査をやってみたが地下水は水田の主力用水にはなり得ず補給水として利用されるようであった。一般に水田の減水深は20mmとされ、1km²の水田で1日あたり20,000m³の水量が必要である。畑地かんがいでは、6mm、飲雑用水は1人あたり300 l/dayとされている。

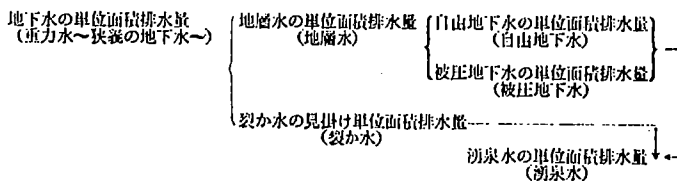
このような背景のもとに筆者は岡山で、中国四国地方の農業用水を主とした井戸の実態調査に従事した。そしてそのとりまとめの過程で、地下水の単位面積排水量という概念をいただくに至った。

2. 地下水の単位面積排水量の定義（文献1.2.3.6.参照）。

地下水の単位面積排水量というのは面積1km²あたりの地下水の揚水量・湧出量であり、水理地質条件が連続な範囲に分布するすべての井戸、湧泉の総揚水量、総湧出量を、その範囲の面積で割って求める。単位は m³/day/km²、すなわち [L・T⁻¹] である。

地下水の分類に従い、地下水の単位面積排水量を分類すれば表-1のようになる。

表-1 地下水の単位面積排水量の分類



地層水は海岸平野、河谷、台地、丘陵などを形造る地層に存在し、わが国では新第三紀鮮新世以

* (株)キンキ地質センター

降の地層が採水のおもな対象となっている。とくに沖積平野や洪積台地では浅井戸、深井戸による地下水利用が盛んである。地層水は層状水とも呼ばれ、その分布はある範囲の間、層状の連続性のあることが確認されており、上記の定義をそのまま適用できる。揚水量、湧出量についてくわしい実測が行なわれた場合には、自由地下水、被圧地下水ごとに単位面積排水量を求めることができる。

しかし、裂か水は岩石の節理、き裂、断層などに存在している地下水で、その分布は一般に脈状とされている。火山岩や石灰岩などの地帯には、有望な裂か水資源のあることが次第に明らかになりつつあるが、一般に裂か水の開発は未着手で、その地下水の賦存機構、とくに水理地質条件の連続性については未地のことがらが多い。したがって、裂か水に上記の定義をそのまま適用することに難点があり、“同じ地質の範囲は水理地質条件が連続である”と仮定して、同一の地質の範囲を面積としてとり、見掛け単位面積排水量を定義する。

定義より、地下水の単位面積排水量 Z は(1)、(2)式で表現できる。

$$Z = \frac{\sum_{a=1}^n Q_a}{A} \dots\dots\dots(1)$$

ここに Q_a : 水理地質条件が連続である範囲内の個々のさく井の揚水量、または湧泉の湧出量

A : 水理地質条件が連続である範囲の面積

$$Z = \frac{n}{A} \bar{Q} \dots\dots\dots(2)$$

ここに n : 範囲内のさく井数、または湧泉数

$\bar{Q}$: さく井の揚水量平均値、または湧泉の湧出量平均値

(2)式で n/A は単位面積あたりのさく井数、または湧泉数をあらわし、さく井分布係数または湧泉分布係数と呼ぶ。

Z を $m^3/day/km^2$ 、 $\bar{Q}$ を l/sec であらわすと、(2)式は

$$Z = 86.4 \frac{n}{A} \bar{Q} \dots\dots\dots(3)$$

となる。すなわち、 Z は n/A と $\bar{Q}$ との函数であり、両対数グラフの Y 軸に Z を、 X 軸に $\bar{Q}$ をとると、 n/A 線群は平行線として表現でき、(3)式の共点図表“ $Z-\bar{Q}-n/A$ 図”が得られる(図-4参照)。

Z の単位は $m^3/day/km^2$ を用いているが、 $1,000m^3/day/km^2$ というのは雨量と同じ見方をすれば

表-2 道前平野地区の地層水の単位面積排水量

試 算 範 囲	種 別	箇所数	掘削深度 m	川 途	利用期間	平均取水量 m ³ /day	地区面積 km ²	地層水の単位面積排水量 m ³ /day/km ²	
								夏 期	冬 期
I	さく井1	112	2.4~20	農(水田)	かんがい期	45,800	6.4	11,800	63
	"	11	10~20	工・放雑	年 中	400			
	集水池	5	9~15	農(水田)	かんがい期	29,200			
II	さく井1	1390	5~20	農(水田)	かんがい期	141,100	14.6	44,000	33,000
	"	251	4~30	工・放雑	年 中	19,700			
	集水池	8	4~8	農(水田)	かんがい期	19,500			
	湧 泉	15	0.4~1	"	"	307,200			
	暗渠(伏流水)	1	"	工	年 中	86,400			
	さく井2	13	40~45	"	"	71,300			
III	さく井1	63	3~27	農(水田)	かんがい期	23,300	15.5	3,000	1,400
	"	19	2~30	工・放雑	年 中	400			
	集水池	1	3.6	農(水田)	かんがい期	800			
	湧 泉	4	0.6~1.5	"	"	21,000			
	さく井2	1	93	工	年 中	300			
IV	さく井1	17	5~17	農(水田)	かんがい期	29,800	6.6	5,400	850
	"	2	8~10	飲 雑	年 中	300			
	湧 泉	5	2~10	農(水田)	かんがい期	5,300			
V	さく井1	355	5~28	農(水田)	かんがい期	59,400	19.4	3,800	540
	"	7	18~28	工・放雑	年 中	700			
	集水池	1	10	農(水田)	かんがい期	4,400			
	湧 泉	2	2.5~10	"	"	5,300			
	さく井2	3	45~90	工	年 中	4,500			
VI	さく井1	38	4~26	農(水田)	かんがい期	50,000	12.3	4,900	140
	"	6	4~12.5	工・放雑	年 中	1,100			
	集水池	4	4~8	農(水田)	かんがい期	6,700			
	湧 泉	3	5~6.5	"	年 中	600			
	さく井2	1	50	飲 雑	"	50			
VII	"	1	90	農(水田)	かんがい期	2,000	10.1	2,200	1,180
	さく井1	36	—	農(水田)	かんがい期	10,500			
	"	91	18~28	工	年 中	5,900			
VIII	湧 泉	7	—	農(水田)	かんがい期	6,000	7.9	1,400	1,000
	さく井1	52	7~15	農(水田)	かんがい期	2,400			
	湧 泉	29	3~10	"	年 中	8,000			
IX	集水池	2	5~6	"	かんがい期	800	72.8	10,400	5,900
	合計								

さく井1～掘削深度 0~30m未満のもの

さく井2～掘削深度 30m 以上のもの

3-2, 裂か水の例

(草間台地地区)

草間台地は岡山県北部のカルスト台地である。地質は古生層の石灰岩が主で、一部に中生層粘板岩、輝緑凝灰岩、三群変成岩、石英斑岩類が分布している。台地のほぼ中央部に古生層の非石灰

草間台地には湧泉が分布し、うち 1つは古生層粘板岩と石英斑岩脈の境に分布するが、そのほかはすべて石灰岩の領域に分布するカルスト泉で、地下泉も 3つ発見されている。昭和39年 6月10日～15日間に、湧泉の湧出量を実測した。図-2に示す試算範囲の面積で、北部石灰岩地区と南部石灰岩地区に分布するカルスト泉の総湧出量を割って、草間台地のカルスト泉の見掛け単位面積排水量を求めた。結果を表-3に示す。

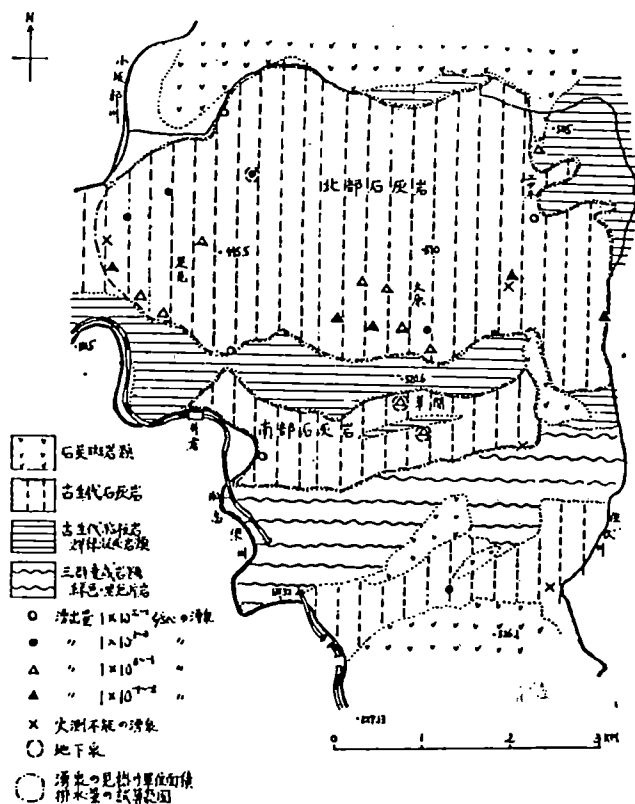


図-2 草間台地地区の水理地質図

表-3 草間台地のカルスト泉の見掛け単位面積排水量

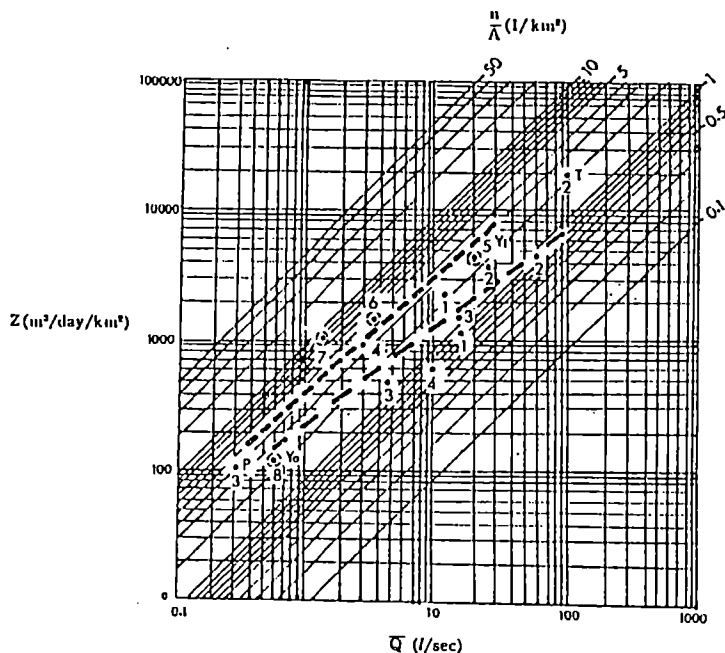
地 区 名	試算範圍 的面積 A km ²	湧泉數 n	湧泉總湧出量 Q		湧出量 平均値 Q ℓ/sec	湧泉分布係數 n A	見掛け單位 面積排水量 Zm ³ /day/km ²
			ℓ/sec	m ³ /day			
北部石灰岩地区	14.3	19	79.8	6891	4.2	1.33	580
南部石灰岩地区	2.3	3	48.8	4219	16.3	1.04	1500

$$\log \bar{Z}_{sub} = 0.890 \log \bar{Q} + 2.617 \quad \dots\dots\dots(4)$$

となり、裂か水起源の湧泉群では

$$\log \bar{Z}_{sb} = 0.772 \log \bar{Q} + 2.357 \quad \dots\dots\dots(5)$$

となることがわかった。



- Z-Q-n/A diagram.
- theoretical relation (equation 1).
 - - - regression line of spring area (equation 2).
 - regression line of land subsidence area (equation 3).
 - 1. Pyroclastic rock of Daisen volcano (SHIMIZU, 1964).
 - 2. Andesite of Daisen volcano (SHIMIZU, 1964).
 - 3. Limestone of paleozoic formation (SHIMIZU, 1965).
 - 4. Ryukyu limestone (SHIMIZU, 1966b).
 - 5. Yokkaichi City (SHIMIZU, 1978).
 - 6. Osaka City (SHIMIZU, 1978).
 - 7. Nobi Plain (SHIMIZU, 1978).
 - 8. Yokohama City (SHIMIZU, 1978).

図-4 Z-Q-n/A diagram.

また、四国瀬戸内海沿岸平野の自由地下水の単位面積排水量が $10,000 \text{ m}^3/\text{day/km}^2$ 程度であることは、水田の日減水深が 20 mm であることと関係づけて興味を惹く。水田は浅層地下水の涵養源としての性格をもっているらしい。

なお地盤沈下に影響を及ぼしているのは深井戸である。

さく井分布 n/A の意味を考えてみよう（文献-8）。いま、図-5-aのごとく 1km^2 の正方形の 4 つの隅に深井戸が 1本ずつあって揚水されるような形、またはこれに類するものは $n/A = 1/\text{km}^2$ であり、さらに対角線の交点に 1本追加すれば、図-5-bのごとく $n/A = 2/\text{km}^2$ となる。さらに図-5-cのような配置では $n/A = 4/\text{km}^2$ となる。

図-4で示されるような地盤沈下地帯の経験によると、被圧地下水のさく井分布係数が $2.5 \sim 4/\text{km}^2$ をこえたり、これに近づくと、地下水の過剰揚水による地盤沈下がおこっているようであるが、地盤沈下に対し揚水を継続するさく井分布が、図-5-aのような配置であれば安全、図-5-bのようなものはやや疑問、図-5-cのようであれば危険ということになる。

なお、この値は四日市市、大阪市、濃尾平野、横浜市のような沖積層、洪積層、新第三紀層の分布する海岸平野の地盤沈下地帯の深井戸について経験的に求めたものであり、一般の浅井戸については適用できない。

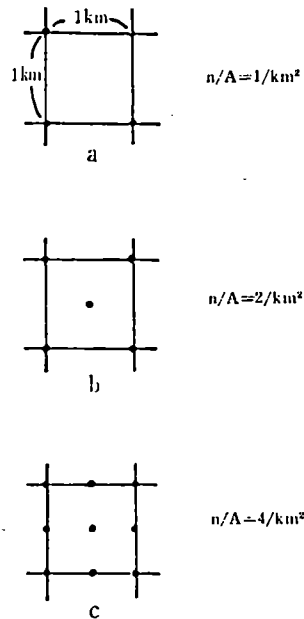


図-5 Distribution of deep wells.

5. 安全揚水量を求める簡便法（文献-8）

地盤沈下地帯と湧泉の分布帯の値を記入した $Z-\bar{Q}-n/A$ （図-4）を利用して、ある地下水区で地盤沈下をひきおこすことなく被圧地下水を継続して揚水できる量を求めてみよう。

まず、さく井資料より揚水量平均値を求める。このためには、代表さく井の一覧表より揚水量の平均値を求め、これを2で割る。一般にさく井の揚水量は一日の揚水量でしめされているが、実際の揚水量はポンプの吐出量に揚水時間をかけたものであり、一般に深井戸を半日稼働とみなして、揚水量平均値の1/2が実際に $\bar{Q}$ となる。

$Z-Q-n/A$ 図でこの $\bar{Q}$ と湧泉群10例の回帰直線との交点の Z を読めば、これがその地下水区の地盤沈下に安全な平均日単位面積排水量である。この $\bar{Q}$ と地盤沈下地帯4例の回帰直線との交点の Z は、激しい地盤沈下をおこす時の値であり、被圧地下水を安全に揚水できる条件はこの値より小さく、ここでは湧泉群の実例に示されるような関係直線(5)式が地盤沈下に安全な限界と考えた。湧泉の実例の場合の値は自然に補給される循環性の地下水帯の条件を示し、降水の影響をうけて湧出量は変化するが、絶ゆることなく湧出し、涵養と湧出が釣合った条件である。

帯水層の連続性を推定しうる範囲を物理探査結果によって求める。この範囲に Z をかけたものが、ある地下水区の安全日間地下水利用可能量であり、これを365倍したものが安全年間地下水利用可能量である。

この値から現在利用されつつある地下水利用量を差引いたものが、将来の安全開発可能量となる。

6. まとめ

- (1) 地下水の単位面積排水量を比較することにより、各地下水区の地下水資源の量的な価値判断が可能となり、とくに裂か水資源と地層水資源を比較することができるようになった。
- (2) 地層水の単位面積排水量は自由地下水の単位面積排水量と被圧地下水の単位面積排水量の和であり、自由地下水よりも被圧地下水のほうが、地盤沈下に直接関係しているもののようである。
- (3) $Z-Q-n/A$ 図に各地下水区の被圧地下水の単位面積排水量を投影してみると、地盤沈下地区は裂か水起源の湧泉の直線的な帯状分布より上位か、ほぼ上位に近い位置にプロットされる。被圧地下水のさく井分布係数 n/A が $2.5 \sim 4 \text{ km}^2$ をこえると、激しい地盤沈下がおこっているらしい。
- (4) $Z-Q-n/A$ 図を利用し、地下水盆の安全揚水量を試算する簡便な方法を提案した。帯水層の性質にもよるが、海岸平野や盆地では $1,000 \sim 2,000 \text{ m}^3/\text{day}/\text{km}^2$ が被圧地下水の開発、保全の目安となるであろう。

この方法はまったく経験的な法則性にもとづいて、過去の揚水データーから導かれたものであり、今後この方法と数値的シミュレーションの方法と併用し、その整合性を確かめる必要がある。

文献

- 1) 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, Vol.5, No.3, pp.36-144.
- 2) (1965): 湧泉の見掛け単位面積排水量に関する考察(主としてカルスト泉の水理地質について, 応用地質, Vol.6, No.3, pp.145-157.
- 3) (1966a): 中国四国地方の地下水の研究——とくに地下水の単位面積排水量と水理地質条件との関連, 応用地質, Vol.7, No.2, pp.51-78.
- 4) (1966b): 琉球石灰石の湧泉に関する若干の知見～沖縄島南部の湧泉について, 地下水学会誌, No.11, pp.17-21.
- 5) (1967a): 東海三県(愛知・岐阜・三重県)の地下水, 応用地質, Vol.8, No.3, pp.103-128.
- 6) (1967b): 地下水の単位面積排水量について, 水処理技術, Vol.8, No.8, pp.1-10.
- 7) (1978): 被圧地下水の単位面積排水量と地盤沈下との関係, 応用地質, Vol.19, No.1, pp.1-11.
- 8) (1981): 地下水の安全揚水量を試算する簡便な方法, 陸水雑誌, Vol.42, No.3, pp.123-130.
- 9) 山本荘毅(1983): 新版地下水調査法, pp.276-277

揚水試験の解析に関するいくつかの検討

谷 岡 健 則 *

1. はじめに

地下水の利用あるいは保全を目的とした調査では、帯水層の水理定数（透水量係数 T 、貯留係数 S ）を求めるための揚水試験が不可欠である。揚水試験の解析には各種の方法があるが、一般にはヤコブ法、タイス法、回復法等の非平衡式を基にした解析が多く用いられている。これらの解析法はいずれも一種の図解法であり、解析の手法そのものは比較的簡単で、地下水の教科書等に示された手順を忠実に実行することにより、何等かの結果を得ることが可能である。

しかし、実際の試験で得られるデータは教科書に示されているような理想的なものではなく、このため求められた水理定数が、解析の方法により異なっていたり、一つの解析法であっても使用するデータの区間が異なれば結果が異なっていたりする。また、貯留係数（ S ）等で信じられないような値が求められることがあることについては、多くの方が経験をお持ちのことと思う。

このように解析結果にばらつきがある場合、本来であれば、どのデータが最も信頼に足りうるかについての検討がなされるべきであると考えるが、残念ながら、このことに関する検討を素通りして各種の解析結果を羅列し、この中から適当な値（平均値あるいは最小値等）を使用するというケースが良く見受けられる。この背景には、多くの試験が観測井を持たない揚水井（親井戸）のみの試験であり、完全な解析はもともと困難であるといった事情があることは良く承知している。しかし、こういった場合でもできる限り真実の値に近づく努力は必要と考える。また、観測井があったからといって、これだけで正しい解析結果が得られるいうものでもない。

今回、揚水試験の解析に関するいくつかの検討を行なってみた。これらは極く初歩的なものであり、これをもって真実に近づけるといったものではないが、皆さんが揚水試験の解析についてもう少し深く考えてみようという際の手助けとなれば幸いと考えている。

2. 帯水層の透水係数

本題からやや外れるが、肩の凝らない話から始めることとする。

利用可能な量の地下水が採取できる層（地層）を帯水層という。帯水層の能力は主として透水量係数（ T ）の大小により決まる。透水量係数は帯水層の透水係数に厚さをかけたただけのものであり、従って、水のありそうな地層の透水係数とその厚さが推定できれば、その層からの採取可能な地下水量をおおまかに見積もることができるはずである。しかし、我々地質屋やあるいは土木を専門にする人の多くは、地層を見て「この層の透水係数は10のマイナ

* 近畿農政局

ス何乗」という判断は出来ても、井戸の採取可能量となると良く判らないことが多い。そこで、透水係数以外の数字を適当に仮定して透水係数別の揚水可能量を計算により求めてみることにする。

〔浅井戸の場合〕

計算条件	帯水層の厚さ	5 m
	貯留係数	0.2
	井戸の直径	350 mm
	揚水時間	12時間
	許容地下水降下量	2 m

透水係数 (cm/sec)	揚水可能量 (m ³ /日)
1×10^{-3}	13
1×10^{-2}	97
1×10^{-1}	770
1	6,400

〔深井戸の場合〕

計算条件	帯水層の厚さ	20 m
	貯留係数	1×10^{-5}
	井戸の直径	250 mm
	揚水時間	12時間
	許容地下水降下量	10 m

透水係数 (cm/sec)	揚水可能量 (m ³ /日)
1×10^{-4}	15
1×10^{-3}	130
1×10^{-2}	1,100
1×10^{-1}	10,000

こうしてみると、良好な帯水層に要求される条件が相当厳しいことがお分かりのことと思う。

3. ヤコブ法の適用条件について

さて、本題である揚水試験の解析の話に入るとする。まず、最初はヤコブ法の適用範囲に関する検討である。

$r = 0.125\text{m}$ のとき

u は $u = 2.60 \times 10^{-3}$ となり十分小さな値となる。

ただし、 $r = 20\text{m}$ とすると u は 6.67 となり、0.01 を大きく超えてしまう。

深井戸の場合は、貯留係数(S)が一般に小さいので u は小さくなる。

[深井戸のケース]

$k = 1 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ $m = 20\text{m}$

$S = 5 \times 10^{-5}$ $t = 10\text{min}$

$r = 0.125\text{m}$ のとき

$u = 1.68 \times 10^{-7}$

上記の条件で r を 20m とすると $u = 4.16 \times 10^{-3}$ となる。

上記の結果からみれば、自由地下水のように貯留係数が大きい場合、観測井のデータを用いてヤコブ法の解析を行うことについては u の値に関する検証が必要であると言える。

u の値が大きすぎると、当然のことであるが、 s と $\ln t$ ($\log t$) との直線関係は成立しない。図-1 はこのようなケースを示したものであり、 s - $\log t$ の関係を表す線が曲がっているのが良く分かる。また、このような線で解析を行った場合、どうなるかを知るため 図-1 の120分と360分のデータ-を基にヤコブ法による解析を行ってみると $T = 7.0 \times 10^{-3}$ 、 $S = 0.14$ という値が得られ、 T は大きめに S は小さめに解析されてしまう。

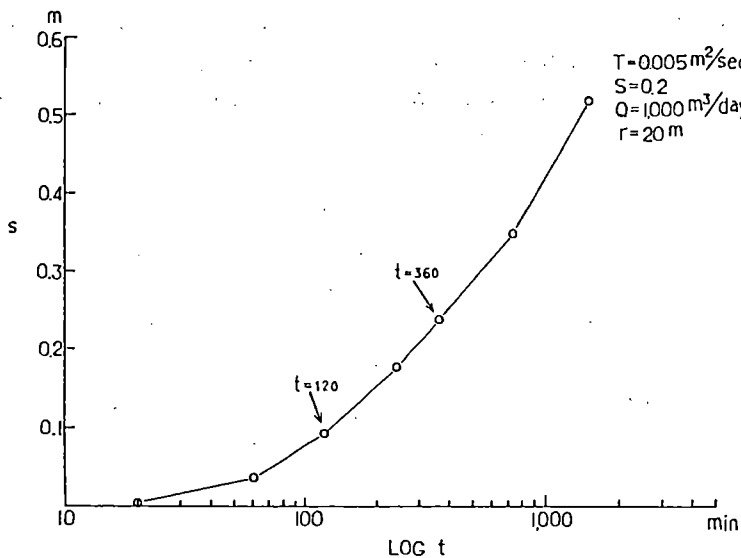


図-1 u が大きい場合の s と ($\log t$) の関係

4. 自由地下水における水位補正の重要性について

自由地下水(浅層地下水)にヤコブ法やタイス法等の非平衡式を基にした解析を行う際には、水位降下量を(5)式により補正し、この補正値を基にして解析を行う必要がある。⁽²⁾

$$\bar{s} = s - (s^2 / 2m) \quad (5)$$

$\bar{s}$ 補正された値

これは、自由地下水では水位降下により帯水層の厚さが減少するためである。また、(5)式は(6)式のように変形することができ、非平衡式により求めた水位降下の計算値を実際の値(帯水層厚さの減少を考慮した値)に換算することができる。

$$s = m - (m^2 - 2m\bar{s})^{1/2} \quad (6)$$

この補正は意外に軽視されている場合が多いので、これについて検討を加えてみる。図-2は(6)式の補正の有無による水位降下量の差を示したものである。

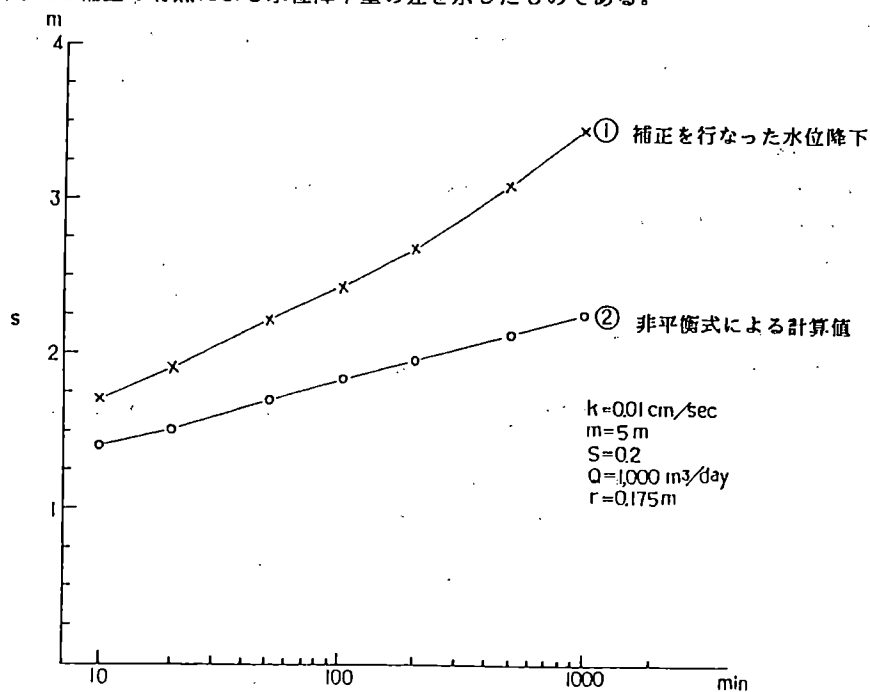


図-2 水位降下に対する補正の影響

揚水井における水位降下のように、水位降下の大きいものについては換算の有無が大きく

影響することが分かる。では、図-2に示した例において(5)式による補正を行わず解析するとどうなるかを検討してみる。このことは図の①の線に基づいて解析を実施することに外ならない。①の線の100分と500分の値をつかってヤコブ法による解析を行うと下記の値が得られる。

$$T = 2.2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$$

$$S = 5.24$$

上記の数字を補正があったとした場合と比較すると、Tが約半分となり、Sが20倍以上となっている。

観測井のデーターのように水位降下の小さいものを使用して解析を行う場合には、この補正はあまり気にしなくてもよい。ただし、この正しい水理定数をつかって揚水井の水位降下を計算する場合には(6)式による補正を忘れてはならない。こうしないと、水位降下を大幅に小さく見積もってしまうこととなる。自由地下水(浅層地下水)の揚水施設は、許容される地下水降下の量が小さいので、これが施設の揚水計画に深刻な影響を与えることは十分考えられる。例として、過大なポンプを入れてしまった場合を考えてみよう。この場合、水位がポンプの揚水能力に見合った定常水位に達する前に限界水位降下量(ポンプ運転停止水位)に達してしまうことが考えられる。こうなれば、ポンプは動いては止まり、動いては止まりを繰り返すという、考えるだけでも恐ろしい事態となる。

5. 貯留係数のばらつきについて

揚水試験の解析結果で値のばらつきが極端に大きいのが貯留係数(S)である。これに反して、透水量係数(T)の値が1オーダー以上ばらつくことはまれである。どうして、Sはもともとにくいのか？この理由としてすぐ思い浮かぶのが、単井の試験における井戸半径の不確かさである。揚水井周辺部における地下水の流れがどうであるかといった難しい議論は別にしても、そもそもrにどんな値を使ったら良いかがはっきりしない。このため、rとして井戸のケーシング半径や掘削半径が採用されることが多い。Sはヤコブ法では $S = 4uTt/r^2$ 、タイス法では $S = 2.25Tt_0/r^2$ という式を解いて求めるわけであるからrの影響は2乗できいてくることとなる。

なお、蛇足であるがTの解析はrの影響を受けないので、これによる誤差は生じない。この点は奇異に感じられるかも知れないが、ヤコブ法でTを求める際には、rは必要としないことを思い浮かべて頂ければ、なんとなくお分かりになるかもしれない。ただし、ここで述べているのは「単井の試験のTの解析ではrは一応無関係である」ということで、観測井がなくても正確なTが求まるということではない。誤解のないよう付け加えておく。

Sの話に戻るが、上に述べたrの誤差はせいぜい5割から2倍程度(過小に見積もるケースが多いと考えられる)であろう。従って、これによる誤差はSを2倍から4倍に計算してしまうといった程度であろう。これによる誤差も決して小さいものでないが(0.2であるS

が0.8になれば、やはり、大きいと言わざるをえない)、現実のSのぼらつきはこの程度で収まらないことが多い。では、Sを大きくぼらつかせる主原因は何であろうか。Sのぼらつきの最大の原因は、試験時の水位降下が理論どおりでないことにある。また、これと良く似たケースとして、前項で述べた自由地下水での補正を行わなかった場合も考えられる(前項の解析でSとして5以上の値が得られていることに注意されたい)。

図-3は漏水による補給がある帯水層での水位降下を計算により求めた結果である。この図に示した、時間が経過すると水位降下曲線が寝てくるケースには、遭遇される機会が多いもの考える。この場合に漏水を考慮せず解析を行うと、下記の様な結果となる(解析にはヤコブ法を使用した)。

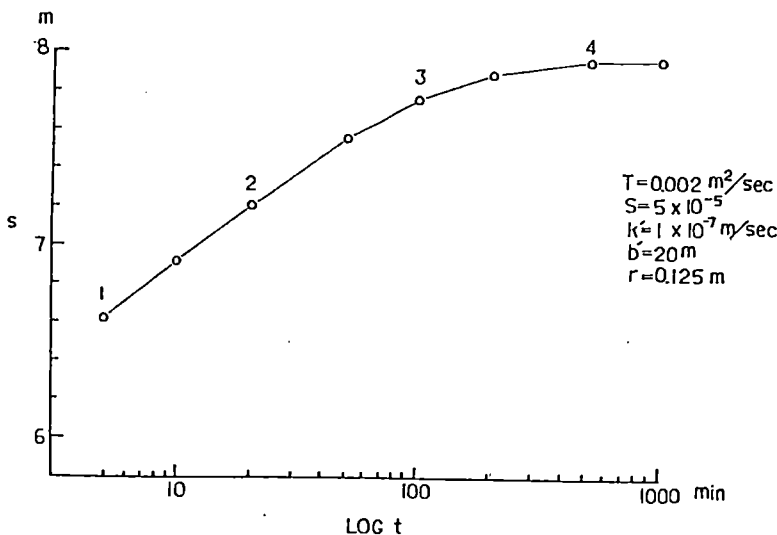


図-3 漏水がある場合の水位降下

解析区間	T (m ² /sec)	S
①～②	2.1×10^{-3}	2.1×10^{-5}
②～③	2.7×10^{-3}	3.9×10^{-7}
③～④	7.3×10^{-3}	1.2×10^{-23}

上に示した様に、解析区間が異なればTもSもそれぞれ異なる。また、Sのぼらつきは著しい。解析区間により解析値に差がでることが予想される場合、通常は、時間の大きな部分の値を使うことが多いが、TやSを正確に求めようとすると、むしろ、時間の小さな部分のデーターを使った法が正確であることを図-3は示している。ただし、前項で述べたのと同様、求められたT、Sのみから揚水施設の水位降下量を計算するとすれば、時間経過の大き

い区間での解析値（あまり正確とは言えない数字）を使った方がより実用的であるという困ったこととなる。

なお、揚水井の水位降下という点では、 S は T ほど大きな影響を与えない。これを示したのが図-4である。

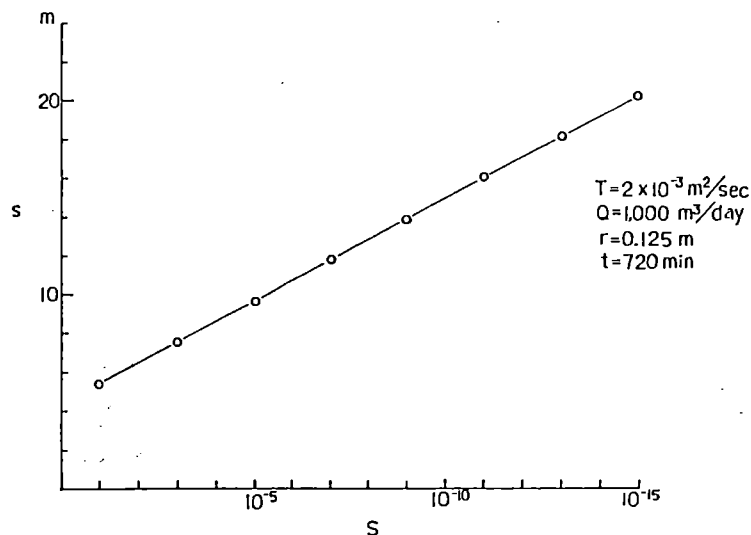


図-4 貯留係数(S)と水位降下(s)の関係

とはいえ、 S はその定義からも分かるように、地下水の賦存量を決める重要なファクターであり、また、広域的な水収支計算では S の値が大きく影響することを忘れてはならない。

6. 漏水の影響について

近年、地下水の垂直方向への移動に関する認識が高まり、地下水水収支計算（地下水位シミュレーション）等で、垂直移動を加味した三次元モデルが多く採用されるようになってきている。

揚水試験の解析においても、これと軌を一にしたと言い難いかも知れないが、帯水層への垂直かん養（漏水）を加味した解析が一般化しつつある。漏水をいれた解析の最大のメリット（？）は、標準曲線を使用する解析（ハンタッシュとヤコブの方法）で実測値と非常に気持良く合う曲線（ $W(u, r/B)$ 曲線）が見い出せることかも知れない。漏水（かん養）のおきるメカニズムの模式図は図-5に示すとおりである。

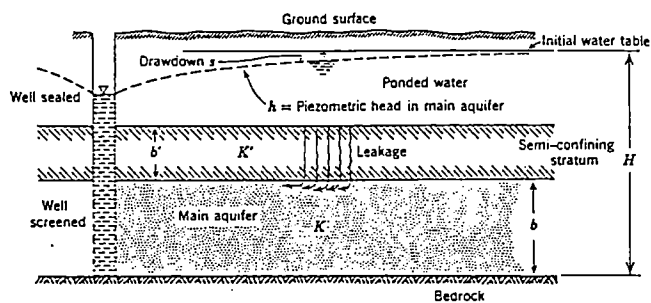


図-5 帯水層への漏水 (De Wiest 原図⁽²⁾)

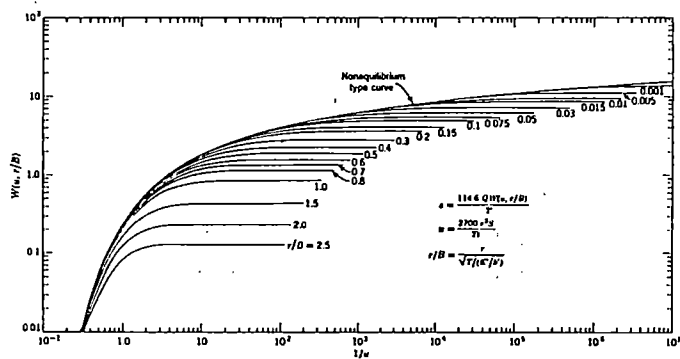


図-6 $W(u, r/B)$ 標準曲線 [Waltonによる]
(De Wiest 原図⁽²⁾)

図-5図の場合における帯水層の水位降下についてはハンタシュとヤコブにより下式が導かれている。⁽⁴⁾

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B) \quad (7)$$

$$W(u, r/B) = \frac{1}{x} e^x \frac{r^2}{4B^2 x} dx \quad (8)$$

$$B = \sqrt{T(b'/k')} \quad (9)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (10)$$

漏水がある場合の水位降下量を計算した結果を図-7、図-8に示す。図-7を見ると非常に早い時期に水位の低下が停止してしまうのが良く分かる。この傾向は距離が大きくなってもほぼ同じである。図-8は揚水開始100分後の井戸周辺部における水位の低下状況を示したものであるが、図-7の場合と異なり、漏水の有り無しにより低下の絶対量には差があるが、水位降下面の形状そのものは非常に良く似ている。これは、井戸周辺の水頭面の形状は揚水量にほぼ見合う水を井戸に運ぶための動水勾配により決定され、これについては漏水があっても無くてもあまり変わらないためである。

帯水層中の水位降下が停止してしまうということは、この時点で帯水層そのものからの水の補給が0となり、揚水量に見合う水はすべて漏水層を通して供給されていることを示している。図-7に示した水理、揚水条件で漏水量の割合を計算してみると下記のとおりとなる。

揚水時間 (分)	漏水量 (m^3/day)	揚水量全体に対する比率 (%)
1	110	11
2	180	18
5	450	45
10	690	69
20	870	87
30	920	92
40	1000	100

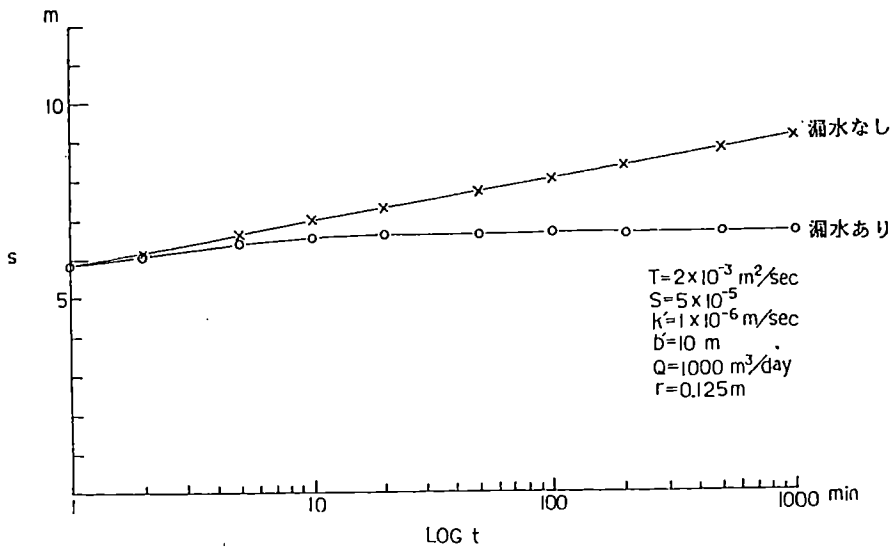


図-7 漏水が水位降下に与える影響(1)

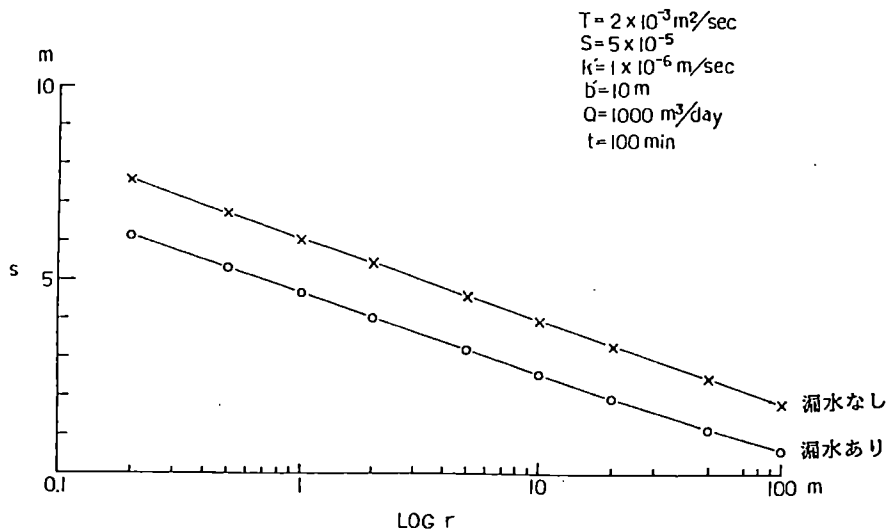


図-8 漏水が水位降下に与える影響(2)

次に、漏水のファクターを加味すると井戸の可採量がどの程度大きくなるかを計算で求めてみる。

まず、漏水に関係しない水理定数を次のように定める。

$$\begin{aligned}
 T &= 2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec} \\
 S &= 5 \times 10^{-5} \\
 r &= 0.125 \text{ m} \\
 t &= 24 \text{ 時間} \\
 s &= 0.125 \text{ m}
 \end{aligned}$$

ここで、下記のように漏水に関する定数を考慮する。

[ケース 1] $k' = 1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ $b' = 10 \text{ m}$
 漏水のある場合の揚水量 $Q = 1,520 \text{ m}^3/\text{日}$
 漏水のない場合の揚水量 $Q = 1,120 \text{ m}^3/\text{日}$

[ケース 2] $k' = 1 \times 10^{-7} \text{ m/sec}$ $b' = 20 \text{ m}$
 漏水のある場合の揚水量 $Q = 1,250 \text{ m}^3/\text{日}$
 漏水のない場合の揚水量 $Q = 1,120 \text{ m}^3/\text{日}$

これを見ると、漏水を考慮することにより、水の流れそのものは大幅に変わるが、井戸の可採量にはあまり大きな変化がないとも言える。

漏水のある帯水層での揚水試験データを漏水を考慮せずに解析すると正しい T 、 S を求め

ることが困難であるというこについては、前項で述べた。但し、前項の解析は r が一定で t が変化するカーブでの解析であり、図-8のものとは異なっている。図-8は、ここに示された線を基にして解析を行えば、漏水を考慮しなくても、少なくとも、 T については良い近似値が得られそうであることを示している。試しとして、 $r=10\text{m}$ と $r=50\text{m}$ の水位降下を使ってタイス法の解析を行うと、 $T=2.05 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ 、 $S=9.4 \times 10^{-4}$ となり、このことが裏付けられる。なお、このような解析を行うためには観測井が必要であるのは、言うまでもない。

漏水項を加えた解析は前に述べたように、標準曲線に気持良く乗る場合が多い。このため、解析により求められた水理定数は信頼性に富むものと考えがちであるが、ケースによっては、そうとも言えない場合が有りそうである。筆者の経験でも、標準曲線には良くマッチしているのに、帯水層の透水係数より漏水層の透水係数の法が大きいと言った結果に遭遇したことがある。

なお、漏水の起こるメカニズムは図-5に示すようなケースだけとは限られていない。例えば、図-9に示すように、被圧地下水帯水層が2枚あり、その内の1枚だけにストレーナーが設けられている例を考えてみる。

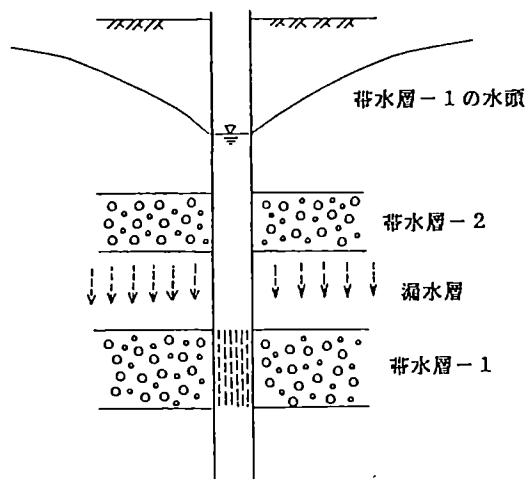


図-9 被圧地下水帯水層が2枚の場合の漏水

この場合、当然のこととして帯水層-2から帯水層-1への水の移動（漏水）が起きる。このとき、2つの帯水層の初期水頭が同じとは限らない。もし、帯水層-2での地下水の採取が盛んであり、このため、水頭が低ければ、帯水層-2への漏水は最初からは始まらず、帯水層-1の水頭が帯水層-2の水頭より低くなってから始まるはずである。また、帯水層-2の貯留係数が被圧地下水であるため相当小さいとすれば、帯水層-2の中でもかなりの量の地下水頭低下が生じるはずである。このため、帯水層-2への漏水は理論どうりの数字と

違って来るはずである。但し、帯水層－２のなかの水頭面の形状は帯水層－２のものとはかなり異なり、水頭勾配は緩いはずである。これは、帯水層－１のなかでは中心部に多量の水を運ぶ必要が無いからである。こういうことが起こるであろうということについては、定性的に理解できても、定量的にはどうなるか、あるいは、この場合、どういう解析を行ったら良いかについて述べることは筆者の能力の限界を超え。従って、これについては、この程度とさせて頂く。

7. おわりに

揚水試験の正確な解析を阻害している原因は、本稿で触れた以外に、まだ沢山存在しているものと考えられる。また、いくら解析の精度を上げようと努力しても、自然界に存在する帯水層が解析を行う前提となっているような均一で、かつ、理想的なものでないかぎり、到達できないなにかが残されてしまうのは止むを得ないのかもしれない。また、本稿では触れなかったが、試験井の多くが多層集水を行っているという大問題がある。このような井戸での揚水試験の結果を、漏水の影響も含めて考えだすと、正直言って、訳が分からなくなる。

こうなると、従来から言われているように、揚水施設の能力を確かめるための試験と、水理定数を正確に求めるための試験を、明確に区分することが最も大事であるということになる。しかし、揚水井を単層集水として、その周囲に観測井を設ければ、これだけで完全な試験となるとは考えがたい。完全な試験を行おうとすれば、水理地質条件を想定した試験方法に関する事前検討が必要であろう。また、これらの検討を行おうとすれば、揚水試験の解析公式を基にした今回のような検討だけでは不十分で、理想を言えば有限要素法等を使った検討が必要かも知れない。このような検討は、既にどこかで実施されているのかもしれないが、我々の目に触れることは少ない。時間と能力に余裕がある方に、試験法と解析法に関する本格的な検討をして頂き、揚水試験に関するモヤモヤを吹き飛ばして頂きたいというのが筆者の切なる希望である。

参考文献

- (1) Todd, D. K. , 1959 : Ground Water Hydrology, 94p,
Jhon Wiley & Sons, Inc.
- (2) 山本 莊毅, 1962 : 地下水探查法, 220p, 地球出版株式会社 .
- (3) De Wiest, R. J. , 1965 : Geohydrology, 272p,276p,
Jhon Wiley & Sons, Inc. .
- (4) Hantush, M. S. and C. E. Jacob, 1954 : Nonsteady
Radial Flow in an Infinite Leaky Aquifer and Non-
Steady Green's Function for an Infinite Strip of Leaky
Aquifer, Trans American Geophysical Union, Vol 35,
917-936p .

地下水塩水化の機構について

福 尾 義 昭 *

On the intrusion of salt water into coastal aquifer

Yoshiaki FUKUO

まえがき

近年、都市開発や工業開発の急速な進展に伴って水需要が増大し、それとともに地下水が工業用水、農業用水、生活用水といった多方面にわたり大規模に利用されるようになった。わが国では、地下水利用が行なわれている平野部が海に面していることが多く、そういった地域においては地下水中に海水が混入してくる、いわゆる“地下水の塩水化”の現象が見られる。

この現象の発生状況は、それぞれの地域における地形、地下の帯水層の構造、帯水層に関する水理定数、雨量などといった種々の自然条件に規定されるとともに、その地域における地下水の揚水場の分布や揚水量のような人為条件と密接に関係しているものと思われる。実際、揚水量の増大に伴って帯水層内への海水の浸入状態が次第に内陸部へと拡大し、地下水利用に重大な支障をきたしている地域も数多く見られる。こうした地域においては、地下水の適正揚水量の評価を行ったり、地下水利用に関する将来計画を検討するに際して、地下水揚水量と塩水化の進行状況との相互の関連をできるだけ正確に把握しておくことが必要になってくる。

地下水の塩水化に関する最初の現象論的研究は、BADAN GHYBEN(1888-1889)¹⁾とHERZBERG(1901)²⁾によってなされた。彼らは、海岸近くの帯水層内に侵入する海水はその比重が淡水より大きいため、淡水の下に潜り込んで楔状の塩水層を形成するものと考え、定常状態における淡水層と塩水層の厚さを関係づける式を見出した。地下水の塩水化を、このように帯水層内部へ塩水層が浸入する現象としてとらえるモデルをもとに、以後この淡水・塩水境界面の変動に関する多くの研究がなされている。BEAR and DAGAN(1964)³⁾は、被圧帯水層内を流動する淡水の流量が急激に変化した場合について淡・塩水境界面を近似的に求め、その時間的変動を考察している。TAMAI and SHIMA(1967)⁴⁾は、不圧地下水について地下水が海へ接続する境界で、淡水層の厚さが有限な開口部を有している場合の淡・塩水境界面の形状を近似的に求め、上流部の水位が急激に変化したときの時間的変動について考察を行なっている。SHAMIR and DAGAN(1971)⁵⁾は、被圧および不圧地下水の両者について非定常状態における塩水化の方程式を定め、淡水の流量が急激に変化した場合についてこの

* 奈良教育大学地学教室

方程式を数値的に解いて淡・塩水境界面の時間的変動を考察している。福尾(1972)⁶⁾および出井・福尾(1975)⁷⁾は、被圧および不圧地下水に関して定常状態における塩水化の方程式の解析的な解を求め、上流部からの地下水流入量および各場所での地下水揚水量の変動と淡・塩水境界面の移動との相互関連について詳しく論じている。

これらの一連の研究ではいずれも、帯水層内の地下水は水平方向に流れるものとして鉛直方向の流れを無視し、地下水流についての一次元モデルをもとに考察を行なっている。鉛直流を無視する取扱い、多くの場合地下水が緩やかな勾配 ($1/100 \sim 1/1000$) で流れることを考慮すれば妥当な近似である。

しかし、一次元モデルが適用できるのは帯水層の平面的形状が非常に細長い場合、すなわち地下水の主流方向の帯水層の長さに対してそれに直角方向の帯水層の横幅がかなり狭い形状をもつという特別な場合であって、もっと一般的な形状の場合にそのまま適用することはできない。

したがって、実際に対象となる地域の地下水塩水化の解析を行なって有意義な結果を得るためには、塩水化のモデルを地下水流についての二次元モデルへと拡張し、それにもとづいてその地域の帯水層の形状をとり入れた形の考察を行なう必要があるであろう。KISHI and FUKUO(1977)⁸⁾は、被圧地下水に関して定常状態における淡・塩水境界面を容易に算出できる便利な二次元モデルを開発し、扇状を有する帯水層の場合について解析的な解を見出している。

この研究では、まず KISHI and FUKUO による二次元モデルを、定常状態における被圧および不圧地下水の両者に適用でき、かつ帯水層が一般的な平面形状を有する場合にも適用できるように拡張を行い、このモデルを徳島県那賀川河口の被圧地下水に適用してその地域の地下水塩水化の解析を行なった結果を紹介しよう。

1. 地下水塩水化の定常モデル

地下水帯水層の海への出口が開いている場合には、海水が帯水層中に浸入して海岸近くでは淡水の下に潜り込んだ形の塩水層が形成されているものと思われる。塩水層の浸入状態は、帯水層の形状、帯水層に関する水理定数、地下水流入量や地下水揚水量などに関係して定まってくるものと思われるが、ここでは定常状態における塩水層の形状をこれらと関係づけて算出するための理論モデルについて述べる。このモデルは被圧地下水および不圧地下水の両者について同様に取扱えるので、以後この両者について並列に話をすすめることにする。

Fig. 1(a) に帯水層の平面図形を模式的に示す。地下水は境界線 DC を通って外部から流入し、境界線 AB から海へ流出する。他の境界線 AD および BC は不透壁とする。この帯水層内に境界線

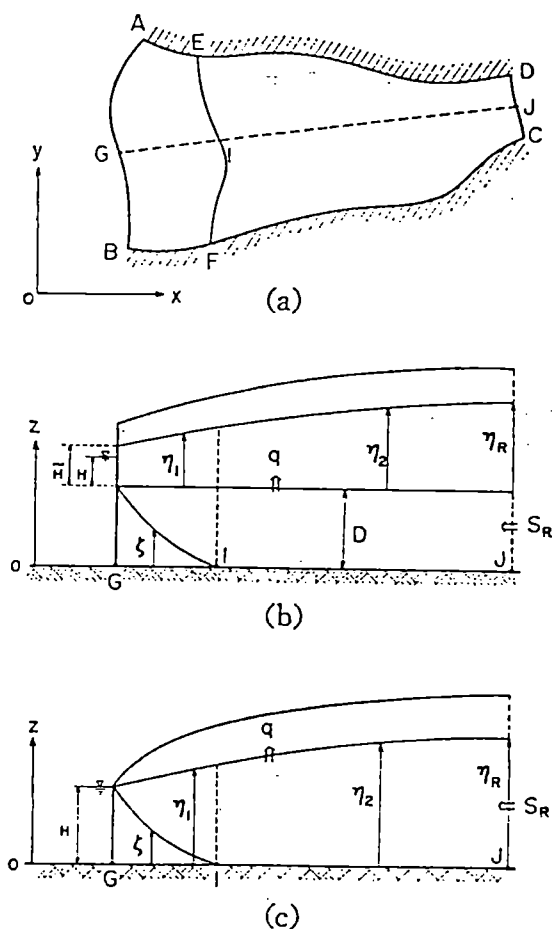


Fig. 1. Geometry of coastal aquifer.

(a) Plan.

(b) Cross section (confined aquifer).

(c) Cross section (unconfined aquifer).

AB を通して海水が浸入し、これが EF の線まで入り込んでいるとする。境界線 EF より海側の領域を“塩水化域”，それより上流側の領域を“淡水域”と呼ぶことにする。Fig. 1(b) に被圧地下水，また Fig. 1(c) に不圧地下水の場合についての鉛直断面図を示す。いずれの場合も帯水層の底面は水平であるとし，また被圧帯水層については層の厚さは一定で D とする。塩水化域における地下水の水頭を η_1 ，淡水域におけるそれを η_2 とする。帯水層内に浸入した塩水層の厚さ ζ は，海

との接点 G で被圧地下水の場合は $\zeta = 0$, また不圧地下水の場合には $\zeta = H$ (H : 平均海面高) になっているものとする。 ζ は内陸部に入るに従って減少し、やがてある点 I で $\zeta = 0$ になる。地下水は帯水層の上面から単位面積、単位時間当り q だけ揚水されるものとする。上流部から流入する地下水流入量は、単位時間当り、境界線 DC の単位長さ当り S_R であるとし、またそこでの水頭を η_R とする。以後、鉛直上方を z 軸、水平方向を x および y 軸に選ぶものとする。

i) 定常塩水化の基本式

定常状態における地下水の基礎方程式は、被圧および不圧地下水のいずれの場合も

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \varphi(x, y, z) = 0 \quad (1)$$

である (DE WIEST, 1965)⁹⁾。 φ は地下水の水頭で

$$\varphi = \frac{p}{\rho g} + z \quad (2)$$

である。ここに p は地下水の圧力、 ρ は地下水の密度および g は重力加速度である。ここで地下水は上部の境界面 $z = \zeta_2(x, y)$ および下部の境界面 $z = \zeta_1(x, y)$ ではさまれる内部を流動している場合を考える。Fig. 2 に示すように底面が辺長 Δx および Δy の長方形をした鉛直の柱を考え、この柱の上面については $z = \zeta_2$ と水平面とで、また下面については $z = \zeta_1$ と水平面とで切り取られる微少体積に注目すると、定常状態ではこれらの微少体積内の水の量はそれぞれ不変に保たなければならない。したがって上面の微少体積内の水収支の式として

$$v_x \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + v_y \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} - v_z + q = 0 \quad (z = \zeta_2) \quad (3)$$

また下面の微少体積については

$$v_x \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + v_y \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - v_z = 0 \quad (z = \zeta_1) \quad (4)$$

を得る。ここに v_x, v_y および v_z はそれぞれ地下水流速 (Darcy 流速) の x, y および z 成分であり、また上面の微少体積については、上面から単位面積、単位時間当り q だけの揚水量があるとした。帯水層の透水係数を k として Darcy 則

$$v = -k \text{ grad } \varphi \quad (5)$$

を用いると、(3) および (4) 式はそれぞれ

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} - \frac{q}{k} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (z = \zeta_2) \quad (6)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (z = \zeta_1) \quad (7)$$

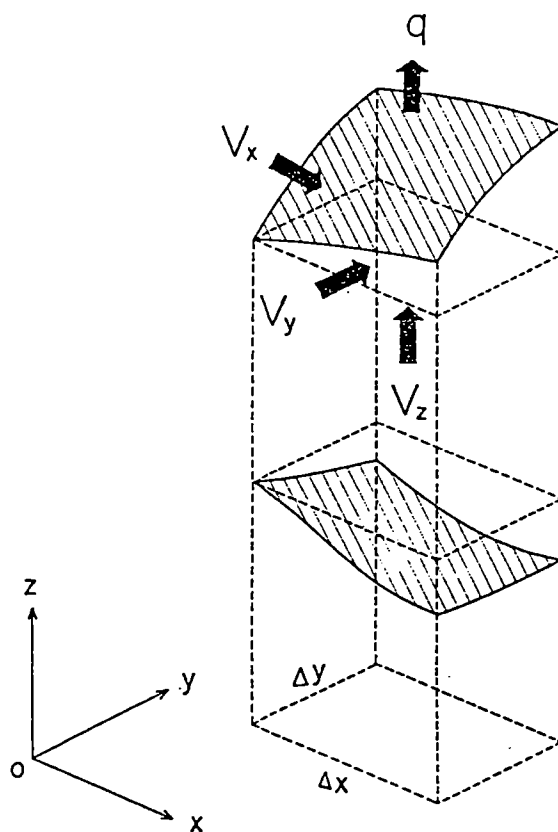


Fig. 2. Water balance throughout boundary surfaces.

となる。基礎方程式 (1) を z について ζ_1 から ζ_2 まで積分すれば

$$\int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \left\{ \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \varphi \right\} dz + \left\{ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right\}_{z=\zeta_2} - \left\{ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right\}_{z=\zeta_1} = 0$$

となるが、この式に (6) および (7) を代入すれば

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\partial \varphi}{\partial x} dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\partial \varphi}{\partial y} dz = \frac{q}{k} \quad (8)$$

を得る。

ここで地下水はほぼ水平に流れるとして、地下水の圧力を静水圧で近似する。すなわち、被圧地下水の場合は Fig.1 (b)から淡水の圧力を

$$p_1 = \rho_1 g (D + \eta - z) \quad (9)$$

また塩水の圧力を

$$p_2 = \rho_2 g (D + H - z) \quad (10)$$

とする。ここに ρ_1 および ρ_2 はそれぞれ淡水および塩水（海水）の密度である。淡・塩水境界面 $z = \zeta$ においては p_1 と p_2 は等しいはずであるから

$$\rho_1 g (D + \eta_1 - \zeta) = \rho_2 g (D + H - \zeta)$$

あるいはこれを書き直して

$$D - \zeta = (\eta_1 - \bar{H}) / r \quad (11)$$

を得る。ただし

$$\begin{cases} r = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 \\ \bar{H} = (\rho_2 / \rho_1) H \end{cases} \quad (12)$$

である。不圧地下水の場合も Fig. 1(c) から同様に

$$p_1 = \rho_1 g (\eta - z), \quad p_2 = \rho_2 g (H - z) \quad (13)$$

であり、また境界面 $z = \zeta$ において p_1 と p_2 は相等しいという関係から

$$\eta_1 - \zeta = (\rho_2 / \rho_1) (\eta_1 - H) / r \quad (14)$$

を得る。

(8) 式の水頭 ϕ を上に示した静水圧近似を用いて表現すれば、定常塩水化に関する基本式を得る。まず被圧地下水の場合は、(9)式を用いると(2)式の水頭 ϕ は

$$\phi = \begin{cases} D + \eta_1 & (\text{塩水化域}) \\ D + \eta_2 & (\text{淡水域}) \end{cases} \quad (15)$$

となる。また、上下の境界面 $z = \zeta_2$ および $z = \zeta_1$ は Fig. 1(b) から

$$\begin{aligned} \text{塩水化域では} & \quad \begin{cases} \zeta_2 = D \\ \zeta_1 = \zeta \end{cases} \\ \text{淡水域では} & \quad \begin{cases} \zeta_2 = D \\ \zeta_1 = 0 \end{cases} \end{aligned} \quad (16)$$

となるから、(8) 式は

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ (D - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (D - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial y} \right\} = \frac{q}{k} \quad (\text{塩水化域}) \quad (17)$$

$$D \left(\frac{\partial^2 \eta_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta_2}{\partial y^2} \right) = \frac{q}{k} \quad (\text{淡水域}) \quad (18)$$

となる。(17),(18) 式が静水圧を仮定した場合の定常状態における被圧地下水の塩水化に関する基本式である。

不圧地下水の場合は、(13) 式から

$$\varphi = \begin{cases} \eta_1 & (\text{塩水化域}) \\ \eta_2 & (\text{淡水域}) \end{cases} \quad (19)$$

となり、また Fig. 1(c)から

$$\begin{aligned} \text{塩水化域では} & \quad \begin{cases} \zeta_2 = \eta_1 \\ \zeta_1 = \zeta \end{cases} \\ \text{淡水域では} & \quad \begin{cases} \zeta_2 = \eta_2 \\ \zeta_1 = 0 \end{cases} \end{aligned} \quad (20)$$

となるから、(8) 式は

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\eta_1 - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (\eta_1 - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial y} \right\} = \frac{q}{k} \quad (\text{塩水化域}) \quad (21)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ r_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ r_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial y} \right\} = \frac{q}{k} \quad (\text{淡水域}) \quad (22)$$

となる。(21),(22) 式が定常状態における不圧地下水の塩水化に関する基本式である。

ii) 境界条件

Fig. 1(a) に示した帯水層の平面図形の境界において、次のような境界条件が満たされねばならない。

A) 地下水流入口における条件

境界線 DC 上の各場所から流入する地下水流入量を指定する場合は、被圧地下水について

$$kD \frac{\partial \eta_2}{\partial n} = S_R \quad (23)$$

また、不圧地下水について

$$k\eta_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial n} = S_R \quad (24)$$

となる。ただし、n に関する微分は曲線 DC の外向き法線方向の微分である。DC 上の境界条件として、流入する地下水量を与える代わりに、そこにおける地下水頭を与えてもよい。このときは

$$\eta_2 = \eta_R \quad (25)$$

である。

B) 海への流出口における条件

境界線 AB 上では、被圧地下水の場合は $\zeta = D$ であるから(11)式より

$$\eta_1 = \bar{H} \quad (26)$$

不圧地下水の場合は $\zeta = H$ であるから(14)式より

$$\eta_1 = H \quad (27)$$

となる。

C) 不透壁における条件

境界線 AD および BC は不透壁としているから

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial n} = \frac{\partial \eta_2}{\partial n} = 0 \quad (28)$$

ただし、 n に関する微分は境界線の外向き法線方向の微分である。

D) 塩水化域と淡水域の境界における接続条件

塩水化域と淡水域の境界線 EF 上では、 η_1 と η_2 とは滑らかに接続していなければならない。

すなわち

$$\begin{cases} \eta_1 = \eta_2 \\ \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \frac{\partial \eta_2}{\partial x}, \quad \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = \frac{\partial \eta_2}{\partial y} \end{cases} \quad (29)$$

iii) 塩水化域および淡水域の方程式の結合

塩水化域と淡水域における 2つの方程式は以下のような考察により結合させることができ、単一の方程式に帰着する (KISHI and FUKUO, 1977)。まず被圧地下水の場合は(11)式の関係を用いれば

$$(D - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \frac{1}{r} (\eta_1 - \bar{H}) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \frac{1}{r} (\eta_1 - \bar{H}) \frac{\partial}{\partial x} (\eta_1 - \bar{H}) = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{2} \frac{(\eta_1 - \bar{H})^2}{r} \right\}$$

同様に

$$(D - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{1}{2} \frac{(\eta_1 - \bar{H})^2}{r} \right\}$$

したがって、塩水化域での方程式(17)は

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - \bar{H}}{rD} \right)^2 \right\} = -\frac{q}{rkD^2} \quad (30)$$

と書き直せる。また淡水域での方程式(18)を書き直して

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \left\{ \frac{\eta_2 - \bar{H}}{rD} - \frac{1}{2} \right\} = \frac{q}{rkD^2} \quad (31)$$

したがって、両方の領域の方程式は同形の方程式

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \eta_1^* = q^* \quad (32)$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \eta_2^* = q^* \quad (33)$$

になる。ただし

$$\left\{ \begin{aligned} \eta_1^* &= \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - \bar{H}}{rD} \right)^2 \end{aligned} \right. \quad (34)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \eta_2^* &= \frac{\eta_2 - \bar{H}}{rD} - \frac{1}{2} \end{aligned} \right. \quad (35)$$

$$\left\{ \begin{aligned} q^* &= \frac{q}{rkD^2} \end{aligned} \right. \quad (36)$$

と置いた。不圧地下水の場合も、同様に(14)式の関係を用いれば塩水化域での方程式(21)は

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - H}{rH} \right)^2 \right\} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{q}{rkH^2} \quad (37)$$

となり、また淡水域での方程式(22)を書き直して

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \left\{ \frac{(\rho_1/\rho_2) \eta_2^2 - H^2}{2rH^2} \right\} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{q}{rkH^2} \quad (38)$$

となる。したがって両方の領域の方程式は被圧地下水の場合と同じく同形の方程式(32)および(33)

となる。ただしこのときは

$$\left\{ \begin{aligned} \eta_1^* &= \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - H}{rH} \right)^2 \end{aligned} \right. \quad (39)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \eta_2^* &= \frac{(\rho_1/\rho_2) \eta_2^2 - H^2}{2rH^2} \end{aligned} \right. \quad (40)$$

$$\left\{ \begin{aligned} q^* &= \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{q}{rkH^2} \end{aligned} \right. \quad (41)$$

である。 η_1^* と η_2^* はそれぞれ塩水化域および淡水域における変形された無次元量の水頭に対応するが、この2つの量は両領域の境界、すなわち Fig. 1(a) に示した曲線 EF 上で滑らかに接続する事が容易に分かる。すなわち被圧地下水の場合は(11)式、不圧地下水の場合には(14)式を用い、また境界条件 D) ((29)式)を用いれば曲線 EF 上では($\zeta = 0$ であることに注意して)

$$\eta_1^* = \eta_2^* = \frac{1}{2} \quad (42)$$

$$\frac{\partial \eta_1^*}{\partial x} = \frac{\partial \eta_2^*}{\partial x}, \quad \frac{\partial \eta_1^*}{\partial y} = \frac{\partial \eta_2^*}{\partial y} \quad (43)$$

となる。すなわち η_1^* と η_2^* は境界 EF 上で滑らかに接続し、かつそこでは値が 1/2になることが分かる。したがって、被圧地下水および不圧地下水のいずれの場合も、方程式(32)および(33)は全領域で共通な単一の Poisson方程式

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \eta^*(x, y) = q^*(x, y) \quad (44)$$

に帰着する。

境界条件 A)~C)は、変形された無次元の水頭 η^* について書き改めれば次のようになる。

A') 地下水流入口における条件

Fig. 1(a) の境界線 DC から流入する地下水流量を指定する場合は

$$\frac{\partial \eta^*}{\partial n} = S_R^* \quad (45)$$

ただし S_R^* は

$$S_R^* = \begin{cases} \frac{S_R}{\gamma k D^2} & (\text{被圧地下水}) \\ \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{S_R}{\gamma k H^2} & (\text{不圧地下水}) \end{cases} \quad (46)$$

あるいは、DC 上の地下水頭を指定する場合には

$$\eta^* = V^* \quad (47)$$

ただし

$$V^* = \begin{cases} \frac{\eta_R - \tilde{H}}{\gamma D} - \frac{1}{2} & (\text{被圧地下水}) \\ \frac{(\rho_1/\rho_2) \eta_R^2 - H^2}{2\gamma H^2} & (\text{不圧地下水}) \end{cases} \quad (48)$$

B') 海への流出口における条件

境界線 AB 上で

$$\eta^* = 0 \quad (49)$$

C') 不透壁における条件

境界線 AD および BC 上で

$$\frac{\partial \eta^*}{\partial n} = 0 \quad (50)$$

これらの境界条件を Fig. 3 に示す。

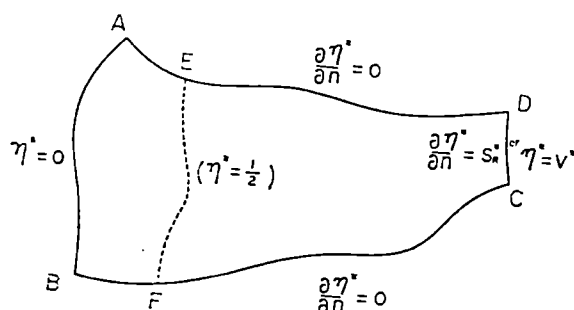


Fig. 3. Boundary conditions for η^* .

以上ここに示した定常塩水化の二次元モデルにおいては、まず Fig. 3 に示す境界条件の下で Poisson 方程式(44)を解けばよいことが分かる。この方程式は、平面図形 ABCD が簡単な形状のとき、たとえば非常に細長い長方形で地下水流が一方方向に流れると見なしてよい場合、あるいは地下水流入口を頂点とする扇形の場合には解析的な手法で解を求めることができる (KISHI and FUKUO, 1977)。一般の複雑な図形のときは、たとえば領域 ABCD を多数の三角形要素に分割して数値解を得る有限要素法などを用いればよい (ZIENKIEWICZ, 1971)¹⁰⁾。方程式の解 $\eta^*(x, y)$ が求めれば、条件式

$$\eta^*(x, y) = \frac{1}{2} \quad (51)$$

から塩水化域と淡水域の境界線 EF が定まる。水頭 η_1 および η_2 は被圧地下水の場合は(34)および(35)式から、また不圧地下水の場合は(39)および(40)式から求めることができる。塩水層の厚さとは、被圧地下水の場合は(11)式、不圧地下水の場合は(14)式から求めることができる。

2. 那賀川河口における被圧地下水塩水化の解析例

前述のモデルを現実の帯水層に適用し計算した結果を、以下に紹介しよう。

i) 概況

徳島県那賀川下流域は、那賀川（流路延長 112.1km，流域面積 781.2km²）が紀伊水道に流れ出る河口附近に面積約 40km²の扇状形をした沖積層の平野部を有し、この平野部は那賀郡那賀川町、羽ノ浦町および阿南市北部を覆っている（Fig. 4）。この平野部の地下水は、工業用水や生活用水

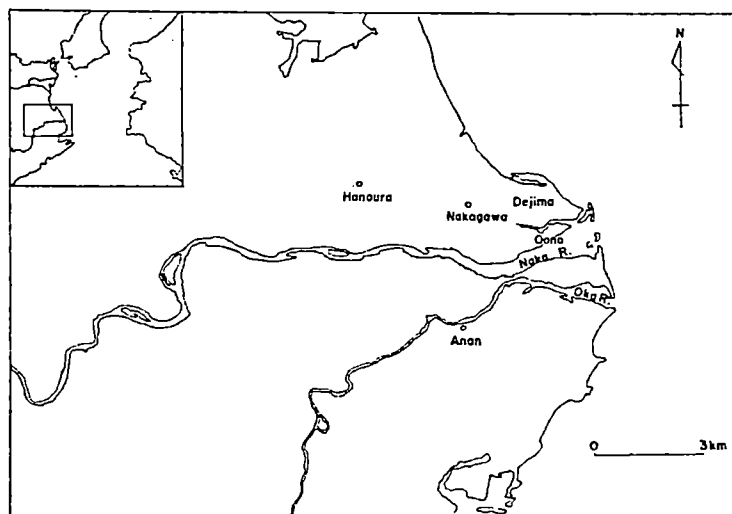


Fig. 4. Topographic map of Naka River delta.

の他に最近鮎養殖や鰻養殖のための用水として大規模に利用されるようになった。海岸部の那賀川町出島・大野地区では、昭和42, 43年頃から地下水の塩水化が見られ、その後、年を追って、塩水化域は内陸部へ拡大していった。平野部における井戸は浅井戸および深井戸に大別されるが、浅井戸の深度は 10m 以下であり、深井戸のそれは 20~30m である。後述する地層構造から判断すれば、浅井戸は不圧帯水層から、また深井戸は被圧帯水層から揚水していると考えられる。この平野部における揚水量のかなりの部分は深井戸からの揚水によるものであり、また塩水化の急激な進展は主に深井戸に見られることから、以後この地区の塩水化の問題を被圧地下水に焦点を合わせて考察することにする。

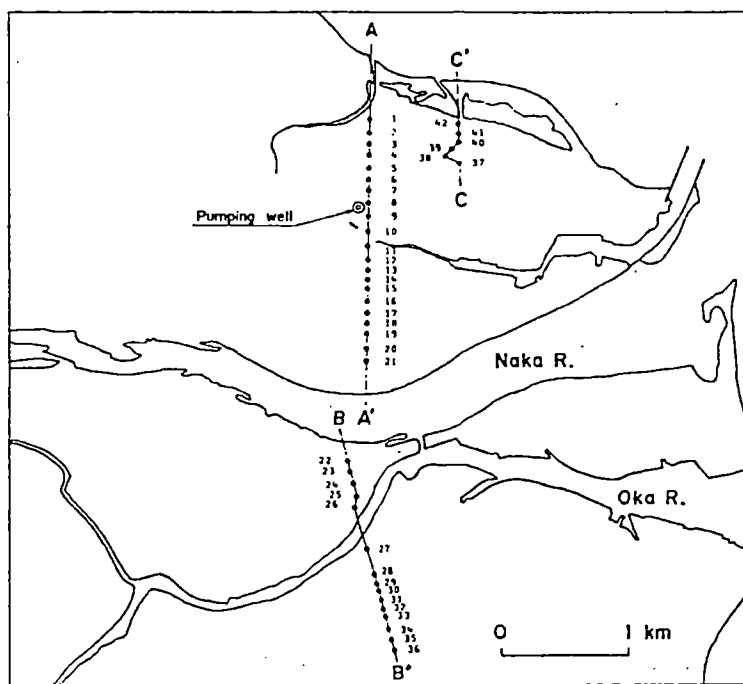


Fig. 5. Location of the sites for electric prospecting (after DPRA, 1975).

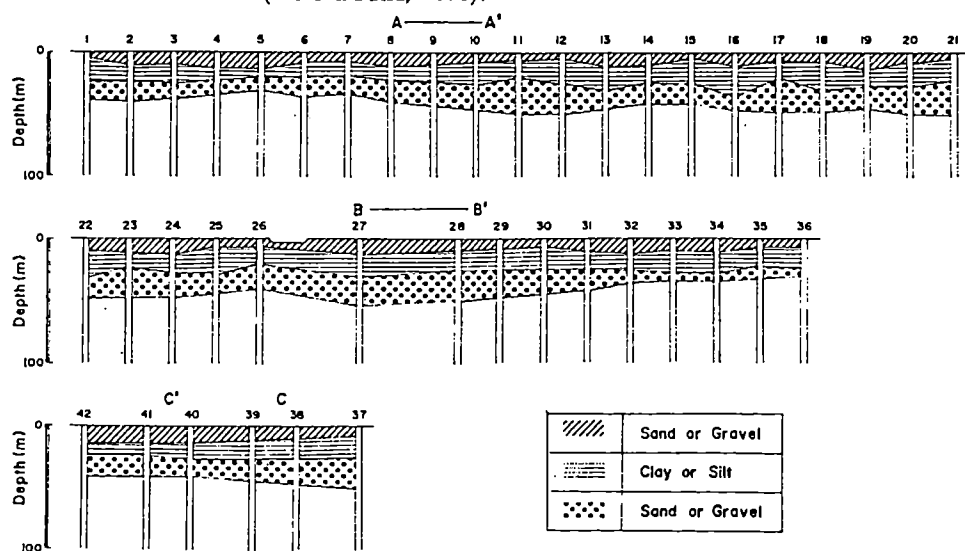


Fig. 6. Cross section of strata obtained by electric prospecting (after DPRA, 1975).

ii) 観測資料

この地区の地下水塩水化に関する観測資料として、昭和44年10月の徳島県による調査報告書(1969)¹¹⁾(資料Ⅰとする)および昭和53年3月の防災研究協会による調査報告書(1975)¹²⁾(資料Ⅱとする)がある。以下、これらの資料をもとに塩水化の解析に必要な事項を例記すると、

(1) 地層構造

那賀川町および阿南市の海岸地帯の地層構造が電気探査法を用いて調べられている(資料Ⅱ)。Fig. 5に電気探査の観測点の位置を、また Fig. 6 に観測結果の解析から得られた推定地層断面図を示す。これによると、海岸地帯の地層は上から A,B,C,Dの4層に分かれており、A層は層厚約10 m の上部砂礫層、B層は層厚10~20m を有する粘土層、C層は層厚 25m 前後の下部砂礫層、D層は下部粘土混り砂礫層になっている。したがってこの地域の不圧地下水は A層、被圧地下水は C層に存在すると考えてよいようである。

(2) 透水係数

那賀川町海岸地帯にある深度 60m の井戸(位置はFig. 5に示す)を用いて C層からの取水による揚水試験がなされている(資料Ⅱ)。その結果、被圧地下水の透水係数として

$$k=1.11 \text{ cm/sec} \quad (52)$$

の値が得られている。

(3) 地下水揚水量

那賀川町では、簡易水道、工業用水、民家の井戸による生活用水の他に、最近鮎養殖や鰻養殖の

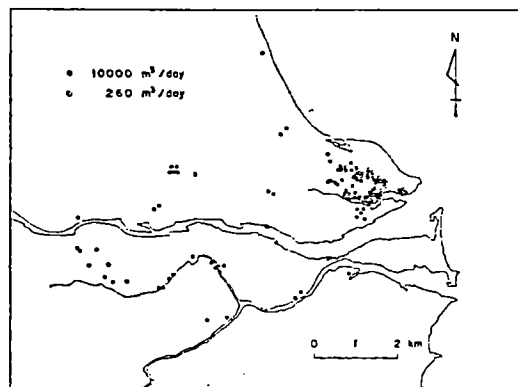
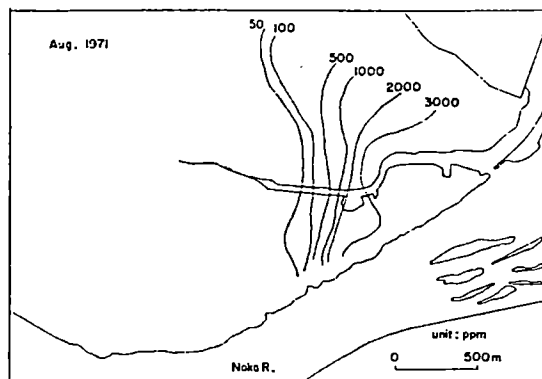
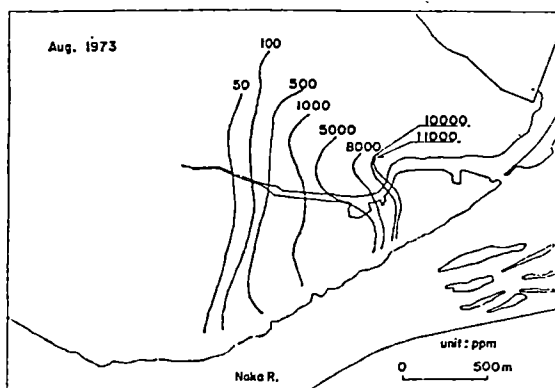


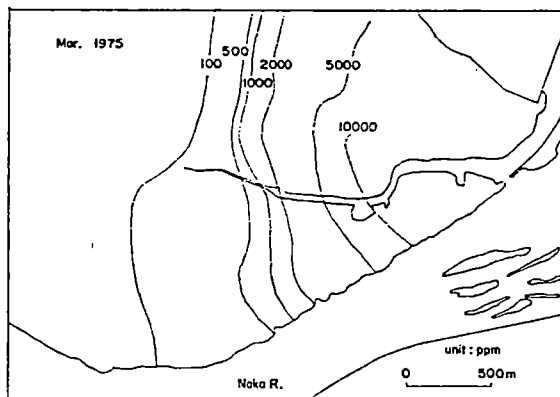
Fig. 7. Location of pumping wells.
●: for Ayu, ○: for Eel (after Tokushima Pref., 1969).



(a)



(b)



(c)

Fig. 8. (a)~(c) Contours of the concentration of chloric ions in deep wells.

用水として盛んに地下水が利用され、養殖のための井戸は被圧帯水層に達する深井戸が多く、またその揚水量はこの地区全体の被圧地下水揚水量のかなりの部分を占めているものと思われる。Fig. 7にこれらの揚水位置を示す（資料 I）。鮎養殖の揚水位置はこの平野部に広く分布しており、揚水量は平均して 1箇所につき 1日 $10,000\text{m}^3$ 程度で全部合わせると 1日約 $340,000\text{m}^3$ に達する。揚水期間は一年のうち 3月～11月の 9ヵ月間で12月～2月は停止期間である。一方、鰻養殖の揚水位置は那賀川町の海岸地帯に集中しており、その揚水量は全部合わせて 1日最大 $20,000\text{m}^3$ 程度である。

（4）井戸水中の塩素イオン濃度

那賀川町の海岸地帯にある多数の深井戸から採取した水の塩度イオン濃度の観測として、著者らによって実施された昭和46年から49年に至る毎年 8月および50年 3月, 8月, また52年 8月には阿南市の海岸地帯も含めた観測が挙げられる。これらのうち, 昭和46年 8月, 48年 8月および50年 3月における観測結果をそれぞれ Fig. 8(a), (b)および (c)に示す。これを見ると, 被圧地下水の塩水化は昭和46年から年を追って内陸部に向って拡大しており, たとえば塩素イオン濃度 $1,000\text{ppm}$ の等濃度線は昭和50年 3月には昭和46年 8月当時のそれに比べて $400\sim 500\text{m}$ も内陸部に入り込んでい

iii) 定常塩水化モデルによる解析

以上(1)～(4)に述べた観測資料をもとに前節の定常塩水化モデルを適用してこの地区の被圧地下水の塩水化を解析してみる。

那賀川下流平野部における被圧帯水層の平面的拡がりを Fig. 9 のように限定した。すなわち地下水流入口として那賀川が山地から平野部に流れ出る附近に DC 線, 側壁の線は AD および BC 線, また被圧帯水層が海底へと接続する地下水流出口として AB 線を定めた。側壁の線はほぼ平野部と山地との境界としたが, 北側の AD 線の一部は羽ノ浦町中庄地区あたりから海岸に向って平野部を横切っている。これはこの線から北側の地域では地下水が非常に乏しいことから, その領域は不透水層であると解釈してこのような境界線を設けた。地下水流出口 AB は, Fig. 6に示した地層断面図並びに建設省計画局・徳島県による地層構造図の資料(1964)と海図とを比較して被圧帯水層が海底へ接続する境界線の位置を推定した。その境界線は地形上の海岸線よりかなり沖合に位置している。被圧帯水層の厚さは Fig. 6 から

$$D=25\text{ m} \quad (53)$$

と定め, また透水係数は(52)式の値を用いた。被圧地下水の揚水は Fig. 7 に示すように34地点の鮎養殖および76地点の鰻養殖によるものとした。その揚水量は鮎養殖では1地点につき均等に $10,000\text{m}^3/\text{day}$, また鰻養殖では全体の $20,000\text{m}^3/\text{day}$ を均等に割りふって1地点につき $260\text{m}^3/\text{day}$ とした。するとこの地域の総揚水量 Q は $360,000\text{m}^3/\text{day}$ になる。次に地下水流入口 DC における境

界条件として、そこから流入する地下水流入量 S_R , あるいはそこでの水位 η_R を定める必要がある。資料Ⅱでは地下水流入量 S_R として最大 $400,000\text{m}^3/\text{day}$ 程度と見積っている。しかしこの量を正確に指定するのは困難であるので、この解析ではこの量をパラメータとして扱い、種々の S_R の

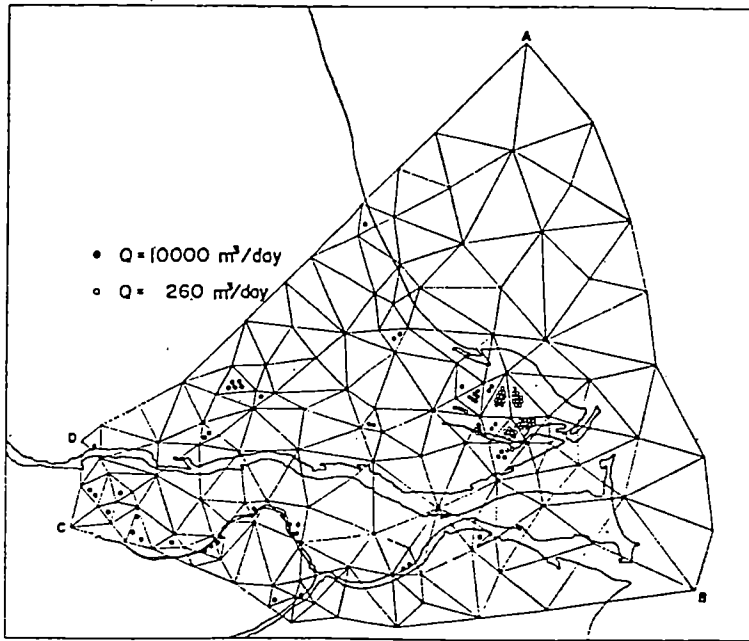


Fig. 9. Finite element grid for numerical calculation (216 elements, 125 nodes).

値について計算を行なった。最後に γ の値は

$$\gamma = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 = 0.025 \quad (54)$$

とした。

前節で述べた定常塩水化モデルでは、ここに定めた領域 ABCD 内で Poisson 方程式(44)を Fig. 3 に示した境界条件の下で解くことに帰着する。そこで Fig. 9 に示したようにこの領域を多数の三角形要素に分割して数値解を得る方法、いわゆる有限要素法を用いて方程式の解を求めた (ZIENKIEWICZ, 1971)。計算の結果、三角形要素の各節点上での η^* の値を得るが、以下これを(34)および(35)の関係式を用いて無次元化した水頭

$$\phi = (\eta - \tilde{H}) / \gamma D \quad (55)$$

の値に引き写して考察してゆくことにする。すると、 $0 \leq \phi \leq 1.0$ となる領域は塩水化域、 $\phi > 1.0$

となる領域は淡水域である。塩水化域での塩水層の厚さは(11)式から

$$\zeta = D(1 - \phi) \quad (55)$$

となる。

以下、地下水流入量 S_R および総揚水量 Q の種々の値について計算を行ない、次のような結果を得た。

(1) 無揚水 ($Q=0$) の場合

まず、仮想的にこの地区の揚水量が全く無い ($Q=0$)とした場合を考えてみる。地下水流入量 S_R が420,000, 390,000および360,000 m^3/day の値について計算を行なった。これらのうち、Fig. 10 に $S_R = 390,000m^3/day$ のときの結果を示す。塩水化域と淡水域の境界線 ($\phi=1.0$ となる線)は地下水流出口に非常に近く、わずか 200m 程入ったところにある。他の S_R の値についても結果はほとんど同じである。この境界線は地形上の海岸線よりはるか沖合に位置していることから、もし地下水の揚水を行なわなければこの地区の被圧地下水の塩水化は全く起こらないと結論づけてよいようである。

(2) 揚水量 $Q=360,000m^3/day$ の場合

被圧地下水の揚水として、Fig. 7 に示した鮎養殖および鰻養殖による総揚水量 $Q=360,000m^3/day$ が揚水されている場合を考察する。 S_R が 420,000, 390,000, 380,000, 370,000 および 365,000 m^3/day の値について計算を行なった。これらのうち Fig. 11および12に $S_R = 420,000m^3/day$ および $S_R = 365,000m^3/day$ のときの結果を示す。塩水化域と淡水域の境界線 ($\phi=1.0$ の線)は、地下水流入量が減少してその量が総揚水量に近づくと急激に内陸部に向って進行する。たとえば $S_R = 420,000m^3/day$ のときは $\phi = 1.0$ の線は地下水流出口から 0.5~1.0km 入ったところにあるが、 $S_R = 365,000m^3/day$ になるとその線は 3~4km も内陸部に入り込む。これを地形上から見れば、 $S_R = 420,000m^3/day$ のときは、塩水化した領域 ($\phi \leq 1.0$ となる領域)は海岸線より沖合に出てしまつて塩水

化は實際上ほとんど問題にならない。一方、 $S_R = 365,000m^3/day$ のときは那賀川町の出島・大野地区および阿南市の海岸線から 4km 程入った海岸地帯が塩水化した領域となり、那賀川町北部の今津浦周辺の海岸地帯は塩水化していない領域 ($\phi > 1.0$ となる領域)になる那賀川町海岸部のこの塩水化した領域は、昭和50年 3月の塩素イオン高濃度地帯 (Fig. 8 (c)) にほぼ一致している。したがってその当時の地下水揚水量を $Q=360,000m^3/day$ とすれば、地下水流入量 S_R はそれよりわずかに 5,000 m^3/day 程上回る量であったと推定できる。

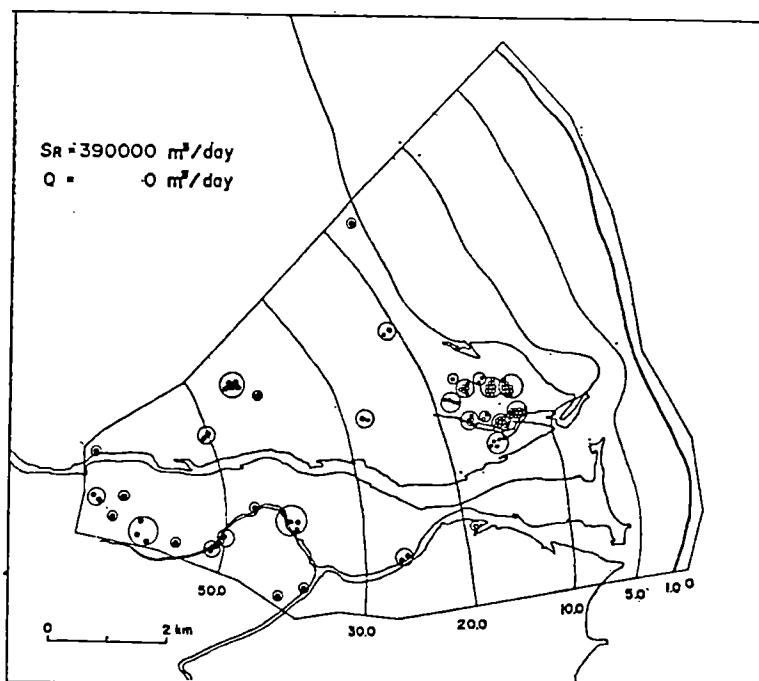


Fig. 10. Contours of normalized water head ϕ
 ($S_R=390,000 \text{ m}^3/\text{day}$, $Q=0 \text{ m}^3/\text{day}$).

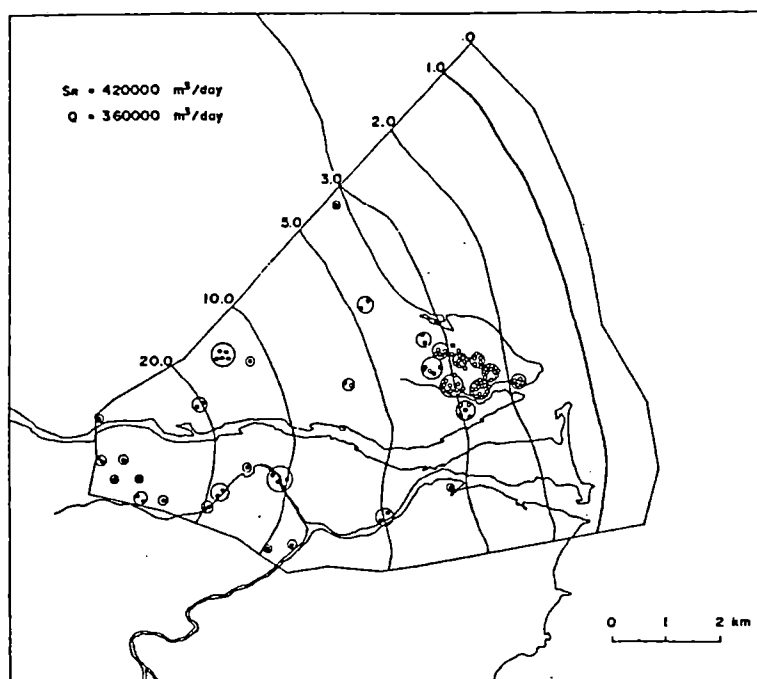


Fig. 11. Contours of normalized water head ϕ
 $(S_R=420,000 \text{ m}^3/\text{day}, Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day})$.

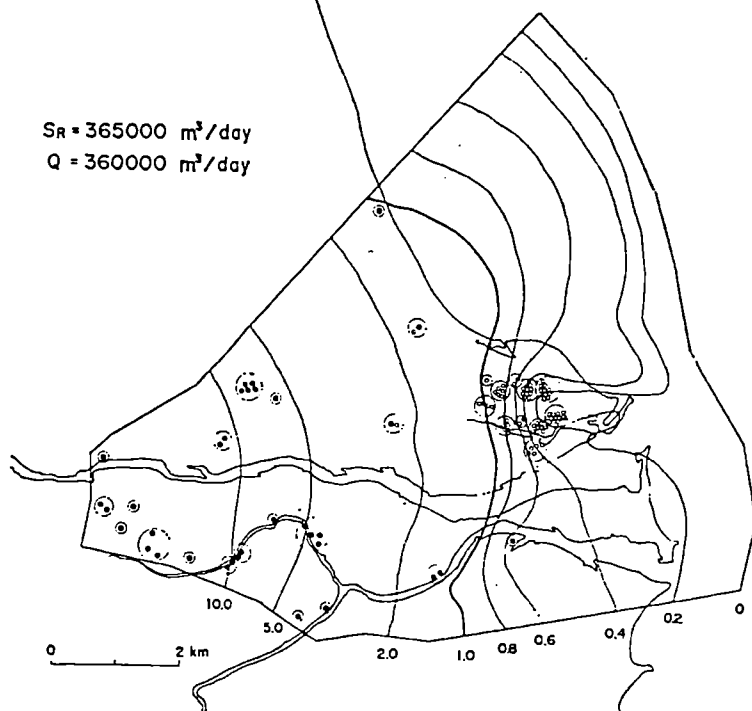


Fig. 12. Contours of normalized water head ϕ
 $(S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}, Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day})$.

(3) 揚水量を少し減少させた場合

上述の(2)で行なった計算では、昭和50年3月当時の塩水化地帯は、揚水量 $360,000\text{m}^3/\text{day}$ のときの塩水化域にほぼ一致していることがわかった。そこで次に、流入量はそのままにしておいて揚水量を地域全体で少しずつ減少させていった場合、塩水化域がどのように変動するかについて検討してみる。揚水量 Q を $360,000\text{m}^3/\text{day}$ から $340,000\text{m}^3/\text{day}$ まで $5,000\text{m}^3/\text{day}$ きざみで減少させたときおよび $60,000\text{m}^3/\text{day}$ だけ減少させて $Q=300,000\text{m}^3/\text{day}$ としたときについて計算を行なった。揚水箇所は Fig. 7 に示した鮎養殖および鰻養殖による揚水点と同一で、全体の揚水量の減少分は各揚水点に同率に配分した。揚水量が減少すると塩水化の領域の境界は次第に海側に後退してゆく。Fig. 13 にその一例として揚水量を $25,000\text{m}^3/\text{day}$ だけ減少させた $Q=335,000\text{m}^3/\text{day}$ のときの結果を示す。塩水化した領域は那賀川町の出島・大野地区および阿南市の海岸地帯となるが、Fig. 12 に示したものに比べてその領域の境界線は海側に $500\sim 700\text{m}$ 程度後退している。那賀川町海岸部のこの塩水化した領域は、昭和46年8月当時における塩素イオン高濃度地帯 (Fig. 8 (a)) にほぼ一致している。したがって仮に地下水流入量を一定としたまま、昭和50年3月における概算の地下水揚水量 $360,000\text{m}^3/\text{day}$ をその約7%にあたる $25,000\text{m}^3/\text{day}$ 程減少させれば、塩水化の領域は昭和46年8月当時のそれにほぼ対応したものになることがわかる。さらに揚水量を $60,000\text{m}^3/\text{day}$ 減少させて $Q=300,000\text{m}^3/\text{day}$ としたときは、塩水化の領域は地形上の海岸線より沖合に出てしまい、実際上塩水化は無くなってしまう。

(4) 地下水中の塩素イオン濃度

最後に、地下水中の塩素イオン濃度を概算してみる。2章に述べた定常塩水化モデルでは、帯水層内の淡水層と塩水層は明瞭に分離しているとして取扱ったが、ここで仮に両層を鉛直な水柱内で混合したときの平均濃度が、その場所での地下水中の塩素イオン濃度の観測値に相当するものと考えてみる。すなわち、塩水(海水)の塩素イオン濃度を Cl_s 、淡水のそれを Cl_0 とすれば平均の塩素イオン濃度 $\overline{Cl}$ は

$$D \overline{Cl} = \zeta Cl_s + (D - \zeta) Cl_0 \quad (57)$$

となる。(55)式を用いれば上式は

$$\overline{Cl} = Cl_s - (Cl_s - Cl_0) \phi \quad (58)$$

となり、塩水化域における無次元化した水頭 ϕ を知れば平均の塩素イオン濃度が計算できる。 $S_R = 365,000\text{m}^3/\text{day}$ に対し $Q = 360,000\text{m}^3/\text{day}$ および $335,000\text{m}^3/\text{day}$ の場合の水位分布図 (Fig. 12 および Fig. 13) を用いて、那賀川町の出島・大野地区について算出した平均の塩素イオン濃度の分布を Fig. 14 および Fig. 15 に示す。ここで $Cl_s = 18,000\text{ppm}$ および $Cl_0 = 20\text{ppm}$ とした。比較のため、昭和50年3月および昭和46年8月の観測結果 (Fig. 8(c) および Fig. 8(a)) を両図に並べて

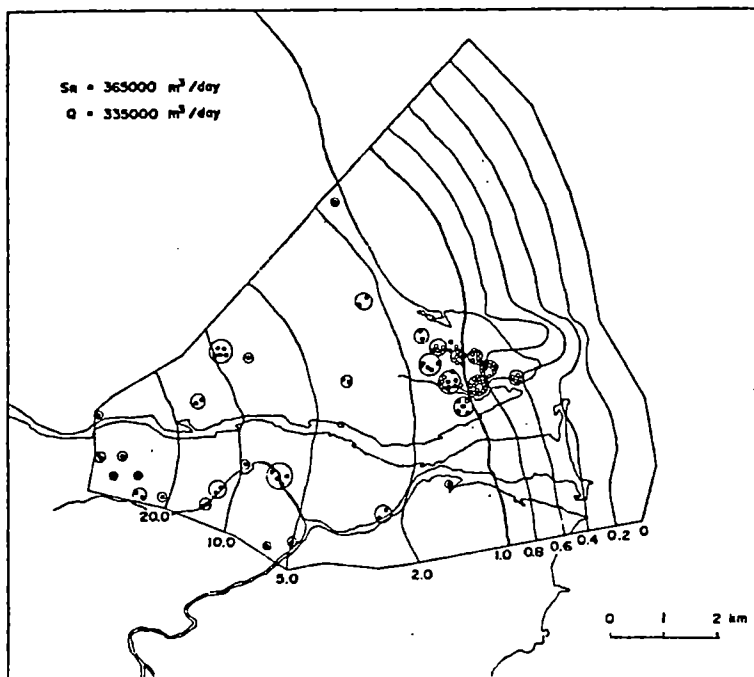


Fig. 13. Contours of normalized water head ϕ
 $(S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}, Q=335,000 \text{ m}^3/\text{day})$.

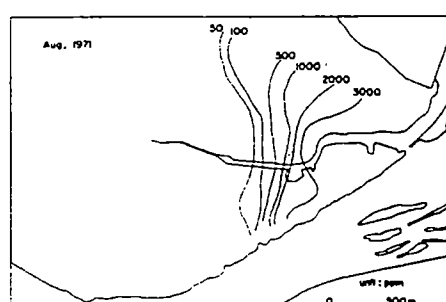
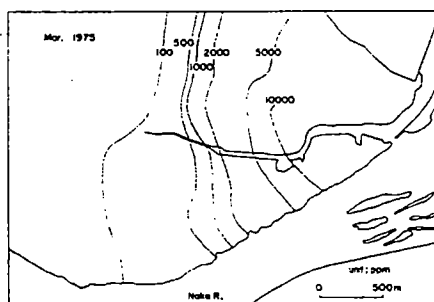
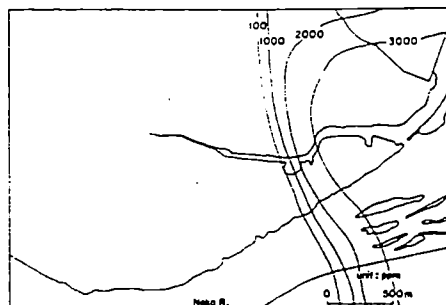
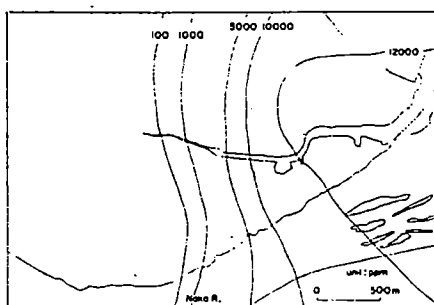


Fig. 14. Contours of the concentration of chloric ions (upper: calculated, lower: observed).

Fig. 15. Contours of the concentration of chloric ions (upper: calculated, lower: observed).

示した。算出した平均の塩素イオン濃度の分布状態は、観測結果と類似した傾向を示している。

摘要

この研究ではまず第一に、KISHI and FUKUO (1977)によって開発された被圧地下水の塩水化に関する二次元定常塩水化モデルを発展させ、被圧地下水だけでなく不圧地下水にも適用でき、かつ帯水層が一般的な平面図形を有する場合にも適用できるようにモデルの拡張を行なった。次に、このモデルを徳島県那賀川河口の被圧地下水に適用し、定常塩水化モデルにもとづく数値解析を行なってこの地区の被圧地下水塩水化の解析を行なった。この解析ではその正確な算定が困難な上流部からの地下水流入量をパラメータとして取扱い、種々の値について計算を行なった。その結果、地下水流入量が総揚水量に近づくると塩水化した領域は内陸部に向かって急激に前進することがわかった。観測資料と比較すれば、塩水化が最も進んだ昭和40年の状況は、地下水流入量がほとんど総揚水量に等しい状態に対応している。また逆にこの状態から総揚水量をわずかに減少させれば、塩水化の領域はかなり急激に海側に後退することもわかった。

このように、定常塩水化モデルを用いた解析によって、地下水塩水化の変動状況を地下水流入量や揚水量の変動とに関連づけて量的に把握することが可能であり、したがって地下水塩水化の予測や適正揚水量を検討したりする場合に有効に活用できるものと思われる。今後に残された問題として、地下水流入量の算定方法の検討および地下水塩水化の非定常的側面についての考察が必要であり、これからの研究の課題としてゆきたいと思っている。

文献

- 1) BADAN GHYBEN, W. (1888-1889): Nota in Verband met de Voorgenomen Putboring nabij Amsterdam. Tijdschrift van het koninklyk Instituut van Ingenieurs: 21.
- 2) HERZBERG, A. (1901): Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. Journal Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, 44: 842-844.
- 3) BEAR, J. and G. DAGAN (1964): Moving interface in coastal aquifers. Proc. ASCE, J. Hydraul. Div., 901 HY4: 193-216.
- 4) TAMAI, N. and SHIMA (1967): Salt-water wedge in confined coastal aquifers. Trans. of JSCE, No. 139: 31-38.
- 5) SHAMIR, V. and G. Dagan (1971): Motion of the seawater interface in coastal aquifers:

a numerical solution. Water Resour. Res.,7: 644-657.

- 6) 福尾義昭(1972): 被圧地下水の塩水化について——揚水量分布変動と塩水化域との関係——。日本地下水学会誌, 14(2): 33-44.
- 7) 出井 勉・福尾義昭(1975): 海岸地下水の塩水化について——揚水量分布と淡塩水境界面移動との関係——。京都大学防災研究所年報, 18(B): 293-303.
- 8) KISHI, Y. and Y. FUKUO(1977): Studies on salinization of groundwater I. J. Hydrology, 35: 1-29.
- 9) DE Wiest, R. J. M. (1965): Geohydrology. John Wiley & Sons, Inc., New York London Sydney: 179-187.
- 10) ZIENKIEWICZ, O. C. (1971): The finite element method in Engineering Science. McGrawHill Pub. Co. Ltd., London: 16-72.
- 11) 建設省計画局・徳島県(1964): 徳島臨海地帯の地盤。
- 12) 徳島県(1969): 那賀川下流域地下水調査報告書: 1-67。

地下水流動の数値解析法

中 屋 真 司 *

A Numerical Approach to Analysis of Groundwater Flow

Shinji Nakaya

まえがき

地下水流、すなわち地下水の浸透を扱うとき、一般には、土中の動きを対象としている。その場合には、粘土を不透水層として、その上に分布している砂礫層内の流れだけに注目する場合が多い。しかし、通常は、不透水層としている岩盤中にもきわめてゆっくりとではあるが水の流れがある。このような岩盤内の地下水流も、地質的な時間スケールにおいては十分透水層としての役割を果たす。したがって、時間スケールの問題を十分考慮しないと、透水層と不透水層の判別がつかず大きな誤りをおかす恐れがある。一般に、問題とする領域の浸透現象を解析する場合、モデル化がおこなわれる。領域の形状、境界条件や初期条件が複雑になるにつれ、モデル化がむずかしくなり、浸透に関する理論式を直接解くことができなくなる。数理的に厳密解が求められない問題には、通常数値解析法がとられるが、これは近似解法であり解に一般性がないばかりか、多大な労力を要する。そのため、コンピュータを解析の道具として使用できれば、かなりの手間と時間を省くことができる。

最近、コンピュータ処理の手軽さと、数値解析手法の進歩は、現場の技術者にコンピュータを使った数値解析をする機会を増やした。地下水流動の解析に対しても、コンピュータが多用されるようになり、差分法 (FDM)、有限要素法 (FEM) などの強力な数値解析法も導入されるようになってきた。元来FEMは、構造解析の分野で発達し、ジェット機や船舶の応力解析などに利用されてきたが、土や岩石、流体などを扱う分野にも急速にその波がよせてきた。現場の技術者が数値解析をおこなう場合、完成した解析コードなどブラックボックスのまま使用することも多く、数値解析の果たす役割と問題点をしっかり把握しておかないと、調査や試験によりどの程度のデータが必要であるか判断がつかず、結局、少ないデータで無理に解析をして誤った答えを引き出すことにもなりかねない。

本文では、最近の地下水流の数値解析法の進歩について述べるとともに、残された問題点についても触れる。拙文が、少しでも解析する際に役立てられれば幸いである

* センチュリー・リサーチ株式会社

1. 数値解析

1-1 浸透流の基礎方程式

土中を運動する水に対する連続の式は、質量保存則より

$$\operatorname{div}(\rho \mathbf{v}) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho n) = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 ρ ：水の密度、 $\mathbf{v}$ ：見掛けの流速、 n ：間隙率である。

定常流で、かつ ρ ＝一定なら

$$\operatorname{div}(\mathbf{v}) = 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

となる。ダルシーの法則からなる運動方程式は、

$$\mathbf{v} = -K \cdot \operatorname{grad}(h) \quad \dots\dots\dots (3)$$

と表される。ここに、 K ：透水係数、 h ：全水頭である。

(1) 式に(3)式を代入することにより、浸透流を支配する方程式は、

$$\operatorname{div}(\rho K \cdot \operatorname{grad}(h)) = \frac{\partial}{\partial t}(\rho n) \quad \dots\dots\dots (4)$$

ρ ＝一定とすると、(4) 式は、

$$\operatorname{div}(K \cdot \operatorname{grad}(h)) = \frac{\partial n}{\partial t} = \frac{\partial n}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} \approx S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \dots\dots (5)$$

となる。ここに S_s ：比貯留係数である。

浸透の支配方程式(5) は、適当な境界条件と初期条件の下に解くことができる。境界条件には次の二種のものが挙げられる。

(1) 境界において全水頭の値が与えられる場合

(2) 境界において流量 Q の値が与えられる場合、あるいは、境界の法線方向に対する浸透流速 q が与えられる場合で、特別な場合として、 $q = 0$ となることが実際には多く見られる。

また、初期条件としては、時間 $t = 0$ における解析領域全体に分布している全水頭値や流入量を設定する。しかし、上の条件が全て与えられたとしても厳密解を導き出せる場合はごく限られている。そこで、後述するような有限要素法(FEM)などの近似解法が、最近のコンピュータの発達とともに多用されるようになってきた。近似解法には他に差分法(FDM)があるが、FEMはより複雑な対象を取り扱えるという点で汎用性があり、実用的である。ただ、FDMもFEMに比べて計算が速いという利点がある。

1-2 有限要素定式化

前述のように、浸透流を支配する方程式は(5)式である。二次元の定常の場合を例にとり、重みつき残差法による有限要素定式化を簡単に説明する。

支配方程式を偏微分方程式の形で表すと、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = 0 \dots \dots \dots (6)$$

となり、これは一般にポアソン型の方程式と呼ばれている。ここに、 Q ：流出入量である。

説明を簡単にするために、透水係数 K は位置 x 、 y の関数ではなく定数とすると(6)式は次のようになる。

$$K x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + Q = 0 \dots \dots \dots (7)$$

領域内部で流出入量を考えない場合、すなわち、 $Q=0$ の場合 (7)式はよく知られたラプラスの方程式となる。

(7)式を満足する h が発見できれば、それが(7)式の解であることは自明であろう。しかし、実際にコンピュータで求められる解は、いわゆる近似解 $\bar{h}$ であり、(7)式に代入しても零にはならないで、残差 R が生じる。

$$K x \frac{\partial^2 \bar{h}}{\partial x^2} + K y \frac{\partial^2 \bar{h}}{\partial y^2} + Q = R \dots \dots \dots (8)$$

最良の近似解は、この R を領域

(図-1参照)の全ての点において最小になるようにするもので、

それを求めるには、対象とする領域内のどこにあってても R を恒等的に零になるようにすればよい。

したがって、残差 R に重みをつけて有限要素に分割した全領域にわたって積分した結果を零とおくと

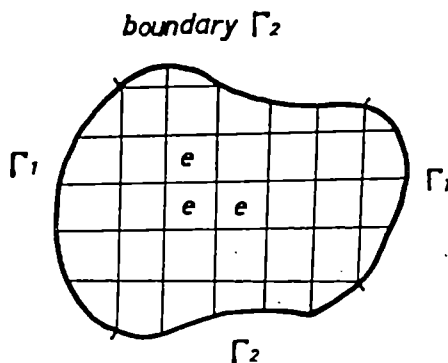


図-1 領域の有限要素分割

$$\int \int_S w(x, y) R ds = 0 \quad \dots \dots \dots (9)$$

となる。ガラーキン法は重み w として h の近似解を定める形状関数 N^e を選ぶものである。

$$\bar{h}(x, y) = \sum_{e=1}^E h^e(x, y) = \sum_{e=1}^E \{N^e(x, y)\}^T \{u^e\} \quad \dots \dots (10)$$

ここに、 E ：要素の総数である。

(9) 式に(8) 式を代入して積分を実行すると、結局、次式のマトリックスの形にまとめられる。

$$\sum_{e=1}^E [K^e] \{h^e\} = \sum_{e=1}^E \{F^e\} \quad \dots \dots \dots (11)$$

ここで、

$$[K^e] = \int \int_S [B^e]^T \begin{bmatrix} K_x^e & 0 \\ 0 & K_y^e \end{bmatrix} [B^e] ds$$

$$[F^e] = \int \int_S Q \{N^e\} ds - \int \Gamma_z^e q \{N^e\} d\Gamma$$

$$[B^e] = \begin{bmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial x} \\ \frac{\partial N_i}{\partial y} \end{bmatrix} \quad (i = 1, 2, \dots, n; n = \text{要素の節点数})$$

この(11)式がポアソン方程式で表される現象の有限要素解析における離散化した基礎方程式で、重ね合わせにより全体マトリックスが作成され、水頭 h に関して解かれる。同様な手法により、(5) 式のような時間項の入った拡散型の方程式も有限要素定式化される。その際の時間項の取り扱い、差分法がよく用いられる。

2. 飽和-不飽和領域の浸透解析

不飽和土における土中水の浸透は、主に農学の分野において研究が進められ、不飽和土中の水分移動として、化学的あるいは熱力学的に取り扱われてきた。土木工学の分野においては、不飽和領域である毛管水帯や懸垂水帯は、浸透というよりもむしろ土の吸水膨潤やそれによる強度低下に関連して取り上げられてきた。降雨の浸透や水面の上下変動を扱うとき、不飽和領域の保水状態や不飽和透水係数は重要な役割を果たす。

例えば、山腹斜面への降雨浸透は、斜面崩壊や地すべりの直接あるいは間接的な原因となる。すなわち、地下水流による浸透圧の発生や土、岩石の強度低下、あるいはモンモリロナイトのような粘土鉱物の吸水膨潤によるすべりや破壊である。このような現象を論じるとき、不飽和域での浸透を無視することはできない。

最初、有限要素法によって飽和-不飽和領域における浸透解析を試みたのはNeuman¹⁾である。彼は、それまでに完成していた不飽和流と飽和領域の浸透流とを統一し、重みつき残差法により有限要素定式化をおこなった。その後、赤井、大西、西垣²⁾により有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析法が発表されて以来、この解析法は急速に広まり、最近ではごく一般的に用いられるまでになってきた。それに伴って浸透に関する問題意識も徐々に高まってきている。

飽和-不飽和流の本質は、不飽和状態においても飽和状態と同様に、ダルシーの法則が成り立つとし、かつ、空気と水が混じり合った液相が存在すると仮定して基本式を導いている点にある。

しかし、不飽和部の透水係数は土の含水状態により異なり、体積含水率 θ とともに図-2のような非線形挙動を示し、 θ の関数と考えることができる。したがって、(3)式は

$$v = -K(\theta) \text{ grad } (h) \quad \dots \dots \dots (12)$$

と変形できる。また、全水頭は圧力水頭 ϕ と、位置水頭 Z の和と仮定される。

$$h = \phi + Z \quad \dots \dots \dots (13)$$

圧力水頭を飽和領域で正、不飽和領域で負であると仮定すると、自由水面は圧力水頭が零の面として定義できる。このように定義すると、自由水面の意味がはっきりするだけでなく、従来、自由水面を有限要素法で求める際、節点移動を伴っていたのに対し、その手間が省け、計算が簡単になる。

(12)、(13)式を(4)式に代入すると、

$$\text{div } (\rho K(\theta) \text{ grad } (\phi + Z)) = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \theta) \quad \dots \dots (14)$$

となる。これが、飽和-不飽和領域の浸透流を支配する方程式である。ただし、(4)式の右辺の n が(14)式では θ に変わっているのは、不飽和域を考慮するためである。体積含水率 θ は次式で表され

$$\theta = n S_r \quad \dots \dots \dots (15)$$

ここに、 S_r :飽和度 ($0 \leq S_r \leq 1$) である。

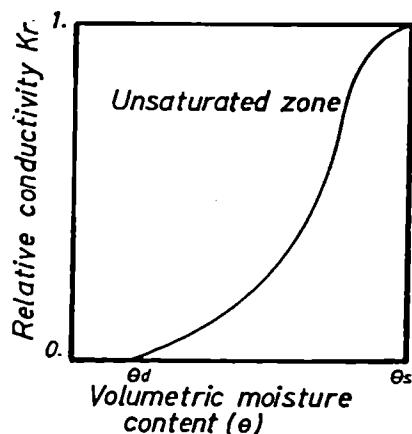


図-2 不飽和領域の比透水係数と体積含水率の関係

不飽和域での水の運動は、毛管ポテンシャルあるいはサクションによる流れとして考えられている。

Schofield³⁾ は、図-3に示される水分-pF* 曲線をえがいて土壤水分の分布を明らかにした。同図によると、湿润過程と排水過程とで異なった挙動をとり、ヒステリシスを示す。

図-3の横軸を θ に、縦軸を負の圧力水頭(サクション圧) ϕ に置き換え、さらに図-2の曲線より、

$\phi \rightarrow \theta \rightarrow K_r$ として ϕ と K_r の関係が求められる。したがって、次式のように ϕ を唯一の独立変数となるように(14)式を変形すると、

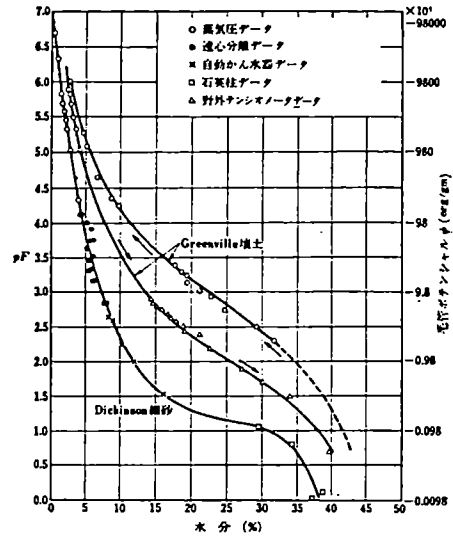


図-3 土壤水分のpF (Schofield³⁾による)

$$\begin{aligned} \operatorname{div}(\rho K(\phi) \operatorname{grad}(\phi+Z)) &= \frac{\partial}{\partial t}(\rho n S r) \\ &= \frac{d}{d\phi}(\rho n S r) \frac{\partial \phi}{\partial t} \\ &= \left(n S r \frac{d\rho}{d\phi} + \rho S r \frac{dn}{d\phi} + \rho n \frac{dS r}{d\phi} \right) \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad \dots \dots \dots (16) \end{aligned}$$

となる。

ここに、(16)式の右辺第1項は圧力水頭による水の圧縮性を、第2項は圧密などのような土の間隙の変化を表すもので、重要な物理的意味を持つ。

通常、浸透を考慮する場合、圧力水頭による水の圧縮を無視し、不飽和領域においては圧力水頭変化による間隙率の変化が生じないものと仮定している。したがって(16)式は、

$$\operatorname{div}(K(\phi) \operatorname{grad}(\phi+Z)) = (C(\phi) + \alpha S_s) \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad \dots \dots (17)$$

となる。

* pFとは、土が保持している水分を取り出すのに必要な圧力すなわちサクションを、水柱の高さ(cm)に換算し、それを常用対数で表したもの。pは対数、Fは自由エネルギーを表す。⁴⁾

ここに、

$$\alpha = \begin{cases} 0 & \text{: 不飽和領域} \\ 1 & \text{: 飽和領域} \end{cases}$$

$$S_s = dn/d\phi$$

$$C(\phi) = d\theta/d\phi \quad \text{: 比水分容量}$$

である。 $C(\phi)$ は圧力水頭に対する体積含水率の変化であるが、浸透が進行して飽和になると、 $C(\phi) = 0$ となり、(17) 式は (5) 式の飽和領域の浸透流の支配方程式となる。

以上のように、飽和-不飽和領域の浸透流に関して支配方程式が導かれたので、前述の重みつき残差法により有限要素定式化をおこなうことができる。

有限要素法により飽和-不飽和浸透流解析をする場合、よく問題となるのは、土の不飽和特性である。つまり、 $\theta-\phi$ および

$\theta-K_r$ の関係が實際上、

与えられないまま解析を

余儀なくされる場合が

多いということである。

特に $\theta-\phi$ の関係は、

土により様々な様相を呈する。

これについては、

Kroszynski⁵⁾ の経験式など ϕ を

θ の関数で近似する方法が

よく用いられているようで

あるが十分とはいえない。

土の間隙は、通常、水の流れている部分を意味する有効間隙 n_e 。

と、水の流れとは、一応区別

される吸着水の占める間隙から

なっている。土を乾燥させていくと、

まず、有効間隙の水が蒸発していき

吸着水のみになる。この状態で水は

流れなくなり、透水係数は零となる

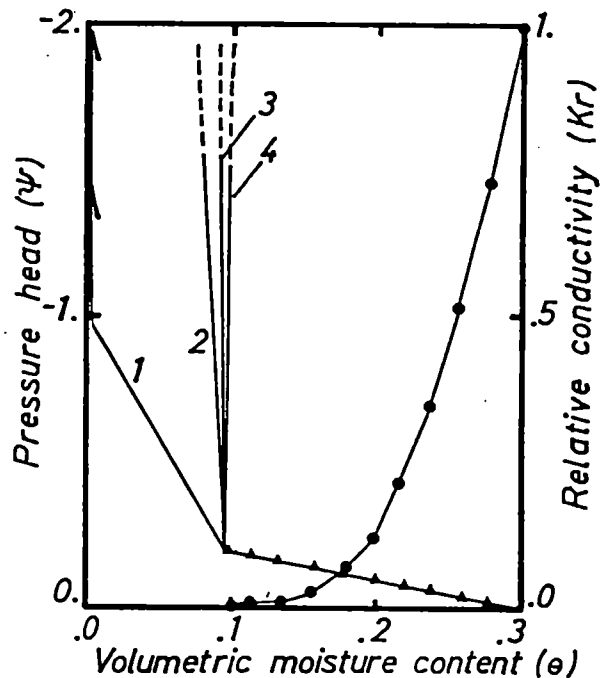


図-4 不飽和特性

1 : $h_o = 1$ m (材質1), 2 : $h_o = 5$ m (材質2)

3 : $h_o = 10$ m (材質3), 4 : $h_o = 100$ m (材質4)

のに対し、サクシオン圧 ϕ の絶対値は無限大となり、 $C(\phi) = 0$ となる。

不飽和特性、特に

$\theta - \phi$ 関係の違いが

浸透現象にどのように

影響を及ぼすかを

見るために、図-4

のように四種類の

$\theta - \phi$ 関係について

計算を行った。

例えば、材質1の場合は、

浸透に関係した

不飽和領域を自由水面

より上に1mまで考慮する

というような設定である。

このような材質をもつ土中

での境界面における水位上昇に

伴う水面の経時変化を図-5に示す。

不飽和特性の違いにより自由水面の進行が

異なっている。図-6は、領域内の

ある点での圧力水頭の経時変化であるが、

材質1の圧力水頭の上昇速度が最も

大きく、不飽和領域を大きくとるに

従って、水頭の上昇は遅くなり、水面

はゆっくりと上昇することになる。

ただし、定常状態の水面は、(17)式

の右辺が零となることからわかる

ように、 $\theta - \phi$ の性質に関係なく同一

の値をしめす。

また、この解析領域に流入してくる

水の流入量 Q (m^3 / T) は、図-7

のような挙動を取り、不飽和特性の

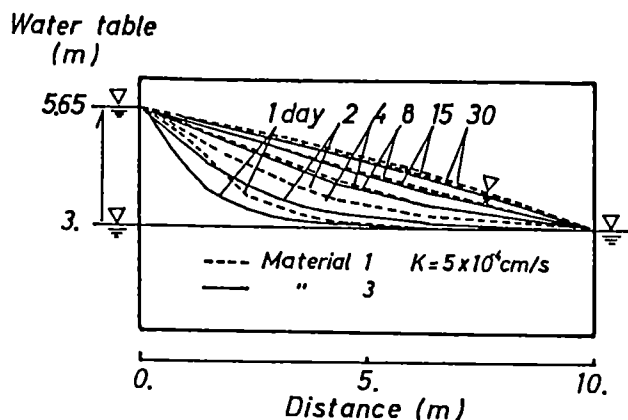


図-5 境界水位上昇に伴う水面の経時変化

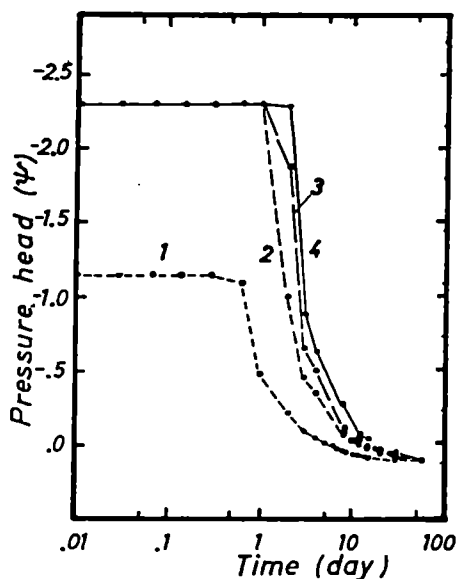


図-6 圧力水頭の経時変化

1 : $h_0 = 1$ m (材質1), 2 : $h_0 = 5$ m (材質2)

3 : $h_0 = 10$ m (材質3), 4 : $h_0 = 100$ m (材質4)

違いは流量についても現れているのがわかる。

残されたもう一つの問題は、 $\theta - \psi$ 関係についてのヒステリシスである。上述の問題では、浸潤過程だけを扱っていたため $\theta - \psi$ は単一の曲線で問題はなかったが、通常は、浸潤、乾燥の両過程が繰り返される。この場合、主ヒステリシス曲線から分離して図-8のように多数の走査曲線が表れ、複雑な様相を呈するが、この走査曲線については、例えば Mualem⁶⁾ の手法より主ヒステリシス曲線から推測することができる。

以上のように、不飽和領域の浸透を扱う場合、不飽和特性によりかなり浸透現象が左右される。

したがって、不飽和特性を何の根拠もなく仮定してしまうようなことは避けなければならない。

浸透特性を十分に考慮して解析に臨むような態度が必要であるが、ここで、実際の浸透解析でよく扱われる問題の一つであるトンネル掘削に伴う湧水流量の予測、および、最近特に問題と

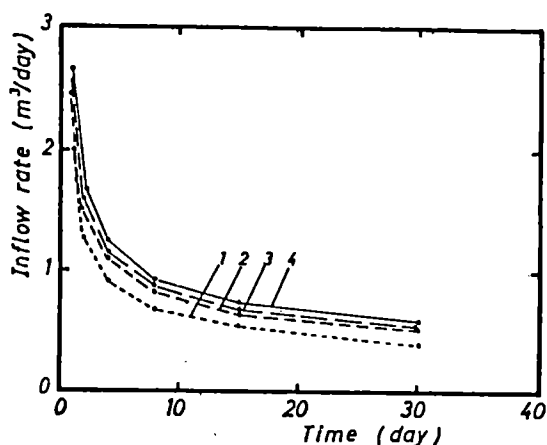


図-7 流入量と時間との関係

1 : $h_0 = 1$ m (材質1), 2 : $h_0 = 5$ m (材質2)
3 : $h_0 = 10$ m (材質3), 4 : $h_0 = 100$ m (材質4)

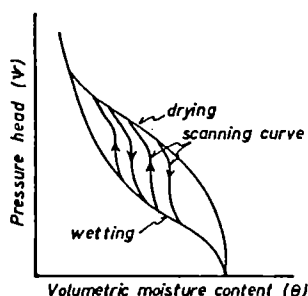


図-8 土の不飽和特性

圧力水頭と体積含水率 (θ) の関係
(赤井・大西・西垣²⁾による)

して取り上げられている核廃棄物の地層内処分にかかわる浸透問題を例に挙げる。解析に使用したコードは、UNSAF2D と呼ばれるものである

トンネル掘削は、通常、応力解放による地盤のゆるみおよび破壊といった見地からよく扱われてきた。しかし、日本では新鮮な（クラックのない）岩石の中だけを掘削するという場合よりも、断層

層破碎帯やその近傍、あるいは軟弱な地盤中を掘削することが比較的多く、多量の湧水に悩まされることが少なくない。

そこで、応力解

析を行うだけでは不十分で、浸透解析により流量を見積ることも必要と考えられる。図-9は、岩盤中をトンネル掘削した場合の水頭分布断面で、断層

破碎帯がトンネル坑内に露出した場合である。その場合の湧出流量と時間の関係を、断層が存在しない均質な岩盤中を掘削した場合とともに図-10に示す。両者を比較すると、透水性の良い（2オーダー高い）断層破碎帯が存在する場合、湧水量がかなり大きく現れているのがよくわかる。なお、この湧水量はトンネルに平行に奥行き1m当たりを意味する。このモデルのような方法でも、現実のトンネル掘削時の湧水について定量的な予測が

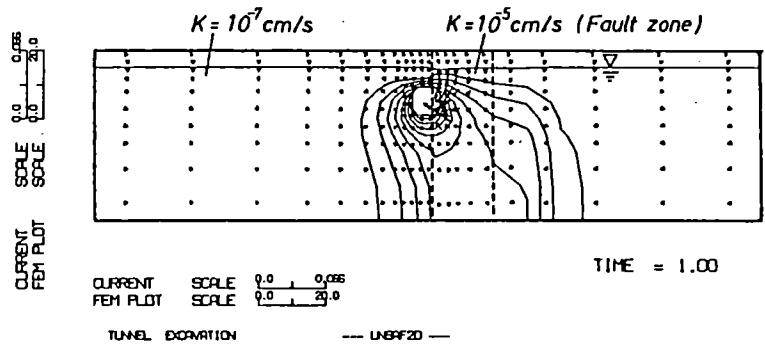


図-9 断層破碎帯中をトンネル掘削したときの

流速ベクトル、水面およびポテンシャル曲線

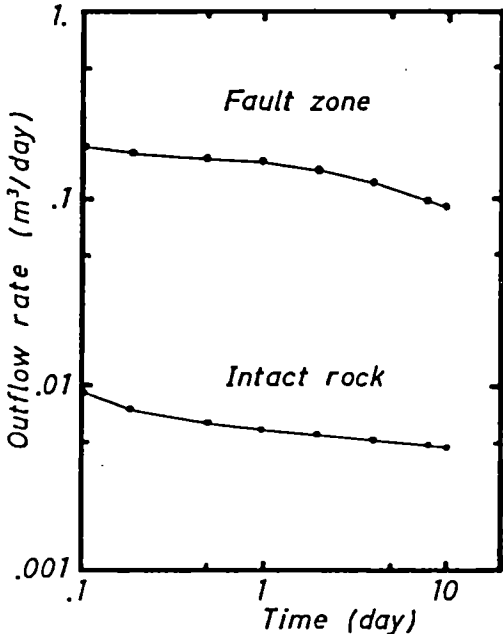


図-10 トンネル内の湧出量と時間の関係

行え、トンネル工事の際に活用できる。

次に示す例は、放射性廃棄

物処理に関係した事例で、

廃棄物を地中に埋めて処理

することが世界的に、特に

先進工業国の間で検討され、

一部のサイトで試験的に実行

されている。図-11はその

ようなサイトの一例で、六種の

岩石が分布している。通常、

新鮮な岩石は、都市土木などでは

不透水層とされているが、これは、

数ヶ月～数年を問題とするために

仮定されているにすぎず、数千年

といった地質学的な時間スケール

を考えた場合、十分透水層として

ふるまう。図-12は、このサイトを

を浸透する地下水の定常流で、

放射性廃棄物は分散により広がって

いくよりも、地下水流によって

運ばれ拡大していく方が、その効果

が大きいと考えられている。対象と

する時間スケールによって 同様な

地層でもその取り扱い方が異なって

くるよい例である。

以上では、鉛直二次元での浸透に

ついて主に述べてきた。しかし、

広域な浸透現象を扱う場合、水平的

な広がりを考慮した方がより現実的

であろう。次に、最近の広域地下水流

の解析法について触れることにしよう。

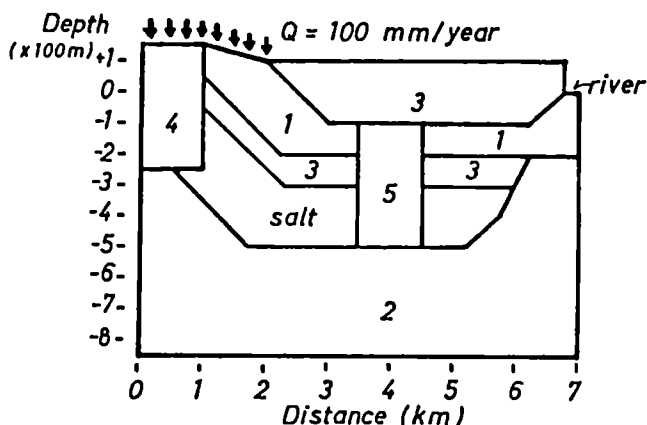


図-11 放射性廃棄物処理場モデル

1 : Sandstone ($K=3.0 \times 10^{-6}$ m/s)

2 : Sandstone ($K=5.0 \times 10^{-7}$ m/s)

3 : Shale ($K_x=3.0 \times 10^{-6}$, $K_y=1.0 \times 10^{-8}$ m/s)

4 : Limestone ($K=3.0 \times 10^{-6}$ m/s)

5 : Rubble zone ($K=3.0 \times 10^{-6}$ m/s)

Salt : Unpermeable

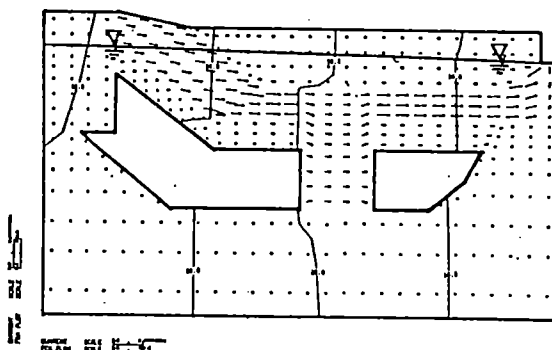


図-12 放射性廃棄物処理場モデルの定常浸透流

3. 広域地下水の浸透解析

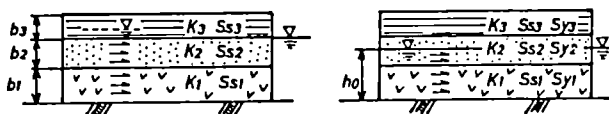
広域地下水を扱う場合、人間界への影響をぬきにして考えることはできない。地下水は、社会の発展技術の進歩にともない、かんがい用水、工業用水などの水源として利用され、重要な水資源の一つである。もともと、日本は地下水位の高い国であるが、都市土木工事では地下水の存在は建設工事の障害となるため、地下水低下工法などと呼ばれるように、水位を強制的に下げる工法がとられ、周囲に与える影響も少なくない。また、地下水利用が増大するにつれ、地盤沈下、地下水の汚染などの大きな社会問題が起こった。そこで、広域な地下水を取り扱う場合、人為的な作用も含めた水収支、水循環としてとらえねばならない。よく利用されている浸透流の支配方程式は、水平方向の流れが支配的で鉛直方向の流れは、微小であるとして無視する Dupuit の仮定のもとに(5)式を展開し、次のように表されている。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \dots\dots\dots (18)$$

ここに、 T は透水量係数で $T = \sum k_i \cdot b_i$ 、 S は貯留係数で $S = \sum Ss_i \cdot b_i$ で表される。
ただし、 b は帯水層厚である。

(18)式の意味するところは、

図-13(a)に示すように
帯水層厚 b の全面を満す
流れで、上位に不透水層が
存在した被圧地下水流のみ



(a) 被圧状態

(b) 不圧状態

図-13 広域地下水の地層断面

扱えることになり、同図(b)

のように、水位が帯水層の上

面より低い場合のいわゆる不圧状態の流れは取り扱えない。しかしながら、不圧帯水層の流れを問題にすることはよくあり、被圧地下水だけを取り扱っていたのでは不十分である。そこで、最近では、透水量係数、貯留係数を水位の関数として取り扱うことにより(例えば、高坂・河野・西垣⁷⁾)被圧、不圧両方の浸透解析が行えるようになってきた。したがって(18)式は、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T x (h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T y (h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = S (h) \frac{\partial h}{\partial t} \dots\dots\dots (19)$$

のように変形される。

ここに、

$$S = \begin{cases} \sum_{i=1}^n S_{si} \cdot b_i & (\text{被圧状態}) \\ \sum_{i=1}^n S_{si} \cdot b_i + S_y & (\text{不圧状態}) \end{cases}$$

と表され、 S_y は有効間隙 n_e と同義で、水面が存在する地層の n_e 値がとられる。(図-14)

水面が上昇し、被圧状態に

達するともはや S_y の項は

なくなる。TおよびSは

図-14に示すように水位 h

の関数として表されるため、

(19)式は非線形問題となり、

数値解析では反復計算が必要と

なる。その反面、多層構造が

扱え、準三次元解析と呼ぶことが

できる。

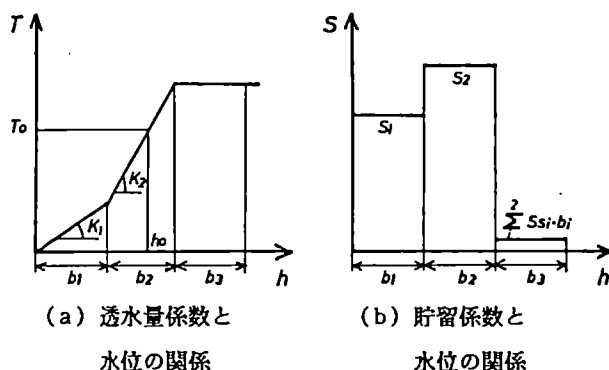
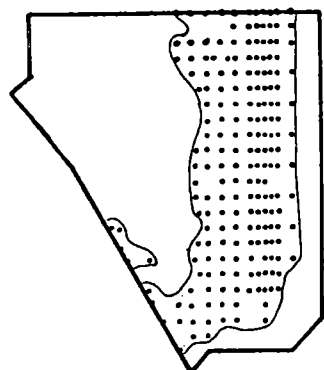
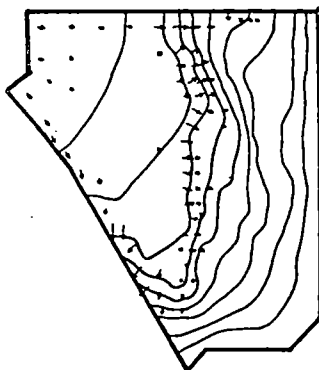


図-14 多層地盤の帯水層定数と水位

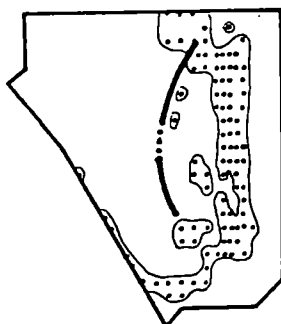
図-15は山岳地帯におけるトンネル掘削の際、それに伴う地下水の低下予測を解析したもので 使用したコードは UNISSF-2 である。対象とする領域には湧水が多数観察されている⁹⁾。UNISSF-2による解析によると、トンネル掘削の進行につれて水位低下が進み、湧水域が縮小しているのがよくわかる。この例に限らず、広域地下水の流れを予測したいことがよくある。地下水資源の管理の面でも、水循環の観点から広域な問題を扱わざるを得ない。しかし、ほとんどの場合に問題となるのは、やはり境界条件としての観測値あるいは帯水層定数 (K や S) の値である。観測点の数が少なく、境界条件の大部分を推定しなければならない場合がある。これでは、得られた結果の信頼性が薄くなり、定量的な予測は困難となる。同様に、解析に使用した帯水層定数の精度が低い場合にも結果は信頼性に乏しいものとなる。そこで、最近では、測定により求めた変位や水位の情報より逆に、材料定数や材質分布さらに初期応力などを同定する手法 (逆解析手法) がさかんになりつつある。



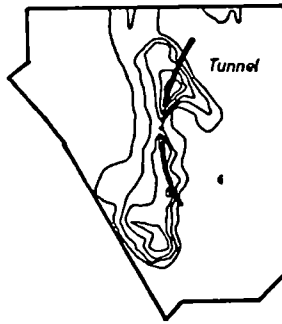
(a) トンネル掘削前の
湧水可能域



(b) トンネル掘削前の水位コンター
最大値と最小値を10等分



(c) トンネル掘削約2ヶ月後の
湧水可能域



(c) トンネル掘削約2ヶ月後の
水位低下コンター：5m ピッチ

図-15 山岳地帯におけるトンネル掘削に伴う水位の低下

4. 逆解析手法による浸透解析

浸透解析により現状の地下水の流れを把握したい場合や、将来予測を行うとき、要求する解析の精度に釣り合った地層分布や帯水層定数を求められているかという一概にそうとは言えない。地層分布は、ボーリングにより直接求めるのが最もよいが、予算の関係で数が限られ、不十分なものとなっている。帯水層定数についても、現位置で揚水試験など透水試験がおこなわれて求められているが、十分な精度で決定される場合は少なく、多少のずれは十分考えられる。室内試験より求

める場合には、さらにその信頼性が落ちるものとなっている。したがって、浸透解析を行う場合、観測水位に計算値が一致するように、モデルを試行錯誤により修正して求めることをよく行っている。しかし、一致するまでにかなりの時間を要し、非能率的であるばかりか、同定に対して偶然性が強く、とても合理的とはいえない。

そこで最近、より能率的で信頼性も高い解析手法の一つとして逆解析が注目されてきた。これは、測定された水頭や水位から逆に、帯水層定数や地層分布を求めるものである。地層分布の逆解析については現状では未だ困難で、現実的とはいえないが、帯水層定数の逆解析による同定については、Frind & Pinder⁹⁾、大西&井尻¹⁰⁾ などがある。有限要素法を用いた逆解析は、定式化の際に、帯水層定数を未知数とした通常とは逆の定式化を行うもの（直接法）と数値計画法などでよく用いられる非線形最小二乗法と有限要素法とを組み合わせたもの（間接法）とがある。前者は、定式化がむずかしく、同定できる層数が限られるなど汎用性に乏しいのに対し、後者は原理が単純で汎用性に富むといわれている。ただし、後者の場合、反復計算によるため、有限要素解析を何度も行うことになり、計算に要する時間が大きいという欠点がある。しかし、汎用性の面から後者の手法が実用的といえよう。その他に、最近、統計的な手法を用いた同定解析も試みられているようである。（例えば Neuman¹¹⁾ 上野、平野&神野¹²⁾ 高木&原田¹³⁾）。

ここでは、一般的な間接法による逆解析について取り挙げる。前述のように、間接法は主に非線形最小二乗法と有限要素法（あるいは差分法）を組み合わせた手法で、次の目的関数を最小にするパラメータ（帯水層定数である透水係数 K と貯留係数 S ）を探索する問題となる。

$$RSSQ = \sum (h_i^0 - h_i^c)^2 \rightarrow \min \dots\dots\dots (20)$$

ここに、 h_i^0 : 観測水位、 h_i^c : 計算水位である。ただし、 $K > 0$ 、 $0 < S < 1$ とする。水位の計算式には、準三次元の広域地下水を扱ったものを用いるのが、観測点の広がり、あるいは計算に要する時間の面から考えて妥当であろう。

(20)式は、通常、最小二乗条件¹⁴⁾ と呼ばれ、次の5つの前提条件のもとでの最尤推定法である。

- 1) 測定値の誤差には偏りがない。
- 2) 測定値の誤差の分散は既知である。
- 3) 各測定値は互いに独立であり、共分散は零とする。
- 4) 誤差の分布形は正規分布である。
- 5) m 個のパラメータ（ただし、 $m < n$ 、 n は観測値の数）を含むモデルが知られていて、

測定量の真の値 h_i を近似誤差なく再現することのできるパラメータの組が存在する。

観測値を表す方程式は多くの場合、非線形であり、それゆえ、非線形最小二乗法が扱われるが、

まず何らかの方法でパラメータの近似値を推定し、それを出発点として(20)式で表される目的関数

(残差平方和)を小さくするように解(パラメータ)を反復改良して求める。この反復改良の解法もいろいろあるが、ほとんどは Gauss-Newton 法の変形と考えられ、安定化や迅速化の手法が開発されつつある。

簡単なモデルを用いて、逆解析による帯水層定数の同定について説明しよう。使用コードはUNISSF-1である。例として用いる一層系の不圧帯水層モデルを図-16に示す。Sは既知とし、未知数Kについて同定を行う。観測点Aでの水位と時間の関係を図-17に示す。初期条件として標高1mのところに水面が一様に分布しているものとし、時間 $t = 0$ において右側境界水位が1m下降したとする。左側水位は不変とする。逆解析は非定常状態で行われるため、解析に必要な観測データ

は境界条件、初期条件の他に、観測点Aでの観測水位と時間の関係である。解析は、この観測水位と計算水位が一致するように、両者の差の自乗和(以後、残差平方和と呼ぶ)を最小にするパラメータを探索するように進行する。

データとしてKの初期推定値

が必要であり、通常、揚水試験など現場透水試験により推定されるが、他の方法によってもよい。

しかし、このパラメータ初期推定値が真の値(実際には、観測した水位を最もよく説明できるパラメータ値を指す)により2オーダー、3オーダーと大きく食い違っていると同定がむずかしくなることがある。この場合には、観測値として採用した値が不適当で、観測値を別に選べば解決するようである。表-1に観測値として図-17のa~dの四点を選んだ場合の同定結果を示す。

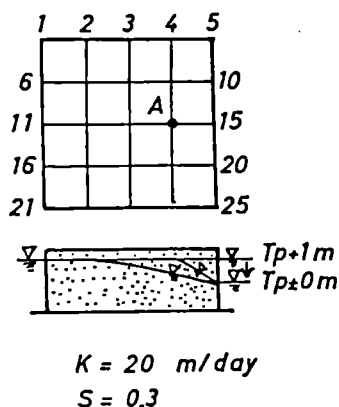


図-16 不圧帯水層モデル

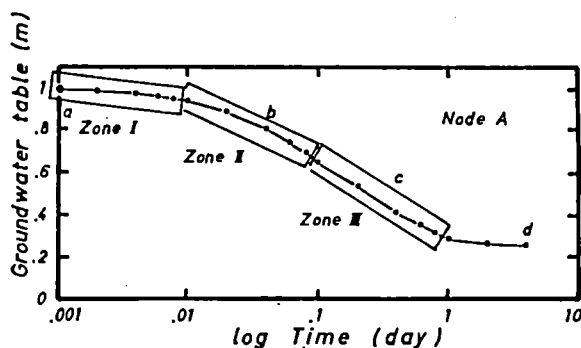


図-17 水位観測値と時間との関係

表-1 逆解析による透水係数 (K) の同定

K tru *	K ini **	K ident ***	Iteration number
(m/day)	(m/day)	(m/day)	
20	0.0002	19.775	27
20	200000	19.775	22

* 真の透水係数

** 透水係数の初期推定値

*** 同定した透水係数

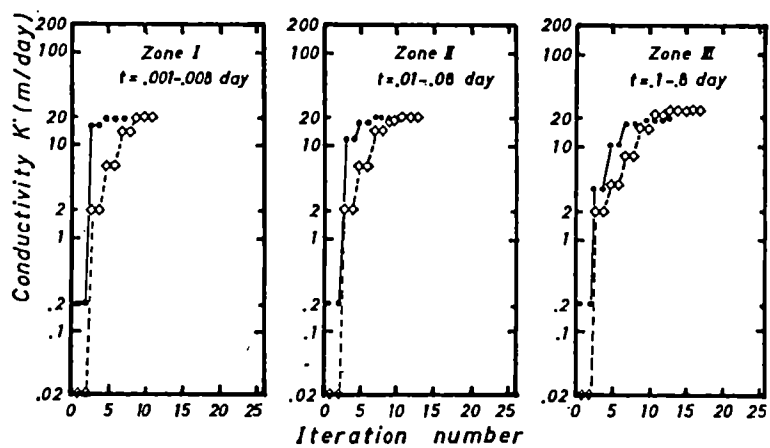


図-18 逆解析による透水係数の同定—透水係数と反復回数との関係

図-18は、観測値を図-17の3つのゾーンに分けて解析したときの結果の一部で、反復改良とともに、真の透水係数(=20m/day)に近づいているのがうかがわれる。図-19は、反復改良過程の残差平方和と透水係数の関係を示しているが、真の透水係数の位置で残差平方和は極小となっている。また、真の透水係数から遠ざかるにつれ、

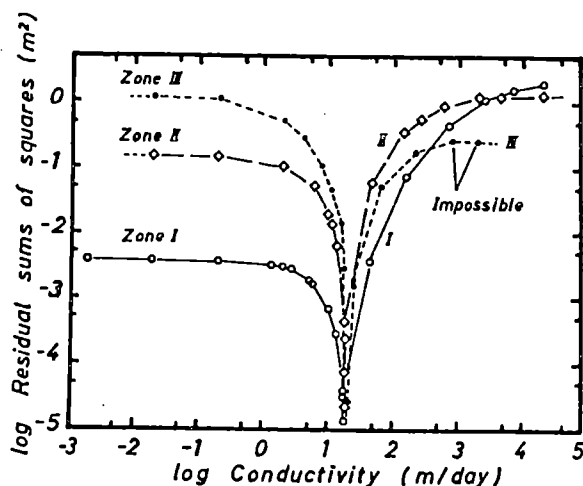


図-19 逆解析による透水係数の同定—
残差平方和と透水係数との関係

残差平方和は増大し、やがて一定値に落ちついていく。この残差平方和が一定値を示すところのKをパラメータ初期推定値に選

んだ場合、同定はできなくなる。その場合、観測値の採り方を変えるかあるいは、初期推定値を見直す必要が生じる。図-19を見る限り、パラメータ初期推定値と真の値とに1オーダー程度の差があっても十分同定可能である。

以上の手順により同定したパラメータを用いて以後の予測を行えば、信頼性の高いものになる。

また、同じ解析領域にいろいろなインパクトを与えて数値シミュレーションすることも有効であると思われる。

あとがき

本文では、地下水分析の方法として主に、有限要素法による数値解析手法を中心に現状の説明をおこなってきた。最新の研究よりはでき得る限り実務に近いものをと考えた結果、筆者の非力も手伝って、物足りないものとなったかもしれない。しかし、現場の技術者の間に浸透しつつある解析手法のうち、今後有効であろうと思われる内容に限って述べてきた。その中にも残された問題は多い。例えば、飽和-不飽和域の浸透流解析については、現場に不飽和特性を測定している例が非常に少なく、今後のデータの蓄積に期待するところが大きい。また、浸透を含めて土、岩石に関する解析は、二次元の問題として扱われてきた。それは、三次元解析では計算時間や費用がかさむこ

とや、二次元の問題とした方が取り扱い易いためであった。しかし、実際には三次元解析を行なわねば解明できない現象はたくさんある。そこで、広域地下水の問題に準三次解析法を導入し、三次元的な地層の広がりやを考慮できたこと、被圧、不圧両方の解析をおこなえることは有意義といえよう。仮定として、地下水を水平方向の流れに限定したため、鉛直方向の流れが卓越したような問題は扱えない。Fujinawa^{15) 16)}は、広域地下水の問題に透水層と難透水層が互層しているような被圧状態を考えて、難透水層からのしぼり出し（鉛直一次元的な流れ）をも考慮した解析法を開発している。残念ながら圧密を十分考慮するまでには至っていない。

今まで述べてきた事柄は、全て浸透に関するもので、他の現象との相互作用についてはほとんど触れなかった。しかし、今後、おそらく他の現象との相互作用についての解析が頻繁に行われるようになるであろう。熱や応力との連成解析は、現在研究開発がさかんで、例えば地盤沈下や盛土による圧密のような土木分野に、あるいは、地熱開発、熱資源探査のような資源工学や地球物理分野の問題にと視野が広がっていく。大切なことは、複雑な解析の手法が開発されたとしても、それが十分生かせるようなデータが得られるか否か、また反対に、現場のニーズに答えた解析手法をどこまで達成できるかである。いずれにしても、今後の重要な課題といえよう。

最後に、京都大学工学部・大西有三助教授には、適切な助言をいただいたことを深く感謝します。

参考文献

- 1) Neuman, S.P.(1973): Saturated-Unsaturated Seepage by Finite Elements, Proc. ASCE, Vol.99, HY12, pp.2233-2250.
- 2) 赤井浩一・大西有三・西垣誠(1977): 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析, 土木学会論文報告集, 第264号, pp.87-96.
- 3) Schofield, R.K.(1935): The pF of the water in soil, Trans. 3rd. Intern. Congr. Soil Sci. 2
- 4) 土質工学用語辞典編集委員会(1985): 土質工学用語辞典, 土質工学会, pp.46.
- 5) Kroszynski, U.(1975): Flow in a vertical porous column drained at its bottom at constant flux, J.Hydro., Vol.24, pp.135-153.
- 6) Mualem, A.(1974): A conceptual model of hysteresis, Water Reso. Res.,

- 10(3), pp.514-520.
- 7) 高坂信章・河野伊一郎・西垣誠(1982):有限要素法による広域地下水の準三次元浸透解析, 第37回土木学会年次学術講演概要, pp.531-532.
 - 8) 植下協・佐藤健・大東憲二(1982):山岳トンネル掘削による湧水現象予測に関する研究, 第17回土質工学研究発表会, pp.2365-2368.
 - 9) Frind, E.O. and G.F.Pinder(1973): Galerkin solution of the inverse problem for aquifer transmissivity. Water Resour. Res., 9-5, pp.1397-1410.
 - 10) 大西有三・井尻裕二(1984):平面問題における滯水層定数の逆算について, 第19回土質工学研究発表会, pp.1361-1364.
 - 11) Neuman, S.P.(1980): A statistical approach to the inverse problem of aquifer hydrology, 3. Improved solution method and added perspective. Water Resour. Res., 18-2 pp.331-346.
 - 12) 上田年比古・平野文昭・神野健二(1983):非定常地下水変動場における透水(量)係数の推定, 日本地下水学会会誌, 第25巻, 第2号, pp.81-92.
 - 13) 高木不折・原田守博(1984):地下水流動に関するシュミレーションの誤差構造と, その確率的評価, 土木学会論文集, 第345号, pp.123-130.
 - 14) 中川徹・小柳義夫(1982):最小二乗法による実験データ解析, 東京大学出版会, pp.29-53.
 - 15) Fujinawa, K.(1977): Finite-element analysis of groundwater flow in multiaquifer systems, I. The behavior of hydrological properties in an aquitard while being pumped, J.Hydrol., 33, pp.59-72.
 - 16) Fujinawa, K.(1977): Finite-element analysis of groundwater flow in multiaquifer systems, II. A quasi three-dimensional flow model, J.Hydrol., 33, pp.349-362.

塩分希釈法による河川流量の測定法と

その水文地質学的応用

鶴巻 道二*・上田 敏雄**

はじめに

小河川の流量の測定は堰を設けて行うことが多いが、正しい堰を設置することは必ずしも容易ではなく、とくに溪流河川では測定地点の選択にかなりの制約を受けることは、しばしば経験するところである。また、砂礫質の流路では、堰による水位の上昇が表流水の地下への浸透を大きくする恐れもあるし、区間を短くにとって多数地点で流量を測定しようとするときには、堰の設置は場所の条件や経費の点で困難なことが多い。

堰を用いない流量測定の方法としては流速と断面積の積によって求めるのが普通であるが、乱流をなす溪流河川や川幅が広い割に水深の浅い河川にあっては、流速・断面積ともに測定誤差が大きくなることは避けられない。携帯の便利な小型の流速計が開発されているが、河床の形状が平滑でなく乱流をなすような場所において、正しい平均流速、並びに断面積が得られるかどうかという点には疑問がある。流速計による平均流速の測定に代って、河川や試薬や色素（又は浮子等）を投入し測定する方法もあるが、この場合においても求められた流速に対応する断面積の取り方に疑問が残る。流量が比較的少ない場合には、既知容量の容器に受けて測る方法が最も簡単で、且、精度も高いが常にこの方法を探り得るとは限らない。

ここでとりあげる方法に試薬を用いるものであるが、流速・断面積を別個に求めるのではなく、直接的に流量を算出するものであり、“Chemical-gauging”と呼ばれているものに属する。この方法は、ある距離を流下する間に投入した試薬が川水と完全に混合することを前提としている。河床に礫が散在するとか、露岩地帯の溪流河川のような、そのことによって断面を計測し難いような場所は、見方を変えれば川水との混合が充分に行われるような条件下にあると考えられるので、こういった場所には最も適した測定方法と考えられる。

1. 化学的流量測定法の概観

UNESCOの刊行物に、“Representative and Experimental Basin”（1970）というのがある。これは水文学的調査に必要な手法やデータ整理の方法を網羅したものであるが、その中で流量測定法をとりあげている章に“Chemical-gauging method”（P. 130）があり、次

* 大阪市立大学理学部。1～6

** サンコーコンサルタント KK 大阪支店。7

の3項目が簡単に説明されている。

1. Salt-velocity method
2. Salt-dilution method
3. Integration or "Gulp" method

これらに対する邦語訳としては、「水文用語集」(科学技術庁資源調査所編著、水利科学研究所発行、1970)によると、Chemical-gauging(method)については、化学的流量測定(法) 1は塩分速度法、2は塩水法となっている。3はこの用語集にはあげられていない。近年、「学術用語集・地学編」(丸善・1984)が刊行されたが、Chemical gaugingをはじめとし、1、2、3ともにとりあげられていない。

このように、化学的流量測定法はわが国ではあまり注目されていないが、ヨーロッパでは1967年にBritish Standards InstitutionがDilution methods をとりあげているのをはじめとし、ISO(国際標準化機構)は開水路の流量測定法とし、1973年には Dilution method を、1974年には Integration method を採用している^{1)、2)}。

この種の方法をとりあげた報告は、筆者の知る範囲ではあまり多くはない。Journal of Hydrology (Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam)誌上に関係した論文が時に見当る程度である。

以下には、1976年以降の同誌上にみられたものについて、簡単に抄録しておく。

- 1) Terry, J.D: (1976) On the Precision of salt dilution gauging. 31, P.293-306

4河川において、39回の実験をおこなった結果をとりまとめている。方法は、“slug injection”となっているが、上記の3.に当るものである。各回の実験では、投入点から測定点までの距離をかえて5~15点で濃度~時間曲線を描き、流量の平均値、その確率誤差などを求めている。川幅が2.7~11.4m、流量が0.13~8.45m³/sの状況下で、誤差は一般的には±4~±7%の範囲にあるが、±15%にも及ぶこともあったとのべている。

- 2) Terry, J.D (1977) Observed mixing lengths in mountain streams. 35 P.125-136

上の論文のデータによって、とくに mixing length, X_m (“混合距離”,と仮りに訳しておく)を検討している。河川の状況によって X_m が与えられると、精度のよい流量が求められる。本論文では、 $X_m \approx 2.5W$ (W は平均流路幅)を与えるとともに、1953~1972年の間に発表されたこの種の関係式を紹介している。

- 3) Smart, P.L. and Smith, D.I (1976), Water tracing in tropical regi-

ons, the use of fluorometric techniques in Jamaica 30, P.179-195

Chemical gauging が成立する条件の一つとして、投入した試薬が流下する間に損失を起こさないことがあげられる。大流量の河川でこの方法を適用するときは、 X_m が大きくなり、必然的に投入から採水測定までの時間の経過も大きくなり、底質や懸濁物質による試薬の吸着の有無が問題となる。本論文では、蛍光染料 3 種を用いて、投入点から 1.25 km、6 km の 2 地点で時間～濃度曲線を描き、試薬の回収率を計算している。流量はおよそ 1.2 m³/s の状態で実験がおこなわれ、1.25 km 地点では 1～2 時間後に、6 km 地点では 6～8 時間後に試薬濃度の増大が測定されている。このような条件下で、2 種の試料は 97～115 % の回収率を得たが、1 種は 50 % 程度に止まった。

4) Neal, C. and Truesdale, V.W. (1976) The sorption of iodate and iodide by riverine sediments: its implications to dilution gauging and hydrogeochemistry of iodine 31 P.281-291

本論文では、河川堆積物、ピート、水酸化鉄、カオリナイトなどによる I^- (KI)、 IO_3^- ($NaIO_3$) の吸着性を検討している。3) と同様の意味をもつ研究である。

以上を通じて、Integration method に関する研究が多く、かつ、可成り大流量の河川への適用性という方向で、いろいろな角度からの検討が進められているように思われる。

2. 測定方法

塩分速度法 (Salt-velocity method) は、試薬を用いて平均流速のみを測定するものであり、浮子や色素を用いて流下距離と時間から急速を求める方法と変わりが無い。この方法を精度よく行うためには、図 1 の T_1 、 T_2 、 T_3 の何れを到達時間とみるか、問題のあるところである³⁾。上・下流の 2 点で時間～濃度曲線を描き、図 2 に示すように 2 点間の位相差をもって、対象とする水塊の流下時間を求めることもできる³⁾。時間～濃度曲線を描くならば、以下にのべる流量観測の適用を考えた方が効果的であろう。

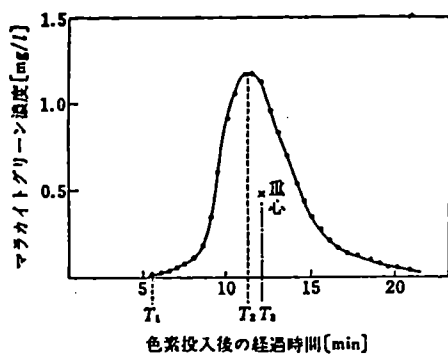


図-1 梓川におけるマラカイトグリーン投入実験における濃度の時間変化 (投入点と測定点の距離 470 m)

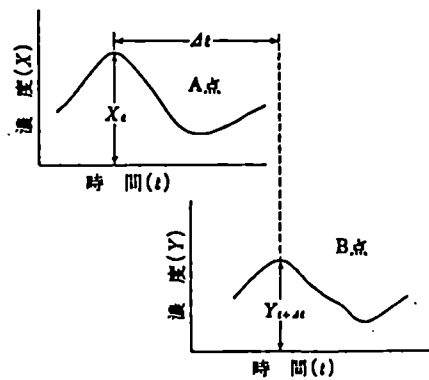


図-2 A点とB点の水質変化の相関

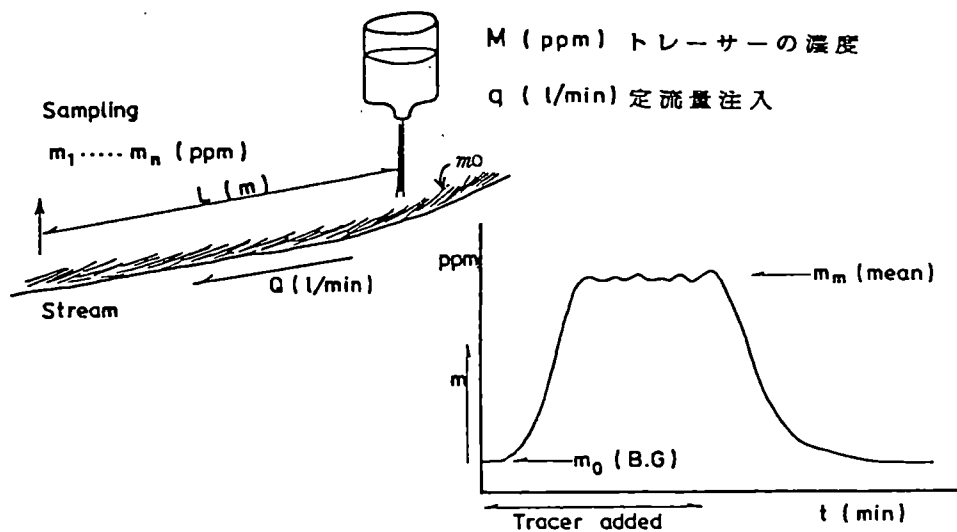


図-3 定流量注入方式(希釈法)の模式概念図

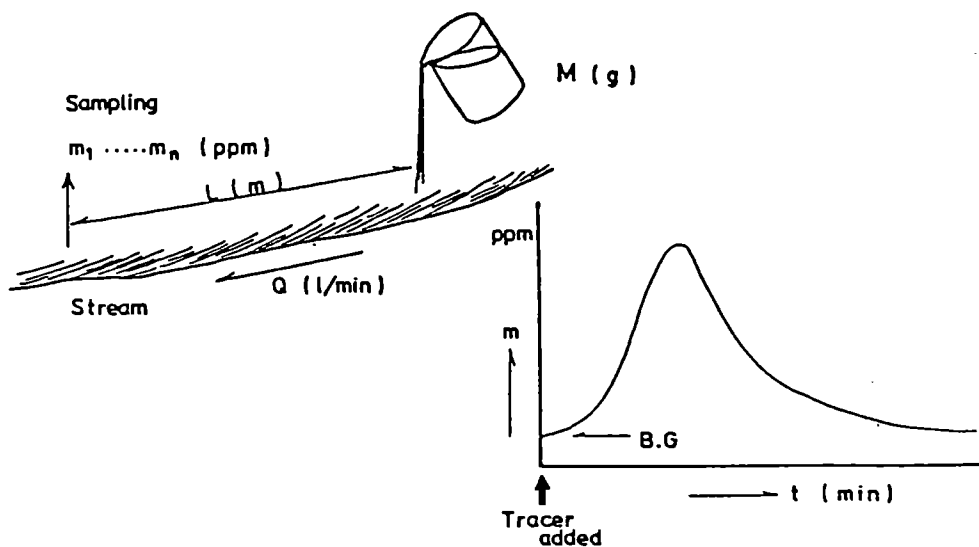
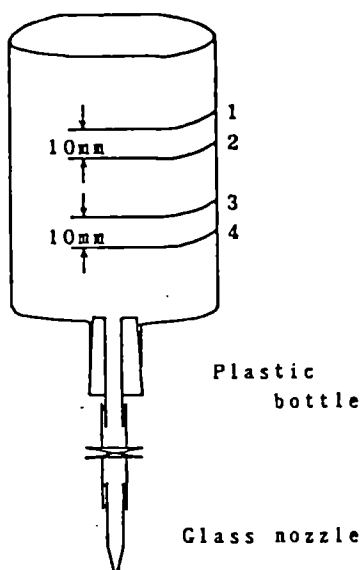


図-4 定量投入方式(積分法)の模式概念図



Discharge from constant head bottle
 with glass nozzle

Head	Flow (ml/min)
1	507 508 507 508 507
1~2	507 506 505 505 507 506 506
3~4	472 472 472 472 472 472 473 473 472
4	470 470 470

(20°C)

図-5 定流量注入装置

1) 稀釈法（定流量注入方式）

既知濃度（ M ppm）の試薬溶液を、ある時間（数分～10数分程度）、定流量（ q ℓ/min）で河川に注入する。溶液と川水との混合が充分に行われている下流地点で採水を継続すると、図-3に示すような時間～濃度曲線が得られるはずである。濃度上昇後の平均濃度を m_m とし、バックグラウンド（B.G）を m_o とすれば、流路に入ったトレーサの質量は（ $Qm_o + qM$ ）であり、サンプリング地点を流れるトレーサの質量は（ $(Q+q)m_m$ ）である。混合が完全であれば両者は等しいから、流量（ Q ℓ/min）は次式によって求められる。

$$Q = \frac{M - m_m}{m_m - m_o} \times q \approx \frac{M}{m_m - m_o} \times q \quad (\ell/\min) \quad \dots\dots\dots(1)$$

（但し、 m_m が M に比べ充分に小さいとき）

2) 積分法（定量投入方式）

既知量（ M g）の試薬を溶液とし、河川に一気に投入する。混合が充分に行われていると考えられる下流地点で採水を継続すると、図-4に示すような時間～濃度曲線が得られる。バックグラウンド以上の濃度（ m_i ）を時間に関して積分した値を求め

$$M = Q \int_0^t m_i \, dt$$

によって流量を計算する。

稀釈法は、ほぼ一定した濃度を示すピーク値を複数個求めて、平均的なピーク値（ m_m ）を求めればよいので、サンプル数はそう多くする必要はないが、積分法は出来るだけ連続的なサンプリングが必要となる。

いずれも、川水との完全な混合が前提となるので、河川の流況から定まる混合距離地点で採水することが原則であり、また精度の高い定量分析が必須の条件となってくるので、トレーサの選択も重要である。

3. 稀釈法の実施方法

図-3の模式概念図に示したように、本方法を行ううえで基本となることは、(i)定流量での注入、(ii)完全な混合地点でのサンプリング、(iii)精度の高い定量分析（即ち、トレーサの選択）の3点に要約出来る。

1) 定流量注入装置

稀釈法の採用に当っては、数分間ないし10数分程度、試薬溶液を定流量で注入する必要がある。精度のよい定量注入ポンプは数多く市販されているが、電源のない野外でこれを使用す

ることは難かしい。

従って、筆者は、図-5に示すような簡単な装置を用いて定量注入装置としている。即ち、大型のポリビンの底を切り取って口元に硝子管で作ったノズルを附しただけの簡単な装置である。ノズルからの流出量は、水頭が一定ならば一定値を示すので精度の高い定流量注入装置が作成出来る。この装置を用いて定水頭を保つように試薬溶液を補給しながら注入すればよい。この方法によって、例えば図-5の右側の表のように定流量が得られる。河川の流量によって注入量を変え得るように、数本のノズルを用意すると便利である。

2) 投入地点と採水地点距離の決定とサンプリング

投入地点と採水地点との間隔(図-3のL)は、流路の形状・流速など、測定箇所の状況に応じて決めなければならない。この混合距離は、先にあげたように、 $X_m = 2.5W$ の簡略式で推定されるが、一般にこれより短い距離で完全混合されることが報告されている。乱流をなす小渓流河川では、一般に数 $m \sim 10$ 数 m の距離を与えれば充分であった。但し、両地点間に淀みが介在してはならないことはいうまでもない。

サンプルの取り方は、図3の m_o と m_m が得られるようにおこなえばよいが、小さな淀み等の影響で平均した濃度上昇量を決定し難いような結果が得られる場合があるので、試薬注入後は等間隔時間に採水し、注入停止後も同様に数個のサンプリングを行なっておくと、積分法に準じた流量の計算が行えるので失敗が少い。食塩($NaCl$)をトレーサーとし、電導度がほぼ一定値を示すのを確認して採水すれば、採水個数はバックグラウンド(以下、B.Gと称する)試料を含め数個でよいことになる。通常の場合、注入時間は5~10分、サンプル数はB.G及び注入停止後試料を含めて10個程度でよく、状況によって注入時間及びサンプル数を多くすればよい。

また、簡易測定でなく、精密な測定を計画する場合には、注入量や試薬の種類を変化させた複数回の測定を計画するほうが、一回の測定で注入時間を長くし、サンプル数を多くするよりも効果的である。

3) トレーサー

トレーサーは、通常地下水追跡等で用いられる定量分析の容易な化学物質ならなんでもよいが、B.Gが皆無に近く、定量精度の高いものが有効であることはいうまでもない。この点で、塩化リチウム($LiCl$)を用いて Li^+ を定量するのが最も有効と考えられる。 Li^+ はB.Gがゼロに近く、かつ蛍光光度法により0.01 ppm程度まで充分な精度で定量可能であり、またこの濃度では人体に対して全く安全な元素であるという利点をもっている。難点は、一般になじみの少い元素であることによって危惧の念をもたれる場合のあること、現地で定量するこ

とは不可能あること、蛍光光度計を有する分析機関に委託する必要があること、などである。

同様に、B・Gが殆んどゼロで無公害物質のトレーサーとして、ヨウ化ナトリウム(NaI)を用いることが出来る。この場合、 I^- の定量はイオン濃度計を使用すれば、 $0.013 \sim 127000 \text{ ppm}$ の範囲で精度よく(器種によるが、 $\pm 0.5 \sim 1\%$ 内の精度)、かつ野外での測定も可能である。難点は測定毎に標準液による調整が必要なこと、低濃度の試料の場合は正確な測定値を得るまで時間のかかることなどである。

そういったことから普通は、最もありふれた食塩(NaCl)を用いることが多い。食塩溶液としては、海岸付近では海水(Cl^- 濃度 $17000 \sim 19000 \text{ ppm}$)を用いるのも一つの方法である。通常の溪流河川では、 Cl^- は数 $\text{ppm} \sim 10$ 数 ppm の値を示すことが多いが、汚染水の混入により高濃度を示す場合もあるので注意を要する。 Cl^- は比色法か滴定法で精度よく定量できるが、これらは室内作業となる難点(装置は簡単なので現場でもできなくはない)があるので、イオンメータや電導度計による測定が普及するであろう。電導度計の適用については、5章でとりあげる。

4) 注入量とトレーサー濃度

流量計算式(1)から、流量の測定精度を左右するものは、 $q \cdot M$ および $(m_m - m_o)$ であることがわかる。定量注入量(q)の精度は図-5に示した方法によれば、 1% 以内におさえることが充分可能である。トレーサーとして食塩を用い、滴定法により Cl^- 濃度を定めるものとして、 q と M との決め方について考えてみよう。流量が 1 ml/min 程度のものを対象とすると、 q を 1 l/min とすれば Q/q は 1000 となるので、 $(m_m - m_o)$ は M の約 $1/1000$ になる。 M として $n \times 10^4 \text{ ppm}$ を用いたとすれば、 $(m_m - m_o)$ は $n \times 10 \text{ ppm}$ となる。バックグラウンドすなわち m_o が 10 ppm 前後の場合は、 $2 \sim 3 \times 10^4 \text{ ppm}$ の濃度を用いればよいことになる。

滴定法による Cl^- 濃度の測定精度は、Mohr法によれば $\pm 2\%$ 以内とされている。この精度は試水の Cl^- 濃度が 100 ppm 以上の場合であって、 10 ppm 程度の低濃度では数%を上廻ってしまうので、 m_o と m_m の測定には硝酸第二水銀法によるのがよい。この方法の精度は $3 \sim 5\%$ であるが、流量計算に必要なのは m_o と m_m との差であるから、滴正の終点の決め方を一定にすれば、差の値の精度はよくなる。なお、イオンメータによる分析精度は、標準偏差%で $5 \sim 10$ とされている(JIS K 0101(1979)工業用水試験法 による)。

注入量(q)を大きくすれば(1)式の分母が大きくなるので、 Q の測定精度が良くなるものと期待される。しかしながら、数 l/min の定量注入は、電源のない現場作業としては不向きである。トレーサーとしての Cl^- 濃度は、 NaCl の溶解度は $36 \text{ g}/100 \text{ ml}(25^\circ\text{C})$ であるから、

およそ 2×10^5 ppm まで使用可能であるが、この濃度まで溶解することは容易ではない。短時間に均一な溶液を作るには、上記の半量程度が望ましいので、M の上限は 1×10^5 ppm 位となる。この濃度を用いて、q を仮りに $1 \ell / \text{min}$ する。 $(m_m - m_o)$ を 20 ppm とすれば、測定対象の Q は $5 \text{ ml} / \text{min}$ となる。食塩を用いる希釈法の適用可能な流量は数 ml / min 以下であり、これ以上の流量については、 $(m_m - m_o)$ を $0.1 \sim 0.01$ ppm として測定可能なもの、例えば L^+ のようなトレーサの適用を考えなければならない。

4. 積分法の実施方法

希釈法は、トレーサー濃度 (M ppm) と定量注入量 (q) を予め決めて実施しなければならないのに対して、積分法ではトレーサー投入量 (M_g) を決め、これを任意の容積の水にとかした溶液を一気に投入する。したがって、この方法は Gulp method とか、Sudden injection method とか呼ばれている。トレーサの投入は容易であるが、図 4 に示したように時間-濃度曲線を正確に描く必要があるので、下流側での測定 (又はサンプリング) の時間間隔を正確に数多く実施しなければならない。また、B、G 濃度にもどるまで測定を続ける必要がある。

ISO ではトレーサーとその濃度の測定法について、次のような組合せをあげている。

- a) 重クロム酸ナトリウム：比色分析および容量分析
- b) 蛍光染料：蛍光分析
- c) 食塩：電導度分析および容量分析
- d) 塩化リチウム：炎光分光分析

これらのうち、a), b), d) はサンプリングして分析に移るという手順となり、サンプル数が極めて多くなる積分法には適さないように思われる。結局、c) の食塩と電導度測定との組合せが、現場作業としてもっとも適用しやすいものとなろう。この組合せによる実施法について、具体的にとりあげることとする。

積分法における計算式(2)をそのまま適用するためには、サンプルの電導度から B、G の電導度を差引いた値について、食塩濃度への換算をおこなう。その方法については次章でとりあげる。

濃度 m_t ppm のトレーサー溶液を $V \ell$ 投入するならば、(2)式の M (mg) は $m_t V$ となる。この場合は、トレーサーと B、G サンプルを適当な比で混合し、電導度-濃度関係図を作り、時間-濃度曲線を描くことができる。

5. 電導度と食塩濃度との関係

電導度の単位として、従来は $\mu(\text{mho})$ が採用されていたが、計量法の一部変更により $\text{S}(\text{Siemens})$ が用いられるようになった。水質を扱うときにはもっぱら $\mu\text{mho}/\text{cm}$ が用いられていたが、これと同じ単位で $\mu\text{S}/\text{cm}$ と表示される。以下、この単位で表わされた電導度を EC と略称する。

イオンの濃度を電導度と関係づけるためには、次式で定義される当量電導度(λ)を用いなければならない。

$$\lambda = KV$$

ここで、 K は電導度、 V は溶質1グラウ当量を含む溶液の容積(ml)である。溶液の濃度を N 当量/ ℓ とすれば、 $V = 1000/N$ となり、 n 当量/ ℓ すなわち $\text{meq}/\ell(\text{epm})$ とすれば、 $V = 10^6/n$ となり、上式は

$$\lambda = K \times 10^6 / n$$

とかきかえられる。 EC は 10^6S であるから、

$$\lambda = \text{EC} / n \rightarrow \text{EC} = \lambda n \dots\dots\dots(3)$$

となる。 λ の値はイオン種によってことなり、同じイオンでも濃度域によってことなる。陰・陽イオンの値をそれぞれ λ_a, λ_c で示すと、コールラウシュの法則により塩類の λ は、

$$\lambda = \lambda_a + \lambda_c$$

となる。天然水は数種の陰・陽イオンを含むので、その溶存イオン総量を EC から求めることはむづかしく、いろいろな関係式が提案されているが⁴⁾、単一の塩類溶液についての濃度と電導度の関係は比較的単純である。流量観測にもっともよく使用される食塩(NaCl)について、この関係をみることにする。

1) 食塩の当量電導度

各種の塩類については、表1に示すように λ の値が与えられている。この表によって、 NaCl 濃度(ppm)と EC との関係を示したのが図6である。この関係は、 NaCl の純水溶液におけるものであるから、 B, G サンプルの NaCl 濃度を求めることは不可能であり、また沢水と NaCl 溶液の混合液についても適用されない。流量観測に必要な値は濃度上昇分であるから、サンプルと B, G サンプルの EC 値の差について、濃度換算をおこなえばよい。ただし、 B, G の EC が大きい場合には、この方法は厳密性を欠くものであって、4章の最後にあげた方法によるのが望ましい。

図6の関係は両対数グラフで示されているので、読み取りの精度は2桁に止まる。さらに精度よく関係づけるためには、図7に示した $\text{Conductivity factor}$ を用いる。この図は、表1にあげ

た濃度 (meq/l) と λ との関係から λ と EC との関係を求め (図 8 を作る)、いろいろな EC 領域における単位 EC 当りの NaCl 濃度の関係として示したものである。

2) 電導度の測定法

特に注意すべき点をいくつかあげておく。

(a) λ の値は 3 桁の有効数字であげられている。したがって、EC も少なくとも 3 桁の有効数字が得られることが望ましく、また後述するように EC の温度補正が必要となるので、水温測定機能を備えているものが望ましい。このような点から、横川電機製作所の Model SC51 ポケット電導率計は好適であるが、このメータは 20mS までを測定範囲としているので、トレーサー濃度の測定には用いられない。積分法を実施する場合は、記録計出力を備えたものが有用となろう。

(b) 電導度計には必ず電極恒数 (Cell constant) の補正機能があり、測定前のチェックとして必須の操作となっている。ところが、指示された通りに操作しても正しい値を得ることができかどうか疑わしい。その理由は、電極の状態が不変であるとは限らないからであって、標準液による校正を時におこなう必要がある。校正の方法は、取扱説明書には必ずあげられている。

(c) 温度補正については、一般には 1℃ の上昇につき 2% の EC 増があるものとしておこなわれている。例えば、EC (18℃) を t ℃ の EC 値から求める場合、

$$EC(t) = EC(18) \{ 1 + \alpha (t - 18) \} \dots\dots\dots (4)$$

における α として 0.02 ~ 0.022 の温度係数が用いられている。図 8 に示したように、 α は温度領域によって少しくことなるが、0 ~ 30℃ の範囲では直線関係とみてよいとしている文献⁵⁾がある。しかしながら、表 1 の λ によって、0, 18, 25℃ における 1, 10, 100, 1000 meq/l の各濃度の EC を求め、(4) 式によって 0℃, 25℃ の EC を 18℃ の EC に換算するときの α の値は、表 2 のようになる。温度と濃度によって、 α は 2 ~ 2.4% の範囲にわたる値をもつことがわかる。

6. 流量計算の具体例

稀釈法・積分法の適用例について、それぞれ図 9, 10 に時間-濃度 (EC) 曲線をあげ、計算法を付記した。堰が設置された流路付近で、稀釈法による流量測定の比較試験を行った結果を表 3 にあげた。

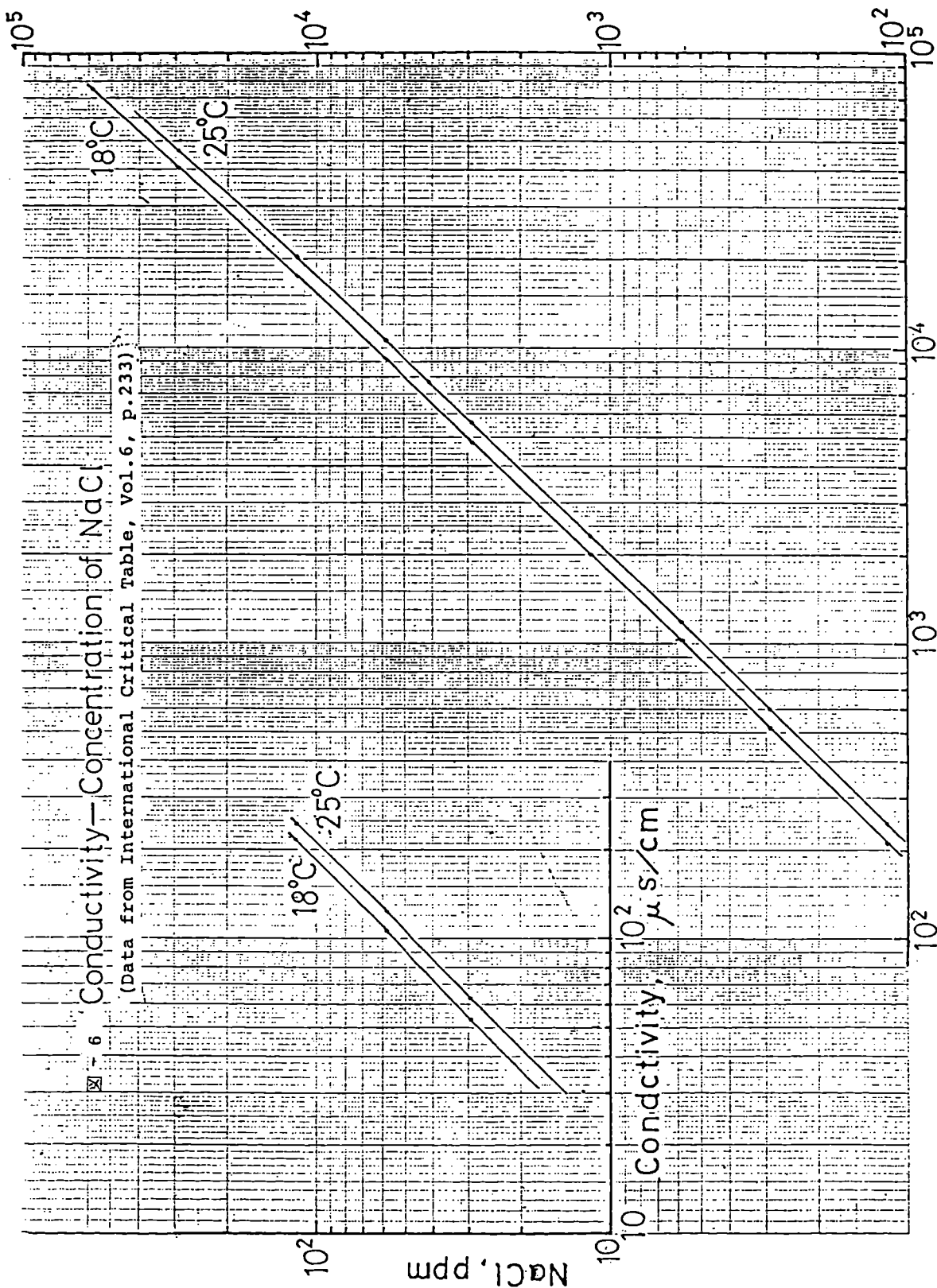
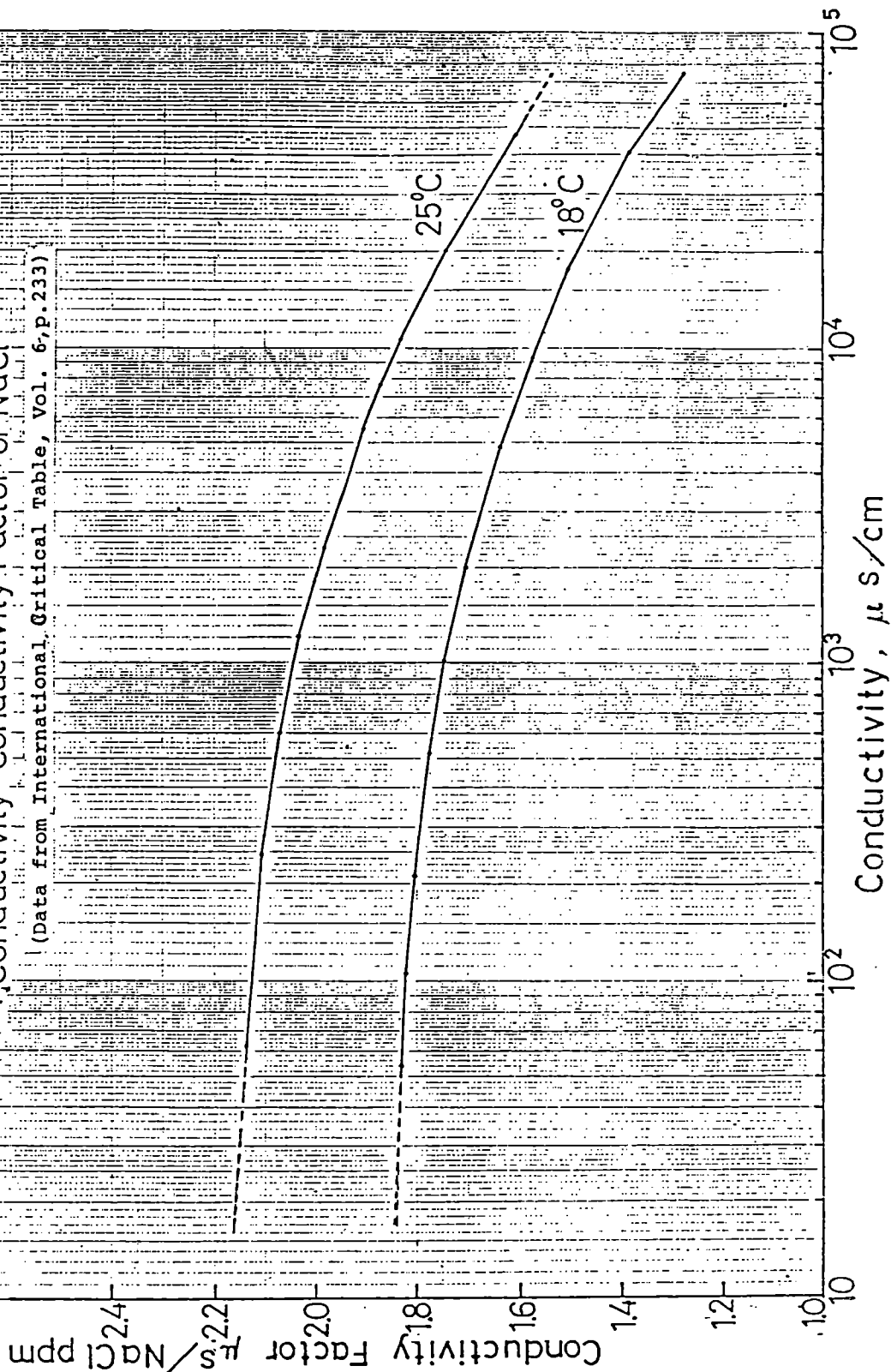


Fig. 7. Conductivity-Conductivity Factor of NaCl

(Data from International Critical Table, Vol. 6, p. 233)



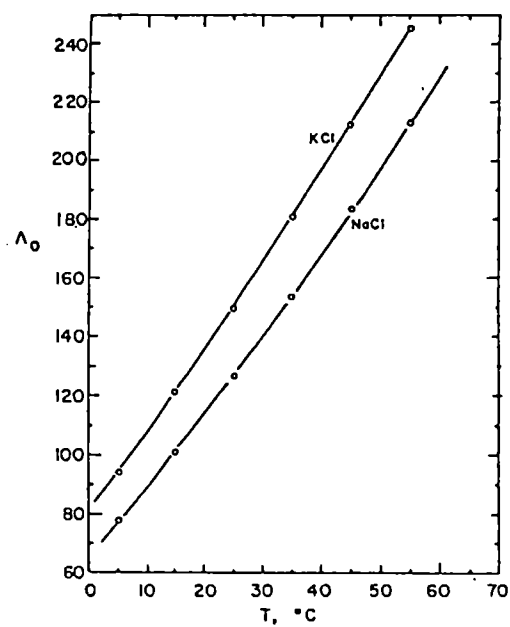
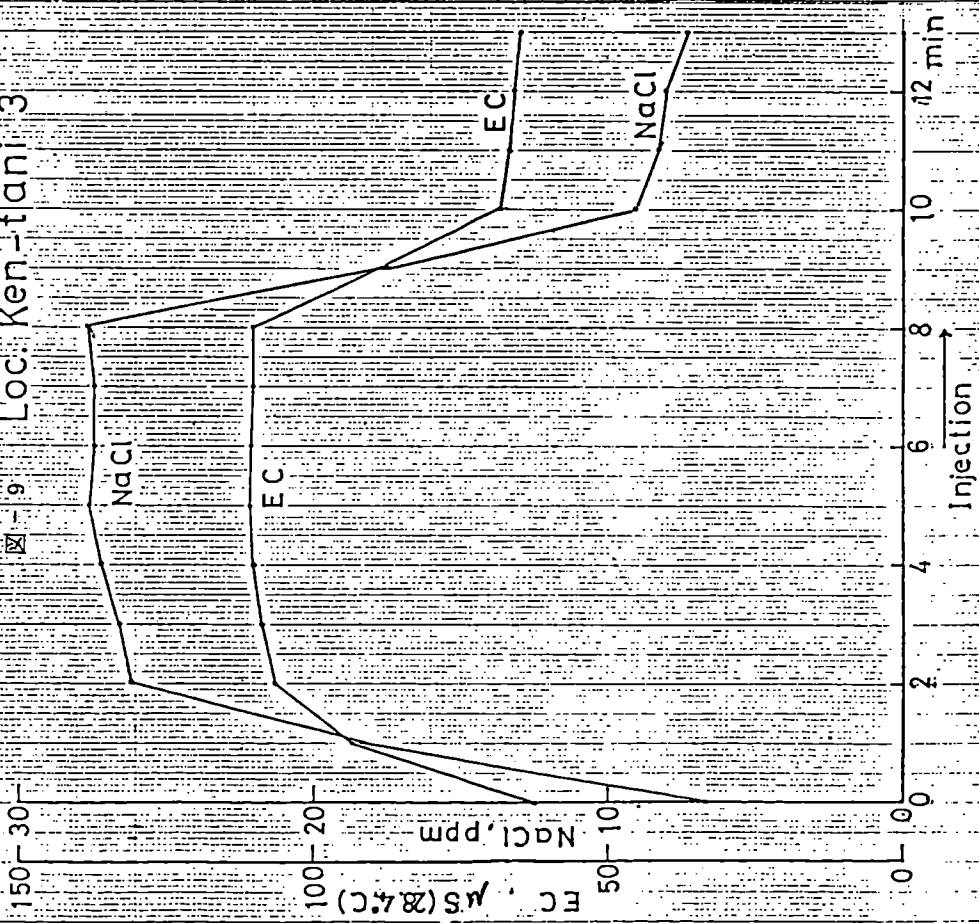


Fig. 8 Effect of temperature on equivalent conductance at infinite dilution of solutions of sodium and potassium chloride. Based on data compiled by Harned and Owen (1958, p. 234).

9 Loc. Ken-tan 3



Salt-dilution Method

Reagent--NaCl L=6.8 m

q=0.25 l/min

(1) Determination of Cl^- conc.

by Volumetric Method

Conc. of reagent--21,200 ppm (NaCl)

Back ground---6.7 ppm (NaCl)

Mean conc.---27.5 ppm (NaCl)

Q=0.25 X 21,200/20.8=255 l/min

(2) Estimation of NaCl conc.

from Conductivity

(2-1) Fig.7

EC of reagent--37,800 (28.4°C)

35,400 (25°C)

Conductivity factor--1.65

NaCl=35,400/1.65=21,450 ppm

EC (back ground)---61.8 (a)

EC (mean)-----110 (b)

(b) -- (a)=48.2 ---45.1 (25°C)

Conductivity factor--2.14

NaCl=45.1/2.14=21.1 ppm

Q=0.25 X 21,450/21.1=254 l/min

(2-2) Fig.6

EC=35,400---21,500 ppm

EC=45.1-----21 ppm

Q=256 l/min

Loc. Ken-tani 3

Integration Method

Reagent--NaCl L=6.8 m

(1) Determination of Cl⁻ conc.

by Volumetric Method

Reagent---19,800 ppm(NaCl) 1 liter

(1-1) Half-width, Peak-height

19,800=Q X 3,540

Q=5.6 l/sec=336 l/min

(1-2) Weighing

19,800=Q X 4,290

Q=4.6 l/sec=277 l/min

(2) Estimation of NaCl conc.

From Conductivity

(2-1) t-conc. curve from Fig. 7

Weighing---287 l/min

(2-2) t-conc. curve from Fig. 6

Weighing---282 l/min

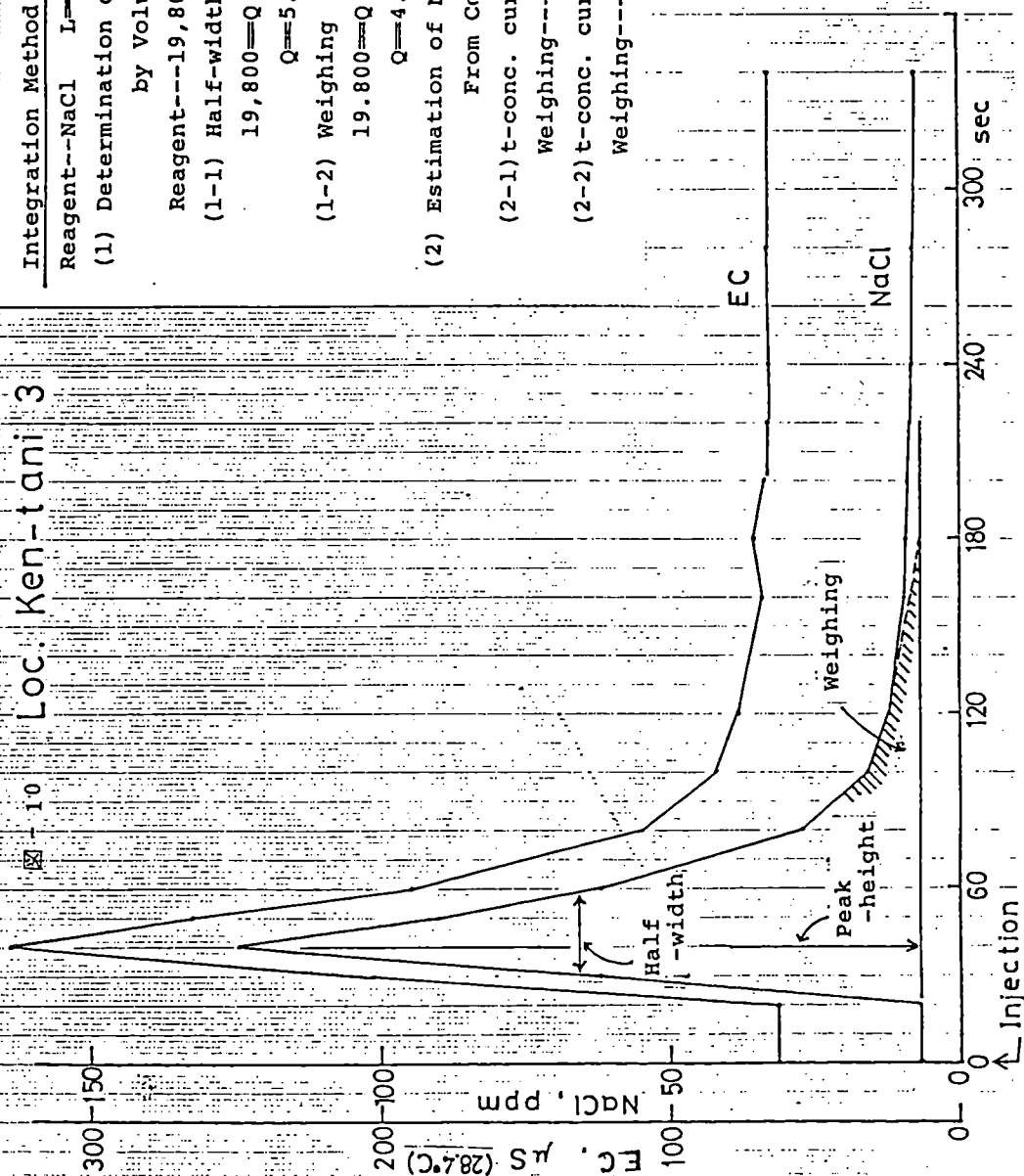


表 1. NaCl 溶液の当量電導度

°C	n = 0.5	1	2	5	10	20	50	70	100	200	500	700	1000	2000	3000
0		65.8	65.2	64.2	63.2	61.7	59.5	58.7	57.7	55.6	51.8	49.9	47.5		
18	106.95	106.3	105.3	103.5	101.7	99.4	95.5		91.8	87.5	80.8		74.2		
18*		106.5		103.8	102.0		95.7		92.0		80.9		74.3	64.8	56.5
25	125.0	124.1	123.0	120.8	118.6	115.8	111.0	109.0	106.6	101.5	93.3				
50		195.3	193.6	190.1	185.6	179.3	170.5	167.1	163.4	155.6	141.9				

n : meq/l (epm)

International Critical Table Vol. 6による。

*は Langes Handbook of Chemistry, P. 6-41による。

表 2. NaCl 溶液の温度係数

°C	n = 1	10	100	1000
0	0.0212	0.0210	0.0206	0.0200
25	0.0239	0.0237	0.0230	

表 1 の $\alpha = 0, 18, 25$ の値を用い、 $EC(0)$ 又は $EC(25)$ の値を (4) 式によって $EC(18)$ とするとき求められた α の値を示した。

表 3 堰による流量との比較試験

No	(注)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
混合距離 (m)		4.5	4.0	3.0	8.0	13.5	13.5	8	6.5	13.5	12.0	14.8
定流量注入量 (ℓ/min)		0.250	0.250	0.250	0.154	0.154	1.054	0.818	0.818	0.818	1.054	1.054
注入時間 (min)		7	8	7	10	10	10	7	6	10	9	9
トレーサーと		LiCl	NaCl	NaCl	LiCl	LiCl	NaCl	NaCl	NaCl	NaCl	NaCl	NaCl
その濃度 (ppm) *		85	10800	9750	1382	22300	16300	16300	16300	16300	19300	15750
バックグラウンド (ppm)		0	10.0	123	0.005	9.3	} ECによる					
平均上昇濃度 (ppm)		0.245	49.0	55.0	0.205	29.0						
流量 (ℓ/min)		86.75	69.5	57.0	1064	1091	1193	828	1013	890	1049	1064
堰による流量 (ℓ/min)		87.5	75.0	56.9	1002		860				1076	

* LiClは Li^+ , NaClは Cl^-

(注) No 1, 2, 3は小流量の沢で流量は 60° 堰で測定。No 1, 3は堰の上流。

No 2は堰の下流で流路が砂質であったので、わずかに表流水の伏設があったかも知れない。

No 4, 5, 6, およびNo 10, 11の堰は、わずかに漏水が認められた。何れも堰の上流。

No 8, 9, 10はそれぞれ堰の約40m上流、12m上流、約80m下流。

7. 水文調査への応用

この7章では、沢水の流量は、水文地質学的に、どのような意味をもっているかを比流量と透水係数という観点から、とらえるとともに、塩分稀釈法の流量測定以外への応用例を、紹介する。

7-1 比流量

7-2 透水係数

7-3 塩分稀釈による流量測定以外への応用例

7-1 比流量

沢水の基底流量⁶⁾は、地域から流出してくる地下水量で、この量は、流域の地形、地質、地質構造等の性質によって決まるものである。このため、この基底流量の大きさを、単位面積あたりの流量として比較すれば、流域の地形、地質構造等の水文学的性質を把握する事ができる。

ここで、単位面積あたりの流量を比流量と云う。

$$\text{比流量} (\ell/S/km) = \frac{\text{基底流量} (\ell/S)}{\text{流域面積} (km)}$$

比流量は、ハイドログラフを作成した上で直接流出と基底流量に分離し、基底流量に対して、求めるのが、一般である。

このため出来るだけ長期間の連続測定を行なった上で各季節ごとの比流量を求めるのが、望ましい。やむおえない場合一時期だけのものであっても、出来ることならその時期の7日間程度の測定を行った上で基底流量を求めるのが良い様である。

一例として図11に同じ地域の渇水期、豊水期の比流量分布図を示す。この分布図によれば、安山岩の分布する流域の比流量は、豊水期 $20 \ell/S/km$ 以上を、渇水期 $10 \sim 15 \ell/S/km$ を示す。これに対して、片岩の分布する流域では、豊水期 $10 \sim 15 \ell/S/km$ 、渇水期 $1 \sim 5 \ell/S/km$ である。片岩の流域は安山岩の流域の比流量に比べて豊水期では $1/2 \sim 1/3$ 程度小さい値を示すとともに、渇水期では、豊水期の $1/2 \sim 1/10$ 程度となる。又この場合、渇水期と豊水期の変動巾は、片岩の流域の方が、大きいことが判る。この比流量の値や変動巾のちがいが、安山岩と片岩の持っている水文学的性質の違いを示唆している。又、この図からは、トンネル周辺では比流量が非常に小さくなっており、沢水がトンネルの影響を受けていることを推定される。

次に流域全体の比流量分布図と、流域を細区分し作成した、区間比流量分布図を、図 12、13 に示す。

図 12 は、流域全体での比流量を示しており、この山体の比流量は $0 \sim 6 \text{ l/S/km}^2$ の範囲に分布していることがわかる。これに対して図 13 は、一つの沢において数多くの地点で流量測定を行ない、各区分毎の比流量を示したものである。図 12 と図 13 を比較すると、流域全体の比流量が、 $0 \sim 6 \text{ l/S/km}^2$ であっても、ある区間では、この値以上の比流量が認められる。これは地質状況、地質構造等によって地下水の貯留状態、流出状態等が異なるためで、この様に、一つの沢において数多くの流量測定を実施することにより、よりくわしく地質状況や地質構造に起因する地下水量を把握することが、可能である。

地質別の比流量は、一般的には、図 14 に示す様な方法で求められる。

次に、2 測定区間別の流量と流域の地層別占有面積比を、表 4 に、又、図 15 に、比流量階級区分図を示す。

この地山全体の比流量は、 33 l/S/km^2 であるのに対し、ある地域が異常に大きな比流量を示し一種の地下水自噴帯となっている。図 15 に示した-----線より上流域は、細粒の砂層が流域の多くを占めるところで有りその比流量は小さく逆にその下位の、中粒及び貝がら混り砂層が流域の多くを占めるところでは、比流量が大きいことが読みとれる。このことから中粒及び貝がら混り砂層は細粒砂層に比べて、数倍の地下水量を貯留し流出し易い条件下にある地層であると云える。

7-2 透水係数

基底流量は、流域から流出してくる地下水量であり、この基底流量は、流域の地形や地質の特性によって決定される。

この基底流量の持っている意味を利用して地山全体の透水係数、あるいは、地質別の透水係数を推定する事が可能である。

基底流量から、透水係数を求める流れ図を図 16 に示す。

流れ図に沿って、その手順を説明する。

①の流域の平均透水係数は流域の形状に応じた、基底流量を用いて、下記に示す 3 式を適応することによって、求める事ができる。

① 流線網法⁷⁾
(ダルシーの式)

$$Q = K \cdot I \cdot A$$

② Thiemの式⁸⁾

$$Q = \frac{\pi K (H^2 - h^2)}{\ell_n R / r} \times \frac{\theta}{360}$$

③ 暗渠の式⁸⁾

$$Q = \frac{KL (H^2 - h^2)}{R}$$

各式の適用例を図 17 に示し、これから求められた、透水係数分布図を、図 18 に示す。

尚、上記の3式を適用する場合には、流域の形状、地質、地質構造等を十分に検討した上で、用いるべきである。容易な考え方で、3式のいずれかを適用すれば、求められた透水係数が、意味のない値となることが多い。

ここで求められる平均透水係数は流域全体のもので、地質ごとのものでないことから流れ図②では流域に占める地質分布の割合を求め、その代表的地質を決定し、流れ図④で各々の地質別の平均透水係数の頻度分布を作成する。その図から地質別の水文地質的な性状を読みとる。

流域の代表的地質を決定する場合、対象とする流域を平面的にとらえるか、垂直的にとらえるかによって、流域に占める地質の割合が異なってくる。図 19 に平面的及び垂直的に占める地質の割合を、模式図として示す。このため、代表的地質を決定する場合には、何を求めたいのかを十分に吟味した上で決定する必要がある。

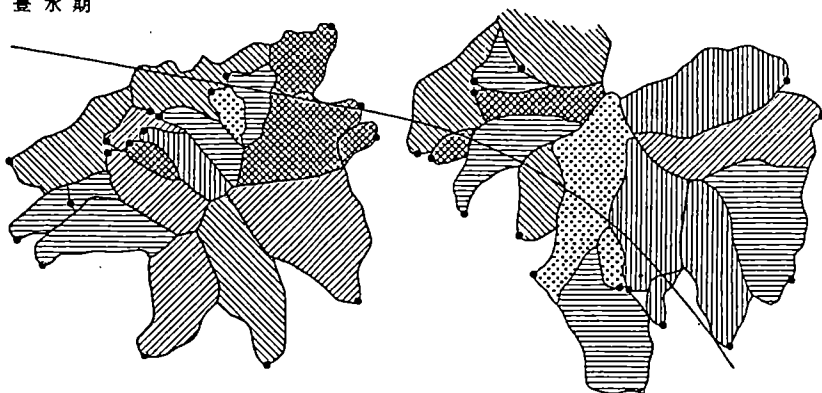
地質と平均透水係数の頻度分布を図 20 に示す。

この図から Plv, An, DLは、 $2 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ 付近の値に集中している。この様な地質は、水文地質的に見た場合、同一の性状をもつ(亀裂、固結、破碎、風化等の性状)と考えられ、又 UM_t ~ UM_l, MM ~ MMW等は、 $10^{-3} \sim 10^{-6} \text{ cm/sec}$ で同一地質においてもバラツキが多い。これは亀裂固結、破碎、風化等の岩質の性状のちがひによるものと考えられる。等の事柄が読みとれる。

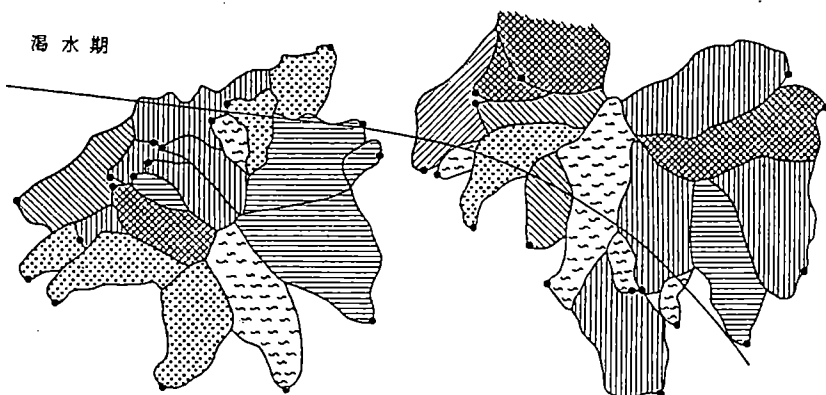
以上の如く各々の地質が持っている水文地質的な性質が読みとれる様に UM ~ UM_l, MM ~ MM_p は透水係数にバラツキがありこのバラツキは同一地質でも、その性質の違いが、地山の地下水流動、貯留条件に影響をおよぼしているためと考えられる。

同一の地質を占める流域の比流量と透水係数の関係を図 21 に示す。これによると A層では比流量が大きな流域は透水係数も大きくなる傾向を示し、B層は、比流量の大小に余り関係なく透水係数は変化し、又 C層は、比流量の大小に関係なく透水係数は一定である。

豊水期



渇水期



地質と比流量の比較

流域	渇水期(7月) (l/sec/Km^2)	豊水期(12月) (l/sec/Km^2)
安山岩	10 ~ 15	20 ~ 40
片岩	1 ~ 5	10 ~ 15
トンネル周辺 流域	0 ~ 2	2 ~ 10

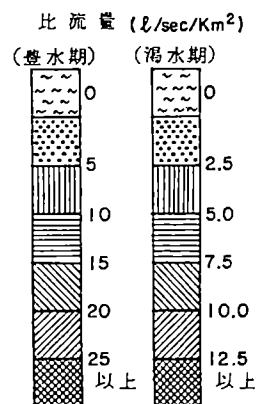


図 - 11 比流量の変動図

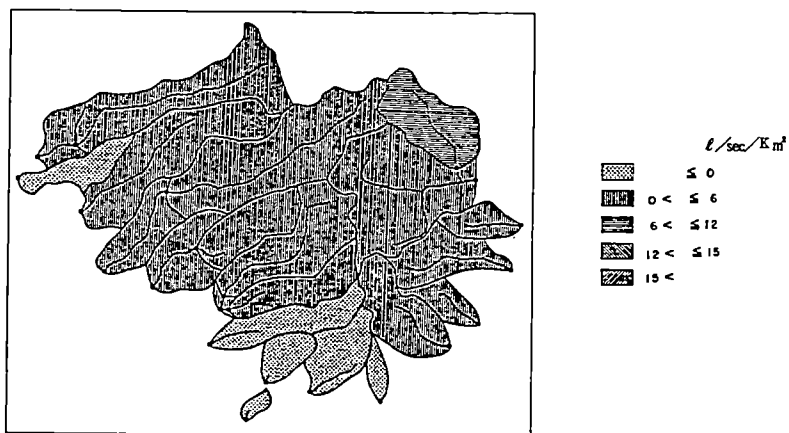


図 - 1 2 流域の比流量分布図

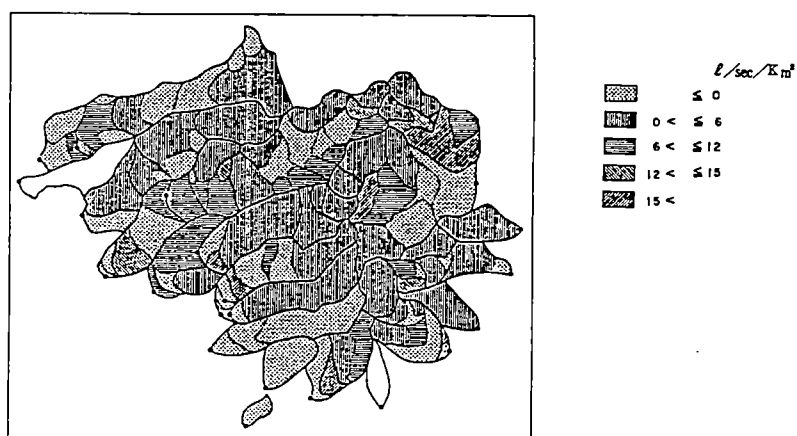
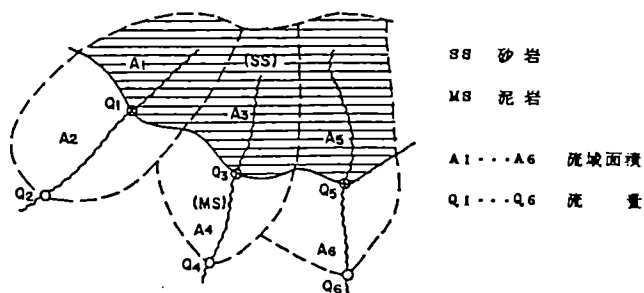


図 - 1 3 区間比流量分布図



$$\text{山体全体の比流量} = \frac{Q_2 + Q_4 + Q_6}{A_1 + A_2 + A_3 + A_4 + A_5 + A_6}$$

$$\text{砂岩の比流量} = \frac{Q_1 + Q_3 + Q_5}{A_1 + A_3 + A_5}$$

$$\text{泥岩の比流量} = \frac{(Q_2 - Q_1) + (Q_4 - Q_3) + (Q_6 - Q_5)}{A_2 + A_4 + A_6}$$

図 - 14 地質別比流量の求め方

表 - 4 測定区間別の比流量と流域の地質別面積比

測定区間	流域面積比 %	比流量 L/s/Km ²	地質別面積比 砂岩 泥岩 合計
3	0.066	1.04	
2	0.077	14.5	
1	0.382	9.48	
9	0.063	33.2	
10	0.138	16.7	
11	0.243	8.48	
7	0.311	8.48	
8	0.172	29.3	
6	0.067	30.7	
5	0.089	49.4	
14	0.113	0.18	
13	0.217	10.7	
12	0.071	160.4	
16	0.123	10.3	
15	0.063	179.2	
4	0.042	363.0	
21	0.116	31.7	
20	0.274	14.5	
19	0.103	22.7	
18	0.102	20.0	
17	0.027	9.6	
22	0.024	677.9	

砂岩より上部地質 砂岩より下部地質

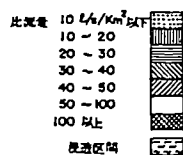
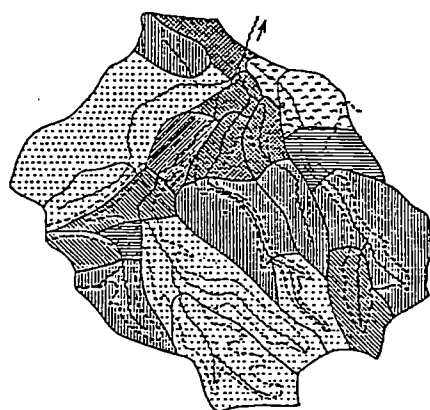


図 - 15 比流量階級区分図

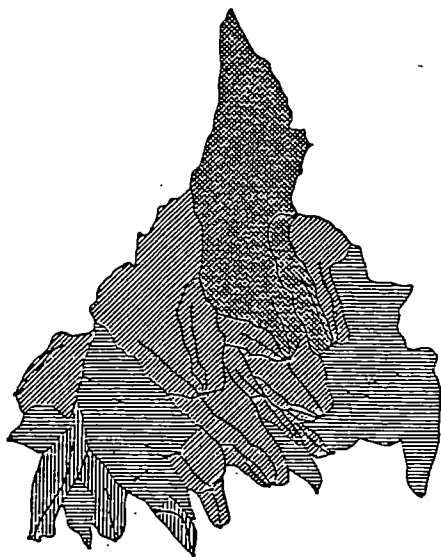
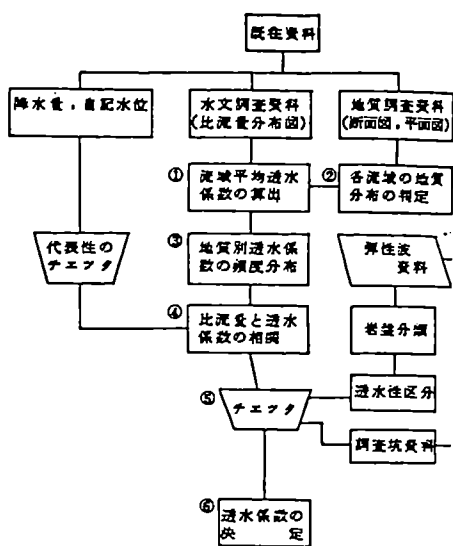


図-16 透水係数を算出する流れ図

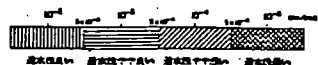
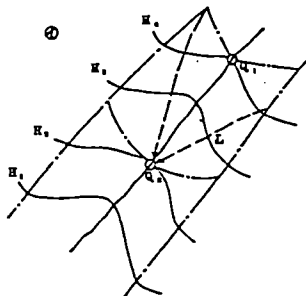


図-18 基底流量から求められる平均透水係数分布図

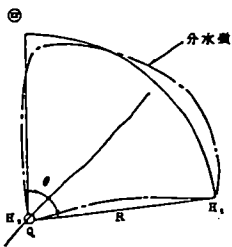


$$Q = K \cdot I \cdot A$$

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}$$

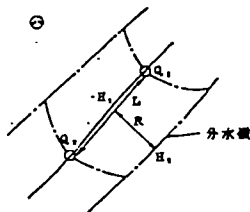
$A = H_1$ での通過断面積

Q : 堰分希釈法で求めた流量



$$Q = \frac{\pi K (H^2 - h^2)}{2.303 R/r} \times \frac{\theta}{360}$$

$H^2 - h^2 = (H_1 - H_2)^2$ とする

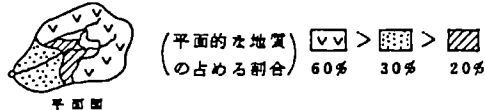


$$Q = \frac{K L (H^2 - h^2)}{R}$$

$H^2 - h^2 = (H_1 - H_2)^2$ とする

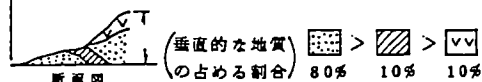
図-17 水理公式適用の模式図

平面的なとらえ方



この流域の主要な地質は VV とする

垂直的なとらえ方



この流域の主要な地質は 点線 とする

図-19 平面的、垂直的にみた場合の地質別占有面積比

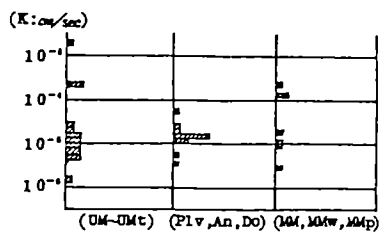
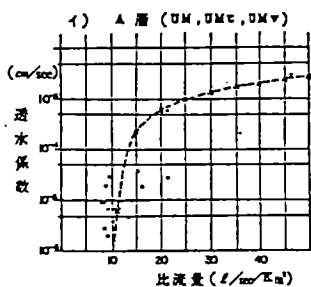
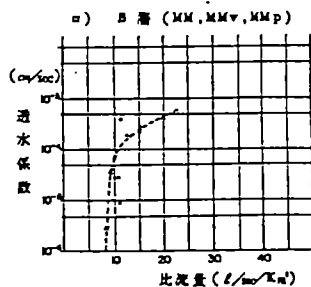


図-20 地質と平均透水係数の頻度図

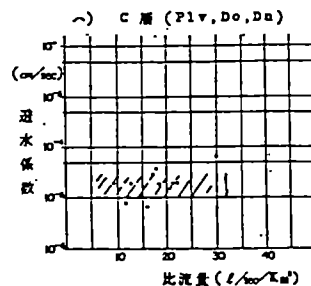


A層の流域では、比流量が8.0~15.0 l/sec/bd また透水係数も $3 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-5}$ cm/sec を示した比流量が大きくなるにつれて、透水係数も大きくなっている。

特に、二股川流域では、比流量 46.8 l/sec/bd で透水係数は、 3×10^{-3} cm/sec を示している。



B層の流域では、比流量は10~15 l/sec/bd であるが、透水係数は、 $5 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-4}$ cm/sec と大きく変動している。



C層の分布する流域では、比流量が10から20 l/sec/bd と2倍にかわっても、透水係数は、 1×10^{-5} cm/sec とほぼ同一の値を示している。

図-21 比流量-透水係数相関図

表-5 比流量と透水係数より求めた各流域地質別透水係数

流域区分	流域の断面方向への地質区分	代表地質	透水係数
1	上流	Plv(100%)	Plv 7×10^{-4}
	中流	An(50%), Dmc(30%), Plv(20%)	An 7×10^{-4}
	下流	Dmc(80%), Plv(20%)	Dm 1×10^{-4}
2	右流上流	An(60%), Plv(30%), Dmc(10%)	An 4×10^{-4}
	右流下流	Dmv-Dmc(70%), Plv(30%)	Dmv-Dmc 1×10^{-4}
	左流	Dl(50%), Dmc(30%), Plv(20%)	Dl 1×10^{-4}
3	下流域	Dl(80%), Dmc(20%)	Dl 5×10^{-4}
	右流	Dmc-Dm(90%), Pl, Map(10%)	Dmv-Dm 1×10^{-4}
	左流上流	Dmc-Dm-Dmv(100%)	Dm-Dmc 2×10^{-4}
4	左流下流	Dmc-Dm(50%), Map(50%)	Map 1×10^{-4}
	下流域	Map-Map(100%)	Map-Map 1×10^{-4}
	上流	Dmc-Dmv(100%)	Dm-Dmv 8×10^{-4}
5	中流	Dm-Dmc-Dmv(100%)	Dm-Dmc 2×10^{-4}
	下流	Po(80%), Dmc(40%)	Po 2×10^{-4}
	上流	Dmc-Dmv(60%), Plv(40%)	Dmc-Dmv 2×10^{-4}
6	上流	Dmc(60%), Plv(30%), An(10%)	Dmc 2×10^{-4}
	中流	(左) Plv(100%)	Plv 2×10^{-4}
	下流	(右) Plv(90%), Dmc(10%)	Plv 2×10^{-4}
7	上流	Plv(90%), Dmc(10%)	Plv 2×10^{-4}
	中流	Dmc(60%), Plv(40%)	Dmc 1×10^{-4}
8	左流上流	Dmc-Dm(60%), Plv(40%)	Dmc-Dm 7×10^{-4}
	左流下流	Dmc-Dm(60%), Plv(40%)	Dmc-Dm 3×10^{-4}
	右流上流	Dmc(100%)	Dmc 1×10^{-4}
9	下流域	An-Dc(90%), Dmc(10%)	An-Dc 1×10^{-4}
	中流	Dc(90%), Dmc(10%)	Dc 1×10^{-4}
	上流	Dc(100%)	Dc 1×10^{-4}
10	上流左流	Dmc(100%)	Dmc 1×10^{-4}
	右流	Dmv-Dm-Dmc(100%)	Dmv-Dm 1×10^{-4}
	中流	Dm-Dmc(100%)	Dm-Dmc 1×10^{-4}
11	上流	Dmc-Dmv(100%)	Dmc-Dmv 2×10^{-4}
	中流	Dmc-Dmv(100%)	Dmc-Dmv 6×10^{-4}
	下流	Dmc-Dmv(100%)	Dmc-Dmv 1×10^{-4}
12	上流	Map(90~100%)	Map 1×10^{-4}
	中流	Map(90~100%)	Map 5×10^{-4}
	下流	Dm-Dmc(100%)	Dm-Dmc 1×10^{-4}
13	上流	Map(90~100%)	Map 1×10^{-4}
	中流	Map(90~100%)	Map 5×10^{-4}
	下流	Dm-Dmc(100%)	Dm-Dmc 1×10^{-4}

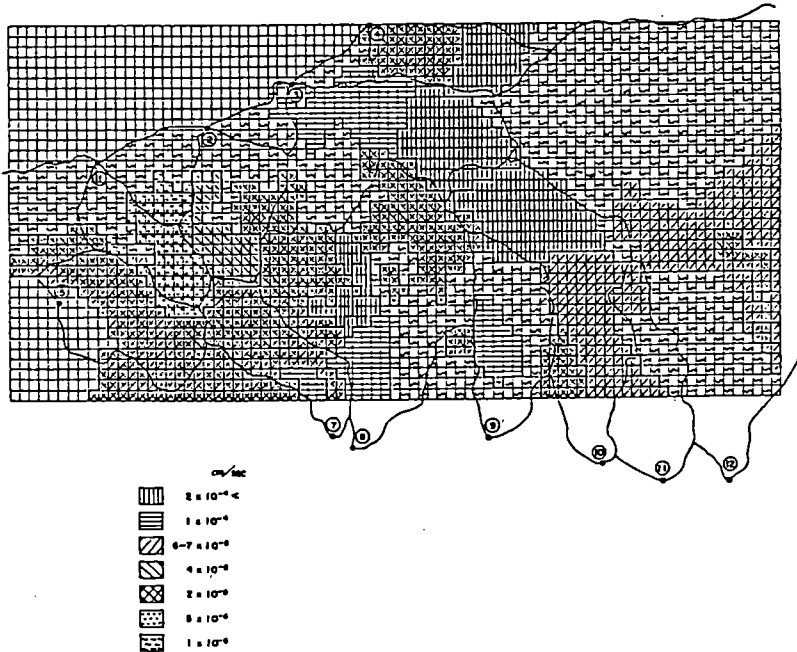


図-22 透水係数分布図

以上の作業から、地質別の透水係数を整理した結果を、表 5 に示しておく。

又、この地質別透水係数は、ボーリング孔での透水試験資料、弾性波資料、調査坑資料でチェックする事が望ましい。

今回の場合は、調査坑が掘削されており、この時の湧水量から求めた透水係数と、基底流量から求めた透水係数は、各々 $2.7 \sim 3.3 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$, $8 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$ となり、オーダ的には近似する値となった。

7-3 塩分稀釈法による流量測定以外への応用例（地下水と伏流水に対して）

先に述べた方法及びその水文地質学的な解釈は、沢水あるいは地山の性質（地下水流出量、透水係数等）に関するものである。

これに対して、この節では、この塩分稀釈法を、沢水以外に応用し、対象とする水の水利特性（地下水脈の分布、透水性、流速、空隙の規模）を把握した事例を紹介する。

一般的にこの方法は、トレーサ試験として地下水系統や流速を把握するときに用いられる。この場合は流れの上流側にトレーサ（食塩、フローレセンを利用する場合が多い）を投入し、その下流側あるいは周辺でその検出を行ない、トレーサ投入点と検出点までの距離と時間の関係から、地下水系統とその流速を求めるものである。（図 23）

今まで、水脈の経路確認などに用いられてきたトレーサ法に対し、塩分稀釈法と同じ方法で、濃度波形を測定し、濃度波形の分類、拡散速度 (U) から、レイノルズナンバー (Re) を求める方法を用いれば水脈の賦存状態やその水利地質的特性を把握することも可能である。この方法は拡散調査と呼ばれる。

拡散調査の流れ図を図 24 に、波型の読み取り方を図 25 に示しておく。

渡部景隆（1967）の研究によれば、地下水中のトレーサの濃度変化の基本型は、水利地質学的に3つの種類に分類されると報告されている。

渡部によって分類された波形及び筆者らが実施した結果を図 26, 27 に示すとともに表 6 に波形のパターン、その特徴及び拡散の特徴を整理しておく。

又、これらの拡散波形から水理地質的特性を求める研究は、猪間、石橋¹⁰⁾らによっても行なわれており、拡散調査と水理学的分析の手順を次の様に整理している。

- ① 拡散物質の選定と濃度分析機器の選定
- ② 拡散濃度の観測配置計画
- ③ 染料注入計画と注入方法の選定（瞬間又は定量注入）
- ④ 染料注入準備（濃度と染料の注入量の選定）
- ⑤ 染料の注入（自然注入又は、ボーリング孔などからの圧入）
- ⑥ 湧水及び、沢での濃度観測（自動サンプラー、蛍光分析計）
- ⑦ 染料注入濃度と量、注入圧などの条件を変えて、⑤、⑥をくりかえす。
- ⑧ 濃度波形の図化 → 分類判定
- ⑨ 濃度波形より、 V_1 、 V_p 、 V_2 をよみとり、拡散速度(U)を求め、次に、 U と Re の関係から Reynolds' Number を求める。
$$Re = \frac{\phi \cdot V}{\nu}$$

但し、 ϕ ：空隙の大きさ、又は径深、 $V = V_1$ 、 V_p 、又は V_2 、 ν ：動粘性係数 である。
- ⑩ 濃度波形を積分し、拡散注入物質の回収率から、水脈の規模、分布などについて検討する。

事例－1. 火山地帯の熔岩内を流動する地下水の水理地質学的特性

調査対象地は、富士山の北麓斜面で、北東方向に流下する桂川支流宮川との合流付近より上流部では富士山本体の斜面上に緩やかに広がる火山扇状地及び富士寄生火山から流出した熔岩流によって平坦面を形成している。又、桂川下流部では、何回かの富士寄生火山による熔岩流が、第三紀御坂山塊に刻まれた開析谷を、埋める型で、桂川に沿って細長い平坦面を形成している。この北麓には、古くから多くの湧水帯が分布し、特に忍野八海、桂川と宮川の合流点、富士吉田市新倉、都留市夏狩は、有名な湧水地帯である。この様な、火山噴出物に賦存する地下水は、砂層等に賦存する地下水の如く、一様な均質な流動を行わず、熔岩の亀裂や多孔質の部分、あるいは、噴出物の固結の弱い部分などの、水の透し易い部分を水脈の様な型で流動することが多い。

この地下水脈の経路とその賦存状態等の水理地質学的特性を明らかにするために1m深地温探査を実施した。（図28）

この付近の水脈分布及び、水理地質断面図を、図29、30に示す。

地下水面は、Ka 熔岩に認められ、この熔岩は多孔質で非常に開口性亀裂の発達したものであるため、この内に賦存する地下水は亀裂部や空隙を水路として流動しているものと推定される。

1 m 深地温探査結果から推定された水脈上にボーリング孔を設け、その孔で拡散調査を実施した。

拡散調査の条件及び拡散波形は図 31 に示す。

この拡散調査で得られた波型を他の種々の条件で得られている拡散波形と比較してみると、今回得られた一つの大きなピークをもつ山型の波型から、流下途中でダムアップ（堰でとめられた状態）された状態の流れでも、又個々の独立した亀裂の中を流動する様な流れでもなく、連結した多孔質な空隙や亀裂の内を、流れが一束になって流動しているものと推定された。

この波形から、各々の波形の流動径路の水理特性を求めると表 7 の如くである。

表 7 調査地点間の流路予測

調査条件 \ 流路の推定	平均流速 V_1 cm/sec	レイノズル数 Re (cgs)	流路の推定 径深（空隙径）
№ 4 ~ № 3 ボーリング孔	8.03	1.49×10^3	21.2 (cm)
№ 4 ボーリング孔 ~ 水道水源	5.40	1.01×10^3	21.3 (cm)
№ 2 ボーリング孔 ~ 水道水源	2.50	4.6×10^3	21.0 (cm)

$$\star V = 1.140 \times 10^{-2}$$

$$\star\star \text{ 径深とは、水路断面: A, 周辺 P の比 } R = \frac{A}{P}$$

1 m 深地温探査結果及びボーリング調査から得られている水脈の流路幅 5 m、流路水深を 2 m と仮定した場合、2.0 m³/分の地下水を流動さすには流動断面を多孔質な空隙として考えた場合は、 ϕ 2.1 cm の空隙径が 12 本程度連結している様な、水理地質の構造が考えられ、又キレツ幅 1 cm のキレツが連結していると考えた場合には 20 本程度の亀裂が連結する様な水理地質の構造が考えられる。この場合の空隙率は 4 % 程度である。（図 32）

事例 - 2 伏流区間での拡散調査

河床に厚層 30 ~ 40 m の巨礫層が堆積し、地表水の多くが伏流している区間での、水理特性（地下水脈の分布、流速、空隙径）を明らかにする手法として、拡散調査を実施した。

拡散調査を実施した当時の流量の状況は、図-3 3 に示す如くで、約 1.4 ~ 3.0 m³/分の伏流があったと考えられる。

拡散波形を図 3 4 に示す。

図-3 4 によると各地点とも流速の速い波形が投入後 5 ~ 6 時間で観測され、その後、緩やかな濃度上昇を示す波形が現われている。この 2 つの波形パターンを比較すると、前者の波形は、流速の速い水脈状の流路状態であり、後者の緩やかな波形は地下ダム状（地下水がダム・アップしている）の部分を通過してきた波形と推察される。

この様な波形が認められる要因の一つに投入地点と、D 地点との区間一部で、グラウト工事が実施されており、このグラウトが、地下ダムの役割をはたしているためと考えられる。図-36 に拡散波形から推定されるグラウト前後の地下水の賦存状況の模式図を示す。

観測された拡散波形から流速、拡散速度、レイノルズ数を求め、レイノルズ数と空隙径の関係式 ($Re = \frac{\phi V}{\nu}$) より空隙径を求め、表 - 8 に示す。

これから、この巨礫層は、空隙の大きさが 30 ~ 70 cm 程度、地下水流速（最高流速）は 1 ~ 2.9 cm/sec と云う結果が得られた。

表 - 8 各観測地点における拡散定数（主ピーク）

拡散定数 地点別	到達時間 日・時刻	経過時間 (分)	流 速 (cm/sec) (主ピーク)	cm/sec		拡散速度 D (cm/sec)	レイノルズ数 Re (cgs)	平均空隙径 φ (cm)
				V1	V2			
D 地 点	19・2:30	515	0.87	1.84	0.53	1.31	2620	39.4
D 地 点	19・4:30	635	0.71	2.43	0.44	1.99	3980	73.3
E 地 点	19・1:30	455	1.17	2.88	0.55	2.33	4660	52.1
F 地 点	19・3:20	565	1.47	2.49	0.99	1.50	3000	26.7
G 地 点	19・17:00	1385	0.60	0.99	0.43	0.56	1120	24.4

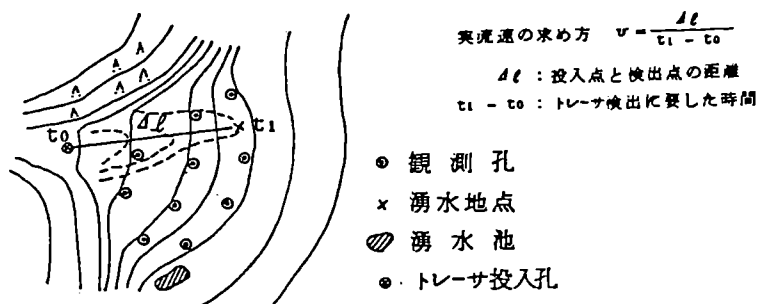


図 - 23 トレーサ試験模式図

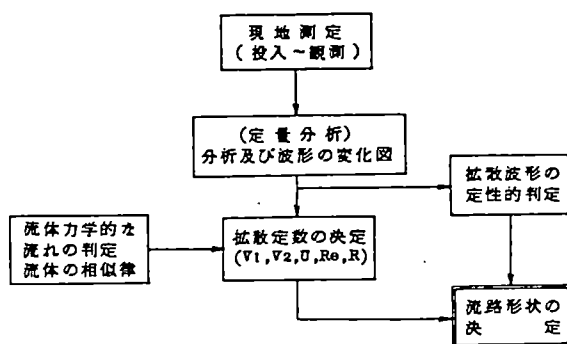


図 - 24 拡散調査の流れ図

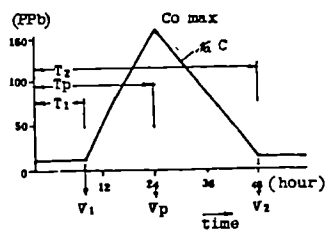


図 - 25 濃度波形の観みとり

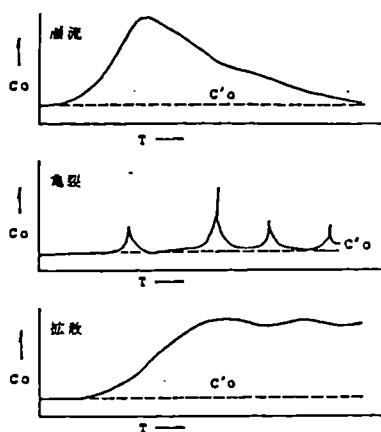


図-26 トレーサ濃度変化の基本型（液部系域による）

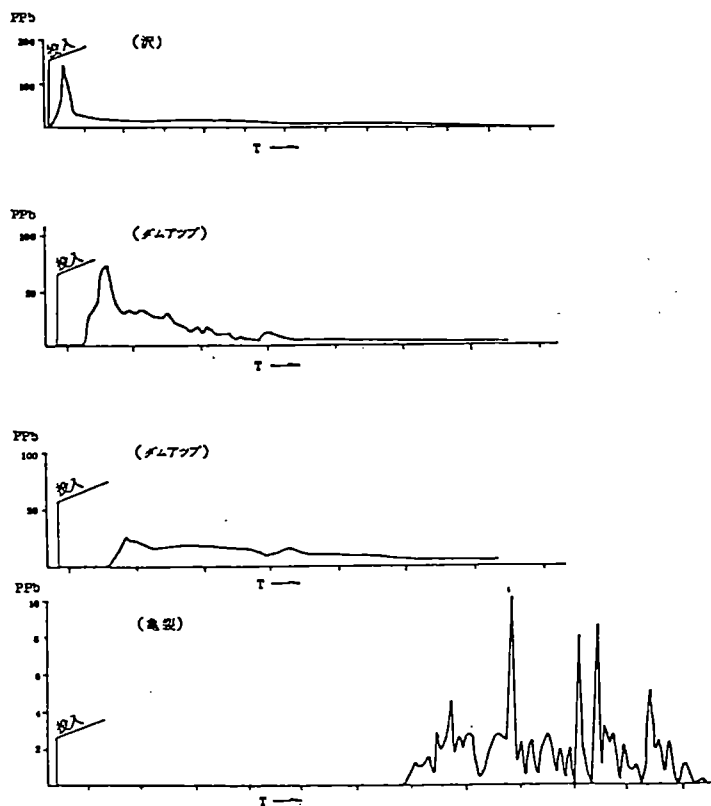
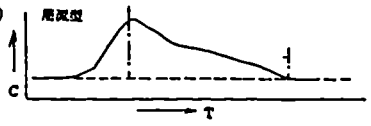
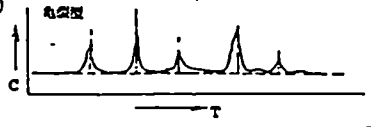
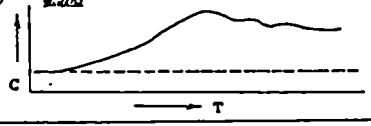
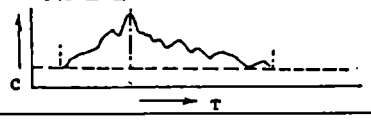


図-27 拡散波形

表-6 流水の規模と拡散のパターン

拡散のパターン	波形状の特徴	拡散の特徴
① 層流型 	トレーア投入後の経過時間に対応する濃度が1つの山型 (peak) を示す。	流速が著しく遅い。流下方向及び平面方向とも充分に拡散する。 $T_1 \sim T_2 \sim T_3$ の間隔が非常に大きいことが特徴である。
② 乱流型 	高濃度のピークが断続的に現われる。ピークの数は、流路の長さと同値である。	流速が層流地下水より速い。流下方向に拡散する前に放出してしまう。すなわち、高い濃度の排水は、低い状態の残りのまま流下する(拡がらない)。ピークがパルス的に現われるのは、分岐した水路に各々固有の流速があるものと考えられる。
③ 拡散型 	貯水効果 (ダムアップ) がある場合、濃度は漸増しながら上昇するが、一様に拡散し終わった後は、明確な濃度変化は生じない。	ダムの容積によって、若干は異なるが、ダムに投入した高い濃度のトレーアはダムの内部 (流速がゼロ) で充分に混合してから、ダムの貯水の濃度の変化に応じて、流出口から流出する。
④ 多孔質型 (乱流の伏流) 	波形状全体としては、層流型に近似するが、濃度変化が著しく変動して現われる。	全体的な滞水層をなして流出しているが、その滞水層内部の水みちに応じてピークが現われる。全体として層流波形状に近似するのは、上述の水みちが各々独立した状態ではなく、ある程度まとまった水路群を呈しているものと思われる。

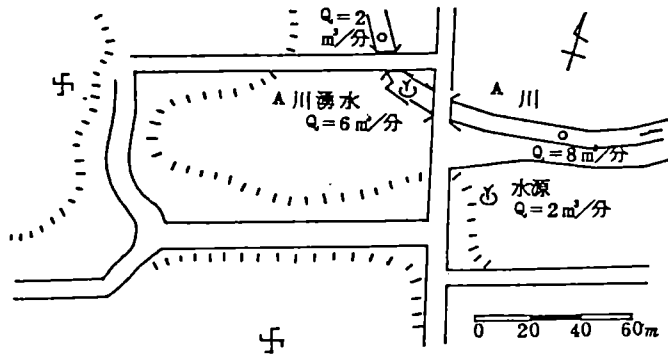


図-28 調査位置図

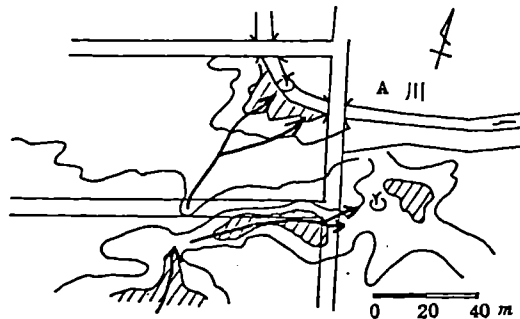


図-29 地下水の流動方向

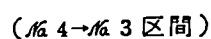


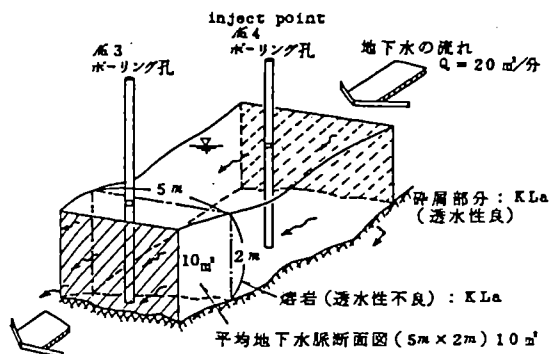
Figure 1 is a line graph showing the relationship between the rate of change of potential (電位傾度 A in $\mu V/cm$) on the y-axis and time (時間 h in minutes) on the x-axis. The y-axis ranges from 160 to 240 $\mu V/cm$ with major ticks every 20 units. The x-axis ranges from 0 to 160 minutes with major ticks every 20 units. Three curves are plotted, labeled T_1 , T_2 , and T_3 . Curve T_1 is the steepest, reaching a peak of approximately 240 $\mu V/cm$ at about 10 minutes. Curve T_2 is the middle curve, peaking at about 235 $\mu V/cm$ at 15 minutes. Curve T_3 is the least steep, peaking at about 230 $\mu V/cm$ at 20 minutes. All three curves show a sharp initial rise followed by a gradual decay towards a baseline of about 160 $\mu V/cm$. A horizontal line is drawn across the graph at approximately 225 $\mu V/cm$, intersecting the peaks of the curves.

Figure 1 is a line graph showing the relationship between the logarithm of the rate of polymerization ($\log R_p$) and time (h) for the polymerization of methyl methacrylate in benzene at 60°C. The y-axis is labeled "電氣伝導度 λ (mv/cm)" and ranges from 100 to 180. The x-axis is labeled "時間 h (分)" and ranges from 0 to 180. The curve shows a sharp increase in conductivity starting around 10 minutes, peaking at approximately 175 mv/cm at 20 minutes, and then gradually decreasing to about 110 mv/cm by 180 minutes. Three points are marked on the curve: T_1 at 10 minutes, T_2 at 20 minutes (the peak), and T_3 at 90 minutes. A dashed line extends from the end of the curve towards the bottom right.

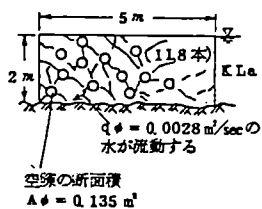
Legend:

- $T_1 = 10$ 分
- $T_2 = 20$ 分
- $T_3 = 90$ 分

図-31 各地点での拡散波形



多孔質な空隙と考えた場合の模式図



水脈断面が亀裂系を流路とした場合

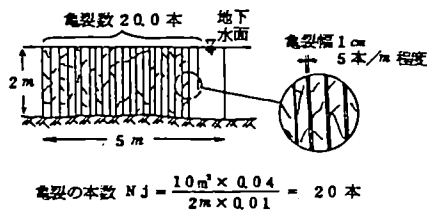


図 - 3 2 底4 - 底3 ボーリング孔間の地下水脈モデル

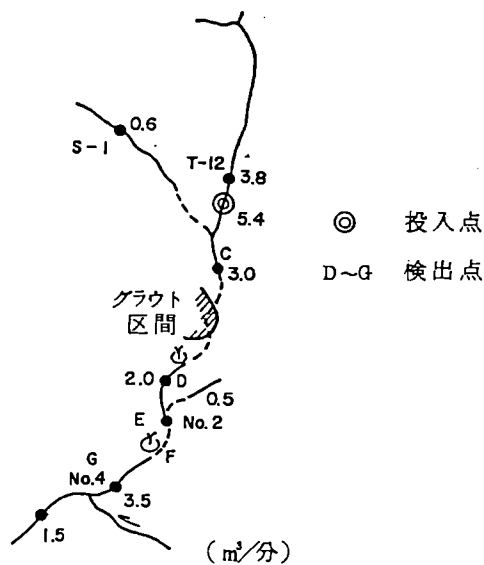
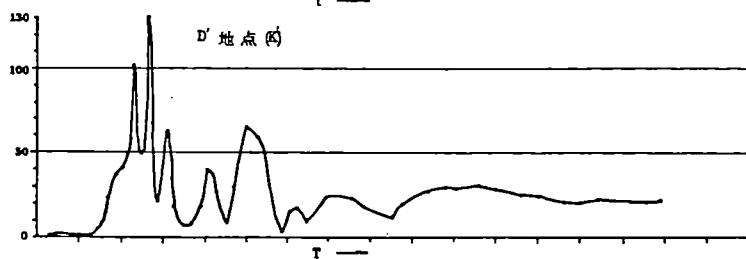
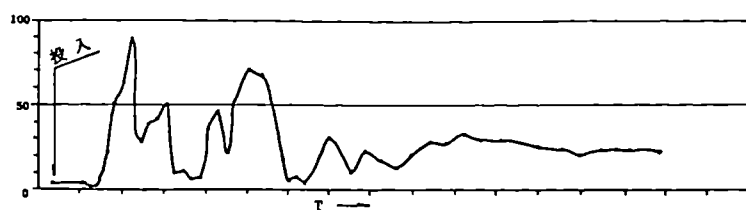
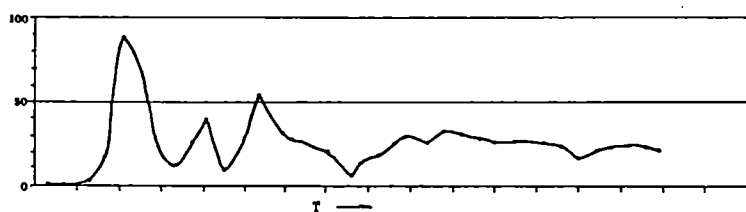


図 - 3 3 調査地周辺の模式図

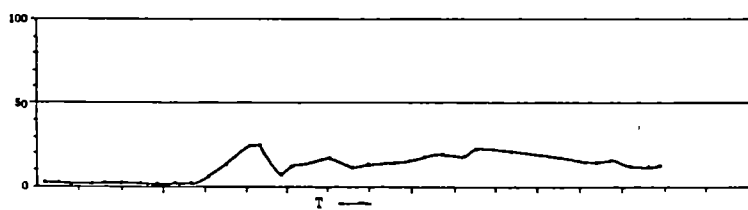
(ppb) D 地点 (K)



E 地点 (L)



F 地点 (M)



G 地点 (P)

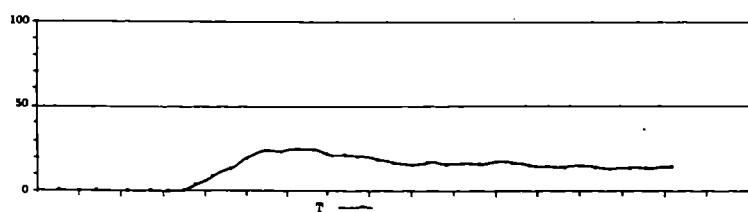
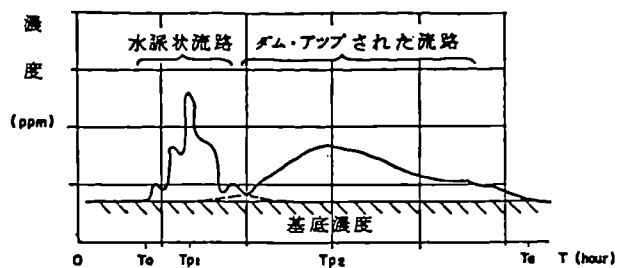


图-34 地点别扩散波形



※ 速く出現している波形は、河川のような表流水のタイプである。次に緩やかな波形は、一度流れが止まるか又は激速になつた為、広範囲に拡散したものと考えられる。

図-35 拡散波形の特徴

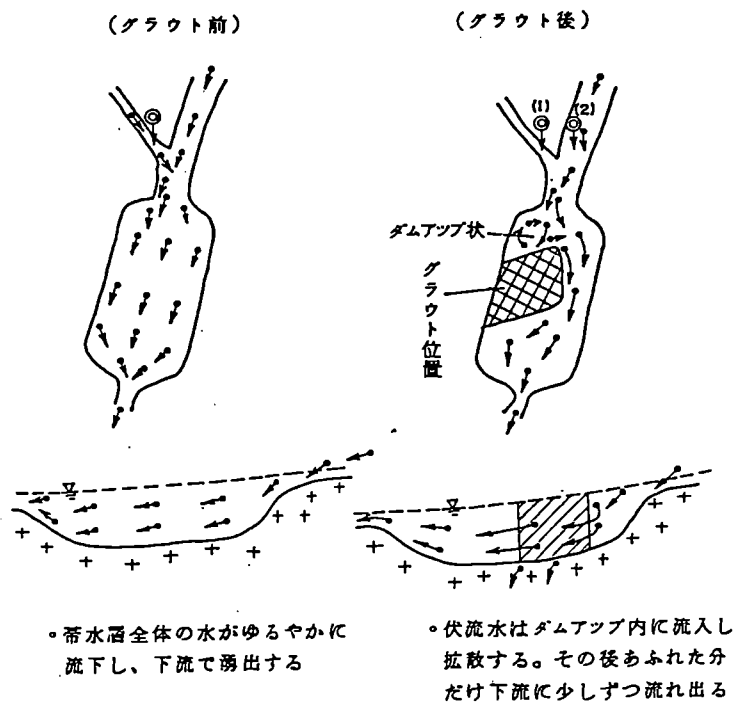


図-36 グラウト前後の地下水賦存状況模式図

参 考 文 献

- 1) International Organization for Standardization.(1973). Liquid flow measurement in open channels : Dilution methods for measurement of steady flow : Constant rate injection method. IOS: 555/1, Switzerland.
- 2) International Organization for Standardization.(1974). Liquid flow measurement in open channels : Dilution methods for measurement of steady flow, Part I, Integration (sudden injection) method, ISO: 555/1, Switzerland.
- 3) 半谷高久, 安部喜也編(1972)水質汚濁研究法, 27-29, 丸善, 346P
- 4) 鶴巻道二(1973)電導度による天然水中総塩類濃度の推定とその水理地質学的研究への応用、日本地下水学会会誌, 15, 9-19
- 5) Miner, R.A. and Keith, L.H.(Ed)(1982) Water Analysis, Vol. 1, 145, Academic Press, 287P.
- 6) 岡本芳美(1982) 技術水文学, 日刊工業新聞社, P171
- 7) 山本莊毅(1983) 新版地下水調査法, 古今書院, P208
- 8) (社)土木学会編(1971)水理公式集, (社)土木学会, P367, 376
- 9) 渡部景隆(1967) 地下水流動の野外研究(特に蛍光光度計について), 柴田秀賢教授退官記念論文集
- 10) 猪間英俊, 石橋弘道(1982)関越トンネル谷川立坑周辺の水理地質学的研究, 日本応用地質学会昭和57年度研究発表会予稿集

建設工事における地下水問題と調査

西 林 清 茂*・須 藤 賢*

Kiyoshige NISHIBAYASHI ・ Ken SUDOU

8.1 まえがき

土あるいは地盤を対象とすることの多い建設工事においては、地下水と何らかの形で係わりあうことが多い。広い意味での水の範ちゅうで係わりあう限りにおいては、水は人間を含めたあらゆる生物の源であり、又生命のある限り無くてはならないものであることは当然のこととして、建設工事においても水を利用した工法や盛土材の締固めなど多くの利益をもたらしてくれる。しかし、地下水の範ちゅうにおいては、工事を阻害する“厄介者”としての取扱いを受けることが多くなる。土あるいは地盤を対象とした建設工事の事故やトラブルの大半は地下水の関連したものであるといわれており、特に土木の第一線現場技術者は「土木工学」は「土水工学」であると言って自らを戒めているほどである。

建設分野で地下水を取扱うとき、ダム、大規模宅地造成工事などのような水文的に広い地下水の場を対象とする場合とビル、工場、下水処理場、各種構造物基礎のように水文的には小さく狭い地下水の場を対象とする場合とに分けられる。建設工事の大部分は後者に属する。これを工事の側から見て表現している広域地下水と局所地下水の区分で言えば、前者は地下水のかん養（降雨、河川などによるかん養）、そして地盤の中を流動（地下水の流動）し、自然あるいは人為的に流出する水文循環の過程としてとらえており、後者は水文循環の過程のうちの一形態（主に流動）のみを対象としてとらえている。大部分の工事が局所地下水を対象とするが、その局所も流動過程の中の一部といえる。昭和30年後半から40年前半にかけて社会的問題として大きく取り上げられた地下水揚水による地盤沈下は、地下水の流動、流出にまで影響を及ぼした広域地下水の場の問題である。建設工事のみでこのように面積的にも時間的にも大規模な地下水問題を引起す事はまずない。しかし、建設工事で取扱う地下水が局所的とは言っても、地下水自体は連続体であるので工事区域外の地下水と連動する。このことは区域内での地下水の変動が区域外の地下水に影響を与えること

* 大林組技術研究所

を意味する。建設工事の地下水問題は工事そのものに及ぼす問題ばかりでなく工事によっては広い範囲で工事区域外に影響を及ぼすことがあるために、一旦発生すると、社会問題に発展する性質のものであるので、工事関係者にとっては常に重大な注意を払う対象の重要な問題である。

§.2 建設工事における地下水に係わる問題と調査

建設工事では地下水と係わることが多いにも係わらず、事前の調査による的確な地下水の把握が不十分であったり、事前の調査がなされていてもそれが計画・設計・施工に生かされていないことが他の分野に比較して多いようである。「水はわからない」「水は水ものだ」という言葉を現場担当者から耳にすることが多いのも、形のある土などと違って事前の段階で地下水を直接手に取って確かめたり、地下水のいろいろな性状を直接目で観察したり出来ないことに起因する。しかし地下水に対する処置を軽んじたり、誤ったりすると重大な事故、トラブルに発展する性質のものであるから、調査に始まって工事完成後にいたるまで十分な注意と管理が必要である。

2.1 地下水問題の種類

建設工事における地下水問題の種類を大別すると工事そのものに直接結びついた問題と工事そのものに直接影響は与えないものの工事における地下水処理が原因で周辺の地下水が変化して発生する問題とがある。

工事に直接結びついた地下水問題は、地下水が存在するために掘削が不能となったり、施工中あるいは完成後の構造物が崩壊したりする性質のものであって、掘削時の湧水、背面土の吸い出し、盤ぶくれ、クィックサンド、土留壁への水圧、パイピングなどが該当する。

工事において周辺の地下水が変化することによって発生する問題は、工事で行なう地下水揚水や地下水の遮断によってその周辺の地下水の水位や水圧、流向・流速、水質が変化するために発生する地下水低下を原因とする地盤沈下、井戸枯渇、地下水汚染などの環境に係わる問題である。この後者の問題は社会的な環境保全意識高まりの中、今後益々重大な地下水問題となろう。

上記 2つの面から見た地下水問題は、背中合わせの関係にある。建設工事を行なうためには地下水を排水して水位や水圧を下げる必要があり、一方では、そのために周辺で好ましくない問題が生じる。したがって工事を計画・実行するにあたっては常に両者の観点に立って調査を実施し、発生するであろう地下水問題を的確に予測して両者に対応し得る対策を講じなければならない。そのためには何よりも事前の調査を十分に行なうことが原点であり肝要である。

現在の建設工事における地下水問題のうち、工事に直接係わりあう問題に関しては研究・対策技

術も進み、注意を怠らなければ十分対応できる。又、施工中の計測管理技術も向上して不測の問題に対応している。さらに工事に伴う周辺への地下水問題についても急ピッチでその重要性の認識と対応技術が進んできた。このような建設上の問題は、他の分野でも同様であるが、地下水においても新種の構造物の出現、立地条件、新技術・新工法の出現のように社会の進歩、変革とともに新たな種類の問題が生み出されてくる。そのひとつにすでにタイムテーブルに乗り、今世紀末から21世紀にかけて予定されている原子力廃棄物の地層処分施設の建設に伴う地下水問題がある。

2.2 地下水調査と問題

建設工事に係わる地下水問題を事前に予測して計画、設計に役立てるのが地下水調査である。一般に、地下水の調査は、地下水流動の道となる帯水層の分布調査と地下水の性状調査に大別される。

表-1はそれらをまとめて示したものである。

表-1 地下水の探査調査法¹⁾

(1) 帯水層の分布調査
(1)-1 概略調査
(i) 地形・地質などの資料調査
(ii) 地表踏査
(iii) 弾性波探査
(iv) 電気探査
(1)-2 詳細調査(ボーリングの活用)
(i) ボーリング調査
(ii) 電気検層
(iii) マイクロ検層
(iv) 地下水検層
(v) ボアホールテレビ、ボアホールコピア……岩盤に適用)
(2) 帯水層の能力調査
(2)-1 帯水層定数の測定
(i) 揚水試験
(ii) 現場透水試験
(iii) ゆう水圧測定(本来は岩盤に利用)
(iv) ルジオン試験(本来は岩盤に利用)
(v) 室内土質試験
(vi) 水位・水圧測定
(vii) 流速・流向測定
(2)-2 水質調査
(i) 温度測定
(ii) 電気伝導度の測定
(iii) 水質試験

帯水層の調査は帯水層そのものだけでなく必然的に土質工学で言う不透水層も合わせて地盤を構成している総合的な地層の把握が主眼である。この調査によって、地下水の通る道あるいは、地下水の容器となる帯水層の地盤内の広がりを知る。一方、地下水の性状調査は、帯水層の能力、例えば透水係数、貯留係数などの帯水層の定数、もしくは、地下水の水位・水圧、流速、流向、そして水質などである。

帯水層の分布調査の方法としては、電気探査、弾性波探査などを含めた地質学的規模からの地質構造の調査、ボーリングによる地盤調査などがある。

上記のような地下水の調査を実施しようとするとき、建設工事の地下水調査、とくにボーリングを伴う直接的調査は、種々の制約のために工事地区内に限定されることがある。しかし、地下水は連続体であり、施工法によっては周辺の地下水に影響を及ぼすことがある。たとえば、透水係数が $k=10^{-2}$ cm/sec 程度の砂レキ層が工事地域内に分布するとき影響圏は数百メートルに及ぶ。したがって、地区外に影響を与えずに工事を実施するためには、止水壁等の対策をたてることになるが、地域外への影響の度合を知るためにも地域外の地盤の特性を知る必要がある。その場合、推測のみに頼ることは間違いの原因になる。一般にボーリング調査の実施が困難であるのは都市部であるが、都市部では、既設ビルや公共施設、工場など種々の建造物が有り、このときの調査資料を収集したり、既存のボーリングデータを集めた地盤図や井戸資料によって調査することが必要である。

地盤の地層分布を捉えることができれば、次には各層の水理的特性を知ることになる。この水理特性によっては地質・土質的地層分布がかなり変わることがある。土質的には砂と分類されても粒度組成、均等性によって透水性は異なり、場合によっては、 10^2 のオーダーで透水係数に差がでることもある。砂レキ層も然りである。

地下水位を調査する方法は一般にボーリング孔を利用した地下水位測定が行なわれる。このとき、しばしば失敗する原因は被圧地下水の場合に前後層の境界部分における観測井外側の水密性保持の問題である。これは間隙水圧計による場合も同様である。

都市部では、建設工事以外の他の原因による地下水低下が生じて、各帯水層ごとに独立した地下水が存在することがある。気付かずに水位調査をすると誤ってしまうことになる。ところで地下水位の調査は、他の土質調査と平行して行なわれることが多く短日時の観測となる。この場合、渇水時には当然のことながら、地下水位は低下し、梅雨、秋雨時には上昇する。海岸に近接した工事では干満の差、都市部では広域地下水の回復時に当たっている現在、その影響などのために、本来長期観測が必要な性質のものである。

現場揚水試験は地下水調査の中でも最も重要な調査の一つである。この場合も帯水層が複数にわたって分布している場合、透水性が 2 番、3 番の層を対象としたとき地下水の実際の流れは隣接す

る一番大きい透水性の層の影響を受けることになって対象とする地層の透水性を求めることができな
いことになる。このような場合は、最も透水性大の透水層を対象とした現場揚水試験を優先する。

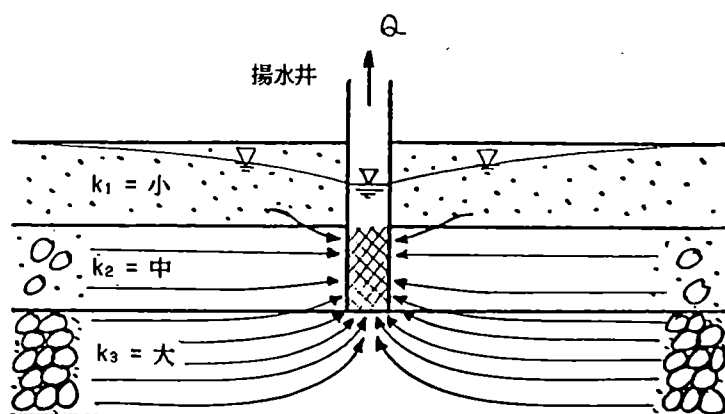


図-1 透水性中の帯水層から揚水した場合の想定流線

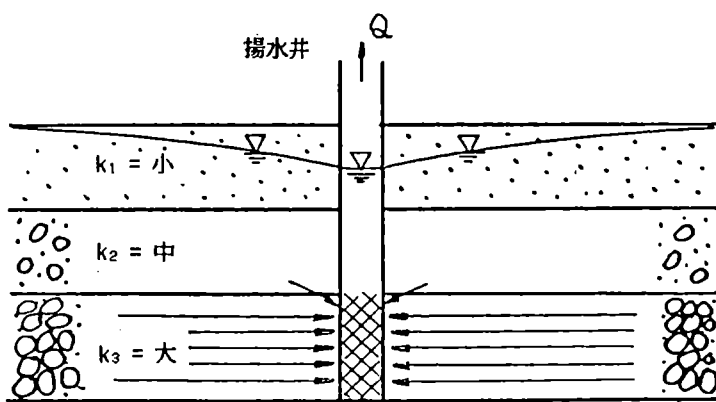


図-2 透水性大の帯水層を揚水した場合の想定流線

§.3 建設工事上の地下水問題と調査の実際

以下には、建設工事における地下水に起因するトラブル例を取り上げ、その原因の考察と地下水調査上の問題について述べる。

3.1 建設工事に直接かかわる地下水問題

建設工事を行なうにあたって工事遂行上直接支障となる地下水の問題は次のようなものである。

掘削時の湧水

土留壁背面土の地下水による流亡

掘削地盤の地下水圧による盤ぶくれ

砂・砂れき地盤掘削時のボイリング

盛土堤体に生じるクイックサンドによるバイピング

3.1.1 掘削時の湧水

掘削施工中に当初の予想以上の湧水が発生して工事中断に追い込まれる例があるが、この原因としては、

事前の地下水調査不足、湧水量算定の誤り

他の原因（ボイリング、盤ブクレ、背面土砂流亡に伴う止水壁の崩壊）による二次的現象

気象の変化予測の不足

排水対策工法の設計誤り

などさまざまであり、原因が判明した時点では、どうしてこのようなことが事前にわからなかったのだらうと思われるものが多い。その原因が事前の地下水調査にある場合にはこの一言で済ますことができない。帯水層の層厚、分布を正確に調査していなかったり、透水性にしても現場揚水試験あるいは室内透水試験もせずに推定値を使ったりして誤っている。

他の原因に伴う湧水事故は一次的原因が他の現象にあるもので、事後対策を講じるにあたっては、まず第一にこの原因の追求が大切である。これらの一次的原因に関しては後述する。

気象変化予測の不足による異常湧水は掘削が比較的大きい透水性の地層において発生する。図-3は建築基礎の掘削工事で異常湧水の発生した例であるが、この工事では掘削底面が地下水位から -2m下がった位置であるので透水性の大な砂れき層（透水係数 $k=2 \times 10^{-2}$ cm/sec）であるにもかかわらず 5ヶ所の釜場揚水で十分排水可能な設計であった。実際、工事は順調に進んで捨コンを打設するまでに到ったが、この時点で大雨が続き、そのために広い地域にわたって分布する砂れき層内の

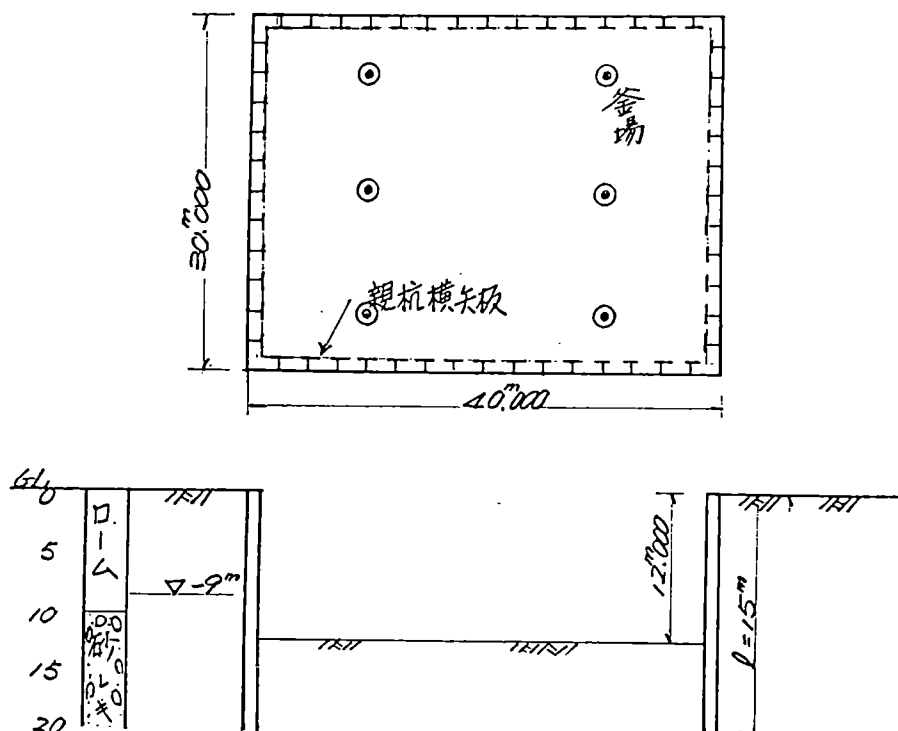


図-3 建築基礎掘削時の異常出水の例

水位（水压）が上昇して、結果的に異常湧水となって当初の排水設備では排水出来なくなった。この例は大雨が直接原因とはいえるものの、この規模になると工事は長期となり、必ず一度や二度は発生する気象現象であることを考慮しなかったこと。又、水位低下量が2mと小さいために処理できる湧水量も透水係数が大な透水層の場合には水位の増加が湧水量の増大に大きく影響する簡単な原理を忘れていたことによる。

3.1.2 締切り工事内での湧水

この例は河川内での橋脚建設を行なうために締切り内での掘削工事を遂行中に発生した湧水のトラブルである。当初工事計画の概要と土質柱状図を図-4に示す。

第一回目の湧水は二重締切りの完成後、内部掘削が -2.5mに達した時点で発生したもので土砂の

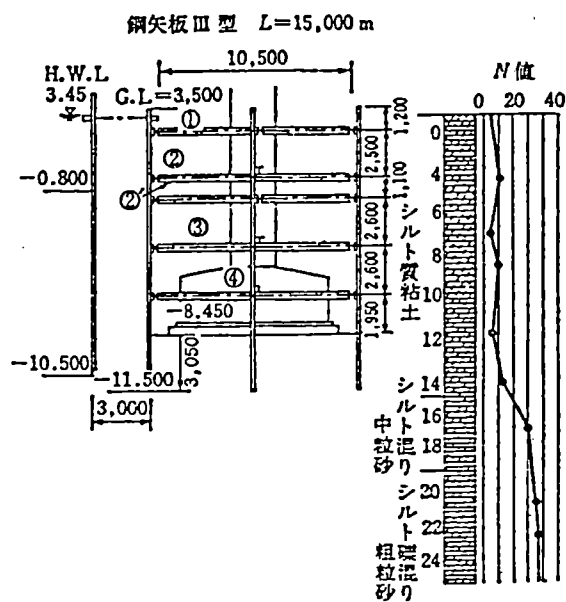


図-4 締切りと土質柱状図²⁾

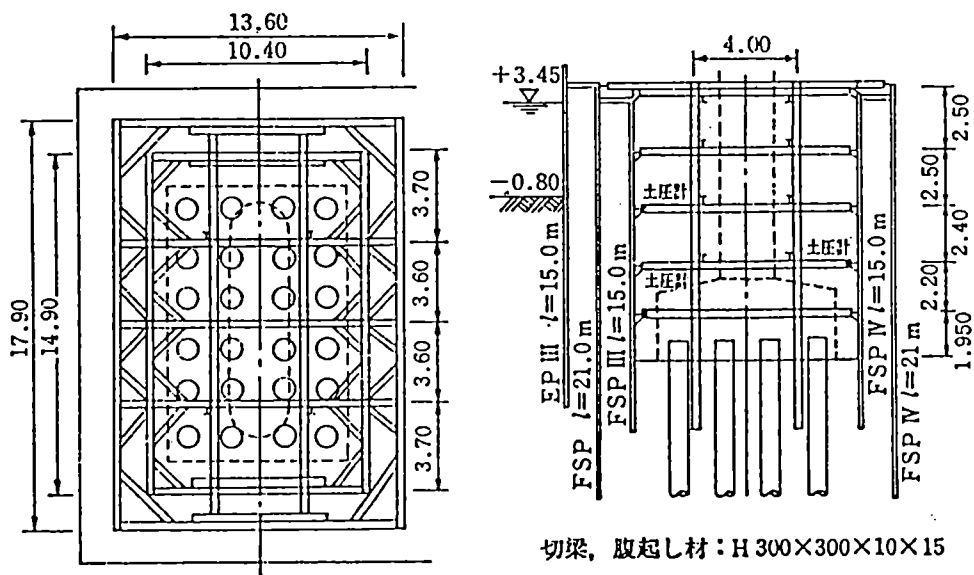


図-5 第一回対策工²⁾

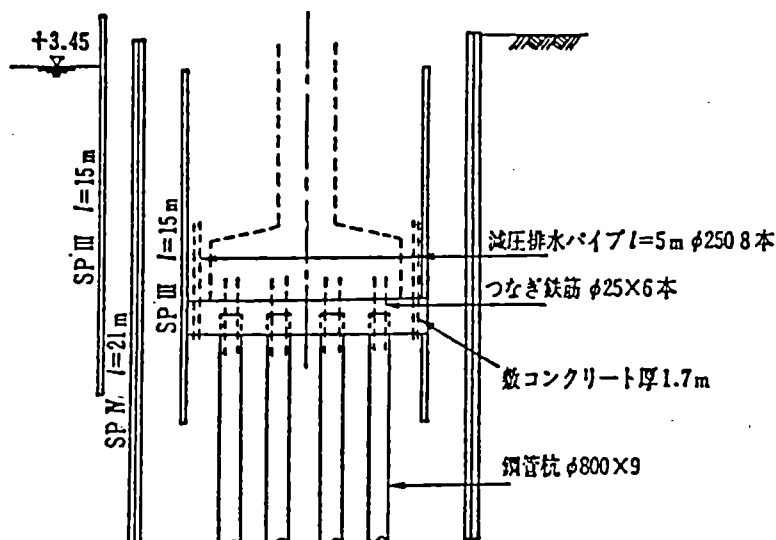


図-6 第二回対策工²⁾

噴出が見られた。それでも -4.5mまで掘削したが、益々、湧水と土砂の噴出がひどくなり、鋼矢板の変状も生じるようになった。この時点で工事を中止して注水した。原因調査のボーリングによると、-2m ~ -12m にわたって強度小のシルト質ロームがあり、特に鋼矢板周辺地盤が乱されていることが判明した。対策としては図-5のように二重締切りの中央に長さ 21mの鋼矢板を新たに打設し、打設不足のヶ所には薬注を行なった。再び釜場排水しながら掘削して-8.45mの掘削敷に到達したが、再び湧水と土砂の噴出が起こり湛水させて工事を中断することになった。したがって、最終的には水中プレバクトコンクリートによる敷コンクリート打設を行なった。

この例では、地盤の土質はシルト質粘土（後の調査ではシルト質ローム）であり、砂質土で発生するボーリングとは考えにくい。明確ではないが、締切り用の鋼矢板打設および鋼管杭の打設で地盤が乱され、これら周辺の空隙から地下水が締切り内に湧水し、これとともに土粒子が抜け出してさらに周りの地盤がゆるみ、水の湧水に伴って土砂の噴出がまさにボーリングとなって発生したものと考えられる。

次にあげられるのは、計画・設計時点で当初の計画では湧水量が多過ぎ、排水施設の容量不足のために、何らかの減水対策が必要となったが、事前の調査不足を地下水的見地から再調査することによって適切な工事を行なった例である。したがって、事後例ではないが、一步間違えれば工事の

進行に問題を起す恐れがあったもので、慎重な調査が経済的にも寄与した例である。

このビル工事は、地下水位以下の基礎掘削工事が必要となり、基礎工事は、掘削面積が約 $60\text{m} \times 40\text{m} = 2400\text{m}^2$ であり、掘削深さはG.L.-7.35mであった。地下水位が、G.L.-5.50mであるので、水頭差はわずかに1.85mである。しかし、掘削面積が大であることと砂レキ層の透水性が大であるために湧水量が大と予想され、土留壁として計画されていた地中連続壁を延長して止水効果を高め、湧水による排水量を減少させようとした。

そこで、地中連続壁の深さを止水効果と経済性的の見地からどの程度に決定するかが問題となった。

図-7は、この地盤状態を示すが、G.L.-30m程度まで砂レキ層が分布した後、厚さ数mの粘土層が存在し、ついで再び砂レキ層が深く分布している。この粘土層の平面的な広がり状態については、ビルを中心として半径500m以内の実施した過去のボーリングデータ等を調査したところ、資料数としては十分とはいえなかったが、深さ、層厚に若干の変化が見られるもののほぼ連続して分布していると見なすことができた。

工事に伴う湧水の対象地層はこの粘土層より上に分布する砂レキ層となる。当初、止水壁の所要深さを決定するためにG.L.-30mまで分布する砂レキ層の透水係数を既設の周辺工事で得られた値と

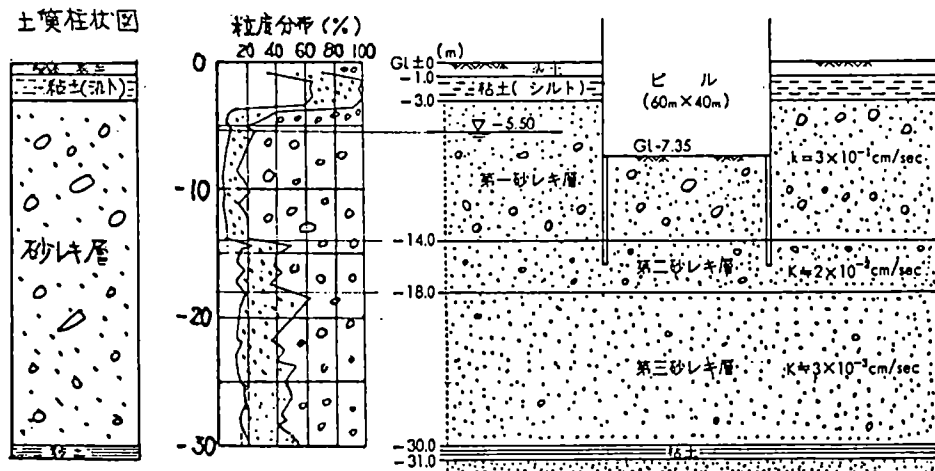


図-7 地盤状態

し、井戸公式で算定したところ、少々止水壁を長くしても揚水量の減少はわずかであった。

そこで、見直しを行なうことにし、そのポイントを30m に達する砂レキ層が全層にわたって同一の透水性を持つものかどうかを再度、透水性の見地から行なうこととし、ボーリングによる土質調査と現場揚水試験を実施した。まず、粒度組成を整理して概略の透水係数を概算して、30m の砂レキ層を大略 3層に分け、このうち透水性の最も大きい第 1砂レキ層は現場揚水試験を、第 2、第 3 砂レキ層については、第 1砂レキ層が優透水層と見られるので、現場揚水試験とはせず、攪乱試料を突固めて試料を作成して室内透水試験を実施した。得られた値は、

第 1砂レキ層 (G.L.-3m ~-14m) $k=3 \times 10^{-1} \text{ cm/sec}$

第 2砂レキ層 (G.L.-14m~-18m) $k=2 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$

第 3砂レキ層 (G.L.-18m~-30m) $k=3 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$

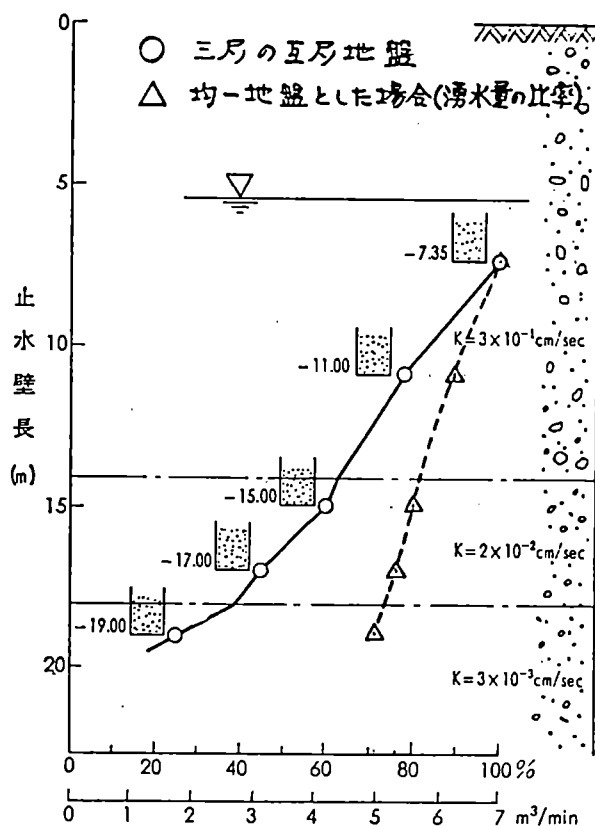


図-8 止水壁長と湧水量率

であって、明確な透水性の差がある。

この条件の 3層互層地盤による三次元電気アナログ法で解析した結果を図-8に示す。図中には、全層を $k=3 \times 10^{-1}$ cm/sec (第 1砂レキ層の値) としたときの結果も併記する。

解析の結果は止水壁長と湧水量率の関係で示したが、それによると、地中連続壁の長さが掘削敷と同一のG.L.-7.35mのときには $7\text{m}^3/\text{min}$ となって極めて大きく、このままでは排水能力(約 $10\text{m}^3/\text{min}$) をオーバーすることが懸念された。

そこで実験したところ止水壁長(地中連続壁)を増大させると、砂レキ層全層を同一としたときは止水壁長をG.L.-19mとした場合でも65%であるが、新に検討し直した 3層地盤 3次元解析では第 1砂レキ層を止水したとき65%、第 2砂レキ層(G.L.-18m) では40%、第 3砂レキ層に入ったG.L.-19mでは1/4 の湧水量に減少している。

実際工事では止水効果と経済性を考慮して、第 1砂レキ層を完全止水し、第 2砂レキ層に1m根入れした形のG.L.-15mの止水壁長として工事を無事完遂した。

ところで、実際工事で実測した湧水量を図-9に示すが、約 4ヶ月にわたる湧水量はかなり増減が激しい。これは併示しているように降雨の影響で自然の地下水位が変動しているためであって、この変動を考慮に入れば当然のことではあるが実験値も同様となる。この例からも地下水位の季節変動の影響の大きさが理解できる。

調査時点での考慮が必要である。

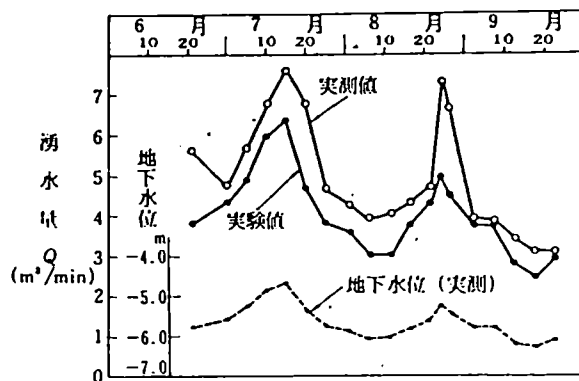


図-9 湧水量の実測値と実験値の比較

この実際工事からの反省点としては、当初、地盤調査としては、土留工、掘削工、支持層の存在確認を主目的に短いボーリング調査を実施していたが、地下水が問題となる場合には、その目的にそった調査（帯水層分布調査、透水性調査）が不可欠のことである。砂層、砂れき層が深く分布する場合、後にその根拠をしめすが、ボーリングによる地盤調査は、少なくとも掘削深さの 2～3 倍、ただし、掘削巾がその値よりも大のときは掘削巾の深さ程度まで実施し、土試料を採取して少なくとも粒度組成の試験および室内透水試験を実施すると良い。このボーリング調査によって地下水問題の検討が重要であると判断された場合には、必ず現場揚水試験によってより正確な地下水情報を得るようにすることは言うまでもない。

参考までに、帯水層が深く分布し、どの深さまで調査すれば十分となるかの答えとなる解析例を次に示す。

図-10 は二次元電気アナログ解析で求めた掘削巾を一定としたときの止水壁長と湧水量との関係を示したものである。

湧水量が十分減少する止水壁長は掘削深さの 2～3 倍であることがわかる。

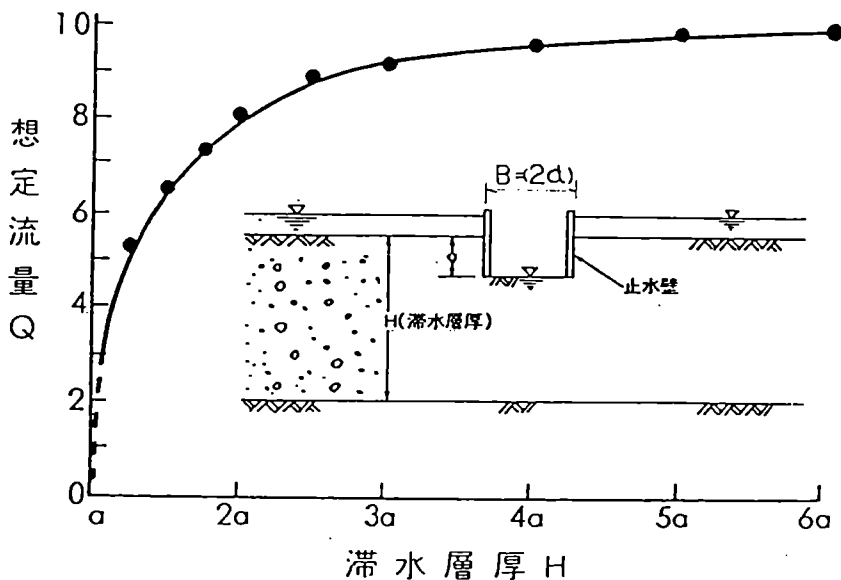


図-10 想定流量Qと帯水層厚H

3.1.3 土留壁背面土の流亡

透水係数 $k=10^{-3}$ cm/sec程度の砂層でそう深くない掘削工事を行なうとき土留工法として親杭横矢板工法を適用する場合が多い。大阪市や福岡県博多市など砂質地盤が深く分布した工事の例では、排水工法として釜場揚水を採用して掘削を進めていたところ、土留壁の背面地盤が陥没した。その原因は親杭横矢板の間隙から漏水している箇所で水の流れとともに背面の土をも流出させ空洞が拡大していたものである。工事担当者によると流れる水はきれいであり流出する土の量も気付かない程少量であると言う。しかし、実際には湧水は24時間継続し、しかも流出した土も翌日には掘削されてしまい累積された流出の土量が不明であるために見過ごすことになったものである。管理の方法としては、地下水位下に相当する土留壁の背面地盤を掘削側から調査するが、空洞が形成されている部分の横矢板は乾燥していることが多く、木槌で叩くと乾いた音がするのでおおよその検討をつけることができる。

この現象は親杭横矢板工法の場合に限らず、他工法においても漏水ヶ所で生じる現象である。背面土が地下水によって崩壊していく様子は、浸透水のクイックサンドによるパイピング現象である。

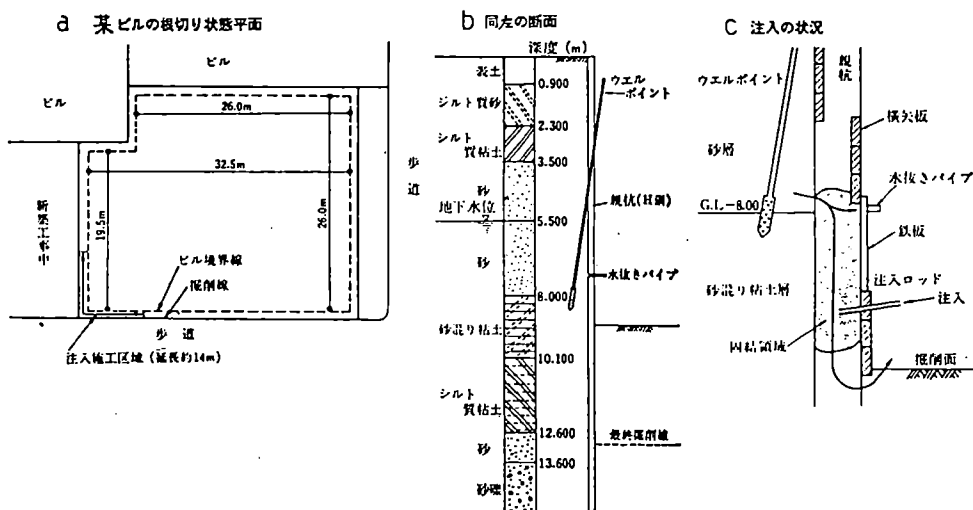


図-11 親杭横矢板背面土の流亡例およびその対策³⁾

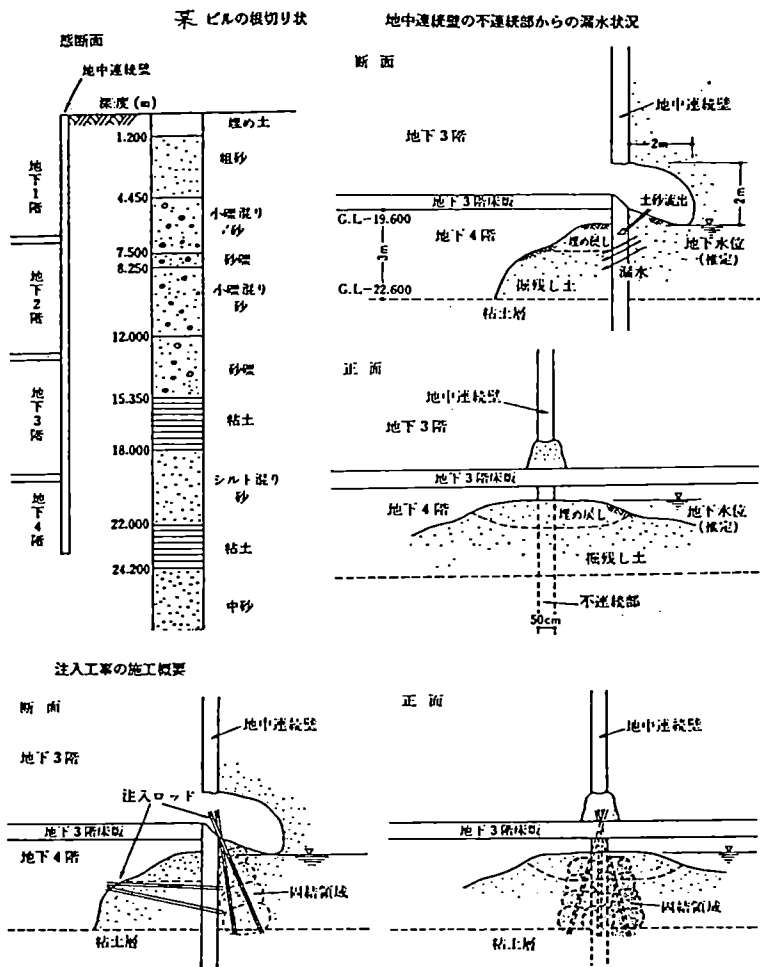


図-12 地中連続壁の不連続部からの土砂流出例およびその対策³⁾

3.1.4 掘削時の盤ぶくれ

地下水位下の掘削工事を行なうとき、図-13 に示すように透水層と粘土のような不透水層が互層に分布する場合、掘削が進行するにしたがって上載土の荷重が減じることによって、図中の下部帯水層の水圧が勝って掘削地盤を持ち上げる現象が発生する。

この現象はメカニズムとしては明確であって事前の計画時点で対策をたてやすいために数多くは発生しないように思われるが、実際には割合耳にすることが多い。

盤ぶくれを起す要因としては地層分布、各地層の特性、地下水位、水圧がある。地層に関しては

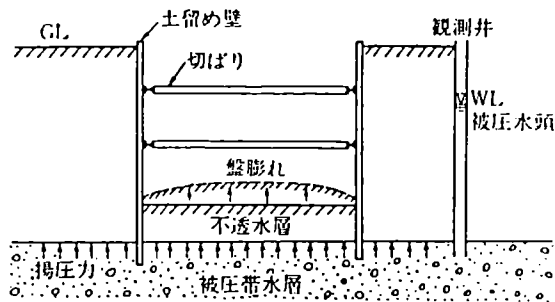


図-13 被圧地下水による盤膨れ⁴⁾

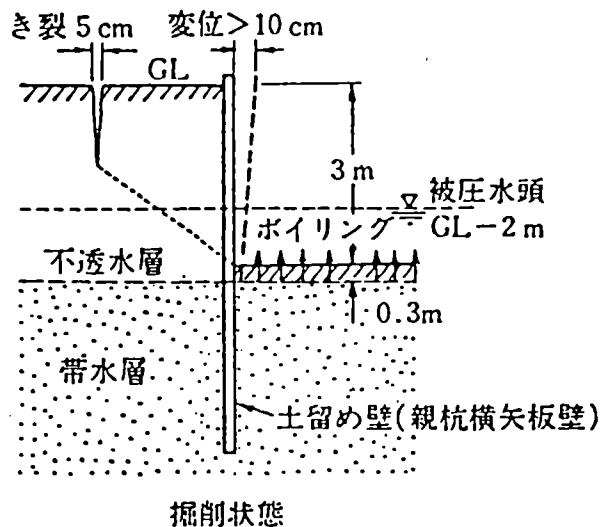


図-14 掘削地盤のボイリングによる崩壊⁴⁾

明らかに不透水層と認められる層が存在するときは見落すことは無い。しかし、層厚が薄かったり、層の土質分類が粒度組成粘性土か砂質土か不明確である場合に判断を誤ることがある。又、施工時の地下水位が計画時点の深さから上昇している場合もある。

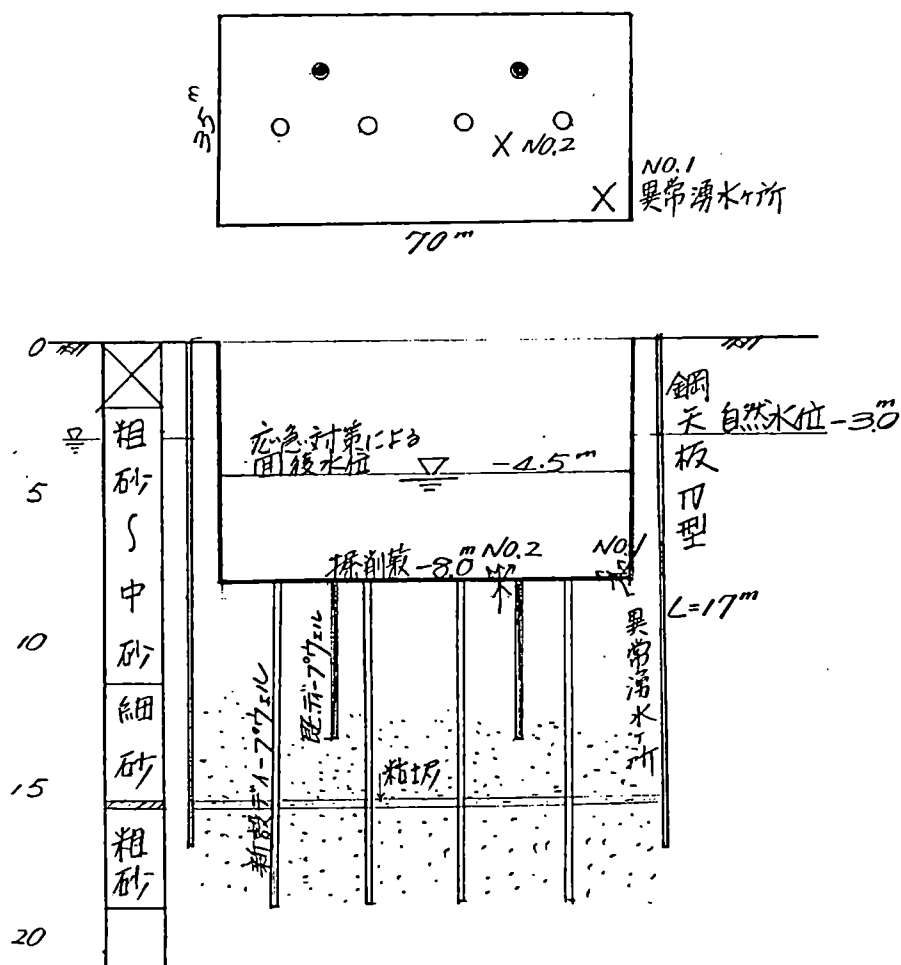


図-15 ビル基礎掘削時のボイリングの例

3.1.5 掘削地盤のボイリングによる崩壊

盤ぶくれの現象では粘性土が主役を果たしているが、ボイリングによる現象では砂質土である。砂質土地盤を掘削するとき、土留壁背面の地下水位と掘削側の水位差によって、掘削側の地盤内に上向きの浸透流が生じる。このとき土粒子に浸透圧が作用し、水中の土の重量とのバランスがくずれることによって砂質土の粒子は熱湯のように沸騰する。これがボイリングである。

まず建築基礎工事におけるボーリング例を示す。

この事例は砂質土を主体とする地盤を対象として地階のための掘削を実施中に発生した例である。

図-15 に示すように深さ8mの掘削を釜場と長さ 13.5mの 2本のディーブウェル工法によって達成した時点で最初 Aのヶ所で異常湧水をみた。応急的に湧水ヶ所への薬注を行なったところ、次に B点からも異常湧水した。二回目の薬注を実施したが途中で中止し、-4.5m まで水位を回復させて安定させた。対策の検討を行なって既設のディーブウェル 2本では不足であると判断し、新たに長さ 20m の 6本のディーブウェルを増設して地下水位を下げ再び残りの構造物建設工事を完成したものである。

この例では-15m付近にある厚さ 0.5～ 1.0m 程度の砂質シルト層不透水層と見なして止水矢板をこの層に根入れし、シルト層上層の砂層の水を排水しながら掘削したものであるが、部分的にこのシルト層の一部分が上下砂層内の水圧の差によってあたかも盤ブクレのように徐々に水道が拡大して両者が連続した状態となり、2本のディーブウェルでは十分な排水が出来ず、したがって、シルト層上層の砂層の水圧も上昇し、ボーリング現象が局部的に発生したものである。このことはトラブル発生前の釜場とディーブウェル 2本の合計排水量が $0.3 \text{ m}^3/\text{min}$ であったものが、発生後は一挙に $0.6 \text{ m}^3/\text{min}$ と増加した事実からも推定できる。なお、シルト層下への新設ディーブウェル 4本が加わった後の排水量は $5 \text{ m}^3/\text{min}$ に達した。結果的に見て、この工事では砂層が深く分布する中のわずかな厚さのシルト層に過大な負担をかけ過ぎたために生じたものであり、 $35 \times 70 \text{ m}$ の狭い範囲でさえもかならずしも均一でない地層の分布状況を改めて認識させ、又、弱い部分を遠慮かしくなくねらいうちに自然の水の怖さを知らしめている。

3.2 建設工事に伴う周辺地下水の変化による問題

建設工事に伴って排水を行なうと周辺の地下水位が低下して井戸枯渇や地盤沈下を発生することがある。その危険が予測される場合、周辺の地下水との連動性を少なくするために遮水壁を設けたり、薬液注入によって透水性を低減することが行なわれる。大部分の工事では周辺への影響を低下させる方法を採用しているものの厚い透水層の分布、事前では影響なしと考えた地層の存在、先述した工事に直接かかわるトラブルを第一因とする周辺地下水の低下が発生することがある。

掘削場外の地下水位の低下量およびその範囲は、地盤の透水性の他に掘削に伴う地下水位の低下量や土留壁の止水性などに関連する。

図-17 はビルの基礎掘削のために排水するに当たって周辺地下水位をできるだけ小さくおさえるための止水壁長を決定するために行なった解析例である。止水壁を深くすれば止水壁外側の地下水位の低下量は低減する。

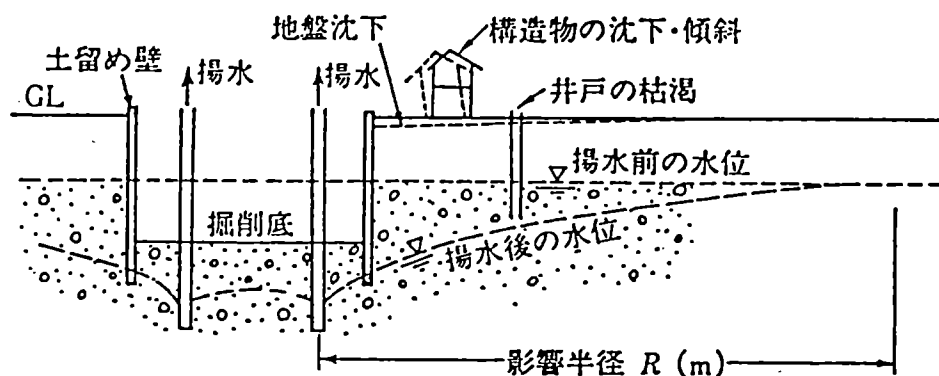


図-16 水位低下工法が周辺に及ぼす影響⁴⁾

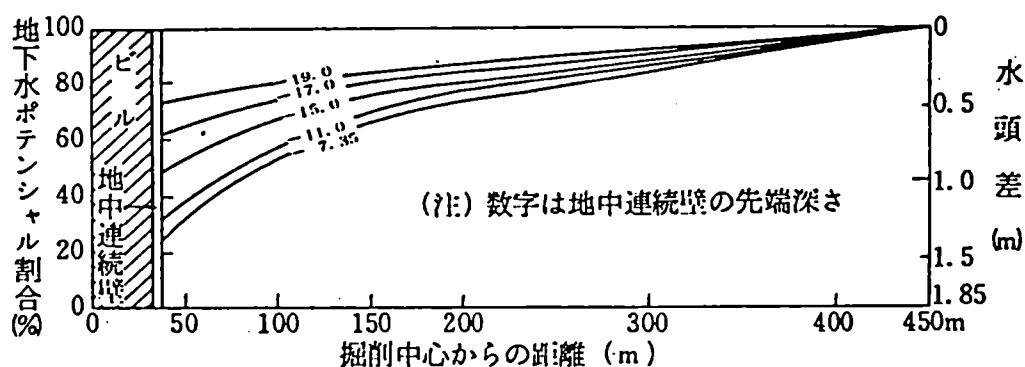


図-17 止水壁外側周辺の地下水ポテンシャル分布⁵⁾

3.2.1 リチャージウエルによる周辺地下水低下の防止

建設工事の排水工事によって低下する周辺の地下水を地盤内への注水で水位低下量を低減させている例がある。これは延長300mにわたってシールド工を実施するに当たって、大量の地下水を汲み上げる計画であるためにそのまま実施されれば周辺の掘抜井戸の枯渇、農作物への影響が心配されて我が国では珍しく大規模な工事で汲み上げた水を再び地盤に注水する復水工を実施して成功したものである。

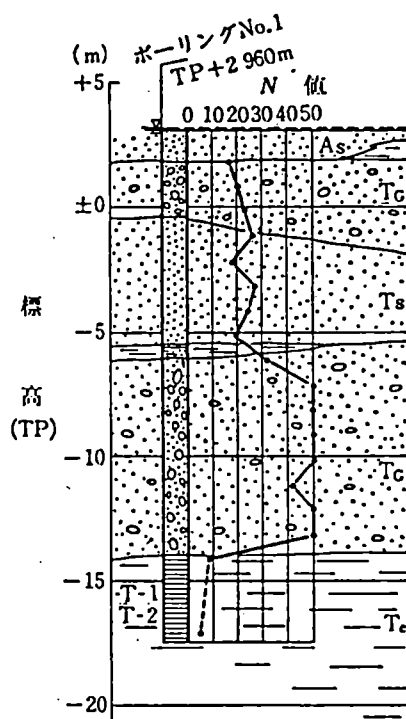


図-18 土質柱状図⁶⁾

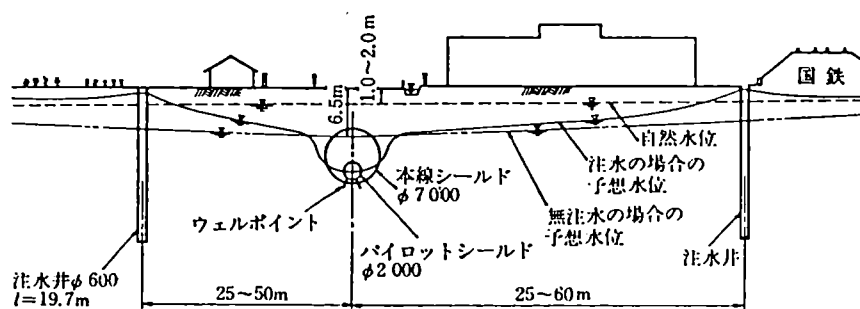


図-19 リチャージウエルの例⁶⁾

図-18.19は地盤状態と復水の断面図である。すなわち、地盤は透水性が $k=5 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$ の砂レキ層が15m 付近まで分布しており、この地盤でシールド工を実施すると、地盤表面下G.L.- 1 ~2mにある自然水位がシールド位置でG.L.-6.5m まで低下し、当然周辺地下水位低下も遠方まで及ぶことになる。そこでシールド位置から 25 ~60m の距離を置いて長さ20m、直径 $\phi 600\text{mm}$ の注水井を延長300m区間に延べ50本設置し、シールド機の移動に応じてそのうちの16~22本を稼働させている。本工事の前に試験注水試験を実施して効果を確認し、数値解析による周辺地下水位の事前予測と十分な管理がなされている。

3.2.2 都市部における広域地下水の水位変化

広域地下水の変動は降雨等の季節的変動と工業地帯、都市部における人為的地下水揚水によって生じる。昭和30年代に急激に増大していった工業用、ビル暖冷房用の地下水揚水に伴って地盤沈下の弊害が顕著になったために昭和40年代、とくに45年頃から規制を厳しくしたところ、地下水の回復期に入った。

図-21 は東京の経年変位の一例を江東区の例で示したものである。この地区は東京でも低地であり、もともとの地下水位は地表面下数m にあったものが、測定位置、観測井のストレーナー位置の相異によって異なるというものの、最大の低下水位は昭和40年頃で数10m から60m にも達している。これに伴って地盤も沈下をつづけてきた（沈下の原因として天然ガスの採取もある）。地下水揚水規制後の水位回復も効果的で年間数m から5mに及んでいる。地下水位の回復は現在も続いている状況である。

この復水現象は工事計画において十分考慮して置かないと、ドライ掘削と思っていたところ、施工時点では地下水位下となって揚水や止水対策が必要となり、あわてることになる。又、当初から地下水対策を考慮していたとしても揚水量の増大による設備変更などの問題が生じる。なお、東京における一部地区では、分布する帯水層ごとに地下水が存在し、各々は独立した自由水面を持っているといった現象もあって、ボーリングによる地下水調査では注意する必要がある。

3.2.3 止水壁で囲まれた部分の現場揚水試験の例

この例は通常の揚水試験のように地層の透水係数を求めることを第一目的としたものではなく、止水壁の全体的な止水性の確認が目的であった。

液化天然ガスの地下水貯槽建設に際して、掘削深さが 40mに及ぶために掘削時の盤ぶくれ防止、完成後の構造体への揚圧防止を目的として地下90数m まで地中連続壁を打設した。この地中連続壁の止水性および実際の揚水量を確認するために現場揚水試験を実施した。

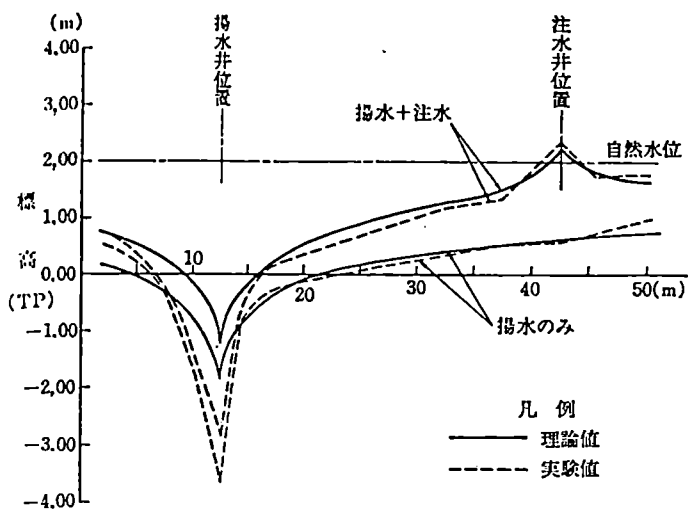


図-20 理論値と実験値⁶⁾

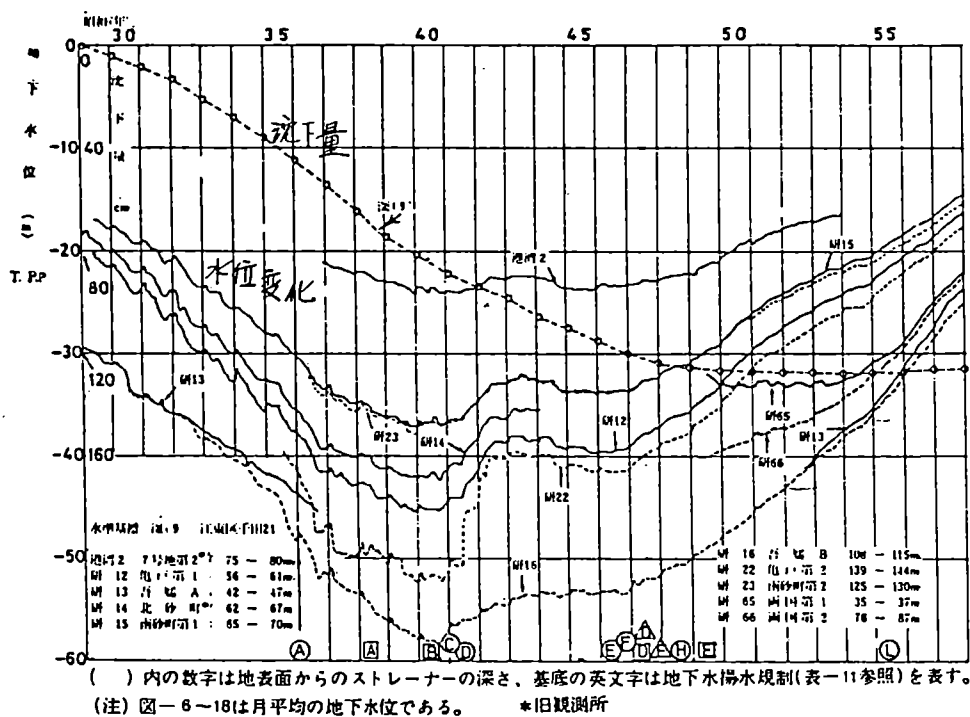


図-21 東京江東区における地下水位変動⁷⁾

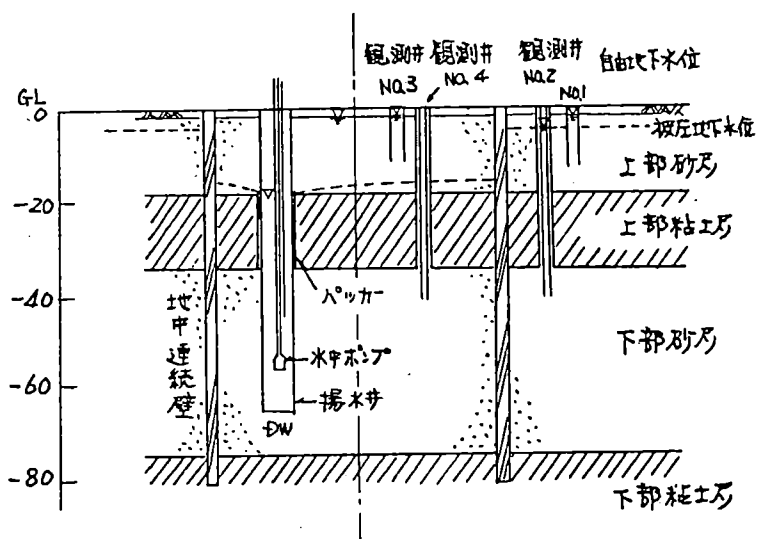


図-22 地盤状態と揚水井および観測井設置位置

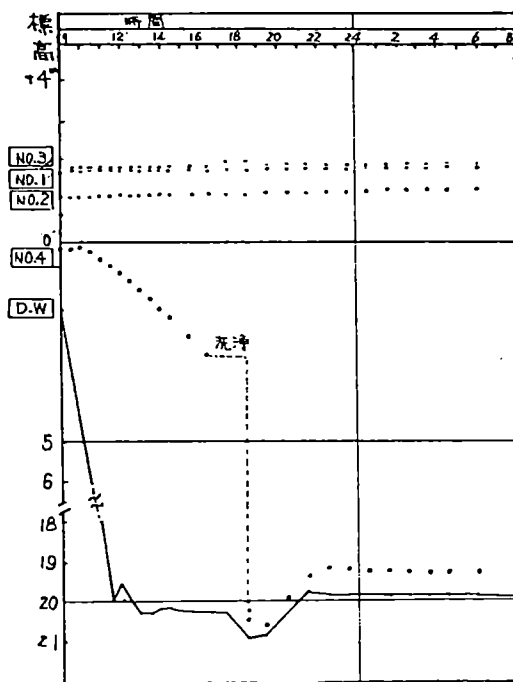


図-23 水位観測結果

図-22 はそのときの揚水試験用揚水井戸、観測井の設置を地盤状態、地中連続壁との関連で示したものである。揚水試験の対象となる地盤は、層厚 40mにおよぶ最下層の洪積砂層である。

揚水井はφ600m/mでストレーナは最下層の砂層部分のみとするために上層の粘土層境界でバツカーによって遮断した。観測井は、各々独立して分布する上部砂層、下部砂層に設置した。下部砂層の観測井は 2重管方式としている。揚水試験の結果を観測井の水位変化で示すが、上部砂層および外側の地下水位の変化はほとんどなく、最下層の地下水位のみ急激に低下して落ち着いている。この結果から、地中連続壁の止水性は計画通りに十分であることが確認された。

ところで、観測井設置の際に小さなトラブルがあった。それはボーリング後にベントナイト泥水の洗浄が十分でなかったために揚水井戸に連動しなかったことである。このときは水圧による逆洗浄で解決した。

3.3 地下水の新しい問題

原子力発電に伴って原子力発電所から必然的に廃出される放射性廃棄物には 2種類ある。

低レベル放射性廃棄物

高レベル放射性廃棄物

低レベルのものは原子力発電所内で放射能を浴びた種々の物質をドラム缶に密封したものを称し、放射能のレベルは低レベルの廃棄物である。

高レベル放射性廃棄物は、使用済み核燃料から有用なウラン、プルトニウムを回収する再処理工場で発生する高レベル放射性廃液であって、この廃液をホウケイ酸ガラスによって安定した固化体にして処理する方法が考えられている。この固化体は高い放射能を有し、しかも半減期の長い放射性物質を含んでいるので、処分にあたっては環境汚染の防止が最も重要である。方法としては、固化体が放射性物質の崩壊熱によって発熱するので、ある程度の期間、冷却のための貯蔵を行なって、放射能および発熱量が減衰するのを待つ。その後、地下数百メートルから 1kmに達する深い地層に地層処分する方法が考えられている。

低レベル放射能の処分に關してはドラム缶を図-24 のように半地下式のコンクリート製ビットに貯蔵して周囲では万全のために監視をつづける。この貯蔵施設では地下水位上に構築する考えがとられる。

高レベル廃棄物の最終的地層処分の例を⁸⁾図-25 に示すが、深さ 1000mに達する処分トンネル群を構築し、そのトンネルに図-26 に示す形で固化体を埋設する。この構想を実現するに当っては今後研究・開発すべき課題も多く、この中には当然地下水問題も入る。

すなわち、高レベル廃棄物固化体は図-27 のように長期にわたって発熱するので、地層処分され

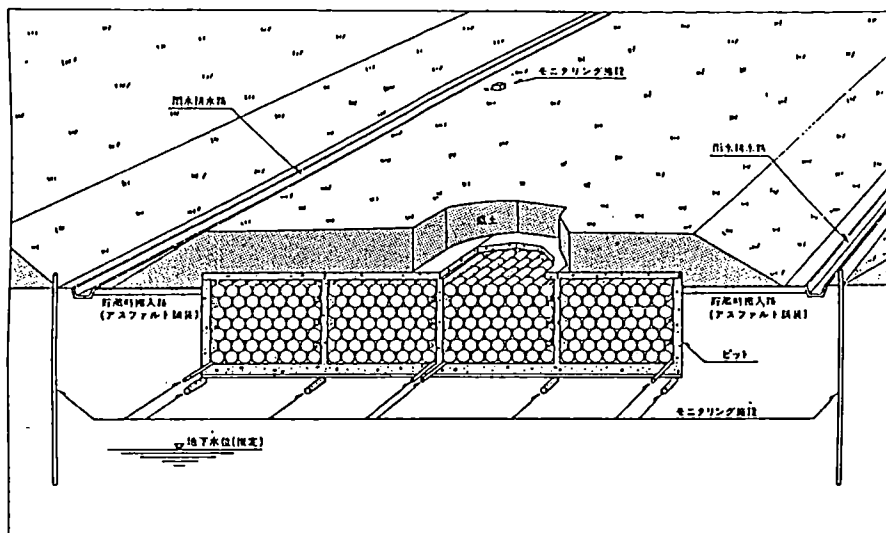


図-24 低レベル地下貯蔵施設の一例

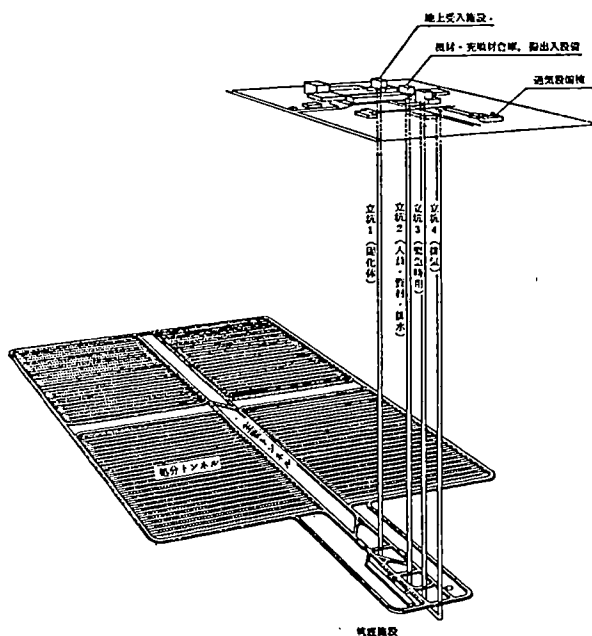


図-25 高レベル放射性廃棄物の地層処分施設⁸⁾

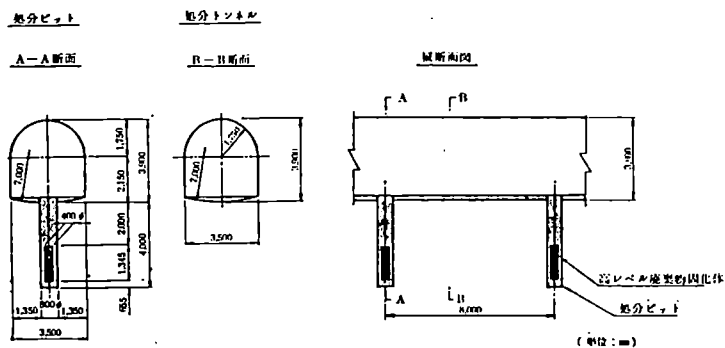


図-26 処分トンネル、処分ピットの概念図⁸⁾

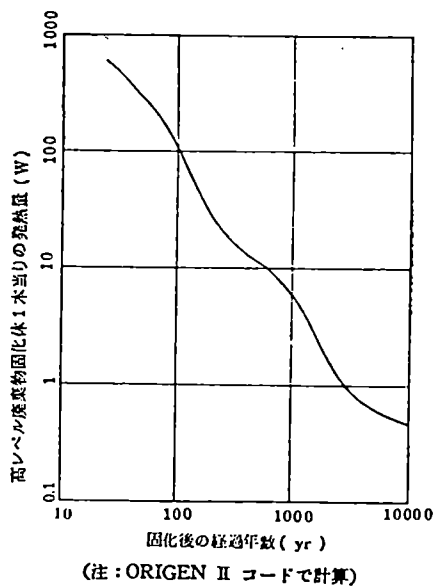


図-27 高レベル廃棄物固化体の発熱量の経時変化⁸⁾

た後、周辺の構造物や岩盤が加熱されて温度上昇する。この温度上昇による影響は岩盤の熱応力による力学的安定性問題、充填材に適切と考えられているベントナイトの熱による変質などに加えて、地層処分施設の周辺岩盤全体の温度上昇による地下水流の変化、地表の変位などの環境問題がある。

この場合の地下水問題は通常の浸透流の問題にとどまらず、

熱の加わった地下水の水理特性

熱水の移動に伴う温度分布

温度勾配に伴う対流

核質の地下水中における挙動

のように今後解決すべき問題は多い。

文献

- 1) 土質工学会 (1983): 入門シリーズ 8 地下水入門, pp.124.
- 2) 藤原・山下 (1981): わかりやすい土木技術, 地下水処理工法. 鹿島出版会, pp.100-104 .
- 3) 斎藤・青山・内藤他 (1970): 新しい地盤注人工法の開発と実施, 施工, pp.54-62.
- 4) 1)と同じ, pp.148-151.
- 5) 西林・藤原 (1979): 掘削工事における排水処理. 基礎工, pp.55-61.
- 6) 山口征宏 (1983): 下水工事における地下水位低下防止のための復水工. 土木学会誌, pp.59-66.
- 7) 東京都土木技術研究所 (1983): 昭和57年地盤沈下調査報告書, pp.22.
- 8) 石井・榎田・今津・新谷 (1985): 高レベル放射性廃棄物地層処分施設の概要とその熱的問題の検討. 土木学会論文集, 第 355号, VI-2, pp.124-133.

付録

(「新版地下水調査法」による)

付表 1 単位と国際単位

	名	称	符号	定	義	SI単位	SI符号	誘導元	基 礎 元
一般物性	質 量	Mass	M	—	—	kilogram	kg	—	kg
	長 さ	Length	l	—	—	meter	m	—	m
	時 間	Time	t	—	—	second	s	—	s
	面 積	Area	A	$A=l^2$	—	—	—	—	m ²
	容 積	Volume	V	$V=l^3$	—	liter	l	l	m ³ (l=m ³ ×10 ⁻³)
	速 度	Velocity	v	$v=l/t$	—	—	—	—	m/s
	重力加速度	Acceleration	a	$a=l/t^2$	—	—	—	—	m/s ²
	力	Force	F	$F=Ma$	newton	N	N	—	kg・m/s ²
	重 量	Weight	w	$w=Mg$	newton	N	N	—	kg・m/s ²
	圧 力	Pressure	p	$p=F/A$	pascal	Pa	N/m ²	—	kg/m・s ²
	仕 事	Work	W	$W=Fl$	joule	J	N・m	—	kg・m ² /s ²
	エネルギー	Energy		なされた仕事	joule	J	N・m	—	kg・m ² /s ²
	体 積 密 度	Mass density	ρ	$\rho=M/V$	—	—	—	—	kg/m ³
	重 量 密 度	Weight density	γ	$\gamma=W/V$	—	—	N/m ³	—	kg/m ² ・s ²
	応 力	Stress	σ, τ	外力に対する内部反応	pascal	Pa	N/m ²	—	kg/m・s ²
流体力学	歪	Strain	ϵ	$\epsilon=\Delta V/V$	—	—	—	—	無次元
	ヤング率	Young's modulus	E	Hooke's law	—	—	N/m ²	—	kg/m・s ²
	容 積	Volume	V	—	—	—	—	—	—
	流 量	Discharge	Q	$Q=V/t$	—	—	l/s	—	m ³ /s
	圧 力	Fluid pressure	—	—	—	—	—	—	—
	水 頭	Head	—	—	—	—	—	—	m
	体 積 密 度	Mass density	ρ	—	—	—	—	—	—
	動粘性係数	Dynamic viscosity	μ	Newton's law	—	—	cP, N・s/m ²	—	kg/m・s
	静粘性係数	Kinematic viscosity	ν	$\nu=\mu/\rho$	—	—	cSt	—	m ² /s
	圧 縮 率	Compressibility	α, β	$\alpha=1/E$	—	—	m ² /N	—	m・s ² /kg
	水理伝導率	Hydraulic conductivity	K	Darcy's law	—	—	cm/s	—	m/s
	透過率(透水性)	Permeability	k	$k=K\mu/\rho g$	—	—	cm ²	—	m ²
	間 隙 率	Porosity	n	—	—	—	—	—	無次元
	比 貯 留 率	Specific storage	S_s	$S_s=\rho g(\alpha+n\beta)$	—	—	—	—	1/m
	貯 留 係 数	Storativity	S	$S=S_s b(bは層厚)$	—	—	—	—	無次元
	透水量係数	Transmissivity	T	$T=Kb$	—	—	—	—	m ² /s

付表 2 ギリシャ文字

字 母	読 み 方				
A	α	アルファ	N	ν	ニュー
B	β	ベータ, ビータ	ξ	ξ	サイ, クシー
Γ	γ	ガンマ	O	o	オミクロン
Δ	δ	デルタ	Π	π	パイ
E	ϵ	エプシロン	P	ρ	ロー
Z	ζ	ジータ	Σ	σ, ς	シグマ
H	η	エータ, イータ	T	τ	タウ, トゥー
Θ	θ	テータ, シータ	Υ	υ	イプシロン
I	ι	イオータ, アイオータ	Φ	ϕ, ϕ	ファイ, ファイ
K	κ	カッパ	X	χ	カイ, キー
Λ	λ	ラムダ	Ψ	ψ	プサイ, プシー, サイ
M	μ	ミュー	Ω	ω	オメガ, オミーガ

地下水学のおもな文献一覧

文献欄の表記 (正式名称)	発行機関名 (電話)	刊行回数	1982年現在
ア行			
海と空	海洋気象学会 (神戸海洋気象台内 078-341-4823)	年3回	58巻
応用地質	日本応用地質学会 (03-202-3614)	年4回	23巻
温研報告 (神奈川県温泉地学研究所報告)	神奈川県温泉地学研究所 (0465-23-3588)	不定期	13巻
カ行			
火山 (火山)	日本火山学会 (東大地震研究所内 03-813-7421)	年4回	27巻
気象集誌	日本気象学会 (気象庁内 03-212-8341)	年6回	60巻
京大防災研年報 (京都大学防災研究所年報)	京大防災研究所 (0774-32-3111)	年1回	25号
工業用水	工業用水協会 (03-265-5361)	年12回	289号(10月)
ヤ行			
さく井 (鑿井)	全国鑿井協会 (03-551-7524)	年12回	239号(8月)
資源研集報 (資源科学研究所集報)	資源科学研究所 ((1971年閉鎖)	1971年75号(終刊号)	
展研集報 (地質研究所集報)	東京大学地質研究所 (03-813-7421)	年4回	57号
水温の研究	水温調査会 (03-350-1097)	年4回	26巻
水協誌 (水道協会雑誌)	日本水道協会 (03-264-2281)	年12回	51巻
水文地図研究	日本地理学会水文地図研究委員会 (1982年解散)	1978年2号(終刊号)	
水利科学	水利科学研究所 (03-816-3391)	年6回	26巻
石技誌 (石油技術協会誌)	石油技術協会 (石油工業連盟内 03-279-5841)	年6回	47巻
管 水	日本管水学会 (03-261-2339)	年4回	44巻
タ行			
第四紀研究	日本第四紀学会 (03-815-1903)	年4回	21巻
地下水誌 (日本地下水学会誌)	日本地下水学会 (地質調査所水資源課内 0298-54-3687)	年3回	24巻
地下水と井戸とポンプ	地下水技術協会 (03-293-8478)	年12回	24巻
地学雑誌 (地学雑誌)	東京地学協会 (03-261-0809)	年6回	91巻
地球科学	地学団体研究会 (03-983-3378)	年6回	36巻
地球物理 (京大理学部地球物理学研究施設報告)	京郡大学理学部 (075-751-2111)	不定期	—
地質雑誌 (地質学雑誌)	日本地質学会 (03-252-7242)	年12回	88巻
地質ニュース	工業技術院地質調査所 (0298-54-3604)	年12回	332号(4月)
地 質	地質学会 (東大地震研究所内 03-813-7421)	年4回	35巻
地 図	日本国際地図学会 (日本地図センター内 03-485-5410)	年4回	20巻
地調月報 (地質調査所月報)	工業技術院地質調査所 (0298-54-3604)	年12回	33巻
地調報告 (地質調査所報告)	工業技術院地質調査所 (0298-54-3604)	不定期	262号
地盤沈下研究報告 (千葉県公害研究所地盤沈下研究報告)	千葉県公害研究所 (0436-21-6371)	不定期	—
地 理	古今書院 (03-291-2757)	年12回	27巻
地理評 (地理学評論)	日本地理学会 (03-815-1912)	年12回	55巻
土と基礎	土質工学会 (03-251-7661)	年12回	30巻
東北地理	東北地理学会 (東北大理学部地理学教室内 0222-22-1800)	年4回	34巻
土木学会誌	土木学会 (03-355-3441)	年13回	67巻
土木技術資料	建設省土木研究所 (0298-64-2211)	年12回	22巻
ナ行			
日本鉱業会誌	日本鉱業会 (03-572-5091)	年12回	98巻
日本地理学会予稿集	日本地理学会 (03-815-1912)	年2回	22号
農業土木研究 (農業土木学会誌(現在))	農業土木学会 (03-436-3418)	年12回	51巻
農土試報 (農業土木試験場報告)	農林土産省農業土木試験場 (0297-56-7504)	年1回	22号
農土論文集 (農業土木研究論文集)	農業土木学会 (03-436-3418)	不定期	—
ハ行			
ハイドロロジー	水文学研究会 (筑波大学地球科学系内 0298-53-4510)	年1回	11巻
北大地物報告 (北大理学部地球物理学研究報告)	北海道大学理学部 (011-711-2111)	不定期	40号
マ行			
水	「水」発行所 (03-431-2088)	年13回	24巻
水処理技術	日本水処理技術研究会	年12回	18巻
ヤ行			
用水と廃水	産業用水調査会 (03-354-0150)	年12回	24巻
ラ行			
陸水学会予稿集 (日本陸水学会 講演要旨集)	日本陸水学会 (0775-78-0580)	年1回	—
陸水雑誌 (陸水学雑誌)	日本陸水学会 (0775-78-0580)	年4回	43巻
立正大文学部論叢	立正大文学部 (03-492-6611)	年1回	69号
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.	Bulletin of American Association of Petroleum Geologists		
Bull. Earthq. Res. Inst.	Bulletin of Earthquake Research Institut.		
Bull. Seismol. Society Amer.	Bulletin of the Seismological Society of America		
Bull. USGS	Bulletin of U.S. Geological Survey (USGS)		
IAH Memoire	Memoire of International Association of Hydrogeologists		
IAHS Publication	Publication of International Association of Hydrological Sciences		
ICID Congress Rept.	Congress Report of International Congress of Irrigation and Drainage		
JGR	Journal of Geophysical Research(AGU)		
Journ. ASCE	Journal of American Society of Civil Engineering		
Journ. AWWA	Journal of American Water Works Association		
J. Hydro.	Journal of Hydrology		
Journ. Geol.	Journal of Geology		
Open-file Rept	Report of Open-file(USGS)		
Prof. Paper	Professional Paper (USGS)		
Trans. AGU	Transaction of American Geophysical Union(AGU)		
WSP	U.S. Geological Survey, Water Supply Paper (USGS)		
WRR	Water Resources Research, American Geophysical Union(AGU)		
Sci. Rept.	Science Report		

農水省および都道府県発行

- 1 福島県水文地質図集
 - 2 山形県水文地質図集
 - 3 宮城県および岩手県水文地質図集
 - 4 沖永良部地区水理地質図
 - 5 喜界地区水理地質図
 - 6 南九州シラス地帯水理地質図
 - 7 関東東部地区（茨城・栃木）水理地質図
 - 8 関東西部地区（群馬・埼玉）水理地質図
 - 9 筑後川中流域水理地質図（福岡県）
 - 10 山梨県水理地質図
 - 11 福井県水理地質図
 - 12 石川県水理地質図
 - 13 香川県水理地質図
 - 14 静岡県水理地質図
 - 15 鳥取県水理地質図
 - 16 福井県水理地質図
 - 17 鹿児島県水理地質図
 - 18 群馬県南部水理地質図
 - 19 北海道水理地質図幅
 - 20 長野県地下水理概観図
-

地質調査所発行特殊地質図目録

No.	水理地質図 千450. 価 格	No.	日本炭田図 千500. 縮尺 価 格
4	山梨県釜無川・笛吹川流域 5万 650	1	常盤炭田図 説明付 5万 1760
5	香東川・土器川・財田川流域 10万 650	2	北松炭田図 説明付 2.5万 2930
6	愛媛県・金生・加茂・中山川 10万 650	3	留萌炭田大和地区 説明付 2.5万 730
7	千葉 葉 西 部 10万 650	4	常盤炭田 泉地区 説明付 1万 730
8	奈良県大和川流域 5万 650	5	釧路炭田新越別地域 説明付 1万 730
11	長野県松本盆地 説明書付 5万 650	6	石狩炭田東芦別地域 説明付 1万 1330
12	兵庫県南西部 説明書付 10万 650	7	釧路炭田北西部 説明付 2万 1330
13	佐賀県・福岡県筑後川中流域 5万 650	8	雨竜～留萌 説明付 2万 2930
15	都城盆地 説明書付 10万 650	9	佐世保市南西部 説明付 1万 1330
16	仙台湾臨海地域 10万 840	10	新潟県赤谷 説明付 5千 1330
17	高知県鏡・国分・物部川流域 2.5万 650	12	佐世保西南部地域 説明付 1万 1760
18	福岡・大分県山国川・駅館川 5万 650	天北炭田 炭層対比図炭柱図 2650	
19	熊本県白川・黒川流域 5万 650		
20	鳥取県日野川流域 5万 840		
21	福岡県矢部川中流域 2.5万 840		
22	山梨県・長野県釜無川上流域 5万 1110		
23	長野県・群馬県湯川・吾妻川 5万 1390		
24	長野県千曲川中流域 5万 1390		
25	島 原 半 島 5万 1510		
26	長崎県諫早・北高地区 5万 1260		
27	長野県上川・柳川・宮川流域 5万 1260		
28	福島県郡山盆地 5万 1390		
29	福 島 盆 地 5万 1540		
30	甲 府 盆 地 5万 1530		
31	長野県千曲川・犀川流域 5万 1620		
32	新潟県高田平野 5万 1790		
33	徳島県吉野川下流域 5万 1390		
34	徳島県那賀川下流域 5万 1390		
35	長野県伊那谷地域 5万 1780		
36	静岡県天竜川流域 5万 1390		
No.	日本油田ガス田図 千450. 価 格	No.	空中磁気図 1:20万 千450. 価 格
1	青 山 奥 5万 820	1	酒田～村上～弥彦～糸魚川海域 1030
2	横 浜 1.5万 820	2	稚内～利尻～遠別～留萌～札幌海域 1030
3	横 須 賀 2万 820	3	浜頓別～雄武～網走海域 590
7	魚沼 柱状図・説明書付 5万 3410	4	御前崎～浜松～豊橋海域 590
8	本 宿 2.5万 1510	5	西九州長崎～川内海域 590
9	七 谷 2.5万 820	6・7	気仙沼～磐城～日立～鹿島～鳴川 1030
10	茂 原 5万・1.5万 2140	8～10	厚岸～樺太～函館～根丹海域 1030
11	佐 渡 説明書付 5万 3020	11・12	輪島～福井～陸奥～宮古～花巻海域 1030
5	五 城 目 南 部 1.5万 820	13	福井～豊岡～隠岐海域 590
		14～16	豊橋～串本～室戸～佐多岬海域 1550
		17・18	天北～十勝地域 590
		19・20	日高～大雪地域 590
		21・22	奥尻～津軽～男鹿半島～酒田海域 1030
		23	五島列島～野母崎～男女群島海域 1030
		24	北 見 地 域 590
		25	大隅半島～屋久島～種子島東方海域 1030
		26	佐渡相川～輪島～糸魚川～七尾海域 1030
		27	伊豆沖～相模灘～伊豆諸島海域 1030
		28	常 盤 沖 東 方 海 域 1030
		29	日 本 周 辺 海 域 100万 1030
		30	三 陸 沖 東 方 海 域 1030
		31	関 東 沖 東 方 海 域 1030
		32	沖 縄 島 北 西 方 海 域 1030

※ 上記の地図は御注文によって取り寄せますので、納品までに2～3週間を要する場合もあります。
万一、品切れ絶版になりました節は悪しからず御許し下さいますようお願い申し上げます。

国土地理院撮影空中写真・国土基本図特約販売代理店
国土地理院発行地形図・地質調査所発行地質図販売店

関 西 地 図 セ ン タ ー

図 豊 次
京都市左京区吉田本町27-8 ☎075-761-5141番

地下水調査の現状と問題点

発行・編集 日本応用地質学会 関西支部
〒558
大阪市住吉区杉本3-3-138
大阪市立大学理学部 地学教室内
TEL (06) 692-1231 (大代)
内 3263

印刷・製本 辰 巳 印 刷
〒666
川西市加茂1丁目11-15
TEL (0727) 59-8471 (代)
