

# 貯水池の造成に関する調査研究\*\*

島 重 章\*

(昭和54年10月5日受理)

## Investigation for a Reservoir Construction\*\*

Shigenori SHIMA\*

(Received Oct. 5, 1979)

It may safely be said that Japan is a rainy area. But lately the problem of water-resources is felt more and more keenly and the relation of a drainage basin and water balance are rising in importance. Also, as the locus of our activity is expanding from level land to mountainous areas, the demand for water is increasing. Still more, the study of a water balance is becoming a necessity from both the viewpoints of prevention of water-related damage in mountainous areas and of ecology.

From this point of view, in this report, the characteristics, the engineering properties and water balance of a small drainage basin are described.

### 目 次

1. まえがき
2. 山地小流域の貯留
3. 現地状況
4. 調査方法
5. 調査結果
6. 貯水量の推定
7. あとがき

### 1. ま え が き

わが国の気候帯は世界中でも多雨地帯に属し、年間平均 1,800 mm という豊富な降雨量は、数少ない天然資源として量を誇るものの一つであった<sup>1)</sup>。しかし、最近のように水不足問題が深刻化して来ると、わが国の水資源が高度に利用されていたとは言いがたく、豊富な降水量は河川水となって、そのほとんどが流出してしまっていると考えてもよい状態である。即ち、河

川は流路が短かく、勾配の急峻なものが多くて単時間に降水が流出してしまうという、わが国の地形上の特性があり、さらに洪水量と濁水量の差が非常に大きいという気候上の特長があることから、水資源利用上の問題点が生じるものと考えられる<sup>2)</sup>。

かつてのわが国の産業基盤は第1次産業を主体とした米生産がその中心であった。それが、第二次大戦後とくに昭和30年代を契機として大きく変換し、第2次産業中心に転換されてきたのである。従って、沖積地と山地とのかかわりも従来と全く異った傾向をたどってきたといえる。つまり、木材資源、水資源の大量取得や水エネルギーへの要望など、山地への期待が大きくなってきたのである<sup>3)</sup>。

このような山地は水資源としてのかん養地の性格が強く、河川水は主として山地に源を發し、平地部の地下水もその多くは山地で浸透した雨水に由来している。特に近年、人間活動の場が平地部だけでなく、

\* 土木工学教室

\*\* 昭和54年9月19日広島工業大学研究発表会にて発表

山地部にまで拡大されるに従い、山地地域での水利利用の需要が増大し、また山地災害の防止や生態学的な見地からも、山地の水収支に関する研究が重要視されている<sup>4)</sup>。

以上のような観点から、本研究は広島市北西部の沼田町大下にて開発された広島工業大学沼田校舎において貯水地造成の可能性を検討する機会を得たので、現地において各種調査を行ない、地層の確認や風化土質と透水性の関連などを検討するとともに、貯水地造成後の貯水量と漏水量について予測し、調査した山地小流域の水収支特性について考察したものである。

## 2. 山地小流域の水収支

従来山地であった流域上流部が宅地化して開発が進行すると、その不浸透域の拡大により有効雨量が増加し、また側溝、下水道等の排水施設の完備によって降雨が河川へ直接流下されるようになり、雨水の流出が急速に増加すると、下流河川への負担増を招くようになる。これは相対的に河川改修を遅くさせる原因になる。即ち、水理水文学的には、浸透量の減少、流域・粗度の減少、流入時間の減少および水路網の整備等として説明される。従って、流域の開発速度に比べて、河川改修は追いついていけない状態になり、河川沿いのスプロール化もはげしいため洪水氾濫による被害額は増加する一方である。即ち、河川改修だけでは、都市域の洪水問題の解決にはならないということになる。以上のような問題点を解決する方法として考えられる方策は、水を流すかためるかであり、河川構造物の整備により流すには限度があり、従って、流域処理により貯留するという考え方に結論づくわけである<sup>5)</sup>。

そこで、貯留という観点から水収支について検討してみると、水収支の原理は、

$$(貯留量の増加) = (流入) - (流出) + (生成) - (消滅) \dots\dots\dots (1-1)$$

という、非常に簡単な関係で示される<sup>4)</sup>。これは図-1によっても説明されよう。しかし、実際には、水文学的な過程を考慮していくと、空間的に分散した形で進行し、複雑な構造をもち、多くは地中で現象を起し、直接的に(1-1)式を理解することは困難である。そこで、流域の水収支においては、各項を正しく評価して、収支のつじつまが合うようにすればよいわけであるが、水文量はすべて場所とともに、時間とともに大きく変動するため、現地調査における資料の集積検討を最も必要とする。

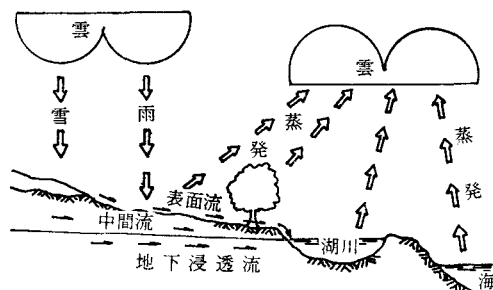


図-1 水の循環

流域の水収支において流入に相当するものは降雨だけである。降雨は雨量計によって地点雨量として測定される。従って、流域内の数ヶ所で地点雨量を測定しそれから流域雨量を推定することになる。この場合、流域面積が小さいほど、流域内の地点雨量の変動は小さく、流域雨量の推定は容易になると思われる。しかし、水文学的には小流域ほど降雨に対する応答性が速いので、短時間雨量が問題になる。この短時間雨量は雨域がせまく、しかも移動することが多いので、空間的な変動が大きいと考えられている。従って、小流域に関しては、流出機構を十分把握することが必要である。

つぎに流出であるが、山地小河川の流量は水深が小さく河床変動が相対的に大きいので、自然状態のまま測定した水位から流量を求めるのは適当でなく、せきなどによる測定を必要とする。そうすると、背水域に土砂堆積の除去設備を要し、また出水時と低水時の流量比が大きいので、測定範囲もかなり広くなくてはならない。また、観測期間もできるだけ長く、欠測がないように注意しなければならない<sup>6),7),8)</sup>。

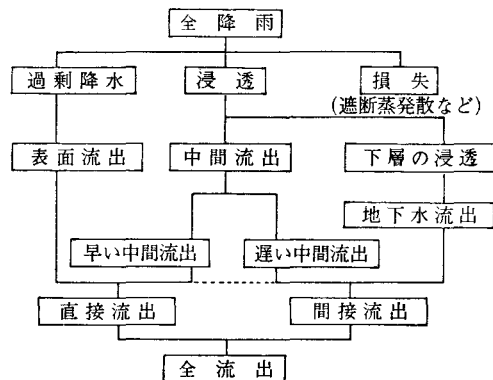


図-2 流出の過程と成分

以上のように、小流域における水収支の測定は、すべての水文学量が時間的にも空間的にも変動しやすく、また地質、地形、植生などの効果がより直接的にあらわれる。図-2に示すように降水は蒸発散、直接流出、中間流出などの各成分に分割されるので、各成分の相対的な検討を必要とするわけである<sup>9)</sup>。

### 3. 現地状況

調査対象地は、広島市沼田町下にある広島工業大学沼田校舎敷地内であり、旧広島市内から約20 km離れた広島市北西部の中国山地の一部に属し、周囲をなだらかな山々に囲まれた場所である。この付近の山地は老年期のなだらかな地形を呈し、地質は白亜紀の広島型花崗岩類のうちの黒雲母花崗岩から形成され、風化花崗岩であるマサ土に広く覆われている。この位置から北部にかけて、古生代後期に生じた中帯の古生層の分布が見られ、調査地内にも輝緑凝灰岩や粘板岩の風化したと思われる赤土混りの層が夾在している<sup>10)</sup>。このような風化とは、岩石が物理的、化学的变化によって土化するまでの過程を総称する言葉として用いられ、地表では日射による温度変化、凍結、雨水による溶解作用などが絶えず行なわれているが、このような風化作用を大きく分類すると、温度変化や凍結による物理的な破碎作用と、雨水や空気中の炭酸ガスなどに

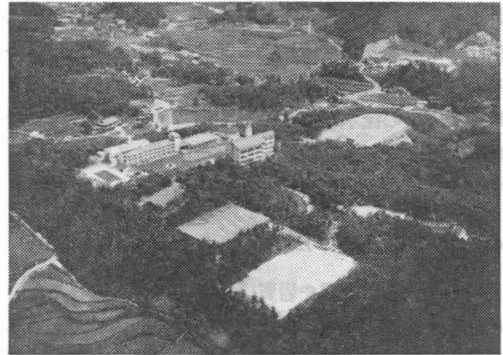


写真1 沼田校舎全景

よる化学的な作用とになる<sup>11)</sup>。

現地周辺の宅地開発はめざましく、数年前までは山地に囲まれていた環境が、中小規模工場や住宅群などの建設により大きく変化している。沼田校舎においては昭和52年度から3ヶ年計画により、約20万 m<sup>2</sup>の土地の整備を行ない、教育設備の充実を計った。(写真1、図-3)さらに、校地南東部の谷間に貯水池計画を実施することにより、環境整備および用水確保などが考えられている。この谷間はグラウンドより約25 m下りの凹地で、底部全域にわたって段状に1/100の傾斜となっており、水田地であったと思われる形跡が見ら



図-3 沼田校舎概略図

れる。そこには現在杉が植樹され、また周辺斜面には松、栗、榎などの繁殖による混合林地帯となっている。この谷部中央は湿地帯で、幅 40~50 cm、深さ 10~20 cm の流水があり、谷部出口付近では、花崗岩地帯に多く見られる露出岩盤上を流下する溪流となつて、1 級河川太田川水系支川安川へと流入している。

#### 4. 調査方法

一般に地盤の土質や岩質は極めて複雑であることから、それに対応して、調査にも各種の方法が考えられる。したがって、特に地形、気象、土質、水理などの条件を十分に検討して実施しなければならない。一般に行なわれる調査手順としては図-4 のようである<sup>12)</sup>。



図-4 調査方法

予備調査においては、既存データの検討が主であり地形図、他資料の収集検討であるが、対象地が大学の敷地であることから、簡略化した。さらに現地踏査は、予備調査に基づき、対象地域の状況把握を行なうことであるが、これは前章に述べたとおりである<sup>13)</sup>。

本調査では現場試験を行ない、必要なデータを収集し、設計へのアプローチを計るもので、その各種調査地点を図-5 に示し、調査方法を以下に述べる。

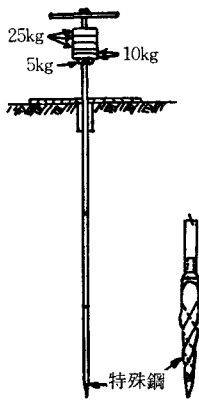
##### (1) 地質調査方法

(a) ボーリング調査：この調査は試料の採取および地層構成の確認を目的に行なうものである。ここでは軽量で低価なハンドオーガーによるボーリングを実施した。そのためボーリング能力は3~5 m である。採土は各種土質試験に供した<sup>14)</sup>。

(b) スウェーデン式サウンディング：この試験は、原位置における土の貫入抵抗を測定し、その硬軟、または締まり具合、あるいは土層構成を判定するために行なうもので、比較的適用される土質の範囲が広く、しかも簡単である。(図-6) 使用方法は、全重量、100 kg までのオモリ载荷による沈下測定につき、100 kg 载荷のまま回転貫入を行なうもので、貫入量 1 m 当りに換算した半回転数を  $N_{sw}$  と



図-5 調査地点概略図



図一六 スウェーデン式サウンディング

すると、この  $N_{sw}$  と標準貫入試験値である  $N$  値との間には

$$\left. \begin{array}{l} \text{粘性土} \cdots \cdots N = 3 + 0.050 N_{sw} \\ \text{砂質土} \cdots \cdots N = 2 + 0.067 N_{sw} \end{array} \right\} \cdots \cdots (4.1)$$

に近い関係がある<sup>15)</sup>。

(c) 大地比抵抗測定：地層の電気的性質の違いを利用して、地下の状態を調査する方法で、電気探査と呼ばれる。いま、断面積を  $S$ 、長さ  $l$  の導体において、断面を貫ぬく電流密度が一樣のとき、導体の抵抗値  $R$  は

$$R = \rho \cdot \frac{l}{S}$$

で表わされ、比例定数  $\rho$  は物質の性質にのみ関係した定数で、比抵抗と呼び ( $\Omega$ -m) 単位で表わす。この比抵抗値を求める方法には、Wenner 法と Schlumberger 方法とがあり、一般に浅い層の探査には、Wenner 法が用いられる。

図一七のような地盤の比抵抗は

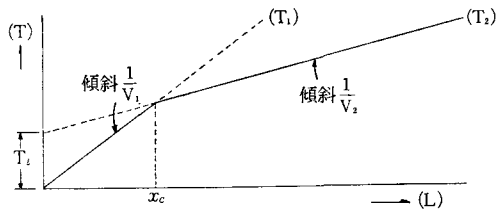
$$\rho = \frac{1}{\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r-r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r-r_2} \right)} \cdot V/I \cdots (4.2)$$

で決定される。この四極間を等距離  $a$  にとると、比抵抗  $\rho$  は

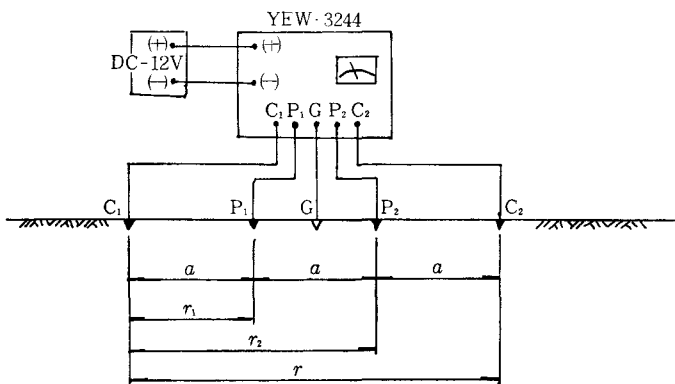
$$\rho = 2\pi a \cdot \frac{V}{I} \cdots \cdots (4.3)$$

で表わされる。この比抵抗は見掛け比抵抗  $\rho_a$  と呼ばれ、 $a-\rho_a$  曲線から地層構造を求めることができる<sup>16)</sup>。なお、ここで使用した測定器は YEW-3244 型である。

(d) 弾性波探査：地震探査とも呼ばれ、地盤を一種のフィルターと考へて、与えられた入力に対する応答としての現象を測定し、これを解析することによって地盤特性を得ることができる。この方法には屈折法と反射法があるが、反射法に土木関係の調査にはほとんど用いられていないので、ここでは屈折法を用いた。この方法は重スイ落下その他の人工的振源によって生じた弾性振動が、一地層内を屈折して地表に伝わるので、観測点に達する時間を測定して走時曲線を描き、地層内の弾性波速度を求めるものである。図一八に示すような走時曲線において、第 I 層の速度  $V_1$  は  $T_1$  の勾配から、第 II 層の速度  $V_2$  は  $T_2$  の勾配から求められる。また、第 II 層上



図一八 屈折法による解析原理



図一七 電気探査測定

面までの深さ  $d_1$  は次式で求められる<sup>13)</sup>。

$$d_1 = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \dots\dots\dots(4.4)$$

(2) 水理調査方法

(a) 降雨量：雨量計によって特定の地点の降水量を測定し、それにもとづいて所定の範囲内の供給された水量を推定するもので、使用した雨量計は、内径 20 cm の非自記雨量計である。過去の降雨記録は、建設省太田川水系沼田町伴観測所のデータを参考にした。

(b) 流量測定：溪流における流量は、その谷間に降った雨水が流出過程を経て現われるもので、流出経路によって表面流出、中間流出および地下水流出の 3 成分に大分類される。(図-2 参照) 流量の測定は、全流出を測定すればよいが、困難であることから、所定流域の最下流地点、すなわち谷の出口に露出した花崗岩箇所において、9ℓ ポリバケツ、メスシリンダーおよびストップウォッチを用いて測定した。

(3) 現場透水試験

(a) 広域測定法：井戸を中心に地下水位は朝顔状に

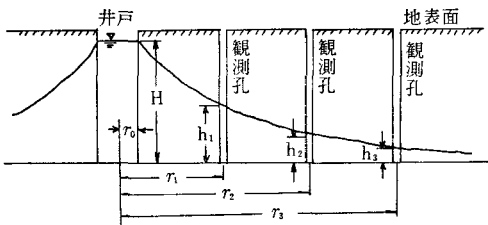


図-9 注水による現場透水試験

変化するので、井戸を通る線上に 3 ケ以上の観測井を設け、井戸への給水を一定に行ないながら各観測井の水位変化を測定した。(図-9) すなわち観測井内の水位が一定になれば、井戸から側方への浸透は定常状態になったとみなし、式 (4.5) より透水係数を求めた<sup>17)</sup>。

$$k = \frac{2.3Q \cdot \log r_2/r_1}{\pi(h_1^2 - h_2^2)} \dots\dots\dots(4.5)$$

ここに  $Q$  : 単位時間の給水量 (cm<sup>2</sup>/sec)  
 $r_1, r_2$  : 井戸の中心から観測井戸までの距離 (cm)  
 $h_1, h_2$  :  $r_1, r_2$  における不透水層上の地下水位の高さ (cm)

(b) オーガー孔中の水位下降速度による方法

図-10に示すように、不透水層に達するか、あるいは不透水層より上に止まるオーガー孔を掘る。そして孔中に注水し、放置したときの水面下降速度を測定した<sup>17)</sup>。

透水係数は次式による。

$$k = 0.617 \frac{r}{sd} \cdot \frac{dh}{dt} \dots\dots\dots(4.6)$$

ここに  $r$  : 孔の半径  
 $d$  : 地下水面と孔の深さの差  
 $dh/dt$  : 高さ  $h$  における水面下降速度  
 $S$  : 常数

(c) 注水試験法：この方法は、表層の透水係数を測定する簡易法で、円筒形の浅い試験孔からの透水量を測定し、透水係数を求めるものである。測定結果の整理は図-11に示される地下水位の位置によって

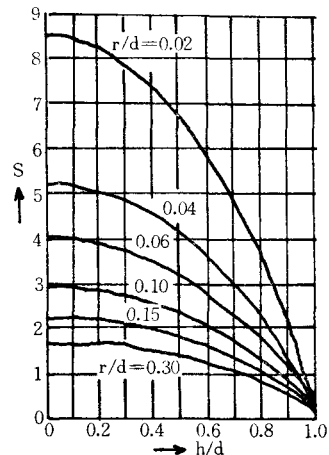
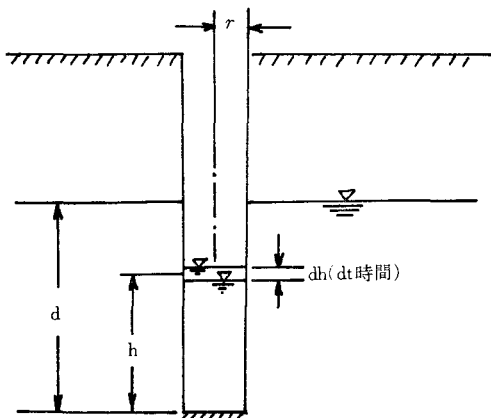


図-10 オーガー孔による透水係数測定

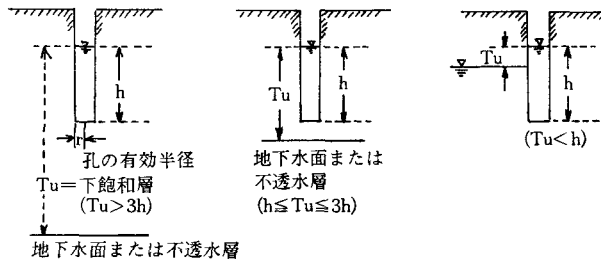


図-11 孔内水深と地下水位の関係

区分される<sup>17)</sup>。

- ① 測定孔内の水面から地下水面までは不透水層に至る距離  $T_u$  が孔内の水深  $h$  の3倍以上のとき、

$$k = \frac{Q}{2\pi h^2} \left[ \ln \left\{ \frac{h}{r} + \sqrt{1 + \left( \frac{h}{r} \right)^2} \right\} - 1 \right] \dots (4.7)$$

ここに  $h$  : 測定孔内の水深 (cm)

$r$  : 測定孔の半径 (cm)

$Q$  : 単位時間の給水量 ( $\text{cm}^3/\text{sec}$ )

- ② 地下水位が高く、 $h \leq T_u \leq 3h$  のとき

$$k = \frac{3Q \ln \frac{h}{r}}{\pi h(h + 2T_u)} \dots (4.8)$$

- ③ 地下水位が測定孔の底より高いとき、 $T_u < h$  のとき

$$k = \frac{Q \ln \frac{h}{r}}{\pi \cdot T_u (2h - T_u)} \dots (4.9)$$

## 5. 調査結果および考察

### (1) 土質調査結果

ハンドオーガーにより採取した土試料によって、各

地点の柱状図を作成し、含水比、比重、コンシステンシー、粒度などの土の物理的性質試験を行なった。その結果は図-12(a)~(c)および表-1に示した。上流地点では表面水が広く流出し、飽和した砂分を2.00mまで楽に掘進、採取できた。中流地点はレキ混り砂分の多い層で玉石の混入が見られ、掘進中にガリ音が多く1.5m地点の地下水位以深の掘進は不可能であった。下流地点はシルト混り砂が多く、玉石混りでガリ音を発した。1.5mまでの掘進は若干困難であったが、地下水位の確認は得られなかった。粒度特性は図-13、土質分類は表-2に示した。全体的に砂質ロームを示すが、上流域はシルト、粘土質の混合土であり、中流域はシルト質砂であり、下流域は粘土質の砂である。全体的に地層の推定を行なうと、1m以深はレキ分の多い層となり、表土を形成している。さらにその下部にはマサ状風化花崗岩またはキ裂の多い風化花崗岩層が10~20mの層を成していると考えられる。

スウェーデン式サウンディングはボーリングと同位位置で実施した。結果は図-14(a)~(b)に示したように、各地点における一軸圧縮強さ、およびN値への換算を行ない表示した。表土は腐蝕土の混合または、かなり

表1 土質試験結果

測定場所 No.	深さ (m)	自然含水比 $w$ (%)	比重 $G_s$	液性限界 $w_L$ (%)	塑性限界 $w_P$ (%)	塑性指数 $I_P$
上流 No. 1	0.0~0.2	48.17	2.507	31.43	15.89	15.54
	0.2~0.5	30.63	2.640	34.87	16.43	18.44
	0.5~2.0	26.97	2.685	41.68	30.19	11.49
中流 No. 2	0.0~0.1	19.23	2.544	36.43	26.09	10.34
	0.1~0.5	30.90	2.567	38.45	26.96	11.49
	0.5~1.6	22.25	2.617	45.00	31.15	13.85
下流 No. 3	0.0~0.2	30.65	2.542	30.38	11.87	18.51
	0.2~0.8	12.79	2.527	31.44	11.27	20.17
	0.8~1.7	24.92	2.612	26.06	12.82	13.24

深さ (m)	柱状図	色 彩	層 構 成 の 特 徴	混 入 物	掘 進 中 の 現 象
0.2		黒 灰 色	粘土と砂の混合	草木の根、葉	らくに掘進 自由地下水面 ドロドロでオー ガーが楽に進む
0.5		茶 っ 色	シルト		
▼		赤 っ 色	シルトと砂の混合	玉石が出る	

図-12-(a) 上流部の柱状図

深さ (m)	柱状図	色 彩	層 構 成 の 特 徴	混 入 物	掘 進 中 の 現 象
0.1		赤 っ 色	粘性土と流入土砂		比較的スムーズに掘 進できる。 ジャリジャリと音が してやや重くなり掘 進速度が遅くなる。 自由地下水面 掘進不能
0.5		茶 っ 色		草木の根葉	
▼		黒 灰 色	レキと砂をかなり 含んでいる	玉石が出る	
1.5					

図-12-(b) 中流部の柱状図

深さ (m)	柱状図	色 彩	層 構 成 の 特 徴	混 入 物	掘 進 中 の 現 象
0.2		黒 灰 色	腐 食 土	草木の根葉が多い	比較的楽に掘進 ジャリジャリという音
0.8		茶 っ 色	小石や砂が多い	玉石が出る	
1.5		黒 っ 色	シルトと砂	玉石が出る	掘進速度ややおちる

凡 例

	: 粘 性 土		: 有 機 質 土		: シ ル ト
	: 砂		: レ キ		: 軟 岩

図-12-(c) 下流部の柱状図



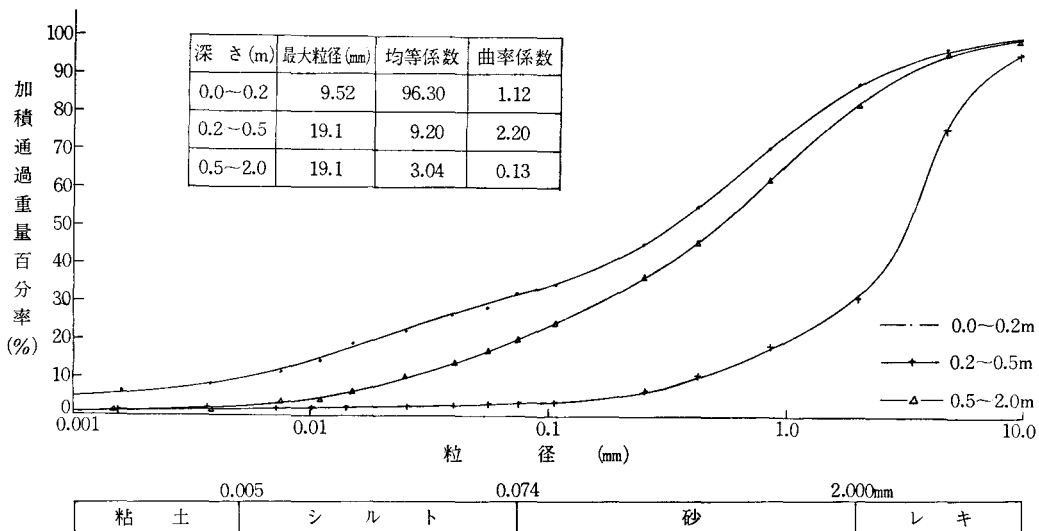


図-13 No. 1 (上流) における粒径加積曲線

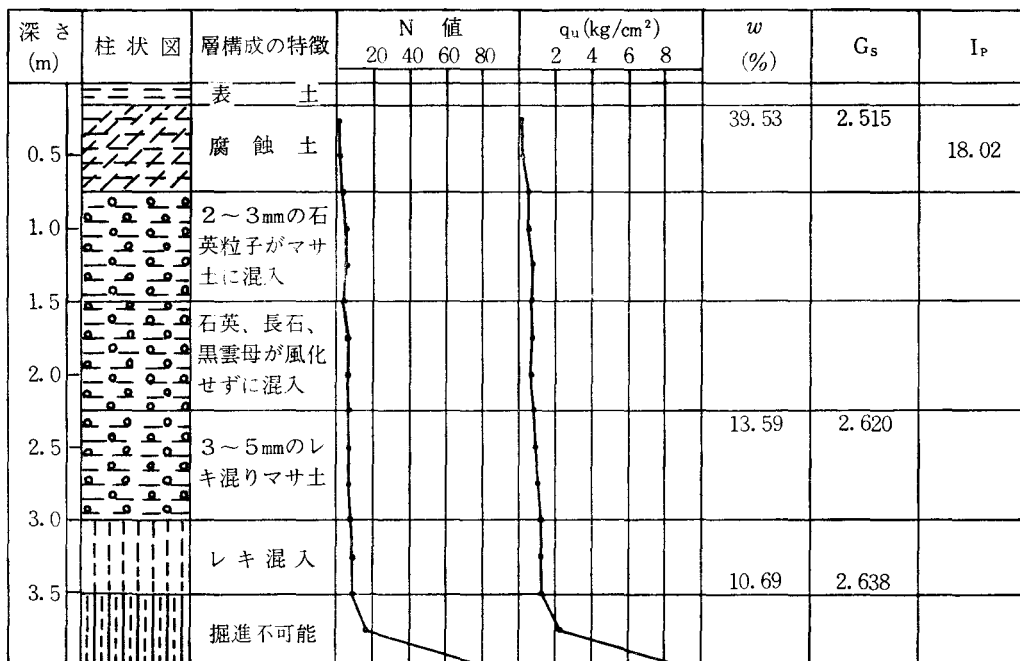


図-14-(a) 測 線 L-2

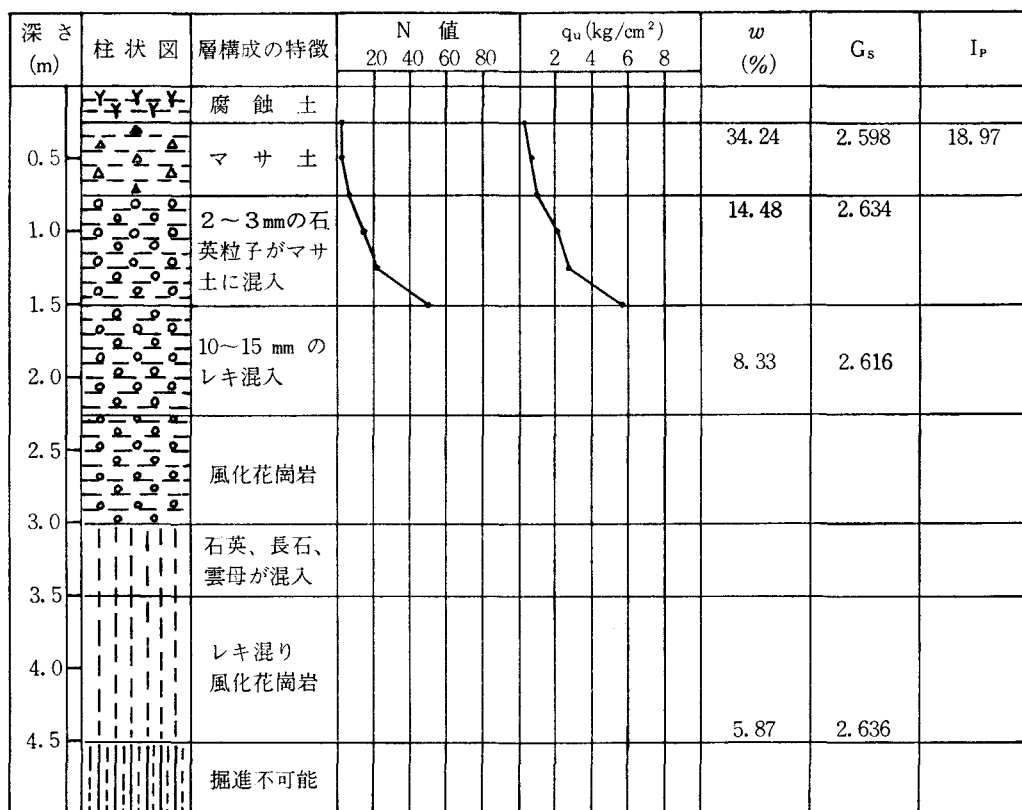


図-14-(b) 測線 L-3

表2 三角座標分類法，統一分類法の結果

地点	深さ(m)	三角座標分類法	統一分類法
上流	0.0~0.2	砂質ローム	SC
	0.2~0.5	砂質粘土	SW
	0.5~2.0	砂質ローム	SM
中流	0.0~0.1	砂質ローム	SM
	0.1~0.5	砂質ローム	SM
	0.5~1.6	砂質ローム	SM
下流	0.0~0.2	砂質ローム	SC
	0.2~0.8	砂質ローム	SC
	0.8~1.7	砂質ローム	SC

の風化破碎土により支持力は低く、風化花崗岩付近になると  $q_u=9 \text{ kg/cm}^2$ ,  $N=80$  となり、密な砂レキ層であると考えられる。

比抵抗法による調査は谷間、斜面および斜面上のグラウンド平面において実施した。結果は図-15(a)~15

(c)に地質断面図で示した。現地において考えられる地層は花崗岩層であり、その上部に風化残積土としての層が存在することからほぼ均一な層の構成と思われた。しかし、比抵抗値は同一岩層でも必ずしも様な値を示さず、層は風化の程度により含水比の変化が異なることから、風化の度合いの判別に相関性を示すと考えられる。図に示したように比抵抗の区分は表土、マサ土、風化花崗岩および花崗岩に分かれ、一般に風化した層ほど比抵抗値は低い値を示す。従って、表層は  $900 \Omega \cdot \text{m}$ 、マサ土層は  $1,500 \Omega \cdot \text{m}$ 、風化花崗岩層は  $8,000 \Omega \cdot \text{m}$  程度の比抵抗値を示し、地下水位を有する層は低い比抵抗値を示した。

弾性波探査結果は、走時曲線を解析した結果、地質構成層を次の3段階に分類した。結果は図-16(a)~16(c)に示したが、 $V_1=0.3\sim0.5 \text{ km/sec}$  を第1速度層と呼び、マサ土から成る層である。つぎに  $V_2=1.3\sim1.5 \text{ km/sec}$  を第2速度層と呼び、ハンマー等で砕くことのできる風化花崗岩層から成る層である。 $V_3=$

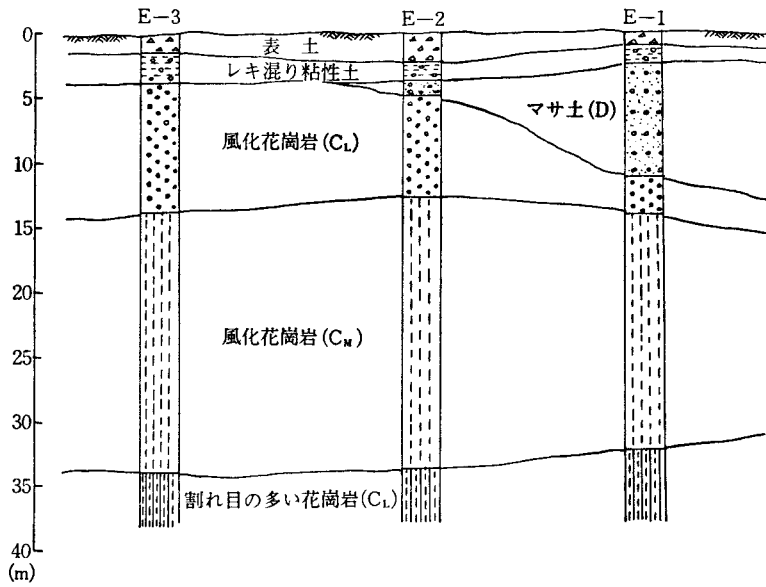


図-15-(a) 平地部 (①~②~③) 地層断面図

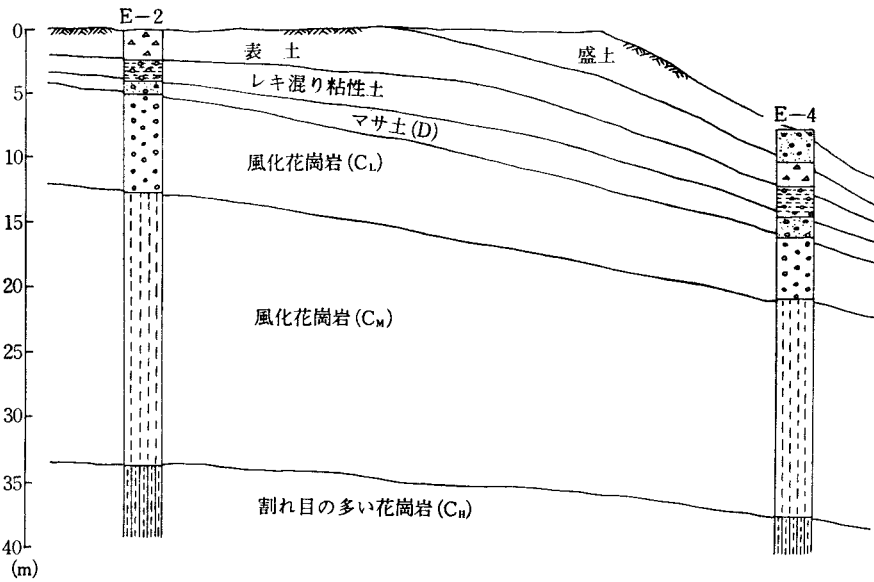


図-15-(b) 斜面部 (②~④) 地層断面図

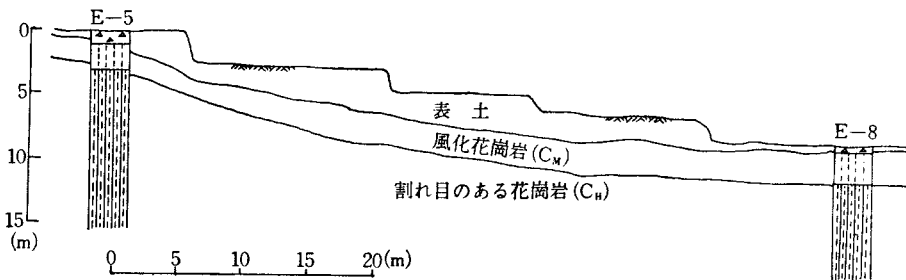


図-15-(c) 谷部 地層断面図

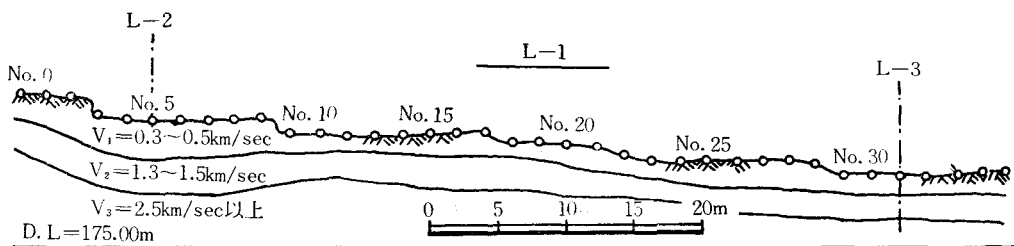


図-16-(a) 測線L-1における弾性波探査結果

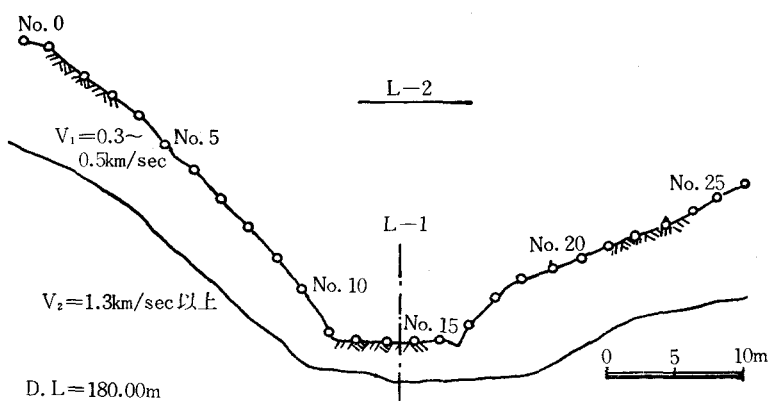


図-16-(b) 測線L-2における弾性波探査結果

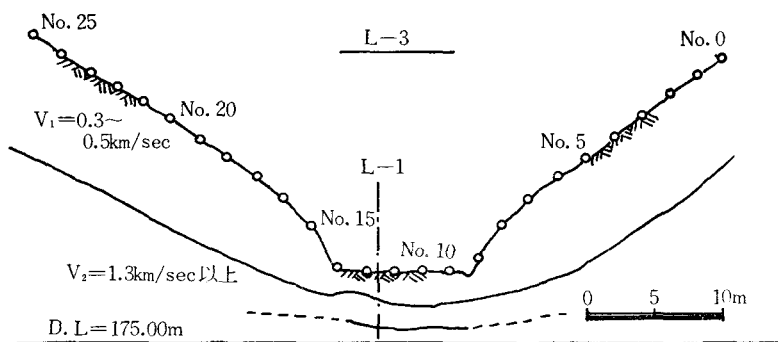


図-16-(c) 測線L-3における弾性波探査結果

2.5 km/sec 以上を第3速度層と呼び、風化進行中の花崗岩帯である。

## (2) 水理調査結果

降雨量の実測より得られた結果は表-3のようである。この値のみを沼田校地の代表値とするには正確さに欠ける。そこで、建設省太田川工事事務所沼田町伴観測所の昭和30年から52年までの記録に基づき、表-4に示した値から年平均降水量を求めると 1,839 mm

となる。

流量測定は、毎日の測定値を毎月ごとに集計し、時間当りの量で表示すればかなり正確な値が得られると思われるが、定時に毎回測定しうる装置が得られぬまま実測に入った為、前半の記録は数少なく正確さに若干とぼしい値となった。その結果は表-5に示したが、表面水の測定は堰上げによる定時間隔による測定装置を要すると考えられた。年間流量は、実測値より毎月

表3 降水量観測結果

年	52年
月	降水量 (mm)
1	19.8
2	32.6
3	206.5
4	310.2
5	148.8
6	218.7
7	161.2
8	151.2
9	64.3
10	3.2
11	103.5
12	16.9
計	1,429.9

表4 沼田町伴観測所降雨量資料

年	降雨量 (mm)	年	降雨量 (mm)
30	1,628.0	43	1,393.2
32	1,927.9	44	1,540.4
33	1,631.9	45	1,858.0
35	2,107.0	46	1,478.9
36	1,485.0	47	2,493.0
37	2,332.0	48	1,353.1
38	2,367.0	49	1,970.8
39	1,494.1	50	1,754.6
40	2,418.4	51	1,924.3
41	2,198.1	52	1,614.7
42	1,659.7	平均	1,839.5

表5 流量測定結果

月	流量 ℓ/min	月	流量 ℓ/min
1	7.3	7	63.0
2	10.2	8	56.4
3	174.3	9	50.5
4	236.8	10	17.4
5	54.1	11	14.3
6	188.3	12	3.9

の平均流量に各月の日数を乗じて、 $Q=26,651 \ell$  となる。

(3) 現場透水試験結果

現地状況およびポンプの性能などから検討した結果

広域法を可能とした地点は下流地のみとなった。その結果を表6-(a)に示した。

オーガー孔中を利用する水位下降速度による方法は広域法と同様の理由から下流地のための試験を行なった。その結果を表6-(b)に示した。

定常状態で求める注水試験法は、上流地においては注水が困難であったため、中流および下流地について行なった。その結果を表6-(c)に示した。

表6(a) 広域法の結果

No.	測定値	公式	透水係数 $k$ (cm/sec)
3	$Q=16.7 \text{ cm}^3/\text{sec}$ $r_1=235 \text{ cm}$ $r_2=338 \text{ cm}$ $h_1=82 \text{ cm}$ $h_2=49 \text{ cm}$	(4-5)	$4.46 \times 10^{-4}$

表6(b) 水位下降速度による方法の結果

No.	測定値	公式	透水係数 $k$ (cm/sec)
3	$r=8.5 \text{ cm}$ $s=2.0$ $d=71.0 \text{ cm}$ $dh=9.0 \text{ cm}$ $dt=120 \text{ sec}$	(4-6)	$2.77 \times 10^{-3}$

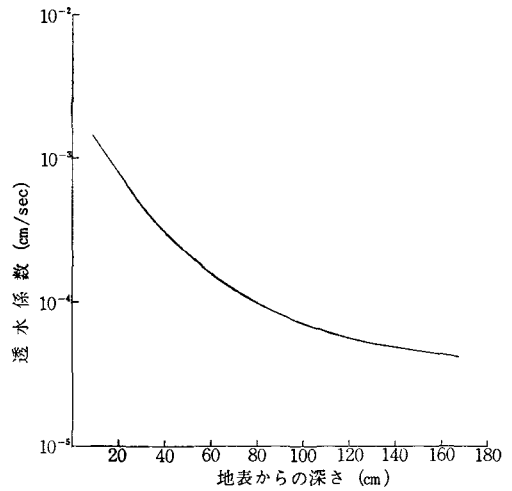
表6(c) 注水試験の結果

No.	測定値	公式	透水係数 $k$ (cm/sec)
2	$Q=22.6 \text{ cm}^3/\text{sec}$ $h=123 \text{ cm}$ $r=8.5 \text{ cm}$ $T_u=135 \text{ cm}$	(4-8)	$5.64 \times 10^{-4}$
3	$Q=16.5 \text{ cm}^3/\text{sec}$ $h=105 \text{ cm}$ $r=8.5 \text{ cm}$ $T_u=113 \text{ cm}$	(4-8)	$4.95 \times 10^{-4}$

表6(d) 室内透水試験結果

測定位置 No.	乱さない試料の透水係数 $k$ (cm/sec)	乱した試料の透水係数 $k$ (cm/sec)
1	$7.12 \times 10^{-3}$	$9.86 \times 10^{-3}$
2	$5.66 \times 10^{-3}$	$8.88 \times 10^{-3}$
3	$2.84 \times 10^{-3}$	$6.54 \times 10^{-3}$

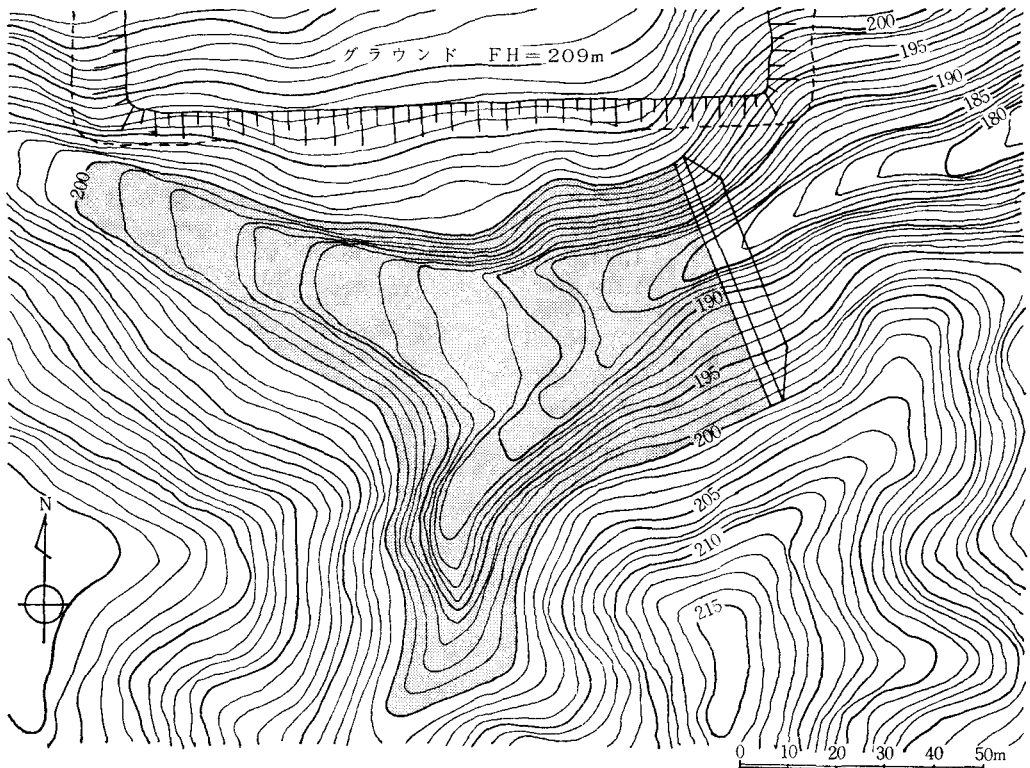
以上の結果より、下流における3種類の方法を比較してみると、水平方向の透水性を表わす広域法および注水法は透水係数が $10^{-4}$  cm/sec と小さく、鉛直方向の透水性を表わす水位下降速度による方法は透水係数が $10^{-3}$  cm/sec と大きいことから、この附近のマサ土地盤は水平方向よりも鉛直方向の透水性が高いと考えられる。また測定深さはいずれも100 cm 前後であるため、表層部分の透水度しか得られなかったが、深くなる程、風化度とも関連し透水係数の低下が考えられる。そこで3地点の表層部を地表より20 cm~30 cm 付近について、乱さない試料および乱した試料の室内透水試験を行なった結果が表6—(d)である。乱した試料と乱さない試料との締め密度は、ほぼ同程度として作成したが、結果的には乱した試料の値がやや大きくなっている。これらの値をもとに、測定深さと透水係数の関係を示すと図—17のようになる。これをもとに、この付近の特性値を予測すると、表層が $10^{-3}$ ~ $10^{-4}$  cm/sec、その下部の風化土が $10^{-4}$ ~ $10^{-5}$  cm/sec、さらにその下部の風化花崗岩が $10^{-5}$  cm/sec 以下と考えられる。



図—17 深さと透水係数の関係

## 6. 貯水量の推定

(1) 貯水池は堰堤の設置地点を概略的に設定すると、それにより求まる貯水容量、堰堤高さ、堤幅などが仮定される。いま、図—18のような位置に堰堤を設置す



図—18 堰堤の設置箇所概略図

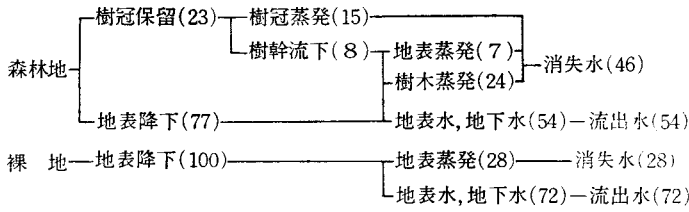


図-19 森林の有無による雨量と河川に流出する量との関係、( )の数字は%

ると仮定し、図上による各量を求めると、貯水池容量が約 45,000 m<sup>3</sup>、堤高が15m、堤幅が約44mとなる。このように仮定した堰堤内に貯水池としての水深を確保しうる水量が得られるか否かを考察する。

調査地点の流域面積は 38,880 m<sup>2</sup> である。1流域に降った雨量と河川に流出する量は、地形、地質によって異なるが、一般的には、図-19に示すような率で表現される<sup>18)</sup>。従って、当流域のような森林地に降った雨は全降雨量の54%が地表水として流出するものと考えられる。従って、年間流出量 (Q<sub>1</sub>) を算出すると、

$$Q_1 = 1,839.5 \times 10^{-3} \times 54 \times 10^{-2} \times 38,880 = 38,620 \text{ m}^3$$

となる。

つぎに実測値より得られた年間表面流出量 (Q<sub>1</sub>') を求めると

$$Q_1' = 26,651 \times 10^3 \times 10^{-6} \times 60 \times 24 = 38,377 \text{ m}^3$$

となり、ほぼ近似した値を示す。

つぎに漏水量を求めると流出率を地表降雨の77%として流量計算を行なった。すなわち、

$$Q_1'' = 1,839.5 \times 10^{-3} \times 77 \times 10^{-2} \times 38,880 = 55,070 \text{ m}^3$$

いま、Q<sub>1</sub>' = 38,377 m<sup>3</sup> であるから

$$Q_2 = Q_1'' - Q_1' = 55,070 - 38,377 = 16,693 \text{ m}^3$$

となる。

比較のために、さらに米国開拓局の方法 (図-20) により考察する<sup>19)</sup>。すなわち

$$Q_3 = k \cdot d \cdot \frac{H}{W} \cdot L \dots\dots\dots(6.1)$$

- ここに Q<sub>3</sub> : 漏水量
- k : 透水係数
- d : 透水層厚さ
- H : 水差
- W : 堤体基礎幅
- L : 堤体長さ

透水係数は 3 m 深さの表土を考慮し、現場透水試験か

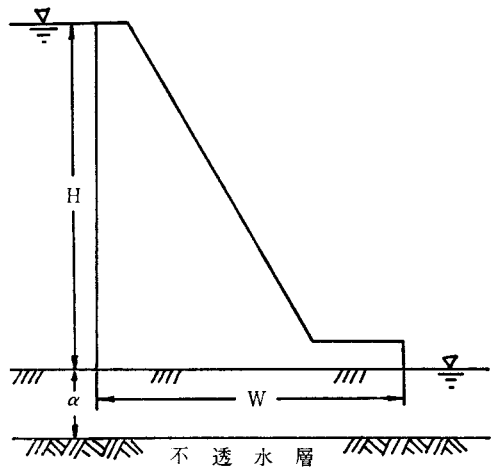


図-20 貯水ダムの概略図

ら得られた最小値 4.46 × 10<sup>-4</sup> cm/sec を用いると、堰堤の仮定値より H = 15 m, L = 44 m, W = 15 m を採用する。故に、求める漏水量 (Q<sub>3</sub>) は

$$Q_3 = 4.46 \times 10^{-4} \times 10^{-2} \times 3 \times \frac{15}{15} \times 44 = 5.887 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{sec} = 18,565 \text{ m}^3$$

となり、流出率77%の透水量 Q<sub>2</sub> = 16,693 m<sup>3</sup> と近似する。従って、降雨による表面流出量を Q<sub>1</sub>' = 38,377 m<sup>3</sup> と考え、漏水量を Q<sub>3</sub> = 18,565 m<sup>3</sup> と考えると、貯水池に流入する量は Q = Q<sub>1</sub>' - Q<sub>3</sub> = 19,812 m<sup>3</sup> となり、よって貯水池約 45,000 m<sup>3</sup> を満たすには約2.3ヶ年を要するものと考えられる。

## 7. あとがき

本研究は、風化花崗岩地帯の小流域に、貯水池造成の可能性を検討することを目的として、現地において各種調査を行ない、得られた調査資料から水収支特性を検討し、貯水量の予測を行なった。その結果を列挙すると以下のとうりである。

(1) 地層は、表層 1 m 程度がマサ土であり、それ以下はレキ分の多い層で、10 m 位までは風化花崗岩層であり、その風化の程度はかなり複雑である。

(2) 支持力は、マサ土層では非常に弱いが、風化花崗岩層になると、 $q_u = 9 \text{ kg/cm}^2$ 、 $N = 80$  を示し、密な砂レキ層程度の値を示した。

(3) 比抵抗値は風化した層ほど低い値を示した。即ち、表層で  $900 \Omega \cdot \text{m}$  程度、風化花崗岩層で  $1,500 \sim 8,000 \Omega \cdot \text{m}$  程度を示した。

(4) 弾性波速度は、マサ土のような表層で  $0.3 \sim 0.5 \text{ km/sec}$ 、ハンマーで砕くことのできる層で  $1.3 \sim 1.5 \text{ km/sec}$ 、さらにそれ以下の風化花崗岩層で  $2.5 \text{ km/sec}$  以上の値を示した。

(5) 降雨量は、現地周辺の過去 22 年間の集計値から年平均雨量を求めると、 $1,839 \text{ mm}$  である。

(6) 現場の透水性は、表層で  $k = 10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ cm/sec}$ 、その下部風化層で  $k = 10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ cm/sec}$  を示した。さらにそれ以下では  $k = 10^{-5} \text{ cm/sec}$  以下の透水係数を示すと考えられる。

(7) 降雨による表面流出量は年間約  $38,000 \text{ m}^3$  であり、地表面下 3 m 付近の  $k = 10^{-4} \text{ cm/sec}$  層の漏水量が  $18,000 \text{ m}^3$  となるため、堰堤築造後の年間貯留量は約  $20,000 \text{ m}^3$  と考えられる。

以上の結果より、現地は貯水可能な場所であることが判明した。このような山地小流域に貯水池を造成することにより、周辺の環境整備、治水緑地および多目的遊水池としての効果が期待できると考えられる。さらに今後、貯水池造成により発生すると思われる山地災害および表層地盤の安全性について、検討してゆく所存である。

最後に、本研究を行なうにあたり、終始ご教示をいただいた広島工業大学 鈴木健夫教授に厚く感謝いたします。また、調査にご協力いただいた本学卒業生の今中誠司君(現、広成建設 KK)および野崎敏典君(現、KK 栗本組)をはじめとする研究室の諸君に、心より感謝いたします。

## 参 考 文 献

1) 水利科学研究所編(1962) : 水資源総論. pp. 37-

57, 地人書館.

- 2) 西川 喬(1967) : 水資源開発. pp. 3-60, 山海堂.
- 3) 山口伊佐夫(1977) : 山地保全と開発. No. 3, Vol. 21, pp. 1-18, 水利科学.
- 4) 奥田一夫(1975) : 山地小流域の水収支について. No. 5, Vol. 19, pp. 62-81, 水利科学.
- 5) 建設省土木研究所(1977) : わが国の都市域での雨水貯留の実状とその改善〔増補版〕 pp. 1-8, 土木研究所資料第1174号.
- 6) 菅原正己(1972) : 流出解析法. pp. 77-105, 共立出版.
- 7) R. K. Linsley, M. A. Kohler & J. L. H. Paulhus (1958): Hydrology for engineering pp. 6-44, McGraw-Hill Book Company.
- 8) R. K. Linsley & J. B. Franzini (1979): Water-resources engineering pp. 9-36, McGraw-Hill Kogakusha, Ltd.
- 9) 金丸, 高馨(1975) : 水文学. pp. 91-94, 朝倉書店.
- 10) 広島県(1963) : 広島県地質図20万分の1.
- 11) 田中治雄(1978) : 土木技術者のための地質学入門. pp. 10-12, 山海堂.
- 12) 建設省河川局監修(1976) : 建設省河川砂防技術基準(案)調査編. 日本河川協会.
- 13) 土質工学会編(1967) : 土質調査法. pp. 40-45, 土質工学会.
- 14) 鈴木, 島(1976) : 貯水池造成についての予備調査, 土木学会全国大会年次学術講演会.
- 15) A. E. カミングス, 松尾, 佐々木(1977) : 基礎工学. pp. 5-7, 共立出版.
- 16) 志村 馨(1977) : 電気探査法. pp. 24-33, 昭晃堂.
- 17) 山村, 鈴木(1977) : 土と水の諸問題. pp. 34-48, 鹿島出版会.
- 18) 米尾秀三(1971) : 発電水力. pp. 18-20, コロナ社.
- 19) 米国内務省開拓局編(1970) : ダムの計画と設計. pp. 132-170, 日本大ダム会議.