北松型地すべり地域における表流水の特徴について

著者	岸 和男, 菅野 敏夫
雑誌名	防災科学技術総合研究報告
号	22
ページ	101-113
発行年	1970-02-10
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002602/

551.243:551.482:551.579 (522.2)

北松型地すべり地域における表流水の特徴について

岸　和男・菅野敏夫

地質調査所応用地質部水資源課

Study on the Specific Discharge in the Landslide Area, Northwest Kyushu

By

Kazuo Kishi and Toshio Kanno

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

In the Hokusho district having many landslides, the hydrological investigation of surface water has been carried out to clarify the interrelationship between landslides and water. Comparison is made for the measured specific discharges of the streams in the area.

1. まえがき

北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究の一環として，表流水の水文的調査を実施した．地すべり多発地域の地すべりと水との関係に関する研究の一部であり，ここでは広域的な調査とそのなかの選定された地区の調査をこころみた．調査の性格上，選定地点の長期観測が不可能であるため，同一時期における比流量の比較および減衰状況の特徴に重点をおいた．

地質および地すべりに関連する表流水の水文的特徴の一部が把握され，また地すべりと表流水との関係についての調査方法やその意義がある程度見出せる段階に至った．なお地質および地すべりについては総合研究の資料を利用した．

2. 広域調査

2・1　調査地域および地点

調査地域には志佐川・江迎川および佐々川の3本の中河川が北・西および南の3方向に流れている．なお西部地域には独立の小河川が発達する．図－1に示したごとく測点をとって，支渓の調査流域を設定した．

調査地点は46ケ所であり，流域面積は0.2～6.2 km²である．調査流域には，現在地すべりが滑動していると思われるもの，旧地すべり地形が発達しているもの，および地すべりの発達は認められないものがある．地質的には，新第三系のみの地区から玄武岩分布率が高い地区まであり，流域の条件はさまざまである．

2・2　調査内容

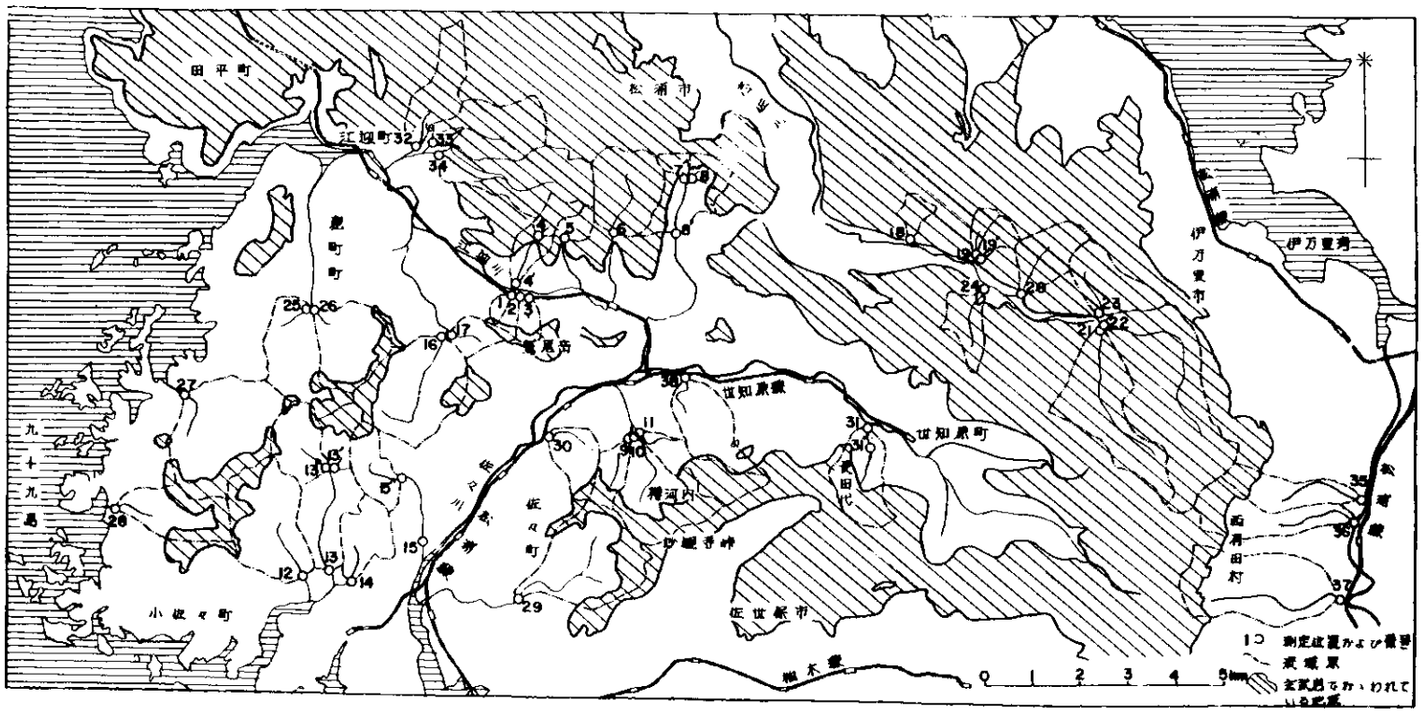
設定流域の水文的特徴を求めるため，表流水の減衰状況を調査し，同一時期における比流量を比較した．流量の測定と同時に水温および水比抵抗値を測定し，溶存成分量の多寡による水質の概要を調査した．比流量の測定は42年2月と43年2月の2度に実施された．表－1は調査表であり，図－2に比流量および水比抵抗の測定分布を示した．

2・3　流量の減衰状況

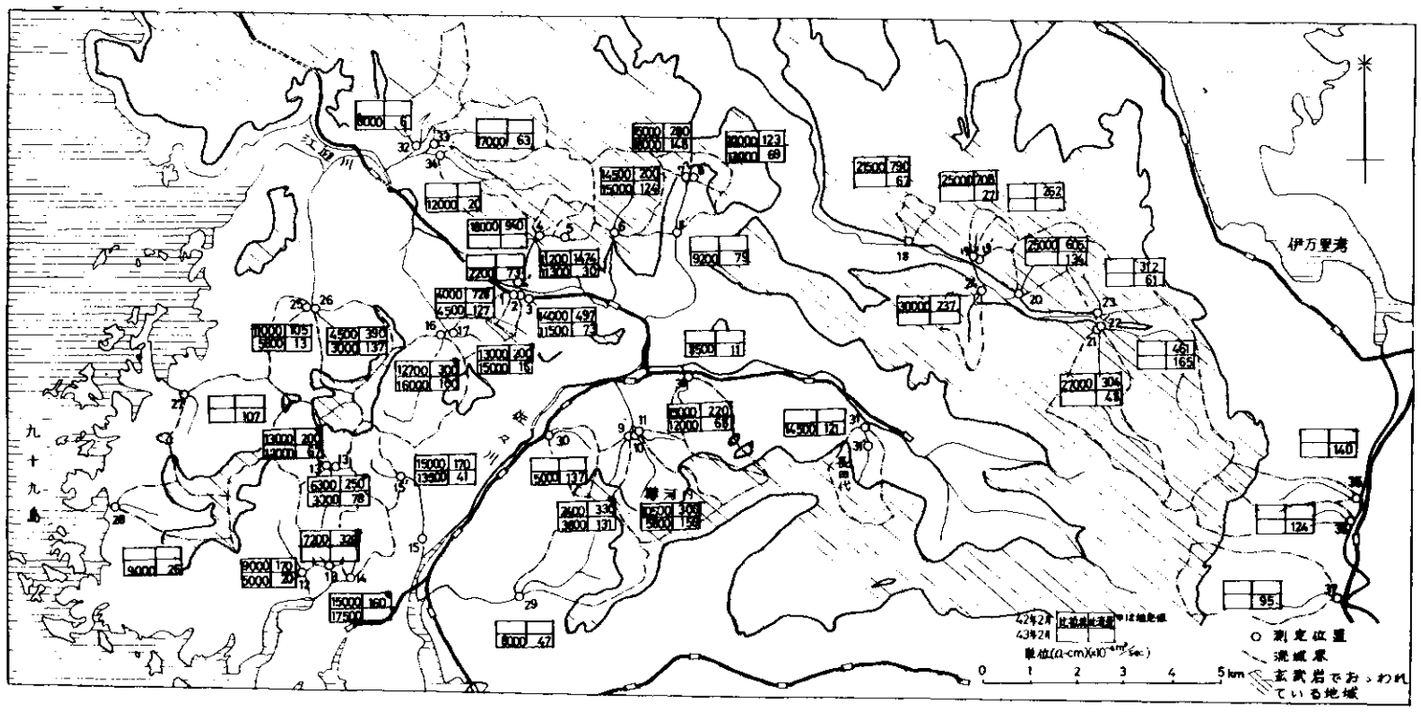
降雨は設定した調査流域外に流出するが，その際に表流水は流域の性質を反映した時間――流量曲線をえがく．今回の調査では，かなりまとまった量の降雨があった後，その減衰状況を約一週間にわたって測定した．途中で1回の小降雨があった．比流量の減衰曲線とその型は図－3に示した．

表－1　調　査　表

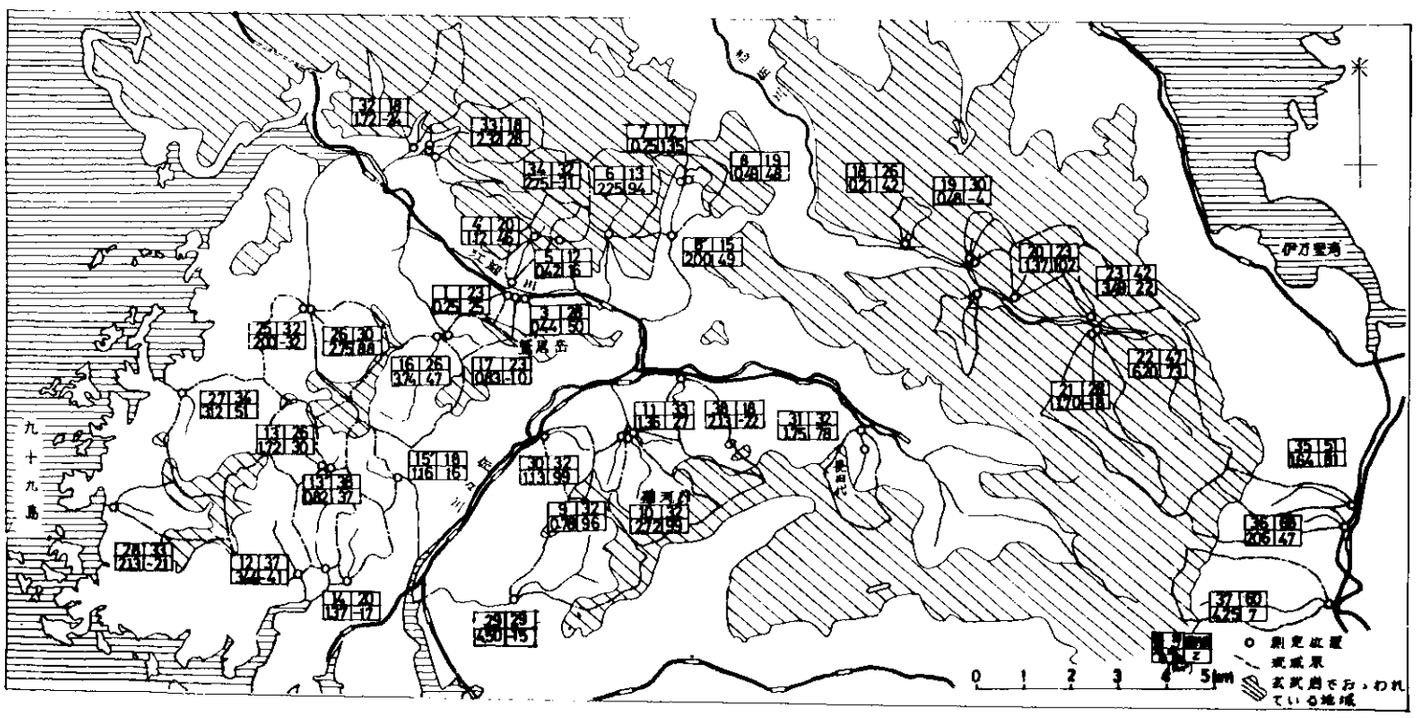
番　号	年　月　日	流域面積 Km²	流　量 m³/sec	水　温 ℃	比　抵　抗 Ω－cm	比　流　量 m³/sec/Km²
1	42. 1.30	0.165	.055			.3330
	31		.026	13.8	4,600	.1580
	2. 2		.018	13.9	4,100	.1090
	.3		.012	13.1	4,000	.0728
	.4		.0055	8.7	3,600	.0333
	.6		.009	13.1	3,200	.0546
	43. 2. 6		.0026	10.8	3,200	.0158
	10		.0021	10.2	4,500	.0127
2	42. 1.30	0.206	.0056			.0267
3	〃	0.382	.080			.2095
	31		.046	10.2	14,200	.1205
	2. 2		.021	9.3	14,000	.0550
	.3		.019	8.6	14,000	.0497
	.4		.013	8.2	13,000	.0340
	.6		.021	8.6	11,000	.0549
	43. 2. 3		.0018	6.7	9,500	.0047
	10		.0028	6.4	11,500	.0073
4	42. 1.31	0.50	.300	9.2	16,000	0.60000
	2. 2			8.7	18,000	
	.3		.047	7.5		0.0940
	.4		.001	8.5	17,000	0.0020
	.6		.0005	8.9	15,000	0.0010
	43. 2. 7		.0			
4′	43. 2. 7	1.12	.0082	5.7	2,200	0.0073
5	42. 1.31	0.42	.046	10.4	8,000	0.1093
	2. 2		.020	10.0	16,000	0.0476
	.3		.062	8.5	11,200	0.1474
	.4		.026	9.2	16,000	0.0619
	.6		.024	8.2	14,000	0.0572
	43. 2. 7		.0128	8.6	11,300	0.0030
6	42. 1.31	2.25	.174	9.2	19,000	0.0774
	2. 2		.073	8.3	19,000	0.0325
	.3		.045	11.4	14,500	0.0200
	.4		.082	8.1	18,000	0.0365
	.6		.082	9.6		0.0365
	43. 2. 7		.0280	6.5	15,000	0.0124
7	42. 1.31	0.25	.032	10.9	15,500	0.1280
	2. 2		.016	9.9	15,000	0.0641
	.3		.007	9.3	15,000	0.0280
	.4		.015	8.5	14,000	0.0600
	.6		.0124	11.7	19,000	0.0495
	43. 2. 7		.0037	8.7	18,000	0.0148
8	42. 1.31	0.49	0.007	11.2	19,500	0.0143
	2. 2		0.0025			0.0051
	.3		.006	11.1	20,000	0.0123
	.4		.013	6.8	20,000	0.0265
	.6		.009	11.5	13,000	0.0184
	43. 2. 7		.0034	7.7	13,000	0.0069



図－1　調査地域および地点



図－2　比流量および水比抵抗値の測定分布



図－4　補正比流量の分布

番号	年月日	流域面積 Km²	流量 m³/sec	水温 ℃	比抵抗 Ω−cm	比流量 m³/sec/Km²
8′	43. 2. 7	2.00	.0158	5.7	9,200	0.0079
9	42. 1.31	0.78	.059	9.3	2,600	0.0757
	2. 2		.027	8.3	2,400	0.0346
	.4		.041	8.6	2,000	0.0525
	.6		.018	9.8	2,000	0.0231
	43. 2. 4		.0102	5.1	2,800	0.0131
	.9		.0053	3.8	3,800	0.0068
10	42. 1.31	2.72	.227	9.3	12,000	0.0835
	2. 2		.080	8.9	10,500	0.0294
	.4		.088	9.6	11,000	0.0323
	.6		.085	10.2	10,000	0.0312
	43. 2. 4		.0489	5.9	7,200	0.0180
	.9		.0409	4.7	5,800	0.0150
11	42. 1.31	1.36	.078	9.4	13,500	0.0573
	2. 2		.044	12.0	15,000	0.0323
	.4		.038	11.9	14,000	0.0279
	.6		.032	12.0	13,000	0.0235
	43. 2. 5		.0081	9.5	14,000	0.0060
	9		.0091	6.7	12,000	0.0068
12	42. 1.31	3.44	.090	10.1	6,800	0.0261
	2. 2		.078	8.9	9,000	0.0227
	.4		.035	9.0	8,500	0.0102
	.6		.029	9.8	8,000	0.0084
	43. 2. 7		.0107	5.2	5,800	0.0031
	10		.0070	3.6	5,000	0.0020
13	42. 1.31	4.60	.283	10.9	7,500	0.0615
	2. 2		.179	9.4	7,200	0.0399
13′	42. 2. 2	0.82	.022	10.4	6,300	0.0269
	.4		.031	11.8	5,000	0.0378
	.6		.027	12.5	4,000	0.033
	43. 2. 7		.0064	14.2	3,000	0.0078
13″	42. 2. 2	1.72	.052	9.0	13,000	0.0302
	.4		.014	11.0	12,000	0.0082
	.6		.0185	10.5	11,000	0.0108
	43. 2. 7		.0114	5.3	12,000	0.0067
14	42. 1.31	1.37	.079	9.3	14,500	0.0577
	2. 2		.032	8.0	15,000	0.0234
	.4		.014	8.6	14,000	0.0102
	.6		.012	9.3	13,000	0.0088
	43. 2. 7		.0022	5.3	17,500	0.0016
15	42. 1.31	3.14	.285	11.1	5,500	0.0907
15′	2. 2	1.16	.022	11.0	15,000	0.019
	.4		.028	10.2	15,000	0.024
	.6		.022	10.2	15,000	0.0190
	43. 2. 7		.0048	8.4	13,500	0.0041
16	42. 2. 2	3.74	.174	9.4	12,700	0.0465
	.4		.039	10.2	12,000	0.0104
	.6		.113			0.0302
	43. 2. 7		.0373	6.4	16,000	0.0100

番　号	年　月　日	流域面積 Km²	流　量 m³／sec	水　温 ℃	比　抵　抗 Ω－cm	比　流　量 m³／sec／Km²
17	42. 2. 2	0.83	.025	8.9	13,000	0.0301
	.4		.010	9.0	14,000	0.0120
	.6		.019			0.0229
	43. 2. 7		.0015	5.3	15,000	0.0018
18	42. 2. 3	0.21	.0166	7.4	21,500	0.0790
	43. 2. 9		.0014	9.2		0.0067
19	42. 2. 3	0.48	.034	9.0	25,000	0.0708
	43. 2. 9		.0013	6.3		0.0027
19′	42. 2. 3	0.42	.011			0.0262
20	〃	1.37	.083	8.4	25,000	0.0605
	43. 2. 9		.0183	5.6		0.0134
21	42. 2. 3	3.49	.106	7.0	27,000	0.0304
	43. 2. 9		.0166	4.7		0.0048
22	42. 2. 3	6.20	.286			0.0461
	43. 2. 9		.0776	4.7		0.0165
23	42. 2. 3	1.70	.053	7.7	19,500	0.0312
	43. 2. 9		.0104	5.2		0.0061
24	42. 2. 3	0.93	.022	7.2	30,000	0.0237
25	〃	2.0	.031	7.4	11,000	0.0105
	43. 2. 7		.0026	5.8	5,600	0.0013
26	42. 2. 3	2.75	.107	10.1	4,500	0.0390
	43. 2. 7		.0376	9.9	3,000	0.0137
27	43. 2.10	3.12	.0335	16.5		0.0107
28	〃	2.13	.0055	4.3	9,000	0.0026
29	43. 2. 6	4.50	.0337	6.1	5,700	0.0075
	10		.0210	5.2	8,000	0.0047
30	43. 2. 6	1.13	.0155	7.4	5,000	0.0137
31	43. 2. 6	1.75	.0212	5.3	14,500	0.0121
31′	〃		.0024	14.7	10,200	
32	43. 2.10	1.75	.0011	5.5	18,000	0.0006
33	〃	2.32	.0147	6.0	17,000	0.0063
34	〃	2.75	.0055	6.2	12,000	0.0020
35	43. 2. 9	1.64	.0229	6.6		0.0140
36	〃	2.06	.0256	6.7		0.0124
37	〃	4.25	.0402	6.3		0.0095
38	43. 2. 9	2.13	.0024	5.0	8,500	0.0011

比流量の減衰状況をプロットし，さらに43年3月に測定した値を∞日後の比流量と仮定した．これを平均的な線で結んでA・BおよびCの3つの型が得られた．

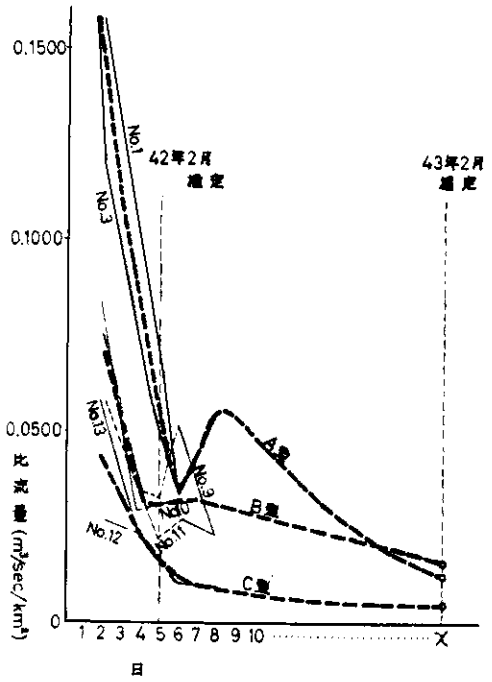
途中の小降雨は比流量減衰曲線に型によって異なる影響をおよぼした．型の特徴は充分に解析されていないが，ほゞ次のようである．

A型

地すべりの発生流域であり，かつ排水坑などによってかなりの地下水が抜かれている流域である．降雨後に大きな比流量を示し，その後は急激に減少してゆく。減衰途中の小降雨は時間的なずれをもっていてすぐに現われないが，流量に反応し初めるとかなり敏感である．

B型

地すべりの発生流域であり，玄武岩類や新第三系の崩積層が割合に厚く堆積している地域である．ある点までは急に減少するが，その後は割合に減少がゆるやかである．∞日後の比流量はもっとも大きい．減衰途中の小降雨はあまり敏感に現われない．これは崩積層えの浸透 — 流出の水理機構をかなり反映しているものとみなされる．



図－3　比流量減衰曲線と型

C型

大部分が新第三系からなり，かつ地すべりの影響をほとんど受けていない流域である．ある点までは急に減少するがA・B型に較べてかなり小さい値を示す．減衰途中の小降雨にはあまり影響されていない．比流量の減衰曲線は割合に連続的であるといえる．

以上のように，調査地域における比流量の減衰曲線は流域の地質構成と地すべり分布を反映していることが推定された．

2.4　水質の一般的特徴

(1)　水の比抵抗値

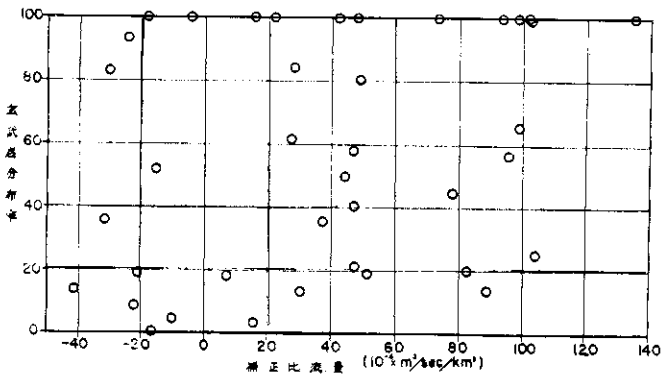
表流水の水抵抗値は一般的には調査当時で10,000～30,000Ω－cmであったが，地すべりが関連する沢では3,000～5,000Ω－cmまで低下していた．また流量が少なくなるにつれて僅かながら水比抵抗値が低下する傾向にある．平山地区や樽河内地区のように比較的新らしい地すべり崩積土を通った湧水を含む沢水は目立って水比抵抗値が低下している．すなわち溶存成分量が多くなっている．

(2)　水温

表流水は気温に影響され，平均的には気温より1～2℃高い水温を示すが，なかには湧水地点からの距離と量の関係によってかなり上回った水温を示す流域があった．

2.5　補正比流量と玄武岩分布率および地すべりの関係

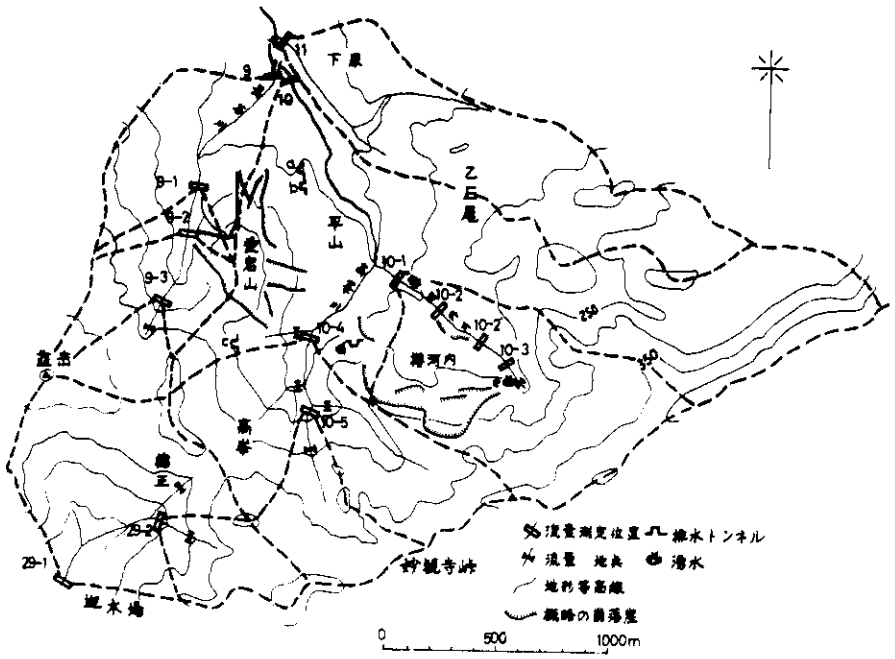
流量の減衰状況を比較検討することにより，地形・地質・地すべりなどさまざまな要素が流量特性に関連していることが明らかにされた．測定した比流量値は，流域の地形傾斜・流域面積の大小および流域の地質条件が大きな要素を構成していると考えられる．したがって，玄武岩の分布や地すべり地が比流量におよぼす影響の程度は，地形傾斜や流域面積の要素を補正し，できるだけ同じ基準で比較してみることが要求される．このためつぎのような考えにもとずいて補正比流量を試算した．



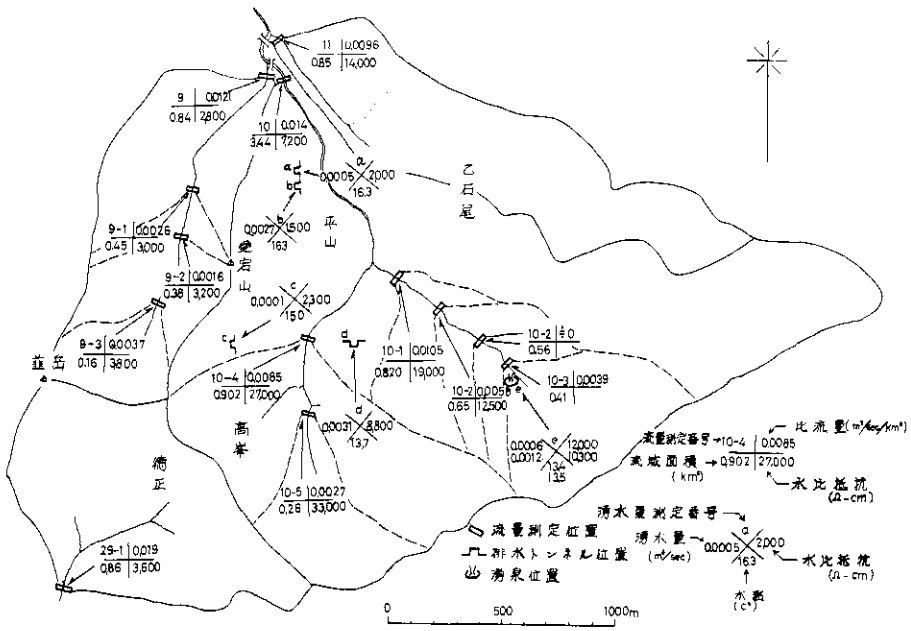
図－5　補正比流量と玄武岩分布率

表－2　補正の算出値

番号	傾斜数 (u)	流域面積 (v)	測定比流量 (R_m)	地形傾斜要素 $R_t=.00009u$	流域面積要素 $R_a=.0008v$	構成地質要素（補正比流量） $R_g=R_m-(R_t+R_a)$	玄武岩分布率 %
						$\times10^{-4}$	
1	23	0.25 km^2	.0127	.0021	.0002	104	25
3	28	0.44	.0073	.0025	.0004	44	50
4′	20	1.12	.0073	.0018	.0009	46	58
5	12	0.42	.0030	.0011	.0003	16	100
6	13	2.25	.0124	.0012	.0018	94	100
7	12	0.25	.0148	.0011	.0002	135	100
8	19	0.49	.0069	.0017	.0004	48	100
8′	15	2.00	.0079	.0014	.0016	49	80
9	32	0.78	.0131	.0029	.0006	96	57
10	32	2.72	.0150	.0029	.0022	99	67
11	33	1.36	.0068	.0030	.0011	27	61
12	37	3.44	.0020	.0033	.0028	−41	14
13′	38	0.82	.0078	.0034	.0007	37	35
13″	26	1.72	.0067	.0023	.0014	30	13
14	20	1.87	.0016	.0018	.0015	−17	0
15	18	1.16	.0041	.0016	.0009	16	3
16	26	3.74	.0100	.0023	.0030	47	21
17	23	0.83	.0018	.0021	.0007	−10	4
18	26	0.21	.0067	.0023	.0002	42	100
19	30	0.48	.0027	.0027	.0004	−4	100
20	23	1.37	.0134	.0021	.0011	102	100
21	42	3.49	.0048	.0038	.0028	−18	100
22	47	6.20	.0165	.0042	.0050	73	100
23	28	1.70	.0061	.0025	.0014	22	100
25	32	2.00	.0013	.0028	.0016	−32	36
26	30	2.75	.0137	.0027	.0022	88	13
27	34	3.12	.0107	.0031	.0025	51	19
28	33	2.13	.0026	.0030	.0017	−21	19
29	29	4.50	.0047	.0026	.0036	−15	52
30	32	1.13	.0137	.0029	.0009	99	100
31	32	1.75	.0121	.0029	.0014	78	44
32	18	1.75	.0006	.0016	.0014	−24	93
33	18	2.32	.0063	.0016	.0019	28	84
34	32	2.75	.0020	.0029	.0022	−31	83
35	51	1.64	.0140	.0046	.0013	81	19
36	68	2.06	.0124	.0061	.0016	47	40
37	60	4.25	.0095	.0054	.0034	7	18
38	18	2.13	.0011	.0016	.0017	−22	9



図－6　平山・樽河内地区の調査位置



図－7　平山・樽河内地区の調査図

$R_m = R_t + R_a + R_g$

$R_t = Au$，$R_a = Bv$

R_m＝測定した比流量　　u＝傾斜数

R_t＝地形傾斜要素　　v＝流域面積

R_a＝流域面積要素　　A・B＝係数

R_g＝構成地質要素

（補正比流量）

傾斜数（u）はつぎのような勾配数をとった．それぞれの設定流域について5万分の1地形図による標高差100mごとの平面積を求め，これを低い方から累計し，各流域を100とした場合の累計百分率を求めた．ついで縦軸に標高，横軸に累計百分率をとってプロットし，これらの点上に平均的な一本の直線を引いたものから取った．流域面積（v）はプラニメーターで算出した．AおよびBの係数決定は，測定値のなかから要素をよく反映しているとみなされる測点をプロットし，これから割合に少なめのものを補正係数として用いた．それぞれの流域について算出した値は表－2に示した．なお補正比流量の分布は図－4に示したごとくである．補正比流量が（－）になるのは試算に用いた係数や測点の条件などによるが相対的な比較として取りあつかった．

補正比流量の大小は流域の構成地質要素と密接な相関々係にあるといえるが，この場合には玄武岩の分布と構造および地すべり崩積土の分布が大きな要素とみなされるものである．玄武岩の分布は地質調査の資料にもとずいたが，分布率（%）として取りあつかうことができる．地すべりの影響は，現在では数量的に取りあつかいがたいが，調査資料にもとずいて定性的に考察される．図－5は縦軸に玄武岩分布率，横軸に補正比流量をとり両者の関係を求めたものである．平山・樽河内・長田代・鷲尾岳など顕著な地すべりを含む流域は，補正比流量が$80 \sim 110 \times 10^{-4}$ m³/sec/Km²であり，玄武岩分布率は30～70%である．これに対してほとんど地すべりが含まれない流域は，補正比流量が$-40 \sim 20 \times 10^{-4}$ m³/sec/Km²であり，玄武岩分布率は30～70%である．それぞれの流域における詳細な解析は別として，玄武岩の分布および地すべり崩積土の発達が大きな比流量をもたらし，水と地すべりとの関係は密接であるのみならず，玄武岩類地域の水文的特徴が地すべりにかなり大きな影響をおよぼしているといえる．

表－3　平山・樽河内地区の調査表

測定番号	河川名	流量 m³/sec	水温 ℃	水比抵抗 Ω－cm
9	長谷川	0.0102	5.1	2,800
9－1	〃	0.0012	6.3	3,000
9－2	〃	0.0006	11.2	3,200
9－3	〃	0.0006	6.6	3,800
10	高峯川	0.0489	5.9	7,200
10－1	樽河内川	0.0086	9.0	19,000
10－2	〃	0.0038	10.0	12,500
10－3	〃	0.0021	11.5	12,500
10－4	高峯川	0.0077	6.5	27,000
10－5	〃	0.0007	5.7	33,000
11		0.0081	9.5	14,000
29－1		0.0159	10.2	3,600
a	トンネル	0.0005	16.3	2,000
b	〃	0.0027	16.3	1,500
c	〃	0.0001	15.0	2,300
d	〃	0.0031	13.7	8,800
e	湧泉	0.0006	13.4	12,000
e'	〃	0.0012	15.5	10,300

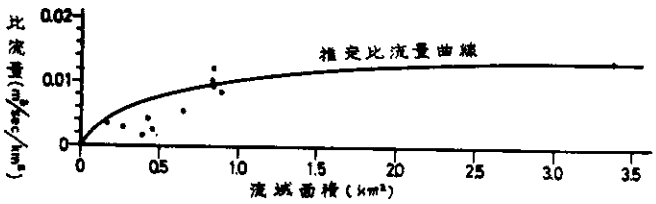
3.　平山・樽河内地区

調査範囲および地点は図－6のごとくである．この地区では12ケ所で流量の測定を実施した．なおトンネル工法の排水量や湧水なども測定した．測定結果は表－3および図－7に示したごとくである．

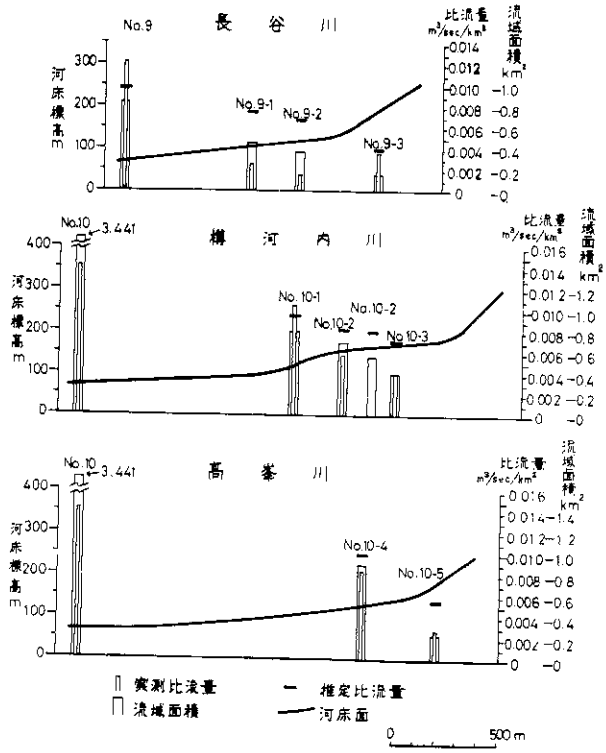
3.1　比流量

この地区の測定比流量は0.014 m³/sec/Km²以下である．測定した比流量を縦軸に，流域面積を横軸にとったグラフは図－8に示した．小さな流域の場合，一般的にはその流域面積が小さいほど比流量値が小さくなる傾向を示すが，この地区では若干の相違がみられる．この地区の最大比流量値は流域面積0.8～0.9Km²の4点の平均値をとった．原点と最大比流量値を結ぶ図のような曲線が得られる．この曲線はこの地区の流域面積に対する平均的な推定比流量を示しているものとみなされる．

この地区の長谷川・樽河内川および高峯川について，河床勾配・実測比流量および推定比流量の関係を図－9に示した．この関係図は，測定地点の数は不充分であるが，表流水の浸透と湧出の状



図－8　比流量と流域面積の関係



図－9　実測比流量と推定比流量の関係

態および特徴を示すものである．地すべり崩積土の発達地帯では表流水が浸透し，下流の基岩が露出するような地帯で湧出している．

(1)　長谷川

上流側の№9－3地点の実測比流量は推定比流量とほぼ等しい．その下流の9－2および9－1地点では両者の間に大きなひらきがあるのみならず実測比流量は9－3より少ない．9－2および9－1地点の実測と推定の比流量差は約0.005 m³/sec/Km²である．下流側の№9地点では流量が多くなり，なお実測比流量は推定比流量より大きい値を示す．

(2)　樽河内川

上流側の№10－3地点の実測比流量は0.004 m³/sec/Km²であり，推定比流量より0.003 m³/sec/Km²少ない．その下流の10－2地点では比流量0，すなわち表流水は全量が伏没していた状態を示す．10－2地点になると推定比流量より若干少ないが実測比流量は再び大きくなる．10－1地点では比流量が大きく増加し，なお推定比流量より大きい値を示す．

(3)　高峯川

上流側の№10－5地点で実測比流量は0.003 m³/sec/Km²である．推定比流量より小さい値を示すが長谷川および樽河内川と異なり，その下流側で比流量の目立った減少はみられない．10－4地点では実測比流量は推定比流量にほぼ等しい．

3.2　水比抵抗値および水温

この地区の表流水は，調査時期に2,800～33,000Ω－cmの水比抵抗値を示した．トンネル排水および湧水は1,500～12,000Ω－cmを示した．長谷川の表流水は上流部でも低く3,800Ω－cmを示したに止まり，下流に向ってさらに低下し，№9地点で2,800Ω－cmとなった．樽河内川は上流部で12,500Ω－cmを示し，高峯川との合流点付近で19,000Ω－cmになった．高峯川は上流部で27,000～33,000Ω－cmのもっとも高い水比抵抗値を示した．樽河内川との合流点付近より下流では低下し，№10地点で7,200Ω－cmを示した．トン

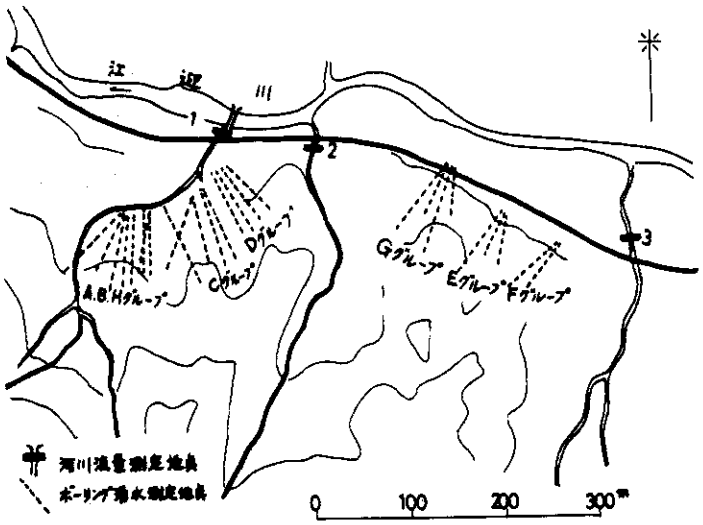
ネル排水の水比抵抗値は，平山地区のb地点でもっとも低く1,500Ω−cmを示し，平山地区のa地点および愛宕山南側のc地点では2,000〜2,300Ω−cmの低い値を示した．これらの排水は溶存成分量がきわめて多く，水質分析の資料によると多量のHCO_3^-およびSO_4^{2-}を含有する．陽イオンとしてはCa^{2+}およびMg^{2+}が多く，水質組成は非炭酸塩硬度の区分に属する．溶存成分および水質組成は風化を反映した特徴的なものである．樽河内地区の排水d地点では8,000Ω−cmであり，平山地区の排水よりかなり高い値を示した．この排水は量・質的にみて，主として玄武岩中の地下水によるものである．水質組成は炭酸塩硬度の区分に属する．樽河内川上流の湧水も10,000〜12,000Ω−cmを示した．表流水の水温は5〜6℃であったが，10−2および10−3地点では9〜10℃を示した．トンネル排水は13.7〜16.3℃を示した．

3.3　表流水と地すべり

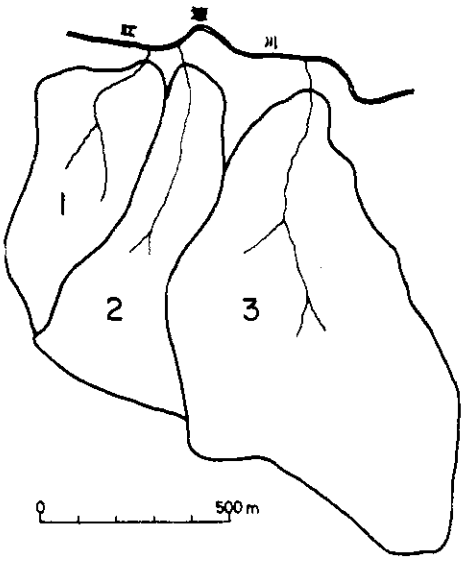
平山・樽河内地区の表流水は，比流量の測定および解析によって，現在でも地すべりとかなり密接な関係にあることが明らかにされた．その関連性は平山および樽河内地すべりの構造解析と結びつくものであり，詳細な地すべり調査と対比すべき性格のものである．しかし，このような比流量調査が地すべり地区の水のあり方を解析するに役立つであろうことが考えられる．また対策などに役立てば幸いである．

たとえば，平山地すべり西側の長谷川では，9−1および9−2流域の実測比流量が小さく，この地帯は浸透性流域といえるものである．この場合に，地質構造や地すべりの状態からみて，左岸側はむしろ湧水帯と考えられるものであるため，右岸側の地すべりにかなりの表流水が浸透していることを示唆する．この浸透水がどのように影響するかは地すべりの構造と性質によるものであるが，ここでは構造的にみてかなり地すべりに影響するであろうことが考えられる．したがって，この地帯の排水路工は二次地すべりを防止する1つの対策となるようである．No.9の合流点付近は湧水流域の性質を現わす．

樽河内地すべり東側の樽河内川では，10−2地点付近より上流側が浸透性流域となっている．この地帯では崩積層に浸透しているものとみなされるが，その下流側で大部分が湧出しているようである．10−1地点付近では実測比流量が推定比流量より大きく湧水流域とみなされる．この地帯では地すべり台地の地下水が浸出しているようである．西側の高峯川では比流量の変化に目立った異状が認められない．樽河内川を合流した後の高峯川は湧水性流域の性質を現わす．これは流域の地形および旧地すべり性の崩土分布からみて当



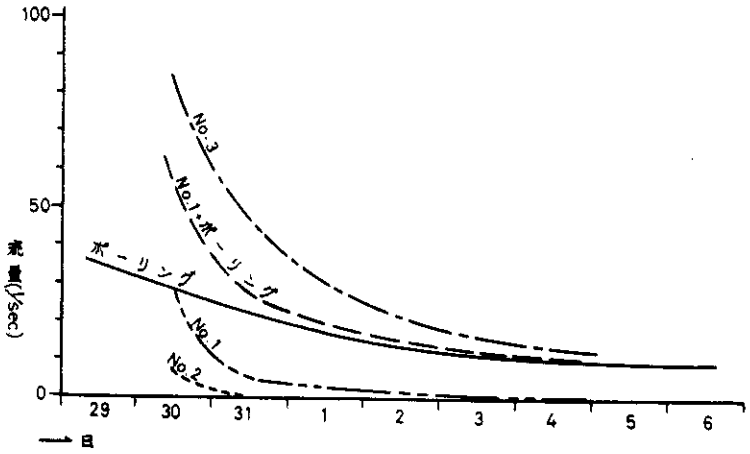
図−10　鷲尾岳地区の調査位置



図－１１　鷲尾岳地区の調査流域区分

この地区の３つの流域について降雨後に流量の減衰状況を測定した．同時に地すべり末端部の排水ボーリング孔について排水量の減衰状況も測定した．測定位置および測定結果は表－４および図－１０に示した．なお図－１１に測定流域の区分を示した．表流水については，きわめて小さい集水域のため取りあつかいが困難であった．したがって目立った降雨後にその減衰状況を検討したものである．

流域１の測定値はA～CおよびHグループのボーリング排水量が加わったものであり，表流量はボーリング排水量を差引いたものである．ボーリング排水のCグループについては測定しなかったが，その位置・本数・減衰状況を勘案してCグループの排水量を推定し，これを実測排水量に加えた．流域２の測定値はこれより上流域にあるボーリング排水などが加わったものである．図－１３は流域１・２・３地区の流量およびボーリング排水量の減衰状況をグラフに示したものであり，



図－１２　流量の減衰曲線

然であり，流水の水質変化もこれを裏付けている．平山・樽河内地区における浸透帯と湧水帯の相関関係は地すべりの流れ盤構造をある程度反映している．一般的にも，地すべり地区における浸透性流域と湧水性流域の存在と性質およびこれを裏付ける構造を知ることはかなり有効であるといえる．

4.　鷲尾岳地区

4.1　流量の減衰状況

図－１３は比流量として表わしたものである．測定結果からはつぎのようなことがいえる．

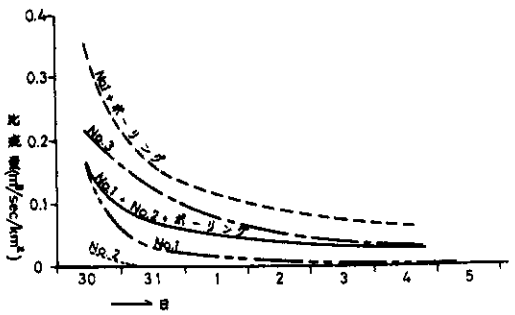
(1)　流域３の比流量がもっとも大きい．その衰減は普通の状態に近いとみなされる．

(2)　流域１の比流量は，降雨後２日目では流域３より若干低い値を示し，３日目には½以下の値となり，その後は僅かになった．

(3)　流域２の比流量は，降雨後２日目で流域３

表－4　鷲尾地区の調査表

	1/29	1/30	1/31	2/2	2/3	2/4	2/6	2/7
	ℓ/sec	ℓ/sec	ℓ/sec	ℓ/sec	ℓ/sec	ℓ/sec	ℓ/sec	ℓ/sec
A－1	3.58	3.33	3.85	0.18	なし	なし		なし
A－2	3.12	2.5	3.03	2.78	1.89	1.11	0.53	0.24
A－3	2.38	0.91	0.48	0.20	滴下	滴下	滴下	滴下
A－4	4.0	3.13	0.86	0.04	なし	なし		
A－5	3.13	2.08	1.75	0.20	0.15	0.21	0.06	0.04
H－3	2.38	2.08	2.22	1.54	1.45	1.33	1.28	1.25
H－4	0.91	0.82	0.77	0.67		0.59	0.58	0.55
H－5	0.88	0.91	0.78	0.71	0.73	0.70	0.67	0.64
Y　穴	1.43	0.89		0.55	0.46	0.41	0.38	
B－1	3.12	3.32	3.57	3.12	2.94	3.33	2.87	2.50
B－2	0.12	0.08	ごくわずか	滴下	滴下	滴下	0.05	0.03
集水1	1.82	1.54	1.16	0.23	0.01	0.05	0.05	0.35
D－1	僅		僅	滴下	滴下		滴下	滴下
D－2	0.67	0.33	0.25	0.16	0.4	滴下	0.094	0.09
D－3	僅			滴下				滴下
G－1	0.69	0.18	なし	なし				
G－2	1.38	0.19	なし	なし				
G－3	井	ほとんどなし	なし	なし				
G－4	1.19	0.72	0.42	滴下				
E－1	なし			なし				
E－2	なし			なし				
E－3	0.43	0.12	僅	なし				
F－1	なし			なし				
F－2	なし			なし				
水　路	5.56					なし		



図－13　比流量の減衰状況

の½以下の値となり，その後は0になった．

(4)　ボーリング排水量を加算した流域1の比流量は，降雨後2日目では流域3の1.5倍程度の値を示した．ついで3日目まで急減し，その後は流域3より0.03 m³/sec/Km²程度大きい値で流域3と流域1は平行的に減少している．

(5)　ボーリング排水量を加算した流域1と流域2を合せた比流量は，降雨後3日目まで流域3の比流より0.03～0.05 m³/sec/Km²程度低い値を示し

た．その後は流域3の比流量に近ずき7日目にはほぼ同じ値を示した．

(6) ボーリング排水量については，流域2のE・F・Gグループの排水量は合計および1本当りともきわめて少なく，降雨後4日目には排水量0となった．流域1のA～DおよびHグループの排水状況は降雨後5日目まで急速に減少していたが，その後は少しずつ減少しかなり長期間の排水が続いていた．

4.2 地すべりと比流量

比流量およびその減衰状況は，地形・地質構造およびこの地区に発達した地すべりと関連していることは明らかであるが，その解析にはなお調査が必要である．現在のところ比流量の減衰特性・地形による集水域以上の水の供給があり，地すべり破壊による浸透など地すべりにおける水理の複雑性がある程度判明したに過ぎない．鷲尾岳地区は頂上部に玄武岩を分布した流れ盤型の構造性地すべりであり，現在滑動しているものである．したがって，水のあり方は地下構造とともに重要な課題であり，さまざまな立場から検討されることが望まれる．