ISSN　0386－5878
土木研究所資料 第2404号

土木研究所資料

滝坂地すべり調査報告書

昭和61年9月

建設省土木研究所
新潟試験所

「Copyright ⓒ（1986） by P.W.R.I.
All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.
この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の承認を得ずしてこれを行ってはならない。」

土木研究所資料
第2404号 昭和61年9月

滝坂地すべり調査報告書

新潟試験所　吉松弘行
近藤政司
丸山清輝

要旨

地すべりの調査方法、防止工法についての明確なガイドとなる基準がまだ確立されていないことから、効率良く効果的な地すべり防止工事を行うのに苦慮している現状にある。このため、全国的に広く分布する地すべりの中からモデル地域を選び地すべりの状況調査を行い、調査方法、防止工法の基準化を進めている。滝坂地すべりはこの一環として、第三紀緑色凝灰岩地域における大規模な深層岩すべりのモデル試験地として(1)地質調査　(2)移動量調査　(3)地下水位調査　(4)すべり面調査　(5)土質試験　を実施したものである。この資料は、先の地すべり調査結果をもとに(1)地すべり運動特性　(2)地すべり発生機構　(3)防止工事の効果判定　について考察を行った。

キーワード：第三紀層地すべり、調査方法、地すべり運動特性、防止工事効果判定、発生機構

滝坂地すべり調査報告書

まえがき

地すべりの分布は、その地域の地質あるいは地質構造と密接に関連し、特定の地域に集中している。なかでも、東北、北陸地方は新第三紀層の黒色泥岩、凝灰岩が広く分布し地すべり多発地帯となっている。滝坂地すべりは、福島県西部の地すべり多発地帯にあって、明治初期に活動を開始して以来、一級水系阿賀川に向かって移動を続けており、この間に一部落と田畑の壊滅をみ、阿賀川に多量の土砂を押し出している。

本地すべりは、わが国においても規模が最大級の地すべりであり、これまでに、幾多の調査[1)][2)]、防止工事が実施されてきた。この報告は、滝坂地すべりを第三紀緑色凝灰岩地域における大規模な深層岩すべりのモデル試験地として、地すべりの運動特性及び地下構造を把握し、有効且つ適切な防止工法をみい出すことを目的に、調査及び観測を実施したものである。

本資料は、昭和54年度から昭和60年度まで、福島県土木部砂防課及び新潟試験所で実施したボーリングによる地質調査、すべり面調査、地下水位調査、移動量調査、すべり面の土質試験等の結果[3)][4)]を検討し、大規模な深層岩すべりの地すべり機構及び特性と調査方法、防止工事の効果判定について検討したものである。

今後、類似の地すべり調査、及び防止工事を行う技術者の参考になれば幸いである。

最後に、本調査を行うにあたり、御援助下さった福島県土木部砂防課、ならびに喜多方建設事務所の方々、また新潟試験所歴代の所長、及びいろいろ御手伝い下された新潟試験所の皆様に厚く感謝いたします。

昭和61年9月

新潟試験所　吉松弘行
近藤政司
丸山清輝

目　次

1.　地すべりの概要 ---------- 1

2.　地すべり調査 ---------- 3

2．1　地質調査 ---------- 3

2．2　移動量調査 ---------- 16

2.2.1　航測による方法 ---------- 16

2.2.2　移動杭による方法 ---------- 20

2.2.3　移動計による方法 ---------- 21

2．3　地下水位調査 ---------- 28

2．4　すべり面調査 ---------- 70

2．5　土質試験 ---------- 72

3．地すべり運動特性 ---------- 73

4．地すべり発生機構 ---------- 75

5．安定解析 ---------- 81

6．地すべり対策 ---------- 82

6．1　防止工事の効果判定 ---------- 82

6.1.1　防止工事前後の地下水位と移動量の変化 ---------- 82

6.1.2　降雨と地下水位のモデル化 ---------- 87

あとがき ---------- 92

参考文献 ---------- 92

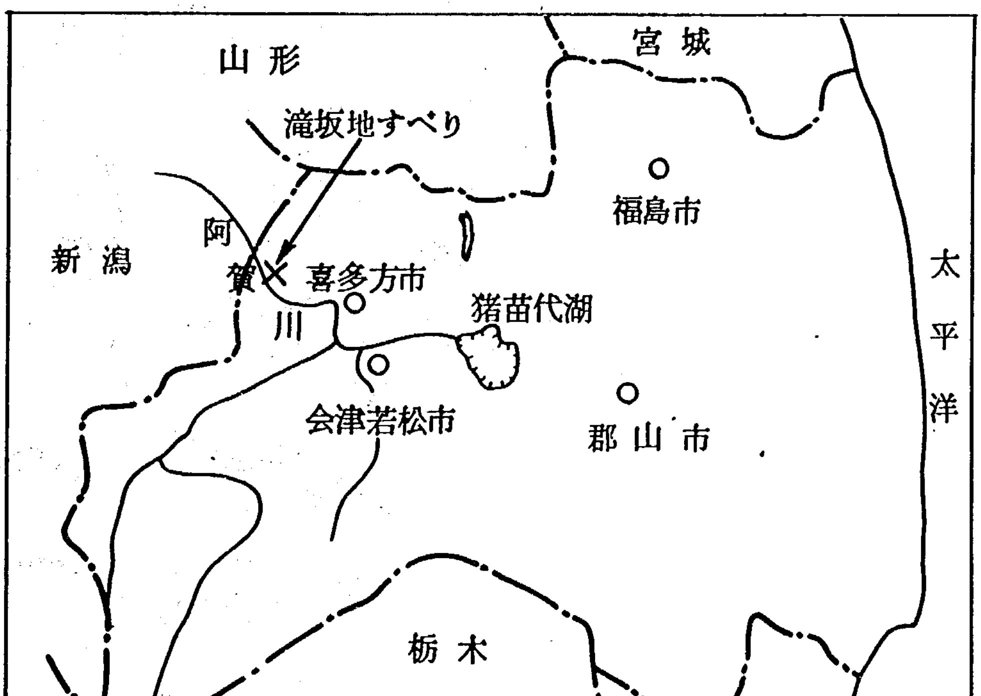
1.地すべりの概要

滝坂地すべりは、図－1に示すように福島県西部の新潟県との県境に近い国鉄盤越西線上野尻駅の西方約2kmの、1級水系阿賀川の右岸に面する福島県耶麻郡西会津町滝坂地区に位置している。

当地区は、図－2に示すように北方の飯豊山塊からの支尾根の一部であり、標高約350m前後の山地が20～30°の勾配で阿賀川に向けて降下している。滝坂地すべりは、円孤上に曲流する阿賀川に耳たぶ状に接し、阿賀川は、当地区上流部では段丘を伴う広い河谷平野を形成し、下流部では、いわゆる先行谷となってV字谷を形成している。このため、洪水時には水位上昇が著しい状態となり、地すべり末端部が水没及び侵食の受け易い状況になる。

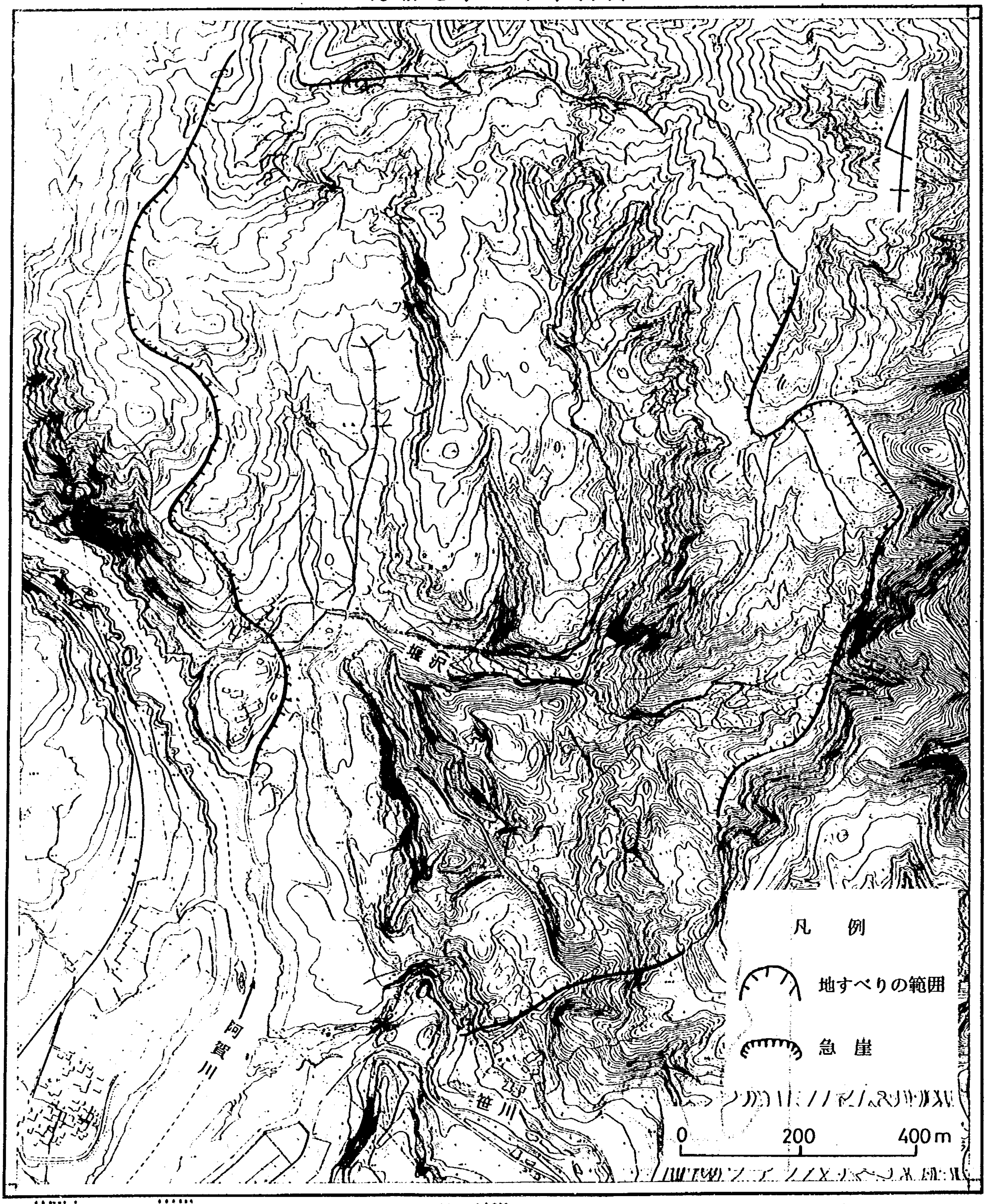
地すべり境界は、北部では山稜を越えて反対側山腹斜面に、東部はほぼ山稜沿いに、南部は笹川に、西部は阿賀川に接している。地すべり防止区域は、南北約2,100m、東西約1,300m、面積147haである。

地すべり地内の地形は、全体として南北の方向性を示す稜線群とその間の沢地形とが帯状に配列し、北部においては、地すべり頭部の稜線を横切るように、藤田ほかの提唱する平行正断層型亀裂（地すべり冠頭部や下流部の崩積土のやや盛り上がった部分に発達する亀裂）及び交差正断層型亀裂（平行正断層型亀裂の下流側に平行正断層型亀裂と対をなして発達する亀裂）[5]が存在している。南部においては、東側の標高300m前後の稜線から西側の阿賀川に向けて、陥没地及び70m前後の一次滑落崖が存在し、徐々に下降している。地すべりのほぼ中央部には、



図－1　位置図

滝坂地すべり平面図



図－２　滝坂地すべり地形図

東西の方向に堰沢が流下し、地区内を２分している。堰沢より北側では、南北性の渓流が発達しているが、南側では堰沢方向に向かう類似の沢地形が存在するものの、陥没によりいずれも涸沢となっている。

なお、本地すべりは、地すべり滑落地形から図－３に示す８地区に分けられ、堰沢を境として北側の地区を松阪、湯出野沢、南側の地区を常磐、沼田、袖の沢、引牧、下沢の目、そして、大石出口と称している。

地すべり災害については古い記録はないが、福島県の報告書によると、明治21年に松坂、同38年に常磐、昭和24年に松坂で大規模な活動が記録されている。その後大きな活動は起っていないが、地すべりの南端を流れる笹川においては、押し出した土砂が川を堰止め天然のダムを形成したり、阿賀川本流沿いにおいては、地すべり末端部が約400mにわたって押し出している現象がみられる。

２.地すべり調査

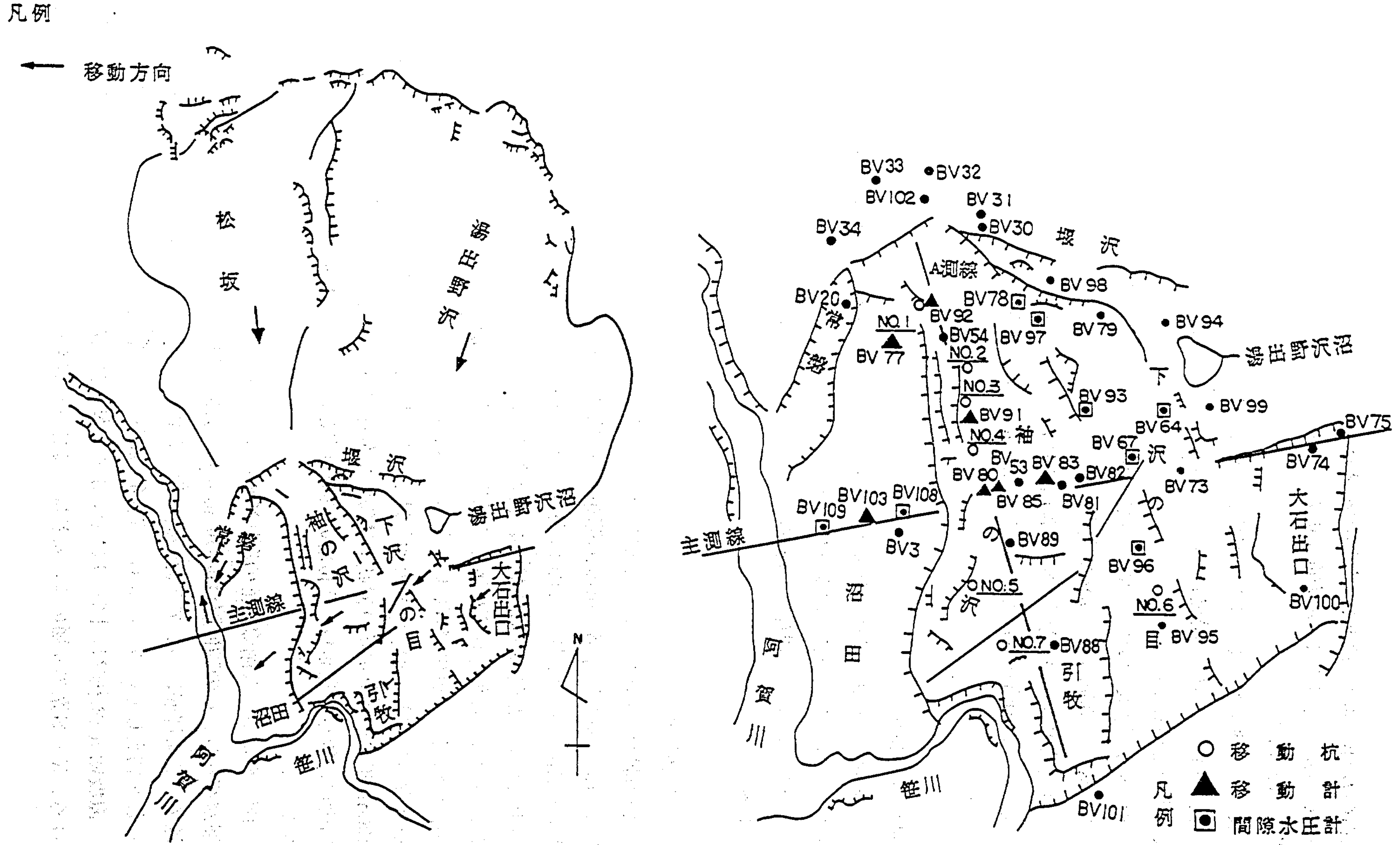
滝坂地すべりは、前述したように非常に広大で且つすべり面の深い地すべりであるため、従来の地すべり調査がどの程度利用できるかという疑問があった。以下に、その調査について示す。なお、地すべり調査は、堰沢の南側に位置する袖の沢を中心としたブロックにおけるものである。

２.１　地質調査

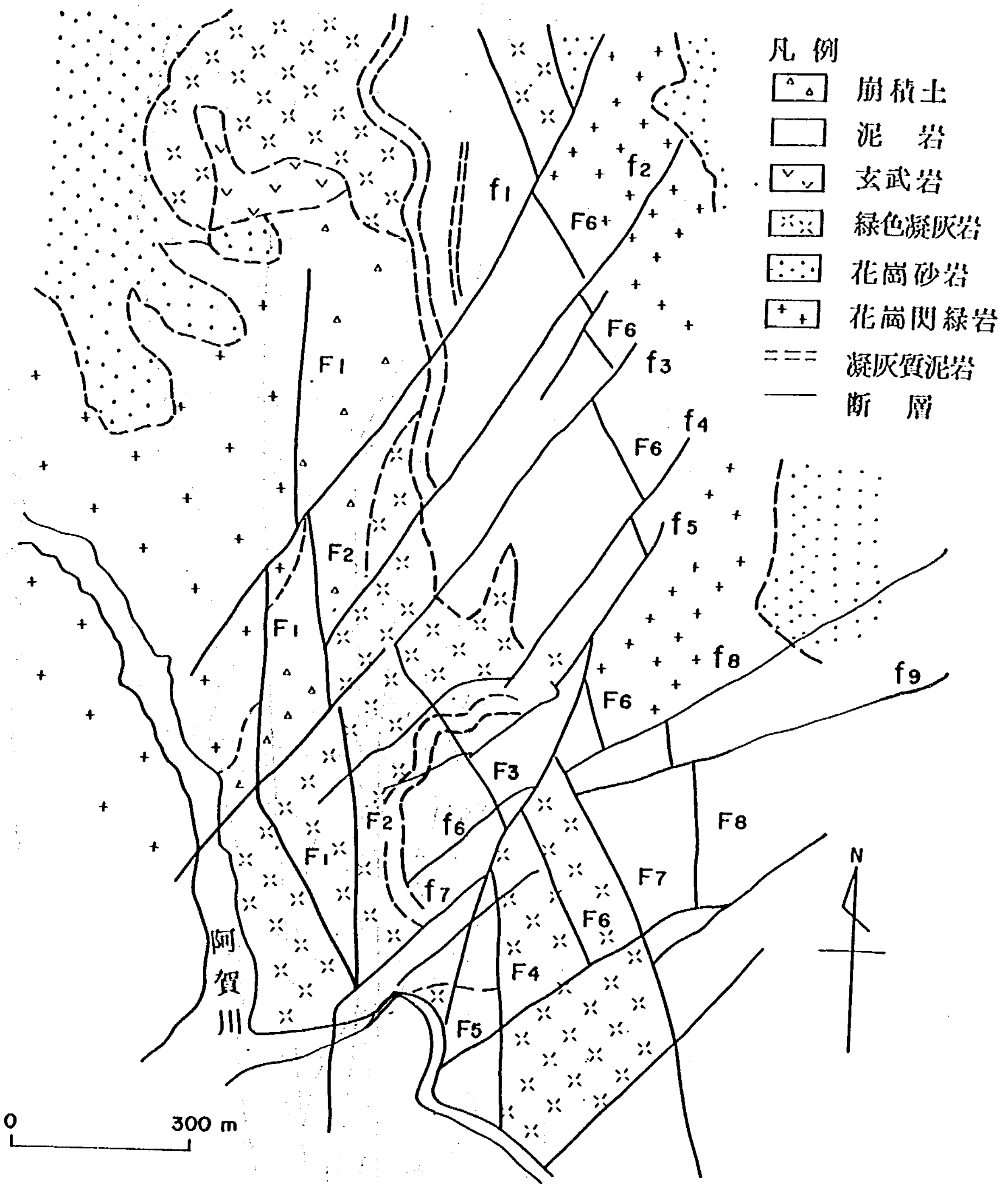
滝坂地区に分布する新第三系は、東北グリーンタフ地域に属し、図－４の地質図に示すように東西に分布する先第三系の花崗閃緑岩の間に、地溝性の構造に支配されて分布している。これらの新第三系は、図－５の主測線地すべり縦断面図に示すように概ね最下位層の花崗砂岩（利田層）が、基盤の花崗閃緑岩を不整合に覆い、緑色凝灰岩（萩野層）、泥岩（縄沢層）が整合に重なる。緑色凝灰岩は著しく風化しており、一部は粘土化し非常に軟質である。また、花崗砂岩も同様に風化が著しい。なお、この新第三系は10°～30°の勾配で東方へ傾斜した単斜構造となっており、地すべり方向とは逆の受け盤構造となっている。しかし、袖の沢の地表面下100m付近に5°程度の流れ盤状で連続的に分布する破砕層が存在している。この破砕層は、凝灰岩中に連続して分布し、下位層の花崗砂岩と接する袖の沢直下においては、多量の粘土を伴っている。

図－６には、Ａ測線の袖の沢横断面図を示した。堰沢から8°程度の流れ盤状に連続する破砕層が存在し、この破砕層は地層の最大傾斜方向とほぼ一致している。また、ＢＶ－91、92の位置でこの破砕層についてX線回析を行った結果では、モンモリロナイトが多量に含まれていることが判明している[7)]。なお、代表的なボーリング柱状図を図－７(a)～(h)に示した。

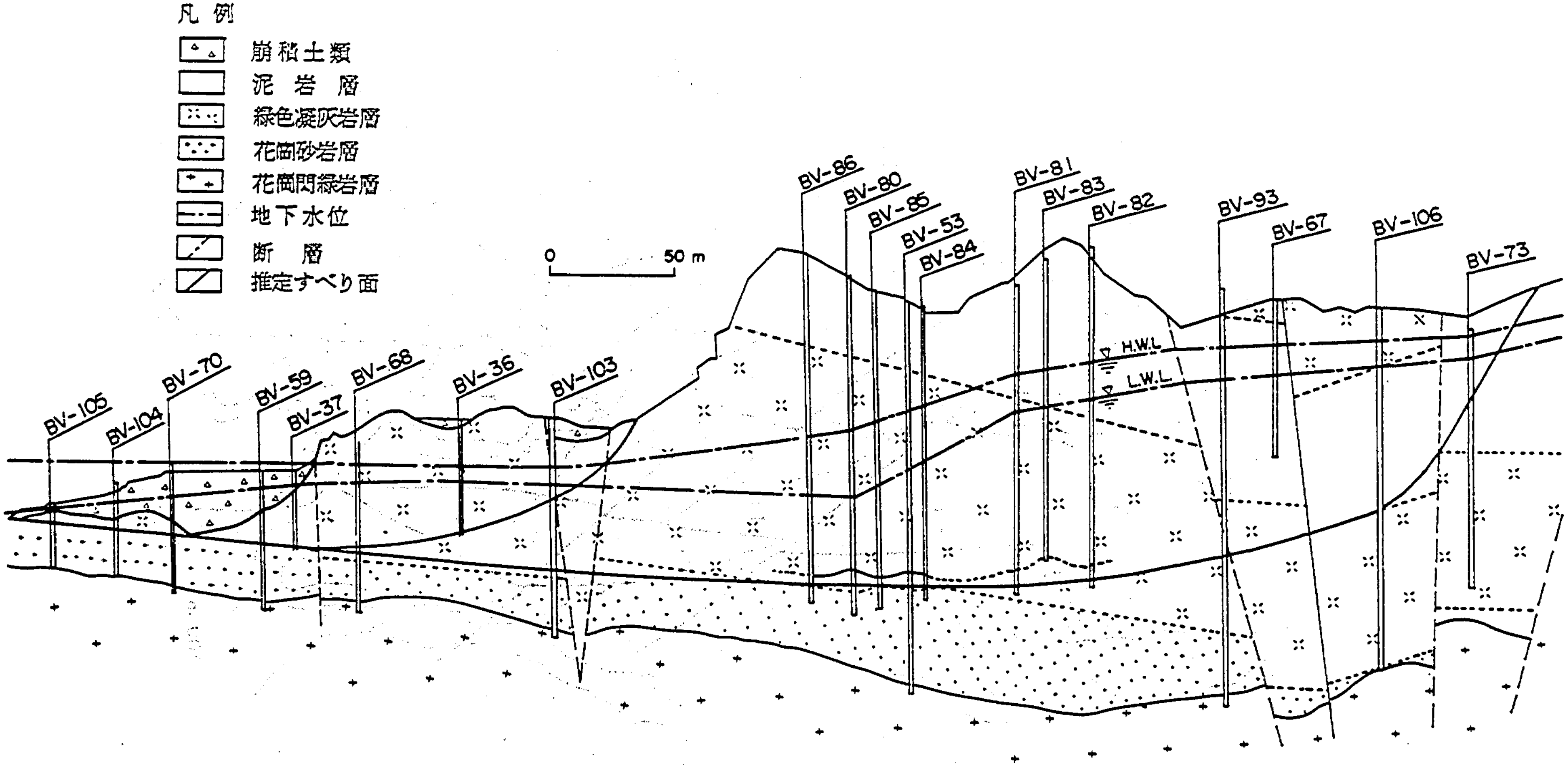
滝坂地域の断層は、図－４に示すようにＮ－Ｓ系とＮＥ－ＳＷ系の２系統の断層群に区分される。Ｎ－Ｓ系の断層のほとんどは、ＮＥ－ＳＷ系の断層に切られていることから、ＮＥ－Ｓ



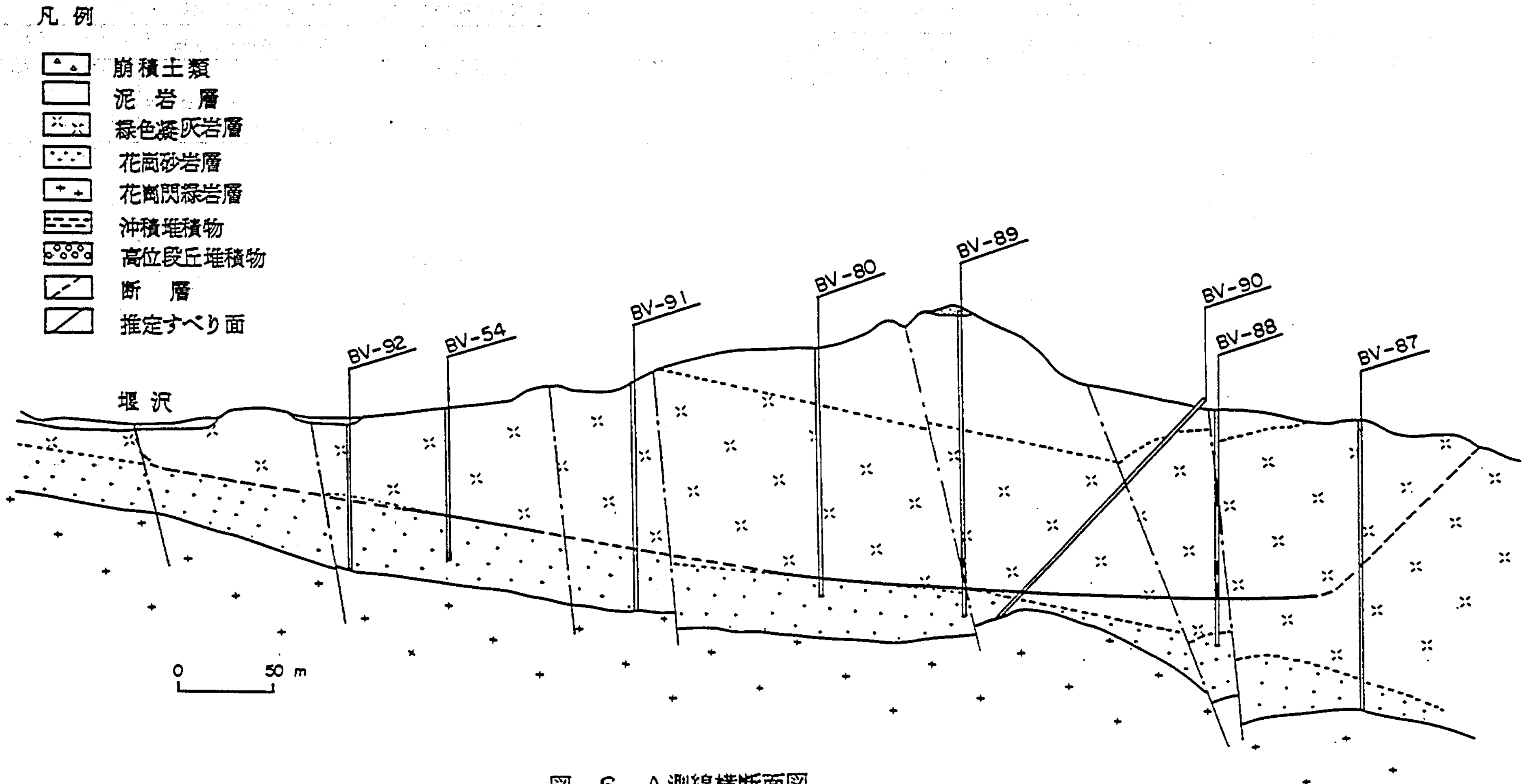
図－3　滝坂地すべり平面図



図－4　滝坂地すべり地質図



図－５　滝坂地すべり主測線地すべり断面図


凡例
崩積土類
泥岩層
緑色凝灰岩層
花崗砂岩層
花崗閃緑岩層
沖積堆積物
高位段丘堆積物
断層
推定すべり面
堰沢
BV-92
BV-54
BV-91
BV-80
BV-89
BV-90
BV-88
BV-87
0
50 m

図－6　A測線横断面図

BV−80

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	2.0	2.0		崩積土				
60	60.0							
	63.0	3.0		凝灰角礫岩	中硬	青灰色	100	φ10〜50mm軽石片多量に混入
70	74.0	11.0		凝灰岩	中硬	青灰色		66.10〜66.20 71.35〜71.50 73.00〜73.15 } W1 亀裂面に沿って粘土化
80 90 100	101.1	27.1		凝灰岩	硬	青灰色	100	94.3m付近 75°前後の亀裂 亀裂面→黒褐色
	108.8	7.7		凝灰角礫岩	硬	青灰色	100	φ5〜10軽石片(白色)多し 107.0〜108.8砂質凝灰岩
110	111.8	3.0		凝灰岩	中硬	青灰色	100	岩質やや良好
	115.6	3.8		凝灰岩	中硬	暗青灰	100	10°前後の亀裂発達、亀裂面に沿って厚さ1mm程度の粘土形成 111.8〜112.1 W1 礫混り粘土状
	119.3	3.7		凝灰岩	軟	緑灰色	100	破砕帯 礫混り粘土
120	121.0	1.7		凝灰岩砂岩互層	軟	帯青緑灰色	100	一部黄灰色 破砕帯 砂混り粘土 粘性大
130	130.0	9.0		砂岩	軟	黄灰色	100	凝灰質砂岩 固結度低く砂状 下部礫質

BV−81

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	1.5	1.5		崩積土				
60	60.0							
	64.0	4.0		凝灰角礫岩	中硬	青灰色	100	φ10〜30軽石片多し
70 80 90 100	109.3	45.3		凝灰岩	硬	青灰色	100	67.5〜69.0 10〜40°の亀裂発達 67.8m付近10°前後の亀裂面に沿って厚さ5mm程度の粘土形成 71.0〜73.0 φ5〜20軽石片多し 78.9〜79.5 W2〜3 岩質やや不良 80.0〜83.5 φ3mm以下の白斑多し 85.0〜87.3 10〜20°の亀裂発達，亀裂面に沿って厚さ5mm程度の粘土形成 87.25〜87.3 白灰色粘土 91.8〜92.0 93.2〜93.6 } 亀裂発達 101.8〜102.6 104.0〜104.3 } 亀裂発達 φ5〜20の軽石片を普遍的に混入 流理構造あり
110	109.9	0.6		凝灰角礫	軟	暗青灰	100	破砕帯 φ5〜10玄武岩質多量に混入
	110.3	0.4		-	中硬	-	100	礫混り粘土状
	111.2	0.9		-	-	-	100	硬質粘土状
	111.9	0.7		凝灰岩	軟	緑灰	100	変質凝灰岩.ソープストーン
	112.4	0.5		-	中硬	-	100	破砕粘土
								硬質粘土
120	120.0	7.6		凝灰岩	中硬	暗青灰	100	10〜30°の亀裂発達
130								

図−7(a) ボーリング柱状図

BV－87(1)

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	2.10	2.10	ハ ハ	細粒凝灰岩	中硬	灰白		細粒凝灰岩
10	11.20	9.10	ハ ハ		中硬	灰白		ﾏﾄﾘｯｸｽは細粒凝灰岩で長石　角セン石等の斑晶を多く含む 9.50～9.60mはやや粘土質である。
20	21.60		ハ △	細～中粒凝灰岩	中硬	灰白		ﾏﾄﾘｯｸｽは細粒～中粒凝灰岩　明褐色の割れ目発達 断層接触部全体にｻﾞﾗｻﾞﾗしておりφ5～10mmの礫をﾊﾟｯﾁ状に含む
	22.65	11.45	ハ		軟	青灰		22.65～22.68は断層粘土
	23.38	0.73			-	-		22.68～23.38はｼﾙﾄ質で断層帯
	25.58	2.20	ハ △	〃 〃	中硬	灰白		ﾏﾄﾘｸｽは細～中粒凝灰岩　明褐色の割れ目が発達
	27.21	1.68	ハ ハ	細粒凝灰岩	軟	灰白		割れ目帯　ﾏﾄﾘｯｸｽは細粒凝灰岩でｼﾙﾄ質
30	29.00	1.79	△ △	粗粒 〃	硬	ｵﾘｰﾌﾞ灰		粗粒凝灰岩　割れ目開口(45°)
40	41.40	12.40	△ △	火山礫凝灰岩	硬	ｵﾘｰﾌﾞ灰		φ2～5cm程のｶﾙｻｲﾄ含む火山礫凝灰岩 所々流入礫・流入粘土あり
	43.70	2.30			軟	ｵﾘｰﾌﾞ灰	66	流入粘土　流入角礫よりなり断層帯
	45.00	1.30	△ △	火山礫 〃	硬	ｵﾘｰﾌﾞ灰		火山礫凝灰岩
50	59.30		△ △	中粒凝灰岩	硬	緑灰		φ0.5cm程のｶﾙｻｲﾄ含む中粒凝灰岩 51.32～51.70 礫状ｺｱ 56.10～56.90 所々流入粘土介在 58.50～58.80 割れ目は明褐色を呈す
60	63.10	18.10	△ △	中粒凝灰岩	中硬	緑灰		礫状ｺｱ 60.9～61.0及び63.0～63.05は粘土質 61.64～61.50は粘土ｼｰﾑ挟在
	66.90		△ △	極粗粒凝灰岩	硬	緑灰		割れ目は開口しているが鮮色を呈す
70	70.00		△ △	極粗粒凝灰岩	中硬	緑灰		全体的にﾎﾞｿﾎﾞｿの岩で風化が著しい
	70.60		△		硬			所々粘土状
	72.00	8.90	△	〃 〃	中硬	緑灰		割れ目帯,70.95～71.05mは粘土
	72.80		△	粗粒凝灰岩	硬	緑灰		72.8～73.4は中に流入粘土を密に介在
	73.40				軟			74.20～74.68mはﾉﾝｺｱ
	75.28	3.28	△		硬			
	79.20	3.92	ハ ハ	細粒 〃	硬	緑灰		割れ目開口し流入粘土挟在する 78.45～78.55は白のﾊﾟｯﾁを含む
80								

BV－87(2)

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	80.55		△ △	極粗粒凝灰岩	硬	緑灰		80.55～82.18mは流入礫および粘土ｼｰﾑを多数介在する
	82.18	2.98			軟			
	85.50		ハ	細粒凝灰岩	中硬	明緑灰		ｸﾞﾚｰﾃﾞｨﾝｸﾞにより20°の層理面.砂質 83.5～84.1及び84.7～85.0は礫の亀裂発達し粘土ｼｰﾑ挟在する
	88.10	5.92			軟			
90			ハ ハ			暗緑		全体的に風化著しい.88.0～88.1は粘土 88.1～88.2は暗緑色で粘土状
100	112.25		ハ ハ	細粒凝灰岩	中硬	明緑灰		全体的に緑泥岩作用を受け、指圧にて容易に崩せる。ﾏﾄﾘｯｸｽは細粒凝灰岩からなり長石等の結晶を多く含む 割れ目は密着～開口を示し鮮色を呈す 110.35～121.45は所々粘土状を呈し一部ﾉﾝｺｱ.粘土質部は鏡肌が見られる
	117.00		ハ ハ		軟			
120	121.45	33.35	ハ ハ		中硬			
130	134.80	13.35	△ △	極粗粒凝灰岩	中硬	暗緑 明緑灰		121.45～124.15は泥岩作用が著しい 中にφ20m/mの黒色頁岩の亜円～亜角礫 130.0～130.7は一本の鉛状の亀裂よりなり鏡肌がみられる 133.0～133.15及び134.0～134.1は粘土状を呈す
140	142.30	7.50	ハ +	花崗岩質凝灰岩(断層帯)	軟	明緑灰		ﾏﾄﾘｯｸｽは凝灰岩よりなるが中に花崗岩質ｽﾗｲﾑを(石英・長石)含む 139.15～142.3はφ10～30m/mの頁質,砂岩の亜円礫を含む
	145.00	2.70	ー ハ	凝灰質シルト	軟	明緑灰		ﾏﾄﾘｯｸｽは凝灰岩質ｼﾙﾄφ10～20m/mの円礫を含む
	148.60	3.60		〃 砂岩	中硬	明緑灰		非常に凝灰質で所々凝灰岩の層を挟む
	148.75	0.15				暗赤		硬い暗赤色帯,多孔質な玄武岩
150	149.00	0.25	ハ	凝灰岩	中硬	明緑灰		鏡肌が見られる
	152.70	3.70	ハ					ﾏﾄﾘｯｸｽは流出しているが中とφ30m/m程の頁岩,花崗岩の円礫を多く含む
	153.40	0.70		礫混り土	軟			
	156.50	3.10	+ +		中硬	灰白		花崗岩の転石よりなり、154.8～155.0mは流入礫よりなる
160								

図－7(b)　ボーリング柱状図

BV－88(1)

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	2.3	2.3		崩積土	軟			泥岩片を多量に混入
10	18.0	16.7		泥岩	軟～中硬			全体に岩質不良部分多し
20 30 40 50 60 70	77.8	59.8		凝灰岩	中硬 硬 中硬			互層状に岩質不良部挟在 28.2～28.5 粘土挟在 45.9～54.5 Type ⓐ 1～5cm間隔に粘土シーム挟在 タイプⓐ 61.5～62.0 70.3～71.0 72.1～72.6 50°～55°の亀裂 73.1～75.3 60° 〃 76.0～76.5
80								

BV－88(2)

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	80.8	3.0		変質凝灰岩	中硬			ソープストーン状 粘土シーム随所に挟在
	85.1	4.3		凝灰岩	中硬～硬			岩質やや良好
90	88.0	2.9		破砕帯	軟～中硬			凝灰岩破砕部 礫混り粘土状
	92.5	4.5		凝灰岩	硬			岩質良好 全体に硅化
	95.0	2.5		破砕帯	中硬			凝灰岩破砕部
100	109.0	14.0		凝灰岩	中硬			岩質やや良
110	111.0	2.0		破砕帯	軟～中硬			凝灰岩破砕部
	119.5	8.5		凝灰岩	軟			岩質不良 全体に軟質である。
120	125.0	5.5		砂岩	軟			未固結砂岩 崩壊激しい
130								

図－7(c) ボーリング柱状図

BV－89

標尺(m)	深度(m)	層厚(m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	3.6	3.6		崩積土	軟	茶褐色		φ1～2cmの円礫混入　旧段丘礫層
10	10.8	7.2		砂質凝灰岩	軟～中硬	茶褐色		風化帯　7.2～7.5　粘土挟在 6.8～7.0
20	22.5	11.7		泥岩	軟～中硬	暗灰色		風化帯　12.65～12.75　粘土挟在 14.5～16.0　岩質良好
	24.7	1.7		凝灰岩	中硬			泥岩・砂岩との互層
30 60	62.8	38.6		泥岩	中硬～硬	暗灰色		風化帯 25.55～25.6 ┐ 36.0～36.7 ├粘土挟在 53.1～53.1 ┘ 全体に破砕状で破片～塊状コアーを主体とする 62.4～62.8　軽石片を混入する泥岩
130	130.4	67.6		凝灰岩	硬	緑灰色		岩質良好で完全棒状コアーとして採取される
	137.4	7.0		変質凝灰岩	中硬	淡緑		ソープストーン状　中硬質 本層より下位は全体に孔壁部の押し出しが顕著
140	140.1	2.7		破砕帯	軟	緑灰		凝灰岩破砕部
	146.1	6.0		凝灰岩	中硬	緑灰		145.2～146.1 破砕粘土
150	153.0	6.9		破砕状凝灰岩	中硬	緑灰		5～10cm間隔で亀裂発達　亀裂面には粘土シーム挟在　亀裂面傾斜→10～40° 151.2～156.9　凝灰質泥岩
	156.0	3.0		破砕帯	軟	暗緑灰		凝灰岩破砕部　下位の砂岩を巻込み砂礫混り粘土を形成　φ10～50の円礫伴う
160	160.0	4.0		砂岩	軟	暗褐灰		未固結砂岩　全体に崩壊激しく孔壁の維持困難
	161.5	1.5	+ +	花崗岩	硬	暗灰		堅硬質

図－7(d)　ボーリング柱状図

BV−90(1)

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	軟硬	色	コア採取率	記事
	3.00	3.00		表土		黒褐色		植根含む
	7.20	4.20		凝灰質泥岩	中硬	明黄褐		礫状を呈し、風化が著しい
10	19.85	12.65		凝灰質泥岩（スランピング）	中硬	黒褐色		マトリックスは泥岩よりなるが中にφ50m/m以上の黒色質岩の亜円～亜角礫を多数含み全体に礫混り土を呈す 16.00～18.30 粘土質 18.30～19.85 マトリックス分流出しφ30～70m/m以上の礫よりなる
20 30	23.70 25.20 27.00 35.32	15.47		粗粒凝灰岩	軟 中硬 軟 中硬	浅黄～灰白		強風化粗粒凝灰岩で所々緑泥岩を含む 29.30、29.60m 角岩の角礫含む 35.00～35.32m 粘土質
40	40.25	4.93		火山礫凝灰岩	中硬	浅黄		所々棒状を呈すものの割れ目開口し、黒色を呈し、風化が著しい 35.8m,36.2m,36.8m及び37.9～38.0m,38.7～39.6mは割れ目が開口し黒色を呈す 37.6、37.8 粘土シーム挟在 38.0～38.2 ノンコア
	45.00	4.75		（断層帯）	中硬	青灰		粘土を多数介在し、指圧にてつぶせる 43.6～43.7m 割れ目開口し明褐色を呈す
	49.85	4.35		火山礫凝灰岩	中硬	灰白～灰オリーブ		45.8mの45°亀裂は特に黄褐色に変色 その他粘土シーム挟在
50	56.00	6.15		（断層帯）	中硬	青灰		コアの流出部が多く表面がザラザラしている 52.0～56.0mはコア採取率20～30%程度
	57.30	1.30		熔結凝灰	中硬	青灰		断層中に取り込まれたものと考えられる
60	59.30	2.00		（断層帯）	中硬	青灰		57.9～58.0は粘土状 58.0～58.7はノンコア その他礫状
	60.88	1.58		粗粒凝灰		オリーブ灰		軟らかく手で崩せる 60.28～60.88 粘土シーム特に介在
70 80	74.90 80.23	19.35		火山礫凝灰岩	硬 中硬	オリーブ灰		全体的に割れ目密着。但し62.83m,62.90m 64.30m,78.20m,78.40m,78.60mは粘土シーム挟在し、75.90～76.00mは粘土状を呈す。 30°の亀裂及び流理構造が発達 74.90m、75.15mは流入礫含み所々鏡肌

BV−90(2)

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	88.23	8.00		中粒凝灰岩	中硬	オリーブ灰		所々細粒部分含み鏡肌が見られる 83.60～84.00 89.60～89.74 流入礫及び粘土シーム介在 87.0～87.4は一連の縦亀裂で黄褐色を呈し粘土シーム挟在
90	98.40	10.17		中～粗粒凝灰岩	中硬	オリーブ灰		上部は粗粒、下部は細粒でグレーディングしている。91.7～92.0m、93.5～93.9m、95.48～95.60mは粘土シーム挟在
100	105.00	6.60		中粒・	硬	緑灰		割れ目密着
110 120	121.65	16.65		粗粒凝灰岩	硬	緑灰		割れ目密着 但し121.64～121.65m 粘土シーム挟在する
	125.58 126.27	4.62		極粗粒凝灰岩	硬 中硬	緑灰		125.58～126.00は流入礫含む 126.00～126.70は土砂状コアよりなる
	128.00 128.72	2.45		細粒凝灰岩	硬 中硬	灰白		128.30は粘土シーム挟在 128.00～128.72は緑色部介在する
130 140	145.08	16.36		中粒凝灰岩	中硬	暗緑		全体的に軟質 128.72～130.0mは指圧にて潰れる 128.85～129.0、129.9～130.0mは粘土状 136.80～136.85mは流入礫及び粘土シーム 140.65～145.08mは全体的にガリガリしており風化著しい
	147.00	1.92		シルト	中硬	浅黄		全体にフルフルし凝灰岩との境界は45° 146.0～147.0mはコア率10%
150	150.00	3.00		凝灰・花崗岩砂岩	軟			凝灰岩質・花崗岩質砂岩
	152.80	2.80		花崗岩	中硬	灰白		強風化花崗岩 礫状をなす
160	160.00	7.20		花崗岩	硬	灰白		0°及び45°の亀裂 全体に棒状 但し157.0～157.2mは岩片状を呈す

図−7(e) ボーリング柱状図

BV－91(1)

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	1.00	1.00		粘土				植根含む
10 20	5.95 20.70	19.70		火山礫凝灰岩	中硬 軟 中硬	浅黄 灰白～オリーブ灰 浅黄		全体的に割れ目開口(0°) 8.55,8.84,9.65,10.00,10.60mは浅黄色 12.5～12.7は砂状 16.17～16.4はやや軟質 17.6～20.0は特に浅黄色を呈す 17.60～17.70, 17.75～18.10 は割れ目 19.00～19.05, 19.60～19.65 明褐色 特に18.70mの割れ目は粘土シーム挟在
30	24.85 25.15 31.00	10.30		極粗粒凝灰岩	中硬 軟 中硬	灰白 浅黄 オリーブ灰		全体的に割れ目開口 26.38.26.70mは明褐色を呈す 29.72～30.00及び30.55は浅黄色 24.85～25.15mは粘土質
	32.15 33.00 35.70	4.70		粗粒凝灰岩	中硬 硬 中硬	オリーブ灰		32.15～33.00は割れ目密着 その他は開口し黒色を呈す 31.00～31.10m, 31.50～31.60mは流入粘土
	37.80	2.10		細～中粒		-		割れ目開口し黒色呈す所々シルト挟在
40	42.60	4.80		中粒凝灰岩	硬			割れ目密着 38.70～39.70mは礫雄質の軽いφ30m/m程のものを含む
	45.00 47.50 48.87	6.27		粗粒凝灰岩	中硬 硬 中硬			46.6～47.0は粘土シーム挟在 47.5～48.87は全体に粘土が介在(断層)
50 60	50.00 56.50 58.70 60.20	11.33		極粗粒凝灰岩	硬 中硬 硬	オリーブ灰		全体に割れ目密着しているが黒色部に沿って割れる 56.5～58.7mは断層 56.50～56.90 は黒色の割れ目開口 57.50～57.75 58.65～58.70は粘土
	62.00	1.80		熔結 〃	硬	オリーブ灰		火山礫凝灰岩
	63.78	1.78		中粒 〃		オリーブ灰		中粒凝灰岩
70	73.65	9.85		細粒凝灰岩	中硬	明オリーブ灰		所々極粗粒凝灰岩を介在 68.84～69.00, 70.85～71.45, 72.87～73.65mは粘土シーム挟在
	75.40	1.75		粗粒 〃	中硬			長石の結晶を多く含む
80	79.30	3.90		細粒 〃	中硬	灰白		75.7～76.6, 78.1～78.26, 79.0～79.3mは礫状コア 78.55～78.64mは粘土状

BV－91(2)

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	86.40	7.10		緑色中粒凝灰岩(断層帯)	軟	緑灰 灰白		79.3～86.4はすべて粘土質 指圧にて容易にへこむ 85.9～86.4は灰白色の粘土
	87.25	0.85		細粒シルト		暗赤		暗赤色及び浅黄色を呈すシルトよりなる
90	99.00	11.75		砂岩	軟			87.5～87.7, 92.2, 93.6は花崗岩の円～角礫よりなる 90.0～90.2mはφ20～50m/mの花崗岩及び負岩の円礫含む
100 110	117.70	18.70		花崗岩質砂岩	軟			全体的に花崗岩質な砂岩よりなる
120	123.30	5.60						花崗岩の転石 119.9～120.0, 121.00～121.15mはアプライトの転石
	125.00	1.70		花崗岩	中硬			全体的に風化が著しく、ザラザラしている 割れ目は開口し暗赤色を呈す
130								
140								

図－7(f) ボーリング柱状図

BV−92

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	2.70	2.70		表土		黒褐色		シルト質で植根含む
10	16.25	13.55		粗粒凝灰岩	中硬 / 硬 / 軟	明緑灰 / 青灰 / 明緑灰		全体的に粗粒凝灰岩よりなり割れ目開口 6.1〜10.7mは所々緑泥岩で弱化し容易に割れる 10.7mに70°の亀裂あり粘土シーム挟在 11.12〜11.15mは変質し青灰色を呈し特に11.12〜12.00mは悪化している
20	19.00	2.75		中〜粗粒凝灰岩	軟	明緑灰		18.0〜18.8 多孔質で針状結晶含む 18.0〜19.0 シルト質で軟らかい
	22.10	3.10		細〜中粒凝灰岩	硬	明緑灰		10°の層状 割れ目は密着 20.7〜21.0はφ2m/mの白のパッチ含む
	24.00	1.90		粗粒 -	硬 / 軟	明緑灰		22.5mに80°の亀裂、粘土シーム挟在 23.14〜24.0は粘土状コア 23.3〜23.75はシルト質
	26.10	2.10		熔結 -	硬	明緑灰		10°層状を呈す
	28.60	2.50		極粗粒 -	硬	明緑灰		白色のφ2m/mのパッチ含み緑泥岩挟在
30	32.32	3.72		細粒 -	硬	灰白		灰白色を呈し中にφ1〜10m/mの頁岩の角礫を含む 割れ目密着
40	34.60 / 35.00 / 40.00 / 42.70	10.38		緑色中粒凝灰岩 (断層帯)	軟 / 中硬 / 軟 / 中硬	暗緑		固結度に貧しく緑泥岩化が著しい 34.6〜35.0は流入礫が多い 39.7〜40.0はφ40m/m程の頁岩の円礫(2ケ)でノンコア 40.0〜42.7はφ2m/m程の円礫含む中粒凝灰岩で 41.7〜42.0は20m/mの頁岩の円礫含む
	43.50	0.80		細粒シルト	軟	灰白・暗赤		細粒シルトで灰白色を呈し暗赤色部をレンズ状に挟む 全体に表面はフルフルしている
	45.00	1.50		砂岩	-	鈍い褐		ザラザラして砂岩 やや花崗岩質である
	49.30	4.30		花崗砂岩	軟	黄灰		45.0〜49.3はザラザラした花崗岩質砂岩 45.3に花崗岩の転石あり
	49.87	0.57		砂岩	-	鈍い褐		ザラザラした砂岩 やや花崗岩質である
50 60	62.70	12.83		花崗岩質砂岩	軟	鈍い褐		49.87〜50.00は細粒層状砂岩 50.00〜62.70は花崗岩質砂岩で全体的にグレーディングしている
	63.62	0.92			硬	灰白		花崗岩転石
	66.00	2.38		花崗砂岩				花崗岩質砂岩で中φ20〜50m/m程の花崗岩の角礫を少量含む
	68.00	2.00		礫混り土				マトリックスは流出してしまっているものの中にφ20〜50m/mのチャート,頁岩,砂岩,花崗岩の円礫を多く含む
70	74.80	6.80		花崗砂岩	軟〜中硬	鈍い褐		花崗岩質砂岩で中にφ30〜50m/m程の花崗岩の角礫を多量に含む
	75.00	0.20		礫混り土	-	-		66〜68mと同じ
	76.00	1.00		花崗砂岩	-	-		68〜74.8mと同じ
	78.70	2.70		礫混り土	-	-		マトリックスは赤味を帯びたシルトで中にφ20〜50m/mのチャート,頁岩,砂岩の角礫が多量
	79.50	0.80			硬	灰白		
80	84.00	5.50		花崗岩	中硬	灰白		花崗岩で表面がザラザラし風化が著しい 割れ目開口し粘土シーム挟在

図−7(g) ボーリング柱状図

BV−93(1)

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	1.30			表土				細根多い
	9.00	7.70		礫混り土	軟	黄褐		マトリックスは細粒凝灰岩でφ10〜20m/m程の円礫含む 2.8〜3.0m.3.7〜4.0m.4.5〜5.0m.5.9〜6.0mはφ50m/m程の負岩及びチャートの円礫含む
10	10.50			凝灰質泥岩及び中粒礫岩の互層	軟	黄灰		割れ目開口し茶褐色を呈す 全体的に45°亀裂多いが18.85〜19.0は90°亀裂
20	22.10	13.10			中硬			12.65〜13.0m.14.0〜15.0m.21.8〜22.0mは特に茶褐色を呈し19.92〜20.0mは明黄褐色を呈す 20.45〜22.1mは極粗粒砂岩でφ10m/m程の負岩、緑色凝灰岩の円礫を含む 尚、20.25m付近は白色のφ5m/m程の凝灰質なパッチを含む
30 40	41.82	19.72		泥岩	中硬	黒褐色		28.428.7mは極粗粒砂岩 28.730.1mは泥岩であるが比重が重い 30.1mより下位は割れ目開口しているものの茶色部分が少なくなる
	47.25	5.43		中〜細粒砂岩				42.5m付近に化石あり 43.1〜44.8は90°の亀裂多く、明褐色が著しい 尚、これより下部は酸化帯がほとんどない
50 60	61.20			泥岩	中硬	黒褐色		47.25〜71.0mは全体に軟らかくハンマーの軽打にて砕ける 49.2〜47.3mはシルト質でそれより下部は酸化帯がみられない 61.2〜61.8mは細破されている 61.8mは粘土状を呈す 70.05〜71.0mはシルト状を呈し中にφ10m/m程の泥岩の亜角礫を多数含む(断層) 尚、所々指圧にて崩せる部分もみられる
	61.80				軟			
70	70.05				中硬			
	71.00				軟			
80	80.05	32.80			中硬			

BV−93(2)

標尺 (m)	深度 (m)	層厚 (m)	記号	分類	硬軟	色	コア採取率	記事
	82.62			火山礫凝灰岩	中硬	暗緑〜灰白		82.62〜82.8mはシルト状を呈しプロピライト化が著しい 82.4mは45°亀裂あり粘土シーム挟在 86.0〜94.5mは水平の亀裂が多い
	82.80				軟			
90	86.00 91.76				中硬	オリーブ灰		91.76〜92.0mは50°亀裂あり粘土シーム挟在 93.8〜94.55mは流入亀裂がみられる
	92.00				硬			
	94.50	14.45			中硬			
100	102.15			中〜細粒凝灰岩	中硬	緑灰		水平の亀裂多く割れ目開口している 黒色負岩のφ2m/m程の角礫が所々入る 102.15〜102.7mは流入礫よりなり、その内102.67〜102.7mは粘土シーム挟在
	102.70				軟			
	104.65	10.15			中硬			104.4mは35°亀裂あり粘土シーム挟在
	107.23	2.58		細粒凝灰岩	中硬	灰白		105.0, 105.15〜105.25mに粘土シーム挟在 45°亀裂があるが密着している
110	112.75			粗粒凝灰岩	中硬〜軟	暗緑		107.23〜112.75mは風化が著しく粘土シーム挟在する 112.65〜112.75mはプロピライト化が特に著しい 全体的には風化が進み石英・長石を小量含む
	114.50	7.27			中硬			
	116.62			粗粒凝灰岩	中硬	淡緑		局部的なプロピライト化がなくなる 11.62〜117.0mは礫〜粘土状を呈す 119.45〜120.90粘m土質部分多く、指圧にて容易に崩せる
	117.00				軟			
120	120.90	6.40			中硬			
	124.40	3.50		粗粒凝灰岩	中硬	淡緑		石英・長石を多く含む 123.15〜124.40mは粘土質である
	129.64	5.24		花崗岩質凝灰岩	軟			砂状〜礫状を呈し、129.60〜129.64は粘土状を呈す
130	131.40	1.76		極粗粒 〃				φ3mm程の負岩の円礫を含む
	131.90	0.50		細粒 〃				細粒凝灰岩よりなる
	133.00	1.60		凝灰岩質砂岩		暗赤		赤味を帯びた凝灰岩質砂岩で所々黄味を帯びた部分を含む
140 150	156.40	23.40		中粒砂岩	軟〜中硬			中粒砂岩で負岩，花崗岩の転石を所々含む 145.3〜148.2mは砂岩，負岩，花崗岩のφ20〜40m/mの円礫を非常に多く含む 155.9〜155.95mは玄武岩の転石よりなる
	157.50			花崗岩	中硬	灰白〜暗赤		風化が著しく割れ目が開口し暗赤色を呈す 割れ目は全体的に45°〜70°が多い
	159.15				硬			
160	160.00	3.60			中硬			

図−7(h) ボーリング柱状図

W系の断層はN－S系の断層形成後の造構運動により形成されたものと思われ、地質図幅「野沢：1/5,000」の広域的断層系とも一致している。また、N－S系の断層は逆断層が多く断層規模も大きい。それに対して、NE－SW系の断層は正断層が多く、規模もN－S系断層に比較して小規模である。

堰沢南部の地すべり境界部の東部域はN－S系断層に、側面部はNE－SW系の断層に規制されている。地すべり地内においては、沼田と袖の沢の間にF２断層が、袖の沢と下沢の目の間にはF３断層が、袖の沢と引牧の間にはｆ７断層が、推定または確認されていることより、当地区の地すべりブロックは、断層に規制されて派生したものと考えられる。

２.２　移動量調査

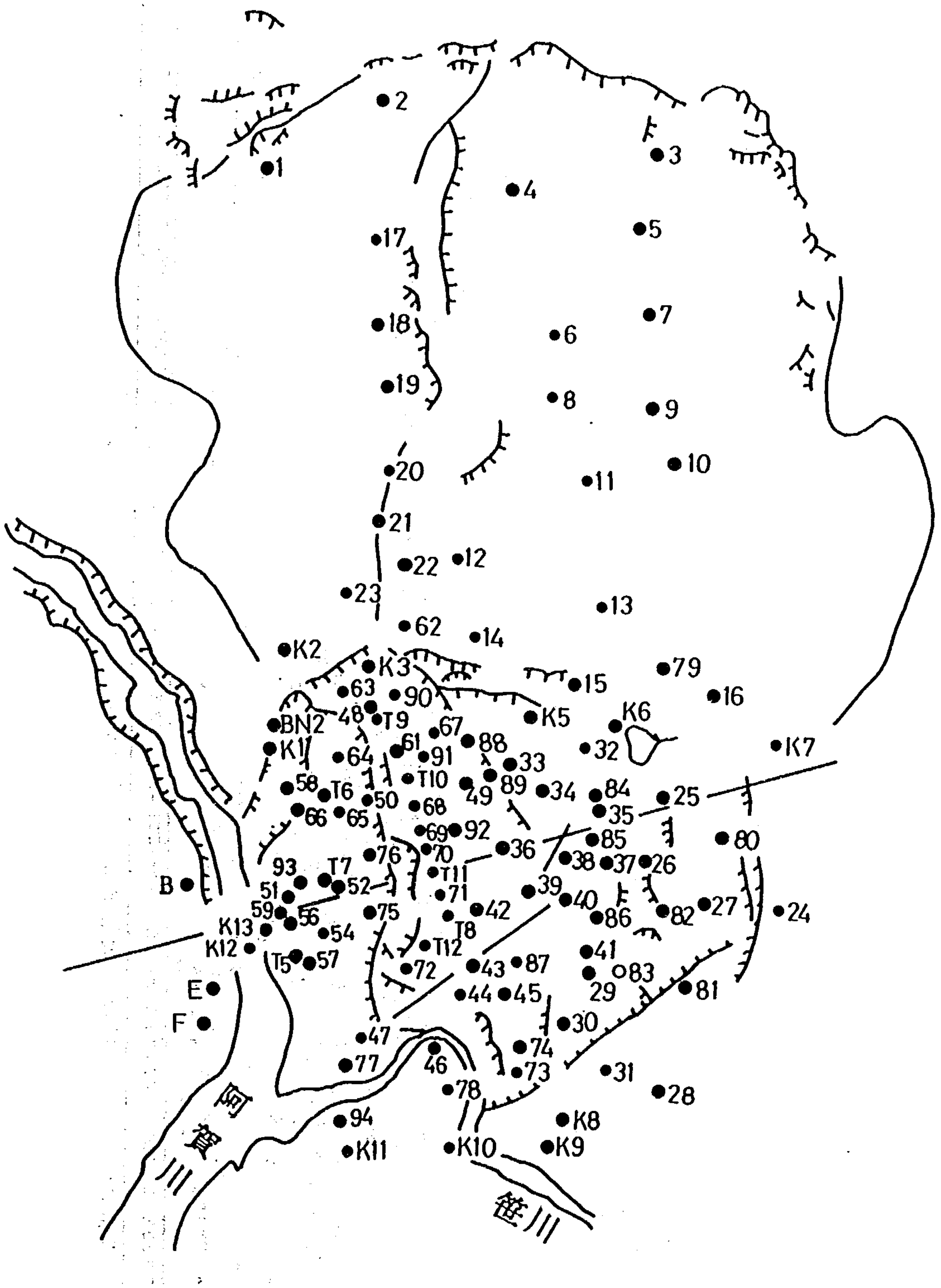
一般に地すべりの移動量調査は、伸縮計を配置し観測を行う。しかし、大規模な岩盤地すべりにおいては、地すべりの動きではない岩塊の部分的な動き（風化等による）を観測する場合もある。この点を考慮して滝坂地すべりでは、伸縮計の他に、以下の方法により移動量調査を行っている。

２.２.１　航測による方法

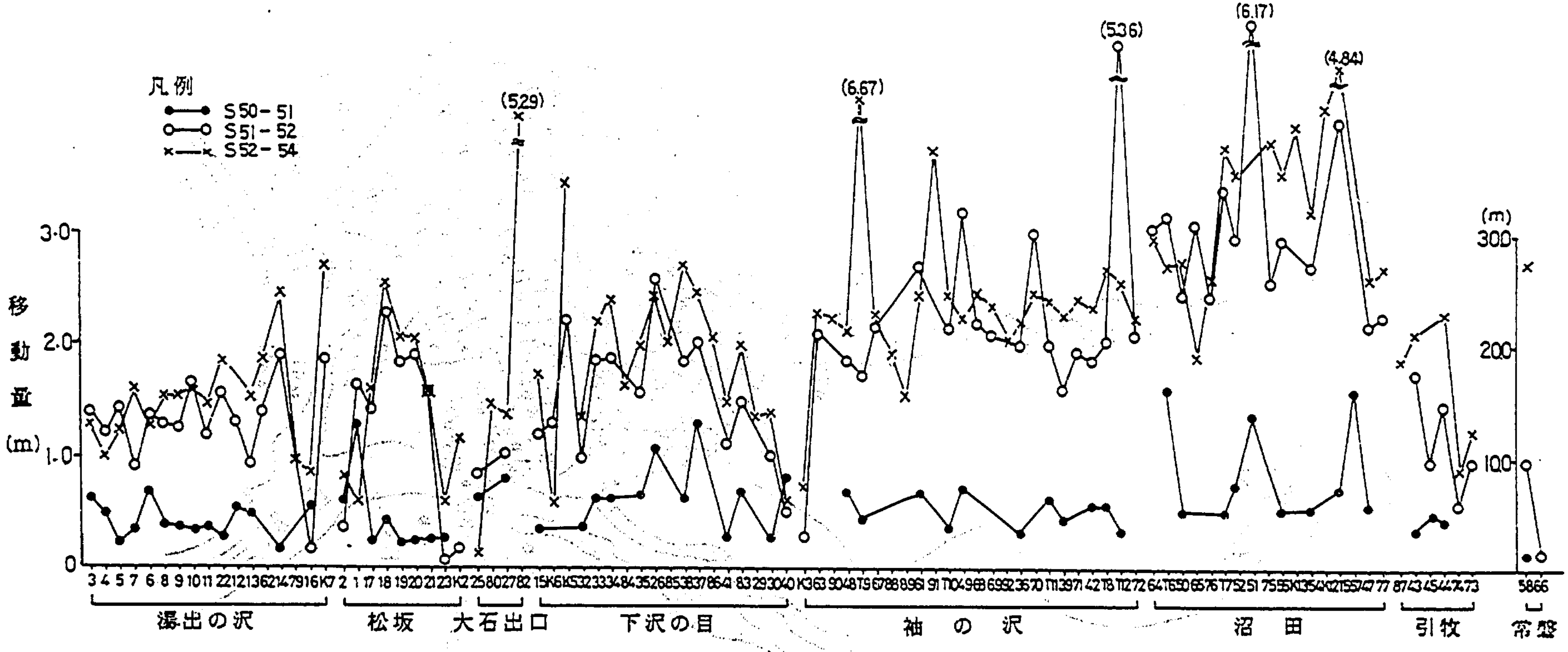
地すべり全域の移動状況を把握するために、数回にわたって実施されている。昭和50年から54年までの航測による移動量調査（撮影条件：写真縮尺1/8,000，撮影コース２，最大誤差±35cm）結果を、図－８に移動杭配置図、図－３に各ブロックの移動方向、図－９に移動量調査結果をそれぞれ示した。

移動方向は、堰沢北部については堰沢方向に、堰沢南部については阿賀川方向である。また、移動量については、各ブロックとも活発な移動がみられる。常磐を除く全体的な移動量は、51～52年度が一番大きく１年間で１ｍ以上の移動を示し、ついで52～54年度が２年間で１ｍ以上、50～51年度が一年間で１ｍ以下の移動であった。全体的には、堰沢北部に位置する湯出野沢、松坂は、堰沢南部より小さくなっている。堰沢南部については、袖の沢、沼田が大きな移動を示し、下沢の目、大石出口は前者より小さい。また、引牧については袖の沢より小さな移動量となっている。常磐については、他のブロックに比較して非常に大きな移動を示している。これらの移動方向及び移動量の違いは、堰沢北部の移動が南部の動向に規制されることを示すものであり、堰沢南部の移動が、地すべり全体の移動に大きな影響を与えることになると考えられる。したがって、本地すべりの主動域を堰沢南部とし、調査、観測は、この地域を中心に実施することにした。

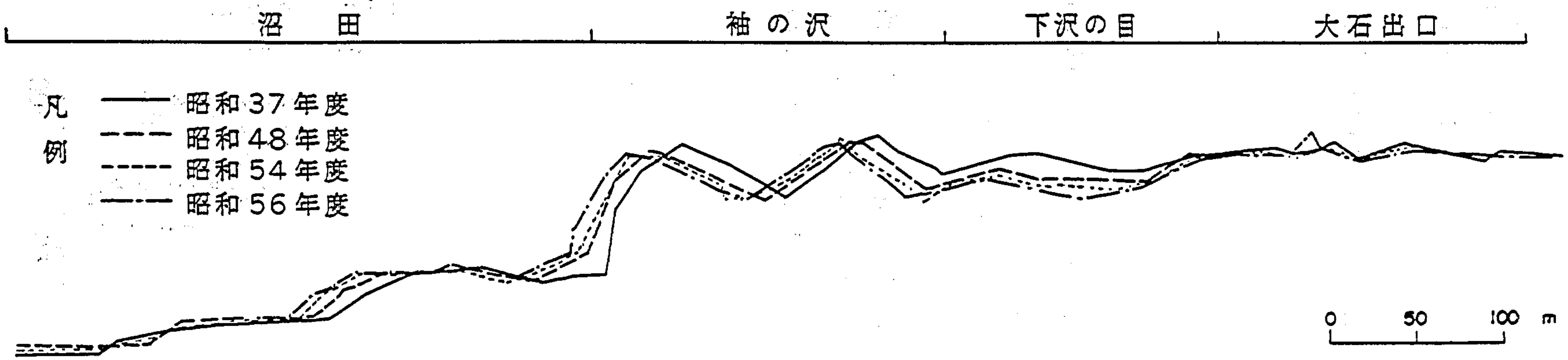
図－10には、同じく昭和37年、48年、54年、56年の調査結果をもとに主測線における変動縦断面図を示した。この図から地すべり現象をみると、沼田、袖の沢については、際だった隆起、沈下はみられず水平移動が大きい。下沢の目については、大きな沈下を示している。また、大石出口については、隆起、沈下はみられるが前者に比較して小さなものとなっている。したが


1
2
3
4
5
17
6
7
18
19
8
9
20
10
11
21
22
12
23
13
62
14
K2
K3
79
15
63
90
16
K5
K6
BN2
48
T9
67
88
K7
K1
61
91
64
32
33
T10
58
T6
89
49
34
84
25
50
68
35
66
65
69
92
85
80
36
76
70
38
37
26
93
T7
T11
B
52
71
39
51
40
59
56
75
42
86
82
27
24
K13
54
T8
K12
T12
41
T5
57
87
72
43
83
E
29
44
45
81
F
30
47
74
46
77
73
31
78
28
94
K8
K11
K10
K9
阿賀川
笹川

図－8　移動杭配置図



図－9　航測による移動量調査結果



図ー10　主測線変動縦断面図

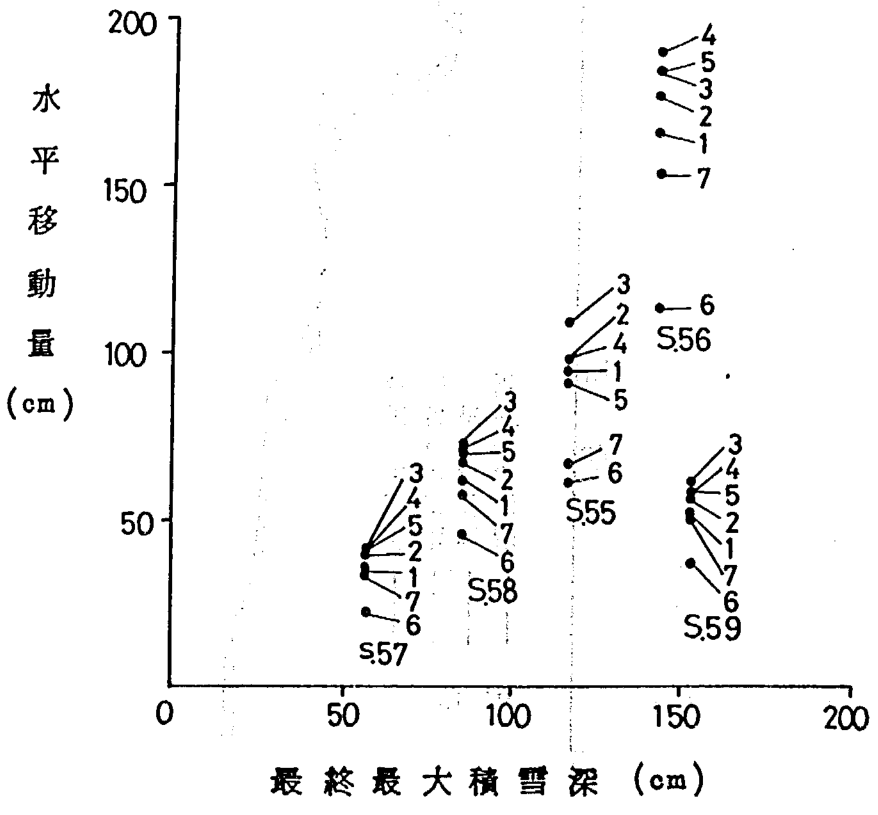
って、堰沢南部においては、下沢の目が陥没域、袖の沢と沼田が移動域の地すべりであり、下沢の目の上部の大石出口は、前述した地すべり現象に加えて袖の沢に比較して移動量が小さいことから、二次的な地すべりと判断される。

一方、変動状況から堰沢南部における斜面運動形態を考察すると、水平移動が大きいことや下沢の目と大石出口の間の主滑落崖の比高が、地すべり地形の広がりに対して小さい（一般的な地すべりであるスランプ型地すべり等と比較して）ことから、層すべり型地すべり[8]に相当するものと考えられる。

2.2.2 移動杭による方法

地すべり移動量は、伸縮計等で観測することができるが、正確に移動量を求めることは難しい。そこで、絶対移動量を観測するために、コンクリート製の移動杭を設置し、地すべり地外である対岸から光波測量を実施している。杭の設置位置は、袖の沢の急崖上である。図－3には、その位置を示した。

図－11に移動杭の観測結果を、最終最大積雪深と水平移動量との関係で示した。後述するが、滝坂地すべりにおける移動は、融雪期が主なものである。したがって、移動量は積雪深の大小に左右されると考えられたことから、融雪期に入る直前の最大積雪深（最終最大積雪深）を移



図－11　移動杭観測結果

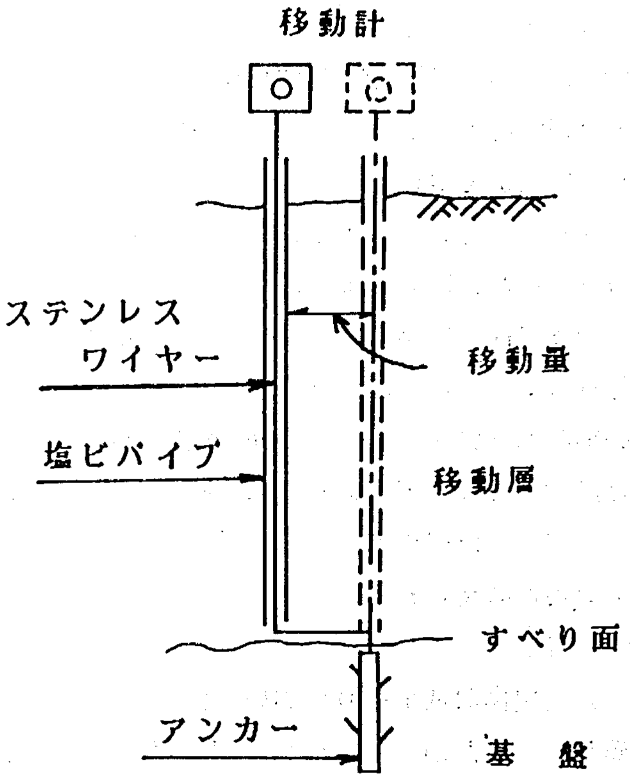
動の要因とした。各年の水平移動量をみると、昭和57年の平均値39cmから昭和56年の平均値176cmまでと大きな差がみられ、最終最大積雪深の増加に対する水平移動量は、昭和59年を除くと指数関数的に増加し強い相関を示している。また、各移動杭の水平移動量は、No２，３，４，５については、ほぼ同じ移動量を示しているが、堰沢側のNo１については若干小さく、引牧のNo７については更に小さくなっている。また、No６は一番小さい。この移動量の違いをすべり面形状及び地形から考察すると、以下のようになる。No７のある引牧側は、図－６に示すように堰沢側から引牧側にかけて徐々に深くなるすべり面の横断形状を呈し、移動土塊が引牧側に押し付けられる状態となっている。このような場合は、すべり面の深い位置での側面の抵抗が大きいため、移動量の横断的な分布は、すべり面の深い部分が浅い部分より小さくなる。また、引牧ブロックは図－３に示すように笹川の対岸に規制される位置にあり、このため、笹川対岸には地すべり運動による岩盤の破砕現象がみられる。以上、この二つの要因が各移動杭の移動量の差になって現れていると考えられる。

２.２.３ 移動計による方法

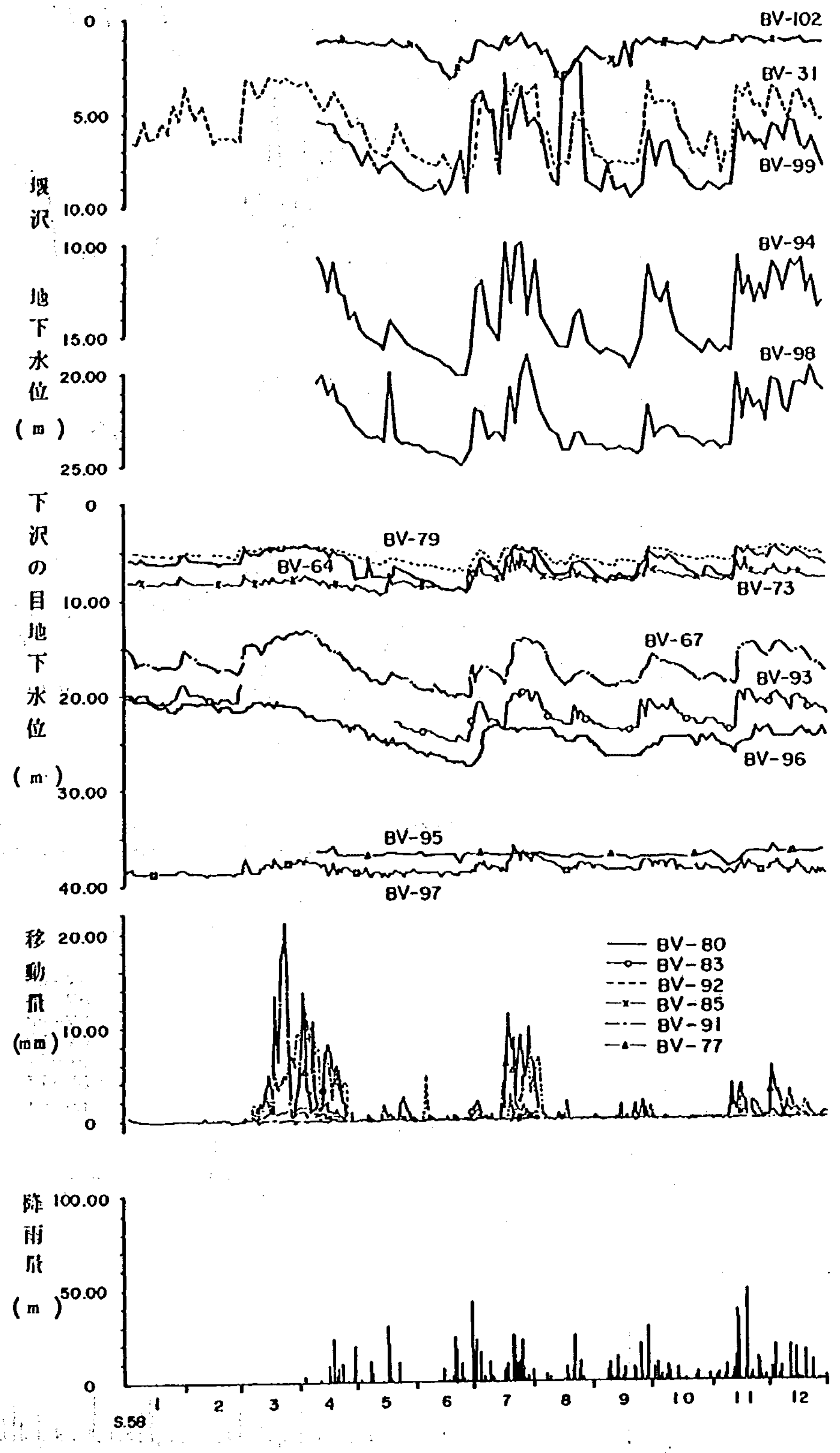
滝坂地すべりのように大規模な地すべりにおいては、伸縮計を設置する場合、不動地から設置することはかなり難しい。したがって、移動観測を実施しても相対的な移動量しか得られない。この問題を解決するために、図－12に示すような形式で伸縮計を設置している。すなわち、ボーリングを行いすべり面以深にアンカーをとり、ガイドパイプを通して地表までステンレスワイヤーを導き、伸縮計（１ヶ月巻き）につなぐというものである。なお、ステンレスワイヤーは、温度特性等の問題はあるが、地すべり移動量が大きいことやインバー線と比較して格段に耐久性があることから使用している。このような形式で設置した伸縮計を移動計と称している。

図－13,14,15には、移動計による移動量、地下水位、降雨量の観測結果を示した。なお、観測位置は図－３に示した。ＢＶ－77，103は沼田、ＢＶ－80，83，92，85，91は袖の沢に設置した移動計である。移動時期は、融雪期、豪雨期、秋霖雨期であり、特に融雪期に顕著な移動がみられ、最大日移動量は約20mmに達している。また、移動量は地下水位の変化と良く対応している。

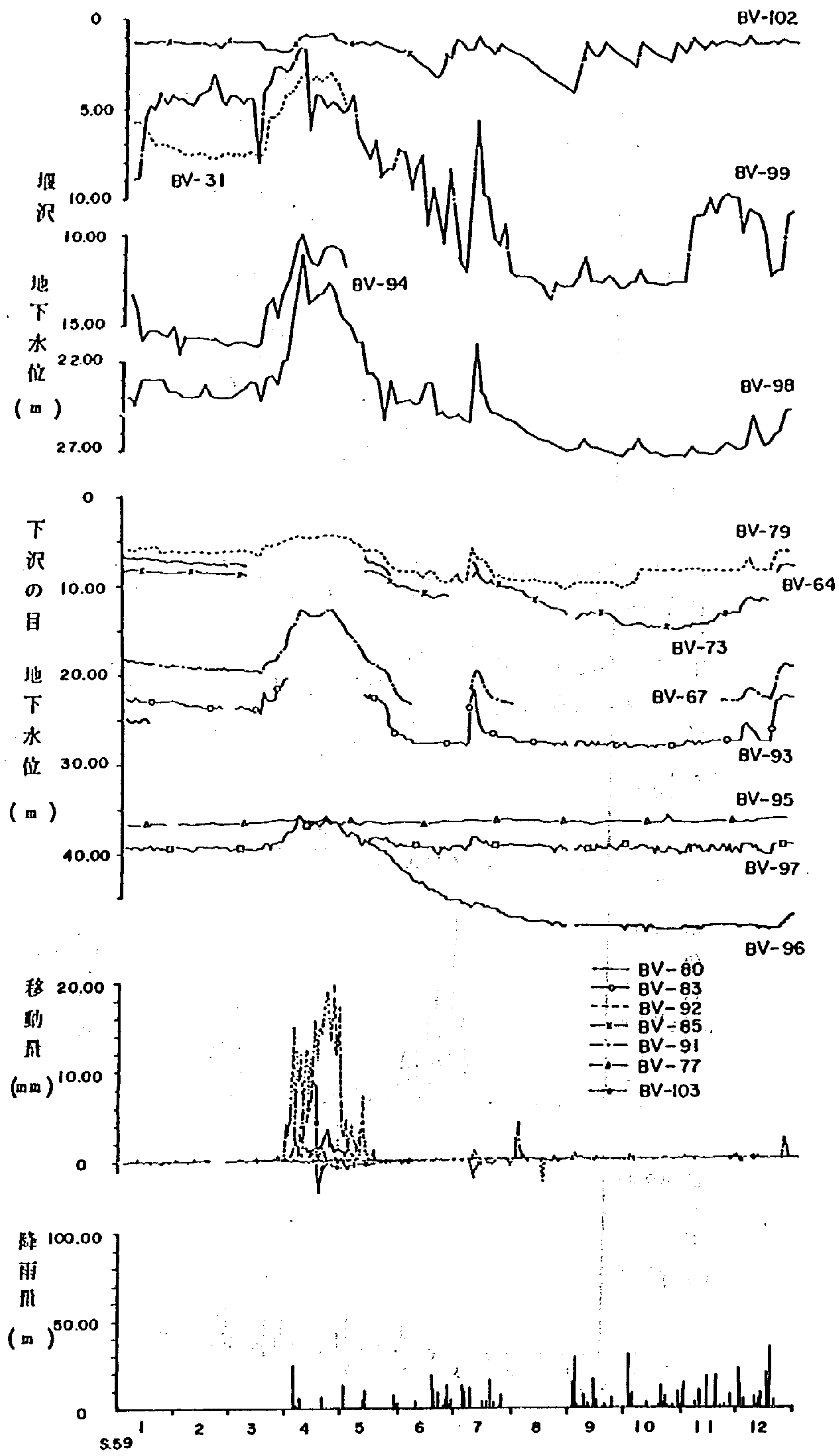
なお、昭和57年から60年までの移動計のよる移動量、降雨量の観測結果を図－16,17に示す。



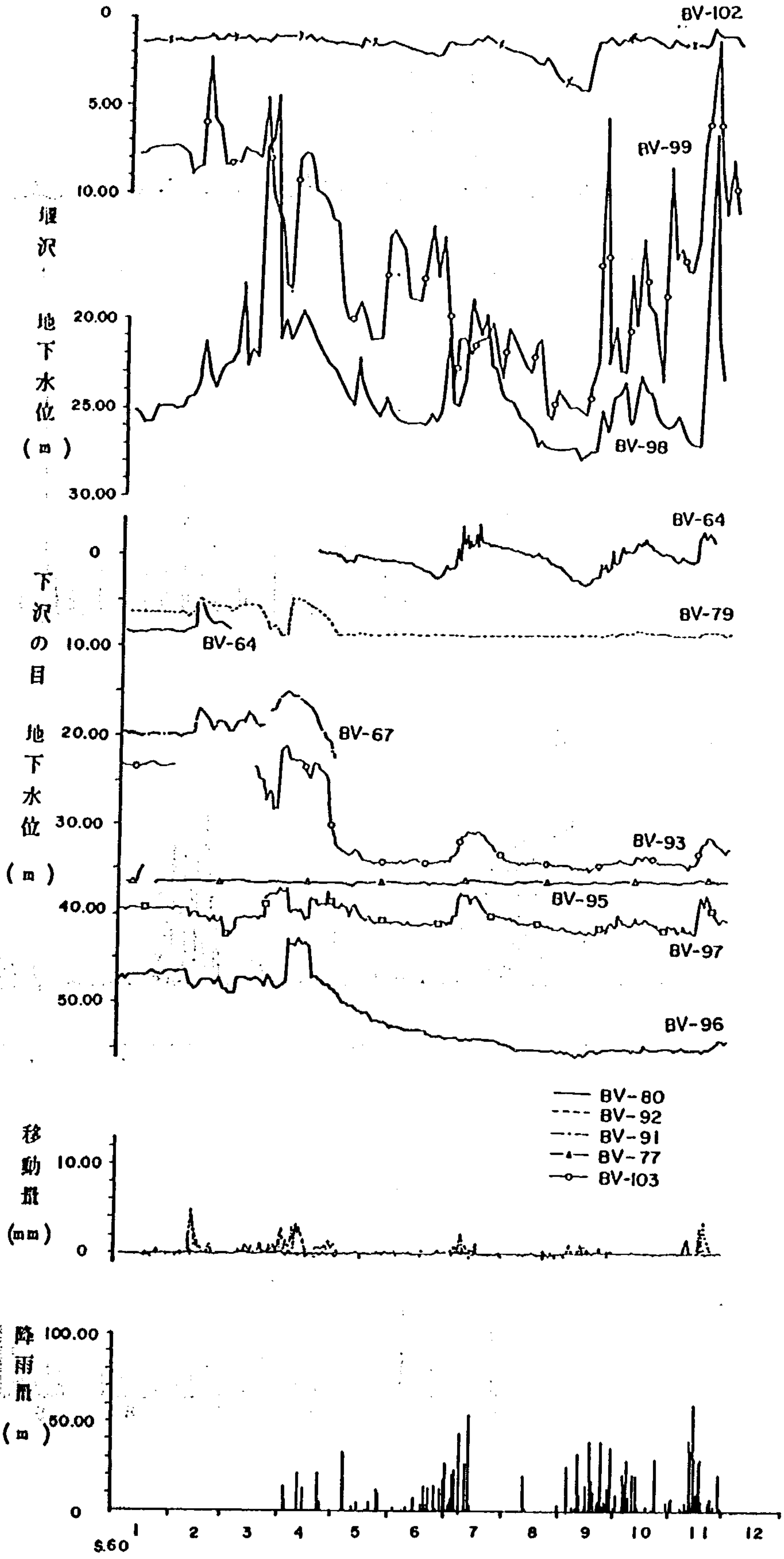
図－12　移動計設置図



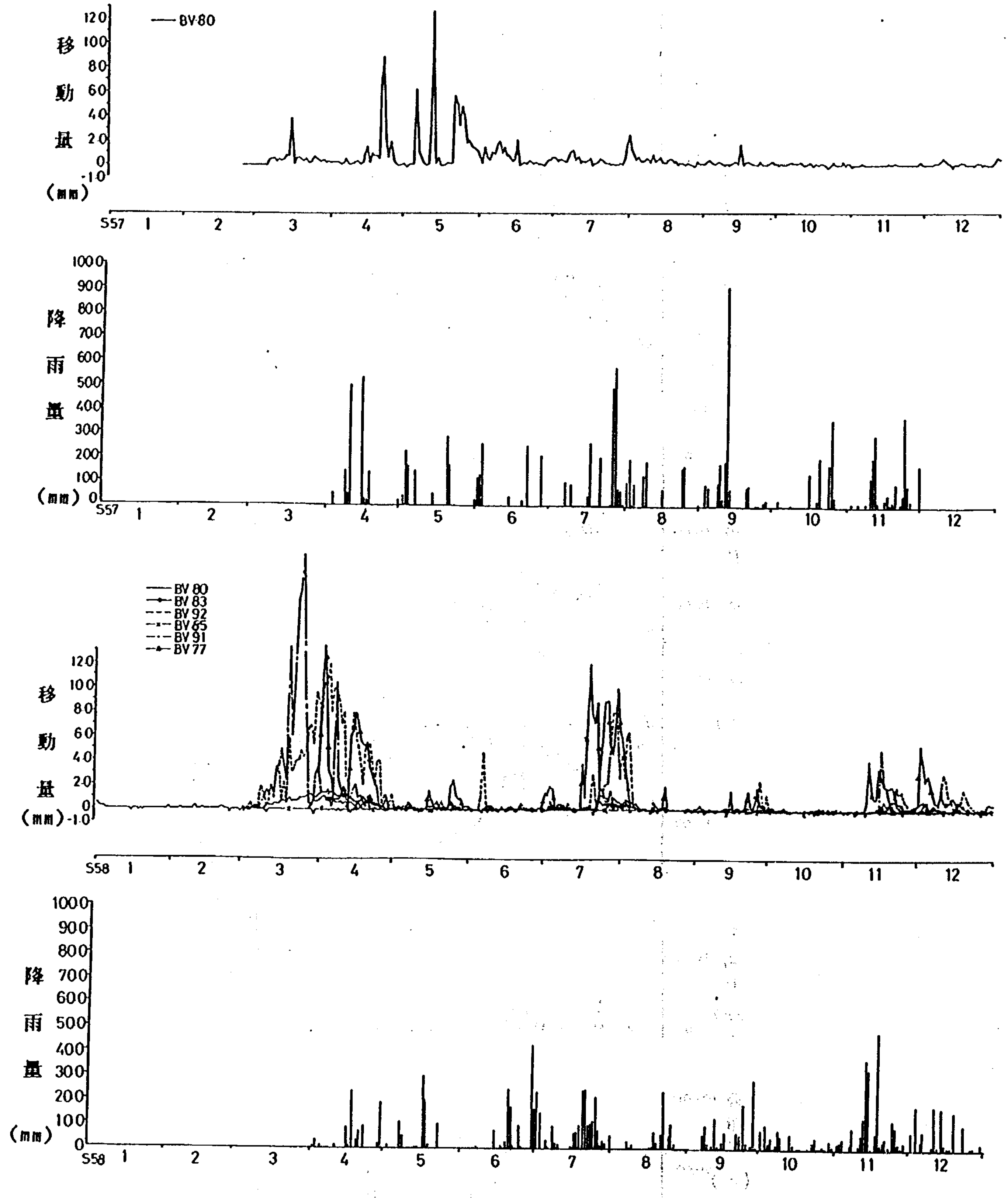
図－13　昭和58年観測結果



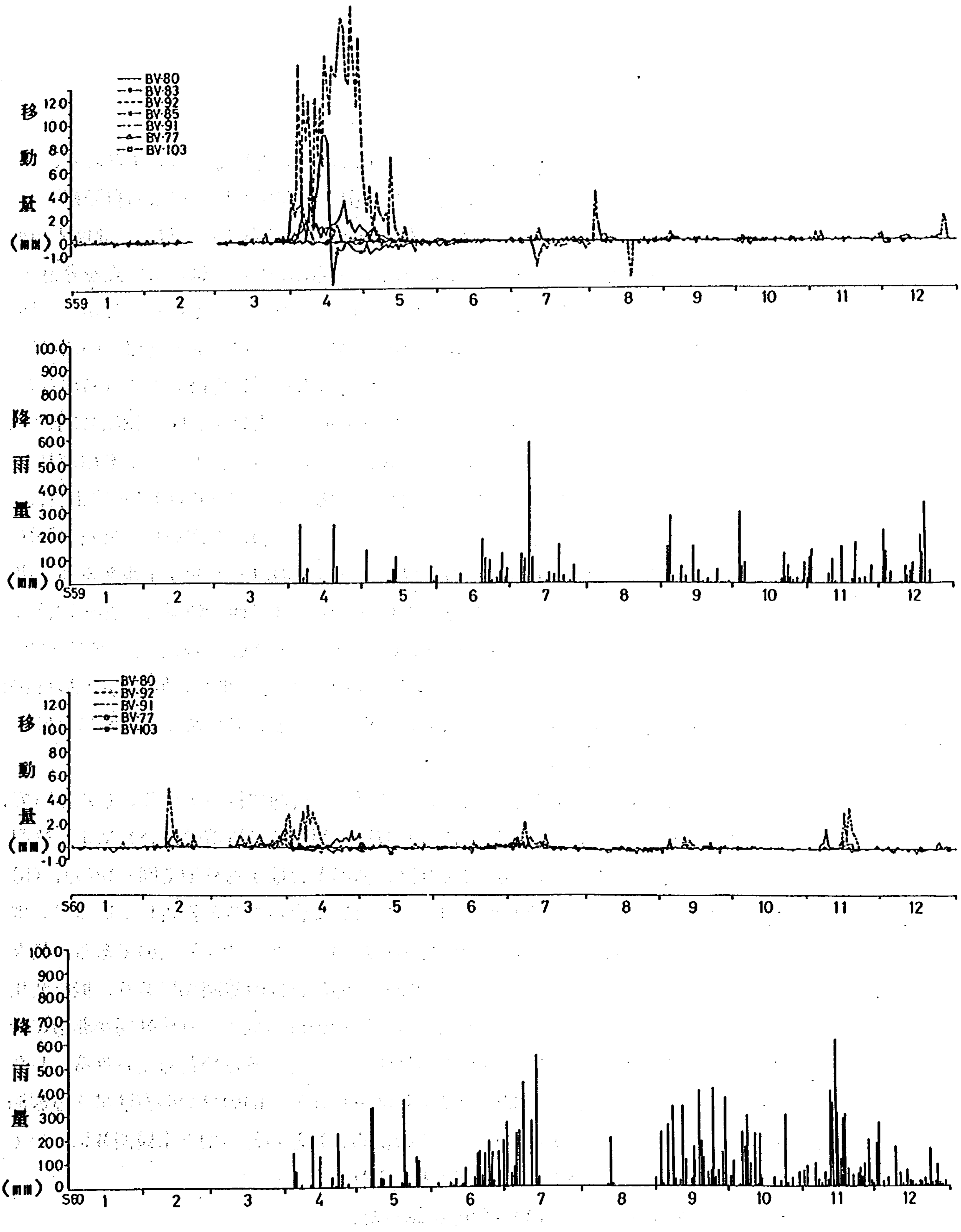
図−14　昭和59年観測結果



図－15　昭和60年観測結果



図－16 昭和57,58年移動計観測結果



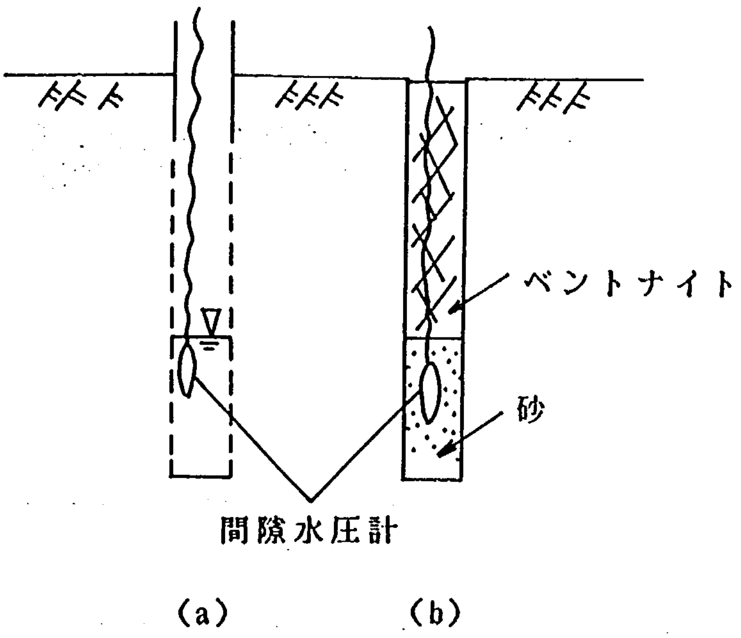
図－17　昭和59,60年移動計観測結果

2.3　地下水位調査

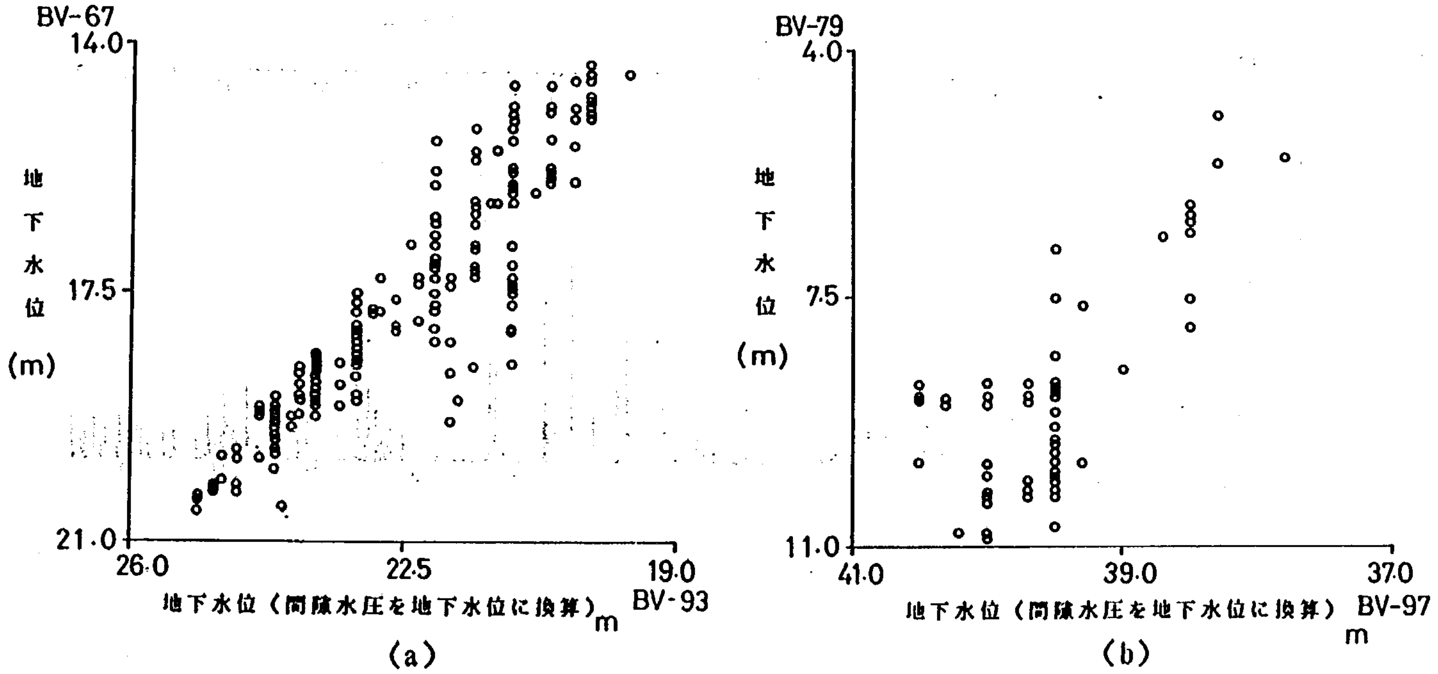
滝坂地すべりにおける地下水位調査は、以下に示す方法により実施している。すなわち、水位計テープによる手観測と図－18(a)，(b)に示すように設置した間隙水圧計による自記観測を行う方法である。本地すべりは、すべり面が深い位置で100m以上にも達し、且つ、年間１m前後の移動がある。したがって、地下水位あるいは間隙水圧の観測に際しては、この点を考慮する必要があった。通常、地下水位の連続観測には、地下水位計が用いられている。しかし、移動が激しい場合や観測井が深い場合には、観測井に曲がりが生じ、フロートと孔壁との間の摩擦や引っ掛かり等のために、フロートが地下水位に追従してスムーズに昇降しなくなる場合がある。このため、既存の観測井の連続観測に際しては地下水位計を用いず、図－18(a)に示すように間隙水圧計を吊り下げて観測する方法を用いた。なお、この場合はストレーナを観測井の底から地表面付近まで設けてある。また、新たに観測をする場合は、図－18(b)に示すように、間隙水圧計の上下１mを砂、その上部をベントナイトでシールする方法を用いた。また、間隙水圧計のコードは、地すべり地内を引き回すため、ワイヤー入りのコードやフィルダム等で用いられているクロロプレンタフレックスコードを使用した。図－３に観測位置を、図－13,14,15には観測結果をそれぞれ示した。なお、ＢＶ－64、67、73は図－18(a)の方法で、ＢＶ－93、96、97は図－18(b)の方法で観測し、地下水位に換算した値で示した。また、他のものは３日間隔に水位計テープで手観測した値である。地下水位の変化をみると、融雪及び霖雨時に上昇し降雨に敏感に反応していることがわかる。

地下水位調査は、安定解析及び防止工事の効果判定に用いる目的で行っている。したがって、すべり面における正確な値が必要であり、先に述べた方法（観測井の構造の違い）による観測値に差が出るようであってはならない。小川によれば、新潟県の地すべり地で図－18(a)，(b)と同じ方法で観測した時、間隙水圧と換算水圧が一致しない場合があると報告している[9]。本地すべりの場合を下沢の目における観測値について示したのが、図－19(a)，(b)である。各々の観測井は最も近い位置にあるものである。図－19(a)，(b)はほぼ直線関係にあり、似た変化を示していることがわかる。これは、地質調査によれば下沢の目の地すべり移動層が非常に亀裂に富んでおり、この結果、地下水が流動しやすい状態になっているためと考えられる。したがって、下沢の目については移動層の土層構造により図－18(a)，(b)の２つの方法による観測値には、あまり差はみられないことがわかった。このため、ほとんどの地下水観測井について同等に評価して解析に用いることができるものと考えられる。

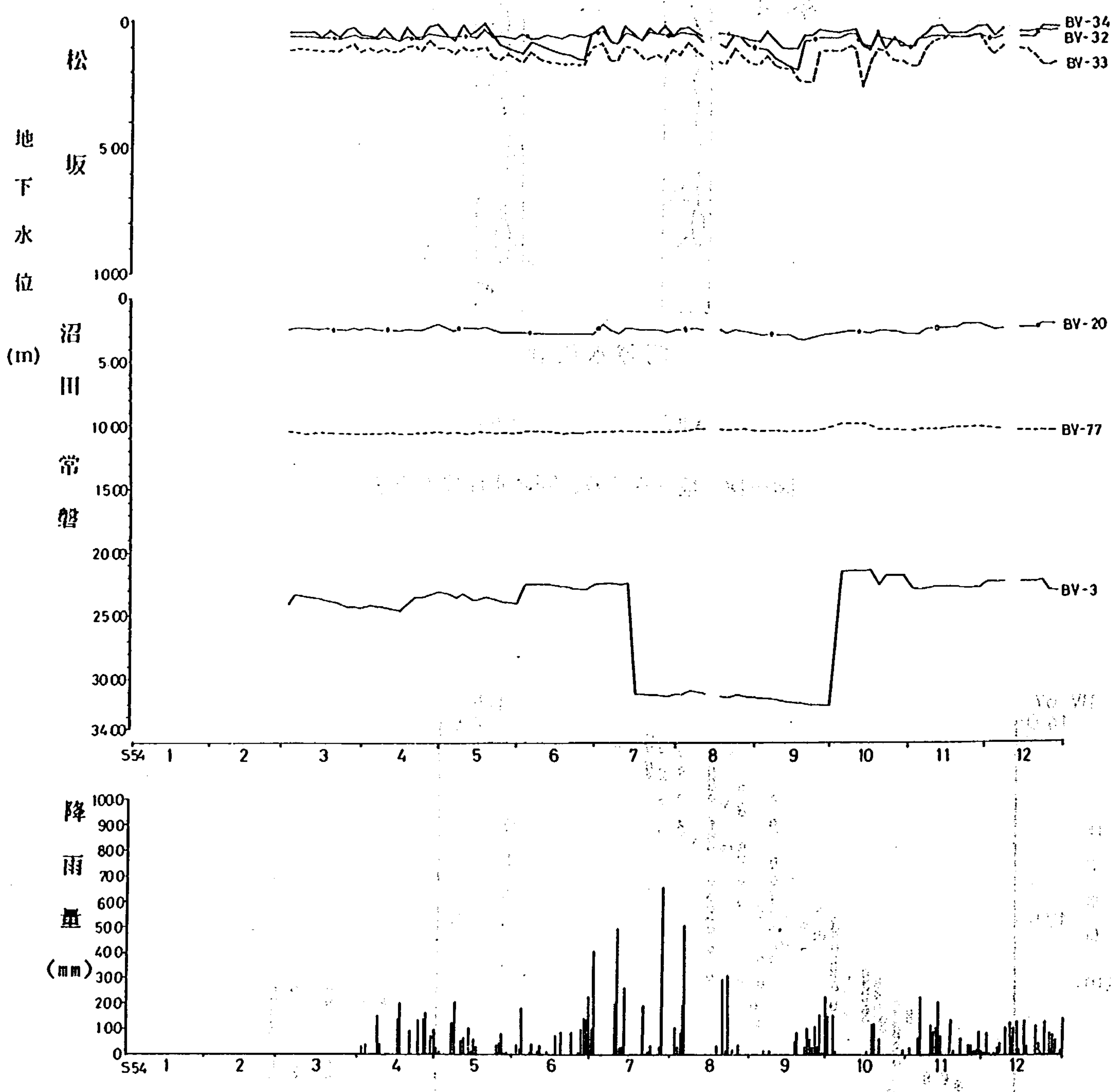
なお、全地下水位観測結果を図－20（1)～(40)に示した。



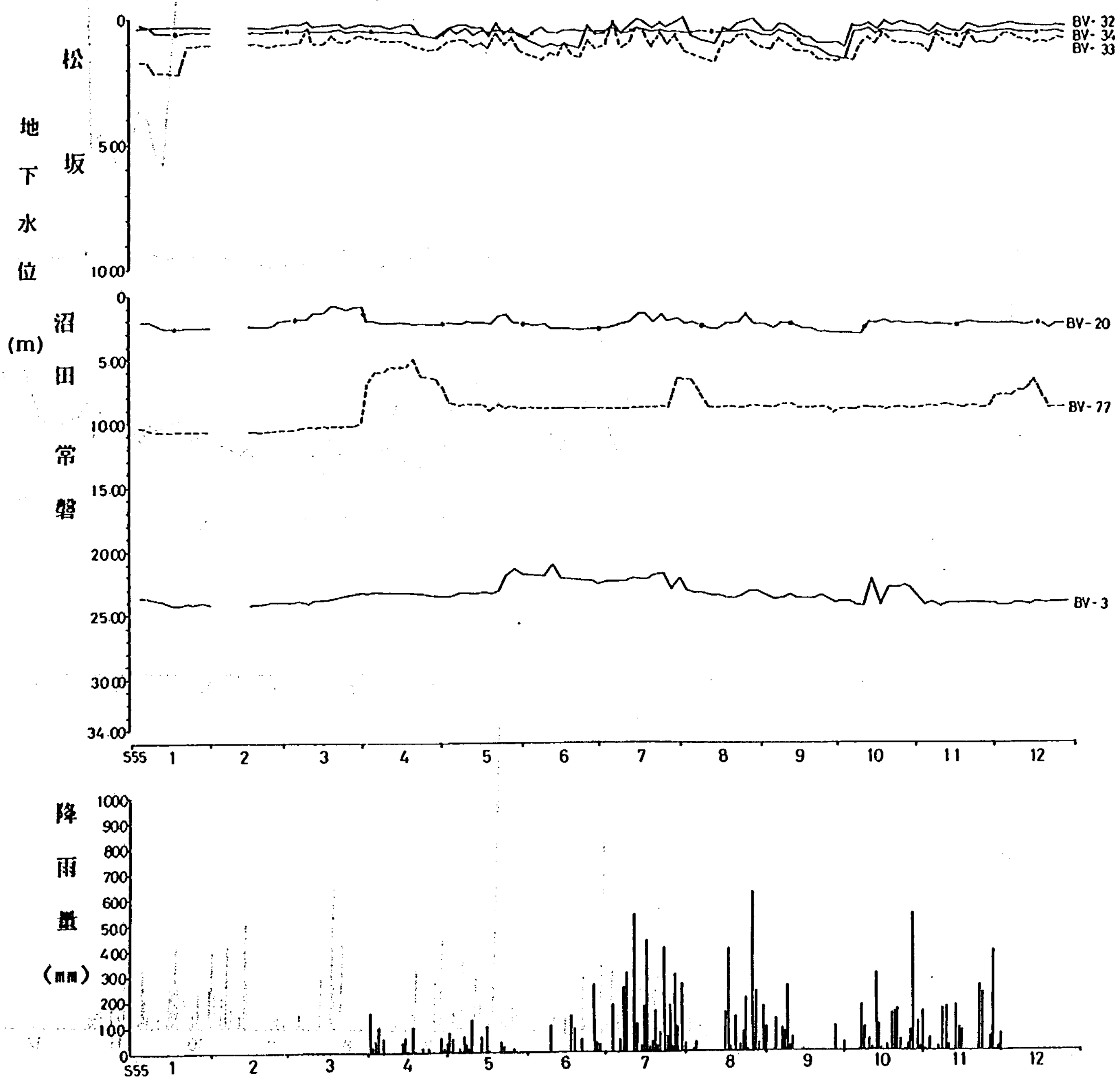
図−18 地下水位及び間隙水圧観測方法



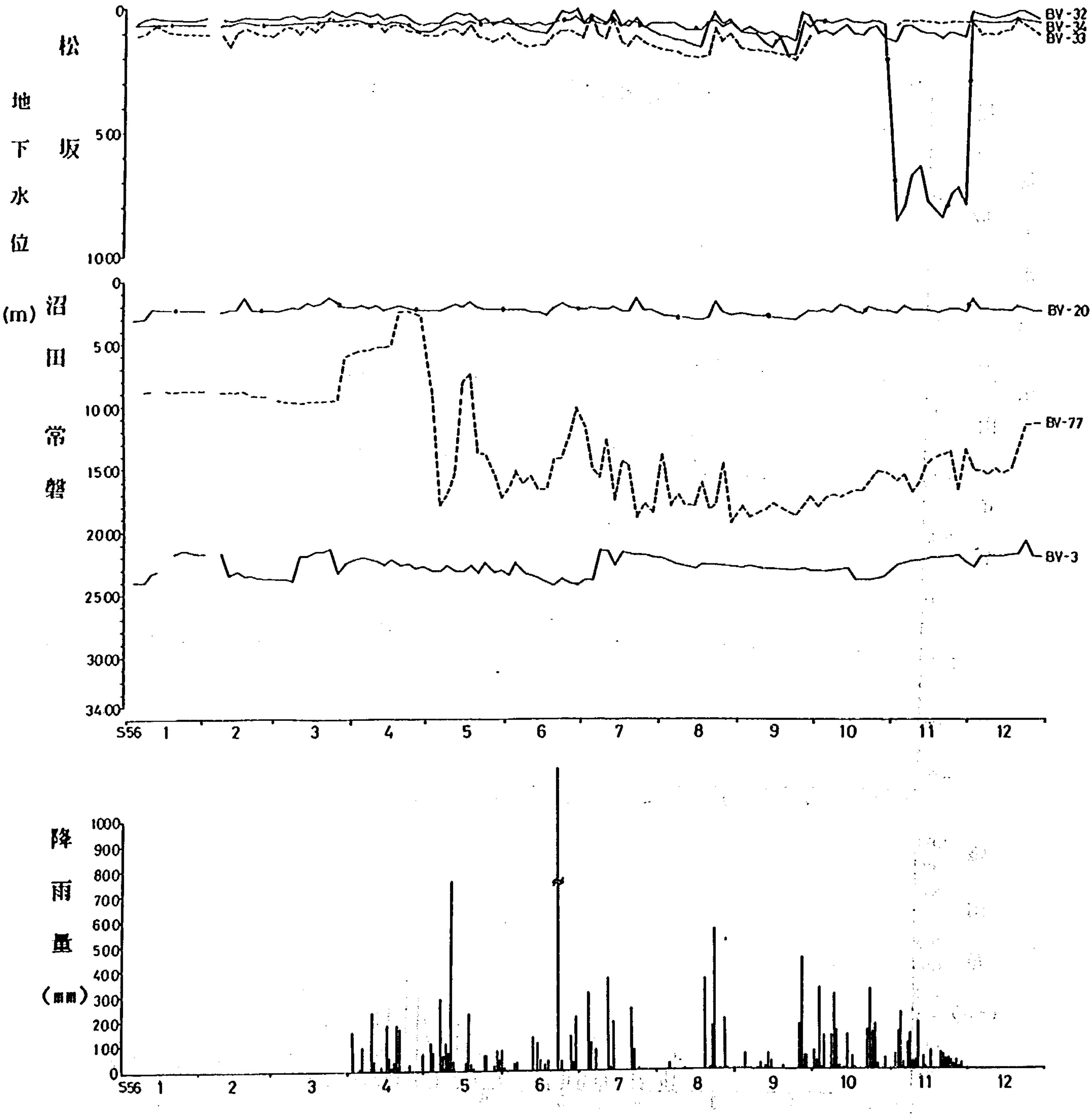
図−19 間隙水圧と地下水位の関係



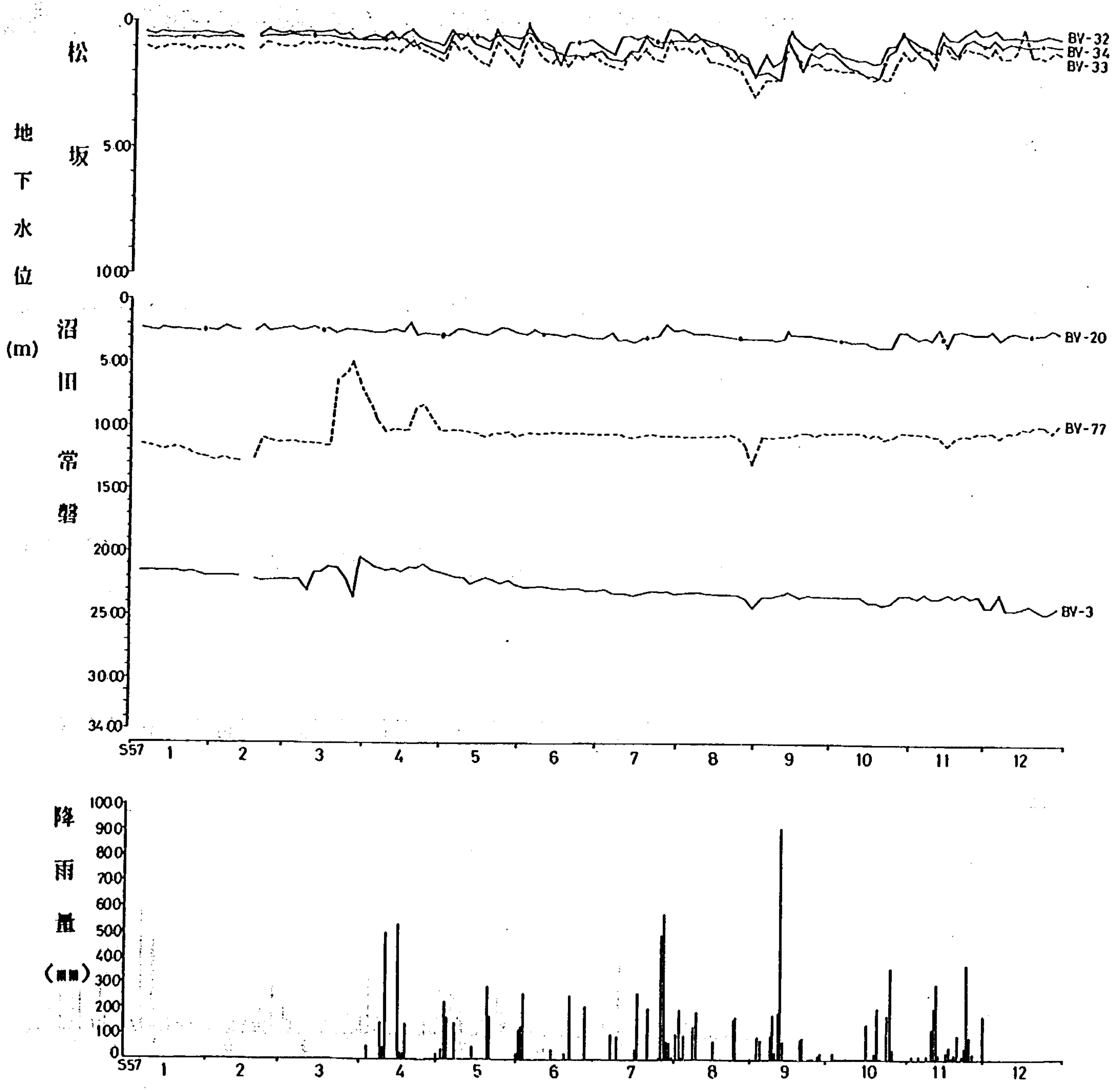
図－20 (1) 地下水位観測結果



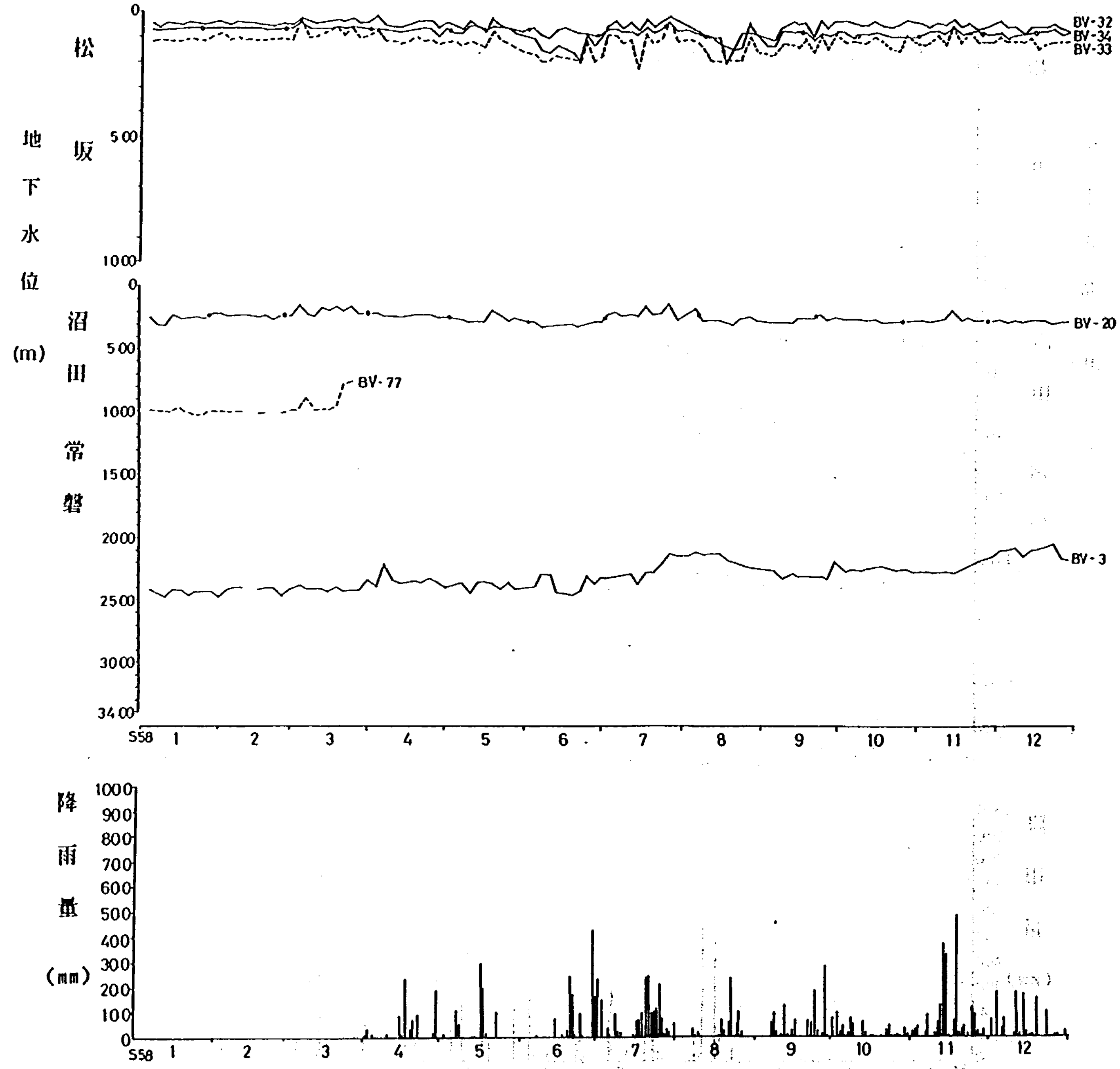
図−20 (2) 地下水位観測結果



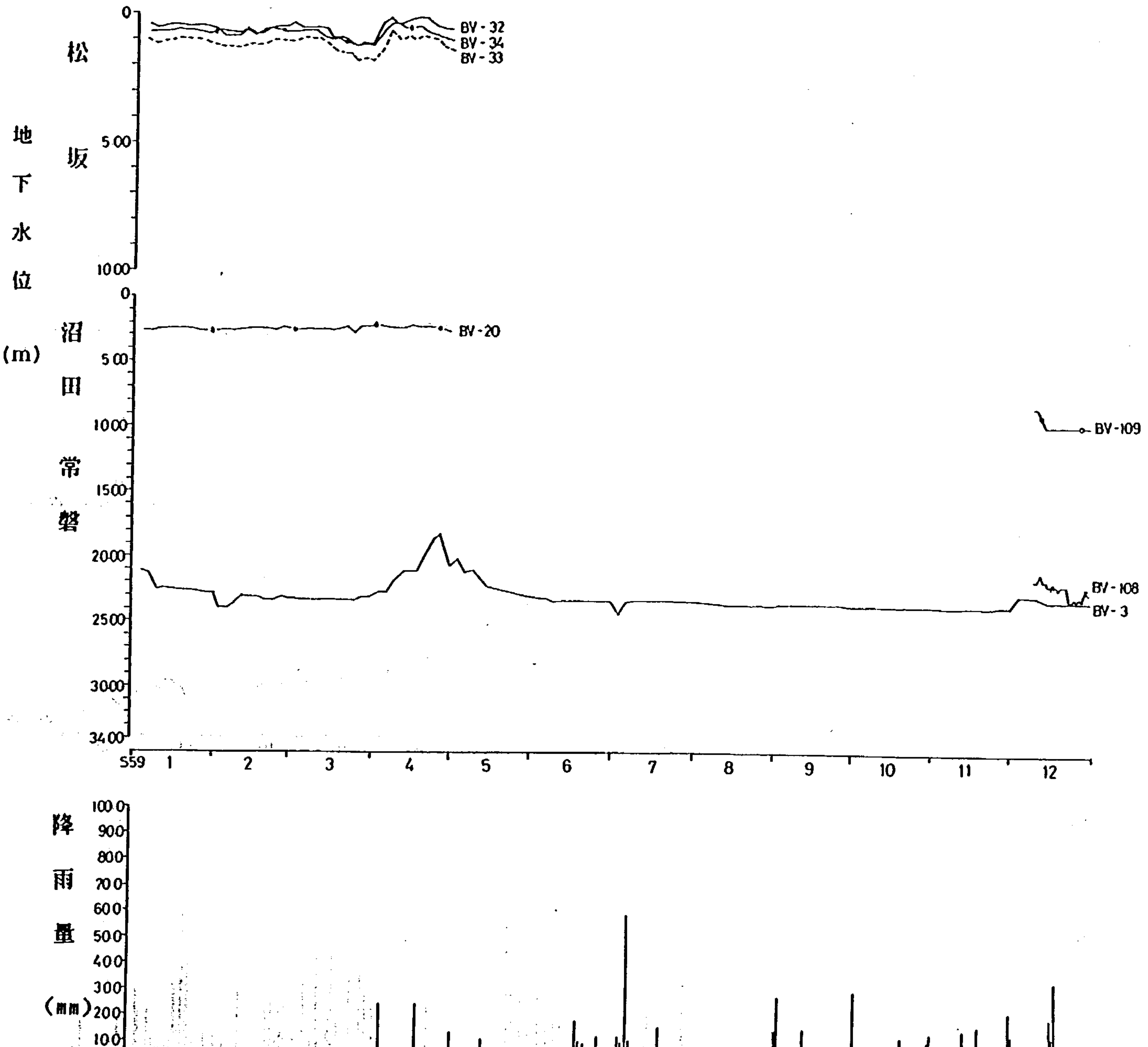
図－20 (3) 地下水位観測結果



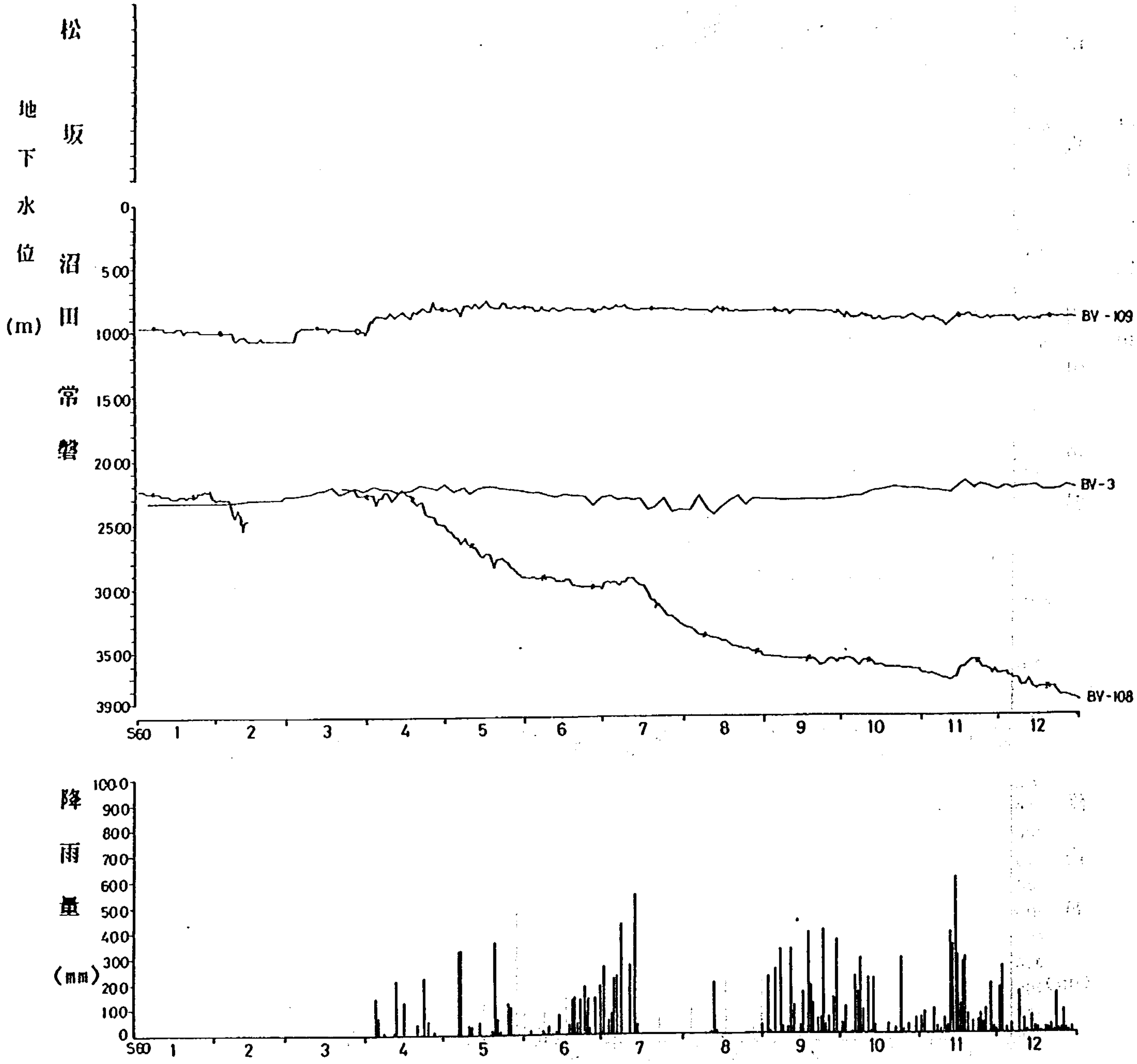
図−20 (4) 地下水位観測結果



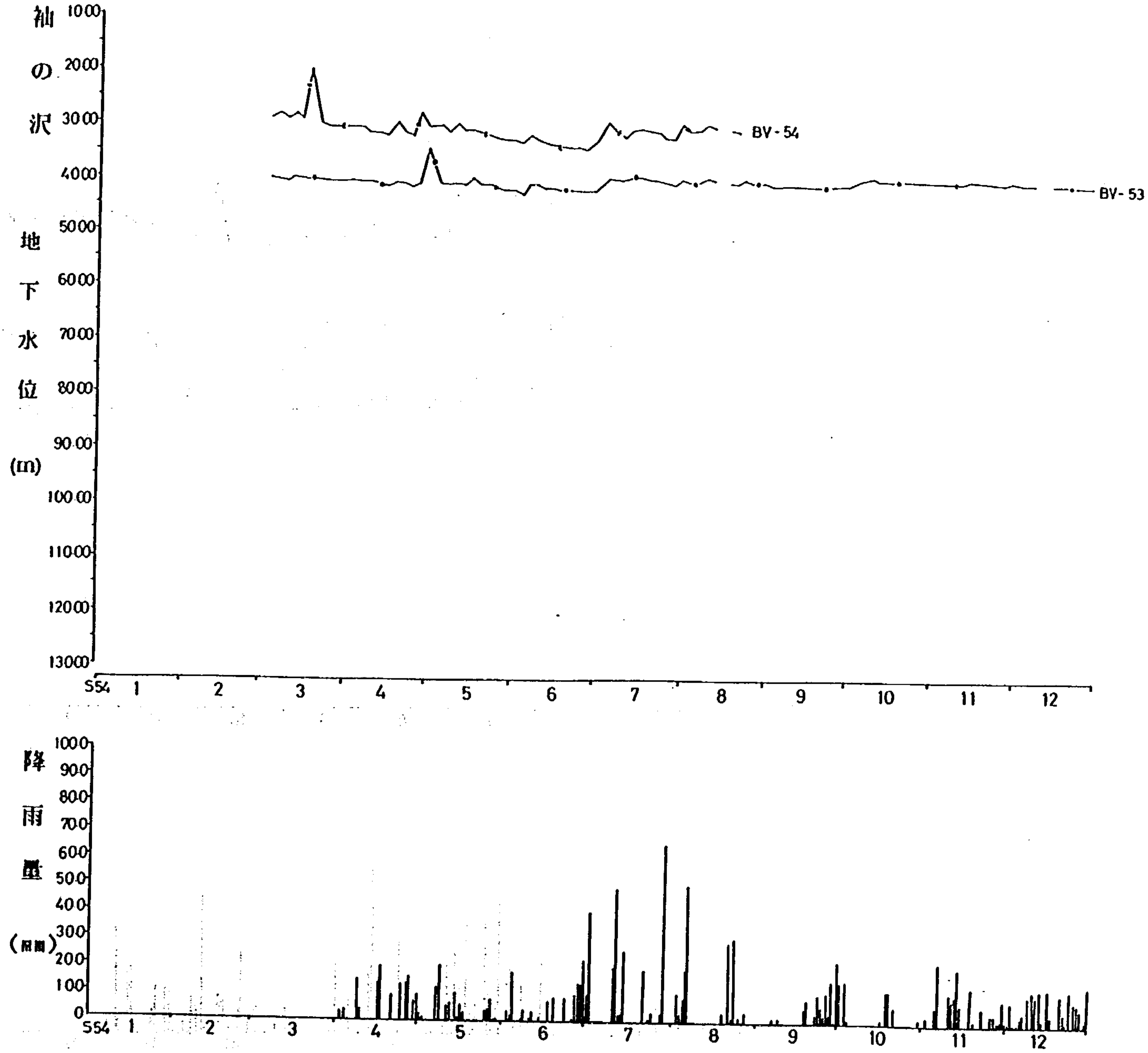
図－20 （5）地下水位観測結果



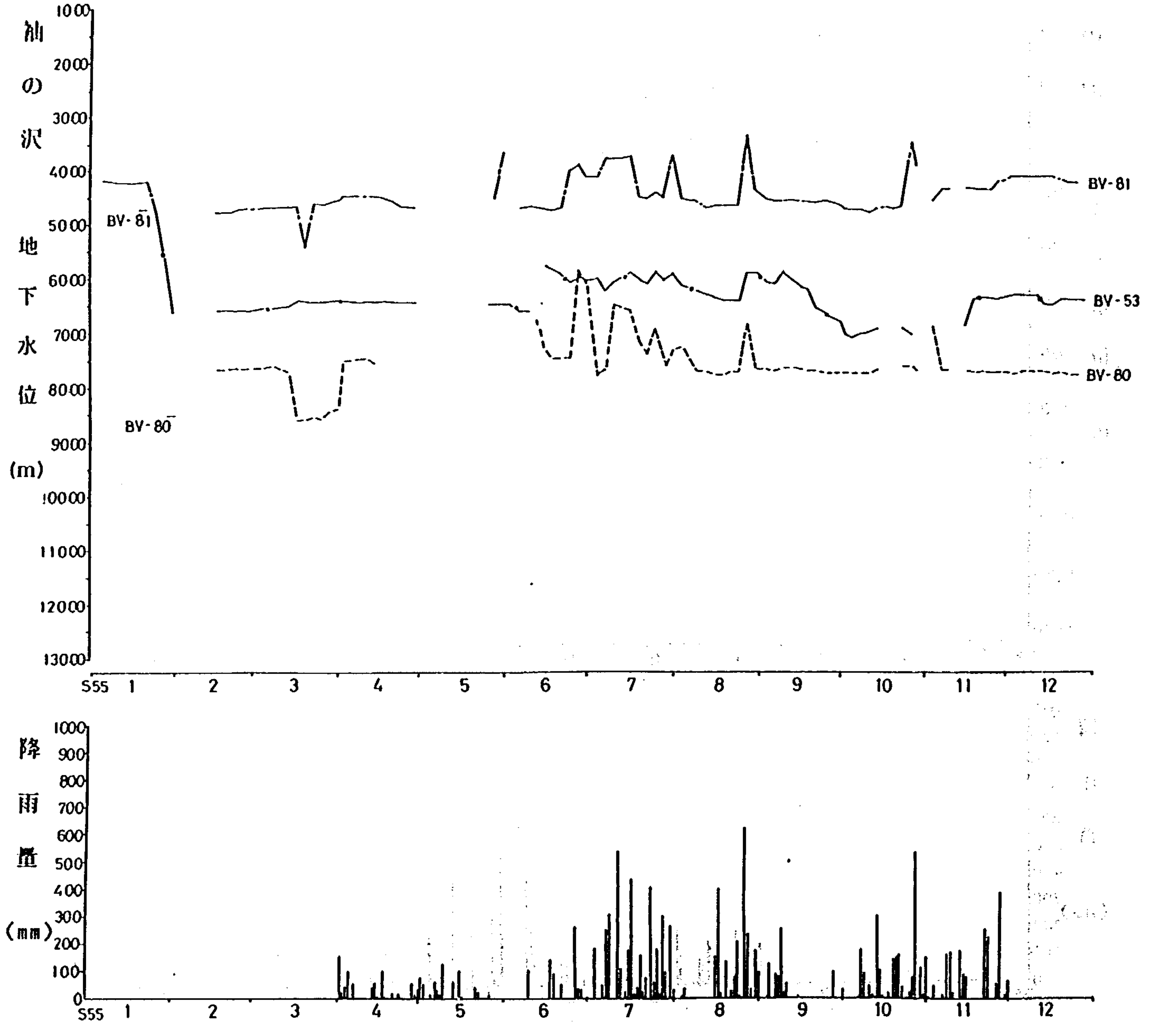
図−20 (6) 地下水位観測結果



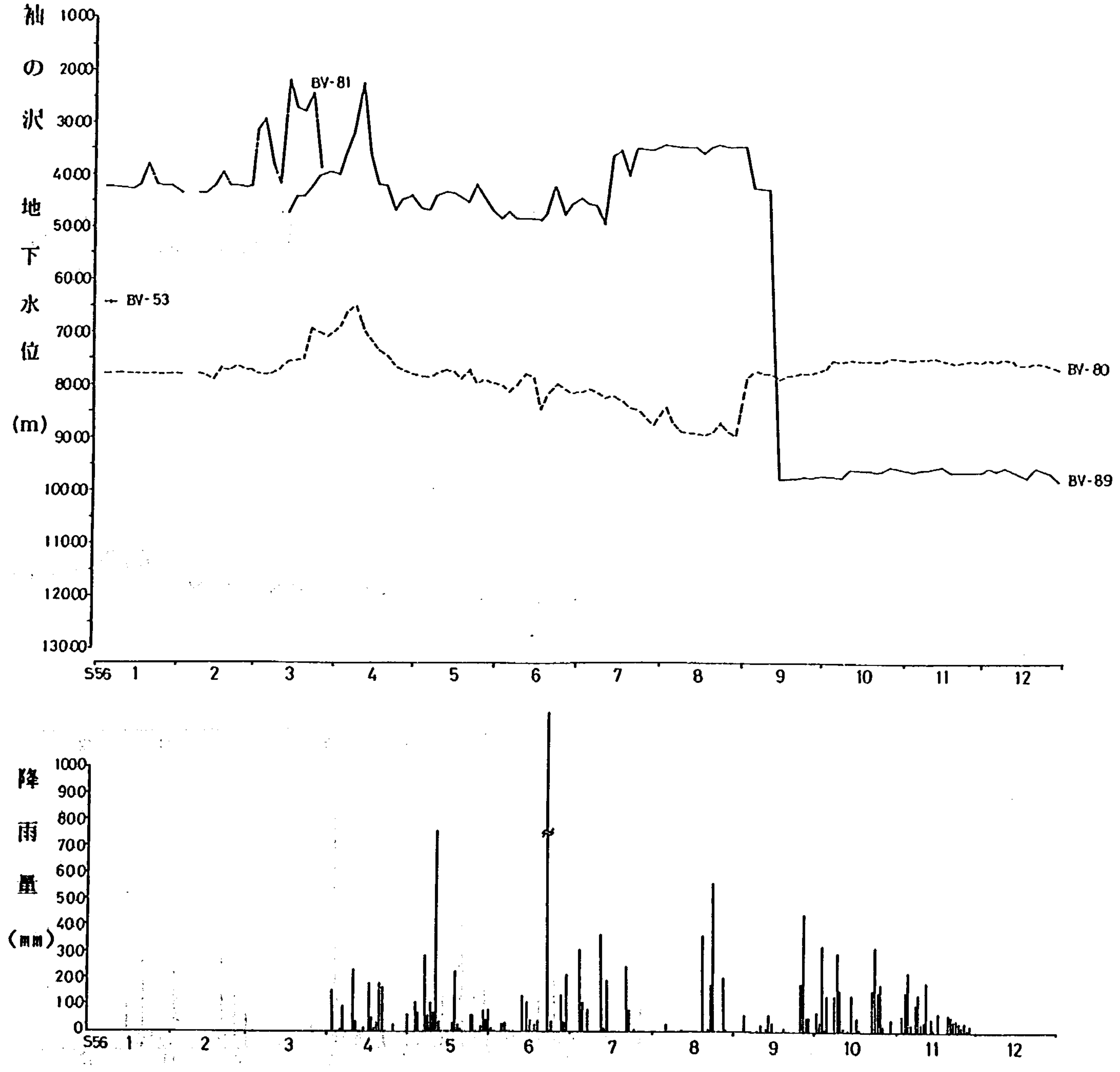
図－20 （7） 地下水位観測結果



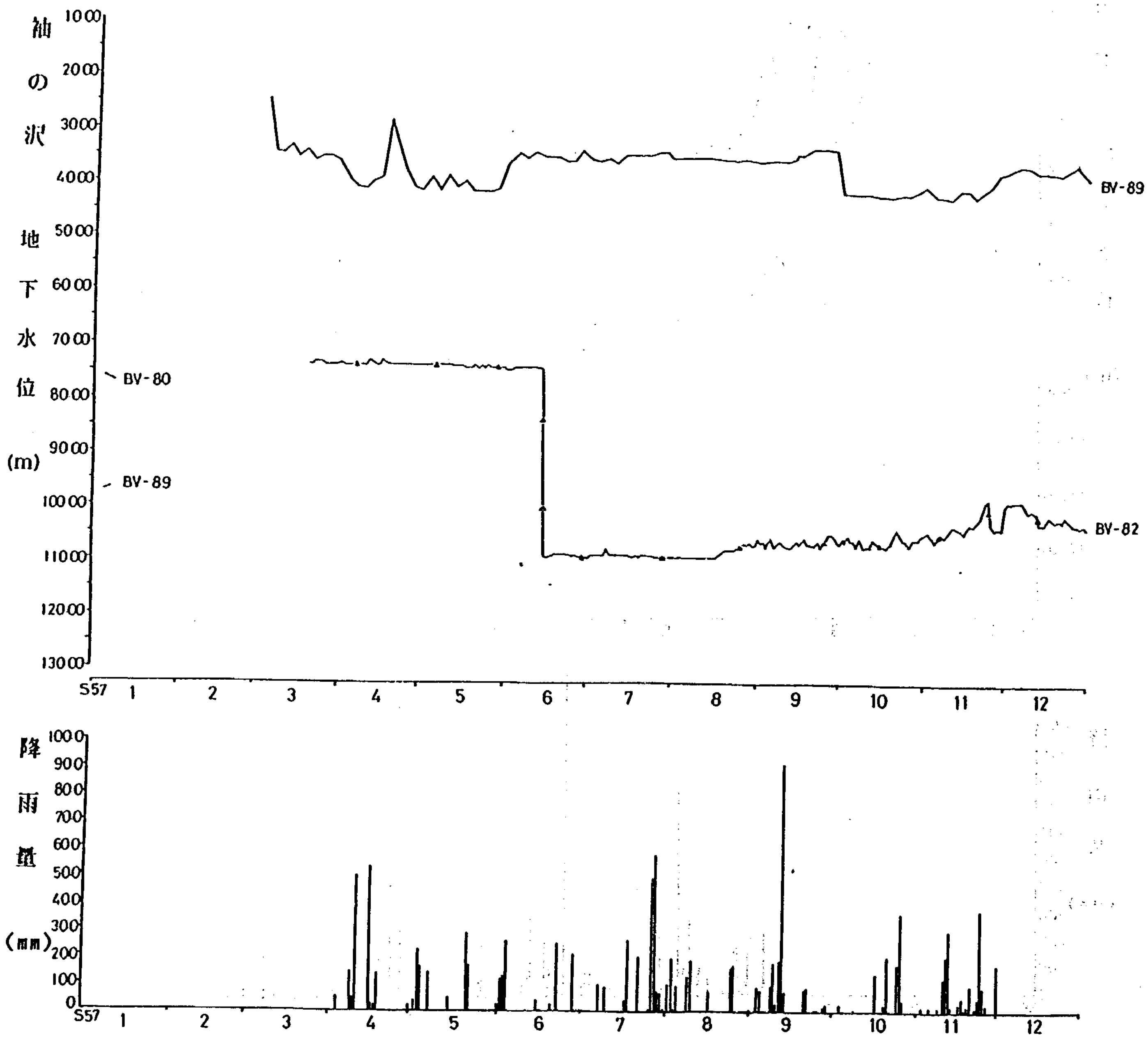
図－20 (8) 地下水位観測結果



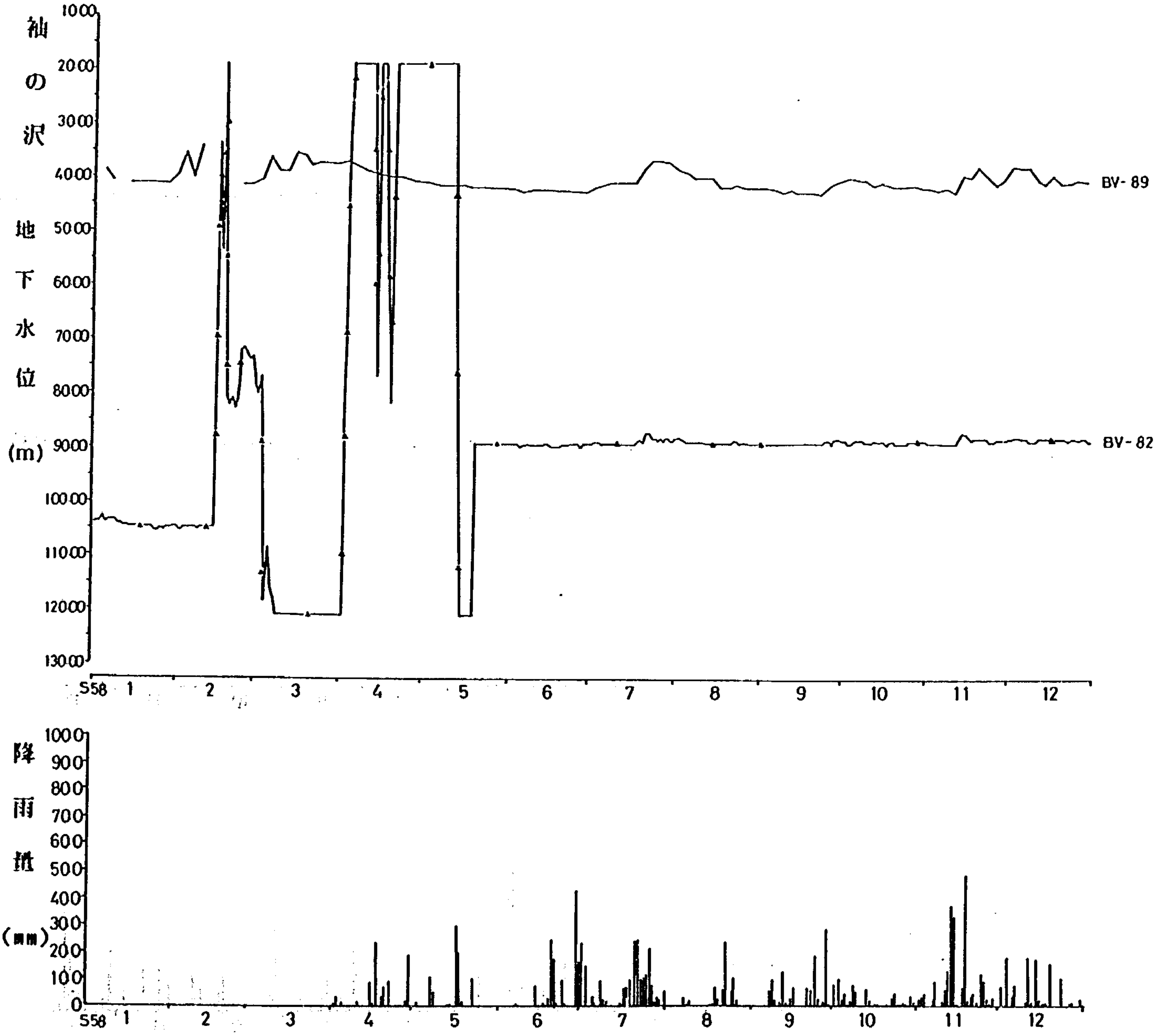
図－20 (9) 地下水位観測結果



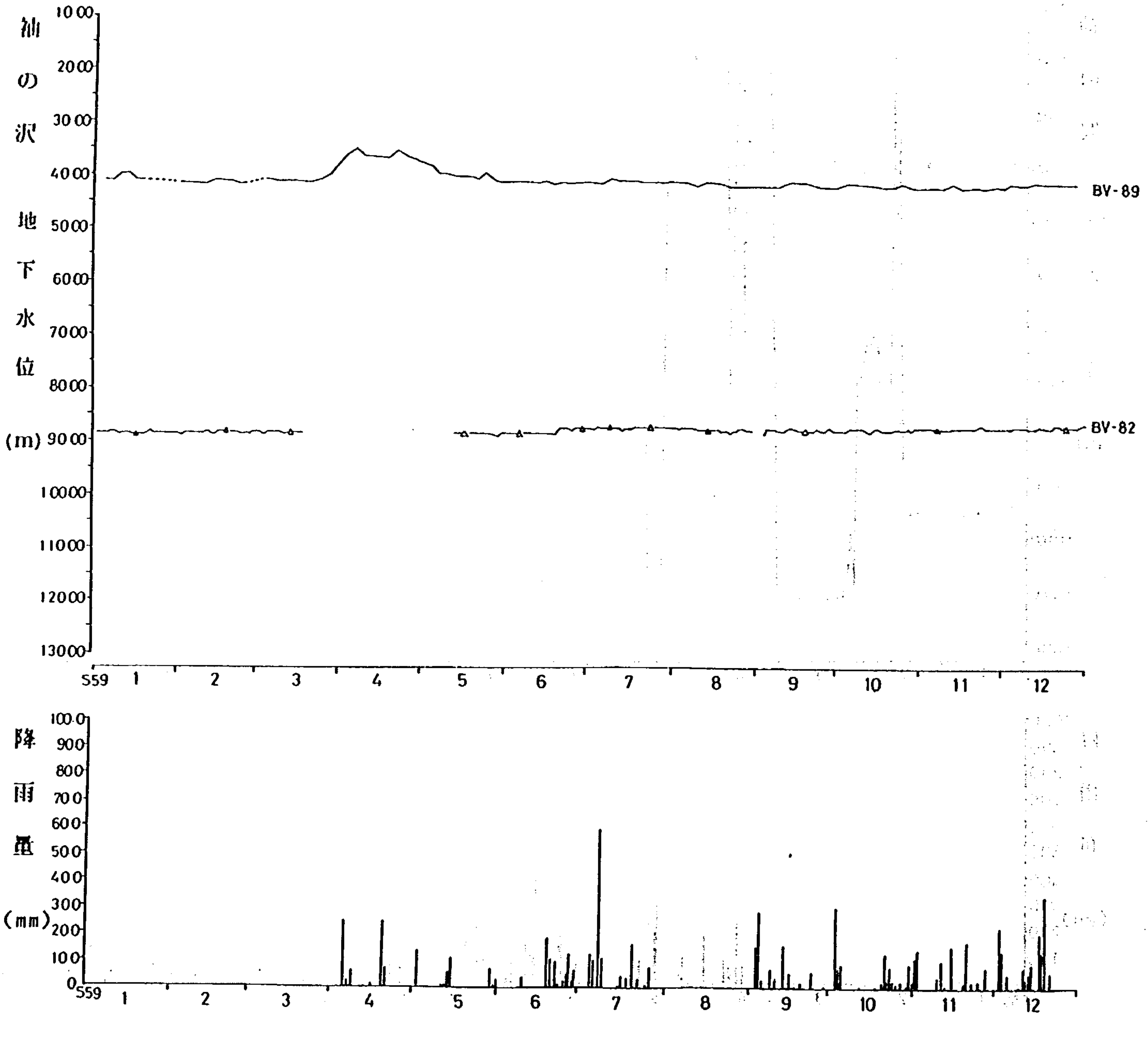
図－20（10）地下水位観測結果



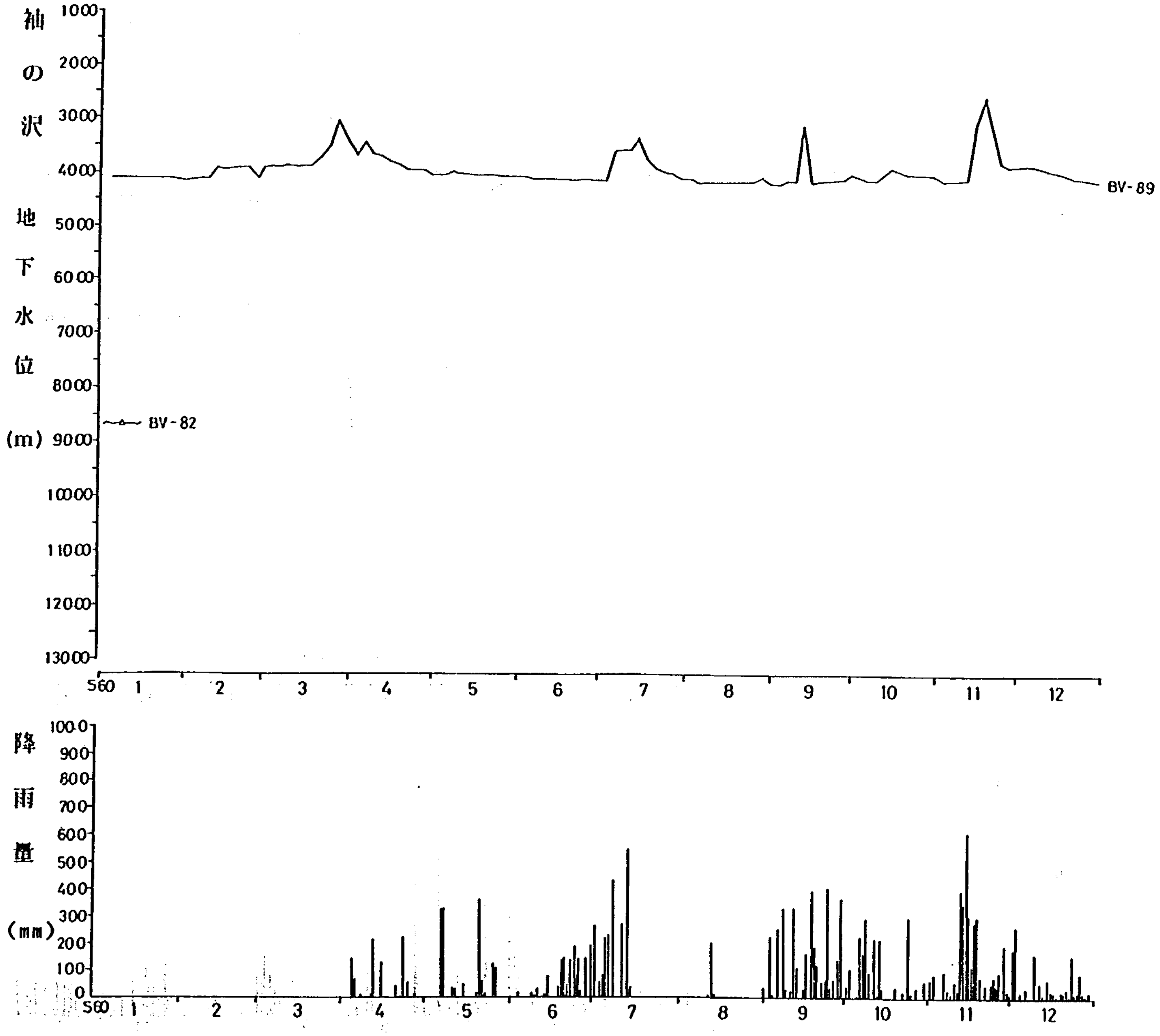
図−20 (11) 地下水位観測結果



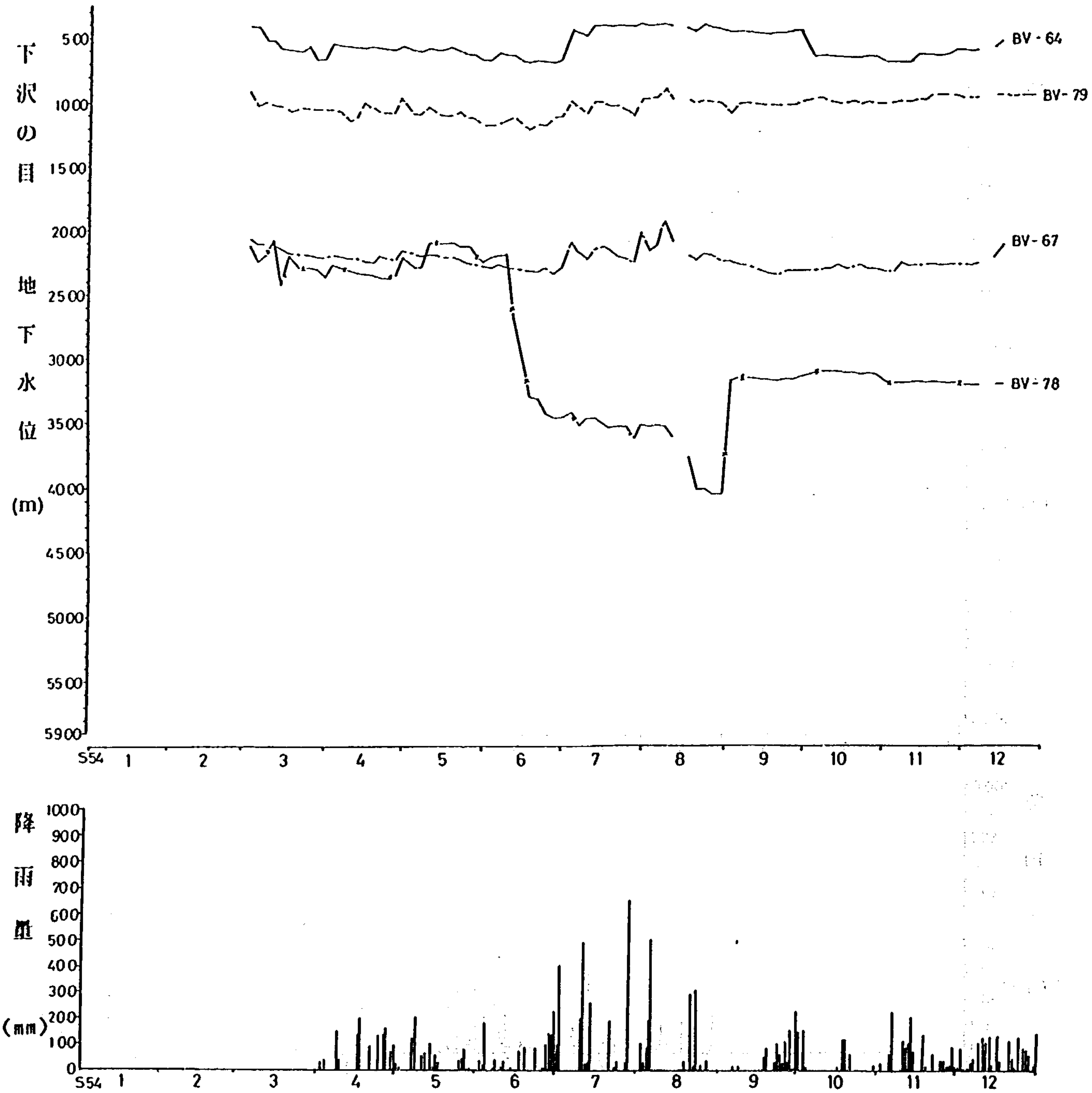
図−20 (12) 地下水位観測結果



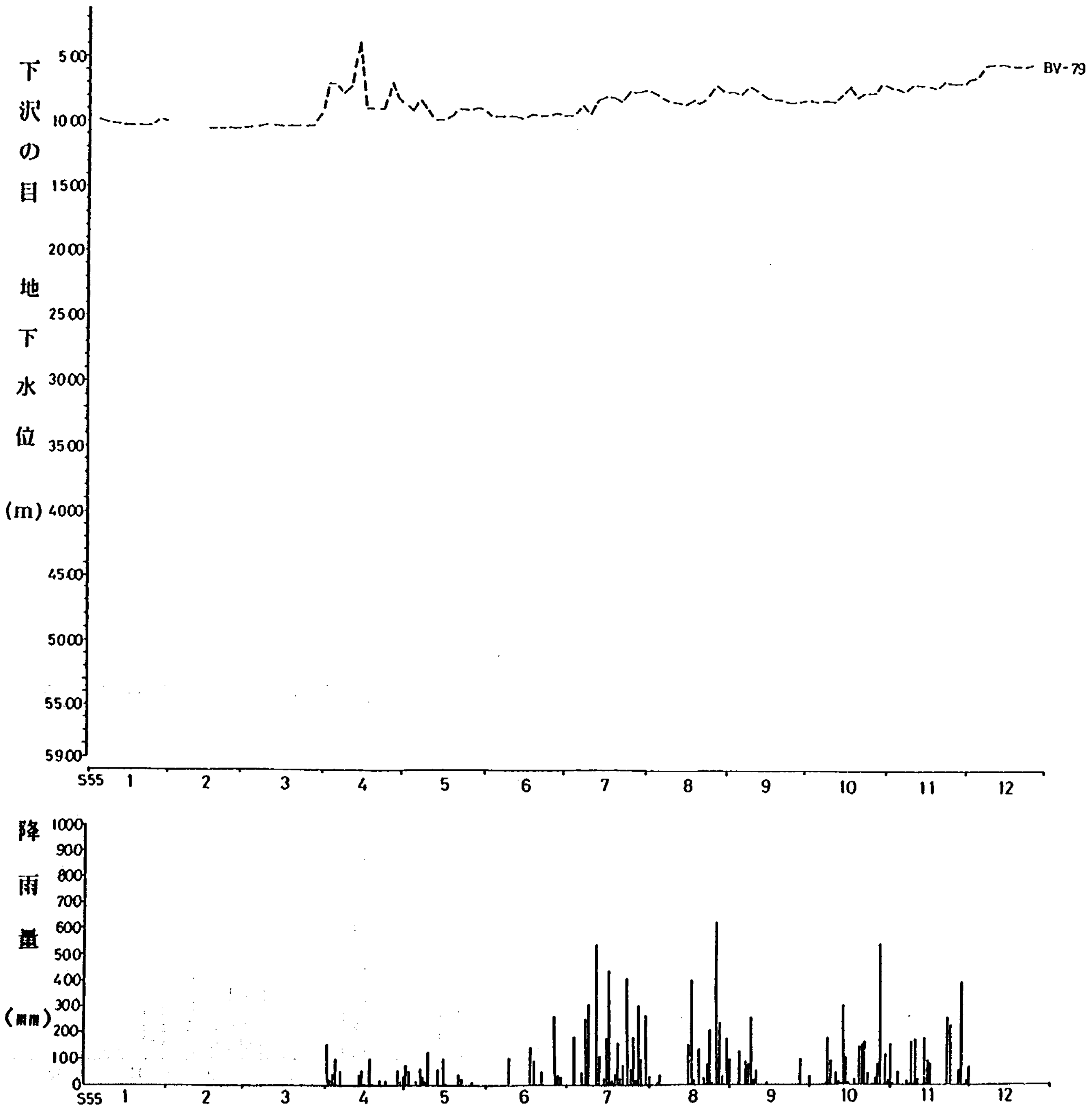
図－20（13）地下水位観測結果



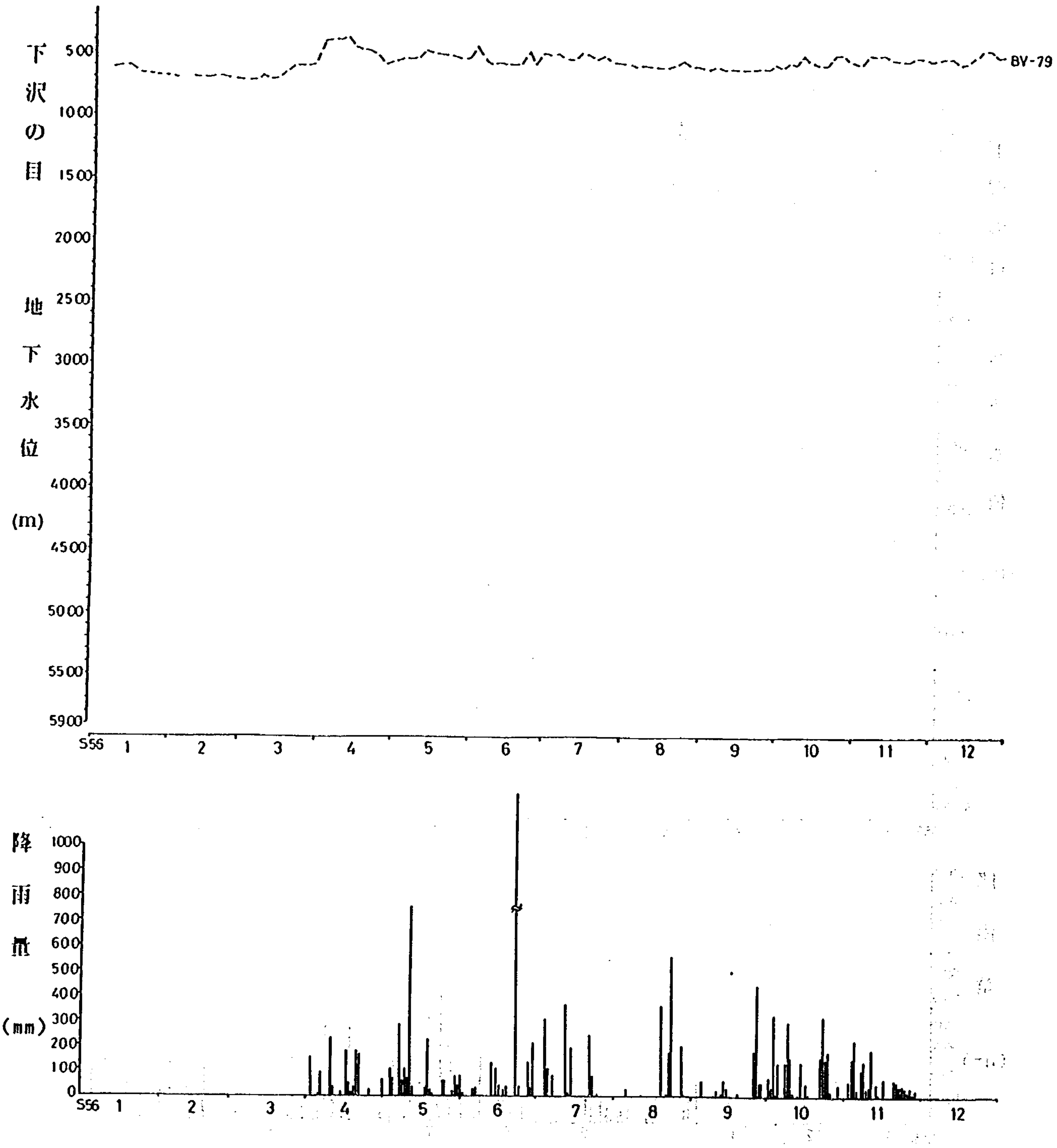
図−20 (14) 地下水位観測結果



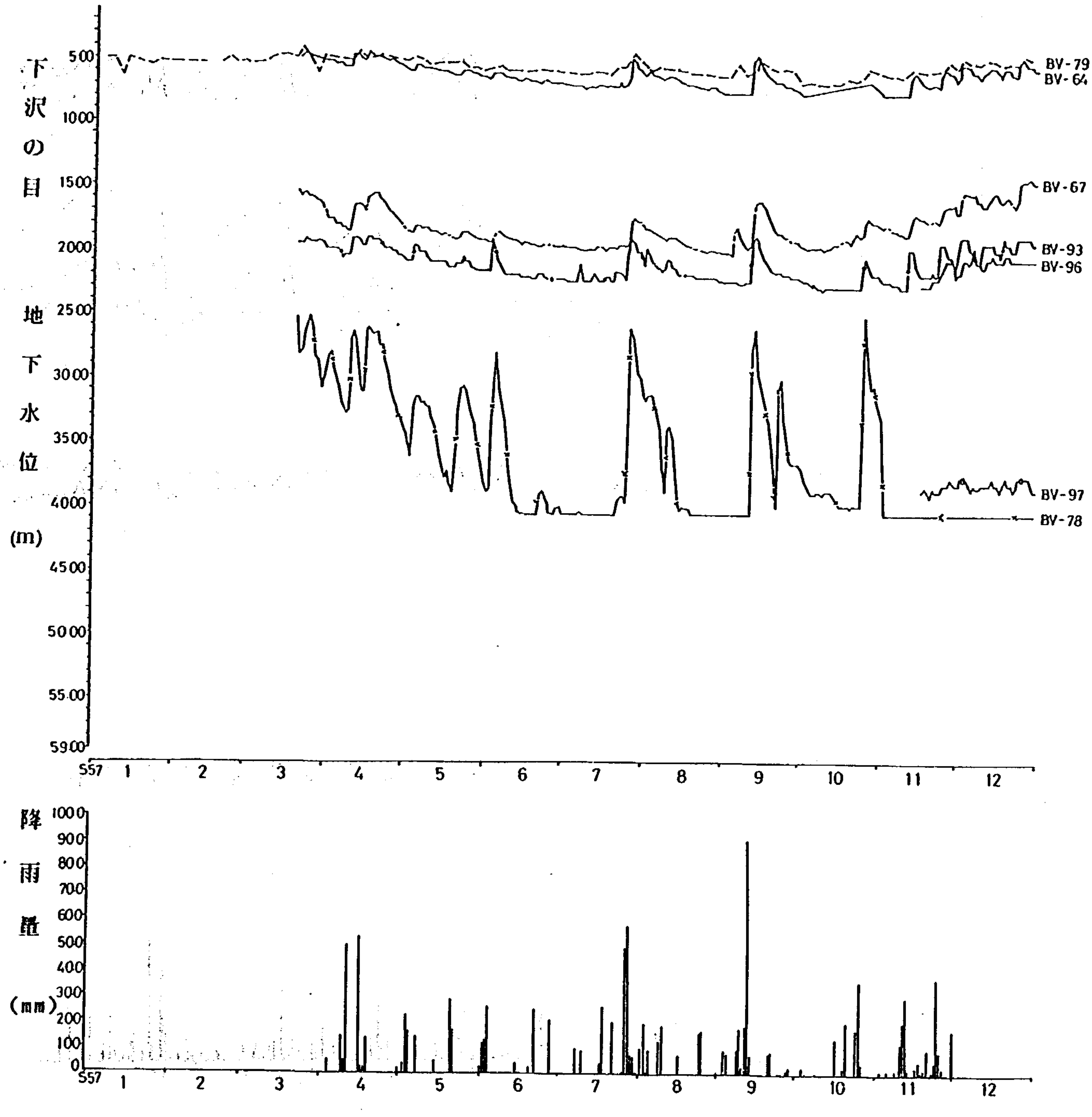
図－20 (15) 地下水位観測結果



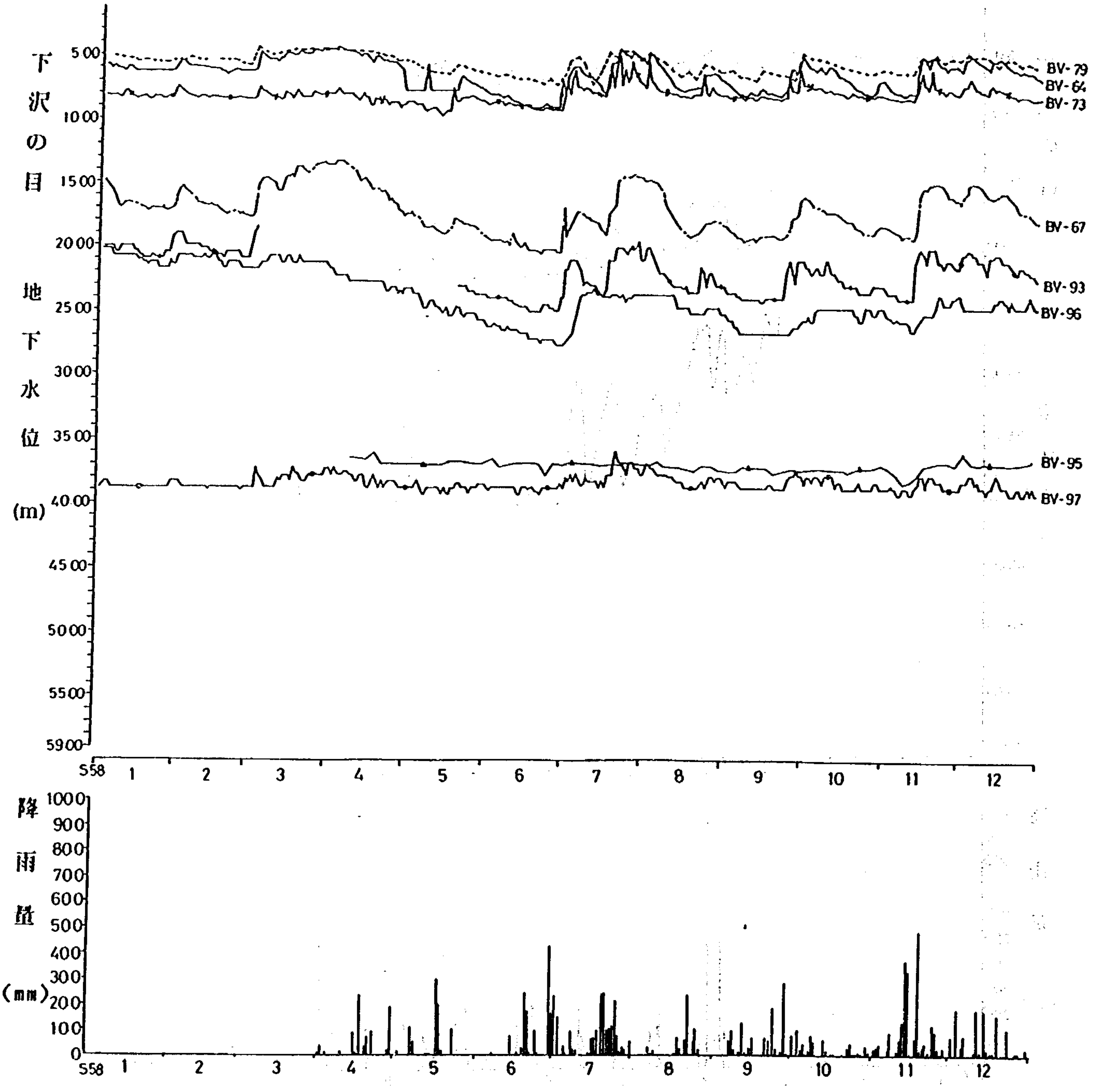
図−20 (16) 地下水位観測結果



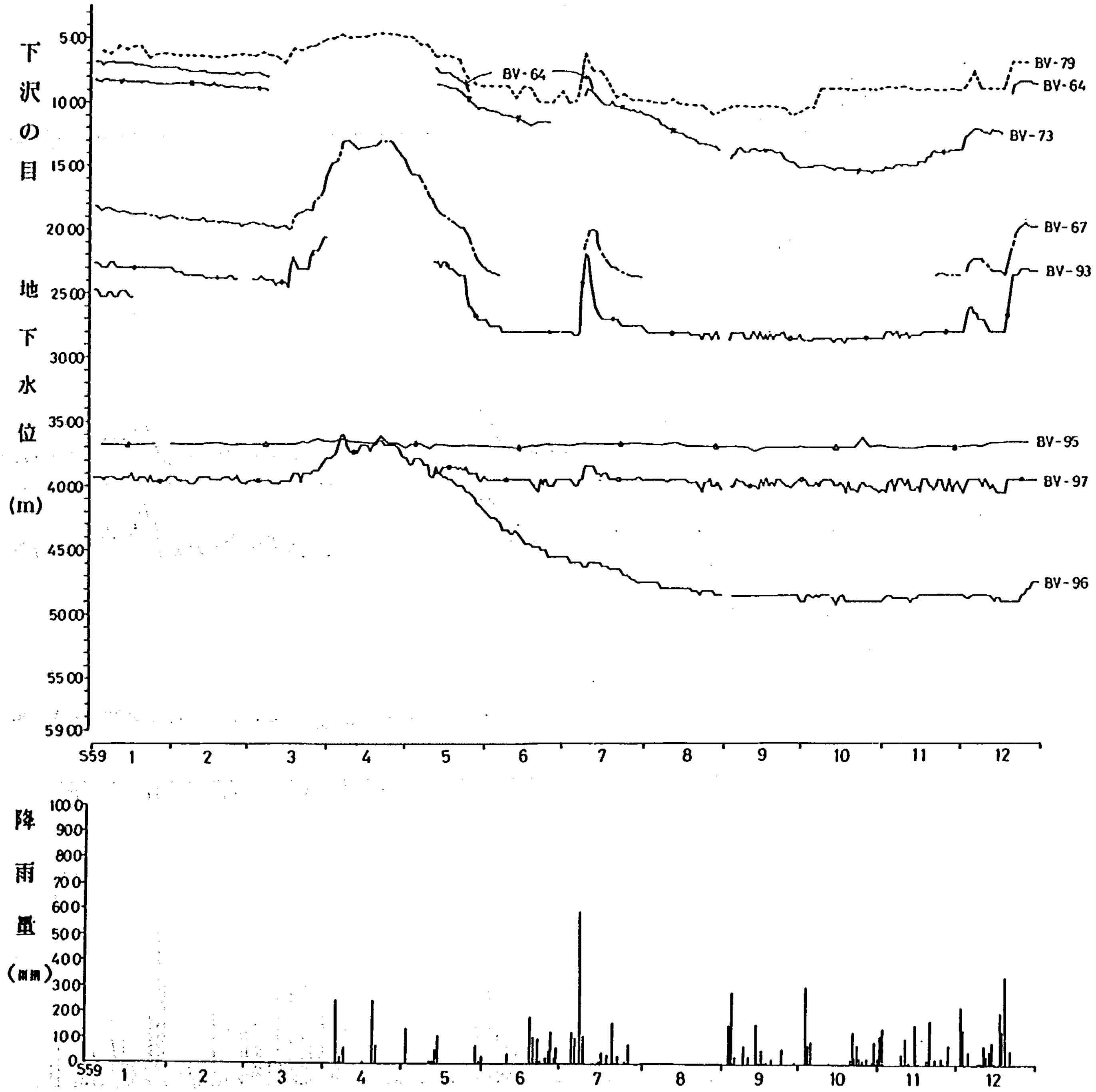
図－20 （17）地下水位観測結果



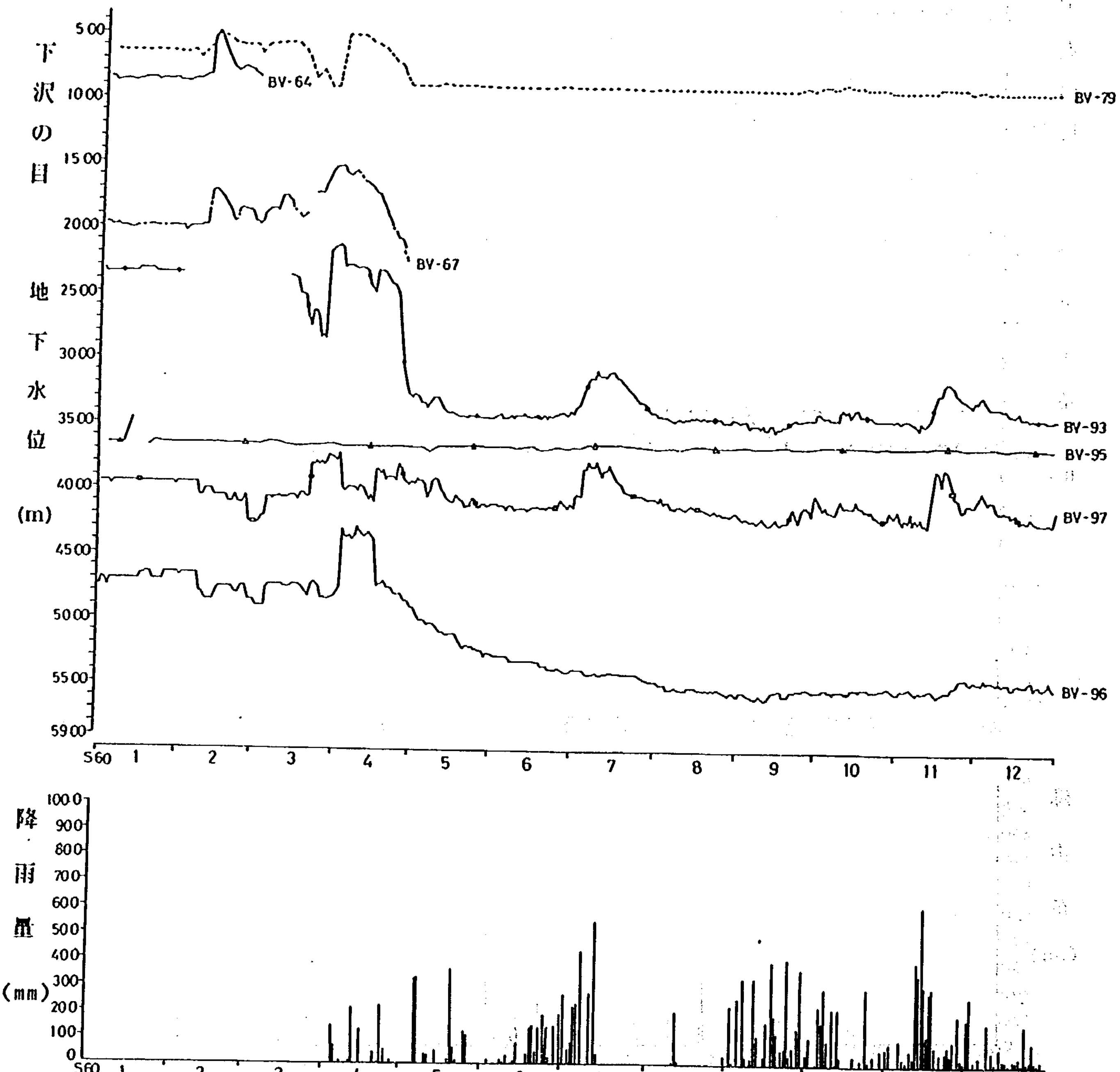
図－20 (18) 地下水位観測結果



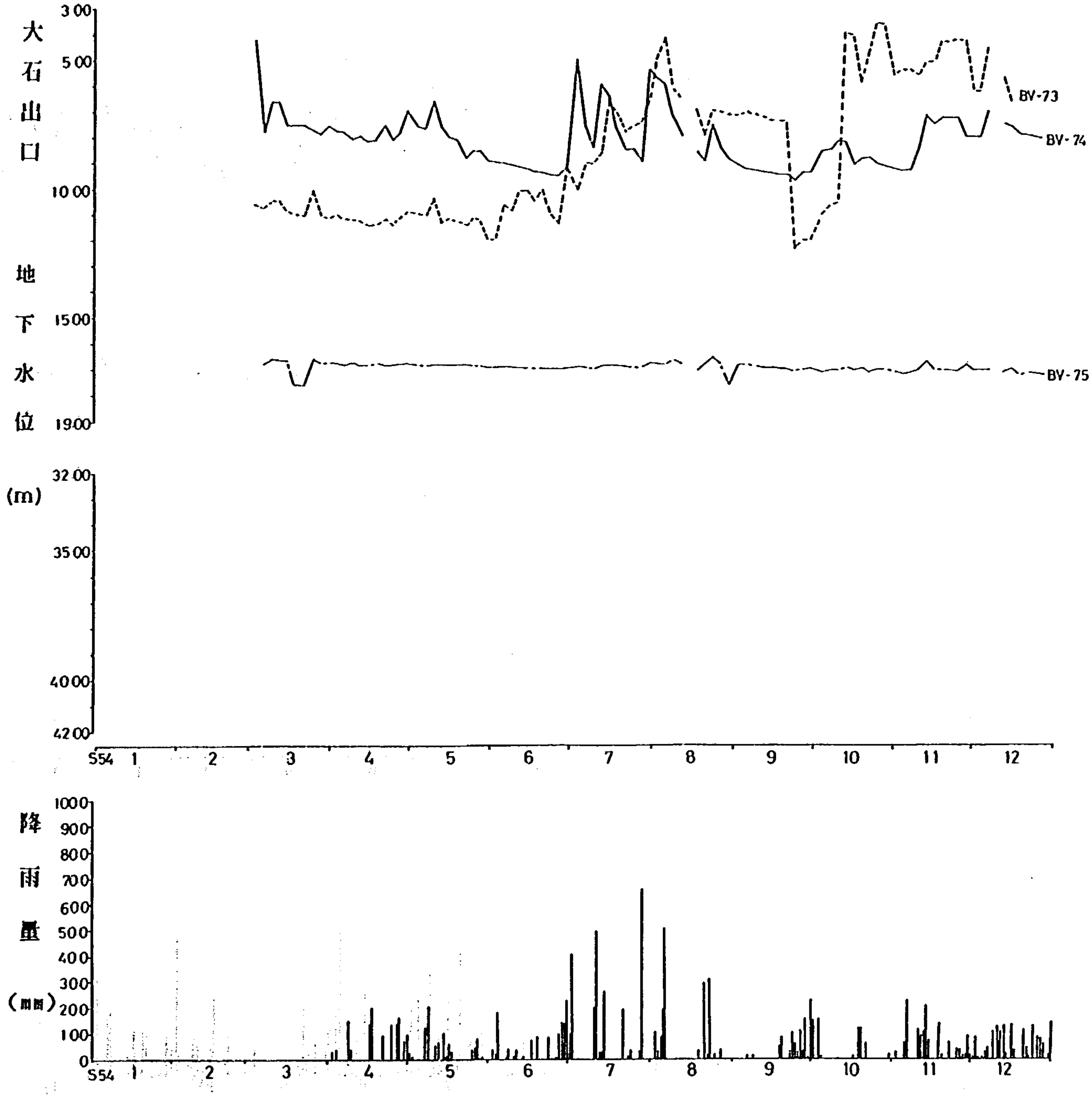
図－20 (19) 地下水位観測結果



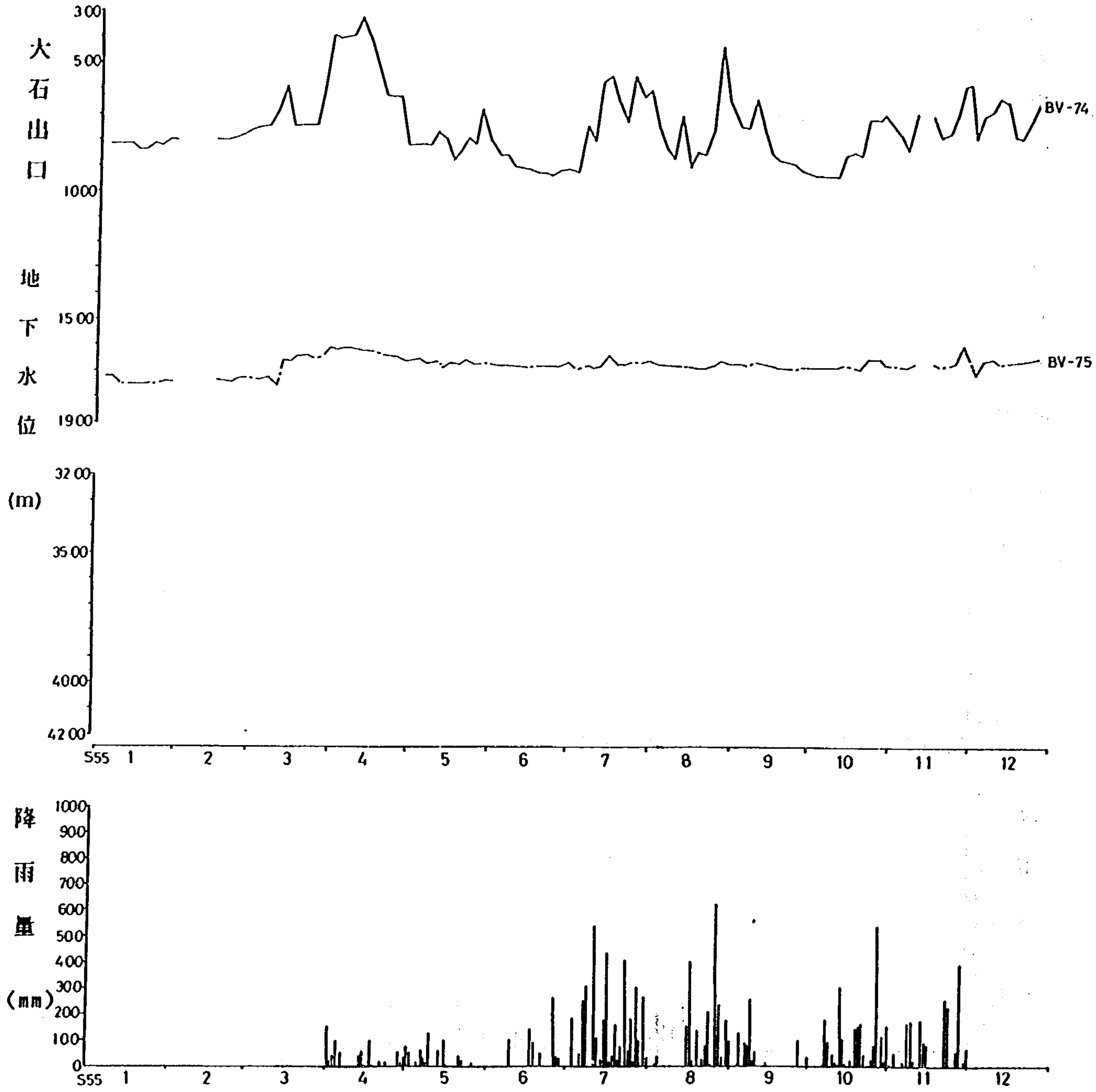
図－20（20） 地下水位観測結果



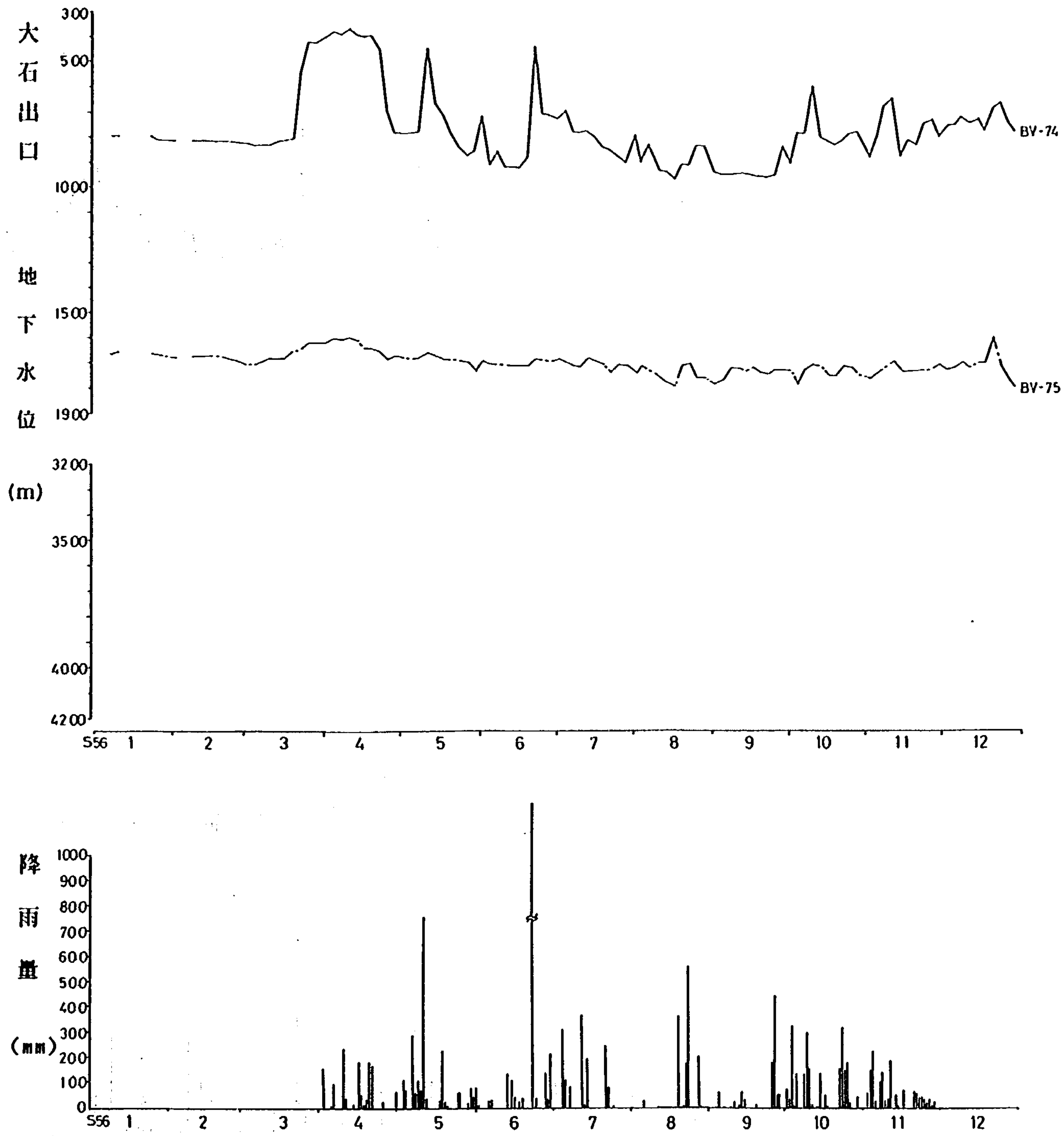
図−20 (21) 地下水位観測結果



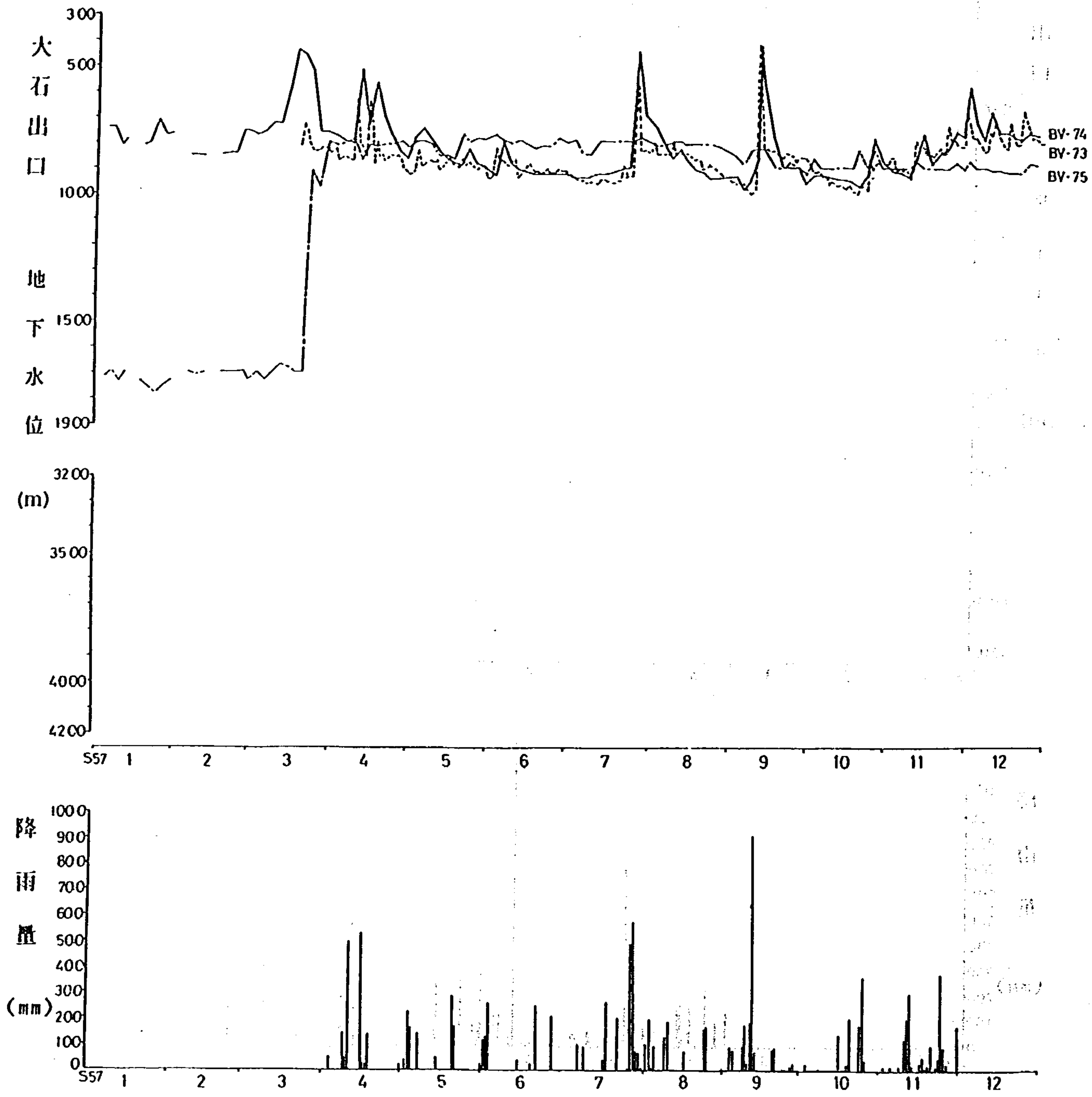
図－20（22）地下水位観測結果



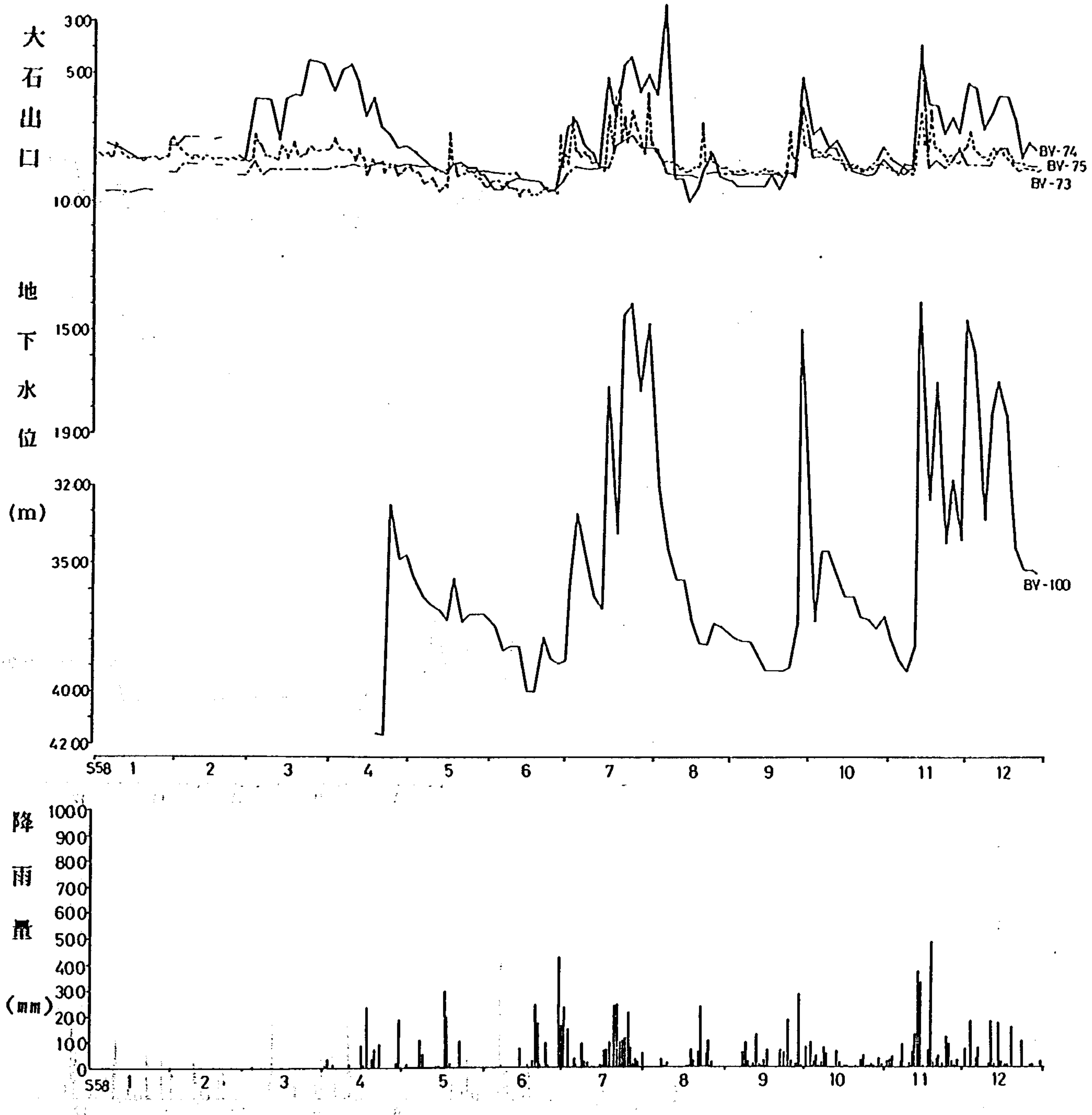
図−20 (23) 地下水位観測結果



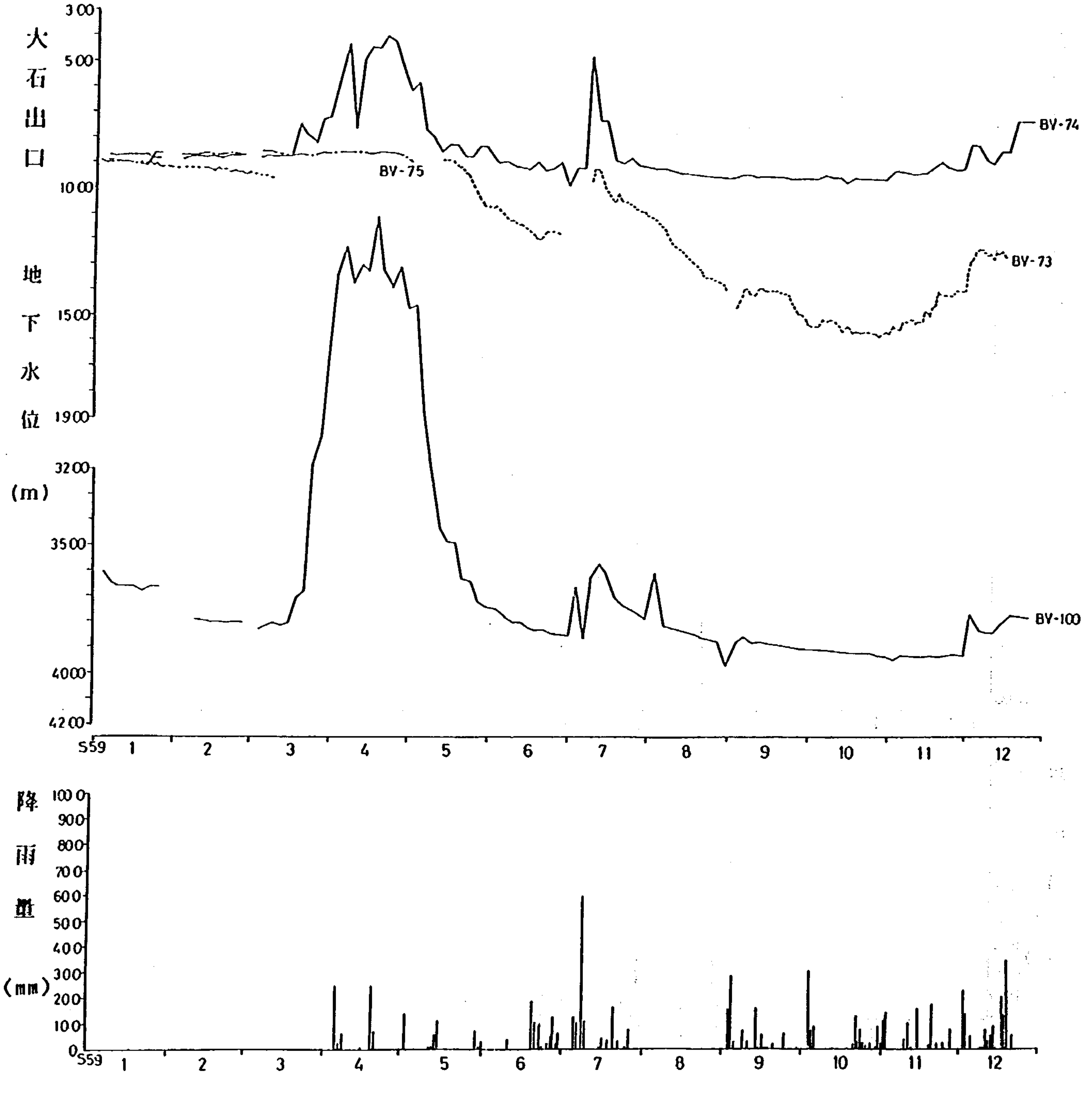
図－20 (24) 地下水位観測結果



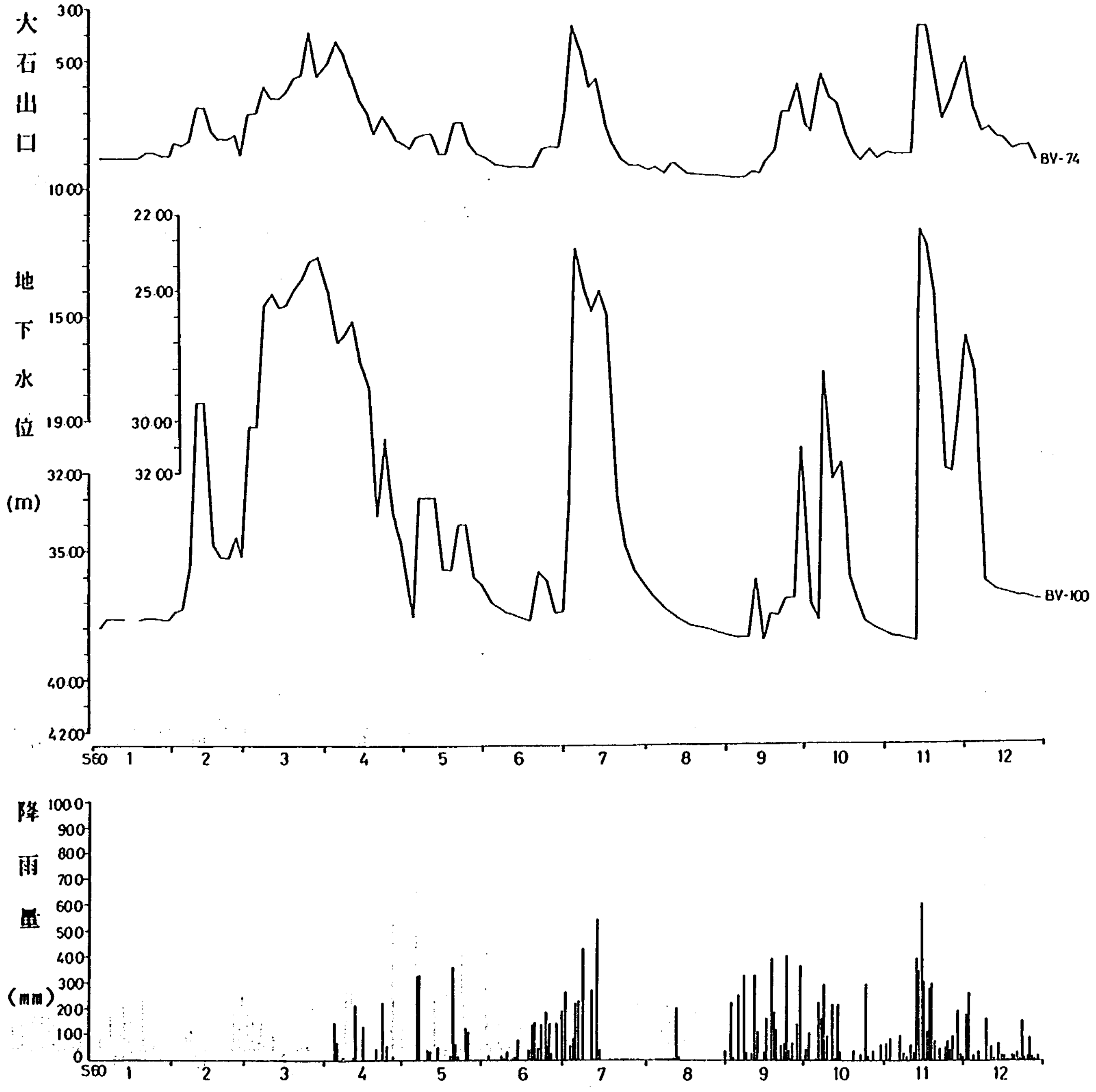
図−20 (25) 地下水位観測結果)



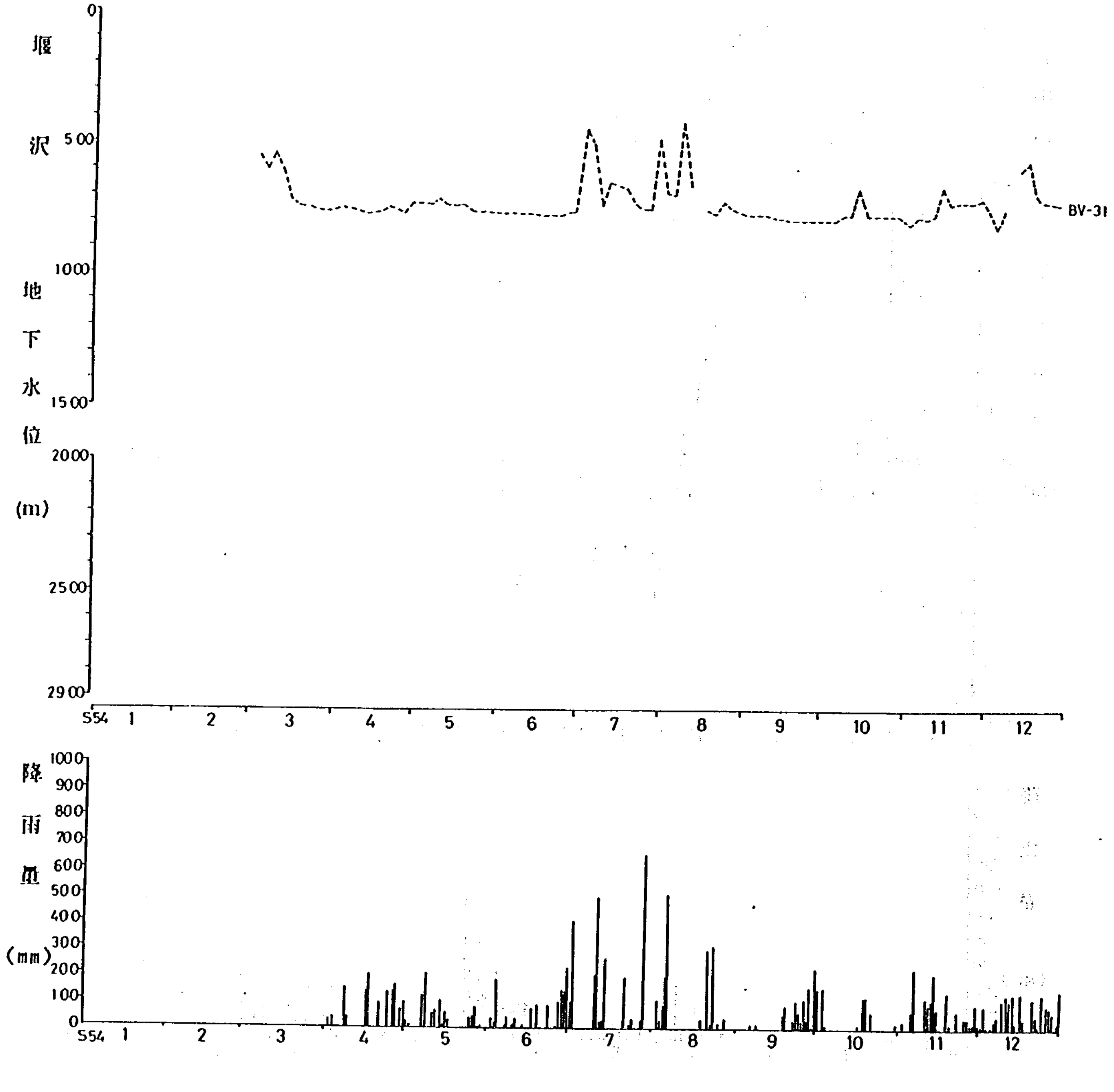
図－20 (26) 地下水位観測結果



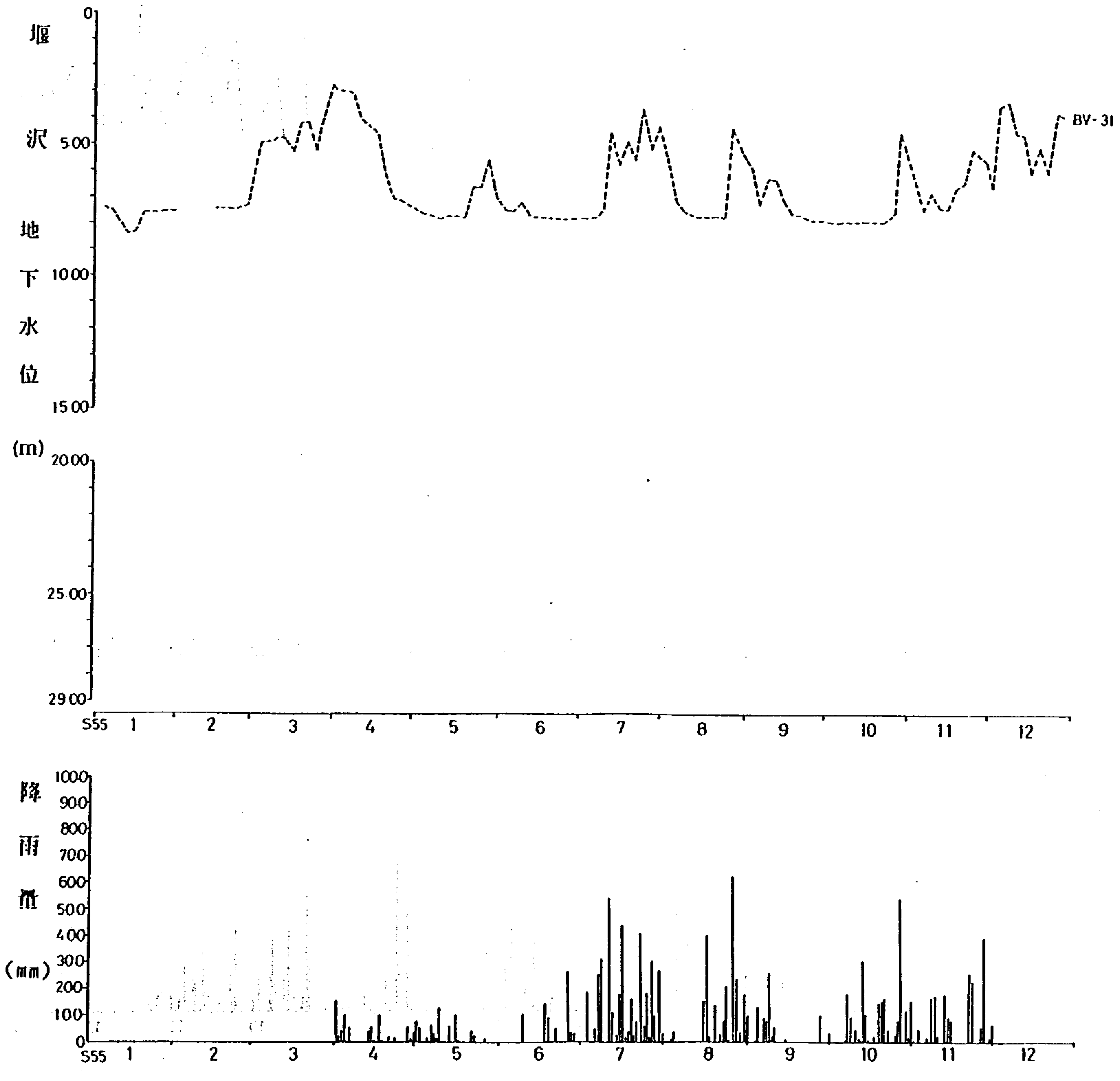
図－20 (27) 地下水位観測結果



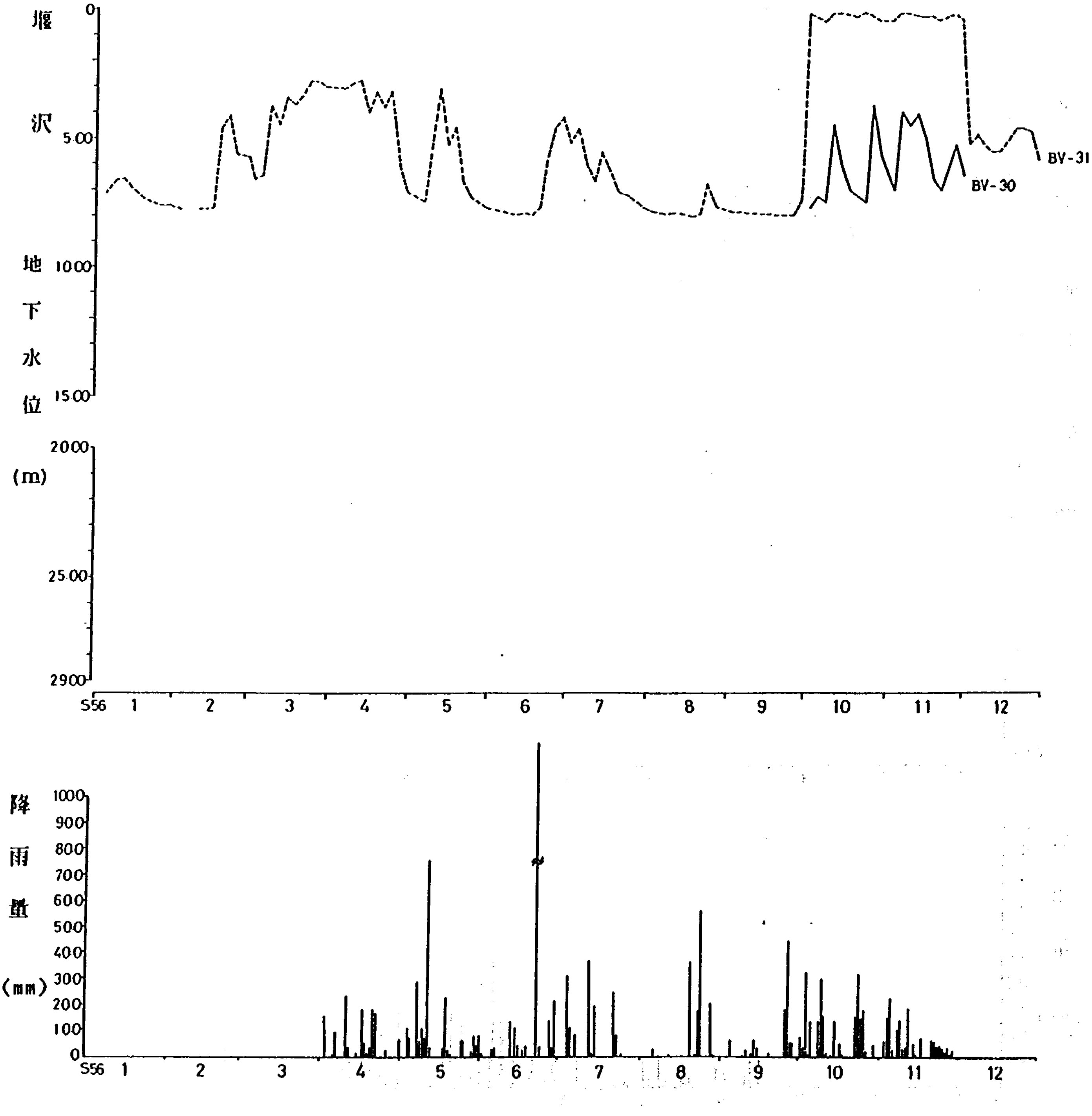
図−20 (28) 地下水位観測結果



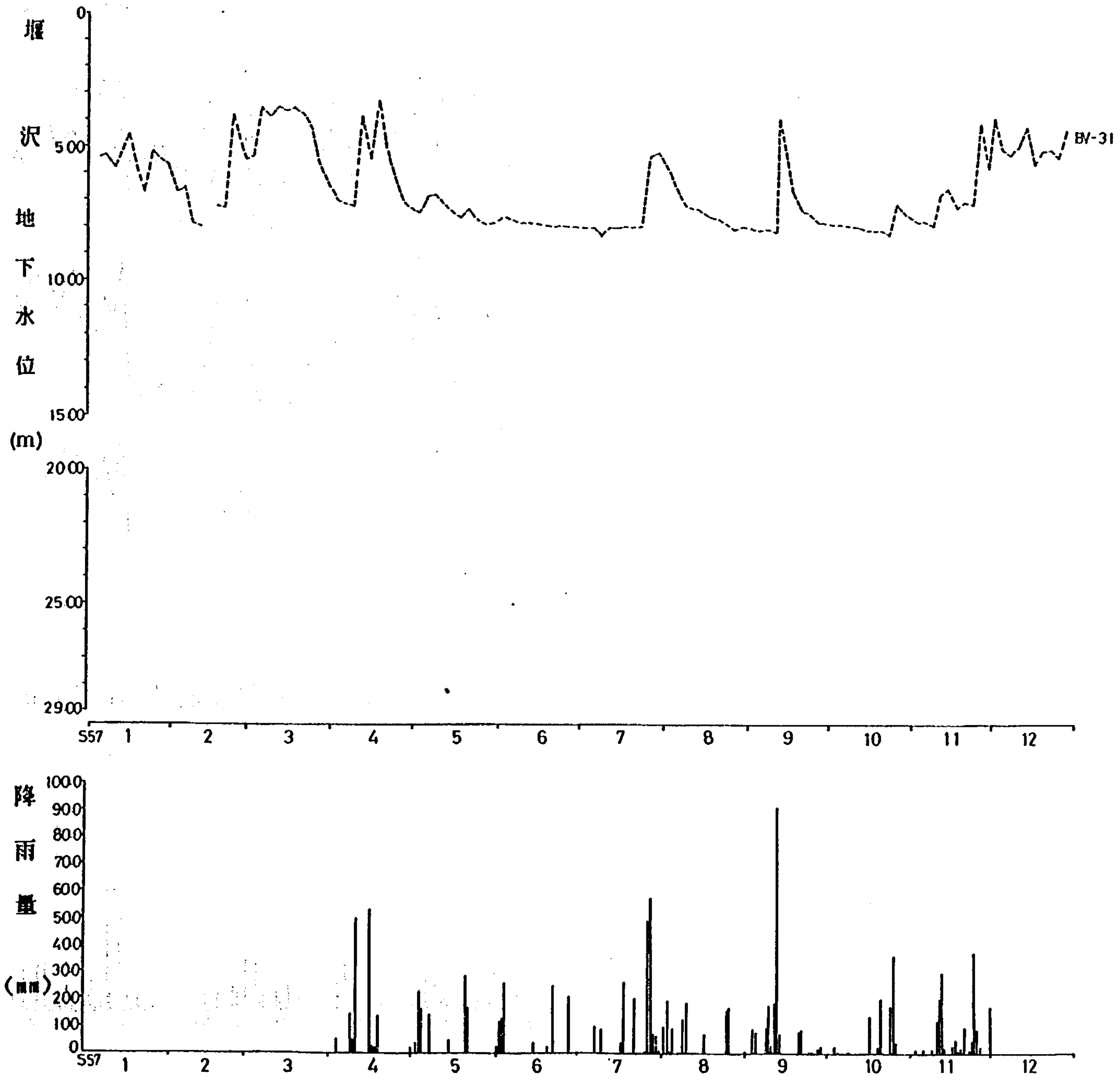
図－20 (29) 地下水位観測結果



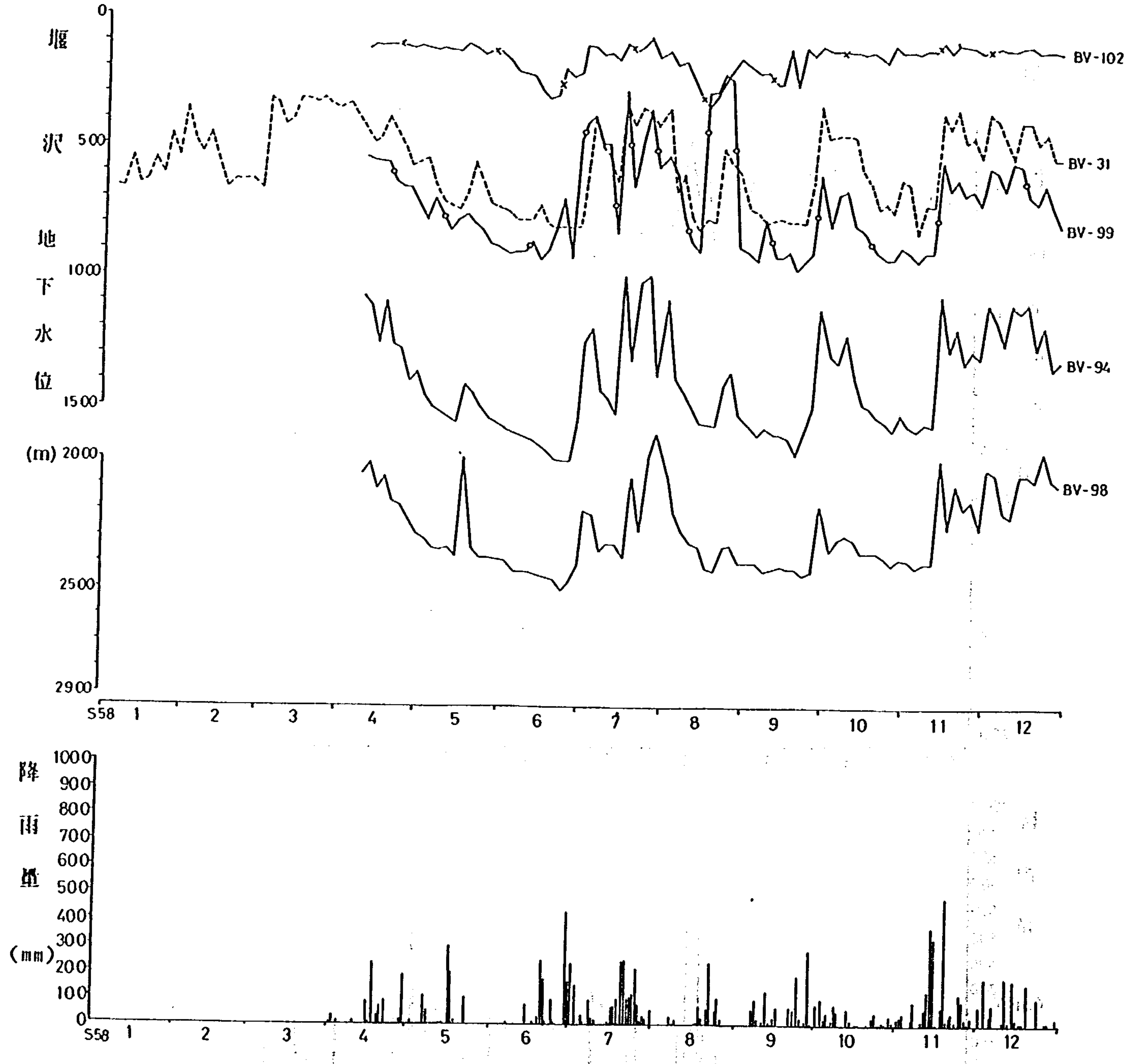
図−20 (30) 地下水位観測結果



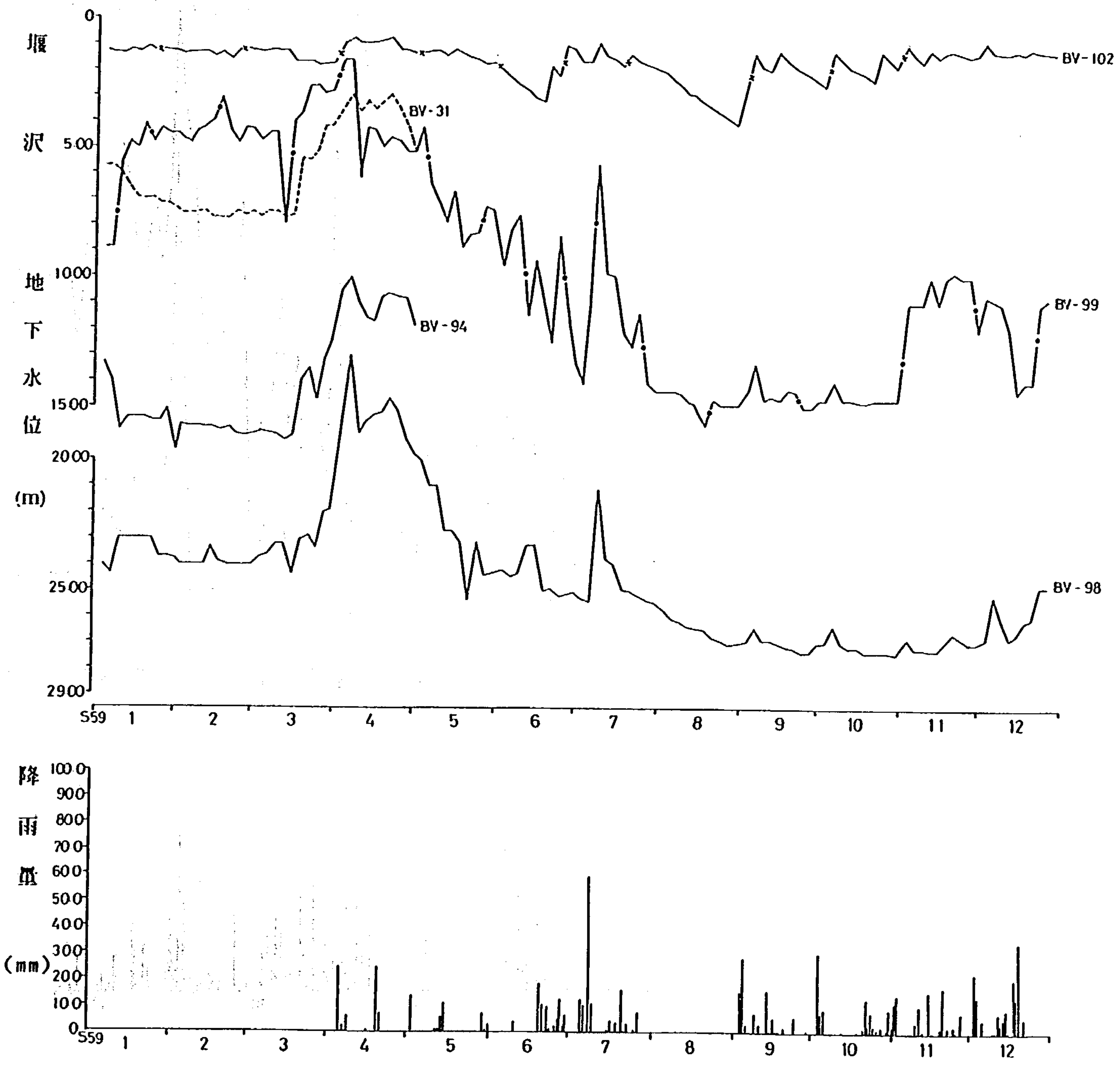
図－20 (31) 地下水位観測結果



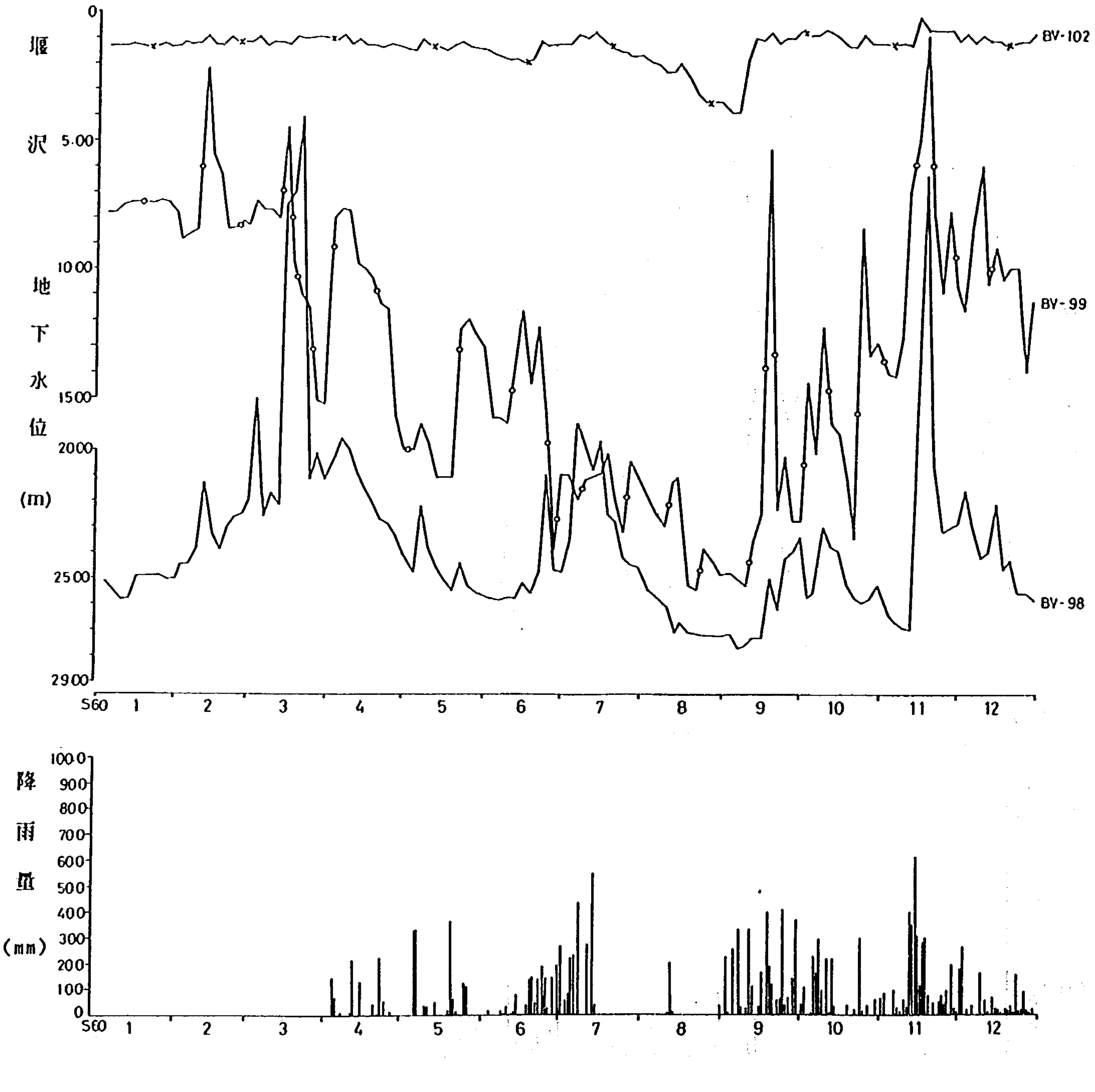
図−20 (32) 地下水位観測結果



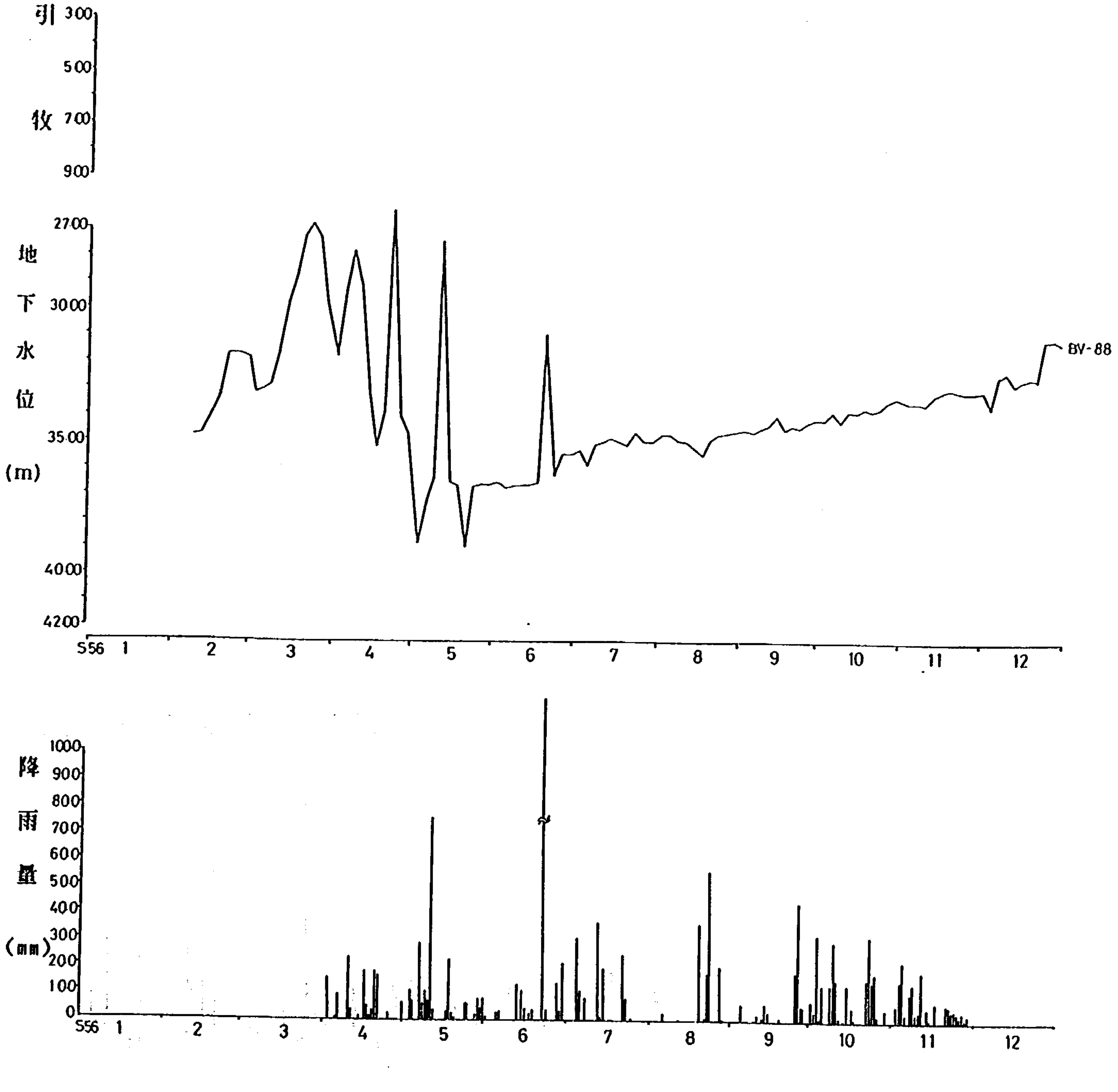
図－20 (33) 地下水位観測結果



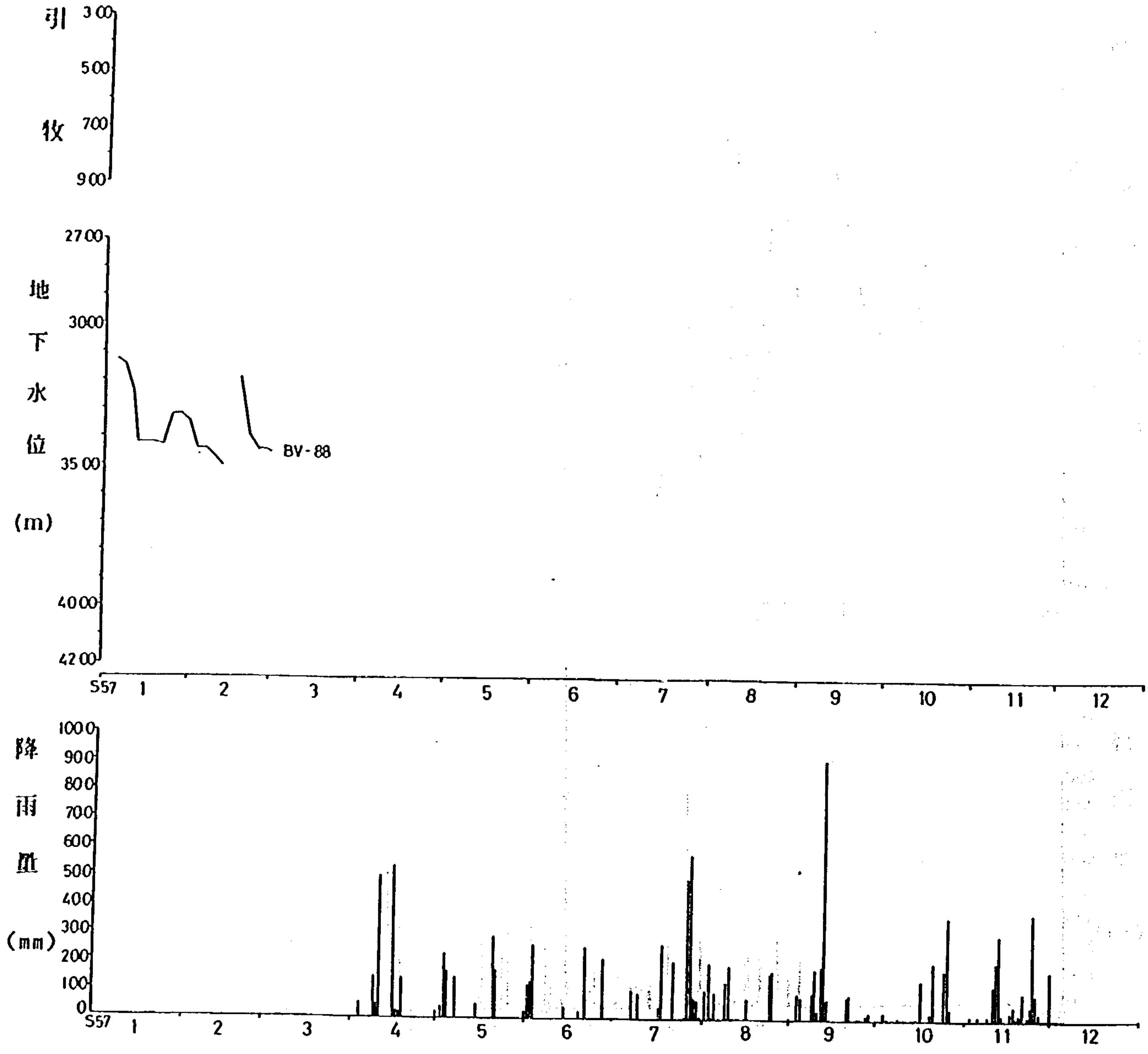
図－20 (34) 地下水位観測結果



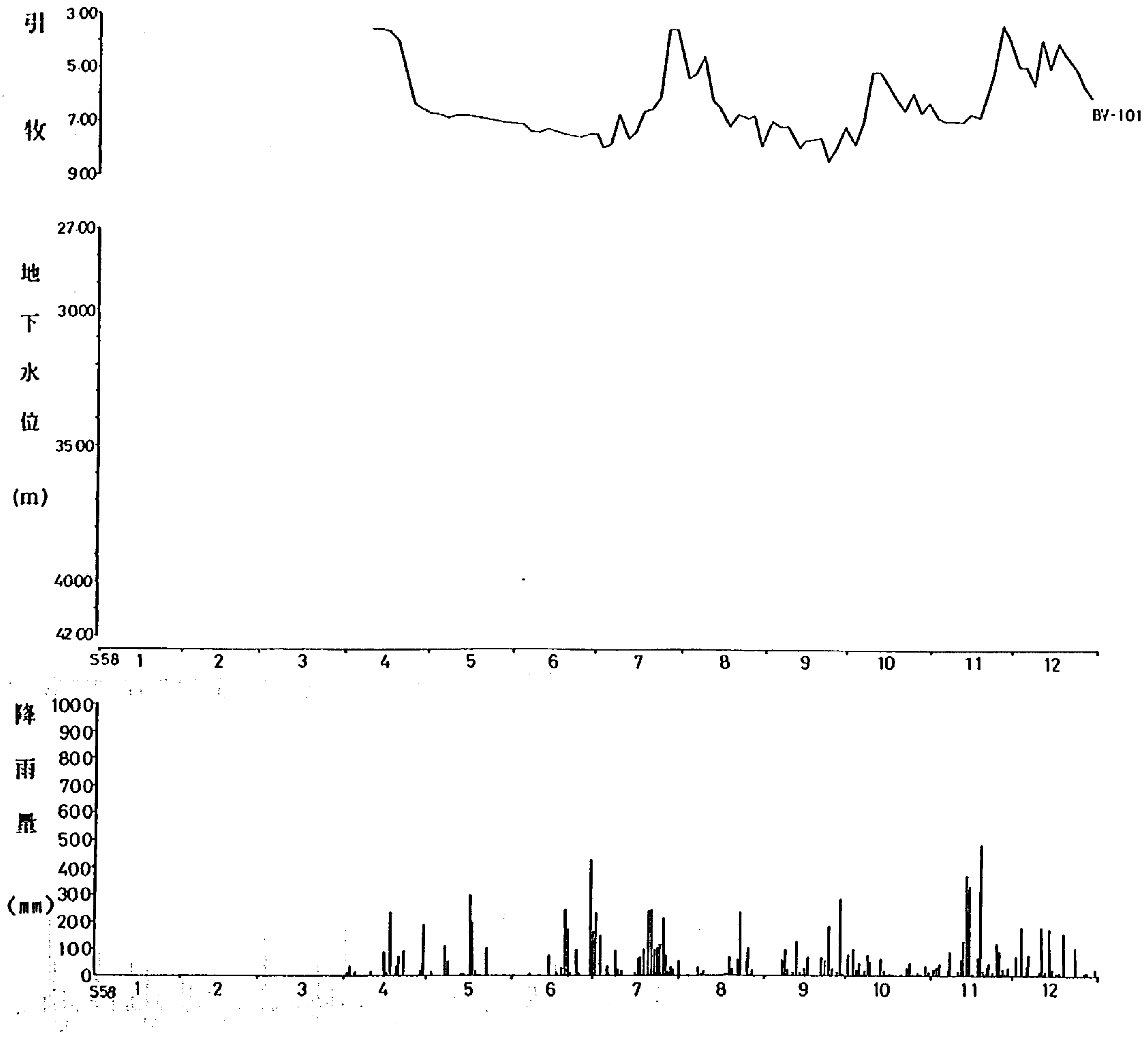
図－20 (35) 地下水位観測結果



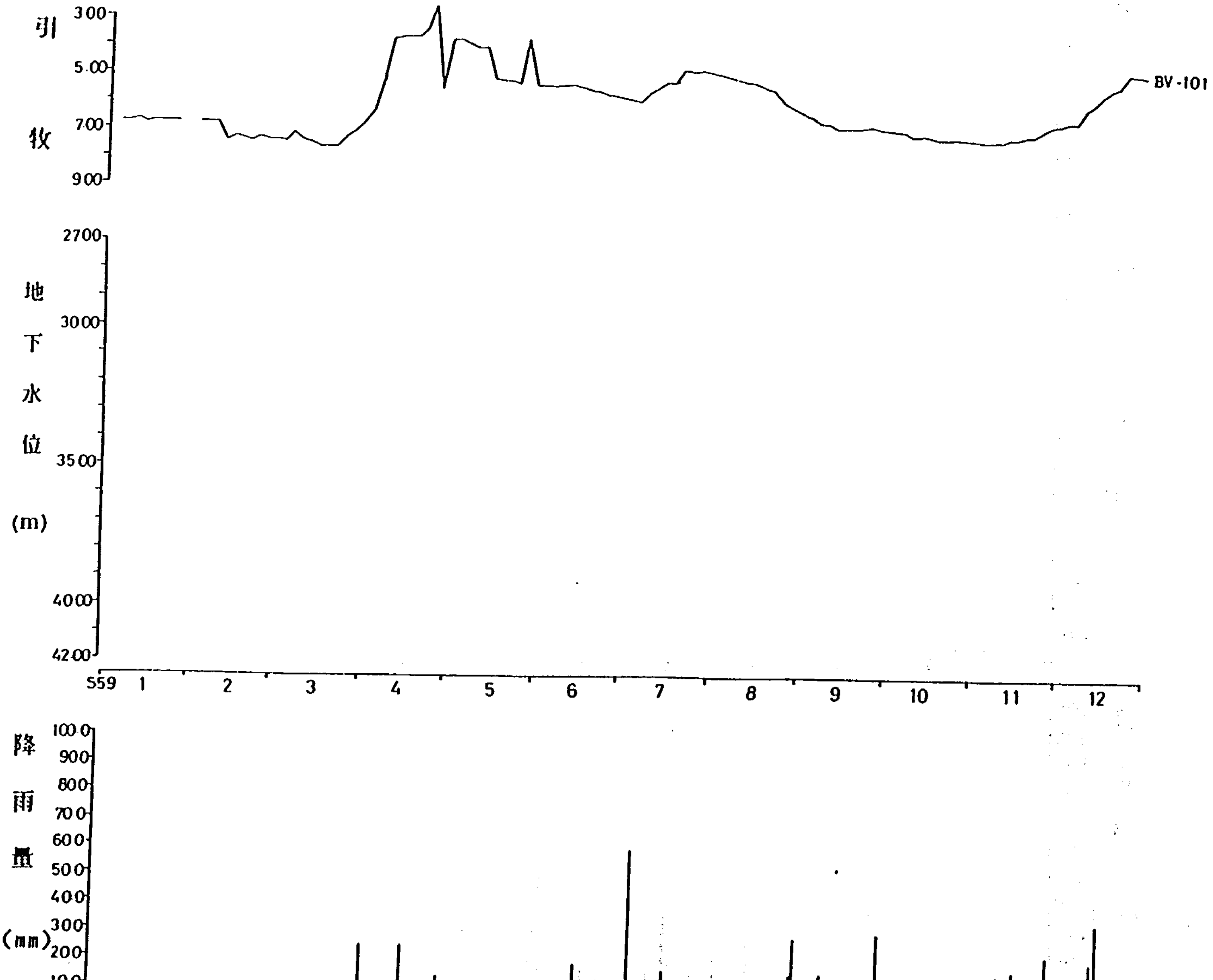
図−20 (36) 地下水位観測結果



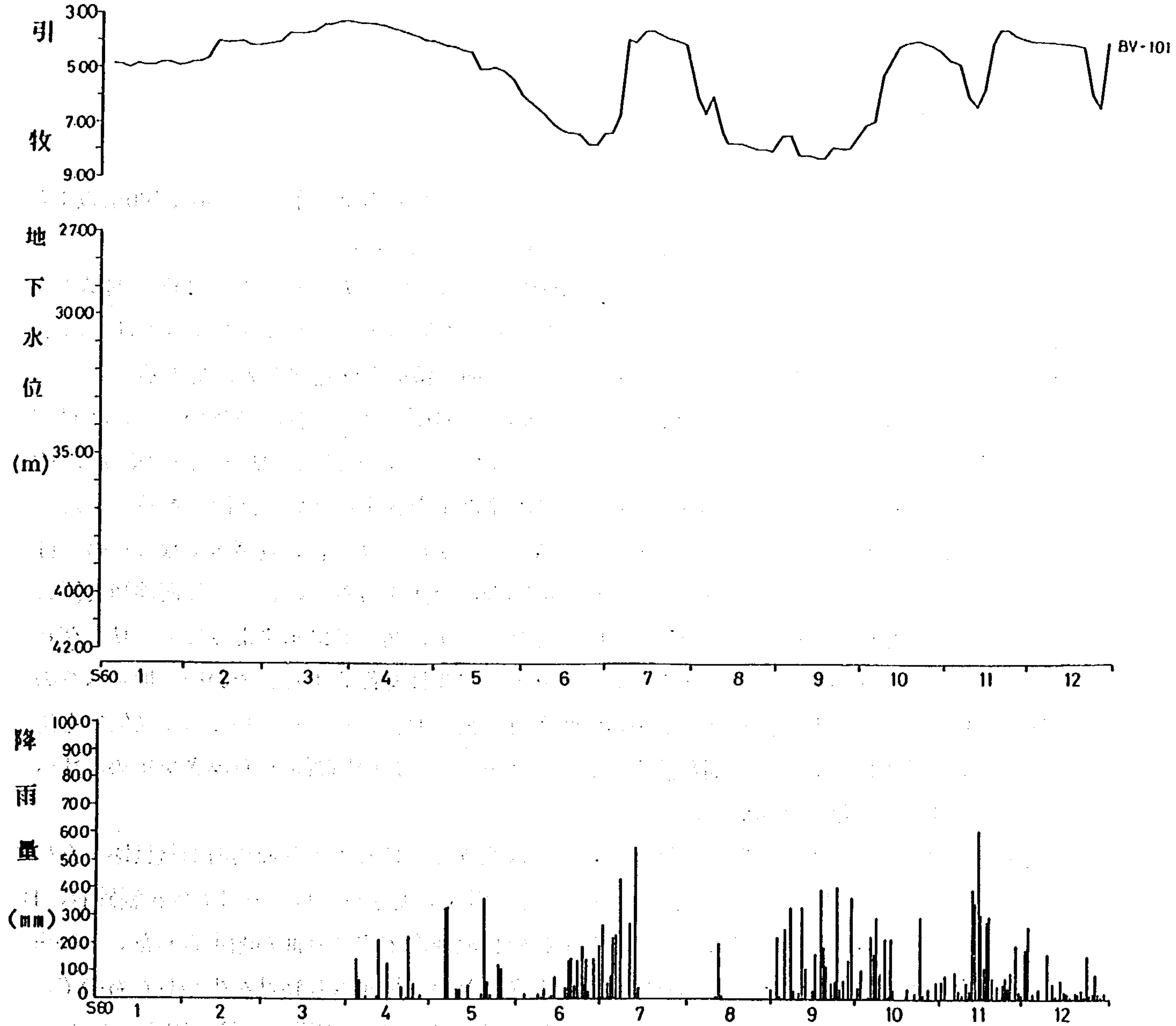
図－20 (37) 地下水位観測結果



図－20 (38) 地下水位観測結果



図－20（39） 地下水位観測結果



図－20 (40) 地下水位観測結果

2.4 すべり面調査

すべり面調査は、これによって地すべり防止工立案のための安定解析をする等、非常に重要な調査である。

すべり面の位置の判定は、ボーリングコア判定に各種の計測判定結果を考慮して行われる。滝坂地すべりでは、計測判定によるすべり面位置の決定法として、以下の方法が用いられた。

(1) 重錘による方法

(2) 孔内傾斜計による方法

(3) すべり面検知装置による方法[10),11)]

(4) パイプ歪計による方法

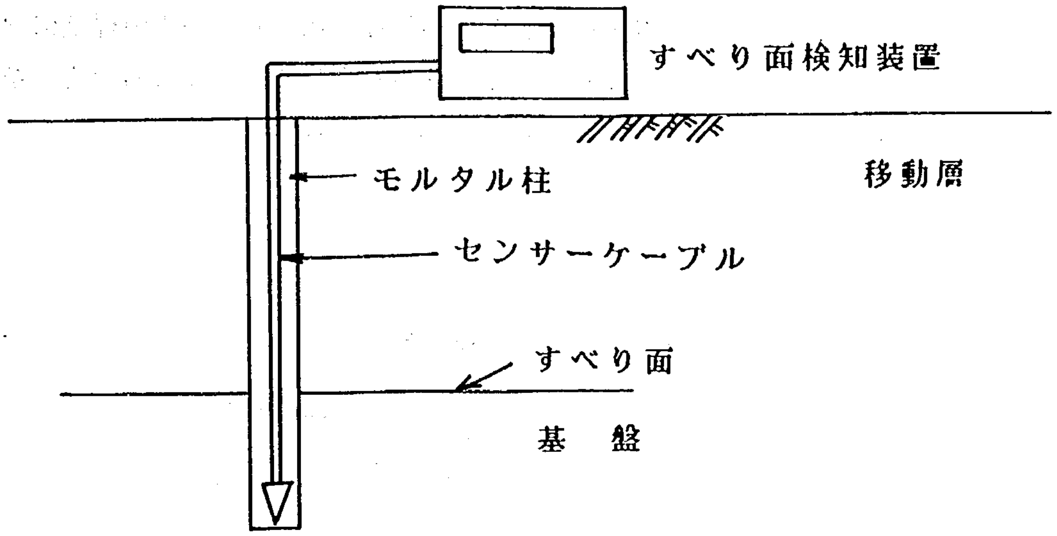
この内(1)と(3)は、年間移動量が1m前後あること、すべり面が一番深い位置で100m以上と推定されたこと、岩盤地すべりであること等に着目して実施した。

まず、(1)の重錘による方法は、ボーリング孔内に短いパイプ(ϕ=30mm, L=1.0m) を挿入しておき、地すべりの移動によりボーリング孔が孔曲がりした時点でこのパイプを引き上げ、パイプが引っ掛かった深度を測定することにより、すべり面の位置を決定する方法である。

(3)のすべり面検知装置による方法は、すべり面の分かりにくい大規模な岩盤地すべりのために、今回開発した方法である。その開発理由は、まず(2)の方法ではボーリングが深くなった場合、孔壁と保孔管の間のグラウトの良し悪しが計測精度に影響するという問題がある。また、(4)の方法は、(2)と同じくボーリングが深くなるとパイプ及びコードの数が多くなるため、自重でパイプが変形する等の問題がある。これらの問題を解決するために、すべり面検知装置の開発を行った。簡単にこの方法について説明すると、まず、図−21に示すようにボーリング孔内にセンサーケーブルを挿入し、グラウトによりモルタル柱を作成する。その後、地すべりの移動によりすべり面でセンサーケーブルが切断された後、センサーケーブルにパルス信号を送る。そして、その信号の往復時間を計測してセンサーケーブルの切断された深さを求め、すべり面深度を計測するというものである。

主測線におけるすべり面縦断形状は図−5に、A測線におけるすべり面横断形状は図−6にそれぞれ示した。(1)の方法については、袖の沢及び引牧で実施し、BV−91では花崗砂岩、BV−80, 81, 89では凝灰岩破砕層、BV−88では緑色凝灰岩ですべり面が測定された。この重錘による方法は、移動層が岩塊であり移動量も大きいという地すべり特性を生かしたもので、非常に簡単で且つ有効な測定方法である。(2)の方法については、沼田のBV−68で実施され、風化凝灰岩内で測定された。(3)の方法は、沼田の地すべり末端部と下沢の目の地すべり頭部において実施され、すべり面が計測されている。下沢の目の陥没帯は、ボーリング調査により亀裂、断層、空洞等が確認されたが、すべり面の連続性及び性状については確認できなかった。しかし、すべり面は連続しているものと考え、すべり面の測定を行った。すべり面検知装置を用いて調査した結果、BV−106ではレキ混じり粘性状凝灰岩上面に、また、BV−104, 105では花崗砂岩上面でそれぞれすべり面が測定された。

以上の調査から、以下の結果が得られた。主測線におけるすべり面形状は、移動層の受け盤構造に規制されず、流れ盤状に存在している凝灰岩破砕層及び花崗砂岩上面、レキ混じりの粘性状凝灰岩上面を通る非常に低角度のものであり、舟型を呈している。一方、A測線については、堰沢から引牧にかけて花崗砂岩、凝灰岩破砕層、凝灰岩を通るもので、8°程度の流れ盤状に連続している破砕層とほぼ一致したものとなり、堰沢から引牧にかけ徐々に深くなっている。



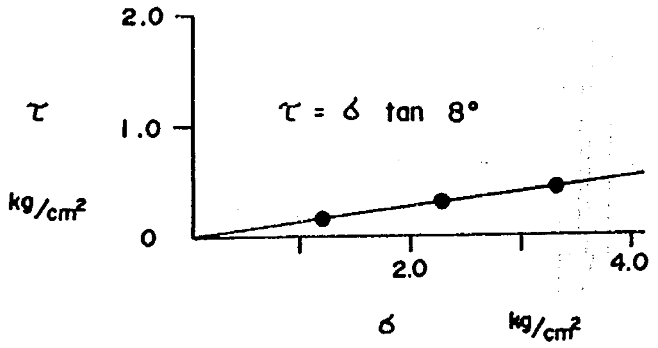
図－21 すべり面検知装置

2.5　土質試験

すべり面調査結果をもとに、袖の沢における緑色凝灰岩の破砕層のボーリングコアを用いて、すべり面の土質強度定数を求めた。

せん断試験は、以下の方法で行った。まず、せん断試験機は、現場の移動状況からすべり面の強度が残留強度まで低下していると考えられたので、残留強度を求めるためにくり返し一面せん断試験機を用いた。供試体は、自然状態のものに蒸留水を加え、レキ分を除くために420μのフルイに掛けた後、気乾燥により適度な含水比に調整し作成している。

試験方法は、24時間圧密した後にせん断速度0.1mm／minで水平変位が１m程度になるまでせん断し、せん断応力が一定値に収束した後に、垂直荷重を増してゆく多段載荷方式を用いた。試験結果を図－22に示した。$C_r = 0\,t/m^2$、$\phi_r = 8.0°$が得られた。

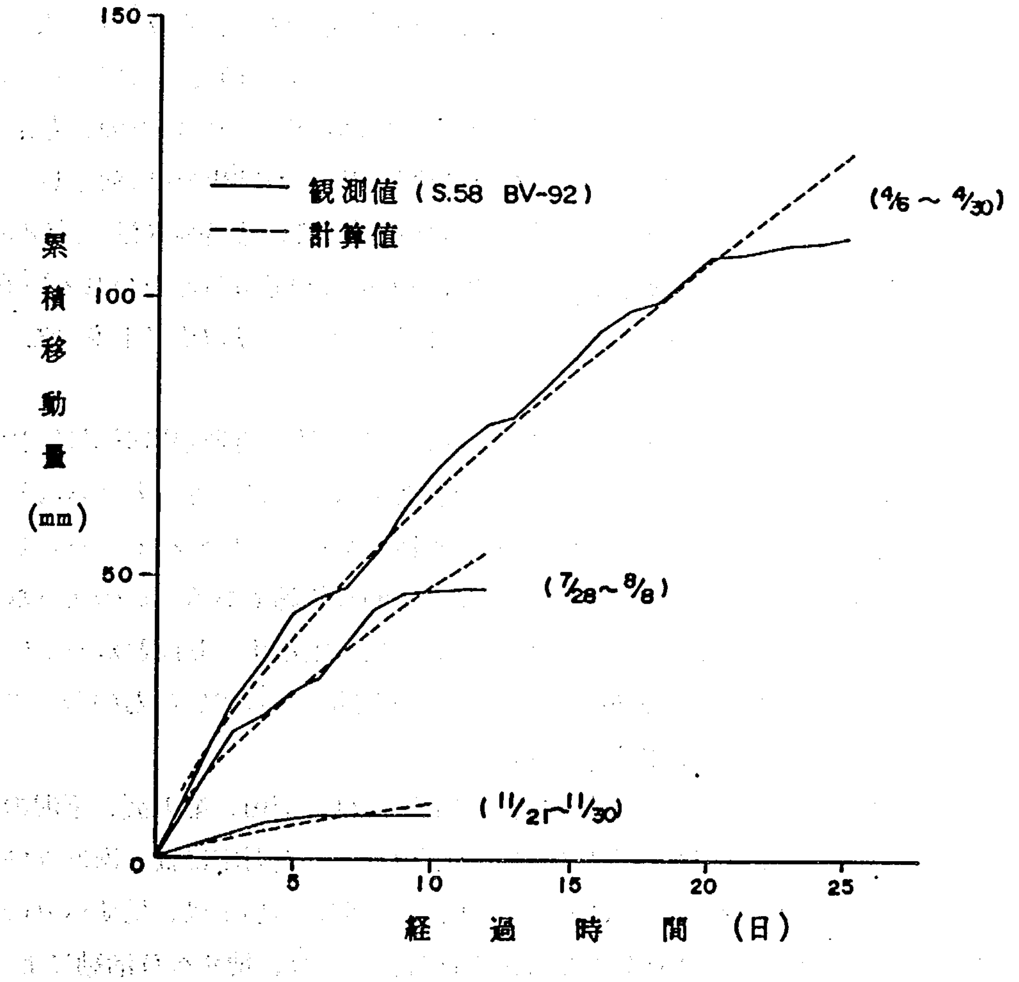


図－22　くり返し一面せん断試験結果

3.地すべり運動特性

地すべり調査結果をもとに、滝坂地すべりの運動特性を次のように考えた。まず、地すべりの移動形態は、地すべり構成土塊の土質力学的特性（例えば平均延性度及び延性度較差など[12]）の影響を受けることが良く知られている。特に、地すべり構成土塊のこの特性は地すべり地形の分化、いわゆる地すべり階程の移行に伴って脆弱化し、移動特性が破砕帯地すべりでみられるbrittle[13),14)]な運動を示すものから、第三紀層黒色泥岩地帯でみられるクリープ的な運動を示すものへと変遷すると考えられる。

滝坂地すべりの場合、図－10に示した変動状況から地すべり構成土塊の脆弱化はそれ程進んでいないものの、水平移動が非常に大きなものとなっていることから、すべり面である破砕層の脆弱化はかなり進んでいると思われる。図－23には、移動計の観測結果を地すべりが止まる前の一連の移動について累積移動量で示した。図からは、第三紀層黒色泥岩地帯でみられるクリープ的な運動を示しているのが認められる。また、このクリープ曲線は指数クリープ（$\gamma=\gamma_0+bt^n$　γはひずみ、γ_0は瞬間ひずみ、b，nは定数）[15)]に属し、図に示す破線で近似することができる。



図－23　累積移動量と経過時間の関係

一方、土質特性から運動特性を調べるために土質試験を実施している。試料は、すべり面である袖の沢における緑色凝灰岩の破砕層のボーリングコアである。黒色泥岩地帯に発生している猿供養寺地すべり[16]及び御荷鉾緑色岩地帯の破砕帯地すべりである下地蔵寺地すべり[13]と対比してみると、塑性指数は滝坂地すべり57.6、猿供養寺地すべり30〜80、下地蔵寺地すべり20となっており、猿供養寺地すべりに近い値を示している。この他、カサグランデの塑性図[17]では液性限界が99.9%でＣＨ領域に属し、第三紀層地すべりの物理的特質を示している。

粘土の活性化を調べるために、Skemptonによって提唱された手法[18]

$$粘土の活性 = \frac{塑性指数}{2\mu 以下の粘土含有量}$$

によって解析すると、滝坂地すべり2.40、猿供養寺地すべり4.0、下地蔵寺地すべり0.83〜1.96となり、Skemptonの粘土の活性分類に従えば、下地蔵寺地すべりはNormal３からActive４の範囲で、滝坂地すべり及び猿供養寺地すべりはActive５に分割される。SkemptonによればActive５にはモンモリロナイトだけが知られていると報告しており、この結果は、前述したＸ線回析の結果とも一致している。黒色泥岩地帯の地すべりとモンモリロナイト鉱物の関係については布施[19]が詳しいが、モンモリロナイト類の粘土鉱物が黒色泥岩層に広く分布し、地すべりは粘性流動を起こしやすいと報告している。このことから、粘土の活性値を判断すると、滝坂地すべりにおけるすべり面の工学的特性は、黒色泥岩と同様に活性化しやすいものと考えられる。

スラリー試料[17]を用いて、繰り返し一面せん断試験を実施した結果では、前述したように図−22に示す残留強さ$C_r = 0\ t/m^2$、$\phi_r = 8.0°$が得られた。一般に残留強さは、鉱物組成や化学結合に左右され、モンモリロナイト鉱物に対しては$\tan\phi < 0.20$であるといわれている[17]。滝坂地すべりでは$\phi r = 8.0°$，塑性指数57.6であり、やはり、モンモリロナイトを含む土の特性を示している。

本地すべりは、渡の地すべりの型分類[20]によれば、主な土塊の性質が岩盤又は弱風化岩であり、すべり面形状も舟型を呈していることから、岩盤地すべりに属すると考えられる。岩盤地すべりは、運動速度が早く短時間に突発的に運動する特性を示すといわれている。しかし、本地すべりの場合は、毎年移動がみられ、且つ、クリープ的な移動である。このような運動特性は、前述したような岩盤地すべりのものと異なる。これは、主なすべり面となっている凝灰岩破砕層が粘土化しているため、移動層が岩盤地すべりの形態を呈しているものの、すべり面が粘質土地すべりの運動特性を示すためと考えられる。

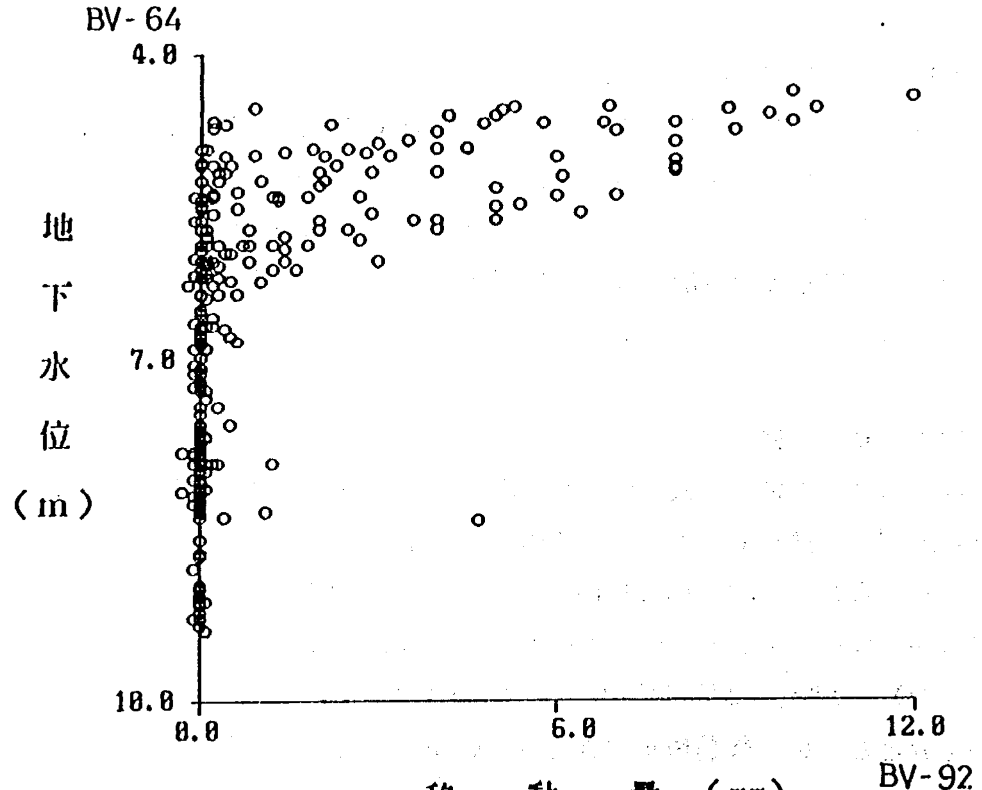
地すべりブロックについて考えると、堰沢南部においては、沼田、袖の沢、下沢の目が主な地すべりブロックであり、引牧は袖の沢に付随したブロック、大石出口は二次的な地すべりブロックであることが明らかになった。（図−３）また、常磐については、地すべりの「分化」[21]の進行過程で派生したブロックであると考えられる。つまり、地すべり活動によって地すべり地塊は破砕される。この破砕は地すべり地形の縁辺部で著しく、また、縁辺部は亀裂の発達

が著しいため集水性の高い地区となる。このため、地塊の破砕と地下水のため流動性を帯びた新規の地すべりが発生しやすく、地すべり地塊の軟弱な特性から、細長い地すべり地形を呈することが多くなる。常磐ブロックは、図－２に示すように地すべり発生位置をみると、この分化の進行過程において派生した地すべりと考えられ、地すべり地形は細長く、また、堰沢からの地下水の供給等から流動性の高い泥流状の地すべり形態(クリープ型地すべり[8)])を示し、移動の最も激しいブロックとなっている。

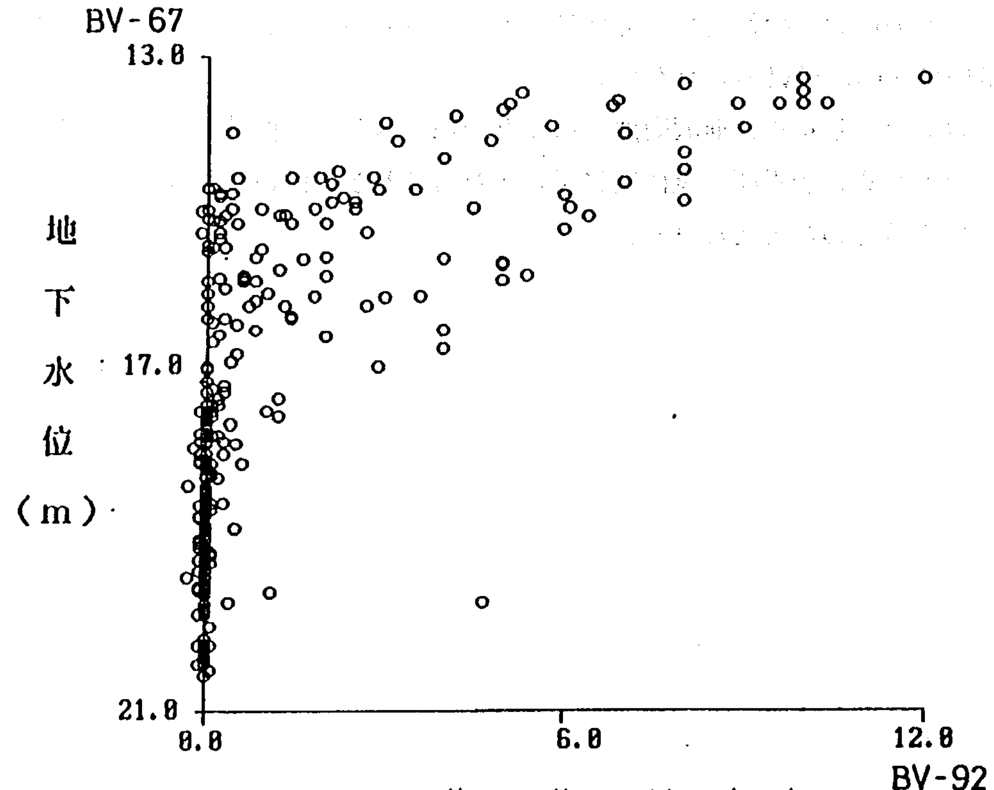
4．地すべり発生機構

地すべり地内には、大石出口及び湯出野沢方面からの沢水が湯出野沢沼に集まり、堰沢を流下し阿賀川に達している。これらの地表水は、地すべり地内を走る断層を地下水経路としていると考えられる。図－13,14,15の観測結果からも明らかなように、移動量は、地下水位の上昇に敏感に反応している。図－24(a)～(f)には、下沢の目ブロックの地下水位と袖の沢の移動(ＢＶ－92)との関係を昭和58年のデータで示した。図－24(a),(b),(c),(d)については、地下水位の上昇とともに、移動量が大きくなるのが一層明瞭に示されている。一方、下沢の目ブロック内でも大石出口に近い図－24(e)のＢＶ－73及び堰沢に近い図－24(f)のＢＶ－97については、前者ほど明瞭な関係はみられない。また、下沢の目以外の大石出口のＢＶ－100を図－25(a)に、湯出野沢沼のＢＶ－99を図－25(b)に、沼田のＢＶ－３を図－25(c)に示した。やはり、前述した下沢の目のものと比較して移動と地下水位の関係は明瞭ではなく、沼田のＢＶ－３については更にその関係はみられない。

以上のことから、堰沢南部ブロックの地すべり発生機構は、地すべり末端部が阿賀川に接しているため、融雪期、豪雨期に侵食されることと、前述した地下水位の上昇により地すべりが発生するものと考えられる。

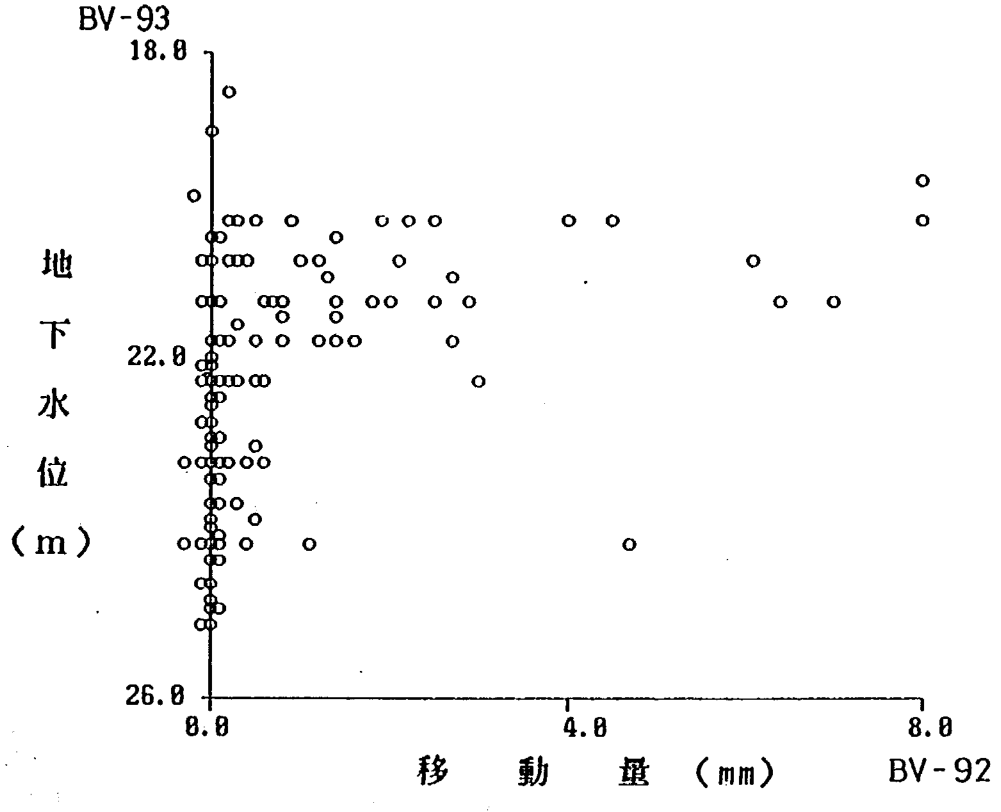


(a)

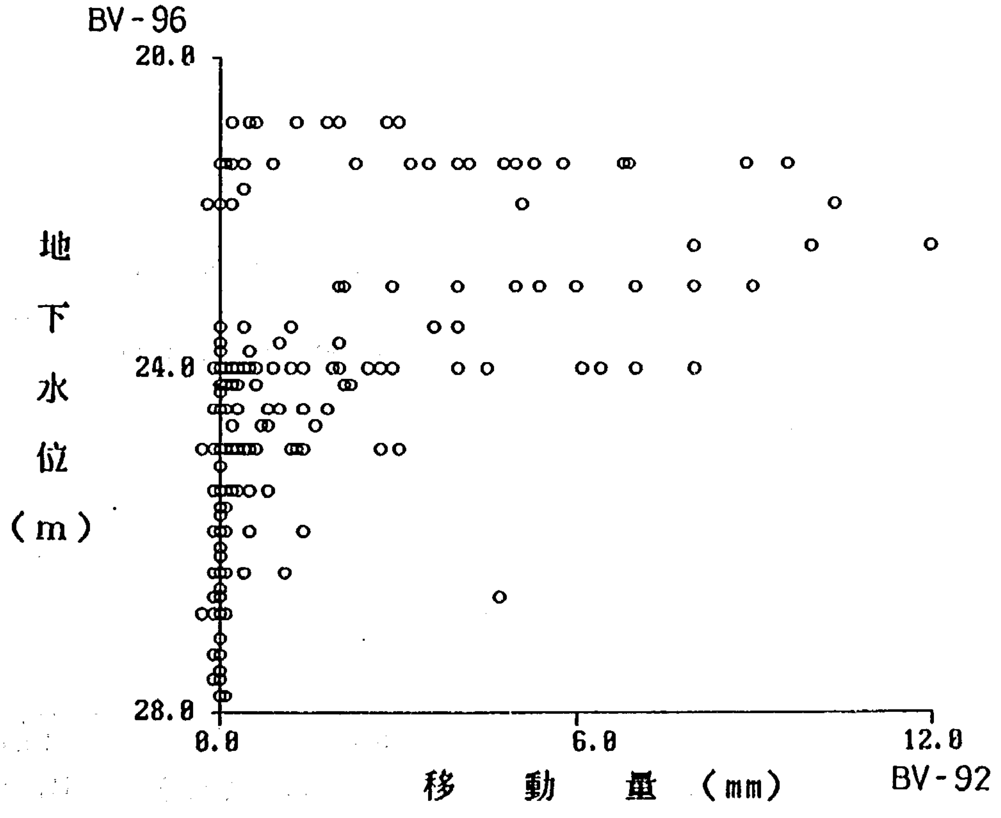


(b)

図−24 移動量と地下水位の関係

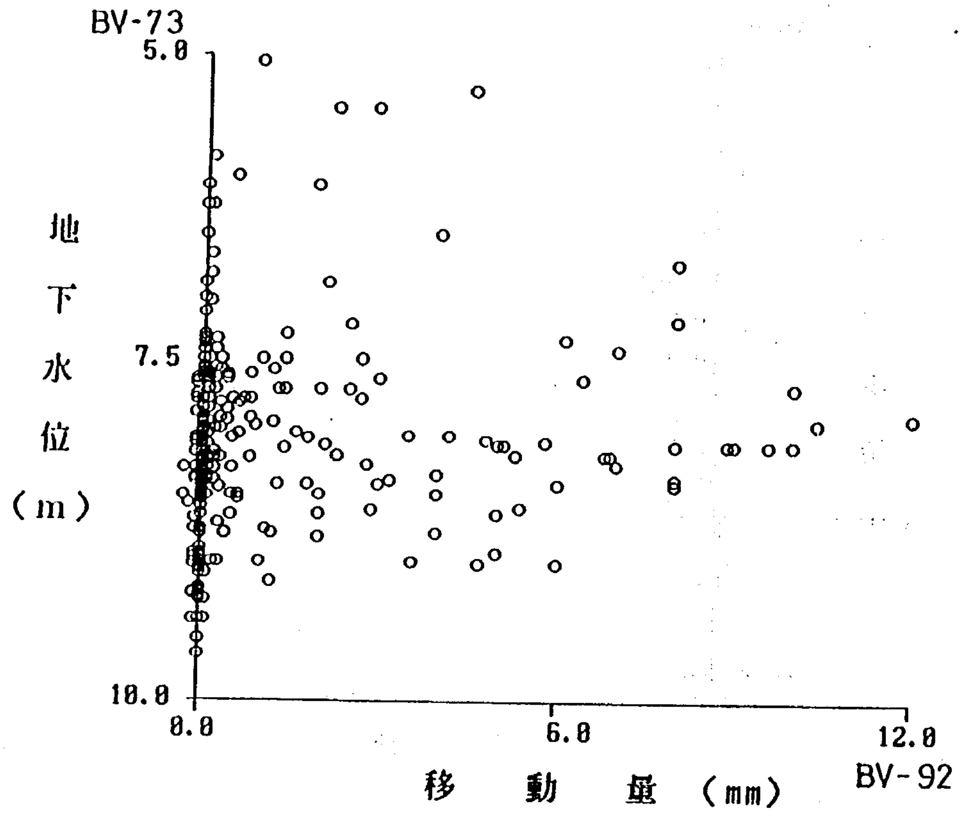


(c)

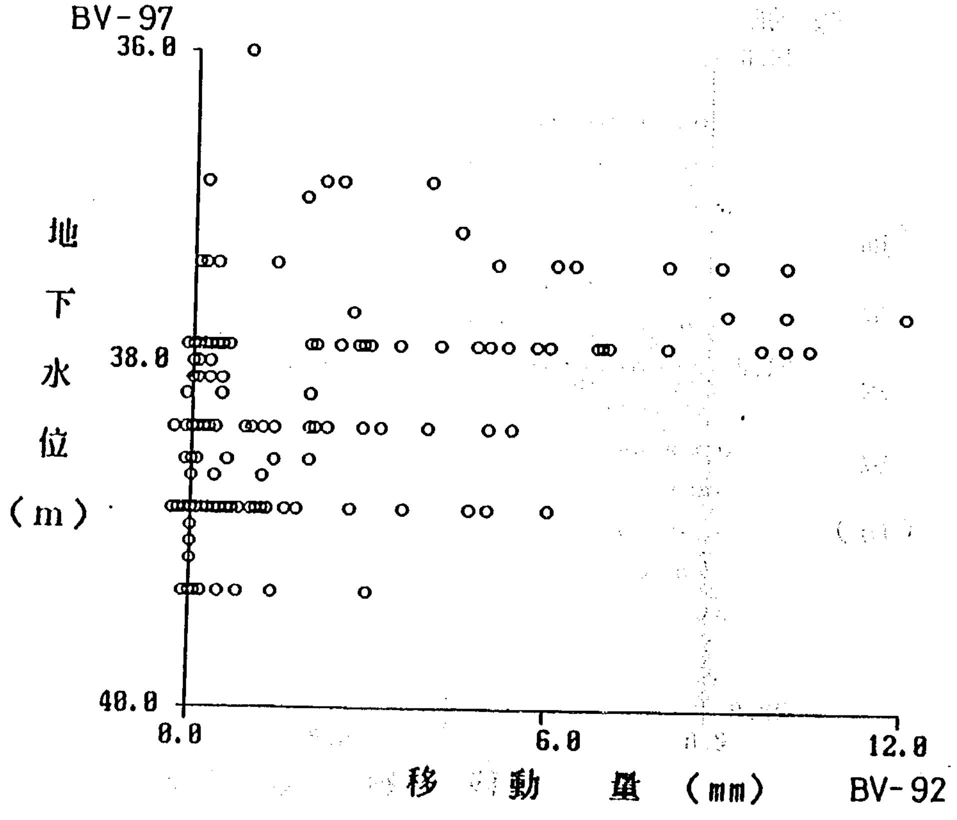


(d)

図−24　移動量と地下水位の関係

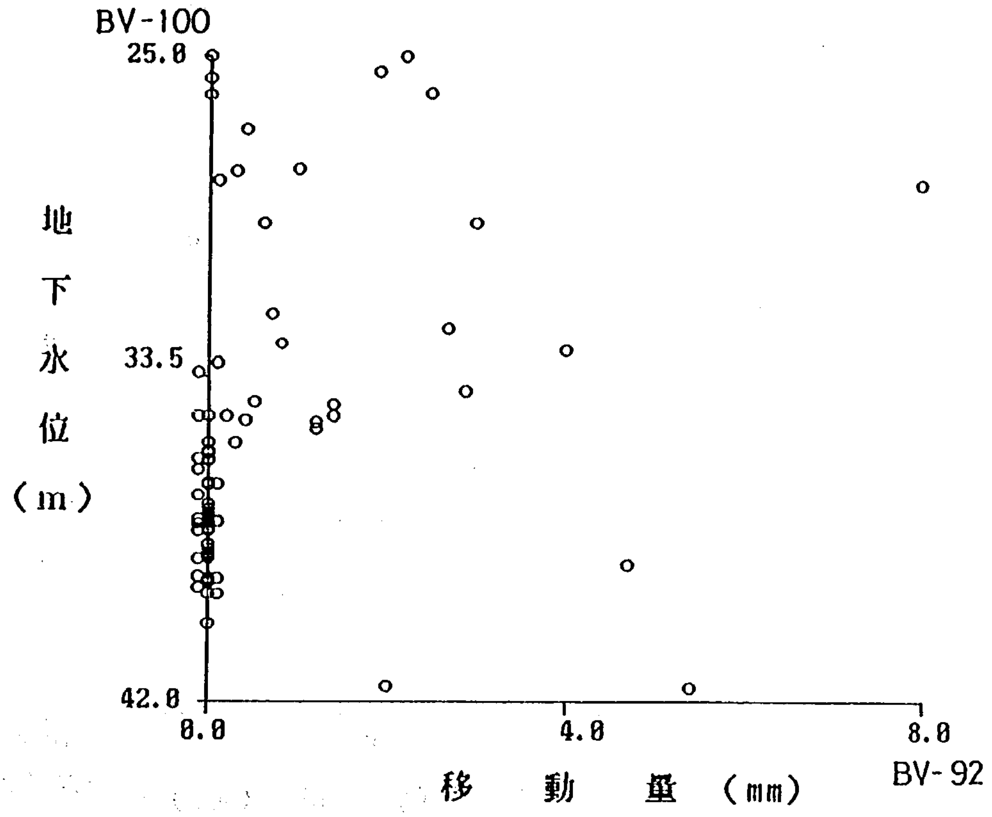


(e)

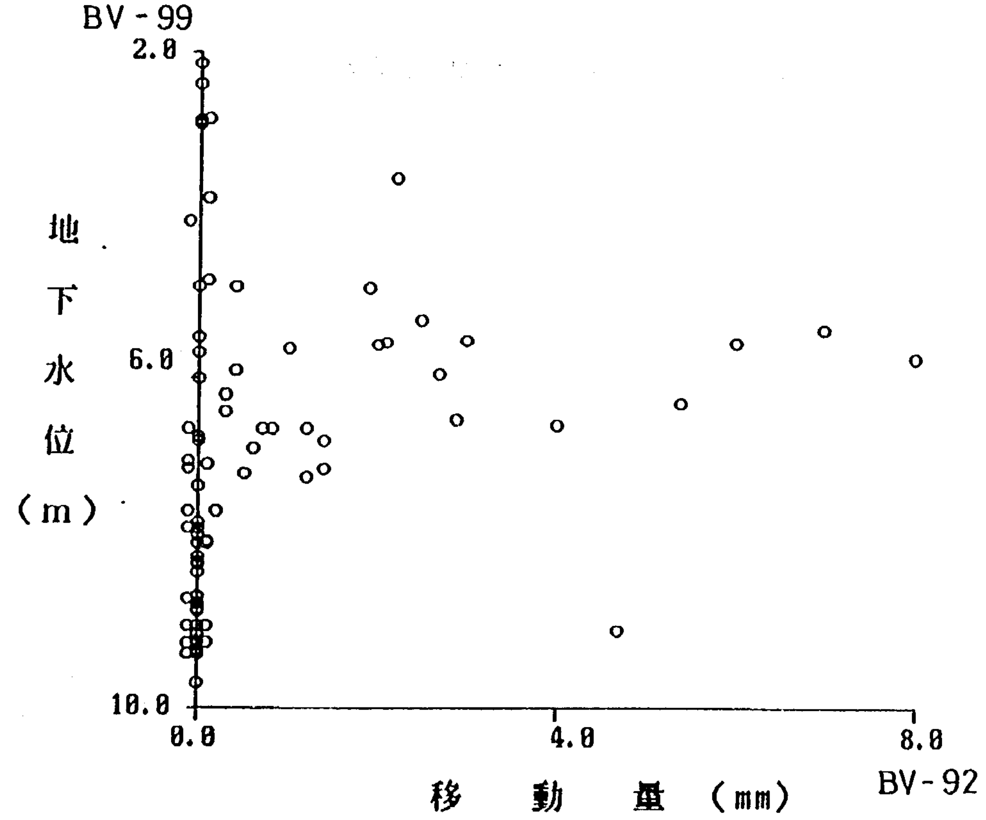


(f)

図－24 移動量と地下水位の関係

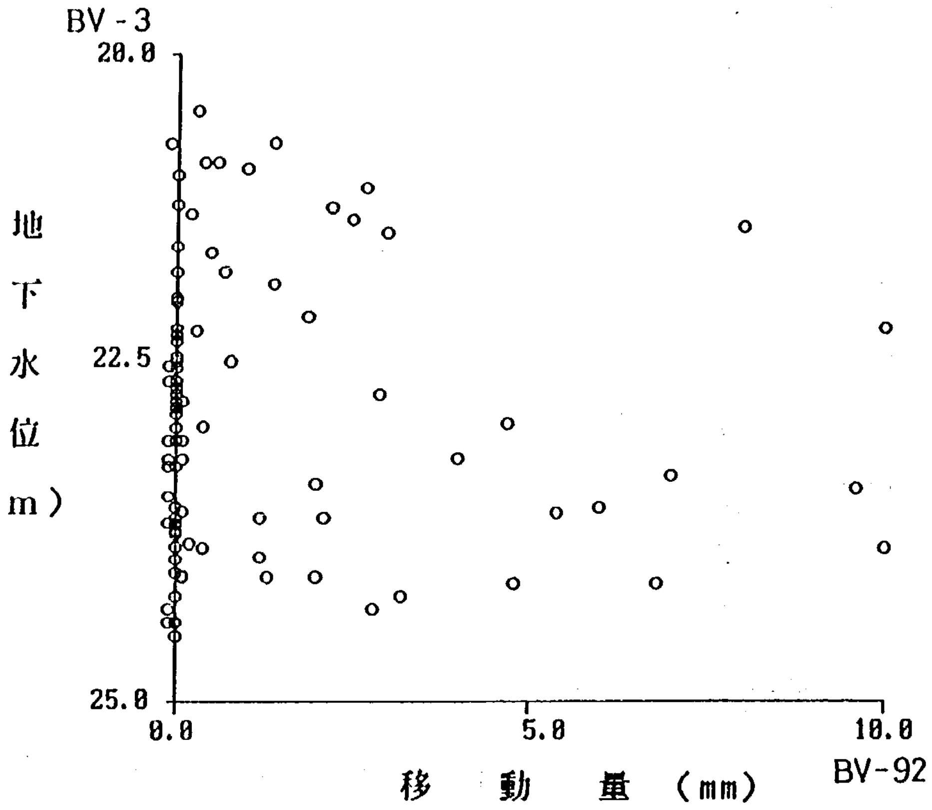


(a)



(b)

図−25　移動量と地下水位の関係



(c)

図−25　移動量と地下水位の関係

5.安定解析

安定解析は、すべり面調査及び地下水位調査結果をもとにした図－5の主測線地すべり断面により行った。土質強度定数は土質試験結果から得られたC_r＝0t/m²、ϕ_r=8.0°を用いた。また、単位体積重量は、第三紀の緑色凝灰岩、泥岩が主体であることから、γ_t=1.85t/m³とした。

解析方法は、一般的な簡便法と任意のすべり面においてすべての静的つり合い条件を満足するMorgenstern and Price法[22)]を用いた。解析結果は、表－1に示した。簡便法については、HWLでFs＝0.90、LWLでFs＝1.04、Morgenstern and Price法では、HWLでFs＝0.88、LWLでFs＝1.00が得られ、両者はほぼ同じ安全率を示したが、若干簡便法の方が大きな値となっている。

表－1 安定解析結果

方　法	Fs (HWL)	Fs (LWL)
簡便法	0.90	1.04
Morgenstern and Price法	0.88	1.00
C＝0 t/m²　ø＝8°　rt＝1.85 t/m³		

6.地すべり対策

前述したように、堰沢南部ブロック群の移動は、地下水の挙動と密接に関連し、更には阿賀川による地すべり末端部の侵食もその一因となっている。したがって、堰沢南部ブロック群の基本的な防止工法としては、地下水排除工が中心となる。このためには、陥没帯である下沢の目ブロックの地下水排除が有効であり、同時に地すべり地内の地表水が集中する堰沢の処理も重要となる。

現在、湯出野沢沼及び堰沢沿いの地表面排水路工と、浅層の地下水排除工として堰沢沿いに集水井が施工されているが、今後、更に深層地下水を排除するためには、トンネル排水工等が考えられている。また、これらの防止工事が実施された上で、地すべりの移動状況に応じて、阿賀川のショートカット、沼田ブロックの押え盛土、護岸工、更にはアンカー工、シャフト工による地山の強化と抑止が考えられている。

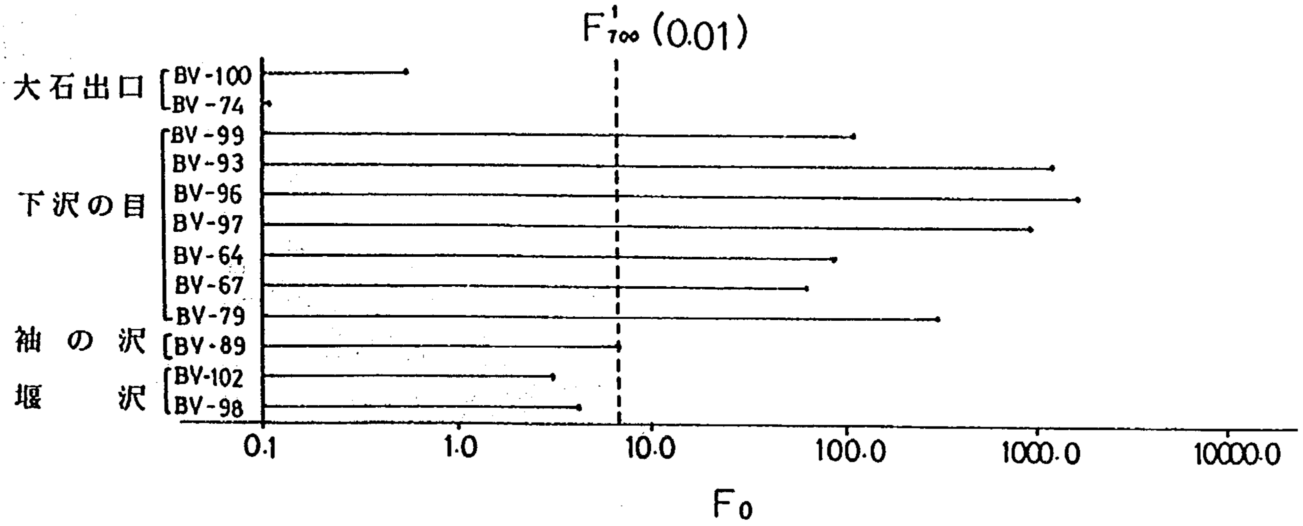
6.1　防止工事の効果判定

6.1.1　防止工事前後の地下水位と移動量の変化

昭和58年度末から図－3に示す湯出野沢沼に集水井が、また、湯出野沢沼と堰沢沿いに地表排水路工の施工が進められている。これに伴い、堰沢南部ブロック群内の地下水位、移動量に変化が生じ、防止工事の効果が現れている。ここでは、防止工事の効果について検討した結果を示す。

防止工事前後の地下水位、移動量、降雨量の観測結果を図－13,14,15に示した。ここで、防止工事前に当たるものが昭和58年であり、防止工事開始後に当たるものが昭和59、60年である。移動量については融雪期に集中し、年変化をみると昭和59、60年がかなり小さくなっている。また、地下水位については、下沢の目において、昭和59、60年に低下している傾向がみられる。しかし、図－13,14,15からはこれらの変化をはっきりと確認できないので、次に示す方法により整理した。まず、線形判別関数[23)]を用いて、工事前後における地下水位に変化があるかについて解析を行った。データは、昭和58年と60年のものである。この方法は、線形判別関数の係数の検定を行い、有意水準１％で有意であるかどうかを求めるものである。有意である場合は係数が判別に寄与していることになり、防止工事前後の地下水位に変化あり、防止工事の効果があったことを示す。但し、各年の降雨状況に差がないことが前提である。

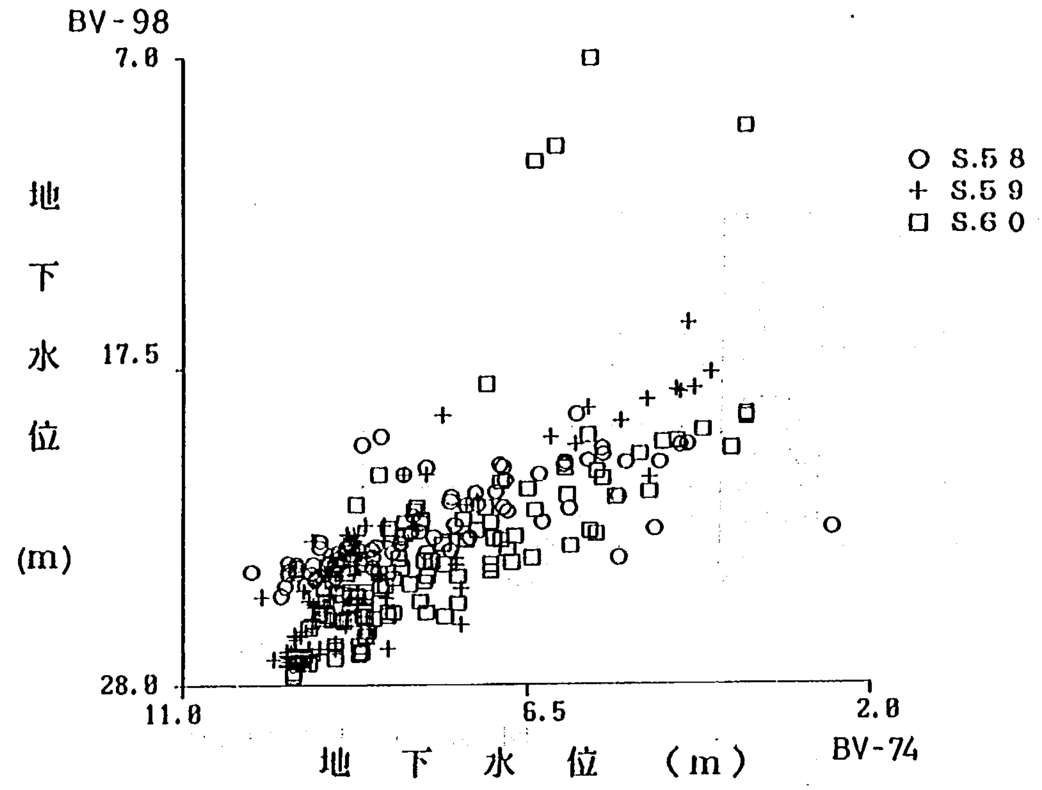
図－26には、各ボーリング孔のF_0値を示した。堰沢沿いのＢＶ－98，102と大石出口のＢＶ－74，100についてはF^{5}_{100}（0.01）値より小さく判別することができないことから、各年の降雨状況に差はなく、且つ、防止工事前後の地下水位にも変化がなかったことを示した。下沢の目と袖の沢の地下水位観測孔については、前者が有意であり後者はF^{5}_{100}（0.01）値に近い値を示した。したがって、この工事段階では、防止工事の効果は解析に用いたボーリング孔によれば下沢の目に現れ、堰沢沿い、大石出口、袖の沢では現れていない結果となった。



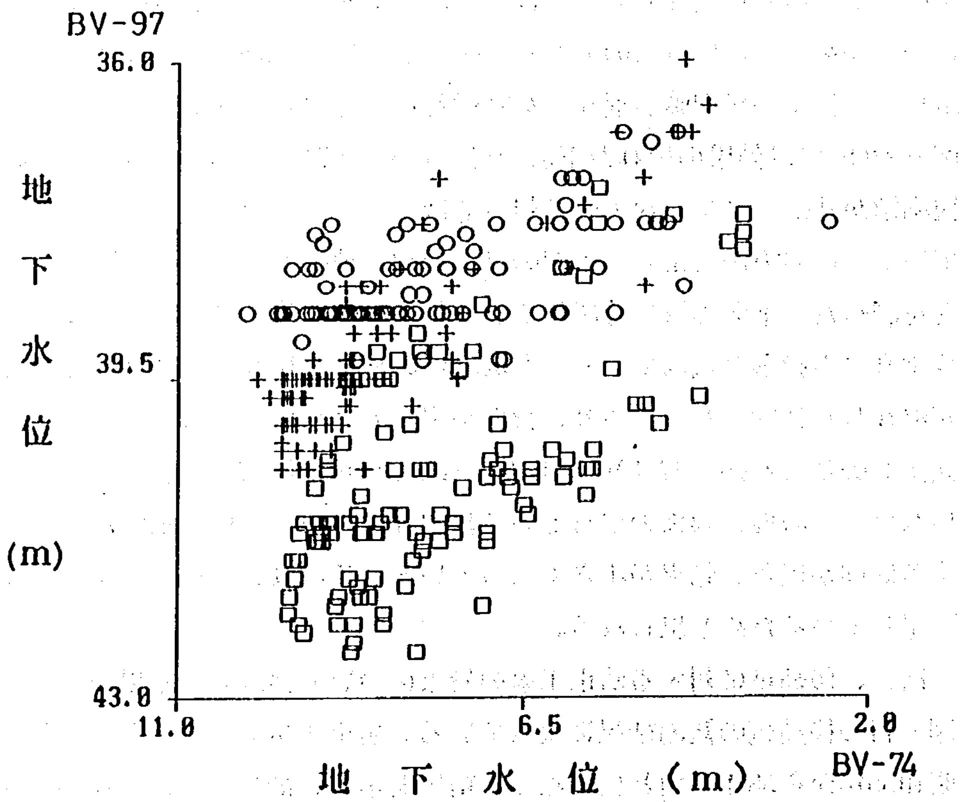
図－26　ボーリング孔のF_0

次に、防止工事による地下水位の変化状況について図－27(a)～(f)に示した。これらの図は、防止工事の効果が現れていないＢＶ－74を基準にし、効果が現れると思われる地下水位観測孔との関係をみるというものである。図－27(a)には効果が現れなかった堰沢のＢＶ－98について示した。各年の観測値が混在した状態となっており、効果が現れていないことを示している。図－27(b)には効果の現れた下沢の目のＢＶ－97について示した。昭和58、59、60年の地下水位観測値が基準のＢＶ－74の値に対して低下しているのがみられ、効果が現れていることを示している。この方法により、下沢の目、堰沢、袖の沢の地下水位観測孔を用いて、防止工事の影響を調べた。下沢の目に位置しているＢＶ－93、96、について、図－27(c),(d)に示した。どの観測孔にも影響が現れている。堰沢沿いのＢＶ－102については、図－27(e)に示した。観測値が混在した状態になっており、影響が現れていない。袖の沢ブロックについては、ＢＶ－89の観測孔の結果を図－27(f)に示した。堰沢沿いの観測孔と同様に、観測値が混在し影響が現れていない。この他、効果の現れている観測孔においても地下水位が上昇するに従い観測値が混在する傾向が現れ、効果が小さくなっている。これは、防止施設が施工途上であり、能力がまだ不足しているためと思われる。

次に、移動量に対する防止工事の効果について検討した結果を示す。この結果については、図－11の移動杭の観測結果に現れている。防止工事の始まった昭和59年の観測結果をみると、昭和55年から58年の値とは異なった結果を示し、最終最大積雪深が153cmと一番大きいにもかかわらず、水平移動量は昭和58年並となっており、防止工事により水平移動量が小さくなったことを示している。

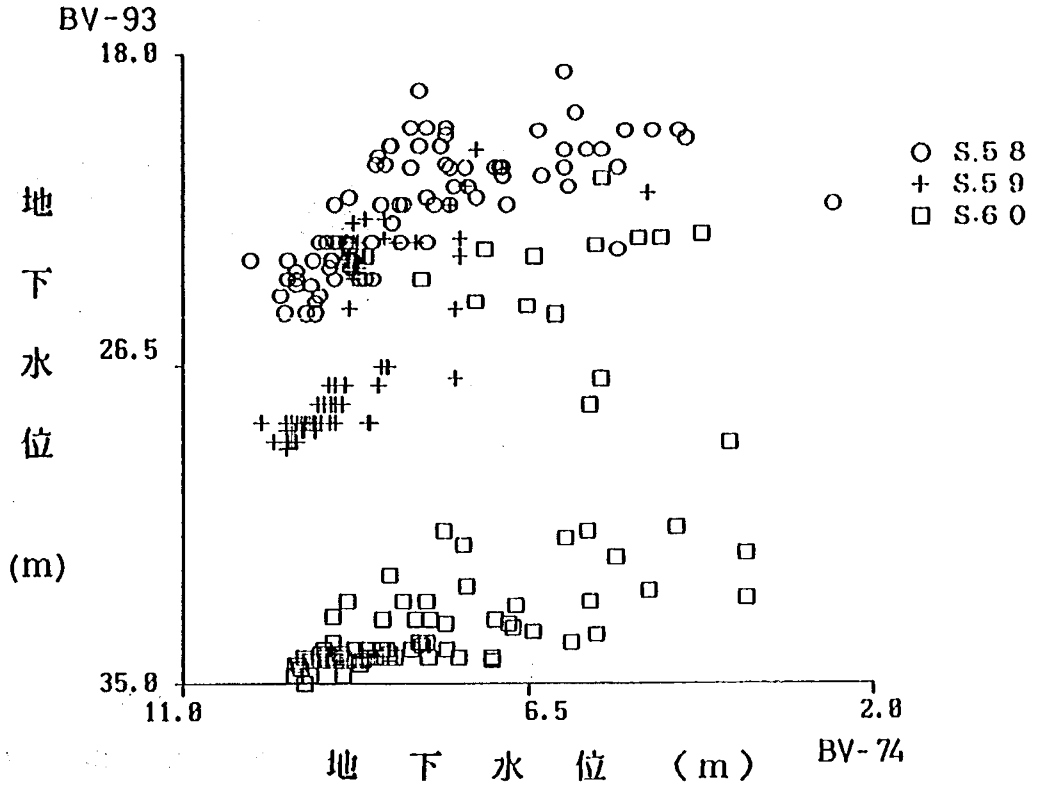


(a)

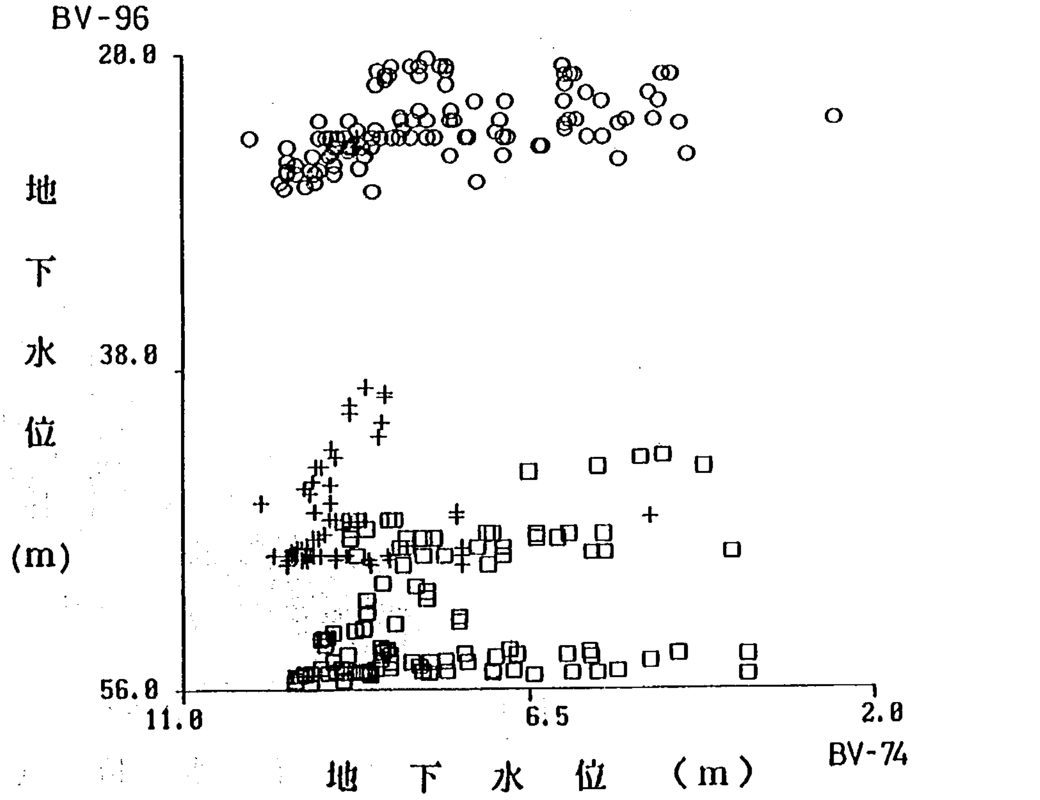


(b)

図－27　防止工事による地下水位の変化状況

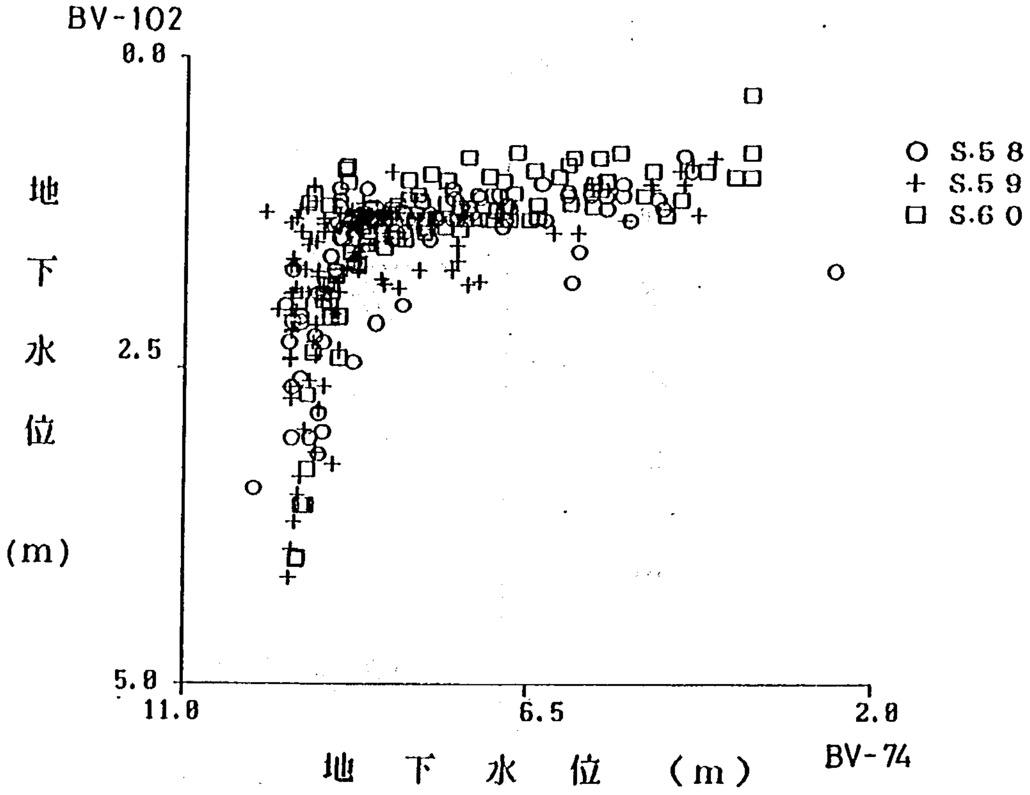


(c)

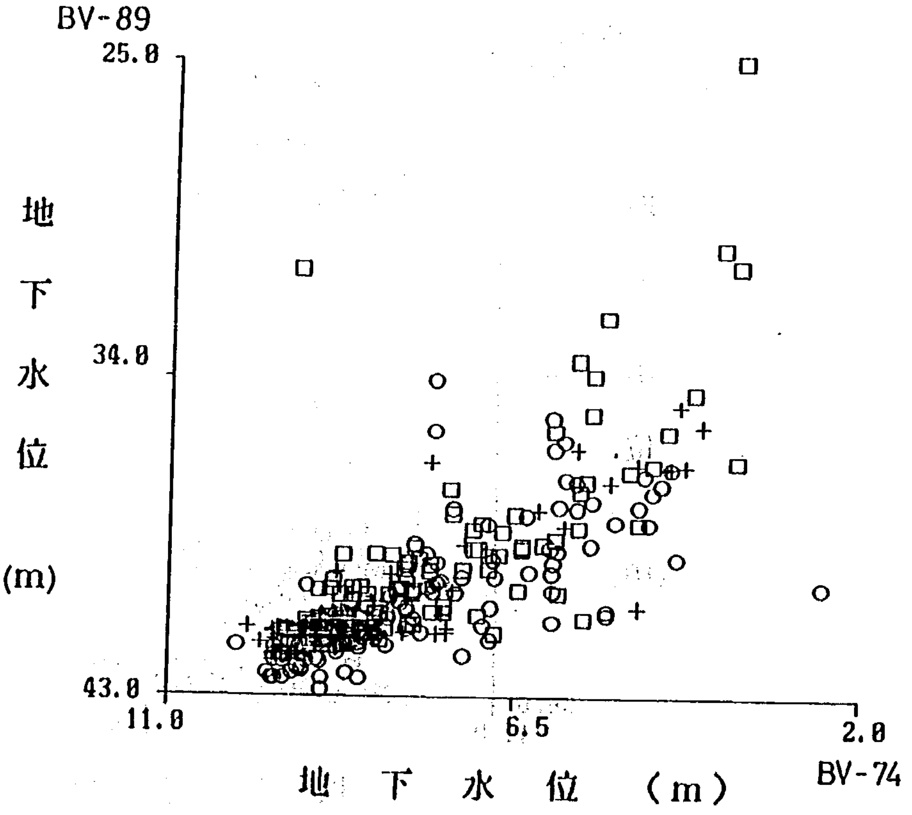


(d)

図－27 防止工事による地下水位の変化状況



(e)



(f)

図-27　防止工事による地下水位の変化状況

6.1.2 降雨と地下水位のモデル化[24]

防止工事の効果判定について1つの方法を前述したが、地下水位の変化は大半が降雨の変化によるものであり、防止工事による変化をみる場合、同一の降雨状態で比較する必要がある。このためには、降雨と地下水位のモデル化が必要となる。ここでは、応答関数を用いた方法[25]で防止工事前の降雨と地下水位のモデル化を行い、防止工事後の地下水位の観測結果とこのモデルに降雨量を入力して得られた地下水位とを対比させ、防止工事の効果について検討を行った。

応答関数を用いた降雨に対する地下水位の変動モデルを簡単に示すと、以下のようになる。地下水位は、地すべり地内外の土層をブラックボックスと考えて、入力である降雨量$x(t)$と出力である地下水位$y(t)$との応答関数として表示できる。入力～出力の応答関数をWienerの一般的な形式で表示すると

$$y(t)=\sum_{n=1}^{\infty}\int_{-\infty}^{t} h_n(\tau_1,\tau_2,\cdot\cdot\tau_n)\prod_{i=1}^{n}x(t-\tau_i)\cdot d\tau_1\cdot d\tau_2\cdot\cdot d\tau_n \quad \cdot\cdot(1)$$

(1)式の1項までとり、重回帰モデルで示せば

$$Y(t)=b_0+\sum_{i=1}^{p} b_i x_i \quad \cdot\cdot\cdot\cdot \quad (2)$$

となる。

ここに　$Y(t)$：推定地下水位
b_i：偏回帰係数
p：さかのぼる日数
x_i：降雨量

(2)式は線形であるが、土の浸透能等を考慮して非線形変換法[26]を用いた次式により、解析を行うことにする。

$$Y(t)=b_0+\sum_{i=1}^{p} b_i x_i^{m} \quad \cdot\cdot\cdot\cdot \quad (3)$$

ここに　m：定数

ここで(3)式を解く場合、問題となるのがさかのぼる日数pをどの程度にするかである。一般的には、pを増して行くと重相関係数は常に大きくなる。しかし、本来の目的は現状のデータでの適合性ではなく、将来の対象についての地下水位の予測であることから、再現性について考える必要がある。この点については、自由度二重調整ずみ寄与率R^{**}[23]を用いてさかのぼる日数pを決めることにした。

$$R^{**2}=R^2-\frac{2nP(1-R^2)}{(n+1)(n-P-1)} \quad \cdot\cdot\cdot \quad (4)$$

ここに　n：データ数

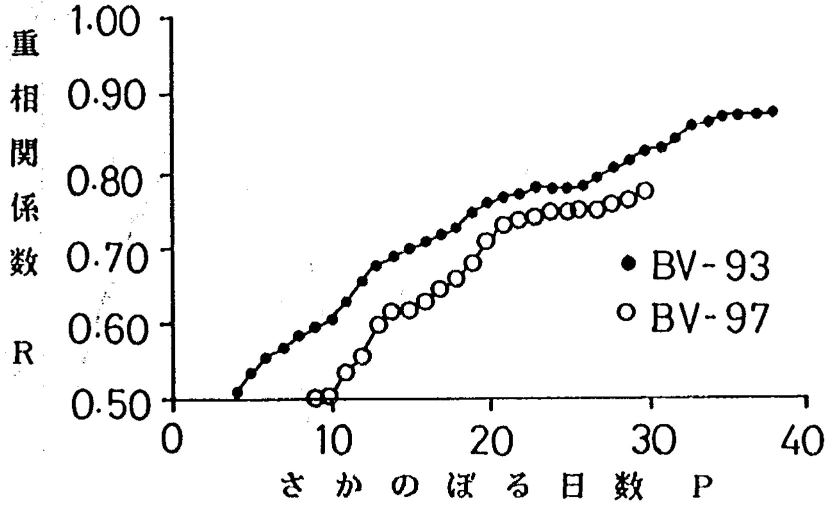
P：説明変数の数

解析は、図－13～15に示す防止工事前後にわたって地下水位の観測が実施されたＢＶ－97、93について行った。図－28には、さかのぼる日数ｐと重相関係数Ｒとの関係を示した。Ｒはｐの増大とともに大きくなって行く。ここで、(4)式を用いてｐとの関係をR^{**2}で表すと、図－28ではみられなかったピークが図－29ではみられる。ピーク値のｐはＢＶ－97については、ｐ＝24日、ＢＶ－93については、ｐ＝35日である。また、ｍについては図－30に示した。図からＢＶ－97についてはｍ＝0.5、ＢＶ－93についてはｍ＝0.6でR^{**2}がピーク値となっている。

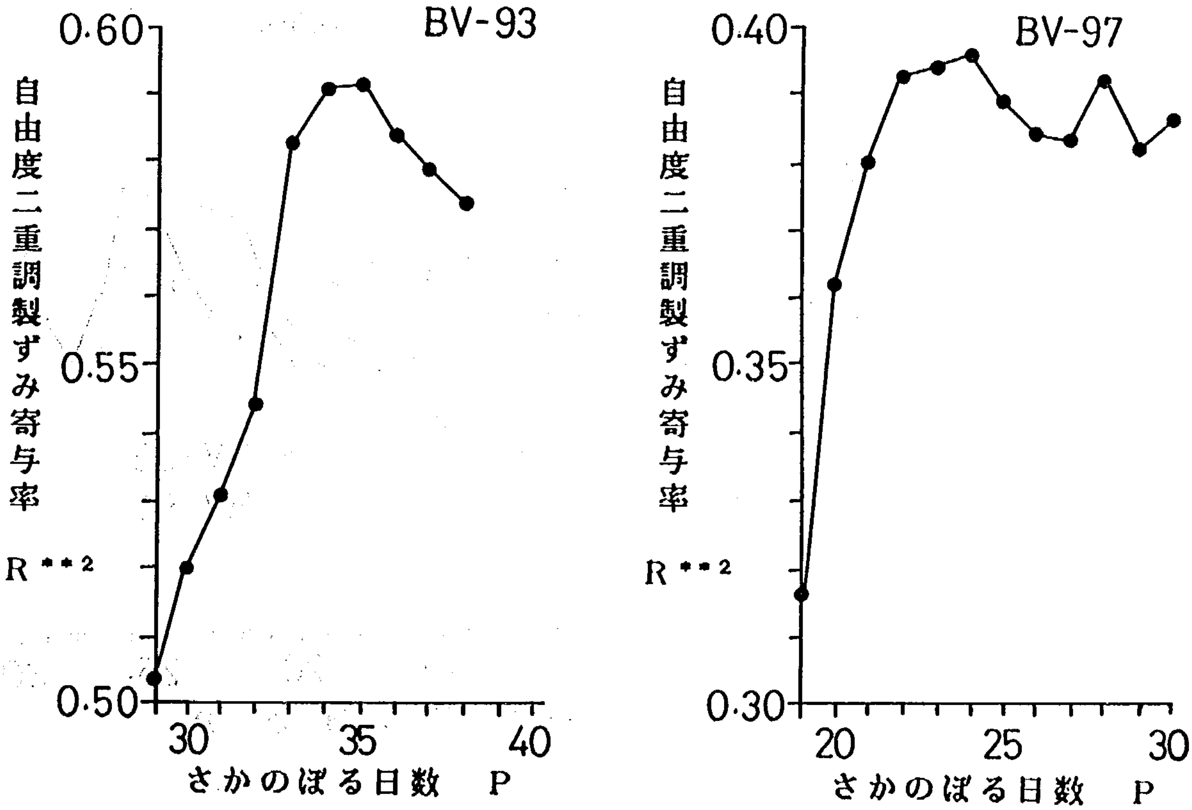
図－31には、ＢＶ－97のｐ＝24、ｍ＝0.5、ＢＶ－93のｐ＝35、m=0.6の値の時の偏回帰係数b_iを示した。ＢＶ－97のb_iは、ｐに対してかなり変動しながら値が０に収束する傾向がみられる。降雨の影響は、当日よりも１日前の方が大きくなっている。ＢＶ－93のb_iはＢＶ－97と同様な変化がみられ、降雨の影響は当日よりも４日前の方が大きくなっている。

以上のｍ、ｐ、b_iを用いた(3)式により、昭和58、59、60年にわたって防止工事の効果を検討した結果を以下に示す。図－32(a)には、ＢＶ－97の地下水位の変動状況を示す。昭和58年は、モデルの適合性を示したものである。昭和59、60年の推定値は防止工事が行われなかった場合の地下水位変動状況である。モデルの適合性については、ＢＶ－97の観測計器の精度が悪いことと、地下水位の変動幅が小さいことから十分に精度を上げることができなかった。昭和59年の変化をみると、実測値と推定値との差がほぼ１ｍ程度あり、地下水位の低下がみられたと推定される。また、昭和60年については、全体として実測値と推定値との差がほぼ２～３ｍみられる。しかし、７月上旬の地下水位の上昇時には実測値と推定値とが近接する状況がある。これは、防止工事が施工途上であり、能力がまだ不足しているためと思われる。

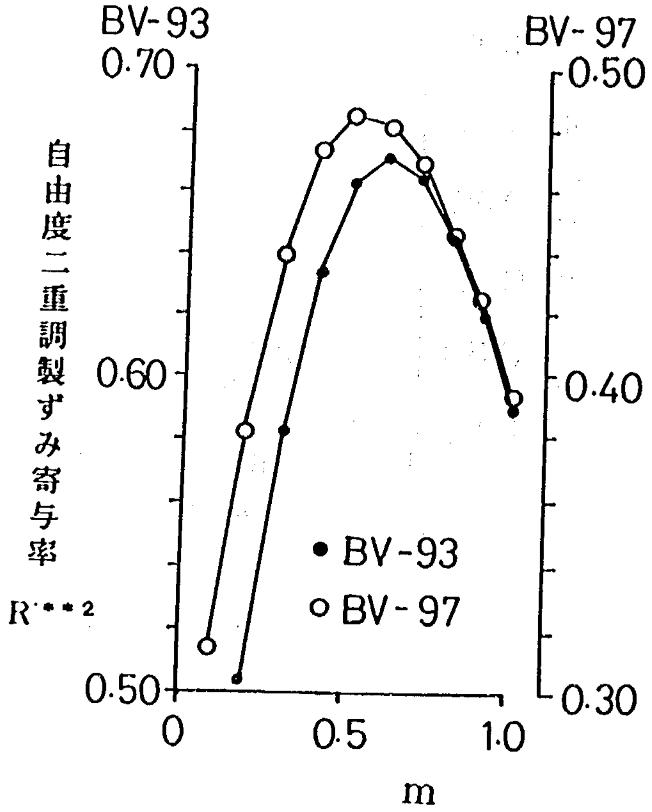
図－32(b)、同じくＢＶ－93の地下水位の変動状況を示した。昭和58年の地下水位の変動は、ＢＶ－97に比較して良く適合している。昭和59、60年の実測値と推定値の変動状況の差は２～12ｍみられる。また、昭和59年７月には、実測値と推定値との接近がみられ、ＢＶ－97と同様に防止工事の能力がまだ不足しているものと思われる。



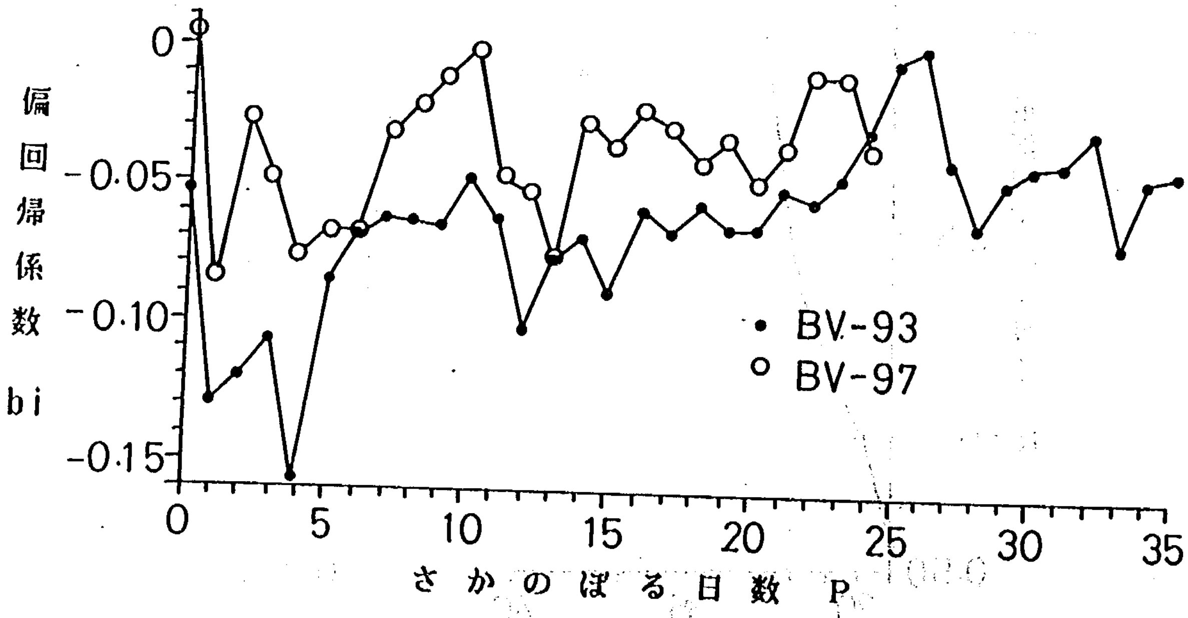
図－28　さかのぼる日数と重相関係数の関係



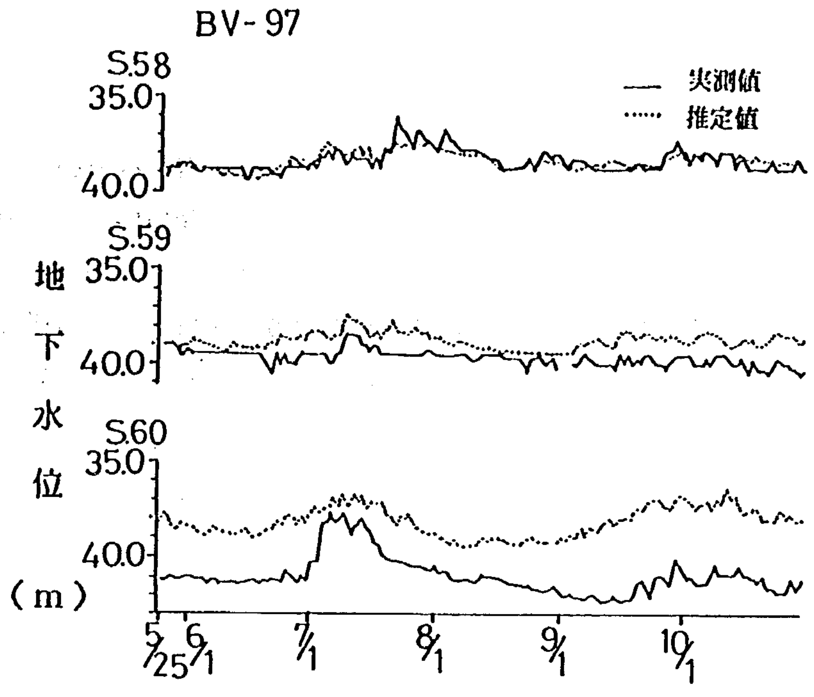
図－29　さかのぼる日数と自由度二重調整ずみ寄与率の関係



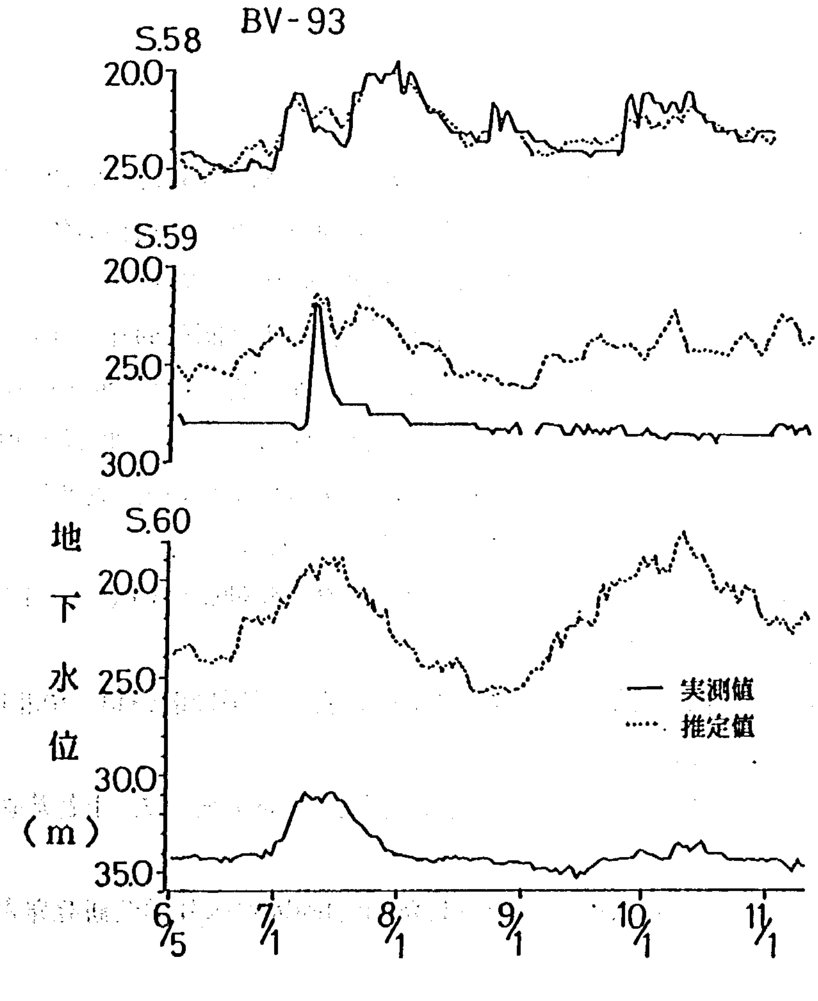
図－30　mと自由度二重調整ずみ寄与率の関係



図－31　さかのぼる日数と偏回帰係数の関係



(a)



(b)

図−32　地下水位のシミュレーション結果

あとがき

滝坂地すべりを、第三紀緑色凝灰岩地域における大規模な深層岩すべりのモデル試験地として、地すべり調査を実施した。この調査では、広大で且つすべり面が深い地すべりのための、移動量調査、地下水位調査、すべり面調査について、調査方法及び計測器の改良開発を行った。また、観測データをもとに防止工事の効果判定についても若干の考察を行った。今後は、これらの調査方法及び防止工事の効果判定方法等を更に充実させ、他の地すべり現場においても実施して行きたいと考えている。

参考文献

1) 渡 正亮，阿部彰夫：福島県、滝坂地すべりについて 新砂防 Vol.15,No.2 PP.1～15 1962.
2) 阿賀野川水系滝坂地すべり調査報告書 建設省北陸地方建設局 昭和54年8月
3) 滝坂地すべり技術検討会資料 福島県土木部砂防課 昭和58年7月
4) 滝坂地すべり調査 建設省土木研究所砂防事業調査費報告 昭和54年～60年
5) 藤田至則，鈴木幸治，国安 稔，長谷川良三，仁多見 郎，西山 享：地すべり崩積土内の亀裂の発生に関する実験とその意義 自然災害科学会誌 Vol.3,No.2 PP.29～40 1984.
6) 江口正紀，近藤政司，白石一夫，丸山清輝：滝坂地すべりについて 災害シンポジウム資料集 マスムーブメントに関する諸問題 地学団体研究会 1983.
7) 守随治雄：福島県西会津地域の地すべりとグリーンタフ変動について 日本応用地質学会 昭和59年度研究発表会予稿集 1984.
8) ダムサイト適地選定調査の手法と地すべり地形の意義 河川技術資料 東北地方建設局河川部河川計画課 昭和57年3月
9) 奥園誠之,小川正二：設計における土のせん断強度とC,φの考え方 土と基礎 Vol.32,No.12 pp.75～81 1984.
10) 針生幸治,山崎宣悦： すべり面検知装置の開発 第24回地すべり学会研究発表会予稿集 PP.134～135 1985.
11) 近藤政司，丸山清輝： すべり面検知装置について 第24回地すべり学会研究発表会予稿集 PP.136～137 1985.

12) 植村 武：新潟県下の地すべりの地質学的考察　地すべり　Vol.18,No.4　PP.39～43　1982.
13) 吉松弘行，福井義隆，白石吉信：下地蔵寺，怒田地すべりから見た御荷鉾緑色岩地帯の地すべりの特性について　地すべり　Vol.19,No.3　PP.19～26　1983.
14) 末峯 章，島 通保，小西利史：地すべり発生機構に関する二・三の知見（破砕帯地すべりの一例），京都大学防災研究所年報第23号B-1 PP.345～355 昭和55年4月
15) 栗原則夫： 粘土のクリープ破壊に関する実験的研究 土木学会論文報告集 第202号 PP.59～71　1972.
16) 猿供養寺地すべり調査報告書(資料編) 土木研究所資料第1249号　昭和53年3月
17) 中村浩之：現場技術者のための土質調査ポケットブック　PP.67～116　山海堂
18) 村山朔郎，赤井浩一，植下 協：大阪洪積層粘土の工学的特性　土と基礎　Vol.6,No.4　PP.39～47
19) 布施 弘：新潟県の黒色泥岩層にみられる地すべりの機構 地すべり　Vol.5,No.4　PP.9～12　1969.
20) 地すべり地の概査と調査の考え方　土木研究所資料　第1003号 昭和50年3月
21) 江川良武：地すべり地形の「分化」について 地すべり学会第17回研究発表会予稿集 PP.76～77　1978.
22) Morgenstern and Price法による地すべり斜面の安定解析法　土木研究所資料第1510号　昭和54年6月
23) 奥野忠一ほか：続多変量解析法　日科技連
24) 近藤政司，丸山清輝：地すべり斜面における降雨と地下水位の関係　第24回地すべり学会研究発表会予稿集　pp.108～111　1985.
25) 橋本ほか：確率統計水文学３　土木学会 Vol.63,No2　pp.66～76 1978.
26) 日野幹雄：非線形降雨流出系における流出予測　東工大　No6 pp.145～154 1968.

滝坂地すべり調査報告書

ISSN 0386-5878
土木研究所資料 第2404号
昭和61年9月 (1986)

吉 松 弘 行
近 藤 政 司
丸 山 清 輝

要旨 第三紀緑色凝灰岩地域における大規模な深層岩すべりのモデル試験地として，滝坂地すべりの地すべり調査を実施し，この調査をもとに，(1)地すべり運動特性 (2)地すべり発生機構 (3)防止工事の効果判定について考察を行った。

キーワード：第三紀層地すべり，調査方法，地すべり運動特性，防止工事効果判定，発生機構