

新潟県矢津地すべりの機構

湯原 浩三

国立防災科学技術センター第3研究部

西村嘉四郎・岩崎一雄・大久保太治

地質調査所

川本 整

大阪工業大学

Mechanism of the Yazu Landslide in Niigata Prefecture

By

K. Yuhara,

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

K. Nishimura, K. Iwasaki and T. Okubo

Geological Survey of Japan, Tokyo

and

O. Kawamoto

Osaka Institute of Technology

Abstract

The Yazu landslide in Niigata Prefecture occurred on 3rd April 1962. The scale of this landslide is rather small, having the area of about 8 ha. The area of landslide generally consists of Tertiary sandstone which is very fragile as if unconsolidated sand. The seismic method using refractive waves was applied to investigation of the underground structure of the area, and it is supposed that there are three layers of different propagation velocities of P-waves. The upper layer consists of the sand containing regoliths and silts, the next layer of fragile sandstone with velocities of 1.2—1.5 km/sec, and the third of mudstone with the velocity of 2.4 km/sec. Creeping may have occurred in the second layer, and the depth of the sliding surface corresponding to the boundary between the second and third layers may be ten and odd meters.

The triangulation method and the terrain photogrammetry were used to measure the motion of creeping, the latter method being recently developed by one of the authors and supposed to be suitable for the study of comparatively fast creeping. It appears from the measurements in the landslide area that 23 measured points in the area have moved mainly in the snow-thawing season

toward the valley. In the eastern part of the area the movements were larger than those in the western part.

The groundwater level in the landslide area rose remarkably after the melting of snow, but little after the rainfalls in summer. On the other hand, the quantity of drainage by the horizontal drainer drilled for the landslide prevention has increased just after the rainfalls in summer, but has not shown remarkable effects to the melting of snow. To explain these characteristic behaviours of the groundwater level, some theoretical considerations were made and the following results were obtained. Cold water of melted snow which infiltrated into the sand layer is scarcely discharged through the drainer because of its relatively high viscosity, and is stored in the sand layer only so as to increase the total mass of sliding body. Conversely, warm water originated from summer rain has lower viscosity and may easily flow out of the sand layer. Thus, the melting of snow might contribute to the landslide of this area.

1. 矢津地すべりの沿革

矢津地すべり地は新潟県栃尾市大字北荷頃にあり、刈谷田川の支流である西谷川に注ぐ小支流、矢津川の右岸に位置する(図1)。

昭和37年4月3日、突然面積8.3haにわたって地すべりが発生した。この地方ではちょうどこのころが融雪期にあたっている。地すべり地の斜面上部の各所には、0.2~0.3mの割れ目が生じ、数十cm陥没した。一方、下方の田畑約0.2haが30cmほど隆起した。これによって人家25戸が被害を受け、矢津川右岸のダム(昭和28年施工)が破損した。新潟県当局は、昭和37年度に国庫補助を得て、地下集水井筒工等の緊急防止工事を施工したが、移動は止まらず、割れ目、断層がますます拡大する状況となったので、昭和38年1月7日、地域内民家に危険防止のため移転を勧告した。昭和38年4月中旬、ふたたび融雪期になると、地すべり移動は非常に活発となり、1日の移動量0.2~0.25mにも達し、昭和38年4月18、20、23日について民家3戸の取りこわし移転を行なった。県当局は、その後も6か年で約1億2千万円の事業費を投じ、防止工事を行なっており、その結果、地すべり滑動はやや緩和されたとはいうものの、融雪期にはくり返し滑動が起こっている(長岡土木事務所、1967)。

写真1は矢津地すべりの全景を示したものであり、表1は昭和42年現在の被害内容である。

2. 地形・地質の概要

矢津地すべり地は、太平山(標高592.6m)から北北東に延びる尾根の先端に位置する。広岡(1948)によれば、ほぼこの尾根の分水界に沿って北北東方向の背斜軸があり、さらにこの背斜軸に沿って西落ちの断層がある。太平山付近には石英安山岩類からなる寺泊層が露



図1 矢津地すべりの位置

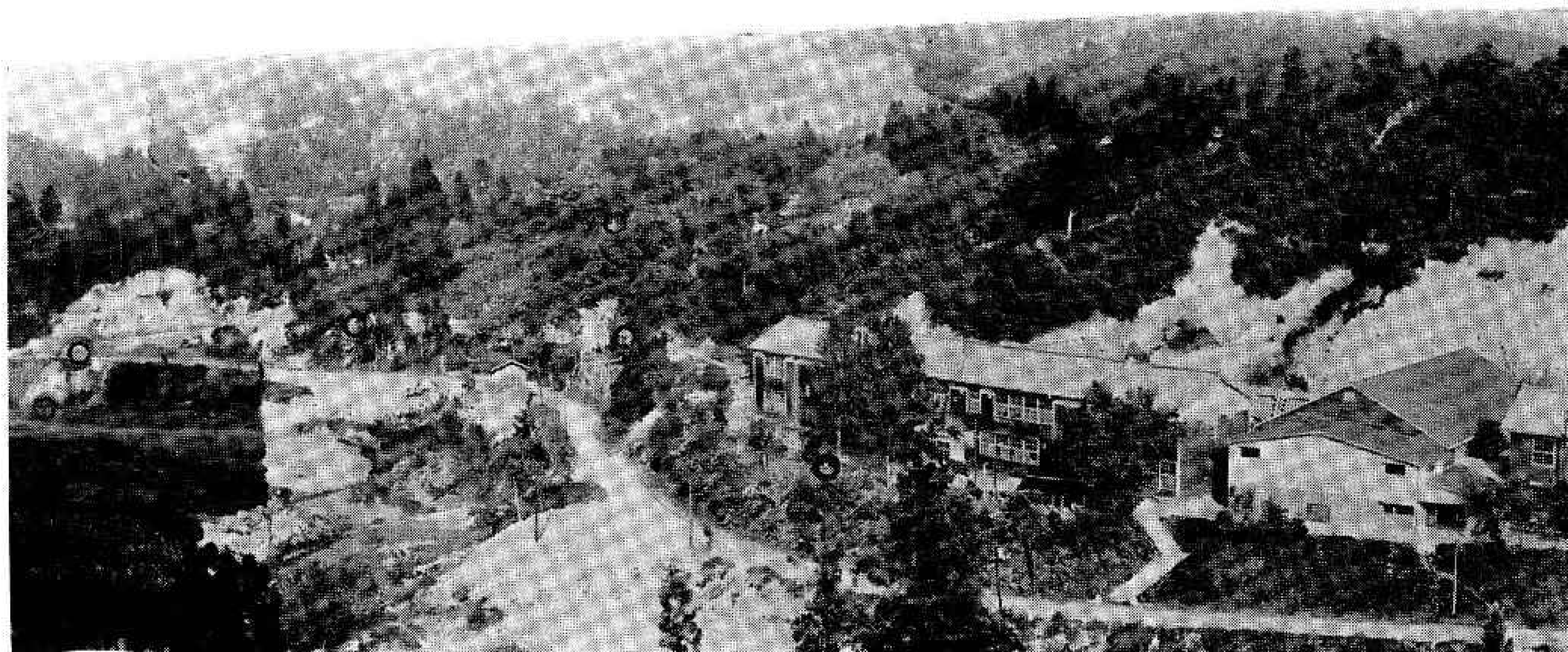


写真 1 矢津地すべりの全景

表 1 昭和42年現在の被害内容

被害面積		構造物被害		
全面積	21.7 ha	学 校	1	
耕地	田	民家	住 宅	36 移転勧告8戸, 移転完了4戸
	畑		その他	13
山 林	12.0 ha	道 路	県 道	600 m
そ の 他	2.2 ha		市 道	2000 m
		橋		2
		堰 堤		3
		用 水 路		800 m

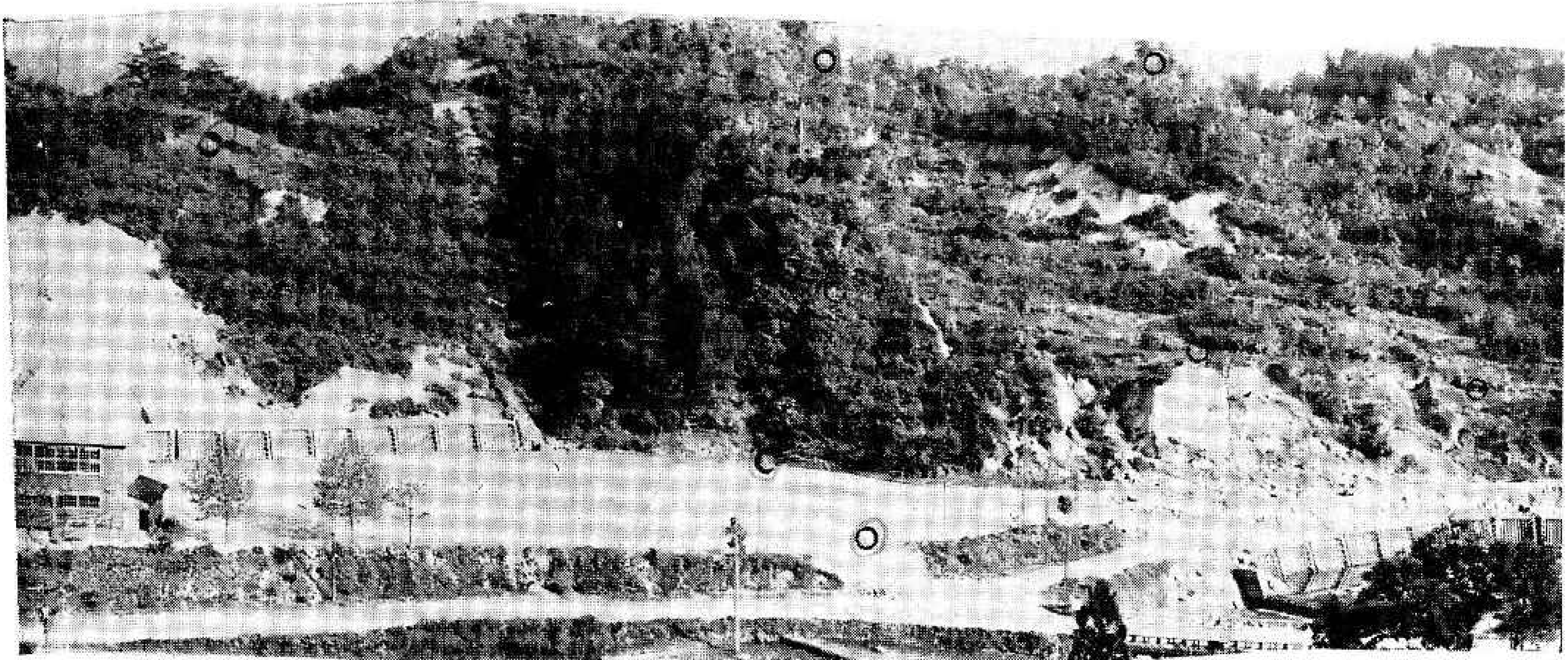
出し、それをとりまいて椎谷層が分布している。椎谷層の最下部 (S_1) は安山岩質集塊岩類であって、その上は暗灰色泥岩 (S_{2a})、花こう質砂岩 (S_{2b})、および両者の互層 (S_{2c}) とかからなっている。椎谷層の最上部は暗灰色泥岩 (S_3) であって西谷川上流域に露出している。以上のほか、 S_2 、 S_3 の層準には、レンズ状の安山岩質集塊岩類 (S_4) がはさまっている (図 2)。

矢津地すべりは上述の背斜構造の北西翼にあたり、花こう質砂岩中に発生している。

3. 弾性波探査

(1) 測定方法

測定は一般の屈折法によった。換振器は NECVP-220 M 型と VP-420 M 型で、ともに固有振動数は 20 c/s, 出力は約 0.11 V/(cm/s) である。増幅器は、最大増幅度約 60 dB のトランジスタ平衡型および集積回路によるものを用いた。電磁オシログラフは三栄 300 A 型、



丸印：地上写真測量の標識

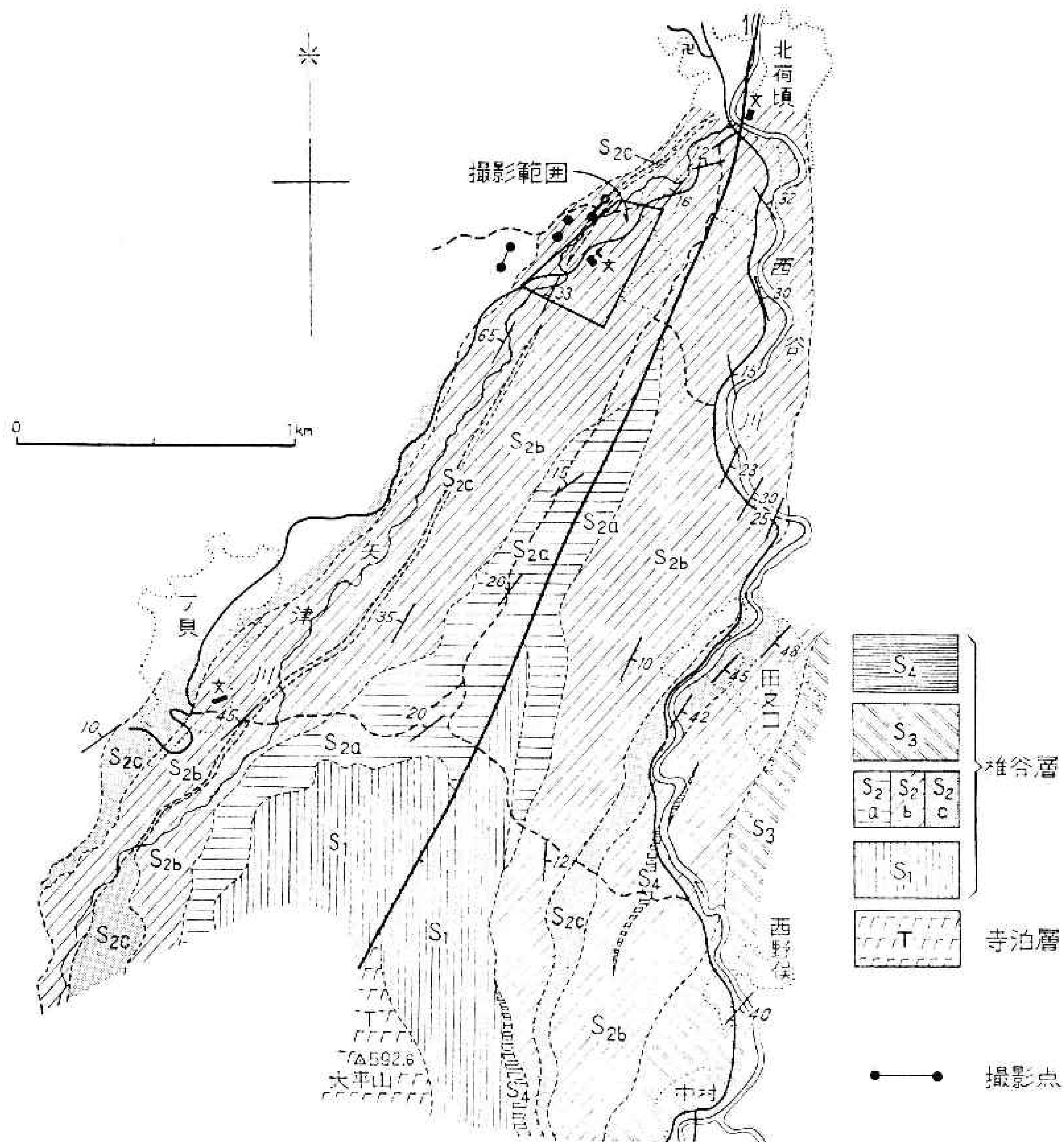


図2 矢津地すべり地周辺の地質。地上写真測量の撮影範囲も示す。

検流計は三栄 G-30 A で、固有振動数は 30 c/s、感度は約 1.5 mm/ μ A である。

図3に示した A, B, C, D の4測線に沿って、10~15 m 間隔に換振器を設置し、80~90 m 間隔で爆破を行なった。測線の総延長距離は 0.94 km である。

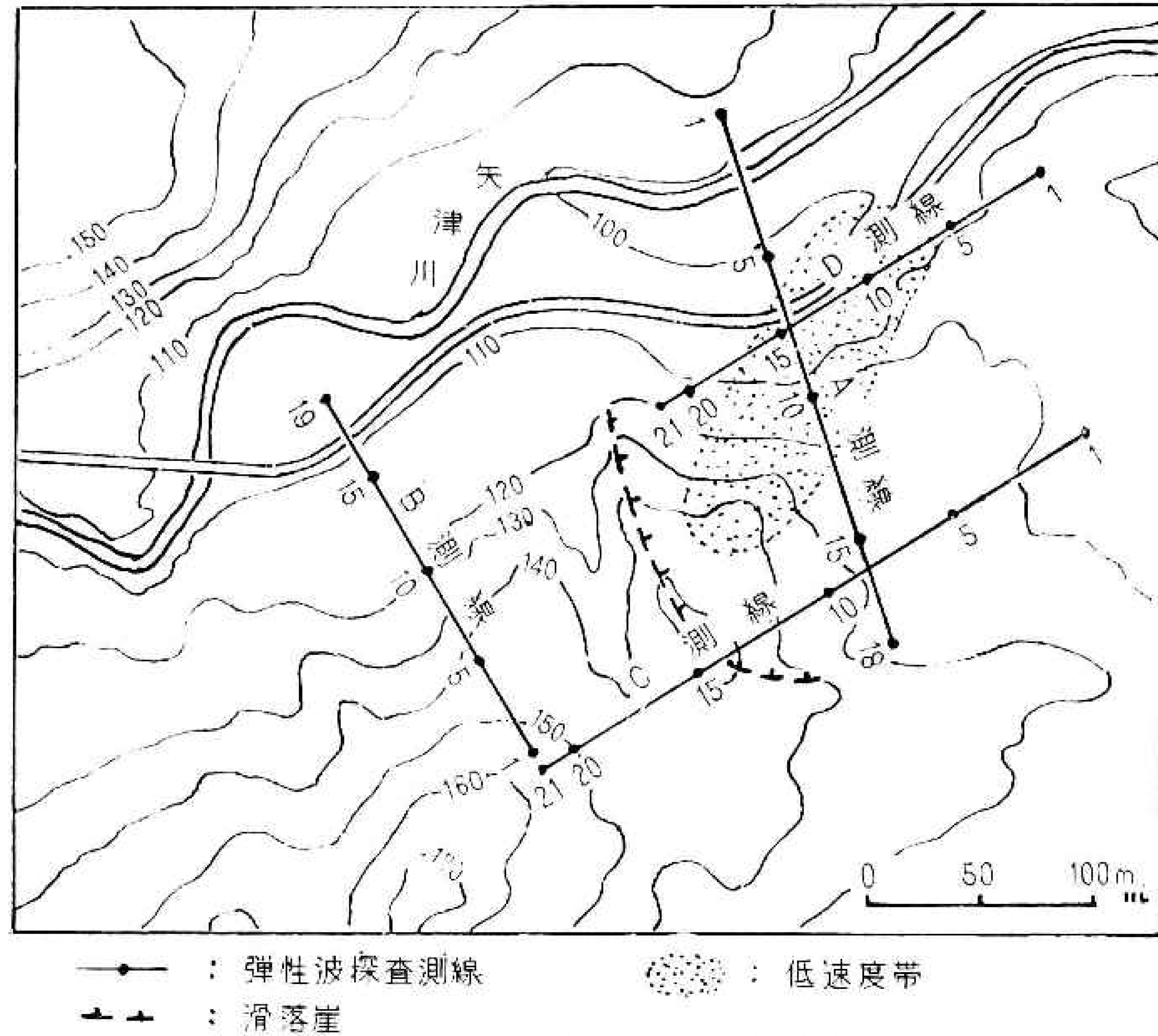


図3 弾性波探査の測線位置

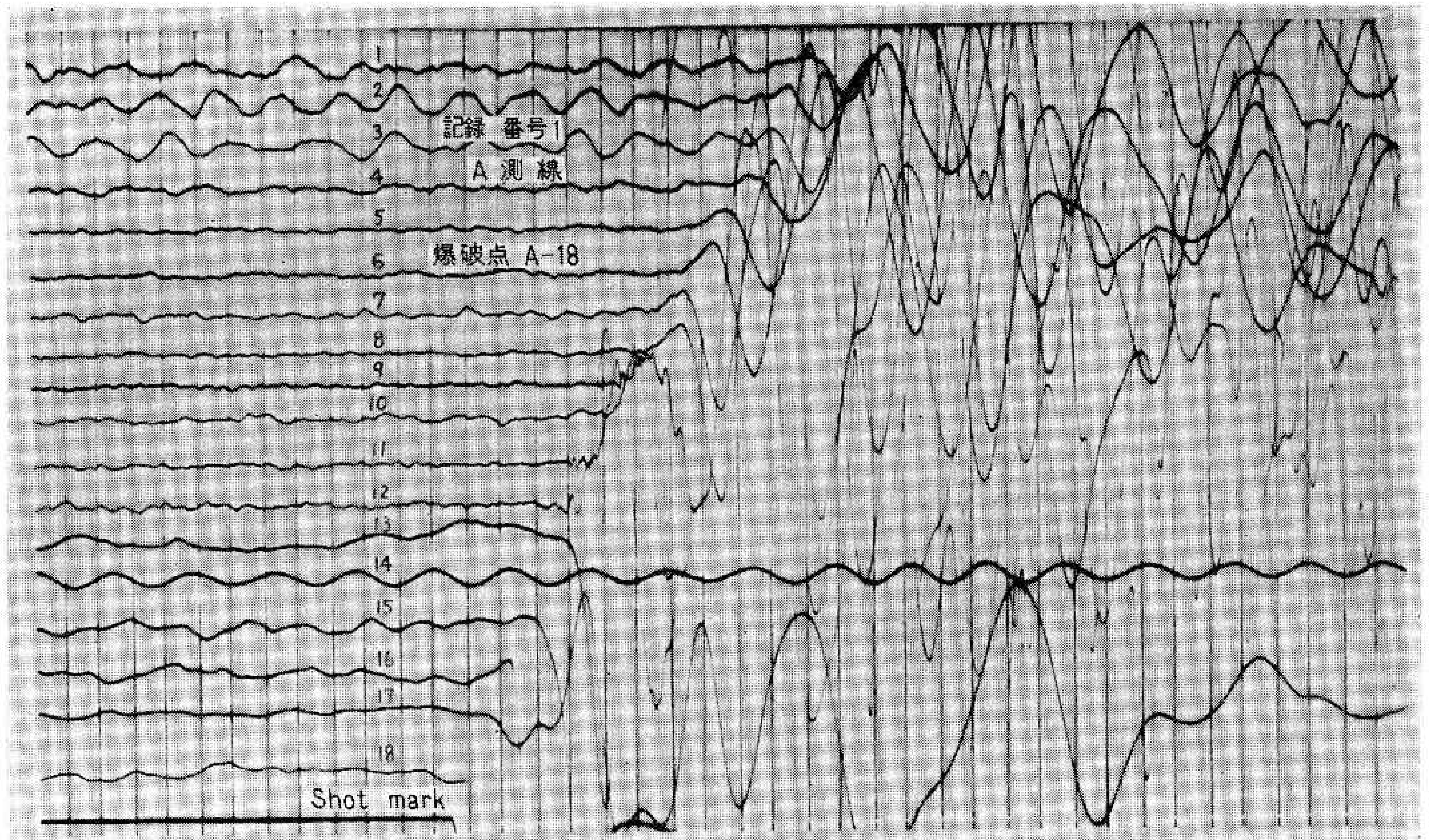


図4 弾性波探査の記録の1例

記録は、1例を図4に示したように、一般に初動の立上りは遠距離ではあまり明確ではなく、距離による初動振幅の減衰も大きい。

(2) 走時解析

各測線についての走時図を図5に示す。爆破点近傍の走時から、表層に速度が平均 0.5

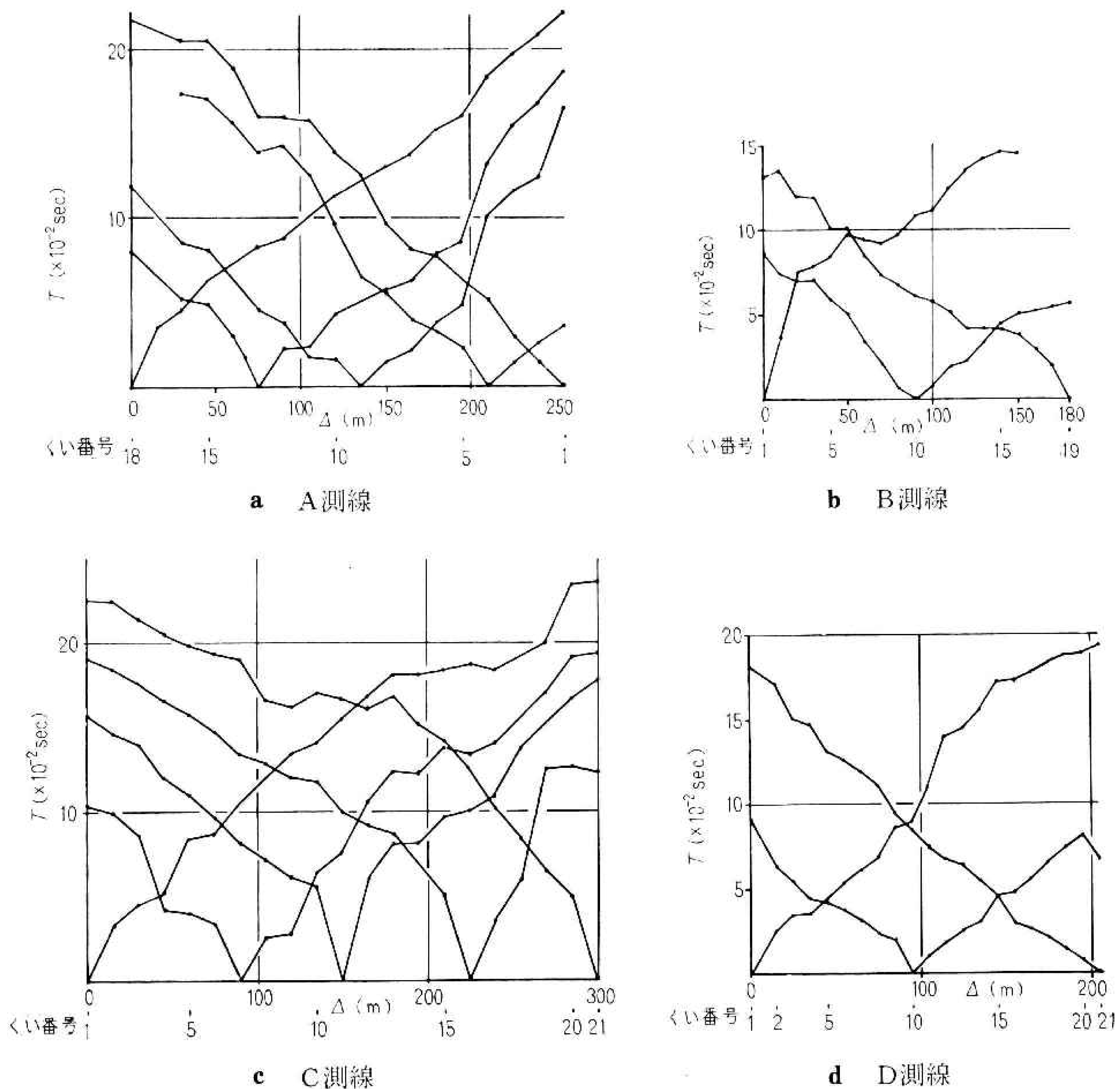


図5 走時図

km/s の層が存在していることがわかる。つぎに、走時図から地下構造を求めるために、はぎとり計算によって正逆走時曲線に対応する T' を求め、これの走時図を図6に示した。これは、計算で求めた T' をスパンの大きいものから順に ●, ◎, ○, × の印で示し、これらを行きわたるだけ数少ない直線群で結んだものである。直線の横の数字は速度 (km/s) を示す。

まず、最長の C 測線について検討すれば、図6(c)に示すように、はぎとり計算によって、0.6, 0.8, 1.2, 1.5, 1.6, 2.4 km/s の速度値が求まる。図から判断して、第2層は $V_2=1.2$ km/s の層であることは間違いない。第3層として $V_3=2.4$ km/s の層を仮定すれば、

$$1/V_{2,3} = 1/V_2 + 1/V_3$$

の関係から、 $2V_{2,3}=1.6$ km/s が得られる。また、0.6 km/s, 0.8 km/s もそれぞれ $2V_{1,2}$, $2V_{1,3}$ の値として説明できる。したがって、

$$\text{第1層} \quad V_1 = 0.5 \text{ km/s,}$$

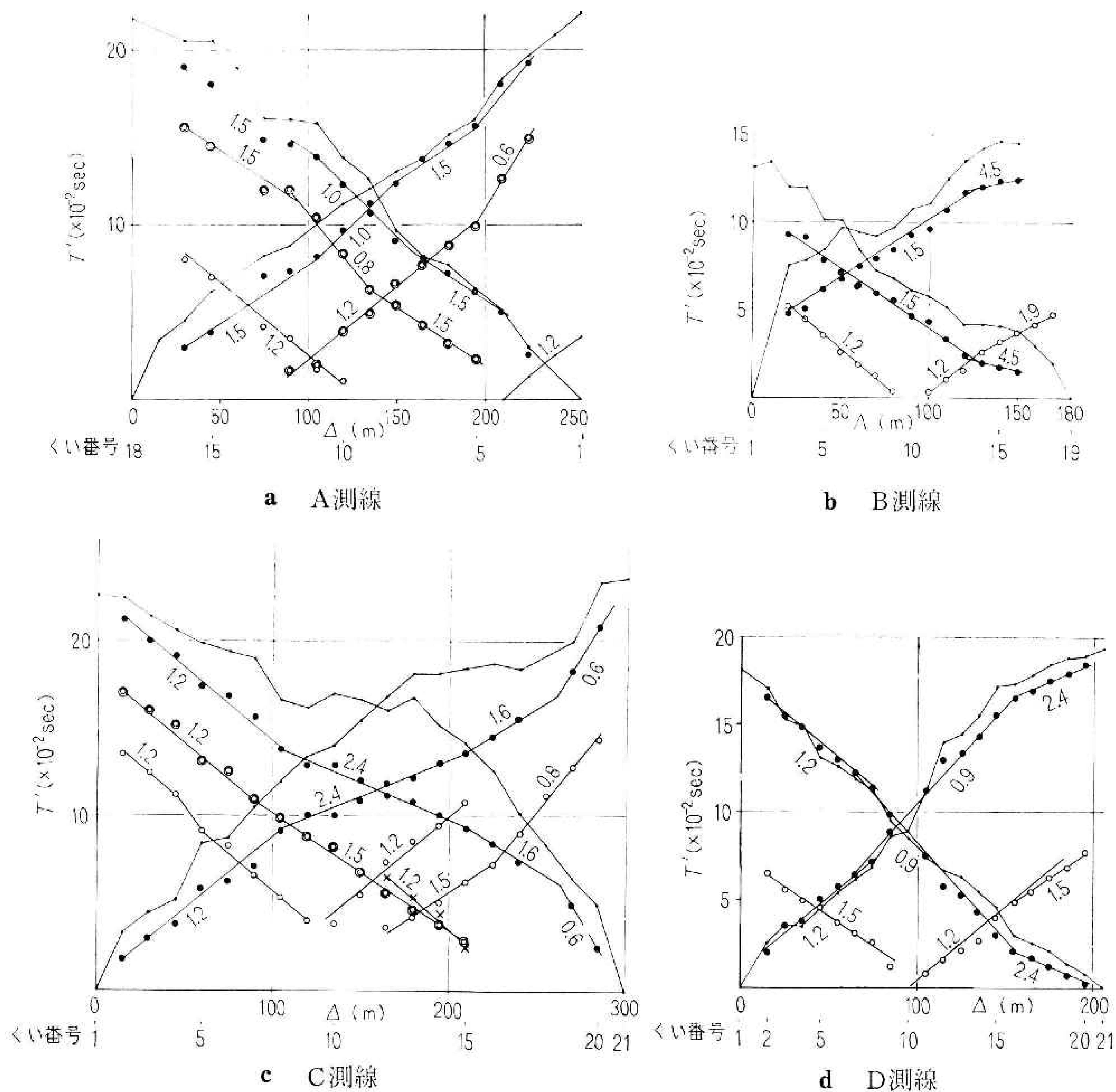


図6 T' 走時図. T' 直線.

第2層 $V_2=1.2 \text{ km/s}$,
 第3層 $V_3=2.4 \text{ km/s}$

なる3層構造を考えると、C測線についての走時図を矛盾なく説明することができる。

このような見地から、他の測線についても検討する。A測線では、図6(a)に示すように、 V_3 の値が表われていない。しかし、測線が短いこと、 $2V_{2,3}$ が表われていること、さらにC測線と交わる測線であることを考慮すれば、C測線と同様な3層構造を考えても矛盾はない。ただし、この測線では、くい番号8~11と3~5の付近の第3層(2.4 km/s)中に、0.6~1.0 km/sの低速度帯が見られることは興味深い。

このA測線と交わるD測線(図6(d))では、くい番号7~16の間に低速度帯が存在する。この位置は、A測線上で見られた低速度帯の位置と一致している。くい番号16~21の間では、表層はほとんどなく、 V_2 と V_3 の速度層の2層構造となっている。またくい番号1~7の間では、 V_2 は1.2~1.5 km/sである。

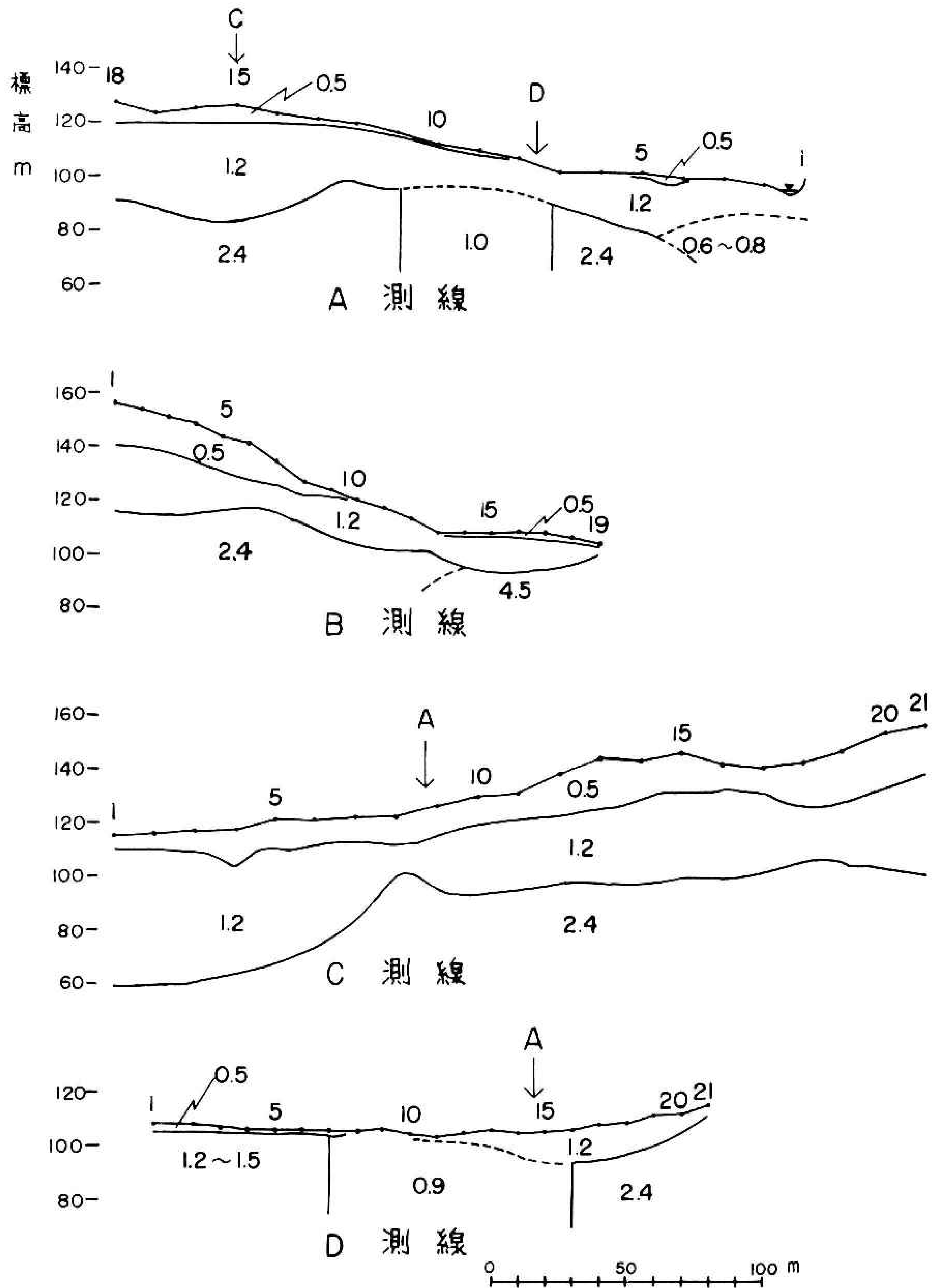


図 7 弾性波探査より推定した地下構造

B 測線の走時図 (図 6(b)) によると, くい番号 1~13 の間では, V_1, V_2, V_3 の 3 層構造を考えると矛盾はないが, くい番号 13~19 の間では, 1.9 km/s, 4.5 km/s という新しい速度値が求まっている. B-1 地点での爆破による記録 (2 回記録した) では, くい番号 17~19 の地点の初動が不明確なために, 確かなことはわからないが, 一応第 3 層の速度を 4.5 km/s と仮定すると, 1.9 km/s の速度は $2V_{2,3}$ として説明することができる.

以上のような検討結果に基づき, はぎとり法と図式法とを併用して地下構造を求めた結果

を図7に示す。図中、地表面に沿って示した数字はくい番号である。

(3) 地下構造の検討

図11に示したIとIIの地点でのボーリングの結果（地質柱状図の概略は図12に示す）によると、調査域の地質は砂岩泥岩の互層からなり、上部は砂岩主体、下部は泥岩主体の傾向にある。このボーリングの結果と、さきに述べたこの地域の地質と、今回の探査で求めた弾性波伝ば速度（縦波）とを対比すると、調査地域の地下構造をつぎのように考えることができる。

第1層：表土およびシルトを含む砂、弾性波伝ば速度は 0.5 km/s.

第2層：砂岩主体の砂岩泥岩の互層で風化の度合いは著しく非常にもろい。S_{2b}層に対応。弾性波伝ば速度は 1.2~1.5 km/s.

第3層：泥岩主体の砂岩泥岩の互層でかなり風化している。S_{2a}層に対応。弾性波速度は 2.4 km/s. この層中には速度が 0.9~1.0 km/s の砂岩主体の破砕帯が存在する。

第4層：S₁層に対応する岩盤で弾性波速度は 4.5 km/s. 調査域のほとんどで未検出。

地すべり滑動は主として第2層中で起こっていると考えられるが、第3層中に破砕帯が存在することも興味深い。破砕帯の平面的位置は図3に示されているが、この地区は上部陥没、下部隆起型の地すべりを起こしている地区であり、滑動も激しい(川本整, 岡本敬一, 1969).

4. 変動量測定

地すべりの運動機構を論ずる際には、運動の状態を適確につかむことがまず必要である。そのため昭和41年12月と昭和42年5月には、一等三角測量方式に準ずる精密三角測量を、昭和42年5月から昭和44年11月にかけては普通の三角測量と地上写真測量を行なって、変動量を正確に求めることを試みた。

精密三角測量では、図8に示すように(1)~(6)の基準コンクリート測台をもって標準四辺形2個を一連とした三角網を構成し、これら測台から変動標的コンクリート柱を観測した。図中(6)と(7)を結ぶ直線が三角網の基線である。基線測量には25mインバール尺を、水平角観測にはWild T₃経緯儀を使用した(地質調査所技術部, 1967; 岩崎一雄, 1970)。

精密三角測量法による第1回観測と第2回観測の間、すなわち融雪期をはさんだ147日間の変動量を第2表に示す。この期間の変動は、図9に示すように、ほぼ最大傾斜方向に向かう単純な動きであるが、移動速度は大きく、147日間に3~14cmで、1日あたり平均0.23~0.99mmに達している。このような比較的大きな移動に対しては、必ずしも一等三角測量方式に準ずる精密三角測量によらなくてもよく、Wild T₂を用いて測角しても変動傾向をつかめることが確認された。

したがって、昭和42年5月以降、同年11月、昭和43年10月、昭和44年5月、11月の計5回の測量はWild写真経緯儀のトランシット部分(T₂同等)を用いて行なわれた。表2

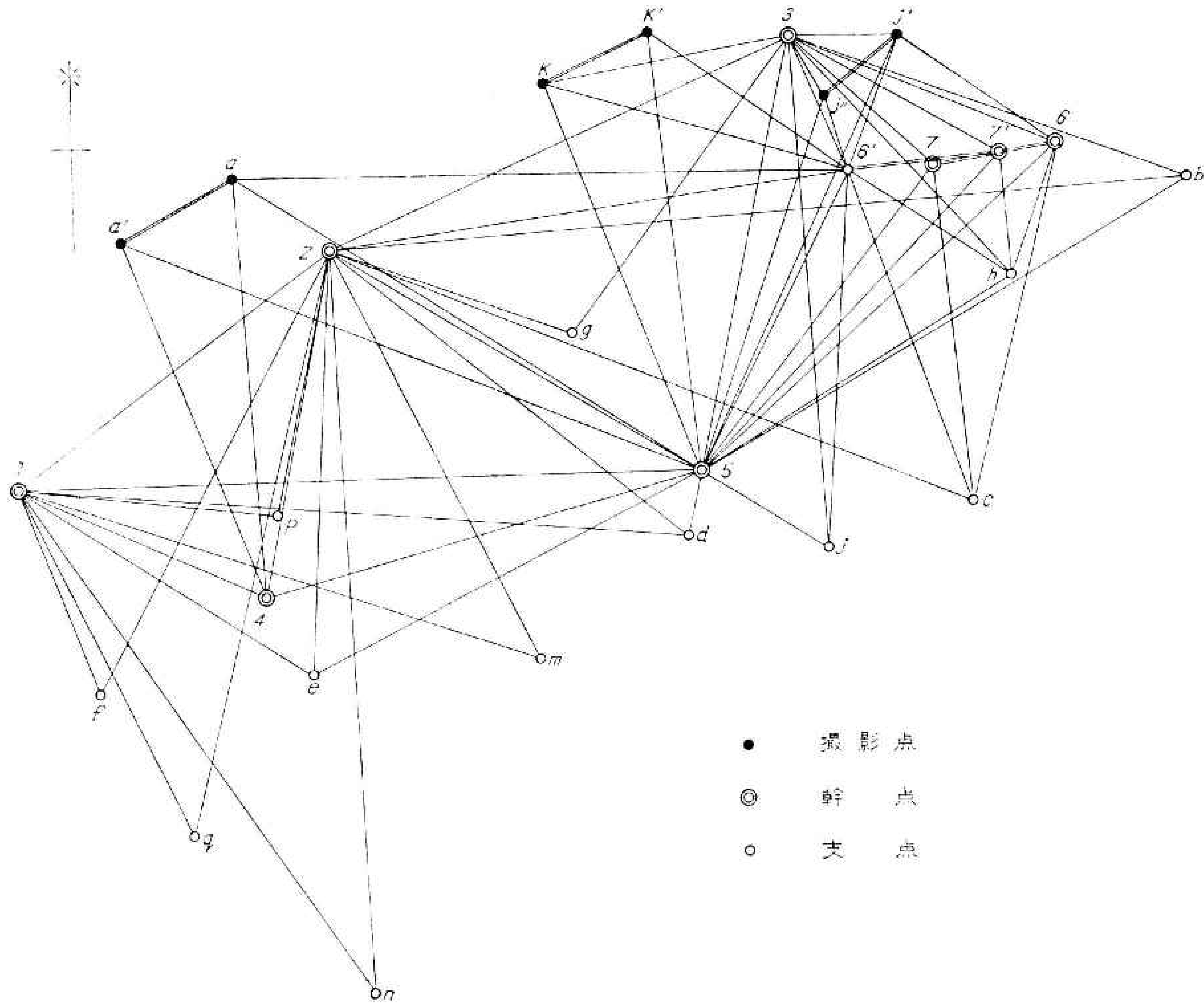
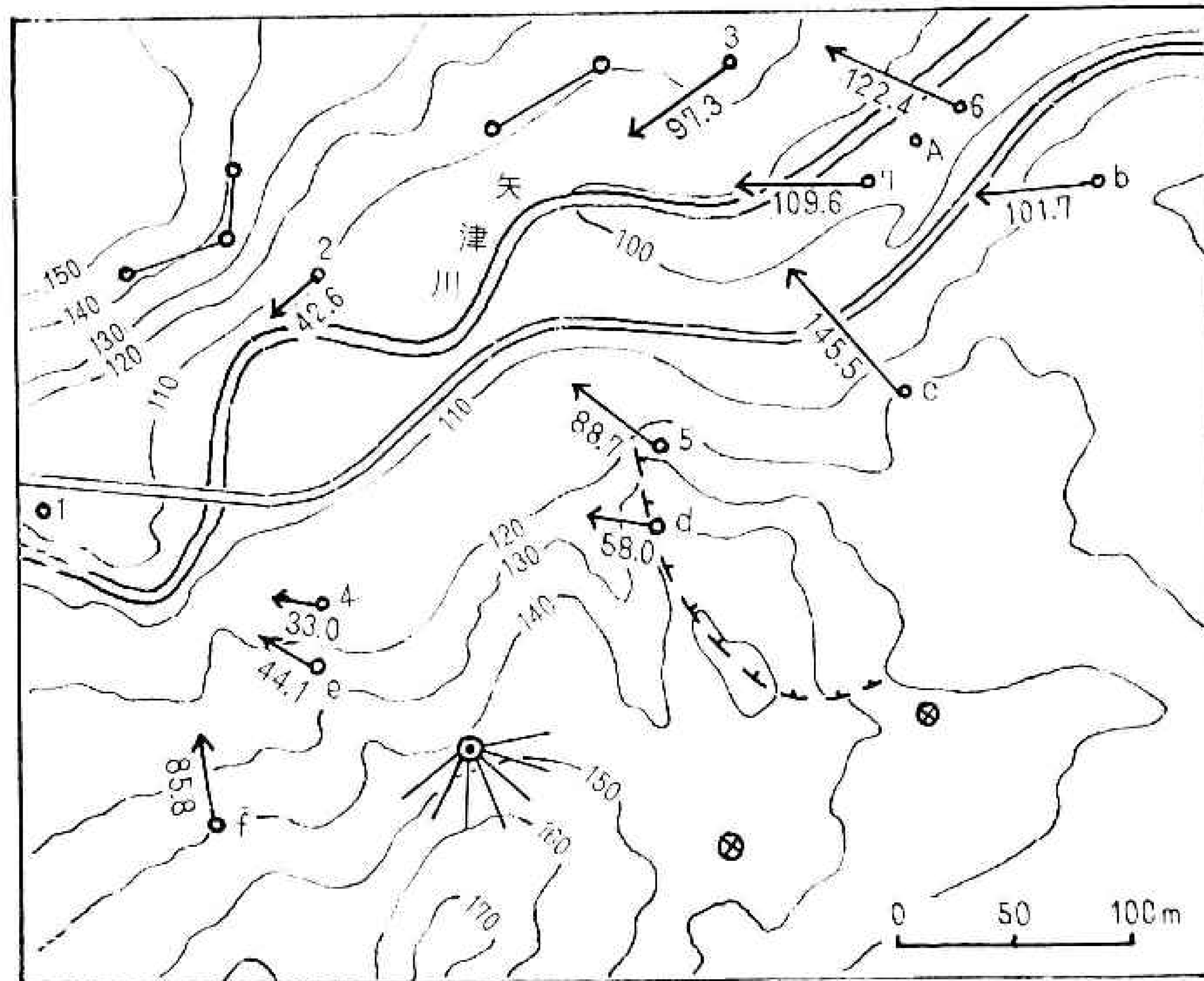


図8 三角網図



- ←○ : 昭和41年12月と42年5月の間の移動量, mm
- ⊗ : 水位観測井 ⊙ : 排水量観測位置
- : 写真測量基線

図9 昭和41年12月と昭和42年5月の間の変動量

表 2 三角測量により求めた変動量 (mm)

測点	41年 12月 ~ 5月			42年 5月 ~ 11月			42年 11月 ~ 10月			43年 10月 ~ 5月			44年 5月 ~ 11月			
	x	y	z	x	y	z	x	y	z	x	y	z	x	y	z	
2	-28	-32	-4	43	-5	-5	-2	7	-9	-10	-4	14	-26	29	-22	45
3	-56	-80	-9	97	-9	37	7	16	47	3	-61	77	56	75	40	102
4	6	-33	-2	33	4	-9	-10	14	8	70	-22	74	-15	34	-14	40
5	53	-71	-45	89	4	-24	27	37	472	45	-180	507	37	80	-13	89
6	50	-112	41	122	-8	-29	40	49	528	4	245	582	11	58	5	59
7	-1	-110	-10	110	0	-29	40	49	284	-73	95	308	73	91	12	117
a	-30	23	-9	37	-12	-4	24	27	10	15	12	22	40	27	15	51
b	-9	-101	2	102	-4	-36	40	54	135	49	-5	144	75	121	-12	143
c	108	-97	-41	146	10	-26	35	45	633	32	-113	644	67	94	-21	117
d	9	-57	-15	58	5	5	19	20	174	91	-49	202	31	97	-16	103
e	21	-39	-9	44	8	16	23	29	65	7	4	65	-8	32	-10	34
f	84	-16	-10	86	25	-11	18	33	24	17	-7	30	45	-15	-12	49
g									58	9	3	59	10	45	18	49
h									650	-74	-103	662	83	105	-23	136
h'					104	23	24	109								
j									461	169	-246	549	17	106	-34	113
j'					-24	-7	48	54	44	6	-50	67	59	91	-13	109
k					-20	-6	35	41	24	32	-5	40	30	39	-26	58
m									133	-26	-7	136	26	44	-6	51
n									51	42	747	750	-57	44	18	74
p									5	-18	-11	22	4	28	-9	30
q					47	2	13	49	54	15	-53	77	-35	8	-10	37
r					5	7	-251	251	-38	44	270	276	7	15	-15	22

はそれぞれの期間の三角測量による変動量を示したものである。

一方、地すべりのように変動量が比較的大きく、各部分の動きが一様でないような動きに対しては地上写真測量法が有効である。地上写真測量法とは、ひと口に言えば、空中写真測量法を水平に直したものであって、地すべり地に面する不動地内に定めた撮影点から地すべり地を撮影し、写真測量する方法である。この方法には、すでに西村ほか(1968, 1970)によって検討されたように、いくつかの利点と欠点とが知られている。まず、利点としては、

- (1) 地すべり地域内の広い範囲に速い変動がある場合には、変動地域内に多くの基準点を設け、これらに厳密な同時性をもった測地座標値を与えることは不可能であるが、地上写真測量法では被写体内に基準点をつくる必要がない。
- (2) 撮影点の座標を正確に与えることができる。
- (3) 撮影点の座標が決定されると、野外作業は写真の撮影だけとなり、一定の時間間隔をおいて撮影された写真から、室内において、随時多くの点について変動量を一度に測定することができる。

一方、地上写真測量法を実際に用いる場合の問題点としては、

- (1) 空中写真に比して基線長が短く、そのために精度が悪くなる。
- (2) 空中写真に比して被写界深度が大きく、立体観測がやや困難である。
- (3) 撮影点の選択には地形的な制約を受けるため、隣接写真との間に立体像が得られない。
- (4) 機器の固有誤差と観測誤差の影響が大きい。
- (5) 写真現像過程での感光乳剤の流動による誤差が無視できない。

これらの問題点については実験的、理論的にいろいろ検討が加えられ、矢津地すべり程度の変動量をもった地すべりには、地上写真測量法が十分実用に供せられるものであることが確認されている。

観測は昭和42年5月、11月、昭和43年10月、昭和44年5月、11月の計5回、Wild写真経緯儀を用いて行なわれた。矢津川をはさんで地すべり地の対岸に3対の撮影点が設けられた。ここでは地層の傾斜方向と山腹斜面の傾斜方向がまったく逆であって、いたるところに新鮮な断崖があり、浸食による局所的な崩壊あるいは崩落を除いて安定している。撮影した地上立体対写真の1例を写真2に示す。地すべり地内には計23か所の被測定点を設置した。前述の写真から、これら被測定点の位置の座標を算出する方法は西村(1970)によって概説されている。このような地上写真測量によって得た変動量を図示したものが図10である。また、地上写真測量の成果と三角測量の成果の較差は、平方誤差であらわして、 $\pm 25.4 \sim \pm 46 \text{ mm}$ であった。この誤差は、前述したような、地上写真測量法に含まれる種々の問題点によるものと思われるが、これをより小さくする見通しも得られている。

図9、図10、表2から矢津地すべりの変動状況について、次の諸点が明らかにされた。



写真 2 地上立体対写真の1例

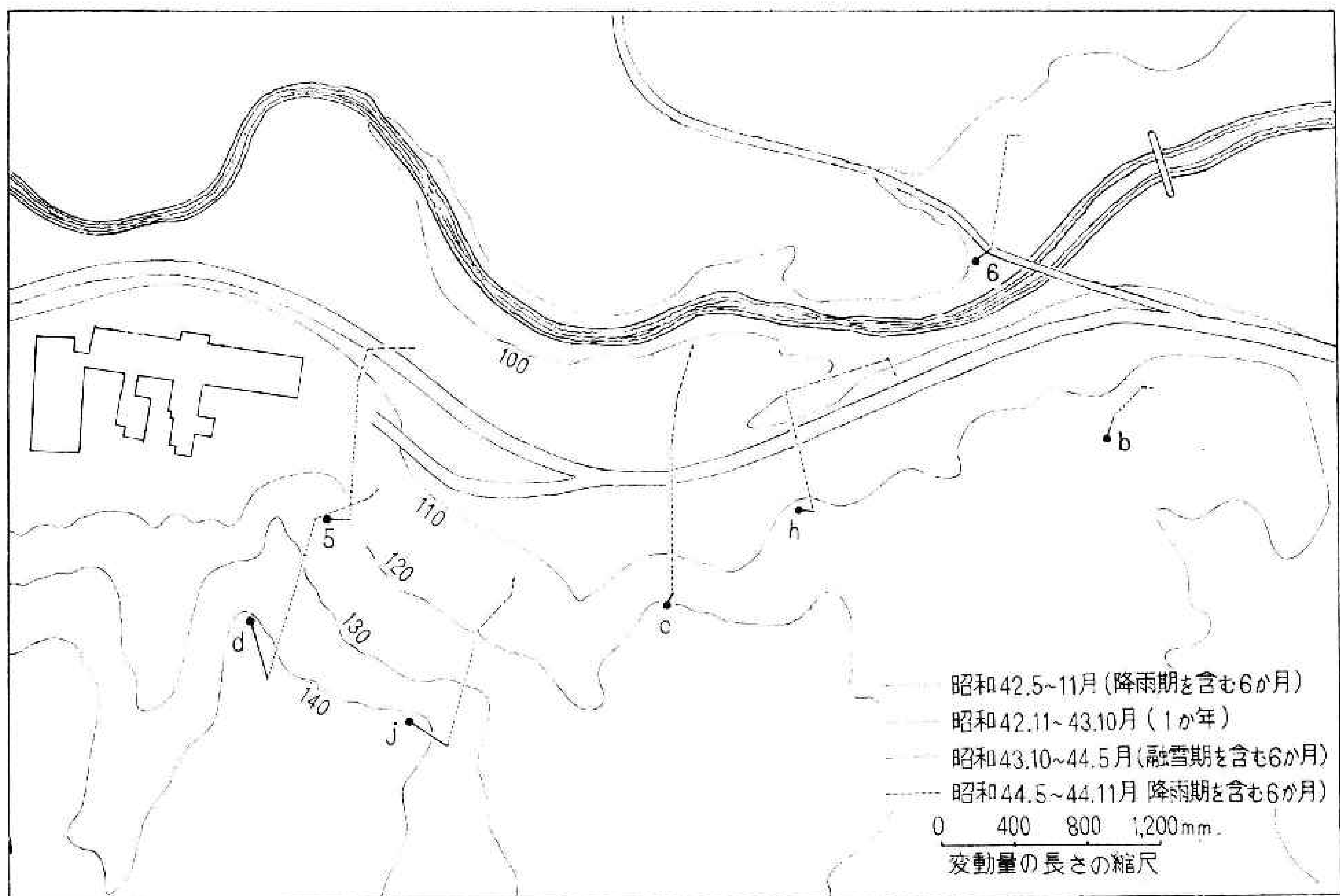


図 10 地上写真測量法で測定した変動量

- (1) ほぼ全域にわたって移動は川の方に向かっている。
- (2) 中央部にほぼ南北に走る滑落崖があって、それを境として東方の移動量が西方に比して大きい。
- (3) この滑落崖より東方の地区は、弾性波探査の結果、 2.4 km/s の速度層中に $0.9 \sim 1.0 \text{ km/s}$ の低速度層が存在することがわかった地域と対応している。
- (4) 移動量は積雪期を含む期間に大きく、従来から融雪期に活発に滑動するといわれていることを裏書きする。

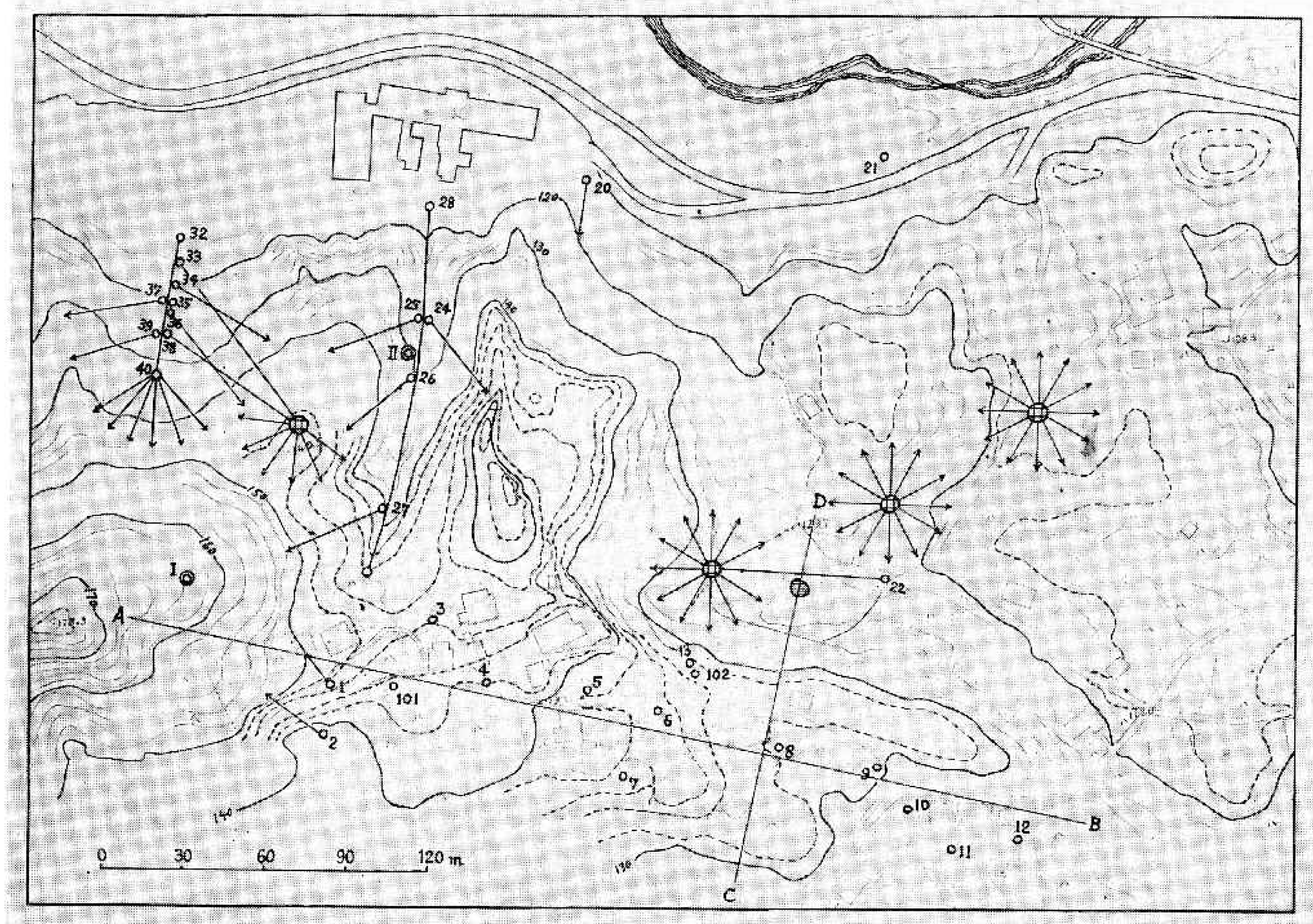


図 11 井戸，排水孔，排水溝の分布

(5) 上部陥没，下部隆起の現象が顕著にあらわれている。陥没がもっとも大きかったのは j 点で，昭和 42 年 5 月から昭和 44 年 11 月の間に 286 mm 陥没している。一方，地すべり末端の No. 6 点では，昭和 41 年 12 月から昭和 44 年 11 月までの間に 322 mm 隆起している。

表 3 地下水位測定値

5. 地下水位の変化

一般に，地すべりの変動が融雪期に大きくなるのは，融雪水が地中へ浸透するためといわれている。この地域の地下水は，砂岩層中には含まれているごく薄い泥岩層によって，不完全ではあるが数層に分けられているようである。最上層の地下水は，地表面から数 m の深さに存在し，付近に散在する民家の飲料水として使用されている。この地下水層は地すべり地の斜面の数か所に露出し，泉となっている。またこの斜面からは，新潟県

井戸番号	地面標高 m	水面の深さ cm	水面標高 m
1	147.5	横 穴	
2	138	横 穴	
3	146.2	—	
4	142.0	393	139.1
5	138.5	477	133.7
6	136.5	504	131.5
7	136.2	掘 抜	
8	131.8	90	130.9
9	130.2	173	128.3
10	127.5	わき水	
11	126	わき水	
12	125	—	
13	128	わき水	
101	143.8	211	141.7
102	131.5		

によって地すべり防止のために、多くの排水孔が横に打込まれている。

図11は地すべり地域内の井戸、排水孔、排水溝などの分布図である。表3には昭和42年11月2日に測定した地下水面の高さを示す。図12は図11のABおよびCD線に沿って描いた断面図である。また図11のNo.101とNo.102において、昭和41年9月から昭和

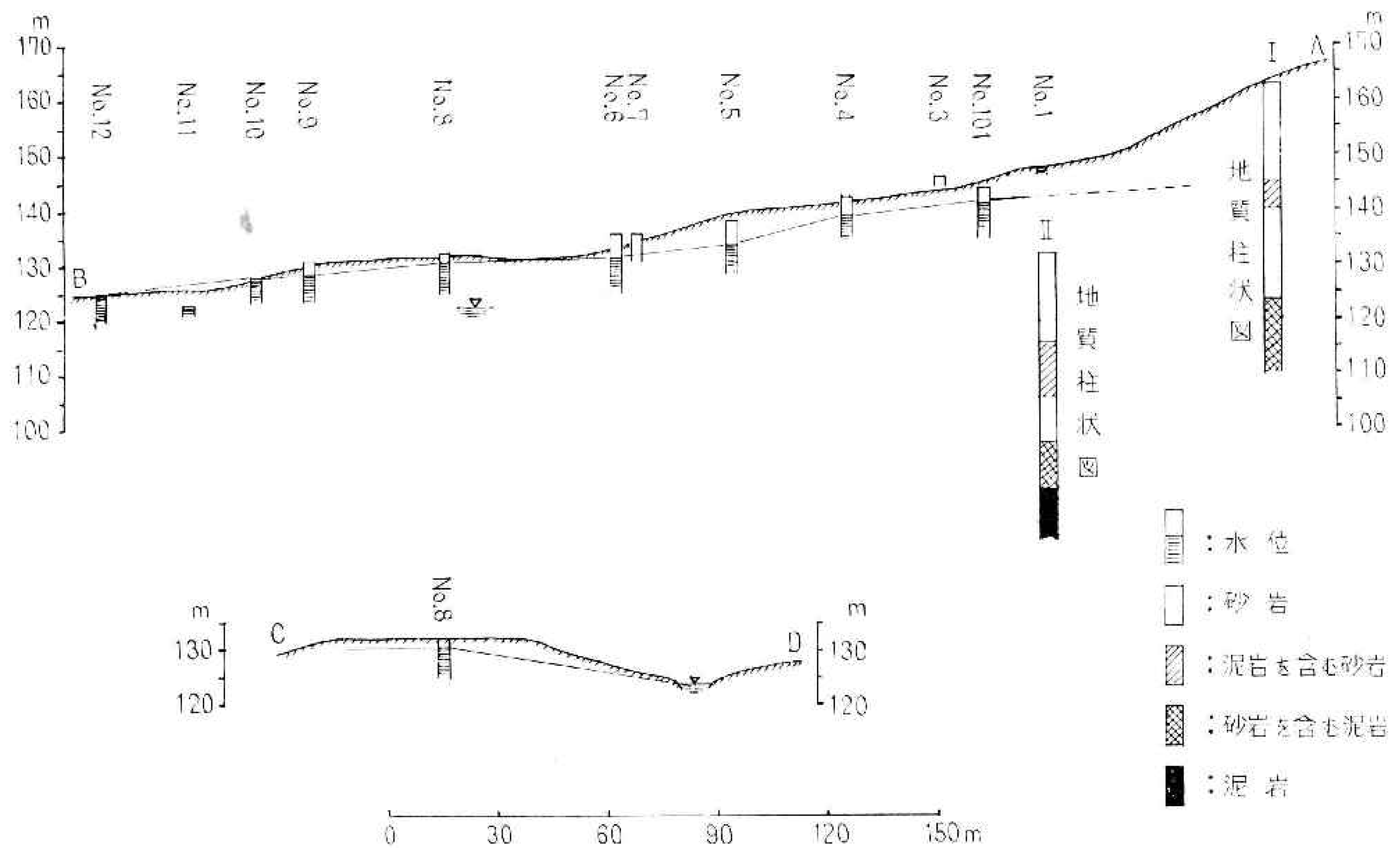


図12 図11のAB, CD線に沿う断面図

表4 排水孔からの地下水排出量

井戸番号	排水孔よりの地下水排出量 l/min					
	41. 8.10	41. 9.17	41.11.27	42. 5. 1	42. 5.25	42.11. 2
20	4.0	3.9	4.6	3.7	3.2	3.0
21					18.4	
22	26.9	25.7	30.0	32.1	20.4	24.7
24				8.0		
25	2.7			5.1		
26				5.5		
27	1.1			1.2		
28	12.8			21.4		
32	40.0	29.2	53.5	53.5	36.7	31.5
33	7.1	5.5	8.0	8.2	6.5	5.7
34	1.8			12.9	6.6	4.8
35		1.5	2.8			
36	5.4	4.7	5.6	5.4	4.4	4.0
37	2.8	2.7	4.0	4.5	2.9	2.9
38	13.4	5.6	6.4	3.6	2.0	
39			1.8			
40	12.5	9.7	11.0	12.9	11.7	9.2

43年3月までの間、地下水位の連続自記観測を行なった。

排水孔はいずれもビニールパイプを横に打込んだものであって、その排水はコンクリート製の排水溝に集められて流下している。表4は数か月間隔で測定した排水孔からの排水量である。西端の排水溝の最上部には数本の排水孔が集まっている。これらを一つの水そうに集め、ノッチを通して排出し、水そう内の水位を自記して排水量の自記観測を行なった。

地下水位の測定結果と降雨量、降雪量とを比較すると、図13に示したように、地下水位は積雪期の初期と末期に、すなわち融雪に対応して数10cm上昇する。しかし夏季には、

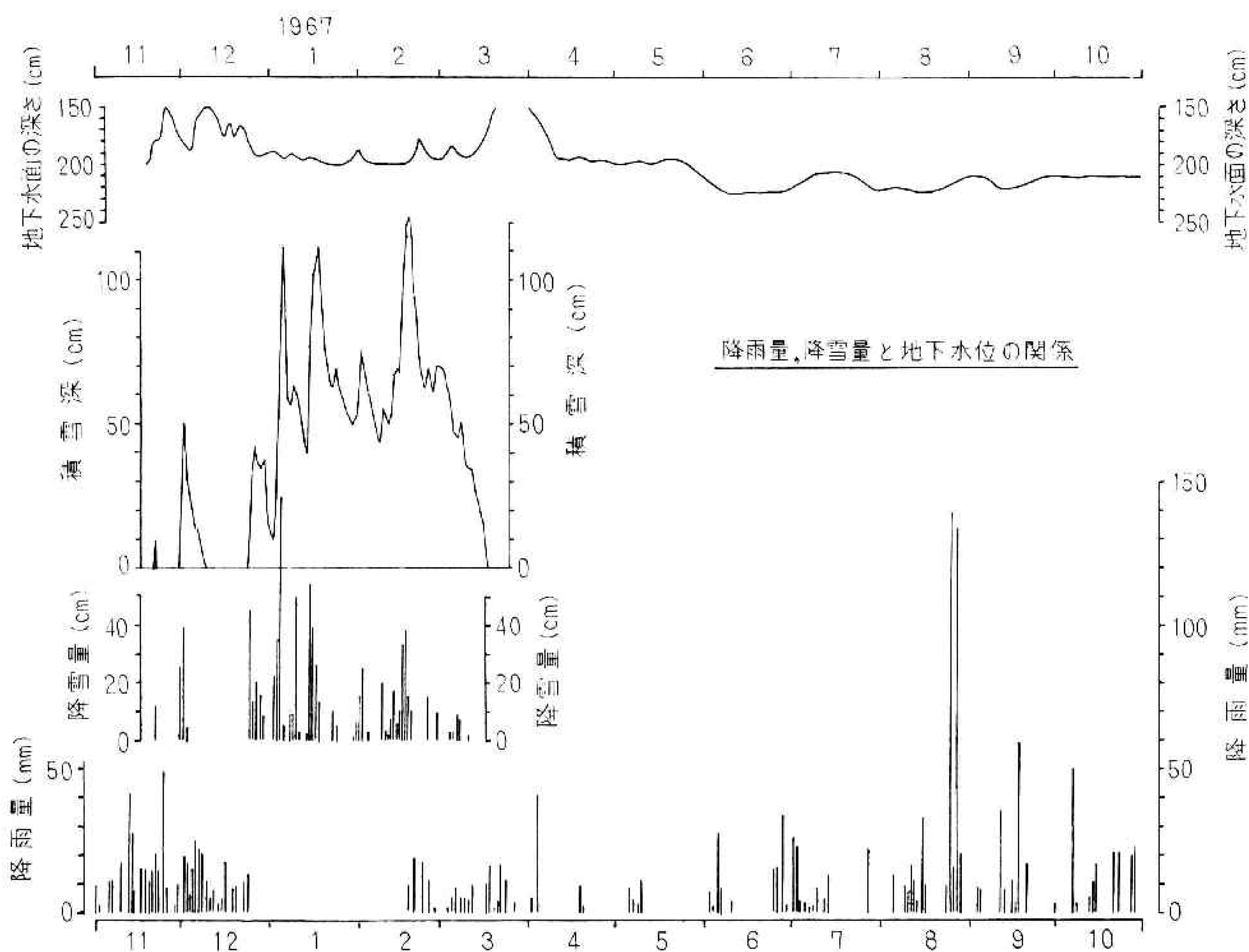


図13 降雨量、降雪量と地下水位の関係

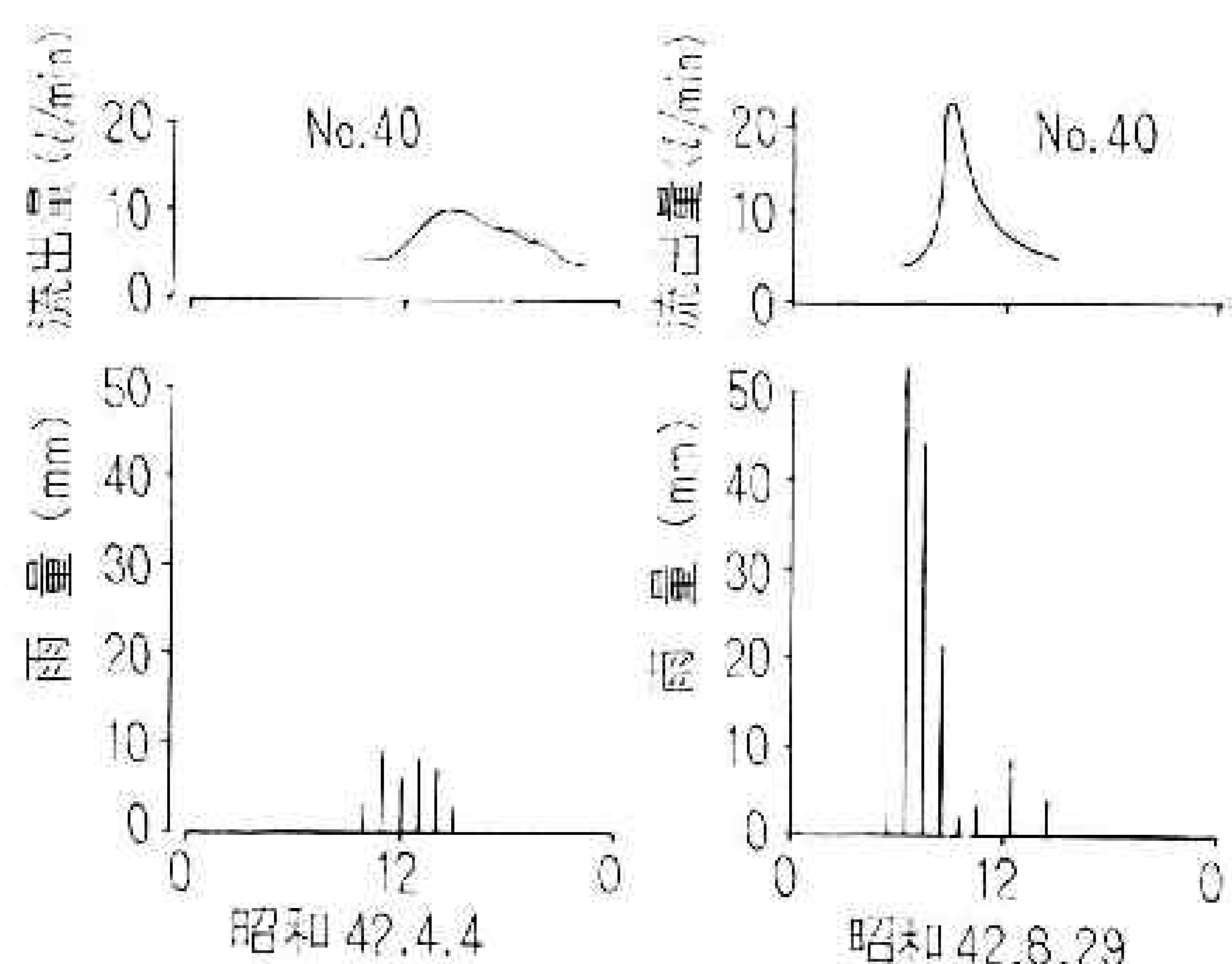


図14 夏季の降雨による排水孔からの流出量の増加

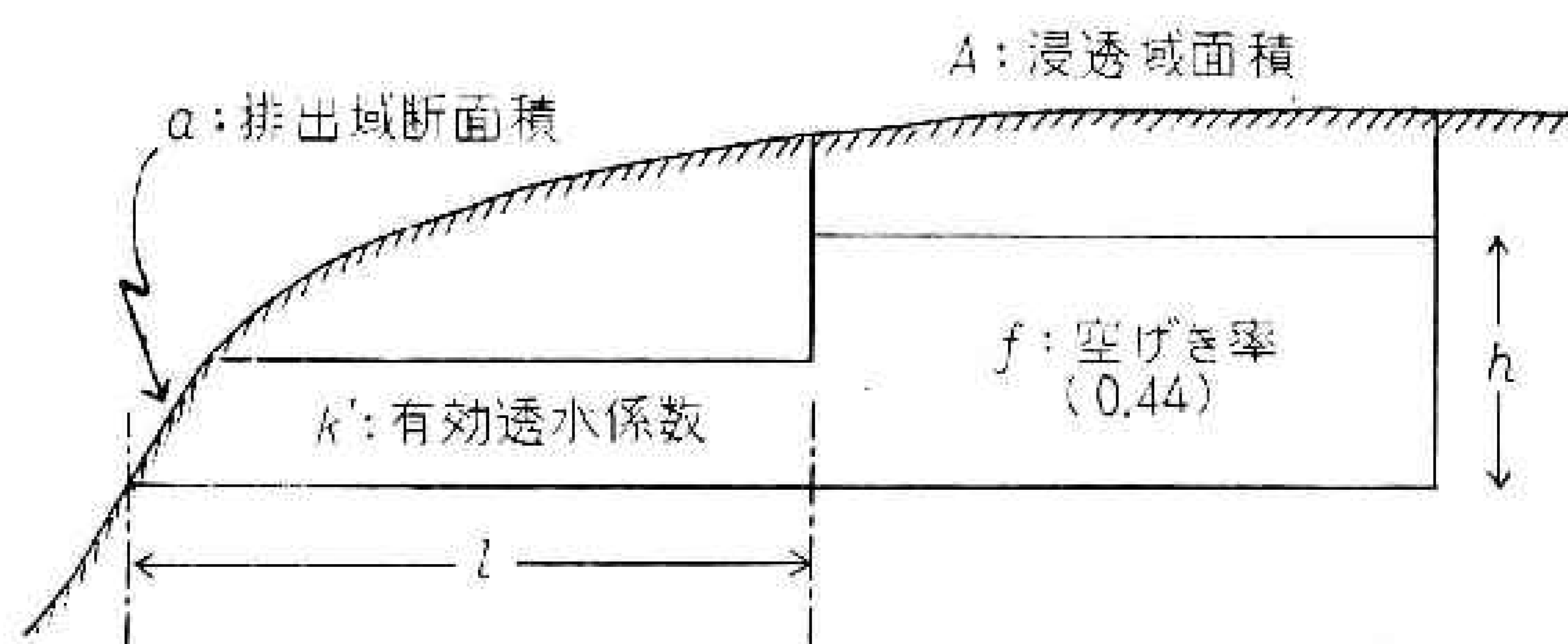


図15 地下水帯水層のモデル

多量の降雨があってもあまり著しい水位上昇は認められない。

一方、排水孔からの地下水排出量は、融雪期にはそれほど増加しないが、図14に示したように、夏季の降雨には敏感に対応して増加する。しかし数時間後には、もとの流出量にもどることが多い。

以上述べたような、地下水位、地下水排出量と降雨量、降雪量の関係を説明するために、いま、次のような簡単なモデルを考える。図15に示したように、面積 A の浸透域から供給された雨水または融雪水は、空げき f の砂岩中に貯留され、その周縁部でわき水となったり、人工の横穴排水孔によって地表へ排出されているとする。その排水域の有効面積を a であらわす。地表水からの単位時間あたりの浸透量を、砂岩層内での水深の時間的変化であらわして p とかき、浸透域と排水域の有効距離を l 、砂岩層の有効透水係数を k' とすると、地下水位 h の時間的変化は次式であらわされる。

$$Af \frac{dh}{dt} = Ap - ak' \frac{h}{l} \quad (1)$$

ただし、水の密度を ρ 、粘性係数を μ 、重力加速度を g 、透水係数を k とすると、

$$k' = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (2)$$

である。

いま、ある基準時間 t_0 で水位が h_0 であったとすると、(1) を解いて、

$$h = \frac{Al}{ak'} \left[p + \left(\frac{ak'h_0}{Al} - p \right) \exp \left\{ -\frac{ak'(t-t_0)}{Alf} \right\} \right] \quad (3)$$

長さの単位として cm, t の単位として日をとると、一般に $ak'(t-t_0)/Alf$ は1より小さいから、近似的に、

$$h - h_0 = \frac{p(t-t_0)}{f} - \frac{h_0 ak'(t-t_0)}{Alf} \quad (4)$$

地すべり地の砂岩について、空げき率と比重を測定した結果を表5に示す。これを見るとこれら砂岩の空げき率は大きくて、29% から 54% の範囲にあり、平均値は 44% であるので、(4) 式中では $f=0.44$ とした。

次に図13から、夏季の降雨の代表として1967年の8月23日~29日と9月17日~18日の期間の降雨を、融雪期の代表として、1966年12月2日~10日、1966年12月30日~1967年1月2日、1967年1月5日~8日、1967年2月18日~23日を選び、それらについて $t-t_0$ (日数)、 $h-h_0$ (cm) の観測値を与え、(4)式から $h_0 ak'/Alf$ を求めると、表6に示したような結果が得られる。この計算では降雪(新雪)の比重を0.1、積雪の比重を0.3と仮定した。表6より、一般に、 $h_0 ak'/Alf$ の値は夏季の降雨については大きく、冬季の融雪水については小さいという傾向がうかがわれる。表6の値については、夏季の平均値と冬季の平均値との比は1.71である。 A, a, l, f の値は同じ地域については不変量であるから、この比は夏

季と冬季の h_0k' の値の比を示すことになる。一方、安定地下水位は夏季では地表下 225 cm、冬季では 200 cm であったが、図 11、図 12 その他から、地下水帯水層の厚さは少なくとも 5 m はあると思われるので、夏季の h_0 と冬季の h_0 との比は $475/500=0.95$ 程度であろう。したがって仮にこの値を用いると、夏季の k' と冬季の k' の比は 1.8 となる。

一方、(2) 式において、 g は一定、 k は同一砂層については不変、 ρ も水温による変化はきわめて小さいから、夏と冬の k' の違いは主として μ の違いに帰せられるであろう。理科年表によれば、水温 0°C と 20°C の粘性係数の比は 1.78 であり、上の夏季と冬季の k' の比とよく一致する。

上の議論はきわめてあらいものであり、その上、地表面からの蒸発、表面流出は全く考慮されていない。したがって、夏季と冬季の k' の比と μ の比が上のようになるのは、むしろ一致しすぎるくらいはあるが、夏季と冬季の地下水位の上昇と排水量の増加傾向との違い

表 5 地すべり地の砂岩の性質

資料番号	見かけの性状	資料体積 cc	空げき率 %	比 重	
				乾	湿
1	青色細粒	34.1	43.1	1.9	2.3
2	灰色粗粒	27.8	29.1	2.4	2.7
3	淡桃色細粒	22.0	45.9	2.7	3.1
4	青色細粒	20.4	54.0	2.4	2.9
5	淡桃色細粒	144.4	47.6	1.7	2.2
平均			44	2.2	2.6

表 6 夏季と冬季の h_0ak'/Alf の値の比較

期	期 間	日 数	降雨量	降雪量	水柱に換 算した 降雪量	融雪量	水柱に換 算した 融雪量	期間中に浸 透した水量 (地中の水 柱で示す)	実測地下 水位上昇	$\frac{h_0ak'}{Alf}$
			cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm	
夏 期	1967年 8 月 23~29日	6	31.9	0	0	0	0	73	12	10.1
	1967年 9 月 17~18日	1	6.0	0	0	0	0	14	5	9.0
	平均									9.6
冬 期	1966年12月 2~10日	8	13.6	0	0	50	15.0	65	34	3.9
	1966年12月 30~2日	3	0	10	1.0	28	8.4	21	8	4.3
	1967年 1 月 5~8日	3	0	14	1.4	55	16.5	41	5	12.0
	1967年 2 月 18~23日	6	4.7	25	2.5	59	17.7	57	44	2.1
	平均									5.6

は、ある程度上のようなモデルで説明できるのではないかと思われる。すなわち、要約すれば、地表から浸透した水は、夏季の降水のように水温の高いときには、すみやかに流出して地層中にたくわえられることが少ないが、融雪水のように水温の低いときには、流出するのが遅く、地層中にたくわえられる部分が多いということになる。

6. 地すべりの機構

図7の地下構造を見ると、測線 A では、弾性波速度 1.2 km/s の第2層と 2.4 km/s の第3層の境界、すなわち一応すべり面と考えられている層は、ほぼ地表面と平行な平面と見なせる。一方、測線 B では、すべり面は円弧状すべり面の連なったものとみなすほうがよさそうである。

野満 (1942) の理論によると、傾斜角 α の山腹に地すべりが起こるか否かの臨界条件は、土塊の厚さを d (cm)、土質の密度を w (g/cm³)、摩擦係数を β 、粘着力を c (g/cm²) とすると、すべり面が円弧の場合

$$d \geq \frac{3}{2} \cdot \frac{c \sec \alpha}{w(\tan \alpha - \beta)}, \quad (5)$$

すべり面が地表に平行な平面の場合には

$$d \geq \frac{c \sec \alpha}{w(\tan \alpha - \beta)}$$

であらわされる。地すべりが発生する場合は $>$ であり、安定な場合は $<$ である。これらの式は c, β が大きいほど、また w が小さいほど、斜面は安定しやすいことを示している。

図7より、A 測線については、およそ、

$$\tan \alpha = 0.154, \quad \sec \alpha = 1.01, \quad d = 20 \text{ m},$$

B 測線については

$$\tan \alpha = 0.21, \quad \sec \alpha = 1.02, \quad d = 16 \text{ m}$$

が得られる。一方 w は表5に示したように、乾燥時 1.7~2.7 g/cm³、平均 2.2 g/cm³ であったものが、水で飽和すると 2.2~3.1 g/cm³、平均 2.6 g/cm³ に増加する。

一般に、土壌が水で飽和すると、摩擦係数 β は小さくなり、逆に粘着力 c は大きくなる。しかし、矢津地すべり地の地下では、予想されるすべり面付近では冬季も夏季も水で飽和しているから、 β, c の季節的变化は期待できない。したがって、融雪期に、土壌が地表近くまで地下水で飽和するのに対応して、地すべりが発生するのは、 β, c の変化によるよりも、むしろ主として w の変化によるものと想像される。したがって、いま、水で飽和したときの w の値と、完全に乾燥したときの値の両極端の値を用いると、(5), (6) より、A 測線については

$$\frac{1.01c}{2.6(0.154 - \beta)} < 2000 < \frac{1.01c}{2.2(0.154 - \beta)}, \quad (7)$$

表 7 摩擦係数 β と粘着力 c の関係

β	c の 範 圍 (kg/cm ²)	
	A 測 線 (すべり面：地表面と平行)	B 測 線 (すべり面：円弧状)
0.00	0.67 ~ 0.79	0.49 ~ 0.57
0.02	0.58 ~ 0.69	0.44 ~ 0.52
0.04	0.50 ~ 0.59	0.39 ~ 0.46
0.06	0.41 ~ 0.48	0.35 ~ 0.41
0.08	0.32 ~ 0.38	0.30 ~ 0.35
0.10	0.24 ~ 0.28	0.25 ~ 0.30
0.12	0.15 ~ 0.18	0.21 ~ 0.25
0.14	0.06 ~ 0.07	0.16 ~ 0.19
0.16		0.11 ~ 0.13
0.18		0.07 ~ 0.08
0.20		0.02 ~ 0.03

B 測線については

$$\frac{3}{2} \cdot \frac{1.02c}{2.6(0.21-\beta)} < 1600 < \frac{3}{2} \cdot \frac{1.02c}{2.2(0.21-\beta)} \quad (8)$$

(7), (8) より, β と c の関係を表示すれば, 表 7 のようになる. また, この結果を図示したものが図 16 である.

ここでさらに, A 測線に沿っても, B 測線に沿っても, 地すべり層およびすべり面の力学的性質は変わらないと仮定すると, β, c は両測線について共通のものでなければならないから, 図 16 の重複部分から,

$$\beta = 0.06 \sim 0.11,$$

$$c = 0.23 \sim 0.40 \text{ (kg/cm}^2\text{)}$$

が得られる. これらの値は, これまでに知られている摩擦係数, 粘着力の一般的な値と比較して, 不自然な値ではない.

上に述べたことから, 矢津地すべりの機構を要約すれば次のようになる.

地表から深さ 10 数 m ないし 20 m のところに砂岩層と泥岩層の境界面があり, これがすべり面となっている. その形状は所により地表に平行または円弧状になっている. 夏季の雨は砂岩層中に浸透しても, 泉や排水孔より短時間のうちに排出されるが, 融雪水は粘性係数が大きいためになかなか排出されなくて, 砂岩層に貯留され, すべり面への荷重の増加になってあらわれる. そのため, 地すべり土塊の安定条件が満たされなくなって, 地すべり滑動が起こるのであろう.

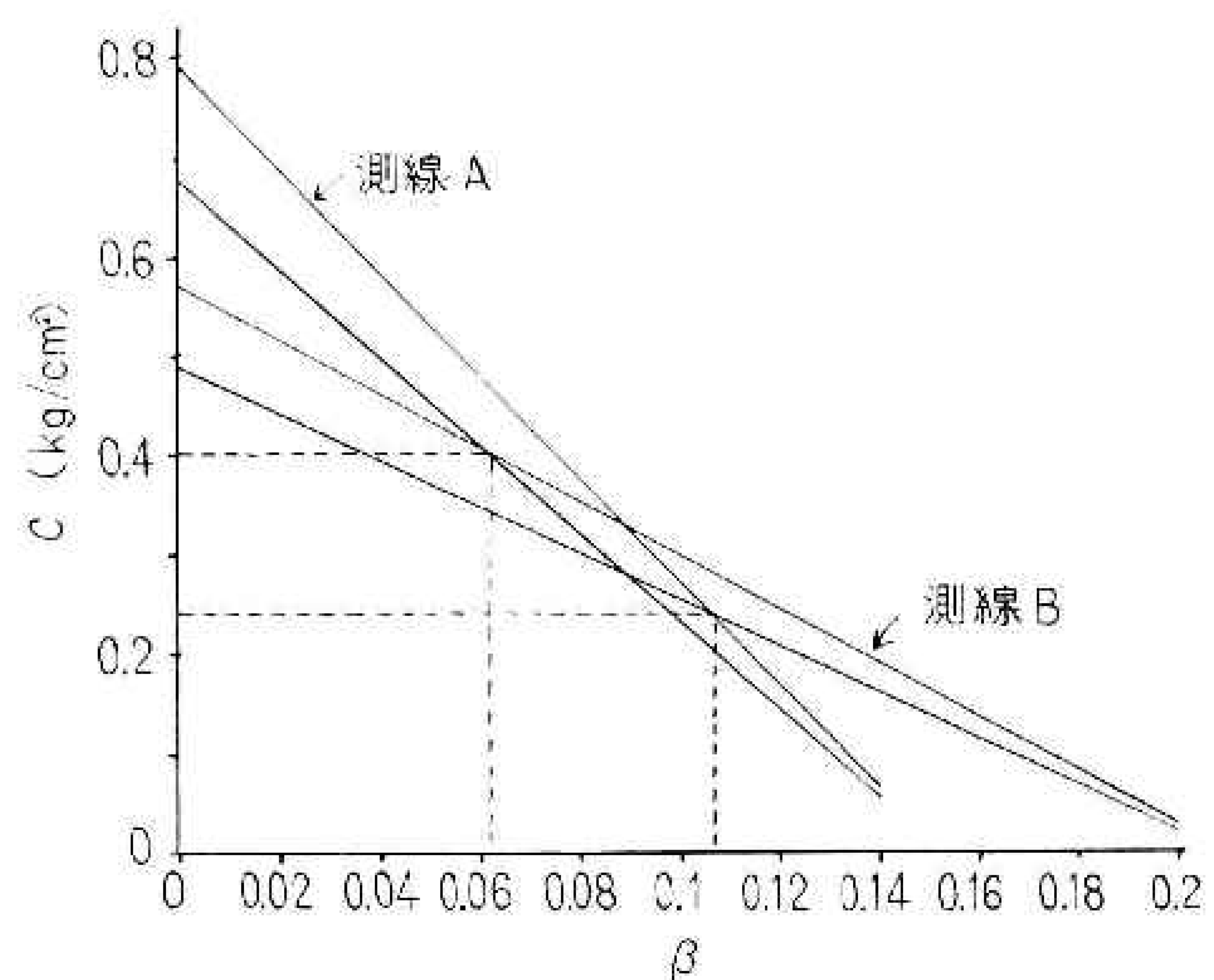


図 16 摩擦係数 β と粘着力 c の関係

この研究を行なうにあたって、新潟県長岡土木事務所栃尾分所の鈴木等所長はじめ職員各位のご協力をいただいた。しるして感謝する次第である。

参 考 文 献

- 1) 広岡悦郎 (1948): 東山—荷頃—栃堀調査報告. 石油開発促進委員会報告 (P.E.A.C.)
- 2) 岩崎一雄 (1970): 新潟矢津地すべりを測る. 地質ニュース, 186号, 44—47.
- 3) 川本整, 岡本敬一 (1969): 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, 1—12.
- 4) 長岡土木事務所 (1967): 矢津地すべり概要.
- 5) 西村嘉四郎, 森戸博 (1968): 地上写真測量のための解析写真基準点測量. 写真測量, 7, No. 3, 130—138.
- 6) 西村嘉四郎 (1970): 地上写真測量. 地質調査所月報, 21, 第9号, 503—512.
- 7) 野満隆治 (1942): 山崩れに就いて. 地球物理, 6, 第2号, 135—152.
- 8) 地質調査所技術部 (1967): 雪の新潟矢津地すべりを測る. 地質ニュース, 152号, 15—17.

(1971年1月29日 原稿受理)