

# 土木研究所資料

## 新潟県における貫入岩地すべりの特性調査

平成5年9月

建設省土木研究所  
新潟試験所

Copyright © (1992) 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、本報告書の全部または一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

# 新潟県における貫入岩地すべりの特性調査

新潟試験所所長 秦 耕二

研究員 丸山清輝

北島義則

北陸地方建設局高田工事事務所 伊藤和弘

(前 新潟試験所研究員)

## 要 旨

本調査報告書は、合理的な地すべり防止工事を行うための基礎資料を得ることを目的として、新潟県内において貫入岩体周辺に発生している地すべりの特性について調査した結果をまとめたものである。

キーワード：地すべり，貫入岩

# まえがき

地すべり地は、一般にある共通の地質的特性を有しており、特定の地質分布あるいは地質構造等に規制されて存在している。この地質構造には、単斜構造（特に流れ盤）、断層、破碎帯、しゅう曲（特に背斜構造）、岩脈の貫入、キャップロック等の存在がある。この中で岩脈の貫入については、安山岩、石英粗面岩、等が貫入した場合は、これらの周辺の基盤岩が破碎変質されるために地すべりが発生すると考えられている。また、貫入岩が輝緑岩やカンラン岩等の塩基性岩である場合は、貫入岩自体の蛇紋岩化や滑石化によって、それ自体の変質に起因する地すべりを発生させると考えられている。しかし、このような考え方は、綿密な現場調査により確認されたものではない。したがって、貫入岩による地すべり発生機構については、まだ不明な点が多い。そこで、合理的な地すべり防止工事を行うための基礎資料を得ることを目的として、新潟県内において貫入岩体周辺に発生している地すべりの特性について調査した。本調査報告書は、その結果をまとめたものである。

平成5年9月

# 目 次

1. 火山岩の貫入による地盤への影響 .....	1
1.1. 火山岩の貫入形態 .....	1
1.2. 火山岩の貫入による地盤の変質 .....	2
2. 火山岩の貫入事例 .....	5
2.1. 流紋岩の貫入事例 .....	5
2.2. 火山岩の貫入による周辺地質構造が乱された事例 .....	5
3. 貫入岩による地すべりの事例 .....	10
3.1. 貫入岩が地すべり地内への地下水の供給源となっている事例 .....	13
3.2. 貫入岩が周辺の地層を変質させている事例 .....	30
3.3. 貫入岩が周辺地質構造を乱している事例 .....	42
3.4. 貫入岩自身が変質している事例 .....	48
3.5. 貫入岩が地下水を堰止めている事例 .....	52
3.6. 貫入岩が周辺地質の変質と地質構造の乱れを起こしている事例 .....	57
3.7. 事例収集結果のまとめ .....	57
4. 貫入岩による地すべりの現地調査（猿供養寺地すべり頭部斜面） .....	63
4.1. 地表踏査 .....	63
4.2. 貫入岩体周辺のボーリングによる地質調査 .....	70
4.3. 間隙水圧の観測 .....	72
4.4. 横ボーリングからの排水の電気伝導度観測 .....	73
4.5. 湧水の水質分析 .....	76
4.6. 泥岩の化学分析 .....	81
4.7. 現地調査のまとめ .....	83
5. まとめと今後の課題 .....	85

# 1. 火山岩の貫入による地盤への影響

## 1.1. 火山岩の貫入形態

貫入岩とは、マグマが地殻岩石中に貫入し、冷え固まってできた火成岩である。貫入岩体には、図-1.1に示すように、底盤、岩株、餅盤、岩床、岩脈、岩頸、等がある。これらの中で、底盤と岩株は深成岩によってできたものであり、他のものについては火山作用に関係してできたものである。以下に、貫入岩体の分類について示す。

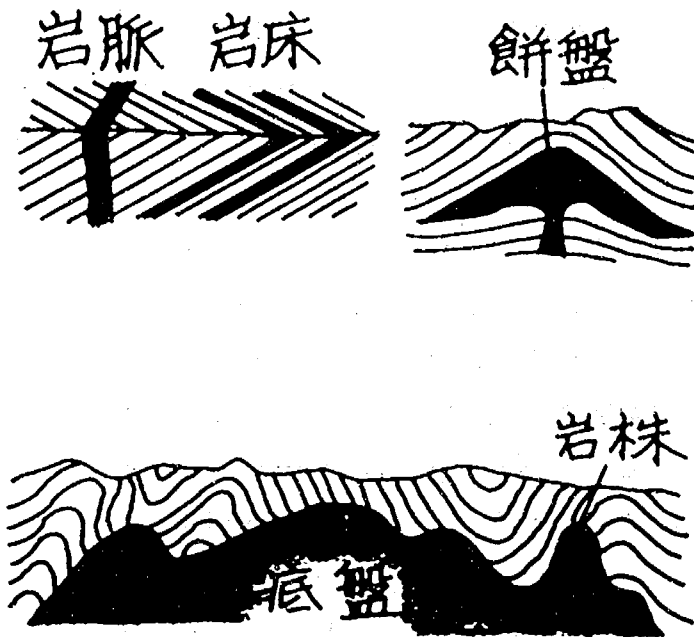


図-1.1 火成岩の貫入形態

### 1) 底盤

最も大きな貫入岩体である。面積が広いばかりでなく（数十～数万 $\text{km}^2$ ）、地下深部まで続いており、大きなドーム状を成していると考えられている。底盤は、大別して調和性底盤と非調和性底盤に分けられる。調和性底盤は、その形や内部構造、特に流理構造（火成岩の内部構造）及び周辺の地層との接触関係等が、地層の地質構造と良く調和しているものを言う。一方、非調和底盤は、地層構造を切断したような不規則な形をしたものを言う。前者は、地殻変動がかなり激しい時期に、後者は、地殻変動がかなり沈静化してから、それぞれマグマが貫入したものと考えられている。底盤は、主に花崗岩、花崗閃緑岩等の酸性深成岩からできており、その他に閃緑岩やはんれい岩等を伴い、複雑な構造をしているのが普通である。

### 2) 岩株

非調和底盤の小規模なものを岩株と言う。両者の区分については、はっきりした定義はないが、一般に、露出面積が数 $\text{km}^2$ から数十 $\text{km}^2$ 位のものを岩株と言い、それ以上のものを底盤と呼んでいる。

### 3) 岩頸

比較的小規模な管状貫入岩体であり、火山から吹き出すマグマの通路でマグマが冷え固まったものと考えられている。

#### 4) 岩脈

地層の層理面を切って入り込んでいる板状の貫入岩体である。通常は、幅が数m～数十mのもので、長さも数百mと続かない。岩脈の両壁には、垂直な柱状節理が発達することが多く、普通は平板状であるが、時には曲面を成すこともある。

岩脈は、地殻の割れ目に沿ってマグマが入り込み冷え固まったものであることから、割れ目に規則性がある場合には、その配列がかなり規則正しくなる。例えば、平行に並ぶ場合、放射状に並ぶ場合、輪状に並ぶ場合、等である。

岩脈の周辺部は、内部よりも急に冷え固まるので、後者に比べてより細粒ち密になっているのが普通であり、このような部分を急冷層と言う。また、岩脈の周辺部と内部とで幾らか成分が異なる場合や、一方の周辺部から他方の周辺部にかけて次第に成分が異なっていることがある。このようなものを分化岩脈と言う。この他、一般に一つの岩脈は一種類の火成岩からできているが、2種類以上の火成岩を伴って、一つの岩脈を作っていることもあり、このようなものを複成岩脈と言う。

#### 5) 岩床

地層の層理面に平行に入り込んでいる板状の貫入岩体である。岩脈の場合と同じく、単純なものと分化岩床や複成岩床がある。

#### 6) 餅盤

岩床と同じく地層の間に入り込んでいる貫入岩体であるが、岩床のように平に広がらず、凸状に盛り上がったものを言う。形が供え餅に似ていることからこの名がついた。地層の間に入り込んできたマグマが、粘性が小さく流動性に富んでいる場合は岩床になり、粘性が大きい場合は、餅盤になると考えられている。岩床の場合と同様に、分化餅盤や複製餅盤がある。

### 1.2. 火山岩の貫入による地盤の変質<sup>1), 2)</sup>

酸性貫入岩の周囲や酸性貫入岩の配列する一つの貫入岩体には、熱水作用が生じており、東北脊梁地域等に典型的なものがみられる。なお、酸性の完晶質貫入岩の周囲では、一般に、この種の変質が顕著であるとされており、流紋岩でも顕著に現れることがある。また、安山岩の貫入に伴う変質では、自家変質のプロピライトが形成される。この場合は、周囲の岩石に広く影響を与えている例は知られていない。

貫入岩の熱水変質は、マグマの貫入により供給される熱と溶液によって生じると考えられている。しかし、すべてのものがマグマ起源によるものとするには無理がある。それは、グリーンタフ地域の下に大規模な酸性の深成岩体が存在する場合には問題とならないが、大規模でない場合は、酸性マグマが水を多量に含んでいるとしても、それだけでは不足であると判断されるからである。

酸性完晶質岩の周囲には、接触変成がごく狭い範囲で生じるが、熱水変質は接触変成とは別なより広い範囲で生じている。

貫入岩体周辺の変質岩は、表-1.1に示すように自生鉱物の集合体の差異によって8つのゾーンに区分される。歌田(1973)は、これらのゾーンを3つに大別し、図-1.2に示したサクセッシブタイプ、

表-1.1 接触変成作用起源の鉱物集合体のゾーン区分

鉱物	ゾーン	1	2	3	4	5	6	7	8
糸針沸石			=====						
モルデン沸石			=====	====					
左リライト			====						
ステルバイト			=====						
方沸石				=====	====				
輝沸石				=====					
束沸石				=====					
トムソン沸石				=====					
濁沸石					=====		==		
エヒステルバイト					=====				
ワイラゲン沸石					=====				
湯河原沸石					=====				
菊石							=====		
パンハリー石							=====		
緑簾石						=====	=====		
アクチノ閃石								=====	
角閃石									=====
黒雲母									=====
Ca-柘榴石									=====
斜長石				=====	=====				
モンモリロナイト		=====	=====	=====					
セロドナイト		=====	=====	=====					
混合層鉱物			=====	=====	=====				
緑泥石				=====	=====	=====			
絹雲母				=====	=====	=====			
蛋白石					=====	=====			
石英		=====	=====	=====	=====	=====			
方解石			=====	=====	=====	=====			
苦灰石				=====	=====	=====			
菱鉄鉱		=====	=====	=====	=====	=====			

===== 流紋岩質, テーサト質, 安山岩質岩石  
 ----- 玄武岩質岩石

(歌田, 1973)



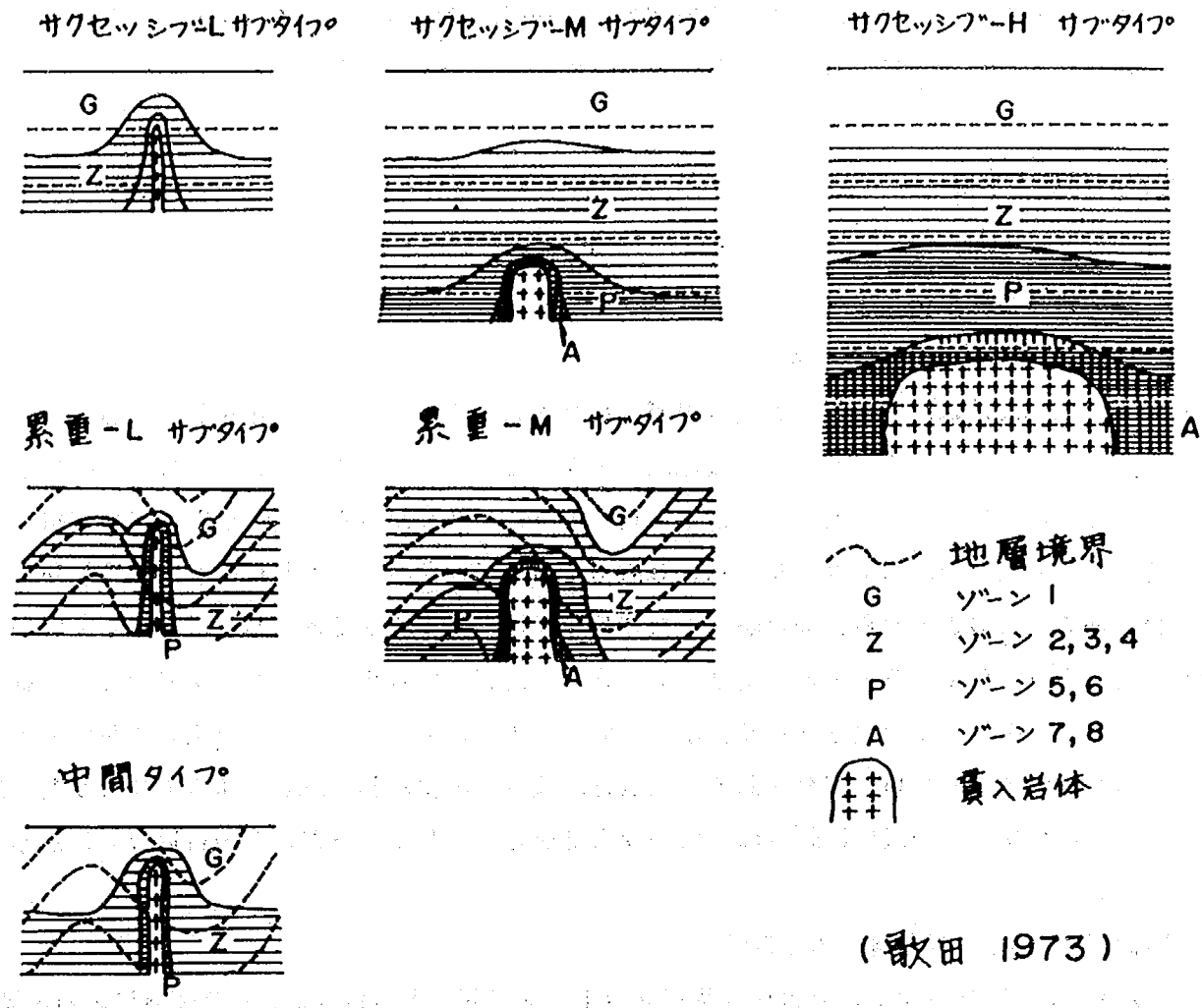


図-1.2 貫入に伴う変質ゾーンの分布の概要

累乗タイプ、中間タイプと命名した。サクセッシブタイプ（漸進型）は、各ゾーンが順々に出現し、各ゾーンの境界は、地層の層序境界にほぼ並行に存在する。また、変質の特徴は、貫入接触部における変成作用的なものから外縁における続成作用的なものへと順次に漸移している。累乗タイプの変質では、変成作用起源のゾーンと続成的起源のゾーンとの間には明瞭な非整合性が存在している。中間タイプにおける変質ゾーンは、貫入体の周囲で正常な順序で配列している。なお、各タイプは高温ゾーンが存在するか否かによって、さらに幾つかのサブタイプに区分される。

## 2. 火山岩の貫入事例

### 2.1. 流紋岩の貫入事例

#### 1) 新潟県東蒲原郡上川村室谷での事例

写真-2.1~2.3には、流紋岩の貫入状況がみられる露頭を示した。写真中央部の節理が発達しているのが貫入してきた流紋岩であり、両端は緑色凝灰岩である。左側の境界付近では、凝灰岩が白色変質している。流紋岩は、全体的に流理構造を切るようにガス孔がみられる。また、流理構造の一部である乳白色の凝灰質な脈状部は、多少軟化し極めて微量ではあるが割れ目に沿って黄鉄鉱が認められる部分がある。このことから、弱い熱水変質作用を受け、乳白色部は流理構造に沿って、曹長石等の変質鉱物が形成されているものと推定される。また、岩石が軟質化し、一見凝灰岩状に見えるものも認められる。この他、粘土化が著しく、爪で削れるものや指でつぶせる程軟質化したものもあり、石鹼のような外観を呈している部分もある。これは、流紋岩の主な粘土鉱物であるガラスが粘土鉱物に変化したものである。一般に流紋岩は、灰色から緑灰色を呈しているが、この付近のものは赤紫色をしている。

#### 2) 新潟県岩船郡朝日村葡萄での事例<sup>3)</sup>

図-2.1には、葡萄トンネルでの貫入状況を示す。葡萄トンネル付近は、風化変質による亀裂質または粘土化した流紋岩から構成されている。これは、トンネルを挟んで南北に走る断裂と熱変質によるためと考えられる。ボーリング調査によるコア観察によれば、所々に流理の発達が発見され、流紋岩中には泥岩をレンズ状に挟在している。また、トンネル内の盤ぶくれ区間は、熱水変質帯と一致している。この他、粘土化部での三軸圧縮試験結果からは、内部摩擦角 $\phi'$ として5~15度が得られている。

### 2.2. 火山岩の貫入による周辺地質構造が乱された事例

貫入岩の貫入により周辺地質構造が乱された事例を以下に示す。

#### 1) 赤崎山<sup>4), 5), 6)</sup>

赤崎山(371m)は、新潟県東蒲原郡鹿瀬町に位置している。赤崎山の南斜面には、図-2.2に示すように地すべりが発生している(赤崎地すべり)。地すべり地内の地質は、図-2.3に示すように、津川層の礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩から成り、流紋岩の貫入により山側がせり上がるような構造となっている。



写真-2.1 室谷地区における流紋岩の貫入状況がみられる露頭。写真中央部の節理が発達しているのが流紋岩で両端は緑色凝灰岩である。左手の境界部付近では、凝灰岩が白色変質している。



写真-2.2 室谷地区における流紋岩の貫入状況がみられる露頭。  
黒っぽく見える箇所は節理が発達しているのが流紋岩  
で、白っぽく見える箇所は変質している凝灰岩である。



写真-2.3 写真-2.2 の近景。

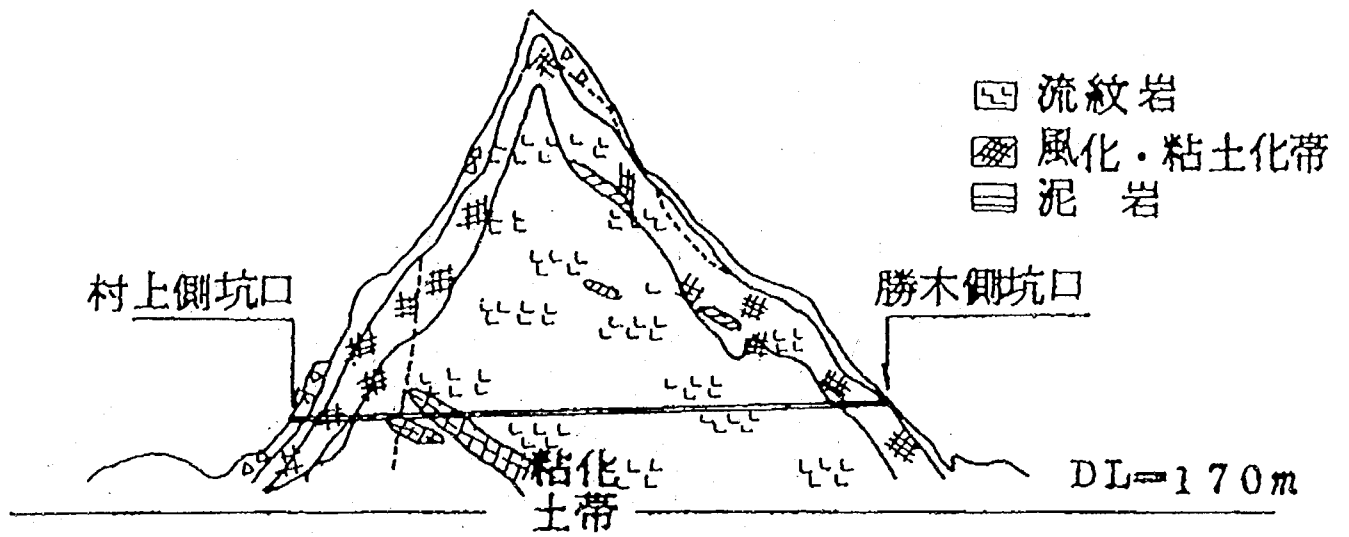
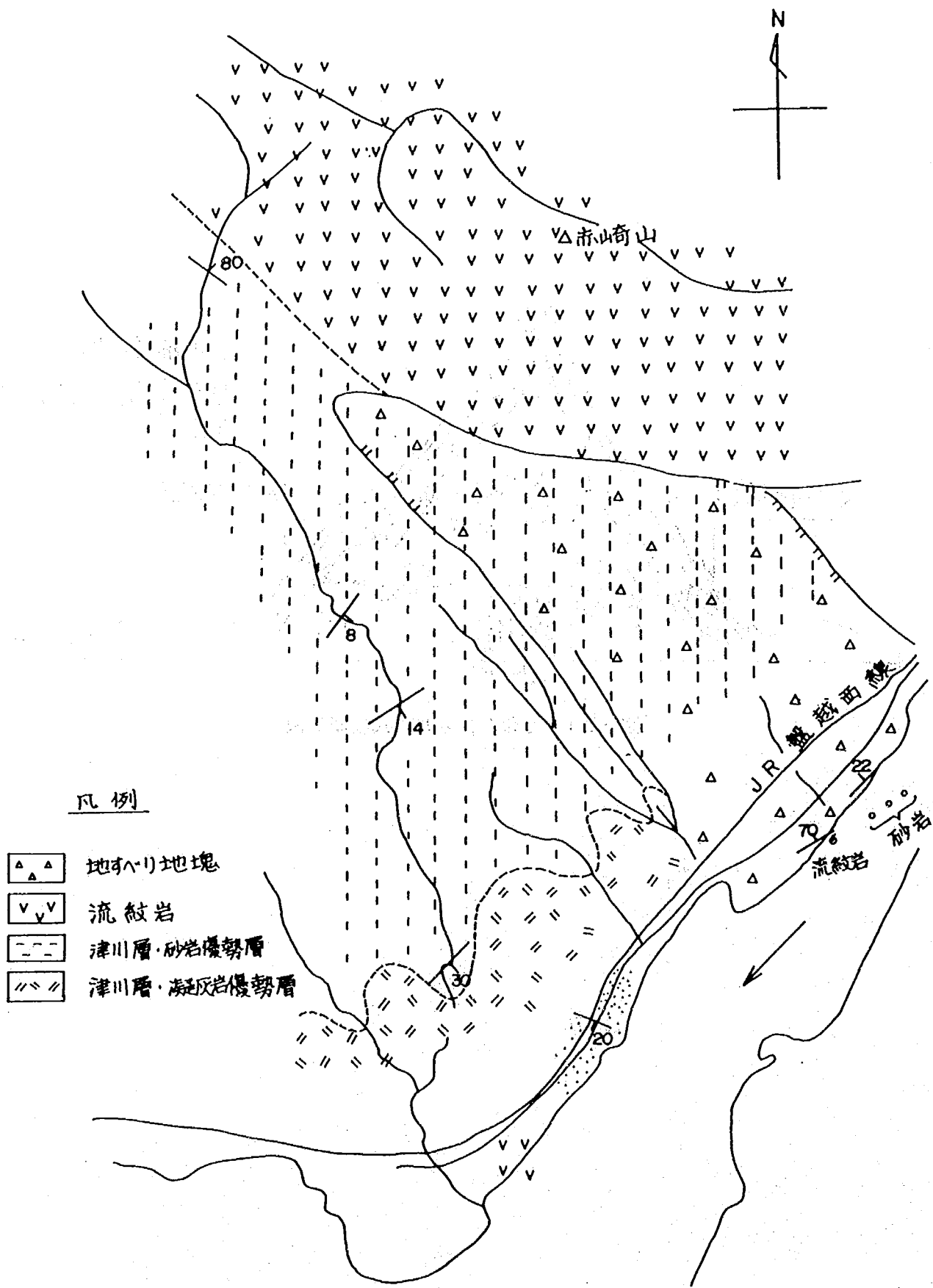


図-2.1 葡萄トンネル模式縦断面図



凡例

- △△ 地すり地塊
- v v 流紋岩
- - - 津川層・砂岩優勢層
- == 津川層・凝灰岩優勢層

図-2.2 赤崎地すべり地質概要図 S=1:12,500 (昭和56年度赤崎地すべり調査報告書に加筆)

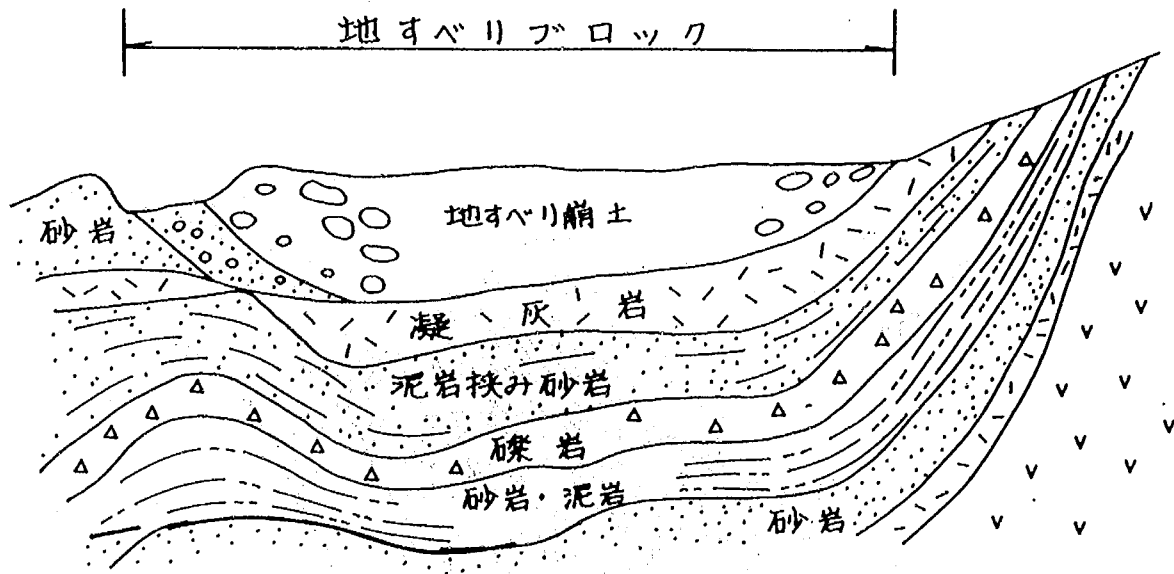


図-2.3 赤崎地すべり模式横断面図（昭和60年赤崎地すべり調査報告書その2に加筆）

## 2) 当間山<sup>7)</sup>

当間山（1,017m）は、新潟県中魚沼郡中里村田沢に位置している。当間山の南斜面には、図-2.4に示すように地すべりが発生している（土倉地すべり）。地質は、七谷層、寺泊層、椎谷層から成り、これらの地層は、石英ヒン岩の貫入により同岩を取り巻くようなドーム構造を成している。

## 3) 丈ヶ山

丈ヶ山（571m）は、新潟県中頸城郡板倉町に位置している。地質は主に泥岩から成り、砂岩を挟む寺泊層及び椎谷層である。これらの地層は、シソ輝石安山岩の貫入により持ち上げられ、ドーム構造を形成しているものと推定されている。このため、丈ヶ山周辺には、図-2.5に示すように放射状に地すべりが発生している。

## 3. 貫入岩による地すべりの事例

事例の収集に際しては、縮尺1:25,000~1:200,000の地質図と縮尺1:50,000の地すべり指定区域分布図を照合して、貫入岩が分布する地すべり指定区域の資料を収集した。この結果、収集された資料は24件となった。

地すべり発生に対する貫入岩の影響としては、収集した資料をもとに検討した結果、以下のことが考えられた。

- 1) 地すべり地内への地下水の供給源
- 2) 周辺地層の変質
- 3) 周辺地質構造の乱れ
- 4) 貫入岩自身の変質

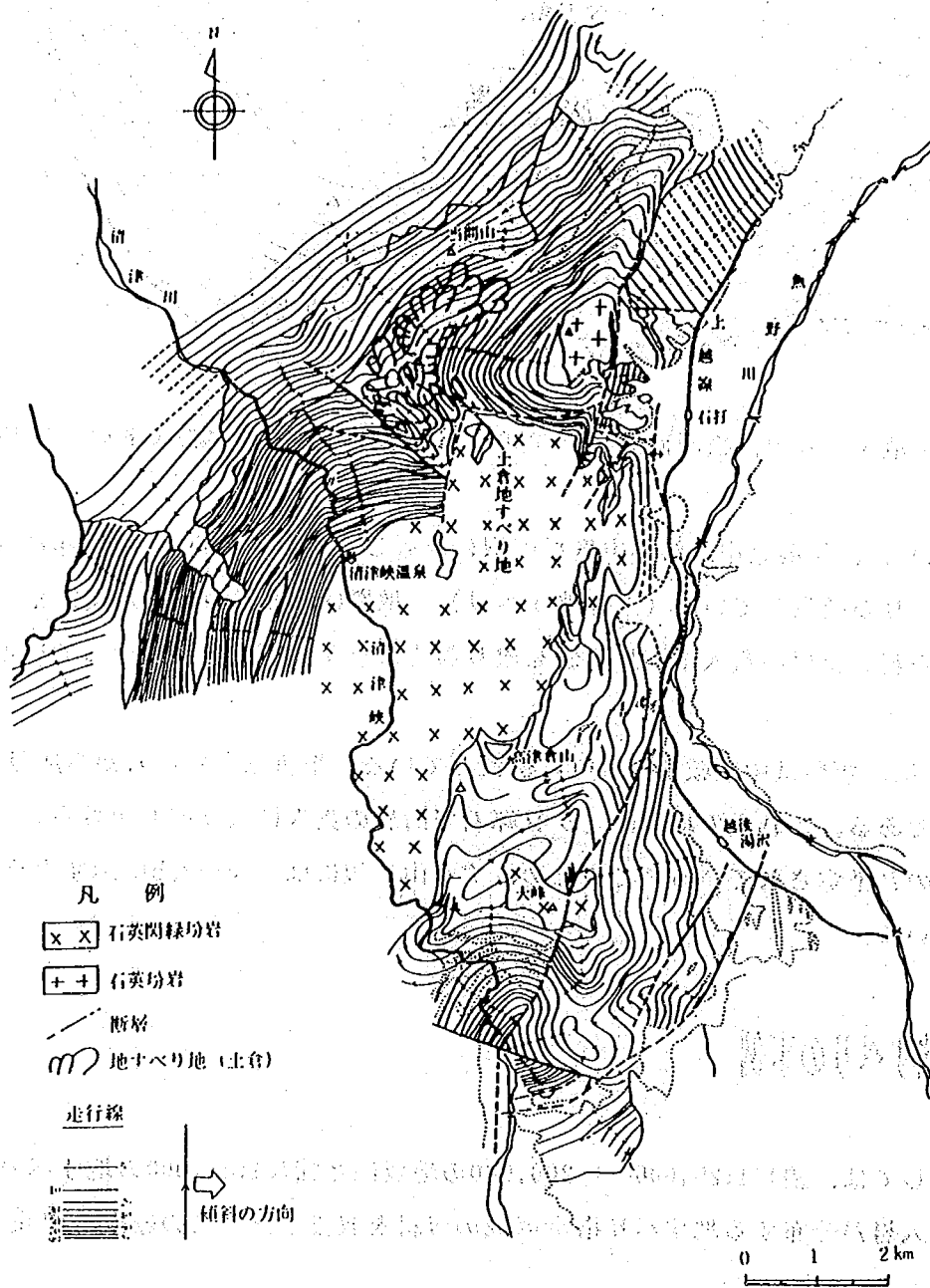


図-2.4 当間山周辺地質図 (地すべり総括書IV 新潟県治山課より)



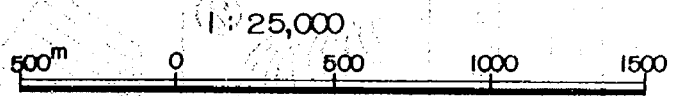


図-2.5 丈ヶ山周辺の地すべりの分布

(資料) 国土院 地質調査所 地質図 1:25,000

5) 貫入岩による地下水の堰止め

6) 周辺地質の変質と地質構造の乱れ

表-3.1には、事例を一覧表にまとめて示した。なお、平面形は図-3.1の区分にしたがった。また、平均勾配は、滑落崖下から末端を直線で結んで求めた値である。

以下に、地すべり発生に対する貫入岩の影響別に事例を示した。

3.1. 貫入岩が地すべり地内への地下水の供給源となっている事例

この影響による地すべりの分布地は、岩船郡の鱒山周辺、村松町、米山周辺、関田山脈付近、鉢ヶ岳、権現岳周辺、等である。鉢ヶ岳、権現岳を除くといずれも安山岩が分布し、鉢ヶ岳、権現岳は、石英閃緑ヒン岩が分布している。

地すべり地に地下水を供給していると考えられている貫入岩には、安山岩や石英閃緑ヒン岩があり、流紋岩は見あたらない。これは、前者が節理や亀裂に富むのに対して、後者は垂直方向の割れ目が少ないためと考えられる。一般に、地すべり頭部付近には湧水が多く、地下水が豊富である。また、地すべり斜面には、貫入岩の崩落による崖錐堆積物が多く分布することが多く、同堆積物中には多量の地下水が賦存している。これらのことから、貫入岩からの地下水の供給が、地すべり発生の主因となっているものと考えられる。しかし、母岩の岩質や地質構造の影響が大きいことも考えられる。

以下に、事例を示す。

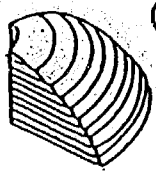
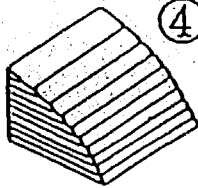
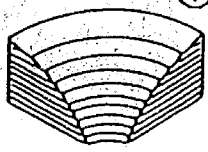
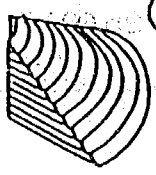
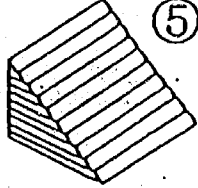
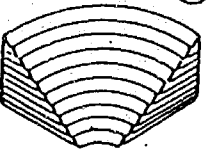
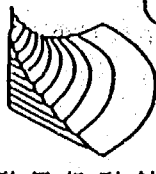
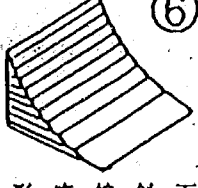
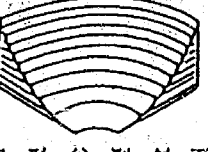
着眼点		最大傾斜の方向（落水線）の変化状態		
分類基準	分類	水平断面形（等高線の平面形）による斜面分類		
		尾根型斜面 （散水斜面）	直線斜面	谷型斜面 （集水斜面）
最大傾斜の大きさ（勾配）の変化状態	凸形斜面	 <p>① 凸形尾根型斜面</p>	 <p>④ 凸形直線斜面</p>	 <p>⑦ 凸形谷型斜面</p>
	直線斜面	 <p>② 直線尾根型斜面</p>	 <p>⑤ 直線斜線斜面</p>	 <p>⑧ 直線谷型斜面</p>
	凹形斜面	 <p>③ 凹形尾根型斜面</p>	 <p>⑥ 凹形直線斜面</p>	 <p>⑨ 凹形谷型斜面</p>

図-3.1 平面形の区分（鈴木1977）

表-3.1

新潟県下貸入岩地すべりの概要

地区名	地域	所管	場所	貸入岩	貸入岩の影響	地すべり母岩	地質構造との関係	発生形態	誘因	地すべりの規模				平面形	平均勾配	地下水位	湧水量 l/min	発生歴	その他	
										市m	長m	面積m <sup>2</sup>	深m							
間垣	A	構	岩船郡朝日村大毎	安山岩	①地すべり地内への地下水供給	津川層泥岩	受け盤	粘礫~崩壊型		50 20	100 30	0.5 0.05	13 3.3	凹型 谷型	10°	2.2	0.13 -0.29	昭和36年冬 昭和61年11月	深部まで 粘土化	
野	C	林	柏崎市野	安山岩		椎谷層泥岩	受け盤	崩壊型		80~90 50~60	150 100	1.2 0.5		凹型 谷型	10° ~15°			数10年前		
清水尻	C	構	中頸城郡柿崎町 城ノ腰	安山岩		寺泊層泥岩	走向	粘礫~流動			50	200	1.0	5 10	直線 谷型	9°	自噴 ~3.5		昭和39年春	
未指定	C	-	東頸城郡安塚町須川 飯山~浦川原線	安山岩		魚沼層砂岩・ 泥岩互層	走向~ 流れ盤	崩壊型	切土		20~ 25	35	0.1	7.5	凹型 谷型	35°	6.5	0~1.6	昭和63年秋	
物出	C	建	西頸城郡能生町物出	石英閃緑玢岩		能生谷層 泥岩(砂岩状)	流れ盤	崩壊型			140	280	3.6		凹型 谷型	27°	0.5 ~6.4		昭和52or34年崩 壊(小アブロック)	石英閃緑岩と 泥岩の境から湧 水
樋口	C	建	西頸城郡能生町樋口	石英閃緑玢岩		能生谷層 砂岩・泥岩互層	流れ盤	崩壊型 (地塊型)	地震 融雪		1000	2000	200	50	凹型 直線	14°	0 ~40	頭部多量	昭和22年 5月19日	
トチ山	C	建	西頸城郡能生町 西飛山	石英閃緑玢岩		能生谷層 砂岩・泥岩互層	流れ盤	極めて緩慢	融雪		1200	2000	200	40 ~60	凹型 直線	15°	5 ~35	1~5		
岩倉	C	構	糸魚川市岩倉	石英閃緑玢岩		能生谷層 砂岩・泥岩互層	走向	崩壊型			60	150	7	6	直線 谷型	52°				
濁沢	B	林	中蒲原郡村松町濁沢	安山岩 石英安山岩		津川層凝灰岩	走向~ 流れ盤	粘礫型	豪雨		150	500	5	5 15	凹型 谷型	11°	0.5 ~6.0	0.5	明治30年頃	
沼	A	林	岩船郡関川村沼	流紋岩		津川層凝灰岩泥岩	流れ盤 ~走向	粘礫型 柱状	豪雨		100	220	2	14	直線 谷型	7°	0~2 (中央を 除く)	1以下	貸入岩に直接接し ていないが安山岩 部へ大噴すべり	
高橋	A	林	東蒲原郡鹿瀬町高橋	流紋岩	津川層凝灰岩・ 砂岩・泥岩	走向	同上	一部崩壊		200	500	10	33	凹型 谷型	10°	0~12	0.01 ~0.25	大正年間		
内川	A	林	東蒲原郡三川村内川	流紋岩	津川層凝灰岩・ 砂岩・泥岩	受け盤	粘礫型 柱状	融雪 秋雨		350	800	25	8 30	凹型 谷型	9°	0~11	頭部のみ 1~4	昭和61年以降 活発化		
未指定	A	-	中蒲原郡下田村大谷 布倉沢	流紋岩	津川層凝灰岩	流れ盤	崩壊型			290	430	10	20 ~30	凹型 谷型	10°	17~ 30	1.6 ~5.7	昭和元年5月 初旬		
東野名	A	林	北魚沼郡守門村 東野名	流紋岩	七谷層泥岩	流れ盤	粘礫型 柱状	融雪		500	800	40	20 (100 以上)	直線 谷型	10°	0~10	1~24	大正15年Shaの 地すべり、破断 川を堰止める	流紋岩に不動地 としてくさび状 に分布	
田沢	B	林	中魚沼郡中里村田沢	石英閃緑玢岩	寺泊層泥岩凝灰岩	走向~ 流れ盤	崩壊型			350	450	15		直線 直線	10°					
猿供養寺	C	建	中頸城郡板倉町 猿供養寺	安山岩	寺泊層泥岩	流れ盤	粘礫型	秋雨 ~積雪		100~ 200	1500	24	7	凹型 直線	10°	0~3	一般に 1以下 max3	明治30年頃	深部50mに 至り軟質化	
栗沢	C	建	中頸城郡板倉町栗沢	安山岩	寺泊層泥岩	走向	粘礫型	融雪 100mm 以上の降雨		50 ~150	90 ~230	0.8 ~3.0	25 ~28	凹型 直線		0~2	大半 1以下		電圧電流 4000v/m以上の 地下水あり	
筒方	C	建	中頸城郡板倉町筒方	安山岩	椎谷層泥岩	走向	粘礫型			100	300	2	7 11	凹型 直線	13°	1~3	1以下		有圧シッカ水あり	
段子差	C	構	中頸城郡板倉町藤原	安山岩	寺泊層泥岩	走向	粘礫型 ~流動型	融雪		70~90 (2次)	170 ~300	1.5 ~1.8	1.6 ~1.8	直線 谷型	3°	0.6~3.9	0.01~4.5 一般に 1以下	状況にすべる	同上	
赤崎	A	建	東蒲原郡鹿瀬町鹿瀬	流紋岩	津川層凝灰岩	流れ盤	粘礫型 柱状	侵蝕		500	1000	25	38 14	直線 直線	3°	2.5 ~13.0	0.5 ~2.0			
小松	A	構	岩船郡山北町大毎	花崗岩	花崗岩		粘礫型 柱状			50	180	0.9	6.5~8	直線 直線	6°		max10		二次すべり	
観音寺	B	林	西蒲原郡弥彦村 観音寺	粗粒玄武岩	粗粒玄武岩		崩壊型	切土 露土 露土		40	45	6.0 10.8	10	凸型 谷型	45°	11~18	-	昭和61年秋		
猿八	E	構	佐渡郡畑野町猿八	斜長流紋岩	真室川層凝灰岩		粘礫型			40	110	0.25		凹型 直線	9°					
関	E	構	佐渡郡相川町関	安山岩	相川層頁岩	流れ盤	粘礫型			400	750	25	15 ~35	凹型 直線	11°	0~	max20	昭和30年代初		

※ 構 - 建設省所管、構 - 構造改善局所管、林 - 林野庁所管

1) 間垣地すべり<sup>①</sup>

間垣地すべりは、新潟県岩船郡朝日村大毎の明神川支川の左岸側に位置する。図-3.2には、平面図を示した。地すべり地の斜面上部には、津川層の泥岩中に貫入した安山岩の岩株が分布する。地すべり斜面頭部付近には、安山岩または崖錐から供給されると考えられる湧水が分布する。地すべりは、昭和36年冬に0.5ha、61年11月に約0.05haの規模で発生している。昭和62年8月の調査結果によると、湧水期のためか簡易揚水試験による揚水量は少ないが、地下水検層の結果では地下水の流動が認められた。このことから、融雪期などの豊水期には、多量の地下水が地すべり地内に流入すると考えられる。

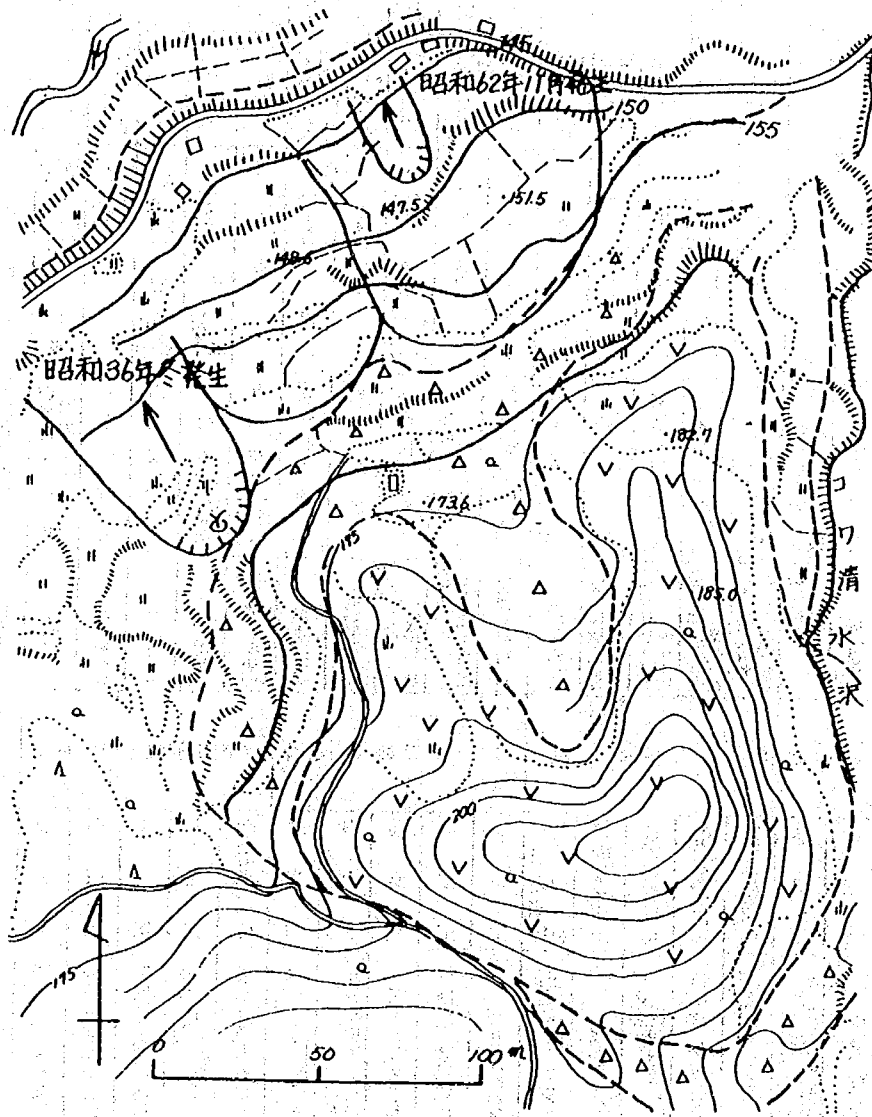


図-3.2 間垣地すべり平面図 (昭和39年度地すべり調査報告書 新潟県農地部)

2) 蕨野地すべり<sup>9)</sup>

蕨野地すべりは、新潟県中頸城郡柿崎町字蕨野の弘川支川最上流部の安山岩岩脈から成る中ノ岳(429m)西側山麓に位置する。図-3.3には、平面図を示した。地すべり地内には、安山岩岩脈または同岩脈の崖錐から供給されると推定される湧水がみられる。

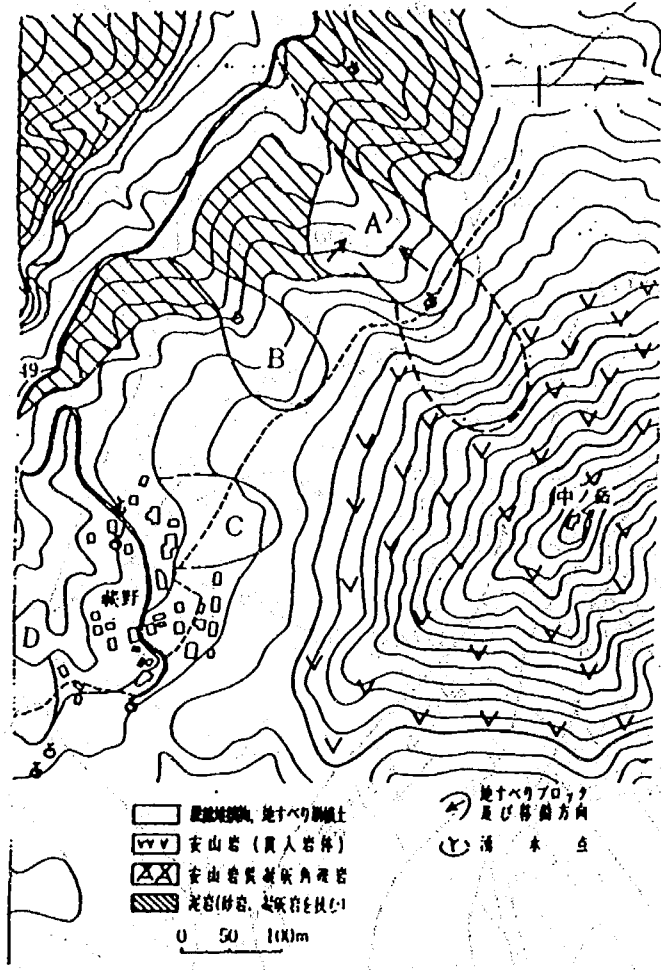


図-3.3 蕨野地すべり平面図(地すべり總括V 新潟県治山課より)

### 3) 清水尻地すべり<sup>10)</sup>

清水尻地すべりは、新潟県中頸城郡柿崎町城の腰の城山(478.9m)の南麓に位置し、地すべり斜面末端部には柿崎川支川の百刈川が流下する。図-3.4には、平面図を示した。城山は安山岩の岩脈から成り、その周辺には多数の地すべりが分布している。

城山山麓では、湧水が数カ所にみられ地下水が豊富である。また、崖錐分布地では、地下水が地下1~2mから4.7ℓ/min自噴したボーリング孔が存在した。安山岩の崖錐は、所によっては層厚が十数mと厚く分布し、城山から流下する地下水の通路となっている。

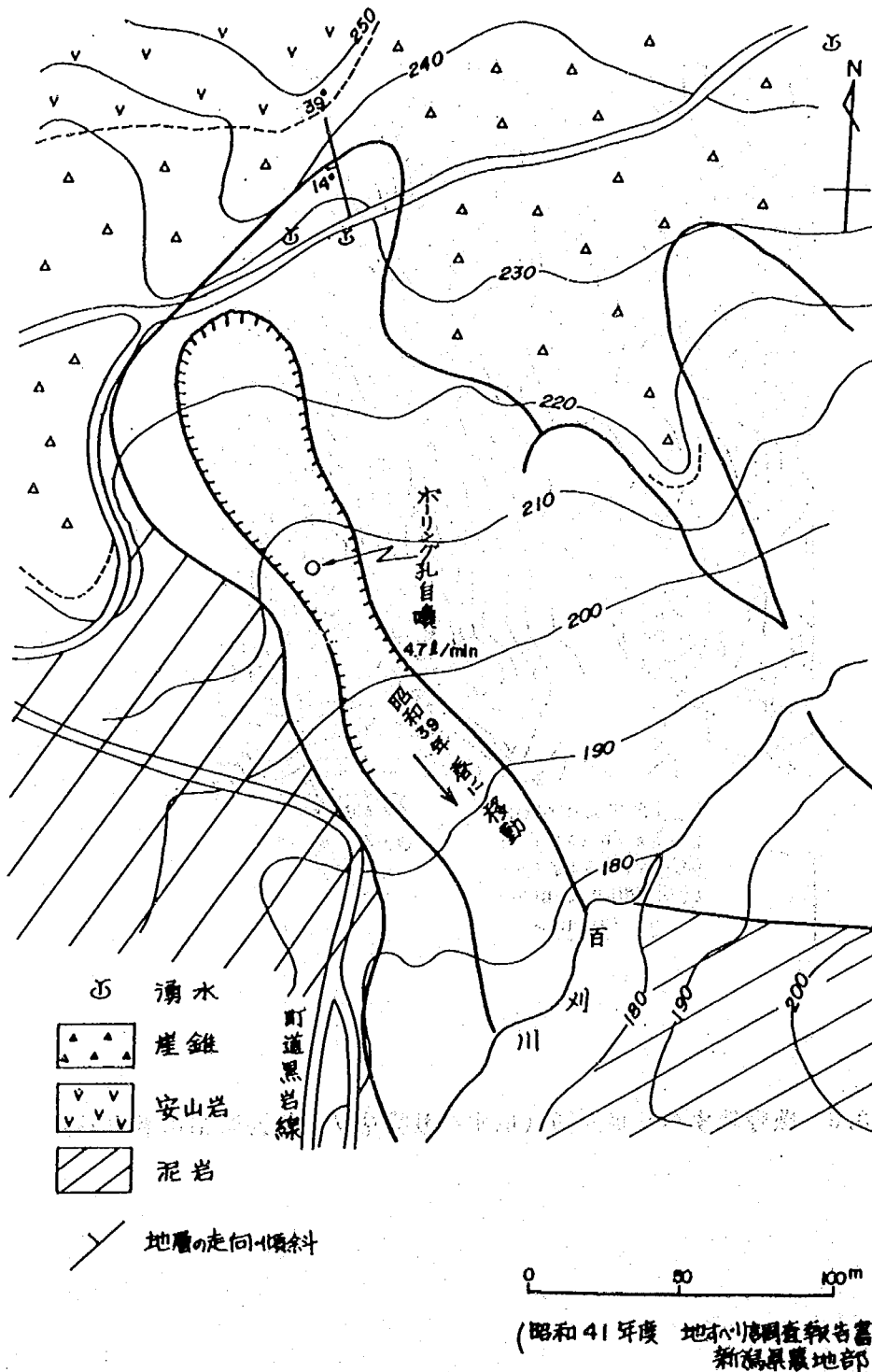


図-3.4 清水尻地すべり平面図

#### 4) 飯山～浦川原線沿いの地すべり<sup>11)</sup>

新潟県東頸城郡安塚町の菱ヶ岳（1,129m）の南西側斜面に位置する飯山～浦川原線の道路に、昭和63年の融雪期後の建設中に地すべりが発生した。

図-3.6には、復旧計画縦断面図を、図-3.7には平面図をそれぞれ示した。地質は、魚沼層の礫岩、砂岩、泥岩と安山岩の岩脈から成る。安山岩は亀裂質であり、融雪水や雨水が地下に浸透しやすく、浸透した地下水は、地すべり斜面に集中していると推定された。

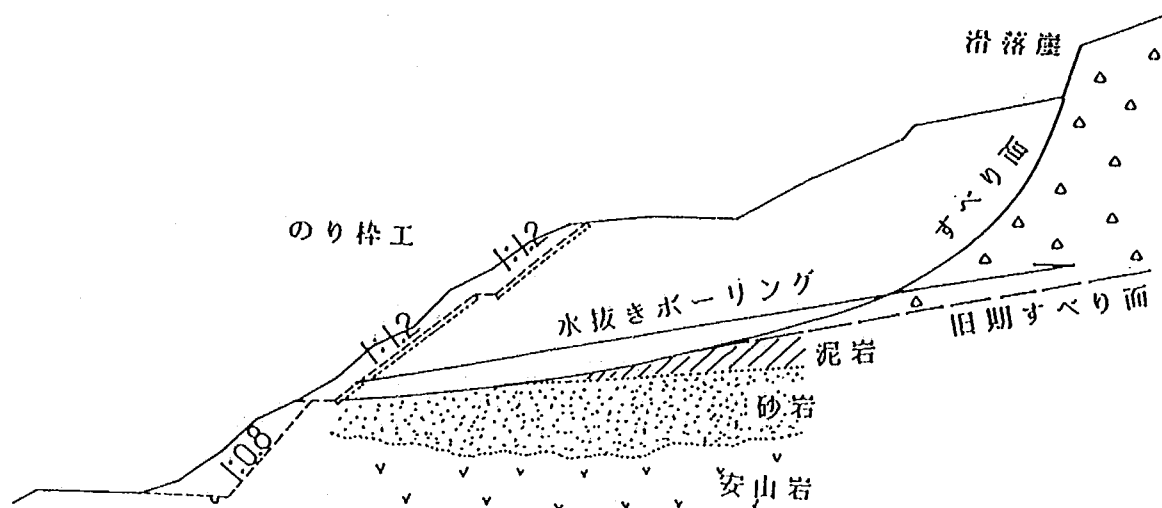


図-3.5 飯山～浦川原線沿い地すべりの復旧計画縦断面図

(安塚土木事務所 平成元年度報告書)

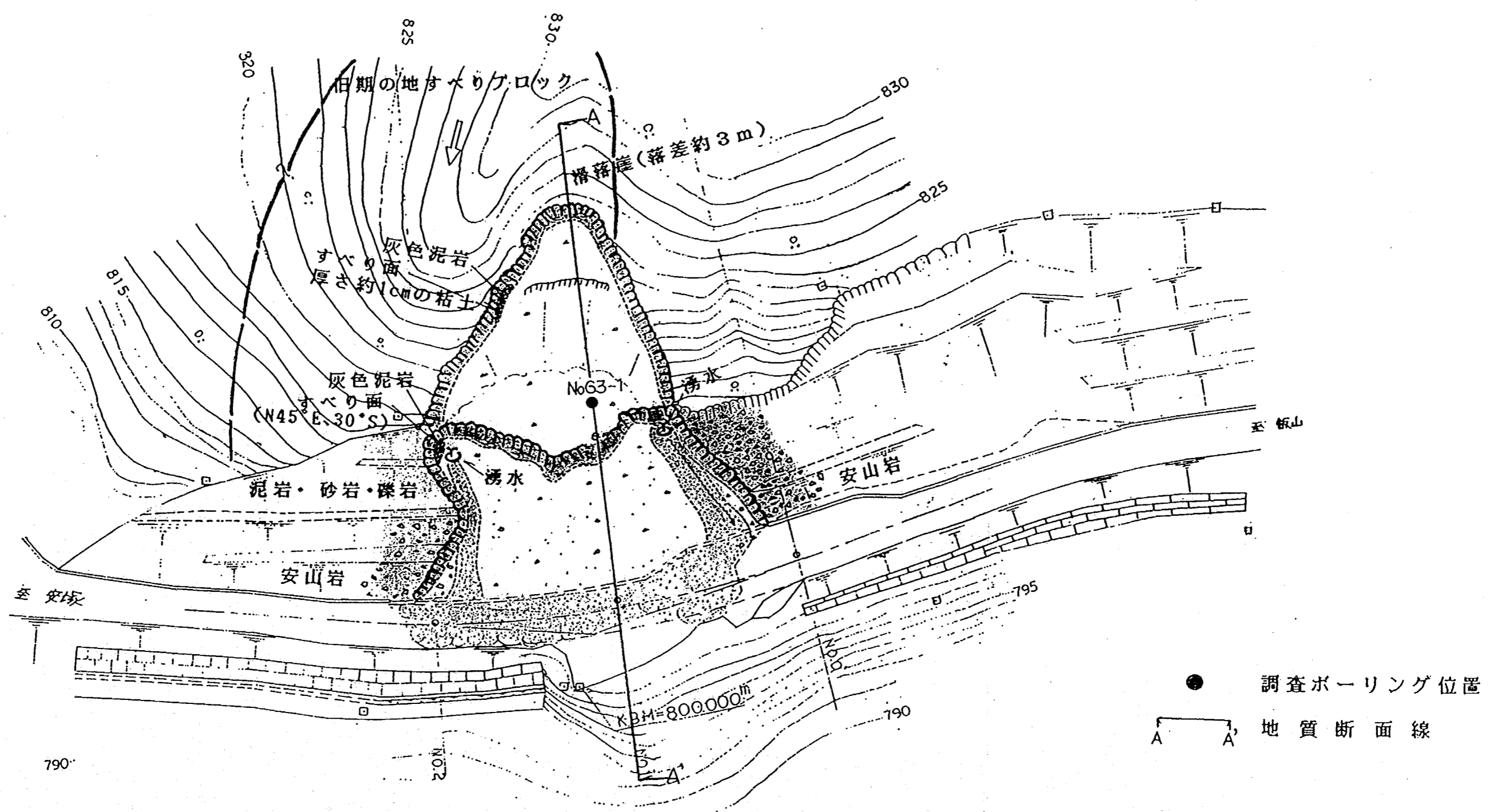


図-3.6 飯山～浦川原線地すべり平面図  
 (安塚土木事務所 平成元年度報告書)

$\phi = 22^{\circ}44'60''$   
 $R = 720.00$



#### 5) 物出地すべり<sup>12)</sup>

物出地すべりは、新潟県西頸城郡能生町の権現岳(1,104m)の北東側山麓に位置し、末端は能生川に面している。地すべり地の基盤岩地質は、泥岩を主とし砂岩を挟在する能生谷層から成る。

図-3.7には、模式断面図を示した。同層の走向・傾斜は、 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ} W$ 、 $12^{\circ} \sim 33^{\circ} E$ で地すべり地全体としては流れ盤を形成している。地すべり斜面上部は急勾配を成し、権現岳を構成する石英閃緑ヒン岩は泥岩中に貫入し、その境には湧水が存在している。

#### 6) 櫛口地すべり<sup>13), 14), 15)</sup>

櫛口地すべりは、新潟県西頸城郡能生町に位置し、5) 物出地すべりの南側約500mにある。地すべりの規模は、権現岳の斜面から能生川にかけて長さ1,650m、平均勾配 $10 \sim 30^{\circ}$ である。地すべり地の基盤岩地質は、能生谷層から成り、上部斜面には石英閃緑ヒン岩が分布している(図-3.8に地質図を示す)。地層は、NE方向に $20 \sim 40^{\circ}$ で能生川に傾斜し、地すべり斜面は流れ盤となっている(図-3.9に地質断面図を示す)。石英閃緑ヒン岩が分布している急斜面下には崖錐が分布しており、所によっては層厚が30mに達する。図-3.10には、昭和22年災害時の概況図を示した。

石英閃緑ヒン岩の貫入による変質は、接触部にホルンフェルス化した泥岩がみられる程度で顕著ではない。また、貫入による地質構造の乱れは認められない。また、石英閃緑ヒン岩は節理に富んでおり、このことから地下水を賦存しやすいと考えられる。したがって、同岩と同岩による崖錐は、多量の地下水を地すべり地内に供給する源と推定される。このため、櫛曾ノ又川沿いには、数百 $l/min$ から数千 $l/min$ を越える湧水がある。また、地すべり斜面頭部にある集水井からは、季節によって水量が異なるものの、 $0.8 \sim 3.5t/min$ の排水量がある。

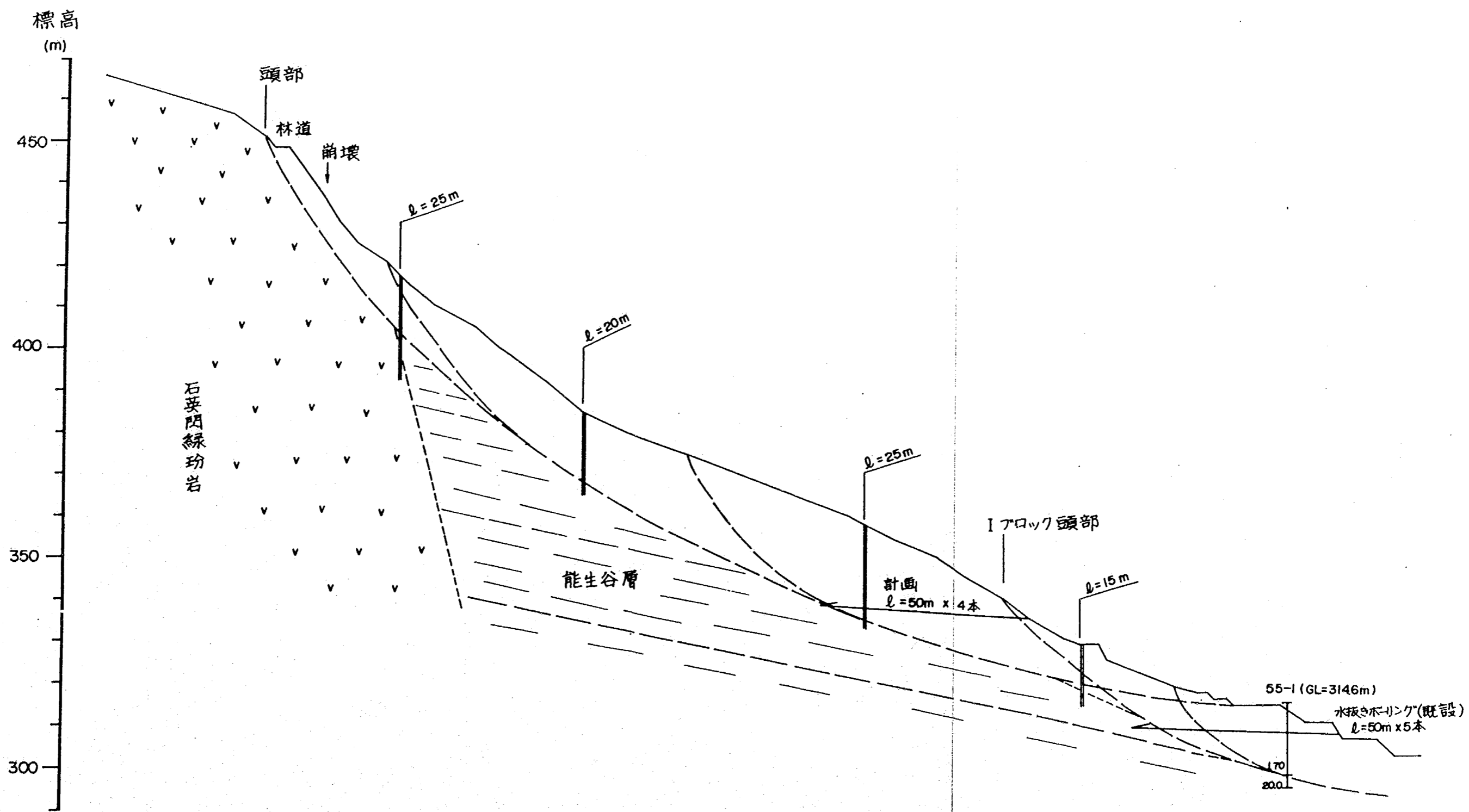


図-3.7 物出地区 A-A' 測線模式横断面図  
(糸魚川土木事務所 昭和61年度報告書)

S = 1:1,000

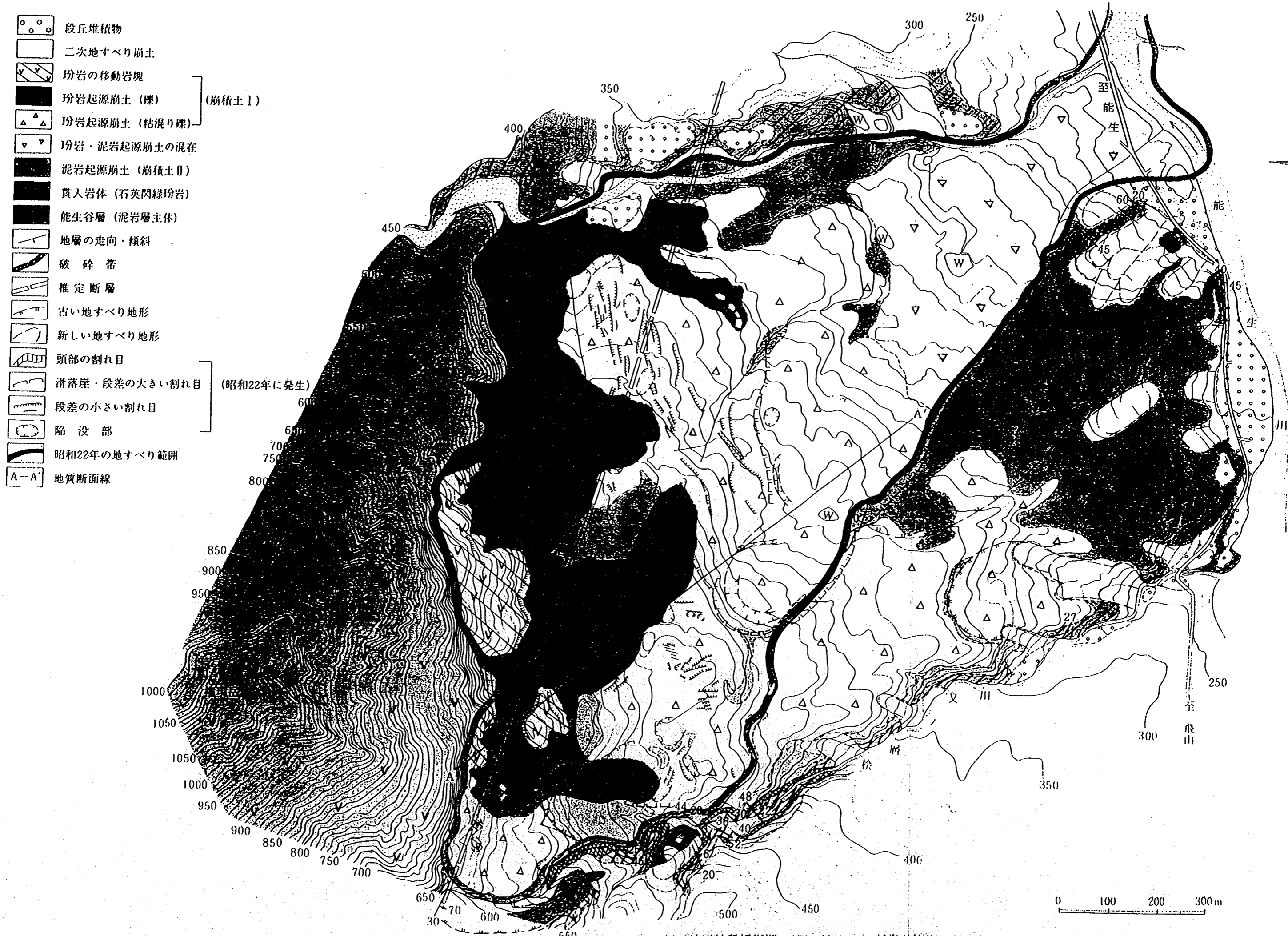
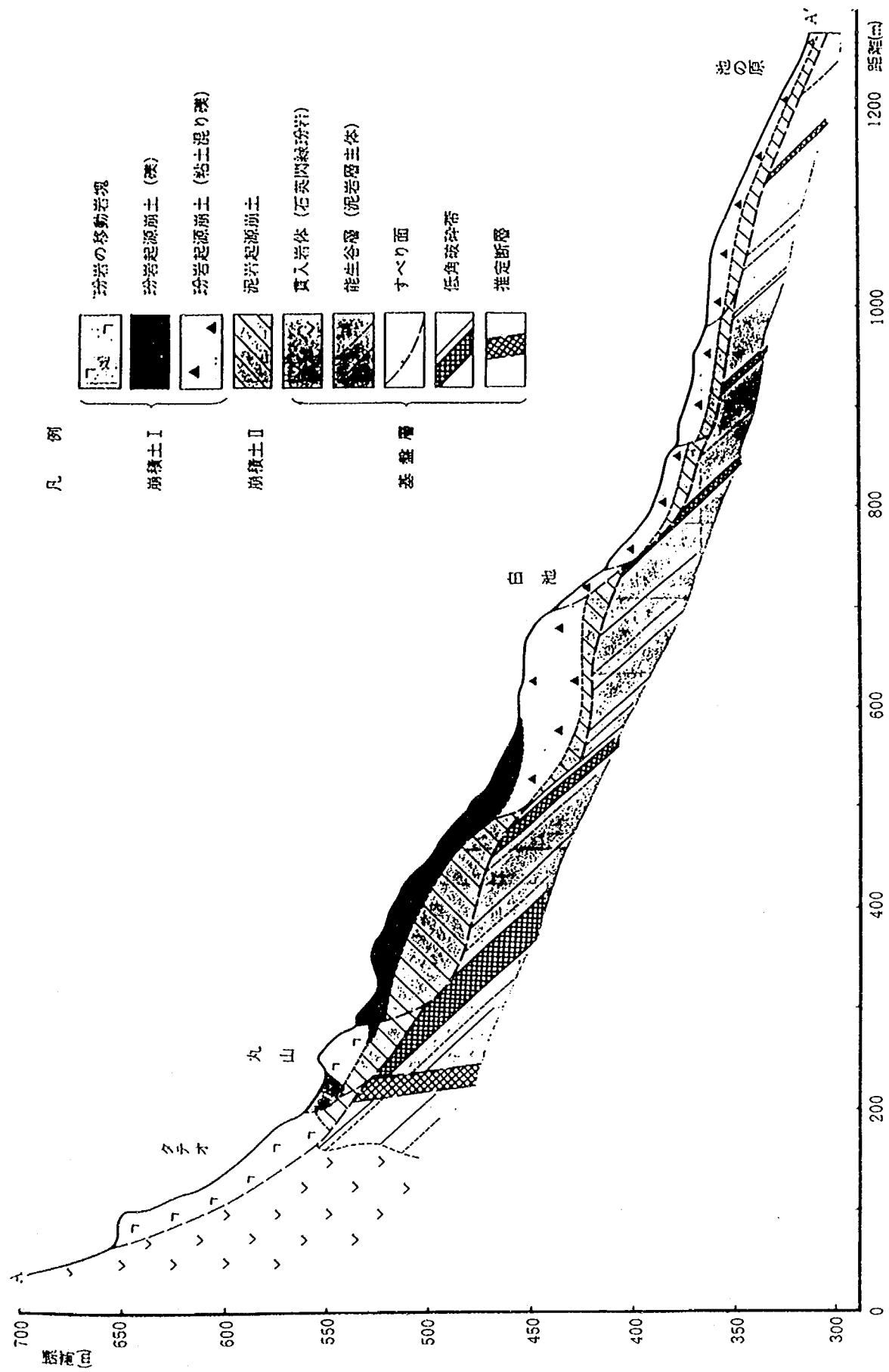


図-3.8 梶口地区地質平面図 (梶口地すべり, 新潟県治山課 1987)



図一3.9 柵口地区地質断面図 (柵口地すべり, 新潟県治山課 1987)

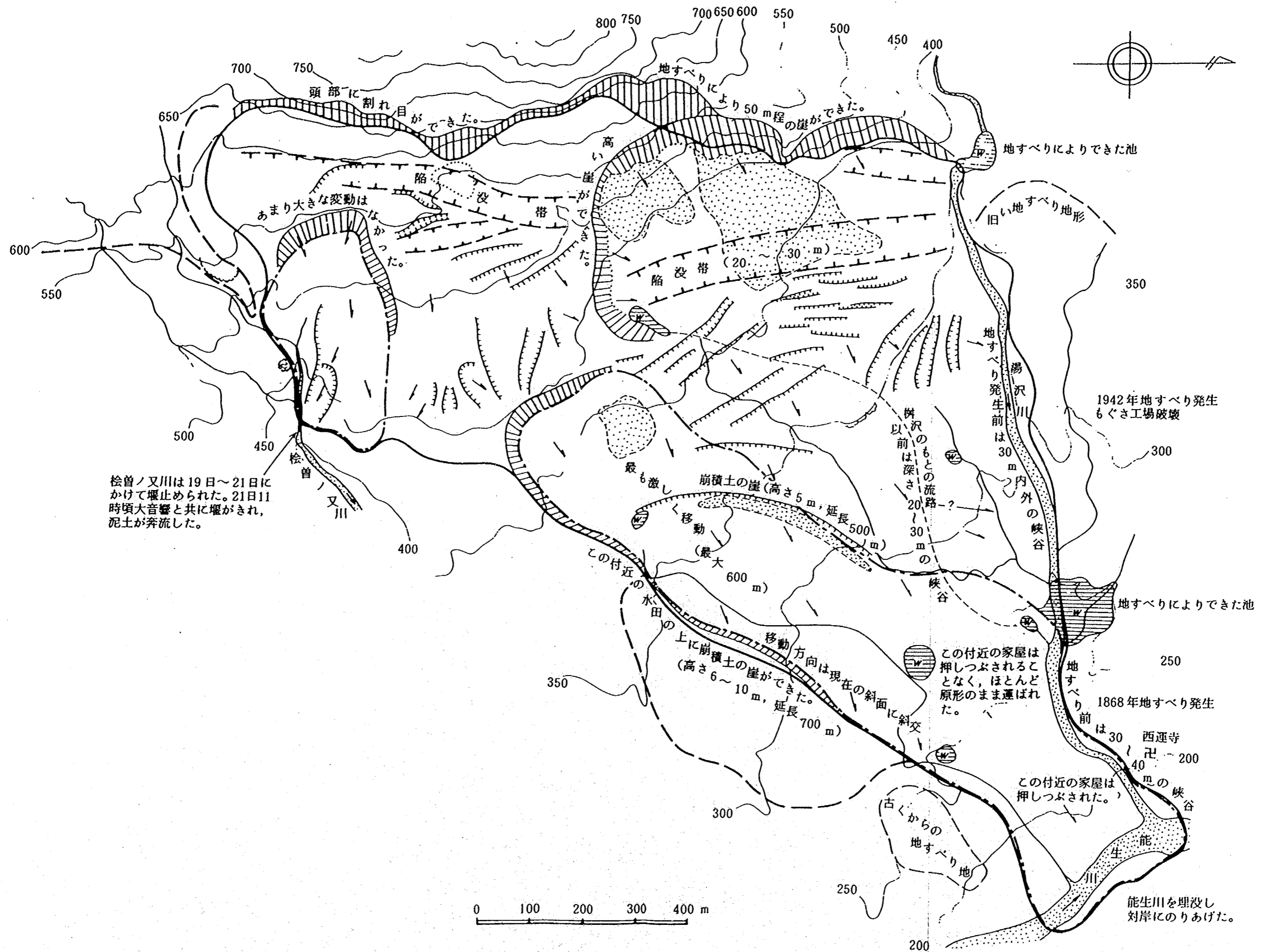


図-3.10 災害当時の柵口地域概況 (柵口地すべり,新潟県治山課 1987)

7) トチ山地すべり<sup>16), 17)</sup>

トチ山地すべりは、新潟県西頸城郡能生町西飛山に位置し、6) 堀口地すべりの南側約1 kmにある。図-3.11に示すように、地すべり斜面上部は権現岳、末端部は能生川に面しており、地すべり地の規模は、幅約1 km、斜面長約2 km、平均勾配約12度である。

図-3.12にはトチ山地すべり表層地質図を、図-3.13にはトチ山地すべり模式断面図を、それぞれ示した。地すべり地の基盤岩地質は、能生谷層の砂岩を挟有する泥岩とその下位の砂岩・泥岩互層である。同層は、走向が概ね北西～南東方向であり、北東側に緩く傾斜する能生川に向かう流れ盤を形成する。表層部に分布する火山灰層の年代から推定すると、初生地すべりの発生は約4万5千年以前であり、600～1,000年前以降に大規模な地すべり活動があったと考えられる。

図-3.14は、トチ山地すべり水質分布図及び地下水流動図である。地すべり斜面頭部には湧水が多く、頭部の陥没帯付近に100 l/minを越える湧水が多数分布する。また、地すべり斜面頭部のボーリング孔でも、簡易揚水試験によると毎分3～5 l程度の揚水量が地すべり移動土塊及び基盤岩内で確認されている。地下水の水質調査結果では、水温が低く(39点の平均10.4℃)、電気伝導度も極めて低い(溶存成分の多い2点を除く37点の平均は99 μs/cm)。また、ヘキサダイヤグラムによる分類では、地すべり斜面末端部の一部の地下水を除くと炭酸カルシウム型の地下水となる。これらのことから、本地すべりの地下水は、主に降水や石英閃緑ヒン岩内の亀裂内を通過して供給されたものと推定される。以上のことから、貫入岩の地すべりに対する影響としては、地下水の供給が考えられる。

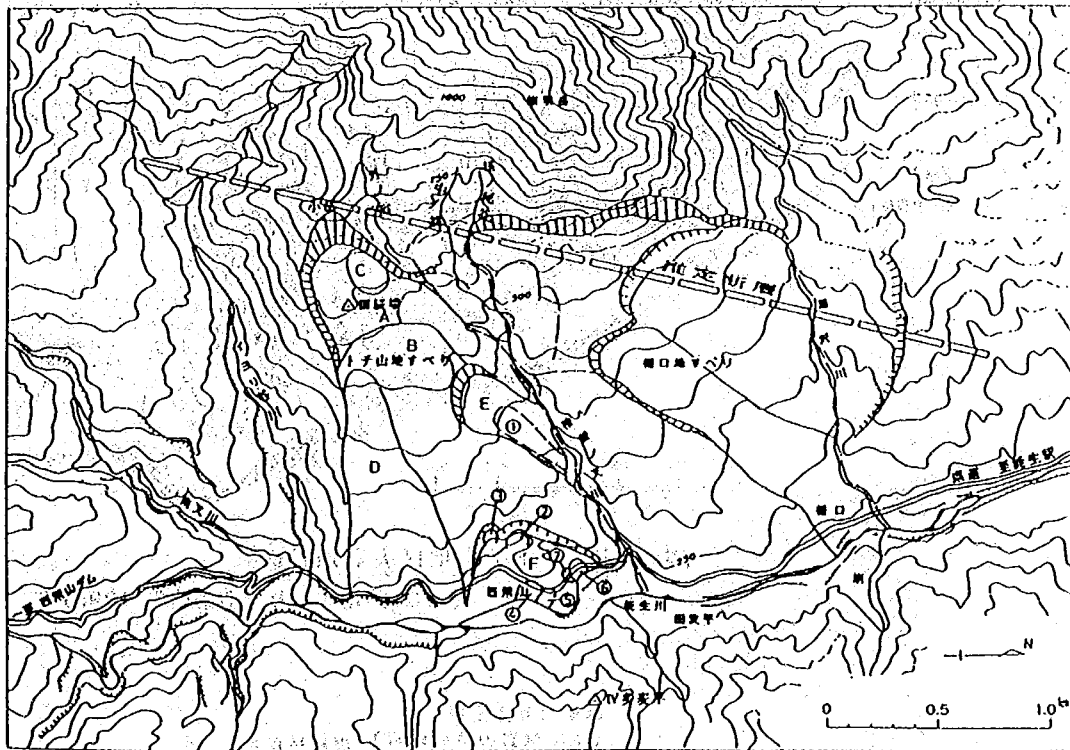


図-3.11 トチ山地すべり周辺の地形概念図

A～Fは一次～二次地すべりブロック

①～⑦は三次地すべりブロック

(トチ山地すべり 新潟県土木部1989)

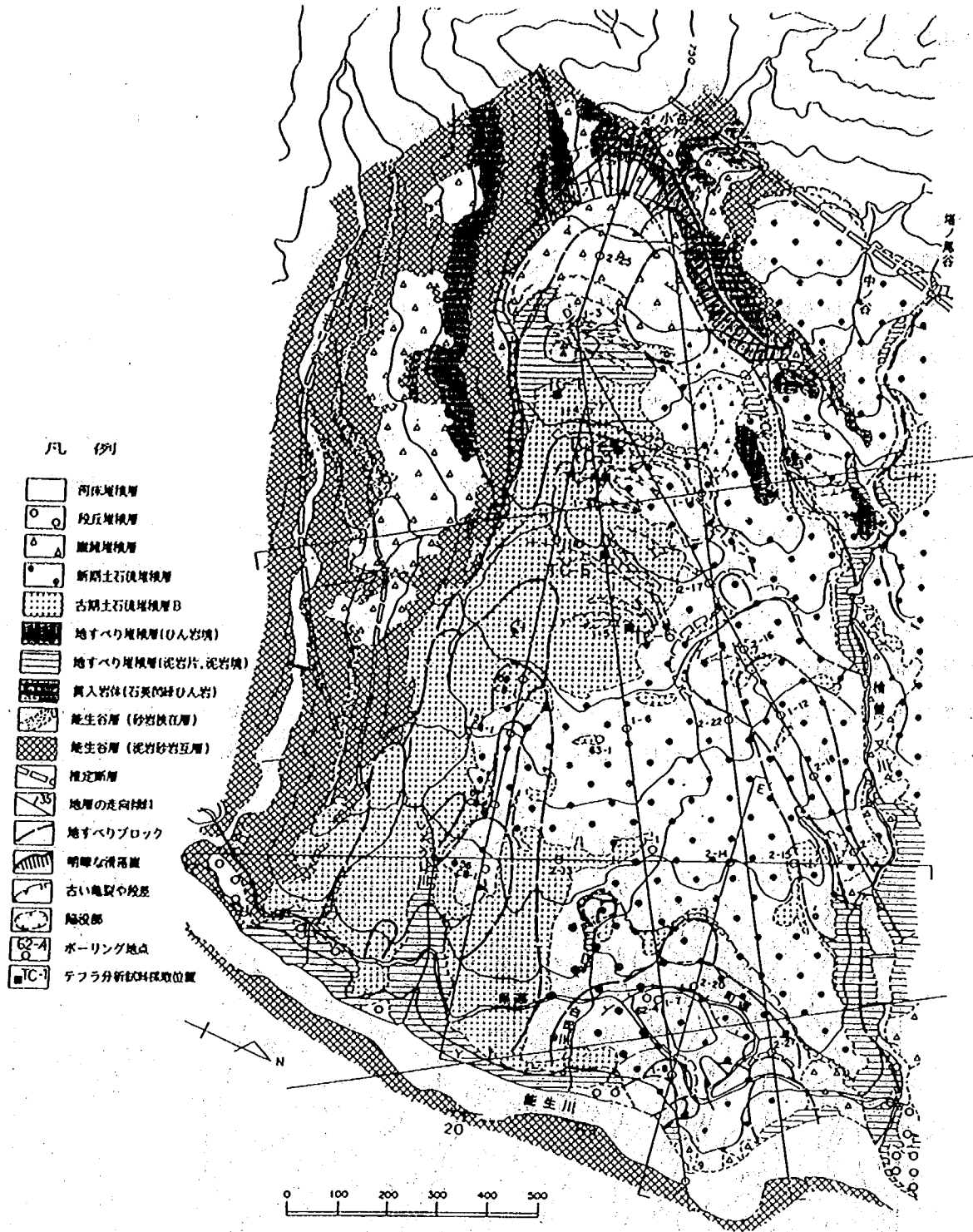


図-3.12 トチ山地区表層地質図  
(第30回地すべり学会講演集 1990)

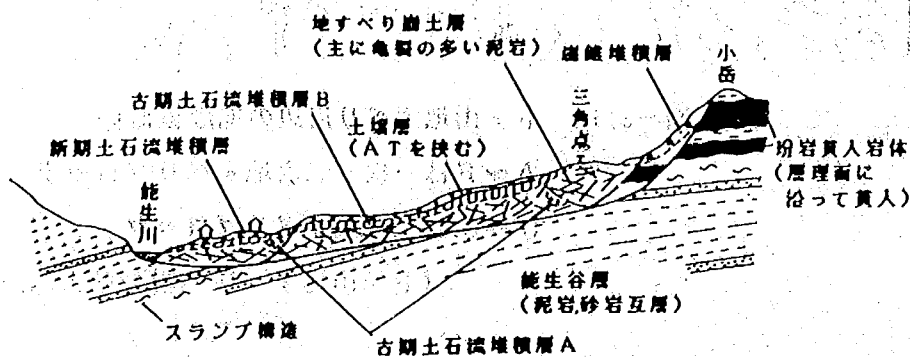


図-3.13 トチ山地区模式断面図

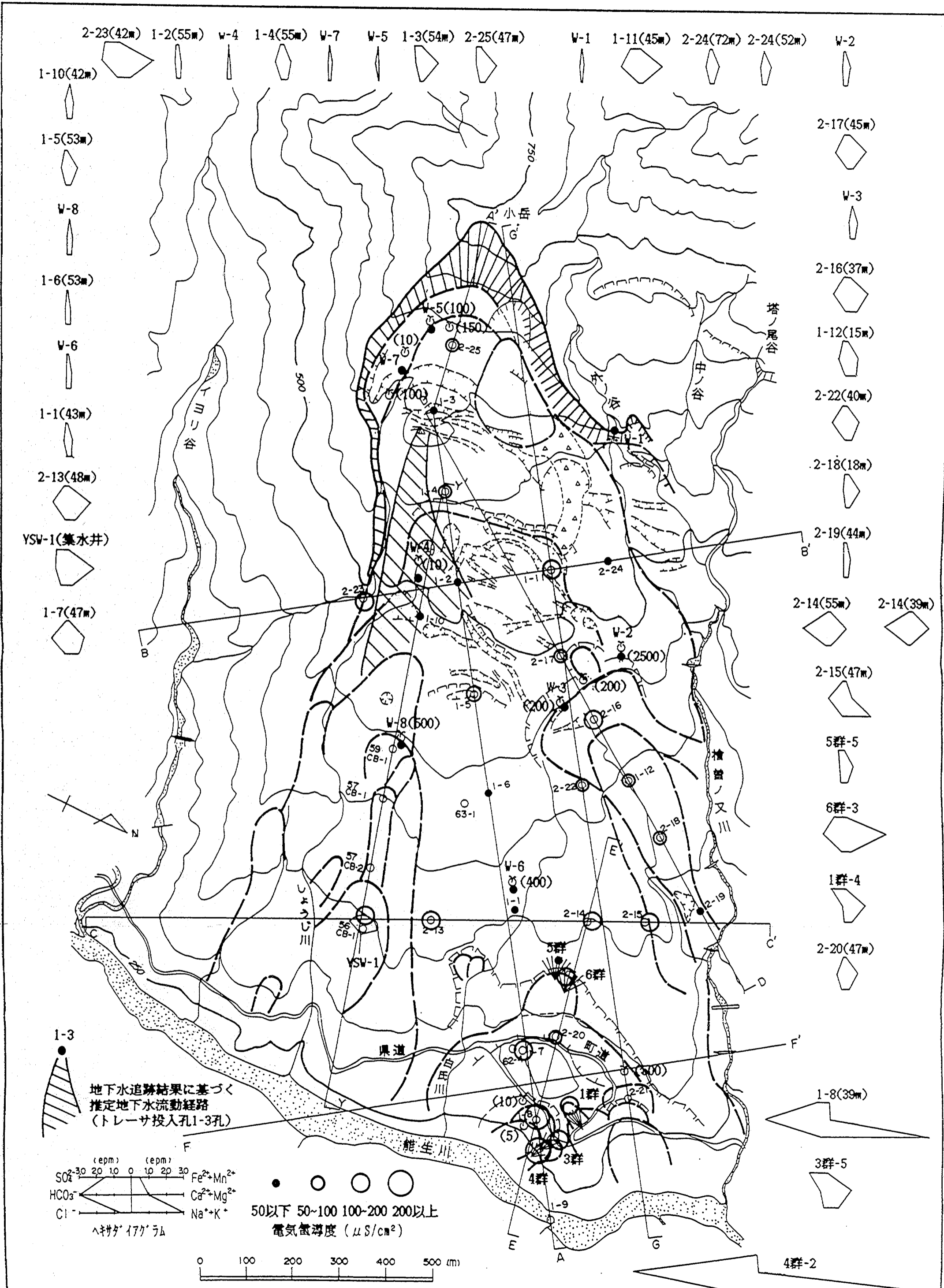


図-3.14 トチ山地区水質分布図・地下水流動図  
(トチ山地すべり,新潟県土木部1989)



8) 岩倉地すべり<sup>18)</sup>

岩倉地すべりは、新潟県糸魚川市岩倉の早川右岸、権現岳と尾根続きの鉢ヶ岳（1,316m）の山麓に位置する。鉢ヶ岳は、石英閃緑ヒン岩の貫入による山である。

地すべりは、図-3.15に示すように幅60m、長さ60m、面積6,960m<sup>2</sup>のものが発生している。また、地すべり斜面の平均勾配は、52度と急勾配であり、表層は、石英閃緑ヒン岩源の崖錐堆積物で覆われている。貫入岩の地すべりに対する影響としては、地下水の供給が考えられる。

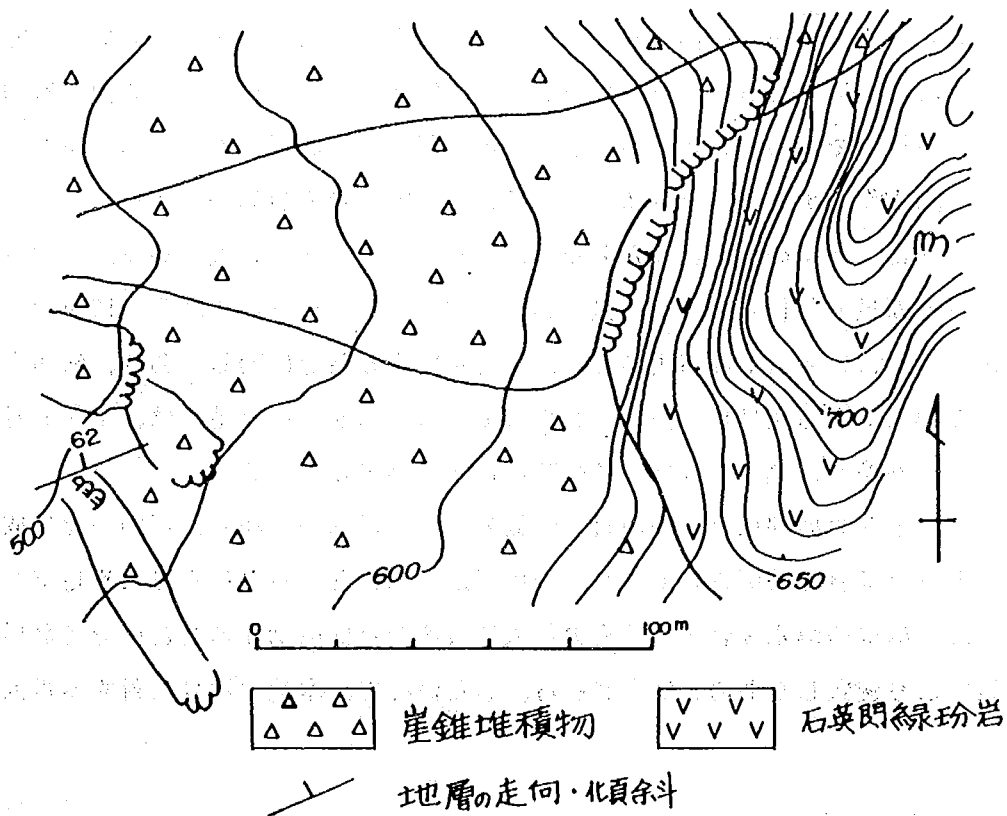


図-3.15 岩倉地すべり平面図

(糸魚川農地事務所 昭和53年度報告書)

18) 1991年度国土庁委託研究「V型地すべり」(国土庁委託研究報告書) 国土庁委託研究報告書 国土庁委託研究報告書

9) 濁沢地すべり<sup>19)</sup>

濁沢地すべりは、新潟県中蒲原郡村松町のマンダロク山(865m)の西側山麓下に位置する。図-3.16には平面図を、図-3.17には地質断面図をそれぞれ示した。高石川の右岸には、石英安山岩の貫入岩体が南北方向に分布し、新第三紀層との境界は、リニアメントとして観察される。また、高石川の発達方向は、地質及び地質構造の影響を受けて南北方向である。地すべりは、高石川の屈曲部の流水による浸食の強い所に発生している。

基盤岩の地質は津川層であり、下位から流紋岩及び凝灰岩の互層、硬質な流紋岩、凝灰岩優勢層が分布する。これらの地層には、安山岩、流紋岩、石英安山岩が貫入している。また、凝灰岩優勢層は、青緑色を呈する典型的なグリーンタフであり、地すべりの大部分は、この層中で発生している。

安山岩岩脈は、Aブロック頭部の調査ボーリングにより確認されたものであり、露頭ではみられない。岩体の中心部に近い部分は、新鮮な硬質の安山岩から成り、周辺部は急激な冷却によりボロボロとなり岩相も不鮮明である。また、本地すべりの北部には、北西～南東に向くレンズ状の流紋岩体が見られ、高石川右岸のナイフリッジ状の山体は、石英安山岩の岩体から成る。

高石川沿いには、多くの地すべりが分布し、面積は0.5～2.0ha程度である。この中で、中央部に位置する地すべりが最も規模が大きく、長さ300m、幅150、すべり面深度5～10mである。これらの地すべりの末端部は、いずれも高石川あるいは平行して走る県道に面しており、斜面上部の地すべり活動に伴う末端崩壊による土砂災害が多く発生している。本地すべり地では、7～8月の集中豪雨に見舞われることが多く、地すべりは、その時期に多く発生している。

A及びBブロックの頭部には、安山岩と流紋岩の貫入岩体が分布し、不動地を形成している。これらの貫入により凝灰岩は破断されており、安山岩から供給されると推定される地下水を多量に賦存している。また、広域の熱水変質と流紋岩の貫入による変質は区別することはできないが、凝灰岩の変質は貫入岩により変質したものと推定される。したがって、本地すべりに対する貫入岩の影響として

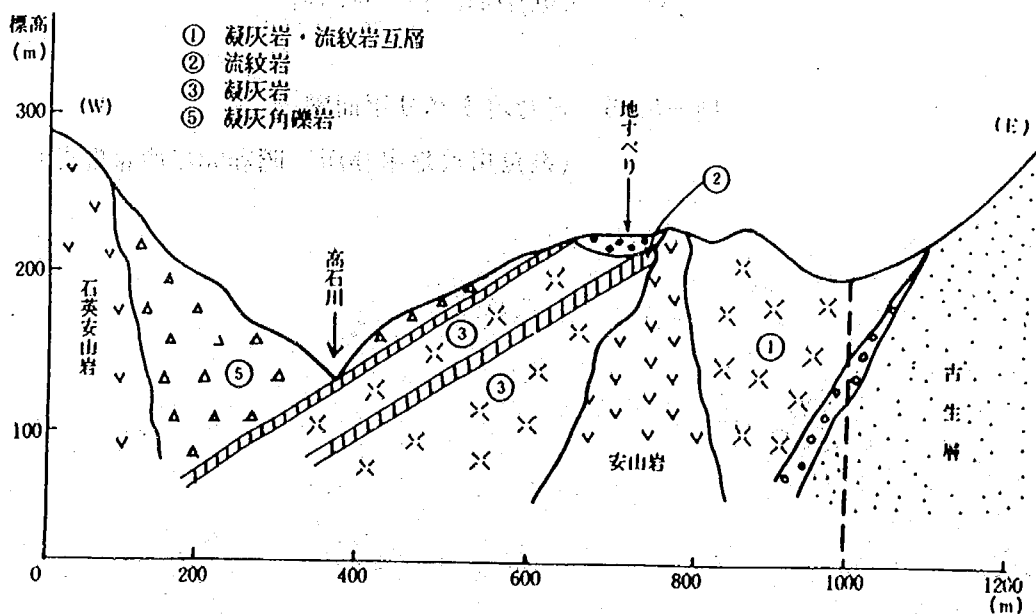


図-3.16 濁沢地すべり地質断面図(地すべり総括V 新潟県治山課1981)

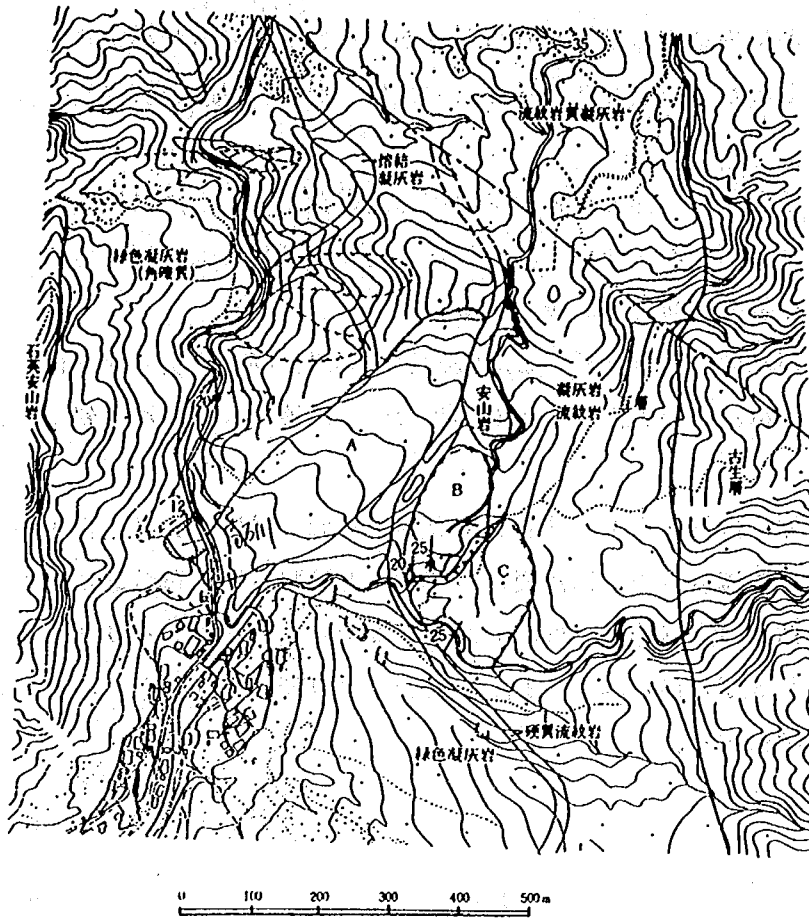


図-3.17 濁沢地すべり平面図

は、地下水の供給源の他に、凝灰岩の広域熱水変質作用及び貫入岩による地層の破碎、接触変質作用が考えられる。

### 3.2. 貫入岩が周辺の地層を変質させている事例

周辺地層の変質は、熱水変質によるものである。熱水変質には、初期の火山活動に引き続いて起こった広域熱水変質作用と、断裂変動体における酸性岩の活動に伴う変質、あるいは構造体を通る熱水溶液による変質、等がある。これらを区分することは難しいが、酸性貫入岩体の周辺では熱水変質が生じていると考えられる。

流紋岩の場合は、周囲の第三系の変質が顕著である。しかし、安山岩の場合は、周囲の岩石に広く影響を与えている例は知られていない。また、新第三系の堆積岩の中で、泥岩は熱水の浸透性が低く、すでに粘土鉱物が生成されていることから変質による影響は少なく、珪化程度である。これに対して、凝灰岩や溶岩は浸透性が高く、続成作用（堆積物が地層になるまでの過程）による粘土鉱物化も弱いので変質の影響を受けやすい。熱水変質が活発に生じたのは、いわゆるグリーンタフ変動の火山活動が活発に行われていた津川層や七谷層の堆積期である。このようなことから、これらの地層中の流紋岩や凝灰質岩は、変質していることが多い。

これらの岩石の強変質したものは、極めて軟弱である。このため、後述する高橋地すべりや内川地すべりでは、ベントナイト状の粘土がすべり面粘土となっている。また、沼地すべりでは、すべり面粘土中に多量のモンモリロナイトが検出されており、土質試験による塑性指数も100前後を示す。

以上のような熱水変質による地すべり母岩の変質は、津川層分布地の地すべりの素因となっていると考えられる。一部に崩壊型の地すべりもあるが、ペントナイト状の土質を反映して一般に粘ちゅう型で慢性的に動くものが多い。したがって、勾配は一般に10度未満と極めて緩い。

1) 沼地すべり<sup>20)</sup>

沼地すべりは、新潟県岩船郡関川村大字沼字道端の荒川支川右岸に位置している。図-3.18に平面図を、図-3.19に地質断面図をそれぞれ示した。地すべり地の勾配は、平均7度と極めて緩やかであるが、不動地の流紋岩の分布地は急峻である。

基盤地質は、津川層の軽石凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩、軽石凝灰岩が下位から順位分布する。また、これらの地層中には流紋岩が貫入している。その他、地層は、地すべり斜面に対して流れ盤となっている。

流紋岩の貫入岩体に接触する部分は熱水変質作用を強く受けており、白色粘土化している場合が多い。しかし、必ずしも流紋岩のそばが変質しているとは限らず、黄鉄鉱による鉱染も一部みられる。下位の軽石凝灰岩粘土のX線分析では、モンモリロナイト、石英、クリストバライト、長石、カリ長石、トリディマイト等が検出されている。流紋岩により変質を受けたものは、白色～灰白色を帯び含水すると用意に泥滓化する。

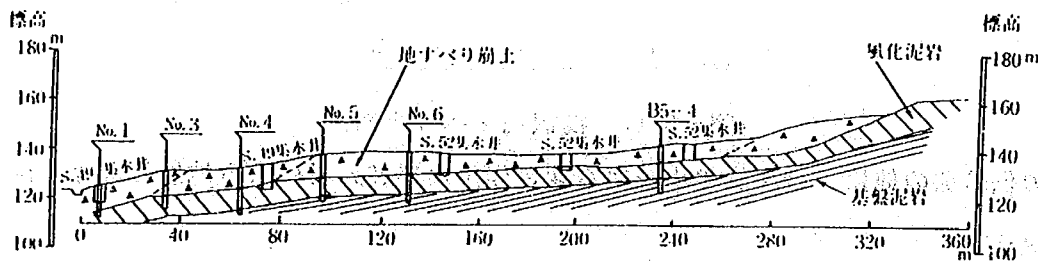


図-3.18 沼地すべり地質断面図 (地すべり総括書V 新潟県治山課1981)

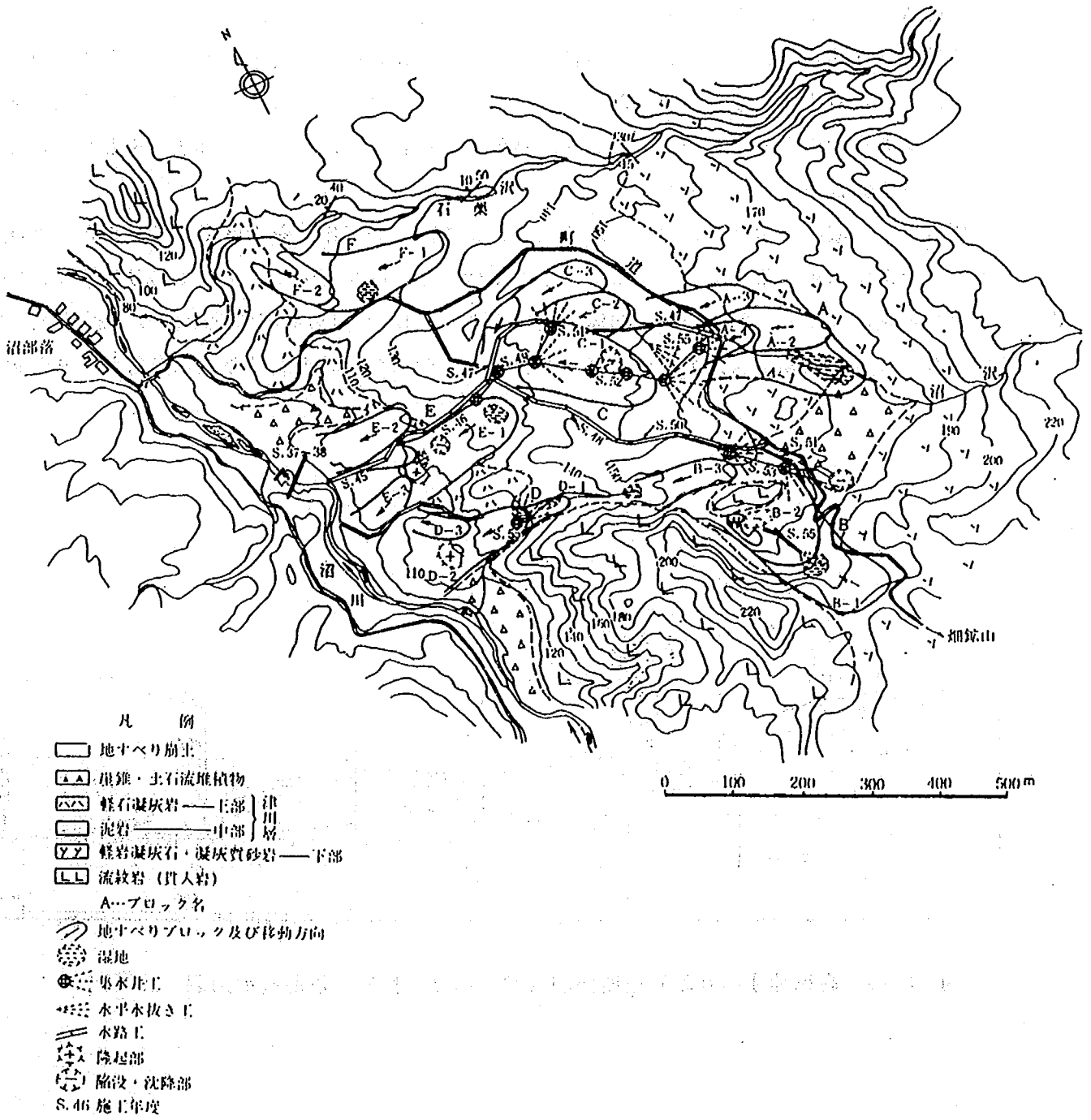


図-3.19 沼地すべり平面図 (地すべり總括V 新潟県治山課 1981)

## 2) 高橋地すべり<sup>21)</sup>

高橋地すべりは、新潟県東蒲原郡鹿瀬町の阿賀野川左岸に位置している。図-3.20には平面図を、図-3.21には地質縦断面図をそれぞれ示した。地すべりは、二つのブロックから成り、貫入岩に関連する地すべりはAブロックであり、幅約200m、長さ約500mの規模を有する。

基盤岩の地質は、津川層から成る。津川層は、主として火山角礫凝灰岩・軽石凝灰岩から成り、所々に流紋岩溶岩を挟有する。また、尾根部には、貫入岩と推定される流紋岩が分布する。軽石凝灰岩は、Aブロックを含む南西部に分布しているが、良好な露頭はほとんど認められず、主としてボーリングコアによって観察できるのみである。

軽石凝灰岩は、広域の熱水変質作用の他に流紋岩による熱水変質作用を受けており、白色・塊状のものが多く、一部は緑色を帯びている。また、全体に変質し、ベントナイト化しており、容易に粘土化する。土質試験によると、粘土分45~60%、塑性指数96~131と極めて高塑性であることが分かる。かつては、Aブロック末端部付近の川岸でベントナイト採取のための小規模な試掘が行われたとのことである。

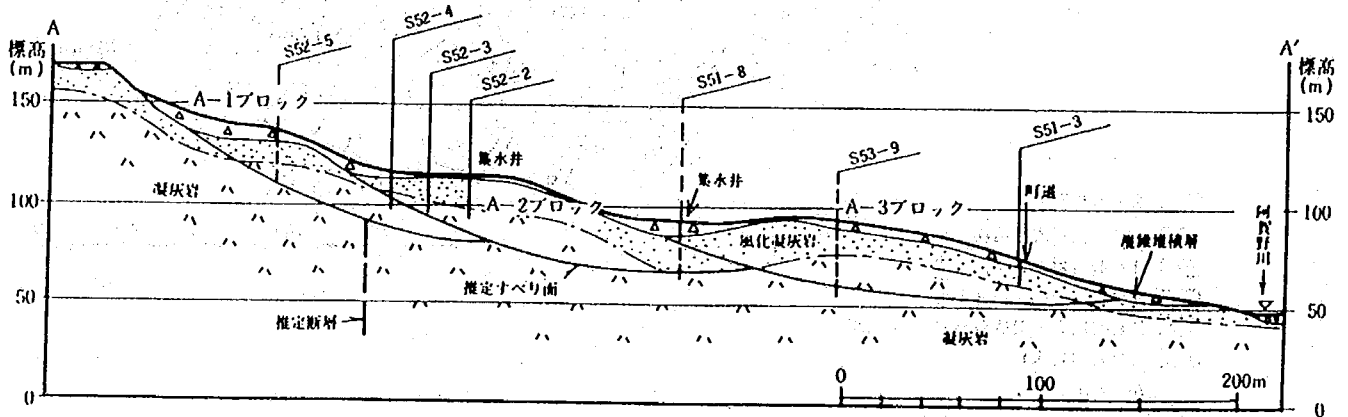


図-3.20 高橋地すべり地質縦断面図 (地すべり総括V 新潟県治山課 1981)

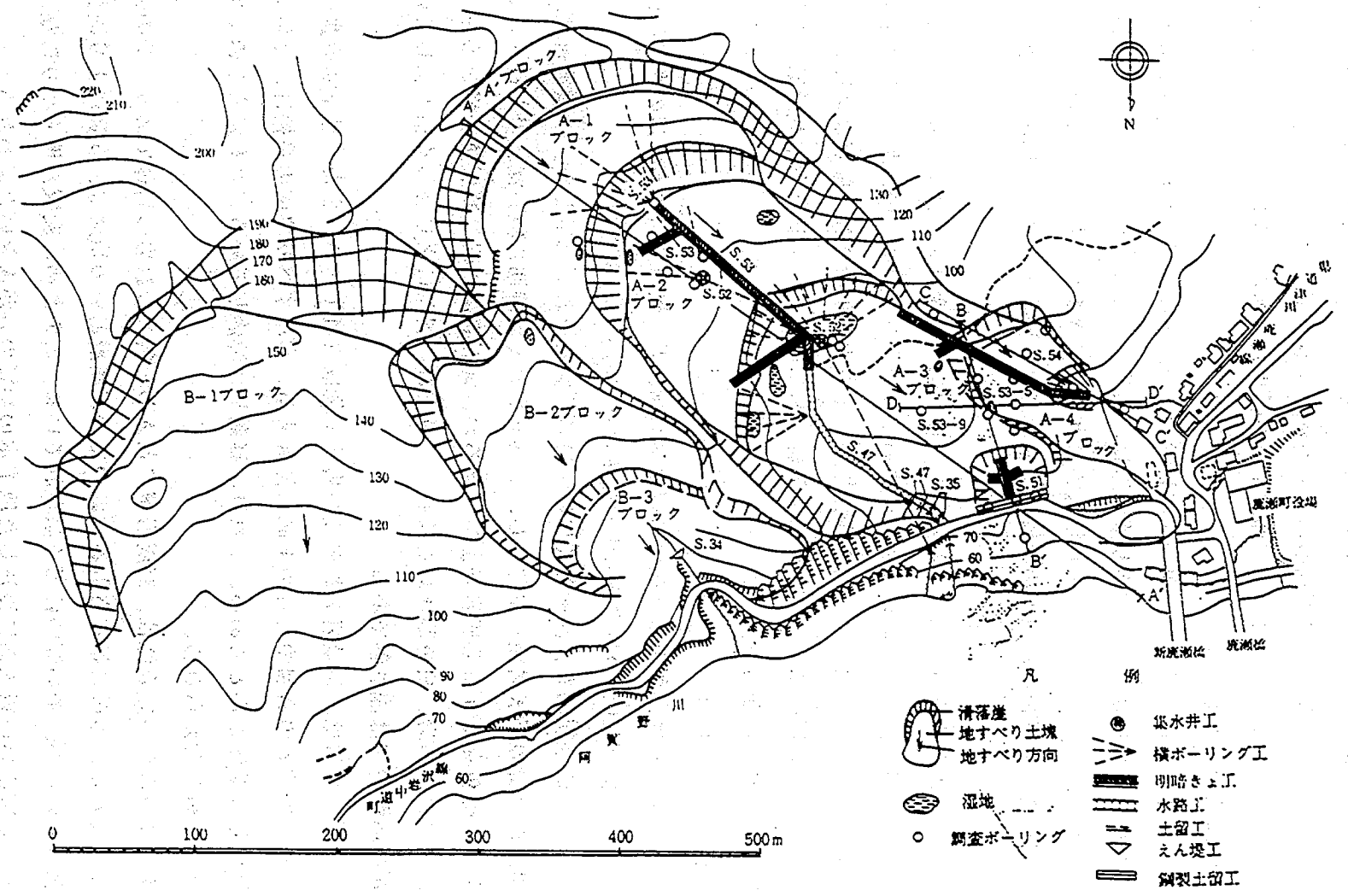


図-3.21 高橋地すべり平面図  
 (地すべり総括書V新潟県治山課 1981)

### 3) 内川地すべり<sup>22)</sup>

内川地すべりは、新潟県東蒲原郡三川村内川の阿賀野川支川新谷川の右岸に位置し、笠菅山の南西山麓斜面に並ぶ広大な地すべり地形の一つである。図-3.22には平面図を、図-3.23には地質縦断図をそれぞれ示した。地すべり斜面頭部を通る赤谷断層を境に山体側は比較的急傾斜である。しかし、地すべり地内の勾配は、約8度の緩傾斜である。また、頭部側面に貫入岩である斜長石流紋岩の貫入岩が、突起状の地形を形成している。

地すべり地の基盤岩地質は、第三紀中新世の新谷層の流紋岩、真珠岩（ガラス質流紋岩）、泥岩であり、石英安山岩を挟む。地すべり移動層は、岩片、岩塊混じりベントナイト質粘土及び変質した風化真珠岩を主とし、その一部は崖錐堆積物とともに二次すべりを起こしている。赤谷断層より上部斜面は、新谷層より下位の津川層の流紋岩で構成されている。これらの地層は、第三紀の斜長流紋岩を貫いている。

地すべり地の基盤岩は真珠岩であるが、全体的に熱水変質を受けており、著しく軟質な白色石鹼状である。貫入岩付近では、特に変質度の違いは認められないものの、貫入岩体の下方斜面で地すべりによる変状が著しいことから、貫入岩体沿いに地下水が供給され、軟質な地質を更に軟質化させている可能性が高い。石鹼状の変質真珠岩のX線分析では、モンモリロナイトがほとんどであり、他の粘土鉱物は検出されなかった。

### 4) 布倉沢地すべり<sup>23)</sup>

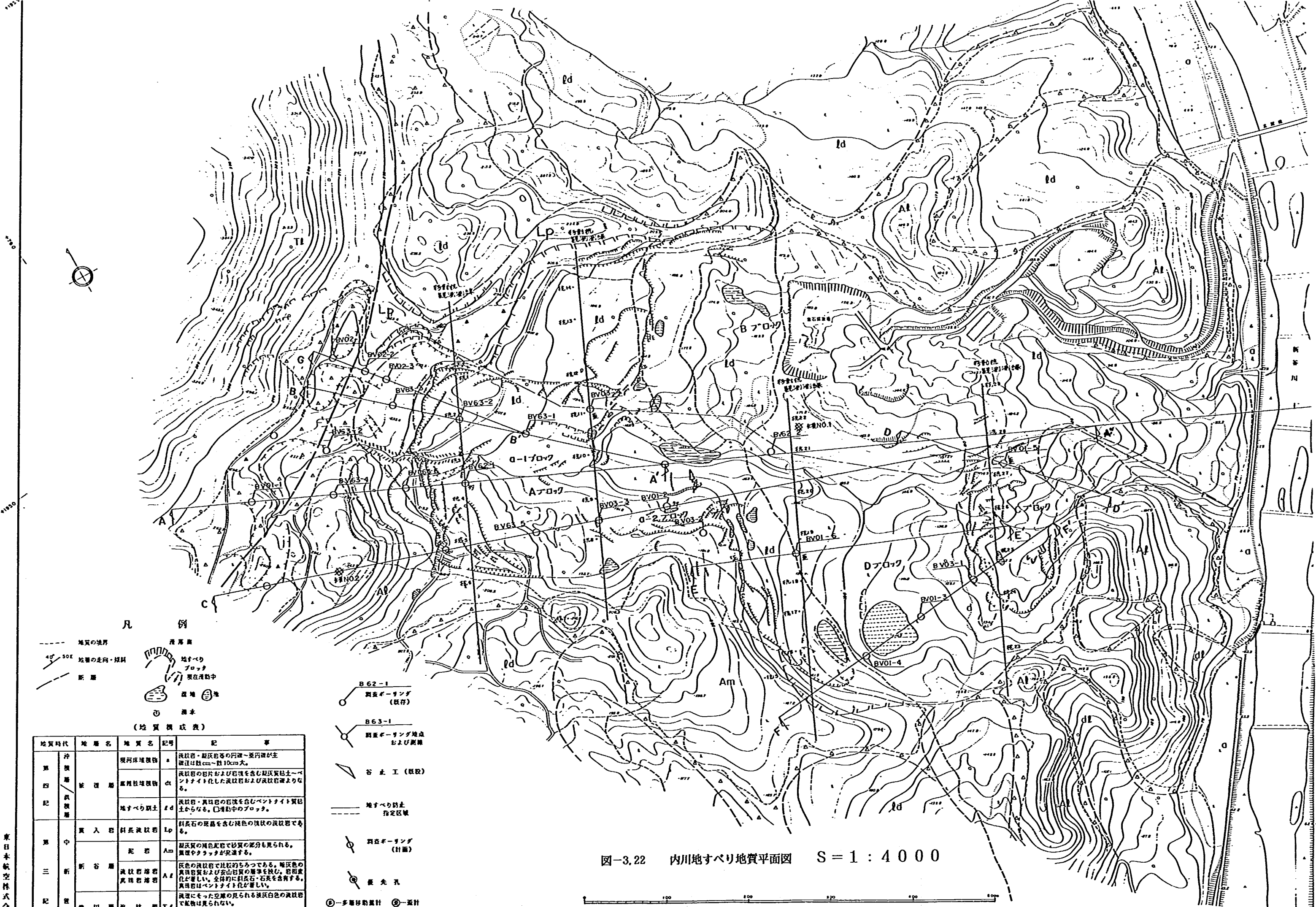
布倉沢地すべりは、新潟県三条市の南東約24km、五十嵐川支川の布倉川の右岸に位置している。地すべり地は、標高460mの独立峰の山麓に広がる北向きの斜面である。

図-3.24には平面図を、図-3.25には地質縦断図をそれぞれ示した。基盤地質は、新第三紀中新世の津川層相当層の凝灰岩類を主体とし、これを貫いて同時期に斜長流紋岩が貫入している。凝灰岩類は緑色、淡緑色を呈する凝灰岩が主体であるが、軽石質凝灰岩、凝灰角礫岩を挟在する。また、部分的には、泥岩、砂岩、白色凝灰岩を挟む。これらは、風化により著しく粘土化している。この他、凝灰岩類の地質構造は流れ盤である。

地すべり移動層は、流紋岩の岩塊及び岩片で構成されている。また、地下水変動幅は、2～3m程度であり、流紋岩の岩塊や岩片の下底に位置する。本地すべり地内の亀裂は、全体的に乾燥しており、奥の深いものがほとんどである。これは、移動層が乾燥していることを示すものであり、地下水位が常に低いと考えられる。

地すべり地南部の独立峰は、凝灰岩層に貫入した斜長流紋岩の岩体であり、その分布形状から断層に沿って貫入したものと推定される。このため、断層沿いの地層は、変質により淡黄色や褐色化して粘土化しているが、その範囲はごく限られている。このため、変質が地すべりに与えた影響は少なく、むしろ、断層沿いの貫入面に浸透した地下水の影響の方が大きいと思われる。





### 凡 例

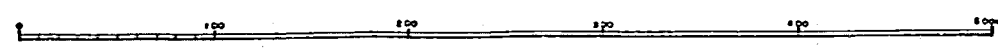
- 地質の境界
- 地質の走向・傾向
- 断層
- 活断層
- 地すべり  
ブロック
- 現在活動中
- 湧泉
- 井

(地質構成表)

地質時代	地層名	地質名	記号	記 事
第四紀	沖積層	河床堆積物	a	流紋石・緑泥石等の円環-環状物が主成分で粒径cm-10cm大。
		扇状地堆積物	ld	流紋石の破片および粘土を含む流紋質粘土〜ベントナイト化した流紋石および流紋岩よりなる。
	地すべり類土	ld	流紋岩・真珠岩の破片を含むベントナイト質粘土からなる。○活動中のブロック。	
第三紀	新谷層	侵入岩	Lp	斜長石の斑晶を含む褐色の塊状の流紋岩である。
		泥岩	Am	流紋岩の褐色泥岩で砂質の部分も見られる。薄層状クラックが発達する。
	深川層	流紋岩層	A	灰色の流紋岩で比較的ちろつである。暗灰色の真珠岩質および火山岩質の層を挟む。岩質変化が著しい。全体的に斜長石・石英を含有する。真珠岩はベントナイト化が著しい。
		流紋岩	T	流紋にそって空層の見える後灰白色の流紋岩で風化は見られない。

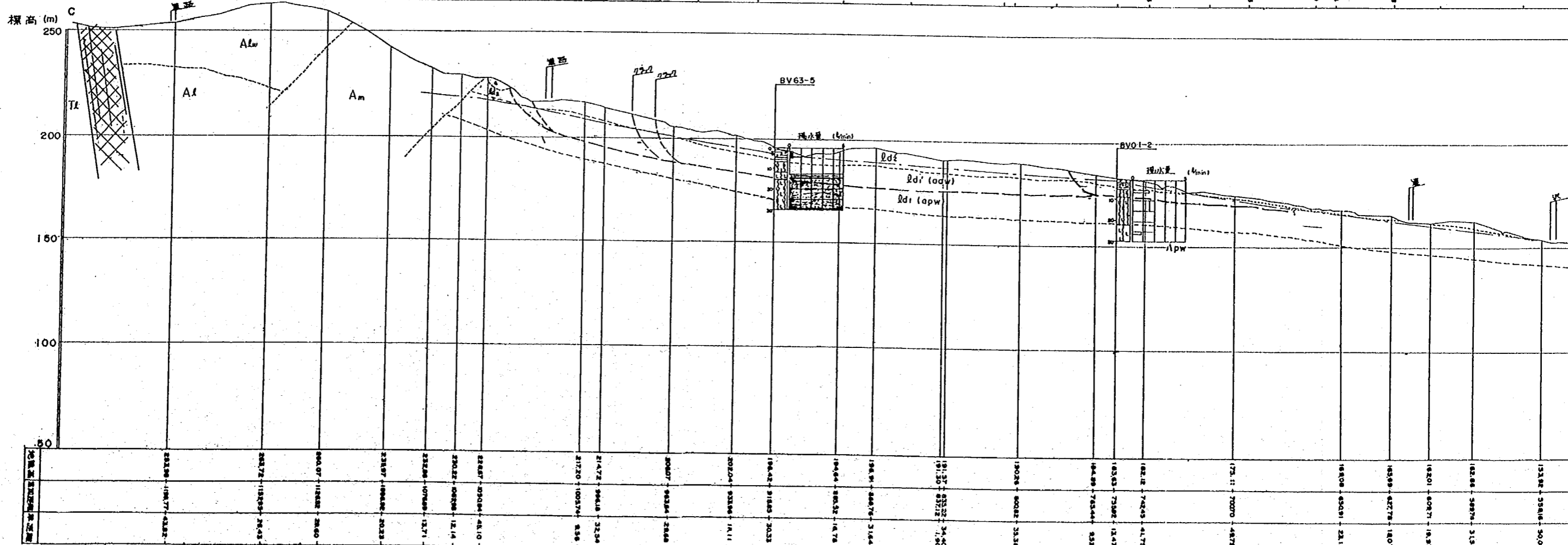
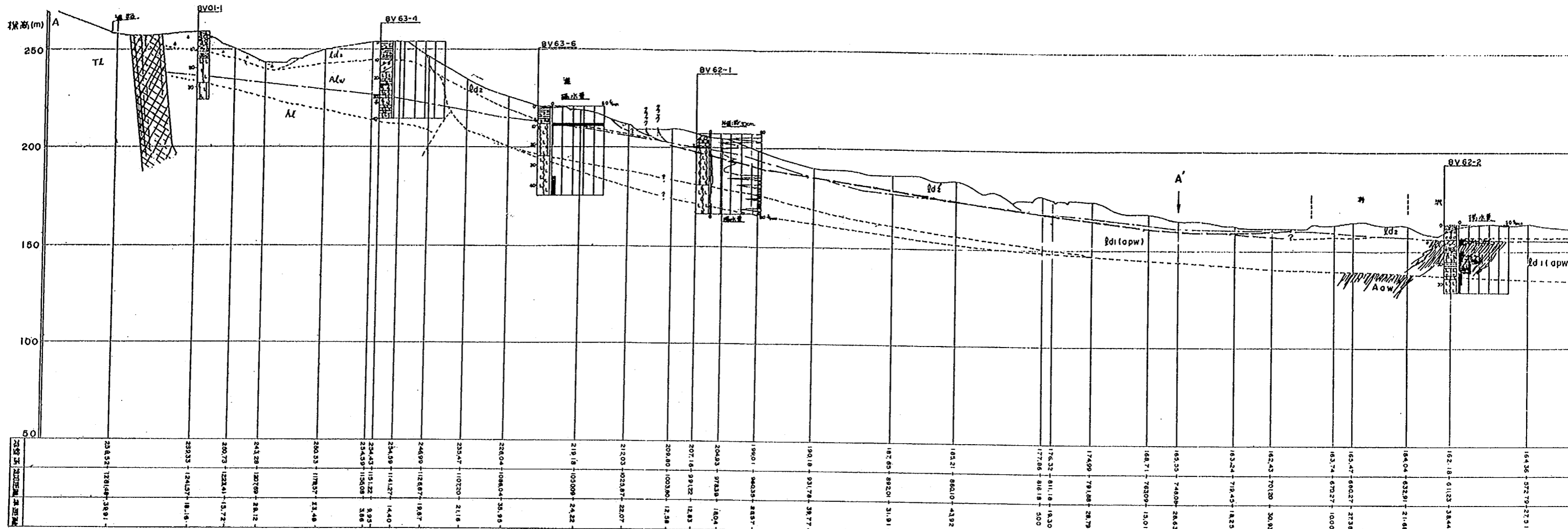
- B62-1 調査ボーリング (既存)
- B63-1 調査ボーリング地点および調査
- 谷止工 (既設)
- 地すべり防止指定区域
- 調査ボーリング (計画)
- ボーリング
- 多層砂敷層 設計
- 設計
- 設計

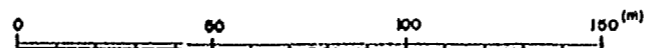
図-3.22 内川地すべり地質平面図 S=1:4000



東日本航空株式会社

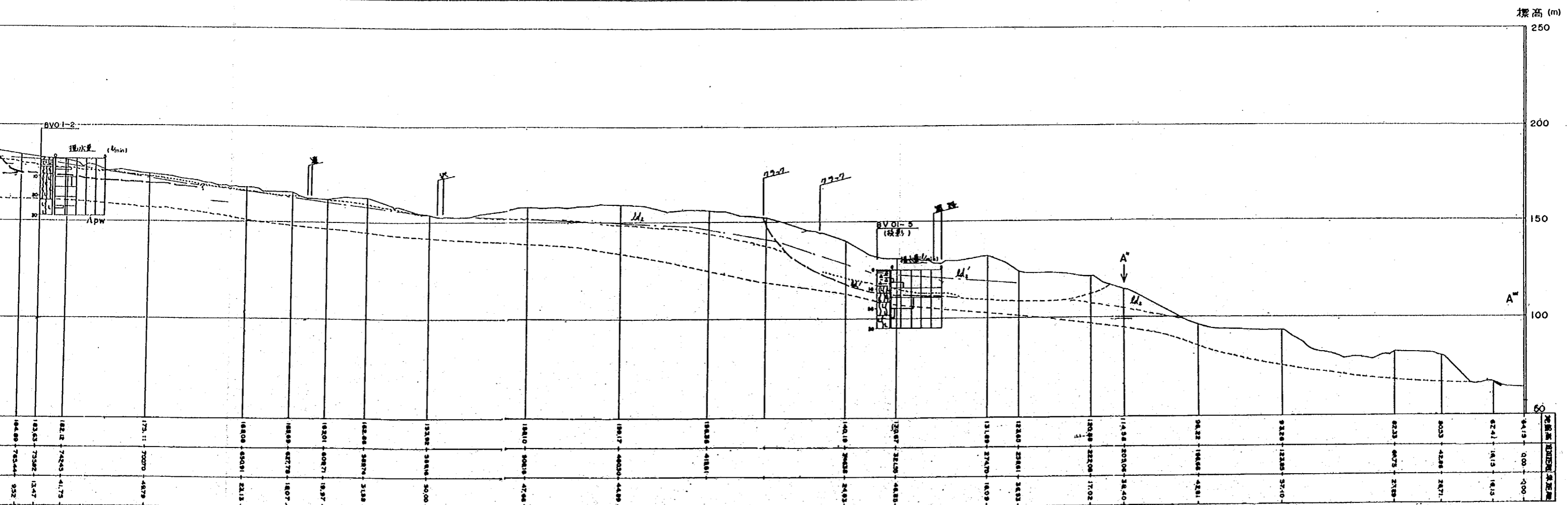
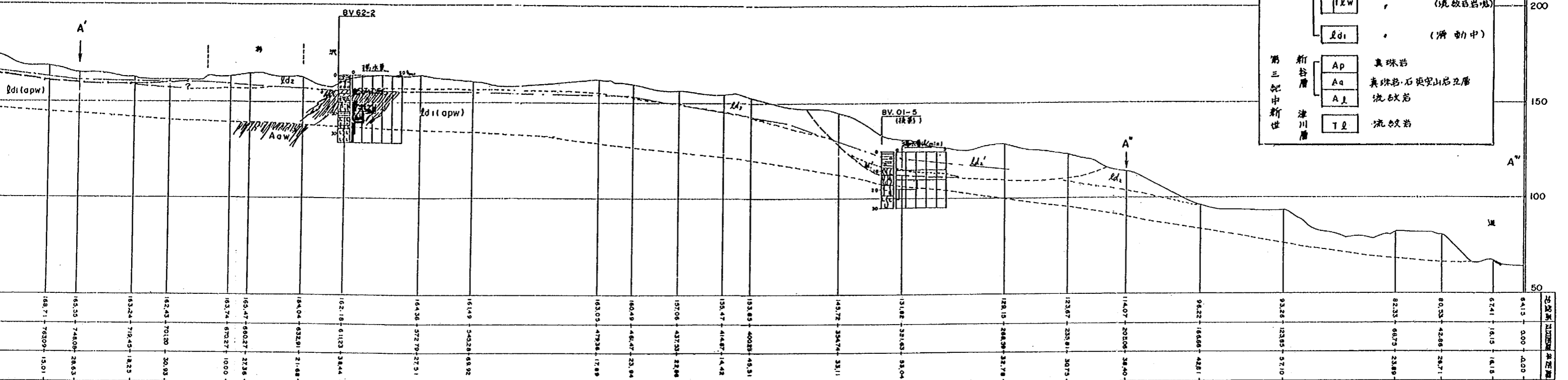
図-3.23 内川地すべり地質断面図 S = 1 : 8000



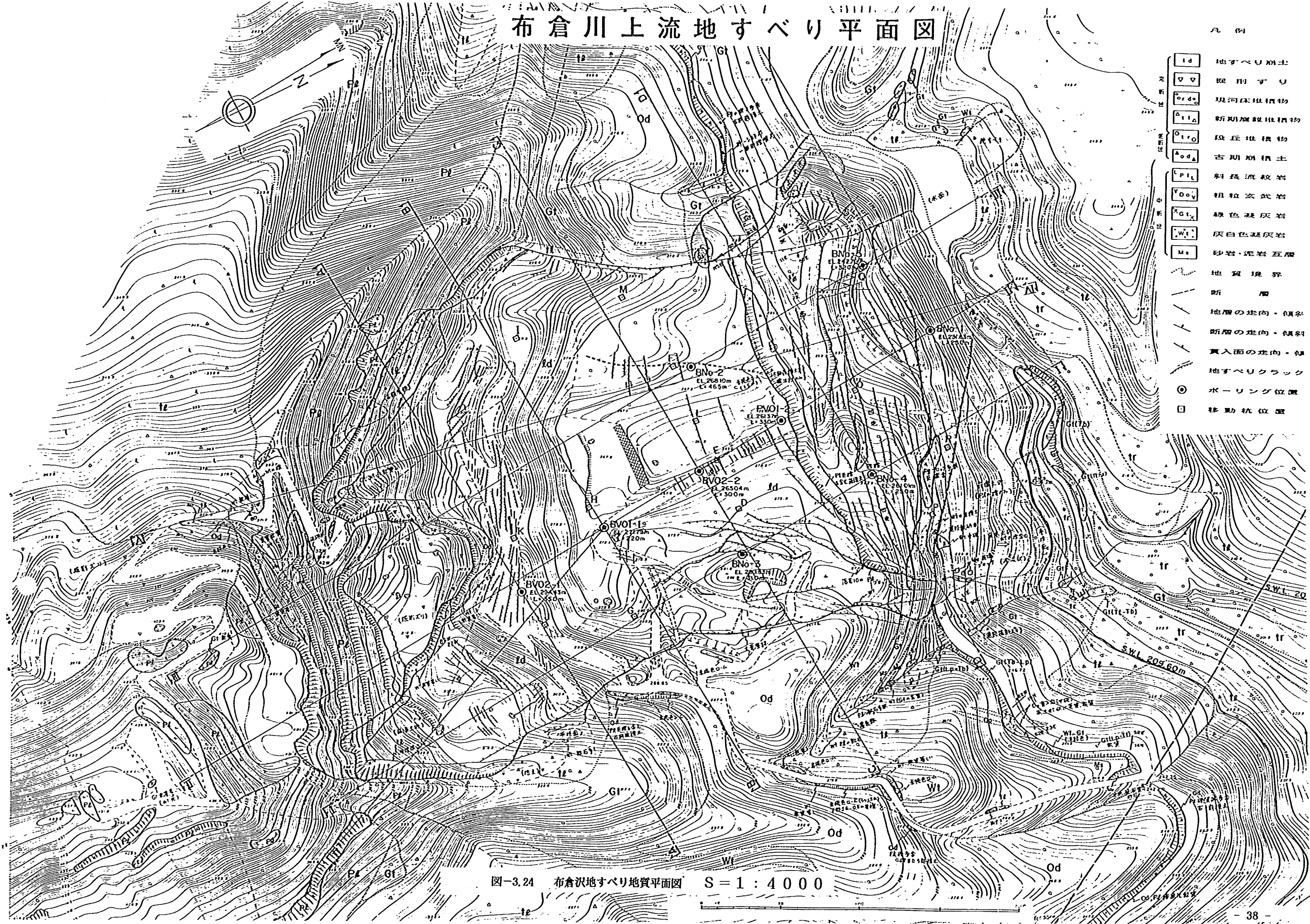


凡例

地质凡例		标高 (m)
第四纪	层状堆积物	250
	ldz 地壳内粘土(岩内泥质粘土)	
	ldz' " (滑动中)	
	opw 地壳内粘土(真珠岩层)	
	loow " (真珠岩层)	
	llw " (流纹岩层)	200
	ldi " (滑动中)	
第三纪中新世	Ap 真珠岩	150
	Aq 真珠岩-石英岩层	
	Al 流纹岩	
	Tl 流纹岩	50



# 布倉川上流地すべり平面図

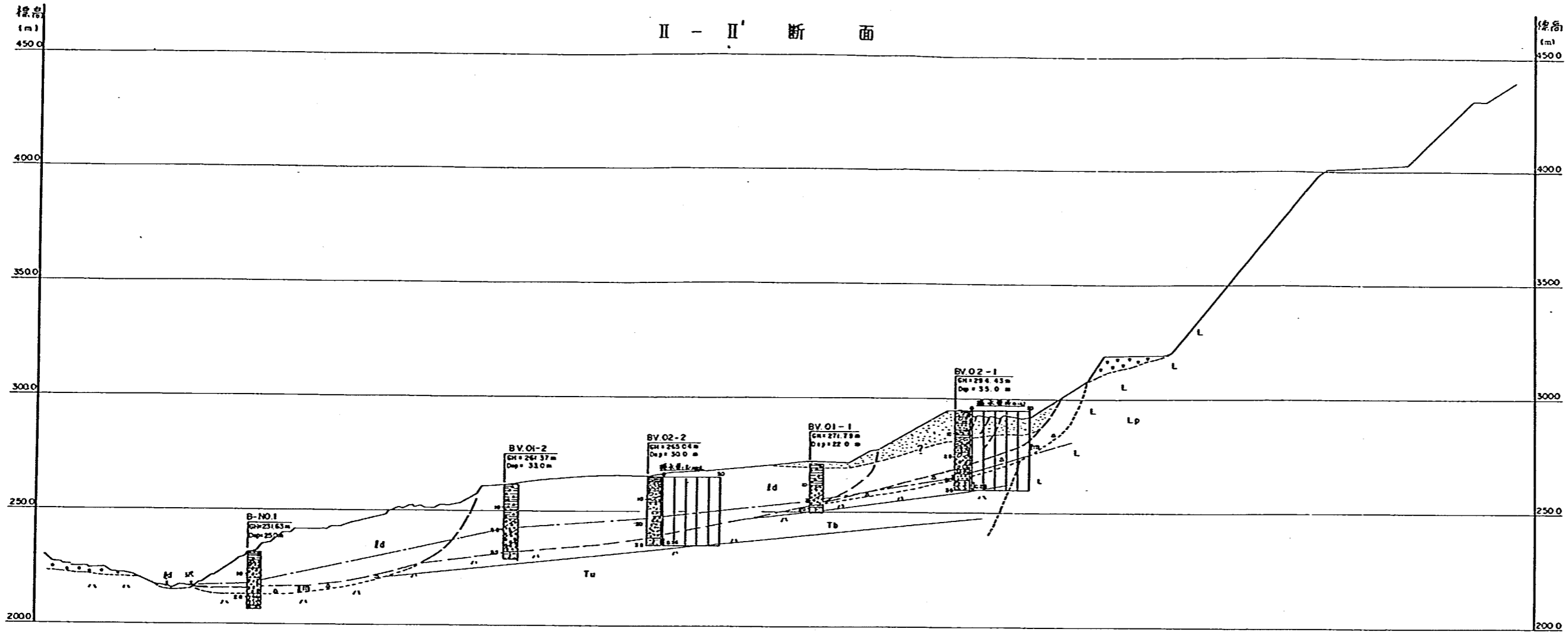


凡例

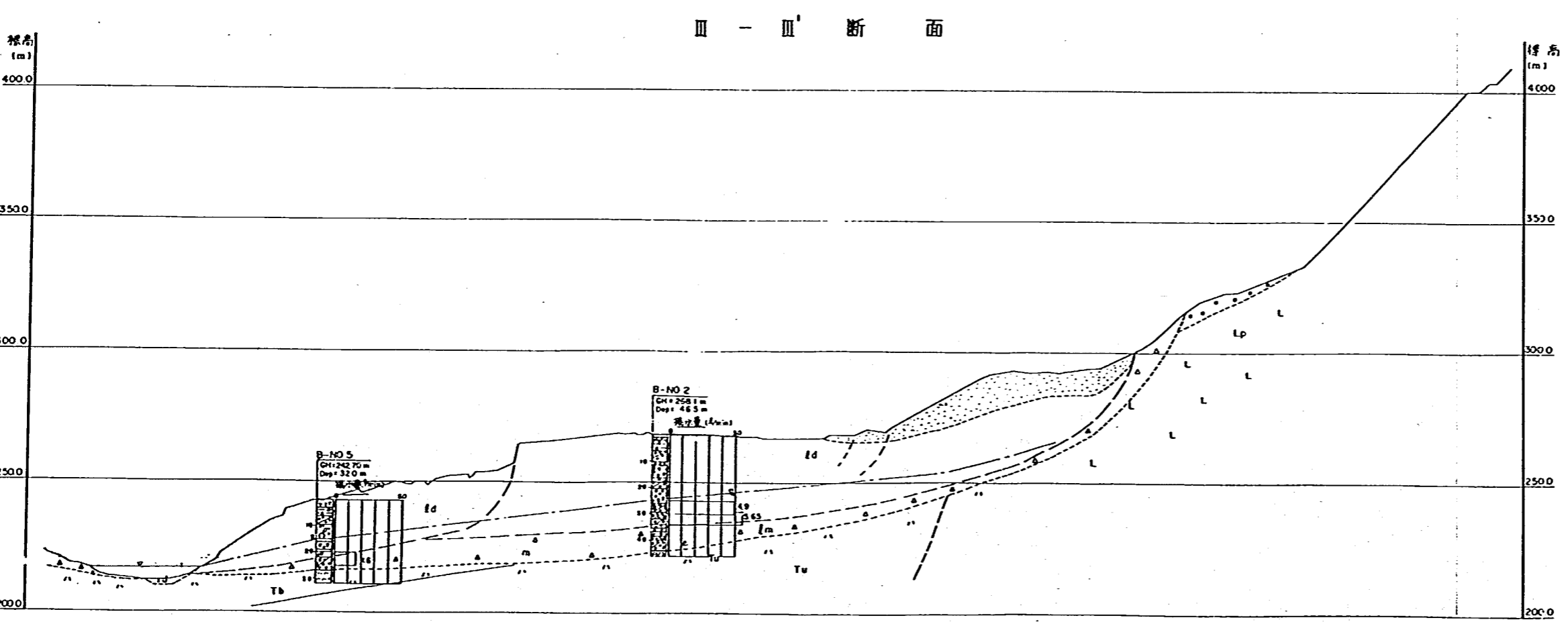
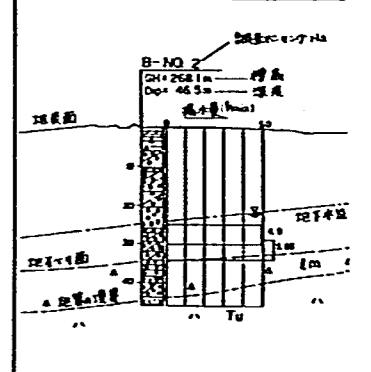
- Id 地すべり崩土
- V V 掘削すり
- Od Od 現河床堆積物
- Al Al 新期扇状地堆積物
- Or Or 段丘堆積物
- Od Od 古期扇積土
- Pl Pl 斜長流紋岩
- Vo Vo 粗粒玄武岩
- Gt Gt 緑色凝灰岩
- Wt Wt 灰白色凝灰岩
- Ms Ms 砂岩・泥岩互層
- 地質境界
- 断層
- 地層の走向・傾斜
- 断層の走向・傾斜
- 真入面の走向・傾斜
- 地すべりクラック
- ボーリング位置
- 移動杭位置

図-3.24 布倉沢地すべり地質平面図 S=1:4000

図-3.25 布倉沢地すべり地質断面図 S = 1 : 4000



- 凡 例
- Id 決壊堆積物
  - Id 新期地すべり積物
  - Id (新期地すべり)
  - 振復層 振復層
  - Tr 粘土堆積物
  - Lm 石期地すべり積物
  - 層入岩 Lp 斜長斑紋岩
  - 大谷川層 Lp 凝灰岩
  - Tb 火山凝灰岩



- 柱状図凡例 (制記号)
- 腐植土
  - 粘土
  - シルト
  - 砂
  - 砂・礫
  - 流紋岩
  - 凝灰岩
  - 粘土礫
  - 砂礫
  - 砂礫
  - 強風化
  - 中風化
  - 弱風化
  - 凝灰岩

平成3年度 布倉沢地すべり地質調査報告 付図

平成2年度 国土院 国土院 国土院

新潟県 新潟県 新潟県

五ヶ瀬川(布倉沢地すべり)地質調査報告

地質断面図

縮尺 1:1,000 図面全 第011

調査 年月日 主任

設計 年月日 主任

新潟県五十嵐川開発事務所

## 5) 東野名地すべり<sup>24)</sup>

東野名地すべりは、新潟県北魚沼郡守門村の破間川に面した南向き斜面に位置している。面積は約200haであり、守門村西名新田から入広瀬村横根、芋鞘新田と続く広大な地すべり地の一角を占める。

図-3.26には平面図を、図-3.27には地質縦断面図をそれぞれ示した。一次すべりは、冠頂部に約2km連続する明瞭な滑落崖があり、その下部斜面は勾配10度の緩傾斜地となっている。

地すべり地の基盤岩地質は、七谷層から成る。七谷層は、白色～淡緑灰色の酸性真珠岩質凝灰岩と暗灰色泥岩及びこれらの互層から成り、凝灰岩は一部で粘土化が著しい。また、本層は、不動地を形成する流紋岩によって貫かれている。流紋岩は、塊状ガラス質で斜長石斑晶を有する。また、基盤岩の地質構造は、地すべりに対して受け盤となっていると推測される。

流紋岩の貫入は、凝灰岩を変質させたものと推定されるが、詳細は不明である。なお、流紋岩は不動地を形成しており、地すべりに対して抵抗体となっている。この他、尾根付近には、七谷層を覆う洪積統の守門火山噴出物が分布し、この火山噴出物は全体に空隙に富み、多量の地下水を地すべり地内に供給している。粘土化が著しい凝灰岩が存在することや、泥岩が風化しやすいことなどから、これらが、地すべりの素因となっていると考えられる。

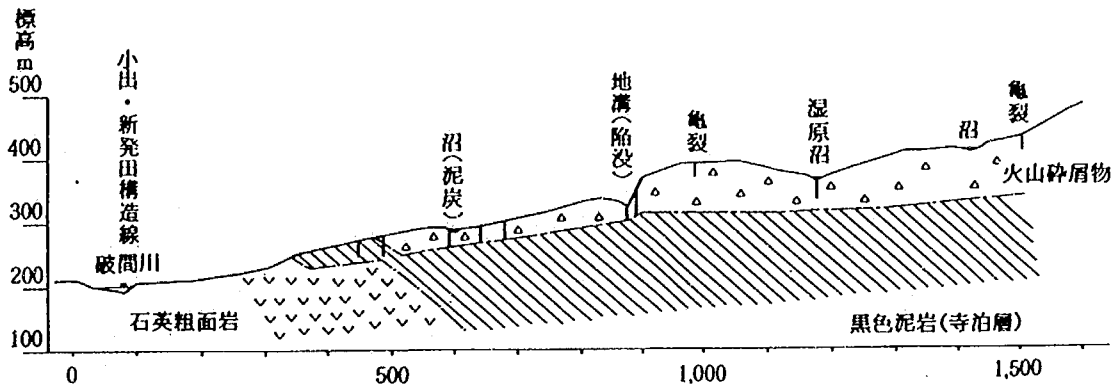
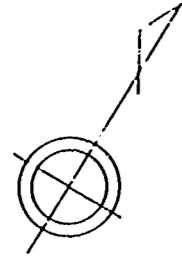


図-3.26 東野名地すべり模式地質縦断面図 (地すべり学会シンポジウム資料 1991)



守門村

天ヶ峠池

入広瀬村

凡例

	滑落崖
	古い滑落崖
	地溝・陥没帯
	亀裂・地割れ
	窪地
	不動地
	中規模ブロック
	小規模 活動性ブロック
	休眠性ブロック
	潜在性ブロック (現在は安定)
	× 施設の破損

移動の顕在性  
による分類

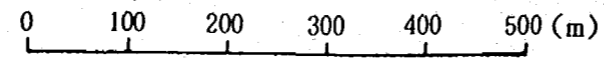


図-3.27 東野名地すべり地平面図（現況及び経歴）  
（地すべり学会シンポジウム資料 1991）

### 3.3. 貫入岩が周辺地質構造を乱している事例

周辺地質構造の乱れは、貫入岩の貫入により周辺の地層がドーム状に持ち上げられ、断層等が生じることによって起こると考えられる。しかし、これらの断層等によって地層の劣化が定量的に把握された例はない。

#### 1) 田沢地すべり<sup>10)</sup>

田沢地すべりは、新潟県中魚沼郡中里村の清津川の支川砥沢川の上流に位置している。図-3.28には、平面図を示した。貫入岩に関連した地すべりは、倉下左岸ブロックである。このブロックは、ミソソギ沢の谷頭部に発生したボトルネック型のブロックであり、その規模は、幅35m、長さ450mである。地すべり地の基盤岩地質は、七谷層の硬質頁岩から成る。斜面の傾斜と地層の走向・傾斜が一致し、30~40度砥沢川へ向かって傾斜している。地すべり斜面頭部には、貫入岩である石英閃緑岩が分布する。石英閃緑岩は、ドーム構造の中心部に貫入しており、その周囲を七谷層以下の新第三紀層が取り巻いている。このため、石英閃緑岩の近くの地層は破碎され、脆弱化して、地すべりの原因となっているものと推定される。

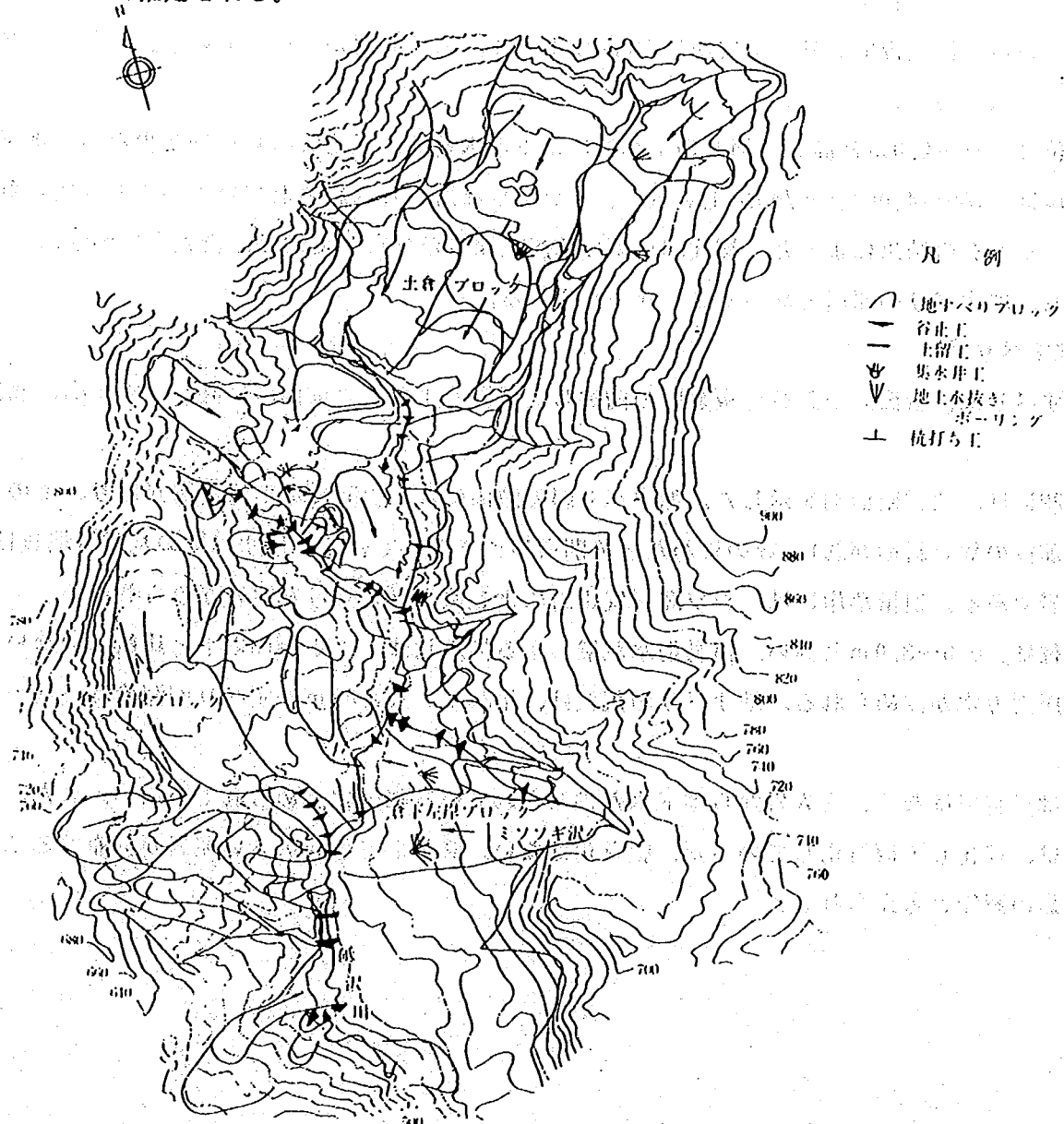


図-3.28 田沢地すべり平面図 (地すべり総括V 新潟県治山課 1981)



## 2) 猿供養寺地すべり<sup>26)</sup>

猿供養寺地すべりは、新潟県中頸城郡板倉町の丈ヶ山(571.6m)周辺の地すべり群の一つであり、大熊川右岸の南東側斜面に位置している。地すべりの規模は、長さ1.5km、末端部の幅約500m、面積43.2haである。

地すべり地の基盤岩地質は、寺泊層の黒色泥岩から成る。丈ヶ山には、シソ輝石安山岩が貫入しており、この貫入岩体が地層を持ち上げドーム状の構造を形成していることが推定されている。猿供養寺地すべりの詳細については後述する。

## 3) 栗沢地すべり<sup>26)</sup>

栗沢地すべりは、猿供養寺地すべりと同じく新潟県中頸城郡板倉町の丈ヶ山(571.6m)周辺の地すべり群の一つである。地すべりは、長さ90~230m、幅70~150m、面積0.8~3.0haの四つの地すべりブロックから成る。

地すべり地の基盤岩地質は、主に泥岩から成る寺泊層である。地すべり斜面上部の丈ヶ山には、前述したようにシソ輝石安山岩の貫入岩体がある。

地すべりの移動は緩慢であり、融雪期や100mm以上の降雨量で亀裂が発生している。また、すべり面深度は25~28mである。

地下水位は、0~2.0mと高い。簡易揚水試験による揚水量は、平均0.51ℓ/minと少ない。地下水の電気伝導度は、150~4,000 $\mu$ s/cm以上を示し、これらは深層から供給されているものと推定される。

調査ボーリングの結果によると、深度50mまで強風化泥岩が分布しており、貫入岩の影響により地層が乱され、地すべりの原因となったことが考えられる。

## 4) 筒方地すべり<sup>27)</sup>

筒方地すべりは、新潟県中頸城郡板倉町の前述した栗沢地すべりの東側に位置し、丈ヶ山の北斜面になる。

図-3.29には、地質断面図を示した。地すべり斜面頭部には、約55度の旧滑落崖があり、その下方は、10度前後の緩い斜面が約1.1kmのわたって別所川まで続いている。地すべりの基盤岩地質は、寺泊層の泥岩である。旧滑落崖には、シソ輝石安山岩による熱変質を受けた泥岩がみられる。

地下水位は、0.5~3.0mと高い。簡易揚水試験による揚水量は、1ℓ/min以下と比較的少ないが、一部に有圧裂カ水が認められる。地すべりの規模は、幅30m、長さ80m、すべり面深度は、10~15mである。

地下水は豊富ではなく、貫入岩から地下水が供給されている証拠は認められていない。また、泥岩の熱変質は、珪化して硬質化しているが、軟質化はない。深部まで亀裂の多い泥岩が分布することから、貫入岩の影響と考えられる。

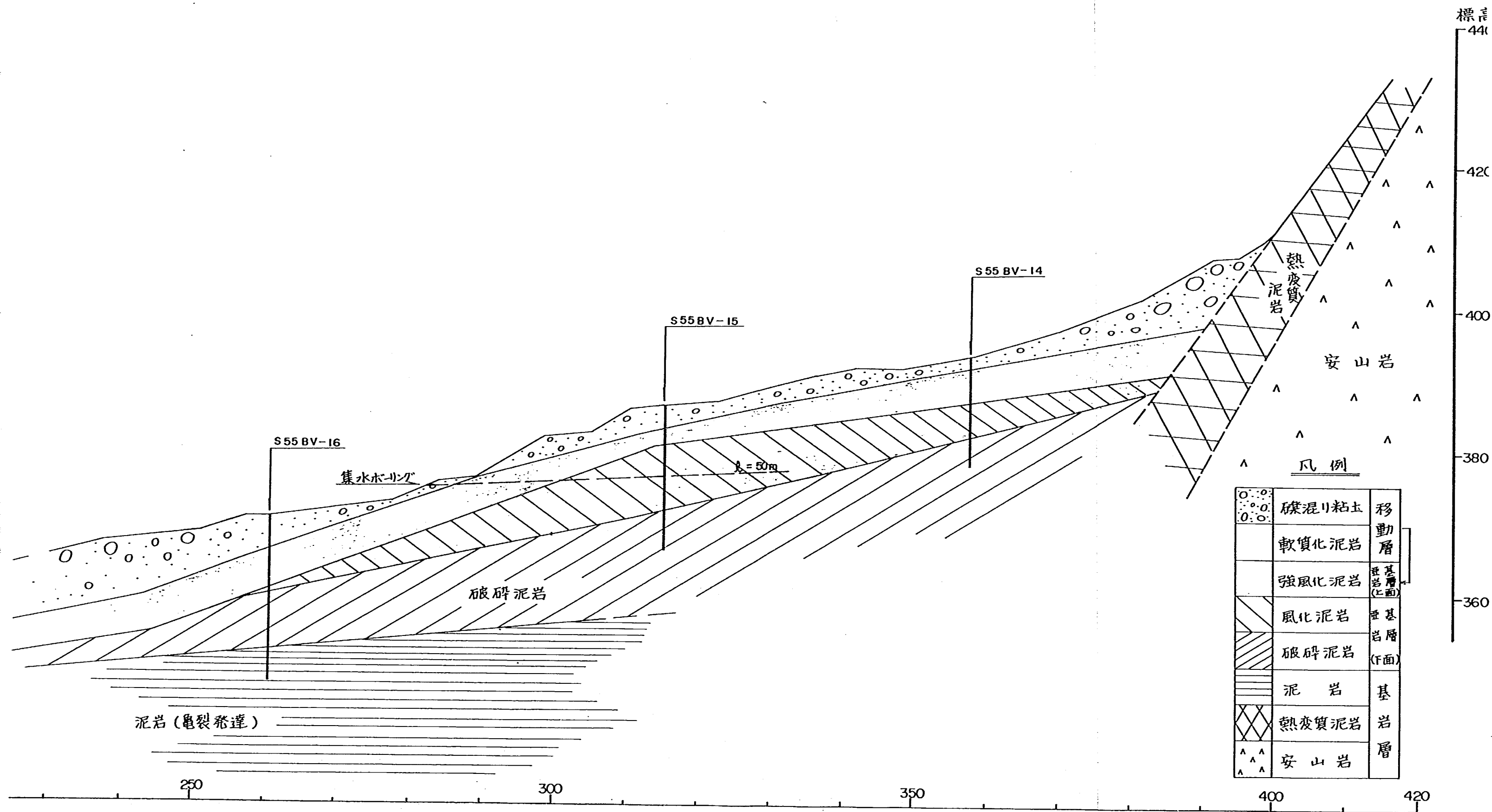


図-3.29 筒方地すべり地質断面図  
(新井防務事務所 昭和57年度報告書)

## 5) 段子差地すべり<sup>28)</sup>

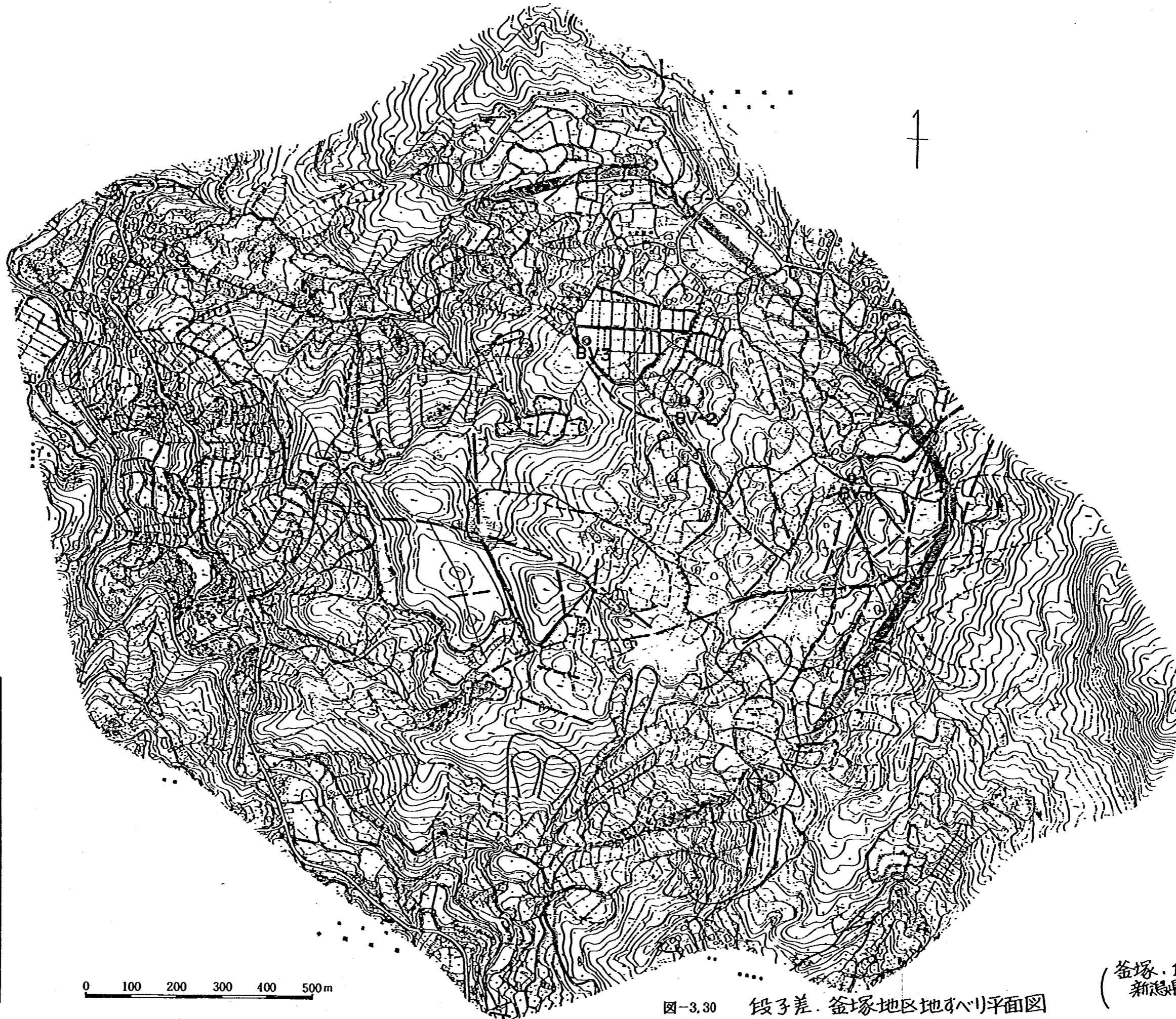
段子差地すべりは、新潟県中頸城郡板倉町の前述した猿供養寺地すべりの北西側に位置し、丈ヶ山の北西斜面になる。末端部は大熊川に面し、北側に隣接する釜塚地すべりを含め約3 km<sup>2</sup>の広大な一次地すべりの南端部に位置する。

図-3.30には平面図を、図-3.31には模式縦断面図をそれぞれ示した。地すべり地の基盤地質は、寺泊層の泥岩であり、所々に砂岩の薄層を挟む。シソ輝石安山岩は、地すべり内の地表には分布しない。一次すべりの周辺付近は、比較的平坦でシソ輝石安山岩の転石が多く分布し、崖錐を形成している。崖錐堆積物は、頭部の陥没帯を埋めたものと推定され、所によっては40 mに達する層厚がある。

標高335 m付近には、電気伝導度が60~90  $\mu$  s/cmを示す湧水が数カ所に存在し、丈ヶ山の崖錐堆積物中から流下してくるものと推定される。

近年、不安定なブロックは、藤原部落の北側に接するブロックであり、頻繁に地すべり災害が発生している。しかし、上部斜面は安定している。すべり面深度は、10~15 mであるが、一次すべりのすべり面深度は60 mに達する。

貫入岩による地層の破砕が、一次すべりの素因となったものと推定されている。



凡例

---	連続する凹地
	活動中の地すべり
	地すべり指定地
	活動の可能性のあるブロック
	安定地すべりブロック
	大規模地すべり

0 100 200 300 400 500m

図-3.30 段子差・釜塚地区地すべり平面図

(釜塚・段子差地すべり  
新潟県農地部農地建設課  
1982)

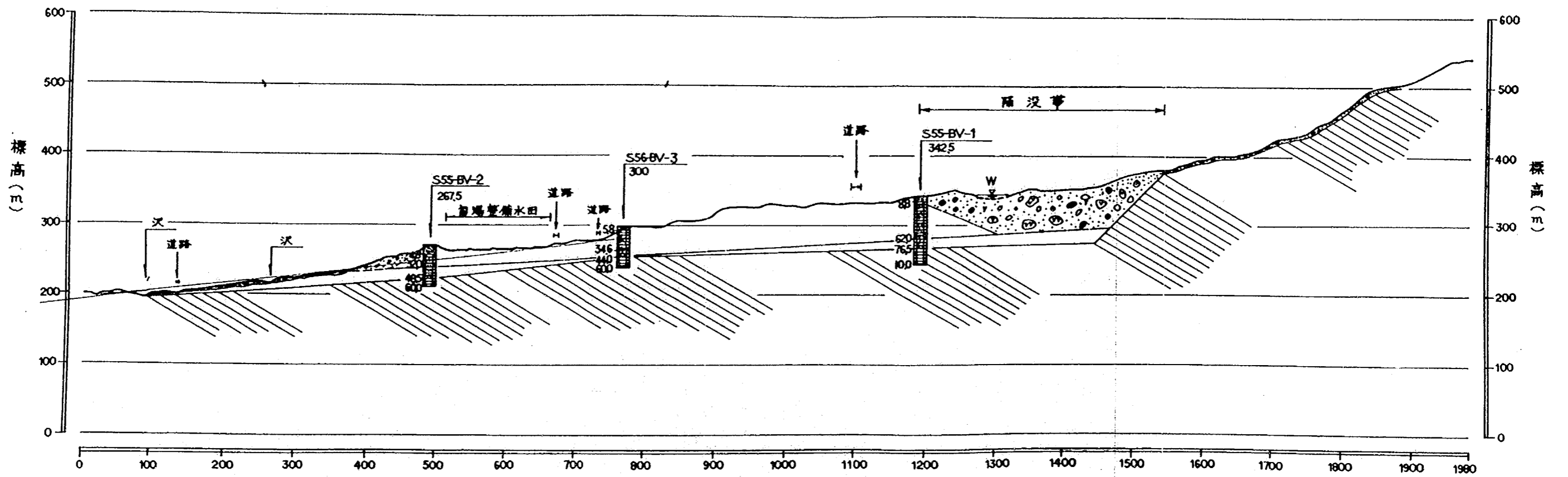


図-3.31 段子差・釜塚追加地区模式縦断面図  
 (釜塚・段子差地すべり、新潟県農地部農地建設課 1982)

### 3.4. 貫入岩自身が変質している事例

貫入岩自身の変質は、貫入岩が貫入または貫入後に熱水変質作用を受け軟質化することによって生じる。一般に、貫入岩は分布範囲が狭いために、変質していても大規模な地すべりの素因となることは考えにくい。

#### 1) 小松地すべり<sup>29)</sup>

小松地すべりは、新潟県岩船郡山北町大字大毎の勝木川支川の濁沢の左岸に位置している。

図-3.32には平面図を、図-3.33には地質断面図をそれぞれ示した。この付近は、幅約1km、長さ約1.5kmの緩やかな地すべり地形が広がっており、南側約2kmには、鱒山(709.3m)がやや急峻な山体を形成している。

緩やかな地すべり地形の基盤岩地質は、津川層の礫岩、砂岩・泥岩互層から成るが、本地すべりには花崗岩が分布している。花崗岩は、熱水変質により粘土化し、すべり面を形成している。また、風化花崗岩は、一次すべりの移動岩塊の可能性もある。なお、鱒山には、安山岩が分布している。

地すべりの規模は、幅約60m、長さ約70m、面積約1.0haである。本地すべりの花崗岩は、白亜紀に貫入しており、周辺に分布する新第三紀層は同岩を不整合に覆っている。しかし、花崗岩は、底盤として貫入したものであることから、ここでは広義の意味で貫入岩として扱った。花崗岩は、熱水変質により粘土化しており、地すべりの素因と考えられている。また、地すべり移動層である礫混じり粘土から風化花崗岩にかけて地下水が多く、簡易揚水試験の揚水量は10ℓ/minを記録している。しかし、主に地すべり地内に地下水を供給しているのは、鱒山を構成する安山岩類である。

#### 2) 観音寺地すべり<sup>30)</sup>

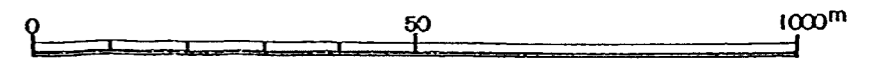
観音寺地すべりは、新潟県西蒲原郡弥彦村の雨乞山(310m)の東山麓に位置している。周辺地域は、勾配約30~40度と急勾配である。

本地すべり地には、著しく風化した粗粒玄武岩が分布しており、温泉変質?によりマサ状に風化が進んでいる。これらは、凝灰質砂状の岩相を呈し、スコップで簡単に削ることができる。

図-3.34には平面図を、図-3.35には地質断面図をそれぞれ示した。上部斜面の亀裂は、昭和61年の秋に発見され、亀裂面は凝灰質砂状に風化している。また、下部斜面のすべりは、県道改修の際の切土によるものである。頭部には、淡褐色化した粗粒玄武岩が高さ約2mの露頭にみられる。

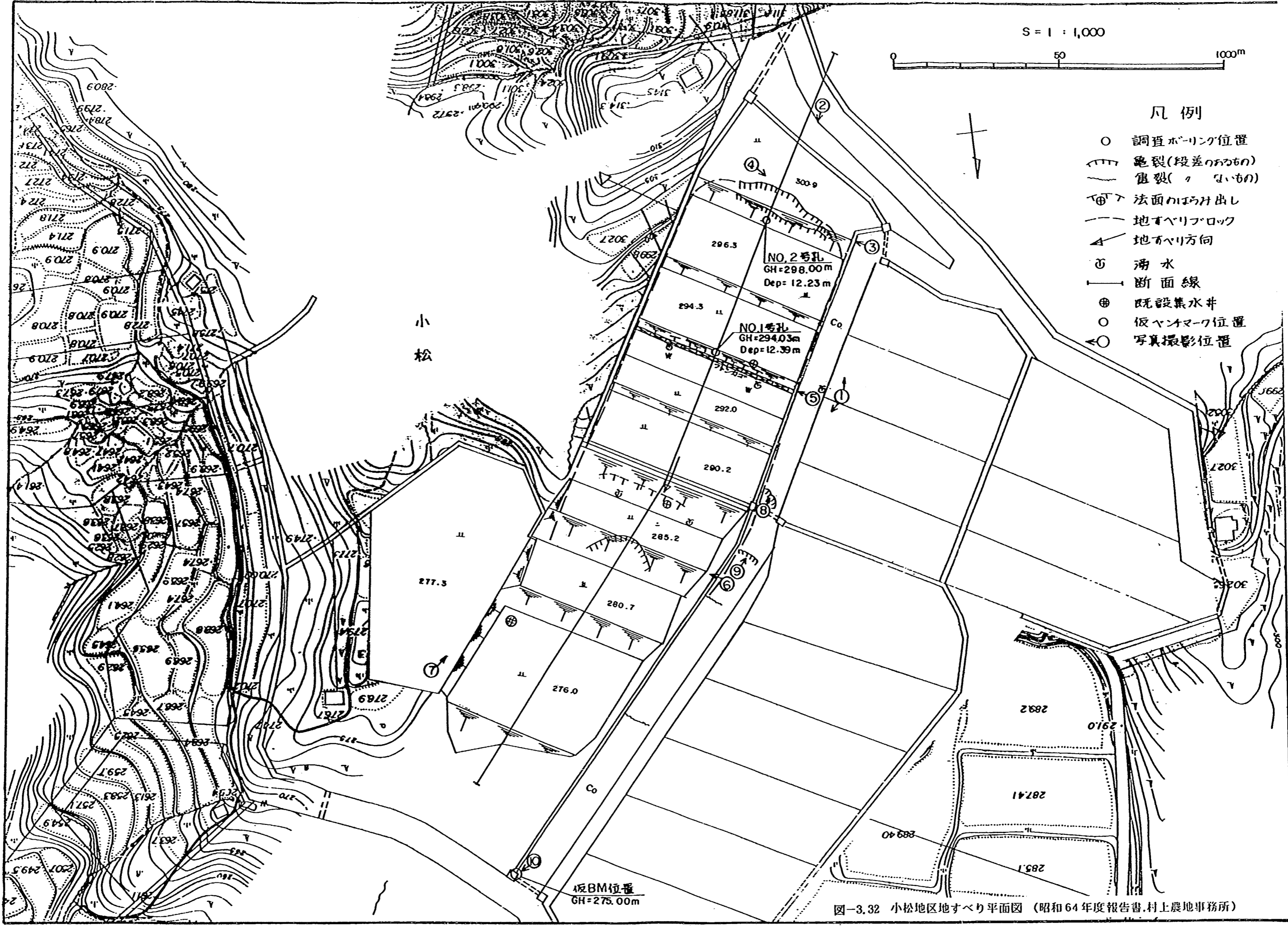
したがって、この地すべりの素因は、温泉変質?によって軟質化した粗粒玄武岩であると考えられる。

S = 1 : 1,000



凡例

- 調査ホーリング位置
- 〰 亀裂(段差のあるもの)
- 亀裂(小さいもの)
- ⊕ 法面の切り出し
- 地すべりフロック
- ↖ 地すべり方向
- ⊕ 湧水
- 断面線
- ⊕ 既設集水井
- 仮ヤンマーク位置
- ←○ 写真撮影位置



小松

図-3.32 小松地区地すべり平面図 (昭和64年度報告書,村上農地事務所)

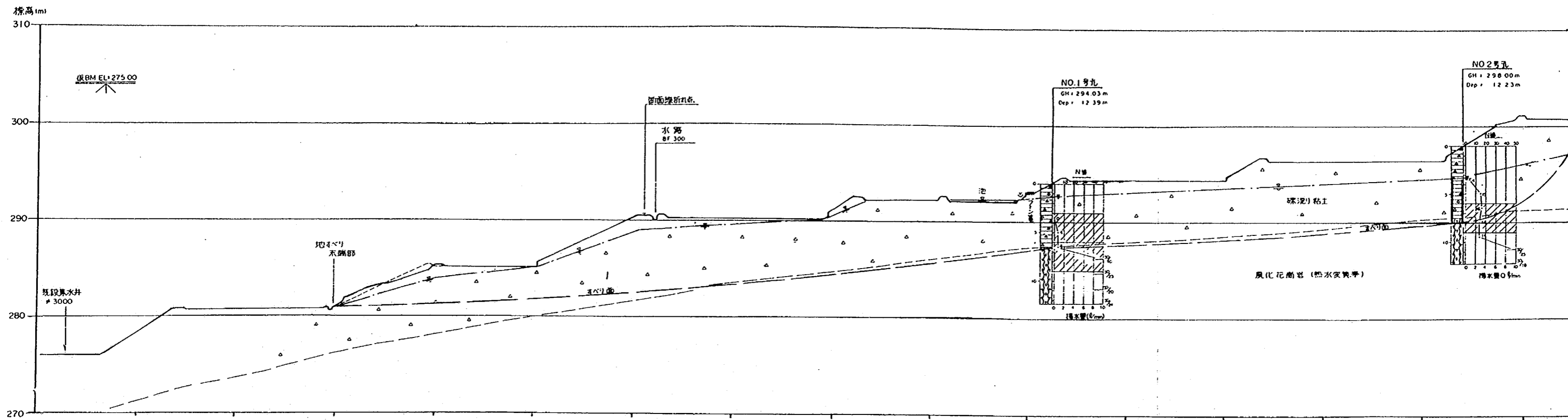
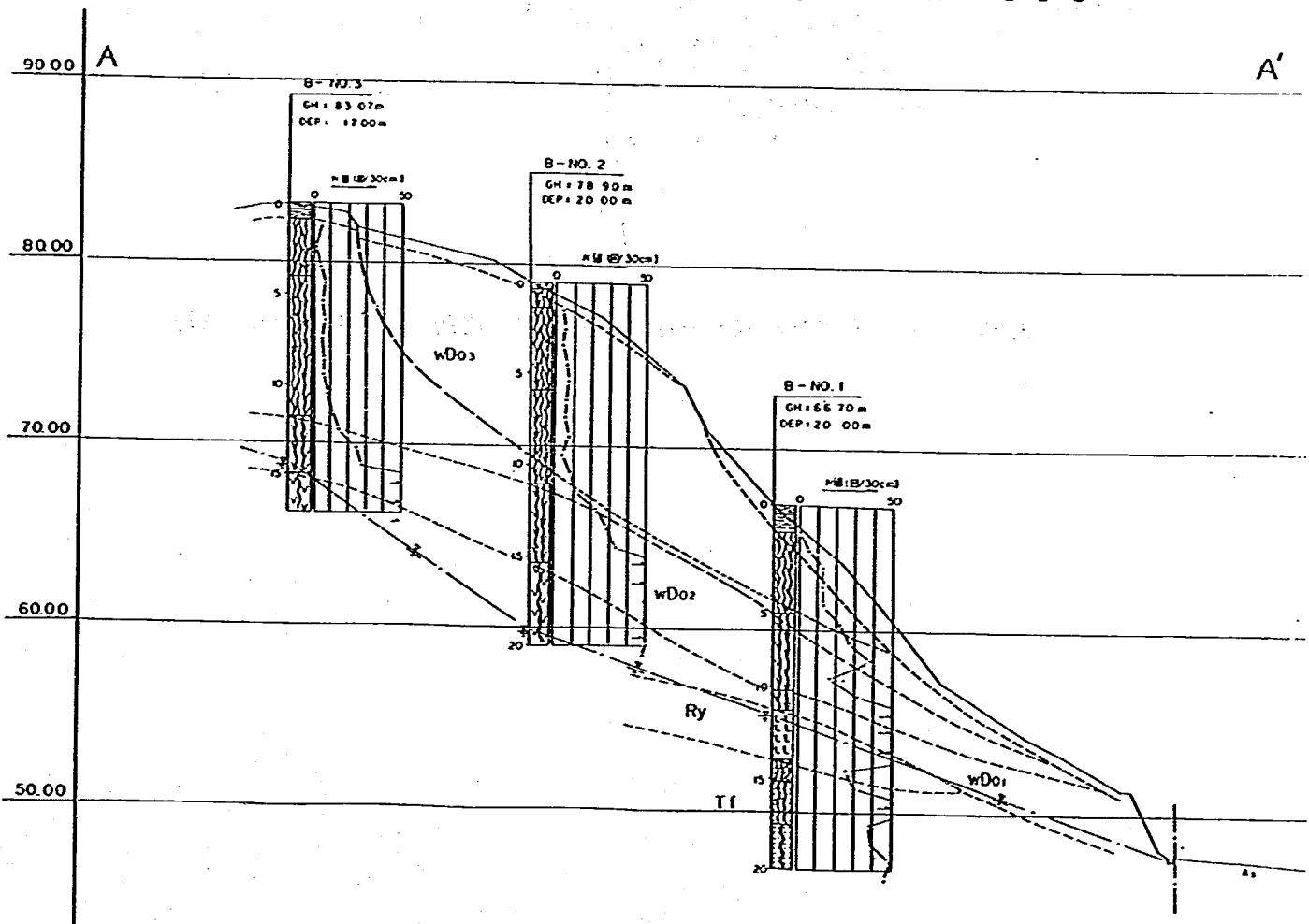
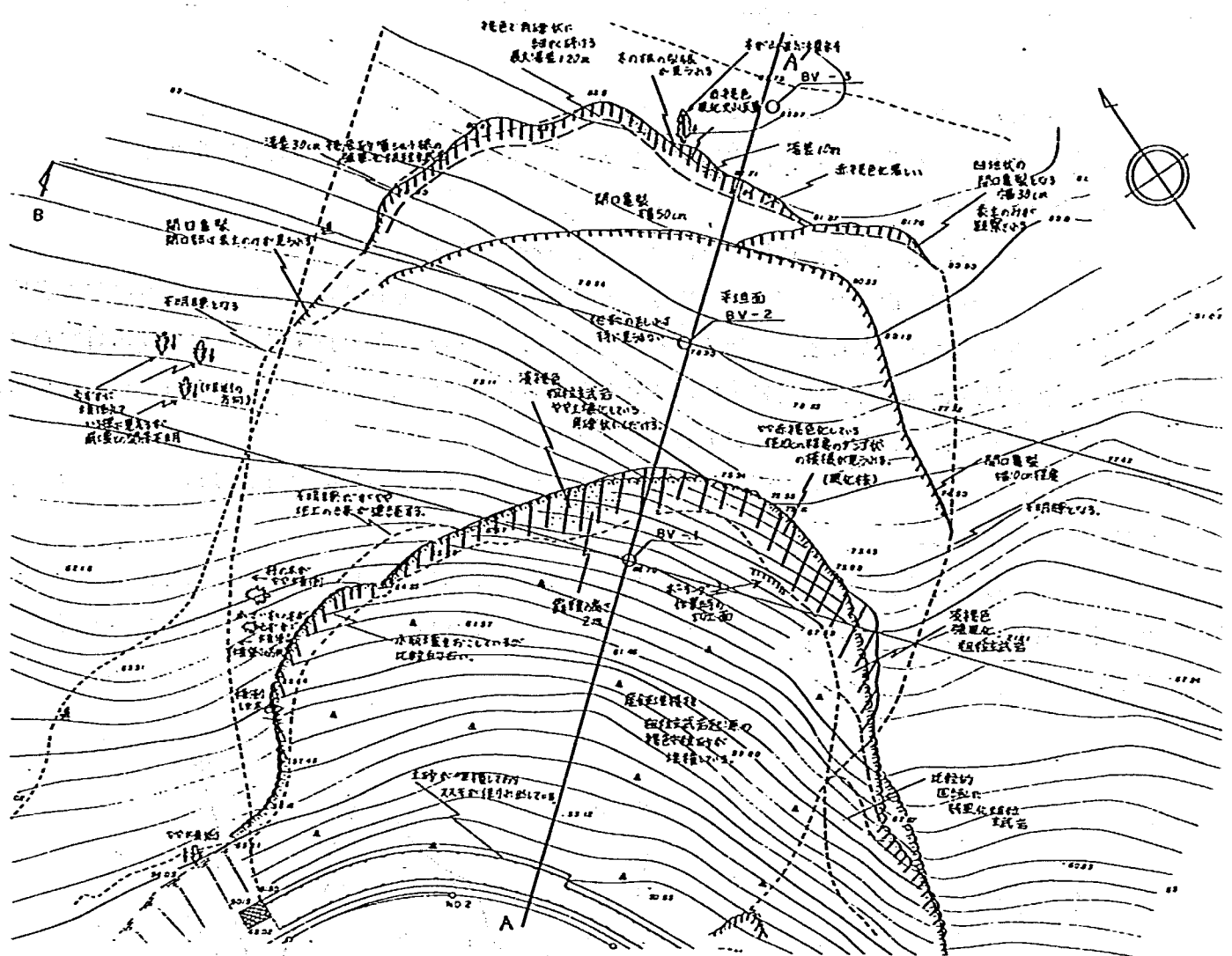


図-3.33 小松地区地質断面図 S = 1 : 400





### 3.5. 貫入岩が地下水を堰止めている事例

貫入岩による地下水の堰止めは、地すべり斜面の末端に貫入岩が存在する場合に生じる。

#### 1) 猿八地すべり<sup>31)</sup>

猿八地すべりは、新潟県佐渡郡畑野町に位置している。

図-3.36には模式断面図を、図-3.37には地質平面図を、それぞれ示した。地すべり地の基盤岩地質は、真更川層の凝灰岩から成る。地すべり地の南側には、溶岩、凝灰角礫岩から成る安山岩類が分布する。安山岩類の一部は、凝灰岩内に形成されたすべり面上に載って移動岩塊となっている。また、地すべり地の北端には、斜長石流紋岩の貫入岩体がある。

全体的に地下水が豊富であり、簡易揚水試験による揚水量は0.5~20.0ℓ/minを示す。また、地下水位は1~6mである。

流紋岩による変質は特に認められない。安山岩類は、地すべり地内に多量の地下水を供給していると推定されるが、流紋岩は節理や亀裂が少ないことから、流下してくる地下水を堰止めている可能性がある。

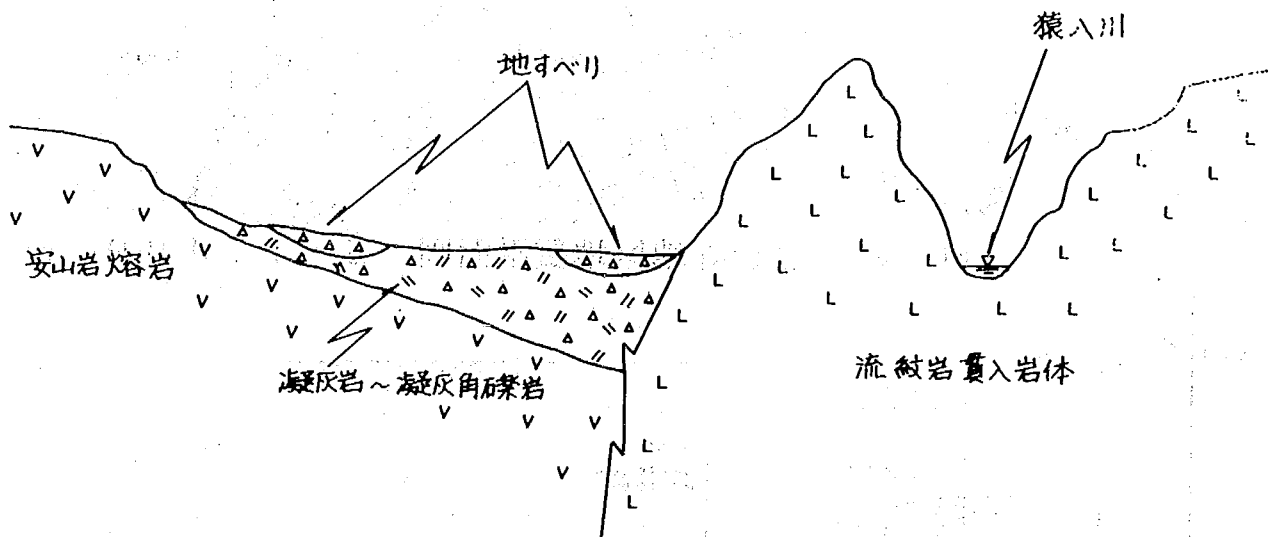
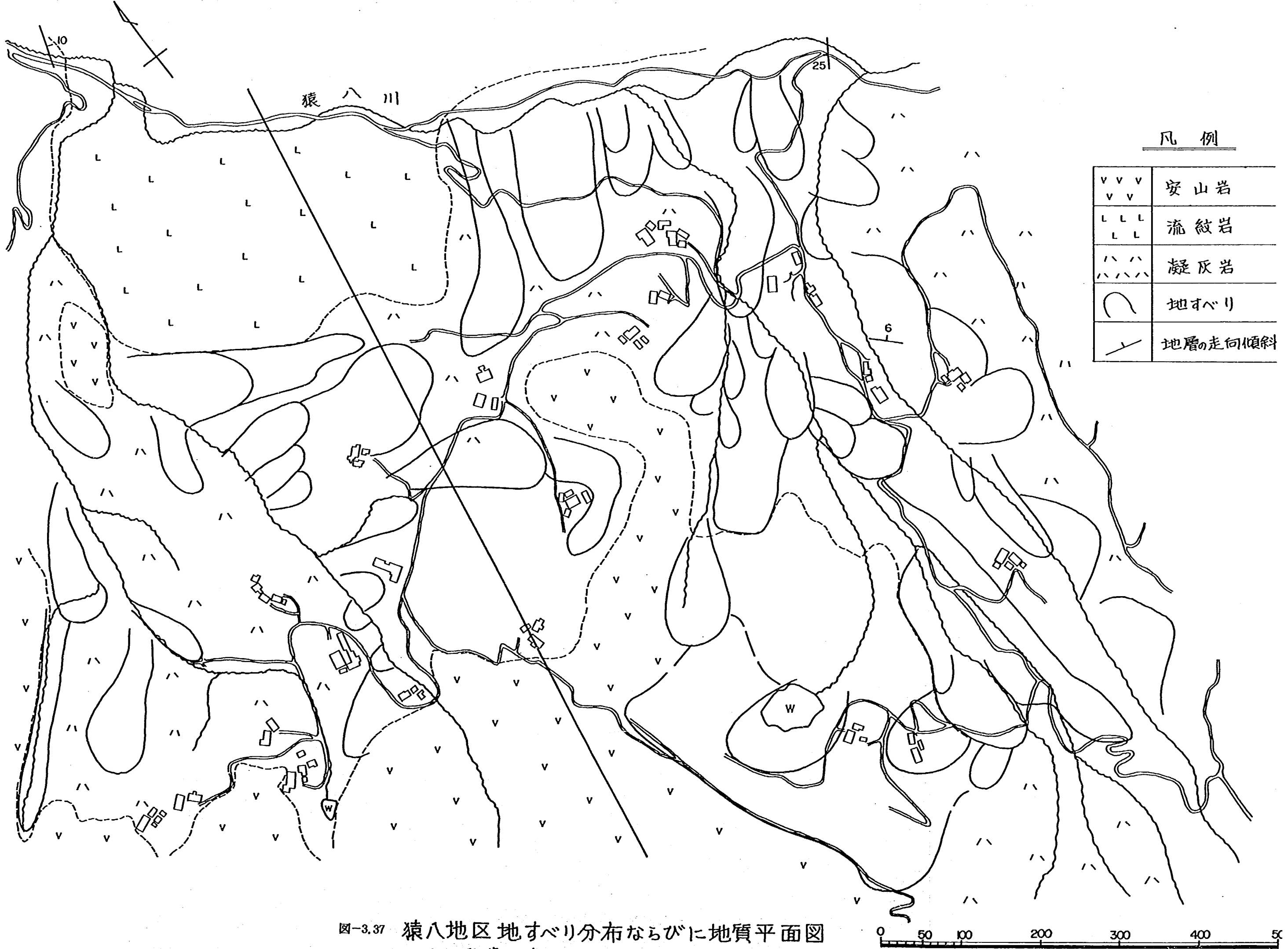


図-3.36 猿八地すべり模式断面図 (佐渡農地事務所 昭和47年度報告書)



凡 例

V V V V V V	安山岩
L L L L L L	流紋岩
ハ ハ ハ ハ	凝灰岩
(Symbol: irregular shape)	地すべり
(Symbol: line with arrow)	地層の走向傾斜

図-3.37 猿八地区地すべり分布ならびに地質平面図  
 (佐渡農地事務所 昭和47年度報告書)



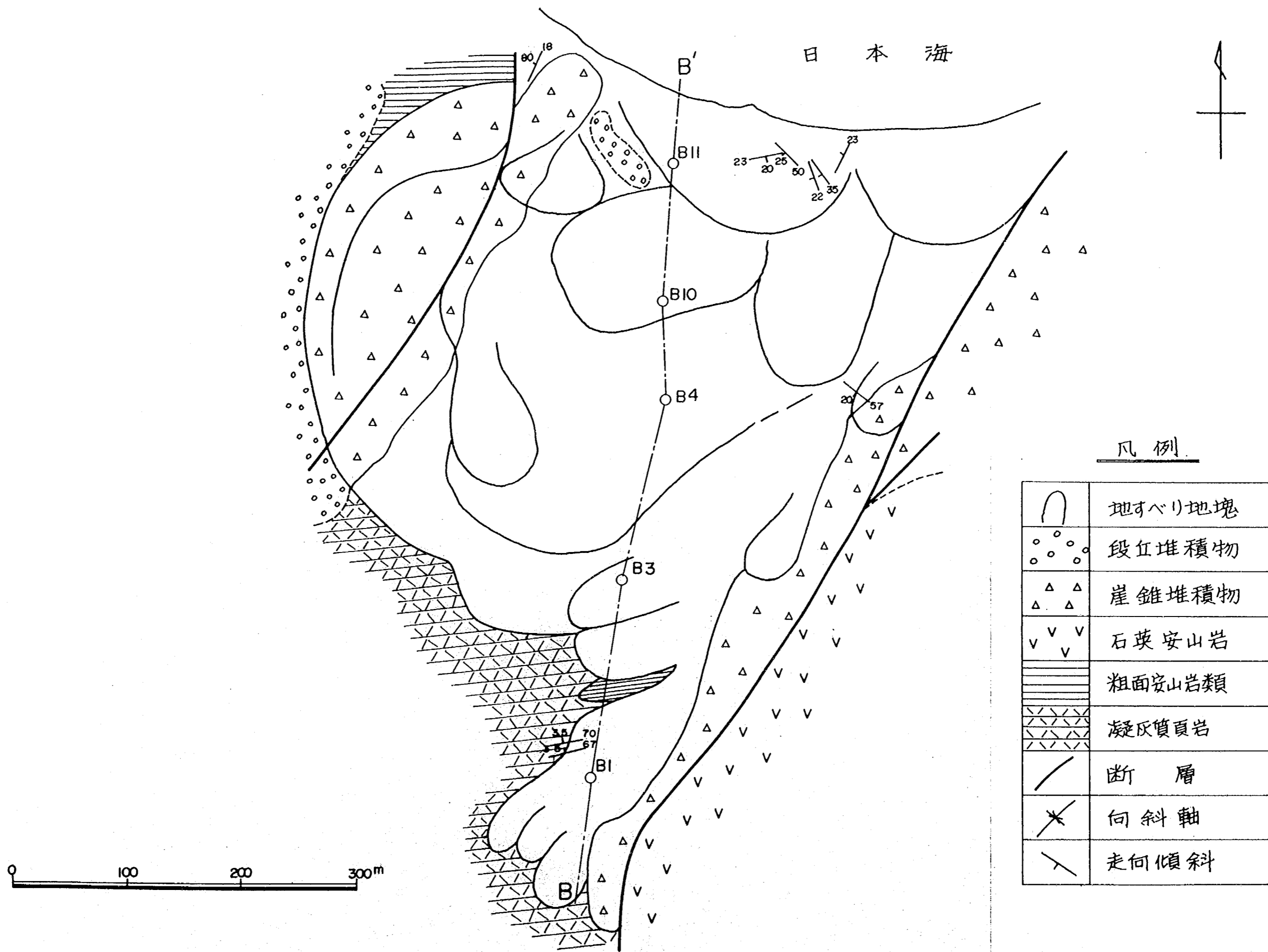
## 2) 関地すべり<sup>32)</sup>

関地すべりは、新潟県佐渡郡相川町に位置する。地すべりの規模は、幅約400m、長さ約750m、面積約25haである。

地すべり地の基盤岩地質は、真更川層である。真更川層は、主に凝灰質頁岩から成り、頁岩、凝灰岩、凝灰角礫岩、油母頁岩等から構成されている。中でも、油母頁岩は、層厚が10cmと薄層であるが、風化すると極めて滑性の強い黒褐色の粘土となる。したがって、この岩がすべり面を形成していることが多い。

図-3.38には地すべりブロック図を、図-3.39には地質断面図をそれぞれ示した。西側の峰は石英安山岩、東側の段丘崖は粗面安山岩から成る。これらの火成岩類と地すべり地の真更川層の堆積岩類との間は、断層によって隔てられており、堆積岩類は火成岩類の間に地溝状に落ち込んでいる。地すべり斜面頭部付近には、粗面安山岩脈が地すべり地を横断するように貫入しており、頭部の小ブロックと下部の主ブロックとを分けている。地すべり地の両側面には、厚い崖錐が形成されており、断層とともに地すべり地内への地下水の供給源となっている。

以上のことから、貫入岩の影響としては、粗面安山岩脈の存在がある。この岩脈は、頭部小ブロックの末端部を押さえ、崖錐堆積層源の砂層が堰止められるような形状で分布している。砂層中には、堰止めによる多量の地下水が賦存されていたことから、横ボーリングにより地下水の排除が行われ効果を上げた。



凡例

	地すべり地塊
	段丘堆積物
	崖錐堆積物
	石英安山岩
	粗面安山岩類
	凝灰質頁岩
	断層
	向斜軸
	走向傾斜

図-3.38

関地区地質および地すべりブロック図  
(昭和42年度地すべり調査報告集新潟県農地部)

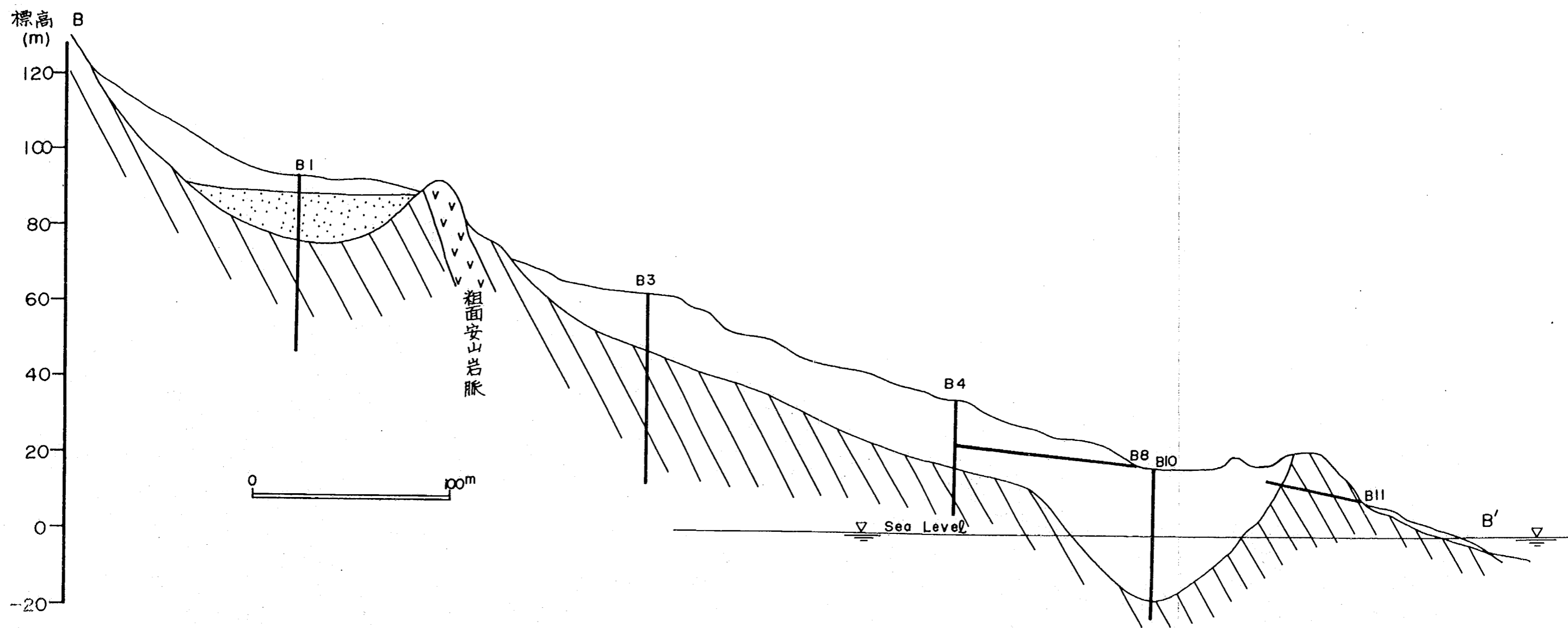


図-3.39

関地区地質断面図

(昭和42年度地すべり調査報告集新潟県農地部)

### 3.6. 貫入岩が周辺地質の変質と地質構造の乱れを起こしている事例

貫入岩の貫入による地すべりへの影響として、周辺地質の変質と地質構造の乱れの二つがある場合がある。

#### 1) 赤崎地すべり<sup>4), 5), 6)</sup>

赤崎地すべりは、新潟県東蒲原郡鹿瀬町の阿賀野川右岸の赤崎山(371m)の南山麓に位置している。

図-3.40には平面図を、図-3.41には亀裂湧水位置図を、図-3.42には地質断面図をそれぞれ示した。地すべりの規模は、長さ約1,000m、末端部の幅約500m、面積約25haであり、末端部を底辺とする二等辺三角形を呈する。赤崎山は流紋岩から成り、急峻であるが、地すべり地は平均約8度と緩傾斜となっている。

地すべり地の基盤地質は、津川層下部の礫岩、泥岩、アルコーズ砂岩と、それに挟在される緑色凝灰岩から成る。アルコーズ砂岩は、花崗岩起源の中～粗粒の砂から成り、比較的新鮮である。また、挟在される緑色凝灰岩は、部分的に泥質部を挟み軟質化している。地層の走向は、NE方向で南傾斜となっており、地すべり斜面に対して流れ盤を形成している。流紋岩は、津川層に貫入し赤崎山を構成するが、山麓には最大約20mの流紋岩起源の崖錐堆積物が分布している。

地すべりは、大別すると上部と下部の二つのブロックになる。上部ブロックの面積は約7.3haであり、緩傾斜のすべり面が形成され、すべり面深度は20～25mである。一方、下部ブロックの面積は約19.2haであり、すべり面は津川層中に形成されている。

地下水追跡調査の結果では、地下水の流速は0.04～0.05cm/secであり、崖錐堆積物中を流下している。地下水の水質試験結果によると、非炭酸ナトリウム型に属するものが多く、地下水は凝灰岩及び崖錐堆積物中のものと推定される。また、流紋岩体から地すべり地内への地下水の供給はなく、調査ボーリング結果によると流紋岩体で全漏水する。

貫入岩の影響により地層の乱れが生じている。また、地すべり地周辺に分布する津川層は、広域にわたって熱水変質作用を受けているが、流紋岩の貫入による熱水変質作用も受けていると推定される。

### 3.7. 事例収集結果のまとめ

#### 1) 新潟県における貫入岩による地すべりの分布地

新潟県における貫入岩による地すべりの分布地は、収集した事例から以下の6地域に大別される。

- 1) 東蒲原郡及びその周辺地域の主に津川層中に貫入した流紋岩の分布地域
- 2) 岩船郡鱒山周辺地域
- 3) 米山周辺地域
- 4) 中頸城郡板倉町の丈ヶ山周辺地域
- 5) 西頸城郡の鉾ヶ岳、権現岳周辺地域
- 6) その他の地域

#### (1) 東蒲原郡及びその周辺地域の主に津川層中に貫入した流紋岩の分布地域

東蒲原郡の阿賀野川流域、中蒲原郡の五十嵐川上流域、北魚沼郡の破間川上流域に分布する地すべりは、地すべり地の基盤岩が主に凝灰岩であり、モンモリロナイト化等の熱水変質作用を受けている。この地域は、大半が未利用地の山間地すべり地であり、安定した地すべり地が多いため地すべり指定

- 凡 例
- 調査ボーリング孔
  - 多層移動計設置孔
  - 水位観測孔
  - 簡水試験孔
  - 孔内傾斜計設置孔
  - すべり面検知ケーブル埋設孔
  - 移動計
  - 見通し測線

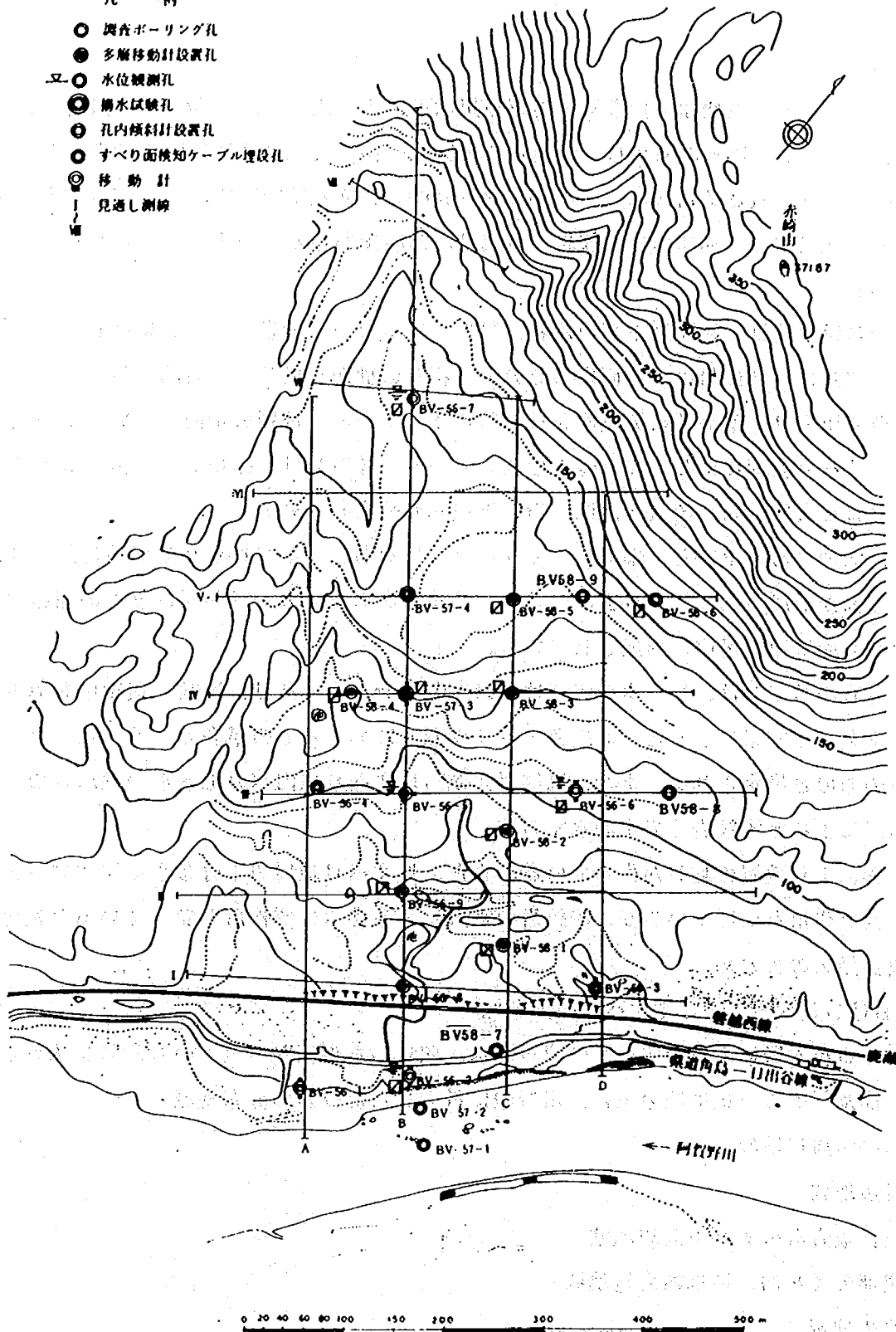


図-3.40 赤崎地区地すべり調査平面図  
(赤崎地すべり調査報告書、飯豊山系砂防工事事務所 1984)



凡 例

(A) 汚濁源および側壁
側方キレツ
不明な側方キレツ
陥没帯(大)
陥没帯(小)
横断キレツ(大)
横断キレツ(小)
陥没地
溜地
崩壊堆積物
転石混り土

- 湧水
- ▽ 池
- ボーリング孔
- ▽ トレーサー投入点
- A~Q 2
- 地すべり
- ブロック

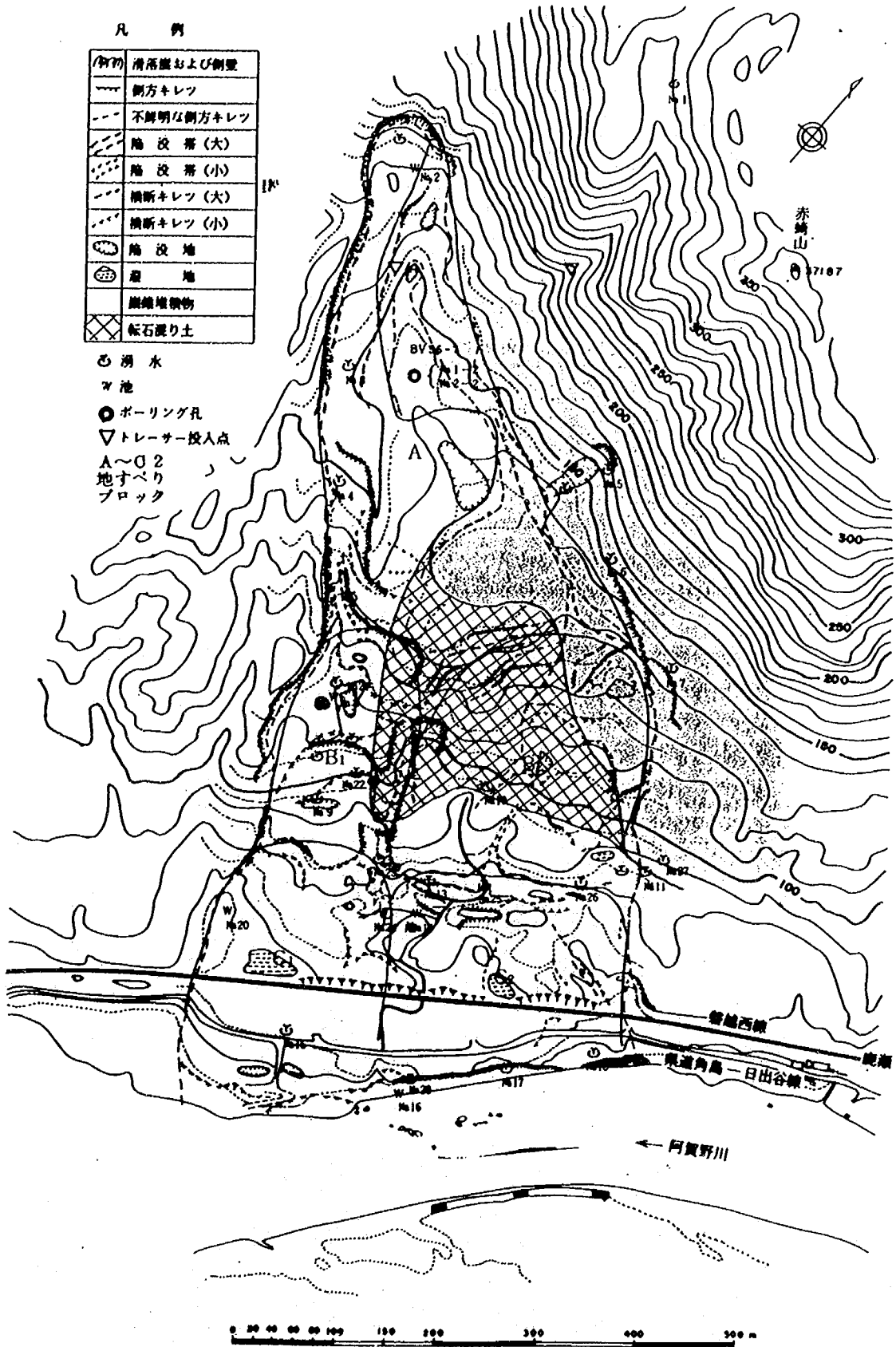
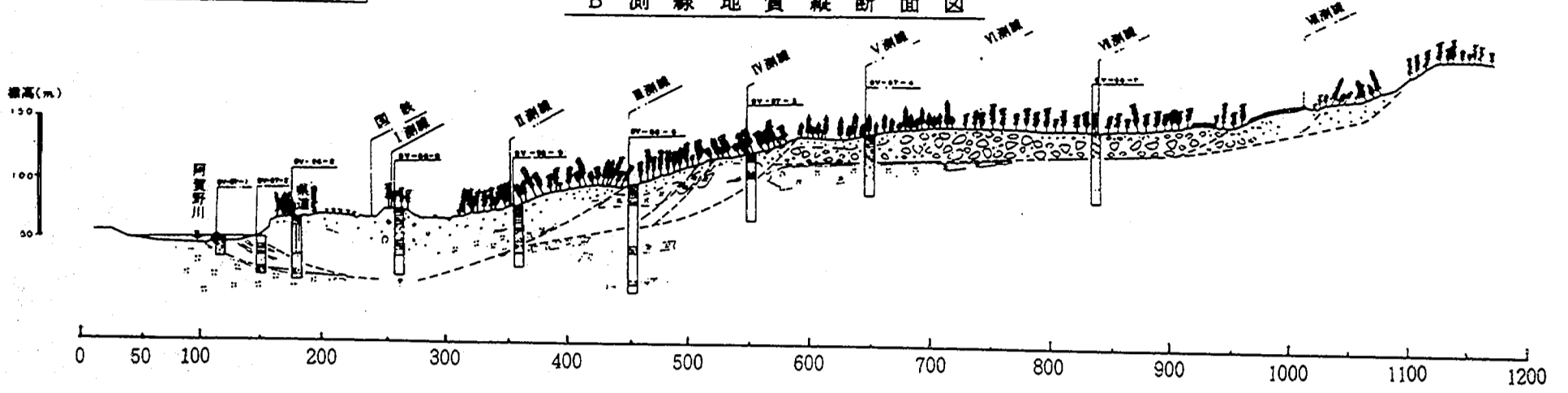


図-3.41 赤崎地区地すべりブロックと亀裂湧水位値  
(赤崎地すべり調査報告書、飯豊山系砂防工事事務所 1984)

	礫入り粘土
	砂岩(薄枚岩層の混入多い)
	砂岩(一部泥岩・礫岩挟在)
	凝灰岩
	河床礫
	推定すべり線

B 測線地質縦断面図



C 測線地質縦断面図

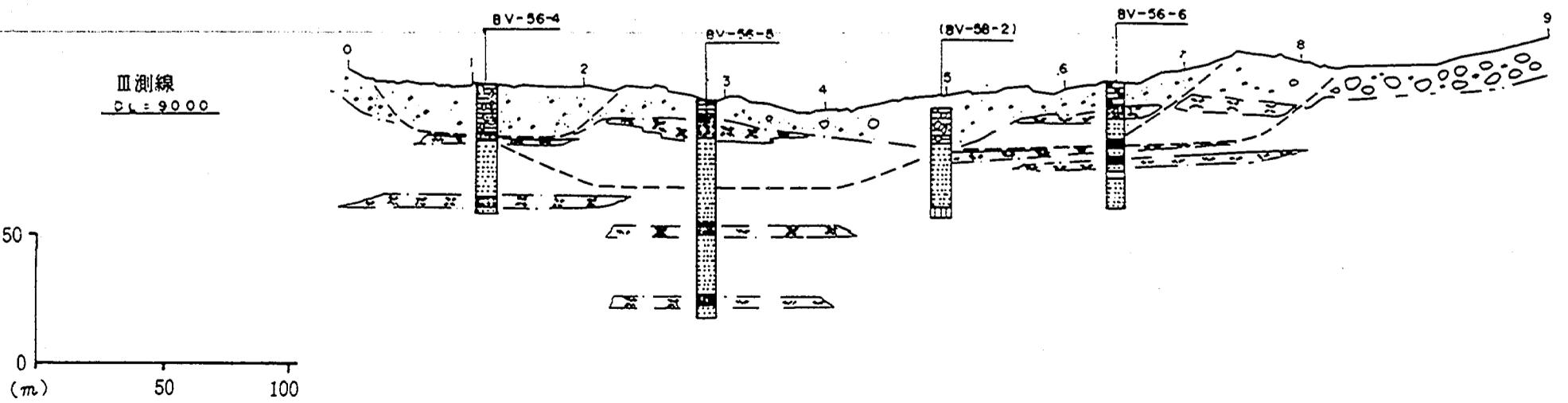
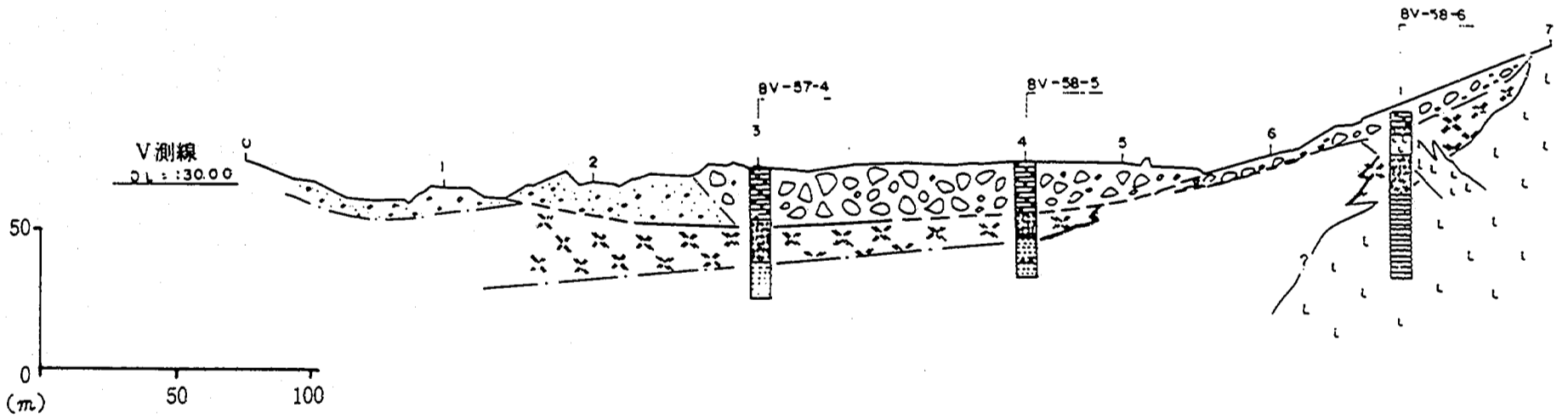
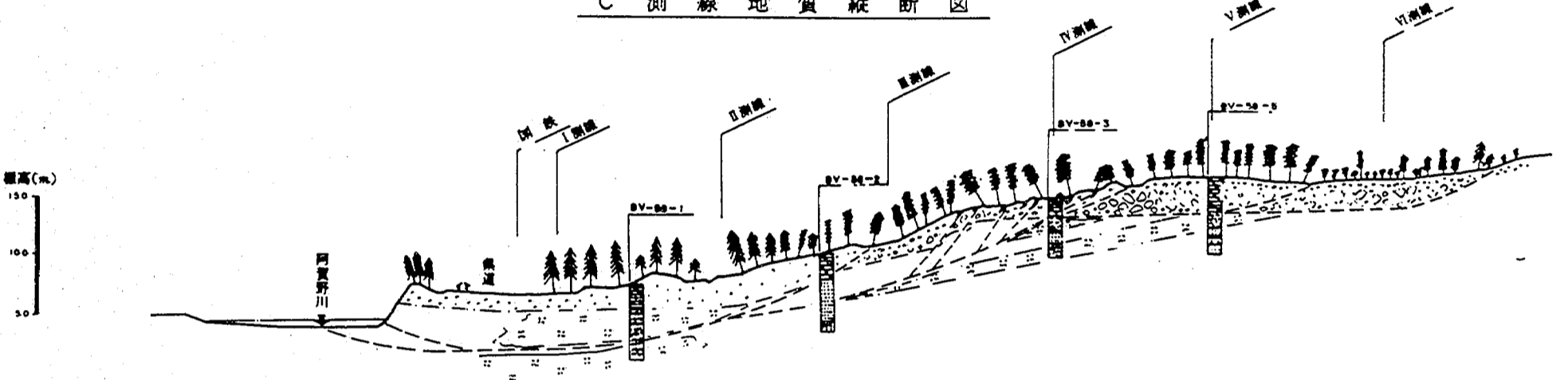


図-3.42 赤崎地区地質断面図

(赤崎地すべり調査報告書、飯豊山系砂防工事事務所 1984)

地は少ない。しかし、津川層の凝灰岩は、広域にわたって熱水変質作用を受けていることが多く、貫入岩による変質と区別することは、詳細な調査を実施しない限り不可能である。また、流紋岩が貫入岩であるか、溶岩であるかを判定する場合も同様である。この他、津川層以外に、東野名地すべりのように一部の七谷層凝灰岩に流紋岩が貫入し変質している場合もある。

一般に、変質は凝灰岩、流紋岩、真珠岩等の火成岩が顕著であり、泥岩はほとんど変質していない。これは、泥岩の熱水の浸透性が低いことと、続成作用により既に粘土鉱物が生成されているためである。また、貫入岩による地質構造の乱れは、赤崎地すべりでしか確認されていないが、未指定地等で多くあることが推定される。この他、濁沢地すべりでは、貫入岩である石英安山岩及び安山岩が津川層凝灰岩を基盤岩とする地すべり地内に地下水を供給し、地すべりの原因となっている場合がある。

したがって、この地域では、貫入岩の地すべりに対する影響として、地層の熱水変質、地質構造の乱れ、地下水の供給源を挙げるができる。

## (2) 岩船郡鎌山周辺地域

鎌山及びその周辺は、主に安山岩の溶岩や凝灰角礫岩から成り、その周辺の新第三紀層を基盤岩とする地すべり地に地下水を供給している。したがって、鎌山周辺の地すべりは、主に溶岩及び火山碎屑物をキャップロックとする地すべりと言うこともできる。間垣地すべりのように貫入岩が分布し、地すべり地内に地下水を供給している地すべりは、少ないと推定される。また、小松地すべりの熱変質した花崗岩による地すべりも、特殊な例と考えられる。

## (3) 米山周辺地域

米山周辺地域は、鎌山と同じく主に安山岩の溶岩や凝灰角礫岩が主に分布し、周辺の新第三紀層を基盤岩とする地すべり地に地下水を供給している。したがって、これらをキャップロックとする地すべりと言うこともできる。藤野地すべりの中ノ岳や清水尻地すべりの城山のように、貫入岩から地すべり地に地下水を供給している場合は、一部であると考えられる。

## (4) 中頸城郡板倉町の丈ヶ山周辺地域

丈ヶ山には、寺泊層にシソ輝石安山岩が貫入しており、地すべりが放射状に分布している。しかし、貫入岩の貫入による地質構造の乱れが推定される他は、地下水の供給や変質による地すべりへの影響は少ないと考えられる。

## (5) 西頸城郡の鉢ヶ岳、権現岳周辺地域

鉢ヶ岳及び権現岳は、能生谷層に貫入した石英閃緑ヒン岩から成り、同岩の間には泥岩を挟有している。山麓部の地すべり地の基盤岩は能生谷層であり、泥岩優勢の砂岩・泥岩互層からなる。石英閃緑ヒン岩及び同岩起源の崖錐堆積物は、地すべり地に地下水を供給するキャップロックの役目を果たしている。貫入岩の貫入による周辺地層の乱れや変質は顕著ではない。

## (6) その他の地域

その他の地域としては、佐渡郡、東頸城郡安塚町の菱ヶ岳山腹、中魚沼郡中里町、西蒲原郡弥彦村観音寺付近の地すべり地がある。

## 2) 新潟県における貫入岩による地すべりの特性

事例収集したデータをもとに、地質構造、発形態についてまとめた。

(1) 貫入岩による地すべりと地質構造との関係

層理面と地すべり方向との関係は、以下のようにになった。

流れ盤	8件 (38%)
流れ盤～走向 (走向～流れ盤)	4件 (19%)
走向	6件 (29%)
受け盤	3件 (14%)

表-3.2には、新潟県下の地すべりの各累層別の層理面と地すべり方向との関係を示した。今回の収集データ数が少ないので明確なことは言えないが、層理と地すべり方向との関係は、県下の地すべりの一般的傾向と変わらず、貫入岩による地すべりとしての特徴は見いだせない。

表-3.2 各累層別の地層面と地すべり

地層名	全体の地すべりに対する割合%			取調べた地すべりの数
	層すべり	走向すべり	受けすべり	
魚沼層群	68	23	9	858
灰瓜層	47	36	17	642
西山層	36	38	26	246
椎谷・寺泊層	32 (19)	43 (56)	25 (25)	620 (218)

注1. 地層傾斜方向と地すべり方向とのなす角度差が0°～60°のものを層すべり、61°～120°のものを走向すべり、121°～180°のものを受けすべりとした。

注2. この表は、縮尺1/50,000ないし1/1,000の地形図および地質図をもとに作成した。

注3. ( )は真糸巻傾付近のもの一部は椎谷・寺泊層全体の地すべり数の中に含まれる。

(岩永：1986)

(2) 貫入岩による地すべりの発生形態

貫入岩による地すべりの発生形態を、高野(1960)の分類を用いて区分すると以下のようにになった。

粘ちゅう型	13件 (55%)
粘ちゅう～流動型	2件 (8%)
粘ちゅう～崩壊型	1件 (4%)
崩壊型	8件 (33%)

全体としては粘ちゅう型が多く、津川層の分布地では、7例の内1例が粘ちゅう型～崩壊型、1例が崩壊型を示すにすぎない。また、椎谷・寺泊層分布地では、5例の内3例が粘ちゅう型、2例が粘ちゅう～流動型を示す。これに対して、崩壊型は能生谷層で多く、4例の内極めて緩慢な動きを示すトチ山地すべりを除く3例が崩壊型となっている。このような傾向は、今回の収集データ数が少ないので明確なことは言えないが、県下の地すべりの一般的傾向と変わらず、貫入岩による地すべりとしての特徴は見いだせない。

## 4. 貫入岩による地すべりの現地調査 (猿供養寺地すべり頭部斜面)

貫入岩による地すべりの特性を調査するために、猿供養寺地すべりの頭部斜面を試験地として現地調査を実施した。

### 4.1. 地表踏査

#### 1) 地形

猿供養寺地すべりのある丈ヶ山には、本試験地の他に栗沢地すべりや十二平地すべりが存在し、各地すべりはこの山を中心に放射状に分布する特徴的な形態を示している。丈ヶ山の地形的特徴は、この辺一帯の関田山系西斜面の調和を破る独立峰としての存在にある。

図-4.1には、尾根線の形状を示した。尾根線は、鍋倉山(1,288.5m)から袖山(605m)を経て丈ヶ山に伸びているが、丈ヶ山でこの尾根線方向に直交する谷線と南東斜面の急崖によって切り取られたような形状となっている。また、丈ヶ山を山頂とした尾根線、谷線、急崖の方向性は、北東-南西及び北北西-南南東の方向性が卓越している。丈ヶ山全体の斜面勾配は、北東斜面が緩く南東及び南西斜面が急崖となっている。このことから、丈ヶ山全体は、あたかも山体の南部地下から上方に押し上げられたような地形を呈している。この他、丈ヶ山山頂より北側斜面には、平坦地状の陥没地形が存在している。

以上の地形的特徴と空中写真及び地表踏査から、図-4.2に示すように北北東-南南西から北東-南西方向の弱線及びこれらに斜交するような弱線の存在が考えられる。また、関田山系と丈ヶ山とを分断するような弱線の存在も考えられる。

#### 2) 地質

地表踏査の結果では、図-4.3に示すようなシソ輝石安山岩の貫入岩の露頭が確認された。この貫入岩の露頭は、丈ヶ山の北方斜面や山頂の北東方向で大規模なものが、また、南西斜面では小規模なものがそれぞれ分布している。しかし、南東斜面での露頭は認められない。

一方、基盤岩については、本地域に分布するものは、新第三紀中新世の椎谷層の泥岩とされている<sup>33)</sup>。地表踏査の結果では、泥岩中に砂岩及び凝灰岩の薄層の挟在が認められた。泥岩の走向及び傾斜は、貫入岩の影響を受けているところでは北北東-南南西方向の走行と東南東方向の傾斜を有している。しかし、貫入岩の周辺に分布する泥岩では、その走向及び傾斜が乱れており一様な方向性を示していない。貫入岩を覆うように分布する泥岩は、貫入岩との接触及び周辺部で熱変質を受けて硬質化している。このホルンフェルス化して硬質化した泥岩層の厚さは、露頭で確認されたもので1~3mである。しかし、貫入岩~泥質ホルンフェルス~未変質泥岩と連続した露頭が確認されていないため、もっと厚い可能性もある。また、ホルンフェルス化した泥岩の上位にはキレツの発達した泥岩が分布している。これは、貫入岩の貫入時に持ち上げられたために形成されたものと推定され、水平に近いキレツが無数に発達している。

以上のことから貫入岩は、図-4.3に示す貫入岩の露頭の分布状況と、熱変質を受けて硬質化した泥

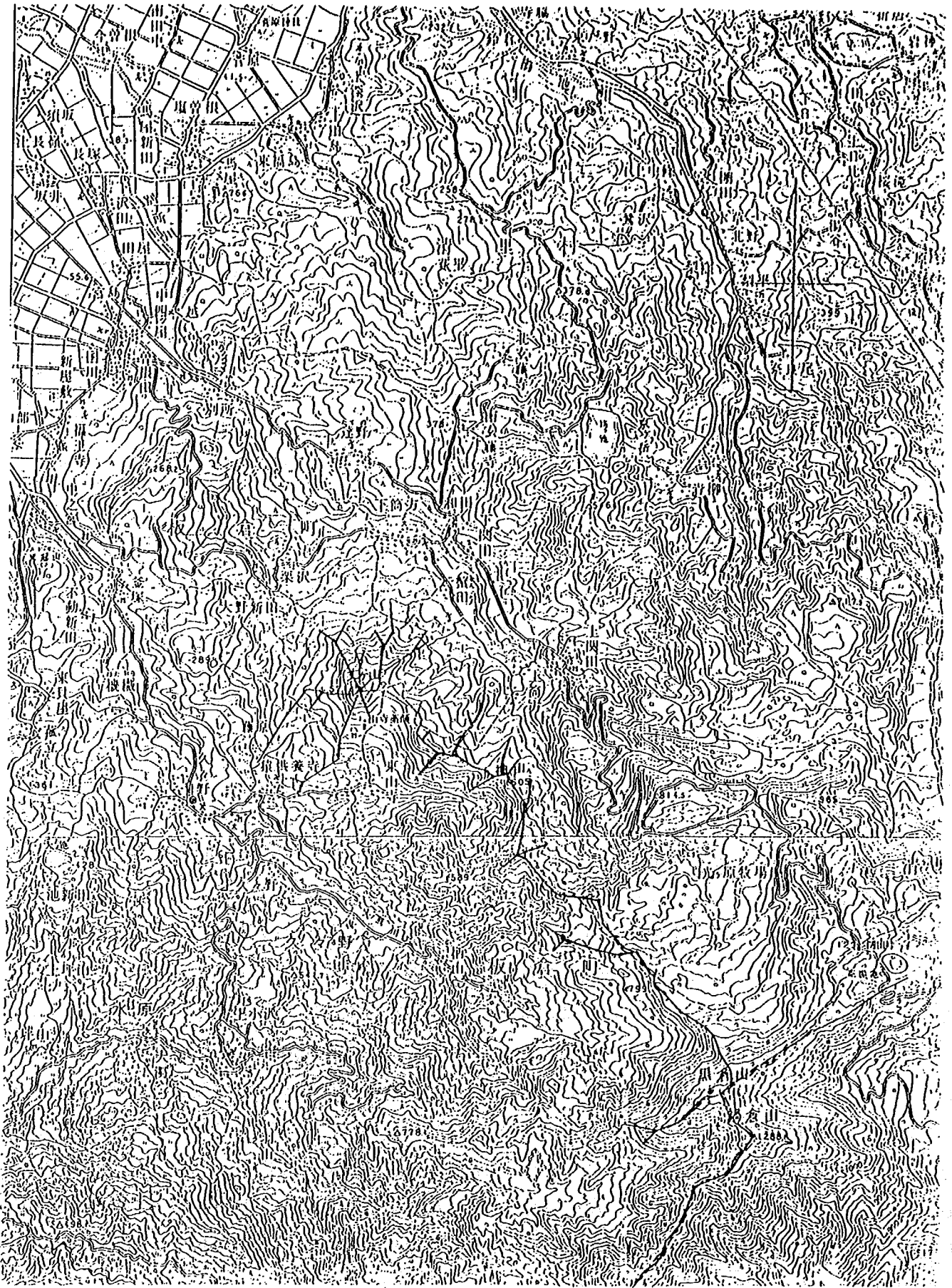

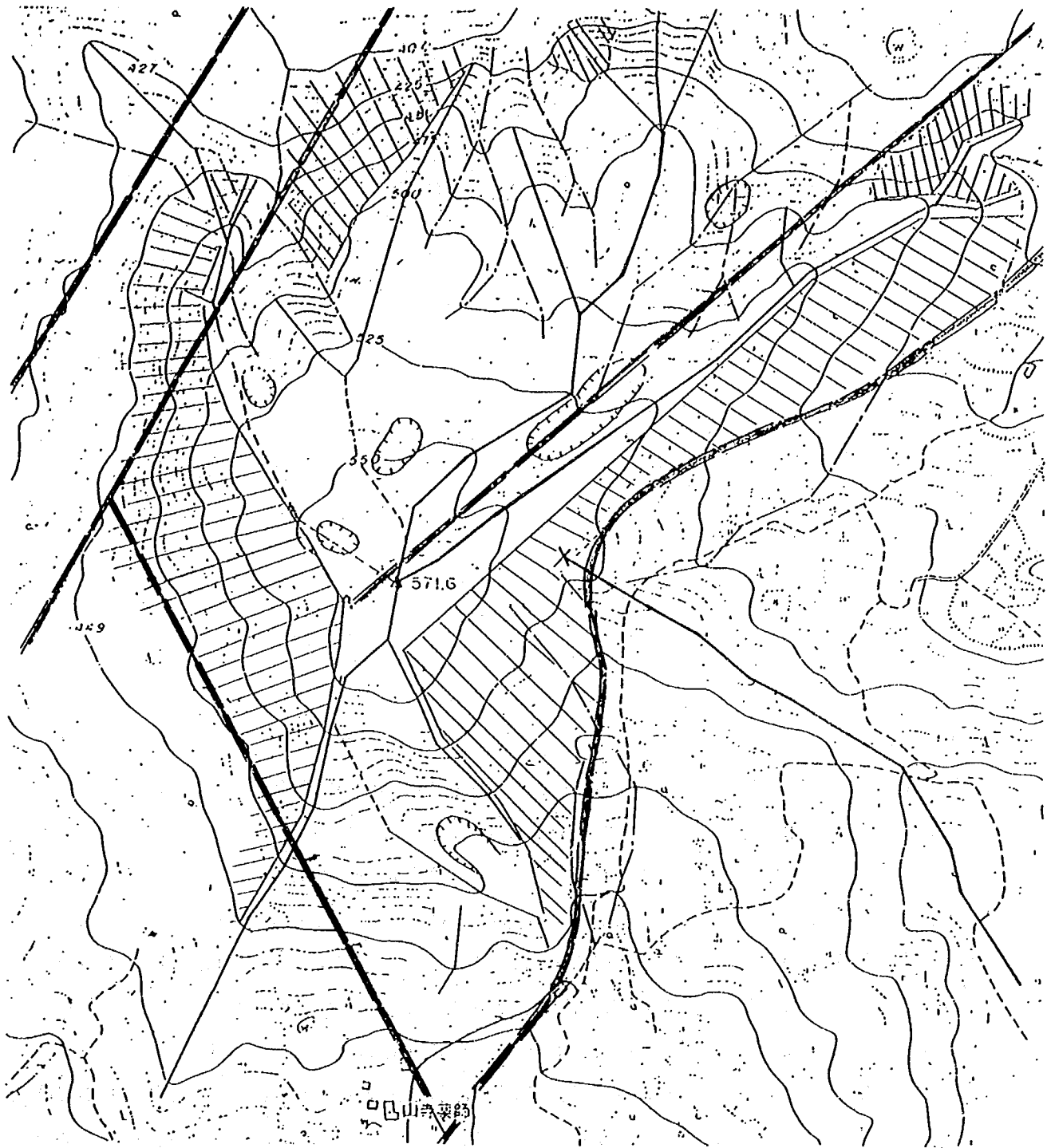


図-4.1 尾根線の形状

凡例  凸線 (尾根線)



- 尾根線
- 凡 — 谷線
- ▨ 急崖
- 例 ○ 陥没地形 (平坦地)
- 弱線
- X 尾根線のどぎれ

(S = 1 : 5,000)

図-4.2 地形の特徴

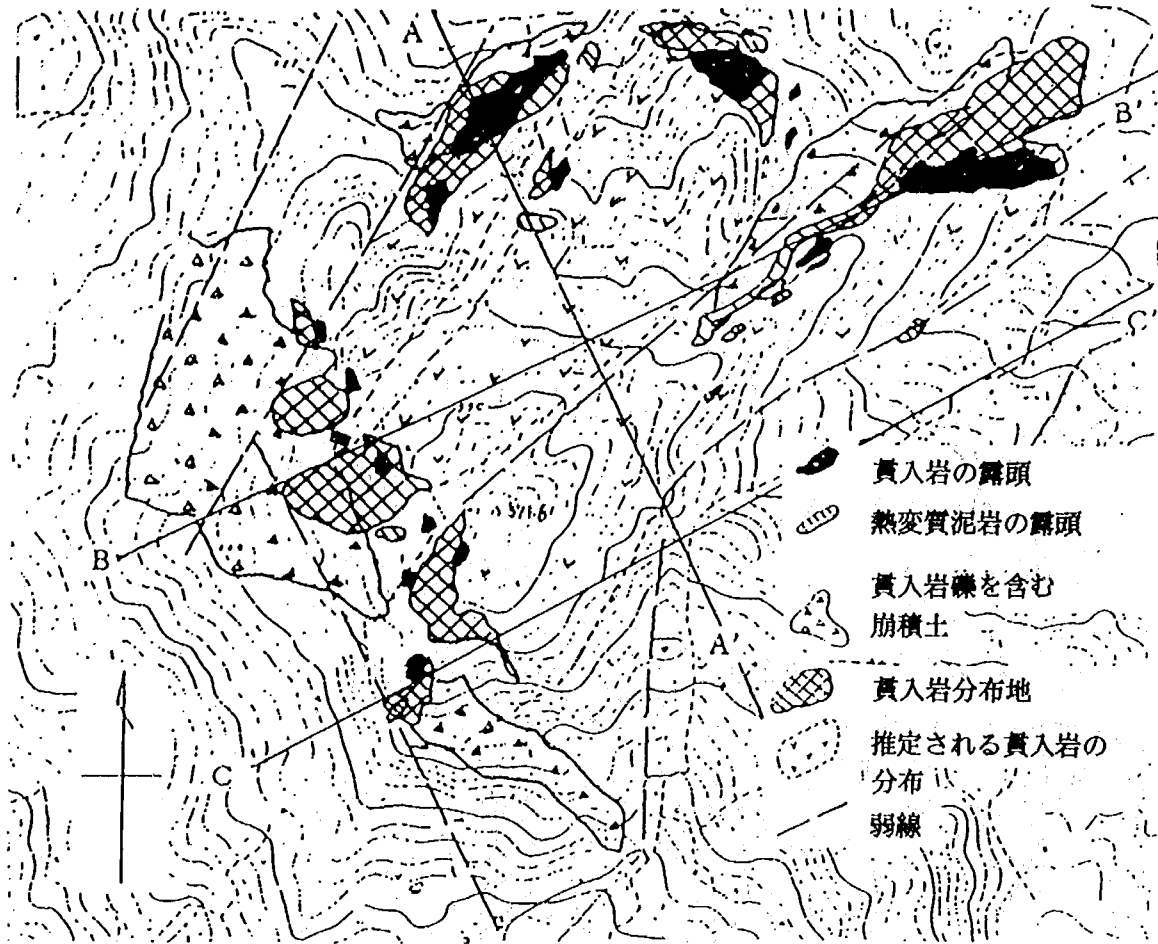


図-4.3 貫入岩の分布

岩の露頭が丈ヶ山周辺に広く分布していること、そして、貫入岩体から供給された礫で構成されている崩積土 (d t<sub>1</sub>) の分布状況とから、北東-南西方向に伸び且つ樹枝状ではなく岩体として存在していると考えられる。この北東-南西の方向性は、前述した地形状況からも推定され、弱線及び尾根の方向性と一致する。また、丈ヶ山北方における貫入岩の露出状況から貫入岩体は、大きく三つに分割されているように推定される。しかし、地下の比較的浅い部分で連続している可能性もある。

つぎに、地下構造について推定する。貫入岩体は前述したように北東-南西の方向性があると推定した。そこで、図-4.3に示すように測線を決め、この方向に直交するA-A'断面と、貫入岩の伸びと同一方向のB-B'及びC-C'の各断面をそれぞれ図-4.4に示すように作成した。

A-A'断面は、丈ヶ山北方では基盤岩である泥岩と貫入岩とは、弱線によって分けられると想定される。また、貫入岩は地表の尾根線とほぼ同一方向の伸びを示し、しかも三つの岩脈に分けられると推定される。

B-B'断面は、貫入岩体を三つの岩脈に分けた内の二つの岩脈に斜交する断面である。二つの岩脈は、弱線によって分けられると推定される。また、丈ヶ山山頂の西方には、貫入岩体から供給された礫から構成されている崩積土 (d t<sub>1</sub>) が厚く堆積している。

C-C'断面は、猿供養寺地すべり斜面の頭部を通る断面である。貫入岩は、地形の項で述べたように丈ヶ山の南西側を上方へ突き上げているような形状を示すと想定される。地表勾配は、このために南西斜面 (猿供養寺地すべり側) で急となり反対の北東側で緩くなっているのだと思われる。

### 3) 湧水



丈ヶ山周辺の湧水は、図-4.5に示すような分布をしている。湧水地点は、最も高いところで標高約555mである。これは丈ヶ山山頂(571.6m)の高さより約17m低い位置になる。つぎに高い位置での湧水地点は、標高520~500mの間に存在し丈ヶ山周辺に点在している。これらの湧水は、沢状地形を呈しているところで発生しており、崩積土が厚く堆積しているところでは、更に高い位置から湧水が発生し伏流しているとも考えられる。また、湧水地点の下方に崩積土が存在している場合には、この崩積土層中に浸透して明瞭な沢を形成していない。この他の湧水は、栗沢地すべり冠頂部の貫入岩露頭

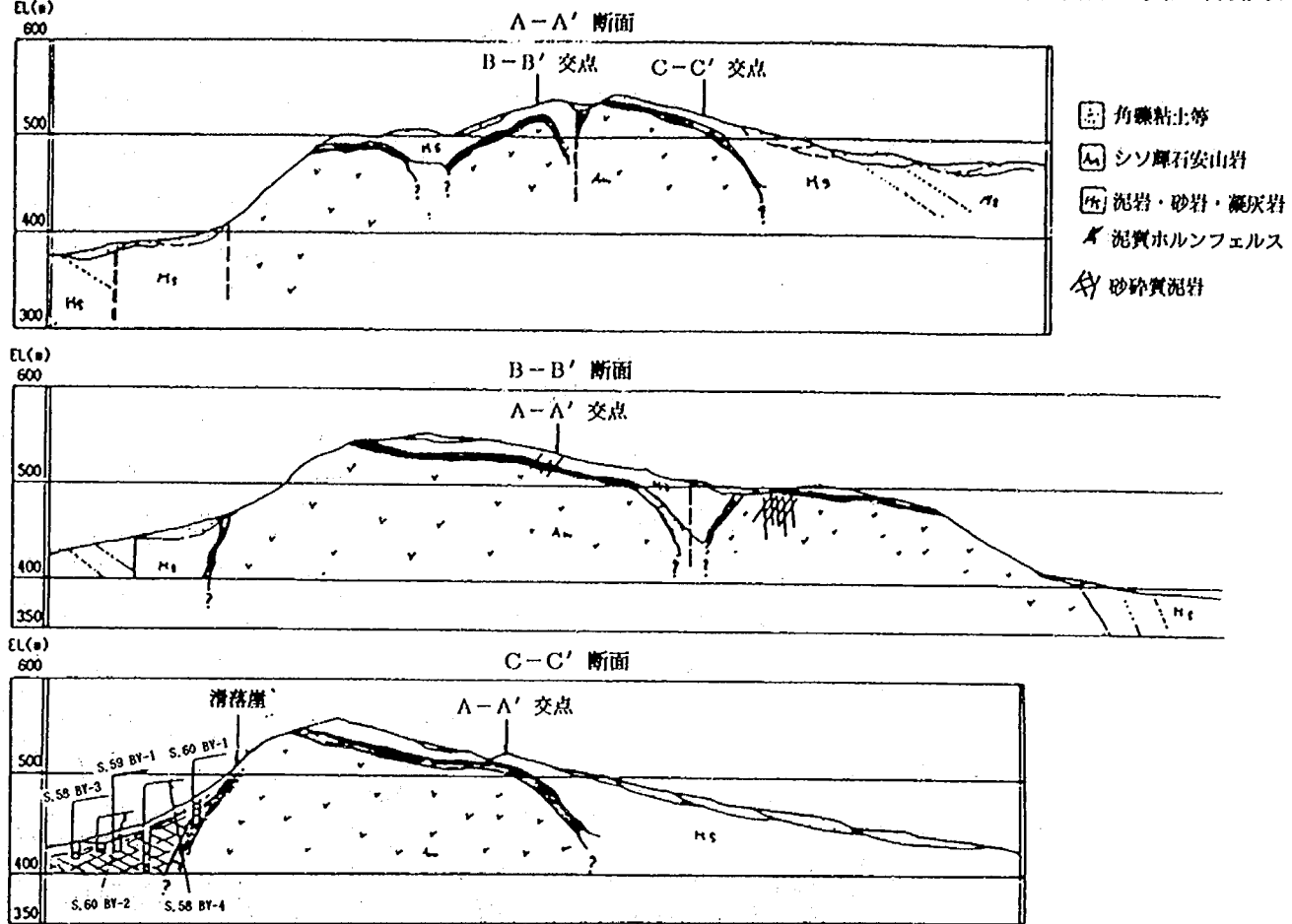


図-4.4 地質断面図

末端や山寺薬師の北東の延命泉に多量のものがみられる。標高で示すと、前者が約400mであり後者が約450mである。

図-4.6は、図-4.5に示す鍋倉山から丈ヶ山にかけての尾根線の断面図に湧水地点を記入したものである。丈ヶ山山腹で認められた湧水は、鍋倉山から連続する尾根線の最も低い地点(A)より高い位置にある。このことから、山腹の湧水は、被圧状態の地下水によるものと考えられる。そして、この地下水の供給機構としては、つぎの二つが考えられる。

- ① 鍋倉山から丈ヶ山にかけての尾根線を流下してくる地下水が、貫入岩体中のキレツを通して地表に湧出してくる。
  - ② 貫入岩体中の鉛直方向に発達したキレツを通る地下深部からの地下水が、地表に湧出してくる。
- ①、②とも貫入岩体中のキレツが、地下水の動きに深く関係していると考えられる。

#### 4) 貫入岩と地すべりとの関係

丈ヶ山周辺には、図-4.7に示すように地すべりが分布している。貫入岩体と地すべりの位置関係に

ついで、つぎのようになっている。猿供養寺地すべりについては、冠頂部が貫入岩の露頭に接し、頭部には弱線が横断している。十二平地すべりについては、側面に弱線が接している。また、栗沢地すべりについては、冠頂部が貫入岩の露頭と接している。また、地すべりの冠頂部、側面及び貫入岩の露頭付近には、湧水が存在している。このような状況下での地すべりの発生は、つぎのように考えられる。まず、貫入岩体の存在がある。これは、岩脈が地層の弱部を伝わって地表近くに噴出してきたことによってできたものである。したがって、この辺一帯は、もともと地層が地質的に弱かったことを意味する。つぎに基盤岩である泥岩については、貫入岩体→熱変質泥岩→弱変質泥岩という接触部周辺の地層状況から弱変質部泥岩では、熱と圧力を受けてキレツが発達し、更に貫入時に地層が上方に押し上げられ、弱変質部周辺の泥岩も破碎が進んでいると考えられる。また、湧水については、図-4.8に示すようにその地点の標高が高く量も多いことと、地すべりの冠頂部や側面に分布している。この他、丈ヶ山付近には、富倉背斜軸の通過や断層の存在があると言われており<sup>33)</sup>、現在の地すべ

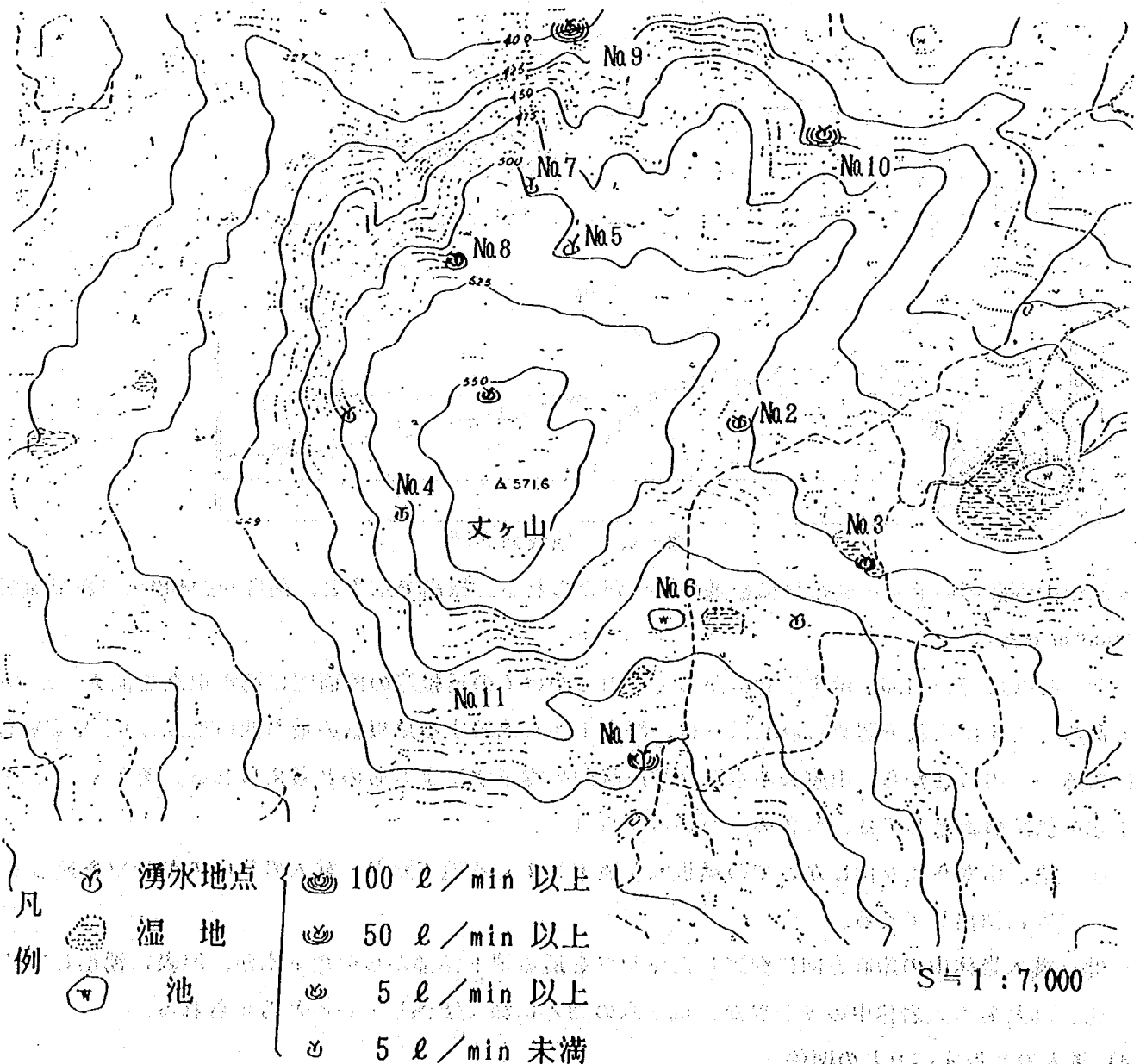


図-4.5 湧水の分布

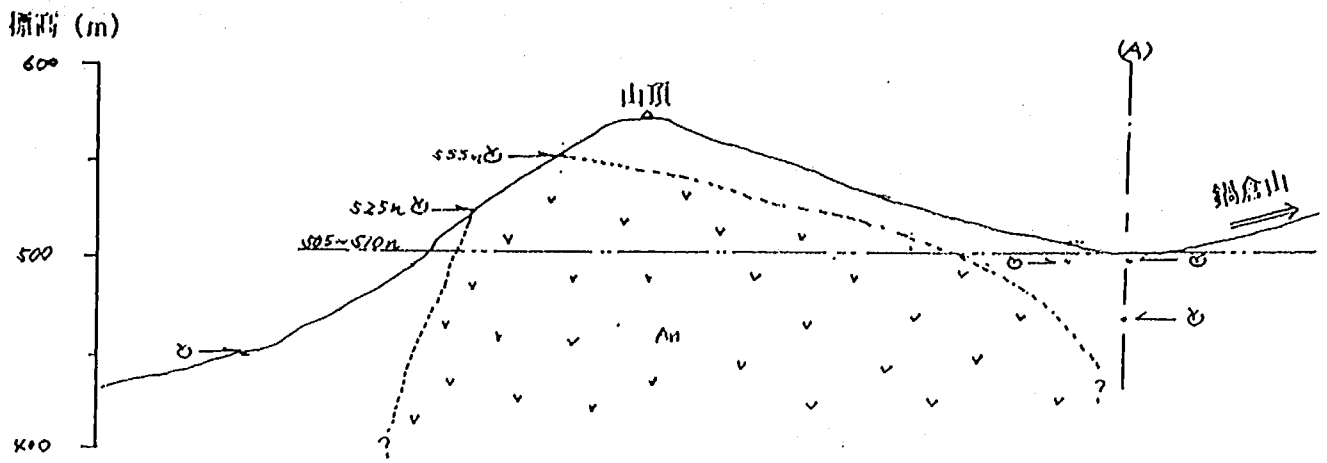


図-4.6 湧水の標高

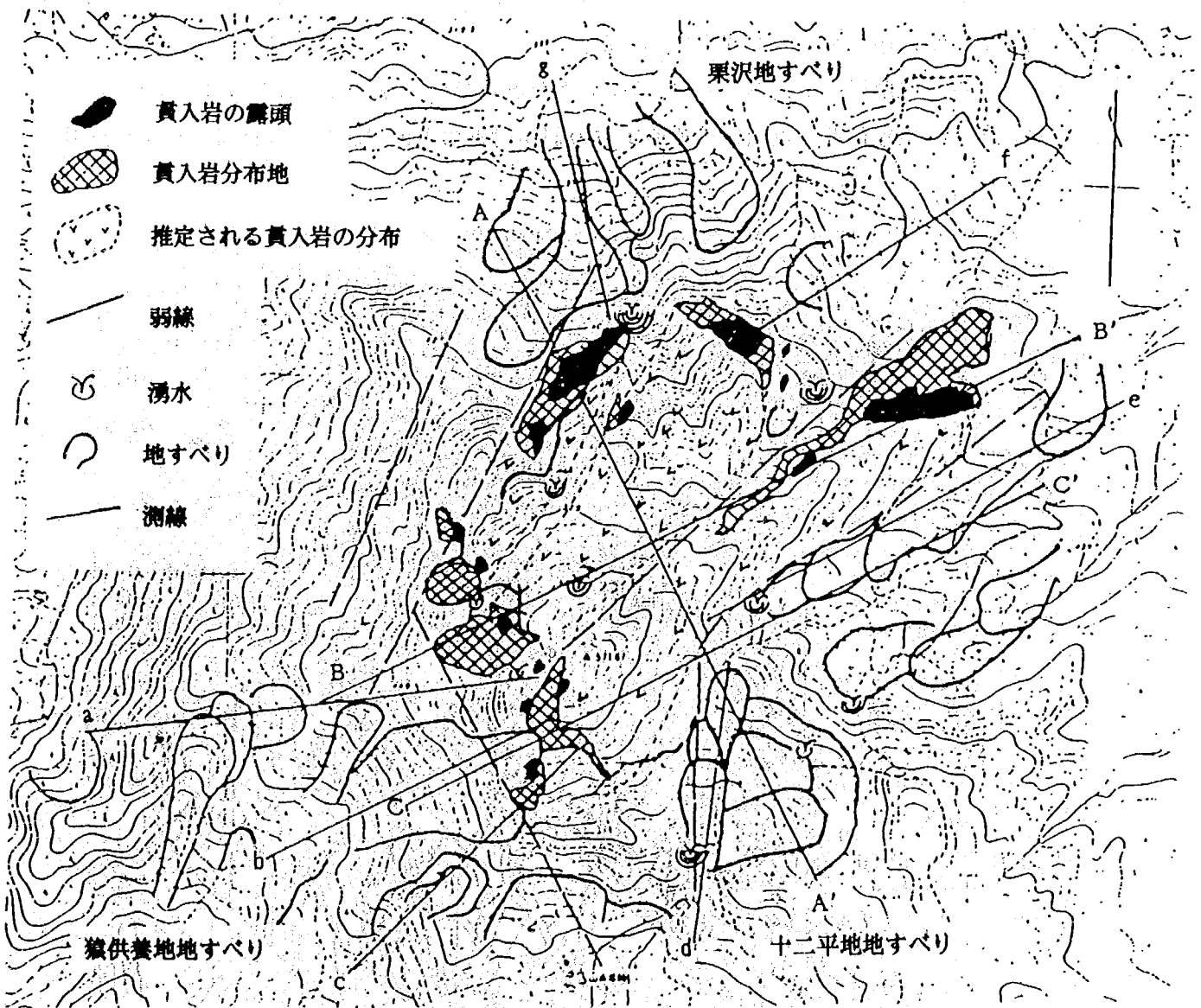


図-4.7 丈ヶ山周辺の地すべりの分布

り地形には、これらの影響も大きく作用していると思われる。以上のことから、地すべり発生に対する貫入岩の影響としては、事例収集結果から考えられた以下の項目の中で①～③が該当し、中でも③が主たる影響と考えられる。

- ① 地すべり地内への地下水の供給源
- ② 周辺地層の変質
- ③ 周辺地質構造の乱れ
- ④ 貫入岩自身の変質
- ⑤ 貫入岩による地下水の堰止め
- ⑥ 周辺地質の変質と地質構造の乱れ

#### 4.2. 貫入岩体周辺のボーリングによる地質調査

地表踏査結果では、図-4.3に示すようなシソ輝石安山岩の貫入岩露頭の分布が認められた。この貫入岩の露頭は、丈ヶ山の北方斜面や山頂の北東方向で大規模なものが、また、南西斜面では小規模なものがそれぞれ分布している。そこで、猿供養寺地すべり側で分布していると推定される貫入岩体までの地質調査を行うためにボーリングを実施した。

猿供養寺地すべり頭部域には、図-4.8に示すような形状でシソ輝石安山岩が分布していると想定される。すなわち、冠頂部付近と冠頂部のやや下方の側面付近のものである。今回は、作業のやり易さ

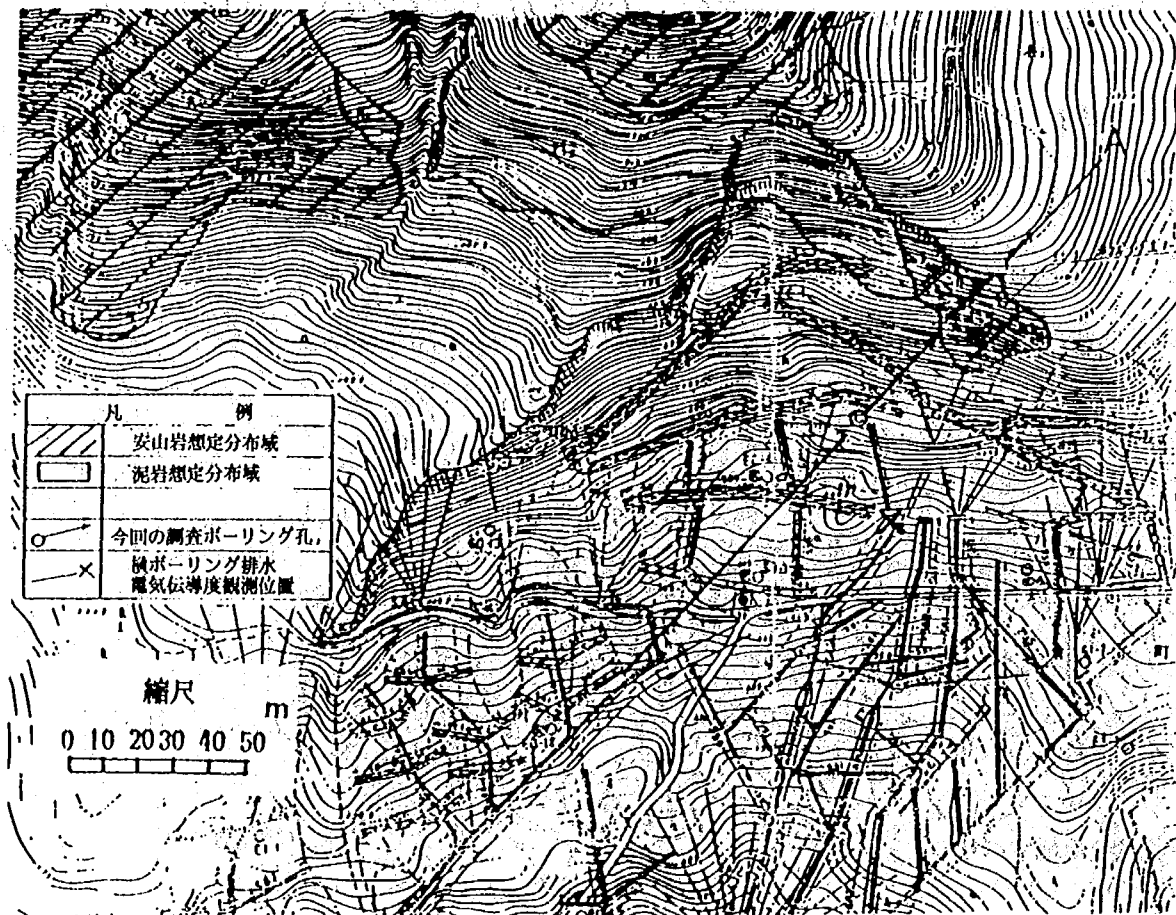


図-4.8 猿供養寺地すべり頭部域平面図

等を考慮して後者の位置に分布すると想定される貫入岩体を狙うことにした。ボーリングを貫入岩体に到達させることだけを目的とした場合は、できるだけ削孔位置の標高を上げて、水平にボーリングを実施すれば良いと考えられる。しかし、今回は、地質調査を行った後のボーリング孔を利用して、間隙水圧計を埋設する計画があるため、ボーリング位置の標高をできるだけ下げ、下向き45度の傾斜で実施することにした。この結果、図-4.8に示した位置でボーリングを実施した。

図-4.9には、ボーリングによる地質調査結果を、図-4.10には図-4.8のA測線の地質断面図をそれぞれ示した。調査ボーリングは、43.00m実施している。深度17.00mまでは、茶褐色の転石・玉石混じり土砂となっている。この区間においては、漏水し地下水位は存在していない。深度17.00m～19.90m間では、茶褐色の粘土質砂礫となっており、粘土分も混じるが砂礫の多い層となっている。深度18.00m付近からは、土の含水量が多くなっている。深度19.90～34.95m間では、灰色の風化泥岩が続いている。泥岩は、全般に風化を受けてやや軟質化している。裸孔では、深度24.00～29.00mで削孔した孔が自立せず孔の閉塞が発生した。これは、機械トラブルのため2日間ボーリング孔を放置したことにより発生したものである。原因は、応力解放と地下水の供給により泥岩層が膨張現象を起こしたものと想定される。なお、深度23.00～28.00m間では漏水している。深度34.95～43.00m間では、淡灰色の変質泥岩及び凝灰岩となっている。この泥岩及び凝灰岩は、熱変質を受けて硬化している。ただし、変質部分は、一様ではなく軟質部分も残す。

以上、地質状況の概略について示した。今回の調査では、深度43.00mの間に貫入岩体は認められなかった。しかし、猿供養寺地すべり地内では、これまでの調査で認められなかった熱水変質を受けた泥岩と凝灰岩が今回のボーリング調査で採取された。このことから、直ちに貫入岩体の影響領域を確

深度 (m)	層厚 (m)	地質記号	地質	記 事	地下水位
17.0	17.0		転石・玉石 混り土砂		
19.9	2.9		砂礫		
34.95	15.05		風化泥岩	送水掘進でコアの採取可能であるが、全般に風化を受けてやや軟質化している。裸孔では削孔した孔が自立せず、孔の閉塞が発生する。	
43.0	10.05		変質泥岩 および 凝灰岩	泥岩および凝灰岩が熱水変質を受けて硬化している。変質は一様でなく、軟質部分も残す。	

図-4.9 ボーリング柱状図

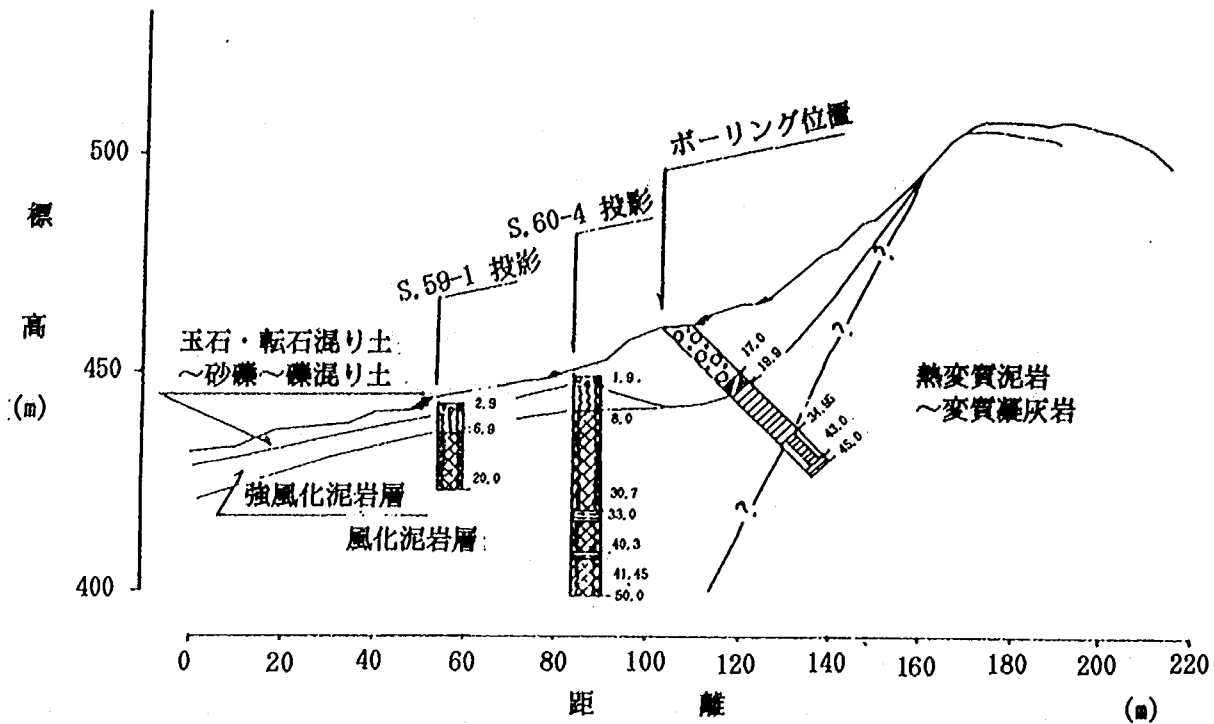


図-4.10 A測線地質断面図

認したとは言えない。しかし、猿供養寺地すべりにおける熱変質部の最初の確認という点では、熱水の源である貫入岩体の存在が近くにあると考えられる。今後は、更に長尺の調査ボーリングを計画し、貫入岩体本体の確認が必要である。

#### 4.3. 間隙水圧の観測

丈ヶ山周辺には、地表踏査から図-4.5に示すような湧水の分布が認められた。この内、丈ヶ山山腹で認められた湧水は、鍋倉山から連続する尾根線の最も低い地点より高い位置にあり、被圧状態の地下水によるものと考えられた。そして、これらの地下水の供給機構としては、つぎの二つが考えられた。

- ① 鍋倉山から丈ヶ山にかけての尾根線を流下してくる地下水が、貫入岩体中のキレツを通過して地表に湧出してくる。
- ② 貫入岩体中の鉛直方向に発達したキレツを通る地下深部からの地下水が、地表に湧出してくる。

これらの地下水供給機構を明らかにすることを目的として、前述した地質調査後のボーリング孔を利用して間隙水圧の連続観測を実施した。計画段階では、貫入岩体本体とその周辺の地層毎の間隙水圧を観測する予定であった。しかし、今回は、前述したように調査ボーリングが、貫入岩体本体まで達しなかったことから、貫入岩体本体には間隙水圧計を埋設することができず、その周辺の間隙水圧を連続観測するに留まっている。

ボーリングによる地質調査時の孔と地下水の状況は、図-4.11に示す通りであった。深度0~17.0mまでは、地下水は存在しておらず、削孔水が全部漏水した。深度17.00~19.90mまでは漏水せず、深度18.00m付近から土の含水量が多くなった。また、風化泥岩層の削孔中は水位の変化はほとんどなく、17.60m付近で安定した地下水位となった。ただし、深度23.00~28.00mの削孔中には、多少の漏水

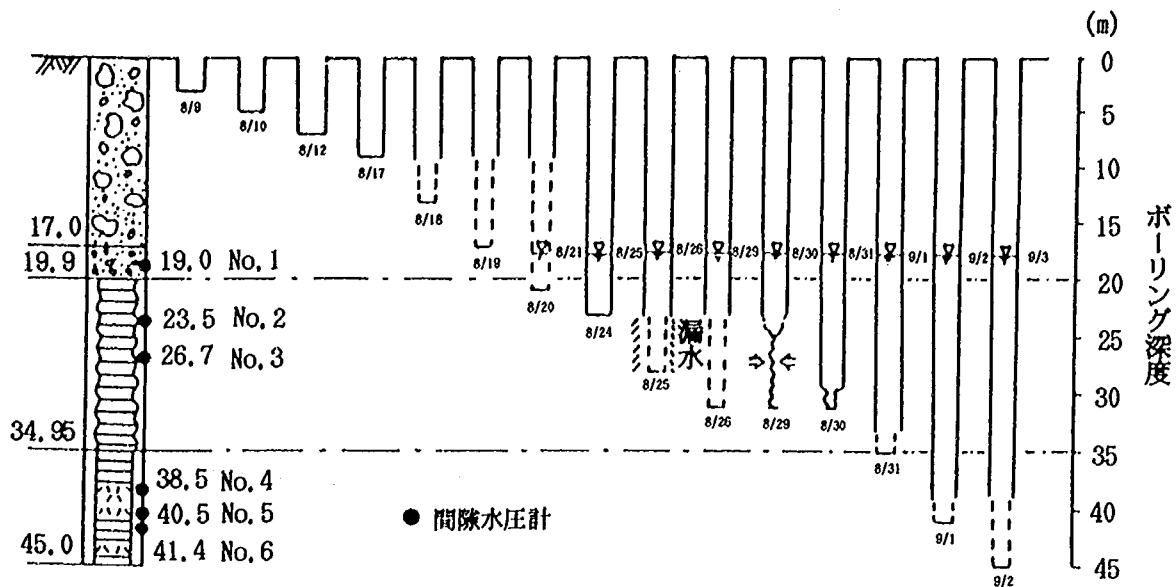


図-4.11 ボーリング時の孔と地下水の状況

(5 l/min) が発生している。その下方の深度34.95~45.00mの熱水変質部においては、地下水位が安定し漏水の発生がなかった。間隙水圧計は、これらの地下水状況と地質調査結果を考慮して図-4.11に示すような深度に埋設した。すなわち、深度19.00m (No. 1) の粘土質砂礫層に1基、深度23.50m (No. 2) と26.70m (No. 3) の風化泥岩層に2基、変質泥岩及び凝灰岩層には深度38.50m (No. 4) と40.50m (No. 5) 及び41.40m (No. 6) の3基の合計6基である。

間隙水圧計の埋設方法は、以下に示す方法により行った。すなわち、ボーリング孔内を良く洗浄した後、孔内を清水で満たしフィルター材の川砂を70cm前後投入する。そして、間隙水圧計は、受圧部に空気が入らないようにフィルター部分を水で満たしてドライアイスで凍結させておき、所定の深度に挿入し、その上部にフィルター材の川砂を70cm前後投入する。更にその上部は、つぎの間隙水圧計の埋設深度まで棒状にドライアイスで凍結させたベントナイトを投入し、シールすると言う操作を繰り返すものである。なお、深度は、塩ビパイプを挿入し確認している。

図-4.12には、間隙水圧の観測結果を示した。No. 1とNo. 2は、降雨量に反応した変化を示しているようであるが、その変化幅は、0.01~0.03kgf/cm<sup>2</sup>と小さなものとなっている。No. 3は、間隙水圧計埋設直後から上昇し、11月中旬位から下降している。No. 3の設置位置は、ボーリング中に孔の閉塞が発生した深度であることから、その影響によるものと思われる。No. 4は、間隙水圧計埋設時の影響が11月中旬位まで残っている。No. 5は、10月中旬位からほぼ一定の値で推移している。No. 6は、No. 5と似た変化をしているが、ゆっくり下降している。

図-4.13は、3月12日の間隙水圧観測値を深度方向に示したものである。間隙水圧計埋設時の影響が残っているのでNo. 3を除くと、No. 1、2に比較してNo. 4、5、6の値が非常に小さくなっており、変質泥岩及び凝灰岩の層は、その上部の層とは地下水脈が異なっているものと思われる。

#### 4.4. 横ボーリングからの排水の電気伝導度観測

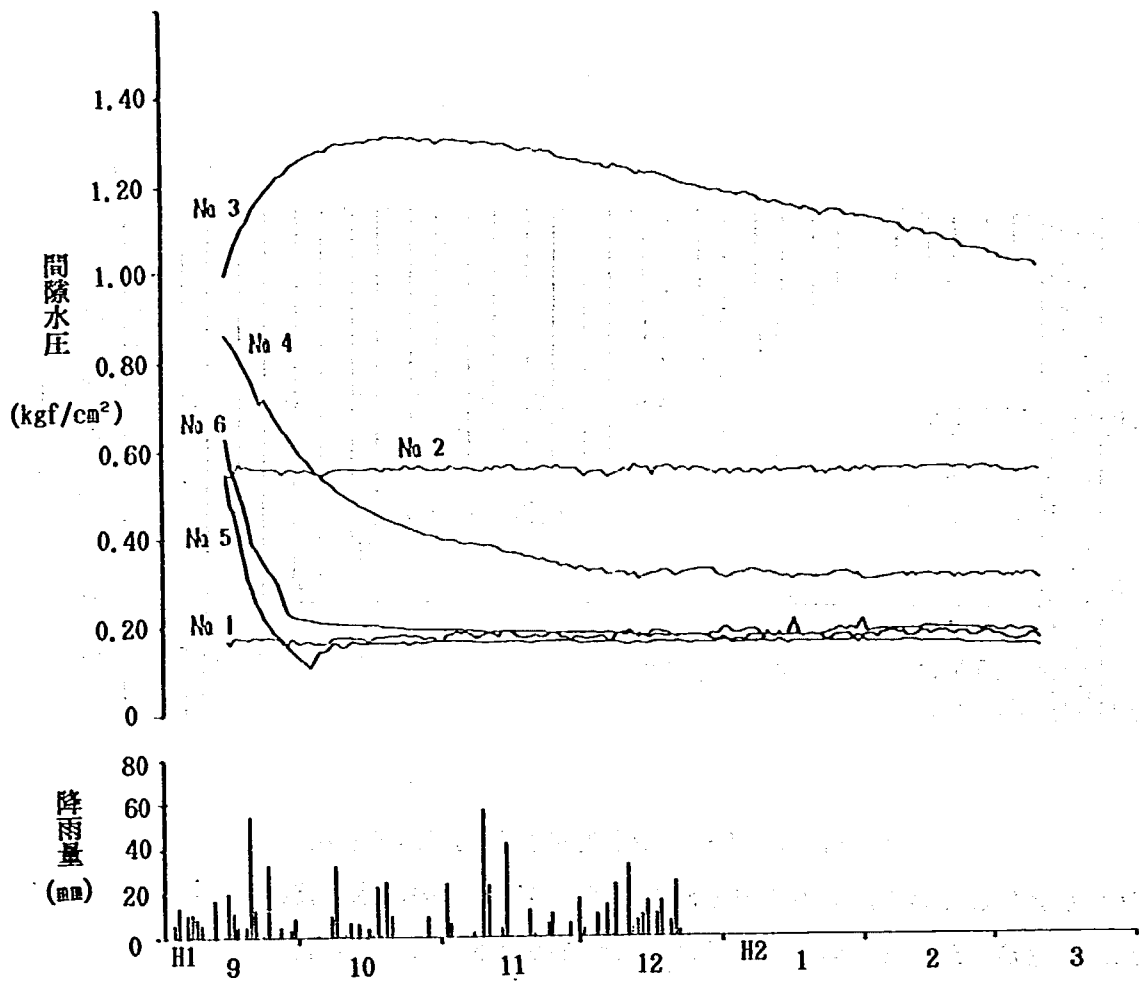


図-4.12 間隙水圧の観測結果

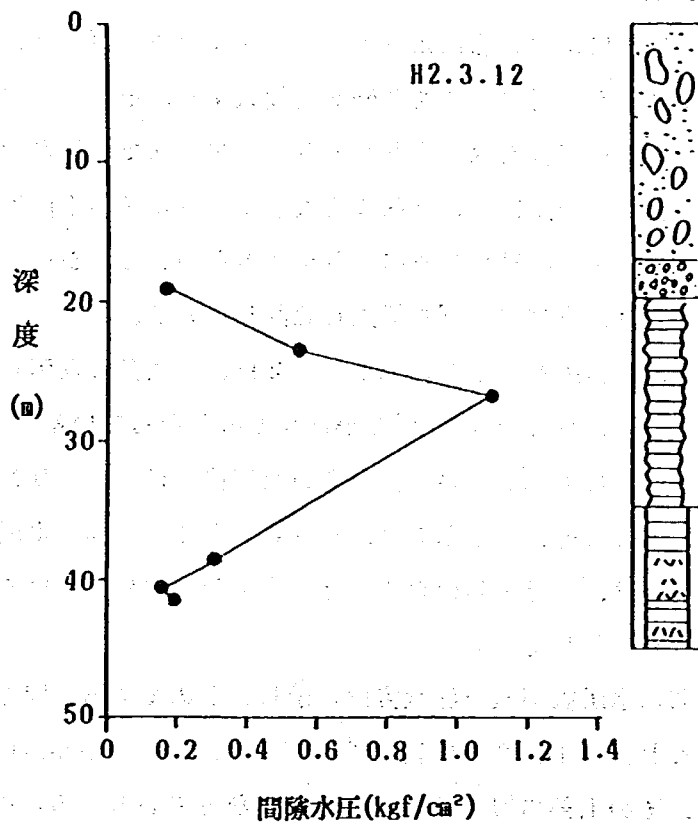


図-4.13 間隙水圧の分布



この調査は、間隙水圧の観測と同様に地下水の供給機構の解明を目的としている。観測位置は、図-4.8に示す。この横ボーリングからの排水は年間を通してみられ、排水量の変化は降雨量に対して敏感に反応している。観測には電気伝導度計を改造し、タイマーとペンレコーダーを接続したバッテリー駆動の計器を用いた。

図-4.14には、観測結果を示した。観測に際しては、電気伝導度計に原因不明のトラブルが生じ、欠測が多くなってしまった。電気伝導度は、降雨量に敏感に反応している。その変化幅は $57\sim 80\ \mu\text{s}/\text{cm}$ であり、降雨量に反比例した変化を示している。電気伝導度は、一般的に流動性の地下水は低く、停滞性のものは高い。また、横根地すべり（新潟県北魚沼郡入広瀬村）での地下水の電気伝導度を測定した結果では<sup>34)</sup>、表-4.1のような関係が求められている<sup>40)</sup>。今回の観測値は、 $57\sim 80\ \mu\text{s}/\text{cm}$ で

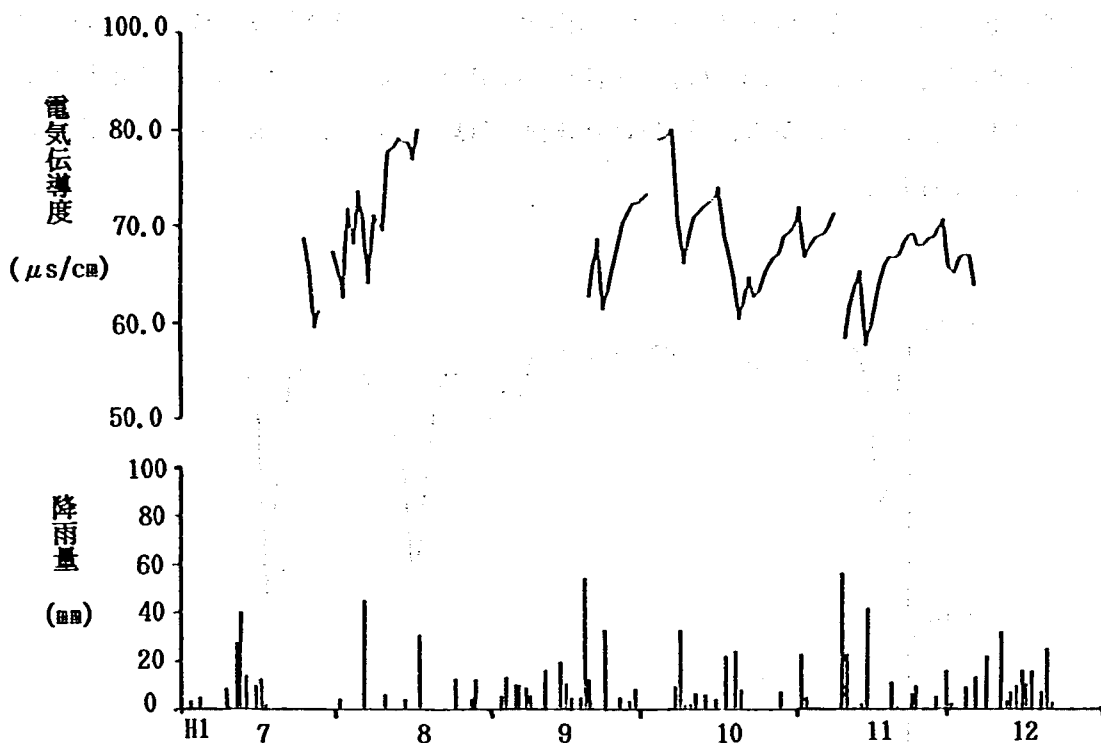


図-4.14 電気伝導度観測結果

表-4.1 電気伝導度観測結果（横根地すべり 新藤他による）

（横根地すべり） （新藤他による）<sup>34)</sup>

地 質	電気伝導度 $\mu\text{s}/\text{cm}$
粘土～礫混り粘土	100～400
泥岩	200～900
凝灰質シルト～砂	10～50
凝灰岩、凝灰角礫岩	10～150
石膏層	2000±

あるから、表-4.1の凝灰岩、凝灰角礫岩の区分に入ることになる。ちなみに、図-4.5に示した湧水（延命清水と呼ばれ年間を通して多量の湧水がある）での電気伝導度は、 $49\mu\text{s/cm}$  (12/4)であった。したがって、今回の観測したものは、電気伝導度が低いことから流動性の高い地下水と考えられる。

図-4.15には、降雨量と電気伝導度との相互関係を周波数成分毎にみるために、平成元年9月20日から11月26日までの日単位のデータを用いて、コヒーレンスを求めた結果を示した。これは、排水の供給機構を明かにすることを目的として行ったものである。すなわち、排水（湧水）は、地表近くあるいは地下深部からの地下水が混合したものと考えられる。したがって、降雨量の変化に対する水量の変化は、地下深部からの地下水では鈍く周波数の低いものであり、地表近くのもの敏感で周波数の高いものと考えられる。この考え方を基にすれば、コヒーレンスを求めることにより幾つかの周波数領域に分けることができ、地下水の概略的な供給経路が求められると考えられる。図-4.15からは、全体に相関が高く排水の電気伝導度が降雨量と線型関係にあることが分かる。また、明確に区分できないが、周波数0.03（周期33日）、0.37（周期3日）、0.48（周期2日）Cycle/dayを境に性質の異なる領域に分けられる。このことから、地下水の供給経路は、地表面、地表面下の浅い土層中、それ以外の地下深部が考えられる。

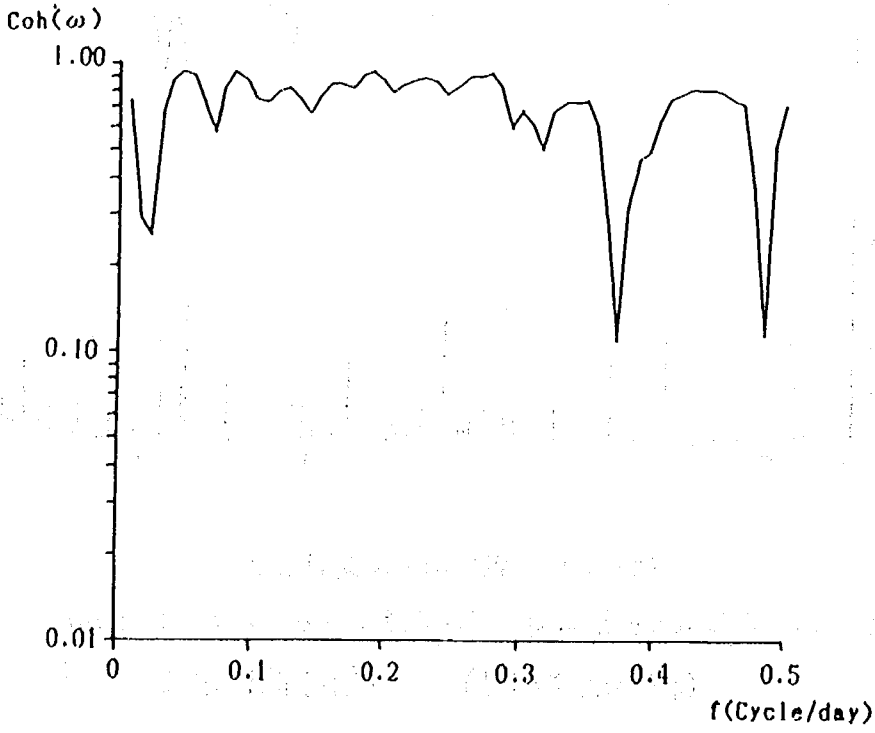


図-4.15 コヒーレンス

4.5. 湧水の水質分析

現地踏査により丈ヶ山周辺には、図-4.5に示すような湧水箇所の分布が認められた。これらの湧水の供給機構を明らかにするために、湧水の水質分析を実施した。湧水の採水地点は、図-4.16及び表-4.2に示す。

水質の分析方法には、イオンクロマトグラフ法を用いた。表-4.3には、湧水の水質分析結果を示した。湧水流出量の特により多い地点は、No.9の丈ヶ山北側の栗沢地すべりの指定地上部における湧水の40

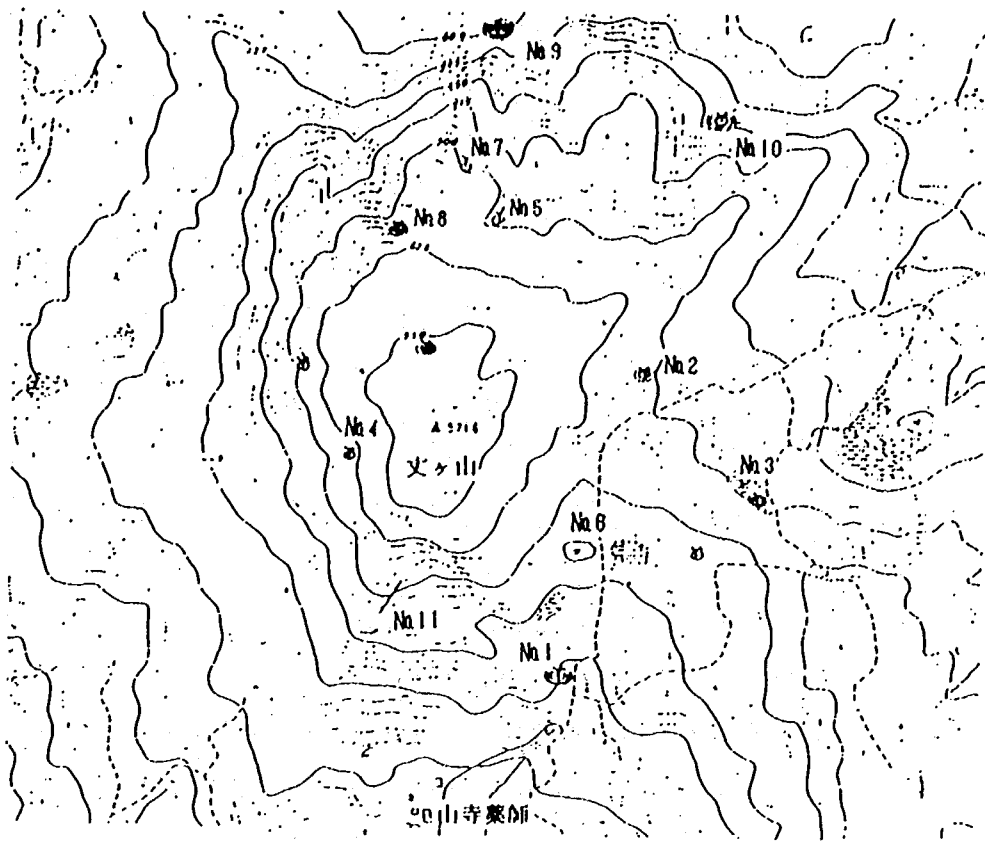


図-4.16 水質分析試料採水位置

表-4.2 水質分析採水位置の状況

No.	採水位置
1	標高450 m、山寺薬師の延命清水。
2	標高505 m、丈ヶ山東側の杉の植林地内における表土下の湧水。
3	標高490 m、丈ヶ山東側の旧水田跡表土下における湧水。
4	標高520 m、丈ヶ山西側急崖斜面での湧水。斜面下方には聖岩がある。
5	標高495 m、丈ヶ山北斜面の沢地形の源流部湧水。
6	標高480 m、山寺薬師北側のため池の湧水。
7	標高495 m、丈ヶ山北側の沢地形の湧水。
8	標高510 m、丈ヶ山北側の地形開析が進んだ源流部の湧水。
9	標高400 m、丈ヶ山北側の栗沢地すべりの指定地上部における多量の湧水。地すべり防止工事によるフトン籠及び水路が施工されている。
10	標高445 m、丈ヶ山北東部の筒方地すべりの指定地上部における転石部からの湧水。
11	標高495 m、丈ヶ山南西斜面の猿供養寺地すべり頭部斜面における横ボーリングの排水。

表-4.3 水質分析結果 単位 (me/l)

No.	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	pH	RpH	水温 ℃	流出量 l/min	電導度 μs/cm
1	0.30	0.010	0.250	0.140	0.15	0.140	0.390	7.3	7.8	9.0	150.000	105
2	0.23	0.006	0.085	0.062	0.12	0.100	0.090	5.9	6.7	12.0	2.200	59
3	0.29	0.022	0.120	0.082	0.13	0.085	0.039	6.7	7.7	12.5	3.000	74
4	0.23	0.003	0.150	0.099	0.14	0.120	0.160	7.1	7.3	16.0	0.080	73
5	0.24	0.006	0.470	0.120	0.12	0.320	0.290	6.7	7.2	10.0	0.025	52
6	0.30	0.024	0.220	0.170	0.15	0.500	0.057	6.5	6.7	17.5	-	105
7	0.33	0.019	1.020	0.330	0.14	1.080	0.410	7.5	8.0	12.0	0.025	240
8	0.24	0.008	0.120	0.110	0.13	0.220	0.025	6.0	7.1	11.0	0.012	89
9	0.41	0.024	1.380	0.370	0.15	1.000	0.890	8.0		9.0	400.000	290
10	0.25	0.007	0.340	0.120	0.12	0.240	0.350	6.7	7.5	9.0	5.000	100
11	0.40	0.005	0.260	0.150	0.15	0.210	0.450	7.8	7.8	9.5	2.000	130

0 l/minが最も多く、2番目はNo.1の山寺薬師の延命清水の150 l/minである。また、電導度が特に大きな値を示すのは、No.9の290 μs/cm、No.7の240 μs/cmである。

図-4.17には、各溶存成分を日本の河川水の平均値（小林による）と比較した結果を示した。K<sup>+</sup>とCl<sup>-</sup>については、いずれの採水位置においても日本の河川水の平均値以下となっている。しかし、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>については、2倍前後の値を示している地点がある。その地点は、No.7及びNo.9であり、電導度も高い値を示している。佐藤は、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の生成に関して新第三紀層地すべり地帯で調査した結果から、以下のことを述べている。

- ① Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>の濃度が日本の河川水の平均値を超えるのは、これらの水が比較的新鮮な海成の泥岩中における地下水に由来するためである<sup>35)</sup>。
- ② SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>は、風化の進んだ岩石中の僅かな黄鉄鉱の化学的酸化及び微生物学的酸化によって生成されていると考えられる<sup>36)</sup>。
- ③ 泥岩地帯の高濃度HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>は、岩石中のガス付随水の炭酸ガスに由来する<sup>35)</sup>。

①のことからは、湧水が比較的新鮮な海成の泥岩中を通過してきたことが推定される。②のことからは、湧水が微生物活動の盛んな比較的浅い層を通過してきたことが推定される。また、③のことからは、湧水が基岩中を通過してきたことが推定される。したがって、これらの事からNo.7、9については、泥岩中に貯留された地下水と、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>を含んでいることから比較的浅い深度の地下水が混合したものと推測される。

図-4.18のキーダイヤグラム<sup>37)</sup>は、水質組成図を用いて各湧水の分類を行った結果である。キーダイヤグラムは、①～⑥の領域に分類される。

- ① 炭酸カルシウムタイプ：わが国の一般的な地下水。
- ② 炭酸ナトリウムタイプ：停滞的な地下水。
- ③ 非炭酸カルシウムタイプ：温泉、鉱泉、化石水等。
- ④ 非炭酸ナトリウムタイプ：海水や海水に汚染された地下水、温泉。
- ⑤ 中間タイプ：①～④の中間の地下水であり、河川水及び伏流水。

各湧水を分類すると、炭酸カルシウムタイプは、No.1、10、11に入る。しかし、No.10、11は、中間

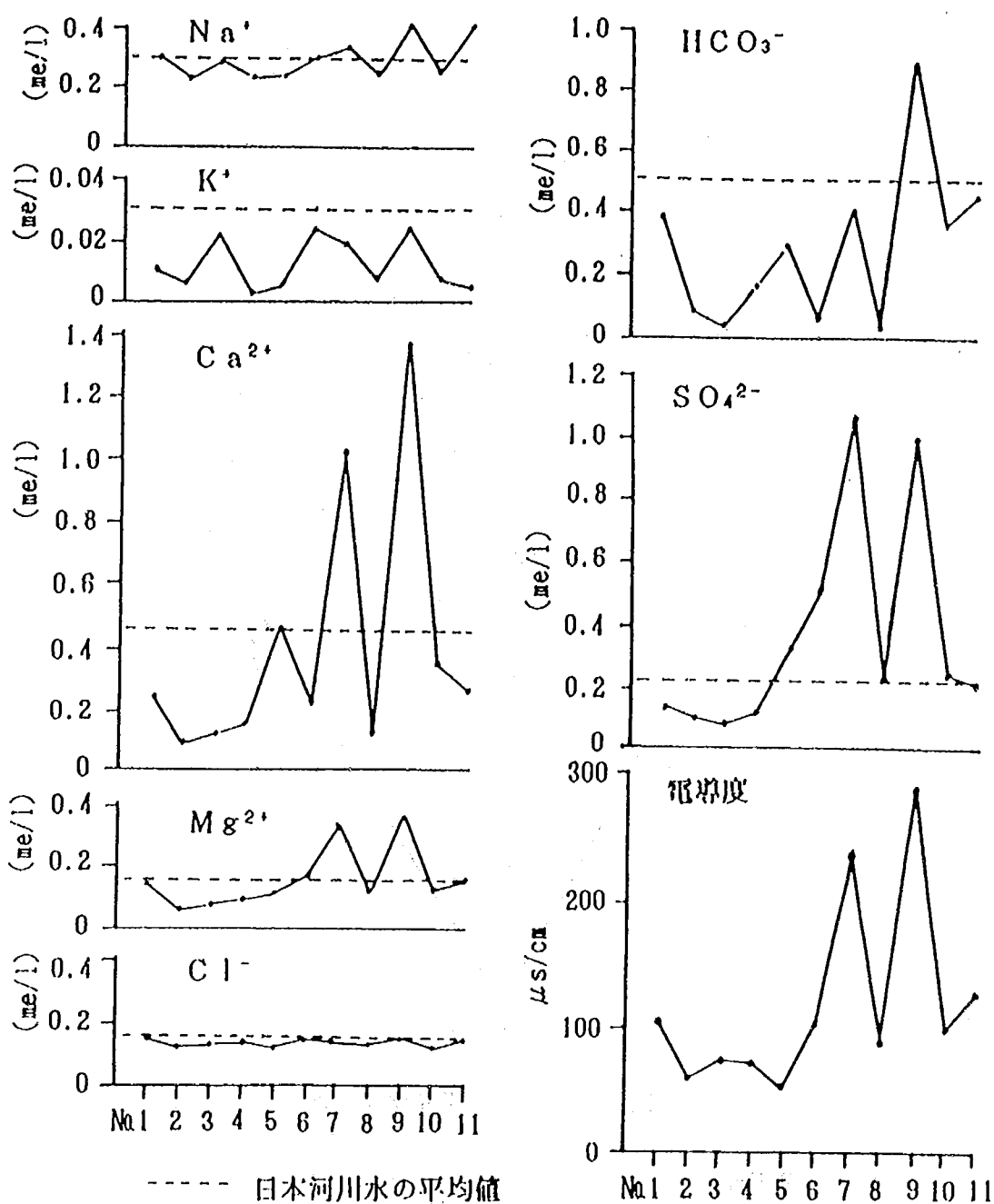


図-4.17 各溶存成分と河川水との関係

タイプに近い。したがって、No. 1の延命清水は、わが国の一般的な地下水に分類される。炭酸ナトリウムタイプは、該当するものはない。非炭酸カルシウムタイプは、No. 7が入り、温泉、鉱泉、化石水の分類になる。非炭酸ナトリウムタイプは、No. 2、8が入る。しかし、No. 8は、中間タイプに近い。したがって、No. 2は、海水に由来する地下水となる。その他の湧水は、中間タイプに分類され、河川水及び伏流水と同様な地下水と考えられることになる。

図-4.19には、硬度-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>相関図<sup>3)</sup>を示した。この相関図は、以下の根拠により作成されている。すなわち、一般に水中における主溶存成分は、陰イオンについては、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、また、陽イオンについてはCa<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>である。陰イオンは、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>が空気中のCO<sub>2</sub>及び炭酸塩、有機物の分解で生じるCO<sub>2</sub>の溶解により生成され、量的に最も多い。一方、陽イオンは、火山岩、変成岩から溶出され、Ca-長石の方がNa-長石より溶解度が大きい。また、炭酸塩の場合には、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>が主であるためCa<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>がNa<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>よりはるかに多い。これ

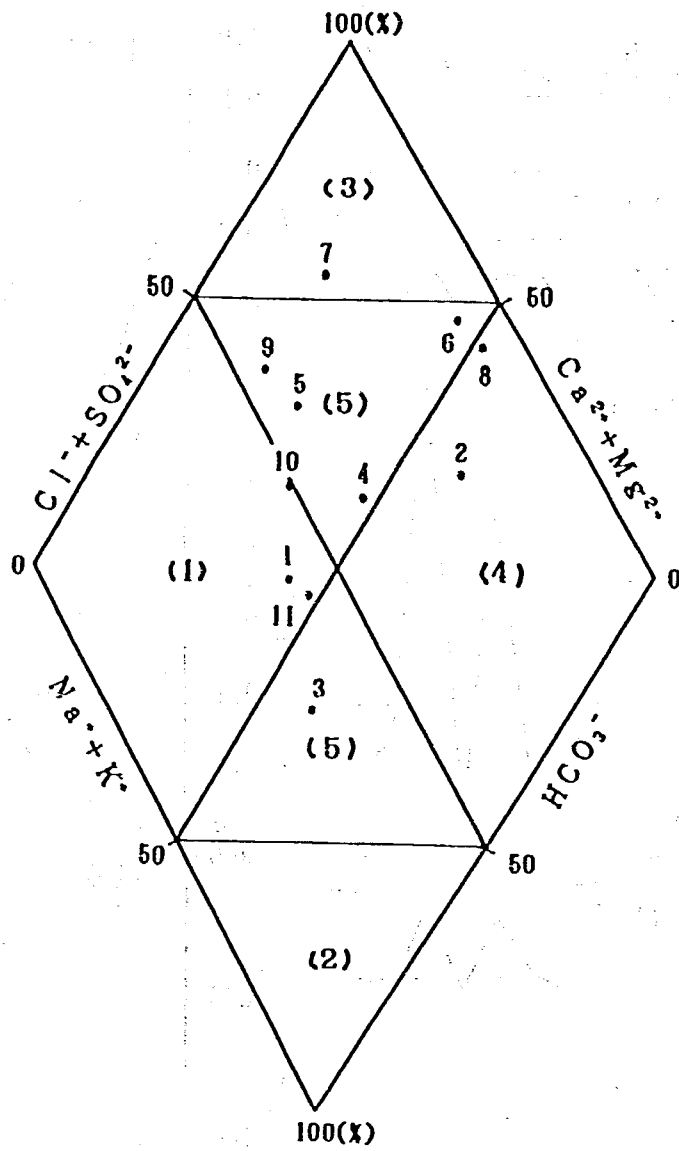


図-4.18 キーダイヤグラム

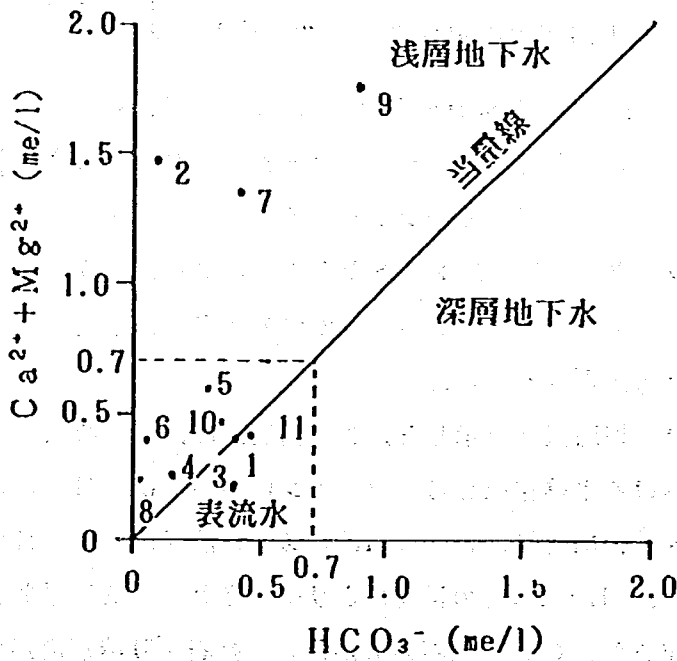


図-4.19 硬度-HCO<sub>3</sub>相関図

らの関係を地下水の分類に利用した場合、浅い地下水は、 $\text{HCO}_3^-$ に対して $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ の比率が比較的高いため、 $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ の関係となる。また、深い地下水では還元状態となるため $\text{SO}_4^{2-}$ が減少し、 $\text{HCO}_3^-$ が増大するものの陽イオンの変化が少ないため、 $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ の関係となる。このことから、当量線より上は浅層地下水に、下は深層地下水に分類される。その他、イオンの溶存量の少ない場合は、地表水と考えられ、地表水と地下水の分類の目安は、河川水の中で最も溶存量の大きい関東地方の値を用いると $\text{HCO}_3^-$ が0.69me/l、 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ が0.87me/lとなるので0.7me/lとした。したがって、この分類によれば、No. 2、7、9が浅い地下水となり、他の湧水は地表水に分類されることになる。

図-4.20には、各湧水点から採水した湧水のトリチウム濃度測定結果を示した。トリチウムは、水素の同位元素であり、地下水の年代測定の追跡子として利用されている。トリチウム濃度は、5.7~8.7TRを示している。これらの値は、最近の雨水のトリチウム濃度（6~12TR）と比較すると、ほぼその範囲内となっていることから、湧水は、トリチウムによる年代測定からも古い地下水とは言えないと判断される。

以上のことから、丈ヶ山周辺に点在している湧水は、調査前に想定していた地下深部からの被圧水ではなく、比較的浅い地下水と判断される。

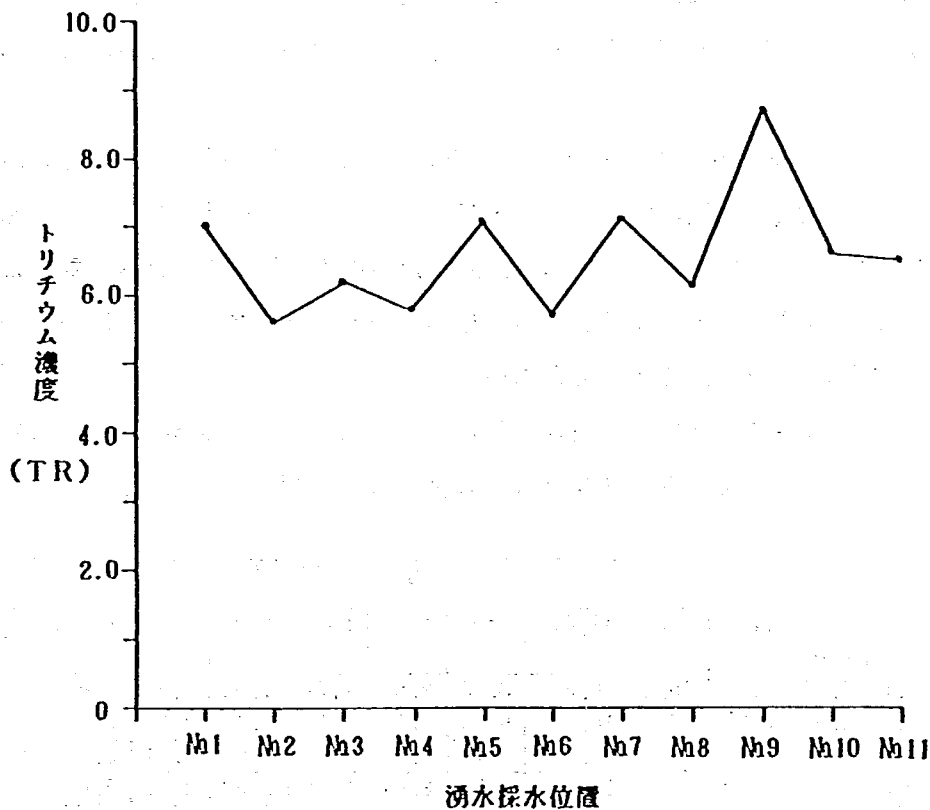


図-4.20 トリチウム濃度測定結果

#### 4.6. 泥岩の化学分析

地表踏査の結果からは、丈ヶ山の北方斜面及び山頂の北東方向で大規模な貫入岩の露頭が認められた。これらの貫入岩は、貫入現象によって周辺の基盤岩を破碎及び変質させたと考えられ、丈ヶ山周辺に発生している地すべりの素因の一つと考えられる。そこで、地質調査ボーリングのコアを用いて、

貫入岩による基盤岩の風化状態を化学分析により調べた。なお、表-4.4には、化学分析の方法を示した。

表-4.4 化学分析の方法

分析項目	分析 方法
PH	土質試験法
SiO <sub>2</sub>	重量法
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	重量法
CaO	ケイ光X線による方法
MgO	ケイ光X線による方法
Na <sub>2</sub> O	ケイ光X線による方法
K <sub>2</sub> O	ケイ光X線による方法
FeO	ケイ光X線による方法
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	全鉄よりFeOを差し引いて求める。
S	硫酸バリウム重量法
C	C-Nコーダーによる方法

岩石は風化の進行につれて、軟岩状態から土の状態へと漸移し、その組織構造、鉱物組織、化学成分、密度等が変化する。この中で、化学成分については、風化が進むにつれて地下水に岩石の成分が溶解するため熔脱が生じる。大工原は、火成岩の粉末に水を加えてCO<sub>2</sub>を通じ、12週間作用させて溶出した成分を測定した。その結果、溶解の少なかった成分としてはSi、Al、Kが、多い成分としてはNa、Fe、Ca、Mgがあった。

表-4.5には、ボーリングコアの化学分析結果を示した。なお、化学分析は、風化泥岩層（深度19.90~34.95m）と変質泥岩及び凝灰岩層（深度34.95~45.00m）について行った。また、図-4.21には、表-4.5の結果であるAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の重量%を基準として各成分の深度方向の分布を示した。ここで、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の重量%を基準としたのは、風化により岩石中の化学成分が熔脱するため、表-4.5の値を直接比較したのでは、各成分の増減を精度良く比較できないことから、前述したように風化の進行にともなう熔脱の少ないAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>を基準にすれば、比較が可能と考えられたためである。各成分の深度方向の

表-4.5ボーリングコアの化学分析結果

地質	No.	深 度 (m)	PH H <sub>2</sub> O	PH KCl	化 学 組 成 (%)									
					SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	C
砂礫	1	19.7~20.0	8.80	7.40	59.4	16.3	3.28	2.60	2.36	1.92	2.64	2.81	1.06	0.84
風化 泥岩	2	22.5~23.0	5.38	3.72	62.6	15.2	0.44	2.15	1.87	2.40	2.36	2.54	1.74	1.17
	3	27.5~28.0	7.90	4.52	62.0	15.8	1.72	2.36	1.95	1.98	1.81	3.14	0.96	0.96
	4	29.0~29.5	8.42	7.12	62.8	15.9	0.58	2.44	2.29	2.33	2.50	2.60	0.89	0.92
	5	32.5~33.0	7.42	5.31	62.3	15.7	0.72	1.98	1.81	2.18	1.72	3.45	1.92	0.88
	6	34.5~35.0	9.66	6.64	61.4	16.8	1.96	2.21	2.05	1.64	1.62	2.61	0.89	1.10
	7	36.0~36.5	8.21	5.27	68.5	14.0	0.84	1.34	2.09	1.94	1.26	2.46	1.31	0.62
変質 泥岩 凝灰 岩	8	37.4~37.7	9.52	7.39	54.5	16.7	13.0	1.34	2.64	0.38	0.79	1.74	0.86	2.49
	9	39.2~39.5	7.52	5.12	65.3	17.5	2.53	1.26	2.60	0.83	0.78	2.38	0.89	0.25
	10	40.5~41.0	9.65	7.47	54.1	14.8	14.9	0.94	2.54	0.59	1.01	1.73	0.85	3.18
	11	41.5~42.0	5.58	5.25	64.8	16.1	3.22	1.04	2.72	1.05	1.18	2.47	1.32	0.34
	12	42.5~43.0	9.47	6.99	57.1	17.3	10.0	0.83	2.99	0.60	0.66	1.85	1.25	2.13
	13	44.5~45.0	9.37	6.61	63.4	16.3	2.56	1.48	2.10	1.88	1.75	2.13	1.06	0.83



分布は、CaO、C、Na<sub>2</sub>Oについては、深度37mを境に上部が少なく下部が多くなっている。これは、風化泥岩層と変質泥岩及び凝灰岩層に一致している。また、MgO、K<sub>2</sub>O、FeO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>については、変化は少ないが風化泥岩層の方が変質泥岩及び凝灰岩層より多くなっており、CaO等とは逆である。ここで、CaOが、変質泥岩及び凝灰岩層で多くなっているのは、貫入岩による熱変質作用によるものと思われる。風化の状態については、前述したように風化の進行により、岩石の成分は地下水に溶解することから焙脱する。このため、一般的に各成分は、深度が増すにつれ増加または減少する傾向が認められると考えられる。しかし、図-4.21からは、そのような傾向は認められない。

以上のことから、ボーリングコアの化学分析からは、熱変質作用の影響を求めることが出来たものの、深度毎の風化の状態には、はっきりとした変化は認められなかった。

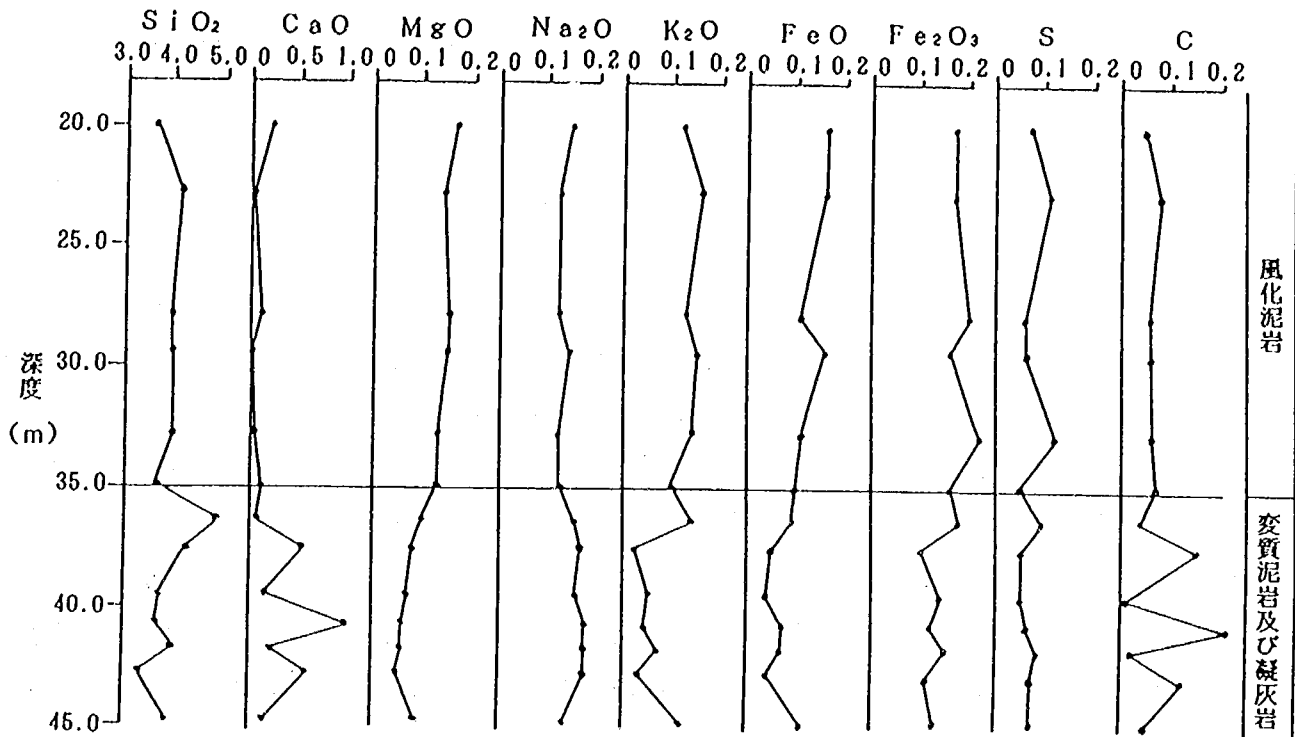


図-4.21 各成分の深度方向分布

#### 4.7. 現地調査のまとめ

貫入岩による地すべりの特性を調査するために、猿供養寺地すべりの頭部斜面を試験地として現地調査を実施した。以下にその結果を示す。

- ① 猿供養寺地すべりが存在する丈ヶ山の地形的特徴としては、関田山系西斜面の調和を破る独立峰であることと、山体の南部地下から上方に押し上げられたような地形を呈することが挙げられる。
- ② 地表踏査の結果では、南東斜面以外でシソ輝石安山岩の貫入岩の露頭が確認され、丈ヶ山の北方斜面や山頂の北東方向で大規模なものが、また、南西斜面では小規模なものがそれぞれ分布していることが分かった。また、基盤岩は、新第三紀中新世の椎谷層の泥岩であり、泥岩の走向及び傾斜は、貫入岩の周辺に分布する泥岩では、その走向及び傾斜が乱れており一様な方向性を示していない。また、貫入岩を覆うように分布する泥岩は、貫入岩との接触及び周辺部で熱変質を受けて硬質化している。この他、ホルンフェルス化した泥岩の上位にはキレツの発達した泥岩が分

布している。これは、貫入岩の貫入時に持ち上げられたために形成されたものと推定され、水平に近いキレツが無数に発達している。

- ③ 丈ヶ山周辺には数多くの湧水が分布し、湧水地点は最も高いところで標高約555mであり、これは丈ヶ山山頂(571.6m)の高さより約17m低い位置になる。つぎに高い位置での湧水地点は、標高520~500mの間に存在し丈ヶ山周辺に点在している。
- ④ 猿供養寺地すべり側で分布していると推定される貫入岩体までの地質調査を行うためにボーリングを実施した。その結果では、深度43.00mの間に貫入岩体は認められなかった。しかし、猿供養寺地すべり地内では、これまでの調査で認められなかった熱水変質を受けた泥岩と凝灰岩が、今回のボーリング調査で採取された。このことから、直ちに貫入岩体の影響領域を確認したとは言えないが、猿供養寺地すべりにおける熱変質部の最初の確認という点では、熱水の源である貫入岩体の存在が近くにあると考えられる。今後は、更に長尺の調査ボーリングを計画し、貫入岩体本体の確認が必要である。
- ⑤ 地下水供給機構を明らかにすることを目的として、地質調査ボーリング孔を利用して間隙水圧の連続観測を実施した。その結果では、降雨量に大きく反応するような間隙水圧の変化は観測されなかった。
- ⑥ 間隙水圧の観測と同様に地下水の供給機構の解明を目的として、横ボーリングからの排水の電気伝導度の観測を実施した。その結果、電気伝導度は降雨量に敏感に反応し、降雨量に反比例した変化を示していることが分かった。また、降雨量と電気伝導度との相互関係を周波数成分毎にみるために、コヒーレンスを求めた結果では、明確に区分できないが、周波数0.03(周期33日)、0.37(周期3日)、0.48(周期2日) Cycle/dayを境に性質の異なる領域に分けられた。このことから、地下水の供給経路は、地表面、地表面下の浅い土層中、それ以外の地下深部が考えられた。
- ⑦ 湧水の供給機構を明らかにするために湧水の水質分析を実施した結果では、丈ヶ山周辺に点在している湧水は、調査前に想定していた地下深部からの被圧水ではなく、比較的浅い地下水と判断された。
- ⑧ 貫入岩は、貫入現象によって周辺の基盤岩を破碎及び変質させたと考えられ、丈ヶ山周辺に発生している地すべりの素因の一つと考えられることから、地質調査ボーリングのコアを用いて、貫入岩による基盤岩の風化状態を化学分析により調べた。その結果、熱変質作用の影響を求めることが出来たものの、深度毎の風化の状態には、はっきりとした変化は認められなかった。

以上のことから、猿供養寺地すべりにおける貫入岩の貫入による地すべりへの影響としては、以下のことが挙げられる。

- ① 周辺地質構造の乱れ
- ② 地すべり地内への地下水の供給源
- ③ 周辺地層の変質

①については、地形及び地質調査から山体が南部地下から上方に押し上げられた形状を呈していることや、基盤岩である泥岩の走行及び傾斜が貫入岩周辺で乱れており一様な方向性を示していないことによる。また、②については、丈ヶ山周辺に数多くの湧水が分布し、その地点が地すべりの冠頂部

や側面に分布していることによる。また、地下水の供給源としては、湧水の水質分析や電気伝導度の観測結果から主たるものは、比較的浅い地下水と判断される。この他、③については、調査ボーリング及びそのコアの化学分析結果から熱変質を受けていることが明らかとなっていることによる。①～③の中では、②、③は顕著であるとは言えないことから、地すべり発生に対する主たる影響は①であると考えられる。

## 5.まとめと今後の課題

本調査では、合理的な地すべり防止工事を行うための基礎資料を得ることを目的として、新潟県内において貫入岩体周辺に発生している地すべりの特性について調査した。以下に、その結果を示す。

(1) 地すべり発生に対する貫入岩の影響としては、収集した資料をもとに検討した結果、以下のことが考えられた。

- ① 地すべり地内への地下水の供給源
- ② 周辺地層の変質
- ③ 周辺地質構造の乱れ
- ④ 貫入岩自身の変質
- ⑤ 貫入岩による地下水の堰止め
- ⑥ 周辺地質の変質と地質構造の乱れ

(2) 新潟県における貫入岩による地すべりの分布地は、収集した事例から以下の6地域に大別される。

- ① 東蒲原郡及びその周辺地域の主に津川層中に貫入した流紋岩の分布地域
- ② 岩船郡鱒山周辺地域
- ③ 米山周辺地域
- ④ 中頸城郡板倉町の丈ヶ山周辺地域
- ⑤ 西頸城郡の鉾ヶ岳、権現岳周辺地域
- ⑥ その他の地域

(3) 新潟県下の地すべりの各累層別の層理面と地すべり方向との関係をまとめた結果、収集データ数が少ないので明確なことは言えないが、層理と地すべり方向との関係は、県下の地すべりの一般的傾向と変わらず、貫入岩による地すべりとしての特徴は見いだせなかった。

(4) 貫入岩による地すべりの発生形態を、高野(1960)の分類を用いて区分した結果、収集データ数が少ないので明確なことは言えないが、県下の地すべりの一般的傾向と変わらず、貫入岩による地すべりとしての特徴は見いだせなかった。

(5) 貫入岩による地すべりの特性を調査するために、猿供養寺地すべりの頭部斜面を試験地として現地調査を実施した結果、猿供養寺地すべりにおける貫入岩の貫入による地すべりへの影響としては、以下のことが挙げられた。

- ① 周辺地質構造の乱れ
- ② 地すべり地内への地下水の供給源
- ③ 周辺地層の変質

①については、地形及び地質調査から山体が南部地下から上方に押し上げられた形状を呈していることや、基盤岩である泥岩の走行及び傾斜が貫入岩周辺で乱れており一様な方向性を示していないことによる。また、②については、丈ヶ山周辺に数多くの湧水が分布し、その地点が地すべりの冠頂部や側面に分布していることによる。また、地下水の供給源としては、湧水の水質分析や電気伝導度の観測結果から主たるものは、比較的浅い地下水と判断される。この他、③については、調査ボーリング及びそのコアの化学分析結果から熱変質を受けていることが明らかとなっていることによる。①～③の中では、②、③は顕著であるとは言えないことから、地すべり発生に対する主たる影響は①であると考えられた。

また、今後の課題としては、以下のことがある。

- (1) 地すべり発生に対する貫入岩の影響として示した(1)の①～⑥の項目の中で、地すべり防止工事に直接関係するものとしては①と⑥があり、①については、事例収集した地すべりについて湧水等の水質分析を実施し確認する必要がある。
- (2) 猿供養寺地すべりの頭部斜面の現地調査では、研究費の制約により貫入岩の貫入状況及び貫入岩体内の地下水の賦存状況を綿密に調査することができなかつたことから、今後長尺のボーリング調査を実施する必要がある。

#### 参考文献

- 1) Utada, M: Hydrothermal alterations related to Igneous activity in Cretaceous and Neogene Formations of Japan, Mining Geology Special Issue, No.8 pp.77-78 1980
- 2) 吉村尚久、山岸猪久馬：グリーンタフ変質に関する諸問題、地質学と変質作用、地学団体研究会第25回総会シンポジウム、PP.13-20、1970
- 3) 建設省北陸地方建設局新潟国道工事事務所：昭和59年度葡萄トンネル地質調査報告書
- 4) 建設省北陸地方建設局飯豊山系砂防工事事務所：昭和56年度赤崎地区地すべり調査報告書
- 5) 建設省北陸地方建設局飯豊山系砂防工事事務所：昭和60年度赤崎地すべりその2調査報告書
- 6) 建設省北陸地方建設局飯豊山系砂防工事事務所：赤崎地すべり調査報告書、1984
- 7) 新潟県農林部治山課：地すべり調査総括書Ⅳ－魚沼地域・中越地域編一、1981
- 8) 新潟県農地部：昭和39年度地すべり調査報告書
- 9) 新潟県農林部治山課：地すべり調査総括書Ⅴ－中蒲原・東蒲原・岩船・佐渡地域編一、1981
- 10) 新潟県農地部：昭和41年度地すべり調査報告書
- 11) 安塚土木事務所：昭和62年度飯山～浦川原線地質調査報告書
- 12) 糸魚川土木事務所：昭和61年度物出地すべり地すべり防止調査報告書
- 13) 新潟県農林部治山課：地すべり調査総括書Ⅱ－西頸城編一、1979
- 14) 新潟県農林部治山課他：棚口地区地すべり調査報告書、1987

- 15) 糸魚川林業事務所：平成2年度棚口地区地すべり調査報告書
- 16) 全国地すべりがけ崩れ対策協議会他：第22回地すべり現地検討会テーマ「防災と地域開発」配布資料、1990
- 17) 糸魚川土木事務所：平成2年度トチ山地区地すべり調査報告書
- 18) 糸魚川農地事務所：昭和53年度岩倉地区地すべり調査報告書
- 19) 新潟林業事務所：昭和60年度濁沢地区地すべり調査報告書
- 20) 新潟林業事務所：昭和49年度沼地区地すべり調査報告書
- 21) 津川林業事務所：昭和54年度高橋地区地すべり調査報告書
- 22) 津川林業事務所：平成2年度内川地区地すべり調査報告書
- 23) 五十嵐川開発事務所：平成2年度五十嵐川ダム布倉沢上流地すべり調査報告書
- 24) 地すべり学会新潟支部：東野名地すべり、1991
- 25) 建設省土木研究所新潟試験所：猿供養寺地すべりに関する調査研究資料、1990
- 26) 新井砂防事務所：昭和60年度栗沢地区地すべり調査報告書
- 27) 新井砂防事務所：昭和57年度筒方地区地すべり調査報告書
- 28) 新潟県農地部：釜塚・段子差地すべり、1982
- 29) 村上農地事務所：昭和62年度災害関連緊急地すべり対策事業小松地区地すべり調査報告書
- 30) 新潟林業事務所：昭和62年度観音寺地区地すべり調査報告書
- 31) 佐渡農地事務所：昭和47年度猿八地区地すべり調査報告書
- 32) 新潟県農地部：昭和42年度地すべり調査報告書
- 33) 中村和善：新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動－その1 堆積盆の変遷と基盤岩の運動－、地質学雑誌、第88巻、第3号、PP.155-175、1982年、3月
- 34) 新藤静夫、田中義則：地すべり土層の水文地質学的検討と融雪水の動態（Ⅱ）、地すべり、Vol. 18、No. 4、pp.12~16、1982
- 35) 佐藤ほか：虫亀地すべり地周辺の湧水の水質、新潟大災害研年報、第6号、pp.63~72、1984
- 36) 佐藤ほか：虫亀地すべり地の地下水のアニオンの起源、新潟大災害研年報、第5号、pp.33~42、1983
- 37) 長溝 忍：地すべり地内における地下水区分の一手法、地すべり、Vol.15、No.4、pp.28~32、1979

新潟県における  
貫入岩地すべりの特性調査

ISSN 0386-5878  
土木研究所資料第3214号  
平成5年9月 (1993)

新潟試験所所長 秦 耕二  
                  研究員 丸山 清輝  
                          北島 義則  
北陸地方建設局高田工事事務所 伊藤 和弘  
                                  (前 新潟試験所研究員)

要旨

本調査報告書は、合理的な地すべり防止工事を行うための基礎資料を得ることを目的として、新潟県内において貫入岩体周辺に発生している地すべりの特性について調査した結果をまとめたものである。

キーワード：地すべり、貫入岩



郵便はがき

9 4 4 - □ □

41円切手  
をはって  
下さい。

新潟県新井市錦町二一六一八

建設省土木研究所

新潟試験所 御中

No. 22



土木研究所資料第3214号 部

上記のとおり受領いたしました。

所属(住所)

氏名 