

結晶片岩地すべりにおける  
地下侵食と移動機構に関する研究

古谷 元

# 要 旨

結晶片岩地すべりのひとつである徳島県・善徳地すべりにおいて、Sassa (1984, 1985, 1989) は、地下侵食に起因したクリープ的な動きが生じていることを指摘し、地下侵食に起因した地すべりの移動機構を提唱した。しかしながら、提唱された地すべりの移動機構だけでは、結晶片岩地すべりのクリープ的な移動が長期間継続することを十分に説明することができない。本研究では、このタイプの地すべりの移動機構を解明する目的で、善徳地すべりにおいて地すべり移動量と地下侵食されて湧水点から流出する土砂量の観測および地下水流動層探査を実施した。そして、地すべり活動を表す指標と流出土砂中の降雨量（湧水流量）以外の因子に影響された成分を評価する指標を導入し、これを用いて地すべり移動量と流出土砂量を比較し、さらに地質調査、地下水流動層探査結果とも対比して検討することにより、以下の結果を得た。

活発な地すべりの活動後、しばらくの間、流出土砂中に降雨量（湧水流量）に対応する成分の他に地すべり活動に影響された成分も存在することが明らかになった。特に、活発な地すべり活動の1.5ヶ月後（5から7週間後）において、活発な地すべり活動時の移動量とその活動に影響されたとと思われる土砂量の間に関係が得られた。

この関係と、地下水流動層探査の結果およびFukuoka (1991) が善徳地すべりから採取した試料に対して行ったリングせん断試験の結果等から次のことが考えられた。すなわち、せん断ゾーンでは地すべり活動に起因して岩が破碎され、不安定土砂が生成される。そして、せん断ゾーン下部の強風化を受けた部分が不透水層になることによってその上に水みちが形成され、水みち内を流れる地下水が生成された土砂を侵食・運搬（地下侵食）することが考えられた。これは、地すべりの活動により地下侵食されやすい土砂が生成される過程が存在することを意味する。

結晶片岩地すべりの移動機構は、地すべりの活動に起因した地下侵食されやすい土砂の生成過程と地下侵食に起因した地すべり活動の過程が連鎖した構造であることが明らかになった。善徳地すべりにおいて長期にわたってクリープ的な動きが継続する原因はこれまで解明されていなかったが、地下侵食と地すべり活動の連鎖構造により無理なく説明することができることがわかった。

# 目 次

序 論	1
第 1 章 結晶片岩地すべりと地下侵食に関する従来の研究	5
第 1 節 結晶片岩地すべりに関する研究	5
第 2 節 地下侵食に起因した斜面の移動に関する研究	7
第 3 節 Sassaによる地下侵食に起因した結晶片岩地すべりの 移動機構	8
第 2 章 試験地（徳島県・善徳地すべり地）の概要	10
第 1 節 地形・地質	10
第 2 節 土層構造	12
第 3 章 観測および調査方法	14
第 1 節 地すべり移動量の観測方法	14
1. 1 伸縮計による観測	14
1. 2 孔内傾斜計による観測	15
第 2 節 地下侵食土砂量の観測方法	16
第 3 節 地下水流動層の探査方法	18
第 4 章 観測および探査結果	20
第 1 節 伸縮計観測と降雨量・流出土砂量の月間観測結果	20
1. 1 伸縮計による月間地すべり移動量の観測結果	20
1. 2 月間降雨量と月間流出土砂量の観測結果	22
第 2 節 孔内傾斜計観測結果と湧水流量・流出土砂量の自記観測 結果	23
2. 1 孔内傾斜計による週間地すべり移動量の観測結果	23
2. 2 週間湧水流量と週間流出土砂量の自記観測結果	24
第 3 節 地下水流動層探査結果	25
第 5 章 地すべり活動の影響を受けた地下侵食土砂の存在	28

第1節	降雨量・湧水流量と地下侵食土砂量の関係	28
第2節	地すべり移動量と流出土砂量の関係	29
2.1	降雨量・伸縮計観測結果に基づいた検討	29
2.1.1	地すべり移動量比による伸縮計観測結果の評価	29
2.1.2	降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比	30
2.1.3	地すべり移動量と降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比との比較	32
2.2	湧水流量・孔内傾斜計観測結果に基づいた検討	34
2.2.1	地すべり移動量比による孔内傾斜計観測結果の評価	34
2.2.2	湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比	35
2.2.3	地すべり移動量と湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比の比較	36
第6章	結晶片岩地すべりの移動機構	38
第1節	地すべり活動が地下侵食に与える役割	38
第2節	移動機構の説明	39
結論		40
謝辞		43
参考文献		44
図・写真および表		49

# 序 論

地すべりに関する研究は、19世紀中頃にはすでに行われており（最上, 1987）、20世紀前半から北欧の粘性土斜面において調査、解析が精力的に進められ、数々の成果があげられてきた（例えば Sevaldson, 1956；Skempton, 1964）。北欧における地すべりに関する研究の進展の背景には、住宅地や耕作地として利用されている比較的平坦な土地（主として Quick clay 地帯）で大規模な高速地すべりが発生して多大な被害が生じたこと、調査が容易で土層構成物質が比較的均質であることから土質試験や数値解析が行いやすかったことがあるためと思われる。

近年、全世界的に高規格道路などの社会基盤設備の建設が都市域のみならず山岳地域でも進められ、地すべり災害の危険性がよりいっそう高まってきた。特に、造山活動が活発である日本をはじめとした環太平洋諸国やヨーロッパアルプス諸国の結晶片岩地域では数多くの地すべりが分布（例えば Baumer, 1988；Riemer et al., 1988；Oyagi, 1989；Gillon et al., 1992；Noverraz, 1996）しており、この地域における地すべり災害の危険性に関する問題が危惧されている（例えば高速道路技術センター, 1992）。しかしながら、結晶片岩地域で発生する地すべりは、北欧の海成粘土（quick clay）地域や日本の第三紀層の粘性土地域で発生する地すべりに比べて、急斜面なので土地利用が進んでいなかったこと、および土層を構成する物質の粒径の大きさに起因して三軸試験などの一般的な土質試験を行いにくいことなどの理由で、地質学的な研究はかなり多く行われているものの（四国地方については例えば、安藤ら, 1970；斎藤ら, 1972；藤田ら, 1973；科学技術庁研究調整局, 1978；甲藤ら, 1980；寺戸, 1986）、地すべりの移動機構に関する研究が未だに十分進んでいない。

以上のような状況の下で Sassa et al. (1980)、Sassa (1984, 1985, 1989) は、結晶片岩地すべりのひとつである善徳地すべり地で移動量、孔内水位などの観測を行い、結晶片岩地すべりの移動機構の解明を試みてきた。これらの結果によると、ある限界孔内水位を境にして水位が高い時は大きなすべり（残留強度すべり）が生じる一方で、孔内水位が低い時でも緩慢（クリープ的）な移動が生じている、という興味深い報告

をした。この報告において、前者のすべりに対してはすべり面にかかる間隙水圧が上昇することによって生じる一般的な地すべりの概念で説明できるが、後者のすべりに対してはその様な解釈ができない。Sassa (1984, 1985, 1989) は、後者のすべりの原因が土層内部の土砂が地下水によって侵食・運搬（地下侵食）されて土層内部の不安定化を引き起こすと述べ、地下侵食に起因した地すべりの移動機構を提唱した。

ところで、Sassaが提唱した移動機構を適用した場合、地下侵食が継続すると土層内部で地下侵食されうる土砂が流亡してしまいクリープ的な移動が停止するはずである。しかしながら、これまでの観測によると地下水の流路（水みち）が変化した場合を除いて地下侵食やクリープ的な移動は停止しておらず（Sassa, 1984；福岡ら, 1994；古谷ら, 1997a）、Sassaが提唱した移動機構だけでは実際の観測で得られている地すべりの移動についての説明が十分ではない。そこで、本研究は、善徳地すべり地で地下侵食現象と地すべりの活動に注目した観測を行って”なぜクリープ的な移動が停止しないか”という点を調べ、結晶片岩地すべりの移動機構を解明することを目的として行う。結晶片岩地すべりの名は地すべりが発生しているところの地質区分に由来しているが、活動タイプで考えると岩盤すべりのような初生的なタイプと再滑動的なタイプが混在している。善徳地すべりをはじめとして多くの地すべりは後者のタイプであるので、後者のみを研究対象とする。

表層崩壊を対象として室内模型実験や現地観測が行われており、地下侵食に起因した斜面崩壊が存在すると報告されている（例えば、田中, 1956；新藤ら, 1992）。そして、斜面の移動現象が降雨→浸透→地下水の形成→地下水の集中→土砂の侵食（地下侵食）→斜面崩壊の過程を経ており、地下侵食の因子が降雨（地下水）であることが明らかにされている。この過程については認めることができるが、報告された内容は、降雨や地下水流出を意識した計測が行われているものの、斜面の移動に関する計測が十分に行われていないために斜面の移動と地下侵食に関する考察が定性的な議論に留まっている。一方、移動土層が表層崩壊に比べて深く、動きが継続的である地すべりでは、地下侵食に起因したその移動についての研究事例が数少ないが、地下侵食の因子は降雨（地下水）であると考えられる。しかしながら、緩慢（クリープ的）な移動が継続することと地下侵食が継続することから、降雨以外の因子もあるかもしれ

ない。そこで、本研究では、降雨（地下水）以外の因子の存在について現地観測結果を用いて定量的な検討を行った。

本論文の内容と構成は次の通りである。

第1章では、結晶片岩地すべりにおける従来の研究と地下侵食現象に起因した斜面の移動についての従来の研究について概観する。そして、本研究の動機にもなった Sassa による地下侵食に起因した結晶片岩地すべりの移動機構について取り上げる。

第2章では、試験地である徳島県・善徳地すべり地の地形・地質的な素因と、ボーリングの結果から地すべりの土層状況の概要について説明する。

第3章では、善徳地すべり地で行った地下侵食土砂の採取、降雨量、湧水流量、地すべり移動量の観測方法と土層内部の地下水の情報を知る目的で行った地すべり土層断面における地下水流動層の探査方法について詳述する。なお、地下侵食土砂の採取方法については、善徳地すべり地で従来から行われてきた手動の装置と、この装置の問題点を改善するために改良を加えた自記観測装置についても述べる。地すべり移動量の観測方法として、この地すべり地で用いている長スパン伸縮計と土層変形部を直接観測できる孔内傾斜計について説明する。

第4章では、月毎の観測結果と週毎の観測結果および地下水流動層の探査結果について述べる。そして、地すべり移動量の観測と地下侵食土砂量の観測においては、地すべり地内にこれらの観測の代表点を設定している。第4章では、代表点の場所とその点を設定した理由および地すべり移動量の算出方法について説明する。また、地下水流動層の探査については斜面中腹部の複数のボーリング孔で行った結果を示す。

第5章では、観測結果を整理して降雨量・湧水流量と地下侵食土砂量の関係を求め、地下侵食されて流出した土砂の中に降雨量（湧水流量）以外の因子が影響したものが存在することを示す。そして、この因子が影響した流出土砂の存在を定量的に調べるために、地すべりの活動の度合いを評価する指標（地すべり移動量比）と降雨量（湧水流量）以外の因子の影響を受けた流出土砂の度合いを評価する指標（流出土砂量比）を定義する。これらの比を用いて実際の地すべり移動量の観測結果と流出土砂量の観測結果を評価した後、降雨量（湧水流量）以外の因子が地すべり活動に関連している

かを検討する。この検討では、従来善徳地すべり地で行われた観測方法で得た結果を用いた場合とより詳細な観測を行った方法で得た結果を用いた場合について解析した。

第6章では、第5章で得られた知見のほかに地下水流動層探査結果などを交えて、地すべりの活動と地下侵食の関係について検討し、クリープが停止しない原因について明らかにした。そして、これまでSassaによる地下侵食に起因した地すべりの移動機構を発展させ、新たな結晶片岩地すべりの移動機構を提案する。



# 第1章 結晶片岩地すべりと地下侵食に関する従来の研究

## 第1節 結晶片岩地すべりに関する研究

結晶片岩地すべりだけでなく、粘性土の地すべりなどの他のタイプの地すべりに関する研究は、大きく分けて3つの観点、すなわち地質学・地形学的観点、土質力学的観点、そして計測学的観点から行われている。これらの観点はおのおの独立して行われていたり、相互に関連して行われていたりしている。ここでは3つの観点のなかで主体となった観点で分類し、これらの観点で行われた研究について概観してみる。

### 1) 地質学・地形学的観点

この観点による研究は現地調査を主体としており、これまでに国内外問わず数多く行われている。まず、結晶片岩で構成する山体においてその深部の岩盤クリープに起因したマスマーブメントが生じていることが指摘されている。例えばZischinsky (1966) がスロバキアのTatry山地において、Mahr et al. (1977) がオーストリアのTirol地方の山地において、千木良 (1984, 1985) が関東山地において行った現地踏査がそれにあたる。これらの研究では、露頭の観察から岩がしだいに折れ曲がるようなクリープ的変形が生じており、土層深部も同様な形態であろうと推定している。実際の土層内部の調査は行われていないが、山体自体が解体されていないことから、土層はあまり攪乱されていないと考えられる。一方、土層内部が巨礫や岩塊などで構成された(岩屑状の)地すべりに関する研究もなされている。四国の三波川結晶片岩帯における研究がこれにあたる(古谷, 1967; 安藤ら, 1970; 斎藤ら, 1972; 藤田ら, 1973, 1976; 科学技術庁研究調整局, 1978; 甲藤ら, 1980; 寺戸, 1986)。また、徳島県中西部地域の結晶片岩地すべりでは、斜面傾斜角が $25\sim 30^\circ$ で泥質片岩の流れ盤構造を呈するところで地すべりの発生頻度が高いことが明らかにされている(古谷, 1967; 藤田ら, 1973, 1976)。海外では、ニュージーランドのClydeダム周辺で発生している地すべり

の土層が岩屑状であることが報告されている（例えばGillon et al., 1992）。

## 2) 土質力学的観点

この観点による研究は室内試験や安定解析を主体としているが、その数は少ない。その理由は、結晶片岩地すべりの土層を構成する物質の粒径が大きいため、一般的な三軸試験機などでは供試体の最大粒径の制約を受けること、土層状態が上述したようになりかなり複雑であることから土層を代表するサンプルに対する土質試験が行いにくいからである。そのために、土質試験に用いる物質はすべり面粘土に限定されている。八木ら（1989）は犬寄地すべりのすべり面粘土に対して三軸試験を行って地すべりの移動機構を粘土のクリープ特性から論じた。矢田部ら（1991）は、四国内の13箇所の結晶片岩地すべりにおけるすべり面粘土に限定し、それに対してリングせん断試験を行って残留強度を求めた。また、供試体内の砂分を調整した場合についてもリングせん断試験を行い、砂分含有率の違いによって残留強度が異なることを示した。また、矢田部ら（1990）は四国内の9箇所の結晶片岩地すべりにおいてJanbu簡便法に基づいた安定解析を行った。この安定解析に用いた内部摩擦角は三軸試験結果より得られた $\phi'$ （有効応力に基づく内部摩擦角）である。

## 3) 計測学的観点

この観点による研究は現地観測を主体としており、以下の例があげられる。国外では、Kronfellner-Kraus（1980）はオーストリアのGradenbach近郊のBerchtoldgrabenの地すべりの横断測線の測量を行って移動量を算出し、年間10cm程度の移動、多いときは数mの移動が生じたことを報告した。Bonnard（1983）はフランスのLa Frasse地すべりで過去25年の航空写真から移動量を算出したほか、Morgenstern and Price法に基づいた安定解析を行った。Macfarlane et al.（1993）はニュージーランドのBrewery Creek地すべりで地盤傾斜計と降雨量の観測から降雨に対応した移動のほかに少雨時にも移動が生じている結果を示した。国内では、Suemine et al.（1984）は西井川地すべりで伸縮計とパイプひずみ計を用いた観測の結果から移動の伝播についての解明を試みた。岡（1990）は大野地すべりで行った測量結果から水平動以上の土層沈下が生

じていることを報告した。Sassa et al. (1980)、Sassa (1984, 1985, 1989) は善徳地すべりではせん断変位計観測などの結果から斜面の広範囲にわたる土層沈下が生じていること、伸縮計と孔内水位、降雨量の観測結果から孔内水位が高い時に生じる残留強度すべりのほかに孔内水位が低い時に緩慢（クリープ的）な移動が生じていることを報告した。そして、土層沈下やクリープは地下侵食に起因すると述べた。また、地すべりの移動機構についても検討を行っているが第3節で取り上げる。Hiura et al. (1991)、松永ら (1993) は善徳地すべりでは降雨に対応して一時的に流出する地下侵食土砂と年間を通じて流出する地下侵食土砂があり、後者は年間を通じて生じるクリープに関連することを示唆した。

## 第2節 地下侵食に起因した斜面の移動に関する研究

地下侵食現象とは、水が地表面下を流れるときに流路部の土粒子を侵食・運搬させることであり、一般にパイピングが知られている。Terzaghiはアースダムの基礎でパイピングの進行によってアースダムが破壊されることを説明した（例えばTerzaghi et al., 1967）。砂質の模型斜面を用いた人工降雨実験が行われており、この実験をもとに田中 (1956) はパイピングによる斜面崩壊の破壊機構を提唱した。また小橋ら (1971) はある限界密度を境にしてパイピングによる斜面崩壊と流動すべりが生じることを示した。

自然斜面を対象とした研究例としては、上述したSassa et al. (1980)、Sassa (1984, 1985, 1989)、Hiura et al. (1991)、松永ら (1993) の研究のほかに以下の研究事例がある。Zaruba et al. (1982) は、チェコのMoravia丘陵で花崗岩が不透水層、細砂が透水層となっている斜面で掘削時に砂層から地下水とともに砂が流出して大きな崩壊が生じたことを紹介した。Hutchinson (1984) はイギリスのWight島で砂層中の地下侵食に起因した地すべりが海岸崖を拡大させることを報告した。また、Crozier (1986) は、ニュージーランドで水力発電用の用水路で地下侵食に起因した斜面崩壊について報告した。特に、斜面表層部に存在するパイプに着目した研究は水文地形学分野で精力的

になされている。例えば、Jones (1987) はパイピングが谷壁の微地形変化における大きな動因であることを述べた。Selby (1993) は、谷地形の発達について降雨が浸透して生じた地下水が透水層に集中することによってパイプフローをやすくし、地下侵食を引き起こすことを模式的に示した。国内では、砂礫と泥質土層の互層の丘陵地において、小野寺 (1990) は谷壁斜面で地下侵食による斜面の不安定化による小崩壊が発生することを示唆し、新藤ら (1992) は谷頭斜面において地下侵食によって小崩壊や小陥没地形が形成することを示唆した。寺嶋ら (1993) は風化花崗岩山地の谷頭部で小陥没地形の形成が風化部の地下侵食に起因すること、地下侵食に先行してせん断破壊が生じる可能性を示唆した。Onda (1994) は風化花崗岩山地の谷壁斜面末端部の崩積土において地下侵食が起因して小崩壊が生じた後に斜面表層部のクリープが生じることが繰り返されることを模式的に示した。しかしながら、これらの研究は、斜面の移動の計測が不十分であるので地下侵食と斜面土層の移動との関係について定量的な検討が行われていない。

### 第3節 Sassaによる地下侵食に起因した結晶片岩地すべりの移動機構

Sassa et al. (1980)、Sassa (1984, 1985, 1989) は善徳地すべりの観測結果をもとにして結晶片岩地すべりの移動機構の説明を試みている。図1.1は伸縮計観測による斜面中腹部の移動量と孔内水位（善徳地すべり地に設置された観測可能な孔の地表面を基準とした最高水位の平均）の関係である（Sassa, 1984）。この図において、Sassaはある限界水位を境にして孔内水位が高い時は残留強度すべりが生じ、孔内水位が低い時は緩慢（クリープ的）な移動が生じていると述べた。特に、クリープ的な移動の原因は、善徳地すべりではせん断変位計の観測結果から、水平動と独立した縦断測線上で広範囲にわたる土層沈下が生じることや、破壊された集水井のせん断面に沿って地下水とともに土砂が流出していたことから、土層内部の土砂が地下水によって侵食・運搬（地下侵食）されたためと述べた。また、図1.2に示すように、地すべりの発生機構の観点から応力経路で残留強度すべりとクリープを説明している。残

留強度すべりは図 1.2 (a) のようにすべり面上の応力状態が間隙水圧の上昇によって残留強度状態の破壊包絡線に達することによって生じる。一方、クリープは図 1.2 (b) のように破壊包絡線に達せず  $P_0$  周辺でうろうろしている、言い換えると Coulomb の破壊基準に則らず、僅かずつ土層が移動する現象と述べている。この移動機構として、1) 水みち周辺の土砂が地下水によって侵食されて脱落、さらに運搬される。2) 土砂が脱落した部分では空隙が増大するので土層構造の不安定化が引き起こされる。3) そのために土層の支持力が減少することによって移動が生じる。とした。

## 第2章 試験地（徳島県・善徳地すべり地）の概要

### 第1節 地形・地質

善徳地すべり（図2.1）は、四国の中央部、中央構造線の南側の三波川結晶片岩帯内に位置する。この地すべりは、地すべり防止区域の面積だけでも約220haもある日本最大級の結晶片岩地すべりで、大きく分けて7つの地すべりブロックがある。地すべりの活動は安政地震（1854年）に端を発したと言われているが、守随（1994）が地すべり土層内に混入していた木片に対して行った $C_{14}$ 測定結果によると約16,000年前には活動が生じていたと推定されている。試験地は7つの移動ブロックのうちのZ6ブロック（写真2.1）と称するところである（以後、単に善徳地すべりと呼ぶ）。

地質は泥質片岩が主体で、一部に緑色片岩と斜面上部に砂質片岩が認められる。基岩部は斜面とほぼ平行（約 $28^\circ$ ）でいわゆる流れ盤構造をしている（丸井ら、1976；守随、1994）。また、基岩部においては図2.2に示すように斜面の中腹部から下部ではほぼ山頂から祖谷川の方に破砕帯と基岩の凹型地形（弾性波探査における低速度部）が推定されている（丸井ら、1976）。このような破砕帯や基岩の凹型地形部は、降雨が浸透することによって形成された地下水が集中しやすいと考えられる。

地形的には、図2.2に示すように地すべりの末端は吉野川の最大右支川である祖谷川（標高約350m）に達し、上端は山頂（標高1032.5m）を超えて反対斜面に達すると考えられている。この図によると水平距離は1300m以上、比高が約700m、斜面の平均傾斜角は約 $28^\circ$ である。古谷（1967）、藤田ら（1973, 1976）によると、徳島県中西部地域で発生している結晶片岩地すべりは斜面傾斜角が $25^\circ$ から $30^\circ$ で泥質片岩の流れ盤構造を呈する場所で最も発生頻度が高いことが明らかにされている。善徳地すべりは最も発生頻度が高い部類に入っているので標準的な結晶片岩地すべりと言える。

善徳地すべりの移動ブロックの境界は、他の結晶片岩地すべりと同様に地形図の判読から局所的なブロックはわかるもののその全容を知ることが難しい。そこで、図2.2に示す山頂から祖谷川護岸まで設置した29台の長スパン伸縮計の観測結果、プロッ

クの横断方向の移動形状、沈下量そして伸縮量を計測する目的で設置した三次元せん断変位計 (Hiura et al., 1992) の観測結果、ボーリング、孔内傾斜計の結果から移動ブロックの境界を推定した (古谷ら, 1997a)。図中の実線は推定した地すべりブロック、破線は不確かなブロックの境界である。善徳地すべりでは大きく分けて3つの移動ブロック、すなわちブロック1 (山頂を超えた地点から伸縮計S 1 4 下端部)、ブロック2 (S 1 0 上端部からS 2 2 下端部)、ブロック3 (S 1 5 上端部から護岸) がある。ブロック3はさらに3つの小ブロック (3-1: S 1 5 上端部からS 2 2 下端部、3-2: S 2 3 上端部からS 2 7 下端部、3-3: S 2 7 より下の部分) に分けられる。これらのブロックは各々個別に移動する場合もあれば、複数のブロックや全てのブロックが一体となって移動する場合もある。ブロック1とブロック2、ブロック3-1とブロック3-2をつなぐ実線や点線は、これらのブロックが一体となって移動した場合の境界である。

図2.3は、図2.2の結果と伸縮計測線上で行われたボーリングおよび孔内傾斜計の観測などの結果から推定した伸縮計測線上の縦断方向の断面図である。伸縮計測線上では、最近10年間に16本のボーリングが掘削されている。そのうちで1992年に掘削した4-25孔と4-26孔、1993年に掘削した山頂、伸縮計S 1 8 付近、そして護岸のボーリング孔において京都大学防災研究所地すべり部門で孔内傾斜計を用いた観測が行われている。斜面内部では泥質片岩と緑色片岩の境界はおおよそ斜面に平行であり、岩の風化が比較的進んでいる。この図の赤の太線は深度20m以上の深いせん断ゾーン (すべり面) を有するブロック、細線は深度20m未満の浅いせん断ゾーン (すべり面) を有するブロックである。図2.3から、ブロック1とブロック2は深いすべり面を、ブロック3は浅いすべり面を持ったブロックである。ブロック1において、S 2 およびS 4 の上端部に点線でブロック1の境界を示しているが、これは伸縮計によってたまたまブロック1の上端の引張り域が観測されるためである。また、山頂の直下標高900m付近にも点線でせん断ゾーン (すべり面) を示している。これは、孔内傾斜計の観測が現時点で深度100mまでしかできず、それより浅くは孔の累積性の変形が観測されていないために、地質境界部にせん断ゾーンを推定している。

## 第2節 土層構造

これまで、善徳地すべりでは数多くのボーリングが行われてきた。そのうち、写真2.2から2.4は斜面中腹部で1992年に行われた4-24孔、4-25孔、4-26孔のボーリングコア写真である。

4-24孔は図2.2中のブロック1の末端部の北東約200m、破碎帯と凹型地形の境界部に位置する深度40mのボーリング孔である。この孔は、深度12.5mまでが茶褐色で礫混じりの崩積土で4.10～7.00mに泥質片岩の転石が混入している。深度12.50m以深では、23m付近を除きコアが崩れておらず物理的な風化が進んでいない。このコアから、土層の変形部（地すべり土層）と不動部（基岩）の境界は12.50mであると思われる。

4-25孔はブロック1末端部に設置した深度70mのボーリング孔である。この孔は、深度4.30mまでが礫混じりの崩積土でそこから深度29.42mまでは大きな岩塊があり、一部では破碎されている。特に5.75～6.30m、18.70～19.50m、28.35～29.42mでは岩が著しく破碎されて土砂化し、コアの色調は赤褐色である。赤褐色化した部分は地下水の流動（変動）によって生じた酸化部であると考えられる。また、13.50～14.35m、14.85～15.30mまでは空洞が存在する。土層中の空洞は他のボーリング孔の掘削時や集水井の施工時にときどき確認されている。深度29.42m以深では破碎が認められず、岩の風化が進んでいないので土層の変形部と不動部の境界は29.42m付近であると思われる。

4-26孔は、4-25孔の約300m上方のブロック1内に設置した深度70mのボーリング孔である。この孔は、深度6.40mまでが崩積土で、そこから53.23mまでは4-25孔以上に岩の破碎が進んでおり土砂化しているところも認められる。そのうち49.45～53.23mでは礫混じりの粘土化が進んでいる。深度53.23～57.70mの緑色片岩中ではやや岩の破碎がみられるもののそれ以深では新鮮な岩である。粘土化している部分は地すべりの活動によるものと思われるので、土層の変形部と不動部の境界は53.23mと考えられる。また、土砂化している部分では赤褐色化が進んでおり、地下水の流動が生じていたと思われる。



以上3孔の結果から、善徳地すべりの土層は、その一部で岩が地すべりの活動に起因したと考えられる物理的風化（破碎）を受けて土砂化し、はコアの色調が赤褐色になっているので地下水の流動によって酸化が生じていると判断される。すなわち、降雨が土層を浸透して地下水になり、地すべりの活動によって生じた土砂化した部分に地下水が集中しているものと思われる。この部分では、土層の変形の間でもあるので地すべり活動と地下侵食に何らかの関連性があると思われる。この点については、実際の観測結果などを踏まえて第6章で再検討する。

## 第3章 観測および調査方法

### 第1節 地すべり移動量の観測方法

#### 1.1 伸縮計による観測

地すべりの移動観測では地表面の移動量を計測する伸縮計が最も多く使用されている。通常、伸縮計は地表面から約1mの所にインバー線を張り、スパン長が10m程度である。しかしながら、善徳地すべりでは、規模が大きいことや斜面上に障害物が多いことなどの理由から、図3.1および写真3.1に示す長スパン伸縮計が1974年から用いられている（Sassa, 1980）。長スパン伸縮計の構造は、斜面上に約3mの鉄またはコンクリート製の支柱を設置し、支柱の先にプーリーとスーパーインバー線（ $\phi = 1.6\text{mm}$ ）の留め具を取り付け、留め具から引っ張ったスーパーインバー線をプーリーを介して観測小屋内に引き込んでいる。観測小屋内では支柱に倍率を5倍にした伸縮計を固定し、スーパーインバー線を伸縮計のプーリーに取り付けている。測点間の移動量は、伸縮計のプーリーが回転することによって伸縮計内のチャート紙に記録される。山頂から斜面末端（祖谷川護岸）までの間に伸縮計29台を設置し、この間を完全にカバーしている。

長スパン伸縮計の長所は、スーパーインバー線を地表面から数m離しているため、斜面上にある家屋や道路などの障害物を跨いで観測でき、しかも測線上を1mmの切れ目も無くスーパーインバー線を張っているために、測線の端から各々の伸縮計の値を累積することによって地すべりブロックの推定ができることである。それを模式的に表したのが図3.2である。この図において、伸縮計の観測値の伸びを正、縮みを負として各観測値を累積すると、地すべりの移動後に図中下側に示す伸びと縮みの量に対応した山型の結果が得られる。つまり、累積結果がこのような形状を示す範囲がひとつの地すべりブロックであると推定できる。図3.3は1989年の伸縮計の観測結果をこの方法を用いて整理したものである。この図から、B2と示した伸縮計のS14

下端では護岸（S 2 9 下端）を基準（不動点）とすると1年間（1988年12月27日から1989年12月26日）に53.4mm移動したことがわかる。12月26日の累積形状をみると、全般的な傾向はS 2 1 上端からS 2 9 下端まではS 2 3 で小さな伸びが観測されているものの、大きな縮みが観測されているが、この縮みに対応する伸びが斜面上方で観測されていない。これは地すべりの上端が山頂を超えていることを意味し、斜面全体が活動していると考えられる。伸縮計測線内ではS 1 1 の伸びがブロック2の上端、S 1 4（B 2 点）はブロック1の末端に（ただし、S 1 1 の伸びの一部も対応している可能性がある）、S 2 1 からS 2 2 はブロック2およびブロック3-1の末端に対応すると考えられる。S 2 3 の伸びはブロック3-2の上端であるが、末端は県道を超えてS 2 9 下端（護岸）まで達していると考えられる。

## 1. 2 孔内傾斜計による観測

伸縮計は、地表面に設置しているために地すべり土層内部の変形についての詳細な情報を得ることができない。その難点を解消するために、ボーリング孔の変形量から土層内部の変形状況に関する情報を得ることが行われてきた。従来から用いられる方法として塩ビパイプ表面にひずみゲージを貼り付けたパイプひずみ計があげられる。パイプひずみ計は善徳地すべりでも用いられていたが（丸井ら, 1976）、この計器の欠点は長期的な観測を行う場合にひずみゲージの劣化の問題がある（例えば末峯, 1994）。近年では、ボーリング掘削後に孔内に十字に溝を掘ったアルミケーシングを設置して、孔内傾斜計でアルミケーシングの変形を定量的に観測する方法が行われるようになった。善徳地すべりにおいても、1993年から三次元せん断変位計測線の下部斜面に設置した4-24孔、伸縮計測線上に設置した4-25孔と4-26孔、1994年から伸縮計S 1 8 付近、山頂および護岸に設置したボーリング孔で孔内傾斜計による観測が開始された。孔内傾斜計の模式図と写真を図3.4、写真3.2に示す。

孔内傾斜計による観測方法は、図3.4に示すように溝の着いたアルミケーシングに孔内傾斜計プローブ（上下の車輪間隔は50cm）を孔底まで挿入し、そこから50cm

毎に引き上げてA軸（移動方向）とB軸（それに直行する方向）の孔内傾斜計プローブの傾斜角を測定する。傾斜角を $\theta$ とすると、3.1式で各軸における50cm毎の孔曲がり量を求めることができる。なお、このプローブはサーボ機構をもつ加速度型のもので、精度は $\theta < 30^\circ$  以内で0.05%以下である。

$$\Delta Li = I_0 \times \sin \theta \cdots \cdots (3.1)$$

ここに、 $\Delta Li$ は孔底から*i*番目における水平方向の孔曲がり量（cm）

$\theta$ は孔内傾斜計の傾斜角（°）

$I_0$ は孔内傾斜計の車輪間隔（50cm）

式（3.1）で求めた値をA軸およびB軸毎に孔底から地表面まで累積すると、孔全体における各軸毎の孔曲がり量が得られる。そして、基準日の孔曲がり量と観測毎の孔曲がり量の差を取ればA軸およびB軸方向の土層変形量を知ることができる。

## 第2節 地下侵食土砂量の観測方法

これまで善徳地すべりでは、地すべりの活動によって破壊された集水井のせん断面に沿った水みちから地下水とともに流出した土砂の観測が行われていたが（Sassa, 1984）、その後水みちが閉塞したので観測不能となった。そのため、図2.2に示した湧水点1から3において地下侵食されて湧水点から流出する土砂の採取が1984年から始められ、1985年からほぼ定期的に行れるようになった（Hiura, 1991）。また、湧水点4においては土砂の採取を1994年から（福岡ら, 1994）はじめた。本研究で採用した流出土砂の採取の方法を湧水点1に設置したものを例にして説明する。図3.5は観測開始から1995年6月まで用いた地下侵食土砂採取装置の模式図である。この装置においては、湧水口から水みちの沿って直径100mmのステンレスパイプを差し込み、湧水（地下水）とともに流出した土砂を、地表流が流入しないように設置したポリバケツの中に溜めた。写真3.3はこの装置の設置状況で、写真3.4は流出した地

下侵食土砂の例である。流出土砂量は、バケツに溜まった土砂を観測の当初および冬期（1～3月、ただし1990年は1～2月）を除いて約1ヶ月（月末）に1回取り出し、その乾燥重量を測定した。湧水点1から流出する土砂は季節によって若干異なるが、図3.6に示すように最大粒径は20mm程度で、 $D_{50}$ は0.5～2mmの範囲である（松永、1993）。また、地下侵食に降雨が関連するので、その観測は斜面中腹部の△で示した場所に転倒マス型の雨量計を設置して行った。

図3.5の装置では流出土砂量と湧水流量の自記観測ができなかったので、図3.7に示すように地下侵食土砂採取装置を改良し1995年6月20日から使用した。この装置では、水みちに沿って差し込んだステンレスパイプ（直径100mm）から湧水とともに流出した土砂のうち1mm以上の流出土砂をパイプの出口にあるステンレスワイヤ製のかご（1mmメッシュ）に溜め、1mm未満の流出土砂をバケツに溜めるようにした（写真3.5）。1mm未満の土砂のうち粘土分のいくらかは、豪雨時の湧水流量が多いときにバケツからオーバーフローした湧水とともに流出している可能性があるものの、その量は少量と思われる。ステンレスワイヤ製のかごはひずみゲージ式のロードセル（5kg計）から吊るされており、1mm以上の流出土砂の重量はロードセルによって計測されデータロガーに自記記録される。かごのメッシュを1mmにした理由は、流出土砂の平均粒径が0.5～2.0mmであったことから、流出土砂量の約半分を常時自記記録できるように設定したためである。流出土砂量は、双方に溜まった流出土砂を冬期以外は約1ヶ月に1回採取してその乾燥重量を求めた。かごに溜まった土砂については、ロードセルの計測結果より1週間毎の乾燥重量を求めた。バケツに溜まった土砂については、1mm以上の土砂と1mm未満の土砂が同じように流出するものと仮定し、ロードセルの計測結果に比例させて1週間毎の乾燥重量を計算した。そして、双方に溜まった土砂を合算して解析に用いる流出土砂量を算出した。

湧水（地下水）流量は、図3.7および写真3.6に示すように、バケツからオーバーフローした湧水を三角堰（ $\theta = 30^\circ$ ； $\theta$ は切り欠き角）へ導き、ひずみゲージ式の変位変換器（200mm計）にフロートを取り付けた水位計（写真3.7）で水深をデータロガーに記録し、あらかじめ実験室でキャリブレーションを行って求めた次の流量換算式を用いて算出した。

$$Q=0.233 \times h^{2.5} \quad \dots \dots (3.2)$$

ここに、Qは湧水流量 (l/min) , hは水深 (cm)

### 第3節 地下水流動層の探査方法

地すべりの活動と地下侵食の関係を明らかにするうえで、土層内部における地下水の情報、特に水みちがどの部分に存在しているかを推定する必要がある。土層内部の地下水の情報に関する探査は、渡ら (1965) が開発した塩分希釈による地下水検層が広く行われている。これは、ボーリング孔の孔内水にNaClを溶解させて孔内水の電気伝導度をあらかじめ下げておき、電気伝導度計で孔内へ流入する地下水によって生じる電気伝導度の上昇を計測する方法である。この方法においては、孔内へNaClを投入するために孔内水位よりも上に存在する地下水に関する情報を得ることができない。当然ながら、ストレーナー加工を施していないボーリング孔や、一部分のみに施したボーリング孔では土層内部の地下水に関する情報を十分に得ることができない。近年、竹内ら (1989) 、竹内 (1996) がボーリング孔内の温度を人為的に乱し、地下水による温度変化と自然状態の温度変化を比較して土層内部の地下水流動層の情報を得る試みがなされている。この手法においては、地下水流動層、特に遅い流速の測定に関して良好な結果が得られているが、機材の搬入にやや手間がかかるために、複数の孔を迅速に計測することが比較的難しい点がある。そこで、地下水流動層の探査に佐々ら (1977) が開発した弾性波受振器 (28Hz) を利用した方法 (写真3.8) を採用することにした。

この探査の原理は、図3.8に示すように水みち内の地下水が土層内部で流れるときの振動を、ボーリング孔に挿入した弾性波受振器で受振するものである。計測方法は、深度毎に土層内部の振動を弾性波受振器で受振し、較正電圧付きの弾性波増幅器を介して電磁オシロに記録し、その後計測結果と較正電圧を比較して出力電圧を算出する。また、出力電圧と流速の関係から流速を推定することも可能である。この方法の特徴は、地下水の流れる振動を受信しているため、ボーリング孔にストレーナ

加工が施されていない、孔内に水位が無いところでも測定可能なことである。また、計測器を簡単に持ち運ぶことができるので、計測時間も1本のボーリング孔で数10分から1時間程度であり、速い流速について計測ができる長所がある。佐々ら（1977）は孔内水位以下で計測を行っているが、本研究では、地すべり上層断面の水みちの分布を知るためと計測を行ったボーリング孔の孔内水位が低いために孔内水位以上の部分でも計測することにした。なお、この探査で得られた出力電圧値のほとんどは、孔壁に接触した弾性波受振器が地下水の流動による振動を受信したものと考えられる。その理由は、孔内傾斜計を用いたボーリング孔の孔曲がり調査によると、地下水流動層探査を行ったボーリング孔では、弾性波受振器が孔壁に触れないような鉛直な部分がほとんどないからである。

## 第4章 観測および探查結果

### 第1節 伸縮計観測と降雨量・流出土砂量の月間観測結果

本研究の解析では、地すべり移動量に図2.2に示すブロック1末端部にあるB2点横の伸縮計S14の下端と孔内傾斜計観測孔4-25（4-25孔）の観測結果を、地下侵食土砂量にブロック1末端部にある湧水点1における流出土砂量の観測結果を用いた。S14下端、4-25孔および湧水点1を採用した理由は、湧水点1がブロック1の末端部に位置しているため、この湧水点から流出した地下水はブロック1のすべり面に沿って流出したと思われるため、地下侵食されてこの湧水点から流出した土砂は地すべりの移動に関係すると思われること、そして湧水点1が伸縮計測線に近く（S14の近く）、また良好な観測結果が得られている孔内傾斜計の観測孔（4-25孔）の近傍にあるため地すべりの活動と地下侵食の関係について検討が行いやすいと考えたからである。

#### 1.1 伸縮計による月間地すべり移動量の観測結果

善徳地すべりでは、ブロック1から3-3までの移動ブロックが推定されているが、護岸周辺（ブロック3-3）は比較的移動量が少ないものの伸縮計測線上に完全な不動点が存在していない。その例として、1992年の観測結果を図3.3と同様に整理した結果を図4.1に示す。1992年はブロック1とブロック1とブロック2が合わさった活動のほかに、図中に示すように、斜面末端部にあるブロック3-2とブロック3-3の活動が生じている。これは、護岸が祖谷川へ移動しているため伸縮計測線上に完全な不動点が存在していないことを意味する。したがって、地すべり移動量の絶対値を求めることができない。そこで、最も移動の少ない地点からの相対的な移動量を求めることにした。最も移動の少ない地点（基準点）は、図2.2に示した各伸縮計



から伸縮計 S 1 4 までの連続観測の結果を累積し、累積値が最小になる点である。基準点のほとんどは、図 3. 3 に示すブロック 3 - 2 の末端部の S 2 7 下端またはブロック 3 - 3 の末端の護岸 (S 2 9 下端) であった。また、希にブロック 2 の末端部である S 2 2 下端やブロック 2 の上端部である S 1 1 上端が基準点となるときもあった。伸縮計による地すべり移動量としてはこれらの基準点から S 1 4 までの伸縮計の連続観測結果を累積した値 (相対移動量) を用いた。

図 4. 2 は、京都大学防災研究所地すべり部門で行われてきた伸縮計による地すべり移動量の観測結果である。観測結果を整理した期間は、流出土砂量の観測がほぼ定期的に行われるようになった 1985 年 4 月から 1996 年 8 月までである。図中の棒グラフは月間地すべり移動量 (mm/month)、折れ線グラフはその累積値 (mm) を示している。図中の折れ線グラフから、1985 年 4 月から 1996 年 8 月までの B 2 点の移動量は 582.4mm であった。また、棒グラフから 1 年のうちで地すべりの活動が活発な時期は夏から秋にかけて (最大は 1985 年 7 月の 35.6mm) である。その他の時期は活動が停止しているわけではなく、少雨時にも緩慢な (クリープ的な) 動きが観測されている。

ところで、移動量の累積に注目すると観測年が経つにつれて移動量の累積が減少している。この理由は表 4. 1 に示す善徳地すべりで行われた地すべり対策工の効果が現れたためと考えられる。この表から、1983 年以前は 1 年から数年に 1 ヶ所の割合で地すべりの活動を抑制する目的で横穴ボーリング孔の掘削や集水井の施工が行われてきた。しかし、1984 年にブロック 3 - 2、ブロック 3 - 3 の活動によって県道が不通になったためにその緊急対策工が必要となり、1984 年と 1985 年に地すべり抑止工のひとつである杭打ち工のほか横穴ボーリング孔を中心とした地すべり抑制工が集中的に行われた。その後は、1987 年、1989 年、1993 年に地すべり抑制工が行われた。表 4. 1 と図 4. 2 を比べると、集中的に対策工が行われた直後の 1986 年 5 月以降で移動量の累積傾向が大きく減少し、1989 年の対策工の後の 1990 年 4 月以降でさらに減少している。そこで、1984 年 4 月から 1985 年 4 月までを 1 区間、1985 年 5 月から 1990 年 3 月までを 2 区間、1990 年 4 月以降を 3 区間と分けることにした。なお、図中の各区間における直線は、それぞれの区間における月間平均地すべり移動量の累積 (1 区間: 133.2mm、2 区間: 218.4mm、3 区間: 230.8mm) を表している。

## 1. 2 月間降雨量と月間流出土砂量の観測結果

図4.3は、1985年4月から1996年8月までの降雨量と流出土砂量の観測結果である。なお、土砂の採取は通常時が約1ヶ月、冬期が約3ヶ月に1回行っているため、この期間を土砂採取期間と呼ぶことにする。図中の棒グラフは、土砂採取期間における降雨量（mm）、折れ線グラフの○は降雨量の累積（mm）、そして▲は流出土砂量の累積（kg）である。冬期に土砂を数ヶ月にわたって溜めた場合は、土砂を採取した月に結果を示している。1986年1月から3月と1987年8月から9月の流出土砂量の観測値は不明である。図中の○から、善徳地すべりでは1985年4月から1996年8月までの間に累積で22,999.5mm、年平均で1,971.4mmの降雨量が観測された（最大は1993年の2,831.0mm）。ただし、1994年は1,321.5mmしか観測されなかった。この年は夏に斜面の下部を除いて飲料用の湧水が枯渇するほどの記録的な渇水年であったためである。棒グラフから、一年のうちで降雨量の多い時期は梅雨や台風通過時の集中豪雨が生じる夏から秋の時期である。この時期は土砂採取期間（約1ヶ月）に500mm以上の降雨量が観測されるときがあり、最大の降雨量が観測された時は1992年8月の714.0mmである。図4.2と図4.3を比べると、夏から秋は大きな地すべり移動量が観測される時期でもあり、活発な地すべりの移動が多量の降雨に起因したと考えられる。

流出土砂量は、図中の▲の折れ線グラフから1985年4月から1996年8月までに154.6kg観測されている。各観測年においては、1994年を除いて1年に5から10数kg（年平均流出土砂量は13.3kg）の流出土砂量が観測された。1994年は夏の記録的な渇水の影響で約2.5kgしか観測されず、他の年と比べてかなり少ない。また、流出土砂量の観測結果と降雨量の観測結果を比べると、降雨量が多いときは定性的に流出土砂量も多い。その時期は夏から秋にかけてであり、観測された流出土砂量の最大値は1987年7月の9.6kg/monthである。

## 第2節 孔内傾斜計観測結果と湧水流量・流出土砂量の自記観測結果

### 2. 1 孔内傾斜計による週間地すべり移動量の観測結果

図4.4は、1993年9月4日から1996年10月19日までの4-25孔の観測結果である。この図では、A軸方向（地すべりの移動方向）、B軸方向（それに直行する方向）のほかにボーリングの結果（コア写真は写真2.2に示している）から作成した柱状図を載せている。この孔は深度70mであるが、以下で説明するように深度29.5m以下では地すべりの活動による土層変形が生じていなかったのを便宜的に深度40mから整理している。柱状図の凡例の説明は表4.2に示している。この図において、4-25孔は1993年9月4日から1996年1月22日までの間に地表面でA軸方向に最大約60mm、B軸方向に最大約8mmの移動が観測された。累積性の（地すべりの活動による）土層変形は、A軸方向では深度5.0～6.5m、18.0～19.5m、27.0～29.5mに生じており、上からせん断ゾーン1、せん断ゾーン2、せん断ゾーン3と呼ぶことにした。なお、図中の1995年3月9日から1996年10月19日の間で地表面における移動量が負値になる場合がある。これはアルミケーシングの間詰めが緩んだことによる孔のふらつきが生じたためと考えられる。B軸方向では、せん断ゾーン1では地すべりの活動による土層変形が観測されなかったが、せん断ゾーン2では地すべりの活動の影響によって孔の変形に若干の累積性、せん断ゾーン3では孔の座屈が認められるものの孔の変形に累積性が観測されている。この結果から、4-25孔では、29.5m以浅を地すべり土層、29.5m以深を基岩とした。図4.4と写真2-3を比較すると、各せん断ゾーンの下部では地すべりの活動による強風化（物理的風化）を受けて岩が破碎されて土砂化や粘土化が進み、コアの色調も赤褐色化している。せん断ゾーンの上部でも岩の割れ目が多く岩の軟質化や片状化が進んでいる部分が多い。

ところで、孔内傾斜計の観測が不定期であるので、孔内傾斜計による地すべり移動量を何らかの方法で算出しなければならない。そこで、伸縮計によるB2点の移動量の週間観測結果を利用することにした。孔内傾斜計による地すべり移動量は、孔内傾斜計の観測日毎に3層のせん断ゾーンにおけるA軸とB軸方向の変形量をベクトル和

をとった後に合算し、孔内傾斜計の観測日にはその値を用い、台風など大きな移動が生じた時期が特定できる場合を除き観測日の間の期間は伸縮計によるS14下端の動きに比例するとして算出した。

図4.5は、流出土砂および湧水流量の自記記録を始めた1995年6月20日から1996年9月3日までの週間地すべり移動量の観測結果である。図中の観測日は観測結果を1週間毎に整理した日、例えば9月26日は9月20日から9月26日までの観測結果を表している。以後、週間の観測値もこれに準じることとする。また、この図の▲は、4-25孔で孔内傾斜計を用いて観測を行った日における3層のせん断ゾーンのベクトル和を合算した値を累積したものである。●は伸縮計による地すべり移動量の1週間毎の観測結果（S14下端の移動量）、▽は孔内傾斜計の観測結果を●の結果を用いて補間した結果を示す。図4.5の▽から、1995年6月20日から7月18日と9月26日に大きな地すべり移動量が算出され、その他の期間では徐々に移動量が累積するクリープ的な動きが表れている。1995年6月20日から1996年9月3日までの間では、4-25孔における孔内傾斜計による地すべり移動量の累積値（▽：44.1mm）とS14下端における伸縮計による地すべり移動量の累積値（●：33.7mm）が一致していない。これは、1995年6月20日から7月18日と1995年9月26日に孔内傾斜計のグラフでは大きな移動量が表されているにもかかわらず、伸縮計では大きな移動量が観測されていない影響によるものである。この期間では、斜面全体が移動している成分があったために伸縮計によるS14下端の移動量が実際の移動量に比べて過少評価されたと思われる。

## 2.2 週間湧水流量と週間流出土砂量の自記観測結果

週間湧水流量と週間流出土砂量の観測は1995年6月20日から1996年9月3日まで行ったが、この期間のうち、1995年12月26日から1996年1月9日と1月23日から2月6日は三角堰が凍結して湧水流量の観測が、1995年12月26日から1996年1月9日と2月6日から2月13日は土砂採取部が凍結して流出土砂量の観測ができなかった。図4.6の（a）は降雨量、（b）は湧水流量、（c）は流出土砂量の1995年6月20日から1996年9月3

日までの1週間毎の経時変化である。図4.6 (a)と(b)において、1995年6月20日から1996年9月3日の間では、1995年6月27日から7月18日、9月26日、1996年6月25日、7月23日、8月20日にピーク的な降雨量(集中豪雨)が観測された。1995年6月27日から7月18日は梅雨末期の影響によるもの、9月26日は台風9524号の影響によるもの、1996年6月25日は梅雨の影響によるもの、7月23日は台風9606号の影響によるもの、8月20日は台風9612号の影響によるものである。これらの期間のうちで、8月20日を除いてピーク的な湧水流量が観測されている。8月20日は観測された降雨量ほど湧水流量が多くない。また、1996年3月26日から5月7日は集中豪雨が観測されていないにもかかわらず湧水流量が多い。図4.6 (b)と(c)において、流出土砂量が多量に出た(折れ線グラフの傾きが大きくなった)時期は、1995年6月27日から7月18日、9月26日、1996年7月23日であった。これらは湧水流量がピーク的な時期にほぼ一致している。また、1996年4月2日は折れ線の傾きが若干大きくなっている。1996年4月2日は降雨量が少ないにもかかわらず湧水流量が多い期間内にある。これは、水みちを閉塞していた土砂が流出されて水みちの透水性が増大したために湧水流量が増加したと考えられる。1996年8月20日は300mm近くの降雨量が観測されたにもかかわらず湧水流量が対応していないために流出土砂量が少ない。これは、水みちが土砂または地すべりの活動によって閉塞したために地下水が他の水みちへ流れ、閉塞部の上部から運搬された土砂もその水みちへ流出したものと思われる。

### 第3節 地下水流動層探査結果

図4.7は4-25孔の深度40m以浅における地下水流動層探査結果である。この図において、左側から柱状図、1993年9月4日から1996年10月19日までの孔内傾斜計によるA軸方向の深度40mからの土層変形量の観測結果、1996年5月16日(梅雨前の少雨時)と8月15日(台風9612号通過後の多雨時)の弾性波受振器の出力電圧を載せている。なお、この孔では深度40m以深に弾性波受振器を挿入することができなかった。出力電圧の結果から、8月15日は深度5m、10~14m、17m、28~29m付近にピークがあり、

5月18日は深度29m付近にピークがあった。この結果より上から順にG.W.F 1 から4と記した箇所に水みち（地下水流動層）があると推定した。また、8月15日と5月18日では水みちの層数が異なっている。8月15日は台風9612号による多量の降雨（8月12日から8月14日の連続降雨量が283.0mm）が浸透して土層内部の地下水の状態が豊富になって水みちが4層形成されたと考えられる。5月18日は梅雨前で降雨量が少なく土層内部の地下水状態が豊富でないために水みちが1層しか形成されていないと考えられる。図中のG.W.F 1, 3, 4はせん断ゾーンもしくはせん断ゾーンの上に位置する。図中の柱状図および表4.2から、これらのせん断ゾーンの土層状態は、せん断ゾーン下部は砂礫混じりで粘土分が多く褐色化した強風化の泥質片岩で、せん断ゾーン上部は破碎が進んで割れ目の多い中風化岩である。したがって、せん断ゾーン下部の粘土分が多いところでは不透水層を形成し、砂礫分が多いところや中風化部では透水層、すなわち水みちを形成すると考えられる。G.W.F 2は空洞の上部に水みちが推定されているが、これはボーリングの掘削後に地すべりの活動または地下侵食後に運搬された土砂が水みちを閉塞し、地下水の流路が変化したためと思われる。また、8月15日と5月18日の孔内水位はそれぞれ深度64.44m、63.69mであった。4-25孔は年間を通じて深度63～64m付近で水位が観測されていることから、各深度の水みちから孔内へ流入した地下水は63～64m付近で付近でストレーナーを介して孔外（基岩部）へ流出していると思われる。

本研究では、4-25孔以外のボーリング孔においても同様の水みちがあるかどうかを斜面中腹部に設置した4-24孔、4-26孔で少雨時（1996年5月18日）と多雨時（1996年8月15日または16日）に地下水流動層探査を行った。探査結果の整理方法は、図4.7と同じとした。図4.8は4-24孔の地下水流動層探査結果である。4-24孔はブロック2の三次元せん断変位計の東側の測線（E測線）の約100m下（図2.2）に設置した深度40mの孔（全孔ストレーナー）である。1995年3月8日から1996年10月21日までの孔内傾斜計の観測結果から深度10.5～12.5mにせん断ゾーンが確認された。地下水流動層探査結果によると、4-24孔は1996年5月18日では出力電圧の変化がほとんどないが、1996年8月15日では、深度7.5～12.5mにかけて弾性波受振器の出力電圧が増加して深度36.0mまでその出力電圧値がほぼ一定し、36.0m以深で急激に出力電圧値が低下し

ている。この結果から、水みちは多雨時にせん断ゾーンとその上部である深度7.5～12.5mであると考えられる。深度12.5～36.0mまでの高出力値は、その値がほぼ一定であることから深度7.5～12.5mの水みちから孔へ流入した地下水が孔壁を伝ったときの振動で、36.0m以深の急激な出力電圧値の低下は地下水がストレーナーを介して孔外へ流出していると考えられる。この理由は、12.5～36.0mまでの出力電圧がほぼ出力電圧がほぼ一定値であり、同一流速の振源を想定させるものであること、および5月18日の孔内水位が深度38.58m、8月15日の孔内水位が深度37.14mでほとんど変化しておらず、これらの深度が深度37.5m付近の弱風化を受けた緑色片岩にほぼ一致しているからである。

図4.9は4-25孔の上方、伸縮計S8の上に設置した4-26孔（深度70mで全孔ストレーナー加工）の地下水流動層探査結果である。4-26孔では深度51.5～53.5mにせん断ゾーンが確認されている。この孔では、少雨時の1996年5月18日に行った地下水流動層探査から深度46.5～50.5mと51.5～58.5mに他の深度に比べて比較的高い出力電圧値が、多雨時の1996年8月16日では深度53.5～58.5mにピーク的な出力電圧値が計測された。この結果から、4-26孔における水みちは深度46.5～50.5m（G.W.F1）と深度53.5～58.5m（G.W.F2）に水みちがあると推定した。推定した水みちのうち、G.W.F1は49.45～53.23mに厚い強風化を受けた泥質片岩の下部に一致しており、この泥質片岩の下部が不透水層を形成したことによると考えられる。G.W.F2は中風化を受けた緑色片岩に一致している。これは、中風化岩の下の新鮮岩の部分が不透水層を形成し、新鮮岩の上に水みちが形成されたと考えられる。探査時における孔内水位は5月18日が68.21m、8月16日が67.65mであった。深度68m周辺は新鮮岩ではあるが、孔内水はおそらく深度68m付近でストレーナーを介して孔外へ流出していると思われる。

# 第5章 地すべり活動の影響を受けた地下侵食土砂の存在

## 第1節 降雨量・湧水流量と地下侵食土砂量の関係

降雨量と地下侵食土砂量の関係を図4.3と図4.6の観測結果をもとに検討する。図5.1は1985年4月から1996年9月までの期間の降雨量と湧水点1からの流出土砂量の関係を両対数軸上で整理したものである。この図から、直線で囲まれるように降雨量と流出土砂量の間には正の相関があるものかなりのばらつきが生じている。特に、ほぼ同時期に行った観測結果を比較すると、図中の矢印で示した場合のように、1991年9月と10月では、ほぼ同じような流出土砂量（9月：4133.0g、10月：4954.0g）が観測されているのに対して降雨量（9月：411.5mm、10月：173.5mm）が大きく異なっている。また、1993年10月と11月では、ほぼ同じような降雨量（10月：179.5mm、11月：174.5mm）が観測されているのに対して流出土砂量（10月：158.1g、11月：2261.0g）が大きく異なっている。したがって、図5.1から地下侵食されて流出した土砂は降雨に影響していることが明らかであるが、降雨以外の因子の影響も受けられていると考えられる。

また、地下侵食現象に降雨量に比べてより直接的に作用する地下水（湧水流量）においても湧水流量と流出土砂量の関係を整理した。図5.2は1995年6月20日から1996年9月3日までの結果である。この図においても両者の間に正の相関が認められるものかなりのばらつきが生じていることがわかる。ほぼ同時期における観測結果を比較すると、1995年7月18日と7月25日では同じような流出土砂量（7月18日：269.7g/week、7月25日：297.8g/week）に対して湧水流量が異なる（7月18日：4144.1 l/week、7月25日：39,066.0 l/week）場合や、1996年9月26日と10月3日では同じような湧水流量（9月26日：12,066.0 l/week、10月3日：17,039.0 l/week）に対して流出土砂量が異なる（9月26日：1,323.1g/week、10月3日：405.4g/week）場合がある。特に1995年8月1日の湧水流量が24,891.0 l/week、8月8日の湧水流量が23,283.0 l/weekでほぼ同じであるが、8月1



日の流出土砂量は57.8g/weekに対して8月8日はほとんど観測されない(0.1g/week)。図5.2から、湧水流量と流出土砂量の関係について整理した場合においても、湧水流量以外の因子が地下侵食土砂に影響を及ぼしていると思われる。降雨量(湧水流量)以外の因子に何の関係するのかを定性的に検討した例を図5.3に示す。

図5.3は1991年の月間地すべり移動量と流出土砂量の経時変化である。棒グラフは流出土砂量で、4~12月は毎月計測したもの、3月は1~3月を累積したものである。ピーク的な流出土砂量が観測されたうちで、図5.1の示した1991年9月と10月では1または2ヶ月前に大きな移動量が観測されている。したがって、地下侵食されて流出した土砂に影響する因子は降雨量以外に地すべり活動が考えられる。そこで、次節以降で地すべり活動と地下侵食の関係について定量的な検討を行う。

## 第2節 地すべり移動量と流出土砂量の関係

### 2.1 降雨量・伸縮計観測結果に基づいた検討

#### 2.1.1 地すべり移動量比による伸縮計観測結果の評価

地すべりの活動と地下侵食の関係について明らかにするためには、いつ地すべりの活動が活発であったか、そして、いつその活動が不活発であったかを知る必要がある。そのためには、何らかの指標を用いなければならない。そこで、実際に観測された月間または週間の地すべり移動量(Dとする)を観測期間内の平均の月間(週間)地すべり移動量( $D_{AV}$ )で割った無次元量( $D/D_{AV}$ )を指標とし、それを用いて地すべりの活動の度合いを評価することにした。これを地すべり移動量比と呼ぶことにする。地すべり移動量比が意味するところは、 $D/D_{AV} > 1$ の時は地すべりの活動が活発な状態、 $D/D_{AV} = 1$ の時は地すべりの活動が平均的な状態、 $D/D_{AV} < 1$ の時は地すべりの活動が活発でない状態である(古谷ら, 1997a)。なお、月間観測結果については、1ヶ月の観測日数が完全に一致していないのでDも $D_{AV}$ も30日あたりの量とした。図4.2に示

す観測期間では、平均の月間地すべり移動量が区間毎に異なるので、月間平均地すべり移動量を区間毎に分けて $D_{AVn}$ として表すことにする（ $n$ は区間1～3）。

図5.4は、図4.2で示した伸縮計観測結果のうち、1985年4月から1994年12月までの観測結果を地すべり移動量比で評価した結果の経時変化である。この図から、各観測年において例えば1985年7月や1987年8月のように $D/D_{AVn}$ の値が1をはるかに超える非常に活発な活動が生じている場合や、1990年9月から11月にかけて $D/D_{AVn}$ の値が2ヶ月以上連続して2を超える場合がある。これらの期間は夏から秋にかけてであり、他の観測年においても活発な活動は夏から秋にかけて生じている。この原因は、梅雨末期や台風通過時の集中豪雨によってもたらされた多量の降雨によるものと考えられる。特に、1990年9月から11月の場合では、8月22日から23日の台風9014号による272.5mmの降雨量のほか（8月の月間降雨量は379.5mm）に9月16日から19日の台風9019号による507.0mmの降雨量（9月の月間降雨量は661.0mm）と10月4日から9日の台風9021号による116.0mmの降雨量（10月の月間降雨量は177.5mm）による影響によると考えられる。一方、冬から秋にかけては、 $D/D_{AVn}$ の値が1周辺で地すべりの活動が活発ではなく、緩慢（クリープ的）な動きが生じている。特に1986年12月から1987年7月までや1993年1月から1993年7月までにかけては $D/D_{AVn}$ の値が1より小さい状態が長期間続いている。

## 2. 1. 2 降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比

図5.3で示したように地下侵食されて流出した土砂に影響する因子として降雨量だけでなく地すべり活動が影響しているように見えた。そこで、流出土砂中に降雨以外の因子の影響の程度を検討することとし、実際に観測された流出土砂量を降雨量のみの影響を受けて流出した土砂量で割った比で評価することにした。この比を流出土砂量比と呼ぶことにし、 $W/W_p$ （ここに、 $W$ は観測された流出土砂量、 $W_p$ は降雨量のみ依存する流出土砂量）で表す。流出土砂量比が意味するところは、 $W/W_p > 1$ の時は流出した土砂が降雨以外の因子の影響を受けていること、 $W/W_p = 1$ の時は流出

土砂が降雨量のみに依存していることである。また、 $W/W_p < 1$  の時は地下侵食・運搬される土砂が十分ではない場合や、水みちの一時的な閉塞により水みち内に土砂が留まっていたり他の水みちへ土砂が流れることなどが考えられる場合である。流出土砂量比を用いる際に、降雨量のみが影響した流出土砂量を推定する必要がある。そこで、図 5.4 の地すべり移動量比のグラフと同期間を対象として降雨量のみで支配される流出土砂量を推定し、これを用いて流出土砂量比を求めよう。

図 5.4 の地すべり活動が活発でない ( $D/D_{Avn} < 1$ ) 時期に注目し、地すべり活動の影響が少ない時期における降雨量と流出土砂量の関係を求める。これは、活発な活動が生じていない観測期間の全て（例えば1986年12月から1987年7月）、活発な活動から1ヶ月以上経過した場合（1ヶ月経過後では例えば1987年1月から1987年7月、2ヶ月経過後では1987年2月から1987年7月、3ヶ月経過後では1987年3月から1987年7月、4ヶ月経過後では1987年4月から1987年7月）のそれぞれについて、30日あたりの降雨量  $P$  (mm) と30日あたりの流出土砂量  $W$  (g) の対数値を方眼上で整理し相関を求めた。

図 5.5 (a) はこの検討結果のうちで活発な活動から1ヶ月以上経過した場合、(b) は活発な活動から2ヶ月以上経過した場合、(c) は活発な活動から3ヶ月以上経過した場合、(d) は活発な活動から4ヶ月以上経過した場合である。図中の  $r$  は相関係数である。この図において (a) から (d) につれてばらつきが小さくなり、相関係数の値が良くなっている。特に、(d) では相関係数は0.96でほぼ回帰直線上に載っている。図 5.5 の結果から、活発な地すべりの活動後しばらくの間は流出土砂中に降雨量以外の因子の影響を受けていること、および地すべりの活発な活動から4ヶ月以降の流出土砂は、ほぼ降雨のみに依存していることがわかる。この時の回帰直線 (5.1 式) を利用して降雨量のみで依存する流出土砂量を推定することができる (古谷ら, 1997a)。

$$W_p = 10^{-1.69} \times P^{2.08} \dots \dots (5.1)$$

ここに、 $W_p$  は降雨量のみで依存する30日あたりの流出土砂量 (g)

$P$  は土砂採取区間における30日あたりの降雨量 (mm)

以上のようにして $W_p$ を推定することができるので、流出土砂量比 ( $W/W_p$ ) を求めることができる。

図 5.6 は1985年4月から1994年12月までの流出土砂量比 ( $W/W_p$ ) の経時変化である。なお、1月から3月 (1990年は1月から2月) は流出土砂量が少ないので、その期間は平均値で示した。この図から各観測年において $W/W_p$ は年の終盤、つまり秋から冬にかけてピーク値になり、夏は秋以降に比べて値が小さい傾向が生じている。これは、夏に流出する土砂は降雨の影響が強く、秋以降に流出する土砂は降雨以外の影響が強いことを示唆している。また、1992年以降は $W/W_p$ の値が1991年以前と比べて小さくなっている。この理由として、1992年は図 2.2 に示している三次元せん断変位計測線の東側の測線で広範囲にわたる大きな土層沈下が観測されており (三次元せん断変位計測線内でも完全な不動点が存在していないので、相対的ではあるが水平方向で最大で約50mmに対し鉛直方向で最大で約180mmの沈下を示した)、この影響によって土層内部の水みちが変化した可能性が考えられる。

### 2. 1. 3 地すべり移動量と降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比との比較

地すべり移動量比、流出土砂量比を用いて地すべりの移動量と地下侵食土砂量の関係について検討を行う。この検討では、図 5.4 に示した $D/D_{Avn}$ の値が2以上の期間 (地すべりの活動が活発な期間) に注目し、活発な活動時の移動量とその時以降の $W/W_p$ の値を比較する。図 5.7 は、1990年から1991年の活発な活動時の地すべり移動量と $W/W_p$ の経時変化を比較した場合を示した図である。図中の (a) は $D/D_{Avn}$ と月間地すべり移動量の経時変化、(b) は $W/W_p$ の経時変化を表す。1990年から1991年の間において活発な地すべり活動は、1990年9月から11月と1991年5月、8月に観測された。図中にそれぞれの期間を便宜的にA, B, Cと表す。比較の方法は、Bの活動を例にすると (b) において矢印で示すように1991年5月の地すべり移動量と、その影響が認められる期間として活発な活動時、1991年5月、1991年6月および $W/W_p$ の値

を比べた。CについてもBと同様、1991年8月の地すべり移動量とその時、9月および10月の $W/W_p$ の値を比較した。Aについては、9月後半に台風が2回（台風9019号：16日から20日、台風9020号：27日から30日）通過したために9月から11月にかけて活発な地すべり活動が3ヶ月続いたと考えられたので、9月から11月までを一つの地すべり活動と数えて1991年11月、1991年12月、1992年1月の $W/W_p$ の値と比較した。

図5.8は活発な地すべり活動時の移動量と $W/W_p$ を比較した結果を、縦軸に流出土砂量比、横軸に活発な地すべりの活動時の移動量をとって整理したものである。図中の(a)は活発な活動時の移動量とその時の流出土砂量比と比較した場合（ただし、 $W/W_p$ に付けた添字の*i*は任意の活発な地すべりの活動時の $W/W_p$ を表す）、(b)は活発な活動時の1ヶ月後の流出土砂量比と比較した場合（同*i+1*は任意の活発な地すべりの活動の1ヶ月後の $W/W_p$ を表す）、(c)は活発な活動時の2ヶ月後の流出土砂量比と比較した場合（同*i+2*は任意の活発な地すべりの活動の2ヶ月後の $W/W_p$ を表す）の結果である。これらの図において、移動量が増加するとともに $W/W_p$ も増加するグループA（降雨の他に地すべりの活動も起因した土砂が流出する場合）と移動量が増加しても $W/W_p$ が増加せず、 $W/W_p$ の値がほぼ1になるグループB（降雨に起因した土砂が流出する場合）に分けられる。各グループにおいて、(a)と(c)ではグループAよりもグループBの方がプロット数が多いが、(b)ではグループAのプロット数がグループBのプロット数よりも多い。特に、グループAの傾きを表す直線とグループBの $W/W_p=1$ の直線が図中のある点( $D_{cr}$ )で交わる。この交点を限界移動量( $D_{cr}$ )と呼ぶことにする。(b)から、グループAでは、限界移動量以上の地すべり移動量が生じたときに流出土砂中に地すべり活動が影響した土砂が存在するようになり、地すべり移動量が増大するほど流出土砂中に地すべり活動が影響した土砂の程度が高くなると考えられる。グループBでは、限界移動量以上の地すべり移動量が生じても $W/W_p$ の値が増大していない。これは、地すべり活動が影響した土砂よりも降雨が影響した土砂の方が多量に流出した以外に、伸縮計S14の下端はブロック1のほかにブロック2の動きも影響するので、ブロック2の活動が活発な場合はブロック2のせん断ゾーン（すべり面）に沿って土砂が流出する、データが1ヶ月間隔であるので、間隔内で地すべり活動が生じる時期の違いや、地すべり活動が月をはさんで生

じた場合などによる時間的な誤差が含まれているためと考えられる。

図5.8において、(a)から(c)へ時間が経過するにつれてグループAとグループB内のプロットの分布が異なる理由については次のようなことが考えられる。一般に活発な地すべり活動は大雨によって引き起こされるので、活発な活動時(a)には、地すべり活動に起因する流出土砂量は絶対値としては大きいですが、降雨量に比例した流出土砂量( $W_p$ )も大きいため、グループBにプロットが多く分布すると考えられる。活発な地すべり活動の1ヶ月後では、活発な地すべり活動を生じさせた多量の降雨が終了しているため、この降雨が影響した土砂の流出は大幅に減少する。一方、活発な地すべりの活動が影響した土砂は、図5.5で示したように活発な地すべりの活動後の流出土砂中にしばらくの間その活動の影響を与えている。したがって、流出土砂中に相対的に活発な地すべり活動が影響した土砂が多くなり、グループAにプロットが多く分布すると考えられる。活発な活動の2ヶ月以降では活発な地すべり活動に起因する流出土砂が時間の経過とともに少なくなるので、再びBグループのプロット数が多くなると考えられる。

## 2. 2 湧水流量・孔内傾斜計観測結果に基づいた検討

### 2. 2. 1 地すべり移動量比による孔内傾斜計観測結果の評価

図4.5に示した1995年6月20日から1996年9月3日までの週間地すべり移動量の観測結果を地すべり移動量比を用いて評価する。図5.9はこの期間における孔内傾斜計による地すべり移動量と地すべり移動量比( $D/D_{Av}$ )の経時変化である。この図において、 $D/D_{Av}$ 値が1を大きく超える(2以上の)期間は1995年6月20日から7月25日と9月26日であり、地すべり移動量は1.4mm/week以上であった。1995年6月20日から7月25日の間の活発な地すべり活動は、6月30日から7月6日の梅雨末期の豪雨の影響であると考えられる。また、9月26日の大きな移動には1995年は9月22日から24日に台風9524号が通過した影響である。1995年10月24日と1996年7月16日は1週間だけではあ

るが、 $D/D_{AV}$ の値が2付近であり、1995年6月20日から7月25日や9月26日の活動ほどではないが、やや活発な活動であった。その他の期間は $D/D_{AV}$ の値が1周辺で地すべり活動が緩慢（クリープ的な動き）であった。そのうちで1995年10月31日から1996年7月9日までは約7ヶ月にわたるクリープ的な動きが続いていた。

## 2. 2. 2 湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比

先に定義した降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比 $W/W_p$ と同様に、湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比 $W/W_Q$ （ $W$ は観測された流出土砂量、 $W_Q$ は湧水流量のみに依存する流出土砂量）を定義する。湧水流量のみに依存する流出土砂量は、図5.9に示した地すべりの活動が長期間（約7ヶ月）連続して活発でなかった1995年10月31日から1996年7月9日の期間に注目し、1995年10月31日から1996年7月9日までの週間湧水流量（ $W$ ）の対数値と週間流出土砂量（ $Q$ ）の対数値を方眼上にプロットした。このプロットより、地すべり活動に影響された土砂流出がなくなり $\log Q$ と $\log W$ の相関が良くなる範囲を求めた。図5.10はその結果である。図中の○は1995年6月20日から1996年5月21日、●は地すべり活動が不活発な期間の最後の7週間（1996年5月28日から7月9日）である。 $W$ と $Q$ の相関係数 $r$ は0.89と高く、この期間では湧水流量のみに依存した土砂が流出していたと考えられる。また、この期間以前では回帰直線の上（左）側にプロットが多くみられるが、これは流出土砂中に湧水流量以外の因子が影響した土砂が存在しているためと考えられる。湧水流量のみに依存した流出土砂量は図中の回帰直線を利用すると次式で推定できる（古谷ら, 1997b）。

$$W_Q = 10^{-6.48} \times Q^{2.00} \dots \dots (5.2)$$

ここに、 $W_Q$ ：湧水流量のみに依存する流出土砂量（g/week）

$Q$ ：観測された週間湧水流量（l/week）

図5.11は、式（5.2）を用いて算出した流出土砂量比に対数をとった値の経時

変化である。この図では流出土砂量比を対数に取っているために、流出土砂の評価は降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比で評価した場合と値が異なる。すなわち、 $\log (W/W_Q) = 0$  の時は流出した土砂が湧水流量のみに依存すること、 $\log (W/W_Q) > 0$  の時は湧水流量以外の因子の影響も受けていること、 $\log (W/W_Q) < 0$  の時は侵食・運搬される土砂が十分ではない場合や、水みちの一時的な閉塞により水みち内に土砂が留まっていたり他の水みちへ土砂が流れることなどを意味する。図中の●を点線で結んだ部分は、図3.7の三角堰や土砂採取部が凍結したために流出土砂量比を求めることができなかつたところである。図5.11で1995年7月18日から1995年12月19日は、 $\log (W/W_Q)$  の値が0を大きく超えている。これは、流出した土砂が湧水流量以外の因子の影響を強く受けていると考えられる。この期間は、図5.9の活発な地すべり活動時（1995年6月20日から7月25日と9月26日）の後（数～10週間程度）であり、湧水流量以外の因子は地すべり活動と思われる。一方、1996年2月6日以降は $\log (W/W_Q)$  の値が0周辺である。これは、流出した土砂がほぼ湧水流量の影響を受けていると考えられる。

### 2. 2. 3 地すべり移動量と湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比の比較

湧水流量以外の因子が影響した土砂が流出していることが明らかになったので、この因子が地すべり活動であることを立証するために、地すべり移動量と湧水流観測結果に基づいた流出土砂量比の経時変化を比較することにした。比較の方法を図5.12に示す。この図において、(a)は1995年6月20日から1996年9月3日までの $D/D_{AV}$ の経時変化、(b)は同期間の $\log (W/W_Q)$  の経時変化である。解析期間内において、地すべり活動が活発な（ $D/D_{AV}$ の値が2を超える）期間は1995年6月20日から7月25日と9月26日であった。そこで、1995年6月20日から7月25日は地すべり活動が連続して活発であったので、(a)にA（1995年6月20日から6月26日）～E（1995年7月19日から7月25日）で示すように2週間毎の移動量を求め、この移動量と(b)に示す $\log$



( $W/W_0$ ) の値を 1 週間毎に比較した。F については 1995 年 9 月 26 日の移動量を用い、この移動量と  $\log(W/W_0)$  の値を 1 週間毎に比較した。A を例にすると、A の移動量と (b) で 0 と示した活発な地すべり活動時の  $\log(W/W_0)$  の値、(b) で 1 と示したその活動の 1 週間後の  $\log(W/W_0)$  の値、以後 1 週間以降毎 ((b) で 2 以降順に示した値) の  $\log(W/W_0)$  を比較した。残りの B から F についても同様に行った。

図 5.13 は、比較を行った結果のうちで A ~ F の移動量とそれらの活動から 5 から 7 週間後の  $\log(W/W_0)$  を整理した結果である。図中の ○ は活発な活動時の移動量とその 5 週間後の  $\log(W/W_0)$  を比較した場合、◆ はその 6 週間後の  $\log(W/W_0)$  を比較した場合、▽ はその 7 週間後の  $\log(W/W_0)$  を比較した場合を表す。図 5.13 から、活発な活動の 6 週間後における結果 (◆) は、プロットがほぼ回帰直線上に載っている ( $r=0.93$ )。また、回帰直線と  $\log(W/W_0) = 0$  の交点は限界移動量  $D_{cr}$  であり、この値は約 3.5mm である。活発な活動の 5 週間後における結果 (○) や活発な活動の 7 週間後における結果 (▽) は、プロットの分布が点線で示すように  $D_{cr}$  と  $\log(W/W_0) = 0$  より大きい範囲で移動量が増加するにつれて  $\log(W/W_0)$  も増加する、言い換えると図 5.8 のグループ A のような関係になっている。したがって、この図から活発な活動の 6 週間後における流出土砂を中心として流出土砂中に地すべり活動が影響した土砂が存在していることが言える。また、活発な地すべり活動の 6 週間後は月で換算すると 1.5 ヶ月に相当する。これは、図 5.8 で流出土砂中に地すべり活動が影響している土砂が存在していることが明瞭にわかる時期と大きな食い違いがない。図 5.13 では図 5.8 のグループ B (移動量が増加しても流出土砂量比が増加しない) のような関係が見られない。この理由は、前述した月毎の観測結果を用いて検討した場合に比べて週毎の観測結果を用いて検討した場合の方が観測期間が短かったために、移動量が増加しても流出土砂量比が増加しない関係が生じなかったと思われる。

## 第6章 結晶片岩地すべりの移動機構

### 第1節 地すべり活動が地下侵食に与える役割

本研究で明らかにした探査結果と解析結果、そしてFukuoka (1991) の実験結果をもとにして地すべり活動が地下侵食に与える影響について検討する。図6.1は、Fukuoka (1991) が善徳地すべり地で採取した試料 ( $\phi < 9.52\text{mm}$ ) に対してリングせん断試験を行った結果である。この図において、(a) は垂直応力が $3.0\text{kg/cm}^2$  ( $294\text{kPa}$ ) の条件のもとでのせん断距離－試料高さの関係、(b) はリングせん断試験前後の粒径分布の変化で、●が試験前の通過粒径百分率、△が $\sigma = 1.0\text{kg/cm}^2$  ( $98\text{kPa}$ ) の条件のもとで試験を行った後の通過粒径百分率、□が $\sigma = 3.0\text{kg/cm}^2$  ( $294\text{kPa}$ ) の条件のもとで試験を行った後の通過粒径百分率を表している。図6.1は、せん断距離や応力条件が増加するとともに(粒子)破碎が生じ、試料の高さが低下することを示している。善徳地すべりでは、深いすべり面(せん断ゾーン)を持つブロックの深度は30m以上(例えば図4.7、4.9)なので、その深度における応力状態はFukuoka (1991) の実験条件以上である。そのために、ブロック1のような深いせん断ゾーンを有する土層では、4-25孔、4-26孔のコア写真(写真2.3、2.4)で示すように、地すべりの活動によって土層内が破碎されて土砂が形成されることが考えられる。

図5.8、5.13から、限界移動量以上の地すべり活動が生じるとその活動に起因した流出土砂が存在し、地すべり活動が活発なほどその土砂の程度が高くなることを見いだされた。このことから、地すべりの活動が活発なほどせん断による岩の破碎が進んで土砂の生成量が増加し、地すべりの活動による土層内部の攪乱と相まって土砂が侵食・運搬されやすくなると考えられる。言い換えると、地すべりの活動に起因した地下侵食が存在し、この時の地すべりの活動は地下侵食されやすい土層構造を形成する役割を果たしていると考えられる。図4.7、4.8、4.9から、せん断ゾーンやその上部では水みちが推定されているので、地すべり活動によって生成された土砂が水みちを流れる地下水によって侵食・運搬され、湧水点から流出していると考えられ

る。

## 第2節 移動機構の説明

本研究による観測の解析結果と地下水流動探査結果から、善徳地すべりでは活発な地すべり活動に起因して地下侵食が生じやすくなる過程が存在することを指摘したが、これはSassa（1984, 1985, 1989）の地下侵食に起因して地すべり活動が生じる過程の説明とは異なる。したがって、結晶片岩地すべりでは地すべりの活動に起因して地下侵食が生じる過程と地下侵食に起因して地すべりの活動が生じる過程が存在していることになる。この2つの過程を組み合わせると結晶片岩地すべりの移動機構を説明することが可能である。

図6.2はその移動機構のブロックダイヤグラムである。この図において、左側はSassa（1984, 1985, 1989）によってすでに明らかにされた地下侵食に起因した地すべり活動の過程である。この過程は、水みち周辺の土砂が地下水によって侵食・運搬されて土層内部の空隙が増大して土層構造の不安定化を引き起こし、地すべりの活動が生じることを示している。地下侵食に起因した地すべりの活動が生じる過程は、降雨量（湧水流量）が少ない時でも生じ、この時の動きは緩慢（クリープ的）である。一方、右側は本研究で明らかにされた地すべりの活動に起因した地下侵食が生じる過程である。この過程は、ある限界移動量以上の地すべりの活動によって土層内部で攪乱と破碎が生じて侵食・運搬されやすい土砂が生成され、地下侵食が生じやすい構造が形成されることを示している。以上の過程が連鎖すると、活発な地すべり活動によって土層内部では地下侵食が生じやすい構造になり、さらに地下侵食が生じると土層構造が不安定になって地すべり活動が生じることになる。これは、地すべりの活動が停止しないことを意味する。したがって、善徳地すべりにおいてクリープ的な動きが継続する原因は、図6.2に示す移動機構が存在しているからと考えられる。

## 結 論

本論文は、粘性土の地すべりに関する研究に比べて問題が複雑なために今一つ立ち後れている結晶片岩地すべりの移動機構の解明を徳島県・善徳地すべり地を例にして現地観測の立場から行った研究成果を取りまとめたものである。特に、地下侵食現象と地すべり活動を定量的に解析し、地すべり活動が停止しない理由とそれを考慮した地すべりの移動機構についてはじめて示すものである。以下に得られた結果を要約して述べる。

- 1) ボーリングおよび孔内傾斜計の観測結果から、善徳地すべりのせん断ゾーンでは岩が地すべり活動に起因して破碎されており、せん断ゾーン下部では強風化を受けて粘土分が多く、その上部では砂礫分が多い。また、地下水流動層の探査結果からせん断ゾーンは電圧出力値が高い箇所と一致していた（図4.7、図4.8、図4.9、写真2.2、写真2.3、写真2.4）。これらから、せん断ゾーン下部の強風化部が不透水層になり、降雨が土層を浸透することによって形成された地下水がこの不透水層上に集中して水みちになると考えられる。したがって、せん断ゾーンでは地すべり活動のほかに地下侵食も行われていると考えられる。
- 2) 地下侵食されて流出した土砂中には、降雨量（湧水流量）のみが影響した土砂だけでなく、地すべり活動が影響した土砂が存在しており、この土砂は活発な地すべり活動後しばらくの間流出土砂中に存在する。（図5.5、図5.10）。
- 3) 活発な地すべり活動時の地すべり移動量と流出土砂量比の経時変化の比較から、その活動の約1.5ヶ月後（5から7週間後）に流出した土砂の中に地すべり活動に起因した土砂の存在が最も明確に示される（図5.8、図5.13）。その理由は、一般に活発な地すべり活動は大雨によって引き起こされ、この時の流出土砂中に地すべり活動に起因する流出土砂が多いが、降雨に比例し

て流出した土砂も多いので、相対的に降雨に起因した流出土砂のほうが多くなる。活発な地すべり活動の1.5ヶ月後（5から7週間後）の流出土砂では、その活動が影響した土砂が減少するものの、活発な地すべり活動を生じさせた降雨が終了しているのでその降雨に起因した土砂が大きく減少し、相対的に活発な地すべり活動が影響した土砂の割合が大きくなる。活発な活動の2ヶ月以降は、活発な活動に起因した土砂が時間の経過とともに少なくなり、通常の降雨に比例して流出した土砂の割合が大きくなるからである。

- 4) 地すべり活動は、その活動が活発なほどせん断による岩の破碎が進んで土砂の生成を増大させ、土層内部の攪乱と相まって地下侵食を生じやすくさせる（図5.8、図5.13、図6.1）。
- 5) これまで、結晶片岩地すべりにおいて地下侵食に起因した地すべり活動の過程がわかっていたが、本研究により地すべり活動に起因した地すべり活動の過程が明らかになった。そして、結晶片岩地すべりの移動機構はこれら2つの過程が連鎖している可能性が高いことが示唆された。つまり、地すべり活動が岩の破碎や土層の攪乱を生じさせて地下侵食が生じやすい土層構造を形成させることと、地下侵食が水みち周辺の土砂を脱落させて土層内の間隙を増大し、土層構造の不安定化を形成させることである（図6.2）。このような移動機構が存在するために、善徳地すべりでは孔内水位が高い（多量の降雨）時に対応した地すべりの移動が生じるものの、年間を通じたクリープ的な移動が継続すると考えられる。

このThesisの基礎となった論文は以下の2篇である。

1. 善徳地すべりにおける地下侵食と地すべり移動の関係

地すべり学会誌, 第34巻, 第2号, 9頁－16頁 (平成9年9月刊行) 掲載

古谷 元, 佐々恭二, 福岡 浩, 日浦啓全の共著

2. Mechanism of creep movement caused by landslide activity and underground erosion in crystalline schist, Shikoku Island, Japan

(四国の結晶片岩地域における地すべり活動と地下侵食に起因したクリープのメカニズム)

Engineering Geology誌へ投稿予定

Gen Furuya, Kyoji Sassa, Hiromasa Hiura and Hiroshi Fukuokaの共著

## 謝 辞

本研究の遂行にあたって、京都大学防災研究所教授 佐々恭二先生、助教授 福岡浩先生、高知大学農学部教授 日浦啓全先生には終始ご懇切なる御指導と御鞭撻を賜りました。研究の過程において、京都大学防災研究所助教授 末峯 章先生、助手 竹内篤雄先生には機会ある毎に適切な御助言を賜りました。心から感謝の意を表します。

建設省吉野川砂防工事事務所の方々には地すべり観測、調査の実施、資料提供など御支援、御便宜をいただきました。向井金一郎・向井道文の両氏においては、観測地におけるデータ取得、観測計器の維持管理に多大なる御協力をいただきました。両氏無しには本研究を遂行することができませんでした。高知大学農学部生産環境工学科 農林環境工学講座の方々、京都大学防災研究所地盤災害部門地すべりダイナミクス分野の方々、西安工程学院副教授 李 新生先生には、現地での計器設置、観測を手伝っていただきました。厚く御礼を申し上げます。

また、千葉大学環境リモートセンシングセンター教授 新藤静夫先生、理学部教授 佐倉保夫先生、助教授 宮内崇裕先生、徳島大学工学部教授 山上拓男先生、助教授 鈴木 壽先生には暖かい御激励と御教示を賜りました。謝意を申し上げます。

## 参考文献

- 安藤 武, 大久保太治 (1970) : 徳島県西部結晶片岩地すべり地域の地すべり - 結晶片岩型地すべりについて -, 地質調査所月報, Vol. 21, No.7, pp. 1-42.
- Bonnard, C. (1983) : Determination of slow landslide activity by multidisciplinary measurement techniques, *International Symp. on Field Measurements in Geomechanics*, Zurich, pp. 619-638.
- Baumer, A. (1988) : Three rock slides in the southern Swiss Alps, *LANDSLIDES GLISSEMENTS DE TERRAIN*, A.A.Balkema, Vol.2, Proc. 5th International Symp. on Landslides, pp.1307-1311.
- 千木良雅弘 (1984) : 結晶片岩の岩盤クリープ (その 1) 関東山地三波川帯の地質構造と地すべり地形との関係 -, 応用地質, Vol. 25, No. 4, pp. 32-44.
- 千木良雅弘 (1985) : 結晶片岩の岩盤クリープ (その 2) 岩盤クリープ性地質構造 -, 応用地質, Vol. 26, No. 2, pp. 25-37.
- Crozier, M. J. (1986) : *Landslide : causes, consequences & environment*, Croom helm, pp. 61-66.
- Fukuoka, H. (1991) : Variation of the friction angle of granular materials in the high-speed high-stress ring shear apparatus -Influence of re-orientation, alignment and crushing of grains during shear-, *Bull. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto university*, Vol. 41, Part 4, pp. 243-279.
- 福岡 浩, 佐々恭二, 古谷 元, 日浦啓全 (1994) : 善徳地すべり Z6 ブロックの移動観測, 地すべり学会関西支部現地討論会論文集, pp. 113-140.
- 藤田 崇, 安藤 昇, 田中光治, 袴田直重 (1973) : 徳島県西部の結晶片岩地域の地すべり研究, 応用地質, Vol. 14, Nos. 1, 2, pp. 65-69.
- 藤田 崇・平野昌繁・波田重熙 (1976) : 徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規則, 地すべり, Vol.13, No.1, pp.25-36.
- 古谷 元, 佐々恭二, 福岡 浩, 日浦啓全 (1997a) : 善徳地すべりにおける地下侵食と地すべり移動の関係, 地すべり, Vol.34, No.2, pp. 9-16.



- 古谷 元, 佐々恭二, 日浦啓全, 福岡 浩 (1997b) : 地下侵食が関連した結晶片岩地すべりの移動機構, 地すべり. (投稿中)
- 古谷尊彦 (1967) : 破碎帯地すべりの予察的研究, 地すべり, Vol.2, No.2, pp.21-31.
- Gillon, M. D., and Hancox, G. T. (1992) : Cromwell Gorge landslides -A general overview, *Proc. 6th International Symp. on Landslide*, pp. 83-102.
- Hiura, H., Sassa, K., Fukuoka, H. (1991) : On the mechanism of a crystalline schist landslide -Landslide movement and the underground erosion-, *The Soviet-China-Japan Symp. and Field Workshop on Natural Disasters*, pp.21-30.
- Hiura, H., Sassa, K., and Fukuoka, H. (1992) : Monitoring system of a crystalline schist landslide -Three dimensional displacement meters and underground erosion, *Proc. 6th International Symp. on Landslides*, Christchurch, A.A.Balkema, Vol. 2, pp. 1141-1146.
- Hutchinson, J. N. (1984) : Landslide in Britain and their countermeasures, 地すべり, Vol. 21, No.1, pp.1-23.
- Jones, J. A. (1987) : The effects of soil piping on contributing areas and erosion patterns, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.12, pp.229-248.
- 甲藤次郎, 波田重熙 (1980) : 吉野川水系の地這りの地質学的背景, 高知大学学術研究報告, Vol. 28, 自然科学, pp. 127-140.
- 科学技術庁研究調整局 (1978) : 結晶片岩地すべり発生機構に関する総合研究報告書, pp.75-121.
- 高速道路技術センター (1992) : 高松建設局管内道路設計・施工検討 (その2) 報告書 (日本道路公団高松建設局委託), p. 129.
- 小橋澄治, 今井重利, 草野国重 (1971) : 表層崩壊の実験 (II, III) -砂質土の流動すべり-, 新砂防, Vol. 23, No. 4, pp. 6-12.
- Kronfellner-Kraus, G. (1980) : Neue Untersuchungsergebnisse in Wildbachen -Der Talzuschub in Abhängigkeit von Niederschlägen, *Proc. INTERPRAEVENT 1980*, Vol. 1, pp. 179-192.
- Macfalane, D. F., and Gollon, M.D. (1993) : The performance of landslide stabilisation

- measures, Clyde Power Project, New Zealand, *Proc. 7th International Symp. on Landslides*, pp. 1747-1757.
- Mahr, T., and Nemcok, A. (1977) : Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts., *Bull. International Association of Engineering Geology*, No. 16, pp. 104-106.
- 丸井英明, 佐々恭二, 阪田大蔵, 武居有恒 (1976) : 結晶片岩地すべりの移動機構の研究—特に地下水流と移動の関係について—, 京都大学農学部演習林報告, No.48, pp.149-159.
- 松永 誠, 日浦啓全, 佐々恭二 (1993) : 善徳地すべりの移動観測—地下侵食土砂量の推移について—, 高知大学演習林報告, Vol. 20, pp.21-31.
- 最上武雄 (1987) : 私と土質力学, 鹿島出版会, p.187.
- Noverraz, F. (1996) : Sagging or deep-seated creep: Fiction or reality?, *Proc. 7th International Symp. on Landslide*, Trondheim, A.A.Balkema, Vol. 2, pp. 821-828.
- 岡 孝儀 (1990) : 大野地すべりについて, 地すべり研究, No.34, 全国地すべりがけ崩れ対策協議会, pp.247-322.
- Onda, Y. (1994) : Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads : a case study at Obara, Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.19, pp.165-178.
- 小野寺真一 (1990) : 丘陵地斜面における地中水の流出プロセスとその水文地形特性について, 地形, Vol.11, No.4, pp.369-385.
- Oyagi, N., (1989) : Geological and economic extent of landslides in Japan and Korea, *Proc. of 28th International Geological Congress*, Washington D. C., pp. 289-302.
- Riemer, W., Locher, T., and Nunez, I. (1988) : Mechanics of deep seated mass movements in metamorphic rocks of the Ecuadorian Andes, *Proc. 5th International Symp. on Landslides*, Lausanne, (Bonnard,C. ed.), A.A.Balkema, pp. 307-310.
- 斎藤 実, 横瀬広司 (1972) : 徳島県祖谷川流域のいわゆる破碎帯地すべりについて, 岩井淳一教授記念論文集, pp.627-633.
- 佐々恭二, 阪田大蔵 (1977) : 弾性波受振器を用いた岩盤内の地下水流速の測定,

第5回岩の力学国内シンポジウム, pp. 13-18.

Sassa, K., Takei, A. and Kobashi, S. (1980) : The movement and the mechanism of a crystalline schist landslide "Zentoku" in Japan, *Proc. INTERPRAEVENT 1980*, Vol. 1, pp. 85-106.

Sassa, K. (1984) : Monitoring of a crystalline schist landslide- Compressive Creep affected by "Underground Erosion"-, *Proc. International Symp. on Landslides*, Toronto, Vol. 2, pp. 179-184.

Sassa, K. (1985) : Geotechnical classification of landslides, *Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides*, pp. 31-40.

Sassa, K. (1989) : Geotechnical classification of landslides, "Landslide News" No. 3, pp. 21-24.

Selby, M. J. (1993) : *Hillslope materials and process* (Second edition), Oxford University Press, pp. 240-243.

Sevaldson, R. A. (1956) : The slide in Lodalen, October 6th, 1954, *Geotechnique*, Vol. 6, No. 4, pp. 167-182.

新藤静夫, 小谷野多美枝 (1992) : パイプ流とそれに伴う地下侵食に関する観測, 小起伏山地源流域の水文地形区分とその水循環制御機構の定量化に関する研究 (研究課題番号01460266), 平成3年度科学研究費補助金 (一般研究B) 研究成果報告書, pp.117-139.

Skempton, A. W. (1964) : Long-term stability of clay slopes, *Geotechnique*, Vol. 14, No. 2, pp. 75-102.

Suemine, A., Shima, M. (1984) : Monitoring of propagation of subsurface deformation in a crystalline schist landslide, *INTERPRAEVENT 1984 - VILLACH*, pp. 61-72.

末峯 章 (1994) : 地すべり移動量の計測・把握, シンポジウム地すべりの計測に関する諸問題論文集, 地すべり学会, pp. 22-31.

守随治雄 (1994) : 善徳地すべりの地形・地質とすべり面について, 結晶片岩地すべりの調査と対策-善徳地すべりを対象として-, 地すべり学会関西支部, pp. 35-97.

- 竹内篤雄, 上田敏雄 (1989) : 多点温度検層器による地下水流出箇所検出の試み, 第24回土質工学研究発表会講演要旨集, 2分冊の1, pp.163-164.
- 竹内篤雄 (1996) : 温度測定による流動地下水調査法, 古今書院, pp. 278-316.
- 田中 茂 (1956) : 豪雨による砂質斜面の崩壊機構, 新砂防, No. 22, pp. 3-9.
- 寺戸恒夫 (1986) : 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性, 地質学論集, 第28号, pp.221-232.
- 寺嶋智巳, 佐倉保夫 (1993) : 花崗岩山地谷頭部の地形変化に及ぼす斜面浸透水流の作用, 地形, Vol.14, No.4, pp.365-384.
- Terzaghi, K. and Peck, R. (1967) : *Soil Mechanics in Engineering Practice* (Second edition), Jone Wiley and Sons, New York, p. 729.
- 八木則男, 榎 明潔, 矢田部龍一 (1989) : 破碎帯地すべりの移動量予測, 土木学会論文集, No. 406, III-11, pp. 53-60.
- 矢田部龍一, 八木則男, 榎 明潔, 森 直樹 (1990) : 破碎帯地すべり地の安定解析, 地すべり, Vol. 27, No. 3, pp. 11-18.
- 矢田部龍一, 八木則男, 榎 明潔 (1991) : 破碎帯地すべり地の粘性土のリングせん断特性, 土木学会論文集, No. 436, III-16, pp. 93-101.
- 渡 正亮, 酒井淳行 (1965) : ボーリング孔を利用した地下水垂直検層探査について, 地すべり, Vol. 2, No. 1, pp.1-9.
- Zaruba, Q. and Mencl, V. (1982) : *Landslides and Their Control* (Second edition), Elsevier, New York, p. 324.
- Zischinsky, U. (1966) : On the deformation of high slopes, Proc. of 1st International Cong. ISRM, Lisbon, Vol. 2., pp. 289-302.

## 図・写真および表

### 図

- 図 1.1 孔内水位と地すべり移動量の関係 (Sassa, 1984による)
- 図 1.2 応力経路を用いて表現した残留強度すべりとクリープにおけるすべり面上の応力状態 (Sassa, 1989による)
- 図 2.1 善徳地すべり防止区域平面図 (建設省吉野川砂防工事事務所に加筆)
- 図 2.2 善徳地すべり Z 6 ブロックの平面図
- 図 2.3 伸縮計測線における縦断面図 (建設省吉野川砂防工事事務所に加筆)
- 図 3.1 長スパン伸縮計の模式図
- 図 3.2 地すべりブロックの移動と伸縮計の観測結果の模式図
- 図 3.3 伸縮計の観測結果を累積した例 (1989年)
- 図 3.4 孔内傾斜計による観測方法の模式図
- 図 3.5 地下侵食土砂採取装置の模式図
- 図 3.6 湧水点 1 における流出土砂の粒径加積曲線 (松永ら, 1993を修正加筆)
- 図 3.7 改良した地下侵食土砂採取装置と湧水流量観測用三角堰の模式図
- 図 3.8 弾性波受振器を利用した地下水流動層探査の模式図
- 図 4.1 1992年の伸縮計による観測結果の累積
- 図 4.2 1985年4月から1996年8月までの伸縮計による月間地すべり移動量 (S 1 4 下端)
- 図 4.3 1985年4月から1996年8月までの月間降雨量と月間流出土砂量の観測結果
- 図 4.4 4-25孔の孔内傾斜計による観測結果 (1993年9月4日 - 1996年10月19日)
- 図 4.5 1995年6月20日から1996年9月3日までの週間地すべり移動量 (4-25孔)
- 図 4.6 1995年6月20日から1996年9月3日までの週間降雨量, 週間湧水流量, 週間流出土砂量の観測結果
- 図 4.7 4-25孔における地下水流動層探査結果
- 図 4.8 4-24孔における地下水流動層探査結果
- 図 4.9 4-26孔における地下水流動層探査結果

- 図 5.1 1985年4月から1996年9月までの降雨量と流出土砂量の関係
- 図 5.2 1995年6月20日から1996年9月3日までの湧水流量と流出土砂量の関係
- 図 5.3 1991年の月間地すべり移動量と流出土砂量の経時変化
- 図 5.4 1985年4月から1994年12月までの伸縮計による地すべり 移動量比 ( $D/D_{AVn}$ ) の経時変化
- 図 5.5 降雨のみに依存する流出土砂量の推定 (1985年4月 - 1994年12月)
- 図 5.6 1985年4月から1994年12月までの降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比 ( $W/W_p$ ) の経時変化
- 図 5.7 活発な活動時の地すべり移動量と  $W/W_p$  の比較の例 (1990年 - 1991年)
- 図 5.8 活発な地すべり活動時における地すべり 移動量と ( $W/W_p$ )<sub>i</sub> の関係
- 図 5.9 1995年6月20日から1996年9月3日までの孔内傾斜計による地すべり移動量と地すべり移動量比 ( $D/D_{AV}$ ) の経時変化
- 図 5.10 湧水流量のみに依存する流出土砂量の推定
- 図 5.11 1995年6月20日から1996年9月3日までの湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比 ( $W/W_Q$ ) の経時変化
- 図 5.12 活発な地すべり活動時における地すべり移動量と  $W/W_Q$  の比較
- 図 5.13 活発な地すべり活動時における地すべり移動量とその5から7週間後の  $W/W_Q$  の関係
- 図 6.1 善徳地すべりの試料に対するリングせん断試験結果 (Fukuoka, 1991による)
- 図 6.2 結晶片岩地すべりの移動機構

## 写真

- 写真 2.1 善徳地すべり Z 6 ブロックの全景 (建設省吉野川砂防工事事務所)
- 写真 2.2 4-24孔のコア写真 (建設省吉野川砂防工事事務所)
- 写真 2.3 4-25孔のコア写真 (建設省吉野川砂防工事事務所)
- 写真 2.4 4-26孔のコア写真 (建設省吉野川砂防工事事務所)
- 写真 3.1 長スパン伸縮計の設置状況

- 写真3.2 孔内傾斜計観測システム
- 写真3.3 地下侵食土砂採取装置の設置状況
- 写真3.4 湧水点1から流出した地下侵食土砂の例
- 写真3.5 改良した土砂採取装置
- 写真3.6 湧水流量観測用三角堰
- 写真3.7 ひずみゲージ式変位変換器を用いた水位計
- 写真3.8 弾性波受振器を利用した地下水流動層探査装置システム

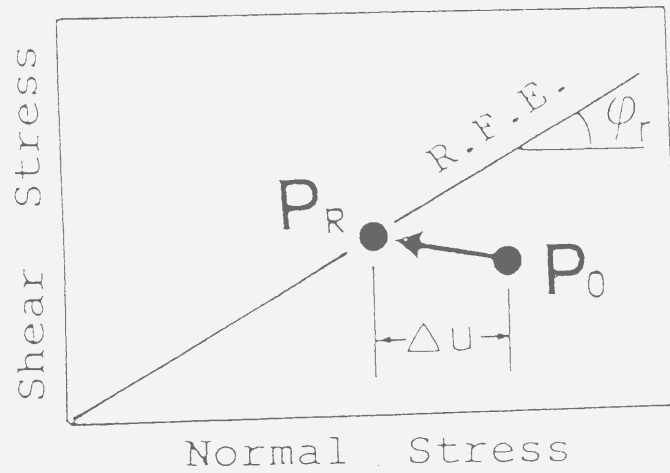
## 表

- 表4.1 善徳地すべり（Z6ブロック）における地すべり対策工施工状況（1973年－1993年）
- 表4.2 柱状図凡例

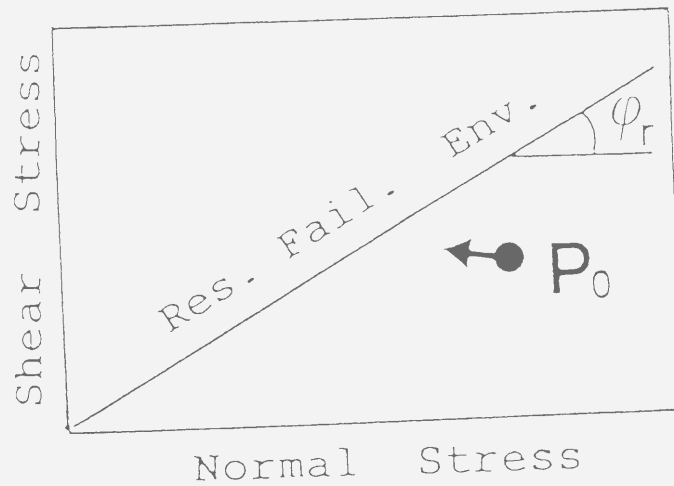


図 1.1 孔内水位と地すべり移動量の関係  
(Sassa, 1984による)





(a) 残留強度すべり



(b) クリープ

図 1.2 応力経路を用いて表現した残留強度すべりとクリープにおけるすべり面上の応力状態 (Sassa, 1989による)

$P_0$ : 活動前のすべり面上の応力状態,  $P_R$ : 残留強度すべり時のすべり面上の応力状態, R.E.F: 残留強度における破壊包絡線,  $\phi_r$ : 残留強度における内部摩擦角

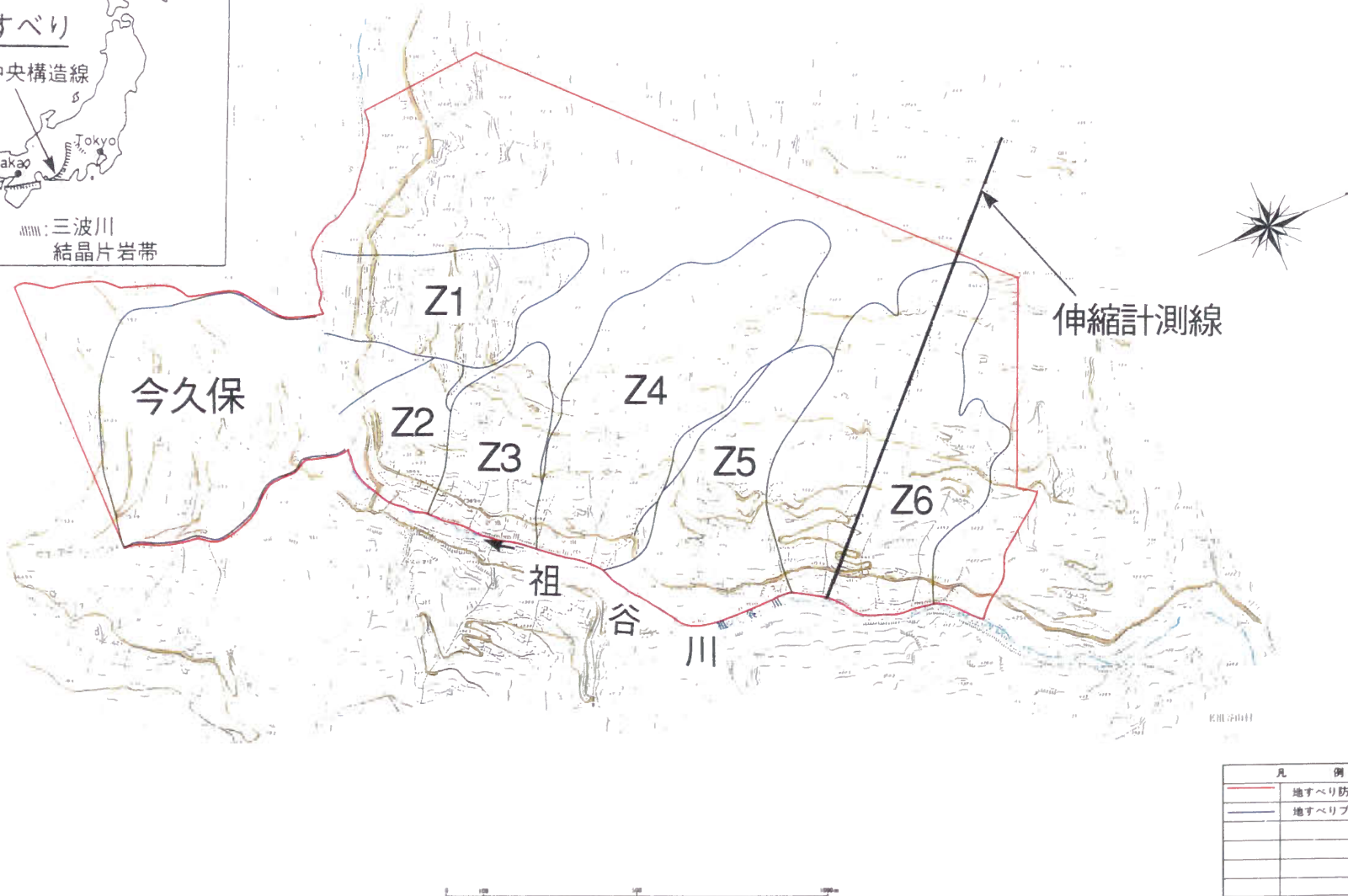
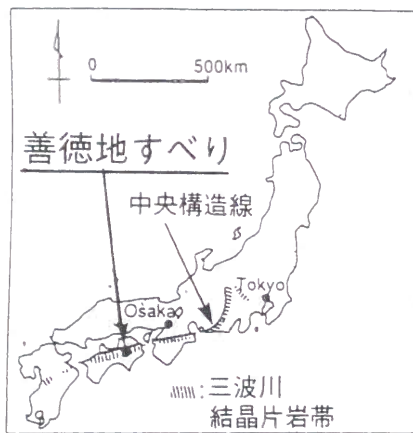


図 2.1 善徳地すべり防止区域平面図  
(建設省吉野川砂防工事事務所に加筆)



図 2.2 善徳地すべり Z6 ブロックの平面図

標高(m)

1100 山頂

900

700

500

300

0

200

400

600

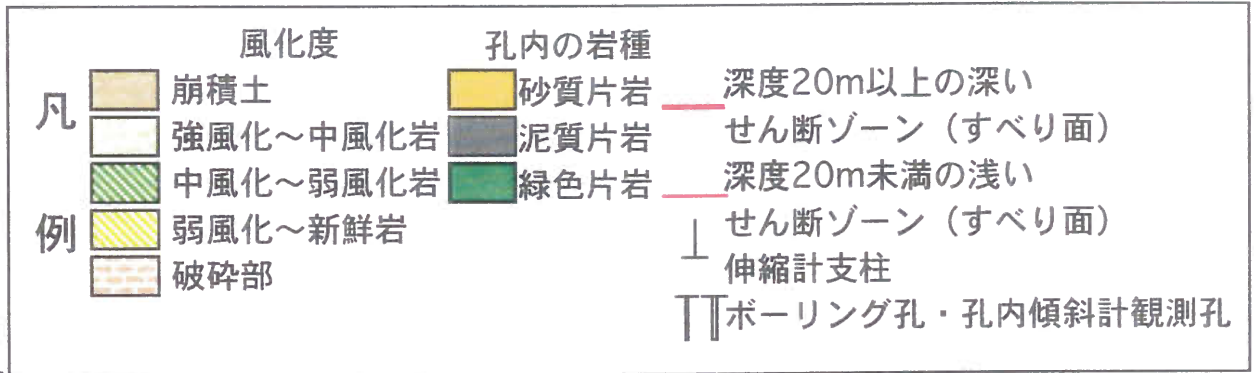
800

1000

1200

1400

水平距離 (m)



ブロック 1

4-26孔

B 2

ブロック 3-1

泥質片岩と綠色片岩の境界

4-25孔

ブロック 2

県道

祖谷川

護岸

ブロック 3-2

ブロック 3-3

図 2.3 伸縮計測線における縦断面図  
(建設省吉野川砂防工事事務所に加筆)

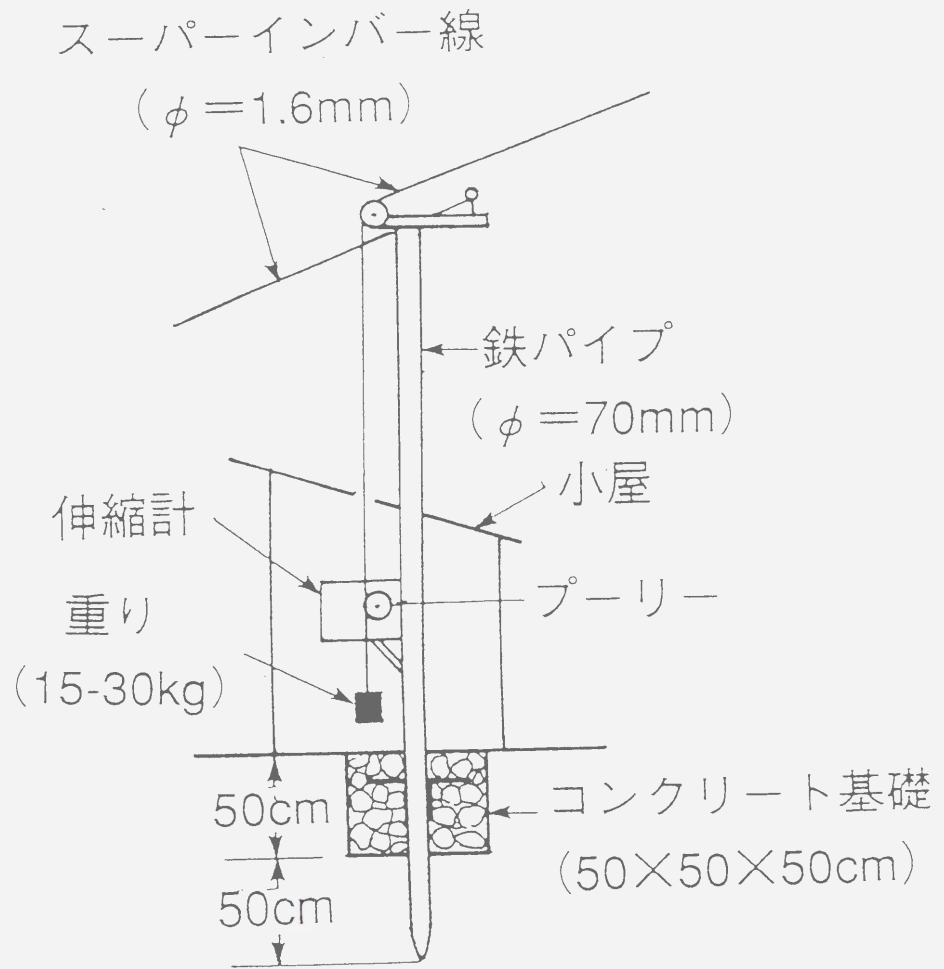


図 3.1 長スパン伸縮計の模式図

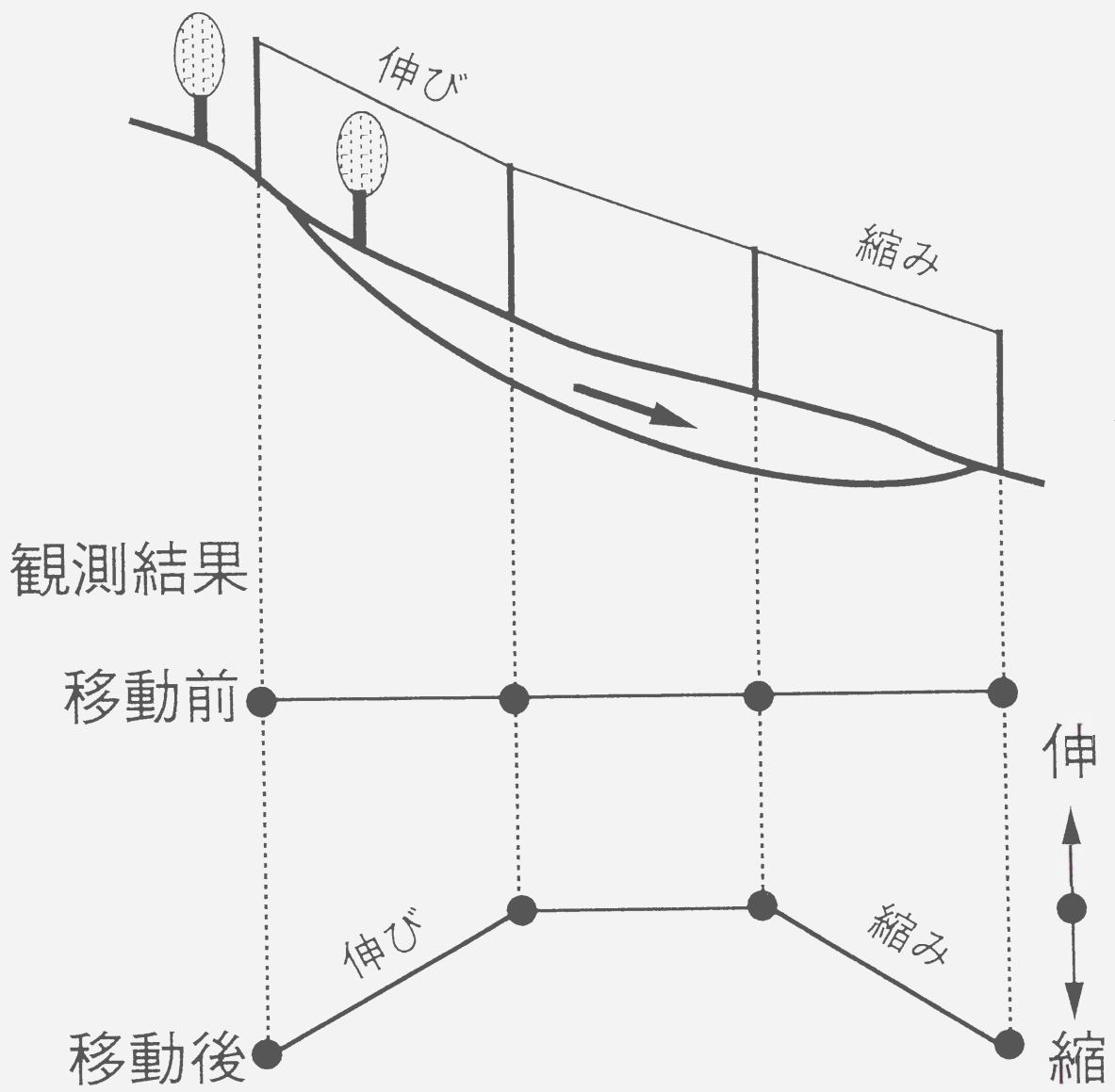


図 3.2 地すべりブロックの移動と伸縮計の観測結果の模式図

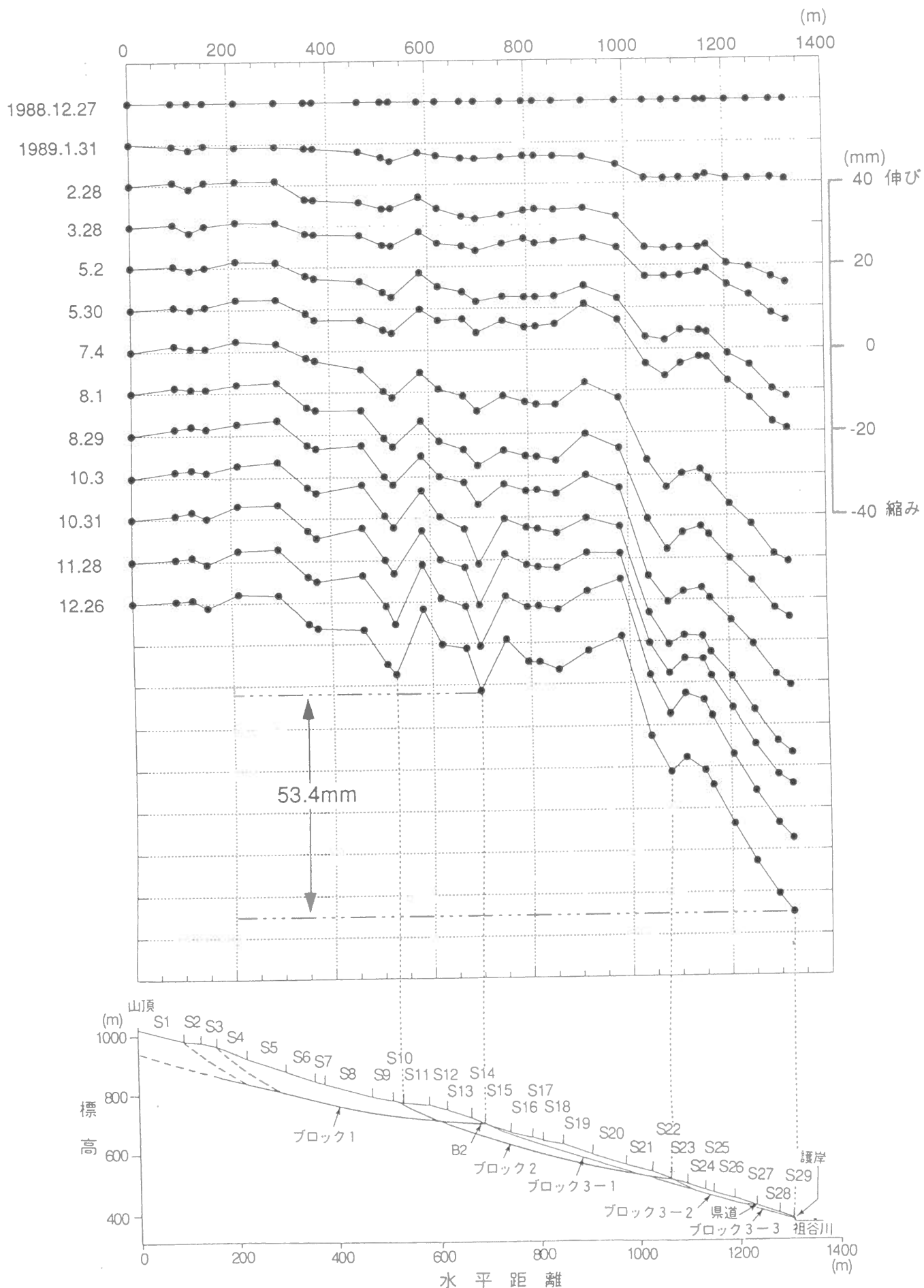


図 3.3 伸縮計の観測結果を累積した例 (1989年)

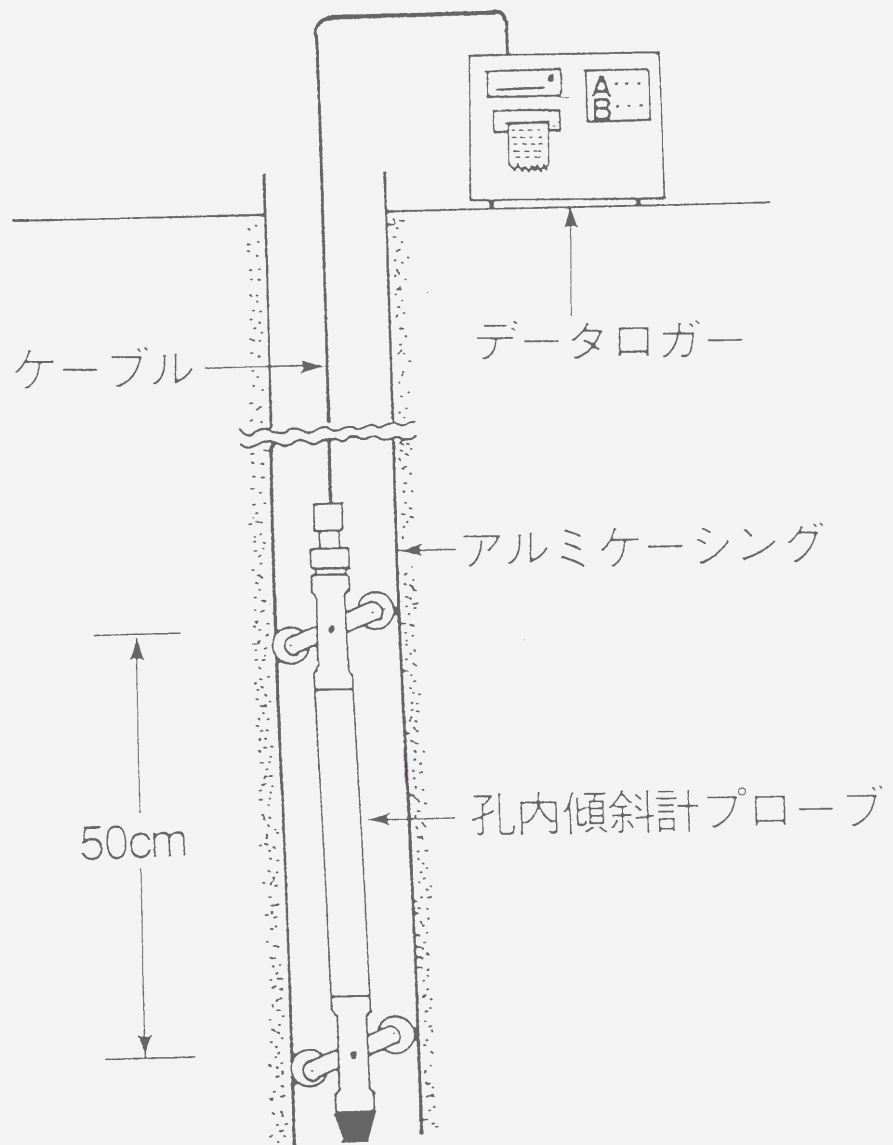


図 3.4 孔内傾斜計による観測方法の模式図



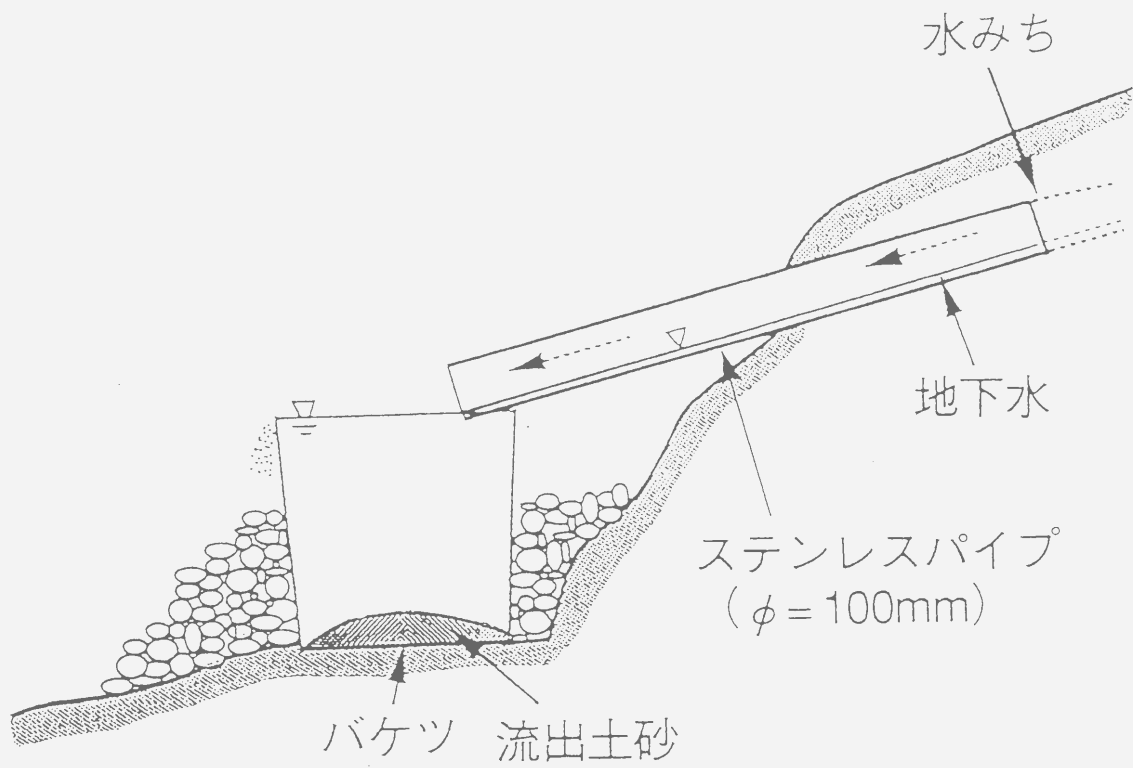


図 3.5 地下侵食土砂採取装置の模式図

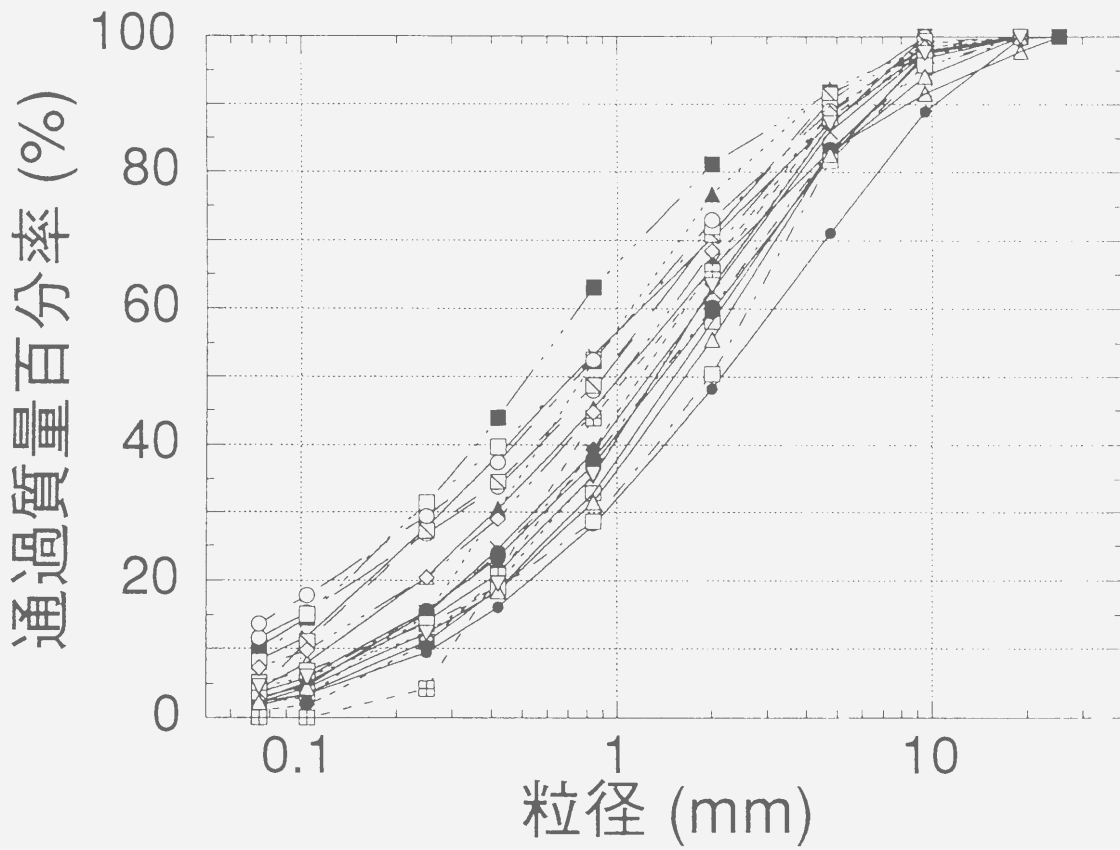


図 3.6 湧水点 1 における流出土砂の粒径加積曲線  
(松永ら, 1993に修正加筆)

- |             |             |            |
|-------------|-------------|------------|
| —●— '90.1-3 | —■— 10      | ---□--- 7  |
| —×— 4       | ---◆--- 11  | —○— 8      |
| —□— 5       | ---▲--- 12  | ---□--- 9  |
| —△— 6       | —▼— '91.1-3 | —◇--- 10   |
| —×— 7       | —○— 4       | —△— 11     |
| —●— 8       | —□— 5       | ---▽--- 12 |
| ---●--- 9   | ---田--- 6   |            |

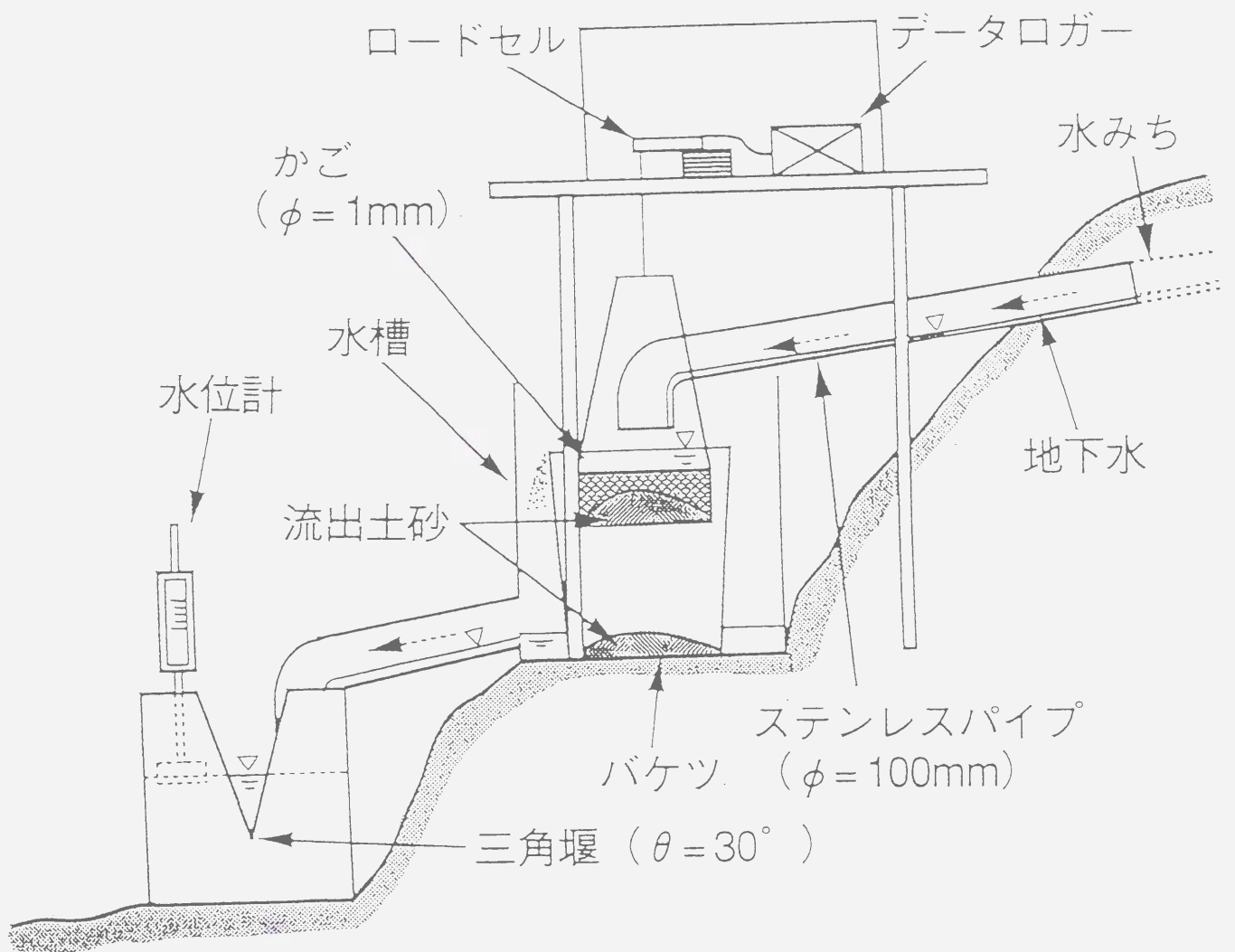


図 3.7 改良した地下侵食土砂採取装置と湧水流量観測用三角堰の模式図

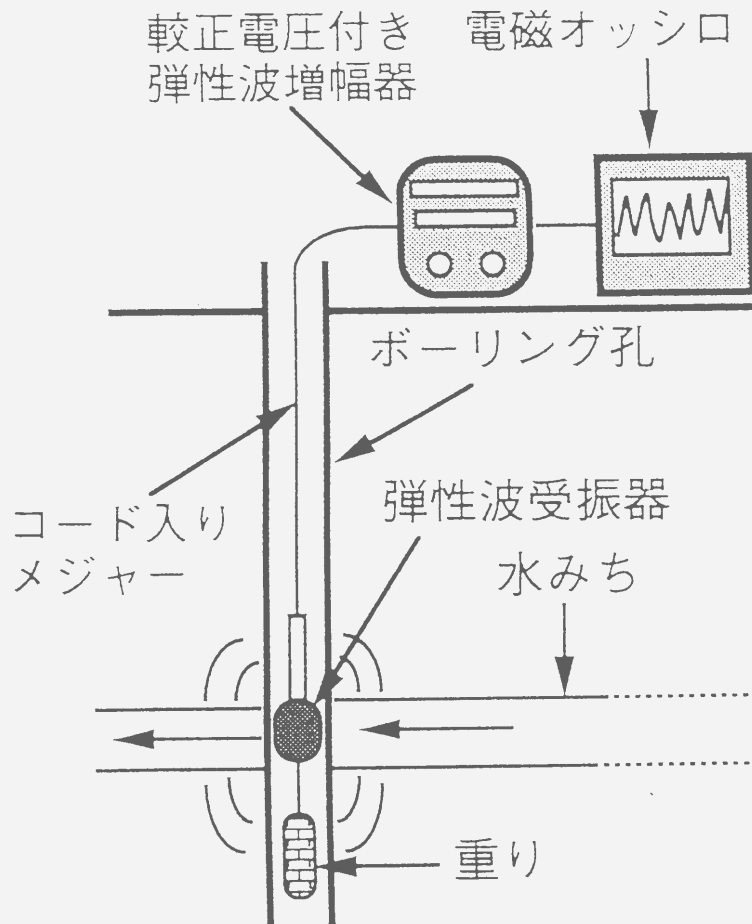


図 3.8 弾性波受振器を利用した地下水流動層探査の模式図

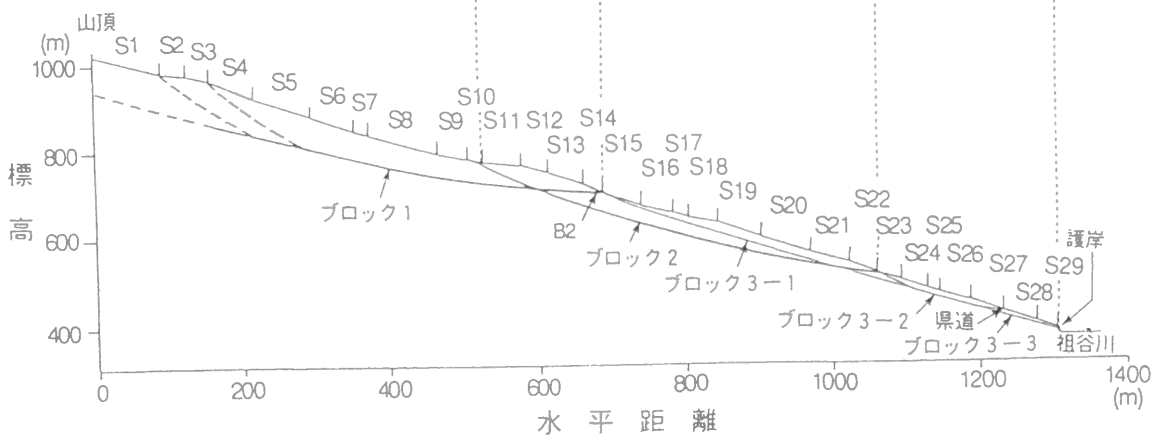
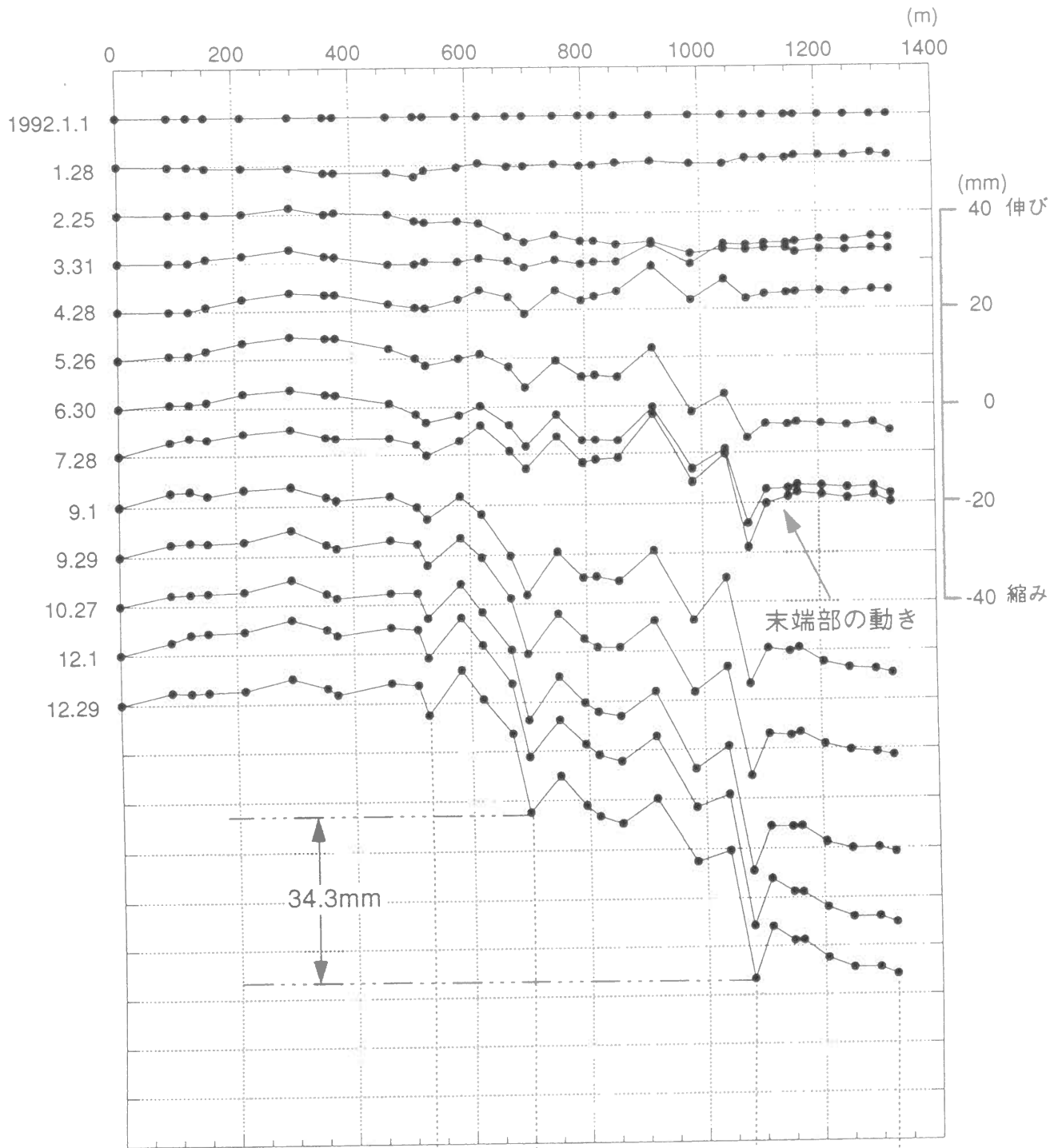


図 4.1 1992年の伸縮計による観測結果の累積

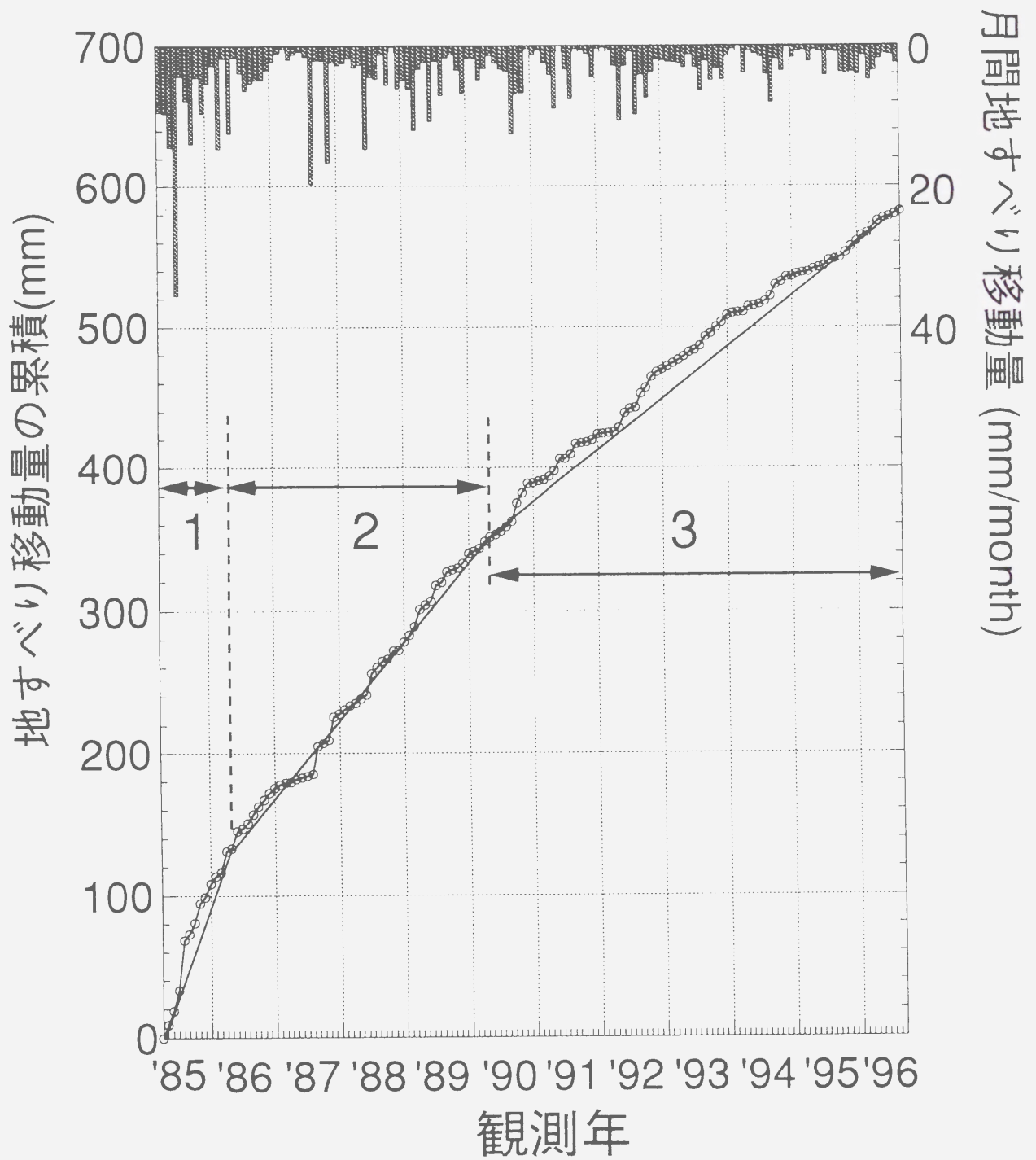


図 4.2 1985年4月から1996年8月までの伸縮計による月間地すべり移動量 (S 1 4 下端)

■ 月間移動量, —○— 累積移動量

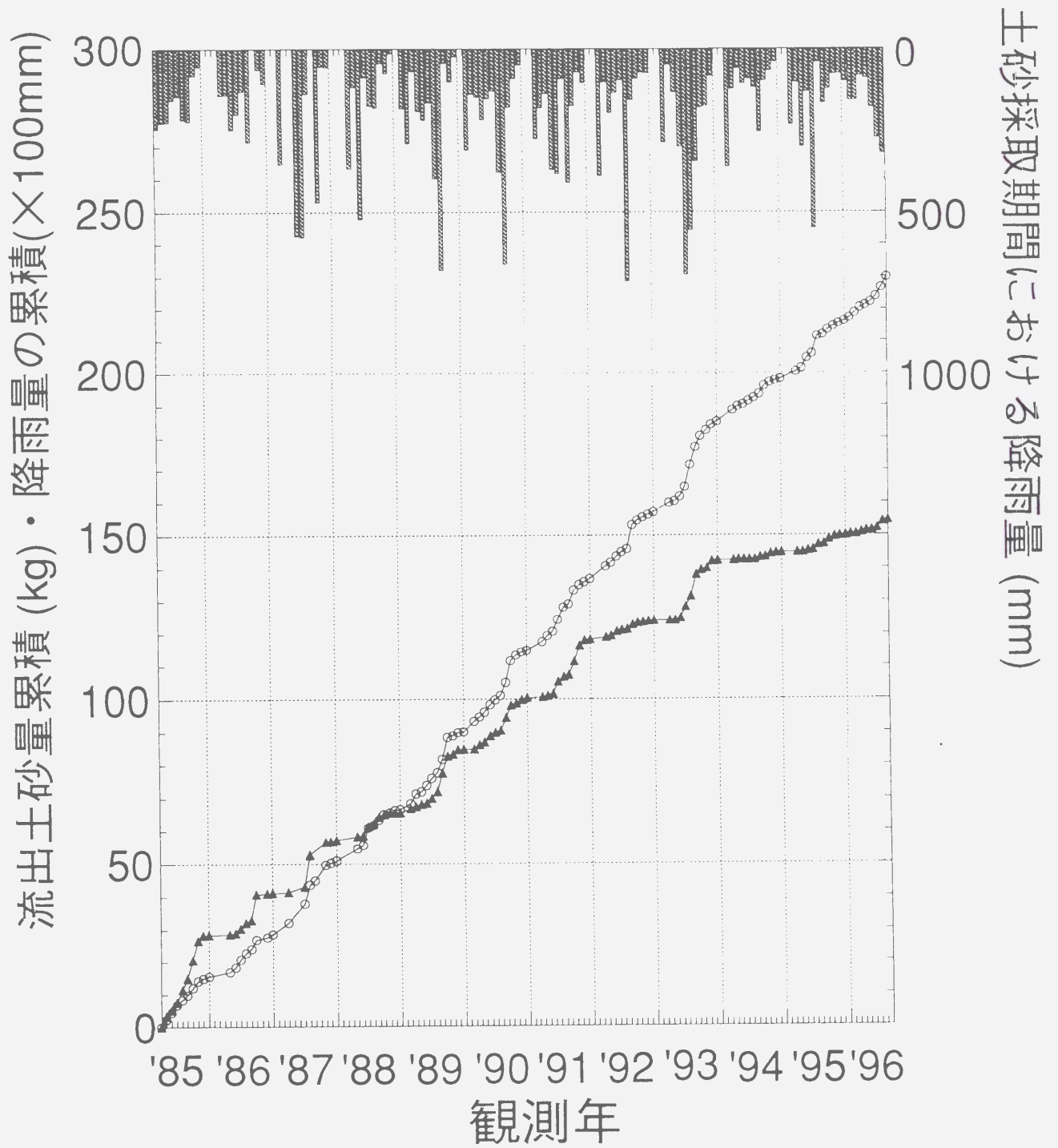


図 4.3 1985年4月から1996年8月までの月間降雨量と月間流出土砂量の観測結果

- 土砂採取期間における降雨量
- 降雨量の累積,
- ▲— 流出土砂量の累積

深度(m)

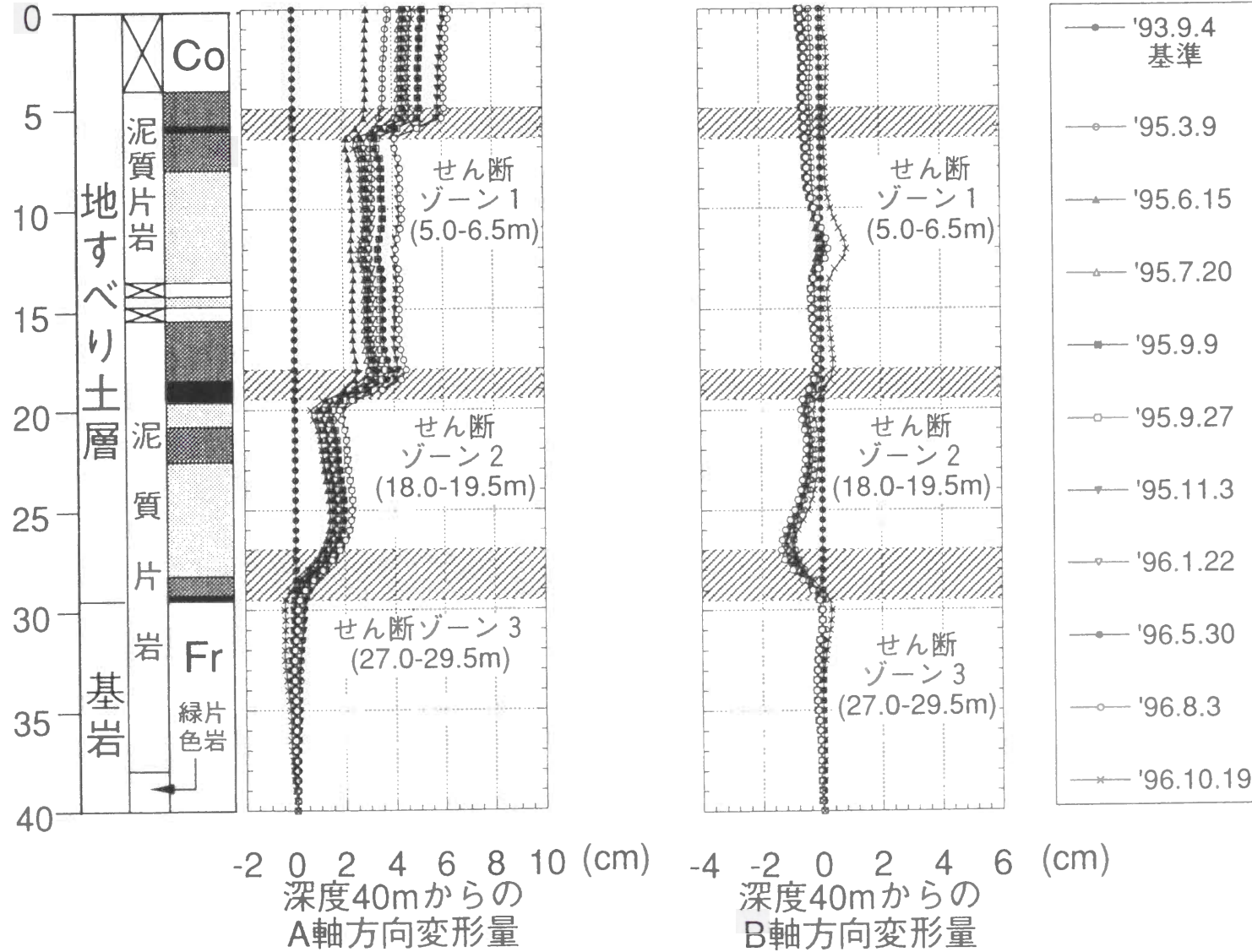


図4.4 4-25孔の孔内傾斜計による観測結果  
(1993年9月4日—1996年10月19日)



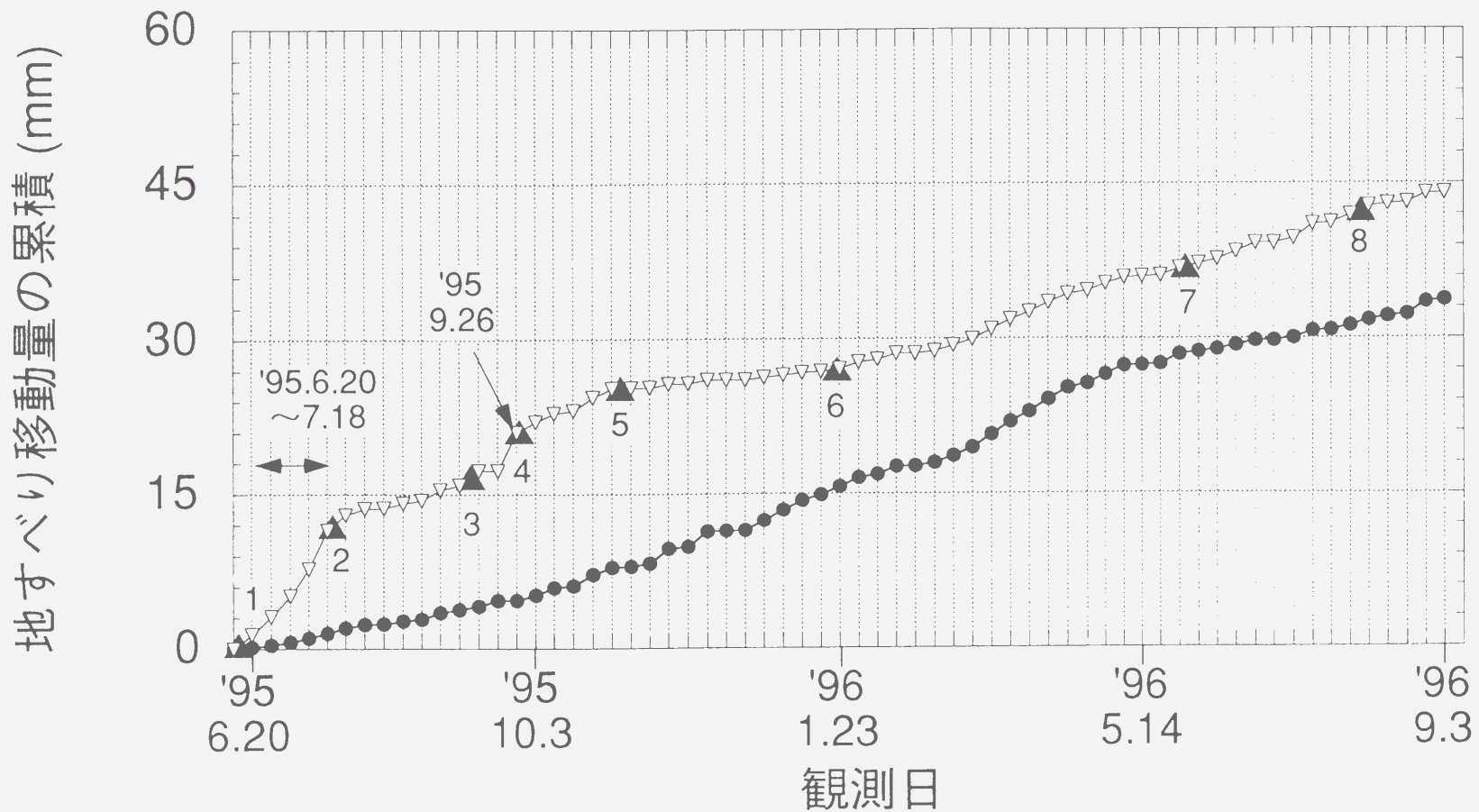


図 4.5 1995年6月20日から1996年9月3日までの週間地すべり移動量 (4-25孔)

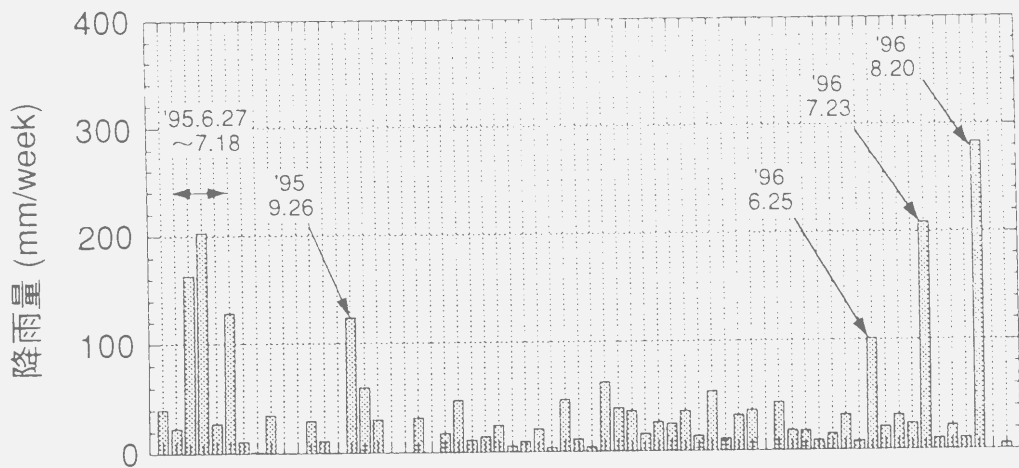
▲ 孔内傾斜計観測結果

1: '95.6.15 2: '95.7.20 3: '95.9.9 4: '95.9.27

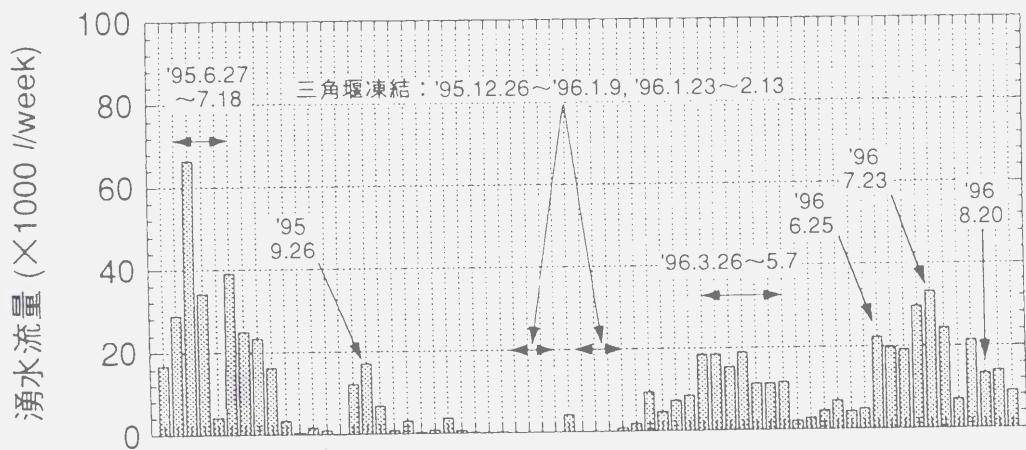
5: '95.11.3 6: '96.1.22 7: '96.5.30 8: '96.8.3

●—伸縮計観測結果, —▽—補間結果

(a)



(b)



(c)

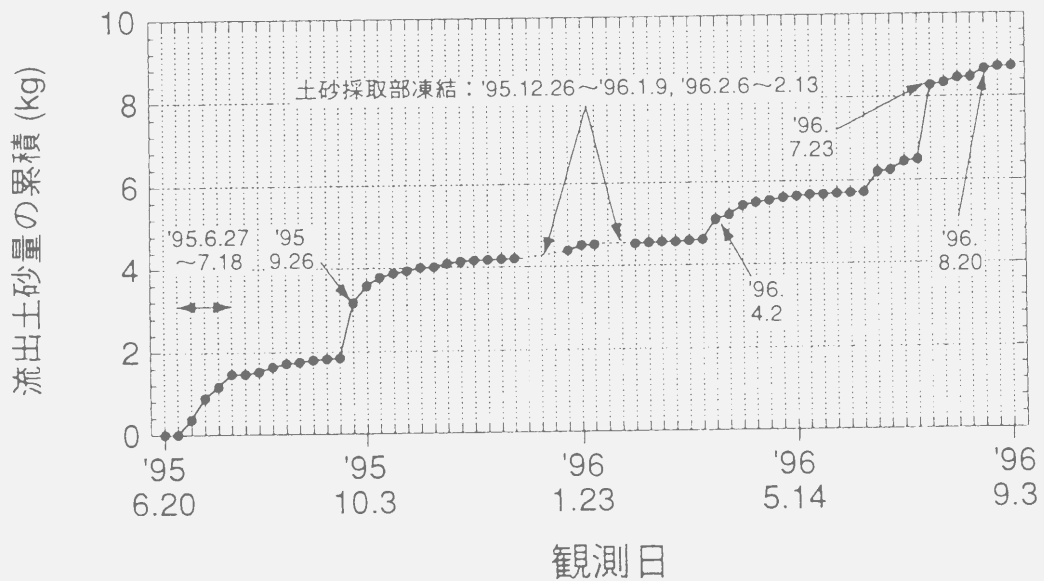


図 4.6 1995年6月20日から1996年9月3日までの週間降雨量, 週間湧水流量, 週間流出土砂量の観測結果  
(a) 降雨量, (b) 湧水流量, (c) 流出土砂量

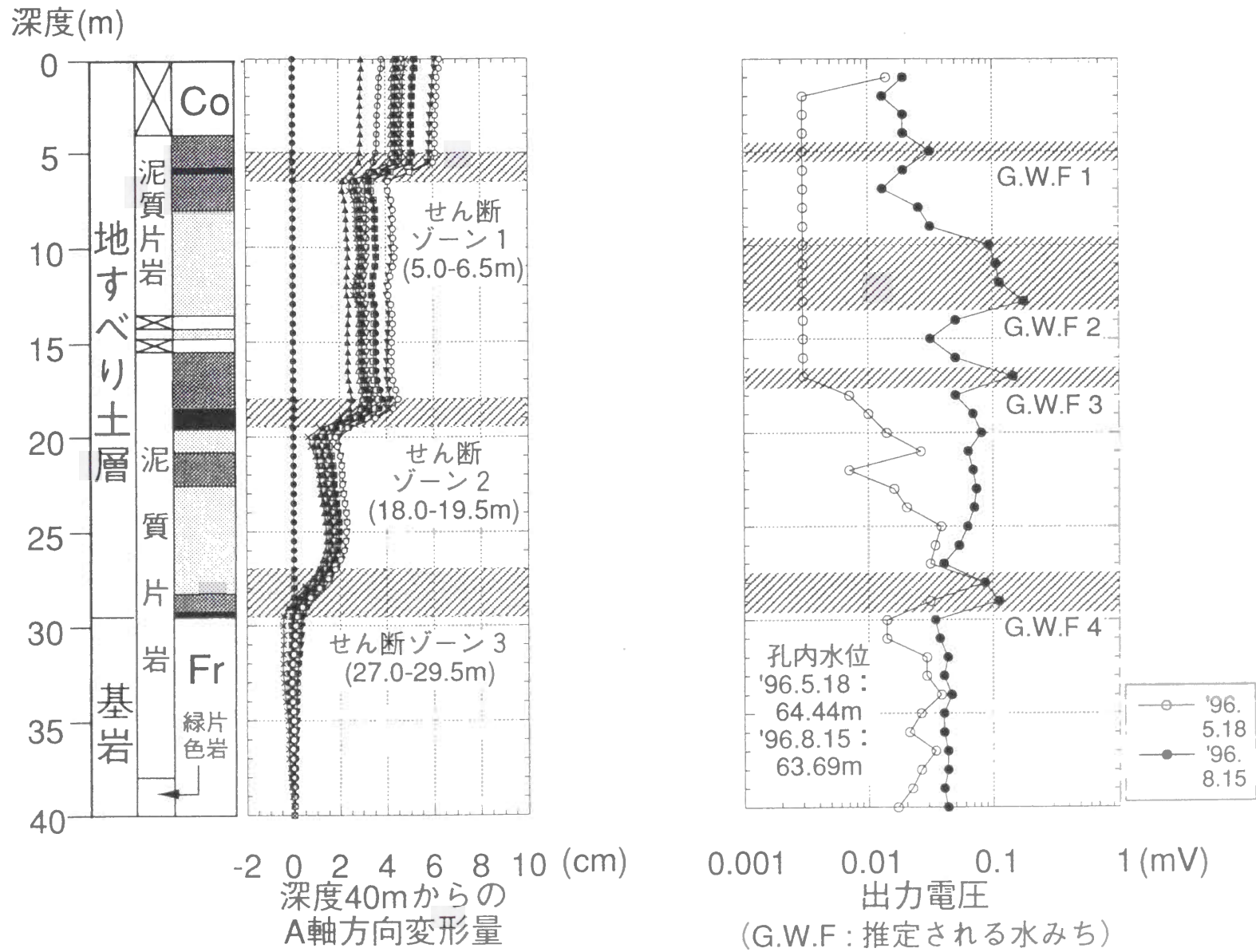


図4.7 4-25孔における地下水流動層探査結果

深度 (m)

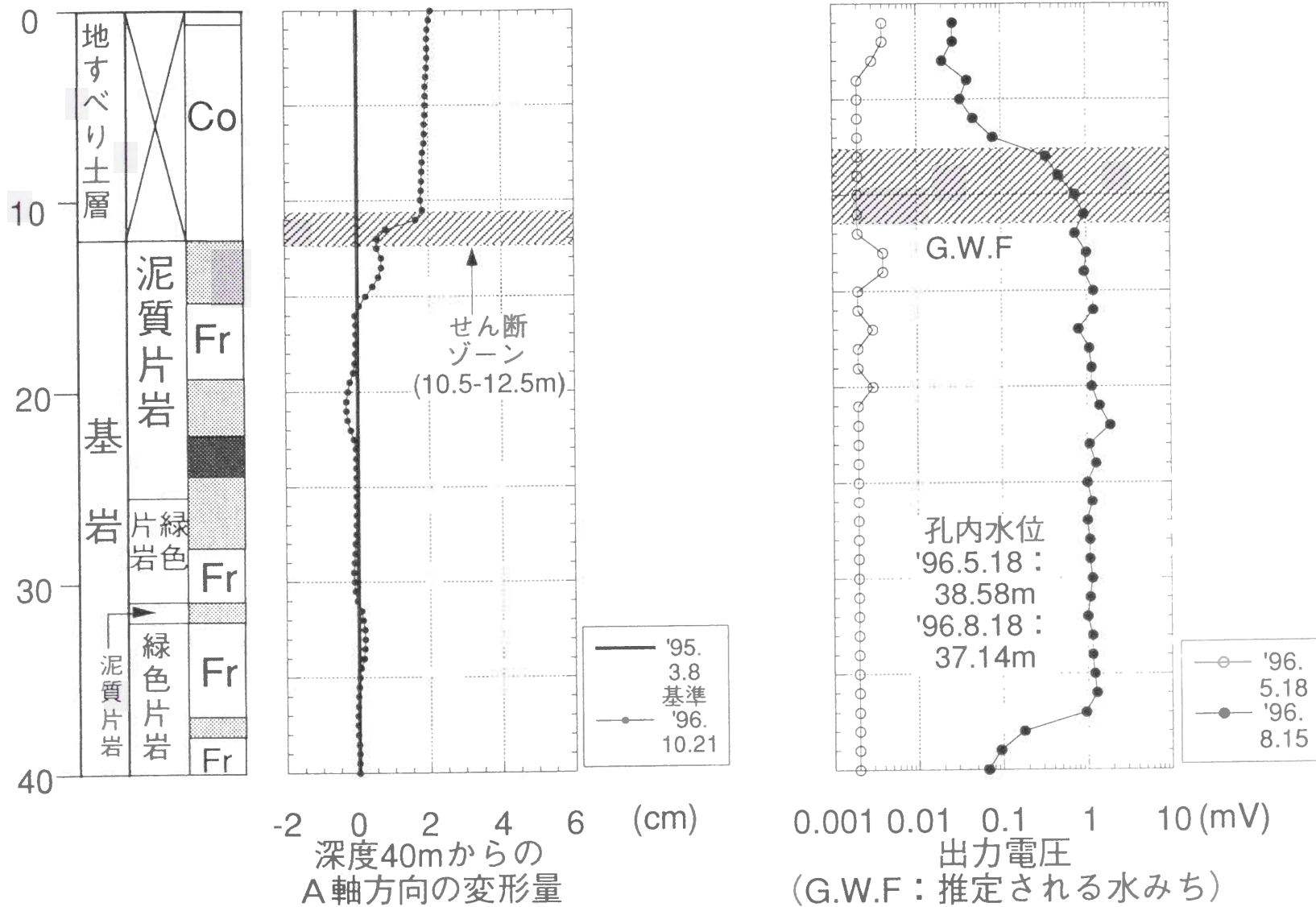


図4.8 4-24孔における地下水流動層探查結果

深度 (m)

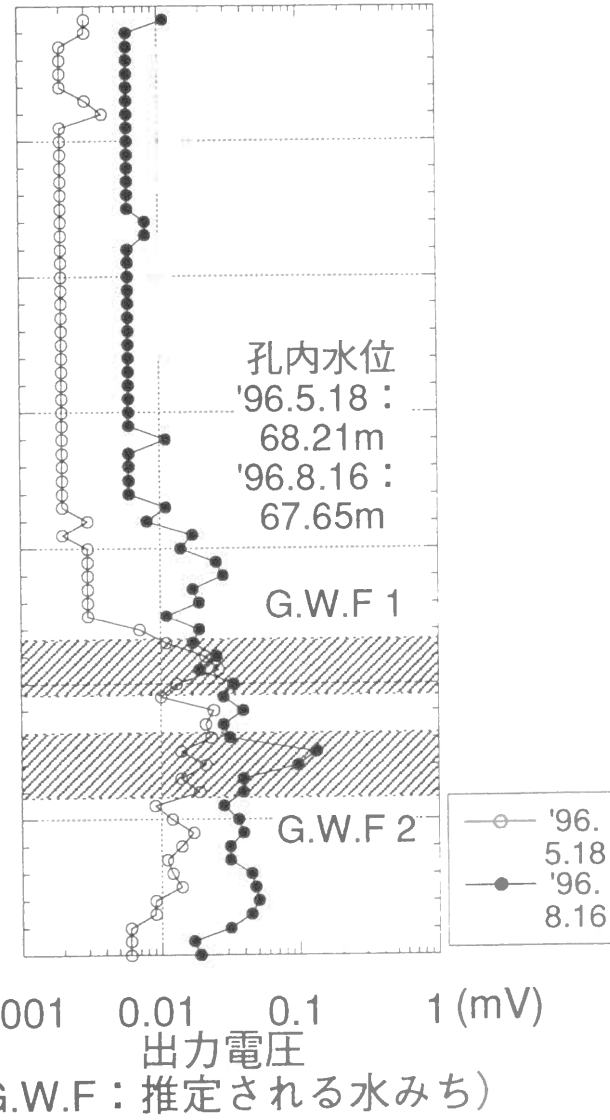
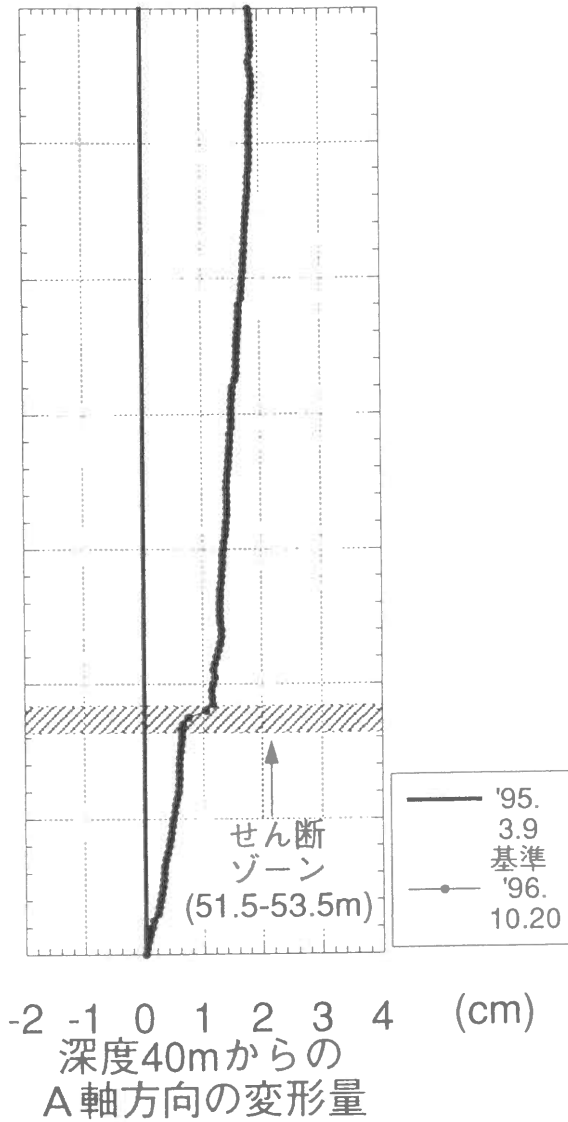
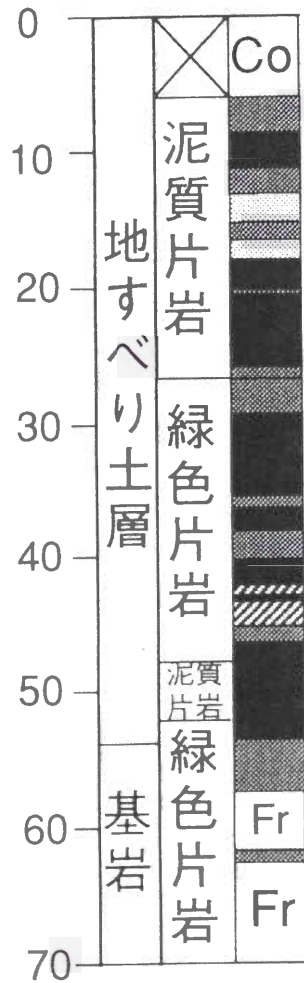
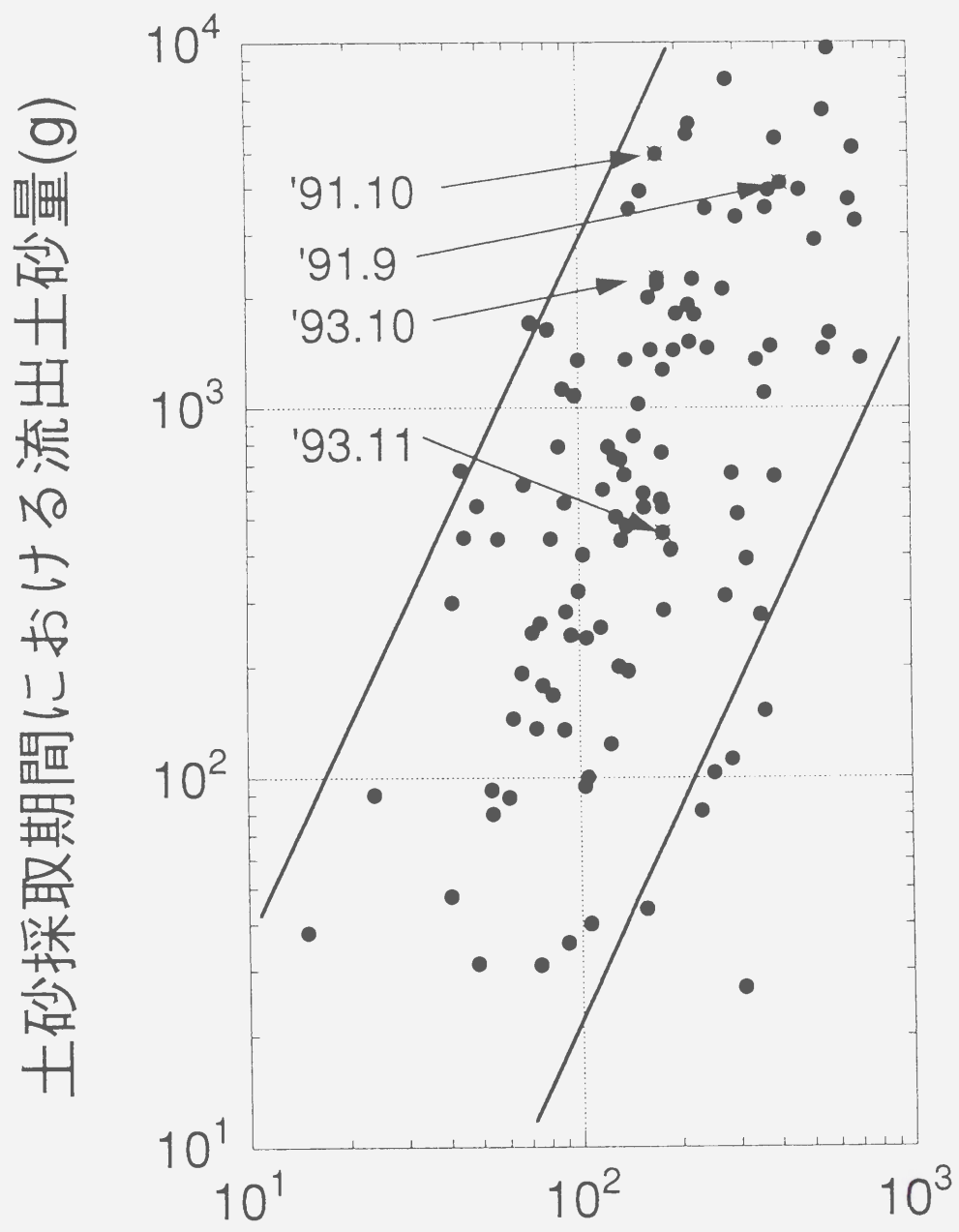


図 4.9 4-26孔における地下水流動層探査結果



土砂採取期間における流出土砂量(g)

土砂採取期間における降雨量(mm)

図 5.1 1985年4月から1996年9月までの降雨量と流出土砂量の関係

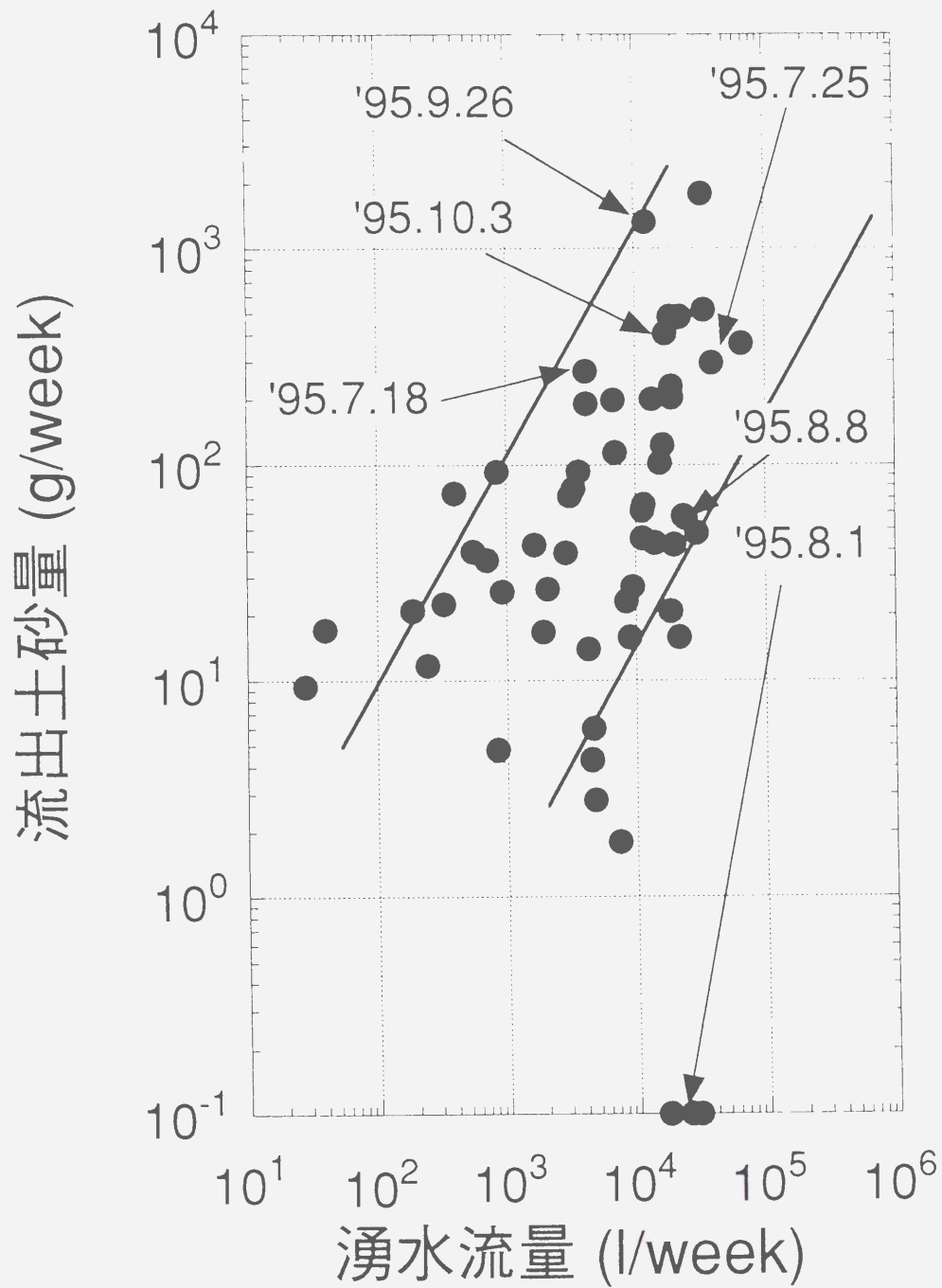


図 5.2 1995年6月20日から1996年9月3日までの湧水流量と流出土砂量の関係

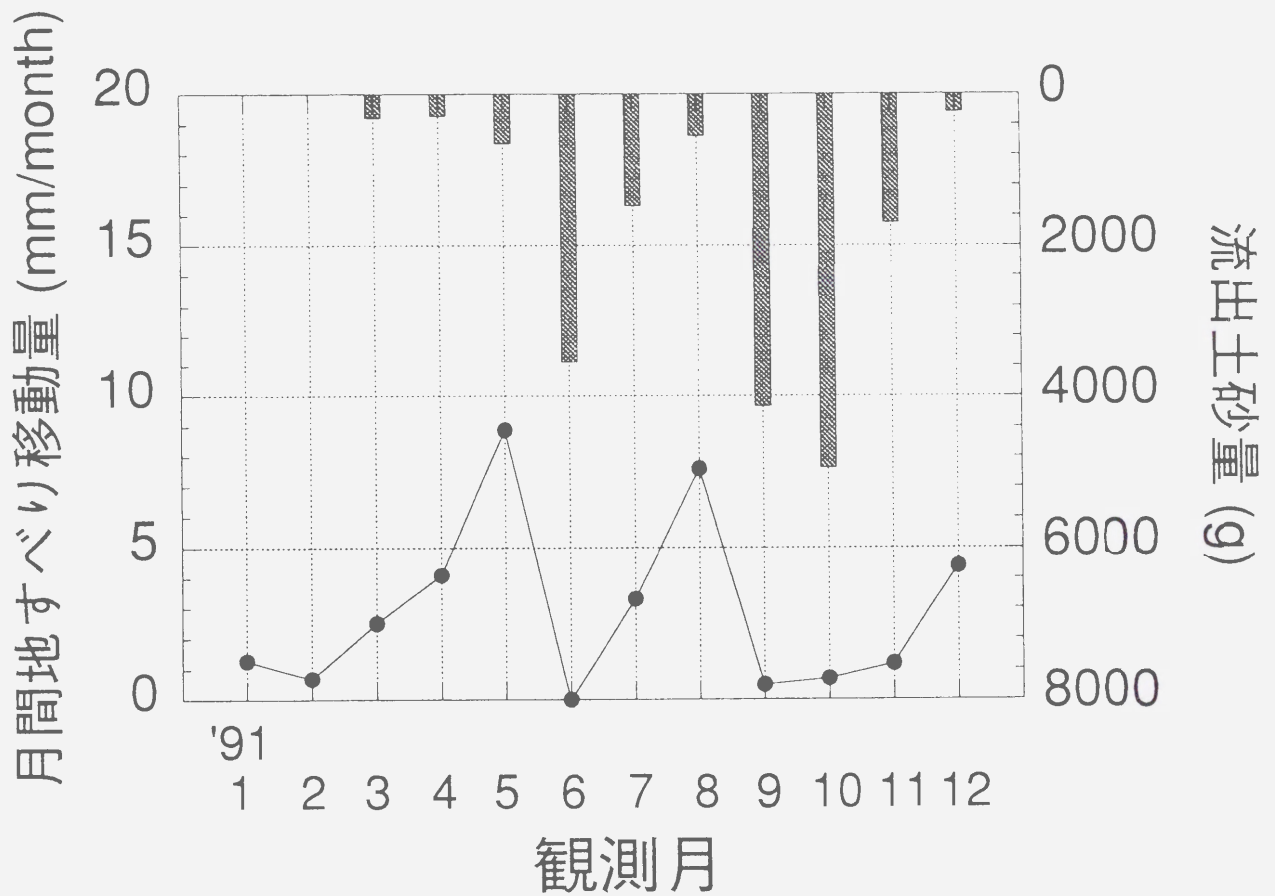


図 5.3 1991年の月間地すべり移動量と流出土砂量の経時変化

- 流出土砂量 (4~12月は毎月計測したもの, 3月は1~3月分を累積したもの)
- 月間地すべり移動量



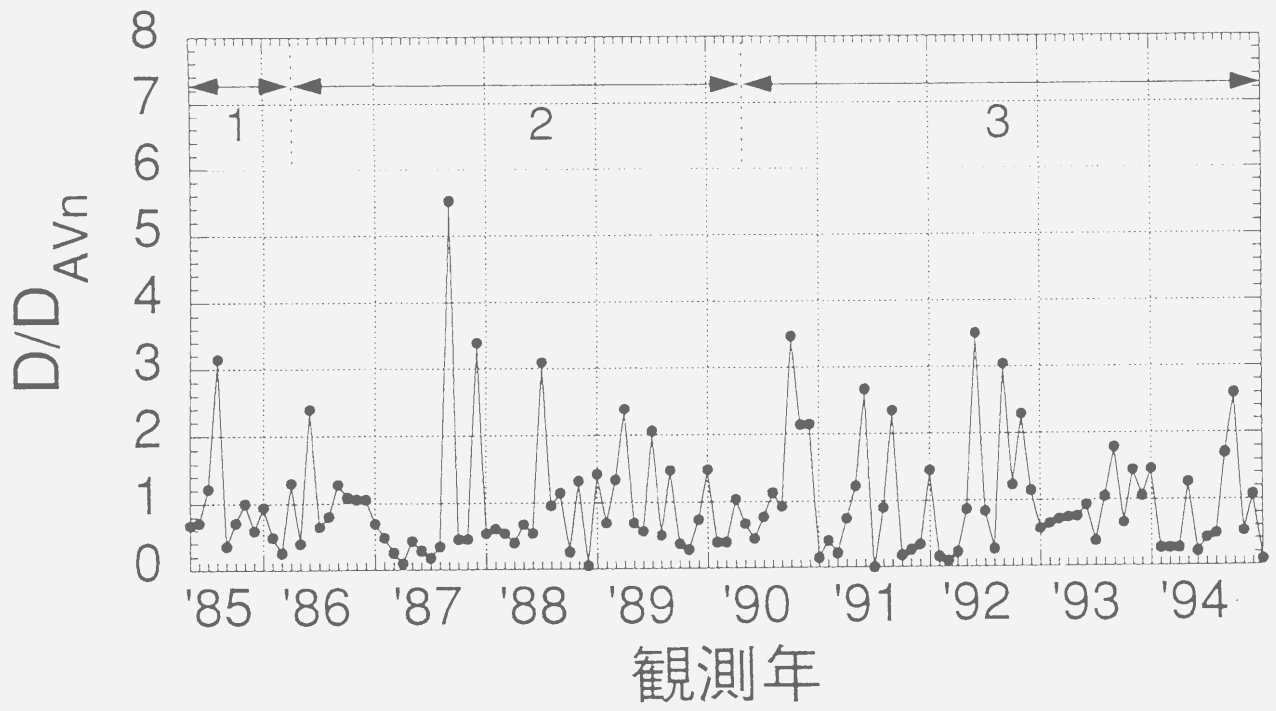
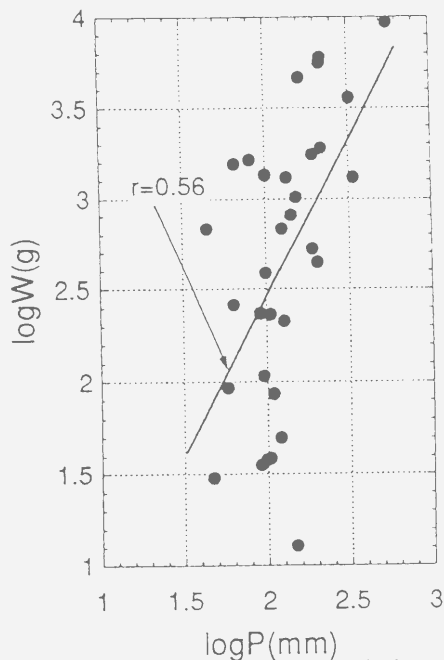
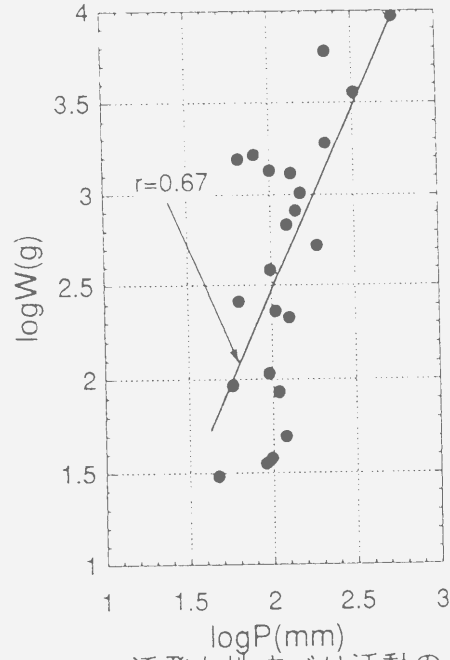


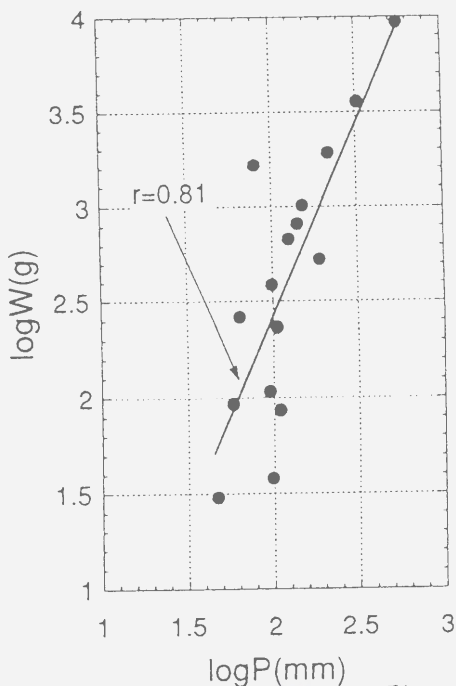
図 5.4 1985年4月から1994年12月までの伸縮計による地すべり移動量比 ( $D/D_{AVn}$ ) の経時変化



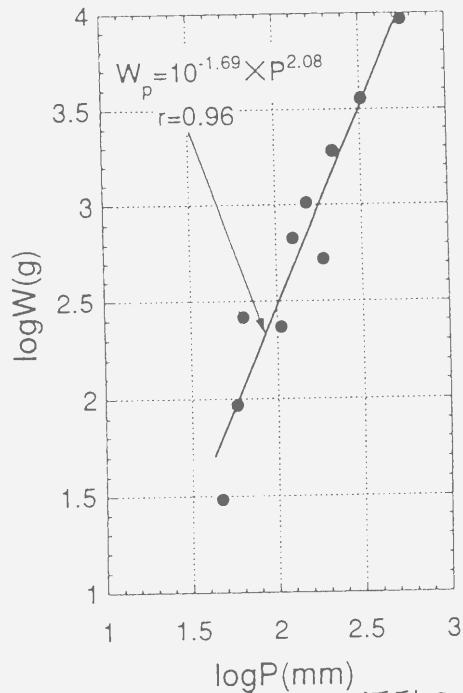
(a) 活発な地すべり活動の1ヶ月後以上経過した場合



(b) 活発な地すべり活動の2ヶ月後以上経過した場合



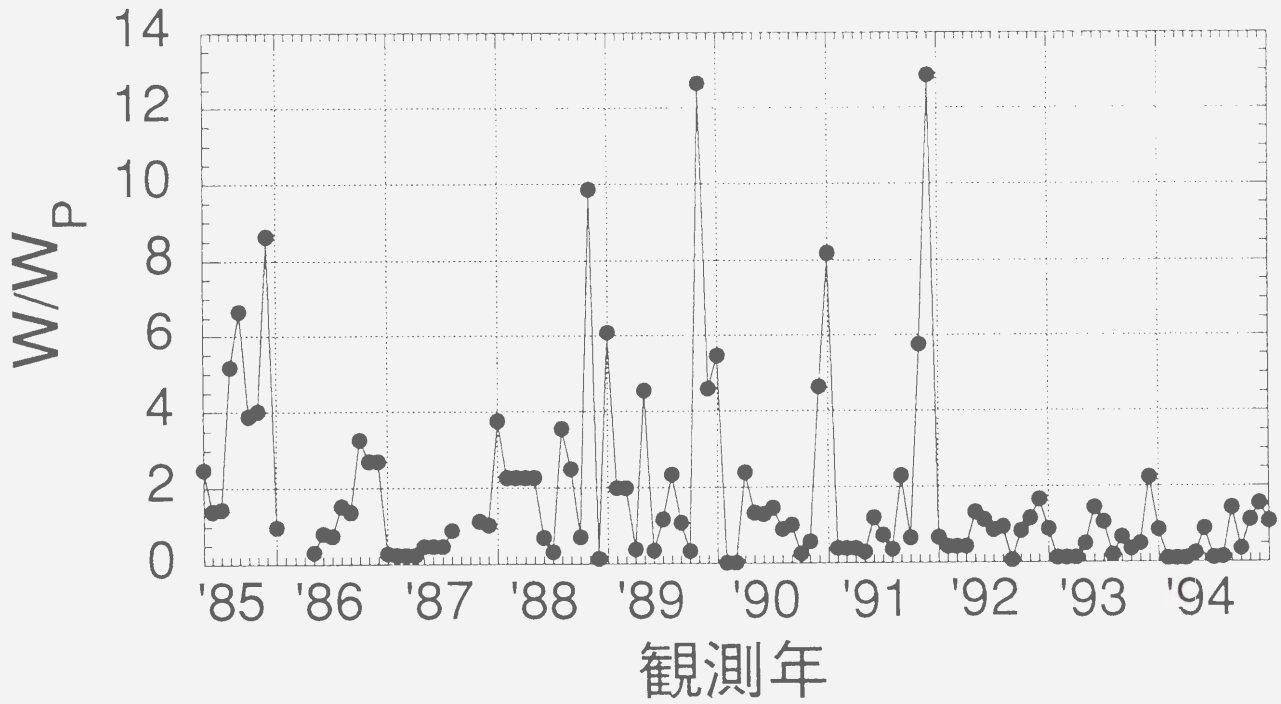
(c) 活発な地すべり活動の3ヶ月後以上経過した場合



(d) 活発な地すべり活動の4ヶ月後以上経過した場合

図5.5 降雨のみに依存する流出土砂量の推定 (1985年4月—1994年12月)

W : 土砂採取期間における30日あたりの流出土砂量 (g),  
P : 土砂採取期間における30日あたりの降雨量 (mm),  
 $W_p$  : 土砂採取期間における30日あたりの流出土砂量 (g)  
r : 相関係数



(1 ~ 3月 (1990年は1 ~ 2月) : 平均値)

図5.6 1985年4月から1994年12月までの降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比 ( $W/W_p$ ) の経時変化

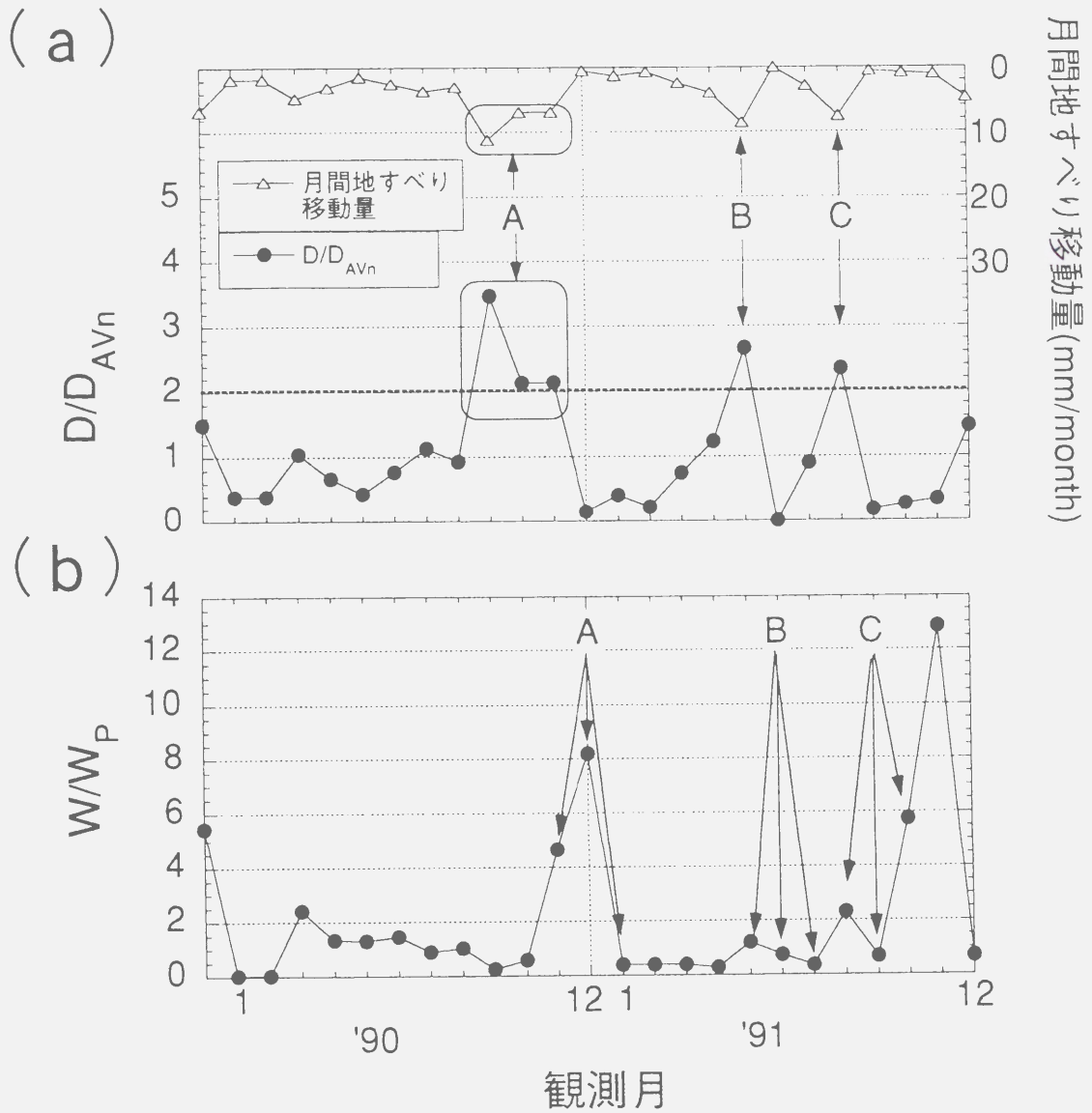
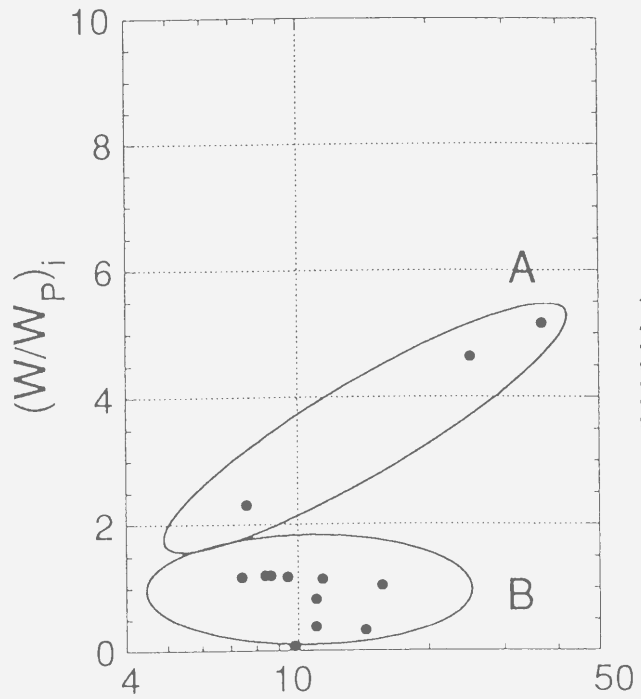


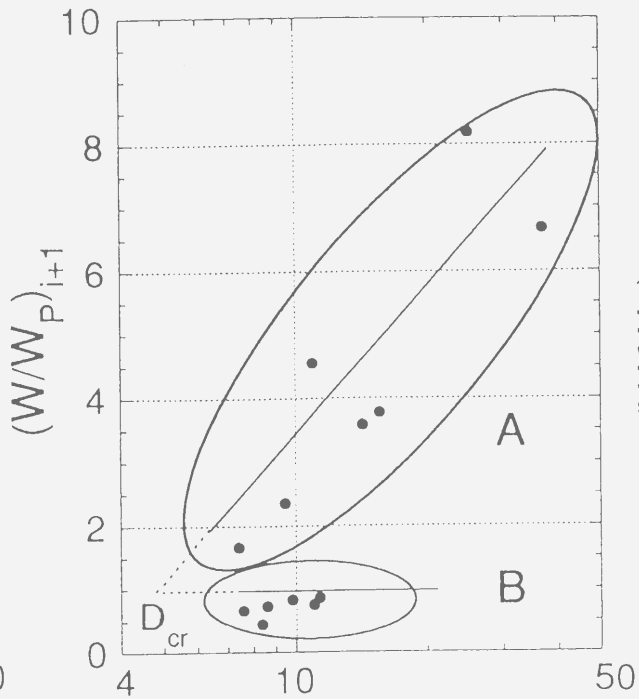
図 5.7 活発な活動時の地すべり移動量と $W/W_p$ の比較の例 (1990年—1991年)

(a) 地すべり移動量比と月間地すべり移動量の経時変化, (b) 流出土砂量比の経時変化

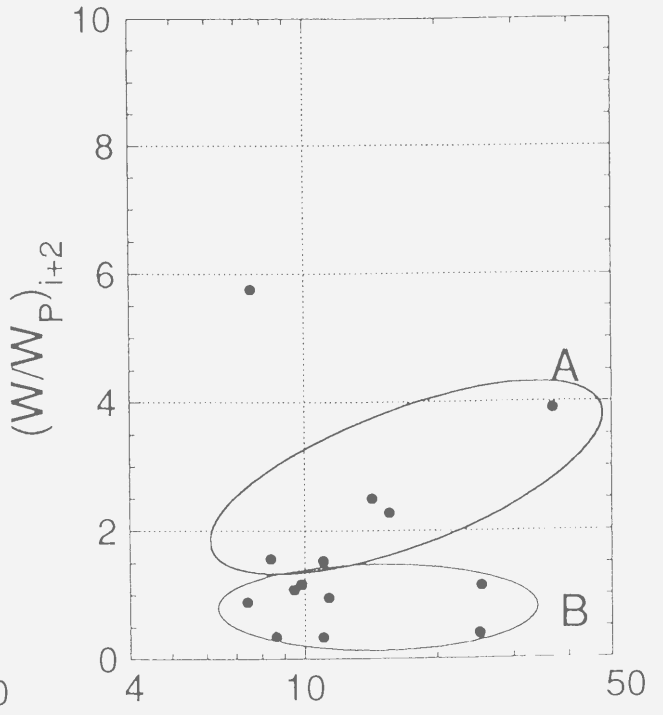
$D/D_{AVn}$ : 地すべり移動量比,  $W/W_p$ : 降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比 (1~3月は平均値)



活発な地すべりの活動時の移動量(mm)  
(a) 活発な活動時



活発な地すべりの活動時の移動量(mm)  
(b) 活発な活動の1ヶ月後



活発な地すべりの活動時の移動量(mm)  
(c) 活発な活動の2ヶ月後

図5.8 活発な地すべり活動時における地すべり移動量と  $(W/W_p)_i$  の関係  
 $(W/W_p)_i$  : 降雨量観測結果に基づいた流出土砂量比 (添字の"i"は活発な活動時, "i+1"は活発な活動の1ヶ月後, "i+2"は活発な活動の2ヶ月後), A: 降雨の他に移動も起因した流出土砂量がある場合, B: 降雨のみに起因した流出土砂がある場合,  $D_{cr}$ : 限界移動量)

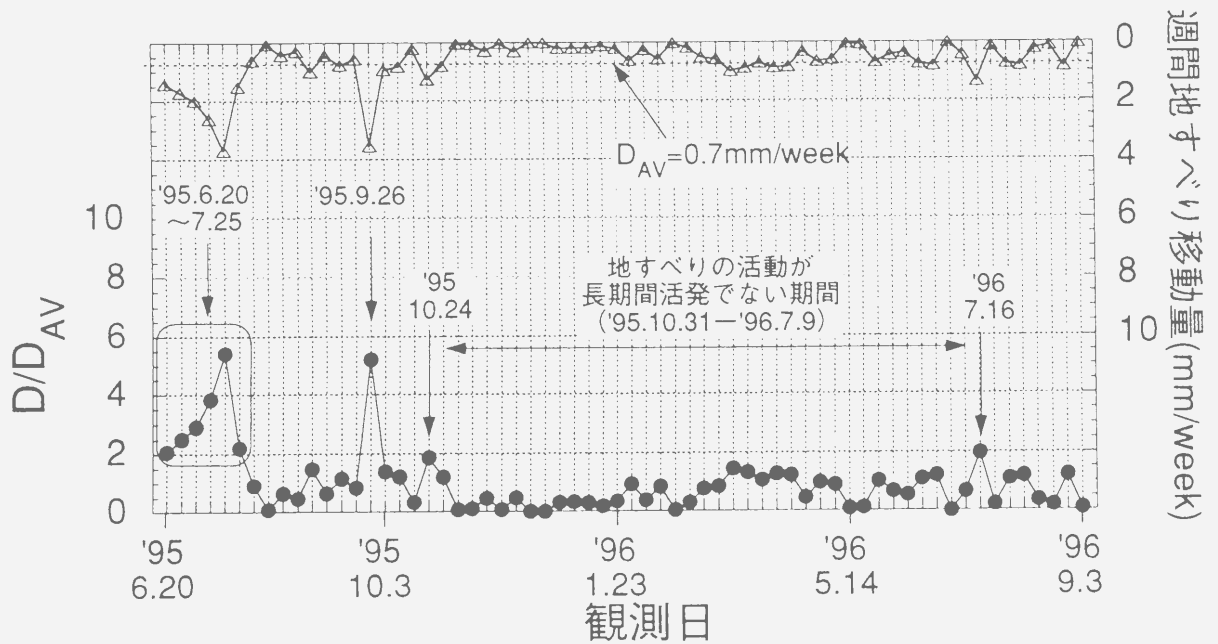


図 5.9 1995年6月20日から1996年9月3日までの孔内傾斜計による地すべり移動量と地すべり移動量比 ( $D/D_{AV}$ ) の経時変化  
 —△— 地すべり移動量, —●—  $D/D_{AV}$  (地すべり移動量比)  $D_{AV}$ : 平均週間地すべり移動量

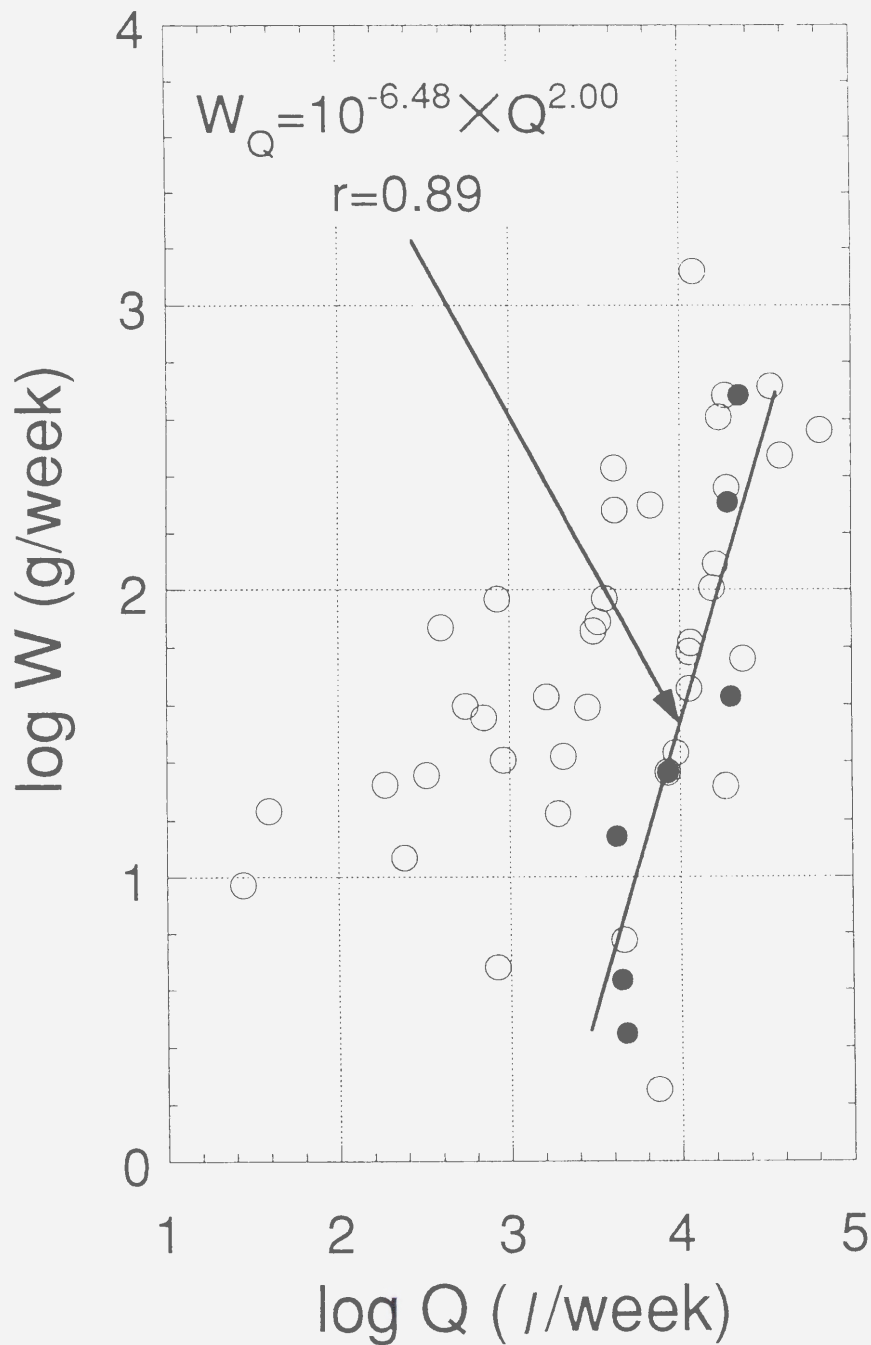


図 5.10 湧水流量のみに依存する流出土砂量の推定  
 ○ : '95.6.21-'96.5.21, ● : '96.5.28-7.9  
 Q : 観測された週間湧水流量 (l/week) , W : 観測された週間流出土砂量 (g/week) ,  $W_Q$  : 湧水流量のみに依存する流出土砂量 (g/week) , r : 相関係数

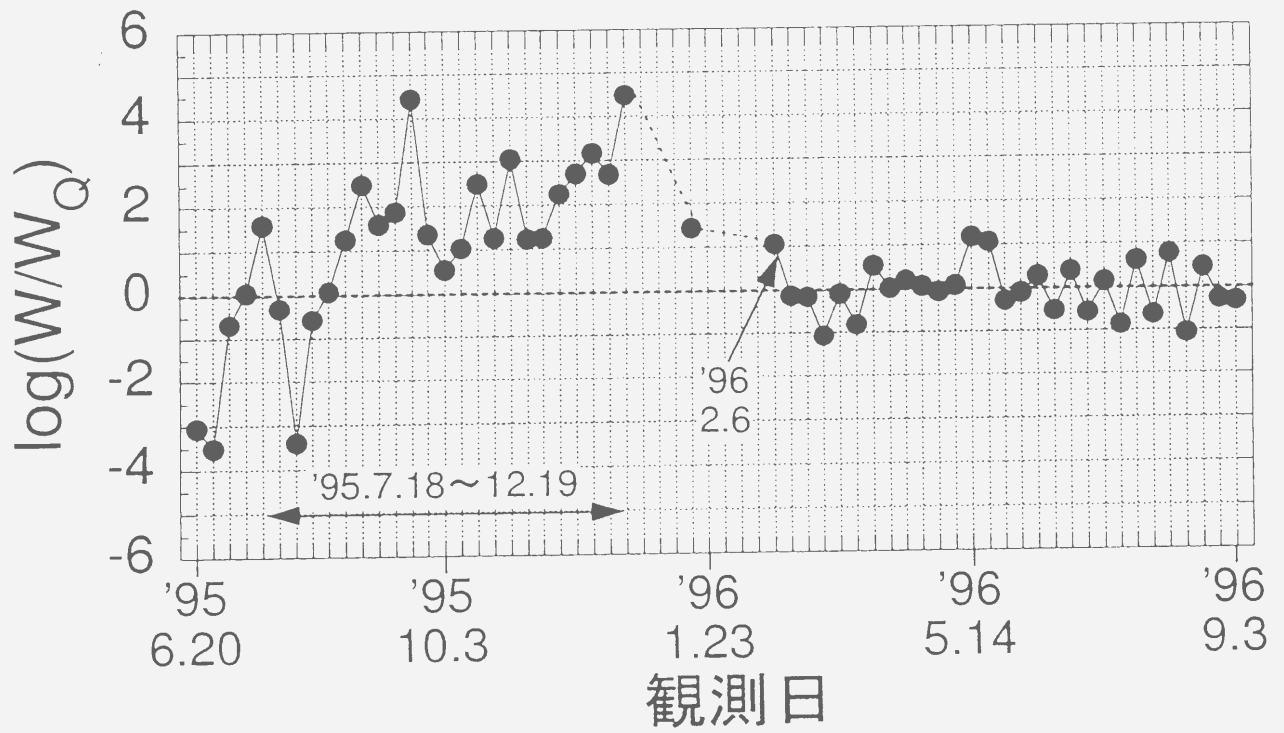


図 5.1 1 1995年6月20日から1996年9月3日までの湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比 ( $W/W_Q$ ) の経時変化



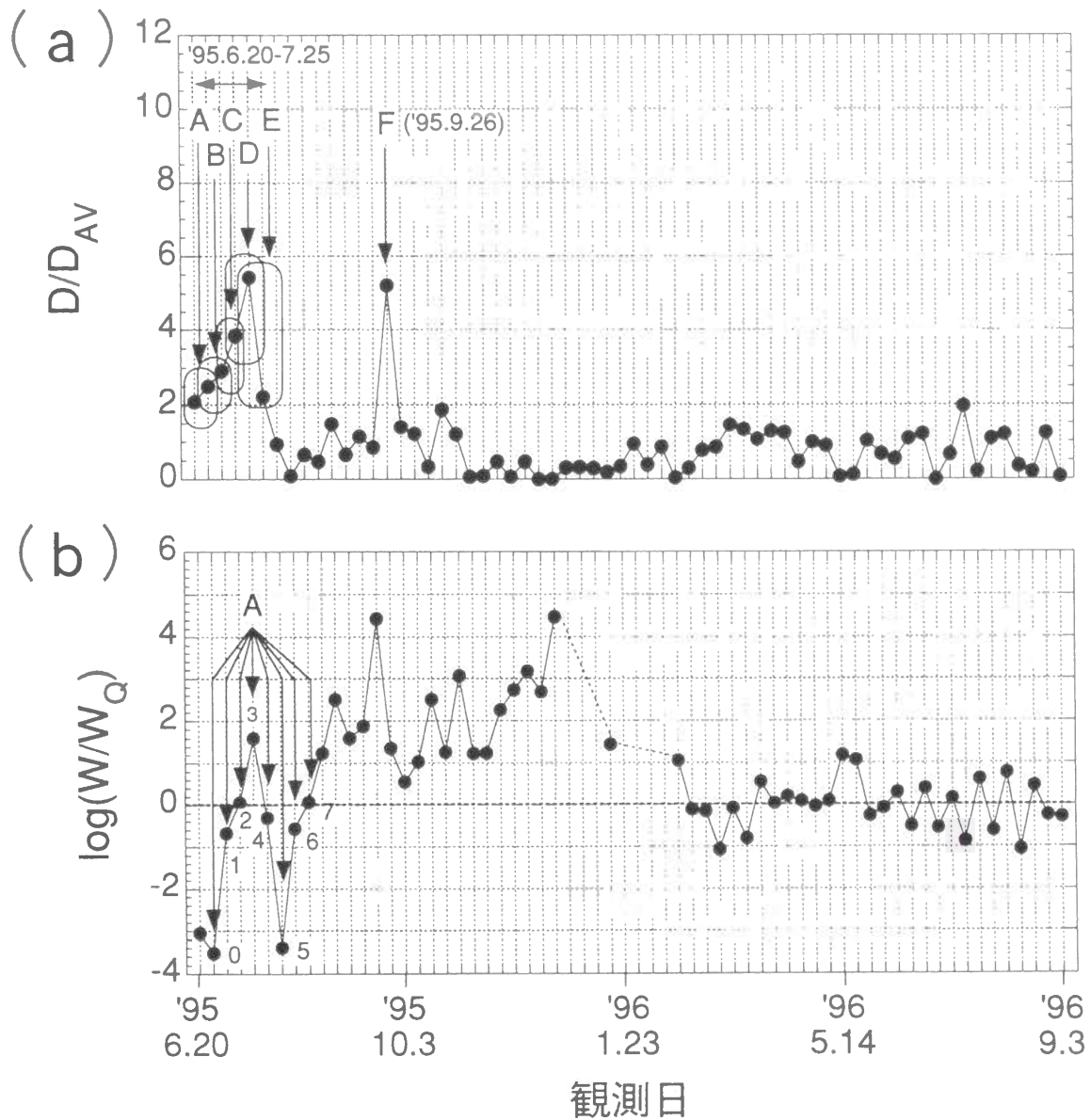


図 5.1.2 活発な地すべり活動時における地すべり移動量と  $W/W_Q$  の比較  
 $D/D_{AV}$  : 地すべり移動量比,  $W/W_Q$  : 湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比

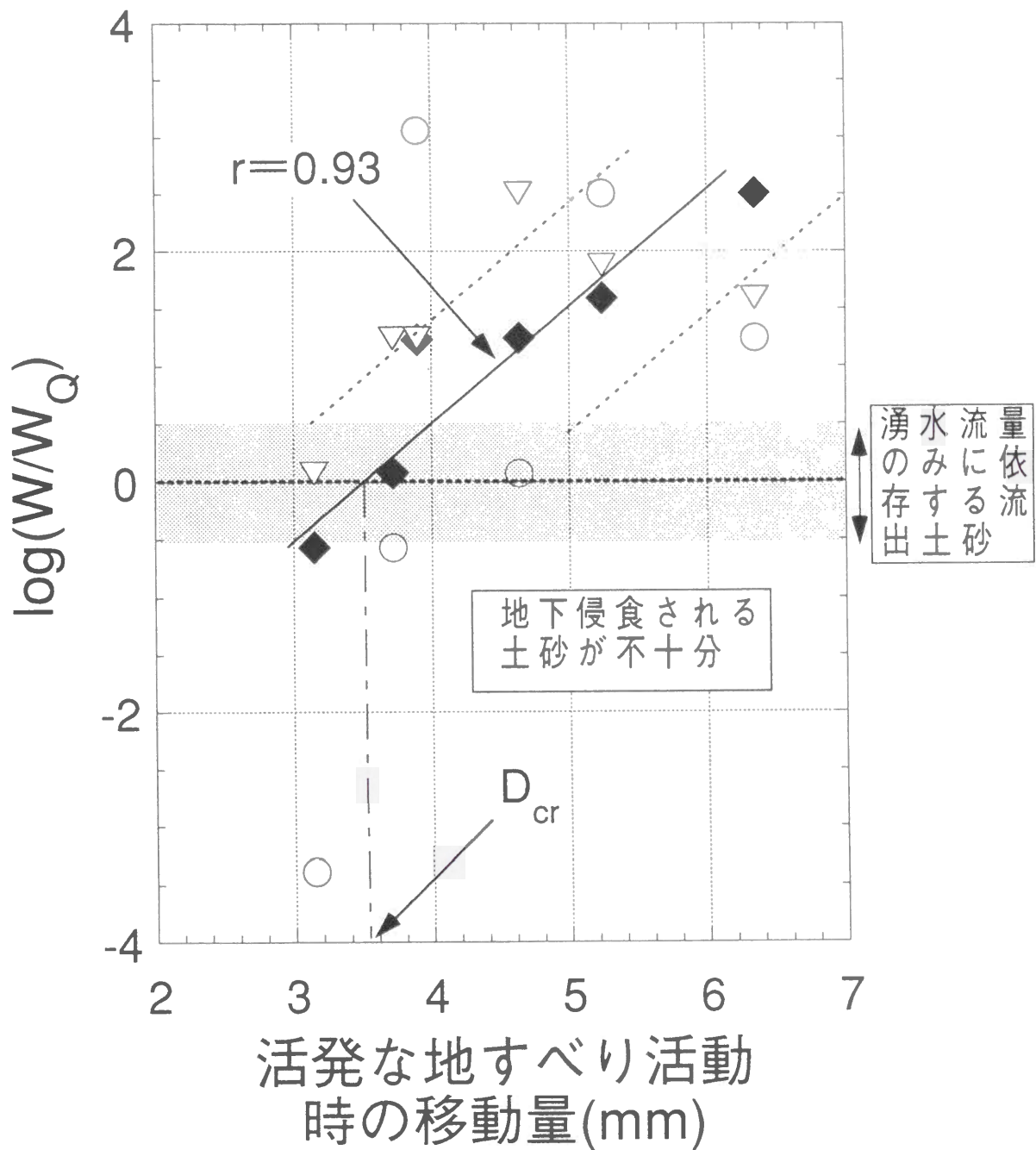
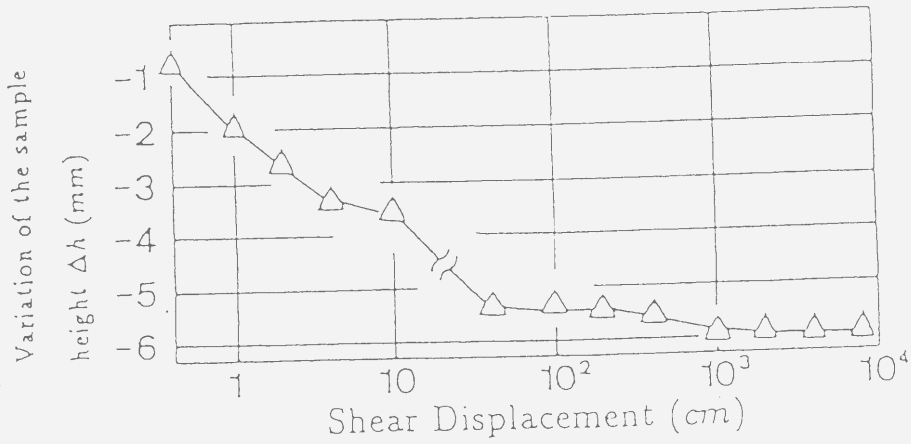
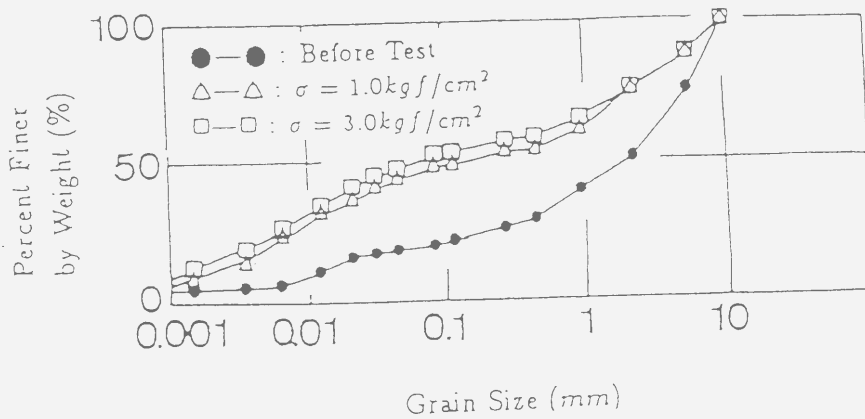


図 5.1 3 活発な地すべり活動時における地すべり移動量とその 5 から 7 週間後の  $W/W_Q$  の関係  
 ○活発な活動の 5 週間後, ◆活発な活動の 6 週間後,  
 ▽活発な活動の 7 週間後,  $W/W_Q$ : 湧水流量観測結果に基づいた流出土砂量比,  $D_{cr}$ : 限界移動量,  $r$ : 相関係数



(a) リングせん断中のせん断距離—試料高さの関係  
 ( $\sigma = 3.0 \text{ kgf/cm}^2$ ,  $e = 0.6 \sim 0.94$ ,  $\phi < 9.52 \text{ mm}$ )



(b) リングせん断試験前後の粒径分布の変化  
 ( $e = 0.68 \sim 0.94$ )

図 6.1 善徳地すべりの試料に対するリングせん断試験結果 (Fukuoka, 1991による)

地下侵食に起因  
した地すべりの活動

地すべりの活動  
に起因した地下侵食

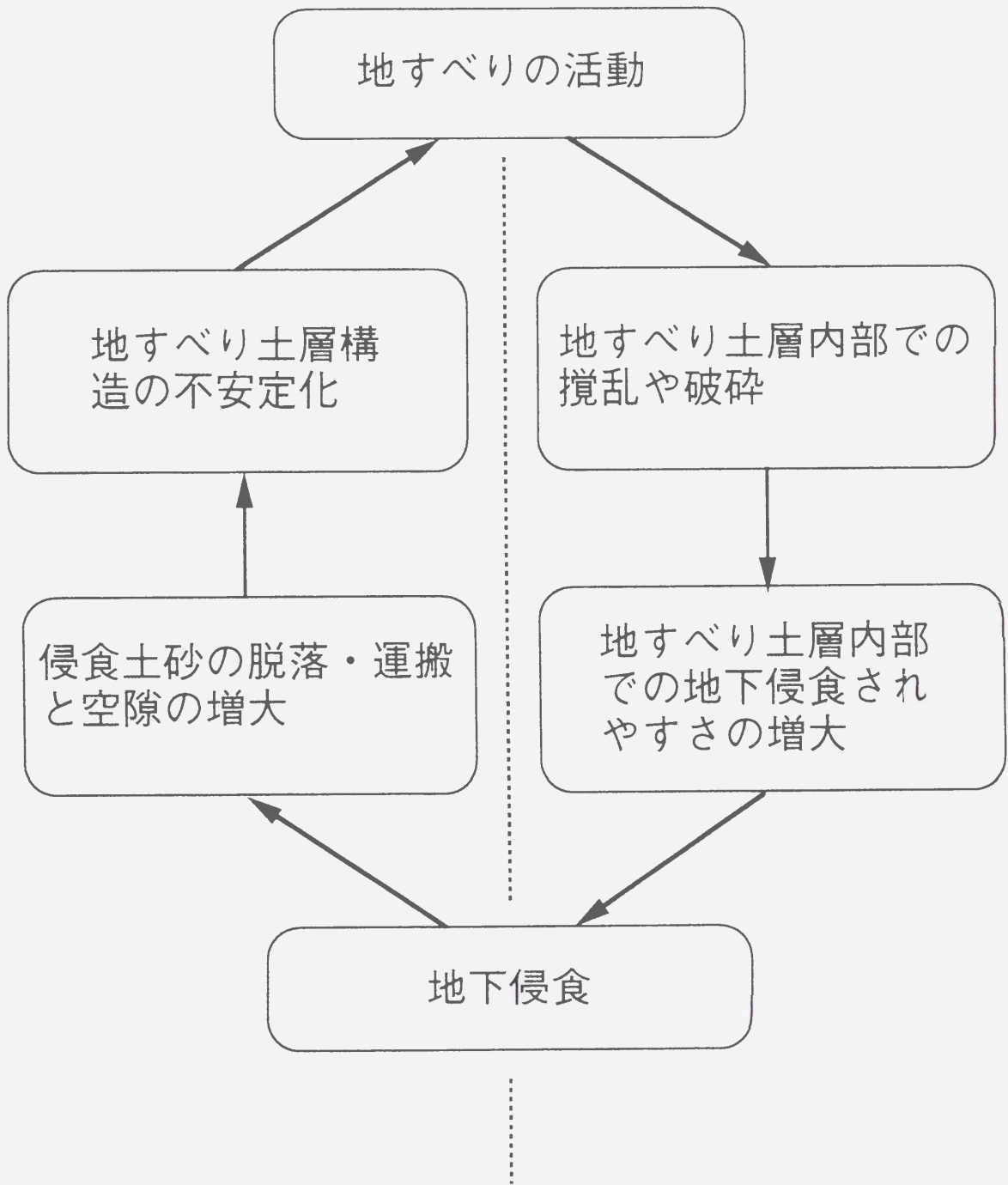


図6.2 結晶片岩地すべりの移動機構

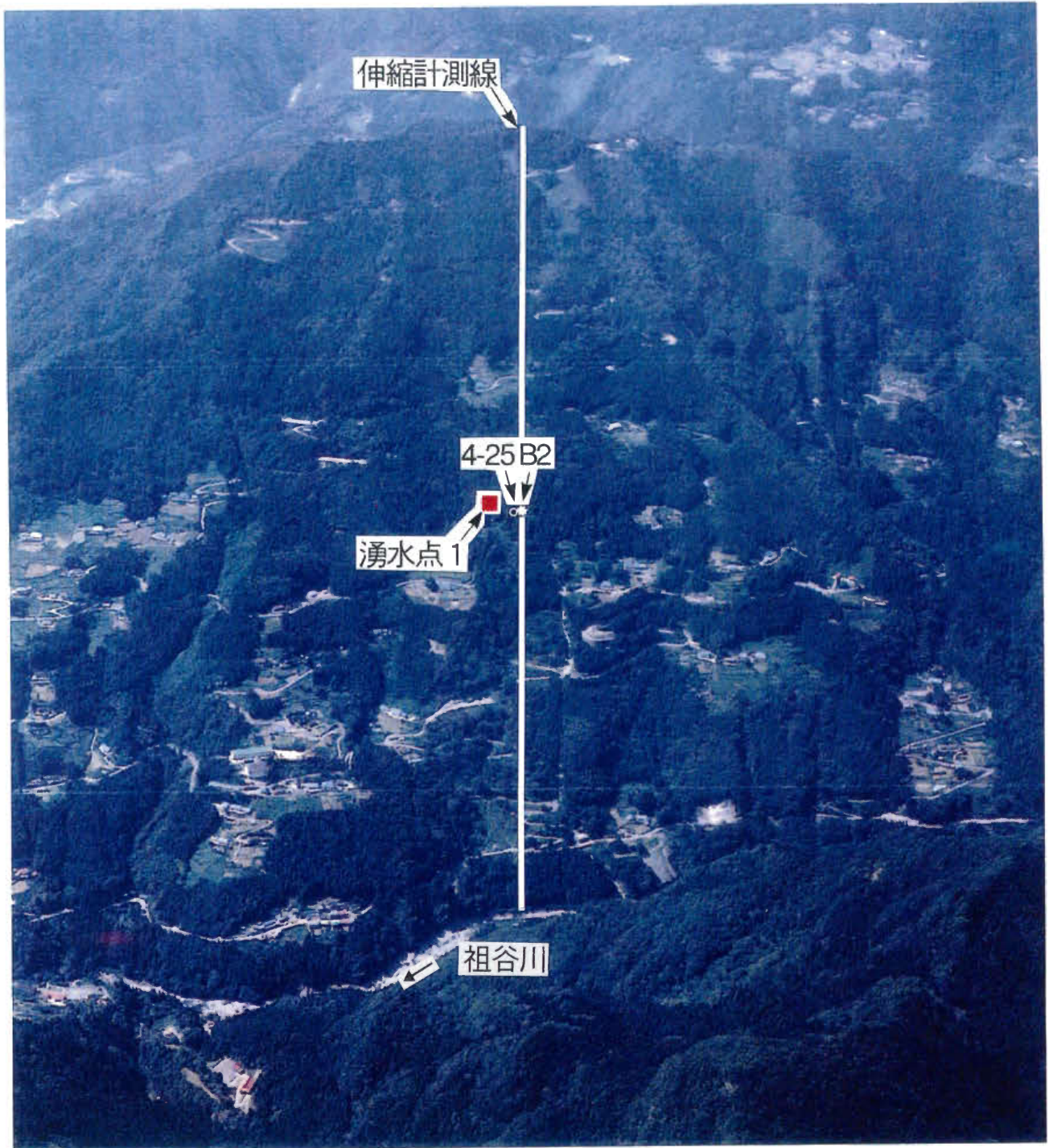


写真 2.1 善徳地すべり Z 6 ブロックの全景  
(建設省吉野川砂防工事事務所)

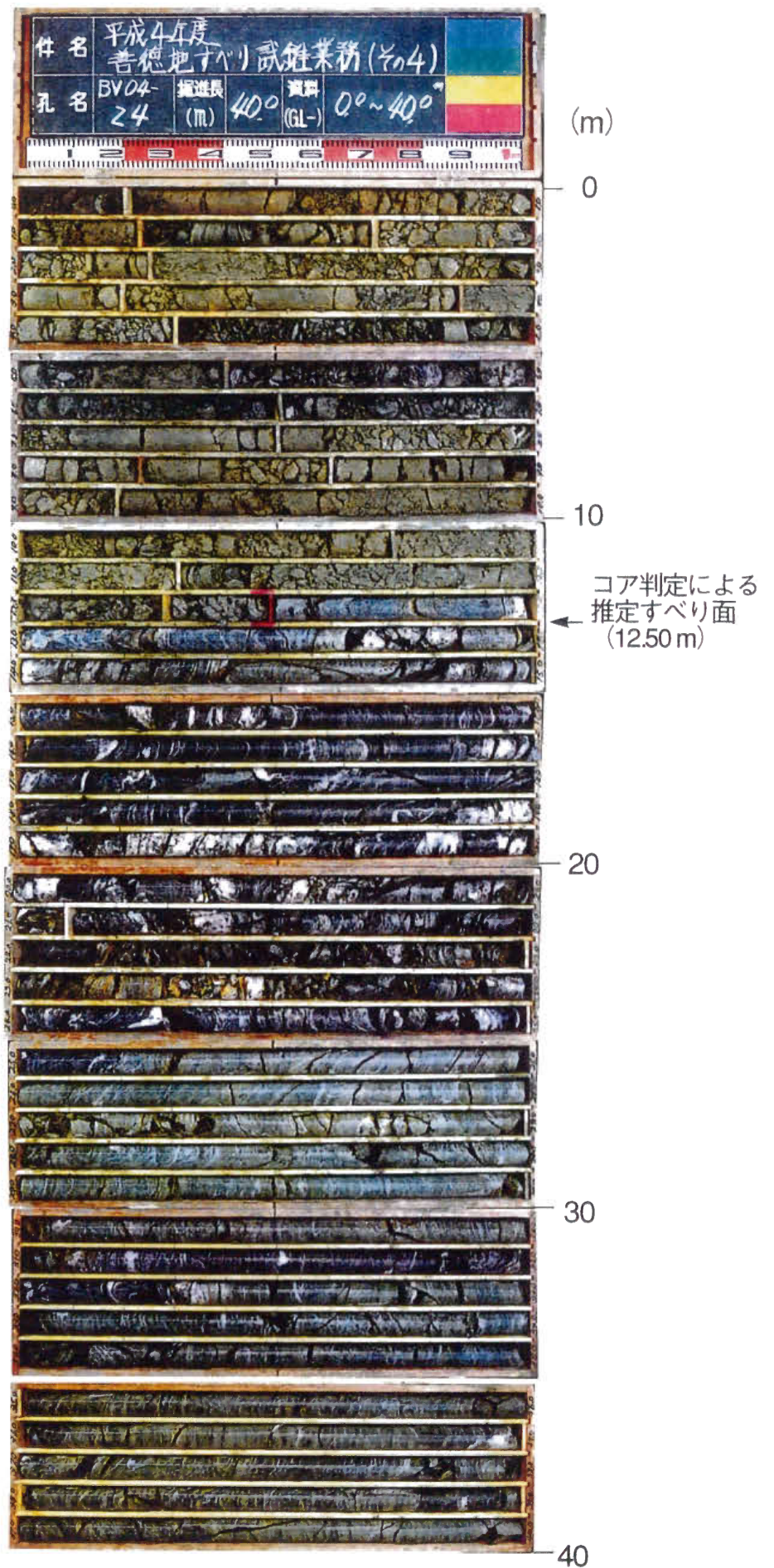


写真 2.2 4-24孔のコア写真  
(建設省吉野川砂防工事事務所)

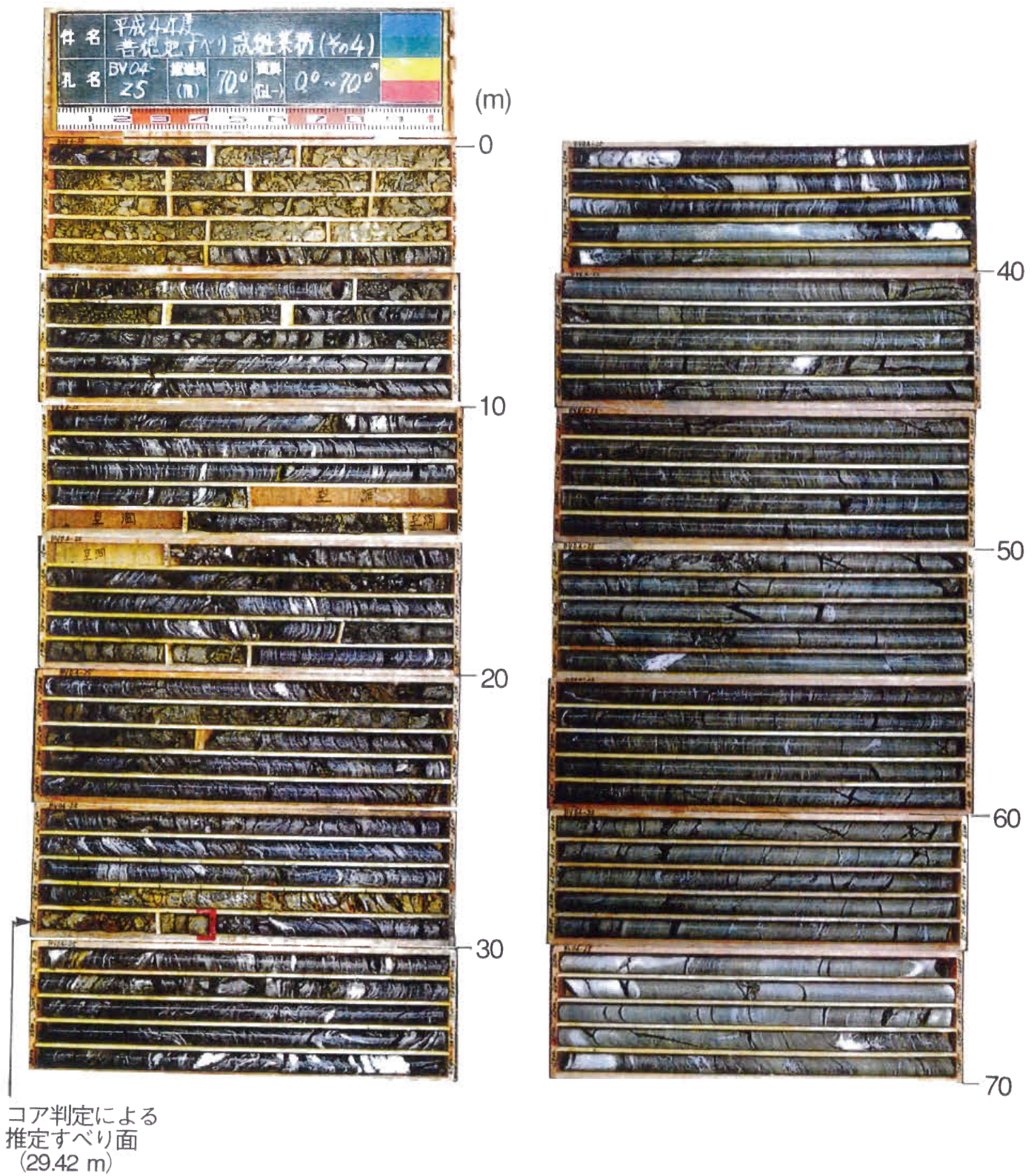


写真 2.3 4-25孔のコア写真  
 (建設省吉野川砂防工事事務所)

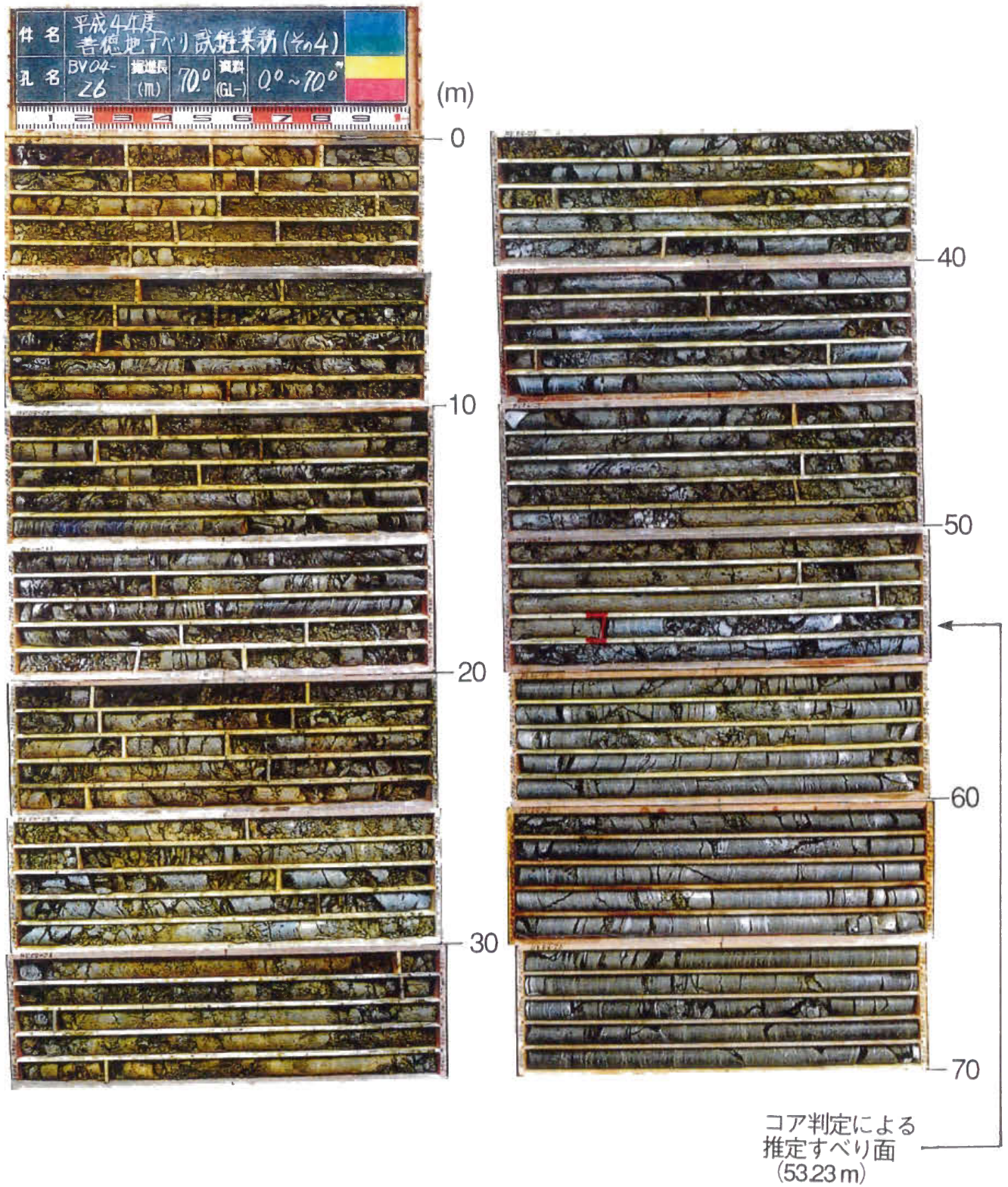


写真2.4 4-26孔のコア写真  
 (建設省吉野川砂防工事事務所)





写真 3.1 長スパン伸縮計の設置状況



写真 3.2 孔内傾斜計観測システム



写真 3.3 地下侵食土砂採取装置の設置状況



写真 3.4 湧水点 1 から流出した地下侵食土砂の例



写真 3.5 改良した土砂採取装置



写真 3.6 湧水流量観測用三角堰








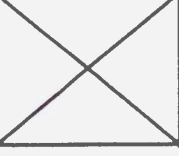
写真 3.7 ひずみゲージ式変位変換器を用いた水位計



写真 3.8 弾性波受振器を利用した地下水  
流動層探査装置システム



表 4.2 柱状図凡例

記号	風化	記事
Co	崩積土	礫が混じった土砂状のもので褐色化しており、かなり攪乱しているもの
	強風化岩 (褐色化)	岩の割れ目と認識できず礫、砂、粘土状のもので褐色化している
	強風化岩	岩の割れ目と認識できず礫、砂、粘土状のもの
	中風化岩	岩は割れ目に風化や変質が認められて軟質化しており、コアは片状化しているもの
	弱風化岩	岩の割れ目沿いに若干の風化や変質が認められ、コアの長さは5~15cm程度のもの
Fr	新鮮岩	岩の風化や変質が認められず、コアの長さは15cm以上のもの
		空洞