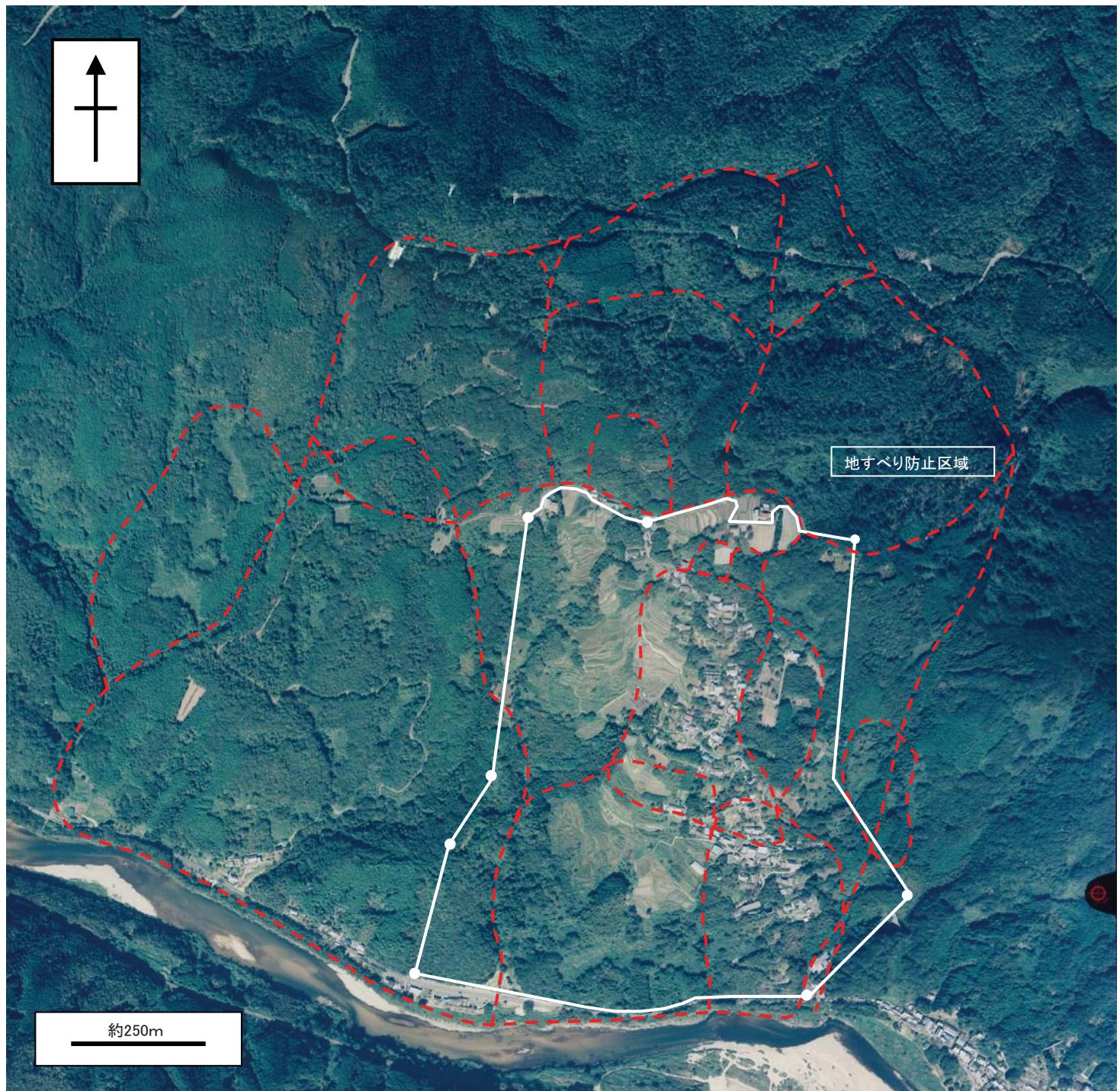


(社)日本地すべり学会関西支部/日本応用地質学会関西支部  
現 地 討 論 会

# 領家變成岩地帯における大規模地すべり 論 文 集



主 催 (社)日本地すべり学会関西支部／日本応用地質学会関西支部  
後 援 京都府・(社)砂防学会・(社)地盤工学会関西支部



(社)日本地すべり学会関西支部/日本応用地質学会関西支部  
現 地 討 論 会

# 領家變成岩地帯における 大規模地すべり

日 時：平成21年10月14日（水）・15日（木）

見学地：京都府相楽郡笠置町切山地内切山地区地すべり地

宿 泊：旅館よしや（Tel. 0743-95-2141）笠置山中腹

松本亭（Tel. 0743-95-2016）笠置山上

討論会：笠置町産業振興会館

----- プ ロ グ ラ ム ・ 目 次 -----

## 第1日目：現地見学会

11:30 JR関西本線「笠置駅」集合・出発

12:00～13:00 笠置山より遠望・昼食（弁当持参）

笠置山遠望地より切山地すべり地までマイクロバスで移動

13:30～17:00 切山地すべり地に移動（地すべり地調査）※調査終了後徒歩で移動

18:30～技術交流会 於：笠置温泉「笠置いこいの館」Tel: 0743-95-2892

## 第2日目：現地討論会

9:00～12:00 話題提供及び討論会

(1) 特別講演「埋もれた都の地盤災害 一天井川と湖底遺跡ー」

京都大学防災研究所 釜井俊孝・大阪市立大学 原口 強..... 1

(2) 話題提供「切山地区地すべり対策事業について」

京都府山城広域振興局山城南土木事務所 安田 勝..... 63

(3) 話題提供「大規模地すべり形成過程の一考察 一京都府相楽郡笠置町の切山  
地区地すべりを事例としてー」

日本工営株式会社 山口 巍・亀田尚志 ..... 17

(4) 話題提供「水質指標から見た地すべり地周辺の陸水の特性 一切山地すべりに  
おける水質分析結果ー」

高知大学名誉教授 日浦啓全

京都大学防災研究所 末峯 章・王 功輝..... 43

13:00～15:00 パネルディスカッション

司 会 京都大学防災研究所 王 功輝

パネラー 特別講演者と話題提供者

主 催 (社)日本地すべり学会関西支部/日本応用地質学会関西支部

後 援 京都府・(社)砂防学会・(社)地盤工学会関西支部

(社)日本地すべり学会関西支部長  
藤村 尚 (鳥取大学)

現地討論会実行委員

委員長 末峯 章 (京都大学)  
委 員 釜井俊孝 (京都大学)  
原口 強 (大阪市立大学)  
安田 勝 (京都府)  
日浦啓全 (高知大学名誉教授)  
王 功輝 (京都大学)  
亀田尚志 (日本工営)  
山口 巖 (日本工営)  
福岡 浩 (学会事務局/京都大学)

## 《特別講演》

# 埋もれた都の地盤災害 －天井川と湖底遺跡－

釜井俊孝（京都大学防災研究所）  
原口 強（大阪市立大学）

### 1. 過去から照射する未来

我が国は、モンスーン域に位置する島弧変動帯である。ここでは、斜面災害が毎年のように繰り返されてきた。こうした列島の災害に日本人はどの様に関わってきたのかが、ここで主題である。斜面災害（広義の地盤災害）の発生には地質構造（素因）や地震・降雨（誘因）等の自然条件だけでなく、人間活動が影響を与える。その大小は場合によるが、少なくとも都市的空間においては、両者は互いに強く影響を及ぼし合いながら「災害」を発生させてきた。この相互作用には様々な側面があるが、今回は主に災害発生の過程に話を絞り、地盤災害の歴史的背景について述べることにしたい。

そもそも、歴史に題材を求める事の意義とは何であろうか？それは「災害」に人間活動の関与を認めるのであれば、歴史的視点の必要性が自明であるからである。人間活動は、過去から現在までの社会経済的条件に左右されるので、その影響を評価するには歴史認識が重要である。本稿は、こうした視点に立った地盤災害史を紹介する試みでもある。この種の地盤災害史研究の目的は以下の諸点であろう。

- ① 災害と社会の長期にわたる関係性を探る。
- ② 考古学的な方法（詳細なトレンチ調査等）と地球科学的方法を組み合わせて、災害の真の原因やメカニズムを探る。
- ③ 極めてまれにしか発生しないが、重要な災害に対応する。

関西は歴史が重層的に積み重なり、空間的に配置されている点で、我が国では地盤災害史の研究に最も適した地域である。ここでは、古代以来、上記の①～③の目的に合致した様々な地盤災害事例が知られている。しかし、ここでは紙数の関係から、天井川と琵琶湖湖底遺跡について述べたい。

## 2. 「山の寺」と天井川

主として「山」で発生する斜面災害は、麓の町や村の歴史にはどの様な影響を及ぼしたのであろうか？畿内を対象にこの問題を考えようすると、「天井川」は避けて通れない課題である。千葉徳爾は「はげ山の文化」（1973）において、天井川が、近世農村における商品経済の発達→農村周辺の開発とはげ山化（里山の成立）→斜面崩壊の発生→下流域での河床上昇というプロセスで形成された事を様々な歴史資料に基づいて論証した。この言説は現在では広く受け入れられており、大枠において疑問の余地は少ない。しかし、細かく見ると天井川化の発達過程やその原因には地域差があり、「天井川」は今なお人間活動と自然災害の関係史における重要な課題を提起している。ここでは、「はげ山の文化」の頃には利用できなかった考古学的な発掘資料、放射性炭素年代測定値等に基づき主に畿内の天井川の発達過程について議論したい。

### 2.1 南山城の天井川

#### ① 山麓の無遺物砂層

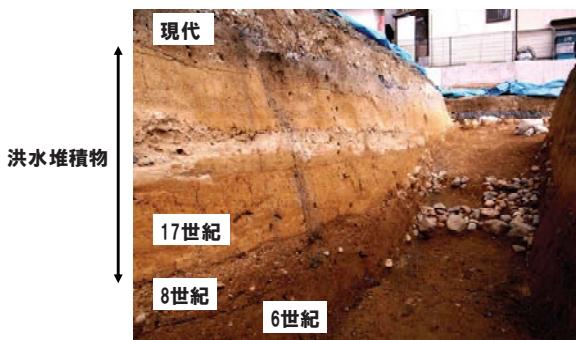


図-1 山道東遺跡のトレンチ断面

南山城は全国的に見ても天井川の発達が顕著な地域であるが、同時に古代以来の都城が連続して営まれたため、遺跡の密度が高い地域でもある。これらの古代遺跡の多くは、山麓に位置し、大部分が扇状地堆積物や天井川堆積物に覆われている。城陽市から宇治市では扇端部に点在する多くの古代の遺跡を覆って、厚さ数mの黄褐色砂層が地表面付近に堆積している。城陽市の大谷川扇状地の山道東遺跡（小規模な円墳）では、この砂層は、周壕内に堆積した9世紀の遺物を含む地層を覆って遺跡全体に広く分布する（図-1）。一部には薄い礫層も挟在し、層相から判断して天井川化した大谷川から供給された洪水性の堆積物であると考えられる。宇治市の広野廢寺遺跡においては、同様の黄褐色砂礫層にトラフ状のクロスラミナが良く発達しており、この無遺物層が強い水流を伴った洪水堆積物であることを示唆している。

山道東遺跡では、この地層（に含まれていた植物遺体）の放射性炭素年代として、Cal AD 1660 (2σ 年代 : Cal AD 1650 to 1680, Cal AD 1770 to 1800, Cal AD 1940 to 1950) が得られた。遺物から推定される上下の地層との関係から、この地層の年代は17世紀後半が妥当であると考えられる。宇治の上林家は江戸時代には御物茶師・茶頭取（御茶壺道中を主催）であると同時に、しばしば幕府宇治郷代官として宇治周辺の村（と山林）の管理を担

当した。そのため、上林家には「代官支配村々絵図」が伝わり、17-18世紀頃の宇治周辺山地の状況を知る重要な資料となっている（図-2）。これによれば、この頃の宇治周辺山地の大部分は「はげ山（はげ山）」か「くさ山（草山）」である（水本, 2003）。

これは、周辺山地が草取り場として集約的に管理され、しばしばはげ山化にするに至っていたためである。こうした上流斜面の荒廃の結果、下流の扇状地では洪水や土石流災害が頻発するようになり、河川は天井川化した。すなわち、宇治から城陽市の山麓部に分布する近世の黄褐色砂礫層は、こうした斜面災害の時代を表現する地層として重要である。

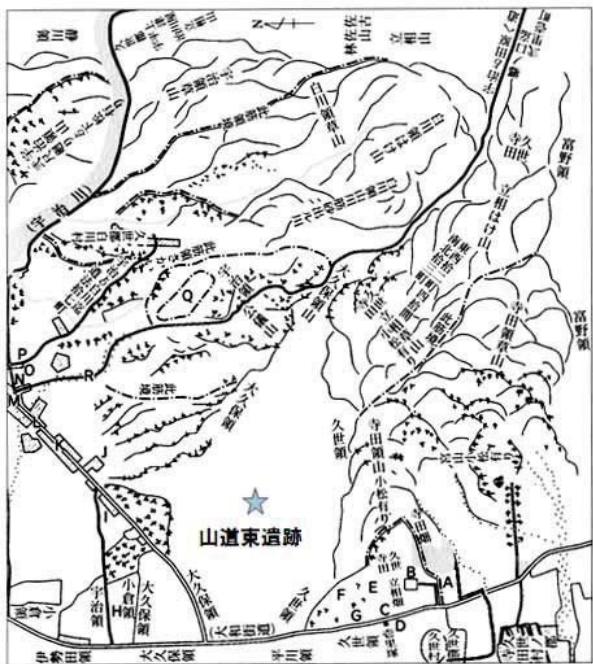


図-2 上林家絵図（城陽市史）と山道東遺跡



図-3 宇治川右岸の太閤堤（手前）とそれを覆う  
厚い洪水堆積物

## ② 本流の河川

豊臣秀吉による宇治川本流の流路固定（太閤堤の築造）は、16世紀末であると考えられる。2007年の宇治左岸太閤堤遺跡の発掘では、秀吉時代の石張り護岸堤が厚い洪水堆積物で覆われている状況が明らかになった（図3）。この洪水堆積物中に挟在した泥炭の放射性炭素年代として、Cal AD1660 (2 $\sigma$  年代 : Cal AD 1540 to 1560, Cal AD 1630 to 1680, Cal AD 1740 to 1810, Cal AD 1940 to 1950) と Cal AD 1520, 1590, 1620 (2 $\sigma$  年代 : Cal AD 1450 to 1650) が得られている。すなわち、宇治川では堤防が築かれた頃から大規模な洪水が頻発し、太閤堤は急速に埋積されていった。

八幡市御幸橋下流に広がる木津川河床遺跡では、古代～中世にかけて営まれた八幡町屋の遺跡が発掘されている。ここでは平安末以降には、河床堆積物（洪水堆積物？）の上に盛土が築造され、その上に市街が形成される様になった。この盛土の放射性炭素の年代値として、Cal AD1200 (2 $\sigma$  年代 : Cal AD 1040 to 1100, Cal AD 1120 to 1260) が得られている。

すなわち、平安末～鎌倉頃までは本流といえども洪水の規模は小さく、簡単な盛土で対応できた事を示唆している。

### ③ 支流の天井川化

本流における河床の上昇は、当然支流にも波及し、天井川化が加速されたと考えられる。本流河川の河床上昇は、近世に入ってから顕著になることから、支流の天井川化の開始時期も近世頃と考えられてきた。しかし、AMS放射性炭素年代の開発や暦年較正法の普及等、近年の年代測定法の進歩により、当初の想定（近世）よりも古い放射性年代資料が得られている。

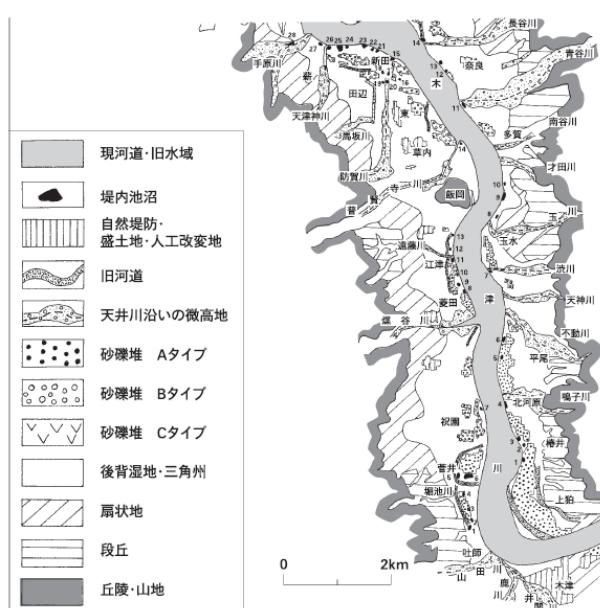


図-4 木津川中流域の地形分類図（植村ほか、2007）

まれる砂層に区分される。天神川の上流は花崗岩山地であることから、深度3m以浅では天神川上流からの堆積物の供給が盛んになり、本流による堆積を上回るようになったと考えられる。上位のマサ起源砂層から採取した炭質物の放射性炭素年代として、Cal AD 1400( $2\sigma$  年代: Cal AD 1300 to 1430), Cal AD 1320 (Cal BP 630) and Cal AD 1350 (Cal BP 600) and Cal AD 1390 (Cal BP 560) ( $2\sigma$  年代: Cal AD 1290 to 1420) が得られている。すなわち、天神川において天井川化が始まった時期は、鎌倉末期から室町前期の南北朝時代であると考えられる。

枚方市の天野川は河川整備以前には典型的な天井川であった。天井川化した河川には、山地と沖積平野の境界部に滋賀県の方言で「磧（かわら）」と呼ばれる地形が発達することがある。磧はいわば谷の埋没地形であり、頂部は埋め立てによって平坦化している。東郷ほか（2002）は、天野川上流の磧構成層下部の放射性年代値として、Cal AD 1300 to 1400

木津川市（旧山城町）の天神川は、典型的な天井川であるが、白鳳期の寺院として知られる蟹満寺（今昔物語の蟹の恩返しに縁起を持つ寺）の近くを流れる河川としても知られている。蟹満寺遺構の範囲を確認した調査では、創建当時の蟹満寺の大部分は、現在の天井川の下に埋もれていると考えられている。中塚ほか（1994）は、発掘結果に基づき、天井川化の開始が14世紀に遡りうる可能性を指摘した。今回、蟹満寺近く（堤防外）で行ったボーリングでは、深度約3m付近までは变成岩の砂粒をほとんど含まないマサ起源の砂層、それ以深では变成岩の砂粒が多く含

を得ている。この礫を構成する砂礫層（粗砂から淘汰の良い細礫）には、トラフ型のクロスラミナが顕著に発達し、強い水流で堆積したと考えられる。下部に挟在するシルト層中に炭質物が含まれ、その放射性炭素年代として、Cal AD 1320 and Cal AD 1350 and Cal AD 1390 ( $2\sigma$  年代 : Cal AD 1290 to 1420) が得られた。これは、ほぼ天神川において天井川化が開始される時期と一致する。

南山城から奈良、三重に至る山地内部には、谷の埋積による小規模な盆地が点在する。多羅尾盆地は中でも大規模で、大戸川の最上流部を形成している。高橋（2008）は多羅尾盆地内部の土石流堆積物の編年を行い、谷を埋積する最古期の土石流堆積物（基盤直上）の放射性炭素年代として、Cal AD 1353 ( $2\sigma$  年代 : Cal AD 1298 to 1372, Cal AD 1378 to 1410) を得た。

以上の年代値をまとめると、畿内各地において天井川化が始まる時期、すなわち土砂生産が増加する時期を示す年代値は、天井川の上流から下流にかけてほぼ同時期である。それは畿内においては、近世よりも古く、ほぼ南北朝期まで遡りうると言える。

## 2.3 山地の荒廃と天井川形成の原因

### ① 村落構造の変化

近世天井川の形成期は、我が国における17世紀の人口急増期と重なっている。図-5は鬼頭（2007）のデータを基に作成した奈良時代以降の我が国総人口の推移である。1600年の時点では我が国総人口は約12,000万人であったが、120年後の1721年には約31,200万人と2.5倍に増加した。それを可能にしたのは、新田開発による食料の増産である。そのためには、動力源としての牛馬の飼料や水田肥料としての草の確保が必要であった。こうした草山は

村の財産として厳重に管理された。しかし、資源としての草は常に不足気味だったので、草山の利用を巡りしばしば村同士の争い（山論）が発生した事が記録されている。

資源争奪戦としての山論は天井川化の進行と同様に近世に多発したが、畿内（特に南山城）では室町時代から山論の発生が知られている。例えば、応永27年（1420年）には伏見・木幡間で、永享5年（1433年）

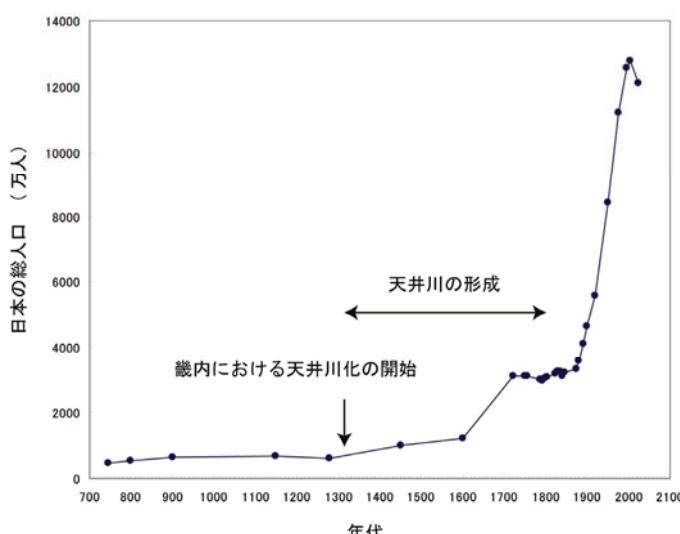


図-5 総人口の推移と天井川化の時期

には伏見・炭山（宇治）間で騒動が発生し、複数の死者を出している（宇治市史）。この背景には南北朝期を境にして進行しつつあった村落構造の大きな変化があった。すなわち、南北朝期ごろから農民は領主層によって規定された荘園の範囲を超えて、生活の基盤である村落を基礎として行動するようになった。いわゆる惣村の成立である。その結果、生産性の向上によって人口も上昇に転じる（図-5）。この時期はちょうど、南山城、摂津、南近江など京都に近い当時の先進地域で天井川化が開始された時期に一致する。すなわち、南北朝期以降の経済社会化を反映した、古代村落の終焉と中世村落の形成という村落構造の変化が、村落周辺斜面の荒廃と天井川の発達に大きな影響を与えたと考えられる。

## ② 山の寺の衰退

中世の前期には、村落の周辺山地にはしばしば修驗道や神仏習合を伴った「山の寺」が成立し、村落の生産活動に多大な影響を及ぼしていた。これらの「山の寺」の多くは宗教

拠点であるだけでなく、卓越した荘園領主でもあり、既存の政治勢力と結びついていた。したがって、点在する堂宇の周辺山地は靈場として、武力や政治力によっても守られていた。ある意味、現在の比叡山や高野山と同様の状況である。しかし、15世紀末から16世紀前半にかけて、各地で武家勢力が成長し、大規模な城郭や城下町が形成されると「山の寺」の多くは衰退していく。例えば、南山城の天神川上流では、11世紀前半から東大寺別院として光明山寺が存在していた（図-6）。一時は28宇とも120余室とも称され、多くの堂宇が集まる大規模な山岳寺院であった（山城町史）。光明山寺の周辺山地で開発が制限されていた事は、藤原頼通（992～1074）が光明山寺付近の郷の宿直人（官司に仕える人）に伽藍や近辺の山林を守らせ、樵による木の伐採を禁制するように指示している事が



図-6 古代蟹満寺の範囲と天神川。上流の平坦地は光明山寺跡（山城町教育委員会、1991）

らも伺える。光明山寺は、多くの名僧を輩出し鎌倉時代に最盛期を迎えたが、南北朝期から急速に衰え、15世紀末には歴史上の舞台から姿を消した（記録が現れなくなった）。こうした光明山寺の衰退期は、下流の蟹満寺付近で天神川の河床が上昇を開始した時期とほぼ一致する。

## ③ はげ山化による斜面崩壊の多発

天井川の形成は、土砂供給量の増加の結果であり、上流斜面での崩壊の多発を示唆して

いる。実際、南山城の天神川や多羅尾盆地の事例では、天井川化の開始に際して、花崗岩地帯では斜面崩壊を供給源とする土砂生産量の増加が発生したことを示す結果が得られた。土砂生産が顕著であった近世（17-19世紀前半）では、この時期の天井川化（近世天井川の形成）を引き起こした急速な河床の上昇、大量の土砂生産、上流の山地斜面の崩壊、草山の荒廃とはげ山化が密接に結びついていた。したがって、南北朝期に始まる初期の天井川化（中世天井川の形成）も、上流山地斜面の荒廃（草山化・はげ山化）が発端であった可能性が高い。この背景には、社会全体に市場経済が浸透した事があげられる。農村では様々な商品を生産するための夜なべ仕事が一般化し、そのための灯火としてわずかに生えた松の幼木や根が採取された。こうし行きすぎた開発（収奪）によってはげ山化が進行し、下流部の河床が急速に上昇した。そのため、江戸幕府は土砂留奉行を任命し、砂防事業を実施すると同時に、農民に対して草木の採取に関する禁令を頻繁に出している。

## 2.4 その後の天井川

明治時代に入ると、近畿地方を中心に近代的な砂防工事が開始された。その多くは、オランダ人技術者のデレーケによって指導されたものである。きっかけは大阪港の整備計画であったが、港での土砂の堆積を防ぐためには上流部の砂防工事が必要であるとの認識から、淀川、木津川、宇治川等の上流部で植林と砂防堰堤の建設が進められた。南山城では、不動川（天神川の南隣で、顕著な天井川）の砂防工事が有名でデレーケが建設した施設の多くは現在、砂防公園として保存されている。

近代的砂防工事によって、多くの河川では天井川化（河床上昇）が収まっていた。このため、天井川は近世以前の産物であるというイメージが定着した。しかし、静岡県牧ノ原市（旧相良町）では、明治に入ってから河床が大幅に上昇し、天井川化が開始された例が知られている。牧ノ原市の中北部に位置する牧ノ原台地では、転封された徳川家に従つて静岡に移り住んだ多くの旧旗本・御家人や、橋の建設によって失業した大井川の川越え人足等に職を与えるため、原野を茶畠（明治期の主要輸出作物）に変える開発が急速に行われた。その結果、明治初期以降、台地を構成する牧ノ原礫層の崩壊が多発し、周辺小河川の源頭部で浸食が急速に進んだ。このため、相良町では台地から駿河湾に至る数kmの短い区間で平行する数本の河川が天井川化した。すなわち、この牧ノ原台地下の天井川群は、上流の開発が下流に与える影響を如実に示すものであり、また歴史的に社会経済構造の変化の産物であった天井川の、恐らく最後の事例としての意義（輝き）を有している。

第二次大戦後には、多くの本流河川では建設用の川砂利の採取、上流のダム建設等によって河床が低下した。また、明治以降の植林によって現代では「はげ山」はほとんど見られなくなった。そのため、支流では天井川を維持する必要性が喪失した。同時に進行した都市化によって、天井川が都市域に取り込まれた地域では、草津川（南近江）の様に廃川（流路の付け替え）によって、そもそも川で無くなってしまった例もある。こうした廃川

では、堤防が削られて平坦化され（河野, 1998）、住宅地、公園、墓地等に転用された例も見られる。

### 3. 水底の証言者 -湖湖底遺跡群が示す水際地盤災害-

#### 3.1 湖底遺跡

湖底遺跡とは、琵琶湖の湖底、内湖の湖底（干拓された部分を含む）、および瀬田川の川底に位置する遺跡のことである。総数は概略で80～100箇所、遺跡の年代は縄文時代～近世までと幅広い。国内では網走湖や諏訪湖で湖底遺跡の存在が知られているが、同一地域にこれほどの数の湖底遺跡が集積しているのは、世界でもまれで貴重な事例である。他地域の水底遺跡は、多くが沈没船や港湾施設が水没したものであるが、琵琶湖の湖底遺跡はそれと異なり、人間の生活面が水底で発見されたものである。したがって、その成因としては、水位変動や地盤変動を考える必要がある。

琵琶湖の水位変動に関する定量的記録は、1718年（享保3年）以降、膳所藩と彦根藩によるものが知られている。これらの基準点が明確でないため標高値に関しては推定の域を出ないが、天保の瀬田川大浚渫以前の水位は、おおむね85～85.5mと現在よりも1m程度高かったとされている（林, 2004）。1718年以前の水位については定量的な記録は存在しないが、中世や古代後期の遺跡の標高からみて、中世以降の水位の変動幅は2～3m程度であろうと考えられる。



図-7 湖北における千軒遺跡の分布(林, 2004)

一方、湖底遺跡の中には現在よりも3m以上深い水底に位置しているものもある。これらの遺跡の成因については、地殻変動（活断層の運動）を含む何らかの地盤変動を考える必要がある。特に、水没村伝承を持ち「\*千軒」と称される遺跡では、遺跡分布地が水深0～4m以深に散らばることが多い。したがって、その成因については、単純な水位上昇のみでは説明が難しい。地盤沈下、地殻変動、地すべり等による様々な成因説が述べられているが定説は無い。

おそらく、全ての遺跡が同一の原因によって成立したものでは無いと考えられる。しかし換言すれば、これらの千軒遺跡（沈水集落）は、古代以降の湖岸集落の形成・発展・消滅と沿岸域の地盤及び、周辺の地殻変動（内陸地震）との関係の記録であり、琵琶湖に依存して生きる現代の日本人にも示唆を与える事例と考えられる。

### 3.2 尚江千軒遺跡

#### ① 筑摩御厨

千軒遺跡（沈水集落）は、琵琶湖全体で湖北を中心に 12 箇所知られている（図-7）。このうち、尚江千軒遺跡は陸上部分が筑摩御厨の故地にほぼ重なり、遺跡成立（水没）以前の詳細な絵図（正応 4 年、1291 年製作）が残されている点で特別な遺跡である（図-8）。この絵図に描かれている、磯、筑摩、朝妻、西邑、神立の集落と筑摩神社は、琵琶湖と筑摩江（入江内湖）との間の沿岸州（浜堤）上に位置し、主として漁労に従事し宮中に餐（鮒寿司等）を供する供御人の村であった。彼らは、平安時代の初期には筑摩御厨として組織化された。筑摩御厨は 781 年（天応元年）以降、宮中内膳司（800 年以前は大膳職）の一部として継続し、1070 年（延久 2 年）に廃止されたが、それ以後も中世には琵琶湖の湖上交通の拠点としても繁栄し、筑摩神社を中心に都市的空間が成立していたと考えられる。筑摩神社北方で行われた発掘では、標高 83m 付近に有機質土層（スクモ層）が存在し、平安時代の遺物を含んでいた（米原市教育委員会、1985, 1986）。これらの遺物は筑摩御厨の活動の一部を示すものと考えられる。

#### ② 遺跡の成立時期

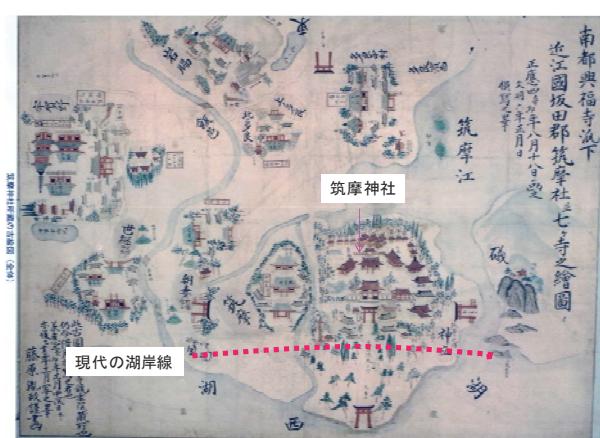


図-8 筑摩神社絵図（1291 年製作）

の絵図では、現在の神社門前の鳥居から琵琶湖に向かって六丁（約 640m）の幅で陸地が描かれている。しかし、現在の陸地は多く見積もっても約三分の一の 200m 程度であり、

「近江國坂田郡誌」（1913 年）には、土地の伝承として、「筑摩神社の大鳥居が地震によって沈水したため、土地の漁師が網をかけて引き上げようとしたが不可能だった」という記述がある。1567 年（永禄 10 年）に書かれた筑摩大神之記（近淡海坂田郡富永荘十六条筑摩大神之記）には、筑摩神社の範囲として、「西境は渚から沖合八町先の大鳥居であるが、現在は湖中となって鳥居は湖底に残っている」と記されている。一方、筑摩神社に伝わる正応 4 年

西邑と神立の集落も現存していない。したがって、絵図が描かれた後、西邑と神立集落を含む幅数百mの陸地は、1291年（絵図の年代）から筑摩大神之記が書かれた1567年の間に水中に没し、湖底遺跡となったと考えられる。

滋賀県立大学によるこれまでの潜水調査によれば、筑摩神社沖水深0m～4mの湖底から、石群、土坑跡、割竹杭、須恵器、縄文土器等が発見され、引き上げられた（林、2004）。したがって、遺跡（住居址）の存在はほぼ確実であるが、引き上げられた遺物から沈水の年代を特定する資料は得られていない。

### ③ 陸上における地盤調査

図-9は、筑摩神社背後から湖岸道路にかけて実施した、高精度表面波探査によるS波速度断面図である。厚さ1～2mの顕著な低S波速度層が、厚さ10～12mの高S波速度層（やや締まった地層）中に挟在している。この構造は、ほとんど水平～やや琵琶湖側に傾斜している。内湖側では高S波速度層の深い部分が低S波速度層に変化し、砂州の砂層から内湖泥層への変化に対応していると考えられる。

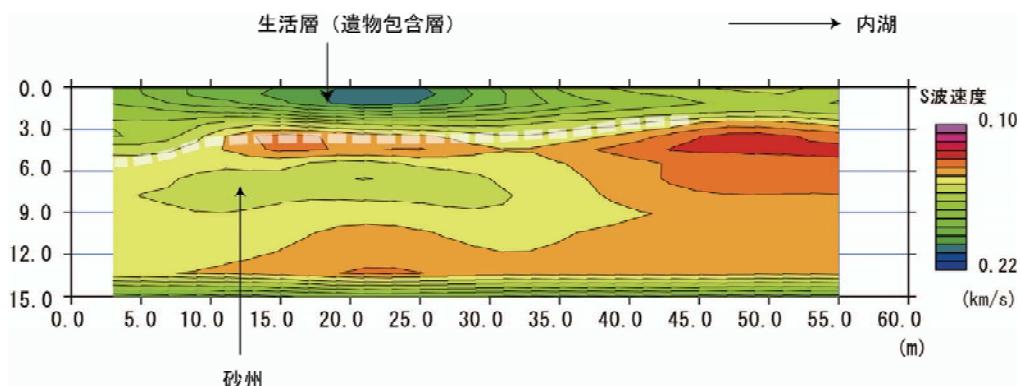


図-9 筑摩神社を通るS波速度断面図

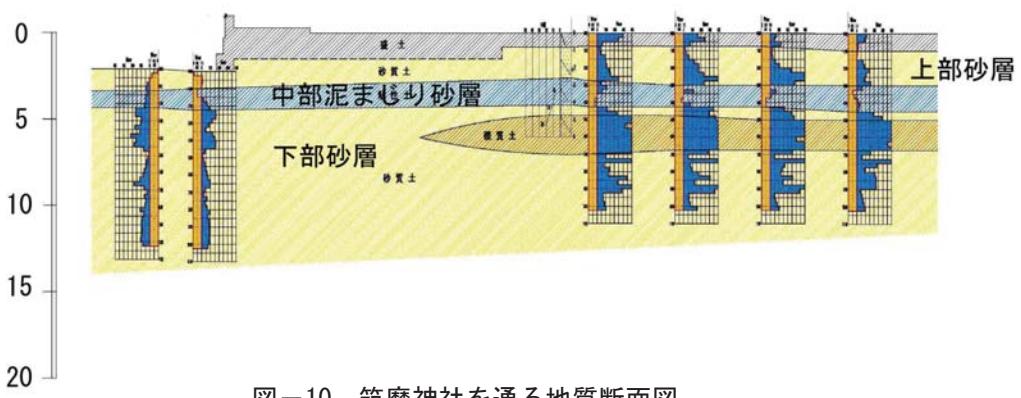


図-10 筑摩神社を通る地質断面図

S波速度断面図に沿って、ボーリング調査とスウェーデン式サウンディングを実施した。地質は、地表から厚さ約3mの上部砂層（盛土を含む）、厚さ1~1.5mの泥混じり砂層（柔らかい）、下部砂層（良く締まっている）に区分され、構造は水平から沖合に向かってわずかに傾斜している（図-10）。すなわち、S波速度断面と良く一致する。上部砂層は現在の沿岸砂州の堆積物であるが、人為的擾乱が著しく、盛土との区別が困難である。中部の泥混じり砂層に挟在する泥層は有機物に富み、内湖的な環境で堆積したものと考えられる。下部砂層は古い沿岸砂州の堆積物と考えられる。すなわち、下部砂層に対応する砂州形成後、一時、内湖の様な停滞水域が形成され、その後再び琵琶湖の沿岸となって砂州が形成される様な環境に変化したと考えられる。中部泥混じり砂層の有機質泥層の放射性炭素年代として、Cal AD 80((2σ年代：Cal AD 10 to 140)が得られている。すなわち、上記の内湖的環境の拡大は弥生時代前期頃に相当する。筑摩神社北方の発掘調査では、中部泥混じり砂層に相当すると思われる厚い泥層（スクモ層）から平安時代の遺物が発見されているので、この内湖的停滞水域は平安時代の終わり頃まで残存したと考えられる。

中部泥混じり砂層（S-1）と下部砂層（S-2）から不攪乱試料を採取し、繰り返し非排水三軸試験を含む一連の土質試験を行った。試験の結果、S-1の各粒度組成は20~30%とほぼ均等で粘性土質礫質砂(SCsG)に分類されたが、S-2は砂分が77%と主体で他は9~15%のため粘性土礫まじり砂(S-CsG)に分類された。土の繰返し非排水三軸試験では、繰り返し三軸強度比(RI<sub>20</sub>)として、S-1は0.26、S-2は0.412を得た。すなわち、中部泥混じり砂層の液状化強度は下部砂層に比べて6割程度であり、著しく低いと言える。

#### ④ 湖底の探査

湖底の状況をマルチビーム音波探査とサイドスキャナ探査によって調べた。湖岸に垂直な方位の音波反射断面（図-11）では、水深8mぐらいの湖底から深度1~2mの部分に反射面が認められた。ハンマークラブ掘削機によって行われた水深4.5mまでの試掘調査（米原町教育委員会、1985）では、湖底には表層の砂層の下位数10cm~2.5mに有機質土層（スクモ層）が数層挟在している。したがって、この反射面は、その一部に連続すると考えられる。しかし、陸側に向かってこの反射面がどう連続するかは、汀線付近のデータが乏しいため明らかになっていない。

サイドスキャナ画像は、ゆるやかに沖合に傾斜する湖底を映しており、顕著な人

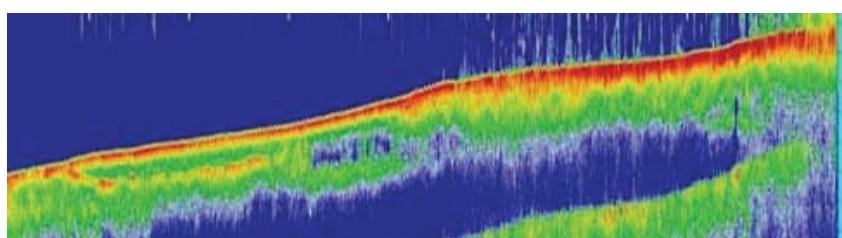


図-11 音波反射断面図（筑摩神社沖）

工的パターンは見られない(図-12)。遺跡の大部分は波浪によって破壊・移動されたか、砂の堆積によって埋没していると考えられる。ただし、南半分の水深5m前後の部分には、湖底面に不自然な凹凸がスポット的に認められる。遺物の存在を示している可能性があるので、潜水調査が計画されている。

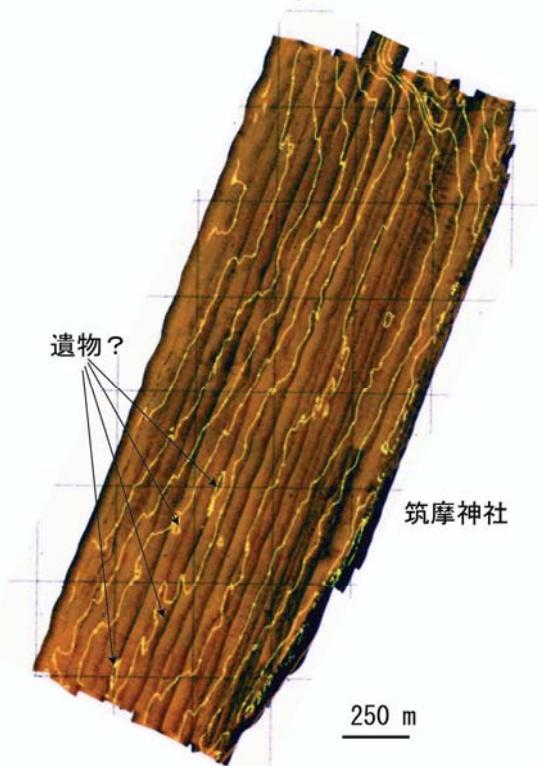


図-12 筑摩神社沖湖底のサイドスキャン画像

いる。この地震は滋賀県から福井県にのびる柳ヶ瀬断層系で発生したと考えられている(宇佐見, 1997)。

柳ヶ瀬断層系で発生した同様の地震としては、1909年姉川地震(M6.8)が知られている。この地震は滋賀県北東部の虎姫町付近を震源とし、約40名の死者を出した。琵琶湖で高さ1.8mの津波(セイシュ?)が発生するとともに、姉川の三角州で液状化(6個の穴から泥水が2.5m噴出)が発生し、地盤沈下によって幅数10mの陸地が水没した。

## ⑥ 液状化と湖岸の地すべり

尚江千軒遺跡では地盤の繰り返し三軸強度比( $R_{max}$ )が得られているので、 $F_l$ を用いた液状化判定を行った。 $F_l$ は式(1)で定義される。ここで、分母 $L_{max}$ は、式(2)(3)の様に水平震度から簡便に求めることにする。

## ⑤ 遺跡を水没させた地震

琵琶湖の周囲は顕著な活断層系によって画されているため、沿岸地域は、過去多くの内陸地震による影響を受けてきた。尚江千軒遺跡の成立も、琵琶湖水位の変動幅が限られている事と地元に残る様々な伝承から、何れかの地震による地盤の変動が原因である可能性が高い。遺跡の成立年代は1291年から1567年の間に絞られるので、その間で湖北に大きな被害を及ぼした地震を考えると、正中2年(1325年)の地震(M6.5)が、遺跡を水没させた地震として有力である。この地震では琵琶湖の北方で山崩れが生じ、竹生島が崩壊し島の半分が湖水に没したと言われて

$$F_l = \frac{R_{\max}}{L_{\max}} = \frac{\left(\frac{\sigma_d}{2\sigma_0}\right)_{20}}{\left(\frac{\tau_{\max}}{\sigma_v}\right)} \quad (1)$$

$$L_{\max} = r_d \cdot k_h \cdot g \cdot \frac{\sigma_v}{\sigma_v} \quad (2)$$

$$r_d = 1.0 \times 0.015 \times x \quad x: \text{深度}(m) \quad (3)$$

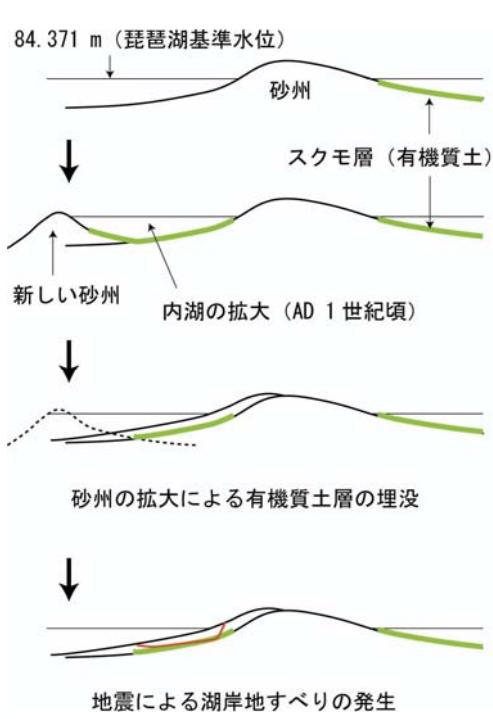


図-13 尚江千軒遺跡の成立と湖岸地すべりの模式図

地震力の推定が結果を左右するが、姉川地震を参考に、正中2年（1325年）の地震による尚江千軒遺跡付近の最大水平震度を0.3程度と仮定して計算した。その結果、深度4m付近の中層泥混じり砂層において、 $F_l$ が約0.8に低下し、液状化の発生が説明可能である。一方、0.3程度の震度では締まった下部砂層の液状化は生じない。下部砂層の上面は、弥生時代以前の沿岸洲の地表であり、琵琶湖側に緩く傾斜している。したがって、仮定したような震度が作用した場合、液状化した中層泥混じり砂層が上部砂層を乗せたまま、琵琶湖側にすべり落ちた可能性は十分に考えられる。図-13は、琵琶湖の水位に変動が無いものとして、地盤の構造と湖岸地すべりの関係を模式的に表している。一方、こうした湖岸の地すべり（側方流動？）の運動形態に関しては、具体的な証拠が乏しい。しかし、湖底の音波反射断面には、水深8m付近に末端部と思われる反射面の跳ね上げが記録されている。このことから、少なくとも、coherentな末端部を持ったmass movementであった事は想像できる。

### 3.3 現代における防災上の意義

琵琶湖・湖東の尚江千軒遺跡に関する一連の調査は、正中二年（1325年）の地震によって湖岸の地盤が液状化し、当時の集落が湖底にすべり落ちた可能性を強く示唆している。現代では、こうした沿岸域の地すべりによる水没現象を考慮した都市計画や防災計画はほとんど見られない。しかし、同様な地盤条件と内陸地震の可能性は、大規模湖沼の沿岸域や大河川の河口三角州に広く存在している。1596年慶長の地震による別府湾瓜生島の消滅、古代アレキサンドリアの4世紀以降の衰退は沿岸域の地すべりが直接の原因であった可能性が高い。現代においても、1964年新潟地震の際には栗島で、1999年トルコ・コジャエリ地震の際にはマルマラ海沿岸で、尚江千軒遺跡と同様の地すべりによる陸地の水没現象が発生している。したがって、水際まで開発が進んだ現代都市においては、こうした現象を災害リスクとして再評価することが重要である。すなわち、琵琶湖湖底遺跡の調査は、水際に位置する大都市の生存基盤評価を行う際、その基礎資料を提供するものであると言える。

## 4. まとめに代えて —「埋もれた都」の現代—

天井川の形成と湖底遺跡の成立という、近世以前の畿内における特徴的な地盤災害史に焦点を当て、その歴史的背景と災害の関係について述べた。南北朝期以降、我が国の歴史を貫いているのは、経済原理に基づいて自然を改変し開発することを是とする精神である。天井川化はこうした開発に対する自然の反作用であり、琵琶湖岸の地すべりは地震に無警戒なウォーターフロント開発に対する警告であった。すなわち、天井川と湖底遺跡は、日本人が開発によって自ら災害のリスクを増加させてきた事を示す、貴重な歴史遺産でもある。現代の都市においても、同様の事例（負の歴史遺産になりそうな候補）は谷埋め盛土や崖っぷち等の問題に典型的に見られる。開発、災害、環境の保全は互いに矛盾する問題であり、単純な解は存在しそうもない。したがって、こうした問題を解決するには、天井川と湖底遺跡の様な「忘れかけた遠い記憶」を呼び覚まし、歴史の感覚を取り戻すことが求められていると思う。

## 謝 辞

天井川の研究に関しては、城陽市教育委員会の小泉祐司氏、向日市教育委員会の中塚良氏、木津川市教育委員会の中島正氏から多くのご教示を得ると共に調査の便宜を図っていただいた。琵琶湖湖底遺跡の部分は、実質的に滋賀県立大学考古学教室の林博通教授との共同研究の成果である。また、研究の遂行に当たっては、防災研究所一般共同研究20G-03と京都大学生存基盤科学研究ユニット・サイト型研究（滋賀サイト）による援助を受けた。これらを併せて記し、ここに謝意を表する。

## 参 考 文 献

- 上田正昭編（1987）：山城町史（本文編），999p.
- 植村善博ほか（2007）：木津川・宇治川低地の地形と過去400年間の水害史，京都歴史災害研究，7，pp.1-24.
- 宇佐見龍夫（1997）：新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，493p.
- 鬼頭宏（2007）：図説人口で見る日本史，PHP出版，229p.
- 河野俊夫（1998）：天井川堤防横断面の観察－滋賀県，野洲川北流を例に－，地学研究，47-1，pp.3-11.
- 城陽市史編さん委員会（2002）：城陽市史1，872p.
- 高橋優子（2008）：風化花崗岩地域の土砂生産履歴－滋賀県甲賀市多羅尾地区の例－，2008年度京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文，37p.
- 千葉徳爾（1973）：はげ山の文化，学生社，224p.
- 東郷正美・中西利典・峯元愛（2002）：生駒断層崖を開析する天野川の天井川形成期について，活断層研究，21，pp.67-71.
- 中塚良・中島正・中嶋史恵（1994）：京都盆地南部・天神川沖積低地の微地形分析－遺跡立地からみた天井川地形の形成過程－，日本地理学会1994年度春季学術大会予稿.
- 林 博通（2004）：尚江千軒遺跡－琵琶湖湖底遺跡の調査・研究－，62p.
- 林屋辰三郎・藤岡謙二郎編（1974）：宇治市史2，724p.
- 米原市教育委員会（1985）：筑摩湖岸遺跡・磯湖岸遺跡試掘調査報告書，14p.
- 米原市教育委員会（1986）：筑摩湖岸遺跡発掘調査報告書，28p.
- 水本邦彦（2003）：草山が語る近世，山川出版社，99p.
- 山城町教育委員会（1991）：山城町内遺跡発掘調査概報「蟹満寺」（第1次調査），24p.



## 《話題提供》

# 大規模地すべり形成過程の一考察 —京都府相楽郡笠置町の切山地区地すべりを事例として—

日本工営株式会社 山口 巍・亀田 尚志

## 1. はじめに

京都府相楽郡笠置町の切山地区地すべりでは、昭和 55 年より調査が開始されており、昭和 57 年 3 月には地すべり防止区域として指定を受け、集水井工、横ボーリング工、アンカー工、水路工等、様々な地すべり対策工が実施されている。

国土地理院発行の広域の地形図を確認すると、明瞭な地すべり地形が南北に約 1.5km、東西に約 1.2km にわたって確認され、長年活動を繰り返してきた古い地すべりであることが想定される。

今回の話題提供では今まで実施してきた地すべり調査をもとに、切山地区の地すべり形成過程に対する考察を実施し、報告する。

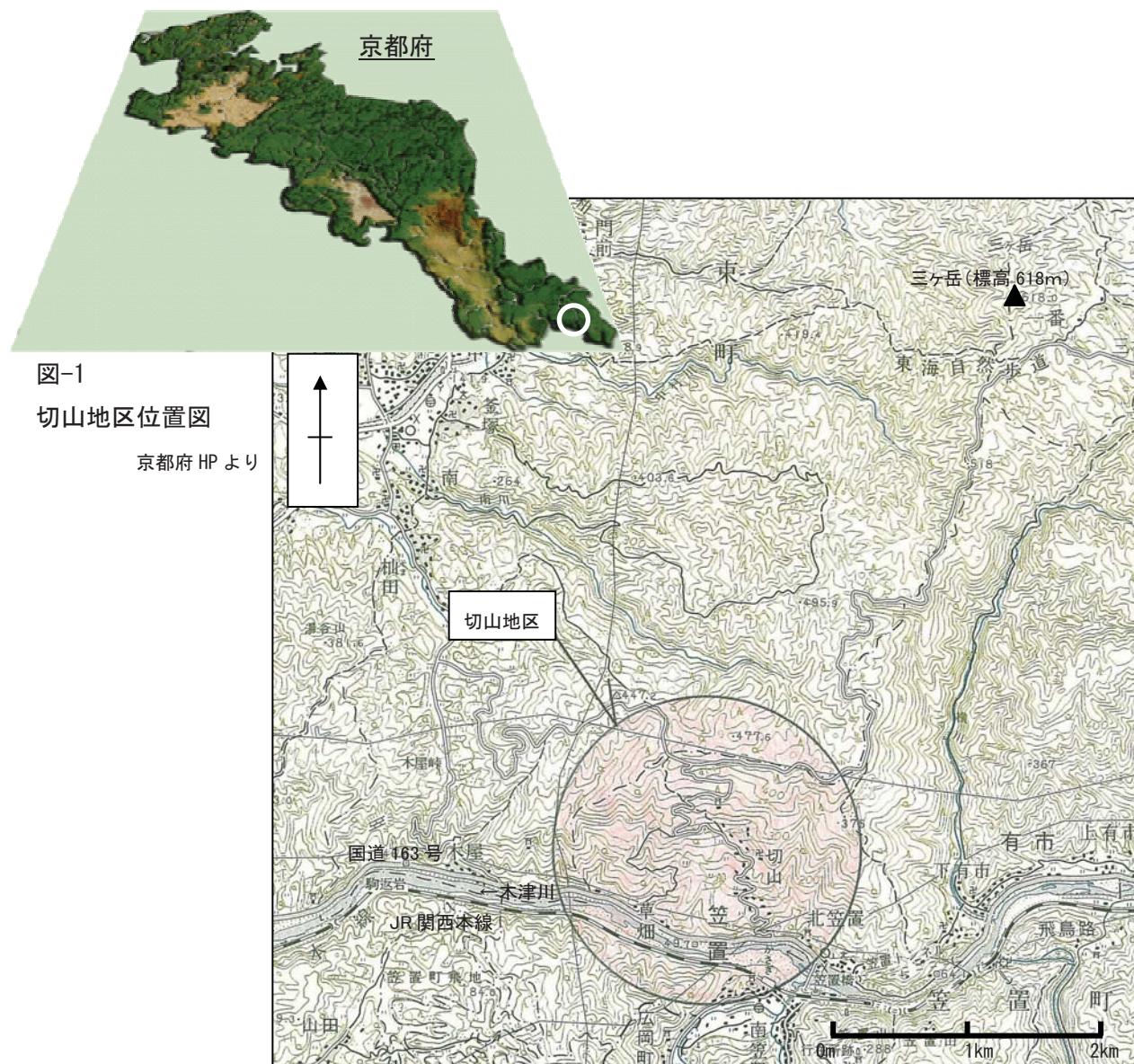


図-2 切山地区位置図 国土地理院発行「奈良」地形図(1/50,000)に加筆

## 2. 地形地質概要

### 2.1 地形概要

調査地は京都府相楽郡笠置町に位置する。笠置町においては中央部付近を東から西に木津川が緩く蛇行しながら流下しており、その侵食作用によりV字谷が形成されている。両岸は比高30~40m程の急崖を呈し、現侵食面である河床から10~20m程上方の高さに、木津川に平行して国道163号(右岸)、JR関西本線(左岸)が敷設される(図-2参照)。

調査地である切山地区は、この木津川右岸に位置し、標高450m程度の高さをもって東西に伸びる尾根の南向き斜面に位置する。この斜面は比較的急傾斜(20~30度)を呈する斜面上部(標高440~250m)、緩傾斜(10~20度)を呈する斜面中腹部(標高250~130m)、木津川に至る急傾斜(30度以上)である斜面下部(標高130~50m)から構成されており、切山地区の人家は斜面中腹部の緩傾斜部に集中している。またこの緩傾斜部は耕作地として利用されている。なお、このような斜面中段の緩傾斜部は、木津川の上下流の近傍斜面では認められず、切山地区のみがやや凹んだ地形を示している。

### 2.2 地質概要

切山地区周辺は、中生代白亜紀の領家変成岩類に属する変成泥岩、変成チャートおよび、同じく中生代白亜紀の領家花崗岩類が分布する。領家変成岩類は丹波帯堆積岩コンプレックスを原岩とし、白亜紀前期~後期(約1億年前)に広域的な古期領家花崗岩類の貫入により熱変成作用を受けた岩類である。また、切山地区周辺では白亜紀後期(約7000万年前)に局所的に新期領家花崗岩類の貫入がみられ、領家変成岩類がさらに熱変成作用をうけた岩類が見られている。この新規領家花崗岩類によって熱変成作用を受けた変成岩類が切山地区の基盤岩となる。新期領家花崗岩類は、基盤岩となる領家変成岩類に貫入する花崗岩体であり、切山地区付近の領家変成岩類を取り巻くように、西側には木屋花崗岩、東~南側には柳生花崗岩が分布する。貫入時期は白亜紀後期(7000万年前程度)であり、貫入時には近接する領家変成岩類に対して、熱変成作用を及ぼした。

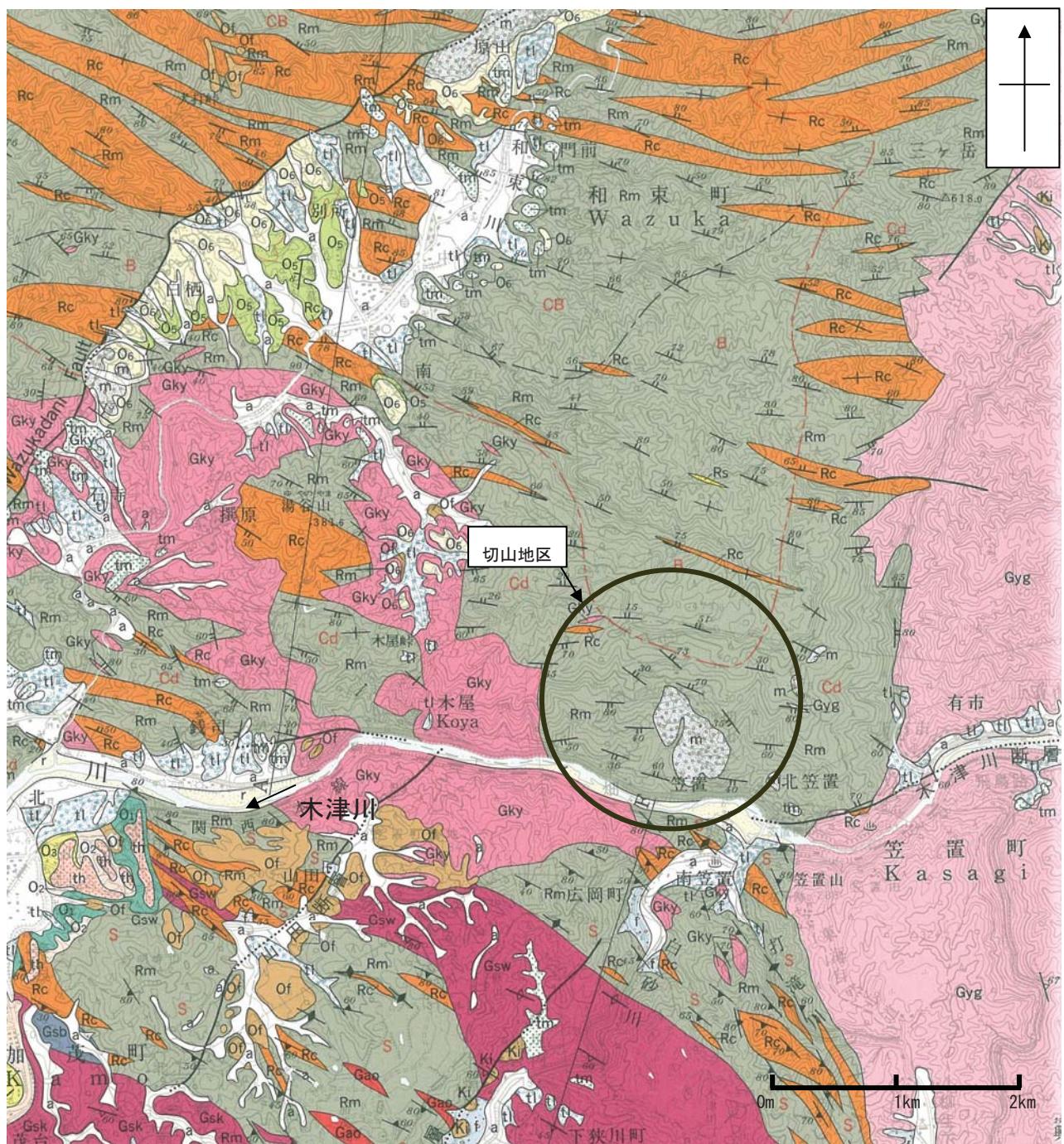
木津川以北の領家変成岩類は変成泥岩を主体とし、切山地区でも変成泥岩が見られる。変成泥岩は粘土鉱物の配列による層理が認められ、切山地区では走向は概ね東西方向であり、南に傾斜する。

表-1 調査地付近の地質総括図(「奈良地域の地質」より抜粋・加筆)

年代 100 万年	地質年代		堆 積	火成活動、変成作用	地 史				
0	現在								
1.8 新 生 代	第四紀		木津川の下刻 活断層の発達(木津川断層)						
	新第三紀								
65 中 生 代	古第三紀								
	白 亜 紀	後 期	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> <b>領家 変成岩類 (Cd)</b>            領家 変成岩類 (C, CB, B, S)         </div> <div style="border: 1px dashed black; padding: 5px; margin-top: 10px;">           丹波帯の 堆積岩コンプレックス (付加体)         </div>	新期領家 花崗岩類 (Gky, Gyg)  古期領家 花崗岩類 (Gsw, Gsk)	酸性 熱変成作用 (切山地区の基盤岩形成)  深成岩類 の貫入  熱変成作用				
	中 生 代	前 期							
99 142 206	ジュラ紀				造山運動 丹波帯(付加体)の形成				

Cd : 薫青石帶、C : 緑泥石帶、CB : 緑泥石-黒雲母帶、B : 黒雲母帶、S : 珪線石帶

Gky : 木屋花崗岩、Gyg : 柳生花崗岩、Gsw : 挾川花崗岩、Gsk : 須川花崗閃綠岩



	正常層の走向及び傾斜 Strike and dip of normal strata		片理及び片麻状構造の走向傾斜 Strike and dip of schistosity and gneissosity
	上下未確認の地層の走向及び傾斜 Strike and dip of strata (tops unknown)		直立した片理及び片麻状構造の走向傾斜 Vertical strike and dip of schistosity and gneissosity
	上下未確認の直立層の走向 Strike of vertical strata		花崗岩類の面構造の走向傾斜 Strike and dip of foliation in granites
	逆転層の走向及び傾斜 Strike and dip of overturned strata		直立した花崗岩類の面構造の走向傾斜 Vertical strike and dip of foliation in granites

図-3 調査地付近の地質図(1/50,000)

1 : 50,000 地質図幅 奈良 H12.3 -地質調査所- 一部加筆

## 地質凡例

第四紀	完新世～更新世	氾濫原及び谷底平野堆積物		a	礫、砂、シルト、粘土 Gravel, sand, silt and clay
		扇状地堆積物		g	礫及び砂 Gravel and sand
		地すべり堆積物		d	岩屑 Debris
		低位段丘堆積物		tl	礫、砂及びシルト Gravel, sand and silt
		中位段丘堆積物		tm	礫(砂及びシルトを挟む) Gravel with sand and silt
		高位段丘堆積物		th	礫(砂及びシルトを挟む) Gravel with sand and silt
第四紀～新第三紀	大阪層群	田辺累層	水取礫層	O6	礫、砂及びシルト(火山灰の薄層を挟む) Gravel, sand and silt, with thin beds of volcanic ash
			東畠互層	O5	シルト、砂及び礫(火山灰の薄層を挟む) Silt, sand and gravel, with thin beds of volcanic ash
			鹿畠礫層	O4	礫(砂を含む) Gravel with sand
			上梅谷砂層	O3	砂及び礫(シルト、火山灰の薄層を挟む) Sand and gravel, with thin beds of silt and volcanic ash
			鹿背山互層	O2	シルト、砂及び礫(褐炭、火山灰の薄層を挟む) Silt, sand and gravel, with thin beds of lignite and volcanic ash
			切通砂層	O1	砂及び礫(シルト、褐炭、火山灰の薄層を挟む) Sand and gravel, with thin beds of silt, lignite and ash
			大福礫層	Of	礫(砂及びシルトを挟む) Gravel with sand and silt
新第三紀	鮮新世	古琵琶湖層群	伊賀累層	Soh	礫(砂及びシルトを挟む) Gravel with sand and silt
				Ki,Si	礫(砂、粘土及び亜炭を挟む) Gravel with sand, mud and lignite
白堊紀	後期	新期領家花崗岩類による接觸変成岩		Cd	変成泥岩(葉青石黒雲母片岩)・葉青石黒雲母ホルンフェルス・紅柱石黒雲母片岩・紅柱石黒雲母ホルンフェルス及び変成チャート Metamudstone (cordierite-biotite schist, cordierite-biotite hornfels, and andalusite-biotite schist, andalusite-biotite hornfels) and metachert
		新期領家花崗岩類	木屋花崗岩	Gky	中・細粒黒雲母花崗岩(しばしば白雲母を含む) Medium- to fine-grained biotite granite (often muscovite bearing)
			柳生花崗岩	Gyg	中・粗粒黒雲母花崗岩、花崗閃綠岩及びトーナル岩(しばしば角閃石を含む) Medium- to coarse-grained biotite granite, granodiorite and tonalite (often hornblende bearing)
			阿保花崗岩	Gao	細・中粒黒雲母花崗岩 Fine- to medium-grained biotite granite
	前期-後期	領家花崗岩類	勝風トーナル岩	Gsb	細・中粒角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃綠岩 Fine- to medium-grained hornblende-biotite tonalite and granodiorite
			挿川花崗岩	Gsw	片狀中粒黒雲母花崗閃綠岩及び花崗岩 Foliated medium-grained biotite granodiorite and granite
			須川花崗閃綠岩	Gsk	片狀中粒角閃石黒雲母花崗閃綠岩、トーナル岩及び花崗岩 Foliated medium-grained hornblende-biotite granodiorite, tonalite and granite
		領家変成岩類		C	変成泥岩(緑泥石白雲母粘板岩)、変成砂岩、変成チャート、変成苦鉄質火山岩及び結晶質石灰岩 Metamudstone (chlorite-muscovite slate), metasandstone, metachert, metamorphosed mafic volcanic rocks and crystalline limestone
		領家変成岩類		CB	変成泥岩(緑泥石白雲母粘板岩)、変成砂岩及び変成チャート Metamudstone (chlorite-muscovite slate and chlorite-muscovite slate), metasandstone and metachert
		領家変成岩類		B	変成泥岩(白雲母黒雲母粘板岩・白雲母黒雲母片岩)及び変成チャート Metamudstone (muscovite-biotite slate and muscovite-biotite schist) and metachert
		領家変成岩類		S	変成泥岩(紅柱石珪線石黒雲母片岩・珪線石黒雲母片岩・黑雲母片岩・珪線石黒雲母片岩・黑雲母片岩・ミグマタイト)及び変成チャート Metamudstone (andalusite-sillimanite-biotite schist, sillimanite-biotite schist, biotite schist, sillimanite-biotite gneiss, biotite gneiss, metatexite and migmatite) and metachert
ジュラ紀	丹波帯堆積岩コンプレックス	和束ユニット	Rs		砂岩(泥岩を伴う) Sandstone with mudstone
			Rm		泥岩(砂岩を伴う) Mudstone with sandstone
			Rc		層状チャート(珪質泥岩を伴う) Bedded chert with siliceous mudstone

図-4 地質図凡例 国土地理院発行「奈良」地形図(1/50,000)を編集

## 2.3 活断層等の分布

切山地区の北西 5kmには和束断層が位置している。また、切山地区南側を流れる木津川の上流には、木津川形成の主要因でもある木津川断層が存在する。木津川断層は、1854 年(嘉永 8, 安政元)7月 9 日に発生して切山地区より東側に 15 km に位置する上野盆地を中心に大きな被害をもたらした「伊賀上野地震」の発生源であったと考えられている。そのため、切山地区地すべりも断層破碎等の影響を受け、地質の脆弱化および破碎(亀裂)箇所の地下水流动が活発化している可能性が十分考えられる。また、調査ボーリング結果よりも、過去に断層活動の影響を受けたと思われるボーリングゴアも採取されている(調査ボーリング結果参照)。

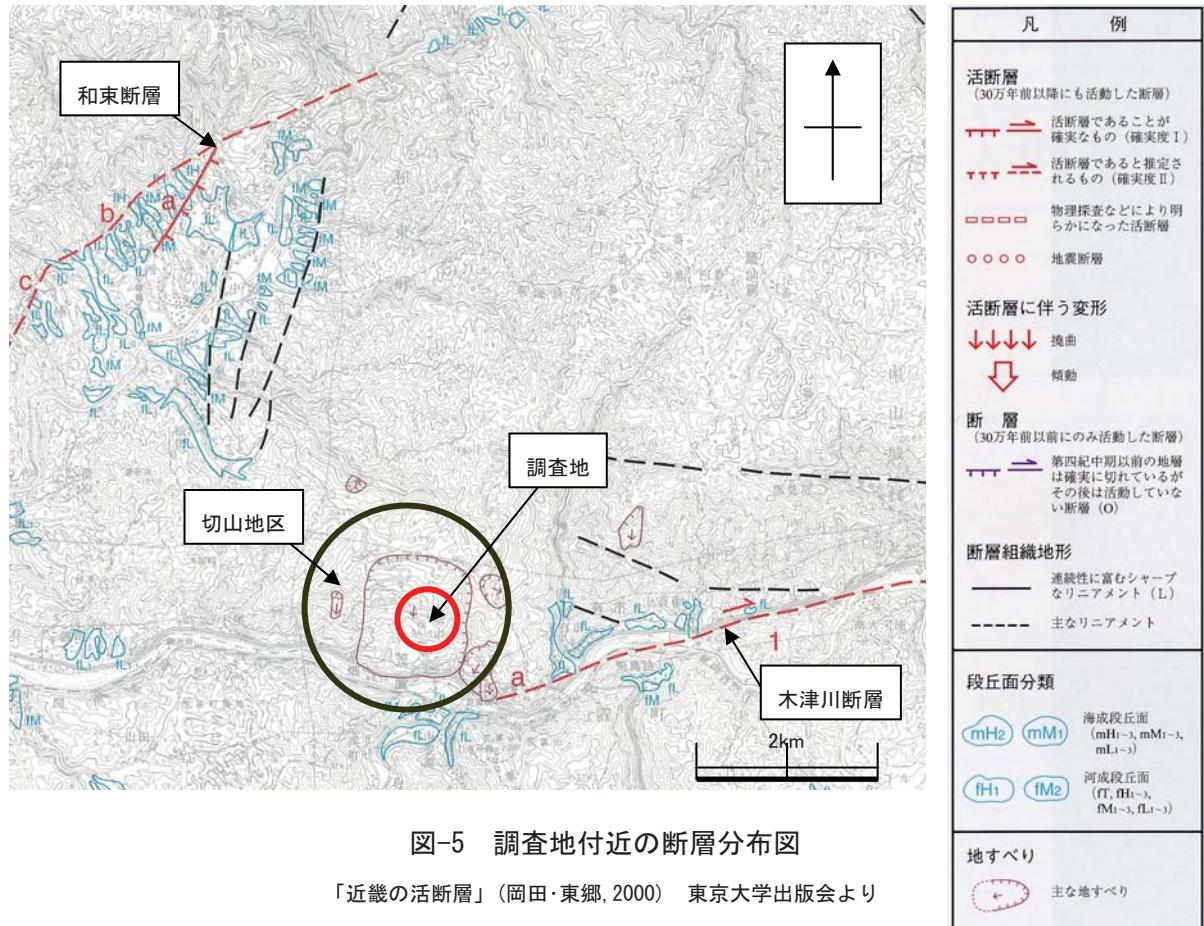


図-5 調査地付近の断層分布図

「近畿の活断層」(岡田・東郷, 2000) 東京大学出版会より

## 3. 地表踏査結果

当地区における地形地質状況の把握及び、地すべりブロック範囲の特定を目的として地表踏査を実施した。その地表踏査結果について以下にとりまとめた。また、踏査結果及び写真位置図は図-7 に示す。

### (1) 切山地区の概況

切山地区は木津川右岸斜面であり、斜面上部(標高 440~250m, 傾斜 20~30 度)、斜面中腹部(標高 250~130m, 傾斜 10~20 度)、斜面下部(標高 130~50m, 傾斜 30 度以上)から構成される(写真-1)。



写真-1 切山地区全景（南東側の笠置山より望む）

A-A' 断面

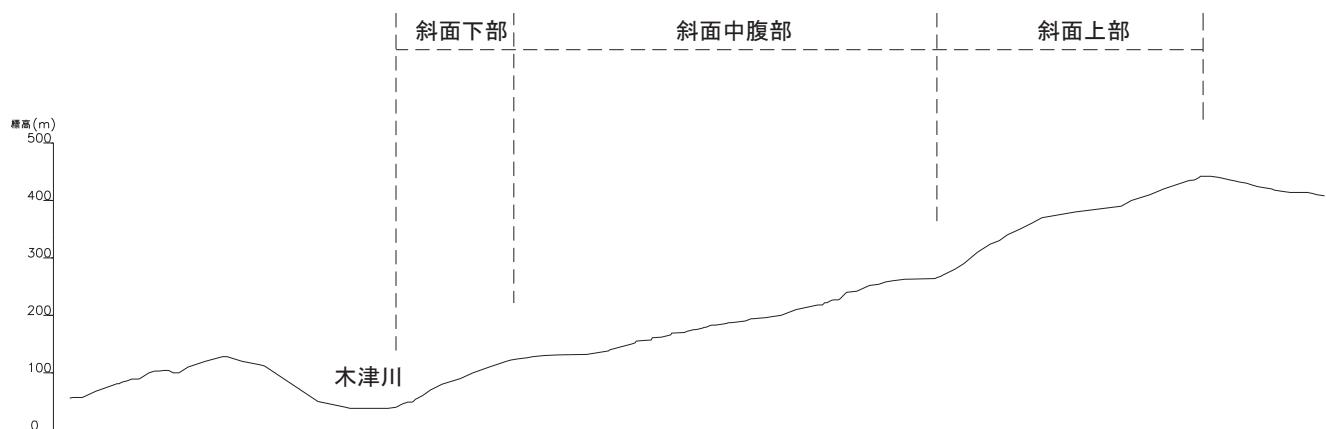


図-6 切山地区断面模式図

## (2) 斜面上部

斜面上部は東西方向に並ぶ山頂(標高440m程度)からなる尾根を含み、 $20^\circ \sim 30^\circ$  の比較的急傾斜を示す斜面である。標高410～380mにかけては斜面の西側を中心に遷緩線が分布し、幅50～100m程の緩傾斜地を形成する。

沢筋を除いて露頭は少なく、道路のり面では崩積土、变成泥岩が確認される。

尾根の北側には尾根に平行する谷が形成される。この谷は北流して和束町に至る南川の源流部であり、谷底は崩積土に埋積され幅20m程の平坦地を呈する。山頂に近い事から集水面積はそれほど広くないが、この谷では常時流水が認められ、一部では小池も認められる湿地帯を形成する(写真-2)。

尾根の南側には広域基幹林道三国越線が整備されており、路面の舗装に亀甲状の亀裂や、道路に平行する亀裂が数々認められる。また道路山側のブロック積み擁壁には開口する亀裂が認められる(写真-3)。



写真-2 尾根北側の谷地地形に分布する湿地帯の状況



写真-3 林道三国越線沿いのブロック積み擁壁の変状

### (3) 斜面中腹部

斜面中腹部は緩傾斜を呈し、切山地区の人家が密集する。また斜面谷側を盛り立てた田畠など耕作地が人家周辺を取り巻き、広く耕作等に利用されている。

人家の基礎部や外壁、道路面等の構造物には多くの亀裂や押し出し等が認められ、特に沢筋に設置されたコンクリート水路工には数多くの変状が認められる（写真-4～7, 10）。

また、緩傾斜部では湧水が豊富であり、斜面勾配の変換点や人家の石積み等からの湧水や、湿地帯が認められる（写真-8, 9）。これらの湧水は耕作や飲用に広く使われている。



写真-4 住宅基礎擁壁に生じた亀裂変状



写真-5 住宅基礎コンクリートたたきに生じた亀裂変状

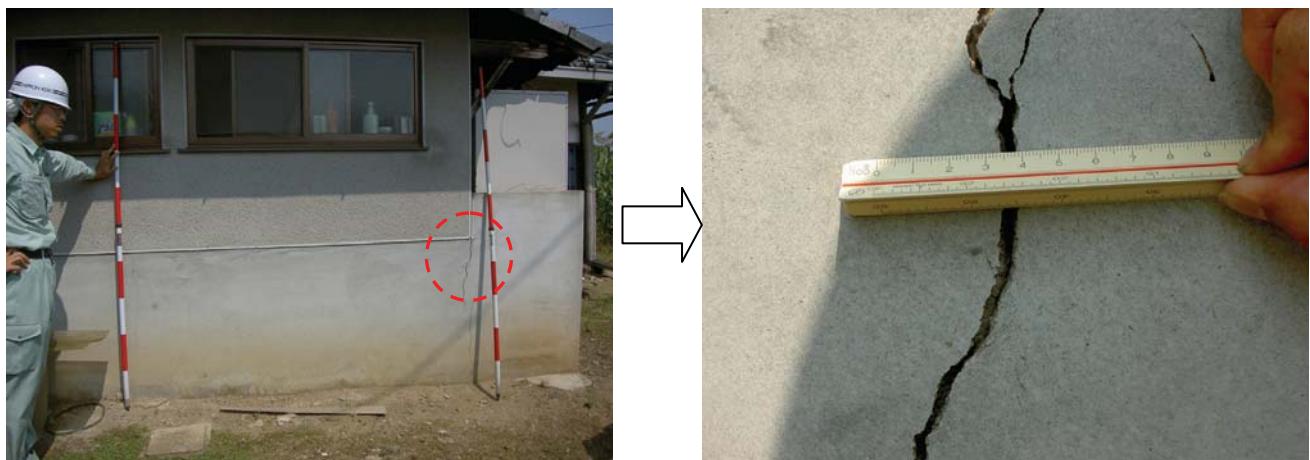


写真-6 家屋に生じた亀裂変状



写真-7 家屋に生じた亀裂変状



写真-8 斜面中腹部(緩傾斜部)の状況

斜面中腹部の緩斜面は宅地及び耕作地として利用されており、全般に沢筋を除いてほとんど露頭は認められない。また、非常に湧水が多く存在し、湿地帯を形成する箇所も見受けられる。



写真-9 湧水による池  
地区住民によると「枯れ池」と呼ばれ、湧出・枯渇を繰り返している。



写真-10 水路工の亀裂 (亀裂幅  $W=30\text{mm}$ )

#### (4) 斜面下部

斜面下部は急傾斜を示し木津川に至る斜面である。標高 50m付近の国道 163 号の山側斜面には幅 10~20m程度で馬蹄形を示す崩壊(あるいは表層すべり)地形がいくつか認められ(写真-11)、崩壊対策としてアンカーワークが施工されている。

また、国道 163 号に沿って人家が点在する。国道山側のコンクリート擁壁、ブロック積み擁壁および人家基礎部や壁面には顕著に亀裂が認められ(写真-12~14)、また切山地区に至る町道についても、斜面下部の急傾斜部では路面の亀裂が顕著である(写真-15)。

切山地区では沢筋を除いて露頭はほとんど認められないが、国道 163 号から木津川にいたる急斜面は一部で急崖となり、風化した变成泥岩が露頭する(写真-16)。



写真-11 国道 163 号沿いの崩壊跡  
平成 12 年度に幅 30m 程の崩壊が発生したため、  
アンカーワークにて対策した



写真-12 国道 163 号沿いのコンクリート擁壁に認められる亀裂



写真-13 国道 163 号沿いのコンクリート擁壁に認められる亀裂



写真-14 国道 163 号に発生した横断亀裂



写真-15 国道 163 号から切山地区に至る  
町道に発生した亀裂



写真-16 国道直下の变成泥岩露頭

### (5) 沢部

切山地区においては、木津川に流入する南北に直線的な沢がよく形成されており、ほとんどの沢において常時流水が認められる。



写真-17 切山東川（变成泥岩の滝 落差 1.5m）

図-7 に示す切山東川と西ノ谷川は、源流部が標高 420m 付近と尾根に近く、水量も多い。切山東川では、溪岸や溪床に变成泥岩、变成砂岩および变成チャートが源流部まで露頭し、これらより供給された転石 ( $\phi 20\sim200\text{cm}$ ) が溪床に認められる。また切山東川の標高 140m 付近までの、右岸側には小崩壊地形が顕著に認められ、崩積土が露出する。この崩積土は厚さ 1~2m である。



写真-18 西ノ谷川(变成泥岩の滝 落差 2.5m。)

西ノ谷川では、变成泥岩、变成砂岩および变成チャートのほか、花崗岩の露頭が認められる。また渓床にはこれらの転石( $\phi$  20~200cm)も認められるが、花崗岩の転石は上流ほど少なくなる。花崗岩の露頭および転石は、この西ノ谷川及びその東側の草畠谷川のみであり、これより東側では認められない。



写真-19 西ノ谷川(花崗岩の露頭)

沢部で見られる、花崗岩の露頭。花崗岩の露頭および転石は、この西ノ谷川及びその東側の草畠谷川のみであり、これより東側では認められない。



写真-20 西ノ谷川（花崗岩と変成泥岩の接触部で見られる変成泥岩の粘土化）

花崗岩の変成泥岩の接触部で見られる、変成泥岩の粘土化。花崗岩の貫入時に、変成泥岩に亀裂が生じ、その亀裂を地下水が流下するにつれて、粘土化が促進されたものと思われる。



写真-21 草畠谷川（花崗岩の露頭）  
林道脇の沢部で見られる、花崗岩の露頭

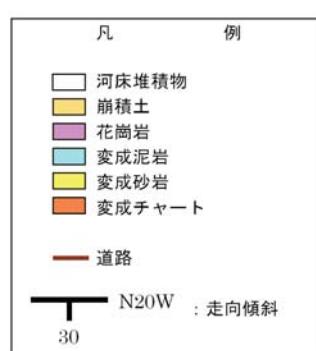
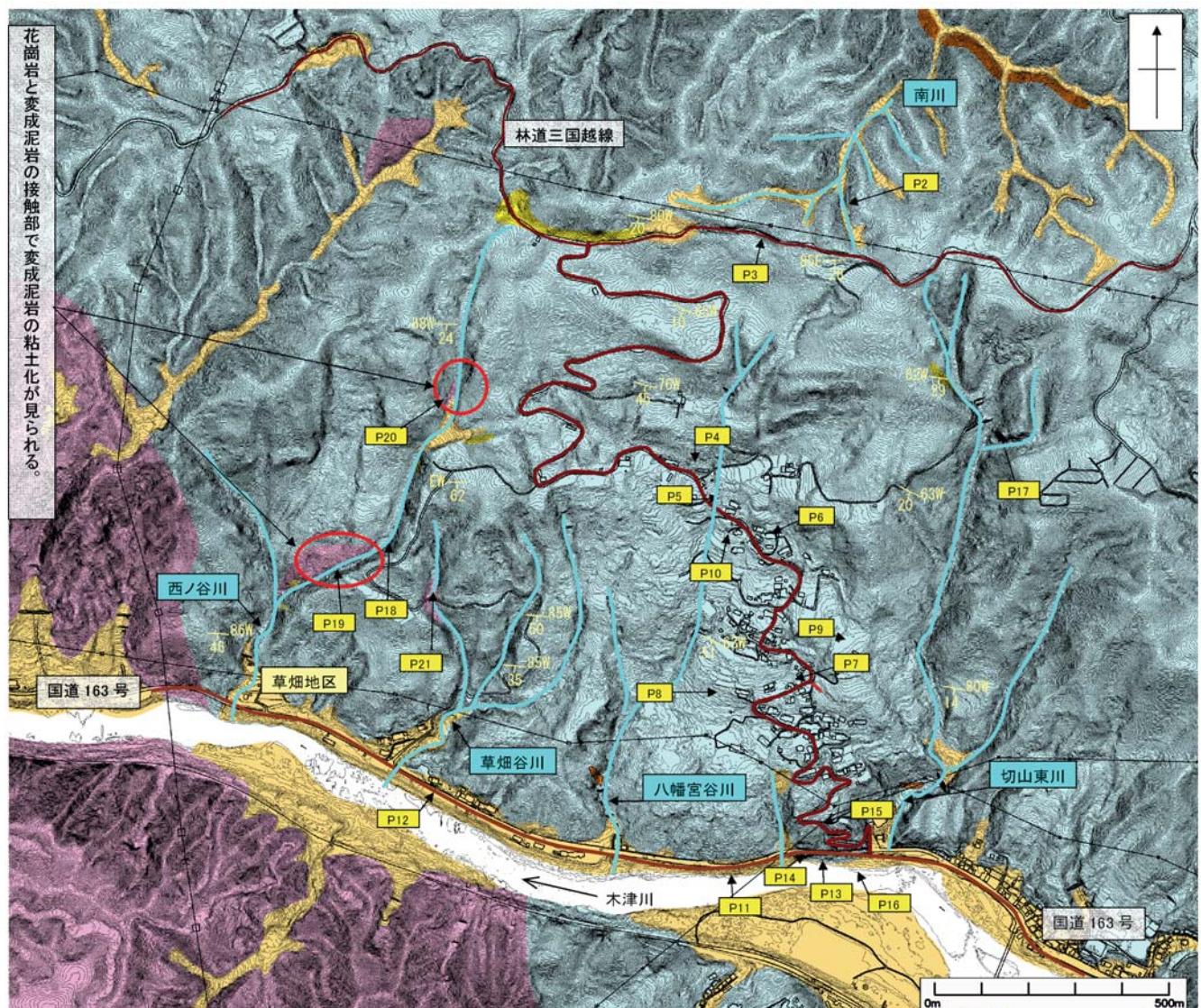


図-7 地表面踏査平面図

#### 4. 調査ボーリング結果

切山地区で実施された調査ボーリングのうち、当地区の特徴を良く示すボーリング結果を以下に紹介する。

図-8 に切山地区で実施された調査ボーリングの位置平面図を示す。今回紹介するボーリング孔は図中に緑丸で示したボーリング孔（II C-1 孔）である。

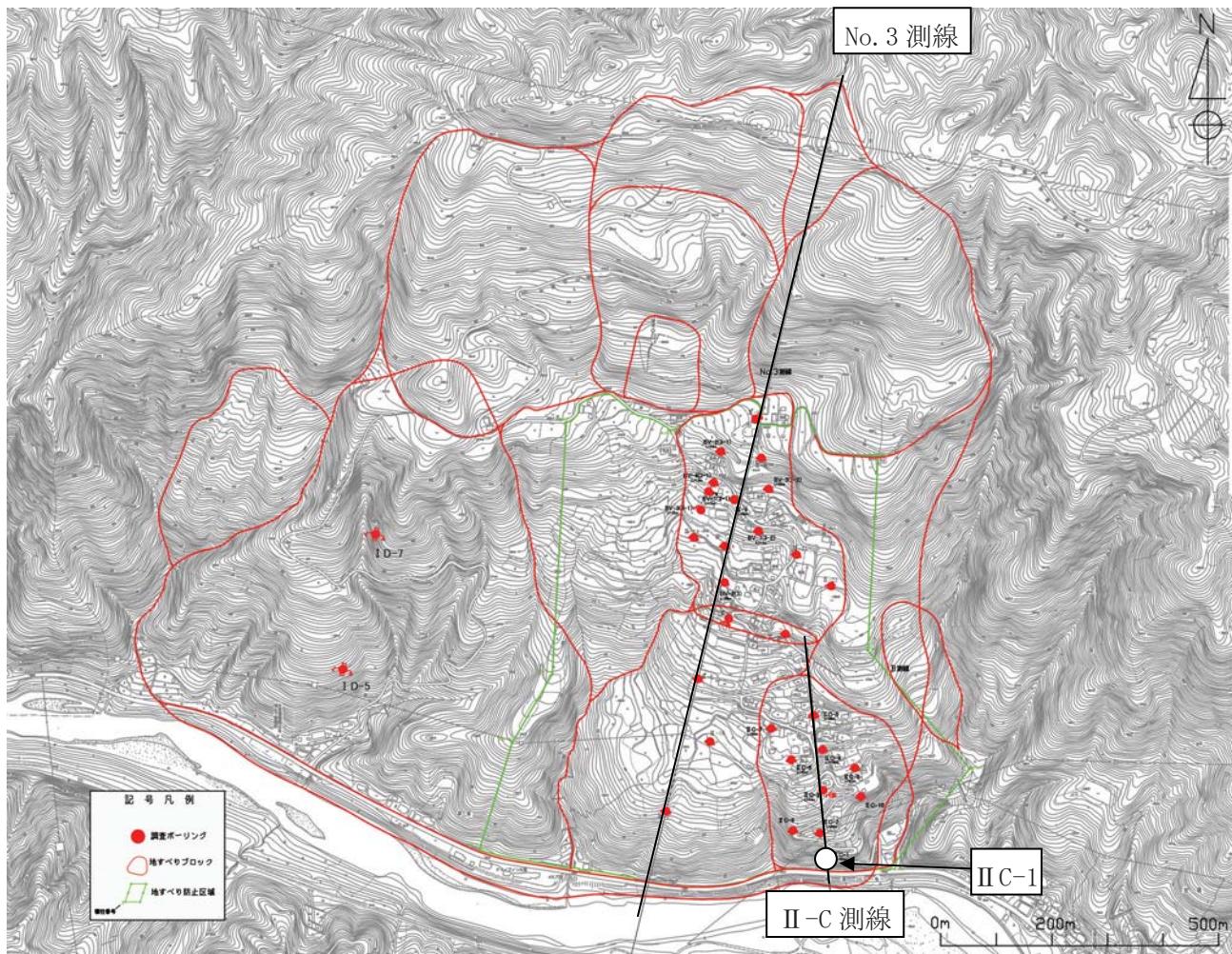


図-8 切山地区 既往調査ボーリング箇所位置平面図

図-8 に切山地区で実施された調査ボーリングの位置平面図を示す。今回紹介するボーリング孔は図中に白丸で示したボーリング孔（II C-1 孔）である。

II C-1 孔は切山地区の地すべり末端部で掘削された調査孔であり、深度 20~23m付近に層厚 3m程度で旧河床堆積物が確認された。この旧河床堆積物の上位に厚さ 20m程度で崩積土が堆積しており、過去に大規模な地すべり活動があった事を示している。この旧河床堆積物は現在の国道 163 号線とほぼ同標高に位置し、過去には木津川の河床は現在の国道 163 号線と同標高にあった事を示している。

また、写真-23 にカタクレーサイト化※した断層岩※(図中の赤丸箇所)をしめす。断層の活動によって、一度壊された変成泥岩である。写真では角礫状となっているが、年月の経過により硬くなっている。但し、通常の変成泥岩よりは脆い。写真-23 のコアは II C-1 孔で観察されたものではないが、切山地区のどのボーリングコアでも数箇所認められる。

図-10 に II-C 測線断面図を、図-11 に No. 3 測線断面図を示す。

※カタクレーサイト (破碎岩)

断層岩のうち基質と岩片が固結しているもの。

※断層岩

断層破碎帯を構成する物質、および断層破碎帯の周辺に見られる物質。断層活動により破碎を受け、固結性・再結晶の程度により、細分される。

表-2 調査ボーリング結果（孔番号：II C-1 削孔長：L=50.00m 地盤高：GH=73.56m）

地質区分	深度 (GL-m)	岩級 区分	風化 区分	記 事
崩積土	0.00~20.60	—	Dt	所々に L=10~40cm 程度で变成泥岩の玉石を挟み、礫混じり土砂状コアで採取される。
旧河床 堆積物	20.60~23.30	—	Tr	細砂～粗砂からなる。砂は石英、長石、黒雲母、白雲母から構成される。变成泥岩細礫も含まれ、また稀に $\phi 3\text{cm}$ の花崗岩、变成泥岩の円礫を含む。
变成泥 岩・砂 岩互層	23.30~42.0	D~CM	W2~ W3	短棒状を示し比較的堅硬な部分と、細片状～一部で粘土状を示す破碎された部分が共に認められる。 石英細脈を多く含み、亀裂は概ね片理に沿う。
	42.00~50.00	CL~CM	W3	堅硬でほぼ新鮮である。 GL-46.20~46.30m, 47.20~47.30m, 48.38~49.10mは基質の固結した角礫岩である。

すべり面

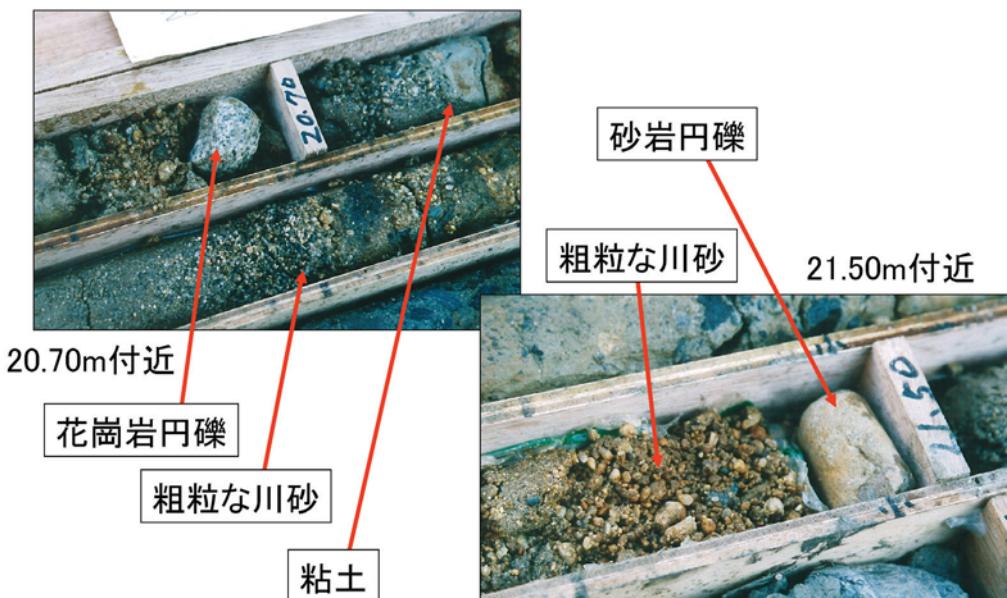


写真-22 II C-1 孔で観察される旧河床堆積物

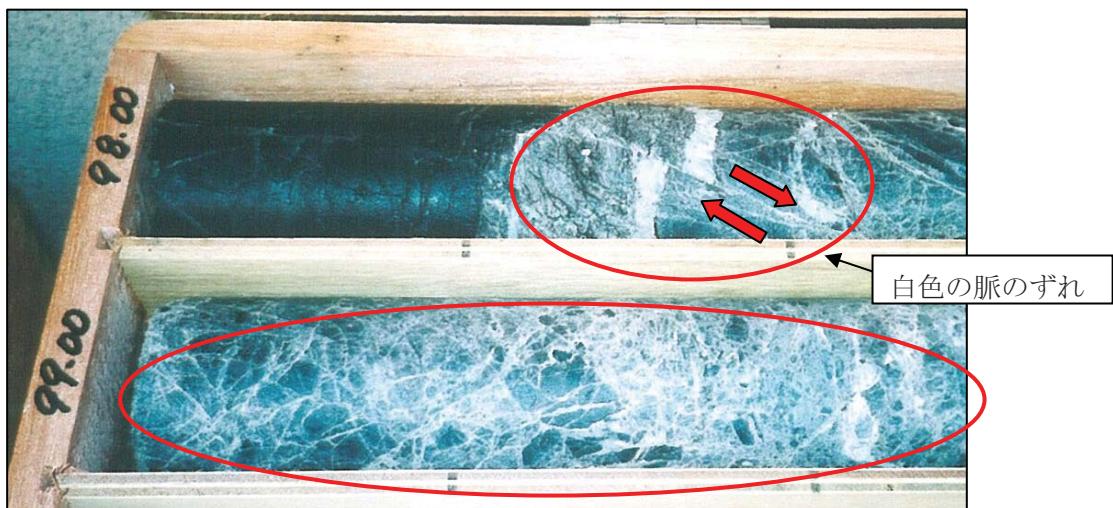


写真-23 切山地区で見られる断層岩の状況 (II C-3 孔)

図-9 コア写真

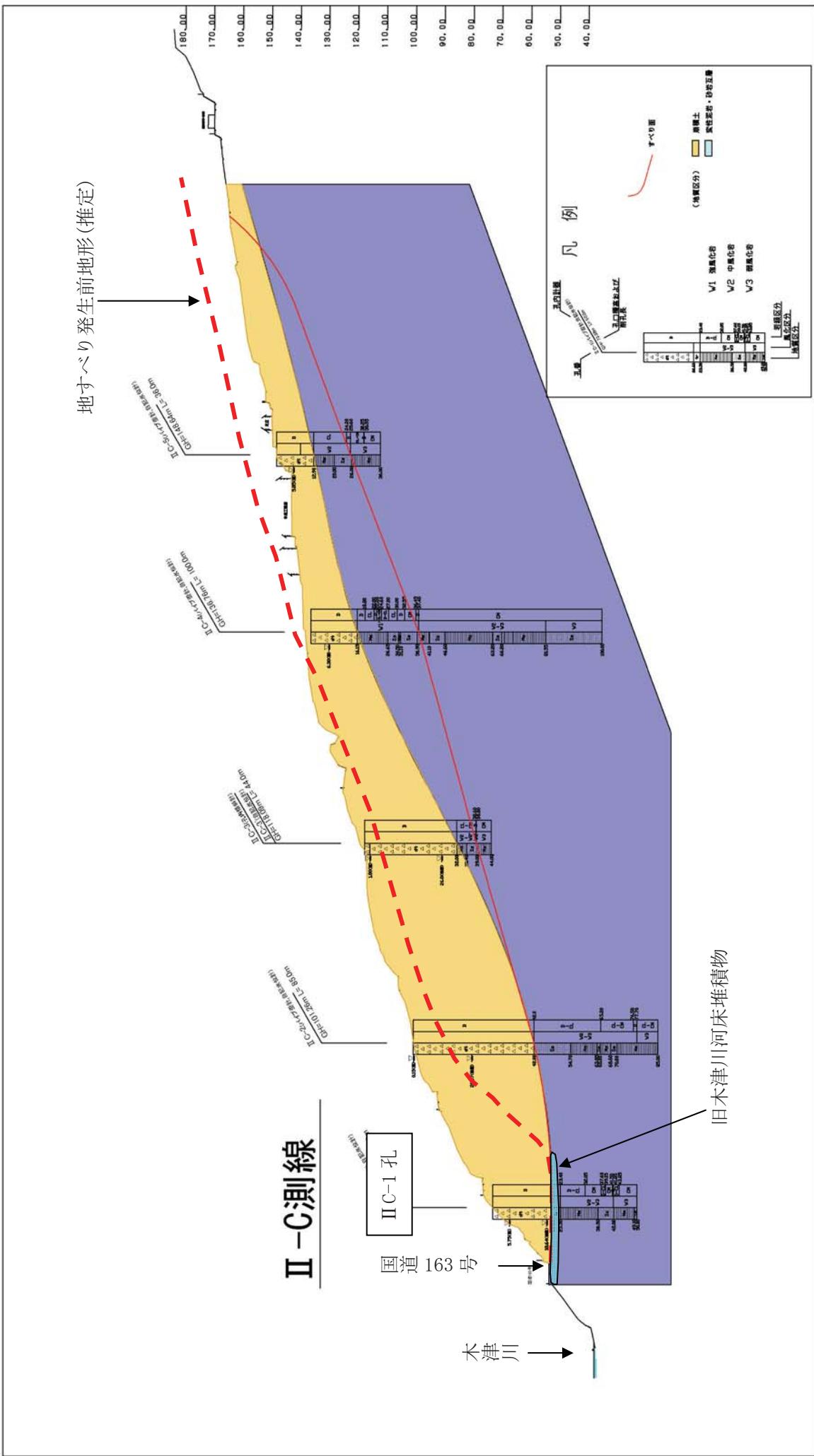
孔番号：ⅡC-1

削孔長：L=50.00m

地盤高：GH=73.56m



図-10 II-C 測線断面図



切山地区 No. 3 測線断面図  
(実測断面)

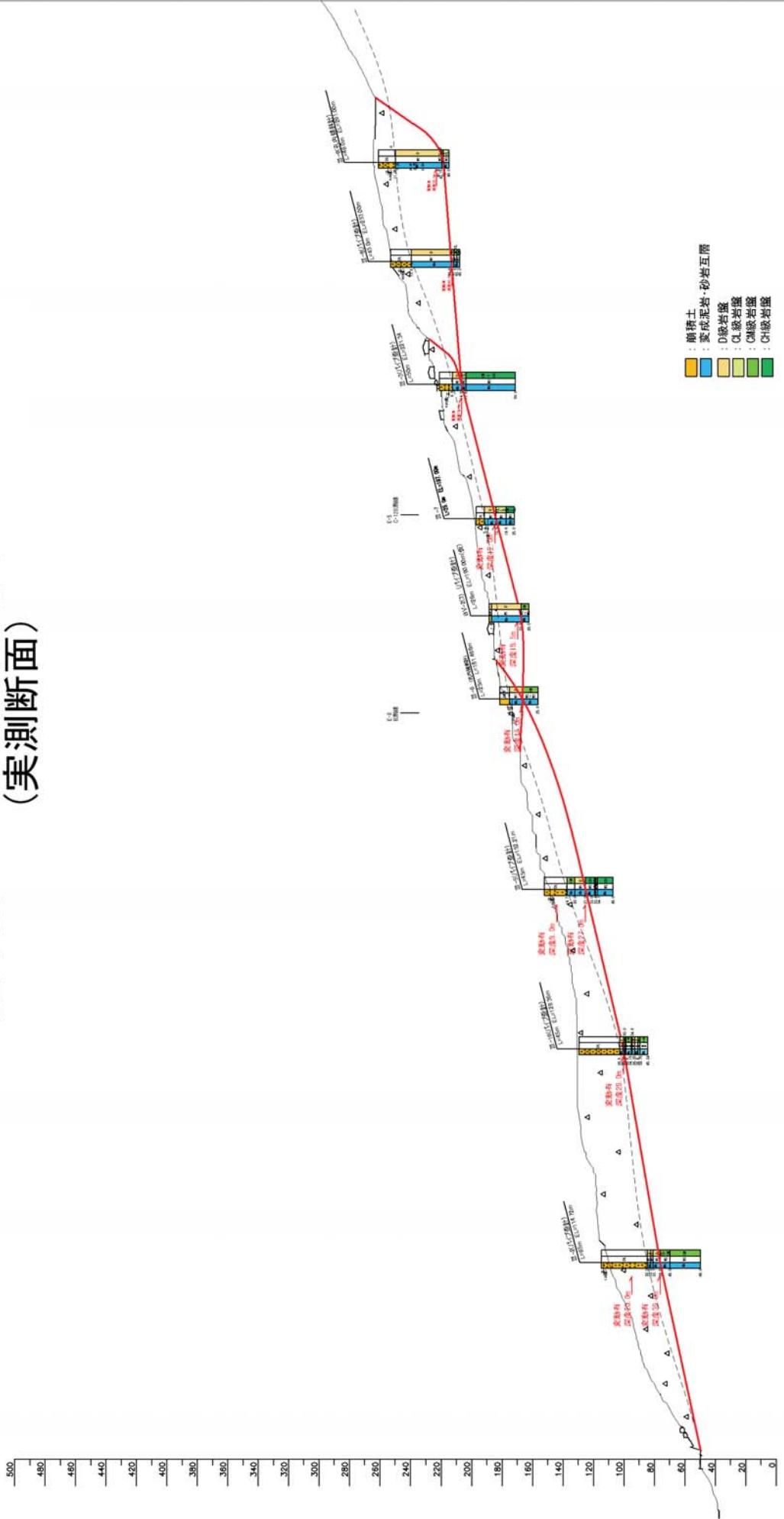


図-11 No. 3 測線断面図

## 5. 地すべり形成過程の考察

### 5.1 切山地区で見られる地すべり地形

切山地区周辺の地形を観察すると、次のような特徴が顕著に見られる。

- ①切山地区地すべり地内の中腹部に存在する緩斜面。
- ②木津川の局所的な屈曲。
- ③切山地区山頂付近の尾根方向と平行に発達した沢地形。
- ④切山地区で見られる小沢の消失。

①については、図-14 に切山地区周辺の地形変換線抽出平面図に示すとおり、斜面中腹部の緩斜面部は、木津川の上下流の近傍では認められず、切山地区のみがやや凹んだ地形を示している。これらの緩斜面は図-12 の一般的な地すべり地形に示すとおり、地すべり活動によって生じた頭部域や中腹部の緩斜面地形であると推測される。

②については、過去の大規模な地すべり活動によって、地すべり末端部に位置した木津川が押し出しを受け、河川線形の不連続性となって現れたものと推定される(図-14, 15 参照)。このような河川の押し出し状の地形は、大規模な地すべり地において、しばしば見られる地すべり的特徴である。

③については、図-12 に示すとおり一般的に地すべり頭部には陥没帯が形成されやすい。切山地区においては図-15 に示すとおり、二重山稜のような連続性を持たないことから、地すべり活動に伴い生じた山頂付近の陥没地形と推測される。

④については、図-15 に示すとおり、切山地区は大きく次の 2 種類の沢の発達が見られる。i) 山頂の尾根部を源頭部とし木津川まで流下する沢、ii) 源頭部から木津川にたどり着かない沢、あるいは山頂の尾根部ではなく中腹の山腹を源頭部とする沢である(いずれも小沢の消失)。これは、山頂の尾根から連続していた沢が地すべり活動によって分断されることによって形成されたものと推測される。一方、切山地すべり地外の沢は、いずれも尾根付近を源頭部として、木津川まで流下する沢がほとんどである。

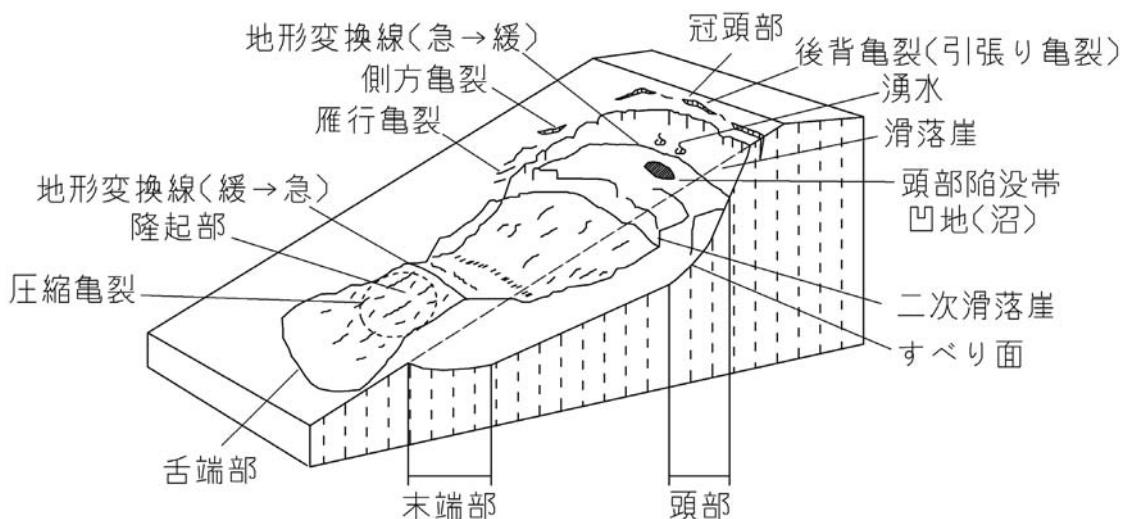
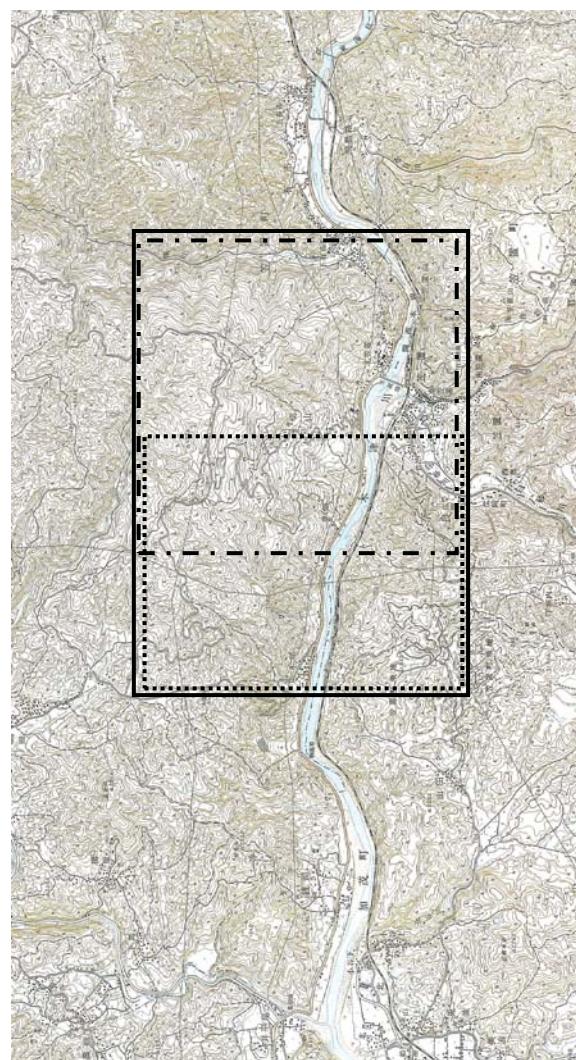
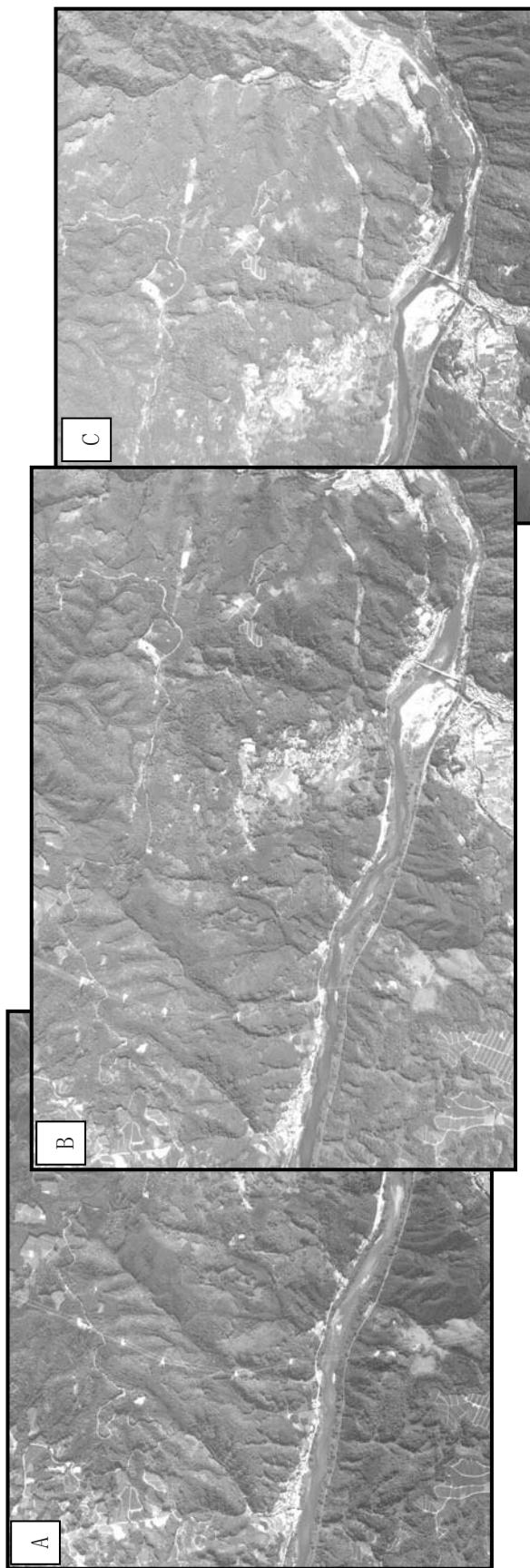


図-12 一般的な地すべり地形

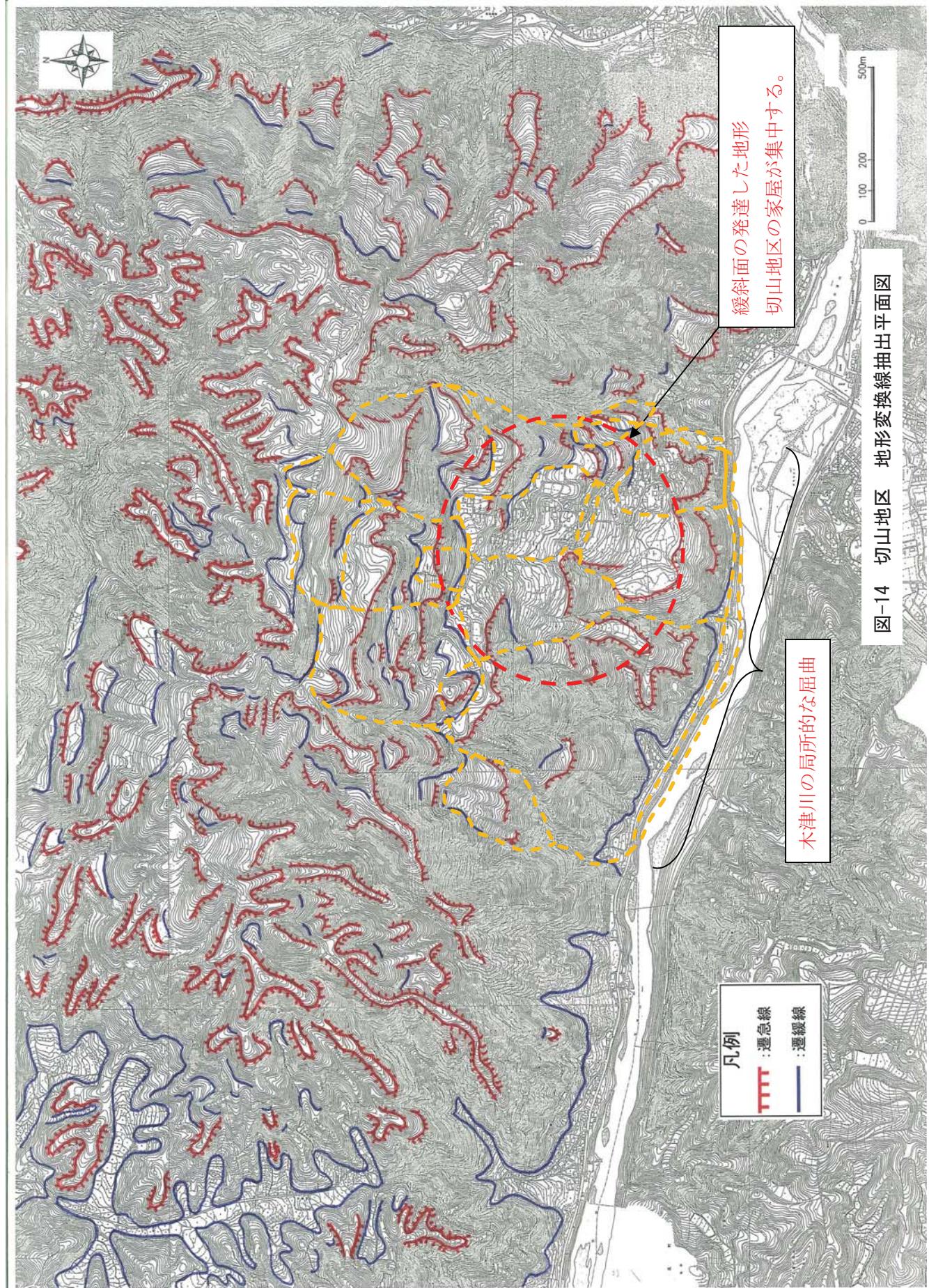
国土地理院 1/25,000 地形図 (奈良、柳生)

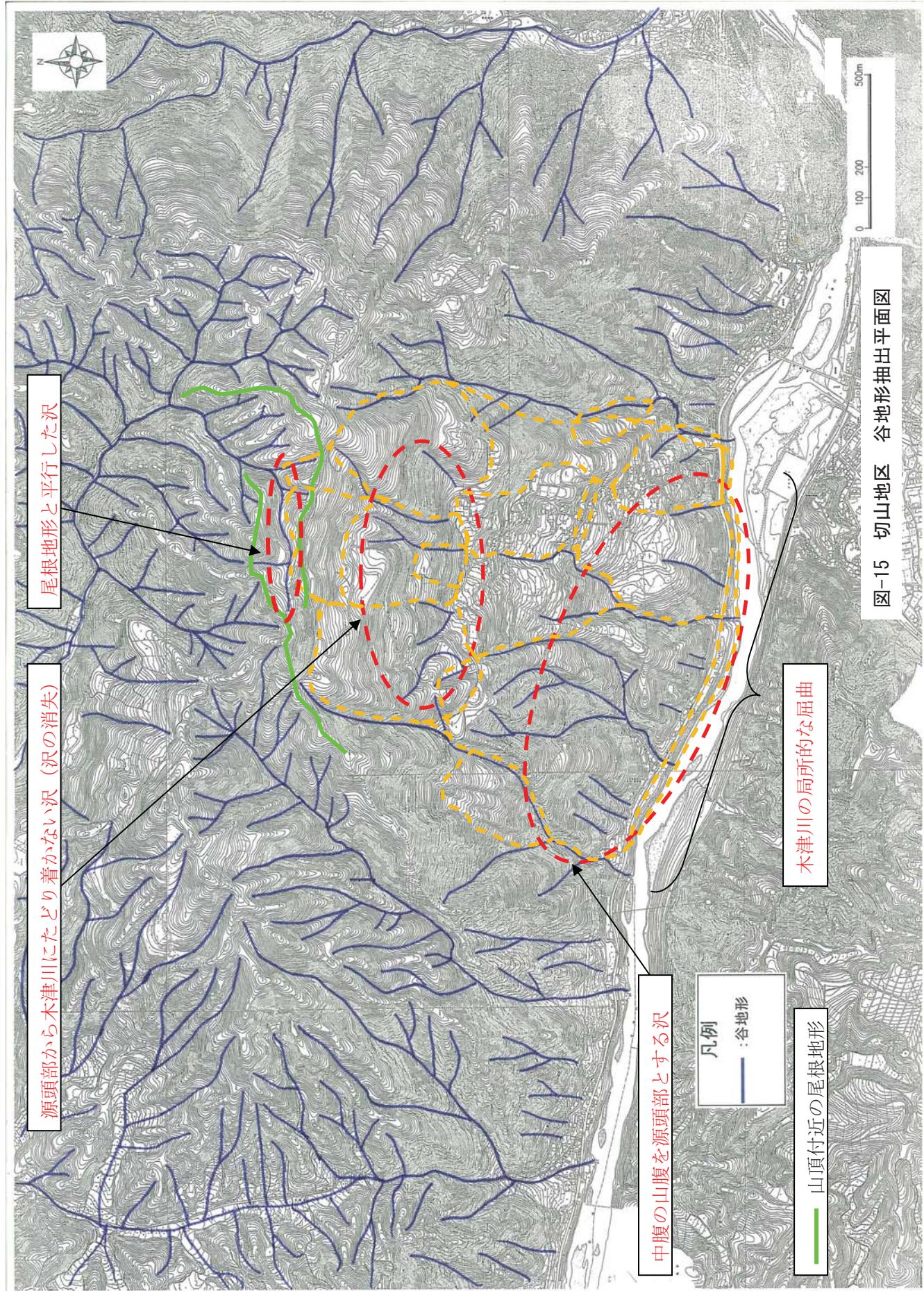
図-13 切山地区 空中写真

国土地理院 撮影：2003年



A  
B  
C



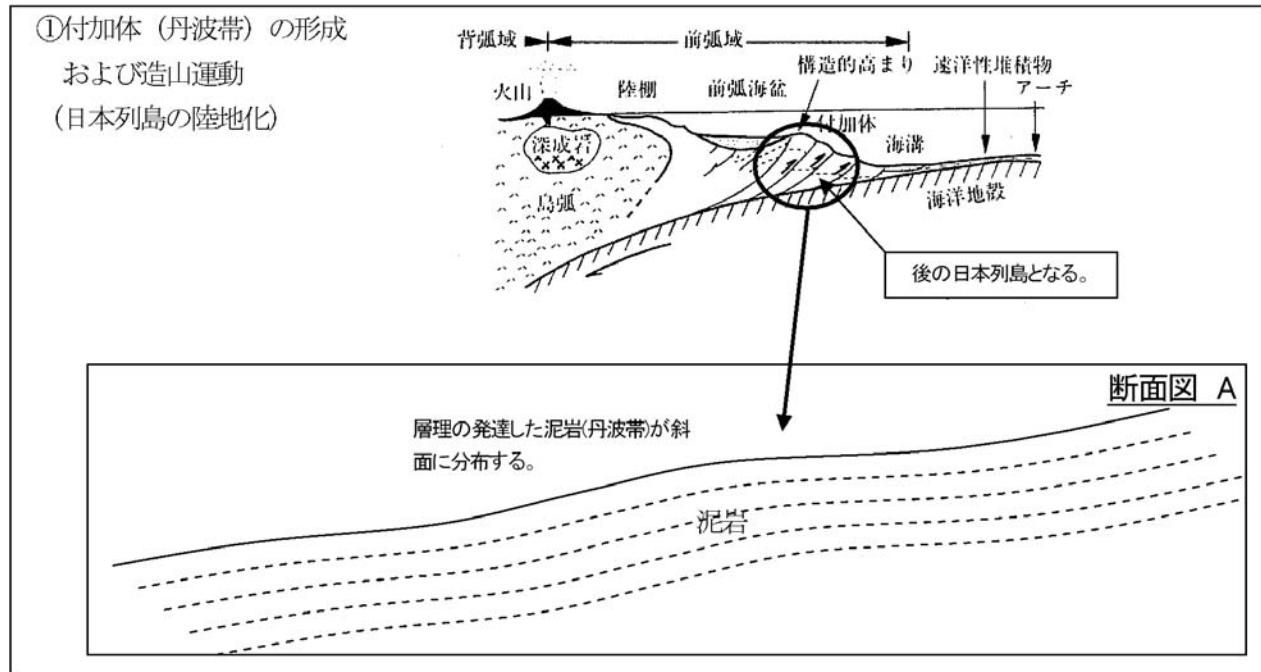


## 5.2 切山地区地すべりの形成過程

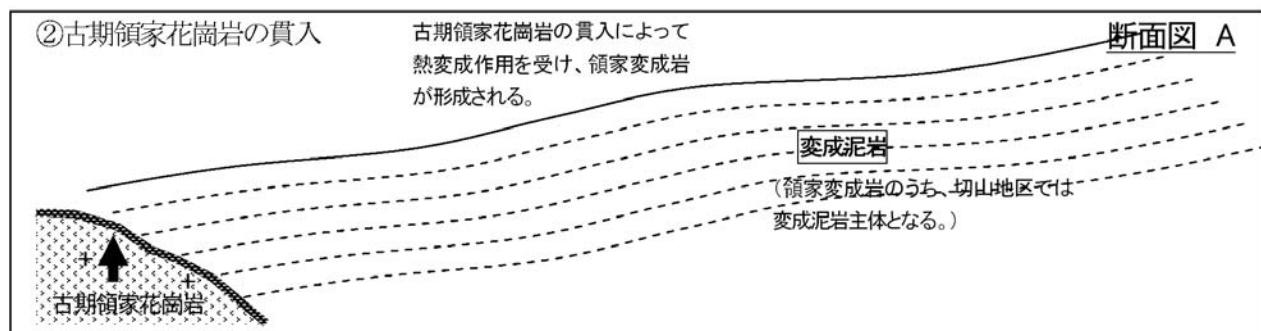
切山地区で実施されてきた各種調査結果を元に、地すべりの形成過程を考察する。

断面 A, B は最終ページの平面図上に記載する。

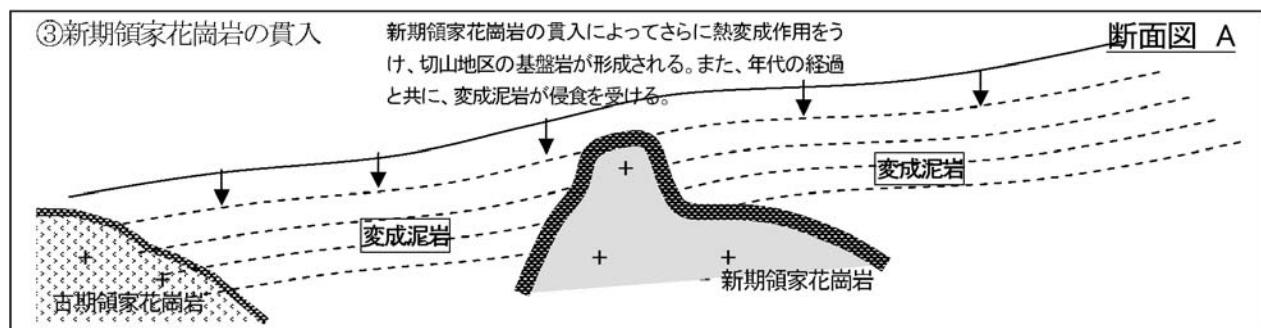
①丹波帯（付加体）の形成。造山運動によって、陸地化がすすむ。



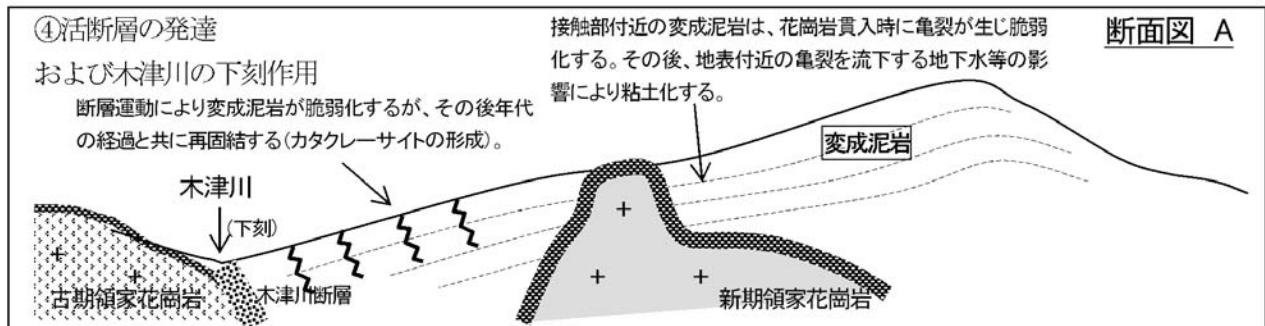
②基盤岩である丹波帯（切山地区周辺では泥岩主体）に古期領家花崗岩が貫入し、熱変成作用により領家变成岩（切山地区では变成泥岩主体）が形成される。



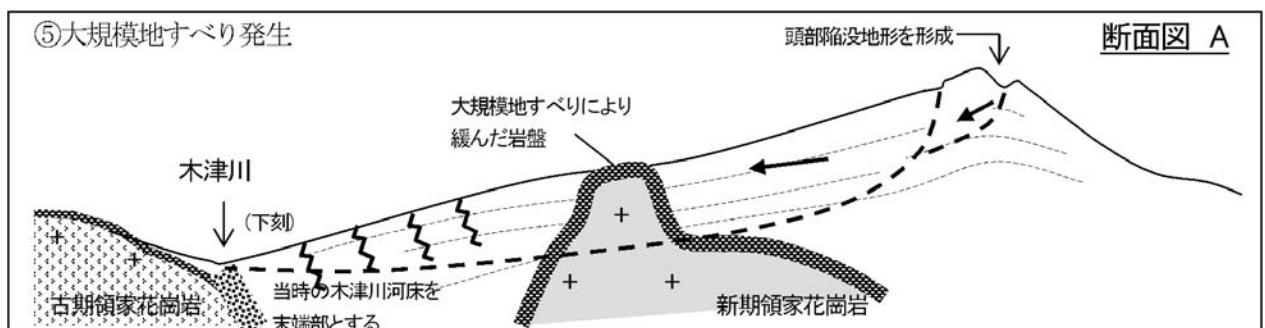
③上記②で形成された領家变成岩に新期領家花崗岩が貫入する。新期領家花崗岩によって、さらに熱変成作用を受け切山地区の基盤岩が形成される。



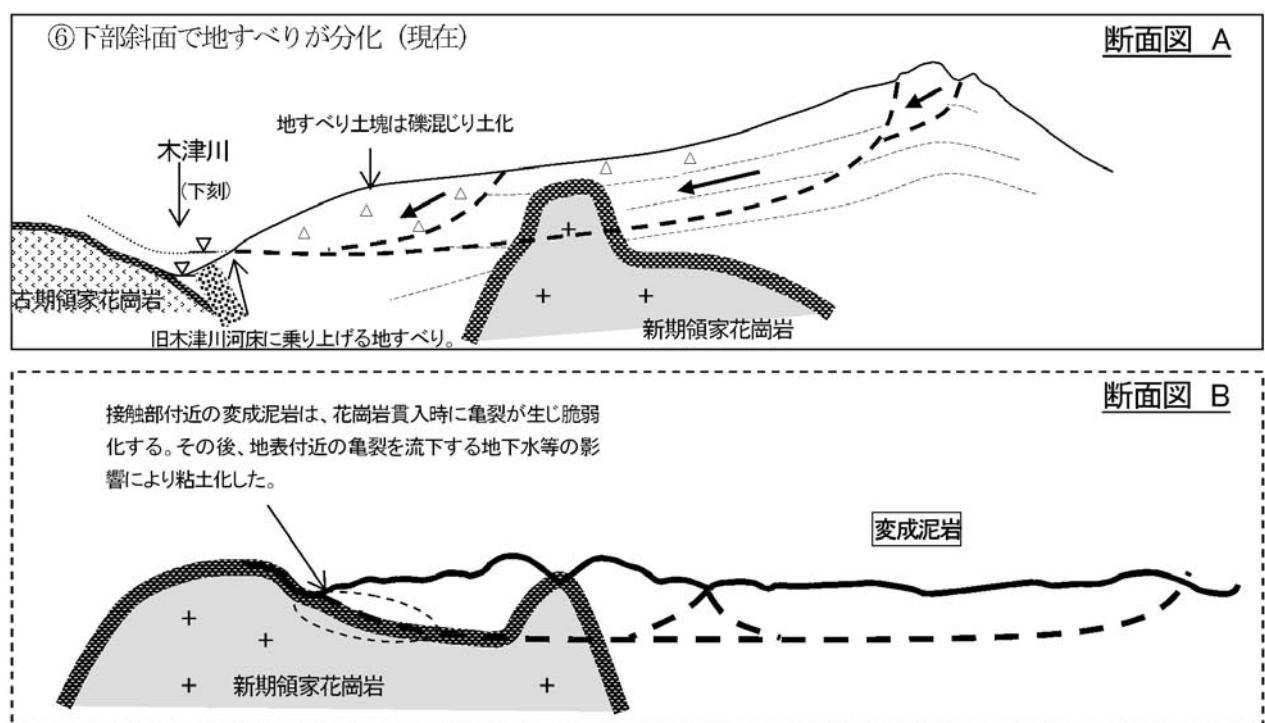
④断層活動（木津川断層）の影響により、調査地に分布する变成泥岩が脆弱化する。この脆弱化は調査ボーリングの結果、断層岩として観察される。また、木津川の下刻が進行し、末端部の荷重の除荷が進行する。



⑤豪雨等の地下水位の上昇、あるいは地震等の影響を受け、大規模な地すべりが発生する。この際、花崗岩と变成泥岩の接触部で見られる粘土化部をすべり面としている可能性が考えられる。地すべり頭部の陥没地形、および木津川の押し出し地形はこの時期に形成したものと推定される。



⑥大規模地すべりによって地すべり移動土塊に亀裂・緩みが見られ、地下水等の影響を受け、風化が進行し脆弱化する。風化の進行とともに、地すべり活動が継続し、小ブロックが形成される等、現在の形にいたる。切山地区の地すべり変動の特徴として、豪雨による地下水位の上昇を受け、地すべり変動が活発化する傾向が見られる。



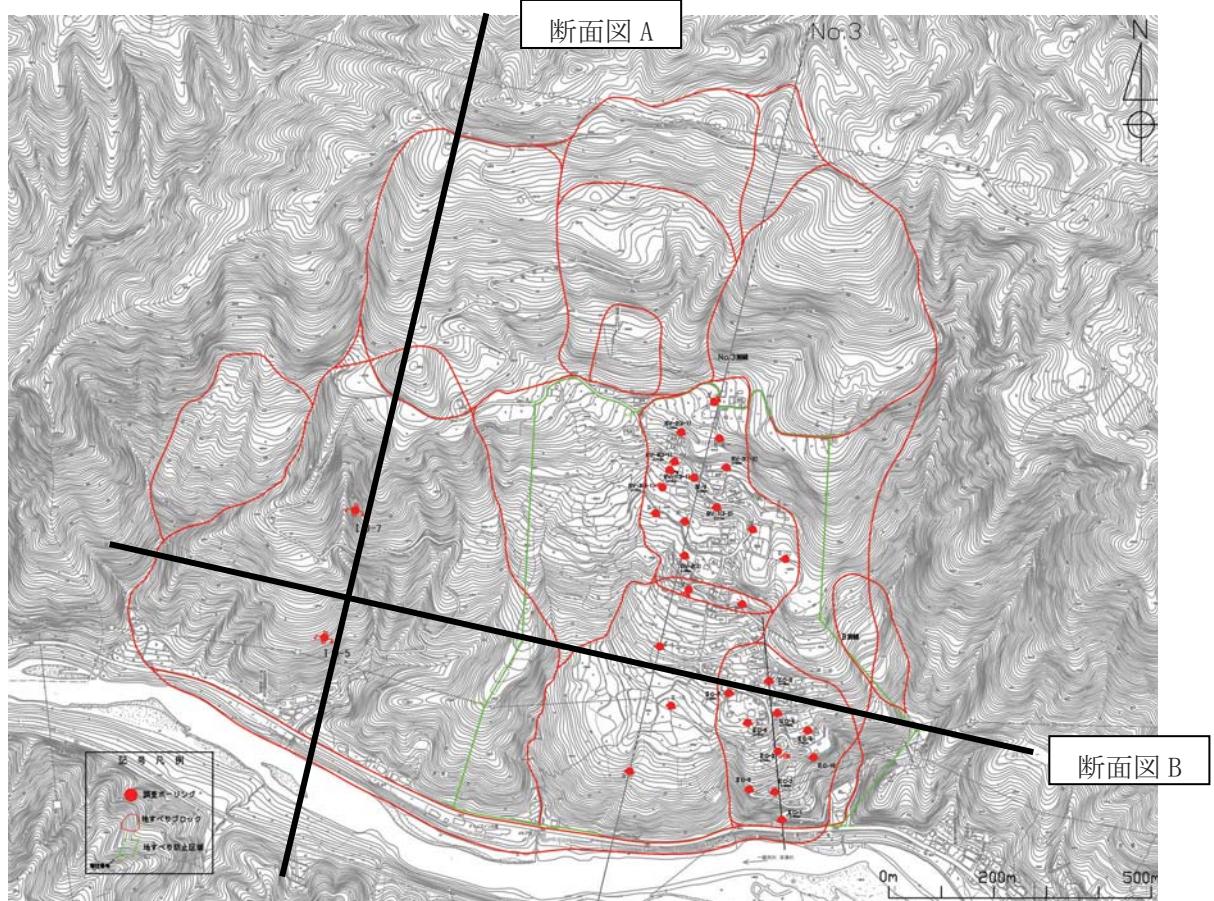


図-16 切山地区 模式断面位置平面図

上記に述べた地すべり形成過程の考察のとおり、地すべり発生の素因・誘因をまとめると以下の通り推定される。

＜素因＞：・断層活動による地質の脆弱化（断層岩の存在）

- ・花崗岩との接觸による粘土化
- ・斜面に対して、流れ盤構造をなす地質構造

＜誘因＞：・木津川の下刻作用による末端土塊荷重の除荷

- ・豪雨による地下水位上昇
- ・地震

## 6. おわりに

切山地区は全国でも珍しい、大規模な地すべり地である。今まで調査ボーリングを始め様々な調査が実施されており、地すべり発生機構の解明に努めてきた。今後も引き続き調査を行い、地すべりの安定化を目指し、地域発展に貢献する所存である。

本稿は京都府山城南土木事務所の切山地区地すべり対策業務委託に基づいたものであり、調査の成果は業務報告書からの引用である。本稿作成にあたり多大なご協力をいただいた地域住民の方々及び京都府関係者各位には、末筆ながら厚く感謝を申し上げます。

## 引用文献

地質調査所（2001）：奈良地域の地質、地域地質研究報告

全国地すべりがけ崩れ対策協議会（2006）：全国地すべり現地検討会資料

## 《話題提供》

# 水質指標から見た地すべり地周辺の陸水の特性 －切山地すべりにおける水質分析結果－

高知大学名誉教授 日浦啓全  
京都大学 末峯 章・王 功輝

### はじめに

地すべり地の地下水についてまず知らなければならないことは、地下水の起源である、地すべり地のどの場所に流入し、その後どのような経路をたどって流出していくのか知り、次に、この地下水が地すべりの活動にどのように影響しているかを知ることである。これらが明らかにされてはじめて、地すべりを防止するためにどれだけの地下水を処理するか、どのような方法で処理することが合理的であるかということが解り、対策工の樹立に当たって重要な資料が整えられることとなる（谷口、1966）。さて、地すべり地の地下水調査として水質分析はほとんど行われていない。それは水文地質学的観点に立った整理が、地下水について十分行われていないことと、事実上地すべり対策にはほとんど役に立たないと考えられていることからである（佐藤、1993）

本文の目的は地すべり地内で採取した水の水質分析を行い、その結果を基に地すべりの挙動に結びつけ得る情報をようとするものである。ここでいう水質指標は以下の4つである。すなわち、pH、EC、溶存成分濃度、PCO<sub>2</sub>：炭酸ガス分圧である。

### 1. 溪流水と地すべり地の水の水質特性

切山のデータと対比する意味を含めてまず、表-1に四国島内の19河川の水質分析の結果を示す。調査地点はいずれも下流域であるが、その流域に地すべり地を包含しているのであるから、その傾向を把握することに意味があるとしてここに示す。四国の河川水質の特徴としては、カルシウム(Ca<sup>2+</sup>)濃度と重炭酸イオン(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)濃度が高く、pHもやや高いことが指摘されている。この影響としては石灰岩の影響が推定されている（小林ら、1961）。しかし、ほぼ全域が花崗岩からなる蒼社川、石手川、重信川でもこれらの濃度は高いことから、必ずしも石灰岩の影響とは言い切れない（加藤ら、1999）。また、同時に四国山地の南側ではCl<sup>-</sup>濃度やSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N、SiO<sub>2</sub>濃度が低いことが認められるが、この理由としては流域の地質の違いに加えて降水量の分布の違いが指摘されている。さて、本地すべりのある近畿地方での一般的傾向を小林による文献から集約すると以下のようである。すなわち、近畿地方の溪流水質は全国の平均的な河川水に比べるとMg<sup>2+</sup>やSiO<sub>2</sub>濃度が低いことが特徴である。SiO<sub>2</sub>は火山地帯の河川で濃度が高いので、この地域

に火山が少ないことを示しているものと考え得る。流域の地質で溪流水質を比較すると、 $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ は石灰岩>堆積岩>花崗岩の順で濃度に違いが見られる。近畿南部の太平洋沿岸地域は、多雨気候を反映して溪流水の成分濃度は低い。これらの一般的な傾向が必ずしも「切山地すべり」の水質を表している必要はない。

表－1 四国の溪流水の水質

No.	河川名	岩種	pH	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{NH}_4^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{SiO}_2$
香川	香東川	堆積岩	7.5	7.8	1.12	0.03	13.0	1.4	4.5	11.6	0.23	42.0	16.6
香川	綾川	堆積岩	7.3	9.7	1.56	0.02	14.9	2.7	9.6	14.4	0.25	48.1	19.1
香川	土器川	堆積岩	7.4	8.6	1.41	0.04	12.4	1.2	5.1	14.0	0.28	38.1	17.7
香川	財田川	堆積岩	7.3	9.5	1.62	0.04	14.3	1.6	8.9	15.3	0.41	39.5	17.7
愛媛	国領川	変成岩・堆積岩	7.3	4.1	0.59	0.02	11.2	1.9	3.5	11.2	0.11	29.7	6.7
愛媛	加茂川	変成岩・堆積岩	7.4	2.5	0.44	0.03	12.2	1.6	2.7	7.8	0.25	36.3	6.2
愛媛	中山川	花崗岩	7.2	5.2	0.66	0.04	12.3	2.0	3.7	11.9	0.21	34.9	10.8
愛媛	蒼社川	花崗岩	7.4	5.1	0.68	0.02	11.2	1.3	2.6	5.3	0.19	40.9	14.8
愛媛	石手川	花崗岩	7.5	6.4	0.93	0.02	14.2	1.9	3.6	4.2	0.30	56.4	16.4
愛媛	重信川	花崗岩	7.5	8.4	1.11	0.07	13.0	2.2	4.1	12.0	0.20	58.9	17.4
愛媛	肱川	変成岩・堆積岩	7.4	5.1	0.90	0.04	14.2	2.7	5.1	7.3	0.18	51.1	11.9
愛媛	僧都川	堆積岩	6.9	5.3	0.72	0.03	3.5	0.8	5.1	3.6	0.09	15.8	14.1
高知	四万十川	堆積岩	7.1	4.6	0.87	0.02	7.8	1.3	2.6	5.1	0.14	30.7	11.7
高知	仁淀川	変成岩・堆積岩	7.4	2.8	0.49	0.03	10.3	1.3	1.9	3.4	0.10	36.2	8.4
高知	鏡川	堆積岩	7.3	3.1	0.35	0.02	10.7	1.7	2.0	2.4	0.09	41.3	9.4
高知	物部川	堆積岩	7.5	3.0	0.55	0.03	15.9	1.3	1.1	5.2	0.06	51.9	7.7
徳島	海部川	堆積岩	7.1	4.1	0.49	0.02	5.7	0.7	2.1	3.9	0.01	23.2	12.0
徳島	那賀川	堆積岩	7.4	3.0	0.41	0.03	12.1	1.2	1.4	3.8	0.02	42.4	8.7
徳島	吉野川	変成岩・堆積岩	7.2	3.0	0.62	0.03	9.7	1.5	1.8	6.7	0.16	32.7	8.3

単位: (mg/L) 小林(1961)による

表－2 四国の地すべり地の地下水の水質分析結果

No.	名称	地質帯	pH	EC	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{NH}_4^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{HCO}_3^-$	総量	水の型
1	沢渡	三波川/御荷鉢帯	7.6	171	0.19	0.03	0.00	0.89	0.72	0.16	1.19	0.32	0.05	117.6	Ca-SO <sub>4</sub>
2			7.6	181	0.25	0.04	0.00	1.04	0.67	0.16	1.35	0.32	0.05	129.4	Ca-SO <sub>4</sub>
3	善徳	三波川帯	7.7	324	0.29	0.06	0.00	2.99	0.33	0.07	1.33	0.00	2.27	277.5	Ca-HCO <sub>3</sub>
4			7.8	315	0.29	0.06	0.00	2.60	0.33	0.07	1.99	0.00	1.19	235.5	Ca-SO <sub>4</sub>
5	怒田	御荷鉢帯	7.6	210	0.11	0.07	0.00	0.99	0.92	0.10	0.39	0.01	1.59	155.9	Ca-HCO <sub>3</sub>
6			7.0	256	0.12	0.08	0.00	1.15	1.06	0.11	1.16	0.04	1.10	170.7	Ca-HCO <sub>3</sub>
7	谷の内	秩父帯	7.5	440	0.28	0.04	0.00	3.72	0.74	0.06	1.76	0.00	2.96	358.4	Ca-HCO <sub>3</sub>
8			7.6	435	0.28	0.04	0.00	3.66	0.72	0.06	1.73	0.00	2.91	352.5	Ca-HCO <sub>3</sub>
9	長者	秩父帯	9.2	147	0.34	0.06	0.00	0.86	0.40	0.23	0.37	0.00	3.15	250.1	Ca-HCO <sub>3</sub>
10			10.2	163	0.64	0.05	0.00	0.72	0.01	0.41	0.30	0.00	2.51	213.1	Na-HCO <sub>3</sub>
11	粒野	三波川帯	7.5	598	1.13	0.08	0.01	3.69	1.19	0.20	2.67	0.03	3.47	466.1	Ca-HCO <sub>3</sub>
12			7.2	770	1.22	0.10	0.06	4.42	1.20	0.21	3.29	0.02	3.57	520.1	Ca-HCO <sub>3</sub>

(単位: EC(μs/cm), 溶存量(meq/L), ただし, 溶存成分の総量(mg/L)への換算, 水のタイプ分けは日浦がおこなった)

表－2には横田らが分析した四国内の地すべりの地下水の分析結果を示す。地質別の地

下水の特徴を明確につかむことは出来ていないが、主要陽イオンは  $\text{Ca}^{2+}$  で、主要陰イオンは上述の溪流水の一般的傾向に一致するよう  $\text{HCO}_3^-$  であるが、善徳、粒野には陰イオンとして  $\text{SO}_4^{2-}$  が認められている。怒田地区で  $\text{Mg}/\text{Ca}$  が大きいものがみられたのは、地下水の生成に緑泥石や蛇紋石の風化が関与していること、長者地区では温泉が湧出している付近で硫酸イオンとナトリウムイオンが多いことを確認している。 $\text{SO}_4^{2-}$  の起源に関して佐藤は、わずかではあるが泥質岩にごく普通に含まれる黄鉄鉱の酸化により生成されたものであり、酸化的な表層からの浸透水により溶け出す事例を挙げて、浸透水の存在の指標となり得ることを指摘している（佐藤修：1993）。同様に、結晶片岩地すべりの場合にも泥質片岩の副成分鉱物として黄鉄鉱を含むことを確かめている（前田寛之：2007）。

## 2. 水質データの表現と解釈

水質分析をおこなった結果は通常分析値を図式表現し、水質タイプの分類を試み、それらのタイプに違いが(a)異質の水の混合、(b)循環の過程で生じる化学変化、(c)地層・岩石の化学組成との関係、によるものかどうかという問題として解釈する（地下水ハンドブック、1998）したがって、地すべり地内で採取した地下水についてタイプ分けができるれば、それによって効率的な排水対策工の実施も可能となる。上で述べた4つの指標について順次簡単に解説する。

### 1) pH (水素イオン指数 : potential Hydrogen)

酸性・アルカリ性の程度を表す言葉で、液中の水素イオン濃度の逆数の常用対数で表す。すなわち pH の差が 2 ということは、10 の 2 乗 = 100 倍の差を意味する。pH7 が中性。pH7 より小さければ酸性、大きければアルカリ性である。

### 2) EC : 電気伝導度(率) (Conductivity)

その水の電気の通し易さを示すものです。水が電気を通すのは水中の電解質によるものであり、電荷を持ったイオンが電流の担い手ですから、水中に電解質の量が多くなるほど電流が多く流れる。すなわち、水中の電解質の量を知る目安になる。電解質の量は、一般の自然水、用水では溶解固形分にほぼ比例するから、電気伝導率は溶解固形分を知る目安にもなる。電気伝導率の単位は ( $\mu \text{S}$  (マイクロジーメンス)/cm) である。

### 3) 溶存成分濃度とその図式表現

溶存成分濃度の分析には高知県森林技術センターのイオンクロマトグラフィーシステム (DIONEX 320J) を用いた。また、陰イオンの主成分である  $\text{HCO}_3^-$  はイオンクロマトグラフィーシステムではできない。しかも水質分析の公定法の項目にも入っていないが、後述するように日浦（日浦啓全：2006）に従って陽・陰イオンの合計はバランスをしているという判断の下に計算によって求めた。

まず、図-1 によって 2 つの図式表現、(a)ヘキサダイヤグラムと(b)トリ・リニヤダイヤグラムについて表現方法およびその解釈法について以下に述べる。

(a)ヘキサダイヤグラム 水平に3本の軸と1本の垂直軸を設け、水平軸の左右にそれぞれ陽イオンと陰イオンの濃度を me/L, または  $\mu\text{e/L}$  のスケールでプロットし、各点を結んだ図形を作る。陽イオンおよび陰イオンの卓越した成分のイオンの名称を用いて水の型の呼称としている。例えば、(a)(1)のような水では、陽イオンはナトリウム、陰イオンは塩素イオンが卓越しているので、Na-Cl型(Kも含まれるが量的にはNaが多いので通常はNaのみを用いて呼ぶ)、(a)(2)のような水は、陽イオンはナトリウム、陰イオンは重炭酸イオンが卓越しているので、この水は重炭酸ナトリウム(Na-HCO<sub>3</sub>)型、(a)(3)であれば重炭酸マグネシウム(または重炭酸鉄)型の水と分類される。

(b)トリ・リニヤダイヤグラム 多数の試料のイオン組成をひとつの座標系にまとめて表示する図としてよく用いられている。キーダイヤグラムと呼ばれることもある。これらの図では濃度の割合を図示しており濃度そのものを示すことが困難であるため、溶存成分の総量または代表成分の濃度を表示することも多い。

なお、溶存成分濃度の分析には高知県森林技術センターのイオンクロマトグラフィーシステム (DIONEX 320J) を用いた。なお、水質分析の公定法には陰イオンの主成分である HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>が項目に入っていないが、日浦ら (2006) に従って陽・陰イオンの合計はバランスをしているという判断の下に計算によって求めている。

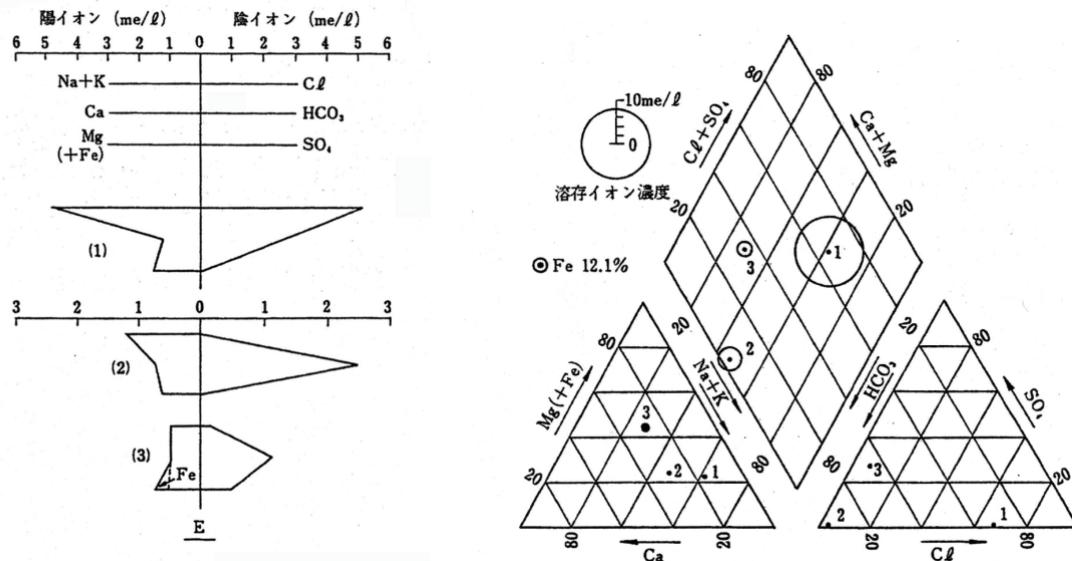


図 1 水質分析の図式表現(a)ヘキサダイヤグラム、(b)トリ・リニヤダイヤグラム

(c)イオンバランスと重炭酸イオン イオンクロマトグラフィー法では HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>は検出されない。図-2は日浦ら(2006)が四国の結晶片岩地すべりで採水したサンプルを基に、アルカリ度から算定した HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度を全陽イオンと全陰イオンの溶存量はバランスしている

という考え方の基に計算により算出したものと対比して示したものである。

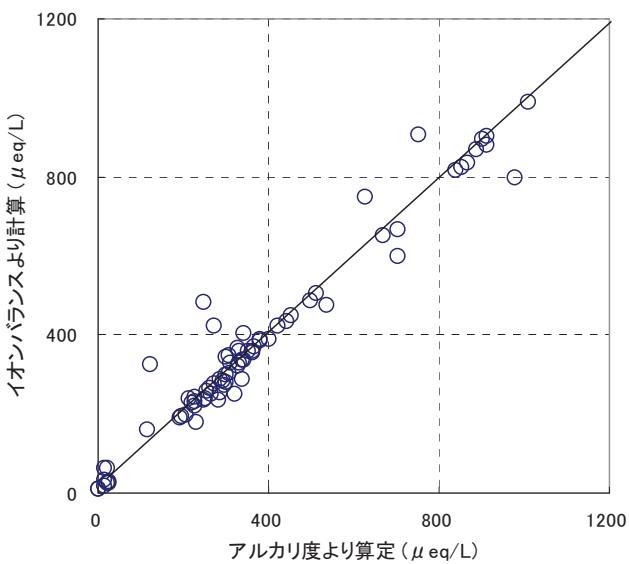


図-2 アルカリ度とイオンバランスより算定された  $\text{HCO}_3^-$  濃度の対比

図から、イオンクロマトグラフィー法では検出できないがイオンバランスから考えて、不足している溶存成分を  $\text{HCO}_3^-$  であるとする妥当性が示されており、切山地すべりにおいても  $\text{HCO}_3^-$  濃度についてはイオンバランスで計算した。

#### 4)炭酸ガスの分圧と重炭酸イオン

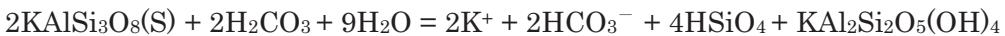
地中で高い圧力がかかっていると炭酸ガスを多く含むことができるが、湧出して大気圧まで圧力が下がると炭酸ガスが抜けて、空気と平衡する。栗屋が紹介するのは箱根蛇子(元箱根 19 号泉)の例であるが、深さ 525m にある源泉の炭酸ガスの分圧は；

0.18atm ( $\log(\text{PCO}_2) = -1.8 \times 10^{-1}$ ) pH=6.5 であるが、

地上では 0.00011atm ( $\log(\text{PCO}_2) = -1.1 \times 10^{-4}$ ) pH=8.1 である。

また、吉岡・金井によれば、風化花崗岩地帯の地下水の  $\text{PCO}_2$  は  $10^{-2.2} \sim 10^{-3.0}$  であるのに対して、地すべり地帯の地下水ではこの値が  $10^{-2.4} \sim 10^{-2.2}$  となっていると述べている。このようなコントラストについて、断層を経由して  $\text{CO}_2$  に富む地下水が供給される場合もあるが、地すべり地帯には池・沼・湿地帯が存在するが多く、崩壊によって多量の有機物が土中に埋没することにより、土壤空気の  $\text{CO}_2$  濃度が多くなったことによると考えられている。一方、土壤空気の  $\text{CO}_2$  濃度に関して以下の記述がある(建設産業調査会(1998))。すなわち、空気の  $\text{CO}_2$  濃度は 0.03% であるが、土壤空気ではその 10 倍にもなっていることが多く、土壤の有機物含有量が多く地温が高い場合には 6 ~ 8 % に達することがある。このような空気と接している水では、下式のような反応が地表の水よりも進行し溶出する各種のイオンが高濃度化する。土中では次式のような化学変化が進行するが、地表では水

中の炭酸ガスは分離脱出し、反応が起こりにくくなると考えられる。



上記したように吉岡はこのことを利用し、地すべり地で採水した水の炭酸ガスの分圧を計算することで地下深部の水であるのか表層部に近い水であるのかを計算し判定している。吉岡による計算式は以下のようである；

$$\log(\text{PCO}_2) = 7.8 + \log(\text{HCO}_3^-) - \text{pH}$$

上式において  $\text{PCO}_2$  : 炭酸ガスの分圧、 $\text{HCO}_3^-$  : 溶液 1 リットル中のモル濃度である。図-3 は吉岡による  $\text{pH}-\text{HCO}_3^--\text{PCO}_2$  ダイヤグラムと称されるものであるが、右上がりの線がパラメータである炭酸ガスの等分圧線である。ある炭酸ガス分圧を有する水が岩石・土壤中を通過する段階であらたに炭酸ガスの供給がないとするならば、その水中の炭酸ガスは岩石・土壤中と反応しながら  $\text{HCO}_3^-$  濃度、 $\text{pH}$  を高めていく。吉岡は表流水が下図の open system の範囲内に分布し、湧水・水平ボーリング孔の水のほとんどが closed system 内に分布するという結果を得ている。

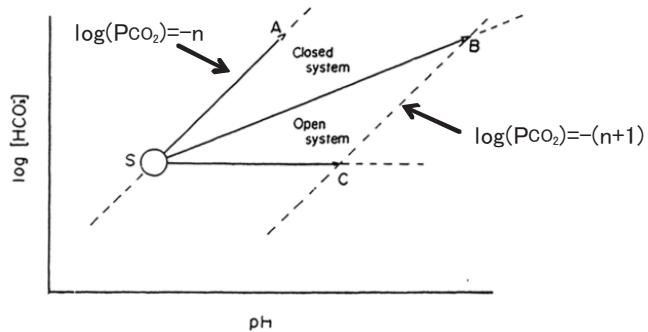


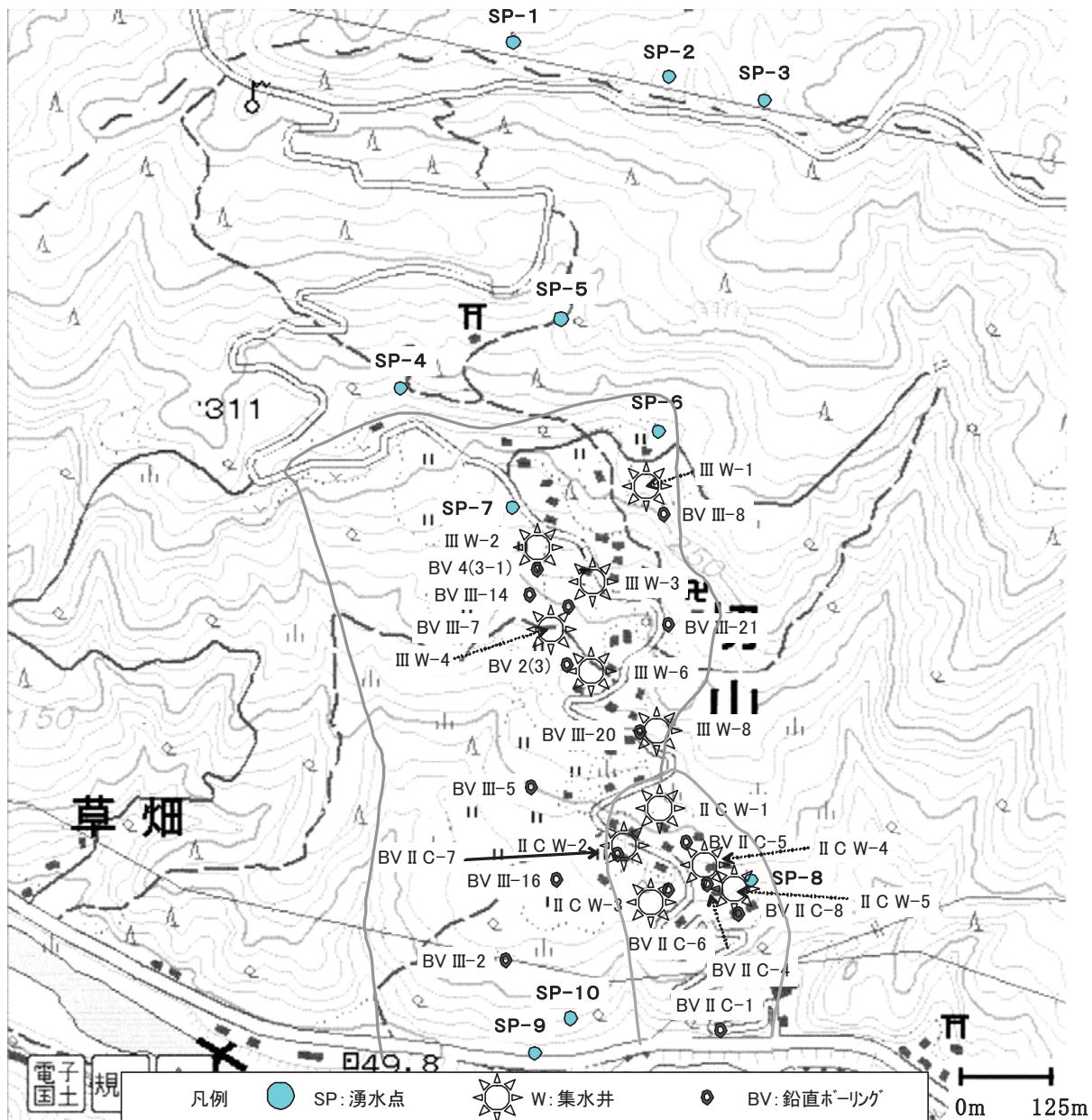
図-3  $\text{pH}-\text{HCO}_3-\text{PCO}_2$  ダイヤグラム(吉岡による)

### 3. 切山地すべりにおける水質分析結果

採水箇所としては湧水点：10箇所（2箇所については溪流水）、ボーリングおよび集水井戸については移動ブロックが CII および III の2つに分かれており、それぞれからほぼ同数のサンプリングを行った。鉛直ボーリング：16箇所（CII で6本、III で10本）、ただし、1箇所のボーリング当たり、原則としてすべり面を挟んで上方 2m、下方 2m の深さの地点の3箇所で採水を実施、そして集水井戸：11箇所（原則として上下2段の集水ボーリングが実施されているので、各段で1箇所ずつ（CII で5本、III で6本））、計73サンプルの採水を行った。図-4 には採水箇所の一覧を示す。

表－4 溶存成分の総量の比較

切山	鉛直ボーリング	集水井	湧水および溪流水	
	268.45～70.85	251.23～62.87	155.22～22.99	
椿山	集水井	鉛直ボーリング	溪流水	降水
	87.54～20.14	50.82～9.82	22.74～5.49	11.90～1.18
釣井	横ボーリング工(排水工)	鉛直BV	湧水点と溪流水	
	410.08～48.73	243.55～50.69	140.39～22.73	
桜尾	排水トンネル	溪流水		
	237.09～57.44	57.94～37.94		(単位:mg/L)



図－4 切山地すべり内の採水地点

(図－4は国土地理院の電子国土地図を元にして作成した)

表-4に切山地すべりが他の地すべりと比較して溶存量（地下水に溶けているイオンの総量：mg/L）がどのようにあるかを対比してみた。他の3つの地すべりはいずれも、四国の結晶片岩地すべりで測定したものである。後に主要なイオンについて述べるが、全体としては切山地すべりにおける溶存量がかなり多いことが解る。文末の付表からも解ることは、 $\text{NO}_3^-$ イオン、 $\text{PO}_4^{2-}$ イオン、 $\text{Br}^-$ イオンの溶存量が異常に多いことであるが、これは民家が密集し、斜面が農地として利用されていることによるものであると考えられる。付表にはこれ以外にも各様存成分値、pH値、EC値、 $\text{CO}_2$ の分圧の計算値、採水時の水温、pH値、EC値、水の型を掲載している。

1) 主要イオンと重炭酸イオンとの関係 図-5によって地すべり地内で採水した水の水質の主要成分の一般的な傾向について見る。図の表示方法は北野らと同様に岩石の風化にもっとも関連の深い主要陰イオンである重炭酸イオン( $\text{HCO}_3^-$ )との対比を行った。

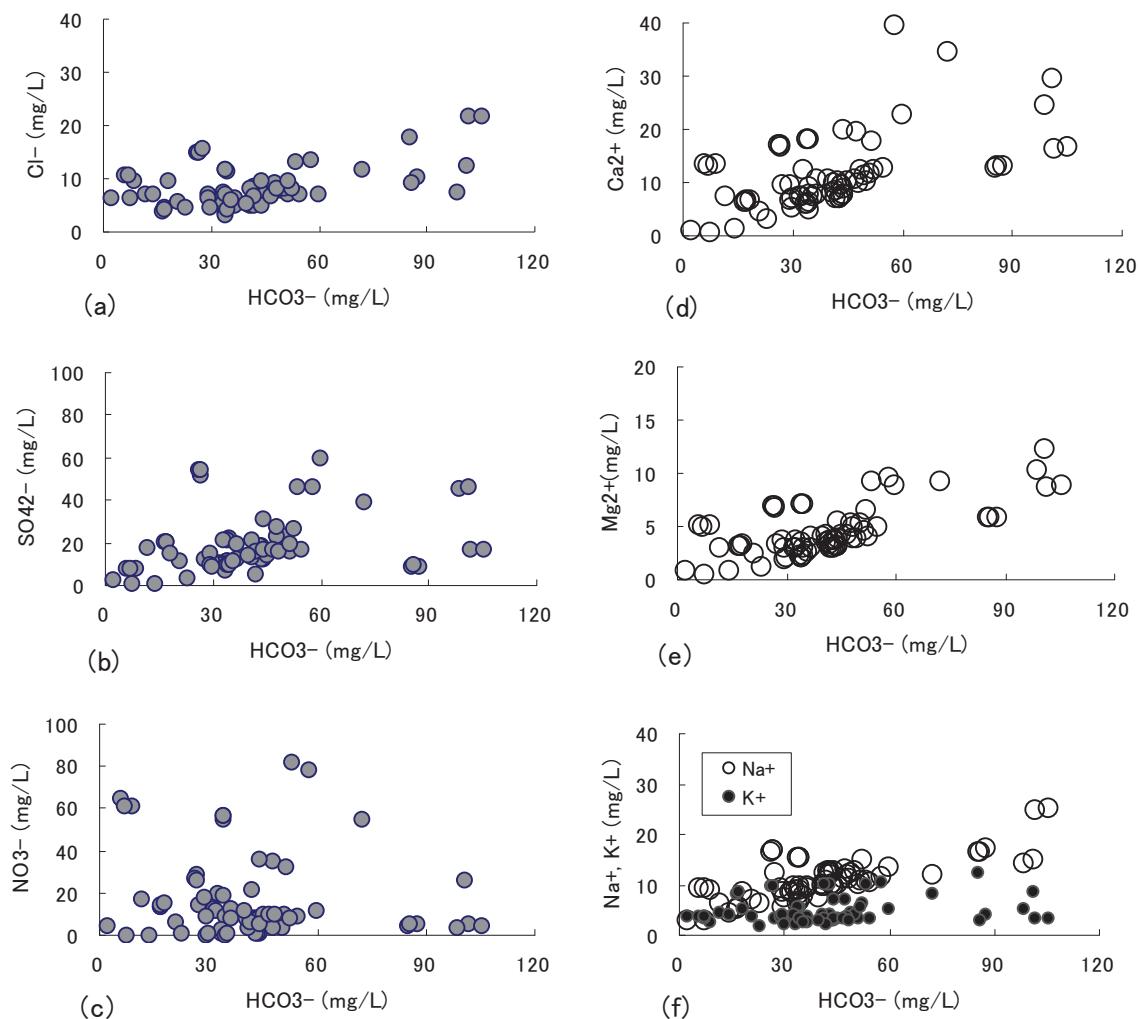


図-5 各主要イオンと重炭酸イオンとの関係

北野らは六甲山系の水質調査によって、カルシウムとマグネシウムのイオンの合計当量が重炭酸イオンの当量とは等しい値で変化することを指摘し、六甲山系の岩石の化学的風化、すなわち岩石崩壊を重炭酸イオン濃度またはカルシウムイオンとマグネシウムイオンの合計濃度が指示して得るとしている。また、ナトリウムイオンや硫酸イオンは特別な関与がないと結論づけている。切山地すべりについても、カルシウムとマグネシウムイオンの合計濃度は六甲山系と同様の傾向を示す（図5(d)と(e))が、ナトリウムや硫酸イオンそして塩素イオンも指標となり得ることを示唆している（図5(f), (a)と(b))。硝酸イオンについては重炭酸イオン濃度との関連ではなく、すでに述べたように農薬として過剰に使用されたものが浸透し、地下水に混入している可能性も考えられる（IIC-4;すべり面深さ:37.4m, IIC-8;すべり面深さ:35.8m, III-8;39.6m, III-21;すべり面深さ:34.25m, CII W-4)。EC値の異常な高い値を示しているサンプルが多く存在するが、それはこのことに起因すると思われる。

2) pH-HCO<sub>3</sub>-PCO<sub>2</sub> ダイヤグラム 図-6に吉岡によるpH-HCO<sub>3</sub>-PCO<sub>2</sub>ダイヤグラムを示す。数的な根拠はないが、大気圧の影響下にあるかどうかの限界として便宜的に PCO<sub>2</sub>=0.03162 を考える。この値以下の相対的に CO<sub>2</sub> の分圧の高い採水点についてみると、図上および文末の一覧表にも表されているが IIC-8(すべり面上、すべり面、すべり面下), III-2(すべり面上、すべり面、すべり面下), III-16(すべり面下)でいずれも GL-26.5m より深い所からの採水である。水の型は IIC-8 が Na-SO<sub>4</sub> 型、III-2 と III-16 は Na-HCO<sub>3</sub> 型である。図-7に徳島県の結晶片岩地すべりでの分析結果のダイヤグラムを示す。

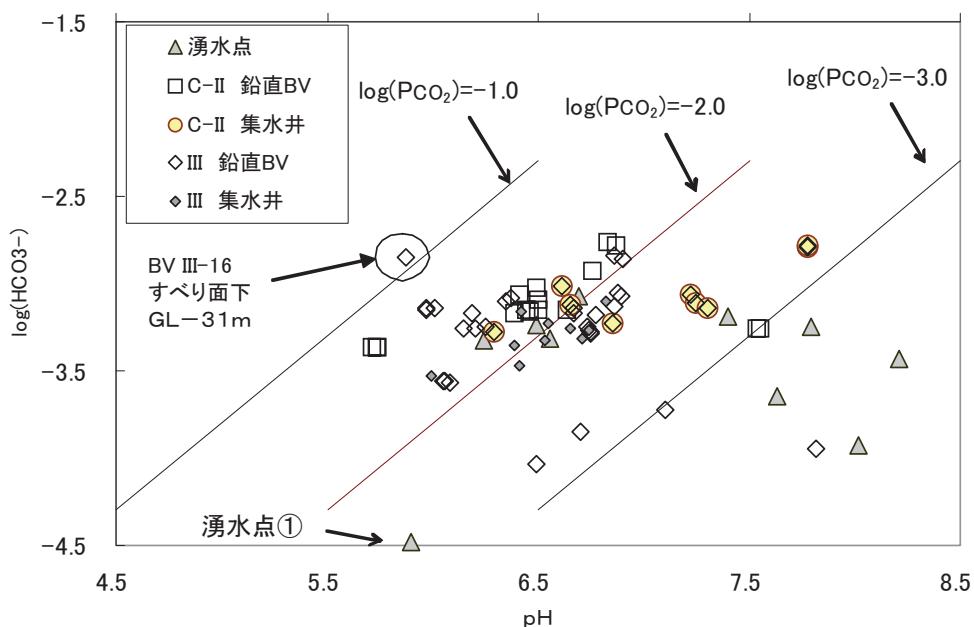


図-6 切山地すべりの pH-HCO<sub>3</sub>-PCO<sub>2</sub> ダイヤグラム

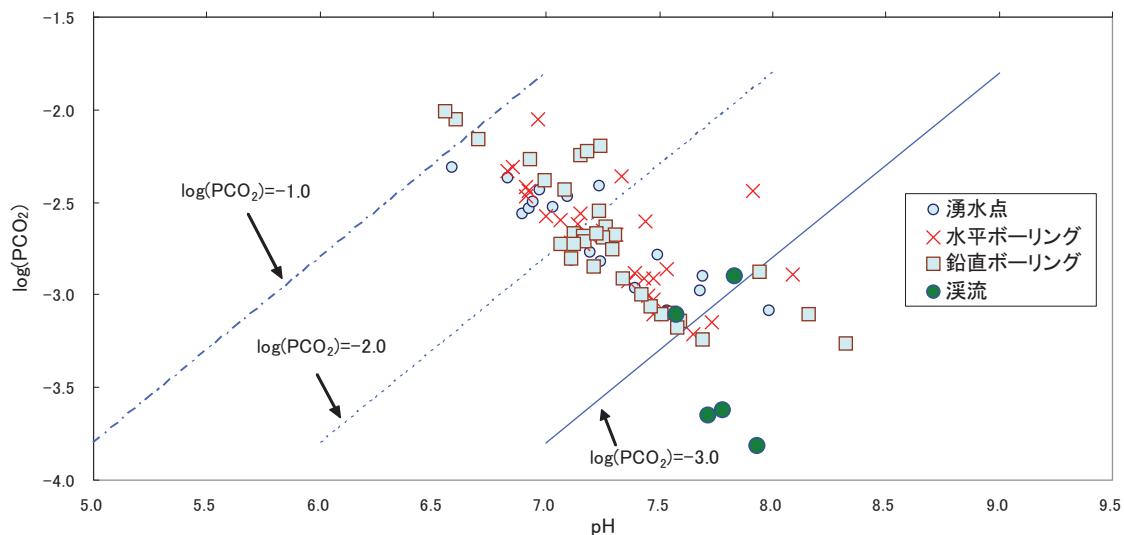


図-7 釣井地すべり（徳島県の結晶片岩地帯）の pH-HCO<sub>3</sub>-PCO<sub>2</sub> ダイヤグラム

3) EC 値と溶存成分総量との関係 つぎに、図-8 は各採水点の水に含まれる全イオン量と EC との関係を示す。両者がほぼリニアな関係にあるが、多くのイオンが溶けているほど電気伝導度はよくなるわけであるから、納得のいく関係であると考えられる。

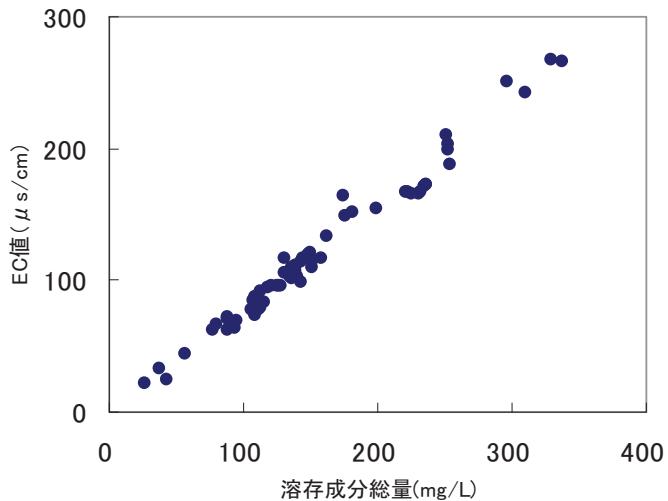


図-8 EC 値と溶存成分総量との関係

4) ヘキサダイヤグラムの分布傾向から見た水みちの推定 採水位置、溶存成分総量、ヘキサダイヤグラムから判定した水の型は同様に文末の一覧表に記載しているが、図-9 には分析結果から判定した水の型を分布図として示す。Na-HCO<sub>3</sub> が主な水の型である；とくに遷緩点付近の湧水で、民家の水利用に供されているものはすべてであり、II-C と III

の両方のブロック内にまたがって、まんべんなく分布している。深さは斜面上方で GL-16m 程度であったものが、斜面下方になるとデブリ（崩積土）が厚くなることと相まって、GL-30m 近くと深くなる。Ca-HCO<sub>3</sub> 型の水はこれに対してより深い部分の流路が想定できる、中腹より斜面下方である。この方が集中して分布する線状の領域よりはかなり斜面上方（お寺マーク）の左下（III-21）にある。さらに約 150m 斜面上方にいくと、Ca-Cl 型の水（III-8）が 1 点だけ出現する。この点は NO<sub>3</sub> の溶存量が多いのが特徴であるがこのことを考慮し、陽イオンでは Ca が優先イオンであるので、この付近を始点として斜面下方へ掛けての南北方向の遷緩線に沿った Ca<sup>2+</sup> イオンの優勢な流れが想定できる。その深さ

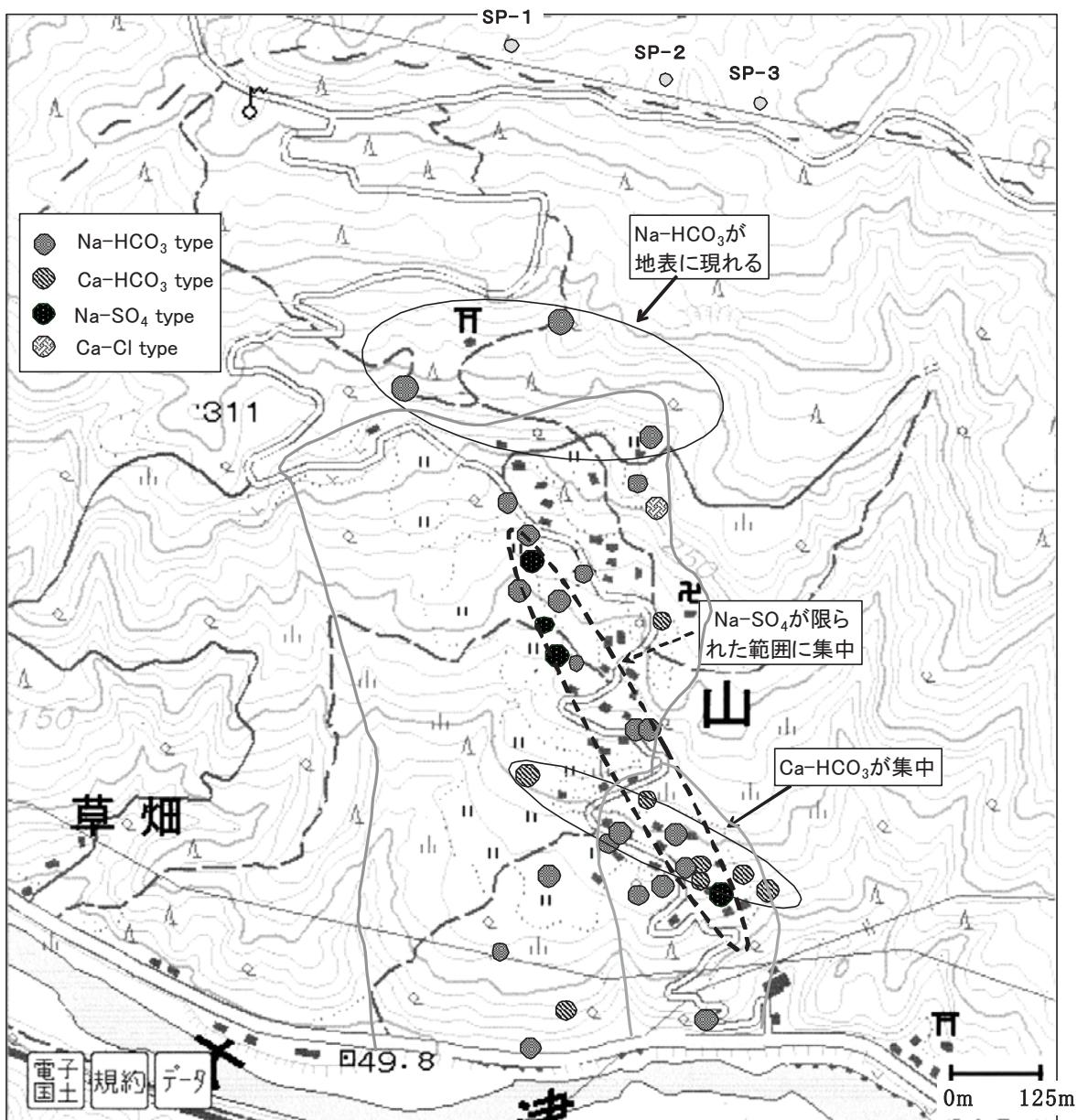


図-9 切山地すべり内の水の型と分布

は斜面上方では III-8: 39m, III-21: 34m, IIC ブロックまで下ってくると, IIC-4 で 20m, IIC-8 で 16m, そしてこれらの 2 つのボーリングのごく近傍に同じ型を示す湧水点⑧(0m)がある。このように集中分布域では北西部分ほど深く、南東に行くと表層に近くなっている。つぎに、もう一つの型の水 : Na<sup>+</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> の分布域もある。図中、遷緩線に沿った、北北西—南南東方向の破線で囲む範囲がその分布範囲である。斜面上方ではごく表層に存在するが、斜面下方では Ca<sup>2+</sup>-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> よりも深い位置 (GL-33m) に出てきている。なお、これより下方の採水点ではこの型の水は出現しない。二重山稜地形を呈している山頂付近の 3 つの湧水点の水は降水の型をしたごく濃度の低い水であり、地すべり地内の水との関連は水質分析データでは議論できない。しかしながら地形的に見ても地質的に見ても、頂上付近の湧水点を流れる水が地すべり地内に流入する可能性は否定できない。平常時は水系図に従うように水が流れるとしても、特に豪雨時等に多量の水が地すべり地に流入することで地すべりの動きが活発化することが考えられる。タンクモデルの流出孔のように一定の高さの位置に流出孔があり、水頭が流出孔の高さまで上昇すると地すべり地内に流れ込むというモデルを考えることも出来る。このような仮説を立てたとして、それを証明するためには観測をするほかはない。その場合のキーワードは①トレーサー である。環境に配慮された適切なトレーサーを豪雨時等に投入して観測を実施することが必要となろう。次に、②水収支である。地すべり活動の引き金となる水は地すべり範囲のみでまかなわれるのか、あるいは他のエリアから流入しているのかを厳密にチェックする必要があるが、水収支の観測には量水堰のような設備が必要となる。頂上付近の 3 つの湧水点ではほとんど流れの量をなしてはいないが、例えば湧水点⑤, ⑦ではかなりの量の水が流れとして認められるので、地すべり地内を流れる水の定量化という観点から今後検討する必要があると思われる。最後に、鉛直ボーリング孔内ですべり面を上下に挟むようにして採水した水についてはずべり面上、すべり面、すべり面共同じ型の水の型であった。

## おわりに

水質指標の内、切山地すべりにとって重要な溶存成分の中で、Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> が重要なイオンであって、四国の結晶片岩地すべりを考えるときと同じ手法が適用できることが確かめられた。ただ、水質といつても mg/L、つまり濃度だけでものを見ているだけ良いかというと、そうではない。地すべりの移動と水質という切り口は風化を内包しているわけである。風化量の計算には、濃度と流量の積という視点にまで立ち至らないことには今回以上の成果は期待できない。ひとつの地すべりについて何年も継続的に計測を行う必要がある。あるいはそれがかなわないときには、他の計測結果から何が読み取れるのかを提示しておかなければならない。上述した今回、推定の地下の流路については、すでに当地すべりで実施された 1m 深地温測定の結果から推定された流路（今回提供される別の試料中に提示されているはずである）と一部一致しているところもある。

## 謝 辞

今回の水質分析に関しては、分析作業そのものについては高知県森林技術センターの深田英久氏に大いに負うところが多い、また、現場の提供については京都府土木部の、そして現場での種々の便宜については日本工営株式会社の協力を得ている。これらを併せて記し、ご協力いただいた各位に対して深甚の謝意を表す。

## 参 考 文 献

- 谷口敏雄(1966)：土木ライブラリー「地すべり調査と対策」、山海堂. p. 85-107
- 佐藤 修(1993)：北陸地方の第三紀層地すべり地帯の地下水形成とその動態、平成5年度地すべり学会関西支部シンポジウム資料集, p. 53-66
- 小林純(1961)：日本の河川の平均水質とその特徴に関する研究 48, p. 63-106
- 加藤正樹, 池田重人, 伊藤優子, 金子真司, 吉永秀一郎, 生沢 均, 佐々木重行(1999)：森林と溪流水質—その形成メカニズムと実態—、(財)林業科学技術振興所刊. p. 52
- 横田公忠, 八木則男, 二神 治, 柴田隆洋 (1997)：四国の地すべり地の地下水の水質特性. 平成9年度第3回四国支部技術研究発表会 講演概要集, 256-257, 社団法人土木学会四国支部.
- 日浦啓全, 梶原康夫, 武田英治, 前田寛之, 平野幸延(2007)：硫酸イオンを指標とした地すべり地の地下水の動態, 第46回日本地すべり学会研究発表会講演集. p. 359-362
- 日浦啓全, 笹原克夫, 山田直人, 古谷 元, 末峯 章(2006)：水質指標を基にした地下水の経路推定の試み, 第45回日本地すべり学会研究発表会講演集. p. 245-248
- 建設産業調査会(1998)：改訂地下水ハンドブック, 第4編 地下水の調査, 第9章 地下水の調査. p. 365-384
- 北野 康, 加藤喜久雄, 金森悟, 金森暢子, 吉岡龍馬(1967)：水質調査による岩石崩壊の予知の可能性：京都大学防災研究所年報 第10号A, pp. 557-587
- 吉岡龍馬, 金井忠一(1975)：地すべり地地下水の炭酸ガス分圧について. 京都大学防災研究所年報, No. 18-B, p. 271-282

付表-1. 1 II Cプロック鉛直ボーリング孔内の水の溶存成分濃度一覧表

No.	部位	BV等名稱	深度(m)	F <sup>-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	Br <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/L)	Li <sup>+</sup> (mg/L)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)
1	すべり面	II C-1	20.60	0.13	21.73	0.00	16.99	0.03	5.42	0.00	101.47	0.02	25.01	0.03	3.51
2	すべり面下	II C-1	22.60	0.13	21.95	0.00	16.77	0.03	4.93	0.00	105.17	0.02	25.20	0.03	3.55
3	すべり面上	II C-4	35.40	0.07	13.08	0.00	46.19	0.00	82.41	0.28	53.14	0.01	10.97	0.02	10.33
4	すべり面	II C-4	37.40	0.08	11.64	0.00	39.54	0.03	55.21	0.22	72.06	0.01	11.89	0.03	8.35
5	すべり面下	II C-5	39.40	0.07	13.57	0.00	46.63	0.04	78.44	0.30	57.74	0.01	11.68	0.11	10.40
6	すべり面上	II C-5	23.60	0.08	8.38	0.00	16.12	0.00	7.81	1.74	42.49	0.00	12.80	0.03	10.16
7	すべり面	II C-5	25.60	0.08	8.64	0.00	16.12	0.01	8.04	1.72	42.72	0.00	12.91	0.03	10.27
8	すべり面下	II C-6	27.60	0.08	8.57	0.00	16.14	0.00	8.02	1.55	41.51	0.00	12.61	0.04	10.00
9	すべり面	II C-6	36.75	0.06	3.49	0.00	11.50	0.00	1.88	0.71	34.08	0.01	6.76	0.03	5.74
10	すべり面下	II C-6	38.75	0.06	3.30	0.00	11.52	0.00	1.07	0.73	33.70	0.01	6.58	0.03	5.59
11	すべり面上	II C-7	19.20	0.08	7.87	0.00	18.70	0.02	7.52	0.08	43.12	0.00	12.37	0.03	4.16
12	すべり面	II C-7	21.20	0.08	7.62	0.00	18.63	0.02	7.50	0.11	42.86	0.00	12.19	0.04	4.12
13	すべり面下	II C-8	23.20	0.09	7.74	0.00	19.51	0.02	7.79	0.17	49.14	0.00	12.53	0.08	4.42
14	すべり面上	II C-8	33.80	0.03	14.89	0.00	51.54	0.03	28.44	0.01	26.51	0.00	16.85	0.04	9.83
15	すべり面	II C-8	35.80	0.03	14.96	0.00	54.32	0.03	26.84	0.10	26.15	0.00	16.72	0.05	9.76
16	すべり面下	II C-8	37.80	0.03	14.89	0.00	54.15	0.02	26.53	0.10	26.58	0.00	16.80	0.06	9.88
17	すべり面上	BV-2(3)	17.00	0.04	4.57	0.00	20.48	0.00	13.81	0.16	16.96	0.00	5.49	0.13	8.74
18	すべり面	BV-2(3)	18.50	0.04	4.02	0.00	20.27	0.01	13.59	0.13	16.53	0.00	5.28	0.06	8.39
19	すべり面下	BV-4(3-1)	20.50	0.05	4.22	0.00	20.76	0.01	14.20	0.07	16.99	0.00	5.49	0.07	8.65
20	すべり面	BV-4(3-1)	8.50	0.05	7.21	0.27	17.42	0.01	16.79	0.14	11.54	0.00	6.47	0.11	4.64

付表-1.2 IIIロック船直ボーリング孔内の水の溶存成分濃度一覧表

No.	部位	BV等名稱	深度(m)	F <sup>-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	Br <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/L)	Li <sup>+</sup> (mg/L)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)
21	すべり面上		26.50	0.05	6.47	0.00	12.31	0.00	0.61	0.03	43.89	0.00	10.00	0.03	3.01	3.28
22	すべり面	III-2	28.50	0.06	6.45	0.00	12.34	0.00	0.72	0.01	43.67	0.00	10.04	0.03	3.00	3.26
23	すべり面下		30.50	0.05	6.85	0.00	12.62	0.00	1.03	0.07	43.17	0.00	10.30	0.03	3.10	3.28
24	すべり面上		25.00	0.07	7.08	0.00	14.61	0.02	10.33	0.00	44.88	0.01	10.22	0.05	3.35	4.25
25	すべり面	III-5	27.00	0.08	7.14	0.00	15.89	0.03	9.61	0.00	51.03	0.01	10.35	0.04	3.37	4.71
26	すべり面下		29.00	0.09	7.22	0.00	16.70	0.01	9.29	0.00	54.53	0.01	10.44	0.04	3.43	4.98
27	すべり面上		10.90	0.07	6.26	0.00	10.40	0.02	12.19	0.13	31.63	0.00	8.65	0.04	3.82	3.08
28	すべり面	III-7	12.90	0.07	6.34	0.00	10.15	0.02	11.40	0.11	32.13	0.00	8.59	0.04	3.91	3.04
29	すべり面下		14.90	0.08	6.69	0.00	10.91	0.00	9.24	0.06	34.35	0.00	8.90	0.03	3.92	3.09
30	すべり面上		37.60	0.02	9.54	0.00	8.02	0.03	61.12	0.00	8.65	0.00	9.20	0.03	2.48	5.11
31	すべり面	III-8	39.60	0.02	10.82	0.00	7.86	0.04	64.76	0.00	5.59	0.00	9.42	0.06	3.66	5.12
32	すべり面下		41.60	0.03	10.56	0.00	7.84	0.03	61.50	0.00	6.91	0.00	9.27	0.04	3.46	5.01
33	すべり面上		7.00	0.08	8.05	0.00	21.17	0.01	4.03	0.01	40.87	0.00	10.36	0.03	4.10	4.30
34	すべり面	III-14	9.00	0.10	8.22	0.00	23.61	0.01	3.68	0.06	50.04	0.01	12.68	0.04	3.96	5.32
35	すべり面下		11.00	0.09	7.92	0.00	23.11	0.02	3.80	0.00	47.79	0.01	12.22	0.04	3.69	5.08
36	すべり面上		27.00	0.11	17.81	0.00	9.37	0.02	4.61	0.00	84.99	0.00	16.53	0.04	12.62	5.83
37	すべり面	III-16	29.00	0.11	10.22	0.00	9.33	0.02	5.12	0.00	87.42	0.00	17.33	0.05	3.96	5.89
38	すべり面下		31.00	0.11	9.37	0.00	9.47	0.02	5.32	0.00	85.54	0.00	16.59	0.05	3.13	5.90
39	すべり面上		14.00	0.06	5.07	0.00	13.69	0.01	7.81	0.00	40.50	0.01	9.93	0.05	3.02	3.53
40	すべり面	III-20	16.00	0.07	4.98	0.00	15.77	0.01	6.32	0.00	41.53	0.01	9.85	0.04	3.36	3.77
41	すべり面下		18.00	0.07	4.89	0.00	16.56	0.02	5.28	0.00	43.76	0.01	9.99	0.02	3.48	3.88
42	すべり面上		32.25	0.05	11.59	0.00	22.26	0.04	55.09	0.00	34.20	0.00	15.40	0.05	3.16	7.07
43	すべり面	III-21	34.25	0.06	11.66	0.00	21.40	0.05	56.38	0.00	33.93	0.00	15.41	0.04	3.16	7.07
44	すべり面下		36.25	0.06	11.65	0.00	21.08	0.04	56.83	0.00	33.96	0.00	15.50	0.05	3.06	7.06

付表-1. 3 II C およびIIIロック内の集水井および湧水地点の水の溶存成分濃度一覧表

No.	部位	Bv等名称	F <sup>-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	Br <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/L)	Li <sup>+</sup> (mg/L)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	
45	C-II W-1	上段	0.04	5.95	0.00	21.27	0.02	20.18	0.05	32.58	0.01	9.73	0.03	4.23	3.84
46		下段	0.12	7.26	0.00	59.76	0.02	11.40	0.00	59.54	0.02	13.58	0.08	5.22	8.92
47	W-2	上段	0.05	6.47	0.00	20.06	0.02	12.61	0.00	36.34	0.01	9.93	0.04	3.61	4.14
48		下段	0.07	6.87	0.00	16.53	0.01	10.24	0.09	46.55	0.01	11.21	0.07	3.34	4.34
49	W-3	上段	0.06	8.29	0.00	26.43	0.01	8.52	0.17	52.19	0.00	14.95	0.05	6.47	4.08
50	W-4	上段	0.06	9.32	0.00	28.06	0.02	34.96	0.33	47.42	0.01	13.19	0.05	7.25	5.44
51		下段	0.07	9.61	0.00	30.92	0.02	35.70	0.31	43.88	0.01	12.97	0.05	7.26	5.52
52	W-5	上段	0.09	7.62	0.00	45.34	0.02	3.98	0.00	98.55	0.02	14.16	0.04	5.29	10.32
53		下段	0.10	12.34	0.00	46.38	0.02	25.89	0.00	100.73	0.02	15.08	0.10	8.53	12.27
54	III W-1	上段	0.06	7.39	0.00	6.73	0.02	2.93	0.00	33.34	0.00	8.98	0.09	2.15	2.28
55		下段	0.04	6.78	0.00	5.31	0.03	21.31	0.00	41.83	0.01	10.99	0.06	2.33	3.40
56	No.1	No.6	0.06	8.12	0.00	15.73	0.01	9.81	0.00	48.14	0.01	11.15	0.07	2.89	3.91
57	W-2	No.6	0.06	15.88	0.00	12.54	0.01	14.62	0.00	27.25	0.00	12.44	0.08	3.46	3.38
58		No.9	0.07	5.87	0.00	11.80	0.01	5.95	0.07	20.86	0.00	7.22	0.05	3.71	2.44
59	W-3	上段	0.08	6.66	0.00	11.75	0.01	8.98	0.00	29.46	0.00	8.85	0.04	2.93	3.03
60		下段	0.06	7.26	0.00	15.42	0.00	18.34	0.00	28.84	0.01	9.40	0.07	3.79	3.71
61	W-4	集水BV	0.05	9.65	0.00	15.16	0.01	15.72	0.00	17.95	0.00	8.69	0.02	5.38	3.40
62	W-6	集水BV	0.06	7.24	0.00	9.44	0.01	19.17	0.00	34.04	0.01	9.68	0.02	3.50	3.62
63	W-8	下段	0.07	5.01	0.00	12.65	0.02	7.98	0.00	36.29	0.01	9.53	0.02	2.71	3.12
64	1(源頭部,ごく表層)		0.04	6.44	0.00	3.05	0.01	4.31	0.00	2.02	0.00	3.03	0.03	3.94	0.80
65	2(源頭部,ごく表層)		0.02	6.33	0.00	1.11	0.00	0.00	0.00	7.21	0.00	3.05	0.03	3.81	0.61
66	3(源頭部,ごく表層)		0.03	7.12	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	13.86	0.00	4.64	0.02	4.18	0.93
67	4(遷移点,民家の用水)		0.05	4.61	0.00	3.46	0.00	0.68	0.00	22.77	0.00	6.32	0.03	1.80	1.28
68	5(溪流水)		0.10	4.23	0.00	9.51	0.00	0.00	0.00	34.46	0.01	8.22	0.03	3.36	2.31
69	6(斜面法先)		0.03	6.32	0.00	9.69	0.00	0.25	0.00	29.14	0.00	5.51	0.17	4.30	1.93
70	7(民家の軒先)		0.07	4.73	0.00	9.05	0.01	1.33	0.00	29.77	0.00	7.57	0.03	2.13	2.13
71	8(スキの根元)		0.07	9.69	0.00	20.08	0.02	32.69	0.04	51.47	0.01	10.85	0.10	5.68	6.63
72	9(国道よう壁)		0.12	5.94	0.00	11.40	0.00	0.78	0.00	35.32	0.00	7.74	0.02	2.53	2.64
73	10(すべり末端斜面部)		0.05	5.18	0.00	14.28	0.00	12.04	0.00	39.57	0.00	7.71	0.02	3.19	4.04

付表-1.4 II Cプロック鉛直ボーリング孔内水の水温、EC値、pH値および  
炭酸ガス分圧の計算結果、水の型の判定結果一覧表

No.	部位	BV等名称	深度(m)	Total ion (mg/L)	水温 (°C)	EC(μs/cm)	pH	log(PCO <sub>2</sub> )	水の型
1	すべり面	II C-1	20.60	199.5	16.8	252.0	6.87	-1.849	Na-HCO <sub>3</sub>
2	すべり面下		22.60	203.7	16.9	252.0	6.83	-1.793	Na-HCO <sub>3</sub>
3	すべり面上		35.40	266.3	16.4	337.0	6.41	-1.670	Na-SO <sub>4</sub>
4	すべり面	II C-4	37.40	242.9	16.7	309.0	6.76	-1.888	Na-HCO <sub>3</sub>
5	すべり面下		39.40	268.5	16.3	329.0	6.49	-1.714	Na-SO <sub>4</sub>
6	すべり面上		23.60	109.6	16.3	137.6	6.46	-1.817	Na-HCO <sub>3</sub>
7	すべり面	II C-5	25.60	110.7	16.1	135.7	6.44	-1.795	Na-HCO <sub>3</sub>
8	すべり面下		27.60	108.6	16.1	136.3	6.39	-1.757	Na-HCO <sub>3</sub>
9	すべり面	II C-6	36.75	72.7	16.6	88.1	7.54	-2.993	Na-HCO <sub>3</sub>
10	すべり面下		38.75	70.9	16.7	87.5	7.55	-3.008	Na-HCO <sub>3</sub>
11	すべり面上		19.20	107.5	17.1	138.7	6.64	-1.991	Na-HCO <sub>3</sub>
12	すべり面	II C-7	21.20	106.7	16.7	136.1	6.50	-1.853	Na-HCO <sub>3</sub>
13	すべり面下		23.20	116.9	17.6	143.7	6.50	-1.794	Na-HCO <sub>3</sub>
14	すべり面上		33.80	171.7	15.9	234.0	5.74	-1.302	Na-HCO <sub>3</sub>
15	すべり面	II C-8	35.80	173.2	15.8	236.0	5.74	-1.308	Na-HCO <sub>3</sub>
16	すべり面下		37.80	173.0	15.9	235.0	5.71	-1.271	Na-HCO <sub>3</sub>
17	すべり面上		17.00	80.1	18.1	112.9	6.05	-1.806	Na-HCO <sub>3</sub>
18	すべり面	BV-2(3)	18.50	77.9	17.9	110.7	6.08	-1.847	Na-HCO <sub>3</sub>
19	すべり面下		20.50	80.4	17.3	109.1	6.06	-1.815	Na-HCO <sub>3</sub>
20	すべり面	BV-4(3-1)	8.50	75.2	17.8	108.2	7.10	-3.023	Na-HCO <sub>3</sub>

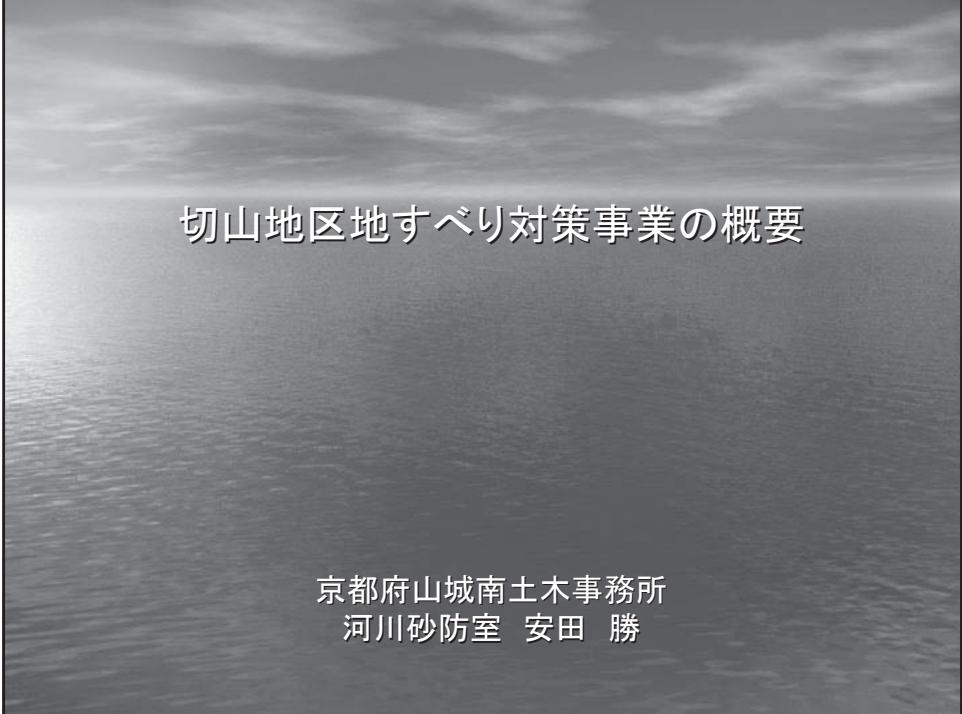
付表-1. 5 IIIロック鉛直ボーリング孔内水の水温, EC値, pH値および  
炭酸ガス分圧の計算結果, 水の型の判定結果一覧表

No.	部位	BV等名称	深度(m)	Total ion (mg/L)	水温 (°C)	EC(μs/cm)	pH	log(PCO <sub>2</sub> )	水の型
21	すべり面上		26.50	87.4	16.6	109.6	6.01	-1.353	Na-HCO <sub>3</sub>
22	すべり面	III-2	28.50	87.3	16.4	108.4	5.97	-1.315	Na-HCO <sub>3</sub>
23	すべり面下		30.50	88.2	16.3	109.0	5.97	-1.320	Na-HCO <sub>3</sub>
24	すべり面上		25.00	105.4	17.0	130.2	6.86	-2.193	Na-HCO <sub>3</sub>
25	すべり面	III-5	27.00	114.2	17.0	142.6	6.89	-2.168	Ca-HCO <sub>3</sub>
26	すべり面下		29.00	119.6	17.0	147.5	6.88	-2.129	Ca-HCO <sub>3</sub>
27	すべり面上		10.90	84.0	17.8	115.2	6.75	-2.235	Na-HCO <sub>3</sub>
28	すべり面	III-7	12.90	83.4	17.4	108.0	6.75	-2.228	Na-HCO <sub>3</sub>
29	すべり面下		14.90	85.0	17.8	108.9	6.73	-2.179	Na-HCO <sub>3</sub>
30	すべり面上		37.60	117.7	16.2	158.1	6.70	-2.748	Ca-Cl
31	すべり面	III-8	39.60	120.9	15.8	149.8	6.49	-2.728	Ca-Cl
32	すべり面下		41.60	117.8	15.9	129.6	7.82	-3.966	Na-HCO <sub>3</sub>
33	すべり面上		7.00	102.9	17.4	134.9	6.19	-1.564	Na-HCO <sub>3</sub>
34	すべり面	III-14	9.00	118.0	17.7	149.0	6.37	-1.656	Ca-HCO <sub>3</sub>
35	すべり面下		11.00	113.9	18.8	150.2	6.35	-1.656	Ca-Cl
36	すべり面上		27.00	164.9	17.2	174.2	6.90	-1.956	Na-HCO <sub>3</sub>
37	すべり面	III-16	29.00	152.7	17.3	181.0	6.86	-1.904	Na-HCO <sub>3</sub>
38	すべり面下		31.00	148.8	17.5	175.0	5.87	-0.923	Na-HCO <sub>3</sub>
39	すべり面上		14.00	92.0	17.5	112.0	6.77	-2.148	Na-HCO <sub>3</sub>
40	すべり面	III-20	16.00	94.2	17.8	118.3	6.67	-2.037	Na-HCO <sub>3</sub>
41	すべり面下		18.00	96.8	17.1	120.9	6.67	-2.014	Na-HCO <sub>3</sub>
42	すべり面上		32.25	167.0	17.5	231.0	6.25	-1.701	Ca-HCO <sub>3</sub>
43	すべり面	III-21	34.25	167.3	16.4	222.0	6.15	-1.605	Ca-HCO <sub>3</sub>
44	すべり面下		36.25	167.4	16.6	221.0	6.20	-1.654	Ca-HCO <sub>3</sub>

付表一1. 6 II C およびIIIロック内の集水井および湧水地点の水の水温、EC値、pH値および炭酸ガス分圧の計算結果、水の型の判定結果一覧表

No.	部位	BV等名称	Total ion (mg/L)	水温 (°C)	EC(μs/cm)	pH	log(PCO <sub>2</sub> )	水の型
45	C-II W-1	上段	110.3	16.9	150.1	6.29	-1.762	Ca-HCO <sub>3</sub>
46		下段	188.8	18.1	253.0	6.61	-1.821	Ca-SO <sub>4</sub>
47	W-2	上段	103.9	16.8	139.1	6.85	-2.275	Ca-HCO <sub>3</sub>
48		下段	110.0	17.0	138.1	6.65	-1.967	Na-HCO <sub>3</sub>
49	W-3	上段	133.7	16.1	161.9	7.22	-2.488	Na-HCO <sub>3</sub>
50		下段	165.7	16.4	224.0	7.25	-2.559	Ca-HCO <sub>3</sub>
51	W-4	上段	166.5	17.0	230.0	7.30	-2.643	Ca-HCO <sub>3</sub>
52		下段	210.1	16.2	251.0	7.78	-2.772	Ca-HCO <sub>3</sub>
53	W-5	下段	251.2	16.2	296.0	7.78	-2.762	Ca-HCO <sub>3</sub>
54	III W-1	上段	70.1	16.3	94.4	6.74	-2.202	Na-HCO <sub>3</sub>
55		下段	102.3	16.5	135.7	6.42	-1.784	Na-HCO <sub>3</sub>
56	No.1	No.1	112.3	16.2	138.1	6.82	-2.123	Ca-HCO <sub>3</sub>
57	W-2	No.6	99.4	16.2	141.8	6.39	-1.940	Na-Cl
58		No.9	62.9	16.2	87.1	6.41	-2.076	Na-HCO <sub>3</sub>
59	W-3	上段	78.8	16.5	106.0	6.71	-2.226	Na-HCO <sub>3</sub>
60		下段	96.5	16.2	124.4	6.53	-2.055	Na-HCO <sub>3</sub>
61	W-4	集水BV	82.9	16.4	111.8	5.99	-1.721	Na-SO <sub>4</sub>
62	W-6	集水BV	96.0	16.3	125.5	6.65	-2.103	Na-HCO <sub>3</sub>
63	W-8	下段	85.2	15.9	106.3	6.55	-1.976	Na-HCO <sub>3</sub>
64	1(源頭部、ごく表層)		24.7	20.2	43.0	5.90	-2.580	Na-Cl
65	2(源頭部、ごく表層)		23.0	15.3	25.6	8.02	-4.147	Na-Cl
66	3(源頭部、ごく表層)		33.1	14.6	36.5	7.63	-3.474	Na-HCO <sub>3</sub>
67	4(遷緩点、民家の用水)		44.2	15.9	55.8	8.21	-3.838	Na-HCO <sub>3</sub>
68	5(溪流水)		67.2	14.9	79.5	7.79	-3.238	Na-HCO <sub>3</sub>
69	6(斜面法先)		64.3	26.5	92.7	6.24	-1.761	Na-HCO <sub>3</sub>
70	7(民家の軒先)		62.3	14.3	76.3	6.56	-2.072	Na-HCO <sub>3</sub>
71	8(スキの根元)		155.2	15.7	199.0	6.69	-1.964	Ca-HCO <sub>3</sub>
72	9(国道よう壁)		74.1	20.1	108.7	6.49	-1.927	Na-HCO <sub>3</sub>
73	10(すべり末端斜面部)		96.8	16.3	127.4	7.40	-2.788	Ca-HCO <sub>3</sub>





## 切山地区地すべり対策事業の概要

京都府山城南土木事務所  
河川砂防室 安田 勝

昭和56年度:地すべり防止区域指定( 50. 81ha)

昭和57年度:1次地すべり対策事業着手(～平成元年)  
度)

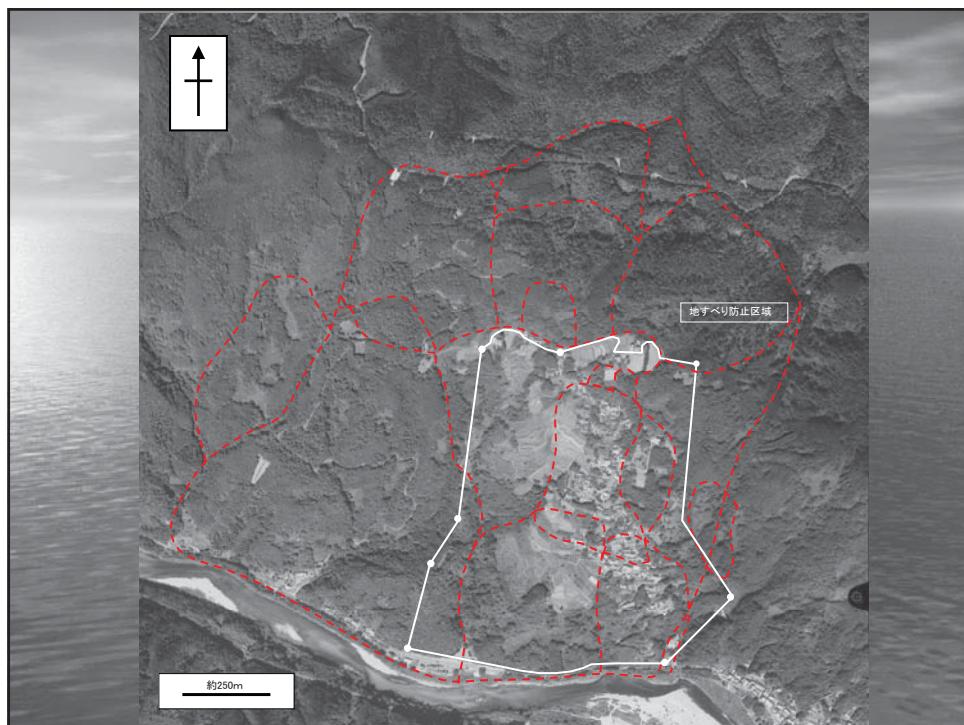
平成14年度:2次地すべり対策事業着手

平成15年度:災害関連緊急地すべり対策事業実施  
(～平成16年度)

事業期間 平成14年度～平成23年度

総事業費 約13億円

計画概要 集水井(Φ3,500):16基、集排水ボーリング:  
約10km



## 昭和年代の地すべり活動

### 1ブロック

- 昭和56年 地すべり活動の確認(1ブロック)  
最大日雨量 152.0mm(8/22)  
最大移動量 268.2mm(10/9):伸縮計
- 昭和57年 地すべり防止区域指定
- 昭和57年 台風により1ブロックが再活動し、別に上部ブロックと判定される亀裂を確認  
最大日雨量 149.0mm(8/1)  
地表集水ボーリングの実施
- 昭和58, 59年 豪雨による再活動が続くが、動きが沈静化してくる。  
集水井の実施
- 昭和63年 地すべり活動の沈静化



## 昭和年代の地すべり活動

### 上部ブロック

- 昭和57年 亀裂の確認(Aブロック)  
最大日雨量 149.0mm(8/1)
- 昭和58～60年 伸縮計観測で18mm程度の変動を確認。継続観測を実施。
- 昭和61年 隣接地でも地すべり活動を確認(Bブロック)  
最大日雨量 260.5mm(7/21)
- 昭和62年 対策工の実施  
地表集水ボーリング
- 昭和63年 Bブロックの拡大  
地表集水ボーリング+排土工
- 平成5年 排土工表面の崩壊  
アンカー工併用現場打法枠工



平成15年度～平成16年度実施

災害関連緊急地すべり対策事業

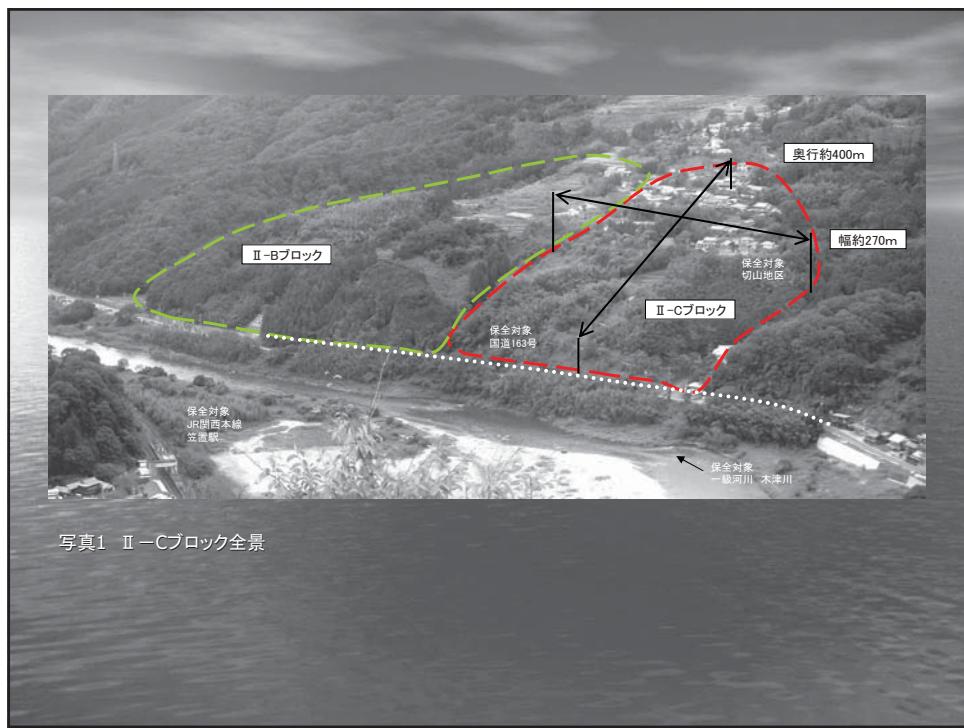
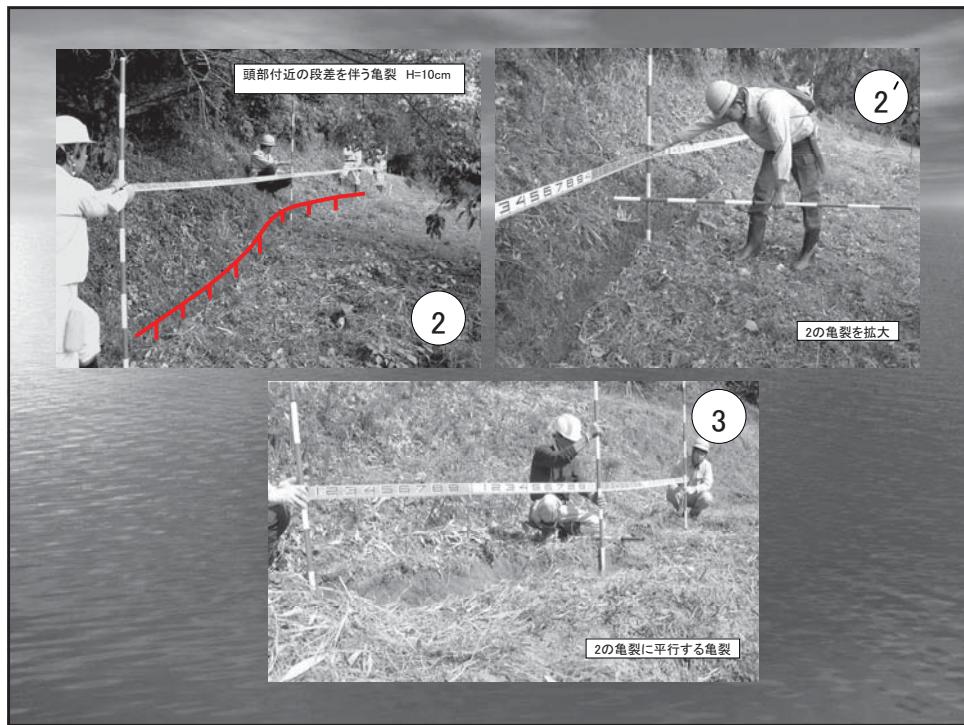
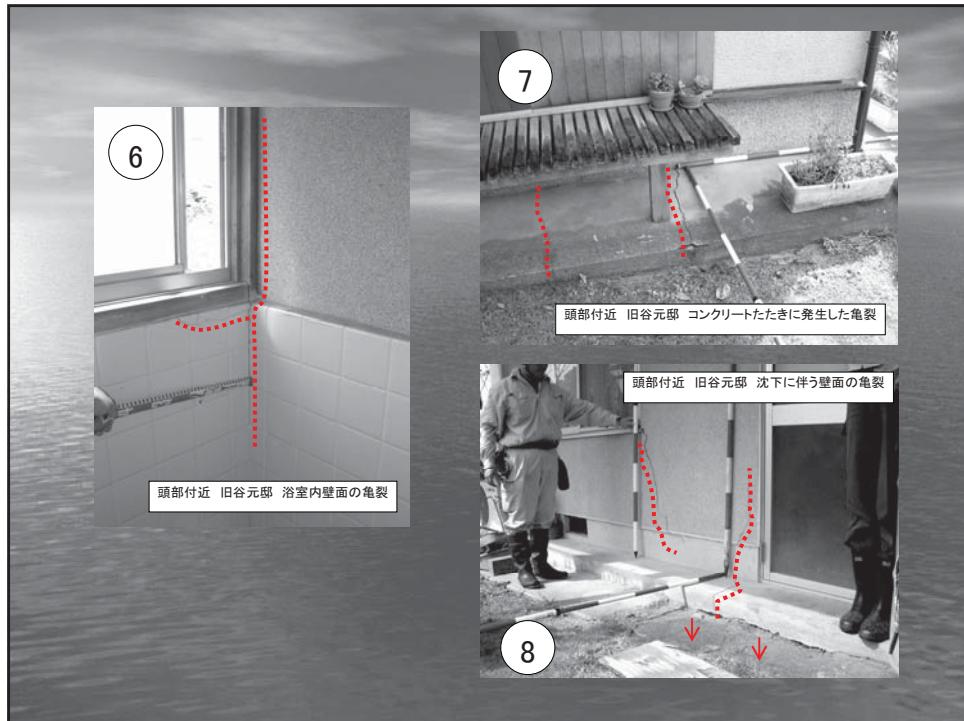
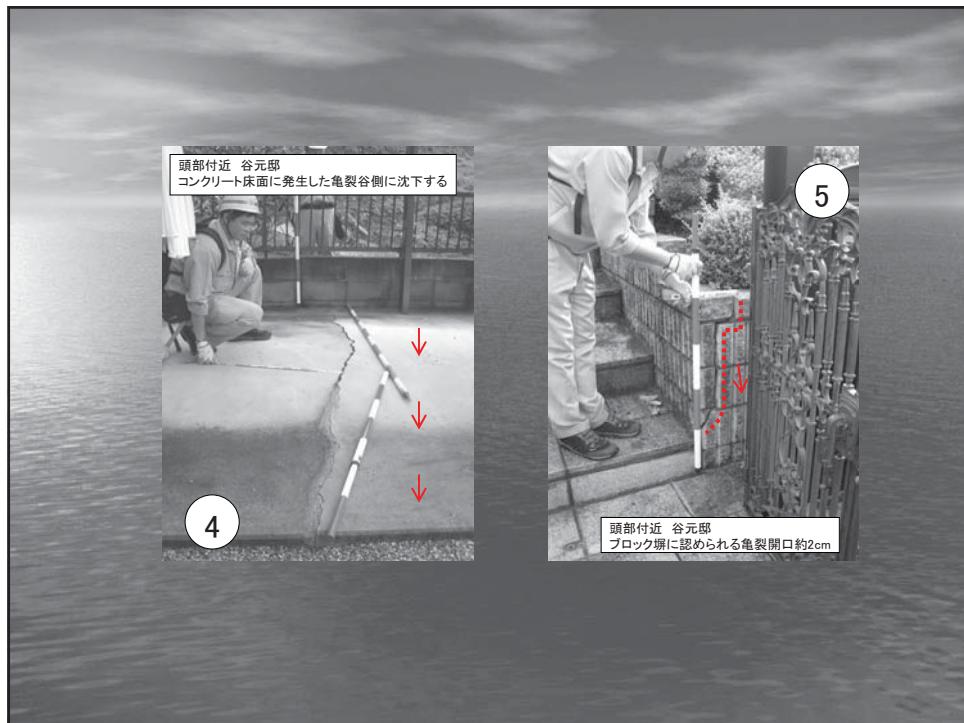
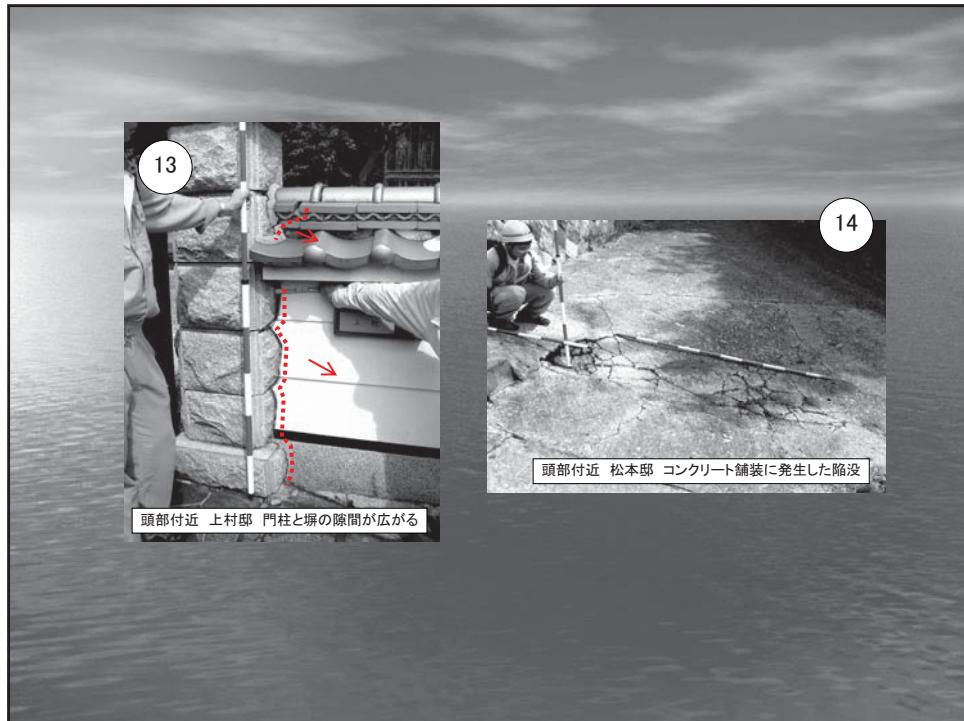
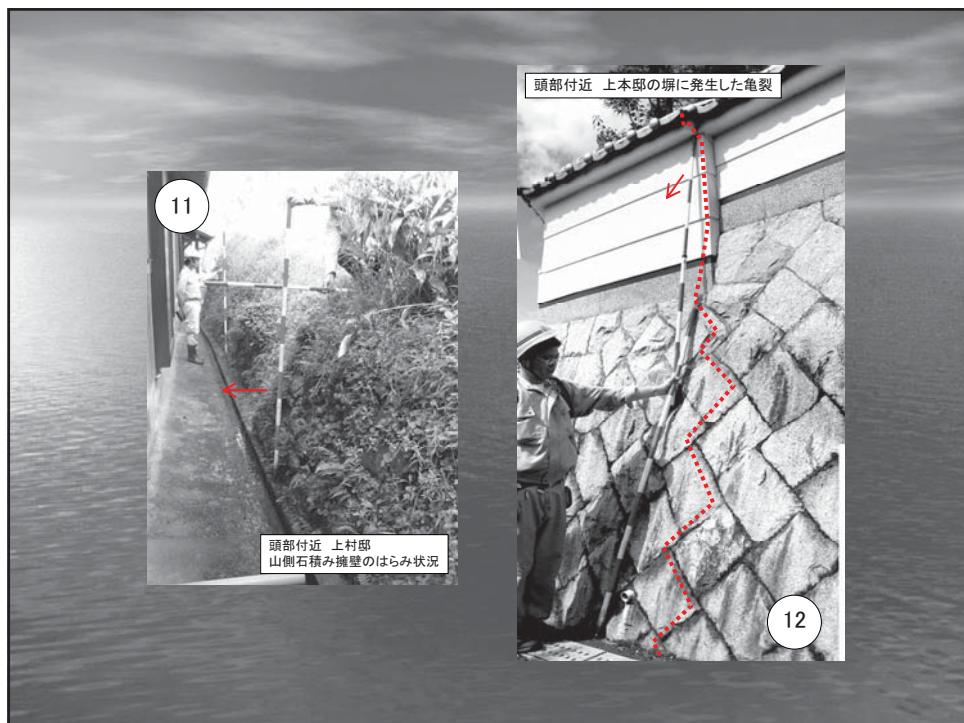
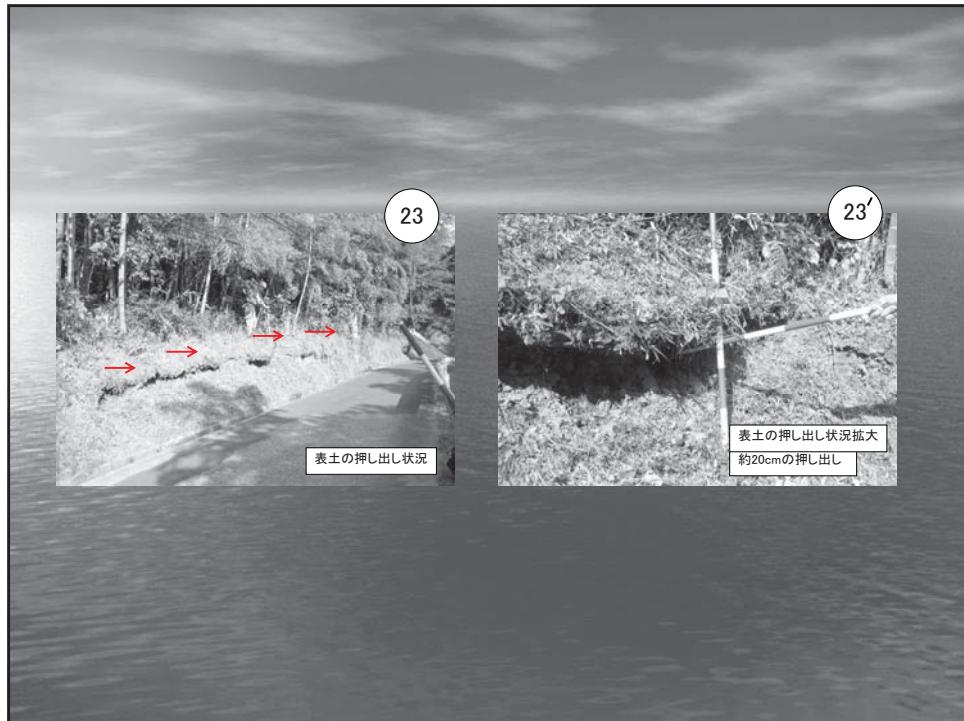
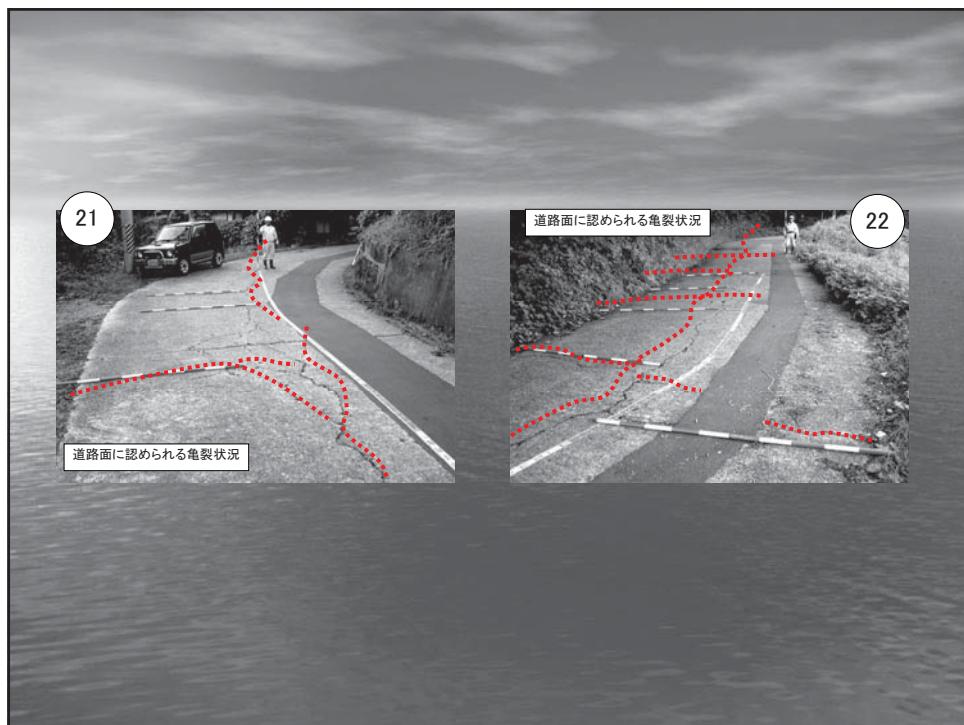


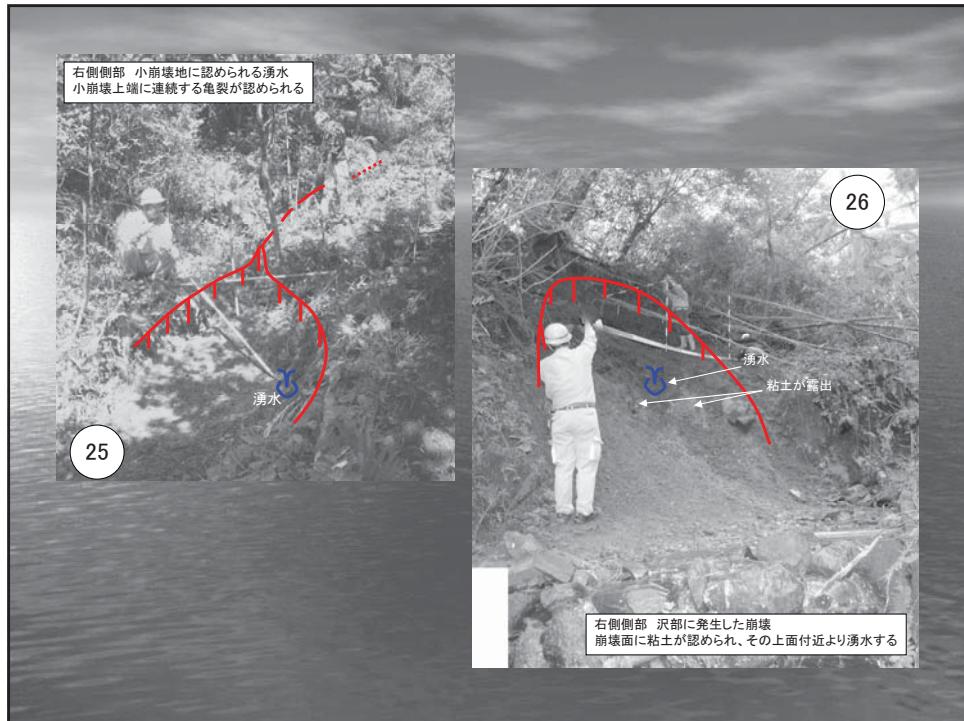
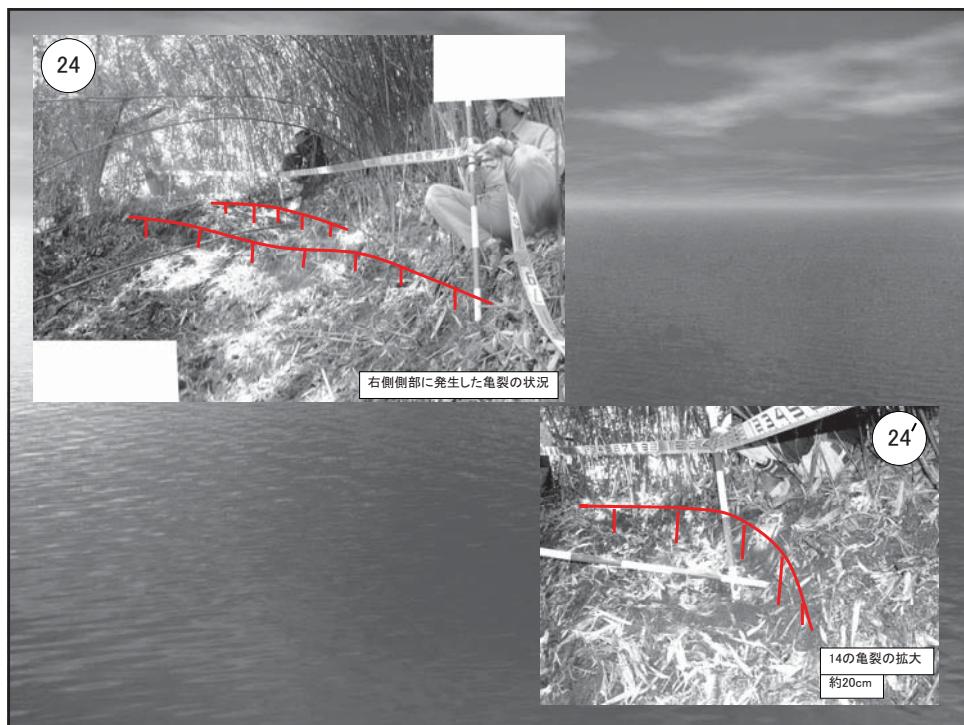
写真1 II-Cブロック全景

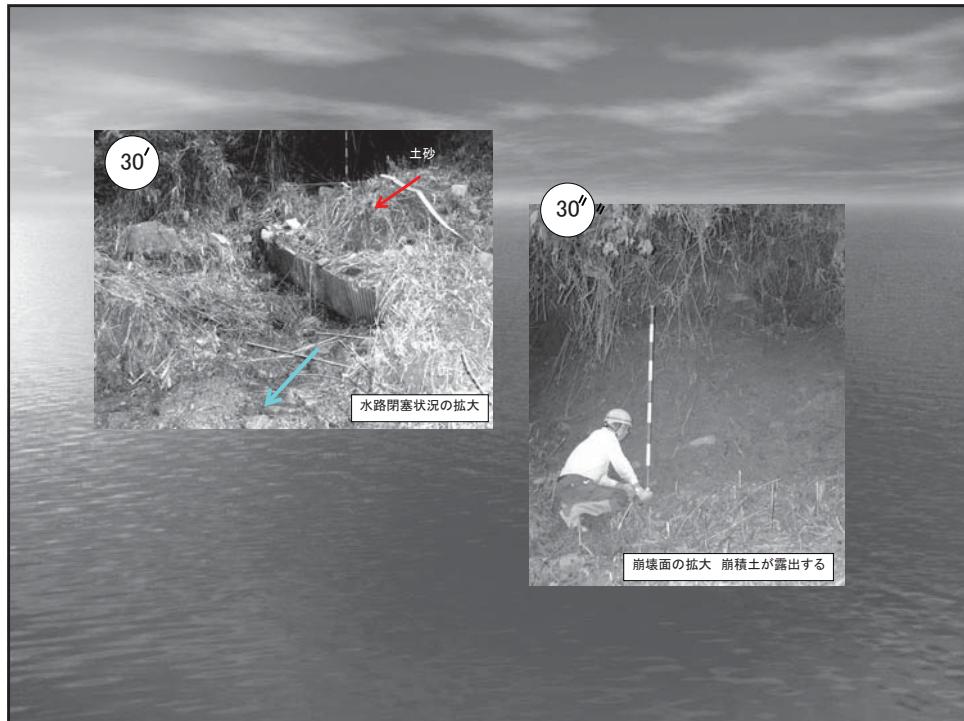




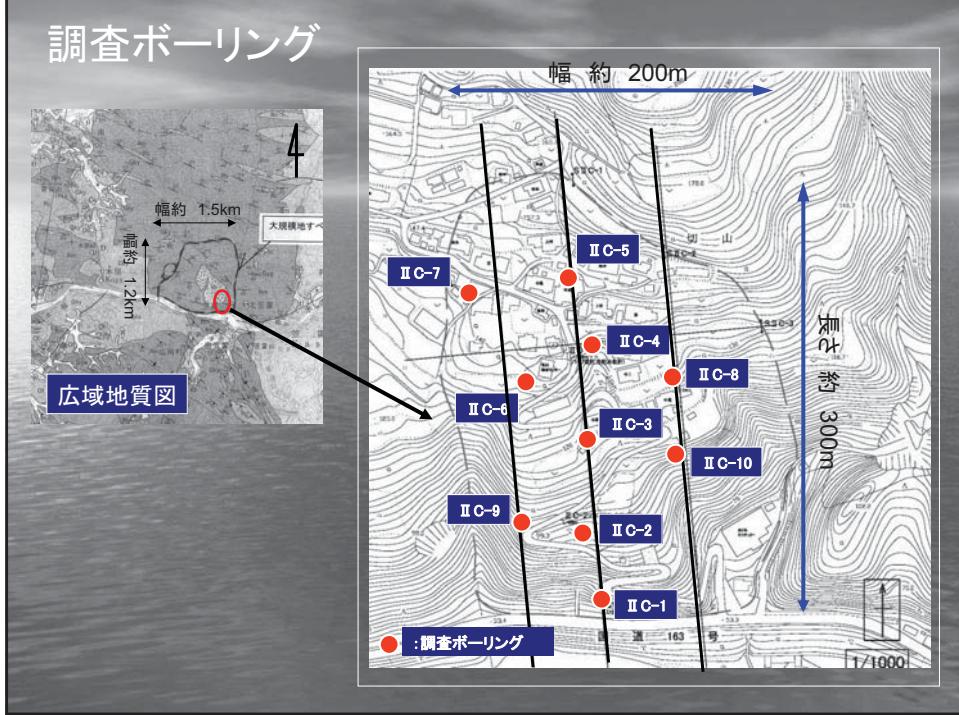






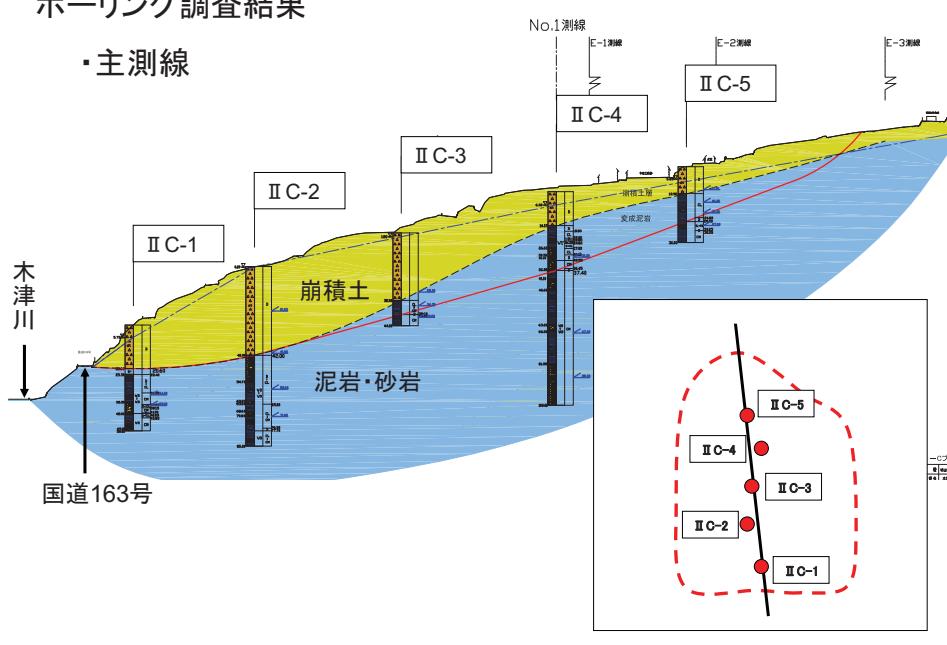


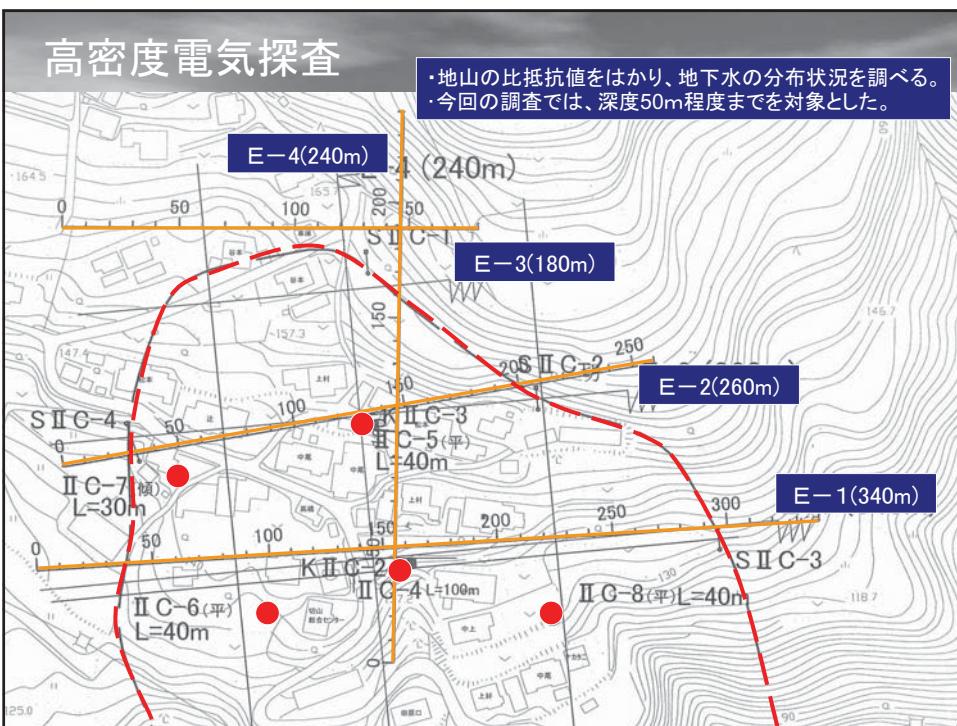
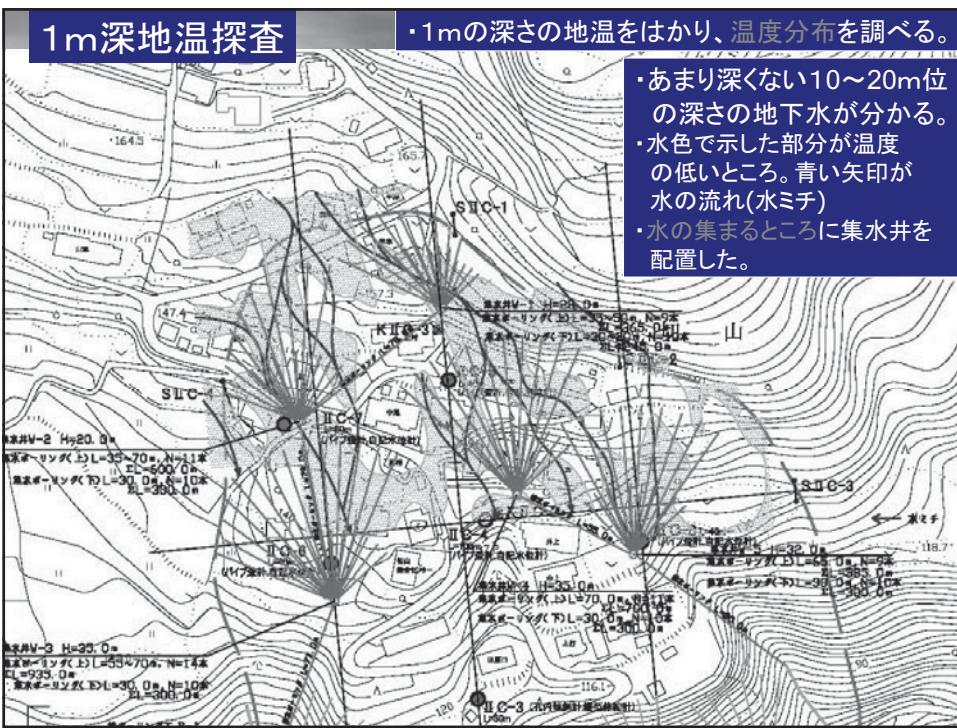
## 調査ボーリング

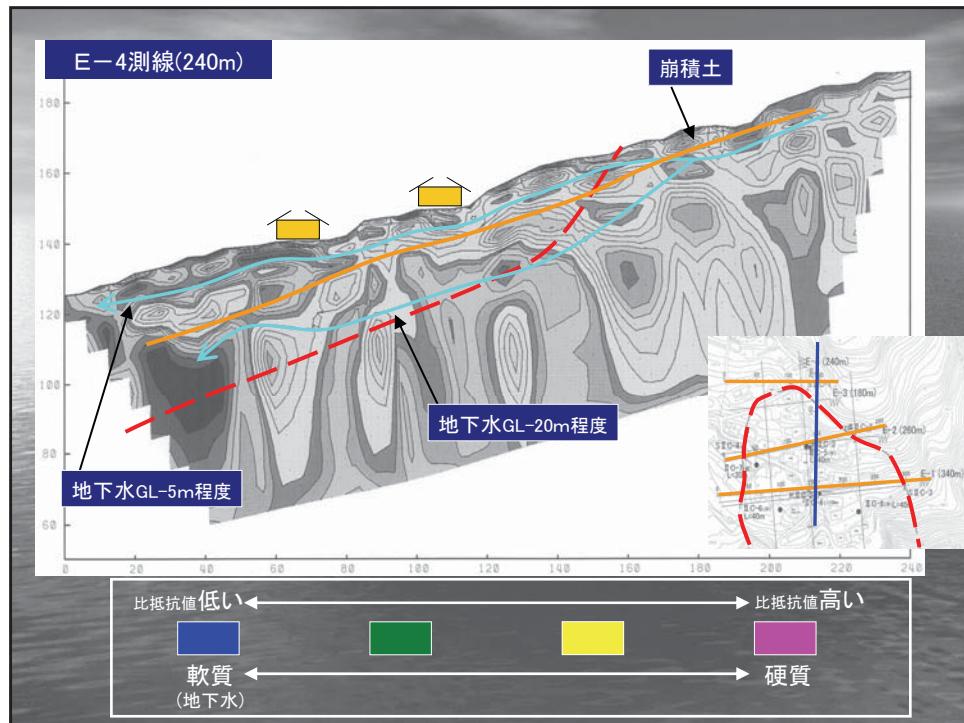
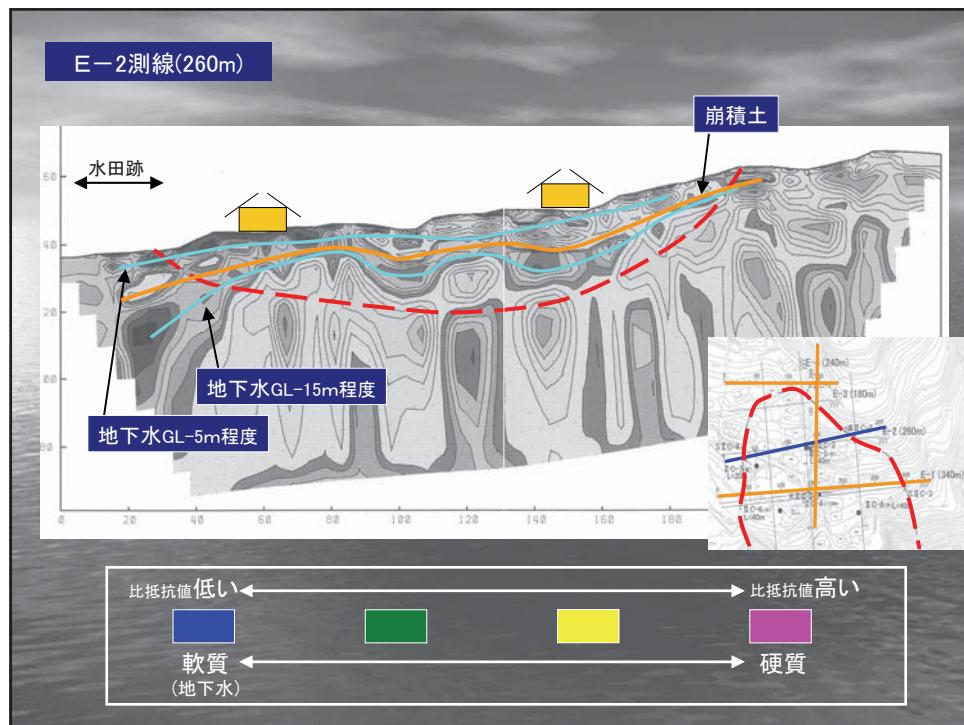


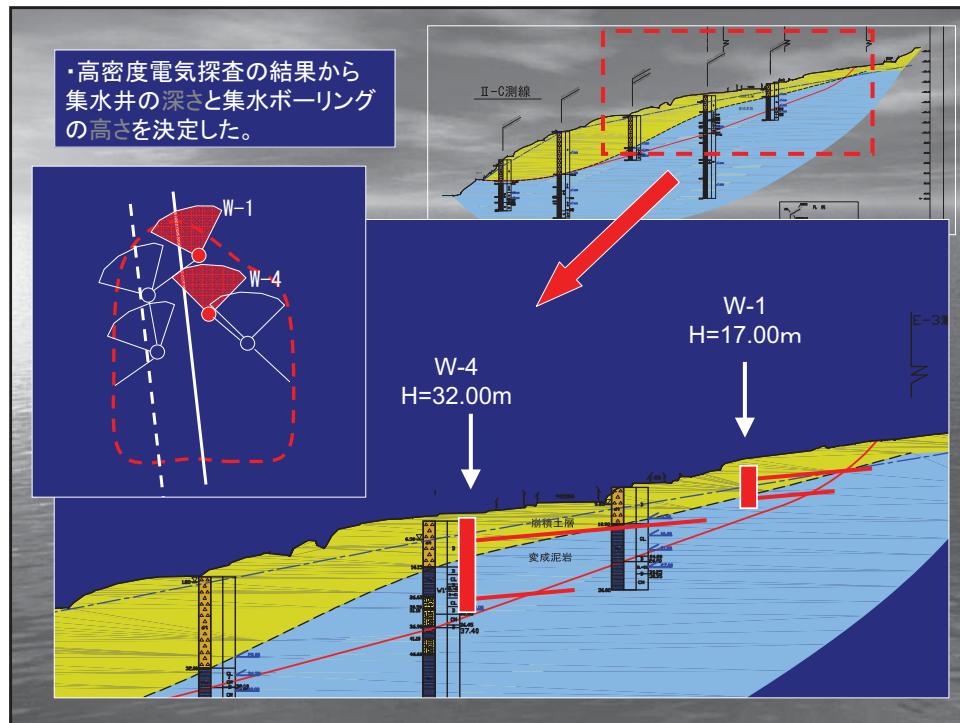
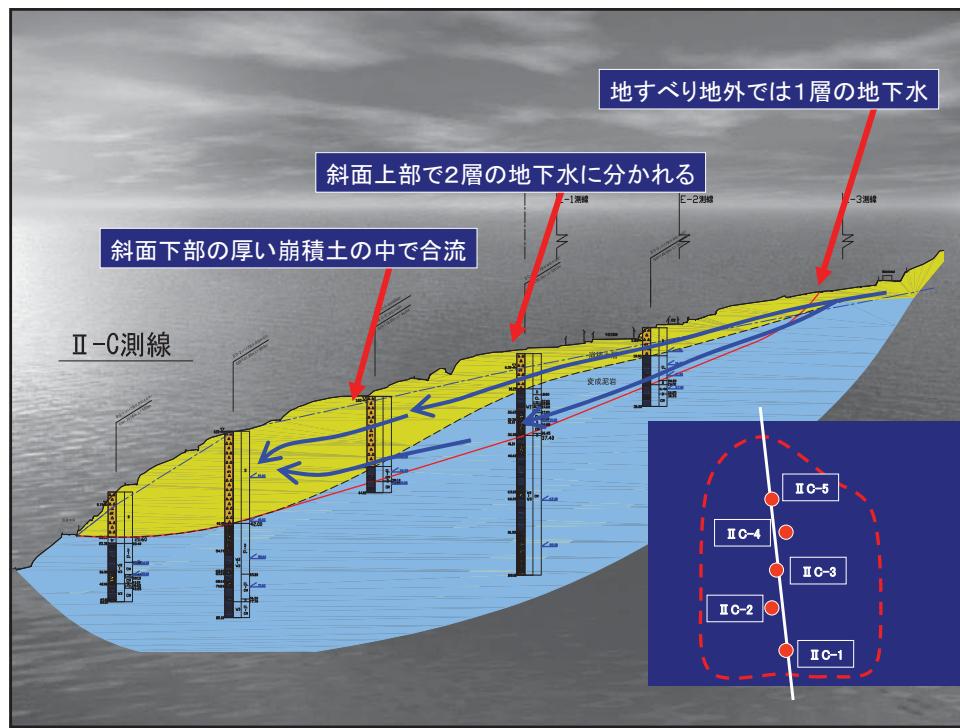
## ボーリング調査結果

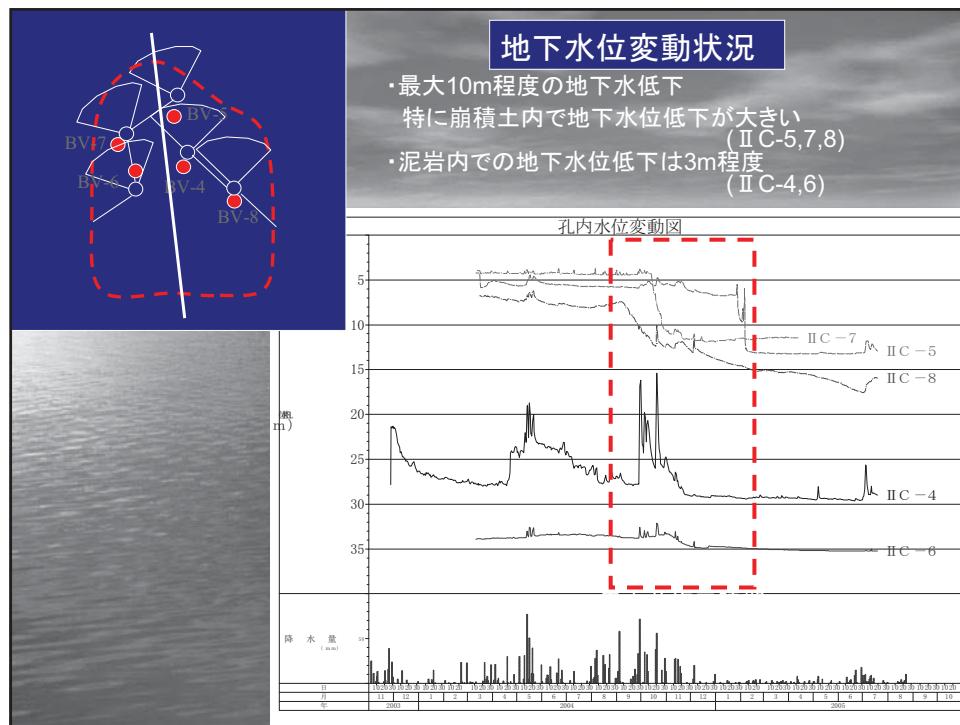
### ・主測線

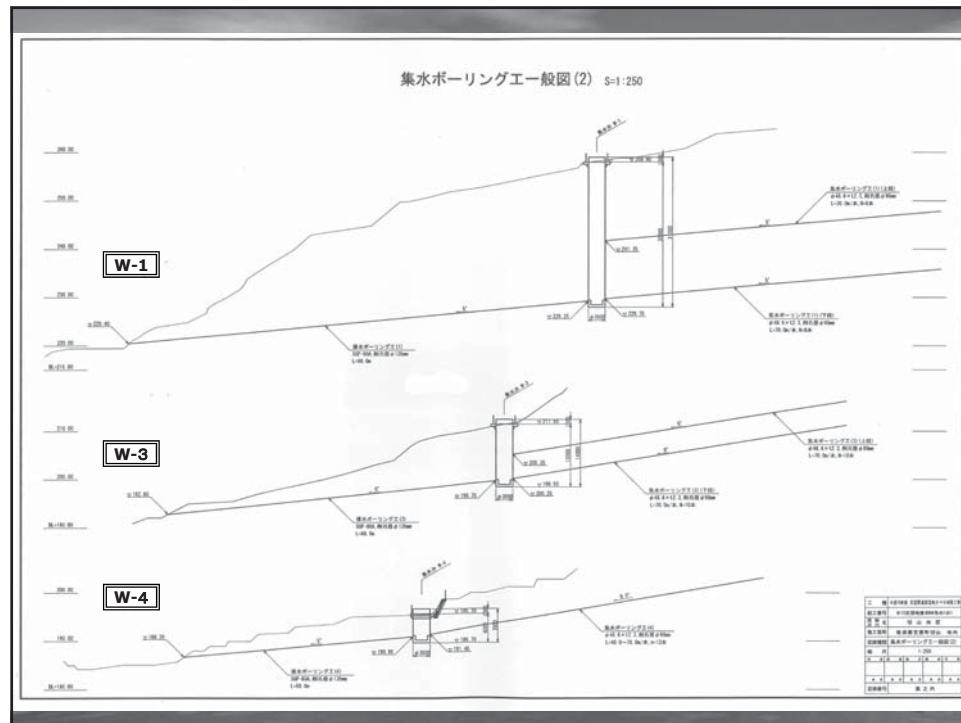
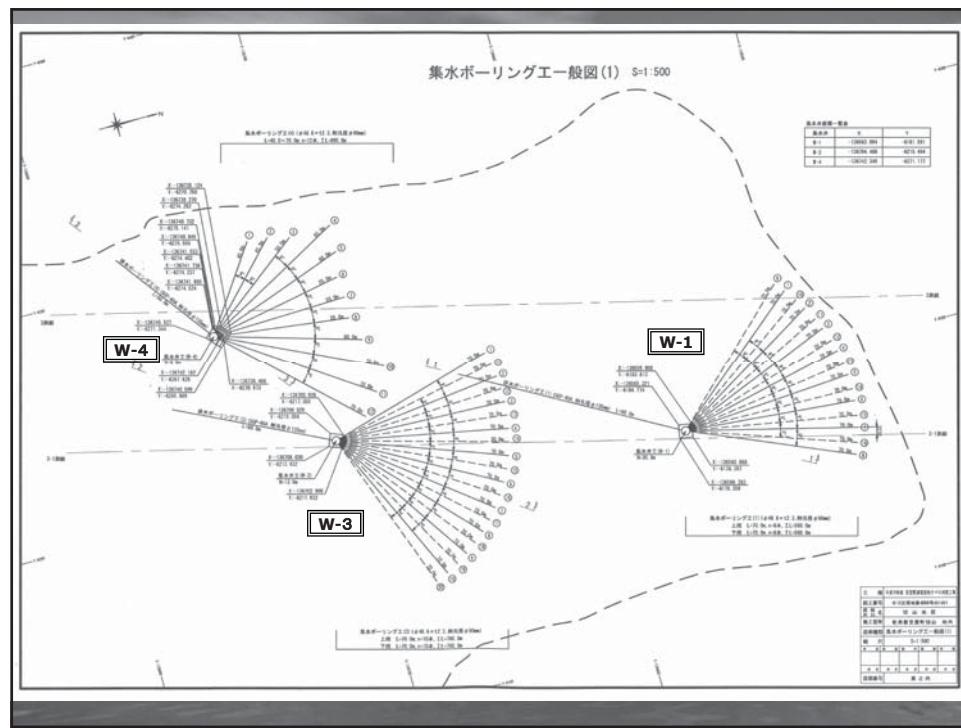


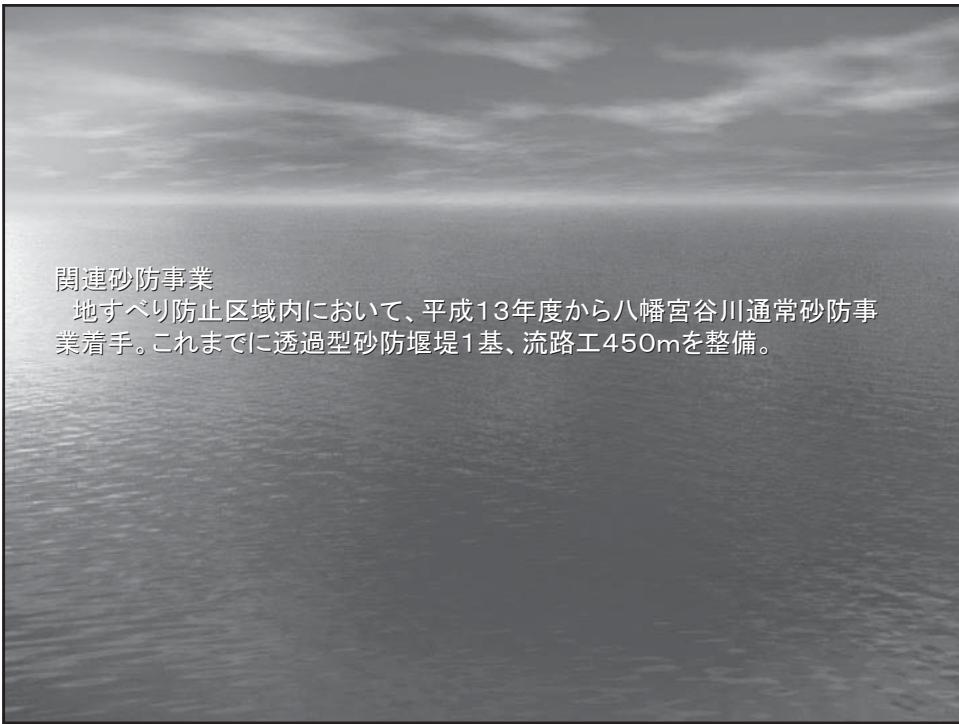








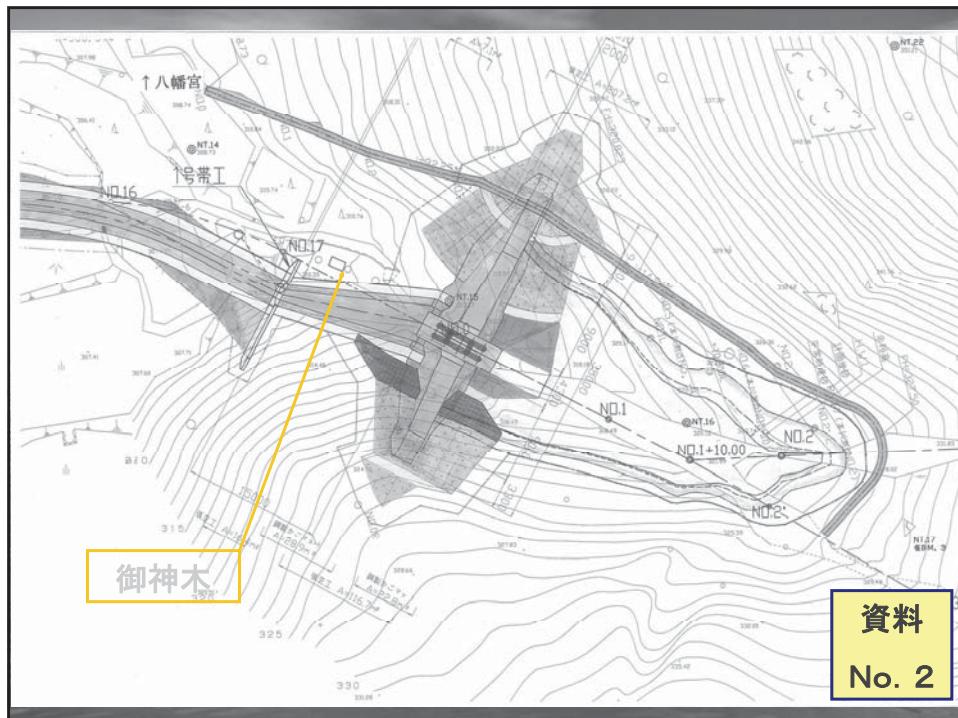
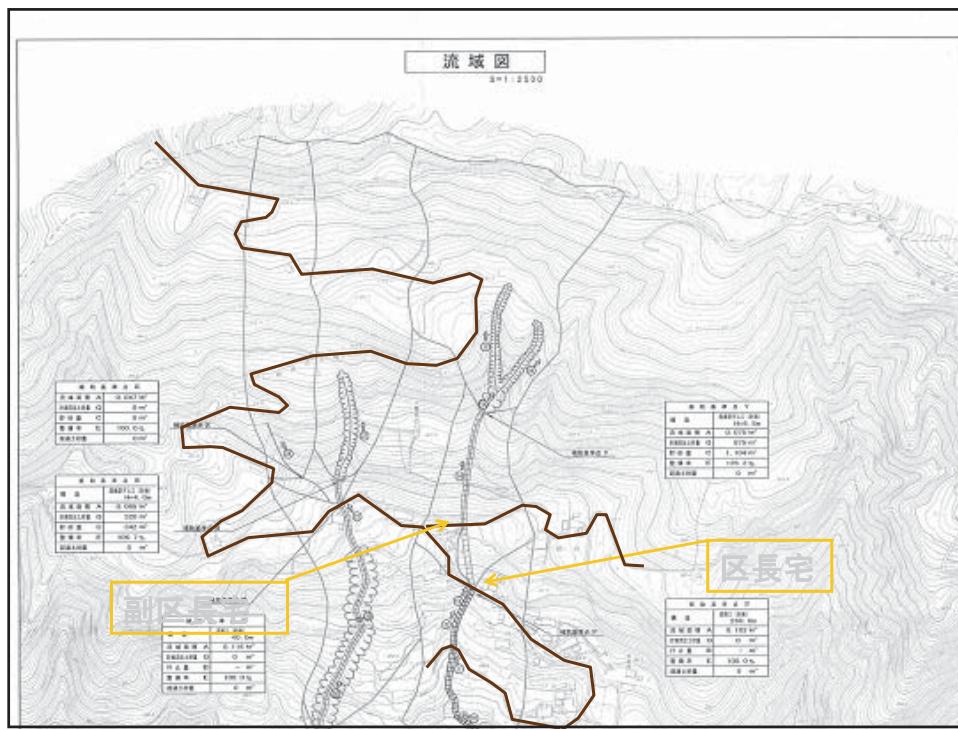


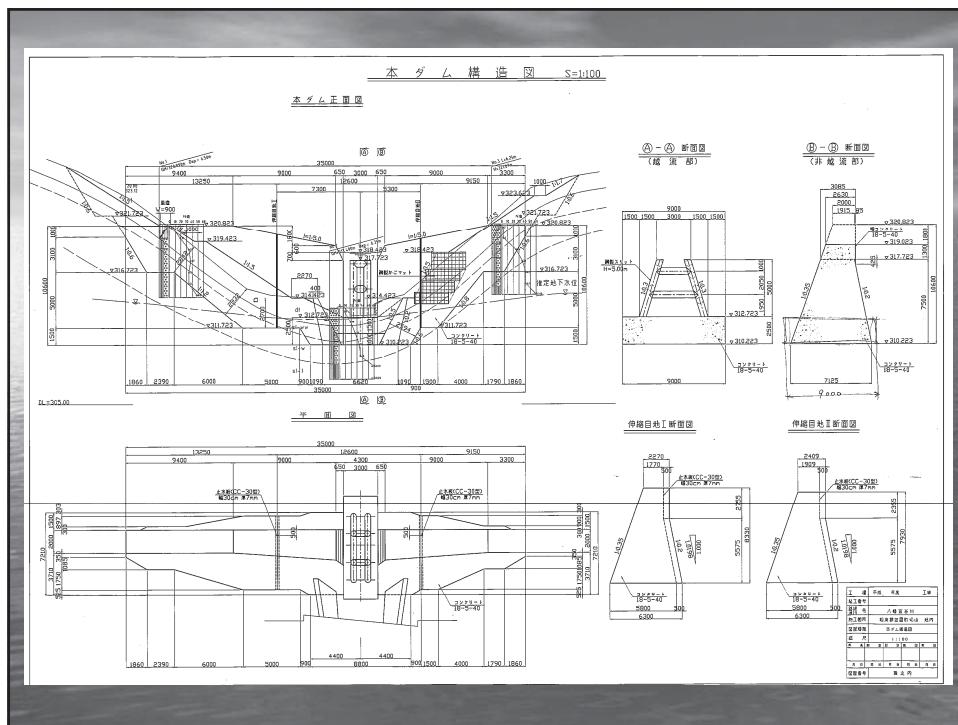


関連砂防事業

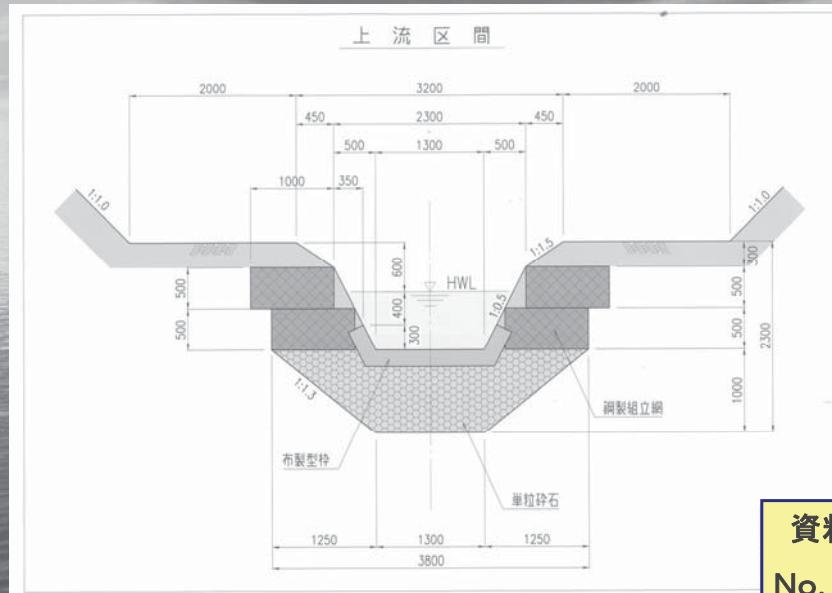
地すべり防止区域内において、平成13年度から八幡宮谷川通常砂防事業着手。これまでに透過型砂防堰堤1基、流路工450mを整備。

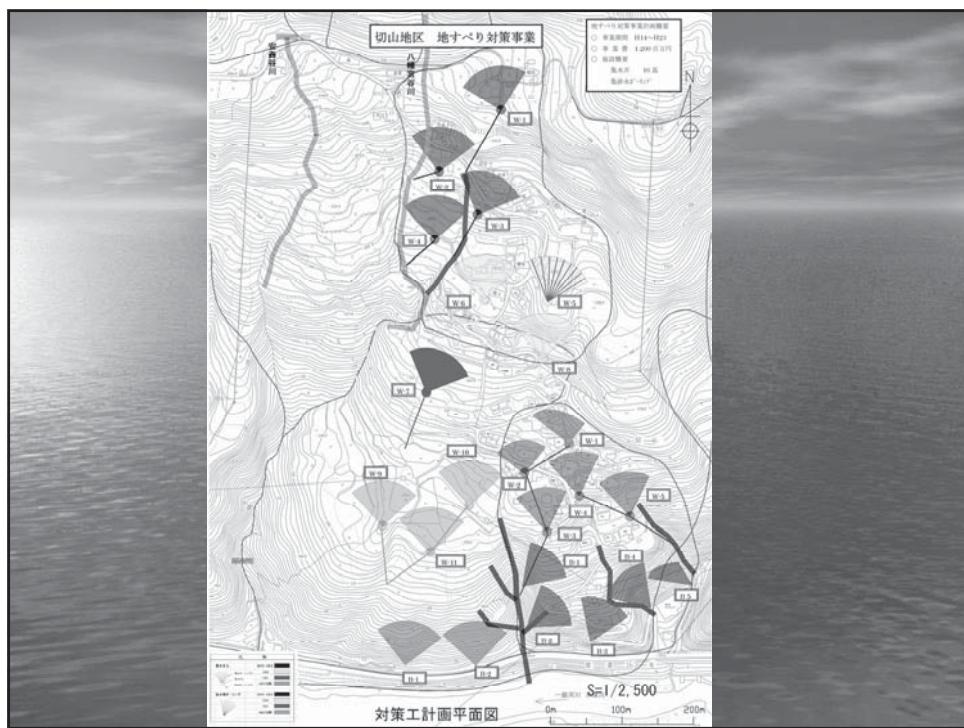
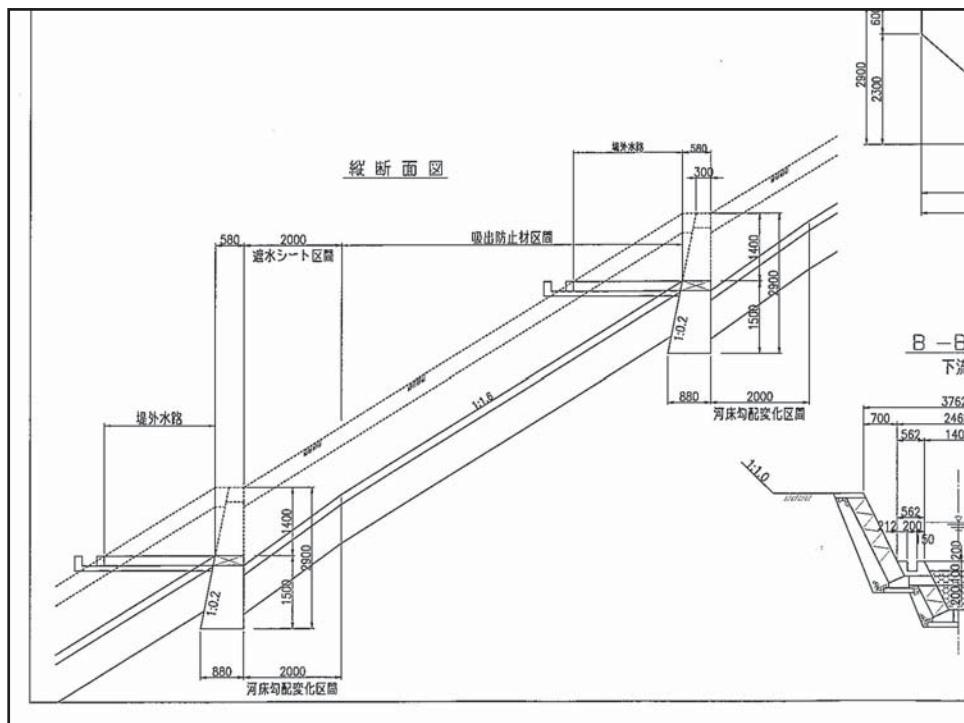






## 標準横断図（上流区間）







## (社)日本地すべり学会関西支部協賛会員名簿

(五十音・口数順) (2009年10月1日現在) 28社

(会 社 名)	(電話番号)	(口数)
有限会社 太田ジオリサーチ .....	078-907-3120.....	3
中央復建コンサルタント株式会社 情報マネジメント室 ...	06-6160-1121.....	3
日本工営株式会社 大阪支店 .....	06-7177-9500 .....	3
株式会社 アーバン・プロジェクト .....	088-655-5500.....	2
アジア航測株式会社 西日本コンサルタント部 .....	06-4801-2250 .....	2
株式会社 荒谷建設コンサルタント 調査設計部 .....	082-292-5481 .....	2
株式会社 宇部建設コンサルタント .....	0836-72-0392 .....	2
株式会社 エイト日本技術開発 .....	086-252-8917 .....	2
株式会社 オサシテクノス .....	088-850-0535.....	2
河井建設工業株式会社 .....	0868-26-3787.....	2
川崎地質株式会社 西日本支社 .....	06-6768-1166.....	2
紀東工営株式会社 .....	0737-25-0333 .....	2
株式会社 クボタ 鋳鋼営業部 .....	06-6648-2322 .....	2
国土防災技術株式会社 大阪支店 .....	06-6136-9911 .....	2
国土防災技術株式会社 高知支店 .....	088-825-1330 .....	2
株式会社 コスマ建設コンサルタント .....	0853-72-1171 .....	2
株式会社 四国トライ .....	088-883-5908 .....	2
株式会社 四国ボーリング工業 .....	0883-52-1621 .....	2
島建コンサルタント株式会社 .....	0853-53-3251 .....	2
住鉱コンサルタント株式会社 四国支店 .....	0897-33-3123 .....	2
株式会社 相愛 .....	088-846-6700 .....	2
株式会社 ダイヤコンサルタント 関西支社 .....	06-6339-9141 .....	2
中央開発株式会社 関西支社 .....	06-6386-3691 .....	2
株式会社 東建ジオテック .....	089-945-3328 .....	2
株式会社 ナイバ .....	087-862-5121 .....	2
日本工営株式会社 四国支店 .....	087-811-2660 .....	2
三菱マテリアル資源開発株式会社 西日本支店 .....	079-679-4511 .....	2
明治コンサルタント株式会社 大阪支店.....	072-751-1659 .....	2