

## 6. 荒廃の素因

### 6.1 崩壊の発生形態

#### 6.1.1 調査方針と調査方法

##### (1) 調査方針

崩壊から土石流に至る斜面変動の発生形態とメカニズムを検討するために、以下のように発生域の崩壊の状況と下流域への土石流誘起の実態の把握にポイントをおいた現地調査を行った。

##### ①発生域の地形的、地質的位置

- ・崩壊の規模と痕跡から機構推定
- ・何が崩壊物質になっているか

⇒尾根近くで水はどのように再び地表に流出したか

##### ②発生域の崩壊により誘起した土石流が下流に伝搬するメカニズム

- ・崩壊で終わるタイプと土石流になるタイプの違い
- ・流下痕跡から移送域での土石流の挙動の推定

⇒移送域では何が土石流を促進したか

##### (2) 調査内容

##### ①調査位置

図 6.1.2、表 6.1.1 に示す 14 溪流について地表地質踏査を実施した。

表 6.1.1 地表地質踏査実施溪流一覧表

No.	地区名	施設番号	谷出口 TPm	発生源 TPm	高低差 m	溪流長(本流) 水平距離m	調査日	使用図面
1	高松山1号地	ホ-1-1	130	167	37	60	平成26年9月24日	1/500
2	高松山2号地	ホ-1-2	134	213	79	120	平成26年9月25日	1/500
3	高松山3号地	ホ-1-3	143	227	84	160	平成26年9月25日	1/500
4	高松山4号地	ホ-1-4	154	191	37	65	平成26年9月26日	1/500
5	高松山5号地	ホ-1-5	144	192	48	90	平成26年9月26日	1/500
6	高松山6号地	ホ-14, 15	145	250	105	380	平成26年10月20~22日	1/500
7	高松山7号地	ケ-7	163	265	102	250	平成26年10月20~21日	1/2000(発生源1/500)
8	高松山8号地	ケ-8	145	310	165	350	平成26年10月21~23日	1/1000(発生源1/500)
9	高松山9号地	ケ-4	40	302	262	690	平成26年10月26~27日	1/2000(発生源1/500)
10	高松山10号地	ホ-1-6	95	135	40	36	平成26年10月22日	1/500
11	高松山11号地	ケ-2	50	311	261	700	平成26年10月28~30日	1/2000(発生源1/500)
12	高松山12号地	ケ-3	50	312	262	470	平成26年10月26~27日	1/2000(発生源1/500)
13	美濃越	八木	110	488	378	740	平成26年10月26~28日	1/2000(発生源1/500)
14	宇那木山	緑井	30	280	250	1100	平成26年10月26~28日	1/500

##### ②調査方法

地形、地質、土石流の堆積状況、地表の変状、植生、湧水箇所など現地でなければ確認できない事象について、代表溪流の地表地質踏査を行った。今回の踏査では、土石流発生メカニズム解明を目的として、上記項目に加え下記事項に着目した。

なお、土石流の空間構成における変動域は図 6.1.1 のとおり区分する。

表 6.1.2 に地質総括表を、図 6.1.3 にルートマップの凡例を示す。

##### 【現地調査時の着目点】

##### a) 発生域(崩壊源)

- ・地質構成(岩種、節理・断層などの不連続面、マサ化などの風化状況、岩屑堆積物等)
- ・透水性(ゆるみ、パイプの有無等)
- ・これらを滑落崖の断面、崩壊面で確認

##### b) 移送域

- ・樹幹などに付着した泥しぶき(飛沫)の高さ
- ・地表流が表層を削剥せずに流走した範囲
- ・侵食面の地質構成および透水性

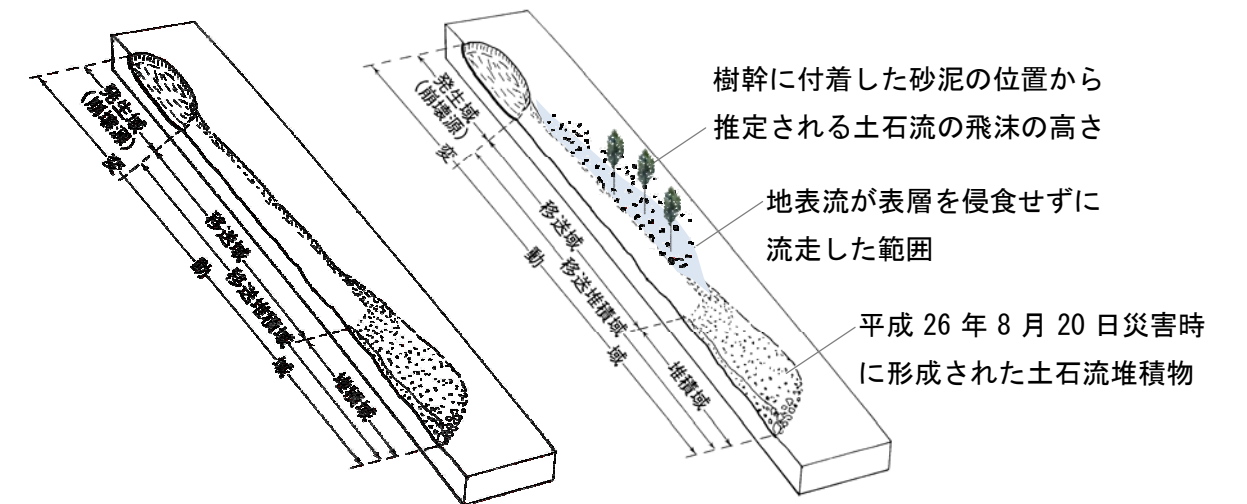
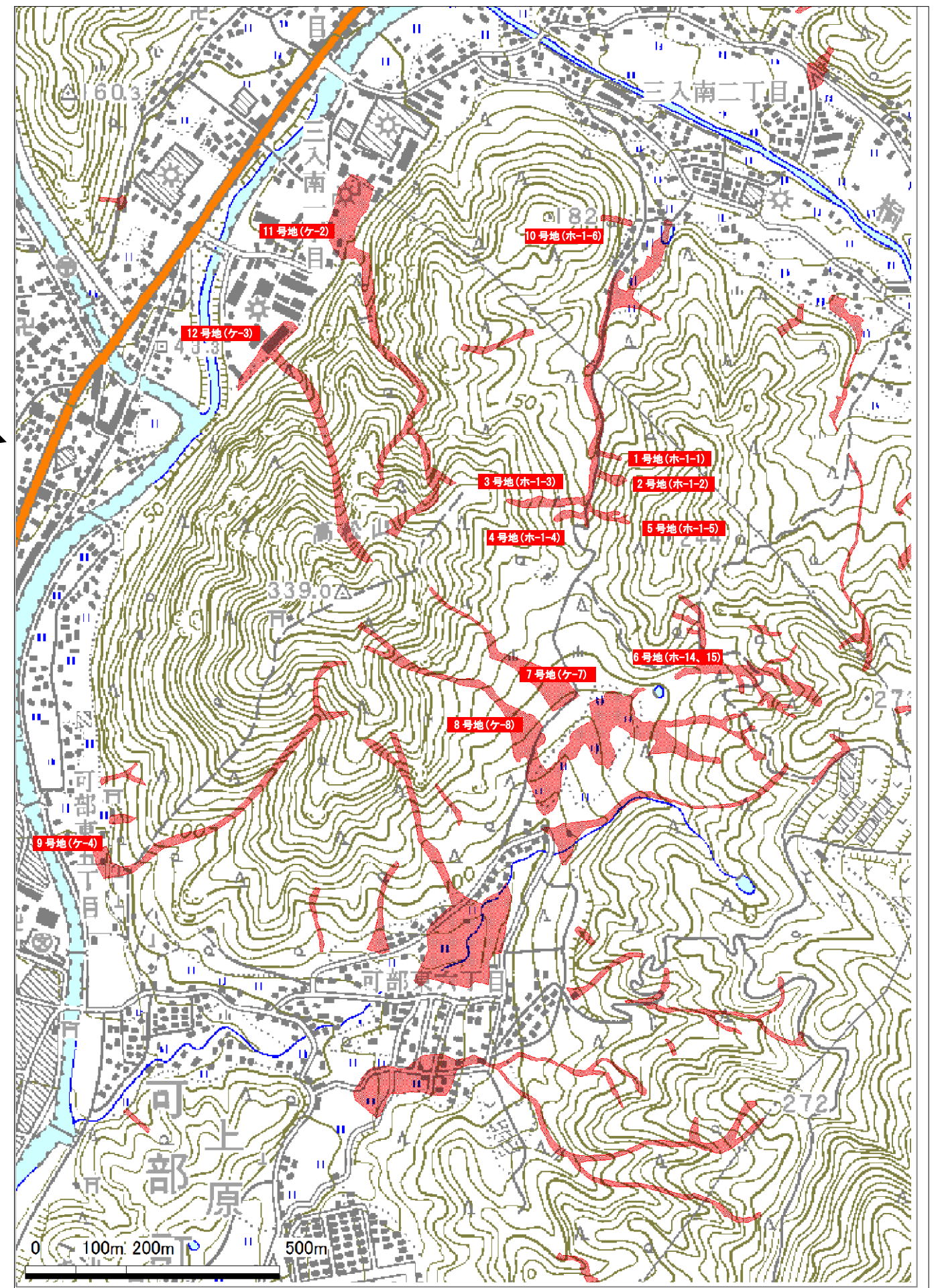
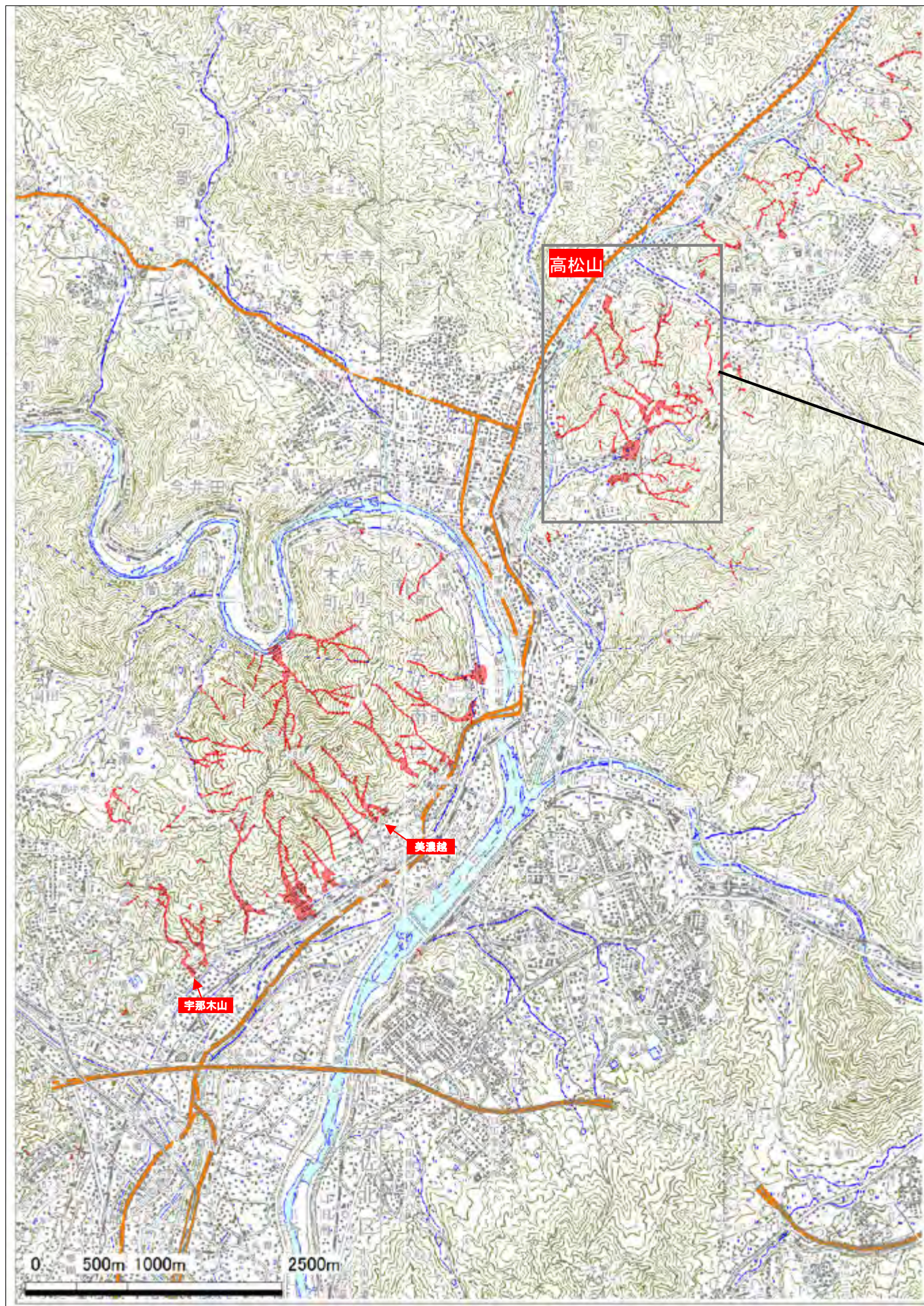


図 6.1.1 土石流の空間構成における変動域の区分\*

\* 地すべり学会 (2004) 地すべり-地形地質的認識と用語-



25000 地形図に国土地理院：「平成 26 年 8 月豪雨 8 月 28・30・31 日撮影垂直写真による写真判読図」に  
 シェイプデータを重ね合わせ（<http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf> (2014/11/1 アクセス)）

図 6.1.2 地表地質踏査溪流位置図

表 6.1.2 地質総括表

地質時代			地質系統および地史
新生代	第四紀	完新世	沖積層（現河床堆積物、氾濫原・三角州及び旧海浜堆積物、旧河道堆積物、自然堤防堆積物） 崖錐及び崩積堆積物 段丘堆積物 極楽寺礫層
		更新世	
	第三紀		（吉備高原面の形成） （隆起・侵食）
中生代	白亜紀	後期	<b>広島花崗岩類</b> （花崗岩類の貫入とホルンフェルスの形成、鉍化作用） <b>高田流紋岩類</b> （流紋岩類の噴出と堆積）
		前期	
	ジュラ紀		（玖珂層群相当層のユーラシア大陸への付加・定着）
	三畳紀		<b>玖珂層群相当層</b> （チャート・石灰岩・泥岩・砂岩の堆積）

「海田市地域の地質」「広島地域の地質」をもとに作成  
 高木哲一，水野清秀（1999）  
 ：地域地質研究報告：5万分の1地質図幅 / 地質調査所[編]，高知(13)第3号，地質調査所  
 高橋裕平（1999）  
 ：地域地質研究報告：5万分の1地質図幅 / 地質調査所[編] 高知(13)第2号，地質調査所



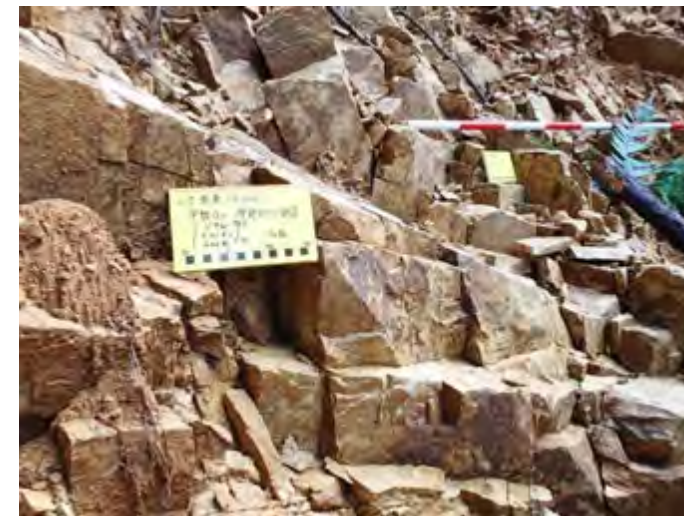
図 6.1.3 ルートマップ凡例



①崩積土  
砂～シルトを基質とした角礫混じりの未固結堆積物  
花崗岩二次堆積物主体、透水性は相対的に低い  
滑落崖上ではパイプが分布する箇所あり



④中粒黒雲母花崗岩  
高松山では最も広く分布する  
節理が発達したものが多く



⑦直交する節理の発達した花崗岩  
崩壊源では節理が開く箇所も多い



⑩基盤上部の割れ目の開口した高透水ゾーン  
基盤岩の露岩する崩壊源で多くみられる



②岩屑堆積物  
角礫と締まった砂よりなる未固結堆積物  
滑落崖上ではパイプが分布する箇所あり



⑤粗粒黒雲母花崗岩  
④に比べると節理が少なく、風化の抵抗力が弱い  
中央左付近の白色脈はアプライト



⑧テクトニックな節理の発達した花崗岩  
方向性が明瞭な節理を有する



⑪崩積土中のパイプ  
崩壊源や溪岸侵食面の未固結堆積物中に見られる



③岩屑堆積物  
角礫を主体とした未固結堆積物  
谷底に厚く分布すること多い



⑥カタクレーサイト化した花崗岩  
節理が少なく、風化の抵抗力が弱い  
相対的に透水性が低い



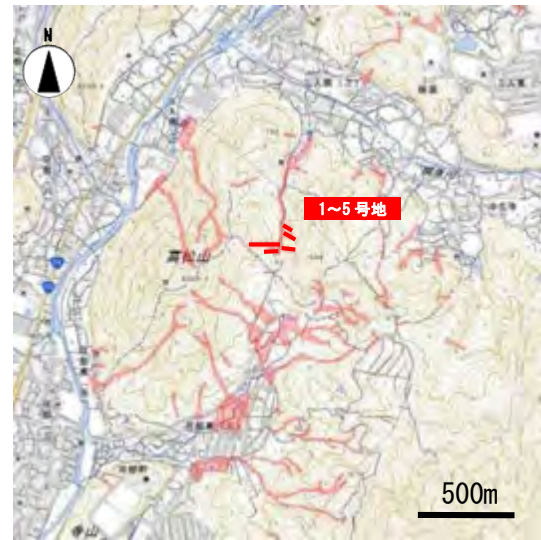
⑨断層  
しばしばカタクレーサイト帯を伴う



⑫泥岩起源の変成岩（ホルンフェルス）  
玖珂層群相当の堆積岩類

## 6.1.2 調査結果

### (1) 高松山 1～5 号地(ケ-1)



調査箇所位置図

国土地理院：「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆（<http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf> (2014/11/1 アクセス)）

図. 6.1.5 に示す高松山 1～5 号地(施設番号：ケ-1 上流)は、高松山山塊の東方の山地と鞍部をなす、北から切れ込む谷の支流に見られる、6 つの崩壊-土石流からなる崩壊-土石流群である(1, 2, 3, 4a, 4b, 5 号地)。

比較的狭い範囲の中に多くの崩壊発生域が分布するため、崩壊の発生形態の調査の適地として、他地区に先行して現地の地形・地質調査を行った。

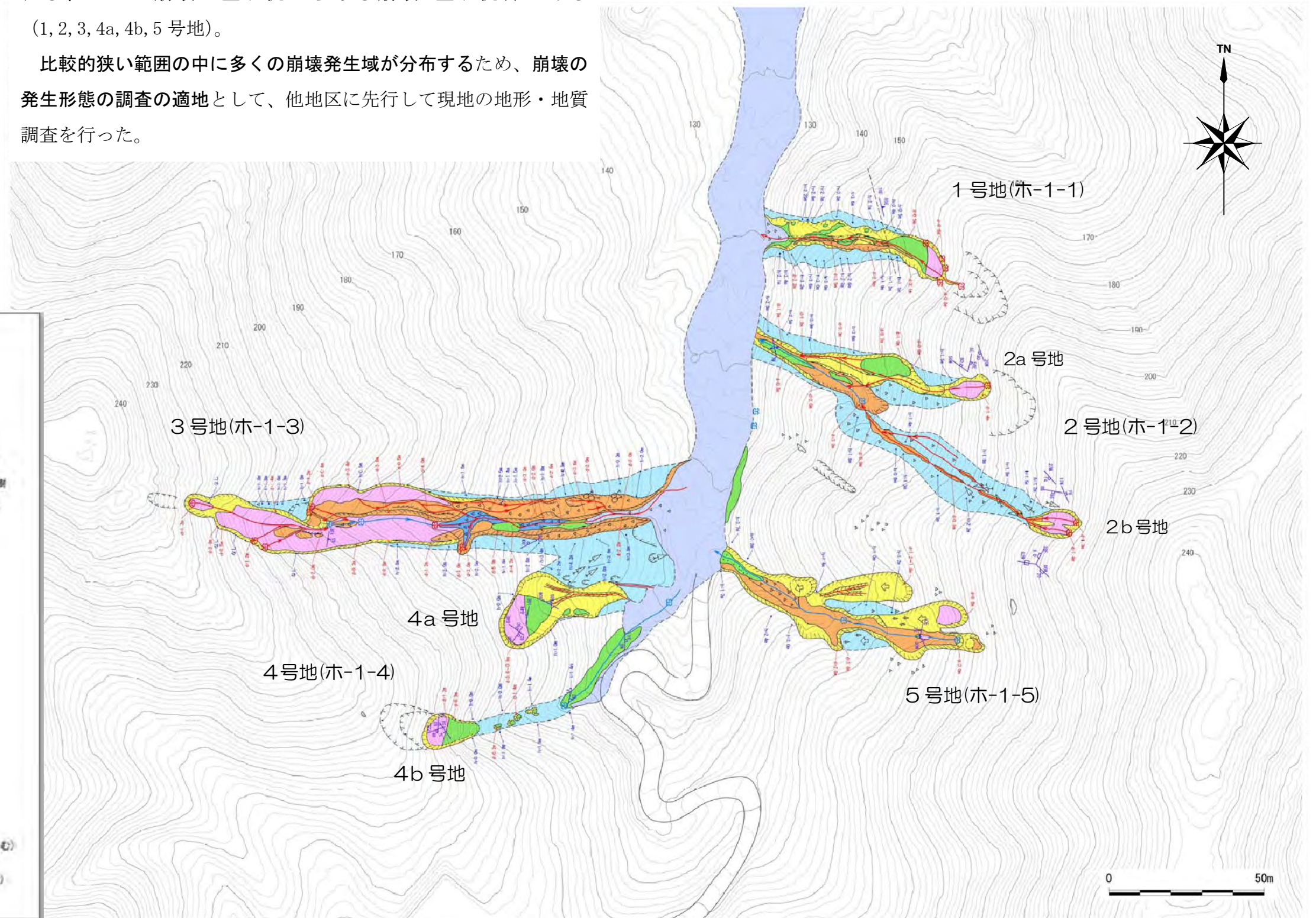
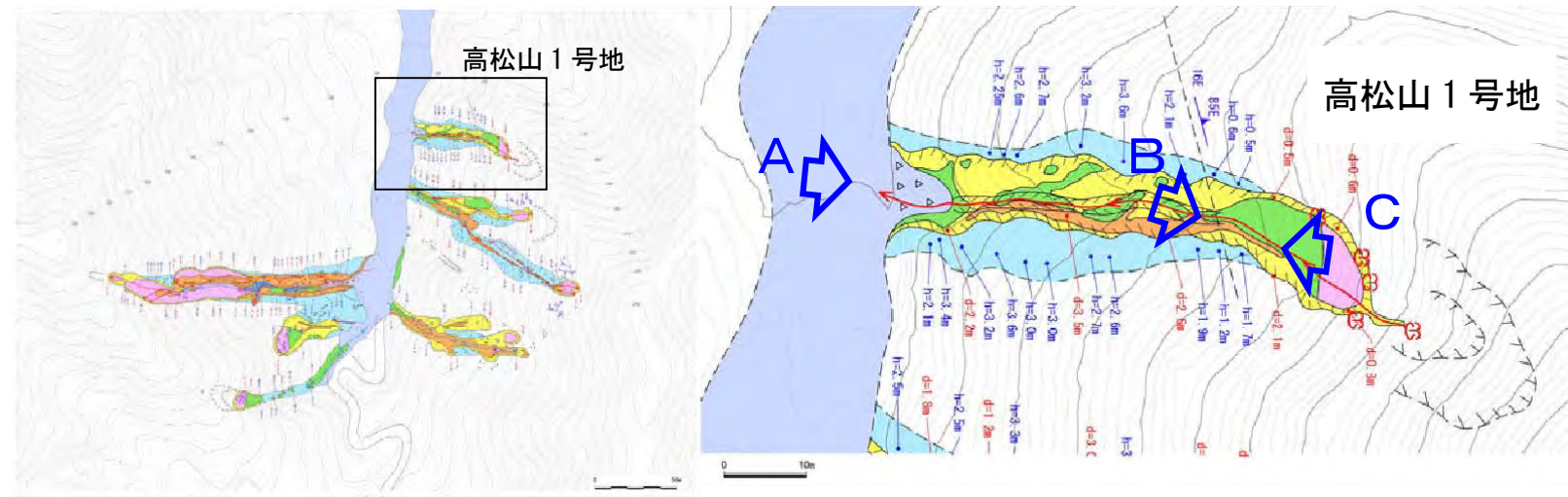


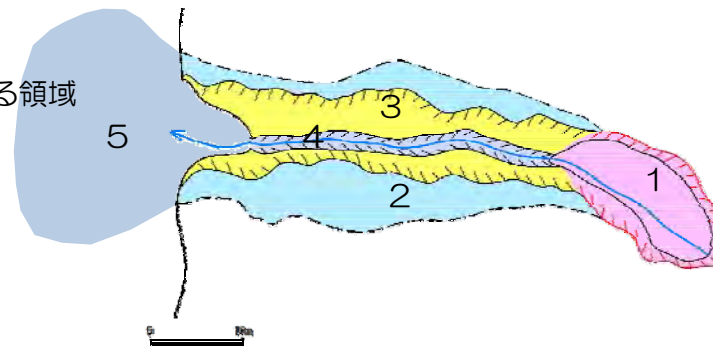
図 6.1.5 高松山地区 1 号地～5 号地(ケ-1 上流)

# 高松山地区 1号地 (ホ-1-1) 1/5 全体



崩壊-土石流は発生後の痕跡から、以下の5つの領域に分けられる。

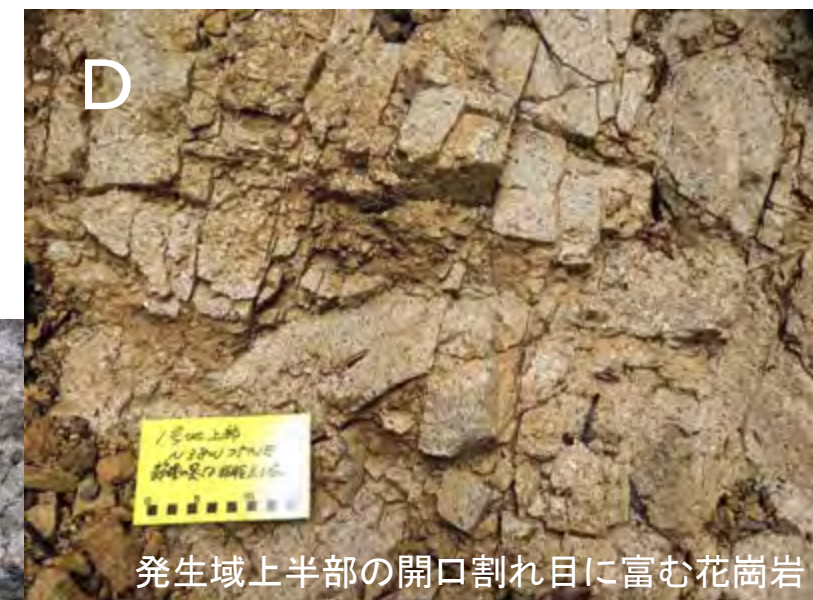
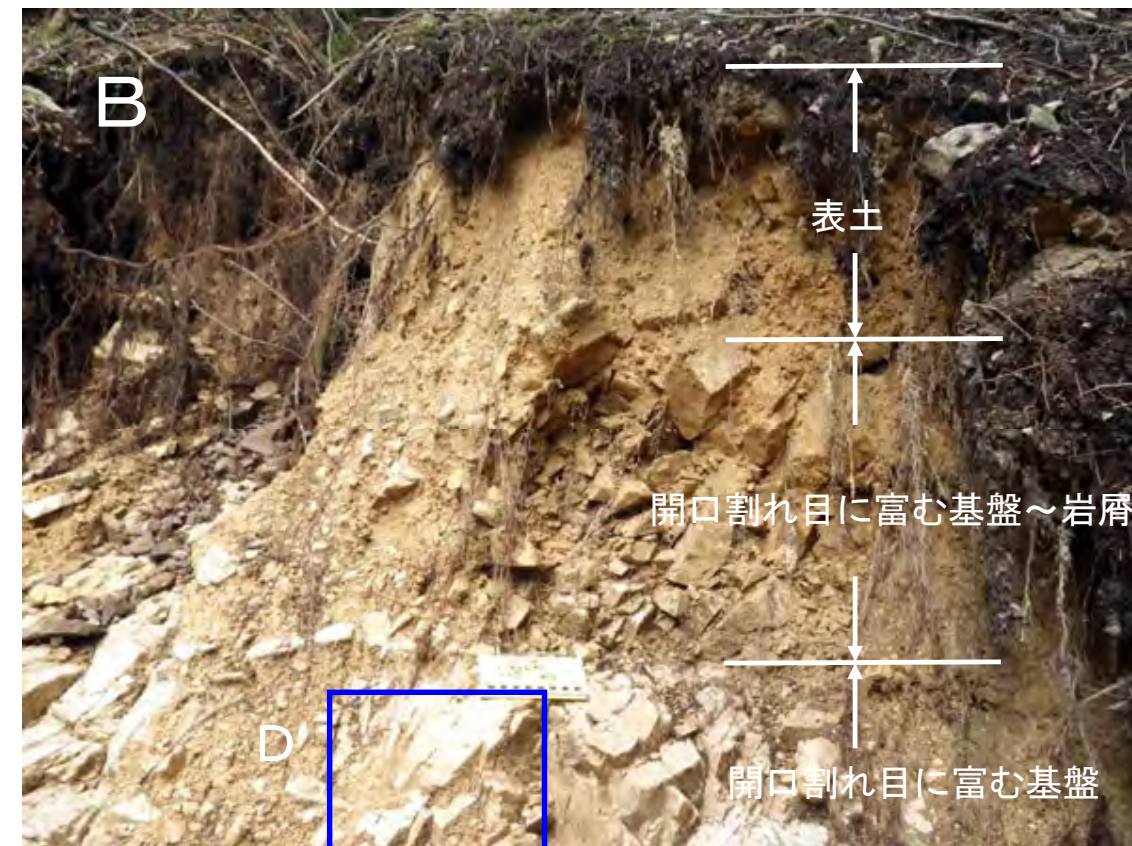
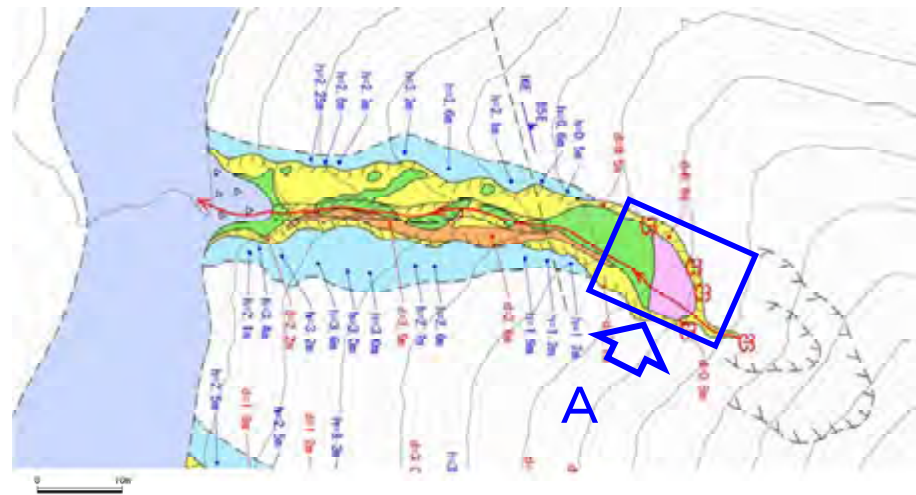
- 1 発生域の崩壊源
- 2 土石流が地表を削らずに流下した痕跡がある領域
- 3 移送域の溪床・溪岸の侵食地形
- 4 洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形
- 5 堆積域の土石流堆積物



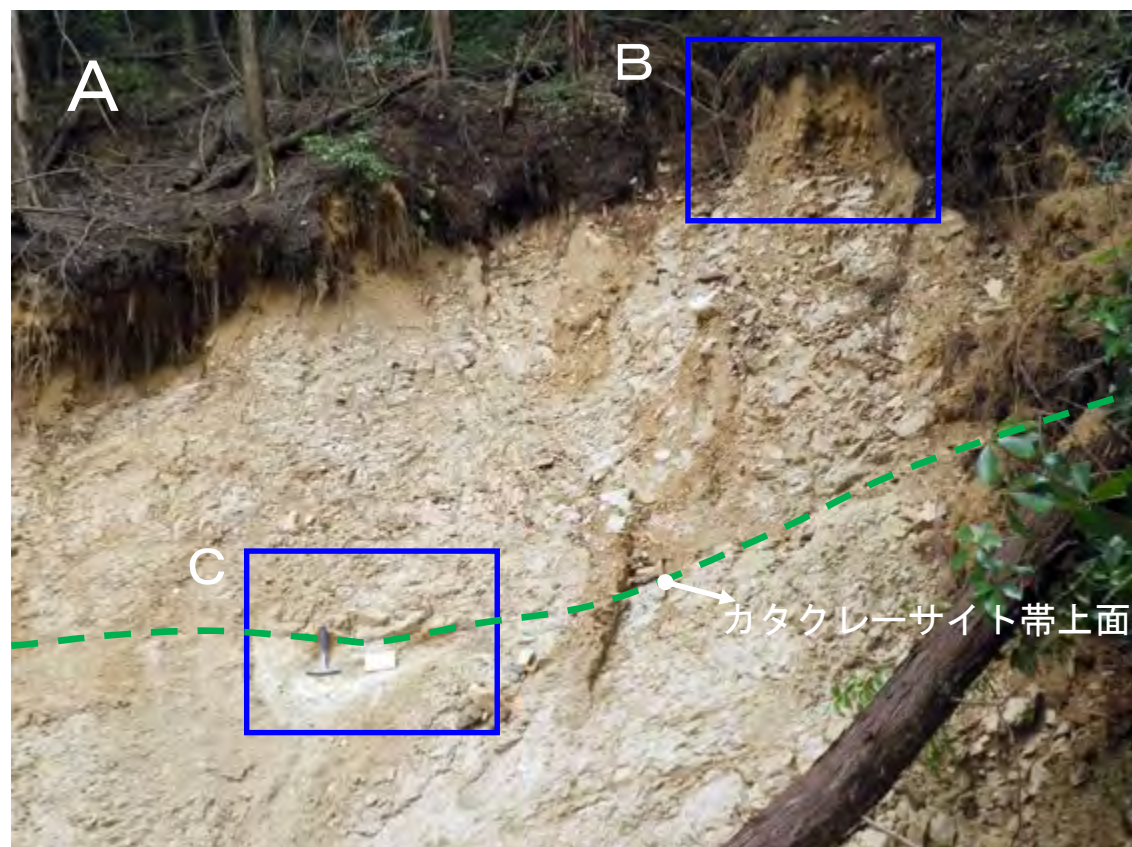
## 高松山地区 1号地 (ホ-1-1) 2/5 発生域

発生域の崩壊は、馬蹄形の滑落崖をもち、末端側でボトルネック状にすぼまった逆しずく型の輪郭をしている。滑落崖には表土、岩屑からなる表層堆積物からなる斜面の断面がみられ、表層堆積物の下位の基盤までの断面が見えている。崩壊物が抜けた跡の「崩壊面」には開口割れ目に富んだゆるんだ岩盤が露出している。これらのことから、斜面の断面における崩壊面のレベルは、基盤の透水ゾーンであると思われる。

発生域上半部の崩壊面の地質は、花崗岩であり、下半部はカタクレーサイト化した花崗岩である。



発生域上半部の開口割れ目に富む花崗岩



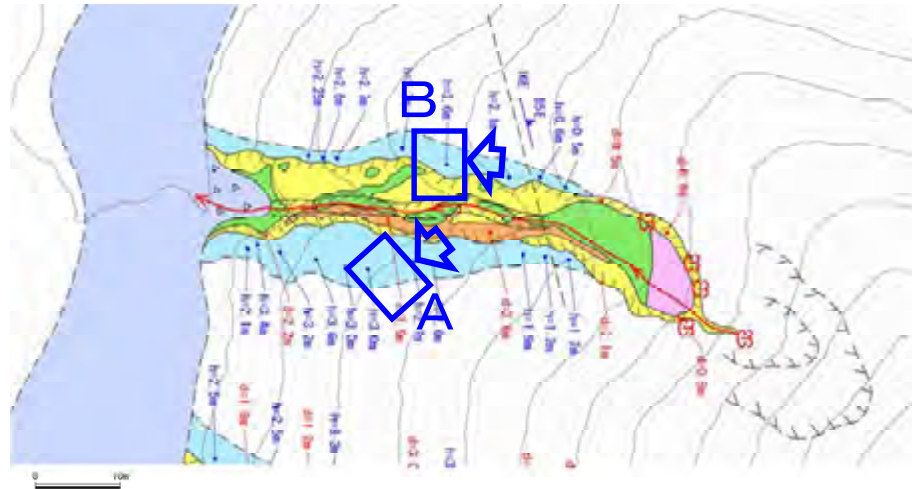
カタクレーサイト帯上面



発生域下部のカタクレーサイト帯

# 高松山地区 1号地(ホ-1-1) 3/5 移送域

移送域の最も外側には、発生域からの崩壊源から流下した土石流が、地表を削らずに流下した痕跡がある領域が分布している。そこでは、岩屑がまばらに地表を覆い、地表植生（下草の枝幹や根系など）が立木の幹に巻きついたり、立木への泥しぶき（飛沫）となったりしている。縁辺部では小規模な自然堤防も見られる。これらの痕跡が示す領域が始まる位置は、発生域の崩壊源の輪郭の幅が狭まる下部から末端付近である。



土石流が地表を侵食せずに流下した領域には、崩壊源からの岩屑や樹幹、根系が残存している。



樹幹に付着した泥しぶき（飛沫）の高さ；2.10m  
樹幹基部を覆う岩屑と枝・根の巻きついた高さ；0.60m

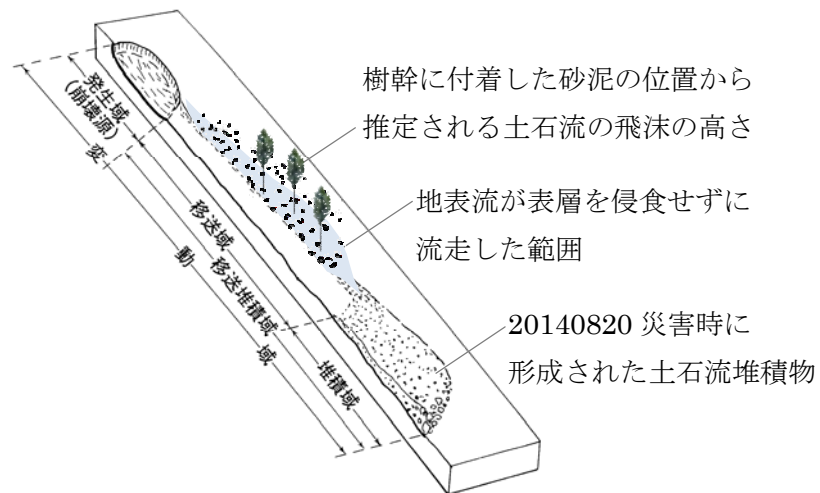
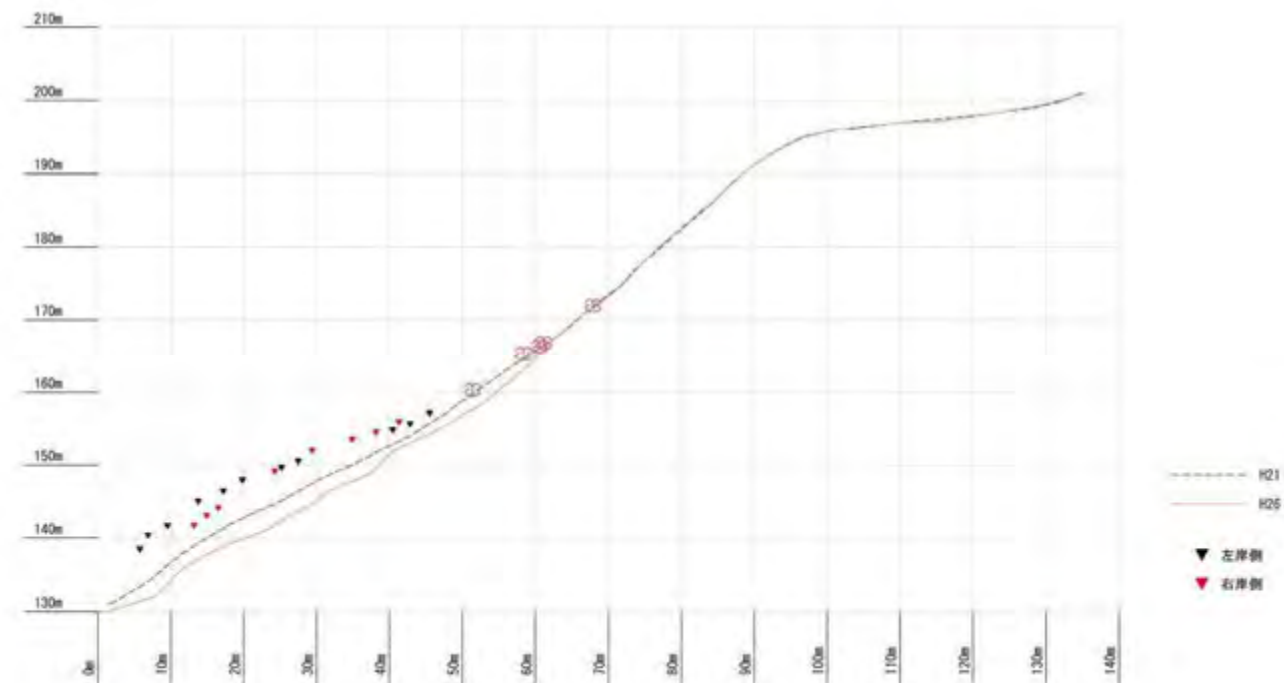


図 土石流の空間構成における変動域の区分



流下域の端部には崩壊源からの岩屑が自然堤防を形成



崩壊前後 (H21-H26) の地形と飛沫の関係



# 高松山地区 1号地 (ホ-1-1) 4/5 移送域

発生域から下流の移送域は、溪床の谷筋の中心に、後続流による洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形が位置し、その外側に土石流の起源物質の主要な供給場となった侵食領域が谷沿いに形成されている。

侵食されて現れた巨礫を含む岩屑堆積物は、K-Ah (鬼界アカホヤ) テフラに覆われるため、約 7300 年前には堆積し山麓の緩傾斜地形をなしていたと思われる。

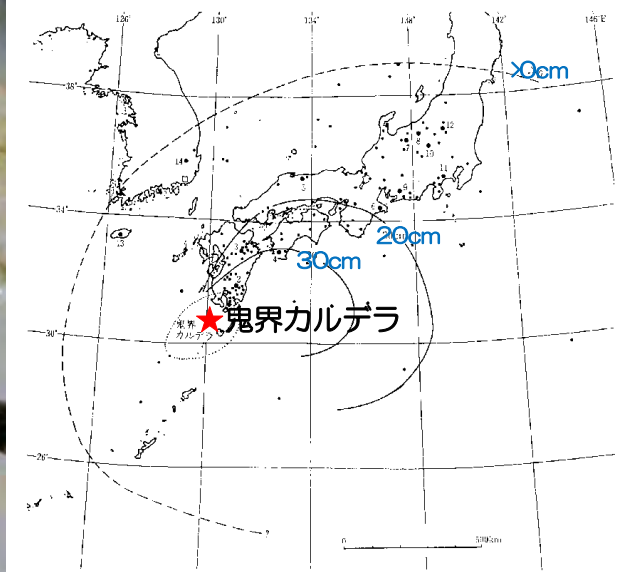
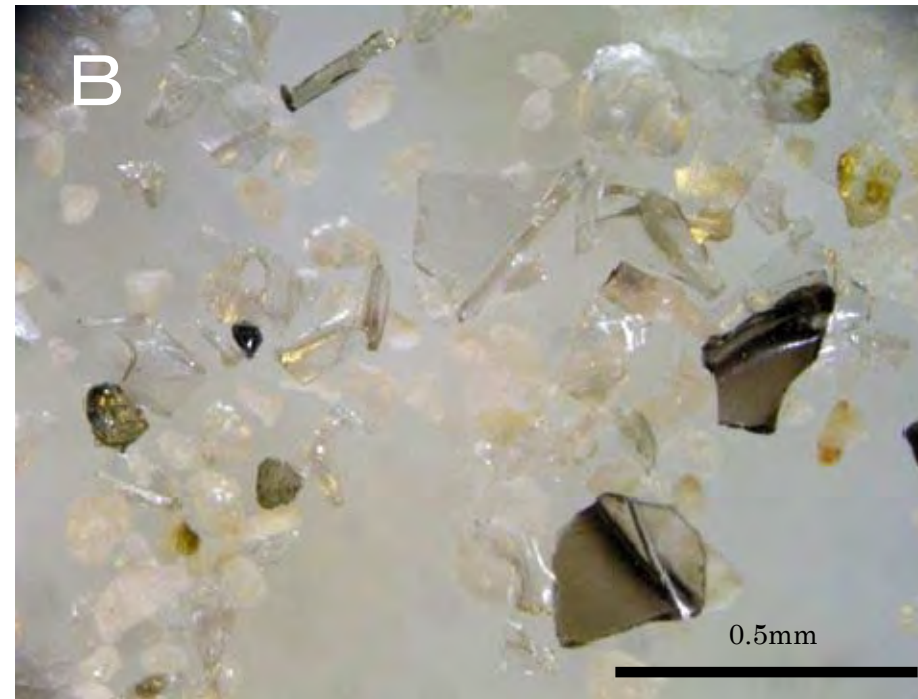
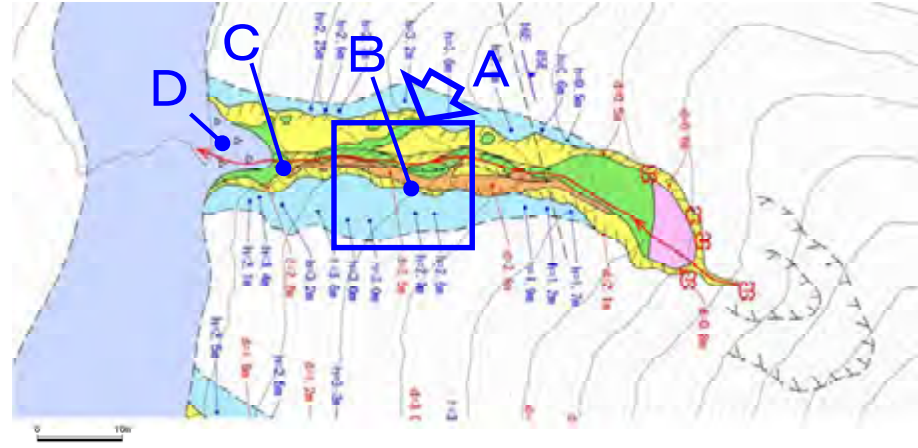
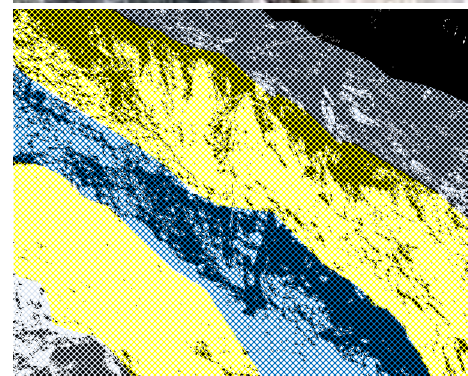
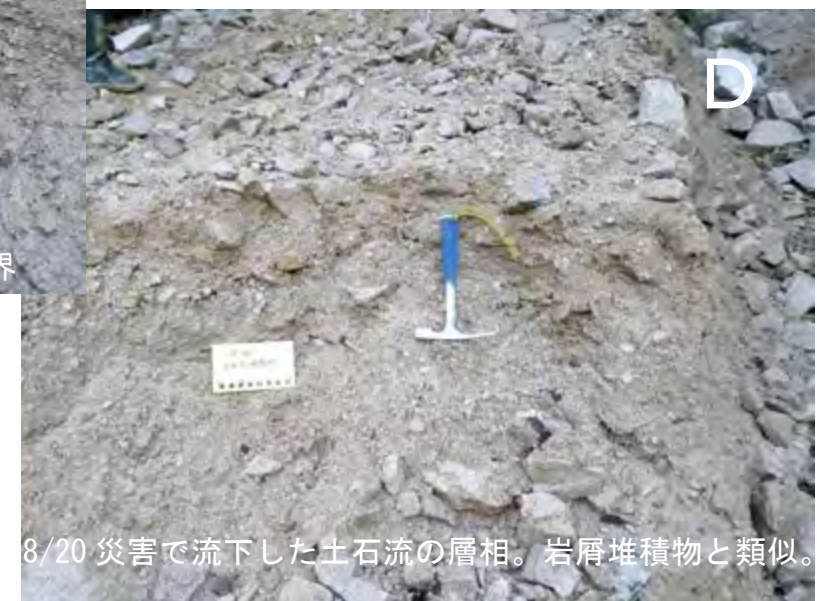
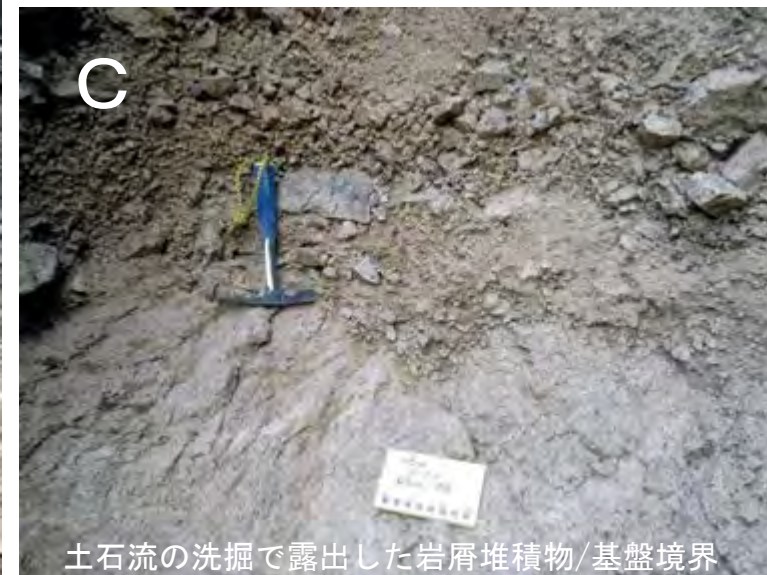


図 2.1-2 鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) の等厚線図と主な産出地点。  
点線内は火砕流堆積物 (K-Ky) の分布範囲を示す。  
模式地 (大きな黒丸): 1. 赤水町堀切, 2. 霧島町永池, 3. 久住町一帯, 4. 鹿児島市小川, 5. 関金町横ヶ丘, 6. 大台町高岡, 7. 立川町, 8. 砂高町大久保, 9. 作手町大野原, 10. 櫻井町新成武, 11. 二宮町神切川新橋下, 12. 尾道市原, 13. 西尾町, 14. 古礼田。  
[Machida & Arai (1983) を改訂]

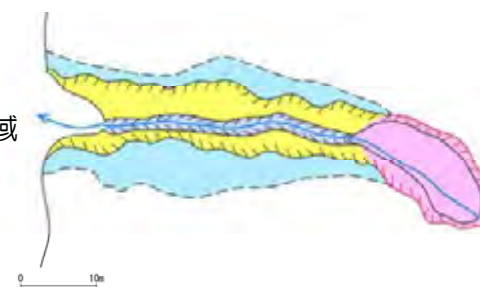
K-Ah (鬼界アカホヤ) テフラの噴出年代: 約 7300 年前

◎町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。  
東京大学出版会、360p.

町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰。第四紀研究、17、143-163.



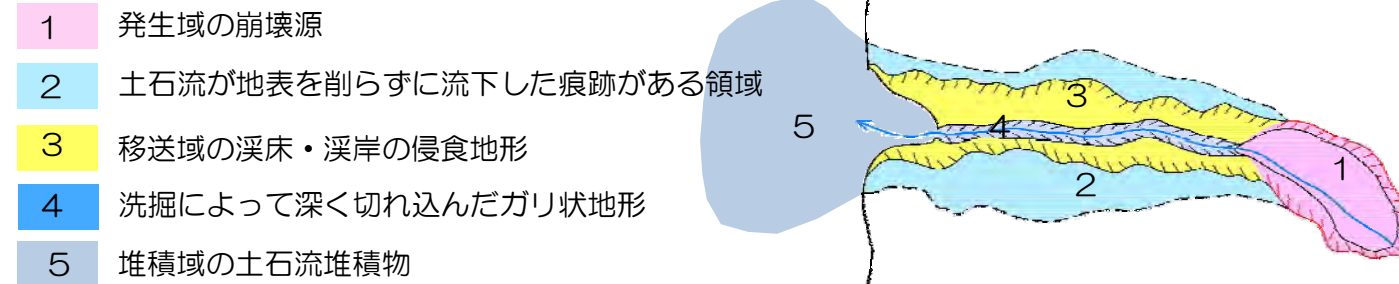
- 発生域の崩壊源
- 土石流が地表を削らずに流下した痕跡がある領域
- 移送域の溪床・溪岸の侵食地形
- 洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形



# 高松山地区 1号地 (ホ-1-1) 5/5 1~5号地周辺の特徴

高松山1号地の崩壊-土石流の痕跡から区分された5つの領域は、崩壊-土石流の痕跡の特徴や相互の切り合いから、以下の順序で形成されたと考えられる。

土石流は、(1)0字谷の源頭部の100m前後の小規模な崩壊が発生し、その崩壊物が(2)地表流がほとんど地表を侵食せずに流下し、(3)その後、発生源下流の谷地形を構成する岩層などが崩壊、侵食し、溪岸崩壊なども加わることで侵食地形が形成され、(4)さらに溪床の谷筋の中心に、後続流による洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形を形成し、(5)下流に土石流堆積物が堆積した。

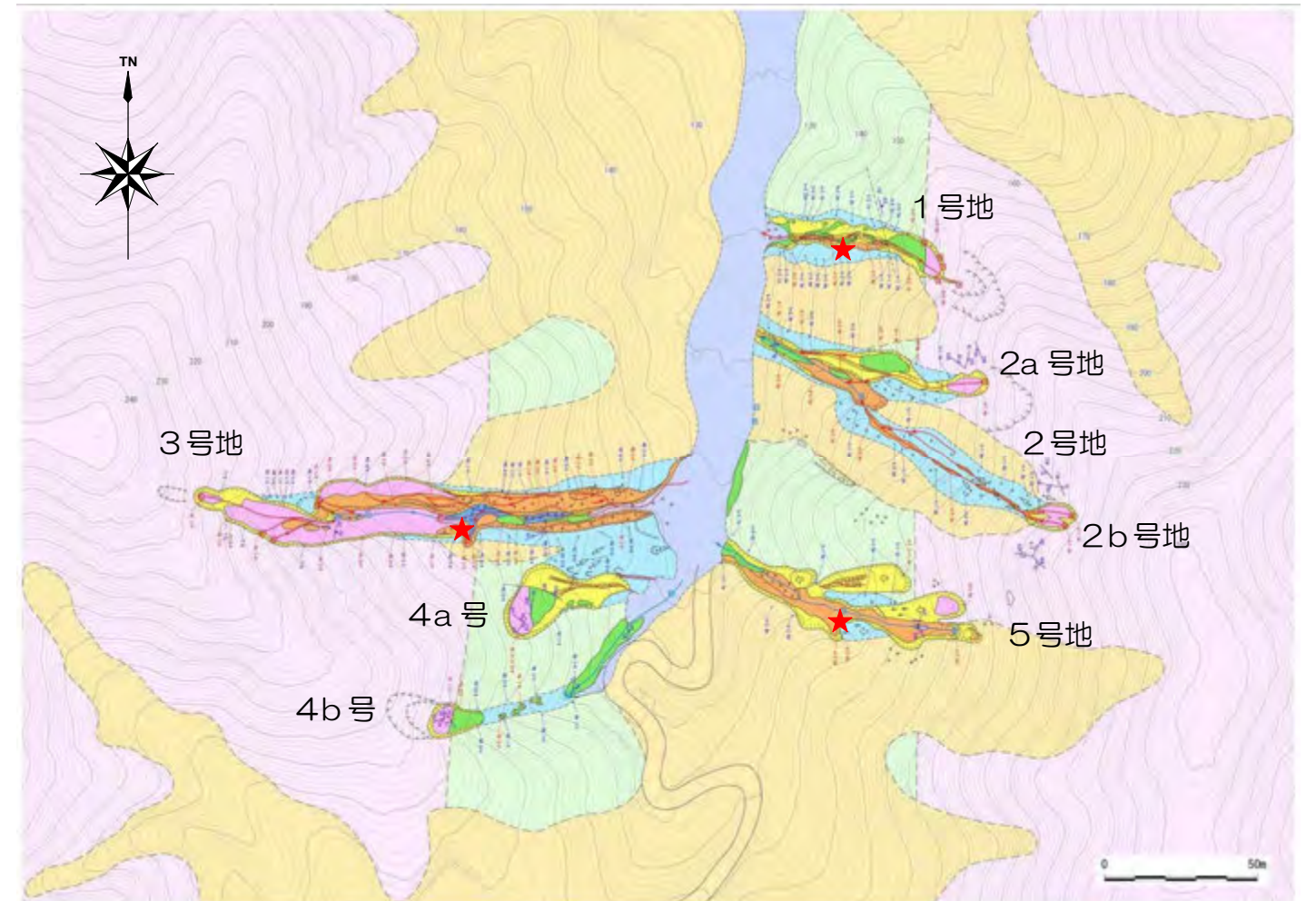
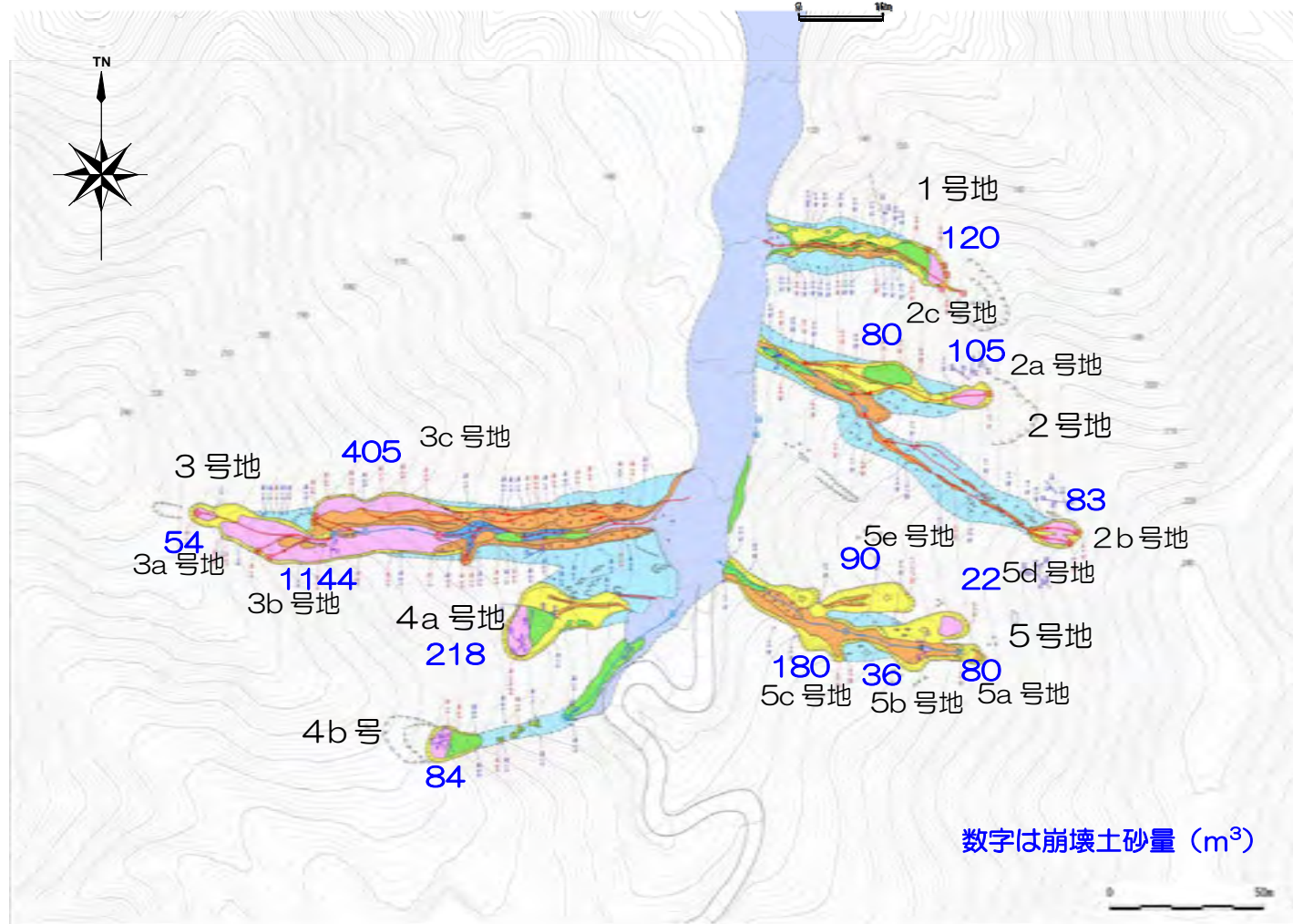


1号地のような崩壊から土石流までのサイクルをもつ崩壊-土石流をひとつの単元としてみると、1号地のような言わば単成崩壊-土石流は、このほかに2c、4aがある。一方、単成崩壊-土石流が複数組み合わせられたものや、発生域下流でさらに崩壊が発生し、発生域が拡大した複成のものがある。

- 単成崩壊-土石流：1、2b、4a
- 複成崩壊-土石流：3、5号地

高松山1~5号地の崩壊-土石流群を、周辺の地質分布、地形との関係でみると、以下の特徴がある。

- ①南北に伸びる谷に沿って幅150mのカタクレ-サイト化帯が分布している。流下域はこのカタクレーサイト化した花崗岩の分布域となり、崩壊の発生域はカタクレーサイト化を受けていない花崗岩の分布域である。
- ②侵食されて現れた巨礫を含む岩屑堆積物の上位には、K-Ah（鬼界アカホヤ）テフラを含んでいるため、これらの岩屑堆積物は約7300年前には堆積し山麓や沢沿いの緩傾斜地形をなしていたと思われる。
- ③崩壊-土石流の発生位置は、谷を埋積した岩屑堆積物分布域の輪郭に沿った、堆積物/基盤境界である場合がある（1、2a、3、5）。



- 中～大礫サイズの角礫からなる岩屑堆積物
- カタクレーサイト化した中～粗粒黒雲母花崗岩
- 花崗岩類（中～粗粒黒雲母花崗岩、斑状花崗岩など）
- ★：鬼界アカホヤ（K-Ah）テフラ確認地点

(2) その他の地区

高松山では1～5号地と同様に7箇所の土石流発生溪流について踏査を実施した。図6.1.6に高松山周辺のルートマップを示す。高松山以外の箇所については、八木地区の美濃越、緑井地区の宇那木の2溪流について踏査を実施した。次頁以降に代表溪流での調査結果を述べる。

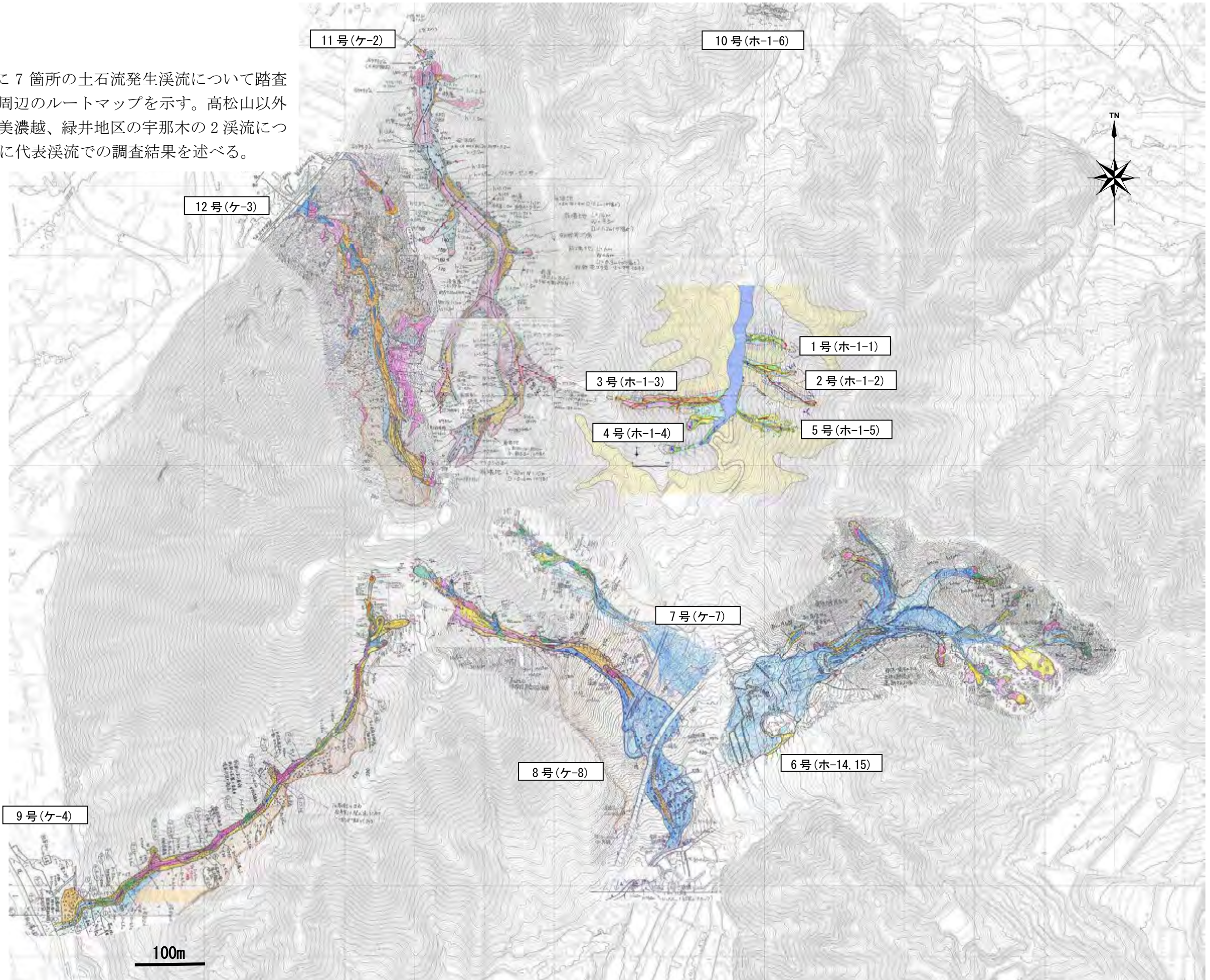


図6.1.6 高松山周辺の調査結果

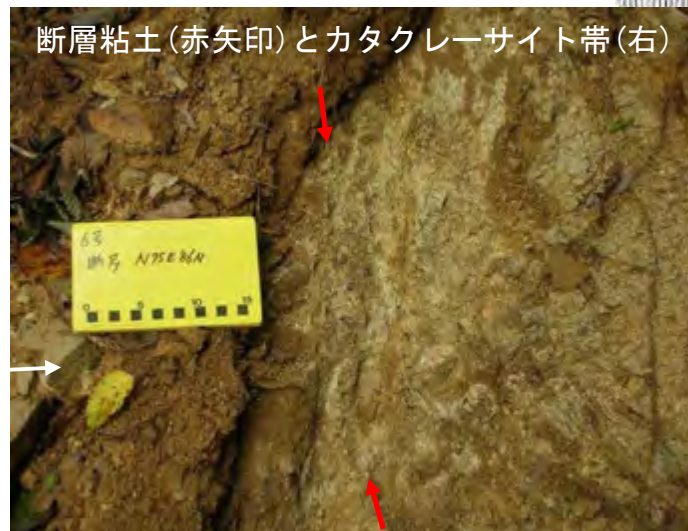
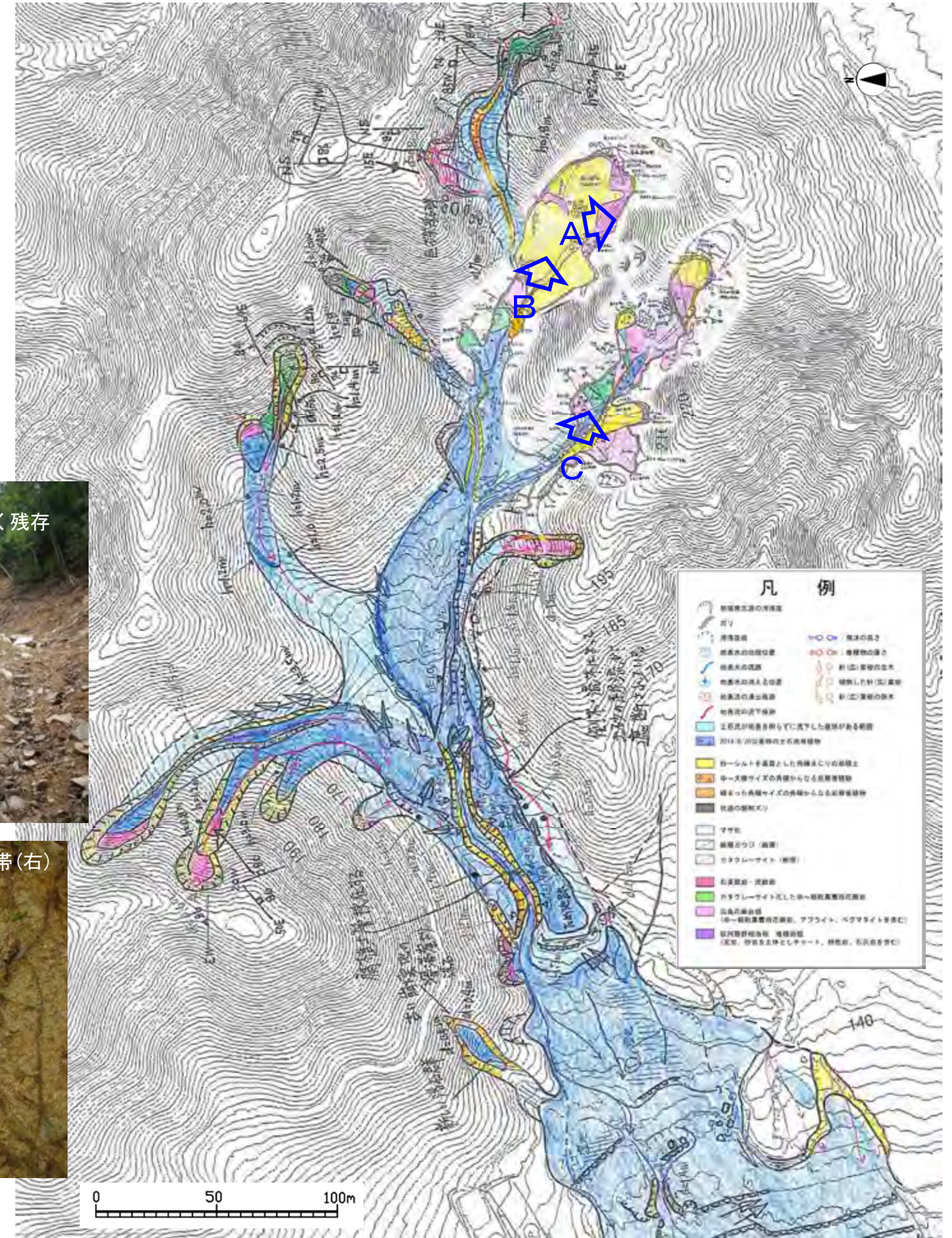
# 高松山地区 6号地 (ホ-14, 15)



調査箇所位置図

国土地理院:「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆 (http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf (2014/11/1 アクセス))

- 複数の崩壊源からなる発生域をもつ3つの支流が合流した溪流での土石流である。
- 発生域では崩壊源の下流でさらに崩壊が発生し発生域が拡大している。
- 発生域は、不明瞭な谷地形の源頭部—0次谷の凹地形で発生している。
- いずれも上部に馬蹄形の滑落崖をもち、末端側でボトルネック状にすぼまった輪郭をしている。
- 崩壊源の湧水痕は、緩んだ基盤岩が透水割れ目を形成しているものと表土中に径5~10mmのパイプが多数存在するものの2種類が確認できた。
- 移送域では、表土が薄く剥がれ落ちた溪岸崩壊が複数の箇所で見られる。



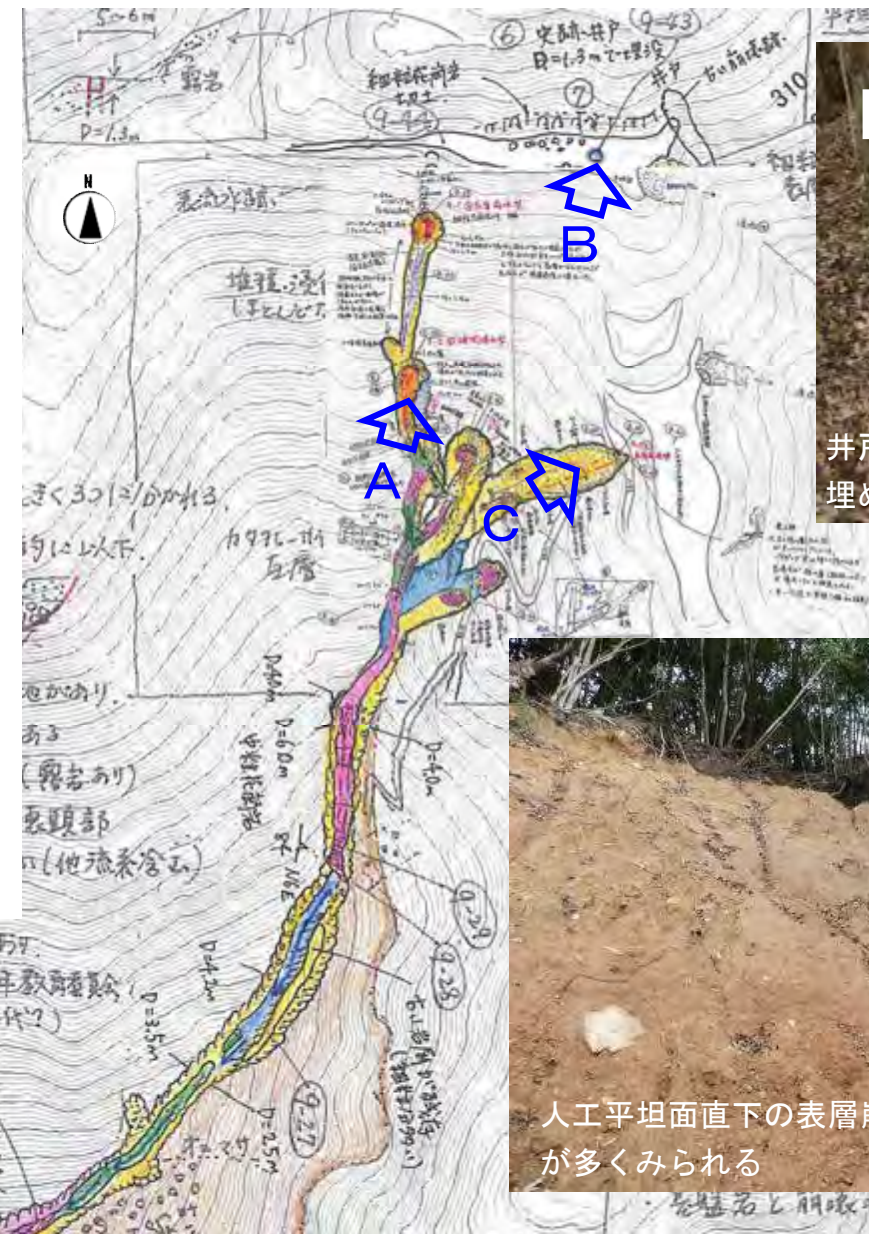
# 高松山地区 9号地 (ケ-4)



調査箇所位置図

国土地理院：「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆 (http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf (2014/11/1 アクセス))

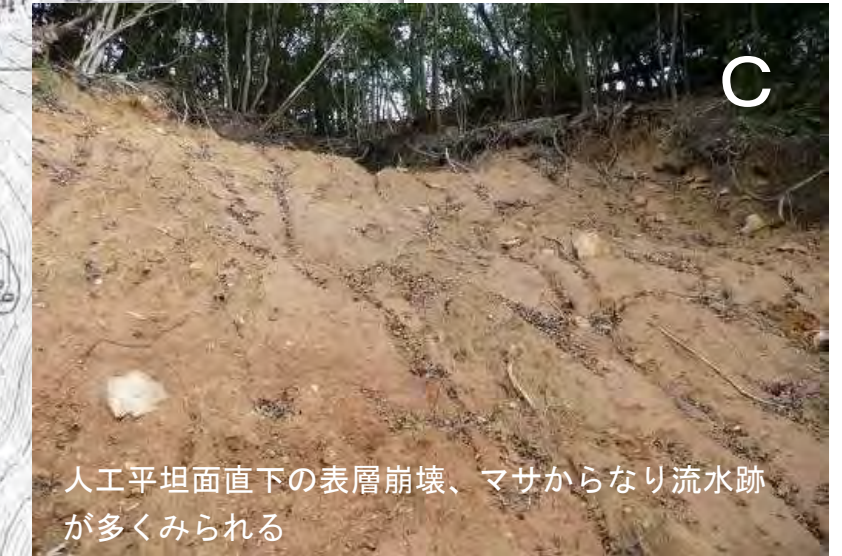
- ・山城跡の平坦地の直下に複数の崩壊源をもつ、土石流である。
- ・最上部の崩壊源では、地表をほとんど侵食せずに流下した区間が30m 続き、その下流が発生域となっている。
- ・山城跡の平坦面には井戸の跡が残っている。
- ・また、崩壊源の下流でさらに崩壊が発生し発生域が拡大している。
- ・いずれも末端側でボトルネック状にすぼまった輪郭をしている。
- ・崩壊面には岩屑堆積物とマサ化した花崗岩が分布する。前者は、崩壊面に空隙の多い礫層が認められる。後者は滑落崖の断面にパイプが認められものとそうでないものがある。パイプが認められないものは崩壊面に複数のガリ侵食を伴う。
- ・移送域では、流路の幅、両岸の高さがほぼ一定で、発生源の直下をのぞいては飛沫がほとんどみられない。
- ・右岸側には基盤岩が露岩する区間が多く、左岸側の壁は岩屑堆積物が分布している。



B  
井戸跡  
埋められている



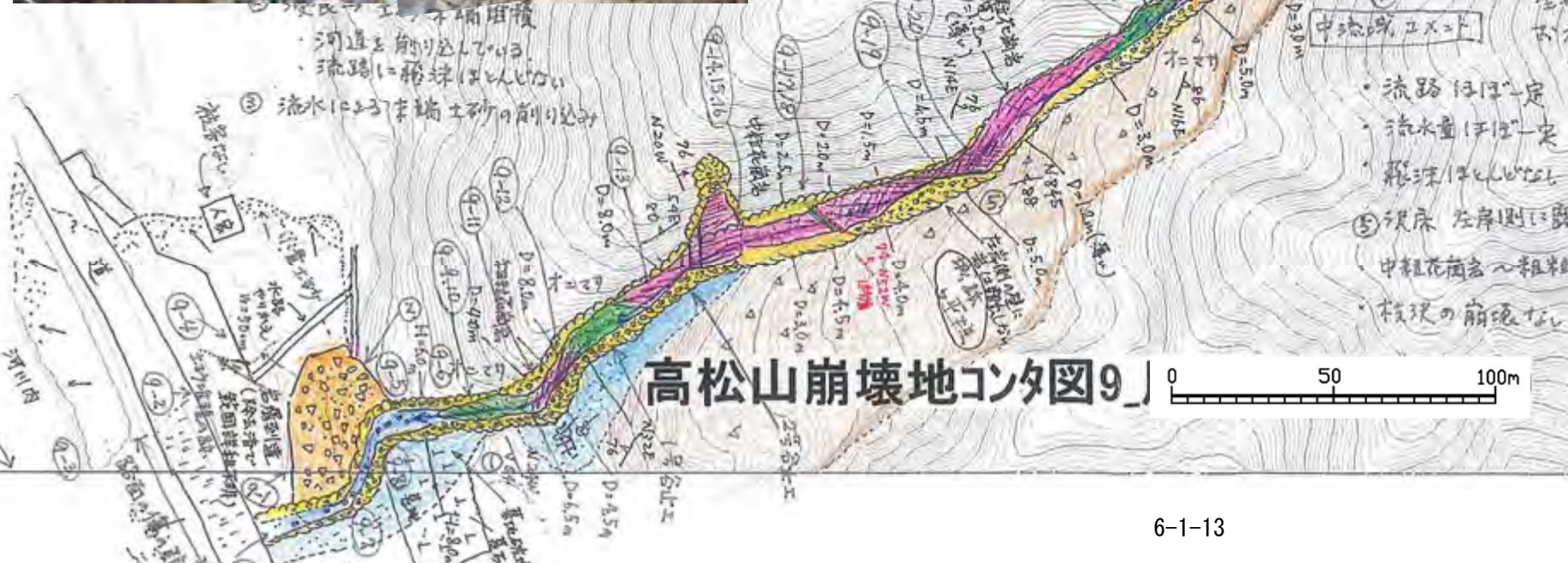
A  
崩壊源の状況 崖面の下部に角礫が多く細粒分が流出した層あり



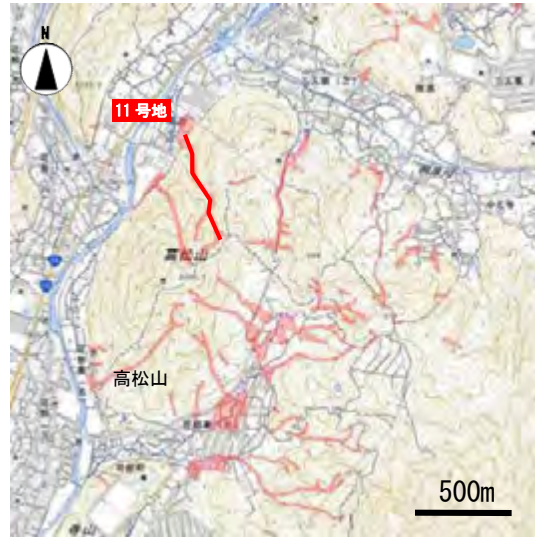
C  
人工平坦面直下の表層崩壊、マサからなり流水跡が多くみられる



D  
移送域の状況を下流側から撮影  
河床から右岸側には花崗岩が露岩、左岸側は岩屑堆積物



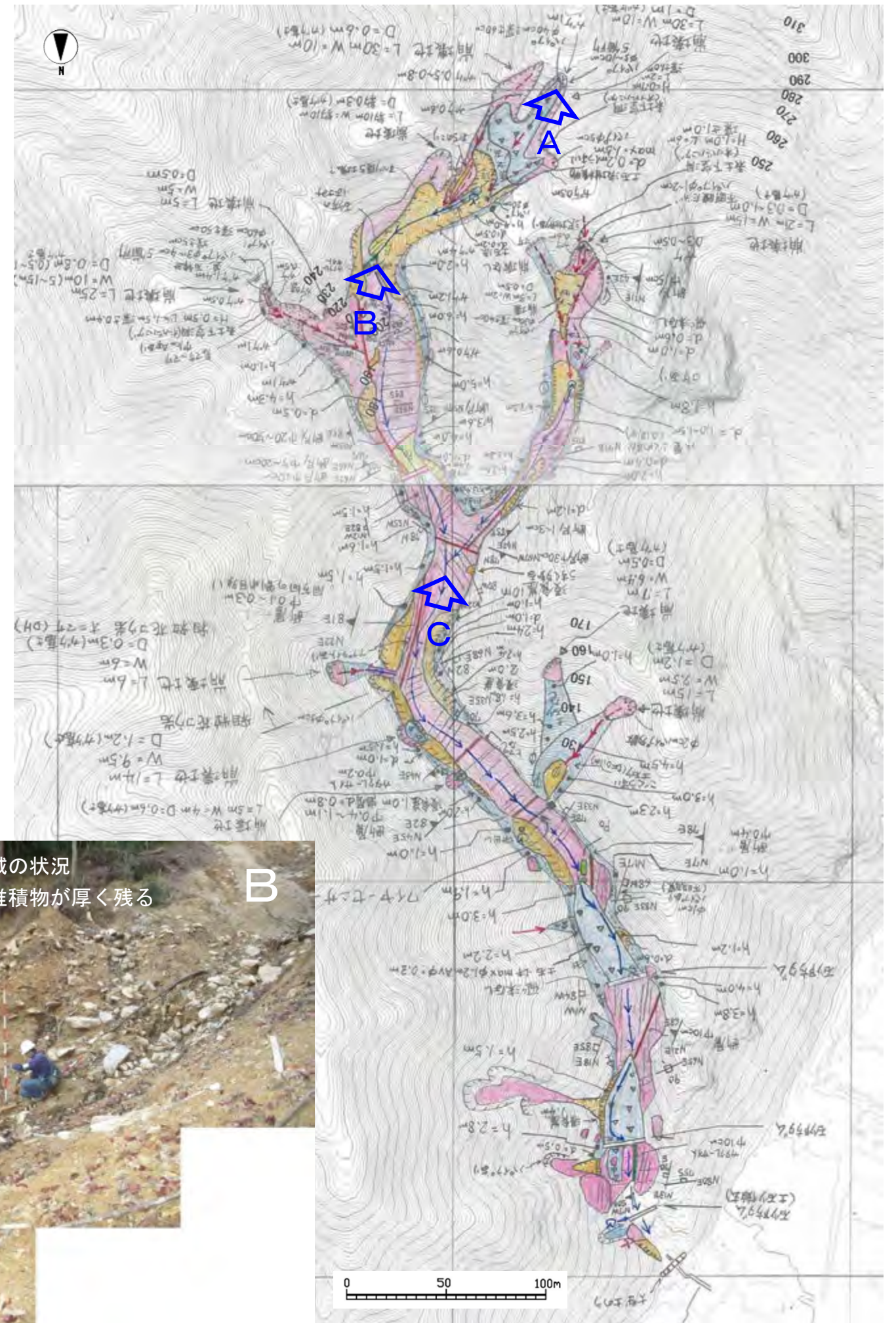
# 高松山地区 11号地(ケ-2)



調査箇所位置図

国土地理院：「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆 (http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf(2014/11/1アクセス))

- ・山城跡の平坦地の直下に複数の崩壊源をもつ土石流である。
- ・崩壊面には砂状の崖錐堆積物、マサ化した花崗岩、緩んだ基盤岩が認められる。
- ・前者2つには滑落崖の断面に複数のパイプが認められた。後者には、緩んだ基盤岩が透水割れ目を形成しているものも認められた。
- ・移送域の傾斜は相対的に緩く、蛇行しながら流下する。
- ・移送域では、上流部や溪岸にわずかに古い岩屑堆積物が残存しているものの、中流から下流では溪床に幅10~40mにわたり基盤岩が露岩している。
- ・複数の枝沢に崩壊源が見られるが、表土を削剥せずに本流に土砂を供給している。



崩壊源の状況

複数のパイプが見られる

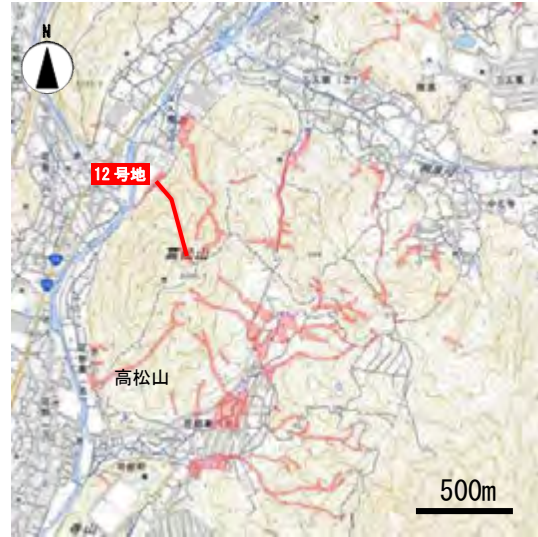


移送域の状況



移送域の状況  
 岩屑堆積物が厚く残る

# 高松山地区 12号地(ケ-3)



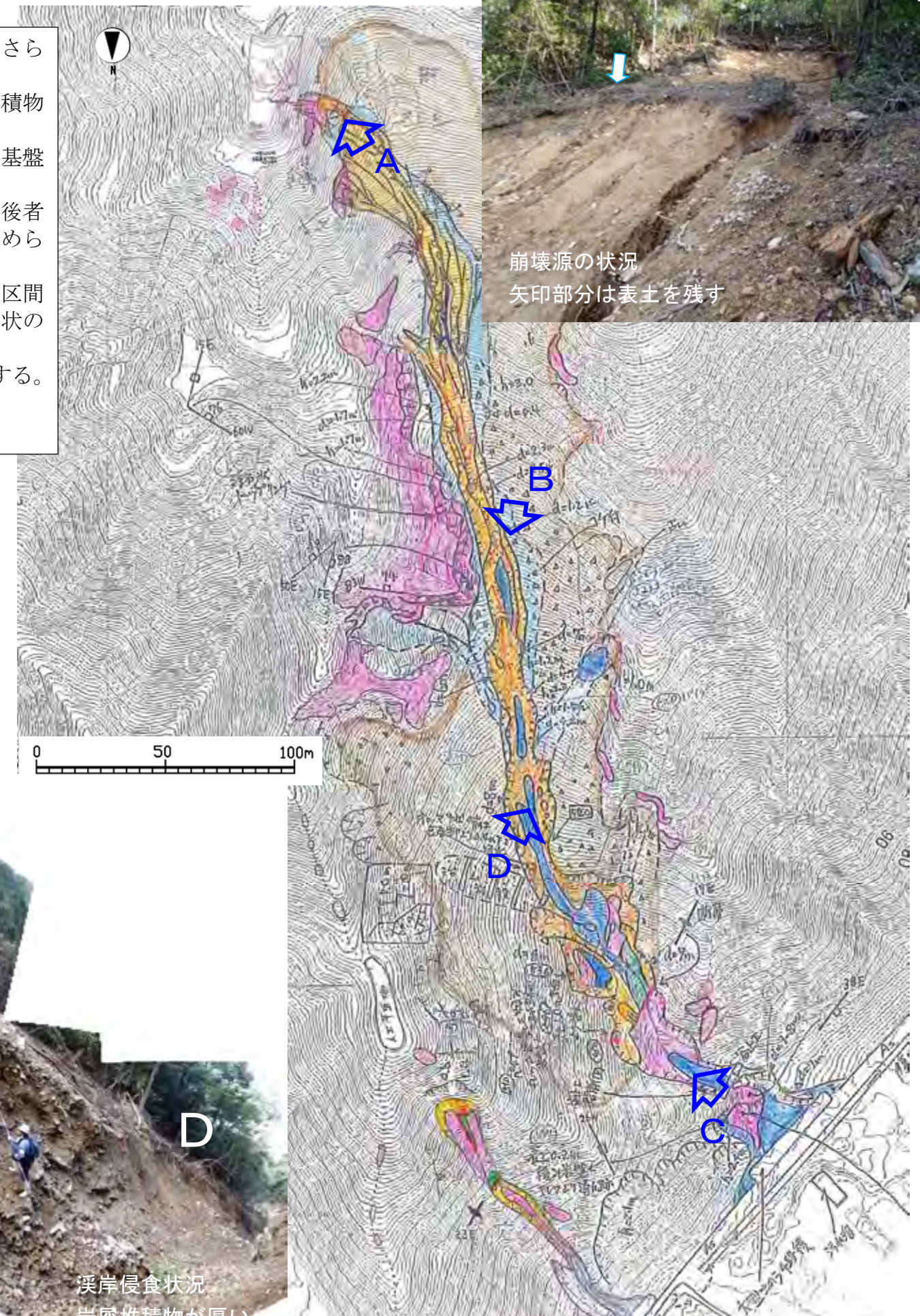
調査箇所位置図

国土地理院：「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆 (http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf(2014/11/1アクセス))

- ・山城跡の平坦地の直下に小規模な崩壊があり、その下流でさらに崩壊が発生し発生域が拡大している。
- ・発生域は尾根直下に限定され、その後厚く堆積した岩屑堆積物を崩壊・侵食しながら流下している。
- ・崩壊面には砂状の崖錐堆積物、マサ化した花崗岩、緩んだ基盤岩が認められる。
- ・前者2つには滑落崖の断面に複数のパイプが認められた。後者には、緩んだ基盤岩が透水割れ目を形成しているものも認められた。
- ・崩壊源の下流側には、広範囲にわたり表土層が削剥された区間が認められる。削剥厚さは0.3~0.5m程度で削剥面には網状の根系が残存する。
- ・移送域の中流から下流域では溪岸に岩屑堆積物が厚く堆積する。
- ・ただし、右岸側は花崗岩が露岩する区間が多い。



崩壊源の状況  
 矢印部分は表土を残す



溪床崩壊状況を上流側から撮影



移送域の状況を下流側から撮影  
 河床から右岸側には花崗岩が露岩、左岸側は岩屑堆積物



溪岸侵食状況  
 岩屑堆積物が厚い

# 美濃越地区



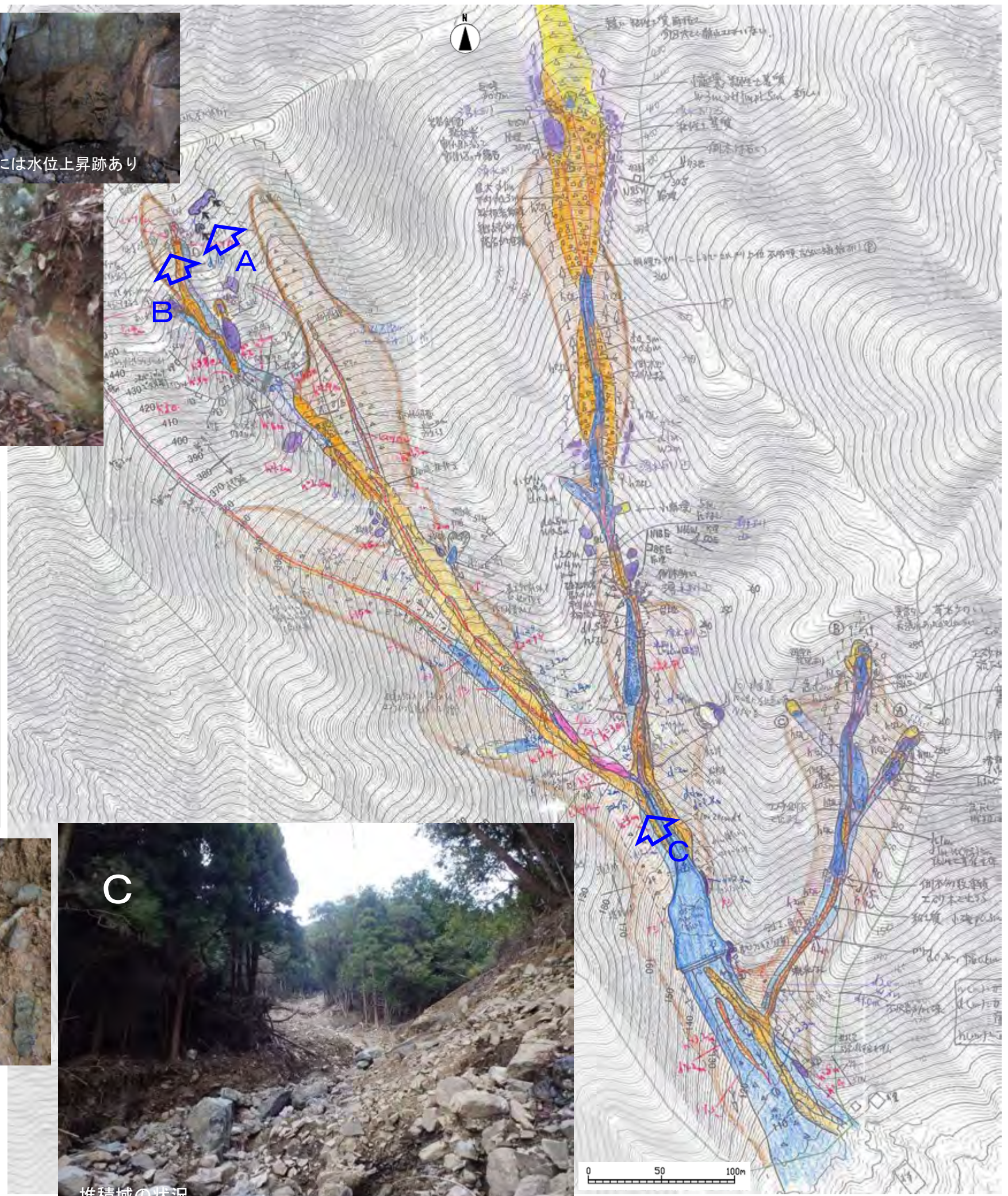
調査箇所位置図

国土地理院：「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆 (<http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf> (2014/11/1アクセス))

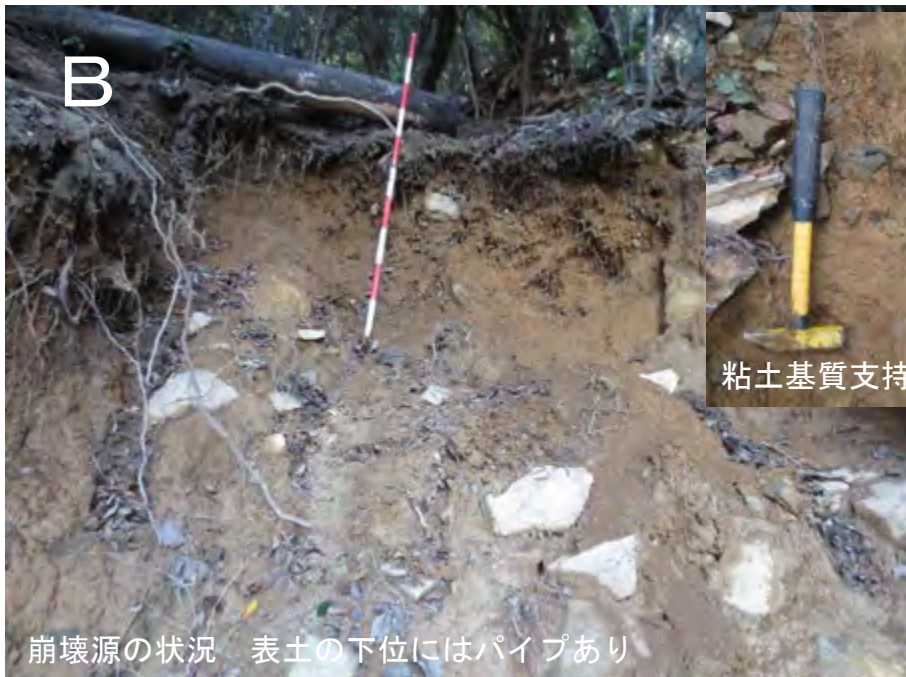


発生域の近くにある坑道跡

坑内には水位上昇跡あり



- 複数の崩壊源からなる発生域をもつ3つの支流が合流している。
- 2つの支溪流では、地表をほとんど侵食せずに流下したり、途中で侵食が止まっている。
- 本流の発生源付近には3箇所の坑道跡が確認されており、坑道内では、地下水水位が上昇した形跡が見られた（八木鉦山第四、五坑道）。
- いずれも末端側でボトルネック状にすぼまった輪郭をしている。
- 崩壊面には砂状、岩屑状の崖錐堆積物、緩んだ基盤岩が認められる。
- 前者2つには滑落崖の断面に複数のパイプが認められるものと、空隙の多い礫層を挟在するものが見られた。後者には、開口した節理に沿って噴出した痕跡も認められた。
- 移送域では流路の幅や高さはほぼ一定で、横断形状はスプーンでえぐられたような丸みを帯びている。
- 中流から下流域では溪岸に岩屑堆積物が厚く堆積しており、そこを侵食しながら直前的に土石流が流下している。



崩壊源の状況 表土の下位にはパイプあり



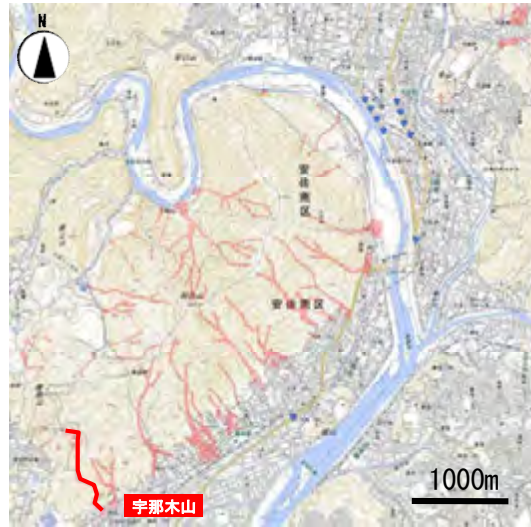
粘土基質支持の礫質土層



堆積域の状況



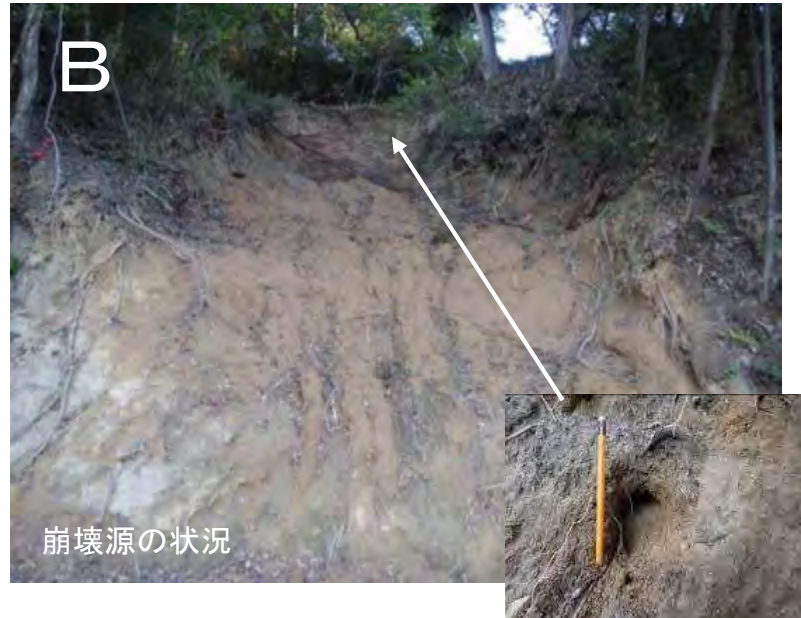
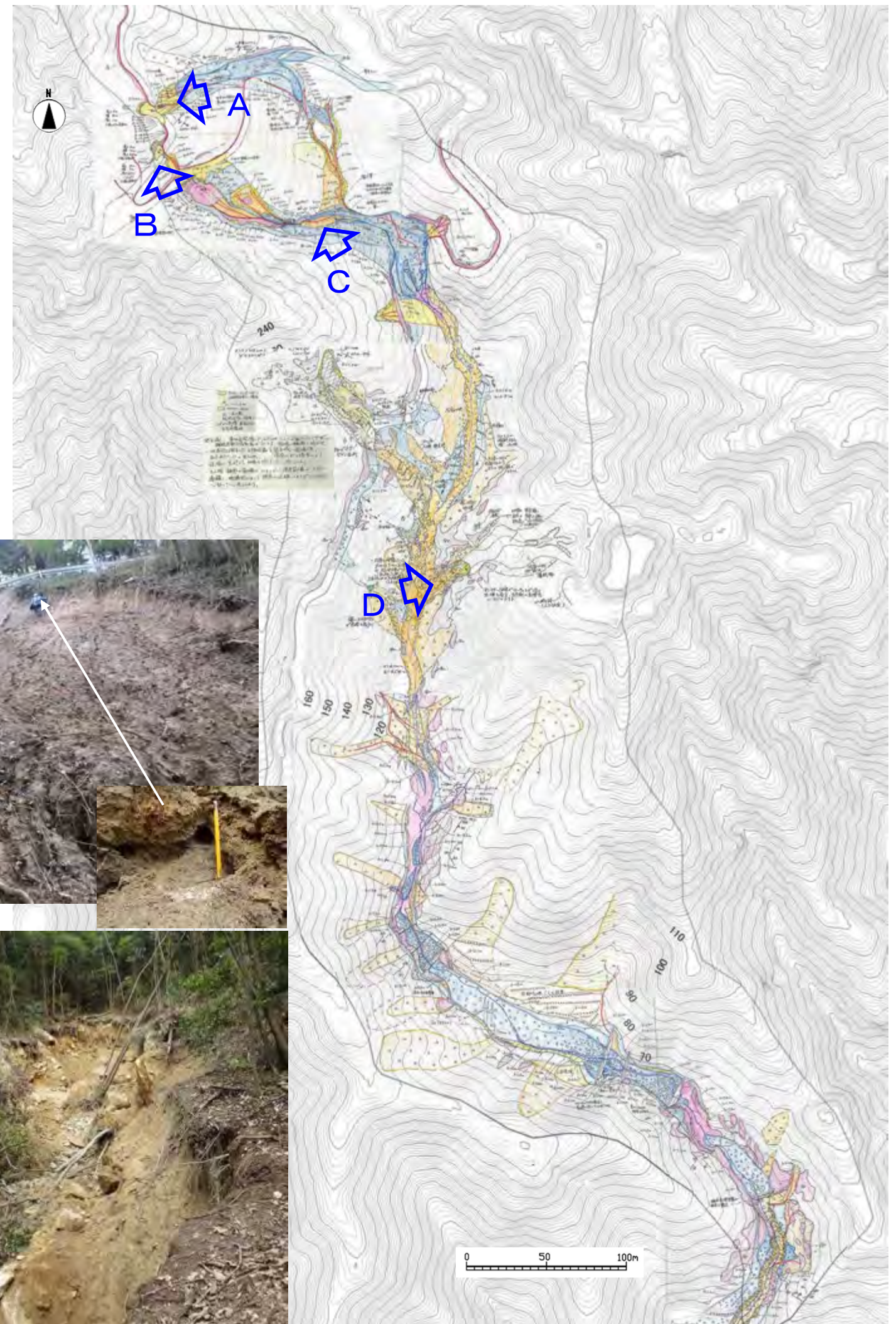
# 宇那木山地区



調査箇所位置図

国土地理院：「平成26年8月豪雨8月28・30・31日撮影垂直写真による写真判読図」  
 に一部加筆（<http://www.gsi.go.jp/common/000095316.pdf> (2014/11/1 アクセス)）

- 道路より山側に小規模な崩壊源があり、その下流でさらに崩壊が発生し発生域が拡大している。
- 複数の崩壊源からなる枝沢が合流する複成型土石流である。
- 発生源にはマサ化した花崗岩が分布しており、崩壊面には、径10mm程度のパイプが多数認められる。
- 移送域では、ふたつの発生域が合流したところで溪流勾配が小さくなり、流出土砂が滞留・堆積している。
- 後発の流出土砂によって、越流した泥土が流下を再開しており、「谷底堆積物が残る区間」「谷底堆積物がほとんど削剥された区間」に分けられる。



崩壊源の状況



崩壊源の状況



溪流途中の堆積域の状況



溪岸崩壊状況

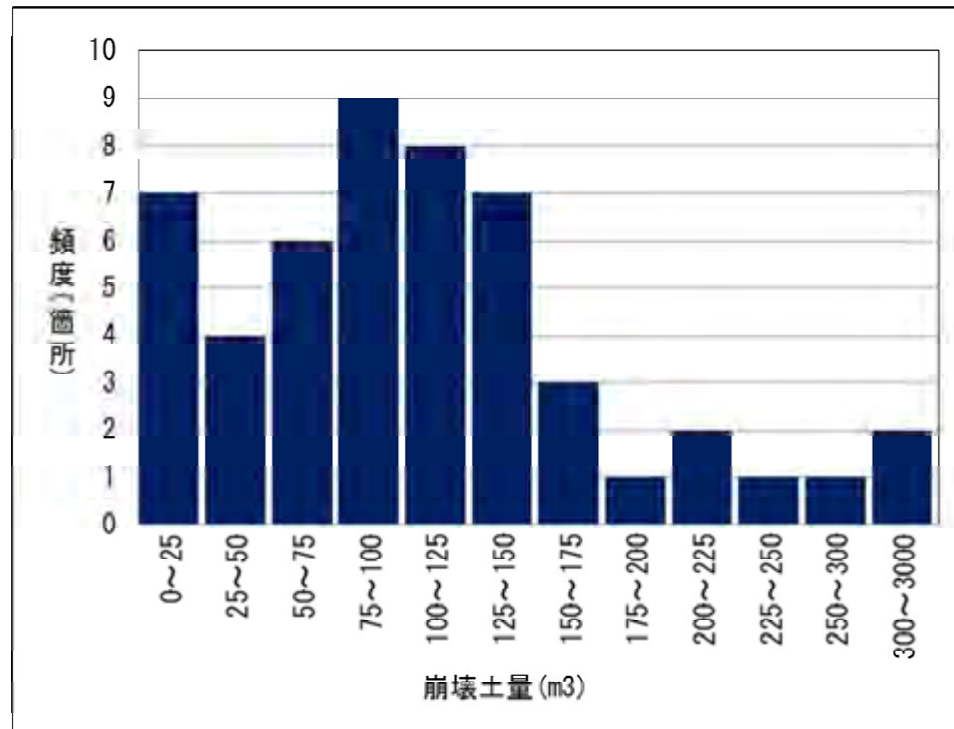
6.2 崩壊の要因

表 6.2.1 に調査を行った溪流の諸元を一覧表としてまとめた。図 6.2.1 に崩壊源の特徴(溪岸崩壊や溪床崩壊を除く)を整理した。

表 6.2.1 調査溪流の諸元一覧表

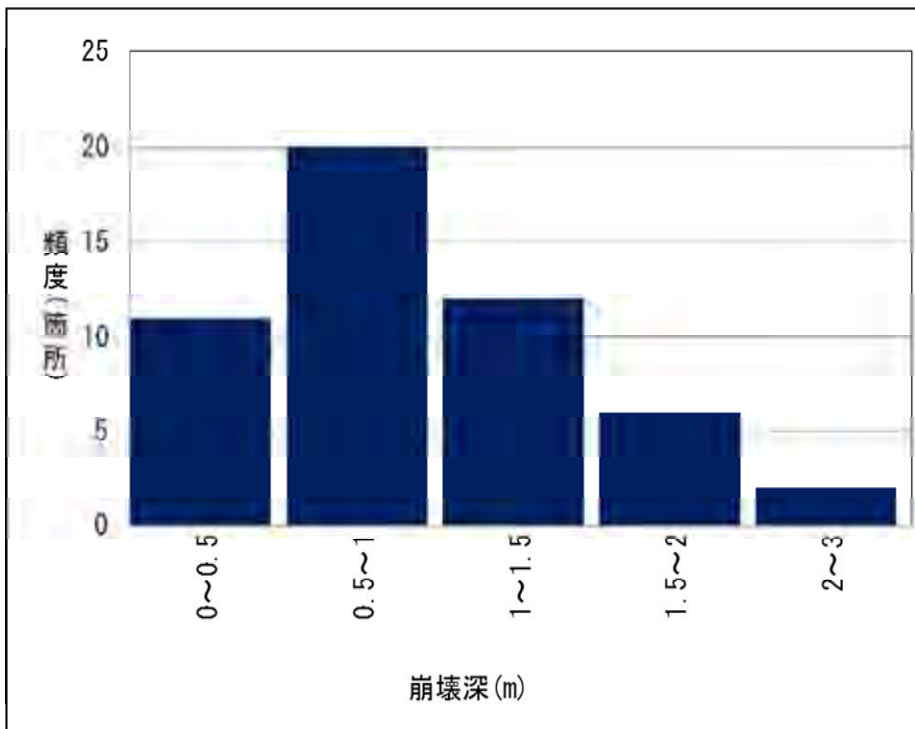
地区名	溪流名	施設番号	流出崩土量 Vdf(m <sup>3</sup> )※1	発生域									移送域			
				崩壊源※2	幅 W(m)	斜面長 L(m)	崩壊深 d(m)	滑落崖標高 TP(m)	推定崩土量 VIs(m <sup>3</sup> )※3	崩壊の分類	崩壊面の 地質	高透水帯	パイプ	直下に地表 侵食なし※4	左右 非対称性※5	
高松山	1号地	ホ-1-1	11,706	a	8.0	15.0	1.5	167.0	120	崩壊源	花崗岩/カタクレーサイト	○			○	
	2号地	ホ-1-2		a	7.0	16.0	1.4	188.0	105	崩壊源	花崗岩	○				
				b	8.0	13.0	1.2	214.0	83	崩壊源	花崗岩	○	○	○	○	
				c	8.0	15.0	1.0	—	80	溪岸崩壊	カタクレーサイト					
				d	7.0	12.0	3.2	—	179	溪床崩壊	岩屑堆積物					
	3号地	ホ-1-3		a	13.0	18.0	1.4	227.0	218	崩壊源	花崗岩	○				
				b	11.0	78.0	2.0	—	1,144	溪床崩壊	花崗岩		○			○
				c	9.0	45.0	1.5	—	405	溪岸崩壊	花崗岩					
				a	7.0	15.0	1.5	191.0	105	崩壊源	花崗岩/カタクレーサイト	○				
	4号地	ホ-1-4		b	13.0	18.0	1.4	173.0	218	崩壊源	花崗岩/カタクレーサイト	○				
				a	5.0	8.0	3.0	192.0	80	崩壊源	岩屑堆積物	○	○			
	5号地	ホ-1-5		b	6.0	7.0	0.8	190.0	22	崩壊源	花崗岩					
			c	9.0	10.0	1.5	175.0	90	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)					○	
			d	9.0	5.0	1.2	—	36	溪岸崩壊	岩屑堆積物						
			e	9.0	10.0	3.0	—	180	溪床崩壊	岩屑堆積物	○	○				
			a-1	10.0	25.0	1.0	247.0	167	崩壊源	花崗岩(マサ)		○				
	6号地	ホ-14, 15	a-2	7.0	5.0	0.4	221.0	9	溪床崩壊	岩屑堆積物		○				
			a-3	10.0	15.0	1.5	206.0	150	溪床崩壊	花崗岩	○					
			a-4	15.0	20.0	1.0	202.0	200	溪床崩壊	花崗岩(マサ)		○				
			b-1	30.0	60.0	2.0	240.0	2,400	崩壊源	花崗岩(マサ)		○				
			b-2	8.0	10.0	0.4	192.0	21	溪床崩壊	カタクレーサイト	○					
			b-3	15.0	12.0	0.8	183.0	96	溪床崩壊	花崗岩	○	○				
			c-1	13.0	27.0	1.6	242.0	374	崩壊源	カタクレーサイト	○	○				
			c-2	25.0	18.0	1.0	—	300	溪岸崩壊	花崗岩	○					
			d	8.0	16.0	1.6	223.0	137	崩壊源	カタクレーサイト	○			○		
			e	10.0	12.0	1.2	225.0	96	崩壊源	カタクレーサイト	○			○		
			f	10.0	15.0	1.0	200.0	100	崩壊源	花崗岩						
			g	10.0	10.0	0.6	202.0	40	崩壊源	花崗岩	○					
	h	10.0	13.0	1.0	185.0	87	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)								
	7号地	ケ-7	a	6.5	9.5	1.6	207.0	66	崩壊源	花崗岩	○	○	○			
			b	10.0	12.0	1.0	228.0	80	崩壊源	花崗岩/カタクレーサイト	○				○	
			c	25.0	20.0	4.0	235.0	1,333	(崩壊源)	花崗岩/カタクレーサイト	○					
			d	10.0	8.0	1.4	260.0	75	崩壊源	花崗岩	○	○	○			
			e	8.0	20.0	1.4	260.0	149	崩壊源	花崗岩/カタクレーサイト	○	○				
	8号地	ケ-8	a	14.0	27.0	0.5	283.5	126	崩壊源	花崗岩/カタクレーサイト	○					
			b	9.0	15.0	0.5	315.0	45	崩壊源	カタクレーサイト	○	○				
			c	5.0	5.0	1.0	277.0	17	溪岸崩壊	カタクレーサイト						
			d	14.0	27.0	0.5	255.0	126	溪床崩壊	岩屑堆積物	○					
			e	7.0	5.0	1.0	225.0	23	溪岸崩壊	カタクレーサイト	○	○				
	9号地	ケ-4	a	5.0	5.0	1.0	296.0	17	崩壊源	岩屑堆積物		○	○			
			b	5.0	8.0	3.4	267.0	91	溪床崩壊	岩屑堆積物					○	
			c	8.0	10.0	2.2	256.0	117	崩壊源	岩屑堆積物						
			d	10.0	20.0	1.0	276.0	133	崩壊源	花崗岩(マサ)	○					
			e	4.0	8.0	1.0	239.5	21	溪岸崩壊	花崗岩						
	10号地	ホ-1-6	a	16.0	27.0	1.0	104.0	288	崩壊源	カタクレーサイト	○					
			b	14.0	19.0	1.3	115.0	231	崩壊源	花崗岩	○					
			c	13.0	23.0	0.8	133.0	159	崩壊源	カタクレーサイト	○					
	11号地	ケ-2	a	10.0	30.0	1.0	314.0	200	崩壊源	花崗岩	○	○				
b			10.0	30.0	0.6	315.0	120	崩壊源	花崗岩							
c			10.0	10.0	0.3	260.0	20	溪岸崩壊	花崗岩							
d			10.0	25.0	0.8	245.0	133	崩壊源	花崗岩(マサ)	○	○					
e			15.0	21.0	0.7	275.0	147	崩壊源	花崗岩(マサ)	○	○					
f			6.0	6.0	0.3	149.0	7	崩壊源	花崗岩	○	○		○			
g			9.5	14.0	12.0	—	1,064	溪岸崩壊	花崗岩							
h			4.0	5.0	0.6	—	8	溪岸崩壊	花崗岩							
i			6.4	7.0	0.5	157.0	15	崩壊源	花崗岩				○			
j			7.5	15.0	1.2	156.0	90	崩壊源	花崗岩	○			○			
12号地	ケ-3	a	8.0	10.0	0.7	317.0	37	崩壊源	花崗岩(マサ)		○	○	○			
		b	10.0	15.0	0.5	295.0	50	崩壊源	花崗岩	○	○			○		
美濃越	本流	八木	21,669	a	8.0	10.0	1.0	440.0	53	崩壊源	泥岩(ホルンフェルス)			○		
				b	9.0	12.0	1.0	455.0	72	崩壊源	泥岩(ホルンフェルス)	○	○	○		
				c	5.0	16.0	1.0	467.0	53	溪床崩壊	泥岩(ホルンフェルス)	○				
	d			5.0	13.0	1.8	483.0	78	崩壊源	岩屑堆積物	○				○	
	a			12.0	15.0	1.0	252.0	120	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○	○			
	b			12.0	20.0	1.0	275.0	160	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○				
宇那木山	本流	緑井	15,038	c	8.0	13.0	2.0	260.0	139	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○	○		
				a-1	7.0	6.0	0.5	276.0	14	崩壊源	花崗岩(マサ)	○	○			
				a-2	7.0	10.0	0.5	270.0	23	崩壊源	花崗岩(マサ)					
				a-3 i	15.0	25.0	0.5	260.0	125	崩壊源	花崗岩					
				a-3 ii	15.0	25.0	0.5	235.0	125	崩壊源	岩屑堆積物					
				b-1	8.0	6.0	0.5	283.0	16	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○			
				b-2	15.0	15.0	0.5	275.0	75	崩壊源	花崗岩(マサ)	○				
				c	7.0	18.0	0.7	220.0	59	崩壊源	花崗岩					

- ※1 差分図より計算
- ※2 地質踏査による分類
- ※3 幅×斜面長×2/3 で算出
- ※4 崩壊直下では地表を侵食せずに流下した形跡が認められる
- ※5 両岸の地質状況が異なるもの(例：右岸が基盤岩、砂岩が岩屑堆積物等)



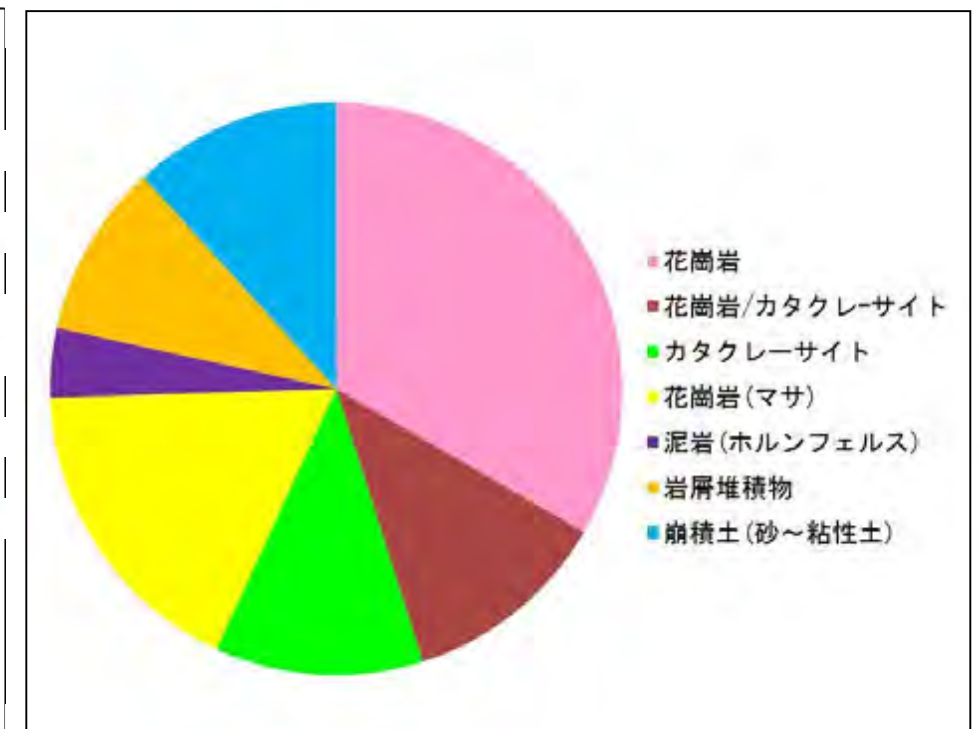
崩壊源の規模 (崩壊源 51 箇所 の推定崩土量)

推定崩壊土量は 0~150m³ が全体の 80% を占める  
6 号地 b-1 の幅広侵食箇所を除けば平均崩壊土量は 108m³ となる



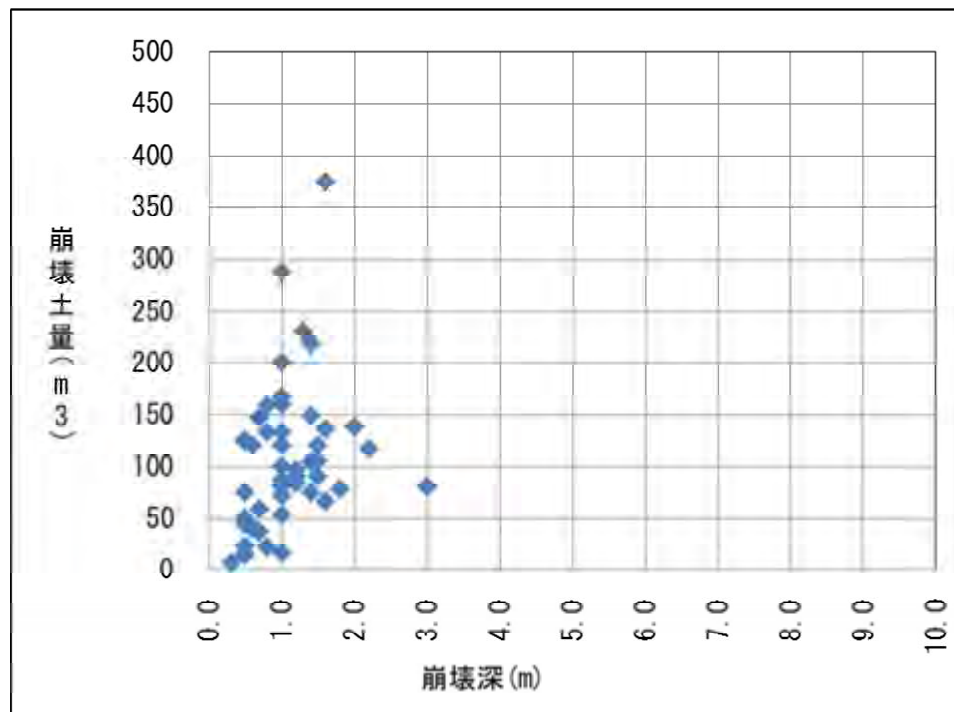
崩壊深 (崩壊源 51 箇所)

崩壊源の深さ d は全体の 82% が 1.5m 以内であり、平均は 1.1m であった。



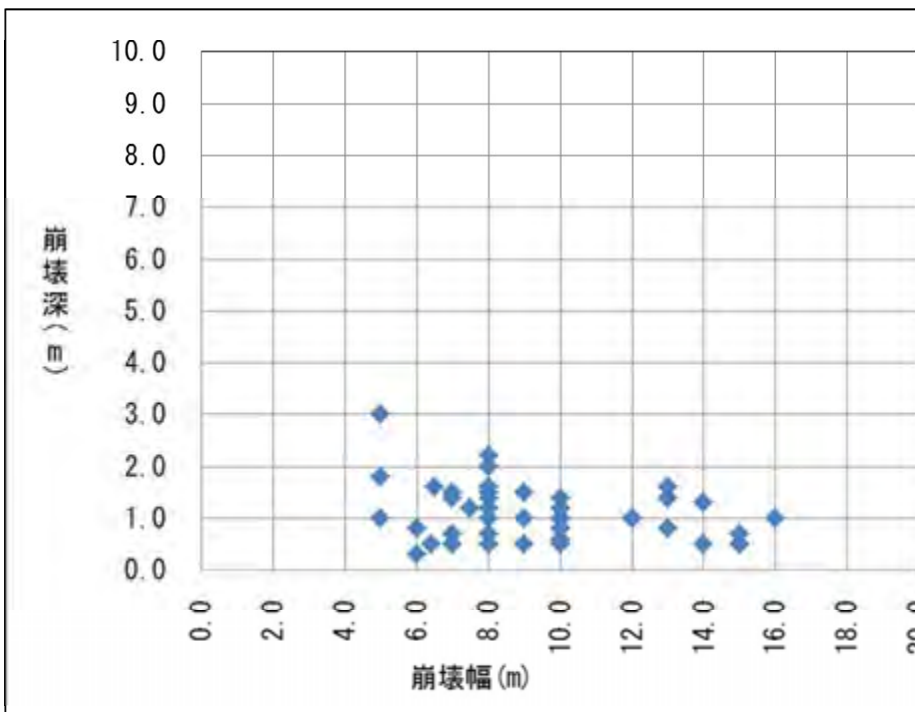
崩壊面の地質 (崩壊源 51 箇所, %)

崩壊面に分布する地質は基盤岩(花崗岩(マサ状含む)、カタクレーサイト帯、泥岩)が全体の 78% を占める。



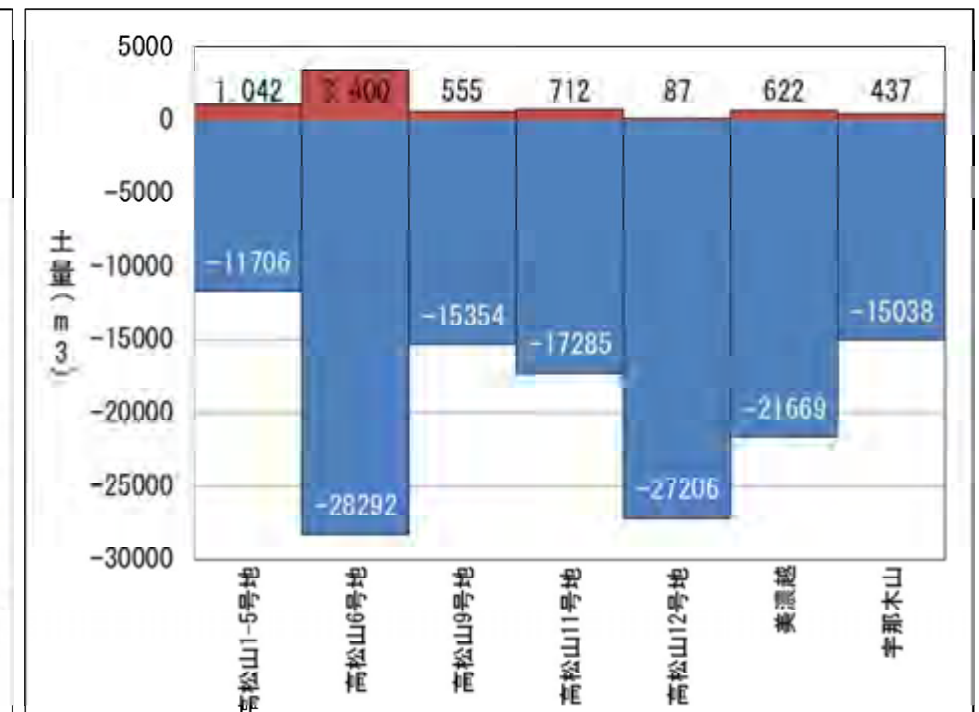
崩壊深と崩壊土量

崩壊深と崩土量の相関は低い



崩壊深と崩壊幅

崩壊深と崩壊幅の相関は低い



崩壊土砂量 (崩壊源) と流出土砂量

崩壊土砂量(崩壊源)に比較して流出土砂量がかなり多い  
※源頭部崩壊源の土量との比較

図 6.2.1 崩壊源の特徴

(1) 発生域の特徴

高松山1号地に見られたような崩壊-土石流の痕跡から区分された5つの領域は、ほかの地域でも同様の領域から構成されている。

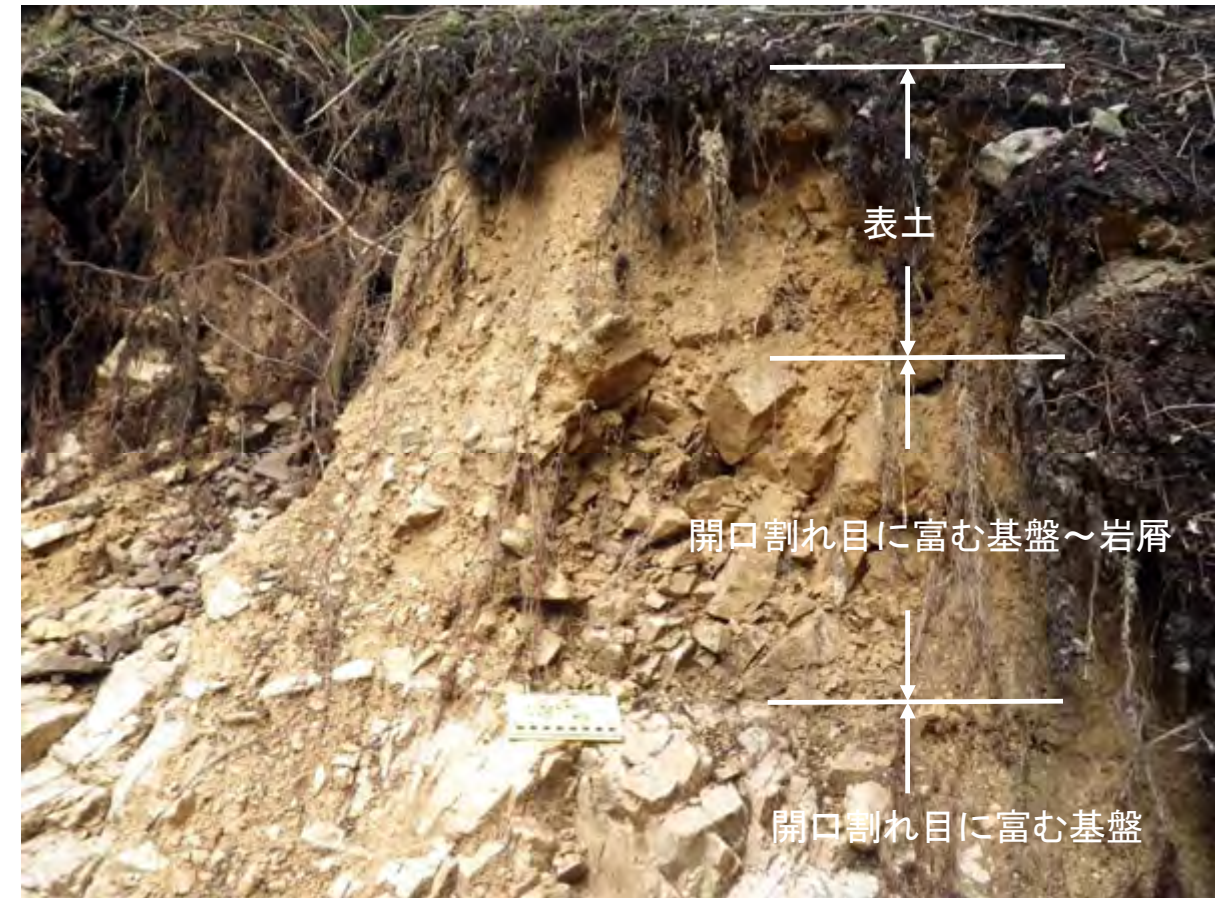
崩壊源の特徴も地区を越えて共通性がある。発生域の特徴を表6.2.1にまとめた。



表 6.2.1 発生域（崩壊源）の特徴

項目	特徴
発生域の場	①溪流の源頭部の0次谷の内部に位置するものが多い。 ②岩屑堆積物分布域の輪郭に位置するものが多い。 ・崩壊源周辺およびその背後に山城等がある。 高松山：山城跡 美濃越：坑道 等
規模	①50～150m <sup>2</sup> の規模の小さな崩壊土量の崩壊源が多い。 ②崩壊の面積（幅、斜面長）が大きくなっても、崩壊深は1m前後のものが多い。
崩壊源の形態	①馬蹄形の滑落崖を持ち、逆しずく型をしたボトルネック状の輪郭をしているものが多い。 ②崩壊深は1m前後のものも多く、崩壊深が浅いものは岩盤が露出するケースが多い。
崩壊面	①表土、岩屑からなる表層堆積物の下位に開口割れ目に富んだ岩盤が分布し、透水割れ目をもつ緩んだ基盤岩が崩壊面をなす(右上) ②表土、砂～礫質土からなる表層堆積物の下位に緩んだ岩屑を層状に挟む。 ③マサや砂・粘性土が分布し、表流水によるガリ侵食が見られる。
流下域との関係	①多くの箇所では崩壊源から流下した土石流は地表を削らず流下した区間がみられる。 ②これらの痕跡が示す領域は発生源の輪郭の幅が狭まる下部から末端であることが多い。
その他	・崩壊源の裾部に中洲状に表土層を残すものが見られる。 ・崩壊面に断層や地質境界等が分布するものが見られる。

発生域の崩壊源の地形的位置は、尾根近くの0次谷での崩壊であり、集水地形ではあるが、集水面積は大きくない。なお、この発生域の周辺や背後の尾根には、山城跡、坑道等がある。



滑落崖の地質状況(高松山1)

崩壊面は開口割れ目に富んだ岩盤が分布しており、高透水ゾーンとなっている。

<発生域の崩壊源>

発生域の崩壊源の地形的位置は、尾根近くの0次谷の一部であることから、大量の降雨を斜面地下に流入することができる水理特性を有する。尾根地形から涵養された地下水は、集水面積は小さいものの集水地形の0次谷の一部から流出したと考えられる。つまり、発生域の崩壊は、尾根付近の大量の降雨が斜面に流入し、流出流量を上回って、貯留できる能力を超えた現象だと考えられる。

崩壊の多くが、斜面浅層部がボトルネック状に崩壊し、崩壊物質は大量の水とともに水しぶきを上げながら土砂流として流下し幅広い流下域を作りながら流下した痕跡がみられる。集水面積は小さいながら集水地形の0次谷の一部の狭い範囲において、上昇した地下水圧が開口割れ目や高透水帯を破壊し、溶け出すように流出したと推定される。

尾根付近には不飽和帯も存在するため、圧力が増加した斜面中の空気も寄与した可能性がある。

0次谷の背後には広い集水域を持たないが、発生域への水の経路としてはカタクレーサイトや断層などの水理地質構造の影響のほか、発生域周辺の山城等の存在にも留意が必要と考えられる。

(2) 移送域の特徴

1) 単成の崩壊-土石流が複合して移送域を形成

規模の大きな溪流の土石流は、発生域には単成の崩壊-土石流がみられるが、移送域で下流の新たな発生域を誘起し発生域が拡大したり、支流から崩壊-土石流が付加されて土石流が複合化したりするような複成の崩壊-土石流から構成されている。

2) 岩屑堆積物分布域に沿って土石流が発生

土石流の発生位置は岩屑堆積物分布域の輪郭に沿った堆積物/基盤境界である場合が多く、これに伴い、谷の侵食された断面は左右非対称な形状を呈する場合が多い。

(高松山 1、2、3、5、7、8、9、12 号地、美濃越)

移送域で侵食された岩屑堆積物は、土石流堆積物の主要な起源物質である。

3) 支流からの土石流の合流で土石流が下流へ伝搬 (宇那木山)

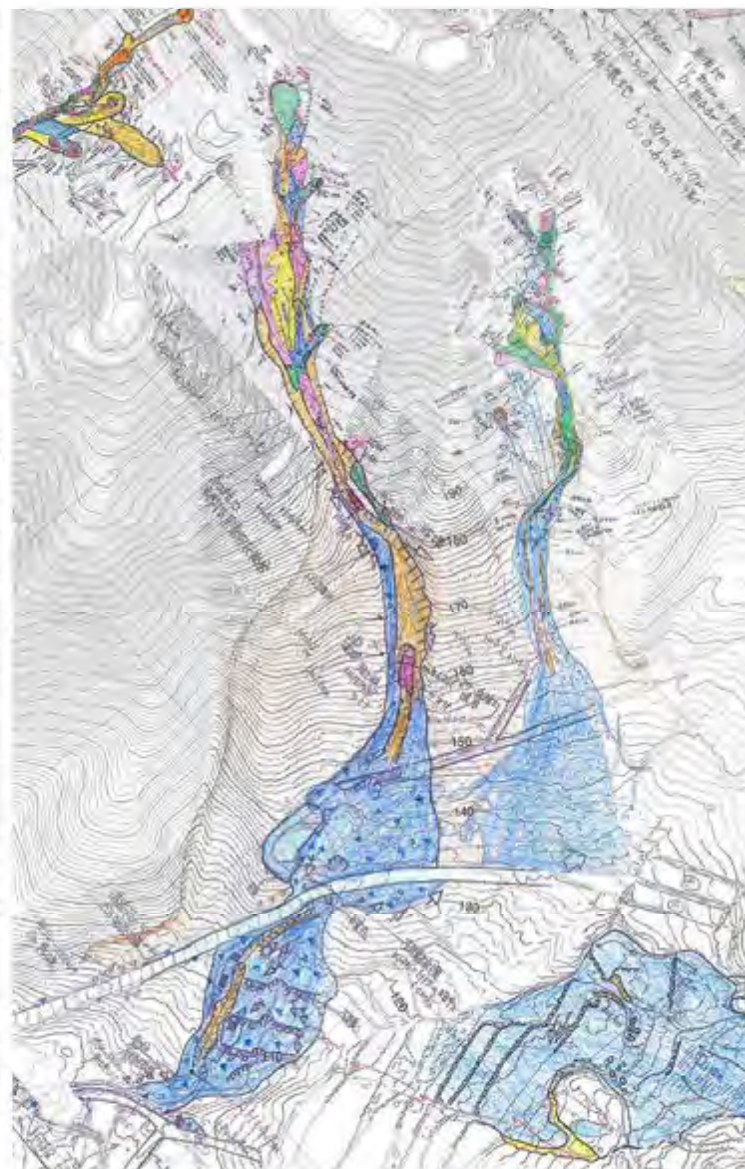
宇那木山では、発生源からの土石流は本川で堆積域となって勢いが減衰するが、本流への後続流に、さらに支流からの崩壊が加わることで土石流が下流へ伝搬している。

4) 支流からの地表流の合流で土石流が下流へ伝搬 (美濃越)

崩壊-土石流の発生した溪流に支流からの表流水が合流し、土石流の下流への流下エネルギーを促進した。

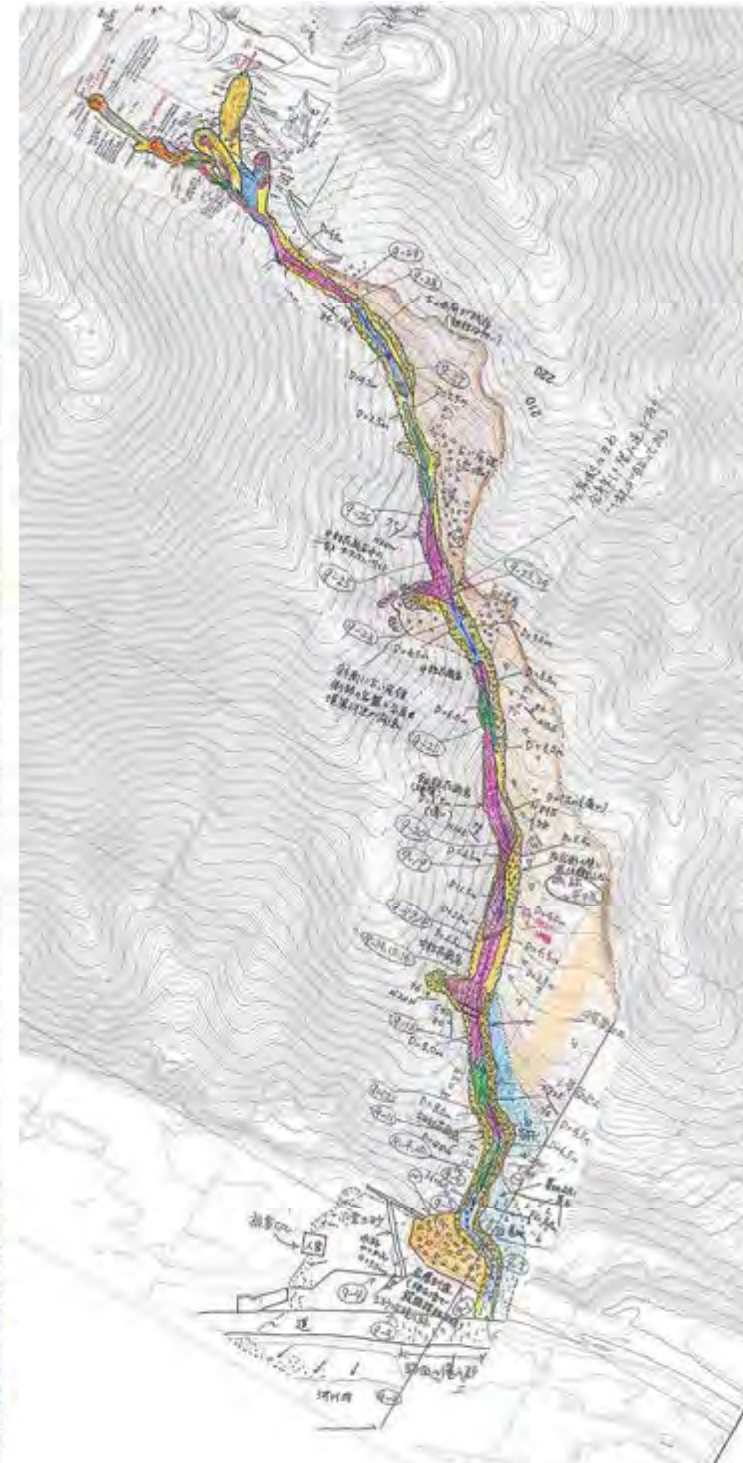


高松山 6 号地 (ホ-14, 15)



高松山 8 号地 (ケ-8)

高松山 7 号地 (ケ-7)



高松山 9 号地 (ケ-4)



高松山 11 号地 (ケ-2)

高松山 12 号地 (ケ-3)

図 6.2.1 各溪流の比較 (1) 高松山 6~12 号地

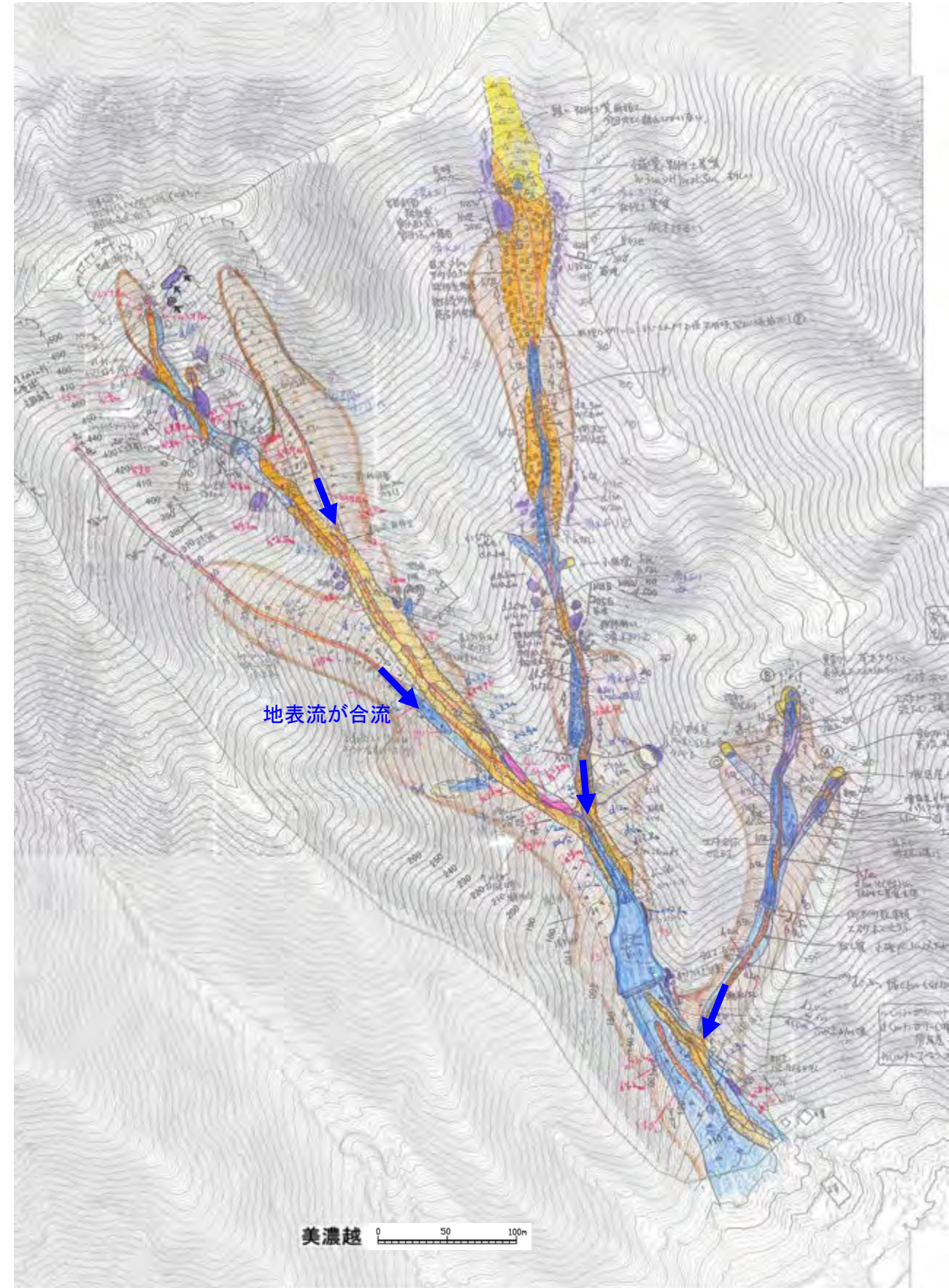
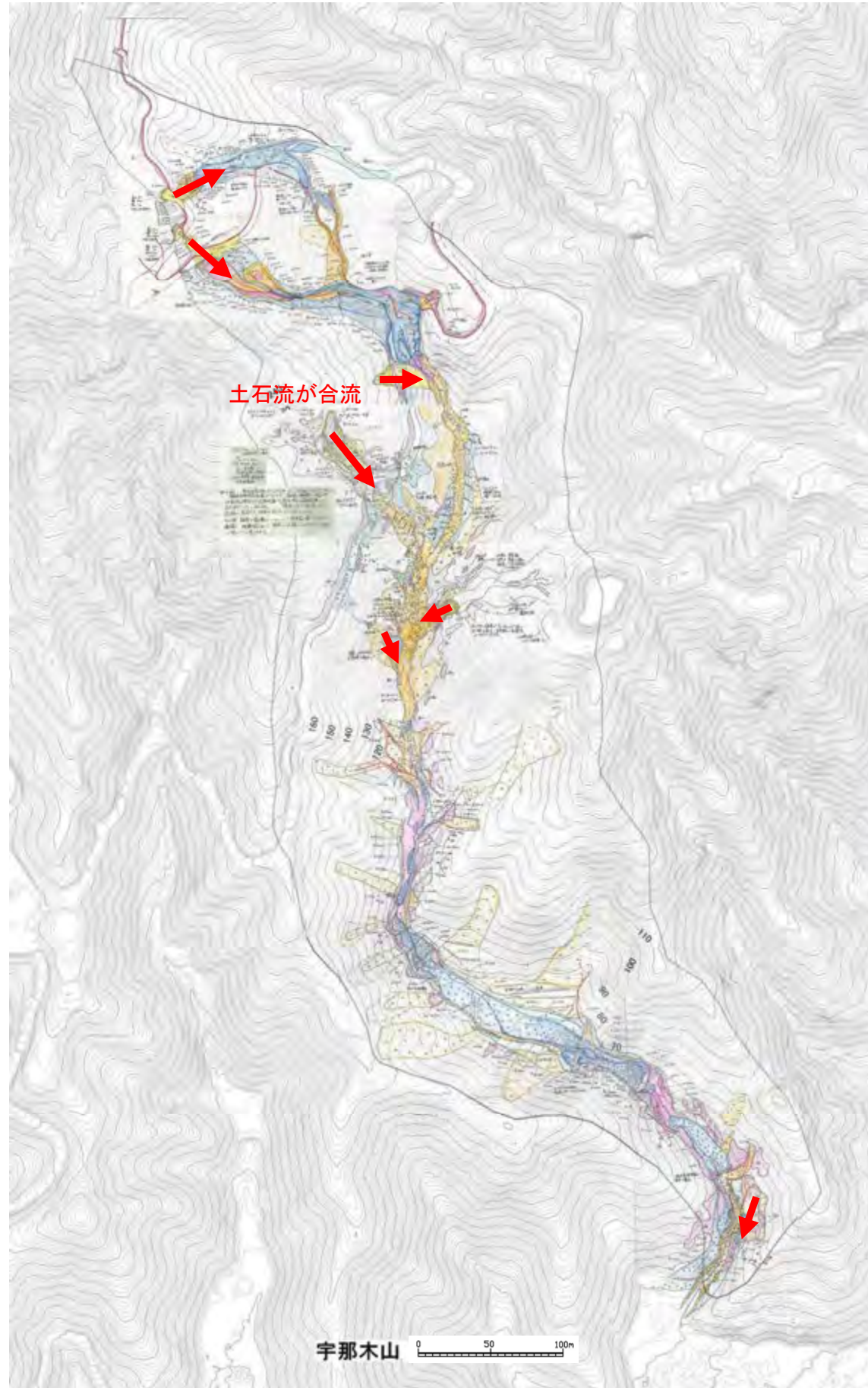


図 6.2.2 各溪流の比較(2)宇那木山、美濃越

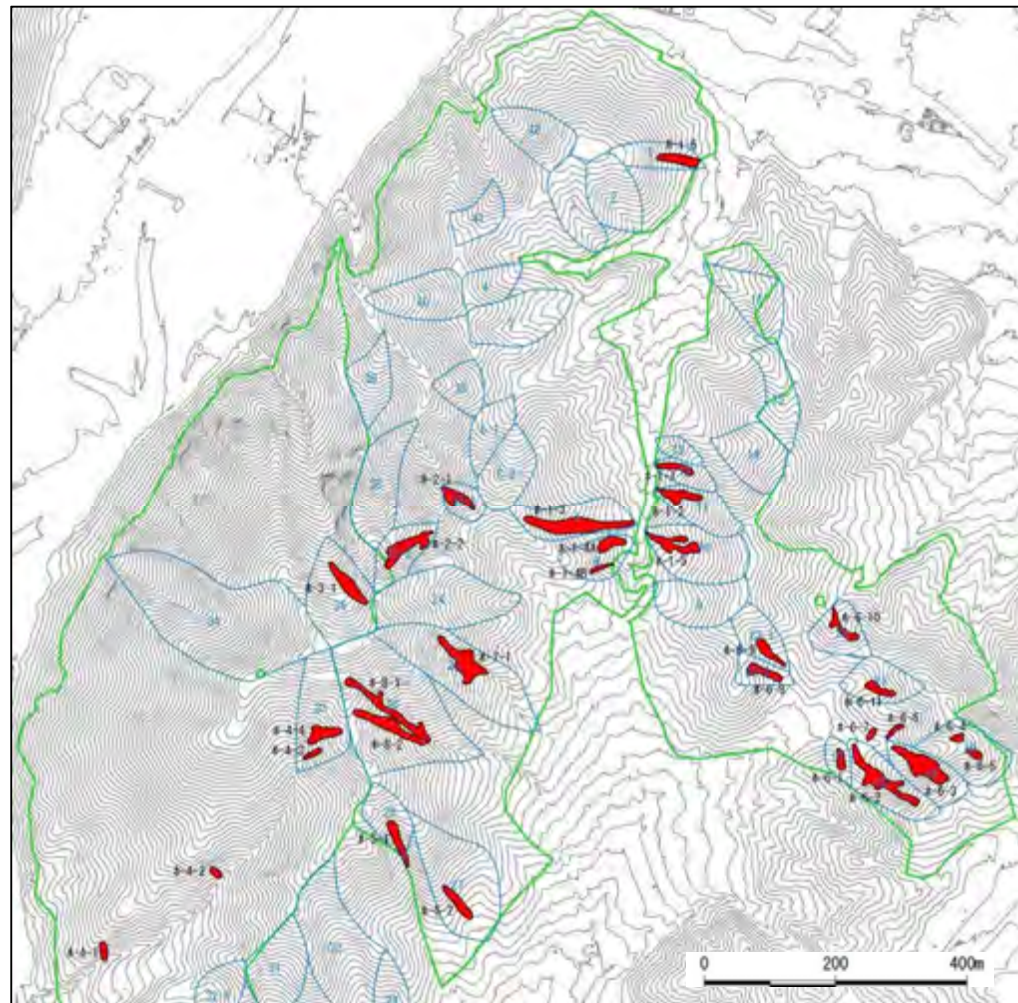
(3) 崩壊の発生と地形

荒廃現況調査等に見るように、調査対象箇所における山腹崩壊地はその殆どがゼロ次谷である凹地形において発生している。これらゼロ次谷が有する地形条件と崩壊発生の有無についての関係を把握することを目的として、H26 航空レーザー測量結果であるコンター図を用いて以下の机上調査を行った。

調査対象箇所はH26 航空レーザー測量成果を有する詳細調査-2の対象箇所(高松山国有林、犬戻鳴山国有林、宇那木山ほか4箇所の民有林)とした。

- ①コンター図より、調査対象箇所のゼロ次谷を抽出する。
- ②抽出したゼロ次谷について、集水面積・斜面長・斜面勾配・比高差・平均幅(集水面積/斜面長)、縦横比(斜面長/平均幅)を机上計測する。
- ③抽出したゼロ次谷と荒廃現況調査結果を重ね合わせ、各谷の崩壊発生の有無について把握する。

ゼロ次谷の抽出例として高松山国有林の集水区分図を以下に示す。



地形計測結果から得られた地形データと崩壊有無の関係について以下に示す。

図 6.2.3 ゼロ次谷抽出例(高松山国有林)

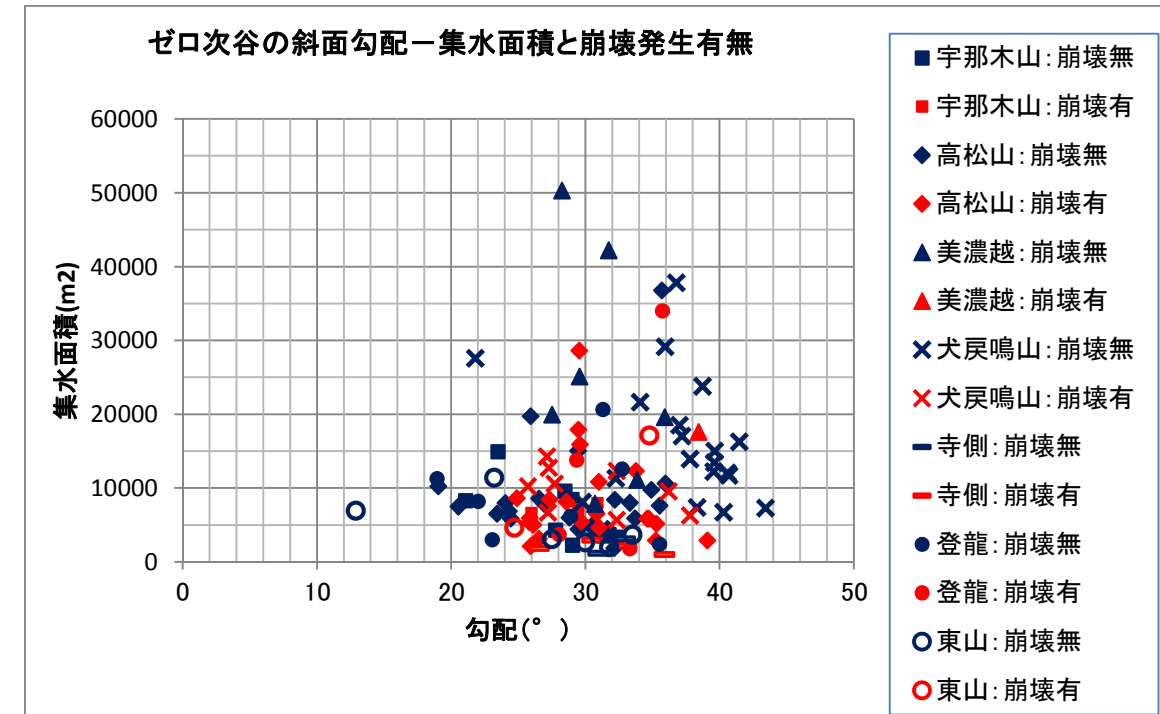


図 6.2.4(1) 斜面勾配(X軸)・集水面積(Y軸)  
崩壊が発生したゼロ次谷は斜面勾配 25~40° 付近に分布する。

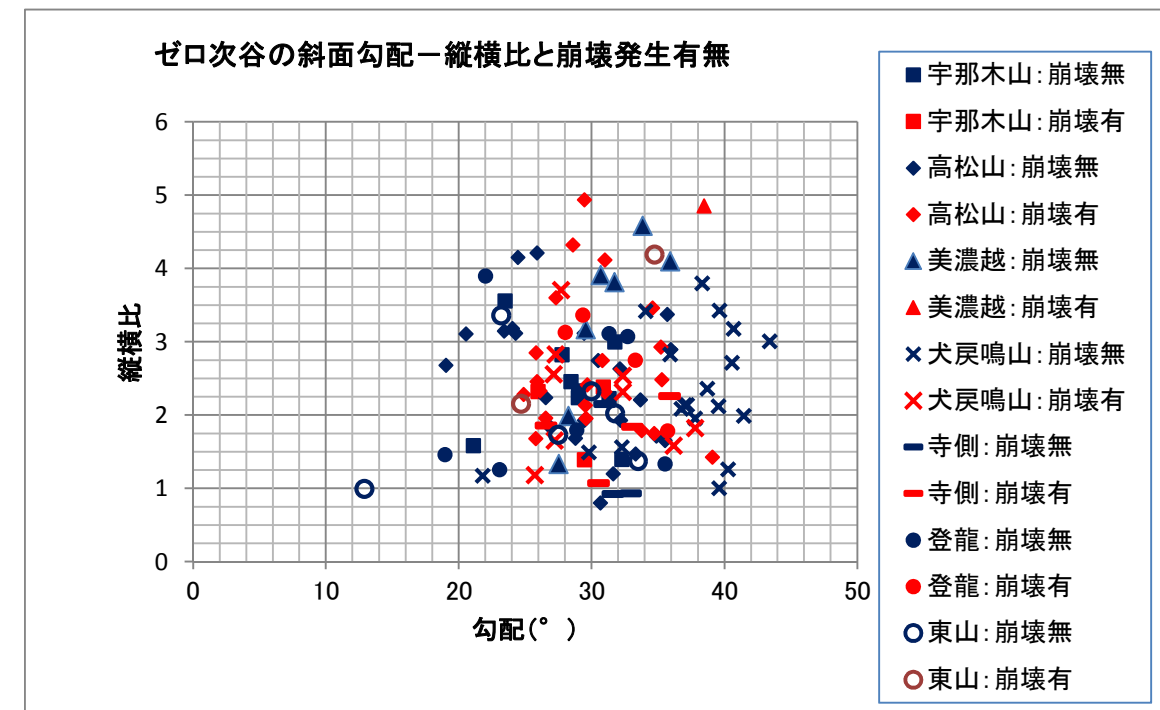


図 6.2.4(2) 斜面勾配(X軸)・縦横比(Y軸)  
崩壊が発生したゼロ次谷は斜面勾配 25~40° 付近に分布する。  
縦横比には関係なく分散している。

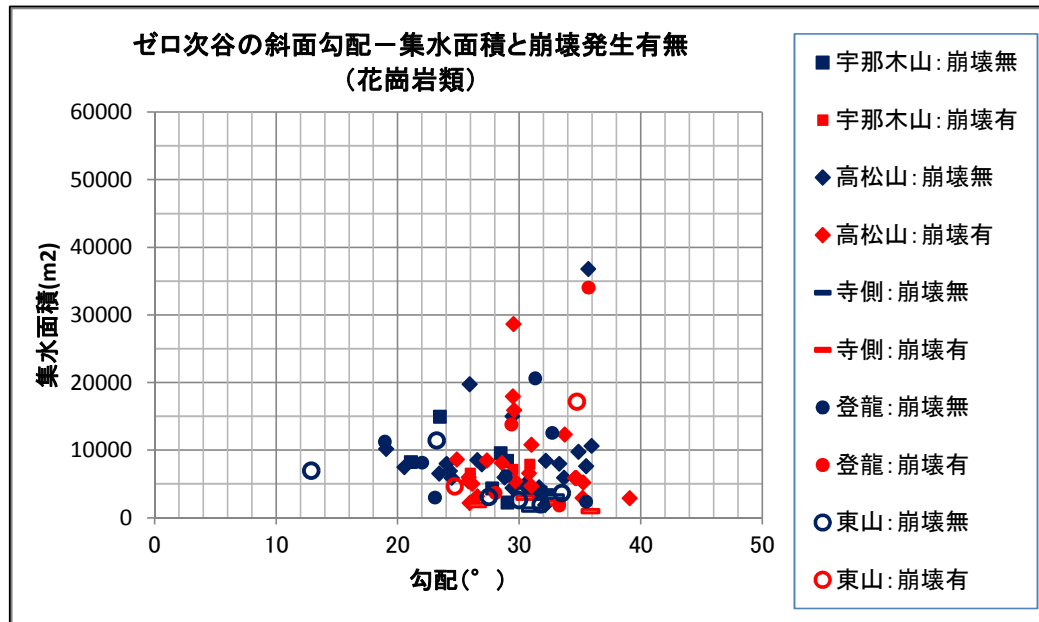


図 6.2.5(1) 斜面勾配 (X 軸)・集水面積 (Y 軸); 花崗岩類  
崩壊が発生したゼロ次谷は斜面勾配 25~40° 付近に分布する。

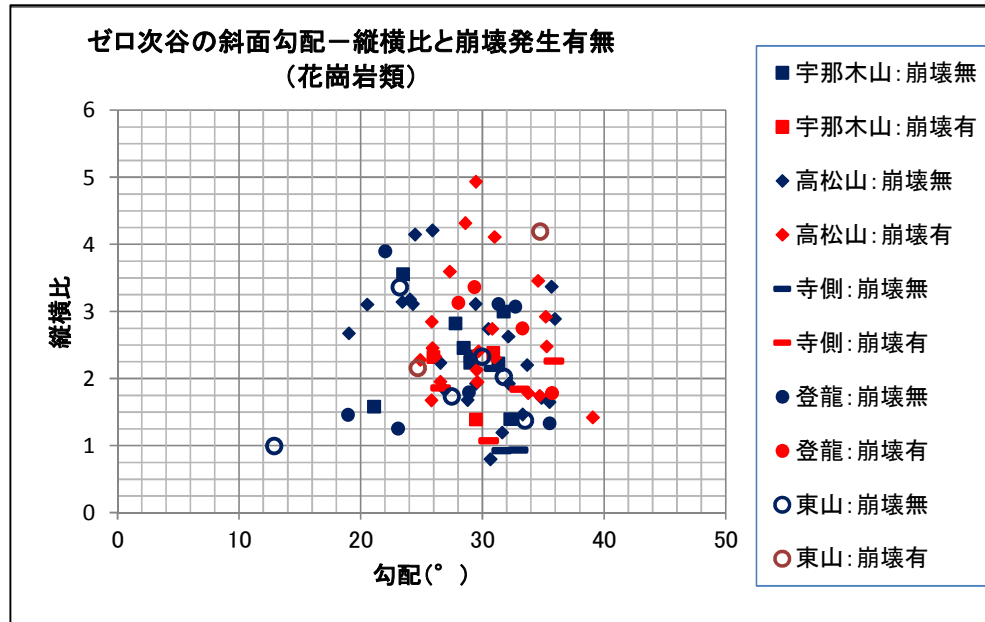


図 6.2.5(2) 斜面勾配 (X 軸)・縦横比 (Y 軸); 花崗岩類  
崩壊が発生したゼロ次谷は斜面勾配 25~40° 付近に分布する。  
縦横比には関係なく分散している。

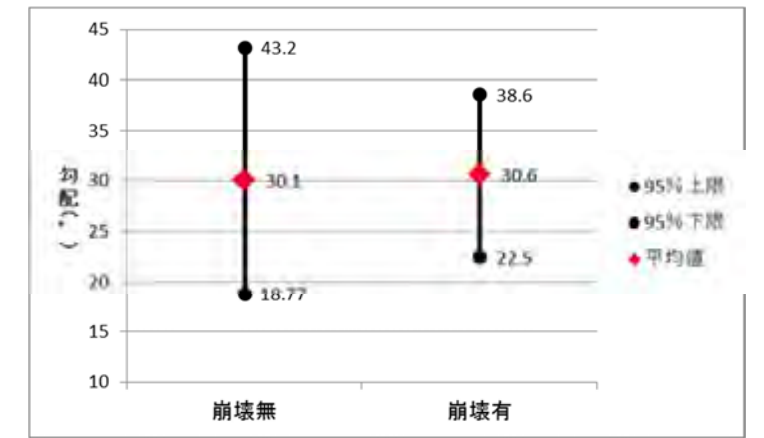


図 6.2.7 崩壊発生と斜面勾配; 全体  
95%信頼区間でみると、概ね斜面勾配 22~39° 付近において崩壊が発生しており、「急すぎても緩すぎても発生しにくい」傾向が認められる。

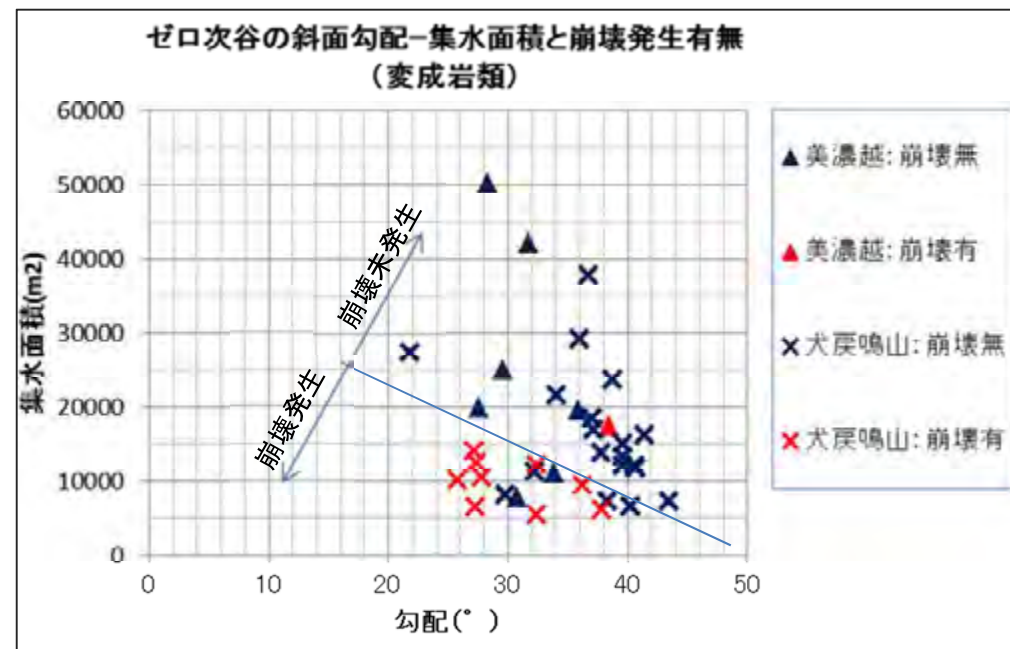


図 6.2.6(1) 斜面勾配 (X 軸)・集水面積 (Y 軸); 変成岩類  
美濃越の崩壊発生箇所を除くと、崩壊発生領域が概ね特定される。

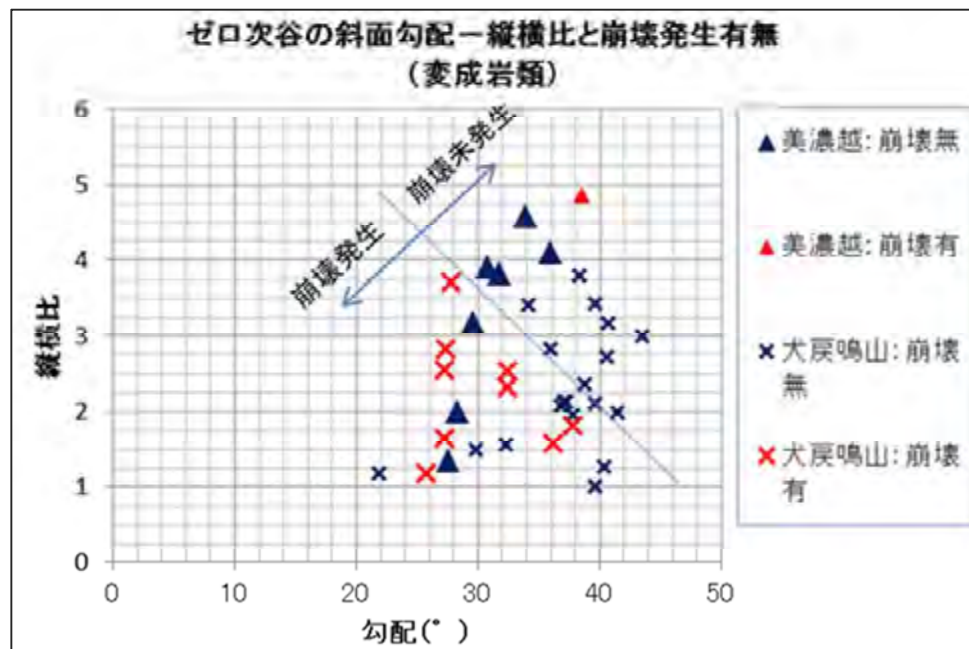


図 6.2.6(2) 斜面勾配 (X 軸)・縦横比 (Y 軸); 変成岩類  
美濃越の崩壊発生箇所を除くと、崩壊発生領域が概ね特定される。

《考察; 崩壊が発生しやすいゼロ次谷の特徴》

- ・ゼロ次谷における崩壊発生は、地質に関係無く斜面勾配 22~39° 付近で発生する。
- ・花崗岩類を基盤地質とする場合、集水面積や形状 (縦横比) とは関係無く崩壊が発生する。
- ・変成岩類を基盤地質とする場合、集水面積が大きく (2ha 以上) 且つ斜面勾配が急 (38° 以上) な場合、崩壊が発生し難い傾向が認められる。
- ・縦横比が大きく (細長い形状) で斜面勾配が急な場合も同様である。



## 7. 山地荒廃発生時における水理特性の再現

広島土砂災害における崩壊及び土砂流出現象は、最大時間雨量 101mm/h、連続雨量 257mm（気象庁三入）の降雨を誘因としている。ここでは、土石流発生時の飽和度、地下水位、地表流、湧水等の崩壊に係る水理現象を再現することを目的として三次元浸透流解析を行う。その解析結果を用いて、土石流発生機構（高強度の降雨が、流域にどのような水理現象をもたらし、どのような斜面部位において発生源となる崩壊が発生したか）を検討する。

### 7.1 三次元浸透流解析

#### (1) 三次元浸透流解析手法

数値解析手法としては、統合型水循環シミュレーションシステム（GETFLOWS；図 7.1.1 参照）を用いた。

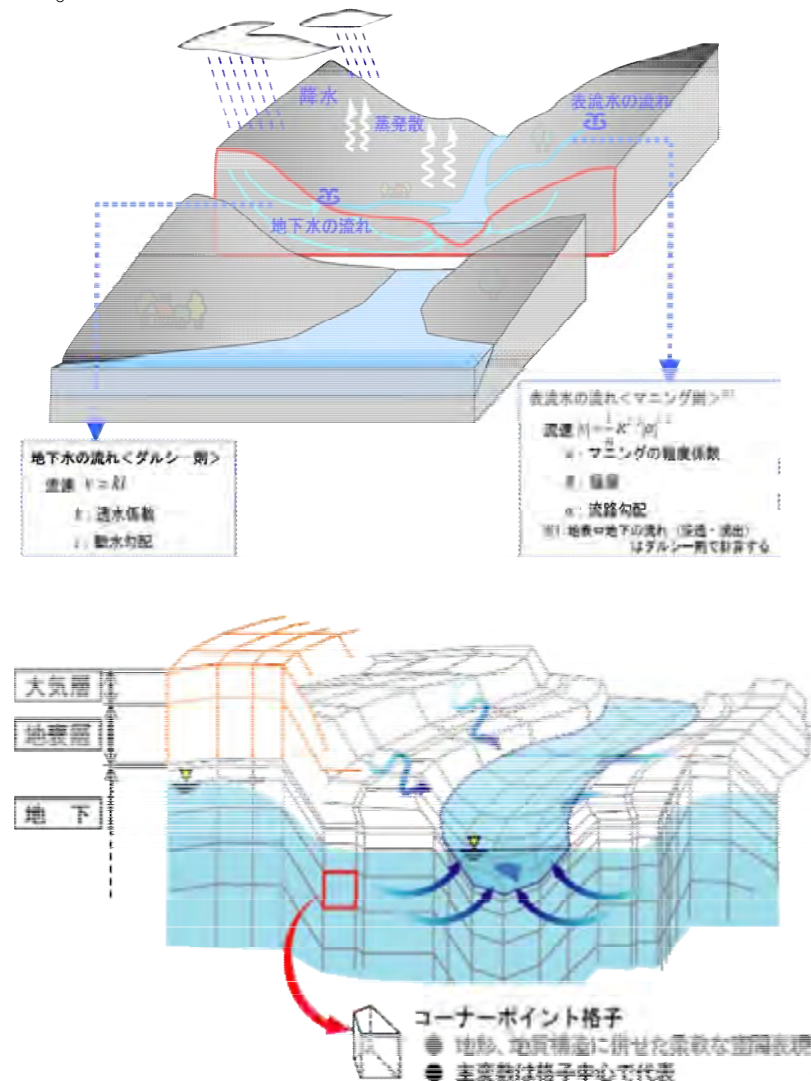


図 7.1.1 統合型水循環シミュレーションシステム（GETFLOWS）の計算原理とモデルの概念

#### (2) 三次元地盤モデルの作成

三次元地盤モデルは、以下の要領で作成した。

**地盤モデルの作成範囲：**高松山国有林を含み、桐原川（北辺）・根谷川（西辺）・根谷川支流（南辺）で囲まれる領域とした。

**地形：**土砂災害以前のレーザープロファイラ地形データ（国土交通省中国地方整備局太田川河川事務所、平成 21 年度）を用いて地形面を三次元化した。

**地質：**現地踏査および地形判読により、基盤岩を被覆する未固結堆積物（崖錐堆積物、沖積層）の分布範囲を推定した。地形判読には上記 LP データの等高線図を用いた。未固結堆積物の層厚は谷幅が広いほど、谷の下流ほど厚くなると考え、根谷川・桐原川の谷の中央で基盤深度が 40m となるように、基盤岩／未固結堆積物境界からの距離に応じて層厚を設定した（図 7.1.2）。基盤岩は地表から深度 5 m まで風化部、深度 1 m まで強風化部とした。表層土壌の層厚は、全域で一律 1 m とした。

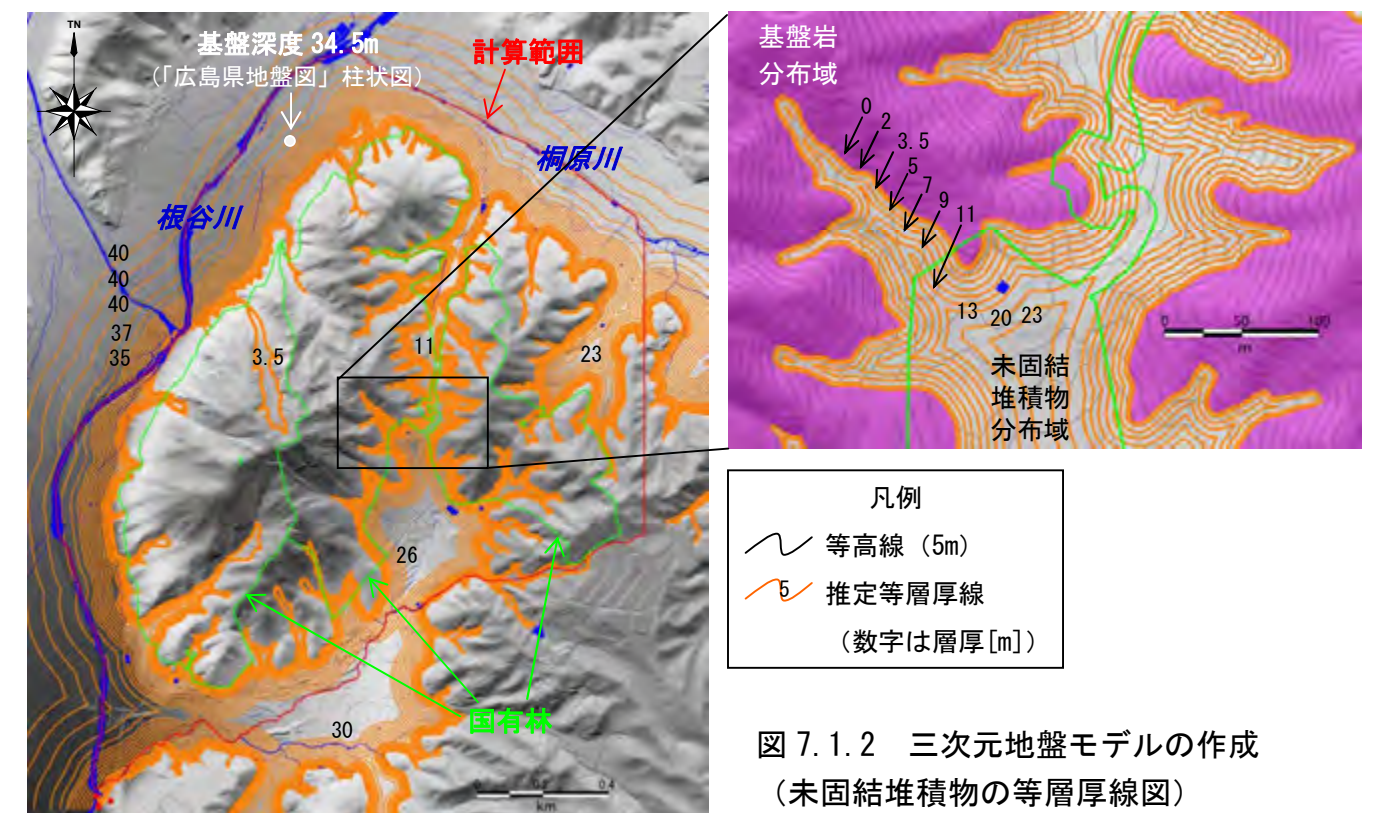


図 7.1.2 三次元地盤モデルの作成（未固結堆積物の等層厚線図）

(3)解析条件

計算格子モデルは、図 7.1.3 に示すとおりである。

モデルの平面境界は、地形的な分水界（尾根または谷）とした。深度方向については、計算領域内の地表高さの高低差（300m 程度）と同程度の深度までを包括する範囲モデル化することとし、T.P. -300m をモデル底面とした。

格子分割幅は、平面的には 12.5m、深度方向については図 7.1.3(2)に示すとおりである。

水理区分は、表層土壌、風化部が計算領域全体で一斉の厚さで分布し、その下位に基盤岩（新鮮部）が分布するものとした。

降雨条件は、集中豪雨時を含む 8/18～8/23 の 6 日間における三入（アメダス観測点）における日降雨量をもとに、日単位の時系列データとして設定した。

降雨条件：三入（アメダス観測点）	
2014/8/18	0mm
8/19	33mm
8/20	224mm
8/21	2mm
8/22	21mm
8/23	0mm

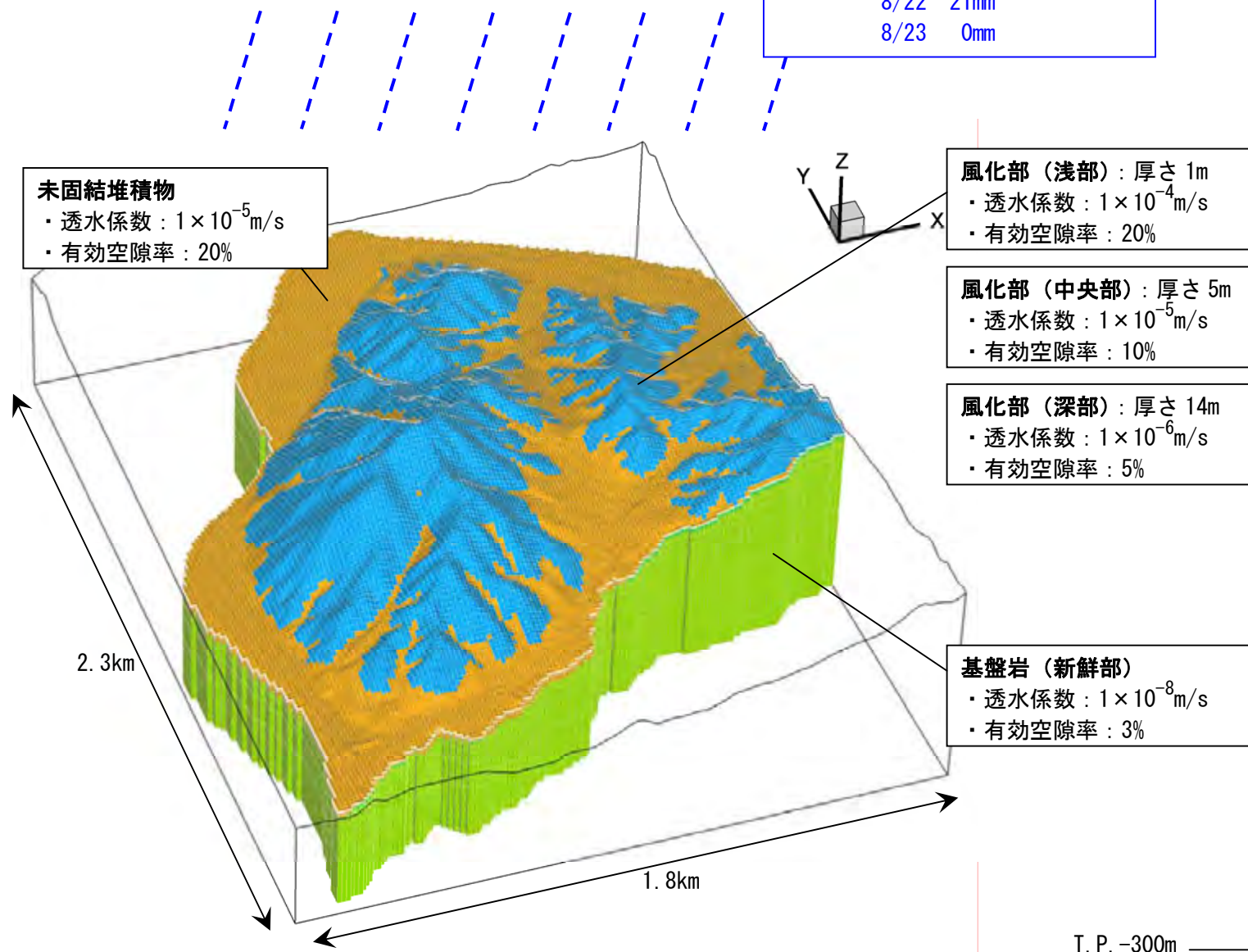


図 7.1.3(1) 計算格子モデル（表層土壌を剥ぎ取って鳥瞰）

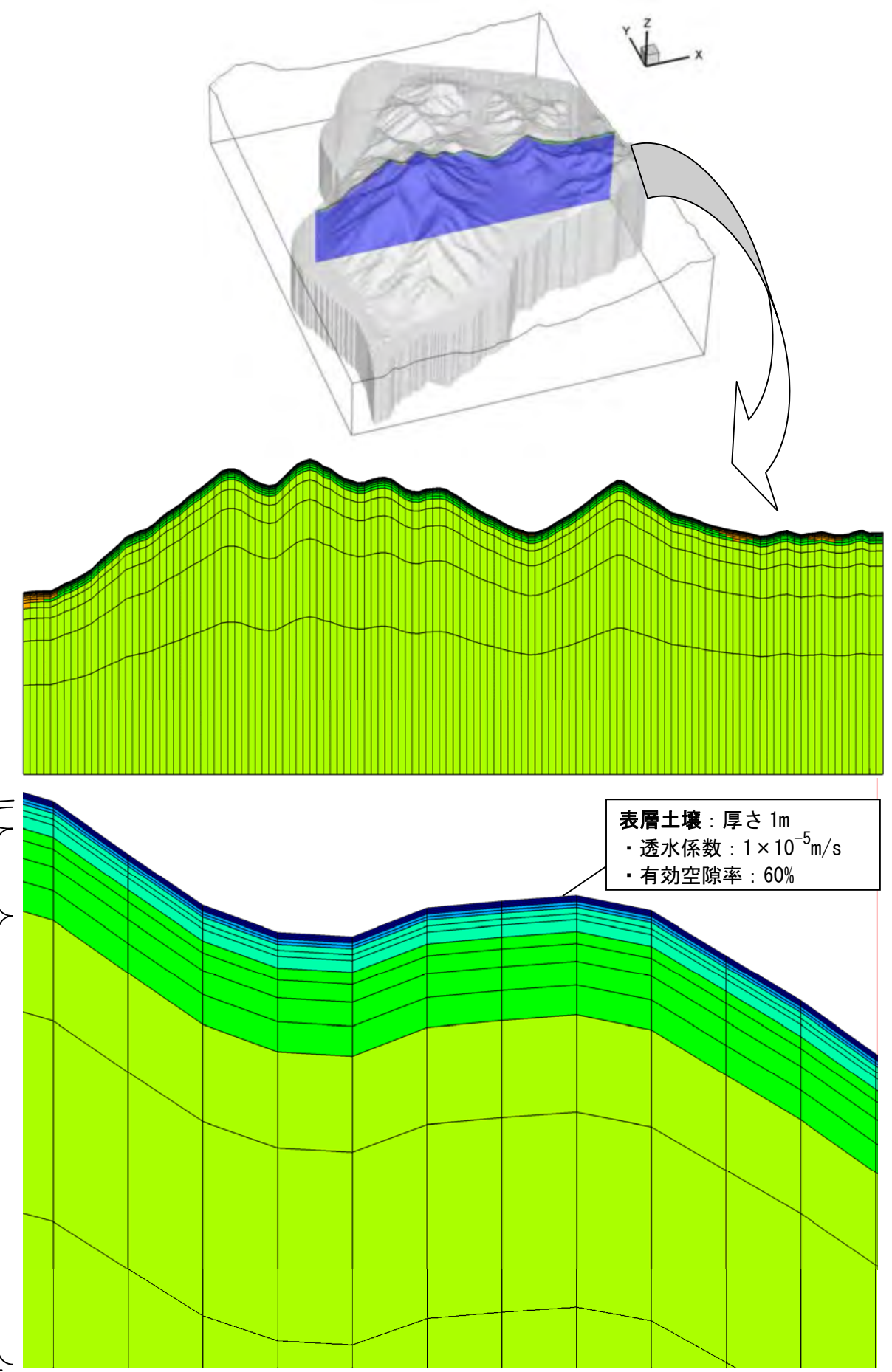


図 7.1.3(2) 計算格子モデル（断面）

(4) 計算結果

表層土壌の水飽和率は、低地部および谷部で高く、日降雨量の多さに応じて上昇する。

風化部（浅部）での地下水の流速は集中豪雨前では地形の急遷箇所ですぐ速いが、集中豪雨後は、尾根や山腹斜面においても速くなる。ただし、その降雨に対する応答にはタイムラグがある。

風化部（浅部）での水圧変化は、地形の急遷箇所ですぐ大きくなり、特に集中豪雨後においては、谷の源頭部でも見られる。

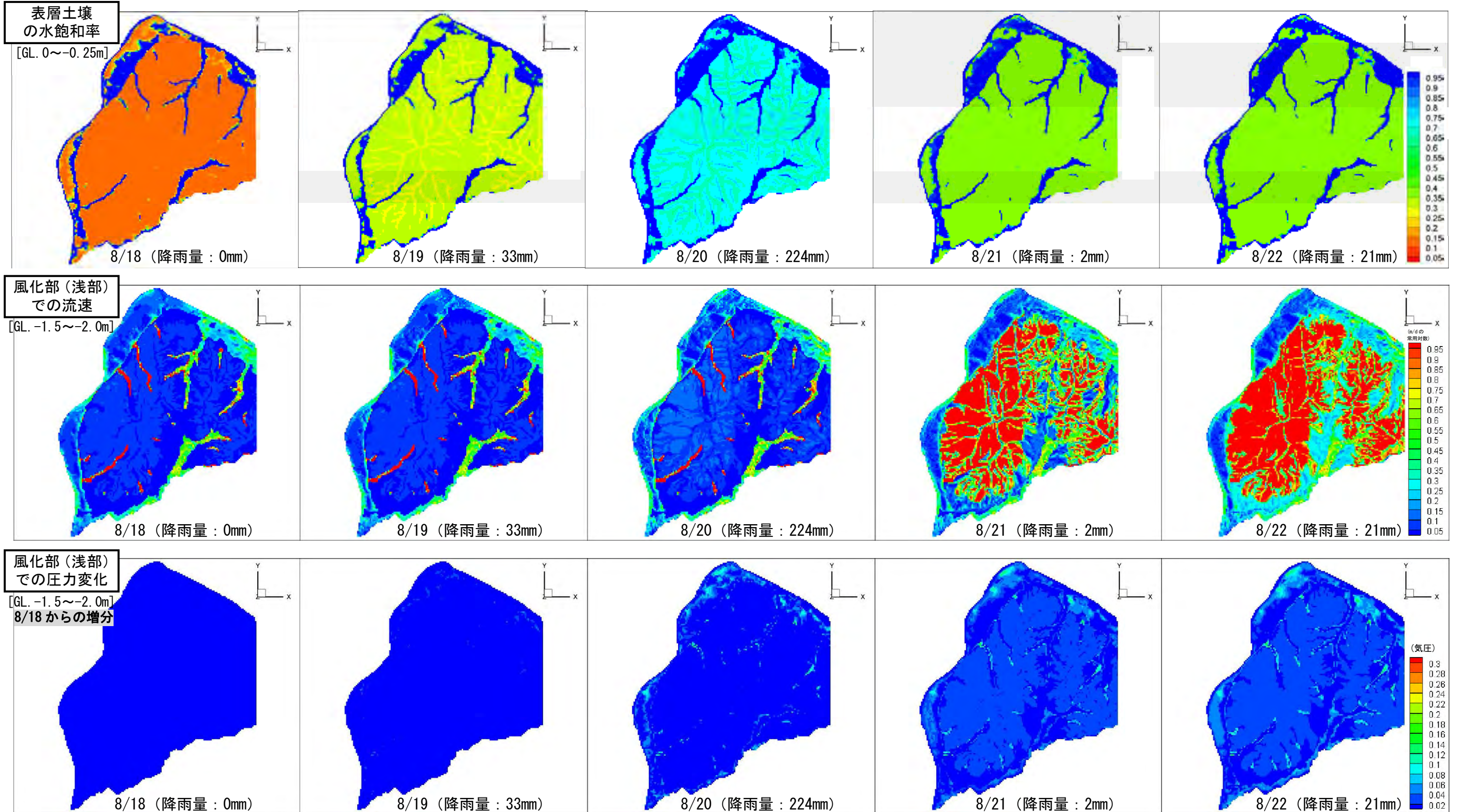
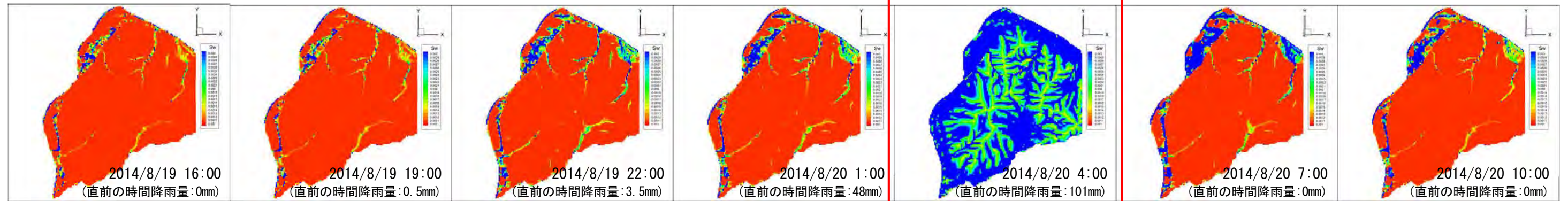


図 7.1.4 計算結果（豪雨発生時における地下水分布の変化状況） ※いずれの図も、各日の最終時刻における計算結果

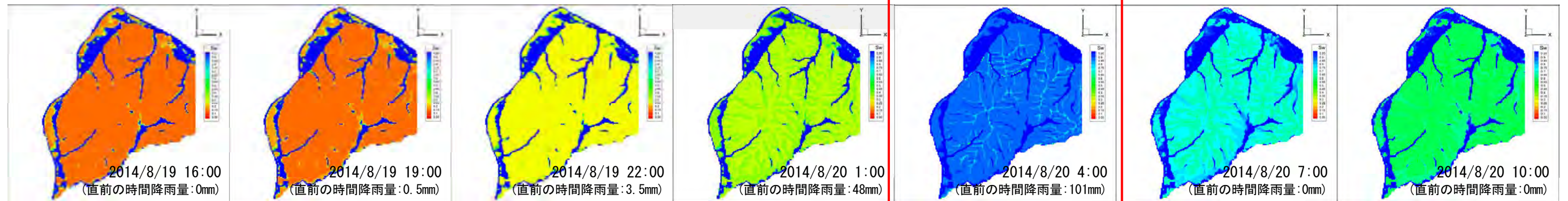
【補足：8月20日未明の豪雨の前後を対象に、時間雨量を時系列データとして設定した解析の結果】

- ・地表水（地表の水飽和率）は、間数ミリ~数十ミリ程度の降雨では谷筋に沿って限定的な分布状況から大きく変化しないが、20日未明の豪雨直後には、谷の源頭部や山腹斜面においても地表水が出現している。
- ・表層土壌の水飽和率は、時間数ミリ~数十ミリ程度の降雨での変動（上昇）が全体的に生じるが、完全に飽和するわけではない。20日未明の豪雨直後には、解析領域全体がほぼ飽和状態となる。
- ・風化部（浅部）の水飽和率は、解析期間内において、表層土壌のような劇的な変化は起こっていない。
- ・風化部（浅部）の圧力変化量に着目すると、不飽和状態にありながらも、降雨時には谷から山腹にかけて圧力上昇が起こっている。特に、通常は地表水が分布しない谷の源頭部での上昇量大きい。

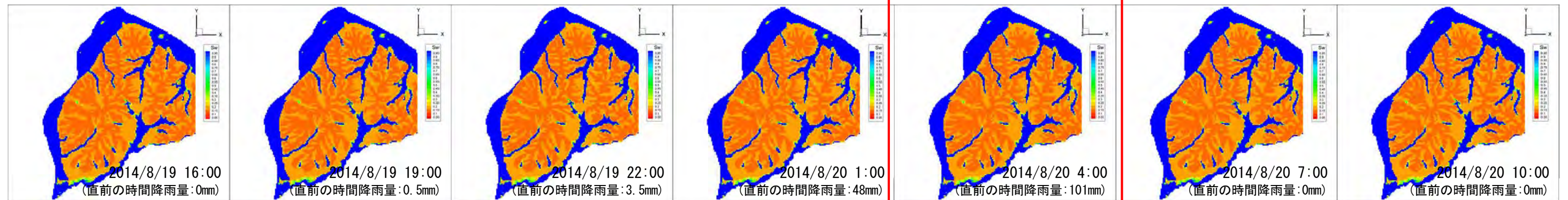
◆地表の水飽和率（※水飽和率の大きいところは、地表水の水深が大きいことを意味する）



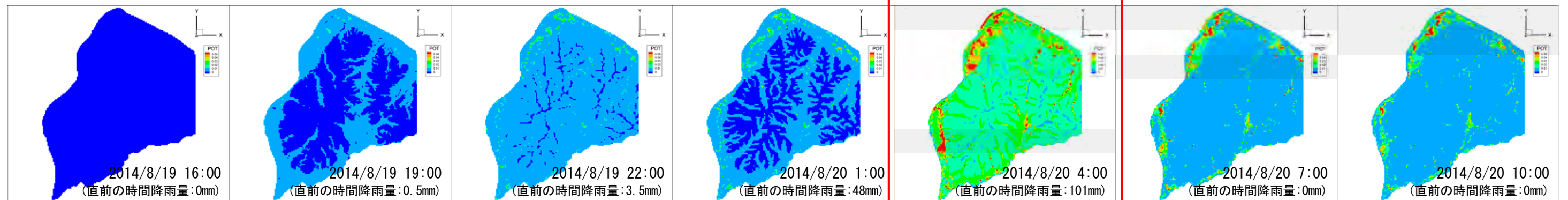
◆表層土壌[GL. 0~-0.25m]の水飽和率



◆風化部（浅部）[GL. -1.5~-2.0m]の水飽和率（※1.0で完全飽和を意味する）



◆風化部（浅部）[GL. -1.5~-2.0m]の圧力変化量（※1.0で1気圧分の変化量に相当する）



## 7.2 豪雨発生時における崩壊危険箇所抽出について

三次元浸透流解析を用いた豪雨発生時における崩壊危険箇所抽出に向けて下記のような事項に着目し、今後分析を進めることとする。

- 20日未明の豪雨直後の地表水や地盤内の圧力変化量の分布と、崩壊地を照らし合わせることによって、崩壊に関連する水の流れの特徴を分析する。

(例えば、谷の源頭部から尾根にかけて、通常では地表水が分布しないが豪雨時には地表水が分布する箇所、あるいは地盤内の圧力上昇の大きい箇所は、崩壊地との関連性があるように見える。)

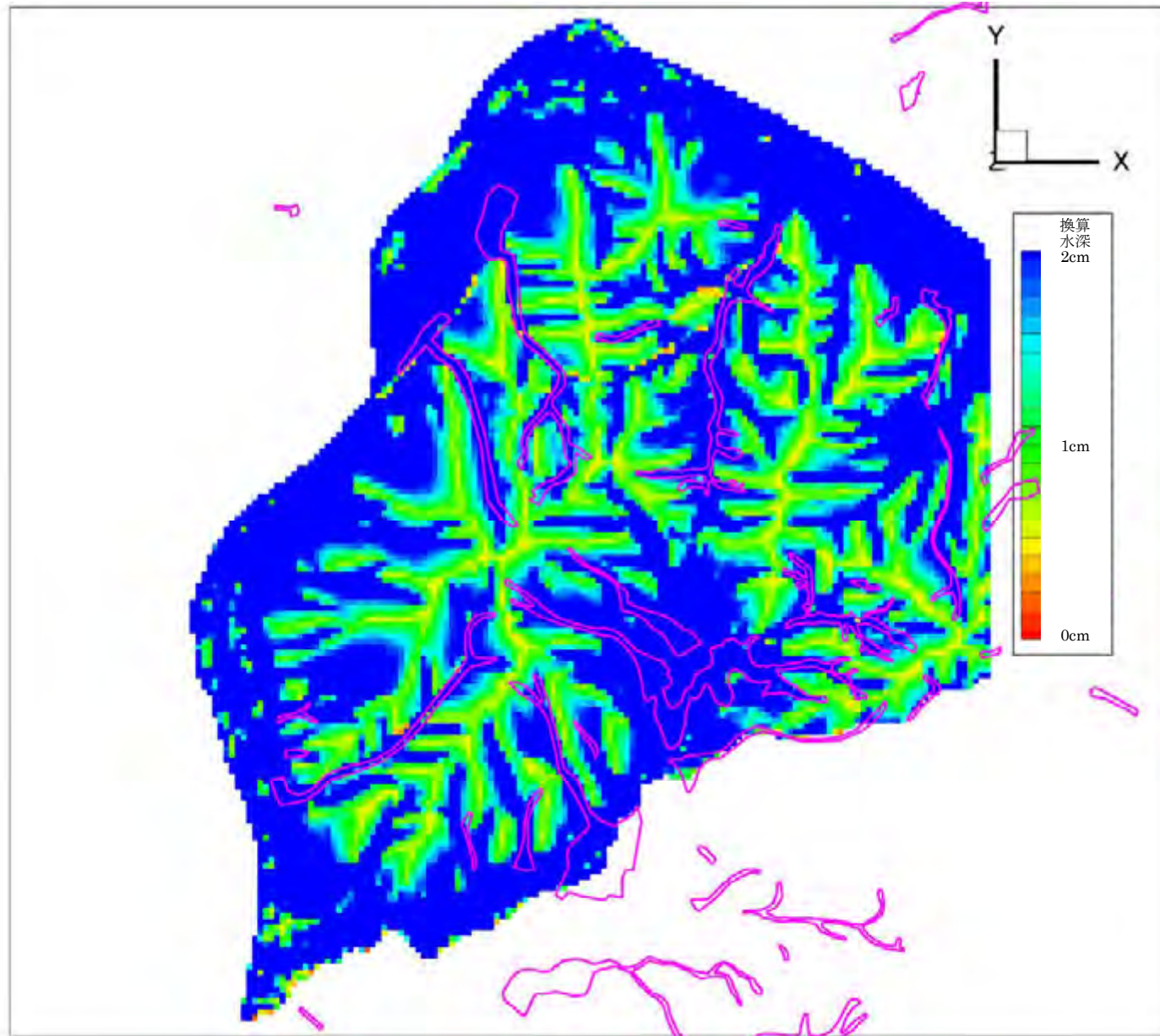


図 7.2.1 地表水の飽和率の分布+崩壊箇所の重ね合せ図

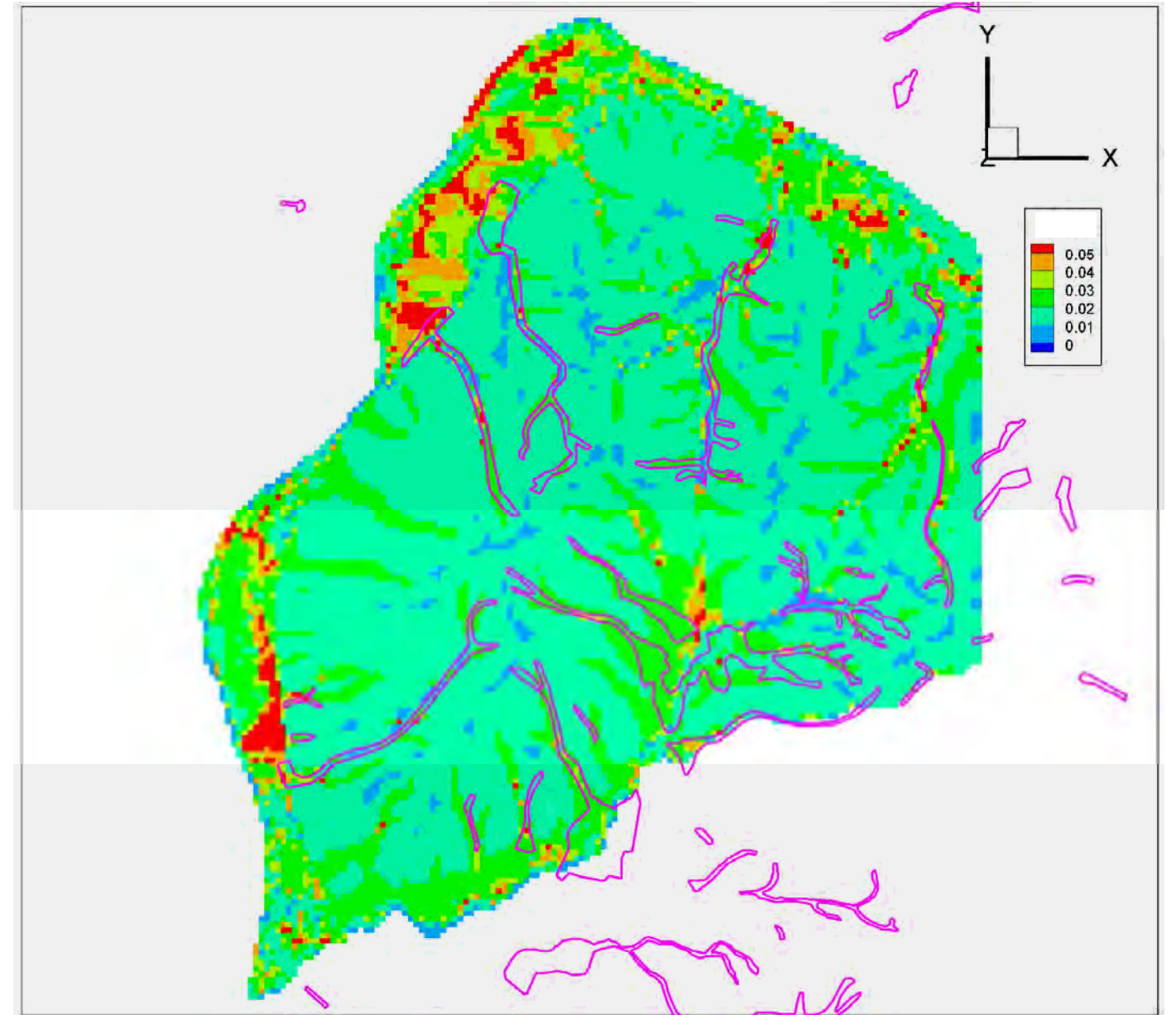


図 7.2.2 風化部（浅部）の圧力変化量の分布+崩壊箇所の重ね合せ図