

山地災害の発生機構について

1. 土砂収支計算結果

- 1.1 土砂量算定結果 1-1-1
- 1.2 高松山土砂収支計算結果 1-2-1

2. 三次元浸透流解析結果

- 2.1 解析手法・モデルおよび条件 2-1-1
- 2.2 解析結果 2-2-1
- 2.3 降雨条件の異なる解析結果の比較 2-3-1

3. 山地災害発生機構

- 3.1 崩壊－土石流の発生機構 3-1-1
- 3.2 崩壊－土石流のタイプと対策方針 3-2-1

1. 土砂収支計算結果

1.1 土砂量算定結果

第1回検討会において指摘があった高松山の土砂量算定結果について、以下の見直しを行った。

(1) 元データの見直し

H26 航空レーザー計測結果は、差分計算を行った H21 の取得データに対して平面座標が 0.5mずれていた。このことから、H26 データを同一座標に加工し（平均化によるスムージング）解析を行っていた（高松山のみ）。

今回の見直しでは、H21 と同一座標の H26 航空レーザー計測結果（国土交通省貸与）を入手し、これを用いて再解析を行った。

見直し前後の土砂量算定結果を表 1.1.1 に示す。各流域の流出土砂量及び生産土砂量（流域毎、 km^2 あたり）について図 1.1.1 及び 1.1.2 に示す。

表 1.1.1(1) 前回計算結果

区分	箇所	単位	花崗岩類								変成岩類		
			高松山ケ-2	高松山ケ-3	高松山ケ-4	高松山ケ-6	宇那木山	登龍	東山	寺側	犬屎鳴山ケ-A	犬屎鳴山ケ-B	美濃越
集水面積		km^2	0.101	0.061	0.114	0.073	0.168	0.175	0.246	0.054	0.314	0.628	0.246
土砂量	流出土砂量	m^3	17,684	27,206	17,285	12,962	18,305	5,706	3,177	3,381	52,376	87,768	11,986
	生産土砂量	m^3	18,831	27,599	17,987	15,330	24,551	7,789	10,076	3,775	65,865	139,523	15,397
	堆積土砂量	m^3	1,147	393	702	2,368	6,246	2,083	6,900	393	13,488	51,755	3,411
当り土砂量	流出土砂量	m^3/km^2	175,089	446,000	151,623	177,562	108,966	32,610	12,920	62,572	166,781	139,661	48,699
	生産土砂量	m^3/km^2	186,446	452,443	157,781	210,000	146,144	44,514	40,986	69,849	209,732	222,016	62,558
	堆積土砂量	m^3/km^2	11,356	6,443	6,158	32,438	37,178	11,904	28,065	7,277	42,951	82,355	13,859

表 1.1.1(2) 今回計算結果

区分	箇所	単位	花崗岩類								変成岩類		
			高松山ケ-2	高松山ケ-3	高松山ケ-4	高松山ケ-6	宇那木山	登龍	東山	寺側	犬屎鳴山ケ-A	犬屎鳴山ケ-B	美濃越
集水面積		km^2	0.101	0.061	0.114	0.073	0.168	0.175	0.246	0.054	0.314	0.628	0.246
土砂量	流出土砂量	m^3	9,279	15,591	13,446	7,395	18,305	5,706	3,177	3,381	52,376	87,768	11,986
	生産土砂量	m^3	11,548	15,816	15,157	11,735	24,551	7,789	10,076	3,775	65,865	139,523	15,397
	堆積土砂量	m^3	2,268	225	1,711	4,340	6,246	2,083	6,900	393	13,488	51,755	3,411
当り土砂量	流出土砂量	m^3/km^2	91,875	255,595	117,946	101,304	108,966	32,610	12,920	62,572	166,781	139,661	48,699
	生産土砂量	m^3/km^2	114,333	259,276	132,954	160,751	146,144	44,514	40,986	69,849	209,732	222,016	62,558
	堆積土砂量	m^3/km^2	22,458	3,681	15,008	59,447	37,178	11,904	28,065	7,277	42,951	82,355	13,859

前回計算結果と比較して高松山では土砂量が 70~30%減少。

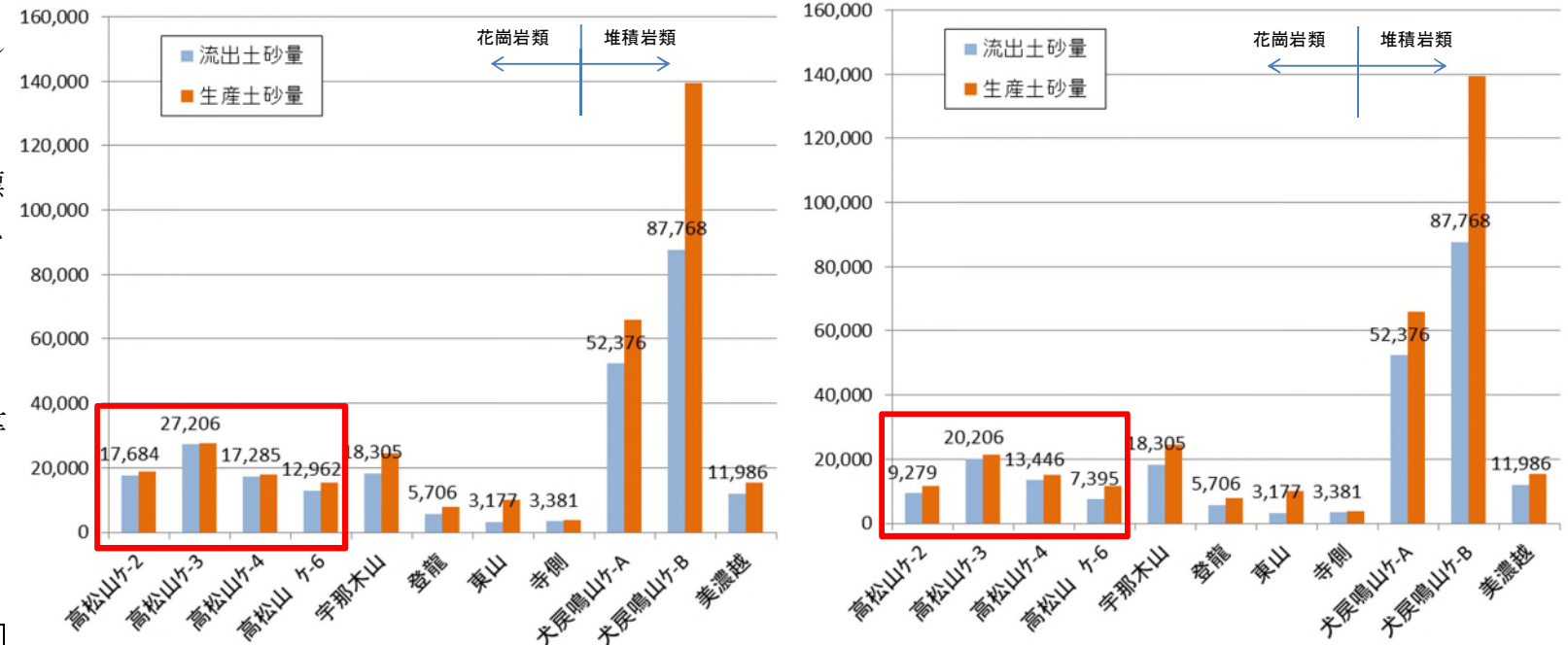


図 1.1.1 各流域の土砂量（左；前回計算結果、右；今回計算結果）

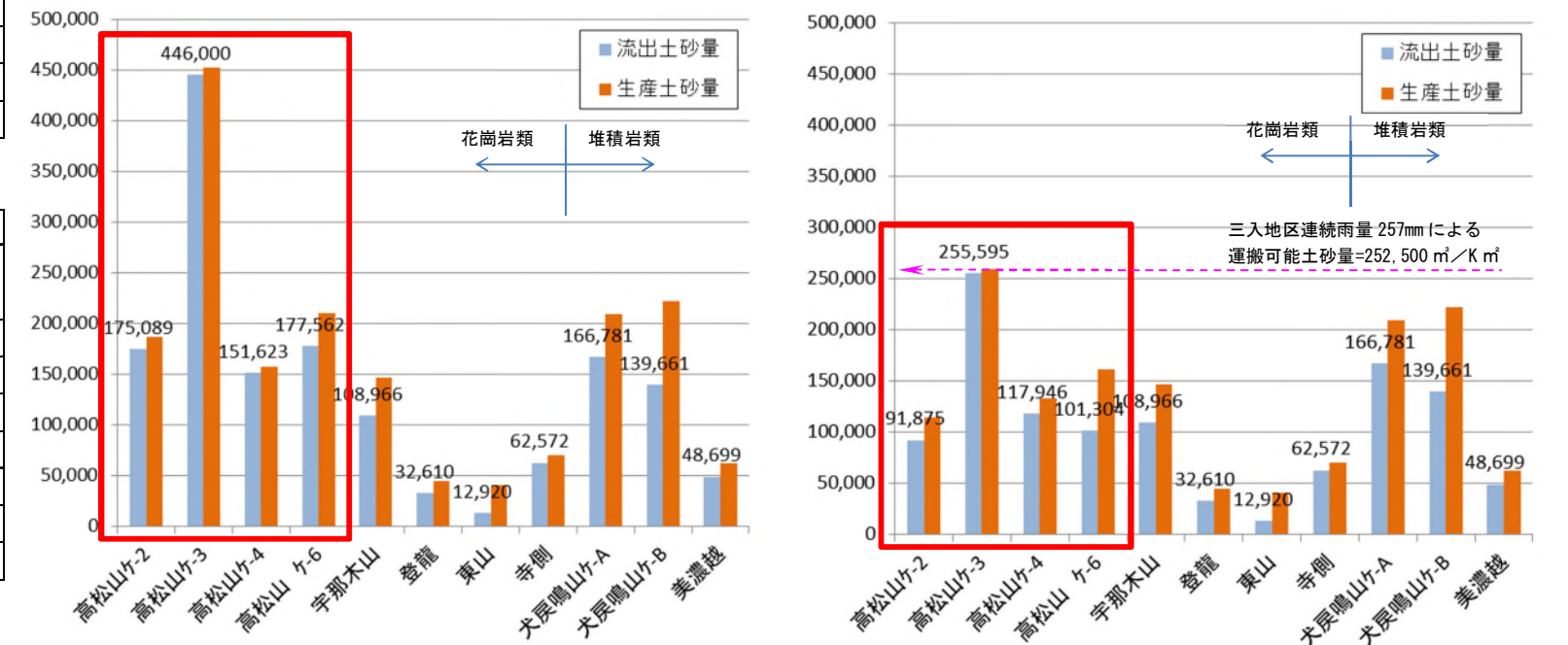


図 1.1.2 各流域の km^2 あたり土砂量（左；前回計算結果、右；今回計算結果）

(2) 実測縦断図を用いた検証

高松山ヶ-3は、災害関連緊急治山事業の導入に伴い実測による溪床縦断測量が実施されている。

航空レーザ計測値の精度を確認することを目的として、①実測値、②H26 航空レーザ計測値、③H21 航空レーザ計測値 による縦断図を重ね合わせた (図 1. 1. 3)。

この結果、図 1. 1. 3 にみるように、H26 航空レーザ計測値と実測値による溪床縦断線はほぼ一致していることから、今回得られたヶ-3 の生産土砂量・流出土砂量は、計算結果として概ね正しいものとする。また、侵食深は深い箇所では7.5~8.3mであり、現地状況と概ね一致する。

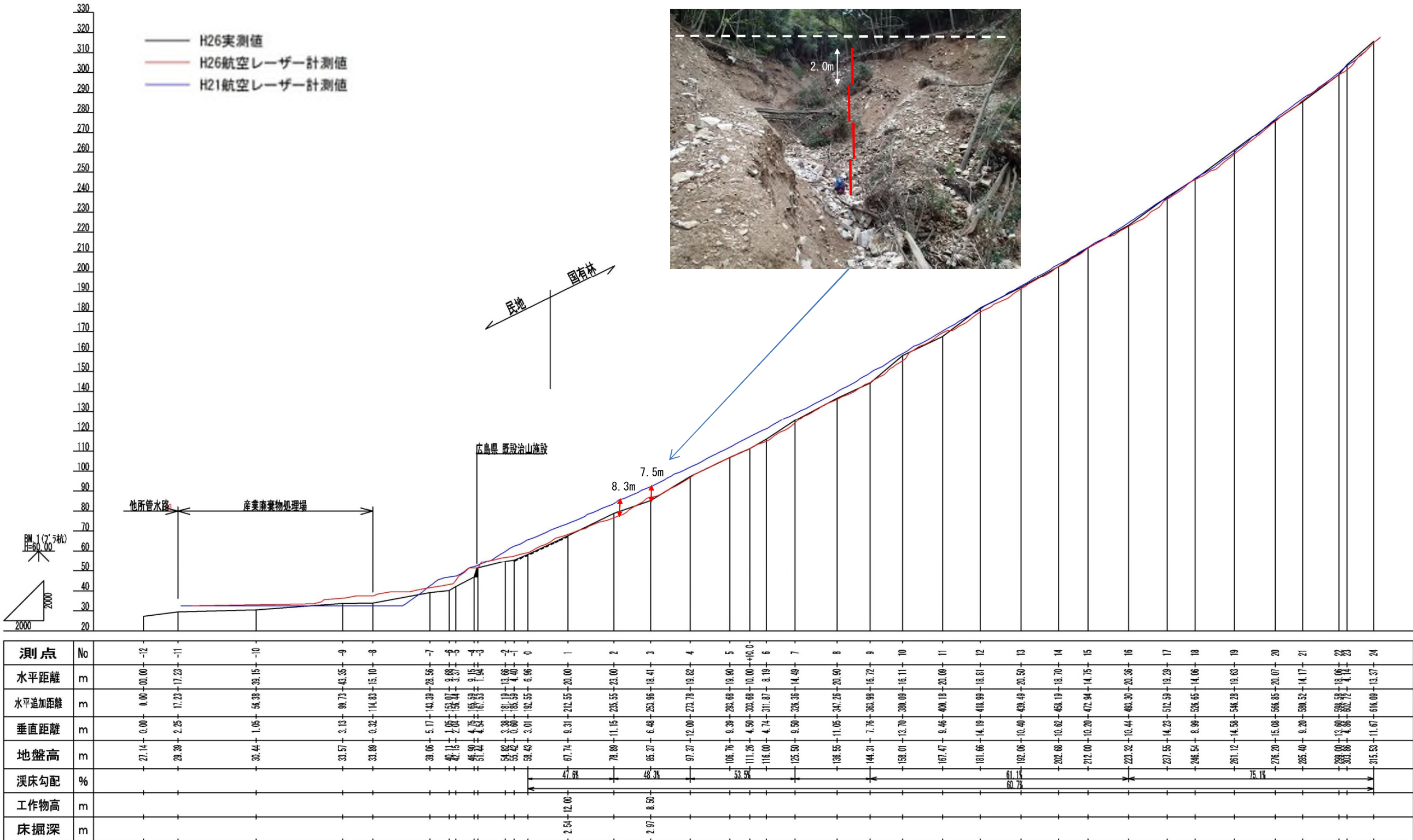


図 1. 1. 3 高松山ヶ-3 溪床縦断図重ね合わせ結果

1.2 高松山土砂収支計算結果

修正した土砂量算定結果に基づく高松山の差分図を図 1.2.1、土砂収支計画図を図 1.2.2 に示す。なお、灰色着色部分は第 1 回検討会における計算結果を示す。

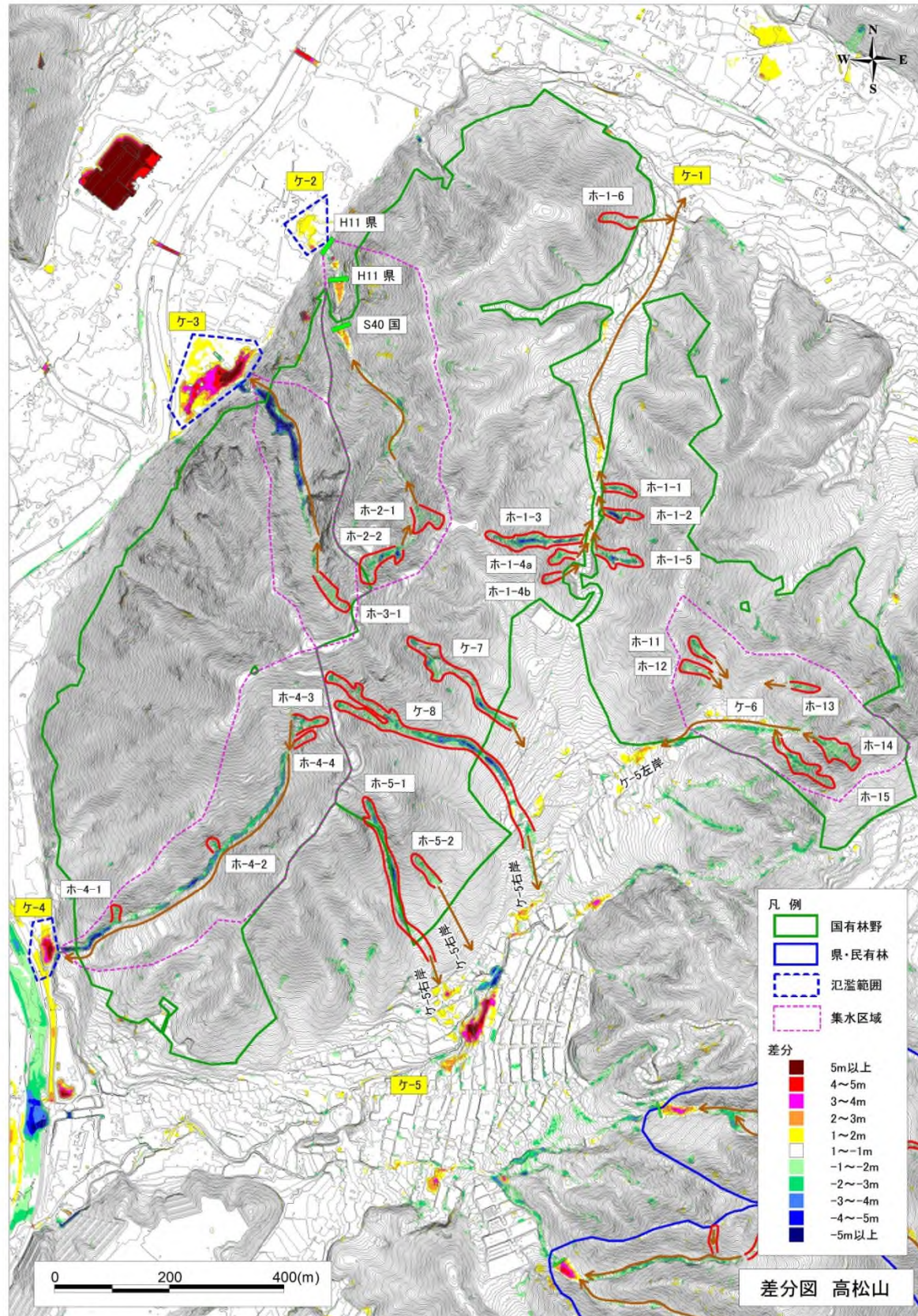


図 1.2.1 高松山差分図

※国土交通省太田川河川事務所の航空レーザー測量データ (H21, H26) を基に作成

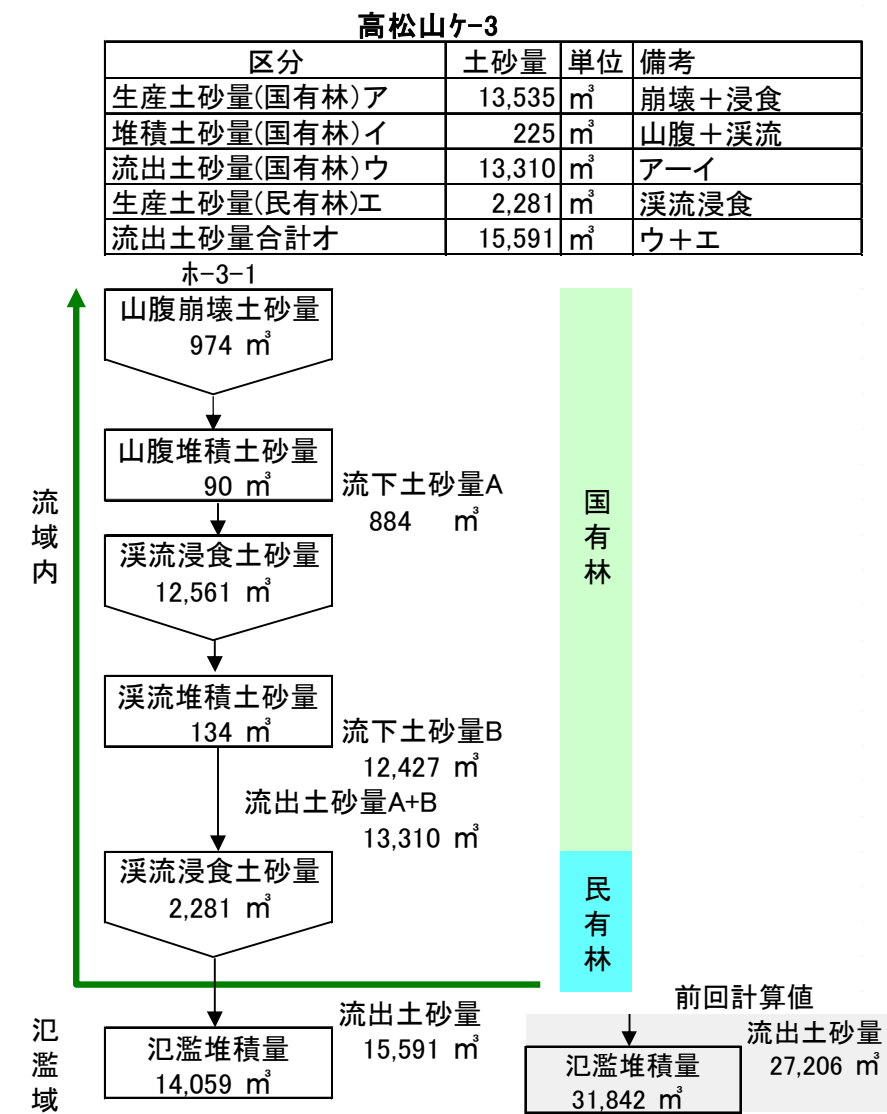
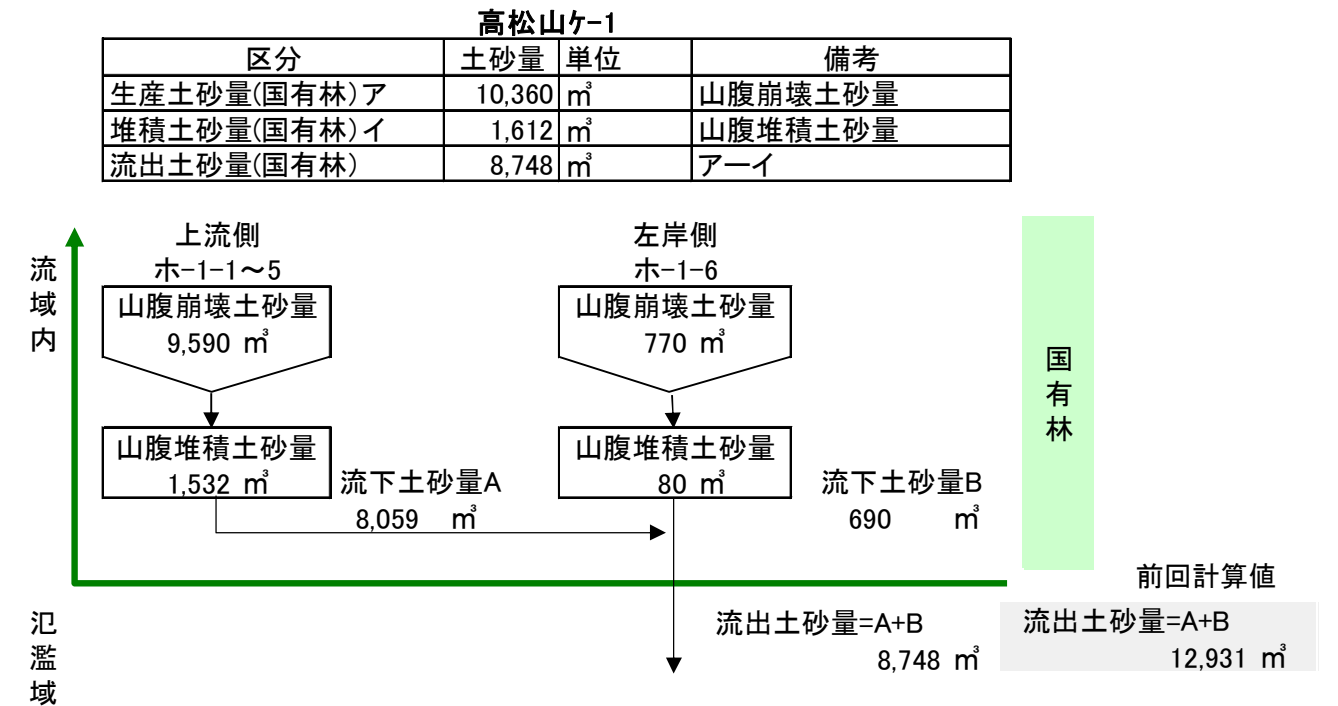


図 1.2.2(1) 高松山国有林 土砂収支図 (ケ-1, ケ-3)

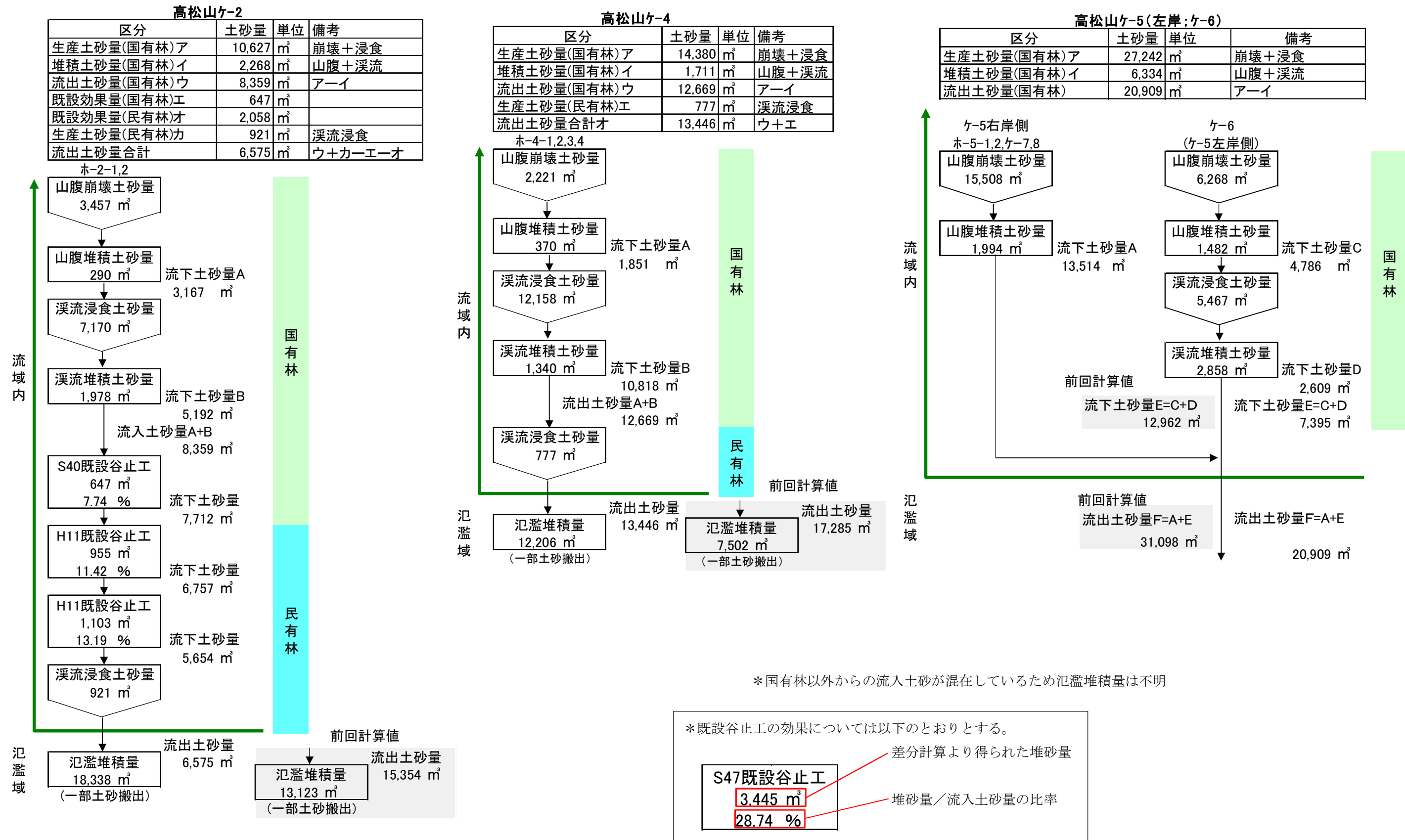


図 1.2.2(2) 高松山国有林 土砂収支図 (ケ-2, ケ-4, ケ-5, ケ-6)

2. 三次元浸透流解析結果

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。今回の災害では先行降雨がほとんどないなかで、豪雨が短時間に集中したことにより、被害が拡大した。

短時間豪雨による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った。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。

また、今回の災害と比較すると少ない時間雨量（先行降雨あり）で災害に及んだ平成 11 年（1999 年）6 月の広島市・呉市の土石流災害時の降雨条件、先行降雨がありその後今回同様の短時間豪雨を記録した平成 22 年（2010 年）庄原市豪雨災害の降雨条件を用いて、同解析を行い、雨の降りかたによる水理現象の比較を行った。

2.1 解析手法・モデルおよび条件

(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 2.1.1 参照）を用いた。

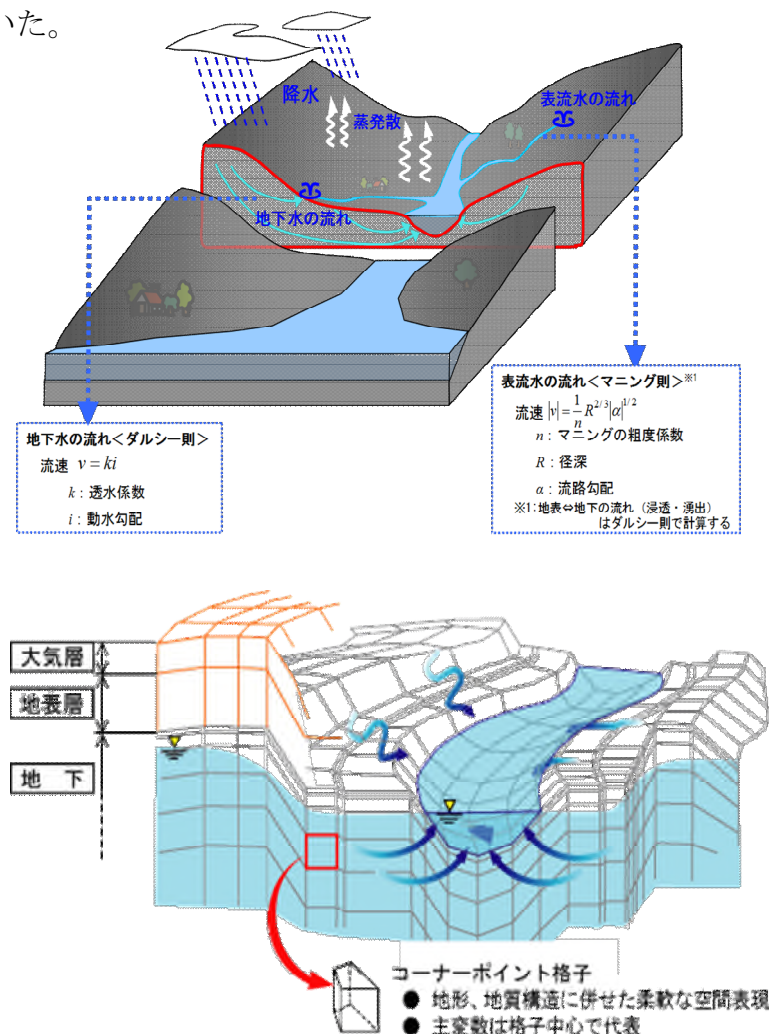


図 2.1.1 統合型水循環シミュレーションシステム（GETFLOWS）の計算原理とモデルの概念

(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 2.1.2）。基盤岩は地表から深度 5m まで風化部、深度 1m まで強風化部とした。表層土壌の層厚は、全域で一律 1m とした。

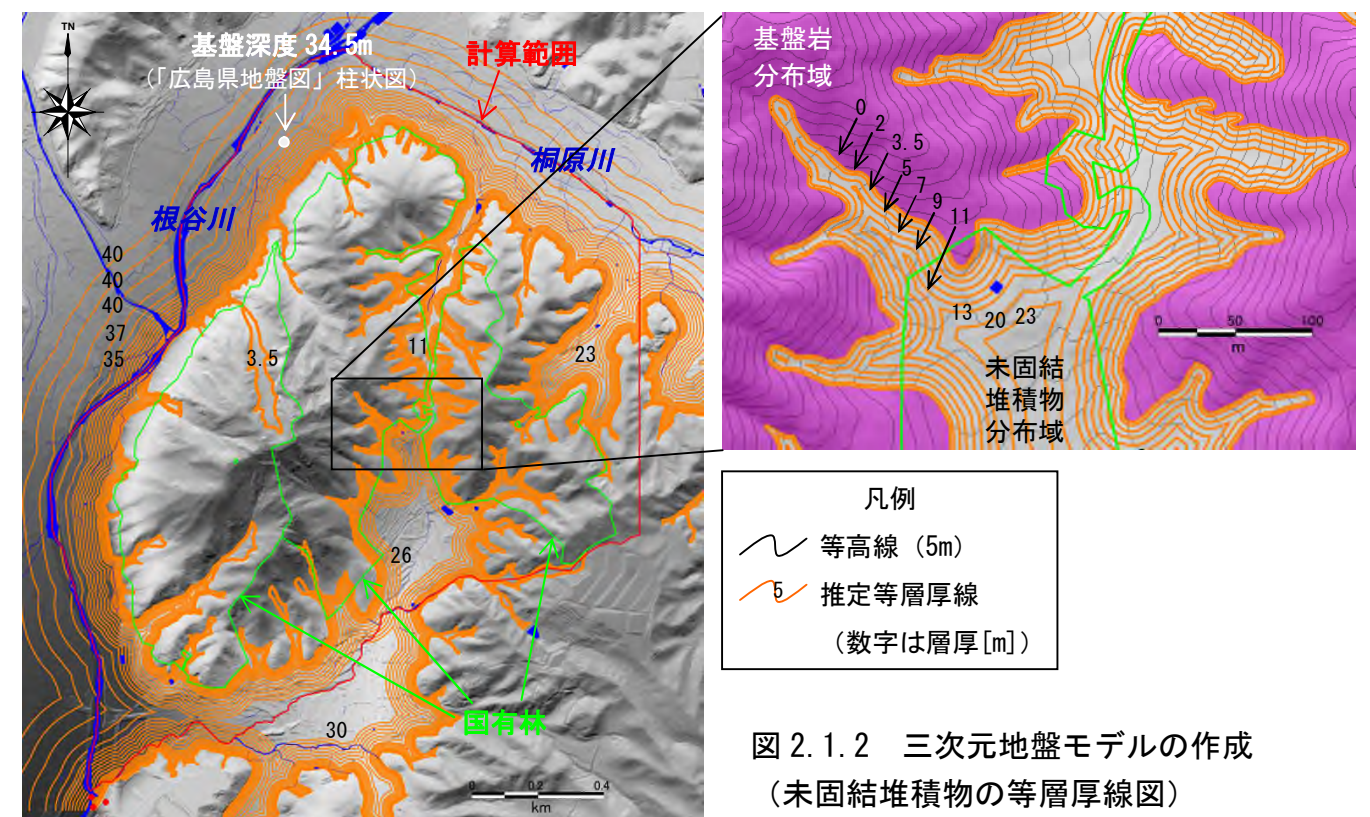


図 2.1.2 三次元地盤モデルの作成（未固結堆積物の等層厚線図）

(3) 解析条件

計算格子モデルは、図 2.1.3 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。

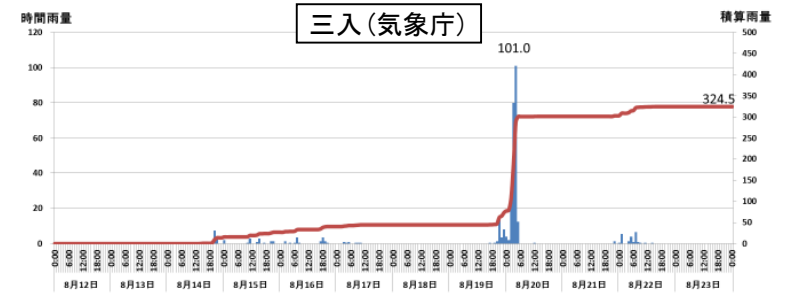
格子分割幅は、平面的には 12.5m、深度方向については図 2.1.3(2) に示すとおりである。

水理区分は、表層土壌、風化部が計算領域全体で一厚の厚さで分布し、その下に基盤岩（新鮮部）が分布するものとした。

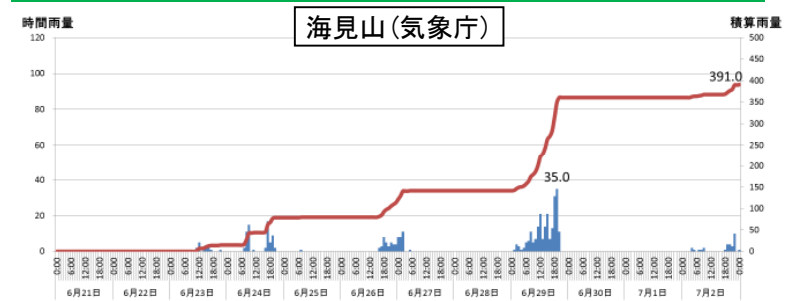
降雨条件は、今回の災害での解析では集中豪雨時を含む 8/18~8/23 の 6 日間における三入（アメダス観測点）における時間降雨量をもとに、時間単位の時系列データとして設定した（ケース 1）。

先行降雨あり・長雨型豪雨型の解析では、1999 年 6.29 災害の海見山（アメダス観測点）の時間降雨量をもとに同様の設定を行った（ケース 2）。また、先行降雨あり短時間豪雨型の解析では、2010 年 7.16 の庄原（アメダス観測地点としては大戸）の時間降雨量をもとに同様の設定を行った（ケース 3）。

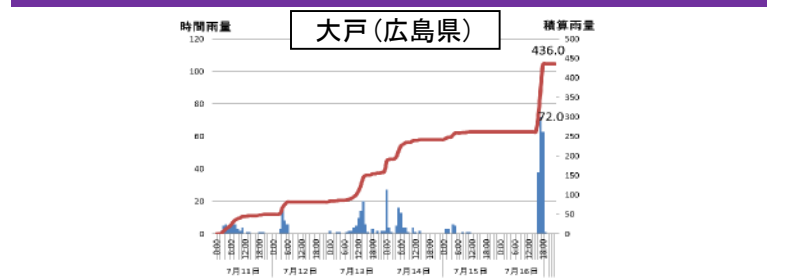
ケース1：2014年豪雨（先行降雨なし、短時間豪雨型）



ケース2：1999年豪雨（先行降雨あり、長雨型）



ケース3：2010年豪雨（先行降雨あり、短時間豪雨型）



降雨条件 (図 2.1.3 (2) 参照)
 ケース 1：2014 年豪雨
 ケース 2：1999 年豪雨
 ケース 3：2010 年豪雨

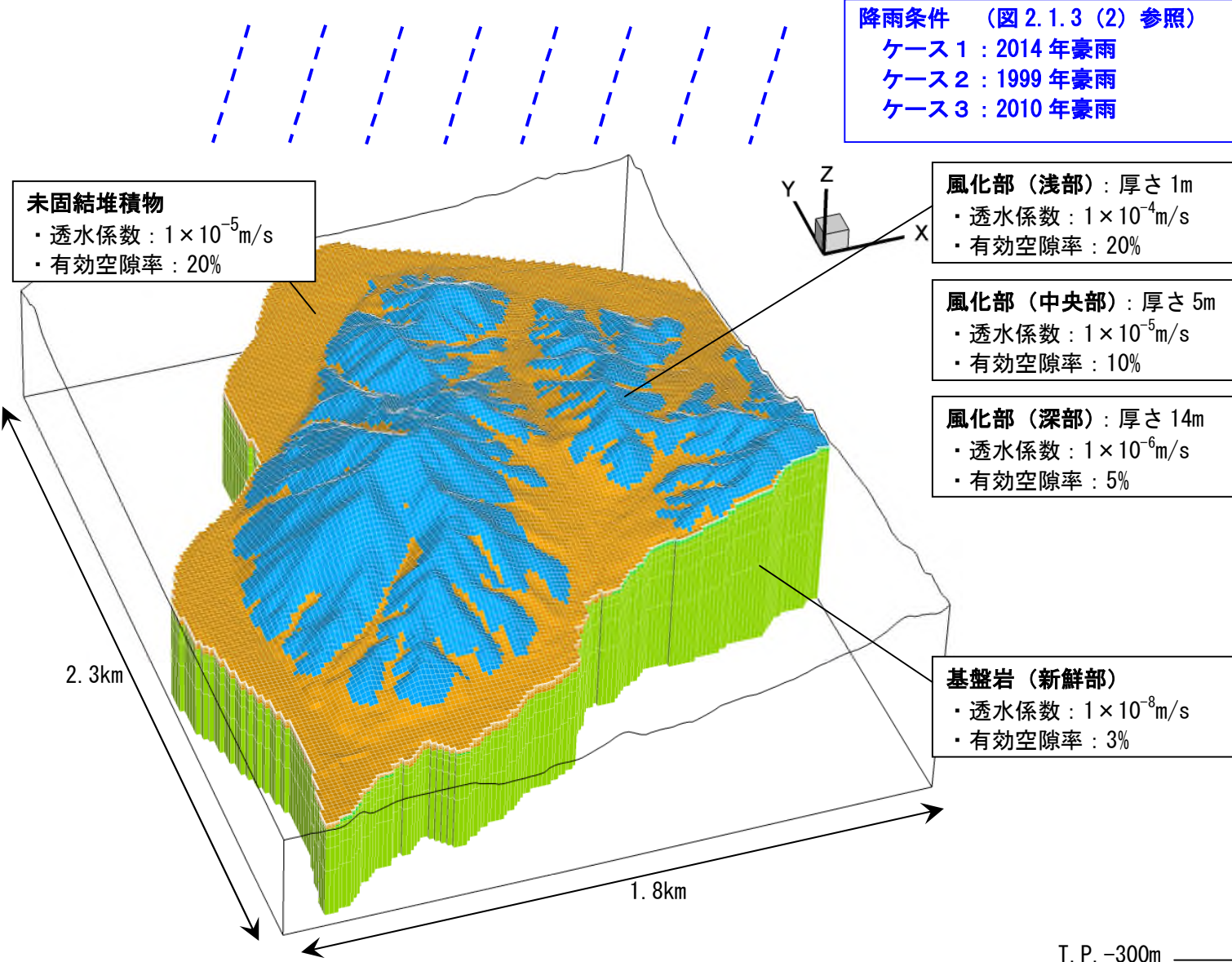


図 2.1.3(1) 計算条件 格子モデル（表層土壌を剥ぎ取って鳥瞰）

図 2.1.3(2) 計算条件 降雨条件

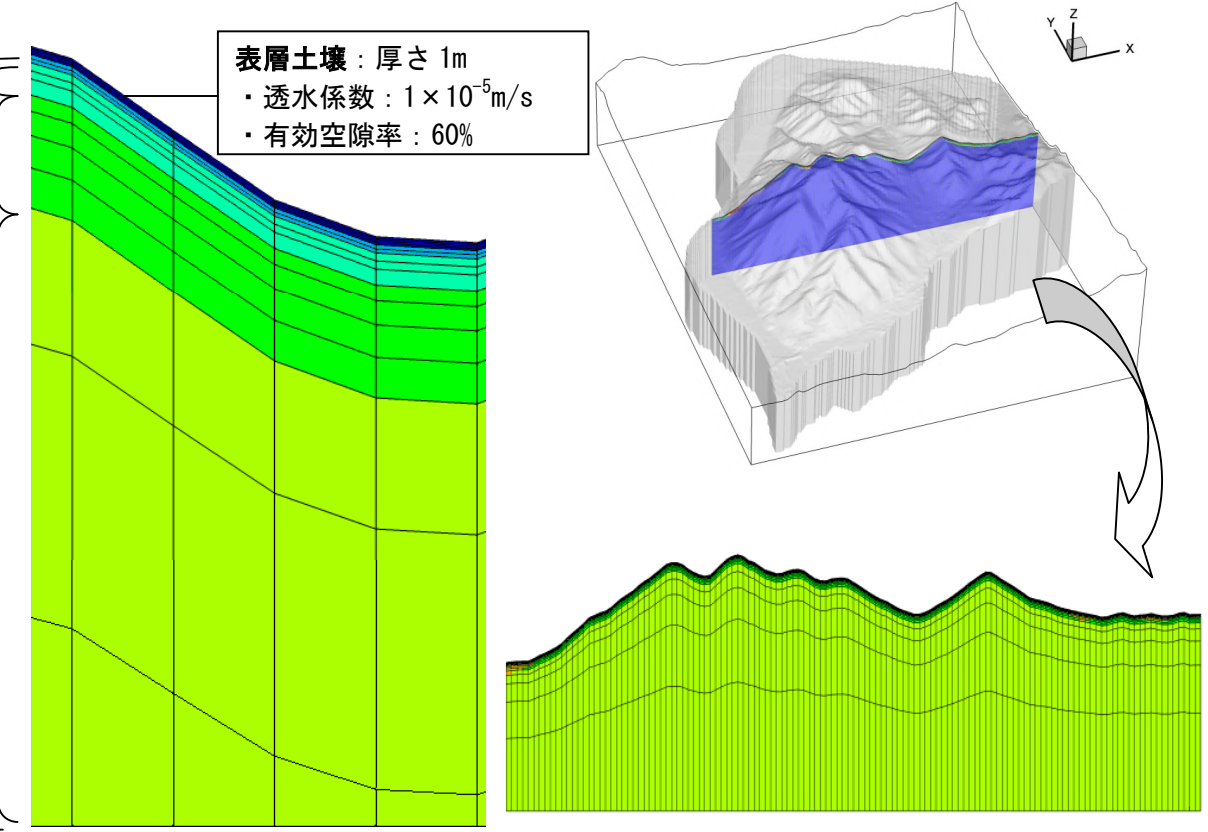


図 2.1.3(3) 計算条件 格子モデル（断面）

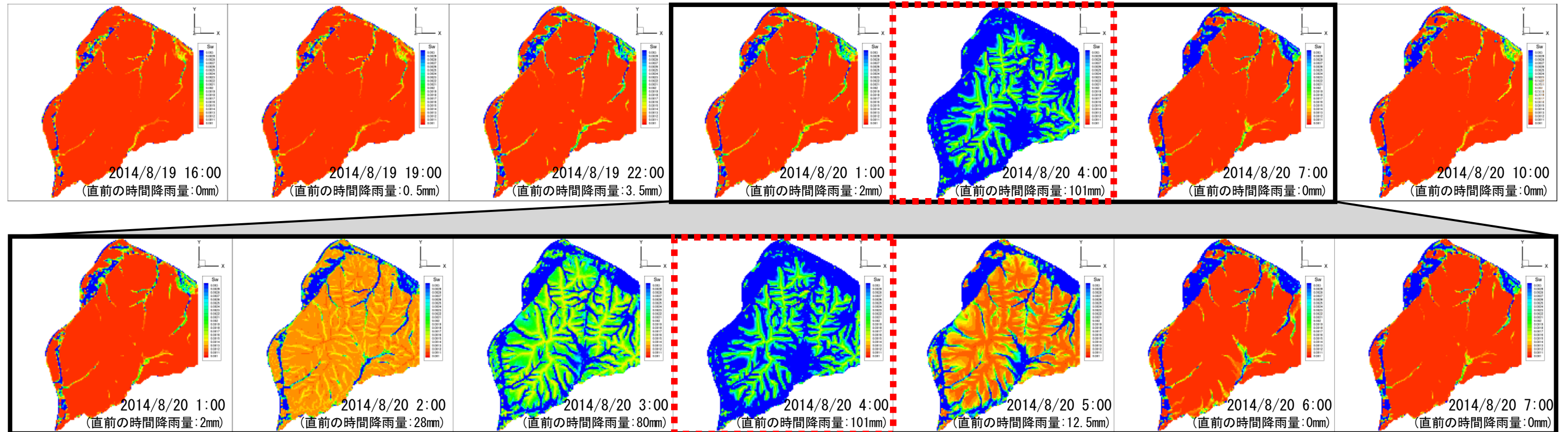
2.2 解析結果

(1) 2014年豪雨（先行降雨なし、短時間豪雨型）による計算結果

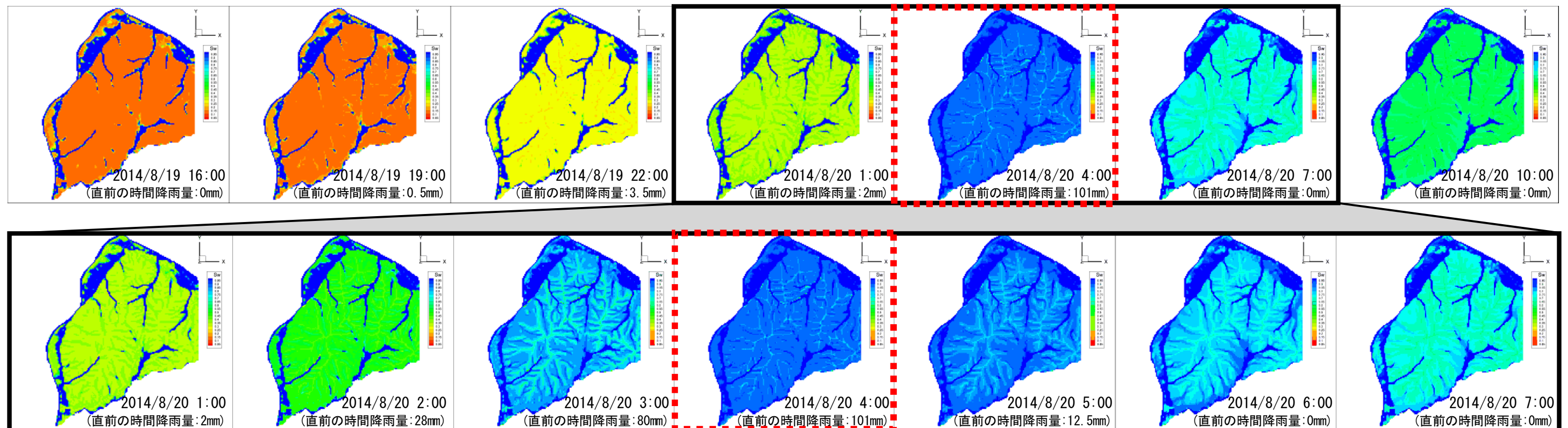
被災時の20日4:00にGL-0.00~0.25mの表層土壌の水飽和度はほとんど1に近づいており、地表の水深が急激に増加する。一方、GL-0.75m以深では大きな上昇はみられない。また、20日4:00頃には、尾根近くの0次谷や溪流の一部で圧力が上昇している。

ケース1：2014年豪雨
（先行降雨なし、短時間豪雨型）

◆ 地表の水深^{※1}（※1 平面格子 12.5m×12.5m に対する一律の水深を表す。）

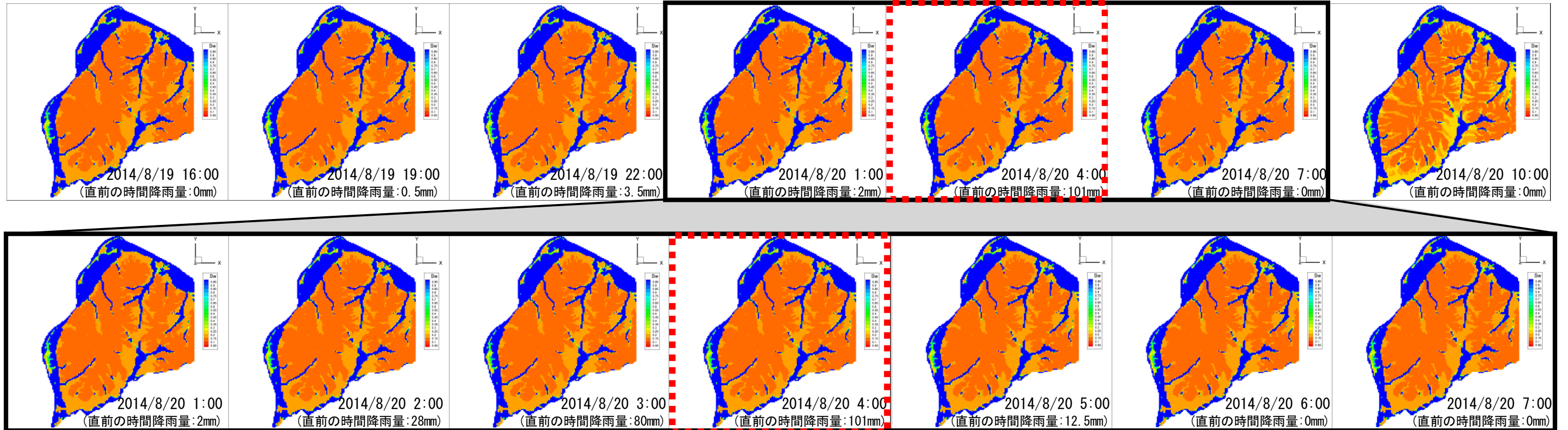


◆ [GL. 0~-0.25m]（地表付近の表層土壌）の水飽和率^{※2}（※2 空隙が完全飽和した状態を1.0とした場合の割合 1.0で完全飽和を意味する）

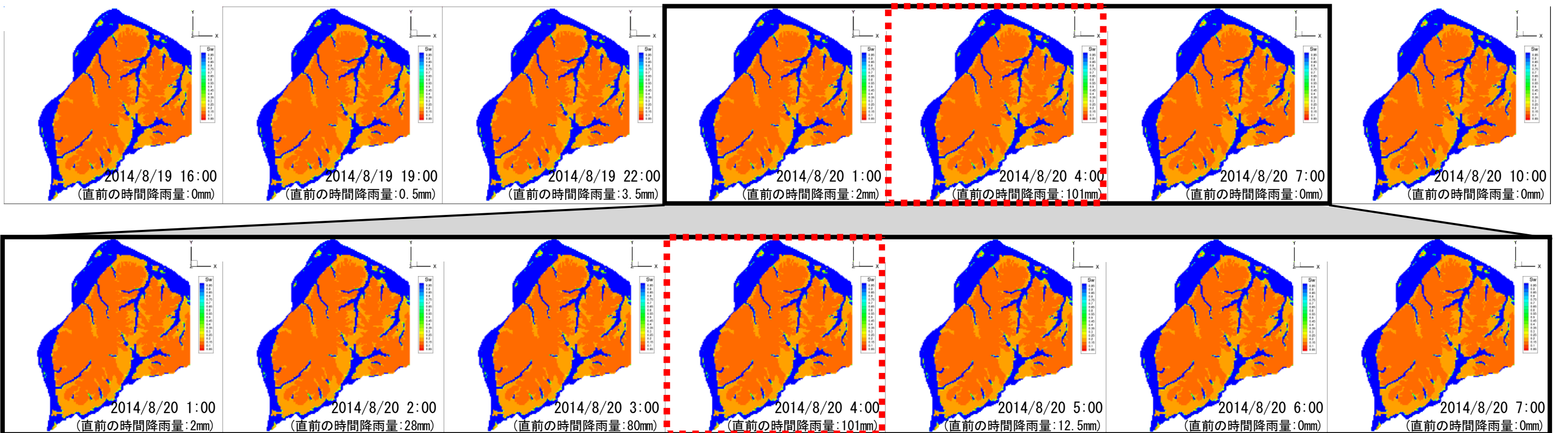


ケース1：2014年豪雨
(先行降雨なし、短時間豪雨型)

◆ [GL. -0.75~-1.0m] (表層土壌) の水飽和率^{※2} (※1.0で完全飽和を意味する)

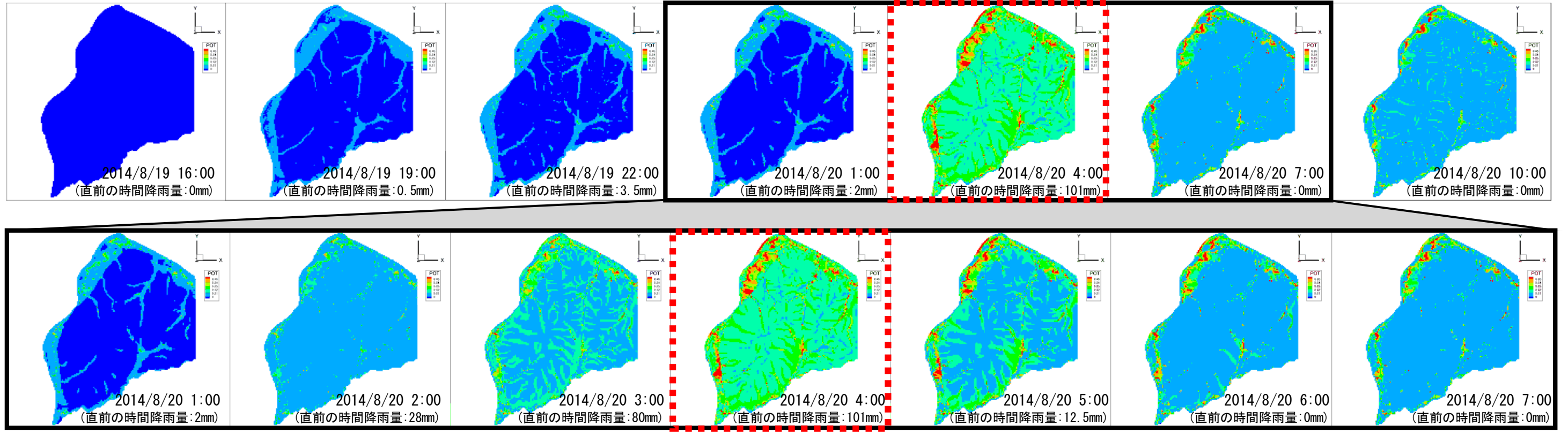


◆ [GL. -1.0~-1.5m] (岩盤風化部の浅部) の水飽和率^{※2} (※1.0で完全飽和を意味する)



ケース1：2014年豪雨
(先行降雨なし、短時間豪雨型)

◆ [GL. -0.75~-1.0m] (表層土壌) の圧力変化量^{※3} (※3 2014/8/19 16:00 からの変化量、1.0 で1気圧分の変化量に相当する)



◆ [GL. -1.0~-1.5m] (主に岩盤風化部の浅部) の圧力変化量^{※3} (※2014/8/19 16:00 からの変化量、1.0 で1気圧分の変化量に相当する)

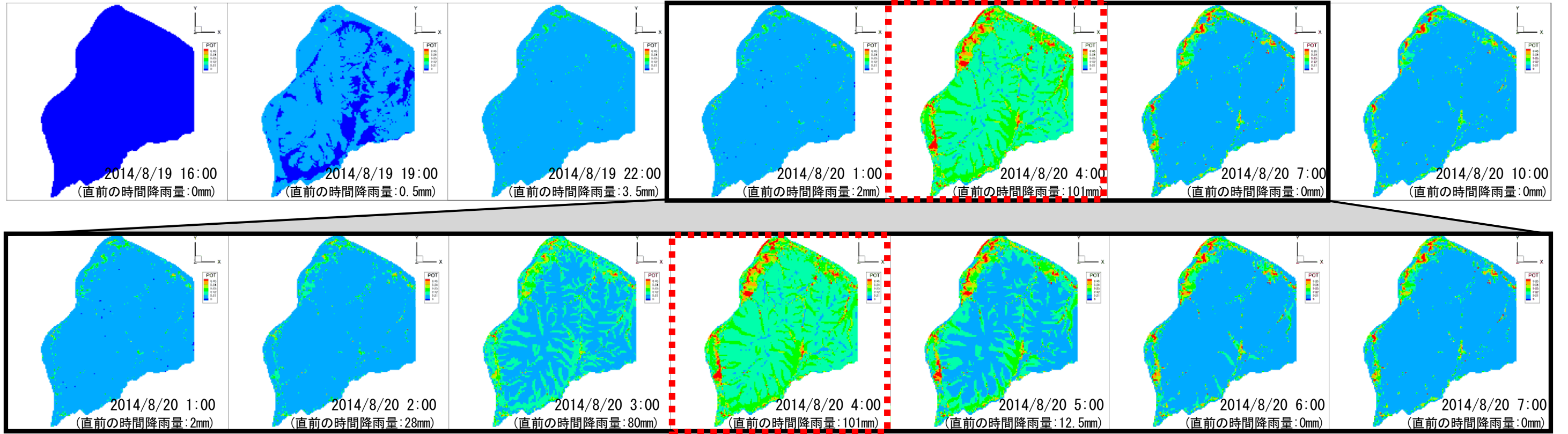


図 2.1.4、2.1.5 に豪雨時の地表水深、風化部の圧力変化量と今回の豪雨により荒廃した範囲(図中桃色線)を重ね合わせた。

発生域となった0次谷では、地表水深が上昇した位置であることが読み取れる。また、溪流沿いの特に地形変換点付近では、圧力上昇が大きいことが読み取れる。

これらの計算結果の傾向から、以下のような土石流の発生機構が推定される。

- ①発生源の位置する0次谷は飽和率や圧力の変化が大きな場である。
- ②溪流の地形変換点では圧力が大きくなり、溪床侵食や溪岸崩壊が容易に起きる場である。

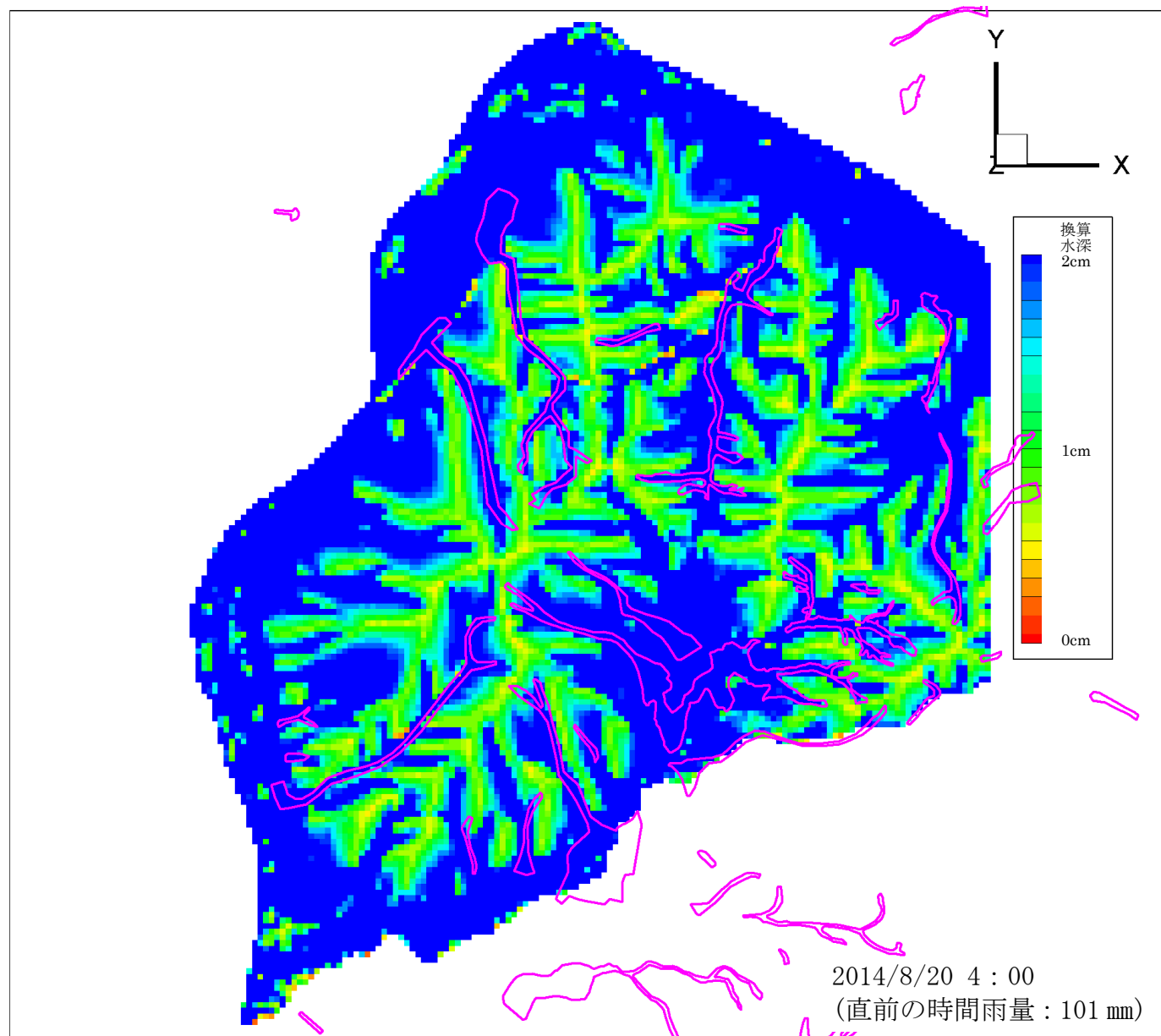


図 2.1.4 地表水深の分布+荒廃箇所の重ね合せ図

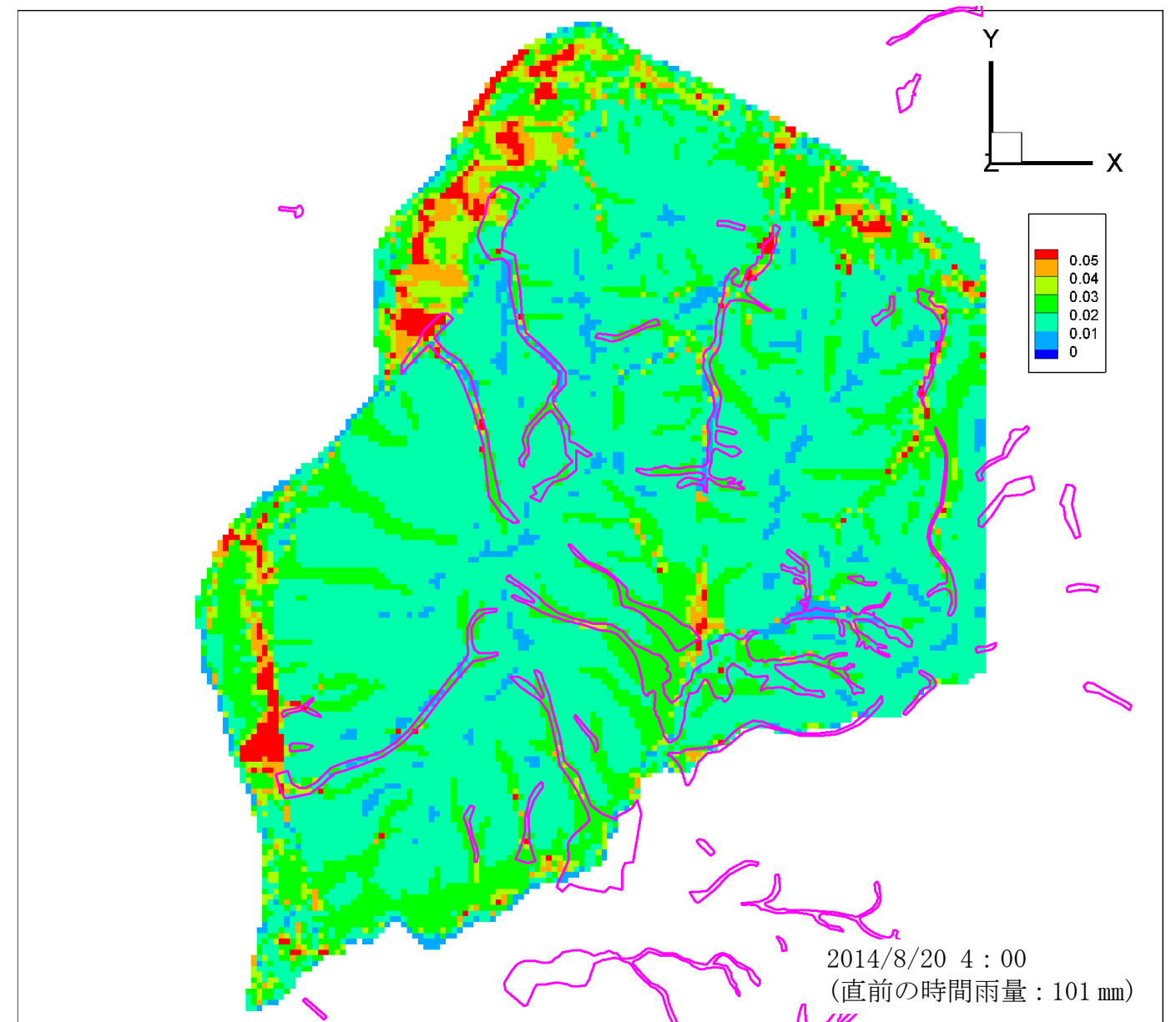


図 2.1.5 風化部（浅部）の圧力変化量の分布+荒廃箇所の重ね合せ図

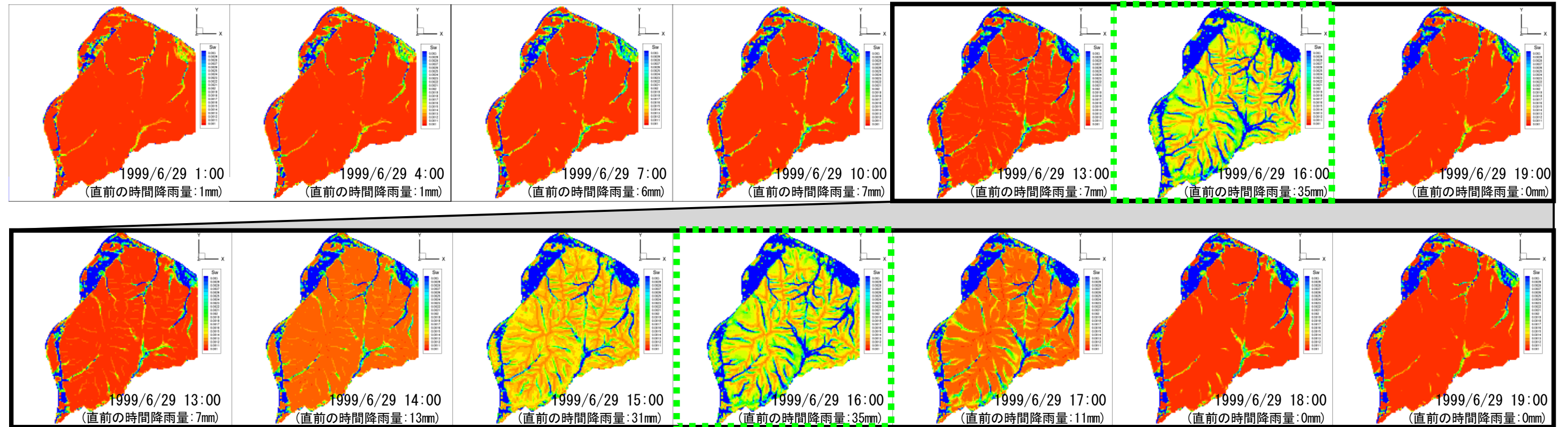
(2) 1999年豪雨（先行降雨あり、長雨型）による計算結果

同モデルに1999年豪雨の降雨条件を与え解析を行った結果を以降に示す。

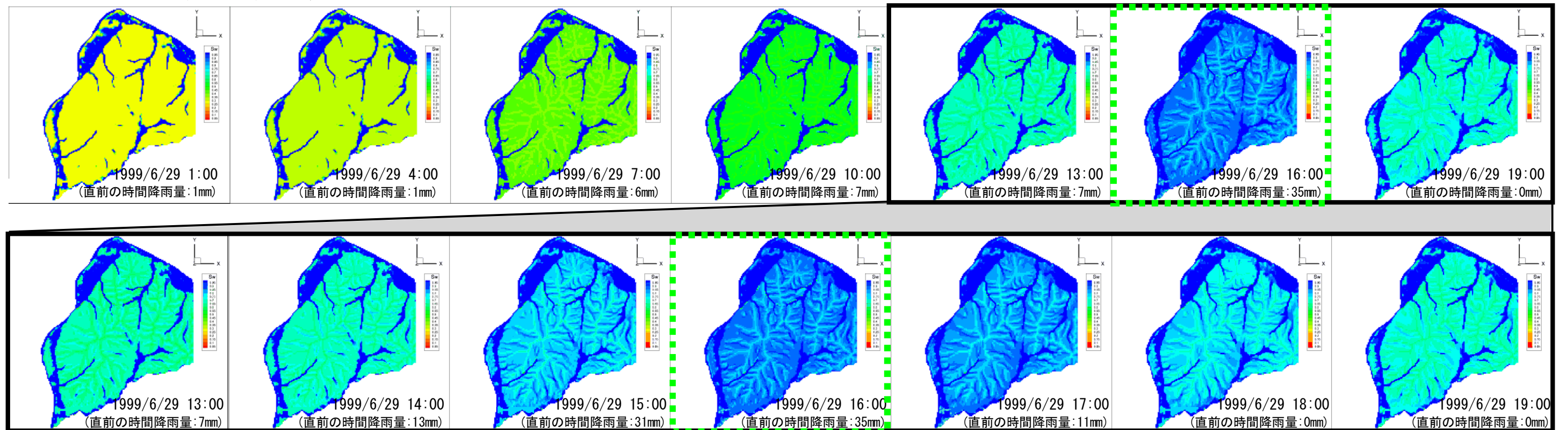
累積雨量がピークとなる6/29 16:00には、表層土壌に加え、GL-1.5mまでの水飽和度の上昇が見られる。

ケース2：1999年豪雨
（先行降雨あり、長雨型）

◆地表の水深※1

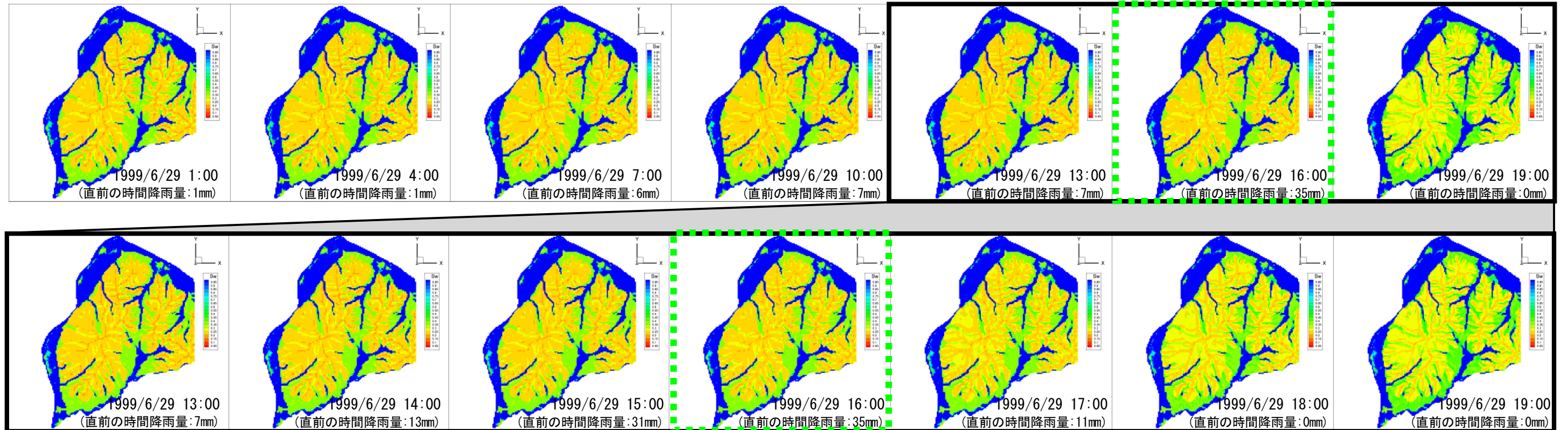


◆ [GL. 0~-0.25m]（地表付近の表層土壌）の水飽和率※2（※1.0で完全飽和を意味する）

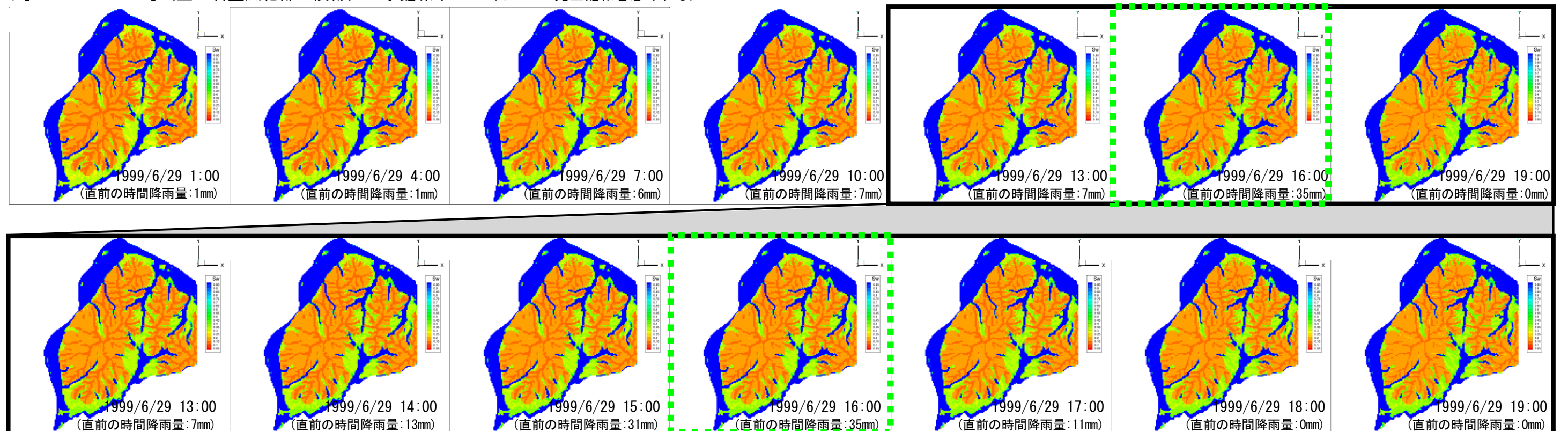


ケース2：1999年豪雨
(先行降雨あり、長雨型)

◆ [GL. -0.75~-1.0m] (表層土壌) の水飽和率^{※2} (※1.0で完全飽和を意味する)

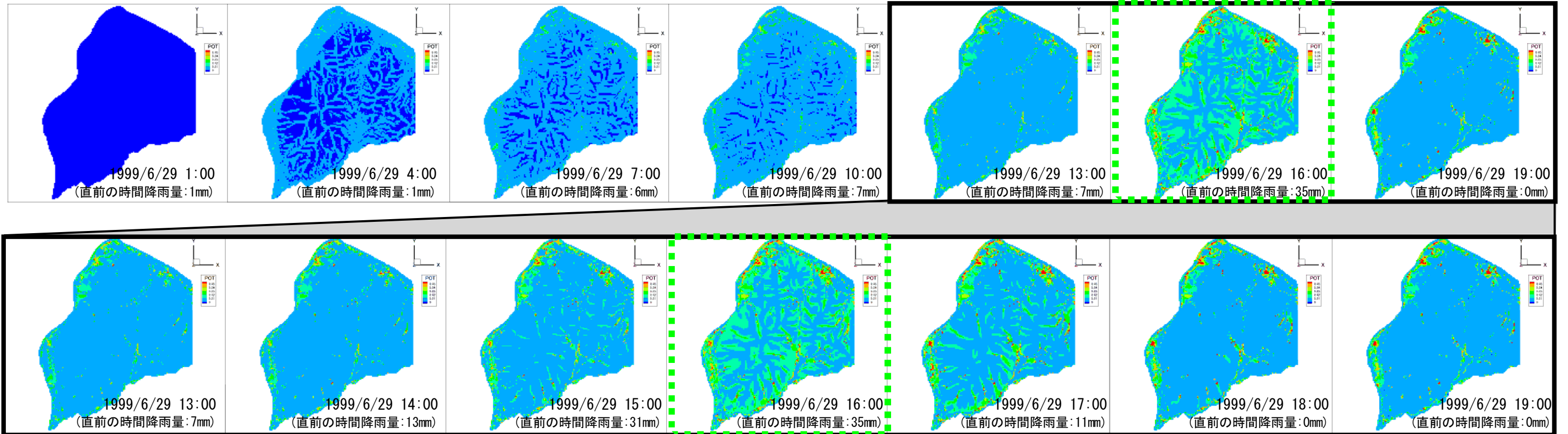


◆ [GL. -1.0~-1.5m] (主に岩盤風化部の浅部) の水飽和率^{※2} (※1.0で完全飽和を意味する)

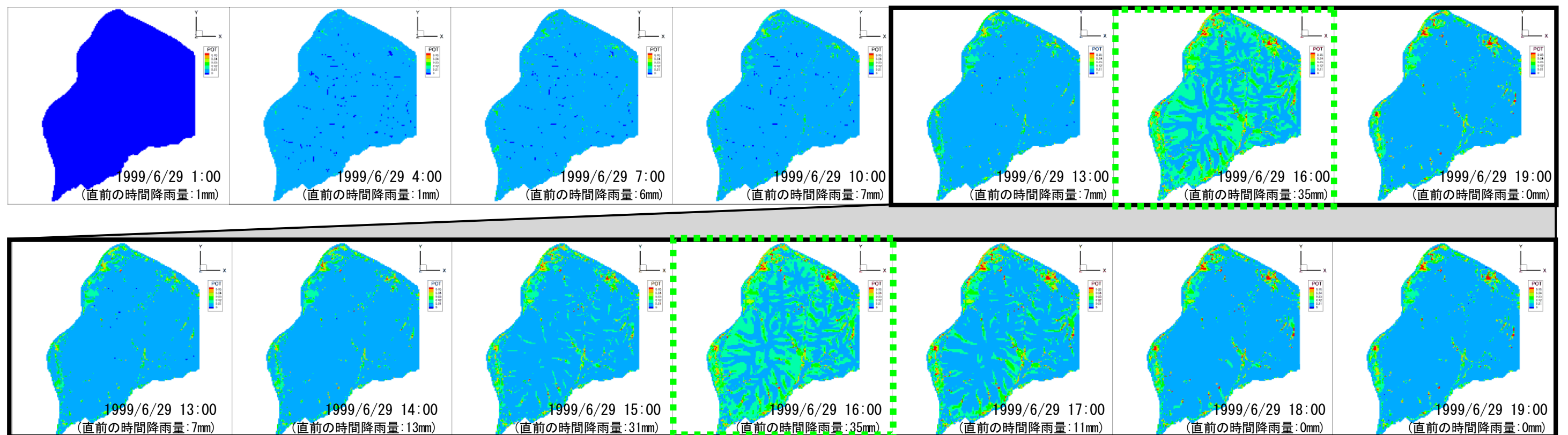


ケース2：1999年豪雨
(先行降雨あり、長雨型)

◆ [GL. -0.75~-1.0m] (表層土壌) の圧力変化量^{※3} (※3 1999/6/29 1:00 からの変化量、1.0 で1気圧分の変化量に相当する)



◆ [GL. -1.0~-1.5m] (主に岩盤風化部の浅部) の圧力変化量^{※3} (※1999/6/29 1:00 からの変化量、1.0 で1気圧分の変化量に相当する)



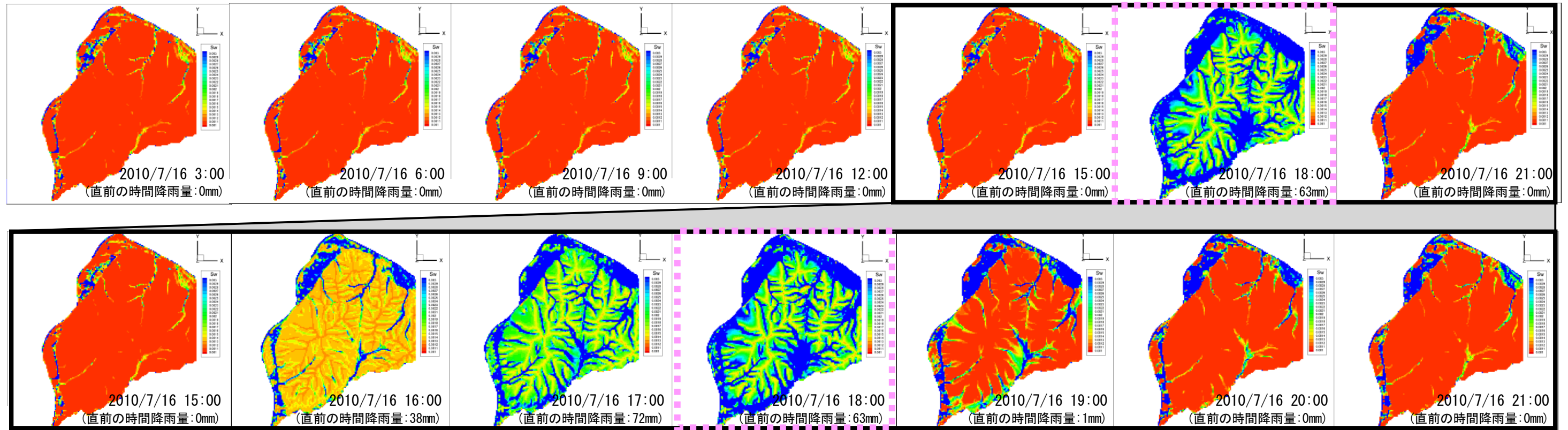
(3) 2010年豪雨（先行降雨あり、短時間豪雨）による計算結果

同モデルに2010年豪雨の降雨条件を与え解析を行った結果を以降に示す。

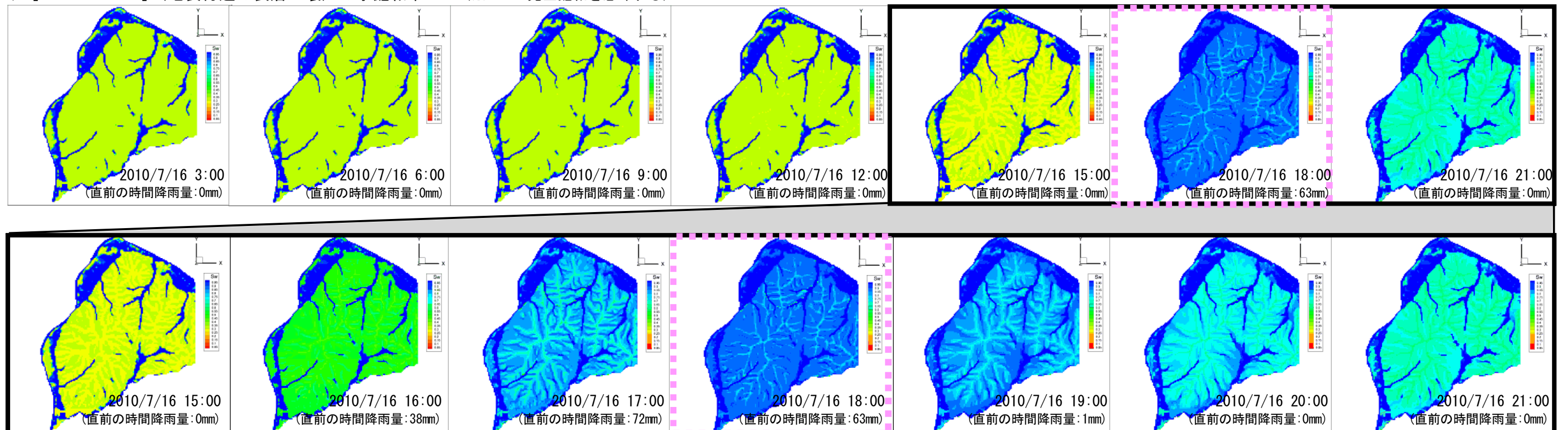
累積雨量がピークとなる7/16 18:00には、表層土壌に加え、GL-1.5mまでの水飽和度の上昇が見られる。

ケース3：2010年豪雨
（先行降雨あり、短時間豪雨型）

◆地表の水深※1

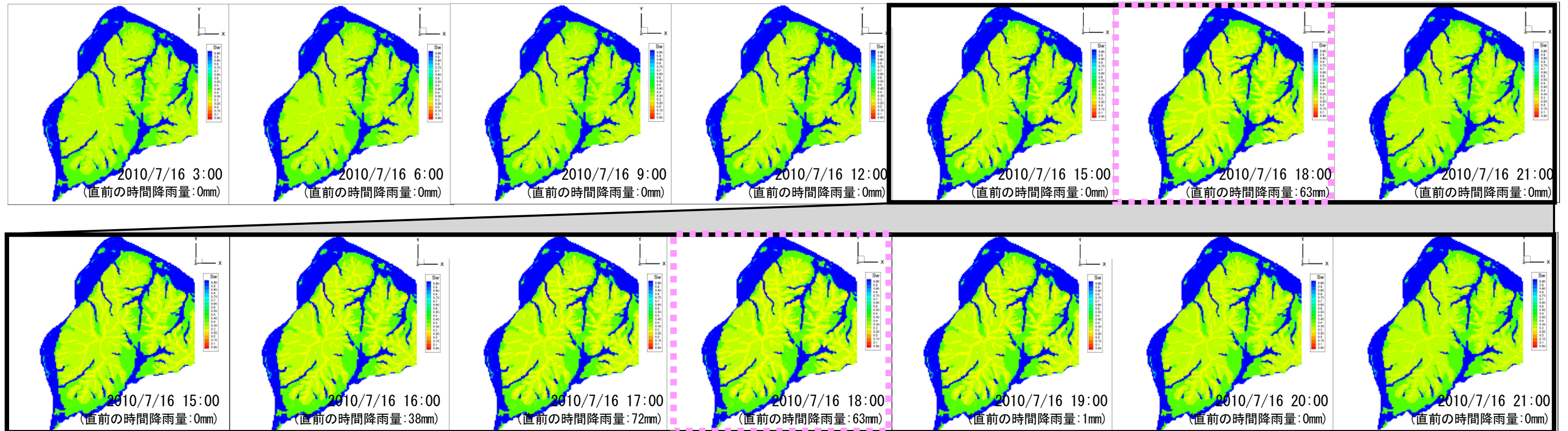


◆ [GL. 0~-0.25m]（地表付近の表層土壌）の水飽和率※2（※1.0で完全飽和を意味する）

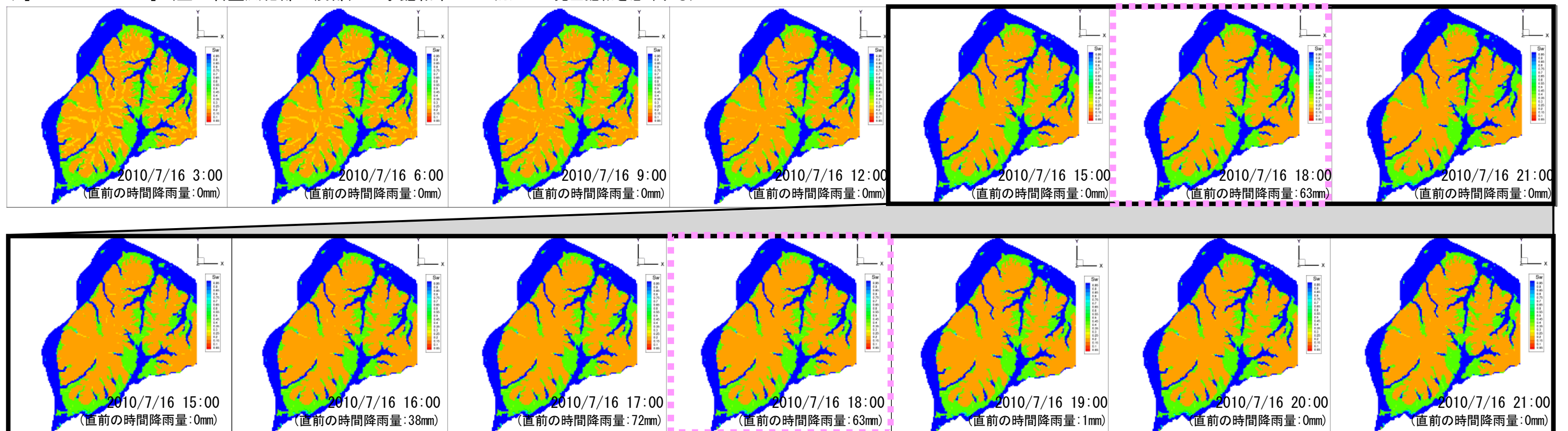


ケース3：2010年豪雨
(先行降雨あり、短時間豪雨型)

◆ [GL. -0.75~-1.0m] (表層土壌) の水飽和率^{※2} (※1.0で完全飽和を意味する)

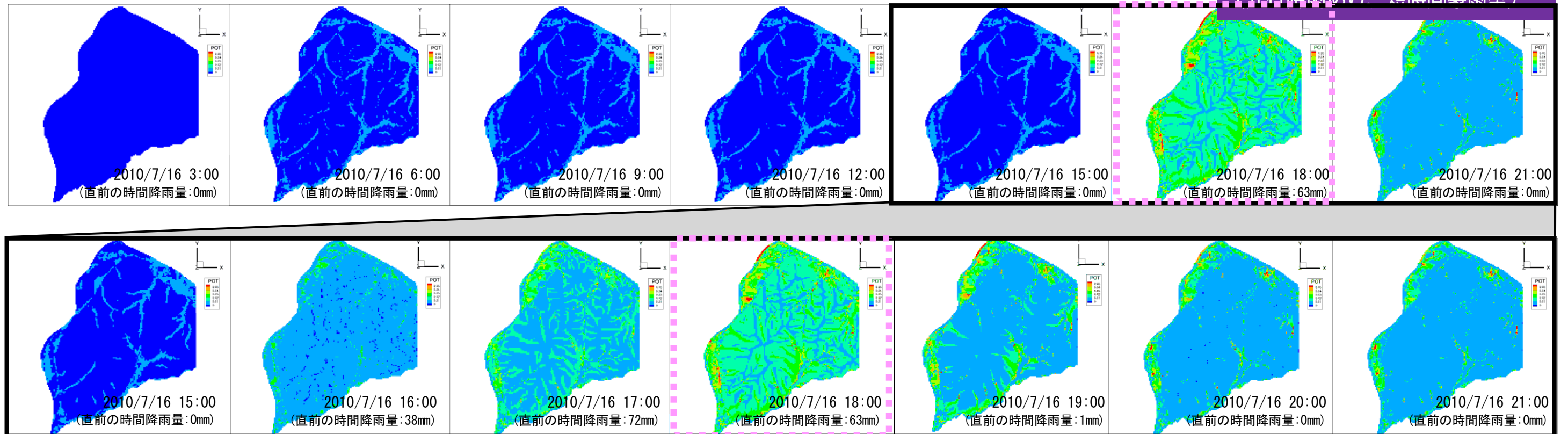


◆ [GL. -1.0~-1.5m] (主に岩盤風化部の浅部) の水飽和率^{※2} (※1.0で完全飽和を意味する)

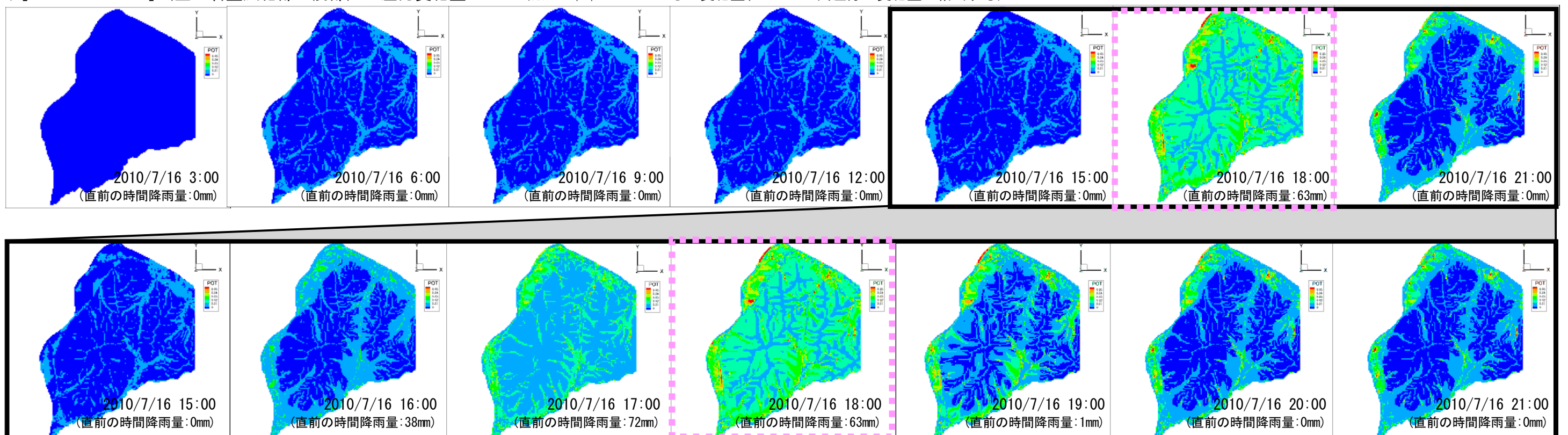


ケース3：2010年豪雨
(先行降雨あり、短時間豪雨型)

◆ [GL. -0.75~-1.0m] (表層土壌) の圧力変化量^{※3} (※3 2010/7/16 3:00 からの変化量、1.0 で1気圧分の変化量に相当する)



◆ [GL. -1.0~-1.5m] (主に岩盤風化部の浅部) の圧力変化量^{※3} (※2010/7/16 3:00 からの変化量、1.0 で1気圧分の変化量に相当する)



2.3 降雨条件の異なる解析結果の比較

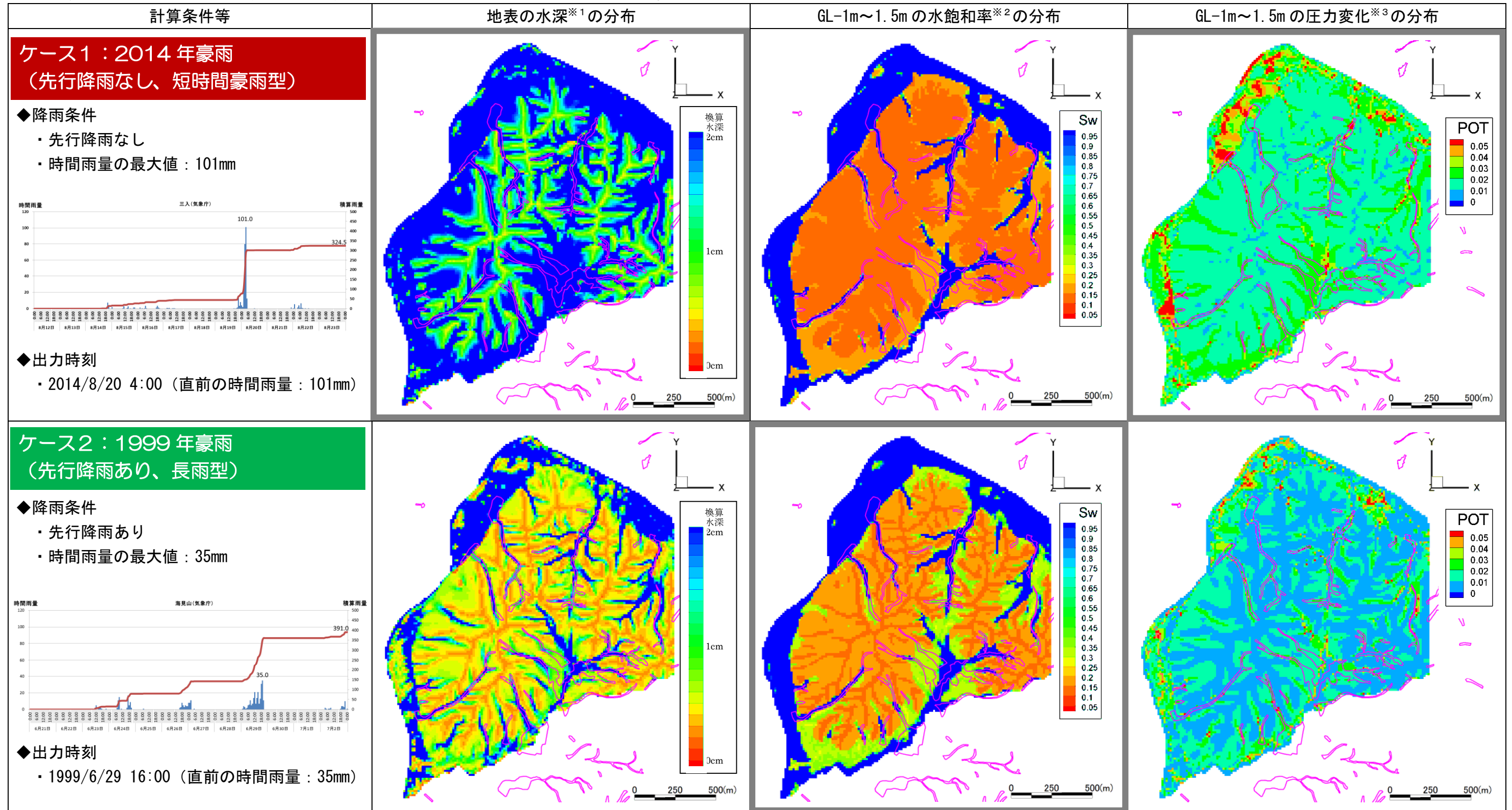
(1) 「先行降雨なし・短時間豪雨型」と「先行降雨あり・長雨型」の比較

2014年災害の短期豪雨型の降雨条件（ケース1）と1999年災害の長雨型の降雨条件（ケース2）による浸透流解析結果を、降雨ピーク時における地表水および地下水の状況について比較した。

ケース1では、急激な雨水浸透に伴い地表付近は完全に飽和し、基盤浅層部では不飽和帯も含めて圧力が上昇したことが、発生域の崩壊に関連したと考えられる。

ケース2では、先行降雨によって基盤浅層部においても水飽和率の上昇がみられる。このような飽和率の上昇は強度低下をもたらし、面的な表層崩壊の発生を引き起こすことが推定される。

ケース1 2014年豪雨	谷の源頭部や山腹斜面においても地表水が出現し、岩盤風化部の圧力上昇が起こるが、岩盤風化部の水飽和率の上昇はさほどではない。
ケース2 1999年豪雨	ケース1ほどの地表水の出現や岩盤風化部の圧力上昇はみられないが、岩盤風化部の水飽和率はケース1よりも高い。



※1：平面格子 12.5m×12.5m に対する一律の水深を表す。

※2：空隙が完全飽和した状態を 1.0 とした場合の割合を表す。

※3：ピーク降雨の降り始め直前（ケース1は2014/8/19 16:00、ケース2は1999/6/29 1:00）からの変化量を表す。

1.0で1気圧 (kgf/cm²) 分の変化量に相当する。

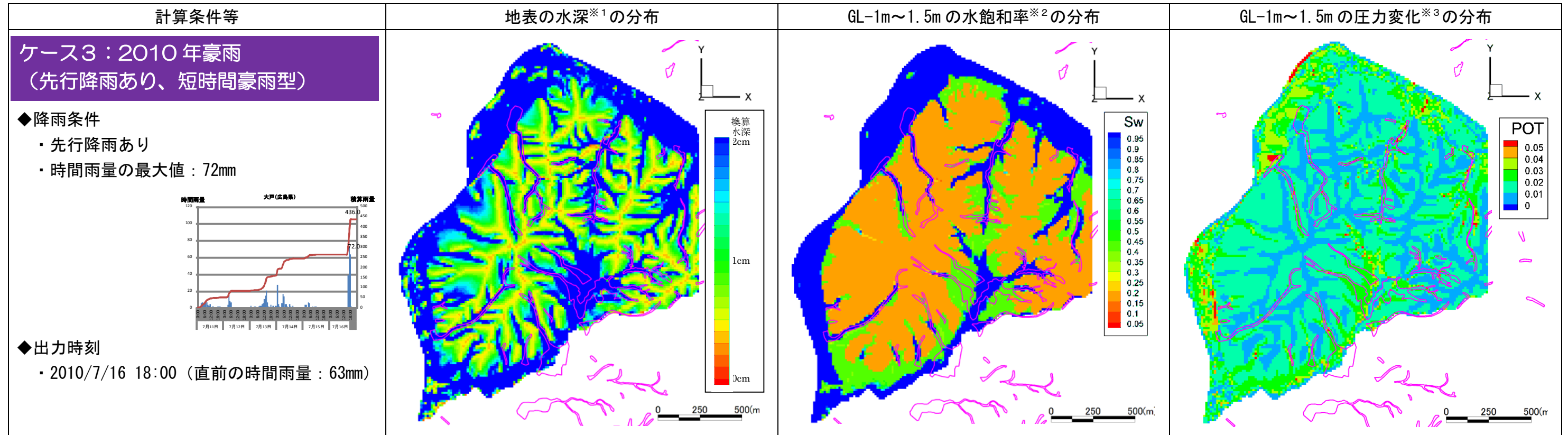
(2) 「先行降雨あり・短時間豪雨型」の特徴

2010年の先行降雨あり、短時間豪雨型の降雨条件（ケース3）による浸透流解析結果を、降雨ピーク時における地表水および地下水の状況について整理した。

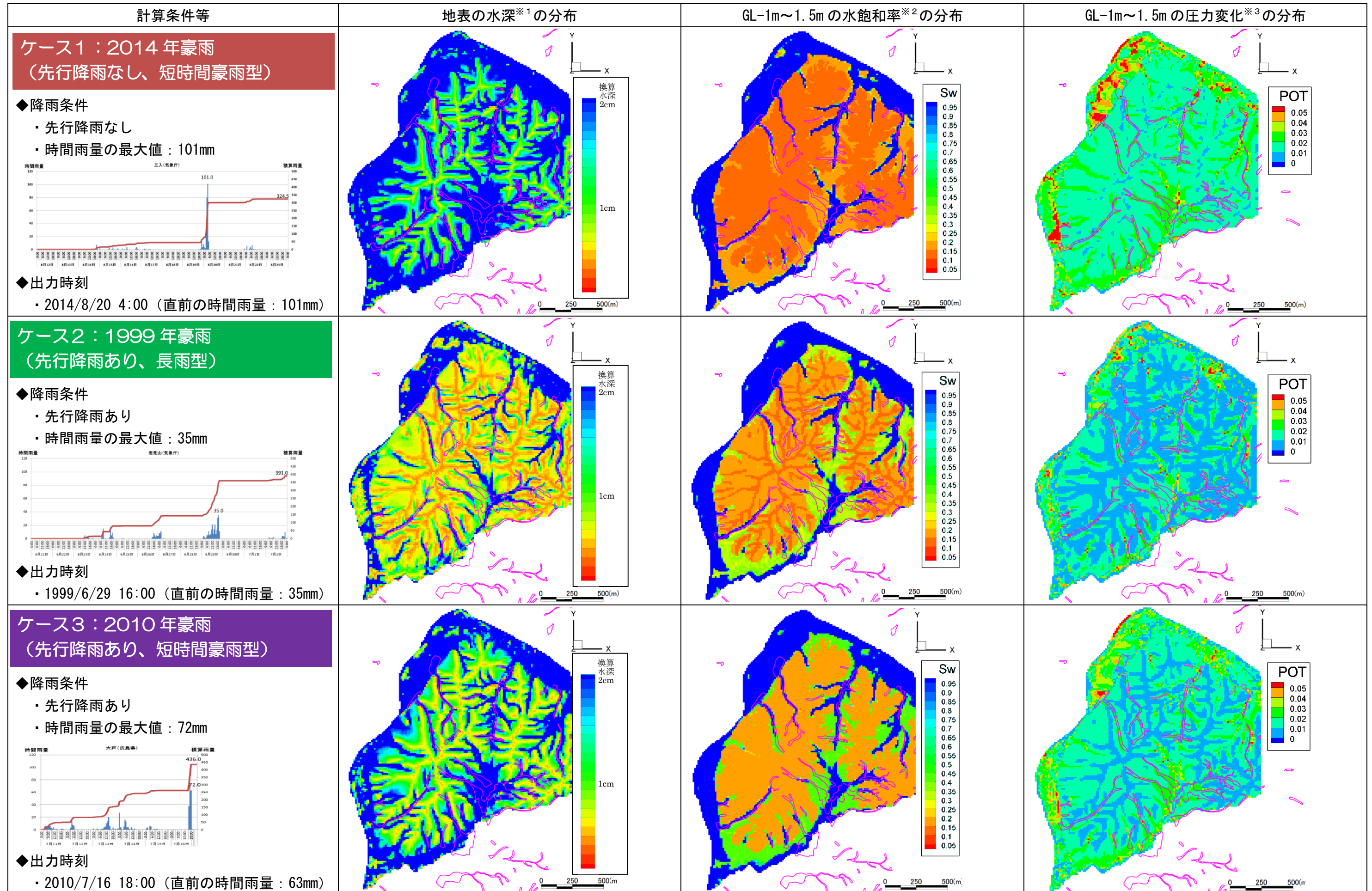
ケース3では、急激な雨水浸透に伴い地表付近は完全に飽和し、基盤浅層部では不飽和帯も含めて圧力が上昇するケース1の傾向と、先行降雨によって基盤浅部においても水飽和率の上昇がみられるケース2双方の特徴がみられる。

降雨条件によって、山地斜面の地表水・地下水の変動が大きく異なり、その特性に応じた災害形態が発生することが予想される。次頁に降雨条件のことなる3ケースの比較結果図を示す。

ケース1 2014年豪雨	谷の源頭部や山腹斜面においても地表水が出現し、岩盤風化部の圧力上昇が起こるが、岩盤風化部の水飽和率の上昇はさほどではない。
ケース2 1999年豪雨	ケース1ほどの地表水の出現や岩盤風化部の圧力上昇はみられないが、岩盤風化部の水飽和率はケース1よりも高い。
ケース3 2010年豪雨	谷の源頭部や山腹斜面において地表水が出現し、岩盤風化部の圧力上昇が（ケース1の特徴）、岩盤風化部の水飽和率の上昇も起こる（ケース2の特徴）。ただし、その特徴の度合いはケース1、ケース2ほどではない。



※1：平面格子 12.5m×12.5m に対する一律の水深を表す。
 ※2：空隙が完全飽和した状態を 1.0 とした場合の割合を表す。
 ※3：ピーク降雨の降り始め前（2010/7/16 3:00）からの変化量を表す。
 1.0 で 1 気圧 (kgf/cm²) 分の変化量に相当する。



※1：平面格子 12.5m×12.5m に対する一律の水深を表す。
 ※2：空隙が完全飽和した状態を 1.0 とした場合の割合を表す。
 ※3：ピーク降雨の降り始め前からの変化量を表す。
 1.0 で 1 気圧 (kgf/cm²) 分の変化量に相当する。