

地震を誘因とした土砂移動による
被害の防止・軽減に関する研究

2021年1月

坂井 佑介

地震を誘因とした土砂移動による
被害の防止・軽減に関する研究

筑波大学大学院
理工情報生命学術院
生命地球科学研究群
環境学学位プログラム
博士（環境学）学位論文

坂 井 佑 介

目次

第1章 序論.....	1
1.1 近年の人的・経済的被害が深刻であった地震による土砂災害の特徴.....	1
1.2 人的・経済的被害が深刻であった土砂災害の特徴を踏まえた技術的な課題.....	4
1.3 本論文の目的.....	5
第2章 土砂の到達範囲の全体像把握と確率的な予測手法の提案.....	10
2.1 緒言.....	10
2.2 調査概要.....	11
2.2.1 調査に使用したデータ.....	11
2.2.2 計測項目・計測方法.....	13
2.2.3 教師データと検証データの設定.....	15
2.3 発生規模と到達範囲に係わる指標との関係性の検証.....	18
2.3.1 検証方法.....	18
2.3.2 検証結果.....	19
2.4 到達範囲を確率的に予測する手法の提案.....	23
2.4.1 予測手法の検討.....	23
2.4.2 確率予測式の作成.....	25
2.4.3 確率予測式の検証方法.....	27
2.4.4 同じ地震内での適用検証.....	30
2.4.4.1 検証結果.....	30
2.4.4.2 適切な教師データ取得に関する分析.....	30
2.4.5 異なる地震への適用可能性の確認.....	34
2.5 まとめ.....	36
第3章 空中電磁探査を活用した土砂移動発生場・発生規模に関する水理地質構造の特徴 分析.....	38
3.1 緒言.....	38
3.2 空中電磁探査の概要.....	39
3.3 検討対象地域.....	42
3.4 検討対象地域における比抵抗の測定.....	44
3.4.1 測定方法.....	44
3.4.2 測定結果.....	44
3.5 空中電磁探査を用いた火山地域における面的な水理地質構造の把握の試み.....	46
3.5.1 分析方法.....	46

3.5.2	分析に用いるデータ	48
3.5.2.1	比抵抗パターン	48
3.5.2.2	調査ボーリングデータ	50
3.5.2.3	微動アレイ探査データ	53
3.5.3	考察	54
3.5.3.1	比抵抗パターンと地下水の関係	54
3.5.3.2	比抵抗パターンと S 波速度構造の関係	54
3.5.3.3	比抵抗パターンが示す水理地質構造	57
3.6	2016 年熊本地震による土砂移動発生場・発生規模の分析	58
3.6.1	2016 年熊本地震と土砂移動	58
3.6.2	比抵抗パターンを定量的に評価するための比抵抗変化量の提案	61
3.6.3	土砂移動発生場における比抵抗変化量の確認	62
3.6.4	分析に用いる指標	64
3.6.5	分析方法	64
3.6.6	土砂移動発生場の分析結果と考察	65
3.6.6.1	分析結果	65
3.6.6.2	考察	69
3.6.7	土砂移動発生規模の分析結果と考察	71
3.6.7.1	分析結果	71
3.6.7.2	考察	74
3.7	まとめ	77
第 4 章	SAR 衛星を活用した土砂移動発生場・発生規模に関する地震動の特徴分析	82
4.1	緒言	82
4.2	使用したデータ	83
4.2.1	SAR 衛星による地殻変動観測について	83
4.2.2	変位量データの確認	85
4.2.3	PGA の算出方法	86
4.3	熊本地震による土砂移動発生場の分析	88
4.3.1	分析方法	88
4.3.2	調査結果	90
4.3.2.1	斜面勾配と崩壊面積率	90
4.3.2.2	変位量と崩壊面積率	91
4.3.2.3	PGA と崩壊面積率	93
4.3.2.4	斜面勾配を考慮した変位量・PGA と崩壊面積率	94
4.3.3	考察	97

4.3.3.1	変位量に基づく地震動が土砂移動に及ぼす影響の分析.....	97
4.3.3.2	強震域における地震動と土砂移動の関係分析.....	97
4.3.3.3	地形要因と地震動要因に基づく実績ベースでの崩壊面積率の定量化.....	98
4.3.3.4	強震域を含めた崩壊面積率推定式の作成.....	99
4.4	熊本地震による土砂移動の発生規模の評価.....	104
4.5	まとめ.....	106
第5章	本研究成果を踏まえた実際の土砂災害の防止・軽減の展望.....	109
5.1	緒言.....	109
5.2	現状把握.....	109
5.2.1	地震を誘因とする土砂災害への対策計画.....	109
5.2.2	計画されている対策を実現するために必要な土砂移動予測.....	111
5.2.3	土砂移動予測について実運用されている既存技術.....	113
5.2.3.1	土砂移動発生危険度の評価.....	113
5.2.3.2	土砂移動発生規模の評価.....	115
5.2.3.3	土砂の到達範囲の評価.....	115
5.2.4	対策計画を実行する上での既往の予測技術による課題に関する分析.....	116
5.3	土砂移動予測の既存技術への本研究成果の適用.....	118
5.3.1	「発生規模の予測」に関する研究成果の適用.....	118
5.3.2	「流動化した土砂の到達範囲の予測」に関する研究成果の適用.....	119
5.3.3	本研究成果を踏まえた「大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化を考慮した 地震による土砂災害ハザードマップ」の作成手法の提案.....	119
5.4	計画されている対策への貢献.....	120
5.4.1	本研究成果を活用した具体的な対策方法の提案.....	120
5.4.2	将来的な被害防止・軽減への技術開発の展望.....	122
第6章	結論.....	126
	謝辞.....	129

表 目 次

表-1.1	近年の人的・経済的な影響の大きい地震を誘因とした土砂移動の事例	3
表-2.1	調査対象地震の諸元.....	11
表-2.2	確率予測式の教師データと係数.....	25
表-2.3	確率予測式と検証データの組合せケース.....	27
表-2.4	土砂移動現象の特徴別の箇所数.....	32
表-2.5	到達確率 $F(D)$ と累積頻度の最大の差.....	36
表-3.1	調査ボーリング結果.....	51
表-4.1	式(4.6)の決定係数	102
表-5.1	計画されている対策に必要な土砂移動予測	112
表-5.2	対策計画を実行する上での既往の予測技術の現状と課題.....	117
表-5.3	計画されている対策への適用と貢献.....	124

目 次

図-2.1	調査対象範囲	12
図-2.2	計測イメージ	14
図-2.3	流動化の有無の判定イメージ	14
図-2.4	全ての崩壊ポリゴンと教師データ, 検証データの崩壊面積の頻度分布	17
図-2.5	回帰直線の整理イメージ	18
図-2.6	地震別の崩壊面積と計測項目との関係	21
図-2.7	3地震全体の崩壊面積と計測項目との関係	22
図-2.8	教師データ 300箇所の実績予測比 R_i の累積頻度	24
図-2.9	確率予測式の到達確率 $F(r)$	26
図-2.10	ケース①中越式の比較結果	28
図-2.11	ケース②岩手・宮城式の比較結果	28
図-2.12	ケース③熊本式の比較結果	29
図-2.13	ケース④3地震式の比較結果	29
図-2.14	熊本地震の教師データ・検証データと土砂移動現象の特徴別の分類	32
図-2.15	切片 n_i の整理結果	33
図-3.1	空中電磁探査の概要	40
図-3.2	体積含水率・粘土鉱物と比抵抗の関係	41
図-3.3	検討対象地域	43
図-3.4	比抵抗の測定結果	45
図-3.5	西麓地熱地帯の空中電磁探査結果	47
図-3.6	比抵抗極小部を伴う比抵抗パターンの模式図	48
図-3.7	line-①/②/③における比抵抗断面図	49
図-3.8	ボアホールカメラ撮影画像	52
図-3.9	微動アレイ探査結果	53
図-3.10	line-①/②/③における比抵抗断面図と深度方向の物性構造	56
図-3.11	熊本地震の震源断層	59
図-3.12	熊本地震によって発生した土砂移動(阿蘇大橋地区)	59
図-3.13	2016年熊本地震による崩壊ポリゴン	60
図-3.14	比抵抗変化量の算出イメージ	61
図-3.15	土砂移動発生場の比抵抗変化量	63
図-3.16	各指標と比抵抗パターンの対応イメージ	64
図-3.17	比抵抗変化量(深度 20 m ~ 40 m) の結果	67
図-3.18	比抵抗変化量(最大値) の結果	67
図-3.19	比抵抗変化量(最小値) の結果	68

図-3.20	比抵抗変化量（合計値）の結果.....	68
図-3.21	比抵抗変位量（深度 20 m～40 m）と発生規模.....	72
図-3.22	比抵抗変化量（最大値）と発生規模.....	72
図-3.23	比抵抗変化量（最小値）と発生規模.....	73
図-3.24	比抵抗変化量（合計値）と発生規模.....	73
図-3.25	比抵抗変化量別の崩壊面積の確率密度.....	76
図-4.1	変位量データの分布図.....	85
図-4.2	PGA の算出結果.....	87
図-4.3	変位量と土砂移動の分布.....	89
図-4.4	斜面勾配と土砂移動の分布.....	89
図-4.5	斜面勾配と崩壊面積率.....	90
図-4.6	変位量と崩壊面積率.....	92
図-4.7	PGA と崩壊面積率.....	93
図-4.8	変位量の斜面勾配階級別崩壊面積率.....	95
図-4.9	PGA の斜面勾配階級別崩壊面積率.....	96
図-4.10	斜面勾配－変位量の階級別崩壊面積率.....	101
図-4.11	式(4.6)の算出結果例（全方向）.....	102
図-4.12	式(4.6)の傾き k と切片 b	103
図-4.13	変位量と発生規模.....	105
図-5.1	SGDAS の概要.....	114
図-5.2	内田ら（2004）の手法の概念図.....	114
図-5.3	「発生規模の予測」に関する研究成果の適用イメージ.....	118
図-5.4	防災上重要な箇所に対する対策イメージ.....	121
図-5.5	体系的な土砂移動予測システムの構築イメージ.....	123

第1章 序論

1.1 近年の人的・経済的被害が深刻であった地震による土砂災害の特徴

地震を誘因とした土砂移動は、山岳地域において人命やインフラに重大な被害をもたらす、その被害は長期的な影響を及ぼすことがある (Bird and Bommer, 2004)。また、地震に伴う人命への被害について、地震に伴う土砂移動は、直接的な地震の揺れ以外の二次的な被害の主要な要因であるという報告がなされている (Marano et al. 2010)。さらに、地震活動が活発な地域における山地の長期的な侵食の主要因であり (Malamud et al. 2004)、山岳地域の景観形成において重要な役割を果たしている (Hovius et al. 2011)。このように地震を誘因とした土砂移動については、人間の生存・生活に関わる災害防止のほか、長期間に渡る地形発達や山岳景観形成といった地球史の視点を対象としたものなど、様々な観点から研究が進められている。

日本における地震を誘因とする土砂移動の研究については、人間の生存・生活に関わる災害防止の観点からの研究が積極的に進められている。この理由として、その国土の7割を山岳地域が占め、山間部にも多くの居住地やインフラ施設が存在していることから、ひとたび地震が発生すると、地震を誘因とした土砂移動によって人命やインフラ被害が頻繁に発生しているためである。特に、日本は世界でも有数の地震多発国であるため、数年に1度の頻度で地震による人命・インフラ被害が発生している。近年では、2018年北海道胆振東部地震、2016年熊本地震で多くの人命が失われるとともに、復旧・復興に多大な時間と費用を要していることは記憶に新しい。

地震を誘因とする土砂移動による被害を防止・軽減するためには、どのような土砂移動が被害を発生させてきたかを把握する必要がある。そこで、研究を実施するにあたって、ここで近年の地震によって実際に発生した土砂移動のうち、被害の防止・軽減の観点から、特に人的・経済的な被害が大きかった事象を整理する。

1995年兵庫県南部地震では、兵庫県西宮市の仁川中流部の斜面崩壊（地すべり）によって34名の人命が失われた。この崩壊による土砂量は約10万 m^3 であり（建設省土木研究所砂防部，1995）、深層崩壊の要件を満たす大規模な土砂移動であった。

2004年新潟県中越地震では、新潟県長岡市妙見の斜面崩壊によって2名が死亡、1名が負傷した。崩壊幅は200m、滑落崖は10m程度あったとされていることから大規模な土砂移動であったと考えられる（国土技術政策総合研究所，2005）。また、新潟県長岡市濁沢町では土砂崩れによって2名の人命が失われた。さらに、この地震では、大規模な斜面崩壊や地すべりが河道内に堆積し、河道閉塞が多数発生した。（小山内ら，2007）。河道閉塞は上流に湛水池を形成し、決壊すると湛水した水が土砂とともに大量に流下し甚大な被害を及ぼす（例えば、石塚ら，2015）。このことから、新潟県古志郡山古志村東竹沢地区と寺野地区で発生した河道閉塞については、地震直後から湛水池の排水対策や河道閉塞の安定化のための国土交通省による砂防工事が実施され、その対応は2年以上にも及んだ（山本，

2007)。

2008年岩手・宮城内陸地震では、火山地域に特有のキャップロック構造を素因とした斜面崩壊や地すべりが発生した。このうち、例えば、ドゾウ沢の斜面崩壊(最大崩壊幅 300 m, 最大崩壊長さ 200 m)では、崩壊した土砂が流動化して長距離移動する現象が生じ、流下した土砂が崩壊地から約 5 km 下流に位置する駒の湯温泉を襲い、死者・行方不明者 7 名という甚大な被害が発生した(井良沢ら, 2008)。従来、地震を誘因とした土砂移動は降雨によって発生する土砂移動よりも到達範囲が短いとされていた(急傾斜地崩壊防止工事技術指針作成委員会, 2019)。一方で、例えば、1984年長野県西部地震によって発生した山体崩壊のように崩壊土砂が流動化する事例も確認されてきており(奥田ら, 1985)、近年でも、火山地域で発生した地震(2011年東北太平洋沖地震, 2016年熊本地震, 2019年北海道胆振東部地震)において、崩壊土砂が流動化して長距離移動する現象が散見されている。なお、2008年岩手・宮城内陸地震では2004年新潟中越地震と同様に斜面崩壊や地すべりにより多数の河道閉塞が発生し、8箇所で緊急的な砂防工事が実施された。

2011年東北地方太平洋沖地震では、福島県白河市葉ノ木平地区で発生した地すべりによって、13名の人命が失われた。この地すべりの規模は長さ 250 m, 幅 70 m であり、土砂が流動化して沢地形なりに流下し、下流の民家が被災したものであった。また、栃木県那須烏山市神長地区川西では長さ 150 m, 幅 90 m の地すべりが発生して民家 3 軒が被災し、2名の人命が失われている。このように、これらの地すべりでは崩壊土砂が流下して被災が生じている(笹原ら, 2011)。このほか東北地方太平洋沖地震では、福島県いわき市田人町石住地区における斜面崩壊により 2 名の人命が失われている。

2016年熊本地震では、阿蘇カルデラの中央火口丘周辺やカルデラ壁において多数の土砂移動が発生した。このうち、中央火口丘周辺で発生した土砂移動には阿蘇山の噴火による降下火砕物が素因として影響していることがわかっている。中央火口丘周辺で発生した高野台地すべりでは 5 名の人命が失われた。最も大きな地すべりブロックは、侵食幅 150 m, 侵食深さ 10.3 m, 侵食量 15.3 万 m³であった(石川ら, 2016)。また、同じ中央火口丘周辺で発生した土砂災害のうち、火の鳥温泉地区では幅約 50 m, 長さ約 100 m, 平均深さ約 5 m と推定される斜面崩壊が発生し、2名の人命が失われている(石川ら, 2016)。この地震における最も大規模な土砂移動は、カルデラ壁を形成する急崖部において発生した阿蘇大橋地区の斜面崩壊であった。この斜面崩壊により、熊本市市街部と阿蘇地域をつなぐ重要交通網である JR 豊肥線、国道 57 号、国道 57 号と国道 325 号の接続部に架かる阿蘇大橋が被災した(石川ら, 2016)。被災後、JR 豊肥線は 2020 年 8 月まで約 4 年 4 カ月に渡り不通、国道 57 号は現道より北側にトンネル工事を伴う新たなルートの設定、阿蘇大橋は異なる位置での架け替えなど、観光が地域の重要な経済基盤である阿蘇地域に甚大かつ長期間の影響を及ぼしている。

2018年北海道胆振東部地震では、樽前山由来の降下火山灰が厚く堆積した特定の地域において、集中的に土砂移動が発生した。土砂移動が最も高密度に発生した流域では、崩壊

面積率が 30 %を超えている。また、保水性が高く流動化しやすい降下火山灰を境界として土砂移動が発生したことから、崩壊土砂が長距離移動する現象が多数見られたことが指摘されている（小山内ら，2019）。北海道勇払郡厚真町吉野地区では、住宅地の背後斜面で幅約 1.5 km にわたり斜面崩壊が連続的に発生したことにより、19 名の人命が失われた。また、厚真町富里地区、朝日地区、日高幌内地区等で 2 名以上の人命が失われる土砂移動が発生した。さらに、日高幌内川では大規模な地すべりに伴う河道閉塞が発生し、国土交通省による緊急対策工事が実施されている。

ここまで整理してきた近年の人的・経済的な被害の大きい土砂移動を表-1.1 にまとめた。また、表-1.1 では、大規模な土砂移動と崩壊土砂の流動化が発生した土砂移動に印をつけた。大規模な土砂移動の判断基準は、土木研究所（2012）が示した崩壊土砂量が概ね 10 万 m³ 以上・崩壊面積が 1 ha 以上・崩壊深さが 5 m 以上の基準の一つでも合致する事例であることとした。また、崩壊土砂の流動化が発生した土砂移動の判断基準は、既往文献により崩壊土砂の流動化や土砂が長距離流下したことに言及されている事例であることとした。表-1.1 によると、大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化が発生した土砂移動が人的・経済的な被害の大きかった事例の多くに該当することがわかる。このことから、地震を誘因とした土砂移動による被害を防止・軽減するためには、大規模な土砂移動と崩壊土砂が流動化する土砂移動への対応が必要である。

表-1.1 近年の人的・経済的な影響の大きい地震を誘因とした土砂移動の事例

地震	年月	人的・経済的影響の大きな土砂移動	人的被害（死者・行方不明者）	経済的被害	大規模	流動化
兵庫県南部地震	1995年1月	西宮市仁川中流部の斜面崩壊（地すべり）	34名		○	
新潟県中越地震	2004年10月	長岡市妙見の斜面崩壊	2名	国道	○	
		長岡市濁川町の土砂崩れ	2名			
		山古志村東竹沢地区の地すべり		河道閉塞	○	
		山古志村寺野地区の地すべり		河道閉塞	○	
岩手・宮城内陸地震	2008年6月	栗原市ドゾウ沢の斜面崩壊	7名		○	○
		多数の河道閉塞		河道閉塞	△	
東北地方太平洋沖地震	2011年3月	白河市葉ノ木平地区の地すべり	13名		○	○
		那須烏山市神長地区川西の地すべり	2名			○
		いわき市田人町石住地区の斜面崩壊	2名			○
熊本地震	2016年4月	南阿蘇村高野台の地すべり	5名		○	
		南阿蘇村火の鳥温泉地区の斜面崩壊	2名		○	
		南阿蘇村阿蘇大橋地区の斜面崩壊		鉄道・国道	○	
北海道胆振東部地震	2018年9月	厚真町吉野地区の斜面崩壊	19名			○
		厚真町日高幌内地区の地すべり		河道閉塞	○	
		厚真町富里地区、朝日地区、日高幌内地区等	17名			△

○：大規模な土砂移動もしくは崩壊土砂が流動化した土砂移動であることが個別に特定できるもの

△：大規模な土砂移動もしくは崩壊土砂が流動化した土砂移動が含まれているが、個別事例として特定できないもの

1.2 人的・経済的被害が深刻であった土砂災害の特徴を踏まえた技術的な課題

大規模な土砂移動や崩壊土砂が流動化する土砂移動による被害を防止・軽減するためには、被害が生じる場所を事前に想定し対策を検討することが有効な手段であると考えられる。すなわち、大規模な土砂移動の「発生場の予測」や「発生規模の予測」が行えること、崩壊土砂が流動化する土砂移動の予測のためには「流動化した土砂の到達範囲の予測」が行えることが重要であると考えられる。そこで、「発生場の予測」や「発生規模の予測」、「流動化した土砂の到達範囲の予測」について、それぞれの既往研究を整理する。

地震を誘因とした土砂移動について、「発生場の予測」に関する研究は数多く実施されている。素因のうち地形条件である斜面勾配（例えば、山口・川邊，1982）や平均曲率（例えば、西田ら，1997）、起伏量（例えば、武澤ら，2013）、地質条件（例えば、岩橋ら，2008）について、地震を誘因とする土砂移動発生場との関係が指摘されてきた。さらに、発生場の予測手法として、内田ら（2004）は、1995年兵庫県南部地震の事例を対象として、斜面勾配、最大加速度、平均曲率から地震による斜面崩壊の危険度評価手法を提案し、2004年新潟県中越地震でも斜面崩壊を精度よく評価できていることを確認した（小山内ら，2007）。また、林ら（2015）は、岩相区分、凹凸度、侵食高、地上開度、斜面勾配などを組み合わせたAHP法によって、広域における地震地すべりの危険度評価手法を提案している。このほか、Nowicki et al.（2017）は、アメリカ地質調査所（USGS：United States Geological Survey）のShakeMAPのデータを用いて、地震直後に土砂移動の発生危険度を算出するシステムを開発している。このように、「発生場の予測」に関する手法は一定程度確立されてきている。

次に、「発生規模の予測」について、Keefer（1989）は、地すべりが発生した範囲の面積と地震のマグニチュードとの関係を明らかにするなど、地震の規模から地震によって発生する全ての土砂移動の総面積や総体積を推定する手法に関する研究が進められてきた（Keefer, 1994； Marc et al. 2016； Marc et al. 2017）。土砂移動の個々の発生規模に関する研究では、地形条件について、武澤ら（2013）らは起伏量と規模の大きな土砂移動との関係を分析するとともに、起伏量が土砂移動の規模を規制していることが示唆されている（例えば、Frattini and Crosta, 2013, Gallen et al. 2015）。また、地震動特性については、栗原ら（2008）は大規模な斜面崩壊の土砂量とPGA（Peak Ground Acceleration：最大加速度）との相関関係について研究し、Valagussa et al.（2019）は確率密度を用いてPGAが個々の地すべりの大きさに影響を与えることを示した。このように、どのような要因が発生規模に影響を与えているかを評価した研究が実施されている。

また、発生場の予測手法において、発生規模に関する定性的な評価に関して分析がなされている事例もある。例えば、内田ら（2004）で提案された手法は、2004年新潟県中越地震における検討において、地すべりの発生危険度は予測することができなかったことも報告されている（小山内ら，2007）。つまり、内田ら（2004）の手法は、地すべりのような大規模な土砂移動の予測には課題があるとされている。また、林ら（2015）の手法は、深層

すべりと表層崩壊の発生危険度を評価することが可能である。しかし、深層すべりと表層崩壊といった定性的な表現に留まっていること、深層すべりと表層崩壊の発生場を別々に評価しているために深層すべりと表層崩壊の発生危険度が高い範囲が重複して算出されるなど、個々の土砂移動の発生規模を定量的に予測できるものとはなっていない。このように発生規模の予測手法は確立されていないのが現状である。

最後に、「流動化した土砂の到達範囲の予測」について既往研究を整理する。まず、土砂の到達範囲の予測に関しては、土砂災害に対する警戒避難体制の構築のため、到達範囲の実態や特徴を把握するための事例分析が古くより数多く実施されてきた。これまでの研究の多くは、土砂移動の発生場の地形的特徴や土砂災害の種類を限定して研究が進められており、池谷・水山（1982）、石川（1999）、蒲原ら（2017）は土石流について、反町（1977）、森脇（1987）、福田ら（2005）、武藏・水山（2009）、小山内ら（2009）はがけ崩れについて、臼杵ら（2005）、楠本ら（2006）は地すべりについて分析を行った。一方で、既往の研究は、誘因の観点からみると降雨のみを対象としたもの、降雨と地震を区別せず分析しているものが多く、降雨が誘因の土砂移動と地震が誘因の土砂移動で到達範囲が異なることが指摘されているにも関わらず、地震による事例に特化した到達範囲の評価に関する研究は多くない。数少ない例外として、誘因を地震に限定した土砂移動の到達範囲の予測手法について、福田ら（2005）は崩土到達範囲確率予測手法の開発を行っているが、近年の災害で大きな被害を生じさせていた大規模な土砂移動を対象としたものではない。このように、土砂の到達範囲に関する研究は、事例分析や予測手法のいずれも、土砂災害の種類が限定されているなどの課題がある。さらに、崩壊土砂の流動化については未解明な部分が多く、崩壊土砂の流動化の有無を事前に予測することが現在の技術では困難なことを踏まえると、土砂移動の全体像の把握と、流動化した場合を包含したより適用範囲の広い予測手法の開発が必要であると考えられる。

1.3 本論文の目的

1.1 及び 1.2 における整理結果を踏まえて、本論文の目的は、地震を誘因とした土砂移動の発生規模の予測手法及び流動化した土砂の到達範囲の予測手法の開発に向けた検討を実施することである。本論文の構成は次のとおりとした。第 2 章「土砂の到達範囲の全体像把握と確率的な予測手法の提案」では、流動化した土砂の到達範囲の予測手法の確立に向けて、まずは土砂移動の全体像の把握のために山地部の土砂移動に関する事例を可能な限り網羅的に収集・分析した上で、流動化を考慮した土砂の到達範囲の予測手法を提案する。第 3 章「空中電磁探査を活用した土砂移動発生場・発生規模に関する水理地質構造の特徴分析」では、発生規模の予測手法の確立に向けて、深さ方向を考慮した地盤条件と土砂移動発生場・発生規模との関係について定量的な分析を行う。第 4 章「SAR 衛星を活用した土砂移動発生場・発生規模に関する地震動の特徴分析」では、発生規模の予測手法の確立に向けて、従来から用いられている指標では見えづらくなっている地震動と土砂移動発生

場・発生規模との関係について、SAR (synthetic aperture radar ; 合成開口レーダー) 衛星によって計測される空間分解能が高い変位量データを用いることでより詳細に分析する。そして、第 5 章「本研究成果を踏まえた実際の土砂災害の防止・軽減の展望」では、第 2 章から第 4 章で得られた研究成果について、既往の土砂移動予測技術への適用、適用した結果として地震を誘因とする土砂移動による被害の防止・軽減のための実際の対策にどのように貢献するかについて展望する。

ここで、本論文で用いる用語について補足する。先に記述したように、本論文では土砂災害の種類を限定せず土砂の到達範囲の全体像を把握することが目的の一つである。また、一般的に斜面崩壊は小規模、地すべりは大規模であることから、土砂災害の種類で区分するとこの段階で発生規模に偏りが生じ、発生規模の全体像の把握にも支障が生じる可能性がある。このことから、本論文では、斜面崩壊、地すべり、土石流等に区分せず取り扱い、それらを総称して土砂移動という用語を用いる。ただし、既往文献を引用・参照する場合は、斜面崩壊、地すべり、土石流等の用語を変更せずそのまま使用する。また、Harp et al. (2011) は土砂移動のポリゴンを作成する際に発生域と堆積物を区分する重要性を指摘しているが、発生域から生じる土砂は崩壊土砂、土砂移動との関係分析に使用する発生域のポリゴンは崩壊ポリゴン、崩壊ポリゴンの面積は崩壊面積など、土砂移動の発生域に関する用語については、わかりやすさの観点から一般的に用いられている崩壊の表現を使用する。

[参考文献]

- Bird J.E., and Bommer J.J. (2004) Earthquake losses due to ground failure, *Engineering Geology*, Vol.75, p.147-179
- 土木研究所 (2012) 過去の深層崩壊事例について(～平成 22 年度), https://www.pwri.go.jp/team/volcano/tech_info/study/h23_fy2011/past_dscl-list20120117.pdf, 参照 2020/10/25
- Frattoni, P. and Crosta G.B. (2013) The role of material properties and landscape morphology on landslide size distributions, *Earth Planet Science Letters*, Vol.361, p. 310-319
- 福田徹也・佐々木靖人・脇坂安彦 (2005) 表層崩壊による崩土到達範囲確率予測手法の開発, *応用地質*, Vol.46, No.5, p.265-279
- Gallen S.F., Marin K.C., and Jonathan W.G. (2015) Coseismic landslides reveal near-surface rock strength in a highrelief, tectonically active setting, *Geology*, Vol.43, No.1, p.11-14
- Harp E.L., Keefer D.K., Sato H., and Yagi H. (2011) Landslide inventories: the essential part of seismic landslide hazard analyses, *Engineering Geology*, Vol.122, p.9-21
- 林一成・濱崎英作・八木浩司・檜垣大助 (2015) バッファ移動解析と過誤確率分析法を用いた地すべりの危険度評価モデルの構築, *地すべり学会誌*, Vol.52, No.2, p.60-66
- Hovius N., Meunier P., Lin C.W., Chen H., Chen Y.G., Dadsone S., Horng M.J., and Lines M. (2011) Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.304, p.347-355
- 池谷浩・水山高久 (1982) 土石流の流動と堆積に関する研究, *土木研究所報告*, No.157, p.89-153
- 井良沢道也・牛山素行・川邊洋・藤田正治・里深好文・檜垣大助・内田太郎・池田暁彦 (2008) 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害について, *砂防学会誌*, Vol.61, No.3, p.37-46
- 石塚忠範・徳永良雄・澤野久弥 (2015) インドネシア・アンボン島で発生した天然ダム決壊洪水への対応, *土木学会論文集 F5(土木技術者実践)*, Vol.71, No.2, p.24-32
- 石川芳治 (1999) 地震による土石流の発生に関わる地形, 地質条件, *砂防学会誌*, Vol.51, No.5, p.35-42
- 石川芳治・久保田哲也・青戸一峰・飯島康夫・井川寿之・池上忠・池田誠・植弘隆・上原祐治・内村雄一・江川佳苗・大石博之・岡野和行・海堀正博・桂真也・加藤誠章・川原慎一郎・古賀省三・坂島俊彦・相楽渉・地頭菌隆・篠原慶規・清水収・下田義文・鈴木滋・鈴木正美・瀬戸康平・田方智・寺田秀樹・寺本行芳・堂ノ脇将光・飛岡啓之・鳥田英司・中濃耕司・西川友章・花田良太・平川泰之・福塚康三郎・藤澤康弘・藤田正治・正木光一・宮田直樹・山口和也・山下伸太郎・山根誠・横尾公博 (2016) 平成 28 年熊本地震による土砂災害, *砂防学会誌*, Vol.69, No.3, p.55-66
- 岩橋純子・山岸宏光・神谷泉・佐藤浩 (2008) 2004 年 7 月新潟豪雨と 10 月新潟中越地震による斜面崩壊の判別分析, *地すべり学会誌*, Vol.45, No.1, p.1-12
- 蒲原潤一・内田太郎・田中健貴・松原智生・池田幸太郎・戸舘光 (2017) 土石流災害における土砂の到達範囲及び氾濫開始点の地形的特徴に関する近年の事例分析, *砂防学会誌*, Vol.70, No.1, p.38-45
- Keefer D.K.,(1984) Landslides caused by earthquakes, *Geological Society of America Bulletin*, Vol.95, No.4 p.406-421
- Keefer D.K., (1994) The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope

- erosion and slope-failure hazards in seismically active regions, *Geomorphology and Natural Hazards*, p.265-284
- 建設省土木研究所砂防部 (1995) 平成 7 年兵庫県南部地震による山腹崩壊, 斜面崩壊(速報), 砂防学会誌, Vol.46, No.6, p54-56
- 国土技術政策総合研究所 (2005) 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震被害に係わる現地調査報告書, 国土技術政策総合研究所資料, No.248
- 栗原淳一・武澤永純・阪上最一・定村友史 (2008) 地震時の大規模な土砂崩壊の土量と最大加速度との関係に関する考察, 砂防学会誌, Vol.60, No.5, p.54-59
- 急傾斜地崩壊防止工事技術指針作成委員会 (2019) 新・斜面崩壊防止工事の設計と実例, 一般社団法人全国治水砂防協会, p.95-98
- 楠本岳志・中瀬有祐・藤本睦・中井真司 (2006) 統計的手法を用いた事例解析による地すべりに到達距離の検討, 日本地すべり学会誌, Vol.43, No.1, p.1-8
- Marano K.D., Wald D.J., and Allen T.I. (2010) Global earthquake casualties due to secondary effects: a quantitative analysis for improving rapid loss analyses, *Nat Hazards*, Vol.52, p.319-328
- Marc O., Hovius N., Meunier P., Gorum T., and Uchida T. (2016) A seismologically consistent expression for the total area and volume of earthquake-triggered landslides, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol.121, p.640-663.
- Marc O., Meunier P., and Hovius N. (2017) Prediction of the area affected by earthquake-induced landslides based on seismological parameters. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17(7) 1159-175
- Malamuda B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., and Reichenbach P. (2004) Landslides, earthquakes, and erosion, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.229, p.45-59.
- 森脇寛 (1987) 崩土の到達距離予測, 地すべり, Vol.24, No.2, p.10-16
- 武蔵由育・水山高久 (2009) がけ崩れ災害における崩壊土砂の運動の実態, 砂防学会誌, Vol.61, No.5, p. 31-36
- 西田顕郎・小橋澄治・水山高久 (1997) 数値地形モデルに基づく地震時山腹崩壊斜面の地形解析, 砂防学会誌, Vol.49, No.6, p.9-16
- Nowicki J.M., Hamburger W., Allstadt K., Wald D.J., Robeson S.M., Tanyas H., Hearne M., and Thompson E.M. (2017) A Global Empirical Model for Near-Real-Time Assessment of Seismically Induced Landslides, *Journal of Geophysical Research*, Vol.123, p.1835-1859
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康一・吉岡龍馬 (1985) 1984 年御岳山岩層なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察, 京都大学防災研究所年報, 第 28 号 B-1, 491-504
- 小山内信智・内田太郎・伊藤英之 (2007) レーザープロファイラーを用いた地震時形成天然ダムの即時抽出手法, 土木技術資料, Vol.49, No.9, p.42-47
- 小山内信智・内田太郎・野呂智之・山本悟・小野田敏・高山陶子・戸村健太郎 (2007) 既往崩壊事例から作成した地震時斜面崩壊発生危険度評価手法の新潟県中越地震への適用, 砂防学会誌, Vol.59, No.6, p.60-65
- 小山内信智・富田陽子・秋山一弥・松下智洋 (2009) がけ崩れ災害の実態, 国土技術政策総合研究所資料, No.530
- 小山内信智・海堀正博・山田孝・笠井美青・林真一郎・桂真也・古市剛久・柳井清治・竹林洋史・藤浪武史・村上泰啓・伊波友生・佐藤創・中田康隆・阿部友幸・大野宏之・武士俊也・田中利昌・小野田敏・本間宏樹・柳井一希・宮崎知与・上野順也・早川智也・須貝昂平 (2019) 平成 30 年北海道胆振東部地震による土砂災害, 砂防学会誌, Vol.71,

No.5, p.54-65

笹原克夫・内村太郎・中井真司・向井信之・山部哲・柳崎剛 (2011) 東北地方太平洋沖地震による福島県および栃木県の斜面崩壊について, 砂防学会誌, Vol.64, No.2, p.31-38

反町雄二 (1977) 崩壊土砂の流下距離, 土木技術資料, Vol.19, No.10, p.37-42

武澤永純・内田太郎・石塚忠範・本間信一・小林容子・宮島昌克 (2013) 起伏量を用いた地震による崩壊危険度と規模の評価, 砂防学会誌, Vol.65, No.6, p.22-29

内田太郎・片岡正次郎・岩男忠明・松尾修・寺田秀樹・中野泰雄・杉浦信男・小山内信智 (2004) 地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所資料, No.204

臼杵伸浩・田中義成・水山高久 (2005) 移動距離の長い地すべりの実態, 砂防学会誌, Vol.57, No.5, p.47-52

Valagussa A., Marc O., Frattini P., and Crosta G. (2019) Seismic and geological controls on earthquake-induced landslide size, Earth and Planetary Science Letters, Vol.506, p.268-281

山口伊佐夫・川邊洋 (1982) 地震による山地災害の特性, 砂防学会誌, Vol.35, No.2, p.3-15

山本悟 (2007) 新潟県中越地震復旧の現状～安全で安心できるふるさとをめざして～, 砂防学会誌, Vol.59, No.6, p.66-68

第2章 土砂の到達範囲の全体像把握と確率的な予測手法の提案

2.1 緒言

土砂の到達範囲に関する既往の研究は、誘因の観点からみると降雨のみを対象としたものの、降雨と地震を区別せず分析しているものが多く、地震による事例に特化した到達範囲の評価に関する研究は多くない。福田ら（2005）は降雨を誘因とした表層崩壊と地震を誘因とした表層崩壊で崩壊高と崩土到達距離の関係に違いがあり、降雨を誘因とした崩壊の方が到達距離が長くなることを示した。また、急傾斜地崩壊防止工事技術指針作成委員会（2019）は、新潟地震（昭和39年）とえびの地震（昭和43年）の近傍の降雨災害を比較した結果、地震と比べると降雨の方が到達距離が長いと報告している。さらに、小山内ら（2009）は、がけ崩れ災害を対象に降雨と地震を区分して崩土の到達距離を集計している。しかし、これらの研究は土砂災害の種類が限定されており、地震を誘因とした土砂移動の全体像が把握されていない。

また、崩壊土砂が流動化する土砂移動について、石川（1999）は地震による斜面崩壊が土石流化する地形条件、地質条件について分析している。そして、近年の事例として、2016年熊本地震では、崩壊土砂が流動化した事例が報告されており（石川ら、2016）、2018年北海道胆振東部地震で発生した土砂移動では、斜面からの崩土の到達距離は一般的な降雨による崩壊の場合と比べて長距離であるものが多く見られた、と報告されている（公益社団法人砂防学会、2018）。しかし、流動化した土砂の到達範囲を詳しく論じた研究は実施されていない。

このように、地震を誘因とした土砂移動について、土砂災害の種類を限定している、もしくは、特定の地震を対象としている、または地震の区別がないために、地震や地域の特性の違いによる影響について分析されていない。これに加え、流動化に関する到達範囲に及ぼす条件について未だ確立された研究がない状況において、地震を誘因とした土砂移動における「流動化した土砂の到達範囲の予測」のためには、①がけ崩れなどの土砂災害の種類を限定せずに事例を収集・分析すること、②複数の地震について統一的な手法で分析すること、③流動化を包含した適用範囲の広い予測手法を提案することが必要と考えられる。

本章ではまず、到達範囲と相関が高いと考えられる発生規模と到達範囲に係わる指標との関係性を検証する。ここでは、地震のタイプや地震動特性、地質、先行降雨条件が異なる地震を複数選定し、複数の地震の到達範囲を統一的に検証するとともに、流動化の有無を土砂流下形態として区分した上で傾向の違いを分析した。

この分析の結果、従来の研究と同様、到達範囲が発生規模の影響を受けていること、発生規模の指標である崩壊面積から土砂の到達範囲を推定することは有効であることを確認した。一方で、同じ崩壊面積でも到達範囲にばらつきがあり、到達範囲を決定論的に予測することが難しいこともわかった。そこで、流動化した土砂移動を含めて崩壊面積から土

砂の到達範囲を確率的に予測する経験的な手法を提案し、提案した手法の精度を検証・分析することとした。提案した手法の精度検証にあたっては、手法を作成した地震と同じ地震で発生した他の崩壊にあてはめた場合と手法を作成した地震とは異なる地震で発生した崩壊にあてはめた場合の 2 つの方法で検討した。これにより、地震による土砂の到達範囲が(a)個々の土砂移動発生箇所の特性にどの程度影響を受けるか(b)地震や地域の特性に規制されているか(c)同じ地震という誘因であれば、地震や地域の特性が異なっても統一的に取り扱えるか、について検証する。

2.2 調査概要

2.2.1 調査に使用したデータ

本章では、地震で大規模な土砂災害が発生した 2004 年新潟県中越地震、2008 年岩手・宮城内陸地震、2016 年熊本地震の 3 つの地震を調査対象とした。調査対象地震の諸元を、防災科学技術研究所による地震・強震記録データ及びハスバートルら (2011)、地震調査研究推進本部 (2016) に基づき表-2.1 に示す。また、2.2.2 に記載した土砂の到達範囲に関する指標の計測を行うため、地震後の空中写真判読によって既に崩壊ポリゴンが作成されている範囲を調査対象範囲とした (図-2.1)。崩壊ポリゴンについて、中越地震及び岩手・宮城内陸地震は国土技術政策総合研究所で作成したもの、熊本地震 (2016 年 6 月豪雨前のデータで判読) は国土交通省九州地方整備局により作成されたものを使用している。また、到達範囲の計測や判読に用いた地形データ及びオルソ画像のデータは、災害後に国土交通省が実施した航空写真撮影・レーザ測量で取得されたものを使用している。

表-2.1 調査対象地震の諸元

	中越地震	岩手・宮城内陸地震	熊本地震
地震発生時刻 ^{※1}	2004/10/23 17:56	2008/6/14 8:43	2016/4/16 1:25
最大震度 ^{※1}	7	6強	7
マグニチュード ^{※1}	M 6.8	M 7.2	M 7.3
震源深さ ^{※1}	13 km	8 km	12 km
最大加速度 ^{※1}	1,750 gal	4,022 gal	1,362 gal
地震の種類	大陸プレート内地震	大陸プレート内地震	大陸プレート内地震
断層型 ^{※2}	逆断層	逆断層	横ずれ断層
調査対象範囲面積	40.8 km ²	524.9 km ²	508.8 km ²
調査対象範囲内の崩壊ポリゴン数	1392箇所	2953箇所	1489箇所

※1 防災科学技術研究所による地震・強震記録データを参照した。

※2 中越地震及び岩手・宮城内陸地震はハスバートルら (2011)、熊本地震は地震調査研究推進本部 (2016) を参照した。

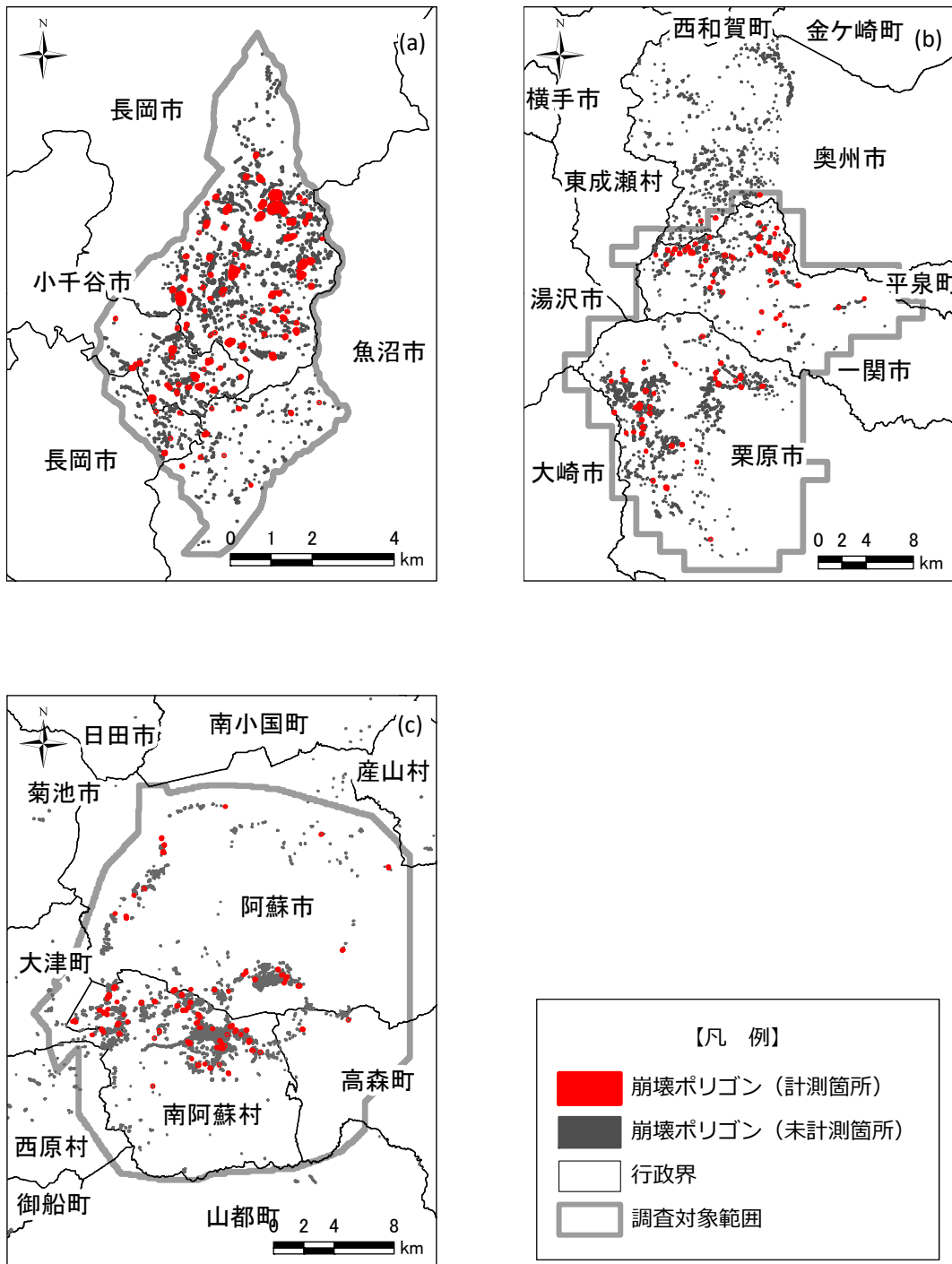


図-2.1 調査対象範囲
(a) 中越地震, (b) 岩手・宮城内陸地震, (c) 熊本地震

2.2.2 計測項目・計測方法

土砂の到達範囲に関係する指標として、西口ら（2016）の手法を参照し、オルソ画像及び地震前の 10 mDEM を用いて、以下の項目を計測した。

- A. 到達範囲末端から崩壊頂部までの流下経路の長さ（以下、「到達距離」という）
- B. 到達範囲末端から崩壊頂部までの比高（以下、「到達比高」という）
- C. 到達範囲末端から崩壊頂部までの見通し角（以下、「見通し角」という）
- D. 到達範囲末端の勾配（以下、「停止勾配」という）
- E. 崩壊面積
- F. 土砂流下形態（流動化の有無）

A・B は到達範囲を示す基本的な指標，C は流動性を表す指標，D は流下した崩壊土砂の停止条件に関わる指標として計測している。

A は崩壊範囲頂部から流下・堆積範囲末端を流下経路に沿って GIS 上において手動で計測し，B は崩壊範囲頂部と流下・堆積範囲の最低標高点との標高差とした。C は B を A で除して求め，D は流下・堆積範囲末端から上流 20 m の地点の比高を計測して求めた。A から D の計測イメージを図-2.2 に示す。E は GIS で崩壊ポリゴンの面積を算出した。F は流動化有り，流動化無しの 2 つに分類した。ここで，流動化の有無は，図-2.3 のように，崩壊面積に対して流下・堆積範囲が大きく，崩壊土砂が溪流に沿って流下しているものを流動化有り，崩壊面積に対して流下・堆積範囲が同程度以下で崩壊土砂が溪流に沿って顕著に流下していないものを流動化無しと判定している。

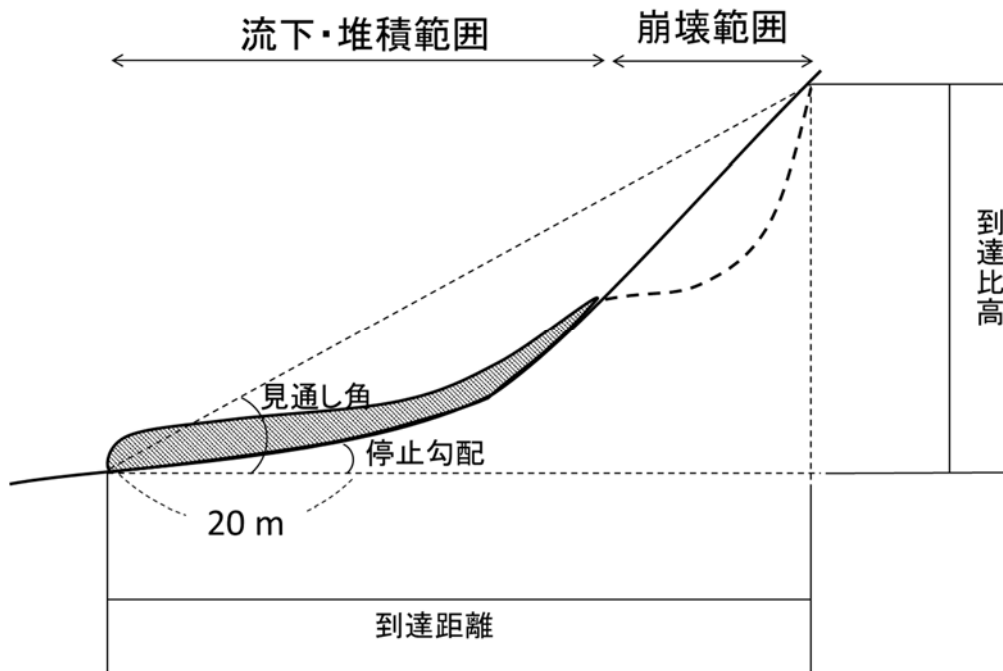


図-2.2 計測イメージ

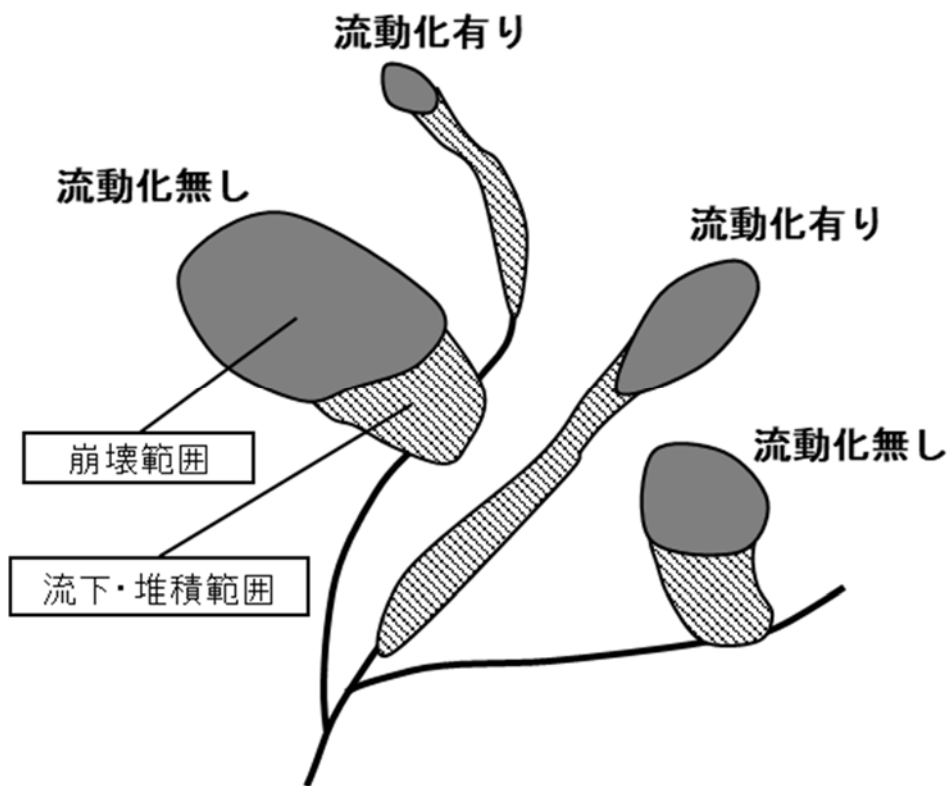


図-2.3 流動化の有無の判定イメージ

2.2.3 教師データと検証データの設定

土砂の到達範囲の計測を行う崩壊ポリゴンを図-2.1に示す調査範囲内から抽出した。本章では、発生規模と到達範囲に係わる指標との関係性の検証及び確率的な予測手法の作成に用いる教師データとして3つの地震からそれぞれ100箇所、手法の精度検証に用いる検証データとして3つの地震からそれぞれ100箇所、計600箇所の崩壊ポリゴンを抽出し、土砂の到達範囲の計測を行う。抽出にあたっては、既往研究において崩壊土砂量や崩壊面積等の発生規模が到達範囲に影響を与えていることが示されている（例えば、森脇、1987）ことから、崩壊面積を考慮した。すなわち、地震毎に調査対象範囲内の全ての崩壊ポリゴンの崩壊面積の頻度分布と計測箇所の崩壊面積の頻度分布が概ね等しくなるように抽出した。

具体的な抽出手順は次のとおりである。まず、教師データの候補を Microsoft Office Excel 2010 の RAND 関数を使用してランダムに抽出する。このとき、中越地震、岩手・宮城内陸地震では崩壊によって天然ダムを形成している事例があるが、全ての崩壊ポリゴン数に対して非常に数が少なく、ランダム抽出で計測箇所とならない可能性が考えられた。そこで、天然ダムを形成するような崩壊は、大きな被害をもたらすことが想定されるため、その到達範囲を評価しておくことが重要であると考え、既往資料（小山内ら、2007；国土交通省河川局砂防部、2008）における天然ダムの位置を参考にして、災害後のオルソ画像から天然ダムを形成した崩壊ポリゴンに該当すると判断できたものを全て教師データの候補とした。

その上で、天然ダムを含む全ての教師データの候補をオルソ画像で確認し、崩壊土砂の大半が崩壊範囲に残存するなどして、崩壊範囲が著しく不明瞭な場合は、崩壊面積の計測が困難であると考え、教師データから除外した。また、土砂が流下・堆積した範囲が不鮮明で到達範囲末端の把握が困難な場合も教師データから除外した。さらに、複数の崩壊ポリゴンから流下した土砂が合流し1つの範囲に堆積して、単独のポリゴンとしての評価が困難な場合についても、教師データから除外した。いずれの場合も、除外した崩壊ポリゴンの近傍で同程度の崩壊面積の崩壊ポリゴンと置き換えて教師データとした。

上記の方法で教師データを設定した後に、同様の方法で検証データを設定した。ただし、天然ダムを形成した事例は全て教師データとしたため、検証データには含まれていない。教師データ及び検証データとして土砂の到達範囲を計測した箇所の地域分布を図-2.1、崩壊面積の頻度分布を図-2.4に示す。この結果から、全ての崩壊ポリゴンの崩壊面積の頻度分布と教師データ・検証データの崩壊面積の頻度分布で大きな差や偏りは見られないことを確認した。

流動化有りに分類された教師データ・検証データはそれぞれ中越地震で1箇所・3箇所、岩手・宮城内陸地震で3箇所・2箇所、熊本地震で18箇所・16箇所であった。ただし、岩手・宮城内陸地震及び熊本地震では、流動化有りの崩壊ポリゴンについて、複数の崩壊ポリゴンから流下した土砂が合流し1つの範囲に堆積した場合で除外されたことにより、ラ

ンダム抽出の段階よりも箇所数が減少している（岩手・宮城内陸地震：200箇所中9箇所→5箇所，熊本地震：200箇所中45箇所→34箇所）。すなわち，流動化有りの割合が，岩手・宮城内陸地震では約2%，熊本地震では約6%減少している影響があると考えられる。また，流動化有りの崩壊ポリゴンの到達範囲を分析するためには，複数の崩壊ポリゴンから流下した土砂が合流し1つの範囲に堆積した場合の評価手法を検討する必要があり，今後の課題である。

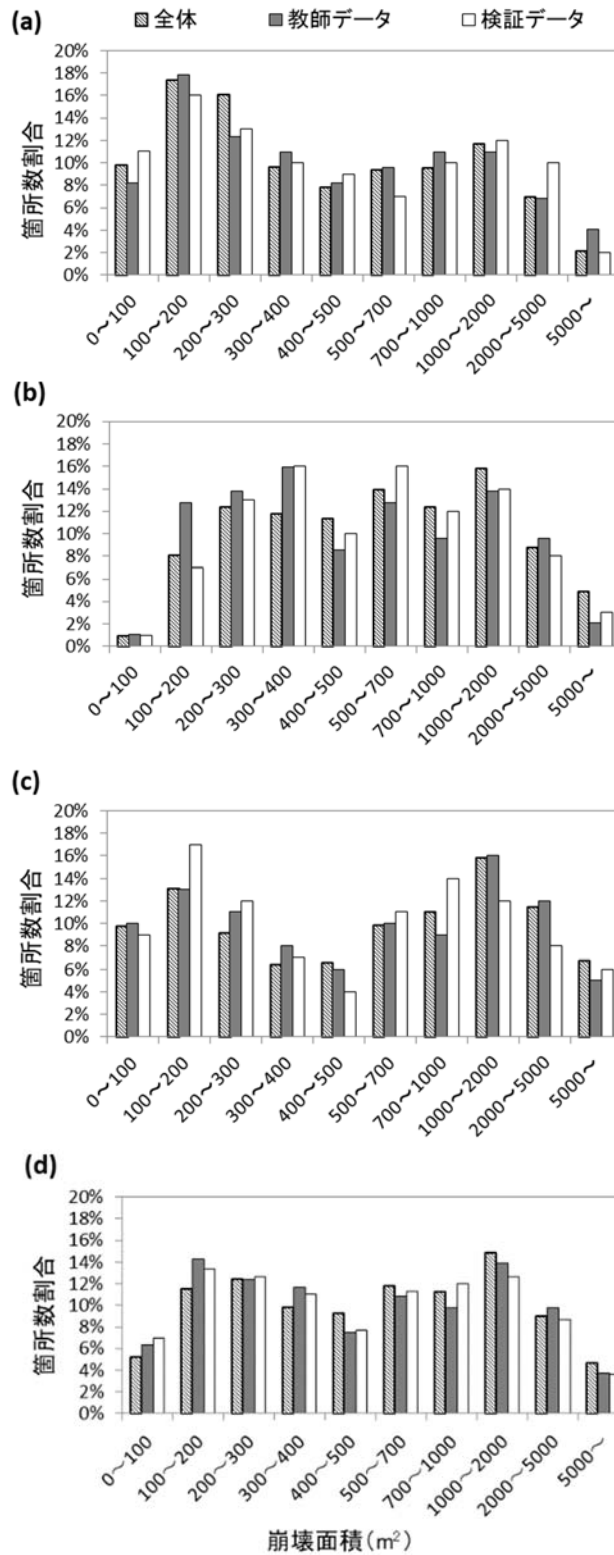


図-2.4 全ての崩壊ポリゴンと教師データ，検証データの崩壊面積の頻度分布
 (a) 中越地震，(b) 岩手・宮城内陸地震，(c) 熊本地震，(d) 3地震

2.3 発生規模と到達範囲に係わる指標との関係性の検証

2.3.1 検証方法

発生規模と到達範囲に係わる指標との関係性を検証するにあたり、以下のとおり a から d の関係について分析した。

- a. 崩壊面積と到達距離
- b. 崩壊面積と到達比高
- c. 崩壊面積と見通し角
- d. 崩壊面積と停止勾配

上記項目の分析にあたっては、教師データ 300 箇所について崩壊面積を横軸、到達範囲に係わる指標を縦軸とした両対数の散布図と回帰直線を作成する。また、各階級のデータ数が同じになるように崩壊面積を 10 階級に分割し、階級ごとの変動係数（標準偏差／平均値）を算出した。変動係数は、ある階級の崩壊面積における各計測項目の値の散らばり具合を示すものであり、言い換えると、崩壊面積から推定される平均的な到達範囲と実際に崩壊が発生した際の到達範囲との差違を表していると考えられる。なお、変動係数の算出にあたり、10 分割して各階級の教師データ数が 5 未満になる場合は、教師データ数が 5 以上となる分割数を再設定した。さらに、教師データの回帰直線からのばらつきを把握するため、70 及び 90 % 包絡する直線を回帰直線の切片のみを変更して作成した。回帰直線の作成イメージを図-2.5 に示す。

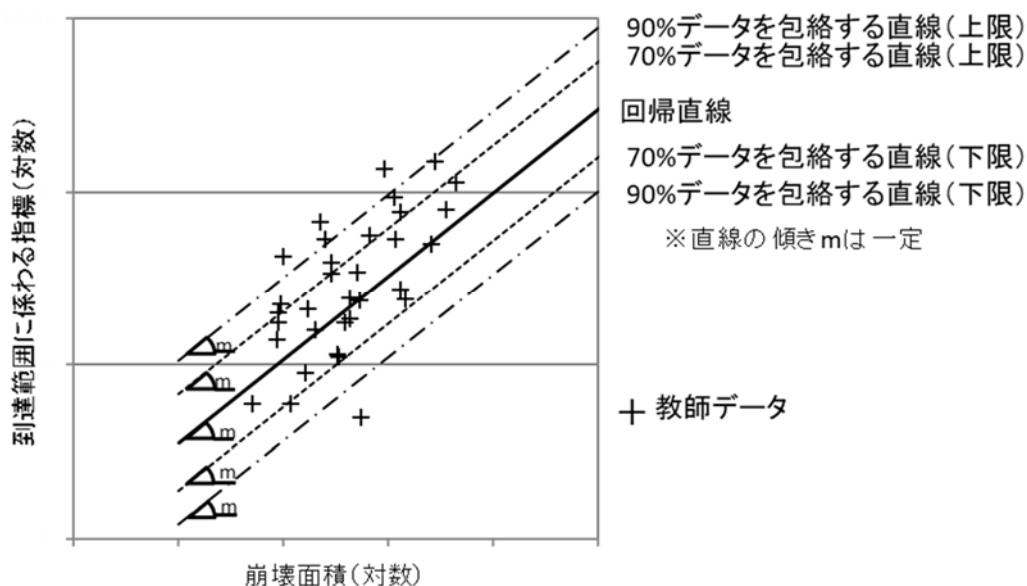


図-2.5 回帰直線の整理イメージ

2.3.2 検証結果

2.3.1 に示した検証方法の a. から d. について、地震別で整理した結果を図-2.6, 3 地震全体で整理した結果を図-2.7 に示す。

a. 到達距離について、対数の回帰直線の決定係数が地震毎で 0.60~0.83, 3 地震では 0.64 となり、崩壊面積との相関があり、崩壊面積が大きくなるにつれて到達距離が長くなる傾向が認められた。回帰直線の傾きは、地震毎に約 0.51~0.55, 3 地震の崩壊を対象とした場合で 0.49 と近い値となっていることから、地震のタイプや地震動特性、地質、先行降雨条件が異なっても、崩壊面積に応じた到達距離の増分は概ね一定であることを示している。変動係数については、地震毎, 3 地震とも概ね 1.0 未満となっている。これは土砂移動毎の到達距離の標準偏差が平均的な到達距離より小さいことを表しており、崩壊面積から推定される平均的な到達距離と実際に土砂移動が発生した際の到達距離との差は比較的小さいと想定される。

さらに、ほぼ同じ崩壊面積であっても、到達距離は最小値と最大値で 10 倍近く異なることがわかる。一方で、ほぼ同じ崩壊面積の場合の到達距離の最小値と最大値は包絡線に沿って分布しているように見える。すなわち、同じ崩壊面積の場合の到達距離の最小値と最大値の幅は崩壊面積による顕著な影響を受けておらず、対数軸上ではほぼ一定であると考えられる。ただし、熊本地震におけるほぼ同じ崩壊面積の場合の到達距離の最小値と最大値の幅は他の 2 地震に比べて大きかった。

b. 到達比高については、a. の結果と同様の傾向が確認できた。崩壊面積と到達比高の対数の回帰直線の決定係数が地震毎で 0.39~0.75, 3 地震の崩壊を対象とした場合で 0.53 となった。また、回帰直線の傾きは地震毎で 0.49~0.53 と差は小さく、3 地震で 0.48 となった。

さらに、ほぼ同じ崩壊面積の場合の到達比高の最小値と最大値は、包絡線に沿って分布する傾向が到達距離よりも弱まっている。特に、崩壊面積 1,000 m² より小さくなると、到達比高の最小値と最大値の幅が大きくなる傾向があることがわかる。このことは、変動係数が崩壊面積が小さい範囲で到達距離の変動係数よりも大きいことから読み取れる。よって、同じ崩壊面積の場合の到達比高の最小値と最大値の幅は崩壊面積による何らかの影響を受けていると考えられる。

c. 見通し角について、決定係数が低く、回帰直線の傾きはほぼ横ばいであった。一方で変動係数は 0.5 未満であり、これは崩壊毎の見通し角の標準偏差が平均的な見通し角の半分より小さいことを表している。これらの結果から、到達範囲末端から崩壊頂部までの見通し角について、崩壊面積に関わらず一定の範囲内に収まるものが多くを占めていたと考えられる。

d. 停止勾配について、決定係数が低く、回帰直線の傾きは約-0.41~-0.14 となっており、地震別にばらつきがみられた。変動係数についても平成 20 年岩手・宮城内陸地震と平成 28 年熊本地震では 0.5 未満となっているものの、平成 16 年新潟県中越地震で 1.0 以上となる

場合があった。

以上の結果から、**a**、**b** については崩壊面積に応じた到達範囲との相関があり、**c** については崩壊面積に関わらず到達範囲として一定の幅に収まるものと考えられる。

ここで、土砂の流下形態の違いによる影響について確認する。流動化有りの計測結果は、特に、崩壊面積と **b**. 到達距離の関係において、回帰直線の上側にプロットされた。つまり同じ崩壊面積でも到達距離が長くなる傾向が見られた。しかし、いずれの地震においても、流動化有りの最大値は流動化無しの最大値と近い結果となった。このことは、流動化により、崩壊面積の割に到達距離が長くなる可能性が高いものの、同じ崩壊面積の場合の到達距離の最小値と最大値の幅に強く影響を与えるものではないと考えられる。

+ 崩壊土砂の流動化無し □ 崩壊土砂の流動化有り — 回帰直線 回帰直線(的中率70%) - - 回帰直線(的中率90%) ○ 変動係数

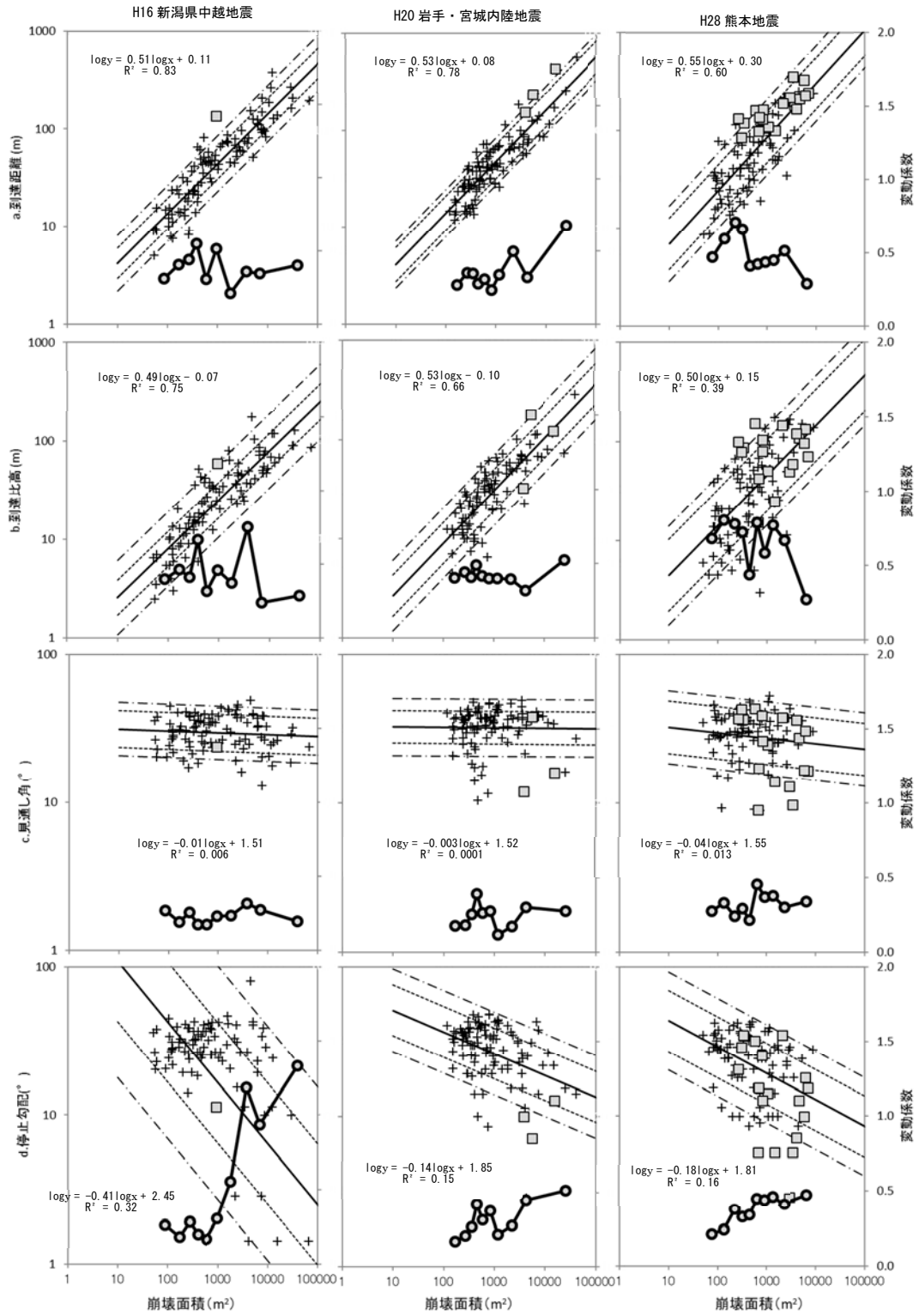


図-2.6 地震別の崩壊面積と計測項目との関係

+ 崩壊土砂の流動化無し □ 崩壊土砂の流動化有り — 回帰直線 回帰直線(的中率70%) - - 回帰直線(的中率90%) ○ 変動係数

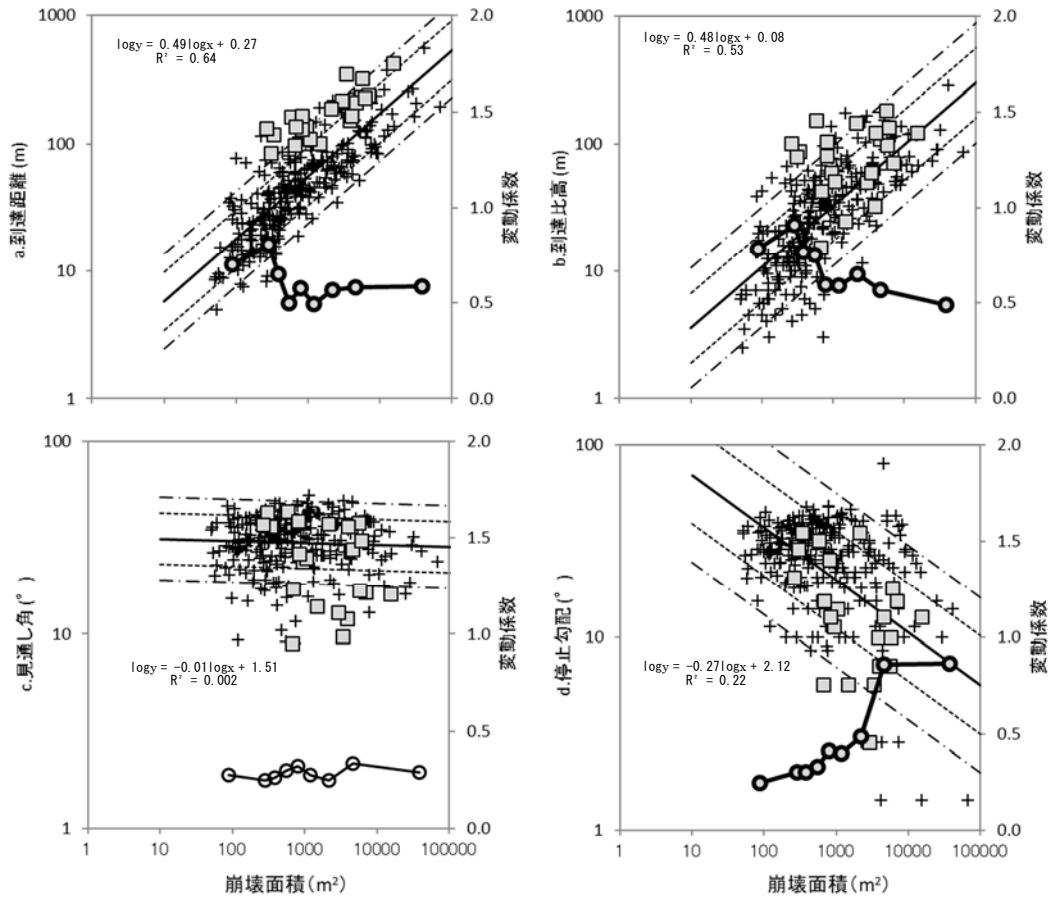


図-2.7 3地震全体の崩壊面積と計測項目との関係

2.4 到達範囲を確率的に予測する手法の提案

2.4.1 予測手法の検討

2.3の検証結果より、崩壊面積と到達距離には相関があるため、崩壊面積から到達距離を予測することは有効であると考えられる。しかし、同じ崩壊面積であっても到達距離には崩壊面積によらず、ばらつきがあった。このことから、崩壊面積から到達距離を決定論的に予測することは難しいと考えられる。ただし、流動化有りの事例が含まれていても、同じ崩壊面積のときの到達距離の最小値と最大値の幅は対数軸上でほぼ一定であった。このことから、流動化有りの事例を統一して、ある距離まで土砂が到達する確率を崩壊面積から予測できる可能性が考えられる。

そこで、本節では、どの土砂移動が流動化するかの推定が困難であることにも鑑み、土砂の流下形態の違いに因らず、崩壊面積からある距離に土砂が到達する確率を過去の事例に基づき経験的に予測する手法について提案する。まず、手法の構築に用いる教師データの崩壊について、個々の崩壊の崩壊面積を A_i 、その崩壊土砂の実績の到達距離を L_i とする。ここで、崩壊面積 A_i から予測される到達距離を $L_{pred}(A_i)$ とすると、崩壊面積と到達距離が両対数グラフ上で直線関係にあることから

$$\log_{10} L_{pred}(A_i) = m \log_{10} A_i + n \dots\dots\dots(2.1)$$

で表すことができると考えられる。ここで、 m 、 n は過去の事例に基づき同定される係数である。

次に、崩壊面積 A_i から予測される到達距離 $L_{pred}(A_i)$ に対して、崩壊面積 A_i であった崩壊の実績の到達距離 L_i がどの程度差があったかを表す指標として、実績と予測の比である R_i を式(2)のとおり定義する。

$$R_i = \frac{\log_{10}(L_i/m)}{\log_{10}(L_{pred}(A_i)/m)} \dots\dots\dots(2.2)$$

ここで、崩壊面積が等しいとき、到達距離の最小値と最大値の幅は対数軸上で概ね崩壊面積によらずほぼ一定であったことから、 R_i は一定範囲内に収まり、確率的に評価できると考えられる。以後、 R_i を実績予測比と呼ぶ。

そこで、図-2.7 に示した3地震の m 、 n を用いて教師データ 300 箇所 $\log_{10} L_{pred}(A_i)$ を算出し、式(2.2)により実績予測比 R_i の累積頻度を整理したところ、図-2.8 に示すように実績予測比 R_i の累積頻度の形状から、正規分布に従う累積分布関数で表現できる可能性があることが分かった。このことから、実績予測比 R_i が正規分布に従う確率変数 R 、その確率密度関数を $f(r)$ とすると、 R がある任意の実績予測比 r 以下となる累積分布関数 $F(r)$ は式(3)となる。

$$F(r) = \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left(-\frac{(t-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) dt \dots\dots\dots(2.3)$$

ここで t は実績予測比の変数, σ , μ はそれぞれ教師データ 300 箇所 の R_i の標準偏差, 平均である。このことから, 教師データから式(1)中の m , n 及び R_i の σ , μ を算出することにより, ある崩壊面積 A の崩壊土砂が崩壊面積から予測される到達距離 L に対して, 実績予測比 r 以下となる累積頻度, すなわち到達確率 $F(r)$ が式(2.3)によって事前に予測できると考えられる。以後, 式(2.3)を確率予測式と呼び, 次節より確率予測式の作成(係数の同定)と検証を行う。

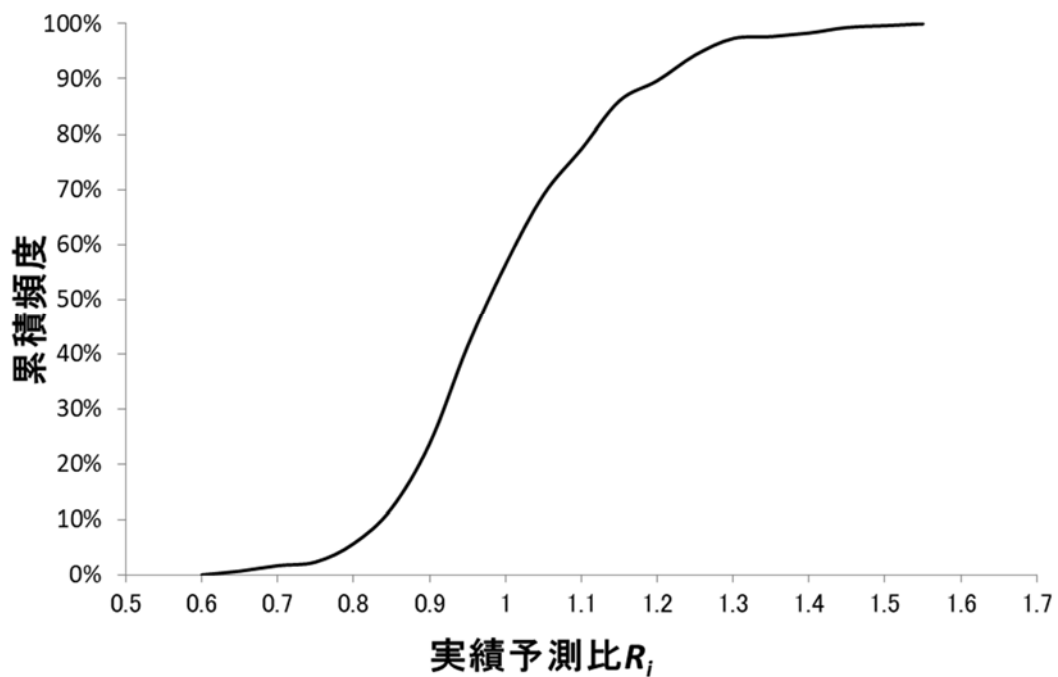


図-2.8 教師データ 300 箇所の実績予測比 R_i の累積頻度

2.4.2 確率予測式の作成

教師データから m , n , σ , μ を同定して確率予測式を作成する。作成にあたり、係数の同定に使用する教師データの違い（中越地震，岩手・宮城内陸地震，熊本地震，3地震）から4つの確率予測式を作成する。

まず， m , n は教師データの $\log_{10}L_i$ と $\log_{10}A_i$ から回帰直線の傾きと切片として算出する。この m , n は，図-2.6 及び図-2.7 において，教師データとなる地震に対応した傾きと切片である。次に m , n を用いて式(2.1)により $L_{\text{pred}}(A_i)$ を算出する。その上で，式(2.2)により対象となる教師データ全体の R_i を算出して，その σ , μ を整理した。ここでは，教師データとして用いた地震の名称を確率予測式の名称とした。算出結果を表-2.2 に示す。4つの確率予測式の間で m は 0.50 前後， μ はほぼ 1， σ は 0.94~0.145 で約 1.5 倍の差， n は 0.08~0.30 で最も大きい約 4 倍の差があり，それぞれの教師データから作成された確率予測式の違いは n の違いに表れているものと考えられる。係数の同定を行った 4 つの確率予測式により求められる到達確率 $F(r)$ を図-2.9 に示す。図-2.9 より，到達確率 $F(r)$ が 0 % から 100 % までの実績予測比 R_i の幅は，中越式及び岩手・宮城式で小さく，熊本式及び 3地震式で大きい。これは，図-2.6 において，熊本地震におけるほぼ同じ崩壊面積の場合の到達距離の最小値と最大値の幅は他の 2 地震に比べて大きいことが要因と考えられる。

表-2.2 確率予測式の教師データと係数

名称	教師データ	式(1)及び(3)の係数			
		m	n	σ	μ
中越式	中越地震	0.51	0.11	0.115	0.998
岩手・宮城式	岩手・宮城内陸地震	0.53	0.08	0.094	1.000
熊本式	熊本地震	0.55	0.30	0.143	1.000
3地震式	3地震	0.49	0.27	0.145	0.999

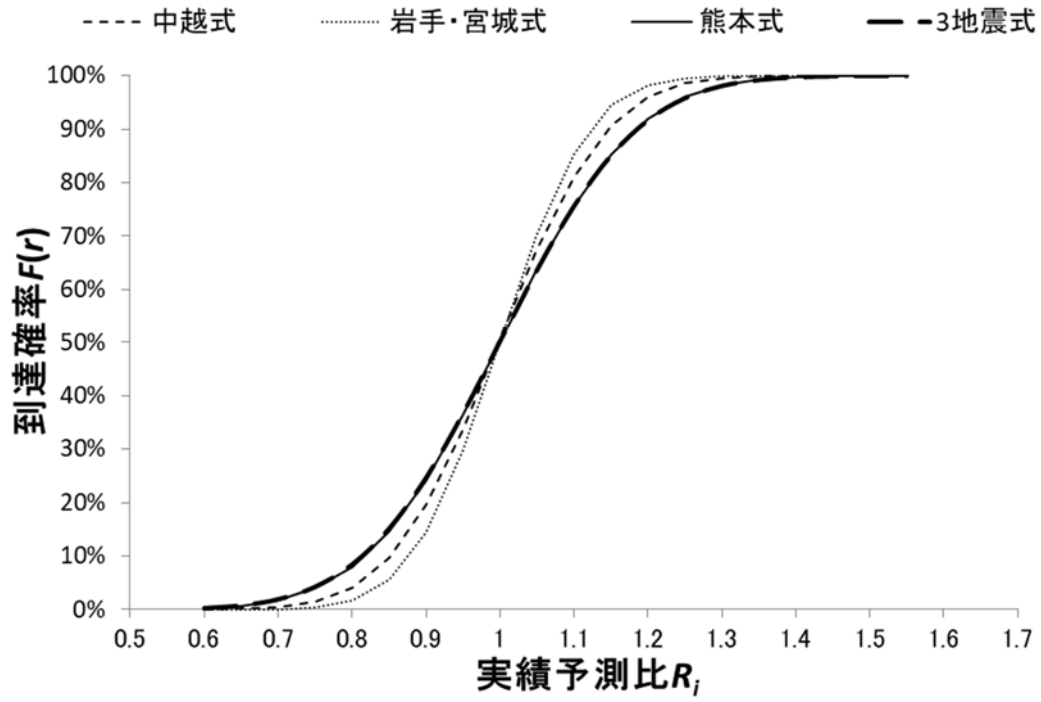


図-2.9 確率予測式の到達確率 $F(r)$

2.4.3 確率予測式の検証方法

2.4.2 で作成した 4 つの確率予測式について、係数の算出に使用していない検証データを用いて精度を検証する。検証方法を以下に示す。

まず、検証データの崩壊面積 A_i と教師データから作成した確率予測式の m, n を用いて検証データの $\log_{10}L_{pred}(A_i)$ を算出する。その上で、検証データ 100 または 300 箇所の実績予測比 R_i を算出し、累積頻度を整理する。この検証データの累積頻度と教師データから作成された確率予測式により求められる到達確率 $F(r)$ の関係を比較することにより、確率予測式の有効性を検証した。比較を行う組合せは表-2.3 のとおりである。

実際の累積頻度と確率予測式により求められる到達確率 $F(r)$ の関係を整理した結果を図-2.10~2.13 に示す。ここで、図-2.10~2.13 の実線は到達確率 $F(r)$ と検証データの累積頻度が一致した場合を示しており、実線よりグラフが上回れば確率予測式による予測が実績の累積頻度 비해過大評価（実績では土砂はより短い距離で停止）、実線よりグラフが下回れば確率予測式による予測が実績の累積頻度 비해過小評価（実績では土砂はより遠い距離まで到達）していることを示している。

表-2.3 確率予測式と検証データの組合せケース

ケース	確率予測式	検証データ
①-1	中越式	中越地震
①-2		岩手・宮城内陸地震
①-3		熊本地震
②-1	岩手・宮城式	中越地震
②-2		岩手・宮城内陸地震
②-3		熊本地震
③-1	熊本式	中越地震
③-2		岩手・宮城内陸地震
③-3		熊本地震
④-1	3地震式	中越地震
④-2		岩手・宮城内陸地震
④-3		熊本地震

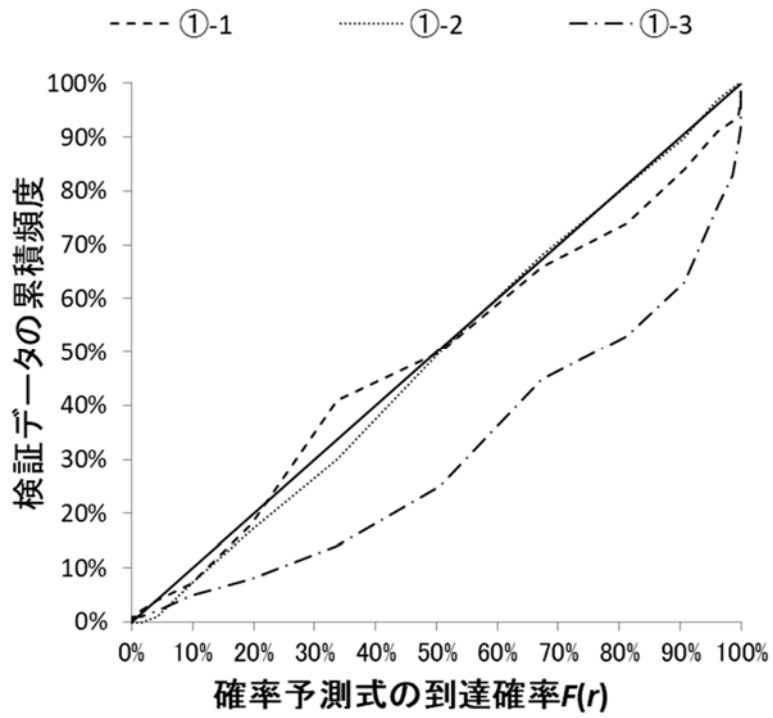


図-2.10 ケース①中越式の比較結果

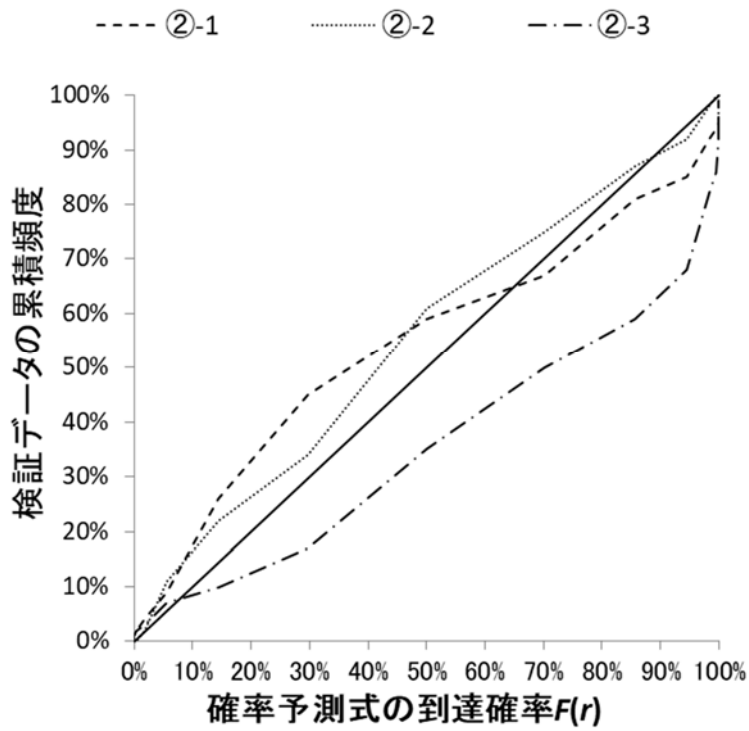


図-2.11 ケース②岩手・宮城式の比較結果

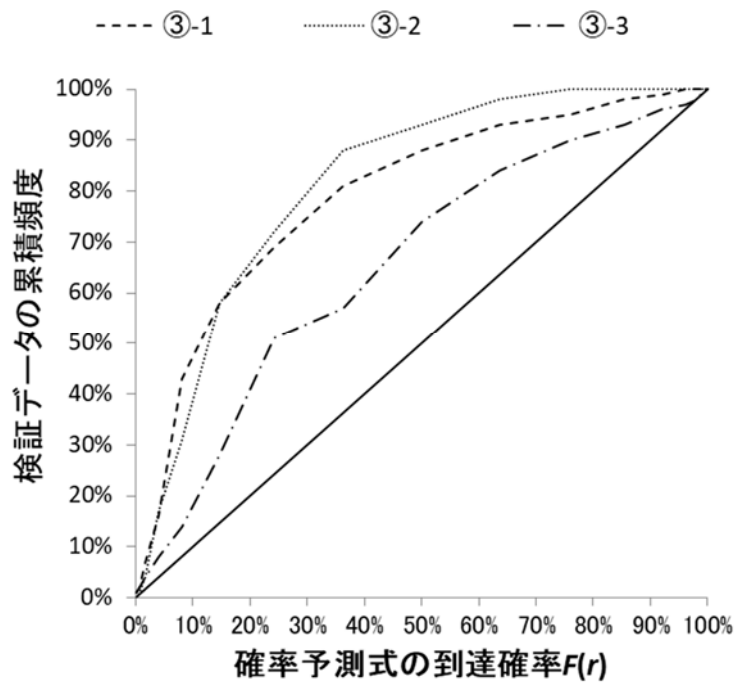


図-2.12 ケース③熊本式の比較結果

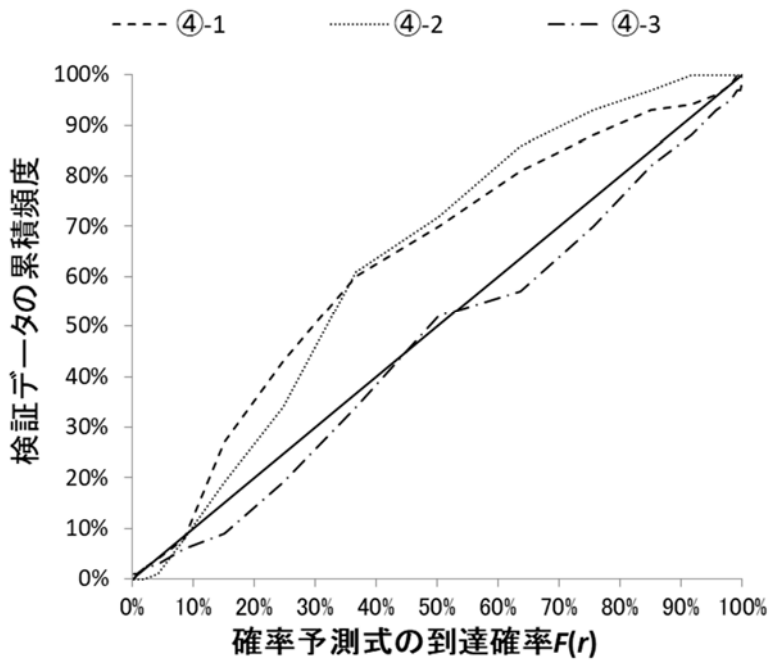


図-2.13 ケース④3地震式の比較結果

2.4.4 同じ地震内での適用検証

2.4.4.1 検証結果

地震毎に作成した確率予測式が同じ地震の他の土砂移動の到達距離を適切に予測できているか、すなわち、図-2.10~12 におけるケース①-1, ケース②-2, ケース③-3の結果を確認する。まず、ケース①-1では、中越式の到達確率 $F(r)$ と中越地震の検証データの累積頻度がほぼ一致しており、ケース②-2でも岩手・宮城式の到達確率 $F(r)$ と岩手・宮城内陸地震の検証データの累積頻度は近い値となっている。この結果から、中越地震と岩手・宮城内陸地震では、100箇所 of 教師データで同じ地震の他の土砂移動の到達確率を予測することが可能であると考えられる。また、中越地震と岩手・宮城内陸地震のそれぞれの到達確率 $F(r)$ が再現できたことから、同じ崩壊面積のときの個々の土砂移動発生箇所の特性による到達距離への影響は、一定の確率に収まる場合があることが示されたと考えられる。

一方で、ケース③-3では、熊本式の到達確率 $F(r)$ は熊本地震の検証データの累積頻度を過大評価している。この結果から、熊本地震では100箇所の教師データでは同じ地震の他の土砂移動の到達確率を予測することは困難であると考えられる。

2.4.4.2 適切な教師データ取得に関する分析

熊本地震では教師データ100箇所と同じ地震の他の土砂移動の到達確率を再現することができなかったことから、確率予測式を作成する際の教師データの取得方法に問題があった可能性が考えられる。そこで、熊本地震の事例を詳細に分析することにより、適切な教師データの取得に関する留意点を分析する。

熊本地震後の調査(石川ら, 2016)では、熊本地震における土砂移動現象の特徴を「a.カルデラ内壁の崩壊」、「b.中央火口丘群周辺の急斜面の崩壊」、「c.中央火口丘群周辺の緩斜面の崩壊や地すべり」、「d.外輪山周辺の台地周縁の崩壊」に分類している。このことから、この複数の土砂移動現象の特徴毎に同じ崩壊面積に対する到達距離の傾向が異なるため、100箇所では十分な精度が得られなかったのではないかと考えた。

ここで、2.3.2で述べたとおり、ほぼ同じ崩壊面積の場合の到達距離 L の最小値と最大値は、対数軸上における回帰直線と同じ傾きで切片が異なる包絡線に沿って分布していた。また、2.4.2で述べたとおり、地震毎の確率予測式の違いは、特に切片 n の違いとして表れていた。このことから、土砂移動現象の特徴毎に m の値が異なる可能性はあるものの、本研究では、個々の土砂移動に対する切片 n_i を土砂移動現象の特徴毎に整理することにより、同じ崩壊面積の場合の到達距離の傾向を把握し、熊本地震において確率予測式の精度が不十分だった要因を分析する。

石川ら(2016)が示した土砂移動現象の特徴毎にその分布範囲は明らかにされていないが、勾配及びシームレス地質図における岩相の分類と概ね範囲が一致すると考えられる。すなわち、シームレス地質図と崩壊ポリゴンを重ね合せて、崩壊ポリゴンの重心の岩相に

よって、「安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩」を「a.カルデラ内壁」,「デイサイト・流紋岩 溶岩・火砕岩」及び「玄武岩 溶岩・火砕岩」のうち崩壊ポリゴンの平均勾配が 30 度以上のものを「b.中央火口丘群周辺の急斜面」, 30 度以下のものを「c.中央火口丘群周辺の緩斜面」,「デイサイト・流紋岩 大規模火砕流」及び「安山岩・玄武岩質安山岩 大規模火砕流」を「d.外輪山周辺」に分類した (図-2.14)。教師データ及び検証データの土砂移動現象の特徴別の箇所数を表-2.4 に示す。なお, 上記の分類に該当しない 3 箇所の崩壊ポリゴンはその他に分類して, 分析から除外している。そして, 表-2.4 で示したとおり, 土砂移動現象の特徴毎に箇所数の違いはあるものの, 教師データと検証データにおいて, 土砂移動現象の特徴毎の大小関係に違いがないことがわかる。

次に, 熊本地震の教師データ 100 箇所及び検証データ 100 箇所の個々の土砂移動に対する切片 n_i を式(2.1)を変形した式(2.4)により算出する。

$$n_i = \log_{10} L_i - m \log_{10} A_i \dots\dots\dots(2.4)$$

そして, 土砂移動現象の特徴毎に切片 n_i をとりまとめるとともに, 切片 n_i について教師データの平均, 検証データの平均, 教師データと検証データの全体平均をそれぞれ整理した。整理結果を図-2.15 に示す。ここで, 比較のため, 100 箇所の教師データで同じ地震の他の土砂移動の到達確率を予測することが可能であった中越地震についても同様の整理を行っている (表-2.4)。なお, 中越地震ではシームレス地質図における岩相の分類をそのまま採用することとし, 教師データ 1 箇所・検証データ 3 箇所で対象となる数が非常に少なかった「非海成層」は除外している。そして, 表-2.4 に示すとおり, 熊本地震と同様に, 教師データと検証データにおいて, 岩相の分類毎に箇所数の大小関係に違いはなかった。

まず, 図-2.15 において, 土砂移動現象の特徴毎の切片 n_i の全体平均を見ると, 熊本地震では熊本式の切片 n と一致していないことがわかる。これは, 土砂移動現象の特徴毎に切片の傾向が異なる, すなわち土砂移動現象の特徴毎に同じ面積における到達距離の傾向が異なることを表しているものと考えられる。そして, この土砂移動現象の特徴は地質と地形によって分類されていることから, 熊本地震では, 地域特性によって到達距離が規制されていることもわかった。

次に, 土砂移動現象の特徴毎の切片 n_i の最小値と最大値の幅を見ると, 熊本地震の方がやや大きい, 中越地震でも一定程度のばらつきは存在する。一方で, 教師データと検証データのそれぞれの切片 n_i の平均は, 分類毎の箇所数に偏りがある中越地震でもほぼ一致していることに対して, 熊本地震では大きな差があった。このような教師データと検証データのそれぞれの切片 n_i の平均に差が生じた要因として, 熊本地震では個々の到達距離のばらつきが大きいこと, そのばらつきに対してサンプル数が不足していたことなどが可能性として考えられる。

これらの結果から, 熊本地震において確率予測式の精度が不十分だった要因として, ①

崩壊面積に対する到達距離の傾向が異なる土砂移動現象の特徴が複数存在し、②到達距離のばらつきが大きく、そのばらつきに対して 100 箇所では土砂移動現象の特徴毎の到達距離の傾向を適切に評価できなかつた、ことが考えられた。そして、今後適切に教師データを取得するためには、同じ地震であっても地域特性等の何らかの要因によって到達距離の傾向が異なる場合、その異なる傾向毎に十分な教師データを用意する、もしくは異なる傾向毎に確率予測式を作成することが、到達確率を精度良く予測することにつながるものと考えられる。

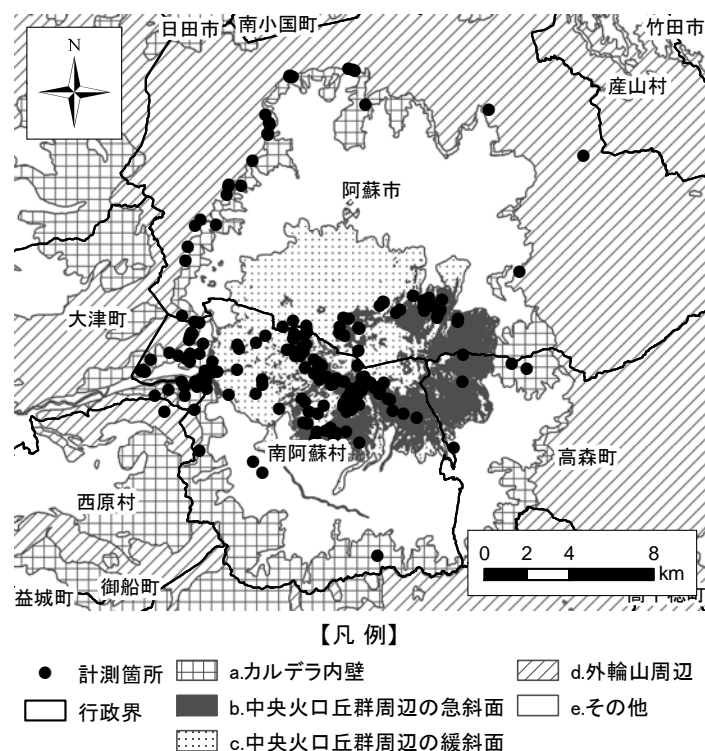


図-2.14 熊本地震の教師データ・検証データと土砂移動現象の特徴別の分類

表-2.4 土砂移動現象の特徴別の箇所数

地震	分類	教師データ 箇所数	検証データ 箇所数	計
熊 本 地 震	a.カルデラ内壁	27	18	45
	b.中央火口丘群周辺の急斜面	55	57	112
	c.中央火口丘群周辺の緩斜面	12	13	25
	d.外輪山周辺	5	10	15
中 越 地 震 (参 考)	海成層	20	14	34
	海成層 砂岩	22	25	47
	海成層 砂岩泥岩互層	43	37	80
	海成層 泥岩	3	8	11
	海成汽水成層ないし海成・ 非海成 混合層層 泥岩	11	13	24

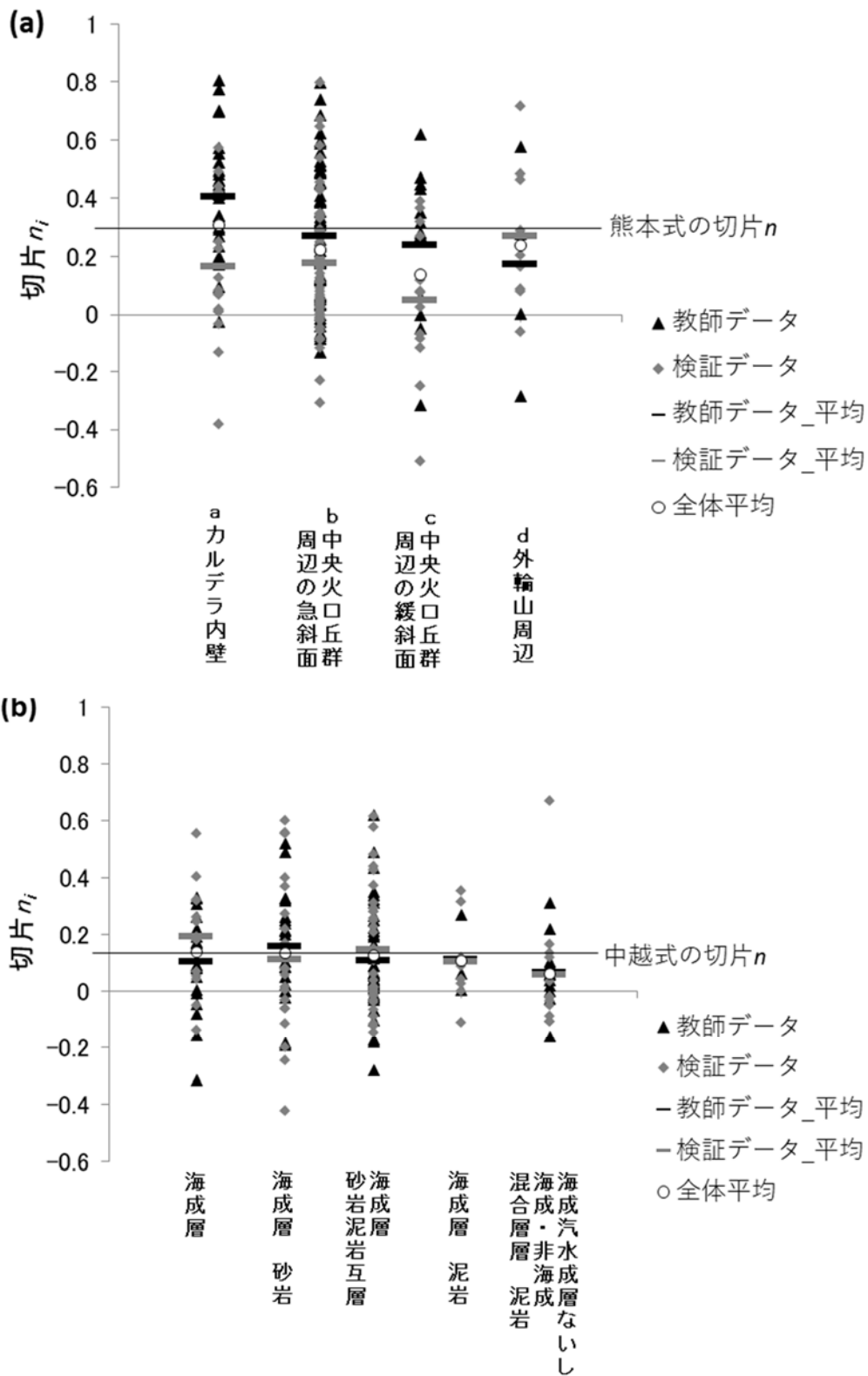


図-2.15 切片 n_i の整理結果
 (a) 熊本地震, (b) 中越地震

2.4.5 異なる地震への適用可能性の確認

地震毎に作成した確率予測式が異なる地震の土砂移動の到達確率を適切に予測できているか、また 3 地震の確率予測式が複数の地震を統一的に予測できるか、すなわち図-2.10～2.13 におけるケース①-2・3、ケース②-1・3、ケース③-1・2、④-1・2・3の結果を確認する。さらに、適用可能性の相対的な比較のため、到達確率 $F(r)$ と累積頻度の間で最大何 %の差が生じていたかを整理した(表-2.5)。表-2.5 より、到達確率 $F(r)$ と累積頻度の差は、同じ地震内の適用検証において図上ではほぼ一致したケース①-1 は 7%、近い値となったケース②-2 は 11%であった。一方、異なる地震での適用検証であるケース①-2 では、中越式の到達確率 $F(r)$ と岩手・宮城内陸地震の検証データの累積頻度の差は 4%、逆の組合せであるケース②-1 でも 15%となった。これらの結果から、中越地震と岩手・宮城内陸地震の間では、地震や地域の特性による規制の違いにより到達範囲が系統的に異なることはなく、統一的に崩壊面積によって到達距離を確率的に予測できる可能性が考えられた。

一方で、熊本式を他の地震に適用したケース③-1 は 45%、ケース③-2 は 52%の差、逆の組合せであるケース①-3 で 28%、ケース②-3 で 27%の差が生じており、熊本地震と中越地震及び岩手・宮城内陸地震を統一的に取り扱うことは困難であると考えられる。これは、同じ地震という誘因であっても、地震や地域の特性によって必ずしも統一的に取り扱えるものではないことを示していると考えられる。

3 地震を統一的に扱った 3 地震式は、熊本地震には適用できる可能性があるが、中越地震や岩手・宮城内陸地震には最大 20%強の乖離が見られたが、中越式のように単独の地震を対象とした予測式に比べると、全体的な実績と予測の乖離は減少した。

以上より、中越式の岩手・宮城内陸地震への適用事例のように、ある地震を教師データとして作成した確率予測式が異なる地震の崩壊の到達確率を予測できる可能性があることが示された。

一方で、地震によって異なる到達距離の特徴を有することもあり(例えば、熊本地震のカルデラ内壁)、ある地震の確率予測式が異なる地震への適合性を確認する手法については、同じ面積における到達距離の傾向が異なる要因をより詳細に分析する必要があると考えられ、今後の検討が必要である。ただし、3 地震式の検討から、地震の事例数を増やすことにより一定程度の精度(本研究で到達確率で 20%強の誤差)で予測できる可能性も考えられた。

表-2.5 到達確率 $F(r)$ と累積頻度の最大の差

ケース	確率評価式	検証データ	$F(r)$ と累積頻度の最大の差
①-1		中越地震	7%
①-2	中越式	岩手・宮城内陸地震	4%
①-3		熊本地震	28%
②-1		中越地震	15%
②-2	岩手・宮城式	岩手・宮城内陸地震	11%
②-3		熊本地震	27%
③-1		中越地震	45%
③-2	熊本式	岩手・宮城内陸地震	52%
③-3		熊本地震	27%
④-1		中越地震	23%
④-2	3地震式	岩手・宮城内陸地震	24%
④-3		熊本地震	7%

2.5 まとめ

本章では、地震を誘因とした土砂移動における「流動化した土砂の到達範囲の予測」のために、3つの地震を対象に土砂災害の種類を限定せず、崩壊面積と土砂の到達範囲のデータを収集した。その上で、流動化を包含した適用範囲の広い予測手法として、崩壊面積から崩壊土砂の到達距離を確率的に予測する経験的な手法を提案し、提案した手法の精度を検証・分析した。本章で得られた結果は以下のとおりである。

- 1) 発生規模と到達範囲に係わる指標との関係性を検証した結果、崩壊面積と到達距離及び到達比高に相関が確認できた。また、見通し角は崩壊面積に関わらず到達範囲が一定の幅に収まることが確認できた。
- 2) 崩壊面積と到達距離及び到達比高には相関があるが、同じ崩壊面積であっても土砂の到達範囲にはばらつきがある。ただし、到達距離については、流動化した土砂移動を含めて、地震毎に同じ崩壊面積のときの最小値と最大値の幅が対数軸上ではほぼ一定であった。
- 3) 実績予測比 R_i を正規分布の累積分布関数で表現することにより、ある崩壊面積 A の崩壊土砂が崩壊面積から予測される到達距離に対して、ある任意の実績予測比 r 以下の地点まで到達する確率 $F(r)$ を予測する式を提案した。
- 4) 中越地震と岩手・宮城内陸地震は、それぞれの教師データを用いて係数を同定した確率予測式により、当該地震の他の崩壊土砂の到達確率を再現することができた。このことから、同じ崩壊面積のときの個々の土砂移動発生箇所特性による到達距離への影響は一定の確率に収まる場合があることが示された。
- 5) 熊本地震のように同じ地震であっても地域特性等の要因によって到達距離の傾向が異なる場合もあることが分かった。このような場合、傾向毎に十分な教師データを抽出する、もしくは異なる傾向毎に確率予測式を作成することが、到達確率を精度良く予測することにつながるものと考えられる。
- 6) 中越地震と岩手・宮城内陸地震の間では、地震や地域の特性による規制の違いにより到達範囲が系統的に異なることはなく、異なる地震であっても、統一的に崩壊面積によって到達距離を確率的に予測できる可能性が考えられた。
- 7) 以上より、本章で提案した確率予測式は流動化を包含した土砂の到達範囲の予測に資するものであり、今後のデータ蓄積、検証の積み重ねによる精度向上により、実用化されることが期待される。

- 福田徹也・佐々木靖人・脇坂安彦 (2005) 表層崩壊による崩土到達範囲確率予測手法の開発, 応用地質, Vol.46, No.5, p.265-279
- 地震調査研究推進本部 (2016) 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震の評価, https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_kumamoto_3.pdf, 参照 2020-01-23
- ハスバートル・石井靖・丸山清・寺田秀樹・鈴木聡樹・中村明 (2011) 最近の逆断層地震により発生した地すべりの分布と規模の特徴, 日本地すべり学会誌, Vol.48, No.1, p.23-28
- 石川芳治 (1999) 地震による土石流の発生に関わる地形, 地質条件, 砂防学会誌, Vol.51, No.5, p.35-42
- 石川芳治・久保田哲也・青戸一峰・飯島康夫・井川寿之・池上忠・池田誠・植弘隆・上原祐治・内村雄一・江川佳苗・大石博之・岡野和行・海堀正博・桂真也・加藤誠章・川原慎一郎・古賀省三・坂島俊彦・相楽渉・地頭菌隆・篠原慶規・清水収・下田義文・鈴木滋・鈴木正美・瀬戸康平・田方智・寺田秀樹・寺本行芳・堂ノ脇将光・飛岡啓之・鳥田英司・中濃耕司・西川友章・花田良太・平川泰之・福塚康三郎・藤澤康弘・藤田正治・正木光一・宮田直樹・山口和也・山下伸太郎・山根誠・横尾公博 (2016) 平成 28 年熊本地震による土砂災害, 砂防学会誌, Vol.69, No.3, p.55-66
- 急傾斜地崩壊防止工事技術指針作成委員会 (2019) 新・斜面崩壊防止工事の設計と実例, 一般社団法人全国治水砂防協会, p.95-98
- 公益社団法人砂防学会 (2018) 平成 30 年北海道胆振東部地震土砂災害緊急調査に基づく提言, <https://jsece.or.jp/wp-content/uploads/2018/10/201810teigen.pdf>, 参照 2020-01-23
- 国土交通省河川局砂防部 (2008) 平成 20 年岩手・宮城内陸地震により発生した河道閉塞 (天然ダム) 箇所について, http://www.mlit.go.jp/report/press/river03_hh_000052.html, 参照 2020-01-23
- 森脇寛 (1987) 崩土の到達距離予測, 地すべり, Vol.24, No.2, p.10-16
- 西口幸希・内田太郎・田中健貴・蒲原潤一・奥山遼佑・日名純也・松原智生・桜井亘 (2016) 深層崩壊の発生に伴う土砂移動現象と被害発生位置の実態, 砂防学会誌, Vol.68, No.6, p.31-41
- 小山内信智・富田陽子・秋山一弥・松下智洋 (2009) がけ崩れ災害の実態, 国土技術政策総合研究所資料, No.530
- 小山内信智・内田太郎・伊藤英之 (2007) レーザープロファイラーを用いた地震時形成天然ダムの即時抽出手法, 土木技術資料, Vol.49, No.9, p.42-47

第 3 章 空中電磁探査を活用した土砂移動発生場・発生規模に関する水理地質構造の特徴分析

3.1 緒言

地震を誘因とする土砂移動の発生規模には、地形条件、地盤条件、地震動特性が影響していると考えられる。地形条件について、武澤ら（2013）らは起伏量と規模の大きな土砂移動との関係を分析し、また、起伏量が土砂移動の規模を規制していることが示唆されている（例えば、Frattini and Crosta, 2013 ; Gallen et al. 2015）ように、地形条件と発生規模との関係はこれまで定量的な分析が進められ、航空レーザ測量技術の発展により精度の高い地形データを用いた分析が行われている。

一方、大規模な土砂移動の発生は地形条件のみならず地盤条件にコントロールされていることが指摘されてきた。例えば、発生規模の大きな深層崩壊の要因となるキャップロック構造（例えば、大丸ら、2011）などの地下水を規制するような地質構造、すなわち水理地質構造が影響していることがわかっている。発生規模を予測する際には、このような水理地質構造を定量的に評価することが精度向上に資すると考えられる。しかし、これまでの地盤構造が土砂移動に及ぼす研究の多くは、土砂移動が発生した斜面の地盤構造を調査したものが大半であり、面的な水理地質構造を把握した上で、水理地質構造と発生規模との関係を定量的に分析した研究事例はない。そこで筆者は、広域における深さ方向を含む地盤条件に関するデータを取得できる空中電磁探査に着目した。

空中電磁探査は、既往の点・線的な地質調査技術では取得困難な広域の地質構造を、面的に把握する概査手法である。土砂移動に対する空中電磁探査の適用性の検討は、鈴木ら（2009）や横山ら（2010）によって深層崩壊を対象として始められ、紀伊山地など付加体地域で数多くの研究成果が報告されている（例えば、岡本ら、2013 ; 木下ら、2013 ; 桜井ら、2014 ; 桜井ら、2015 ; 小杉ら、2015）。一方、火山地域では、栗駒山（河戸ら、2011 ; 山越ら、2012）での検討以降、十勝岳（諸橋ら、2015）、樽前山（山口ら、2015）、北海道駒ヶ岳（古賀ら、2015）、岩手山（小原ら、2014）、吾妻山（大平ら、2014）、富士山（千葉ら、2014）、阿蘇山（坂井ら、2014）、霧島山（下村ら、2014）と近年数多くの調査事例が報告され、総括的な研究も進められている（瀬戸ら、2015）。これらの研究は、いずれも地形要素と比抵抗パターン（比抵抗の深度構造）に基づいて危険斜面を抽出する試みである。しかし、空中電磁探査から得られた比抵抗パターンが示す水理地質構造を調査ボーリング等によって直接確認した事例は未だに見られない。また、空中電磁探査で得られた比抵抗パターンと実際の地震で発生した土砂移動との関係を分析するためには、地震による土砂移動発生前に空中電磁探査を実施して地盤構造を把握しておく必要があるが、予めデータを取得しておくことは困難である。このことから、比抵抗パターンについて、実際の地震で発生した土砂移動との関係を分析した事例はない。

本章では、2016年熊本地震前に阿蘇山中央火口丘周辺で実施した空中電磁探査の結果の

うち、山体西麓斜面で特徴的な水理地質構造を示唆すると推測した比抵抗パターンについて、深層崩壊の要因となる水理地質構造であることを調査ボーリングを含む各種調査結果から明らかにする。この結果を踏まえ、比抵抗パターンを定量的に表現する手法を提案した上で、2016年熊本地震を対象に、既往研究で数多く実施される土砂移動発生場との関係を分析することで、定量的な地盤条件を用いた分析を試みる。そして、最後に「発生規模の予測」の精度向上に資する、深さ方向が考慮された地盤条件データと発生規模との定量的な分析を実施する。

3.2 空中電磁探査の概要

空中電磁探査は、電磁誘導現象を利用する電磁探査の一つで、ヘリコプターに曳航した電磁センサーを用いて地中の電磁場応答を測定することで、広域斜面の比抵抗 3次元構造を把握する探査手法である。

本研究での空中電磁探査は、周波数領域タイプの RESOLVE 測定システム (図-3.1) を使用し、計測・解析方法は、(社)物理探査学会 (2008a) にしたがって実施した。

RESOLVE 測定システムでは、人工的に送信コイルから発生させた 1次磁場 (H_p : 交流磁場) が、地中を通過する際に磁束の変化を妨げる (打ち消す) ように渦電流 (誘導電流) が流れ、その渦電流による 2次磁場 (H_s : 交流磁場) の強さを受信コイルで測定し、1次磁場に対する 2次磁場の割合から比抵抗を算出する (物理探査学会, 1998a)。

この場合の電磁応答の物理的性質は、短巻ループで近似した場合の応答式 (Grant and West, 1965) として次式で表される。

$$\frac{H_s}{H_p} = M \cdot \frac{1}{L} \left(\frac{\alpha^2}{1+\alpha^2} + j \frac{\alpha}{1+\alpha^2} \right) = (I + jQ) \dots\dots\dots (2.1)$$

ここで、 H_p : 1次磁場の強さ、 H_s : 2次磁場の強さ、 M : 相互係数 (送信コイルと受信コイルの形状及び電磁センサーの高度に関係)、 $\alpha = \omega L / \rho$ で、 ω : 角周波数 ($2\pi \times$ 交流電流の周波数)、 L : 地中渦電流のインダクタンス、 ρ : 地中渦電流の電気抵抗、 j : 虚数単位、 I : 同相成分比、 Q : 離相成分比である。実際の測定では、既知量である 1次磁場の強さに対して、2次磁場を十分に増幅し、これを同相成分比と離相成分比として測定している (物理探査学会, 1998a)。

また、探査深度 (比抵抗の探査の対象となる深度) は使用した交流電流の周波数と地盤の比抵抗の関係式 (Sengpiel and Siemon, 2000) から算出する。

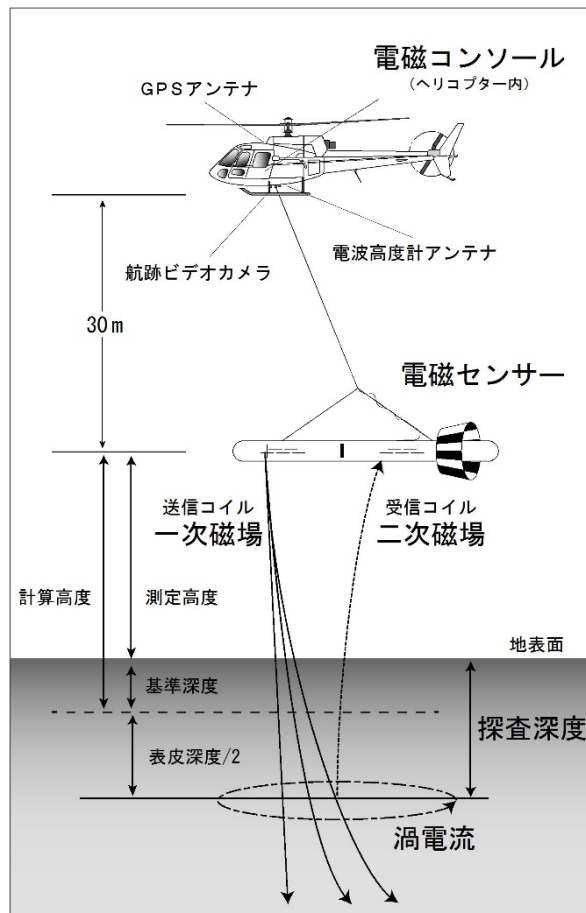
$$Z_p = d_a + P_a / 2 \dots\dots\dots (2.2)$$

ここで、 Z_p ：探査深度、 d_a ：基準深度、 P_a ：表皮深度（電磁場が地表から地下に入って振幅が約 3 分の 1 まで減衰する深度）である。基準深度は $d_a = D_a - h$ で、 d_a ：計算高度、 D_a ：測定高度である。また、表皮深度 P_a は次式で示される（物理探査学会，1998b）。

$$P_a \cong 503 \sqrt{\frac{\rho_g}{f}} \dots\dots\dots (2.3)$$

ここで、 f ：使用した交流電流の周波数、 ρ_g ：地盤の比抵抗である。

空中電磁探査で計測される比抵抗は、主に単位体積当りの含水量と粘土の含有量によって支配される物性値である（土木学会関西支部，1997）。単位体積当りの含水量を示す指標として、間隙率に飽和度を乗じた体積含水率が用いられている。間隙率が大きく地下水で飽和した地質ほど、あるいは粘土が多い地質ほど比抵抗は低く、新鮮で間隙が少ないか、間隙率が大きくても地下水が不飽和な地質ほど比抵抗は高くなる（図－3.2）。



図－3.1 空中電磁探査の概要

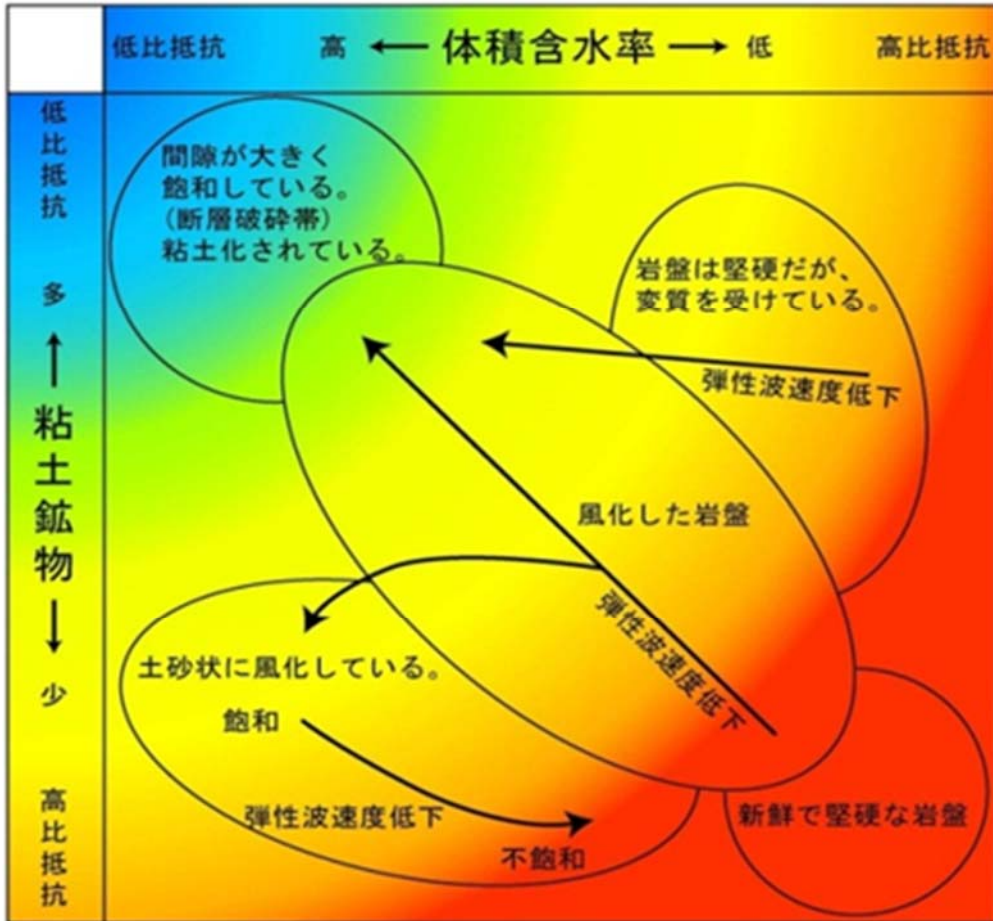


図-3.2 体積含水率・粘土鉱物と比抵抗の関係 (土木学会関西支部, 1997)

3.3 検討対象地域

検討対象地域は 2016 年熊本地震により多数の土砂移動が発生した阿蘇地域とした(図-3.3)。阿蘇地域は主に、阿蘇カルデラの外郭を形成する外輪山とカルデラ内に位置する阿蘇中央火口丘、外輪山に取り囲まれたカルデラ盆地によって構成されている。

阿蘇カルデラは、南北方向に約 25 km、東西方向に約 18 km を及び、世界でも有数の大きさである。阿蘇カルデラは主に先阿蘇火山岩類とそれらを被覆するカルデラ形成期火砕流堆積物から構成されている(小野・渡辺, 1985)。この火砕流堆積物は約 27~9 万年の間に発生し、その噴火が発生した年代から aso-1~aso-4 に分類されている(小野ら, 1977)。外輪山はカルデラ壁とも呼ばれているように、全体的に急斜面を呈している。

阿蘇中央火口丘は、約 7~8 万年前のカルデラ噴火の後に形成されたもので、少なくとも 17 以上の独立した山体から構成され、岩種は玄武岩から流紋岩まで多様である(小野・渡辺, 1985)。形成後の中央火口丘は局所的な溶岩流や大量のテフラを供給し、阿蘇地域の地質形成に大きな影響を与えている(Miyabuchi, 2009)。最高標高は 1,592 m であり、カルデラ盆地との標高差は概ね 1,000 m である。阿蘇中央火口丘の斜面勾配は比較的緩く丘陵状の地形を呈している。

外輪山に取り囲まれたカルデラ盆地には、北側(阿蘇谷)に黒川、南側(南郷谷)に白川が流れている。黒川と白川は阿蘇カルデラ南西部で合流し、阿蘇カルデラの切れ目である立野火口瀬を通して、熊本平野へと流れている。カルデラ盆地は非常に勾配が緩く、阿蘇カルデラ内では黒川、白川の豊富な水環境を生かして農耕が行われている。カルデラ盆地内には約 5 万人が居住しており、カルデラ盆地内にこれほど多くの人々が住んでいることは世界的に見ても非常に希少な例である。また、このような非常に珍しい風土・環境のため、世界中から観光客が訪れる景勝地となっている。一方で、ひとたび災害が発生すると人的、経済的に甚大な被害を及ぼすこととなる。

阿蘇地域の気候について、平均気温は 12.9°、年間平均降水量は約 2,800 mm(気象庁 阿蘇乙姫観測所)であり、日本の中でも比較的多雨な地域である。過去には、梅雨前線に伴う豪雨によって、1990 年、2001 年、2012 年に豪雨による地すべりが多発する災害が発生している(Miyabuchi and Daimaru, 2004; 石川ら, 2016)。

なお、調査対象地域では、中央火口丘起源の降下テフラが厚く堆積し、そのテフラに火山灰を主な母材とし無層理で腐食に富む「黒ボク土」が共在している(宮縁・渡辺, 1997)。環境省自然環境局生物多様性センターの自然環境調査 Web-GIS によると、植生は中央火口丘の山腹は主に火山荒原、二次草原、低木群落であり、山麓にはスギ・ヒノキ・サワラの植林地が広がっている。また、外輪山は主に二次草原とスギ・ヒノキ・サワラの植林地で構成されている。

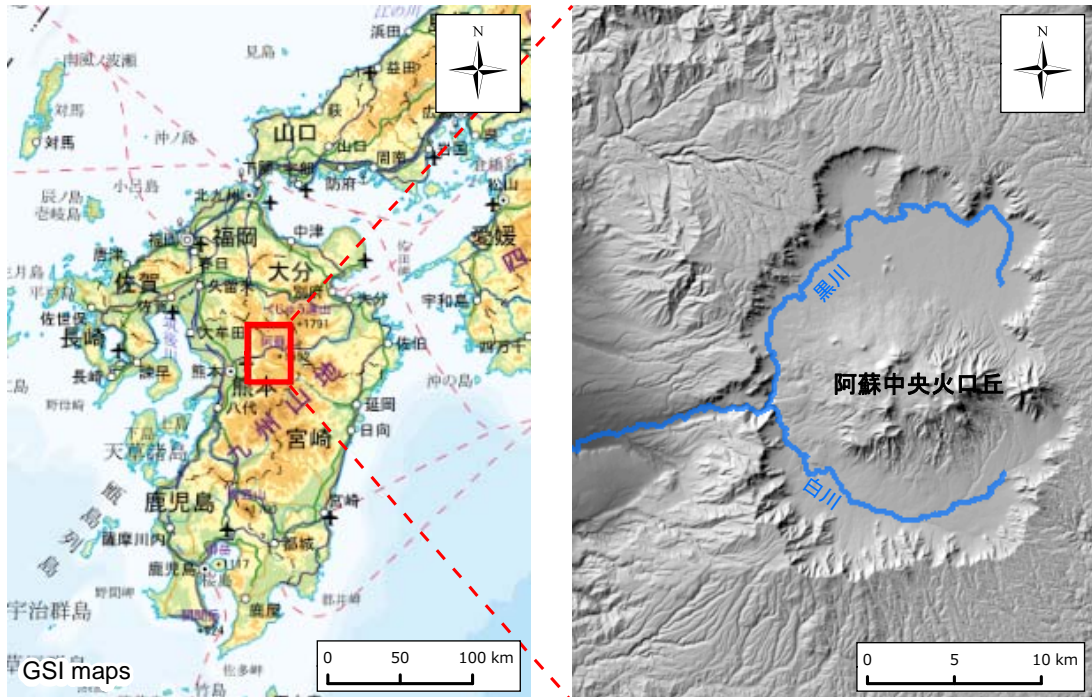


図-3.3 検討対象地域の位置図

3.4 検討対象地域における比抵抗の測定

3.4.1 測定方法

空中電磁探査による比抵抗の測定は、阿蘇中央火口丘周辺の 57.0 km² で実施した。空中電磁探査の計測時期は熊本地震前の 2013 年 12 月 16 日, 同年 12 月 24 日～25 日及び 2014 年 3 月 10 日～12 日 (合計 6 日間) である。計測高度は 60 m, 測線間隔は 100 m, 測線上を約 30 km/h で飛行しながら 1 秒毎に 10 データ, すなわち測線上では約 0.8 m 間隔で比抵抗が計測されている。測定に使用した周波数は, 140,000 Hz (深度 6 m), 31,000 Hz (深度 14m), 6,900 Hz (深度 30 m), 3,300 Hz (深度 45 m), 1,500 Hz (深度 65 m), 340 Hz (深度 140 m) である。なお, 周波数に併記した深度は, 100 Ω・m の仮想均一地盤とした場合の角周波数の探査深度である。

計測して得られた測線上の比抵抗データについて, 周波数毎に比抵抗値を測線間で補間して平面格子データに作成する。そして, 格子点毎に比抵抗と周波数の関係から探査深度を算出して深度表示の比抵抗平面情報を作成し, さらに DEM と組み合わせることで標高表示の比抵抗平面情報を作成する。この標高表示の比抵抗平面情報は周波数毎に 6 つ作成されており, この 6 つの比抵抗平面情報を GIS で 3 次元的に補間して, 3 次元比抵抗データを作成している。本研究では, 3 次元比抵抗データから深度 0 m～100 m まで深度 10 m 毎に 10 m メッシュの比抵抗データを作成して分析に用いている。

3.4.2 測定結果

比抵抗の測定範囲, 分析に使用した比抵抗データのうち深度 0m の比抵抗を図-3.4 に示す。なお, 比抵抗測定範囲には合計で 583,681 メッシュが存在している。

深度 0m の比抵抗の範囲は 2.3 Ω・m～8,552.5 Ω・m であった。最も高比抵抗であった地域は, 中央火口丘群よりも形成年代が古く, 約 15 万年前頃に形成された根子岳周辺であり, 1,000 Ω・m を超える比抵抗が広く分布している。また, 大規模な噴火が 4 回発生した約 9 万年前以降に形成された中央火口丘群である高岳・烏帽子岳・御竈門山などの各山体でも 250 Ω・m～1,000 Ω・m の高比抵抗であった。一方で, 中央火口丘群の西端には 120 Ω・m 以下の低比抵抗を示す特異な地域が存在する (図-3.4)。この地域は, 「湯の谷」や「地獄・垂玉」など古くから利用されている温泉地があり, 熱水や水蒸気が噴き出す天然の噴気孔が存在する地熱地帯がある。本研究では, この地域を西麓地熱地帯と呼ぶ。

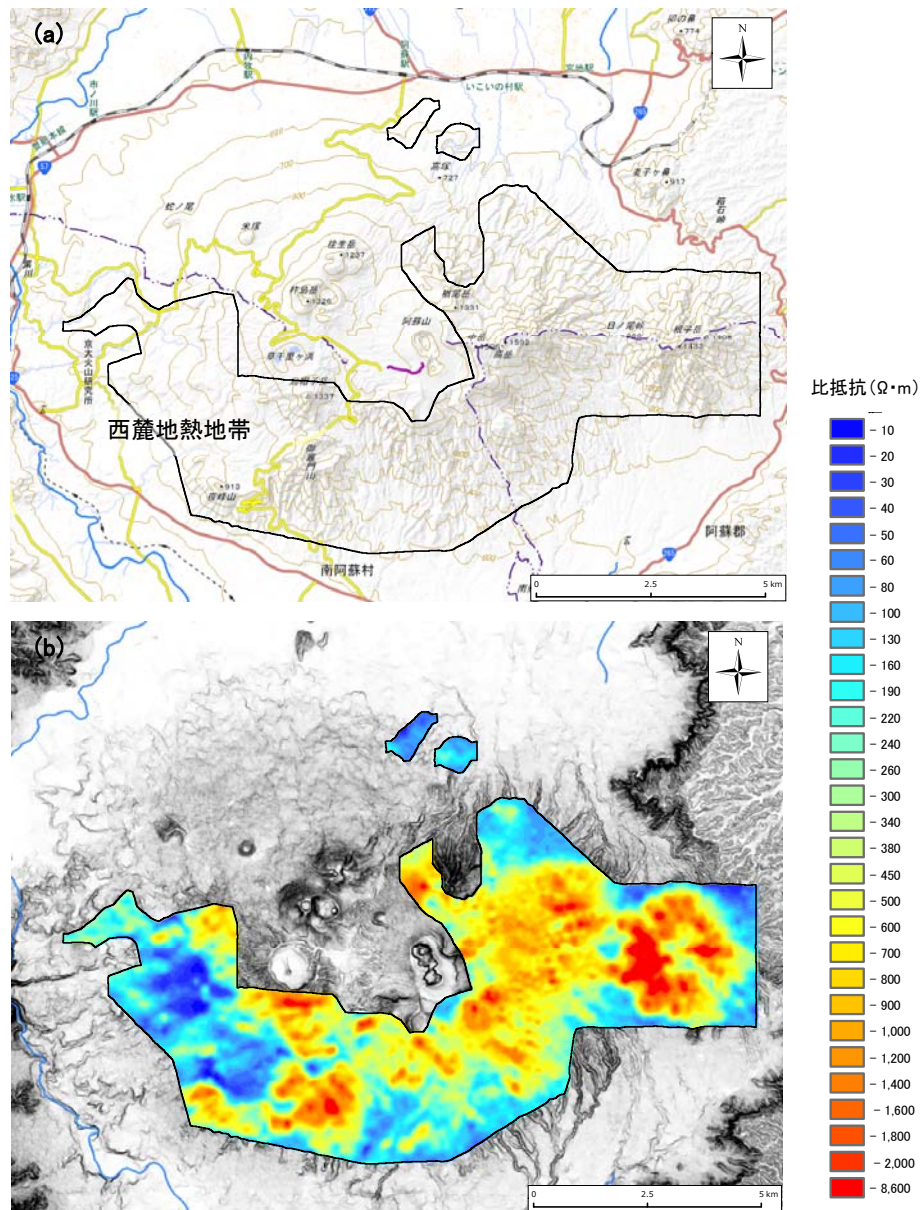


図-3.4 比抵抗の測定結果 (a) 測定範囲 (b) 深度 0 m の比抵抗測定結果

3.5 空中電磁探査を用いた火山地域における面的な水理地質構造の把握の試み

3.5.1 分析方法

比抵抗測定範囲のうち、西麓地熱地帯における比抵抗に着目する。西麓地熱地帯の比抵抗の詳細を図-3.5に示す。なお、同図では西麓地熱地帯付近の比抵抗は $2.3 \Omega \cdot \text{m} \sim 4,371.9 \Omega \cdot \text{m}$ を示すが、比抵抗の出現頻度に基づいて比抵抗表示区分は5区分とし、 $240 \Omega \cdot \text{m}$ 以上の高比抵抗を赤、 $60 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗を青とし、中間を緑で表現した。

西麓地熱地帯は、周辺地域と比較して明瞭に比抵抗が低く、現地踏査でも熱水変質により粘土化した地盤が確認できたこと、地すべり地形が多いことなどから、地層中に粘土を多く含むことが推察される。また、先述したとおり、斜面の高位に湧水地点が多く見られることから、地下水が豊富であることが推察される。すなわち比抵抗に影響を与える含水量及び粘土含有量とも比較的高い地域であり、空中電磁探査の結果はこれとよく整合する。

空中電磁探査から得られた比抵抗パターンの分析のため、測定範囲内において、調査ボーリング及び微動アレイ探査を実施した。実施位置は図-3.5に示す。調査ボーリングは空中電磁探査結果を検証する目的で実施したもので、掘削深度 100 m 、調査実施日は2014年5月23日～6月17日である。そして、ボーリング孔を利用してボアホールカメラ観察、電気検層、PS検層、孔内温度測定を併せて実施した。

対象の比抵抗パターンから推測される水理地質構造を確認する方法として調査ボーリングは有効であるが、点の地盤情報であり、かつ費用や時間、各種調整等が必要である。そこで、調査ボーリングを補完する目的で、比較的簡便に複数点の速度に関する地盤情報が得られる微動アレイ探査を実施した。

微動アレイ探査は、波浪等の自然現象等により引き起こされた地面の微少な揺れを地表に設置した複数の地震計で同時観測し、微動の伝播性状から深度方向の位相速度パターンを検出して、地下のS波速度構造を推定する探査手法である。相対的に固結度の小さい地層や緩み領域など、斜面内部の強度的脆弱部の分布を、S波の低速度層として検出できる。微動アレイ探査の計測・解析方法は、(社)物理探査学会(2008b)にしたがって実施した。微動アレイ探査の計測時期は、2014年6月18日～6月20日である。微動アレイ探査は、検討対象の比抵抗パターンが明瞭な台地状斜面で、A-1地点は調査ボーリングB-1地点と同一の台地上の80m北側、A-2地点は対象とする比抵抗パターンの水理地質構造を推測する根拠とした金龍の滝の上部で実施した(図-3.5)

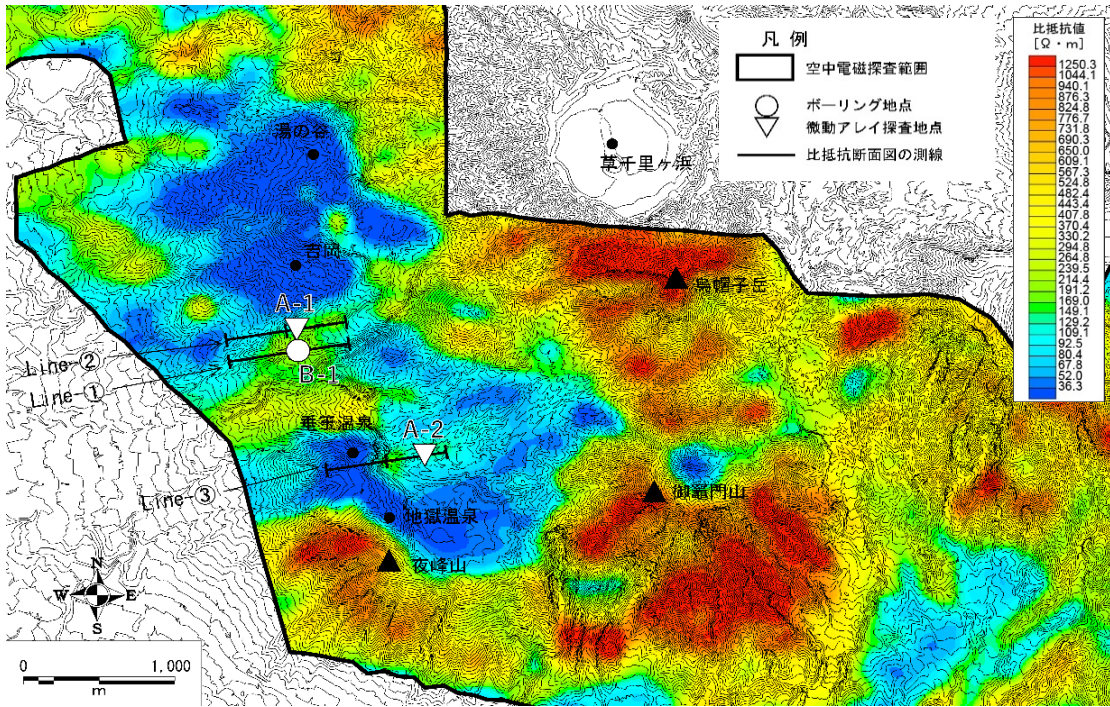


図-3.5 西麓地熱地帯の空中電磁探査結果

3.5.2 分析に用いるデータ

3.5.2.1 比抵抗パターン

深度方向の比抵抗パターン（以下、「比抵抗パターン」という。）を確認するため、大局的な地形傾斜方向に 50 m ピッチで比抵抗断面図を作成し浅部から深度方向に向けての比抵抗の相対的な変化とその分布形態の把握を試みたところ、浅部から深部に向かって高比抵抗、低比抵抗、高比抵抗に変化し、比抵抗の極小部がライン上に並ぶ比抵抗パターン（図-3.6）が、西麓地熱地帯を特徴づける台地状斜面の縁部のみで見られた。

西麓地熱地帯で確認されたこの比抵抗パターンの例を図-3.7の比抵抗断面図に示す。低比抵抗が意味するところは、含水量が多いか、粘土含有量が多いか、その両方いずれかである。すなわち、この比抵抗パターンのように、クサビ状に低比抵抗が貫入し、ある層が上下に比較して明らかに低比抵抗な状態ならば、そこに何らかの理由で地下水流動層が形成されているか、粘土層が挟在するか、その両方のいずれかであると推測される。仮に、地下水が調査時に存在しなかった場合でも、粘土層が挟在すれば、その層は上層に比較して難透水性であるため、豪雨時にはその上層に地下水流動層が形成される可能性がある。したがって、この低比抵抗が含水量と粘土含有量のどちらによって表現されているとしても、低比抵抗の深度付近に常時地下水流動層が形成されているか、または豪雨時には形成されやすいと考えられる。

図-3.7の line-③の測線上に位置する「金龍の滝」は、断崖途中の地層境界から恒常的に大量の地下水が湧出している大規模な滝であるが、滝の湧水標高は比抵抗の極小部を結んだラインが地表に出現する位置に一致していることから、この比抵抗パターンは斜面内部の地下水流動層に関与しており、かつ、西麓地熱地帯に広く見られる台地状斜面の縁部に多く認められた。2008年岩手・宮城内陸地震において、崩壊深が10 m オーダーの深い崩壊は溶岩台地辺縁部の急斜面において多く発生したことが報告されている（大丸ら、2011）ことから、この比抵抗パターンが深層崩壊の発生にも関連する水理地質構造を反映している可能性が高いと考えた。

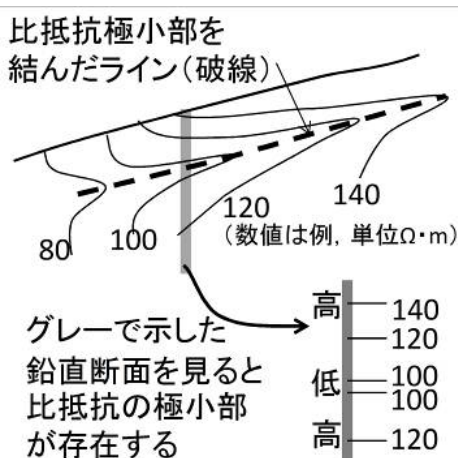
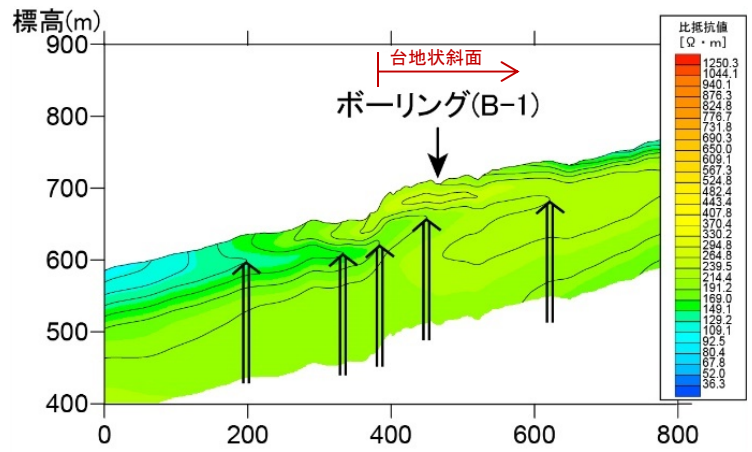
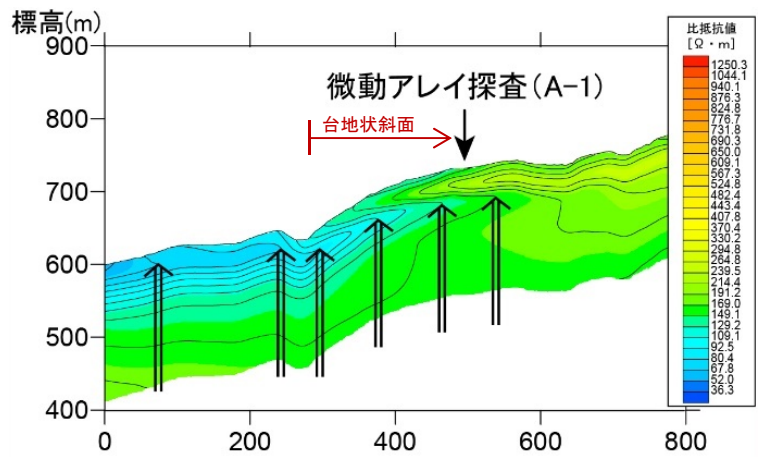


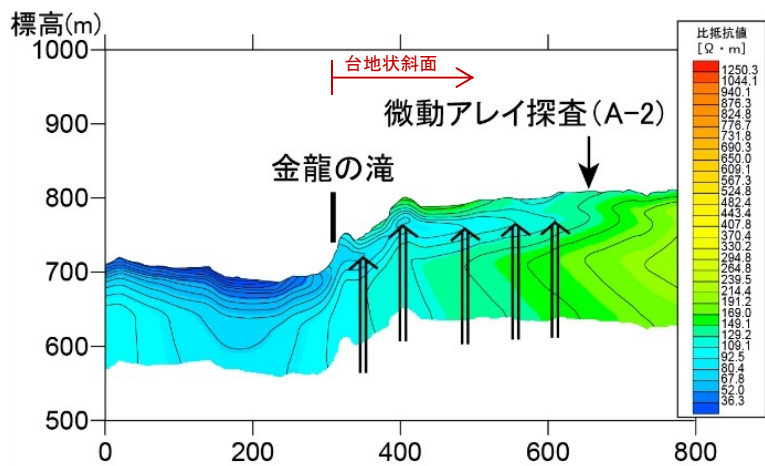
図-3.6 比抵抗極小部を伴う比抵抗パターンの模式図



line-①：調査ボーリング (B-1) 地点を通過する比抵抗断面



line-②：微動アレイ探査 (A-1) 地点を通過する比抵抗断面



line-③：金龍の滝及び微動アレイ探査 (A-2) 地点を通過する比抵抗断面

図-3.7 line-①/②/③における比抵抗断面図

3.5.2.2 調査ボーリングデータ

この比抵抗パターンから推測された水理地質構造を確認する目的で比抵抗パターンと調査ボーリング結果を比較した。図-3.5 に示すボーリング地点 (B-1) は、この比抵抗パターンを示す滑落崖背面の台地上で、環境及び土地条件と施工性を考慮して選定した。また、調査ボーリング地点の比抵抗断面図を図-3.7 の line-①に、調査ボーリングで得られた各種地質分布ならびに孔内水位状況と、孔内物理検層・測定結果を表-3.1 の調査ボーリング結果に示す。なお、調査ボーリング結果による地質・地下水状態から判明したボーリング地点の水理地質構造を同表の右端列に示した。また、空中電磁探査結果から得られた当該地点における深度方向の比抵抗分布も併せて示したが、これとの比較については、3.5.3 で述べる。

ボーリング地点では、表層から深部に向けて、草千里ヶ浜火砕岩・溶岩（溶結凝灰岩・層状流紋岩質溶岩）、烏帽子岳溶岩（多孔質安山岩溶岩）、栃ノ木溶岩（塊状デイサイト溶岩）、久木野層（火山礫凝灰岩）が確認された。最上位の草千里ヶ浜火砕岩・溶岩は溶結凝灰岩と層状流紋岩質溶岩で、西麓地熱地帯において突出した台地状地形を形成している硬質岩体である。調査ボーリングで確認された最下位層の久木野層は、成層した火山礫凝灰岩で、前出文献で湖成堆積物とされている地層である。

草千里ヶ浜火砕岩・溶岩と烏帽子岳溶岩、烏帽子岳溶岩と栃ノ木溶岩の地質境界には、それぞれ固結粘土層を挟む。このうち、草千里ヶ浜火砕岩・溶岩と烏帽子岳溶岩の地質境界である深度 53.25 m～53.95 m 間の固結粘土層は、非溶結の火砕流または火山泥流堆積物起源と考えられる砂・角礫混じり粘土層が固結したもので、粘土鉱物はカオリナイトを主体とする。一方、烏帽子岳溶岩と栃ノ木溶岩の地質境界である深度 73.65 m～73.75 m 間の固結粘土層は、軽石混じり降下堆積物である。

ボアホールカメラ観察では、深度 40 m 付近以浅の草千里ヶ浜火砕岩・溶岩は、高角度でおおむね東西もしくは北東走向の通水性を有する開口亀裂が顕著に発達（図-3.8 左）しており、深度 45.8 m～52.25 m 間の開口亀裂からは多量の地下水がボーリング孔内に流入（図-3.8 右）していることが確認された。流入した地下水は孔壁を伝い深度 73 m 付近で孔外へ流出し、この深度付近で最終孔内水位を形成している。すなわち、ボーリング地点の地下水は、深度 45.8 m～52.25 m 間の宙水位（地下水流動層）と、深度 73 m 以深の 2 層が存在する状況であった。なお、ボーリング地点での安定した地下水位は、孔内温度測定結果による水温上昇深度、ならびに電気検層により得られた自然電位の変動状況から、深度 93 m 付近に存在するものと想定される。

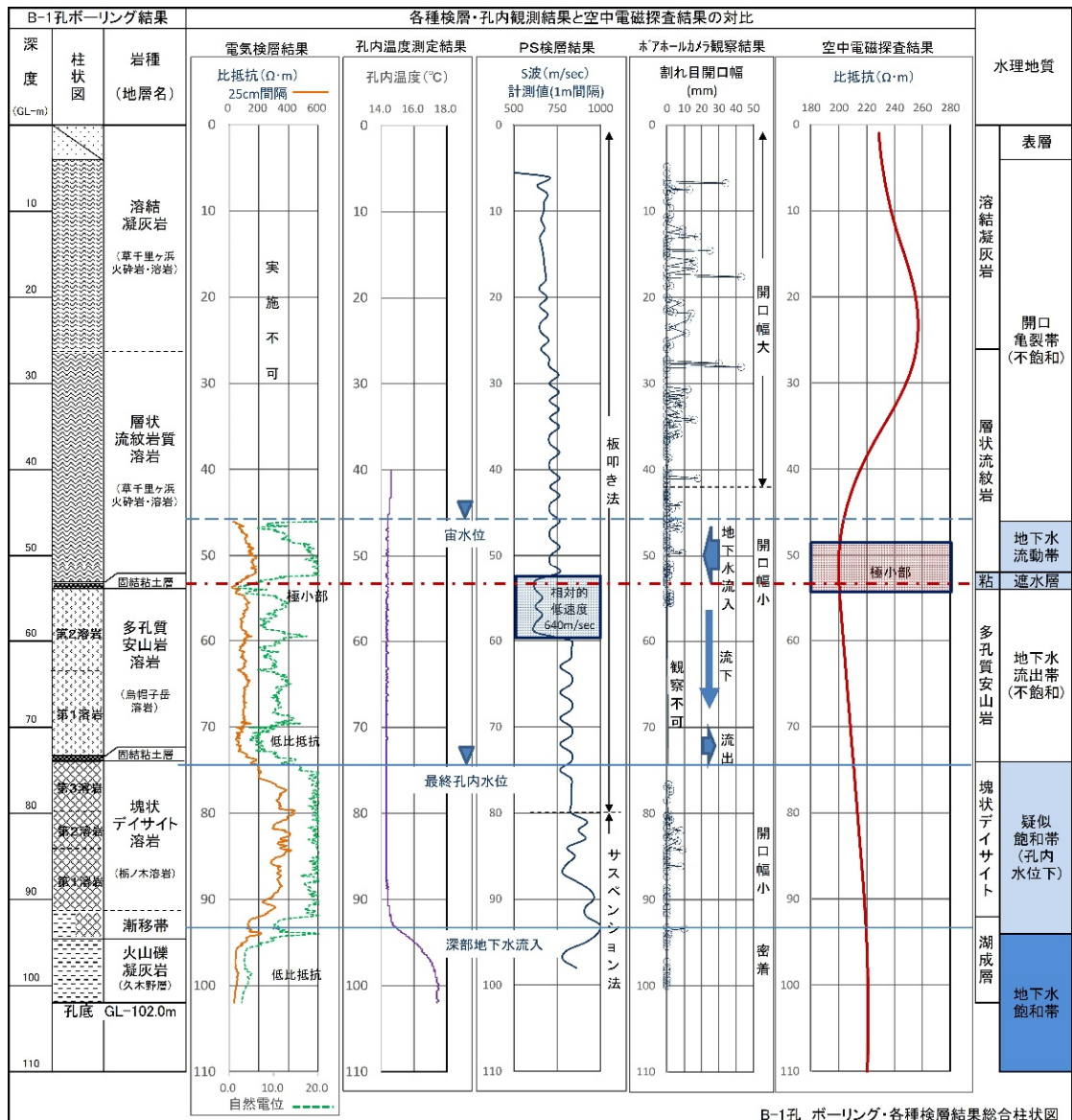
電気検層の結果（深度 45.8 m 以深）では、草千里ヶ浜火砕岩・溶岩（層状流紋岩質溶岩）の比抵抗が 100 $\Omega\cdot\text{m}$ ～200 $\Omega\cdot\text{m}$ 、烏帽子岳溶岩（多孔質安山岩溶岩）の比抵抗が 100 $\Omega\cdot\text{m}$ 前後、栃ノ木溶岩（塊状デイサイト溶岩）の比抵抗が 200 $\Omega\cdot\text{m}$ ～400 $\Omega\cdot\text{m}$ を示すが、深度 53.25 m～53.95 m 間の固結粘土層と、深度 73.65 m～73.75 m 間の固結粘土層及び久木野層（火山礫凝灰岩）は、いずれも 40 $\Omega\cdot\text{m}$ の低比抵抗が検出された。また、PS 検層

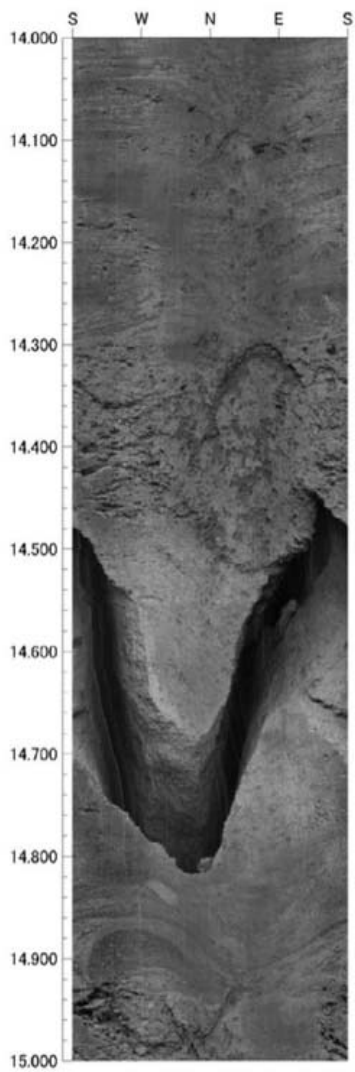
(全孔)では、固結粘土層を含む深度 60 m までの区間で S 波速度の相対的低速度 (640 m/sec) が検出された。

以上をまとめると、調査ボーリング地点では、次の水理地質構造が確認された。

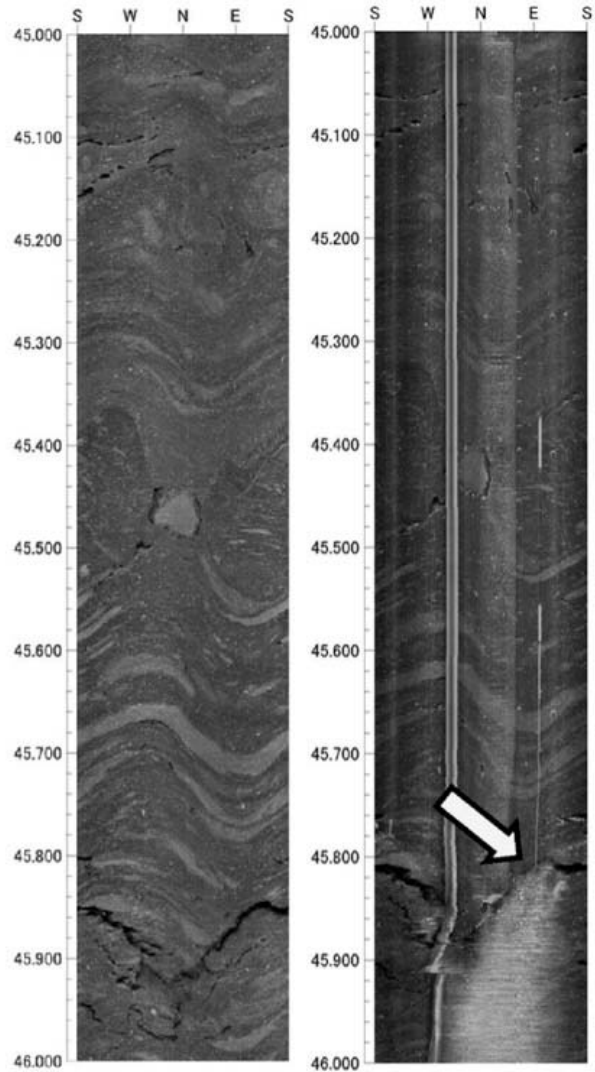
- ・ 深度 53.25 m ~ 53.95 m 間の固結粘土層を遮水層として、開口亀裂帯である草千里ヶ浜火砕岩・溶岩 (溶結凝灰岩・層状流紋岩質溶岩) の基底 (深度 45.8 m ~ 53.25 m 間) に地下水流動帯が形成され、深度 45.8 m 以浅は地下水に不飽和な状態である。
- ・ 当該固結粘土層の下位にある烏帽子岳溶岩 (多孔質安山岩溶岩) は、地下水流出帯 (不飽和) である。
- ・ 栃ノ木溶岩 (塊状デイサイト溶岩) は疑似飽和帯で、最深部の久木野層 (火山礫凝灰岩) が地下水飽和層である。

表-3.1 調査ボーリング結果





溶結凝灰岩中の開口亀裂。
見掛け開口幅 10cm 以上。
挟在物は認められない。



深度 45.8m 付近の開口亀裂からの
伏流水の流入 (矢印の白濁部)。
左：水位あり 右：水位低下後

図-3.8 ボアホールカメラ撮影画像

3.5.2.3 微動アレイ探査データ

微動アレイ探査地点の比抵抗断面図を前掲の図-3.7のline-②及びline-③に、微動アレイの探査結果を図-3.9に示す。A-1地点では、微動アレイ探査の探査深度は330 mで、S波速度は125 m/sec~1,500 m/secの範囲を示す。深部に向けてS波速度は高くなるが、深度約40 m~60 m間はS波速度240 m/secの低速度帯を形成している。一方、A-2地点では、微動アレイ探査の探査深度は350 mで、S波速度は105 m/sec~1,500 m/secの範囲を示す。深部に向けてS波速度は高くなるが、深度約20 m~60 m間はS波速度190 m/secの低速度帯を形成している。S波速度は地質の硬軟や締まり具合を示す指標となることから、S波低速度帯となる深度には比較的脆弱な地質が分布していると推測される。なお、A-1地点とA-2地点の直線離隔距離が約1.3 kmあり、実施地点の標高も約100 m異なるにも拘らず、おおむね同深度において類似した速度値を示すことから、両地点とも基本的な地質構造は類似していると考えられる。

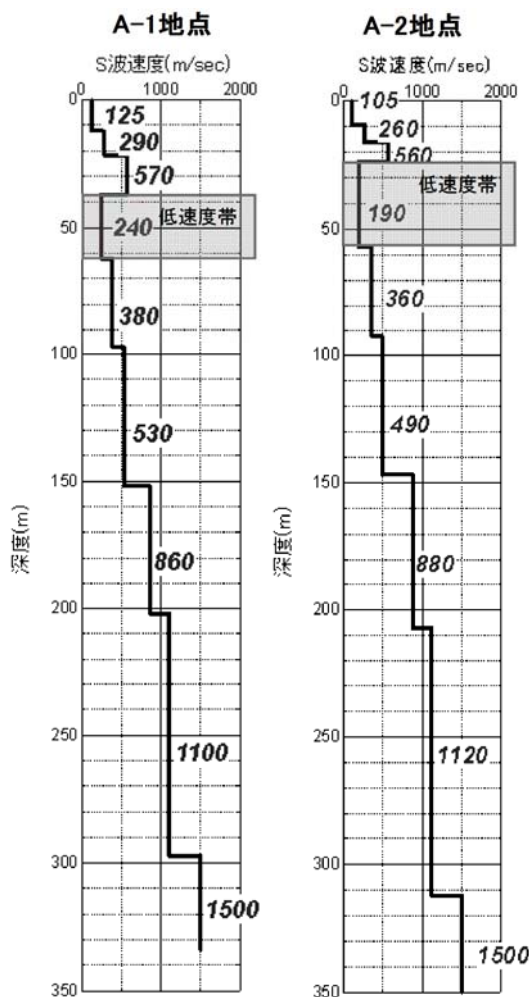


図-3.9 微動アレイ探査結果

3.5.3 考察

3.5.3.1 比抵抗パターンと地下水の関係

対象の比抵抗パターンは、地表から深部に向かって比抵抗が相対的に高比抵抗、低比抵抗、高比抵抗に変化し、比抵抗極小部がライン上に連なることで特徴づけられる。低比抵抗部の存在は地盤の含水量が多いか、粘土含有量が多いかを意味することから、対象の比抵抗パターンは低比抵抗に相当する深度に地下水流動層が形成されているか、豪雨時等に地下水流動層を形成しうる連続的な難透水層が存在する水理地質構造を示すと考えた。

調査ボーリング地点（B-1）における空中電磁探査の深度方向の比抵抗変化と調査ボーリング結果と対比すると、深度 50 m 付近の比抵抗の極小部は、比抵抗が低下する要因である地下水流動帯（深度 45.8 m～53.25 m）や固結粘土層（深度 53.25 m～53.95 m）に対応していることがわかる（表-3.1）。また、浅部の高比抵抗は上位の不飽和な多亀裂岩盤に、深部の高比抵抗は下位の飽和な多亀裂岩盤に、各々一致している。したがって、対象の比抵抗パターンは、地下水流動層に関連した水理地質構造を反映したものと考えられる。

ここで、調査ボーリングでは深度 73.65 m～73.75 m 間の固結粘土層の薄層や深度 93 m 以深で層厚 9 m 以上の地下水飽和帯（久木野層：火山礫凝灰岩）が確認され、ボーリング孔を利用した電気検層でも $40 \Omega \cdot \text{m}$ の比抵抗の極小部が検出されているが、空中電磁探査の深度方向の比抵抗変化には現われてはいない。このことから、周波数領域タイプの空中電磁探査は、探査深度が深くなるほど分解能が低下するが、今回の検討では、深度約 50 m 付近の低比抵抗を示す厚さ約 8 m の地下構造は探知可能であった。一方で、約 100 m 付近の同程度の低比抵抗が探知できなかったことについては、より探査深度が深くなったことによる分解能の低下し、上下位の水理地質構造による比抵抗と分離できなかったことが考えられるが、本検討では明らかにできていない。今後、空中電磁探査と調査ボーリングの対比結果の積み上げによって明らかにすべき課題の一つである。

3.5.3.2 比抵抗パターンと S 波速度構造の関係

対象の比抵抗パターンが示す水理地質構造について、S 波速度構造の調査結果から分析する。まず、地質情報がある調査ボーリング地点（B-1）で S 波速度構造と比抵抗パターンを比較検討する。調査ボーリング地点の比抵抗断面図と、調査ボーリング地点の S 波速度構造、深度方向の比抵抗及び比抵抗変化率を比較した（図-3.10, line-①）。

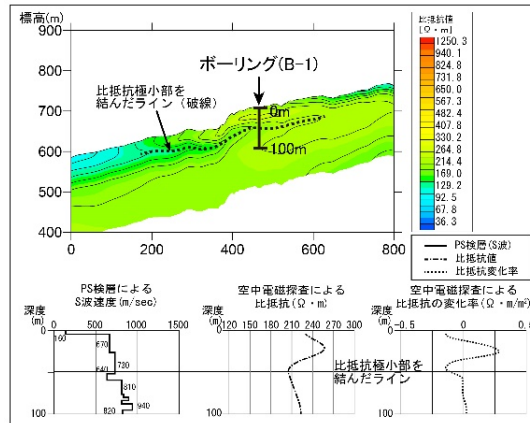
調査ボーリング地点の S 波速度は PS 検層によって計測しており、表-3.1 に示した計測値をもとに地盤工学会基準（JGS1122-2003）にしたがって走時曲線を作成し、S 波速度構造を求めた。また、比抵抗の深度方向の変化を把握するため、比抵抗の変化と比抵抗変化率を指標に用いた。ここで、比抵抗変化率は、単位深度（下向きが正）あたりの比抵抗の変化量を算出したものである。

調査ボーリング地点の S 波速度構造は、深度 55m 付近で S 波低速度帯を示しており、固結粘土層（深度 53.25 m～53.95 m）と下位の多亀裂岩盤（深度 53.95 m～60 m）に対応す

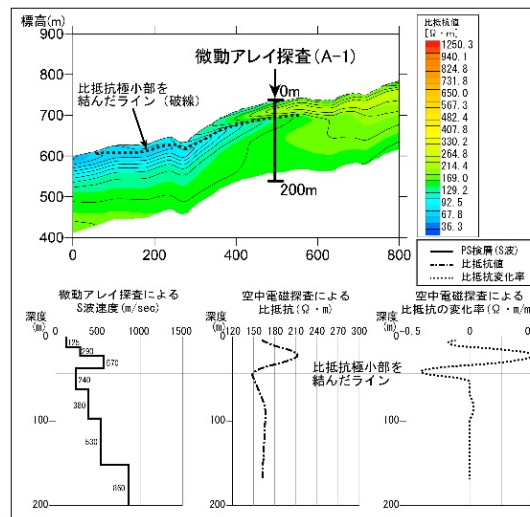
る（表-3.1）。前項の検討結果を踏まえると比抵抗の極小部の深度は約 50 m 付近であり、低比抵抗帯は固結粘土層の上位にある多亀裂岩盤中の地下水流動層を含む。比抵抗極小部は固結粘土層を含む上位、S 波低速度帯は固結粘土層を含む下位に対応しており対応する深度にわずかに違いがあるものの、固結粘土層の影響によって低比抵抗帯や低速度帯が計測されたものと考えられる。

次に、調査ボーリング孔内での PS 検層結果を補完する目的で実施した微動アレイ探査による S 波速度構造と深度方向の比抵抗パターンとの関係を検討する。微動アレイ探査地点（A-1 と A-2）の比抵抗断面図と、微動アレイ探査による S 波速度構造、深度方向の比抵抗と比抵抗変化率を比較したところ（図-3.10, line-②・③）、A-1 地点及び A-2 地点でも、概ね同じ深度で比抵抗の極小部と S 波低速度帯が認められた。微動アレイ探査の A-1 地点の北側斜面の沢には変質帯露頭が多く認められ、また A-1 に隣接する吉岡集落一帯に大規模な地すべり地形が形成されている。一方、微動アレイ探査の A-2 地点では、後背斜面には複数の池を抱える「池の窪」と呼ばれる広い集水緩斜面が存在し、金龍の滝の南側斜面の地すべり地に設置された集水井では深度 12 m 付近の横ボーリングから大量の地下水が湧出している。

以上から、西麓地熱地帯で確認された比抵抗パターンを示す斜面は、大局的に同様な S 波速度構造を示していることが確認された。



line-①と調査ボーリング (B-1) 地点の物性構造



line-②と微動アレイ探査 (A-1) 地点の物性構造

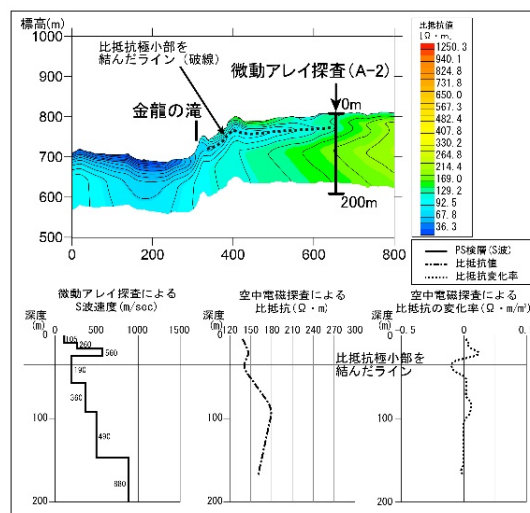


図-3.10 line-①/②/③における比抵抗断面図と深度方向の物性構造

3.5.3.3 比抵抗パターンが示す水理地質構造

西麓地熱地帯で確認された比抵抗パターンは、地表から深部に向かって比抵抗的に高比抵抗、低比抵抗、高比抵抗に変化し、比抵抗極小部がライン上に連なることで特徴づけられている。この比抵抗パターンは、湧水地点が高位にある西麓地熱地帯の台地状斜面において共通して特徴的に見られ、高比抵抗ゾーンに挟まれた低比抵抗ゾーンの標高と現地湧水（金龍の滝）地点の標高との対応も良いことなどから、同地域に広がる特定の水理地質構造を検出している可能性があると考えられる。

また、この比抵抗パターンが見られた地点で調査ボーリングを行なった結果、ボーリング地点での水理地質構造は、多亀裂岩盤の地質境界である深度 53.25 m～53.95 m 間の固結粘土層を遮水層として、上位の多亀裂岩盤の基底部（深度 45.8 m～53.25 m 間）に地下水流動帯が形成されていることが確認できた。具体的には、対象とした比抵抗パターンの特徴である比抵抗極小部は、深度 45.8 m～53.25 m 間の地下水流動帯と深度 53.25 m～53.95 m 間の固結粘土層に対応している。また、浅部の高比抵抗は上位の不飽和な多亀裂岩盤に、深部の高比抵抗は下位の不飽和な多亀裂岩盤に、各々一致していた。

さらに、ボーリング孔内での PS 検層や、他地点で補完的に実施した微動アレイ探査結果との対比結果より、対象とした比抵抗パターンの特徴である比抵抗極小部は、いずれの位置でも S 波の低速度帯と一致していることが確認できた。このことから、この比抵抗パターンが見られる斜面には、地下水流動層の形成要因であり、かつ相対的に強度の小さい難透水層が内在する水理地質構造を検出している可能性が高い。

以上のことから、対象の比抵抗パターンは、火山地域における深層崩壊発生要因の一つである地下水流動層を伴うキャップロック構造に類似した水理地質構造を検出できたものと考えられる。この結果については、空中電磁探査を実施した火山地域の一事例であるものの、規模の大きな深層崩壊の素因となる特定の水理地質構造が空中電磁探査による比抵抗パターンとして把握できることを実証したものと考えられる。

3.6 2016年熊本地震による土砂移動発生場・発生規模の分析

3.6.1 2016年熊本地震と土砂移動の概要

熊本地震は、2016年4月14日21時26分に発生した前震及び2016年4月16日01時25分に発生した本震に代表される、2つの規模の大きな地震を含む一連の地震活動である。布田川断層帯から日奈久断層帯に至る領域で発生した地殻内の浅い地震であった（地震調査研究推進本部，2016）。

前震はマグニチュード6.5、震源深さ11 km、熊本県内のKiK-net 益城観測点で1,580 gal（三成分合成）が観測された。震源断層は、北北東－南南西に延びる右横ずれ断層であり、日奈久断層帯の高野－白端区間の活動と評価されている（地震調査研究推進本部，2016）（図－3.11）。なお、この前震では新たな崩壊地は発生していない（黒川，2018）。

本震はマグニチュード7.3、震源深さ12 km、熊本県大津町の自治体震度観測点で1,791 gal（三成分合成）が観測された。震源断層は、北東－南西に延びる右横ずれ断層で正断層成分を含むものであり、主に布田川断層帯の布田川区間の活動と評価されている（地震調査研究推進本部，2016）（図－3.11）。この本震により多くの土砂移動が発生した（図－3.12）。土砂移動は概ね断層に沿って分布し、遠くは大分県でも発生している。国土交通省の集計によると、住宅やインフラに被害を及ぼした土砂災害は190件に上り、土砂災害による直接的な死者は15人に上っている（国土交通省，2016）。また、道路や橋梁、鉄道等の交通インフラが被害を受け、その経済的な影響は現在でも続いている。

土砂移動は、阿蘇カルデラ内の地域に最も多く集中した。阿蘇カルデラ内で発生した土砂移動は、大きく4つの特徴に分類されている（石川ら，2016）。このうち、カルデラ内壁の崩壊の代表的な例として阿蘇大橋の大規模な崩壊、中央火口丘群周辺の緩斜面の地すべりの代表的な例として高野台の緩斜面で発生した地すべりは、その発生機構などが詳細に分析されている（Dang et al. 2016）。

なお、分析に用いる崩壊ポリゴンは、地震後の2016年4月19日～5月19日に撮影されたオルソ画像、同時に計測された地震後の航空レーザ測量データと地震前の航空レーザ測量データの差分解析結果を使用して作成した（図－3.13）。

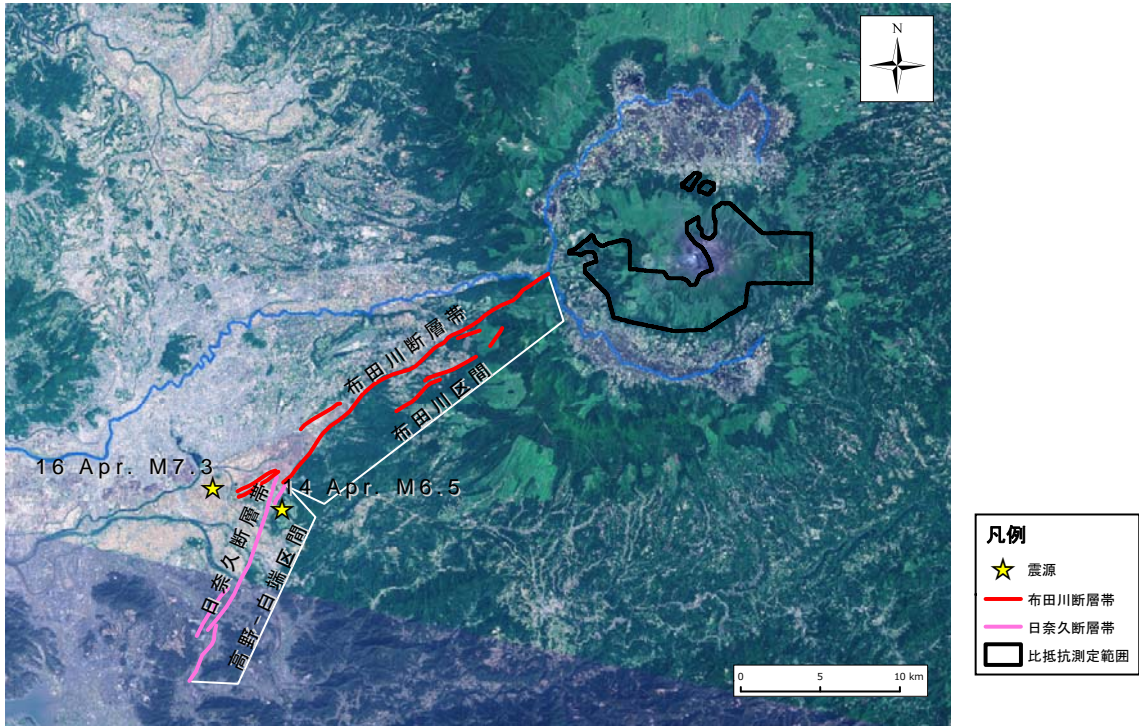


図-3.11 熊本地震の震源断層



図-3.12 熊本地震によって発生した土砂移動（阿蘇大橋地区）

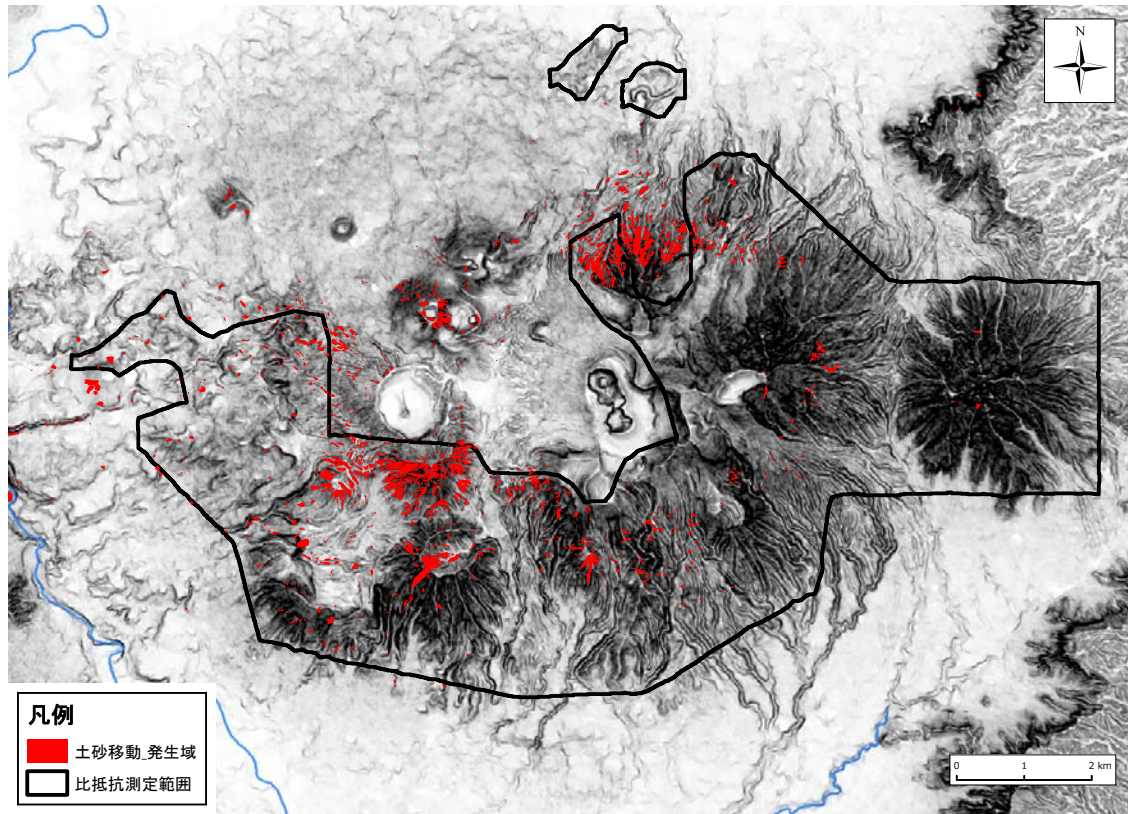


図-3.13 2016年熊本地震による崩壊ポリゴン

3.6.2 比抵抗パターンを定量的に評価するための比抵抗変化量の提案

3.5における分析により、深さ方向における比抵抗パターン（比抵抗の変化傾向）から深層崩壊の発生要因となる水理地質構造が把握できる可能性が示唆された。また、3.1で述べたとおり、既往研究では比抵抗パターンから危険斜面を抽出する試みが行われてきている。しかし、土砂移動との関係を定量的に分析するためには、比抵抗パターンを定量的に評価する必要がある。このことから、ここで比抵抗パターンを定量的に表す指標として比抵抗変化量を提案する。比抵抗変化量とは、ある深度の比抵抗からそれより深い深度の比抵抗を差し引くことによって算出される指標とした。ここで、差し引く比抵抗の深度の間隔（以下、「深度間隔」という。）を比抵抗データが整理されている深度 10 m とすると、同一の周波数・探査深度で取得された比抵抗を比較するケースが多くなるため、ここでは深度間隔を 20 m に設定した。本検討に用いている 3 次元比抵抗データは深度 0 m～100 m で整理されていることから、1 メッシュに計 9 つの比抵抗変化量が作成される。比抵抗変化量の算出イメージを図-3.14 に示す。

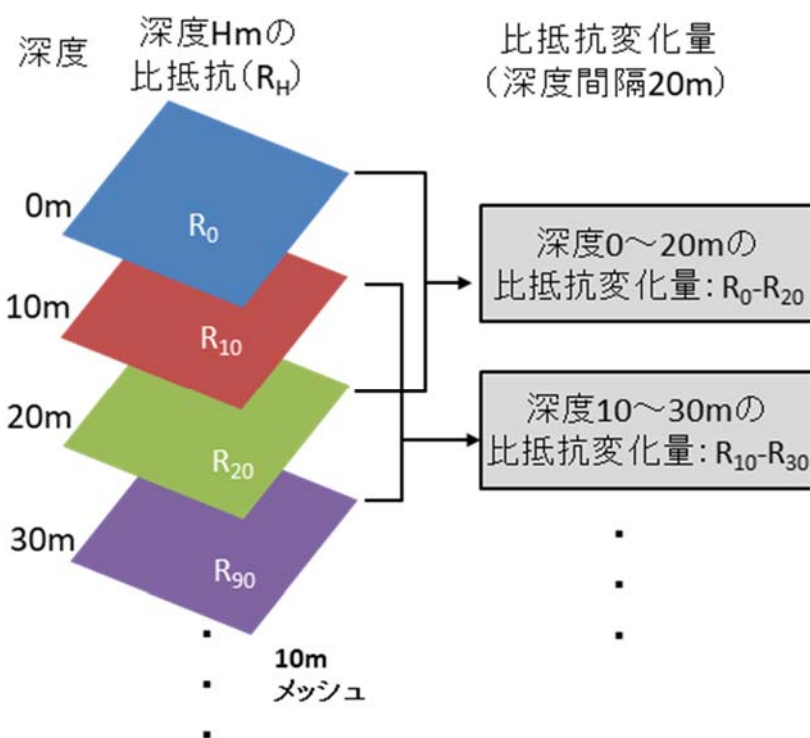


図-3.14 比抵抗変化量の算出イメージ

3.6.3 土砂移動発生場における比抵抗変化量の確認

3次元比抵抗データを用いた土砂移動発生場の分析を実施するにあたり、土砂移動発生場における比抵抗変化量について概査する。ここでは、崩壊ポリゴンの重心にあたるメッシュの深度0 m～100 mの比抵抗変化量を把握する。なお、発生規模による違いを確認するため、崩壊ポリゴンを崩壊面積で4階級（0 m²～100 m²、100 m²～1,000 m²、1,000 m²～10,000 m²、10,000 m²以上）に区分した上でサンプルを抽出する。具体的には、Microsoft Office Excel 2010のRAND関数を用いて、崩壊面積の各階級から崩壊ポリゴンをランダムに10箇所抽出した。ただし、10,000 m²以上の崩壊ポリゴンは10箇所のみであるため、10,000m²以上の階級ではこの10箇所をそのまま抽出の対象とした。

抽出した崩壊ポリゴンの比抵抗変化量を図-3.15に示す。崩壊面積0 m²～100 m²では比抵抗変化量の変化幅が小さく、崩壊面積100 m²を超える階級では比抵抗変化量の変化幅が比較的大きくなることがわかる。また、崩壊面積100 m²を超える階級では、50 m以浅で比抵抗変化量が大きく変化する。このことは、3.5における調査ボーリングにおいて、深度20 m～50 mにかけて比抵抗が大きく変化していたことと整合的である。一方で、50 m以深では大半のデータが比抵抗変化量 $-150 \Omega \cdot m \sim 150 \Omega \cdot m$ の範囲であることがわかった。ただし、崩壊面積1,000 m²～10,000 m²の階級で1箇所、崩壊面積10,000 m²以上の階級で1箇所、計2箇所において深度50 m～70 mで比抵抗変化量の変化幅が大きくなっている。さらに、崩壊面積10,000 m²以上の階級では、2箇所において50 m以浅で比抵抗変化量が負の値で大きく、深度50 m～70 mで正の値に大きくなるような、浅部から深部に向かって比抵抗変化量が大きい深度が複数出現する崩壊ポリゴンも存在した。

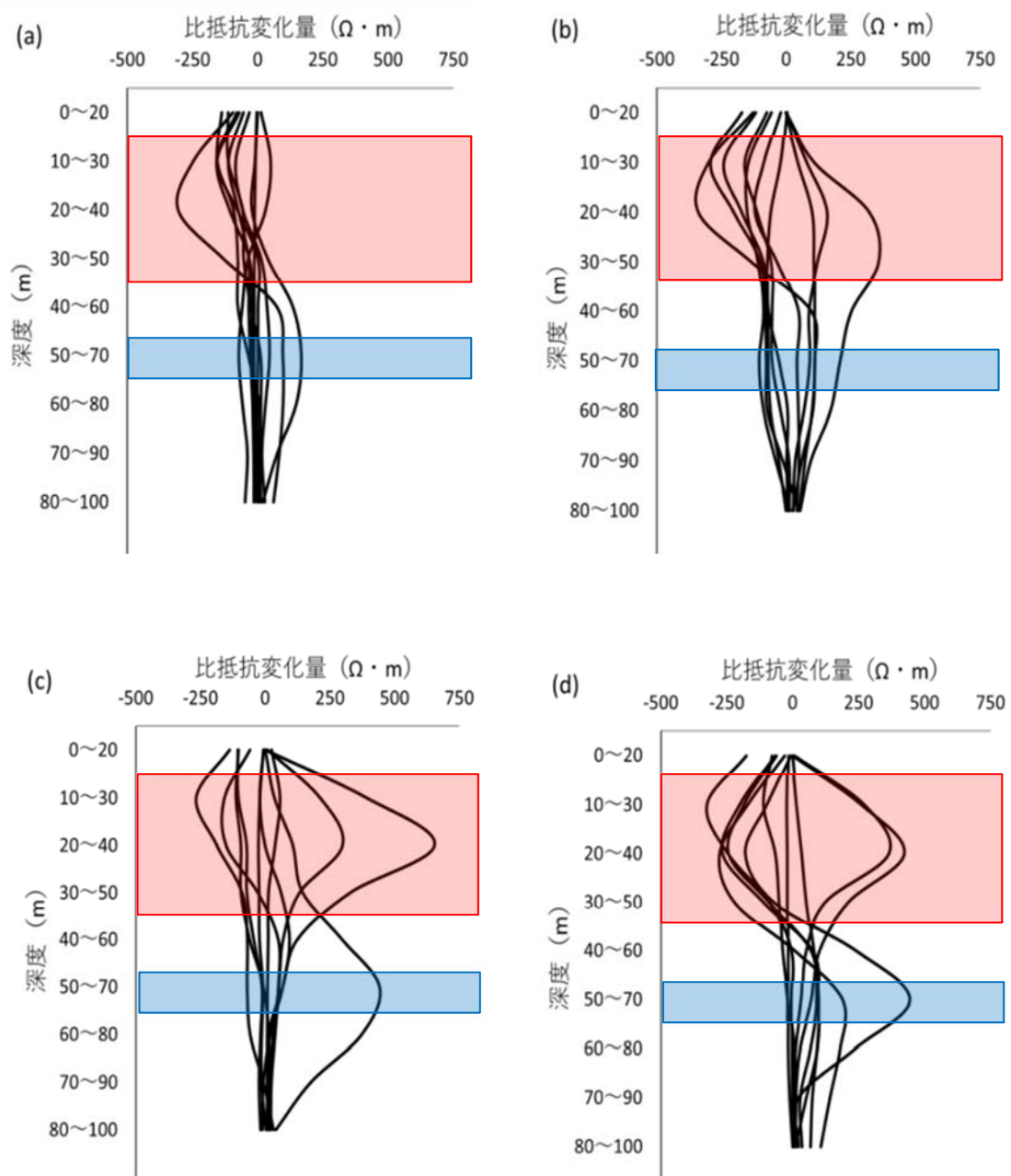


図-3.15 土砂移動発生場の比抵抗変化量

- (a) 崩壊面積 $0 \text{ m}^2 \sim 100 \text{ m}^2$ (b) 崩壊面積 $100 \text{ m}^2 \sim 1,000 \text{ m}^2$
(c) 崩壊面積 $1,000 \text{ m}^2 \sim 10,000 \text{ m}^2$ (d) 崩壊面積 $10,000 \text{ m}^2$ 以上

3.6.4 分析に用いる指標

3.6.3 で確認した結果から，崩壊面積 100 m² を超える階級では，50 m 以浅で比抵抗変化量が負もしくは正の値で大きくなる傾向（0 から離れる傾向）が見られた。そして，この中でも深度 20 m～40 m で最も大きくゼロから離れることが多かったことから，まず深度 20 m～40 m の比抵抗変化量を土砂移動との分析に用いる指標とする。また，崩壊面積が大きい階級において，深度 50 m～70 m で比抵抗変化量が大きくなる崩壊ポリゴンが複数存在していたことから，全ての深度における比抵抗変化量の最大値と最小値も指標とする。さらに，崩壊面積 10,000 m² 以上の階級では，浅部から深部に向かって比抵抗変化量が大きい深度が複数出現する崩壊ポリゴンが存在していることから，全ての深度の比抵抗変化量の絶対値をとった合計（以下，「合計値」という）を指標とすることとした。これらの比抵抗変化量の指標と比抵抗パターン，比抵抗変化量との対応イメージを図-3.16 に示す。

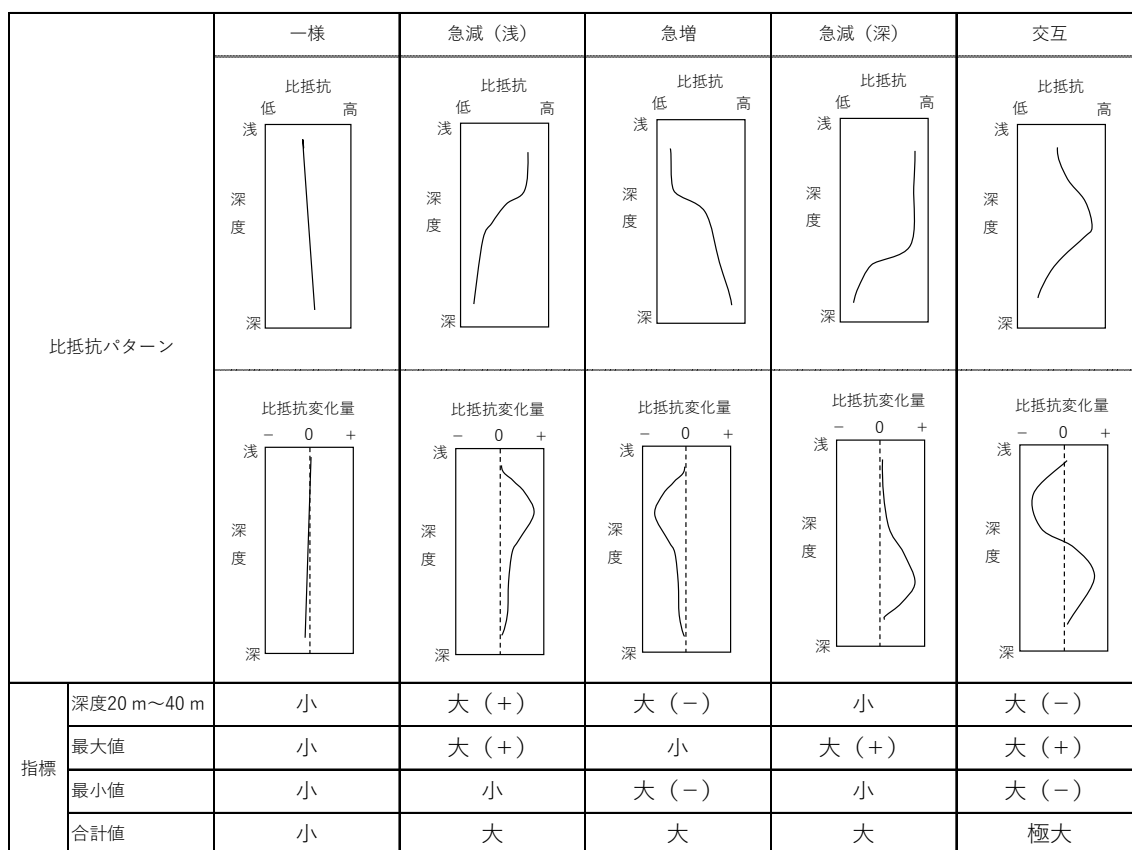


図-3.16 各指標と比抵抗パターンの対応イメージ

3.6.5 分析方法

発生場の分析については、土砂移動の発生に最も大きな影響を与える斜面勾配の影響を考慮するため、メッシュを勾配毎に分割し、比抵抗変化量の指標値と崩壊発生確率に関して分析を実施する。まず、比抵抗の測定範囲を10 mメッシュに分割し、重心が崩壊ポリゴンに含まれるメッシュを崩壊メッシュとして設定した。その上で、比抵抗変化量の指標を10階級に区分し、階級別の崩壊メッシュ数を階級別の全メッシュ数で除して階級別崩壊面積率を算出した。なお、階級の区分にあたっては、崩壊面積率を求める際に母数が少ないことで偏った値とならないよう、階級の値の幅を試行錯誤して設定している。すなわち、比抵抗測定範囲に存在する583,681メッシュに対して、ある程度階級毎のメッシュ数が均等になるように10 Ω・m刻みで10区分している。なお、比抵抗測定範囲内における崩壊メッシュ数を全メッシュ数で除した平均崩壊面積率は2.5%であった。

また、斜面勾配の影響を考慮した分析を行う。まず、斜面勾配0°～10°、10°～20°、20°～30°、30°～40°、40°以上の5つの範囲に区分した上で、さらに比抵抗変化量で区分した勾配-比抵抗変化量別の崩壊面積率を算出する。この勾配-比抵抗変化量別の崩壊面積率を同じ勾配別の平均崩壊面積率で割り戻すことによって階級別崩壊面積比を算出した。階級別崩壊面積比は同じ斜面勾配の範囲における平均的な崩壊面積率に対して、その比抵抗変化量の階級で崩壊面積率がどの程度増加しているかを示している。なお、斜面勾配0°～10°の範囲では、崩壊メッシュが95メッシュしか存在しないことから、結果の表示からは除外する。また、斜面勾配は、地震前に国土交通省九州地方整備局が実施した航空レーザ測量結果から作成した10mDEMによって算出した。

発生規模の分析については、崩壊面積を属性データとして有するポリゴン単位で実施する。まず、崩壊ポリゴンにポリゴンの重心に位置するメッシュの比抵抗変化量を付与する。そして、発生場の分析における階級区分を参考に比抵抗変化量の指標を5階級に区分する。その上で、比抵抗変化量の階級別に発生規模の指標を整理した。ここで10階級ではなく5階級とした理由として、崩壊メッシュに比べ崩壊ポリゴンは数が少ない(1,532箇所)ため、階級を細分化することによって極端な値が算出されることを避けるためである。比抵抗変化量の指標との関係を分析する発生規模の指標は、比抵抗変化量で区分した階級に属する崩壊ポリゴンの平均崩壊面積と崩壊面積の75%値・90%値、深層崩壊の発生数・発生割合とした。深層崩壊の定義は土木研究所(2012)にしたがって崩壊面積10,000 m²以上とし、該当する階級の深層崩壊の発生数を該当する階級の全崩壊ポリゴン数で除して深層崩壊発生割合を求めた。なお、比抵抗測定範囲内において崩壊面積が10,000 m²以上の崩壊ポリゴンは10箇所あり、これを深層崩壊と分類した。

3.6.6 土砂移動発生場の分析結果と考察

3.6.6.1 分析結果

比抵抗変化量に関する指標と崩壊面積率との分析結果について、図-3.17～20に示す。

比抵抗変化量（深度 20 m～40 m）の結果について、図-3.17(a)に示す全体の階級別崩壊面積率は、 $-110 \Omega \cdot m \sim -90 \Omega \cdot m$ の階級で最も低くなった（1.2%）。そしてこの階級を境界として崩壊面積率が増加し、正の値になる階級と負の値で最も大きい $-470 \Omega \cdot m \sim -210 \Omega \cdot m$ の階級で全体の平均崩壊面積積率を上回る。そして、正の値で最も大きい階級である $200 \Omega \cdot m \sim 1,402 \Omega \cdot m$ の階級で最も崩壊面積率が大きくなった（4.9%）。図-3.17(b)を見ると、斜面勾配 $10^\circ \sim 20^\circ$, $20^\circ \sim 30^\circ$ $30^\circ \sim 40^\circ$ では、中間的な階級でも階級別崩壊面積比が増加しており、 40° 以上になると図-3.17(a)における階級別崩壊面積率の結果と同様の傾向を示した。

比抵抗変化量（最大値）の結果について、図-3.18(a)に示す階級別崩壊面積率は、 $-20 \Omega \cdot m \sim -10 \Omega \cdot m$ の階級で最も低くなった（0.7%）。そして、比抵抗変化量（最大値）が増加するにつれて崩壊面積率は増加し、正の値で最も大きい $300 \Omega \cdot m \sim 3,664 \Omega \cdot m$ の階級で最も崩壊面積率が大きくなった（4.2%）。図-3.18(b)を見ると、斜面勾配 $10^\circ \sim 20^\circ$, $20^\circ \sim 30^\circ$ では、中間的な階級で階級別崩壊面積比が最も大きくなり、斜面勾配 $30^\circ \sim 40^\circ$, 40° 以上の範囲で図-3.18(a)における階級別崩壊面積率と同じように右肩上がりの傾向が明瞭となった。また、斜面勾配 $30^\circ \sim 40^\circ$, 40° 以上の範囲で比抵抗変化量が負の値で最も大きくなる階級で階級別崩壊面積比が顕著に増加した。

比抵抗変化量（最小値）の結果について、図-3.19(a)に示す階級別崩壊面積率は、 $-170 \Omega \cdot m \sim -140 \Omega \cdot m$ の階級で最も低くなった（1.2%）。そして、この階級を境界として崩壊面積率は増加し、正の値で最も大きい $0 \Omega \cdot m \sim 35 \Omega \cdot m$ の階級で最も崩壊面積率が大きくなった（4.2%）。図-3.19(b)を見ると、斜面勾配 $10^\circ \sim 20^\circ$, $20^\circ \sim 30^\circ$ $30^\circ \sim 40^\circ$ では、中間的な階級でも階級別崩壊面積比が増加しており、 40° 以上になると図-3.19(a)に示す階級別崩壊面積率の結果と同様の傾向を示した。

比抵抗変化量（合計値）の結果について、図-3.20(a)に示す全体の階級別崩壊面積率は、値が最も大きい $1,300 \Omega \cdot m \sim 11,424 \Omega \cdot m$ の階級を除いてほぼ横ばいである。この最も大きい階級で最も崩壊面積率が大きくなった（4.4%）。図-3.20 (b)を見ると、比抵抗変化量が増加しても崩壊面積比はほぼ横ばいであった。

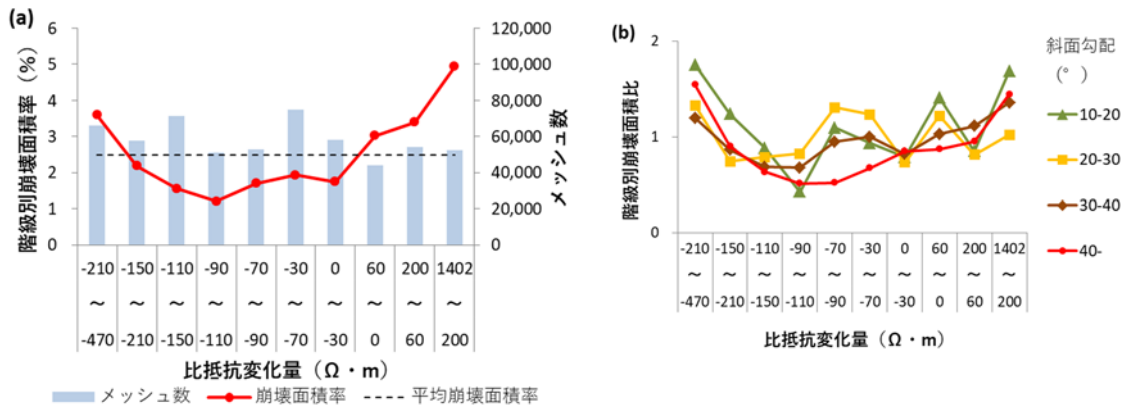


図-3.17 比抵抗変化量（深度 20 m ～40 m）の結果
 (a) 全体の階級別崩壊面積率 (b) 斜面勾配別の階級別崩壊面積比

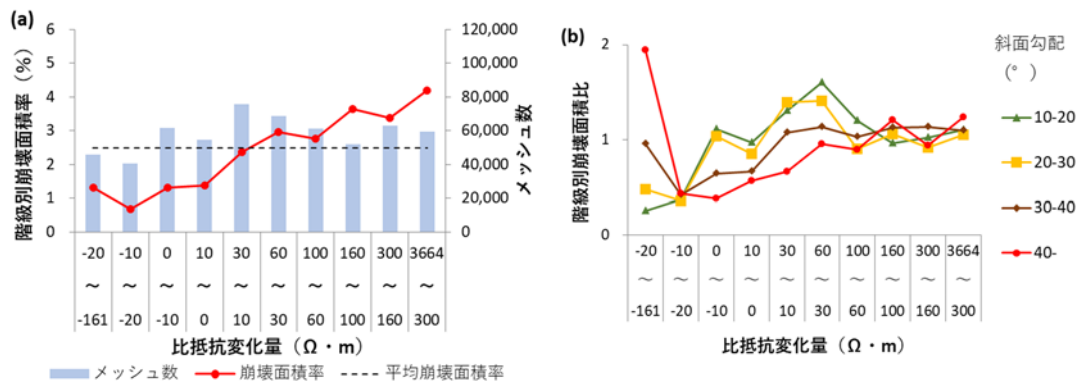


図-3.18 比抵抗変化量（最大値）の結果
 (a) 全体の階級別崩壊面積率 (b) 斜面勾配別の階級別崩壊面積比

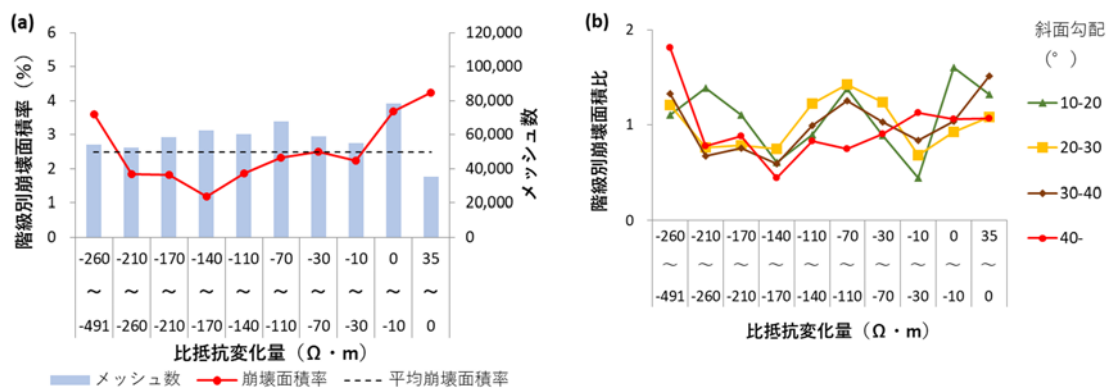


図-3.19 比抵抗変化量（最小値）の結果

(a) 全体の階級別崩壊面積率 (b) 斜面勾配別の階級別崩壊面積比

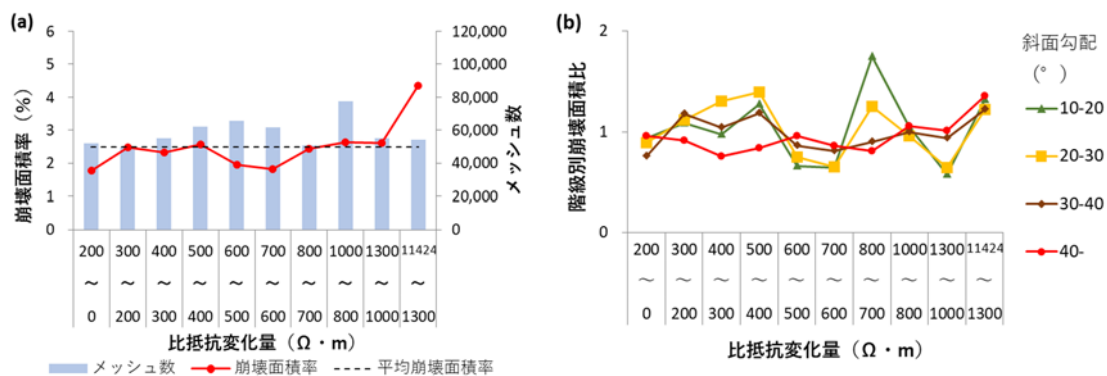


図-3.20 比抵抗変化量（合計値）の結果

(a) 全体の階級別崩壊面積率 (b) 斜面勾配別の階級別崩壊面積比

3.6.6.2 考察

3.6.6.1の分析結果について、図-3.17(a)~20(a)に示す階級別崩壊面積率から土砂移動発生に影響を及ぼす比抵抗パターンについて検討する。比抵抗変化量（深度20 m~40 m）では、正の値になる階級で平均崩壊面積率を上回り、正の値で最も大きい200 $\Omega \cdot m$ ~1,402 $\Omega \cdot m$ の階級で最も崩壊面積率が大きくなった。図-3.6にも示しているが、比抵抗変化量が正の値になる場所では、その深さで浅部から深部に向かって高比抵抗から低比抵抗に変化する、すなわち浅部から深部に向かって新鮮で堅硬な岩盤から粘土含有量が多いもしくは体積含水率が高い岩盤に遷移していることを示している。これは、3.5.3で調査ボーリングによって確認された深層崩壊の要因となるキャップロック構造を示唆する比抵抗パターンである。このことから、比抵抗変化量（深度20 m~40 m）が正の値になる階級で平均崩壊面積率を上回り、かつ正の値で最も大きい階級で崩壊面積率が最も大きくなったことは、キャップロック構造に類似した水理地質構造が深度20 m~40 mに存在する場所で土砂移動が相対的に多く発生することを示唆しているものと考えられる。このような比抵抗パターンが存在することで土砂移動が相対的に多く発生するという結果は、図-3.18(a)に示した比抵抗変化量（最大値）が増加するにつれて崩壊面積率が増加していることから推察される。

次に、比抵抗変化量（深度20 m~40 m）では、負の値で最も大きい階級でも平均崩壊面積率を上回る結果となっていた。図-3.6でも示したように、比抵抗変化量が負の値になる場所では、その深さで浅部から深部に向かって低比抵抗から高比抵抗に変化する、すなわち浅部から深部に向かって粘土含有量が多いもしくは体積含水率が高い岩盤から新鮮で堅硬な岩盤に遷移していることを示している。このような地盤の構造として、例えば、堅硬な岩盤に軟弱な火山灰などが積層したような水理地質構造が想定される。このことから、比抵抗変化量（深度20 m~40 m）が負の最も大きな階級で平均崩壊面積率を上回ったことは、この深さで浅部から深部に向かって堅硬な岩盤に急激に遷移する場所でも土砂移動が発生する可能性が高まることを示唆しているものと考えられる。一方で、負の値で最も大きい階級を除く負の階級では平均崩壊面積率を上回らなかったことから、負の値の階級で土砂移動が発生する場所は比抵抗が急激に変化する局所的な場所に限定される可能性がある。このことは、図-3.19(a)に示す比抵抗変化量（最小値）をとっても、図-3.18(a)の比抵抗変化量（最大値）のように一様な増加傾向とならなかったことから裏付けられる。また、図-3.18(b)に示した比抵抗変化量（最大値）の最も小さな階級で階級別崩壊面積比が急増した要因として、比抵抗変化量（最小値）で負の大きな場所の影響が考えられた。

次に、斜面勾配を考慮した結果について確認する。まず、図-3.17(b)~19(b)では、斜面勾配40°以上において、図-3.17(a)~19(a)の全体の階級別崩壊面積率で見られた傾向と同様の傾向を確認することができた。一方で、斜面勾配10°~20°、20°~30°、30°~40°では、中間的な階級においても階級別崩壊面積比が増加するなど、比抵抗変化量に対する傾向がやや不明瞭となった。このことから、斜面勾配がより急になると、比抵抗変化量が

土砂移動の発生に及ぼす影響が強くなることが考えられる。すなわち、比抵抗変化量を用いることによって、勾配が急な斜面からより土砂移動の発生危険性が高い箇所を絞り込むことができることが示唆された。

以上より、土砂移動の発生に影響を及ぼすキャップロック構造に類似した水理地質構造や急激に新鮮で堅硬な岩盤に推移する場所を比抵抗変化量によって抽出することができた。このことから、3次元比抵抗データから算出される比抵抗変化量を用いることによって、土砂移動の発生に影響を与える地盤条件を定量的に評価できたものと考えられる。

3.6.7 土砂移動発生規模の分析結果と考察

3.6.7.1 分析結果

比抵抗変化量の指標と発生規模との分析結果について、図-3.21~24 に示す。図-3.21(a)・(b)より、比抵抗変化量（深度 20 m~40 m）では、比抵抗変化量に対する平均崩壊面積や 75%値、90%値に明瞭な傾向は確認できなかった。また、 $-30 \Omega \cdot m \sim 60 \Omega \cdot m$ の階級で平均崩壊面積 ($1,280 \text{ m}^2$) や 75%値 ($1,356 \text{ m}^2$)、90%値 ($3,103 \text{ m}^2$) が最も大きくなっている。図-3.21(c)より、深層崩壊は負の値で最も低い $-428 \Omega \cdot m \sim -150 \Omega \cdot m$ の階級で 5 箇所発生し、発生割合も最も大きくなった。

図-3.22(a)・(b)より、比抵抗変化量（最大値）が正の値で大きくなると平均崩壊面積が増加する傾向を示し、75%値や 90%値でも同様の傾向がより明瞭に確認できる。また、 $60 \Omega \cdot m \sim 160 \Omega \cdot m$ の階級で平均崩壊面積 ($1,217 \text{ m}^2$) が最も大きくなり、正の値で最も大きい $160 \Omega \cdot m \sim 2,225 \Omega \cdot m$ の階級で 75%値 ($1,416 \text{ m}^2$) や 90%値 ($2,863 \text{ m}^2$) が最も大きくなった。図-3.22(c)より、深層崩壊は比抵抗変化量（最大値）が大きくなると発生数が増加する傾向があるが、発生割合に明瞭な傾向は確認できなかった。

図-3.23(a)・(b)より、比抵抗変化量（最小値）が負の値で最も大きい階級と正の値を含む階級で平均崩壊面積が増加する傾向を示し、75%値でも同様の傾向であった。ただし 90%値では負の値で最も大きい階級における崩壊面積の増加が見られなくなっている。また、正の値を含む $-10 \Omega \cdot m \sim 35 \Omega \cdot m$ の階級で平均崩壊面積 ($1,208 \text{ m}^2$) や 75%値 ($1,348 \text{ m}^2$)、90%値 ($2,813 \text{ m}^2$) が最も大きくなっている。図-3.23(c)より、深層崩壊の発生数と発生割合は平均崩壊面積と同様の傾向となった。

図-3.24(a)・(b)より、比抵抗変化量（合計値）が大きくなると平均崩壊面積が増加する傾向を示し、75%値や 90%値でもより同様の傾向が確認できる。また、正の値で最も大きい $1,000 \Omega \cdot m \sim 6,341 \Omega \cdot m$ の階級で平均崩壊面積 ($1,199 \text{ m}^2$) や 75%値 ($1,414 \text{ m}^2$)、90%値 ($2,863 \text{ m}^2$) がいずれも最も大きくなった。図-3.24(c)より、深層崩壊の発生数は比抵抗変化量(合計値)が大きい $700 \Omega \cdot m \sim 1,000 \Omega \cdot m$ の階級と $1,000 \Omega \cdot m \sim 6,341 \Omega \cdot m$ の階級で多く発生し、発生割合もこの 2 つの階級で大きくなった。

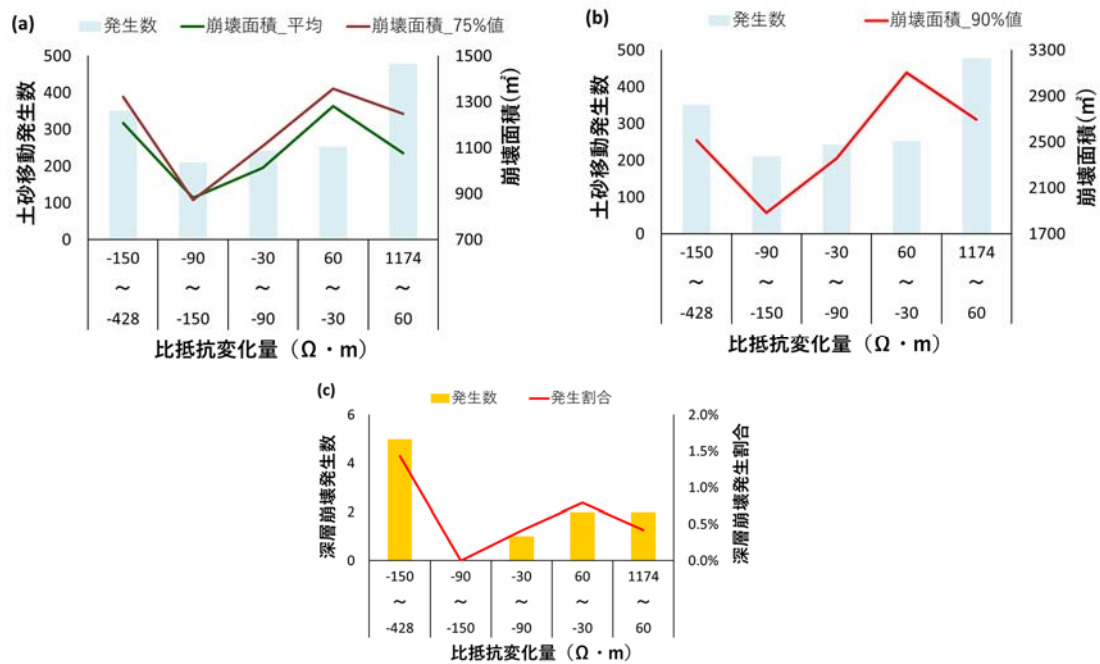


図-3.21 比抵抗変化量（深度 20 m～40 m）と発生規模

- (a) 土砂移動発生数と平均崩壊面積，崩壊面積 75%値
 (b) 土砂移動発生数と崩壊面積 90%値 (c) 深層崩壊発生数と発生割合

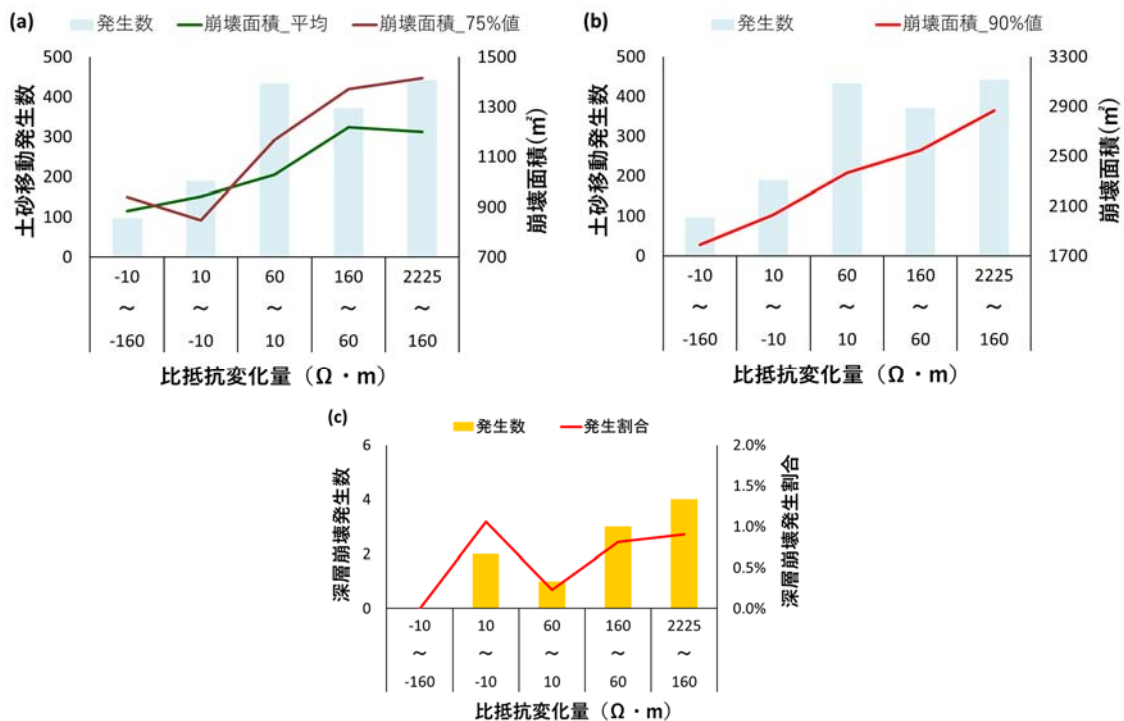


図-3.22 比抵抗変化量（最大値）と発生規模

- (a) 土砂移動発生数と平均崩壊面積，崩壊面積 75%値
 (b) 土砂移動発生数と崩壊面積 90%値 (c) 深層崩壊発生数と発生割合

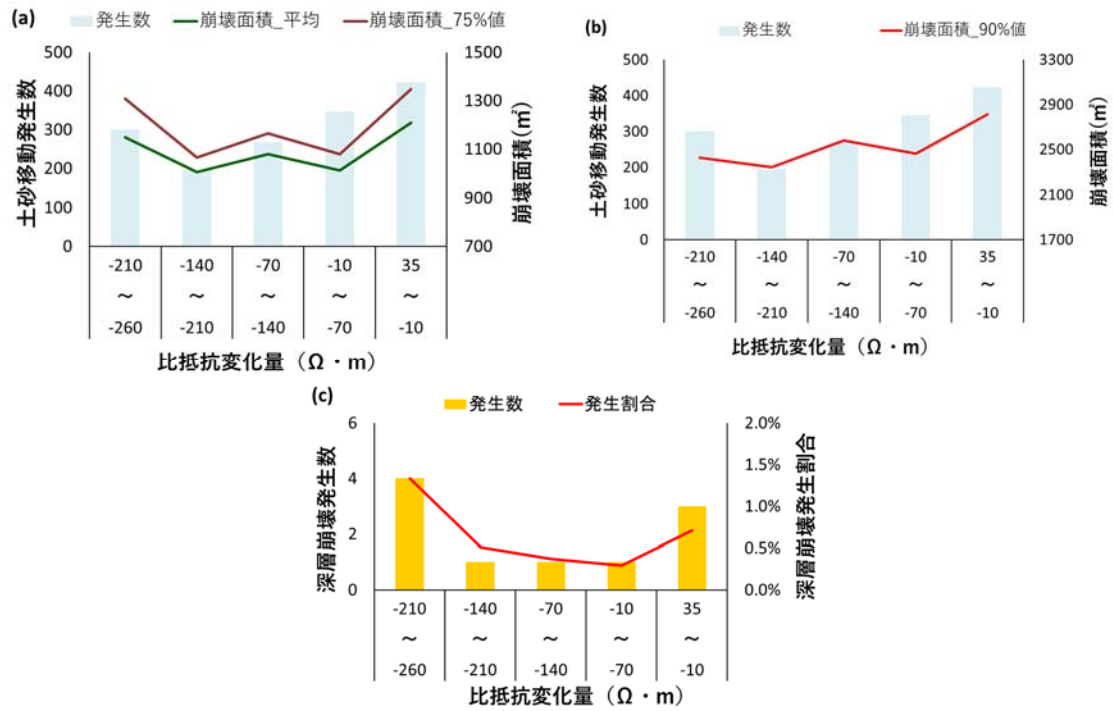


図-3.23 比抵抗変化量（最小値）と発生規模

(a) 土砂移動発生数と平均崩壊面積，崩壊面積 75%値

(b) 土砂移動発生数と崩壊面積 90%値 (c) 深層崩壊発生数と発生割合

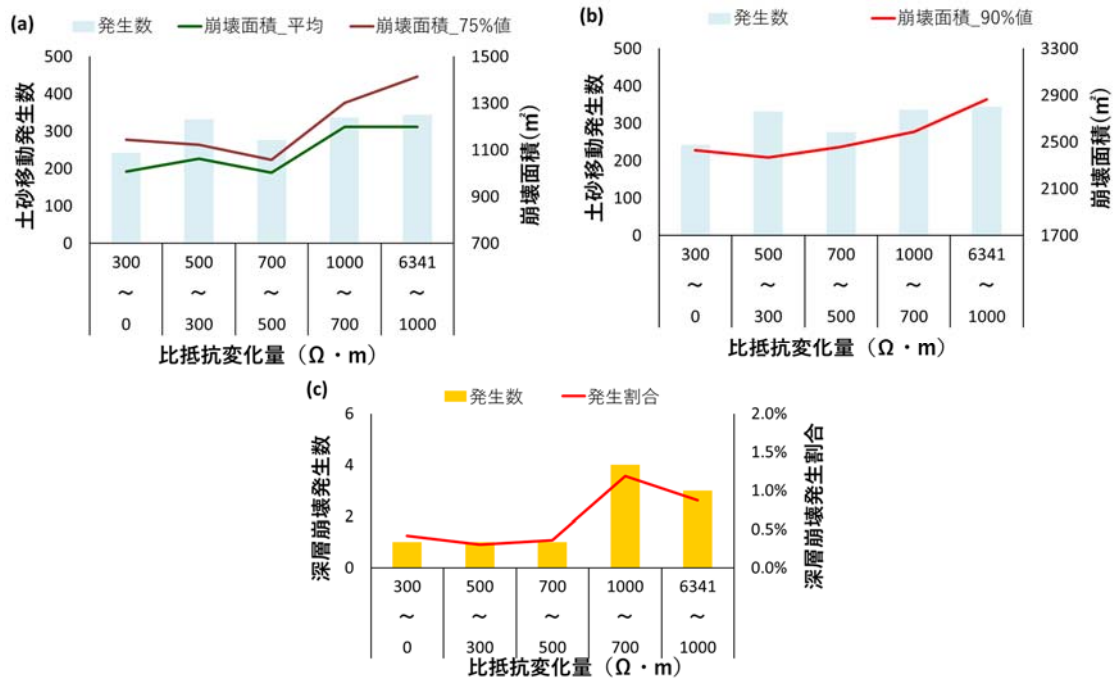


図-3.24 比抵抗変化量（合計値）と発生規模

(a) 土砂移動発生数と平均崩壊面積，崩壊面積 75%値

(b) 土砂移動発生数と崩壊面積 90%値 (c) 深層崩壊発生数と発生割合

3.6.7.2 考察

図-3.22(a)・(b)の結果から、比抵抗変化量（最大値）が正の値で大きくなると崩壊面積が増加する傾向が確認できた。比抵抗変化量（最大値）が正の値で大きくなることは、浅部から深部に向かって高比抵抗から低比抵抗に変化する、すなわち深層崩壊の要因となるキャップロック構造に類似した水理地質構造が存在することを示していることから、このような場所でより規模の大きな土砂移動が発生していたことが考えられる。また、比抵抗変化量が 0 付近や負の値の階級では、75%値や 90%値が非常に小さいことがわかる。これは、浅部から深部に向かって高比抵抗から低比抵抗に変化するような水理地質構造がない場所では、大規模な崩壊が発生しにくくなっていることが考えられる。なお、発生場の分析では、比抵抗変化量（20 m ~ 40 m）の正の値で傾向がみられていたが、発生規模では明瞭な傾向がみられなかった。この要因として、比抵抗変化量（最大値）は全ての深度から算出していることから、20 m ~ 40 m と異なる深度の比抵抗変化量が発生規模に影響を与えている可能性が考えられた。

図-3.23(a)・(b)の結果から、比抵抗変化量（最小値）については、正の値を含む階級で平均崩壊面積や 75%値、90%値が増加する傾向が確認できた。この要因として、比抵抗変化量（最小値）には反映されないキャップロック構造に類似した水理地質構造が存在する場所での大規模な崩壊の影響が考えられる。次に、比抵抗変化量（最小値）が負の値で最も大きい階級では平均崩壊面積や 75%値が増加し、90%値でも比抵抗変化量（最大値）のように非常に小さくなることはなかった。この要因として、図-3.23(c)に示したように比抵抗変化量（最小値）が負の値の最も大きい階級で多くの深層崩壊が発生したように、この階級では大規模な土砂移動が一定程度発生していると考えられる。このことは、図-3.21(c)に示す比抵抗変化量（深度 20 m ~ 40 m）の結果において、負の値で最も大きい $-428 \Omega \cdot m \sim -150 \Omega \cdot m$ の階級で、最も多く深層崩壊が発生（5箇所）していることから確認できる。一方で、比抵抗変化量（最小値）が負の値で大きくなっても崩壊面積が大きくなる傾向は確認できない。これらのことから、比抵抗変化量が負の値で大きくなると系統的に発生規模が大きくなるのではなく、比抵抗変化量が負の値で特に大きい、すなわち浅部から深部に向かって低比抵抗から高比抵抗に急激に変化する局所的な場所で深層崩壊が発生しやすくなっている可能性が考えられる。このことは先に述べたキャップロック構造に類似した水理地質構造が存在しない場所でも大規模な崩壊が発生することを示しており、図-3.22(c)において、比抵抗変化量（最大値）が大きくなっても深層崩壊の発生割合はほぼ横ばいであったことから裏付けられるものと考えられる。

図-3.24(a)・(b)の結果を確認すると、比抵抗変化量（合計値）が大きくなると崩壊面積が増加するものの、その傾向は比抵抗変化量（最大値）よりも緩やかであった。この要因として、系統的に発生規模に影響を及ぼさない比抵抗変化量の負の値を絶対値として合計したことによる影響が考えられる。一方で、図-3.24(c)のように、比抵抗変化量（合計値）が大きい階級で深層崩壊が多く発生し、その発生割合も高かった。このことは、深層崩壊

が多く発生した比抵抗変化量が負の値で特に大きくなる水理地質構造について、絶対値を合計することによって反映できた、すなわち比抵抗変化量（合計値）によって深層崩壊のような特に大規模な土砂移動を抽出できる可能性が考えられた。

このように、特に大規模な土砂移動を抽出できる可能性があることを確認するため、崩壊ポリゴンを比抵抗変化量の指標で区分した上で、さらに崩壊面積で $0 \text{ m}^2 \sim 100 \text{ m}^2$, $100 \text{ m}^2 \sim 1,000 \text{ m}^2$, $1,000 \text{ m}^2 \sim 10,000 \text{ m}^2$, $10,000 \text{ m}^2$ 以上に区分し、この比抵抗変化量の階級別に崩壊面積の確率密度を算出した（図-3.25）。図-3.25(a)に示す比抵抗変化量（深度 $20 \text{ m} \sim 40 \text{ m}$ ）の $-428 \text{ } \Omega \cdot \text{m} \sim -150 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ の階級や図-3.25(c)に示す比抵抗変化量（最小値）の $-260 \text{ } \Omega \cdot \text{m} \sim -210 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ の階級、図-3.25(d)に示す比抵抗変化量（合計値）の $700 \text{ } \Omega \cdot \text{m} \sim 1,000 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ と $1,000 \text{ } \Omega \cdot \text{m} \sim 6,341 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ の階級では、崩壊面積 $0 \text{ m}^2 \sim 100 \text{ m}^2$ 以下の確率密度が小さく、かつ崩壊面積 $10,000 \text{ m}^2$ 以上で確率密度が大きくなる結果が得られている。既往研究において発生規模に影響を与えることが示されている起伏量や最大加速度は、それらの値が大きくなると発生規模が大きくなる一方で土砂移動の発生危険度も増加する、すなわち小規模な土砂移動と大規模な土砂移動の確率密度が共に大きくなるような結果が得られていた。一方で、上記の結果から、比抵抗変化量を用いた場合には、大規模な土砂移動の発生する可能性がある地域とほぼない地域を評価することができる可能性があると考えられる。

以上より、土砂移動の発生規模に影響を及ぼすキャップロック構造に類似した水理地質構造、規模が大きな深層崩壊を引き起こす急激に新鮮で堅硬な岩盤に推移する場所を比抵抗変化量によって抽出することができた。また、比抵抗変化量を用いることにより、大規模な土砂移動の発生する可能性がある地域とほぼない地域を評価することができる可能性があることが示唆された。これらのことから、3次元比抵抗データから算出される比抵抗変化量を用いることによって、土砂移動の発生規模に影響を与える地盤条件を定量的に評価できたものと考えられる。

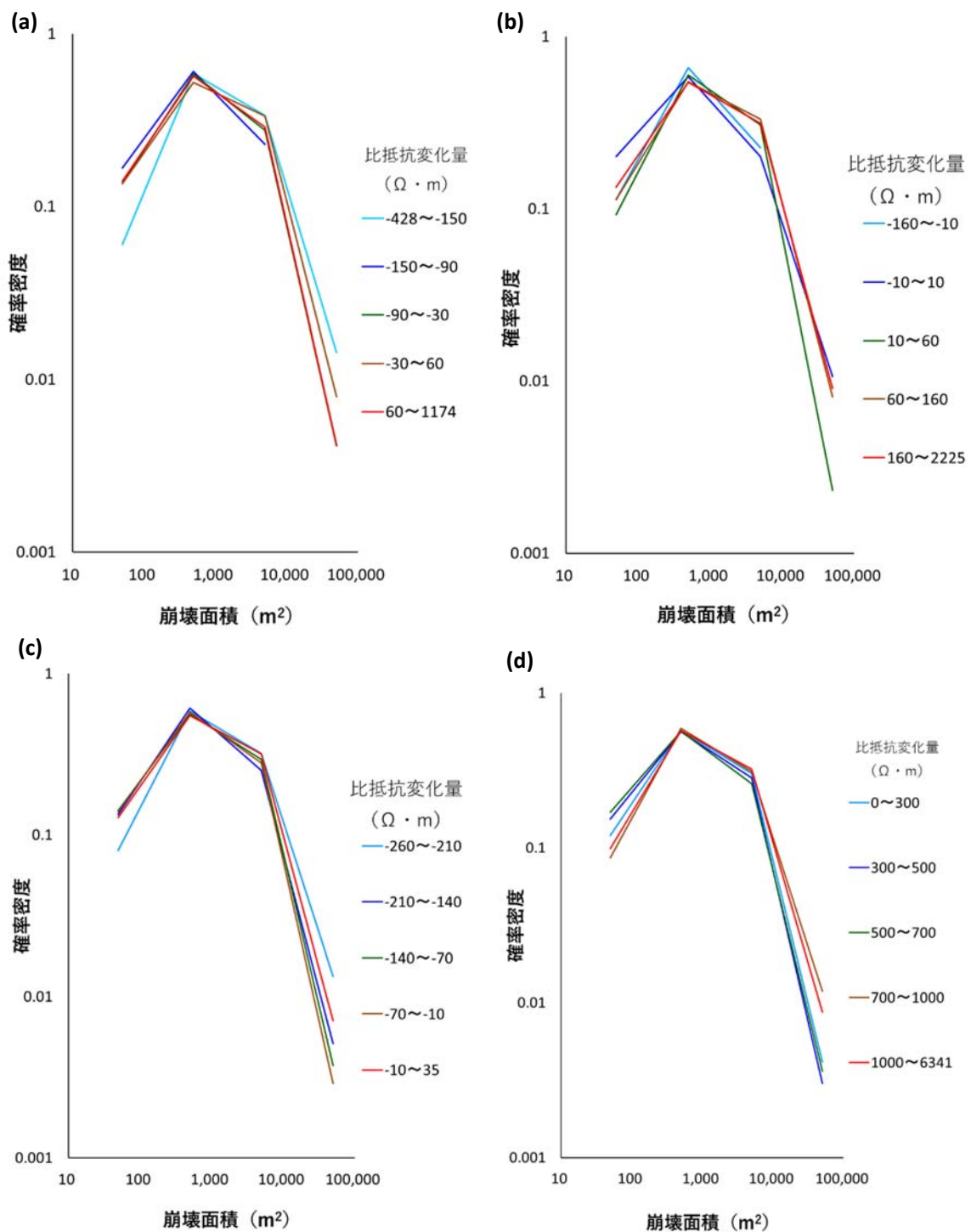


図-3.25 比抵抗変化量別の崩壊面積の確率密度
 (a) 比抵抗変化量 (20 m~40 m) (b) 比抵抗変化量 (最大値)
 (c) 比抵抗変化量 (最小値) (d) 比抵抗変化量 (合計値)

3.7 まとめ

本章では、特徴的な水理地質構造を示唆すると推測した比抵抗パターンについて、深層崩壊の要因となる水理地質構造であることを各種調査結果から明らかにし、この結果を踏まえ、比抵抗パターンを定量的に表現する手法を提案した。そして、2016年熊本地震を対象に、土砂移動発生場・発生規模と深さ方向が考慮された地盤条件データとの定量的な分析を試みた。本章で得られた成果を以下に示す。

- 1) 西麓地熱地帯で確認された比抵抗パターンは、地表から深部に向かって比抵抗が相対的に高比抵抗、低比抵抗、高比抵抗に変化し、比抵抗極小部がライン上に連なることで特徴づけられる。
- 2) この比抵抗パターンが見られた地点で調査ボーリングを行なった結果、対象とした比抵抗パターンの特徴である比抵抗極小部は、深度 45.8 m～53.25 m 間の地下水流動帯と深度 53.25 m～53.95 m 間の固結粘土層に対応している。また、浅部の高比抵抗は上位の不飽和な多亀裂岩盤に、深部の高比抵抗は下位の不飽和な多亀裂岩盤に、各々一致していた。
- 3) ボーリング調査結果等と対比すると、この比抵抗パターンは、火山地域における深層崩壊発生要因の一つである地下水流動層を伴うキャップロック構造に類似した水理地質構造を検出できたものと考えられる。
- 5) 特徴的な比抵抗パターンの分析結果を踏まえ、比抵抗パターンを定量的に評価する手法として、その深度の比抵抗からそれより 20 m 深い深度の比抵抗を差し引くことによって比抵抗変化量を提案した。
- 6) 土砂移動の発生に影響を及ぼすキャップロック構造に類似した水理地質構造や急激に新鮮で堅硬な岩盤に推移する場所を比抵抗変化量によって抽出することができた。
- 7) 土砂移動の発生規模に影響を及ぼすキャップロック構造に類似した水理地質構造、規模が大きな深層崩壊を引き起こす新鮮で堅硬な岩盤に急激に遷移する場所を比抵抗変化量によって抽出することができた。また、比抵抗変化量を用いることにより、大規模な土砂移動の発生する可能性がある地域とほぼない地域を評価することができる可能性があることが示唆された。
- 8) 以上の結果より、空中電磁探査から得られる 3 次元比抵抗データを用いて、土砂移動発生場・発生規模と深さ方向を含む地盤条件との関係を定量的に分析できたと考えられる。

[参考文献]

- 物理探査学会 (1998a) 物理探査ハンドブック【手法編 5章-7章】空中電磁法, p.358-363
- 物理探査学会 (1998b) 物理探査ハンドブック【手法編 5章-7章】MT法, p.314
- 千葉伸一・辻岡秀樹・結城洋一・本間広樹・岡野肇・瀬戸秀治・大森徹治・山根宏之・木下篤彦・一色弘充 (2014) 富士山の防災対策を目的として行った空中物理探査による不安定箇所抽出の考え方, 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, p.A-218-A-219
- 大丸裕武・村上亘・多田泰之・岡本隆・三森利昭・江坂文寿 (2011) 2008 年岩手・宮城内陸地震による一迫川上流域の崩壊発生環境, 日本地すべり学会誌, Vol.48, No.3, p.23-36
- Dang K., Sassa K., Fukuoka H., Sakai N., Sato Y., Takara K., Quang L.H., Loi D.H., Van Tien P., and Ha N.D. (2016) Mechanism of two rapid and long runout landslides in the 16 April 2016 Kumamoto earthquake using a ring-shear apparatus and computer simulation (LS-RAPID), Landslides, Vol.13, No.6, p.1525-1534
- 土木学会関西支部 比抵抗高密度探査に基づく地盤評価に関する調査・研究委員会 (1997) 比抵抗高密度探査に基づく地盤評価, 平成 9 年度講習・研究討論会テキスト, p.107
- Frattini, P. and Crosta G.B. (2013) The role of material properties and landscape morphology on landslide size distributions, Earth Planet Science Letters, Vol.361, p. 310-319
- Gallen S.F., Marin K.C., and Jonathan W.G. (2015) Coseismic landslides reveal near-surface rock strength in a highrelief, tectonically active setting, Geology, Vol.43, No.1, p.11-14
- Grant F.S. and West G.F. (1965) Interpretation Theory in Applied Geophysics, McGraw-Hill, p.456-571
- 地震調査研究推進本部 (2016) 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震の評価 https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_kumamoto_3.pdf, 参照 2020-10-07
- 原義文・田村圭司・山越隆雄・内田太郎・武澤永純・松本直樹・松岡暁・吉野弘祐・藤澤和範・千田容嗣・小原嬢子・九田敬行・奥田慎吾・窪塚大輔・千葉伸一・石井靖雄・丸山清輝・ハ斯巴特尔・寺田秀樹 (2010) 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震による土砂災害に関する報告, 土木研究所報告, No.215, p.1-39
- 石川芳治・久保田哲也・青戸一峰・飯島康夫・井川寿之・池上忠・池田誠・植弘隆・上原祐治・内村雄一・江川佳苗・大石博之・岡野和行・海堀正博・桂真也・加藤誠章・川原慎一郎・古賀省三・坂島俊彦・相楽渉・地頭菌隆・篠原慶規・清水収・下田義文・鈴木滋・鈴木正美・瀬戸康平・田方智・寺田秀樹・寺本行芳・堂ノ脇将光・飛岡啓之・鳥田英司・中濃耕司・西川友章・花田良太・平川泰之・福塚康三郎・藤澤康弘・藤田正治・正木光一・宮田直樹・山口和也・山下伸太郎・山根誠・横尾公博 (2016) 平成 28 年熊本地震による土砂災害, 砂防学会誌, Vol.69, No.3, p.55-66
- 河戸克志・奥村稔・佐藤敏久・横山修・山越隆雄・石塚忠範・内田太郎 (2011) 2008 年岩

- 手・宮城内陸地震による深層崩壊発生斜面の三次元比抵抗パターン, 平成 23 年度砂防学会研究発表会概要集, p.424-425
- 木下篤彦・北川眞一・大山誠・内田太郎・河戸克志・阿部征輝・奥村稔 (2013) 平成 23 年台風 12 号により紀伊半島で発生した深層崩壊周辺の広域比抵抗構造特性, 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-356-B-357
- 小林武彦 (1987) 御嶽火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因, 地形, Vol.8, p.113-125
- 古賀文雄・中根賢志・栗本茂季・木下篤彦・清水孝一・高原晃宙・瀬戸秀治・細川亮介・影浦亮太・河戸克志・清野耕史・藤田浩司 (2015) 空中電磁探査の比抵抗パターンが示す地質・地下水状態ー北海道駒ヶ岳の事例ー, 平成 27 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-434-B-435
- 国土交通省 (2016) 平成 28 年熊本地震による土砂災害の概要, https://www.mlit.go.jp/river/sabo/jirei/h28dosha/160914_gaiyou_sokuhou.pdf. 参照 2020-10-07
- 小杉賢一郎・高見友佑・正岡直也・Cristobal Padilla・水山高久・松四雄騎・安井秀・安永一樹・田中利和・山内政也・山根誠・小松慎二・影浦亮太・奥村稔・河戸克志 (2015) 地形解析・調査ボーリング・高密度電気探査・空中電磁探査ならびに水文観測を組み合わせた崩壊危険斜面の特性把握, 平成 27 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-100-B-101
- 公益社団法人砂防学会 (2014) 伊豆大島土砂災害緊急調査報告会 調査講演概要集, p.33
- 久保田哲也・地頭菌隆・清水収・平川泰之・本田健・飯島康夫・泉山寛明・海堀正博・北原哲郎・小林浩・松本俊雄・松尾新二郎・松澤真・宮縁育夫・長野英次・中濃耕司・奥山悠木・島田徹・篠原慶規・杉原成満・武澤永純・田中信・内田太郎 (2012) 平成 24 年 7 月九州北部豪雨による阿蘇地域の土砂災害, 砂防学会誌 (新砂防), Vol.65, No.4, p.51-61
- 黒川潮 (2018) 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震によって生じた山腹崩壊, 水利科学, No.359, p.18-33
- Miyabuchi Y. (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso volcano, Japan, *Sedimentary Geology*, Vol.220, p.169-189
- Miyabuchi Y. and Daimaru H. (2004) The June 2001 rainfall-induced landslides and associated lahars at Aso volcano (southwestern Japan) : implications for hazard assessment, *Acta Vulcanol*, Vol.16, p.21-36
- 宮縁育夫・渡辺一徳 (1997) 埋没黒ボク土層の ^{14}C 年代からみた完新世阿蘇火山テフラの噴出年代, 火山, 第 42 号, 第 6 号, p.403-408
- 水山高久・森俊勇・坂口哲夫・井上公夫 (2011) 日本の天然ダムと対応策, 古今書院, 186pp.
- 諸橋雅幸・藤田宏勝・木下篤彦・清水孝一・高原晃宙・瀬戸秀治・岸本博志・中島達也・荒井健一・影浦亮太・奥村稔 (2015) 空中物理探査等を用いた十勝岳の火山山体構造に関する考察, 平成 27 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-430-B-431

- 小原昭彦・阿部勝博・落合達也・中島達也・新井瑞穂・高橋秀明・内田浩一・影浦亮太・近都明 (2014) 空中電磁法を用いた岩手山の火山体構造に関する考察, 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, p.A-222-A-223
- 岡本敦・内田太郎・林真一郎・山越隆雄・森田耕司・奥村稔・河戸克志 (2013) 奈良県五條市大塔町赤谷地区における深層崩壊発生斜面の三次元比抵抗パターン, 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-352-B-353
- 小野晃司・松本征夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図, 地質調査所
- 大平知秀・半谷和彦・相馬邦彦・木下篤彦・高原晃宙・一色弘充・清野耕史・影浦亮太・内田浩一・荒井健一・新井瑞穂・田中利昌 (2014) 空中電磁法等を用いた吾妻山火山山体構造に関する考察, 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, p.A-64-A-65
- 坂井佑介・大木鉄夫・木下篤彦・高原晃宙・一色弘充・河戸克志・千田敬二・平川泰之・荒井健一・小汐真由美 (2014) 空中物理探査等を用いた阿蘇中岳周辺の火山体山体構造に関する考察, 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, p.A-220-A-221
- 桜井亘・酒井良・岩田孝治・奥村稔・細川亮介・阿部征輝・松下博昭・内田浩一・河戸克志 (2014) 明治十津川災害と紀伊半島大水害により発生した深層崩壊周辺の比抵抗構造特性, 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-280-B-281
- 桜井亘・酒井良・奥山悠木・小川内良人・眞弓孝之・横山修・河戸克志・奥村稔 (2015) 平成 23 年台風 12 号で発生した深層崩壊の地質・地下水特性と空中電磁探査との関連性について, 平成 27 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-102-B-103
- Sengpiel K.P. and Siemon B. (2000) Advanced inversion methods for airborne electromagnetic exploration, *Geophysics*, Vol.65, No.6, p.1983-1992
- 瀬戸秀治・高原晃宙・木下篤彦・清水孝一・石塚忠範・河戸克志・奥村稔・影浦亮太 (2015) 空中電磁探査を活用した火山体調査事例, 平成 27 年度砂防学会研究発表会概要集, p.A-292-A-293
- 下村慎一郎・一ノ瀬誠・結城洋一・大内博夫・内村雄一・櫻井 健・北原哲郎・仁田脇一秋・西村修 (2014) 空中物理探査による大規模土砂移動の予測—霧島火山体での適用事例—, 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, p.A-224-A-225
- 鈴木隆司・内田太郎・田村圭司 (2009) 深層崩壊斜面の特定に向けた地盤構造調査法, 土木技術資料, Vol.51, No.7, p.8-13
- 社団法人物理探査学会 (2008a) 新版 物理探査適用の手引き (土木物理探査マニュアル 2008) 空中電磁法, p.249-263
- 社団法人物理探査学会 (2008b) 新版 物理探査適用の手引き (土木物理探査マニュアル 2008) 微動アレイ探査, p.111-125
- 田畑茂清・水山高久・井上公夫 (2002) 天然ダムと災害, 古今書院, p.228

- 寺田暁彦・鍵山恒臣・吉川慎 (2008) 阿蘇火山・中央火口丘群における熱活動の定量化, 京都大学防災研究所年報, 第 51 号 B, p.275-290
- 武澤永純・内田太郎・石塚忠範・本間信一・小林容子・宮島昌克 (2013) 起伏量を用いた地震による崩壊危険度と規模の評価, 砂防学会誌, Vol.65, No.6, p.22-29
- 山口昌志・川崎信彦・木下篤彦・清水孝一・高原晃宙・瀬戸秀治・本間広樹・北原哲郎・結城洋一・田中健吾 (2015) 空中物理探査結果による樽前山山体構造に関する考察, 平成 27 年度砂防学会研究発表会概要集, p.B-436-B-437
- 山越隆雄・一色弘充・石塚忠範・内田太郎・横山修・河戸克志・奥村稔・佐藤敏久 (2012) 2008 年岩手・宮城内陸地震による栗駒山崩壊斜面の三次元比抵抗パターン, 日本火山学会講演予稿集, p.109-110
- 横山修・内田太郎・中野陽子・田村圭司・笠井美青・鈴木隆司 (2010) 急勾配斜面における岩盤クリープの表面構造と内部構造, 平成 22 年度砂防学会研究発表会概要集, p.410-411

第4章 SAR衛星を活用した土砂移動発生場・発生規模に関する地震動の特徴分析

4.1 緒言

地震動特性と個々の土砂移動の発生規模に関する研究として、栗原ら（2008）は大規模な斜面崩壊の土砂量とPGA（Peak Ground Acceleration：最大加速度）との相関関係について研究し、Valagussa et al.（2019）は確率密度を用いてPGAが個々の地すべりの大きさに影響を与えることを示した。しかし、例えば、栗原ら（2008）では地震動が発生規模に影響を及ぼしているものの、PGAとの相関性はそれほど高くなかったとされている。

この相関性が高くならなかった要因として、地震動に関するデータの空間分解能が低いことが考えられる。地震動に関するデータとして用いられるPGAは地震計の記録を元に作成される。しかし、その配置の密度が必ずしも高くないために、分析に用いるPGAやPGV（Peak Ground Velocity：最大速度）の空間分布の作成にあたっては、少ない地震計のデータを内挿する、もしくは断層との距離などから経験的にPGA、PGVを外挿する必要がある。このように、地震動データには空間分解能が高くなく、このことによって、地震動と土砂移動との関係、特に、以下の2点について課題があると考えている。

一つ目は、分析に用いる地震動の空間分解能が高くないために、地震動が土砂移動に与える影響が見えづらくなっている可能性がある。一般に、地震動が大きくなると土砂移動が発生しやすくなると考えられるが、必ずしも地震動に関する指標の増大に対して崩壊面積率が増大しない事例も見受けられる（例えば、Xu et al. 2018）。これは、地震動のデータが内挿・外挿されていることにより、例えば、当該箇所の地盤特性などによりある地震計で周辺地域と比べて局所的に強い地震動が観測されるとその周辺も高い地震動と仮定されるなどの不確実性が発生すること（Allstadt et al. 2018）が要因として考えられるが、地震動の空間分解能が高くないために十分に検討できていない。

二つ目は、これまで土砂移動が発生する最小のPGA境界については地震計の密度が小さくても検討可能なため、研究が進められてきている（例えば、Jibson and Harp, 2016；Tanyas and Lombardo, 2019）一方で、強震域における観測情報が不足しているために、強震域における地震動と土砂移動の関係性に関する研究成果が十分に得られているとは言い難い。例えば、PGAと崩壊面積率の間には、線形の関係があることが明らかにされてきているが（例えば、Meunier et al. 2007）、線形関係が継続する上限については検討されてきていない。この理由として、土砂移動が最も多発する可能性が高い、震源断層に十分近い地震動の実際の記録が不足していること（Mavroeide and Papageorgiou, 2002）などが指摘されている。

近年、衛星技術を活用した地震観測の研究が進められており、特に、SAR（synthetic aperture radar；合成開口レーダー）衛星による地殻変動観測が注目されている（e.g., Michele et al. 2010；Hamling et al. 2017；Kobayashi et al. 2018）。これは、SAR衛星に

よって取得された 2 時期の観測データを用いて、地震による地殻変動の結果として地表面に現れる変位量を計測する技術である。すなわち、内挿・外挿補間されていない、空間分解能が高い地震による変位量に関する情報が得られると考えられる。このことから、SAR 衛星によって計測された変位量を地震動の大きさの指標とし、地震動と土砂移動との関係を分析することによって、従来見えづらかった新たな地震動と土砂移動発生場・発生規模との関係性が把握できる可能性があると考えている。実際に、地震時の土砂移動の崩壊面積率は SAR 衛星により計測された変位量と整合的であった、との報告も既になされている (Xu et al. 2014)。

本章では、一つめの課題への対応、すなわち SAR 衛星によって計測された変位量が、従来は見えづらかった地震動が土砂移動に与える影響をより明確に分析できる情報となりうるかを検証する。この検証では、変位量と土砂移動発生場との関係を分析し、これまでの数多くの研究で土砂移動との相関が報告されている内挿・外挿補間された PGA に対して、より空間分解能が高い変位量を用いることによる有効性を確認する。その上で、二つ目の課題であった強震域における地震動と土砂移動発生場との関係を、変位量を用いて分析する。そして最後に、「発生規模の予測」のために、変位量を用いて発生規模の分析を行う。なお、本章の検討対象地は熊本県阿蘇地域、検討対象地震は 2016 年熊本地震である。熊本県阿蘇地域や地震、土砂移動の概要は第 3 章に記載したため、本章では割愛する。

4.2 使用したデータ

4.2.1 SAR 衛星による地殻変動観測について

SAR 衛星による地殻変動観測は、2 時期の SAR 観測データから地震の地殻変動に伴う地表面の変位量を計測する技術である。この技術では、上下、南北、東西の 3 方向の変位量が算出できるが、算出に用いる処理にはいくつかの手法がある。本研究で用いる変位量データは、ALOS-2 衛星によって観測されたデータを国土地理院が解析して作成されたものであり (公益社団法人土木学会, 2016)、算出手法は以下の 2 つの方法を組み合わせている。

1 つ目は干渉解析 (InSAR) であり、2 時期のマイクロ波の反射波の位相を捉えることで、撮影された 2 時期間の位相差を地表面の変位量として算出する手法である (Massonnet and Feigl, 1998)。この処理による変位量の計測精度は cm オーダーとされており、位相の空間的な連続性、すなわち干渉性の連続性が確保される限り、基本的に計測に限界ない。一方で、位相の干渉性が保てないほどの大きな干渉性勾配を持つ地殻変動、すなわち震源断層付近の大規模な地殻変動は計測することが困難な場合がある (Kobayashi et al. 2009)。また、干渉性が保つことができない土砂移動のように、隣り合う地点で変位量が大きく異なるような動きも観測が難しい (Massonnet and Feigl, 1998)。本研究で使用したデータにおける干渉解析による変位量の算出には、1.43 m × 2.17 m 格子のピクセルデータが用いられている。実際に干渉解析によって計測されるデータは、衛星の軌道に沿ったレーダー座標における衛星―地表面間の変位成分 (レンジ成分) である。

2つ目の手法はピクセルオフセット解析であり、干渉解析で計測困難な大規模な地殻変動を計測できる技術である。ピクセルオフセット解析は、2 時期の SAR 振幅画像間のピクセル間の残差変位量を計測することによって地表の変動を観測する方法である (Tobita et al. 2001)。計測精度は干渉解析に劣るものの、メートルオーダーの計測が可能である。具体的な算出方法は、複数のピクセルで構成される相関窓を設定し、2 時期の画像で対応する相関窓同士の面積相関を、相関窓の位置を変えながら計算し、相互相関係数が最も高くなる位置を探索することで、変位量を評価するものである (小林ら, 2011)。本研究で使用したデータの相関窓の大きさは 64 ピクセル (91.5 m × 138.8 m) であり、相関窓を 32 ピクセル (45.8 m × 69.4 m) ずつシフトして変位量を評価している。実際にピクセルオフセット解析によって計測されるデータは、レーダー座標における衛星—地表間の変位成分 (レンジ成分) と衛星の飛行方向に平行な地表面の変位成分 (アジマス成分) である。

ここで、ピクセルオフセット解析における土砂移動自体の地表変位による影響について考える。相関窓のシフト毎に算出する変位量は、64 ピクセルを含む相関窓全体において相互相関係数が最も高くなる位置での値である。このことから、相関窓に対して十分に規模の小さな土砂移動は相関窓内の少数のピクセルにしか影響を及ぼさず、多数の土砂移動の影響がないピクセルによって変位量が算出されるため、土砂移動自体の地表変位が変位量に及ぼす影響は少ないと考えられる。

相関窓に対して地表面が大きく攪乱されるような規模の大きな土砂移動は、相関窓内の多くのピクセルに影響を及ぼす。そして、多数の土砂移動による影響を受けたピクセルは不規則に移動することから、最も相関係数が高いケースであっても、相互相関係数の値が低くなると考えられる。本研究で使用したデータではその相互相関係数が 0.2 以下となる場合は変位量の算出対象から棄却され、棄却された箇所は周辺のデータによって補間されていることから、相関窓に対して十分に規模の大きな土砂移動自体の地表変位が変位量に及ぼす影響を小さくするような処理が行われている。以上の算出原理や処理から、土砂移動自体の地表変位が変位量に反映されている可能性は低いと考えられる。

上記の 2 つの解析手法を組み合わせた変位量の具体的な算出手順を示す。まず、干渉解析によってレンジ成分、ピクセルオフセット解析によってレンジ成分とアジマス成分を算出する。このとき、それぞれのデータは衛星の北行・南行軌道の 2 方向から算出されている。次に、干渉解析によるレンジ成分とピクセルオフセット解析によるレンジ成分を、ピクセルオフセット解析による計測サイズ (相関窓のシフト量) である 32 ピクセルで合成する。その上で、北行・南行軌道の 2 方向から算出された合成レンジ成分とピクセルオフセット解析によるアジマス成分の合計 4 成分のデータを最小二乗的に 3 次元変位場に変換して上下、南北、東西の 3 方向の変位量を算出している。本研究で使用している変位量データは、ピクセルオフセット解析の格子サイズに合わせて、レーダー座標系から平面直角座標系における 10 進法の緯度 0.0005 秒 (約 55 m)、経度 0.0005 秒 (約 46 m) の格子サイズに変換されたものである。

4.2.2 変位量データの確認

使用した変位量データを図-4.1に示す。2時期の SAR 観測は 2016 年 4 月 15 日と 2016 年 4 月 30 日に実施されているため、主に本震由来の変位量である。図-4.1 のとおり、変位量は阿蘇中央火口丘を縦断するように算出されており、この算出範囲が調査対象範囲となる。なお、調査対象範囲内には 2,928,941 個のメッシュが含まれている。

図-4.1(a)より、全体的に地盤が沈降しており、断層に近づくにつれて沈降量が大きくなるのがわかる。一方で、断層の南側では、断層から離れると隆起している箇所も見受けられる。ただし、変位量が大きい範囲は南北方向や東西方向に比べて小さく、これは本震の震源断層が北東-南西に延びる右横ずれ断層であったことと一致する。図-4.1(b)・(c)より、断層の北側で北東方向、断層の南側で南西方向に変位しており、本震の震源断層が北東-南西に延びる右横ずれ断層であったことと整合的であった。この傾向と異なり、図-4.1(b)・(c)の紫丸で示した地域（的石地区～内牧地区）では、北西方向の変位量が非常に大きい。この大きな水平変位の要因は、9000 千年前に存在した阿蘇谷湖に由来する水分の多い湖底堆積物の液状化によるものと推測されている (Fujisawa et al. 2016)。なお、この地域は平坦な盆地であることから、土砂移動との関係分析にはほとんど影響しないものと考えられる。

全体的な変位量の整合性については、干渉解析による変位量と地震後の緊急的な GNSS 観測結果を比較した結果、概ね整合的であったことが報告されている (国土地理院, 2016)。また、現地で確認された変位量は最大でも 2m 程度 (土木学会, 2016) であったことから、最大値も概ね整合しているものと考えられる。このように、変位量データの全体的な傾向は実際の地殻変動と整合的であるとともに、局所的な地表変位も計測できているものと考えられる。

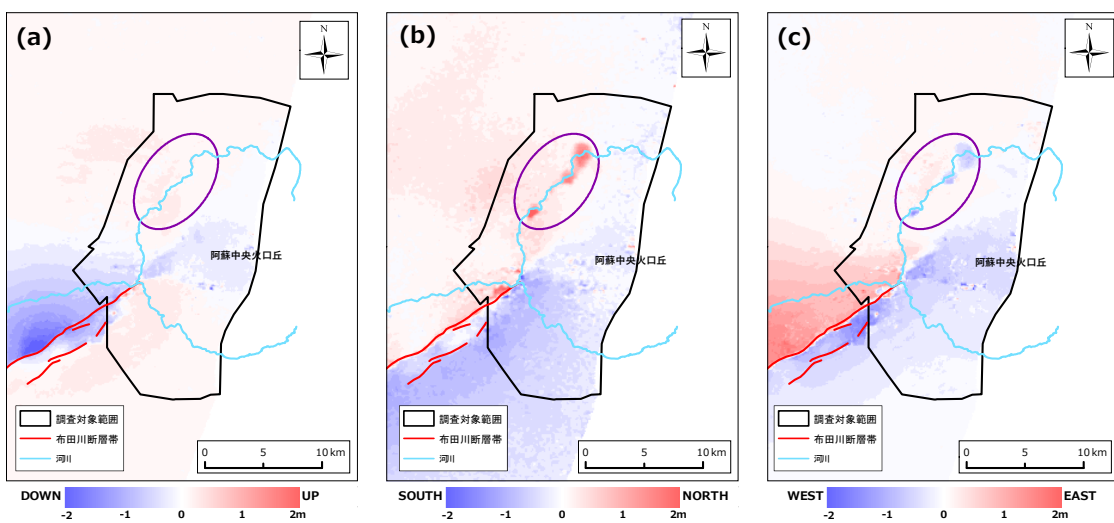


図-4.1 変位量データの分布図 (a) 上下 (b) 南北 (c) 東西

4.2.3 PGA の算出方法

変位量と比較するため、地震動の指標として既往研究で土砂移動発生場との関係が指摘されている PGA を用いる (e.g., Meunier et al. 2007)。PGA はモーメントマグニチュードと断層からの距離から推定される PGA_D 及び地震観測点の観測データを元に算出した PGA_O の 2 種類を用意した。

PGA_D は、日本国内で良く用いられている距離減衰式 (司・翠川, 1999) を用いて算出した (図-4.2 (a))。距離減衰式を以下に示す。

$$\log_{10} Y = c_m M_w + c_h H + c_d - \log(R + c) - c_k R + c_e \dots\dots\dots (4.1)$$

$$c = c_1 10^{c_2 M_w} \dots\dots\dots (4.2)$$

ここで、 Y は PGA もしくは PGV、 M_w はモーメントマグニチュード、 H は震源深さ、 R は断層最短距離、 $c_m \cdot c_h \cdot c_d \cdot c_e \cdot c_k \cdot c_1 \cdot c_2$ は係数であり、PGA・PGV のそれぞれで値が設定されている。断層最短距離は、断層面のすべり分布データが公表されている Asano and Iwata (2016) の 2 枚断層モデルを使用して求めている。

PGA_O は、距離減衰式によって算出される PGA をトレンド成分として、地震計における PGA をクリッキング法による空間補間を行って作成した (図-4.2 (b))。地震計は Kik-NET, K-NET, 気象庁, 地方公共団体の 68 地点のデータを用いた。また、空間補間の計算には、防災科学技術研究所地震防災フロンティア研究センター川崎ラボラトリーにて公開されている地震動分布推定シミュレータ (RASMO) を使用した。この計算では、防災科学技術研究所の J-SHIS (Japan Seismic Hazard Information Station) で公表されている 250 m メッシュの表層地盤データ (微地形分類, AVS30: 深さ 30m までの S 波速度) を用いて、浅部の増幅を考慮している。すなわち、AVS30 と PGA 増幅度の関係 (末富ら, 2010) を用いて、地震計の観測値を工学的基盤上の値に変換し、これと距離減衰式との誤差をクリッキング法により補間して基盤加速度分布を算定した後に、AVS30 を用いて地表での PGA を算定している。大局的には、図-4.2 (a) のように断層から遠ざかるにつれて地震動は小さくなっていくが、断層近傍では断層面上のすべりは不均一であり、破壊伝播方向の影響も受けるので複雑な分布となるので、観測値を用いることで精度を高めることができる (末富ら, 2018)。

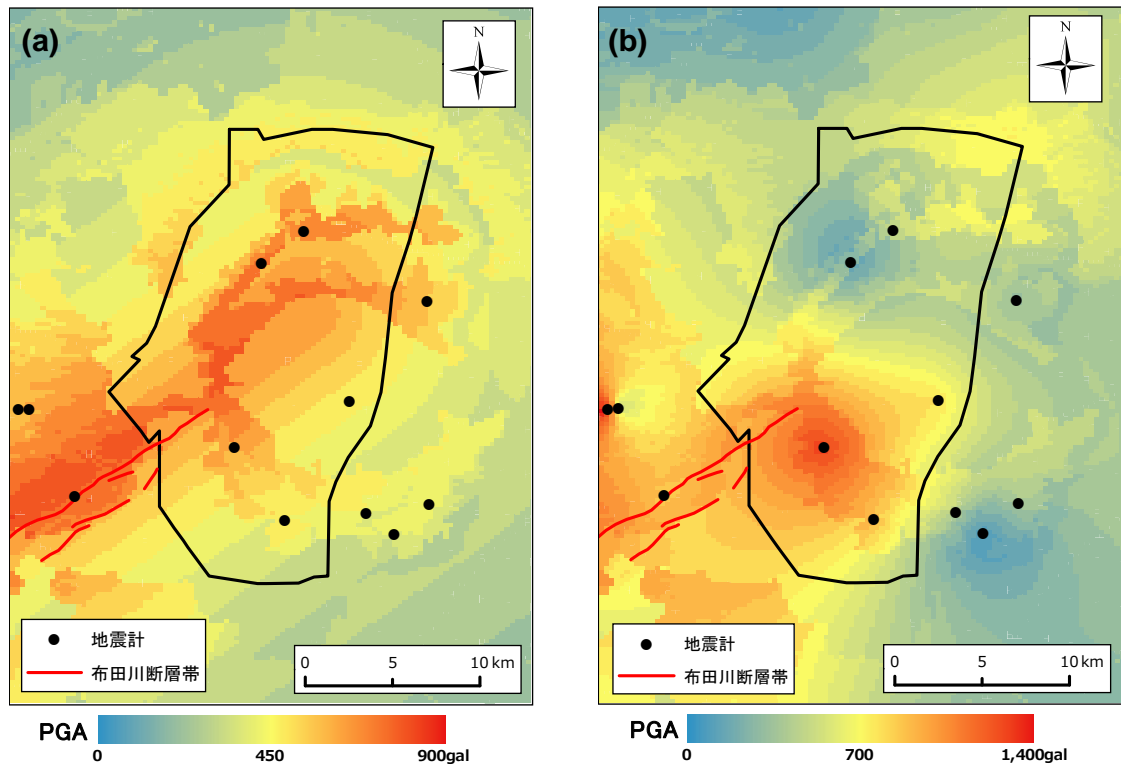


図-4.2 PGAの算出結果 (a) PGA_D (b) PGA_O

4.3 熊本地震における土砂移動発生場の分析

4.3.1 分析方法

調査対象範囲を 10 m メッシュに分割して、メッシュ毎に斜面勾配、変位量、PGA_D、PGA_O を算出する。ここで、変位量は垂直方向（上下方向の絶対値）、水平方向（南北方向と東西方向の 2 乗和平方根）、全方向（垂直方向・水平方向の 2 乗和平方根）の 3 種類とした（図-4.3）。斜面勾配は、地震前に国土交通省九州地方整備局が航空レーザ測量によって取得した DEM から ArcGIS の傾斜角算出ツールを用いて算出した（図-4.4）。土砂移動の発生・非発生は、メッシュの重心が土砂移動の発生域に入るメッシュを崩壊メッシュ、それ以外を非崩壊メッシュと設定した。

そして、斜面勾配、変位量、PGA_D、PGA_O を複数の階級に区分し、次式のとおり、階級別の崩壊メッシュ数を階級別の全メッシュで除して崩壊面積率を算出した。

$$P_{ls}(x) = \frac{N_{ls}(x)}{N(x)} \dots\dots\dots (4.3)$$

$$x \in \{i, j | i = 1, 2, \dots; j = 1, 2, \dots\} \dots\dots\dots (4.4)$$

ここで、 $P_{ls}(x)$ はある指標（斜面勾配、変位量、PGA のうちのいずれか）のある階級 x の崩壊面積率、 $N(x)$ はある指標のある階級 x に属するメッシュ数、 $N_{ls}(x)$ はある指標のある階級に属する崩壊メッシュ数、 x はある指標のある階級、 i は斜面勾配の階級、 j は変位量もしくは PGA の階級である。また、地形要因と地震動要因の相互関係を分析するため、ある斜面勾配の階級でかつ変位量または PGA の階級に属するメッシュ崩壊面積率 $P_{ls}(i, j)$ を次式によって算出する。

$$P_{ls}(i, j) = \frac{N_{ls}(i, j)}{N(i, j)} \dots\dots\dots (4.5)$$

なお、調査対象範囲における全崩壊メッシュを全メッシュで除した平均崩壊面積率は 0.9 % であった。

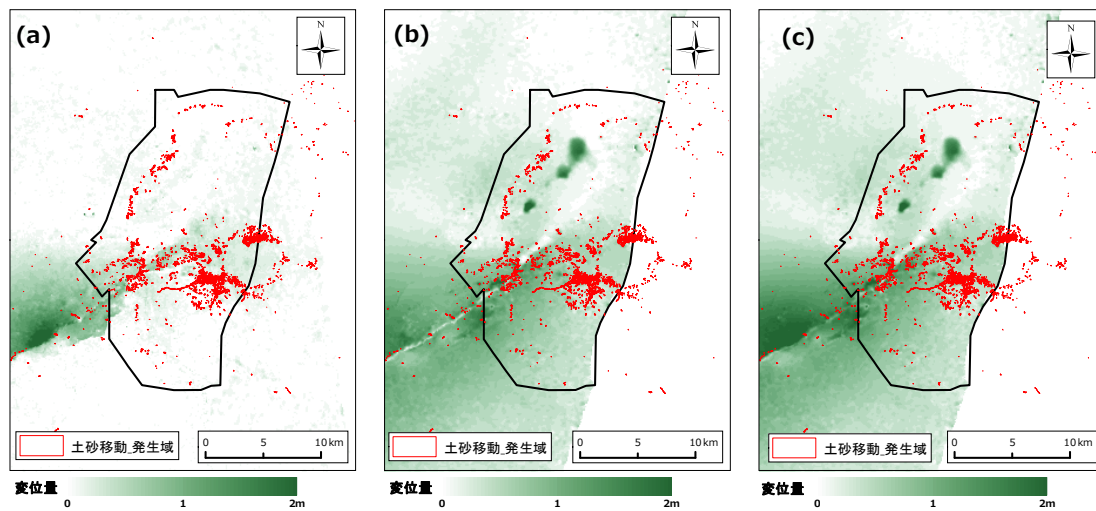


図-4.3 変位量と土砂移動の分布 (a)垂直方向 (b)水平方向 (c) 全方向

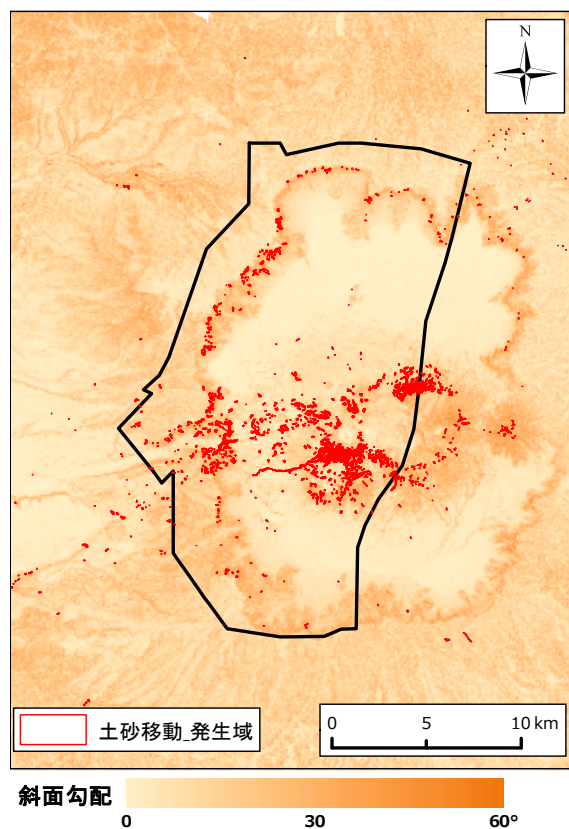


図-4.4 斜面勾配と土砂移動の分布

4.3.2 調査結果

4.3.2.1 斜面勾配と崩壊面積率

斜面勾配の階級別崩壊面積率と階級別メッシュ数を図-4.5 に示す。斜面勾配の階級は 5° 毎とした。なお、後述する地震動要因との相互関係を分析する際には、階級に該当するメッシュが少なくなることによって極端な値とならないよう、一定程度のメッシュ数を確保する必要があると考えられる。このことから、後述する相互関係の分析に用いる階級はその階級に属するメッシュ数が全体のメッシュ数の1% (約 29,000 個) を下回らないようにすることとし、図-4.5 ではメッシュ数1%以上の階級を黒丸、メッシュ数1%未満の階級を白抜き黒丸で区別して表示している。なお、メッシュ数1%以上の階級に属するメッシュが全体のメッシュに占める割合は99.2%となった。

図-4.5 より、斜面勾配が大きくなると指数関数的に崩壊面積率が増加することがわかる。勾配 $0^{\circ} \sim 5^{\circ}$ の階級では崩壊面積率は0.07%と非常に小さい値となった。また、勾配 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の階級で崩壊面積率が1.4%となり、全体の崩壊面積率0.9%を上回る。全体のメッシュ数が1%を上回る最も勾配が急な階級である勾配 $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ では崩壊面積率が6.8%となり、平均崩壊面積率の7~8倍にもなることがわかった。また、全体の90%・80%の崩壊メッシュは、それぞれ 15° 以上・ 25° 以上の階級に属した。なお、メッシュ数1%以下の階級においても、崩壊面積率が10%を超える高い割合を示すとともに、階級が大きくなるにつれて一律に崩壊面積率が増加する結果となった。

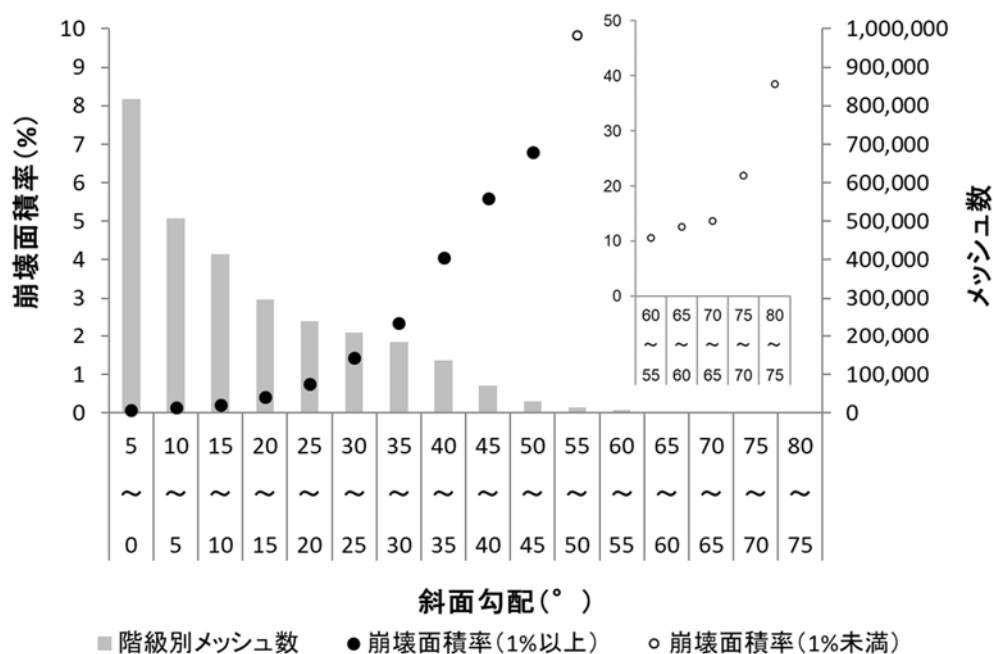


図-4.5 斜面勾配と崩壊面積率

4.3.2.2 変位量と崩壊面積率

変位量の階級別崩壊面積率と階級別メッシュ数を図-4.6に示す。分析には垂直方向、水平方向、全方向の変位量を用い、垂直方向で0.1 m毎、水平方向と全方向で0.2 m毎に階級を区分した。また、斜面勾配と同様に、全体のメッシュ数に対するその階級が属するメッシュ数について、メッシュ数1%以上とメッシュ数1%未満を区別して表示している。なお、メッシュ数1%以上の階級に属するメッシュが全体のメッシュに占める割合は、垂直方向で98.8%、水平方向で98.2%、全方向で98.7%となった。

図-4.6(a)より、垂直成分の変位量が大きくなると崩壊面積率が増加する傾向があり、メッシュ数1%を以上の階級では変位量0.5 m~0.6 mで最も高い崩壊面積率3.5%となり、平均崩壊面積率の約4倍となった。

次に、図-4.6(b)・(c)より、水平方向と全方向について確認する。水平方向・全方向でも変位量が大きくなると崩壊面積率が増加する傾向にある。しかし、水平方向では0.6 m~1.2 mがほぼ横ばいになるなど、垂直方向に比べて増加傾向は緩やかになっている。全方向でも1.0 m~1.2 mで崩壊面積率が減少するなど、垂直方向に比べて増加傾向は緩やかになっているが、水平方向に比べると全体的な増加傾向の傾きは大きい。メッシュ数1%以上の階級で最も高い崩壊面積率は、水平方向で変位量1.2 m~1.4 m・崩壊面積率1.8%（平均崩壊面積率の約2倍）、全方向で変位量1.4 m~1.6 m・崩壊面積率2.7%（平均崩壊面積率の約3倍）であった。このように、垂直方向に比べて水平・全方向では、全体的に変位量の違いによる崩壊面積率は低くなった。

なお、メッシュ数1%未満の階級について、垂直方向と全方向は崩壊面積率が10%を超える高い割合を示す一方で、水平方向は崩壊面積率が10%を超える階級は存在しなかった。また、変位量の大きな階級で崩壊面積率が0になる階級が存在するなど、ばらつきが大きいことも確認された。これは、盆的石地区~内牧地区において見られた北西方向の水平変位が大きかった範囲で崩壊が発生していないことによる影響が考えられる。また、この影響は全方向の1.0 m~1.2 mや2.4 m~2.6 mの階級における崩壊面積率の減少にも現れているものと考えられる。

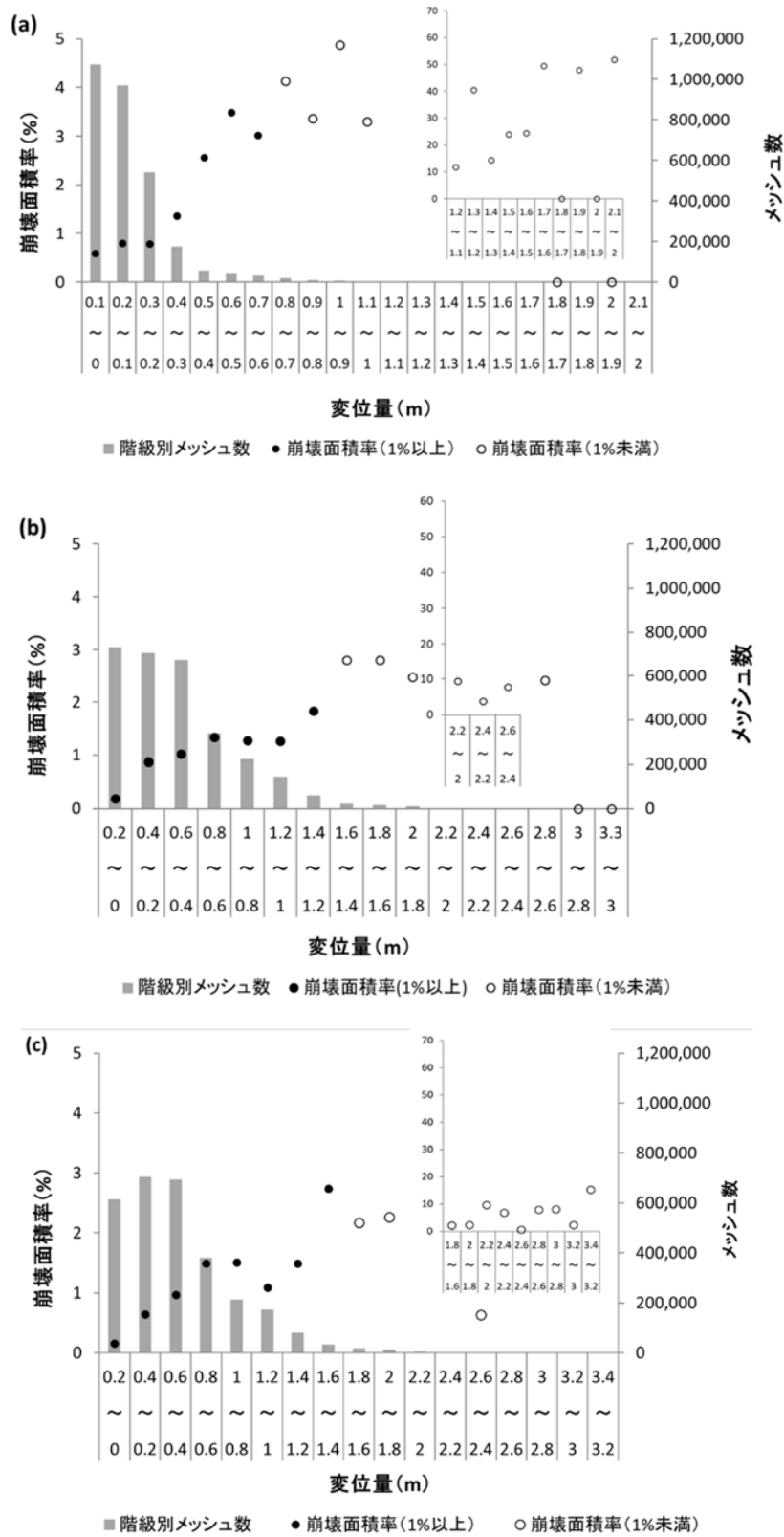


図-4.6 変位量と崩壊面積率 (a) 垂直方向 (b)水平方向 (c)全方向

4.3.2.3 PGA と崩壊面積率

PGA_D 及び PGA_O の階級別崩壊面積率と階級別メッシュ数を図-4.7 に示す。階級は PGA_D で 50 gal 毎, PGA_O で 100 gal 毎とした。なお, この区分では, 全体のメッシュ数の 1% を下回る階級は存在しなかった。

図-4.7 より, PGA_D 及び PGA_O のいずれも大きくなると崩壊面積率が増加する傾向にあるものの, PGA_D では中間的な階級で崩壊面積率が急減し, PGA_O では中間的な階級で崩壊面積率のピークが発現した。PGA_D で最も崩壊面積率が高かった階級は 750 gal ~ 800 gal で 2.2% (平均崩壊面積率の約 2~3 倍), PGA_O で最も崩壊面積率が高かった階級は 800 gal ~ 900 gal で 2.7% (平均崩壊面積率の約 3 倍) であった。

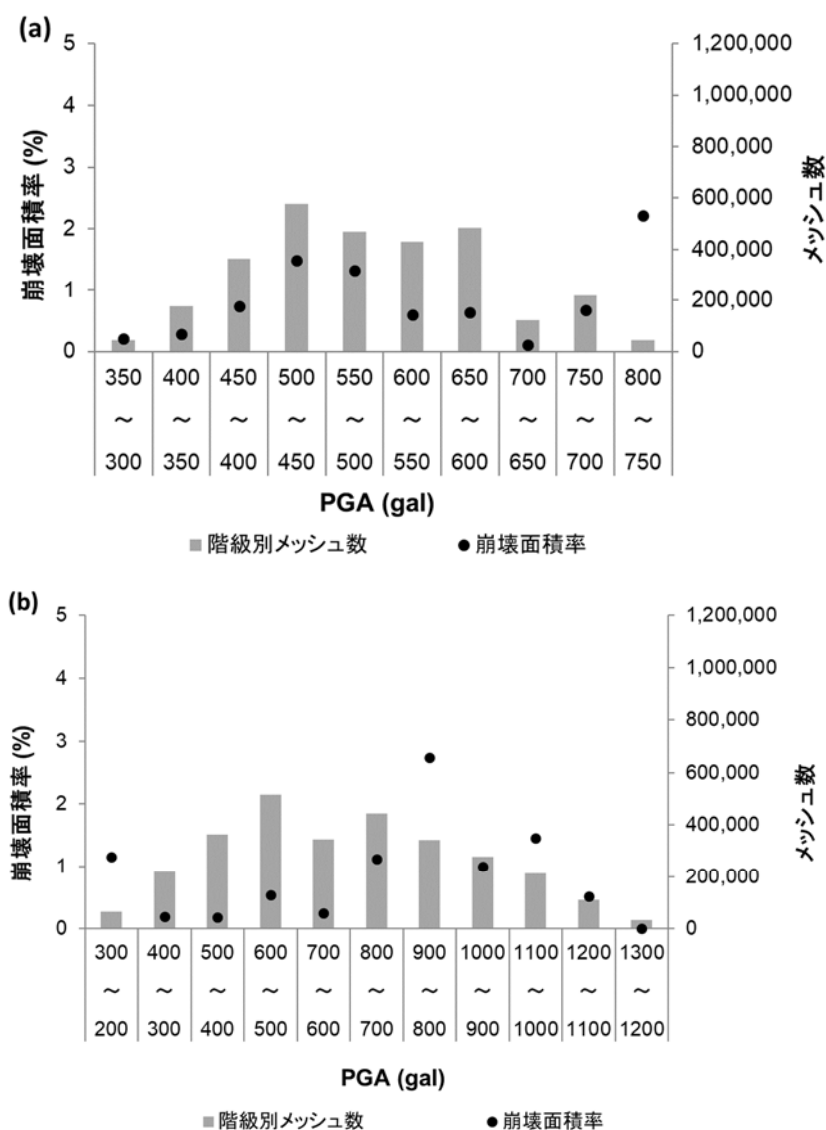


図-4.7 PGA と崩壊面積率 (a)PGA_D (b)PGA_O

4.3.2.4 斜面勾配を考慮した変位量・PGA と崩壊面積率

式(4.5)によって算出した崩壊面積率について、横軸を変位量、縦軸を崩壊面積率として斜面勾配の階級で分割して表示したものを図-4.8、横軸をPGA、縦軸を崩壊面積率として斜面勾配の階級で分割して表示したものを図-4.9に示す。階級区分は4.3.2.1～4.3.2.3と同様とし、メッシュ数1%以上の階級を用いた。図-4.8・4.9では、4.3.2.1において斜面勾配の崩壊面積率に指数関数的な増加が確認されたことから、崩壊面積率は対数軸で表示した。

図-4.8より、垂直方向では変位量が大きくなるにつれて崩壊面積率は緩やかに増加、水平・全方向では変位量の階級が小さい範囲では変位量が大きくなると崩壊面積率が急激に増加し、変位量の階級が大きい範囲では変位量が大きくなっても崩壊面積率は横ばいになる傾向が見られた。また、斜面勾配が大きい階級になると、崩壊面積率を示す直線が上向きにシフトするような傾向が見られた。最も崩壊面積率が高い階級は、垂直方向で $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ - 0.3 m～0.4 m (18.2%)、水平方向で $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ - 1.2 m～1.4 m (13.9%)、全方向で $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ - 1.4 m～1.6 m (16.1%)であった。

図-4.9より、PGA_DとPGA_Oのいずれも、全体的にはPGAが大きくなると崩壊面積率が緩やかに増加する傾向があるが、隣り合う階級でばらつきが大きくなる結果となった。また、PGA_Oでは最もPGAが大きな1,200 gal～1,300 galの階級で崩壊が発生しておらず図に描写されないなど、PGAが大きくなることに対する崩壊面積率の増加傾向は不規則であった。さらに、変位量の場合と同様に、斜面勾配が大きくなると崩壊面積率を示す直線が上向きにシフトするような傾向が見られたが、変位量に比べてばらつきが大きい。最も崩壊面積率が高い階級はPGA_Dで $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ ・ 750 gal～800 gal (35.7%)、PGA_Oで $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ ・ 1,100 gal～1,200 gal (13.7%)であった。

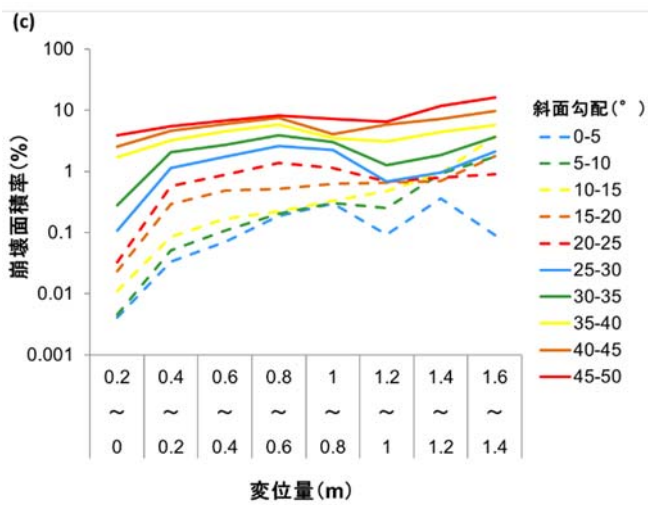
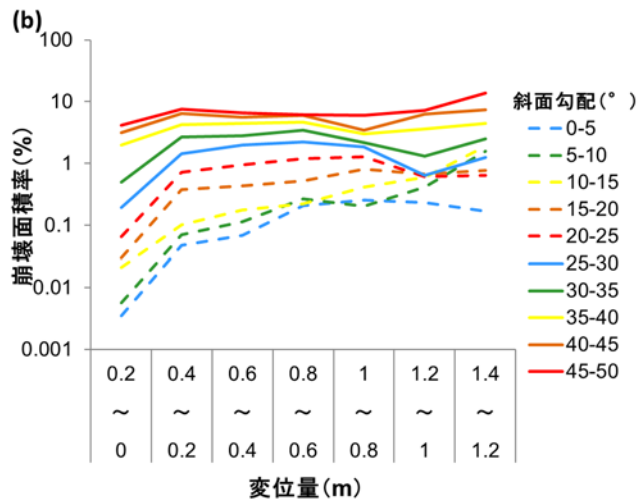
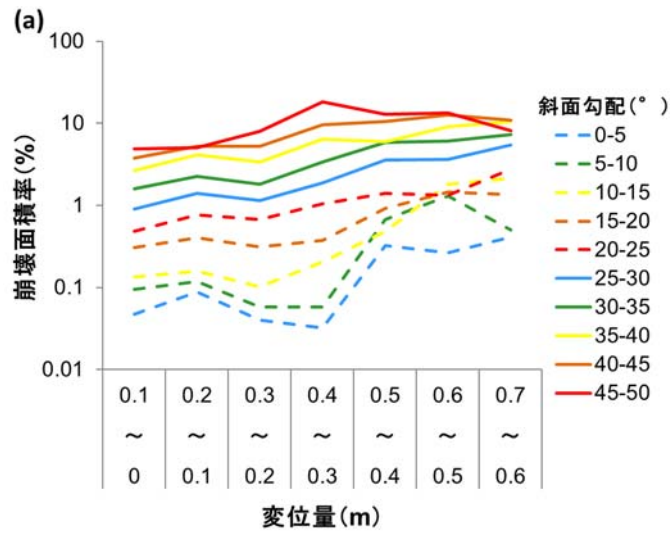


図-4.8 変位量の斜面勾配階級別崩壊面積率
(a) 垂直方向 (b) 水平方向 (c) 全方向

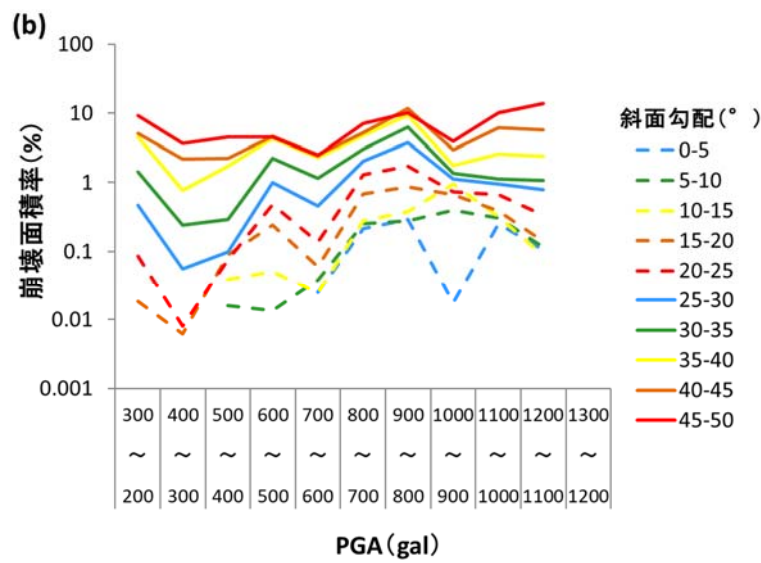
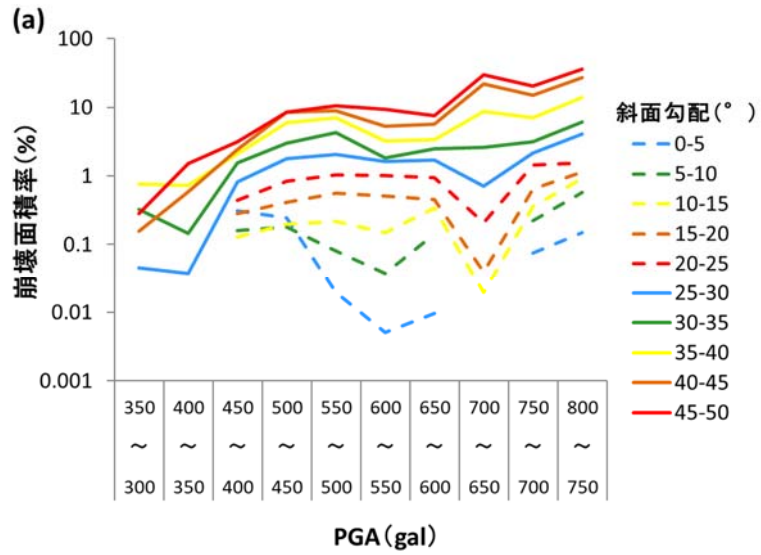


図-4.9 PGAの斜面勾配階級別崩壊面積率 (a) PGA_D (b) PGA_O

4.3.3 考察

4.3.3.1 変位量に基づく地震動が土砂移動に及ぼす影響の分析

変位量と崩壊面積率の関係（図-4.6）、PGA と崩壊面積率の関係（図-4.7）から、最も高い崩壊面積率は変位量で 1.8%~3.5%、PGA で 2.2%・2.7%となり、いずれも比較的近い値となっている。これは、変位量・PGA のいずれも地震動に関する指標であることから、最も高い崩壊面積率に大きな差が生じなかったものと考えられる。一方で、全体的な崩壊面積率の増加傾向に着目すると、変位量では横ばいになる階級や減少する階級が若干みられたものの、概ね右肩上がりに増加する傾向が確認されたことに対し、PGA_D では中間的な階級で崩壊面積率が急減し、PGA_O では中間的な階級で崩壊面積率のピークが発現した。このような傾向は、既往研究からも確認することができる（Xu et al. 2018）。本研究において、Xu et al. (2018) の結果よりも、より中間的な階級でピークが発現した要因として、調査対象範囲が阿蘇地域に限られていることや、彼らが用いた PGA の算出に使用されていない気象庁や地方公共団体の観測結果を用いていることが要因として考えられる。

さらに、斜面勾配の影響が考慮された図-4.8・4.9を確認する。図-4.8では斜面勾配が同じ階級の場合、変位量が大きくなると概ね崩壊面積率が増加する傾向が見られた。しかし、図-4.9ではPGAが大きくなっても崩壊面積率が減少する場合が散見されるなど、崩壊面積率の増加は不規則であった。

このように、PGA では増加に伴う傾向は不規則であったが、変位量を用いた場合には変位量の増加に伴う傾向がより規則的になるなど、細かい特徴に違いが現れた。4.2.3で述べたとおり、PGA_Dはモーメントマグニチュードと断層最短距離と算出されるPGAである。また、PGA_Oは、地震計における観測情報から算出しているPGAであるが、その数は限られており、限られたデータを内挿させているため、直接的な観測情報としての空間分解能は高くない。一方で、変位量はSAR衛星によって高密度かつ直接的に地震動が作用した結果として地表に現れた変化を捉えているものである。様々な要因が考えられるが、PGAについては、内挿・外挿により詳細な地震動の分布が計測されていないため、実際の地震動と土砂移動との関係が見えなくなっている可能性が考えられる。一方で、より空間分解能が高いSAR衛星の変位量のデータを用いることにより地震動が土砂移動に及ぼす影響に関する新たな知見が得られる可能性が考えられた。

4.3.3.2 強震域における地震動と土砂移動の関係分析

地震動と土砂移動との関係を変位量のデータを用いて詳細に分析する。図-4.8(a)より、垂直方向の変位量が大きくなるにつれて崩壊面積率は緩やかに増加する傾向がみられた。一方で、図-4.8(b)・(c)より、水平・全方向では変位量の階級が小さい範囲（水平方向で0m~0.4m、全方向で0.0m~0.6m）では変位量が大きくなると崩壊面積率が急激に増加し、変位量の階級が大きい範囲では変位量が大きくなっても崩壊面積率は横ばいになる傾向が見られていた。特に、水平方向と全方向のいずれも、変位量の階級が0.6m~0.8mを境界と

して、全ての斜面勾配の階級で崩壊面積率が増加しなくなっている。これは変位量が大きくなるにつれて、崩壊面積率の増加度合いが減少する傾向があることを示している。この傾向は、地震動自体が土砂移動に与える影響が小さくなる、すなわち強震域においては、地震動の影響が飽和するような現象が生じている可能性を示していると考えられる。

また、図-4.8 (b)・(c)より、水平・全方向では、斜面勾配の階級が大きくなると変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加の傾きが小さくなる傾向があることがわかる。特に、35°以上の階級では、変位量が小さい範囲での崩壊面積率の急増がみられなくなり、全ての変位量の階級において崩壊面積率はほぼ横ばいとなっている。この傾向は、斜面勾配が大きくなると、地震動が崩壊面積率へ与える影響が減少する、すなわち、斜面勾配がより大きくなると強震域において地震動の影響が飽和する現象が発生しやすいことを示している可能性が考えられる。

なお、垂直方向ではある階級を境界として傾きが変わるような傾向、すなわち飽和する現象を示す傾向はみられなかった。この要因の一つとして、今回の地震が右横ずれ断層であったために、垂直方向の変位量が水平方向や全方向に比べて小さく（垂直方向の変位量は水平方向や全方向の半分程度）、変位量が大きい場合に生じる飽和現象が表現されなかった可能性が考えられる。ただし、地震動の方向と斜面の向きとの関係などを詳細に分析する必要があることから、今後も引き続き分析を進める必要がある。

4.3.3.3 地形要因と地震動要因に基づく実績ベースでの崩壊面積率の定量化

これまでの分析結果から、より空間分解能の高い SAR 衛星による変位量データを用いることによって、地震動の指標の増加に伴う崩壊面積率の増加の不規則性の解消、強震域における地震動と土砂移動との関係性に関する新たな知見の可能性が示された。本研究で用いている地形データは空間分解能の高い航空レーザ測量によるものを用いている。そこで、SAR 衛星による変位量の空間分布データと航空レーザ測量の地形データを用いて、空間分解能の高いデータによる地形要因と地震動要因に基づく実績ベースでの崩壊面積率の定量化を試みる。図-4.8 で示した式 (4.5) で算出された値について、斜面勾配を横軸、崩壊面積率を縦軸として変位量の階級で分割して表示したものを図-4.10 に示す。図-4.10 を見ると、変位量が同じ階級の場合、斜面勾配が大きくなると崩壊面積率が増加するが、その増加の傾向は片対数軸上で直線的であった。このことから、崩壊面積率は以下の式(4.6)によって表すことができると考えられる。

$$\log_{10} P = kI + b \dots\dots\dots (4.6)$$

ここで、 P は崩壊面積率、 I は斜面勾配、 k は斜面勾配と崩壊面積率の関係から求められる傾き、 b は斜面勾配 0~5° の階級における地震動要因の階級毎の崩壊面積率として算出される切片である。

実際に式(4.6)によって回帰式を作成した結果の例を図-4.11、回帰式の決定係数を表-4.1に示す。ここで決定係数は、 $\log P$ ではなく P 、 I は階級区分の中間値（例えば、 $0\sim 5^\circ$ の階級の場合は 2.5° ）として算出した。表-4.1から、全ての式で決定係数が0.6を超えており、特に水平方向と全方向では全ての階級で0.8を超えるなど、非常に高い値となっている。この結果から、式(4.6)は地形要因と地震動要因から崩壊面積率を精度良く再現できていることがわかる。また、地形要因の違いは傾き k の違い、地震動要因は切片 b の違いとして表されていることから、地形要因と地震動要因では土砂移動に与える影響の様態が異なっていることが考えられる。なお、垂直方向よりも水平方向と全方向で決定係数が大きくなった要因として、斜面方位などの地震動の向きに関わる指標を考慮していないことから、1方向の変位量（垂直方向）よりも2方向の変位量（水平方向）や3方向の変位量（全方向）といったように、ある特定の方向の地震動の大きさよりも総合的な地震動の大きさの方が土砂移動との関係が明瞭になった可能性が考えられる。

ここで、変位量の階級毎に式(4.6)によって算出した傾き k と切片 b を図-4.12に示す。図-4.12 (b)・(c)から、水平方向と全方向の変位量が大きくなると切片 b は増加するとともに、その増加度合いが小さくなることがわかる。また、図-4.12 (b)・(c)から、水平方向と全方向の変位量が大きくなると、傾き k は減少するとともにその減少度合いが小さくなっていることもわかった。これは、先述した強震域において地震動の影響が飽和するような現象と、斜面勾配が大きくなると強震域において地震動の影響が飽和する現象が発生しやすいことがそれぞれ表現されているものと考えられる。一方で、垂直方向については、全体的に傾き k が減少する傾向は見られたものの、水平方向・全方向に比べると傾向は明瞭ではなく、減少幅が小さくなるような傾向も確認できなかった。これは、先述したように、垂直方向の変位量が水平方向や全方向に比べて小さく（垂直方向の変位量は水平方向や全方向の半分程度）、変位量が大きくなるときに表現される飽和現象が確認できなかったことが影響していると考えられる。また、表-4.1のとおり、決定係数が水平・全方向より小さくなったことから、垂直方向のみよりも水平方向や全方向の方が地震動の大きさによる影響の違いをより明瞭に表している可能性が示唆される。

4.3.3.4 強震域を含めた崩壊面積率推定式の作成

図-4.12 (b)・(c)では、変位量の階級が大きくなるにつれて、傾き k は減少するとともにその減少度合いが小さくなり、切片 b は増加するとともにその増加度合いが小さくなることから、傾き k 及び切片 b は変位量を変数とした対数近似曲線で再現できると考えられる。そこで、全方向の変位量について、変位量の階級区分の中間値（例えば、 $0.2\text{ m}\sim 0.4\text{ m}$ の階級の場合は 0.3 m ）から対数近似曲線を求めて、変位量 D の関数とした傾き k を式(4.7)、切片 b を式(4.8)、式(4.7)及び式(4.8)を式(4.6)に代入して斜面勾配 I と変位量 D から崩壊面積率を推定する式(4.9)を作成した。

$$k = -0.016 \log_e D + 0.0366 \dots \dots \dots (4.7)$$

$$b = 0.8361 \log_e D - 0.756 \dots \dots \dots (4.8)$$

$$\log_{10} P = (-0.016 \log_e D + 0.0366)I + 0.8361 \log_e D - 0.756 \dots \dots \dots (4.9)$$

なお、式(4.7)及び式(4.8)の対数近似における決定係数はいずれも 0.96 であった。

式(4.9)は、基になった式(4.6)や式(4.7)、式(4.8)の決定係数がいずれも 0.8 を超えていることから、精度良く崩壊面積率を推定できるものと考えられる。さらに、式(4.9)は変位量を用いて定量的に定式化されていること、強震域における飽和現象が考慮されていることから、4.3.2 で記載した階級に属するメッシュ数が全体のメッシュ数の 1%を下回ったために検討から除外したような、強震域の中でもより震源断層に近い範囲における崩壊面積率を推定できる可能性があると考えられる。今後は、より震源断層に近い範囲における変位量と土砂移動との関係を分析することにより、式(4.9)の妥当性を検証する必要がある。

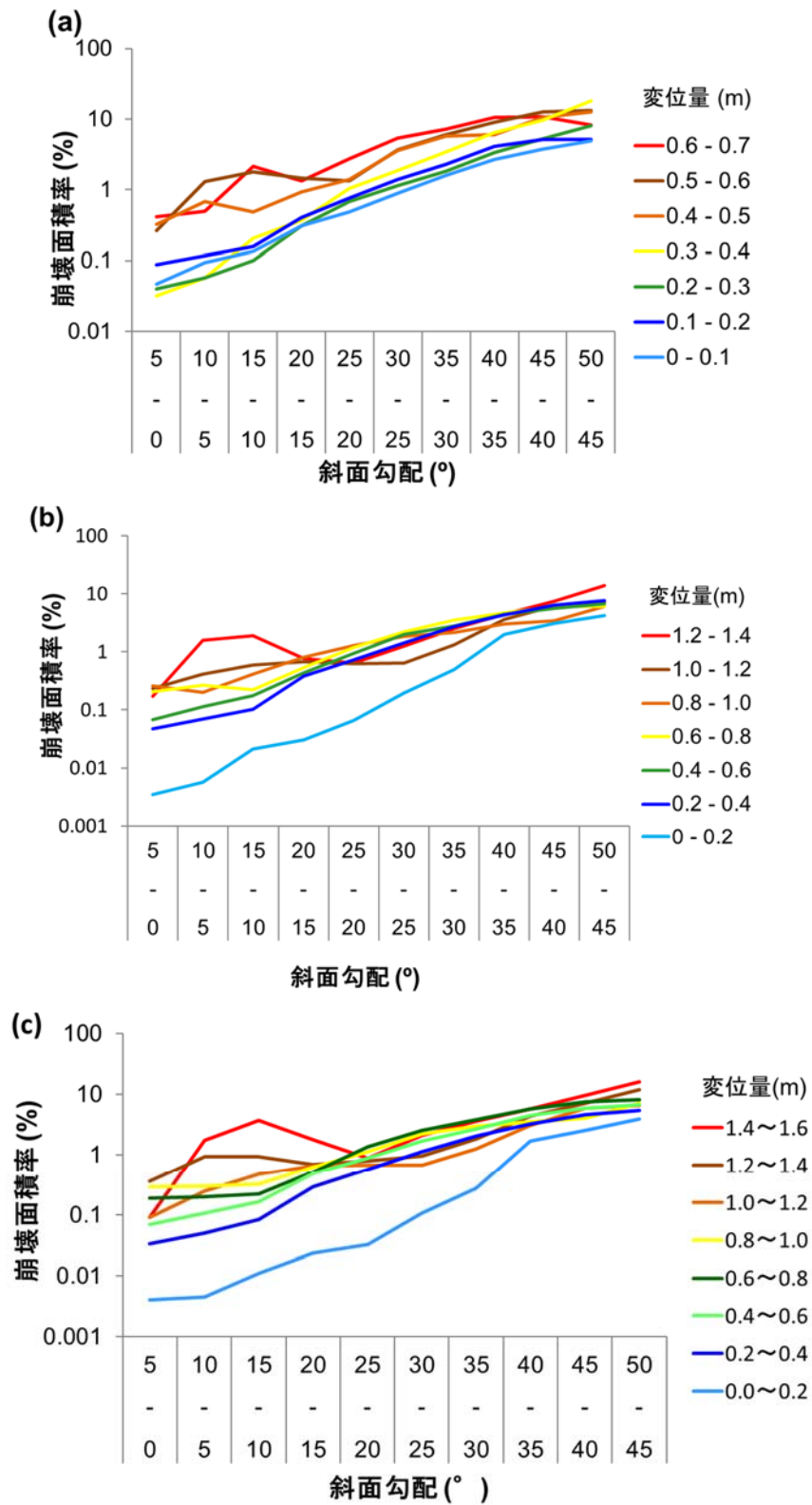


図-4.10 斜面勾配-変位量の階級別崩壊面積率
 (a) 垂直方向 (b) 水平方向 (c) 全方向

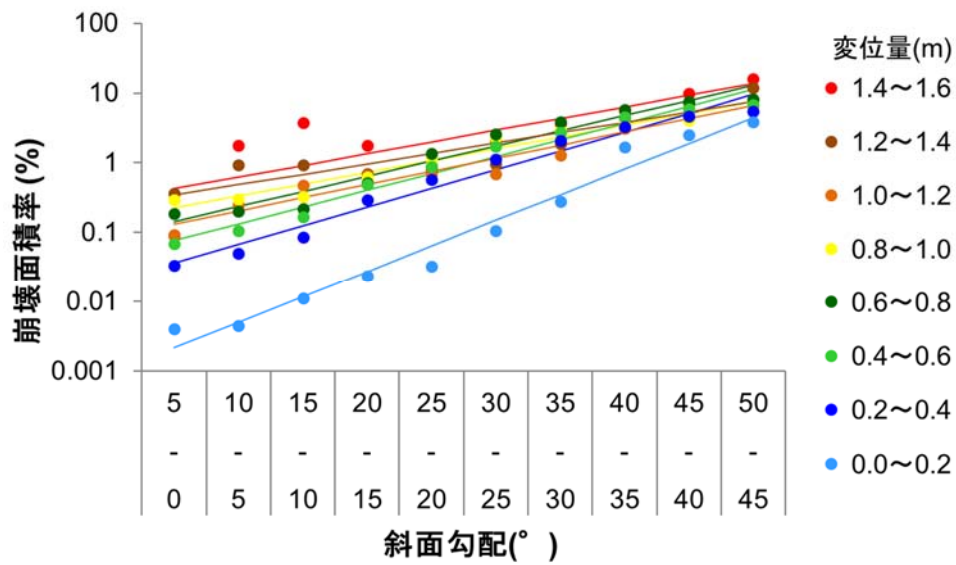


図-4.11 式(4.6)の算出結果例 (全方向)

表-4.1 式(4.6)の決定係数

垂直方向	変位量(m)	0~0.1	0.1~0.2	0.2~0.3	0.3~0.4	0.4~0.5	0.5~0.6	0.6~0.7	
	R ²	0.95	0.83	0.98	0.99	0.96	0.93	0.66	
水平方向	変位量(m)	0~0.2	0.2~0.4	0.4~0.6	0.6~0.8	0.8~1.0	1.0~1.2	1.2~1.4	
	R ²	0.89	0.90	0.88	0.86	0.97	0.94	0.92	
全方向	変位量(m)	0~0.2	0.2~0.4	0.4~0.6	0.6~0.8	0.8~1.0	1.0~1.2	1.2~1.4	1.4~1.6
	R ²	0.92	0.88	0.88	0.88	0.96	0.95	0.94	0.93

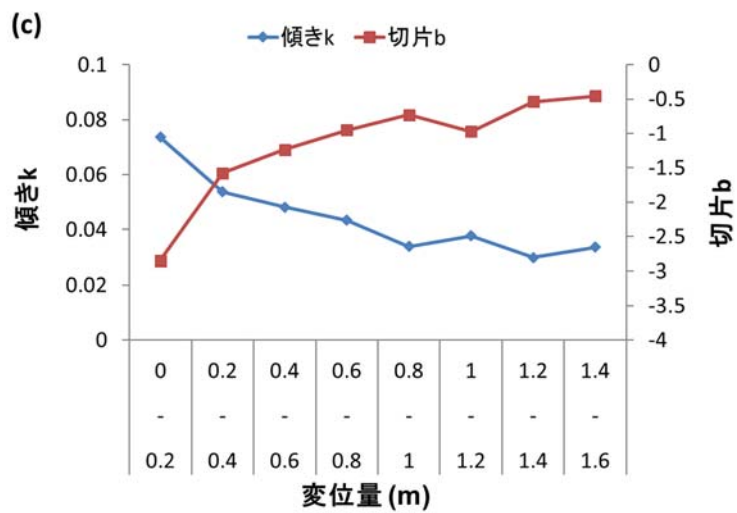
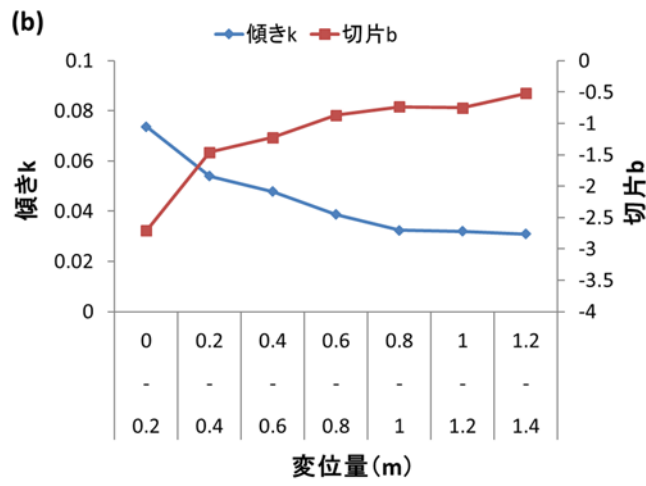
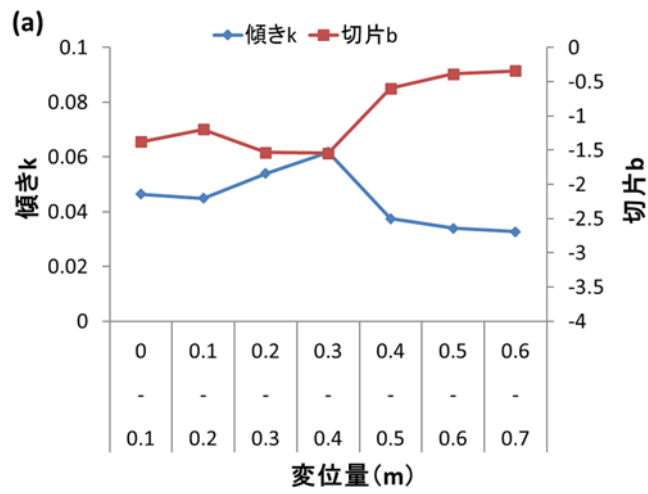


図-4.12 式(4.6)の傾き k と切片 b
 (a) 垂直方向 (b) 水平方向 (c) 全方向

4.4 熊本地震における土砂移動の発生規模の評価

これまで、地震動と土砂移動発生場との関係について、変位量を用いることにより、従来見えづらかった飽和現象を明らかにするとともに、地形要因と地震動要因を用いたより精度の高い崩壊面積率の再現が可能となった。このことから、地震動と発生規模との関係分析においても、変位量を用いることによって相関性が低かった傾向がより明瞭になる可能性がある。ここでは発生規模との関係について、3.6と同様に、発生規模の指標として土砂移動の平均崩壊面積と崩壊面積の75%値・90%値、深層崩壊の発生数・発生割合を用いて、変位量との関係を分析する。また、変位量に応じた発生規模毎の確率密度を算出した。ここで、深層崩壊の定義、平均崩壊面積・75%値・90%値・深層崩壊の発生数・発生割合、発生規模毎の確率密度の算出方法は3.6と同様である。変位量は表-4.1において最も相関係数が高い全方向を用いた。

変位量の階級別の土砂移動発生数と平均崩壊面積、深層崩壊の発生数と発生割合、崩壊面積の確率密度分布を図-4.13に示す。この結果から、変位量と平均崩壊面積や75%値、95%値に明瞭な傾向は確認できなかった。一方で、変位量が大きくなると深層崩壊発生割合は増加する結果となった。また、発生規模毎の確率密度を確認すると、変位量の階級が大きくなると崩壊面積0 m²~100 m²と崩壊面積10,000 m²以上の両方で確率密度が増加する結果となった。

この結果について、変位量が大きくなると小規模な土砂移動も大規模な土砂移動も両方が相対的に多く発生することから、変位量の増加に伴う平均崩壊面積の増加が確認できなかったことが考えられる。なお、既往研究でもPGAが増加すると小規模な土砂移動と大規模な土砂移動の両方の確率密度が増加する傾向が確認できる (Valagussa et al. 2019)。今後は、発生規模の関係分析において、空間分解能の高い変位量とPGAを比較することにより、「発生規模の予測」の精度が向上するか分析する必要がある。

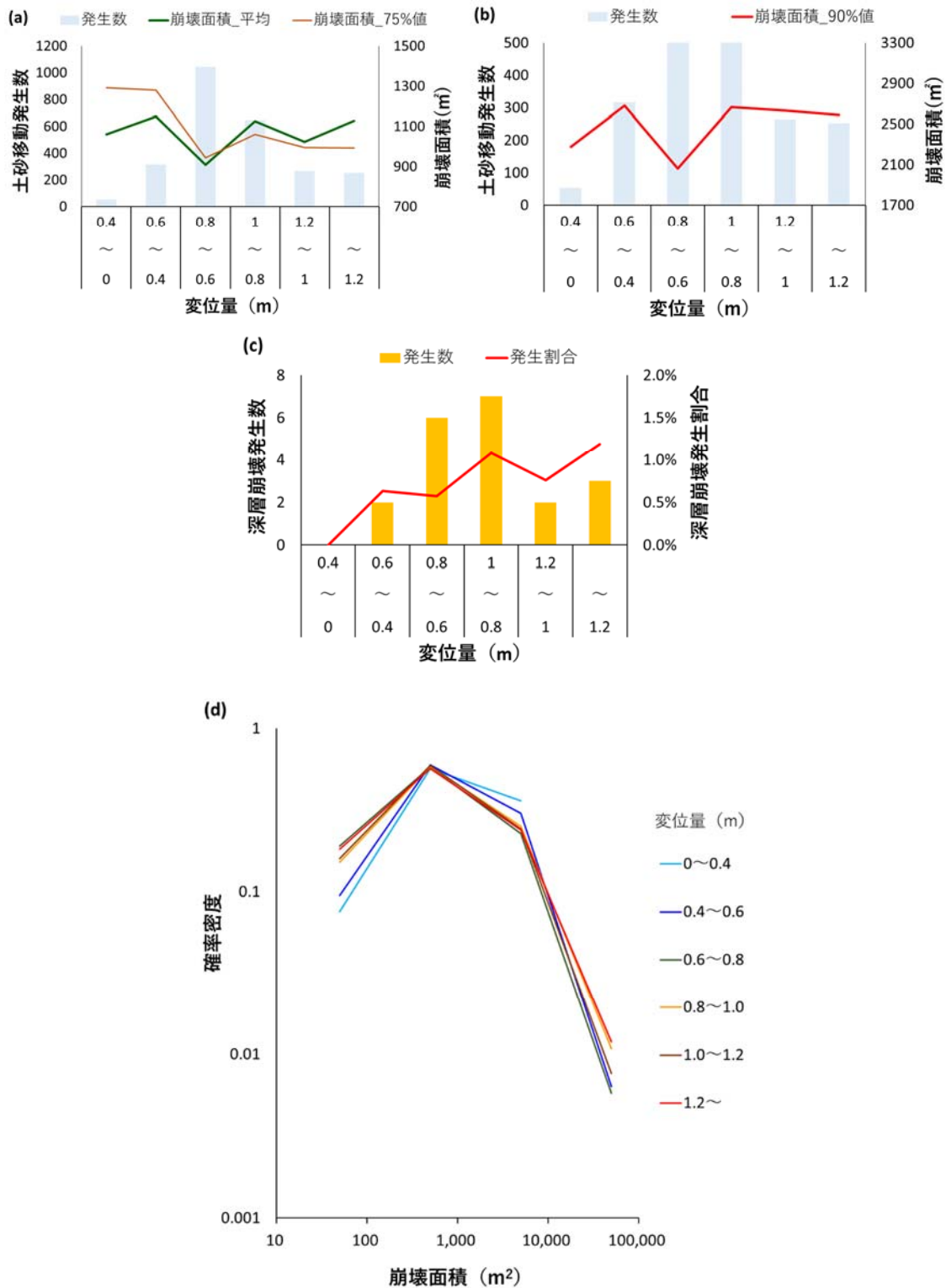


図-4.13 変位量と発生規模

(a) 土砂移動発生数と平均崩壊面積, 崩壊面積 75%値 (b) 土砂移動発生数と崩壊面積 90%値 (c) 深層崩壊発生数と発生割合 (d)変位量で区分した崩壊面積の階級別の確率密度

4.5 まとめ

本章では、SAR 衛星によって計測された変位量が、従来は見えづらかった地震動が土砂移動に与える影響をより明確に分析できる情報となりうるかを検証した。その上で、地震を誘因とした土砂移動に及ぼす地震動の影響について、変位量を用いて分析した。さらに、変位量を用いて土砂移動発生規模に及ぼす影響を分析した。本章で得られた成果を以下のとおりまとめる。

- 1) PGA の増加に伴う崩壊面積率の増加は不規則であったが、変位量を用いた場合には変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加がより規則的になるなど、細かい特徴に違いが現れた。これは、PGA が内挿・外挿されたデータであることに対し、変位量は直接観測された空間分解能の高いデータであることが影響していると考えられる。
- 2) 変位量が大きくなると、変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加の傾きが小さくなった。これにより、地震時の土砂移動の発生に与える影響が減少する、すなわち強震域においては、地震動の影響が飽和するような現象を確認した。
- 3) 斜面勾配が大きくなると、変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加の傾きが小さくなった。これにより、変位量が地震時の土砂移動の発生に与える影響が減少する、すなわち斜面勾配が大きくなると地震動の影響が飽和するような現象を確認した。
- 4) 空間分解能の高い地形データと変位量データを用いることにより、 $\log_{10}P=kI+b$ の形式で実際の崩壊面積率を精度良く再現することができた。
- 6) 傾き k 及び切片 b を変位量の関数として定式化して作成した崩壊面積率推定式は、強震域の中でもさらに震源断層により近い範囲に拡張して適用できる可能性があると考えられる。
- 7) 以上の結果から、SAR 衛星によって得られる変位量は、地震動の影響の大きさを表す直接的な（内挿・外挿補間のない）地震動データとして、従来は見えづらかった地震動と土砂移動発生場との関係性をより詳細に分析できることが示された。
- 8) 変位量が大きくなると深層崩壊発生割合は増加する。また、変位量が大きくなると小規模な土砂移動と大規模な土砂移動の両方の確率密度が増加する結果が得られており、地震動と発生規模との関係をより詳細な分析が可能となることが期待される。

[参考文献]

- Allstadt K.E., Jibson R.W., Thompson E.M., Massey C.I., Wald D.J., Godt J.W., and Rengers F.K. (2018) Improving near-real-time coseismic landslide models: Lessons learned from the 2016 Kaikōura, New Zealand, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.108, No.3B, p.1649-1664
- Asano K. and Iwata T. (2016) Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth, Planets and Space* Vol.68, No.147
- 土公益社団法人 (2016) 2016年熊本地震被害調査報告書, p.28-34
- Hamling I., Hreinsdóttir S., Clark K., Elliott J., Liang C., Fielding E., Litchfield N., Villamore P., Wallace L., Wright T.J., et al. (2017) Complex multifault rupture during the 589 2016 MW 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand, *Science*, Vol.356, p.1-16
- Jibson R.W. and Harp E.L. (2016) Ground motions at the outermost limits of seismically triggered landslides, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.106, No.2, p.708-719
- Kobayashi T., Takada Y., Furuya M., and Murakami M. (2009) Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching, *Geophysical Research Letters*, Vol.36, L07302
- 小林知勝・飛田幹男・村上亮 (2011) 局所的大変位を伴う地殻変動計測のためのピクセルオフセット解析, *測地学会誌*, Vol.57, No.2, p.71-81
- Kobayashi T., Morishita Y., and Yarai H. (2018) SAR-revealed slip partitioning on a bending fault plane for the 2014 Northern Nagano earthquake at the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line, *Tectonophysics*, Vol.733, p.85-99
- 栗原淳一・武澤永純・阪上最一・定村友史 (2008) 地震時の大規模な土砂崩壊の土量と最大加速度との関係に関する考察, *砂防学会誌*, Vol.60, No.5, p.54-59
- Massonnet D. and Feigl K.L. (1998) Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, Vol.36, p.441-500
- Mavroeidis G.P. and Papageorgiou A.S. (2002) Near-Source strong ground motion: characteristics and design issues, *U.S. National Congress on Earthquake Engineering*, Vol.7, p.1529-1540
- Meunier P., Hovius N., and Haines A.J. (2007) Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion, *Geophysical Research Letters*, Vol.34, L20408
- Michele M., Raucoules D., Sigoyer J., Pubellier M., and Rooke N.C. (2010) Three-dimensional surface displacement of the 2008 May 12 Sichuan earthquake (China) derived from Synthetic Aperture Radar: evidence for rupture on a blind thrust, *Geophysical Journal International*, Vol.183, p.1097-1103
- 司宏俊・翠川三郎 (1999) 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, Vol.523, p.63-70
- 末富岩雄・石田栄介・福島康宏 (2010) 全国即時地震動分布推定のためのモデル構築に関する一検討, *日本地震工学シンポジウム論文集*, Vol.13, PS3-SAT-23
- Suetomi I., Tsukamoto H., Ishida E., and Fukushima Y. (2018) Estimation of map of AVS30 and JMA seismic intensity scale on the recent damaged earthquakes in Japan, *The 7th Asia Conference on Earthquake Engineering*, November 22-25, 2018, Bangkok, Thailand
- Tanyaş H. and Lombardo L. (2019) Variation in landslide-affected area under the

- control of ground motion and topography, *Engineering Geology*, Vol.260, 105229
- Tobita M., Murakami M., Nakagawa H., Yarai H., and Fujiwara S. (2001) 3-D surface deformation of the 2000 Usu eruption measured by matching of SAR images, *Geophysical Research Letters*, Vol.28, No.22, p.4291-4294
- 上芝晴香・三浦優司・宮原伐折羅・仲井博之・本田昌樹・攪上泰亮・山下達也・矢来博司・小林知勝・森下遊 (2016) だいち 2 号 SAR 干渉解析による熊本地震に伴う地殻変動の検出, *国土地理院時*, No.128, p.139-146
- Valagussa A., Marc O., Frattini P., and Crosta G. (2019) Seismic and geological controls on earthquake-induced landslide size, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.506, p.268-281
- Xu C., Xu X., Yao X., and Dai F. (2014) Three (nearly) complete inventories of landslides triggered by the May 12, 2008 Wenchuan Mw 7.9 earthquake of China and their spatial distribution statistical analysis, *Landslides*, Vol.11, No.3, p.44-461
- Xu C., Ma S., Tan Z., Xie C., Toda S., and Huang X. (2018) Landslides triggered by the 2016 Mj 7.3 Kumamoto, Japan, earthquake, *Landslides*, Vol.15, p.551-564

第5章 本研究成果を踏まえた実際の土砂災害の防止・軽減の展望

5.1 緒言

本論文では、ここまでの第2章～第4章において、「発生規模の予測」と「流動化した土砂の到達範囲の予測」に関する研究を実施した。本章では、本研究成果が既存の土砂移動予測技術にどのように適用できるか、適用した結果として地震を誘因とする土砂移動による被害の防止・軽減のための実際の対策にどのように貢献するかについて展望する。

より具体的に検討を進めるため、まず地震を誘因とする土砂災害への対策計画の現状、計画されている対策を実現するために必要な土砂移動予測、土砂移動予測について実運用されている既存技術、の3点に関する現状を把握する。その上で、本研究でこれまで得られた成果の既存技術への適用と実際の対策への貢献を考察する。

5.2 現状把握

5.2.1 地震を誘因とする土砂災害への対策計画

地震を誘因とした土砂災害への対策計画として、南海トラフ地震を対象とした対策計画が策定されている。南海トラフ沿いの地域については、これまで100～150年の周期で大規模な地震が発生しており、大きな被害を生じさせてきた。文部科学省地震調査研究推進本部における長期評価においては、30年以内の発生確率が南海地震について60%程度、東南海地震について70%～80%とされている。このことから、中央防災会議防災対策推進検討会議・南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループは、最新の科学的知見等に基づき2013年5月に「南海トラフ巨大地震対策について（最終報告）」を公表した。そして、南海トラフ地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法第4条の規定に基づき、中央防災会議は国の南海トラフ地震の地震防災対策の推進に関する基本的方針等を定めた「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」を2014年5月に策定している。

これらの策定を受け、「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」の実施・推進等のため、国土交通省では南海トラフ地震によって発生する土砂災害に対する応急活動計画と戦略的に推進する対策を含む「国土交通省 南海トラフ巨大地震対策計画 [第2版]」を2019年1月に策定している。応急活動計画とは、巨大地震発生直後から概ね7日～10日目までの間を中心に、国土交通省として緊急的に実施すべき主要な応急活動並びに当該活動を円滑に進めるためにあらかじめ平時から準備しておくべき事項が示されている。また、戦略的に推進する対策とは、中長期的な視点も踏まえた国土交通省として取り組むべき予防的な対策が示されている。ここで、計画されている応急活動計画と戦略的に推進する対策について、土砂災害に関するもの（土砂移動予測と関わりが少ない人材育成に関する対策計画を除く）を抜粋する。

[応急活動のために予め準備しておく計画]

- ・特に甚大な被害が想定される地域を中心に，土砂災害防止施設の整備を促進するとともに，土砂災害警戒区域等の指定や土砂災害ハザードマップの整備等，土砂災害に対する警戒避難体制の整備を促進する。
- ・崩壊による被害が甚大となることが想定される斜面の事前対策を重点的に促進することにより地震直後の人的被害等を最小限にとどめ，可能な限り多くの住民等の安全確保や避難を支援する。
- ・膨大な斜面崩壊等による被害想定箇所についてあらかじめリスク評価を実施するとともに，地震発生後，この評価に基づいた重点的な点検・応急対策を実施する。
- ・河道閉塞形成の可能性が高い地域をあらかじめ把握し，発災後の対応計画を事前に策定する。
- ・山間地での円滑な応急活動に資するよう，調査資機材や分解型無人重機の配備等，緊急調査及び応急対策に必要な装備の充実を図る。
- ・関係自治体と連携し，南海トラフ巨大地震及び地震後の降雨等で斜面崩壊等による被害が想定される箇所についてリスク評価を実施する。
- ・斜面崩壊等の被害が想定される箇所におけるリスク評価に基づき重点的な緊急点検・応急対策の実施が可能となるよう，緊急点検計画を策定するとともに，訓練等を実施する。
- ・発災直後の緊急調査の結果を踏まえ，河道閉塞発生箇所を速やかに把握するとともに，発生状況や決壊の危険性，また下流域への影響を分析，検討し，重点的に住民の警戒避難の支援，監視体制の強化，アクセスルートの整備や仮排水路の設置を実施する。
- ・河道閉塞等の大規模な被災や二次災害のおそれ等に対しては，迅速かつ集中的な対応を行うため，高度な技術力を持つ T E C - F O R C E 隊員を集中的に派遣する。
- ・地震発生後，斜面崩壊等による被害想定箇所についてあらかじめリスク評価に基づいた重点的な点検・応急対策を実施する。

[戦略的に推進する対策]

- ・地震により崩壊する危険性が高く，防災拠点，重要交通網，避難路等に影響を及ぼしたり，孤立集落発生要因となり得る土砂災害危険箇所について，対策施設の整備を推進するとともに，地域住民の防災力を高めるための積極的・効果的な広報を含めた警戒避難体制の整備等，ハード・ソフトと一体となった効果的な土砂災害対策を推進する。

本研究で対象とした土砂移動予測の観点からは，予め土砂移動の危険度を評価する等の「事前の予測」と地震直後に緊急的に土砂移動発生状況を推定する等の「直後の推定」の2つに大別される。このことから，この「国土交通省 南海トラフ巨大地震対策計画[第2版]」に記載される土砂災害への対策計画について，「事前の予測が必要な対策」と「直後の推定

により効果的・効率的になる対策」に区分することとし、さらに対策の実施内容や発生規模の観点から統合・分割して以下のとおり整理した。

[①事前の予測が必要な対策]

1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく緊急点検計画の作成
2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備
3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備
4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定

[②直後の推定により効果的・効率的になる対策]

1. 地震発生後のリスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施（TEC-FORCE 隊員の集中的な派遣等）
2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応

5.2.2 計画されている対策を実現するために必要な土砂移動予測

計画されている対策を実現するために必要な土砂移動予測は、その対策の内容によって大きく異なる。①事前の予測が必要な対策のうち、①-1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく緊急点検計画の作成のためには、第一に「発生場の予測」を行い、土砂移動が発生する可能性が高い場所を評価する必要がある。そして、リスクを評価するためには「発生規模の予測」及び「土砂の到達範囲の予測」を行い、家屋やインフラに被害が及ぶかどうかを想定できることが望ましい。一方、①-2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備、①-3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備のためには、防災拠点や重要交通網、人家に実際に被害を及ぼすかどうかに対策実施の要否を決定することから、「発生規模の予測」及び「土砂の到達範囲の予測」が非常に重要である。また、①-4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定のためには、河道閉塞が発生する可能性が高い大規模な土砂移動を事前に予測する必要がある、「発生規模の予測」を精度良く実施する必要がある。一方で、河道閉塞は河岸斜面からの土砂移動によるものが大半であること（田畑ら、2002）を踏まえると、発生場が河岸であることが最も重要であるが、「土砂の到達範囲の予測」も実施できることが望ましい。

②直後の推定が必要な対策のうち、②-1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施には、地震直後の「発生場の予測」が重要であるが、地震直後には既に土砂移動が発生していることを鑑みると「発生規模の予測」及び「土砂の到達範囲の予測」は必ず必要というものではない。一方で、②-2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応には、地震直後の「発生規模の予測」も非常に重要である。このように、対策の内容によって異なる、必要となる土砂移動予測技術を表-5.1に整理した。

表-5.1 計画されている対策に必要な土砂移動予測

		発生場	発生規模	土砂の到達範囲
① 事前	1. 斜面崩壊等の被害想定箇所リスク評価に基づく緊急点検計画の作成	◎	○	○
	2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備	◎	◎	◎
	3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備	◎	◎	◎
	4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定	◎	◎	○
② 直後	1. 斜面崩壊等の被害想定箇所リスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施	◎	△	△
	2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応	◎	◎	△

◎：重要，○：できることが望ましい，△：必ずしも必要ではない

5.2.3 土砂移動予測について実運用されている既存技術

5.2.3.1 土砂移動発生危険度の評価

地震を誘因とする土砂移動予測の既存技術に関して、「発生場の予測」については、国土地理院が開発したSGDAS（図-5.1）が運用されている（国土地理院，2019）。SGDASは内田ら（2004）の手法をベースとして、地震直後に緊急的な斜面災害の発生可能性を推計するために開発されたシステムである。

内田ら（2004）の手法は、地形要因である斜面勾配・平均曲率，地震動要因である最大加速度から地震時斜面崩壊の危険度を評価するものである。具体的には、兵庫県南部地震で実際に発生した斜面崩壊を教師データとして、目的変数を崩壊の発生・非発生，説明変数を斜面勾配，最大加速度，平均曲率とした判別分析によって，各説明変数の係数を決定した式(5.1)から算出される地震時斜面崩壊に係る判別得点を求めるものである。

$$F = 0.075I - 8.9c + 0.056a - 3.2 \dots\dots\dots (5.1)$$

ここで， F ：判別得点， I ：斜面勾配（°）， c ：平均曲率， a ：最大加速度（ cm/s^2 ）である。この手法は，小山内ら（2007）が中越地震に適用し（説明変数の係数は中越地震の実績に合わせて変更），斜面崩壊に関しては他地域へ適用できることが確認されている。判別得点の評価単位は10 mメッシュであり，DEMから算出される斜面勾配・平均曲率と，想定される最大加速度を入力することにより事前に土砂移動の危険性の高い斜面を予測することが可能である。

そして，国土地理院はこの内田ら（2004）の手法を改良し（神谷ら，2012），SGDASを開発している（中埜・大野，2018）。SGDASの評価単位は250 m～1 kmとされており，予め用意しておいた地形データ等と地震発生直後に気象庁から配信される推計震度分布図を用いることで，地震直後に斜面災害の発生可能性を推計することができる。なお，SGDASでは，内田ら（2004）を改良した手法から斜面崩壊の危険度を評価するとともに，地すべり地形や地質データから地すべりの危険度も評価し，斜面崩壊と地すべりの危険度を統合して斜面災害の発生可能性を推計している。このように，地すべりのような大規模な土砂移動も考慮されていることから，SGDASは比較的規模の大きな土砂移動にも対応できるものと考えられる。

以上から，本研究成果を地震前また地震発生直後の斜面崩壊発生危険度評価への適用性，有効性について分析するため，まず内田ら（2004）の手法と比較する。そこで，内田ら（2004）の手法の概念図を図-5.2のとおり作成した。また，直後の推定技術としてSGDASが考えられるが，システムに関する詳細な情報が不十分であり，本研究成果の適用を分析することが困難である。このことから，SGDASのベースとなっている内田ら（2004）の手法へ適用した結果と同様の効果が直後の推定技術に対しても得られるものと想定される。

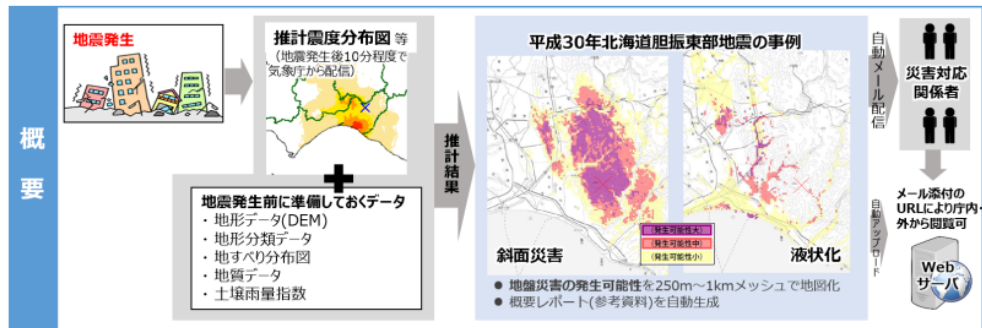


図-5.1 SGDAS の概要 (国土地理院, 2019)

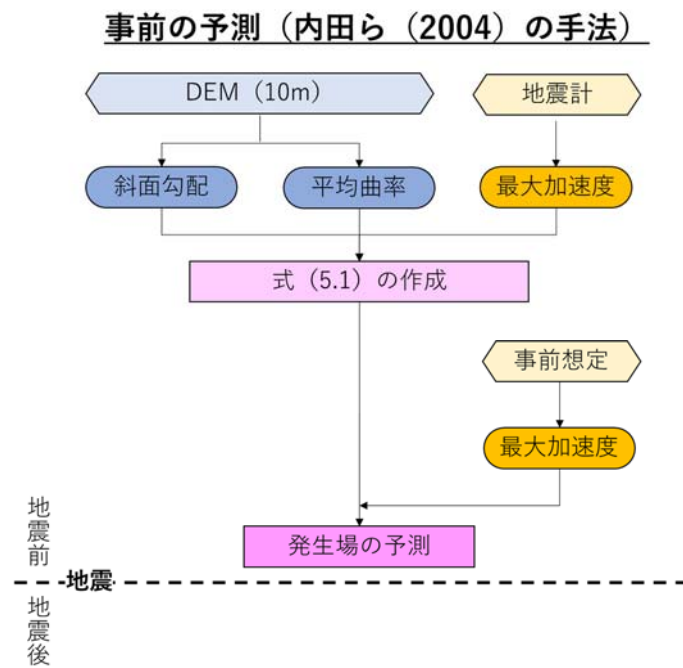


図-5.2 内田ら (2004) の手法の概念図

5.2.3.2 土砂移動発生規模の評価

「発生規模の予測」に関する既往研究として、武澤ら（2013）は、大規模な土砂移動の発生と起伏量に関係があることを示した。また、栗原ら（2008）は、最大加速度が大きいと発生規模が大きくなることを示唆している。しかし、発生規模の予測手法が確立できておらず、現時点で実用的に用いられている技術はない。この要因として、第3章、第4章で議論したように①大規模な土砂移動をコントロールする地盤条件に関する高空間分解能のデータの入手が困難であるため、地盤条件が大規模土砂移動に及ぼす影響に関する定量的な分析ができなかったこと、②地震動データの空間分解能が低いため、地震動と発生規模の関係を詳細に分析することが困難であるため、発生規模を評価できなかったことが考えられる。

5.2.3.3 土砂の到達範囲の評価

「流動化した土砂の到達範囲の予測」に関して、既往研究では、崩壊土砂の土砂移動形態（例えば、斜面崩壊、土石流など）の種類毎に評価手法が提案されているため、土砂移動形態が特定できないと適用できないという課題があった。また、崩壊土砂の流動化については未解明な部分が多く、崩壊土砂の流動化の有無を事前に予測することが現在の技術では困難であった。

5.2.4 対策計画を実行する上での既往の予測技術による課題に関する分析

既存の予測技術を踏まえて、5.2.2で把握した対策計画が現状の地震による土砂移動の予測技術でどのように実行できるか、そして実行する上での予測技術の課題について整理する。表-5.2は、表-5.1で把握した対策計画に対して、「発生場の予測」、「発生規模の予測」、「土砂の到達範囲の予測」に関する予測技術の現状と対策実行上の課題を記載したものである。

①事前の予測が必要な対策のうち、①-1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく緊急点検計画の作成について、現状では、小規模な土砂移動の発生場は内田ら(2004)の手法を用いることで全国での対応が可能であるが、大規模な土砂移動は一部の地域のみで作成されている深層崩壊溪流レベル評価マップ(国土交通省, 2013)でしか対応できていない。このことから大規模な土砂移動については、全国でシームレスに予測することは困難である。これは、①-2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備と①-3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備における発生場の予測でも同様の現状と課題がある。

次に、①-2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備と①-3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備に必要な発生規模の予測は、現状では困難である。また、土砂の到達範囲は降雨を誘因とする土砂移動の実績に基づいて設定されている土砂災害警戒区域等に頼らざるを得ないのが現状であり、地震を誘因とした知見に基づいていないため精度が不十分であり、正確なリスク評価や流動化を考慮した対応も困難である。

①-4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定について、河道閉塞は大規模な土砂移動で発生する可能性が高い。このことから、現状において、河道閉塞の可能性が高い地域は深層崩壊溪流レベル評価マップが作成されている一部の地域しか把握できないのが現状である。

②直後の推定が必要な対策のうち、②-1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施や②-2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応について、SGDASが斜面崩壊と地すべりの両方を考慮した斜面災害の発生可能性を評価していることを鑑みると、発生場について現状の予測技術で一定程度対応は可能であると考えられる。一方で、SGDASは発生規模を定量的に予測できないことから、どこで大規模な土砂移動が発生している可能性が高いかを推定することは困難である。

このように、既存の予測技術を踏まえて、現状の対策計画の課題を評価すると、本研究の序論で整理したような人的・経済的に深刻な被害をもたらす大規模な土砂移動と流動化する土砂移動への対策が困難であることがわかる。

表-5.2 対策計画を実行する上での既往の予測技術の現状と課題

		発生場		発生規模		土砂の到達範囲	
		予測の必要性	予測に関する現状と対策実行上の課題	予測の必要性	予測に関する現状と対策実行上の課題	予測の必要性	予測に関する現状と対策実行上の課題
① 事前	1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく緊急点検計画の作成	◎	【予測に関する現状】 小規模な土砂移動は内田らの手法（全国） 大規模な土砂移動は深層崩壊渓流レベル評価マップ（一部地域）	○	【予測に関する現状】 定量的な予測は困難 【対策実行上の課題】 対策が困難	○	【予測に関する現状】 降雨を基にした土砂災害警戒区域等
	2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備	◎	【対策実行上の課題】 大規模な土砂移動を全国シームレスに予測することが困難	◎		◎	【対策実行上の課題】 精度が不十分 正確なリスク評価が困難 流動化が考慮されていない
	3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備	◎		◎		◎	
	4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定	◎	【予測に関する現状】 深層崩壊渓流レベルマップ（一部地域） 【対策実行上の課題】 大規模な土砂移動を全国シームレスに予測することが困難	◎		○	【予測に関する現状】 規模に応じた予測が困難 【対策実行上の課題】 河岸以外で発生する土砂移動が河道に影響するか不明
② 直後	1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施	◎	【予測に関する現状】 SGDASによる斜面災害の発生可能性の評価	△	【予測に関する現状】 定量的な予測は困難 【対策実行上の課題】 対策が困難	△	
	2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応	◎		◎		△	

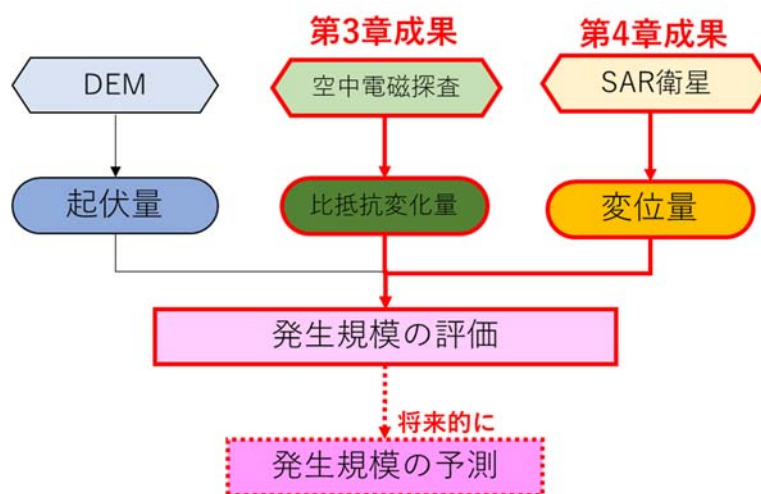
【予測の必要性】◎：重要，○：できることが望ましい，△：必ずしも必要ではない

5.3 土砂移動予測の既存技術への本研究成果の適用

5.3.1 「発生規模の予測」に関する研究成果の適用

本研究では、深刻な人的・経済的被害を及ぼす大規模な土砂移動と流動化する土砂移動に着目して研究を行った。ここでは、まず大規模な土砂移動の予測のために実施した「発生規模の予測」に関する適用について考察する。

本研究の「発生規模の予測」に関する研究成果である SAR 衛星によって取得される空間分解能の高い変位量を用いることにより、地震動と発生規模との関係をより詳細な分析が可能になることが期待される。また、空中電磁探査によって取得される 3 次元比抵抗データを用いることで、面的な高空間分解能の地盤条件に関するデータが得られるようになることで、発生規模と地盤条件との関係を定量的に分析することが可能となった。このことから、大規模な土砂移動が発生しやすい地域や土砂移動の発生危険度が高い箇所の土砂移動の発生規模が大きくなりやすいか否かを一定の精度で評価することが可能となった。特に、比抵抗変化量を用いることで大規模な土砂移動の発生する可能性がある地域とほぼない地域を評価できる可能性がある（図－5.3）。



図－5.3 「発生規模の予測」に関する研究成果の適用イメージ

5.3.2 「流動化した土砂の到達範囲の予測」に関する研究成果の適用

本研究の成果として、崩壊面積から崩壊土砂の到達距離を土砂移動形態によらず確率的に予測する経験的な手法として確率予測式を提案した。そして、この確率予測式では流動化した場合を包含した到達確率が予測できることから、最も到達確率が小さい範囲、すなわち予測される最も長い到達範囲を見込むことにより、たとえ土砂が流動化しても被害が及ばない範囲を予測することが可能になる。土砂移動の発生規模については、第 3 章で示した空中電磁探査から得られる比抵抗変化量に関する情報が助けになると考えられる。なお、定量的で精度の高い発生規模の予測技術については 5.4.2 で考察する。

5.3.3 本研究成果を踏まえた「大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化を考慮した地震による土砂災害ハザードマップ」の作成手法の提案

ここでは、本研究の第 2 章から第 4 章の成果を踏まえて、従前困難であった「大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化を考慮した地震による土砂災害ハザードマップ」の作成手法を提案する。5.3.1 で述べた「発生規模の予測」や 5.3.2 で述べた「土砂の到達範囲の予測」のほか、本研究過程において、航空レーザ計測によって算出された斜面勾配と組み合わせることで、比抵抗変化量や変位量が土砂移動発生場の予測の精度向上につながることも示された。このことから、本研究成果を適用することにより、既に確立されている「発生場の予測」の更なる精度向上にも資するものと考えられる。そこで、航空レーザ計測、空中電磁探査、変位量を事前に算出することができる地震動解析、さらにはより詳細に発生規模を推定するための現地調査を組み合わせ、発生場から土砂の到達範囲までの予測を一連で実施する手法について提案する。

まず、航空レーザ計測による地形データ、空中電磁探査による 3 次元比抵抗データ、地震動解析による変位量を取得する。そして、地形データから算出する斜面勾配、3 次元比抵抗データから算出する比抵抗変化量を組み合わせることで、土砂移動の発生場と大規模な土砂移動が発生しやすい場所を評価することができる。また、斜面勾配と変位量から同様に土砂移動発生場を精度良く評価することができる。これらの評価結果を重ね合わせて検討することにより、土砂移動の発生危険度が高く、かつ大規模な土砂移動が発生しやすい地域を絞り込むことが可能になると考えられる。そして、土砂移動の発生危険度が高い箇所等の必要な箇所において現地調査といたったより詳細な調査を実施することにより、特定の斜面の土砂移動の崩壊面積が一定の精度で推定できる。そして、この崩壊面積に確率予測式を適用することで、崩壊土砂の流動化を考慮した土砂の到達範囲を確率的に予測することができる。特に、到達範囲は確率で段階的に評価することも可能であることから、到達確率に応じた段階的な被害の発生可能性を評価すること、すなわち、特定の斜面における土砂災害のリスク評価を実施することができるようになった。

5.4 計画されている対策への貢献

5.4.1 本研究成果を活用した具体的な対策方法の提案

計画されている対策への貢献について考察するため、「大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化を考慮した地震による土砂災害ハザードマップ」を活用した、具体的な対策方法について提案する。大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化を考慮した地震による土砂災害ハザードマップ」では、特定の斜面の土砂災害リスク評価が可能になった。このことから、南海トラフ地震を対象とした対策計画のうち、特定の保全対象が計画に位置付けられている①-2. や①-3. といった防災上重要な箇所における対策について、具体的な対策手法を提案することが可能になる。そこで、防災上重要な箇所における大規模かつ崩壊土砂が流動化した土砂移動から被害を防止・軽減するための具体的な対策方法について提案を行う。

まず、防災上重要な箇所としては、防災拠点・重要交通網・避難路等が考えられる。そこで、このような箇所の周辺地域において、航空レーザ計測による地形データ、空中電磁探査による3次元比抵抗データを取得する。このとき、崩壊土砂が流動化する土砂移動は到達範囲が数 km に及ぶことがあることを踏まえると、当該箇所の隣接斜面だけでなくある程度広範囲に取得しておくことが望ましい。そして、地震動解析を実施するなどして、地盤の変位量を推定する。その上で、斜面勾配と比抵抗変化量、変位量を組み合わせて、土砂移動の発生場と大規模な土砂移動が発生しやすい場所を評価することができる。その上で、防災上重要な拠点に被害を及ぼすと考えられる斜面において現地調査等を実施することにより崩壊面積を推定する。この崩壊面積に確率予測式を適用することで、防災上重要な拠点に被害が及ぶか否か、そして到達確率に応じた被害の有無を把握することができる。このとき、対象が防災上重要な箇所であることから、フェールセーフの観点により流動化することを想定して、到達確率が100%となる到達距離とすることが考えられよう。このような一連の予測によって、大規模かつ崩壊土砂が流動化する土砂移動、すなわち最も深刻な被害をもたらすような想定であった場合の被害範囲を把握することができ、その被害範囲から防災上重要な箇所が被害をうけるかどうかを把握することが可能となる(図-5.4)。

ここで、防災上重要な箇所の被害を防止・軽減するための対策として、①-2. 土砂災害防止施設の整備が挙げられているが、大規模かつ崩壊土砂が流動化する土砂移動に対して土砂災害防止施設を整備するためには対策施設の設計のための外力の計算が必要となる。しかし、本研究成果を適用しても外力を算出できるような詳細な予測までは難しい。また、対策施設の構造に関する技術的課題、対策費用のことも考慮すると、土砂災害防止施設の整備は現実的には困難であると考えられる。そこで、防災上重要な箇所の被害を防止・軽減するための対策としては、①-3. 土砂災害ハザードマップの整備を行うことが現実的と考えられる。このことから、「大規模な土砂移動や崩壊土砂の流動化を考慮した地震による土砂災害ハザードマップ」を活用することにより、特に甚大な被害が想定される地域においては住民の防災意識の向上や被害を想定した住まい方、防災拠点・重要交通網・避難路等においては施設の移転や被害を想定した代替路の検討が行なうことができる。このように、本研究

成果を適用して事前に発生規模や土砂の到達範囲を予測できるようになると、地震を誘因とした土砂移動による深刻な被害の防止・軽減するための対策が現実的に実施できるようになるものと考えられる。



図-5.4 防災上重要な箇所に対する対策イメージ

5.4.2 将来的な被害防止・軽減への技術開発の展望

ここまでは、既存の技術を踏まえた具体的な本研究成果の適用について記載してきた。一方で、将来的には、内田ら（2004）の手法の将来的な改良も視野に入れた、「発生場の予測」・「発生規模の予測」・「土砂の到達範囲の予測」が全て連携した体系的な土砂移動予測システムが構築できると考えられる。

事前の予測に用いる内田ら（2004）の手法は10 m メッシュで土砂移動の発生危険度を評価する技術である。一方で、小山内ら（2007）で指摘されているように地すべりのような大規模な土砂移動の予測には課題があるとされていた。このことから、地盤条件として比抵抗変化量を考慮することにより、大規模な土砂移動の発生危険度も事前に予測できるようになることが期待される。また、比抵抗変化量の適用と併せて、式(5.1)の最大加速度を変位量に変更して改良した式（以下、「改良式」という。）を作成する。さらに、地震計で観測された最大加速度と SAR 衛星によって取得される変位量との関係分析を行う。これにより、事前に想定される最大加速度を変位量に変換することで、地震動データに変位量を用いた発生場の予測を行うことが可能となり、予測精度が向上することが考えられる。

次に、例えば地形条件である起伏量、地盤条件である比抵抗変化量、地震動特性である変位量を組み合わせた発生規模評価手法を開発することにより、発生規模の予測手法の確立することが可能になることが期待される。そして、発生規模の予測手法が確立された場合、広範囲においてより効率的に崩壊面積を推定することができるようになり、その崩壊面積を用いて土砂の到達範囲を確率的に予測する手法を適用することで、広範囲における土砂移動の到達範囲を総合的に予測することも可能になると考えられる。このことから、発生場から土砂の到達範囲までを広範囲において総合的に予測し、家屋やインフラに被害を及ぼす土砂災害のリスクを評価できる体系的な土砂移動予測システムを構築できることが可能であると考えられる。（図-5.5）。

最後に、この土砂移動予測システムを活用した、将来的な地震を誘因とした土砂災害による被害の防止・軽減への展望について記載する。そこで、表-5.2 で記載していた対策の実行上の課題に対して、広範囲を総合的に予測可能な体系的な土砂移動予測システムが構築できると、土砂災害への対策計画にどのような貢献ができ、地震を誘因とした土砂移動による被害の防止・軽減にできるのかを展望した結果を表-5.3 に記載した。表-5.3 は、体系的な土砂移動予測システムが構築された結果として考えられる貢献を赤字で記載している。

事前の予測が必要な対策のうち、①-1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価について、現状では大規模な土砂移動については、全国でシームレスに予測することは困難であった。深層崩壊溪流レベル評価マップは、深層崩壊発生の推定頻度が特に高い地域で作成されているものの、この地域以外でも深層崩壊は発生する可能性がある。そこで、式(5.1)の改良式を用いることにより、大規模な土砂移動の発生場の予測にも対応できるようになることが期待される。このことから、大規模な土砂移動を含めた発生場の予測を全国で実施できるようになるものと考えられる。次に、①-2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止

施設の整備と①-3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備について、発生規模の予測が可能になるとともに、発生規模に応じた土砂の到達範囲を予測できるようになる。また、発生場から土砂の到達範囲までを一連で予測することで、土砂災害のリスク評価が可能になるものと考えられる。①-4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定についても、大規模な土砂移動を含めた発生場の予測を全国で実施できるようになることが期待される。また、予測した土砂移動の発生規模から河道閉塞の規模を推定し、推定される河道閉塞の規模に基づく対応計画を検討できる可能性がある。

②直後の推定が必要な対策のうち、②-1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施や②-2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応について、SGDASでも現状の予測技術で一定程度対応は可能であると考えられるが、本研究成果を適用することにより、斜面災害の発生可能性の評価の更なる精度向上が期待される。また、地形条件と地盤条件から発生規模が大きくなる可能性が高い地域を事前に想定することで、地震直後の土砂移動の発生規模の推定に一定程度反映できるものと考えられる。さらに、将来的にSAR衛星による変位量が地震直後に算出されるようになると、その変位量を入力することによって、地震直後に発生規模を推定することができるようになる可能性がある。地震直後に発生規模を推定することができれば、地震直後に大規模な土砂移動の発生可能性が高い地域を優先して調査することができ、河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応が効果的・効率的に実施できることが期待される。このように、将来的には、地震を誘因とする対策計画において、深刻な被害をもたらす大規模な土砂移動と崩壊土砂が流動化する土砂移動に様々な対応ができるようになるものと考えられる。

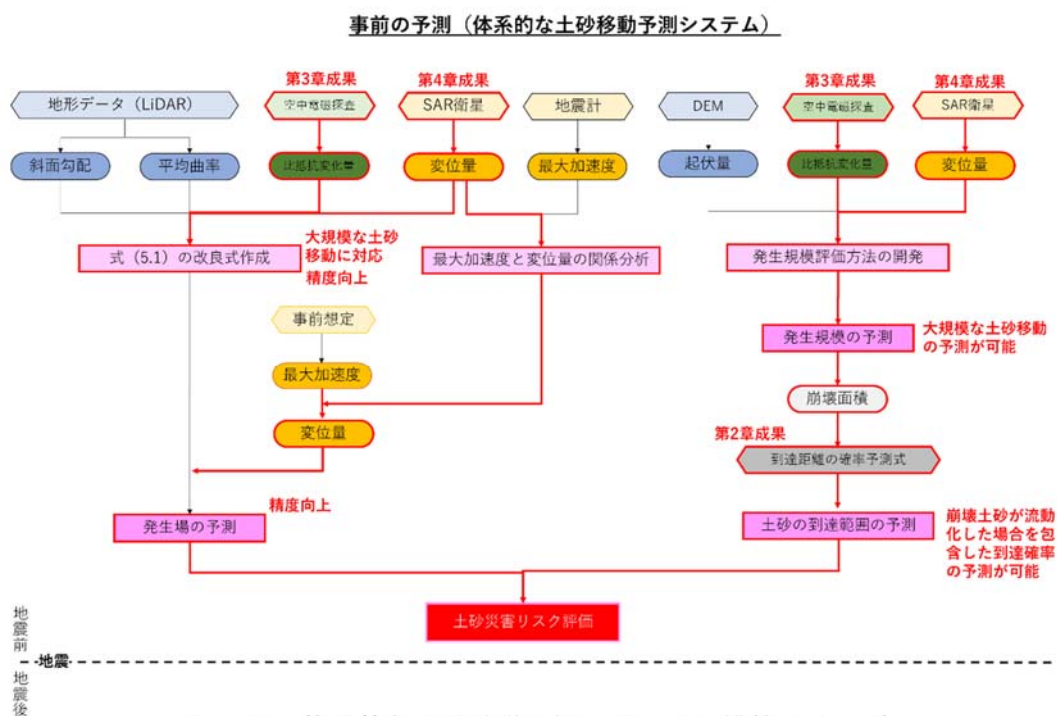


図-5.5 体系的な土砂移動予測システムの構築イメージ

表-5.3 計画されている対策への適用と貢献

		発生場		発生規模		土砂の到達範囲	
		予測の必要性	予測の現状と本研究成果の適用による貢献	予測の必要性	予測の現状と本研究成果の適用による貢献	予測の必要性	予測の現状と本研究成果の適用による貢献
① 事前	1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく緊急点検計画の作成	◎	【予測に関する現状】 小規模な土砂移動は内田らの手法（全国）	○	【予測に関する現状】 定量的な予測は困難	○	【予測に関する現状】 降雨を基にした土砂災害警戒区域等
	2. 防災上重要な箇所における土砂災害防止施設の整備	◎	大規模な土砂移動は深層崩壊渓流レベル評価マップ（一部地域） 【本研究成果の貢献】 大規模な土砂移動まで全国で対応可能、全般的な精度向上	◎	【本研究成果の貢献】 発生規模の予測が可能となり、土砂の到達範囲の予測に使用	◎	【本研究成果の貢献】 地震を誘因とする土砂移動の知見に基づき、かつ発生規模に応じた土砂の到達範囲の予測による精度向上
	3. 防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップの整備	◎		◎		◎	流動化する土砂移動を含めた最大規模の土砂災害のリスク評価 到達確率に応じた段階的なリスク評価
	4. 河道閉塞形成の可能性が高い地域における発災後の対応計画の策定	◎	【予測に関する現状】 深層崩壊渓流レベルマップ（一部地域） 【本研究成果の貢献】 大規模な土砂移動まで全国で対応可能	◎	【予測に関する現状】 定量的な予測は困難 【本研究成果の貢献】 発生する土砂移動の規模から河道閉塞の規模を推定し、推定される河道閉塞の規模に基づく対応計画の検討	○	【予測に関する現状】 規模に応じた予測が困難 【本研究成果の貢献】 河岸以外で発生する土砂移動が河道に到達する確率を評価可能
② 直後	1. 斜面崩壊等の被害想定箇所のリスク評価に基づく重点的な点検や応急対策の実施	◎		△		△	
	2. 河道閉塞発生箇所の速やかな把握と緊急対応	◎	【予測に関する現状】 SGDASによる斜面災害の発生可能性の評価 【本研究成果の貢献】 精度向上	◎	【予測に関する現状】 定量的な予測は困難 【本研究成果の貢献】 将来的に変位量が直後に算出可能になれば、河道閉塞の発生可能性が高い地域の優先的な対応が可能	△	

【予測の必要性】◎：重要，○：できることが望ましい，△：必ずしも必要ではない

【予測手法】黒字：現状，赤字：本研究成果を適用した結果として考えられる貢献

[参考文献]

- 神谷泉・乙井康成・中埜貴元・小荒井衛 (2012) 地震による斜面崩壊危険度評価判別式「六甲式」の改良と実時間運用, 写真測量とリモートセンシング, Vol.51, No.6, p.381-386
- 国土交通省 (2013) 深層崩壊に関する溪流 (小流域) レベルの調査について, https://www.mlit.go.jp/report/press/mizukokudo03_hh_000552.html, 参照 2020-11-23
- 国土交通省 (2019) 南海トラフ巨大地震対策計画 [第2版], <https://www.mlit.go.jp/river/bousai/bousai-gensai/bousai-gensai/pdf/6kai-ref03-02.pdf>, 参照 2020-12-20
- 国土地理院 (2019) 大地震の地盤災害の推計を“すぐ”に“だし”ます ～国土地理院 スグダス (SGDAS) システムの運用開始～, <https://www.gsi.go.jp/kenkyukanri/kenkyukanri61004.html>, 参照 2020-11-23
- 栗原淳一・武澤永純・阪上最一・定村友史 (2008) 地震時の大規模な土砂崩壊の土量と最大加速度との関係に関する考察, 砂防学会誌, Vol.60, No.5, p.54-59
- 中埜貴元・大野裕幸 (2018) 地震時地盤災害推計システム (SGDAS) の妥当性の検証, 国土地理院時報, No.130, p.51-p.68
- 小山内信智・内田太郎・野呂智之・山本悟・小野田敏・高山陶子・戸村健太郎 (2007) 既往崩壊事例から作成した地震時斜面崩壊発生危険度評価手法の新潟県中越地震への適用, 砂防学会誌, Vol.59, No.6, p.60-65
- 田畑茂清・水山高久・井上公夫 (2002) 天然ダムと災害, 古今書院, p.50-53
- 武澤永純・内田太郎・石塚忠範・本間信一・小林容子・宮島昌克 (2013) 起伏量を用いた地震による崩壊危険度と規模の評価, 砂防学会誌, Vol.65, No.6, p.22-29
- 内田太郎・片岡正次郎・岩男忠明・松尾修・寺田秀樹・中野泰雄・杉浦信男・小山内信智 (2004) 地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所資料, No.204

第6章 結論

本論文では、地震を誘因とした土砂移動による被害の防止・軽減に向けて、深刻な人的・経済的被害を及ぼす大規模な土砂移動と崩壊土砂が流動化した土砂移動に着目し、地震を誘因とした土砂移動の「発生規模の予測手法」及び「流動化した土砂の到達範囲の予測手法」の開発に向けた検討を実施した。本論文における結論を以下にまとめる。

第2章では、「流動化した土砂の到達範囲の予測手法」を開発するために、3つの地震を対象に土砂移動現象の種類を限定せず、土砂の到達範囲のデータを収集・分析した。その結果、これまで豪雨による土砂災害でも指摘されてきたように、崩壊面積と到達距離及び到達比高に明瞭な相関が確認できた。しかし、一方で、同程度の崩壊面積であっても、到達距離の最大値と最小値には10倍近い違いが見られた。これに対し、本研究では、流動化して到達距離が特に長い現象も含めて地震毎に同じ崩壊面積のときの最小値と最大値の幅がほぼ一定であることを新たに示した。このことは、同じ崩壊面積のときに到達距離がある一定の範囲内に収まっていることを示している。本研究ではこの新たな知見に基づき、土砂災害の種類の違いに因らず、崩壊面積からある距離に土砂が到達する確率を予測する手法を提案した。提案した予測手法は、実績に基づき、ある崩壊面積 A の崩壊土砂が崩壊面積から予測される到達距離に対して、ある任意の実績予測比 r 以下の地点まで到達する確率 $F(r)$ を予測する式である。そして、この確率予測式を3つの地震の実績データを用いて、地震ごとに予測式を作成し、検証した。その結果、中越地震と岩手・宮城内陸地震で作成した予測式は、予測式の作成に用いていない当該地震で発生した土砂移動の到達確率を良好に再現できた。さらに、予測式の係数は中越地震と岩手・宮城内陸地震ではほぼ同じであり、中越地震と岩手・宮城内陸地震の間では異なる地震であっても統一的に予測できることを示した。

第3章では、「発生規模の予測手法」の開発に向けて、土砂移動発生場・発生規模と深さ方向の地盤の比抵抗データと関係について定量的な分析を試みた。まず、空中電磁探査から取得される3次元比抵抗データについて、既往研究では比抵抗パターンから深層崩壊の危険斜面を抽出する試みは行われてきたが、実際に調査ボーリング等で比抵抗パターン示す水理地質構造を直接確認した事例は限られていた。これに対して、本研究では、深層崩壊の要因となるキャップロック構造や深層崩壊のすべり面となりうる深さ数10mの地点の不連続面のような水理地質構造を有している箇所の特徴的な比抵抗パターンを、調査ボーリング等の各種現地調査によって明らかにした。具体的には、地表から深部に向かって比抵抗が相対的に高比抵抗、低比抵抗、高比抵抗に変化し、比抵抗極小部がライン上に連なることで特徴づけられる比抵抗パターンについて、浅部の高比抵抗は上位の不飽和な多亀裂岩盤に、低比抵抗は地下水流動帯と固結粘土層に、深部の高比抵抗は下位の不飽和な多亀裂岩盤に、各々一致していることを確認した。さらに、比抵抗パターンを定量的に評価する手法として「比抵抗変化量」を提案し、この比抵抗変化量を用いることによって、土砂移動の発生場や発生規模に影響を及ぼすキャップロック構造等に類似した水理地質構造や急激に新鮮で堅

硬な岩盤に推移する場所を抽出することができた。すなわち、空中電磁探査から得られる比抵抗変化量により、大規模な土砂移動が発生しやすい地域を評価できることを示している。

「発生規模の予測手法」の開発にあたり、これまでの地震動データは空間分解能に課題があり、強震域の地震動については、観測データが極めて限られていた。そこで、第 4 章では、地震動特性に関する情報の精度向上のために、SAR (synthetic aperture radar ; 合成開口レーダー) 衛星によって計測される変位量が地震動の影響の大きさを表す直接的な (内挿・外挿補間のない) 地震動データとして活用可能か検証した。まず、土砂移動発生場について、既往研究で一般的に用いられている地盤の最大加速度 (Peak ground acceleration; PGA) の空間分布を地震計の観測データを用いて補間し、崩壊面積率と比較した結果、PGA の増加に伴う崩壊面積率の増加傾向は確認されたものの、ばらつきが大きく、不規則であったが、変位量を用いた場合には変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加がより単調に増加する規則的な関係なるなど、細かい特徴に違いが現れた。また、変位量が大きくなると変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加の程度が小さくなる、斜面勾配が大きくなると変位量の増加に伴う崩壊面積率の増加の程度が小さくなるといった、地震動の斜面崩壊に及ぼす影響が飽和するような現象を新たに確認した。このような新たな知見が得られた要因として、PGA が内挿・外挿されたデータであることに対し、変位量は直接観測された空間分解能の高いデータであることが考えられる。そして、この変位量と空間分解能の高い地形データを用いた崩壊面積率推定式を提案し、この式が崩壊面積率を精度良く再現できることを確認した。これらの結果から、SAR 衛星によって得られる地盤変位量は、従来は見えづらかった地震動と土砂移動の関係性をより詳細に分析できることが明らかとなった。

第 5 章では、第 2 章から第 4 章までの研究成果について、既存の土砂移動予測技術への適用、適用した結果として地震を誘因とする土砂移動による被害の防止・軽減のための実際の対策にどのように貢献するかについて展望した。まず、第 3 章で示した比抵抗変化量や第 4 章で示した変位量を用いて発生規模を分析することで、大規模な土砂移動が発生する可能性が高い地域であるかを評価すること、発生が想定される土砂移動の概ねの規模を推定することが可能となる。第 2 章で開発した土砂の到達確率予測式を用いることによって、土砂の到達範囲を確率的に予測することが可能となった。このことから到達確率が 100% となる到達距離、すなわち予測される最も長い到達範囲を見込むことにより、たとえ土砂が流動化しても被害が及ばない範囲を予測することが可能となった。さらには、到達確率に応じた段階的なリスク評価ができるようになった。

そして、本研究成果を適用した南海トラフ地震等を想定した土砂災害対策への貢献として、具体的な対策手法を提案した。南海トラフ地震の対策計画では、防災上重要な箇所における土砂災害ハザードマップ整備が位置づけられている。そこで、防災上重要な箇所の周辺において空中電磁探査を実施して地盤の 3 次元比抵抗データを取得し、事前の地震動解析により地盤の変位量を推定する。その上で、本研究の成果を用いることにより、防災上重要な箇所の周辺において土砂移動の発生場の危険度評価、大規模な土砂移動現象が生じる可

能性の有無が評価される。さらに、危険度が高いと評価された場所において現地調査等により発生規模を推定し、本研究で提案した発生規模から到達範囲を確率的に予測する手法を活用することによって、防災上重要な箇所において、従前の技術では評価困難であった大規模な土砂移動や崩壊土砂が流動化する現象に備えた土砂災害ハザードマップの整備が実現できるようになったといえよう。

最後に、本研究成果を今後実施すべき調査や研究を述べる。まず、土砂の到達範囲の予測は3地震の研究結果、空中電磁探査や変位量は1地震の研究結果である。このことから、汎用性と精度を向上するためには、さらに研究事例を蓄積する必要がある。特に、空中電磁探査は地震前に調査しておく必要があることから、全国的にできる限り多く空中電磁探査が実施されることが望まれる。流動化した土砂の到達範囲の予測手法について、流動化する条件が明らかになれば流動化する土砂移動としない土砂移動に分類でき、予測精度が向上する。このことから、流動化に関する詳細な調査・研究を進める必要がある。また、将来的には、比抵抗や変位量を活用することにより発生規模の定量的な予測手法が確立されることが期待される。そして、既に提案した土砂の到達範囲の予測手法と組み合わせることで、発生場－発生規模－土砂の到達範囲を一連で予測し、家屋やインフラに被害を及ぼす土砂災害のリスクを評価できる体系的な土砂移動予測システムを構築出来る可能性があると考えられる。このことから、今後は、本研究成果である比抵抗変化量や変位量を用いて、地形条件・地盤条件・地震動特性を組み合わせた発生規模評価手法の開発に取り組む所存である。

謝辞

本研究では、数多くの先生方、共同研究者の皆様のご指導・ご協力により、ここまでの成果を得るに至ることができました。

筑波大学大学院生命環境系内田太郎准教授には、国土技術政策総合研究所土砂災害研究部勤務時より、本研究の全般に亘りご指導・ご助言を頂きましたこと厚く御礼申し上げます。また、国土技術政策総合研究所土砂災害研究部山越隆雄砂防研究室長には、本研究を進めるにあたり、分析方法等に関して貴重なご意見を頂きました。また、国土技術政策総合研究所土砂災害研究部平田育士交流研究員には、データの整理・表現方法について有益な議論をさせていただきました。厚く御礼申し上げます。

本研究に用いたデータの一部は、私が在籍した九州地方整備局九州技術事務所及び国土技術政策総合研究所土砂災害研究部における調査で取得されたものです。共同研究者として調査を実施した国土技術政策総合研究所土砂災害研究部高原晃宙研究官（現 四国地方整備局四国山地砂防事務所）、中電技術コンサルタント株式会社秦雅之様、大日本コンサルタント株式会社河戸克志様、アジア航測株式会社平川素之様（現 オリエンタルコンサルタンツ株式会社）、地圏総合コンサルタント株式会社佐渡耕一郎様に感謝申し上げます。また、本研究に必要なデータを提供いただいた国土地理院に御礼申し上げます。

本研究を論文として執筆するにあたり、筑波大学生命環境系の先生の皆様には大変お世話になりました。辻村真貴教授には、学位論文としての全体的なとりまとめ方法について適切な助言をいただきました。奈佐原顕郎准教授には、数学の見識を深める有意義なご指導を頂きました。山川陽祐助教、大澤光助教には、流域管理研究室ゼミ等において新たな発見に繋がる有益な助言を頂きました。ここに記して感謝の意に代えさせていただきます。

本研究の成果を学位論文としてとりまとめる最中、未曾有のコロナ危機が世界を覆いました。リモートワークでの対応を余儀なくされ、大学で直接議論すること満足にできない中で、研究を進めるにあたっては、先に記した先生方、共同研究者の皆様、職場の上司・同僚・部下の皆様のご協力無くして本論文を書き上げることはできませんでした。本当にありがとうございました。そして、最後になりますが、コロナ危機の中で十分に帰省できない中でも、社会人として働きながら研究することに理解を示してくれた家族に感謝いたします。