

# 博士論文

多時期の高分解能な写真測量手法による地表環境変動の定量化  
(Quantification of surface environmental changes by high resolution  
photogrammetry method at multiple times)

東京大学大学院  
新領域創成科学研究科

柳場 庄一郎

## 論文梗概

人々の生活の場としての地表環境の変動を理解することは、地域の自然が、今後どのように変化するかを予測するために必要であり、また、自然災害の被害を軽減し、地域社会を維持していくためにも重要である。こうした地表環境の変動メカニズムは、自然環境の観測と定量化をとおして理解が進められる。本研究では、高分解能な写真測量手法を適用し、多時期の地表環境変動の定量化を行った。これにより、自然環境のメカニズム解明や既存の知見の改良に貢献することを目的とした。

地表環境の変動メカニズムを理解しようとするとき、対象とする現象の外見や形態の計測と、構成要素の状態や属性の分析が行われる。地表環境変動の観測手法は、技術の進歩とともに多様化し、より広域を、より細かく見ることができるよう発展してきた。これらの観測手法を対象物との距離で分類すると、遠いところから順に、人工衛星によるリモートセンシング、航空機による撮影やセンシング、人間による現地踏査の3種類が挙げられる。観測手法の一般的な傾向として、観測対象との距離が大きくなるほど広域を観測でき、空間分解能は低下する。また、一般的には、人工衛星や航空機による観測は、空間分解能などの観測の諸元、観測場所、実施時期、観測頻度は、すべて他者に委ねられている。このため、人工衛星および航空機と、現地踏査との間には、観測対象や範囲、空間分解能、観測機会のそれぞれを決める自由度に、大きなギャップが存在する。換言すれば、ユーザー自身が観測対象と観測時期を決めて、高い空間分解能で観測できる手法が欠落しているということが出来る。このため、現在の観測手法の体系は、空間分解能の低さにより、小規模な現象を特定できないことや、観測頻度の低さにより、複数の地表変動の影響を分離できないことが課題である。これに加えて、実際に観測を行う場合には、観測コストの制約を避けることもできない。これらの制約を克服するために、観測対象を細部まで観察できる高い空間分解能を持ち、スナップショットを撮るように、一時期の状態を何度も捉えることのできる、低コストで簡略な観測手法として、無人航空機 (UAV: Unmanned aerial vehicle) と SfM 多視点ステレオ写真測量 (SfM: Structure from Motion) (以降、UAV-SfM) を統合した手法を活用し、地表環境変動の観測を行った。UAV-SfM の適用により、人工衛星・航空機と、現地踏査との間にある、観測手法の特性のギャップが補間されることが期待される。本研究では、UAV-SfM による観測を用いて、既存の観測手法では扱うことが難しかった地表環境の形状変化を捉え、その定量化をとおして地表環境変動現象の解明を目指した。ここでは、それぞれに変化の時間スケールが異なる、土石流、雪崩、マングローブ林の大規模な倒木現象の3つの地表環境変動の事例を対象として、UAV-SfM による観測・分析を実施した。

第一の事例は、平成26年8月の豪雨により発生した広島県広島市の土石流災害であり、土砂量の計測と被害の実態把握を目的として UAV-SfM 調査を実施した。この結果、人的被害および建物被害は、谷出口から平均で 132 m の範囲内に集中した。被害の分布から、上流側ほど土石流の侵食・破壊エネルギーが大きく、被害は流路に沿って生じることが示された。また、人工的に改変された地形を表す、基盤地図情報数値標高モデル 5 m メッシュ

(国土地理院) から算出した落水線が、土石流の主流路となった。これらのことから、建物・植生・土石流の運動エネルギー減衰を考慮したシミュレーションの防災上の有用性を指摘した。

第二の事例は、平成 29 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害であり、雪崩を構成する発生区、走路、堆積区の範囲を明らかにすることを目的として、UAV-SfM 調査を実施した。この結果、ササの被覆域以外では、雪崩発生から 6 日後の積雪深分布が、10 cm の精度で示された。また、これまで着目されてこなかった、積雪表面に存在する微小な形態のマッピングが実現し、これを積雪表面形態と称した。これらの知見から、積雪深が急減する領域を発生区として、そして、積雪表面形態の空間分布から積雪に対する応力分布を推定し、雪崩の範囲を推定した。

第三の事例は、沖縄県竹富町の西表島にある仲間川マングローブ林における大規模な倒木現象であり、倒木の原因や性質の解明を目的として調査を実施した。この結果、現在の仲間川マングローブ林は、戦後にかけての一時期に行われた間伐により、最盛期と比して、樹木密度で 77.3 % の森林が破壊され、その後の約 60 年間で、立地と樹勢を回復した再生林であった。しかし、2006 年 9 月の台風を契機として大規模な倒木が始まった。以降、少なくとも 3 度の強大な台風が調査地の直上や近傍を通過し、倒木範囲が拡大した。倒木の開始から 2015 年 12 月までの 9.3 年間で、倒木範囲は 4,308 m<sup>2</sup>/年の速度で拡大しており、現時点で回復の傾向は見られなかった。

これら 3 つの事例研究では、UAV-SfM を中心とした調査により、新たな地表環境変動プロセスの存在が示唆されたり、既存手法では捉えることが難しかった、短期的な変化が定量化されたりするなど、地表環境変動研究における新たな知見がもたらされた。これらの事例研究の成果をもたらした UAV-SfM の特性を、適時性、連続性、高分解能性、三次元情報、非代替性という 5 つの要素として整理した。

1. 適時性とは、必要なタイミングで観測ができる性質である。これを実現するための条件は、手法が簡略かつ低コストで、個人レベルで運用ができることである。制約要因となるものは、観測時の気象条件や、UAV プラットフォームの運航限界（性能）と関連法規が挙げられる。適時性は、地表環境の変動の直後を捉える必要がある時に効果を発揮した。適切なタイミングで観測を実施することで、観測結果の中に、対象とする現象とは無関係な変動の混在を抑えることができた。
2. 連続性とは、繰り返しの観測により、現象の変化を細分化して記録できる性質である。これを実現するための条件および制約要因は、適時性と同様である。連続的に地表環境の変化を捉えるには、多時期のデータアーカイブの構築が有効であった。連続観測によって観測の空白期間を短縮し、データ取得の時間軸の間隔を密にすることにより、変動現象を四次元的に定量化することができた。
3. 高分解能性とは、面的に高精細な観測ができる性質である。これを実現するための条件は、遠隔から観測する手法であることが挙げられる。制約要因となるものは、観測に用いるセンサーの性能、対象物とセンサーとの距離が挙げられる。UAV による観測の空間分解能は、人工衛星や航空機による観測の 10 倍から 1,000 倍ほど高くなる。高い空

間分解能から得られる情報は、調査者自身の目と手で確認しながら情報を得る直接的な調査に、より近いものとなった。高分解能なデータを、時間をかけて観察、検討できることにより、現地踏査に次ぐ、第二のグラウンドトゥールズとして活用した。

4. 三次元情報とは、地物の高さを計測できる情報である。これを実現するための条件は、観測データが複数枚の高品質な写真群で構成されること、地理座標のリファレンスとして高精度な位置情報が得られることが挙げられる。制約要因としては、単画像のデータや、撮り直しができない古い写真では、三次元的な計測の条件が達成できない場合があることが挙げられる。
5. 非代替性とは、UAV-SfMにより、上記4点の要素を兼ね備えた、高品質な観測データを得られること、および手法のコストと実用性が既存の手法に比して優れていることにより、他の手法では代替が難しいことを意味する。

UAV-SfMの持つこれらの特性は、旧来の人工衛星、航空機、現地踏査といった観測手法の体系にはない性質であることから、UAV-SfMを人工衛星・航空機と現地踏査との間を埋める、新しい手法としての地位を確立しつつあると位置づけた。

本研究で取り上げた事例研究では、UAV-SfMで得た三次元的な基盤地図を柱として、地理学的な視点から、複数の分野との協働により分析や考察を行った。これが実現された背景には、高い空間分解能で、オルソモザイク画像と三次元情報が同時に得られることに意味があると考えた。高い空間分解能によって地物の形態と属性が判別できることは、多圏間プロセスに関する情報が複合的に取得されていることを意味する。こうして、複合的な情報から対象とする現象を高純度に抽出し、観測結果の確信度を高めることにつながった。つまり、UAV-SfMの観測データにより、これまで各分野で個別に扱ってきたフィールド情報を、一つの数値モデルとして扱える道が拓けた。こうした特性が、地形、植生、気象、シミュレーションなどの自然科学的な研究分野の橋渡しとして機能した。

今後、UAV-SfMで取得した基盤地図の活用が、自然環境の総合的な理解の促進に貢献することが期待される。しかしながら、地表環境の諸問題を考えるとき、自然環境の理解だけで有効な解決策を得ることはできない。さらに、そこで実践可能な最善の解は、地域と自然環境との関係性により異なり、異なる地域に対して単一のアプローチで解決できるものでもない。そのような中で、高分解能で取り回しのよいUAV-SfMによる地域の自然環境に関する基盤地図の提供が、研究と社会の知見の総合に活用され、課題解決の糸口の一つとして貢献することが期待される。

# 目次

第1章	はじめに	1
1.1	背景	1
1.1.1	地表環境変動の観測手法	2
1.1.2	空中写真による自然環境変化の定量化の限界	3
1.1.3	任意のタイミングで実施できる高分解能な写真測量手法	5
1.2	研究の目的と対象	6
1.2.1	多時期の高分解能な写真測量手法による地表環境変動の定量化	6
1.2.2	変化の時間スケールが異なる3つの地表環境変動	7
1.3	本論文の構成	7
	参考文献(第1章)	9
第2章	既存の観測手法と課題	10
2.1	マッピングに使用される既存の観測手法	10
2.1.1	人工衛星	10
2.1.2	航空機	12
2.1.3	現地踏査	13
2.2	マッピングに使用される代表的なセンサー	13
2.2.1	可視光センサー(写真)	13
2.2.2	ハイパースペクトル・マルチスペクトル・赤外線	14
(1)	マルチスペクトルセンサー	14
(2)	ハイパースペクトルセンサー	15
(3)	赤外線センサー	15
2.2.3	レーザー計測	15
2.2.4	合成開口レーダー	16
2.3	研究手法	16
2.3.1	UAV(無人航空機)	16
2.3.2	SfM多視点ステレオ写真測量	18
2.3.3	GNSS(全球測位衛星システム)	19
2.3.4	UAV-SfM観測の流れ	20
(1)	画像特徴点の抽出、およびタイポイントの検索	20
(2)	バンドル調整と低密度点群の出力	21
(3)	地上基準点と精度検証点の設置と座標入力および再バンドル調整	22
(4)	精度検証点を用いた精度検証	25
(5)	高密度点群およびTINの作成	26
(6)	DSMおよびオルソモザイク画像の出力	27
	参考文献(第2章)	30
第3章	平成26年8月豪雨による広島市土石流災害の被害の特徴	34

3.1	背景と目的 .....	34
3.1.1	背景 .....	34
	(1) 砂防事業における対策方針の変遷.....	34
	(2) ソフトウェア対策の難航：減少しない土砂災害による犠牲者 .....	35
	(3) 警戒区域設定の課題：避難の必要性の判断に与える影響.....	35
	(4) 客観的で具体的なハザード・リスク情報の必要性.....	36
3.1.2	研究の目的 .....	37
3.2	対象地域 .....	38
3.3	調査方法 .....	39
3.3.1	地表面高さ変化の把握 .....	39
3.3.2	土砂堆積量の計算 .....	40
3.3.3	人的被害発生位置の把握 .....	42
3.3.4	使用データ・解析手法に起因する制約事項.....	42
3.4	結果 .....	42
3.4.1	土砂堆積量と各地域の被害分布 .....	42
	(1) 既存文献における計測土砂量の特徴.....	43
	(2) 緑井 8.....	45
	(3) 八木 3.....	47
	(4) 八木 3 東.....	49
	(5) 八木 3 梅林 .....	51
	(6) 八木 3 阿武 .....	53
	(7) 八木 4.....	55
3.4.2	被害分布と地形的特徴 .....	57
	(1) 土石流の流路と人的被害発生位置、および住宅被害との関係 .....	57
	(2) 堆積域の地形的特性.....	57
3.5	考察 .....	58
3.5.1	土石流の流路を拘束する条件 .....	58
3.5.2	土石流の運動エネルギー指標.....	59
3.5.3	土石流のハザード・リスク情報の高度化に必要な要素 .....	59
3.6	課題と展開 .....	60
3.6.1	土砂災害の減災に向けた被害分析結果の活用 .....	60
3.6.2	減災の実現に求められる効果的なハザード・リスク情報の提供と活用.....	61
3.7	まとめ.....	62
	参考文献（第 3 章） .....	63
第 4 章	雪崩災害調査への UAV-SfM の適用：2017 年那須町雪崩災害 .....	65
4.1	背景と目的 .....	65
4.1.1	背景 .....	65
	(1) 雪と生活：急峻な山岳地帯と豪雪地帯における雪崩災害リスク.....	65

(2) 雪崩の性質と種類 .....	66
4.1.2 研究の目的 .....	67
4.2 積雪の調査・観測手法 .....	69
4.2.1 既存の調査・観測手法 .....	69
4.2.2 UAV-SfM 調査の適用 .....	69
4.2.3 研究手法のフレームワーク .....	69
4.3 対象地域の地形と地質、植生、気象の概要 .....	70
4.3.1 地形と地質 .....	70
4.3.2 植生 .....	70
4.3.3 気象 .....	70
4.4 調査手法 .....	75
4.4.1 積雪深の推定 .....	75
(1) 地上基準点および精度検証点の設置と GNSS 測量 .....	75
(2) UAV による垂直写真の撮影 .....	75
(3) SfM 解析 .....	76
(4) DSM の精度検証 .....	76
(5) 積雪深の推定 .....	76
(6) 推定積雪深の精度検証 .....	77
4.4.2 積雪表面の特徴的な形態のマッピング .....	77
4.5 結果 .....	77
4.5.1 積雪深の推定 .....	77
(1) 地上基準点および精度検証点の設置と GNSS 測量 .....	78
(2) UAV による垂直写真の撮影 .....	78
(3) SfM 解析 .....	78
(4) DSM の精度検証 .....	79
(5) 積雪深の推定 .....	81
(6) 推定積雪深の精度検証 .....	82
4.5.2 推定積雪深を用いた雪崩の範囲の判読 .....	84
4.5.3 積雪表面の特徴的な形態のマッピング .....	86
4.6 考察 .....	90
4.6.1 推定積雪深の正確さ .....	90
(1) UAV-SfM の計測精度 .....	90
(2) DTM の計測精度 .....	90
(3) 斜面上の植生の状況 .....	90
(4) 推定積雪深の正確さに影響を与えた原因 .....	91
4.6.2 積雪表面形態のマッピング .....	91
4.6.3 雪崩の範囲に関する検討 .....	92
(1) 発生区的位置 .....	92

(2) 発生区の形状.....	92
(3) 堆積区に関連する知見.....	93
(4) 仮説としての雪崩範囲の推定.....	93
4.7 課題と展開.....	94
4.7.1 雪崩範囲の確定に向けた研究の展開.....	94
4.7.2 積雪表面形態の形成プロセスの解明.....	95
4.7.3 積雪調査における UAV-SfM の活用.....	95
4.8 まとめ.....	96
参考文献（第4章）.....	97
第5章 沖縄県西表島仲間川マングローブ林の70年間の立地変動に関する分析.....	101
5.1 背景と目的.....	101
5.1.1 背景.....	102
(1) マングローブ生態系の概要.....	102
(2) 西表島の仲間川マングローブ生態系の現状.....	102
5.1.2 研究の目的.....	105
5.2 調査対象地域.....	106
5.2.1 仲間川マングローブ林の地形・植生.....	106
5.2.2 仲間川マングローブ林の保全と経緯.....	107
5.2.3 西表島の気象と台風.....	108
5.2.4 詳細調査対象領域の設定とその地形的特徴.....	110
5.3 調査方法.....	110
5.3.1 マングローブの地生態学的研究における既存の調査方法の概要.....	110
5.3.2 GNSS 測量による概略地形の把握と植生分布の対応.....	111
5.3.3 台風の前後における UAV-SfM 調査.....	111
5.3.4 過去の空中写真、人工衛星画像のアーカイブ構築と分析.....	111
5.3.5 倒木範囲の判読と面積の計測、その変化傾向の調査.....	114
(1) 倒木範囲の判読と面積の計測.....	114
(2) 倒木範囲の拡大・縮小の傾向に関する調査.....	115
5.3.6 仲間川マングローブで行われた伐採の程度に関する調査.....	116
5.3.7 伐採後から現在までの立地変動に関する調査.....	117
5.3.8 仲間川の川幅の変化に関する調査.....	117
5.4 結果.....	117
5.4.1 GNSS 測量による概略地形の把握と植生分布の対応.....	117
5.4.2 台風の前後における UAV-SfM 調査.....	121
(1) 台風前の2015年6月に実施した UAV-SfM 調査の概要.....	121
(2) 台風後の2015年12月に実施した UAV-SfM 調査の概要.....	122
(3) 地表面の高さ変化からみた倒木の原因.....	122
5.4.3 過去の空中写真、人工衛星画像のアーカイブ構築と分析.....	124

5.4.4	倒木範囲の変化傾向の調査.....	124
5.4.5	仲間川マングローブで行われた伐採の程度に関する調査.....	124
5.4.6	伐採後から現在までの立地変動に関する調査.....	128
(1)	70年間の時系列変化の把握.....	128
(2)	現在の植生状況に関する現地調査.....	129
5.4.7	仲間川の川幅の変化に関する調査.....	133
5.4.8	調査結果の総括.....	137
5.5	考察.....	138
5.5.1	仲間川デルタのマングローブ森林生態系の形成史.....	138
5.5.2	強風イベントの特性.....	138
5.5.3	倒木が生じた場所の特性.....	139
(1)	倒木が生じた群落の立地標高.....	139
(2)	支持地盤の性質.....	139
(3)	倒木した樹木の性質.....	140
5.5.4	川幅の変化にみる立地地盤の影響.....	140
5.5.5	倒木が生じていない場所の特性.....	141
5.5.6	新しい調査手法のメリット.....	142
5.6	課題と展開.....	143
5.6.1	課題の整理.....	143
5.6.2	研究の展開.....	144
5.7	まとめ.....	144
	参考文献(第5章).....	146
第6章	総合考察.....	150
6.1	UAV-SfMがもたらす新たな知見に関する5つの要素.....	150
6.1.1	観測の適時性がもたらす高純度な現象の抽出.....	151
6.1.2	観測の連続性がもたらす地表環境の動的な変化の把握.....	152
6.1.3	高い空間分解能がもたらす精緻な議論.....	152
6.1.4	三次元情報がもたらす数値モデル化への応用.....	154
6.1.5	UAVプラットフォームの非代替性.....	155
6.2	技術的な制約事項.....	155
6.2.1	適時性・連続性の制約要因.....	155
6.2.2	高い空間分解能の弊害.....	156
6.2.3	三次元情報の作成に関する制約要因.....	157
6.2.4	精度の維持.....	157
6.2.5	研究事例の蓄積.....	158
6.3	自然環境における多圏間プロセスの観測がもたらす研究分野の融合.....	159
6.3.1	既存手法による多圏間プロセスの取り扱い.....	159
6.3.2	UAV-SfMによる多圏間プロセスの分離.....	159

6.3.3	地表環境の相互作用を観測する手段による分野融合研究の促進.....	160
6.3.4	UAV-SfM 観測手法の社会的応用.....	161
6.3.5	地表環境問題の課題解決へむけた貢献 .....	161
	参考文献 (第 6 章) .....	164
第 7 章	まとめ .....	166
	謝辞 .....	168

## 図 目次

図 1.1	多圈的な要素で構成される地表環境	1
図 1.2	本論文の構成と研究の流れの関係図	8
図 2.1	光学衛星に搭載されるセンサーの空間分解能と観測幅の傾向	11
図 2.2	回転翼 UAV および固定翼 UAV の例	17
図 2.3	機体種別ごとの航続時間と機体サイズの関係	18
図 2.4	UAV から撮影された垂直写真、および抽出された画像特徴点	21
図 2.5	低密度点群と推定された外部評定要素（撮影位置・姿勢）の例	22
図 2.6	フィールド上の地上基準点の例	23
図 2.7	GNSS による地上基準点測定の例	24
図 2.8	SfM ソフトウェアでのマーカー（地上基準点位置）の設定作業の例	24
図 2.9	地上基準点と精度検証点の配置概念図	25
図 2.10	ある地上基準点と精度検証点を入れ替えた例の概念図	26
図 2.11	高密度点群の例	28
図 2.12	高密度点群の拡大図	28
図 2.13	高密度点群から作成された DSM の例	29
図 2.14	TIN から作成されたオルソモザイク画像の例	29
図 3.1	実際の土石流の被害範囲と土砂災害警戒区域等の指定状況	37
図 3.2	対象地域の広域図	38
図 3.3	対象地域の詳細図	39
図 3.4	地表面高さ変化のヒストグラム	41
図 3.5	土砂堆積とは無関係な地表面高さ変化領域の除外（八木 3 地区下流部の例）	41
図 3.6	緑井 8 地区の被害分布	46
図 3.7	八木 3 地区の被害分布	48
図 3.8	八木 3 東地区の被害分布	50
図 3.9	八木 3 梅林地区の被害分布	52
図 3.10	八木 3 阿武地区の被害分布	54
図 3.11	八木 4 地区の被害分布	56
図 4.1	調査地全景	68
図 4.2	現地調査によって推定された堆積区の範囲	68
図 4.3	調査対象地域および茶臼岳周辺の地形図	72
図 4.4	調査地周辺の植生図	73
図 4.5	降水量と気温、および日照時間と積雪深	74
図 4.6	撮影画像中の特徴点分布と三次元モデル	79
図 4.7	雪崩発生斜面周辺の推定積雪深図	82
図 4.8	雪崩発生斜面周辺の推定積雪深図の拡大	85

図 4.9 A-A' 測線における積雪 DSM、DTM および、推定積雪深の断面図 .....	86
図 4.10 UAV 写真および、オルソ写真から抽出された積雪表面形態の判読図 .....	87
図 4.11 一般的にみられる積雪表面形態 .....	88
図 4.12 雪崩斜面の上部にみられた積雪表面形態 .....	88
図 4.13 雪崩斜面の走路付近にみられた積雪表面形態 .....	89
図 4.14 雪崩斜面の周辺にみられた積雪表面形態 .....	89
図 4.15 仮説として推定した雪崩の範囲 .....	94
図 5.1 調査対象位置図：西表島および仲間川 .....	104
図 5.2 森林状態の変化の発見と定量化 .....	105
図 5.3 仲間川下流沖積平野の地形分類図 .....	107
図 5.4 中央水路沿いの人工衛星画像（2007 年 7 月撮影） .....	116
図 5.5 仲間川デルタ中央部の概略地形と植生分布 .....	120
図 5.6 台風 201515 通過後のオルソモザイク画像と DSM 高さ変化 .....	123
図 5.7 倒木範囲の拡大速度の変化と台風および強風日の関係 .....	124
図 5.8 伐採当時の空中写真オルソモザイク画像と計測プロットの位置 .....	126
図 5.9 計測プロット内の樹木本数の比較 .....	127
図 5.10 中央水路沿いの人工衛星画像（2006 年 8 月撮影） .....	129
図 5.11 形態的特徴により分類した樹木の分布図 .....	131
図 5.12 樹木の形態的特徴による分類とその典型例 .....	132
図 5.13 仲間川における川幅の変化グラフ .....	134
図 5.14 仲間川における川幅の変化（測線 1：中流域） .....	135
図 5.15 仲間川における川幅の変化（測線 2：中州北側、測線 3：中州南側） .....	136
図 6.1 地理院地図による広島市土石流災害オルソモザイク画像の最大拡大表示 .....	154
図 6.2 多様なローカルで構成されるグローバル .....	162

## 表 目次

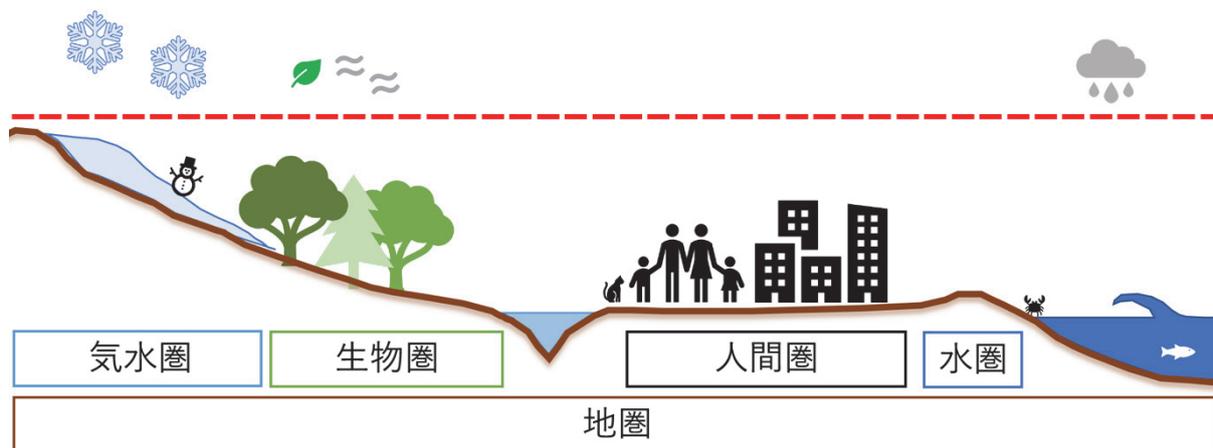
表 1.1	既存の観測手法とその特性 .....	3
表 1.2	仙酔峡地域（熊本県阿蘇市）における空中写真撮影履歴と斜面災害履歴 .....	4
表 1.3	既存の観測手法からみた UAV 観測の位置づけとそれぞれの特性.....	6
表 1.4	対象とする 3 つの地表環境変動とその調査方法および目的 .....	7
表 2.1	光学衛星の分解能と観測幅 .....	12
表 2.2	精度検証点における誤差の把握.....	26
表 3.1	空中写真の諸元.....	40
表 3.2	地表面高さ変化から計測した土砂堆積量と既存文献における計測土砂量 .....	44
表 3.3	建物被害の状況、および人的被害を生じた建物被害の状況.....	58
表 3.4	堆積域の地形的特徴 .....	58
表 3.5	土石流の運動エネルギー指標と対象物におよぼす影響.....	59
表 4.1	雪崩分類名称 .....	66
表 4.2	UAV 撮影時間帯の太陽高度と太陽方位.....	78
表 4.3	精度検証点上の XYZ 各軸および三次元の誤差値および 6 地点の RMSE.....	80
表 4.4	30 通りの地上基準点の配置パターンにおける精度検証点の RMSE の変化.....	81
表 4.5	実測積雪深と推定積雪深の差からみた推定積雪深の誤差 .....	83
表 4.6	誤差確認地点における 1 m メッシュ内の推定積雪深の誤差 .....	83
表 5.1	1951 年から 2017 年までに調査地から 50 km 以内を通過した台風 .....	109
表 5.2	GNSS 計測機材の一覧.....	111
表 5.3	収集した空中写真・人工衛星画像・UAV 撮影画像のアーカイブ .....	113
表 5.4	1978 年以降の各アーカイブの地表面露出範囲とアーカイブ期間内の気象.....	115
表 5.5	GNSS 測量における測位解の種類とそれぞれの誤差.....	119
表 5.6	各地点における GNSS 測量結果と計測精度.....	119
表 5.7	UAV-SfM で取得した 2015 年 6 月と 12 月のデータ諸元 .....	121
表 5.8	1945 年 3 月を基準としたマングローブ林の樹木密度の比較.....	125
表 5.9	林内で計測した成木 104 本の平均樹高および平均胸高直径 .....	130
表 5.10	形態分類ごとの平均樹高および平均胸高直径.....	131
表 5.11	アーカイブの各時期に置けおる仲間川の川幅.....	133
表 5.12	仲間川 70 年史 .....	137
表 5.13	各観測手法の識別能力と三次元情報取得の可否 .....	143

## 第1章 はじめに

本章は3節で構成される。第1節では研究の背景を述べる。最初に、地表環境変動研究における本研究の位置付けと目的を概説する。次に、既存の観測手法で自然環境の変化を定量化する際の限界と課題を整理する。そして、既存手法の課題を克服しうる、新たな観測手法とそのメリットを述べる。第2節では研究目的を述べる。最初に既存の観測手法では扱うことが難しかった地表環境変動の定量化を研究目的として設定し、次に、その研究対象地域について述べる。第3節では本論文の構成を述べる。

### 1.1 背景

自然環境の中で暮らす人類にとって、自然はゆりかごであり、恵みであり、時に脅威でもある。グローバルからローカルまで、幅広いスケールにおいて多様な自然環境と人間活動の関係性の理解を深めることは、地球と人間の共存の問題から、地域に生活する個人の日常まで、それぞれに重要な意味を持つ。このような自然環境のうち、本研究では人々の活動や生活の場である地表環境に着目する。地表環境は、大地である地圏の上に、気水圏、生物圏、そして人間圏が重層的に広がり、これらの複雑な相互作用により構成される（**図 1.1**）。持続可能な開発目標（United Nations, 2015）に代表されるように、こうした地表環境の変動を理解することは、地域の自然が、今後どのように変化するかを予測するために必要であり、また、自然災害の被害を軽減し、地域社会を維持していくためにも重要である。こうした地表環境の変動メカニズムは、自然環境の観測と定量化をとおして理解が進められる。本研究では、多時期の高分解能な写真測量手法を適用し、地表環境変動の定量化を行う。これにより、自然環境のメカニズム解明や既存の知見の改良に貢献することを目的とする。



**図 1.1** 多圏的な要素で構成される地表環境

地圏（地表）の上には、気水圏（雪氷）、生物圏（植生）、人間圏（人工物）、水圏（河川、海洋）が重層的に広がり、地表環境を構成している。地表環境には、赤破線の上を示した大気そのものやその動き（風）、空中にある降雪、降雨は含まれない。

### 1.1.1 地表環境変動の観測手法

地表環境の変動メカニズムを理解しようとするとき、最初のステップとして、対象とする現象の実態の把握が行われる。実態把握は、その外見や形態の計測と、構成要素の状態や属性の分析により行われる。こうした測定や分析、観察を、ここではまとめて観測とよぶことにする。実態把握としての観測が行われるためには、次の3つの前提条件がクリアされなければならない。第一に、地表変動現象を人間が認知、あるいは予測している場合にのみ、観測が行われる。我々がまだその存在を把握していない現象は、それが発見、予測されない限り、意図的に観測される機会は訪れない。第二に、変動の影響、つまり地表面の形態と状態が、観測される時点まで変化せずに維持されている必要がある。第三に、対象とする地表環境変動を観測する手法を有していなければならない。

地表環境変動の観測手法は技術の進歩とともに多様化し、より広域を、より細かくみることができるよう発展してきた (Schenk, 1999 ; Mather and Koch, 2011)。これらの観測手法を対象物との距離で分類すると、遠いところから順に、人工衛星によるリモートセンシング、航空機による撮影やセンシング、人間による現地踏査の3つが挙げられる (表 1.1)。この表では、空間分解能は観測対象となる現象のサイズを、精度は検出可能な変動量を、それぞれ規定する。観測手法の一般的な傾向として、観測対象との距離が大きくなるほど広域を観測でき、空間分解能は低下する。また、人工衛星や航空機に関しては、一般的には観測済みのデータを購入して利用するため、観測場所、観測実施時期、観測頻度は、すべて他者に委ねられている。このため、特定の地域の観測データを得ようとするユーザーにとって、自分の意思で観測機会や観測対象を自由に決めることができる手法は、実用上は現地踏査に限られる。このような観点で既存の観測手法を整理すると、人工衛星および航空機と、現地踏査との間には、観測対象や範囲、空間分解能、観測機会の自由度に、大きなギャップが存在することが指摘できる。換言すれば、ユーザー自身が観測対象と観測時期を決め、高い空間分解能で観測できる手法が欠落している。このため、現在の観測手法の体系では、空間分解能の低さにより小規模な現象を特定できないことや、観測頻度の低さにより複数の地表変動の影響を分離できないことが課題となる。

表 1.1 既存の観測手法とその特性

	対象範囲	空間分解能	精度	頻度	コスト
人工衛星	10 <sup>3~5</sup> km <sup>2</sup>	メートル	メートル <sup>※1</sup>	半月	大 <sup>※3</sup>
航空機 <sup>※2</sup>	10 <sup>1~3</sup> km <sup>2</sup>	サブメートル	サブメートル	10年	小 <sup>※3</sup>
現地踏査	移動可能範囲	(地点数による)	サブセンチメートル <sup>※4</sup>	自由	小 <sup>※5</sup>

※1 水平位置精度

※2 定期的に撮影されている国土地理院の空中写真をモデルとした

※3 観測データの購入費用

※4 光波測距儀による測量の例

※5 光波測距儀をモデルとし、機材の導入および旅費等は含めない

### 1.1.2 空中写真による自然環境変化の定量化の限界

地表環境の継続的かつ広域網羅的な観測事例として、国土地理院の空中写真は、日本全国を対象として、およそ10年に一度の頻度で撮影されている。これは、2万5千分の1地形図や、土地利用図、植生図の作成や更新に活用されており、同時に、撮影当時の地表面の状態を記録する、貴重なアーカイブでもある。この空中写真を使用して地表環境の変化を定量化しようとするとき、約10年という記録間隔は、果たして十分に細かいといえるのだろうか。ここでは、人間社会への影響が大きい自然災害を対象として、空中写真を使用した定量化の例を検討する。

熊本県阿蘇市にある仙酔峡地域は、直近の平成28年(2016年)熊本地震と、平成29年7月九州北部豪雨の気象庁名称が付された2つの大規模な自然現象を経験した[注:顕著な災害を起こした自然現象には気象庁名称が付される(気象庁、2018)]。この地域を対象として、自然災害を引き起こす表層崩壊の発生頻度と、空中写真の撮影頻度の比較を例に挙げて検討する。表1.2は、仙酔峡地域について、過去の豪雨による土砂災害の記録と、国土地理院による空中写真撮影のタイミングとを一覧にまとめたものである。この地域は、豪雨や地震を誘因とした集団発生的な表層崩壊および土石流による被害を、複数回にわたって経験している(大八木ほか、1991;宮縁ほか、2004;宮縁、2012など)。この地域の空中写真は、1947年から2017年までの期間に、8回撮影されていた。撮影年代では、1940年代(1回)、1970年代(2回)、1980年代(1回)、2010年代(4回)であり、特に熊本地震後に多く撮影されていた。この空中写真から、過去に発生した表層崩壊や土石流の発生数や面積を求め、定量化することを考えてみる。1985年5月の撮影から次の2016年4月の撮影までの31年間において、1990年7月豪雨から平成28年(2016年)熊本地震までの4度の災害を経験した。しかしながら、その期間、空中写真は一度も撮影されていなかった。このため、仮に2016年4月の空中写真から崩壊地形を読み取った場合、崩壊地内の植生の回復も含めて、過去4度の災害で生じた崩壊による地形変化が合成された状態を見ることになる。実際に、平成29年7月九州北部豪雨で生じた表層崩壊の跡地では、植生が完全に回復

する前に、平成 28 年（2016 年）熊本地震が発生した。このため、2016 年の空中写真に写っている崩壊跡地が、2012 年の豪雨か 2016 年の地震か、どちらが誘因となり発生したものを、空中写真だけで判別することは困難であった（内山・齋藤、2016）。斜面崩壊の場合、一般的にはその大きさと頻度は非線形の関係にある（Korup et al., 2012）。このため、同じ地域で複数の斜面崩壊イベントが繰り返された場合、小さな斜面崩壊は、同じ斜面での繰り返し崩壊や痕跡の消失により、その影響が過小評価されるおそれがある。そのため、この例のように撮影期間が離れた 2 時期の空中写真の比較では、崩壊の繰り返しに関する分析を行うことは難しく、個々の崩壊イベントの影響を個別に評価することはできない。

**表 1.2** 仙酔峡地域（熊本県阿蘇市）における空中写真撮影履歴と斜面災害履歴  
空中写真のリストは「地図・空中写真閲覧サービス」（国土地理院）の検索結果。  
1947 年から 2012 年までの災害イベントは齋藤ほか（2016）による。

撮影年月	カラー種別	撮影縮尺（分母）	写真種別
災害発生年月	災害名称		
1947年12月	モノクロ	30,678	アナログ
1953年6月	1953年6月豪雨		
1973年10月	モノクロ	40,000	アナログ
1976年9月	カラー	15,000	アナログ
1985年5月	モノクロ	40,000	アナログ
1990年7月	1990年7月豪雨		
2001年6月	2001年6月豪雨		
2012年7月	平成29年7月九州北部豪雨（※）		
2016年4月	平成28年（2016年）熊本地震（※）		
2016年4月	カラー	10,000	デジタル
2016年4月	カラー	10,000	デジタル
2016年5月	カラー	10,000	デジタル
2017年5月	カラー	10,000	デジタル
2017年7月	2017年7月九州北部豪雨		

※気象庁名称

この例のように、国土地理院が撮影する空中写真アーカイブの空白期間に、複数の自然災害が発生することは稀ではない。したがって、これらの空中写真から定量化できる変化は、アーカイブされた期間内の長期的な変化の累積か、あるいは、痕跡が長期的に残った変化だけが対象となる。特に、地表面で発生する自然災害に関しては、その記録を空中写真に頼る面が多い。このため、定量化できる現象の規模や精度には、空中写真の撮影頻度による限界がついて回ることになる。また、空中写真に加えて、人工衛星の画像を利用した場合でも、

そうした限界が劇的に改善されることはない。むしろ、新たに空間分解能の低さを理由として、変動現象が特定できない問題やコスト的な制約も生じるため（表 1.1）、必ずしも解決にはならない。このように、発生頻度の高い地表環境の変動現象であっても、既存の手法のみでは、必ずしも十分に観察され、定量化が行われてきたとはいえない場合もある。

近年では、国土地理院と財団法人日本測量調査技術協会との間で締結された「災害時における緊急撮影に関する協定書（平成 17 年 3 月）」の枠組み（谷岡、2011；財団法人日本測量調査技術協会、2012）により、災害後に国土地理院の依頼があった場合は、被災状況の把握のため、空中写真の撮影が実施されることがある。最近の例では、平成 23（2011）年東北地方太平洋沖地震、平成 27（2015）年 9 月関東・東北豪雨、平成 28（2016）年熊本地震、平成 29（2017）年 7 月九州北部豪雨、平成 30（2018）年 7 月豪雨などが挙げられる。これらの撮影結果は国土地理院の Web サイトである地理院地図において、空間分解能 60 cm のオルソモザイク画像として公開されるほか、空間分解能を 16 分の 1 などに落とした垂直写真の一部が、同 Web サイトにて公開されることもある。これらの取り組みは、空中写真のデジタル化やインターネット環境の成熟に伴い実現された面があるが、撮影タイミングや撮影範囲、空間分解能といった、観測の主要な要素について、ユーザーが関与する余地がない点では、観測手法の特性（表 1.1）としては、既存の空中写真と同様といえる。

### 1.1.3 任意のタイミングで実施できる高分解能な写真測量手法

前項で示した空中写真を用いた定量化の例のように、よく知られた地表環境変動現象であっても、それらが必ずしも十分に観測され、定量化されてきたとは限らない。また、地表環境変動現象の前後において、適時の観測アーカイブが存在するとは限らない。このような制約を克服するため、内山・齋藤（2016）は、先の仙酔峡の崩壊地を対象として、2014 年から 2016 年にかけて、無人航空機（UAV: Unmanned aerial vehicle）による垂直写真の撮影を行った。これらの写真を SfM 多視点ステレオ写真測量（SfM: Structure from Motion）により解析して、数値表面モデル（DSM: Digital surface model）を作成し、崩壊深の違いから熊本地震の崩壊とそれ以外とを区別できることを指摘した。ここから、UAV-SfM は、小さな現象を特定し、複数のイベントを分離できる手法ということができる。

本研究では、この UAV と SfM を使用した観測手法（以降、UAV-SfM、2.3 に詳述）を活用し、地表環境変動の観測を行う。これにより、人工衛星および航空機と比較して 1 オーダー小さい対象範囲について、1 オーダー高い空間分解能と精度を得つつ、観測頻度の高い手法を得ることができる。すなわち、人工衛星および航空機と、現地踏査との間にある、観測手法の特性のギャップを補間することが期待される（表 1.3）。

表 1.3 既存の観測手法からみた UAV 観測の位置づけとそれぞれの特性

	対象範囲	空間分解能	精度	頻度	コスト
人工衛星	10 <sup>3~5</sup> km <sup>2</sup>	メートル	メートル <sup>※1</sup>	半月	大 <sup>※3</sup>
航空機 <sup>※2</sup>	10 <sup>1~3</sup> km <sup>2</sup>	サブメートル	サブメートル	10年	小 <sup>※3</sup>
UAV	10 <sup>-1~1</sup> km <sup>2</sup>	センチメートル	センチメートル	自由	小 <sup>※6</sup>
現地踏査	移動可能範囲	(地点数による)	サブセンチメートル <sup>※4</sup>	自由	小 <sup>※5</sup>

※1 水平位置精度

※2 定期的に撮影されている国土地理院の空中写真をモデルとした

※3 観測データの購入費用

※4 光波測距儀による測量の例

※5 光波測距儀をモデルとし、機材の導入および旅費等は含めない

※6 UAV-SfM の運用コストとし、機材の導入および旅費等は含めない

## 1.2 研究の目的と対象

### 1.2.1 多時期の高分解能な写真測量手法による地表環境変動の定量化

地表環境変動のメカニズム解明のためのアプローチは、地表の変動、すなわち地表面の形状変化の定量化を手がかりとした分析が基本である。しかし、地表面の形状変化を直接観測できない場合には、地表面に変化をおよぼす他の要素の分析結果を基にして、地表面の変化を予測するアプローチが取られてきた。例えば地表面を覆った雪面で生じる雪崩の場合、雪面の形状を観測する実用的な手法がなかったが故に、雪崩全体の形状を観測することは難しかった。そのため、雪崩の痕跡が明確ではない場合、雪崩の近傍で積雪断面の観察を行い、すべり面となった弱層の位置の確認や強度の測定を行う。そして、そこで得られた物性情報を基にしたシミュレーションにより、雪崩の範囲や到達範囲の検討が行われる（伊藤ほか、2018）。雪崩に限らず、全体の形状変化を捉えることができない現象の場合、地表変化の一部分の計測や、地表環境を構成する地質や植生などの要素を現地で直接調査して、それらの情報を統合して形状変化の全体像を復元する手法は、以前から行われてきたものである。

そのような中、前項の UAV-SfM の事例のように、現地踏査と同じように自らが観測者となり、任意のタイミングで UAV を飛行させ、航空機よりも低い高度から高分解能な写真を撮影し、SfM 多視点ステレオ写真測量によって地表の三次元モデルを得ることができるようになった。UAV-SfM により、発生頻度の低い現象や、変動後の形状を長く維持しない現象など、変動直後に観測機会を得ることが難しい現象を対象とする道が開けた。そこで本研究では、UAV-SfM による観測を用いて地表環境の形状変化を捉え、その定量化を行うことを目的とする。また、必要に応じて、既存の観測手法の活用による長期的変化の把握も合わせて活用する。UAV-SfM の適用により、地表環境変動のメカニズム解明に道筋を付け、既存の知見の改良に貢献することが期待される。

### 1.2.2 変化の時間スケールが異なる3つの地表環境変動

本研究では、前項の目的を達するため、変化の時間スケールが異なる地表環境変動を対象として、UAV-SfMによる観測を実施する。対象は、土石流、雪崩、マングローブ林の大規模な倒木現象の3つであり、いずれも既存の観測手法で扱うことが難しかった現象である。変化の時間スケールで見ると、土石流は十年から百年オーダー、雪崩は数年オーダー、倒木は台風の関与が疑われることから、台風シーズン毎に発現しうる現象である。いずれも、短期的には同じ場所で繰り返される可能性は低いため、観測機会は、発生直後に限られる。さらに、土石流は災害応急復旧により、雪は気象により、刻々とその形状が変化するため、発生後、速やかな観測の実施が求められる。こうした理由により、発生から間もない状態を観測し、変化を定量化した例は多くはない。マングローブ林の大規模な倒木は、その発生原因や発生時期、変化の傾向など未解明な点が多い。そこで、台風前後の観測により発生原因を、過去のアーカイブの分析により発生時期と変化傾向を、それぞれ特定する必要がある。次表に、地表環境変動の時間スケールの順に、対象とする範囲、調査方法と目的の概要を整理した（表 1.4）。

表 1.4 対象とする3つの地表環境変動とその調査方法および目的

地表環境変動の種類	対象範囲	主な調査方法	主な目的
土石流	100 ha	・ 地表面高さ変化の推定 ・ オルソ画像判読	・ 土砂堆積量の計測 ・ 被害状況の実態把握
雪崩	24 ha	・ 積雪深の推定 ・ オルソ画像・写真判読	・ 雪崩範囲の特定
大規模倒木	400 ha	・ 長期アーカイブの分析 ・ 倒木範囲の変化計測	・ 倒木発生時期の特定 ・ 倒木発生原因の特定

### 1.3 本論文の構成

本論文は、本章を含めて全7章から構成される（図 1.2）。

**第1章**（本章）では、研究の背景と目的、および研究対象について述べた。

**第2章**では、観測手法の詳細をまとめる。最初に、既存の研究手法の概観と課題を整理し、次に UAV-SfM の原理と実施方法についてまとめる。

第3章から第5章には、UAV-SfM 観測を用いた事例研究として、3事例を取り上げる。

**第3章**は、平成26年8月の豪雨により発生した、広島県広島市の土石流災害での観測事例である。先行研究では、2時期の航空レーザー測量により土石流の土砂堆積量が推定されているが、土石流による人的被害や建物被害の発生状況を定量的に分析した例は少ない。そこで、災害前の空中写真の SfM 解析と災害後の UAV-SfM 調査により、災害前後の2時期の DSM を作成し、その差分から土石流によりもたらされた土砂堆積量を計測する。また、高分解能オルソモザイク画像から読み取れる建物被害の分布と、人的被害の発生位置とを分析し、被害の実態把握を行うことを目的とする。

第4章は、平成29年3月27日に栃木県那須郡那須町で発生した、雪崩災害の観測事例である。雪崩の発生翌日には、積雪層中にすべり面に相当する弱層の存在が把握されたが、雪崩の範囲は明らかにされていない。そこで、UAV-SfMにより雪面のDSMを作成し、そこから既存の地形標高モデル（DTM: Digital terrain model）を減算することにより推定積雪深図を作成する。これと、UAV-SfMによる高分解能オルソモザイク画像の判読とを合わせて、雪崩の範囲を特定することを目的とする。

第5章では、沖縄県竹富町の西表島にある仲間川マングローブ林における大規模な倒木現象に関する観測事例である。先行研究では、近傍のマングローブ林で台風による枝折れ等の被害が報告されていることから、倒木の原因として台風の関与が疑われる。しかし、既存の報告とは破壊の規模、様相のスケールが大きく異なり、断定はできていない。また、津波や高潮を除けば、同様の倒木現象の例は国内外でも多くはなく、したがって現象の発生頻度やメカニズムも明らかではない。そのため、戦後70年間の空中写真等のアーカイブを用いた倒木開始時期の特定と、台風前後のUAV-SfM観測による倒木原因の特定を目的とする。

第6章は総合考察として、各観測事例の結果をより詳しく考察し、総合的な知見として整理する。

第7章は、本論文の成果を総括する。なお、参考文献は、各章ごとに記載する。

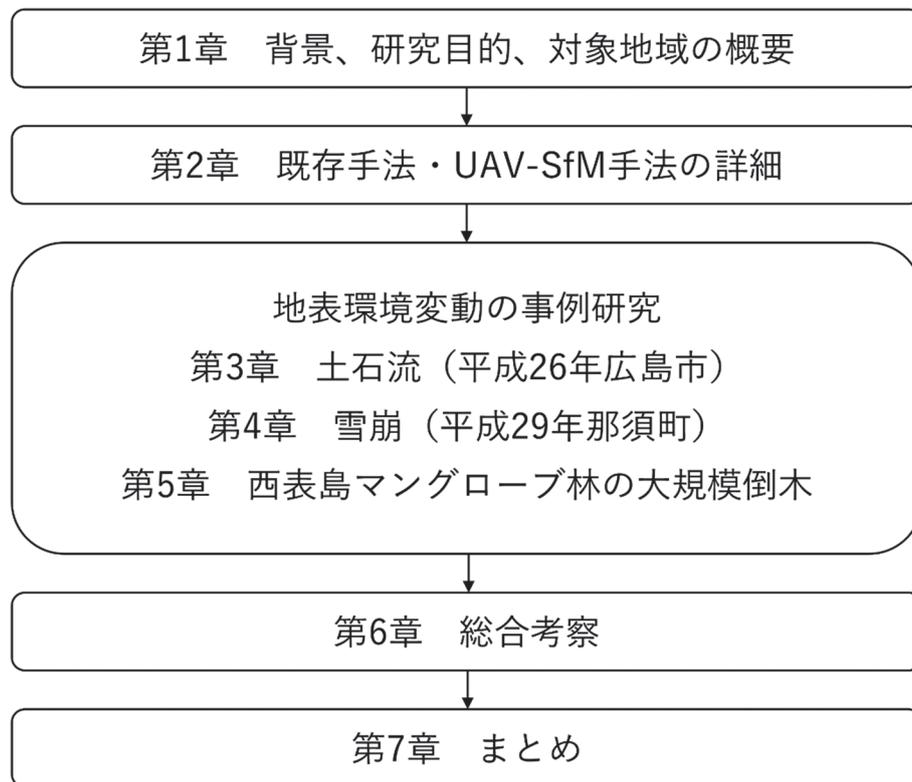


図 1.2 本論文の構成と研究の流れの関係図

## 参考文献（第1章）

1. United Nations (2015) Transforming our world: the 2030 Agenda for Sustainable Development. A/RES/70/1.  
<https://sustainabledevelopment.un.org/content/documents/21252030%20Agenda%20for%20Sustainable%20Development%20web.pdf>, 2018年12月5日閲覧.
2. Toni Schenk (1999) Digital Photogrammetry Volume I. (社団法人日本写真測量学会デジタル写真測量研究委員会編・訳 (2002) デジタル写真測量. 社団法人日本測量協会).
3. Paul M. Mather and Magaly Koch (2011) Computer Processing of Remotely-Sensed Images: An Introduction, Fourth Edition. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication.
4. 気象庁 (2018) 顕著な災害を起こした自然現象の名称について (名称を定める基準や付け方など) .  
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/meishou/meishou.html>, 2018年12月5日閲覧.
5. 大八木規夫・佐藤照子・八木鶴平 (1991) 1990 (平成2) 年7月豪雨による九州地方の洪水・土砂災害調査報告. 防災科学技術研究所主要災害調査, No. 31, pp. 1-126.
6. 宮縁育夫・大丸裕武・小松陽一 (2004) 2001年6月29日豪雨によって阿蘇火山で発生した斜面崩壊. 日本地形学連合, 地形, Vol. 25, No. 1, pp. 23-43.
7. 宮縁育夫 (2012) 阿蘇カルデラにおいて2012年7月の九州北部豪雨によって発生した斜面崩壊. 地学雑誌, Vol. 121, No. 6, pp. 1073-1080.
8. 内山庄一郎・齋藤仁 (2016) 平成28年 (2016年) 熊本地震によって発生した仙酔峡における斜面崩壊の性状. 第55回日本地すべり学会研究発表会, pp. 115-116.
9. Oliver Korup, Tolga Görüm, Yuichi S. Hayakawa (2012): Without power? Landslide inventories in the face of climate change. Earth Surface Processes and Landforms, 37, pp. 92-99.
10. 齋藤仁・内山庄一郎・小花和宏之・早川裕式 (2016) 平成24年 (2012年) 7月九州北部豪雨に伴う阿蘇火山地域での土砂生産量の推定. 地理学評論, Vol. 89, No. 6, pp. 347-359.
11. 谷岡誠一 (2011) 東北地方太平洋沖地震発生時の緊急撮影について. 写真測量とリモートセンシング, Vol. 50, No. 4, pp. 185-191.
12. 財団法人日本測量調査技術協会 (2012) 緊急撮影及び緊急航空レーザ測量に関する協定に基づく活動報告. 先端測量技術, No. 103, pp. 8-19.
13. 伊藤陽一・森口周二・小田憲一・西村浩一 (2018) 那須雪崩の流下状況推定を目的とした流動シミュレーション, 2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 平成29年度科学研究費補助金研究成果報告書, pp. 76-83.

## 第2章 既存の観測手法と課題

本章は3節で構成される。第1節では、人工衛星、航空機、現地踏査の3つの既存の観測手法について、その概要を述べる。第2節では、観測で用いられる代表的なセンサーとして、可視光センサー（写真）、ハイパースペクトルセンサー、マルチスペクトルセンサー、赤外線センサー、レーザー測量、合成開口レーダーを挙げ、その性質の概要を述べる。第3節では、本研究で用いる UAV、SfM、および測量手法として用いる GNSS（Global Navigation Satellite System: 全球測位衛星システム）について、それぞれの特徴を説明する。次に、これら3点を統合した UAV-SfM 観測について、その手法の詳細を述べる。

### 2.1 マッピングに使用される既存の観測手法

地表環境変動プロセス研究の基本的な観測手法の一つは、地表面の形態や状態の記録と変化の定量化である。手続きとしては、ある時点の地表面の形状を計測、記録し、地図として可視化することによって為される。本研究では、この手続きをマッピングと呼ぶことにする。本節では、マッピングに使用される既存の観測手法についてレビューする。

#### 2.1.1 人工衛星

$10^{3-5}$  km<sup>2</sup>の範囲を観測対象とし、空間分解能は1 m から 30 m 程度である（表 1.3）。観測可能な範囲が非常に広く、多様なセンサーを搭載した人工衛星が運用されている（図 2.1、表 2.1）。この表から、パンクロマティック（モノクローム）センサーの空間分解能がマルチスペクトル（カラー）センサーのそれよりも高い傾向が読み取れる。また、空間分解能と観測幅がおおよそ相関の関係にあることが分かる。つまり、観測幅は人工衛星の軌道高度の影響を大きく受け、地球に近い位置から撮影するほど詳細に映るが、撮影範囲は狭くなる。また、光学センサーの場合、高分解能な単バンドのパンクロマティックセンサーと、低分解能のマルチスペクトルセンサーを同時に搭載し、パンシャープンとよばれるバンド合成手法によって、高分解能なカラー画像を作成する手法がとられる。この手法のメリットは、可視光領域の全バンドについて高分解能センサーを用意しなくとも、高分解能なカラー画像が得られる点にある。これは、人工衛星に限らず航空機でも同様の手法が用いられる。また、近年の商用衛星の一部では、空間分解能が1 m よりも細かいものが出現している。このほか、特徴的な衛星として、Dove（表 2.1 のマルチスペクトル衛星の No. 9）のように、百機を超える人工衛星コンステレーションにより、数日に一度の高頻度観測が可能なシステムも存在する（ここまで、北原ほか、2008；山崎、2009；趙、2015；国土防災リモートセンシング研究会、2017；齋藤ほか、2017）。

人工衛星画像の一般的な課題として、観測場所および観測タイミングを、一般ユーザーが自由に指定することは難しいことが挙げられる。商用衛星には、要望する範囲やタイミングで観測を行うサービスも存在するが、実用的なコストとはいえない。また、多くの場合、単画像を取得するため、写真測量的な手法による三次元データの作成は難しい。また、地上基

準点が無い場合の、平均誤差半径（CEP: Circular Error Probability）が 10 m から 20 m 程度と大きく、水平方向のズレの大きさが目立つ。また、航空機などに比べると、概して空間分解能が低い。そして、一枚の画像の購入コストが大きい。このほか、光学衛星であれば雲の影響により地表が見えない場合がある。合成開口レーダー（SAR: Synthetic aperture radar）衛星では、くもりや夜間でも観測可能だが、合成開口レーダーのデータ解析環境は導入コストが大きく、計測結果の解釈の難しさにも課題がある。なお、各種センサーの詳細は、2.2 で後述する。

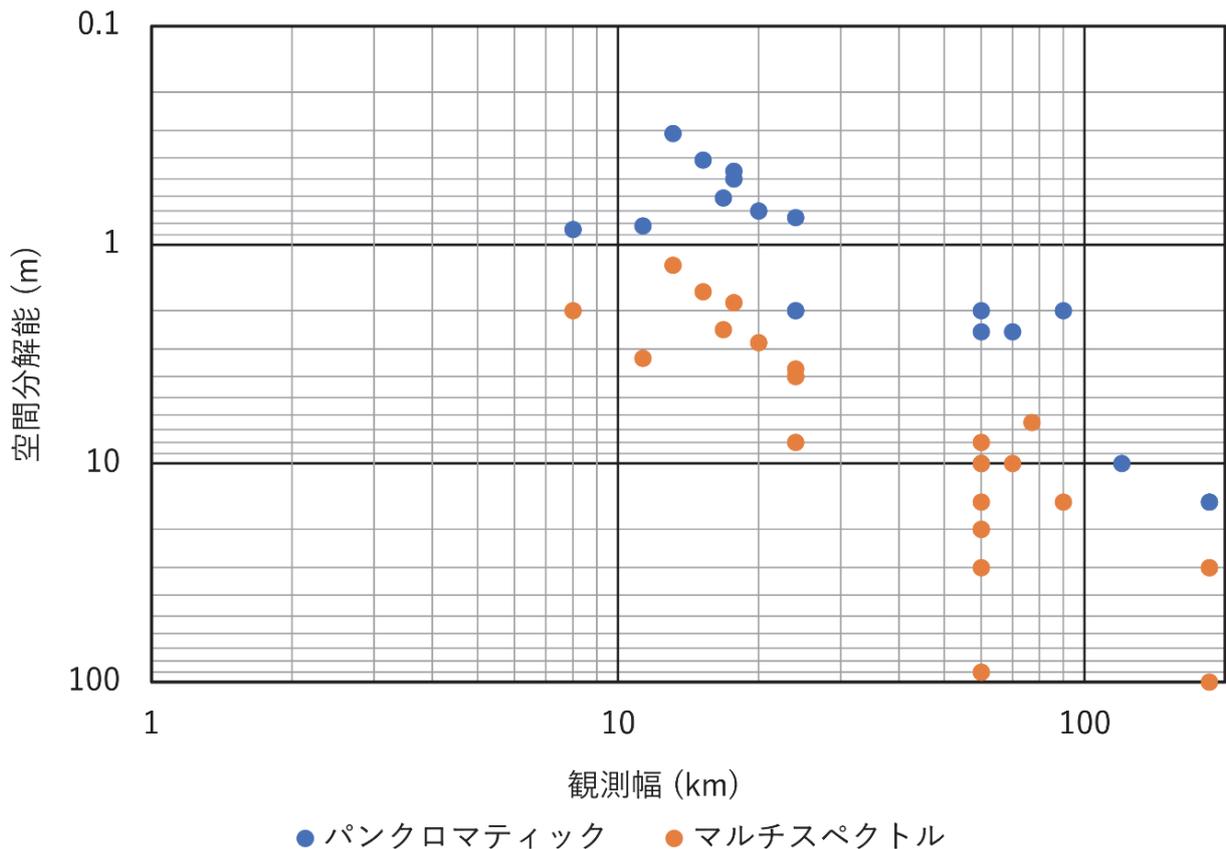


図 2.1 光学衛星に搭載されるセンサーの空間分解能と観測幅の傾向

パנקロマティックセンサー（20機）、マルチスペクトルセンサー（28機）（表 2.1）について、空間分解能と観測幅の関係性の傾向を概観する目的で作成した。観測幅が広くなるほど空間分解能が低下する傾向にある。各点には個別の衛星を示すラベルは付していない。

表 2.1 光学衛星の分解能と観測幅

2018年時点で運用中、あるいはアーカイブが入手可能な光学衛星をリストアップし、それらに搭載されるセンサーの空間分解能と観測幅を整理した。パンクロマティックセンサーの空間分解能の平均値は 3.9 m、マルチスペクトルセンサーの空間分解能の平均値は 17.7 m であった (出典：リモート・センシング技術センター、2018；宇宙技術開発株式会社、2018)。

パンクロマティック				マルチスペクトル			
No.	衛星名称	空間分解能 (m)	観測幅 (km)	No.	衛星名称	空間分解能 (m)	観測幅 (km)
1	WorldView-3	0.31	13.1	1	WorldView-3	1.24	13.1
2	GeoEye-1	0.41	15.2	2	GeoEye-1	1.64	15.2
3	WorldView-2	0.46	17.7	3	WorldView-2	1.84	17.7
4	WorldView-1	0.5	17.7	4	Skysat-1	2	8
5	QuickBird	0.61	16.8	5	QuickBird	2.44	16.8
6	Pleiades	0.7	20	7	Pleiades	2.8	20
7	Deimos-2	0.75	24	8	IKONOS	3.3	11.3
8	IKONOS	0.82	11.3	9	Dove	3.7	24
9	Skysat-1	0.85	8	10	FORMOSAT-5	4	24
10	FORMOSAT-2	2	24	11	Deimos-2	4	24
11	FORMOSAT-5	2	24	12	RapidEye	6.5	77
12	SPOT-6, 7	2	60	13	FORMOSAT-2	8	24
13	THEOS	2	90	14	SPOT-6, 7	8	60
14	ALOS	2.5	70	15	ALOS	10	70
15	SPOT-5 (HRG)	2.5	60	16	SPOT-5 (HRG)	10	60
16	SPOT-1,2,3	10	60	18	THEOS	15	90
17	SPOT-4	10	60	19	Terra (ASTER) (VNIR)	15	60
18	SPOT-5 (HRS)	10	120	20	SPOT-1,2,3	20	60
19	Landsat-8,9 (OLI)	15	185	21	SPOT-4	20	60
20	Landsat-7	15	185	22	Deimos-1	22	625
				23	Terra (ASTER) (SWIR)	30	60
				24	Landsat-8,9 (OLI)	30	185
				25	Landsat-7	30	185
				26	Terra (ASTER) (TIR)	90	60
				27	Landsat-8,10 (TIRS)	100	185

### 2.1.2 航空機

$10^{1-3} \text{ km}^2$  の範囲を観測対象とし、サブメートル級の分解能を持つ (表 1.3)。また、多様なセンサーが実用化されており、可視光カメラ、マルチスペクトルカメラ、近赤外線、レーザー計測、合成開口レーダー等による観測が可能である。

一般的な課題として、航空機による観測を行う場合、専門機関のサービスに頼らざるをえないことが挙げられる。このため、独自に観測を発注すると、情報取得コストは非常に大きくなる。したがって、一般のユーザーが、どこでも、自由に、必要な時に情報を取得することは難しい。これは、人工衛星と同様の課題である。さらに、気象条件により運航ができない場合がある。あるいは、航空機の運航が可能であっても、センサーによっては雲の影響を受け、観測ができない場合もある。このような性質のため、航空機による観測データの利用ケースとしては、国が定期的に撮影した空中写真のアーカイブを購入するか、国土交通省などが計測し公開しているレーザー測量データを申請して入手するケースが多い。

### 2.1.3 現地踏査

地表変動現象が生じた現地に赴いて直接、観察や掘削、計測などの作業を行い、地点（ピンポイント）の情報を取得する（表 1.3）。現地調査によるピンポイントな観測は、光波測距儀や地質ボーリング、断面観察など、作業の内容に関わらず概して高精度な情報を取得できる。また、地質図（斎藤、2014）に代表されるように、広範囲で多地点の情報を取得し、面の解釈へと拡大することにより、広域をマッピングする場合もある。

一般的な課題として、直接的に情報を取得する場合、作業にかけられる時間の制約上、広範囲における多地点での作業が難しいことが挙げられる。さらに、少数の地点での観察結果を、調査対象地の全体に適用することには、データの代表性や解釈において、原理的な難しさがある。また、様々な理由により立ち入りができない場合は、重要と予想される場所であっても調査を行うことができず、観測データも得られない。このほか、人間の視点の低さや、アクセスできる範囲の制約により、重要な場所に気がつかない、または見落とすおそれがある。

## 2.2 マッピングに使用される代表的なセンサー

### 2.2.1 可視光センサー（写真）

可視光は人間の目に見える波長であり、短波長側は 360 nm～400 nm、長波長側は 760 nm～830 nm（日本工業規格、2011）の範囲を捉えるセンサーにより、環境光の反射強度として計測される。センサーの前面には環境光を集光するレンズが置かれ、このシステムはカメラと呼ばれる。カメラによって計測されたデータは、写真と呼ばれる。近年では、センサーに相当するアナログフィルムから、デジタル化された撮像素子への転換が進みつつある。センサーの動作原理として、太陽光を光源とした環境光の反射強度を捉える受動的な仕組みのため、夕方や夜間などの暗い環境では、原理的にデータの取得、つまり撮影が困難になる。また、センサー位置から見えない領域（不可視領域）の情報を得ることはできない。

カメラを搭載した航空機などにより、高い視点から撮影した写真は、特に空中写真と呼ばれ、広域を俯瞰的に把握することができる。撮影プラットフォームの性質上、その歴史は航空機や宇宙開発の歴史ともリンクしている。このため、民生利用に限らず軍事利用を含めて発展してきた。芸術作品を除き、空中写真の利用目的は、大きく分けて広域の俯瞰と測量の2つに整理できる。広域の俯瞰は、地表にある地物の分布や状態を調査、記録することにより行われる。この目的では、斜め写真、単写真、またはステレオペア写真が撮影される。測量では、地形図の作成や地物の計測等を目的として垂直写真が撮影される。空中写真を用いた測量は写真測量と呼ばれ、特に地形図作成の場合は、上空から地面と正対する垂直写真、かつ撮影領域を意図的に重複させた写真群として撮影される。なお、国内における本格的な写真測量の普及は、民間において高額な図化機が広く導入され始めた 1960 年前後とされる（松野、1968）。これらは、空中写真撮影時の直接的な利用目的であるが、どのような目的で撮影された空中写真であっても、これをアーカイブすることにより、過去のある時期の記録としての価値が生じる。

広域の俯瞰のうち、地表に存在する地物、植生、地形、土地利用等について、主題図を作成する意図を持って注意深く読み取る作業を、特に判読と呼ぶことがある。地表環境変動の研究では、空中写真の判読は、調査対象地域の広域的、予察的な把握や、アクセス困難地の観察、過去の空中写真との比較による地表の状態の変化把握など、様々な目的で実施される。予察調査としての空中写真の利用例として、地すべり地形分布図全 60 集（防災科学技術研究所、1982～2015）の作成が挙げられる。地すべり地形分布図は日本全国を対象とし、撮影縮尺 4 万分の 1 のモノクローム空中写真を、倍率 4 倍の簡易実態鏡を用いて判読し、幅 150 m 以上の比較的大規模な地すべり地形を抽出しマッピングしたものである。地すべりによる地形変化は、その規模が大きく、痕跡が長期にわたり残されることから、土地改変が今よりも少なく、地形の原型を確認しやすい 1970 年代の空中写真を利用して作成された。この結果、日本全国に約 40 万箇所 of 地すべり地形が判読され、GIS データとして整備された（Uchiyama et al., 2013）。これにより、各地の地すべり地形の分布状況を、広域的に把握することができるようになった。

## 2.2.2 ハイパースペクトル・マルチスペクトル・赤外線

可視光センサーでは、可視光の波長範囲である 400 nm～760 nm を赤（Red）、緑（Green）、青（Blue）の 3 つの波長帯（バンド）に分割し、それぞれのバンドの反射強度を取得することにより、人間の目で見たと同じような写真を得た（2.2.1）。同様の手法で、計測するバンドの幅を RGB とは異なる範囲に分割して取得することも可能である。マルチスペクトルは数バンド、ハイパースペクトルは 100 を超えるバンドに細分割して観測するセンサーであり、これらの主な違いは、観測できるバンド数である。これらのセンサーは、可視光の波長帯よりも短波長側（紫外線）から長波長側（赤外線）も含めて観測対象とすることができる。

### (1) マルチスペクトルセンサー

センシングしようとする波長帯の選択は、バンドパスフィルターを用いる方法と、分光器を用いる方法とがある。バンドパスフィルターでは、例えば、550 nm を中心に半値幅 5 nm を対象としたバンドを観測しようとする場合、547.5 nm～552.5 nm 以外の波長をカットするフィルターをレンズに装着することによって、必要な波長のみを取得する。この方法は、フィルターの変更により任意のバンドを観測できることがメリットであるが、観測しようとするバンド数を増やそうとすると、その数の分だけセンサーとレンズが必要となり、必然的に機材が大型化する。したがって、バンドパスフィルターによる波長帯の選択は、主としてマルチスペクトルカメラに適用される。マルチスペクトルカメラは、植物活性度

（NDVI: Normalized Difference Vegetation Index）のように、調査に必要な波長帯が既知の場合、効率よく情報を取得できる。NDVI は植生域の抽出に限らず、水稻タンパク含量による食味評価、小麦や茶の成熟評価など、農業分野で広く活用される（齋藤ほか、2017）。また、NDVI の変化を用いた斜面崩壊の検出に関する研究例もみられる（三浦・翠川、

2007)。このため、NDVI は人工衛星リモートセンシングに限らず、より空間分解能が高い航空機や UAV プラットフォームによる観測でも利用される指標である。

## (2) ハイパースペクトルセンサー

分光器による分光の概念は、三角形のプリズムを通過した光が波長ごとに分解され、虹色に拡散された光を個々に計測するイメージである。分光された光は拡散するため、スリットを通して必要な波長だけがセンサーに届くようにする。このため、プリズムを回転、またはセンサーを動かす機械的な仕組みが必要となり、これはすなわち、全波長の情報取得には、機械的な動作が完了するまでの時間が必要になることを意味する。過去には実際にプリズムを使用した機材もあるが、機器が大型になるため、小型の機器では回折格子を用いた分光器が利用される。これまで、ハイパースペクトルセンサーは大型で高価であったため、利用の中心は人工衛星リモートセンシングであった。近年は、回折格子分光器による機器の小型化により、実験室環境での応用、例えば、工場での異物混入の検知や、がん細胞の検出（竹内、2012）といった分野で利用、研究が行われている。

## (3) 赤外線センサー

赤外線波長の範囲は、それを扱う分野によって波長の範囲の定義が異なるが、およそ 760 nm (0.76  $\mu\text{m}$ ) ~ 1,000,000 nm (1,000  $\mu\text{m}$ ) であり、100  $\mu\text{m}$  よりも長波長側は、電波の範囲と重複している（日本リモートセンシング研究会、2004）。地表環境変動の研究に用いられる波長は、近赤外（短波長赤外）から熱赤外（長波長赤外）（760 nm ~ 15,000 nm）であり、近赤外領域では NDVI 測定に使用するバンドの一つとして、熱赤外領域では、サーモグラフィとして温度の測定などに活用される。可視光から近赤外までは同じセンサーで検出が可能であり、物体からの環境光の反射強度を計測する原理上、観測には太陽などの光源が必要となる。近赤外より波長が長い熱赤外領域では、観測対象の物体それ自身が放射するエネルギーの強度を計測するため、可視光領域とは動作原理の異なるセンサーが必要となる。しかし、物体が放射するエネルギーを計測する原理上、環境光は不要であり、夜間でも観測ができる。

### 2.2.3 レーザー計測

測量機材（レーザー光源）から対象物に近赤外（1,064 nm）や緑色（515 nm ~ 532 nm）のレーザーを照射し、その反射光を捉えることによって対象物までの距離を計測する。測量機材を回転させたり、移動したりすることによりレーザーの照準を走査すると、広範囲を面的に計測できる。航空機に搭載した場合、サブメートル級の分解能を備えたデジタル標高モデルが得られる（Oguchi et al., 2011）。レーザー測量は、自らレーザー光を照射する能動的な仕組みのため、その光が届く場所であれば、例えば樹冠の下にある地形面の高さを計測できる場合がある。また、緑色レーザーを利用すると、浅い水深であれば水中の地形を計測できる（山本、2017；中村ほか、2017）。ただし、航空機搭載型はその運用コストが、地上設

置型 (TLS: Terrestrial laser scanner) は機材の導入コストがそれぞれ大きい。

## 2.2.4 合成開口レーダー

夜間や悪天候時にも観測可能な手法として、合成開口レーダー (SAR: Synthetic aperture radar) が挙げられる。合成開口レーダーは、人工衛星や航空機などの観測プラットフォームから、地上に向けてマイクロ波 (Lバンド (1 GHz 帯)、Cバンド (6 GHz 帯)、Xバンド (9 GHz 帯)) を照射し続け、その反射波の後方散乱強度と位相を捉えながら観測プラットフォームが移動することにより、広範囲を観測する。観測プラットフォームに人工衛星を用いた場合、観測範囲は衛星の軌道に、観測機会は衛星回帰のタイミングにそれぞれ制約される。SAR の観測では、プラットフォームから斜め下方に電波を照射するため、観測画像の一部に、次の 3 種類の特徴的な見え方が生じる。第一に、高さのある物体が電波照射方向に近い場所に見えるフォアショートニング、第二に、高層ビルなどの突出して高い物体が電波照射方向に倒れ込み、その下にある物体の情報を覆い隠すレイオーバー、第三に、高さのある物体の裏側に電波が届かないことにより生じるレーダーシャドウである。また、斜め観測であることを理由として、観測画像全体が斜め写真や鳥瞰図のような画像となる。さらに、画素の持つ情報は後方散乱強度 (電波反射強度) であり、反射した物体の性質によっても反射強度が変化するなど、光学画像とは見え方が大きく異なり、解釈が難しい (水野ほか、2013; 水野ほか、2014; 神山ほか、2018)。

## 2.3 研究手法

小型の UAV の普及と、SfM 多視点ステレオ写真測量の商用ソフトウェア製品の登場、そして、搬送波測位が可能な低価格 GNSS 機材の一般化により、必要な時に、高い分解能で、精度よく地表面を計測する道が開けた。本研究では、人工衛星画像や空中写真といった既存手法も活用しつつ、さらに UAV、SfM、GNSS を組み合わせた観測手法を用いる。ここでは、UAV、SfM、GNSS のそれぞれの概要と、UAV-SfM 調査の基本的流れを説明する。特にことわりが無い場合、各事例研究における UAV-SfM 調査は、ここで示した手順に準じた方法で行っている。

### 2.3.1 UAV (無人航空機)

地表環境変動の観測における UAV の最大のメリットは、運用コストが小さく、観測タイミングが自由であることが挙げられる。さらに、UAV は、航空機よりも低い高度を飛行し、現地踏査より高い視点を持つ観測プラットフォームである。これにより、局所的ながら高い分解能で観察対象を面的に熟視する視点が得られる。UAS (Unmanned aerial system)、RPAS (Remotely piloted aerial systems)、ドローン、小型無人機、ラジコンなど様々な呼称があるが、分野によって微妙に定義が異なる。それを踏まえても、無人飛行による観測プラットフォームという意味では、それぞれの呼称の意味するところは同一と考えてよい。

一般に普及している UAV は、重量が数キログラム程度の小型サイズであり、また充電可能な二次電池と電動モーターで飛行する。このため、毎回の飛行にかかるコストがゼロに近い。近年は、飛行制御に GNSS による位置計測が統合されたことにより、自動帰還や自律飛行が可能となった。これにより、手動操縦では難しい正確なコース飛行が可能となり、研究や産業用途での応用範囲が広がった。航空機としての種類には、固定翼と回転翼の両タイプが存在する（図 2.2）。固定翼は飛行時間が長い（図 2.3）、ある程度の広さを持った離着陸場所が必要とされる。回転翼は相対的に飛行時間が短い（図 2.3）、垂直離着陸が可能であり、操縦装置から手を離すと空中に静止（ホバリング）できるため、初心者でも扱いやすい（内山、2016a, b）。デメリットとしては、どちらのタイプも「非力」であり、すなわち運航限界（飛行性能）が低いため、強風や降雨などの気象条件に飛行の機会を制約される。また、災害時などは有人航空機と飛行空域が重なる場合があり、さらに、飛行体である以上、墜落のリスクも無視できない。このため、関連法規の遵守と、有人航空機および地上の第三者に対する安全確保も重要である（内山、2018）。



図 2.2 回転翼 UAV および固定翼 UAV の例

回転翼型（左）は垂直離着陸、および空中での静止（ホバリング）が可能のため、山間地や狭隘地でも運用しやすい。固定翼型（右）は離着陸に広さのある土地が必要とされる。近年は、いずれのタイプでも飛行制御に GNSS による位置計測が利用されることが多く、これにより、自動帰還や自律飛行などの高度な飛行が実現された。

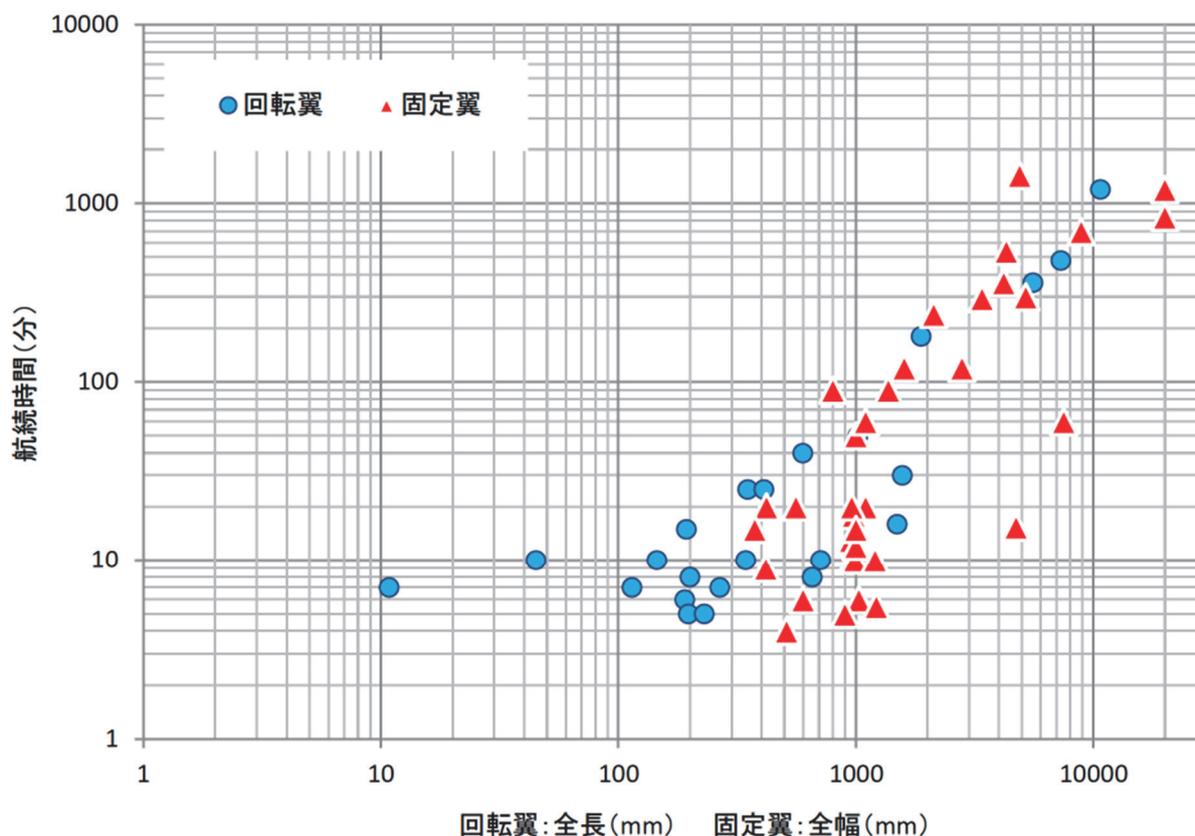


図 2.3 機体種別ごとの航続時間と機体サイズの関係

機体サイズと航続時間の関係として、回転翼は小型で短時間、固定翼は大型で長時間となる傾向がある。また、機体が大型化すると、航続時間も長くなる傾向がある（内山（2016a）から引用）。

### 2.3.2 SfM 多視点ステレオ写真測量

SfM と MVS (Multi-view Stereo) は、写真測量を源流としてコンピュータビジョンの分野において開発され、動画や複数の静止画から、レンズの歪み（内部標定要素）および撮影位置（外部標定要素）を推定し、三次元形状を復元する技術である（Snavely et al., 2007 ; Furukawa and Ponce, 2010 ; 満上, 2011）。SfM や MVS のコンピュータビジョンにおける応用分野は、ロボット工学に限らず映画製作や顔認識などの産業分野での活用もあって多岐にわたるが、ここでは、地表環境を撮影対象とすることにより、地表面の三次元モデルを得る目的で利用する。SfM 多視点ステレオ写真測量（以下、SfM と呼称する。）は、地球科学の分野でも普及しつつある（例えば、Westoby et al., 2012 ; Fonstad et al., 2013 ; 内山ほか, 2014a, b ; 小花和ほか, 2014a, b ; Micheletti et al., 2015a, b ; Izumida et al., 2017 ; Saito et al., 2018 など）。コンピュータビジョン分野では映像（動画）を利用したりリアルタイム処理が行われるが、地球科学分野で、特に計測を目的とする場合は、動画より画素数の多い静止画を撮影し、後処理によって精密な計測を行うことが多い。計測を目的とした動画の SfM 解析（Uchiyama et al., 2016）や、災害後の迅速な計測を企図した防災ヘリ動画の SfM 解析（坂上ほか, 2018）など、動画による計測の取り組みも見られるが、まだ十分な

計測精度が得られたとはいえない。そこで、以降の SfM 解析では、静止画を利用することを前提として説明を行う。

SfM 解析では、三次元座標で表現される撮影位置と、ピッチ、ロール、ヨーの三軸の回転として表現される撮影の姿勢（カメラの向き）が自動で推定される。このため、非測量用の一般的なデジタルカメラ（ノンメトリックカメラ）で撮影された写真を解析ソースとして用いることも可能である。つまり、測量用カメラ（メトリックカメラ）に求められる、高精度な撮影位置および撮影姿勢情報の取得が不要であるため、機材の自由度が高く、安価な機材を利用できる。一方で、SfM のデメリットは、これらのメリットの裏返しでもある。ノンメトリックカメラとは、内部標定要素（レンズ歪みパラメータ）が未知なカメラを意味する。さらに、外部標定要素（撮影位置と姿勢）も同様に未知、あるいは低精度であることが多い。この場合、内部および外部標定要素ともに、SfM によりパラメータが自動で推定されるが、撮影条件や、後述する地上基準点の配置やその計測精度によっては、十分な精度で内部・外部標定要素を推定できないことがある。この場合、計測に耐える十分な精度を持った三次元モデルが得られない。したがって、SfM を計測に用いる場合、内部および外部標定要素の推定精度を向上させる工夫が必要になる（2.3.4 で後述）。UAV-SfM による観測の手順と、観測の成果品である DSM とオルソモザイク画像を得るまでの流れは、次項の GNSS の説明の後に述べる。

### 2.3.3 GNSS（全球測位衛星システム）

GNSS は、アメリカの GPS、日本の QZSS、ロシアの GLONASS、ヨーロッパの Galileo、中国の BeiDou、インドの NAVIC といった、各国の測位衛星システムの総称である。GNSS による測位では、同じ測位衛星システムの 4 つ以上の測位衛星が発する電波を同時に受信することにより、電波を受信した地点の地理座標と楕円体高を求める。測位の方法は、コード測位と搬送波測位に大別され、コード測位の計測誤差は約 5 m、搬送波測位の計測誤差は、最良の場合で 1 cm に達する。コード測位は受信機単体で計測が可能だが、搬送波測位は基準局（Base）と移動局（Rover）から成るシステムが必要となる。搬送波測位には計測結果として得られる精度が二種類あり、フロート解はサブメートル精度、フィックス解はセンチメートル級の精度をそれぞれ意味する。近年、搬送波測位が可能な低価格の機材が市場に出現し、さらにオープンソースの搬送波測位解析ソフトウェア「RTKLIB」（高須ほか、2007；Takasu, 2009）の普及もあって、十万円を切る低価格で、センチメートル級の搬送波測位による計測ができるようになった。

GNSS は、光波測距儀のような視通の確保が不要であり、広域を機動的に計測する用途に適している。GNSS のデメリットは、計測に際して、空が開けており 4 つ以上の測位衛星の電波を継続的に、安定して受信できる条件が求められることである。樹林帯やビル群に囲まれた場所など、この条件を満たさない場合は計測を実施することができない。

### 2.3.4 UAV-SfM 観測の流れ

UAV-SfM の手順と、その成果品である DSM とオルソモザイク画像を得るまでの流れを述べる。UAV-SfM による地表環境の観測は、大別して現場作業と屋内作業の 2 つのフェイズで構成される。

現場作業：地上基準点、精度検証点の設置と GNSS 測量、UAV による写真撮影

屋内作業：SfM 解析、および精度検証

SfM 解析は屋内作業のフェイズで実施し、これは次の 6 ステップで構成される。本研究では、SfM ソフトウェアに Agisoft PhotoScan を使用した。ソフトウェアのバージョンにより SfM 解析の流れが異なる場合もあるが、大局的には同様の処理を行っている。ここから、現場作業フェイズの内容にも触れながら、以下に示す各ステップで実施する作業の概要を述べる。

1. 画像特徴点の抽出、およびタイポイントの検索
2. バンドル調整（内部および外部標定要素の推定）と低密度点群データの出力
3. 地上基準点および精度検証点の設置と座標入力、および地上基準点を使用した再バンドル調整（内部および外部評定要素の高精度化）
4. 精度検証点を用いた精度検証
5. 高密度点群および TIN (Triangulated irregular network) の作成
6. DSM およびオルソモザイク画像の出力

#### (1) 画像特徴点の抽出、およびタイポイントの検索

個々の撮影画像から、画像特徴点を自動抽出する（**図 2.4** の右）。タイポイントは、抽出された画像特徴点のうち複数の画像の同じ対象物に写る点であり、ステレオペアの写真から、その地点を三次元的に計測できる点である。画像特徴点は、概念的には「対象物をどの角度から撮影しても抽出できる点」であり、「個々の画像特徴点はユニークに識別される」性質を持つ。このため、複数の写真に同じ対象物が写っていれば、対象物の同じ場所に画像特徴点が得られることが期待される。SfM では画像特徴点をベースに解析を行うため、画像特徴点が抽出されることが、SfM 解析を行ううえでの必要条件となる。したがって、ホワイトボードや透明な物体など、個々の画素の輝度に変化がなく画像特徴点が得られない写真の場合、SfM による処理を行うことはできない。さらにいえば、できるだけ多く、かつ、対象物の同じ場所に正確に画像特徴点を抽出できることが、精度の良い三次元モデルを得るための条件となる。そのため、ブレのある画像や、フォーカスの合っていない画像、異なるズーム（焦点距離の変化）が含まれる画像群などは、SfM の原理から考えても計測精度を低下させる要因を内包しており、使用を避けるべき写真である。しかしながら、画像特徴点の抽出方法や抽出精度の議論はコンピュータビジョンの研究領域であるため、本研究で詳しくは触れない。また、画像特徴点の抽出は、SfM ソフトウェアの使いやすさや精度に関わる性能であるため、商用ソフトウェアでは、そのアルゴリズムの詳細が公開されておら

ず、不明であることが多い。これらを踏まえても、地表環境のように撮影対象が自然物であれば、概して品質の良い画像特徴点が多数得られる（図 2.4）。また、画像特徴点が少ない場合や、自動処理では不正確なタイポイントが生成される場合など、必要に応じて手動でタイポイントを設置することも可能である。

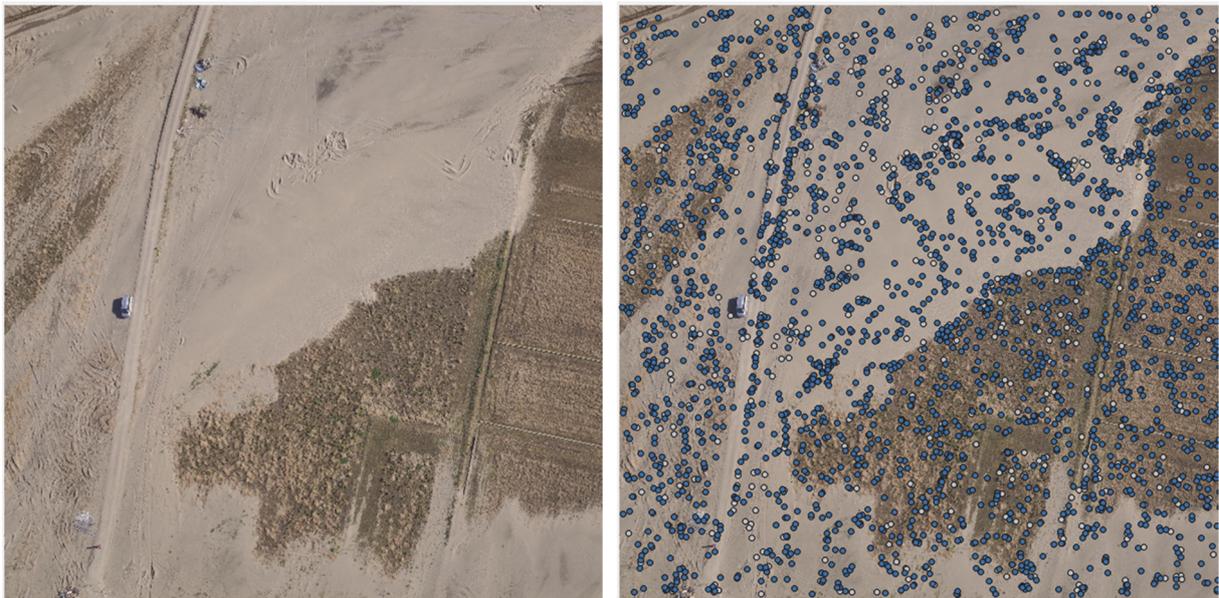


図 2.4 UAV から撮影された垂直写真、および抽出された画像特徴点

左は UAV から撮影された垂直写真の一部を切り出したもの。右は、切り出した範囲で自動的に抽出された画像特徴点（グレーの点）と、タイポイントとして使用された点（青い点）。左の写真の中央部のように、人間の目は砂が均等に広がるのっぺりとしたテクスチャーを示す部分であっても、右の写真のように、SfM による画像特徴点の抽出アルゴリズムでは、個別に識別される地点として、多数の画像特徴点とタイポイントが得られている。2015 年 9 月、鬼怒川の破堤により生じたクレバススプレーの UAV による垂直写真（筆者撮影）

## (2) バンドル調整と低密度点群の出力

バンドル調整は、非線形の最小二乗法により、内部および外部評定要素と、タイポイントの三次元座標とを最適化する工程である。内部評定要素は、セルフキャリブレーション（那須、2016）と呼ばれる処理により自動で推定される。また、内部評定要素は、Brown のレンズ歪みモデル（Brown, 1971）に端を発する、次の 6 種類のパラメータで表現されるレンズの歪み補正係数である（Agisoft, 2018）。

f: 焦点距離

cx, cy: 主点位置。レンズの光学中心位置

b1: アフィン変形係数

b2: スキュー（非直線）変形係数

k (1-4): 半径方向の歪み係数。放射状歪み。値がマイナスの場合は凹型歪みを意味する

P (1-4): 円周方向の歪み係数。接線歪み。レンズと画像平面が完璧に平行になっていな

いことで生じる

外部評定要素のパラメータには、一般的に、写真の撮影位置情報を初期値として使用する。近年の UAV は、飛行制御用にコード測位 (2.3.3) の GNSS 受信機を搭載しているため、そこで得られた低精度な地理座標が撮影位置情報として利用される。

セルフキャリブレーションにより推定された内部標定要素と、初期値として与えられた外部標定要素を利用してバンドル調整を行い、個々のタイポイントの三次元座標を求めることにより、低密度点群 (Sparse point cloud) が生成される (図 2.5)。

もし、内部標定要素のパラメータが既知であれば、このステップで内部標定要素パラメータを指定する。2.3.2 で述べたように、内部評定要素が不正確であると、三次元モデルの精度が低下する。具体的には、三次元モデルの形状に、階段状の段差やドーミング (Rosnell and Honkavaara, 2012 ; James and Robson, 2014) などと呼ばれる三次元モデル形状の歪みが生じることが知られている。このような現象も含めて、SfM で作成する三次元モデルの精度には、内部評定要素の影響が大きいことが指摘されている (内山ほか、2018 ; 内山・早川、2018 ; 神野ほか、2018)、これらの文献では、内部評定要素を高精度化する手法が検討されている。

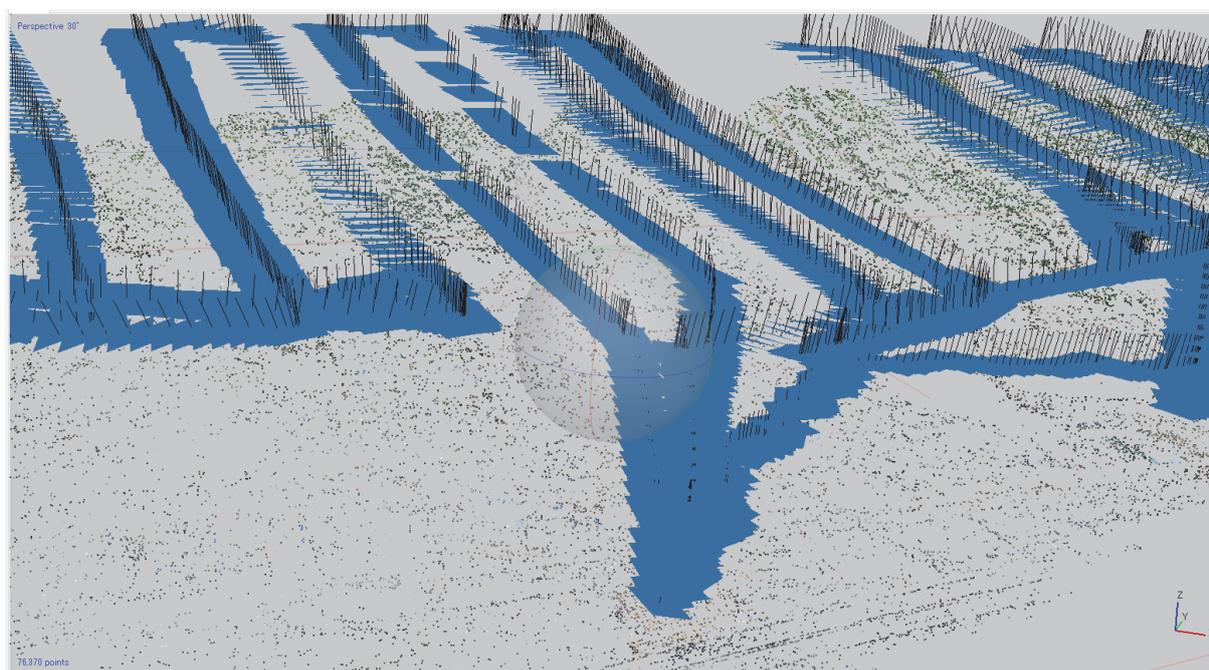


図 2.5 低密度点群と推定された外部評定要素 (撮影位置・姿勢) の例  
画面上の疎な点群が低密度点群。青い四角は撮影位置、青い四角の中心に刺さる黒い線が、撮影姿勢 (カメラの向き) を示す。

### (3) 地上基準点と精度検証点の設置と座標入力および再バンドル調整

説明の都合上、先に現場作業フェイズの内容を述べる。地上基準点と精度検証点は、「計測対象範囲に設置された高精度な座標を持つ地点」という意味では、同じものである。地上

基準点と精度検証点は、個々の地点に対し、どちらの役割を SfM ソフトウェア上で設定するかにより決まる。したがって、以下では地上基準点の配置として説明を行い、次の精度検証のステップまでは、全地点を地上基準点として扱う。

現場作業フェイズにおいて、地上基準点には、計測対象範囲内に存在する平面形状の人工物、例えば道路の白線や歩道に敷き詰められたタイルの交点など、UAV 写真上で明瞭に識別できる地物を利用する。岩塊などの自然物も利用できるが、UAV 写真で該当箇所が見つけれない場合もある。適当な物がない場合、フィールド上に対空標識と呼ばれる目印を設置する（**図 2.6**）。画質や撮影範囲、GNSS 測量精度の問題により、地上基準点として使えない場所が生じることも踏まえ、現場作業フェイズでは地点数を多めに設定する。地上基準点は、最初に計測対象範囲の隅と中央に配置し、次に各点を結んだ線の中心に配置する。追加する場合は、この方法を繰り返す。このようにして、各点が接近し過ぎたり、偏ったりしないように配置する。

次に、設置した地上基準点の上で GNSS 測量を行う（**図 2.7**）。GNSS 測量は、搬送波測位により、センチメートル級の精度で計測する。したがって、地上基準点の配置の際は、あらかじめ GNSS 測量に支障がないように、上空が開けている場所を選択する。これらの作業の後、UAV で撮影を行い、現場作業フェイズは完了する。

ここから、屋内作業フェイズの内容を述べる。SfM ソフトウェアでは、UAV 撮影画像に写っている地上基準点に対し、マーカーと呼ばれるソフトウェア上の標識を設置する作業を行い（**図 2.8** の小さな緑の旗）、各マーカーには、GNSS 測量で得た座標値を入力する。次に、地上基準点を使用して、再度バンドル調整を行う。これにより、地上基準点がバンドル調整のカーブフィッティングの固定点として使用され、内部および外部評定要素の推定精度が向上する。このほか、画像特徴点の再投影誤差 [注：推定されたカメラ位置から写真上に画像特徴点を再投影した点と、実際に写真上で抽出された画像特徴点との距離。理想はゼロになる。] に閾値を与え、一定の閾値を超えた画像特徴点を削除するなど、低密度点群の精度を高める作業を行う。



**図 2.6** フィールド上の地上基準点の例

(左) 雪上への対空標識の設置例、(右) 駐車場の白線の交点を利用している例。



図 2.7 GNSS による地上基準点測量の例  
カーボンレンジポールの頂部にある白い物体が GNSS アンテナ。  
この水平を保つため、バイポッド（二脚）で簡易的に固定する。

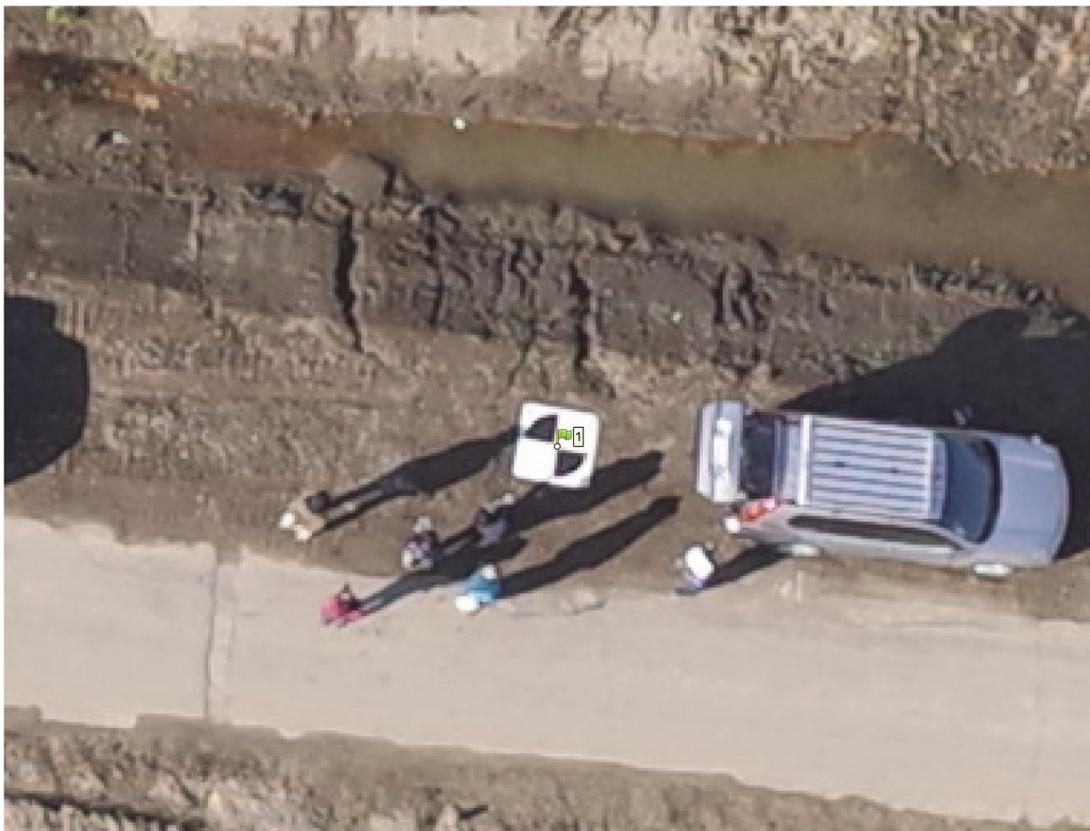


図 2.8 SfM ソフトウェアでのマーカー（地上基準点位置）の設定作業の例  
対空標識の中心点に、マーカー（「1」のラベルが付された緑の旗）を設定した状態。

#### (4) 精度検証点を用いた精度検証

SfM ソフトウェア上に設置したマーカーのうち、地上基準点として使用する地点と、精度検証点として使用する地点をユーザーが指定し、精度検証を行う (図 2.9)。ここで、それぞれの地点の役割を整理すると、地上基準点は三次元モデルのジオリファレンスに使用される地点である。ジオリファレンスにより、全ての地上基準点の誤差が最小になるように、三次元モデルの位置が最適化される。精度検証点は、三次元モデルの形状や地理的な位置に対して影響を与えない独立した地点であり、三次元モデル上に投影された精度基準点の座標と、GNSS などの現地計測によって与えられた座標との差が誤差として示される (表 2.2)。

地上基準点と精度検証点は、いずれも高精度な地理座標を持つ地点であるため、必要に応じて地点の役割を変更することができる。図 2.9 は、例として、11 地点の GNSS 計測地点のうち、5 地点を地上基準点 (赤丸)、6 地点を精度検証点 (中抜き青丸) として設定した場合の概念図である。この配置から、地上基準点と精度検証点の配置や、地上基準点と精度検証点の数の割合を変化させることにより、三次元モデルの精度が様々に変化する (図 2.10)。現時点では、三次元モデルの精度が最良になる配置や割合は、探索的に求める必要がある (4.4.1(4))。地上基準点の配置について、公開された知見としては i-Construction を念頭に置いた UAV による公共測量マニュアル (国土地理院、2017) が挙げられる。ただし、計測対象範囲の全域に人が立ち入れることが前提となっている。地表環境変動の研究では、計測範囲内に人間がアクセス困難な場所を含む場合も多く、こうした知見が必ずしも適用できるとは限らない。このため、現時点では、あらゆる状況に対応できる適切な地上基準点の配置に関する知見は確立されていない。しかしながら、内部標定要素により三次元モデルの形状が決まり ((2))、三次元モデルが地上基準点でジオリファレンスされることにより、三次元的な位置精度が決定されることから、内部標定要素と地上基準点の精度は、SfM で計測精度を高める際の重要なパラメータであることには変わりがない。

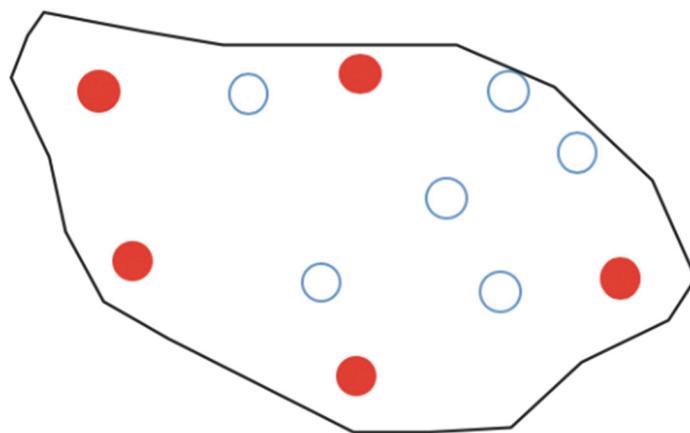


図 2.9 地上基準点と精度検証点の配置概念図

黒枠が計測範囲、赤丸が地上基準点、中抜き青丸は精度検証点として、計測対象の範囲内に配置した場合の概念図。

表 2.2 精度検証点における誤差の把握

各地点で測量された座標と、三次元モデル上に投影された座標の XYZ 各軸および三次元のズレが誤差として表示されている。この表から、6 地点の精度検証点の平均平方二乗誤差 (RMSE: Root Mean Squared Error) および、三次元モデル全体の誤差の程度や分布を把握できる。

精度検証点	誤差 (cm)			三次元
	X	Y	Z	
CP-1	0.96	-0.08	0.49	1.08
CP-2	0.57	3.65	1.35	3.94
CP-3	0.40	-0.38	0.03	0.56
CP-4	-1.01	-4.98	1.25	5.23
CP-5	-0.32	2.31	0.75	2.45
CP-6	-1.86	-1.77	-0.22	2.58
RMSE	1.00	2.79	0.84	3.08

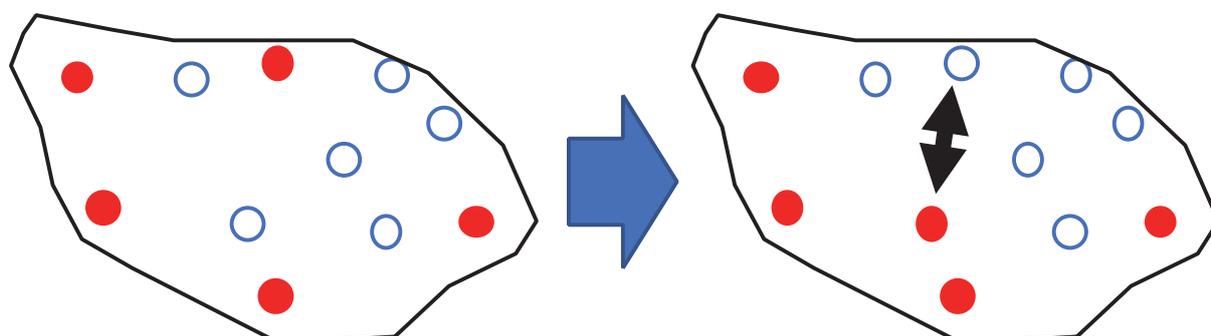


図 2.10 ある地上基準点と精度検証点を入れ替えた例の概念図

赤丸が地上基準点、中抜き青丸は精度検証点。地上基準点と精度検証点の役割を入れ替えると、三次元モデルの精度が変化する。

#### (5) 高密度点群および TIN の作成

三次元モデルの精度が、計測目的に対して十分であることを確認した後、高密度点群 (Dense point cloud) (図 2.11) と TIN (Triangulated irregular network) を作成する。高密度点群は、写真の全画素に対してその三次元位置を計算するため、写真の枚数や計算機リソースによっては極めて長い時間を要する。目的に応じて間引き計算も可能だが、間引いた分だけ、次のステップで出力する DSM の空間分解能が低下する。ただし、オルソモザイク画像の空間分解能は低下しない。図 2.12 は、図 2.11 の白枠内を拡大したものであり、高密度点群が点の集合によって構成されていることがわかる。また、樹木の根元の幹の部分など、写真には写らない場所の三次元情報が欠落している様子も見られる。

#### (6) DSM およびオルソモザイク画像の出力

最後のステップでは、SfM 解析の成果品として、地表環境変動研究での分析に使用する DSM とオルソモザイク画像を出力する (図 2.13、図 2.14)。DSM は高密度点群から作成される。DSM の空間分解能は、高密度点群の間引き量に応じて低下する。仮に撮影時の空間分解能が 5 cm とした場合、高密度点群を間引かない場合には 5 cm の空間分解能で DSM が出力される。したがって、高密度点群を 1/4 に間引いた場合の空間分解能は 10 cm、1/16 間引きの場合は 20 cm、1/64 間引きの場合は 40 cm、1/256 間引きの場合は 80 cm の空間分解能が得られる。オルソモザイク画像は、TIN から作成される。オルソモザイク画像は、撮影された写真のレンズ歪みを除去した後に、TIN の三角形に合わせて写真を切り取り、それをモザイク (結合) することによって作成されるため、撮影時と同等の空間分解能が得られる。

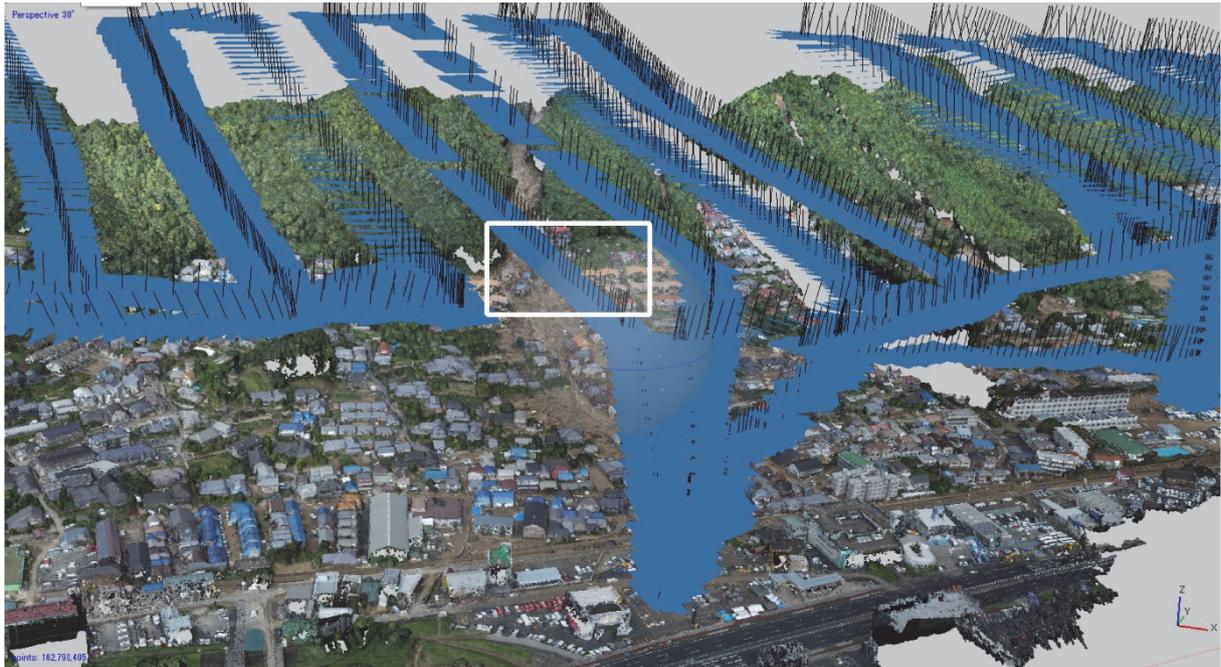


図 2.11 高密度点群の例

各写真の全画素 (1/1)、または 1/2、1/16、1/64、1/256 に間引いた画素に対する位置座標の計算による高密度な点群の作成。この例では 1/16 に間引きし、約 1.6 億点の点群が得られた。白枠は、図 2.12 の範囲を示す。

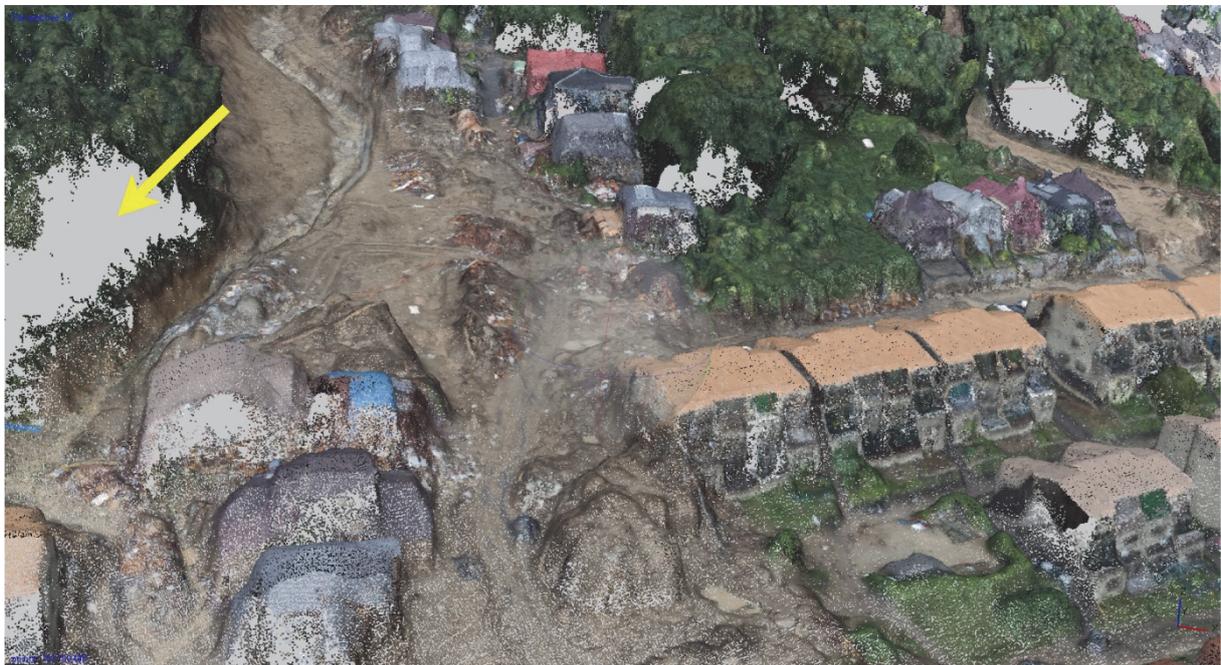


図 2.12 高密度点群の拡大図

高密度点群 (図 2.11 の白枠内) を拡大した状態。点の集合で構成されていることがわかる。黄色矢印で示した領域は、樹木の根元の樹幹部分が見られるはずだが、写真には写らない部分のため、点群が得られない。

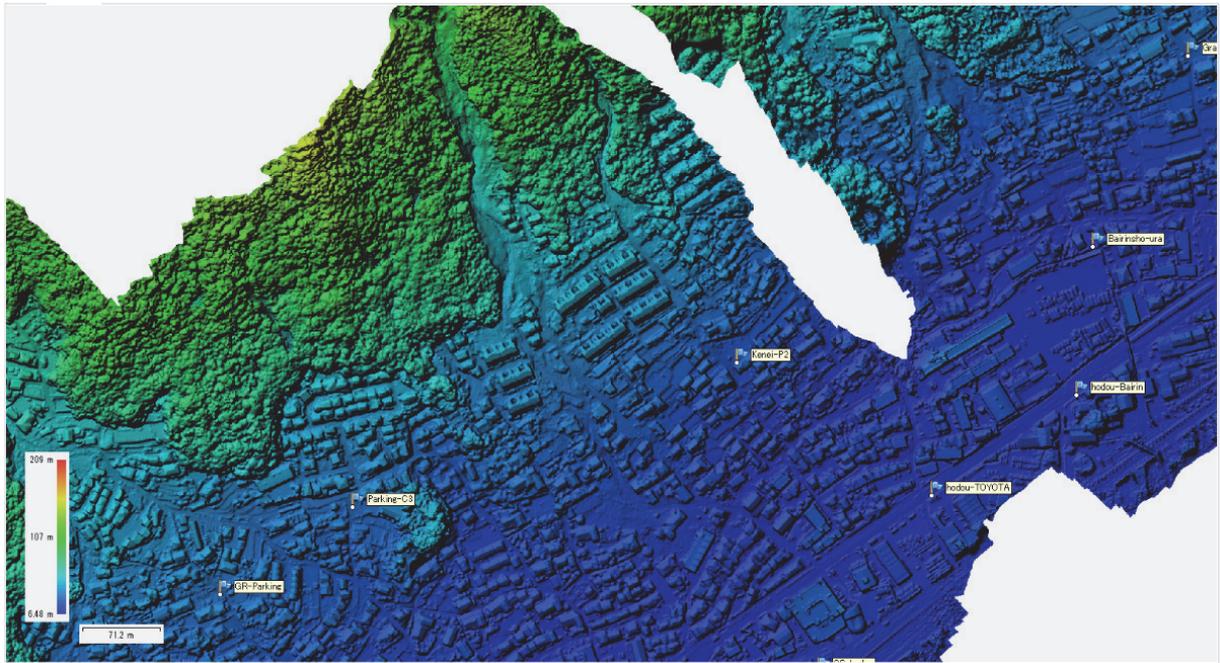


図 2.13 高密度点群から作成された DSM の例

この例は、1/16 に間引いた高密度点群から作成され、23,221 画素×21,166 画素、空間分解能は 14 cm であった。



図 2.14 TIN から作成されたオルソモザイク画像の例

この例は、60,035 画素×53,167 画素（約 32 億画素）、空間分解能は 3.5 cm であった。

## 参考文献（第2章）

1. 北原敏夫・細川直史・松岡昌志・森山隆・山崎文雄（2008）災害対応におけるリモートセンシング技術の活用. 予防時報, 232, pp.26-35.
2. 山崎文雄（2009）防災におけるリモートセンシング技術利用の最新動向. 土木学会第10回地震災害マネジメントセミナー, pp.1-12.
3. 趙孟佑（2015）超小型衛星の現状と将来. 海洋観測における航空宇宙技術を考えるサマーセミナー「海と宙の間から」. 九州大学応用力学研究所.
4. 国土防災リモートセンシング研究会（2017）衛星データ活用ガイドライン【災害時活用版】. 日本リモートセンシング学会.
5. 齋藤元也・石塚直樹・坂本利弘（2017）日本における農業リモートセンシング研究の軌跡. 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 37, No. 3, pp. 193-203.
6. リモート・センシング技術センター（2018）衛星総覧.  
<https://www.restec.or.jp/satellite>, 2018年12月5日閲覧.
7. 宇宙技術開発株式会社（2018）衛星諸元とまとめ.  
<http://www.sed.co.jp/sug/contents/satelliteinfo.html>, 2018年12月5日閲覧.
8. 齋藤眞（2014）地質図とは何か—地質図幅からシームレス地質図へ—. GSJ 地質ニュース, Vol. 3, No. 3 pp. 73-78.
9. 日本工業規格（2011）光学用語. Z8120-2001, 番号 01.01.04.
10. 松野久也（1968）写真地質の役割とその技術開発. 地質ニュース, No. 166, pp. 31-33.
11. 防災科学技術研究所（1982～2015）1:50,000地すべり地形分布図, 全60集, 防災科学技術研究所研究資料.
12. Shoichiro Uchiyama, Norio Oyagi, Shoji Doshida, Fumitake Shimizu, Ayako Sano and Michi Ogura (2013) Completing the Publication of 1:50,000 Landslide Distribution Maps in Japan. American Geophysical Union's 46th annual Fall Meeting, NH33A-1634.
13. 三浦弘之・翠川三郎（2007）高分解能衛星画像と数値標高モデルを用いた2004年新潟県中越地震での斜面崩壊地の検出. 日本地震工学会論文集, Vol. 7, No. 5, pp.1-14.
14. 竹内佑介（2012）ハイパースペクトル技術による悪性腫瘍の可視化に関する研究. 映像情報メディカル, Vol. 44, No. 9, pp. 760-765.
15. 日本リモートセンシング研究会（2004）改訂版 図解リモートセンシング. 社団法人日本測量協会.
16. T. Oguchi, Y. S. Hayakawa and T. Wasklewicz (2011) Data Sources: In Smith, M. J., Paron, P. and Griffiths, J. S., eds., Developments in Earth Surface Processes: Geomorphological Mapping – Methods and Applications. Elsevier, pp. 189-224.
17. 山本一浩（2017）グリーンレーザ(ALB)を用いた河川測定の試み. 河川技術に関するシンポジウム2017.
18. 中村圭吾・福岡浩史・小川善史・山本一浩（2017）グリーンレーザ（ALB）による河川

- 測量とその活用. RIVER FRONT, Vol. 84, pp. 16–19.
19. 水野正樹・神山嬢子・江川真史・佐藤匠・蒲原潤一・林真一郎 (2013) 単偏波の高分解能 SAR 画像による河道閉塞箇所判読調査手法 (案). 国土技術政策総合研究所資料, No. 760.
  20. 水野正樹・神山嬢子・江川真史・佐藤匠・蒲原潤一 (2014) 2 偏波 SAR 画像による大規模崩壊及び河道閉塞箇所の判読調査手法(案). 国土技術政策総合研究所資料, No. 791.
  21. 神山嬢子・野呂智之・鈴木大和・山下久美子・戸館光 (2018) 人工衛星搭載 SAR を用いた土砂災害の緊急判読調査. 国総研レポート 2018, p. 189.
  22. 内山庄一郎 (2016a) 地すべりキーワード 101 (ワン・オー・ワン) –20–無人航空機: 機体編. 日本地すべり学会誌, Vol. 53, No. 5, pp. 213–215.
  23. 内山庄一郎 (2016b) 地すべりキーワード 101 (ワン・オー・ワン) –21–無人航空機: 安全運航編. 日本地すべり学会誌, Vol. 53, No. 6, pp. 251–253.
  24. 内山庄一郎 (2018) 必携ドローン活用ガイドー安全かつ効果的な活用を目指してー. 東京法令出版.
  25. N. Snavely, S. M. Seitz and R. Szeliski (2007) Modeling the World from Internet Photo Collections: International Journal of Computer Vision, Vol. 80, pp. 189–210, doi:10.1007/s11263-007-0107-3.
  26. Y. Furukawa and J. Ponce (2010) Accurate, Dense, and Robust Multiview Stereopsis. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, Vol. 32, pp. 1362–1376, doi:10.1109/TPAMI.2009.161.
  27. 満上育久 (2011) Bundler: Structure from motion for unordered image collections. 映像情報メディア学会誌, Vol. 65, pp. 479–482, doi:10.3169/itej.65.479.
  28. M. J. Westoby, J. Brasington, N. F. Glasser, M. J. Hambrey and J. M. Reynolds (2012) “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorphology, Vol. 179, pp. 300–314, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
  29. M. A. Fonstad, J. T. Dietrich, B. C. Courville, J. L. Jensen and P. E. Carbonneau (2013) Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. Earth Surface Processes Landforms, Vol. 38, pp. 421–430, doi:10.1002/esp.3366.
  30. 内山庄一郎・井上公・鈴木比奈子 (2014a) SfM を用いた三次元モデルの生成と災害調査への活用可能性に関する研究. 防災科学技術研究所研究報告, No. 81, pp. 37–60.
  31. 内山庄一郎・中田高・井上公・熊原康博・杉田暁・井筒潤・後藤秀昭・福井弘道・鈴木比奈子・谷口薫 (2014b) 小型 UAV と SfM ソフトウェアを用いた断層変位地形把握の試みー根尾谷断層水鳥断層崖を例にー. 活断層研究, Vol. 40, pp. 35–42.
  32. 小花和宏之・早川裕弐・ゴメスクリストファー (2014a) UAV 空撮と SfM を用いたアクセス困難地の 3D モデリング. 地形, Vol. 35, pp. 283–294.
  33. 小花和宏之・早川裕弐・齋藤仁・ゴメスクリストファー (2014b) UAV-SfM 手法と地上

- レーザ測量により得られた DSM の比較. 写真測量とリモートセンシング, Vol. 53, pp. 67–74.
34. N. Micheletti, J. H. Chandler and S. N. Lane (2015a) Structure from Motion (SfM) Photogrammetry. *Geomorphological Techniques*. British Society for Geomorphology, pp. 1–12.
  35. N. Micheletti, J. H. Chandler and S. N. Lane (2015b) Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure-from-motion photogrammetry using a smartphone. *Earth Surface Processes Landforms*, Vol. 40, pp. 473–486, doi:10.1002/esp.3648.
  36. Atsuto Izumida, Shoichiro Uchiyama and Toshihiko Sugai (2017) Application of UAV-SfM photogrammetry and aerial lidar to a disastrous flood: repeated topographic measurement of a newly formed crevasse splay of the Kinu River, central Japan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 17, No. 9, pp. 1505–1519.
  37. Hitoshi Saito, Shoichiro Uchiyama, Yuichi S. Hayakawa and Hiroyuki Obanawa (2018) Landslides triggered by an earthquake and heavy rainfalls at Aso volcano, Japan, detected by UAS and SfM-MVS photogrammetry. *Progress in Earth and Planetary Science*, 5:15.
  38. Shoichiro Uchiyama, Hiroshi Inoue and Hiroshi Imai (2016) Creation of a dynamic three-dimensional model by “Structure from Motion” from multiple full HD movies of a full-scale shaking table test. *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol. 16, No. 7, pp. 77–85.
  39. 阪上雅之・内山庄一郎・野口真弓・笹川啓・澤可那子 (2018) ヘリコプター動画から作成した DSM 及びオルソ画像の精度について. 日本写真測量学会平成 30 年度秋季学術講演会, pp. 109–110.
  40. 高須知二・久保信明・安田明生 (2007) RTK-GPS 要プログラムライブラリ RTKLIB の開発・評価および応用. *GPS/GNSS シンポジウム*.
  41. Tomoji Takasu (2009) RTKLIB: Open Source Program Package for RTK-GPS. FOSS4G 2009 Tokyo, Japan, November 2, 2009.
  42. 那須充 (2016) バンドル調整と空中写真測量の歴史. 三次元画像計測の基礎, 日本写真測量学会編, pp. 155–177.
  43. Duane C. Brown (1971) Close-range camera calibration. *Photogrammetric Engineering*, Vol. 37, No. 8, pp. 855–866.
  44. Agisoft (2018) Appendix C. Camera models. Agisoft PhotoScan User Manual Professional Edition, Version 1.4, p. 120.
  45. Tomi Rosnell and Eija Honkavaara (2012) Point Cloud Generation from Aerial Image Data Acquired by a Quadcopter Type Micro Unmanned Aerial Vehicle and a Digital Still Camera. *Sensors*. Vol. 12, No. 1, pp. 453–480, doi.org/10.3390/s120100453.
  46. M. R. James and S. Robson (2014) Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surf Process Landforms*, Vol.

- 39, pp. 1413–1420, doi:10.1002/esp.3609.
47. 内山庄一郎・鈴木比奈子・上石勲・中村一樹 (2018b) 雪崩災害調査への UAV-SfM の適用：2017 年那須町雪崩災害の事例. 自然災害科学, Vol. 37, 特別号, pp. 119–135.
  48. 内山庄一郎・早川裕弐 (2018c) ノンメトリックカメラを用いる SfM 写真測量の課題と対応. 第 9 回 GIS-Landslide 研究集会ワークショップ,  
[https://researchmap.jp/?action=cv\\_download\\_main&upload\\_id=208681](https://researchmap.jp/?action=cv_download_main&upload_id=208681), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
  49. 神野有生・宮崎真弘・八田滉平・福元和真 (2018) UAV 写真測量の SfM における斜め撮影の導入に関する基礎的シミュレーション, 日本写真測量学会の平成 30 年度秋季学術講演会, pp. 31–32.
  50. 国土地理院 (2017) UAV による公共測量マニュアル (案) .

## 第3章 平成 26 年 8 月豪雨による広島市土石流災害の被害の特徴

本章は、2014（平成 26）年 8 月 20 日に広島市で発生した土石流災害を対象として実施した UAV-SfM 調査について述べたものであり、7 節で構成される。第 1 節では、研究の背景と目的を述べる。最初に、日本における戦後の防災事業の方向性と現状について概説する。次に、防災事業のうち、ソフトウェア対策の推進を目的として実施された土砂災害警戒区域等の設定における考え方と、その課題について整理する。そこから、現在の土石流災害のハザード・リスク情報の課題に着目し、本事例研究の目的を述べる。第 2 節では、対象地域の人的被害の概要を述べ、流域を基準とした調査地域の区分を定義する。第 3 節では、土砂堆積量および人的被害の発生位置に関する調査方法と、使用するデータに起因する制限事項について述べる。第 4 節では、調査対象の 6 地域について、それぞれの調査結果を述べ、そこから、土石流の流路と人的被害の発生位置、および住宅被害との関係をまとめる。第 5 節では、これらの結果を用いた考察を行う。最初に土石流の流路と運動エネルギーの変化について検討し、土砂災害の減災に向けた知見の整理を行う。第 6 節では、本事例研究の課題と展開を述べる。第 7 節ではまとめを述べる。

### 3.1 背景と目的

#### 3.1.1 背景

##### (1) 砂防事業における対策方針の変遷

戦後の土砂災害対策は、砂防三法とよばれる砂防法（1897（明治 30）年）、地すべり等防止法（1958（昭和 33）年）、急傾斜地の崩壊による災害の防止に関する法律（1969（昭和 44）年）、および防災基本計画（1963（昭和 38）年）に基づき、防災施設整備を中心としたハードウェア対策を中心に進められてきた。同時に、宅地開発等に伴って危険箇所は年々拡大している。例えば、急傾斜地崩壊危険箇所は 1982（昭和 58）年から 2002（平成 14）年までの 21 年間で約 4 万箇所増加し、総数は 11 万箇所を超える。しかしながら、これら危険箇所に対するハードウェア対策の整備済み箇所は、全体の 20% に満たず、その整備完了には 100 年以上を要すると試算されている（国土交通省、2018）。このような現状に加えて、人的被害を伴う土砂災害は、毎年発生している（内閣府、2017）。このように、砂防施設の建設と維持管理にかかる莫大な経済的コスト、かつそれらの建設に要する時間を考慮すると、ハードウェア対策を中心とした防災事業だけでは、おのずと土砂災害の被害の防止や回避は難しいことが想定される。

このような背景において、ソフトウェア対策の推進、すなわち土砂災害が発生するおそれがある土地の区域を明らかにし、警戒避難体制の整備を図ることを目的として、2000（平成 12）年に「土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律（以降、土砂災害防止法）」が施行された。この法律により、土砂災害警戒区域（通称、イエローゾーン）に指定された区域では、住民への危険の周知と警戒避難体制の整備が行われる。さらに、土砂災害特別警戒区域（通称、レッドゾーン）に指定された区域では、住宅建設等の開

発行為が制限され、建築物の移転の勧告といった措置が取られるなど、適切な運用がなされれば、減災に一定の効果が期待される法律といえる。

### (2) ソフトウェア対策の難航：減少しない土砂災害による犠牲者

ソフトウェア対策の重要性が指摘され、法整備がなされたものの、2014（平成26）年8月の豪雨により発生した広島市の土石流災害では、74名もの犠牲者を生じた（内閣府、2014）。この災害では、土砂災害防止法の施行から13年が経過していたにも関わらず、警戒区域の指定や、基礎調査が完了していない地域が多く存在することが露呈した。このため、住民に対し土砂災害の危険性が十分に伝わっていなかったことや、土砂災害の警戒避難体制が整備されていないこと、また避難場所や避難経路が危険な区域内に存在した点などが指摘された（山越、2014）。この災害を受け、2014（平成26）年11月には土砂災害防止法が改正され、警戒区域等に指定する前の基礎調査の結果、すなわち地域の土砂災害に関するハザード・リスク情報を公表することが義務付けられた。しかしながら、2016（平成28）年台風第10号の通過に伴い、岩手県の高齢者施設では浸水被害が発生し、逃げ遅れた入居者9名が犠牲となった。この災害を受け、要配慮者利用施設における避難体制強化を目的として、2017（平成29）年6月に土砂災害防止法および水防法（昭和24年法律第193号）が一括改正された。それでもなお、2004年から2017年の土砂災害による犠牲者288名の発生位置は、その9割が土砂災害危険箇所の範囲内およびその近傍（30m以内）で生じたことが指摘された（牛山、2018）。さらに、2018（平成30）年7月の西日本豪雨災害では、土砂災害により119名の犠牲者を生じ、被災位置が特定できた107名のうち、94名（87.9%）が土砂災害警戒区域内で被災したことが指摘された（国土交通省、2018）。これらの事実から、土砂災害リスクが高まった状況における、事前の避難率は高いとはいえ、すなわち、土砂災害防止法の意図したソフトウェア対策が、その法律が意図したほどには有効に機能していない可能性が示唆される。

### (3) 警戒区域設定の課題：避難の必要性の判断に与える影響

避難率を高めるには、住民が、自身が住む土地の危険性を正しく認識し、土砂災害の被害に遭うおそれがあることを理解して、適切な行動ができるよう、ハザード・リスク情報を事前に伝える必要がある。こうした土砂災害防止法の法律の主旨を鑑みて、警戒区域等の指定の前には、住民に対する説明が行われている。一方で、先述のように、事前の避難が十分ではなく、警戒区域内での被災率が高い現状がある。災害の種類は異なるが、石巻市が作成した津波ハザードマップの内容が、2011（平成23）年東北地方太平洋沖地震での避難行動に影響を与えた可能性が指摘されている（大川小学校事故検証委員会、2014）。この例では、大川小学校が予想浸水域から外れており、さらに、同校は津波災害時の指定避難所として指定されていた。この情報は、当時の教職員や地域住民の避難行動の必要性に関する判断に対し、影響を与えた可能性がある。このことは、シミュレーションによる被害想定条件や精度、限界に関する説明が十分でなければ、ハザードマップの内容が災害時における安心情報として受け取られる可能性があることを示唆している（大川小学校事故検証委員会、

2014)。

土砂災害防止法における土石流の区域設定の場合、谷地形の抽出や流域面積の計測など、基礎調査を行う溪流の絞り込みは、2万5千分の1地形図を用いて作業を行う。このため、2万5千分の1地形図から地形が読み取りにくい0次谷は、区域設定の対象とならない場合がある。また土石流については、現時点では数値シミュレーション等による客観的な基準ではなく、所定の地形要件と現地調査で見積もられた土砂量により総合的に判断される、経験工学的な側面が大きい。図 3.1 は、平成 30 年 7 月豪雨により広島県安芸郡熊野町川角 5 丁目で発生した土石流被害の事例である。この図で示された土砂災害警戒区域等は、災害が発生した前年に設定されたものである。このうち、土砂災害特別警戒区域（土石流）の範囲、すなわち土石流により家屋の破壊が起こりうる領域の区域設定は非常に小さく（図 3.1 の A）、そこに該当しないイエローゾーンでは、安全な印象を与えるおそれがある。しかし実際には、イエローゾーン内において家屋被害が発生した。また、南側の沢（図 3.1 の B）では土石流が発生したが、警戒区域は設定されていなかった。同様に、北側の 0 次谷（図 3.1 の C）では、崩壊による住宅被害が発生したが、こちらも事前に評価されてはいなかった。このように、被害想定と実際の被害の乖離は、警戒区域等の設定、すなわちハザード・リスク情報の構築の難しさを示す一面といえるだろう。

#### (4) 客観的で具体的なハザード・リスク情報の必要性

住民が居住する土地の潜在的な危険性を正しく認識し、被災の危険が高まった際の自律的な避難行動として結実するためには、自分の住む場所で生じる災害とその被害の様相を、あらかじめ把握する必要がある。そのためには、客観的で具体的なハザード・リスク情報が必要と考えられる。これを作成するためには、土石流による被害の範囲や規模を高精度に予測する必要があるが、現地調査だけで流域の不安定土砂量やその物性を把握することは難しく（江頭・伊藤、2004）、したがって、それに続く被害予測も同様に難しい。そこで土石流の流動や到達範囲を予測する目的で、シミュレーションの活用が行われている（糸数ほか、2016）。土石流シミュレーションでは、設定した初期条件をもとに、土砂の移動・堆積といった土石流の影響範囲を、定量的に予測することができる（中谷、2016）。近年は、シミュレーションソフトウェアの高度化や、基盤地図情報数値標高モデル（国土地理院）の普及、計算機性能の向上も相まって、住宅などの構造物を考慮した解析も行われるようになった（中谷ほか、2014；中谷ほか、2017）。しかしながら、実際の住宅地には様々な強度や形状の建物が分布し、植生や農地、空き地などの土地利用もあり、そうした場所に土石流が流下したときの挙動は、一様ではないことが予想される。また、近年では 2017（平成 29）年 7 月九州北部豪雨の被害にみられたように、土石流とともに山地を流下する流木は、平地での建物等の被害を大きくする要因にもなる（水原、2016；久保田ほか、2018）。このように、土石流シミュレーションを実施する場合でも、現実即した結果を得られるよう、実際の災害で発生した被害の実態を明らかにする必要がある。

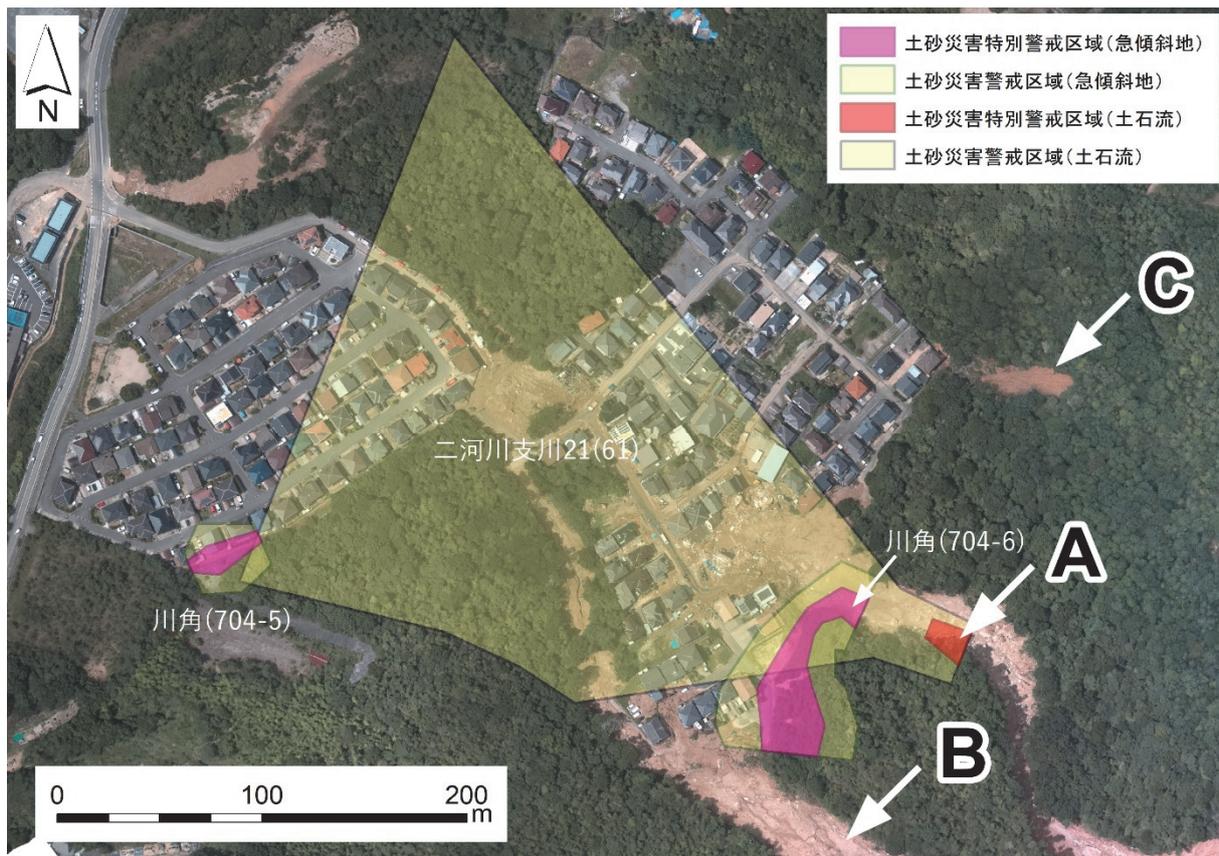


図 3.1 実際の土石流の被害範囲と土砂災害警戒区域等の指定状況

平成 30 年 7 月豪雨により広島県安芸郡熊野町川角 5 丁目で発生した土石流被害の事例。矢印 A で示した谷口には、小規模な特別警戒区域が指定されており、ここでの土石流の浸水高さは 0.76 m と想定されていた（広島県、2017）。実際の災害では、谷出口から 100 m を超える範囲で住宅が流失した。つまり、レッドゾーンで想定されるような大きな被害が、イエローゾーン内の広範囲で生じた。さらに、矢印 B で示す沢でも土石流が発生したが、土石流の土砂災害警戒区域等の設定はなかった。矢印 C は小規模な崩壊を示すが、急傾斜地の土砂災害警戒区域等の設定はなかった。図中の土砂災害警戒区域等は、いずれも災害前の平成 29 年 3 月 9 日に指定された。オルソモザイク画像は著者により撮影・作成された。

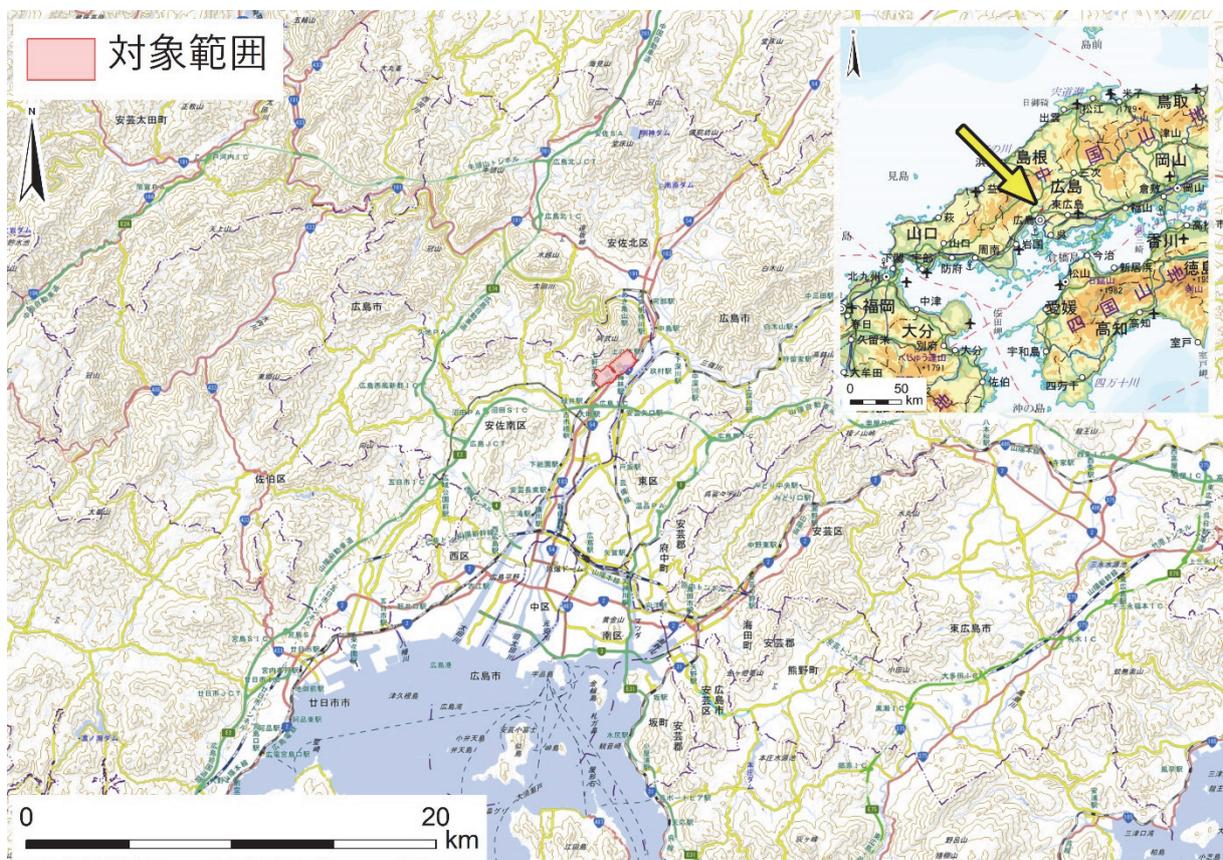
### 3.1.2 研究の目的

実際の災害における土石流被害の実態を明らかにし、そこから、土石流の挙動と流路上の建物や植生との関係性を理解することは、土石流被害の予測にとって重要である。住宅地を流下する土石流は、人工改変された地形面上に経路を持ち、そこにある建物や植生に被害を与えると同時に、それら地物の破壊に伴い運動エネルギーを減じ、最終的には停止する。つまり、土石流の流路は、地形以外の影響も大きく受けることが想定される。しかし、現地調査の制約（2.1.3）や災害直後の一般人の立ち入り規制の影響もあって、土石流の到達範囲や被害分布を、家屋単位で面的かつ網羅的に記述した例は多くはない。そこで、本研究事例では、平成 26 年 8 月豪雨により発生した広島市の土石流災害を対象として、被害実態を面的かつ詳細に記述し、地図化することを目的とする。これにより、土石流による土砂堆積量

の計測および被害家屋の空間分布特性が明らかにされ、扇状地上に立地する住宅地における土石流の挙動の解明に貢献しうる。

### 3.2 対象地域

本研究事例では、2014（平成26）年8月20日未明に発災した土石流により被災した、広島県広島市安佐南区（**図 3.2**）の6地区（緑井8、八木3、八木3東、八木3梅林、八木3阿武、八木4）を対象とした（**図 3.3**）。本地域では、6地域で54名の犠牲者を生じた。これらの地域は、流域により区分した。また、緑井8の東側の流域では住宅単独の人的被害が生じたが、被害家屋の下流側に土砂堆積がみられないため、地域区分には含まなかった。地区名は、町丁目と地名を合わせた本事例研究自の略称である。



**図 3.2** 対象地域の広域図

平成26年8月の豪雨で被災した、広島県広島市安佐南区の位置を示す広域図。背景は、地理院地図（国土地理院）

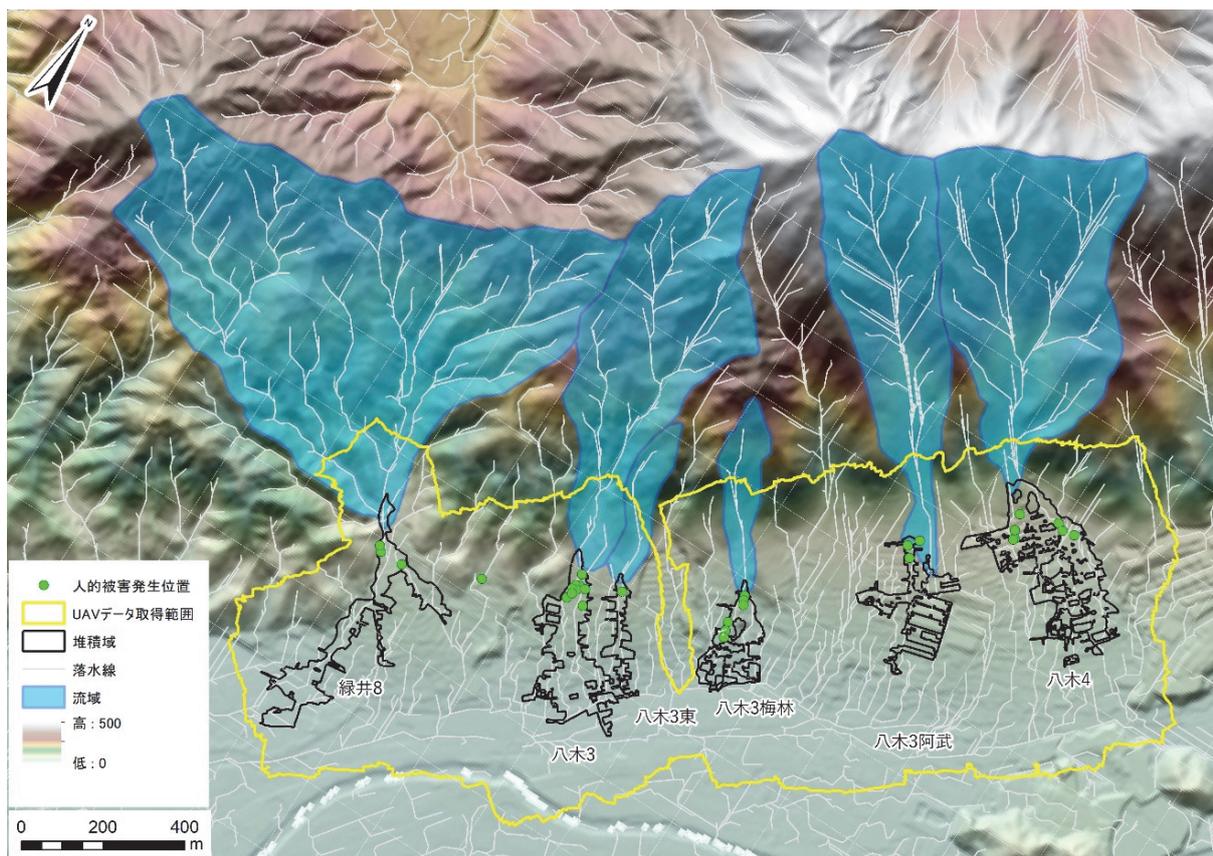


図 3.3 対象地域の詳細図

緑井・八木地区（広島県広島市安佐南区）の詳細図。黒枠で土石流の堆積範囲、薄青で集水域に相当する流域界、黄色で UAV による災害後の撮影範囲、緑の点で人的被害の発生位置を示した。緑井 8 の東側の流域で住宅単独の人的被害が生じたが、被害家屋の下流側に土砂堆積がみられないため、地域区分に含めていない。背景は基盤地図情報数値標高モデル 5m メッシュ（国土地理院）から作成した高度段彩図、および陰影図。落水線は、同数値標高モデルから ESRI ArcGIS Spatial analyst により作成した。作図の都合上、北方向を時計回りに 33 度回転した。

### 3.3 調査方法

#### 3.3.1 地表面高さ変化の把握

地表面の高さ（以下、DSM）の変化は、災害前後の 2 時期の DSM の差分から求めた。DSM は、災害前後の各時期の空中写真と、GNSS で計測した地上基準点および精度検証点を使用し、SfM 解析で求めた。災害前の空中写真には、2008 年 5 月 21 日に撮影された 23 枚のデジタル空中写真（国土地理院撮影・日本地図センター販売）を使用し、災害後の空中写真には、発災から 4 日後の 2014 年 8 月 24 日に UAV で撮影した画像のうち、約 700 枚の垂直写真を使用した（表 3.1）。地上基準点および精度検証点は、VRS-RTK (Virtual reference station and real-time kinematic) 方式の GNSS 測量により 30 地点を計測し、地上基準点として 10 点、精度検証点として 14 点を使用した。SfM により作成した災害前 DSM（以下、2008 DSM）およびオルソモザイク画像の空間分解能は 20 cm、災害後 DSM（以下、2014 DSM）およびオルソモザイク画像の空間分解能は 3.5 cm となった。DSM の精度

検証は SfM ソフトウェア上で行い、14 地点の精度基準点における三次元の RMSE は、26.2 cm（災害前の 2008DSM）、11.5 cm（災害後の 2014 DSM）であった。地表面の高さ変化は、GIS のラスタ演算で次式により、2014 DSM から 2008 DSM を減算して求めた（図 3.4）。

$$\text{地表面高さ変化} = 2014 \text{ DSM (災害後)} - 2008 \text{ DSM (災害前)}$$

GNSS 測量の機材には、二周波対応の GPS 受信機である Trimble 5800、SfM ソフトウェアには Agisoft PhotoScan Pro. 1.0.4、GIS には ESRI ArcGIS for Desktop 10.2 を用いた。

表 3.1 空中写真の諸元

	撮影日	カメラ名	画素数	焦点距離	飛行高度	コース数	撮影枚数
災害前	2008年5月21日	Intergraph DMC	7,680×13,824	120 mm	1,920 m	3コース	23枚
災害後	2014年8月24日	Ricoh GR	4,928×3,264	18.3 mm	150 m	14コース	約5,500枚

### 3.3.2 土砂堆積量の計算

調査対象の 6 地域について、災害後のオルソモザイク画像から目視により土砂堆積範囲を判読し、ポリゴンデータを作成した（図 3.5、白破線）。オルソモザイク画像の判読では、下流部の土砂は泥状に薄く広範囲に拡散しており、下限域の正確な判定は困難であった。さらに、道路の応急復旧により、土砂が除去されている場所も多かった。このため、次に述べる 2 時期の DSM の誤差を考慮して、また、作図上の適当な区切りとして 0.3 m 以上の堆積が認められる範囲を堆積域の下限として認定した。また、土砂の堆積とは無関係な地表面変化の影響を除外するため、植生、一部の建物、SfM 解析不良域について、土砂堆積範囲のポリゴンから除外した。これには、使用データと解析方法に起因する制約事項が関与している（3.3.4 で後述）。なお、侵食量は計算の対象としなかった。この理由は、谷出口において樹林帯の流失に加えて地表面の侵食が生じていると考えられるが、写真測量の原理的な理由により（2.3.4(5)）、これらの影響を分離できないためである。

前節で求めた地表面高さ変化データのうち、土砂堆積範囲ポリゴンの内部では、正の値を持つメッシュが災害前から災害後にかけて、地表面の高さが高くなったことを意味しており、すなわち土砂が堆積したメッシュと考えることができる。ここから、正の値を合計することにより土砂堆積量の合計値を求めた。これには、ESRI ArcGIS Spatial Analyst の「サーフェイスの体積」ツールを使用した。土砂堆積量を求めるにあたり、次のように 2 時期の DSM の誤差を考慮した。前項で得た各時期の RMSE（災害前 26.2 cm、災害後 11.5 cm）の二乗和平方根（28.6 cm）を求め、これより高さ変化が大きいメッシュを対象として土砂堆積量を求めた。

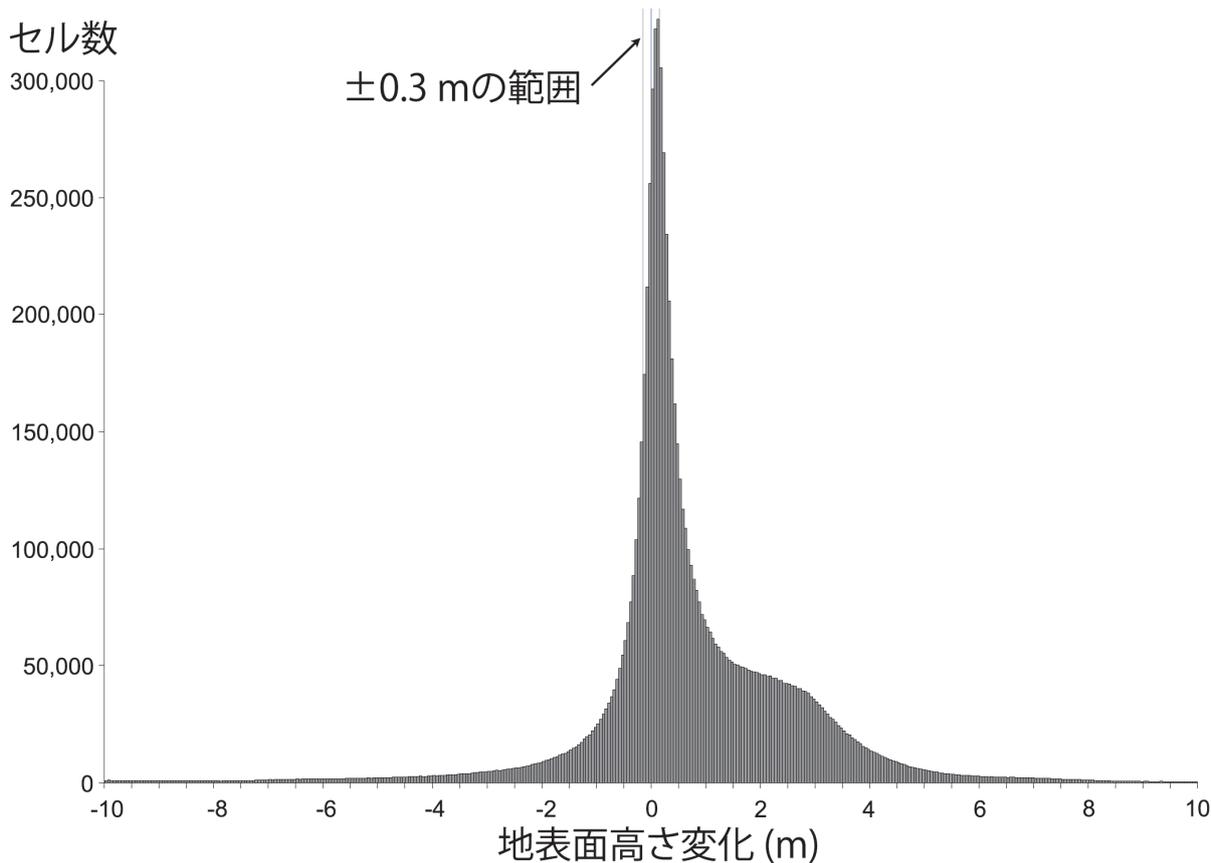


図 3.4 地表面高さ変化のヒストグラム

横軸左側が侵食、右側が堆積に相当し、青線を中心とした灰色線は±0.3 m の範囲を示す。

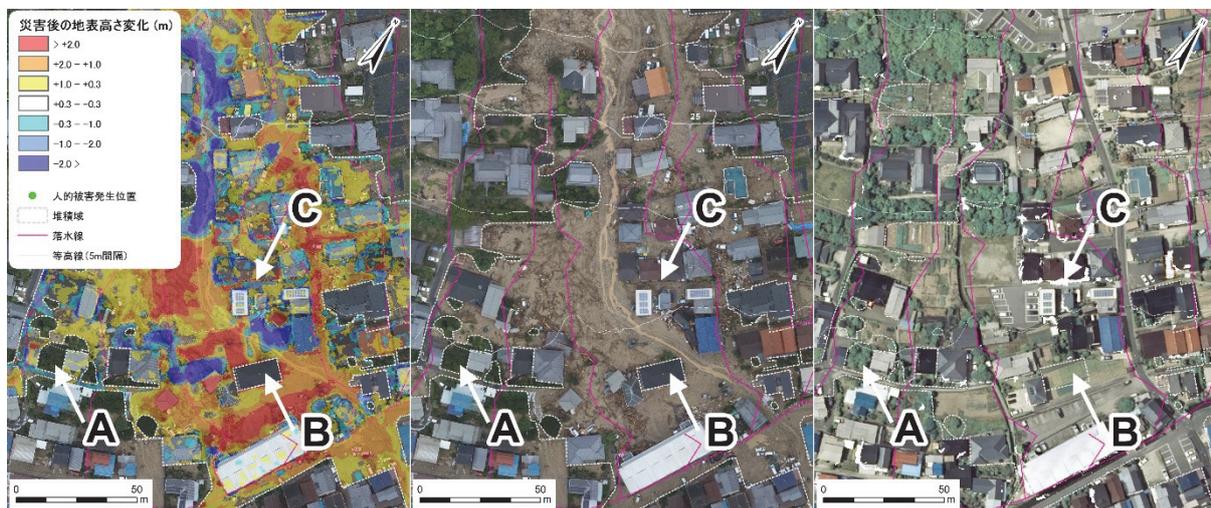


図 3.5 土砂堆積とは無関係な地表面高さ変化領域の除外（八木3地区下流部の例）

左は地表面高さ変化、中央は災害後オルソモザイク画像、右は、災害前オルソモザイク画像。

A: 植生は、生長または伐採などが、地表面の高さ変化として可視化される。

B: 建物は、新築や建て替え、取り壊し、土地利用変化などが、Aと同様の影響をおよぼす。

C: SfM解析不良域として、災害前の写真に写っていない空白域や、特徴点が不足するなどして地表面形状が復元できない場合は、不自然な地表面高さ変化が生じる。

### 3.3.3 人的被害発生位置の把握

人的被害について、当時のニュース記事、慰霊碑、住宅地図を突合することにより、全員の氏名、住居、被災状況を確定した。移動中に被災した1名を除き、被災家屋の位置をポリゴンデータとして作成した。加えて、災害前後のオルソモザイク画像を比較判読し、人的被害が生じていないが住宅被害が発生した家屋も、同様にポリゴンデータ化した。データ化する住宅被害の内容は、流失、一部流失・形状をとどめて流下、損壊の3種とした。実際には、土砂等が住宅内部に流れ込む被害は多く生じたが、オルソモザイク画像から判断できる場合に限り、ポリゴンデータ化した。また、被害特性の考察に使用するため、ESRI ArcGIS Spatial analyst の累積流量ラスタの作成 (Flow Accumulation) ツールにより、基盤地図情報 5 m メッシュ (国土地理院) (図中では 5 m DEM と記載する。) から落水線を作成した。この基盤地図情報の数値標高モデルは、主に航空レーザー測量データから住宅や植生を除去して作成されたものであり、人工改変された地形を再現したデータである。

### 3.3.4 使用データ・解析手法に起因する制約事項

地表面高さ変化を求めるにあたり、災害前後の撮影時期が 6 年 3 か月離れた DSM を使用したことから、これに起因する以下の 3 点の制約事項が存在する。

- 地表面高さの変化には、災害による変化以外の現象を含む

土砂堆積にみえる現象として、植生の生長、建物の新築等、駐車場の車や災害対応車両の存在などが挙げられる。これに対処するため、**3.3.2** で述べたように、土砂堆積量への影響が大きいと考えられる植生、建物の新築等の範囲について、オルソモザイク画像の判読により土砂堆積範囲のポリゴンデータから除外した (図 3.5)。

- UAV の撮影は、発災から 4 日後に行ったため、災害直後の状況とは異なる

下流部の大きな道路や、災害対応車両が駐車している梅林小学校のグラウンド (八木 3 梅林) など、応急復旧のために優先的に土砂が撤去された場所が存在する。このため、今回の土砂堆積範囲は、災害直後の土砂堆積範囲に比して、下流側が小さくなっていると考えられる。このほか、上流部の一部で土砂の除去、整地が進んだ場所があり、そのような地点での DSM の高さ変化量は、災害直後の土砂堆積量より少ない値を示すと考えられる。

- 土砂堆積厚さは、土石流サージの最大浸水高ではない

土石流は流下開始から徐々に流量が増加し、ピークを迎えたのちに、流量が低下し現象が収束する。このため、建物の壁に残された浸水痕跡は、最終的に堆積した土砂の厚さよりも高い位置に残され、これは土石流サージにおける最大浸水高を示す。しかしながら、災害後の写真は土石流が停止した後の状況を映しているため、土石流シミュレーションや現地踏査で記録される最大浸水高とは、異なる値を示す。

## 3.4 結果

### 3.4.1 土砂堆積量と各地域の被害分布

計測した土砂堆積量を表 3.2 に示す。この表の右側には、本事例研究との比較のため、

既存文献（中部地方整備局、2014）で示されている上流域の区間土砂量を併せて示した。最初に、この既存文献での土砂量の求め方とデータの特徴について述べ、次に6地域における土砂堆積量と被害分布の調査結果について、それぞれ述べる。

#### (1) 既存文献における計測土砂量の特徴

既存文献（中部地方整備局、2014）では、航空レーザー測量によって計測された2時期の地形面データを用いて1mメッシュごとに比較を行い、土砂量が計測された。災害前は平成21年度後半、災害後は平成26年8月25日（災害後）に計測された。土砂量の計測は、保全対象（民家等）の上流側に設定した谷出口を境として、上流域と下流域のそれぞれで流域ごとの区間土砂量（区間内の堆積と侵食の合計値）が計測された。下流域の堆積範囲は、航空レーザー測量と同時に撮影したオルソモザイク画像で判読された。上流域の区間土砂量は流域の土砂生産量に、下流域の区間土砂量は堆積した土砂量に相当する。これらの値のうち、上流域の区間土砂量は、本災害の検証調査や土石流シミュレーションで使用されている（土木学会ほか、2014；三浦・弓、2015；中谷ほか、2017など）。また、下流域の区間土砂量の一部については、複数の流域が合算された値が示されており、流域ごとの比較ができない。また、合算した理由は説明されていない。そして、上流域と下流域のそれぞれの区間土砂量に差がある場合は、撤去や流出等により失われた土砂量と説明されている。

土砂量については、ほかに同類のデータがないことから、この文献が、本災害における土砂生産量などの土砂移動量を定量的に示した唯一の資料となっている。本事例研究でも比較のために引用するが、次の4点の問題点があり、必ずしも単純比較はできない。1点目には、既存文献では、計測誤差の扱いが説明されていないことが挙げられる。対して、本研究事例では災害前後の各時期の計測誤差を考慮して、堆積厚が28.6cmより小さいメッシュは除外して体積を求めた（3.3.2）。このため、本研究事例で示した土砂堆積量は、小さく見える。2点目は、既存文献における下流域の土砂量計測データが、合算して示されていることである。本事例研究の対象地域についていえば、緑井8、八木3、八木3東、八木3梅林の4地域が合算されていた。3点目は、谷出口の位置の設定が本事例研究とは異なることである。特に、八木3阿武の谷出口は、本事例研究のそれよりも上流側に設定されている。このため、既存文献では、溪床に堆積した大量の土砂が下流側の土砂量としてカウントされた。このため、八木3阿武については比較ができない。4点目は、下流域に設定された堆積域の範囲が、本事例研究とは異なることである。なお、谷出口の位置および下流域の堆積域の範囲ともに、小縮尺図にごく小さく示されており、正確な比較は難しい。これらの点から、表3.2には既存文献で示された上流域の区間土砂量の値を示すこととした。

表 3.2 地表面高さ変化から計測した土砂堆積量と既存文献における計測土砂量  
計測値を単位流域面積あたりの土砂堆積量の降順で並べた。既存文献（中部地方整備局、  
2014）の上流域区間土砂量は、土砂生産量に相当する。

地区名	計測結果				既存文献
	流域面積 (m <sup>2</sup> )	土砂堆積 範囲面積 (m <sup>2</sup> )	土砂堆積量 (m <sup>3</sup> )	単位流域面積 あたり土砂堆積量 (m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> )	上流域 区間土砂量 (m <sup>3</sup> )
八木3梅林	35,609	16,397	1,947	54,683	7,900
八木3	238,956	36,281	14,269	59,715	33,000
八木3東	29,603	8,115	987	33,324	3,100
八木4	288,227	50,612	9,460	32,821	10,400
八木3阿武	202,152	20,683	4,095	20,258	※
緑井8	629,342	36,582	11,303	17,960	11,200

※既存文献との谷出口の設定位置の違いにより値が大幅に異なるため、ここでは記載しない

## (2) 緑井 8

緑井 8 地区では、土砂堆積量のボリュームは大きいですが、流域面積が広いいため、単位面積当たりでは最小を示した（表 3.2）。流路となった道路は侵食され、道路縁に土嚢が積まれて水路となった（図 3.6 の A）。また、流路沿いに上下に並ぶ住宅 2 棟（犠牲者は各 1 名）が破壊され、その瓦礫の一部は、すぐ下流側の住宅にせき止められた（図 3.6 の B）。犠牲者 1 名を生じた住宅では、オルソモザイク画像上では損壊として判定され、屋内に土砂等が流入したことにより被害を生じた。この住宅のすぐ上流側には、災害前は 5 段の水田と 1 段の畑が広がっており、その開けた土地に層厚 2 m を超える土砂が堆積した（図 3.6 の C）。泥流は谷出口から 600 m 下流まで流下した。下流部の一部は重機で整地された後であるが、層厚 1 m 近い土砂が堆積した（図 3.6 の D）。

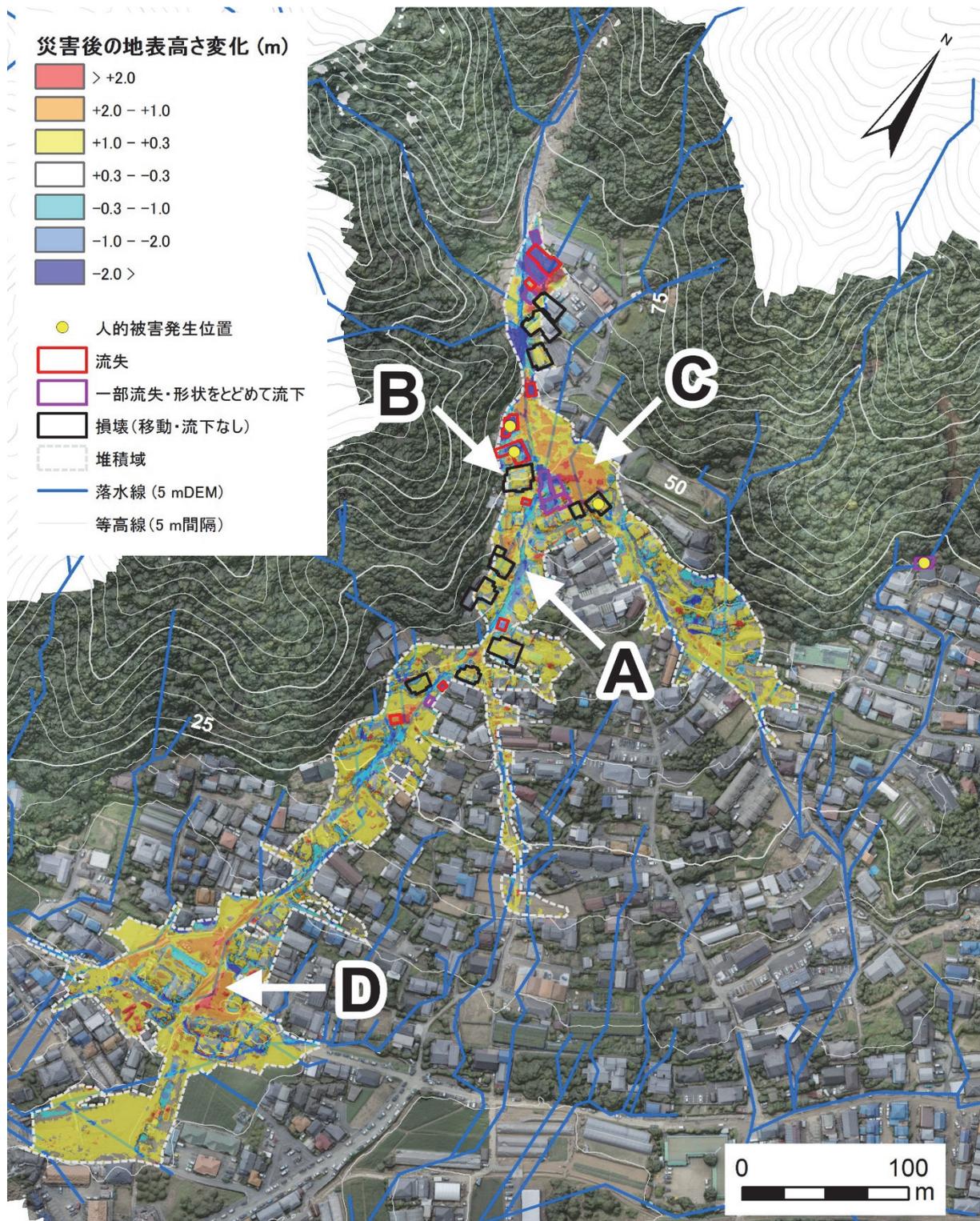


図 3.6 緑井 8 地区の被害分布

A: 侵食され、水路となった道路。B: 流失した家屋をせき止めた直下の住宅。C: 土砂等の流入により犠牲者を生じた住宅の上流側に、厚く堆積した土砂。D: 下流部の土砂堆積。

### (3) 八木 3

八木 3 地区では、土砂堆積量および単位面積あたり堆積量ともに、対象地域内で最大級の値を示した（表 3.2）。中央部に落水線が近接して 2 本あり、約 25 m 幅の広い主流路となった。上下 70 m の区間に分布する 7 棟が流失し、20 名の犠牲者を生じた（図 3.7 の A）。このうち一名は、住宅から 50 m 下流で発見された。この並びの最下流部にある住宅では、建物の一部が形状をとどめたまま下方に移動し、2 名の犠牲者を生じた。また、この住宅の並びの中間部には、2014 年 4 月に完成した新しいアパートがあり、土石流により流失した。しかし、災害前の空中写真では空き地であったため、DSM の高さ変化の見かけ上は、堆積にみえた（図 3.7 の B）。落水線上に位置する県営住宅の建物では、流失や移動などは生じなかったが、1 階に土砂等が流れ込み、1 名の犠牲者を生じた（図 3.7 の C）。主流路に隣接する植生域のうち、流路に近い側の一部が侵食されたが、流路から遠い部分は残存した（図 3.7 の D）。主流路における泥流の流下経路では、土砂の堆積厚が薄いエリア（DSM の高さ変化の凡例が無着色）があった（図 3.7 の E）。主流路の突き当りにあるアパートの駐車場には、層厚 2 m を超える土砂が堆積した。オルソモザイク画像では、堆積物に礫は少なく、泥状のテクスチャーを示した（図 3.7 の F）。

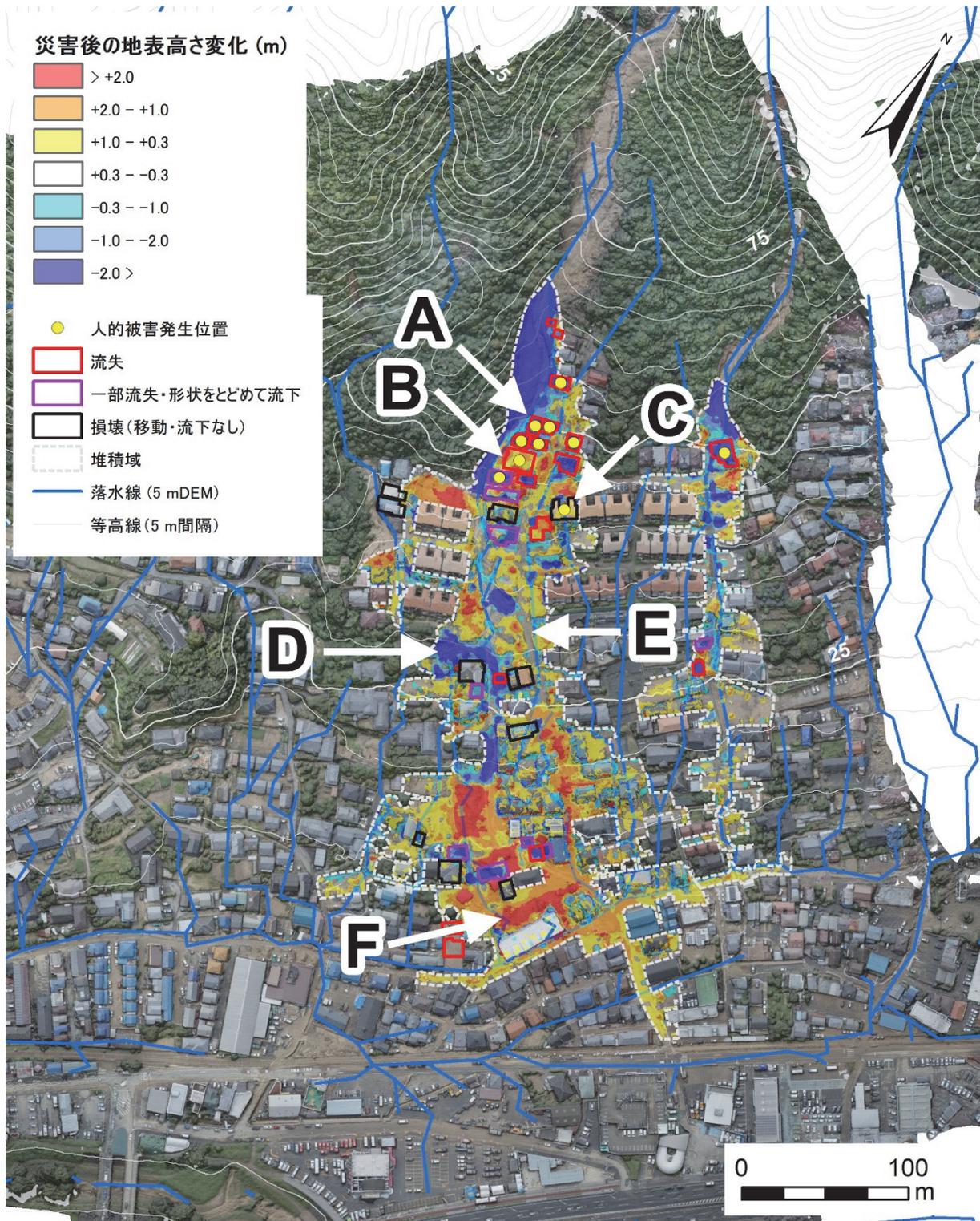


図 3.7 八木 3 地区の被害分布

A: 谷出口で被害が集中した領域。B: 災害前写真で空白であったため、見かけ上、堆積にみえるアパート流失地点。C: 落水線上にあるが流下・移動がなく、土砂流入で犠牲者を生じた県営住宅建物。D: 高さ数メートルの植生域のうち、主流路側に近い部分が侵食された領域。E: 主流路のうち、土砂堆積厚が薄いゾーン。F: 主流路の突き当りにある駐車場に堆積した厚い土砂。

#### (4) 八木 3 東

八木 3 東地区では、土砂堆積量は少ないが流域面積が小さいため、単位面積あたりの堆積量は比較的大きな値を示した（表 3.2）。谷出口から 50 m の距離にある住宅が流失し、犠牲者 1 名を生じた（図 3.8 の A）。破壊され、流失した家屋は、土砂、流木とともに直下の駐車場に堆積した（図 3.8 の B）。主流路沿いの単木と思われる植生が流失した（図 3.8 の C）。下流側の堆積範囲は、八木 3 の堆積範囲と隣接した（図 3.8 の D）。

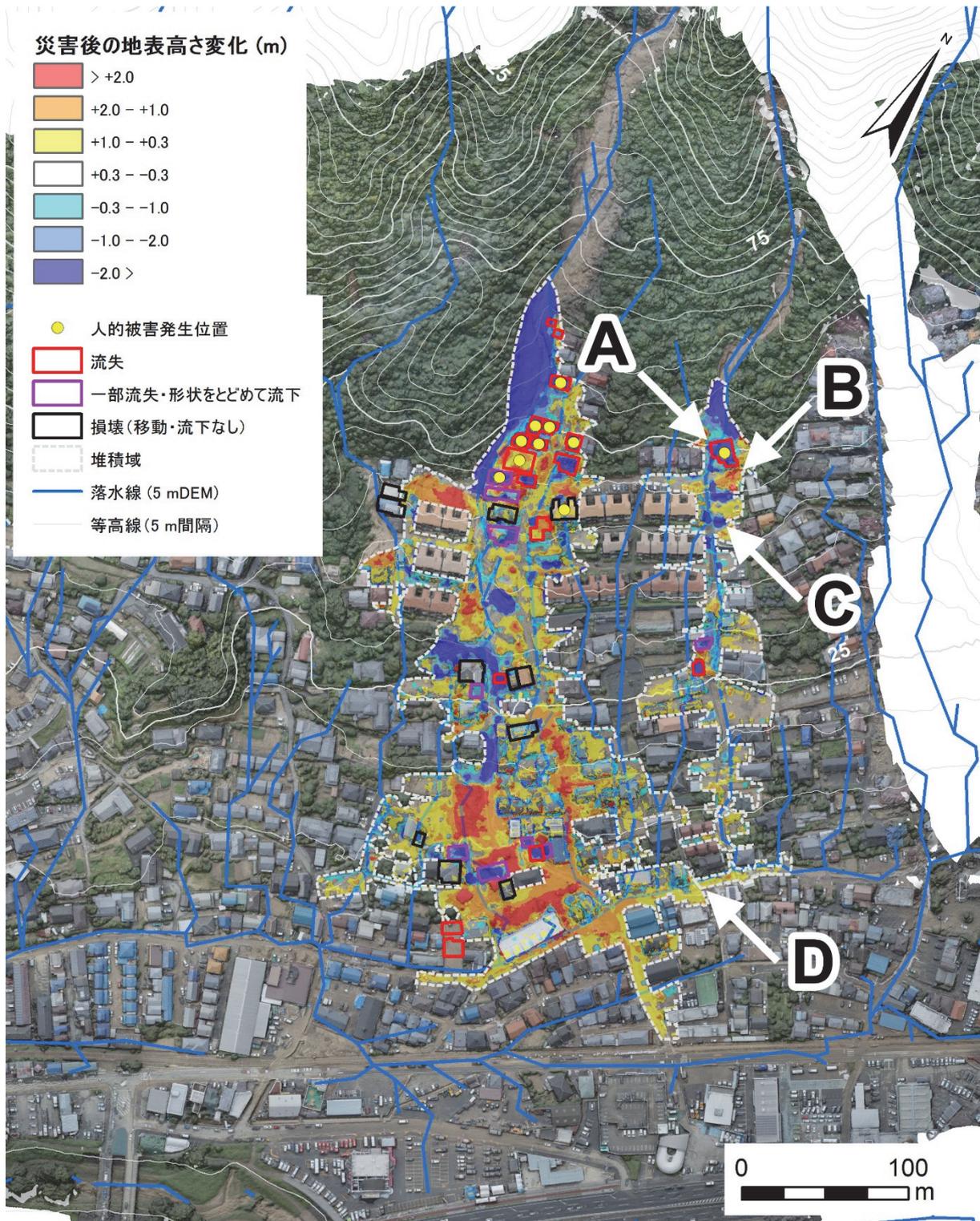


図 3.8 八木 3 東地区の被害分布

A: 土石流により流失し、犠牲者を生じた住宅。B: 流失した住宅は直下にある駐車場に土砂とともに堆積した。C: 流失した主流沿いの植生。D: 下流側で八木 3 地区の堆積範囲と隣接。

(5) 八木3梅林

八木3梅林地区では、単位流域面積あたりの土砂堆積量は、6地域中で最大を示した（表3.2）。災害前には、谷出口の直下に広がっていた森林が土石流により流失し、広い範囲で地表が露出した（図3.9のA）。上下125mの区間で、落水線上に位置する6棟が流失・移動した。上流側の3棟は流失し、7名の犠牲者を生じた（図3.9のB）。下流側の3棟のうち、上流側の2棟が移動し、3名の犠牲者を生じた。その並びの最下流部の1棟が流失し、2名の犠牲者を生じた（図3.9のC）。堆積域の下流側に位置する梅林小学校とそのグラウンドにも土砂が堆積したが、撮影時にはその大半が除去されていた（図3.9のD）。このため、災害直後の土砂堆積量や流下距離は、この計測値よりも大きいと考えられる。

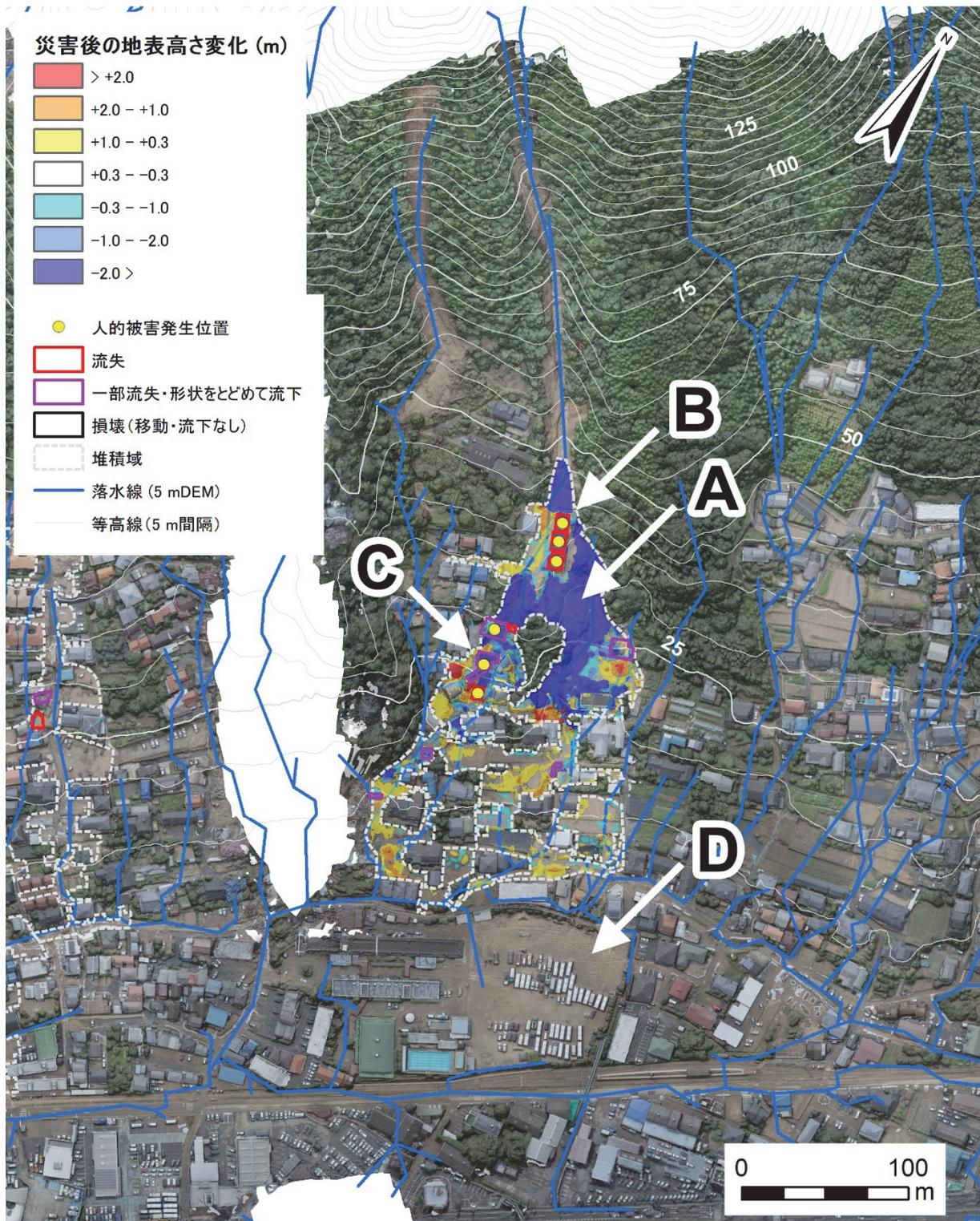


図 3.9 八木 3 梅林地区の被害分布

A: 災害前に森林であった場所が流失し、地表が露出。B: 流失し犠牲者を生じた上流側の住宅 3 棟。C: 犠牲者を生じた下流側の 3 棟のうち、上流側 2 棟は移動、最下流側の住宅が流失。D: 梅林小学校には土砂の堆積が生じたが、撮影時には除去されていた。

(6) 八木 3 阿武

八木 3 阿武地区では、上流の小河川から土石流があふれて直線的な流路が形成され、樹林帯を押し流して住宅地に流入した (図 3.10 の A)。谷出口直下かつ落水線上に位置する住宅 2 棟が移動、流失し、犠牲者 3 名を生じた (図 3.10 の B)。屋内への土砂等の流入により、犠牲者 1 名を生じた。しかし、オルソモザイク画像上は建物の被害が判読できなかった (図 3.10 の C)。主流路に直行する道路への土砂の堆積が生じた。しかし、災害前写真で SfM の解析不良が生じており、正常な高さ変化量を求めることができなかったため、この住宅地一帯を計測から除外した (図 3.10 の D)。また、オルソモザイク画像上では、より下流側の遠方まで泥の拡散がみられるが、計測可能な厚さを持って堆積していなかったため、堆積域には含めなかった (図 3.10 の E 周辺)。

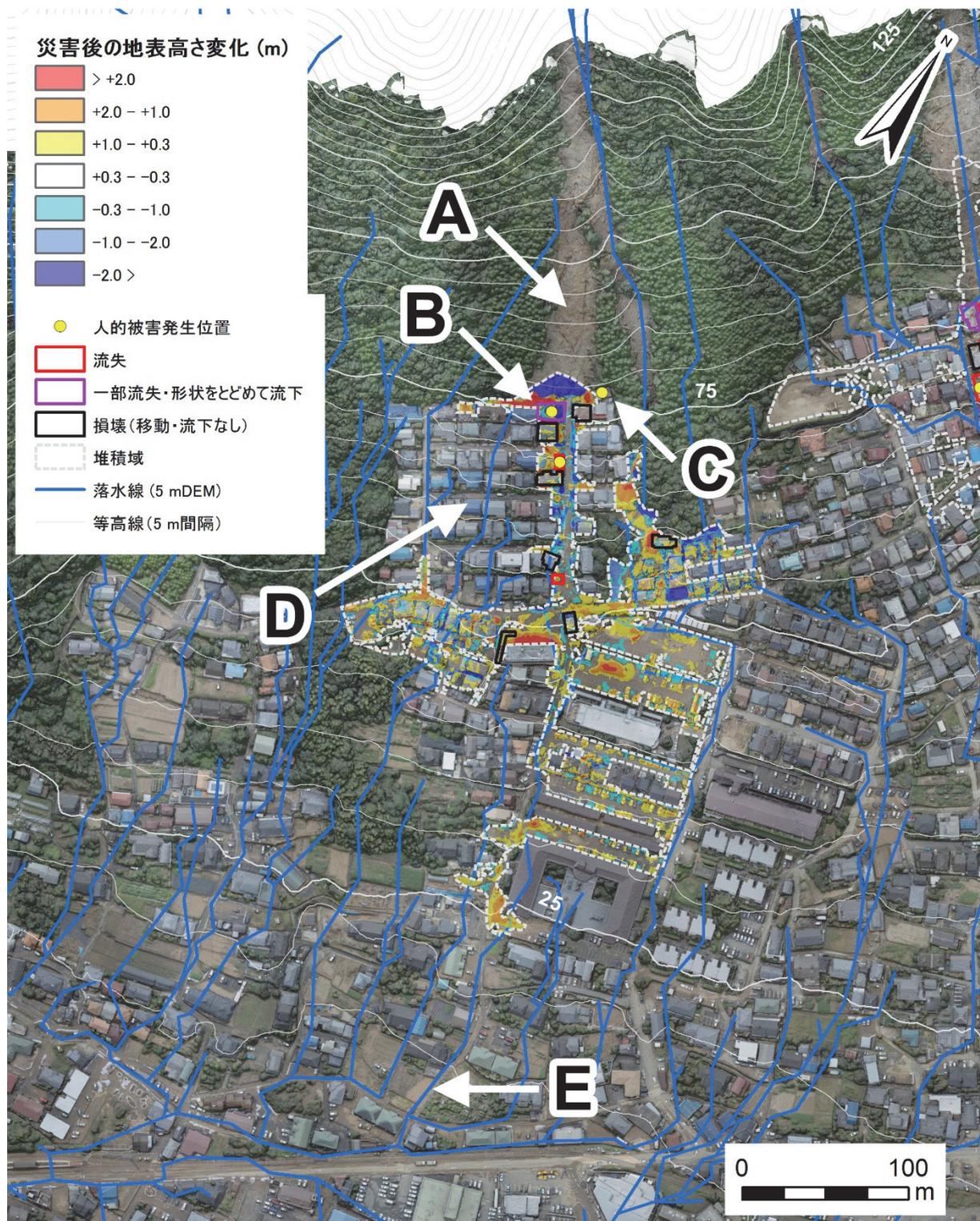


図 3.10 八木 3 阿武地区の被害分布

A: 元の小川からあふれた土石流により、新たな流路が生じた。B: 落水線上の 2 棟が移動、流失し犠牲者を生じた。C: 土砂流入により犠牲者を生じたが、オルソモザイク画像では被害は見られなかった。D: 土砂堆積が生じたが、SfM 解析不良により除外した住宅街、E: 下流側にも泥の拡散が見られたが、堆積厚が薄いため、堆積域から除外した領域。

(7) 八木 4

八木 4 地区では、土砂堆積量、単位面積あたりの堆積量は中間的な値を示した（表 3.2）。谷出口の上流側には二本の落水線が存在した（図 3.11 の A）。谷出口を出ると土石流は二股に分岐して流下した。いずれも住宅密集地に流れ込み、住宅に被害を生じた。破壊された建物を含む土砂は、周囲の住宅にせき止められた（図 3.11 の B と C）。分岐した土石流のうち、西側の落水線上では、4 棟の住宅が流失し 5 名の犠牲者を生じた。流失した住宅の下流側にあった住宅は、形状をとどめたまま下方へ移動し、さらに下流側の住宅にせき止められた（図 3.11 の B）。東側に分岐した土石流により、落水線上に位置する 3 棟で 5 名の犠牲者が生じた。上流側と下流側の 2 棟が流失し、中間の位置にある 1 棟では、住宅の一部が流下した。この被害域の周囲には、大量の礫が厚く堆積した（図 3.11 の C）。土石流の主流路以外の場所、例えば図 3.11 の D や、標高 60 m より低い地域では、礫や流木の堆積はほぼみられなかった。

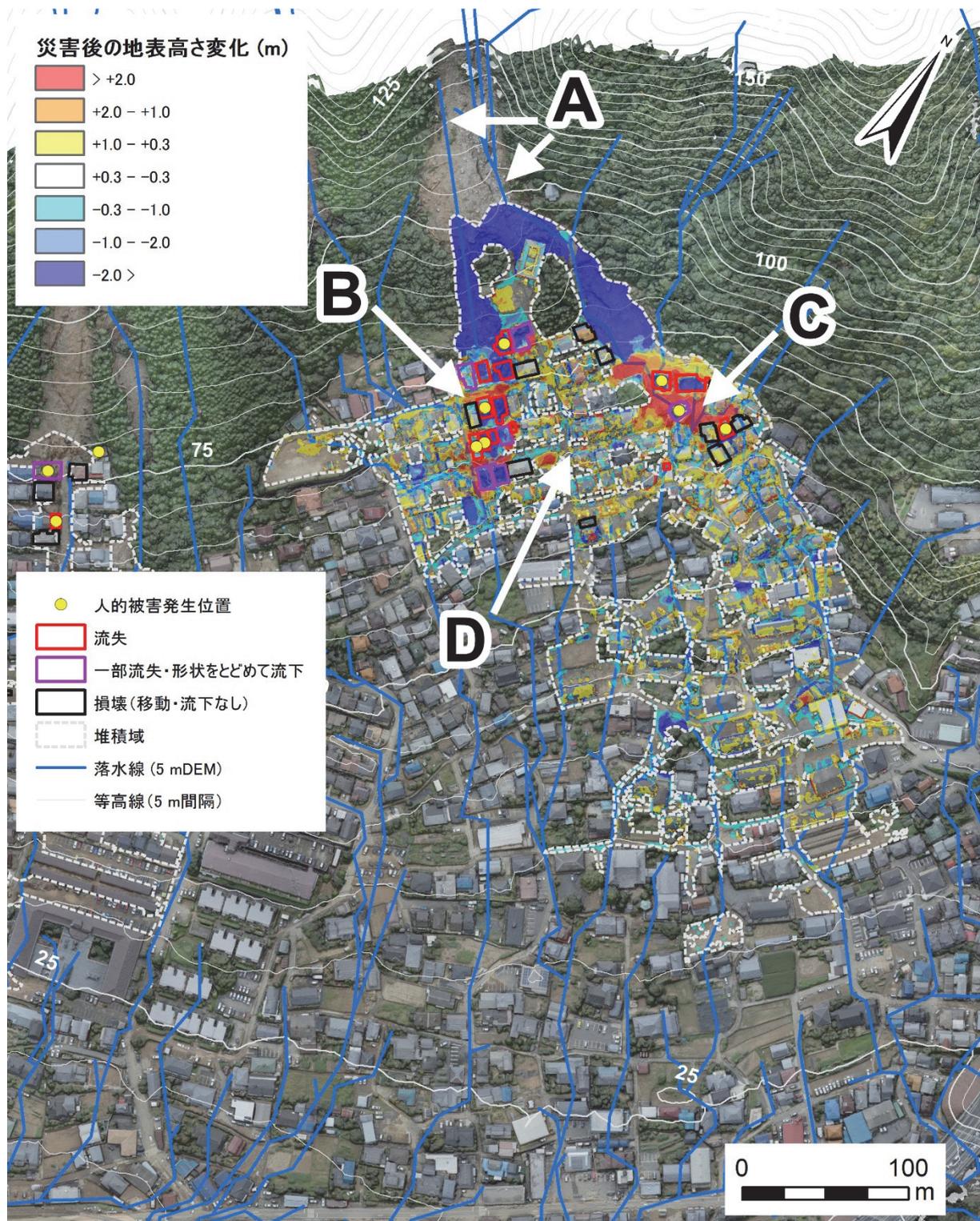


図 3.11 八木 4 地区の被害分布

A: 上流側には災害前より二本の落水線が存在した。B: 分岐した西側の流路上で人的被害が生じた。C: 分岐した東側の流路上でも人的被害が生じ、周囲には厚く土砂が堆積した。D: 主流路から離れた場所では礫や流木の堆積はほぼ見られなかった。

### 3.4.2 被害分布と地形的特徴

#### (1) 土石流の流路と人的被害発生位置、および住宅被害との関係

土石流の主流路は、落水線上を流下した。落水線は、基盤地図情報数値標高モデル 5 m メッシュ（国土地理院）から作成したものであり、地形改変の影響を反映した地形標高モデルである。落水線は、自然の小河川、人工水路、道路などに分布した。また、いずれの地域でも谷出口に近い上流側の主排水路は暗渠化されていた（表 3.4）。

犠牲者を生じた住宅被害について、谷出口からの流路長の最大値を求めた。この結果、谷出口から平均 132 m の範囲に人的被害が生じた住宅が分布した（表 3.3）。人的被害を生じた住宅の被害の類型は、流失型と土砂流入型の 2 つに大別された。流失型はさらに、住宅全体が破壊され、原型をとどめずに流下したもの、および、住宅の全体または一部が、原型をとどめたまま下方へ移動したものとの 2 つに細分された。土砂流入型では、住宅は原位置のまま、かつ原型をとどめているが、屋内への土砂等の流入により人的被害を生じた。人的被害を生じた家屋の総数は 29 棟で、うち流失型は 27 棟（93 %）、土砂流入型は 2 棟

（7 %）であった（表 3.3）。流失型被害の特徴は、被災家屋が落水線上、あるいは落水線に挟まれた細い土地に位置しており、ほぼ例外はなかった。これに対して、土砂流入型の 2 例は、それぞれ次の特徴がみられた。八木 3 地区の県営住宅建物は、落水線上に位置するものの、建物が丈夫で流失しなかったと考えられるケースであり、緑井 8 地区では、住宅の上流側にあった水田と畑に大量の土砂が堆積したことにより、土石流が減速して家屋の流失を免れた（しかし住宅内に土砂は流入した）と考えられるケースである。

オルソモザイク画像で判読可能な、6 地域の全ての住宅被害に着目すると、118 棟の住宅被害が確認された（表 3.3）。このうち、流失が 48 棟、一部流下が 30 棟、損壊が 40 棟であった。118 棟の住宅被害のうち、78 棟（66 %）が、人的被害発生位置の周辺 50 m 以内、またはその上流側に分布した。

#### (2) 堆積域の地形的特性

堆積域の勾配に着目するため、基盤地図情報数値標高モデル 5 m メッシュ（国土地理院）から傾斜角を求め、そこからさらに計算窓サイズを 5 メッシュ（25 m）とした移動平均による平均勾配を求めた。人的被害を生じた 30 棟の家屋の中心位置について、その平均勾配は 10.0 度、標準偏差は 2.4 であった。同データを用いると、緑井 8、八木 3、八木 3 東、八木 3 梅林の 4 地域について、その堆積域の下端付近の平均勾配は 2 度、八木 3 阿武および八木 4 地区では 4 度であった。この 2 地域の平均勾配が少し大きい原因には、設定した土砂堆積範囲が扇状地の下端に達していないため、堆積域の下限標高が他の地区よりも 20 m ほど高いことが関係している。

堆積物として 0.5 m から 1 m 径の巨礫、および流木に着目すると、流木のほうが巨礫よりも上流側で停止する傾向を示した（表 3.4）。緑井 8 地区や、八木 3 地区のように幅の広い主流路が下流側まで続く場合、下流側に厚い土砂堆積が生じた。オルソモザイク画像では、泥流はかなり遠方まで流下したことが読み取れるが、厚さをもって堆積したのか、薄く

泥水が覆った状態なのかまでは判定できなかった。

**表 3.3** 建物被害の状況、および人的被害を生じた建物被害の状況

人的被害が生じた建物数の合計は、この表に含まれない1棟を合わせ29棟、人的被害の合計は、この表に含まれない2名を合わせ54名であった。この表に含まれない被害の内訳は、八木3阿武にて住宅1棟が無被害だが1名の人的被害、および緑井8の東側にて住宅の一部流失により1名の人的被害がそれぞれ生じた。

地区名	建物被害別の人的被害						谷出口からの 距離 (m)	地域内の全建物被害		
	流失 (棟)	(人)	一部流失・移動 (棟)	(人)	損壊 (棟)	(人)		流失 (棟)	一部流失・移動 (棟)	損壊 (棟)
八木3梅林	4	9	2	3	0	0	154	5	7	-
八木3	7	20	1	2	1	1	140	16	8	11
八木3東	1	1	0	0	0	0	45	2	1	-
八木4	6	8	1	2	0	0	200	14	6	10
八木3阿武	1	1	1	2	0	0	55	2	1	7
緑井8	2	2	0	0	1	1	195	9	7	12
合計	21	41	5	9	2	2	平均 132	48	30	40

**表 3.4** 堆積域の地形的特徴

流木および巨礫到達標高は下限の値を示す。

地区名	谷出口 標高 (m)	流木到達 標高 (m)	巨礫到達 標高 (m)	堆積域下限 標高 (m)	流下距離 (m)	主流路 暗渠化
八木3梅林	45	25	25	10	305	暗渠化
八木3	65	15	25	10	416	暗渠化
八木3東	55	25	30	10	307	暗渠化
八木4	100	60	50	30	511	暗渠化
八木3阿武	80	50	25	25	355	暗渠化
緑井8	65	45	20	10	619	暗渠化

### 3.5 考察

#### 3.5.1 土石流の流路を拘束する条件

土石流の流路を拘束する条件は、山地内では谷地形、扇状地の上では、地形改変後の落水線、建物、植生を挙げることができる。河川が暗渠化された住宅地の場合、谷出口に近い道路はしばしば落水線となり、これは土石流の主要な流路となった。また、八木3阿武では、谷地形の元の流路が侵食され、新たな流路で土石流が流下した（**図 3.10** の A）。建物や植生の影響として、土石流により破壊されて、さらに下方まで土石流が流下する場合と、土石流が衝突して停止し、その場で土砂を堆積する場合との異なる挙動がみられた。これらの挙動の差異は、地物へ到達した際の、土石流の運動エネルギーの大きさの違いに起因するものと考えられる。

### 3.5.2 土石流の運動エネルギー指標

地形の侵食や建物や植生の被害の発生は、到達時の土石流の運動エネルギーの大きさに制約される。土石流による家屋被害の典型的なパターンから、運動エネルギー量の指標を定性的に整理した（表 3.5）。また、土石流が地物に到達すると、地物の変化に応じて土石流の運動エネルギーは減衰する。これには、建物・植生などの破壊や地形侵食、緩傾斜地への流入・土砂堆積による減速、地物による土砂のせき止め（土石流の停止）が挙げられる。運動エネルギー指標の大きい現象が生じるほど、それによる運動エネルギーの減衰量も大きいと考えられる。例えば、八木4地区のように住宅が密集した地域へ流入した土石流は、住宅に被害をおよぼした後に急速に減速し、停止した（図 3.11 の B）。土石流は土砂が流下することで運動エネルギーが運搬されることから、運動エネルギーの減衰は流速の低下と同義となり、停止すると運動エネルギーはゼロになる。このことから、土石流の到達時、対象物の破壊に至らない場合、建物や植生は土砂をせき止め、下流側を保護する機能を発揮する。

なお、本章ではオルソモザイク画像から判読された被害実態をもとに分析を行っているため、オルソモザイク画像から読み取ることのできない被害、例えば、住宅内部への土砂等の流入による被害は評価されていない。しかし、巨礫や流木は単体であってもその衝突の被害が大きいため、これらの挙動の理解や評価は、今後の課題である。

表 3.5 土石流の運動エネルギー指標と対象物におよぼす影響

運動エネルギーの大きさ	対象物		
	地形	建物	植生
大	流路更新	流失	森林植生の流失
中	河床侵食	一部流失・移動	低木植生の流失
小	流路上に堆積	損壊	低木植生の倒伏

### 3.5.3 土石流のハザード・リスク情報の高度化に必要な要素

これまでの議論において、建物や植生へ衝突した土石流はその運動エネルギーを失い、最終的には停止する。このことから、建物や植生の空間分布は、下流側に与える被害の様相を大きく変化させる要因となる。土石流のハザード・リスク情報を高度化しようとした場合、例えば土石流シミュレーションの利用が考えられる。現在の土石流シミュレーションでは、谷地形や家屋の存在は流路の拘束条件として考慮されるが、植生は考慮されていない（中谷ほか、2017）。また、地形の侵食や地物の破壊なども考慮されていないため、被害評価にはそれらの要因を考慮する必要があると考えられる。これらのことから、土石流のハザード・リスク情報の高度化に求められる要素を、次の3点に整理した。

- 建物の分布とその堅牢さ

建物の分布の粗密は、下流への被害状況に影響を与える。流失した建物は瓦礫となり、下流へ影響をおよぼす。また、堅牢な建物は流失しにくく、土砂をせき止めることにより、下

流への影響を軽減する。また、人命への影響の観点では、建物の破壊のみならず、屋内への土砂等流入が考慮されると、より現実に近い情報となる。

- 植生の分布と種類

森林が流木化した場合は、下流への被害の拡大に寄与する可能性がある。また、土石流到達時に森林が破壊されない場合や、低木の植生の存在は、土砂補足による運動エネルギー低減効果が期待される。

- 地物の時空間的变化

上記の各要素は、時間とともにその分布や性質を変化させる。今回の地表面高さ変化の分析では、災害から約6年前のデータを使用した。その期間に新築された建物が、土砂をせき止めた例（**図 3.5** の B）もみられた。変化の大きな住宅地では、定期的な情報の更新により、地物の影響の時間変化を考慮する必要がある。

### 3.6 課題と展開

#### 3.6.1 土砂災害の減災に向けた被害分析結果の活用

本事例研究により、土石流は落水線を流下し、谷出口に近い場所でより被害が大きくなること、また、流路沿いで被害が生じること、そして、土石流が建物や植生へ衝突することにより運動エネルギーが減少し、下流側への被害の程度に影響をおよぼすことが明らかとなった。こうした被害実態の分析により得られた知見は、今後の防災対策に活用することができるものと考えられる。

現状の土砂災害警戒区域等（**図 3.1**）は、大略的には土石流の流下中心線（流下方向）を図上で設定し、これを中心軸として扇形に警戒区域が設定される。この流下中心線は、多くの場合直線的に設定されており、実際の土石流の流下経路の形状（**3.4.1**）とは異なることがある。また、0次谷は等高線で地形が読み取りにくいいため、警戒区域の設定対象外とされている。こうした問題に対し、人工地形を反映した地形データ（例えば、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル5mメッシュ）を使用して落水線を求めることにより、土石流の流下しやすい経路を可視化できる可能性がある。また、土石流の流路沿いで被害が生じること自体は当然のように思われるが、流下中心線に沿って土石流が流下するという既存の考え方では、そうした現実に即した被害の分布を想定し、ハザード・リスク情報として表現することは難しい。そして、落水線は、累積流量ラスタ（Flow Accumulation）をベクター化したGISデータだが（**3.3.3**）、この累積流量を詳しく分析すれば、落水線に流れる水量の多寡を、定量的に議論できる可能性がある（例えば、沢野ほか、2010）。すなわち、水量の多い落水線は、土石流の潜在的な主流路の存在を示唆する可能性がある。落水線の解析は屋内作業で完結でき、かつ、既存データの解析だけで得られるため、調査に要するコストも大きくはない。したがって今後、落水線と土石流の流路、および被害分布の対応に関する分析を進めれば、土砂災害警戒区域等の区域設定において、有用な知見が得られることが期待される。

人的被害の空間分布の傾向は、土石流により生じる被害の一般論として、住民に提示し得

る知見になると考えられる。これは、特に谷出口付近や、流路沿いの居住者に対する、積極的な避難の動機づけにもなりうる。また、災害発生直後の被害家屋の早期把握における着眼点となり、人命救助活動にも有効な知見となるものである。これらの知見を強化するために、他の災害事例について同様の視点で調査を行い、根拠を補強することが必要であることは論を待たない。

### 3.6.2 減災の実現に求められる効果的なハザード・リスク情報の提供と活用

減災の実現を視野に入れた具体的な対応を検討する場合、ハザード・リスク情報の作成と提供のみで終わることなく、自然災害の危険が迫った際に、実際に避難行動が行われる必要がある。災害時、あるいは災害発生の可能性が高まった際に避難率が低いという現実、被災する可能性や被害の内実について、実感を持って認識できず、事前の避難の必要性を実感できないことが一つの理由として考えられる。自宅前の道路が氾濫し、屋根を打つ雨の爆音に恐怖を感じて生命の危機を実感する頃には、避難をするには遅きに失する状況となっている。このような事態を回避し、住民自身による判断によってハイリスク地域から避難を行うことが、減災の実現につながるものと考えられる。このためには、避難行動の判断の根拠の一つとして、具体的で客観的なハザード・リスク情報が必要である。それに加えて、その内容を住民自身が理解することも求められる。前者について、土石流の到達範囲内に、流失や破壊の可能性が高いエリアが存在することを具体的に示すため、建物や植生、土石流の運動エネルギー減衰までを考慮する必要性を指摘した(3.5.3)。後者は、自分の住む地域で何が起こりうるのか、その時、どのような行動をとらなくてはならないのかといった、「減災において宿命的に含まれる個人や地域の自主的な判断」(宮城、2012)を養う取り組みが相当する。

現在のハザード・リスク情報の一種である土砂災害警戒区域は、土石流の到達範囲を簡易的な形状として表している(図 3.1)。これは、専門的な知識で読み解かなければ、いかにも機械的、行政的に設定された印象を与えるおそれがある。実際に、新潟県加茂市では、土砂災害警戒区域等の区域設定が現実的ではないという住民からの指摘によって、土砂災害警戒区域等の指定が見送られたという(新潟日報、2018)。この例からも、ハザード・リスク情報には、高い客観性を持つ作成プロセスが求められるものと考えられる。

そして、住民が地域を知る行為、つまり地域特性の学習は、そもそも個々人の主体的な行動であり、住民に知ろうとする意識が想起されない限り、「学習」が始まらない側面を持つ。したがって、行政や専門家が、住民に対してハザード・リスク情報を一方的に説明するだけではなく、アクティブラーニングの概念(森、2017)にあるように、住民が能動的に学ぶことができる仕組みを考える必要があるだろう。このように、減災の実現には、行政や専門家が情報や知識を提供する機会を作る努力に加え、住民側にも知る努力と、行動する努力が求められるものと考えられる。

### 3.7 まとめ

平成 26 年 8 月広島市土石流災害を対象として、災害前後の 2 時期の DSM の差分から土砂堆積の厚さと範囲をマッピングし、土砂堆積量の計測と被害実態の把握を行った。この結果、人的被害の発生位置および建物被害は、谷出口から 132 m の範囲内に集中した。人的被害を生じた家屋 30 棟が位置していた地表面の平均勾配は 10.0 度、標準偏差は 2.4 であった。また、改変後地形をあらわす基盤地図情報数値標高モデル 5 m メッシュ（国土地理院）から算出した落水線が土石流の流路となり、流路沿いに被害が生じた。土石流の流路上では、上流側ほど侵食・破壊をもたらす運動エネルギーが大きく、地物の破壊に伴い運動エネルギーは減衰し、より下流側の被害が小さくなることから、建物と植生の分布と性質が被害実態に大きな影響を与えることを示した。また、人工改変地形を反映した地形標高データから算出した落水線は、潜在的な土石流の流路の判断に活用できること、また、0 次谷の位置を求める際に有効であることを指摘した。被害実態の空間分布から得られたこれらの知見は、土石流のハザード・リスク情報の高度化や、避難計画などの防災対策、そして、災害発生直後の被害家屋の早期把握に有効であると考えられる。現実的かつ客観的なハザード・リスク情報を作成する上では、建物や植生の地物の影響を評価した土石流シミュレーションの実現が期待される。これにより、土砂災害の危険が及ぶ地域に住んでいながら避難率が低いという問題に対し、住民が地域を知る行為をサポートするための、効果的な情報をもたらすことが期待される。

## 参考文献（第3章）

1. 砂防法（明治30年3月30日法律29号）
2. 地すべり等防止法（昭和33年3月31日法律第30号）
3. 急傾斜地の崩壊による災害の防止に関する法律（昭和44年7月1日法律第57号）
4. 中央防災会議（1963）防災基本計画 昭和38年6月
5. 中央防災会議（1971）防災基本計画 昭和46年5月
6. 中央防災会議（1995）防災基本計画 平成7年7月
7. 中央防災会議（2012）防災基本計画 平成24年9月
8. 中央防災会議（2014）防災基本計画 平成26年1月
9. 中央防災会議（2017）防災基本計画 平成29年4月
10. 国土交通省（2018）土砂災害防止法の概要.  
<http://www.mlit.go.jp/river/sabo/linksinpou.htm>, 2018年12月5日閲覧.
11. 内閣府（2017）付属資料21 土砂災害の発生状況の推移. 平成29年版防災白書.
12. 土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律（平成12年法律第57号）
13. 内閣府（2014）平成26年8月20日に発生した広島市土砂災害の概要. 総合的な土砂災害対策検討ワーキンググループ, 第1回ワーキンググループ資料2.
14. 山越伸浩（2014）広島市の土砂災害を受けた土砂災害防止法の改正－今後の土砂災害対策の推進に当たっての留意点－. 立法と調査, No. 359, pp. 19–31.
15. 水防法（昭和24年法律第193号）
16. 牛山素行（2018）豪雨災害による人的被害と地形の関係について. 2018年日本地理学会春季学術大会発表要旨集, No. 93, p. 76.
17. 国土交通省（2018）土砂災害警戒区域の検証. 実効性のある避難を確保するための土砂災害対策検討委員会資料4,  
[http://www.mlit.go.jp/river/sabo/committee\\_jikkousei.html](http://www.mlit.go.jp/river/sabo/committee_jikkousei.html), 2018年12月5日閲覧.
18. 大川小学校事故検証委員会（2014）大川小学校事故検証報告書（概要）.
19. 広島県（2017）土砂災害警戒区域・土砂災害特別警戒区域図, 箇所番号 I-2-3-61.
20. 国土地理院（2018）基盤地図情報数値標高モデル（10 m メッシュ）.  
<https://fgd.gsi.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem>, 2018年12月5日閲覧.
21. 国土地理院（2018）基盤地図情報数値標高モデル（5 m メッシュ）.  
<https://fgd.gsi.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem>, 2018年12月5日閲覧.
22. 江頭進治・伊藤隆郭（2004）土石流の数値シミュレーション. 日本流体力学会数値流体力学部門 Web 会誌, Vol. 12, No. 2, pp. 33–43.
23. 糸数哲・中谷加奈・山野井一輝・長谷川祐治・藤田正治（2016）土石流シミュレータを用いた土石流発生時の避難経路の検討. 京都大学防災研究所年報, Vol. 59(B), pp. 420–425.

24. 中谷加奈 (2016) 土石流シミュレーション. 土砂災害と防災教育, 朝倉書店, pp. 123-127.
25. 中谷加奈・小杉恵・内田太郎・里深好文・水山高久 (2014) 土石流の氾濫・堆積に及ぼす家屋の影響－平成 24 年 7 月熊本県阿蘇市土井川で発生した土石流を対象として－. 第 7 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp. 85-90.
26. 中谷加奈・小杉恵・里深好文・水山高久 (2017) 家屋や道路が土石流の氾濫・堆積に及ぼす影響－2014 年 8 月に発生した広島土砂災害を対象として. 砂防学会誌, Vol. 69, No. 5, pp. 3-10.
27. 水原邦夫 (2016) 土石流に伴う流木による災害とその防止軽減対策に関する考察. 水利科学, Vol. 60, No. 352, pp. 1-46.
28. 久保田哲也・武田剛・Andang Suryana Soma・水野秀明 (2018) 平成 29 年九州北部豪雨による林地荒廃と流木発生の特徴. 平成 30 年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 23-24.
29. 中部地方整備局 (2014) 平成 26 年 8 月豪雨災害 (広島豪雨災害) 主要被災エリア崩壊土砂量等算出.
30. 土木学会・土木学会中国支部・地盤工学会 (2014) 平成 26 年広島豪雨災害合同緊急調査団調査報告書.
31. 三浦弘之・弓真由子 (2015) 非線形写像法による航空レーザ測量データの幾何補正とそれに基づく 2014 年広島豪雨災害での崩壊土砂量の推定. 地域安全学会論文集, No. 27, pp. 283-291.
32. 沢野伸浩・千川剛史・小島誠一郎・石尾志保美 (2010) Flow Accumulation を用いた中山間地における豪雨災害の被害予測に関する考察. 日本災害情報学会第 12 回学術大会予稿集, pp. 141-146.
33. 新潟日報 (2018) 加茂市の 306カ所指定できず. 新潟日報モア, <https://www.niigata-nippo.co.jp/news/politics/20181204436463.html>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
34. 宮城豊彦 (2012) ミレニアムクラスの複合災害を克服するための新しいパラダイムの構築. 地域災害と環境脆弱性の克服に関する報告書 (概要版), pp. 8-9.
35. 森朋子 (2017) アクティブラーニングとは何か「わかったつもり」を「わかった」に導く授業デザイン. ドイツ語教育. Vol. 21, pp. 7-16.

## 第4章 雪崩災害調査への UAV-SfM の適用：2017 年那須町雪崩災害

本章は、2017 年 3 月 27 日に栃木県那須郡那須町で発生した雪崩災害における UAV-SfM 調査について述べたものであり、8 節で構成される。第 1 節では、研究の背景と目的を述べる。最初に、世界と日本における雪氷災害のリスクについて述べる。次に雪氷災害の中でも雪崩に着目し、その性質と種類について整理する。そして、2017 年那須町雪崩災害の状況を確認し、本事例研究の目的を述べる。第 2 節では、積雪の調査観測手法として、既存の手法の特徴と課題を整理する。そして、積雪調査における UAV-SfM の特性を述べ、これを用いた調査手法を説明する。第 3 節は対象地域の地形と地質、植生、気象の概要について述べる。第 4 節では、本事例研究で実施する 2 つの調査手法について説明する。一つは積雪深の推定、一つは積雪表面に見られる特徴的な形態のマッピングである。第 5 節では、調査手法を適用した結果を述べる。積雪深の推定に至る各調査ステップの内容と、推定積雪深による雪崩範囲の判読、そして、積雪表面形態のマッピングについて、それぞれの結果を述べる。第 6 節では考察を行う。最初に推定積雪深の正確さについて検討を行う。次に、積雪表面形態のマッピングから得られた結果を整理する。これらの知見を統合し、雪崩の範囲について詳細な検討を行う。第 7 節では、本事例研究の課題と展開を述べる。第 8 節ではまとめを述べる。

なお本章は、「雪崩災害調査への UAV-SfM の適用：2017 年那須町雪崩災害の事例」（内山ほか、2018）として公表された論文を基に再構成し、新たな考察（4.6.3(4)）を加えたものである。

### 4.1 背景と目的

#### 4.1.1 背景

##### (1) 雪と生活：急峻な山岳地帯と豪雪地帯における雪崩災害リスク

多くの降雪がもたらされる世界中の山岳地域では、雪崩は毎冬に頻発する自然現象の一つである。山岳地は、平地や都市部に比して人口密度が低く、山岳地の外では雪崩の被害は生じないため、地震、洪水、台風、干ばつ、火山噴火などの広域的な現象に比べれば、その被害規模は大きいとはいえない。しかし、雪崩のリスクは山岳地内の居住地に限らず、スノーアクティビティを観光資源とする地域の安全や、送電線、交通インフラ施設の維持管理に対する脅威となる（McClung and Schaerer, 1993）。日本に目を向ければ、山岳地帯やそのふもとに隣接する平地に、住宅地が立地する生活環境は珍しいものではない。この場合、裏山の雪崩に全く無関心で生活を営むことはできない。実際に、豪雪地帯対策特別措置法で指定された豪雪地帯において、雪崩の被害想定区域内に民家や公共施設が存在する雪崩危険箇所は、全国で 2 万箇所を超える（国土交通省、2006）。また、最近の例では、平成 26 年 2 月豪雪において、山梨県南巨摩郡早川町では、各地で停電が発生する中、道路上への雪崩流下により交通網が閉ざされ、5 日間にわたり町内全域が孤立状態となった（内山・上石、2014）。このように、近年のインフラの複雑化は、雪崩のリスクを受けやすくなる素因とな

っている。

## (2) 雪崩の性質と種類

雪崩は、「いったん斜面上に積もった雪が、重力の作用により、肉眼で識別し得るほどの速さで位置エネルギーを変更する自然現象」と定義される（前野ほか、2000）。雪崩は、豪雪山岳地全体としてみれば頻度が高い現象ではあるものの、発生から停止までに要する時間は数分以内であるため、実際に現象を目で見て確認する機会は少ない。したがって、雪崩の形態や規模、雪崩が発生した諸条件は、雪崩の後に残された形跡の観察や、積雪層の調査によって行われる（前野ほか、2000）。

雪崩は、その痕跡の形態により、発生区、走路（滑走区）、堆積区の3つに分類される（和泉、1991）。このうち発生区には、破断面と呼ばれる特徴的な形態が生じることがある。破断面はさらに四種類に細分され、このうち上部破断面、側部破断面およびすべり面は、周囲の不動の積雪層との境界面に相当する。下部破断面は、発生区と走路の境界面である。また、斜面上に降り積もった雪は、その積雪層の性質によって、様々なタイプの雪崩を発生させる。まず、雪崩発生の始点の形として点発生か面発生、次に雪質により、乾雪か湿雪、そしてすべり面の位置により、表層か全層かに分類される（日本雪氷学会、1998）（表4.1）。なお、表層雪崩とは積雪層中にすべり面があり、雪崩発生後にも下層積雪が残存するもの、全層雪崩とは積雪層の底面がすべり面となり、積雪層の全体が移動するものである。

表 4.1 雪崩分類名称  
（出典：日本雪氷学会、1998）

分類要素	雪崩発生の形	雪崩層の積雪	滑り面の位置
雪崩	点発生雪崩	点発生乾雪雪崩	点発生乾雪表層雪崩
			点発生乾雪全層雪崩
		点発生湿雪雪崩	点発生湿雪表層雪崩
			点発生湿雪全層雪崩
	面発生雪崩	面発生乾雪雪崩	面発生乾雪表層雪崩
			面発生乾雪全層雪崩
		面発生湿雪雪崩	面発生湿雪表層雪崩
			面発生湿雪全層雪崩

雪崩には発生しやすい傾斜角があり、面発生乾雪表層雪崩の例では、そのほとんどは30度から45度の斜面で発生し、そのピークは40度とされる（Perla, 1977; McClung and Schaerer, 1993; 前野ほか、2000）。この性質の背景には、乾雪表層雪崩を起こしやすい雪

質の影響が指摘されており、雪の結晶形状と安息角の関係が実験により求められている（成田・竹内、2009；中村、2015）。これによれば、サラサラの雪や粉状の雪などと称される、板状で形のシンプルな結晶形状ほど安息角が小さくなること（成田・竹内、2009）、また、そのようなタイプの雪結晶は、南岸低気圧によってもたらされる場合があること（中村、2015）が報告されている。安息角が小さい粉状の雪は、降雪後の積雪の形状変化が大きいことも特徴的であり、樹林帯の中や雪崩防止策をすり抜けて流下することもある（中村、2015）。

このように、面発生の表層雪崩は、気象条件により積雪層中に形成される弱層と、その弱層の破壊伝搬により発生することが知られているが、現時点では特定の斜面を対象とした発生の予測は困難とされる（Schweizer et al., 2003）。このため、雪崩災害の直後に、信頼性の高い定量的なデータを取得し蓄積することは、雪崩の発生予測にとって重要である。雪崩の現地調査として行われる積雪断面観測では、降雪の結晶構造と、積雪層の力学的な強度（硬度、密度）、温度といった項目が記載される。ここから、弱層、すなわちすべり面となりうる積雪層の判定が行われ、また、積雪層の物性情報は、雪崩シミュレーションに活用される。しかし、雪崩範囲の特定を含む、雪崩の全域を対象とした現地踏査は、雪崩再発のリスクもあって容易ではない。さらに、こうした特性に加えて、雪の色が白いことも、各種の調査を難しくする原因となっている。積雪表面の可視光反射特性は、輝度のレンジが狭くピークが大きい反射スペクトルを持つ。さらに、積雪表面は凹凸が小さく陰影が少ないことも相まって、画像の全域でコントラストが小さくなりやすい。このため、人工衛星の画像、空中写真、現場写真のいずれでも、可視光による写真の場合は雪面が白一色で写るため、積雪の形状に関する情報を記録できない場合がある（内山ほか、2014）。

#### 4.1.2 研究の目的

2017年3月27日午前8時30分（推定）、栃木県那須郡那須町大字湯本字那須岳国有林内（那須温泉ファミリースキー場付近）において雪崩が発生し、登山研修中の高校生等が雪崩に巻き込まれた。この雪崩により、死者8名、重傷2名、軽傷38名の人的被害が発生した（内閣府、2017；那須雪崩事故検証委員会、2017）。

この雪崩に対して、中村ほか（2018）は雪崩発生の翌日以降に複数回の現地調査を行い、雪崩の種類を面発生乾雪表層雪崩と推定した。さらに、雪崩発生と同時期に通過した南岸低気圧により、板状結晶の積雪層がもたらされ、これが弱層となり雪崩が発生したことを指摘した。同時に、この降雪結晶の性質もあいまって雪崩の形状が維持されにくく

(4.1.1(2))、現地調査では、雪崩の範囲を示す形態的痕跡が確認できなかった。このため、雪崩の流下による積雪層構造の削剥、樹木の枝折れやストック等の遺留品の分布といった別の根拠から、流下経路の一部と堆積区が推定された（図 4.2）。伊藤ほか（2018）は、積雪層の物性値を基にして流動シミュレーションによる発生区の推定を行ったが、そこで示された範囲の確度は高いとはいえない。そこで本事例研究では、この雪崩を構成する発生区、走路、堆積区の範囲を明らかにすることを目的として、UAV-SfM 調査を実施した。

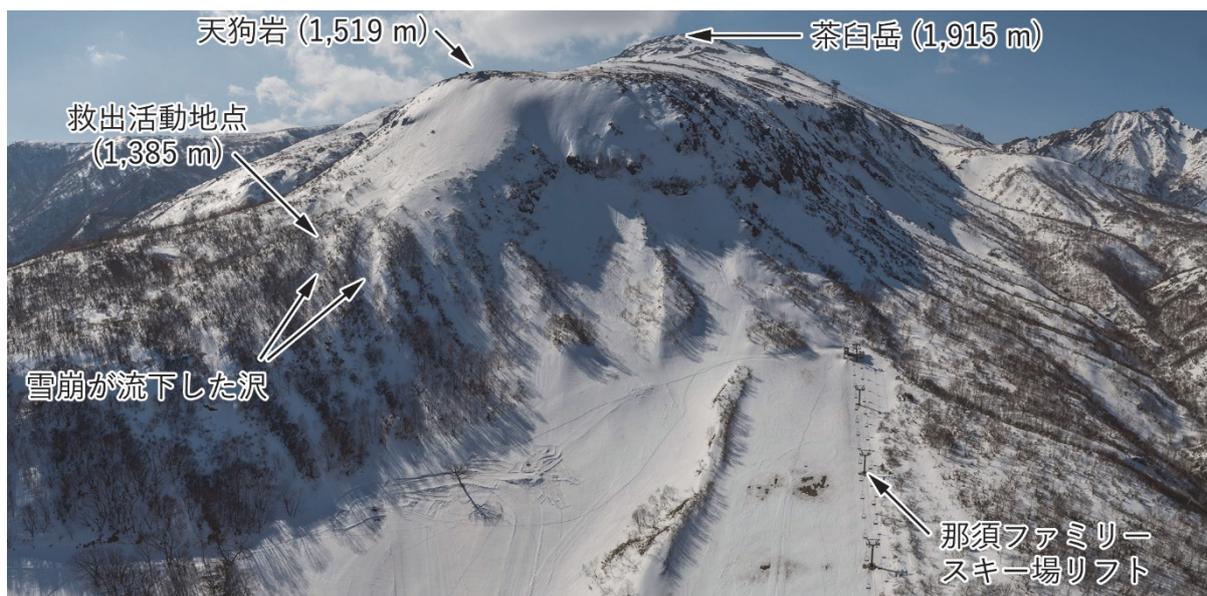


図 4.1 調査地全景

天狗岩（文献により「天狗の鼻」とも）は、地上の広い範囲から見ることのできるランドマークであり、雪崩が発生したと推定される沢の上流部と溶岩流の縁との境界に位置する、高さ約 2.5 m の細長い岩。2017 年 4 月 2 日著者撮影。

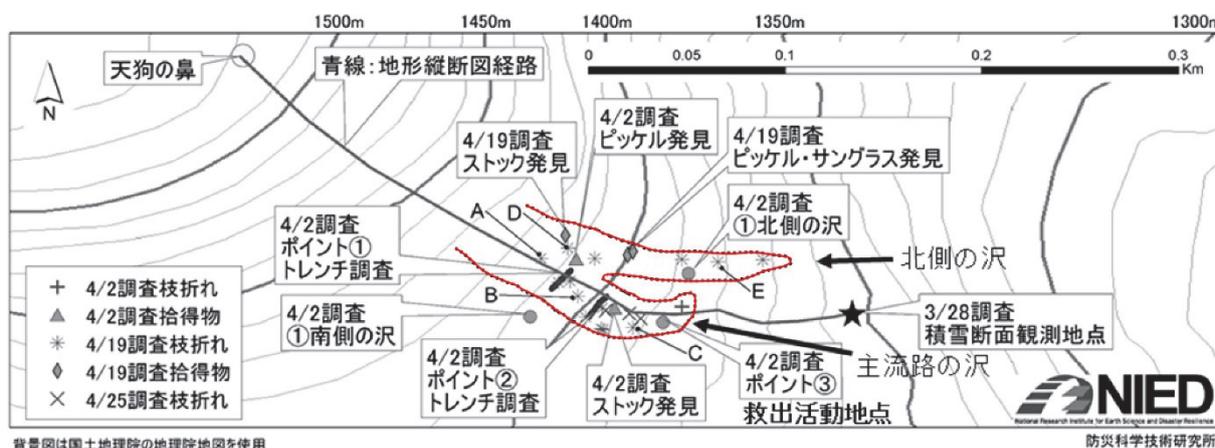


図 4.2 現地調査によって推定された堆積区の範囲

雪崩の種類は、面発生乾雪層雪崩とされたが、降雪結晶の物理的性質により、雪崩の形態的痕跡が確認できなかった。赤線は、枝折れや遺留品の分布等から推定された、走路の下部から堆積区にかけての範囲。枝折れ等の位置はハンディーGPS ロガーにより測定され、計測原理上、最大 10 m の水平誤差を含む。また、堆積区の推定範囲は、2 万 5 千分の 1 地形図上に示されていたものである。（中村ほか（2018）に加筆、修正）

## 4.2 積雪の調査・観測手法

### 4.2.1 既存の調査・観測手法

積雪は、気温の変化や日射、強風などの気象条件により様相が刻々と変化する（雪氷災害調査チーム&雪崩事故防止研究会、2017）。このため、発生した雪崩の調査は、可及的速やかに実施することが望ましい。調査手法には、大別して直接調査と遠隔調査の二種類の方法がある。これには、現場へ進入して実施する積雪断面観測のような直接的な方法と、人工衛星リモートセンシングや航空機などの遠隔観測による方法とが挙げられる。直接的な調査は、得られるデータの信頼性は高いが、雪崩再発のリスクが大きい場合、雪崩の内部や近傍での調査の実施が難しい。さらに、ピンポイントで得られたデータの適用可能な範囲について、明らかではない面がある。また、掘削を伴う調査は積雪構造を乱すため、長期的な変化の観察には向かない。地中探査レーダー（GPR: Ground penetrating radar）は、現場で面的かつ非破壊のデータが得られるが（Instanes et al., 2014 ; Nakano et al., 2008）、雪崩再発リスクがある場合は実施が難しい。これに対して、遠隔観測による手法は、アクセス困難な場所を含む広範囲のデータを、積雪構造を乱すことなく面的に取得できる。しかし、人工衛星や航空機を使用した調査はコストが大きく、分解能の低さや観測タイミングの不一致といった課題がある（Eckerstorfer et al., 2016）。このほか、地上レーザー測量は危険区域から離れて計測が可能だが、システムが高価であり、また、植生や岩の背後など、斜面の形状や地物の存在により、計測できない領域が生じる。このように、既存の観測手法では、積雪そのものの性質（4.1.1(2)）も相まって、俯瞰的に把握したり、雪崩全体の形状を面的に捉えたりすることは容易ではない。

### 4.2.2 UAV-SfM 調査の適用

既存手法の課題を克服し、雪崩全体の形状を把握する手法として、本事例研究では UAV-SfM を用いた調査を実施する。積雪環境における UAV-SfM を用いた先行研究では、積雪表面の標高モデル（以降、積雪 DSM）を作成し、積雪のない時期の地形面の標高モデル（以降、DTM）との差分から、積雪深の空間分布の推定が行われている（内山・上石、2014 ; Nolan et al., 2015 ; 小花和ほか、2016）。積雪調査で UAV を用いる際に懸念される点は、UAV の運航限界の低さを理由とした、気象条件による飛行の制約がある。山岳地は強風になりやすく、冬季の低温や、降雨や降雪、霧によって飛行の機会を制約される。さらに、SfM は写真測量の一手法であるため、真っ白な雪面（4.1.1(2)）をそのまま撮影すると、SfM 解析では十分な数の画像特徴点を抽出することができず、それに続く三次元的な計測処理を行うこともできないことが指摘されている（内山ほか、2014）。

### 4.2.3 研究手法のフレームワーク

本事例研究では、雪崩の範囲を明らかにするため、積雪深の推定と、積雪表面の特徴的な形態のマッピングの2つのアプローチを用いることとした。積雪深の推定により、雪崩の発生区では周囲より積雪深が薄く、堆積区では積雪深が厚くなる性質を根拠として、雪崩の

範囲の特定を試みる。次に、UAV 撮影写真の立体視判読およびオルソモザイク画像の判読により、発生区に存在する破断面など、雪崩の運動により形成された特徴的な形態を抽出し、雪崩構造との関連を検討する。また、真っ白な雪面から情報を得る手法として、テレビ映像の明るさを調整することで破断面を読み取った例（阿部ほか、2007）があることから、ここでは、UAV 写真の階調を調整して判読を行う。

ここでは、積雪表面の特徴的な形態に対し「積雪表面形態 (covered snow microform)」という用語を用いて表現した。雪は上空で生成されてから地表面に集積し、消失する全過程において雪と呼ばれ、区別されない。さらに、雪の形態といえば、雪の結晶形に関する研究分野があり、この分野との区別が必要となる。また、判読する形態の空間サイズは  $10^{-1}$  m から  $10^1$  m 程度の微地形スケール（藤本ほか、2016）に相当するが、積雪は地形ではないため、既存の用語の適用ができない。このため、判読対象を意味する適当な用語が必要と考えたものである。

### 4.3 対象地域の地形と地質、植生、気象の概要

#### 4.3.1 地形と地質

災害現場は、茶臼岳（標高 1,915 m）の南東 1.3 km に位置する溶岩流の斜面上にある（図 4.3）。遷急線を境に、高標高域には緩傾斜の台地状斜面が広がる。遷急線上には通称、天狗岩（標高 1,515 m）と呼ばれる高さ約 2.5 m の細長い岩があり、現場一帯から目視できるランドマークとなっている。この一帯は、標高 1,300 m 付近まで南東方向へ延びる 3 つの溶岩流で構成されている。溶岩流は長さ約 1,000 m、幅 500 m から 700 m、厚さ約 100 m であり、厚く短い（貝塚ほか、2014）。溶岩流の周囲には平均傾斜が 30 度を超える急斜面が広がり（図 4.3）、これは一般的な知見として、雪崩が発生しやすい地形である（4.1.1(2)）。実際に、那須岳周辺では、1938 年から 2009 年までの 72 年間で、10 件の雪崩災害の記録が残されている。これは人的被害等が生じた記録であり、雪崩の発生そのものはさらに多い。（鈴木ほか、2017）。

#### 4.3.2 植生

この地域の植生は、高さ 2 m 前後のチシマザサおよびチマキザサの分布域となっている（図 4.4）（薄井、1972）。密生したササ類は「道をつけなければうかつにあるくことさえ困難なほど近づき難い存在」（薄井、1972）と表現された。現場では実際に、斜面上のササが、靴底が地面に触れないほど密生していた。このササは冬季に枯れることはなく、積雪下で越冬する。

#### 4.3.3 気象

今回の調査では、雪崩の発生から UAV 撮影の実施まで 6 日間が経過しており、この間に積雪状態が変化した可能性がある。このため、災害後から UAV 撮影までの気象変化を把握すべく、現場から約 5 km 東に位置する最寄りのアメダス観測点「那須高原」（設置標高

749 m) において、災害 3 日前の 2017 年 3 月 24 日から 4 月 3 日までの降水量と気温、および、日照時間と積雪深のグラフを作成した (図 4.5) (気象庁、2018)。融雪の可能性のある気温の境界として、気温減率  $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  とした場合の、標高 1,500 m における気温  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  のラインを赤色の破線で示した (図 4.5 上)。概観すると、3 月 27 日の雪崩発生から 4 月 2 日の UAV 撮影までの間、3 月 28 日から 30 日および、4 月 2 日の 4 日間で日照があった。さらに、3 月 29 日と 30 日および、4 月 2 日の 3 日間では、現場付近の気温が  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  を超えた。また、3 月 30 日にはアメダス観測点における積雪量がゼロとなった。

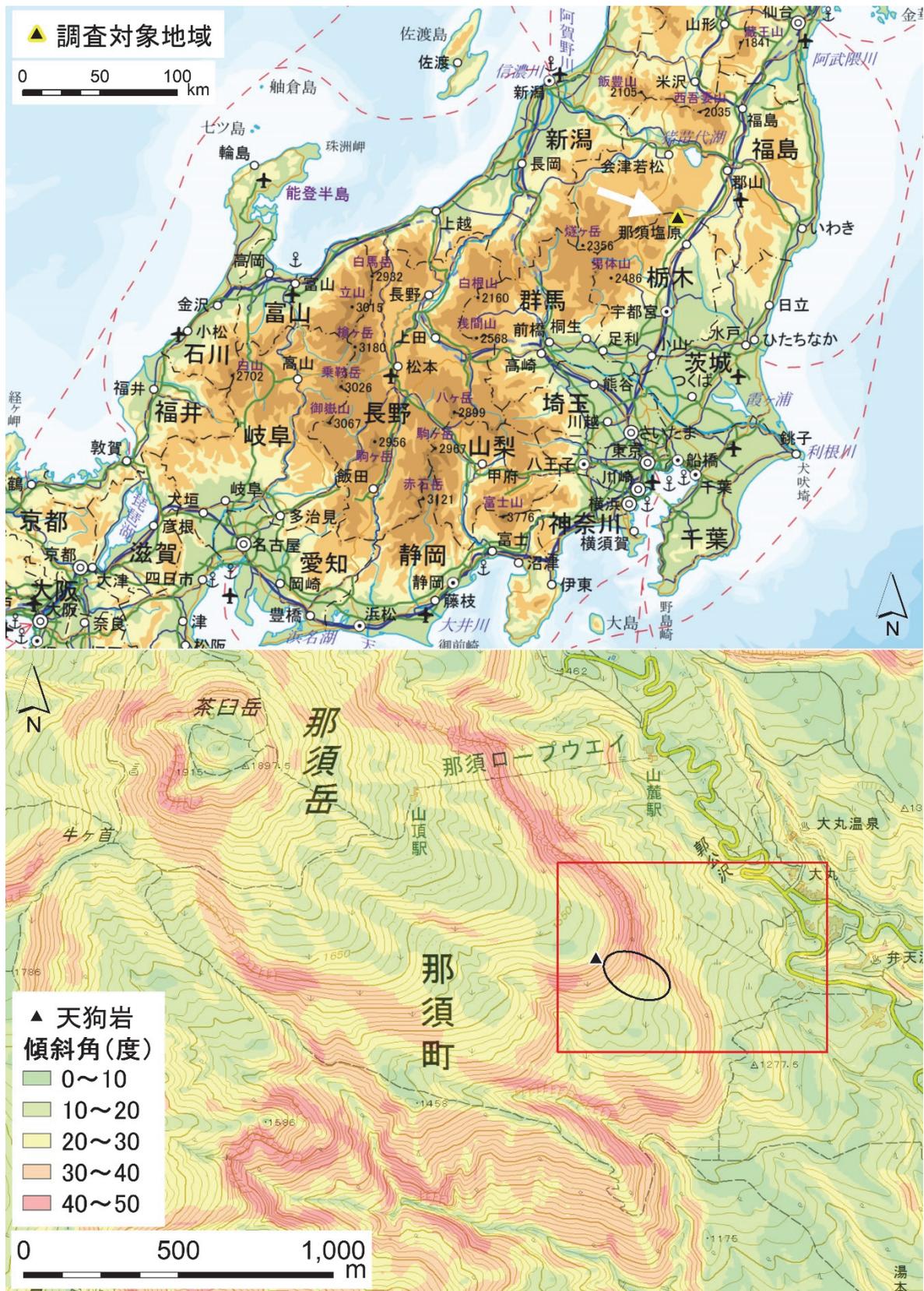


図 4.3 調査対象地域および茶臼岳周辺の地形図

下の図では、黒三角は天狗岩の位置を、黒丸は雪崩が発生した斜面を、赤枠で図 4.7 の範囲を示す。背景図は地理院地図および、基盤地図情報数値標高モデル（5 m メッシュ）（国土地理院）から作成した陰影図と平均傾斜図。

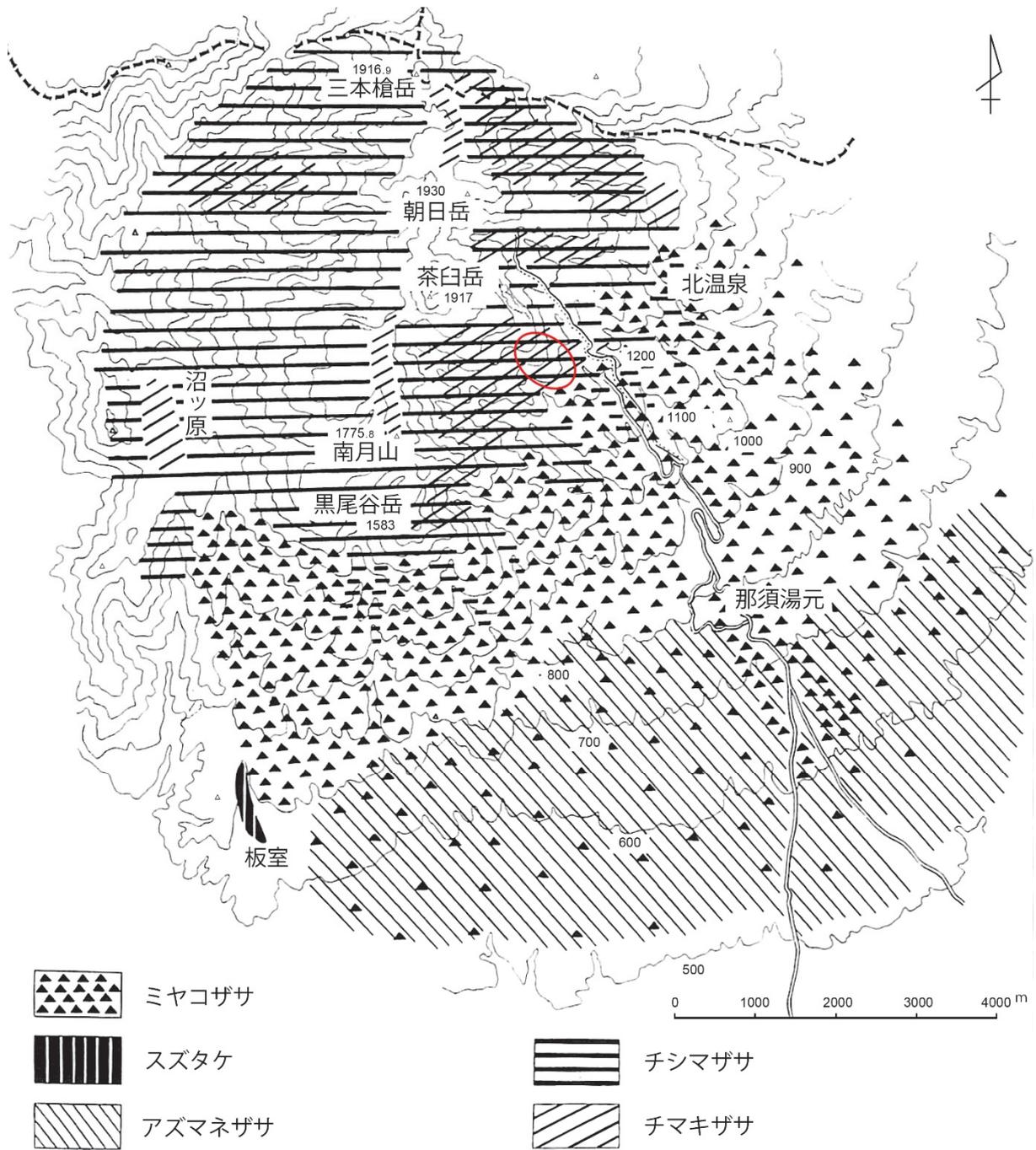


図 4.4 調査地周辺の植生図

赤丸が雪崩発生斜面の周辺。薄井（1972）に、雪崩発生斜面および方位記号を加筆、修正。

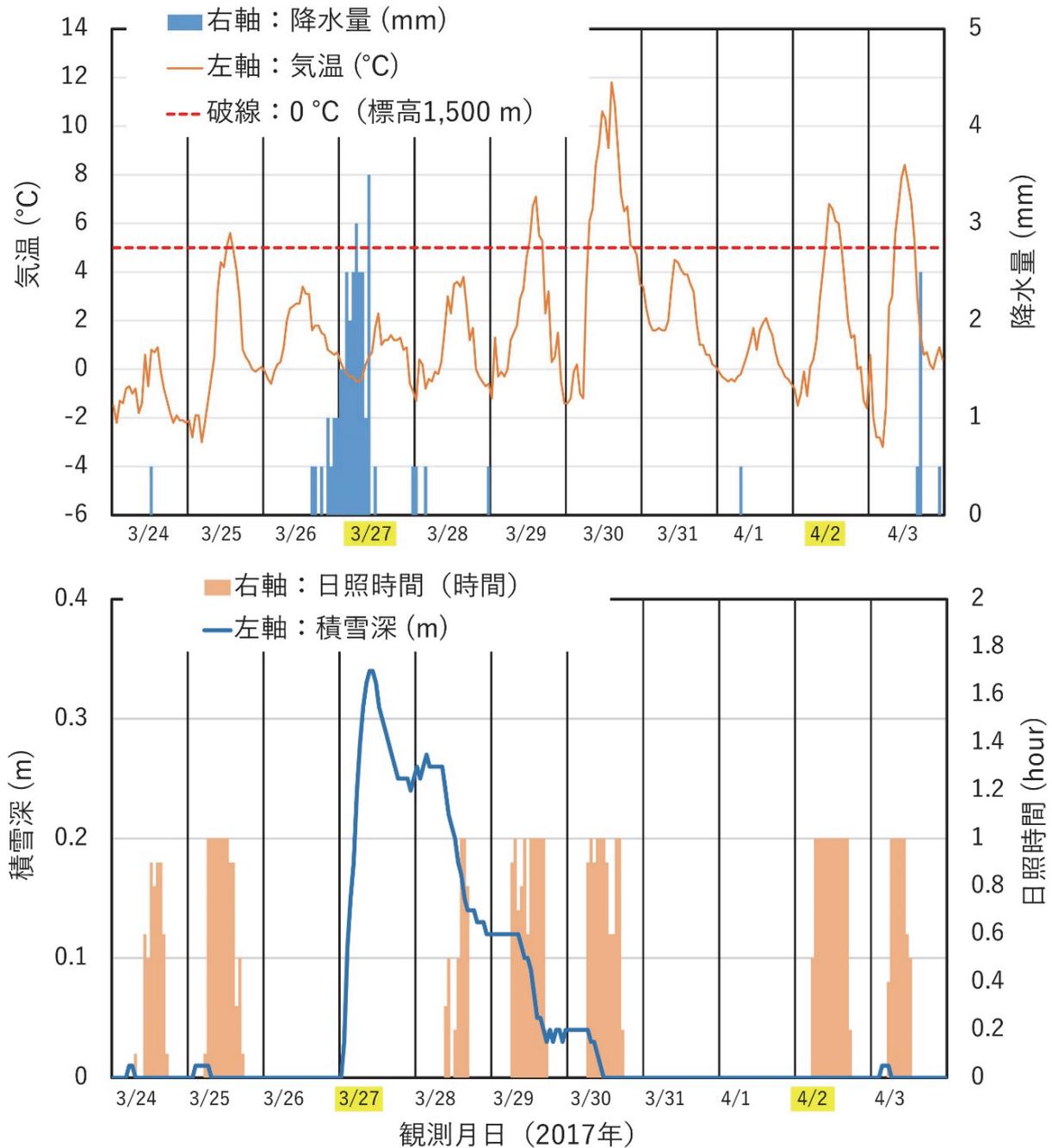


図 4.5 降水量と気温、および日照時間と積雪深

上は降水量と気温、下は日照時間と積雪深のグラフ。黄色マーカーを付した 3/27 は雪崩発生日、4/2 は UAV 撮影日を示す。上のグラフの破線は、標高 1,500 m 地点における気温 0 °C のライン (気温減率 0.65 °C/100 m) を示す。2017 年 3 月 24 日から 4 月 3 日までのアメダス「那須高原」観測点で得られた観測値を使用した。

## 4.4 調査手法

### 4.4.1 積雪深の推定

積雪深の推定は次の6ステップにより実施した。

1. 地上基準点および精度検証点の設置と GNSS 測量
2. UAV による垂直写真の撮影
3. SfM 解析
4. DSM の精度検証
5. 積雪深の推定
6. 推定積雪深の精度検証

以降に、各ステップの詳細を述べる。

#### (1) 地上基準点および精度検証点の設置と GNSS 測量

UAV-SfM による計測対象範囲内に、地上基準点と精度検証点として使用する候補地点（以下、候補地点と総称する。）を設置した。これらの地点には、道路の白線、雪崩発生域の北西にある天狗岩周辺の露岩など、UAV 写真上で明瞭に判読可能な地点を利用した。このほか、ゲレンデの積雪面上には、1 m 角のターポリン製シートを対空標識として打設した。候補地点は、GNSS 測量により地理座標を計測した。GNSS 機材は 2 m 高のカーボンレンジポールに装着した Trimble Geo7X と Zephyr Model 2 外部アンテナを使用し、測位方式には搬送波測位の一種である VRS-RTK を利用した。測量中に、衛星の電波が途切れるサイクルスリップを避け、測位解が安定して得られることを確認する目的で、1 地点あたり 10 秒間（データ受信間隔は 1 秒）の観測を 3 回行った。観測結果に異常値がない場合は 3 回の観測値を平均して、候補地点の座標とした。

#### (2) UAV による垂直写真の撮影

UAV による垂直写真撮影は、次の撮影計画により行った。飛行の方法は自律飛行とし、飛行制御ソフトウェアには Map Pilot for DJI を使用した。写真のオーバーラップ率は進行方向、コース間ともに 80 %、対地高度 150 m を維持する地形追従飛行、写真の空間分解能は一画素あたり 3.3 cm として計画した。機体には DJI Inspire 2、カメラは DJI X5S を用いた。カメラの諸元は、総画素数 2,000 万画素、ローリングシャッター方式のマイクロフォーサーズ CMOS センサー、レンズ焦点距離 15 mm、対角画角は 71.6 度である。

冬季の積雪調査における UAV-SfM の課題には、次のように対応した。低温への対処は、黒い保温ケースにバッテリーを格納し、直射日光下で加温を行った。強風への対処は、あらかじめ風が弱い日を選定するとともに、機体の耐風性能と経験から飛行可能な風速条件を定めた。風速条件は、携帯型風速計 Kestrel 2000 による地表での 2 分間観測値において、平均と最大の風速の差が 2 m/s 以内かつ瞬間最大風速 8 m/s 以内とした。低コントラスト写真の改善策として、雪面の微細な凹凸の陰影が強く出る日照条件で撮影を行った。加えて、撮影画像を RAW 形式で記録した。RAW 形式は RGB の各チャンネルで 12 bit~14 bit (4,096

階調～16,384 階調) で記録され、JPEG 形式 (8 bit、256 階調) に比して、情報量が多い。このため、画素の白飛びや黒つぶれが生じにくいとされている (内山ほか、2014)。

### (3) SfM 解析

UAV 撮影写真と候補地点の位置座標とを使用して SfM 解析を行い、オルソモザイク画像と積雪 DSM を作成した。SfM ソフトウェアには Agisoft PhotoScan Pro. 1.2.6 を使用した。SfM 解析では、以下に述べるように、本事例研究とは異なる取り組みで得た内部標定要素パラメータを使用した。外部標定要素のうち、撮影位置の初期値には写真の EXIF に記録された GNSS 位置情報を使用した。カメラの姿勢情報は取得していないため、外部標定要素の初期値は未設定とした。

2.3.2 で述べたように、SfM では解析ごとに外部および、内部標定要素の最適値を推定するが、高精度な内部標定要素が既知であれば、三次元モデルの精度が向上する場合がある (内山・早川、2018)。そこで、120 m 四方に等間隔で 43 点の地上基準点を設置し、UAV により地上分解能 1 cm の垂直写真および、斜め写真を撮影して SfM で解析を行った。これによって推定された内部標定要素を、固定パラメータとして使用した。なお、このようにして得られた内部標定要素は、カメラとレンズの個体および撮影時の設定が同一であれば、撮影現場を問わず共用できる。

### (4) DSM の精度検証

SfM 解析に続いて、精度検証を行った。候補地点 (本項(1)) に対し、SfM ソフトウェア上で地上基準点と精度検証点をそれぞれ割り当て、精度検証点の計測座標と三次元モデル投影座標の差を誤差として求めた。また、地上基準点と精度検証点の役割を様々に入れ替えて、精度検証点の RMSE の変化を観察した。RMSE は、SfM ソフトウェアに出力された値を使用した。

### (5) 積雪深の推定

研究開始当初の計画では、融雪後、植生の高さが回復する前に UAV 空撮を行い、これを DTM として使用する予定であった。しかし、積雪下のササは、残雪が解消した場所から速やかに直立した。一部の谷底には露岩が見られたが、斜面上は人の背丈を超える高さでササが高密度に繁茂しており、地表面付近から空はほぼ見えない状況であった。このため、UAV 空撮による DTM の取得は断念した。

そこで、積雪深の推定に使用する地形標高データとして、災害前に計測された航空レーザー測量データに含まれる DTM (関東地方整備局、2009) を使用した。UAV-SfM と航空レーザー測量データの差分を求める場合、水平および、垂直方向の系統的なズレの存在が知られている (Izumida et al., 2017)。積雪深の推定の前に、この補正作業を行った。また、積雪 DSM のメッシュサイズを、地上分解能が低い DTM に合わせてリサンプリングした。推定積雪深は、積雪 DSM の各メッシュの標高値から、補正された DTM の対応するメッシュ値を減算し、次式によって求めた。

推定積雪深 = 積雪 DSM - DTM

このほか、推定積雪深の判読を補助するデータとして、落水線および、簡易植生図を作成した。落水線は雪崩の流向や流路の目安として使用した。これは、ESRI ArcGIS Spatial Analyst の「累積流量ラスターの作成」ツールにより DTM から作成した。簡易植生図は、推定積雪深とササの範囲との関係を考察する目的で作成した。DTM と同時に撮影された 1 m 分解能のオルソモザイク画像から植生を判読したが、オルソモザイク画像の空間分解能が低く、植生の種類を完全に区別できなかったため、ササ、立木および、樹林帯を含む範囲として示した。

#### (6) 推定積雪深の精度検証

雪崩の走路上でゾンデ棒により積雪深を計測し、推定積雪深との比較に用いた。また、グレンデ上で地表の芝が見えていた地点について、推定積雪深がゼロになる地点の検証用に、GNSS で地理座標を計測した。

#### 4.4.2 積雪表面の特徴的な形態のマッピング

雪崩の範囲を構成する発生区、走路、堆積区を明らかにするため、UAV 写真の立体視判読およびオルソモザイク画像の判読により、雪崩の外形、すなわち発生範囲と不動域の境界の判読を試みた。次に、雪崩の流下が推定される範囲の内外において、「その場で、または移動により、あるいは気象や外力による変化を受けて生じた、積雪が織り成す形態的特徴の小単位」に着目し、判読、図示した。本事例研究ではこれを積雪表面形態と呼称した

(4.2.3)。各積雪表面形態の形成プロセスに関して、既存の分類基準が見られないため、ここでは次の 3 点に着目した。

1. 既によく知られた積雪表面の形態。クラスト、スノーボールなど。
2. 積雪層に対する引っ張り応力に関連する形態。クラックなど。
3. 積雪層に対する圧縮応力に関連する形態。落水線の歪みなど。

積雪表面形態の判読は、(株)フォテック製 Stereo Viewer pro を用いた UAV 撮影写真の立体視判読、および、オルソモザイク画像単独の判読を組み合わせ実施し、判読結果をオルソモザイク画像上に記入した。判読に使用する写真は明るすぎる積雪面が多いため、人間の目で読み取りやすくする目的で、明部と暗部の階調を中間階調に近づける処理を行った。この処理は Adobe Photoshop で行った。

### 4.5 結果

#### 4.5.1 積雪深の推定

積雪深推定調査のための 6 ステップ (4.4.1) に沿って、それぞれの結果を述べる。

### (1) 地上基準点および精度検証点の設置と GNSS 測量

調査対象地は人工物のない自然斜面だが、雪崩再発の可能性もあり、対象地内に対空標識を設置することができなかった。このため、対空標識の設置が可能なスキー場のゲレンデや、人工物が存在する駐車場等が含まれるように、計測対象範囲を南東に延長した。候補地点(4.4.1(1))の配置は、対象範囲の外周付近とその内側、および高標高域と低標高域を含むように地点を選定した。この結果、東西 800 m、南北 320 m、標高差 270 m の範囲について、11 地点の候補地点を設置し、それぞれの地点で GNSS 測量を行った。候補地点の設置予定地点のうち、残雪のため立ち入れない場所については、融雪後の 5 月下旬に GNSS 測量を行った。

### (2) UAV による垂直写真の撮影

UAV の空撮は、日射があり雲量が少なく風が弱い日を条件とし、撮影の 2 日前に実施日を決定した。当日の気温は 2 °C、西の風で風速はほぼ一定、最大風速は 4.3 m/s であった。雪崩発生斜面に近い場所で調査を行っていた別のグループからの気象情報を加味し、乱流や突風がないことから運航可能と判断した。撮影時間帯は、積雪表面の陰影が強く出る時間帯を選択した。調査対象が南東向きの急斜面のため、これに直交する方角からの日射と、低角な太陽高度が得られる 15 時頃から撮影を行う計画とした(表 4.2)。

UAV 空撮の結果、265 枚の RAW 形式の垂直写真が撮影された。飛行制御ソフトウェアのバグにより、進行方向 72 %、コース間 85 % のオーバーラップ率で撮影されたが、オーバーラップ率はいずれも十分であり、SfM 解析上の問題はないと判断した。また、バッテリー温度は候補地点の設置、測量作業中に 16 °C 程度まで加温されており、低温による飛行時間減少等の不具合は生じなかった。

表 4.2 UAV 撮影時間帯の太陽高度と太陽方位

太陽高度は、地平が 0 度、天頂が 90 度、太陽方位は北を 0 度として時計回りの値である。(データ出典：国立天文台、2018)

日付	時刻	太陽高度 (度)	太陽方位 (度)
2017年4月2日	14:56	35.7	245.9
	15:52	25.2	256.5

### (3) SfM 解析

候補地点の位置座標と UAV 撮影写真、および既知の内部標定要素を使用して SfM 解析を行った。その際、撮影写真間の共通地点を明示的に指定するため、手動タイポイント(2.3.4(1))として 20 地点を設定した。手動タイポイントの内訳は、GNSS 測量を行った候補地点の 11 地点と、座標値を持たない 9 地点である。候補地点のうち、地上基準点として使用する地点の初期配置として、対象範囲の周縁部に近い 5 地点を選択し、残りの 6 地

点を精度検証点とした（後述の図 4.7 に各地点の配置を示した）。SfM 解析の結果から、画像特徴点の分布の例と三次元モデルの一部を、図 4.6 に示す。雪崩が発生した斜面とその周辺では、特に影の濃い領域（図 4.6 の黄色矢印）を除き、画像の全域で特徴点が得られた。

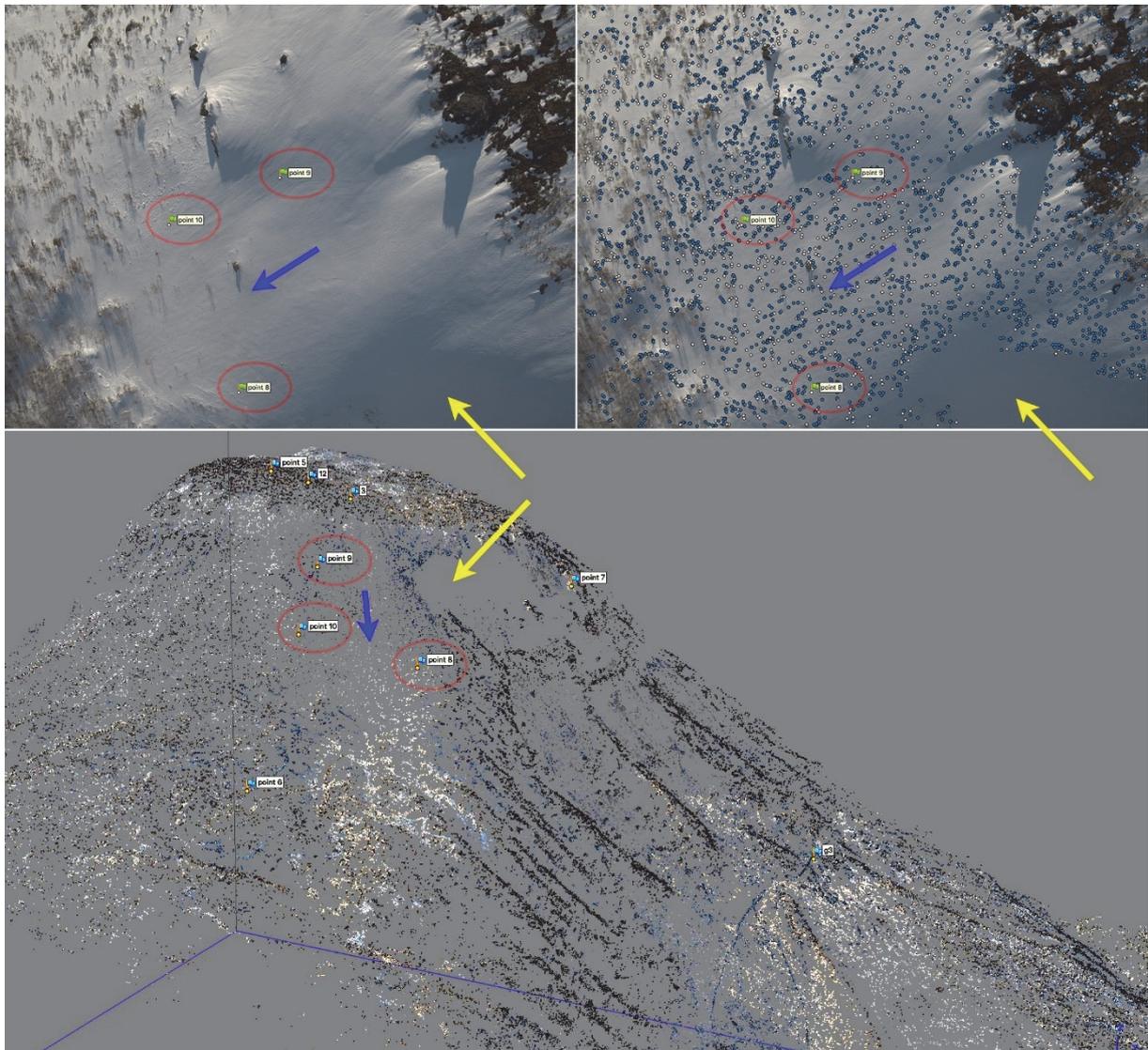


図 4.6 撮影画像中の特徴点分布と三次元モデル

左上は雪崩発生斜面とその周辺部分の UAV 撮影画像。右上は、その特徴点分布。下は、SfM 解析の結果得られた三次元モデルの低密度点群（2.3.4(2)）。黄色矢印が示す影が濃い部分では、画像特徴点が得られていない。青矢印は落水線方向、赤丸は座標値を持たない手動タイポイントの 3 地点を示す。

#### (4) DSM の精度検証

初期の三次元モデルにおける 6 点の精度検証点の RMSE は 3.08 cm であった（表 4.3）。この時点で十分な精度が得られたと判断し、オルソモザイク画像および積雪 DSM の作成を

行った。これらは、幅 31,660 画素、高さ 21,391 画素、空間分解能 2.95 cm の GeoTIFF ファイルとして、それぞれ出力された。

次に、地上基準点と精度検証点の配置パターンを変更した精度検証を行った。合計 11 地点の地上基準点と精度検証点の組み合わせは 2,048 通りが考えられるが、写真測量の手法として常識的とはいえない配置も含まれるため、初期配置の 5 地点の地上基準点のうち 1 地点を精度検証点と相互置換して、合計 30 パターンの精度検証を行った。この結果、精度検証点における全パターンの RMSE の最大値は 4.01 cm、最小値が 2.58 cm、平均値が 3.39 cm、標準偏差は 0.40 となり（表 4.4）、初期モデルよりも精度がよいケースが存在することが示された。理想としては、DSM やオルソモザイク画像は、こうした探索的な精度検証で最良の結果を得たモデルから作成するべきだが、現実の作業では、精度検証の試行錯誤に時間を要することから、研究目的の達成に問題のない精度のモデル（ここでは、初期モデル）が得られた時点で成果品を出力した。

表 4.3 精度検証点上の XYZ 各軸および三次元の誤差値および 6 地点の RMSE

精度検証点	誤差 (cm)			三次元
	X	Y	Z	
CP-1	0.96	-0.08	0.49	1.08
CP-2	0.57	3.65	1.35	3.94
CP-3	0.40	-0.38	0.03	0.56
CP-4	-1.01	-4.98	1.25	5.23
CP-5	-0.32	2.31	0.75	2.45
CP-6	-1.86	-1.77	-0.22	2.58
RMSE	1.00	2.79	0.84	3.08

表 4.4 30 通りの地上基準点の配置パターンにおける精度検証点の RMSE の変化  
 初期モデルの地上基準点のうち 1 地点と 6 地点ある精度検証点の 1 地点について、その役割を  
 入れ替えてジオリファレンスを行う。そのようにして新たな 6 地点の精度検証点の組み合わせ  
 を作成し、それぞれの組み合わせにおける精度検証点の RMSE を記録した。

初期モデルの 地上基準点		初期モデルの 精度検証点	入れ替え後の RMSE (cm)	初期モデルの 地上基準点		初期モデルの 精度検証点	入れ替え後の RMSE (cm)
GCP-1	⇔	CP-1	3.32	GCP-2	⇔	CP-1	3.08
		CP-2	3.33			CP-2	2.98
		CP-3	3.82			CP-3	3.11
		CP-4	2.65			CP-4	2.81
		CP-5	3.88			CP-5	2.98
		CP-6	4.01			CP-6	3.11
GCP-3	⇔	CP-1	3.74	GCP-4	⇔	CP-1	3.55
		CP-2	4.01			CP-2	3.66
		CP-3	3.48			CP-3	3.30
		CP-4	2.91			CP-4	2.58
		CP-5	3.91			CP-5	3.60
		CP-6	3.04			CP-6	3.57
GCP-5	⇔	CP-1	3.55			精度検証点のRMSE (cm)	
		CP-2	3.23	最大			4.01
		CP-3	3.62	最小			2.58
		CP-4	3.94	平均			3.39
		CP-5	3.17	標準偏差			0.40
		CP-6	3.63	初期モデル			3.08

#### (5) 積雪深の推定

積雪深の推定に使用する DTM には、雪崩が発生する約 7 年半前、2009 年 10 月末に計測された航空レーザー測量データを使用した（関東地方整備局、2009）。このデータセットには、1 m メッシュの DSM、DTM、オルソモザイク画像、および、測量用レーザーが反射した地点を示すフットプリントデータが含まれていた。2017 年 3 月の積雪深を求めるには、DTM 計測維持期との時間差が大きいことが懸念される。このため、災害前後のオルソモザイク画像と陰影図を確認し、対象範囲内で大きな地形変化が認められないことから、無積雪期の地形モデルとして使用できるものと判断した。積雪 DSM と DTM の 2 時期のデータ間の系統的なズレについては、Izumida et al. (2017) と同様の手法で補正を行った。簡単にまとめると、災害前後の共通の建物外形の位置からズレ量を求めた。この結果、DTM を東に 1.06 m、南に 0.11 m 水平移動させた。垂直ズレ量は、DTM に 0.133 m を加算し補正した。次に、UAV-SfM により得た積雪 DSM を 1 m メッシュにリサンプリングし、補正された DTM を減算することにより推定積雪深を得た（図 4.7）。

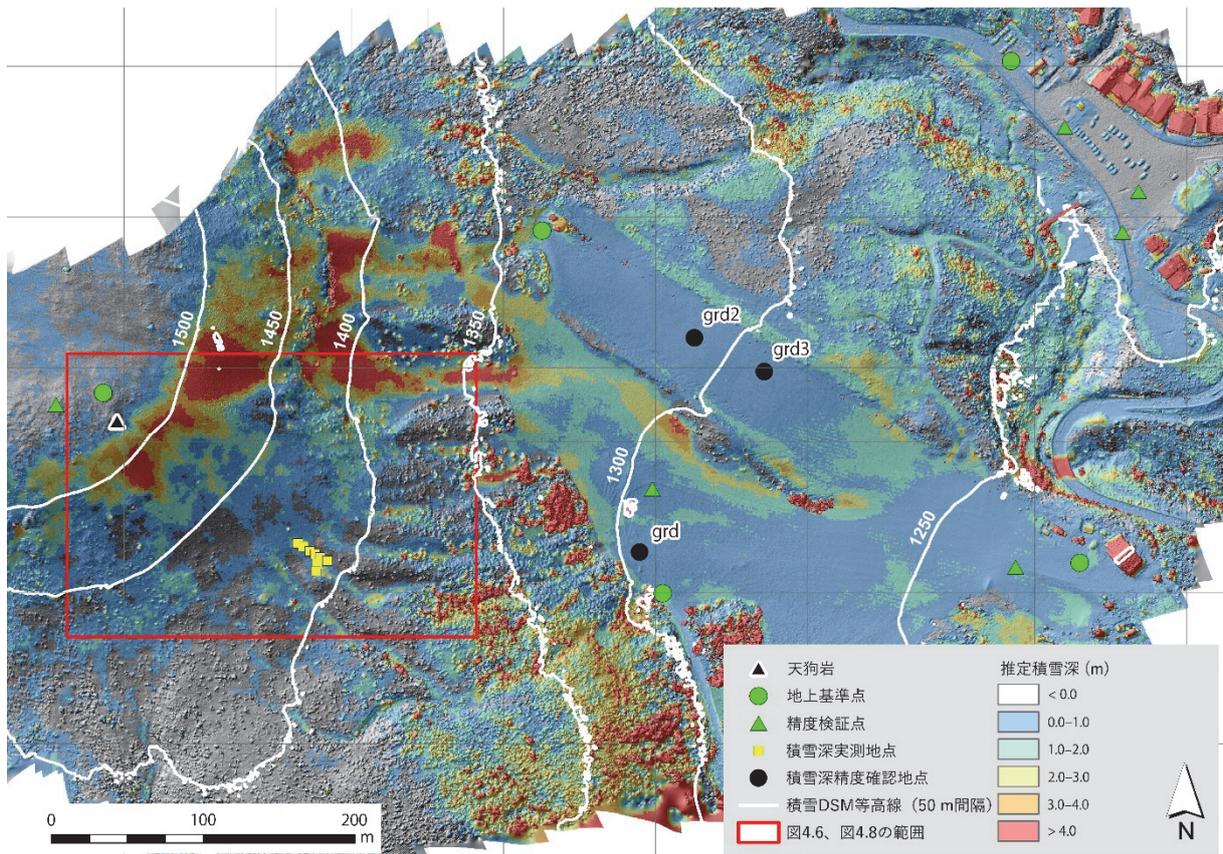


図 4.7 雪崩発生斜面周辺の推定積雪深図

着色されていない部分は、推定積雪深が 0 m 以下であることを示す。背景には積雪 DSM から作成した陰影図を用いた。緑の丸は地上基準点、緑の三角は精度検証点、黄色い四角は積雪深の実測地点、黒い丸は地表が露出している地点であり。推定積雪深の誤差確認に用いた地点を示す。また、白い等高線は 50 m 間隔の積雪 DSM の標高を示す。赤い枠は図 4.8 と図 4.10 の範囲である。

#### (6) 推定積雪深の精度検証

雪崩の走路上で、ゾンデ棒により 8 地点の積雪深を実測し（図 4.7 の黄色い四角形）、推定積雪深と比較することにより、精度検証を行った。この結果、推定積雪深は実測に比して、平均で 2.26 m 小さいことが示された（表 4.5）。積雪 DSM の誤差は十分に小さいことから（表 4.3）、DTM の標高値に異常があることが推定された。後の 4.6.1 で詳しく検討するが、DTM の異常の原因として、高さ約 2 m の密生したササ植生の上面の高さが DTM の標高値現に含まれている可能性が疑われた。このため、推定積雪深の精度検証は、積雪が無い地点で行う方針に変更した。

以上の経緯により、地表が露出して積雪深がゼロの地点において、推定積雪深の精度確認を行った。誤差確認地点として、UAV 撮影日（2017 年 4 月 2 日）のゲレンデ上で植生が薄く、地表が露出していた 3 地点（図 4.7 の黒丸の地点）を対象に実施した。これらの地点は斜面上にあるため、1 m メッシュが持ちうる標高には幅がある。そのため、メッシュが持ちうる標高幅と推定積雪深との較差に着目した。結果として、標高幅に収まった地点が 1

地点（表 4.6 の地点 grd）、そこから約 10 cm 逸脱した地点が 2 地点（表 4.6 の地点 grd2 と grd3）となった。

SfM を用いた積雪深の推定に関して、統計的に推定精度が示された既往研究として、RMSE 8.8 cm (Jagt et al., 2015)、誤差の絶対値の平均 16 cm (小花和ほか、2015)、誤差の絶対値の平均 21 cm で RMSE 29 cm (松山ほか、2016) などの報告がみられる。ここでは、積雪層の実測による検証を行うことはできなかったものの、積雪深がゼロの地点での誤差は約 10 cm であり、既往研究と同程度の水準であるといえる。このことから、植生の影響がない地点では、積雪深の相対的な層厚の違いを比較する議論は可能と考えられる。

表 4.5 実測積雪深と推定積雪深の差からみた推定積雪深の誤差

積雪深実測地点の 積雪DSMの標高 (m)	(A) 積雪深実測値 (m)	(B) 推定積雪深 (m)	誤差 (m) (A) - (B)
1405.0	2.00	-0.50	2.50
1406.4	2.15	0.48	1.67
1406.4	2.62	0.55	2.07
1406.8	2.75	-0.22	2.97
1408.4	2.75	0.27	2.48
1410.2	2.53	0.13	2.40
1412.7	3.05	0.84	2.21
1414.9	2.53	0.77	1.76
		平均	2.26
		標準偏差	0.42

表 4.6 誤差確認地点における 1 m メッシュ内の推定積雪深の誤差

誤差確認地点	推定積雪深 (cm)	傾斜角 (度)	1 mメッシュ内の 標高幅 (cm)	誤差 (cm)
grd	-1.7	18.5	± 16.8	標高幅に収まる
grd2	19.7	12.9	± 11.5	8.2
grd3	24.4	15.2	± 13.6	10.8

#### 4.5.2 推定積雪深を用いた雪崩の範囲の判読

推定積雪深の空間分布から、雪崩の範囲の判読を試みた。まず、雪崩が発生した範囲を拡大し、詳細な推定積雪深分布図を作成した（**図 4.8**）。この図には、トレンチ調査の位置、現地調査で確認された雪崩による枝折れや遺留品等の発見位置、走路の下部から堆積区にかけての推定範囲を引用し（中村ほか、2018）、推定積雪深に重ねて示した。加えて、DTMから作成した落水線、および、災害前のオルソモザイク画像から作成した2009年秋の植生範囲を図示した。また、雪崩の発生した斜面上にA-A'測線（水平距離265 m）を設定し、積雪DSMとDTMの断面図、および、推定積雪深のプロット図を作成した（**図 4.9**）。

先に、平面図（**図 4.8**）から読み取ることができる雪崩斜面の特徴を整理する。堆積区の推定範囲（**図 4.8**の黄色破線）の南側の沢（**図 4.8**の矢印1：トレンチ調査地点）には雪崩の流入は確認されていないが（山口ほか、2017）、これを裏付けるように、この沢と雪崩が流下した北側の沢とでは、落水線の系統が異なることが示された。また、DTMが計測された2009年秋の時点で、既に斜面の広い範囲がササなどの植生に覆われていたが（**図 4.8**の植生の範囲）、堆積区の推定範囲の最上流部には、植生が分布しない範囲が存在することも確認された（**図 4.8**の矢印2）。また、この矢印2で示した地点は、積雪深が馬蹄形に減少していることが特徴的である。**図 4.8**の矢印3付近で谷筋がL字型に屈曲しており、この部分で最大3.4 mの推定積雪深の高まりがみられた。ここは、「周囲よりも積雪の量が多くなっており、救助活動が行われた地点」（山口ほか、2017）とされており、この現地調査報告と調和的であった。このさらに北側の谷筋では、標高1,385 m付近で推定積雪深が大きい値を示した（**図 4.8**の矢印4）。これは、複数本の立木の存在が可視化されたものであり、正常な結果と判断できる。

次に、A-A'測線（水平距離265 m）（**図 4.9**）から読み取ることができる雪崩斜面の特徴を整理する。台地状の溶岩流のへりには遷急線がある（標高1,511 m）。その直下に積雪深の深い範囲があり、推定積雪深は最大で4.3 mを示した。そこから植生範囲に入る直前（標高1,482 m）にかけて、推定積雪深は1.8 mまで低下する。以降より、低標高側の領域はすべて植生範囲に含まれる。植生範囲に入ると、推定積雪深は一度0.2 m程度まで低下し、その後は最大2.5 m程度のスパイク状のピークを示しながら、1 m程度の幅で上下し、低い値のまま推移した。標高1,390 m（水平距離225 m地点）でL字型の屈曲地点に達し、そこから標高1,385 m（同243 m地点）にかけて3.4 mのピークを持つ推定積雪深が大きい領域がみられた。ここは前述の救助活動地点（山口ほか、2017）である。

また、この測線上に近いところでは積雪深の実測が行われており（**表 4.5**）、走路の下部にあたる標高1,405 m～1,414.9 mにおける実測された積雪深の平均値は2.26 mであった。**図 4.9**では、この位置の推定積雪深は0 m前後を示していることが確認された。これに関連して、植生上限（標高1,482 m）以下からL字屈曲点（標高1,390 m）以上の範囲では、推定積雪深の値が0 mから2.5 mの範囲で、大きく変動していることが明らかになった（**図 4.9**の長破線）。

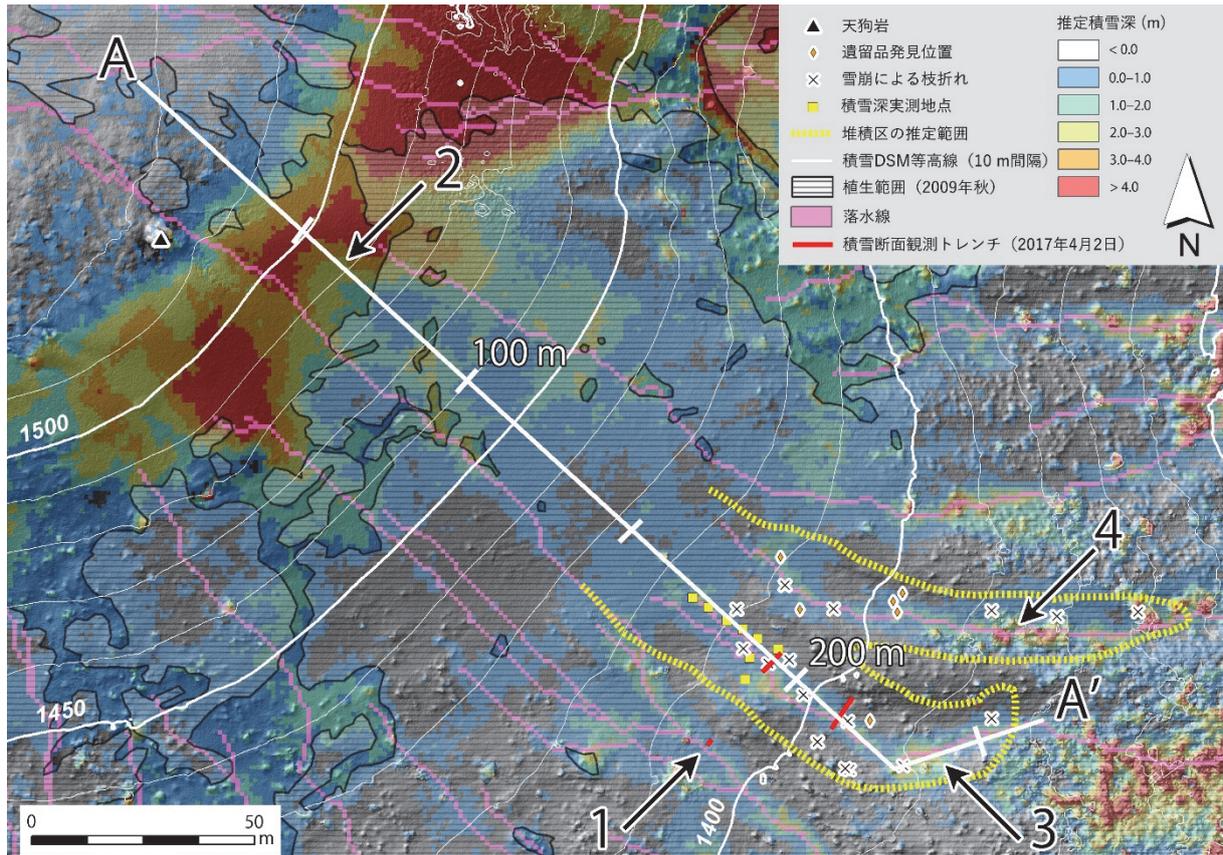


図 4.8 雪崩発生斜面周辺の推定積雪深図の拡大

水平距離 50 m の目盛が入った A-A'測線の断面図は図 4.9 に示す。黄色い点線は、枝折れと遺留品の分布から推定された堆積区の範囲（中村ほか、2018）、半透明の横線で囲われた範囲は 2009 年秋の植生範囲、ピンクの線は DTM から作成した落水線を示す。矢印 1 のトレンチ調査地点では雪崩の流下が確認されていない（山口ほか、2017）。矢印 2 は、2009 年秋の植生範囲に入っておらず、地表が露出している地点を指す。矢印 3 は救助活動地点（山口ほか、2017）、矢印 4 は立木の影響により推定積雪深が大きく示された地点を指す。

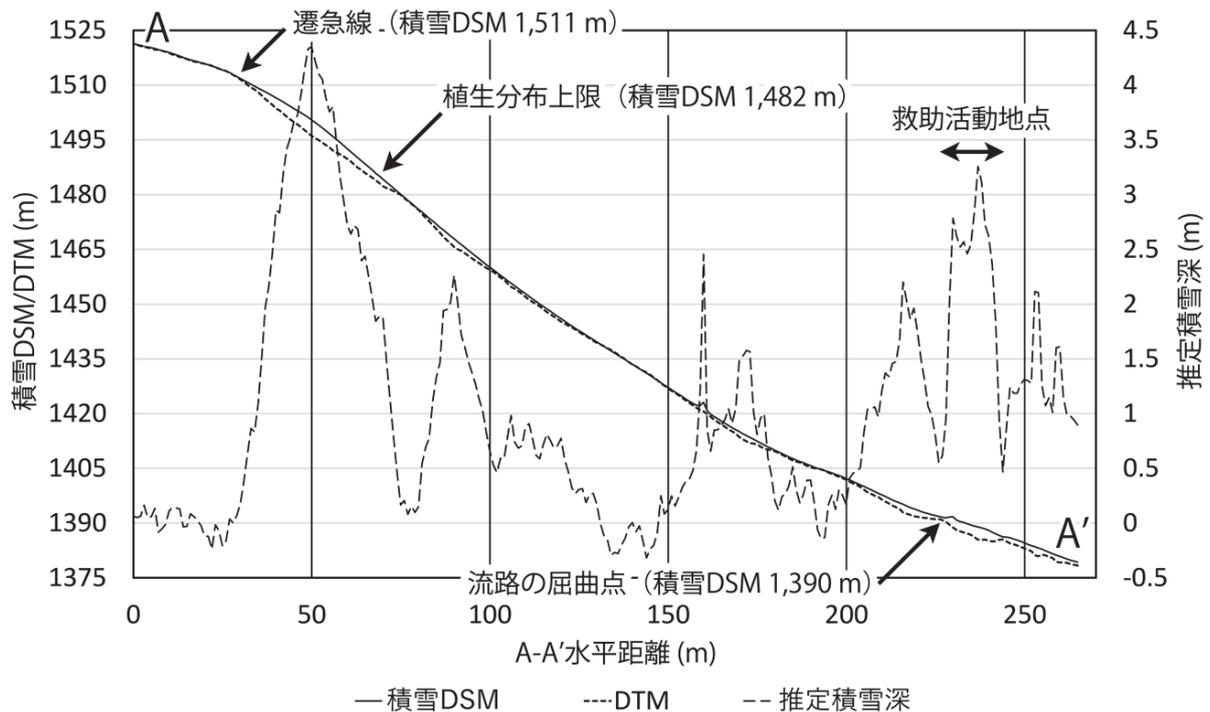


図 4.9 A-A' 測線における積雪 DSM、DTM および、推定積雪深の断面図

左軸：積雪 DSM（黒線）および、DTM（破線）の標高

右軸：推定積雪深（長破線）

#### 4.5.3 積雪表面の特徴的な形態のマッピング

UAV 写真の立体視判読およびオルソモザイク画像の判読により、積雪表面形態をマッピングし、オルソモザイク画像上に示した（図 4.10）。判読された積雪表面形態について、その形態的特徴を列挙する。a および b は現場の空間把握や状況説明のために示した。c、d および e は、雪崩斜面に限らず、雪斜面上に広く観察された。f、g、h および i は、雪崩が推定される範囲内側、その隣接位置に観察された。以下に、それぞれの積雪表面形態の特徴を列挙する。

- 天狗岩：斜面の低い位置から見上げると、遷急線上に細長い岩が天狗の鼻のように突き出ている。ロケーションングの目標物になる特徴的な岩である。
- トレンチ調査：UAV の撮影日と同時に実施された積雪断面観測調査のトレンチ。北側の沢にある 2 つのトレンチ（図 4.10 の b1）では、いずれも雪崩の流下痕跡が認められたが、南側の沢にあるトレンチ（図 4.10 の b2）では認められなかった（山口ほか、2017）。
- クラスト：鱗状に鏡のように明るく反射するテクスチャが確認された。図では典型的な場所を示しており、雪面上に広く観察された。風や日射といったクラストの形成要因は明らかではない。
- 筋状の条線：落水線方向に沿って整った配列を示す筋状の条線がみられた。矢印は典型的な場所を示しており、雪面上に広く観察された。
- スノーボール：雪面上に、明瞭な深い筋状の凹部があり、その下部には 10 cm から 60

cm (3 画素から 20 画素) のスノーボールが確認された。

- f. クラックのような条線 (直線状) : 標高 1,486 m 付近に、落水線方向を斜めに横切るクラックのような条線がみられた。深い落水線の可能性もあるが、筋状の条線 (d) よりも深いため、ここではクラック的な性質を持つ可能性に着目し分類した。
- g. クラックのような条線 (円弧状) : 標高 1,476 m 付近に、落水線方向に直交する円弧形のクラックのような条線がみられた。ただし、テクスチャは薄い。
- h. 蛇行する筋状の条線 : 落水線方向に沿って配列し、筋状の条線 (d) と同程度の深さだが、その条線が直線ではなく、蛇行していた。
- i. ほぼ等間隔に並ぶ条線群 : 標高 1,429 m から 1,457 m にかけて、標高約 5 m のほぼ等間隔で斜面を横切る方向に、明瞭な条線群が観察された。

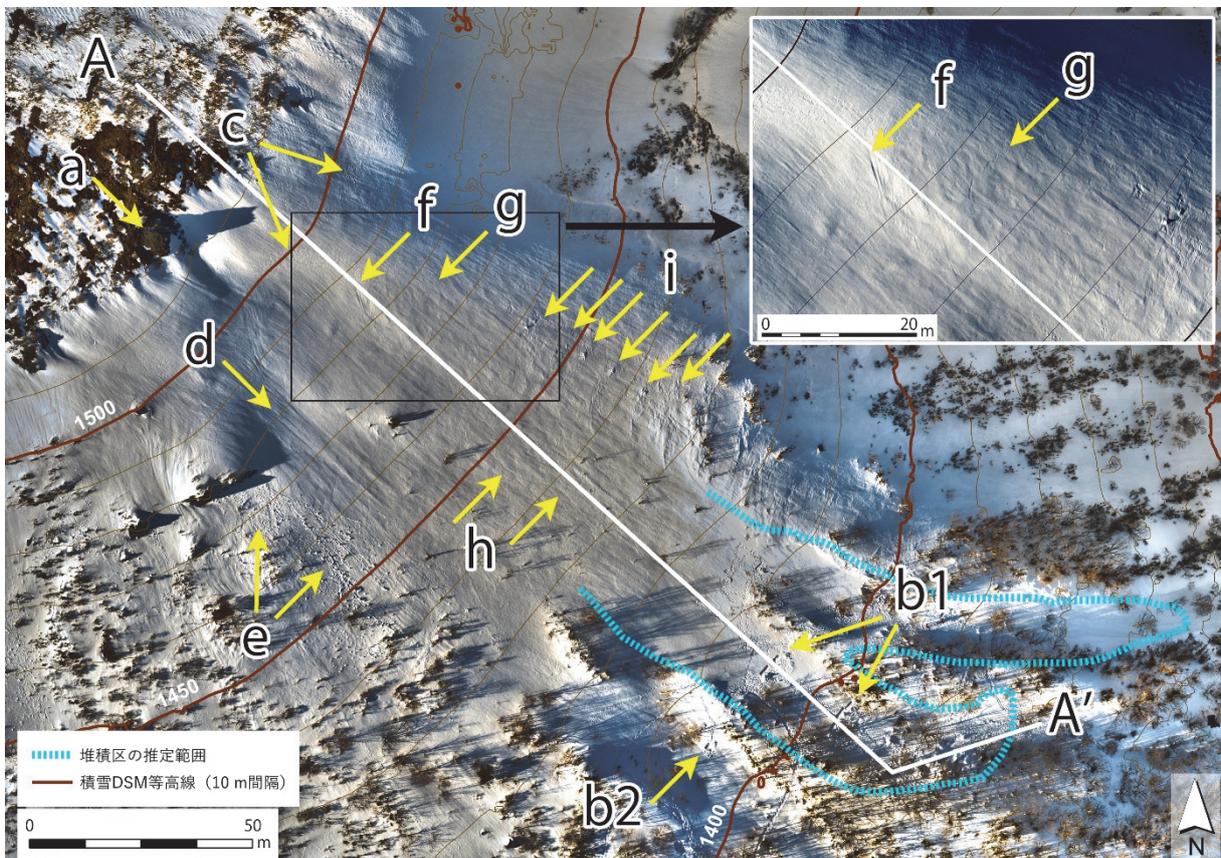


図 4.10 UAV 写真および、オルソ写真から抽出された積雪表面形態の判読図

a から i までの凡例は本文中に記す。画像判読および本図には、積雪表面の陰影を明瞭に読み取るため、輝度を圧縮して作成したハイダイナミックレンジ画像を用いた。この図の範囲は図 4.7 に示した。

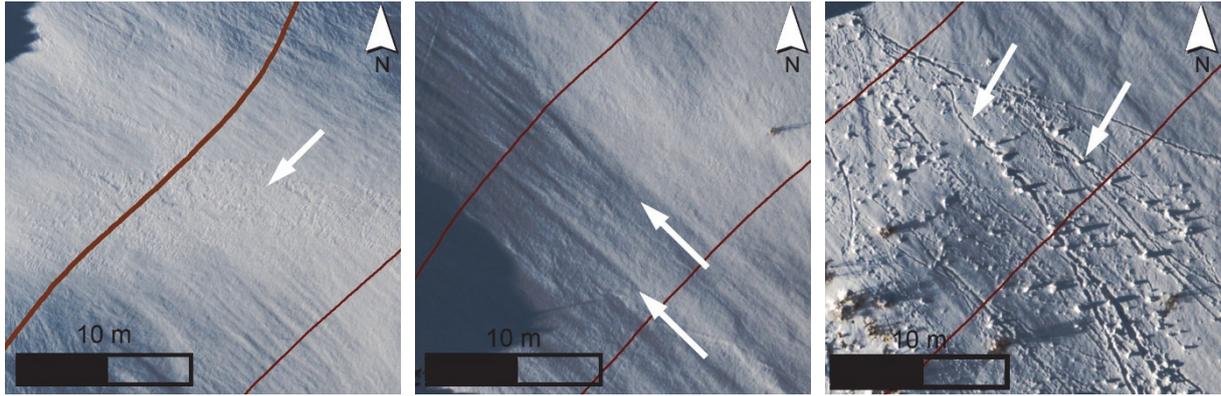


図 4.11 一般的にみられる積雪表面形態

(左) c: クラスト、(中) d: 筋状の条線 (落水線)、(右) e: スノーボール。これらは、雪崩斜面に限らず、積雪のある斜面上に広く観察された。

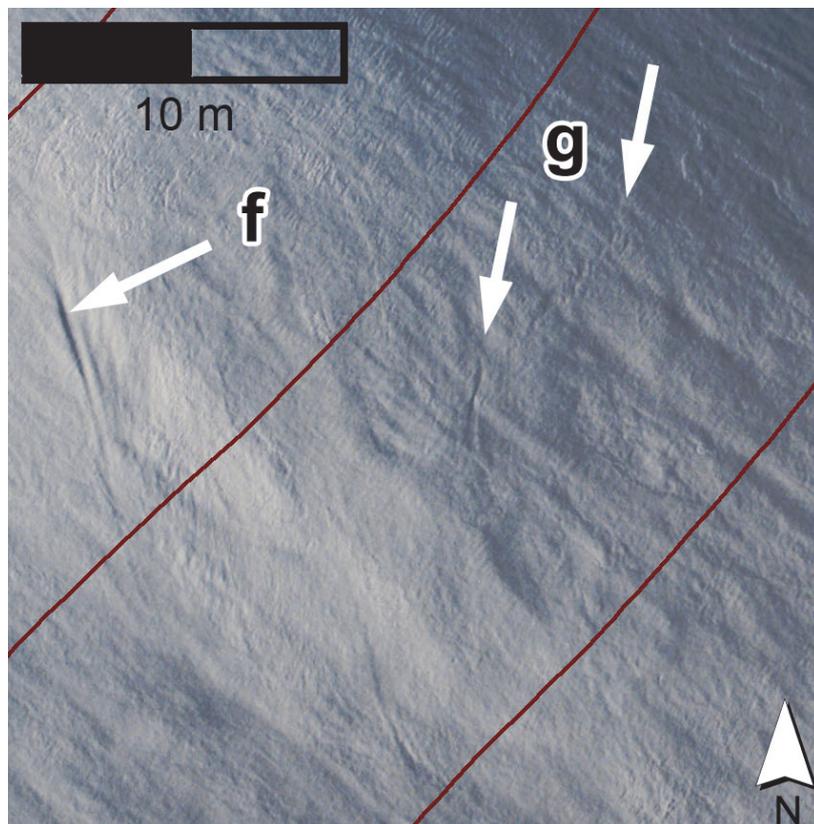


図 4.12 雪崩斜面の上部にみられた積雪表面形態

f: クラックのような条線 (直線状)、g: クラックのような条線 (円弧状)。

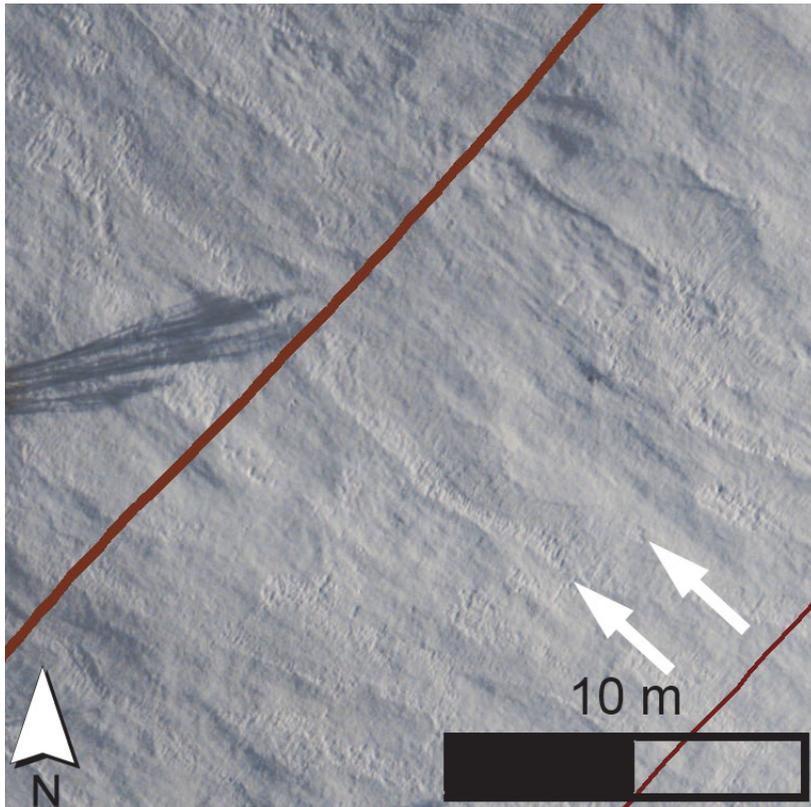


図 4.13 雪崩斜面の走路付近にみられた積雪表面形態  
 h：蛇行する筋状の条線。

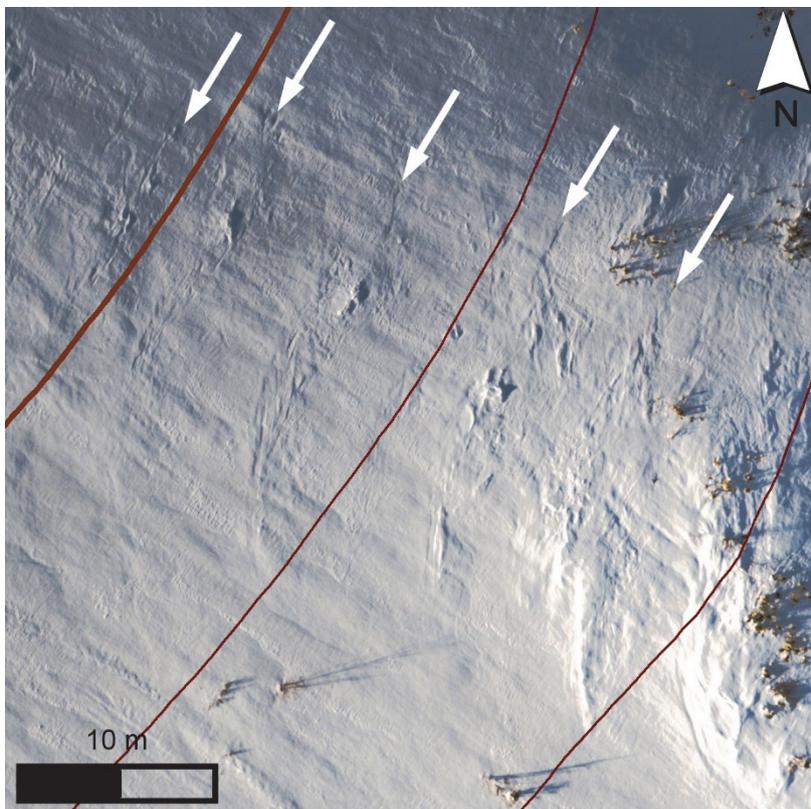


図 4.14 雪崩斜面の周辺にみられた積雪表面形態  
 i：ほぼ等間隔に並ぶ条線群。

## 4.6 考察

### 4.6.1 推定積雪深の正確さ

推定積雪深（**図 4.7**、**図 4.8**）および、その検証結果（**表 4.5**、**表 4.6**）から、雪崩推定斜面を含む広い範囲で、現実の積雪状況と異なる推定積雪深が示された。この原因を UAV-SfM の計測精度、DTM の計測精度、斜面上の植生の状況から検討する。

#### (1) UAV-SfM の計測精度

推定積雪深を正確に求めるためには、UAV-SfM の計測精度を向上させることが重要である。雪崩災害後の速報段階では、地上基準点と精度検証点の全点を使用した RMSE の平均値が 0.41 cm、標準偏差 4.46、最大値 9.5 cm、最小値 -7.7 cm であった（内山ほか、2017）。この結果は、値の幅、標準偏差ともに大きいうえに、地上基準点と精度検証点を区別せずに誤差値を示しており、モデル全体の精度が不明確である。これに対して、本事例研究では精度検証点のみを用いた精度検証に加え、地上基準点と精度検証点を置き換えた複数パターンの精度検証作業を行った（**4.4.1(4)**）。この結果、精度検証点における全パターンの RMSE の最大値は 4.01 cm、最小値が 2.58 cm、平均値が 3.39 cm、標準偏差は 0.40 であり、これらのどのパターンであっても、先の速報（内山ほか、2017）に比して精度のばらつきは小さく、全体として高精度な結果を得ることができた（**表 4.3**）。これは、高精度な内部標定要素定を用意し、SfM によるパラメータ推定結果の変動によるモデルの不確定性を減じた結果、計測精度の向上につながったものと考えられる。加えて、本事例研究の対象である雪崩発生斜面とその周辺では、画像特徴点が均一に得られた。これらの検討から、UAV-SfM の計測精度は確保されているものと考えられる。

#### (2) DTM の計測精度

航空レーザー測量で作成された DTM の計測精度を検討するため、国土地理院の航空レーザー測量の基準（国土地理院、2005）との整合性を確認した。まず、DTM が 1 m メッシュに内挿補間される前の、地形面で得られた計測点の密度について、フットプリントデータ（**4.5.1(5)**）を用いて確認した。この作業は、積雪深を実測した地点（**図 4.7** の黄色い四角形）を含む 30 m 四方の範囲で実施した。この結果、地形面に反射した計測点は 1,329 点、点密度は 1.48 点/m<sup>2</sup> であった。これは、数値標高モデル作成マニュアルの運用基準（国土地理院、2005）で定められた計測点の密度（1.21 点/m<sup>2</sup> から 2.25 点/m<sup>2</sup>）の範囲内にあった。また、この点密度の場合、DTM の標高値の標準偏差は、0.3 m 以内の精度が期待される（国土交通省、2016）。また、現地測量に基づく航空レーザー測量の精度検証では、斜面の場合 0.4 m から 0.6 m の誤差で計測できることが示されている（佐藤ほか、2004）。これらのことから、今回使用した DTM は、国土地理院の基準は満足していることが確認された。

#### (3) 斜面上の植生の状況

ここで、現地に目を向けると、斜面上には 2 m 前後のササが、歩行に難儀する密度で広

がっていた (4.3.2)。加えて、DTM 取得時のオルソモザイク画像にも、ササ等の植生が広い範囲で確認された (図 4.8)。また、推定積雪深の値が 0 m から 2.5 m の範囲で、大きく変動していることが示された (図 4.9)。

#### (4) 推定積雪深の正確さに影響を与えた原因

ここまでの検討結果をまとめると、積雪 DSM における精度検証点の RMSE は 3.08 cm であり、センチメートル級の精度が確認された (表 4.3)。そして、DTM は国土地理院の作業基準を満たしたデータであることが確認され、積雪ゼロ地点における推定積雪深の確認結果 (表 4.6) も問題はなかった。さらに、現地では、高密度なササの存在が指摘された。下層の植生に関して、内山 (2007) は、山梨県の地すべり地においてレーザー測量データとトータルステーションによる実測データとの比較を行い、レーザー測量データから作成した DTM では、低木や草本類などの植生の高さ分だけ標高が高くなることもあり、陰影図の確認では、そうした状況を認識できないことを指摘している。

これらのことから、DTM のソースとなった航空レーザー測量では、ササを透過して地表の高さを計測できておらず、広い範囲でササの高さを含んだ地表面高を計測した可能性が考えられる。また、推定積雪深の値の変動 (図 4.9) から、レーザーによる計測点は、ササの頂部で反射する点と、ササの高さの途中まで透過して反射する点をランダムに含んでいることが示唆される。これは、ササの部分的な密度の差異や、計測レーザー光の入射角との関係などによって異なることが考えられる。

これらのことから、下層の植生の存在、特にその種類や密植の度合いは、積雪深の推定精度に影響を及ぼす主要な要因の一つであることが指摘できる。本研究事例の SfM 解析の結果から、積雪調査における UAV-SfM を用いた積雪 DSM の取得に関する技術的な難しさはおおよそ克服可能と考えられる。したがって今後、積雪深の推定を行う場合は、特に無積雪時の地表環境に着目して DTM の精度評価を行う必要がある。

#### 4.6.2 積雪表面形態のマッピング

雪崩斜面の内側とその周辺には、引っ張り応力や圧縮応力の関与が疑われる積雪表面形態の分布が確認された。引っ張り応力に関連しうる積雪表面形態として、雪崩斜面の内部で、クラックのような条線が二か所で確認された (図 4.10 の f と g、図 4.12)。圧縮応力に関連しうる積雪表面形態として、走路上に蛇行する筋状の条線 (図 4.10 の h、図 4.13) が確認された。このほか、雪崩斜面の周囲には、ほぼ等間隔に並ぶ条線群 (図 4.10 の i、図 4.14) が判読された。

二箇所を確認されたクラックのような条線は、いずれも雪崩が流入した沢の直上に位置していた。また、推定積雪深が馬蹄形に減少した地点 (図 4.8 の矢印 2) より、20 m ほど標高が低い位置にあった。そして、雪崩発生時に斜面上で被災した方の話によれば、斜面の下方から上方に向かって亀裂が伝播し、その後、雪崩が発生したという (HTB ニュース、2018)。これらのクラックのような条線は、この証言にあった亀裂の伝播に関連するものか

もしれない。また、これらの応力の関与が疑われる積雪表面形態は、いずれも雪崩が発生した斜面の内部と隣接する周辺以外では確認されていない。したがって、これらの積雪表面形態は、今回の雪崩に関連して形成された可能性が考えられる。しかし、その形成プロセスや雪崩との関連を明らかにする根拠は得られていない。

#### 4.6.3 雪崩の範囲に関する検討

ここまでの知見を用いて、雪崩の範囲について検討する。発生区の位置、形状、堆積区の推定積雪深の部分的な正確性について述べ、仮説としての雪崩範囲の推定を行う。

##### (1) 発生区の位置

図 4.8 の矢印 2 で示した範囲は、DTM 計測時に植生がなく地表面が露出していたため、ここでの推定積雪深は実際の積雪深を示している可能性が高い (4.6.1)。この付近は、北西よりの強風によって吹き溜まりやすいことが指摘されており (中村ほか、2018)、急崖の遷急線付近は雪庇が発達しやすい地形である。実際に、遷急線直下の推定積雪深をみると、全体として値が大きく、風下側への吹き溜まりが発達している様子を示していると考えられる (図 4.8)。さらに、図 4.8 の矢印 2 の地点において、推定積雪深の空間分布が幅、奥行きとも約 20 m の範囲で馬蹄形にえぐられたように減少している。この範囲について、推定積雪深のプロット (図 4.9) を見ると、推定積雪深のピーク地点 (4.3 m) から植生範囲に入る地点 (同 1.8 m) までの区間において、推定積雪深が 2.5 m 減少していることが読み取れる。この推定積雪深の急減領域と今回の雪崩との直接的な関連を示す手がかりは得られていないが、上載荷重となった吹き溜まりの積雪が、他の地点よりも崩れやすいことは指摘できる。図 4.8 の矢印 2 で示した、推定積雪深が周囲より相対的に小さい範囲の存在は、発生区の位置の検討において重要な着眼点の一つになるものと考えられる。

##### (2) 発生区の形状

次に、発生区の形状について検討する。雪崩流下シミュレーション (伊藤ほか、2018) では、発生区に相当する領域として、長径 55 m、短径 48 m、厚さ 0.6 m の始動積雪が設定された。このシミュレーションでは、雪崩が流下していない南側の沢 (図 4.8 の矢印 1、図 4.10 の b2) へも流入していることから、始動積雪の幅 (短径) の設定が大きすぎる可能性がある。そこで、南側の沢へ流入が生じない雪崩の幅の最大値を、推定堆積区の上流部の幅 (図 4.8 の黄色破線) と仮定すると、走路の下部の幅は約 35 m となる。また、この斜面では、落水線の分布から、上流部は幅が狭く下流部は広がる傾向があり (図 4.8 のピンク線)、雪崩の走路は、上流部ほど幅は狭くなると考えられる。また、先の証言によれば、亀裂は破断面の上部にのみできたものではなく、斜面の下方から伝播してきたとされる (HTB ニュース、2018)。このことから、発生区と走路の境界は明確ではなく、一連のものである可能性がある。これらのことから、発生区の範囲は、幅が狭く、細長い形状が推定される。

### (3) 堆積区に関連する知見

堆積区に関して、救助活動地点付近の推定積雪深が大きく示されており、この傾向は災害調査の速報（山口ほか、2017）と調和的であった。現地調査では、谷底に地山が露出した地点が見られたため、そのような場所では航空レーザー測量の反射点が実際の地形面上で得られた可能性は高い（4.6.1(2)）。このように、測量レーザーが地表に到達した場所では、正確な推定積雪深を示す可能性がある。ただし、測量レーザーが到達しそうな谷筋の露岩地点では精度検証を行っておらず、また、露岩地点の分布は調査地内でも限定的であることから、推定積雪深の分布図から、積雪深が正確に計測された地点を判別することは難しい。

### (4) 仮説としての雪崩範囲の推定

本項で検討した発生区の位置および形状、雪崩斜面とその周辺に分布する積雪表面形態の存在、測量レーザーが地表に到達した場所における推定積雪深の正確性の3点の知見を総合し、一つの仮説として雪崩範囲の推定を試みる。推定積雪深は、DTMの計測時にササが分布していない領域については正確な積雪深を示す可能性が高い（4.6.1）。そこから、発生区の位置は、雪崩斜面の上流部にあり、積雪深が急減した地点と仮定する（本項(1)）。走路から発生区にかけての範囲は、幅が狭く、細長い形状が推定された（本項(2)）。応力の関与が疑われる特徴的な積雪表面形態は、雪崩発生斜面の周囲にのみ存在した。この中で、圧縮応力に関わりそうな蛇行した筋状の条線は雪崩範囲内の下流部に、引っ張り応力に関わりそうなクラックは雪崩範囲内の上流部に、また、等間隔に並ぶ条線群は雪崩範囲に隣接する外側に、それぞれ分布していると推定された（4.6.2）。これらを総合し、積雪深が馬蹄形に減少した地点を上端として、雪崩の範囲を図4.15のように推定した。この推定図は、発生区から堆積区まで、その幅が下流部に向かって広がる形状が、周辺の落水線の分布と調和的である。

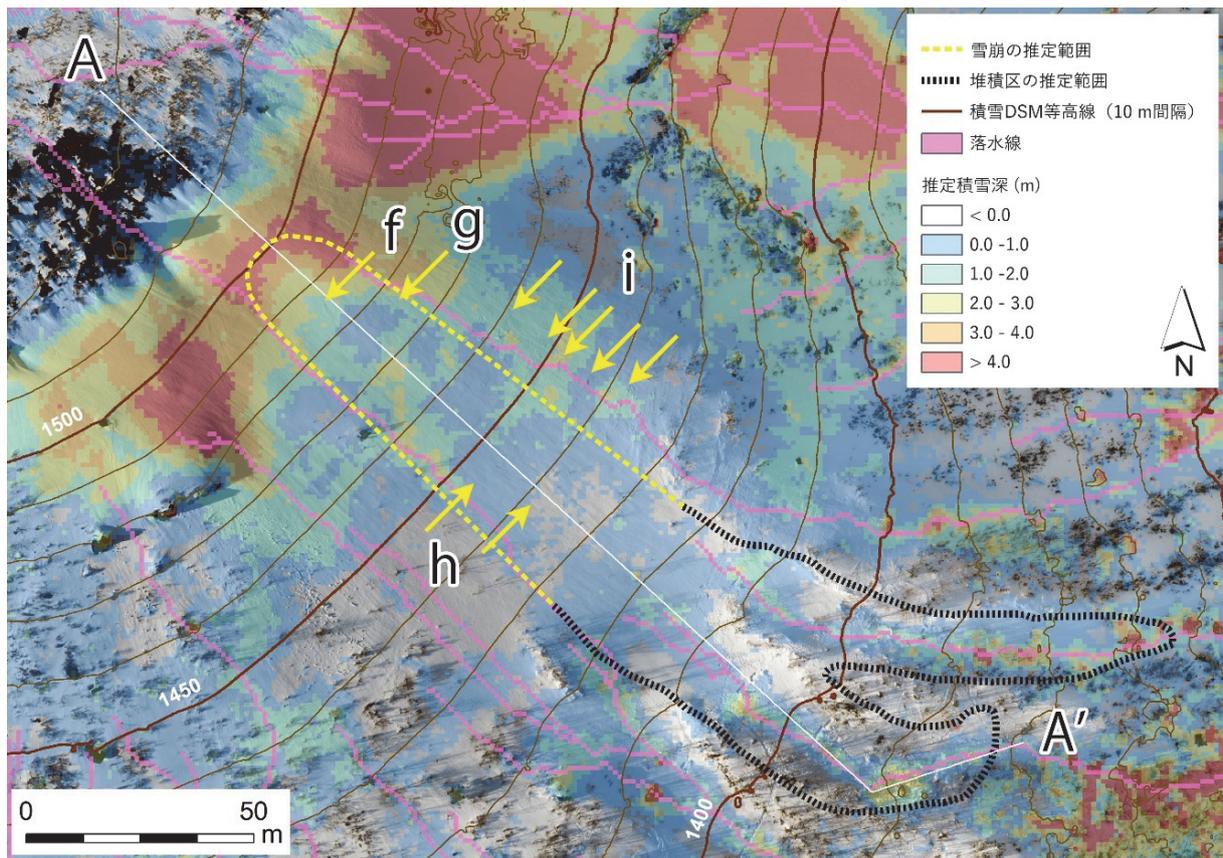


図 4.15 仮説として推定した雪崩の範囲

黄色い長破線は、仮説として推定した発生区と走路の外形。f, g, h, i は図 4.10 の凡例と同じであり、その説明は 4.5.3 に示した。

#### 4.7 課題と展開

図 4.15 では雪崩の範囲を推定したが、現時点では課題が残る。走路から堆積区にかけての広い範囲で、推定積雪深が得られておらず、また、雪崩に関連する積雪表面形態も、その分布を示したのみで、形成プロセスまでは明らかではない。このため、範囲を確定するには根拠が不足していることは否めない。この課題を解決するため、雪崩が発生した斜面全体の積雪深を正確に推定し、積雪表面形態の形成プロセスを解明する必要がある。

##### 4.7.1 雪崩範囲の確定に向けた研究の展開

正しい積雪深を得て、そこから雪崩の範囲を検討するためには、ササの影響を除去した DTM の計測を行う必要がある。植生の影響を受けた状況で正確な DTM を取得しようする場合、例えば植生の種類に応じたグラウンドデータの分類アルゴリズムを適用する方法 (Raber, et al., 2002) があるが、これは、測量レーザーが地表に到達していることが前提のアルゴリズムである。本事例研究で使用した航空レーザー測量のデータセットは、ササの上面で反射した測量レーザーをグラウンドデータとしている可能性が高く、前提条件をクリアできない。一方で、UAV によるレーザー測量 (UAV-LIDAR などと呼ばれる) であれば、航空レーザー測量と比して、地表へのレーザー透過率に大きな差はないが、UAV の飛行対

地高度が低いため、地表に反射する点数が多いことが示されている（菊地ほか、2018）。また、地上レーザー測量は横方向から計測を行うため、透過率および、地表到達点数ともに多い（菊地ほか、2018）。これらの観測手法は計測コストが大きい、今後の展開としては一つの有効な手段と考えられる。

#### 4.7.2 積雪表面形態の形成プロセスの解明

本事例研究では、雪崩の発生した斜面上およびその周辺にのみ観察される特徴的な積雪表面形態の存在を指摘した。今後、積雪表面形態の力学的な意味や形成プロセスを明らかにすることが課題である。物性は異なるが、地すべりのような重力による斜面滑落運動では、空中写真判読による微地形判読は、地すべり現象の理解を支える有力な手法となっている（八木ほか、2008）。同様の力学現象である雪崩の場合にも、積雪表面形態は運動様式に応じた形状変化としてもたらされた可能性が示唆される。また、積雪斜面に関する空中写真判読の有効性や分類の体系化の必要性は以前から古くから指摘されており（荘田、1963；大場、1964）、全層雪崩に関しては、グライドクラック、こぶ状起伏、雪しわ（遠藤・秋田谷、1977；Endo, 1984 など）といった積雪層の形態変化から、雪崩の発生時期を予測する研究もある。今後、研究事例が蓄積し、地すべり地形の判読（大八木、2018）のように、写真判読による積雪表面形態と現象との対応関係が体系的に示されれば、成因が不明な積雪表面形態のメカニズム的な意味が明らかになる可能性がある。これには、次に述べる UAV-SfM の利点を活用した研究展開が有効と考えられる。

#### 4.7.3 積雪調査における UAV-SfM の活用

UAV を用いた観測は、その機動性により、人工衛星や航空機に比して撮影機会が多く得られる。雪崩の場合は、発生後の時間経過により積雪表面形態の変化が生じるために速やかな観測が必要であり、これに対して UAV は迅速かつ適切なタイミングで観測を行うことができる点で優位性が高い。この利点はさらに、繰り返しの観測や連続的な観測が現実的に実現可能であることを意味する。そして、三次元情報が得られたことにより、DTM との差分から積雪深の推定を行った。また、積雪調査で懸念されていた積雪表面の白とび現象については、積雪表面に陰影が生じる時間帯での撮影と RAW 形式の記録により、非積雪環境と変わりなく SfM 解析を実施することができた。このようにして撮影された高分解能な UAV 写真は、本事例研究で示した積雪表面形態のように、これまで着目されてこなかった微細な情報の詳細な記録を可能にした。こうした特徴を生かして、積雪調査における UAV-SfM の活用により、一回の降雪量の面的な計測や、人間の視野の外にある雪崩発生の覚知、積雪表面に発達するクラックなどの発生やその変化の把握といった調査が実施できる可能性がある。同じ手法により、例えばスノーアクティビティにおける安全管理など、実社会での応用も視野に入れることができるだろう。ただし、現在の UAV は非力なため、気象の制約を受ける面もある。こうした UAV のメリットを活用するには、十分に安全確保を行う必要がある（内山、2018）。

また、本事例研究で得られた成果のうち、全景写真（図 4.1）、積雪 DSM、高分解能オルソモザイク画像は、同時に実施された平成 29 年度科学研究費助成事業（特別研究推進費 17K18453）（研究代表者上石勲、研究者 31 名）において、現地調査の地図として、また各分野の知見を集約する基盤情報として活用された（例えば既出の中村ほか（2018）、伊藤ほか（2018）など）。このことから、UAV-SfM の観測データの共有は、分野融合研究の推進に貢献するものと考えられる。

このように、UAV-SfM は、雪崩全体の三次元形状を迅速、連続的に捉えることができるため、雪崩調査のエビデンス取得に有効なツールとなりうる。今後、こうした手法を用いた研究蓄積が進むことにより、この災害を引き起こした雪崩現象のより正確な理解と、有効な再発防止対策につながることを期待される。

#### 4.8 まとめ

2017 年那須町雪崩災害において、雪崩を構成する発生区、走路、堆積区を明らかにするため UAV-SfM による調査を行った。これにより分解能 2.95 cm、RMSE 3.08 cm のオルソモザイク画像と積雪 DSM を作成し、既存の航空レーザー計測による DTM との差分から積雪深を推定した。また、UAV 写真から積雪表面形態を判読した。この結果、発生区の位置および、形状について、推定積雪深が周囲より馬蹄形に小さくなっている範囲の存在が示された。また、雪崩が発生した斜面にのみ存在する特徴的な積雪表面形態の分布が明らかになった。ここから、発生区の範囲として、幅が狭く、細長い形状が推定された。推定積雪深から、使用した DTM は、ササが密生する領域においてその高さが含まれた標高を示していることが示唆された。また、UAV-SfM の計測精度に関して、高精度な内部評定要素を使用することにより、計測精度が向上することが示された。そして、積雪調査における SfM 計測について、積雪表面に陰影が生じる時間帯での撮影と、RAW 形式の記録により、非積雪環境と変わりなく SfM 解析が適用できることを示した。これらのことから、積雪深の推定には、植生の状態を含めた無積雪時の地表環境についても、評価を行う必要があることを指摘した。研究の展開として、雪崩が生じた斜面全体の積雪深の正確な推定と、積雪表面形態の形成プロセスを明らかにすることを指摘した。本事例研究では、UAV-SfM による雪崩調査を通して、その課題と活用可能性を示した。こうした手法が確立されれば、雪崩調査のエビデンス取得に有用なツールとなりうる。今後、さらなる研究蓄積を通して、雪崩現象の理解の促進と雪崩災害の効果的な抑止への貢献に向けて努力したい。

## 参考文献（第4章）

1. 内山庄一郎・鈴木比奈子・上石勲・中村一樹（2018）雪崩災害調査への UAV-SfM の適用：2017 年那須町雪崩災害の事例. 自然災害科学, Vol. 37, 特別号, pp. 119-135.
2. David McClung, Peter A. Schaerer (1993) The Avalanche Handbook. Mountaineers Books.
3. 国土交通省（2006）雪崩についての解説.  
<http://www.mlit.go.jp/common/001018269.pdf>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
4. 内山庄一郎・上石勲（2014）平成 26 年 2 月豪雪での山梨県早川町における SfM による雪崩発生状況解析. 寒地技術論文, Vol. 30, pp. 43-46.
5. 前野紀一・遠藤八十一・秋田谷英次・小林俊一・竹内政夫（2000）雪崩と吹雪. 古今書院.
6. 和泉薫（1991）雪崩の調査. 雪氷調査法, 日本雪氷学会北海道支部編.
7. 日本雪氷学会（1998）日本雪氷学会雪崩分類. 雪氷, Vol. 60, No. 5, pp. 437-444.
8. Ron Perla (1977) Slab avalanche measurements. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 14, No. 2, pp. 206-213, DOI: 10.1139/t77-021.
9. 成田英器・竹内政夫（2009）すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩を分ける安息角. 北海道の雪氷, No. 28, pp. 33-36.
10. 中村一樹（2015）降水形態の違いによる被害分布の差異. 南岸低気圧とそれに伴う気象・雪氷災害に関する研究会.
11. Jürg Schweizer, J. Bruce Jamieson and Martin Schneebeli (2003) Snow avalanche formation. Reviews of Geophysics, Vol. 41, No. 4, pp. 2-1-2-25, DOI:10.1029/2002RG000123.
12. 内山庄一郎・上石勲・井上公・鈴木比奈子・丸小有沙（2014）SfM による積雪環境の三次元モデリングと積雪深推定. 雪氷研究大会（2014・八戸）講演要旨集, p. 259.
13. 内閣府（2017）平成 29 年 3 月 27 日栃木県那須町の雪崩について（平成 29 年 3 月 29 日、8 時 30 分現在）,  
[http://www.bousai.go.jp/updates/h290328nasunadare/pdf/h290328nasunadare\\_02.pdf](http://www.bousai.go.jp/updates/h290328nasunadare/pdf/h290328nasunadare_02.pdf), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
14. 那須雪崩事故検証委員会（2017）平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会報告書, pp. 13-17.
15. 中村一樹・上石勲・根本征樹・小杉健二・山口悟・伊藤陽一・平島寛行・本吉弘岐・佐藤研吾・安達聖・阿部修・内山庄一郎・鈴木比奈子・飯田肇・西村浩一・河島克久・松元高峰・渡部俊・伊豫部勉・阿部幹雄・阿部直樹・竹内由香里・勝島隆史・近藤伸也（2018）那須雪崩災害の現地調査. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究平成 29 年度科学研究費補助金研究成果報告書, pp. 1-20.
16. 伊藤陽一・森口周二・小田憲一・西村浩一（2018）那須雪崩の流下状況推定を目的とし

- た流動シミュレーション. 2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究平成29年度科学研究費補助金研究成果報告書, pp. 76–83.
17. 雪氷災害調査チーム&雪崩事故防止研究会 (2017) 雪崩教本. 山と溪谷社, pp. 25–35.
  18. Arne Instanes, Ida Lønne and Knut Sandaker (2014) Location of avalanche victims with ground-penetrating radar. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 38, Issue 1, pp. 55–61, DOI: 10.1016/j.coldregions.2003.08.002.
  19. Takayuki Nakano, Hideo Sakai (2008) Application of ground-penetrating radar and high-density electrical sounding for the study of seasonally frozen ground. *Bulletin of Glaciological Research*, 25, pp. 27–35.
  20. Markus Eckerstorfer, Yves Bühler, Regula Frauenfelder, Eirik Malnes (2016) Remote sensing of snow avalanches: Recent advances, potential, and limitations. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 121, pp. 126–140, DOI: 10.1016/j.coldregions.2015.11.001.
  21. M. Nolan, C. Larsen and M. Sturm (2015) Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry. *The Cryosphere*, Vol. 9, pp. 1445–1463, DOI: 10.5194/tc-9-1445-2015.
  22. 小花和宏之・河島克久・松元高峰・伊豫部勉・大前宏和 (2016) 小型 UAV を用いた積雪分布の3次元計測. *雪氷*, Vol. 78, No. 5, pp. 317–328.
  23. 阿部修・小杉健二・佐藤威・佐藤篤司 (2007) 2000年12月26日山形県立川町で発生した雪崩災害の調査報告. *雪氷*, Vol. 69, No. 1, pp. 71–77.
  24. 藤本潔・宮城豊彦・西城潔・竹内裕希子 (2016) 微地形学. 古今書院.
  25. 貝塚爽平・遠藤邦彦・鈴木毅彦・小池一之・山崎晴雄 (2014) 日本の地形〈4〉関東・伊豆小笠原 (第四版). 東京大学出版会, pp. 49–53.
  26. 鈴木比奈子・内山庄一郎・中村一樹 (2017) 文献と地理情報による過去の災害状況の傾向分析 —那須岳周辺の雪崩災害を例に—. *寒地技術論文・報告集*, Vol. 33, pp. 248–253.
  27. 国土地理院 (2018) 基盤地図情報数値標高モデル (5 m メッシュ) .  
<https://fgd.gsi.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem>, 2018年12月5日閲覧.
  28. 薄井宏 (1972) 栃木県の動物と植物. 植生 (栃木県の動物と植物編纂委員会編), 下野新聞社, pp. 7–28.
  29. 気象庁 (2018) 過去の気象データ・ダウンロード.  
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php#>, 2018年12月5日閲覧.
  30. 内山庄一郎・早川裕式 (2018) ノンメトリックカメラを用いる SfM 写真測量の課題と対応. 第9回 GIS-Landslide 研究集会ワークショップ,  
[https://researchmap.jp/?action=cv\\_download\\_main&upload\\_id=208681](https://researchmap.jp/?action=cv_download_main&upload_id=208681), 2018年12月5日閲覧.
  31. 関東地方整備局 (2009) H20 渡良瀬川流域および、鬼怒川流域航空レーザ計測業務 (ID: A89546C5D569DA66) .
  32. Atsuto Izumida, Shoichiro Uchiyama, Toshihiko Sugai (2017) Application of UAV-SfM photogrammetry and aerial lidar to a disastrous flood: repeated topographic measurement

- of a newly formed crevasse splay of the Kinu River, central Japan, Natural Hazards Earth System Sciences, 17, pp. 1505–1519, DOI: 10.5194/nhess-17-1505-2017.
33. 国立天文台 (2018) 暦計算室. <http://eco.mtk.nao.ac.jp/koyomi/>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
  34. Benjamin Vander Jagt, Arko Lucieer, Luke Wallace, Darren Turner and Michael Durand (2015) Snow Depth Retrieval with UAS Using Photogrammetric Techniques. Geosciences, Vol. 5, pp. 264–285, DOI: 10.3390/geosciences5030264.
  35. 小花和宏之・河島克久・大前宏和 (2015) 小型無人航空機を用いた積雪量の 3 次元計測. CSIS DAYS 2015, p. 9.
  36. 松山洋・泉岳樹・酒井健吾・南里 翔平 (2016) 小型無人航空機 (UAV) を用いた積雪深分布の推定と検証－新潟県巻機山周辺を事例に－. CSIS DAYS 2016, p. 9.
  37. 山口悟・根本征樹・佐藤研吾・伊藤陽一・中村一樹・内山庄一郎 (2017) 災害調査 那須町雪崩災害第 2 回調査 (速報) (2017.4.2 実施) .  
[http://www.bosai.go.jp/saigai/2017/pdf/20170410\\_01.pdf](http://www.bosai.go.jp/saigai/2017/pdf/20170410_01.pdf), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
  38. 内山庄一郎・鈴木比奈子・中村一樹・上石勲 (2017) 無人航空機と SfM 写真測量による 2017 年 3 月 27 日栃木県那須町の雪崩災害調査. 雪氷研究大会 (2017・十日町) 講演要旨集, p. 74.
  39. 国土地理院 (2005) 航空レーザ測量による数値標高モデル (DEM) 作成マニュアル(案). 国土地理院技術資料, A1-No. 310.
  40. 国土交通省 (2016) 作業既定の準則 (平成 28 年一部改正) .
  41. 佐藤浩・関口辰夫・織茂郁・中島保 (2004) 現地測量の成果を用いた航空レーザ測量 DTM の高さ方向の精度検証. 写真測量とリモートセンシング, Vol. 43, No. 4, pp. 13–21.
  42. 内山庄一郎 (2007) 空中レーザー測量とその適用. 中山間地における地震斜面災害－2004 年新潟県中越地震報告 (I) －, pp. 67–75.
  43. HTB ニュース (2018) MIKIO ジャーナル那須雪崩事故から 1 年.  
<https://www.youtube.com/watch?v=u27hjz4i8LQ&feature=youtu.be>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
  44. George T. Raber, John R. Jensen, Steven R. Schlll, Karen Schuckman (2002) Creation of Digital Terrain Models Using an Adaptive Lidar Vegetation Point Removal Process. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol. 68, No. 12, pp. 1307–1315.
  45. 菊地輝行・秦野輝儀・千田良道・西山哲 (2018) 三次元点群データを用いた急斜面の維持管理における変動解析. 日本地すべり学会誌, Vol. 55, No. 2, pp. 65–71.
  46. 八木浩司・檜垣大助・(社) 日本地すべり学会平成 14 年度第三系分布域の地すべり危険箇所調査手法に関する検討委員会 (2008) 空中写真判読と AHP 法を用いた地すべり地形再活動危険度評価手法の開発と阿賀野川中流域への適用. 日本地すべり学会誌, Vol. 45, No. 5, pp. 358–366.
  47. 荘田幹夫 (1963) 航空写真による雪崩の研究. 写真測量, Vol. 2, No. 3, pp. 111–117.

48. 大場鍬次郎 (1964) なだれ診断に対する航空写真の利用性について. 雪氷, Vol. 26, No. 1, pp. 22-24.
49. 遠藤八十一・秋田谷英次 (1977) 斜面積雪の挙動の研究 VI: 「こぶ」状起伏の形成とその機構. 低温科学. 物理篇, Vol. 34, pp. 99-110.
50. Yasoichi Endo (1984) Glide Processes of a Snow Cover as a Release Mechanism of an Avalanche on a Slope Covered with Bamboo Bushes. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A32, pp. 39-68.
51. 大八木規夫 (2018) 地すべり地形の判読法〔増補版〕－空中写真をどう読み解くか－. 近未来社.
52. 内山庄一郎 (2018) 必携ドローン活用ガイド－安全かつ効果的な活用を目指して－. 東京法令出版.

## 第5章 沖縄県西表島仲間川マングローブ林の70年間の立地変動に関する分析

本章は、沖縄県竹富町西表島の仲間川マングローブ林における大規模な倒木現象を対象とした調査について述べたものであり、7節で構成される。第1節では、研究の背景と目的を述べる。最初に、研究の背景としてマングローブ生態系の概要と、西表島で発見されたマングローブの大規模な倒木現象の現状について述べ、そこから5つの研究目的を設定する。第2節では、調査対象地域について述べる。仲間川マングローブ林が立地する地形、地質、植生の概要、および森林保全の歴史と、台風を中心とした気象条件について説明する。次に、倒木現象の詳細調査を行う対象領域を設定し、その地形的特徴について述べる。第3節では調査方法について述べる。最初に既存の調査方法の特徴を概観する。次に、調査方法を7項目に分けて説明する。第4節では、調査の結果について述べる。調査方法が有機的に関連しているため、項目を整理、統合しつつ、6項目に分けて結果を述べる。その後、仲間川70年史として調査結果を総括する。第5節では考察を行う。仲間川デルタのマングローブ森林生態系の形成史、および倒木が生じた場所、生じていない場所について、それぞれ考察する。また、新しい調査手法のメリットをまとめる。第6節では、得られた結果から研究上の課題を整理し、今後の展開について述べる。第7節では本事例研究のまとめを述べる。

なお本章の一部(5.1.1(2))は、「Acquisition and utilization of high-definition digital surface models through aerial photography using a small unmanned aerial system: an example of typhoon damage in Iriomote Island mangrove forests」(Uchiyama and Miyagi, 2016)として公表された。また、本章の概要は、「沖縄県西表島仲間川マングローブ林の70年間の立地変動に関する総括的分析」(内山・宮城、2018)として、第24回日本マングローブ学会大会において発表された。

### 5.1 背景と目的

マングローブは、熱帯・亜熱帯の潮間帯上半部に立地する森林の総称である。その特徴として、潮位に応じた優占樹種の帯状配列を示すことが世界中で確認されており、これは、マングローブ生態系の形成と維持に関わるメカニズムと考えられる。一方で、この帯状配列の形成メカニズムはまだ十分には明らかにされていない。本事例研究の対象である沖縄県の西表島仲間川マングローブ林(図5.1)は、国内最大の面積を持つマングローブ生態系であり、安定した海水準のもと、大きな立地の変動が生じにくく、安定して肥大生長が継続できる環境で育まれてきた。この仲間川マングローブ林において、2012年の空中写真から大規模な倒木エリアが発見されたが(図5.2)、現時点ではその原因などの詳細は明らかではない。本事例研究は、この倒木現象のメカニズム解明を目指すものである。倒木現象は、それが生じている群落やそれが立地する標高、空間的広がりなど、帯状配列と何らかの関係性があることが予想される。したがって、倒木現象に関する知見を得ることは、マングローブ生態系における、帯状配列の形成メカニズム解明に貢献することが期待される。

### 5.1.1 背景

#### (1) マングローブ生態系の概要

マングローブは、熱帯・亜熱帯の沿岸から河口域において、潮間帯上半部に立地する森林を構成する植物の総称である (Tomlinson, 1986)。マングローブ生態系は、地形発達と潮汐により生じる多様な物理的・化学的な相互作用の中で生育する (馬場・長島, 2017)。その結果、潮位に応じた優占樹種の帯状配列を示すことが世界中で確認されている (例えば、Macnae, 1968; 菊池ほか, 1978, 1980; Mochida et al, 1999 など)。マングローブ林は、その独特の景観に加えて、生物多様性の高い生態系としても注目され (Cumplings and Shah, 2018)、その概念は近年、グリーンインフラともよばれる。(国土交通省総合政策局, 2017)。これには、海洋資源のストック、津波などの緩衝域としての防災機能 (柳澤ほか, 2010; Mazda et al., 1997) や、高い炭素蓄積力 (Donato et al., 2011a) などが挙げられる。しかし同時に、その立地の垂直範囲は、平均海面から高潮位面側のわずか 1 m 程度であり、気候や海水面の変化の影響を受けやすい、脆弱性の高い生態系であることが指摘されている (IPCC, 1995; 藤本, 2016)。しかし過去には、過小評価された生態系 (Lugo & Snedaker, 1974) として、人間の手による破壊も著しく、過去半世紀で世界の 30 % から 50 % のマングローブが失われた (Donato et al., 2011b)。その内実は、エビ池などの水産養殖や農地転換などの土地開発による大規模な伐採であり (安食・宮城, 1992)、1961 年の 3,680 万 ha から半減したとされる (馬場, 2004)。こうしたマングローブ林の人為的に破壊により、熱帯、亜熱帯における生活基盤が世界中で失われ、あるいは脅かされている (向後, 1988)。現在は、人間活動によるマングローブ林への影響を軽減すべく、UNESCO による生物保全地区 (Biosphere Reserves) の指定や各国の保全政策を通じて、その回復や保全、管理が進められている (IGBP, 2010; ITTO, 2013)。このように、マングローブ林のグリーンインフラとしての機能の維持や、伐採により失われた森林の回復、気候変動の影響予測を考えた時、この生態系の形成メカニズムの理解、すなわち、マングローブ林の成立と維持のメカニズムともいえる帯状配列の形成プロセスの解明は重要である。しかしながら、帯状配列について、その形成要因の検討 (菊池ほか, 1978; 山田, 1983; Smith, 1992; 藤本ほか, 1993 など) はなされてきたものの、これらの相互関係を、直接的なデータに基づいて明らかにした例は少ない。また、帯状配列を示さないマングローブ生態系に関する報告 (例えば、Bunt, 1996) もあり、調査プロットのような局地的なデータではなく、より広範囲に調査データを取得する必要性が指摘されている (Bunt, 1996)。

#### (2) 西表島の仲間川マングローブ生態系の現状

本事例研究の対象である沖縄県の西表島仲間川マングローブ林 (図 5.1) は、国内最大の面積を持つ充実した森林生態系 (遠藤, 2005) であると同時に、長年の継続的な調査研究データが蓄積されている地域でもある (菊池ほか, 1978, 1980; 財団法人亜熱帯総合研究所, 2003 など)。仲間川のマングローブ生態系は、安定した海水準のもとで形成され、このために大きな立地の変動が生じにくく、長期安定的に生態系の維持、形成が継続できる環境

にあると考えられる (5.2.1 で後述)。さらに、その森林保全の歴史は長く、琉球王朝までさかのぼる (今村、2000)。第二次世界大戦後は、西表石垣国立公園 (環境省)、仲間川天然保護区域 (文化庁)、西表島森林生態系保護地域 (林野庁)、仲間川地区保全利用協定 (沖縄県知事認定) といった施策により、森林の保護が図られてきた。住民へのヒアリングによれば、実際には、機織りの染料の採取やヤシガニの捕獲など、個人的な森林資源の利用は現在まで続いているが、その利用の規模は小さく、かつ枯死することのないように配慮されていた。これらのことから、仲間川マングローブ林の減少や劣化に繋がるような人為的な影響はほとんどなかったとされている (今村、2000)。

このような経緯を持つ仲間川マングローブ林において、2012年に撮影された空中写真から、大規模な倒木エリアが発見されたが (内山・宮城、2014; 内山ほか、2014)、この原因や範囲、倒木の拡大または回復の傾向は明らかではなかった。そこで、Uchiyama and Miyagi (2016) は、1978年の空中写真と2015年12月に実施した UAV-SfM 調査から、この倒木エリアを含む周辺地域の三次元データを作成し、1978年から2015年までの38年間における森林の高さの変化を定量的に示した。これにより、中央水路 (5.2.4 で詳述) の周辺に最大の倒木範囲が存在していることに加え、仲間川に流出する小さな濤筋 (Tidal creek) の周辺や仲間川の沿岸でも、まとまった範囲の倒木が確認された (図 5.2 の A)。さらに、マングローブの帯状配列の中で、生長量が異なる空間分布を示すことや (図 5.2 の B)、逆に、高さが低下している場所の存在が見出された (図 5.2 の C)。しかしながら、倒木の原因は依然として不明である。これに関連する事象として、斎藤ほか (2009) では、西表島北部の船浦湾で2006年9月の台風200613 (表 5.1 で後述) によるマングローブ林の枝折れなどの被害が報告された。しかし、この報告と仲間川の倒木とでは、被害内容も破壊の規模も大きく異なるため、現時点では、倒木の原因が台風であるとは結論できていない。一方で、この研究を契機として、同地域での継続的なデータの取得が開始された (宮城ほか、2016; 宮城ほか、2017; Watanabe et al., 2017a; 宮城・内山、2017; Watanabe et al., 2017b; 内山、2017; 宮城ほか、2018)。現在まで、これらの研究をとおして、マングローブ林全域を対象とした、UAV-SfMによる三次元の、かつ時間軸を伴う実態把握に見通しが得られた。

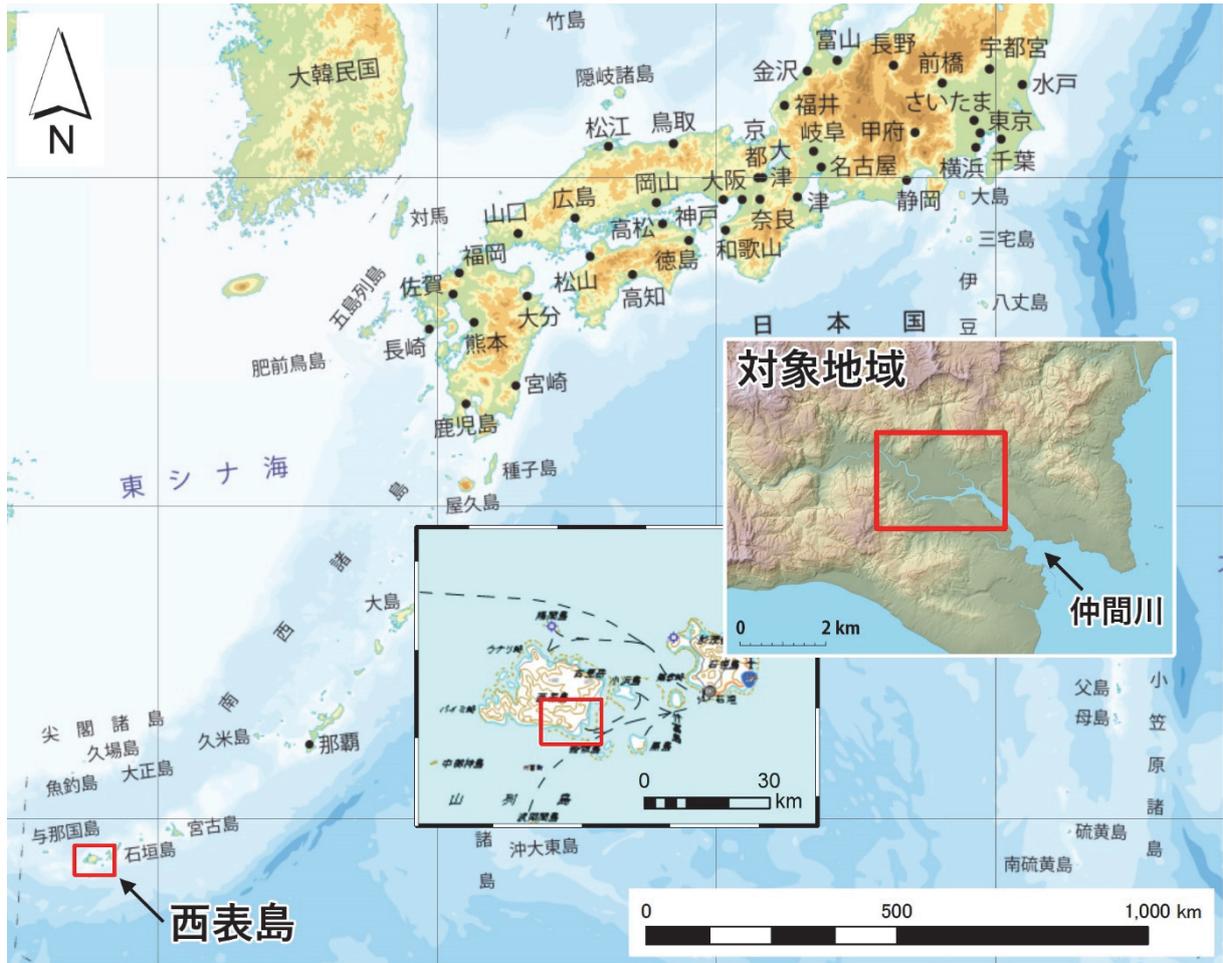


図 5.1 調査対象位置図：西表島および仲間川

広域図の背景図は地理院地図、詳細図の背景は基盤地図情報数値標高モデル（5 m メッシュ）（国土地理院）から作成した高度段彩図と陰影図。

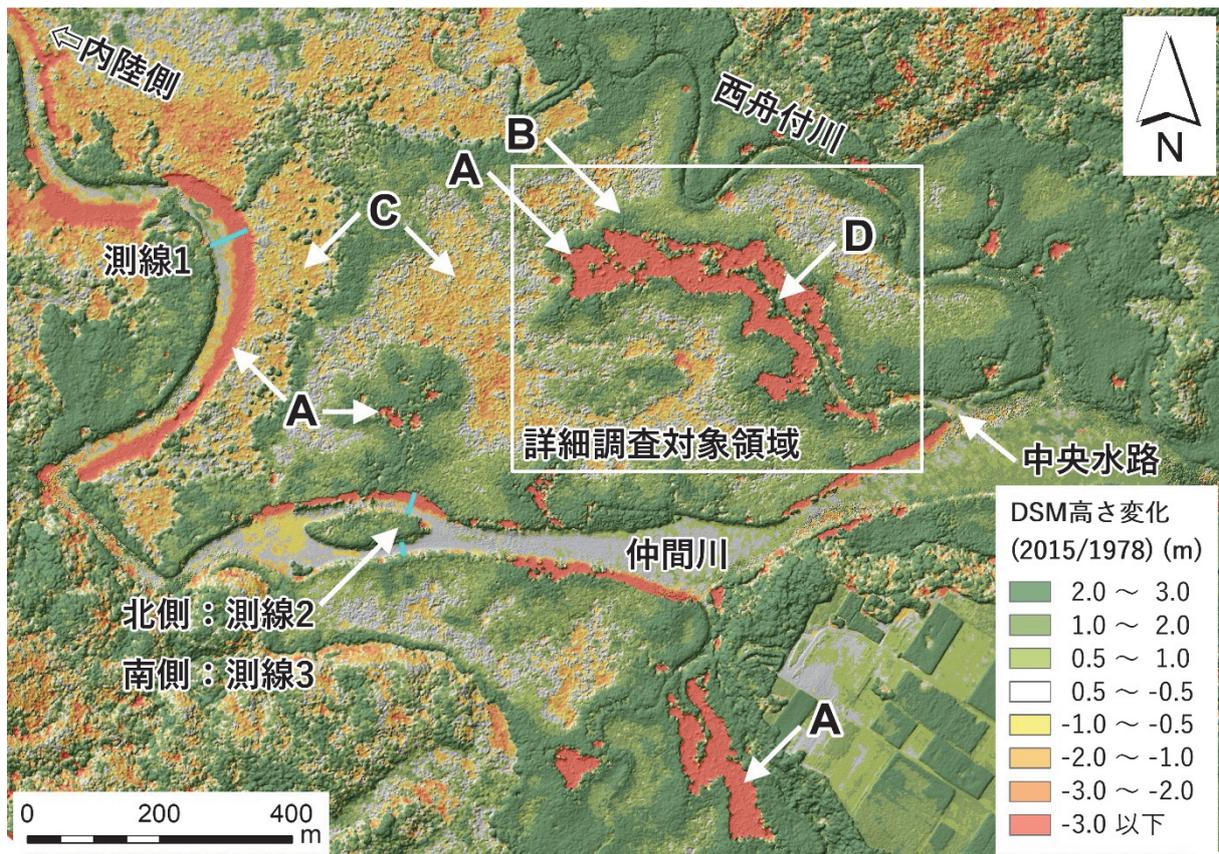


図 5.2 森林状態の変化の発見と定量化

帯状配列では優占種群の置換のみならず、同一種における樹高も帯状に変化していたことが示された (Uchiyama and Miyagi, 2016 から引用・加筆)。

- A. 倒木 (赤色)：中央水路 (澇筋)、デルタ内の澇筋沿い、仲間川の沿岸に分布
- B. 生長 (緑系)：開空の良い縁辺や倒木範囲の周辺を最大として、内側に向かって生長量が減少
- C. 減少 (橙色)：西側の微高地のアダン優占林、中標高域の矮性ヤエヤマヒルギ林
- D. 中央水路沿いに細く残るオヒルギ林

白枠の範囲は、本章で詳細な調査を行った中央水路周辺の対象領域 (5.2.4)。水色の帯で3個所に示した測線は、川幅の変化を計測した地点 (5.4.7)。仲間川と西舟付川は内陸から続く河川。仲間川は東に流下している。

### 5.1.2 研究の目的

本事例研究は、この倒木現象の解明に光をあてるものである。これを達成するために、次の五つの目的と調査方針を設定した。これらの目的やその調査方針は、個々に独立したものではなく、倒木現象の理解に向けて、有機的に関連する内容である。

第一の目的は、倒木範囲をもたらした原因を明らかにすることである。このため、倒木の原因と目されている台風の前後に UAV-SfM による観測を行い、倒木範囲の変化を調査する。

第二の目的は、倒木範囲が生じた最初の時期を明らかにすることである。このため、過去の空中写真、人工衛星画像を収集してアーカイブを構築し、まとまった倒木範囲が、いつの

時点で生じたのかを特定する。

第三の目的は、倒木範囲が現在、拡大あるいは縮小のどちらの傾向にあるのかを定量的に明らかにすることである。このため、倒木範囲が生じた時期以降のアーカイブを用いて、倒木範囲の面積を計測し、面積の増加あるいは減少の傾向を調査する。

第四の目的は、倒木が生じる以前の森林の状態を理解するために、仲間川マングローブ林で行われたとされる伐採（今村、2000）について、その伐採の規模や内容を明らかにすることである。このために、伐採当時と現在のそれぞれの空中写真を用いて、樹木本数および樹木密度を求めることにより比較する。

第五の目的は、伐採後から現在までの森林の立地変動を明らかにすることである。このため、構築したアーカイブを用いて、樹冠の閉塞度や植生分布範囲を定性的に観察、判読し、現地調査により、森林全体の植物個体の分布状況を確認する。

倒木現象は、それが生じている樹種や標高、空間分布など、帯状配列と何らかの関係性があることが予想される。したがって、倒木現象の理解に関する知見は、マングローブ生態系における、帯状配列の形成メカニズム解明に貢献することが期待される。これは、倒木範囲の変化予測やその対策の立案に限らず、生態系そのものの脆弱性の分析や、グリーンインフラとしての維持、保全といった社会的要請への対応にも必要不可欠な知見である。

## 5.2 調査対象地域

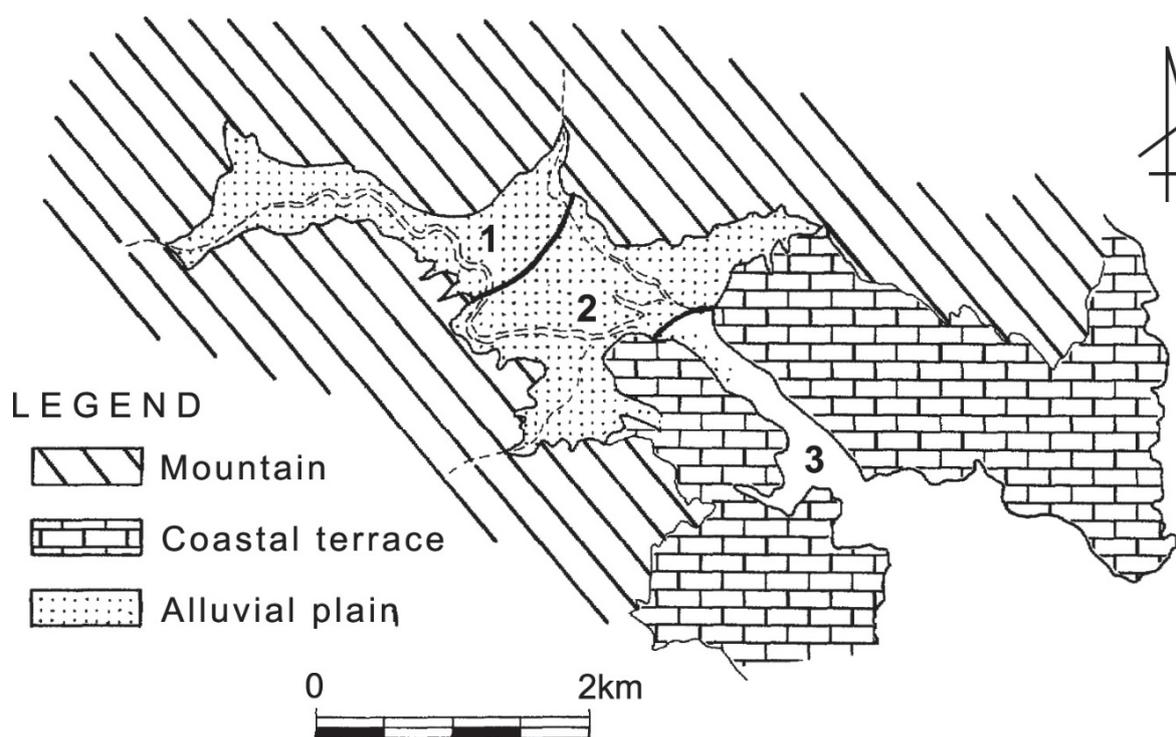
西表島は竹富町（沖縄県八重山郡）に属し、面積 289.62 km<sup>2</sup>（沖縄県、2018）、人口 2,486 人を擁する（竹富町、2018）。同島には、国内のマングローブ林の総面積 642.5 haのうち、約 78%に相当する 502.9 ha が分布する。調査対象地域は、国内最大の 132.4 ha の面積を持つ西表島の南東部、仲間川河口湾からデルタにかけて広がるマングローブ林である（遠藤、2005）（**図 5.1**）。なお、仲間側のマングローブ森で発見された倒木範囲と同様の現象は、西表島の西部にある仲良川において、約 0.4 ha の小規模なものが一例、確認されたのみである。

### 5.2.1 仲間川マングローブ林の地形・植生

仲間川は集水面積が約 45 km<sup>2</sup>、全長 13 km で西表島南部から東流し、島の南東方向に向け太平洋に注ぐ。河口から約 6 km の仲間川下流沖積平野は、それぞれ 2 km の長さをもつ氾濫原（幅 0.2 km から 0.5 km）、デルタ（幅 0.5 km から 1.5 km）、河口湾上部（幅 0.2 km から 0.6 km）に三分される（菊池ほか、1978）（**図 5.3**）。現在のデルタは、約 1,000 年前に発生した琉球海溝の巨大地震（河名・中田、1994）に伴う急激な地盤の上昇によって初期条件がセットされ、最近 1,000 年間の比較的安定した海水準のもとに形成された森林である（Fujimoto and Ohnuki, 1995）。また、Fujimoto and Ohnuki (1995) によれば、1960 年代から 1970 年代にかけて、20 cm 程度の相対的な海水面の上昇により、マングローブ林の内陸側への拡大があったとされる。西表島の潮汐は、一日における満潮と干潮の潮位差は大潮で約 200 cm、小潮で約 90 cm の潮位変動があり（気象庁、2018a）、仲間川デルタは、満

潮時にはアダンが優占する微高地（図 5.5 のアダンの範囲）を除き、その全面が水没する。このデルタに立地するマングローブ林は、デルタエスチュアリー型とされ、河川の堆積作用が継続する限り、安定的に状態を維持できるとされる（宮城、1992）。

仲間川マングローブ林の植生は、上流側の氾濫原に陸性の植生であるサガリバナ林、デルタおよび河口湾岸にはマングローブ林、その中間には、海性から陸性への植生遷移の境界に見られるアダン林が成立している。マングローブの帯状配列を海側から見ると、河口湾の河岸部にマヤブシキ (*Sonneratia alba*) が出現するが、デルタのマングローブとは地理的に隔離されており、連続したゾーンを作らない。次に、デルタの河口湾付近の仲間川沿岸には小規模なヤエヤマヒルギ (*Rhizophora stylosa*) 群落が見られ、デルタの全面でオヒルギ (*Bruguiera gymnorhiza*) が優占する。オヒルギ群落よりも地盤高が僅かに高い場所にはヤエヤマヒルギが優占し、さらに標高が高い場所にかけてオヒルギが再度出現し、微高地にはアダン (*Pandanus tectorius*) が優占する。いずれも境界は不明確で、境界部では混交する（菊池ほか、1978, 1980）。



Location of the study area and its general landforms.  
1 ; Flood plain, 2 ; Delta, 3 ; Estuary

図 5.3 仲間川下流沖積平野の地形分類図  
菊池ほか（1978）より引用。

### 5.2.2 仲間川マングローブ林の保全と経緯

仲間川のマングローブ林は琉球藩時代から伐採が制限されており（今村、2000）、1972

(昭和 47) 年の沖縄返還の同日に、西表石垣国立公園 (環境庁)、仲間川天然保護区域 (天然記念物) (文化庁) に指定され、1991 年には林野庁九州森林管理局による西表島森林生態系保護地域の指定を受けるなど、歴史的に生態系全体の保護が行われてきた土地である。2004 (平成 16) 年 6 月には、沖縄振興特別措置法に基づく仲間川地区保全利用協定が沖縄県知事より認定され、仲間川における動力船での遊覧やカヌーでの自然観察といったエコツアーに際して、入域の総量制限をはじめとした自然環境への配慮が行われている (沖縄県、2015)。

一方で、仲間川のマングローブが、大規模な伐採を経て現在に至った可能性が指摘されている (今村、2000)。1939 (昭和 14) 年には、仲間川のマングローブ全域に相当する仲間川流域のヒルギ 50 万本の伐採許可が出されており、仲間川で伐採されたマングローブを原料にして、カッチと呼ばれる染料を生産する工場が存在したことは確実とされる (今村、2000)。しかし、伐採の内実を示す営林署の資料が存在せず、現時点では伐採が行われたことを直接的に示す資料は得られていない。

### 5.2.3 西表島の気象と台風

西表島の年降水量は 2,304 mm、最大の月降水量は台風シーズンの 8 月および 9 月で、約 270 mm である。年平均気温は 23.7 °C で、降雪は年間を通してみられない (1981 年から 2010 年までの統計に基づく平年値 (気象庁、2018b))。最新の平年統計値では、最寒月である 1 月の平均気温が 18 °C を越えるため、ケッペンの気候区分では熱帯雨林気候に分類される。西表島は、地理的な位置関係から、発達中の台風の通過経路となる。西表島の 300 km 以内に接近する数は、1951 年から 2017 年までの年平均で 4.1 個である (沖縄気象台、2017)。このうち、1951 年から 2017 年まで間、調査地の近傍 50 km 以内を通過した台風は 38 個確認された。さらに、再井接近時の最低低気圧が 950 hPa 未満、かつ最接近時の距離が 10 km 以内の台風は 5 個であった (表 5.1 の黄色マーカーで示した台風)。

マングローブ林の被害の記録がある台風として、2006 年 9 月と 2007 年 9 月および 10 月には、同島近傍を猛烈な台風 (最大風速が 54 m/s 以上) が挙げられる。これらは「30 年に 1 度あるかないかと言われるほどまれ」 (斎藤ほか、2009) とされ、西表島北部の船浦湾では、これらの台風によるマングローブ林の被害が報告されている (斎藤ほか、2009)。過去をひも解くと、同規模の台風が調査地の直上を通過した例は 1977 年 7 月であり、この台風により同島では人的被害も生じた (石垣島地方気象台、1977)。したがって、2006 年と 2007 年に襲来した台風が、30 年に一度の規模という表現は実態に即したものであった。なお、本章では台風の呼称は、表 5.1 にある台風番号 (発生年 + 発生番号) によって行う。

表 5.1 1951 年から 2017 年までに調査地から 50 km 以内を通過した台風  
 赤文字は接近時最低気圧 950 hPa 未満、接近距離が 10 km 以内、黄色マーカーはその両方に該当する台風を示す。表中の細線は 2006 年 9 月の台風 200613 前後の境界線、風速欄の「よわい」は風速 30 m/s 未満を示す（台風のリストは北本（2018）による）。

	台風番号	名前	発生年月日 (UTC)	最接近最低 気圧 (hPa)	最接近 風速 (m/s)	最接近 距離 (km)
1	195415	MARIE	1954/9/20	975		12
2	195603	THELMA	1956/4/16	992		34
3	195714	FAYE	1957/9/18	950		42
4	195819	GRACE	1958/8/29	920		27
5	196013	AGNES	1960/8/12	994		0
6	196314	GLORIA	1963/9/6	920		37
7	196518	MARY	1965/8/14	950		34
8	196603	JUDY	1966/5/25	992		45
9	196607	NINA	1966/7/17	1003		48
10	196621	ELSIE	1966/9/11	980		14
11	196721	NORA	1967/8/28	990		54
12	196908	BETTY	1969/8/5	960		40
13	196911	ELSIE	1969/9/20	925		48
14	196912	FLOSSIE	1969/9/30	990		14
15	197128	BESS	1971/9/17	940		26
16	197613	BILLIE	1976/8/4	945		26
17	197705	VERA	1977/7/27	925	55	0
18	198211	CECIL	1982/8/6	920	50	7
19	198408	FREDA	1984/8/6	985	よわい	48
20	198614	WAYNE	1986/8/18	955	よわい	47
21	198922	WAYNE	1989/9/17	970	よわい	45
22	199012	YANCY	1990/8/14	950	40	37
23	199429	SETH	1994/10/3	910	45	30
24	199514	RYAN	1995/9/16	940	40	17
25	199609	HERB	1996/7/24	925	50	20
26	200015	BOPHA	2000/9/6	988	よわい	6
27	200302	KUJIRA	2003/4/11	930	よわい	24
28	200306	SOUDELOR	2003/6/13	955	35	6
29	200311	VAMCO	2003/8/19	996	よわい	36
30	200404	CONSON	2004/6/6	960	40	34
31	200417	AERE	2004/8/20	955	40	45
32	200509	MATSA	2005/7/31	950	40	43
33	200613	SHANSHAN	2006/9/10	919	55	0
34	200712	WIPHA	2007/9/16	925	50	5
35	201307	SOULIK	2013/7/8	925	40	36
36	201506	NOUL	2015/5/3	920	35	43
37	201515	GONI	2015/8/14	930	45	0
38	201703	NANMADOL	2017/7/2	985	よわい	42

## 5.2.4 詳細調査対象領域の設定とその地形的特徴

本事例研究では、中央水路沿いの範囲を詳細調査対象領域として設定した（**図 5.2** の白枠）。「中央水路」とは、住民に呼称される地名である。この範囲を設定した理由は、中央水路の周辺に仲間川マングローブ林の中でも最大規模の倒木範囲が広がる領域であること、および、本研究で収集した過去の空中写真、人工衛星画像、UAV-SfM 画像（**5.3.4**、**表 5.3**）において、全データの撮影範囲に含まれる共通の範囲となることである。

この中央水路の地形的特徴として、デルタ内の水路が潮汐流の流路である滯筋で構成され、河川のように内陸とリンクした水系網ではないことが挙げられる。その中でも、「中央水路」は仲間川に接続するデルタ以内で最大の滯筋であり、これに接続する低次の滯筋ネットワークで構成されている。このため、定常的な流れを持つ河川とは異なり、流れは潮汐に支配され、流速は河川と比較して遅いことが特徴的である。また、内陸からの土砂供給がなく、地盤には有機物質の堆積物が多くみられ、このため軟泥な地盤である。このように、潮汐流による滯筋があるタイプの地盤では、通常堆積傾向にあることが報告されている

（Furukawa et al., 1997）。また、仲間川に接続する中央水路本体の沿岸には自然堤防状の高まりが認められ、その上には、オヒルギ林が細く帯状に残存している（**図 5.2** の D）。

## 5.3 調査方法

### 5.3.1 マングローブの地生態学的研究における既存の調査方法の概要

マングローブ生態系は、潮位との関係で明瞭な帯状配列を持つと考えられていることから、その帯状構造を断面として切り取ってデータを取れば、合理的な理解に行きつけないという見通しがあった。そのため、これまでは、典型的と思われる帯状配列がみられるゾーンを、例えば幅 10 m、長さ 100 m の調査区として切り取って、その内部の樹木、地形標高、微地形分類とその地質、塩分濃度、生物の活動などを詳細に記載する手法が主流であった。これは一つの合理的な手法ではあるが、調査に要する人手と時間の作業コストが非常に大きいことが課題であった。このため、森林全域を対象とすることや、変化を追跡するために短期間で複数回の調査を実施することも、現実的に難しい面があった。このような調査手法の制約のため、森林全体の実態把握や、時系列での変化把握には課題があったことは否めない。一方で、先行研究では、航空レーザー測量による点群データにより、森林構造を再現できる可能性が提示された（真壁ほか、2015）。これは、既存の調査手法の諸問題を解決できる可能性を示したものだが、現時点では極めて高コストであり、現実的ではない。

これに対して、本事例研究で用いる GNSS 測量や UAV-SfM 調査は、少ない人手で広域を対象にしやすい手法である。GNSS 測量は、空が開けていれば地形標高を計測することができ、光波測量などのように視通の確保が不要であるため、計測範囲を拡げやすい。また、UAV-SfM では、森林全体の三次元データを面的に取得できる。また、低コストで短時間に実施できる手法ゆえ、高頻度の観測も可能である。こうした新しい調査手法を適用することで、既存の調査では得られなかった情報が得られることが期待される。

### 5.3.2 GNSS 測量による概略地形の把握と植生分布の対応

最初に、調査地の地形概略を把握するために、デルタ面上の広い範囲で GNSS 測量を行った。計測場所は、倒木現象の範囲、ギャップ、樹高が低い植生地帯などを探索しながら選定した。しかし、屈曲した樹形を持つヤエヤマヒルギの群落や、鋭利な棘を持つアダンが密生する範囲、倒木範囲内の厚さ 50 cm を超える軟泥地帯など、マングローブ林内の移動には常に困難が伴う。さらに満潮時は計測すべき地表が見えないため、地形測量の作業を行うことができない。このような作業環境のため、2004 年 7 月 21 日から 2018 年 3 月 16 日の期間中に、複数回に分けて測量を行った結果を統合した。

GNSS 測量に使用した機材と測位方式、データ解析手法は次のとおりである（表 5.2）。GNSS の計測結果から ESRI ArcGIS Spatial analyst の Natural neighbor 内挿法により標高ラスタを生成し、等高線図を作成した。

表 5.2 GNSS 計測機材の一覧

機材名称	測位方式	最短計測時間 (秒)	データ解析ソフトウェア	使用時期
Trimble GeoXH 6000 (Centimeter edition)	後処理搬送波測位	3,600	Trimble TerraSync	2014年7月
Trimble GeoXH 6000 (Professional edition)	後処理搬送波測位	600	Trimble TerraSync	2014年10月
Trimble Geo7X (H-Star, Professional edition)	リアルタイム搬送波測位	30	Trimble TerraSync	2015年12月
EMLID Reach RS	後処理搬送波測位	180	RTKLIB (高須ほか、2007)	2018年3月

### 5.3.3 台風の前後における UAV-SfM 調査

倒木範囲をもたらした原因を明らかにするため、台風の前後に UAV-SfM による観測を行い、倒木範囲の変化を調査した。台風前の UAV-SfM 調査は 2015 年 6 月に実施した。その後、2015 年 8 月に非常に強い台風 201515 が調査地の近傍を通過したため、その 4 か月後の 2015 年 12 月に、UAV-SfM 調査を実施した。台風による樹木への被害の実態を把握するため、UAV-SfM 調査と同じタイミングで現地調査も実施した。なお、台風 201515 により、調査地から東に 30 km の位置にある石垣島では最大瞬間風速 71 m/s を記録し、経済的被害も生じた（沖縄気象台、2015）。

本事例研究で用いた UAV-SfM による調査データのうち、台風前の 2015 年 6 月のデータは Uchiyama and Miyagi (2016) から引用した。台風後の 2015 年 12 月には新たに UAV-SfM 調査を実施して、データを取得した。

### 5.3.4 過去の空中写真、人工衛星画像のアーカイブ構築と分析

倒木範囲が生じた最初の時期を明らかにするため、過去の空中写真、人工衛星画像を収集してアーカイブを構築し、まとまった倒木範囲が、いつの時点で生じたのかを特定する調査

を行った。なお、倒木範囲が生じた時期の特定は、次節の調査方法と合わせて述べる。

ここでは、1945年3月から2015年12月までの70年間を対象に、11時期の空中写真、人工衛星画像、UAV-SfM オルソモザイク画像（以降、アーカイブ）の収集と分析を行った（表 5.3）。収集したすべての空中写真について、SfM 解析によりオルソモザイク画像を作成した。古い空中写真では、自然物しか写っておらず、地理座標を与えることが難しい場合もあった。この場合は、オルソモザイク画像を作成した後に、GIS で他時期のオルソモザイク画像を基準としてジオリファレンスを行った。なお、SfM 解析による空中写真を使用した DSM の作成は、計測精度の高精度化が容易ではないため、今回の調査では作成を見送った。また、2009年3月のアーカイブは、オルソ化された画像データを購入したものである。2つの時期について人工衛星画像を入手したが、いずれも単画像である（表 5.3）。

ここで収集した空中写真等のアーカイブは、次のものである。米国公文書館が所蔵し沖縄公文書館が収集した1945年3月の空中写真、国土地理院が公開する1963年1月、1978年1月、1994年9月、2012年11月の空中写真、2006年8月、2007年7月の人工衛星画像、2009年3月のデジタルオルソモザイク画像、それ以降の時期は、UAV-SfM 調査によって得た2014年7月、2015年6月および12月のオルソモザイク画像の合計11時期のデータである。

表 5.3 収集した空中写真・人工衛星画像・UAV 撮影画像のアーカイブ

表中の細線は、2006年9月の台風200613前後の境界を示す。空間分解能はSfM解析により得られた値、または販売機関のデータ仕様上の値である。オルソ/DSM欄の表示は、○が「有り」、△が「未作成」、SfMが「SfM解析により作成済み」であることをそれぞれ示す。

撮影年月日	和暦	経過期間 (年)	撮影地域	撮影高度 (m)	撮影縮尺	空間分解能 (cm)
1945/3/13	昭和20	—	竹富町：西表島	5,944	不明	10.8
1963/1/22	昭和38	17.9	先島・久米島（西表島）	不明	10,000	23.0
1978/1/24	昭和53	15.0	西表島	1,600	10,000	20.0
1994/9/6	平成6	16.6	西表島	1,800	10,000	23.2
2006/8/17	平成18	12.0	未定義	450,000	—	66.2
2007/7/21	平成19	0.9	未定義	681,000	—	88.1
2009/3	平成21	1.6	未定義	不明	不明	25.0
2012/11/16	平成24	3.7	西表島	5,486	20,000	38.6
2014/7/24	平成26	1.7	仲間川マングローブ林	150	—	4.6
2015/6/25	平成27	0.9	仲間川マングローブ林	150	—	6.9
2015/12/19	平成27	0.5	仲間川マングローブ林	150	—	5.1

撮影年月日	和暦	カメラ名称	焦点距離 (mm)	カラー種別	写真種別	スキャン 解像度 (dpi)
1945/3/13	昭和20	Fairchild K-18	609.6	モノクロ	アナログ空中写真	2,400
1963/1/22	昭和38	不明	不明	モノクロ	アナログ空中写真	1,270
1978/1/24	昭和53	Wild RC8	153.62	カラー	アナログ空中写真	1,270
1994/9/6	平成6	Wild RC10	152.2	カラー	アナログ空中写真	1,270
2006/8/17	平成18	QuickBird-2	—	カラー	衛星画像	—
2007/7/21	平成19	IKONOS	—	カラー	衛星画像	—
2009/3	平成21	不明	不明	カラー	デジタル空中写真	—
2012/11/16	平成24	Vexcel UCX	100.5	カラー	デジタル空中写真	—
2014/7/24	平成26	Ricoh GR	18.3	カラー	デジタルUAV	—
2015/6/25	平成27	SONY NEX-5T	15.0	カラー	デジタルUAV	—
2015/12/19	平成27	SONY NEX-5T	15.0	カラー	デジタルUAV	—

撮影年月日	和暦	画像数	撮影計画機関	所蔵・販売機関	オルソ/DSM
1945/3/13	昭和20	13	米軍	米国公文書館/沖縄県公文書館所蔵	SfM/△
1963/1/22	昭和38	23	米軍	一般財団法人日本地図センター	SfM/△
1978/1/24	昭和53	33	国土地理院	一般財団法人日本地図センター	SfM/SfM
1994/9/6	平成6	36	沖縄県	一般財団法人日本地図センター	SfM/△
2006/8/17	平成18	1	DigitalGlobe	日本スペースイメーシング	○/×
2007/7/21	平成19	1	DigitalGlobe	日本スペースイメーシング	○/×
2009/3	平成21	4	NTT空間情報株式会社	NTT空間情報株式会社	○/×
2012/11/16	平成24	21	国土地理院	一般財団法人日本地図センター	SfM/SfM
2014/7/24	平成26	1,518	著者	—	SfM/△
2015/6/25	平成27	2,218	著者	—	SfM/SfM
2015/12/19	平成27	1,385	著者	—	SfM/SfM

### 5.3.5 倒木範囲の判読と面積の計測、その変化傾向の調査

倒木範囲が生じた時期の特定、そして倒木範囲が拡大あるいは縮小のどちらの傾向にあるかを明らかにするため、各アーカイブにおける倒木範囲の面積を計測し、その変化傾向を調査した。なお、倒木範囲の拡大または縮小の変化傾向を説明するにあたって、倒木範囲が生じた時期を先に特定する必要がある。このため、この項に限り調査手法と合わせて、**表 5.4** に倒木範囲の面積計測結果を示し、倒木発生時期の特定結果について述べる。

#### (1) 倒木範囲の判読と面積の計測

倒木範囲の判読において、アーカイブ中で地表が露出している場所が判読された場合、それが倒木によるものかどうか、必ずしも判断できるとは限らない。そこで、判読する対象は倒木範囲に限らず、地表面が露出する範囲とした。この調査では、アーカイブ中で画質が明瞭な 1978 年以降の 9 時期を対象として、地表面が露出する範囲を GIS 画面上で目視により判読し、GIS でポリゴンを作成したうえで面積を計測した (**表 5.4**)。判読の際は、読み取る地表面露出範囲の規模感がアーカイブ間で変化しないよう、GIS の画面縮尺を 600 分の 1 に固定して行った。判読に際し、次の理由により水路部分の正確な除去は困難と判断し、水路部分も地表面露出範囲として扱った。

- ・ 空間分解能が低い人工衛星画像では、細い水路の範囲を正確に識別できない
- ・ 潮汐により水路幅が変化するが、撮影時刻が不明であり潮汐の状態を判断できない
- ・ 水路上に樹冠が張り出した場合、水路が見えなくなる
- ・ 水路の面積がその他の地表面露出範囲に比して小さい

また、倒木範囲と強風との関連を考察する目的で、アーカイブ期間内の気象状況について、その集計値を表に盛り込んだ (**表 5.4**)。集計した項目は、**表 5.1** の黄色いマーカーで示した台風である。これは、最接近時の最低気圧が 950 hPa 未満、かつ調査地までの距離が 10 km 未満を意味する (北本、2018)。これに加えて、アメダス観測点西表島が観測を開始した 1989 年以降の、日単位の観測値の全てについて、日統計値の最大風速が 20 m/s を超えた日数をカウントした (気象庁、2018c)。

**表 5.4** 1978 年以降の各アーカイブの地表面露出範囲とアーカイブ期間内の気象範囲増加のマイナス値は、森林の立地回復を意味する。また、表中の細線は、2006 年 9 月の台風 200613 前後の境界を示す。(台風は北本 (2018)、気象観測値は気象庁 (2018c) による)

観測年月日	アーカイブ 種類	経過期間 (年) *1	地表面露出範囲			950hPa未満 台風近傍通過	風速20 m/s 超過日数*2
			面積 (m <sup>2</sup> )	増加 (m <sup>2</sup> )	変化 (m <sup>2</sup> /年)		
1978年1月1日	空中写真		6,007			1	※3
1994年9月6日	空中写真	16.7	3,133	- 2,874		1	
2006年8月17日	衛星画像	12.0	3,485	352	29	0	16
2007年7月21日	衛星画像	0.9	7,316	3,831	4,137	1	2
2009年3月	空中写真	1.6	22,195	14,879	9,220	1	3
2012年11月16日	空中写真	3.7	34,939	12,745	3,431	0	6
2014年7月24日	UAV-SfM	1.7	35,291	351	208	0	3
2015年6月25日	UAV-SfM	0.9	36,927	1,636	1,777	0	0
2015年12月19日	UAV-SfM	0.5	43,739	6,813	14,048	1	5
2006年8月～2015年12月		9.3		40,254	4,307		

※1 直前の撮影日からの経過年数

※2 直前の撮影日からの累積日数 (観測値は、アメダス西表島観測点)

※3 アメダス西表島は 1989 年に観測が開始されたため、データが不足または存在しない

## (2) 倒木範囲の拡大・縮小の傾向に関する調査

倒木範囲の拡大・縮小の傾向を求めるにあたり、倒木範囲が生じた時期を特定する必要がある。そこで、各アーカイブの地表面露出範囲の変化をみると、2006 年 8 月のアーカイブまでは、まとまった範囲の倒木は無く、むしろ森林の立地面積が拡大している時期があることが示された (表 5.4 の地表面露出面積の増加がマイナスの値を示すもの)。さらに、2006 年 9 月に調査地近傍を通過した台風 200613 の襲来後の 0.9 年後、2007 年 7 月の人工衛星画像では地表面露出範囲が大幅に増加しており (表 5.4)、写真上でも、パッチ状のまとまった範囲で、倒伏した樹木とともに地表面の露出が確認された (図 5.4)。このことから、台風 200613 が倒木の発生契機になっていると判断し、台風 200613 が襲来する 1 カ月前の 2006 年 8 月のアーカイブで得た地表面露出範囲の面積を、倒木発生前の初期値として用いることとした。

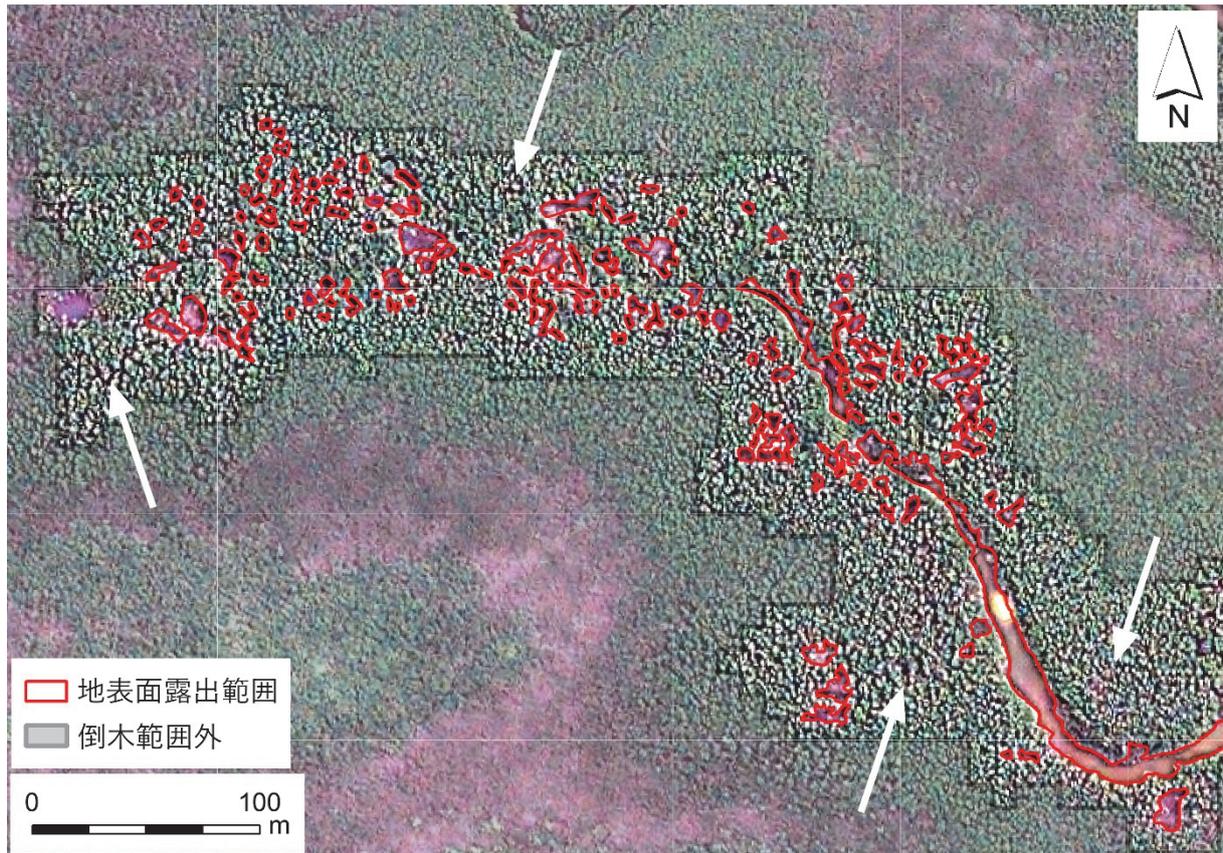


図 5.4 中央水路沿いの人工衛星画像（2007 年 7 月撮影）

2006 年 9 月の台風 200613 から 0.9 年後に撮影された、空間分解能 88.1 cm の IKONOS 人工衛星画像。中央水路沿いでパッチ状に発生した倒木（赤いポリゴンの範囲）、および広い範囲で樹冠の間隙の拡大が確認された（一部を白矢印で示す）。図の範囲は図 5.2 の白枠で示す

### 5.3.6 仲間川マングローブで行われた伐採の程度に関する調査

仲間川マングローブ林で行われたとされる伐採（今村、2000）の規模や内容を明らかにするため、伐採当時と現在のそれぞれの空中写真を用いて、樹木本数および樹木密度の変化を求めた。樹木密度の計測は、オヒルギ純林とヤエヤマヒルギ純林を対象として、それぞれの樹種に対して 20 m 四方の計測プロットをそれぞれ 3 か所ずつ設置し、樹木の本数を空中写真の立体視判読でカウントし、GIS 上にプロットした。立体視判読には、(株)フォテック製 Stereo Viewer pro を用いた。使用した空中写真は、伐採当時の 1945 年 3 月空中写真と、現在の森として、オヒルギ純林については 1994 年 9 月の空中写真、ヤエヤマヒルギ純林については 2015 年 6 月の UAV-SfM オルソモザイク画像を用いた。現在の森に関する計測は、同じ時期で実施することが望ましいが、1994 年 9 月の空中写真の空間分解能では、ヤエヤマヒルギの樹冠を識別できなかった。このため、より高分解能な 2015 年 6 月の UAV-SfM オルソモザイク画像を使用した。これにより、オヒルギとヤエヤマヒルギの計測時期に約 20 年の差が生じるが、70 年間の時系列で森林の立地変動を見た場合、計測プロット周辺の立地範囲には変化がなく、1994 年には樹冠が密閉していることから、樹木の本数には大きな差異はないものと判断した。また、2015 年 6 月のヤエヤマヒルギは、樹幹が横

方向に這うように伸びており、その形状から、樹木の個体数を正確にカウントすることが難しかった（**図 5.12** の写真 4）。このため、実体視判読により、一つの高まりをなす単位を一個体としてカウントした。

### 5.3.7 伐採後から現在までの立地変動に関する調査

伐採後から現在までの森林の立地変動を明らかにするため、構築したアーカイブを用いて、樹冠の閉塞度や植生分布範囲を定性的に観察、判読した。これには、1945年から70年間、11時期のアーカイブについて、立地範囲、生育個体の多寡、樹冠の密閉度、地表面の露出、ギャップ、倒木範囲のサイズと分布、地盤土壌のテクスチャーに着目して判読した。次に、現在の森林内の植物個体の分布状況を把握するため、現地調査を実施した。これは、2014年7月、2014年10月、2015年6月、2015年12月に実施し、成木、実生、枯木を含め、樹種、樹高、胸高直径を測定した。

### 5.3.8 仲間川の川幅の変化に関する調査

ここまで、調査地の地形・植生の概略調査と、5つの研究目的に対応する調査手法を述べた。これらは主に、倒木範囲を対象とした調査であった。一方で、仲間川沿いで川幅の拡大が報告されているが（Uchiyama and Miyagi, 2016）、その変化量は記載されていない。川幅の拡幅は、そのメカニズムとして倒木に加えて立地地盤の流失に起因することが予想され、中央水路の倒木現象を考える上でも、重要な示唆を与えることが期待される。そこで、仲間川沿いの3箇所について、70年間11時期のアーカイブのそれぞれのオルソモザイク画像上で川幅を計測した。計測した3箇所の位置は、**図 5.2** 上に測線1から側線3として示した。

## 5.4 結果

最初に概略地形および植生分布調査の結果を示し、調査地全体の地形、植生の概要を明らかにする。次に、研究目的に挙げた主要な5つの調査と、川幅の変化に関する調査について、それぞれの結果を述べる。最後に、調査結果を仲間川70年史として整理する。

### 5.4.1 GNSS 測量による概略地形の把握と植生分布の対応

現地調査ではGNSS測量によるデルタ面の地盤高計測と、マングローブ林内の樹木個体の測定を行った。ここでは、GNSS測量結果（**図 5.5** 上）と、計測した樹木の分布を合わせた図を示す（**図 5.5** 下）。

仲間川デルタのうち、倒木が生じた範囲を中心としてGNSS測量を実施した。測量の実施期間は2014年7月21日から2018年3月16日で、合計39地点の測量を行った。この結果、GNSS測量の測位解の計測精度は、全点で最高精度の値を得られたわけではなく、フィックス解、フロート解、コード解の3種類が混在した（**表 5.5**、**表 5.6**）。これに加えて、測量データを蓄積した3年8か月間に地形変化が生じている可能性もあり、この図は

それらの誤差要因を含むものである。なお、GNSS で求められる標高値は、楕円体高からジオイド高を差し引いた値である。したがって、GNSS で求めた標高 0.0 m が、西表島の平均潮位面と一致するとは限らない。現時点で、西表島では潮位表基準面の標高を決定するために必要なデータが得られていないため（気象庁、2018d）、気象庁の示す潮位と地形標高との対応は不明であることに留意する必要がある。

次に、2015 年 6 月の UAV-SfM によるオルソモザイク画像の判読と、現地での植生調査の結果を用いて植生分布図を作成し、GNSS 測量結果から作成した等高線図とともに図化した（図 5.5 上）。なお、内挿補間処理の都合上、GNSS 計測範囲の周辺に生じた等高線は無視して読図する必要がある。

図 5.5（上）から、植生と地形との関係について高標高域から順に記載する。西側の標高 1.2 m 以上の微高地ではアダンが優占し、単木の太いオヒルギが点在した。標高 1.0 m 付近ではオヒルギが出現し、標高 0.8 m 程度にヤエヤマヒルギが混交した。そこから標高 0.6 m 程度までは、屈曲した樹幹を持つ矮性ヤエヤマヒルギの純林が広がった。ここまでは、標準的な帯状配列とみることができる。しかし、標高 0.6 m 未満には、際立って樹高の高いオヒルギ純林、さらに水路沿いでオヒルギの倒木範囲が出現した。全域において樹種の境界は不明確で、境界部では混交した。また、オヒルギ、ヤエヤマヒルギともに、老木とみられる、根周りの太い個体が各地に点在した。また、ヤエヤマヒルギの樹形は、オヒルギ優占群落に混交する場合や沿岸に生育する場合は直立し、放射状の根を持った。それよりも標高の高い領域の純林では、屈曲形（菊池ほか、1978）を示した。こうした仲間川デルタの基本的な帯状配列や樹形に関する観察結果は、先行研究（菊池ほか、1978）と調和的であった。

表 5.5 GNSS 測量における測位解の種類とそれぞれの誤差  
解析ソフトウェアが出力した値を誤差値として示した。

測位解	水平誤差 (cm)	垂直誤差 (cm)
フィックス解	5	10
フロート解	50	70
コード解	70	100

表 5.6 各地点における GNSS 測量結果と計測精度

計測精度の各値は 1: フィックス解、2: フロート解、5: コード解を示す。

計測日	地点名	計測精度	機器	測位方式	計測時間 (秒)	標高 (m)	北距 (m)	東距 (m)
2014/7/22	nakama0up	1	Trimble GeoXH 6000 (cm)	後処理搬送波	3,637	0.246	-188,966.652	-14,223.039
2014/10/30	p219	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	301	1.310	-189,289.109	-14,060.397
2014/10/30	p225	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	370	0.651	-189,195.124	-14,088.254
2014/10/30	p238	5	Trimble GeoXH 6000	後処理コード	335	1.459	-189,083.396	-14,323.870
2014/10/30	p240	5	Trimble GeoXH 6000	後処理コード	318	0.836	-189,104.053	-14,365.256
2014/10/30	p247	5	Trimble GeoXH 6000	後処理コード	461	1.578	-189,153.126	-14,673.005
2014/10/30	p248	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	422	1.352	-189,174.867	-14,638.724
2014/10/30	p253	5	Trimble GeoXH 6000	後処理コード	632	0.677	-189,336.174	-14,591.315
2014/10/31	p264	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	422	0.652	-189,309.423	-13,984.295
2014/10/31	p276	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	424	0.078	-189,162.161	-13,956.774
2014/10/31	p286	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	507	0.904	-189,174.501	-14,153.920
2014/10/31	p292	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	603	0.138	-189,218.646	-14,242.115
2014/10/31	p296	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	563	0.492	-189,242.430	-14,340.996
2014/11/1	p319	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	524	1.241	-189,340.960	-14,145.029
2014/11/1	p325	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	541	0.191	-189,300.700	-14,277.795
2014/11/1	p332	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	541	0.581	-189,221.101	-14,341.034
2014/11/1	p350	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	480	0.717	-189,020.598	-14,413.843
2014/11/1	p360	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	601	0.596	-188,948.704	-14,312.934
2014/11/1	p377	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	605	0.695	-188,887.863	-14,010.804
2014/11/1	p384	2	Trimble GeoXH 6000	後処理搬送波	541	0.552	-188,878.331	-13,866.180
2015/12/18	pt14	2	Trimble Geo 7X (H-Star)	リアルタイム搬送波	120	1.732	-189,213.749	-14,678.181
2015/12/18	pt21	1	Trimble Geo 7X (H-Star)	リアルタイム搬送波	48	0.357	-189,225.935	-14,501.086
2015/12/20	pt50	1	Trimble Geo 7X (H-Star)	リアルタイム搬送波	30	0.716	-188,998.068	-13,781.819
2015/12/20	pt50a	1	Trimble Geo 7X (H-Star)	リアルタイム搬送波	30	0.655	-189,002.890	-13,777.483
2015/12/20	pt59	1	Trimble Geo 7X (H-Star)	リアルタイム搬送波	30	0.651	-188,887.454	-14,007.664
2018/3/16	515	2	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.481	-189,337.795	-14,584.474
2018/3/16	523	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.955	-189,278.441	-14,603.974
2018/3/16	533	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	1.163	-189,272.273	-14,719.701
2018/3/16	547	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	1.845	-189,215.044	-14,679.311
2018/3/16	554	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.991	-189,142.111	-14,668.587
2018/3/16	601	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	1.317	-189,138.151	-14,682.399
2018/3/16	621	2	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	1.062	-189,114.596	-14,536.483
2018/3/16	628	2	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.916	-189,102.885	-14,465.119
2018/3/16	646	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.796	-189,165.374	-14,369.651
2018/3/16	654	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.808	-189,175.258	-14,319.931
2018/3/16	702	2	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	1.475	-189,150.828	-14,270.826
2018/3/16	708	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.778	-189,101.835	-14,256.149
2018/3/16	719	1	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.441	-189,018.857	-14,218.618
2018/3/16	743	2	EMLID Reach RS	後処理搬送波	180	0.794	-189,073.149	-14,136.591

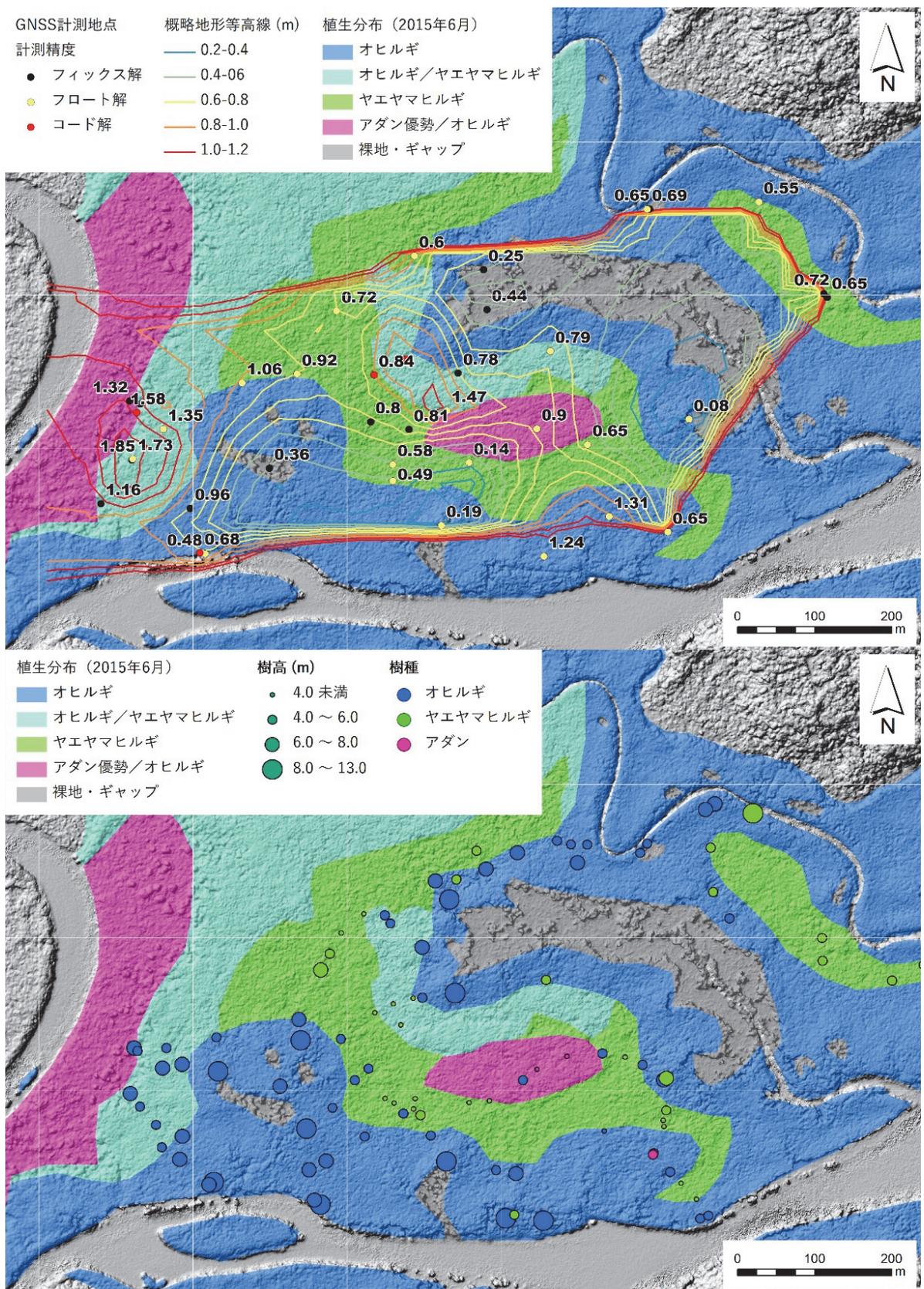


図 5.5 仲間川デルタ中央部の概略地形と植生分布

(上) 計測地点の色は計測精度 (測位解) の種類。計測地点の右肩の数値は計測された標高値。等高線は 20 cm 間隔。(下) 丸い凡例は、現地調査で計測した樹木個体について、樹種と樹高で分類表示したもの。両図の背景は、2015 年 6 月 UAV-SfM の DSM から作成した陰影図。

#### 5.4.2 台風の前後における UAV-SfM 調査

5つの調査目的のうち最初の目的は、倒木範囲をもたらした原因を明らかにすることであった。そこで、2015年8月に調査地域の直上を台風201515が通過した前後の時期で UAV-SfM 調査を実施し、台風による倒木範囲の変化を調査した。

台風前の2015年6月のデータ (Uchiyama and Miyagi, 2016) と、新たに取得した2015年12月のデータでは、撮影範囲や解析ソフトウェアのバージョン、精度検証の方法が異なる (表 5.7)。しかし、原理的には同様の手法であり、特にデータの誤差については、水平・垂直ともにサブメートルオーダーの地表面高さの変化を検討する目的としては、十分な精度を有すると判断した。

表 5.7 UAV-SfM で取得した2015年6月と12月のデータ諸元

2015年6月の精度検証は、地上基準点座標と、出力されたオルソモザイク画像の水平位置およびDSMのZ値とをGIS上で比較することにより行った。2015年12月の精度検証は、SfMソフトウェアが出力した精度検証点のRMSE値を確認することにより行った。

	対象範囲 (km <sup>2</sup> )	地上基準点 地点数	精度検証点 地点数	カメラ	撮影枚数 (枚)
2015年6月	4.3	5	なし	Ricoh GR	2,218
2015年12月	2.3	4	3	SONY NEX-5T	1,385

	空間分解能 (cm)		誤差 (cm)		
	オルソ画像	DSM	水平	垂直	三次元
2015年6月	6.9	28.0	14.0	11.8	18.3
2015年12月	5.1	20.0	1.5	0.3	1.5

##### (1) 台風前の2015年6月に実施した UAV-SfM 調査の概要

台風前の2015年6月の UAV-SfM 調査のデータは、Uchiyama and Miyagi (2016) を引用した。ここでは、引用文献における手法と結果の概要を示す。引用文献の調査は、1978年11月の空中写真と2015年6月のDSMの高さ変化を求めることを目的として実施された。このため、UAV-SfMの調査範囲よりも広域の地上基準点を取得する必要があった。しかし、1978年11月の空中写真に写る人工物と、地上基準点測量時(2015年6月)との状況が異なることが予想されたため、先に2012年11月空中写真を対象として地上基準点の測量とSfM解析を行い、その結果として得られる2012年11月のDSMから読み取った座標値を用いて、1978年11月空中写真および2015年6月 UAV-SfM に対し、地上基準点を与える方針とした。

地上基準点の測量には、GNSS機器としてTrimble Geo7Xを使用し、測位方式はVRS-RTKにより計測を行った。地上基準点として使用する場所は、測量実施時期(2015年6月)と2012年11月とで、土地の造成や地形変化の無い場所を条件として8地点を選定

し、測量を実施した。次に、2015年6月にUAVによる撮影を行った。約4.3 km<sup>2</sup>の範囲について、事前に設定したコースに沿って自律飛行により2,218枚の写真が撮影された。その後、5点の地上基準点を使用してSfM解析を行い、空間分解能6.9 cmのオルソモザイク画像、および同28 cmのDSMが出力された。2015年6月には、精度検証専用の地点を計測していなかったため、**2.3.4(4)**で示した精度検証を実施できなかった。このため、地上基準点として設定した5地点について、次のような精度検証を行った。水平方向の誤差は、オルソモザイク画像に写る地上基準点とその座標の位置ズレの距離をGIS上で計測した。垂直方向の誤差は、DSMの標高値と地上基準点の標高値との差を求めた。この結果、水平誤差が14.0 cm、垂直誤差が11.8 cm、三次元誤差は18.3 cmであった。

### (2) 台風後の2015年12月に実施したUAV-SfM調査の概要

台風後の2015年12月にUAV-SfM調査を行った。このUAV-SfM調査は、**2.3.4**に準じた流れで行われた。調査期間中は強風が続き、UAVの飛行可能なタイミングが限られたため、2015年6月の撮影範囲より狭い2.3 km<sup>2</sup>を対象として、自律飛行により撮影を行った。この結果、UAVにより1,385枚の写真が撮影され、GNSS測量により合計7地点の地上基準点と精度検証点が計測された。このうち4点を地上基準点としてSfM解析を行い、空間分解能5.1 cmのオルソモザイク画像、および同20.0 cmのDSMが作成された。3地点の精度検証点を用いた精度検証の結果、水平誤差が1.5 cm、垂直誤差が0.3 cm、三次元誤差は1.5 cmであった。

### (3) 地表面の高さ変化からみた倒木の原因

地表面の高さ変化を求めるため、2時期のDSMの差分を求めた（**図 5.6**）。これは、ESRI ArcGIS Desktop Spatial analystのラスタ演算により、2015年12月のDSMから2015年6月のDSMを減算処理することで行った（次式）。

$$\text{地表面の高さ変化} = \text{2015年12月DSM} - \text{2015年6月DSM}$$

この解析により、倒木によりDSMが減少したメッシュではマイナスの値が出力され、逆に、樹木が生長するなどしてDSMが増加したメッシュでは、プラスの値を示した。また、2時期で高さが同じ地点、たとえば道路などでは、高さ変化の値はゼロに近い値を示した。この結果、2015年6月から同年12月までの期間で、既存の倒木範囲の周辺に、帯状に明瞭な倒木の拡大が認められた。中央水路の周辺では、倒木範囲が6,813 m<sup>2</sup>増加した（**表 5.4**）。これらの結果と現地調査の結果を踏まえて、明らかになった点を列挙する。

1. 非常に強い台風（風速44 m/s以上54 m/s未満）である台風201515が調査地の直上を通過した後の観測により、倒木範囲の縁辺で明瞭な倒木範囲の拡大が確認された。
2. 倒木の拡大は、低標高域のオヒルギ純林で生じた。
3. ヤエヤマヒルギ群落にはまとまった倒木範囲はみられなかった。しかし同時に、DSMの低下が確認された。現地調査では、枝や葉が吹き飛ばされ、折れたり、失われたりしている状況が確認された。
4. 倒木範囲内に、実生の定着・生長は見られなかった。

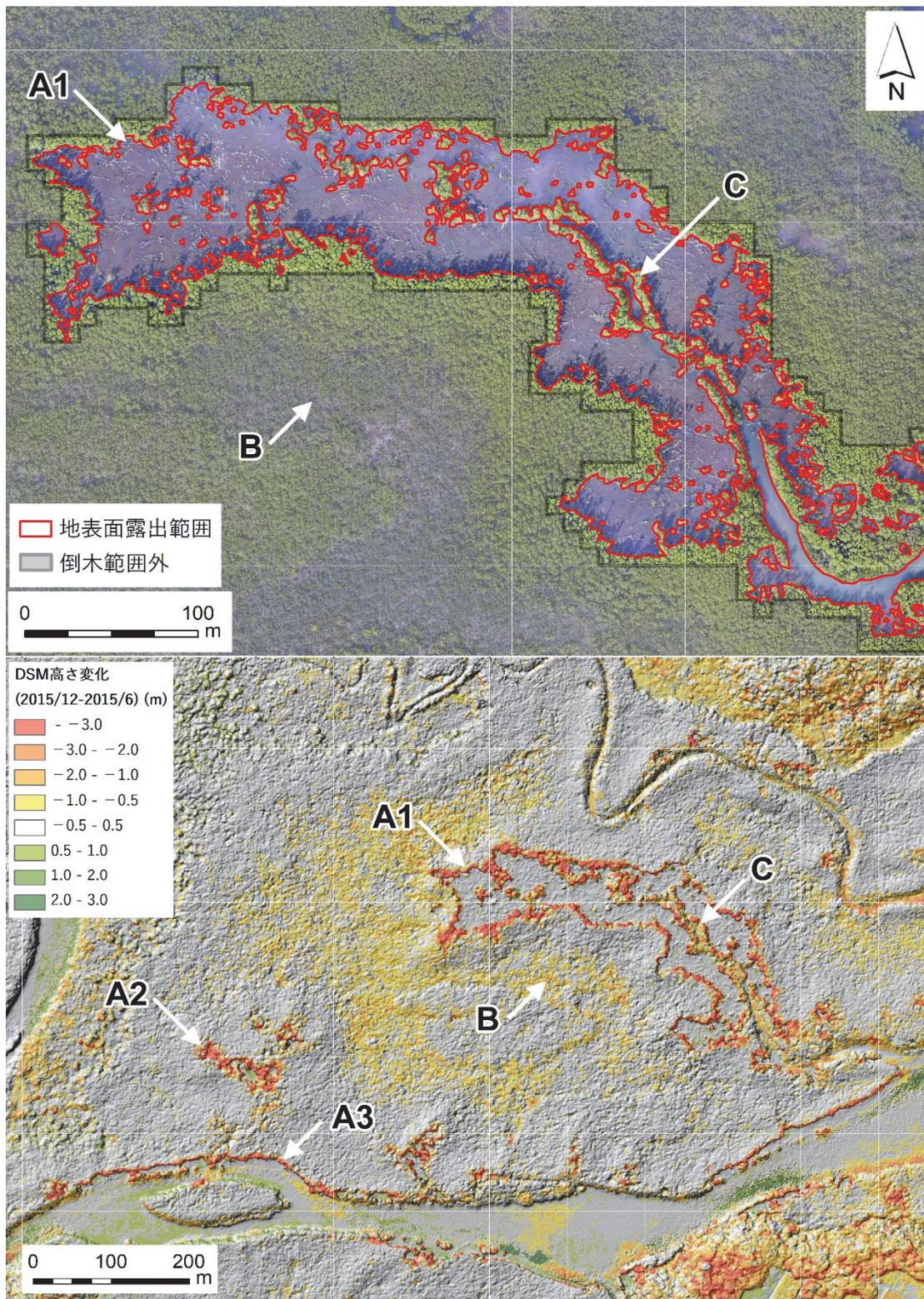


図 5.6 台風 201515 通過後のオルソモザイク画像と DSM 高さ変化

(上) 台風 201515 通過後のオルソモザイク画像 (2015 年 12 月撮影)。(下) 2015 年 6 月と 2015 年 12 月の DSM の高さ変化。背景は 2015 年 6 月の DSM から作成した陰影図。A1 から A3 は、オヒルギ純林で生じた倒木範囲の拡大。A1 は中央水路周辺の倒木範囲の縁辺部、A2 は小さな滞筋治い、A3 は仲間川沿いでそれぞれ拡大がみられた。B は、ヤエヤマヒルギ純林における DSM の高さ低下。C は、中央水路沿いに細く残るオヒルギ林。

### 5.4.3 過去の空中写真、人工衛星画像のアーカイブ構築と分析

5つの調査目的の第2の目的は、倒木範囲が生じた最初の時期を明らかにすることであった。このため、70年間、11時期の空中写真アーカイブを収集し（表 5.3）、倒木範囲の変化を調査した（表 5.4）。この調査の結果は 5.3.5 で既述である。その結果を要約すると、2006年8月のアーカイブまでは倒木範囲がなく、2006年9月の台風200613の後に撮影されたアーカイブにおいて倒木範囲が出現したことから、台風200613が大規模な倒木の契機となったと結論付けた。

### 5.4.4 倒木範囲の変化傾向の調査

5つの調査目的のうち第3の目的は、倒木範囲が拡大あるいは縮小のどちらの傾向にあるかを明らかにすることであった。表 5.4 から、倒木の契機となった台風200613直前のアーカイブ（2006年8月）以降の7時期のアーカイブについて、倒木範囲の変化をグラフ化した（図 5.7）。この結果、次の点が明らかになった。

1. 調査地の近傍を風速の強い台風が通過したあとのアーカイブでは、倒木範囲の拡大が確認された
2. 2006年8月をスタートとして、2015年12月までの9.3年間の観測期間中の倒木拡大速度の平均値は4,307 m<sup>2</sup>/年であった（表 5.4）
3. 最大風速が20 m/sを超えた日と倒木範囲の拡大速度との関連は明確ではなかった
4. アメダス観測点が調査地と離れており、倒木を発生させる風速の閾値は不明であった

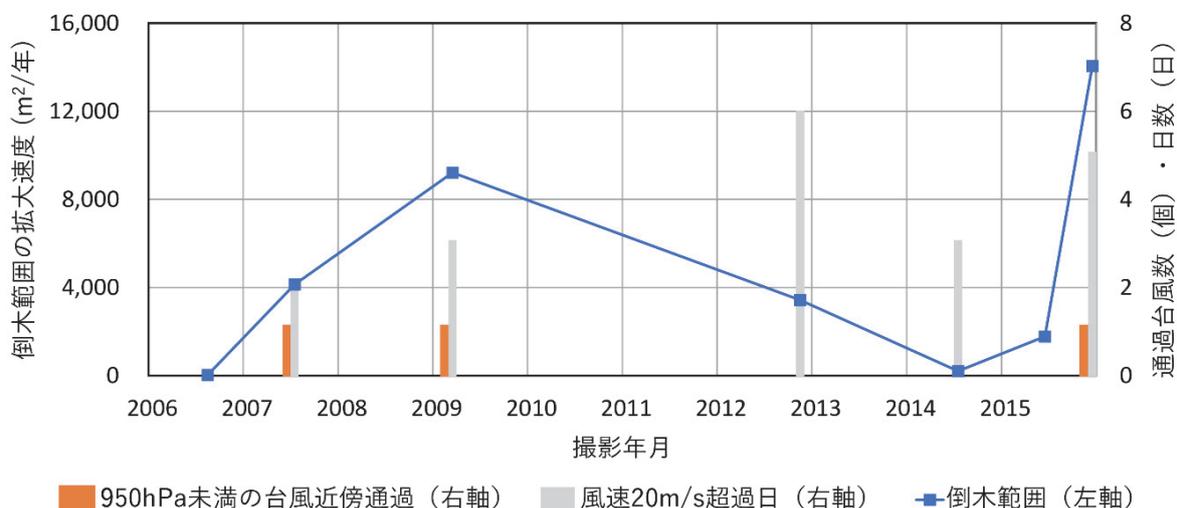


図 5.7 倒木範囲の拡大速度の変化と台風および強風日の関係

### 5.4.5 仲間川マングローブで行われた伐採の程度に関する調査

5つの調査目的のうち第4の目的は、仲間川マングローブ林で行われたとされる伐採（今村、2000）の規模や内容を明らかにすることであった。このため、伐採当時と現在のそれぞれの空中写真を用いて、オヒルギ純林およびヤエヤマヒルギ純林について、樹木本数およ

び樹木密度の変化を求めた。

全体の結果から、1945年3月時点の森は、現在の森（オヒルギは1994年、ヤエヤマヒルギは2015年）と比較して、オヒルギ林で76.4%、ヤエヤマヒルギ林で78.2%、全体で77.3%が伐採されたことが示された（表 5.8）。伐採直後の空中写真オルソモザイク画像（図 5.8）と、そこから判読された計測プロット内の樹木の分布を図 5.9 に示す。

表 5.8 1945年3月を基準としたマングローブ林の樹木密度の比較

樹木本数 (本)		A	B	C	合計
オヒルギ	1945年3月	10	25	30	65
	1994年9月	89	93	93	275
ヤエヤマヒルギ	1945年3月	18	23	21	62
	2015年6月	96	80	109	285
樹木密度 (本/m <sup>2</sup> )		A	B	C	平均
オヒルギ	1945年3月	0.025	0.063	0.075	0.054
	1994年9月	0.223	0.233	0.233	0.229
ヤエヤマヒルギ	1945年3月	0.045	0.058	0.053	0.052
	2015年6月	0.240	0.200	0.273	0.238
伐採率 (%)		オヒルギ			76.4
		ヤエヤマヒルギ			78.2
		平均			77.3

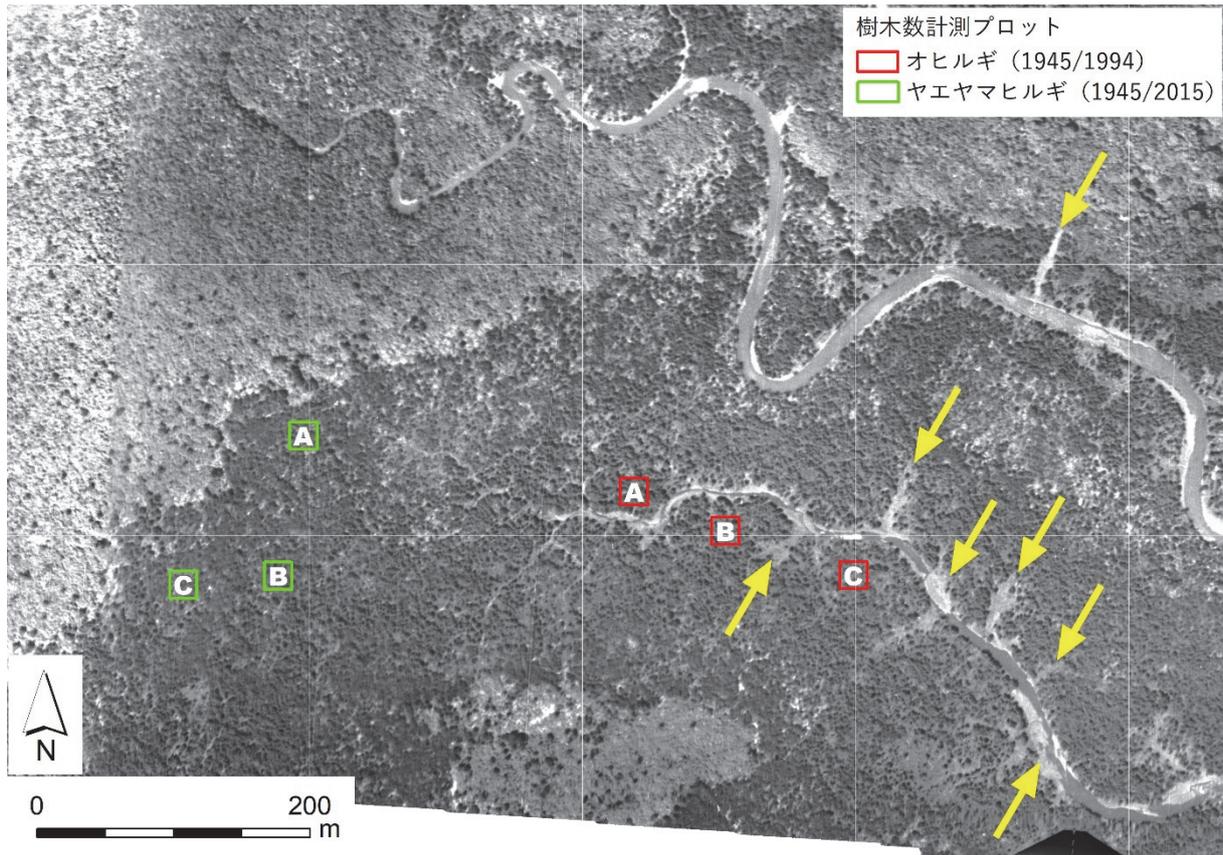


図 5.8 伐採当時の空中写真オルソモザイク画像と計測プロットの位置

1945年3月の空中写真オルソモザイク画像と、樹木本数計測プロットの配置図。カッチ生産の原料とするため、水路沿いでは皆伐に近い状態まで伐採され、地表が広く露出していることが確認された（典型的な場所を黄色矢印で示した）。水路から離れた場所では間引き伐採が行われ、樹冠密度が低下した（図 5.9）。

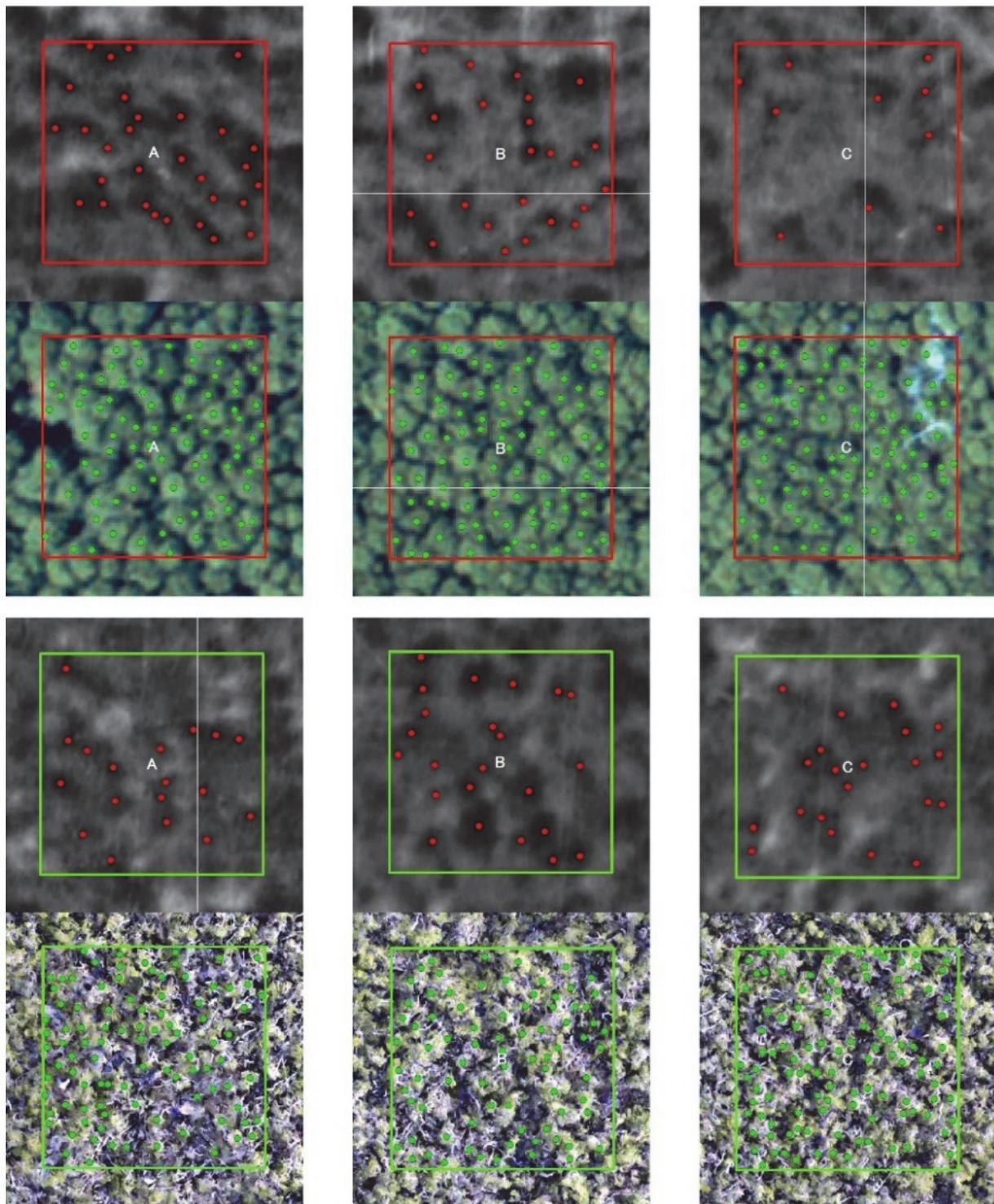


図 5.9 計測プロット内の樹木本数の比較

上段の赤い矩形はオヒルギ、下段の緑の矩形はヤエヤマヒルギの計測プロット。モノクローム写真は 1945 年 3 月、オヒルギのカラー写真は 1994 年 9 月、ヤエヤマヒルギのカラー写真は 2015 年 6 月にそれぞれ撮影された空中写真のオルソモザイク画像。オヒルギ、ヤエヤマヒルギのいずれも、樹冠の間に地盤が見える程度まで間伐されていた。赤および緑の点は樹木位置。計測プロットは一辺 20 m の正方形。計測プロットは左が A、中央が B、右が C であり、それぞれの位置は、図 5.8 に示す。

#### 5.4.6 伐採後から現在までの立地変動に関する調査

5つの調査目的の最後の目的は、伐採後から現在までの森林の立地変動を明らかにすることであった。このため、11時期のアーカイブについて立地範囲、生育個体の多寡、樹冠の密閉度、地表面の露出、ギャップ、倒木範囲のサイズと分布、地盤土壌のテクスチャーに着目して判読した。さらに、現地調査で現在のマングローブ林内の植生の状況を確認した。最初に、アーカイブの判読の結果得られた立地変動の概要を示し、その次に、その立地変動の概要を踏まえた現地調査の結果を述べる。

##### (1) 70年間の時系列変化の把握

1945年からの70年間、11時期において、立地範囲と樹冠の粗密の変化、地表面が露出するギャップや倒木範囲の分布の変化に着目し、森林の立地変動について判読を行った。ここまでの調査結果と合わせながら、立地変動について明らかになった点を述べる。

仲間川マングローブ林における最初の破壊は、戦中から戦後にかけての伐採であった。1945年3月の空中写真(図 5.8)により、中央水路の周辺で大規模に伐採されたことが示された(5.4.5)。その後、1963年1月、1978年1月、1994年9月のそれぞれのアーカイブでは、伐採され疎林化した森林の立地が拡大し、デルタ面上が密閉した樹冠に覆われていく様子が確認された。特に、地表面露出範囲を計測した1978年1月から1994年9月にかけて、地表面露出範囲の減少が確認され(5.3.5(2)、表 5.4)、立地が回復していることが定量的に示された。台風による破壊を受ける直前の、いわば最盛期の状態を示した時期が2006年8月の人工衛星画像であった(図 5.10)。その一ヶ月後の2006年9月に、風速の強い台風200613が調査地の直上を通過し、最初の倒木範囲が生じたと考えられる

(5.3.5(2)、表 5.4)。アーカイブで倒木範囲の発生を確認できたのは、その約0.9年後に撮影された2007年7月の人工衛星画像であった(図 5.4)。その後、2007年9月の台風200712(表 5.1)が調査地の直上を通過した後に撮影された2009年9月のアーカイブでは、倒木範囲が大きく拡大した(表 5.4)。それまでパッチ状に分布していた倒木範囲が連結して、倒木範囲が面的に広がった様子が確認された。その後、2012年12月、2014年7月、2015年6月のそれぞれのアーカイブの期間中は、風速が強い台風の近傍通過はなく、倒木範囲の拡大速度は低下した(表 5.4)。そして、2015年8月の台風201515の直上の通過に伴い、倒木範囲はさらに拡大した(表 5.4)。その拡大の様子は、DSMの変化として図 5.6(下)に示した。

これまでの調査、およびこの70年間のアーカイブによる時系列変化の調査から、次の4点が明らかになった。

1. 戦中から戦後にかけて行われたとされる仲間川マングローブの伐採(今村、2000)は事実であり(図 5.9)、これにより最盛期の森と比較して77.3%の樹木が伐採された(表 5.8)。

2. 伐採が中止されてからおよそ 60 年間で、立地および樹冠密度は回復し、2006 年 8 月には最盛期の様相を示した。すなわち現在の森は、人為伐採から自然再生した森であった。(図 5.10)。
3. 2006 年 9 月の台風 200613 により、最初のまとまった倒木がもたらされた(表 5.4、図 5.4)
4. 倒木範囲が植生の立地回復により減少することはなく、台風 200712、台風 201515 により、さらに拡大した(表 5.4)

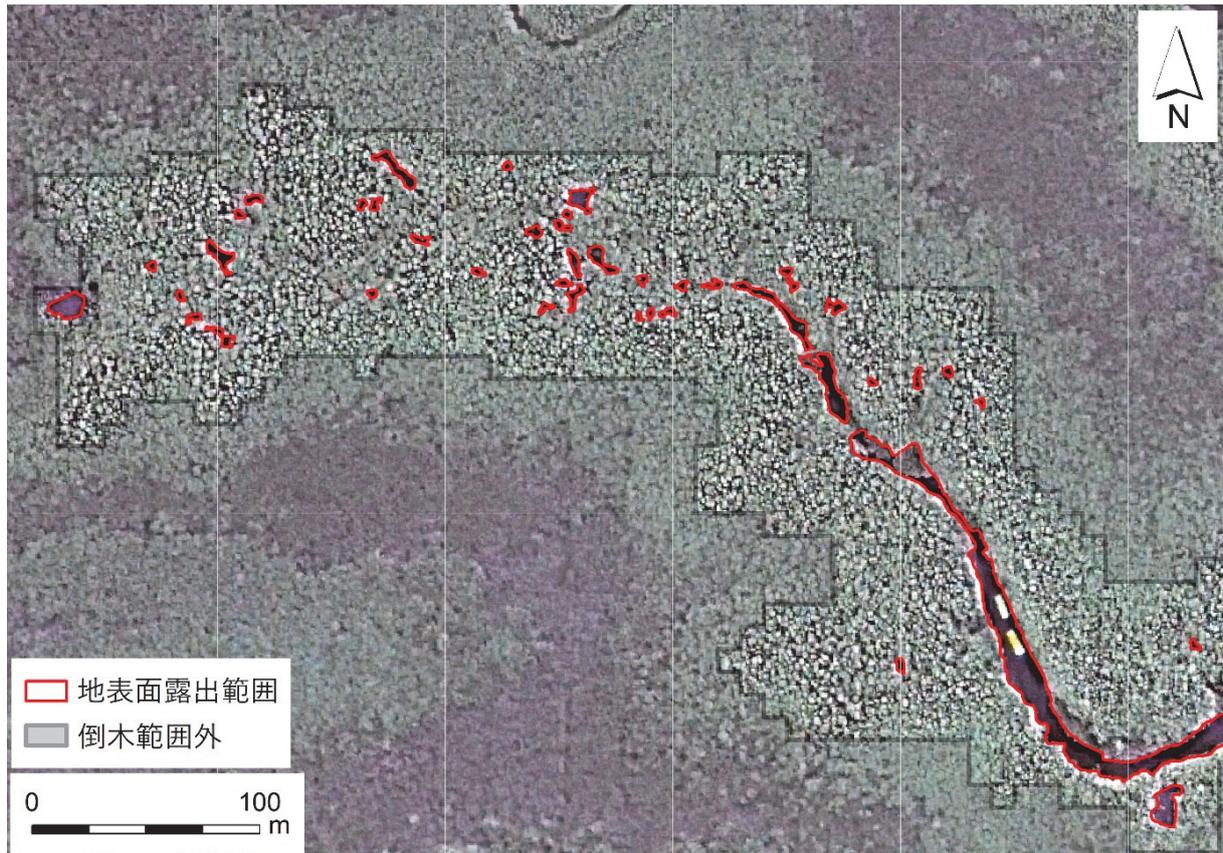


図 5.10 中央水路沿いの人工衛星画像 (2006 年 8 月撮影)

空間分解能が 66.2 cm の QuickBird-2 人工衛星画像である。1945 年 3 月の空中写真で確認された間伐による樹冠の間隙は完全に埋まった。また、点在していた大小のギャップが減少した。樹冠の密閉度が向上して水路へ張り出した枝葉により、中央水路が細くなったように見える。伐採による破壊から回復し、台風による破壊を受ける前の最盛期の状態といえる。この一月後の 2006 年 9 月に、倒木の契機となった猛烈な台風 200613 (表 5.1) が調査地直上を通過した。

## (2) 現在の植生状況に関する現地調査

ここでは、これまでに述べた各種調査とあわせて実施していた現地調査の結果を整理するとともに、仲間川マングローブ林が再生林であるという視点から、林内で散見された大径木について、その形態的特徴から分類を行なった。

最初に、林内で計測した樹木個体の概要を示す。現地調査は、2014年7月、2014年10月、2015年6月、2015年12月に実施し、実生および枯木を除いた104本の成木について、樹種ごとに分布位置、樹高、胸高直径、立地する微地形について計測、記録した。計測した樹木の分布は、**図 5.5** (下) に示した。ここでは、樹高、胸高直径について、その平均値を示す (**表 5.9**)。

**表 5.9** 林内で計測した成木 104 本の平均樹高および平均胸高直径

樹種	本数 (本)	平均樹高 (m)	平均胸高直径 (cm)
オヒルギ	66	6.4	11.8
ヤエヤマヒルギ	35	4.1	9.6
アダン	3	3.6	11.0
ヒルギモドキ	1	2.5	未計測

次に、現地調査において、林内に点々と確認された大径木および樹高の高いオヒルギの存在に着目し、その形態的特徴により分類を行った (**図 5.11**)。大径木は、周辺に生育する細かい個体群の中に時おり出現し、周辺の個体とは明瞭に異なる形態的特徴を持つ。それは、周囲の同種の個体よりもずっと太く、視覚的にも老木と感じさせる風格を持つ (**図 5.12** の写真 1, 2)。ただし、樹木のサイズは立地条件によって異なることが想定されるため、樹高や胸高直径に閾値を与えて画一的に分類することはできない。そのため、群落内で周囲の個体よりも幹の太さなど、形態が特徴的であると判断された個体を大径木のグループとして分類した。このグループについて、仲間川マングローブ林が再生林であるという視点からこの大径木の存在事実をみると、1940年代の伐採で生き残った個体である可能性が示唆される。そのような観点から、この大径木グループを「第一世代」(**図 5.12** の写真 1, 2)、そして、群落内の多勢を占める平均的な個体を「第二世代」(**図 5.12** の写真 3, 4) として分類した (**表 5.10**)。さらに現地調査では、中央水路の周辺や仲間川の沿岸部の倒木範囲に、樹高 10 m 前後のオヒルギが分布していることが確認された。この分布は、地表面高さ変化の**図 5.2** の B で、特に生長量が大きい領域として示した場所と一致した。この個体群は、樹高に比して胸高直径が細いことが特徴的であった (**表 5.10**)。このため、第一世代とは区別する必要があると考え、「高樹高のオヒルギ」として分類した (**図 5.12** の写真 5, 6)。これらの分類ごとに、樹高と胸高直径の平均値を求めた (**表 5.10**)。また、形態的特徴で分類した各個体の分布を**図 5.11** に示す。

表 5.10 形態分類ごとの平均樹高および平均胸高直径

アダン (3 本) は形態分類の対象から除外した。

形態的分類	本数 (本)	平均樹高 (m)	平均胸高直径 (cm)
第一世代オヒルギ	6	6.5	23.8
第一世代ヤエヤマヒルギ	6	5.5	13.7
第二世代オヒルギ	49	6.4	10.6
第二世代ヤエヤマヒルギ	29	3.9	8.8
高樹高のオヒルギ	11	9.6	16.7

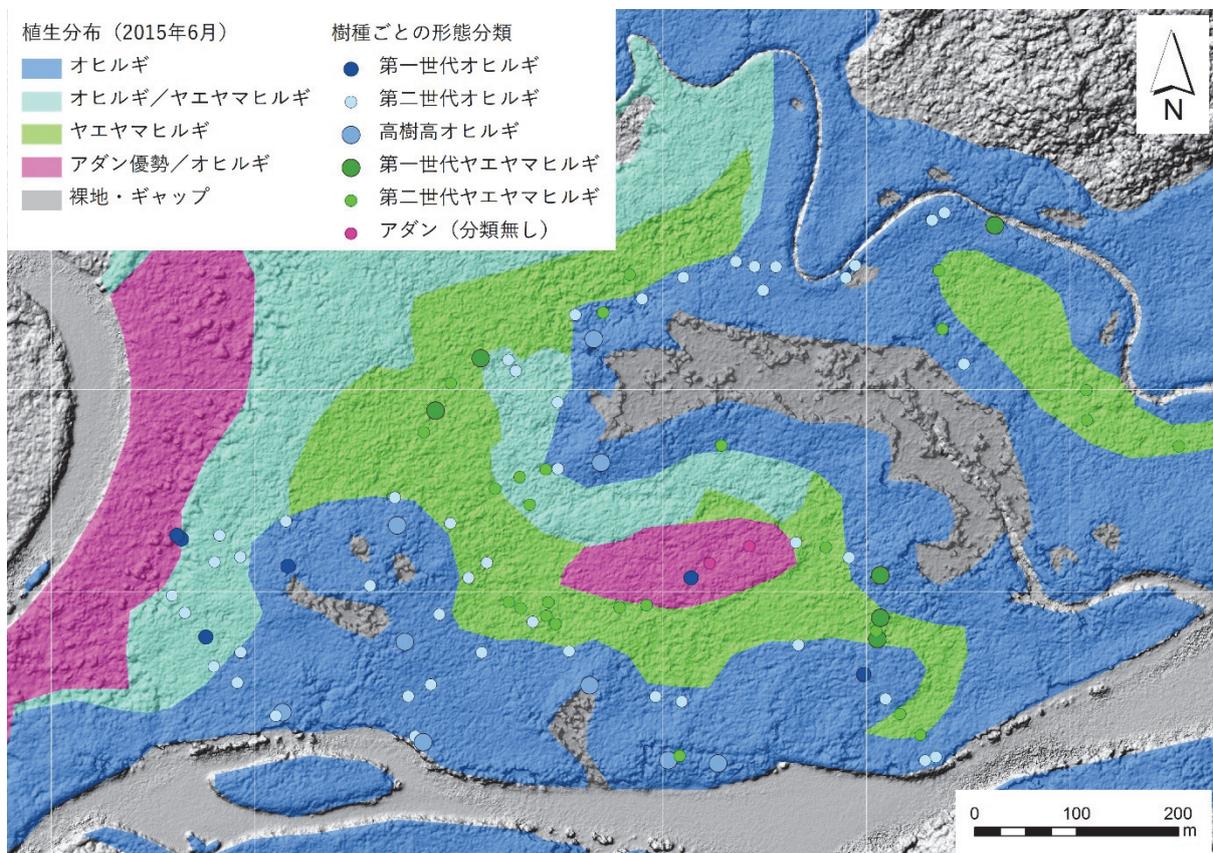


図 5.11 形態的特徴により分類した樹木の分布図

青系はオヒルギ、緑系はヤエヤマヒルギを示す。アダンは形態的特徴による分類を行っていないが、参考として位置を示した。植生分布図は図 5.5 で示したもの (5.4.1)。背景は、2015 年 6 月 UAV-SfM の DSM から作成した陰影図。



写真1 2015/12/18 撮影



写真2 2014年11月1日撮影



写真3 2014/11/1 撮影



写真4 2014年10月31日撮影



写真5 2014/11/1 撮影



写真6 2014年10月30日撮影

**図 5.12 樹木の形態的特徴による分類とその典型例**

- 写真1：第一世代オヒルギ、写真2：第一世代ヤエヤマヒルギ
- 写真3：第二世代オヒルギ、写真4：第二世代ヤエヤマヒルギ
- 写真5：高樹高のオヒルギ（倒木範囲の縁辺）
- 写真6：高樹高のオヒルギ（仲間川の沿岸）

#### 5.4.7 仲間川の川幅の変化に関する調査

次に、仲間川の川幅の拡幅（Uchiyama and Miyagi, 2016）について、70年間11時期のアーカイブにおける川幅の計測結果を示す（表 5.11、図 5.13）。また、各計測地点における各時期のオルソモザイク画像を図 5.14 および図 5.15 に示す。計測した3箇所の位置は図 5.2 に示した。この結果、次の5点が明らかになった。

1. 測線1（中流域）、測線2（中州北側）において、川幅の拡大が最初に確認されたアーカイブは1994年9月であり、台風201613による倒木範囲の形成時期よりも大幅に早かった。これらの測線の位置は、船外機付き観光船の通過経路にあたる。
2. 測線2（中州北側）では、2009年3月以降は拡大が進行していない。
3. 測線1（中流域）では、内側斜面の位置は変化せず、攻撃斜面側に向かって川幅が拡大していた。
4. 川幅の拡大は線形であり、倒木を発生させる台風との明確な関係性は見られなかった。
5. 測線3（中州南側）では、川幅の減少が確認された。この測線は、船外機付き観光船の経路には該当しない。

表 5.11 アーカイブの各時期に置ける仲間川の川幅

該当箇所の画像が無く、計測ができない場合は空欄とした。測線の位置は図 5.2 に示した。

測線1（中流域）			測線2（中州北側）			測線3（中州南側）		
計測年月	経過年	幅 (m)	計測年月	経過年	幅 (m)	計測年月	経過年	幅 (m)
1945年3月	0.0	33.8	1945年3月	0.0		1945年3月	0.0	
1963年1月	17.9	29.6	1963年1月	17.9	17.6	1963年1月	17.9	30.6
1978年1月	15.0	28.6	1978年1月	15.0	18.8	1978年1月	15.0	28.8
1994年9月	16.6	38.8	1994年9月	16.6	15.1	1994年9月	16.6	26.5
2006年8月	12.0	50.8	2006年8月	12.0	31.1	2006年8月	12.0	22.4
2007年7月	0.9	54.9	2007年7月	0.9	29.4	2007年7月	0.9	22.5
2009年3月	1.6	54.9	2009年3月	1.6	35.3	2009年3月	1.6	22.5
2012年11月	3.7	58.4	2012年11月	3.7	35.3	2012年11月	3.7	22.5
2014年7月	1.7		2014年7月	1.7		2014年7月	1.7	
2015年6月	0.9	60.9	2015年6月	0.9	35.3	2015年6月	0.9	21.2
2015年12月	0.5		2015年12月	0.5	35.3	2015年12月	0.5	21.2

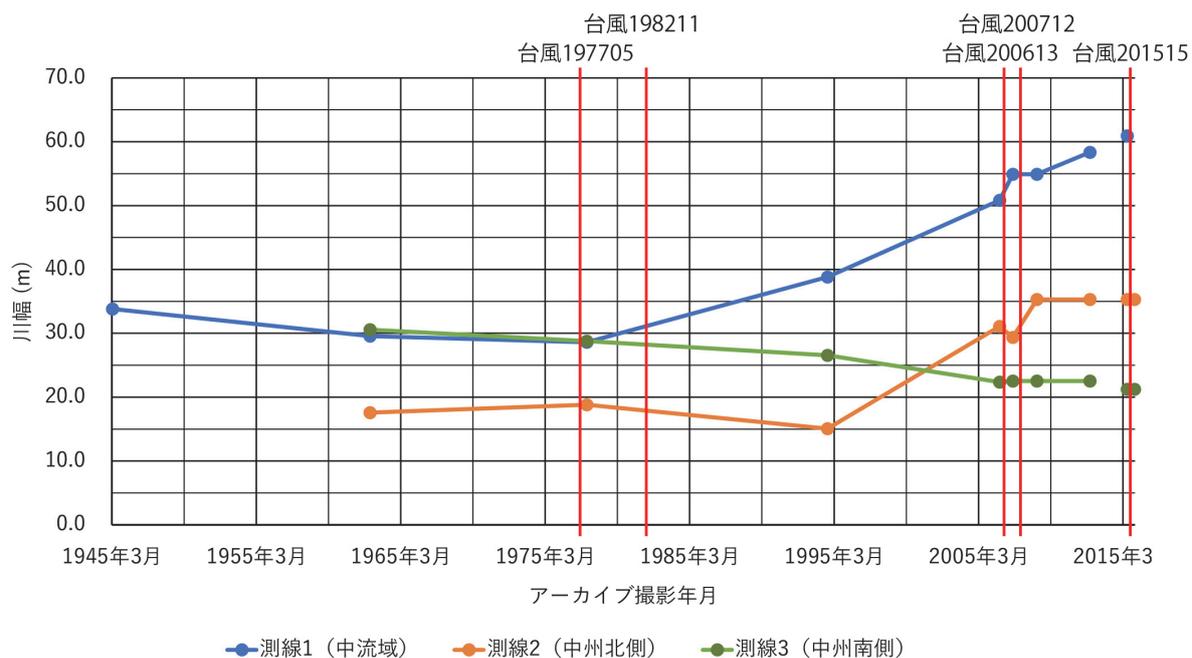


図 5.13 仲間川における川幅の変化グラフ

点の位置は、川幅（左軸）と川幅を計測したアーカイブの撮影年月（横軸）を示す。縦の赤線は、表 5.1 の黄色マーカーで示した最低気圧 950 hPa 未満かつ調査地から 10 km 以内を通過した台風の通過年月を示す。測線の位置は図 5.2 に示した。

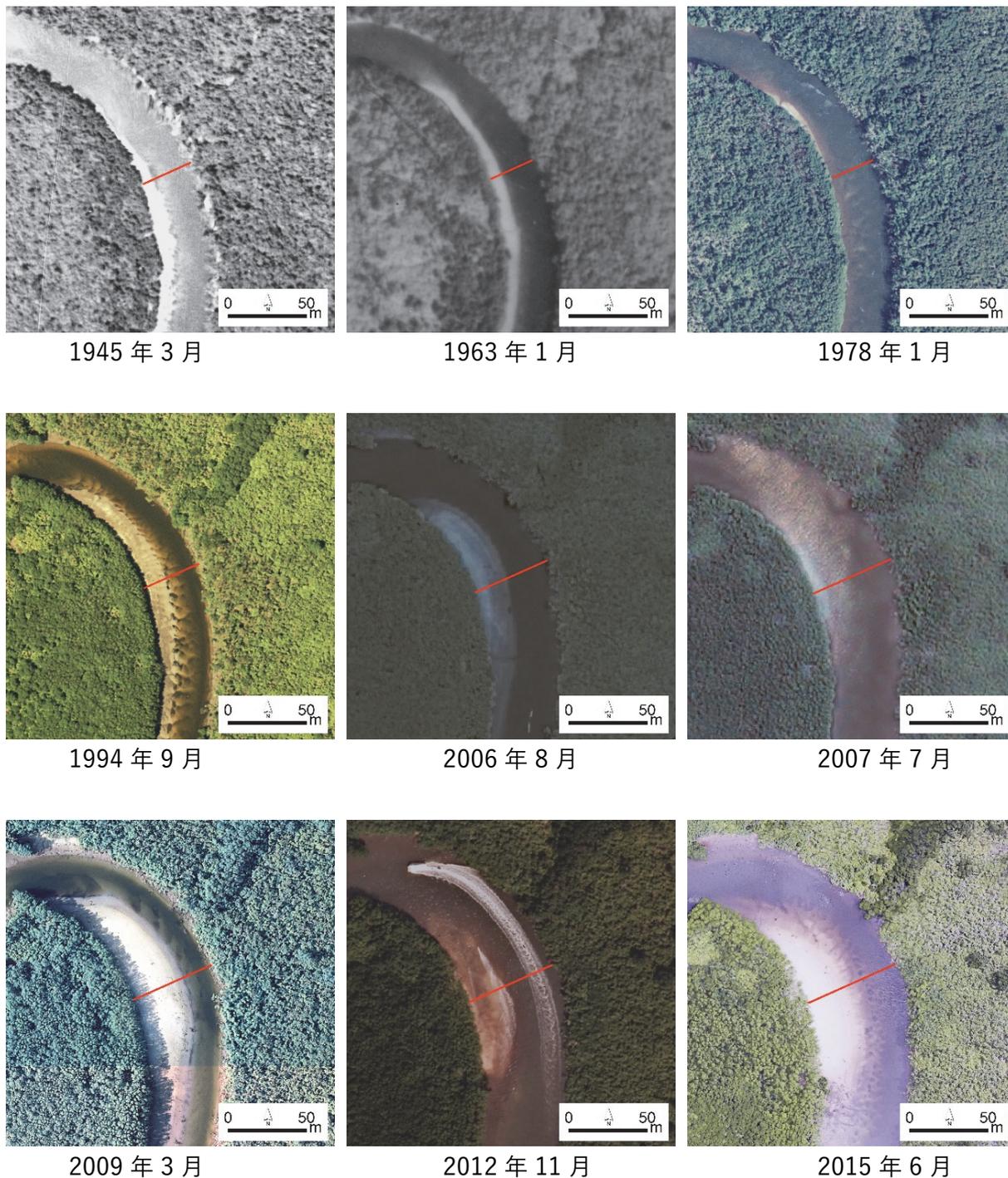
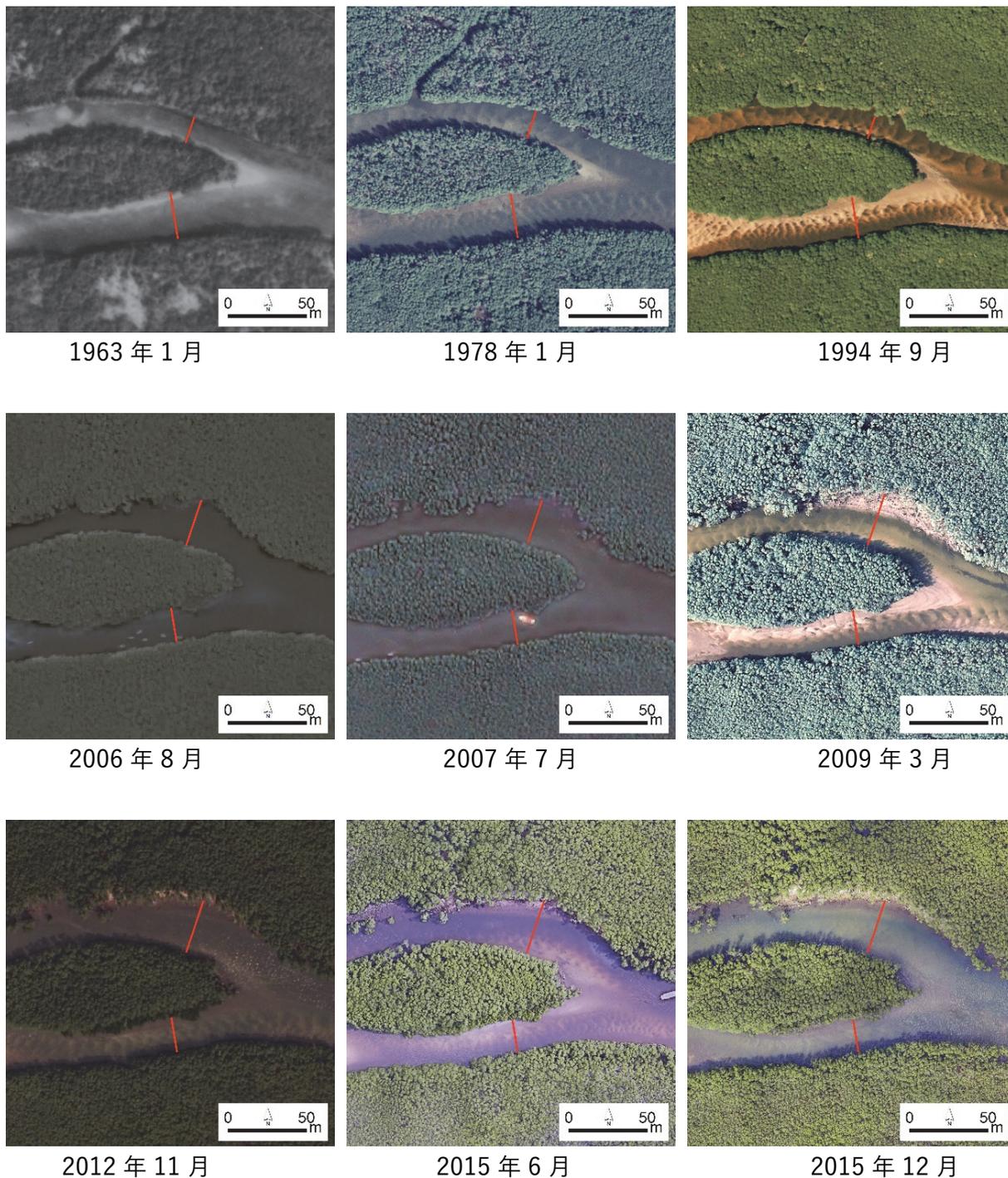


図 5.14 仲間川における川幅の変化 (測線 1：中流域)

写真上が北を示す。赤線で測線の位置および川幅を示す。仲間川は南流しており、東側が攻撃斜面となる。内側の斜面の位置に変化はなく、攻撃斜面側に向かって川幅が拡大している。計測した位置は図 5.2 に示した。



**図 5.15** 仲間川における川幅の変化（測線 2：中州北側、測線 3：中州南側）  
 写真上が北を示す。赤線で測線の位置および川幅を示す。仲間川は東流している。測線 2 は中州の北側、測線 3 は中州の南側であり、船外機付き観光船は北側の経路を通過する。計測した位置は図 5.2 に示した。

#### 5.4.8 調査結果の総括

ここまでの調査結果を時系列に並べ、仲間川 70 年史として整理した（表 5.12）。

**表 5.12** 仲間川 70 年史

イベント	時期	内容
伐採	1939年	仲間川のヒルギ50万本の払い下げ許可とカッチ生産の開始（今村、2000）
アーカイブ	1945年3月	森林の77.3%が間伐により破壊された（図5.8） 戦後、数年以内に伐採は終わったとされる（今村、2000）
アーカイブ	1963年1月	間伐された空隙に新たな個体が定着し、回復傾向がみられた 既にこのアーカイブで第一世代と第二世代に大きな樹高の差はみられない
台風	1977年8月	接近時925 hPaの台風197705が直上を通過した 西表島では人的被害も生じた（石垣島地方気象台、1977）
アーカイブ	1978年1月	樹冠密度が増して小水路が不明瞭となるなど、回復は順調とみられた 小規模な倒木範囲が確認されるが、台風197705の影響の可能性はある
台風	1982年8月	接近時920 hPaの台風198211が近傍を通過した
アーカイブ	1994年9月	これ以降、森林は最盛期の様相を示す 1978年1月に見られた倒木範囲は半分程度まで縮小した
アーカイブ	2006年8月	台風200613が通過する一ヶ月前の状態（図5.10） 伐採から再生し、ギャップや裸地が最も少ない時期であった
台風	2006年9月	接近時919 hPaの台風200613号が直上を通過した
アーカイブ	2007年7月	パッチ状の倒木範囲が多数確認された（図5.4）
台風	2007年9月	接近時925 hPaの台風200712が近傍を通過した
アーカイブ	2009年3月	小規模な倒木範囲が連なり、まとまった倒木範囲が形成された
アーカイブ	2012年11月	倒木範囲が一つに連なり、大規模に破壊された様相を呈した
アーカイブ	2014年7月	この時期の前後には強い台風の通過がなかった（表5.1） 倒木範囲に大きな変化は見られなかった（表5.4）
アーカイブ	2015年6月	静穏が続くが、倒木範囲は微増した（表5.4）
台風	2015年8月	接近時930 hPaの台風201515が直上を通過した 石垣島では最大瞬間風速71 m/sを記録した（沖縄気象台、2015） 倒木範囲が縁辺部に向かって拡大した（図5.6）
アーカイブ	2015年12月	現地調査では、枝葉の折損が目立った 倒木発生からこの時点まで、実生の定着などの回復傾向はみられない

## 5.5 考察

### 5.5.1 仲間川デルタのマングローブ森林生態系の形成史

現在の仲間川デルタのマングローブ生態系は、過去 1,000 年間の安定的な海水準の下で形成、維持されてきた第一世代の森を端緒として、その後、2 種類の外因による大きな破壊を経験した。最初は人間の手によるもので、1940 年頃から 1945 年頃にかけてのカッチ生産のための大規模な間伐であり、次は、2006 年から現在に至るまでの、近傍や直上を通過した台風による強風であった。最初の大間伐から約 60 年間で第二世代の定着により立地は回復し、森林は再生したかのように見えた。しかし、2006 年 9 月の台風による破壊が生じた後は、森林の回復傾向は明確ではない（表 5.12）。

#### 1. 1940 年～1945 年頃

間伐による第一世代の森の大規模な破壊

#### 2. 2006 年 8 月頃まで

第二世代の個体を中心とした森の再生

#### 3. 2006 年 9 月以降

台風の強風による低標高域に立地するオヒルギ群落の大規模な倒木

#### 4. 2015 年 12 月現在

倒木による破壊は拡大傾向にあり、実生の定着による回復の傾向は見られない

ここまでの結果により、人間の伐採と強風による倒木という 2 つの破壊誘因が明らかになった。一方で、後者の強風による倒木に関しては、仲間川マングローブ林にのみ倒木が継続している理由について、説明できない点が多い。そこで、倒木の誘因である強風イベントと、倒木が生じた場所、および倒木が生じていない場所について、それぞれの特性を検討する。

### 5.5.2 強風イベントの特性

倒木の直接の誘因は、台風による強風であった。しかしこれだけでは、倒木範囲が拡大を続け、回復が見られない理由とはならない。第一世代の森の形成と維持の歴史（5.2.1）の長さから考えれば、過去には、現在の森に倒木をもたらす台風と同等、あるいはそれ以上の規模の強風を経験したと考えるのが自然である。仮に、そのような台風により大規模な倒木が生じ、その回復がなされないのであれば、1945 年のアーカイブにも、規模の程度に差はあれども、倒木範囲が存在しても不自然ではない。しかし、アーカイブの範囲が限定的であるとはいえ、まとまった倒木範囲は確認できていない（図 5.8）。一方で、中央水路の倒木は、その契機となった台風 200613 によって、一度にまとまった範囲で倒木が生じたわけではなく、初期にはパッチ状に発生していた（図 5.4）。それ以降、2015 年 12 月までの短期間に、強力な風速を伴う台風が、調査地の直上や近傍を少なくとも 3 度は通過し（表 5.1）、結果として、まとまった倒木範囲が形成された（図 5.2 の A）。したがって、高頻度な強風イベントの継続が、倒木の拡大に寄与している可能性が考えられる。そこで、台風の

頻度に注目すると、台風の記録が確認できる 1951 年以降でいえば、2006 年以降は特に高頻度に強風イベントが発生したと見ることもできる（表 5.1）。しかし、倒木範囲の形成において、強風だけが原因であるとするれば、西表島の他の地域、あるいは国内外の他のマングローブ林でも、同様の倒木現象が発生すると考えられる。しかし、そうした例や報告がほぼ見られないことから、強風イベントの頻度だけに原因があると結論づけることは難しい。したがって、仲間川マングローブ林には、倒木しやすい他の原因が存在することが示唆される。

### 5.5.3 倒木が生じた場所の特性

倒木が生じた場所の分布を整理すると、中央水路の周辺、仲間川に流出する小規模な滯筋、および仲間川の沿岸の 3 つの地域であり（図 5.2 の A、図 5.6 の A1、A2、A3）、これはいずれも、GNSS 計測による標高 0 m に近い低標高エリア（図 5.5）であった。さらに、高樹高オヒルギにのみ倒木が生じた（図 5.11、図 5.12）。ここから、倒木した群落の分布特性として、立地する標高および、植物個体を支える支持地盤、そして倒木した樹木の性質の 3 点について検討する。

#### (1) 倒木が生じた群落の立地標高

第一に、倒木した群落が立地する標高をみると、GNSS 測量で標高 0 m 付近であり、帯状配列としては、低標高域に該当する。しかし、標準的な帯状配列では本来、低標高域にはヤエヤマヒルギなどが出現するため（馬場・長島、2017）、その点では仲間川マングローブ林の帯状配列は、特異な例ということもできる。しかし同時に、1945 年の大間伐時には、既にオヒルギ群落が形成されていたことも指摘できる（図 5.8）。大間伐前の第一世代の森林構造は、長時間で自然に発達した森林・水・栄養の循環により創り出され、動的な平衡状態を保っていたと考えられることから、この帯状配列は、大間伐による人為ストレスによりもたらされたものではない。そこには、標準的な帯状配列を成さない、何らかの環境条件が存在することが示唆される。

#### (2) 支持地盤の性質

第二に、植物個体を支える支持地盤の性質に着目する。倒木範囲が広がる標高 0 m 付近（GNSS 測量）では、干潮時にも完全に排水されることはない（菊池ほか、1978）。現在は、50 cm 程度の厚さを持つ、歩行が困難な軟泥地盤（5.3.2）が広がる。現地調査における定性的な観察の限りでは、地盤の支持強度は高いとはいえ、むしろ、仲間川デルタの中で最も泥濘な地盤条件である。ここで、まとまった倒木範囲の中央水路沿いに細長い範囲で残存している個体（図 5.2 の D、図 5.6 の C）に着目すると、この自然堤防状の高まりの上立地する個体は、周辺の個体が倒木し、風を直接受ける不利な状況であっても、現在まで倒伏せずに生き残っている。中央水路沿いには、自然堤防状のわずかな高まりがあり（5.2.4）、その地形・地質的特性から、この高まりは、周囲よりも地盤の支持強度が高いこ

とが考えられる。第一世代の森に目を向けると、1945年の空中写真では、中央水路沿いは白っぽく明るいテクスチャーを示していることから（図 5.8）、砂質地盤であった可能性がある。これらのことから、最近の70年間で、オヒルギの根系による土砂の補足や、マングローブによる有機物の生産により軟泥地盤の厚さが増すことによって、立地する地盤の支持強度が低下し、地盤条件として倒木しやすい環境に遷移している可能性が考えられる。

### (3) 倒木した樹木の性質

第三に、倒木した樹木の性質として特徴的な点は、高樹高であること、およびオヒルギのみであることの2点が指摘できる。樹高が高まれば、風を受けやすくなり、倒木のリスクは高まる。しかし、高樹高のオヒルギは、第二世代オヒルギの平均樹高の約1.5倍にも達する個体が群落を形成しており（表 5.10）、倒木のリスクが高い状況にある。オヒルギの高樹高化が第一世代の森でも観察されれば、森林の自然更新の一部と捉えることができる。この確認のため1945年の空中写真を実体視すると、スキャニングされた印画紙の歪みが確認された。このような写真データの場合、SfMによる正確な三次元情報の復元は、今のところ難しい。したがって、第一世代の森のオヒルギの樹高について、定量的な結論は得られなかった。しかし、実体視で定性的に観察した限りでは、中央水路沿いや仲間川沿いのオヒルギが、現在のように際立って高樹高にはみえないことも観察された。

ここまでの検討から、高樹高のオヒルギが大間伐後に出現した個体と仮定すると、初期条件として見た大間伐は、植栽密度の大きな変化をもたらしたと考えることもできる。間伐により植栽密度が低下しても、水や栄養の循環環境は変化しない。このため、少数の個体が生長に必要なリソースをより多く得ることができるようになると考えられる。また、住民へのマングローブの利用に関する聞き取りの中で、間引きすることにより材が太くなることが証言されている（今村、2000）。ここで、山地斜面のオビスギの事例を挙げると、異なる植栽密度における40年間の密度試験地の観察において、植栽密度が低いほど大径木、かつ樹高が高くなることが報告された（下山・石神、2017）。樹種や立地条件が異なるマングローブ林への適用は慎重を期すべきだが、第一世代の間伐による植栽密度の低下は、結果として大径、高樹高の樹木が生育しやすい環境となり、冠水頻度の高い低標高域のオヒルギの高樹高化をもたらす要因になった可能性が考えられる。

#### 5.5.4 川幅の変化にみる立地地盤の影響

川幅の変化は仲間川の沿岸で報告された（図 5.2の仲間川左岸を指すA）。さらに、本研究事例による調査により、川幅の拡大と縮小の両方が観察された（5.4.7）。川幅の拡大は、倒木の契機となった台風200613の強風によってもたらされたものではなく、それ以前、少なくとも1995年には、拡大の傾向にあることが確認された（図 5.13）。川幅の拡大そのものは、遅くとも1990年頃には地元住民に認識されており、その影響により、仲間川の沿岸に立地していたメヒルギが枯死したとされている（今村、2000）。その後、環境省の調査により、観光船の引き波による人為的要因の関与が明らかにされた（環境省自然環境局、

2000)。さらに、2002年には同省によるモニタリングと追加調査が行われ、攻撃斜面側に拡大していることや、観光船の引き波による河岸侵食の影響が指摘された（環境省自然環境局、2002）。本事例研究でも、攻撃斜面側への拡大が確認され、さらに、現在も川幅は拡大傾向にあることが明らかになり（図 5.13）、先行調査との結果の整合性が認められた。こうした問題に対し、観光船の引き波による河岸への影響を軽減する目的で、2004年頃より観光船の事業者等による対策が行われてきた（沖縄県、2015；馬場ほか、2012）。2009年3月以降、測線2の川幅の拡大が収まったように見えるのは、観光船の運航速度を部分的に落とすなどの対策が功を奏した可能性がある。一方で、測線1では現在も拡大が進行していることが明らかになった。また、観光船の運航経路に該当しない場所において、川幅が縮小した場所の存在も指摘した（図 5.13、図 5.15）。これらの点から、川幅の拡大に関していえば、観光船の運航が一つの要因となっていることは否めない。同時に、攻撃斜面では河川の侵食力が卓越することは自然であるため、測線1周辺の詳細な調査の実施が求められる。

ここで、倒木現象の観点で川幅の拡大を考えると、観光船の引き波が河岸の地盤を侵食し、倒木を加速させた可能性が考えられる。地盤が喪失すれば、群落の回復の可能性が不可逆的に失われることは明らかである。ここから、地盤条件の弱体化の観点で中央水路に着目すると、倒木範囲の形成により地表面が露出した場合、土壌を保持する根系も失われ、降雨による侵食力や潮汐流による土砂の運搬力が高まり、侵食力が強化される可能性がある。低標高域のオヒルギ群落が立地する中央水路は、デルタ内の滯筋を集めた流れであり、その上流部は内陸とリンクしていない独立した「流域」である。その点では、仲間川主流や、中央水路の北側にある仲間川支流の西舟付川のように、上流から土砂や淡水の供給がある河川とは、環境条件が異なる。中央水路の流域では、水循環は主に降雨と潮汐流によってまかなわれており、強い侵食力は働きにくい地形場ではあるが（5.2.4）、倒木範囲の形成以降、侵食による土壌流出により、露出した地表面とその周辺の地盤標高、および地盤支持強度の低下が生じている可能性が考えられる

#### 5.5.5 倒木が生じていない場所の特性

標高0.6 mを超える地域では、樹冠が屈曲したヤエヤマヒルギの矮性林がみられた。この群落の主な特徴は、まとまった倒木範囲がみられないこと、矮性であること、そしてDSMで樹高が低下したようにみえることの3点である。

まとまった倒木範囲がみられないことについては、地盤の支持強度が高いこと、樹高が低く風の影響を受けにくいことが要因として考えられる。標高が高いため（図 5.5 上）、必然的に冠水頻度も低い。現地調査でも、標高0 m付近（GNSS 測量）のオヒルギ林の林床にみられるような軟泥地盤は少なく、あるいは軟泥地盤であっても膝までのめり込むような厚さまで柔らかくはないことが確認できる。また、ヤエヤマヒルギの平均樹高は、第二世代での比較ではオヒルギの7割程度、高樹高のオヒルギの4割程度の高さであり、風の影響の受けやすさは大きく異なることが予想される（表 5.10）。

ヤエヤマヒルギ純林の矮性形態は、菊池ほか（1978）ですでに報告されているが、その原因には触れられていない。また、矮性形態に関連して、ヤエヤマヒルギは、オヒルギほど世代性が明確ではない（表 5.10）。この原因は、個体が小型であること、つまり矮性であるために大径木化しにくいいため、世代間の形態的特徴の差異が明確に現れにくいことが原因と考えられる。矮性形態の原因を検討する上で、先行研究では土壌の塩分濃度が指摘されている。Macnae（1968）は、塩分濃度が高くなると矮性化し（dwarfed）、高木にはならないことを報告している。また同様に、Miyagi（2010）では、マングローブ群落は高い塩分濃度で矮性化し、それ以上になると枯死率が増加し、最終的には群落を維持できなくなることが報告されている。土壌の塩分濃度は、冠水頻度、つまり潮汐流による海水の供給と土壌の乾燥のバランスに加え、内陸からの淡水の供給も関係すると考えられる。淡水の供給の観点では、仲間川デルタの中央水路は内陸とリンクしていない滞筋であることから（5.2.4）、ヤエヤマヒルギの生育環境としては、塩分濃度は比較的高い環境であることが想定される。

ヤエヤマヒルギ矮性群落は、DSM 変化において樹高が低下したようにみえる領域であった（図 5.2 の C、図 5.6 の B）。しかし、個体の矮性「化」により物理的に樹高が低下したとするならば、いつの時点からその傾向に転じたのかを明らかにする必要がある。立地環境を起因として矮性化しやすく、大きく生長しにくい個体が群落を形成しているのであれば、矮性であっても生長はみられるはずである。したがって、DSM の低下として可視化された変化は、樹木個体の矮性化（個体の縮小や樹高の低下）ではなく、強風で枝葉が吹き飛ばされるなどして、見かけ上、樹高が低下して見えているだけの可能性もある。

### 5.5.6 新しい調査手法のメリット

本事例研究では、長期間のアーカイブ構築と GNSS 測量、UAV-SfM 調査の 3 つの調査手法を柱として、多数の知見を得た。倒木という自然現象に気が付いたことを契機として行われた一連の研究は、長期間のアーカイブ構築により、過去にさかのぼって解析を行うことが可能にした。また、現象への気付きに加えて UAV-SfM という手段を適用したことにより、意図的に対象を定めた調査・観測を実施することができた。これらは、観測の前提条件

(1.1.1) が満たされたことで実現されたものである。しかし、現象に気が付くことができたとしても、UAV-SfM という観測手法がなければ、第三の条件（適切な観測手法を有すること）を満たすことは難しかったであろう。

新しい調査手法のメリットとして、UAV-SfM は低コストで機動性が高いゆえ時間分解能を向上させやすく、高い空間分解能を持つことが挙げられる。これにより、広域の三次元的な変化の把握を可能にした。そして、機動性が高いゆえに、台風前後を意図的に狙って観測を行うことができた（5.4.2）。空間分解能の高さは、地表面露出範囲の判読（5.3.5）や樹木本数の計数作業（5.4.5）において、アナログ空中写真から作成したより低分解能なオルソモザイク画像と比較すると、判読精度や作業効率において明確な優位性がみられた（表 5.13）。三次元データの取得により、立地拡大のような水平方向の変化のみならず、生長量のような鉛直方向の変化を把握することを可能にした（図 5.2）。空中写真などの他時期の

アーカイブに対して SfM 解析によって三次元情報を得ようとした際には、写真そのものや写真データセットの品質により、作業の実施可否が分かれた (5.5.3(3)、表 5.13)。

このように、UAV-SfM は、既存のアーカイブと比して空間分解能や三次元情報取得においてメリットが大きく、こうした特性により、マングローブ林の泥濘な潮間帯のような、人間が到達困難な場所でのデータ取得に道が開かれたといえる。

表 5.13 各観測手法の識別能力と三次元情報取得の可否

本事例研究で収集したアーカイブ (表 5.3) を対象に、物体の識別能力として空間分解能を定性的に評価したもの、および SfM 解析による三次元情報取得の可否を整理したもの。

アーカイブ種類	樹種の識別		分布の識別			SfM処理 三次元情報
	葉ぶり	樹種	樹木単体	樹冠のギャップ	風倒木の幹	
人工衛星画像 (光学単画像)	×	×	×	△	×	×
古いアナログ空中写真 (モノクロ)	×	△ (群落)	○	○	—	△
アナログ空中写真 (カラー)	×	△ (群落)	△	○	—	○
デジタル空中写真 (カラー)	×	△ (群落)	○	○	△	○
UAV-SfM (カラー)	○ (単木)	○ (単木)	○	○	○	○

## 5.6 課題と展開

### 5.6.1 課題の整理

本事例研究により、倒木現象の発生時期とその直接の誘因、そして倒木が生じた群落とその範囲の変遷が明らかになった。ここから、倒木範囲一帯の環境が、マングローブが生育可能な環境条件から外れて不適合が生じているか、あるいは、現在の環境が不適合な環境へと変化している可能性が考えられる。しかし、倒木現象の本質的な原因、つまり、倒木現象が生じた素因がどのように形成され、なぜ回復が見られないのかについては、未解明な点が多い。これを明らかにするためには、倒木の誘因としての強風の特性や、地盤、塩分条件など、マングローブの生育環境の現状や変化を明らかにする必要がある。今後の研究上の課題を以下に列挙する。

- ・ 中央水路以外の倒木範囲の分布と性状
- ・ 倒木をもたらす強風の閾値
- ・ 滲筋で構成される中央水路の水や栄養環境の閉鎖性
- ・ 特異的ともいえるオヒルギの高樹高化の原因と大間伐による植栽密度との関係性
- ・ 大間伐以降の軟泥質物質の堆積による地盤の支持強度の低下の可能性
- ・ 倒木後の土壌流出による標高の低下の有無
- ・ ヤエヤマヒルギ矮性林の存在と土壌塩分濃度分布の関係性
- ・ ヤエヤマヒルギ矮性林の矮性「化」の有無

## 5.6.2 研究の展開

本事例研究では、アーカイブの共通範囲で議論するために、中央水路に着目して検討を行った(5.2.4)。しかし、倒木範囲は中央水路だけではなく、仲間川デルタの他の場所や、仲間川沿いにも分布する。前項で指摘した課題を検討するうえで、まず仲間川デルタにおける倒木範囲の空間分布と、各倒木範囲の性質とを整理し、倒木現象の全体像を明確にする必要がある。また、台風による強風が倒木の原因となったことを示したが(5.3.5(2))、倒木をもたらす風速の閾値は明らかではないため、その検討も必要である。

次に、素因としての地盤条件の変化に関して、現地測量による精密な実測と、過去のアーカイブのSfM解析による地盤高データの取得、そして、GNSS測量による標高と平均潮位面との対応関係を探る作業が必要である。さらに、仲間川70年史(表5.12)として整理した立地変動の歴史と、各世代および高樹高の個体それぞれの樹齢とを突合し、生長量や高樹高化が生じた時期を明らかにする必要がある。これに対して現在、倒木した個体を玉切りし、年輪を分析する試みが行われている(宮城ほか、2018)。

森林の一部を調査区として切り出すこれまでの手法では、森林全体の分布状況を議論することが難しかった(5.3.1)。また、空中写真のみでは、樹種の判定や樹高の正確な把握において技術的な制限があった。これに対して、UAV-SfMによる広範囲の調査により、帯状配列がみられる場所(GNSS標高0.6m以上の領域)とそうではない場所(GNSS標高0.6m未満のオヒルギ純林)の2つに群落が分かれること、ならびに、その分布が明らかになった(5.4.1)。このような知見が得られたことから、仲間川以外のマングローブ林においても、帯状配列を広域的な視点で再評価することには意義があるものと考えられる。

## 5.7 まとめ

西表島、仲間川デルタに立地するマングローブ林において、2006年9月の台風を契機に生じた大規模な倒木範囲について、その実態把握を目的とした調査を行った。1945年以降の70年間、11時期のアーカイブにより、森林の時系列的な立地変動を明らかにした。さらに、UAV-SfMにより、台風前後の三次元的な森林の変化を定量化し、倒木現象の直接的な誘因を明らかにした。現在の仲間川マングローブ生態系は、1940年代の間伐により最盛期の森と比較して77.3%が破壊された再生林であった。また、2006年9月以降、少なくとも3度の著しい強風をとまなう台風の直撃を受け、2015年12月時点までの9.3年間で、倒木範囲は4,308 m<sup>2</sup>/年の速度で拡大した。倒木範囲の形成以降、実生の定着による倒木範囲の回復の傾向は見られなかった。倒木は低標高域に立地する高樹高のオヒルギ群落にのみ生じていることから、大間伐の影響によるオヒルギの高樹高化と中央水路の流域環境としての閉鎖性を背景とした、倒木が生じやすい素因の形成が考えられる。こうした自然条件の変化により、マングローブが生育可能な環境条件から外れ、環境への不適合が生じていることも考えられる。倒木現象の本質的な原因は、そのような立地環境の変化の可能性がある。今後は、中央水路以外の倒木範囲について検討を広げ、地盤標高の精密な変化計測により、生育環境の変化を明らかにする。また、年輪による生長過程の分析により、帯状配列における生

長量の違いを明らかにする。これらの調査をとおして、マングローブ生態系の形成過程の解明を目指す。

## 参考文献（第5章）

1. 内山庄一郎・宮城豊彦（2018）沖縄県西表島仲間川マングローブ林の70年間の立地変動に関する総括的分析. 第24回日本マングローブ学会大会公開シンポジウム「西表島のマングローブ林を調査地とした高精度4次元データによるマングローブ生態系研究の新しい試み」, p. 18.
2. Philip Barry Tomlinson (1986) *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press.
3. 馬場繁幸・長島敏春（2017）マングローブ生態系探検図鑑. 偕成社.
4. William Macnae (1968) *A General Account of the Fauna and Flora of Mangrove Swamps and Forests in the Indo-West-Pacific Region*. *Advances in Marine Biology*, Vol. 6, pp. 73–270.
5. 菊池多賀夫・田村俊和・牧田肇・宮城豊彦（1978）西表島仲間川下流の沖積平野にみられる植物群落の配列とこれにかかわる地形 I. マングローブ林. *東北地理*, Vol. 30, No. 2, pp. 71–81.
6. 菊池多賀夫・田村俊和・牧田肇・宮城豊彦（1980）西表島仲間川下流の沖積平野にみられる植物群落の配列とこれにかかわる地形 II. サガリバナ林・アダン林. *東北地理*, Vol. 32, No. 4, pp. 185–193.
7. Yukira Mochida, Kiyoshi Fujimoto, Toyohiko Miyagi, Shuichi Ishihara, Tamon Murofushi, Takao Kikuchi and Paiboon Pramojanee (1999) *A Phytosociological Study of the Mangrove Vegetation in the Malay Peninsula - Special Reference to the Micro-topography and Mangrove Deposit*. *Tropics*, Vol. 8, No. 3, pp. 207–220.
8. Ariel E. Lugo and Samuel C. Snedaker (1974) *The ecology of mangroves*. *Annual Review of Ecology and Systematics*, Vol. 5, pp. 39–64.
9. 国土交通省総合政策局（2017）グリーンインフラストラクチャー～人と自然環境のより良い関係を目指して～. <http://www.mlit.go.jp/common/001179745.pdf>, 2018年12月5日閲覧.
10. 柳澤英明・宮城豊彦・馬場繁幸（2010）2009年サモア地震津波におけるマングローブ林の津波減災効果. *土木学会論文集B2（海岸工学）*, Vol. 66, No. 1, pp. 251–255.
11. Yoshihiro Mazda, Michimasa Magi, Motohiko Kogo, Phan Nguyen Hong (1997) *Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong King delta, Vietnam*. *Mangroves and Salt Marshes*, Vol. 1, Issue 2, pp. 127–135.
12. Daniel C. Donato, J. Boone Kauffman, Daniel Murdiyarso, Sofyan Kurnianto, Melanie Stidham and Markku Kanninen (2011a) *Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics*. *Nature Geoscience*, Vol. 4, pp. 293–297, DOI: 10.1038/ngeo1123.
13. IPCC (1996) *IPCC Second Assessment Climate Change 1995 Full Report*. pp. 6–8.
14. 藤本潔（2016）海面上昇に伴いマングローブ林で起こりつつあること ミクロネシア連邦ポンペイ島からの報告（速報）. 2016年度日本地理学会秋季学術大会発表要旨集,

- Vol. 90, p. 101.
15. Anthony R. Cummings and Muna Shah (2018) Mangroves in the global climate and environmental mix. *Geography Compass*, pp. 1–17, DOI: 10.1111/gec3.12353.
  16. Daniel C. Donato, J. Boone Kauffman, Daniel Murdiyarto, Sofyan Kurnianto, Melanie Stidham and Markku Kanninen (2011b) Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geoscience*, Vol. 4, pp. 293–297.
  17. 安食和宏・宮城豊彦 (1992) フィリピンにおけるマングローブ林開発と養殖池の拡大について. *人文地理*, Vol. 44, No. 5, pp. 620–633.
  18. 馬場繁幸 (2004) マングローブ生態系の現状と課題. *熱帯農業*, Vol. 48, No. 5, pp. 281–284.
  19. 向後元彦 (1988) 緑の冒険－沙漠にマングローブを育てる－. 岩波新書.
  20. IGBP (2010) IGBP STRATEGIC VISION Published 27 September 2010.  
<http://www.igbp.net/download/18.19b40be31390c033ede80001638/1376383018403/IGBPStrategicVisionpublished27September2010.pdf>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
  21. ITTO (2013) ITTO Strategic Action Plan 2013–2018. ITTO Policy Development Series, No. 19.
  22. 山田勇 (1983) 東南アジアの低湿地林 1: マングローブ. *東南アジア研究*, Vol. 21, No. 2, pp. 209–234.
  23. Smith T. J. III. (1992) Forest structure. *Tropical Mangrove Ecosystems*, Vol. 41, pp. 101–136.
  24. 藤本潔・大貫靖浩・田内裕之・佐藤保・小南陽亮・持田幸良 (1993) 西表島におけるマングローブ林の群落配列を規定する環境要因. 科学技術庁科学技術振興調整費による生活・地域流動研究: マングローブ林を中心とした生態系の解明に関する研究, pp. 11–20.
  25. 国土地理院 (2018) 基盤地図情報数値標高モデル (5 m メッシュ).  
<https://fgd.gsi.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
  26. John S. Bunt (1996) Mangrove Zonation: An Examination of Data from Seventeen Riverine Estuaries in Tropical Australia. *Annals of Botany*, Vol. 78, No. 3, pp. 333–341.
  27. 遠藤由吏 (2005) 沖縄県におけるマングローブ分布変動データベースの構築と立地変動の把握. 東北学院大学文学部史学科平成 16 年度卒業論文 (未刊行).
  28. 財団法人亜熱帯総合研究所 (2003) マングローブに関する調査研究報告書. 平成 14 年度内閣府委託調査研究.
  29. 今村祐子 (2000) 西表島仲間川流域におけるマングローブ生態系の利用. 東北学院大学大学院文学研究科アジア文化史専攻平成 11 年度修士論文.
  30. 内山庄一郎・宮城豊彦 (2014) 多時期空中写真による変化抽出: 西表島仲間川下流域のマングローブ林の事例. *日本地理学会発表要旨集*, No. 85, pp. 317.
  31. 内山庄一郎・宮城豊彦・大友萌子・中川理絵 (2014) Structure from Motion によって生成した DSM の応用可能性 西表島仲間川下流域のマングローブ林の事例. *日本地理学会発表要旨集*, No. 86, p. 189.

32. Shoichiro Uchiyama and Toyohiko Miyagi (2016) Acquisition and utilization of high-definition digital surface models through aerial photography using a small unmanned aerial system: an example of typhoon damage in Iriomote Island mangrove forests. 地形, Vol. 37, No. 1, pp. 159–173.
33. 斎藤綾子・馬場繁幸・宮城豊彦 (2009) 西表島船浦湾のオヒルギ林における台風破壊と修復過程に関する基礎的研究. MANGROVE SCIENCE, Vol. 6, pp. 41–52.
34. 宮城豊彦・内山庄一郎・渡辺信 (2016) 沖縄県西表島仲間川マングローブ林の発達に関する新しい知見. 第 22 回日本マングローブ学会平成 28 年度大会, p. 11.
35. 宮城豊彦・内山庄一郎・渡辺信 (2017) 多角・高精度データが見出すマングローブ地生態系発達の新しい見通し. 日本地理学会発表要旨集, No. 91, p. 211.
36. Shin Watanabe, Shoichiro Uchiyama and Joseph Tangah, Toyohiko Miyagi, Shigeyuki Baba (2017a) A challenge to support mangrove rehabilitation by drone (Unmanned Aerial Vehicle). International Conference on Sustainable Mangrove Ecosystem 2017 Conference Report, p. 55.
37. 宮城豊彦・内山庄一郎 (2017) 地球の分布北限地域におけるマングローブ林発達に関する新しい知見. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, HCG36-P01.
38. Shin Watanabe, Shoichiro Uchiyama and Toyohiko Miyagi (2017b) Super typhoons offer an opportunity for Japanese mangrove forest to regain the ecological niche?. 54th Annual Meeting of the Association for Tropical Biology and Conservation, p. 414.
39. 内山庄一郎 (2017) 無人航空機による森林被害の調査-西表島のマングローブ林の事例-. 平成 29 年度地域シンポジウム in つくば「研究開発、新技術と森林 GIS」, pp. 1–14.
40. 宮城豊彦・内山庄一郎・柳沢英明・馬場繁幸・渡辺信・吉田璃奈 (2018) 今マングローブに年輪があると判ることーパラダイムシフトがおきるー. 日本地理学会発表要旨集, No. 94, p. 76.
41. 沖縄県 (2018) 統計データ島しょ別面積一覧 (平成 29 年 10 月 1 日現在) .  
<http://www.pref.okinawa.jp/site/kikaku/tochitai/documents/h29tousho.xls>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
42. 竹富町 (2018) 地区別人口動態票 (平成 30 年 1 月~7 月) .  
[https://www.town.taketomi.lg.jp/userfiles/files/takejin\\_1.pdf](https://www.town.taketomi.lg.jp/userfiles/files/takejin_1.pdf), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
43. 河名俊男・中田高 (1994) サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期. 地学雑誌, Vol. 103, No. 4, pp. 352–376.
44. Kiyoshi Fujimoto and Yasuhiro Ohnuki (1995) Developmental Processes of Mangrove Habitat Related to Relative Sea-level Changes at the Mouth of the Urauchi River, Iriomote Island, Southwestern Japan. 季刊地理学, Vol. 47, No. 1, pp. 1–12.
45. 気象庁 (2018a) 潮位表 (西表) (満潮・干潮のみ) .  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/db/tide/suisan/pdf\\_hilo/2018/IJ.pdf](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/db/tide/suisan/pdf_hilo/2018/IJ.pdf), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
46. 宮城豊彦 (1992) マングローブハビタットの土地管理. 地形, Vol. 13, No. 4, pp. 325–331.

47. 沖縄県 (2015) 仲間川地区保全利用協定 (協定有効期間平成 27 年 1 月 24 日～平成 31 年 3 月 31 日) ,  
<http://www.pref.okinawa.jp/site/kankyo/shizen/hogo/documents/01nakama.pdf>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
48. 気象庁 (2018b) 平年値 (西表島) (年・月ごとの値) .  
[http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml\\_sfc\\_ym.php?prec\\_no=91&block\\_no=47917&year=&month=&day=&view=](http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml_sfc_ym.php?prec_no=91&block_no=47917&year=&month=&day=&view=), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
49. 沖縄気象台 (2017) 台風の西表島への接近数 (1951～2017 年) . <http://www.jma-net.go.jp/okinawa/data/toukei/pdf/iriomote.pdf>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
50. 石垣島地方気象台 (1977) 昭和 52 年 7 月 31 日石垣島地方を通過した台風 5 号に関する異常気象速報.
51. 北本朝展 (2018) デジタル台風 (緯度・経度) で検索. [http://agora.ex.nii.ac.jp/cgi-bin/dt/track\\_geo.pl?lang=ja&mt=js&lat=24.291447&lon=123.860507&radius=50&latrange=2&lonrange=2&sy=1977&ey=2018](http://agora.ex.nii.ac.jp/cgi-bin/dt/track_geo.pl?lang=ja&mt=js&lat=24.291447&lon=123.860507&radius=50&latrange=2&lonrange=2&sy=1977&ey=2018), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
52. K. Furukawa, E. Wolanski, H. Mueller (1997) Currents and Sediment Transport in Mangrove Forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 44, Issue 3, pp. 301–310.
53. 真壁さくら・宮城豊彦・大丸裕武・宇野女草太 (2015) 高精度レーザー計測システム「SAKURA」を用いたマングローブ林特性の再現性検証：奄美大島住用川の例. *自然環境復元研究*, Vol. 7, No. 1, pp. 15–23.
54. 高須知二・久保信明・安田明生 (2007) RTK-GPS 要プログラムライブラリ RTKLIB の開発・評価および応用. *GPS/GNSS シンポジウム*.
55. 気象庁 (2018c) 過去の気象データ・ダウンロード.  
<https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php>, 2018 年 12 月 5 日閲覧.
56. 気象庁 (2018d) 歴史的潮位資料 + 近年の潮位資料 石垣 (ISHIGAKI) .  
[http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/sea\\_lev\\_var/sea\\_lev\\_var\\_his.php?stn=IS](http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/sea_lev_var/sea_lev_var_his.php?stn=IS), 2018 年 12 月 5 日閲覧.
57. 沖縄気象台 (2015) (速報) 平成 27 年台風第 15 号について (平成 27 年 8 月 25 日) .
58. 下山晴平・石神智生 (2017) オビスギ密度試験地 40 年の成果. *フォレストコンサル*, No. 147, pp. 49–63.
59. 環境省自然環境局 (2000) 平成 11 年度管理方針検討調査仲間川マングローブ林被害防止対策検討調査報告書.
60. 環境省自然環境局 (2002) 平成 13 年度仲間川マングローブ林被害防止対策追跡調査報告書.
61. 馬場繁幸・井村信弥・石垣圭一・渡辺信 (2012) 西表島における環境保全活動についての一考察. *地域災害と環境脆弱性の克服に関する報告書 (概要版)* , pp. 33–37.
62. Toyohiko Miyagi (2010) *Manual práctico para los estudios, evaluaciones y planeamiento de medidas para la rehabilitación del ecosistema de manglares en Yucatán. Manual práctico para la rehabilitación del ecosistema de manglares en Yucatán, México*, pp. 21–73.

## 第6章 総合考察

本章は3節で構成され、本研究で取り上げた3つの地表環境変動に関する事例研究の結果を、より詳しく考察し、総合的な知見として整理する。第1節では、UAV-SfMが地表環境変動研究に新たな知見をもたらす所以として5つの要素を挙げ、それらの要素に関する考察と研究の展開について述べる。第2節では、UAV-SfMの技術的な制約事項について述べる。第3節では、UAV-SfMによる研究分野の融合的研究の促進の可能性と、それによる地表環境問題の課題解決への貢献について考察を行う。

### 6.1 UAV-SfM がもたらす新たな知見に関する5つの要素

本研究で示した3つの地表環境変動に関する事例研究では、UAV-SfMを中心とした観測手法を用いたことにより、新たな地表環境変動プロセスの存在が示唆されたり、既存手法では捉えることが難しかった、短期的な変化が定量化されたりするなど、いくつかの新たな知見がもたらされた(第3章、第4章、第5章)。一方で、UAV-SfMや、あるいは、同様の手法が持つ多様な利点に関しては、先行研究でも個々に指摘されてきた(例えば、内山ほか、2014a; 栗田、2015; 早川ほか、2016など)。こうした新たな知見をもたらすUAV-SfMの特性は、先行研究と本研究で得た結果とを整理すると、適時性、連続性、高分解能性、三次元情報、非代替性という5つの要素で説明できると考えた。

1. 適時性とは、必要なタイミングで観測ができる性質である。これを実現するための条件は、手法が簡略かつ低コストで、個人レベルで運用ができることである。制約要因となるものは、観測時の気象条件や、UAVプラットフォームの運航限界(性能)と関連法規が挙げられる。適時性は、地表環境の変動の直後を捉え、それを定量化する時に効果を発揮した。適切なタイミングで観測を実施することで、観測結果の中に、対象とする現象とは無関係な変動の混在を抑えることができた。
2. 連続性とは、繰り返しの観測により、現象の変化を細分化して記録できる性質である。これを実現するための条件および制約要因は、適時性と同様である。連続的に地表環境の変化を捉えるには、多時期のデータアーカイブの構築が有効であった。連続観測によって観測の空白期間を短縮し、データ取得の時間軸の間隔を密にすることにより、変動現象を四次元的に定量化することができた。
3. 高分解能性とは、面的に高精細な観測ができる性質である。これを実現するための条件は、遠隔から観測する手法であることが挙げられる。制約要因となるものは、観測に用いるセンサーの性能、対象物とセンサーの距離が挙げられる。UAVによる観測の空間分解能は、人工衛星や航空機による観測の10倍から1,000倍ほど高くなる。高い空間分解能から得られる情報は、調査者自身の目と手で確認しながら情報を得る直接的な調査に、より近いものとなった。高分解能なデータを、時間をかけて観察、検討できることにより、現地踏査に次ぐ、第二のグラウンドトゥールズとして活用した。これにより、地物

の正確な分類が実現された。

4. 三次元情報とは、地物の高さを計測できる情報である。これを実現するための条件は、観測データが複数枚の高品質な写真群で構成されること、地理座標のリファレンスとして高精度な位置情報が得られることが挙げられる。制約要因としては、単画像のデータや、撮り直しができない古い写真では、三次元的に計測するための条件が達成できない場合があることが挙げられる。
5. 非代替性とは、UAV-SfMにより、上記4点の要素を兼ね備えた高品質な観測データを得られること、および手法のコストと実用性が既存の手法に比して高いことにより、他の手法では代替が難しいことを意味する。

観測技術の向上によってもたらされた UAV-SfM の持つこれらの特性は、旧来の人工衛星、航空機、現地踏査といった観測手法の体系にはない性質（例えば、表 5.13）であり、位置づけとしては、人工衛星・航空機と現地踏査との間を埋める、新しい手法としての地位を確立しつつあるのではないか。さらに、いずれは、旧来の体系が新しい体系に置き換わる「再組織化」（上野、1999）が進行し、それぞれの観測手法の特徴が相補的に活かされるような、役割の再編（伊勢、2018）が生じることが考えられる。つまり、航空機は安全に広域を対象とした観測が可能な手法であり、現地踏査でなければ得られない情報も多い。したがって、航空機の全ての仕事が UAV に奪われることや、現地踏査によるグランドトゥールースが完全に不要になることはない。UAV-SfM は、旧来の人工衛星や航空機による広域情報と、ピンポイントな現地踏査の観測情報とを結びつける情報を提供し、それぞれの観測手法は、個々の性質に適した用途に特化して、より実用的な観測体系として定着していくことが予想される。次項より、ここに挙げた5つの要素について、本研究で得られた知見の例を示すとともに、それぞれの要素を活かした研究の展開例をあわせて述べる。

### 6.1.1 観測の適時性がもたらす高純度な現象の抽出

地表環境の変動を捉えそれを定量化しようとする時、観測の適時性が重要であった。土石流の事例では、撮影日が発生から4日後であったが、堆積域のほぼ全域で、土砂量を計測することができた（3.4.1）。雪崩の事例では、発生から6日が経過しており、気象による積雪層の変質がないとはいえなかった。しかし、逆説的ではあるが、だからこそ直後のタイミングで観測することの重要性が指摘された（4.1.1(2)）。マングローブの事例は、台風の前後の観測により、台風による倒木の発生を抽出して定量化することができた（5.4.2）。このように、適時性は、自然災害のような突発的な変動を伴う諸現象の観測と定量化において、有用な性質となった。

これらの例で示したように、適切なタイミングで観測を実施することで、観測結果の中に、対象とする現象とは無関係な変動が混在することを、最小限に抑えることができる。現象の発生から時間が経過するほど元の状態は失われ、あるいは別の現象による変化が生じるため、当初の現象がもたらした変化の純度は損なわれる一方である。これを避けるには、発生直後の、できるだけ早い段階で観測を行う以外に方法はない。しかしながら、1.1.1で述

べたように、人工衛星画像や空中写真、航空レーザー測量の多くは、国などが整備する大規模な観測インフラであるため、観測タイミングの決定権はユーザー側にはない。これに対し、UAVを用いた観測手法では、自身が観測者となって観測タイミングをコントロールすることができる。このように、手法が簡略で機動性の高いUAVを用いた観測手法により、これまで研究されてきた様々な地表変動現象において、現象そのものの純粋な状態を捉えられることが期待される。

### 6.1.2 観測の連続性がもたらす地表環境の動的な変化の把握

地表環境の連続的な変化を捉えるには、長期的かつ多時期のデータアーカイブの構築が有効であった。マングローブの例では、空中写真のSfM解析により作成したオルソモザイク画像および人工衛星画像により長期的な森林動態を明らかにした(5.4.6(1))。ここに、UAV-SfMによる台風による短期的な森林変化を加えることにより、戦後の伐採からの森の回復の流れの中に、台風による破壊を位置付けることができた(5.4.8)。観測の連続性の例として、Saito et al. (2018)では、UAV-SfMにより仙酔峡地域(熊本県阿蘇市)をおよそ半年ごとに観測し、2016年熊本地震の揺れによって斜面の尾根部に生じたクラックの間隙が、時間経過やその後の降雨により変化している可能性を示した。このように、連続観測によって観測の空白期間を短縮し、時間軸のデータを密にすることで、変動現象の発生からの変化を、四次元的に定量化することができる可能性がある。本研究の発展として、雪崩の例であれば、積雪シーズン中の高頻度な観測により、積雪表面形態の動態を連続的に捉えることにより、積雪表面形態の形成プロセスを明らかにすることができる可能性がある(4.7.2)。マングローブの例であれば、中央水路周辺の地盤高の変化を連続的に捉えることにより、マングローブの立地環境としての地盤条件の変化を明らかにすることができる可能性がある(5.6.2)。

### 6.1.3 高い空間分解能がもたらす精緻な議論

対象を観察するためには、空間分解能の高さが重要である。航空レーザー測量が導入された当初は、その高い空間分解能と、樹冠下の地形まで測定できる性能により、小規模な遷急線や小崖を明瞭に捉えられることに対し、驚きを持って迎えられた(八木ほか、2003)。この当時の空間分解能は1mであり、航空レーザー測量の空間分解能は、現在もほぼ同じ水準である。これに対して、航空機よりも低い高度を飛行するUAVの場合、分解能のオーダーが1桁以上高くなる。土石流の例では、災害後の分解能3.5cmのオルソモザイク画像により、住宅被害状況を詳細に判読した(3.4.1)。これが例えば、地理院地図のオルソモザイク画像であれば、その空間分解能は約60cmであり、住宅被害の詳細を同様の精度で判読することは困難である(図6.1)。雪崩の例では、空間分解能2.95cmのオルソモザイク画像により、これまで、観測手法の空間分解能の低さを理由として、研究対象とされてこなかった積雪表面形態、つまり積雪表面の微細な形態の存在を判読し、これが積雪層にかかる様々な応力が形態となって表出したものである可能性を指摘した(4.5.3、4.6.2)。マング

ローブの例では、1945年と森林回復後の樹木密度を比較する際に、1994年の空間分解能23.2 cmの空中写真ではヤエヤマヒルギの個々の樹冠を識別することができなかった。このため、ヤエヤマヒルギに限っては、2015年に撮影された、空間分解能6.9 cmのUAV-SfMによるオルソモザイク画像を使用して判読を行った(5.4.5)。これらのことから、高い空間分解能から得られる情報は、調査者自身の目と手で確認しながら情報を得る直接的な調査により近いものであり、現地踏査に次ぐ、第二のグラウンドトゥルースとしても活用できると考えられる。

本研究では多くを取り扱っていないが、先行研究により、DEMを計算ソースとして求める各種の地形指標は、使用するDEMの空間分解能によって、異なる結果を示すことが知られている(Leempoel et al., 2015)。つまり、DEMを用いた地形解析では、空間分解能による地形的特徴の縮尺依存性をもたらす。このため、複数の空間分解能によるDEM(マルチスケールDEM)を使用して解析することにより、研究目的に合致した最適な空間分解能が評価できるとされる(Leempoel et al., 2015)。これに対して、UAV-SfM観測では、高い空間分解能のデータをダウンサンプリングすることにより、マルチスケール解析に対応することも可能であると考えられる。

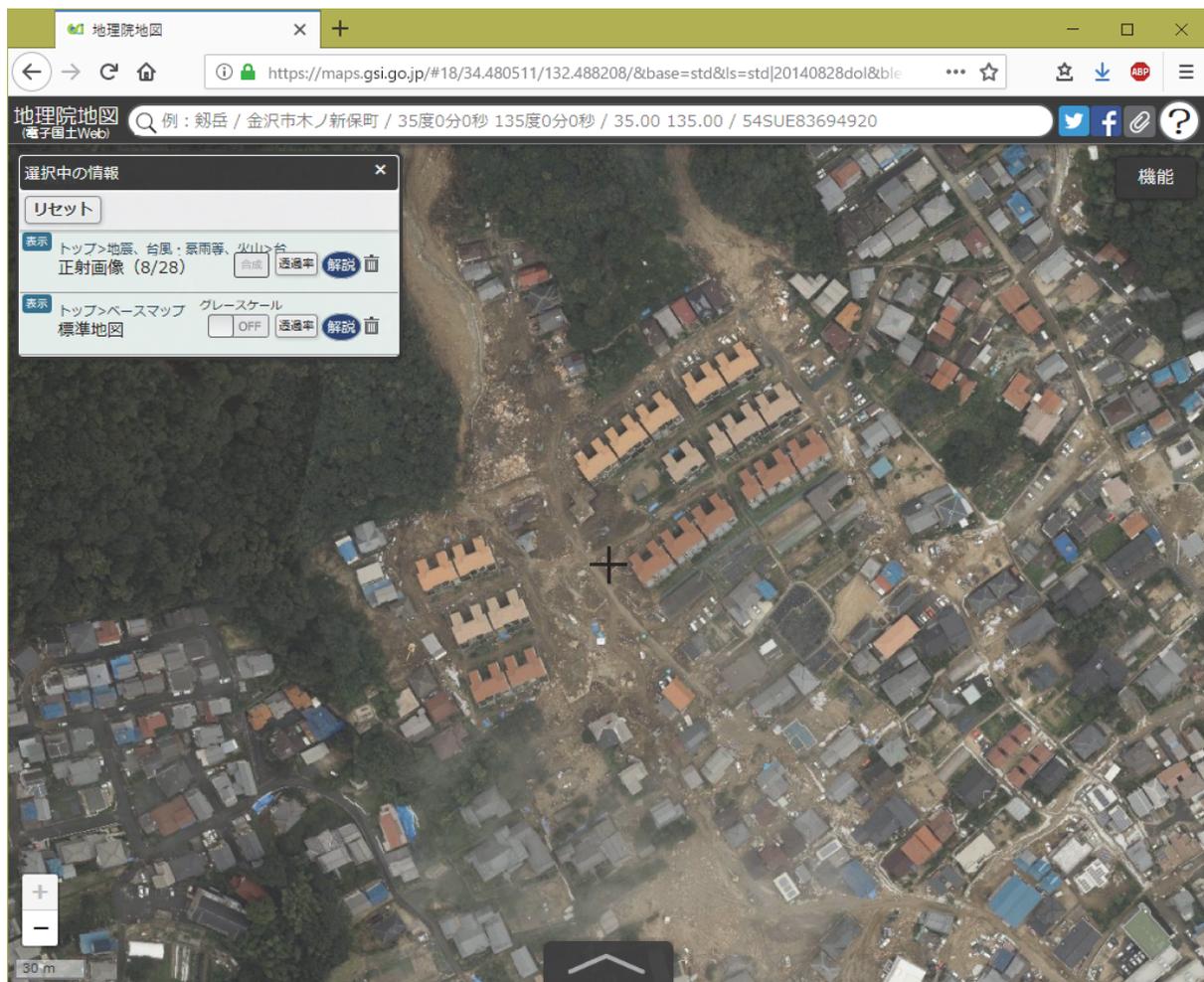


図 6.1 地理院地図による広島市土石流災害オルソモザイク画像の最大拡大表示

平成 26 年 8 月豪雨による広島市土石流災害について、8 月 28 日（発災から 8 日後）に航空機から撮影された空中写真により作成されたオルソモザイク画像を、最大ズームレベル（空間分解能約 60 cm）で表示した状態。流失した跡地は識別できるが、土砂に押されて移動あるいは損壊を受けた住宅がどれかを判別することは難しい（出典：地理院地図）。

#### 6.1.4 三次元情報をもたらす数値モデル化への応用

土石流の例では、災害前の空中写真から作成した DSM を基準として、土石流によりもたらされた土砂堆積量を計測した（3.4.1）。雪崩の例では、結果的にはササの影響を受けて範囲が限定されたものの、既存の航空レーザー測量による DTM を利用して、積雪深を推定した（4.5.1）。マングローブの例では、1978 年と 2015 年の 2 時期の比較により、群落の生長量の多寡の空間分布が異なることが指摘された（5.1.1(2)、図 5.2 の B）。生長量の多寡の議論は、これまでのマングローブ研究ではほとんど扱われてこなかった現象といえる。このように、三次元情報を活用することにより、鉛直方向の変動を計測することができた。

また、雪崩の例で作成した雪面の DSM は、シミュレーションによる雪崩の発生区の検討に活用された（伊藤ほか、2018）。先行研究では、UAV-SfM による吹きだまりの計測が行われた。吹きだまりは、地吹雪などの暴風雪により発生し、短時間かつ急激な視程障害およ

び積雪層の形成が特徴とされる。これにより、時に人的被害を生じることから、その対策のためのシミュレーションに使用するデータ取得が、UAV-SfMにより行われた。(文部科学省・防災科学技術研究所、2014)。このように、観測の適時性を活かして、現象が発生した直後の形状を三次元的に計測できることにより、現地踏査による直接計測に比して、効率的に面的なデータを取得できる。また、例えば吹きだまり形成後の DSM、すなわち実際の現象の結果を数値モデルとして得られることにより、数値シミュレーションのグラントゥールースとして活用できる可能性がある。

### 6.1.5 UAV プラットフォームの非代替性

手法が簡略で実用的であり、王道的な分析手法、すなわち地表環境の面的な形状の変化を、低いコストで観測できるようになった。これまでは、地表環境の変動を適時に計測する技術がなかったことを理由として、他の手法に頼ってきた面がある。土石流の場合、特に現在の防災対策の一環として行われる土砂災害警戒区域等の設定では、経験工学的な災害リスクの見積もりが行われている。しかしこのアプローチでは、想定と現実の災害との乖離が生じることがあることも指摘された (3.1.1(3))。雪崩の例では、全層雪崩による地形営力の大きさを、個々の雪崩の直接的な計測ではなく、雪崩分布の要因から考察した例がある(下川、1980)。マングローブであれば、調査区として切り出した植生の配列を、森林全体の带状配列として代表させるなど (5.3.1)、こうした例には枚挙に暇がない。そのような中で、UAV による観測の空間分解能は、人工衛星や航空機による観測の 10 倍から 1,000 倍、さらに、観測タイミングについて、高い自由度が実現された (1.1.3)。観測範囲では人工衛星や航空機には及ばないが、地表環境変動の観測では、必ずしも県域や市域といった広域の情報が必要になるとは限らない。このように、UAV プラットフォームによる観測は、観測データの性質と品質、手法の実用性において技術革新といえることができる。

## 6.2 技術的な制約事項

前節に挙げた 5 つの要素について、現時点における制約事項や課題を整理する。これらは主に技術的な事項であり、科学的に本質的な問題というよりも、技術の進展や社会の在り方の問題であり、今後、状況が変化することも考えられる。

### 6.2.1 適時性・連続性の制約要因

現時点では UAV の飛行性能は非力であり、飛行できる環境に限られる (4.2.3)。また、有人航空機や地上の第三者に対する安全確保のため、航空法をはじめとした関連法規により、飛行を規制される場合がある(内山、2018)。これらの点は、観測タイミングの決定や、継続的な観測を行ううえでの制約要因となる。

また、UAV-SfM は写真測量をベースとした観測手法であり、撮影中に対象範囲内の地物が動かないこと(対象物がロバストであること)を前提としている。この性質により、撮影中に対象物が変動する現象は、観測対象にすることができない。ごく短時間でデータ取得

が必要な場合、例えば撮影対象が人間のように小さければ、複数のカメラで同時に撮影することにより、ダンスを踊るその一瞬の動きを、SfM で立体的に計測することも可能である。しかし、地表環境を対象とした場合は、広範囲を一瞬で、多数のカメラ位置から撮影することは、現実的には難しい。このため、UAV-SfM 手法では、自然斜面中に発生する土石流や雪崩などの流動中の形状変化を、四次元的に観測することはできない。したがって現時点では、適時性が意味する任意のタイミングとは、時間的な一瞬を意味するものではなく、撮影に要する時間の幅をもった、ある期間というほうが正確である。

### 6.2.2 高い空間分解能の弊害

高い空間分解能により、第二のグラウンドトゥールズ (6.1.3) として地物を詳細に観察することを可能にしたが、DSM の解析およびデータの取り扱いに関していえば、高い空間分解能が必ずしも有効とは限らなかった。

DSM の解析では、データを面的に見て解釈を行う場合がある。例えば土砂堆積厚の場合、土石流の主流路と土砂の溜まりやすい場所との位置関係に着目することにより、土砂の流れや被害分布との対応の類推につながった (3.4.1)。推定積雪深の例では、個々の画素における積雪深の値よりも、積雪深の空間分布の面的な変化を把握することが重要であった (4.5.2)。しかし、空間分解能が高いことにより、本質的ではない微小な変化まで可視化されることがある。例えば、通行する車によって砂利道の石が飛ばされたとしても、それは単に石が少し移動しただけであって、地形変化ではない。しかし、石ころが見えるような高い空間分解能のデータでは、地表面の変化として記録されることになる。これは、地表環境の変化を議論する際にはノイズであり、本質的な変化とは無関係な変化である。こうした問題は、ローカルスケールエフェクト (Izumida et al., 2017) などと呼ばれ、高い空間分解能の弊害として認識されている。土石流の例では、小学校のグラウンドに駐車している災害対応車両や、土石流の流路上で活動している重機が、2 時期の高さ変化だけをみればプラス、つまり土砂堆積に見える例が該当する (3.3.4)。このような場合、画素の配列を面的に見て、プラスの高さを生み出している物体の形状を予測する、あるいは、災害前後のオルソモザイク画像を確認するなどの対応が必要となった。マングローブの例では、ヤエヤマヒルギ矮性林の樹高が減少して見える現象 (図 5.2 の C) について、高さ変化を求める際に用いた 2 時期の DSM の空間分解能が高すぎることも、樹高が減少したように見える一つの原因であることが想定された (5.5.5)。

次に、高すぎる空間分解能のデータは、その容量が大きいため、取得や解析、保存時のデータの取り扱いに難がある。近年は、UAV-SfM で得られるオルソモザイク画像や DSM は、地表環境変動の研究用途以外でも取得され、利用される機会が増えている (例えば、内山ほか (2014b) の災害直後の要救助者の捜索など)。この例の場合、6.1 で示した 5 つの要素に加えて、取得データを現場に展開するまでの迅速性が求められる。しかし災害現場では、使用できるタブレットやコンピュータの能力に制限があり、また、多くのデータに十分に目を通す時間はない。そうしたことから、データの活用目的や観測対象のスケールに合っ

た適切な空間分解能について、観測の計画段階での十分な検討が必要となる。

これらの問題に共通する点は、適切な空間分解能に関する知見の必要性である。空間分解能による対象物の見え方の評価は、画像が今よりもはるかに低分解能であった時代から、課題とされてきた。そのため、空間分解能と対象物の見え方の関係を定量化し、適切な空間分解能を検討するための基準が考案された。その一つがジョンソン基準 (Johnson, 1958) であり、現在も光学機器の見え方、つまり、何がどこまで見えるのか、といった検証に利用されている。ジョンソン基準によれば、物体が何であるかを識別するには 12.8 画素±1.6 画素が必要とされる。この基準では、例えば、分解能 5 cm の UAV 画像であれば約 65 cm、分解能が 0.6 m の航空写真では約 7.8 m、分解能が 5 m の人工衛星画像ならば、約 65 m よりも大きな物体を、それぞれ識別することができることになる。ただし、森林「域」など、一定の広がりを持った対象であれば、より少ない画素でも識別できる場合もある。

一方で、個々の画素の微小な変化が本質的かノイズかという問題は、観測者の主観やデータの利用目的によるところが大きい。このため、自動で有意な変化だけを選択的に抽出する有効な方法は、現時点では確立されていない。画像からの情報分類という観点では、機械学習の一種であるディープラーニングが一つの方向性として挙げられる。しかし、機械学習の過程で大量のサンプル画像を必要とするため、インターネット上で容易に大量の画像が得られるような、例えばネコの画像分類の事例 (Le et al., 2012) とは、その難易度は異なることが考えられる。

### 6.2.3 三次元情報の作成に関する制約要因

地表面の三次元的な変化を把握しようとした時、特に過去の変化を求める場合は、用意できる画像データの質が制約条件となる。広域を単画像として記録する人工衛星画像の場合、写真測量的な手法の適用は原理的に不可能である。このため、三次元情報を得ることができない。また、古い空中写真では、撮影画質やフィルム・印画紙の劣化や変形により、SfM による解析が適用できず、三次元情報を得ることができない場合がある (5.5.3(3))。本事例研究中には、議論の散逸を防ぐため詳細を示さなかったが、マングローブの事例では、一枚の空中写真の撮影範囲内に、道路などの人工物が写っていない、あるいは、写真に写っている人工物が現在は存在しない例があった。この場合、位置情報の基準となる地上基準点の設置ができないため、地理空間情報として取り扱うことができない。このようなケースでは、正確な三次元情報は作成できないが、地理座標を持たないオルソモザイク画像を得ることはできる。また、そのようにして得られたオルソモザイク画像には、GIS でのジオリファレンス作業など、別の手段で地理座標を与える必要がある (5.3.4)。

### 6.2.4 精度の維持

低精度のデータは、UAV-SfM のメリットを制約する要因となる。データの精度が低い場合、特に多時期のデータから形状の変化を調査する場合に、精度の問題が顕著に表れる。データの精度が低下する原因は、写真測量の原理的な問題と、観測者の作業能力の 2 つに大

別できる。

写真測量の原理的な問題として、地上基準点や外部標定要素の持つ精度を超えた DSM やオルソモザイク画像を得ることはできない。例えば、地上基準点を水平誤差 5 m のコード測位 GNSS で測量した場合、DSM とオルソモザイク画像は、水平方向に 5 m 以内の誤差（ズレ）を持ったデータとして出力される（2.3.4）。近年では、デジタルカメラの高画素化に伴い、撮影だけであれば空間分解能が 1 cm よりも高い、超高分解能画像を撮影することも可能となった。しかし、高分解能と高精度は似て非なるものであり、空間分解能が高いだけでは、必ずしも高精度なデータとはいえない。高精度な計測を行う場合には、高精度な内部標定要素に加えて、地上基準点、外部標定要素のどちらかについて、必ず高精度な計測データが必要になる（2.3.4）。一方で、ミリメートルオーダーよりも小さな誤差で、広域を、効率よく測量できる技術は、今のところ存在しない。したがって、UAV により空間分解能が高い写真を撮影することは容易だが、ミリメートルやそれよりも細かい微小な地表環境の変形を対象とした調査を実施することは、現時点では困難である。

もう一点として、UAV-SfM により得られる精度は、観測者の作業能力の影響を受ける。UAV-SfM における作業の多くは、地上基準点や精度検証点の設置、その測量、内部標定要素を高精度化する作業などの手作業に費やされる。データの精度は、観測精度への入念さと、それを実現する能力に制約される面があることは否めない。例えば、ドーミング（Rosnell and Honkavaara, 2012 ; James and Robson, 2014）の存在や、垂直写真であるために建物の壁面などの不可視領域が欠落するなど（図 3.5 の C）、一つの観測データ内でも、その精度は必ずしも均一ではないことに留意して、重要な領域のデータがより精度よく取得できるよう、調査計画を立案する必要がある（2.3.4、4.4.1(4)）。すなわち、UAV-SfM における UAV の運用と観測テクニックに関する知識の体系化が求められる。

## 6.2.5 研究事例の蓄積

新しい手法は歴史が浅く、まだその可能性を十分にひきだせていないという視点に立つこともできる（佐藤・中村、1995）。一方で、計測原理の面では、SfM の基幹となる技術は写真測量であり（2.3.2）、その歴史においては、主たる技術的な課題の多くは十分に検討され、実用レベルでは安定した精度を得られる手法ということもできる。しかしながら現実には、地上レーザー測量の活用において既に議論されているように（早川・小口、2016）、UAV-SfM による高分解能・大容量データの取り扱いの難しさや、様々な研究で得られた精度のばらつき大きさについては、今後の事例の蓄積と検証の過程が必要になるものと考えられる。

観測手法の普及の過程では、前項で指摘した知識の体系化に加えて、現場での観察・調査を十分に遂行する能力が必要であることは論を待たない。対象とする地表環境の基礎的な理解がなければ、観測結果の妥当性を検証することができないばかりか、研究対象とする地表環境変動の主要因を絞り込み、観測対象を見極めることもできないだろう。このためには、自然環境の観察を欠かすことはできない。観測データのデジタル化や数値モデル化が進展す

る中でも、UAV-SfM による研究事例の蓄積には、フィールド調査で培う自然観が重要であると考えられる。

### 6.3 自然環境における多圏間プロセスの観測がもたらす研究分野の融合

自然環境に関する課題と向き合おうとするとき、自然と人間の関係性を俯瞰的、総合的に捉えることが求められる（鈴木、2018）。そして、その視点は必ずしも全球的なものに限らず、ローカルを含めた多様な時空間スケールにおける変化も無視することができない（小松、2011）。本研究で取り上げた3つの事例研究では、UAV-SfM で得た三次元的な基盤地図を柱として、地理学的な視点から複数の分野との協働により分析や考察を行った。この節では、分野融合研究の観点から UAV-SfM で得られたデータの特性を考察し、分野融合研究による自然環境の総合的な理解の促進と、地表環境問題の課題解決にむけた貢献について述べる。

#### 6.3.1 既存手法による多圏間プロセスの取り扱い

観測データの空間分解能が低い場合、地表に存在する地物の分離、つまり地圏、気圏、水圏、生物圏、人間圏によるそれぞれの影響の分離が困難であった。これは、対象物が小さすぎる場合でも同様である。また、自力で観測してデータ化する手法がない場合も、適時性の欠如により、こうした多圏間プロセスに関わるフィールドデータを取り扱うことは難しかった（1.1.2）。土石流の例では、土砂災害警戒区域等の設定のうち、人間圏（住宅地）や生物圏（植生）の土石流の運動エネルギーに対する影響は考慮されず、経験工学的に流下方向と流下範囲、そして被害の影響範囲が設定されていた（3.1.1(3)）。雪崩の例では、国土地理院の作業基準に準拠した航空レーザー測量データであっても、地圏（火山斜面）と生物圏（ササ植生）の分離ができておらず、DTM は植生と地形面の高さが混濁したデータとなっていた（4.6.1(4)）。このように、多圏間プロセスを既存手法で扱おうとすると、多くの制限があることが示された。

#### 6.3.2 UAV-SfM による多圏間プロセスの分離

本研究で実施した3つの事例では、地表環境（図 1.1）を対象とした UAV-SfM による観測により、空間分解能の高い DSM とオルソモザイク画像を作成した。この2つを併用することにより、地形面（地圏）やその上に存在する建物（人間圏）、植生（生物圏）、積雪層（気水圏）といった地物の形態に加えて、その属性や状態までを捉え、分析の対象とした。つまり、UAV-SfM の観測データは、こうした多圏間にわたる情報を、分離可能なポテンシャルとともに同時に取得していたことになる。類似の情報である基盤地図情報数値標高モデル（国土地理院）では、地形標高モデル（地圏）だけを表現しており、その上に存在する地物の情報は失われている。つまり、UAV-SfM を用いることにより、多圏的に構成される地表環境の要素を、一つの手法で捉えることを示している。

土石流の例では、オルソモザイク画像から土砂堆積とは無関係の植生や住宅を判読し、そ

れらを除外した土砂堆積範囲のポリゴンを作成したうえで、土砂堆積量を計測した。つまり、UAV-SfM で得たオルソモザイク画像と三次元情報には、気水圏（豪雨）の影響を受けた地圏（地形変化）、生物圏（植生）、人間圏（住宅等の構造物）の情報が同時に含まれていた。本研究では、その情報の中から、地圏（地形変化）に着目した分析をおこなった

(3.5)。雪崩の例では、気水圏（積雪）、生物圏（ササ植生）、地圏（火山斜面）で構成された地表環境において、人間圏（山岳活動）が受けた気水圏（雪崩）の変動の実態を探るものであった(4.6)。マングローブの例では、人間圏（大間伐）の影響を受けて再生した生物圏（マングローブ林）の UAV-SfM 計測により、気水圏（台風）による生物圏（マングローブ林）への影響を定量化した(5.5)。この例では地圏（デルタシステム）の動態には深く触れなかったが、今後、地盤高変化の計測において地圏（デルタシステム）を取り扱うものとした(5.6.2)。

本研究では、UAV-SfM を用いて、ここに挙げた多圈的なプロセスを対象として分析を行った。これらは、これまで個々の専門分野で独立に扱われてきた、地形や植生、気象、土地利用といった、属性の異なる情報であった。一方で、UAV-SfM により得られる情報から、多圏間プロセスを分離するには、対象物に応じた工夫が必要であった。例えば、オルソモザイク画像の判読による植生や土地利用の範囲の除外や(3.3.4)、植生の影響が除外されたデータ(DTM)の利用(4.4.1)を行った。しかし、UAV そのものは単なる観測プラットフォームであり、光学カメラ以外のセンシング機器を搭載することも可能である(2.3.1)。センサーの種類によっては、人工衛星リモートセンシングで長らく培われてきたように、可視光を含む広い波長帯のセンシングにより、多様な情報を得ることができる。例えば、ハイパースペクトル、マルチスペクトル、赤外線波長帯の各種センサーを活用すれば、植物活性度や物体の物性、物体の温度といった幅広い情報を観測できる(2.2)。また、必ずしもそうした現時点でメジャーな電磁波領域のセンシングに限る必要はなく、センサーが UAV に搭載可能でさえあれば、放射線、音波、重力加速度、二酸化炭素や火山ガスなども対象にすることができるだろう。このほか、既に実用化はされているが、レーザーによる測量

(2.2.3)、合成開口レーダーによる観測(2.2.4)の普及も期待される。特に、緑色のレーザーによる測量では、浅い水深であれば水圏に覆われた地圏の観測ができる(2.2.3)。このように、多様なセンサーを活用すれば、多圏間プロセスをより正確に、効率的に分類できる可能性がある。

### 6.3.3 地表環境の相互作用を観測する手段による分野融合研究の促進

自然環境は複雑で、連続する様々な現象が融合したものである(図 1.1)。これまでは主に、個別の研究分野ごとの切り口で自然環境を扱い、知識を高めてきた。これらを有機的に統合することにより、自然環境の体系的な理解の実現が期待される。

UAV-SfM では、観測の適時性と高い空間分解能により(6.1)、純度の高い現象の抽出と多圏間プロセスの観測が可能となった(6.3.2)。純度の高い現象の抽出は、観測結果の確信度を高めることにつながった(例えば 5.4.2)。こうした確信度の高い観測結果が得られる

ことにより、自然環境のプロセスがより明快に導かれることが期待される。これは「科学は例外の影響が小さい方向に向かって進歩していく」（中谷、1958）方向に沿った進歩であると考えられる。さらに、多圏間プロセスの観測は、そこで取得された情報を一つの数値モデルとして扱えることにより、多分野で共通に利用できる基盤地図的な性格を持つといえる（例えば、**4.7.3**で示した多分野での UAV-SfM 観測情報の共有と活用）。このように、観測結果の確信度の向上と、多圏間プロセスの共通基盤の取得とによって、UAV-SfM は地形、植生、気象、シミュレーションなどの自然科学的な研究分野の橋渡しとしての役割を果たしうる。ここから、自然環境の総合的な理解の促進に貢献することが期待される。

#### 6.3.4 UAV-SfM 観測手法の社会的応用

UAV-SfM による地表環境の観測は、その特性（**6.1**）から研究に限らず、実社会での応用可能性も高い手法である。土石流の例では、内山ほか（2014b）は、平成 26 年 8 月豪雨による広島市土石流災害において、本事例研究（**第 3 章**）と同様の手法を用いて、流失家屋と堆積土砂厚の分布を可視化した「搜索支援地図」を作成し、行方不明者の搜索活動に活用された（村上・松上、2016）。これまでの災害直後の状況把握では、消防・防災ヘリ等による目視確認や、人工衛星による観測が主に用いられてきたが、救助活動等を行う現場で利用するには、空間分解能や迅速性が十分ではなかった（内山、2018）。このため、UAV-SfM による迅速かつ高い空間分解能による情報取得は、新しい災害対応技術として応用が期待される分野であると考えられる。雪崩の例では、**4.7.3**で示したように、スノーアクティビティの安全管理への応用や、積雪地域でのインフラ点検での活用が考えられる。マングローブの例では、生態系そのものが生物多様性の高さにより着目されていることもあり（**5.1.1(1)**）、UAV-SfM による三次元情報を用いたバイオマスの計測やその変化の定量化は、炭素蓄積量の測定や植生の効果測定に貢献できるものと考えられる。また、生態系サービスには、例えばエコツアーの場の提供といった文化的・教育的な側面も含まれる。その観点では、本研究事例により、日本最大のマングローブ林のダイナミックな変化を、倒木の広がりや生長量の違い（**図 5.2**）として、また、高精細なオルソモザイク画像（**図 5.6**）として、あるいは仲間川 70 年史（**5.4.8**）として誰もが見るることができる知見が得られた。このような情報の分かりやすさ自体にも、文化的・教育的な意義があるものと考えられる。

#### 6.3.5 地表環境問題の課題解決へむけた貢献

**第 1 章**で述べたように、自然環境の問題の所在は、グローバルからローカルまで広範なスケールにおよび、多層的で複雑である。そして、自然環境の多様さもさることながら、人間社会を構成する地域、文化、民族も多種多様である（**図 6.2**）。したがって、普遍的な解決は難しく、様々な課題に対する実践可能な最善の解は、地域社会に対応した多様性を持つべきだと思われる。つまり、地域の問題を考える前提として、自然環境の体系的な理解を目指すには、ローカルな対象を個別に、科学的に捉える手法が重要である。これには、UAV-SfM を用いた、地表環境変動の分野融合研究が貢献しうる領域であると考えられる。

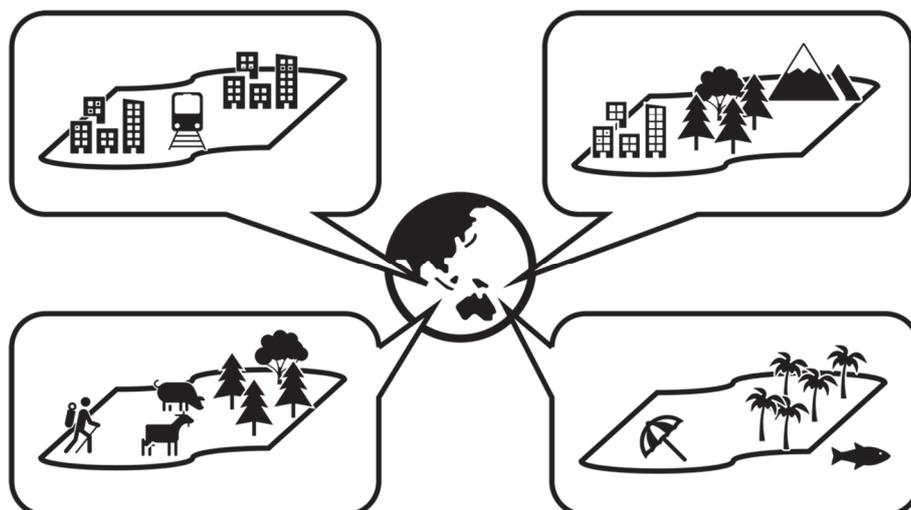


図 6.2 多様なローカルで構成されるグローバル

ローカルは都市、農村、水涯地や山岳地など、多層的な自然環境と人間社会により構成され、グローバルはそれらの集合体として構成される。

ここから、地表環境の諸問題の解決を目指すうえでは、自然環境と人間活動の関係性を考えるためのアプローチまでを視野に入れて、研究を展開する必要がある。例えば近年、気候変動による豪雨頻度の増加傾向が指摘されており (IPCC, 2014a ; IPCC, 2014b)、土石流災害が想定される地域では、ますますその対策が重要になる。この場合、地表環境変動研究の知見として、土石流などの外力の影響を受けやすい土地、すなわち脆弱性の高い領域の分布や、そのような場所での外力の影響を具体的に予測することは、地域社会の存続を守る上で重要な情報となる。一方で、こうした情報をもとに、居住の制約や、移転の促進といった、住民の生活のあり方を変える対策を取ろうとした場合、結果として実際の行動に結びつかない限り、減災が実現されないこともまた、事実である。

また、マングローブの例では、仲間川の川幅の拡大の原因が、観光船の運航による引き波と、それによる土壌侵食である可能性を指摘した (5.4.4)。この問題は以前から認識され、事業者等による自主的な対策は取られてはいたが、依然として拡大傾向にある地点が見出された (5.4.4)。今後、新たな調査の実施と対策、つまり人間活動の変更を考えていく必要があるだろう。

そして、地域の多様性への対応という観点では、宮城 (2012) や内山ほか (2012) が示した、宮城県七ヶ浜町における地域の防災対策のあり方に関する取り組みが一例として挙げられる。この活動は、端的に言えば既存のハザードマップをベースとした、地域住民による津波防災マップ作りの支援である。この活動のハイライトは、防災マップを作成したことではない。着目すべきは、防災マップ作成の過程で住民が培った地域特性の理解である。ここでは特に、津波の想定浸水高 (3.3 m) と地域の地盤高との関係性の理解が促進されたことが減災の核心となった。平成 23 (2011) 年東北地方太平洋沖地震では、想定をはるかに超える 10 m の津波に際し、このマップづくりの経験を活かして、自律的な判断により難を逃れた人々がいた。このような具体的な結果に結びつくためには、地表環境変動に関する科学

的知見としての、ハザードマップの提供だけでは難しいのではないだろうか。減災の実現には、ハザードマップを通した、自分が住む地域の理解が第一義的に必要である。つまり、災害が起こると、どのような被害を受けるのか、そうならないために、今何ができるのか、もし被害が起きそうな時は、どのような行動を取るべきか、そこまでを考える機会の創出が必要と考えられる。

これらの課題は、次の2つの示唆を与える。第一に、いずれの課題も人間活動の関与が大きく、自然環境の理解や評価だけで有効な解決策を得られるものではない。むしろ、科学的知見による自然環境に対する観測や予測の結果は、場合によっては、地域の人々の生活のあり方そのものが、どのように変わらざるを得ないのかという社会的な問題をもたらすことを意味する。第二に、いずれの課題も、その実践可能な最善の解のあり方は地域と自然環境との関係性により異なるため、自然環境と地域特性の理解が欠落した単一のアプローチで解決できるものではない。川幅の拡大を例にすれば、仮に、護岸工事をして侵食を防止するなどというアプローチは、エコツアーの代名詞たる国内最大のマングローブ林にふさわしい解決策とはいえないだろう。換言すれば、自然環境の理解の上に立った、自然との付き合い方、共生のあり方の議論が必要とされている。

このように、自然環境に関係する多くの問題は、地域や人間との関係性の上に生じている。本研究で取り上げた UAV-SfM による観測手法を用いて、地域の自然環境の現状を四次元的に可視化することにより、環境問題の議論の基盤地図を提供し、研究と社会の分野融合的な課題解決の糸口となることが期待される。今後は、地表環境変動の諸問題において、この新たな手法により得た知見を、実社会で有効に活用するための研究デザインを模索することも重要な課題である。

## 参考文献（第6章）

1. 内山庄一郎・井上公・鈴木比奈子（2014a）SfM を用いた三次元モデルの生成と災害調査への活用可能性に関する研究. 防災科学技術研究所研究報告, No. 81, pp. 37-60.
2. 栗田英治（2015）小型 UAV を用いた高解像度三次元空中写真の傾斜地農地保全への活用の可能性. H27 農業農村工学会大会講演会講演要旨集, pp. 270-271.
3. 早川裕弐・小花和宏之・齋藤仁・内山庄一郎（2016）SfM 多視点ステレオ写真測量の地形学的応用. 地形, Vol. 37, No. 3, pp. 321-343.
4. 上野直樹（1999）仕事の中での学習 状況論的アプローチ. 東京大学出版会.
5. 伊勢正（2018）基礎自治体の多様性を踏まえた災害情報システムのあり方に関する考察. 京都大学大学院情報学研究科博士論文.
6. Hitoshi Saito, Shoichiro Uchiyama, Yuichi S. Hayakawa and Hiroyuki Obanawa (2018) Landslides triggered by an earthquake and heavy rainfalls at Aso volcano, Japan, detected by UAS and SfM-MVS photogrammetry. *Progress in Earth and Planetary Science*, 5, 15.
7. 八木浩司・桧垣大助・吉松弘行・相楽渉・高木洋一・内山庄一郎（2003）空中レーザー高精度地形図の地すべり・微地形判読への応用. 日本地すべり学会誌, Vol. 39, No. 4, pp. 421-427.
8. Kevin Leempoel, Christian Parisod, Céline Geiser, Lucas Daprà, Pascal Vittoz and Stéphane Joost (2015) Very high - resolution digital elevation models: are multi - scale derived variables ecologically relevant?. *Methods in Ecology and Evolution*, Vol. 6, pp. 1373-1383, doi: 10.1111/2041-210X.12427.
9. John Johnson (1958) Analysis of image forming systems. *Image Intensifier Symposium*, AD 220160, pp. 244-273.
10. 内山庄一郎・井上公・後藤秀昭・中田高・井田康之・梅田篤（2014b）平成 26 年 8 月豪雨による広島土石流災害における空撮写真を用いた捜索支援地図の作成. *CSIS DAYS 2014*, p. 16.
11. 伊藤陽一・森口周二・小田憲一・西村浩一（2018）那須雪崩の流下状況推定を目的とした流動シミュレーション. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究平成 29 年度科学研究費補助金研究成果報告書, pp. 76-83.
12. 文部科学省・防災科学技術研究所（2014）地域防災対策支援研究プロジェクト②研究成果活用の促進～北海道中標津町を対象とした吹雪発生予測システム活用と効果的な雪氷防災対策への支援～. pp. 17-19.
13. 下川和夫（1980）只見川上流域の雪崩地形. *地理学評論*, Vol. 53, No. 3, pp. 171-188.
14. 内山庄一郎（2018）ドローン活用ガイド. 東京法令出版.
15. Atsuto Izumida, Shoichiro Uchiyama and Toshihiko Sugai (2017) Application of UAV-SfM photogrammetry and aerial lidar to a disastrous flood: repeated topographic measurement of a newly formed crevasse splay of the Kinu River, central Japan. *Natural*

- Hazards and Earth System Sciences, Vol. 17, No. 9, pp. 1505–1519.
16. Quoc V. Le, Marc'Aurelio Ranzato, Rajat Monga, Matthieu Devin, Kai Chen, Greg S. Corrado, Jeff Dean, Andrew Y. Ng (2012) Building high-level features using large scale unsupervised learning. Proceedings of the 29<sup>th</sup> International Conference on Machine Learning, pp. 507–514.
  17. Tomi Rosnell and Eija Honkavaara (2012) Point Cloud Generation from Aerial Image Data Acquired by a Quadcopter Type Micro Unmanned Aerial Vehicle and a Digital Still Camera. Sensors. Vol. 12, No. 1, pp. 453–480, doi: 10.3390/s120100453.
  18. M. R. James and S. Robson (2014) Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. Earth Surf Process Landforms, Vol. 39, pp. 1413–1420, doi:10.1002/esp.3609.
  19. 佐藤洋一郎・中村郁郎 (1995) 作物の起源を探る. 新しい研究法は考古学になにをもたらしただか, クバプロ, pp. 205–212.
  20. 早川裕式・小口高 (2016) 地形学における地上レーザ測量の活用. 地学雑誌, Vol. 125, No. 3, pp. 299–324.
  21. 鈴木康弘 (2018) 「地球人間圏科学」とは?. おだやかで恵み豊かな地球のために, 古今書院, pp. 4–23.
  22. 小松幸生 (2011) まえがき. 自然環境学の創る世界, 朝倉書店, まえがき.
  23. 中谷宇吉郎 (1958) 科学の方法. 岩波新書.
  24. 内山庄一郎 (2018) 災害初期タイムラインにおける災害対応地図の作成と提供 – 被害状況の把握のための迅速な航空写真地図化技術の開発 –. 防災科学技術研究所主要災害調査, Vol. 51, pp. 43–61.
  25. 村上圭・松上倫也 (2016) 土砂災害時における災害対応の標準化. 都市政策, Vo.164, pp. 63–68.
  26. IPCC (2014a) Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
  27. IPCC (2014b) Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
  28. 宮城豊彦 (2012) ミレニアムクラスの複合災害を克服するための新しいパラダイムの構築. 地域災害と環境脆弱性の克服に関する報告書 (概要版), pp. 8–9.
  29. 内山庄一郎・林一成・斎藤綾子・宮城豊彦 (2012) 東北学院大学における地域情報カスタマイズユニットの構築と GIS 防災地図作成の将来像. 地域災害と環境脆弱性の克服に関する報告書 (概要版), pp. 84–87.

## 第7章 まとめ

地表環境の変動を理解することは、地域の自然が、今後どのように変化するかを予測するために必要であり、また、自然災害の被害を軽減し、地域社会を維持していくためにも重要である。こうした地表環境変動プロセスの基本的な調査手法は、地表面の形態や状態の記録と変化の定量化であり、これまでは、人工衛星、航空機、現地踏査の3つの観測手法により行われていた。しかし、人工衛星・航空機と現地踏査との間には、対象範囲や分解能、観測機会の自由度に、大きなギャップが存在した。一方で、小型の UAV の普及と、本研究で使用した Agisoft PhotoScan のような SfM 多視点ステレオ写真測量の商用製品の登場、そして、搬送波測位が可能な低価格 GNSS 機材の登場により、高い分解能で、必要な時に、精度よく地表面を計測する道が開けた。本研究では、UAV と SfM 多視点ステレオ写真測量を統合した手法を、UAV-SfM と呼称した。UAV-SfM 調査によって、それぞれに変化の時間スケールが異なる3つの地表環境変動を対象に、実態把握と定量化を行った。これらの調査により、新たな地表環境変動プロセスの存在が示唆されたり、既存手法では捉えることが難しかった、短期的な変動が定量化されたりした。

第一の事例は、平成26年8月の豪雨により発生した広島県広島市の土石流災害であり、土砂量の計測と被害の実態把握を目的として UAV-SfM 調査を実施した。この結果、人的被害および建物被害は、谷出口から平均で132 m の範囲内に集中した。被害の分布から、上流側ほど土石流の侵食・破壊エネルギーが大きく、被害は流路に沿って生じることが示された。また、人工的に改変された地形を表す、基盤地図情報数値標高モデル5 m メッシュ（国土地理院）から算出した落水線が、土石流の主流路となった。これらのことから、建物・植生・土石流の運動エネルギー減衰を考慮したハザード・リスク情報の防災上の有用性を指摘した。

第二の事例は、平成29年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害であり、雪崩を構成する発生区、走路、堆積区の範囲を明らかにすることを目的として、UAV-SfM 調査を実施した。この結果、ササの被覆域以外では、雪崩発生から6日後の積雪深分布が、10 cm の精度で示された。また、これまで着目されてこなかった、積雪表面に存在する微小な形態のマッピングが実現し、これを積雪表面形態と称した。これらの知見から、積雪深が急減する領域を発生区として、そして、積雪表面形態の空間分布から積雪に対する応力分布を推定し、雪崩の範囲を推定した。

第三の事例は、沖縄県竹富町の西表島にある仲間川マングローブ林における大規模な倒木現象であり、倒木の原因や性質の解明を目的として調査を実施した。この結果、現在の仲間川マングローブ林は、戦後にかけての一時期に行われた間伐により、最盛期と比べると、樹木密度で77.3%の森林が破壊され、その後の約60年間で、立地と樹勢が自然に回復した再生林であった。しかし、2006年9月の台風を契機として大規模な倒木が始まった。以降、少なくとも3度の強大な台風が調査地の直上や近傍を通過し、倒木範囲が拡大した。倒木の開始から2015年12月時点までの9.3年間で、倒木範囲は4,308 m<sup>2</sup>/年の速度で拡大して

おり、現時点で回復の傾向は見られなかった。

総合考察では、これらの事例研究の成果をもたらし、観測手法としての UAV-SfM の特性が、適時性、連続性、高分解能性、三次元情報、非代替性という 5 つの要素で整理されることを論じた。空間分解能を横糸、連続性を縦糸とすると、その網の目が細くなることにより、対象としうる地表環境変動プロセスの種類と量が拡大したといえる。これらの特性は、旧来の人工衛星、航空機、現地踏査といった観測手法の体系にはない性質であることから、UAV-SfM を人工衛星・航空機と現地踏査との間を埋める、新しい手法としての地位を確立しつつあると位置づけた。

本研究で取り上げた事例研究では、UAV-SfM で得た三次元的な基盤地図を柱として、地理学的な視点から複数の分野との協働により分析や考察を行った。これが実現された背景には、高い空間分解能で、オルソモザイク画像と三次元情報を同時に得られることに意味があると考えた。高い空間分解能により、複合的な情報から高純度に対象とする現象を抽出し、観測結果の確信度を高めることにつながった。また、地物の形態と属性が判別できることにより、多圏間プロセスに関する情報が複合的に取得されていることを指摘した。つまり、UAV-SfM の観測データにより、これまで各分野で個別に扱ってきたこれらの情報を、一つの数値モデルとして扱える道が拓けた。こうした特性が、地形、植生、気象、シミュレーションなどの自然科学的な研究分野の橋渡しとして機能した。

今後、UAV-SfM による基盤地図の提供が、自然環境の総合的な理解の促進に貢献することが期待される。しかしながら、地表環境の諸問題を考えるとき、自然環境の理解だけで有効な解決策を得ることはできない。また、そこで実践可能な最善の解は、地域と自然環境との関係性により異なり、単一のアプローチで解決できるものでもない。そのような中で、高分解能で取り回しのよい UAV-SfM による地域の自然環境に関する基盤地図の提供が、研究と社会の総合に活用され、課題解決の糸口の一つとして貢献することが期待される。

## 謝辞

本研究の一部は、JSPS 科研費 JP17K18453、JP17H02031 の助成を受けたものである。

### 秋の頃にお世話になった葡萄（謝辞にかえて）

大きな目標を達成しようとする道中には、それを得た自分をイメージすることが有効といわれるが、果たして自らもまた、そのような日々を過ごしていたようなことが思い出された。ところが、その頃に思い描いていた自分がどのようなものであったのか——おそらくそれは、鼓舞される程度には明るいものであったに違いないが——今となっては少しも思い出すことができないことに、息を呑んだ。そして慌てて、まだ空気の白い冷たい朝に、そうした心的過程の存在すら忘れてしまうことがどうしてか恐くなって、その心象のマッピングに取り掛かった。



一つの論文の生成過程には、複雑で相互作用的な貢献の存在が横たわっている。それこそ、巨人の肩の上に立つ（ベルナル、坂本（2008）による）までの道中ですら、独力でどうにかなるような、沖融たる道ではなかった。一般的な慣習として、論文への貢献は、その度合いに応じて規定された方法により、本文中に記載される。これらは主に、共著、文献引用、研究助成、書き留めるべき謝意の4つに分けられるであろう。しかし小論は博士論文であるから、共著を記すわけにはいかない。また、引用文献は本文中にあり、研究助成については統計的に扱われる可能性（科学技術・学術基盤調査研究室、2014）に配慮して、（無粋ながら機械的に）上に示したとおりである。したがってこの小稿は、その4番目について記そうとするものである。ところが近ごろ、それらの数と量はますます増えて、果てには秋の頃にお世話になった葡萄に心癒された話にまで至ろうとするのは、さすがに頓着がないと言わざるをえない。そのようなことから、ここでは小論の完成に欠くべからざる方々への感謝を申し上げることにする。

東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻の須貝俊彦先生には、指導教員として、また小論の主査として、ひとかたならぬご指導をいただいた。原稿にいただいたコメントや議論は、その一つ一つが新たな発見であり、新たな視座であり、自らの世界を広げる内的な営力として、強力に機能するものであった。それらは、目に見え手に取れるような物理的存在ではないにせよ、明確な手ごたえを感じるものであり、先生の部屋を失礼した後は、それらを如何にして形にしようかと、高まる知的な熱動の中で帰路の思索に歩き就いた。

東北学院大学教養学部の宮城豊彦先生には、学部と修士の指導教員として、また小論の副査として、20年の長きにわたりご指導をいただいた。その中でも地理学とGISは、小論において多圏のプロセスを扱う強力な基盤ツールとなった。そして、人よりも多く体を動かさ（さすれば渡り合えん）という教えは、常に心の励みであった。

東京大学空間情報科学研究センターの小口高先生には、小論の副査としてご指導をいただき、データの誤差やその扱いに関する重要な指摘を授かった。

東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻の斎藤馨先生には、小論の副査としてご指導をいただき、研究の在り方を俯瞰する、哲学的、大局的な視座を授かった。

東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻の芦寿一郎先生には、小論の副査としてご指導をいただき、研究の位置付けや新規性に対する考察を深めることができた。また、論文の各所において、的確なご助言を授かった。

先生方のご指導により、つるりと滑り落ちてしまいそうな懸崖絶壁の巨人の肩を這い上がり、終にはそこに至ることができた。そして今、少し高くなった視点から足元を見下ろすと――そこは以前の自分がいた場所ではあるが――ずいぶんと狭い箱の中で生きていたことを思い知らされた。そして同時に、我が眼前には、さらに大きな巨人たちが立ちはだかっているではないか。詮ずるところ、その頃の自分が井戸の底から見上げた丸い空は、何かキラキラとしたゴールなどではなく、新たな次の大きな目標の一部であったのだ。そして、そこから見渡す世界はただ広く、好奇心よりも臆病さに打ち負かされそうになる。そこで、はたと気が付いた。ニッチのズレが生じたのだ。小さな自分が思い描いていた心象では、太刀打ちができない世界に立ち、郷愁や達成感よりも、未来への畏れが優勢なのだ。しかしこれから、次の壁を登るには、今の自分を生かしてくれた人々に敬意を表す必要がある。

勤務先の国立研究開発法人防災科学技術研究所では、藤原広行部門長をはじめ、各位より特段の配慮と支援をいただいた。2012年度、藤原部門長を上司と仰ぎ、初めて研究の自由を得た。この転機がなければ、小論が書かれる機会は得られなかったであろう。同室の小倉理さんには、いつも助けられた。美しい筑波山の写真もいただいた。また、同研究所自然災害情報室のスタッフ各位には、文献のリファレンスにおいて大変お世話になった。

大学院には課程博士として在籍をしたものの、社会人であるために、口頭で周知される学内情報の不足には悩まされた。そのような時、高橋尚志さんと村木昌弘さんのお二人には、

常に全面的に助けていただいた。いつかどこかで、恩返しをしなくてはならない。また、専攻事務のスタッフ各位にも、大変お世話になった。

そして私の新しい家族は、いつも心穏やかな時間を共有してくれた。人はいつまでも、巨人と戦っているだけでは生きてはいけないのだ。安息は、新たな活力をもたらす。時にはPCを閉じてペンを置き、床を掃除機でスキャンすることも大切である。安心と安全は、無償ではない。



自然環境の中で生きる人間の生活は、畢竟、本質的には運に委ねられる。幸運にも人と環境に恵まれ、固い地盤の上に立つことができたからこそ、一つの大きな壁を越えることができたといえよう。そのように思えば、お世話になりながらも、まだここに記載できていない人々や物事はあまりに多い。しかし、すべてを書き連ねれば、心を救う土地自然の美しさから、果ては米麦葡萄にまで感謝はおよぶことになるだろう。しかしながらこの小稿も、そろそろ閉じなくてはならない。

「同じ仕事を10年続けたのなら、何かしら結果を出さなくてはならない。その研究で、何人の命が救われたのか（内山、2016）。」現実的には、こうした問いに対する定量的な回答が難しいことは自明である。しかし、常にそうした気概を持つことが、自らの次の具体的な行動の意思決定において、大切なのだと思われる。小論の一部では大層なことを述べた。残された時間は、その内容の重さに比して長くはないが、なしうる最善の解を求め続けたいと思う。

最後にあらためて、これまでのご厚情に感謝を申し上げます。

## 参考文献

- ・ 坂本賢三（2008）科学思想史. 岩波書店.
- ・ 科学技術・学術基盤調査研究室（2014）論文の謝辞情報を用いたファンディング情報把握に向けて－謝辞情報の実態把握とそれを踏まえた将来的な方向性の提案－, NISTEP NOTE, No. 013.
- ・ 内山庄一郎（2016）災害状況把握技術の高度化と社会実装. 理事長意見交換会, pp. 19–20