

香川大学審査学位論文

谷密度を活用した流域別土砂災害危険度評価手法の開発

2021年3月

香川大学大学院工学研究科

安全システム建設工学専攻

木下 博久

要 旨

近年、集中豪雨による土砂災害が多発し、多大な被害が出ている。最近では、線状降水帯にみられるような、局所的で急激な降雨形態により、集団発生的な斜面崩壊も頻発している。財政的な制約もあり、全ての危険箇所これらハード対策施設を整備することは、経済的・時間的に困難である。そのため、ソフト対策の推進が今後ますます重要となってくる。土砂災害の発生条件や危険度、被害の重要度は地域によって異なるため、防災・減災対策や自助・共助・公助体制といったソフト対策を進めるにあたっては、地域特性に沿った内容とする必要がある。

降雨による土砂災害の被害を軽減するにはためには、土砂災害が「どこで発生するのか(場所)」、「いつ頃発生するのか(時間)」を予測できることが理想である。

本研究では、斜面崩壊・土石流といった突発的に発生するためにその予測が困難である土砂災害を対象に、災害発生の素因に着目し、「谷密度」という地形量を指標とした予測手法を開発することで、土砂災害発生の場所と時間を予測し、被害軽減のためのソフト対策、警戒・避難判断における一手段となる方法として提案したものである。

検討に先立ち、谷密度のみを変数とする簡便な評価手法について、その有効性、適用性を検証した。谷密度計測のための谷線はコンターの平均曲率(H)から求めた。そこで、平均曲率の閾値を $H=0.10$ とすると、一部に凹地が残るものの、谷線の連続性は比較的良く、1次谷の再現性も高くなることを確認した。

次に、既往の土砂災害を対象に、災害発生流域の谷密度と斜面崩壊発生頻度を比較した。両者の間には良い相関が見られ、谷密度が増加するにつれて、崩壊密度も増加する傾向が認められた。また、谷密度と崩壊密度との関係を見る場合は、解析対象とする流域の面積が、 2.0km^2 以下であることが望ましいことが明らかになり、解析領域を考慮すれば、谷密度は流域スケールでの土砂災害発生の危険度が高い「場所(地域)」を評価する有効な指標になり得ると考えられる。

同様に、斜面崩壊の時刻歴が把握されている土砂災害について、災害発生時の雨量指標 R を推定し、谷密度と比較した。結果、斜面崩壊・土石流は、雨量指標 R が 250mm を越えてから発生することが明らかになった。斜面崩壊の主誘因である雨量指標 R と谷密度との関連性は高く、これら雨量指標と組み合わせることで、より確度の高い土砂災害発生時間の予測も可能になるとした。

これらの検討・検証の結果、谷密度を指標とする評価手法が、土砂災害発生危険度の高い場所、時間を予測できる方法であると結論付けた。その上で、特異な地質構造にある地域や、地すべり地域へ適用する際には留意を要するなど、本手法の適用条件(適用限界)も示した。最後に、今度の展望として、土砂災害発生基準線の設定や既存の土砂災害ハザードマップの情報の高度化など、本手法の利活用を提案した。

DRAINAGE DENSITY AND RAINFALL INTENSITY AS SLOPE FAILURE SUSCEPTIBILITY INDEX IN SMALL CATCHMENT AREA

Abstract

Drainage density exhibits spatial characteristics that provide important information about the nature of the drainage basin. For example, permeability of the bedrock, ground-water movement, infiltration capacity of the soil mantle, surface-water discharge, erodibility of the surface materials. These characters represent the dominant factors that affect to frequency of slope failure, landslide and debris flow. And mainly incentive of slope failure is rainfall. The rainfall intensity is proportional to the susceptibility of slope failure occurrence. The authors investigated the relationship between drainage density and rainfall index, through the past disasters in southwest Japan. The drainage density of occurred debris flows are higher than the basin of occurred landslide. And the rainfall intensity leading to slope failures are higher than debris flows. Drainage density would be good index for evaluation of susceptibility that rainfall-induced landslide, slope failure and debris flow in small catchment area.

目次

第1章 序論	1-1
1.1 概説	1-1
1.2 研究の背景と目的	1-6
1.3 研究の位置付け	1-10
1.4 研究の着眼点	1-11
1.5 本論文の構成	1-14
第2章 土砂災害の種類とその特徴	2-1
2.1 斜面崩壊	2-1
2.1.1 表層崩壊	2-2
2.1.2 深層崩壊	2-4
2.2 土石流	2-6
2.2.1 土石流発生の素因	2-7
2.2.2 土石流発生の誘因	2-8
2.3 地すべり	2-9
2.3.1 地すべりの形態	2-9
2.3.2 地すべり地形の発達過程	2-10
2.4 研究対象とする土砂災害	2-12
2.5 本章のまとめ	2-16
第3章 既往の土砂災害危険度評価手法の概要と課題	3-1
3.1 危険度評価手法の分類と整理	3-1
3.2 斜面崩壊の素因に基づく危険度評価手法	3-4
3.2.1 地形地質的素因を主な指標とする評価手法	3-4
3.2.2 GISを活用した要因分析・数理化理論に基づく評価手法	3-9
3.3 斜面崩壊の誘因に基づく危険度評価手法	3-12
3.3.1 各種の雨量指標を用いた評価手法	3-12
3.3.2 連携案方式による評価手法	3-15
3.3.3 斜面基盤岩の浸透・流出特性に着目した評価手法	3-17
3.4 既往の土砂災害危険度評価手法の課題	3-19
3.5 本章のまとめ	3-22

第 4 章	評価指標としての谷密度の意義	4-1
4.1	斜面崩壊密度と谷密度の関係	4-1
4.2	水系における崩壊発生の場所	4-11
4.3	谷密度の定量的算出における課題	4-14
4.4	本章のまとめ	4-16
第 5 章	谷密度計算手法の妥当性の検証	5-1
5.1	計算に用いる基図及び DEM	5-1
5.2	谷地形の抽出方法	5-3
5.2.1	セル間の集水方向に基づく谷地形の抽出	5-3
5.2.2	斜面の平均曲率に基づく谷地形の抽出	5-7
5.3	計算手法の違いによる谷地形の再現性の比較	5-8
5.3.1	セル間の集水方向に基づく谷地形の抽出結果	5-8
5.3.2	斜面の平均曲率に基づく谷地形の抽出結果	5-12
5.4	谷密度の算出方法	5-17
5.5	本章のまとめ	5-19
第 6 章	災害事例と谷密度の関連性の検証	6-1
6.1	過去の土砂災害事例	6-1
6.1.1	土砂災害の概要	6-8
6.1.2	崩壊箇所の認定	6-10
6.2	土砂災害発生流域の谷密度算出	6-11
6.2.1	2004 年台風災害被災流域	6-11
6.2.2	2014 年豪雨災害被災流域	6-16
6.3	谷密度と土砂災害発生頻度の関係性の検証	6-18
6.3.1	谷密度と各種崩壊特性との比較検証	6-18
6.3.2	谷密度の適用領域の検証	6-21
6.4	本章のまとめ	6-25
第 7 章	谷密度と雨量指標 R の関係性の検証	7-1
7.1	雨量指標 R の特徴	7-1
7.2	検討対象とする過去の土砂災害事例	7-4
7.2.1	各災害の降雨特性	7-5
7.2.2	各災害地域の地質状況	7-11

7.3	過去の災害事例を対象とした R の算出	7-13
7.4	谷密度と雨量指標 R の関係性の検証	7-18
7.5	本章のまとめ	7-24
第 8 章	土砂災害危険度評価手法としての適用性	8-1
8.1	本手法の有効性と適用条件	8-1
8.1	土砂災害警戒・避難に向けた本手法活用の提案	8-7
第 9 章	結論及び展望	9 -1
9.1	本研究の結論	9 -1
9.2	今後の展望と課題	9 -3

引用文献

謝 辞

第1章 序論

1.1 概説

我が国は、国土の約70%近くを山地が占め、平野は河川や海岸線沿いにわずかに発達するのみである。世界でも有数の多雨地帯であるモンスーンアジアの東端に位置し、平均年間降水量は約1,700mmに達し、これは世界平均(約900mm)のほぼ2倍に相当する。また、降水量は季節変動が激しく、その大部分は梅雨期と台風期に集中している。例えば、東京の月別平均降水量は、最多雨期の9月で約200mm、最少雨期の12月で約40mmと、その差は5倍に達する。2020年の降水量基準値(1981~2010年の30年平均値からの偏差は約210mmであった¹⁾。降水量に長期変化傾向は見られないが、1981年の統計開始以来の1920年代から1950年代にかけて多雨期であったとされる。1970年代から2000年代以降、年ごとの変動幅が大きくなりつつある。2020年は、各地域で過去最高年間降水量を記録し、東北地方では2002年以降で年間降水量1位~3位を占める(表-1.1.1)。

表-1.1.1 地域別年間降水量の推移(1925年~2020年)¹⁾

降水量の多い方から	東北地方	東日本 日本海側	東日本 太平洋側	西日本 日本海側	西日本 太平洋側
1位	2020年 (201%)	1964年 (229%)	2020年 (245%)	2020年 (222%)	2020年 (240%)
2位	2013年 (182%)	2006年 (228%)	1974年 (187%)	1957年 (212%)	1993年 (236%)
3位	2002年 (169%)	1995年 (211%)	1993年 (181%)	1980年 (195%)	1951年 (205%)

世界の平均気温の変化を見ると、長期的に見て上昇傾向にあり、1891年以降100年あたり0.68℃の割合で上昇している²⁾。特に北半球の中・高緯度地域では、顕著な気温上昇を示している。海面水位は海水の熱膨張や氷河・氷床の融解や流出により上昇し、海洋内部の水温も上昇している。機構変動に伴う政府間パネル第4次評価報告書(IPCC AR4)²⁾は、このような観測結果から、気候システムの温暖化は疑う余地がないと結論付けている。日本の平均気温も100年あたり1.24℃の割合で上昇しており、世界平均の2倍近く上回っている(図-1.1.1)。また、日最高気温が35℃の猛暑日や最低気温が25℃以上の熱帯夜の日数もそれぞれ増加傾向を示している。これらの気温変化は降水状況の変化として現れ、1時間雨量50mm以上の短期時間強雨などの頻度が増加傾向にある(図-1.1.2)。

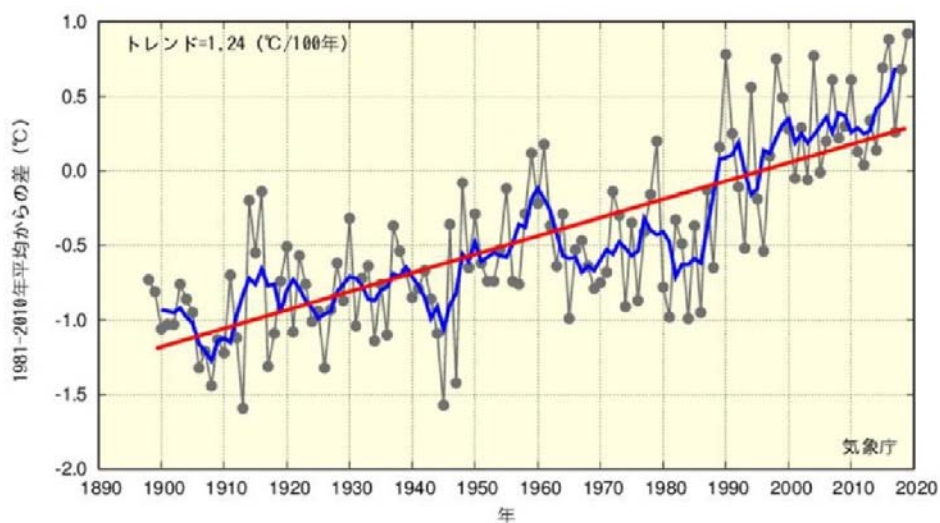


図-1.1.1 年間平均気温の基準値からの差（基準値：1981年～2010年の平均）²⁾

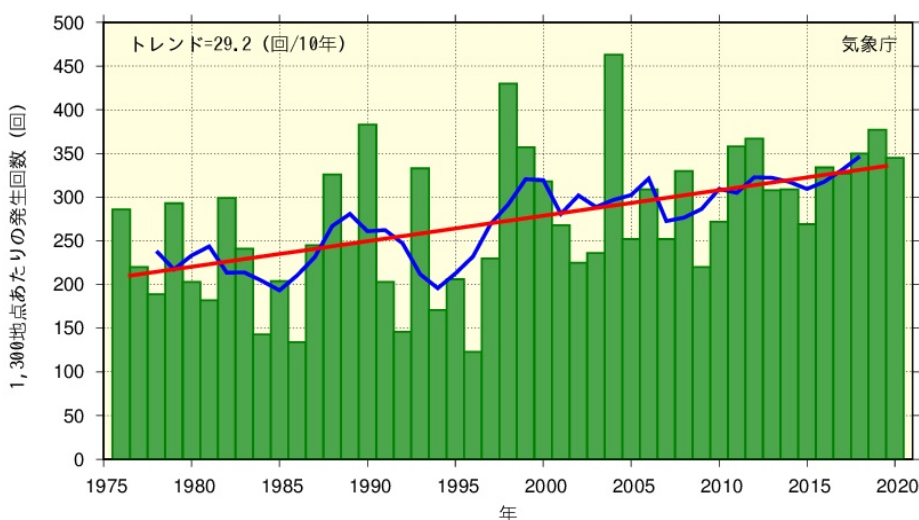


図-1.1.2 全国アメダス1時間降水量50mm以上の年間発生回数¹⁾

これらの気候・気象変動により、大雨に伴う水害・土砂災害のリスクも高まっている。環境省も予測では、全国の1級河川で最終整備目標を超える洪水が起こる確率が、現在の1.8～4.4倍になるとしている²⁾。さらに、山地・中山間地を中心とする、斜面崩壊などの土砂災害のリスクも増加するとし、また、深層崩壊などの大規模土砂災害のリスクも指摘している。

ここ最近の土砂災害を見ても、2019年10月の台風19号災害、2018年7月の西日本豪雨災害、2017年6月の九州北部豪雨災害、2015年の関東・東北豪雨災害、2014年7月の広島豪雨災害などをはじめ、台風や集中豪雨の激化・局地化に伴い土砂災害が同時多発的に発生し、毎年のように各地で甚大な被害が生じている。過去40年間の土砂災害発生件数の推移をみると、最近6年間で平均発生件数を上回る年が急増しており、2015年以降は毎年のように平均発生件数を上回っている(図-1.1.3)。

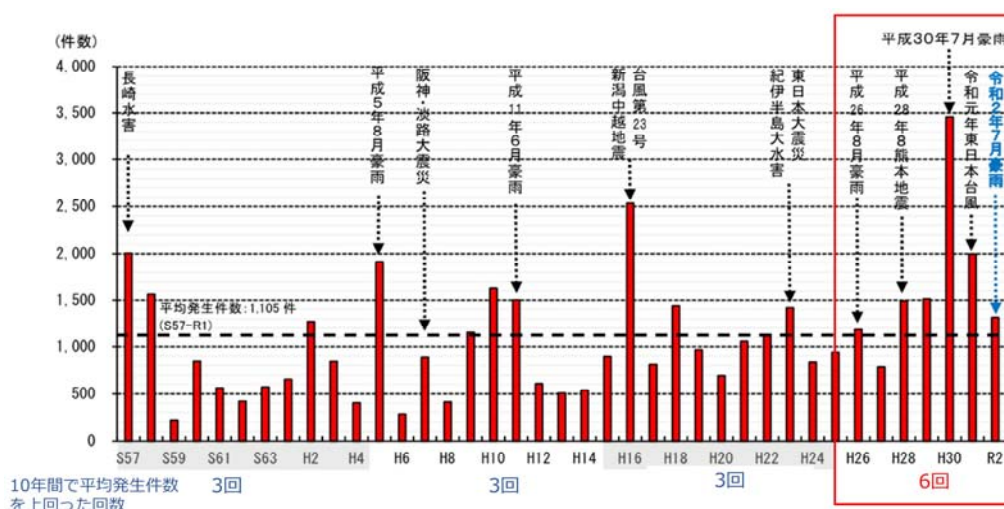


図-1.1.3 1982年(S57年)～2020年(R2年)の土砂災害発生件数¹⁾

土砂災害の多くは斜面崩壊と土石流が占め、例えば、平成20年から平成30年の10年間に発生した土砂災害の内訳は、斜面崩壊が66%、土石流が25%、地すべりが9%である(図-1.1.4)。毎年のように梅雨や台風、長雨による土砂災害で、多くの人命・財産・インフラが失われている。



土石流



地すべり



がけ崩れ(斜面崩壊)

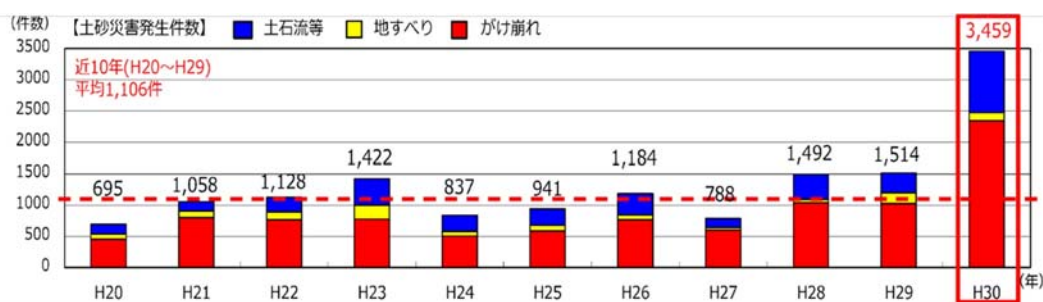


図-1.1.4 土砂災害タイプ別発生件数の推移³⁾

がけ崩れ(斜面崩壊)が発生件数の60%以上で、斜面崩壊と土石流の合計発生件数では全体の90%近くを占める。地すべりは発生件数の多数によらず概ね一定少数の発生件数である。

1999年6月の広島豪雨災害は、死者24名を出す大規模な土砂災害であった。山麓まで土地利用が進んでいたために被害が大きくなった原因の1つとされ、この災害を機に2001年4月1日に「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」(2000年5月8日法律第57号、いわゆる「土砂災害防止法」)が施行された(図-1.1.5)。本

法律は、土砂災害から国民の生命を守るため、土砂災害のおそれがある区域を明示し、警戒・避難体制の整備や新規立地など土地利用の抑制、既存住宅の移転促進などを推進することを目的とするもので、現在のソフト対策の本格化の始まりであった。本法律により、土砂災害の危険がある区域の指定が都道府県に義務付けられ、また、市町村にはその区域内での警戒避難体制の整備と警戒避難に関する情報の住民周知が義務付けられた。

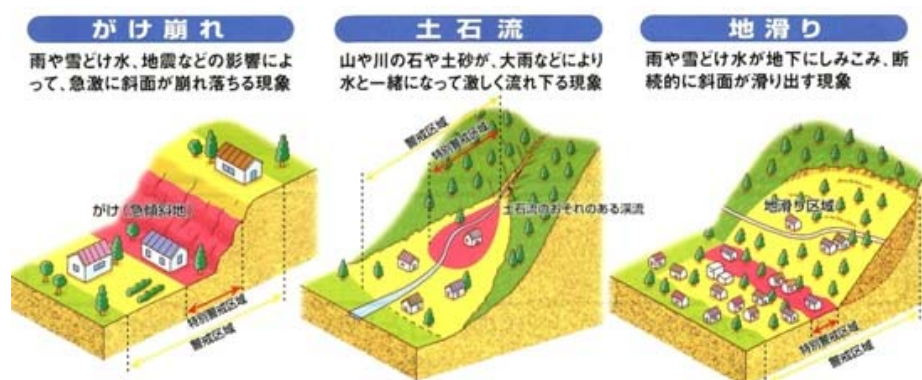


図-1.1.5 土砂災害防止法に基づく「土砂災害警戒区域(イエローゾーン)」, 「土砂災害特別警戒区域(レッドゾーン)」の設定イメージ

2005年6月には、国土交通省河川局砂防部と気象庁予報部より「都道府県と気象庁が共同して土砂災害警戒情報を作成・発表するための手引き」³⁾が提示され、この中の「連携方式による土砂災害警戒情報」が運用されてきた。また、2007年4月に国土交通省砂防部により「土砂災害警戒避難ガイドライン」⁴⁾が作成され、土砂災害情報の収集・伝達、避難勧告等の発令、避難所の開設・運営、災害時要援護者の支援、二次災害防止、防災意識の向上等の考え方が示された。

このような背景のもと、国民の防災、土砂災害に関する関心は高まっており、自治体や地域レベルにおいて防災・減災のための様々な取り組みが活発に行われている。2008年3月には、土砂災害対策懇談会より「中長期的な展望に立った土砂災害対策に関する提言～死者ゼロの実現を目指して～」⁵⁾が出され、今後、研究を進めていくべき課題の1つとして、『警戒避難の高度化に向けた技術開発』を挙げ、より詳細な防災情報提供のための技術開発の必要性を指摘している。この中で、地形・地質・雨量特性を踏まえた危険度情報、斜面等の変状情報、対象地域を絞ったきめ細やかな危険度情報の重要性を述べ、これら情報の取得に向けた技術開発およびこれらの情報を迅速、的確かつ“わかりやすく”住民等に周知、提供できる手法を検討することと結んでいる。

このように、土砂災害の発生条件や危険度、被害の重要度は地域によって異なるため、防災・減災対策や自助・共助・公助体制の整備を進めるにあたっては、地域特性に沿ったソフト対策とすることが重要となる(図-1.1.6)。本研究では、斜面崩壊・土石流といった突発的に発生するためにその予測が困難である土砂災害を対象に、災害発生の素因に着目し、「谷密

度」という地形量を指標とした予測手法を開発し、土砂災害軽減のためのソフト対策、警戒・避難判断における一手段として提案するものである。

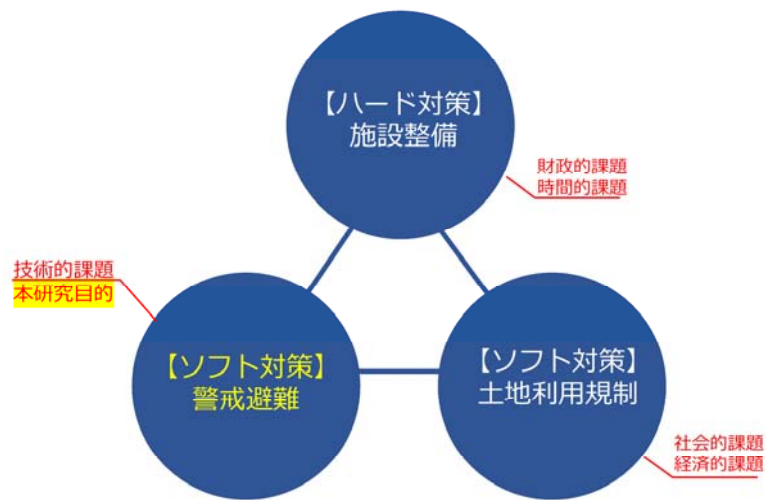


図-1.1.6 土砂災害対策における課題と本研究の位置付け

1.2 研究の背景と目的

降雨による土砂災害の被害を軽減するためには、土砂災害が「どこで発生するのか(場所)」、「いつ頃発生するのか(時間)」、「どの程度の規模で発生するのか(規模)」を予測できることが理想である(図-1.2.1)。

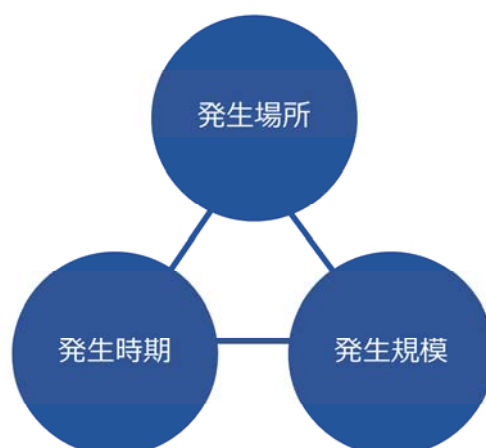


図-1.2.1 土砂災害警戒・避難発令に必要な情報

場所の予測には、斜面崩壊機構や岩盤・土質力学特性などの基礎理論に基づく解析的手法、既往の土砂災害事例から、土砂災害発生・非発生に関する多数のデータから各種多様な素因を変数とした確率統計論に基づく現象論的手法、各素因に評価点を与えてのスコア方式による手法などがある。時間の予測には、主に誘因(降雨、流量、地下水など)に関する土砂災害発生・非発生のデータに基づく現象論的手法、斜面の変状(変位、ひずみ、音、間隙水圧、土中水分など)といった、危険因子・兆候を観測する手法などがある。例えば気象庁では、レーダーアメダス解析雨量とタンクモデルから算出した「土壌雨量指数」を用いて、土砂災害危険情報を提供している。また、気象庁と県の砂防担当部署が連携し、過去の雨量データと災害発生履歴をもとに、地域別の土砂災害警戒情報を提供している。さらに気象庁では、2013年6月より、大雨による土砂災害発生の危険度の高まりを「土砂災害警戒判定メッシュ情報」として、約5km四方のメッシュサイズでの情報提供を開始した。その後、平成30年7月の西日本豪雨災害を受けて内閣府は、「避難勧告等に関するガイドライン」⁶⁾を2019年3月に改定し、避難行動を促す5段階の警戒レベルを設定した。これにあわせて気象庁は同年6月より1kmメッシュごとに5段階に色分けして示す「大雨警報(土砂災害)の危険度分布(土砂災害警戒判定メッシュ情報)」を提供するようになった。また、中井ほか(2004)⁷⁾は、降雨による土砂災害危険度の評価指標として、雨量指標 R' を提案している。本指標は、時間雨量データを用いているため、時々刻々変化する土砂災害発生危険度をリアルタイムで予測できる。

一方、土砂災害発生の危険度が高い場所に関しては、土砂災害防止法に定める土砂災害警戒区域、土砂災害特別警戒区域が順次指定されており、土砂災害ハザードマップ等の整

備も進んでいる。しかしながら、中筋(2005)⁸⁾などが指摘する。

- ・土砂災害防止法では地域性を無視し全国 8 基準で危険区域を設定しようとしているが、花崗岩地帯も火山地帯も第三紀堆積岩地帯も変成岩地帯も同じ形態では崩壊しないこと。
- ・土砂災害形態は構成される地質条件に規定されるうえに、九州や四国の台風常襲地帯と北海道のようなところでは、雨に対する地盤の抵抗力も異なるはずであること。
- ・これに伴って、災害履歴の多さや規模も大きく異なるため、まず自然条件や降雨条件の類似した地域ごとに土砂災害ハザードマップの検討を行うことが大前提であること。

といった内容は、非常に重要な問題提起である。現状では、個々の土砂災害警戒区域等が、どの程度の降雨によって土砂災害が発生するかは示されておらず、内閣府の「避難勧告等に関するガイドライン」では、土砂災害に関するメッシュ情報において危険度が高まっているメッシュと重なった場合、土砂災害警戒区域等の居住者が避難の対象となる。

ある地域で発生する土砂災害の規模については、未だ満足する予測手法が確立されていない。土石流に対しては、Mizuhara (1996)⁹⁾が、土石流による総流出土砂量と、それに関わる因子との関係について考察し、その結果を踏まえて重回帰分析法を適用し、流域面積と最大洪水流量(降雨強度)の関数として、土石流による総流出土砂量の予測式を提案している。しかし、ここでも、各因子の地域性や地形・地質の影響などは分析に反映されていない。

現状では、降雨による土砂災害の発生場所、発生時刻および発生規模を予測することは、斜面をピンポイントで限定する限り不可能と思われる。そこで、斜面でなく流域を対象にした降雨による土砂災害の発生場所、発生時刻および発生規模を予測することが有効と考えられる(図-1.2.2)。

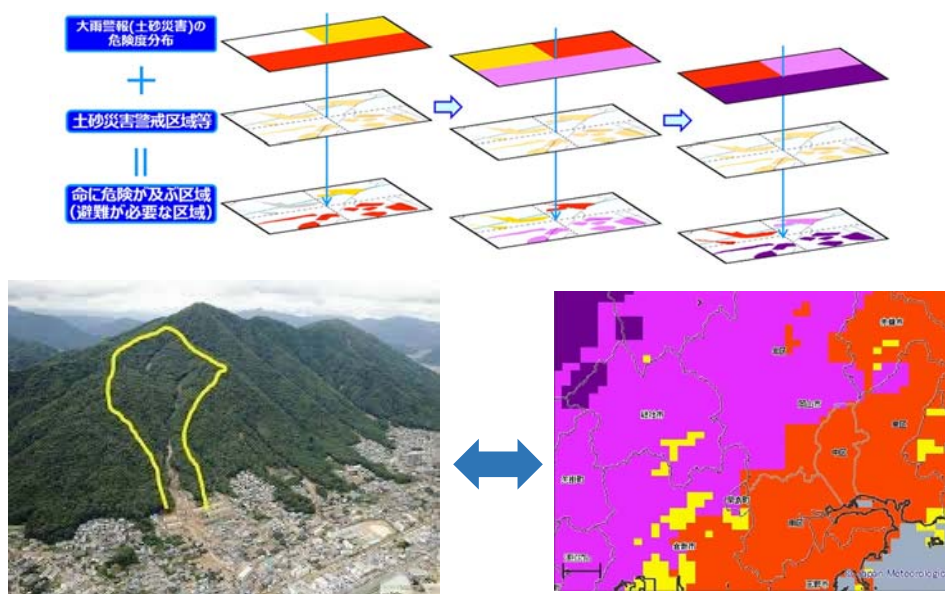


図-1.2.2 土砂災害危険度評価における課題

土砂災害(斜面崩壊・土石流)は流域単位で発生するため、流域の大きさによってはメッシュをまたぐこともあり、溪流単位で評価ができないことがある。

特に土石流は、流域のどの場所で発生しても、溪流の出口を襲うので、土砂の氾濫開始点や氾濫域、被災場所は概ね予測可能と考えられる。よって、個々の溪流からどの程度の降雨で土砂が飽和、流動化し、土石流となるか、また最大どの程度の土量が流出するかを予測すればよい。土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム(2009)¹⁰⁾(以下、「土木研究所(2009)」)は、航空レーザー計測による地表面地形、簡易貫入試験等による土層厚、土質強度、飽和透水係数を実測し、斜面安定解析及び定常状態を仮定した水文モデルを組み合わせた簡易な評価モデルを用いた H-SLIDER 法によって斜面スケールの表層崩壊の発生危険度を評価し、溪流単位で斜面スケールの表層崩壊の発生危険度を積み上げ、表層崩壊に起因する土石流の発生危険度を評価する C-SLIDER 法を提案している(図-1.2.3)。本手法は 10m メッシュでのきめ細かい評価ができるが、実測データに基づくため解析に時間を要することや、評価パラメーターが多岐にわたるため、重みづけや閾値といった条件設定によっては解析結果に大きく影響する。また、解析プログラムが複雑であるため、一般利用が難しいなどの課題もある。

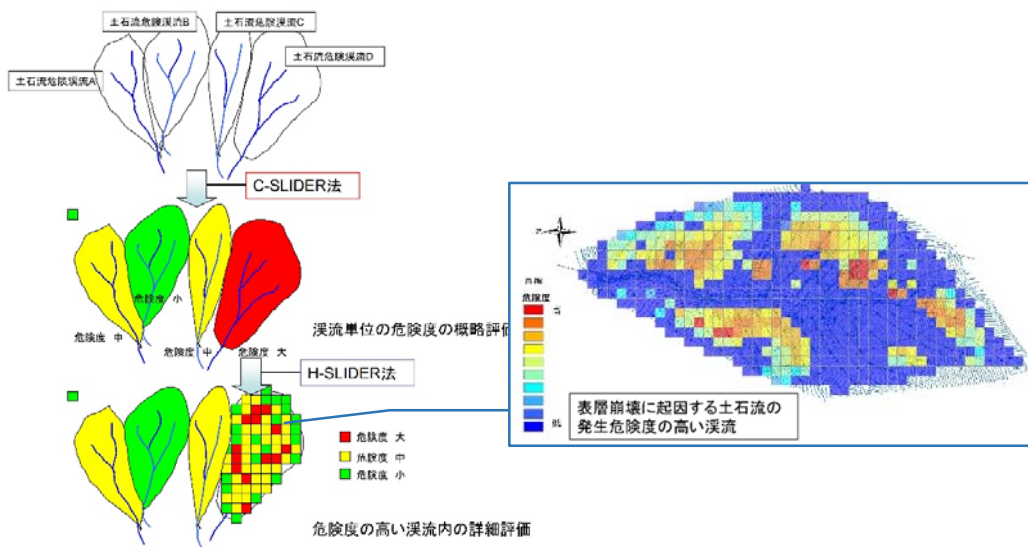


図-1.2.3 H-SLIDER 法と C-SLIDER 法による表層崩壊の発生危険度評価の例¹⁰⁾

このほか、土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム(2008)¹¹⁾(以下、「土木研究所(2008)」)は、地形・地質の特徴や数値地図から算出される地形量等の客観的な情報に基づき、深層崩壊の発生の恐れのある溪流を抽出する手法を、全国的に利用可能なマニュアルとしてとりまとめている。しかしながら、溪流からどの程度の規模の深層崩壊が発生するのは示されていない。土石流災害に対して適切な避難行動をとるためには、これら土石流災害の発生場所や時間(時刻)をピンポイントで予測することは難しいものの、例えば土石流は斜面の表層崩壊に起因し、谷出口の氾濫開始点から下流で被害が大きくなるといったことを考えると、斜面単位あるいは流域単位で崩壊の危険度を経時的に評価できれば、少なくとも避難開始から完了までの十分な時間を確保することができる。

このような背景のもと、本研究では、土砂災害発生危険度(発生場所・時間・規模)を、斜面単位ではなく流域スケールで評価する手法の開発を目指し、地形量の1つである「谷密度」を指標として活用した方法の適用性を検証した(図-1.2.4)。

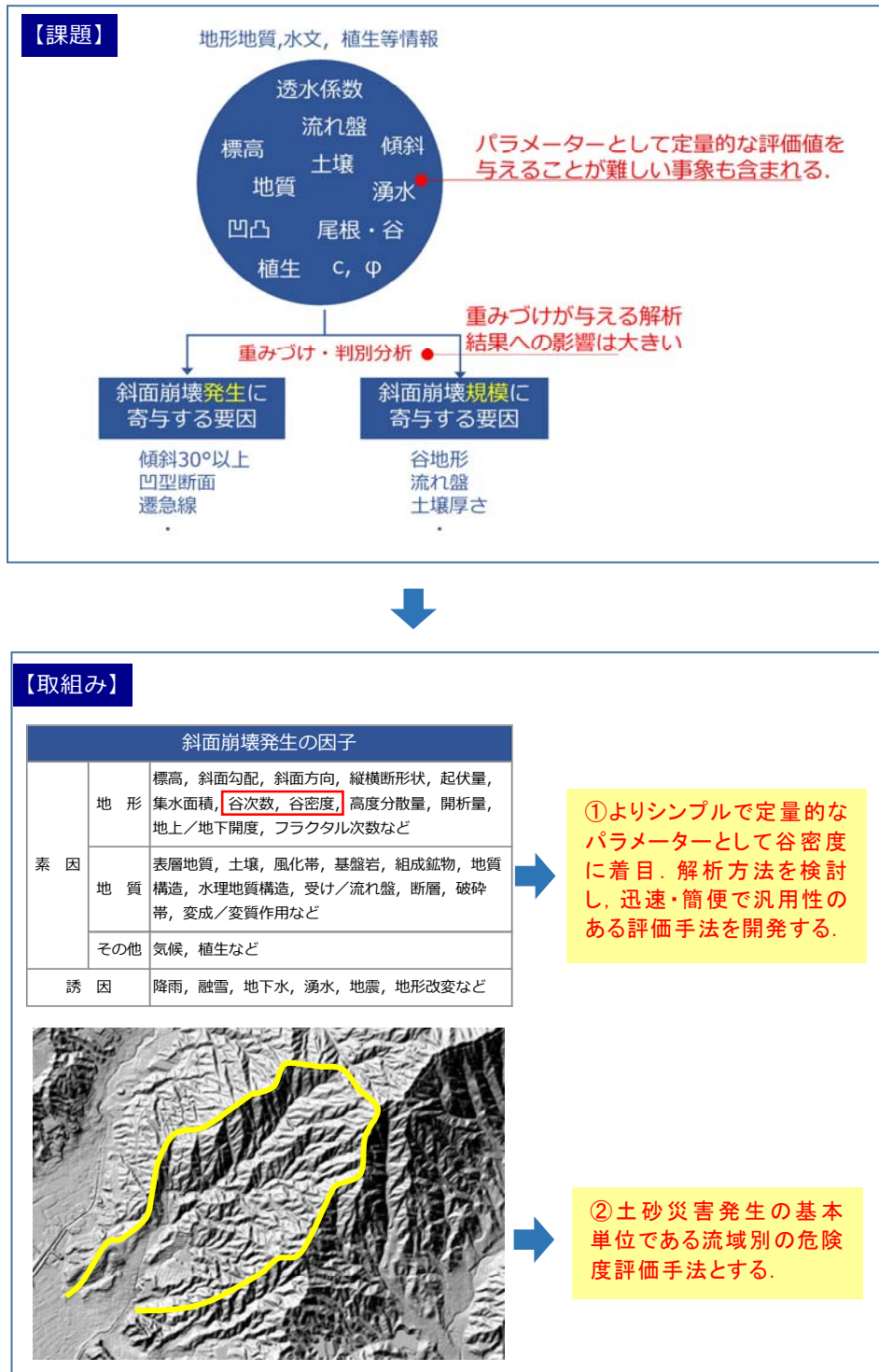


図-1.2.4 土砂災害危険度予測における課題に対する本研究での取組み

1.3 研究の位置付け

土砂災害は、斜面崩壊、土石流、地すべり、落石、崩落などによって引き起こされる。これらの中でも、近年では斜面崩壊、地すべり、さらには斜面崩壊に起因した土石流が多発している。まず、土砂災害の発生場所を予測するためには、広域の中から特定の危険斜面あるいは区域を抽出することを意味するが、前述のように、その実現可能性は、想定する土砂災害のタイプやスケール、対象領域の大小によってかなり異なってくる。例えば地すべりのようにある程度以上大きなもので、さらに、発生前に長期間にわたる準備過程を持っているものは、個々の発生場所を特定することが可能である。また、斜面地形の発達プロセスにおいて地すべりは、斜面崩壊や土石流と異なり、活動が緩慢的で、警戒・避難が容易である(人的被害リスクが低い)。対して、表層崩壊に代表されるような小規模な斜面崩壊は、おそらく発生場所を個々の斜面として抽出することは困難である。さらには、発生が突発的であるため、人的被害も大きい。よって、斜面崩壊のハザードマップを作成したりする場合は、想定するタイプや空間スケールを考慮することが重要となる。斜面崩壊に対しては、流域スケールのような、ある程度広域的な範囲でもって、危険度レベルを評価することが实际的である。そこに、崩壊発生の素因を評価し、これに誘因としての降雨条件を重ねて評価することは、現状で実用化の見通しがあると考える。

なお、地すべりについては、それまで地すべり履歴の無い場所で発生する、いわゆる初生地すべりと、古い地すべりが再び動く再活動地すべりがある。大部分は再活動地すべりであり、大抵の場合、地形的に場所を認定でき、つまり発生場所は予測しやすい。また、その土砂移動メカニズムやすべり面に規制された地下流動経路の特性などから、周辺の斜面と比べて斜面地表の浸食作用の程度も違うため、本研究で指標とする谷密度の特徴が、斜面崩壊や土石流のそれとは性格を異にする可能性がある。

これらの点から、本研究では、発生危険度の評価対象としては、斜面崩壊(表層崩壊・深層崩壊)、土石流(斜面崩壊に起因するものを含む)に重点を置くものとし、地すべりについては若干の考察を加えるに留めた。

1.4 研究の着眼点

一般に谷密度の増加に伴い斜面崩壊密度は増加することが知られている(例えば, 恩田(1989)¹²⁾など). また, Onda(1993)¹³⁾は, 古生層地域と花崗岩類地域における水理地質構造の違いによって中古生層地域では崩壊数が少ないのに対して, 花崗岩類地域では崩壊が多く発生すること, 中古生層地域で谷密度が低く, 花崗岩類地域で谷密度が高いことを報告している(図-1.4.1). さらに, 恩田(2002)¹⁴⁾は, 花崗閃緑岩と花崗岩の両地域において, 風化層の厚さの違いが, 両地域における斜面崩壊発生数の違いに影響を及ぼしていることを指摘している.

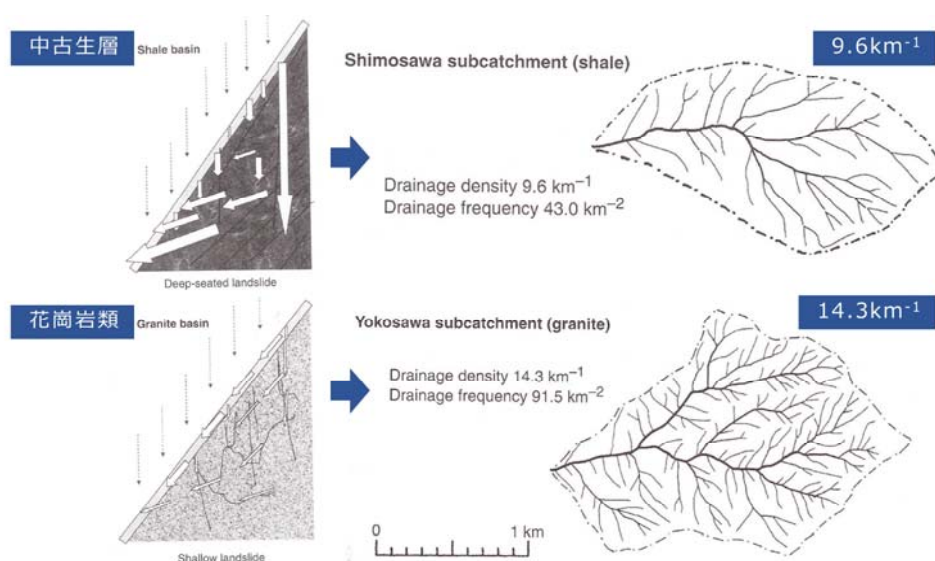


図-1.4.1 地質, 地質構造, 表土層の違いにより生じる谷密度の差¹³⁾

また, 千木良(2006a)¹⁵⁾は高透水層の地質の下位に低透水層の地質があるような水理地質構造の箇所は深層崩壊が発生する可能性が高いと指摘している. また, 檜垣(2000)¹⁶⁾によれば, 岩盤クリープによって斜面が深くまで緩んで高透水層が斜面を構成しているような場合は, その斜面の谷は発達が悪くなり, 谷密度が低くなる. さらに, 八反地(2003)¹⁷⁾が既往の深層崩壊を対象にして崩壊発生が遅れ時間と崩壊土量および崩壊の深さの関係を分析し, 遅れ時間が大きいほど崩壊規模は大きくなると指摘している.

Onda(1994)¹⁸⁾は, 花崗岩山地の源流域では流出ピークの降雨ピークに対する遅れ時間が15~60分と短く, また流出量は降雨波形に依存し, 降雨時の岩盤地下水の寄与が小さいことが示されたこのことは花崗岩を基盤とする地域では土砂災害の多くは降雨中, 特に降雨ピーク時に発生していることと矛盾しない. しかしながら, 中古生層の堆積岩山地では, 降雨規模が小さいときには岩盤地下水の寄与が小さいにもかかわらず, 降雨規模の増大に伴い飛躍的にその寄与が増大することが指摘されている(恩田ほか,1999)¹⁹⁾. これらの研究から, 斜面の水理地質構造について, 次のような仮説が考えられる(長谷川ほか, 2009²⁰⁾など).

- 谷密度が高い斜面は、透水性の高い表層土(風化土, 崩積土)が斜面に薄く堆積し, その下位に難透水性の基盤岩が分布している場合で, 降雨が岩盤まで浸透しにくいいため, 表層土中の間隙水圧の上昇が早く, 表層崩壊が多発しやすい(図-1.4.2).
- また, 表層崩壊の多くは谷頭部で発生するので, 0 次谷に沿ってガリー侵食が形成され, 谷が形成されやすいと推測できる. この場合, 崩壊は少ない雨量かつ早い時間帯で発生し, 崩壊規模も比較的小さいと考えられる. これに対して, 谷密度が低い斜面は, 透水性の高い厚い斜面構成物質(崩積土や緩み岩盤)から構成され, 降雨が地下深部に浸透しやすく, 表面流出による侵食および表層崩壊は発生しにくい.
- その結果, 谷ができにくく谷密度は低くなると考えられる. この場合崩壊発生時の総雨量は多くなり, また崩壊発生までの時間もより長くなると推測される.

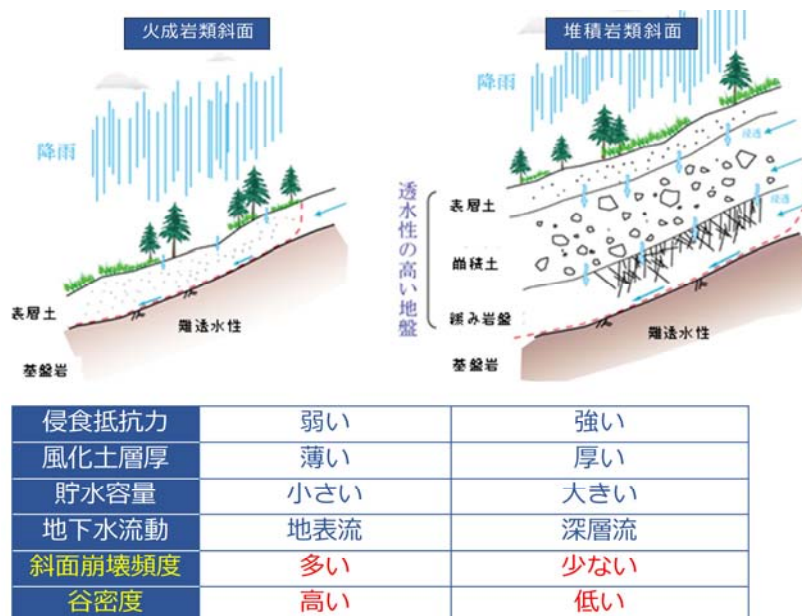


図-1.4.2 斜面表層の風化層厚の発達程度の違いによる侵食・崩壊特性の差

そもそも, 岩盤が侵食されて谷が形成されるのは水流ではなく, 斜面崩壊によって発生した土石流が溪流を流下したときである. 土石流が通過した後は, 土石流で運ばれた岩塊や礫が岩盤や溪床, 治山ダムなどを侵食, 削剥しているのをよく目にする.

これは, 土石流が谷を形成していることを示している. つまり, 谷が多く形成されているのは, それだけ斜面崩壊や土石流が多く発生していることを示している. 本研究では, このような斜面崩壊とその土砂移動が谷地形を形成, 発達させる点に着目し, 谷密度と斜面の崩壊密度等の関係性について検討した(図-1.4.3).

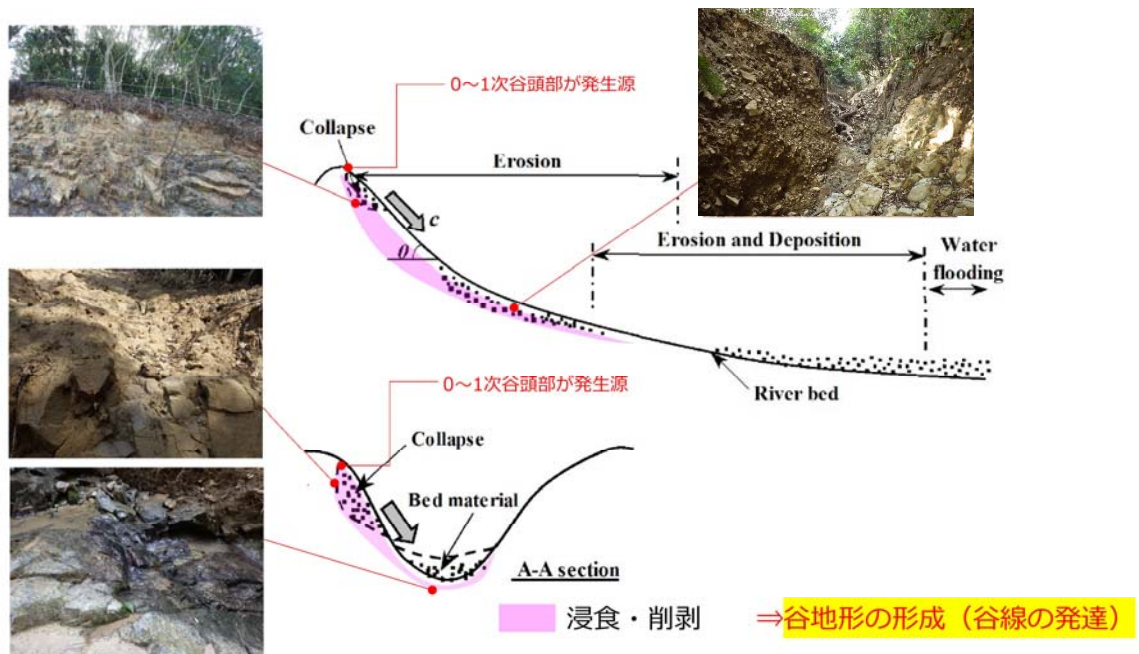
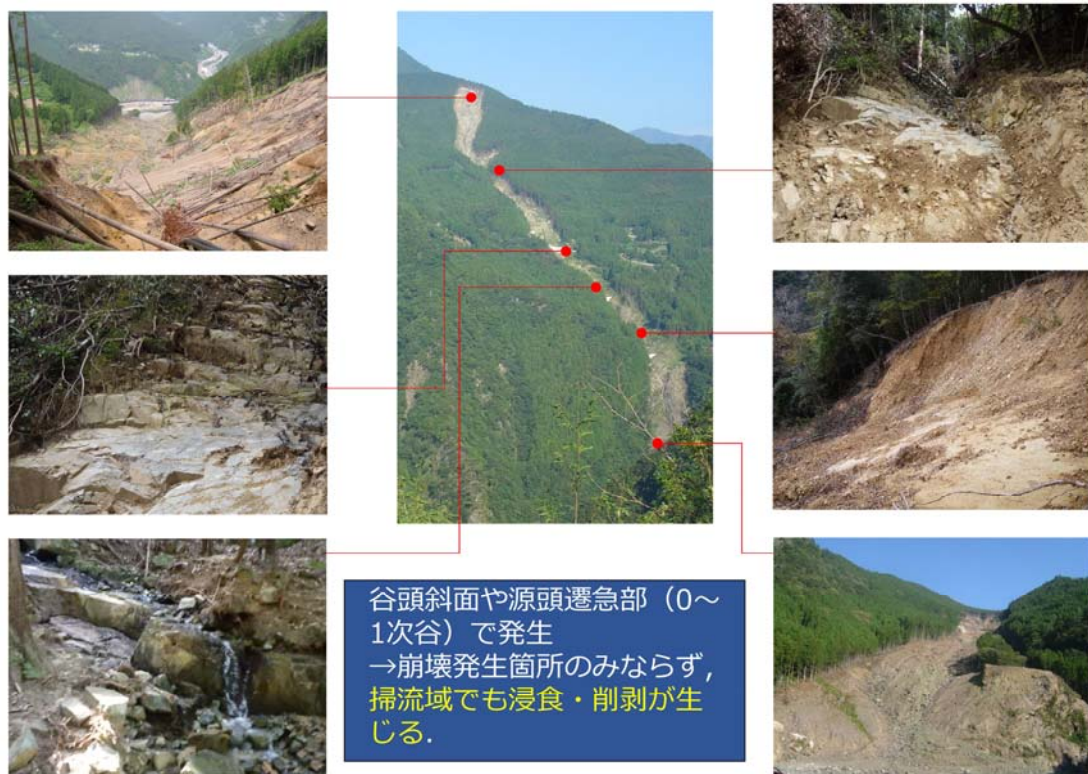


図-1.4.3 本研究で着目する斜面崩壊と谷地形発達のイメージ

1.5 本論文の構成

本研究の流れを、[図-1.5.1](#) に示す。まず谷密度と崩壊密度の関係性を検討し、谷密度を計算する際の適切な流域面積を決定する。その結果をもとに、発生時刻歴が明らかになっておる流域を対象として谷密度を再計算し、雨量指標 R および崩壊規模との関係性を検証する。この結果より、流域スケールにおける土砂災害発生危険度の指標としての谷密度の有効性を評価する。

第1章では、研究の序論として、研究の背景と目的、本論文の構成などを述べる。

第2章では、土砂災害の種類とそれらの特徴、崩壊に至る素因・誘因を整理し、本研究との関連性や課題を述べる。

第3章では、斜面発達プロセスとしての斜面崩壊に関する既往研究、斜面崩壊メカニズムに関する既往研究、土砂災害発生危険度の予測手法に関する既往研究をレビューし、各種予測手法開発の現状と課題を整理する。

第4章では、谷密度の定義、地形量として意義を示し、斜面崩壊危険度予測の指標としての有効性を述べた上で、谷線及び谷密度の計算方法及び計算する上での留意点に触れる。

第5章では、谷密度算出の基本となる、DEM からの谷線の抽出、それらの谷地形としての再現性について地形図との比較等を通じて検証し、算出される谷密度の妥当性、客観性、再現性の確保を図る。

第6章では、降雨を誘因として発生した既往の土砂災害事例を対象として、発生流域の谷密度を計測し、土砂災害発生頻度、すなわち、降雨による斜面の崩れやすさと谷密度の関係を検証する。その結果に基づき、土砂災害が発生する「場所」の予測手法としての谷密度の有効性を評価する。

第7章では、降雨を誘因として発生した既往の土砂災害のうち、発生時刻歴が明らかな事例を対象として、斜面崩壊当時の降雨状況について、中井(2008)が提案する雨量指標 R を求める(再現する)。各災害発生時の R 値と、災害発生流域の谷密度との関係性を検証する。その結果に基づき、土砂災害が発生する「時間」の予測手法としての谷密度の有効性を評価する。

第8章では、第6章、第7章の検証結果を踏まえ、谷密度を指標とする、土砂災害発生危険度の場所と時間を予測しようとする本手法の適用性を評価するとともに、適用条件(適用限界)についても触れる。また、土砂災害警戒避難に向けた本手法の活用について提案する。

第9章では、本論文の結論と今度の展望、課題を述べる。

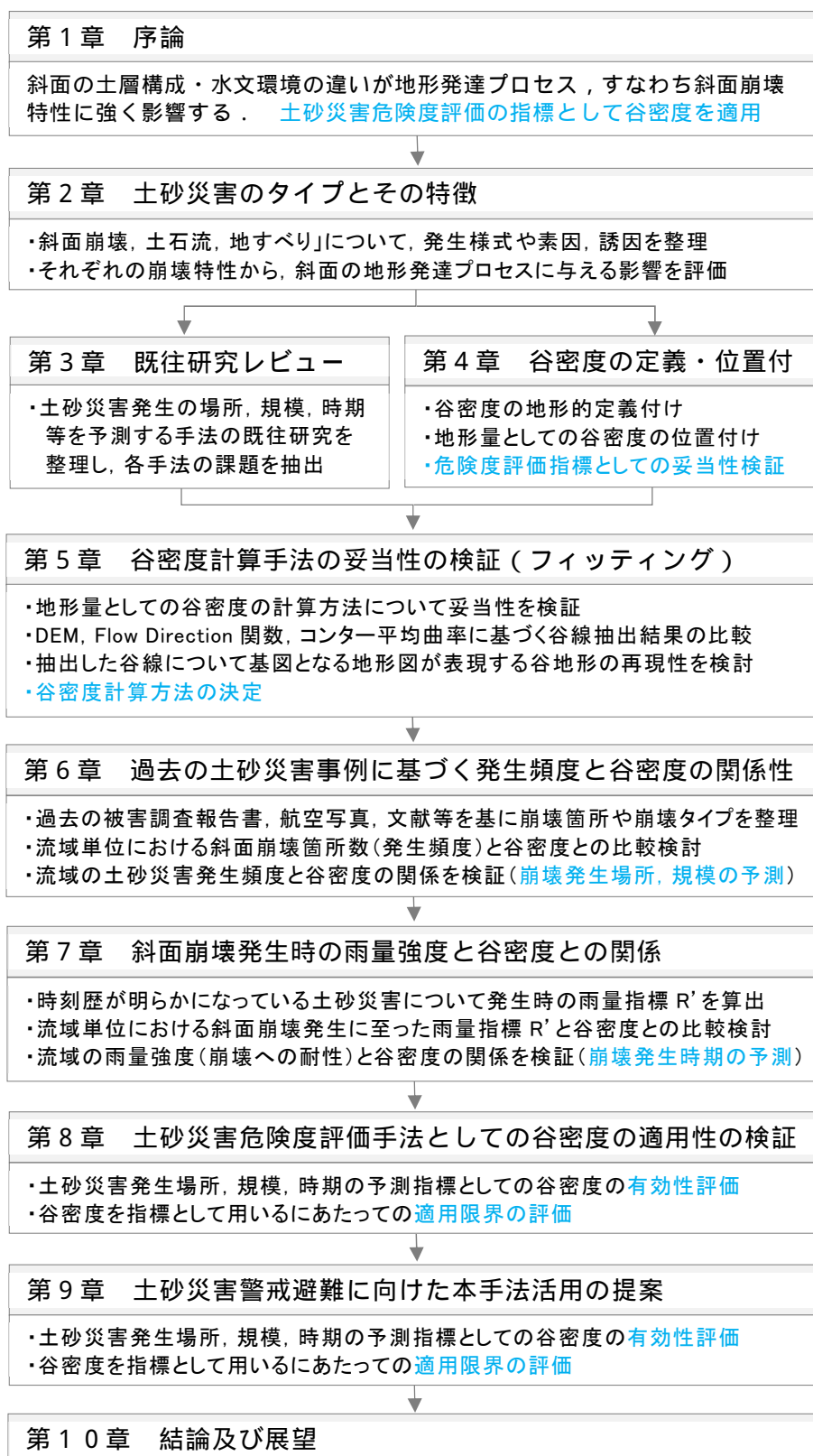


図-1.5.1 本研究のフロー

第2章 土砂災害の種類とその特徴

土砂災害は、斜面の地表に近い部分が、雨水の浸透や地震等でゆるみ、突然、崩れ落ちる「がけ崩れ(斜面崩壊)」, 斜面の一部あるいは全部が地下水の影響と重力によってゆっくりと斜面下方に移動する「地すべり」、山腹や川底の石、土砂が長雨や集中豪雨によって一気に下流へと押し流される「土石流」などがある。また、噴火など火山活動によって発生する「溶岩流、火砕流、火山噴出流、火山泥流」などがある。

2.1 斜面崩壊

斜面崩壊は、斜面の風化土層や基盤岩が豪雨等により安定を失い、高速度で崩落する現象である。日本のような温帯多雨地域では、岩石の風化速度が速いため、山地にはある程度の層厚で表土層が形成される。また、変動帯に位置していることから、テクトニックな運動や変形によって、山地の比較的深部まで基盤岩が脆弱化・土砂化することが多く、斜面崩壊が多発する素因となっている。このように斜面崩壊は、少なくとも山地・丘陵地における、浸食・土砂移動現象の主体をなしており、我が国の土砂災害の過半数は、この斜面崩壊に起因する。

例えば、平成元年から平成10年までの10年間の土砂災害の種類は、斜面崩壊が67%、土石流が19%、地すべりが14%である¹⁾。平野に乏しい我が国では、山麓斜面や丘陵周辺への土地利用が進んでおり、多くの人口を抱えていることから、斜面崩壊に対する防災は土砂災害軽減における重要な課題である。また、斜面崩壊は、崩壊深や崩壊土量によって、表層崩壊と深層崩壊に区分される(図-2.1.1)。斜面崩壊のうち、70~90%は表層崩壊とされる²⁾。

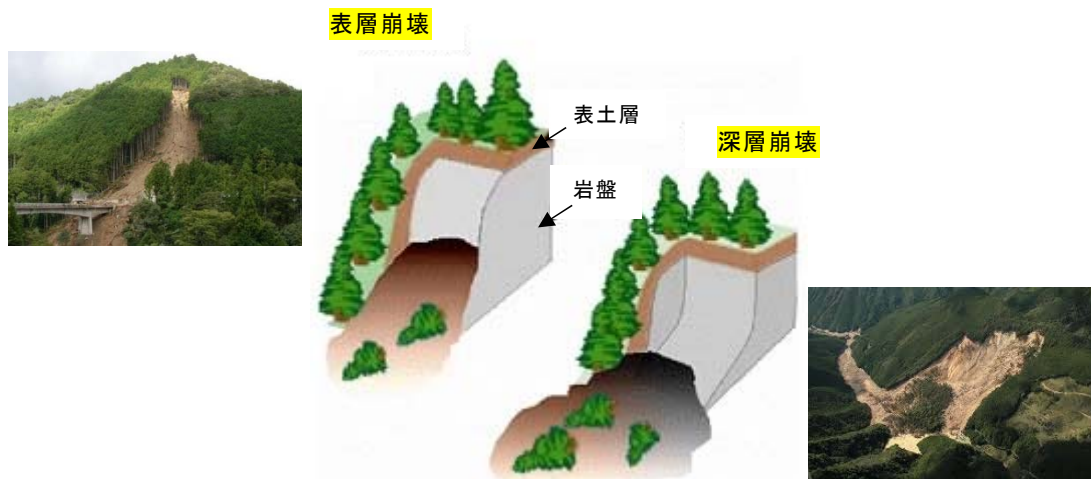


図-2.1.1 表層崩壊及び深層崩壊のイメージ¹⁾

2.1.1 表層崩壊

土木研究所(2009)²⁾によると、表層崩壊は、「斜面崩壊のうち、表層部が原形をとどめず崩落するものをいう。一般に急傾斜地によくみられ、その崩落速度は速い。強風化岩、崩積土に多く、豪雨等によって引き起こされることが多い。」と定義される。また、表層崩壊の分類として、例えば防災事業では、表層崩壊の形態、材料、運動特性等に基づく分類もなされている。日本道路協会(2009)³⁾は、自然斜面の地形を重視したもので、谷頭部に形成されるオーバーハングと緩傾斜面の違いや、崩土流下斜面の縦横断形状の違いなどから、3つのタイプに分類している(図-2.1.2, 表-2.1.1)。また、佐々木(2012)⁴⁾は、表層崩壊が発生する地形地質場に着眼し、自然斜面に発生するもの、山地斜面の特異な地質に発生するもの、台地・海岸斜面に発生するもの、人工斜面に発生するものと、4つのタイプへの大分類を提案している(表-2.1.2)。そのうえで、同じ斜面勾配や土層深でも地形地質場により材質や地下水等の状況が異なるため、逆に、同様な地形地質場であれば、斜面の詳細形状や土層構造、物性値等の形質に基づき、斜面の相対的な安定性を比較できるとしている(図-2.1.3)。表層崩壊を地形的に解析すると、凹地形に多く集中する傾向があるといわれ⁵⁾、縦断斜面形の凹形傾斜変換部に発生する崩壊は全崩壊個所数の95%にも達し、地下水が湧出しやすいためと報告されている。表層崩壊は、その誘因として地表水と浸透水があげられる。降雨による水の集中から見れば凹地形が対象となり、浸透水から見れば、浸透能と土層の深さと保水能力が関係してくる。

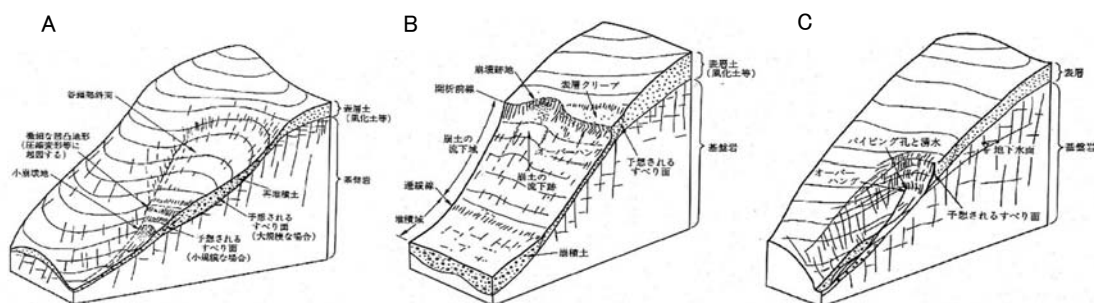


図-2.1.2 「のり面工指針(日本道路協会, 2009)³⁾」による表層崩壊の分類模式図

- A: 斜面横断は緩やかな凹形で、馬蹄形の谷頭部緩斜面が発達する。斜面縦断は圧縮変形等に起因して凹凸形をなす。
- B: 斜面縦横断は直線的で、谷頭部に開析前線となる小崖が発達する。
- C: 斜面横断は深い凹形をなし、谷頭部はオーバーハング状となる。

表-2.1.1 切土のり面および斜面の崩壊形態と対策工法³⁾

解説	模式図	代表地質
a.表土が滑落する時には下層の強風化岩を含んで滑落する.湧水が誘因となることが多い.	<p>湧水のパイピングによる崩壊</p>	砂質土, 粘性土, 崩積土, 花崗岩, 凝灰岩, 泥岩, 粘板岩, 安山岩等の強風化層
b.岩の表層が風化等に伴って滑落する.	<p>風化等の進行に伴う表層崩壊</p>	泥岩, 凝灰岩, 輝緑岩, 風化した粘板岩, 片岩等
c.流れ盤構造や岩盤中の流れ目(節理, 小断層, 薄層)に沿って岩が滑落する.後者の場合, くさび状の崩壊も多い.	<p>岩の割れ目に沿った崩壊</p>	流れ盤構造を有する岩(互層, 結晶片岩, 粘板岩等), 層理, 片理, 節理等の発達した岩(粘板岩, 結晶片岩, 蛇紋岩, 花崗岩, 流紋岩, 安山岩, チャート, 石英斑岩など)

表-2.1.2 地形地質場による表層崩壊の大分類試案⁴⁾

a.一般的な山地自然斜面に発生するもの
a1.側壁斜面型(開析前線型)
a2.谷頭斜面型
a3.支尾根斜面型(地震時以外はまれ)
a4.堆積斜面型(溪岸・山麓斜面等に一旦堆積した土砂の再崩壊)
b.山地斜面の特異な地質に発生するもの
b1.特定地質型(①地層境界型, ②弱層型)
b2.地すべり末端型(地すべりや岩盤クリープ等の末端)
c.台地・海岸斜面に発生するもの
c1.浸食崖型
d.人工斜面に発生するもの
d1.のり面表面型
d2.のり肩型(のり面と自然斜面にまたがるもの)

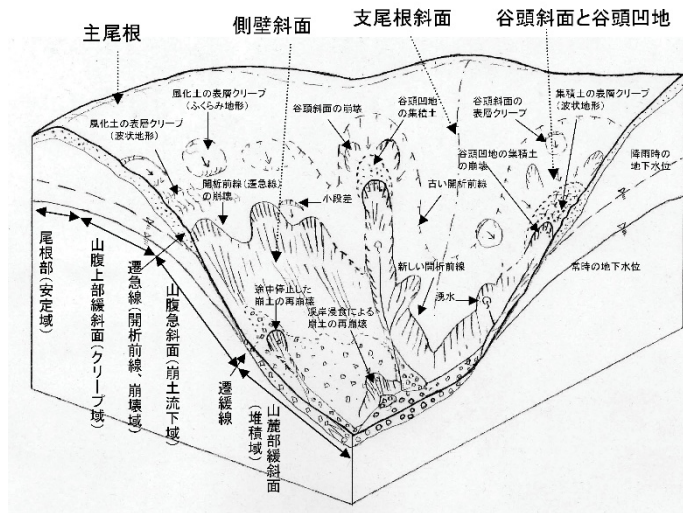


図-2.1.3 山地斜面に一般的にみられる表層崩壊の発生場の模式図⁴⁾

2. 1. 2 深層崩壊

深層崩壊は、「山崩れ・崖崩れなどの斜面崩壊のうち、すべり面が表層崩壊よりも深部で発生し、表土層だけでなく深層の地盤までもが崩壊土塊となる比較的規模の大きな崩壊現象。」

※(「改訂 砂防用語集」)⁶⁾とされる。深層崩壊に関連する研究事例として、例えば1972年に高知県繁藤地域で発生した大規模崩壊を対象にした中川・奥西(1977)⁷⁾および奥西・中川(1977)⁸⁾の研究がある。奥西・中川らは、詳細な調査測量に基づいて崩壊地およびその周辺地域の地盤構造、降雨と流出の関係、崩壊時の地下水特性を明らかにしている。さらに奥西(1996)⁹⁾は、地下水の集中にはそれを加速する地形条件と風化構造が必要であること、その結果、地質条件が同じでも大規模崩の発生に向かう水文地形学的なプロセスと表層崩壊または表面侵食が卓越するプロセスがあり、このプロセスを解明することが崩壊発生の予測につながることを指摘している。土木研究所(2008)¹⁰⁾では、深層崩壊の主な特徴として、斜面を構成する土塊は崩壊と同時にバラバラになって移動するか原形を留めてすべり始めた後にバラバラになる、崩壊土塊(土砂)は高速で移動する、崩壊土塊(土砂)の大部分は崩壊範囲の外へ移動するケースが多い、などが挙げられる。移動土塊はそのまま土石流となって流れ下る場合や、天然ダムを形成することなどがある(図-2.1.4)。

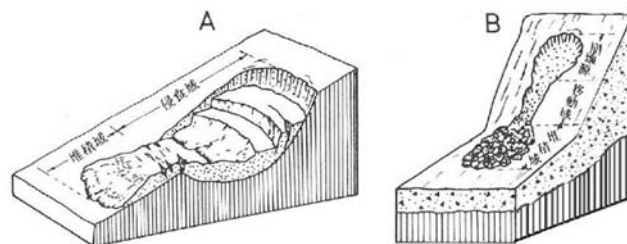


図-2.1.4 地すべり(A)と深層崩壊(B)の模式図³⁾

土木研究所(2008)¹⁰⁾の「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)」において、深層崩壊発生の危険度評価項目として、「深層崩壊の発生実績に基づく手法」、「地質構造及び微地形要素に基づく手法」、「地形量に基づく手法」を基に、深層崩壊の危険度の高い地域を溪流単位で抽出する手法を提案している(表-2.1.3)。

表-2.1.3 深層崩壊発生の恐れのある溪流の抽出手法¹⁰⁾

① 深層崩壊の発生実績に基づく手法
深層崩壊は、深層崩壊跡地に近接して発生することがある。そこで、深層崩壊跡地の周辺は、深層崩壊の発生する恐れが高い状況にあると考えられ、深層崩壊跡地の有無を指標として深層崩壊の発生の恐れのある溪流の抽出を行う。
② 地質構造及び微地形要素による手法
深層崩壊の発生には地質構造が強く関与すると考えられている。また、岩盤クリープ斜面や線状凹地といった微地形要素は、深層崩壊の発生の前兆である岩盤の変形を表している可能性が高いと考えられている。そこで、地質構造及び微地形要素を指標として、深層崩壊の発生の恐れのある溪流の抽出を行う。
③ 地形量に基づく手法
地形量と深層崩壊の発生との関係は、一般的な傾向として、 1) 勾配が急なほど斜面は不安定になりやすく、深層崩壊が発生しやすい 2) 集水面積が広いほど地下水が集まりやすく、深層崩壊が発生しやすい の2つの関係があると考えられる。そこで、DEM(数値標高)データを用いて勾配、集水面積を算出し、深層崩壊の発生の恐れのある溪流の抽出を行う。

このうち、②地質構造及び微地形要素に基づく手法では、山頂緩斜面、二重(多重)稜線、線状凹地、(山向き)小崖地形、円弧状クラック、岩盤クリープ斜面、地すべり斜面などの微地形が重要な抽出要素になるとされる(図-2.1.5)。

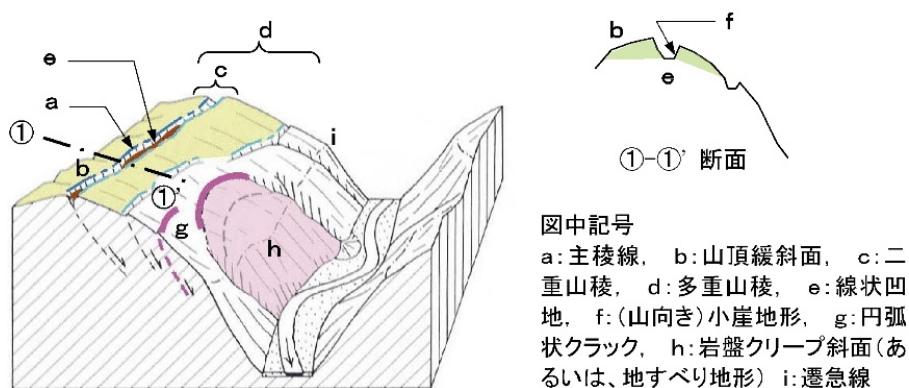


図-2.1.5 深層崩壊の発生に関連する微地形要素の位置関係模式図¹⁰⁾

2.2 土石流

土石流は、山腹や溪床に分布する土砂が長雨や集中豪雨などによって一気に下流へと押し流される現象で、その流速は時速 20～40km に達する(図-2.2.1)。溪床が急勾配(概ね 15° 以上)という地形条件において土石流の構成材料となる土砂に対して、多量の水が供給されることによって発生すると考えられている。斜面崩壊や地すべりでは土砂の移動が崩壊開始点およびその近傍であり被害は局所的で集中的なものとなるのに対して、土石流は、土砂の移動距離が長く、流下に伴い溪床に堆積している不安定土砂を取り込むために流出する土砂量は莫大なものとなり、その被害は下流域まで広範囲にわたるといった特徴をもっている。土石流の発生は、いわゆる素因としての地形・地質条件において、ある限界以上の誘因(外力)となる条件が加わることによって引き起こされる。



図-2.2.1 土石流災害の模式図と土砂流下後の溪床状況の例¹⁾

土石流は、降雨を誘因として、それまで溪流や側壁斜面に堆積してきた土砂を一掃する。土石流の流下後は、溪床や溪岸は基盤岩が露頭していることが多く、一度土石流が発生した溪流は、当分の間は発生しないという見方もできる。しかし実際には、短い期間ののちに再度発生する溪流も多く存在する(図-2.2.2)。このような再発に至るまでの時間の長短は、それぞれの斜面特有の地形地質条件、地質構造、水文特性、土砂生産速度等によって異なると考えられる。

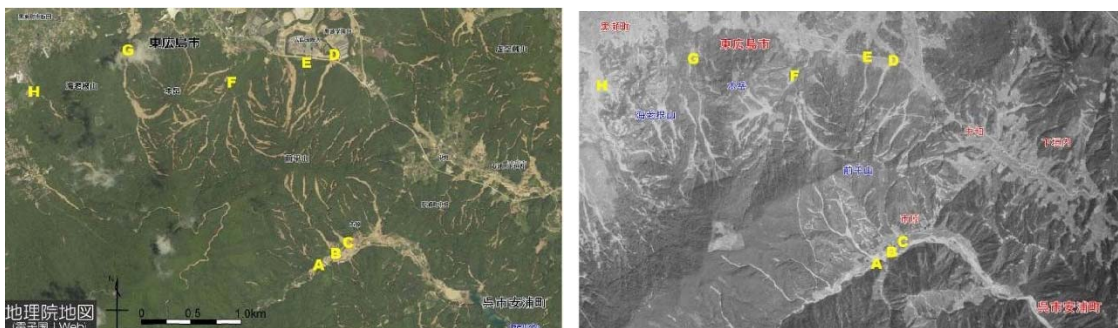


図-2.2.2 広島県呉市における土石流発生溪流の新旧対比(溪流 A～H)¹⁾

(左:平成 30 年 7 月豪雨災害後撮影, 右:昭和 20 年枕崎台風災害後の昭和 23 年撮影)

2.2.1 土石流発生の素因

谷地形や尾根地形、微地形としての凹凸地形といった地形形状や勾配変化などが、土石流の発生形態や発達過程、氾濫形態に大きく影響する。土石流は、急勾配箇所では土砂を侵食し、勾配が緩くなると土砂は堆積に転じる。これら土砂の移動形態は、降雨前に既に溪床に存在している場合と、降雨中に供給される場合とに分けられる。前者は溪床堆積物や天然ダムとして溪床に存在するものなどがある。後者は、降雨中の表層崩壊、深層崩壊、溪床堆積土砂の流動化、天然ダムの決壊などによって供給される。実際は、両者が同時に発生していることが多く、土石流のもととなる土砂の供給源は溪床堆積物と崩壊土砂であり、「斜面が崩壊し、崩壊土砂がその移動過程で流動化する」、「永年にわたり生産されてきた土砂が不安定に溪床に堆積し、それらが侵食されて流動化する」、「崩壊土砂が溪流を閉塞して天然ダムを形成し、これが決壊して流動化する」といった発生形態をもつとされる(図-2.2.3)¹²⁾。

このほか、表土層の土質や粒度組成、基盤岩の地質や亀裂・節理の発達形態、地下水や湧水の存在とそれらによる風化程度の違い、植生など複数の因子が素因となっている。

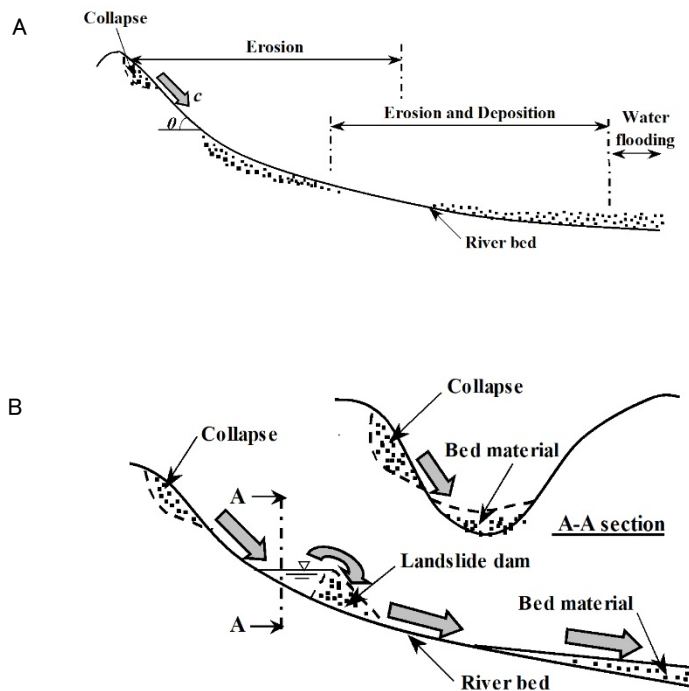


図-2.2.3 土石流の発生(A)と土砂移動・堆積(B)の模式図¹²⁾

2.2.2 土石流発生の誘因

土石流発生の主な誘因は降雨であり、そのほか、地下水や湧水の存在がある。降雨に起因する土石流の発生には、「長期間の先行降雨」と「直前の短期間の降雨強度」の2つの降雨因子が大きく影響する。長期雨量指標には、総雨量、24時間雨量、長期実行雨量などが、短期雨量指標には、1～3時間雨量、短期実行雨量などがあり、降雨を指標とした土石流の発生条件が数多く検討されている。土石流の発生を支配する降雨量は土砂の供給条件によって異なるものと考えられ、溪床堆積物が流動化して土石流となるケースでは、土砂の堆積勾配が限界値以上で表面流が発生した時に流動化するとされる。また、表層崩壊が土石流となるケースでは、崩壊土砂の荷重によって溪床堆積物内にかかるせん断応力や間隙水圧が急激に上昇し、土層内が飽和に達していない状態であっても流動化することもある。一方、深層崩壊が土石流となるケースでは、発生機構は表層崩壊と同様であるが、深層崩壊では雨水が地下深部まで浸透することによる地下水位の形成、間隙水圧の上昇が主たる崩壊原因となり、降雨のピークから数時間から数日遅れて発生する傾向があるとされる¹³⁾。山体内部の地下水位あるいは洪水流出のピークが降雨ピークから遅れる現象は深層崩壊発生の時間の遅れと深く関係していることも議論されている¹⁴⁾。深層崩壊に起因して発生した土石流の例として、2011年7月19日の台風6号に伴う豪雨で高知県東部の奈半利川流域において発生した災害が挙げられる(図-2.2.4)¹⁵⁾。土石流は、同流域の平鍋地区・小島地区・和田地区に存在する3溪流で発生した。特に、平鍋地区を流れる大谷川では、深層崩壊が土石流に成長し、標高約710mの崩壊源頭部から標高146mの平鍋ダム湖へ一気に流下した。



図-2.2.4 高知県奈半利川流域で発生した深層崩壊に起因した土石流災害¹⁵⁾

2.3 地すべり

2.3.1 地すべりの形態

斜面の一部あるいは全部が地下水の影響と重力によってゆっくりと斜面下方に移動する現象で、一般的に移動土塊量が大きいため甚大な被害となる。地すべりブロックの頭部には馬蹄形の急斜面や滑落崖が発達し、その直下には陥没地や平坦地が形成されることが多い。地すべりの形状については、幅(W)は地すべりの最大幅、すべり面深度(D)はすべり面の鉛直方向の最大深度、地すべり斜面長(L)は地すべり移動層の頭部と末端部を結ぶ直線の長さで表される(図-2.3.1)¹⁶⁾。断面形は、すべり面が層状をなす椅子型と、階段状の舟底型に大別される。これらすべり面の深度と地すべりの幅との間には、両者の延長比などが限られた範囲内に収まることや、斜面傾斜が急になると地すべりの規模が小さくなる傾向にあることが指摘されている(図-2.3.2)¹⁶⁾。平面形は、馬蹄型、角型、沢型ボトルネック型などに区分される。

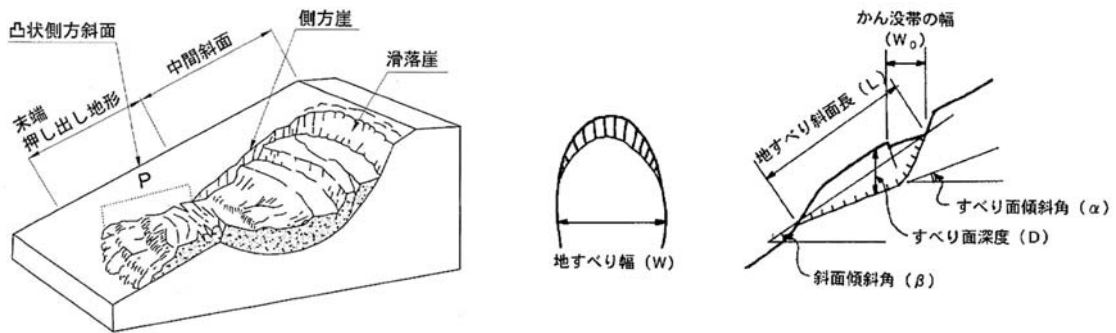


図-2.3.1 地すべり地形の模式図と形状の用語¹⁶⁾

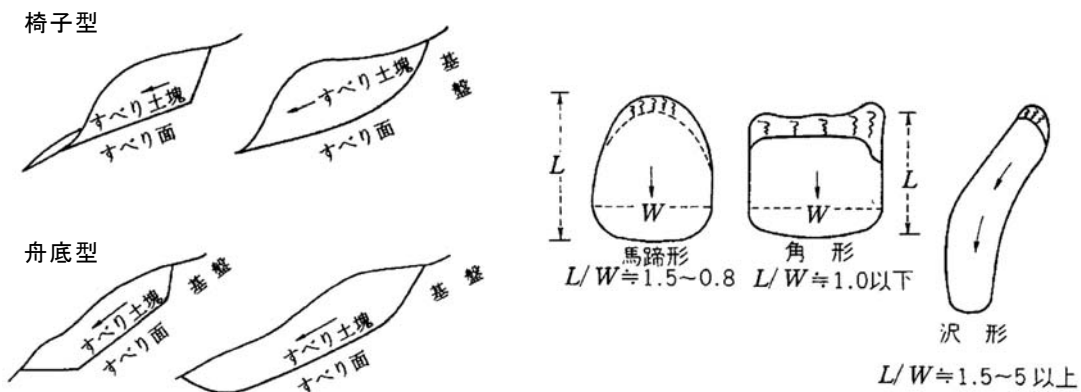


図-2.3.2 地すべりの平面形・断面形の模式図¹⁶⁾

2.3.2 地すべり地形の発達過程

地すべり構造の形成過程は、先滑動期、遷移期、滑動期、後滑動期に区分される¹⁷⁾。先滑動期は、浸食による岩盤の緩みや歪みが発生し、岩盤斜面の風化や劣化が始まる段階である。遷移期は、斜面の風化や劣化に伴い、岩盤クリープや二重稜線などの重力変形が進行する。これらの時期には、緩みゾーンや移動体の一部にすべり面が形成されている可能性はあるが、移動体全体にすべり面は連続していない。遷移期と滑動期の境目で、地震や豪雨を引き金として初めて地すべりの安全率が1以下となり、移動体がせん断面に囲まれる初生地すべりが発生し、地すべりの滑動期が始まる。その後、継続的に繰り返して活動するが、後滑動期に入ると地すべりは消滅していく。また、地殻の隆起や海水準の低下などで、地すべり分布域全体の河床レベルが急激に低下するなどし、地すべり末端が河川から離水すると、地すべり末端の浸食作用は停止する。これに伴って浸食作用は地すべり全体や頭部まで及び、地すべりの安全率は増加することとなり、結果、地すべりは再活動することなく消滅していくこととなる。このような地すべりを「化石地すべり」という。遷移期の地すべりの地形的特徴として全般に凸状台地形が多く、中には後氷期以降の比較的新しい浸食地形を有した大規模地すべりや、背後斜面に二重稜線が顕在化してきた地すべりなどがある。滑動期の地すべりは、平面的には凸状台地ないしは多丘状台地を呈し、移動体の河川への押し出しにより、河川蛇行等の異常を伴うこともある。後滑動期において、地すべりは次第に化石化が進み、地すべり地形全体に開析が及ぶようになる。柳田・長谷川(2000)¹⁸⁾は、地すべりの形成年代と地形開析度の関係、地形開析度と地すべりの安全率の変化との関係を示した(図-2.3.3, 図-2.3.4)。

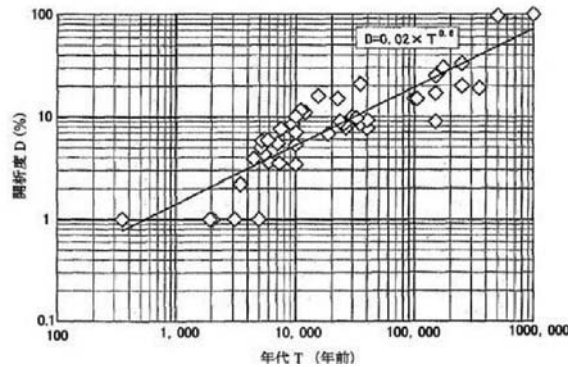


図-2.3.3 地すべりの形成年代(T)と移動体の開析度(D)の関係¹⁸⁾

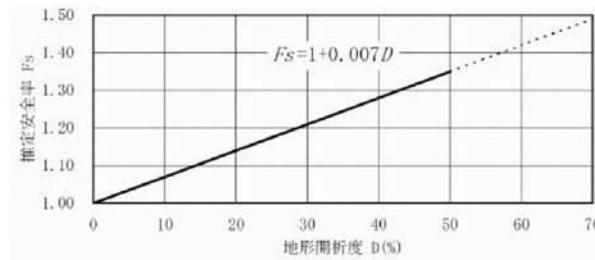


図-2.3.4 地すべり移動体の開析度(D)と推定安全率(Fs)の関係¹⁸⁾

形成時期が古い地すべりほど、移動体の開析度 (D)、推定安全率 (Fs) はいずれも増加する。言い換えれば、形成時期が新しく(数十～数百年前)、活動が活発で安全率が低い地すべり移動体ほど、浸食作用はほとんど受けていないとされる ($D=1\%$ 程度)¹⁸⁾。

形成年代が異なる地すべり移動体の開析度の違いの例として、四国山地中央部の御荷鉾緑色岩地域の地すべり地形を、[図-2.3.5](#) に示す。

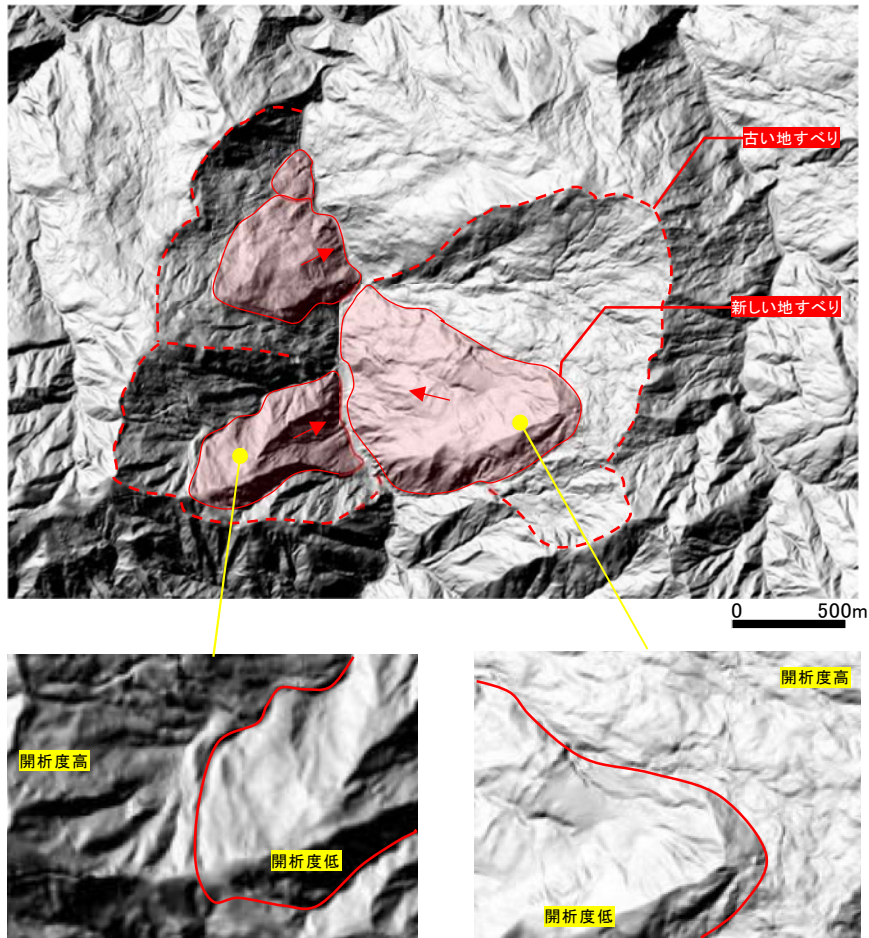


図-2.3.5 地すべりの新旧・活動度の違いによる解析度の比較
 (古い・活動度が低い移動体, 新しい・活動度が高い移動体)

2.4 本研究が対象とする土砂災害

第1章で述べたように、本研究では土砂災害の危険度について、谷密度を指標として評価しようとするものである。土砂災害は、「斜面崩壊（表層崩壊・深層崩壊）」、「土石流」、「地すべり」に大別されるが、いずれも土砂の移動形態の1つであり、斜面形成の主要因となっている。これら土砂移動の形態を、谷地形発達の見点からみると、まず土石流が谷地形の形成に大きく寄与していることが伺える。

これまでの土石流災害事例から溪流は、平常時は基本的に堆積の場であることが多く、溪床には上流から運搬された土砂や、溪流の側壁斜面からの崩積土が堆積する。降雨に伴う表流水や湧水により、溪床堆積物の表層にガリー浸食や小さな沢は発達するものの、溪床堆積物が大きく運搬されることは稀である。対して、豪雨や長雨といった異常時は、溪床堆積物内が飽和に達して安定度を失い、土石流として一気に流下する。土石流が流下する際、下流の溪床堆積物を巻き込むとともに、溪床の基盤岩の一部も削剥していく。これは浸食作用の1つであり、基盤岩の削剥は流水の営力のみならず、土石流に含まれる大小多量の礫による物理的営力も強く作用していると考えられる(図-2.4.1)。



図-2.4.1 土石流発生直後の溪流状況の例

また、降雨とあわせて土石流発生の誘因として挙げられるものに、溪流内への崩壊土砂の流入がある。これらは、溪流の谷頭部や側壁の斜面崩壊によるもので、多くは斜面上部の0～1次谷付近で発生している。これは、斜面崩壊が溪流の上流への伸長(浸食前線の進行)や、高次の谷次数への移行(斜面の開析度増加)の過程にあることを示している。土石流が発生した溪流で短期間ののちに土石流が再発するのは、溪床堆積物の再堆積～不安定化に至る時間よりも、流域における浸食前線や谷次数の進展に伴う崩壊土砂の供給が活発である(崩壊頻度が高い)ことによると考えられる(図-2.4.2)。これは、斜面地形の開析、谷地形の発達速度と土石流・斜面崩壊の発生頻度とが密接に関連していることを意味する。さらに、土石流と斜面崩壊は、斜面変動の発生様式においてそれぞれ相互関係・複合関係にあり、土砂移動システムという大枠の中では同一の事象として扱うことができる。例えば、「のり面工指針(日本道路協会,2009)³⁾の土石流の分類では、発生源を表層崩壊(山腹崩壊)とみられるものが分類されているほか、参考表においても「溪床堆積物の土石流化」に関する部分は、谷頭斜面の崩壊と区別されている(表-2.4.1)。また、道路防災事業等においては、小規模な土石流や斜面崩壊をその成因ではなく、道路等への被災状況によって「土砂流出」と一括して表現することがある。

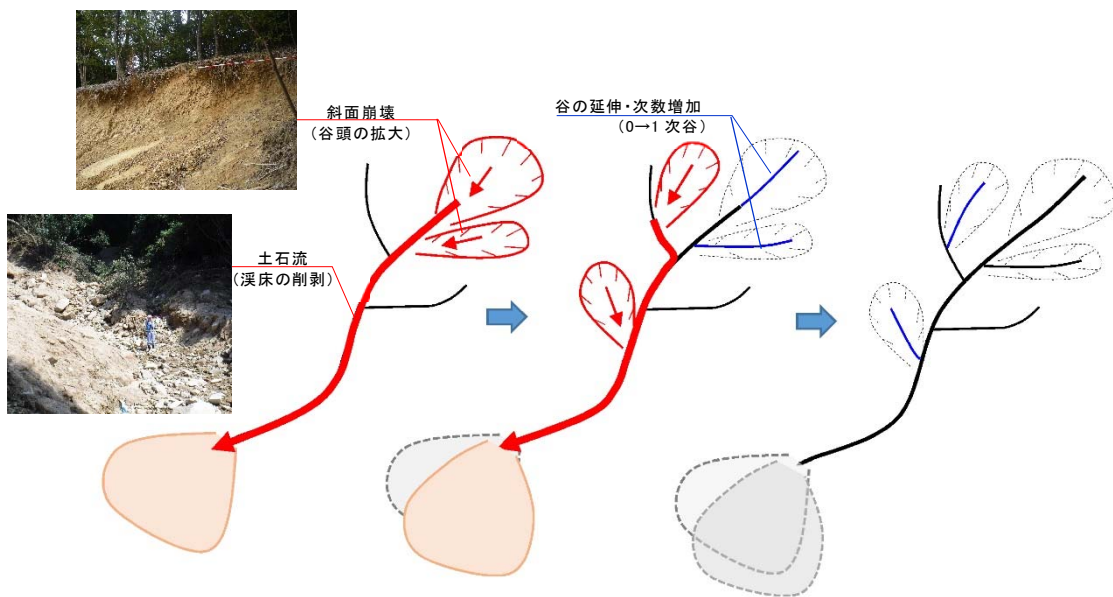


図-2.4.2 斜面崩壊と土石流の発生と谷延長及び谷次数増加の模式図

表-2.4.1 のり面工指針による土石流の分類³⁾

分類	解説	模式図
溪床堆積土砂礫の流動化による土石流	急勾配の溪床上に堆積している土砂礫が豪雨や急激な融雪等によって大量の水が供給されて流動化する。	
山腹崩壊土砂の流動化による土石流	山腹崩壊土砂が斜面を移動する間にその構造が壊れ、水と混合することで流動化する。	
天然ダムの崩壊による土石流	崩壊土砂が溪流を一時せき止めて天然ダムをつくり、水が天然ダムを越流浸食して、または天然ダムが決壊して流動化する。	
地すべり土塊の流動化による土石流	高含水比を持って粘質土すべりの土塊が流動化する。	

対して、「地すべり」は前述したように、移動体の活動度が高い(安全率が低い)ものほど開析度は低くなる。その要因として、移動体内部の土砂化が進み、表土層が厚くなるため飽和状態に達しにくいことや、すべり面の形状や構造に規制された特異な地下水分布にあることなどが影響し、周辺斜面と比べて谷沢や水理構造の連続性が途切れるためと考えられる(図-2.4.3)。これは、発生頻度が高くなるほど斜面の開析が進む「斜面崩壊」や「土石流」とは逆の地形発達特性である。

以上のことから、土砂災害の危険度評価の指標として谷密度に着目した本研究においては、発生機構が谷地形の発達と密接に関連している、「斜面崩壊(表層崩壊・深層崩壊)」、「土石流」およびこれらの複合災害を対象とするものとし、本論では以下、これらを一括して『斜面崩壊』とする。一方、発生機構が谷地形発達とは逆相関を示すと考えられる「地すべり」については、評価対象外とする。ただし、地すべり末端部からの土砂供給が土石流の供給源になっているなど、複合的なケースについては評価対象に含めるものとする。

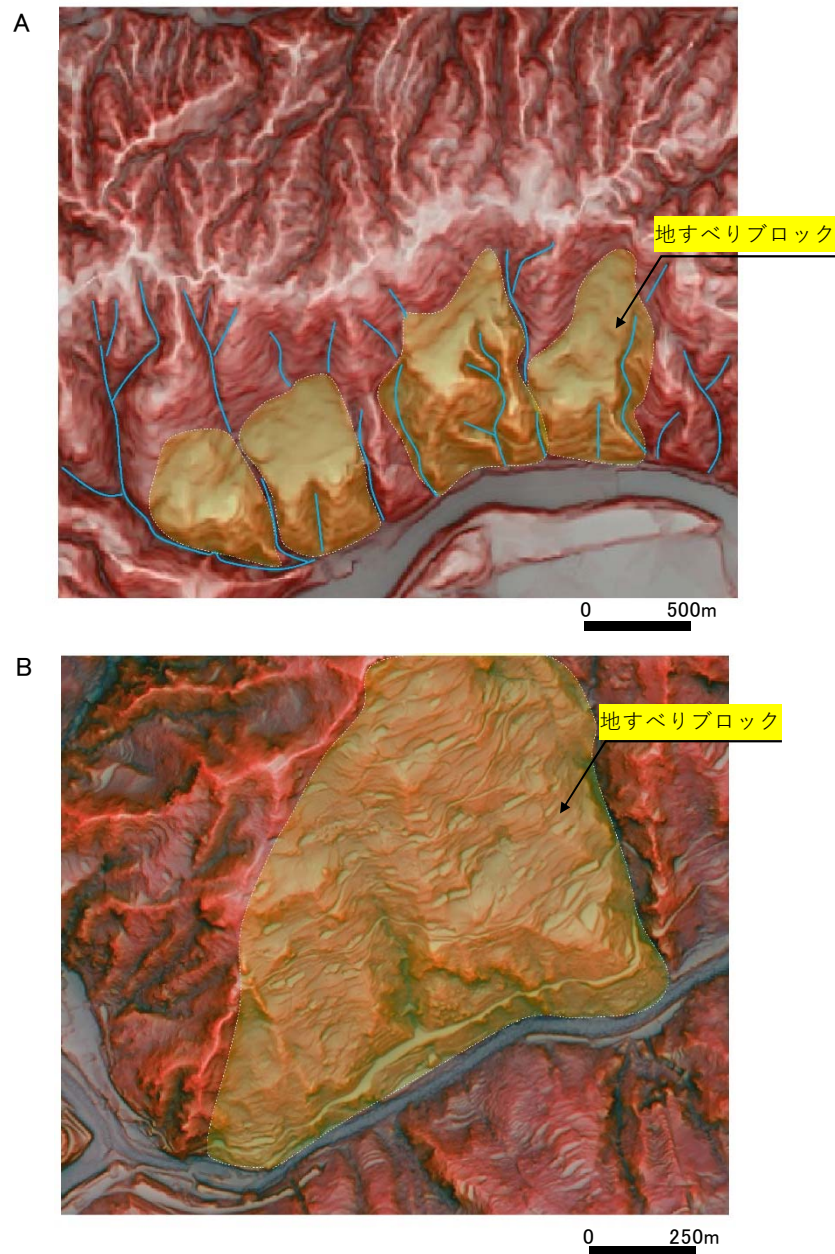


図-2.4.2 地すべり移動体における開析度の違いの例

A: 地すべり移動体における谷地形の不連続性(徳島県吉野川左岸斜面)

B: 地すべり移動体における谷地形の発達不良(高知県南小川右岸斜面)

2.5 本章のまとめ

- ①2010～2020年までの10年間の土砂災害の種類は、斜面崩壊が67%、土石流が19%、地すべりが14%で、斜面崩壊と土石流災害が80%以上を占めている。また、斜面崩壊のうち、70～90%は表層崩壊とされる。
- ②表層崩壊は、自然斜面に発生するもの、山地斜面の特異な地質に発生するもの、台地・海岸斜面に発生するもの、人工斜面に発生するものと、4つのタイプへの大分類される。
- ③そのうえで、同じ斜面勾配や土層深でも地形地質場により材質や地下水等の状況が異なるため、逆に、同様な地形地質場であれば、斜面の詳細形状や土層構造、物性値等の性質に基づき、斜面の相対的な安定性を比較できるとしている。
- ④深層崩壊については、地質条件が同じでも大規模崩の発生に向かう水文地形学的なプロセスと表層崩壊または表面侵食が卓越するプロセスがあり、このプロセスを解明することが崩壊発生の予測につながるとされる。
- ⑤降雨に起因する土石流の発生には、「長期間の先行降雨」と「直前の短期間の降雨強度」の2つの降雨因子が大きく影響するとされる。
- ⑥土石流の発生を支配する降雨量は土砂の供給条件によって異なるものと考えられ、溪床堆積物が流動化して土石流となるケースでは、土砂の堆積勾配が限界値以上で表面流が発生した時に流動化するとされる。
- ⑦表層崩壊が土石流となるケースでは、崩壊土砂の荷重によって溪床堆積物内にかかるせん断応力や間隙水圧が急激に上昇し、土層内が飽和に達していない状態であっても流動化することもある。
- ⑧土石流の流下は浸食作用の1つであり、基盤岩の削剥は流水の営力のみならず、土石流に含まれる大小多量の礫による物理的営力も強く作用していると考えられる。
- ⑨石流と斜面崩壊は、斜面変動の発生様式においてそれぞれ相互関係・複合関係にあり、土砂移動システムという大枠の中では同一の事象として扱うことができる。

第3章 既往の土砂災害危険度評価手法の概要と課題

3.1 危険度評価手法の分類と整理

土砂災害の危険度評価は、斜面崩壊が発生する場所、斜面崩壊の規模、斜面崩壊発生の時期について、いかに精度よく予測できるかが重要である。斜面崩壊は地形地質、土壌、植生、地下水、降雨など、複数の因子が相互に影響しあって発生する。斜面の安定性、斜面崩壊の危険度などに関し、既往研究において、これら因子を指標とした様々な評価手法、予測手法が提案されてきた。いずれも、地形地質学的な素因に着目したもの、誘因としての降雨や地下水特性に着目したもの、土砂の物理的・力学的特性や土砂移動のメカニズムに着目したものなど、理学的・工学的それぞれのアプローチがなされている(図-3.1.1)。ここでは、土砂災害危険度評価に関する既往の研究を分類・整理し(表-3.1.1)、その課題に言及する。

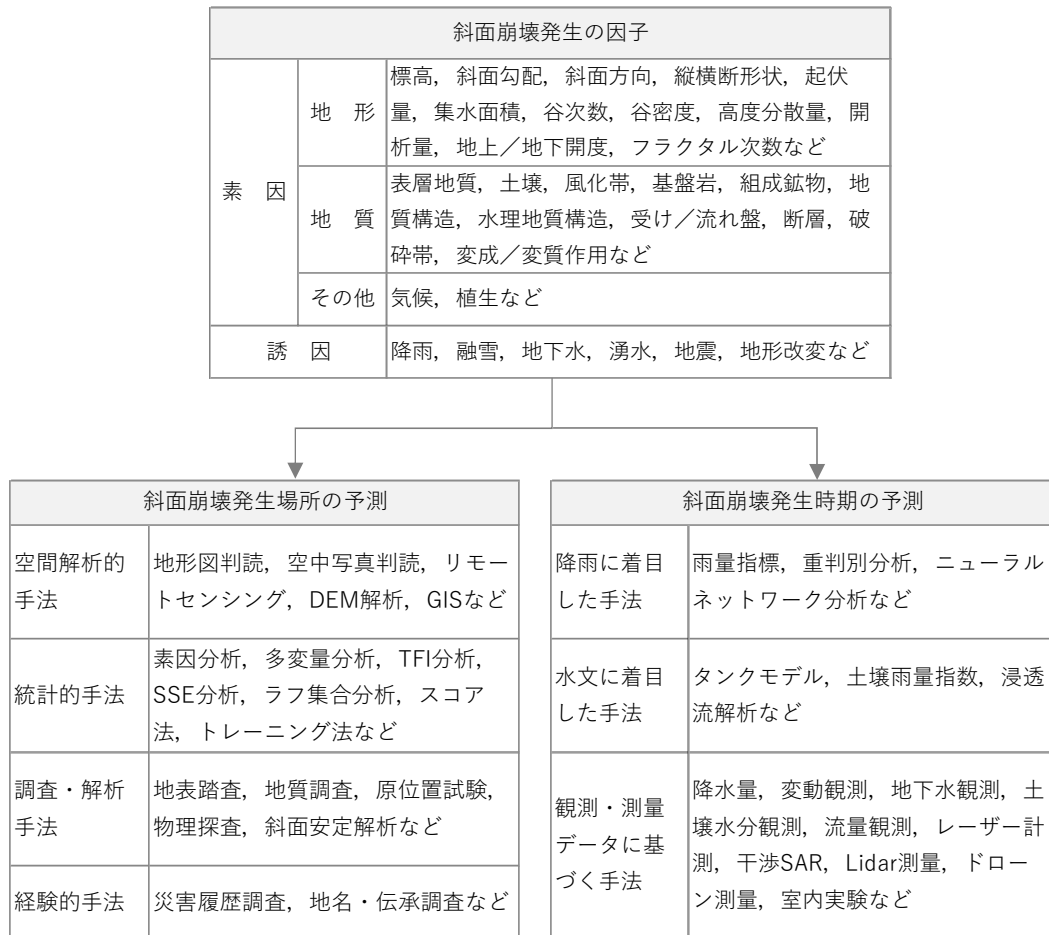


図-3.1.1 主な斜面崩壊予測手法の分類

表-3.1.1 土砂災害発生予測手法に関する主な既往研究

発行年	タイトル	著者	出典
1979	地すべり斜面の地形解析による地すべりの判読と危険度判定	吉松弘行、清水清文、坂元靖秀	地すべり
1982	ガンマー分布モデルによる崩壊面積率の予測方法	大村寛	新砂防
1982	土石流災害の非難基準雨量に関する一試案—災害例の殆んど知られていない地域への適用を目的として—	渡辺徹、西脇弘、小林文位	新砂防
1985	降雨時の斜面崩壊予知に関する室内及び現地実験	八木則男、矢田部龍一、榎明潔	地すべり
1986	危険降雨量に基づく斜面崩壊発生期の予知に関する検討	矢田部龍一、榎明潔、八木則男	地すべり
1988	表層崩壊の発生危険雨量の予測	駒村富士弥	地すべり
1996	急勾配斜面の崩壊発生機構に関する実験的研究	笹原克夫、海老原和重、綱木亮介	地すべり
1997	侵食崩壊を伴う急斜面地を対象とした場合の危険箇所評価法の一提案	大林成行、小島尚人、村上達也	土木学会論文集
1997	数値地形モデルに基づく地震時山腹崩壊斜面の地形解析	西田顕郎、小橋澄治、水山高久	砂防学会誌
1999	斜面安定性評価モデルの精度比較とその実用化への提案	大林成行、小島尚人、Chang-jo F.Chung	土木学会論文集
1999	AHPによる新しい斜面崩壊調査方法の提案	津田秀典	地すべり
1999	降雨流出ピークの遅れ時間の違いから見た崩壊発生時刻予知の可能性	恩田裕一、小松陽介、辻村真貴、藤原淳一	砂防学会誌
2000	GISと画像処理による斜面崩壊地抽出法の開発と発生様式の定量的検討—丹沢と房総の比較を例として—	田中靖、隈元崇	GIS—理論と応用
2000	局地DEMと空間情報を用いた斜面災害危険地の評価	平岩武士、福山薫	情報地質
2001	地表移動量を指標する地すべり斜面の崩壊危険度評価	森脇寛	地すべり
2002	GISによる再配列した数値標高データを用いた河道次数解析に関する検討	戒信宏、古川智広、丸谷知己	GIS—理論と応用
2002	流出特性による土石流発生危険度の判定調査	水山高久、恩田裕一、加藤祐子、田井中治、岡本正男	砂防学会誌
2005	GISを用いた山地地形から三次元すべり危険斜面を抽出する方法の開発と適用	周国云、江崎哲郎、謝謨文、佐々木靖人	応用地質
2006	降雨流出特性を用いた土石流警戒避難基準の策定法の検討	恩田裕一、辻村真貴、田中高志、笹木浩二、水山高久、内田太郎、田井中治、田中秀夫	砂防学会誌
2006	深層崩壊発生場予測法の提案—鹿児島県出水市矢筈岳山体を例にして—	地頭菌隆、下川悦郎、寺本行芳	砂防学会誌
2006	地すべり・崩壊の発生場所予測—地質と地形からみた技術の現状と今後の展開—	千木良雅弘	土木学会論文集

表-3.1.1 土砂災害発生予測手法に関する主な既往研究(続き)

発行年	タイトル	著者	出典
2008	斜面崩壊の指標としての谷密度(予報)	三村亨、長谷川修一、山中稔、Ranjan Kumar Dahal	土木学会学術講演集
2008	斜面崩壊規模の指標としての谷密度の可能性	長谷川修一、三村亨、Ranjan Kumar Dahal、山中稔、野々村敦子	地盤災害・地盤環境問題論文集
2008	GISを活用した数量化理論による斜面崩壊ハザードマップ作成手法の開発と適用	周国云、横矢直道、陳光齊、北園芳人	応用地質
2008	斜面崩壊誘因広域逆推定システムの構築	田口靖明、小島尚人、川村謙太郎	土木情報利用技術論文集
2009	地域ごとの降雨特性に着目した土砂移動の発生予測に関する研究	中井真司	博士論文
2009	斜面崩壊に関わる異種誘因広域逆推定アルゴリズムの一提案	田口靖明、小島尚人	土木学会論文集F
2009	斜面崩壊危険箇所評価モデルの実用上の問題点と評価指標の一提案	小島尚人	土木学会論文集F
2011	谷密度を用いた渓流危険度評価	内田純二、長谷川修一、野々村敦子、大寺正宏	土木学会学術講演集
2013	同時多発型斜面崩壊を対象とした誘因影響広域分析方法の一提案	野崎亮、小島尚人	土木学会論文集F3
2013	航空レーザ測量のDSMで抽出された地すべり危険斜面の現地検証	下河敏彦、稲垣秀輝、千田良道、松田匡司、鈴木浩二	地すべり
2013	通常降雨イベントによる同定されたタンクモデルを用いた豪雨イベントの再現精度	糸数哲、小杉賢一郎、恩田裕一、蔵治光一郎、田中延亮、後藤太成、太田岳史、水山高久	水文・水資源学会誌
2017	土砂災害危険情報サービスによる判定結果と土砂災害発生実績の比較検討	五十嵐孝浩、竹林洋史、浜田裕貴、的場萌実、飛岡啓之、澤田悦史、平川了治、上村雄介	土木学会論文集B1
2017	降雨に伴う土砂災害発生メカニズムとその予測手法	檀上 徹	安全工学
2017	ラフ集合による深層崩壊発生の重要要因と発生・非発生条件の抽出	海原荘一、木下篤彦、今森直紀、竹本大昭、只熊典子	砂防学会誌
2018	平成29年7月九州北部豪雨におけるC-X合成レーダ雨量による土砂災害危険度判定	五十嵐孝浩、竹林洋史、浜田裕貴、的場萌実、飛岡啓之、澤田悦史、平川了治、上村雄介	水工学論文集
2019	詳細地形の影響を考慮したメソ α スケールの気象現象時間の降雨量予測に基づく土砂災害(土石流)警戒判定について	牧野裕至、田村圭司、森下淳、赤沼隼一、伊藤誠記、後藤健、奥山悠木、藤田暁、高田望、因幡直希、池淵周一	砂防学会誌

3.2 斜面崩壊の素因に基づく危険度評価手法

3.2.1 地形地質的素因を主な指標とする評価手法

斜面の安定性に大きく影響する素因は、斜面の地形地質特性である。土砂災害の危険度評価として代表的なものに、土砂災害防止法に基づく「土砂災害警戒区域」、「土砂災害特別警戒区域」の設定がある(図-3.2.1)¹⁾。本手法は、急傾斜地の崩壊(斜面崩壊)、土石流、地すべりを対象として、主に DEM 解析と現地調査を行い、災害発生危険度を警戒区域(イエローゾーン)と特別警戒区域(レッドゾーン)として示すものである。後者に指定された地域は、特定開発行為に対する制限や建築物の構造規制、移転勧告などの法規制の対象となる。

本手法は、評価に用いる指標が比較的シンプルで、特別な調査や高度な解析技術を必要としないため、汎用性・広域範囲への適用性が高い。区域設定に用いられる指標は地形条件に重点が置かれ、例えば急傾斜地の崩壊については、「傾斜度が30度以上で高さが5m以上の区域」、「急傾斜地の上端から水平距離が10m以内の区域」、「急傾斜地の下端から急傾斜地高さの2倍(50mを超える場合は50m)以内の区域」と規定される。

土砂災害警戒区域 (通称: イエローゾーン) (土砂災害防止法施行令 第二条)

- 急傾斜地の崩壊
 - イ 傾斜度が30度以上で高さが5m以上の区域
 - ロ 急傾斜地の上端から水平距離が10m以内の区域
 - ハ 急傾斜地の下端から急傾斜地高さの2倍(50mを超える場合は50m)以内の区域
- 土石流
 - イ 土石流の発生のおそれのある渓流において、扇頂部から下流で勾配が2度以上の区域
- 地滑り
 - イ 地滑り区域(地滑りしている区域または地滑りするおそれのある区域)
 - ロ 地滑り区域下端から、地滑り地境の長さに相当する距離(250mを超える場合は、250m)の範囲内の区域

土砂災害特別警戒区域 (通称: レッドゾーン) (土砂災害防止法施行令 第三条)

急傾斜地の崩壊に伴う土石等の移動等により建築物に作用する力の大きさが、通常の建築物が土石等の移動に対して住民の生命又は身体に著しい危害が生ずるおそれのある崩壊を生ずることなく耐えることのできる力を上回る区域。

※ただし、地滑りについては、地滑り地境の滑りに伴って生じた土石等により力が建築物に作用した時から30分間が経過した時において建築物に作用する力の大きさとし、地滑り区域の下端から最大で60m範囲内の区域。

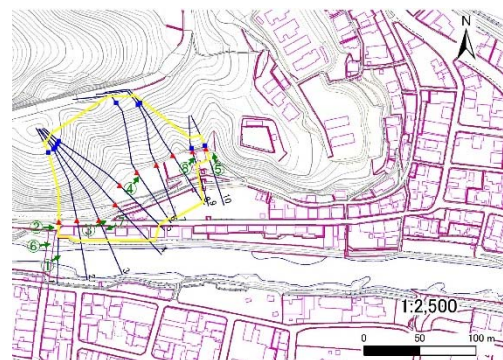
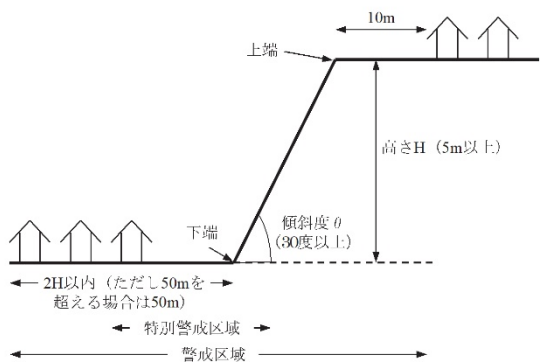


図-3.2.1 土砂災害警戒区域の設定例(急傾斜地)¹⁾

また、土木研究所(2009)²⁾は、土石流危険度評価の1つとして、「表層崩壊に起因する土石流の発生危険度評価マニュアル(案)」を策定している。本手法は、流域内で発生する表層崩壊(斜面崩壊)を供給源とする土石流の危険度を評価するものである。マニュアルでは、は地表面地形、土層厚、土質強度、飽和透水係数など表層崩壊の発生を規定する複数の「場の条件」を実測した上で、簡易な評価モデルを用いて、表層崩壊に起因する土石流の発生危険度を評価している。本手法はまず、「C-SLIDER法(Catchment scale shallow landslide-induced debris flow risk evaluation method)」と呼ばれる、比較的簡便な解析方法を用いて、土石流発生危険度が高い流域の選定(ランク付け)を行う。その上で、「H-SLIDER法(Hillslope scale shallow landslide-induced debris flow risk evaluation method)」と呼ばれる解析方法により、土石流発生危険度が高い流域を対象として、表層崩壊発生危険度が高い斜面を評価し、両解析結果を組み合わせることで、土石流の発生危険度をより詳細に評価している(図-3.2.2)。両解析の順番は評価目的によって前後させることもできる。

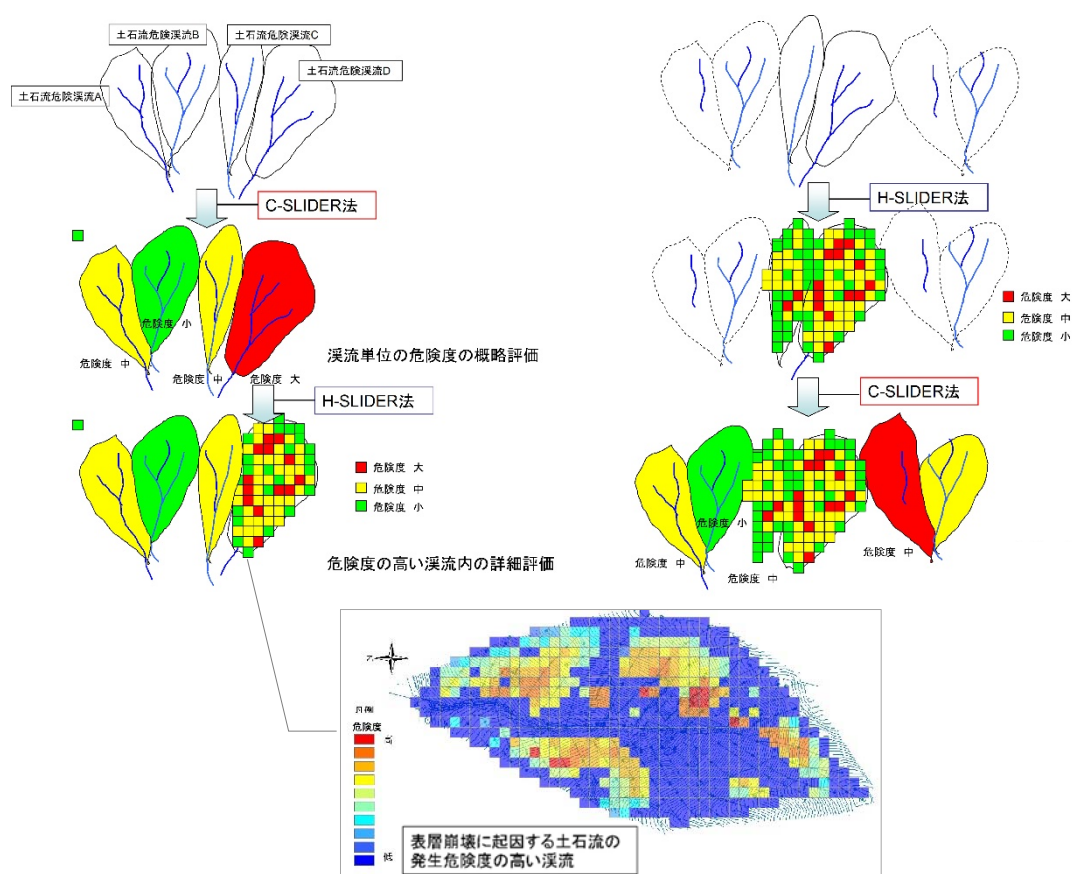


図-3.2.2 表層崩壊に起因する土石流危険度評価手法の例²⁾

同じく、土木研究所(2008)³⁾では、深層崩壊の発生危険度について、「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)」を策定している。本マニュアルでは、対象地域の地形・地質特性と、DEM から算出した各種地形量から危険度を評価する方法を提案している(図-3.2.3)。評価に用いる指標は、深層崩壊跡地を対象に、関連性が高い地形地質要素の個数や、それらのカバー率・的中率を基に選定している(図-3.2.4)。

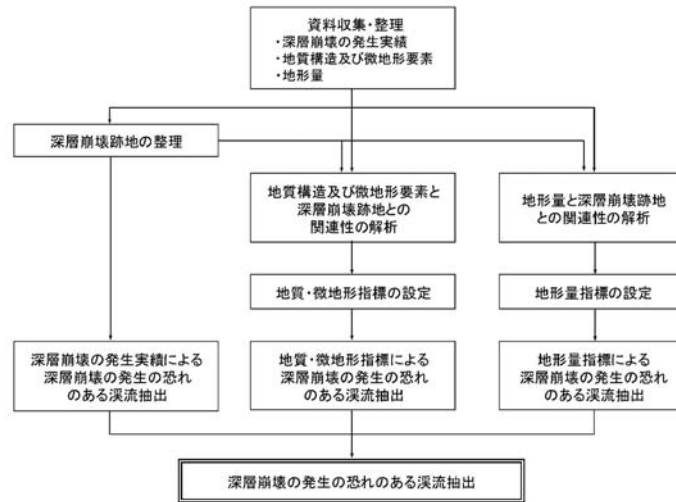


図-3.2.3 深層崩壊発生の恐れのある溪流の抽出フロー³⁾



図-3.2.4 深層崩壊の危険度が高い地形量抽出の例³⁾

これら、複数の地形地質的素因を指標に用いた評価手法がある一方で、1つの指標に基づく評価手法を検討した例もある。松澤ほか(2015)⁴⁾は、斜面崩壊の地形的素因の1つである斜面の「開析度」を基に、崩壊危険度との関係を検討した(図-3.2.5)。山口県防府市の花崗岩地域を対象に、1mDEMから山地斜面の開析度を求め、同地域に既往の土砂災害(表層崩壊)を対象に、崩壊面積、崩壊土砂量、崩壊機構等と比較したもので、結果、斜面崩壊の大部分は開析斜面上部(図中「Up-C」)で発生していること(54/全99箇所)、崩壊土砂量は410m³で山頂緩斜面(図中「Gen-S」)の432m³に次いで多いことを明らかにした。ここから、崩壊のしやすさとして、斜面の平均勾配が30°以下であれば開析斜面上部が最も崩壊危険度が高いこと、平均勾配30°以上では開析斜面上部と山頂緩斜面とが同程度の危険度であることを示した。これらの結果、同一地質(花崗岩)地域であればという条件付きではあるが、斜面の開析度が斜面崩壊危険度の評価において有効な指標になり得るとした。

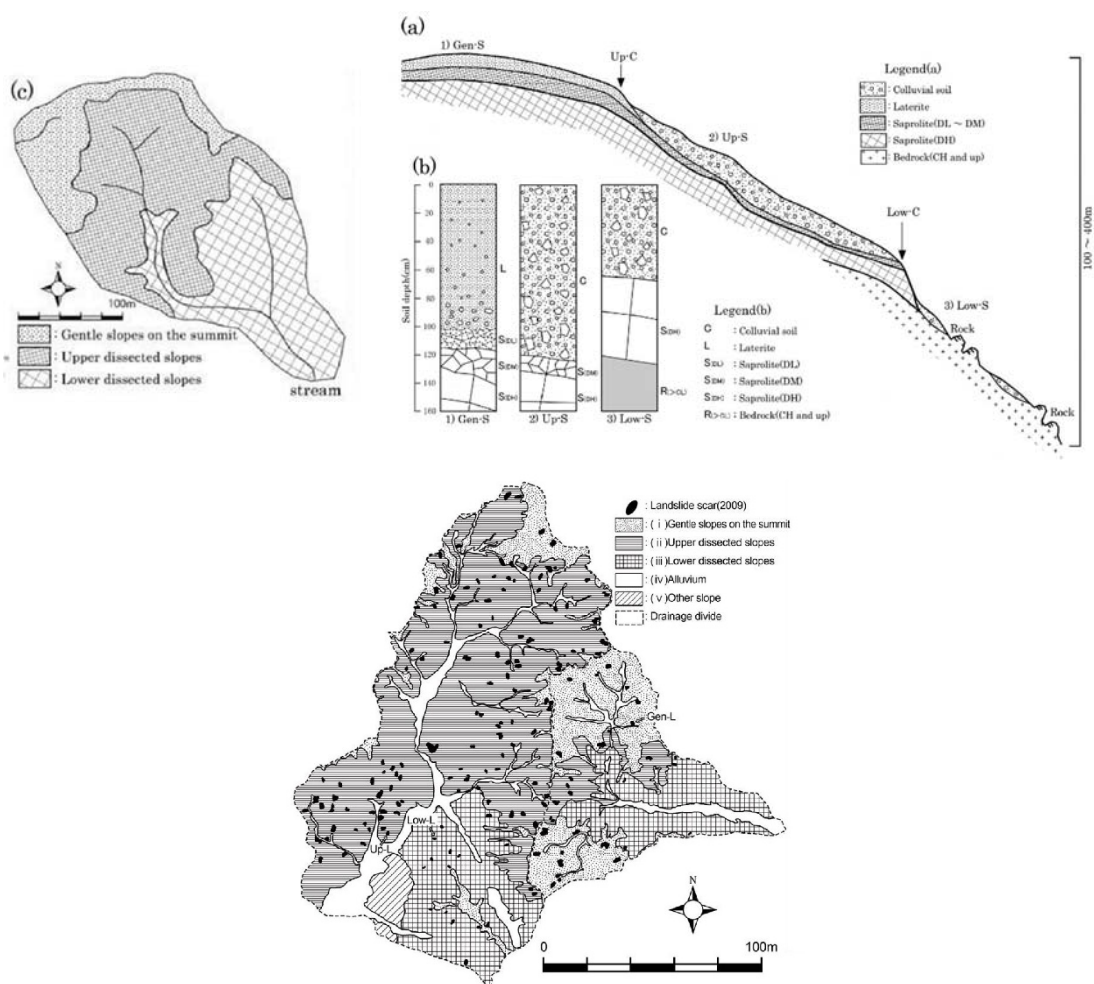


Fig.4. Geomorphic classification map
 Gen-L: Gentle slopes on the summit Landslide (Fig.9). Up-L: Upper dissected slopes
 Landslide (Fig.10). Low-L: Lower dissected slopes Landslide (Fig.11).

図-3.2.5 山地の開析度と斜面崩壊発生地との位置関係⁴⁾

また、斜面の安全率に着目した研究として、沖村(1982, 1983)⁵⁾⁶⁾、沖村・中川(1989)⁷⁾、沖村・森本(1994)⁸⁾などがある。沖村(1982, 1983)⁵⁾は、岐阜県瑞浪市の花崗岩地域を対象に、現地調査を基に同斜面が有する潜在的なすべり面までの層厚を「潜在崩土層」として仮定し、安定解析による安全率評価を行った(図-3.2.6)。ここで、安定解析は、三平面安定解析法を拡張し、多数の平面ですべり面に近似させた「多平面安定解析法」で行い、各斜面の安全率(SF)を評価した。また、斜面崩壊の多くが1次谷周辺で発生していることに着目し、低次の水系の傾斜(θ)と当該水系の局所的な集水面積(A)から、 $F = \tan\theta \times A^{0.22}$ で示される経験式を得て、これを「地形的滑動力示数(F)」とした。これらを過去の崩壊斜面(表層崩壊)で検証した結果、安全率(SF)=0.90以下で地形的滑動力示数(F)=2.97以上にある斜面に崩壊が集中していることを認め、安全率の変化が表層崩壊発生予測の指標になり得るとした(図-3.2.7)。

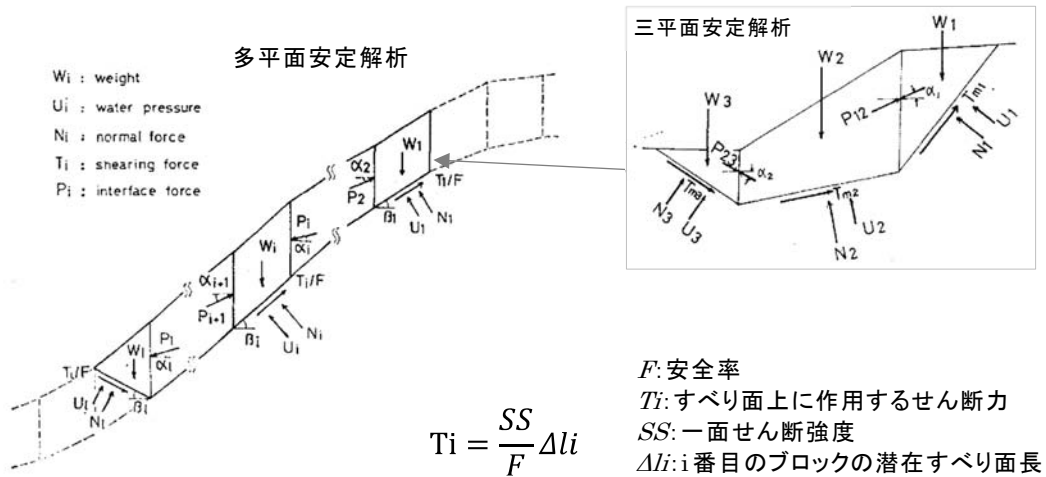


図-3.2.6 多平面安定解析の概念図⁵⁾

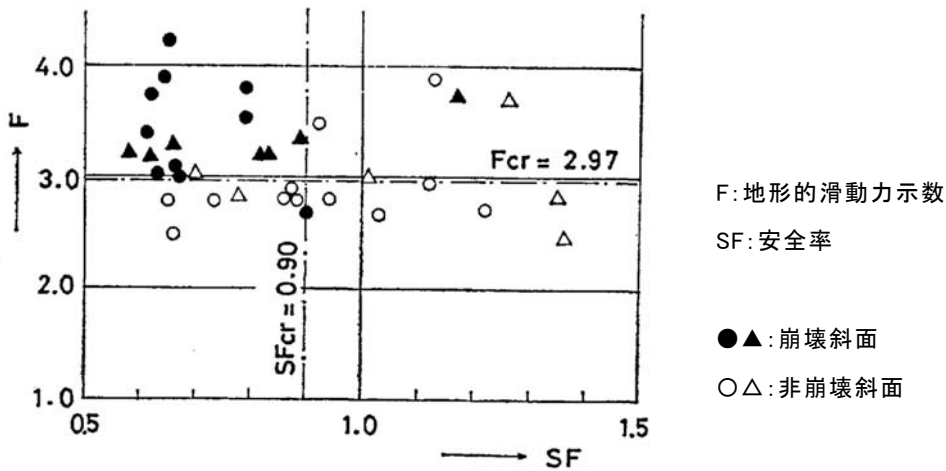


図-3.2.7 花崗岩地域における崩壊斜面の地形的滑動力示数(F)と安全率(SF)の関係⁵⁾

3. 2. 2 GISを活用した要因分析・数量化理論に基づく評価手法

空間情報技術として GIS は、データの取得・格納・表示・管理・解析に優れており、様々な分野で応用されている。防災分野では、土砂災害をはじめとする各種のハザードマップ作成に利用されている。土砂災害発生の原因は、標高、傾斜、縦横断形状、土壌、地質など地質質的な原因だけみても相当数にのぼり、これらの関連性の統計的・定量的分析には GIS が有効である。

田中・隈元(2000)⁹⁾は、丹沢地域と房総地域を事例として、SPOT 画像データの補正処理と地形解析から抽出した崩壊地形に対して、空中写真判読から抽出した崩壊地形を教師データとして与え、GIS による斜面崩壊地の自動抽出技術の開発を試みた(図-3.2.8)。その結果、崩壊面積が $2 \times 10^3 \text{m}^2$ 以上の崩壊地について高い抽出率(合致率)を得ている。また、抽出した崩壊地の面積と累積数との関係がべき乗則に従っていることから、地震や雪崩の発生と同様の「自己組織臨界現象モデル」が適用できるとした。さらにこの中で、同規模の崩壊を比較した場合、房総地域に比べて丹沢地域で発生頻度が高いこと、また崩壊最大規模も丹沢地域の方が大きいこと、両地域とも回帰直線に有意な屈曲点があることを指摘した。これらの原因について、両地域の平均起伏量と谷密度といった地形条件の違いが崩壊規模・頻度分布に影響していること(谷密度(%):丹沢地域 49.7, 房総地域 56.4)、崩壊規模の大小によって崩壊メカニズムが異なること、地震性の崩壊を区別していないことなどを挙げている。

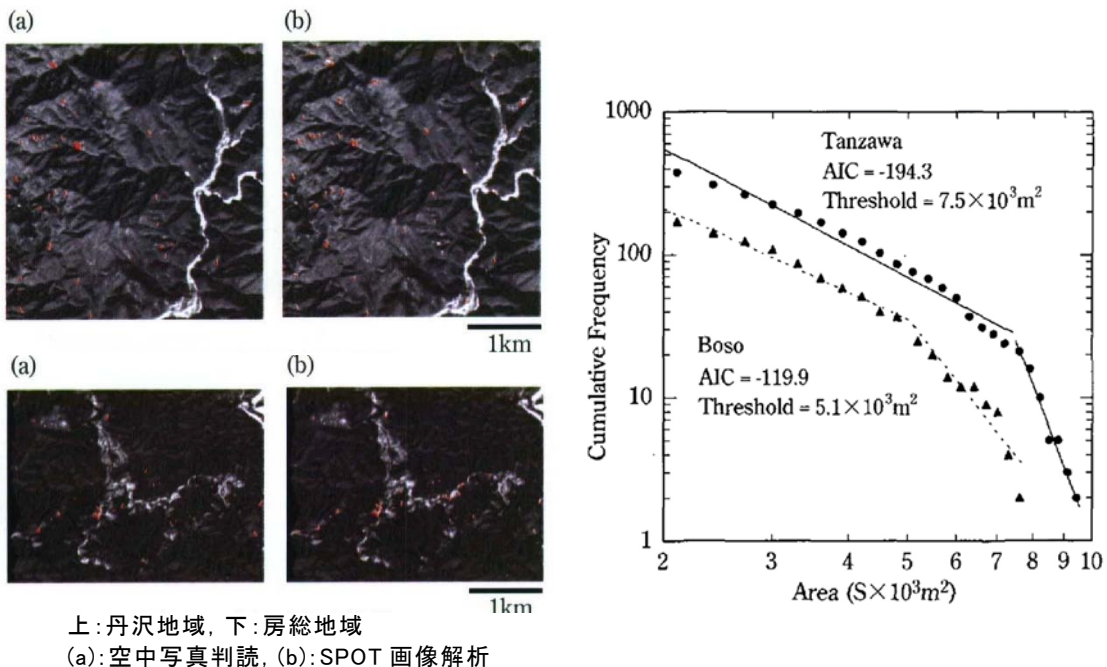


図-3.2.8 丹沢・房総地域の崩壊地自動抽出結果(左)と崩壊面積—頻度分布(右)⁹⁾

さらに広域的に、複数の要因を分析する方法として、数量化理論に基づく解析手法も多くなされている。周ほか(2008)¹⁰⁾は、熊本県水俣市の四万十帯地域を事例に、斜面の起伏量、傾斜角、地質、土地利用状況を素因データ、斜面崩壊の有無を外的基準データ(目的関数)として、数量化理論Ⅱ類による統計解析を行い、解析メッシュ毎のスコア化(評価点数付け)から斜面崩壊発生の危険度を検討した(図-3.2.9)。目的関数とした斜面崩壊の有無については、平成15年7月の豪雨災害で発生した斜面崩壊、土石流を対象としている。解析スコアと崩壊履歴との比較の結果、崩壊と判定した的中率は60%であった。今後、各素因の再分類、スコアの再配点、メッシュサイズなどを調整することにより、的中率や信頼性の更なる向上が期待できるとしている。

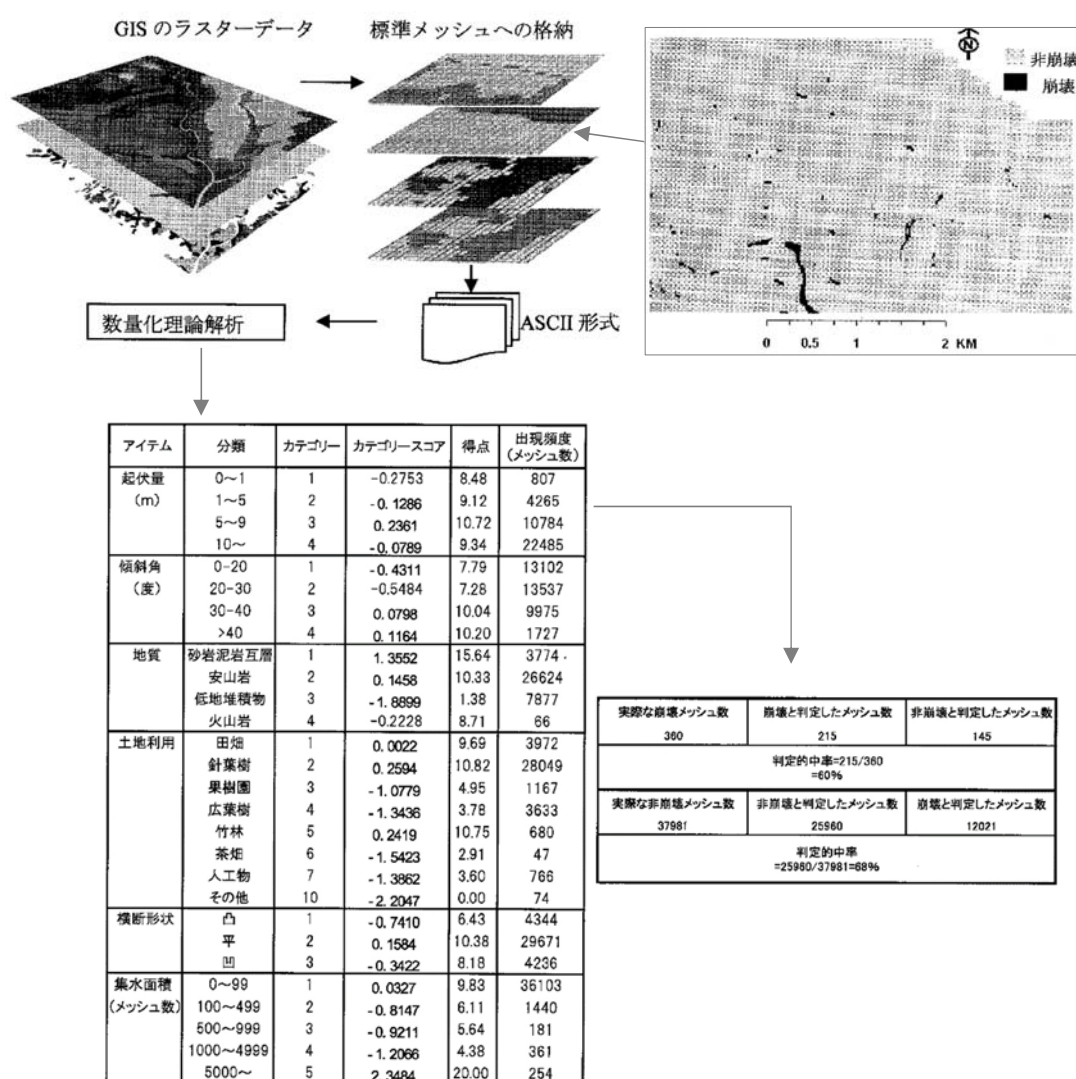


図-3.2.9 数量化理論解析のイメージと斜面崩壊の各素因の得点計算結果¹⁰⁾

周ほか(2008)¹⁰⁾の事例では、解析に用いる目的関数は「崩壊が発生したか、しなかったか(0か1か)」の2つのスコアであったが、田口・小島(2009)¹¹⁾は、共分散構造分析を用いて、異種の変数を逆推定するモデルを提唱した。ここでは、「降雨により斜面崩壊が発生したか、しなかったか(ケース1)」と「地震により斜面崩壊が発生したか、しなかったか(ケース2)」の4つの目的関数でパスウェイト分析を行い、解析結果の適合度を検証した。ケース1は、2004年7月の新潟豪雨を、ケース2は2004年10月の新潟県中越地震で発生した斜面崩壊を事例としている。両ケースの正答率を的中率曲線から求めた結果、両ケースとも80%前後の的中率であった。分析結果は3色のメッシュ(グループA~C)に分類し、斜面崩壊の危険度を表現している(図-3.2.10)。

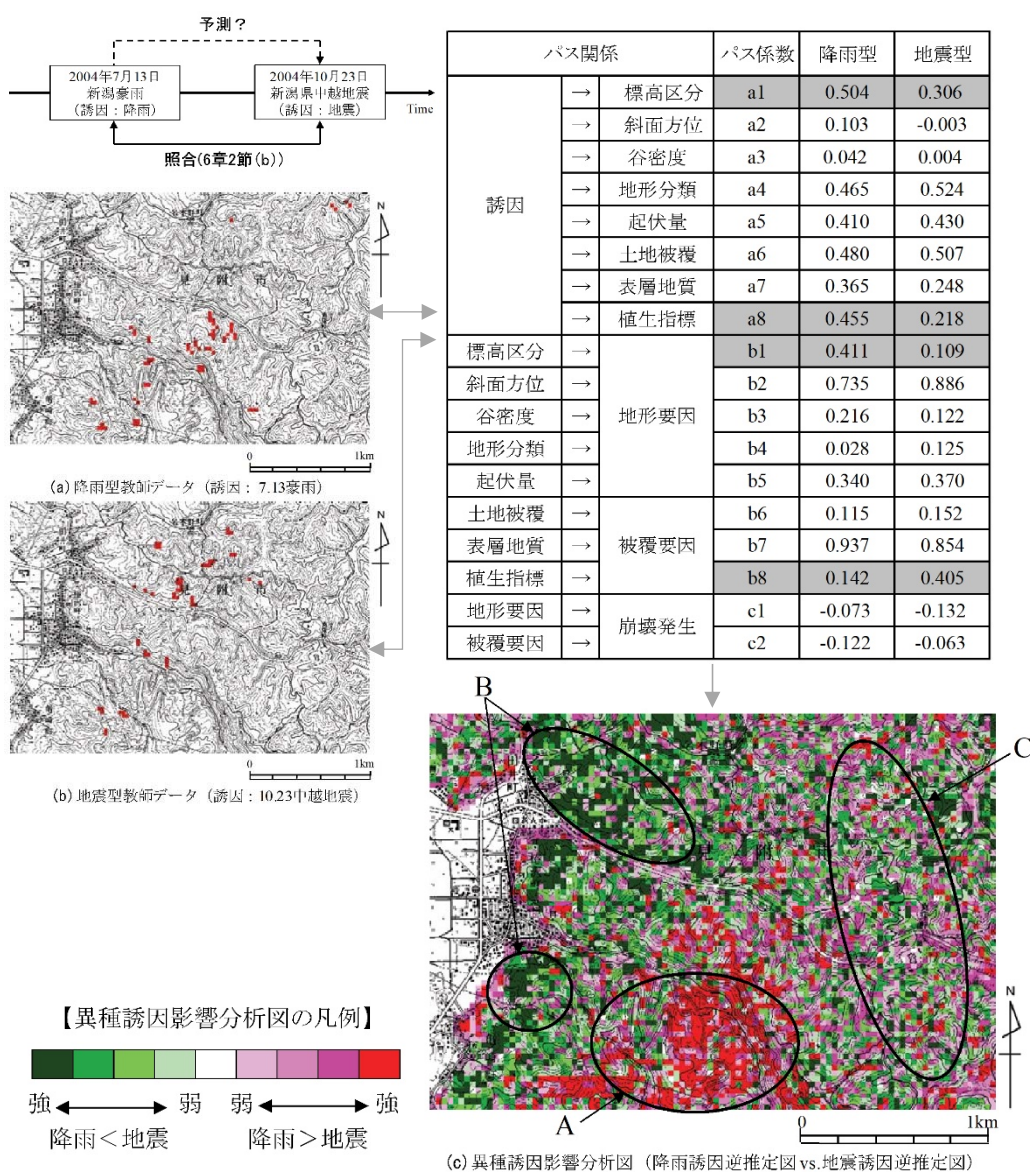


図-3.2.10 異種誘因影響分析に基づく降雨及び地震による斜面崩壊危険度の評価例¹¹⁾

指針案では、実効雨量(R_w)は、前期実効雨量(R_{wa})と、土石流発生の1時間前までの累積雨量(R_r)の和と定義された。 R_{wa} は、一連の降雨(24時間以上の無降雨期に挟まれた期間の降雨)から起算して1日(24時間)前~7日(168時間)前の雨量に対し、半減期に基づく減少係数 α_1 を乗じた値の和である($\alpha_1=0.5t/T$; t :一連の降雨の日数, T :半減期)。

しかし、指針案から算出される実効雨量は、一連の降雨期間の違いにより、与える低減量が降雨によって異なることや、前期実効雨量を日雨量単位で累計して減少係数を乗じているため、24時間以内の降雨は全て同等に評価されるなどの問題が指摘された。

そこで、矢野(1990)¹⁵⁾は、土石流発生の1時間前までの降雨を全て前期雨量とし、減少係数を時間単位で与えることで、時間経過を考慮した「改良実効雨量」を提案した。続いて、建設省(1993)¹⁶⁾は「集中的に発生するがけ崩れに対する警戒避難基準雨量の設定方法(案)」(以下、提言案)を作成し、ここで改良実効雨量として、減少係数算出に半減期72時間・1.5時間を与え、限界降雨量を設定した(図-3.3.3)。

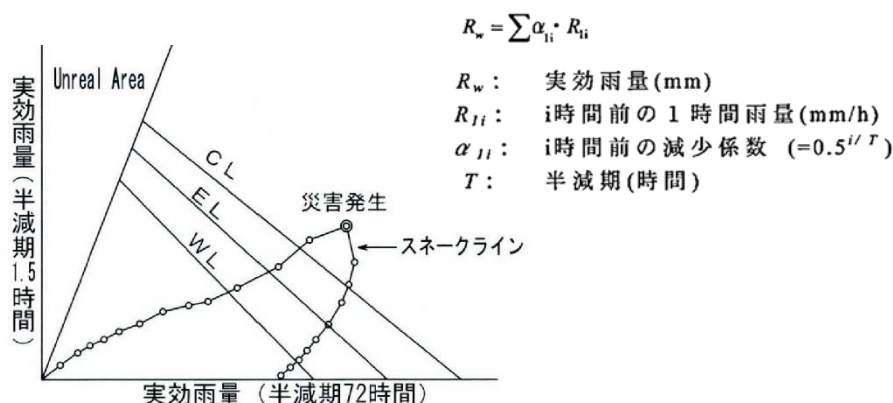


図-3.3.3 改良実効雨量を用いたスネークライン(提言案)¹⁶⁾

さらに海堀(2000)¹⁷⁾は、実効雨量と降雨強度の経時的な空間分布を示し、土砂災害発生危険度が高い場所と時間を表現する手法を提案した。また、岡野ほか(2003)¹⁸⁾は、長期実効雨量をX軸、短期実効雨量をY軸とするグラフ上のCLを $b=ax+y$ で示し、合成指標 $ax+y$ の値で危険度ランクを面的に示すことを提案した。さらに、佐々木ほか(2001)¹⁹⁾は、累積雨量と降雨強度によって算出される雨量指標(R_f)を開発し、ここから作成した等高線図から斜面崩壊危険度を空間的に表現した(図-3.3.4, 図-3.3.5)。

$$R_f = \sqrt{(R_1 - R)^2 + a^2(r_1 - r)^2}$$

R : 1週間前からの累積雨量(mm)
 r : 時間雨量(mm/h)
 R_1 : 600mm, r_1 : 100mm, a : 5

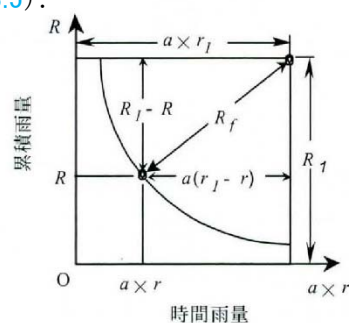


図-3.3.4 雨量指標(R_f)の定義¹⁹⁾

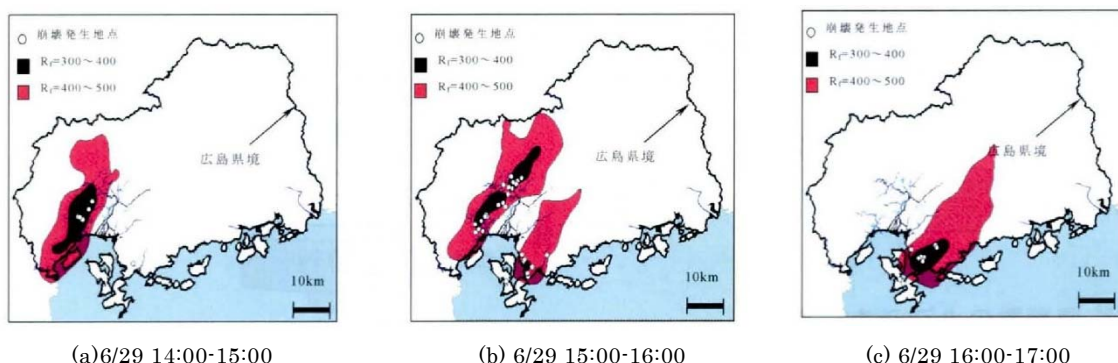


図-3.3.5 佐々木ほか(2001)¹⁹⁾による1999年6月広島豪雨災害時の R_f 等高線図

ここで、佐々木ほか(2001)¹⁹⁾では、基本となる雨量指標が累積雨量と時間雨量であるため、先行降雨の影響の時間的低減(排水効果)が考慮されていないことや、 R_f はその値が小さくなると危険度が増すという表現指標であるため、降雨が続くと土砂災害発生の危険度が増すということを直感的に示すに至っていないことを改善点として挙げた。

これに対して、中井ほか(2008)²⁰⁾は、地域の降雨履歴と土石流発生限界降雨の関係に着目した新たな雨量指標(R')を検討した。 R' は地域ごとに警戒基準値を設定する方法で、ここから導き出される雨量指標(R_R)を監視雨量強度として用いることを提案した(図-3.3.6、図-3.3.7)。この手法は、長期間の先行雨量と短時間の降雨強度の2つの要因に左右される土砂災害発生の危険度を、1つの値の増減で表現できるため、危険度を直感的に判断できるといった特徴がある。

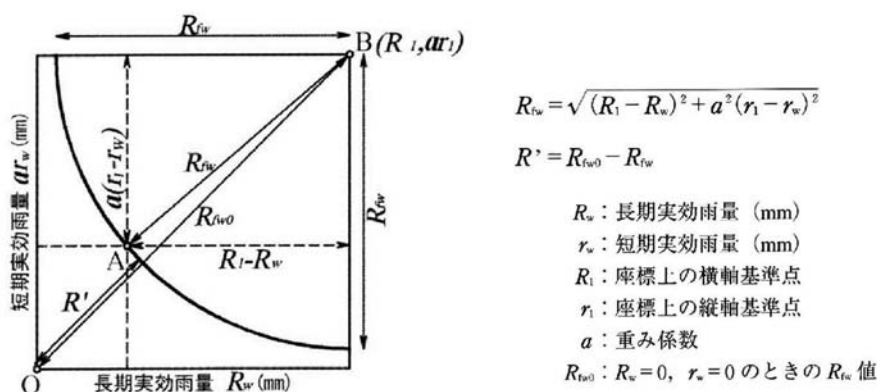


図-3.3.6 雨量指標(R')の定義²⁰⁾

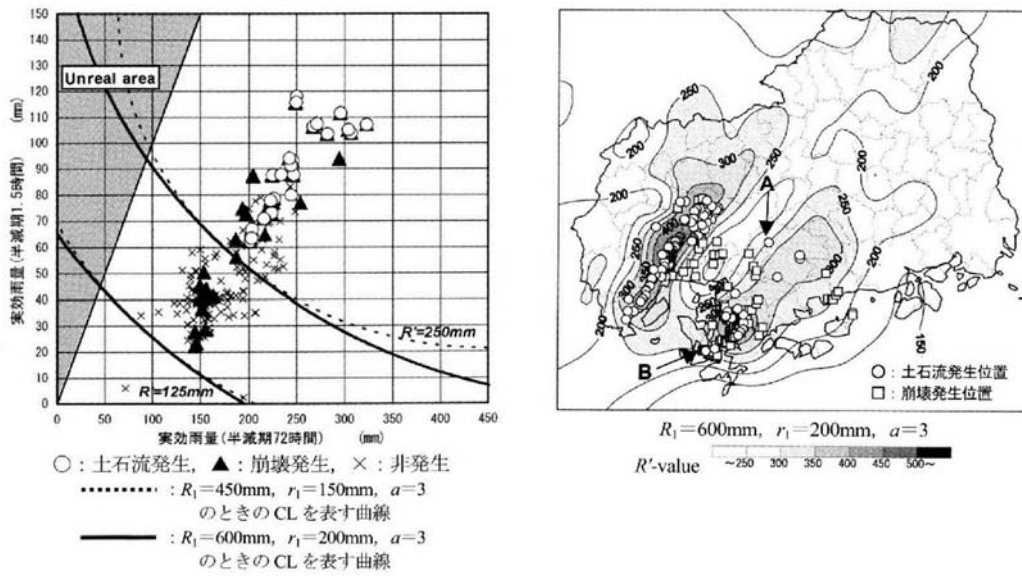


図-3.3.7 中井ほか(2008)²⁰⁾による1999年6月広島豪雨災害時のCL(左)と R' 等高線図(右)

3.3.2 連携案方式による評価手法

2005年に国土交通省と気象庁から「国土交通省河川局砂防部と気象庁予報部の連携による土砂災害警戒避難基準雨量の設定手法(案)」²¹⁾が公表され、これにより、都道府県と気象庁が共同して発信する「連携案方式による土砂災害警戒情報」が運用されてきた。連携案方式は、長期降雨指標と短期降雨指標からスネークラインを示すところは前述の提言案に準じているが、長期降雨指標にはタンクモデルを応用した「土壌雨量指数」²²⁾を、CLの設定には、ニューラルネットワークの1つであるRBFN(Radial Basis Function Network, 放射状基底関数ネットワーク)がそれぞれ用いられている。

タンクモデルは流出解析手法のひとつで、降雨が土壌中に浸透し流出する状況を、何段かのタンクで仮定したモデルである(図-3.3.8)。側方流出と鉛直流出をタンクから出たパイプで表現し、高さ(深さ)と流量を調整することで、地盤の浸透特性をモデル化する。本来、河川への流出予測を目的として作成されたモデルであるが、降雨量から流出量を差し引くことで土壌に残存する水量は得られることから土砂災害予測にも活用されている。土砂災害予測で用いる際は、3~4段のタンクモデルとすることが多い。過去の土砂災害を例に、災害発生時のタンク内の貯留高やタンク外への流出量を推定し、これを土砂災害発生の基準値とする。

土壌雨量指数は、気象庁で運用されてきた雨量指数で、「レーダー・アメダス解析雨量」や「降水短時間予報」から算出した数時間先までの予測雨量と、タンクモデルの貯留量の合算から求めるものである。算出には、小葉竹・石原(1983)²²⁾で提案されたモデルを基本とした、3段構成のタンクモデルが用いられている(図-3.3.9)。

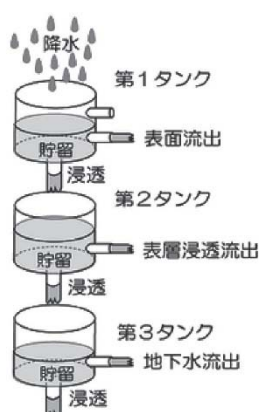


図-3.3.8 タンクモデルの概念図 22)

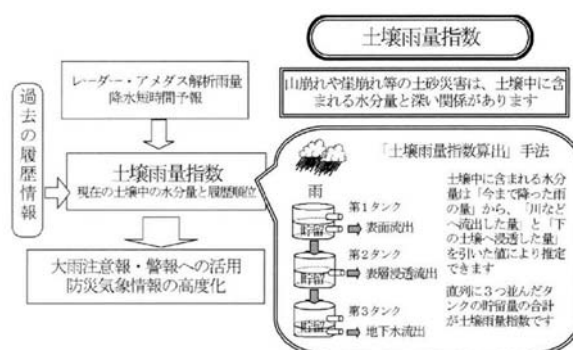


図-3.3.9 土壌雨量指数の概念図 22)

土砂災害の発生、非発生の判別にニューラルネットワーク(RBFN)を用いる手法は、脳や神経回路網をモデル化した階層構造モデルからなるもので、1990年代半ばから適用されてきた²³⁾など。計算過程は、入力層(素子数 n 個)、中間層(素子数 m 個)、出力層(素子数1個)の3層で構成される(図-3.3.10)。この手法は、非発生降雨からもCLを設定することができるため、対象地域での災害履歴の有無に関わらず設定することが可能である。その場合、非発生降雨の入力値を1として学習させ、X-Yグラフ上において、任意の点の降雨量がどの程度の確率で発現するかを示す値で曲線を表現する(図-3.3.11)。出力値が高い部分ほど非発生降雨の発現確率が高い領域(安全領域)で、逆に、出力値が低い部分ほど土砂災害が発生する確率が高い領域となる。

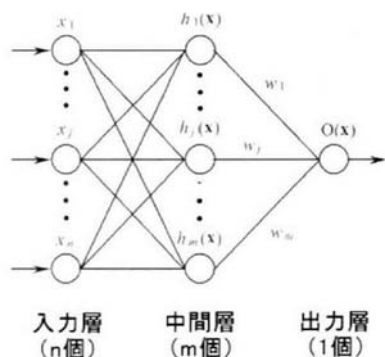


図-3.3.10 RBFNの概念図 23)

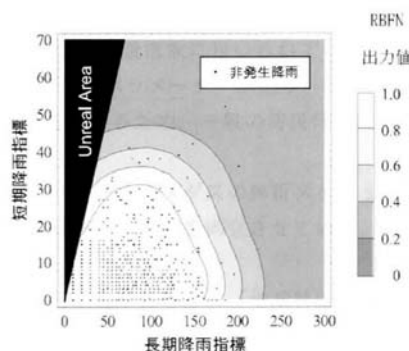
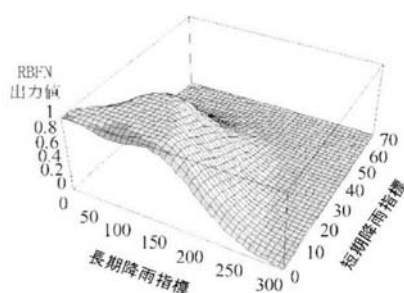


図-3.3.11 RBFNによるCL設定例 23)

3.3.3 斜面基盤岩の浸透・流出特性に着目した評価手法

タンクモデルに基づく斜面崩壊予測では、斜面に浸透特性や流出特性などの条件設定が予測精度を左右する。これらの特性は、地形や基盤岩の種類、風化程度などで変化する。

恩田ほか(1999)²⁴⁾は、地形地質条件による斜面の降雨流出特性を検討し、そこから崩壊発生時刻の予測を試みた。長野県伊那市の中古生層・花崗岩地域と京都府宮津市の蛇紋岩・花崗岩地域を対象に、降雨の流出ピークの遅れ時間から、地質の違いによる降雨流出特性を検討した。流出量観測の結果、中古生層や蛇紋岩地域では流出ピークが降雨から遅れて現れることを確認した(図-3.3.12)。両地域とも斜面表層に厚い表土は分布していないこと、層理面に沿った割れ目や岩盤クリープ・基盤すべりに沿った割れ目が多いことなどから、基盤岩中の亀裂が主な流出経路になっている可能性が高いとした。これに対して、花崗岩地域では、降雨に対する流出のピークの遅れ時間は短いことから、基盤岩内の割れ目からの流出の寄与は少ないと判断した。この結果を基に、花崗岩地域では降雨浸透水は土壌中の水位状態を反映しているため、降雨ピーク時間は斜面崩壊時刻と調和的であるとし、警戒避難判断において1つの指標になるとした。

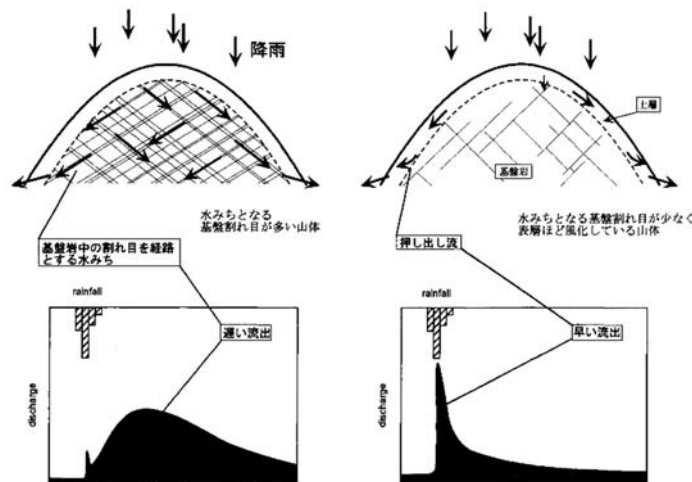


図-3.3.12 基岩に割れ目の多い岩石の山地と花崗岩山地における降雨流出経路の模式図²⁴⁾

さらに、恩田ほか(2006)²⁵⁾は、流出ピーク時間に基づく土砂災害警戒避難基準の高度化を目指し、基底流量の逓減特性に着目し、実効雨量の半減期を反映させる方法を試みた。栃木県日光市の流紋岩類地域を対象に、降水量や河川水位などの連続水文観測を行った。得られた流量データを基に、実効雨量を用いて流量の減衰部を再現し、半減期72時間、2時間などで良好な結果を得た。また、流量の逓減部から求めた半減期から算出した実効雨量を横軸、短期降雨指標として1時間降雨を縦軸にグラフ化することで、ピーク流量の等高線を直線で示すことができ、ここからCLの傾きを同定できる可能性があるとした(図-3.3.13)。これにより、流出ピークをもとに、地域や流域ごとの土石流発生の警戒避難基準雨量を設定で

きるとしたが、一方で、本手法を確立するためには、土質や岩質による逓減特性の違いや、流域毎の半減期の検討が必要であるとしている。

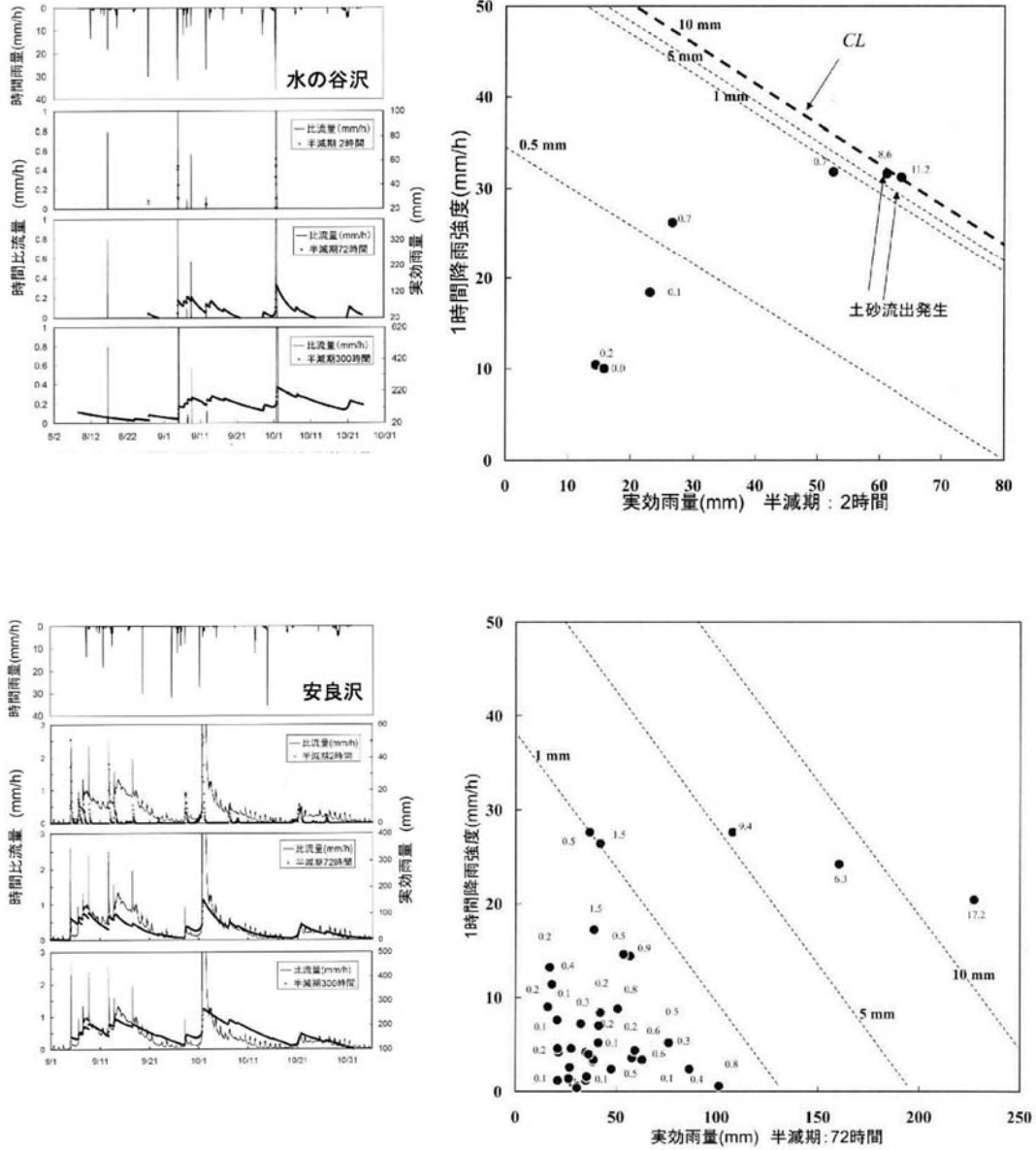


図-3.3.13 実効雨量と1時間降雨強度のグラフ²⁵⁾

(上:半減期72時間, 下:半減期2時間)

3.4 既往の土砂災害危険度評価手法の課題

土砂災害発生場所を予測する方法は、崩壊の素因に着目したものが多く、採点方式による方法、統計的処理による方法、力学的解析による方法などがある。いずれの方法も斜面崩壊の素因のうち、地形地質の素因に重点が置かれており、様々な地形地質特性を変数として扱っている。

採点方式では、各々条件が有する重要度・影響度を考慮し、なんらかの重み付けをして採点する。採点項目として、崩壊発生に影響する地形（標高、斜面の傾斜、高さ、縦横断形状、開析程度など）や地質性状（基盤岩の地質や地質構造、風化・変質程度、褶曲構造、断層、風化層厚、土壌層厚など）があり、これらの各配点の合計から、斜面崩壊の危険度を総合的に判定する。この手法は、比較的簡便なスコア方式で、ある程度定量的な評価が可能である。しかしながら、アウトプットは見かけの上では定量的であるが、各評価項目の配点・重み付けは実施者の主観や経験によって異なるため解析結果に大きな差が生じる可能性があることや、地質構造や植生などは状況の数値化が難しいといった課題がある。

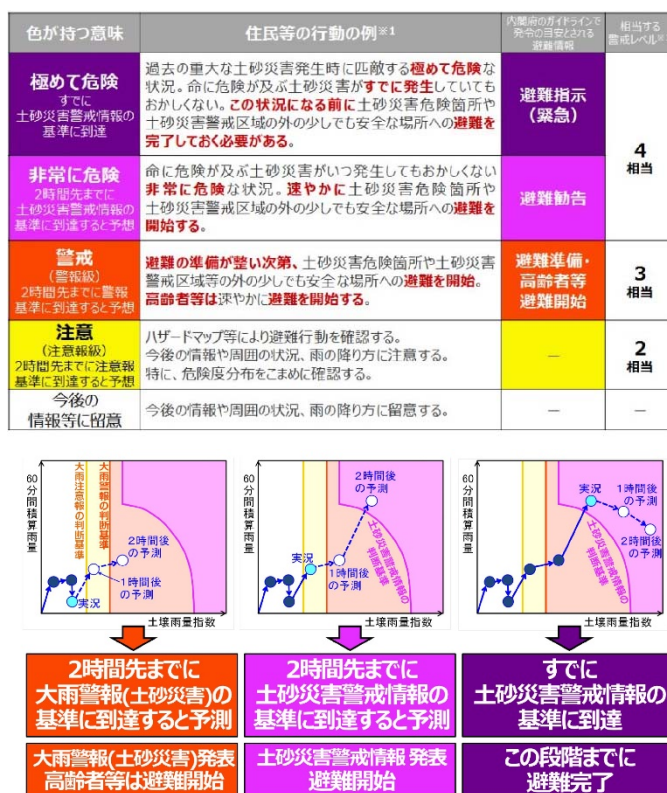
統計的手法では、質的な形で与えられた外的基準を質的な要因に基づいて予測・判別する数量化Ⅱ類による解析方法をとっているものが多い。表層地質や植生、土地利用など、数値化でないデータを扱うことができることが大きな特徴である。また、ニューラルネットワークによる解析方法は、与えられた入力情報の類似度に着目し、マップ上での距離で表現するモデルを用いる。例えば、過去に被災した斜面に似た崩壊要因を持つものを分類し、学習させることで、斜面崩壊の危険度が高い斜面を抽出することができる。いずれの方法も、最近のPCの処理能力の向上も手伝い、複数のパラメーターを短時間に処理することができ、広域的な評価も可能となっている。反面、解析アルゴリズムが複雑であるため、解析結果に対してどの因子がどの程度影響しているのかなどの検証が難しい。また、解析には高度な専門知識・技術を要するため、専門分野以外の技術者や評価結果のエンドユーザー側での操作やカスタマイズなどは難しい。

力学的解析手法は、斜面崩壊のメカニズムを2次元ないしは3次元で把握するもので、斜面の安定解析や地盤の浸透流解析を通じて、斜面の安定性を評価する。地盤の力学特性や水文特性は、斜面の安定性を評価する際の重要な指標の一つであり、例えば、雨水が浸透して地下水が形成されるまでの過程を、現地計測や浸透モデルの改良を通じて詳細に把握し、解析・評価にフィードバックさせる。しかしながら、力学特性や水文特性は、地質や地盤状況、地質構造によってそれぞれ異なる。よって、地形・地質が複雑な地域においては、調査・観測・解析結果の一般化、類型化に適さないこともある。

土砂災害発生時間を予測する方法は、崩壊の主要な誘因である降雨に着目したものが多く、どれくらいの降雨によって斜面崩壊が発生したかを過去の事例から統計的解析により評価する。斜面崩壊に至る限界降雨量や表土層の限界飽和度を評価指標とすることで、これらが警戒・避難の基準となり得る。評価指標とする雨量は、観測値をそのまま用いる場合と数学的演算を行って求めたものがある。数学的演算によって求めた雨量指標の例として、実

効雨量が挙げられる。前期雨量の影響を考慮するために半減期という概念を用いて、雨量が半減するための期間を 1.5 時間、12 時間、24 時間、72 時間等の期間を設定し用いられている。これら手法を用いて、長期雨量指標(累積雨量や 72 時間半減期実効雨量、土壌雨量指数等)と短期雨量指標(1 時間雨量や 1.5 時間半減期実効雨量等)を組み合わせて、過去の災害事例から危険ラインを段階的に設ける。降雨によりスネーク曲線がそのラインに達すると、警戒・避難を判断している。

気象庁では、「避難勧告等に関するガイドライン」の改訂(平成 31 年 3 月)に伴い、防災情報をより直感的に理解しやすくなるよう、5 段階の警戒レベルに変更した。このうち、大雨警戒報(土砂災害)の危険度については、土壌雨量指数等の2時間先までの予測値が「注意報基準未満の場合」、「注意報基準以上となる場合」、「警戒基準以上となる場合」、「土砂災害警戒情報の基準以上となる場合」及び、土壌雨量指数等の実況値が「すでに土砂災害警戒情報の基準以上となった場合」の 5 段階で色分けし、土砂災害発生の危険度を区分している(図-3.3.14)。



1. 無色(今後の情報等に留意)・・・2時間先までの予測値が大雨注意報の判断基準未満の場合。
2. 黄色(注意)・・・2時間先までの予測値が大雨注意報の判断基準以上となる場合。
3. 赤色(警戒)・・・2時間先までの予測値が大雨警戒報(土砂災害)の判断基準以上となる場合。
4. うす紫色(非常に危険)・・・2時間先までの予測値が土砂災害警戒情報の判断基準以上となる場合。
5. 濃い紫色(極めて危険)・・・実況値がすでに土砂災害警戒情報の判断基準以上となった場合。

図-3.3.14 気象庁による大雨警戒報(土砂災害)の危険度判定

これら、警戒・避難の基準となる雨量指標については、最近の降雨特性を反映しながら、見直しや改良が進められ、より実用的なものとなっている。また、雨雲の動きや雨量変化については、ドップラーレーダーで観測される高解像度データや、ウインドプロファイラ、ラジオゾンデによる高層観測データ、レーダー雨量計といった様々なデータを基に、短時間の予測が可能となっている。特に、ドップラーレーダー観測網は、局地的な大雨の観測精度の向上を図るため、距離方向の解像度を 500m から 250m に向上させている。これにより、250m メッシュ内の降水分布を 30 分先まで予測することができ、局所的で長時間の豪雨となる線状降水帯の発生予測などの成果を得ている。

このように、土砂災害発生の誘因である降雨(雨雲の動き)に関する予測手法は、より高精度で高確度なものへと進展している。一方で、土砂災害の発生予測に関してみれば、いわゆる「空振り」となるケースも多い。そのため、「正常性バイアス」や「多数派同調バイアス」といった、避難行動の遅れの原因となる負の心理が生じる問題も出つつある。このような、土砂災害発生予測の空振りは、災害発生時間の予測精度に比べ、発生場所の予測精度がまだ低いことが原因と考えられる。警戒・避難の基準をより確実に空振りの少ないものとするためには、降雨など誘因の予測手法だけではなく、斜面崩壊の素因に基づいた、発生場所の予測手法についても、精度の向上や新たな手法を開発することが重要である。また、汎用性や利便性を考慮し、それらはできるだけシンプルで簡易な手法であることが望ましいと考える。

3.5 本章のまとめ

- ①土砂災害の危険度評価は、斜面崩壊が発生する場所、斜面崩壊の規模、斜面崩壊発生の時期について、いかに精度よく予測できるかが重要となる。
- ②斜面の平均勾配が 30° 以下であれば開析斜面上部が最も崩壊危険度が高く、平均勾配 30° 以上では開析斜面上部と山頂緩斜面とが同程度の危険度であるとされる。同一地質（花崗岩）地域であればという条件付きではあるが、斜面の開析度が斜面崩壊危険度の評価において有効な指標になり得る。
- ③崩壊斜面（表層崩壊）は、安全率 (SF) = 0.90 以下で地形的滑動力示数 (F) = 2.97 以上にある斜面に崩壊が集中しており、安全率の変化が表層崩壊発生予測の指標になり得る。
- ④崩壊面積が $2 \times 10^3 \text{m}^2$ 以上であれば、崩壊地の面積と累積数との関係はべき乗則に従っており、地震や雪崩の発生と同様の「自己組織臨界現象モデル」が適用できる。
- ⑤斜面崩壊危険度予測手法の1つであるスコア方式は、各評価項目の配点・重み付けは実施者の主観や経験によって異なるため解析結果に大きな差が生じる可能性があることや、地質構造や植生などは状況の数値化が難しいといった課題がある。
- ⑥総計的解析手法は、複数のパラメーターを短時間に処理することができ、広域的な評価も可能となっている反面、解析アルゴリズムが複雑であるため、解析結果に対してどの因子がどの程度影響しているのかなどの検証が難しいといった課題がある。
- ⑦力学的解析手法は、地形・地質が複雑な地域においては、調査・観測・解析結果の一般化、類型化に適さないといった課題がある。

第4章 斜面崩壊危険度の指標としての谷密度の位置付け

4.1 斜面崩壊密度と谷密度の関係

谷地形の形成は、斜面の崩壊－開析過程の一形態である。これまで、日本の山地流域の浸食と土砂生産は、斜面崩壊に大きく起因することが指摘されてきた(例えば、守屋, 1972¹⁾: 吉川ほか, 1973²⁾: 江川, 1979³⁾: Ohmori, 1983⁴⁾: Oguchi, 1994⁵⁾など)。このような斜面の地形発達プロセスの特徴は、流域の水系の発達にも強く影響する。塚本ほか(1974)⁶⁾, 塚本(1974)⁷⁾は、崩壊は谷頭部付近で発生するものが多く、山地流域の水系網の発達と密接に関連すると指摘した。この水系網の発達に関しては、様々な法則性が見いだされており、i) Melton の法則⁸⁾, ii) Horton の法則⁹⁾, iii) Yang の法則¹⁰⁾, iv) Strahler の法則¹¹⁾などが重要なものである。このうち、i)~iii)は、水系網に関するもので、線構造的性格をもつ法則で、iv)は流域の浸食地形を表現するもので、立体構造的性格をもつ法則とされる。塚本(1979)¹²⁾は、既往の地形解析結果からこれら法則の相互関係を示した上で、流域水系の形成過程における斜面崩壊(表層崩壊)の位置付けを考察した(図-4.1.1)。

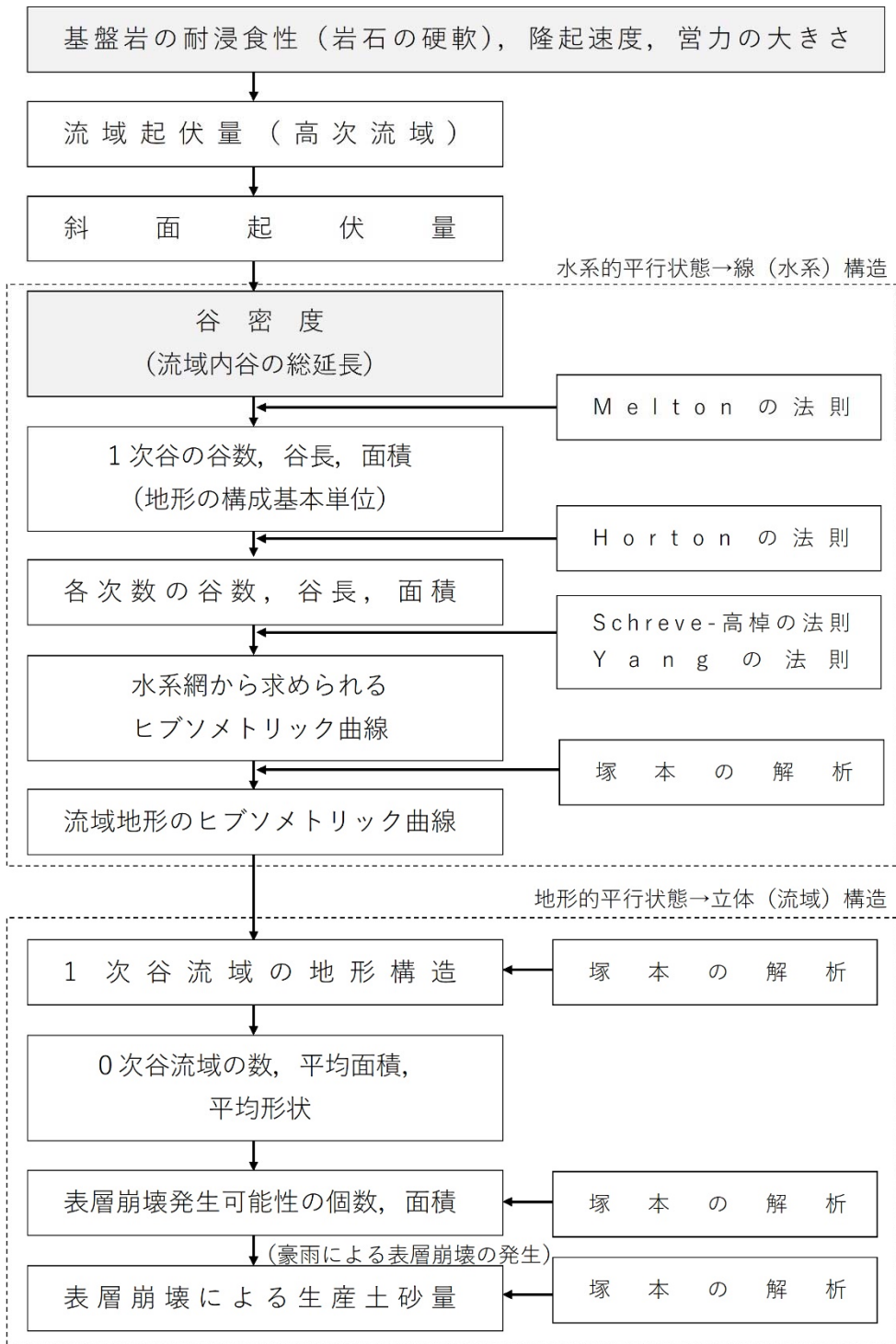


図-4.1.1 流域地形の発達プロセス(塚本,1979¹²⁾に加筆)

この発達プロセスに従うと、谷密度が決定すると、Milton の法則が成り立つ(式-4.1.1, 4.1.2, 4.1.3)。谷の出現頻度、1 次谷の総延長が谷密度の二乗に比例するとし、ここから、「同程度の流域面積であれば、谷密度が大きいほど、1 次谷の総延長・平均谷長が長くなる」ことが示される⁸⁾。

$$\cdot F=0.964D_d^2 \quad \dots\text{式-4.1.1}$$

(F : 谷頻度, D_d : 谷密度)

$$\cdot N_1=0.52A_n \cdot D_d^2 \quad \dots\text{式-4.1.2}$$

(N_1 : 1 次谷の総延長, A_n : n 次の流域面積, D_d : 谷密度)

$$\cdot L_1 = \frac{A_n \times D_d}{2N_1 - 1} \quad \dots\text{式-4.1.3}$$

(L_1 : 1 次谷の平均谷長, A_n : n 次の流域面積, D_d : 谷密度)

1 次谷の総延長 N_1 , 平均谷長 L_1 , 面積 A_1 , が決まると、次に Horton の法則が成立し、各次数の谷の本数 N_i , 平均谷長 L_i , 流域面積 A_i および高位の次数谷との比が導き出される(式-4.1.4, 4.1.5, 4.1.6)。ここで、それぞれの比については、谷の発達がランダムで樹枝状水系であれば、Schreve-高棹の法則が成立し、 $R_f=2$, $R_a=4$ で表される相似形を示す⁸⁾。

$$\cdot N_i = N_1 \times \left(\frac{1}{R_b}\right)^{i-1} \quad \dots\text{式-4.1.4}$$

(N_i : i 次谷の本数, R_b : 分岐比)

$$\cdot L_i = L_1 \times R_l^{i-1} \quad \dots\text{式-4.1.5}$$

(L_i : i 次谷の長さ, R_l : 谷長比)

$$\cdot A_i = A_1 \times R_a^{i-1} \quad \dots\text{式-4.1.6}$$

(A_i : i 次谷の流域面積, R_a : 流域面積比)

一方、水系を縦断方向で見た場合、流域が平衡状態に達したときは、各次数の谷の落差(比高)が等しくなるという Yang の法則が成り立つとされる。 i 次谷の谷の落差を H_i で表すと、式-4.1.7 が成立する⁸⁾。

$$\cdot \frac{H_1}{H_2} = \sim = \frac{H_i}{H_{i+1}} = 1 \quad \dots\text{式-4.1.7}$$

縦断方向の法則を経ることで、水系は、線構造から立体構造へと全体像を示すこととなる。このような谷・水系の発達プロセスを踏まえ、塚本(1979)¹²⁾が得た知見・考察を要約すると、以下のような内容となる。

(1) 1次谷流域の地形構造について

- 1次谷の平均流域における平面形は、1次谷流域の大小にかかわらず、概ね同一の形態を呈する(図-4.1.2)。
- 1次谷流域の平均的な立体構造においては、流域勾配が緩いほど谷線と尾根線の間隔が開き、相対的にみて谷が「深掘れ」している形態をとる(図-4.1.3)。
- 1次谷流域が、地質の相違や流域面積の大小にかかわらず平均平面型が相似形をなすことは非常に重要であり、このことは、1次谷が水系により結合されて形成された高次の流域にも相似的特徴が存在する。

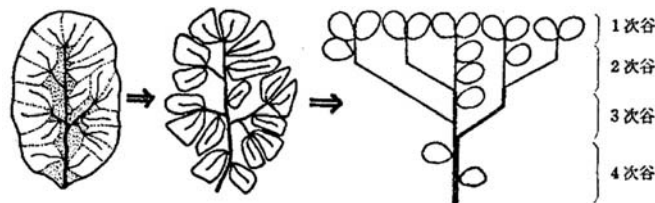


図-4.1.2 流域地形の1次谷への分割の概念図⁸⁾

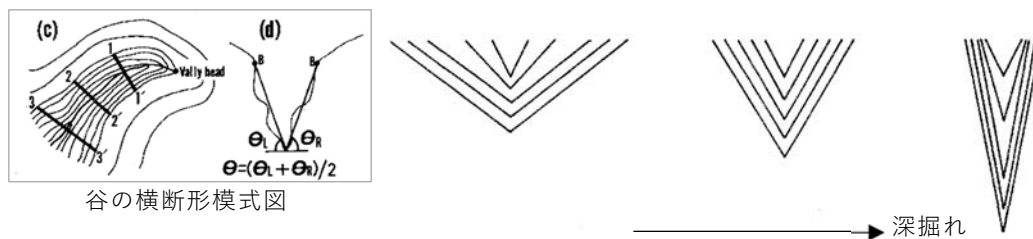


図-4.1.3 谷の「深掘れ」の模式図⁸⁾

(2) 0次谷流域の地形構造について

- 0次谷の勾配比や谷長比は、高次の谷と大きな差異はなく、0次谷を含めて法則が成立する。
- 分岐比と面積比は、高次の谷と比べて大きくなる傾向にある。
- 谷の勾配比と谷長比がいずれも法則を満足することは、0次谷は「水系末端の谷地形」とみなすことができる。

(3) 表層崩壊発生可能性箇所について

- ・表層崩壊の大部分が0次谷で発生する。西三河地域の調査では、崩壊総数の90%程度が0次谷で発生している。
- ・山腹斜面を凹形、平形、凸形の各斜面に分割すると、90%以上の表層崩壊が凹型斜面で発生している。
- ・表層崩壊の面積は平均的にみると、0次谷の流域面積と一定の関係をもつ。
- ・これらより、流域内における表層崩壊発生の可能性がある箇所と面積が予測可能となる。

このような相互関係から、塚本(1979)¹²⁾は、上位の地形要素が下位の地形要素を支配しながら流域地形を形成し、流域内の浸食現象である表層崩壊を進行させて流域地形をさらに発達させていると結論付けた。さらに、これら地形形成を支配する要素のうち、最も重要なものとして谷密度を挙げ、最上位の要素である基盤岩の耐浸食性を反映しているとした(図-4.1.4)。

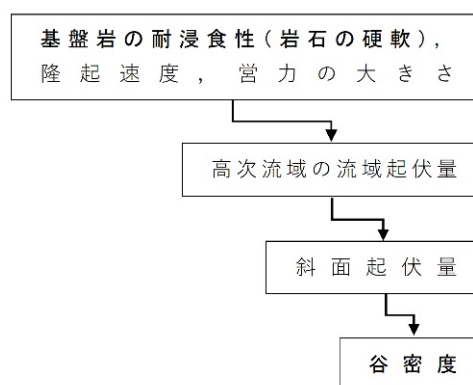


図-4.1.4 地形要素の支配関係の概念図(塚本,1979¹²⁾に加筆)

以上のことから、谷密度は流域の地形を規定する諸要素の中でも、最も重要なものであり、浸食現象である表層崩壊の特性に密接に関連しているといえる。また、表層崩壊は、流域地形の構成基本単位である0~1次谷流域に集中して発生し、この特徴は流域のスケールが異なっても大差がないことから、相似関係が成り立っているとみることができる。

このような谷密度と斜面崩壊との関係性については、その後も研究が進んでいる(例えば、恩田, 1989¹³⁾; 東ほか, 1993¹⁴⁾ 水田ほか, 2001¹⁵⁾など)。Onda(2004)¹⁶⁾は、長野県伊那市の花崗岩と結晶片岩類・中古生層地域を対象に、流域内の基盤岩からの湧水箇所の分布と湧水量の季節変化、流出ピーク時間の遅れなどの観測データを基に、花崗岩、中古生層それぞれの水理地質構造特性の違いが流域の谷密度の差となって現れていることを指摘した。流域内の湧出箇所数は、中古生層流域に比べて花崗岩流域の方が多く、また、湧水量

も中生層流域は渇水期と豊水期での差が大きいのに対し、花崗岩流域は通年での流量変化が少ない傾向が認められた(図-4.1.5)。また、降雨の流出ピークを比較すると、花崗岩流域では、降雨から流出ピークが現れるまでの時間差は極めて小さく、ほぼ同時であった。対して、中生層流域の流出ピークは、降雨から半日程度遅れて現れている(図-4.1.6)。

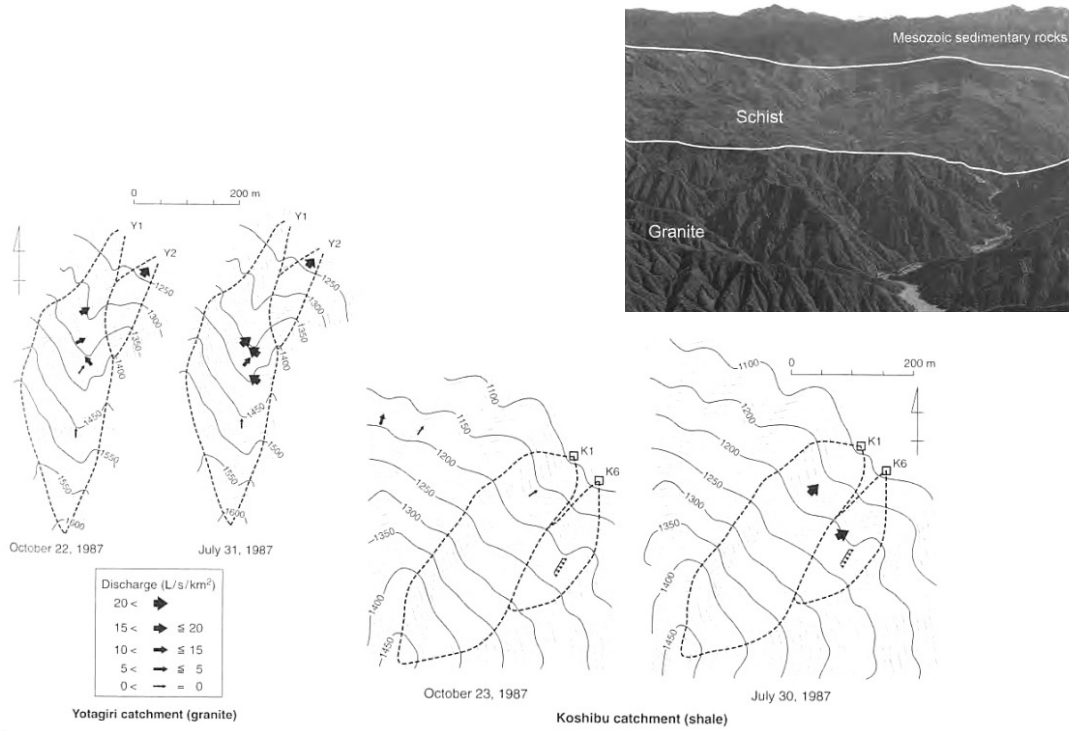


図-4.1.5 花崗岩流域(左)・中生層流域(右)における基盤岩湧水状況¹⁶⁾

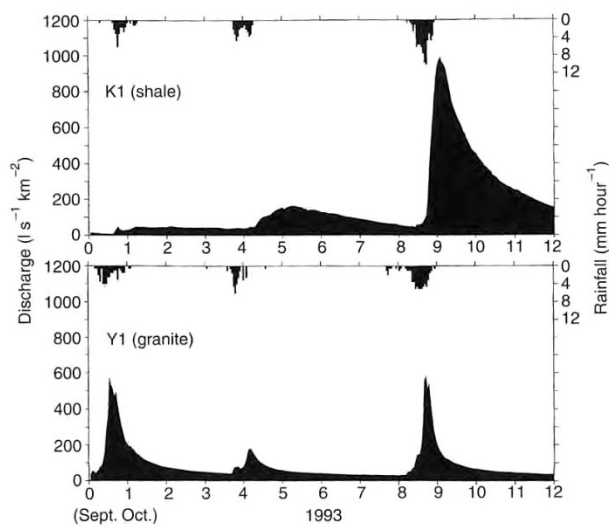


図-4.1.6 中生層流域(上)・花崗岩流域(下)における基盤岩湧水状況¹⁶⁾

これらの現象は、流域の基盤岩の地質の違いに起因するものとし、それぞれの水理地質構造特性(割れ目の多さや分布深度など)から検討を行っている(図-4.1.7)。花崗岩を基盤岩とする斜面は亀裂が少なく、雨水が地下深部まで浸透しづらいため、表流水が卓越する。このため、表土層は短時間で飽和に達し、斜面上では表層崩壊が頻発する。これらの結果として、花崗岩斜面は風化帯の発達に乏しく、分布も薄くなる。対して、中古生層を基盤する斜面はその地質特性から初生的にも亀裂や弱面が多く、それらは深部まで及んでいる。斜面には風化帯が厚く発達するため、雨水は地下深部まで浸透し、地下水流動経路は遠くなる。多少の降雨では斜面表層が飽和されることはなく、表層崩壊の頻度は小さくなる。しかし、亀裂や弱面が深部まで発達し、また降雨の浸透・貯留量も多いことから、降雨が続くと深層崩壊につながる。このような、水理地質構造の違いに起因する降雨の流出経路・深度の違いが斜面の崩壊特性に強く影響し、結果として谷密度の差となって現れるとした(図-4.1.8)。

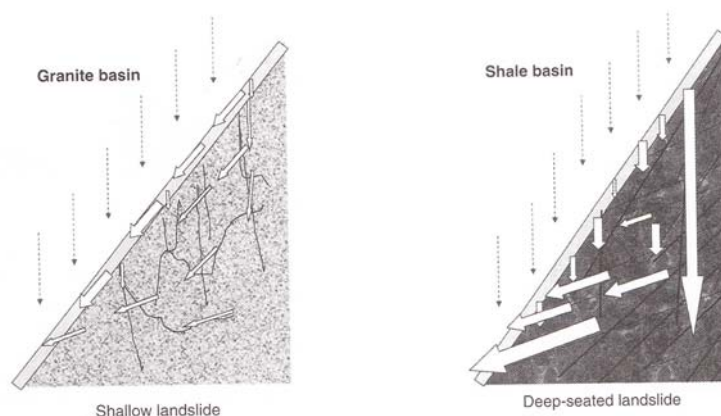


図-4.1.7 花崗岩斜面(左)と中古生層斜面(右)の地質構造の違いと地下水流動経路の違いを示す模式図¹⁶⁾

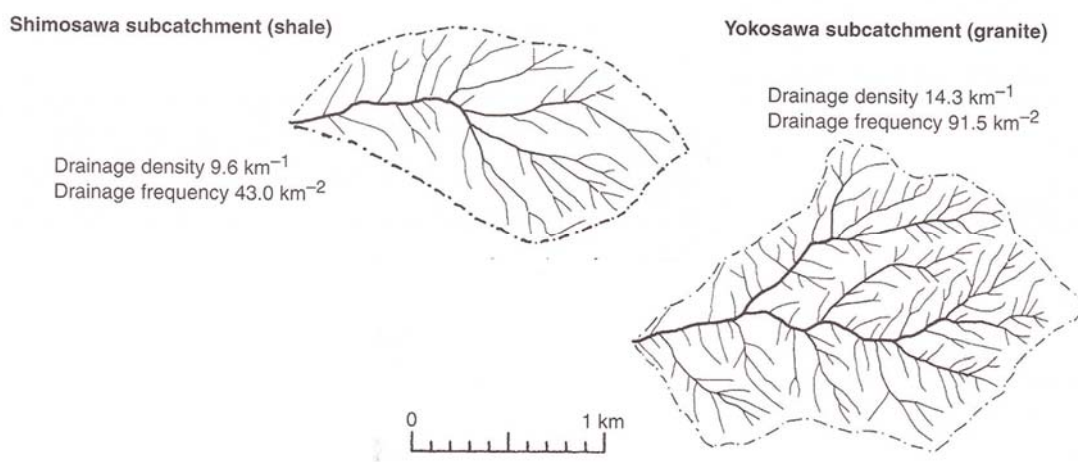


図-4.1.8 花崗岩流域(左)と中古生層流域(右)の谷密度¹⁶⁾

また、長谷川ほか(2008)¹⁷⁾は、瀬戸内沿岸の丘陵斜面では表層崩壊が多発し、四国山地の大起伏山地で大規模崩壊が発生する違いとして、両地域の斜面構成物質の水理地質構造が異なることを示し、谷密度が豪雨等による斜面崩壊規模の有効な指標となる可能性を指摘した。すなわち、谷密度が高い地域では降雨により小規模な崩壊が多発するのに対し、谷密度が低い地域では、より大きな降雨(強度)になったときに大規模な崩壊が発生するとした。

このような考察に基づき、四国を中心とした過去の豪雨による土砂災害資料から、斜面崩壊規模が既知である地域を対象に谷密度を算出し、斜面の崩壊規模と谷密度との関係を検討した(図-4.1.9)。対象とした崩壊箇所は24地域で計429地点である。谷密度の計算は、等高線の入れ込みが幅より大きいものを谷と定義し、地形図上で屈脚部分が直線になる位置までを谷頭とした。この結果、谷密度と崩壊谷密度が高くなるにつれて崩壊規模は小さくなり、谷密度が低くなるにつれて崩壊規模は大きくなる傾向が認められた(図-4.1.10)。

また、谷密度は崩壊規模の上限を規定する指標となる可能性があるとし、その関係式として、 $V(\text{Volume}[\text{m}^3])=3 \times 10^{17} \times D(\text{Drainage density}[\text{km}^{-1}])^{-12}$ を得た。

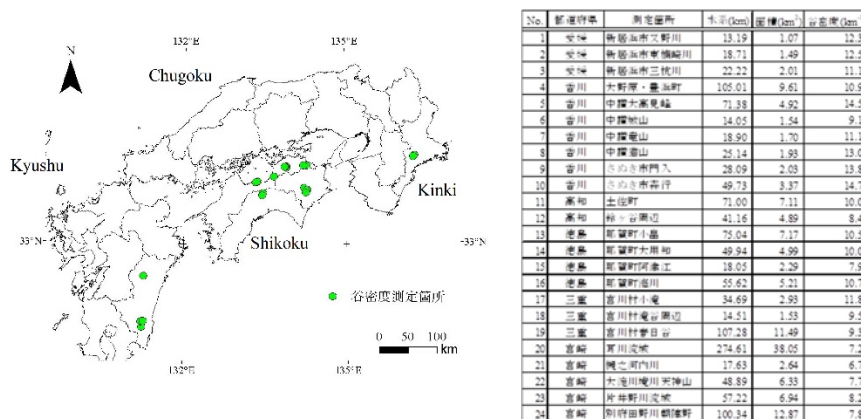


図-4.1.9 調査対象位置図¹³⁾

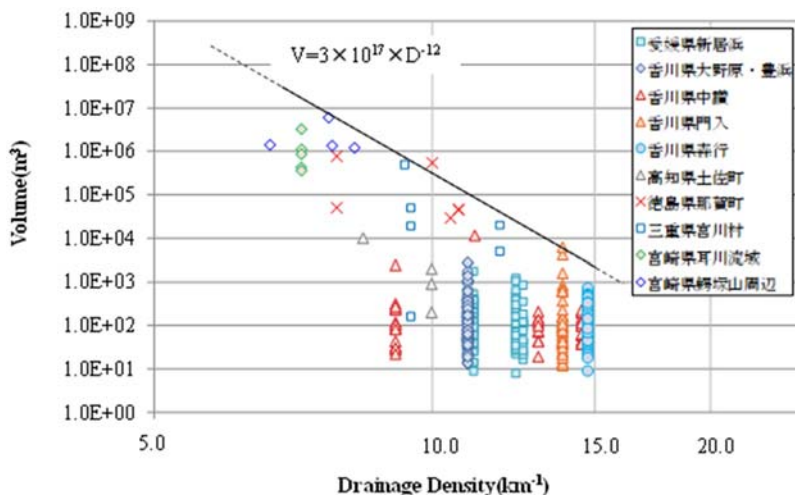


図-4.1.10 谷密度と崩壊規模の関係¹⁷⁾

このことから、谷密度が高い斜面は透水性の高い表層土（風化土・崩積土）が斜面に薄く堆積するが、その下位の基盤岩は難透水性で降雨が浸透しにくいいため、表層上中の間隙水圧の上昇が早く、表層崩壊が多発しやすい。また、表層崩壊の多くは谷頭部で発生するので、0次谷に沿ってガリー侵食が形成され、谷が形成されやすとした(図-4.1.11)。

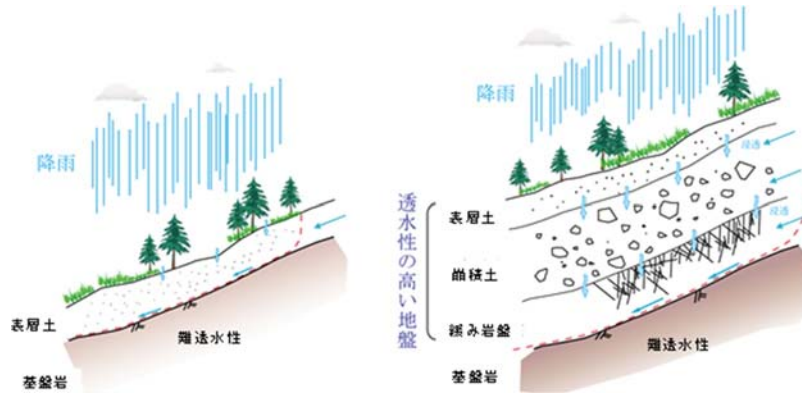


図-4.1.11 斜面の水理地質構造と谷密度の関係の模式図 17)

斜面の構成地質、風化帯の分布特性と表層崩壊発生場との関係を詳細に検討したものとして、松澤ほか(2014)¹⁸⁾の研究がある。当該研究では、愛媛県新居浜市の和泉層群分布地域において、2004年8月台風15号及び同9月台風21号で発生した斜面崩壊を対象に、地質と崩壊密度の関係、地質構造と崩壊特性の関係、表層基盤岩の風化程度と崩壊特性の関係、崩壊発生場の分布特性について論じた。地質と崩壊密度との関係は、5つの岩層分布域での崩壊発生数がいずれも130～150箇所と、それぞれ近い値にあることから、地質と崩壊密度との関係性は低いとした(図-4.1.12)。また、地質構造(地層の傾斜方向や流れ盤/受け盤など)と崩壊密度との関係についても有意な関係性は認められず、基盤の地質構造よりも斜面の傾斜方向に強く規制されているとした。

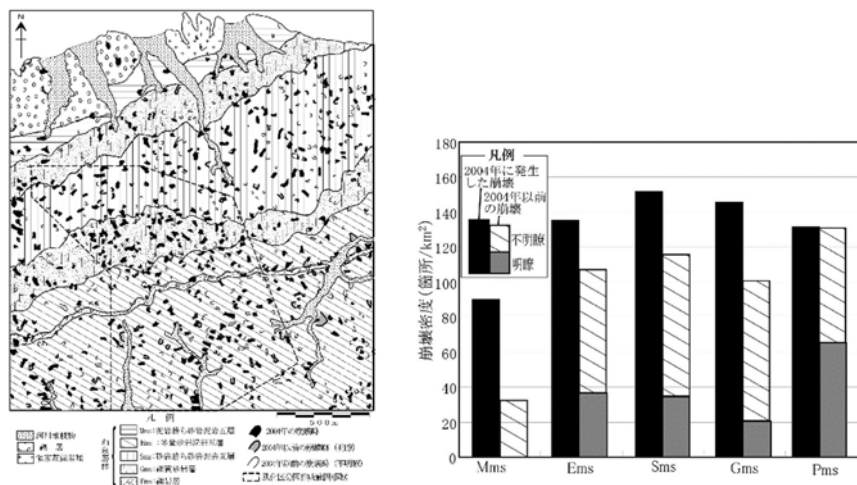


図-4.1.12 崩壊箇所分布(左)と岩種別崩壊密度(右) 18)

一方、表層基盤岩の風化程度と崩壊密度には有意な関係性が見出され、風化程度が強い斜面ほど崩壊密度が高い(図-4.1.13, 表-4.1.1). 崩壊箇所数は、弱・中・強風化岩分布域それぞれで、46, 72, 127箇所、中・強風化帯での発生が80%以上を占めている。

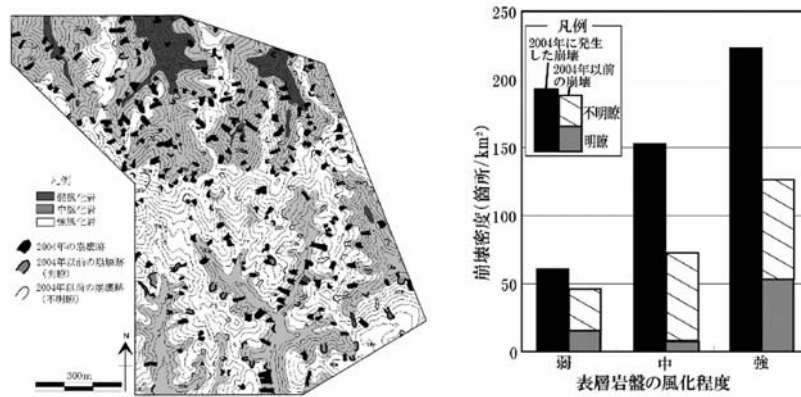


図-4.1.13 表層基盤岩の風化程度(左)と崩壊密度(右) 18)

表-4.1.1 弱・中・強風化岩上で発生した崩壊の特徴 18)

表層岩盤の風化程度		弱	中	強	備考
崩壊地の諸元	崩壊長(m)	70	10~80	10~30	現地踏査より
	崩壊幅(m)	30	10~40	10~20	現地踏査より
	崩壊深(m)	0.8以下	0.5~3.0 (1~2mで多発)	0.5~2.0 (0.8m前後で多発)	現地踏査より
	主な土層構成物	岩片混じりの土層	岩片混じりの土層	岩片を含まない砂質な土層	現地踏査より
見かけの摩擦角の平均(°) (対象の崩壊数)		36.0 (n=1)	32.4 (N=5)	25.6 (N=13)	現地踏査より
崩壊面積(m²)	平均値	143	234	254	GIS解析より
	標準偏差 (対象の崩壊数)	116 (N=4)	152 (N=85)	140 (N=138)	
崩壊斜面の傾斜角(°)	平均値	40.9	40.4	38.6	GIS解析より
	標準偏差 (計算面積 km²)	8.5 (0.001)	9.7 (0.020)	10.1 (0.035)	
斜面全体の傾斜角(°)	平均値	38.3	36.4	31.4	GIS解析より
	標準偏差 (計算面積 km²)	12.0 (0.671)	11.6 (0.56)	11.2 (0.62)	

また、崩壊発生場所については、弱・中・強風化岩上で発生した崩壊のいずれも94%以上が、斜面の削剥前線である遷急線沿いで発生していることが明らかになった(図-4.1.14).

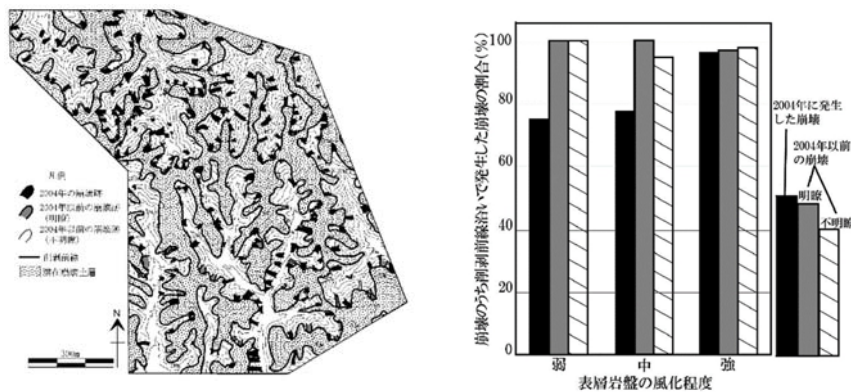


図-4.1.14 削剥前線の分布(左)と削剥前線沿いで発生した崩壊の割合(右) 18)

4.2 水系における崩壊発生の場所

前述したように、表層崩壊の多くは、0~1次谷といった低次の谷の流域で発生するとされる。これは、谷の縦断方向でみた場合、より高次の水系では、常時流下する流水が多くなり、溪床勾配も次第に緩くなってくるため、多少の降雨では崩壊などの土砂移動は発生しないと考えられる。これらの現象は、実際に土石流発生後の現地状況と、土石流非発生の溪流状況との比較を通して見取れる。また、1次谷は地質や流域面積の大小にかかわらず、相似形をなすとされる。これは、言い換えれば、流域面積が大きいほど1次谷の本数が増える=斜面崩壊の頻度が増えるということである(図-4.2.1)。ここで、2009年7月の中国・九州北部豪雨災害と2014年8月の広島豪雨災害を事例として、斜面崩壊が発生した流域の面積と崩壊が発生した谷の次数との関係を示す(表-4.2.1)。谷次数の確認(発生源位置の確認)は、崩壊箇所をプロットした国土地理院2万5千分の1地形図から読み取った(図-4.2.2)。

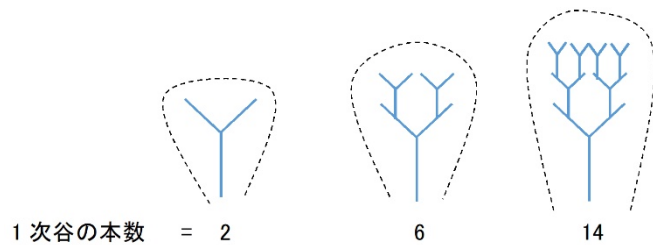


図-4.2.1 水系の相似に伴う1次谷数の増加

表-4.2.1 崩壊発生溪流の谷次数内訳

(2009年7月中国・九州北部豪雨災害・2014年8月広島豪雨災害)

対象災害	流域番号	谷密度 (km ⁻¹)	谷次数別発生箇所数			計
			0	1	>2	
2009年7月 中国・九州 北部 豪雨災害	1	4.63	4	1	0	5
	2	5.34	3	3	2	8
	3	7.06	4	2	0	6
	4	9.68	5	1	1	7
	5	9.57	6	4	2	12
	6	11.79	8	5	4	17
	7	9.76	6	2	0	8
	8	7.42	7	0	1	8
	9	7.87	5	1	2	8
	10	7.38	6	4	0	10
	11	5.52	2	1	1	4
	12	4.99	1	0	1	2
	13	4.30	5	2	1	8
	14	5.36	5	6	2	13
	15	7.97	3	1	0	4
	16	7.84	7	3	2	12
	17	7.73	5	2	2	9
2014年8月 広島豪雨災害	1	8.82	6	2	0	8
	2	7.56	2	0	0	2
	3	8.89	8	4	1	13
	4	6.33	3	0	0	3
	5	2.72	4	3	0	7
	6	7.03	9	1	1	11
	7	8.45	8	4	1	13
	8	6.76	4	1	0	5
	9	5.22	5	3	0	8
	10	4.73	1	0	0	1
	11	4.97	2	0	0	2
	12	3.00	2	0	0	2
	13	1.50	0	1	1	2
	14	2.67	2	1	1	4
	15	0.77	0	1	0	1
	16	4.83	3	2	0	5
	17	3.38	0	1	1	2
18	4.27	5	2	0	7	
19	2.90	3	0	1	4	
20	3.77	2	3	1	6	
21	4.42	6	4	2	12	
22	7.79	5	3	0	8	
23	9.25	4	3	1	8	
24	9.67	2	1	0	3	
25	9.54	5	0	0	5	
26	6.11	1	1	0	2	
27	10.70	6	2	1	9	

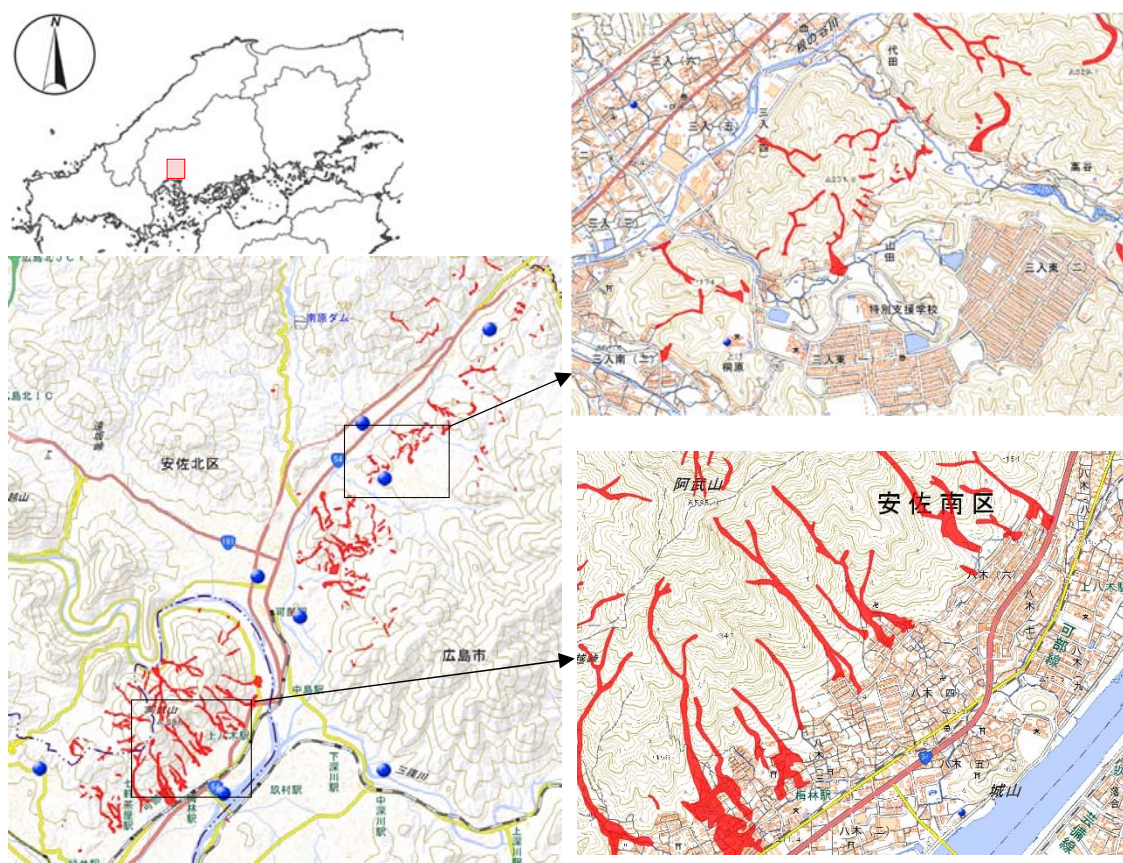


図-4.2.2 斜面崩壊発生溪流の位置図の例(赤ハッチ)

まず、流域面積と谷密度の関係を、図-4.2.3 に示す。全体的にみて、流域面積の増加に伴い、谷密度も増加する傾向が認められる。これは、流域面積が広い斜面ほど、水系が発達していることによると考えられる。

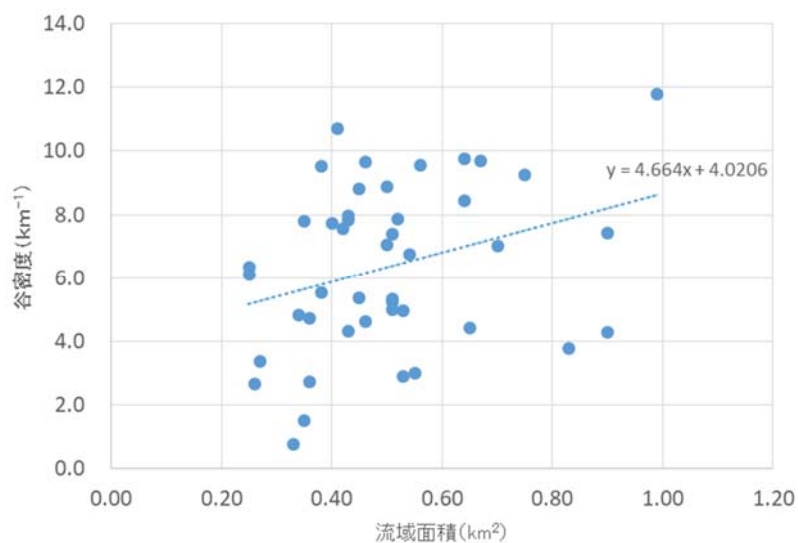


図-4.2.3 流域面積と谷密度の関係

次に、各谷次数の崩壊発生数と流域の谷密度との関係を、[図-4.2.4](#) に示す。抽出した崩壊箇所は総数294箇所、0次谷を発生源とするものは180箇所、1次谷は82箇所、2次谷以上は33箇所、0次谷斜面の崩壊が約6割を占めている。また、流域の谷密度との関係をみると、谷密度の増加に伴い、特に0次谷の崩壊数が増えている。次いで、1次谷からの崩壊が緩やかな増加を示す。対して、2次谷以上の谷での崩壊数は谷密度の大小にかかわらず、1～3箇所程度である。

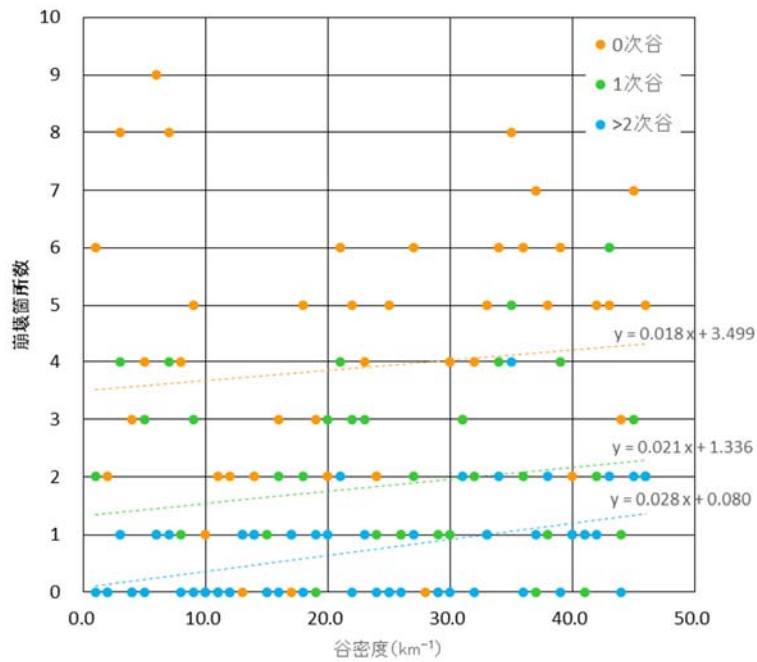


図-4.2.4 各谷次数の崩壊発生数と流域の谷密度との関係

以上のことから、斜面崩壊頻度と谷密度との関係について、次のように整理できる([図-4.2.5](#))。

- 流域面積が大きくなると、谷密度が増加する。
- 斜面崩壊総数の半数以上が0次谷で発生している。
- 谷密度が大きいほど、斜面崩壊数が多い。
- 谷密度が大きいほど、0次谷での発生率が高くなる。
- これは、流域面積が広いほど0次谷の数が増え、崩壊発生可能性箇所が多くなることによる。
- 1次谷も同様の傾向が認められるが、0次谷ほど顕著な比例関係は認められない。
- 2次谷以上の谷では斜面崩壊の発生は少なく、また、谷密度との関連性は低い。

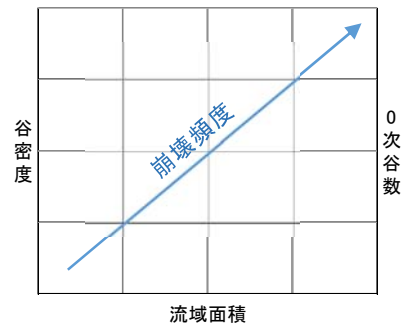


図-4.2.5 流域面積と谷密度、0次谷数、崩壊頻度の関係の概念図

4.3 谷密度の定量的な算出における課題

斜面崩壊の発生頻度は流域内の谷密度と密接に関連している。よって、谷密度は斜面崩壊の発生場所や頻度、規模などの予測において、重要な指標と考えられる。斜面崩壊の多くが0～1次谷で発生していることから、谷密度の算出においては、これら低次の水系を含む詳細な谷線の抽出が重要となってくる。

谷や水系網は線で表すことができるため、地形要素の中では比較的定量化しやすい。谷地形に関する検討では、地形図やDEMから作成された水系網図が用いられる。この場合、基図となる地形図の縮尺と、1次谷の谷頭～0次谷斜面をどこに取るかという2つの要素により、得られる特性値が変化する。特に後者は、個人差が出やすいため、扱う値は地形量であるが、それらの取得過程においては、やや定性的であるといえる。

このうち、地形図の縮尺については従来から検討が行われており、水系網の延長比、分岐比、勾配比などの値は縮尺の違いによる差は小さいとされている(Scheidegger, 1966¹⁹); Yang and Stall, 1971²⁰); 高山, 1972²¹); 島野・鈴木, 1981²²)など。これは、水系網が相似の関係にあることによると考えられている。

一方、谷線の中でも1次谷の谷頭の認定については、地形図に青線で示される谷線の最上流端とする方法や、等高線の屈曲に現れている谷地形の最上流端とする方法などがあり、一般的には後者の方法が用いられる。この方法で谷頭部を認定する場合、等高線の屈曲形が「谷長>谷幅」となっているところまでを谷とする方法(三野, 1942²³); 谷津, 1950²⁴); 阪口, 1965²⁵)など、等高線の屈曲が少しでもあればそこまでを谷とみなす方法(Morgan, 1971²⁶); 高山, 1972²¹); 島野・鈴木, 1981²²); Mark, 1983²⁷); Onda, 1994²⁸)など。「谷長(奥行)>谷幅」までを谷とする方法では比較的深い(明瞭な)谷だけの抽出に限られるが、等高線の屈曲部を谷とみなす方法では、比較的浅い(不明瞭な)谷や、1次谷の谷頭や遷急線より上の0次谷斜面までを抽出できる。山地斜面の最上流部に発達する谷の形態は、[図-4.3.1](#)に示す2つのタイプに大別される(小松, 1999)²⁹。タイプAは、上流ほど等高線の屈曲角(開き)が大きい谷の等高線の模式的に示している。Bは、すべての等高線の屈曲角が同じで、上流ほど屈曲部の等高線長が短くなる谷の形態を示す。これら等高線の屈曲の程度は、谷地形の明瞭さ=谷の深さをあらわしている。この場合、谷長>谷幅の関係とする方法と、等高線の屈曲部を全て認定する方法とでは、両タイプにおいて谷の認定区間が異なる。タイプAの谷に対しては、前者の方法で認定した谷線の延長は、後者の方法で認定した延長に比べて短くなる。微谷次數的には、1次谷から上流の0次谷認定の有無の差となる。一方、タイプBの谷では、いずれの方法も認定した谷線の延長は同じとなる。このような、認定方法の違いは、当然のことながら、流域全体の谷密度、水系網特性の表現の差となって現れる。例えば、Strahler方式の次数区分方法では、1次谷が1本欠落しても流域の最高次数が低下するため、低次の谷の認定に大きく影響する。また、1次谷の認定(本数、延長)が異なると、谷密度も大きく変化するため、1次谷の取り方により、流域の崩壊特性を示すパラメーターが大きく変わってしまう([図-4.3.2](#))

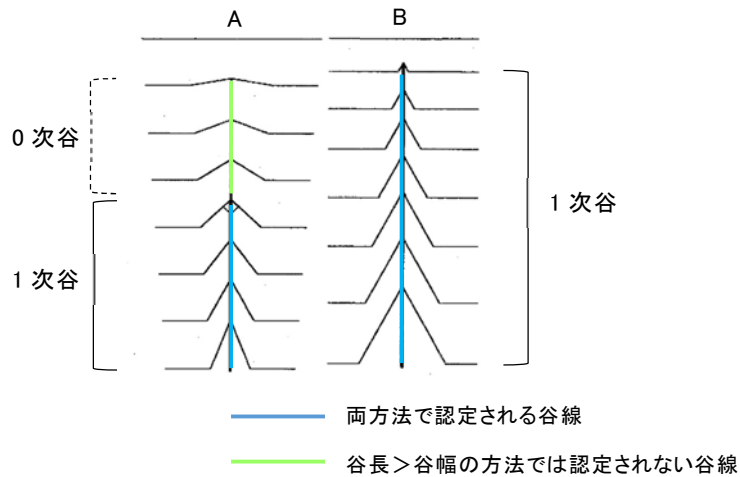


図-4.3.1 等高線の形状による谷線の認定の違い
(小松, 1999²⁹⁾に加筆)

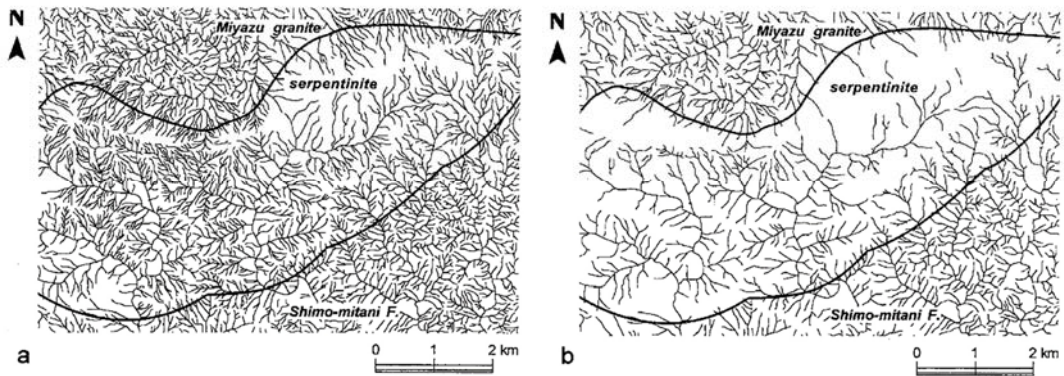


図-4.3.2 谷線の認定方法の違いによる水系網表現の差²⁹⁾

左: 等高線の屈曲部を全て谷線と認定する方法
右: 谷長 > 谷幅の区間のみ谷線として認定する方法

このように、谷地形の認定は、地形図の縮尺や等高線の表現方法、谷の認定(抽出)方法によって結果は大きく異なる。しかし、地形解析においては、必ずしも高精度であることが必ずしも有利であるとは限らない。研究目的、対象とする地形のスケールや特性、微地形が持つ重要度などに応じて、最適な方法を選定することが重要である。

4.4 本章のまとめ

- ①崩壊は谷頭部付近で発生するものが多く、山地流域の水系網の発達と密接に関連する。
 - ②同程度の流域面積であれば、谷密度が大きいほど、1次谷の総延長・平均谷長が長くなる。
 - ③上位の地形要素が下位の地形要素を支配しながら流域地形を形成し、流域内の浸食現象である表層崩壊を進行させて流域地形をさらに発達させている。
 - ④谷密度は流域の地形を規定する諸要素の中でも、最も重要なものであり、浸食現象である表層崩壊の特性に密接に関連している。
 - ⑤水理地質構造の違いに起因する降雨の流出経路・深度の違いが斜面の崩壊特性に強く影響し、結果として谷密度の差となって現れる。
 - ⑥谷密度が高い地域では降雨により小規模な崩壊が多発するのに対し、谷密度が低い地域では、より大きな降雨(強度)になったときに大規模な崩壊が発生すると考えられる。
 - ⑦谷密度は崩壊規模の上限を規定する指標となる可能性がある。
 - ⑧谷密度が高い斜面は透水性の高い表層土(風化土・崩積土)が斜面に薄く堆積するが、その下位の基盤岩は難透水性で降雨が浸透しにくいいため、表層上中の間隙水圧の上昇が早く、表層崩壊が多発しやすい。また、表層崩壊の多くは谷頭部で発生するので、0次谷に沿ってガリー侵食が形成され、谷が形成されやすいと考えられる。
 - ⑨流域面積が大きいほど1次谷の本数が増える＝斜面崩壊の頻度が増えると考えられる。
 - ⑩流域面積が大きくなると、谷密度が増加する。また、斜面崩壊総数の半数以上が0次谷で発生している。
 - ⑪谷密度が大きいほど、斜面崩壊数も多く、0次谷での発生率が高くなる。
 - ⑫これは、流域面積が広いほど0次谷の数が増え、崩壊発生可能性箇所が多くなることによると考えられる。
-

第5章 谷密度計算手法の妥当性の検証

5.1 計算に用いる基図及び DEM

水系の構成基本単位は 1 次谷流域であり、斜面崩壊特性に密接に関連する。前述のように、斜面崩壊の大部分は、1 次谷及びその谷線上の山腹凹地をなす 0 次谷斜面で発生している。また、その崩壊形態には各地形スケールにおいて相似性が存在するとされる。斜面崩壊を、侵食基本単位としての 0 次谷から 1 次谷への成長点と見れば、1 次谷の抽出精度が重要となってくる。当然のことながら、大縮尺の地形図、詳細 DEM ほど抽出精度は高くなる。しかし、図上で設定した 1 次谷が原地形上で何次谷になるかの判断は難しく、厳密に言えば地形量はやや定性的なものとなる。このため、地形量算定においては、対象とする地形スケールに応じた DEM サイズの選定と計算方法の検討・選定が重要となる。

これまで、DEM サイズの違いによる地形解析結果への影響については、様々な地形を対象に検討されている。例えば、田中ほか(2000)¹⁾は、日本の場合、DEM の解像度が 25m 程度よりも詳細であれば単位斜面を検討することができ、75m よりも粗くなると平均的な尾根一谷の組み合わせの周期を超えてしまうため、個別地点における評価ができないとしている。

また、野々村ほか(2011)²⁾は、LP データから作成した各種サイズの DEM 解析を基に、地震時の斜面崩壊危険度の評価手法を検討した。その中で、DEM サイズが小さいほど地形を詳細に表現できるものの、尾根と谷を示す地形量の 1 つである平均曲率については、DEM サイズが小さくなるに従って曲率が 0 に近づき地形再現力が低下するため、5m 以上の DEM を使用することが望ましいとしている。

基図のメッシュサイズが小さいものほど地形表現は高精度なものとなるが、谷密度 ($/\text{km}^{-1}$) という相対値を評価するにあたっては、基図の精度差は大きな影響を与えないと考え、本研究では、評価手法の簡便性、汎用性を重視し、基図は入手が容易で日本全国をカバーしている国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用するものとした(図-5.1.1)。また、地形計測に用いる DEM は、基盤地図情報ダウンロードサービスから提供されている 10mDEM とし、それらの適用性を検討した(図-5.1.2)。DEM の解析は、ESRI 社の ArcGIS のほか、オープンソースで公開されている GIS ソフト「ILWIS 3」(<https://52north.org/software/software-projects/ilwis/>)で行った。

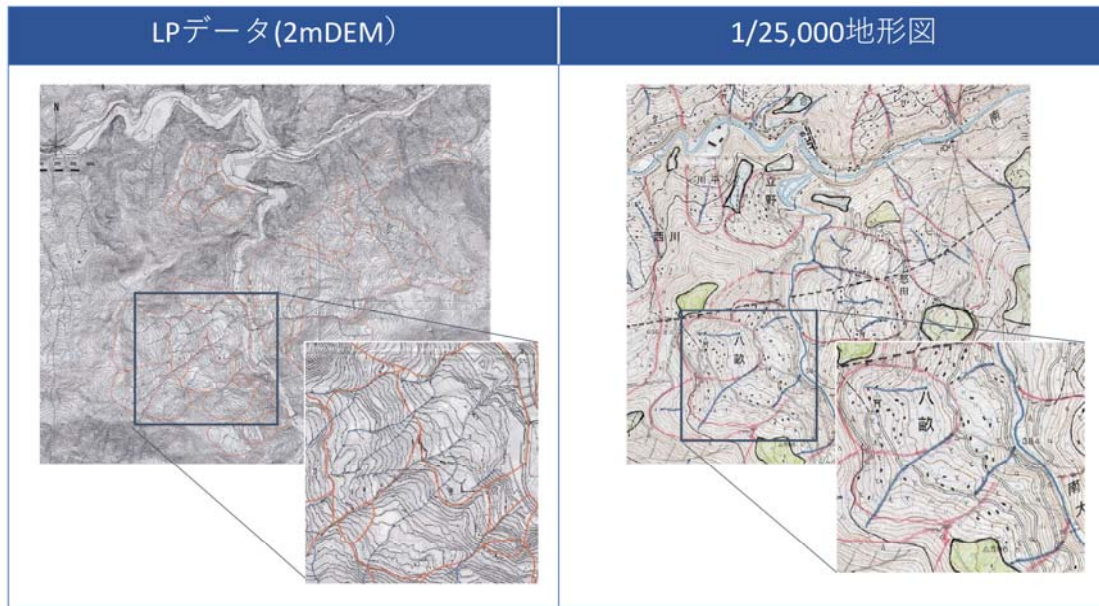


図-5.1.1 基図縮尺による谷地形表現の違い

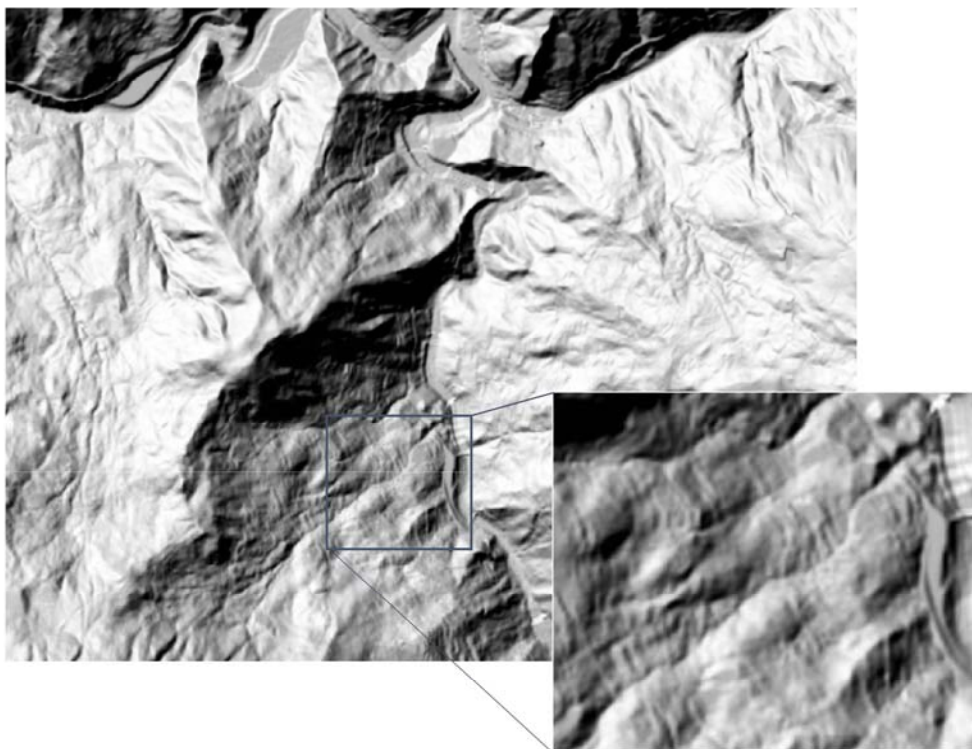


図-5.1.2 10mDEMによる地形表現の例

5.2 谷地形の抽出方法

谷地形の認定基準は、谷密度の計測結果に大きな影響を与える。本研究では、「地形図上で認識できる全ての等高線の屈曲部を上流に延長したもの」を谷と定義した。DEM から谷地形を抽出する方法として、GIS のラスターデータを用いて近隣セル間の集水方向を計算し、最急勾配方向を流水方向として表現する方法や、曲面上の任意の点を通る全ての測地線の曲率の最大値と最小値の平均として定義される平均曲率に基づくものなどがある。ここでは、以下2つの解析手法について、それぞれ谷地形の抽出精度の比較を行った。

5.2.1 セル間の集水方向に基づく谷地形の抽出

近隣セル間の集水方向から谷地形を再現する方法である(図-5.2.1)。計算対象セルの中に、周辺セルと比べて極めて低い標高のセルが孤立して存在する場合、集水方向の計算に影響するため、Fill 関数を用いて当該セルに周辺セル標高の平均値を与え直す処理を行う。

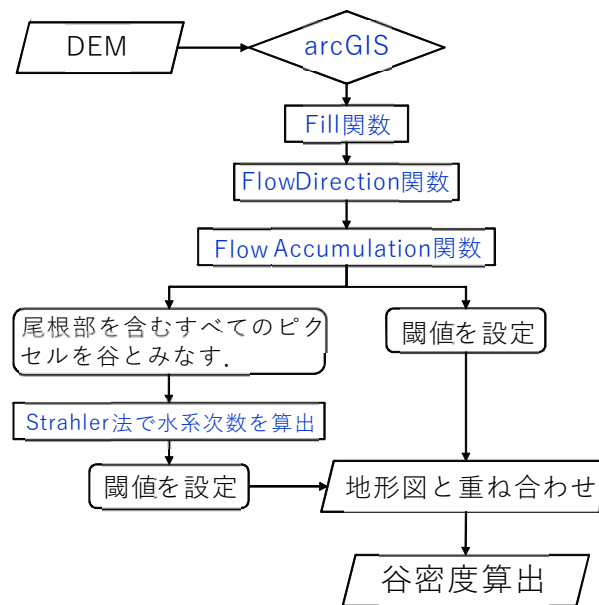


図-5.2.1 DEMを用いた谷密度の算出方法フロー

(1) Fill 関数

基図となる DEM を Fill 関数によって、局所的な凹地を除去する(図-5.2.2). DEM で表現される地形には、自然地形のくぼみ(凹窪地)が存在する. これらのくぼみは水系網作成の際にエラーを引き起こすため、くぼみを埋める作業を行う(e). この作業を行わないと、Flow Accumulation map 作成時に水の流りが途切れ、水系線を描くことができなくなる.

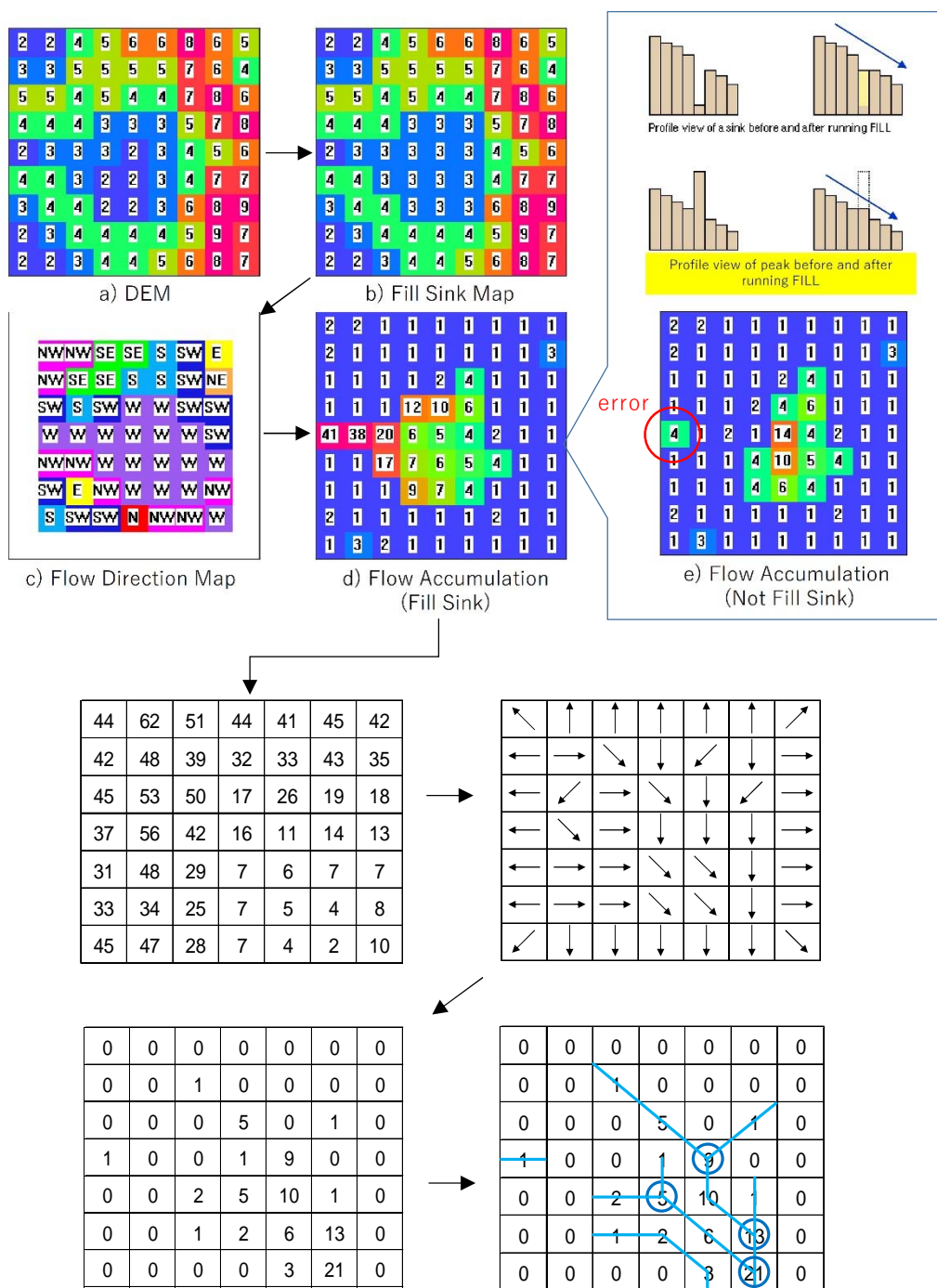


図-5.2.2 Fill 関数の概念図

(2) Flow Direction 関数

セルの標高に対して周辺 8 つのセルとの標高差及び中心間距離から傾斜角を計算し、その中の最急勾配方向を流線方向とする(図-5.2.3)。流線方向は東西南北、北東、南東、南西、北西の 8 方向で表わし、識別のためにそれぞれ任意の数値を与える。これらの方向値を flow accumulation 関数により、1 つのセルに流れ込むセル数(集水セル数)を集計する。ここで、グリッド間の距離の割合は水平・鉛直方向の場合は 1 となり、斜め方向は 1.414 となる。すべてのグリッドが同じ勾配なら、周辺グリッドを拡張し、急勾配が算出されるまで計算する。最後に、各セルの累積流量(累積セル数)を計算し、任意の閾値を与えて水系網図を作成する。

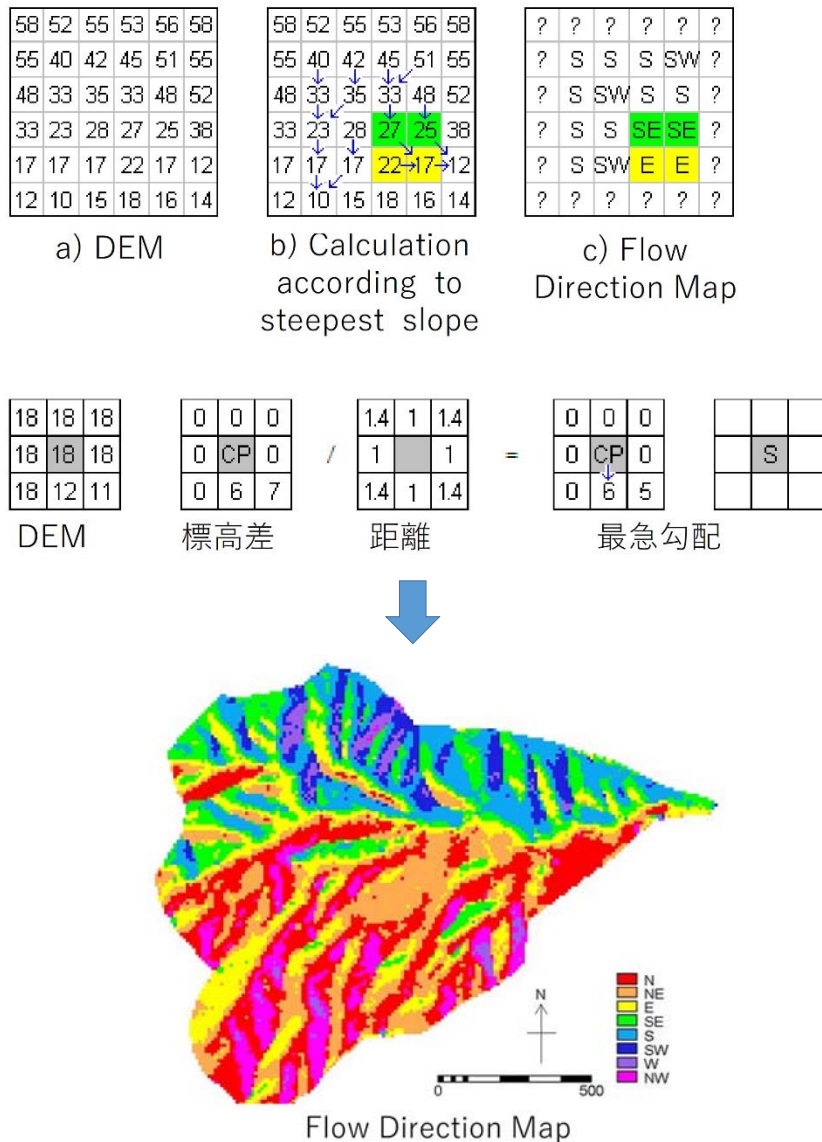


図-5.2.3 Flow Direction 関数の概念図

(3) Flow Accumulation 関数

グリッド内の下り勾配のすべてのセルの累積重みとして、先に求めた Flow Direction に基づき、各セルに流入する累積流量を計算する。それらを Flow Accumulation Map に与えることで水系網が作成される(図-5.2.4)。ここで、水域エリア内に1級河川のような流入量が大い水系が含まれている場合、水系網が二重、三重となり、実際的水系長より長く計上してしまう可能性がある。そのため、必要に応じて水系次数に閾値を設ける。

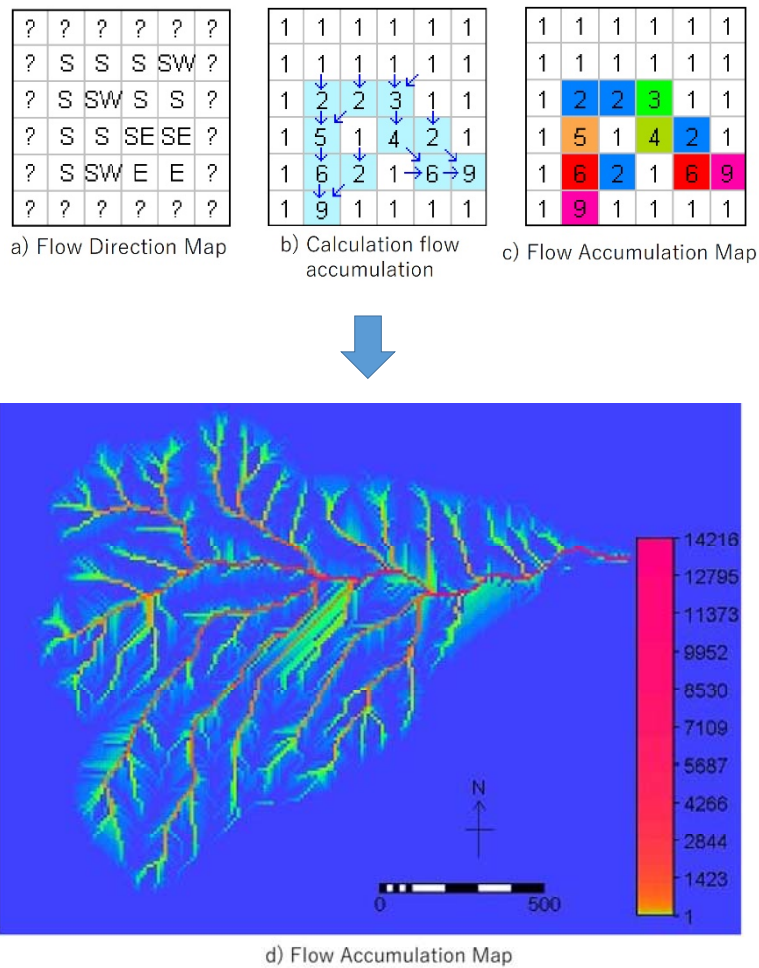


図-5.2.4 Flow Accumulation 関数の概念図

5.2.2 斜面の平均曲率に基づく谷地形の抽出

平均曲率(H)は、曲面上の2点間を結ぶ最短距離の曲線の曲率の最大値と最小値の平均で定義される量で、式-5.2.1によって求められる。

$$H = \frac{h_{xx}(1+h_y^2) + h_{yy}(1+h_x^2) - 2h_x h_y h_{xy}}{2(1+h_x^2+h_y^2)^{\frac{3}{2}}} \quad \dots \text{式-5.2.1}$$

ここで、

H: 平均曲率 h: 標高値

$$h_x = \frac{\partial h}{\partial x} \quad h_y = \frac{\partial h}{\partial y} \quad h_{xx} = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad h_{yy} = \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \quad h_{xy} = \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y}$$

斜面の最大傾斜方向の曲率(縦断曲率)と、それと直交する方向の曲率(横断曲率)により斜面形状を地形量として表現するもので、縦断形状が上に凸の地形であれば縦断曲率は負の値となり、横断形状が凸地形であれば横断曲率は正の値となる。これら2つの曲率が両方とも凸であるならば尾根地形を示し、平均曲率の値は負となる。また、両方とも凹であるならば谷地形を示し、平均曲率の値は正となる(図-5.2.5)。

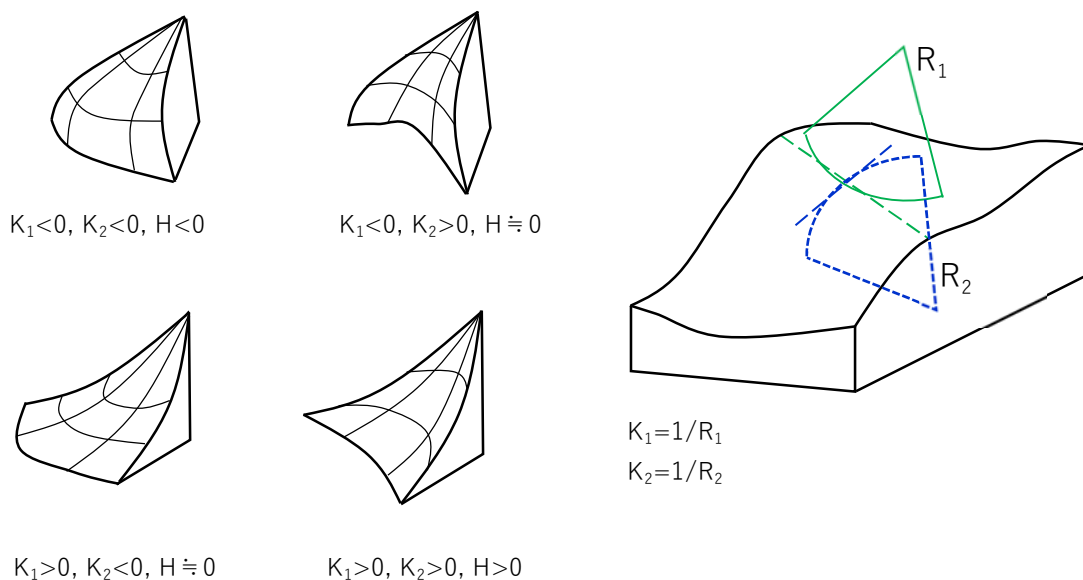


図-5.2.5 平均曲率による地形表現の概念図

5.3 計算手法の違いによる谷地形の再現性の比較

5.3.1 セル間の集水方向に基づく谷地形の抽出結果

10mDEMを用いた Flow Direction 関数から求めた累積流量より、水系網を作成した(図-5.3.1)。その結果、解析領域内に流入量大きい水系が含まれると、水系が二重、三重と平行して算出され、本来の水系長よりも長くなるケースがあった。そのため、谷次数の閾値と併せ、累積流量(集水セル数)の閾値を検討した。

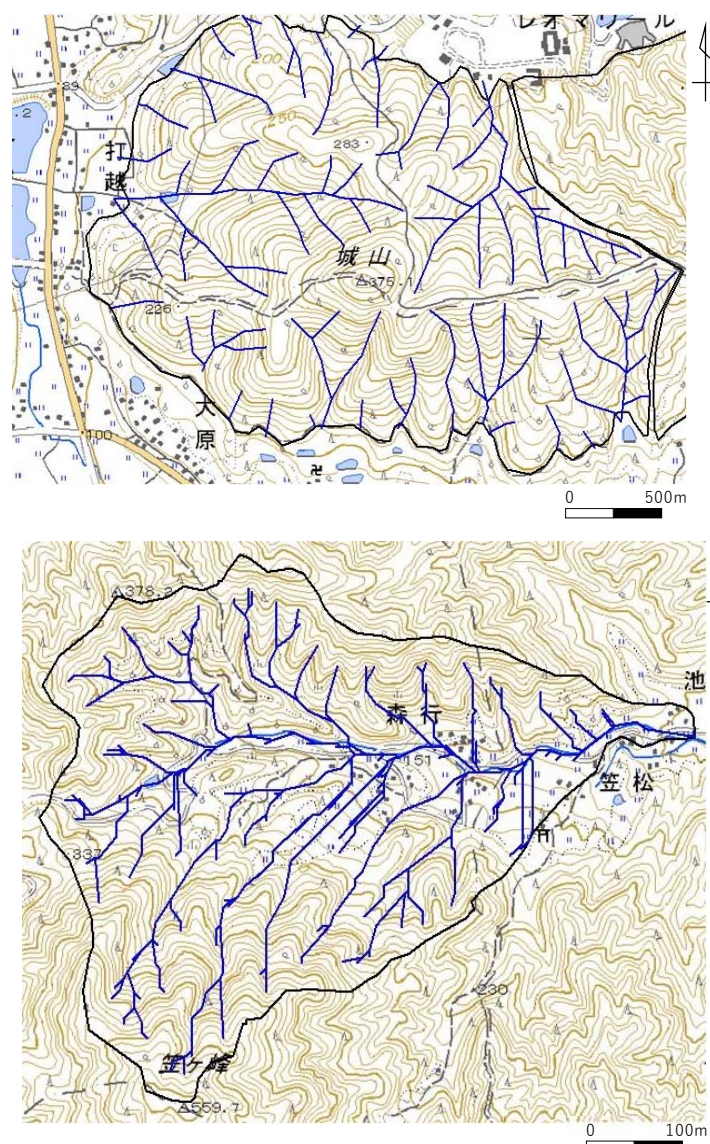


図-5.3.1 Fill 関数により抽出した谷線の例
(セル間の集水方向解析結果)

谷次数の与え方には、Shreve 法³⁾と Straler 法⁴⁾がある(図-5.3.2)。Shreve 法は合流した支谷の本数を加算していく方法である。Straler 法は、合流した際に低次から高次へと次数が上がる方法であるが、低次の支谷が合流した場合、次数は変化しない。ここでは、低次の谷の分布に留意し、小さい次数を閾値として検討することから、Straler 法に基づく谷次数区分を用いた。

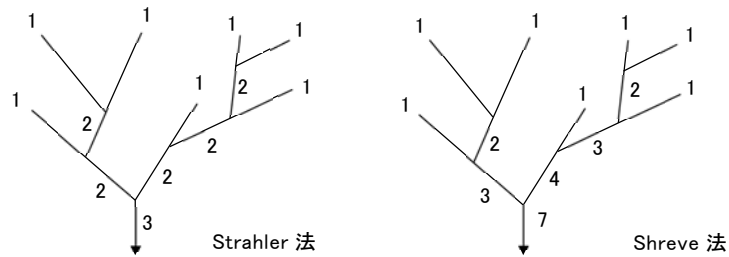


図-5.3.2 谷次数の算出方法の例

谷次数に閾値を設定した抽出した谷線について、2万5千分の1地形図の読図から作成した谷線と比較し、それぞれの閾値による谷線の再現性や連続性を検証した(図-5.3.3)

谷次数の閾値 3 次谷以上を閾値とすると、谷線の重複箇所や、谷頭部付近での不連続箇所が残る。さらに閾値を 2 次谷以上まで広げると、谷線の重複は比較的少なく、また谷頭部付近の連続性、再現性も高くなることがわかった。

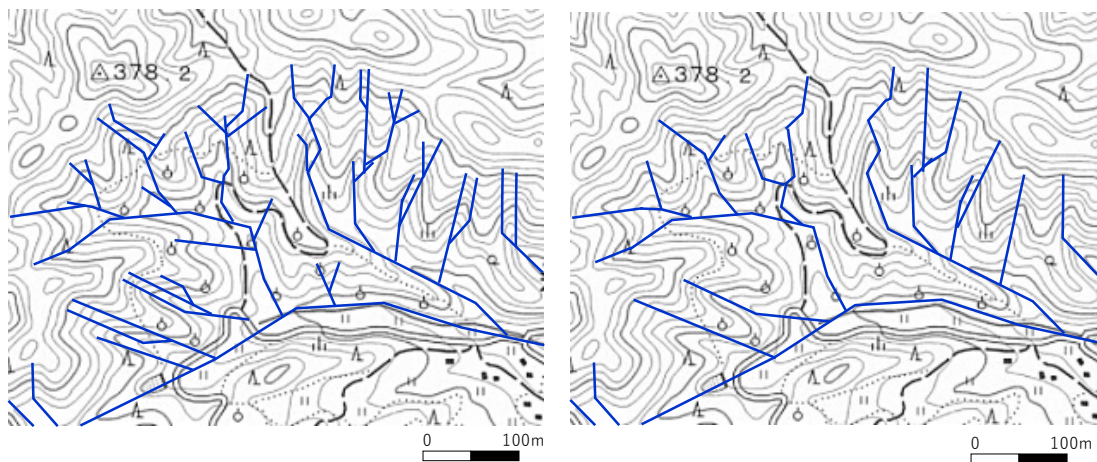


図-5.3.3 谷次数を閾値とした谷線抽出の例
(閾値; 左: 3 次谷以上, 右: 2 次谷以上)

次に、累積流量による閾値として、各流出点における集水セル総数(c)を10, 20, 30, 40セルとしたものを検討した。

集水セル総数の閾値を10セル以下とすると、低次の谷線が二重に抽出される部分が多く現れた。一方、40セル以下を閾値とすると、谷線は上流ほど連続性が悪くなり、谷頭付近の再現性が低下する傾向が認められた。閾値を30~40セル以下とすると、一部で谷線の不連続箇所や、重複部が残るものの、谷線の重複や不連続の程度は小さくなる(図-5.3.4)。

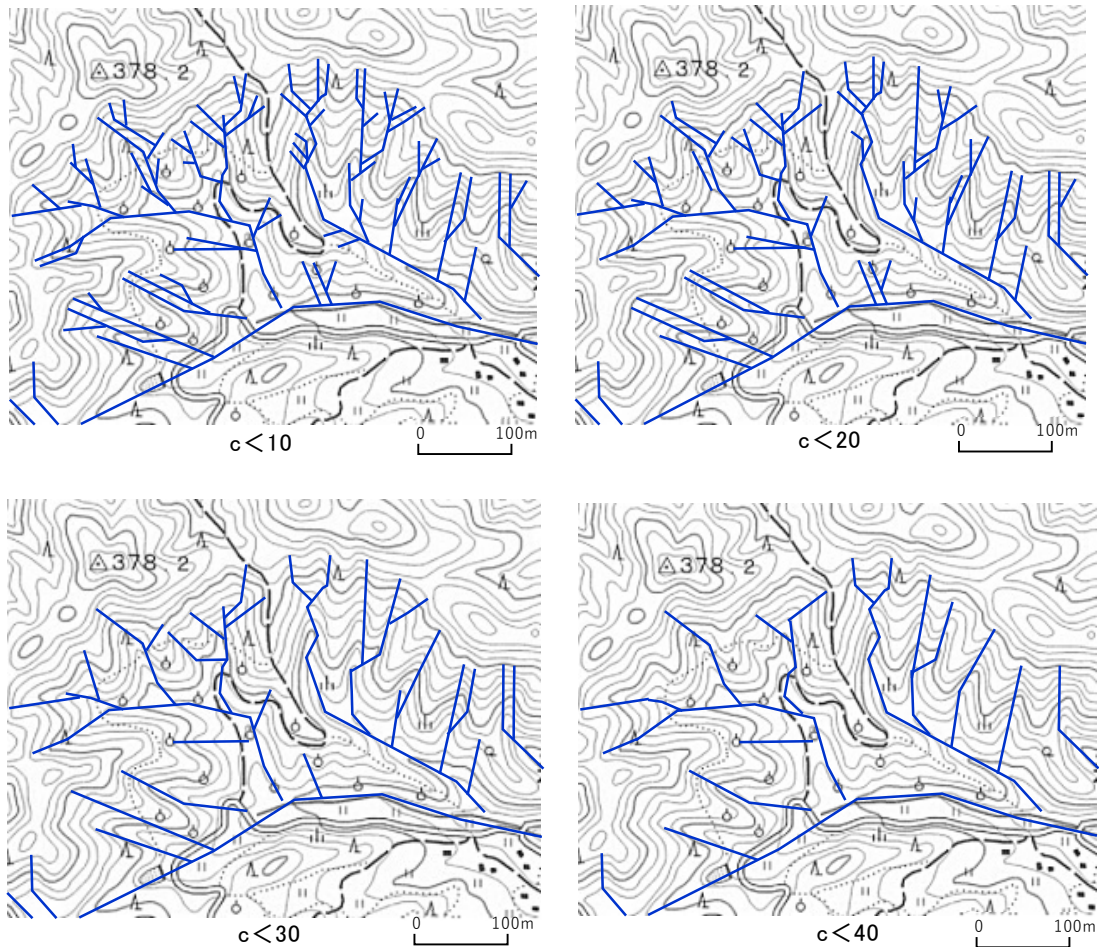


図-5.3.4 累積流量(集水セル数)を閾値とした谷線抽出の例

以上の検討から, Fill 関数を用いた谷線の抽出では, 計算閾値を, 「谷次数/2 次谷以上」, 「集水セル数(累積流量)/20~30 以下」とすることで, 谷線の再現性が良いとした(図-5.3.5).

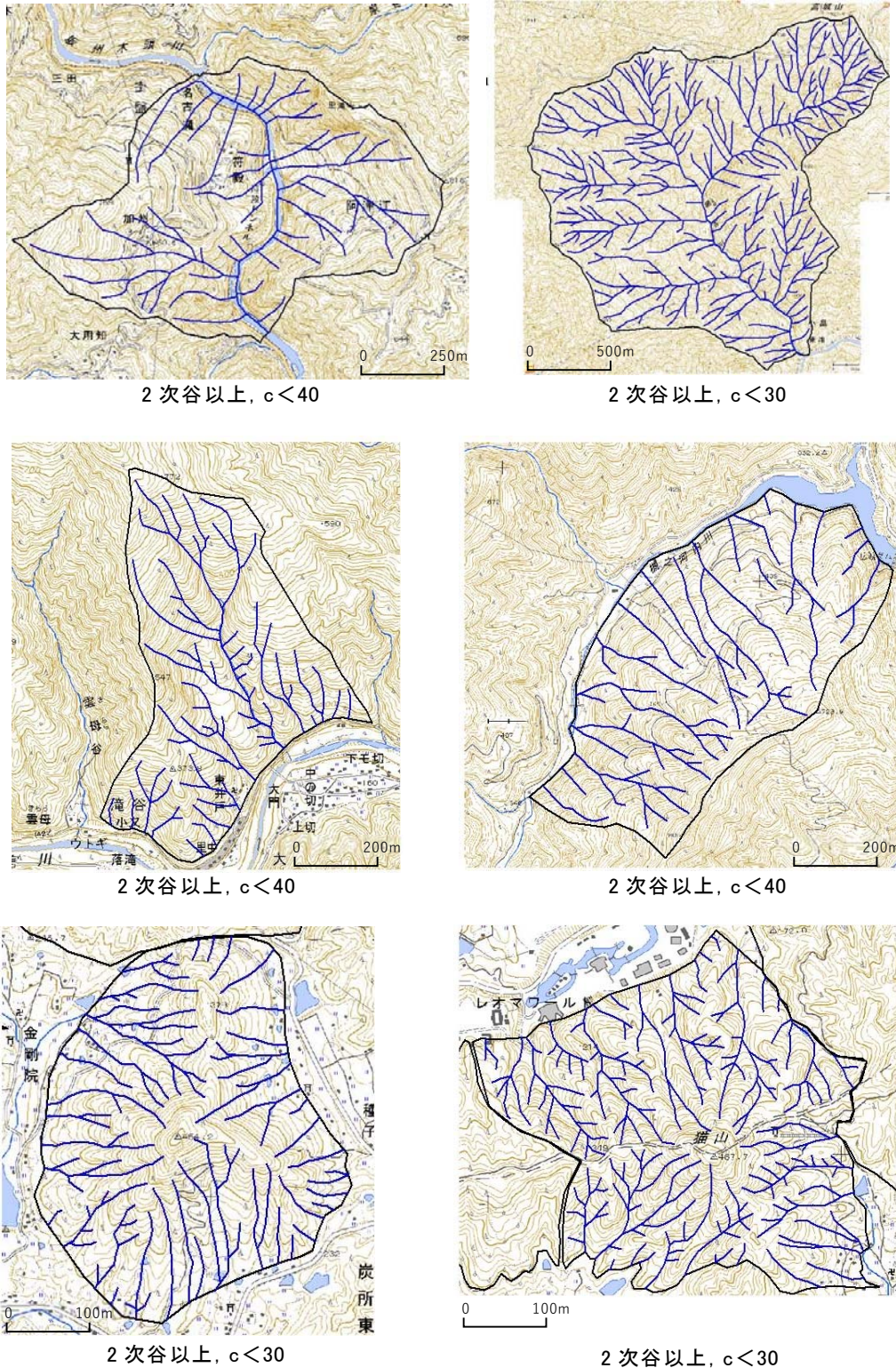


図-5.3.5 谷次数及び累積流量を閾値とした谷線抽出結果

5.3.2 斜面の平均曲率に基づく谷地形の抽出結果

平均曲率(H)に基づく計算結果の例を、[図-5.3.6](#)に示す。平均曲率が0に近づくほど、より細かな谷を抽出できるが、上下流への谷線の連続性を欠く部分や、尾根部の局所的な凹地形を谷線として抽出してしまう部分が多くなる([図-5.3.7](#))。そこで、平均曲率(H)に閾値を設定し、谷線の再現性を検討した。

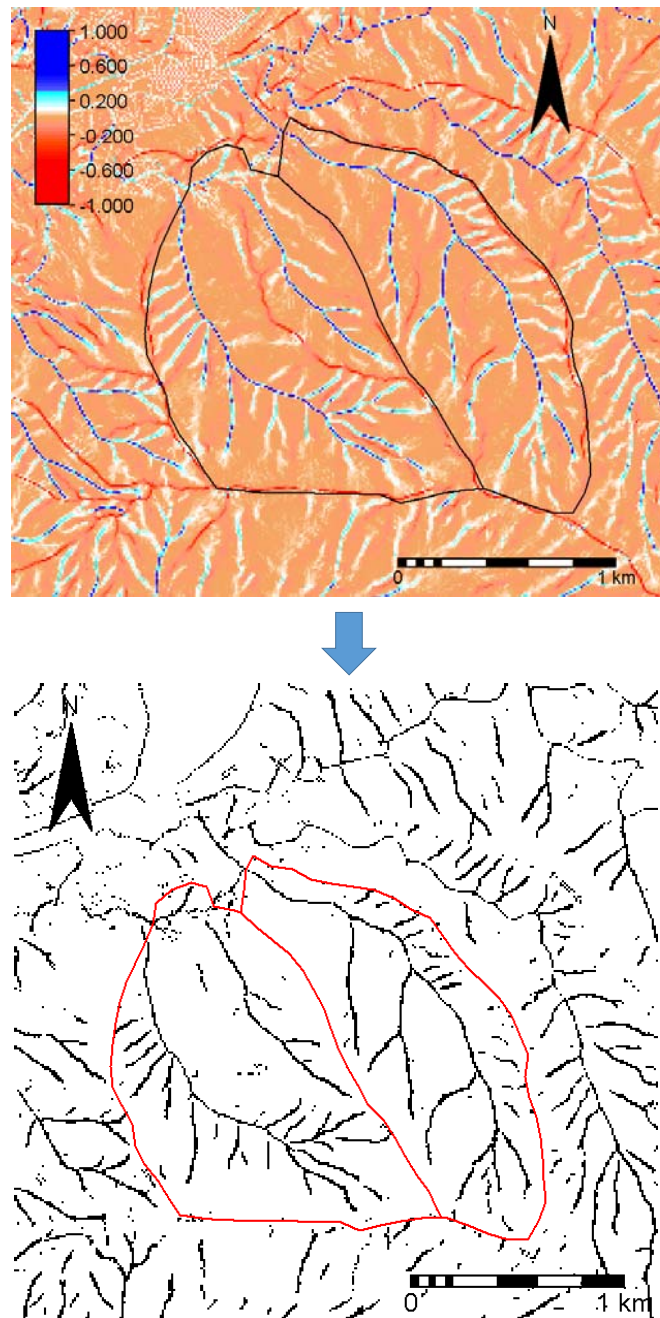


図-5.3.6 平均曲率から抽出した谷線

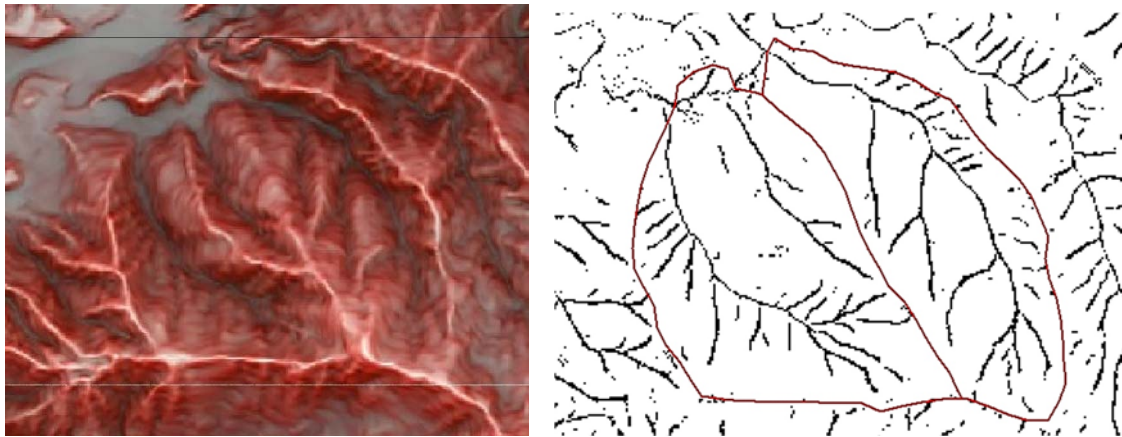


図-5.3.7 平均曲率から抽出した谷線と赤色立体地図の比較

$H > 0.08$ では、コンターの凹部を細かく抽出する反面、谷線が二重となる部分や尾根部に発生するものが増える(図-5.3.8)。一方、 $H > 0.12$ では、局所的な凹地形は少なくなるものの全体的に谷線の連続性が悪く、特に1次谷の抽出精度が低くなる。両者のバランスから閾値を $H=0.10$ とすると、一部に凹地が残るものの、谷線の連続性は比較的良く、1次谷の再現性も高くなることがわかった。

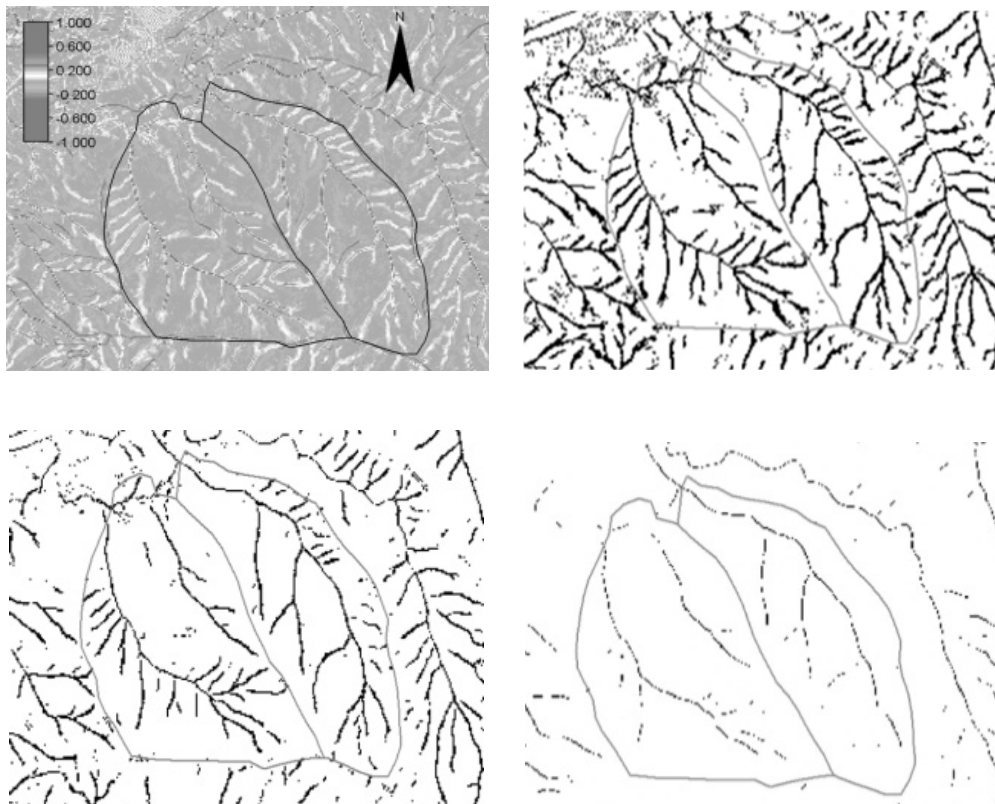


図-5.3.8 平均曲率の閾値による谷線の表現の違い

谷線が抽出されなかった尾根付近の凹地の多くは、1次谷上流端の0次谷流域にあたる。0次谷流域は崩壊が多発する斜面であるとされるため、これら低次の谷線の再現性が重要となる。平均曲率の閾値を下げると、1次谷の上流方向への連続性が良くなり、0次谷流域の再現性も向上する(図-5.3.9, 5.3.10)。反面、高次の谷は次第に谷幅が広くなることが影響し、谷線を二重に抽出する箇所が多くなり、谷密度を過大に算出することになる。

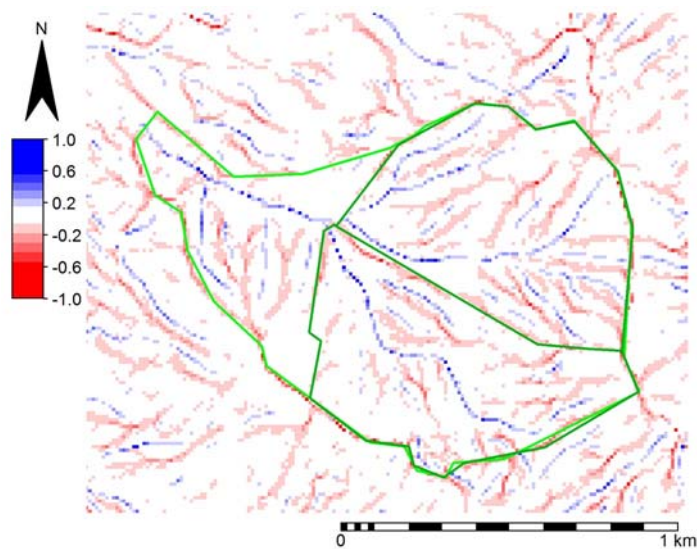
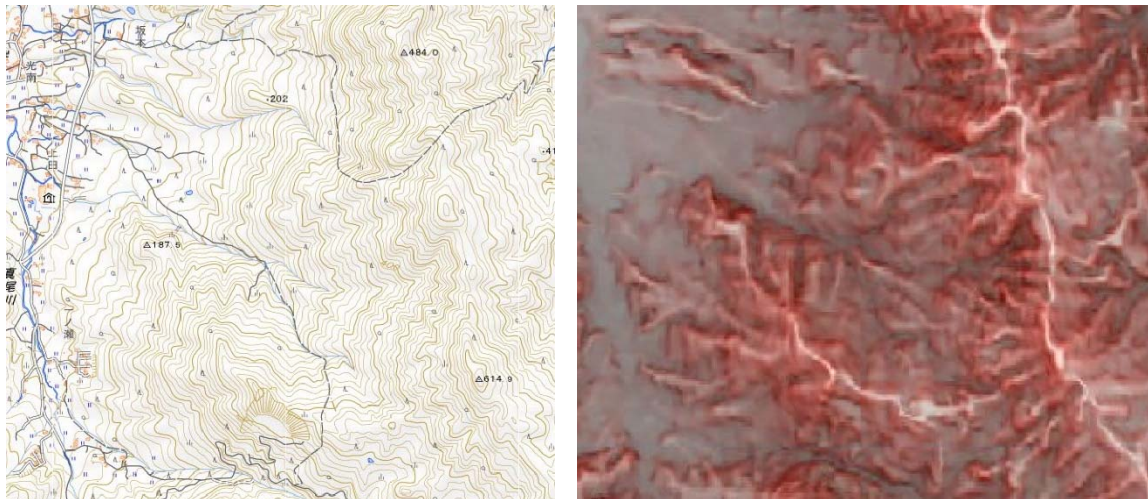


図-5.3.9 平均曲率から得られた谷線(青線)

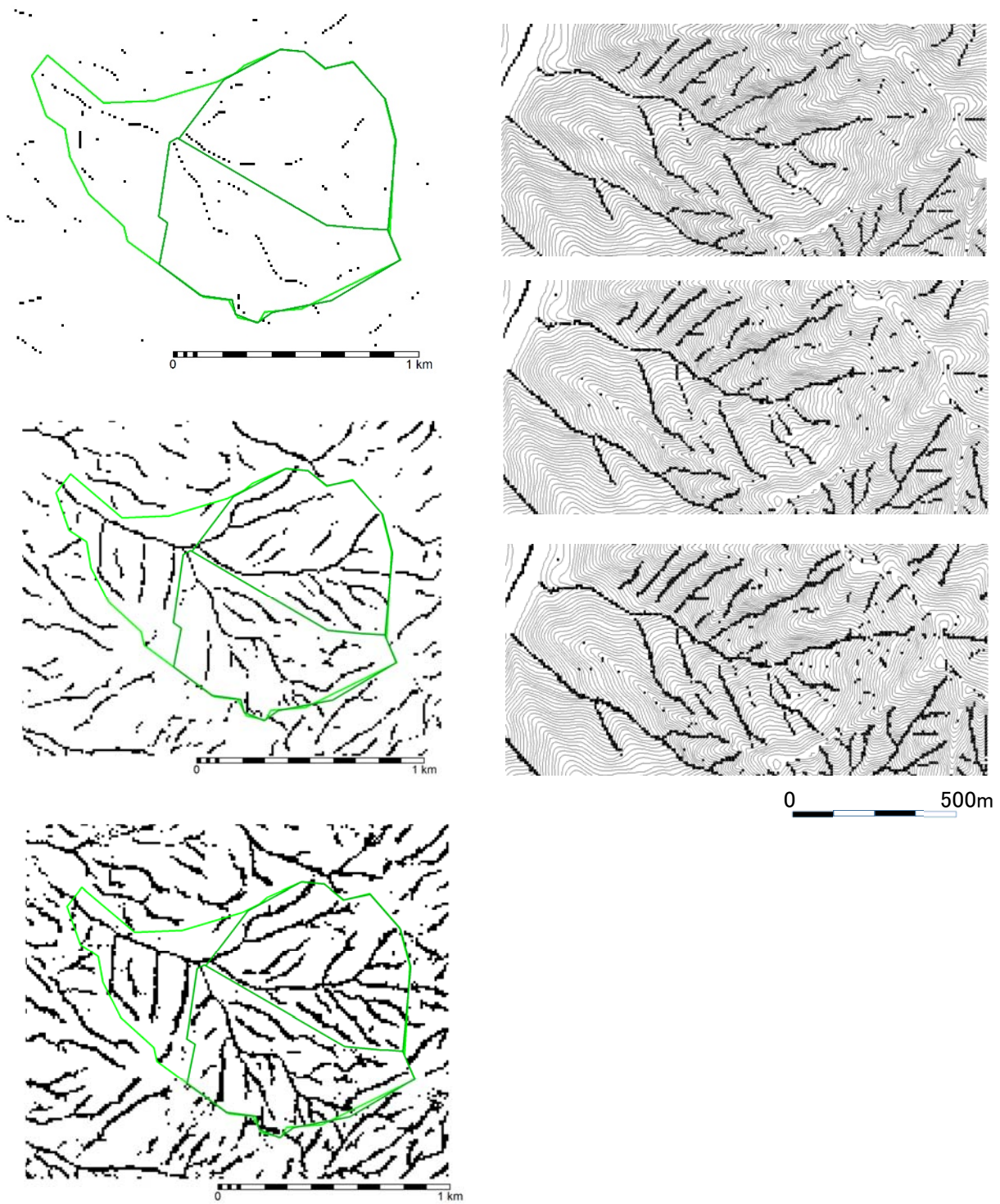
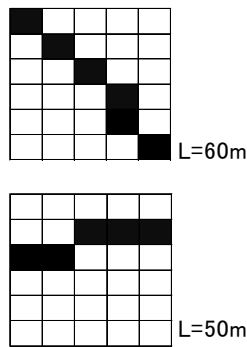


図-5.3.10 平均曲率閾値別の谷線の比較

10mDEM から谷線を抽出する地形解析として、セル間の集水方向に基づく方法と、コンターの平均曲率から求める方法を検討した。両手法とも閾値を設け、前者は谷次数を2次谷以上とし、後者は平均曲率0.10以上を閾値とすることで、谷線の再現性が良いことを確認した。さらに、両手法の解析結果を2万5千分の1地形図の読図結果と比較すると、平均曲率から抽出した谷線の方が、集水セル総数から抽出したものよりも連続性や1次谷の再現性が高いという傾向が認められた。しかし、平均曲率から抽出した谷線は、谷幅が広がる合流点付近で、一部連続性を欠く部分が生じる。このような特性や課題を踏まえた上で、本研究では、平均曲率0.1以上のセルを抽出し、これらセルの連続を谷線として表現する方法とした。

5.4 谷密度の算出方法

谷密度は、単位面積あたりの水系の発達程度を表したもので、その算出方法は、流域を1つの計測単位とする流域法と、一定面積内を計算するメッシュ法に大別される。両方法とも計測する対象は、1次谷の本数や谷頭の数、合流点の数、谷線の総延長など、様々な項目が用いられる。本研究では、合流点付近の谷線の再現性が低いことを考慮し、谷の本数や合流点の数ではなく、谷線の総延長から谷密度を求める方法とした。谷線を構成するセルの大きさは10m四方で、セルが連続した矩形が谷線となる。これらの延長を計算する場合、それぞれの矩形の長辺や対角線の長さを考慮する必要がある。例えば、セルが直線方向に2つ連続した場合、延長は20mとなるが、2つが対角線方向に並んだ場合、対角線延長は $20m \times \sqrt{2}$ となる。直線方向、対角線方向様々な組み合わせで連続したセルは、どの部分を計測するかによって延長が変わってくる。ここでは、計算を簡素化させるため、1ピクセルが持つ延長を10mとみなし、セルの総数 $\times 10m$ を谷線の延長とした。流域面積は、セル1つの面積が $100m^2$ であるから、対象領域のセルの総数 $\times 100m^2$ とし、式-5.4.1により谷密度を求めた。



$$\text{谷密度 (km}^{-1}\text{)} = \frac{\text{谷線の総延長 (km)}}{\text{領域の面積 (km}^2\text{)}}$$

$$= \frac{\text{谷線のピクセル数} \times 10m}{\text{領域のピクセル数} \times 100m^2}$$

$$= 100 \times \frac{\text{谷線のピクセル数}}{\text{領域のピクセル数}} \quad \dots \text{式-5.4.1}$$

ただし、この方法では、谷幅が広いところではセルの数が多くなり、谷線の延長を過大に算出する問題もあるため、フリーソフトの「細線化プログラム ver.1.21」を用いて、幅のある線形を1つのセル幅で細線化させた(図-5.4.1, 5.4.2)。

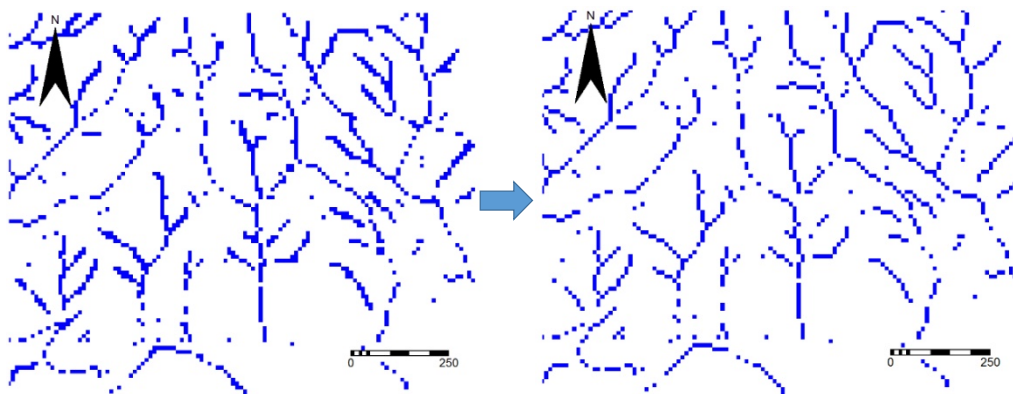


図-5.4.1 谷線の細線化(左:細線化前, 右:細線化後)

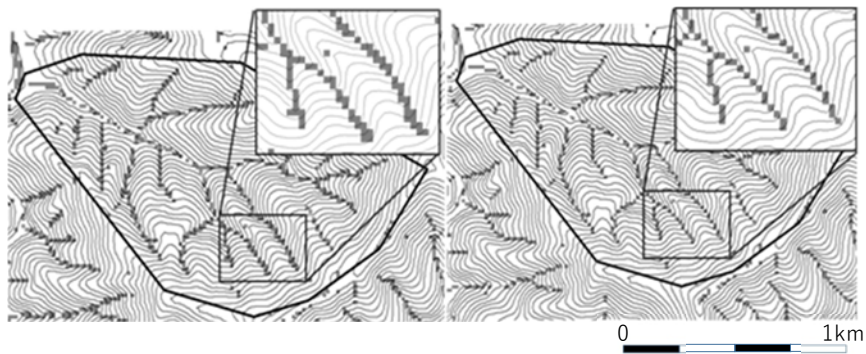


図-5.4.2 細線化による谷線表現の違い
(左:細線化前, 右:細線化後)

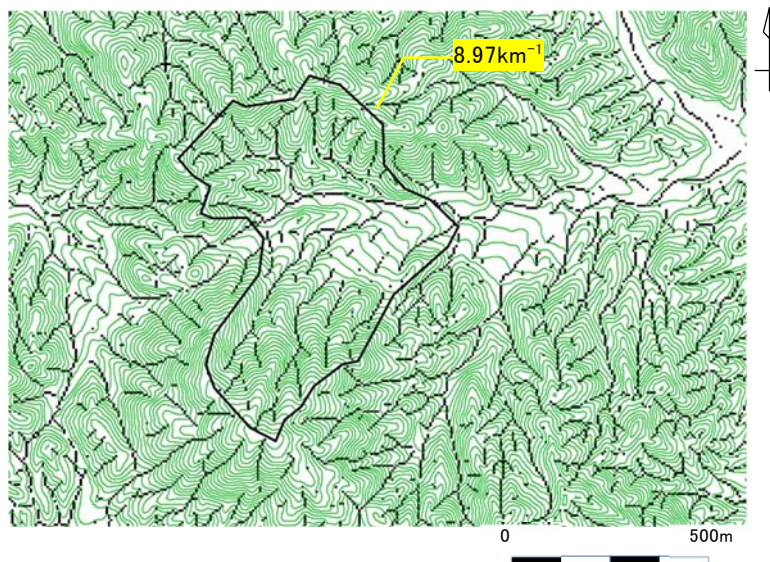


図-5.4.3 抽出した谷線と谷密度計算

5.5 本章のまとめ

- ①10mDEM を用いた Flow Direction 関数から求めた累積流量より水系網を作成した結果、解析領域内に流入量が多い水系が含まれると、水系が二重、三重と平行して算出され、本来の水系長よりも長くなるケースがあった。
- ②谷次数の閾値 3 次谷以上を閾値とすると、谷線の重複箇所や、谷頭部付近での不連続箇所が残る。さらに閾値を 2 次谷以上まで広げると、谷線の重複は比較的少なく、また谷頭部付近の連続性、再現性も高くなる。
- ③Fill 関数を用いた谷線の抽出では、計算閾値を、「谷次数/2 次谷以上」、「集水セル数（累積流量）/20~30 以下」とすることで、谷線の再現性が良いことが明らかになった。
- ④平均曲率が 0 に近づくほど、より細かな谷を抽出できるが、上下流への谷線の連続性を欠く部分や、尾根部の局所的な凹地形を谷線として抽出してしまう部分が多くなる。
- ⑤平均曲率の閾値を $H=0.10$ とすると、一部に凹地が残るものの、谷線の連続性は比較的良く、1 次谷の再現性も高くなる。
- ⑥平均曲率の閾値を下げると、1 次谷の上流方向への連続性が良くなり、0 次谷流域の再現性も向上する。反面、高次の谷は次第に谷幅が広くなることが影響し、谷線を二重に抽出する箇所が多くなり、谷密度を過大に算出することになる。
- ⑦平均曲率から抽出した谷線の方が、集水セル総数から抽出したものよりも連続性や 1 次谷の再現性が高いという傾向が認められた。

第6章 災害事例に基づく谷密度の適用性の検証

6.1 過去の土砂災害事例

谷密度を斜面崩壊危険度の指標とする本手法の有効性を検証するため、過去の土砂災害との比較を行った。ここで、斜面崩壊の主たる誘因は降雨であるが、降雨は局所的な変化が大きく、先行降雨なども影響もあるため、異なる地域間を同じ降雨条件で比較することは難しい。この点を踏まえた上で、崩壊発生場所と雨量観測所との距離や崩壊発生時刻の違いなどを考慮し、前線や台風通過前後の約2日間の累積雨量が同程度であった災害を比較するものとし、2004年台風10号、15号、21号、23号による四国地方の災害、2014年広島豪雨災害を対象とした。

6.1.1 土砂災害の概要

1) 2004年台風10・15・21・23号災害(以下、「2004年四国地方台風災害」)

2004年は四国地方に相次いで台風が上陸あるいは接近し、各地で甚大な土砂災害を引き起こした。同年に四国地方に300km以内に接近した台風は10個に及び、このうち特に、10号、15号、21号、23号による被害が大きかった(図-6.1.1)。

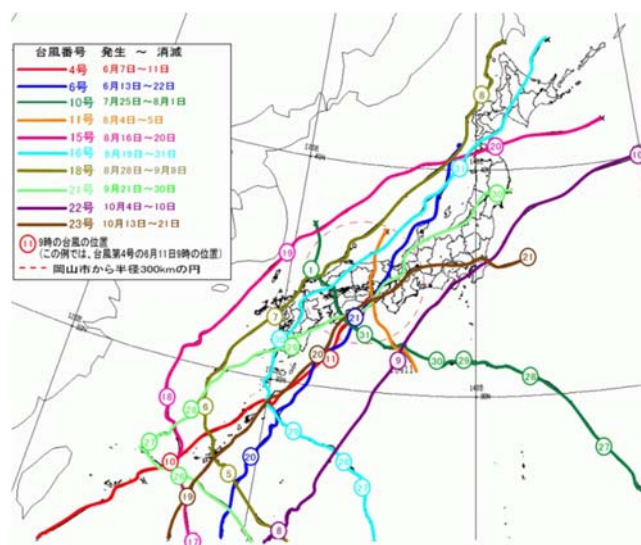


図-6.1.1 2004年に日本近海で発生した台風の進路
(気象庁 HP; <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)

(1) 台風10号による災害

7月29日から31日にかけて、東日本太平洋側から西日本で大雨となり、特に近畿地方南部や四国地方で非常に激しい雨が降った。8月1日から2日にかけては、発達した雨雲が太平洋から四国地方へと流れ込み、台風通過後も雨が長く降り続いたため、愛媛県や高知県では時間雨量100mmを超える猛烈な雨となった。7月29日から8月2日までの期間降

水量は徳島県で 1000mm を超え、高知県でも 700mm を超えた。四国電力の観測では、徳島県上那賀町海川で日降水量 1317mm に達し、これまでの日本の日降水量の記録を更新した。台風が時速 10km という非常に遅いスピードで進んだことも、雨量が多くなった原因の一つであった。この台風に伴う降雨により、徳島県那賀郡那賀町周辺で斜面崩壊が多発し、同町大用知、加州、阿津江、小島、海川、白石地区などで被害が出た(図-6.1.2, 写真-6.1.1)。

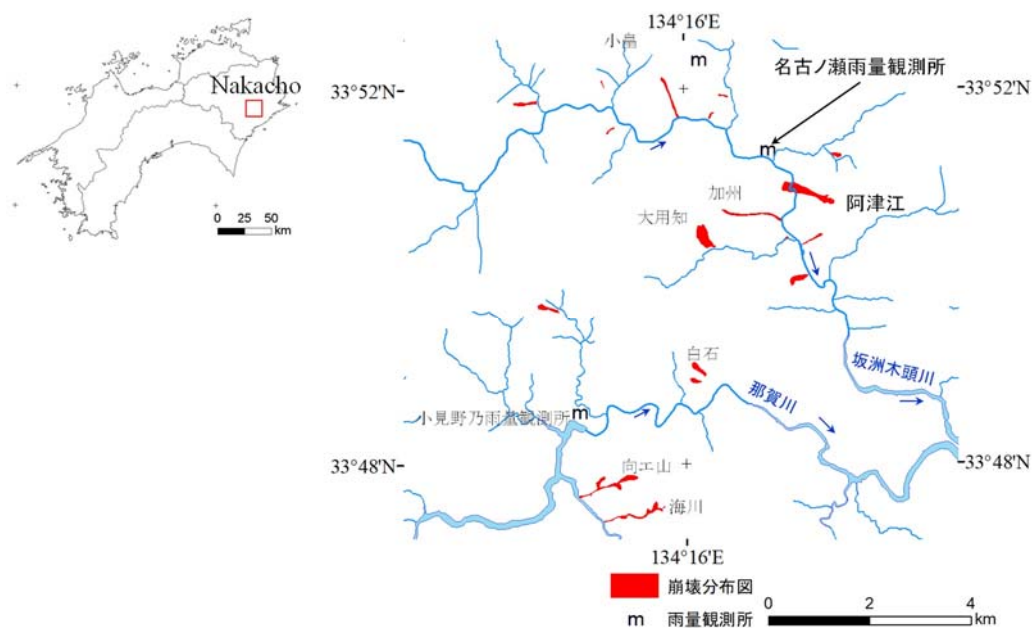


図-6.1.2 2004 年台風 10 号により徳島県那賀町周辺で発生した斜面崩壊箇所



写真-6.1.1 阿津江地区で発生した斜面崩壊の状況

(2) 台風 15 号による災害

8月16日から18日にかけて、四国地方や九州地方などで非常に激しい雨となった。愛媛県四国中央市富郷での総降水量は600mmに達し、8月の月間降水量の平年値240.9mmの約2.5倍となった。20日までの期間降水量は四国地方で600mmを超えた。愛媛県新居浜市では最大時間雨量が55mmを記録し、同市及び隣接する四国中央市を中心に20箇所以上で土石流や斜面崩壊が発生した。香川県観音寺市五郷雨量観測所でも最大時間雨量が54mmに達し、西讃地域を中心に多くの土砂災害が発生した。また、四国中央部、吉野川上流の早明浦ダム周辺(高知県土佐郡土佐町, 同大川村)においても、多数の土石流、斜面崩壊が発生した(図-6.1.3, 写真-6.1.2)。

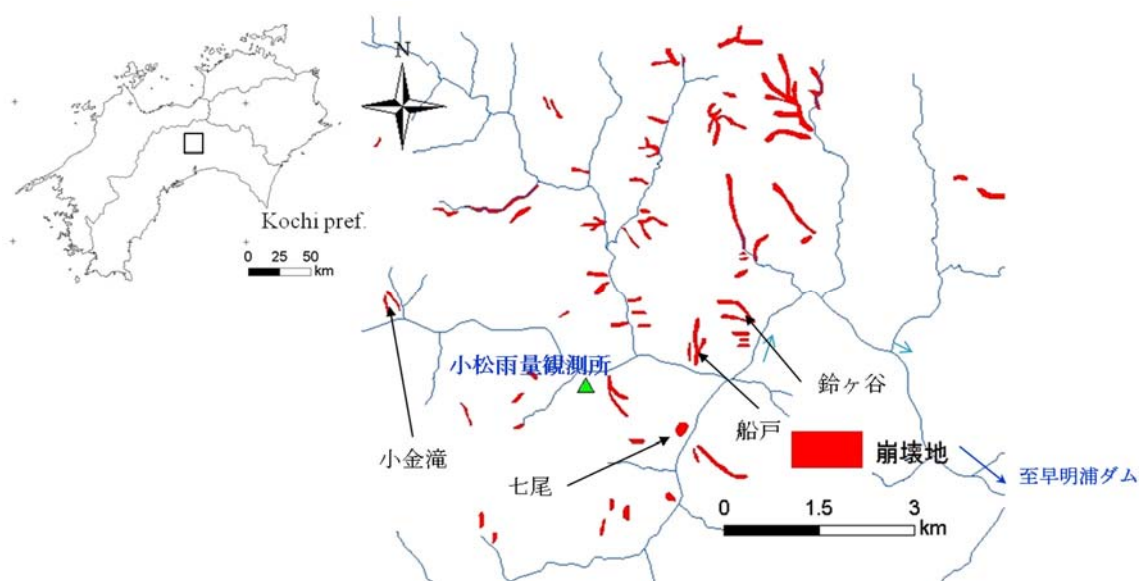


図-6.1.3 2004年台風10号により早明浦ダム周辺で発生した斜面崩壊箇所



写真-6.1.2 早明浦ダム周辺の斜面崩壊状況(左:小松地区, 右:南川地区)
(株式会社パスコ撮影)

(3) 台風 21 号による災害

9月22日に発生し、29日に四国へ上陸した。秋雨前線と複合していたため豪雨となり、愛媛県を中心に大きな被害をもたらした。西条市から四国中央市にかけて、100箇所を超える斜面崩壊、土石流が発生するなど、甚大な土砂災害となった(図-6.1.4)。これらの土砂災害により、松山自動車道、国道11号線、JR予讃線など、四国の主要幹線の多くが寸断された(写真-6.1.3)。

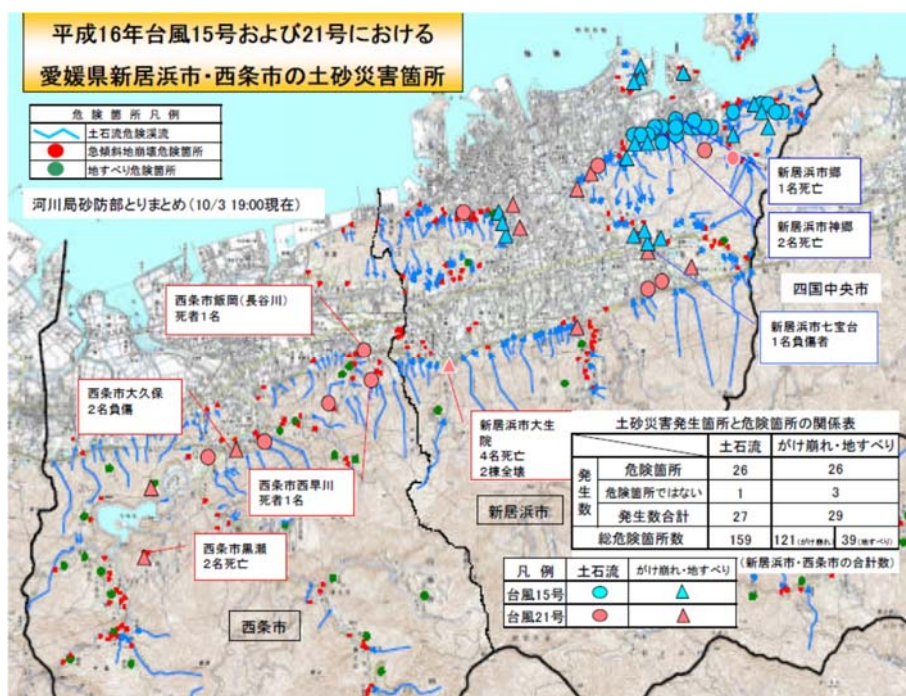


図-6.1.4 2004年台風21号による愛媛県新居浜市・西条市の斜面崩壊箇所
(国土交通省砂防部 <https://www.mlit.go.jp/mizukokudo/sabo/>)¹⁾



写真-6.1.3 松山自動車道の被災状況
(香川大学平成16年台風災害調査団報告書)²⁾

(4) 台風 23 号による災害

10月13日に発生し、20日に四国へ上陸した。期間降水量は500mmを超え、香川県河川国道事務所古高松雨量観測所で累積雨量243mm、最大時間雨量29mmを記録した。香川県東かがわ市やさぬき市、愛媛県四国中央市などで土砂災害が多発し、さぬき市門入地区で河道閉塞とその後の決壊に伴う大規模な土石流が発生したほか、同市森行でも土石流が多発した(図-6.1.5, 写真-6.1.4)。

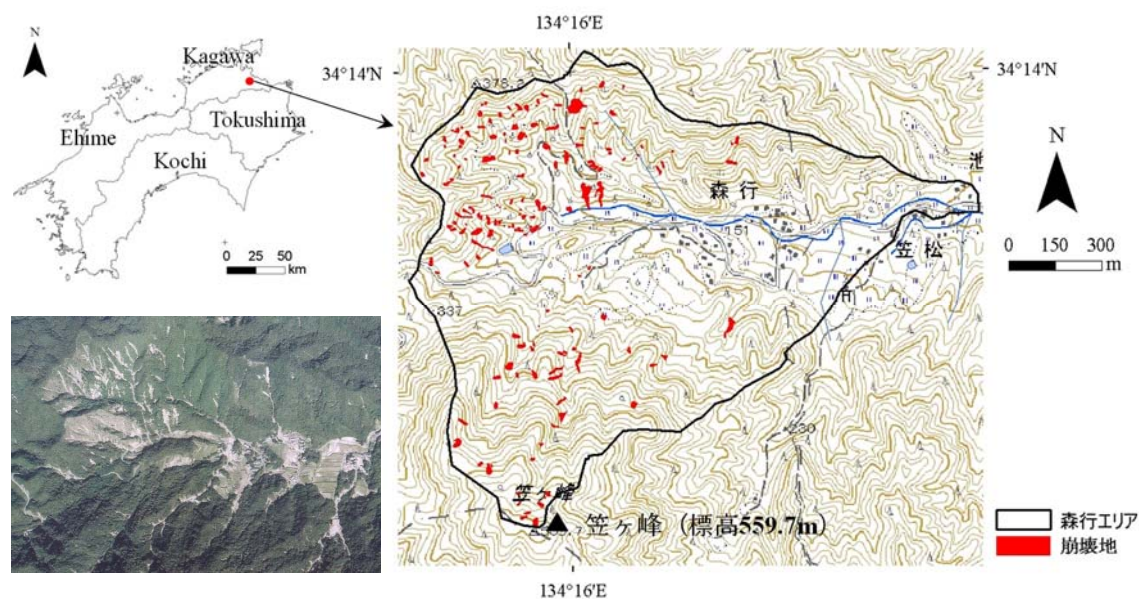


図-6.1.5 2004年台風23号による香川県さぬき市森行地区の斜面崩壊箇所



写真-6.1.4 さぬき市森行地区の崩壊斜面の状況

2) 2014年広島豪雨災害

広島県広島市では、8月19日夜から20日明け方にかけて猛烈な雨となり、1時間降水量、3時間降水量、24時間降水量の値が観測史上1位の値を更新した。これに伴い、広島市安佐北区・安佐南区を中心に土石流が多発し、死者74名に及んだ(図-6.1.6, 6.1.7)。三入東、安佐北区役所、上原の雨量観測所における土砂災害発生時の1週間前から土砂災害発生時までの累積雨量と最大時間雨量はそれぞれ、三入東で累積雨量284mm、最大時間雨量121mm、安佐北区役所で累積雨量264mm、最大時間雨量101mm、上原で累積雨量287mm、最大時間雨量130mmであった。

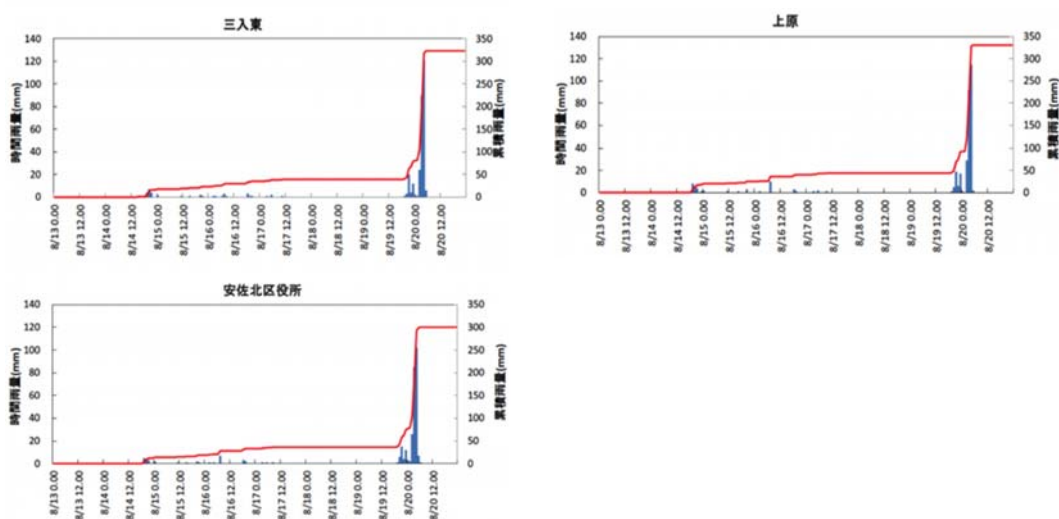
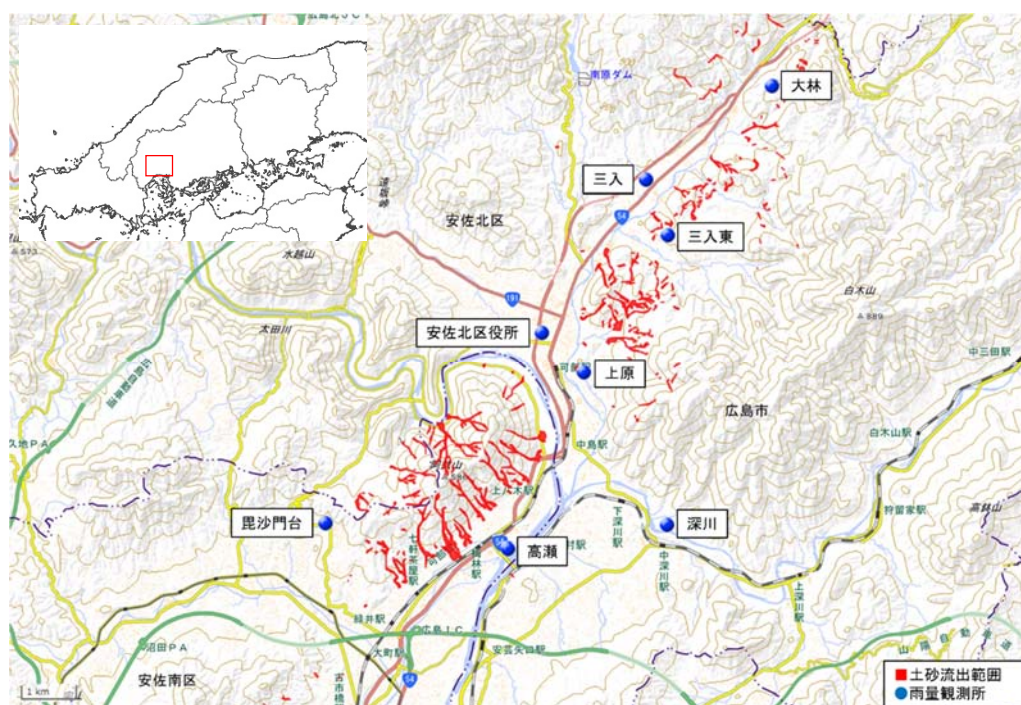


図-6.1.6 2014年広島豪雨災害で発生した斜面崩壊箇所分布及び雨量データ³⁾



図-6.1.7 広島市安佐北区・安佐南区での土石流発生溪流の分布例

6.1.2 研究対象被災地域の地質状況

(1) 四国地方

四国地方の地質図及び2004年四国地方台風災害地域の位置を、[図-6.1.8](#)に示す。

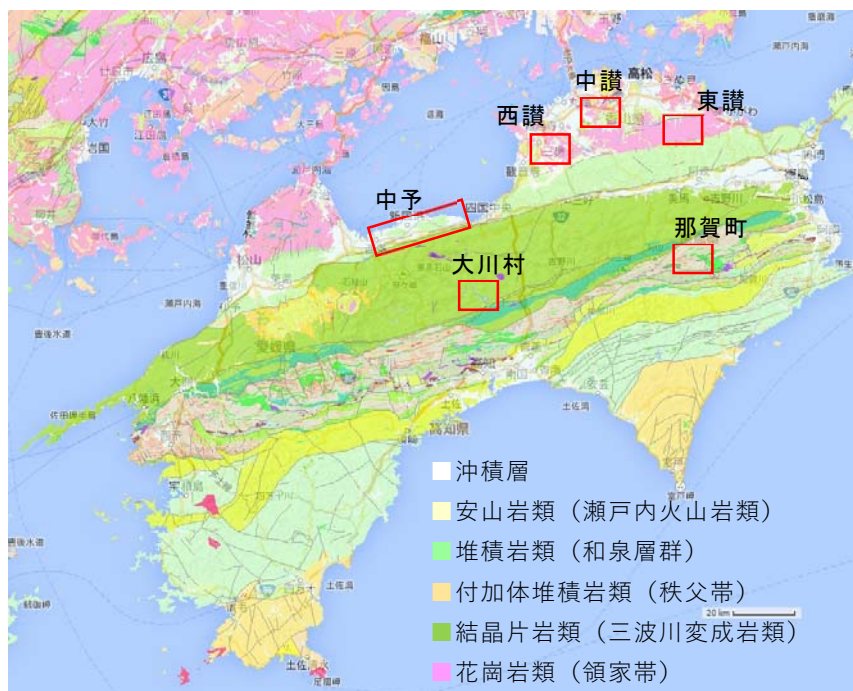


図-6.1.8 四国地方の地質図

(産総研「20万分の1シームレス地質図」<https://gbank.gsj.jp/seamless/>)⁴⁾

・香川県中讃・東讃・西讃地域

基盤岩は領家花崗岩類(粗粒黒雲母花崗岩, 花崗閃緑岩など)及び和泉層群(砂岩, 泥岩, 礫岩, 砂岩泥岩互層)で構成される。これら基盤岩を覆って, 瀬戸内火山岩類(讃岐岩質安山岩, 安山岩など)が分布する。

・愛媛県中予地域

四国山地北麓をはしる中央構造線を境として, 北側の丘陵部は和泉層群が, 南側の山地部は三波川変成岩類(塩基性片岩, 砂質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩など)が分布する。

・高知県土佐郡大川村

三波川変成岩類のうち, 泥質片岩が広く分布し, 所々, 珪質片岩, 砂質片岩を挟む。地質は全体に脆弱で, 地すべりなどの斜面災害が多発している。

・徳島県那賀郡那賀町

大部分は, 秩父帯の付加体堆積岩類(砂岩, 泥岩, チャート, 石灰岩など)からなる。

(2) 広島市安佐南区・安佐北区周辺

中生代後期の広島型花崗岩類(中～粗粒黒雲母花崗岩, 細粒黒雲母花崗岩など)を中心に, 高田流紋岩類(流紋岩, 流紋岩質凝灰岩など), 玖珂層群堆積岩類(ホルモンフェルス化した粘板岩, 泥質岩主体)が基盤をなす(図-6.1.9). 北北東-南南西方向の断層, 構造線が顕著で, これらに沿って狭長な低地が発達する.

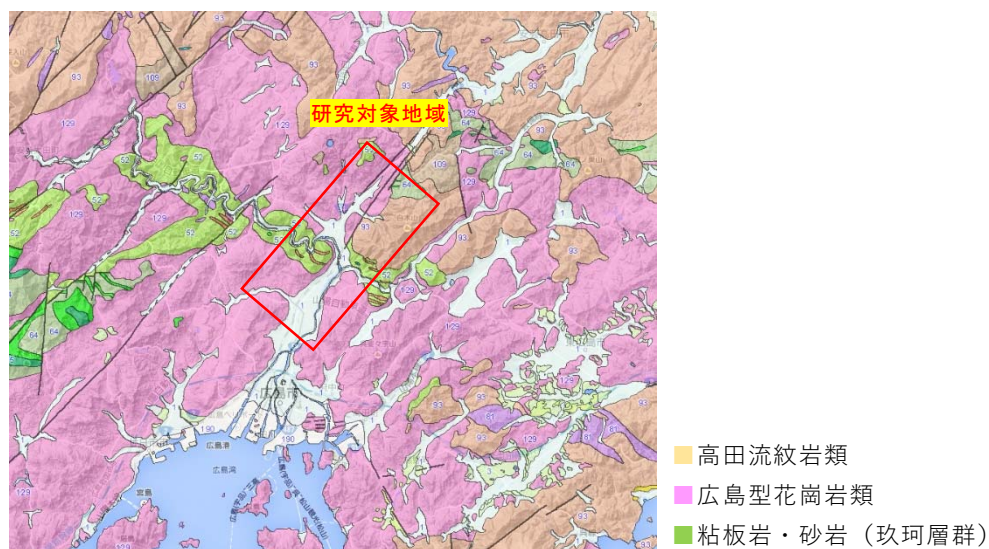


図-6.1.9 広島市周辺の地質図

(産総研「20万分の1シームレス地質図」 <https://gbank.gsj.jp/seamless/>)⁴⁾

6.1.3 崩壊箇所の認定

崩壊箇所の認定及び発生箇所のカウントは、発生直後に撮影された空中写真や、調査報告書等をもとに抽出した。斜面崩壊、土石流など崩壊形態によらず、いずれも発生源頭部を1箇所とし、土砂移動に伴う流送域や堆積域を含まないものとした(図-6.1.10)。

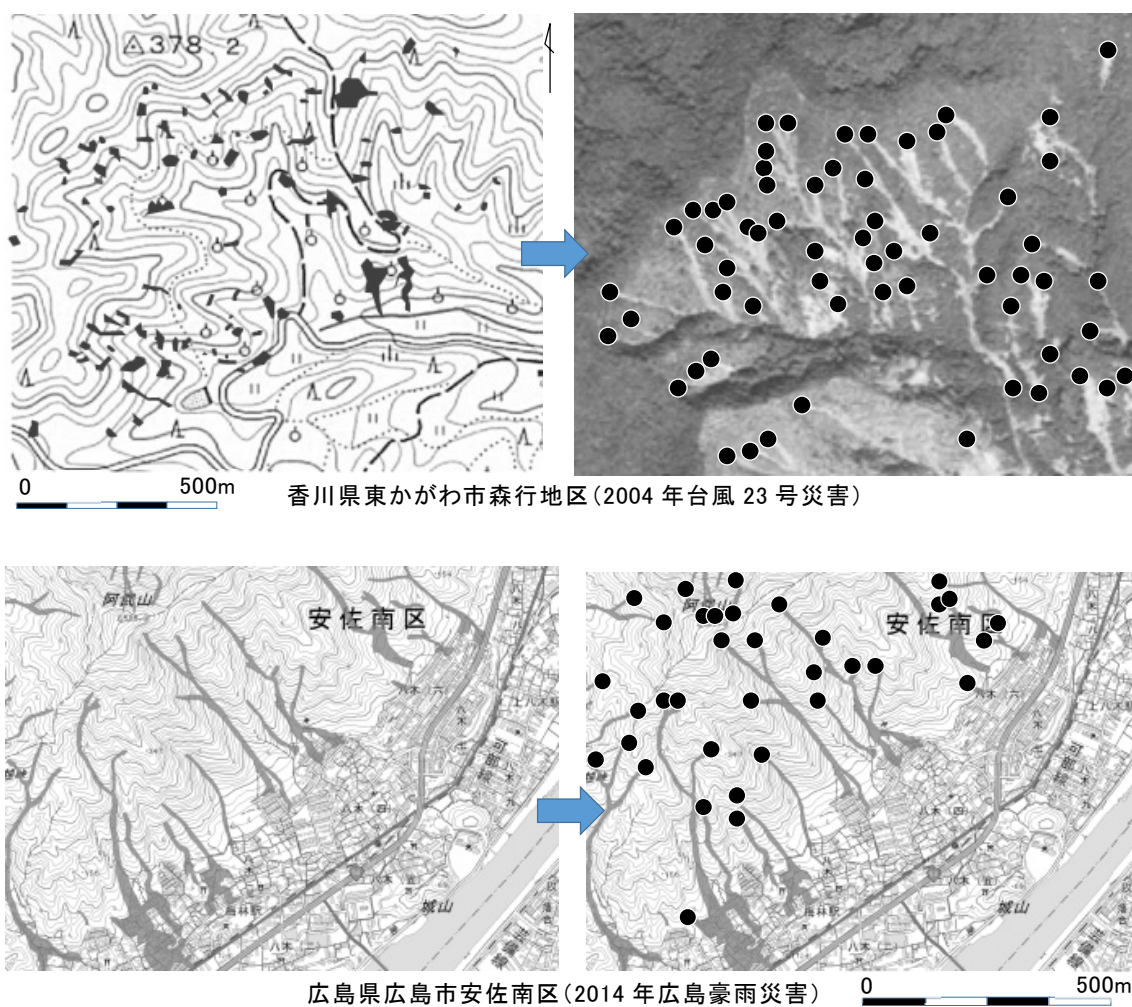


図-6.1.10 斜面崩壊箇所のカウントの例(●を1箇所とする)

6.2 土砂災害発生流域の谷密度算出

2004年四国地方台風災害, 2014年広島豪雨災害で発生した斜面崩壊・土石流について, 5章で述べた方法を用いて, それぞれ発生流域の谷線の抽出, 谷密度の算出を行った.

6.2.1 2004年四国地方台風災害地域

(1)香川県中讃・東讃・西讃地域

高松市新田町・多度津郡まんのう町猫山地区(中讃地域), さぬき市森行地区・同門入地区(東讃地域), 豊浜町野々池地区・大野原町五郷地区(西讃地域)での谷線抽出事例を, 図-6.2.1(1)~6.2.1(6)に示す.

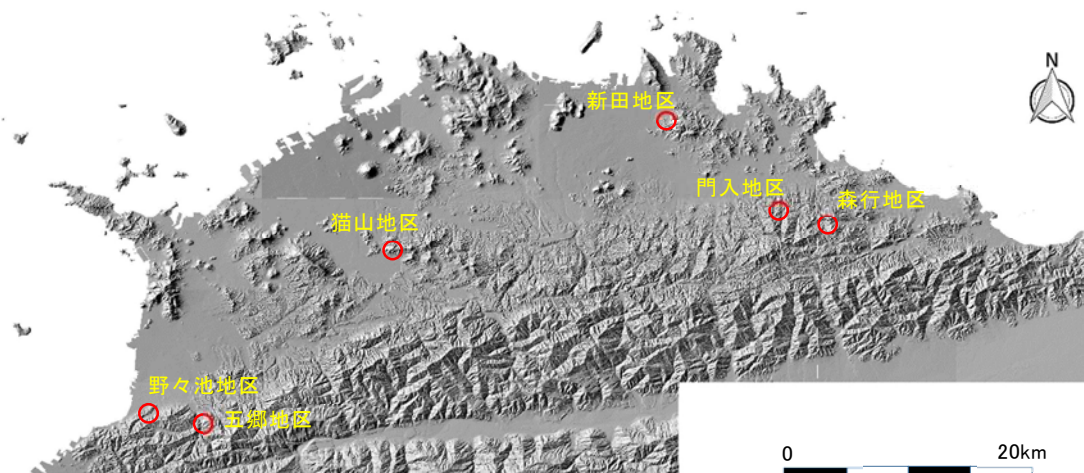


図-6.2.1 DEM解析事例地区位置図(香川県)

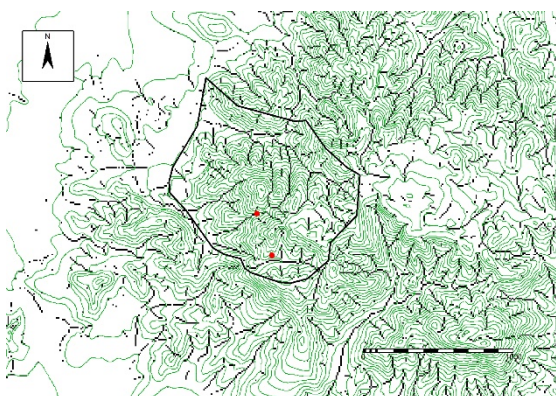


図-6.2.1(1) 高松市新田地区

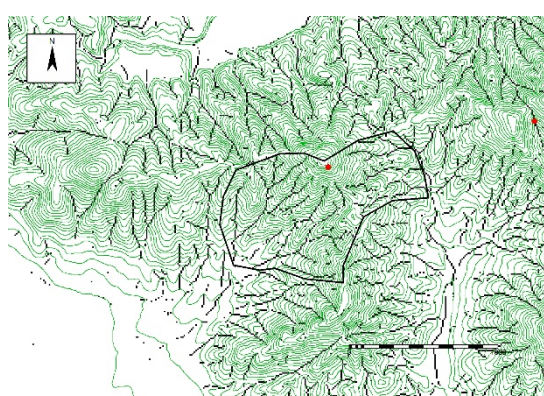


図-6.2.1(2) まんのう町猫山地区

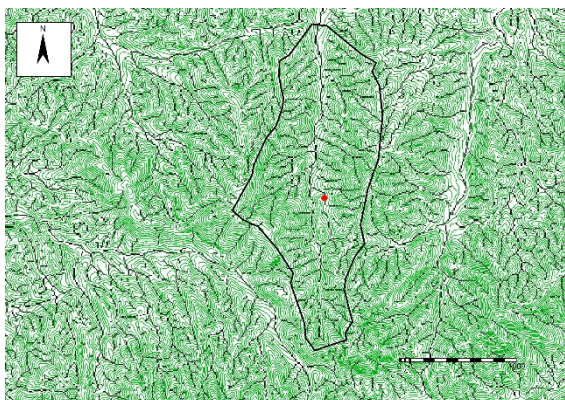


図-6.2.1(3) さぬき市門入地区

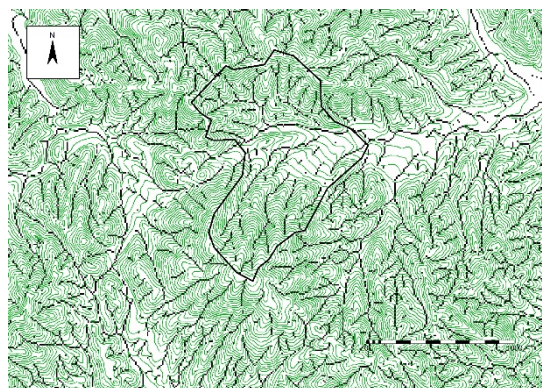


図-6.2.1(4) さぬき市森行地区



図-6.2.1(5) 豊浜町野々池地区

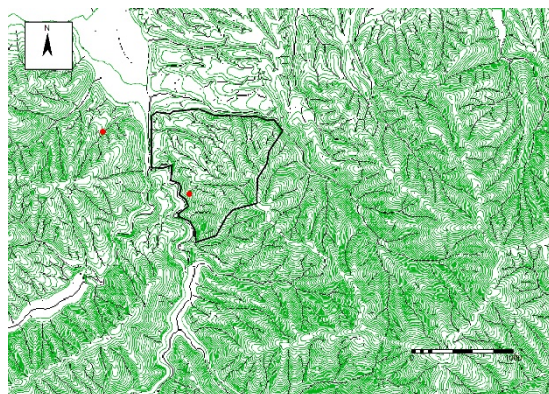


図-6.2.1(6) 大野原町五郷地区

(2)愛媛県中予地域

新居浜市西の土居町地区，又野川地区，東楠崎川地区，三杭川地区の谷線抽出例を，[図-6.2.2\(1\)~6.2.1\(4\)](#)に示す。

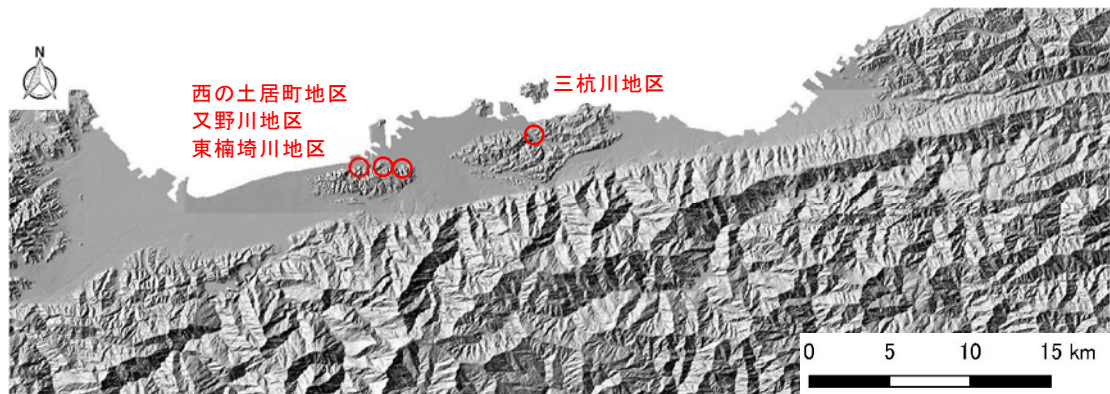


図-6.2.2 DEM 解析事例地区位置図(中予地域)



図-6.2.2(1) 新居浜市西の土居町地区



図-6.2.2(2) 新居浜市又野川地区

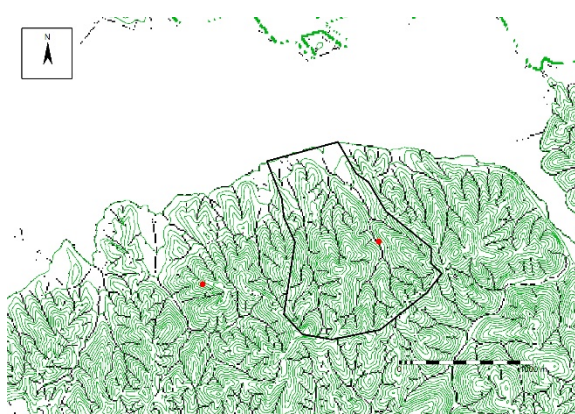


図-6.2.2(3) 新居浜市東楠崎地区



図-6.2.2(4) 新居浜市三杭川地区

(3)高知県土佐郡土佐町・同大川村

大川村小金滝地区, 船戸地区, 鈴ヶ谷地区および土佐町七尾地区の谷線抽出例を, 図-6.2.3(1)~6.2.3(4)に示す.

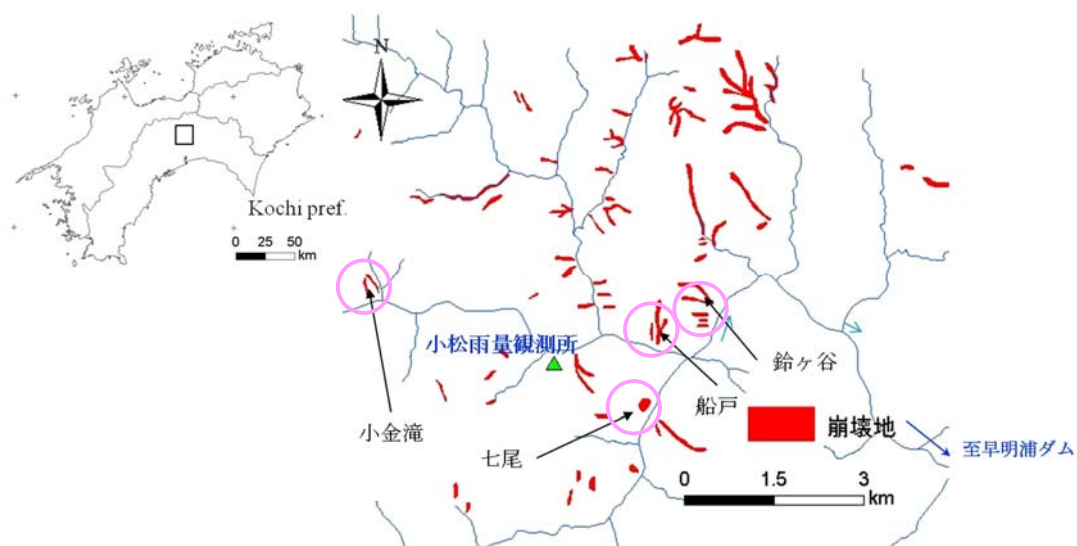


図-6.2.3 DEM 解析事例地区位置図(高知県土佐郡土佐町・大川村地域)

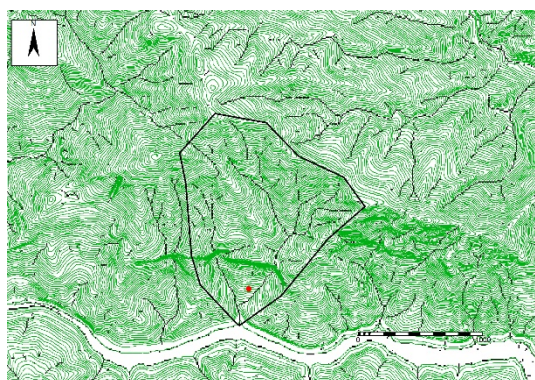


図-6.2.3(1) 大川村小金滝地区

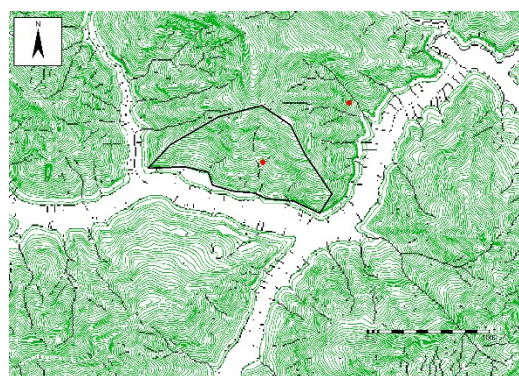


図-6.2.3(2) 大川村船戸地区

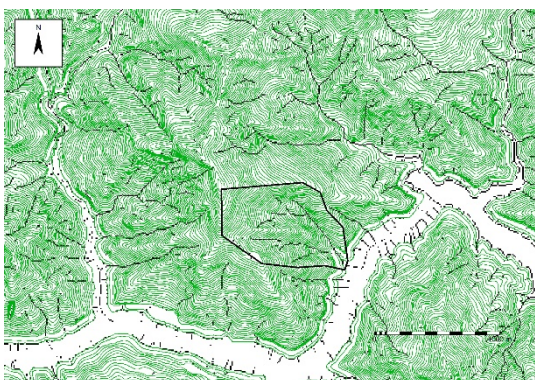


図-6.2.3(3) 大川村鈴ヶ谷地区

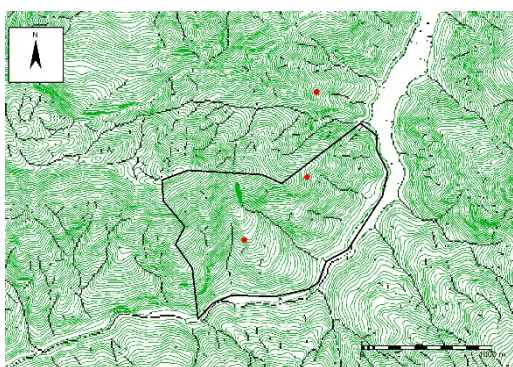


図-6.2.3(4) 土佐町七尾地区

(4) 徳島県那賀郡那賀町・木沢村

那賀町白石地区, 加州地区, 木沢村および木沢村小島地区, 阿津江地区の谷線抽出例を, 図-6.2.4(1)~6.2.4(6)に示す.

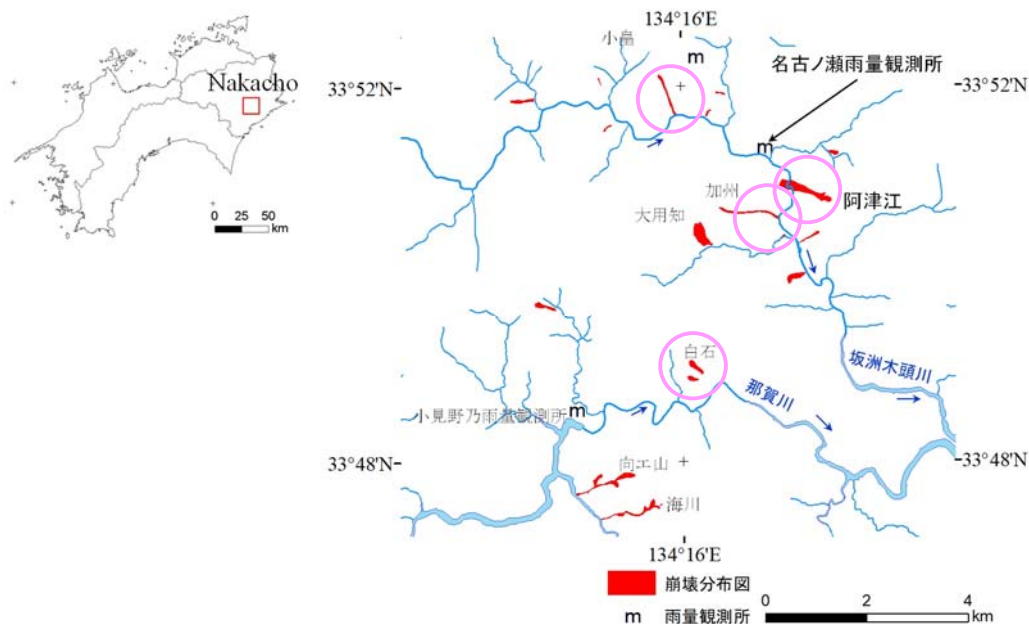


図-6.2.4 DEM 解析事例地区位置図(徳島県那賀郡那賀町地域)

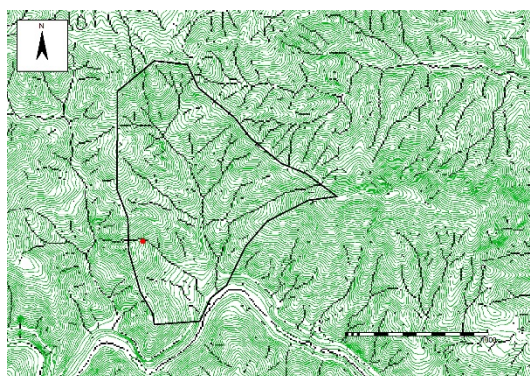


図-6.2.4(1) 那賀町白石地区

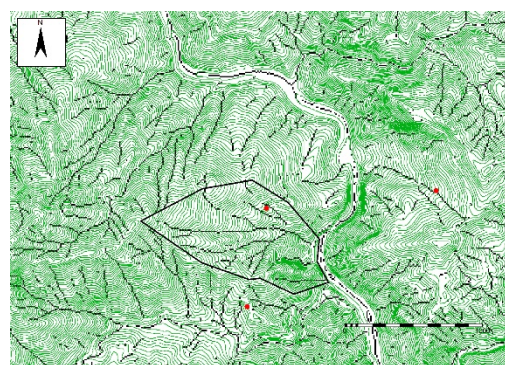


図-6.2.4(2) 那賀町加州地区

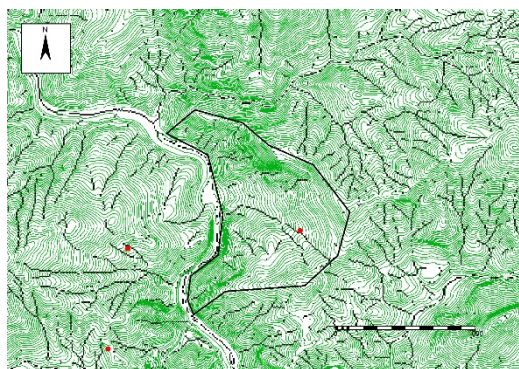


図-6.2.4(3) 木沢村阿津江地区

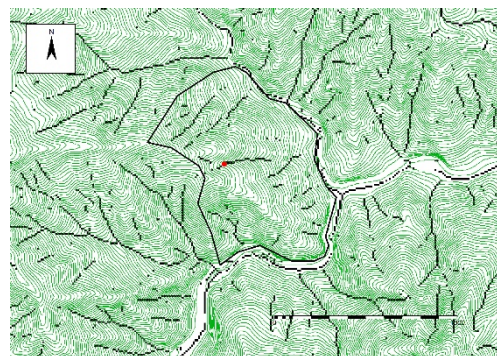


図-6.2.4(4) 木沢村小島地区

6.2.2 2014年広島豪雨災害地域

広島市安佐北区可部地区、安佐南区八木地区、同緑井地区の谷線抽出例を、[図-6.2.5\(1\)](#)～[6.2.5\(6\)](#)に示す。

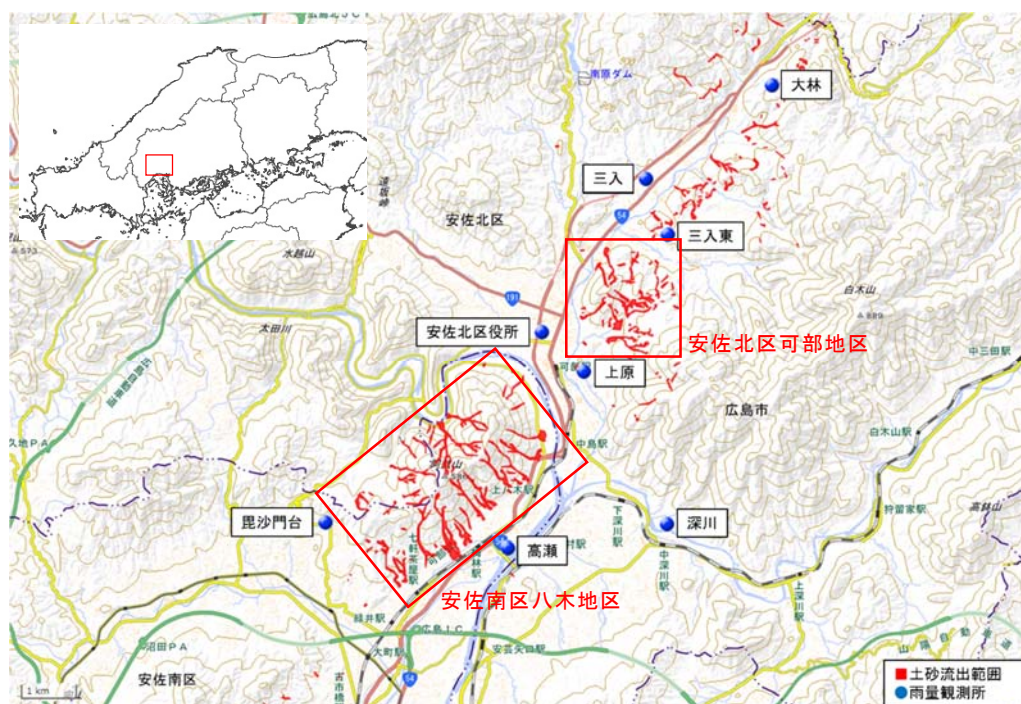


図-6.2.5 DEM解析事例地区位置図(広島市安佐南区・安佐北区地域)

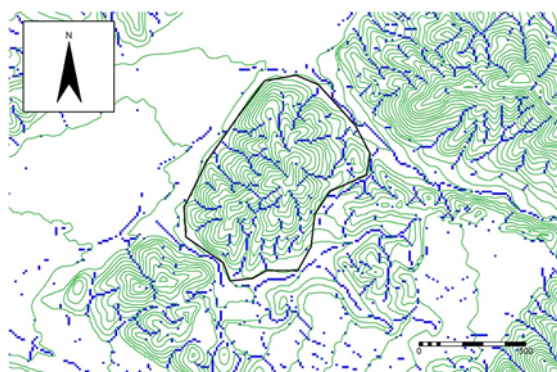


図-6.2.5(1) 広島市安佐北区可部町桐原

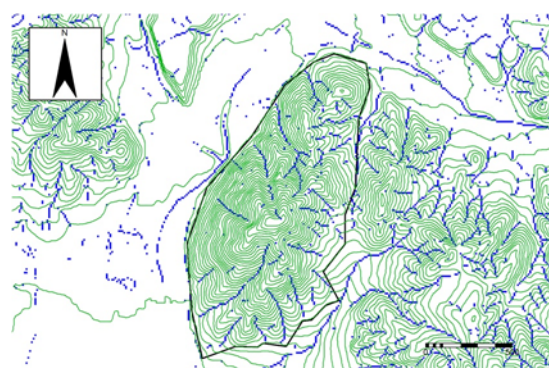


図-6.2.5(2) 広島市安佐北区可部東 6-19

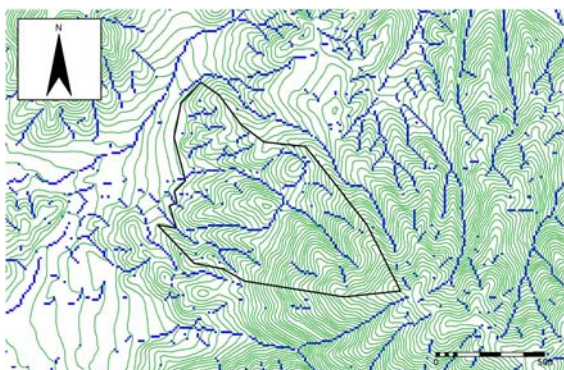


図-6.2.5(3) 広島市安佐北区可部東 6-38

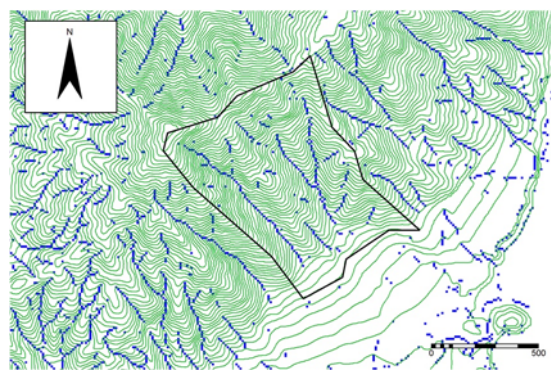


図-6.2.5(4) 広島市安佐南区八木 4 丁目

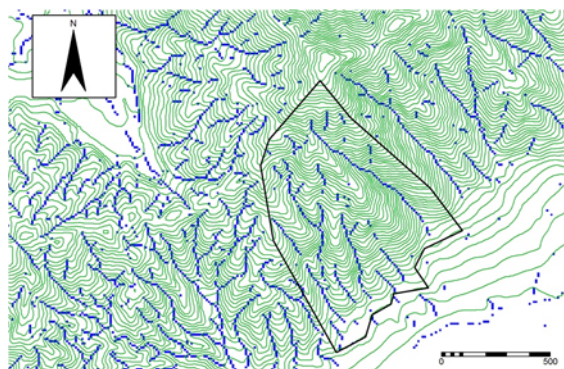


図-6.2.5(5) 広島市安佐南区八木 3 丁目

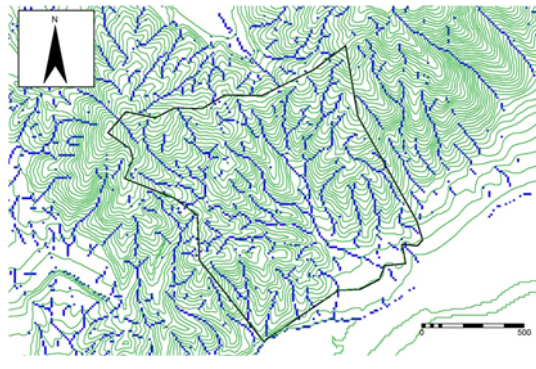


図-6.2.5(6) 広島市安佐南区緑井 8 丁目

6.3 谷密度と土砂災害発生頻度の関係性の検証

2004年台風災害, 2014年広島豪雨災害で発生した斜面崩壊, 土石流について, 谷密度との関係性を検証する. 抽出した崩壊発生数は, 2004年台風災害で35溪流, 2014年広島豪雨災害で28溪流の, 計63溪流である.

6.3.1 谷密度と各種崩壊特性との比較検証

(1) 谷密度と流域面積の関係について

流域面積(A)が広いほど, 谷密度(D_d)が増加する傾向が認められる(図-6.3.1(1)).

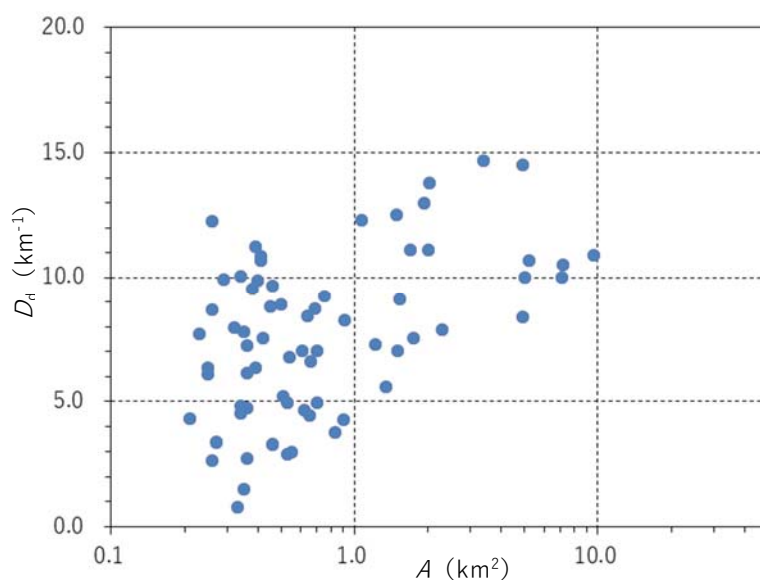


図-6.3.1(1) 流域面積(A)と谷密度(D_d)の関係

両災害それぞれの特徴を, 図-6.3.1(1)に示す. 2014年広島豪雨災害は, 斜面崩壊が発生した溪流の流域面積は概ね 1km^2 以下で, 谷密度の上限は約 1km^{-1} であった. 対して, 2004年台風災害では, 斜面崩壊発生した溪流は, $0.2\sim 10\text{km}^2$ の幅広い流域面積にあり, 谷密度も最大で 15km^{-1} ほどであった. この違いは, 2004年台風災害が時期の異なる4つの台風災害を対象とし, データ取得地域も四国四県にわたるのに対し, 2014年広島豪雨災害は, 1つの集中豪雨のみを扱っており, その対象地域も広島市の限られた範囲にあるといった条件の違いによるものと考えられる. しかし, 全体の傾向で見ると, 流域面積と谷密度の大きさは比例する傾向が認められる.

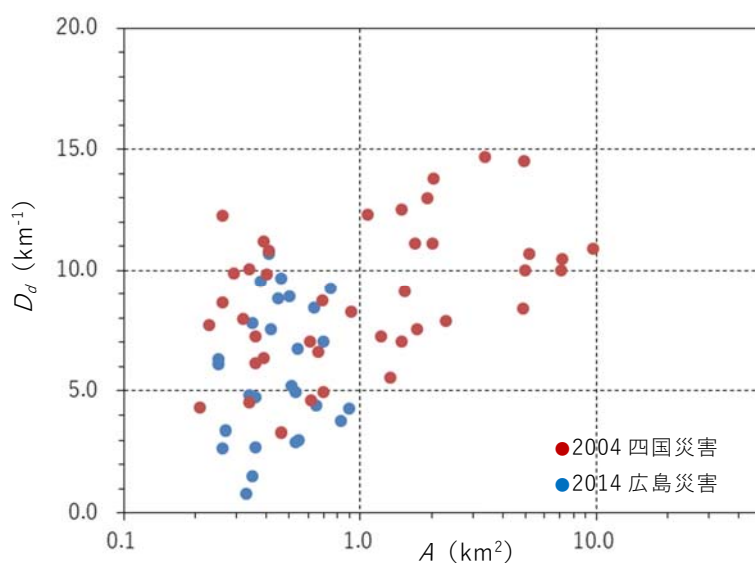


図-6.3.1(2) 地域・災害別にみた流域面積(A)と谷密度(D_d)の関係

次に、両地域の斜面崩壊を、花崗岩類と堆積岩類と地質別に分類した(図-6.3.1(2))。谷密度と流域面積の関係に地質の違いによる差はほとんど認められず、両地質とも概ね比例関係を示している。

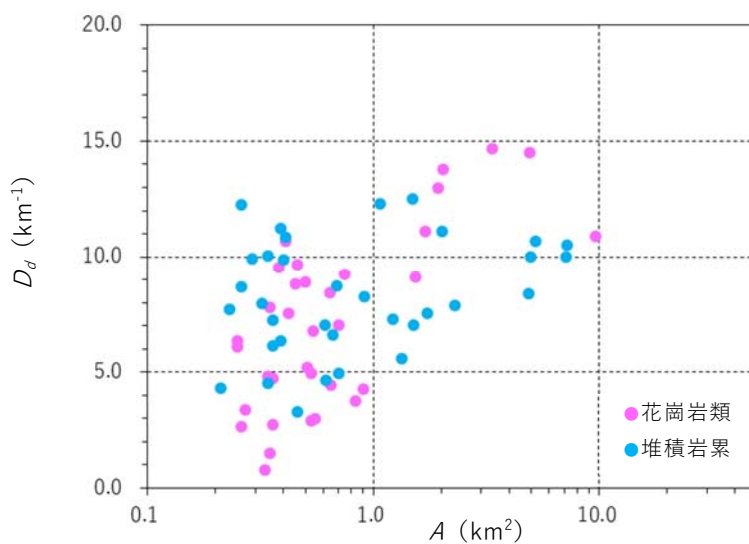
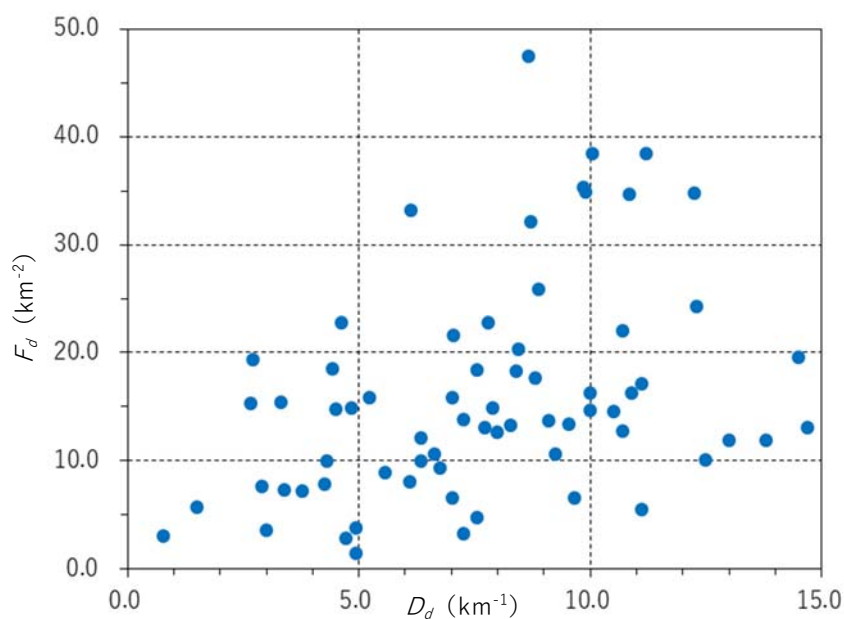
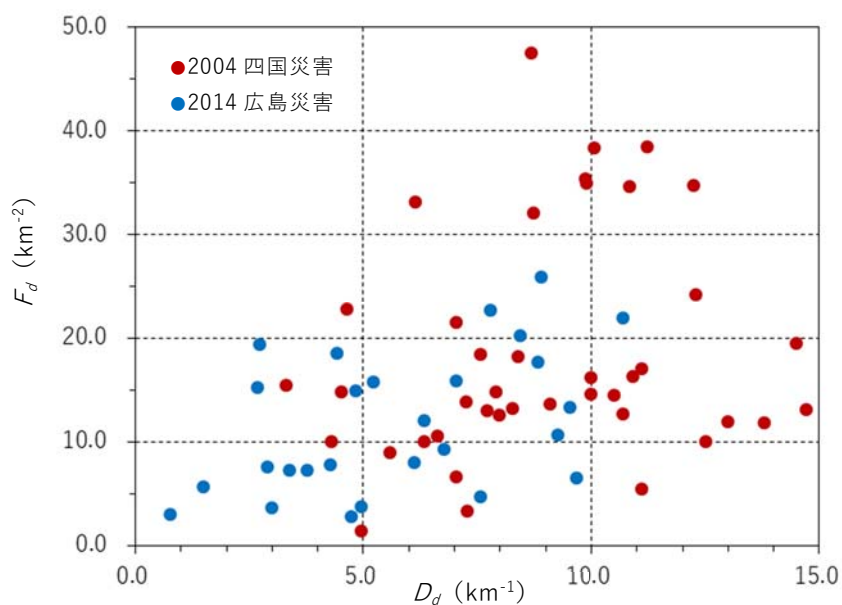


図-6.3.1(3) 地質別にみた流域面積(A)と谷密度(D_d)の関係

以上のことから、谷密度は流域面積が広いほど大きくなる傾向にあり、そこには地質の違いによる差はほとんど認められないことが明らかになった。

(2) 谷密度と崩壊密度の関係について

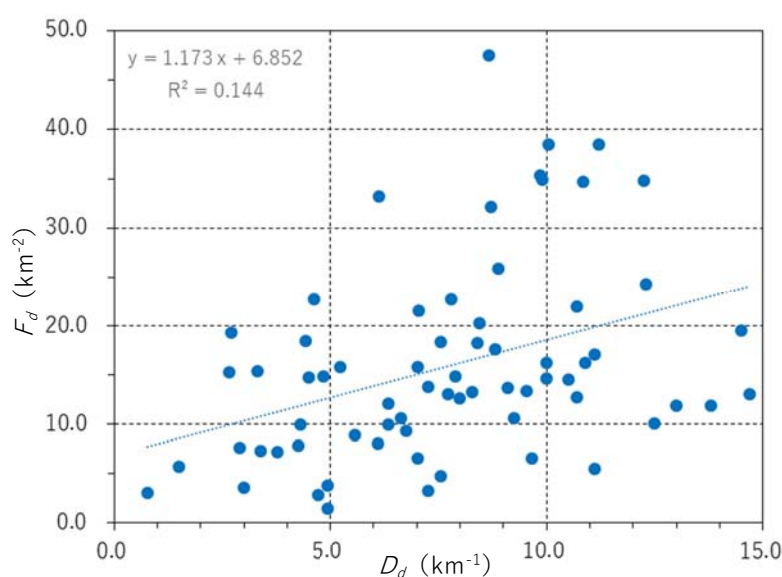
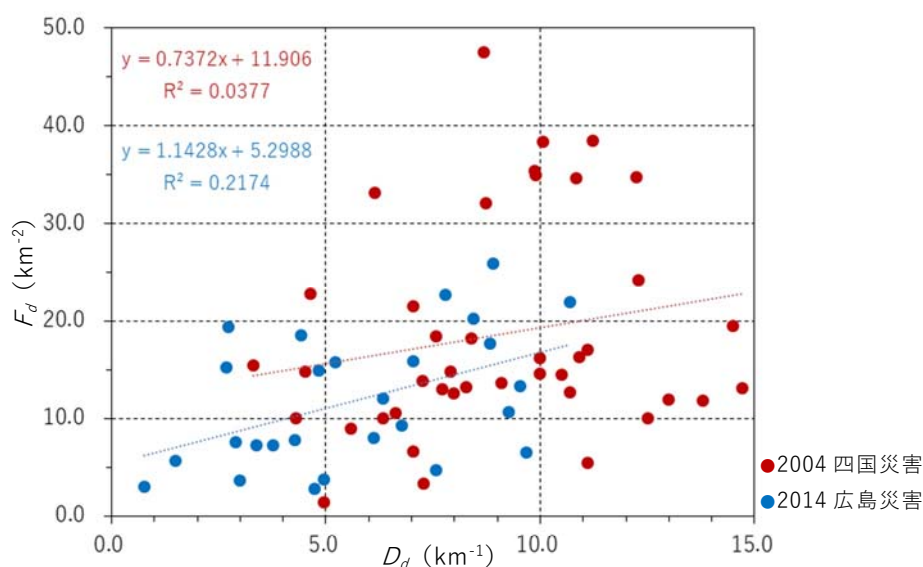
谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の関係を、[図-6.3.2\(1\)](#)に示す。全体的に見て、谷密度が増加するにつれて、崩壊密度も増加する傾向が認められる。この傾向は、2004年台風災害と2014年広島豪雨災害ともに同様の傾向を示す([図-6.3.2\(2\)](#))。

図-6.3.2(1) 谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の関係図-6.3.2(2) 地域・災害別にみた谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の関係

6.3.2 谷密度の適用領域の検証

(1) 解析領域の違いにおける谷密度－崩壊密度の関係

谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) はある程度の相関が見て取れる。しかし、相関係数で示すと、 $r=0.38$ ($R^2=0.144$) であり、それほど高い値ではない(図-6.3.3(1))。地域・災害別に見ても、2004年台風災害では $r=0.19$ ($R^2=0.0377$)、2014年広島豪雨災害では $r=0.46$ ($R^2=0.2174$) である(図-6.3.3(2))。この点について、解析スケールによる影響が考えられ、対象とする流域面積との関係を検討した。ここで、流域面積に対して、10.0、7.0、5.0、2.5、2.0、1.8、1.5、1.0、0.5、0.4、0.3km² 以下という閾値を設定し、それぞれの条件で再計算を行った。このうち、5.0、2.5、1.5、1.0km² を閾値とした計算例を、図-6.3.3(3)～(6)に示す。

図-6.3.3(1) 谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の相関係数図-6.3.3(2) 地域・災害別にみた谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の相関係数

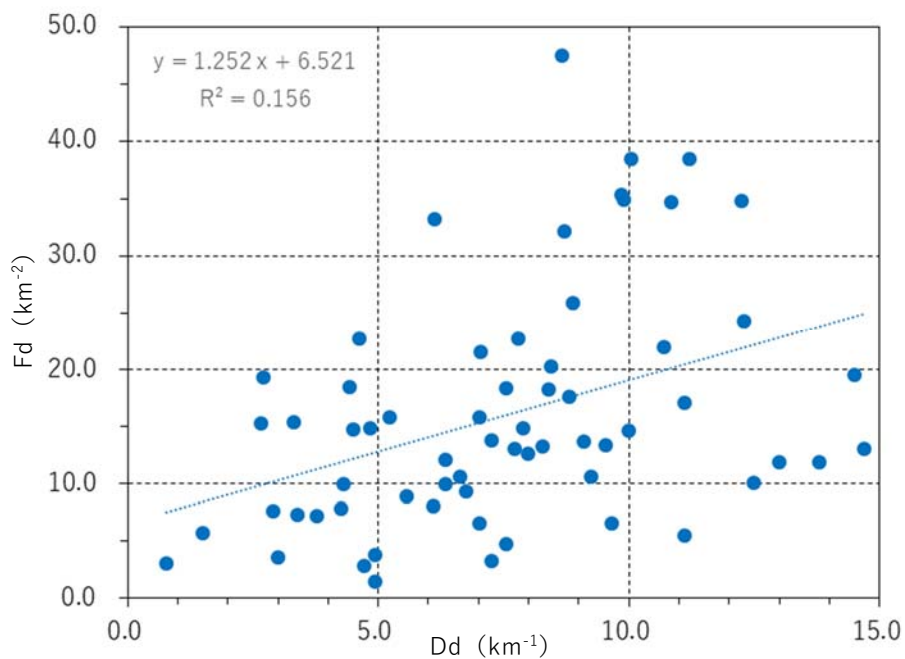


図-6.3.3(3) 谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の相関
(流域面積 5.0 km^2 以下)

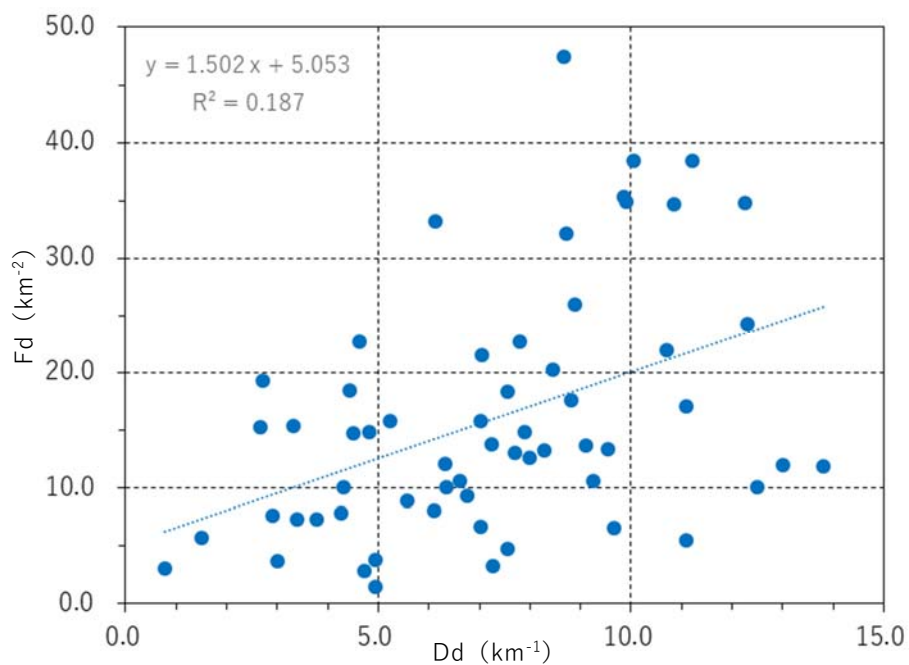


図-6.3.3(4) 谷密度 (D_d) と崩壊密度 (F_d) の相関
(流域面積 2.5 km^2 以下)

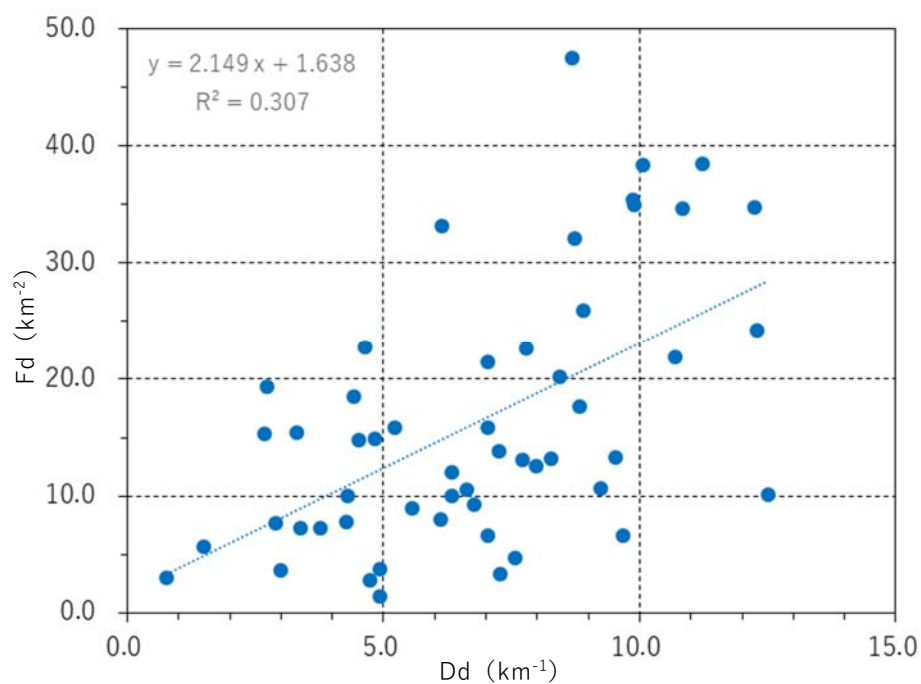


図-6.3.3(5) 谷密度 (D_d) と崩塌密度 (F_d) の相関
(流域面積 1.5km² 以下)

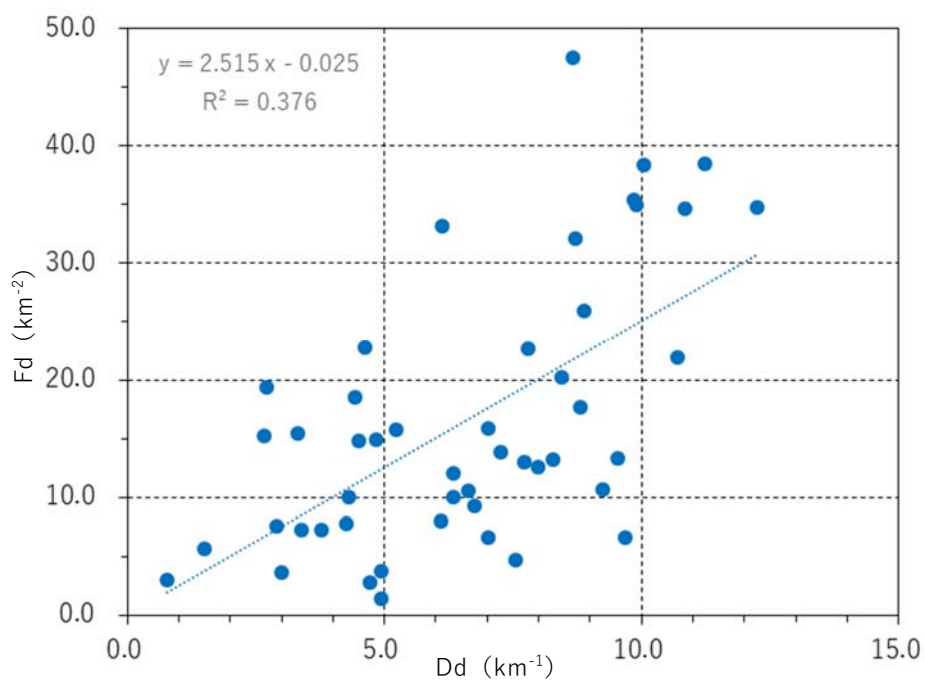
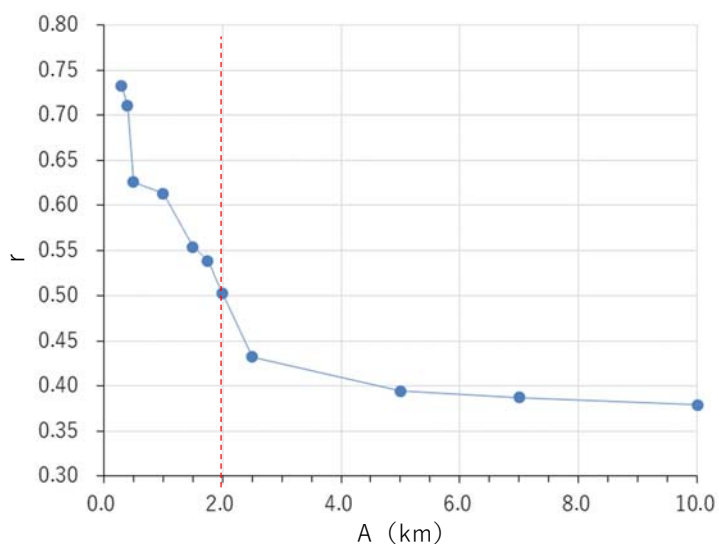


図-6.3.3(6) 谷密度 (D_d) と崩塌密度 (F_d) の相関
(流域面積 1.0km² 以下)

各流域面積で算出された相関を、表-6.3.1, 図-6.3.3(7)に示す。流域面積が 2.0km^2 以下になったあたりより、相関係数が高くなる傾向が認められる。これより、谷密度と崩壊密度との関係を見る場合、対象とする流域の面積(解析領域)は、おおむね 2.0km^2 以下が適していると考えられる。

表-6.3.1 流域面積別の $R^2 \cdot r$

流域面積 ($A < \text{km}^2$)	R^2	r
0.3	0.537	0.733
0.4	0.506	0.711
0.5	0.392	0.626
1.0	0.376	0.613
1.5	0.307	0.554
1.8	0.290	0.539
2.0	0.253	0.503
2.5	0.187	0.432
5.0	0.156	0.395
7.0	0.150	0.387
10.0	0.144	0.379

図-6.3.3(7) 流域面積(解析領域)別にみた r の変化

以上の検証結果から、谷密度はその流域内における斜面崩壊の起こりやすさ、耐崩壊特性を表していると考えられる。よって、解析領域(検討領域)の条件を考慮の上であれば、流域スケールでの土砂災害発生危険度を評価するための有効な指標になり得る。

6.4 本章のまとめ

- ①谷密度と流域面積の関係については、流域面積 (A) が広いほど、谷密度 (D_d) が増加する傾向が認められる。
- ②流域面積と谷密度の大きさは比例する傾向が認められるが、そこには地質の違いによる差はほとんど認められないことが明らかになった。
- ③谷密度が増加するにつれて、崩壊密度も増加する傾向が認められる。
- ④谷密度と崩壊密度との関係を見る場合、対象とする流域の面積(解析領域)は、おおむね 2.0km^2 以下が適している。
- ⑤谷密度はその流域内における斜面崩壊の起こりやすさ、耐崩壊特性を表していると考えられる。よって、解析領域(検討領域)の条件を考慮の上であれば、流域スケールでの土砂災害発生危険度を評価するための有効な指標になり得る。

第7章 谷密度と雨量指標 R' との関係性の検証

本章では、土砂災害危険度の評価として、斜面崩壊の主な誘因である降雨の影響を考慮するため、発生時刻歴が明らかな過去の土砂災害を対象に雨量指標 R' を算出し、斜面崩壊の素因の指標と考える谷密度との関係性を検証した。

7.1 雨量指標 R' の特徴

本指標は、中井ほか(2008)¹⁾で提案された、土砂災害警戒・避難のための新たな雨量指標である。主な特徴として、以下の点が挙げられる。

- ・時間雨量データを用いて、リアルタイムで危険度を知ることができる。
- ・土砂災害発生リスクを R' という1つの値の大小により、直感的に判断することができる。
- ・観測点の R' 値を用いてコンターマップを作成することにより、時間の経過とともに変化する土砂災害危険度の空間的な分布を視覚的に表現することができる(図-7.1.1)。
- ・係数(変数)の少ないシンプルな計算式を用いるため、地域ごとの降雨特性等を容易に反映させることができる。
- ・単一指標であるため、統計的手法を用いるものなど、他の手法への利用が容易である。

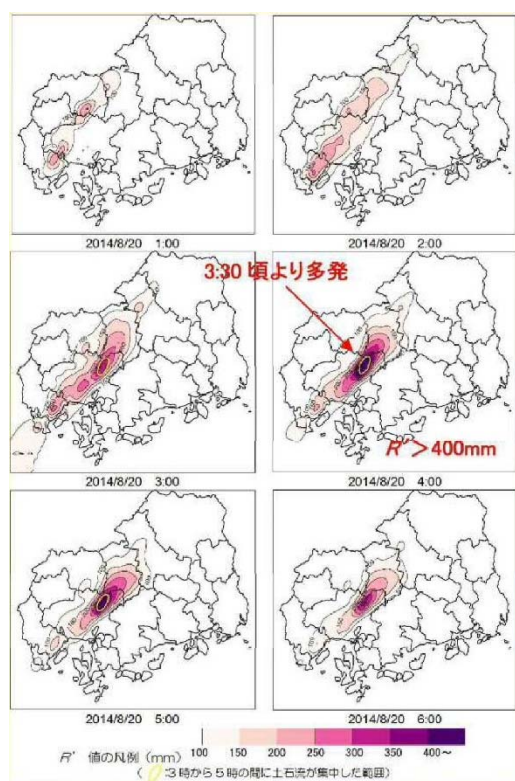


図-7.1.1 コンターマップで表現した R' の分布¹⁾
(2014年広島豪雨災害時の R' の経時変化を表したもの)

土砂災害の発生には長期先行降雨と、直前の短期降雨強度が影響するとされる。土砂災害警戒・避難のため、従来、経時的に変化するこれら 2 つの雨量指数を x - y 座標に示し、その変動によって危険度を評価する方法が主に用いられてきた。 x - y 座標平面上にスネークラインが、土砂災害発生の警戒・避難基準雨量線や発生限界雨量線(クリティカルライン, CL)を超えるかどうかで危険度を評価するものである。

中井ほか(2008)¹⁾が提案する雨量指標 R' は、従来の 2 つの雨量指標に左右される評価手法に対して、1 つの値でもって危険度を容易に判断しようとする目的で開発されたものである。 x - y 座標上に長期実効雨量 (R_w) と短期実効雨量 (r_w) の 2 つの値を、中心を遠点においた楕円形の長径を用いて表現したものである(図-7.1.2, 式-7.1.1)。これをもとに、式-7.1.2 を用いて初期値を 0 とし、土砂災害が発生する危険度が増すにつれて上昇する値に変換したものが R' である。

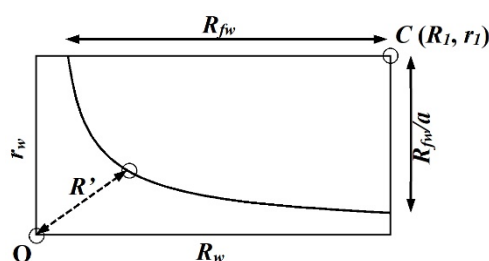


図-7.1.2 雨量指標 R' の概念図¹⁾

$$R_{fw} = \sqrt{(R_l - R_w)^2 + a^2(r_l - r_w)^2} \quad \dots \text{式-7.1.1}$$

$$R' = R_{fw0} - R_{fw} \quad \dots \text{式-7.1.2}$$

ここに、

R_w : 長期実効雨量 (mm)

r_w : 短期実効雨量 (mm)

R_l : 座標上の横軸基準点

r_l : 座標上の縦軸基準点

a : 重み係数

R_{fw0} : $R_w = 0, r_w = 0$ のときの R_{fw} 値

楕円形の中心の位置を示す (R_l, r_l) および重み係数 a を調整することにより、長期実効雨量 R_w と短期実効雨量 r_w の影響程度や、座標上での CL の傾きや曲率などを任意に設定することができる(図-7.1.3)。

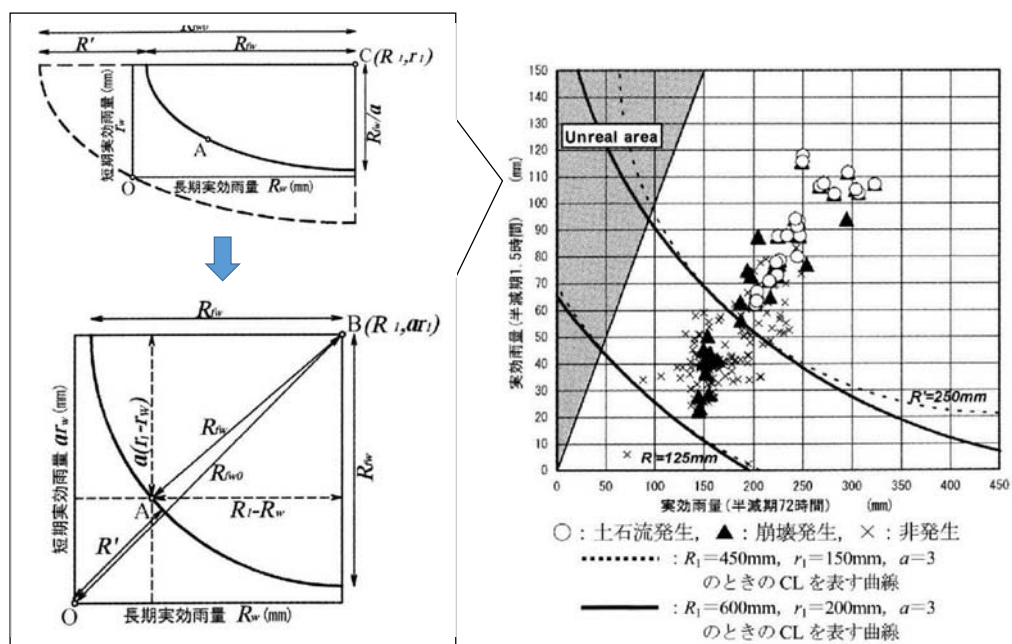
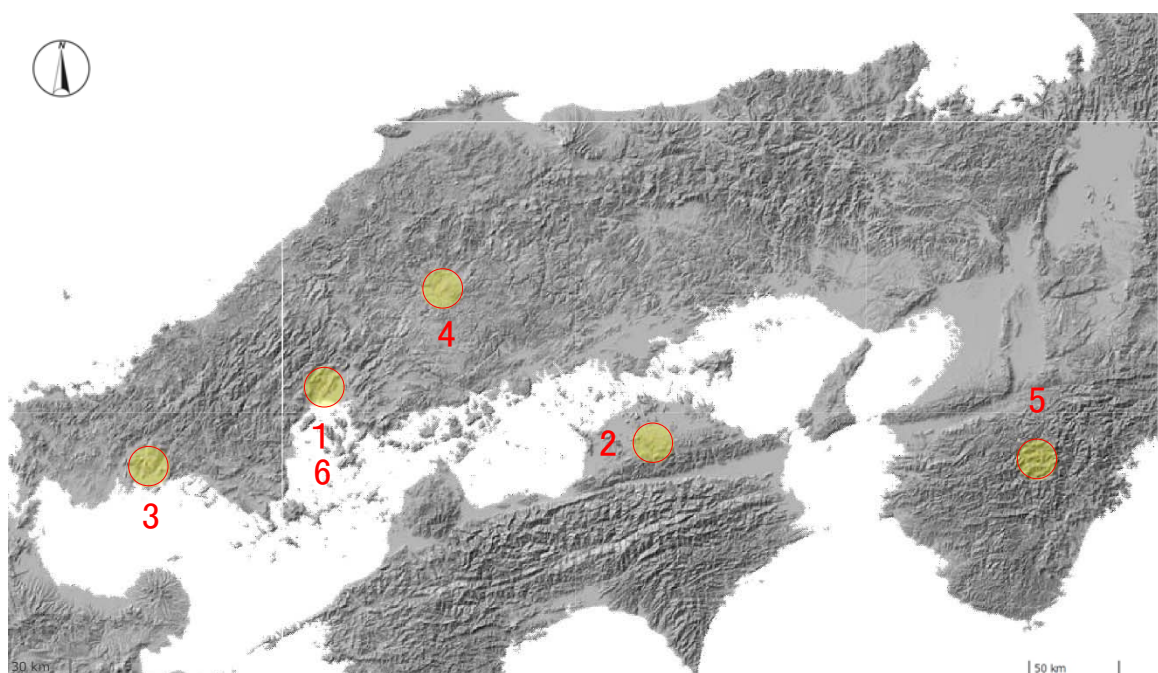


図-7.1.3 R' の変換・変動の概念図(左)と係数 a を変えたときの基準値の比較(右)¹⁾
(1999年6.29 広島豪雨災害を事例とする)

7.2 検討対象とする過去の土砂災害事例

発生時刻歴が明らかになっている過去の災害として、1999年広島豪雨災害²⁾、2004年四国地方台風10号・15号・21号・23号災害(「2004年四国地方台風災害」)^{3)~11)}、2009年中国・九州北部豪雨災害¹²⁾、2010年庄原豪雨災害^{13)~15)}、2011年紀伊半島台風12号災害^{16)~22)}、2014年広島豪雨災害^{23) 24)}の6件を対象に検討を行う(図-7.2.1)。

各災害の概要を以下に示す(2004年四国地方台風災害、2014年広島豪雨災害の気象概況、地質状況については6章で記したとおり)。



- 1 : 1999年広島豪雨災害, 2 : 2004年四国地方台風10号・15号・21号・23号災害
3 : 2009年中国・九州北部豪雨災害, 4 : 2010年庄原豪雨災害
5 : 2011年紀伊半島台風12号災害, 6 : 2014年広島豪雨災害

図-7.2.1 検討対象災害の位置

7.2.1 各災害の降雨特性

(1) 1999年広島豪雨災害

活発化した梅雨前線の東上に伴い 1999年6月23日から7月3日にかけて西日本から北日本の広い範囲で降雨し、各地で豪雨となった。特に6月29日には、北部九州から中部地方にかけて局地的に時間あたり100mmの降水量を計測し、28府県で浸水災害や土砂災害が発生した。同日午後広島県広島市・呉市で、大規模な土砂災害(土石流・斜面崩壊など)が多発し、甚大な被害となった。広島でのこの土砂災害を機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(土砂災害防止法)が制定された。

6月28日までの降雨状況は、魚切ダムで6月6～7日に総雨量65mmを記録し、その後8日ほど無降水日が続き、16～19日に総雨量34mm、23日21mm、24日66mm、25日7mm、26日44mm、27日23mm、28日1mmをそれぞれ記録している。6月1日から27日までの総雨量は316mmであった(図-7.2.2)。

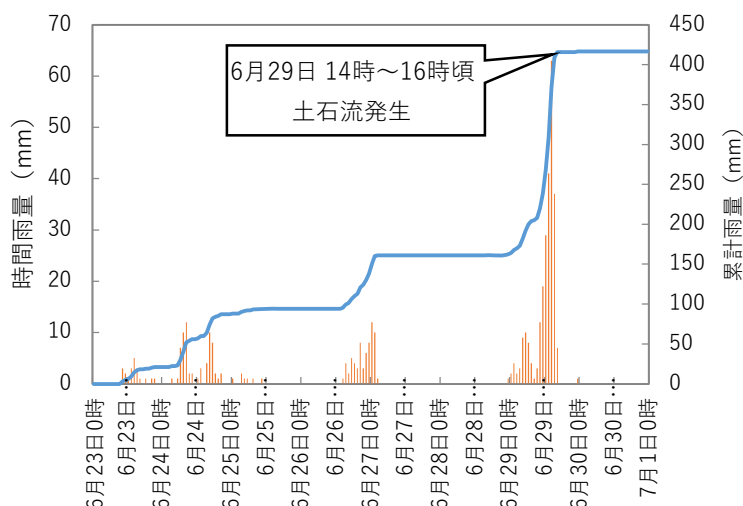


図-7.2.2 1999年6月29日豪雨災害の降雨特性
(魚切ダム 6月23日0時～7月1日0時)

(2) 2004年四国地方台風災害

2004年7月の台風10号では、例えば徳島県那賀郡那賀町の大用地、加州、阿津江、小畠、海川、向エ山、白石地区などで、8月1日の夜半過ぎに斜面崩壊が多発している。崩壊発生時刻は、大用地地区で8月1日の20:00～21:00の間で、近傍の名古ノ瀬雨量観測所で時間雨量78mm、累積雨量1143mmを記録している(図-7.2.3)。加州地区では、その1時間後21:00に発生している。阿津江地区では2回崩壊が発生しており、1回目の崩壊は23:00に発生し、時間雨量27mm、累積雨量1293mmであった。2回目は8月2日の22:00に発生しており、降雨ピークを過ぎ、無降雨状態になってから崩壊が発生している。

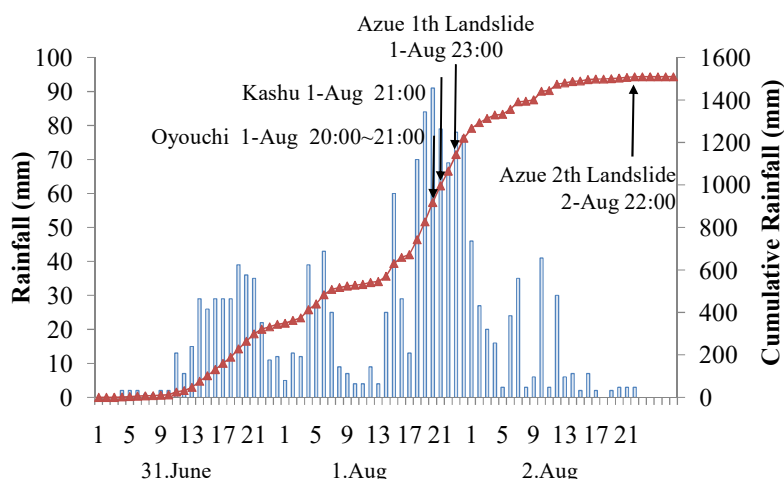


図-7.2.3 台風10号における名古屋ノ瀬雨量観測所データと大用地、加州、阿津江地区の崩壊発生時刻

2004年8月の台風15では、香川県西讃地域を中心に土砂災害が多発し、五郷雨量観測所では、累積雨量297mm、最大時間雨量54mmを記録した。豊浜町野乃池東大谷地区では、8月17日の16時に斜面崩壊が発生した(図-7.2.4)。

また、同観測所では、同年9月の台風21号においても、累積雨量249mm、最大時間雨量65mmを記録している。9月29日17時40分頃に豊浜町和田大坪地区で、同29日18時30分頃に大野原町五郷井関谷下上地区五で土石流が発生した。また、大野原町田野々旭地区でも、同29日の17時~18時の間に土石流が発生している。

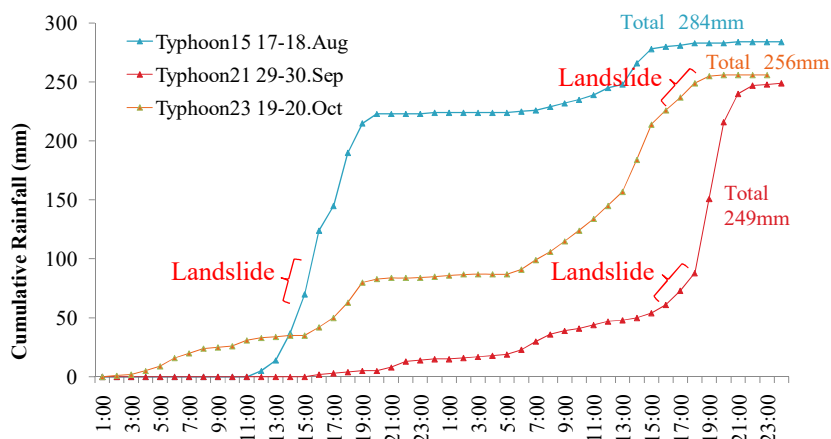


図-7.2.4 台風15号・21号・23号における五郷雨量観測所データと香川県豊浜町・大野原町での崩壊発生時刻

台風 23 号については、香川県さぬき市森行地区近傍の日下峠雨量観測所で、10 月 19 日からの累積雨量 674mm, 最大時間雨量 116mm が記録された(図-7.2.5). 森行地区での斜面崩壊発生時刻は、10 月 20 日 11 時 30 分頃で、小規模な崩壊が多発した. その時刻の雨量は時間雨量 38mm, 累積雨量 208mm である. また、時間雨量 89mm, 累積雨量 481mm に達した 14:00 頃、通谷川で土石流が発生した. 森行地区最大規模の土石流は、時間雨量 116mm, 累積雨量 597mm の降雨ピーク時に発生した. また、同市門入地区では、10 月 20 日に最大時間雨量 76mm(13:00-14:00), 累積雨量 495mm の降雨を記録し、10 月 20 日 15 時過ぎに累積雨量が 400mm を超えたあたりで、最大規模の土石流が発生した(図-7.2.6).

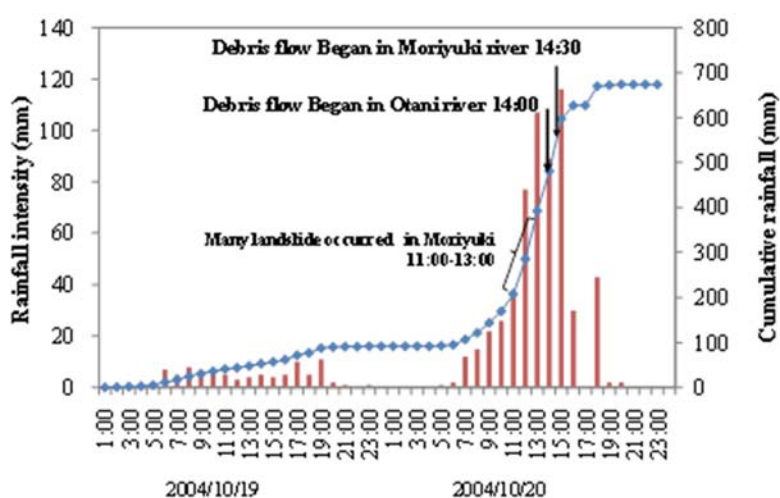


図-7.2.5 台風 23 号における日下峠雨量観測所データと香川県さぬき市森行地区での崩壊発生時刻

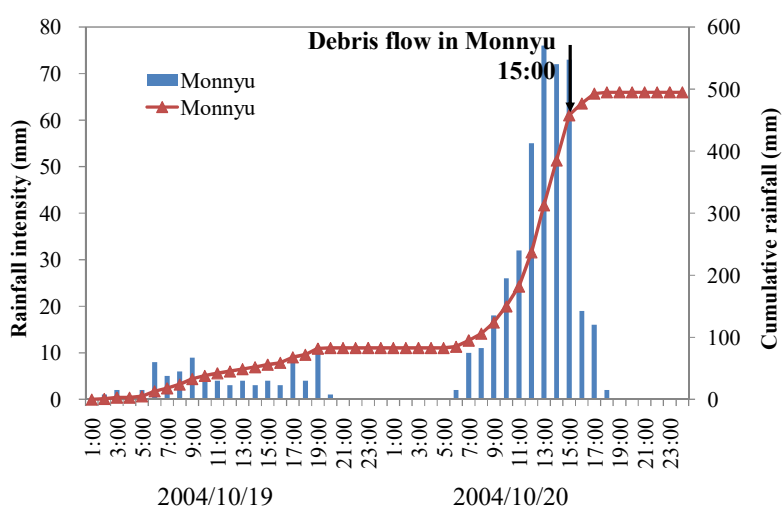


図-7.2.6 台風 23 号における門入雨量観測所データと香川県さぬき市門入地区での崩壊発生時刻

(3) 2009年中国・九州北部豪雨災害

2009年7月19日から7月26日にかけて、中国地方から九州北部にかけての地域で発生した集中豪雨に伴う災害である。7月19日から26日にかけて梅雨前線の活動が活発化し、各地で記録的な降雨を観測した。山口県、福岡県、長崎県で時間雨量が80mmを超えたほか、福岡県と長崎県では7月24日、5ヶ所の観測地点で時間雨量が100mmを超え、福岡市博多区では時間雨量116.0mmを記録した。山口県では、通年での観測史上最多の時間雨量を記録した防府市を中心に県内各地で多数の土砂災害が発生した。防府市の降雨状況としては、国土交通省の真尾観測所で19日1mm、20日30mm、21日266mm、22日0mm、23日0mm、24日84mm、25日57mm、26日43mmを記録している。また、21日の時間降雨量ではピークが二回あり、第一ピークは7:00~8:00の51mm、第二ピークは11:00~12:00の49mmである。土石流が発生したのは21日の11時から13時の間であり(25)、ちょうど第二ピークの時に土石流が発生している(図-7.2.7)。

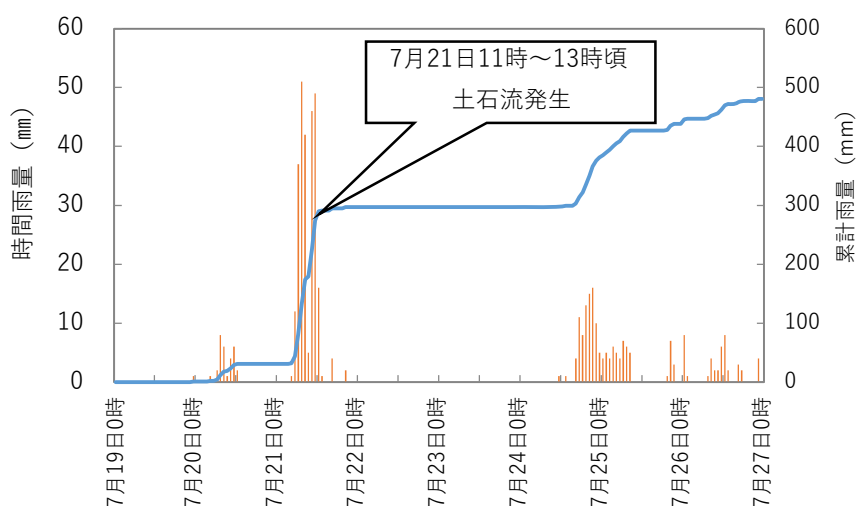


図-7.2.7 2009年7月中国・九州北部豪雨の降雨特性
(国土交通省 真尾 7月19日0時~7月27日0時)

(4) 2010年庄原豪雨災害

2010年7月16日広島県庄原市で発生した、ゲリラ豪雨による災害である。庄原市では、7月16日夕方、市中心部から北に位置する中山間部の東西3km・南北2kmと、ごく狭い範囲で約500箇所の土砂災害が発生した。土石流は時間雨量が72mmで最大となった17時頃に発生している。この土石流の2日前の数個の土石流については7月14日の10時から14時に土石流が起きており、雨量のピークとは関係なく発生している(図-7.2.8)。

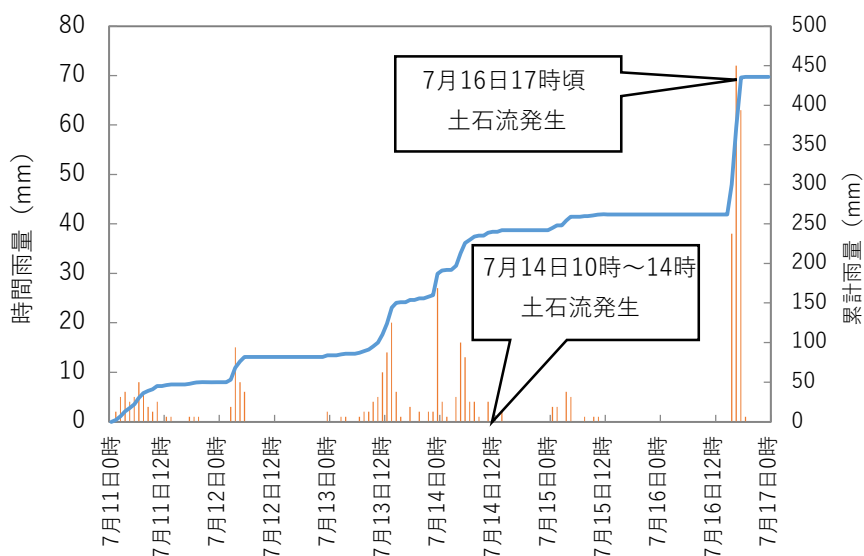


図-7.2.8 2010年7月梅雨前線豪雨の降雨特性
(広島県 庄原市 7月11日0時~7月17日0時)

(5) 2011年紀伊半島台風12号災害

2011年8月25日したのち、四国地方へ上陸し、岡山県、鳥取県を縦断して日本海へ抜けた。台風の動きが遅かったため、西日本から北日本にかけての広い範囲で大雨が長く続いた。特に台風の中心から東側にあった紀伊半島では総降水量が広い範囲で1,000mmを超え、各所で多数の土砂災害、水害が発生した。奈良県十津川村の風屋雨量観測所では、累計雨量が1,400mm近くに達した。土石流の多くは、降雨ピーク前の9月3日18時38分頃に発生した(図-7.2.9)。

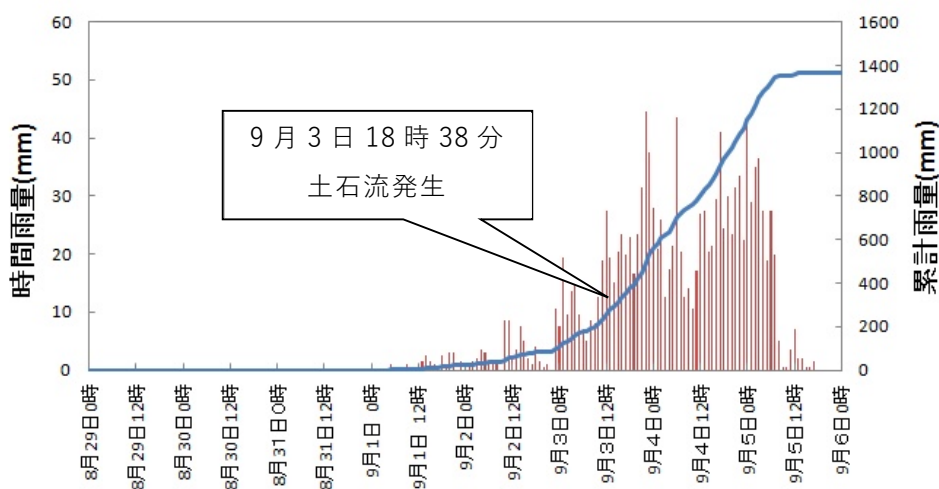


図-7.2.9 2011年紀伊半島台風12号の降雨特性
(気象庁 風屋 8月29日0時~9月6日0時)

(6) 2014年広島豪雨災害

2014年8月19日夜から20日明け方にかけて、広島市を中心に猛烈な雨となった。安佐北区三入東、安佐北区役所、上原の雨量観測所における土砂災害発生時の1週間前から土砂災害発生時までの時間雨量と累積雨量を、(図-7.2.10)に示す。土石流発生のきっかけとなる降雨は、8月19日の19時頃のものであり、21時過ぎにはいったん小康状態となった。その後20日1時から時間24mmから29mmの強い雨が降り始め、2時から4時にかけては時間85mmから121mmの猛烈な雨が続いた。

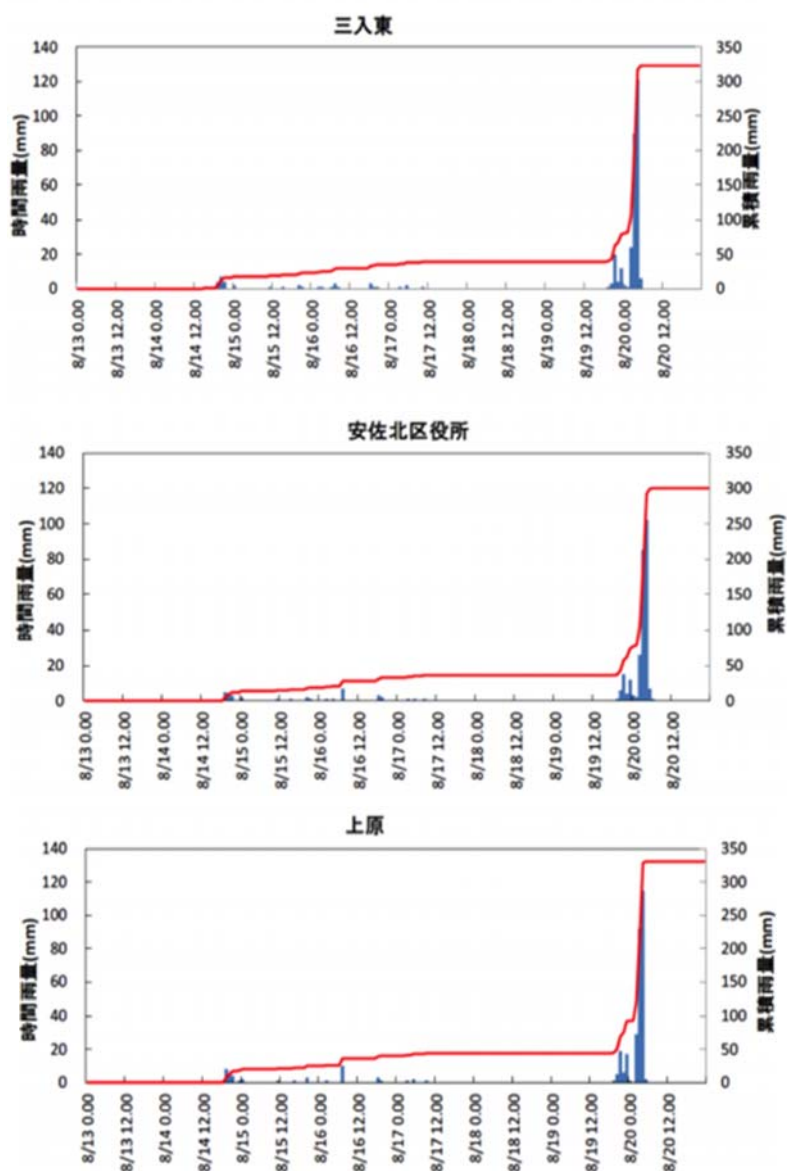


図-7.2.10 2014年広島豪雨災害の降雨特性
(三入東・安佐北区役所・上原雨量観測所)

7.2.2 各災害地域の地質状況

(1)1999年広島豪雨災害・2014年広島豪雨災害地域・2009年中国・九州北部豪雨災害地域(うち防府地域)・2010年庄原豪雨災害(図-7.2.11)

広島県広島市や呉市周辺には広く中生代の花崗岩(珪長質深成岩類)が分布する。大部分は、中～粗粒花崗岩からなる広島花崗岩類で、細粒黒雲母花崗岩や花崗斑岩、花崗閃緑岩、閃緑岩なども分布する。中～粗粒黒雲母花崗岩は、黒雲母や斜長石が化学的風化によって、粘土鉱物に変質しやすく、深部まで風化が進行する(いわゆる「マサ化」)。そのほか、広島市北部などには、粘板岩、砂岩、チャートなどからなる古生層が分布する。庄原市など広島県北部地域には高田流紋岩類や吉舎安山岩類などの非アルカリ珪長質火山岩類が分布する。これら火山岩類は花崗岩と比べると風化しにくいとされるが、2010年庄原豪雨の被災地の多くは流紋岩や安山岩の分布地域であった。それらを覆って厚く堆積する風化残留土や崖錐、黒ボク土が豪雨により流されたことが、被害が大きくなった素因の1つと考えられる。

山口県防府市及び山口市周辺には、防府花崗岩と呼ばれる後期白亜紀の花崗岩～花崗閃緑岩(珪長質深成岩類)が分布する。周囲には周防変成岩類、周南層群の火山岩類が分布するが、防府花崗岩の接触・変成作用を受けてホルンフェルス化している。

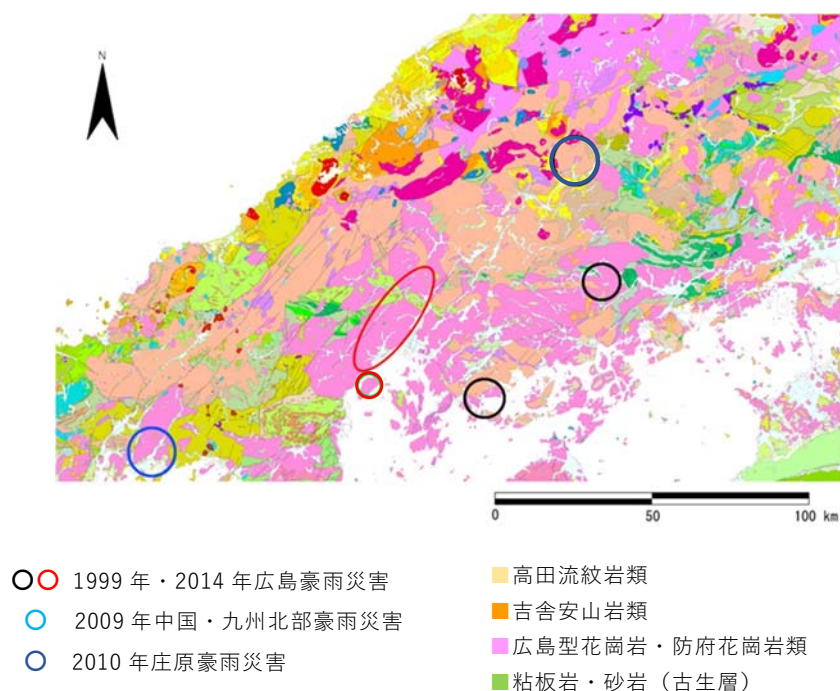


図-7.2.11 中国地方の地質

(産総研「20万分の1シームレス地質図」 <https://gbank.gsj.jp/seamless/>)

(2) 2011 年 紀伊半島台風 12 号 災害地域

斜面崩壊、土石流災害が集中した紀伊半島中央部の奈良県吉野郡地域は四万十帯属し、美山層などに代表される後期白亜紀付加体が分布する(図-7.2.12)。本層は全体に東北東-西南西走向で、北北西方向に中角度で傾斜する。このため紀伊山地は、北斜面は緩傾斜(多くは流れ盤)であるが、南斜面は急峻(多くは受け盤)といった非対称地形を呈する。主な地質構成は、玄武岩やチャートを含むメランジユ、破断した砂岩泥岩互層、砂岩泥岩互層などである。

また、和歌山県田辺市周辺は、古第三紀中期始新世付加体の音無川層群が分布し、その南側には中期～後期始新世付加体の牟婁層群が分布する。両層群ともに比較的割れ目の少ない硬質な砂岩や砂岩泥岩互層から構成される。

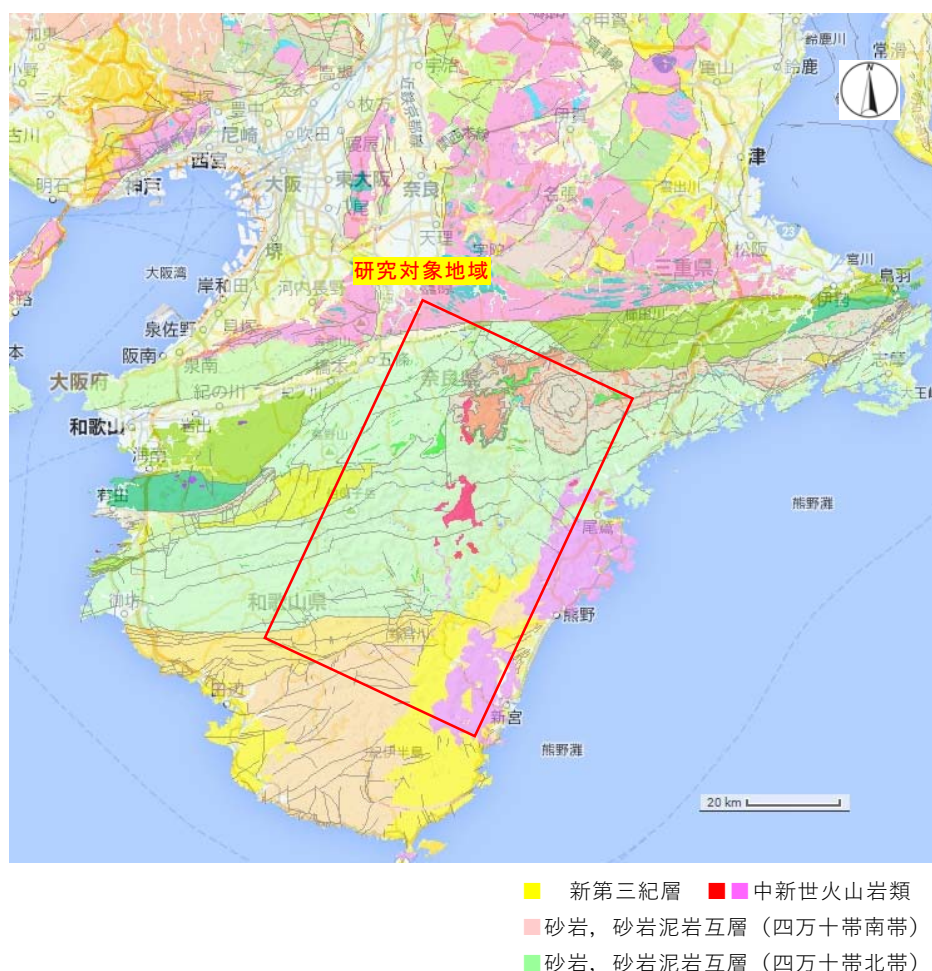


図-7.2.12 紀伊半島の地質

(産総研「20 万分の1シームレス地質図」 <https://gbank.gsj.jp/seamless/>)

7.3 過去の災害事例を対象とした R' の算出

(1) 計算条件の設定

検討対象とした土砂災害について、発生時の R を、中井ほか(2008)⁽¹⁾の方法により算出した値と比較を行った。計算条件として、実効降雨量の半減期は中井ほか(2008)⁽¹⁾の実績を参考として、長期実効降雨量 R_w に 72 時間、短期実効降雨量 r_w に 1.5 時間の半減期を与えた。

また、 R_{tw} の基準点 (R_l , r_l)、重み係数 a については、「これまで経験していない雨量に相当する値」を想定して、中心をできるだけ遠方におくものとし、(R_l , r_l) をそれぞれ (1,500mm, 300 mm) とした。重み係数 $a=3$ を設定した。

(2) 雨量データの扱い

雨量指標 R の算出には、土砂災害発生箇所から最寄りの雨量観測点(国土交通省, 地方気象台, 各自治体)のデータを用いた(表-7.3.1)。雨量データは原則として 10 分間雨量データとし、これが無い地域では、1 時間毎の雨量データを 10 分単位で比例配分して与える方法とした。最寄りの観測点は、土砂災害発生箇所から概ね 2.5km 以内にあるものを目安として選定した。

表-7.3.1 雨量データを取得した雨量観測点の例

番号	崩壊発生時刻	溪流名	所在地	雨量観測点	距離(km)
1	1999/6/29 15時20分	長野川	廿日市市市原	広島県 後畑	1.0
2	1999/6/29 15時30分	後畑川	廿日市市市原	広島県 後畑	0.3
3	1999/6/29 16時00分	谷和川	広島市安佐北区可部町	ダム 明神ダム	1.7
4	1999/6/29 14時40分	屋代川	広島市佐伯区屋代3丁目	広島県 後畑	1.9
5	1999/6/29 15時00分	八幡川支川	広島市佐伯区五日市町	広島県 魚切ダム	1.6
6	1999/6/29 15時00分	堂ヶ原川	広島市佐伯区五日市町	広島県 魚切ダム	1.4
7	1999/6/29 15時20分	古野川	広島市佐伯区五日市町	広島県 魚切ダム	1.9
8	1999/6/29 15時00分	能登呂川	広島市佐伯区五日市町	広島県 魚切ダム	2.5
9	1999/6/29 15時30分	安川左支川	広島市安佐南区伴東	消防署 沼田出張所	2.2
10	1999/6/29 15時30分	奥谷川	広島市安佐北区安佐町	道路公団 久地PA	2.5
11	1999/6/29 15時15分	鈴張川支川(犬田川)	広島市安佐北区安佐町	消防署 安佐出張所	1.0
12	1999/6/29 16時00分	小南原川 鳥屋ヶ森川	広島市安佐北区可部町	ダム 南原ダム	2.3
13	1999/6/29 15時30分	小南原川 平原川	広島市安佐北区可部町	ダム 明神ダム	1.9
14	1999/6/29 15時00分	奥畑川 猿滝川	広島市安佐南区沼田	広島県 戸山	1.6
15	1999/6/29 15時00分	安川支川	広島市安佐南区安子町	消防署 上安出張所	1.9
16	1999/6/29 15時30分	中倉川	広島市安佐北区安佐町	道路公団 明神気象観測所	2.1
17	1999/6/29 16時00分	猪谷川	広島市安佐北区安佐町	道路公団 明神気象観測所	1.8
18	1999/6/29 14時30分	荒谷川	広島市佐伯区五日市町	広島県 後畑	1.6
19	1999/6/29 14時30分	荒谷川	広島市佐伯区五日市町	広島県 後畑	1.3
1	2009/7/21 12時15分	柳川	防府市大宇富海宇藤兵衛ヶ谷	山口県 大平山	2.3
2	2009/7/21 12時15分	佐波川	防府市大宇真尾宇小池	国土交通省 真尾	1.8
1	2010/7/16 17時00分	大津恵川	庄原市川上北町上重行	広島県 川北	1.1
2	2010/7/16 17時00分	大津恵川	庄原市川上北町上重行	広島県 川北	1.6
3	2010/7/16 17時00分	大津恵川	庄原市川上北町上重行	広島県 川北	0.6
4	2010/7/16 17時00分	大津恵川	庄原市川上北町上重行	広島県 川北	1.4
5	2010/7/16 17時00分	大戸川	庄原市川北町	広島県 大戸	1.5

(3) 雨量指標 R' の算出方法

災害発生時刻付近の雨量指標 R を、上述の中井ほか(2008)⁽¹⁾ の式(式-7.1.1, 7.1.2)を用いて計算した。計算結果をもとに、ArcGIS によるデータ補間(「ArcToolbox」の「Spatial Analyst ツール」による内挿処理)を施し、雨量指標 R' の分布図を作成した(図-7.3.1)。内挿条件は、「乗数」は2、「検索半径」は可変、「参考にするピクセルの数」は5ピクセル、「参考にするピクセルまでの最大距離」は指定なし、「出力ピクセル」は500m×500mとした。この結果を ILWIS で10m×10m メッシュデータに変換し、対象流域マップと重ね、各 Pol 内の平均 R' 値を与えて各流域の R 値を求めた(図-7.3.2)。

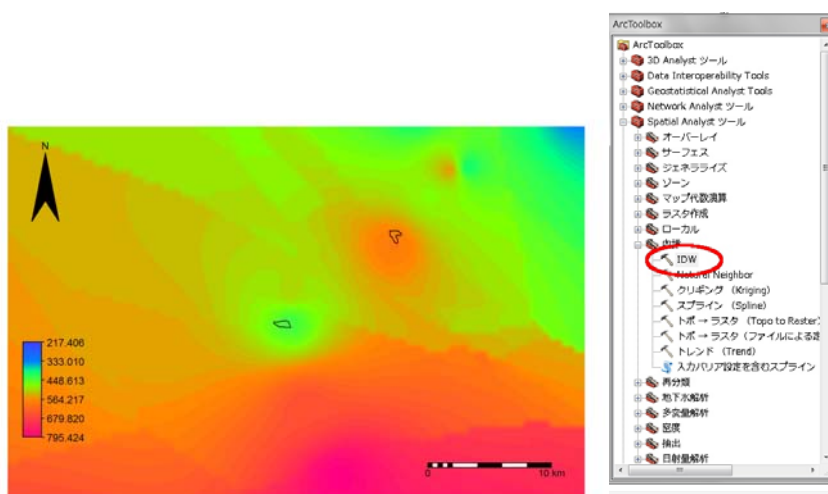


図-7.3.1 ArcGIS で作成した雨量指標 R' 分布図の例

Dependent Table "tubo3" - TableCross(tubouti3_kai_2.mpr,C:\ILWIS\ToruK...					
File Edit Columns Records View Help					
tubouti3_kai_2 ui-resample NPix Area					
Pol 1 * 572.7	Pol 1	572.667	1	100	
Pol 1 * 572.8	Pol 1	572.769	1	100	
Pol 1 * 572.9	Pol 1	572.861	1	100	
Pol 1 * 573.0	Pol 1	572.964	1	100	
Pol 1 * 573.1	Pol 1	573.055	1	100	
Pol 1 * 573.2	Pol 1	573.065	1	100	
Pol 1 * 573.3	Pol 1	573.158	1	100	
Pol 1 * 573.4	Pol 1	573.166	1	100	
Pol 1 * 573.5	Pol 1	573.248	1	100	
Pol 1 * 573.6	Pol 1	573.260	1	100	
Pol 1 * 573.7	Pol 1	573.353	1	100	
Pol 1 * 573.8	Pol 1	573.361	1	100	
Pol 1 * 573.9	Pol 1	573.442	1	100	
Pol 1 * 573.0	Pol 1	573.455	1	100	
Pol 1 * 573.1	Pol 1	573.461	1	100	
Pol 1 * 573.2	Pol 1	573.529	1	100	
Pol 1 * 573.3	Pol 1	573.547	1	100	
Pol 1 * 573.4	Pol 1	573.557	1	100	
Pol 1 * 573.5	Pol 1	573.560	1	100	
Min		572.667	1	100	
Max		594.007	1	100	
Avg		585.941	1	100	
Std		4.877	0	0	
Sum		2900993.892	4951	495100	

図-7.3.2 ILWIS で処理した雨量指標 R' 値テーブルの例

(4) 雨量指標 R' の計算結果

上記の計算方法で算出した各災害地域の雨量指標 R' 値と対象流域の谷密度の一覧を、[表-7.3.2](#) に示す。対象とした土砂災害事例は、1999年広島県豪雨災害が30件、2004年四国地方台風災害が23件、2009年中国・九州北部豪雨災害(うち防府地域での災害)が4件、2010年庄原豪雨災害が5件(8地点)、2011年紀伊半島台風12号災害が17件、2014年広島豪雨災害が7件の計86件である。

表-7.3.2 各土砂災害における雨量指標 R' 値と谷密度 (D_d)

災害名	No	土砂災害発生場所	雨量観測点	雨量観測点 からの距離 (km)	流域面積 A (km ²)	谷密度 D _d (km ⁻¹)	雨量指標 R' (mm)
1999年 広島豪雨災害	1	廿日市市原	後畑	1.0	1.07	9.56	436.2
	2	廿日市市原	後畑	0.3	0.97	11.97	436.2
	3	広島市安佐北区安佐町	明神ダム	1.7	1.03	9.27	417.5
	4	広島市佐伯区屋代3丁目	後畑	1.9	0.84	8.99	415.3
	5	広島市佐伯区五日市町	魚切ダム	1.6	0.61	10.94	417.5
	6	広島市佐伯区五日市町	魚切ダム	1.4	1.07	9.78	417.5
	7	広島市佐伯区五日市町	魚切ダム	1.9	0.69	9.82	437.3
	8	広島市佐伯区五日市町	魚切ダム	2.5	0.62	8.12	417.5
	9	広島市安佐南区沼田町	消防署 沼田出張所	2.2	0.72	10.82	370.1
	10	広島市安佐北区安佐町	道路公団 久地PA	2.5	1.17	7.27	444.3
	11	広島市安佐北区安佐町	消防署 安佐出張所	1.0	0.74	8.25	359.7
	12	広島市安佐北区可部町	南原ダム	2.3	0.96	11.15	302.4
	13	広島市安佐北区可部町	明神ダム	1.9	1.24	12.07	417.5
	14	広島市安佐南区伴東	戸山	1.6	0.63	11.40	446.1
	15	広島市安佐南区上安町	消防署 上安出張所	1.9	1.10	10.04	350.5
	16	広島市安佐北区可部町	道路公団 明神	2.1	0.56	14.33	350.2
	17	広島市安佐北区可部町	道路公団 明神	1.8	1.09	12.05	350.2
	18	広島市佐伯区屋代3丁目	後畑	1.6	0.60	11.28	415.3
	19	広島市佐伯区五日市町	後畑	1.3	0.79	11.31	415.3
	20	広島市佐伯区五日市町	後畑	1.0	0.36	7.37	413.1
	21	廿日市市原	後畑	0.3	0.45	9.34	417.3
	22	廿日市市原	後畑	1.9	0.31	7.31	370.3
	23	広島市佐伯区五日市町	魚切ダム	1.9	0.61	7.61	414.0
	24	広島市安佐南区沼田町	沼田	2.2	1.12	8.40	327.9
	25	広島市安佐北区安佐町	道路公団久地PA	2.5	1.00	5.78	394.6
	26	広島市安佐北区安佐町	安佐	1.0	0.23	6.28	301.1
	27	広島市安佐北区安佐町	道路公団 明神	1.9	0.14	9.59	323.9
	28	広島市安佐北区安佐町	明神ダム	2.1	0.35	10.99	282.8
	29	広島市佐伯区五日市町	後畑	1.6	0.64	8.76	353.1
	30	広島市佐伯区五日市町	後畑	1.3	0.56	8.83	353.1
2004年 四国地方 台風災害	1	高知県船戸地区	小松	2.0	0.66	1.58	790.1
	2	豊浜町野々池東大谷地区	五郷	3.3	0.86	5.13	295.8
	3	大野原町五郷有木	五郷	0.7	1.03	6.71	323.9
	4	新居浜市西の土居町(御茶屋谷)	新居浜	2.0	0.54	6.16	294.5
	5	豊浜町和田大平地区	五郷	4.0	0.91	6.14	266.3
	6	大野原町五郷井関谷下上地区	五郷	1.6	1.40	6.65	376.3
	7	高松市新田町(北の沢,南の沢)	古高松	2.8	1.03	9.33	332.9
	8	大野原町萩原高尾地区	五郷	2.5	1.16	5.93	260.4
	9	坂出市瀬居町	王越	3.8	0.57	4.32	300.4
	10	東かがわ市日下	日下峠	0.9	1.12	8.84	608.0
	11	香川県大川町森行	日下峠	2.0	0.95	8.97	274.6
	12	さぬき市門入	門入	3.1	1.97	10.23	543.3
	13	土庄町見目	殿川	2.8	1.15	4.16	376.2
	14	香川県城山	炭所	3.8	1.29	5.24	310.8
	15	香川県竜山	炭所	0.8	1.05	7.46	310.8
	16	高知県船戸地区	小松	2.0	1.29	1.56	725.3
	17	大野原町五郷有木	五郷	0.7	0.97	6.30	322.7
	18	豊浜町和田大平地区	五郷	4.0	1.23	5.80	294.5
	19	大野原町五郷井関谷下上地区	五郷	1.6	1.39	6.23	321.6
	20	高松市新田町(北の沢,南の沢)	古高松	2.8	0.33	8.53	309.4
	21	大野原町萩原高尾地区	五郷	2.6	0.85	5.60	333.1
	22	坂出市瀬居町	王越	3.8	0.88	4.14	294.7
	23	東かがわ市日下	日下峠	0.9	1.35	8.12	655.7

表-7.3.2 各土砂災害における雨量指標 R' 値と谷密度 (D_d) (続き)

災害名	No	土砂災害発生場所	雨量観測点	雨量観測点 からの距離 (km)	流域面積 A (km^2)	谷密度 D_d (km^{-1})	雨量指標 R' (mm)
2009年 防府豪雨災害	1	防府市奈美	大平山	2.3	1.05	9.57	372.5
	2	防府市真尾	真尾	1.8	0.89	8.50	377.7
	3	防府市大字富海字藤兵衛ヶ谷	大平山	2.3	1.58	7.28	376.2
	4	防府市大字真尾字小池	真尾	1.8	0.32	6.57	391.7
2010年 庄原豪雨災害	1	庄原市川北町重行	川北	1.1	0.62	9.23	286.0
	2	庄原市川北町重行	川北	1.6	1.05	9.56	286.0
	3	庄原市川北町重行	川北	0.6	0.60	9.17	286.0
	4	庄原市川北町重行	川北	1.4	1.21	9.68	294.6
	5	庄原市川北町重行	大戸	1.5	0.55	10.84	371.7
2011年 紀伊半島 台風12号災害	1	奈良県吉野郡野迫川村北股	北股	1.6	0.55	6.92	557.2
	2	奈良県五條大塔町宇井	宇井	0.7	0.50	2.82	489.0
	3	奈良県吉野郡天川村坪内	九尾	0.6	0.53	5.96	531.8
	4	奈良県吉野郡天川村坪内	九尾	1.3	0.51	2.86	604.0
	5	奈良県吉野郡天川村坪内	九尾	1.0	0.50	2.75	585.9
	6	奈良県吉野郡川上村迫	迫	0.8	0.65	4.66	385.1
	7	奈良県吉野郡十津川村野尻	風屋	2.0	0.95	5.43	627.6
	8	奈良県五條大塔町辻堂	猿谷	2.2	0.60	4.45	515.3
	9	和歌山県田辺市熊野	熊野	1.6	0.97	4.30	607.7
	10	和歌山県田辺市伏見野	串崎	2.0	0.56	7.65	670.5
	11	奈良県吉野郡野迫川村北股	北股	1.6	0.36	6.92	561.9
	12	奈良県五條大塔町宇井	宇井	0.7	0.68	2.82	488.6
	13	奈良県吉野郡川上村迫	迫	0.8	0.53	4.66	417.5
	14	奈良県吉野郡十津川村野尻	風屋	2.0	0.68	5.43	740.3
	15	奈良県五條市大塔町辻堂	猿谷	2.2	1.76	4.45	535.1
	16	和歌山県田辺市熊野	熊野	1.6	1.03	4.30	811.8
	17	和歌山県田辺市伏見野	串崎	2.0	1.34	7.65	685.1
2014年 広島豪雨災害	1	安佐北区可部町桐原2115	三入東	0.8	0.51	7.84	323.4
	2	安佐北区可部東6丁目19	安佐北区役所	1.4	1.15	4.99	478.0
	3	安佐北区可部東6丁目38	上原	1.3	0.59	6.31	491.5
	4	安佐南区八木4丁目51	上原	3.0	0.61	4.44	344.2
	5	安佐南区八木3丁目阿武の里団地	上原	3.3	0.61	4.44	448.2
	6	安佐南区八木3丁目泉宮緑丘住宅	上原	3.7	0.61	5.86	409.1
	7	安佐南区緑井8丁目	上原	4.0	1.14	9.38	448.2

7.4 谷密度と雨量指標 R' の関係性の検証

谷密度 (D_d) と雨量指標 R' の散布図を、図-7.4.1 に示す。全体的に見て、谷密度が増加するに伴い、雨量指標 R' は減少する傾向が認められる。多くは R' が 250~450mm の範囲に集中する。谷密度が 6km^{-1} 程度以上になると、雨量強度 R' の下限値が概ね 250mm 付近にある(250mm で底打ちする)。また、上限値をみると、谷密度の増加に伴い、一定勾配をもって R' が減少している。これら谷密度と雨量指標 R' の関係から、次の特徴が推察できる。

- ・斜面崩壊、土石流は、雨量指標 R' が 250mm を越えてから発生する。土石流発生まで土砂を飽和させ、流動化させるには、 $R'=250\text{mm}$ 相当の降雨が必要であると考えられる。
- ・谷密度が低い、すなわち、表土層や風化帯層厚が厚い斜面は、貯水能力が比較的高く、斜面が飽和に達するまで余裕があるため、降雨 (R') の増加に対して許容量がある。
- ・一方、谷密度が高い斜面ほど、表土層や風化帯層厚が薄くなり、それにつれて、降雨の増加に対する許容量、保水力は小さくなり、わずかな降雨でも崩壊に至る。
- ・分布図から、 R' の下限ラインと上限ラインを引くことができ、この範囲が、それぞれの谷密度にある斜面の降雨に対する貯水能力、耐崩壊性を示している。
- ・これら斜面の貯水能力、耐崩壊性の許容幅は、谷密度が小さい斜面ほど大きく、谷密度が高い斜面ほど低いといえる。
- ・斜面全般の崩壊までの R' 許容量は、概ね 250~800mm の範囲にある。

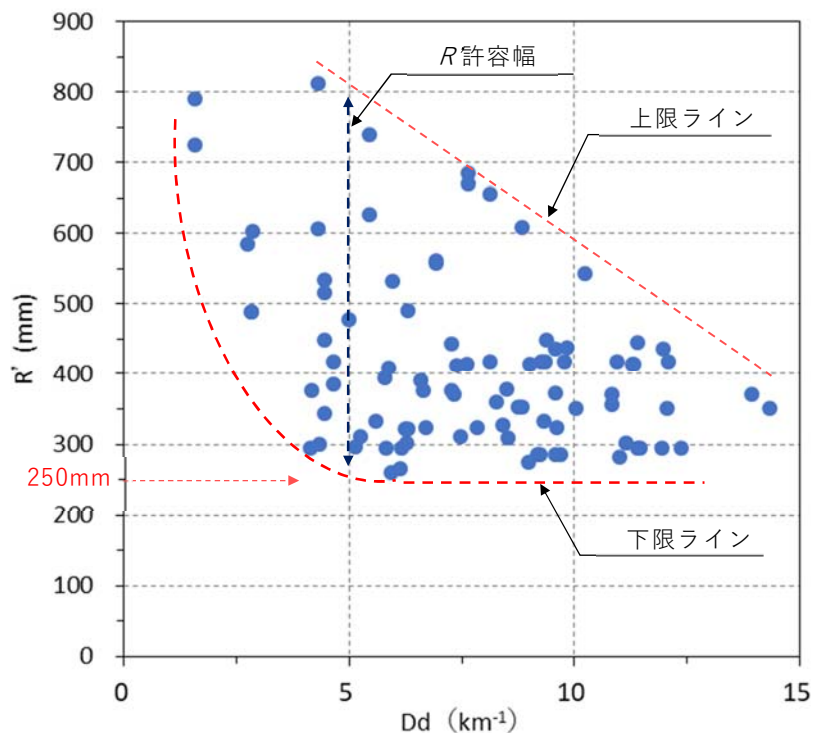


図-7.4.1 谷密度 (D_d) と雨量指標 R' の関係

以上のような特徴は、既往研究で指摘されてきた、「谷密度の増加に伴い、崩壊密度（頻度）が増加する」といったことと整合的である。本研究ではさらに、この両者の関係において、耐崩壊性とみなすことができる有意な許容幅を見出すことができた。

さらに、谷密度と雨量指標 R' の関係性について、より詳細な検証を行う。図-7.4.2 に、各災害発生地域で区分した分布図を示す。いずれの地域も、領域に偏在がありつつも、谷密度の変化に伴って雨量指標 R' が変化しており、両者の関係性が認められる。

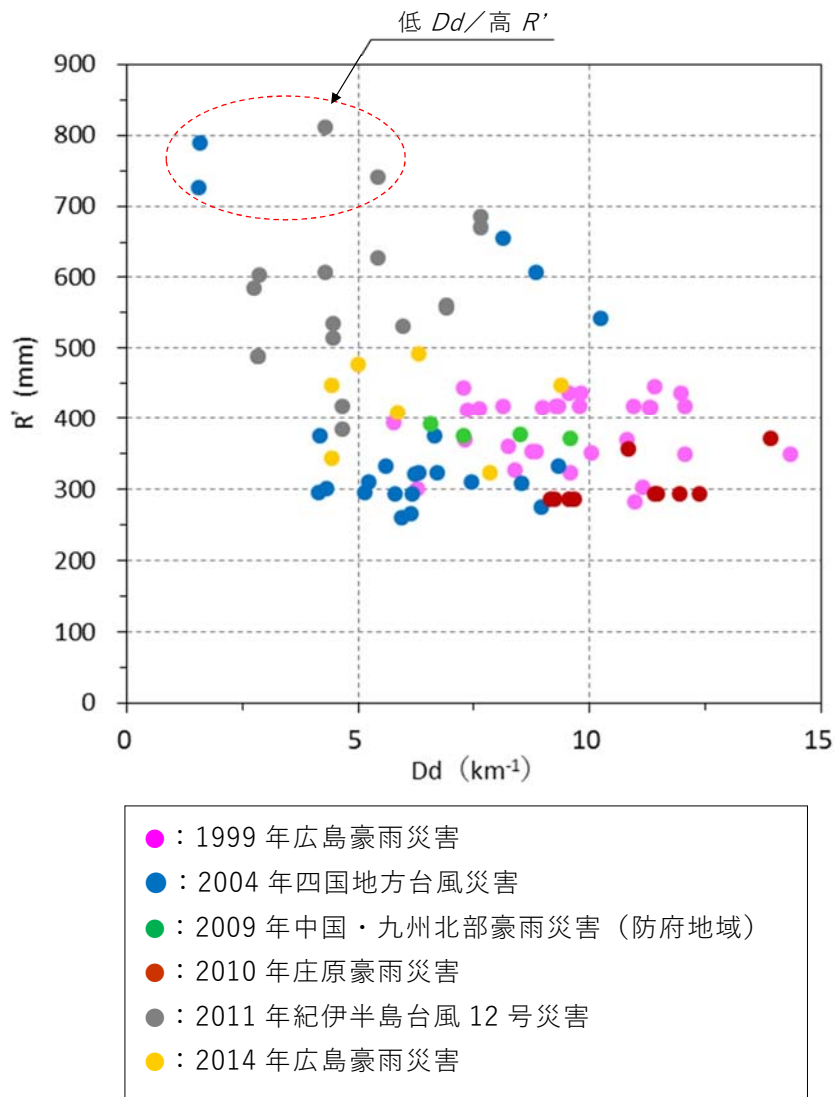


図-7.4.2 災害発生地域別にみた谷密度 (D_d) と雨量指標 R' の関係

ここで、低谷密度で高い R 値を示した 2004 年四国地方台風災害の 2 箇所と、2011 年紀伊半島台風 12 号災害の 2 箇所に着目する(図中赤点線枠範囲)。

2004 年四国地方台風災害の 2 件は、いずれも高知県土佐郡大川村の小松地区で発生した崩壊である(図-7.4.3)。

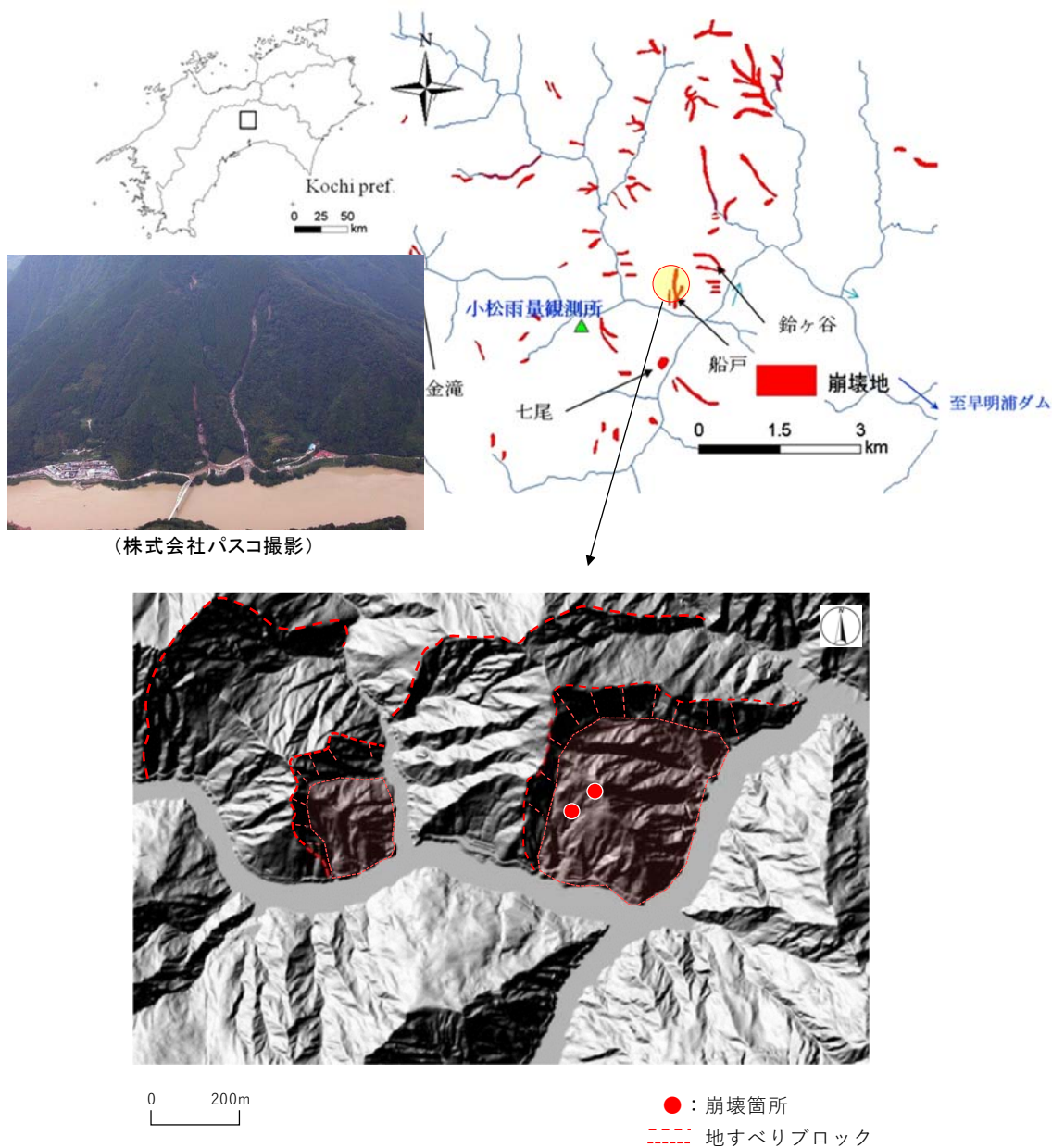


図-7.4.3 高知県土佐郡大川村小松地区の斜面崩壊発生位置

崩壊形態は斜面崩壊であるが、崩壊発生箇所はいずれも大規模な(古い)地すべりブロック内に位置している。地すべりブロックは周辺斜面・岩盤と比べて亀裂が多く、土砂化も進んでいることから、当該斜面の風化帯は比較的厚いと見られる。このため、降雨の貯水能力が高く、崩壊に至るまでの R 値が大きかったものと考えられる。

2011年紀伊半島台風12号災害で崩壊した2箇所は、奈良県吉野郡十津川村野尻地区と、和歌山県田辺市熊野地区で発生したものである(図-7.4.4)。

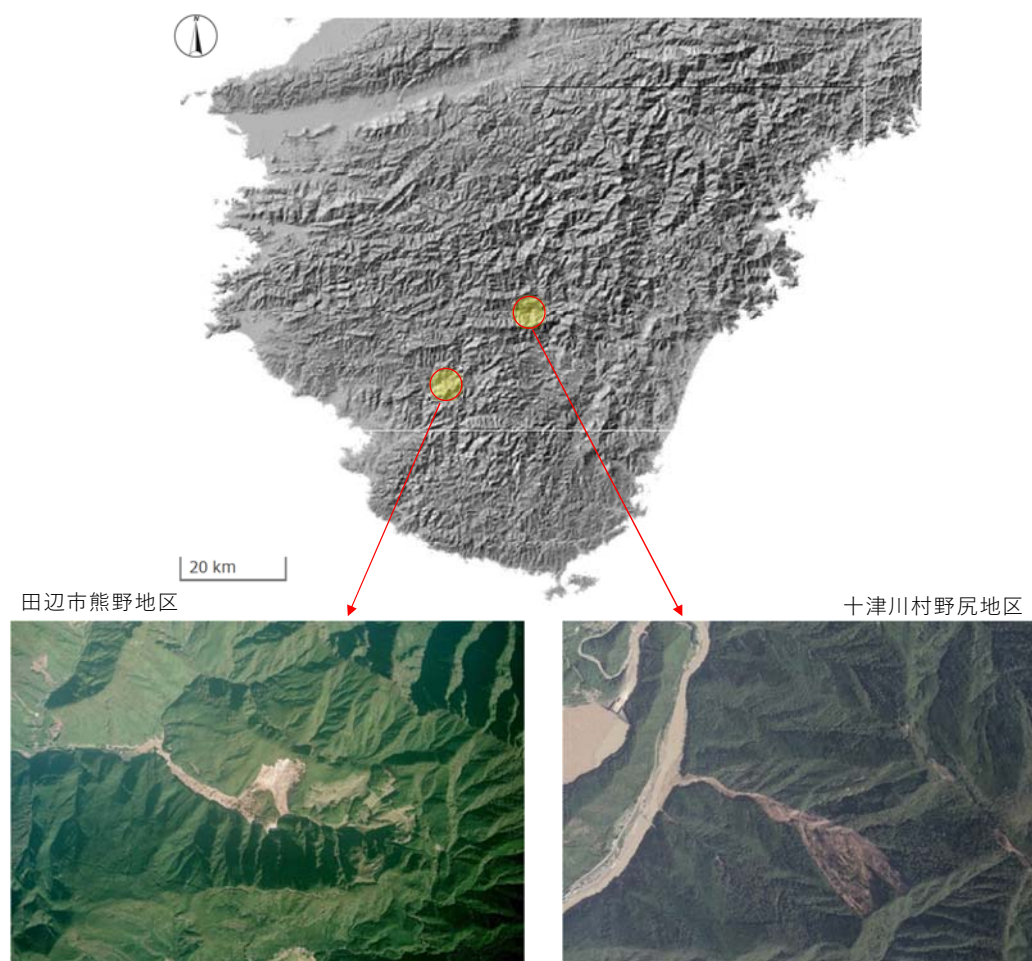


図-7.4.4 奈良県吉野郡十津川村野尻地区・和歌山県田辺市熊野地区
の斜面崩壊発生位置

両箇所とも、崩壊形態は「深層崩壊」とみられる。田辺市熊野地区の崩壊地の規模は延長約280m、幅約400m、十津川村野尻地区は延長約250m、幅約100mと、いずれも大規模な崩壊である。これら崩壊幅から推定される崩壊深さ^{*}は、前者が40～60m、後者が10～15mと見積もられる。この程度の深さまで山地の風化が進んでいたことで、上述の大川村の被災箇所と同様に、斜面崩壊に至るまでの R 値が大きかったと考えられる。

※上野(2001)²⁵⁾など

次に、地質の違いによる差異の有無を検証する。構成地質を、火成岩類（花崗岩類、流紋岩類など）と堆積岩類（中古生層や付加体堆積岩、和泉層群、堆積岩起源の変成岩類など）に大別したかたちを、[図-7.4.5](#) に示す。

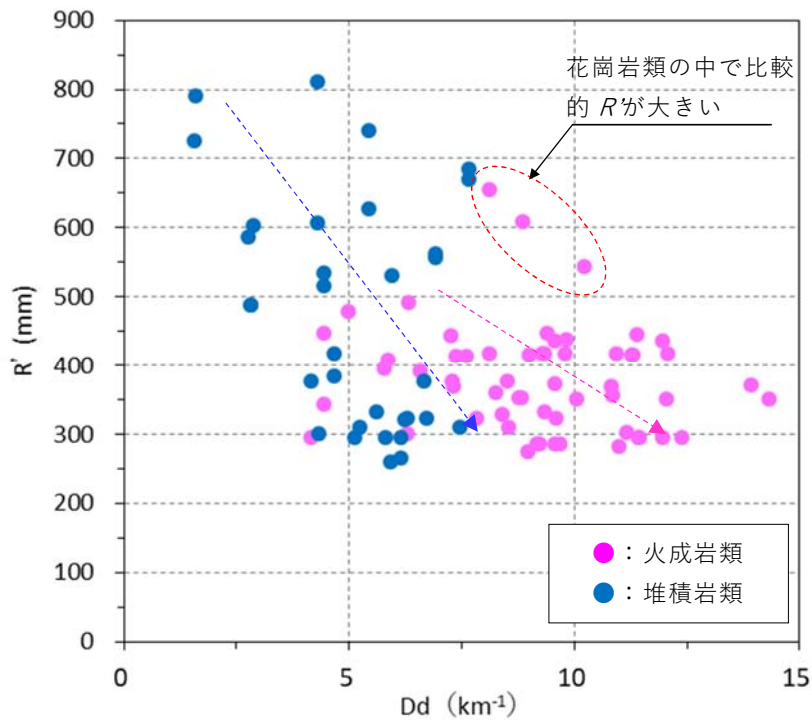


図-7.4.5 地質別にみた谷密度 (D_d) と雨量指標 R' の関係

火成岩類、堆積岩類の違いで、顕著に2つの領域に分かれた。火成岩類で発生した崩壊は、谷密度が大きく雨量指標 R' が小さい領域に分布する。対して、堆積岩類で発生したものは、谷密度は小さく雨量指標 R' が大きい領域に分布する。この違いは、両地質の耐風化性に起因する斜面の風化帯層厚の差によるものとみられる。これは、恩田(1989)²⁶⁾や長谷川ほか(2008)²⁷⁾などの指摘と整合的である([図-7.4.6](#))。

両者とも谷密度の違いはあるものの、谷密度が大きくなるにつれて雨量指数 R' が小さくなる傾向は共通している。これは、谷密度 (D_d) と雨量指数 R' の関係性においては、地質の違いによる差は無いということを示している。

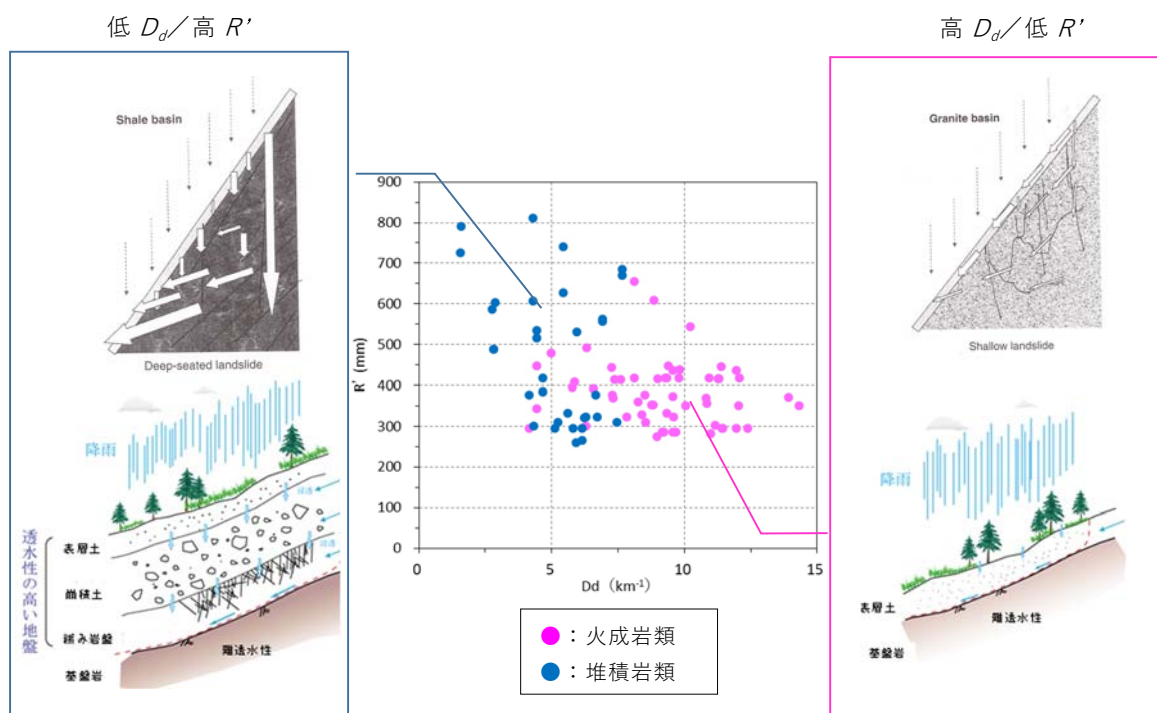


図-7.4.6 谷密度 (D_d) と雨量指標 R' の関係性を示す斜面特性のイメージ

このほか、花崗岩類の中で、雨量指数 R が大きいものが 3 件ある(図中赤点線枠内)が、これらはいずれも「領家花崗岩類」で、他大部分の花崗岩類を占める「広島型花崗岩」とは形成時期や鉱物組成を異にする。この初生的な岩質の違いや、岩体内の節理や亀裂の発達程度の差が、同じ花崗岩類でも風化帯の厚さや、岩盤の水理地質構造、耐崩壊性などの違いとなって現れている可能性も考えられる。

以上の検証結果から、谷密度は、斜面崩壊の主誘因である雨量指標 R との関係性が高いことが明らかになった。よって、各種の雨量指標と組み合わせることで、より確度の高い「土砂災害発生“時間”の予測」も可能になると考えられる。

7.5 本章のまとめ

- ①斜面崩壊, 土石流は, 雨量指標 R が 250mm を越えてから発生する. 土石流発生まで土砂を飽和させ, 流動化させるには, $R=250\text{mm}$ 相当の降雨が必要であると考えられる.
- ②谷密度が低い, すなわち, 表土層や風化帯層厚が厚い斜面は, 貯水能力が比較的高く, 斜面が飽和に達するまで余裕があるため, 降雨 (R) の増加に対して許容力がある.
- ③一方, 谷密度が高い斜面ほど, 表土層や風化帯層厚が薄くなり, それにつれて, 降雨の増加に対する許容力, 保水力は小さくなり, わずかな降雨でも崩壊に至る.
- ④分布図から, R' の下限ラインと上限ラインを引くことができ, この範囲が, それぞれの谷密度にある斜面の降雨に対する貯水能力, 耐崩壊性を示している.
- ⑤これら斜面の貯水能力, 耐崩壊性の許容幅は, 谷密度が小さい斜面ほど大きく, 谷密度が高い斜面ほど低いといえる.
- ⑥地すべりブロックは周辺斜面・岩盤と比べて亀裂が多く, 土砂化も進んでいることから, 当該斜面の風化帯は比較的厚いと見られる. このため, 降雨の貯水能力が高く, 崩壊に至るまでの R 値が大きくなると考えられる.
- ⑦火成岩類, 堆積岩類の違いで, 顕著に 2 つの領域に分かれた. 火成岩類で発生した崩壊は, 谷密度が大きく雨量指標 R が小さい領域に分布する. 対して, 堆積岩類で発生したものは, 谷密度は小さく雨量指標 R が大きい領域に分布する. この違いは, 両地質の耐風化性に起因する斜面の風化帯層厚の差によるものとみられる.
- ⑧谷密度 (D_d) と雨量指数 R の関係性において, 地質の違いによる差は無いと考えられる.
- ⑨初生的な岩質の違いや, 岩体内の節理や亀裂の発達程度の差が, 同じ花崗岩類でも風化帯の厚さや, 岩盤の水理地質構造, 耐崩壊性などの違いとなって現れている可能性が考えられる.
- ⑩谷密度は, 斜面崩壊の主誘因である雨量指標 R との関連性が高く, 各種の雨量指標と組み合わせることで, より確度の高い「土砂災害発生“時間”の予測」も可能になると考えられる.

第8章 土砂災害危険度予測手法としての適用性

8.1 本手法の有効性と適用条件

(1) 本手法の有効性

本研究の結果、ある流域内における谷密度と、そこに発生する土砂災害の頻度は良い相関にあることが明らかになり、土砂災害発生の危険度が高い「場所」の評価が可能となった。この両者の関係性は既往研究でも指摘されてきたことではあるが、今回、谷密度算出方法の最適化や既往災害との検証を行うことで、より定量的かつ合理的な根拠を得ることができた。谷密度を指標としたことによる有効性について、以下の点が挙げられる。

- ・谷密度は、地質や表土・風化層、水理地質構造など、斜面の発達、すなわち斜面崩壊の素因となる様々な作用、営力の結果として収斂されたかたちで現われた1つの地形量である。そのため、斜面の発達過程の現況や安定度を評価できる、信頼性の高い指標とみなすことができる。
- ・扱う変数が谷密度のみとシンプルで、スコア方式や統計的手法における変数への重み付けなど、主観が入りやすい部分を排除できる。そのため、結果の客観性が高い。
- ・解析に用いるデータは簡単に入手できる地形図や DEM のみで、また、市販ソフトを用いるため、作業が容易で汎用性が高い。これは、解析結果の再現性の良さにも通じる。
- ・流域スケールで土砂災害発生危険度の「場所」を評価できるため、自治体や地域レベルでの活用にも適している。また、地質の違いが評価結果に大きな影響を与えないため適用範囲も広い。
- ・斜面崩壊の主誘因である降雨について、雨量指標 R と良い相関を示す。雨量指標 R は降雨状況によって時々刻々変化する土砂災害発生の「時間」を予測できる。谷密度を指標とした、土砂災害発生場所の予測結果と併せることで、発生場所と発生時刻の予測につなげることができる。
- ・斜面崩壊のもう1つの大きな誘因である地震動との関連性も重要である。例えば、内田ほか(2004)¹⁾や野々村ほか(2012)²⁾は、航空レーザ計測による DEM の地形解析結果と、空中電磁探査結果から得た斜面の三次比抵抗分布データ等をもとに斜面崩壊(表層崩壊・深層崩壊)の危険度を評価し、地震時の崩壊危険度予測手法として「崩壊危険度評価値(F 値)」を提案している。斜面崩壊の素因に基づく評価指標である谷密度に F 値の分布を重ねることで、土砂災害発生の「場所・規模」の予測につなげることができる。

(2) 本手法の適用条件

・特異な地質構造を有する地域へ適用する際の留意点

谷密度と斜面崩壊密度の相関は、地質の違いによる影響は少ないものの、特異な地質条件においては、地形発達過程の違いなどに留意しておく必要がある。一例として、浸食抵抗力が低い地質の上に抵抗力が高い岩石が載る「キャップロック構造」があり、メサ(テーブル状台地)やビュート(孤立丘)といった特徴的な地形を形成している。高松市の屋島はその代表的な地形地質の1つである。

屋島は、風化が進行した浸食抵抗力の弱い花崗岩の上を、硬質で浸食抵抗力の高い安山岩が広く覆っている(図-8.1.1)。安山岩は、岩片自体は硬質であるが、ガラス質で冷却節理が多く発達し、全体に多亀裂である。これら亀裂によって山頂からの岩盤崩壊や落石など、土石の供給が活発となる。これらの岩砕物は「谷埋め堆積物」として谷をただちに埋積するため、谷地形がリセットされてしまう(図-8.1.2)。このため、本来の浸食作用(浸食速度)とは異なる谷地形となり、谷密度を過少評価してしまうことがある。このため、キャップロック構造の地域においては、谷埋め堆積物の有無や、その程度を把握し、評価に反映させる必要がある。

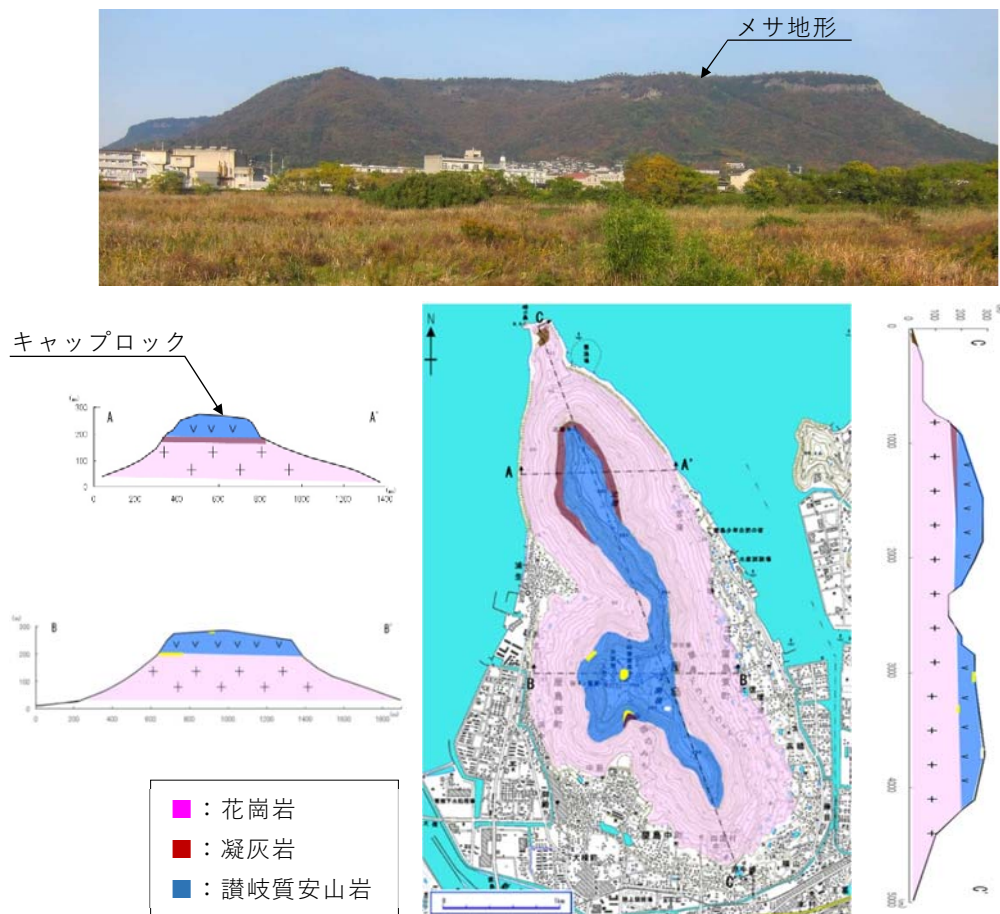


図-8.1.1 屋島の地質

(香川大学,2013「天然記念物屋島調査報告書」)³⁾

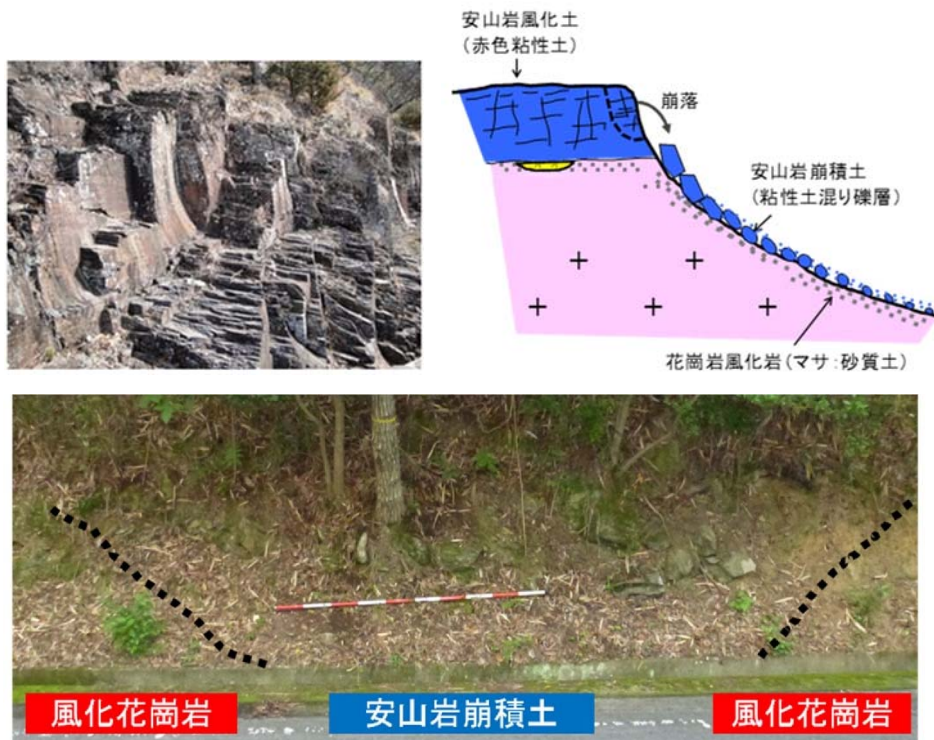


図-8.1.2 安山岩崩積土による谷埋めの例
(香川大学,2013「天然記念物屋島調査報告書」)³⁾

このため、本来の浸食作用(浸食速度)とは異なる谷地形を形成することとなり、谷密度を過少評価してしまうことがある(図-8.1.3, 8.1.4)。

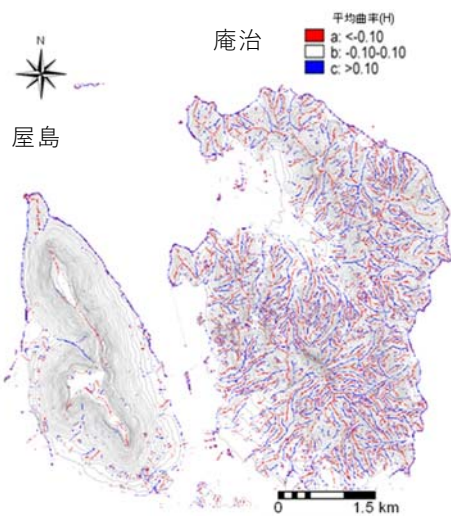


図-8.1.3 屋島・庵治の谷尾根線分布³⁾

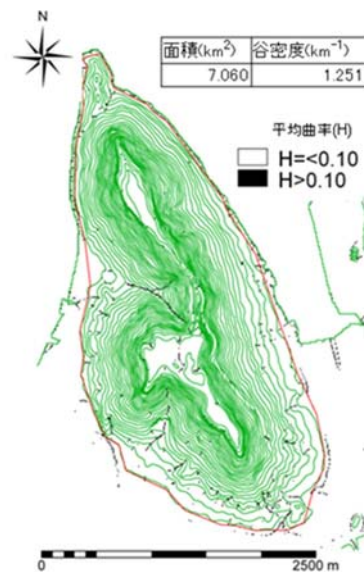


図-8.1.4 屋島の谷密度 (1.25km^{-1})³⁾

花崗岩地域を対象に、キャップロック構造を持つ地域を含めて、谷密度と崩壊密度を比較した結果を図-8.1.5に示す。これを見ると、キャップロック構造の有無によらず、谷密度と崩壊密度は良い相関を示す。ただし、同程度の崩壊密度であっても、キャップロック構造を持つ地域の方が谷密度が低い傾向にある。これは、前述の崩積土による谷埋め作用によって谷密度を小さく見積もっている可能性が考えられる。

このようなことから、キャップロック構造の地域においては、谷埋め堆積物の有無や、その程度を把握し、検証する必要がある。

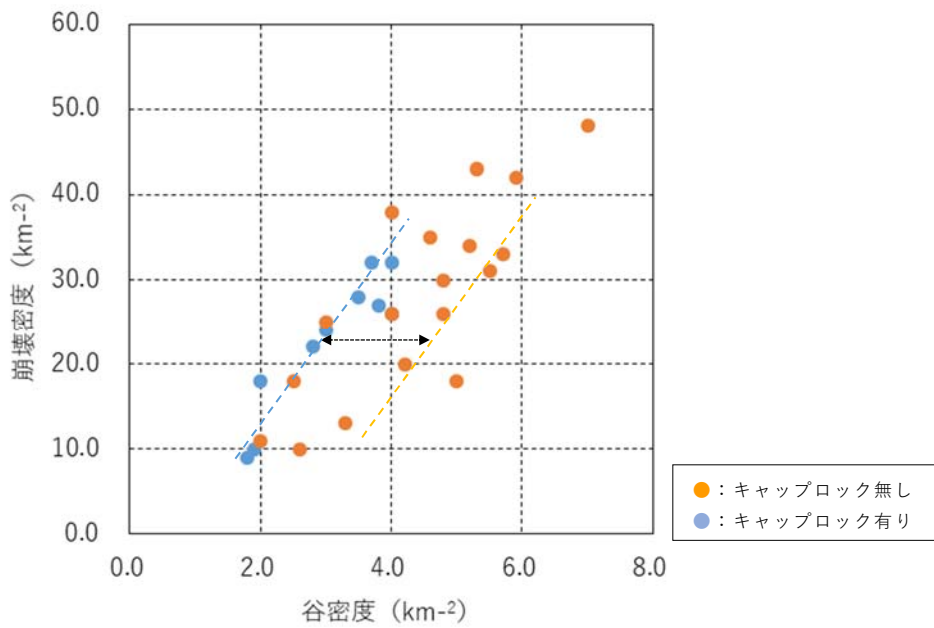


図-8.1.5 キャップロック構造の有無で区分した谷密度と崩壊密度の分布

・地すべり地域への適用について

地すべりは、土砂災害の1つの形態であるが、谷地形の発達過程に関しては、斜面崩壊や土石流とは異なる。これは、突発的に斜面が崩壊する表層崩壊や深層崩壊、土石流と違い、地すべりの動きは緩慢で継続的である。そのため、地下深部まで破碎質であることが多く、地表付近まで飽和することが少ないため、周辺斜面と比べて地表に谷地形が形成される(表層の浸食が進行する)速度は遅い。また、ブロックが動的な状況にあるため、地下水の流動経路の変化や、浸食地形のリセットが起こりやすい(図-8.1.6)。変動速度が速いブロックほどこのような傾向は強いので、谷密度を小さく見積ってしまうほか、谷密度と崩壊危険度は逆の相関(活動が活発であるほど谷密度が小さいといった関係)を示す可能性もある。周辺流域と比べて著しく谷密度が低い場合は、地すべり地域ではないかなど、チェックが必要である。

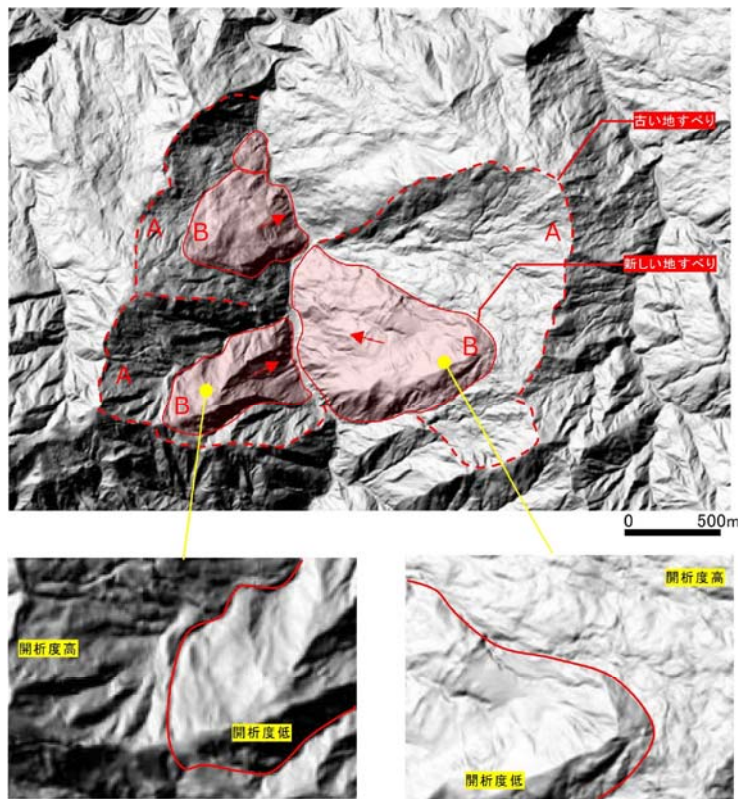
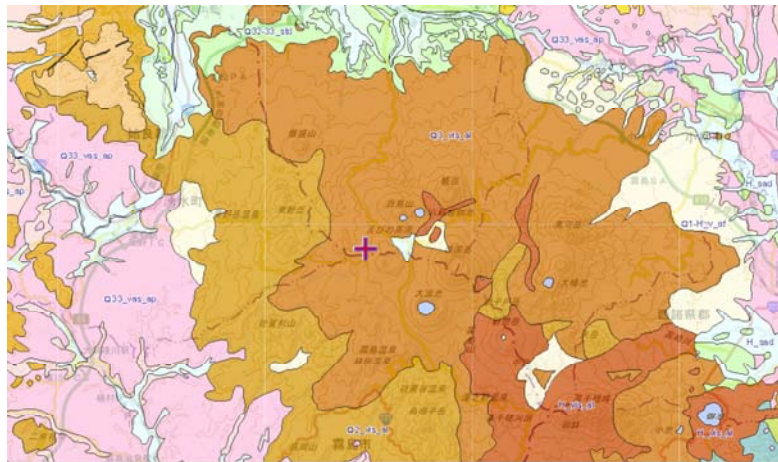


図-8.1.6 活動度の異なる地すべりブロックに見られる谷密度の差

- A: 活動度が低い(活動時期が古い)ブロック
- B: 活動度が高い(活動時期が新しい)ブロック

・新第三紀層地域や火山地域への適用について

本研究では、谷密度(Dd)と雨量指標(R')の関係において、地質の違いによる相関の変化は少ないと評価した。ただし、今回対象とした地質は、白亜紀花崗岩類、中生代堆積岩類、白亜紀堆積岩類、加体堆積岩類、変成岩類であり、新第三紀層や第四紀火山岩地域での検証は行っていない。これら新期の岩盤類は、古期の岩盤類と比べて、風化帯の厚さや風化への抵抗力、水理地質構造など違いにより、谷密度の特性が大きく異なる(図-8.1.7)。よって、谷地形の抽出方法や雨量指標との関係性については、別途検討が必要で、今後の課題と考える。



(第四紀: ■ デイサイト・流紋岩類 ■ ■ ■ 玄武岩質安山岩溶岩)

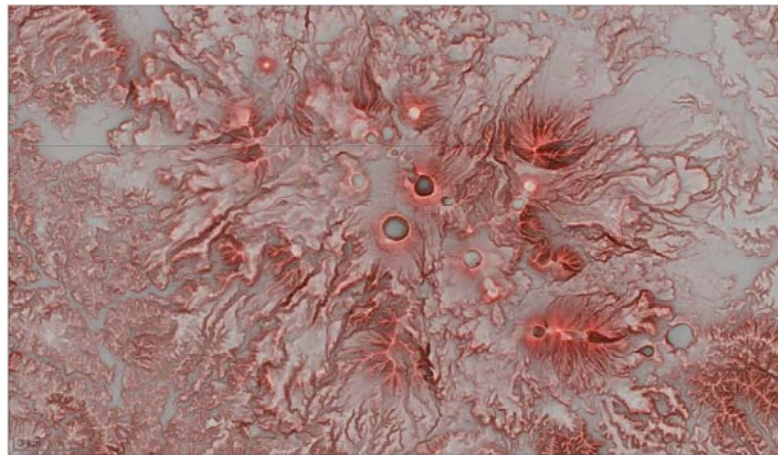


図-8.1.7 南九州えびの高原の地質(上)と同地域の赤色立体地図(下)

8.2 土砂災害警戒・避難に向けた本手法活用の提案

(1) 流域別土砂災害危険度予測への活用

本研究成果により、土石流発生基準線を参考とした、溪流別の土石流発生開始の雨量指標 R を谷密度から想定することができる。谷密度と土石流発生基準となる R' 値の範囲によって危険度を分類する方法が可能になると考えられる。谷密度が高くなるに従って、土石流発生に至るまでの雨量指数 R は小さくなる傾向が認められた。ただし、谷密度が 6km^{-1} 程度以上になると、雨量指標 R は約 250mm で底打ちとなる。これは、土砂が流動化し土石流となるまでに少なくとも $R \approx 250\text{mm}$ 程度に相当する降雨や地下水供給が必要であると考えられる。

ここで、図-8.2.1 に示すように、雨量指標 R の下限線を「土砂災害発生基準線」と設定すると、谷密度 (D_d) と雨量指標 R との関係を、次式で表すことができる。あるいは、谷密度に応じて、 R の値とそれらの分布幅を考慮した「危険度ゾーン区分」も可能である。ここでは、雨量指標 R が約 250mm で底打ちする、あるいは R の分布幅が次第と狭くなる $D_d = 6\text{km}^{-1}$ 付近を境として、それより大きい谷密度のエリアを「危険度 A」と区分する評価もできる。

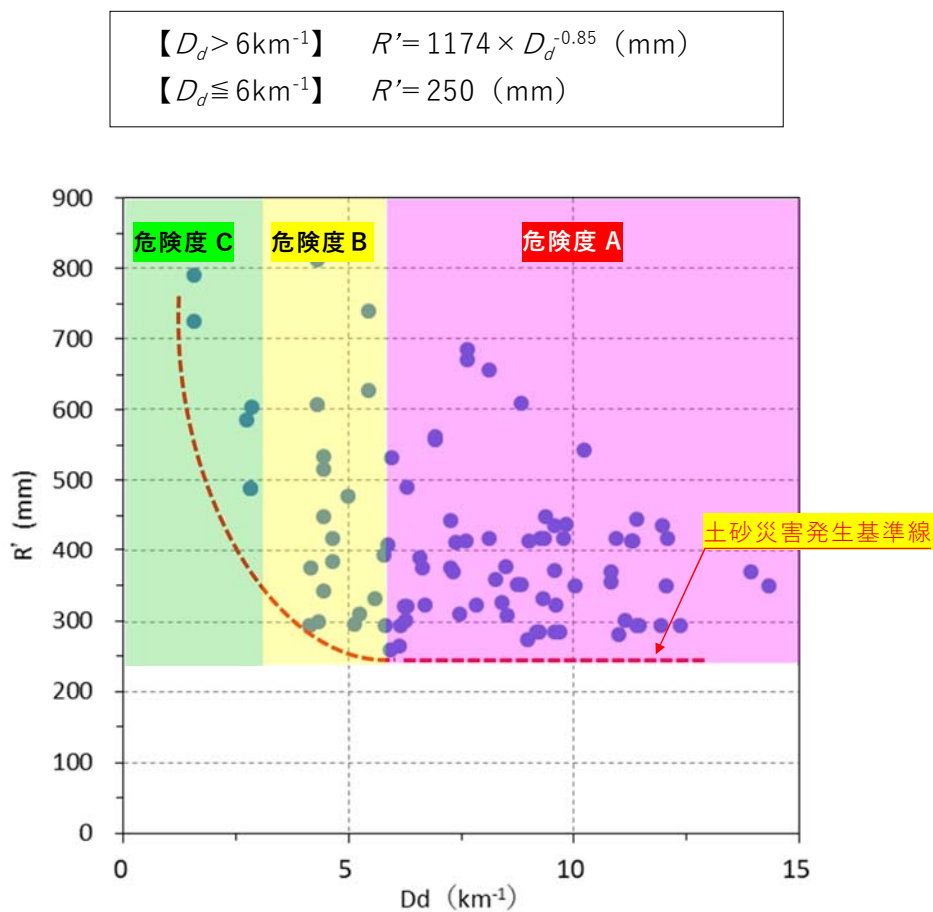
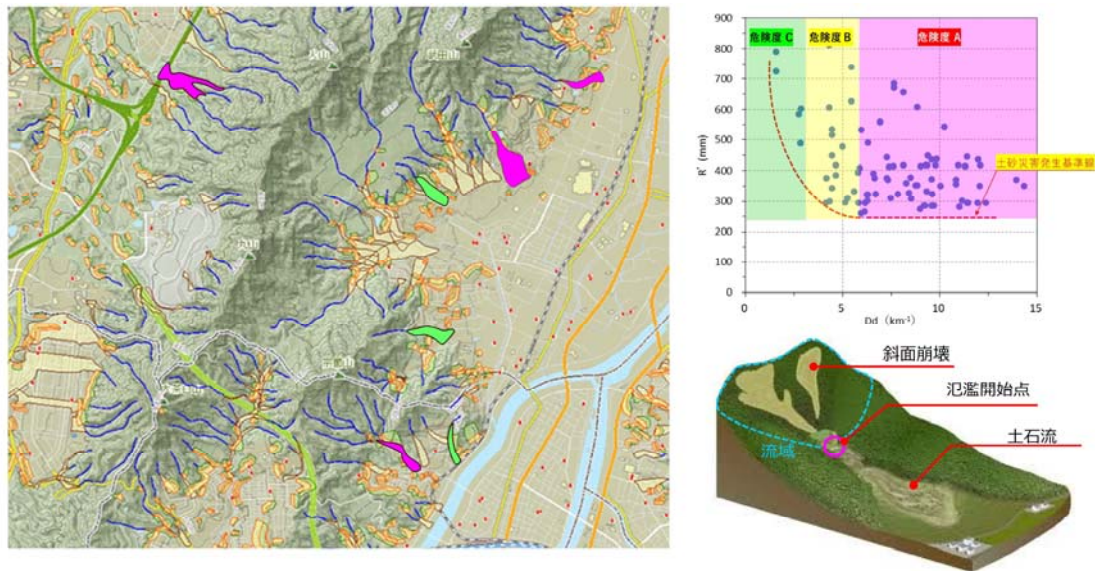


図-8.2.1 雨量指標 R' 下限値を指標とした「土砂災害発生基準線」の設定(案)

(2) 土砂災害ハザードマップへの活用

土砂災害ハザードマップは各自治体から順次公表が進んでいる。例えば、土石流災害のハザードマップは、発生危険渓流から流下する土砂の流路や氾濫開始点での衝撃力、土砂の氾濫範囲(イエロー・レッド範囲)などが示される。氾濫の衝撃力や氾濫範囲は、溪流の延長や勾配、溪床堆積物の厚さなどから見積られる。これらの情報は、土砂災害リスクの周知、災害発生時の避難経路や避難場所の検討など、ソフト防災対策の重要な情報である。一方で、これらのデータは、地形や溪流延長から機械的に算出したものであり、土砂災害発生危険度の大小や発生頻度の高低を示すものではない。

そこで、各溪流に対して谷密度を指標とした危険度評価を加えることで、それぞれの溪流の危険度を示すことができるほか、砂防堰堤などハード対策の優先度の検討にも活用できる(図-8.2.2)。



(■:危険度 A 溪流, ■:危険度 B 溪流, ■:危険度 C 溪流)

図-8.2.2 溪流別に土砂災害発生危険度を評価した例

第9章 結論及び今後の展望

9.1 本研究の結論

本研究では、降雨に起因する土砂災害について、発生場所と時間に対する危険度を評価する手法を開発することを目的としたうえで、崩壊の素因の1つである谷密度が危険度判定の有効な指標になり得るとの考えのもと、以下の3つの点から検討・検証を行った。

第一の点は、谷密度自体の信頼性、客観性、再現性の確保である。第二の点は、谷密度を定量的な地形量と位置付け、既往の土砂災害事例との比較を通して、災害発生「場所」を予測が可能であるかを検証することである。第三の点は、土砂災害の最大の誘因である降雨との関連において、発生時刻歴が明らかな災害を事例として、雨量データから推定される災害発生時刻の降雨状況を示す雨量指標 R' と比較し、災害発生「時間」の予測が可能であるかを検証することである。以下に各章のまとめを記す。

第1章では、近年の急激な気候・気象変動に伴う降水状況の変化と、それによって頻発する水害・土砂災害の現状を述べ、土砂災害警戒・避難に向けた危険度評価手法の必要性・重要性、ソフト対策のあり方について考察した。

第2章では、既往研究を基に、土砂災害のタイプとそれぞれの発生メカニズムを把握し、危険度評価を行う上での課題を整理し、手法開発の方向性を検討した。

第3章では、現在検討が進められている各種の土砂災害発生危険度予測手法をレビューし、本研究へフィードバックできる手法や解決すべき課題を把握した。

第4章では、地形量としての谷密度の意義をについて整理し、指標として活用するにあたっての課題、留意点を整理し、第5章で実施した地形解析の方針・方法を決定した。

第5章では、谷密度の算出基礎データとなる谷線の抽出方法、精度について、任意の閾値を設定して検証を行い、より実地的な結果が得られる計算方法を設定することができた。

第6章では、降雨を誘因として発生した既往の土砂災害事例との比較を通じて、土砂災害発生頻度と谷密度との間に、有意な関係性を見出すことができた。両者の関係から、谷密度が大きい流域ほど斜面崩壊頻度が高い(崩れやすい)ことが明らかになった。また、この比較検討を通じて、第5章で設定した谷密度計算方法を見直し、計算精度向上へとフィードバックすることができた。これらの結果、谷密度を指標とした、斜面崩壊発生危険度の高い「場所(流域)」を予測できる可能性を示した。

第7章では、崩壊発生に至るまでの雨量指標である R についても、谷密度との間に有意な関係があることが認められた。両者の関係から、谷密度が大きい流域ほど斜面崩壊に至る R' 値が小さい(わずかな降雨でも崩壊する傾向がある)ことが明らかになった。この結果、崩壊場所の予測と同様に、谷密度を指標とすることで、「発生時間」の予測も可能になると考えた。

第8章では、第6章、第7章の検証結果を受け、谷密度を指標とする評価手法が、土砂災害発生危険度の高い場所、時間を予測できる方法であると結論付けた。その上で、特異な地質構造にある地域や、地すべり地域へ適用する際には留意を要することを述べ、本手法の適用条件(適用限界)を示した。

第9章では、本論文の結論をまとめた。今後の展望として、土砂災害発生基準線の設定や既存の土砂災害ハザードマップの情報の高度化など、今後の利活用を提案した。また、今後の課題として、崩壊発生時の「規模(土量)」を予測する方法への展開を挙げた。

9.2 今後の展望と課題

各地で毎年のように発生している土砂災害は、気候・気象変動の影響でその頻度を増している。さらに近年の土地利用の高度化に伴い、急傾斜地や谷出口、山麓斜面に至るまで開発が進んでいる。ひとたび土砂災害が発生すると甚大な被害となることが多く、災害リスクは非常に高い状況である。土砂災害への対策・対応は喫緊の課題であり、砂防堰堤や急傾斜地対策工などの施設整備が順次進められている。しかしながら、全ての危険箇所これらハード対策施設を整備することは、経済的・時間的に困難である。そのため、ソフト対策の推進が今後ますます重要となってくる。そこで、適切なソフト対策のためには、土砂災害の危険度情報を、それぞれの地域特性に考慮し、迅速かつ的確に、わかりやすい形で提供する必要がある。本研究成果は、これらの要求に応じたものであり、流域(地域)スケールの素因特性に応じたきめ細かな危険度評価が可能で、計算方法・計算ツールがシンプルで簡便なため汎用性が高く、また取り扱うデータの信頼性、客観性も高い。さらに、雨量指標 R との併用により、時々刻々変化する危険度をリアルタイムでわかりやすく表示することが可能である。本手法が、ソフト対策における危険度評価・予測を行う上での一助となることが期待される。

一方で、本研究では土砂災害発生危険度の高い場所と時間の予測を目的に進めたが、防災対策に必要なもう1つの重要項目である、どの程度の土砂が流出するのか、「規模の予測」については満足な結果が得られていない。これは、既往の災害で、崩壊土砂量や流出土砂量が把握されている(数値化されている)事例が少なく、谷密度との関連性を検証する上でのサンプル数がやや少なかつたためでもある。ただ、このような状況の中、例えば長谷川ほか(2009)⁽¹⁾は、崩壊規模が把握されている事例と、航空写真判読から見積もった推定崩壊土量をもとに谷密度との関連性を検討している。その結果、谷密度(D_a)と崩壊・流出土量(V)の間に、

- ・谷密度が小さくなるに従って崩壊規模の最大値が増加する傾向があること。
 - ・谷密度が 6km^{-1} を境として、これより小さな谷密度の領域(流域)では、崩壊土量が概ね、 $1 \times 10^7\text{m}^3$ で“頭打ち”となる(自然斜面での発生土量限界と推定される)こと。
 - ・両者の間に、 $V=1 \times 10^{28} \times D^{-26}$ (谷密度 6km^{-1} 以上)の関係式が成り立つこと。
- などを明らかにしている(図-9.2.1)。

崩壊・流出土量の見積もりについては、最近、航空レーザ測量をはじめとするリモートセンシング技術が進み、また測量データの蓄積も進んでいる。斜面崩壊発生前後の地形変化の差分から、崩壊土砂量を算出することができる。今後、これらのデータを増やし、谷密度と崩壊土量との関係を検討し、「崩壊規模の予測」につなげていきたい。

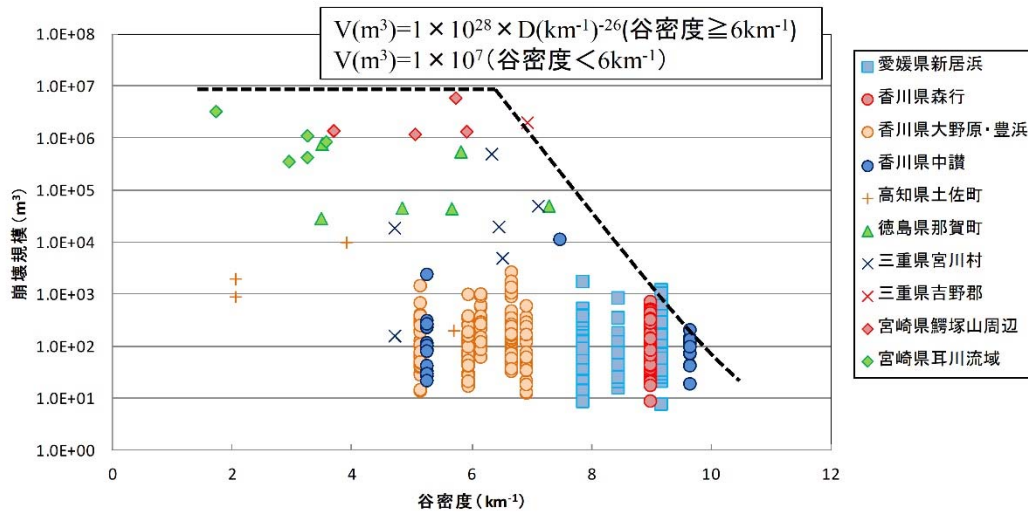


図-9.2.1 谷密度と崩壊規模の関係(長谷川ほか, 2009)¹⁾

引用文献

第1章

- 1) 国土交通省気象庁(2020):日本の気候変動2020-大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書-.(<https://www.data.jma.go.jp/>).
- 2) 環境省(2020):令和2年度環境白書.(<http://www.env.go.jp/>).
- 3) 国土交通省河川局水政課・砂防部砂防計画課監修(2003):土砂災害防止法令の解説.(社)全国治水砂防協会,300p.
- 4) 国土交通省砂防部(2007):土砂災害警戒避難ガイドライン,66p.
- 5) 土砂災害対策懇談会(2008):中長期的な展望に立った土砂災害対策に関する提言~死者ゼロを目指して~,23p.
- 6) 内閣府(2019):避難勧告等に関するガイドライン,(<http://www.bousai.go.jp/>).
- 7) 中井真司・佐々木康・海堀正博・森脇武夫(2004):警戒・避難のための雨量指数の改良(危険雨量指数 R_r の再吟味と R' の提案).広島大学大学院工学研究科研究報告 Vol.53, No.1, pp.53-62.
- 8) 中筋章人(2005):なぜ「土砂災害ハザードマップ」ができないのか.応用地質,Vol.46, No.5, pp.250-255.
- 9) Mizuhara, K. (1996): Soil Characteristics and Fluidity of Debris Flows at Gamahara River, at the Harihara River and at the Hachimantai Area. Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol.51, No.5, pp.28-34.
- 10) 土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム(2009):表層崩壊に起因する土石流の発生危険度評価マニュアル(案).土木研究所資料, No.4129, 34p.
- 11) 土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム(2008):深層崩壊の発生する恐れのある斜面抽出技術手法及びリスク評価手法に関する研究.土木研究所資料, No.4333, 88p.
- 12) 恩田裕一(1989):土層の水貯留機能の水文特性及び崩壊発生に及ぼす影響.地形, Vol.10, pp.13-26.
- 13) Onda, Y. (1993): Hillslope hydrology and mass movements in the Japanese Alps, Mountain Geomorphology. ISBN-0340764171, pp.153-164.
- 14) 恩田裕一(2002):湧水域に存在するパイプの斜面安定および地形発達に及ぼす影響.地形, Vol.23, No.3, pp.647-658.
- 15) 千木良雅弘(2006):地すべり・崩壊の発生場所予測 地質と地形からみた技術の現状と今後の展開.土木学会論文集, Vol.62, No.4, pp.722-735.
- 16) 檜垣大助(2000):水系の発達から見た線状凹地と崩壊・地すべりとの関係.季刊地理学, Vol.48, pp.403-414.

- 17) 八反地剛(2003): 降雨を起因とする深層崩壊の特徴 - 崩壊土量と遅れ時間の関係 - . 砂防学会誌 , Vol.55 , No.6 , pp.74-77 .
- 18) Onda, Y. (1994): Contrasting hydrological characteristics, slope processes and topography underlain by Paleozoic sedimentary rocks and granite . The Japanese Geomorphological Union, 15A , pp.49-65 .
- 19) 恩田裕一・小松陽介・辻村真貴・藤原淳一(1999): 降雨流出ピークの遅れ時間の違いから見た崩壊発生時刻予知の可能性 . 砂防学会誌 , Vol.51 , No.5 , pp.48-52 .
- 20) 長谷川修一・山中稔・三村亨・Ranjan Kumar Dahal・野々村敦子(2009): 谷密度を指標とした豪雨による斜面崩壊規模の推定について . 地盤工学会 , - 降雨と地震に対する斜面崩壊機構と安定性評価に関するシンポジウム - 発表論文集 , pp.301-306 .

第2章

- 1) 国土交通省 HP : <https://www.mlit.go.jp/> .
- 2) 第1章 10)
- 3) 日本道路協会(2009): 道路土工のり面工・斜面安定工指針,521p .
- 4) 佐々木靖人(2012): 土層調査による表層崩壊の体系的な調査手順の提案 .(社)日本地すべり学会関西支部シンポジウム「表層崩壊予測の可能性」講演集 ,ISBN-49900618-9-6 C3051 .
- 5) 松澤真・木下篤彦・高原晃宙・石塚忠範(2015): 花崗岩地域における土層構造と表層崩壊形状に与える山地の開析程度の影響 . 地形 , Vol.36 , No.1 , pp.23-48 .
- 6) 砂防学会(2004): 砂防用語集改訂 . 山海堂 , ISBN- 9784381015907 , 432p .
- 7) 中川鮮・奥西一夫(1977): 高知県繁藤地区の大規模崩壊について(その1) - 崩壊地の地盤構造の特徴 - . 京都大学防災研究所年報 , No.20B-1 , pp.209-222 .
- 8) 奥西一夫・中西鮮(1977): 出水市土石流災害の概要と周辺の地質 . 地質ニュース , No.517 , pp.42-47 .
- 9) 奥西一夫(1996): 水文地形学事始 , 水文地形学 - 山地の水循環と地形変化の相互作用 - . 古今書院 , pp.5-10 .
- 10) 第1章 11)
- 11) 中井真司・永井 瑞紀・中瀬 有祐・渡邊 聡・木下 博久(2018): 平成30年7月豪雨災害における被災事例と既往災害との比較 . 土木学会 , P-307 .
- 12) 本田尚正(2015): 土石流発生の「誘因」と「素因」との関係(伊豆大島, 南木曾町, 広島市で発生した土石流災害を事例として) . 混相流 , Vol.29 , No.2 , 114-pp.123 .
- 13) 第1章 19).
- 14) 恩田裕一・辻村真貴・田中高志・笹木浩二・水山高久・内田太郎・田井中 治・田中秀夫(2006): 降雨流出特性を用いた土石流警戒避難基準の策定法の検討 . 砂防学会

誌, Vol. 58, No. 5, pp.13-17 .

- 15) 土居寛幸(2016): 奈半利川の深層崩壊に起因する土石流対策 .砂防学会誌 ,Vol .69 , No.1 , pp.42-47 .
- 16) 第 1 章 10)
- 17) 稲垣秀輝・大久保拓郎・長谷川修一・矢田部龍二 (2004): 古期地すべりの安定性 . 土と基礎 , Vol.53 , No.7 , pp.17-19 .
- 18) 柳田誠・長谷川修一 (2000): 地すべりの年齢 - 地すべり地形の形成から消滅までの時間 - . 第 39 回日本地すべり学会研究発表会講演集 , pp.591-594 .

第 3 章

- 1) 第 1 章 3)
- 2) 第 1 章 10)
- 3) 第 1 章 11)
- 4) 第 2 章 5)
- 5) 沖村孝(1982): 潜在崩積土層分布を利用した表層崩壊発生位置に関する研究 .新砂防 , Vol.35 , No.1 , pp.9-18 .
- 6) 沖村孝(1983): 花崗岩地域における表層崩壊予知の一システム .新砂防 ,Vol.35 ,No.4 , pp.14-20.
- 7) 沖村孝・中川雅勝(1989): 数値地形モデルのみによる表層崩壊発生位置予知の一手法 . 新砂防 , Vol.41 , No.1 , pp.48-56 .
- 8) 沖村孝・森本功彦(1994): 解析により求められたすべり方向を用いた非矩形三次元安定解析による表層崩壊形状の予知 . 新砂防 , Vol.47 , No.1 , pp.73-13 .
- 9) 田中靖・隈元崇 (2000): GIS と画像処理による斜面崩壊地抽出法の開発と発生様式の定量的検討 丹沢と房総の比較を例として - .GIS - 理論と応用 ,Vol.8 ,No.1 ,pp.1-10 .
- 10) 周国云・横矢直道・陳光斉・北園芳人 (2008): GIS を活用した数量化理論による斜面崩壊ハザードマップ作成手法の開発と適用 . 応用地質 , Vol.48 , No.1 , pp.2-12 .
- 11) 田口靖明・小島尚人 (2009): 斜面崩壊に関わる異種誘因広域逆推定アルゴリズムの一提案 . 土木学会論文集 F , Vol.65 , No.4 , pp.542-554 .
- 12) 網干寿夫・低引洋隆 (1972): 真砂土自然斜面の崩壊について . 第 7 回土質工学研究発表会講演集 , pp.7507-510 .
- 13) 瀬尾克美・船崎昌継 (1973): 土砂災害 (主に土石流的被害) と降雨量について . 砂防学会誌 (新砂防) , Vol.26 , No.2 , pp.22-28 .
- 14) 建設省砂防課 (1984): 土砂災害に関する警報の発令と避難の指示のための降雨量設定指針 (案) .

- 15) 矢野勝太郎 (1990): 前期降雨の改良による土石流の警戒・避難基準雨量設定手法の研究. 砂防学会誌 (新砂防), Vol.43, No.4, pp.3-13.
- 16) 建設省河川局砂防部(1993): 総合土砂災害対策検討会における提言および検討結果.
- 17) 海堀正博 (2000): 平成 11 年広島土砂災害とその対策, 「斜面都市における防災を考える」. 第 33 回 (社) 砂防学会シンポジウム講演集, JSECE Publication, No.32, pp.27-38.
- 18) 岡野和行・牧澄枝・湯川典子・天野篤・菊井稔宏 (2003): 時系列表現によりわかりやすい土砂災害予警報情報表示. 日本災害情報学会第 5 回研究発表会予稿集, 日本災害情報学会, pp.227-234.
- 19) 佐々木康・森脇武夫・加納誠二・白石芳樹 (2001): 1999 年の広島県斜面災害をもたらした降雨特性と警戒・避難のための雨量指標. 土と基礎, 49(7), pp.16-18.
- 20) 中井真司・海堀正博・佐々木康・森脇武夫 (2008): 雨量指標 R'による土砂災害発生基準の設定と監視雨量強度晶の提案 - 地域ごとの降雨履歴特性を反映した適用の可能性 -. 砂防学会誌, Vol.60, No.6, pp.4-10.
- 21) 国土交通省河川局砂防部・気象庁予報部・国土交通省国土技術総合研究所 (2005): 国土交通省河川局砂防部と気象庁予報部の連携による土砂災害警戒避難基準雨量の設定手法 (案).
- 22) 小葉竹重機・石原安雄 (1983): タンクモデルおよび集中面積図を利用した洪水流出モデルの総合化. 土木学会論文集, Vol.337, pp.129-135.
- 23) 小山内信智・野呂智之 (2006): 土砂災害からの事前避難をサポート ~ 降雨指標を用いた土砂災害の発生危険予測 ~. 国総研マニュアルレポート, 国土交通省国土技術総合研究所, pp.16-19.
- 24) 恩田裕一・小松陽介・辻村真貴・藤原淳一 (1999): 降雨流出ピークの遅れ時間の違いから見た崩壊発生時刻予知の可能性. 砂防学会誌, Vol.51, No.5, pp.48-52.
- 25) 恩田裕一・辻村真貴・田中高志・笹木浩二・水山高久・内田太郎・田井中治・田中秀夫 (2006): 降雨流出特性を用いた土石流警戒避難基準の策定法の検討. 砂防学会誌, Vol.58, No.5, pp.13-17.

第 4 章

- 1) 守屋以智雄 (1972): 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の地形分類と斜面発達. 日本地理学会予稿集 2, pp.168-169.
- 2) 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・阪口豊共著 (1973): 新編日本地形論. 東京大学出版会, 415p.
- 3) 江川良武 (1979): 崩壊の分類及び各崩壊型の地形発達上の意義. 新砂防, Vol.112, pp.10-18.

- 4) Ohmori, H. (1983): A three-dimensional model for the mountains on the basis of relief structure . Trans. Jap. Geomorph. Union, No.4 , pp.107-120.
- 5) Oguchi, T. (1994): Average erosional conditions of Japanese mountains estimated from the frequency and magnitude of landslides . Proceeding of the International Symposium on forest Hydrology, Tokyo, Japan, pp.399-406.
- 6) 塚本良則・日下部治 (1974): 侵蝕谷の発達様式に関する研究 () - 0 次谷の数を推定する方法 - . 新砂防 , 90 , pp.20-27 .
- 7) 塚本良則 (1974): 侵蝕谷の発達様式に関する研究 () - 水系網が作る流域地形とその変形過程について - . 新砂防 , 93 , pp.19-28.
- 8) Melton, M. A. (1957): An analysis of the relations among elements of climate, surface properties, and geomorphology . Of Nav, Res, NR, pp.389-042.
- 9) Horton, R. E. (1945): Erosional development of stream and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, . Geological Society of American Bulletin, 56, pp.275-370.
- 10) Yang, C, T. (1971): Potential energy and stream morphology . Water Resources Research, 7, pp.311-322.
- 11) Strahler, A, N. (1952): Dynamic basins of geomorphology . Geological Society of American Bulletin 63, pp.923-938.
- 12) 塚本良則・野口晴彦 (1979): 侵蝕谷の発達様式に関する研究 () - 平衡状態にある流域地形の特性 - . 新砂防 , 113 , pp.6-9 .
- 13) 第 1 章 12)
- 14) 東敏生・寺田公治 (1993): 山腹の崩壊危険度判定のための指標の類型化 - 地形および土壌因子と崩壊発生 - . 広島県立林業試験場研究報告 , No.27 , pp.13-36 .
- 15) 水田敏彦・瀬尾和大 (2001): 数値標高モデルに基づく豪雨による斜面崩壊危険度予測 - 長崎市を対象として - . 自然災害科学 , Vol.19 , No.4 , pp.447-491 .
- 16) Onda, Y. (2004): The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan . Hydrological processes, Vol.18, No.4, pp.637-650.
- 17) 長谷川修一・三村亨・Ranjan Kumar Dahal・山中稔・野々村敦子 (2008): 斜面崩壊規模の指標としての谷密度の可能性 . 地盤災害・地盤環境問題論文集 , Vol.8 , pp.11-18.
- 18) 松澤真・千木良雅弘・土志田正二・中村剛 (2014): 岩石の風化程度および削前線に支配された表層崩壊発生場 - 和泉層群の事例 - . 応用地質 , Vol.55 , No.2 , pp.64-76 .
- 19) Scheidegger, A. E. (1966): Effect of map scale on stream orders . Bulletin International Association of Science Hydrology, 11, pp.56-61.

- 20) Yang, C. T. and Stall, J. B. (1971): Note on the map scale effect in the study of stream morphology . Water Resource Research, 7, pp.709-712.
- 21) 高山茂美 (1972): 地形図の縮尺が水流の次数区分に及ぼす影響について . 地理学評論 , 45 , pp.112-119 .
- 22) 島野安雄・鈴木裕一 (1981): 水系特性に及ぼす地形図の縮尺の影響について . 地理学評論 , 54 , pp.698-706 .
- 23) 三野与吉 (1942): 地形原論 - 岩石床より観たる準平原論 - . 古今書院 , 617p .
- 24) 谷津栄寿 (1950): 秩父山地の起伏量について . 田中啓爾先生記念大塚地理学会論文集 , 6 , pp.323-331 .
- 25) 阪口豊 (1965): 流域の発達と日本島流域の特性 . 地理学評論 , 38 , pp.74-91.
- 26) Morgan, R. P. C. (1971): A morphometric study of some valley systems on the English Chalklands . Institute of British Geographers Transactions, 54, pp.33-44.
- 27) Mark, D. M. (1983): Relations between field-surveyed channel networks and map-based geomorphometric measures . Inez, Kentucky, Annals of Association of America Geographers, 73, pp.358-372.
- 28) 第 1 章 18)
- 29) 小松陽介 (1999): 谷密度からみた蛇紋岩山地の特性 - 2 種類の谷の定義による評価 - . 地理学評論 , 72A-1 , pp.30-42 .

第 5 章

- 1) 第 3 章 9)
- 2) 野々村敦子・鎌田昇悟・長谷川修一・林宏年 (2011): DEM を用いた内水危険箇所抽出方法の検討 . 土木学会論文集 , Vol.67 , No.2 , pp.131-136 .
- 3) Shreve, R. L. (1966): Statistical law of stream numbers . Journal of Geology, 74, pp.17-37.
- 4) Strahler, A. N.(1952): Hypsometric (area-altitude) analysis erosional topography . Geological Society of America Bulletin 63, pp.1117-1142.

第 6 章

- 1) 国土交通省砂防部 (2004): 平成 16 年に発生した土砂災害 (PDF 資料).
- 2) 香川大学 (2004): 平成 16 年台風災害調査団報告書 .
(https://www.kagawa-u.ac.jp/files/1213/6376/2401/180628_Part1.pdf)
- 3) 国土交通省砂防部 (2014): 平成 26 年 8 月豪雨による広島県で発生した土砂災害 .
(https://www.mlit.go.jp/river/sabo/H26_hiroshima/)

- 4) 産業技術総合研究所地質調査総合センター：20万分の1日本シームレス地質図。
(<https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html>)

第7章

- 1) 第3章 20)
- 2) 佐々木康・森脇武夫・加納誠二・白石芳樹(2001): 1999年の広島県斜面災害をもたらした降雨特性と警戒・避難のための雨量指数. 社団法人地盤工学会, 土と基礎 49(7), pp.16-18.
- 3) 岩男忠明・我部山佳久・土井寛幸・黒川興及・松本敬・長野英次・筒井正明(2005): 2004(平成16)年台風15号豪による土砂災害発生時の早明浦ダム上流域の土砂移動実態. 第54回(平成17年度)砂防学会研究発表会概要集, pp.320-321.
- 4) 高知県 HP: 防災. (<http://www.pref.kochi.jp/~bousai/photo/taihuu15gou>).
- 5) 矢田部龍一・長谷川修一(2004): 2004(平成16)年台風10, 15, 21号による四国の土砂災害. 日本地すべり学会誌, Vol.41, No.4, pp.94-96.
- 6) 矢田部龍一・長谷川修一・ネトラ・パンダリー・岡村未対(2005): 平成16年の四国の台風災害の概要と特性. 自然災害科学, Vol.24, No.2, pp.139-149.
- 7) 岡村未対・ネトラ・パンダリー・矢田部龍一・船津真弥(2005): 平成16年の台風による四国瀬戸内側の土砂災害. 2004年愛媛県下における自然災害学術調査報告書, pp.61-72.
- 8) 須賀幸一(2005): 2004年愛媛県東予地域に土砂災害をもたらした台風15号・21号・23号の降雨特性. 地盤工学会 2004年四国地域連続台風による土砂災害, pp.83-87.
- 9) 西村敏明・長谷川修一・山中稔・野々村敦子・Ranjan Kumar Dahal・林宏年(2006): 2004年台風23号による香川県中部における崩壊・土砂災害の分布特性と発生要因. 平成18年自然災害フォーラム論文集, pp.79-88.
- 10) 西野勝裕・長谷川修一・山中稔・野々村敦子・Ranjan Kumar Dahal・林宏年(2006): 平成16年台風23号による香川県さぬき市門入地区における大規模土石流の発生要因. 平成18年自然災害フォーラム論文集, pp.113-122.
- 11) 西野勝裕・長谷川修一・増田拓郎・守屋均・山中稔・野々村敦子・Ranjan Kumar Dahal・林宏年(2006): 平成16年台風23号による香川県さぬき市森行地区における斜面崩壊の発生要因. 平成18年自然災害フォーラム論文集, pp.59-70.
- 12) 土木学会 社会支部支援部門 HP 平成22年7月広島県庄原市土砂災害現地調査報告 災害の概要. (<http://committees.jsce.or.jp/report/system/files/tsuchida.pdf>)
- 13) 若月強・石澤岳昂・植竹政樹・川田真也(2010): 2009年7月防府市・山口市豪雨災害において花崗岩斜面に発生した土石流と斜面崩壊の特徴. 防災科学技術研究所主要災害調査報告書.

- 13) 土田孝・武田吉充・小川紀一郎・中井真司(2010): 2010年7月16日の豪雨による広島県庄原市土砂災害調査速報.
- 14) 土木学会 社会支部支援部門(2010): 平成22年7月広島県庄原市土砂災害現地調査報告 災害の概要.(<http://committees.jsce.or.jp/report/system/files/tsuchida.pdf>).
- 15) 福岡浩・羽田野袈裟義・山本晴彦・宮田雄一郎・汪発武・王功輝(2010): 平成21年7月中国・九州北部豪雨による防府市土砂災害. 京都大学防災研究所年報第53号.
- 16) 産業技術総合研究所(2011): 2011年9月台風12号による紀伊半島の土砂災害. 地質概要,(<http://www.gsj.jp/hazards/landslide/kiihanto.html>)
- 17) 国土交通省(2011): 平成23年台風第12号の報告.(http://www.mlit.go.jp/river/sabo/dosyahou_review/02/111031_shiryo2.pdf)
- 18) 地盤工学会(2011): 平成23年台風12号による地盤災害調査報告書 第編 奈良県における地盤災害, pp.6-63.
- 19) 奈良県 HP: 紀伊半島大規模土砂災害アーカイブ.(http://shinsouhoukai.sakura.ne.jp/data/map_hearing.pdf)
- 20) 土木研究所(2011): 平成23年台風12号により紀伊山地で発生した深層崩壊.(http://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep_seated_landslides/deep_seated_landslides_Typhoon12_2011.pdf)
- 21) 平成23年台風12号による紀伊半島における地盤災害合同調査団(2011): 奈良県半調査報告. 公益社団法人地盤工学会, 一般社団法人日本応用地質学会, 一般社団法人日本地質学会, pp.1-14.
- 22) 地盤工学会(2011): 平成23年台風12号による地盤災害調査報告書, 第編 和歌山県における地盤災害, pp.30-35.
- 23) 国土地理院 HP: 平成26年(2014年)8月豪雨による被害状況に関する情報(<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h26-0816heavyrain-index.html>)
- 24) 土木学会・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.(http://committees.jsce.or.jp/report/system/files/20141008hiroshima_report3.pdf)
- 25) 上野将司(2011): 地すべりの形状と規模を規制する地形・地質要因の検討. 地すべり, Vol.38, No.2, pp.105-114.
- 26) 第1章 12)
- 27) 第4章 17)

第8章

- 1) 内田太郎・片山正次郎・岩男忠明・松尾修・寺田修樹・中野泰雄・杉浦信男・小山内信智(2004): 地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究. 国土技術政策総合研究所資料, 91p.

- 2) 野々村敦子・長谷川修一・藤井紀綱・林宏年(2007): 航空レーザー測量を活用した地震時の斜面崩壊危険度の評価．土木学会四国支部第13回技術研究発表会講演概要集，pp.250-251．
- 3) 高松市・香川大学天然記念物屋島調査団(2014): 天然記念物屋島調査報告書．347p．

第9章

- 1) 第1章20)

謝 辞

本博士論文は、筆者が香川大学大学院工学研究科博士後期過程安全システム建設工学専攻在学中に行った研究をまとめたものです。ご指導いただいた本学主査の長谷川修一教授、本論文の副査であります山中稔教授ならびに野々村敦子准教授に深く感謝します。

長谷川教授には、本格的な査読付き論文執筆が初めてとも言える私に対し、丁寧なご指導をいただきました。山中教授には、論文内容につきまして、多面的な視点から有益なご助言をいただきました。野々村准教授には地形解析手法についての様々なご助言を頂きました。執筆が遅れがちな私に対し、多くのご指導をいただき、改めて感謝する次第です。

また、本研究は本学長谷川研究室に在籍されていた学部生諸氏が収集されたデータ、解析結果なくしては成立しませんでした。土砂災害に関する膨大な調査データや雨量データなどは、本研究に使用させて頂きました。皆様のおかげで本論文は完成しました。ここに深く感謝します。

このほか、職場の上司、先輩、同僚、後輩の皆様、同業他社の技術者の皆様のおかげで本論文は完成しました。様々な場面でご協力、ご助言をいただき、感謝します。