

岩盤クリープ斜面の深層崩壊過程とその地形特性に関する研究

Study on deep-seated landslide's process and topographical
characteristics in rock slope showing creep behavior

2019年 9月

山口大学大学院理工学研究科 システム設計工学系専攻

神原 規也

目次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 本研究の目的	4
第2章 地すべり・岩盤クリープと深層崩壊の概念	7
2.1 マスムーブメント	7
2.2 クリープの挙動	12
2.3 岩盤斜面におけるクリープ変形現象	13
第3章 深層崩壊の誘因の分類と発生過程・地形的素因の分析	15
3.1 深層崩壊の誘因	15
3.2 深層崩壊発生域の地形的素因	19
3.2.1 地すべり・岩盤クリープ地形の有無	19
3.2.2 深層崩壊発生域傾斜角	19
3.3 直前の地震動を直接的な誘因とする地震時の深層崩壊の特徴	22
3.3.1 地震時の深層崩壊の発生事例	22
3.3.2 地震時の深層崩壊過程	26
3.4 直前の豪雨を直接的な誘因とする豪雨時の深層崩壊	31
3.5 それ以外の深層崩壊発生過程	40
3.6 深層崩壊の誘因ごとの地形的素因の特徴	44
3.7 深層崩壊発生域の地すべり・岩盤クリープ地形	45
3.8 深層崩壊発生域傾斜角	48
3.9 深層崩壊の規模と発生件数	50
3.10 まとめ	53
第4章 降雨のクリープ変位速度へ及ぼす影響の分析	58
4.1 地すべり・岩盤クリープ変位速度の降雨に伴う急増と指数関数的低減現象	60
4.1.1 岩盤クリープ斜面の深層崩壊事例（徳島県 S 地区）	60
4.1.2 未崩壊事例 1（徳島県 K 地区）	63
4.1.3 未崩壊事例 2（和歌山県 T 地区）	66
4.1.4 地すべり変位速度の降雨後の指数関数的低減現象	67
4.2 タンクモデルを用いたクリープ変位速度の評価手法	69
4.2.1 クリープ変位速度と菅原の標準的なタンクモデルの貯留高の相似関係	69

4.2.2	流量観測による逆解析タンクモデル貯留高と変位速度の相関性の確認	75
4.2.3	タンク合計貯留高と変位速度の相関関係	80
4.3	変位速度の時間依存的なクリープ変動要因と降雨による変動要因への分離	85
4.3.1	安定度評価事例	85
4.3.2	ひずみ硬化に伴う変位速度の指数関数的低減現象	87
4.4	まとめ	93
第5章	3次クリープを経て深層崩壊に至る岩盤クリープ斜面の変形過程と地形特性	97
5.1	2次クリープ段階の岩盤クリープ斜面の変動観測事例	98
5.1.1	京都府U地区	98
5.1.2	奈良県折立地区	102
5.2	3次クリープを経た深層崩壊事例	104
5.2.1	奈良県旧大塔村宇井地区	104
5.2.2	岐阜県東横山地区	108
5.2.3	徳島県S地区	111
5.2.4	奈良県R地区	115
5.2.5	岡山県総社市採石場	120
5.3	岩盤クリープ斜面の平面断面形状の特徴	122
5.3.1	岩盤クリープの断面変形様式	122
5.3.2	岩盤クリープ斜面の平面形状	125
5.4	まとめ	129
第6章	LiDAR DEMによる岩盤クリープ斜面の地形解析手法	131
6.1	はじめに	131
6.2	LiDAR DEMを用いたラプラシアン解析図による地形界線判読手法	137
6.2.1	地形界線判読の意義	137
6.2.2	ラプラシアン解析図の解析手法の課題	138
6.2.3	モデル地形によるラプラシアン解析手法の検討	141
6.2.4	岩盤クリープ地形におけるラプラシアン解析結果	150
6.3	LiDAR DEMを用いた傾斜量図表現手法	154
6.3.1	傾斜量図作成の意義と課題	154
6.3.2	DEMによる傾斜量評価手法の検討	157
6.3.3	モデル地盤のランダムな凹凸がラプラシアン値、傾斜量解析値に与える影響	158
6.3.4	モデル地盤の平滑化処理による頻度分布特性の変化	163
6.3.5	自然斜面におけるDEMデータ平滑化処理の影響	165
6.4	LiDAR DEMによるラプラシアン平面図、傾斜量平面図の表現手法	170

6.5 岩盤クリープ斜面における傾斜量統計解析事例	171
6.5.1 豪雨時の深層崩壊箇所の傾斜量特性	172
6.5.2 地すべり斜面と岩盤クリープ斜面の平滑化範囲変化に伴う傾斜量特性の相違	175
第7章 結論	182
7.1 総括	182
7.2 今後の課題	184

第1章 序論

1.1 研究の背景

美しい日本の自然環境の後ろ姿には、猛々しい自然災害が潜んでいるように感じられる。地形の変化に富んだ、温暖な気候と豊富な水に恵まれる緑の広がる我々の国土は、まれに生じる自然現象の大きな振幅がもたらす自然災害に伴って形作られたものであることを時折思い知らされる。寺田寅彦は「天災は忘れたころに来る」と話していたとされるが、自然災害は予期していなかった、あるいは忘れていた自然現象の大きな振幅が、人々の社会生活に大きな損害を及ぼすものである。気象災害や地震災害は毎年のように国内のどこかで発生し、干ばつ・冷害や伝染病などの歴史上の悲惨な自然災害の記録も残されている。このような自然災害は科学技術の発達や社会基盤の整備などによって制御可能なレベルに達したものもあるが、豪雨や強風等の気象災害、地震動、さらに火山噴火などは、時に我々の想定をはるかに超える規模で発生し、或いは災害に対する万全な社会基盤の整備が困難なことから未だに様々な被害が生じている。

ところで我々の社会基盤は基本的に自然現象としての地盤或いは土砂の大規模な移動・変形を前提としていない。様々な要因によってもたらされる土砂移動に伴う災害は、時に想定をはるかに超える規模や速度で発生し、未だに十分な対応は困難な状況にある。

「地盤災害」、或いは「土砂災害」とも呼ばれる自然災害の発生形態には平野部で生じる地震に伴う地盤の変形・移動や洪水や土石流のような土砂の移動・堆積現象なども含まれるが、本研究はこれらの土砂移動現象の中で、主に発生域となる斜面における現象を対象とする。斜面を発生域とする土砂災害は、マスマーブメントとも呼ばれる土砂移動現象の一部である。小規模なものでは落石、がけ崩れ、岩盤崩壊や表層崩壊と、これに伴う土石流災害なども挙げられるが、本研究はこれらとは発生域の規模や発生メカニズムが異なり、突然発生し悲惨な被害が広域にわたり発生することのある深層崩壊と呼ばれ現象について、

その崩壊過程と地形的特性の分析を通じて、土砂災害のリスク発見と被害軽減の手がかりを得ることを目的とするものである。

写真 1-1 は 2001 年 3 月 12 日午前 10 時 15 分頃、直前の降雨などの直接的な誘因がない春先に、岡山県総社市下倉地区の操業中の採石場において突然発生した大規模な深層崩壊である¹⁾。崩壊規模は幅約 150m、移動地塊量は 80 万 m³ 近くに達し、この崩壊によって作業中の 3 名の方が亡くなっている。300m ほど離れた対岸の目撃者らの話では、雷が落ちたようなすさまじい地響きを伴い深層崩壊が発生し、土煙が山頂付近まで舞い上がっていたとのことである。



写真 1-1 2001 年 3 月 12 日 岡山県総社市下倉地区採石場で発生した深層崩壊¹⁾



写真 1-2¹⁾

県道を覆う崩落岩塊群。幅・高さ 10m を越える現実感を欠くような巨大な岩塊も見られる。

亡くなられた一人は携帯電話で通話中に崩壊に巻き込まれ、ごく短時間の間に崩壊が発生し、逃げる余裕もなかったようである。崩壊発生にいたるまでの経緯の詳細は不明な点が多いが、新聞報道によると崩壊当日の午前6時頃にも小規模な斜面崩壊が発生していたと伝えられ、それ以前にも小規模な崩壊があったと伝えられている。

一部の地区住民は数ヶ月前から採石場周辺で度々生じる小崩壊などの異変には気づいていたようで、採石場の方も何らかの変状が生じていることは認識されていたようであるが、このような想定をはるかに越える大規模な深層崩壊が発生することは思いもよらなかったようである。採石場として利用するような堅硬な岩盤で構成される斜面で、このような大規模な深層崩壊の発生を想定することは、一般の常識では考えられないことであろうが、われわれ斜面災害に携わるものにとっても、どこまでこの危険性を認識し適切な対応を講じることができたであろうか。

このような深層崩壊の崩壊形態には以下のような特徴が挙げられる。

- ・高速移動：岩屑なだれのように極めて高速な土砂移動現象の場合、発生後の避難・回避が困難である。
- ・大規模：規模の拡大に応じて被害範囲が広域に及び、多くの人命が危険にさらされる。

狭義の地すべりは比較的速度の遅い土砂移動現象であるが、落石や岩盤崩壊も含むとする広義の地すべり（Landslide）には極めて高速な土砂移動現象も含まれる。狭義の地すべりは監視態勢等を構築することによって少なくとも直接人命にかかわる被害を防止することは容易であるが、広範囲に及ぶ斜面の地塊が高速に移動する深層崩壊と呼ばれる現象では人的被害の危険性が高くなる。

突然発生するこのような現象による被害防止に当たっては

- ① 発生箇所の事前の予測が困難：誘因によって異なる深層崩壊の地形的素因の特徴が明確にされていない。
- ② 発生時刻の事前の予測が困難：誘因によって異なる深層崩壊の発生過程、発生時期などの特徴が把握されていない。

③ 発生の可能性の評価が困難：滑動を続けている斜面がその後停止することも多く，崩壊に至るかどうかの判断手法が明確にされていない。

④ 岩盤クリープの地形判読のための地形的な特徴が整理されていない。

といった課題が挙げられる。

ところでこのような深層崩壊の発生箇所や発生に至る経緯には以下のような特徴が挙げられる。

① 深層崩壊は地震・豪雨にそれ以外を加えた 3 種類の誘因に分類される

② 深層崩壊の多くが地すべり地形で無く岩盤クリープ地形の斜面で発生している。

深層崩壊は狭義の地すべり現象とは運動様式だけでなく地形・地質的な素因などにも相違点がある。発生誘因として豪雨時に発生する深層崩壊現象が近年注目されているが，海外では地震時に深層崩壊が発生することも広く知られている。またこれらの直前の直接的な誘因が不明確な状況で，岩盤斜面のクリープ変動が顕在化し崩壊に至ったと考えられる現象も報告されている。これらの深層崩壊の中には狭義の地すべりに比較し発生域における地形の変形量が小さく，従来の地形図などでは発見が容易でない岩盤クリープ斜面が形成されていたことが地形的素因として指摘されている。

1.2 本研究の目的

前述のような深層崩壊の多くが岩盤クリープ形成箇所において発生していることが指摘されている²⁾。このような深層崩壊を招くこともある岩盤クリープという現象は，地形を形成する様々な斜面変動（マスマーブメント）様式の中でも特に重要な要素の一つである。本研究は深層崩壊に至る岩盤クリープの崩壊過程の分析と，危険箇所の発見に有効な地形的特性の把握を行い，危険度評価手法の手がかりを得ることを目的とし，以下に示す項目の研究課題の検討を行うこととした。

- ① 深層崩壊の誘因の分類と深層崩壊の発生過程・地形的素因の特徴の分析.
- ② 降雨がクリープ変位速度へ及ぼす影響評価手法.
- ③ 3次クリープを経て深層崩壊に至る岩盤クリープ斜面の変形過程と地形特性.
- ④ 高精細な LiDAR DEM を活用した岩盤クリープ斜面の地形解析手法.

本論文の各章の研究課題と研究フローは以下のようにまとめられる.

第2章は深層崩壊と岩盤クリープを中心に代表的なマスムーブメント相互の位置づけと用語の確認を行った.

第3章では深層崩壊の発生誘因を地震, 豪雨, それ以外のものに分類し, それぞれの深層崩壊の誘因の状況と発生時期の関係, 発生域における岩盤クリープ地形・地すべり地形形成の有無, 及び深層崩壊発生域の傾斜角による分類を行い, 岩盤クリープと深層崩壊の関連の分析を行った. この結果, 岩盤クリープと密接に関連している豪雨時の深層崩壊, 及びそれ以外の深層崩壊を検討対象とし, 以下の検討を進めることとした.

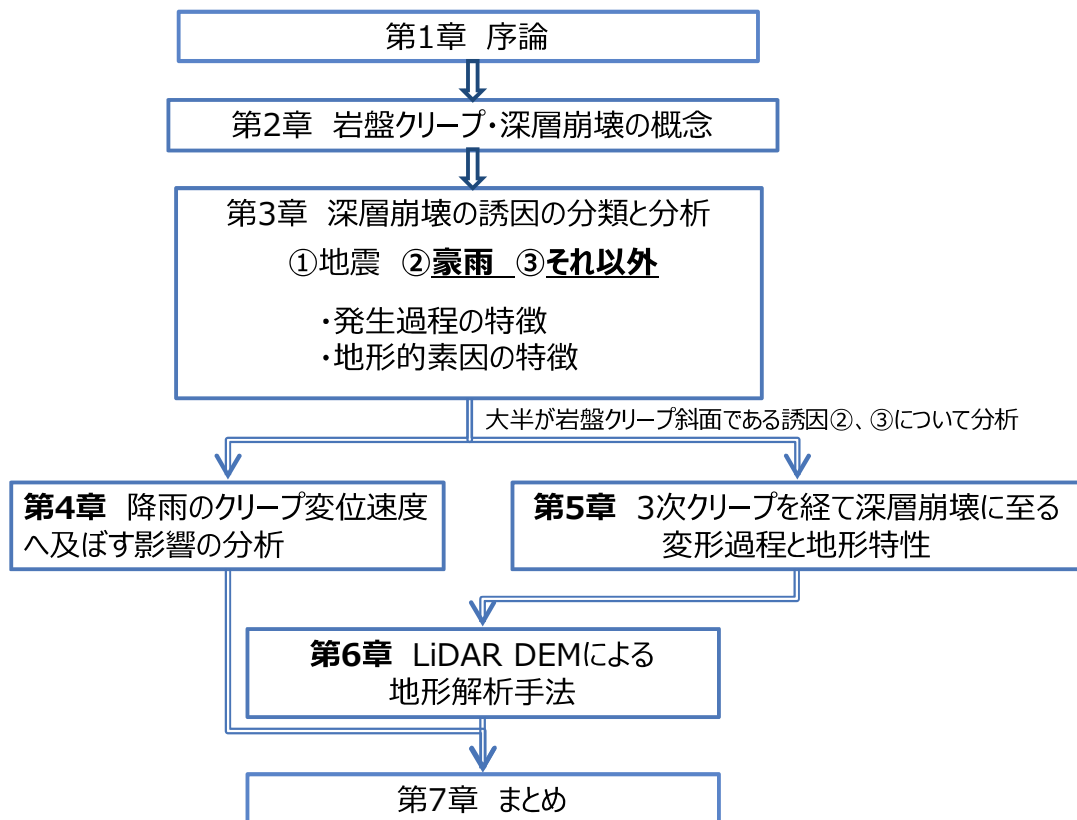


図 1-1 本論文の構成

第4章では降雨がクリープ変位速度に及ぼす影響を明らかにすることを目的とし、地すべり・岩盤クリープ斜面における変位速度の降雨による変動要因についてタンクモデル貯留高をパラメーターとして用いることにより分離し、クリープ変動現象の1次～3次領域の判定が可能となることを明らかにした。

第5章では3次クリープを経て深層崩壊に至った事例を中心に、深層崩壊に至る変形過程、岩盤クリープ斜面の平面・断面的地形特性の分析を行い、地形判読に当たって着目すべき特徴、現地踏査、動態観測に当たっての留意点を整理した。

第6章では5章で整理された岩盤クリープ斜面の判読に重要な谷線・尾根線、遷急線・遷緩線などの地形変換線のLiDAR DEM ラプラシアン解析による表現手法、岩盤クリープ斜面の傾斜特性のLiDAR DEM 傾斜量数値解析による定量的表現手法、LiDAR DEM 地形解析の際の平滑化処理が各種解析平面図や傾斜量統計解析値に及ぼす影響評価を行った。

なお、本研究では火山噴火に伴う山体崩壊、火山灰泥流や溪流内の堆積土砂が飽和した状態で溪流沿いに2次的に流下する土石流は、規模及び発生メカニズムが大きく異なることから検討対象からは除外することとした。

参考文献

- 1) 神原 規也：平成13年3月12日発生 岡山県総社市下倉地区の岩盤崩壊，地すべり技術，Vol.28，No.1（82号），口絵写真及びpp.52-53,2001
- 2) 千木良 雅弘，ツォウ チンイン，松四 雄騎，平石 成美，松澤 真：台風12号による深層崩壊発生場，京都大学防災研究所研究集会「深層崩壊」2012年2月，pp.24-29，2012.

第2章 地すべり・岩盤クリープと深層崩壊の概念

2.1 マスマーブメント

深層崩壊・岩盤クリープなどを含むマスマーブメント（マスウェイスティング）という用語は、「土や岩石の一部が分離して斜面下方に移動すること」と定義されている¹⁾。土壌や岩片のゆっくりした匍行から巨大なランドスライドまでが含まれる現象で、国際的なマスマーブメントの分類は Varnes²⁾らに始まり、移動の方向（垂直・水平・斜行）、移動を促す物質の存在（水・空気・氷）、移動のタイプ（落下・沈下・滑動・展開・匍行・滑動・流動）などに基づく分類が提案されている³⁾。しかし、湿潤温暖な気候のもとでの降雨に伴う浸食や下刻作用の卓越する国内でみられる現象は、これらの一部が特に卓越している。藤田⁴⁾らは斜面変動の運動形態と移動物質の関係として運動形態（崩落・トップリング・急性滑動・慢性滑動・急性流動・慢性流動・クリープ）と移動物質の延性度（ダクティリティー）、あるいは移動物質の性質（岩盤の場合の風化変質の程度・砂礫質土・泥質土）に着目し、この組み合わせによる分類を提案している。深層崩壊、或いは岩盤クリープといった現象は、このようなマスマーブメントという概念の中で位置づけて理解する必要がある。このようなマスマーブメントの代表的な様式は規模の面からは

小規模：表層崩壊

大規模：深層崩壊，地すべり（狭義），岩盤クリープ，

変位速度の面からは

高速移動現象：表層崩壊，深層崩壊

緩速移動現象：地すべり（狭義），岩盤クリープ

に大別される。しかしこれらの用語の定義は関係する様々な機関・分野・研究者によって異なり、混乱が生じていることもある。ここでは関連する用語の大半が同一の機関によって監修され、近年の知見も十分に反映されている地形の辞典⁵⁾が用語の相互関係が調整

されていることから、本研究では「地形の辞典」の定義を参考に検討を進めることとした。

マスムーブメントに関連する「地形の辞典」の記載内容から抜粋したものを表 2-1 に示す。

この表 2-1 では規模の区分に関し、崩壊の深さから表層崩壊を 1~2m まで、一方深層崩壊を 10m 以上とし不連続となっていることから、本研究では深層崩壊について 5m 程度を目安にこれ以上の規模を検討対象とした。

移動地塊の規模は表 2-1 では 10 万 m^3 以上を深層崩壊に分類している。羽田野⁶⁾は、①巨大崩壊 ($10^9 \sim 10^7 m^3$)、②地すべり性崩壊 ($10^6 \sim 10^4 m^3$)、③山くずれ ($10^3 \sim 10^1 m^3$)

表 2-1 マスムーブメント用語の定義例⁵⁾

用語	用語の説明
マスムーブメント	斜面を後退、低下、減傾斜させる斜面プロセスないし斜面過程(slope process)の一つで、風、流水、氷河などの移動媒体を伴わず、主として重力により土壌、岩屑、岩盤などが斜面下方へ移動する現象。マスムーブメントの移動様式の分類は斜面プロセスという観点と災害を引き起こす崩壊現象・斜面変動という観点からの分類などがある。これらの移動は移動物質の種類、移動速度、崩れの状況、すべり面の形状、水分量などによって細分される。移動速度は最も遅い匍行の年間数 mm 程度から時速 100km 以上にまで及び、移動する物質の体積は大規模なもので $10^8 m^3$ オーダーに達する。(松倉 公憲)
表層崩壊	斜面表層の風化物や崩積土など、地表の浅い部分の土層や緩んだ岩盤の崩壊。崩壊の深さは一般に 1~2m と浅い。降雨で生じるものは、浸透水の集まる浅い谷で発生し、地震で生じるものは地震波が増幅される山頂付近で発生するのが一般的である。(千木良 雅弘)
深層崩壊	表層の風化物や崩積土だけでなく、深い岩盤までもが崩れる現象。崩壊の深さや規模に明確な閾値があるわけではないが、一般に深さ 10m 以上、堆積 10 万 m^3 以上の場合をいう。深層崩壊は崩壊を断面的に見た用語で、これに対応する用語として表層崩壊が挙げられる。(千木良 雅弘)
地すべり (狭義)	狭義には、斜面内部に連続的なすべり面(地すべり面)があり、そこから上の地塊が滑る現象。地すべりには地下水の変動に伴って緩慢に動くものが多いが、近年では地震によって急激に動く地すべりも多発している。古い地すべり移動体が再滑動するものを再滑動型の地すべり、初めて周辺から分離して滑るものを初生地すべりということがある。(千木良 雅弘)
岩盤クリープ	岩盤が重力によって徐々に変形する現象。連続的なすべり面を持たないことで地すべりと区別される。しかし、このことは斜面内部を調べないと分からないため、連続的なすべり面の存在が不明確な場合には重力斜面変形や山体重力変形と呼ばれることもある。また次第に変形が進んだ結果として深層崩壊に至る場合も知られている。(千木良 雅弘)

と分類している。本研究では崩壊深さの 5m に対応する移動地塊の体積を考慮し、②地すべり性崩壊までの体積 5000m³～1 万 m³ 以上を深層崩壊の目安とした。変動速度に関しては、深層崩壊の閾値となる速度に関する検討はこれまで殆ど行われていないため、人的な被害回避を念頭に、1m/s 程度の土砂移動速度を目安に検討対象とした。

表 2-1 に示す代表的なマスマーブメントは、移動速度の面からは崩壊現象と斜面変動に、規模の面からは小規模と大規模に 2 分しているが、本研究の対象として表層崩壊を除く大規模なマスマーブメントに絞ると、崩壊現象に該当する深層崩壊及び斜面変動に該当する地すべり・岩盤クリープ区分される。これらの代表的なマスマーブメント様式を変動過程地形の面から分類したものを表 2-2 に示す。

ここでまず変動過程の面に着目すると、地すべりは図 2-1 の模式図に示されているように、斜面変動の過程で斜面上の発生域から移送域、堆積域にかけてとどまっている地形と考えられている。一方岩盤クリープは図 2-2 に示すように斜面変動の初期段階であり、斜面上の発生域にとどまり、移送域・堆積域が形成されていない地形と考えられ、この点に地すべり地形と岩盤クリープ地形の相違が存在する。

一方で崩壊に属する深層崩壊は一過性の現象で崩壊過程の地形は存在せず、事前に崩壊危険箇所が特定されなければ発生域としての地形は認識されず、地形として存在するのは

表 2-2 マスマーブメント様式の変動過程地形による分類

マスマーブメント様式	変動過程地形		跡地形 (堆積域)
	発生域	移送域	
表層崩壊	—	—	有
深層崩壊	—	—	有
地すべり	有	有	有
岩盤クリープ	有	無	無

崩壊跡の堆積地形だけである。斜面変動に属する地すべりや岩盤クリープは、変動過程にある地形が存在するが、この点に深層崩壊と地すべり・岩盤クリープの相違がある。

次に岩盤クリープ・地すべりと深層崩壊の相互の移行関係は、岩盤クリープは図 2-4 に示されるようにそのまま一気に深層崩壊に移行する場合があると考えられ、あるいは岩盤クリープは地すべりの初成段階で、地すべりに移行した後にさらに深層崩壊に至る場合も考えられる。移動速度の面に着目すると、深層崩壊は時に秒速数十 m 以上に達する最も移動速度の速い現象である。一方、岩盤クリープは年間数 mm 程度の最も移動速度の遅い現象である場合が多く、地すべりはこの中間領域を占めると考えられ、移動速度の面では深層崩壊と岩盤クリープ・地すべりの間には大きな差のある現象である。

深層崩壊という高速な土砂移動現象は、狭義の地すべり地形において生じることもあるが、斜面変動の初期段階にある岩盤クリープ地形が突然深層崩壊に至る場合に甚大な被害が生じる危険性が高く、このような深層崩壊現象を本研究の主要な検討課題とする。

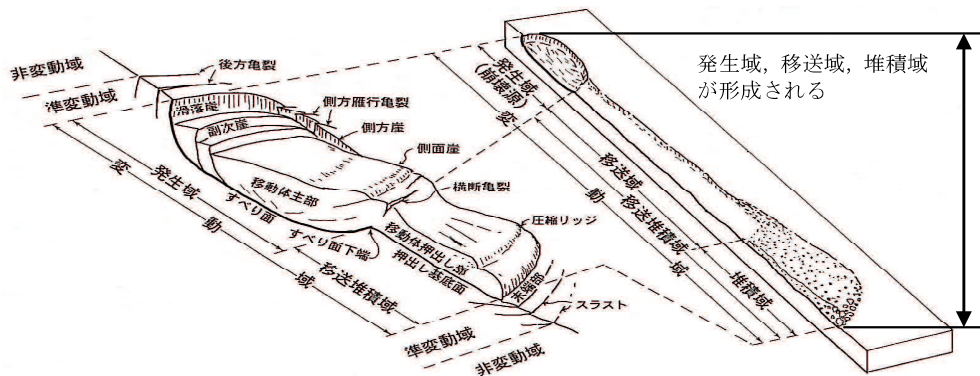


図 2-1 地すべり地形模式図⁴⁾より加筆修正

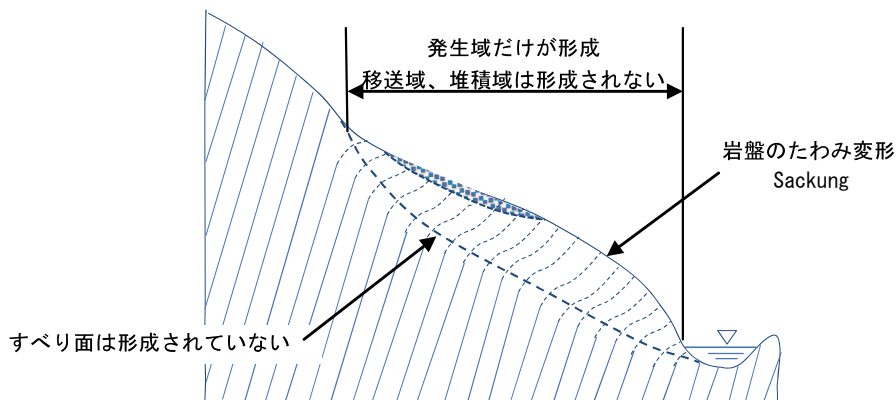


図 2-2 岩盤クリープ地形模式断面図

記号	地 形	内 部 構 造
II-1	地すべり地形 	
II-2	尾根を横断する凹地 	
II-3	凸型斜面 	
II-4	線状凹地と多重山稜 	
II-5		

図 2-3 岩盤クリープ地形模式平面図⁸⁾

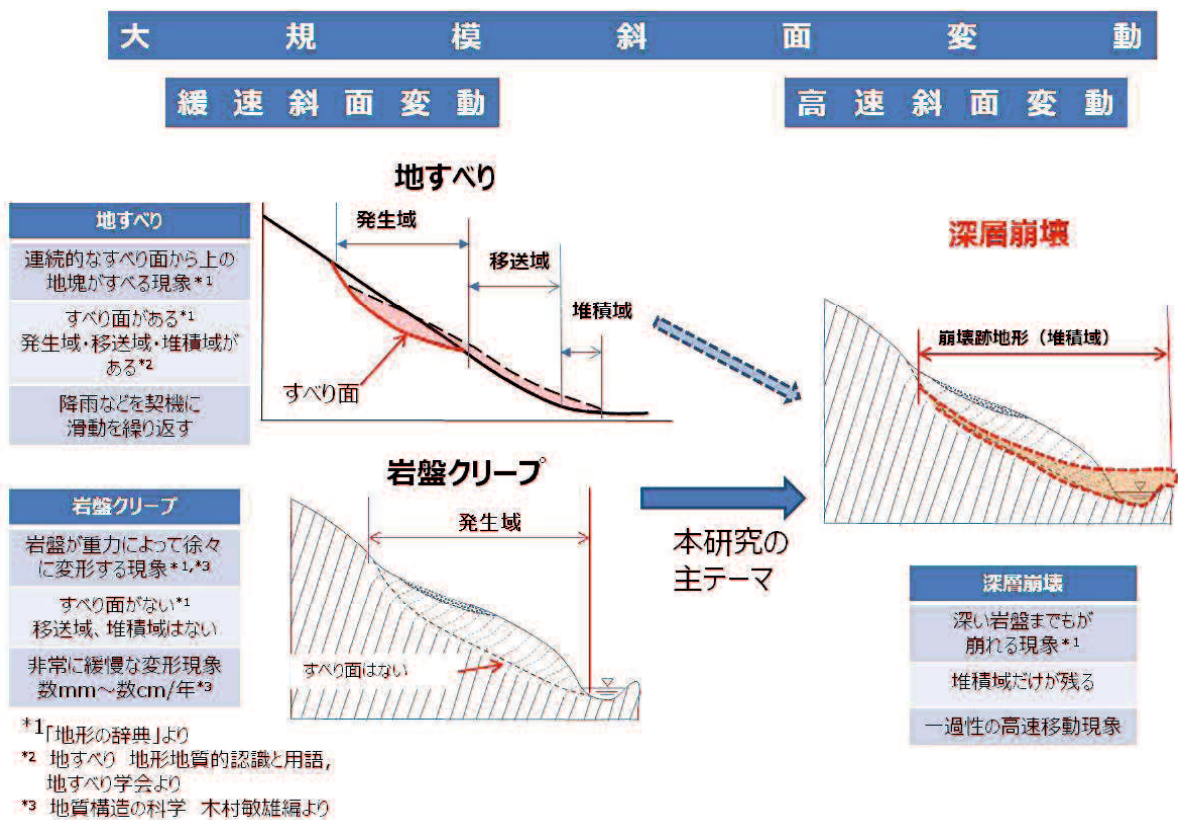


図 2-4 岩盤クリープ，地すべりと深層崩壊の関係

2.2 クリープの挙動

クリープという用語は固体物理学や材料力学の分野で用いられる用語であり，岩盤クリープという用語はこれを岩盤斜面の匍行現象に適用したものである．クリープ現象は金属やプラスチックなどの材料で一般的に見られる現象で，高温環境において金属は一定の応力下で時間と共に変形が進行することが知られている．蠟燭に衝撃荷重を加えた場合には脆性破壊するが，長期的な一定の応力下で塑性流動（クリープ）変形し，粘性流体の性質を示すのは身近な現象である．

これらの材料に1軸圧縮或いは引張の一定の応力を加えると，応力に応じた直後の弾性変形の後にも歪変形が継続し，歪変位量が図2-5上段に示されるような1次～3次クリープ現象（遷移クリープ）が表れることが知られている．図2-5の下段はこの歪速度の変化に着目したもので，対数表示とすることによって指数関数的な低減を示す1次クリープは

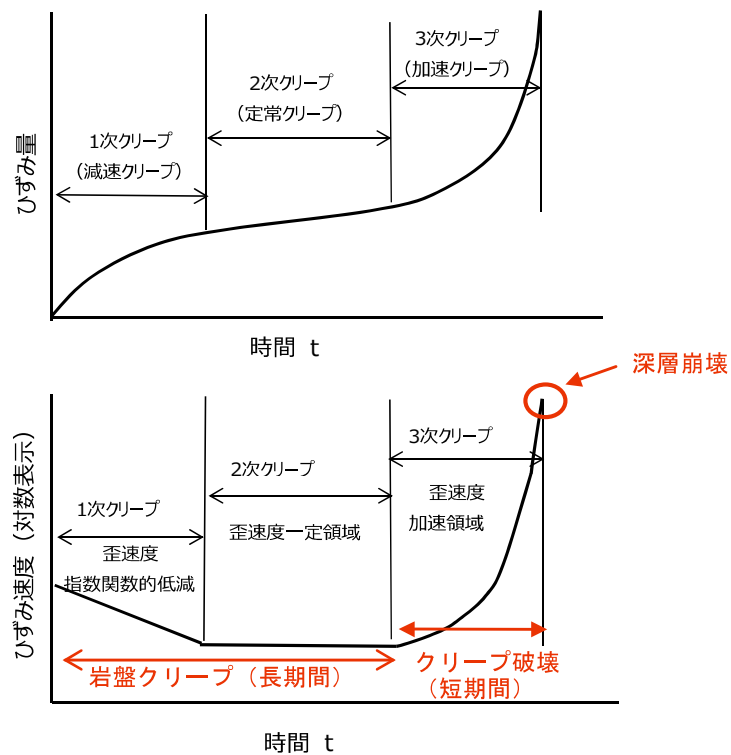


図 2-5 クリープ曲線⁹⁾

グラフ上では右下がりの直線で、一定速度を保つ 2 次クリープは水平線で表わされるが、3 次クリープは材料力学などの分野でも、この詳細な挙動は解明されていない。

2.3 岩盤斜面におけるクリープ変形現象

岩盤クリープ斜面の形成過程における斜面匍行に対応するクリープ現象と、斜面崩壊予測に用いられている遷移クリープに対応する 2 次～3 次クリープ現象は時間スケールが大きく異なる。岩盤クリープ斜面を形成するクリープ現象は連続性を保つ固体としての岩盤の状態における変形現象であり、クリープ変形に要する時間スケールは少なくとも年単位以上の時間尺度を有する。マントル対流は基本的には固体である岩盤のさらに長期間に及ぶ塑性流動現象であるが、2 次クリープ領域に該当する塑性流動的な変形現象だけが生じ、3 次クリープ現象は形成されないと考えられる。

一方、斜面崩壊予測に用いる遷移クリープに対応する 2 次～3 次クリープ現象は、時間スケールが数年以下であり、3 次クリープ現象では最終的には分単位までの検討が行われることがある。いずれも岩盤に生じるクリープ現象で、混同する恐れがあることから 2 次～3 次クリープを経て崩壊に至る現象を岩盤クリープと区別する場合、「クリープ崩壊」と表現することとした。ところで 2 次～3 次の遷移クリープ領域における崩壊予測式の提案を行った斎藤理論が前提としている室内実験で用いられた粘土は、水を媒介とすることによって固体として一体化した粉体により構成される材料であり、基本的に岩石を構成する結晶粒子同士が完全に固着一体化している岩盤とは、変形などにかかわる固体としての物性が本質的に異なる材料であることに留意する必要がある。また、地すべりは規模の大きな現象で、地すべり移動地塊の内部は変化に富む多様な性状を有し、地すべりの変位速度に関与する要因にも様々なものがあり、この現象の実験室レベルでの正確な再現は困難な場合が多い。また斎藤¹⁰⁾の 2 次クリープ領域における崩壊予測式は、歪の算出にあたって伸縮計の変位量を 10m で除して求めることとしており、規模の異なる様々な地すべりの歪

変形に対応しているとは考えられず，さらに崩壊予測時刻算出の起点に2次クリーブ領域の開始時期を用いることとしているが，地すべり現場でこの時刻を決定することは困難な場合が多く実用面での課題が残されている．

参考文献

- 1) R. J. チョーレー, S.A. シャム, D.E. サグデン, 大内 俊二訳：現代地形学, 古今書院, p. 259, 1995.
- 2) Hungr, O, Leroueil, S and Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update, *Landslides*, Volume 11, Issue 2, pp 167–194.
- 3) R. J. チョーレー, S.A. シャム, D.E. サグデン, 大内 俊二訳：現代地形学, 古今書院, pp. 289–290, 1995.
- 4) 藤田 崇, 田中 耕平, 野崎 保：斜面地質学, 日本応用地質学会, p. 4, 1999.
- 5) 地形の辞典, 日本地形学連合, 朝倉書店, 2017.
- 6) 羽田野 誠一：講座 最近の地形学, 8. 崩壊性の地形 (その1), 土と基礎, 22–9, 1974.
- 7) 木村 敏雄編：地質構造の科学, 朝倉書店, pp. 317–320, 1984
- 8) 千木良 雅弘, 風化と崩壊, 近未来社, p. 82, 1995
- 9) 唐戸 俊一郎, 鳥海 光弘, 固体と地球のレオロジー, 東海大学出版会, pp. 53–62, 1986
- 10) 斎藤 迪孝：斜面崩壊発生時刻の予知に関する研究, 鉄道技術研究報告, No. 626, pp. 1–53, 1968.

第3章 深層崩壊の誘因の分類と発生過程・地形的素因の分析

3.1 深層崩壊の誘因

深層崩壊は限られた発生誘因、および発生域の地形・地質条件の下で生じている。代表的な誘因には直前の著しい地震動、或いは直前の一定時間以上の際立った豪雨などが挙げられる。しかしこれらの直接的な誘因が不明確な状況の下で2次、3次クリープ現象が確認された後に深層崩壊が発生する事例も報告されている。この崩壊に先立つ若干の降雨が誘因に挙げられこともあるが、序論で紹介している総社地区の採石場の崩壊事例のように、降雨が殆どない冬季に発生している事例、あるいは直前の降雨がそれ以前に経験している豪雨に比較し際立ったものでなく、直接的な誘因に降雨を挙げるのでは説明のつかない現象が生じている。

ところで、「国土技術政策総合研究所資料 No.807 2014年9月 深層崩壊対策技術に関する基本的事項」では、深層崩壊の発生要因による分類として

- ① 急激な地下水位上昇による深層崩壊
- ② 地盤の揺れによる深層崩壊
- ③ 重力性の変形の進行による深層崩壊

と表現は異なるが同様な3分類を行っている。この資料では本研究とほぼ同様の考え方をしていることから、以下にこの分類の解説の一部を紹介する。

『「急激な地下水位上昇による深層崩壊」とは、目立った前兆的な規模の大きい斜面変動（いわゆる岩盤クリープ等の比較的小規模な斜面変形は除く）がなく、豪雨・融雪に伴い発生する深層崩壊のことであり、深層崩壊を引き起こす急激な地下水位上昇の誘因としては、豪雨、融雪が考えられる。』とし、具体例として2011年台風23号による紀伊半島における深層崩壊が挙げられている。

『「地盤の揺れによる深層崩壊」とは目立った前兆的な規模の大きい斜面変動がなく、地

震，火山活動に起因して発生する深層崩壊のことである。』

とし，具体例として 2008 年岩手・宮城内陸地震による深層崩壊が挙げられている。

『「重力性の変形の進行による深層崩壊」とは深層崩壊の中には，発生前に規模の大きな降雨，融雪が見られないにも関わらず発生する場合がある。』

とし，具体例として宇井（奈良県旧大塔村：2004 年）が挙げられている。

本章ではまず，深層崩壊発生時の状況及び発生前の地形が比較的正確に把握されている事例についての収集整理を行い，発生誘因を以下の 3 種類に分類し

- ① 直前の地震動を直接的な誘因とする「地震時の深層崩壊」(47 例)
- ② 直前の長時間に及ぶ際立った豪雨を直接的な誘因とする「豪雨時の深層崩壊」(23 例)
- ③ 直前の直接的な誘因が不明確な，重力性変形を伴った「それ以外の深層崩壊」(15 例)

について

- ・ 誘因毎の深層崩壊発生過程の分析
- ・ 深層崩壊発生域の地形的素因（地すべり・岩盤クリープ地形の有無，及び深層崩壊発生域の傾斜角）に関する分析を行うこととした。

これら 3 種類の代表的な深層崩壊事例の写真を以下に示す。

- ① 直前の地震動を直接的な誘因とする「地震時の深層崩壊」,



写真 3-1 2004 年 10 月 23 日 中越地震の際に発生した「地震時の深層崩壊」(長岡市妙見町)

- ② 直前の豪雨を直接的な誘因とする「豪雨時の深層崩壊」,



写真 3-2 2005 年 9 月 6 日 宮崎県美郷町島戸地区 台風 14 号の深層崩壊箇所

これらの深層崩壊地の多くは、移動地塊の大半が不飽和な岩屑によって構成されている点特徴的であり、流水を媒介として高速移動する土石流による移動地塊との相違点である。

③ 直前の直接的な誘因の不明確な重力性変形を伴った「それ以外の深層崩壊」



写真 3-3 2004 年 8 月 10 日 国道 168 号 奈良県大塔町（旧）において発生した深層崩壊

3.2 深層崩壊発生域の地形的素因

3.2.1 地すべり地形・岩盤クリープ地形の有無

深層崩壊の可能性のある地形の発見に当たっては、まず明瞭な地すべり・岩盤クリープ地形の有無が最初の手掛かりとされている。しかし、深層崩壊の発生域は明瞭な狭義の地すべり地形や岩盤クリープ地形を呈していない場合も多く含まれている。ここでは発生前の地形における地すべり・岩盤クリープ地形の有無について分類を行うこととし、以下の4種類に分類した。

I：狭義の地すべり地形：図 2-1 に示されるような大八木¹⁾のモデルに基づく

II：岩盤クリープ地形：図 2-3 に示される千木良²⁾のモデルに基づき、さらにII-1～II-5に細分することとした。

III：地すべり・岩盤クリープ地形を呈していない

IV：深層崩壊発生前の地形が不明

地すべり地形などの有無は、既往文献に記載されていない場合には発生前の地形読図によって判断を行うが、発生前の詳細な地形情報が得られない場合には、周辺の地形状況などから類推して検討を進めることとした。

3.2.2 深層崩壊発生域傾斜角

斜面傾斜角は、その地域の土砂移動現象の様式及び移動速度に密接にかかわる重要な地形要素である。斜面崩壊箇所の傾斜角評価にあたって、図 3-1 の模式断面図に示されるような、崩壊箇所冠頭部と移動地塊の到達域の末端部を結んだ等価摩擦係数 θ_{ef} (equivalent coefficient of friction) や、すべり面の傾斜角 θ_{sr} (surface of rupture) などが用いられることがある。等価摩擦係数は地すべりや崩壊の規模の拡大と共に減少してゆく傾向が指摘され³⁾、

被害の対象範囲を検討する際の有効な指標であるが、崩壊発生域の安定度評価の有効な指標とはならない。一方すべり面の傾斜角 θ_{sr} は、円弧すべりのようにすべり面傾斜角が一様でない場合にはこの決定が困難であり、また図 3-1 の模式断面図に示すようにすべり面傾斜角が直線状でも、地すべり移動地塊の頭部と末端部の層厚が著しく異なる場合には、崩壊発生初期の移動地塊全体の安定度を、十分に反映しないケースも生じると考えられる。

地震時に急速な土砂移動が生じた図 3-1 に示す荒砥沢地区の、地すべりのすべり面傾斜角は $0^\circ \sim 2^\circ$ と極めて緩勾配な地すべりであったとされている⁴⁾。

一方図 3-2 に示す奥尻島の洋洋荘背後の斜面で発生した崩壊のすべり面傾斜角は、 $-5^\circ \sim$

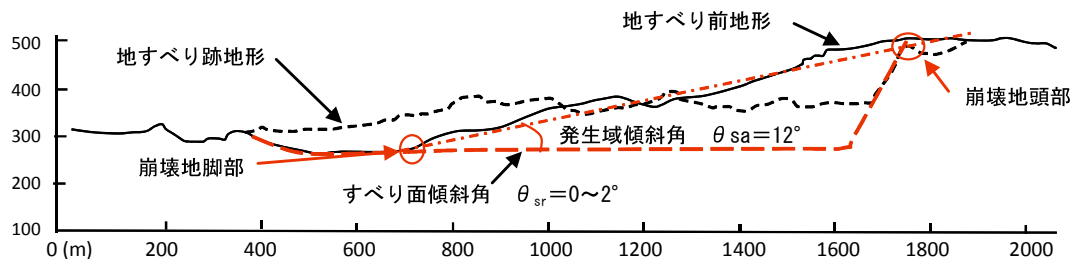


図 3-1 崩壊発生域傾斜角 θ_{sa} とすべり面傾斜角 θ_{sr} の相違
荒砥沢地すべり 模式断面図

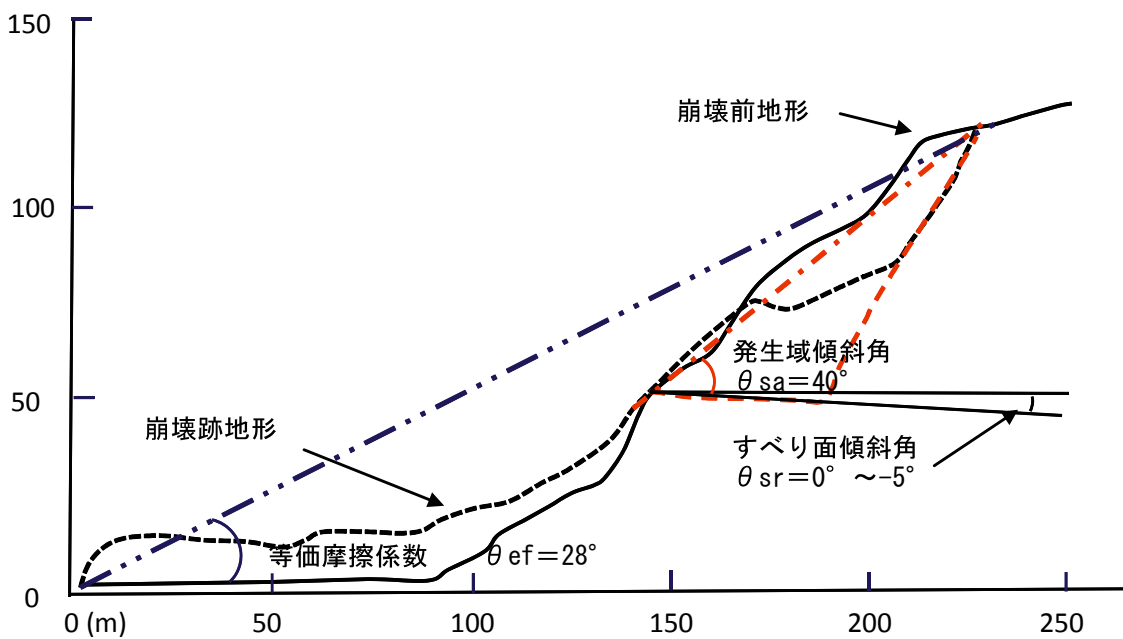


図 3-2 奥尻港（洋洋荘）地すべり断面図 斜面地質学（応用地質学会編）⁵⁾より加筆修正

0° の逆勾配と報告されているが⁵⁾、このような逆勾配の傾斜角を深層崩壊発生域の傾斜角と評価するのは妥当でないと考えられる。洋洋荘の崩壊地背後の 60° を越える滑落崖も「すべり面」とするには急傾斜過ぎる。このような層厚の大きな地すべり・深層崩壊現象を層厚の要素も合わせて評価するためには、深層崩壊発生域の冠頭部と脚部を結ぶ直線の傾斜角を「発生域傾斜角 θ_{sa} (source area)」と定義して用いるのが妥当であると考えられる。この発生域傾斜角を用いると、荒砥沢地すべりの発生域傾斜角は表 3-1 に示すように 12° と第三紀地すべりとしては妥当な値であり、奥尻港の 40° は地震による斜面崩壊として妥当な値となる。

本研究では、深層崩壊発生域の斜面安定度を評価する指標とすることを目的とし、図 3-1 に示す崩壊発生域の冠頭部と脚部の間を結ぶ直線の傾斜角を、「発生域傾斜角」 θ_{sa} と定義して検討を行うこととした。すべり面傾斜角 θ_{sr} は、すべり面強度の内部摩擦角と関連性の高い角度であるが、「発生域傾斜角」 θ_{sa} は移動地塊の層厚と関連して設定されることのある粘着力の要素、あるいは移動地塊の圧縮強度の要素などの地すべり発生域の移動地塊全体の強度を総合的に反映する、傾斜量評価指標となると考えられる。

なお、事例検討に当たって、発生域傾斜角が既往資料に記載されていない場合には、添付されている断面図から読み取り、これらを用いることができないが地形図などから平均傾斜角などが得られている場合にはこれを用いて検討を行うこととした。

表 3-1 すべり面傾斜角・発生域傾斜角の関係

	荒砥沢地区	奥尻港
すべり面傾斜角 θ_{sr} (°)	0~2	0~-5
等価摩擦係数 θ_{ef} (°)	末端部閉塞	28
発生域傾斜角 θ_{sa} (°)	12	40
崩壊土砂量(万 m ³)	6700	15

3.3 直前の地震動を直接的な誘因とする地震時の深層崩壊の発生過程の特徴

3.3.1 地震時の深層崩壊の発生事例

D.K.Keefe は地震動が地すべり発生の主要な要因であるとし、世界中の歴史上の大規模な地震による地すべり 40 事例を参考に、その移動特性を表 3-3 のようにまとめている⁶⁾。
 なお表 3-3 中の地下水含有量、移動速度は表 3-2 のように分類されている。

また、これらの地震による地すべりは、図 3-3 に示されるように震度 5 以上、或いはマグニチュード 5 以上の地震によって多発することを指摘している。

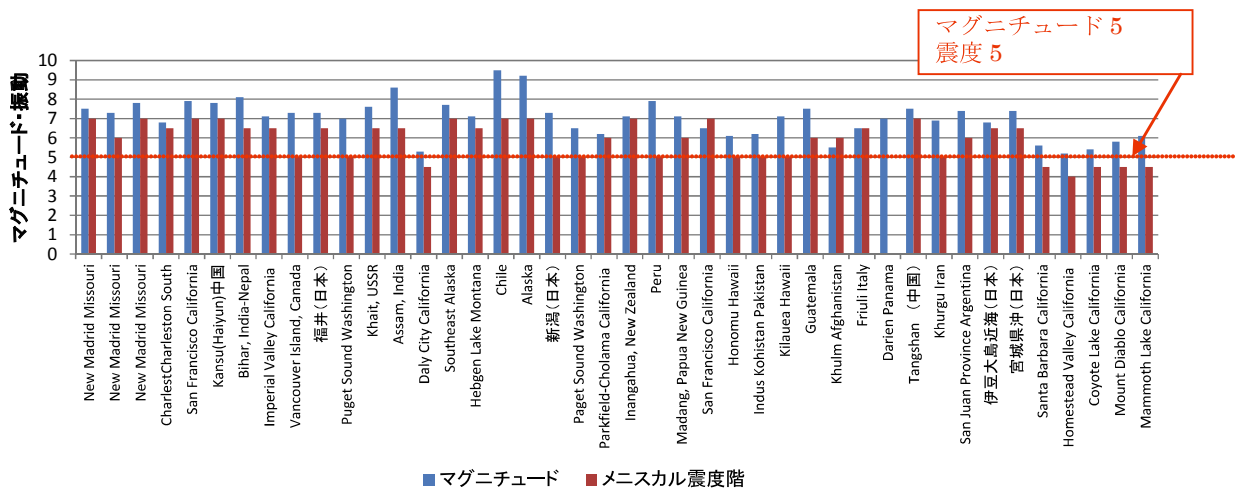


図 3-3 世界の代表的な地震地すべりのマグニチュードと震度⁶⁾

表 3-2 地下水含有量、移動速度の分類⁶⁾

地下水含有量		移動速度	
D	Dry 乾燥	極めて遅い:	< 0.6m/yr.
U	moist but unsaturated 湿潤ただし不飽和.	非常に遅い:	0.6~1.5m/yr
		遅い:	1.5m/yr~1.5m/mo
PS	partly saturated 部分的に飽和.	中位:	1.5m/mo~1.5m/day
		速い:	1.5m/day~0.3m/min
S	saturated 飽和.	非常に速い:	0.3m/min~3m/sec
		極めて速い:	> 3m/sec

表 3-3 Keefer による地震による地すべりの移動特性⁶⁾より加筆修正

名称	移動形態	内部の破碎化	地下水含有量				移動速度	層厚
			乾燥	湿润	部分的に飽和	飽和		
岩盤すべり								
破碎化されたすべり 及び崩落								
岩盤崩落	転動、回転、自由落下	著しい、あるいは非常に著しい	X	X	X	X	極めて速い	薄い
岩盤すべり	基底上のせん断面に沿う並進すべり	著しい	X	X	X	X	速い～極めて速い	薄い
岩屑なだれ	すべり、流動の複合した岩屑の流動	非常に著しい	X	X	X	X	極めて速い	深い
岩盤の一体化したすべり								
岩盤円弧すべり	頭部の回転を伴う基底上のせん断面に沿うすべり	わずか、あるいは中位	?	X	X	X	ゆっくり～速い	深い
岩盤ブロックすべり	基底上のせん断面に沿う並進すべり	わずか、あるいは中位	?	X	X	X	ゆっくり～速い	深い
土のすべり								
土の破碎化されたすべり、崩落								
土の崩落	転動、回転、自由落下	著しい、あるいは非常に著しい	X	X	X	X	極めて速い	薄い
破碎化された土のすべり	基底上のせん断面あるいはすべり面粘土に沿う並進すべり	著しい	X	X	X	X	中位～速い	薄い
土の雪崩	流動を伴う基底上のせん断面に沿う並進すべり	非常に著しい	X	X	X	X	非常に速い～極めて速い	薄い
土の一体化したすべり								
土の円弧すべり	せん断面に沿う一体化したすべり	わずか、あるいは中位	?	X	X	X	ゆっくり～速い	深い
土のブロックすべり	基底上のせん断面に沿う並進すべり	わずか、あるいは中位	?	?	X	X	ゆっくり～速い	深い
土の緩慢な流動	内部の若干の流動を伴う基底上のせん断面に沿う並進すべり	わずか			X	X	急速なサージを伴う非常にゆっくり～中位	通常は浅いが時に深い
土の平面的拡散、流動								
土の平面的拡散	液状化した礫、砂、シルト、あるいは脆弱な粘土による基底上の並進	通常は中位、時にわずか、時に著しい			X	X	非常に速い	様々
土の急速な流動	流動	非常に著しい			?	X	非常に速い～極めて速い	薄い
水中地すべり	通常は平面的な水平展開及び流動の複合、ときに回転すべり及びブロックすべりの複合	通常は著しいあるいは非常に著しい。時に中位～わずか			X	X	通常は速い～非常に速い。ときに遅い～中位	様々

一方ニュージーランドでも過去 150 年にわたる事例が G. T. Hancox らによって検討されている⁷⁾。この検討事例では、**図 3-4** に示すように地震地すべりの発生件数と移動地塊量の間に関数グラフ上での負の相関関係が指摘されており、これは羽田野が指摘している豪雨による深層崩壊と同様な傾向を見せている。

しかし、これらの海外の事例はいずれも発生域の地形的素因の詳細な把握を行うことができない。一方最近の国内外の地震による深層崩壊は、発生形態が比較的詳細に把握され、地震による深層崩壊の状況が比較的詳細に報告されている。ここでは発生域の地形が推定可能な国内外の最近の事例、及び古文書・文献などから地震の直後に高速土砂移動によって河道閉塞や集落の埋没などが生じていたとされる国内：9 世紀以降の 45 例、海外：台湾の 2 例の深層崩壊事例を収集し、発生時期、移動地塊量、発生域傾斜角、地すべり・岩盤クリープ地形の有無、及び誘因の概要について整理し**表 3-4** の一覧表にまとめている。

図 3-4 ニュージーランドにおける地震地すべりの規模と発生件数⁷⁾より加筆修正

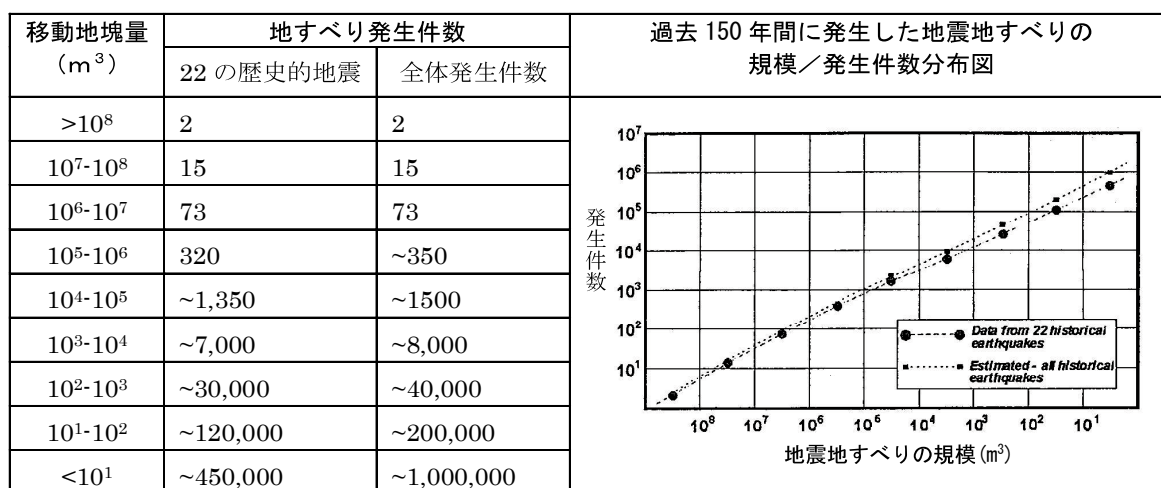


表 3-4 地震時の深層崩壊一覧表

No.	名称	発生時期	移動地塊量 × 10 ⁴ (m ³)	発生域傾斜角(°)	地すべり・岩盤クレープ地形	備考・誘因の概要	
1	岐阜県 御嶽地震崩壊 ⁹⁾	1984/9/14	3,400	26	Ⅲ	マグニチュード6.8、震央からの距離12km、最大移動速度130km/h	
2	台湾 九分二山地すべり ⁹⁾	1999/9/21	8,000	18	Ⅱ-4	M _w =7.6、震央からの距離10km	
3	台湾 草嶺地すべり ⁹⁾	1999/9/21	12,500	22	Ⅰ	M _w =7.6、震央からの距離30km	
4	2004年中越地震地すべり ¹⁰⁾ (新潟県)	池谷地区 ①	8	38.1	Ⅱ-3	旧山古志村池谷地区で発生した見通し角(発生域傾斜角)30°以上の「崩壊性地すべり」に区分されるものを整理したものを引用。 M=6.8 震央からの距離5~10km	
5			池谷地区 ②	11.3	31.3		Ⅱ-2
6			池谷地区 ③	5.5	30.1		Ⅱ-2
7			池谷地区 ④	6.6	38.6		Ⅱ-2
8			池谷地区 ⑤	4.3	33		Ⅱ-2
9			池谷地区 ⑥	16.7	32.5		Ⅱ-2
10			池谷地区 ⑦	11.9	32.4		Ⅲ
11	2004年中越地震地すべり ¹¹⁾	寺野	45	18	Ⅰ	移動速度が1~3m/sを上回るか不明 M=6.8 震央からの距離5~10km	
12		塩谷神沢川	750	24	Ⅰ		
13		東竹沢	180	18	Ⅰ		
14	長野県 八ヶ岳大月川 ¹²⁾	887/8/22	35,000	30	Ⅳ	南海-東海地震。M=7.5以上	
15	長野県 真那板山の崩壊 ¹²⁾	1502/1/28	5,000	31	Ⅳ	越後南西部地震M=6.5~7.0	
16	岐阜県 帰雲山崩れ ¹²⁾	1586/1/18	2,500	35	Ⅳ	天正地震または飛越地震(858年)	
17	富山県 前山地すべり ¹²⁾	1586/1/18	3,000	14	Ⅳ	天正地震、M=7.8	
18	大分県 津江岩層なだれ ¹²⁾	1596/9/1	450	27	Ⅳ	慶長豊後地震	
19	滋賀県 町居の崩壊 ¹²⁾	1662/6/16	2,400	32	Ⅳ	寛文近江若狭地震、M=7.25~7.6	
20	栃木県 葛老山の崩壊 ¹²⁾	1683/10/20	380	40	Ⅳ	天和日光地震M=7.0	
21	静岡県 大谷崩れ ¹²⁾	1707/10/28	12,000	30	Ⅳ	宝永地震M=8.6	
22	静岡県 白鳥山 ¹²⁾	1707/10/28	500	25	Ⅳ	宝永地震M=8.6	
23	高知県 加奈木崩れ ¹²⁾	1707/10/28	850	31	Ⅱ-4	宝永地震M=8.6	
24	高知県 仁淀川中流鎌井 ¹²⁾	1707/10/28	440	35	Ⅳ	宝永地震M=8.6	
25	長崎県 眉山の山体崩壊 ¹²⁾	1792/5/21	33,000	27~33	Ⅳ	寛政島原朔日地震M=6.4	
26	長野県 藤沢 ¹²⁾	1847/5/8	300	35	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4	
27	長野県 太田 ¹²⁾	1847/5/8	260	40	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4	
28	長野県 倉並 ¹²⁾	1847/5/8	270	30	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4	
29	長野県 岩倉山(涌池) ¹²⁾	1847/5/8	8,400	15~20	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4	
30	長野県 藤倉 ¹²⁾	1847/5/8	200	15	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4	
31	長野県 柳久保 ¹²⁾	1847/5/8	150	25	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4	
32	虚空蔵山地すべり ¹²⁾	1847/5/8	1,670	20	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.45	
33	山梨県 七面山の崩壊 ¹²⁾	1854/12/23	6,600	40	Ⅳ	安政東海地震M=8.4	
34	静岡県 白鳥山の崩壊 ¹²⁾	1854/12/23	60	35	Ⅳ	安政東海地震M=8.4	
35	富山県 鷹崩れ ¹²⁾	1858/4/9	13,000	30	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0~7.1	
36	岐阜県 丸山ながとら ¹²⁾	1858/4/9	360	40	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0~7.1	
37	岐阜県 元荒町 ¹²⁾	1858/4/9	220	35	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0~7.1	
38	岐阜県 保木林 ¹²⁾	1858/4/9	94	35	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0~7.1	
39	秋田県 水上 ¹²⁾	1914/3/15	1.5	18	Ⅳ	秋田仙北地震M=7.1	
40	神奈川県 根府川駅西斜面 ¹²⁾	1923/9/1	250~500	13	Ⅳ	大正関東地震M=7.9	
41	神奈川県 鳥谷・馬石 ¹²⁾	1923/9/1	50	35	Ⅳ	大正関東地震M=7.9	
42	静岡県 山中新田 ¹²⁾	1930/11/26	20	37	Ⅳ	北伊豆地震M=7.3	
43	静岡県 大野旭山 ¹²⁾	1930/11/26	15	42	Ⅳ	北伊豆地震M=7.3	
44	静岡県 奥野山 ¹²⁾	1930/11/26	40	20	Ⅳ	北伊豆地震M=7.3	
45	長野県 滝越 ¹²⁾	1984/9/14	29	35	Ⅲ	長野県西部地震M=6.8	
46	北海道 洋々荘裏 ¹²⁾	1993/7/12	15	28	Ⅲ	北海道南西沖地震M=7.8	
47	宮城県 荒砥沢(参考事例) ⁴⁾	2008/6/8	6,700	12	Ⅰ	M=7.2。震央からの距離14km すべり面傾斜角=5°	

3.3.2 地震時の深層崩壊過程

表 3-4 に示す地震による深層崩壊の中の代表的事例の発生過程の概要を以下に記す。

1) 御嶽地震崩壊⁸⁾

地震に伴い大規模な岩屑なだれが発生した具体的な状況が詳細に把握されている事例である。1984年9月14日に長野県王滝村を震源とした $M_w=6.4$ の地震の直後に、崩壊土量 3400 万 m^3 の規模で発生した山腹崩壊は、さらに岩屑流となって延長 13km にわたって伝上川沿いを高速で流下した。この流下速度は平均 75km/h、最大 130km/h に達したとされ、乾燥した岩屑なだれ（粉体流）が形成されていたと考えられている。崩壊前の尾根状地形の部分は、地すべり地形や岩盤クリープ地形は認められない。移動地塊はデイサイト溶岩に由来する崖錐性堆積物と、これを覆う軽石層、スコリア丘堆積物と最上位の溶結した降下火山灰層などの火山噴出物によって構成されている。この深層崩壊の発生域における平均傾斜角は 26° とされている。

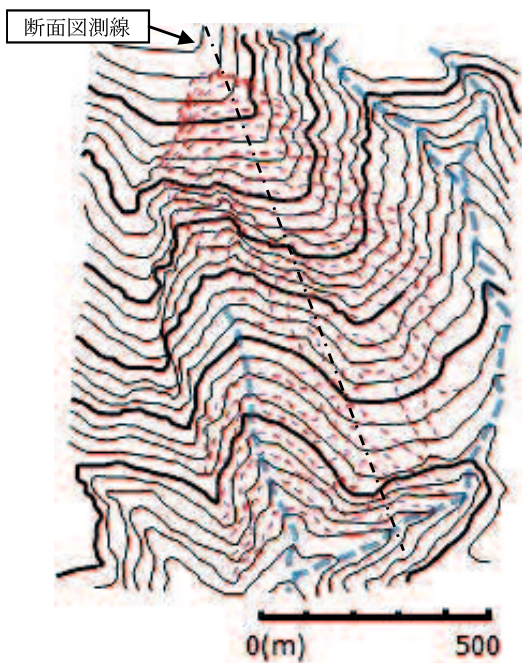


図 3-5 御嶽崩壊発生域平面図
赤破線は崩壊後地形

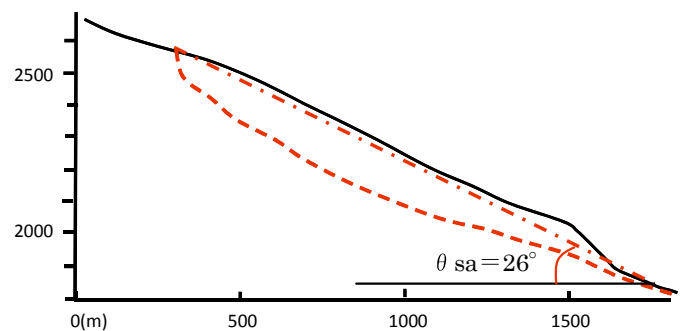


図 3-6 御嶽崩壊発生域 断面図
赤破線は崩壊後地形

2) 集集地震による深層崩壊

集集地震（台湾では 921 地震とされている）では多数の深層崩壊が発生し、写真 3-4 に示す九份二山深層崩壊や草嶺深層崩壊のような数千万 m^3 を越える巨大崩壊とも呼ぶべき深層崩壊を含む多数の深層・表層崩壊が発生し、この経緯について様々な報告が行われている⁹⁾。1999 年 9 月 21 日に発生した集集地震は、 $M_w=7.6$ と阪神淡路地震の約 10 倍の規模を有するもので、車龍浦断層に沿って延長 100km、最大水平変位 11.1m、垂直変位 7.5m の地表地震断層を形成した。この地表地震断層に沿った地震の被害は、東傾斜を有する衝上断層の上盤側（東側）に集中している傾向が認められるとされている。九份二山の深層崩壊は、集集地震の震央の東北約 10km 付近に位置し、地表地震断層の露頭からは 20km ほど東側に位置している。草嶺の深層崩壊は震央からは約 30km に位置するが、地表地震断層南端部の東側のごく近接した位置で発生している。

深層崩壊発生域の規模は、九份二山の深層崩壊は幅、奥行き 1000m 以上、平均層厚 30～40m、移動地塊体積 5000～8000 万 m^3 程度と見積もられ、草嶺の深層崩壊は幅、奥行き 1000m あまりで、面積 1.6 km^2 最大層厚 180m、移動地塊体積は 1 億～1.25 億 m^3 と考えられている。

九份二山の深層崩壊では、1.5～2km、草嶺の深層崩壊では 3.5km という長距離を移動しているが、移動速度の詳細は明らかでない。しかし九份二山の深層崩壊では、斜面中腹部の家屋の一つはほぼ原形を保ったままで 1.5km 移動したと伝えられており、少なくとも攪乱した岩塊からなる全面的な岩屑なだれは生じていなかったようである。

一方、草嶺の深層崩壊では、同様に山腹に居住していた 36 名の方が 3.5km 移動し、このうち 7 名の方が生き残ったとされる。深夜の 1 時 47 分に発生した地震であったこともあるが、避難がやや困難な移動速度であったと考えられる。なお九份二山の深層崩壊では露頭に現れたすべり面に、脈状に注入したシュードタキライトが形成されていることが報告され、この形成の可能な程度の高速な移動速度は有していたと考えられる¹³⁾。このようなシュードタキライトは、1m/s 程度以上、弱化距離 10m の高速摩擦実験により熔融し摩擦係数 0.1 に低下するという実験結果も報告されている¹⁴⁾。



写真 3-4 九份二山の深層崩壊 中腹部に残る家屋の状況

深層崩壊発生域傾斜角はいずれも流れ盤斜面を形成していたことから、写真 3-5 に示す九份二山の深層崩壊では $\theta_{sa}=18^\circ$ 程度 ($\theta_{sr}=16^\circ$ 程度)、草嶺の深層崩壊では $\theta_{sa}=22^\circ$ 程度 ($\theta_{sr}=14^\circ$ 程度) と他の深層崩壊事例に比較し際立って緩勾配である。また、いずれも岩盤クリープ地形、あるいは地すべり地形が形成されていた点が指摘されている³⁸⁾。

3) 中越地震による深層崩壊

2004 年 10 月 23 日に $M_w=6.6$ の規模で発生した中越地震による地すべりでは、大規模

な天然ダムの形成された寺野，東竹沢や、750m の移動を見せた写真 3-6 に示す塩谷神沢川は、地すべりの移動時期や速度に関する詳細な情報は得られていないが，崩壊土砂堆積箇所周辺一帯の状況からは，目視で把握できる程度の移動速度を有していたのではないかと考えられる¹¹⁾。一方，表 3-4 の No.4～10 に示される中越地震地すべりの①～⑦の事例は，急速な土砂移動が発生したと考えられる事例がまとめられたものである¹⁰⁾。ここでは地すべりの規模に関わらず，見通し角（本稿での深層崩壊発生域傾斜角）の 30° を閾値とし，これより急角度な地すべり傾斜角の斜面では急速な崩壊が発生したとしている。



写真 3-5 九份二山の深層崩壊 侵食されたすべり面跡の露頭

4) 歴史地震地すべり¹²⁾

表 3-4 の一覧表の No.14 以降は、日本地すべり学会発行の「地震地すべり」の付属資料 1 にまとめられている歴史地震による大規模土砂移動カルテ表から、地震動の直後に発生した可能性が高いと考えられる深層崩壊を抜粋したものである。発生前の地形や深層崩壊の時期と地震の詳細な実態は把握されていないものが多いが，帰雲山崩れや眉山の山体崩壊のように地震による深層崩壊が岩層なだれとなって直接的な被害を及ぼしたものだけでなく，

地震による深層崩壊によって形成された天然ダムの決壊によって大きな被害がもたらされたものも多数含まれている。しかし大規模な天然ダムの形成自体が深層崩壊に伴うものと考えここに記載している。

なお、荒砥沢地すべりは 20 分ほどをかけて 300～350m の長距離を移動したとされ、平均移動速度は 0.25m/s 程度と本研究の深層崩壊の閾値以下であるが、参考事例として記載している。



写真 3-6 塩谷神沢川地すべり上部

大規模な頭部陥没帯内の移動地塊と主ブロックの境界には逆勾配のすべりが発生

3.4 直前の豪雨を直接的な誘因とする豪雨時の深層崩壊

国内で発生した豪雨による深層崩壊は、明治以降の事例に限っても、広域にわたるものでは1889年（明治22年）の十津川災害、1953年（昭和28年）の有田川災害など各地でたびたび発生している。このような豪雨による深層崩壊の実態は最近の事例では、繁藤地すべり以降、発生の経緯が各種文献などに比較的詳細に報告されている。また、地形・気象条件の似通った台湾など海外の豪雨による深層崩壊が報告されている。これらの最近の豪雨による深層崩壊事例である国内の1972年以降の21例、及び海外の2例（台湾、フィリピン）について収集整理した結果を表3-5に示す。

表3-5 豪雨時の深層崩壊一覧表

No.	名称	発生時期	移動地塊量× 10 ⁴ (m ³)	発生域傾斜角(°)	地すべり・岩盤クレープ地形	備考・誘因の概要		
1	高知県 繁藤地すべり ¹⁵⁾	1972/7/5 10:55 大崩壊	8.5	35	II-2	7/4 9時～7/5 9時までの降水量742mm/24h、最大時間雨量95.5mm/h(7/5 5～6時)の4時間後に崩壊発生		
2	鹿児島県 針原川土石流 ¹⁶⁾	1997/7/10 1:00頃 土石流発生	16.5	25	III	出水地区降水量 47mm/h、329mm/24h、518mm/3d。2回目の豪雨のピーク(17時の55mm/h)の8時間後に崩壊発生		
3	徳島県讚岐白鳥引田間 ¹⁷⁾	1974/7/7 1:10頃	3	32～33	IV	355mm/24h、最大時間雨量70mm(7月6日21時)		
4	2011年12 号台風 ¹⁸⁾ 奈良県、 和歌山県	宇井清水	9/4 7:07頃	126	36	II-4	*天川地区アメダスでは降り始めの9月1日0時から9月4日7時までの累積雨量1011mm、最大時間雨量35.5mm(9月2日19時)を記録。宇井清水地区対岸の奈良県宇井雨量観測局では9月4日3時までの累積雨量862mm、最大時間雨量37mm(9月4日0時)で観測中断。 *宇井清水地区では崩壊跡の滑落崖の2/3ほどの高さに湧水地点が斜面横断方向線状に延びている。 *赤谷東地区は明治22年の崩壊発生箇所(樋の瀬山)上部斜面。稜線に沿った明瞭な二重山稜地形の一部が残されている *北俣地区でも崩壊地背後の稜線沿いに明瞭な二重山稜地形が残されている。	
5		赤谷東	9/4	210	33	II-4		
6		赤谷	2016/9/4 16:22	1,043	34	II-4		
7		長殿	2016/9/4 10:45	894	34	II-4		
8		坪ノ内A	9/3 20:00頃	29	32	II-2		
9		坪ノ内B	9/4 8:00頃	35	31	II-2		
10		坪ノ内C	9/4日13:00頃	114	30	II-3		
11		北股	2016/9/4 10:10	70	32	II-4		
12		宇具原	9/4 2:13分頃	184	34	II-4		
13		西谷橋	2016/9/4 17:25	不明	31	II-2		
14		熊野	9/4	608	27	II-4		
15		野尻	9/3 18:30頃	175	28	II-4		
16		栗平	9/4	1,494	31	II-4		
17		松尾新橋	9/6	128	30	II-4		
18		2005年宮 崎県耳川 豪雨災害 ¹⁹⁾	畑	9/6 7:30頃	25	27.5		II-2
19			畑北	9/6	113	35		II-4
20	野々尾		9/6 9:30頃	330	33	II-4		
21	島戸		9/6	36	34	II-5		
22	台湾 少林村 ²⁰⁾	2009/8/9/6:16	2,500～	25	I or II-2	高雄県民生地点の降水量は最大時間雨量94.5mm、最大3時間雨量216.5mm、最大24時間雨量1020mmに達し崩壊発生時の累積雨量は1417mmとされる		
23	フィリピン・レイテ島 地すべり ^{21),22)}	2006/2/17 10:36	2,100	不明 19以上	II-4	2月8日～17日の累積雨量677mm、最大日雨量227mm(2月11日)であるが、直前4日間は日雨量は30mm以下。2005年5月には崩壊地内にクラックが形成されていた。		

発生形態の特徴として斜面変動が豪雨時に限られ、平常時に地すべり性の変動はほとんど生じていない点が挙げられる。このため深層崩壊リスクの存在自体が認識されず、深層崩壊発生に至る変動状況の経緯が詳細に把握されることはまれであるが、発生に至るまでの降雨状況と深層崩壊発生時刻は、最近の事例ではある程度詳細に把握されている。

ここではまず深層崩壊発生時の変動状況が伸縮計により把握された稀有な事例を記載し、次いで発生直前の降雨状況と深層崩壊発生時刻の関係を整理している。

1) 動態観測事例

(1) 高徳線讃岐白鳥引田間斜面崩壊¹⁷⁾

ここに示される事例では、伸縮計による監視が行われ、豪雨による深層崩壊の崩壊発生直前の移動状況が把握されていた稀有な事例である。

・ 発生経緯

1974年7月7日午前1時10分頃、旧国鉄高徳線の讃岐白鳥～引田間（43k900m付近）において、**図3-7**に示される7月6日11時から24時までの累積雨量**355mm**の豪雨を契機に約**3万 m³**の深層崩壊が発生した。この崩壊に先立ち1970年8月に日雨量**122mm**を契機に張コンクリート**30m²**の崩壊が発生し、さらに1971年9月には山頂付近に延長**33.5m**の地割れが発見され、1972年9月の台風20号に伴う日雨量**198mm**によって山頂付近の地割れは幅**50cm**、深さ**80cm**、延長**60m**に拡大する変状が発生という経緯を経ている。このため伸縮計2箇所、落石警報機3器などを設置し警戒態勢をとっていた。

・ 深層崩壊の発生状況

崩壊発生直前の移動状況が記録された旧型のドラム式伸縮計記録紙を転記したものを**図3-8**に示している。平常時には伸縮計に変動は生じていなかったが、累積雨量が**300mm**を越えた1974年7月6日の23時頃から突然変動を開始し、約2時間後の7日1時頃に約**40mm**の変位を記録したのちに切断され、1時10分頃の崩壊に至っている。**図3-7**の転記された伸縮計記録紙に示されるように、伸縮計の変動開始から崩壊発生までの時間は約2時間程度とごく短いもので、後述する日単位の比較的長期間の2次クリープ、さらに3次

クリープを経て崩壊に至る現象とは異なり、平常時にはほとんど変動が認められないが、豪雨に伴い短時間の間に急速に移動速度が急増し、崩壊に至る豪雨時の深層崩壊の特徴を示していると考えられる。

2) 誘因となる直前の降雨の状況と深層崩壊発生時期

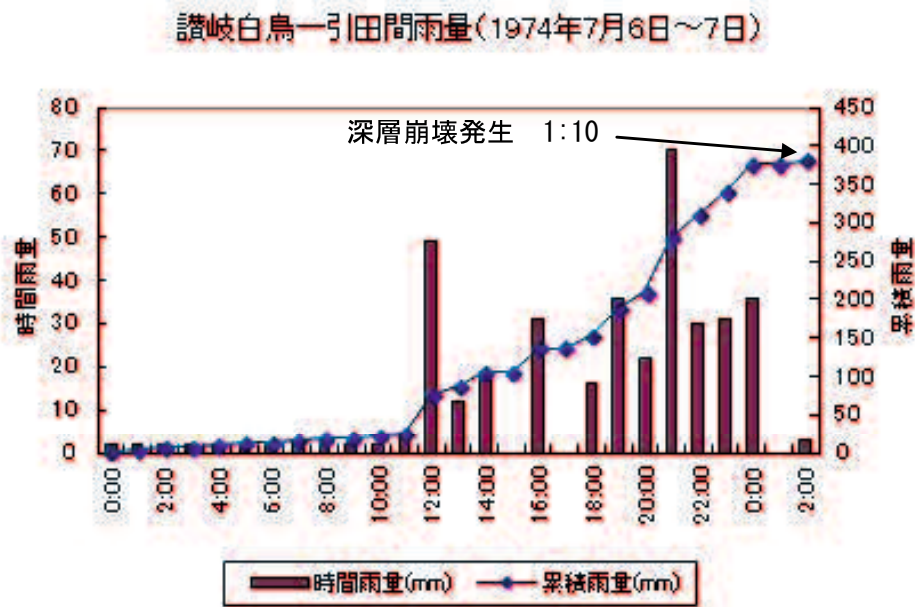


図 3-7 讃岐白鳥間 降水量記録¹⁷⁾より

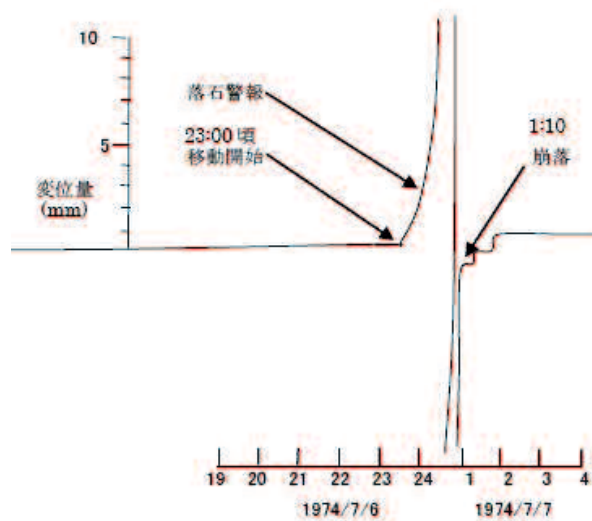


図 3-8 高徳線崩壊時の伸縮計記録紙¹⁷⁾を転記加筆

深層崩壊の発生に至るまでの降雨状況に関し、0次谷などで発生する表層崩壊が豪雨のピークから2~3時間までに集中している場合が多いとされるのに対し、深層崩壊は長時間に及ぶ豪雨が降り止んでから、或いは豪雨のピークと崩壊発生時刻との間の時間差がまちまちである点が指摘される。以下に代表的な事例の降雨と崩壊時期の関係をとりまとめる。

(2) 繁藤地区

繁藤地区¹⁵⁾では図3-9に示すように、1972年7月4日9時~7月5日9時にかけての累積雨量742mm、午前5時~7時にかけての90mm/h以上の豪雨のピークを記録し、さらに7時以降も4時間にわたり百数十mmの累積雨量が記録され、ようやく収まった10時55分頃に大崩壊が発生している。

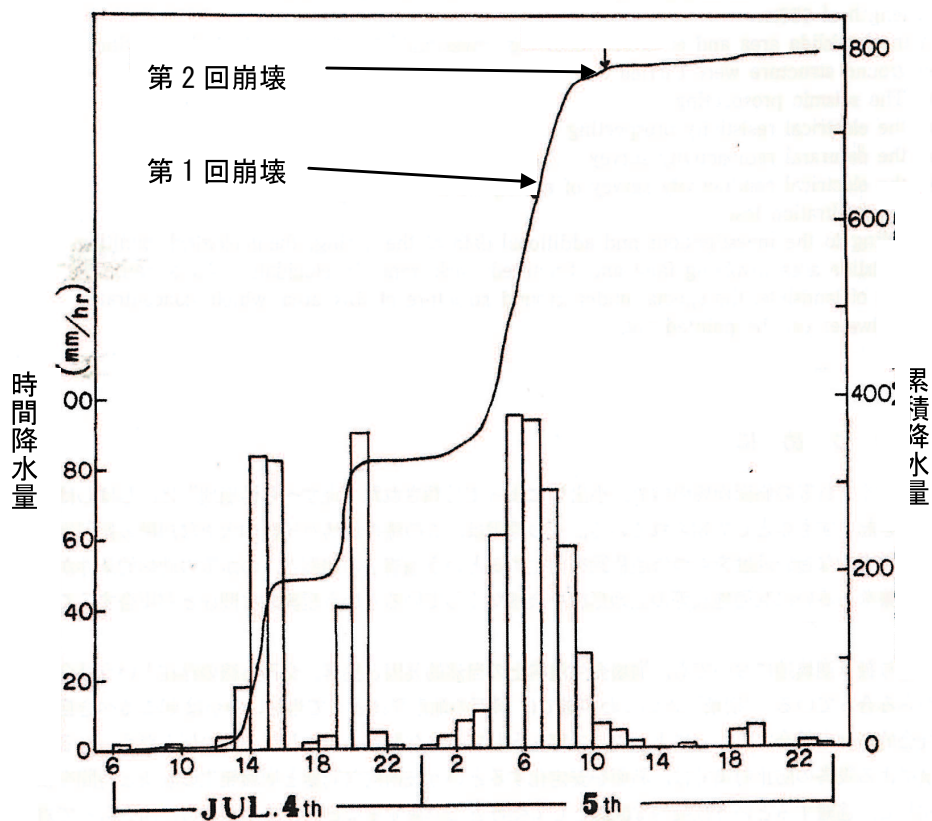


図3-9 繁藤地区降水量記録¹⁵⁾より加筆修正

(3) 針原川地区

針原川地区¹⁶⁾では図 3-10 に示すように、出水地区における最大 24 時間 329 mm、深層崩壊までの雨量 401mm の豪雨の 2 回目のピーク (16 時~17 時の間 55mm/h) から 8 時間後、降雨が小康状態に達した 4 時間後の 1997 年 7 月 7 日午前 1 時ころに崩壊が発生したとされている。

(4) 高德線讃岐白鳥引田間¹⁷⁾

前述のように高德線讃岐白鳥引田間の崩壊は、比較的小規模なこともあり図 3-7 に示すように、70mm/h の豪雨のピークである前日 21 時から約 4 時間、降り止んだ 1 時間程度後に崩壊が発生している。

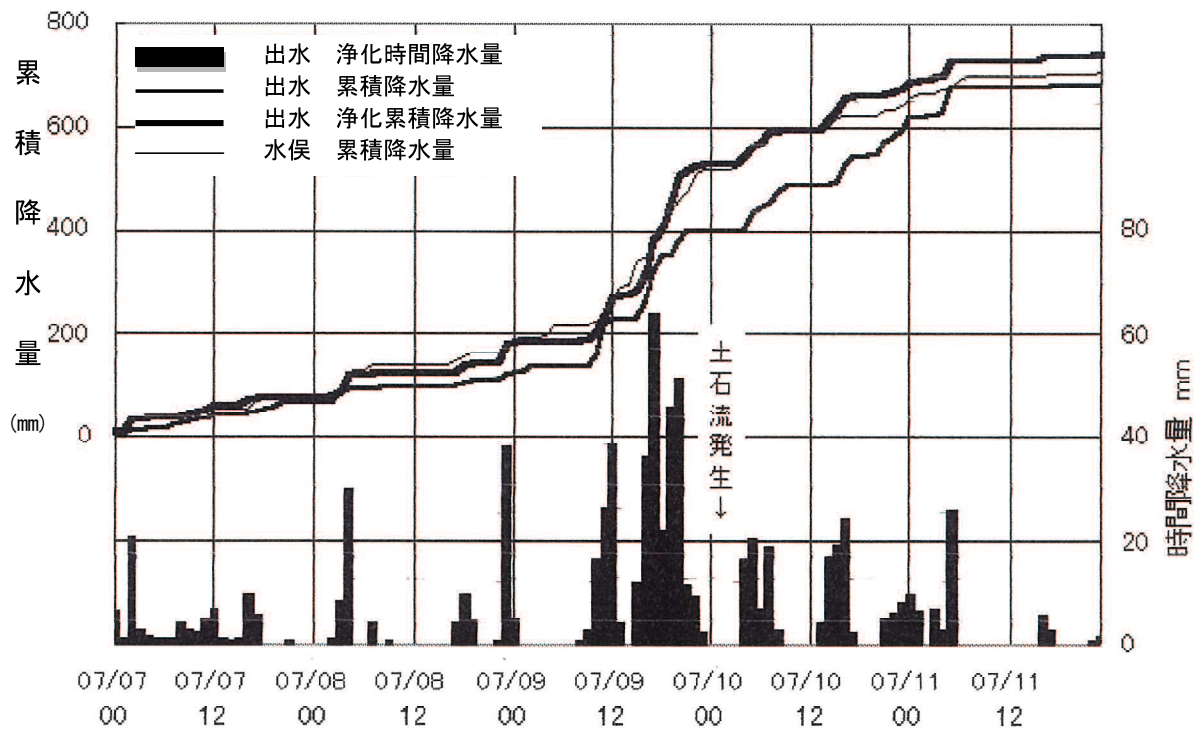


図 3-10 針原川地区 降水量記録 ¹⁶⁾より加筆修正

(5) 2011年12号台風による十津川流域深層崩壊

2011年12号台風による深層崩壊では、やや遠方にある気象庁天川地区アメダスでは、
 図3-11に示すように降り始めの9月1日0時から9月4日7時までの累積雨量1011mm、
 最大時間雨量35.5mm(9月2日19時)を記録している。一方深層崩壊地に隣接した宇井
 清水地区対岸の奈良県宇井雨量観測局では、9月4日3時までの累積雨量862mm、最大時
 間雨量37mm(9月4日0時)を記録した後に、対岸の深層崩壊の影響で観測が中断して
 いる。一方この周辺で発生した深層崩壊は、豪雨の収まりかけた9月4日2時13分ころの
 宇具原から9月4日17時25分ころの西谷橋まで15時間をかけて断続的に10か所発生し
 ている¹⁸⁾。

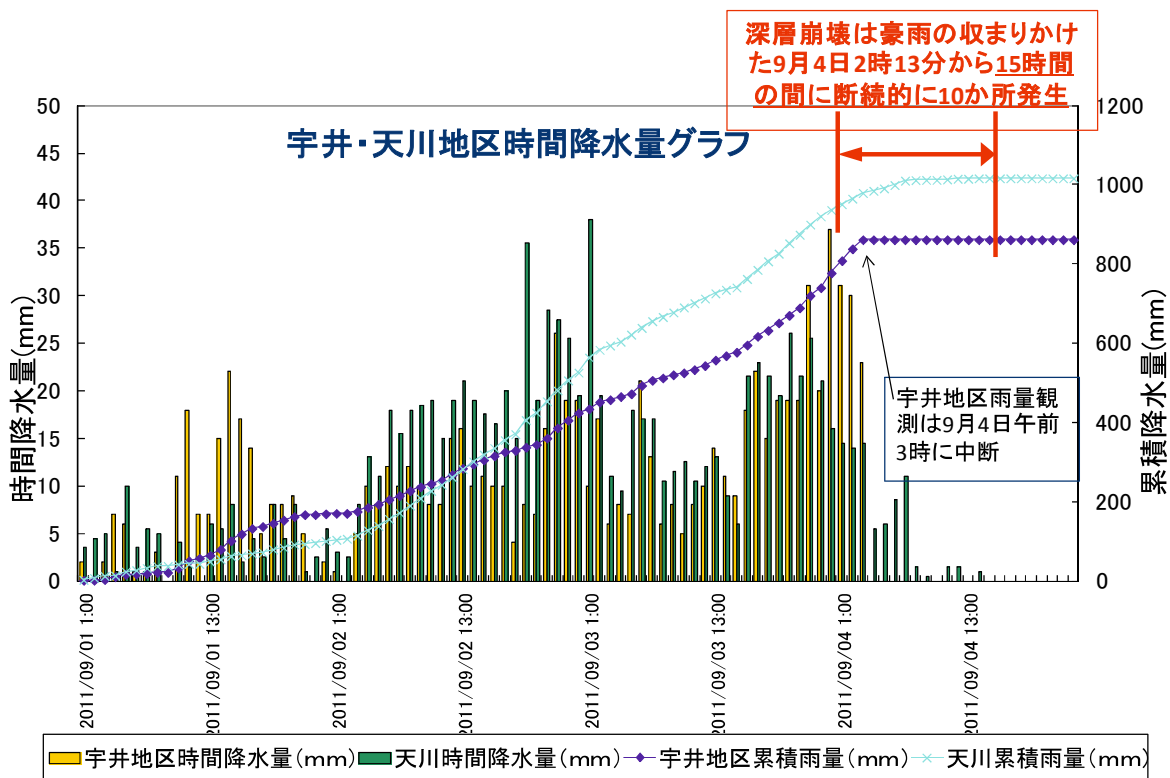


図3-11 2011年12号台風の十津川流域の降水量と深層崩壊発生時期

(6) 耳川流域深層崩壊

宮崎県の耳川流域の野々尾の崩壊事例¹⁹⁾では、耳川中流域に設けられている諸塚アメダスでは図3-12に示すように、9月5日の13:00頃までで20mm/h程度以上の豪雨のピークは終了しているが、9月5日22:25に塚原ダム下流の水位が62m上昇していることが確認され、深層崩壊に起因する河道閉塞は豪雨のピークから8時間程度、降雨が小康状態に達して5時間程度の遅れが生じていると考えられる。

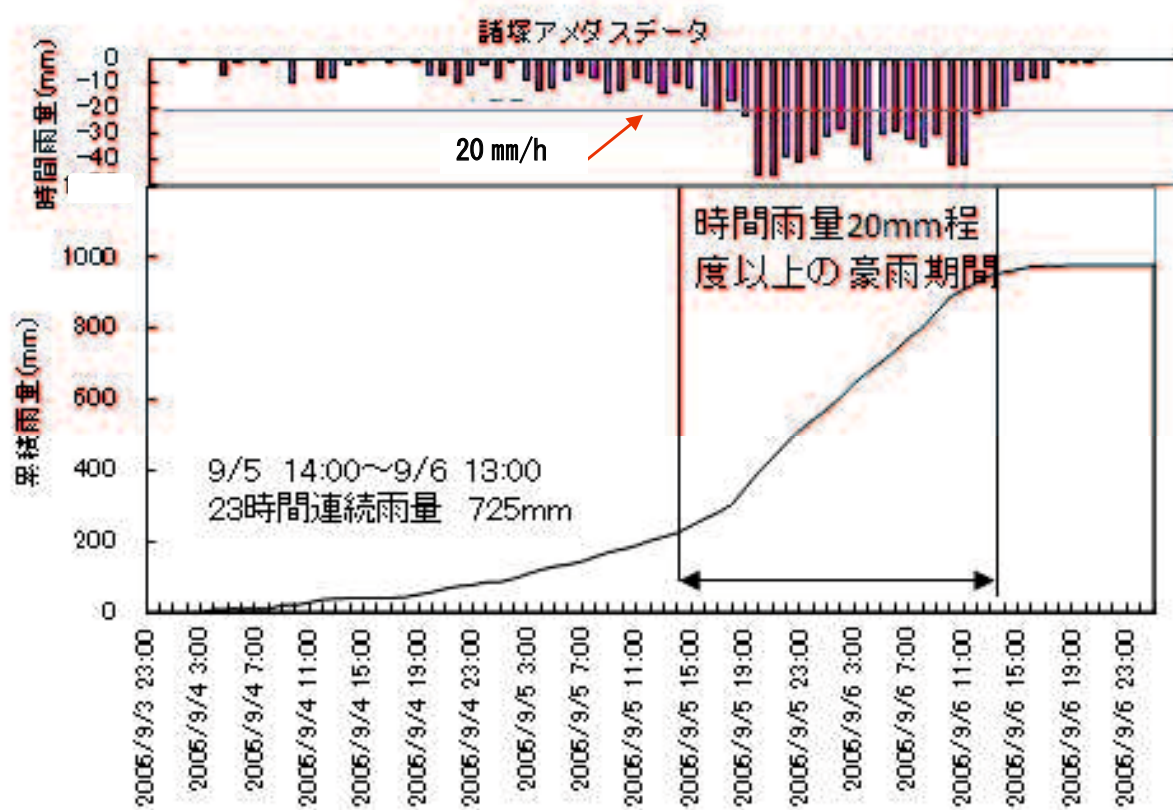


図3-12 耳川地区（諸塚）降水量記録¹⁹⁾より加筆修正

(7) 台湾小林村深層崩壊

台湾の小林村における深層崩壊では、誘因となったモラコッタ台風による降雨は、台湾における過去の連続雨量の記録を大幅に上回るもので、場所によっては累積雨量が3000mm前後に達するものであった。小林村近傍の高雄県民生地点の降水量は、図3-13に示すように、最大時間雨量94.5mm、最大3時間雨量216.5mm、最大24時間雨量1020mmに達するもので、小林村の崩壊の発生した6時16分は豪雨のピークからは8時間後ではあるが、20~50mm/h 豪雨が降り続き、累積雨量が1417mmに達した時点であり²⁰⁾、2011年12号台風の紀伊半島深層崩壊の2倍近い豪雨となっている。

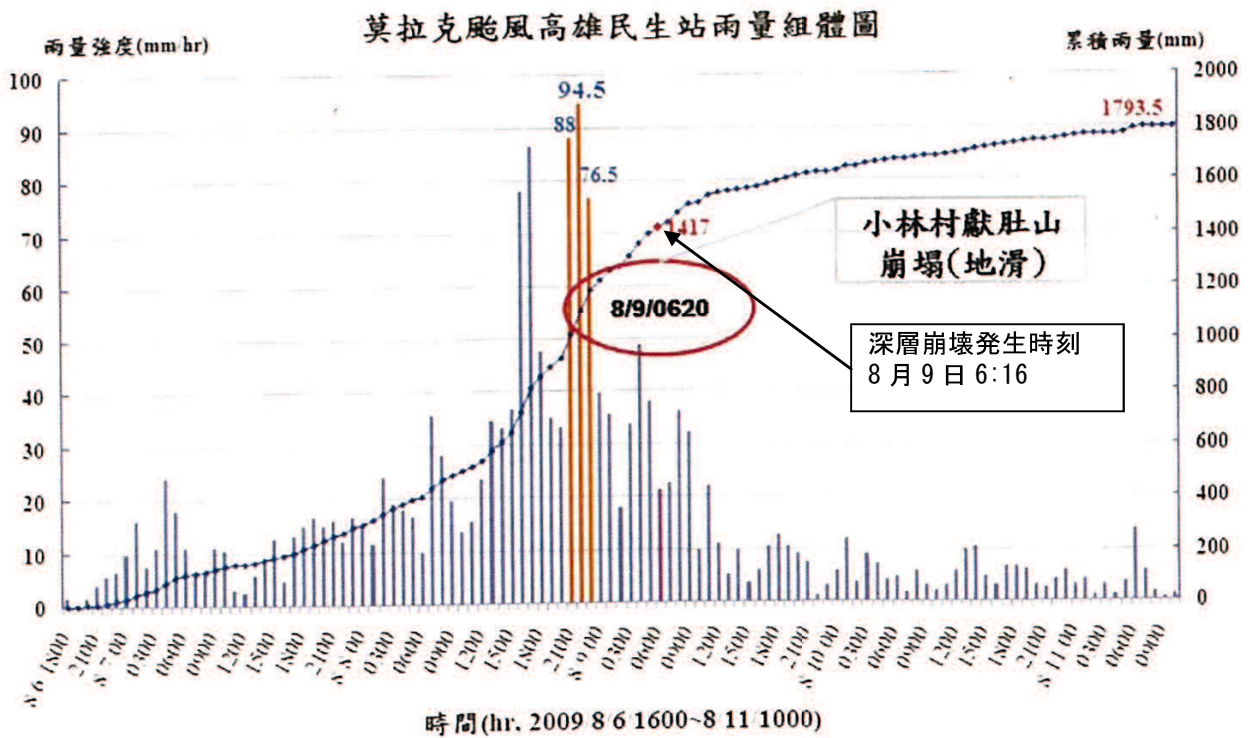


図3-13 小林村降水量記録²⁰⁾より加筆修正

(8) フィリピン・レイテ島深層崩壊

フィリピン・レイテ島地すべりは、地すべり発生の誘因には 2006 年 2 月 8 日～17 日間の累積雨量 677mm、2 月 11 日の最大日雨量 227mm の雨量が挙げられているが²¹⁾、2 月 13 日～16 日の直前 4 日間の日雨量は 30mm 以下と際立った豪雨は生じていない。一方、これに先立ち、2005 年 5 月にはこの崩壊地においてクラックが形成され、2005 年 12 月には今回の崩壊地の北端部で小崩壊が発生し、隣接する斜面でココナツ林の幹の傾きが徐々に増大していたという報告もあり、重力性の変形に伴う 3 次クリープの変状が進行していた可能性も指摘されており²²⁾、後述する直接的な誘因の不明確なそれ以外の深層崩壊に分類されるべき可能性がある。

2) 降雨と深層崩壊発生時期の関係

豪雨が小康状態に達し、あるいは降り止んでから深層崩壊の発生に至るまでの時間には大きなばらつきがある。台湾の小林村のように多量の累積雨量が記録されている場合には、豪雨の降り続けている最中に深層崩壊が発生している事例も見られる。しかし、図 3-14、図 3-15 に示されるように降雨が降り止んでから深層崩壊に至るまでの時間は、累積雨量、深層崩壊の規模が大きくなるほど遅くなるものが含まれてくる傾向がみられる。

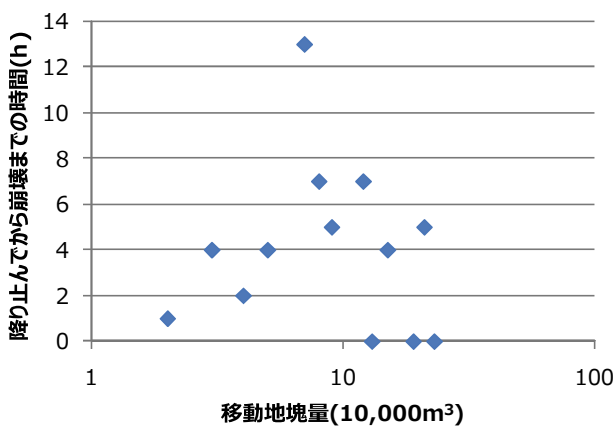


図 3-14 降り止んでから崩壊までの時間と移動地塊の規模

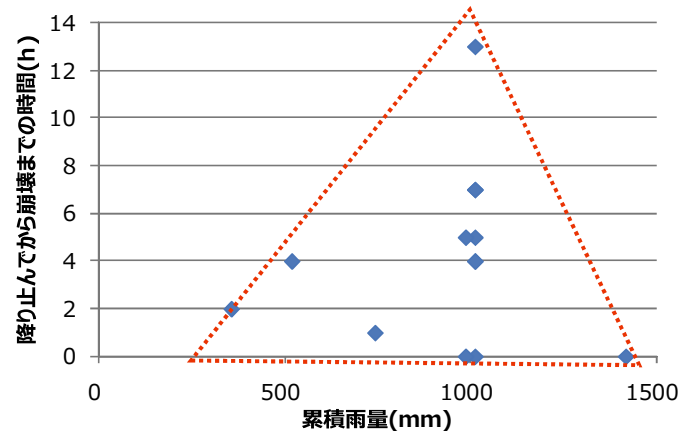


図 3-15 降り止んでから崩壊までの時間と累積雨量

3.5 それ以外の深層崩壊発生過程

深層崩壊には際立った豪雨や地震動などの直接的な誘因となる現象が不明確な状況で深層崩壊が発生することがある。このような現象が比較的正確に把握されているのは、地すべりの動態観測が容易になったごく最近の事例に限られるが、既往文献などでこの現象に該当すると考えられる国内の1970年以降の13例、海外の2例（カナダ、台湾）の事例を表3-6にまとめる。

表 3-6 誘因の不明なそれ以外の深層崩壊一覧表

No.	名称	発生時期	移動地塊量 × 10 ⁴ (m ³)	発生域傾斜角(°)	地すべり・岩盤クリープ地形	備考 発生直前の状況
1	カナダ フランクスライド	1903/4/29	3,000	40~55	II-4	崩壊の2年前から、崩壊斜面の下部で石炭の採掘が開始されていた。直前には冠頭部には亀裂が形成され、小崩壊も発生していた。先住民は山が歩いていると伝えていた。
2	奈良県大塔村地すべり ²³⁾	2004/8/10	20	40	II-3	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測された。崩壊直前の8月7日~9日の日降水量11~12mm/日
3	岐阜県東横山地すべり ²⁴⁾	2006/5/13	25	40~45	II-2	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測された。崩壊直前3日間降水量55mm、崩壊前日は無降雨
4	新潟県 高場山トンネル ²⁵⁾	1970/1/22	18	35.5	II-2	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測された。崩壊直前の数日間には最大数十cmの降雪が続く
5	山口県奈古-長門大井間 ²⁶⁾	1980/8/31~ 10/24	4+1.5+2.5	40~45	II-4	伸縮計の観測結果は崩壊後に検証された。8月31日第1回崩壊の直前の雨量:260mm/14時間、第2回9月27日:無降雨、第3回10月24日:19mm/日
6	高知県 柳谷R32 ²⁷⁾	1979/7/20、 7/27	-	45~50	II-4	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測された。直前の雨量は第1回:7月17日64mm/日、第2回:1mm/3日
7	高知県安田町と床 ²⁸⁾	1995/6/18	1.5	47	II-4	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測された。直前4日間無降雨
8	岡山県 下倉地区 ²⁹⁾	2001/3/12	80	46	II-2	稼働中の採石場。崩壊発生直前3日間降雨量1mm。動態観測は実施されていない。崩壊の2か月前には山頂付近に大きな亀裂が形成され直前にも小崩壊が発生した
9	高知県土佐くろしお鉄道 ³⁰⁾	2003/12/8	0.5	50	II-4	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測されていた。12月5日~6日の降雨量23mm
10	鳥取県市瀬地すべり ³¹⁾	2004/9/29	33	30	II-2	崩壊直前204mm/24hの降雨を契機に3次クリープとなる
11	台湾 国道3号 ³²⁾	2010/4/25	16.5	20	III	地すべり抑止対策アンカー工の最下段を除く全面的な破壊と同時に急速な移動が生じ、車3台が巻き込まれた。無降雨とされる
12	青森県 白神山地向白神岳 ³³⁾	2004/4/15~ 4/19	25	39	II-2	明瞭なサギング地形(岩盤クリープ地形)を形成していた。直前の融雪及び4/16~4/17の26mmの降水を誘因に挙げている
13	徳島県S地区	1990/8/19	2.6	40	II-3	1990年5月初旬、側方部の吹付け法面小崩壊時に冠頭部亀裂発見。小崩壊の10日前に日雨量80mmを記録。変位速度1~2mm/日を継続したの落ちに、8月10日頃から明らかな3次クリープに至り、8月19日全面的な崩壊発生。
14	奈良県R地区	2014/5/25	0.8	45	II-3	2014年5月17日、吹付け法面の変状発見。翌18日の緊急踏査で冠頭部亀裂発見。5月20日より動態観測開始。5月25日深夜3次クリープを経て崩壊発生。
15	長野県 地附山地すべり ³⁴⁾ (参考事例)	1985/7/26	500	24	I	地盤伸縮計の3次クリープから崩壊時刻が予測されていた。移動速度は最大10~27cm/s

一覧表の中の No.2～No.7, 及び No.9～No.10, No.13～No.14 の箇所は, 崩壊に先立ち構造物や冠頭部の亀裂変状などから崩壊の危険性が把握され, 伸縮計などによる動態観測によって崩壊の発生時刻が 3 次クリープに至った段階で比較的正確に予測され, 人的な被害が回避された事例として参考文献中に詳細に紹介されている. これらは無降雨時期にも日単位の微量のクリープ性の変動が持続し, さらに一定量以上の降雨に地すべり変位速度が敏感に反応して急増・急減を繰り返すことはあったものの, 地震や際立った豪雨などの直前の直接的な誘因が不明確な状況で, 3 次クリープを経て深層崩壊に至っている.

これらの事例の発生経緯の詳細は第 5 章において詳述する. なお, 3 次クリープを経て急速な地すべり変動を見せた地附山地すべりは, 主滑動塊 (MB) の地すべり移動速度が 10 ～27cm/s の範囲とされ³⁴⁾, 本研究における深層崩壊の目安以下の速度であったが, 比較のために参考事例として記載している.

なお, 以下に記載するのは, これらとはやや異なる発生経緯を見せた例外的な事例で, ここでは岩盤クリープ地形は不明瞭である.

1) 深層崩壊発生過程

(1) 鳥取県市瀬地すべり³¹⁾

2004 年 9 月 29 日に鳥取県八頭郡智頭町市瀬地区において発生した深層崩壊である. 崩壊に至る 1 年前から, 降雨時には最大日変位量 266mm に達する断続的な変動が度々記録されていたが, 9 月 29 日の 24 時間雨量 204mm に達する中 16:00 頃から 3 次クリープ的な移動速度の急増現象が見られ, 20:36 分頃に崩壊したとされる.

最終的な崩壊に至るまでの約 4 時間半の移動速度の急増状況は, 3 次クリープの形態を示しているが, 直前の豪雨が明らかに崩壊の直接的な引き金となっており, 豪雨による深層崩壊と, 3 次クリープを経た崩壊の両者の特徴を併せ持った深層崩壊と考えられる. 深層崩壊発生域傾斜角は 30° 程度と考えられる.

(2) 台湾 国道3号地すべり³²⁾

2010年4月25日、写真3-7に示される台湾の国道3号 七堵地区の国道沿いの切土法面において地すべり性の深層崩壊が発生し、通行中の車両3台が巻き込まれ、4名の方が犠牲となっている。発生の直前に誘因となるような降雨や地震動は記録されておらず、無降雨時に突然発生した深層崩壊と伝えられている。

深層崩壊は幅約170m、奥行き170mにわたる正三角形形状の道路切土法面の大半が崩壊し、70~80m滑動したものである。延長170m、路側も含めると幅員15m程度の道路区間を、20~30m/sの速度で走行中の車両が巻き込まれたもので、深層崩壊は少なくともこの区間を走行中の6~9秒の間に15m以上移動したものである。深層崩壊の移動速度は、少なくとも2~3m/sをかなり上回るものであったと考えられる。被災後の露頭で確認されたすべり面は、流盤を形成する頁岩層の走向に沿うもので、すべり面傾斜角15~16°、深層崩壊発生域傾斜角は20°程度であり、表3-6の他の事例に比較し著しく緩勾配であるという特徴を有している。切土法面工は、被災に先立つ10年以上前の1997年頃には完成している。施工段階ですでに法面に変状が生じていたことからアンカー工が施されていたが、最下段

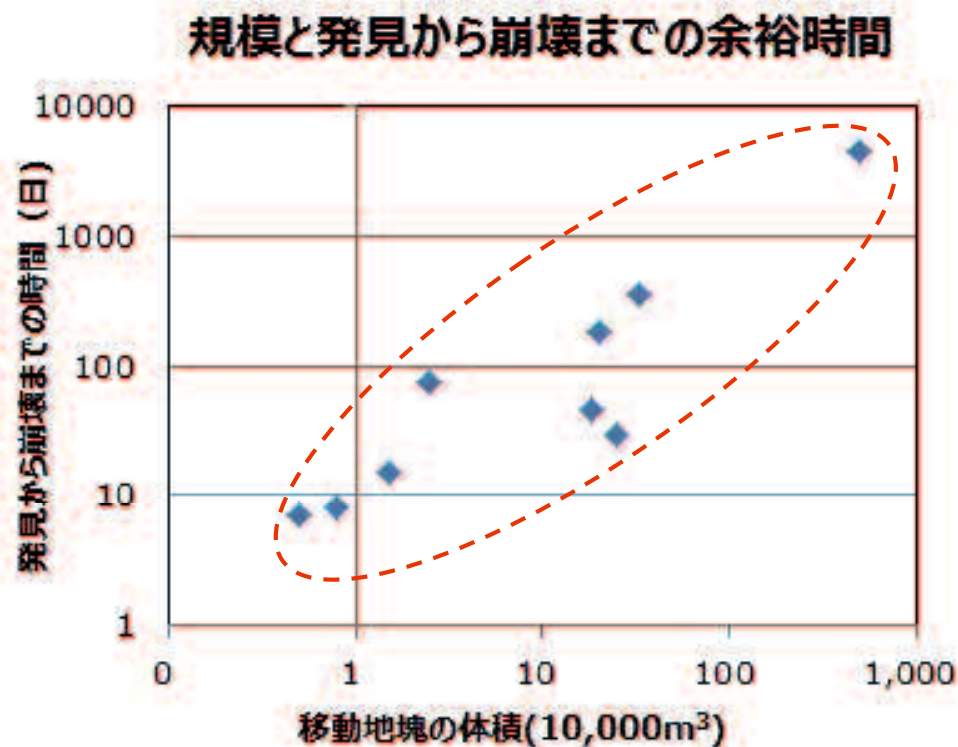


写真3-7 復旧後の国道3号、すべり面は種子吹付工で覆われている。

の 1 列と南西側の一部を除き，アンカー工を設けた法面が破壊されている．被災前の段階での断面形状では，稜線付近に比較的明瞭な二重山稜的な地形が認められるものもあり，過去に何らかの斜面変動の履歴があった可能性も考えられる．アンカー工の全面的な破壊が大幅な安全率の低下をもたらしたことにより，急速な移動を伴う深層崩壊が生じた可能性が考えられる．

2) 深層崩壊の発生時期

法面などの構造物の変状や冠頭部亀裂などの発見から深層崩壊に至るまでの期間は，数日から数カ月を要している．**図 3-16** に示されるように発見から崩壊までの時間と移動地塊の体積の間には両対数グラフ上での一定の相関関係が認められ，小規模なものほど早く深層崩壊に至る傾向が認められる．また末端部における切土工などの経緯が判明している事例では，切土等の工事から 10～40 年後に深層崩壊に至っている．



3.6 深層崩壊の誘因ごとの地形的素因の特徴

本章の検討事例は、既往深層崩壊の大半を網羅するには至っていないが、現象の発生形態やこの地形的素因の概略の傾向は把握できたと考えられる。

深層崩壊は、発生誘因の面からは「地震時の深層崩壊」、「豪雨時の深層崩壊」及び「それ以外の深層崩壊」の3種類に大別される。異なる発生誘因を併せ持つような現象もまれに見られるが、誘因ごとに発生様式や地形特性に異なった傾向が見られ、深層崩壊の規模、移動速度、及び深層崩壊発生域傾斜角の傾向について誘因ごとに整理したものを表3-7にまとめる。

表 3-7 深層崩壊発生形態一覧表

発生誘因		地震時の深層崩壊	豪雨時の深層崩壊	それ以外の深層崩壊
移動地塊量 × 10,000 (m ³)	～10	○	○	◎
	10～100	○	○	○
	100～1000	○	○	△
	1000～10,000	○	△	△
	10,000～	△	-	-
発生域傾斜角(°)	～25	○	△	△
	25～35	○	◎	△
	35～	○	△	◎
地すべり・岩盤クリープ地形	I：地すべり地形	○	△	△
	II：岩盤クリープ地形	○	◎	○
	III：不明瞭な岩盤クリープ地形	○	△	◎
	IV：地すべり・岩盤クリープ地形を呈さない	○	△	△
◎：高頻度に発生，○：一般的に発生，△：まれに発生，-：事例無し				

3.7 深層崩壊発生域の地すべり・岩盤クリープ地形

1) 地震時の深層崩壊

1999年に台湾において発生した集集地震の際に発生した九份二山や草嶺の深層崩壊箇所では、地すべり・岩盤クリープ地形が形成されていたことが報告されている³⁵⁾。近年発生した地震による深層崩壊の事例では、多数の河道閉塞が発生した岩手・宮城内陸地震(2008)は、発生域の1/3では地すべり地形をなしていた³⁶⁾と指摘されているが、これらのすべり面傾斜角は緩く、荒砥沢地区などの事例のように移動速度は1m/s未満であったと考えられ、本研究の深層崩壊には該当しない。また天然ダムが形成されたものの、比較的緩速度な移動であった可能性のある中越地震の際の寺野や東竹沢地区では、地すべり地形が形成されていたと報告されている。¹¹⁾ また、表3-4のNo.4~No.10に記載されている中越地震の際に池谷地区で発生した、深層発生域傾斜角30°を上回る①~⑦の事例の大半は岩盤クリープ地形を呈していたと報告されている¹⁰⁾。

しかし、代表的な地震に伴う深層崩壊である表3-4のNo.1 御嶽地震崩壊、No.45 長野県滝越、No.46 北海道 洋洋荘などは明らかに地すべり・岩盤クリープ地形を呈していないと考えられ、図3-17に示されるように地震による深層崩壊は必ずしも地すべり・岩盤クリープ地形の形成を地形的素因として必要としないと考えられる。

なお、歴史時代の地震による深層崩壊箇所は、発生域の地形を特定することが困難であり、地すべり・岩盤クリープ地形形成の有無は不明である。発生件数が最も多いと思われる地震による深層崩壊は、古文書などに基づく歴史時代の物については発生前の地形の評価が難しく、地すべり・岩盤クリープ地形の有無は不明である。

2) 豪雨時の深層崩壊

表3-5の一覧表に掲載されている事例の中では、2011年9月の12号台風の際に十津川流域などで発生した深層崩壊箇所は、発生前の詳細な地形情報がLiDAR DEMデータで確認可能であり、発生域において岩盤クリープ地形の形成が指摘されている¹⁸⁾。2005年の宮崎県

耳川流域で発生した深層崩壊箇所においても、岩盤クリープ地形が形成されていたことが指摘されている¹⁹⁾。また、2009年に台湾の小林村で発生した深層崩壊箇所は、地すべり地形が形成されていたことが報告されている³⁵⁾。1972年に発生した高知県の繁藤災害、或いは1974年に徳島県の讃岐白鳥引田間の深層崩壊箇所は、発生前の地形の確認が困難で、岩盤クリープ地形の有無は不明である。図3-18に示されるように、豪雨による深層崩壊発生箇所の大半は、岩盤クリープが形成されていたと考えられる。

一方、1997年に鹿児島県針原川で発生した深層崩壊箇所の発生域は、既往の文献等からは岩盤クリープ地形は不明瞭、或いは形成されていないに該当すると考えられる。

一覧表には記載していないが、明治22年に発生した奈良県の十津川災害や1953年に発生した和歌山県の有田川災害の深層崩壊箇所は、2011年の十津川災害と地形地質条件が似通っており、羽田野が指摘する³⁷⁾ように岩盤クリープ地形を呈していた可能性が高いと考えられる。以上のように、豪雨による深層崩壊箇所の大半は岩盤クリープ地形、或いは地すべり地形を形成していたと考えられる。

3) それ以外の深層崩壊

誘因の不明確なそれ以外の深層崩壊の規模は、カナダのフランクスライドや地附山地すべりのような例外事例を除くと、10万 m³ オーダーの比較的小規模なものであり、従来の航空写真測量に基づく地形図では岩盤クリープに伴う微地形変化の把握が困難なため、発生域における岩盤クリープ地形が不明瞭なものが大半を占めているが、岩盤クリープの形成が否定される地形ではなく、岩盤クリープ地形が形成されている場合でも、クリープ変形の初期段階であるため、地形図に歪変形が生じにくいことも一因と考えられる。したがって、図3-19に示すように殆どは岩盤クリープの地形的素因を有した斜面が形成されていたと考えられる。

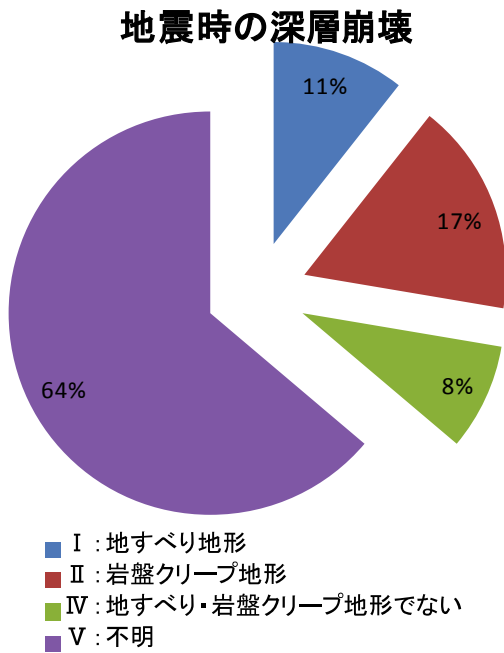


図 3-17 豪雨時深層崩壊発生域における地すべり・岩盤クリープ地形

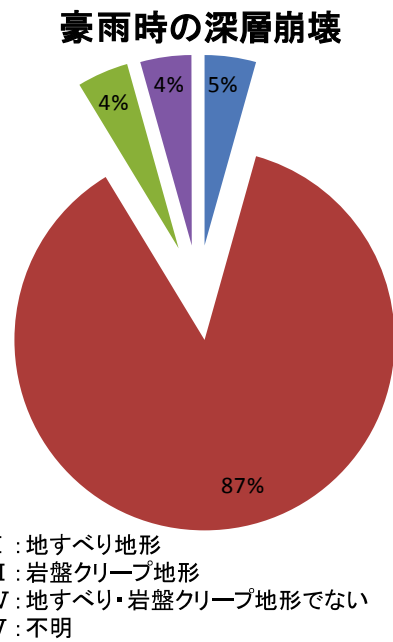


図 3-18 豪雨時深層崩壊発生域における地すべり・岩盤クリープ地形

それ以外の深層崩壊

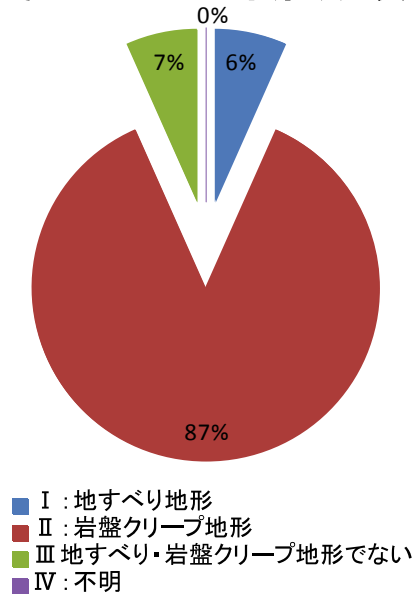


図 3-19 それ以外の深層崩壊発生域における地すべり・岩盤クリープ地形

3.8 深層崩壊発生域傾斜角

1) 地震時の深層崩壊

深層崩壊発生域の傾斜角は、発生前の正確な地形データによる検討の可能な事例が少なく詳細な分析は行えていないが、図 3-20 に示すように中越地震の事例では、30～38° の範囲の比較的小規模な地震地すべりと、18～28° の範囲の規模の大きな地震地すべりに二極化される傾向がみられる。歴史地震による巨大崩壊などの事例を含めると、10° ～40° 程度までの広い範囲にわたって発生している。

ニュージーランドにおいても表 3-8 に示すように、10° ～45° 以上と広範囲にわたり、同様な傾向が報告されている。

2) 豪雨時の深層崩壊

深層崩壊発生域傾斜角は、図 3-21、表 3-5 に示されるように 25～35° の範囲にあるが、30～35° の間に集中する傾向が見られる。針原川や台湾の小林村などにおける 25° という深層崩壊発生域傾斜角は、地すべり・岩盤クリープ地形が不明瞭で火山噴出物を主体とする地質的な特徴が見られる、あるいは流れ盤などのような地質構造との関連が想定され基盤地質との関係についてはさらに分析を進める必要が残されている。

表 3-8 ニュージーランドにおける地震地すべりの発生域傾斜角と発生頻度⁷⁾より加筆修正

斜面傾斜角 (°)	斜面崩壊 発生割合	典型的な斜面及び岩盤の種類
0-10	<1%	第3紀泥岩における流れ盤斜面
11-25	10%	主として第3紀の砂岩・泥岩・石灰岩の互層の流れ盤斜面
26-35	30%	第3紀の堆積岩流れ盤斜面の崩、及びグレイワッケ、片岩、花崗岩などの硬質な岩盤の急斜面崩壊
36-45	40%	第3紀の石灰岩における急崖、急斜面、峡谷及び硬質岩からなる急斜面
>45	20%	第3紀の堆積岩、グレイワッケ、片岩、花崗岩などからなる急崖、急斜面、峡谷特に急峻な氷河地形やアルプスの地域

3) それ以外の深層崩壊

深層崩壊発生域傾斜角に関しては、例外事例と考えられる豪雨による深層崩壊の特徴を併せ持った市瀬地すべりの 30°，地すべり抑止アンカーの全面的な破断が高速移動の契機と考えられる台湾の国道 3 号の地すべりの 20° の 2 か所を除くと，図 3-22 に示されるように 35° ～50° と非常に急勾配を呈している点に特徴がある。

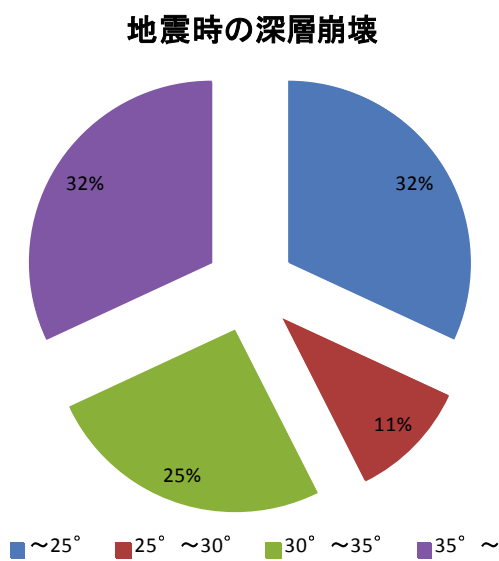


図 3-20 地震時の深層崩壊発生域傾斜角

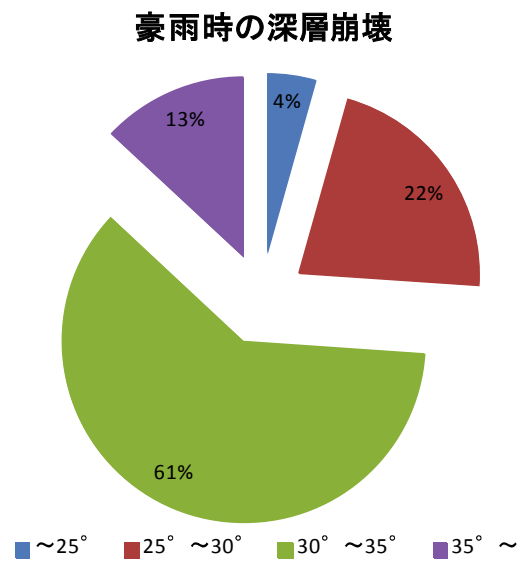


図 3-21 豪雨時の深層崩壊発生域傾斜角の形成領域

それ以外の深層崩壊

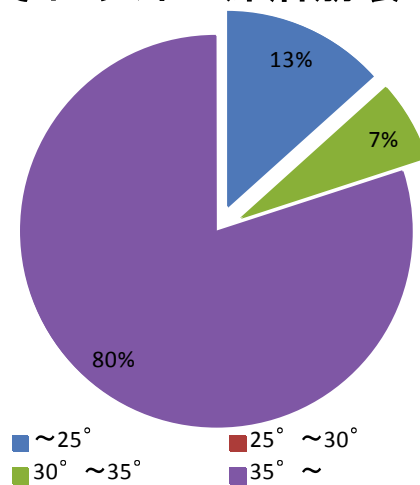


図 3-22 それ以外の深層崩壊発生域傾斜角の形成領域

3.9 深層崩壊の規模と発生件数

本章で検討を行った深層崩壊事例における，誘因毎の斜面崩壊発生域の規模と発生域傾斜角の関係を図 3-23-1 にまとめる．

1) 地震時の深層崩壊

地震による深層崩壊は，参考文献を国内の古文書による記録に限ると発生事例は最も多い．また移動地塊の規模は 1000 万～1 億 m^3 を越えるような巨大崩壊が多数含まれている．崩壊規模（土量，面積）と累計発生箇所数の間には，両対数グラフ上での逆相関の関係があることを羽田野³⁷⁾が指摘している．古文書などの記録に残されていない地震時の崩壊箇所数は，さらに多数に上っている可能性も考えられ，地震による深層崩壊は最も発生事例が多いのではないかと考えられる．しかし古文書などに基づく資料であるため，発生前の発生域の地形が不明なものが大半を占め，発生前の地形が把握可能な最近の事例に絞ったものを図 3-23-2 に示している．

なお，収集整理した事例に限ると，深層崩壊の規模と地震のマグニチュードの間には図 3-24 に示すように相関関係を認めることはできなかった．これは大規模な地震時に発生崩壊現象は文献などに報告されている事例よりも極めて多く，小規模な崩壊まで収集整理できなかつたためと考えられる．

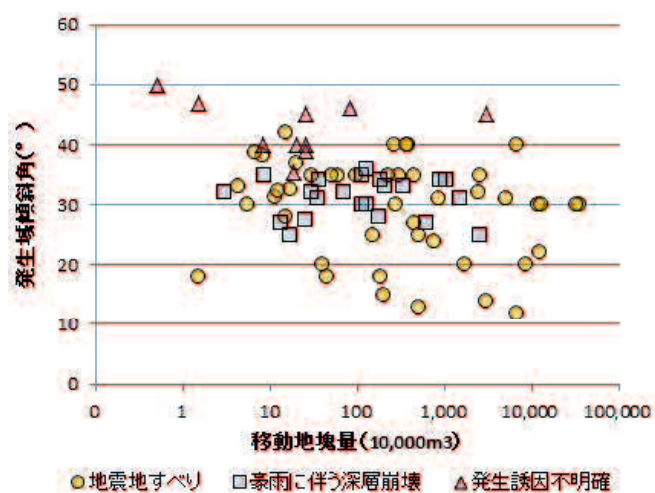


図 3-23-1 深層崩壊発生域傾斜角と規模

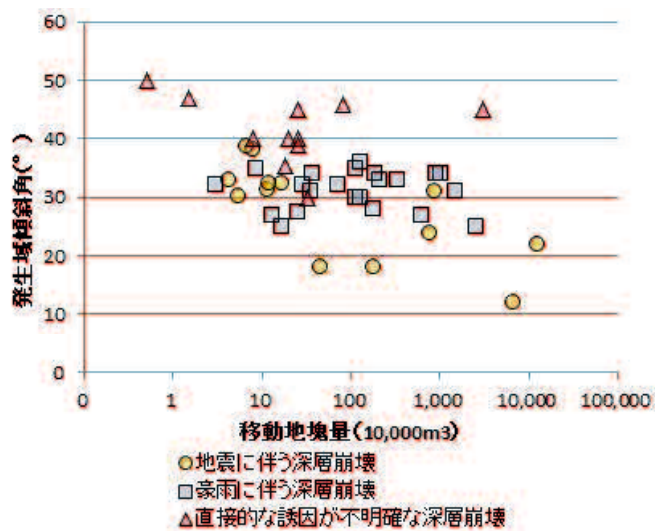


図 3-23-2 深層崩壊の規模と発生域傾斜角（地震による深層崩壊の発生域傾斜角の不明瞭なものを除く）

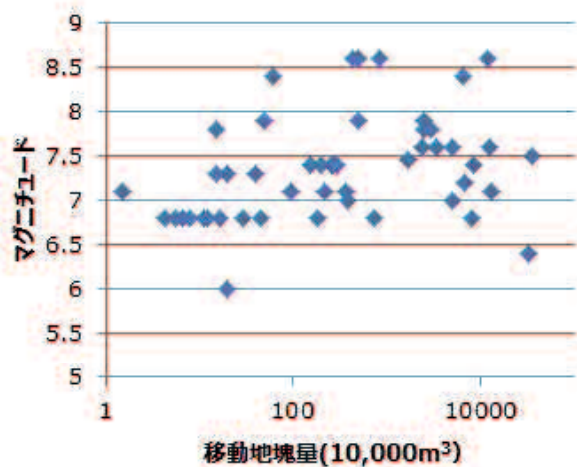


図 3-24 地震時深層崩壊の規模とマグニチュード

2) 豪雨時の深層崩壊

豪雨時の深層崩壊は台湾の小林村の 2500 万 m^3 が最大級のもので、1000 万 m^3 を越えるものも見られるが、100 万 m^3 以下の規模が大半を占め、地震による深層崩壊に比較すると 1 オーダー程度規模が小さくなる傾向がみられる。近年注目を浴びているが、歴史時代にさかのぼると発生件数は地震地すべりよりは少ないと考えられる。

3) それ以外の深層崩壊

それ以外の深層崩壊の規模は、カナダのフランクスライドの 3000 万 m^3 という例外的に巨大な事例を除くと、100 万 m^3 以下のもので構成され、異なる 3 種類の誘因の中では最も小規模なものとなっている。最近発生したものは、比較的小規模なものも把握されている事例が多いが、発生件数も最も少ないのではないかと考えられる。

なお、3 次クリーブを経て急速な地すべり変動を見せた地附山地すべりは、移動地塊量が 500 万 m^3 を越える巨大なものであるが、主滑動塊 (MB) の地すべり移動速度は老人の歩行速度に近い 10~27cm/s の範囲とされ³⁴⁾、本稿における高速地すべりの検討対象外であったが比較のために参考事例として記載している。

3.10 まとめ

本章における検討結果の概要は、以下のようにまとめられる。

① 深層崩壊の誘因：従来の地震，豪雨にそれ以外を追加した 3 種類である．

② 誘因毎の深層崩壊発生過程の特徴

・地震：大半はマグニチュード 5 以上の地震と同時に，広域にわたり多数発生．

・豪雨：長時間に及ぶ豪雨の途中から，降り止んで十数時間の間に変位速度が急加速し，時に多数発生．

・それ以外：重力性変形の進行による変状の顕在化から数日～数カ月後までに，1 日～数日以上の 3 次クリープを経て，単独で発生．

岩盤クリープが地形的素因として深層崩壊に及ぼす影響は，地震時の深層崩壊では限定的であり，本稿では詳細な検討は行えていないが，地質的な素因がより大きな要因となっている可能性が考えられる．豪雨時の深層崩壊は本章における検討事例に限ると，岩盤クリープ地形がほぼ必須条件とも言える主要な地形的素因として挙げられる．同様にそれ以外の深層崩壊では，明瞭な岩盤クリープ地形を呈していないものも多く含まれるものの，この不明瞭さは主に小規模なため岩盤クリープの変形ひずみが地表面に表れにくいことに起因するものであると考えられ，岩盤クリープ斜面の形成を否定するものではなく，豪雨による深層崩壊と同様に地形的な素因としての必須要件に挙げられると考えられる．

本研究は深層崩壊に至る岩盤クリープの崩壊過程を明らかにすることを目標とするもので，岩盤クリープとの関連が不明瞭な地震による深層崩壊は検討対象から除外し，豪雨時の深層崩壊，及びそれ以外の深層崩壊を検討対象として，第 4 章以降の検討を進めることとする．

次に地形的素因の一つである深層崩壊発生域傾斜角は，研究開始前には狭義の地すべりより急峻な $30\sim 35^\circ$ 以上の急斜面を想定していたが，**図 3-23** に示されるように，地震による深層崩壊や豪雨による深層崩壊では $15\sim 30^\circ$ の狭義の地すべりと同程度のやや緩傾斜な

斜面でも発生している。これは地震動や豪雨などによって斜面の安全率が 1.0 を大幅に下回り、地すべり地塊の運動量が保存されるような移動速度領域に達することによるのではないかと考えられる。一方乾燥した岩屑の安息角である 35° を越える急斜面では、長期的な安定度の低下によって安全率が 1.0 を僅かに下回ること、2 次～3 次クリープを経て急速な移動速度を有する深層崩壊が発生するのではないかと考えられる。これらの斜面傾斜角の定量的な評価手法については、第 6 章においてさらに検討を行うこととする。

なお人的な被害防止に当たって重要な発生時期の予測は、地震時の深層崩壊事例の大半は、おそらく地震動とほぼ同時刻に発生したと考えられ、現段階では発生時期の予測は不可能であると考えられる。豪雨時の深層崩壊は、動態観測が実施される事例はごくまれであるが、殆どの事例では平常時は地すべり性の変動は全くか或いはごく微量にしか生じていなかったと考えられる。豪雨の降り方と崩壊時期の関係は地すべりの規模や豪雨の形態によっても異なり、豪雨の最中あるいは豪雨のピークや降り止んだ 2～3 時間後から、長い場合には十数時間以上の間において崩壊が発生することもあり、降雨量からの崩壊時期予測には様々な課題が残されている。一方、直接的な誘因の不明確なそれ以外の深層崩壊では、伸縮計によって日単位の地すべり変動の顕在化する現象が崩壊に先立つかなり前から把握されている場合、3 次クリープを経た崩壊予測につながっている。これらは崩壊に先立つ小規模な斜面変状をリスク発見につなげ、動態観測が実施された成果であり、このような予兆を見逃さないことが特に重要であると考えられる。岩盤クリープ斜面の形成は年単位の極めて長時間を要する現象であり、地質学的な時間を要する場合もあるが、3 次クリープを経て崩壊に至るクリープ崩壊の場合、切土工事などによる安定度の低下から、S 地区や R 地区のように 10～30 年で崩壊に至る事例も見られている。これらの現地踏査や動態観測に関しては第 5 章においてさらに詳細な検討を行うこととする。

次に、これらの小規模な岩盤クリープ地形は、地形に表れる変形量が小さいため、二重山稜地形が明瞭な北アルプスの雪倉岳などのような 1:25000 地形図でも判別可能な岩盤クリープ斜面とは異なり、従来の航空写真測量による地形図や空中写真判読では、判読が困

難な場合も多いが、LiDAR などによる細密な地形図データによる判読精度の向上が望まれ、これら地形判読手法については第 6 章において検討を行うこととする。

参考文献

- 1) 藤田 崇, 田中 耕平, 野崎 保 : 斜面地質学, 日本応用地質学会, p. 4, 1999.
- 2) 千木良 雅弘 : 風化と崩壊, 近未来社, p. 82, 1995
- 3) 地すべり地形地質的認識と用語 : 地すべり学会, p.26, 2004.
- 4) 大野 亮一, 山科 真一, 山崎 孝成, 小山 倫史, 江崎 文寿, 笠井 史宏 : 地震時大規模地すべりの発生機構-荒砥沢地すべりを例として, 地すべり, Vol.47, No.2, pp.8-14, 2010.
- 5) 斜面地質学, 日本応用地質学会, p.270, 1999
- 6) Keefer,D.K., : Landslides caused by earthquakes , Geological Society of America Bulletin, v.95, pp.406-421, 1984.
- 7) Hancox,G.T. ,Perrin,N.D., and Dellow,G.D., : Recent studies of historical earthquake-induced landslide, Ground damage and MM intensity, Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, Vol.35, No.2, 2002.
- 8) 昭和 59 年 (1984 年) 長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, 1987.
- 9) 中筋 章人 : 1999 年 9 月台湾大地震(集集地震)による被災概況, 応用地質, 第 41 巻, 第 3 号, pp.155-164, 2000.
- 10) 木下 篤彦, 山口 真司, 平野 吉彦, 藤ノ木 幸夫, 村田 宏治, 吉松 弘行 : 地震で発生した崩壊性地すべりの地形地質的特徴に関する考察, 地すべり, Vol.47, No.1, pp.34-41, 2010.
- 11) 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震土木施設災害調査報告, 国土交通省国土技術政策総合研究所, 独立行政法人土木研究所, 第 4 編 土砂災害, 2004.
- 12) 地震地すべり : 日本地すべり学会, 附属資料 1 歴史地震による大規模土砂移動カルテ表, 2012.
- 13) 林 愛明 : 地震の化石, 近未来社, p.235,2010.
- 14) 矢野 香那子 : 高速摩擦実験から見た 1999 年台湾九份二山地すべりの誘発と高速すべり, Japan Geosience Union Meeting 2010, HDS021-11, 2010.
- 15) 中川 鮮, 奥西 一夫 : 高知県繁藤地区の大規模崩壊について (その 1) , 京大防災研

究年報, 第 20 号 B-1, pp.209-222, 1977.

- 16) 地頭園 隆, 下川 悦郎, 寺元 行芳: 針原川流域の水文地形的特性と深層崩壊, 第二回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp.133-138, 2004.
- 17) 桜井 孝: 国鉄沿線における斜面災害の実体, 鉄道技術研究報, No.1012, pp.24-29, 1976.
- 18) 千木良 雅弘, ツォウ チンイン, 松四 雄騎, 平石 成美, 松澤 真: 台風 12 号による深層崩壊発生場, 京都大学防災研究所研究集会「深層崩壊」2012年2月, pp.24-29, 2012.
- 19) 千木良 雅弘: 崩壊の場所, 近未来社, pp.69-96, 2007
- 20) 謝 正倫: 台湾地区台風紀實(写真集) 1996-2010, 国立成功大学防災研究中心, pp.88-92, 2011.
- 21) 小荒井 衛, 佐藤 浩, 新井場 公憲, 小山内 信智, 伊藤 英之: リモートセンシングで捉えたレイテ島岩屑なだれの地形的特徴, 地すべり, Vol.45, No.2, pp.106-117, 2008.
- 22) 諏訪 浩: フィリピン・レイテ島で 2006 年 2 月 17 日に起きた地すべり災害, 自然災害科学, J.JSNDS 25-1, pp.83-97, 2006.
- 20) 地附山地すべり機構解析報告書, 地附山地すべり機構解析委員会, 1988.
- 21) 小田原 聡志, 牧野 裕至: 市瀬地すべりと一級河川千代川に関する検討, 第 44 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.173-176, 2005.
- 22) 陳 勉銘, 魏 正岳, 費 立沅: 国道 3 号 順向坡滑動的地質解析, 台湾的山川土石, 地質 第 29 卷, 第二期, pp.12-15, 2010.
- 23) 藤澤 和範, 野村 康裕, 小山内 信智, 池田 正, 谷口 房一: 奈良県大塔村で発生した地すべり災害 災害速報, 土木技術資料, 46(9), pp.4-5, 2004.
- 24) 河合 成司, 岡田 藤博, 吉田 宇男, 木下 慎逸: 2006 (平成 18) 年 5 月 13 日岐阜県揖斐川町で発生した東横山地すべり, 地すべり, Vol.43, No.3, pp.35-38, 2006.
- 25) 山田 剛二, 小橋 澄治, 草野 国重: 高場山トンネルの地すべりによる崩壊, 地すべり, Vol.8, No.1, pp.11-23, 1971.
- 26) 大島 洋志: 不本意な妥協で技術屋の良心を失うな 一山陰線奈古 - 長門大井間斜面崩壊一, 応用地質, Vol.40, No.6, pp.333-339, 2000.
- 27) 木村 隆俊, 横山 昇: 現場で役立つ地すべり工学第 8 回, 地すべり, Vol.43, No.3, pp.44-51, 2006.
- 28) 番 暁波, 日浦 啓全, 篠 和夫, 江崎 次夫: 四万十層群の斜面崩壊の性状と植生の役割に関する研究, 地すべり, Vol.41, No.2, pp.54-65, 2004.
- 29) 鈴木 茂之, 諏訪 浩, 山本 裕雄: 岡山県総社市の舞鶴層群採石場斜面で起きた崩壊の地質的特徴, 日本応用地質学会中国四国支部平成 15 年度研究発表会, 2003.

- 30) 高柳 朝一, 細川 光 : 鉄道沿い斜面での崩壊予測と危機管理, 第 43 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.267-270, 2004.
- 31) 小田原 聡志, 牧野 裕至 : 市瀬地すべりと一級河川千代川に関する検討, 第 44 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.173-176, 2005.
- 32) 陳 勉銘, 魏 正岳, 費 立沅 : 国道 3 号 順向坡滑動的地質解析, 台湾的山川土石, 地質 第 29 卷, 第二期, pp.12-15, 2010.
- 33) 八木 浩司, 檜垣 大助, 牧田 肇, 神林 友弘, 大友 幸子, 井口 隆 : 2002 年 4 月に発生した白神山地・向白神岳北西面の岩盤斜面崩壊とその前兆としてのサギング地形, 地すべり, Vol.40, No.6, pp.57-61, 2003.
- 34) 地附山地すべり機構解析委員会 : 地附山地すべり機構解析報告書, 1988.
- 35) 千木良 雅弘 : 深層崩壊, 近未来社, pp.16-24, 2013.
- 36) 水山 高久監修 : 日本の天然ダムと対応策, 古今書院, p.33, 2012.
- 37) 羽田野 誠一 : 地すべり性大規模崩壊と地形条件—和歌山県有田川上流の事例—, 第 5 回災害科学シンポジウム, 1968.
- 38) 千木良 雅弘 : 崩壊の場所, 近未来社, pp.109-139, 2007

第4章 降雨のクリープ変位速度へ及ぼす影響の分析

岩石、土質材料に限らず様々な材料について、瞬間的な破壊を生じるに満たない応力でも、長期間一定の応力が加わると時間の経過と共に歪みが増大し、ついには破壊にまで至ることが知られている。地すべり変位速度の変化に関し 3 次クリープ領域に関する研究はこれまで数多く実施され^{1)~3)}、深層崩壊の発生予測について一定の成果を上げている。

一方、崩壊直前の 2 次、3 次クリープ領域の変動をほとんど示さず、豪雨に伴う急速な深層崩壊現象が発生している。高德本線讃岐白鳥引田間で発生した斜面崩壊は、急速な崩壊現象が伸縮計などによって観測された希有な事例⁴⁾であるが、2011 年の 12 号台風の際の紀伊半島十津川流域や出水市の針原川などで発生している豪雨に伴う深層崩壊は、平常時は 2 次クリープ的な殆ど変動が認められていないものの、豪雨のピークから早い場合には 2~3 時間以内に急激な崩壊が発生し、豪雨時の深層崩壊発生に至るまでの変位速度の変化などの過程はほとんどの事例で把握されていない。

ところで、断続的に或いは継続的に滑動が生じ、動態観測によって監視されている地すべり地の変位速度が降雨の影響によって大きく変化し、豪雨時には地すべり変位速度 2mm/h などに設定された警戒避難の管理基準値を上下する現象が幾度も見られる。このような動きを示したものの、最終的には一旦休止する地すべり現象も数多く見られ、警報の発令や解除の判断を困難にしている。このような地すべり変位速度の変化がどのような要因に基づき、どのような機構で生じているのかは明確でない。

従来地すべり地における降雨などに由来する地下水の影響は、間隙水圧の変化によって地すべりの安定度に影響を与えていると考えられ、地下水位の観測などによる評価が試みられているが、降雨量、地下水位、地すべりの変位速度の 3 者の間に明確な相関関係が、地すべり地における観測結果として報告されている事例は乏しく、降雨が地すべり変位速度に影響を与えるメカニズムの詳細は不明確な点が多く残されている。

本章ではまず地すべり変位速度の低減傾向が、河川の流量低減傾向に酷似している点に

着目し，通常河川流量の逆解析から求められるタンクモデルの貯留高をパラメーターとして用い，地すべり変位速度と降雨の相関性に関する検討を行なった．更に地すべり変位速度から降雨による地すべり変位速度の変動要因と，時間依存的なクリープ変形による地すべり変位速度の変動要因の分離を試み，滑動中の地すべりの安定度評価手法に関する検討を行なった．また降雨に伴う変位速度の変動要因からは，地すべりの変位速度と作用力（地すべり滑動力）との関係の検討によって若干の新たな知見を得た．このような，地すべり変位速度の1次～3次クリープ的に変動する事例の紹介を行う．

4.1 地すべり・岩盤クリープ変位速度の降雨に伴う急増と指数関数的低減現象

地すべり移動地塊内部は変化に富む多様な性状を有し、安定度に関わる要因にも様々なものがある。さらに地すべりは規模の大きな現象のため、実験室レベルでの正確な再現は困難である。また滑動中でない斜面の安定度を厳密に議論することは出来ない。このような斜面の安定度の変化を評価するためには、滑動中の事例を対象として変位速度の変化に着目し、現象面から検討を行なう手法が有効である。本章では変位速度の変化が把握可能な、1日に1mm程度以上の速度で滑動を行なっているものについて、降雨に伴う速度の変動状況に関する検討を行なった。地すべり変位速度は地盤伸縮計の測定データを用い、降水量は最も近傍の気象台降水量データ、あるいは更に近傍の地方自治体の観測データを用いた。事例検討を行なった岩盤クリープ・地すべりの概要を表4-1に示す。

表 4-1 岩盤クリープ・地すべりの概要

地区名		徳島県 S 地区	徳島県 K 地区	和歌山県 T 地区
タイプ		岩盤クリープ	崩積土層地すべり	崩積土層地すべり
基盤地質		秩父帯、頁岩主体層	御荷鉾緑色岩類	三波川帯結晶片岩類
地すべり・岩盤クリープの規模	斜面長	50m	120m	110m
	幅	40~50m	70m	40~70m
	平均層厚	13m	13m	5m
発生域傾斜角		45°	42°	18°
崩壊発生の有無		3次クリープを経て崩壊	未崩壊	未崩壊

4.1.1 岩盤クリープ斜面の深層崩壊事例（徳島県 S 地区）

1) 岩盤クリープ斜面の深層崩壊発生過程

この岩盤クリープは、1990年5月、ブロック側方部の小崩壊に伴い頭部の亀裂が発見されたものである。小崩壊発生の10日ほど前に80mm程度の日雨量を経験しているが、その後目立った降雨は殆ど認められず、無降雨時に突然法面の一部が崩落した。亀裂発見後直ちに冠頭部に伸縮計を設置し観測を開始した。地区の平面図を図4-1に、断面図を図4-2

に示す。表土や風化帯はごく薄く、移動地塊の大半は弱風化岩層からなり、コアからのすべり面判定は困難であったが激しい移動を見せ、すべり面の位置は孔内傾斜計によって確認された。

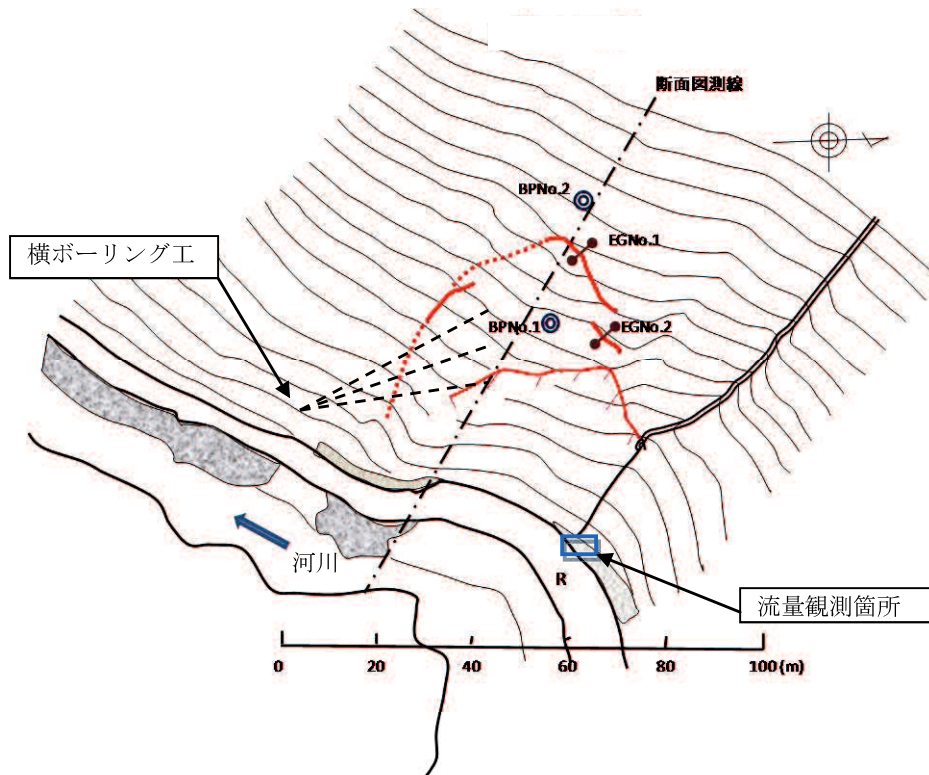


図 4-1 徳島県 S 地区 (平面図)

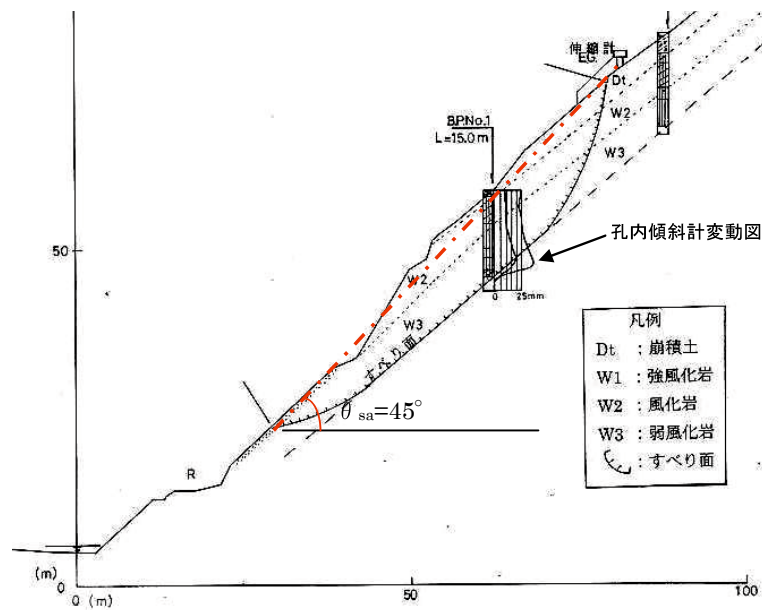


図 4-2 徳島県 S 地区 (断面図)

2) 変位速度の変動状況

観測開始から深層崩壊に至るまでの伸縮計観測結果を図 4-3 に示す。図には累積変位量と共に変位速度の変動状況把握のために対数表示とした日変位速度を記載している。当初降雨の無い時期でも 1 日に 2~8mm 程度の変位が続き、数十 mm 以上の降雨の度に変位速度は日変位量 20mm 前後に急増し、時間変位量 2mm の警戒基準値を越えることもあった。しかし降雨によって急増した変位速度は、その後の無降雨期間には、片対数グラフにおいて一定の勾配で減少する指数関数的低減現象が 5 月 24 日~7 月 26 日の間生じていた。ところが降雨等のきっかけも無く、7 月 27 日頃から 1 日の変位速度が 12~13mm に増加し、そのまま一定の速度を保つようになった。このため、いわゆる 2 次クリープ状態に達したとして警戒を強めていたところ、8 月 11 日頃から変位速度の加速傾向が明瞭になった。このため明らかな 3 次クリープ領域に至ったと判断し、警戒を強めていたところ、8 月 19 日には十数 m の滑動と共に移動地塊の 1/3 前後が崩落した。

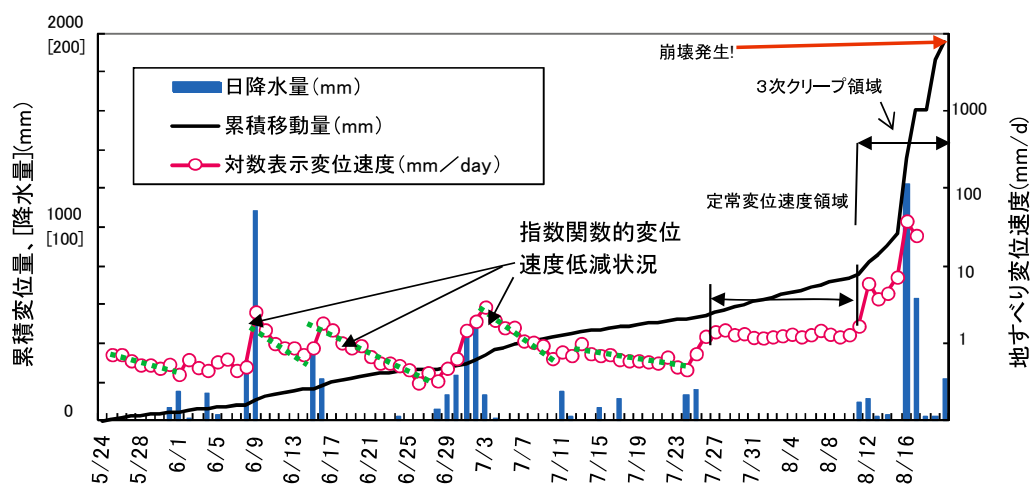


図 4-3 徳島県S地区 伸縮計変動図

4.1.2 未崩壊事例 1 (徳島県 K 地区)

1) 地すべり発生の過程

1990年2月中旬の山腹斜面からの落石を契機に、**図4-4**に示される地すべりが発見され、伸縮計の設置などの調査が開始された。徳島県 S 地区同様地すべり発見の前に顕著な降雨は記録されていない。すべり面の位置は孔内傾斜計によって確認された。大規模な風化岩地すべり側方部の 2 次的な地すべりブロックであり、移動層は転石混じりの崩積土層によって構成され、すべり面の下部にも破碎風化の進んだ強風化岩層が厚く分布している。**図4-5**の断面図に示されるように、すべり面の平均勾配は 38° 発生域傾斜角 42° と崩積土層地すべりとしてはかなり急勾配である点が特徴的である。

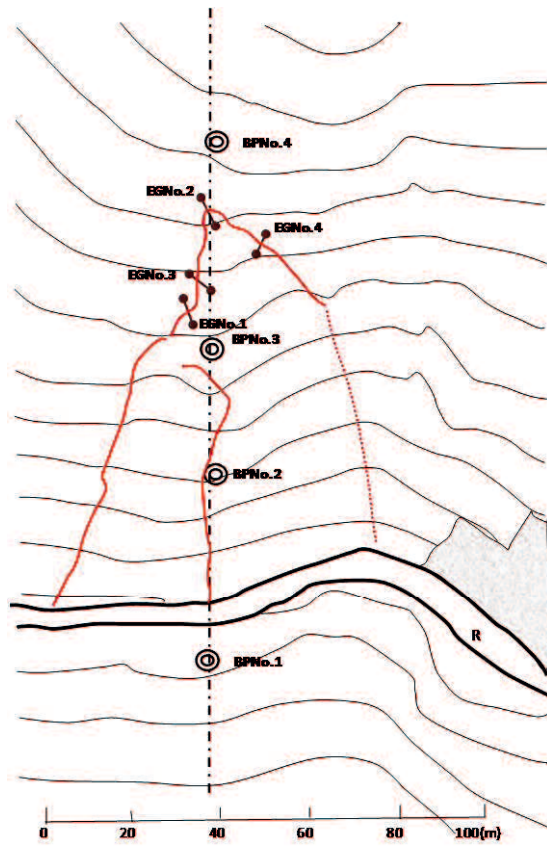


図 4-4 徳島県 K 地区(平面図)

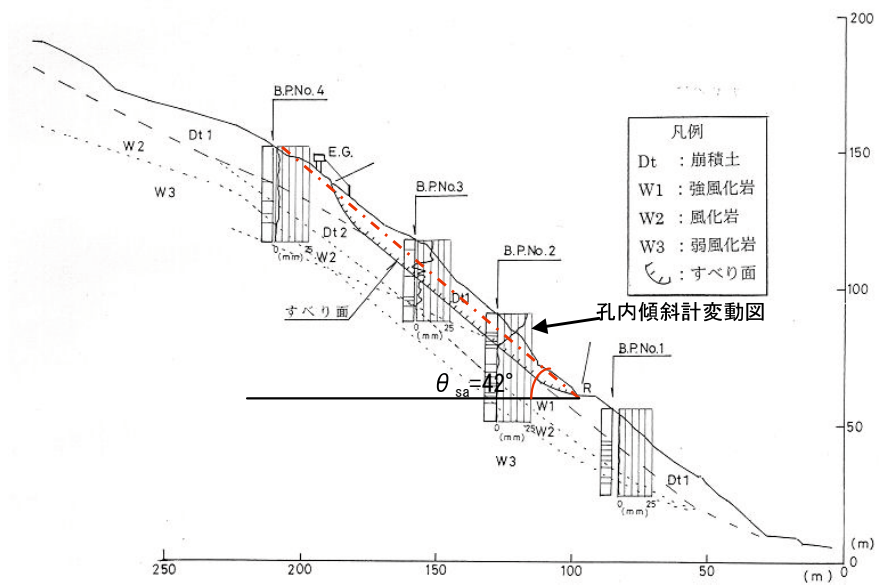


図 4-5 徳島県 K 地区(断面図)

2) 地すべり変位速度の変動状況

伸縮計観測結果を図 4-6 に示す。冠頭部に設置された伸縮計の変位量は降雨に鋭敏に反応し、度々管理基準値（2mm/h）前後の速度に達したが、降雨後の変位速度は指数関数的に一定の割合で低下を続け、一定の変位速度が継続する明瞭な 2 次クリープ領域に至ることはなかった。観測期間中には日雨量 398mm といったすさまじい豪雨に伴い移動速度は最大 5mm/h に達し、観測期間を通じた累積移動量は 1m 弱に達したが、大きな崩壊を発生することはなく、その後施工された対策工によって抑止された。

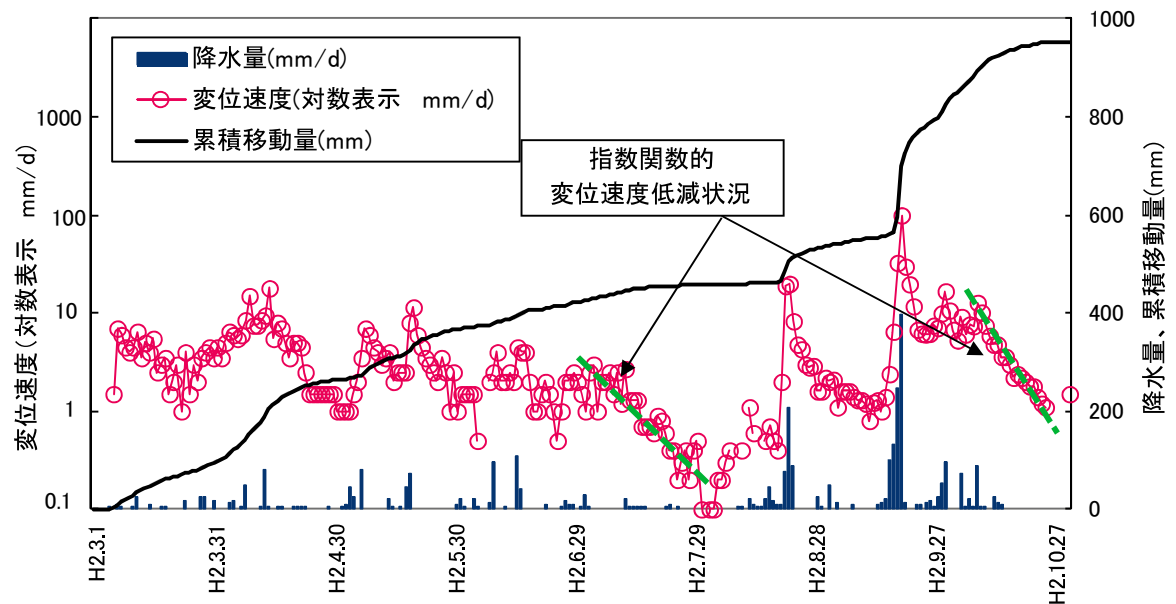


図 4-6 徳島県 K 地区伸縮計変動図

4.1.3 未崩壊事例 2 (和歌山県T地区)

1) 地すべり発生の過程

2000年7月の梅雨期の豪雨に伴い顕在化した地すべりである。段丘状の広大な丘陵斜面の側方部に形成された崩積土層地すべりで、地すべりの平面形状は、**図 4-7** に示すようにラッパ型のような特異な形状を示し、**図 4-8** の断面図に示される浅い崩積土層すべりブロックが孔内傾斜計によって確認されている。

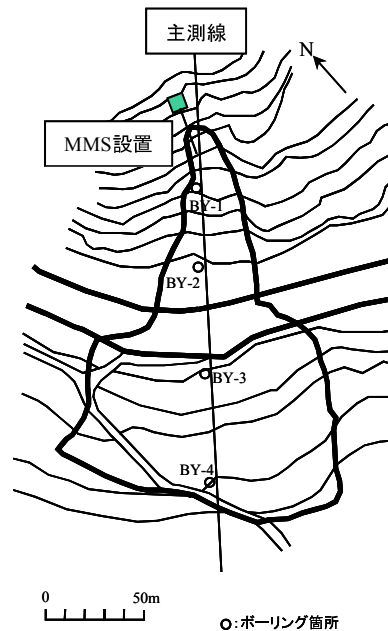


図 4-7 和歌山県T地区(平面図)

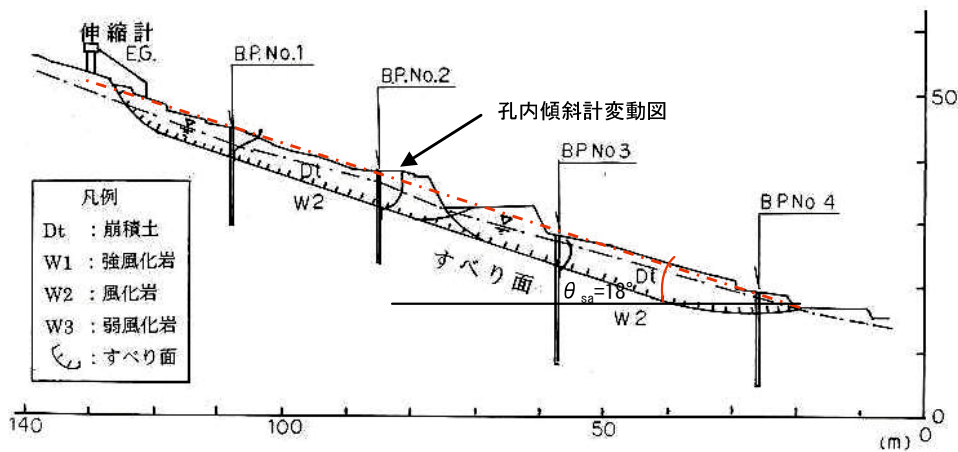


図 4-8 和歌山県T地区(断面図)

2) 地すべり変位速度の変動状況

冠頭部に設置した伸縮計による観測結果を図 4-9 に示す。T 地区では平常時の動きは殆ど認められないが、約 6 時間の連続雨量 23.5mm、最大時間雨量 12.5mm の降雨を契機に地すべり変位速度は最大 8.4mm/h にまで達した。ここでは全自動観測を用い、毎正時間の移動量が 0.2mm の精度で測定されている。午前 7 時～8 時の 7.8mm の移動量から午後 8 時～9 時の移動量 0.2mm まで片対数表示でほぼ直線的な勾配の指数関数的低減を見せている。

4.1.4 地すべり変位速度の降雨後の指数関数的低減現象

以上の 3 例共に、観測期間を通じてまとまった降雨により変位速度が急増し、その後無降雨期間が続く限り変位速度の指数関数的低減傾向が対数表示することによって確認される。変位速度の変動状況は、和歌山県 T 地区のように変位速度が大きいと明瞭に現れるが、変位速度が小さく日移動速度を用いて計測誤差の影響が生じ易い場合でも、最大数日程度の移動平均をとることによって変化の傾向を把握する事が可能な場合がある。この現象は、変位速度に影響を及ぼす降雨による要因が指数関数的に低減していることを示している

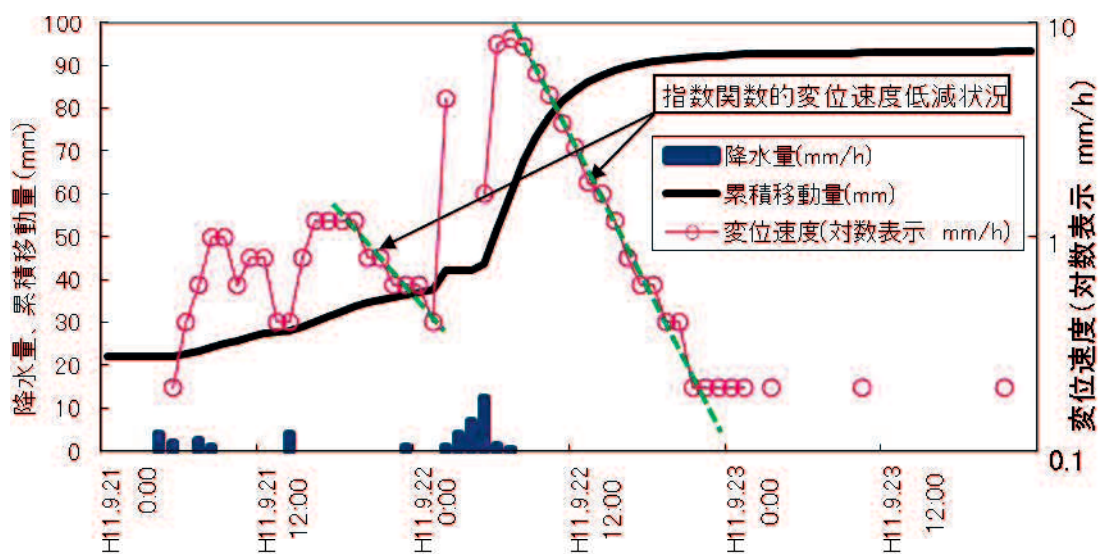


図 4-9 和歌山県 T 地区 伸縮計変動図

考えられる。このような現象は、地すべり現場で良く見られるものの、実験室レベルでの再現が困難な点もあるがこれまで殆ど言及されていない。ところが地すべり変位速度を対数表示とすることによって指数関数的な変化の傾向が図 4-3、図 4-6、図 4-9 に示されるように線形的なグラフで表現され、容易に認識可能となる。これまで滑動中の地すべりについて変位速度が漸増し崩壊に至るまでの予測に関する検討結果は数多く報告されている。しかし変位速度の低減状況は第 2 章 図 2-5 に示すクリープ曲線における 1 次クリープ領域におけるものとされることもあるが、降雨の要因によって増加した地すべり変位速度も一定の割合で低減してゆく現象が生じている。ここで 1 次クリープ現象が地すべり現場で幾度も繰り返されるといふ解釈には材料力学的な観点からは疑問が残り、降雨の及ぼす影響の低減が作用している可能性を考慮すべきであり、この両者を分離して評価する必要があると考えられる。

しかし図 4-2 の断面図に示されるような 45° 前後の急勾配斜面ではすべり面付近の孔内水位が観測される事例はまれで、孔内水位により降雨の影響を評価することは困難な場合が多い。S 地区では写真 4-1 に示される滑動中に試験的に実施されたすべり面を貫く横ボーリング工では、降雨期間中も含め湧水は全く確認されず、滑動中に崩壊直前に完了した調査ボーリング孔においても孔内水は確認されていない。したがってここでは孔内水位に代わる変位速度に関与する新たな地下水評価指標導入の検討を行うこととした。



写真 4-1 徳島県 S 地区で施工された横ボーリング工

4.2 タンクモデルを用いたクリープ変位速度の評価手法

4.2.1 クリープ変位速度と菅原の標準的なタンクモデルの貯留高の相似関係

1) タンクモデルの適用方法

図 4-3, 図 4-6, 図 4-9 に示されるように, 変位速度は降雨に伴い急増し, 時に勾配が幾段かに折れ曲がりながらも指数関数的に低減している. この変動状況は後日徳島県 S 地区で実測された, 図 4-10 に示す溪流の流量が指数関数的に低減しているような河川の流量変化を片対数表示したハイドログラフに酷似し, 両者には何らかの関連が推定される.

しかしこれらのいずれの地区においても, 地すべり発生時に関連する溪流の流量観測を実施することは困難であり, 流量と滑動中の変位速度を直ちに直接対比することは困難である.

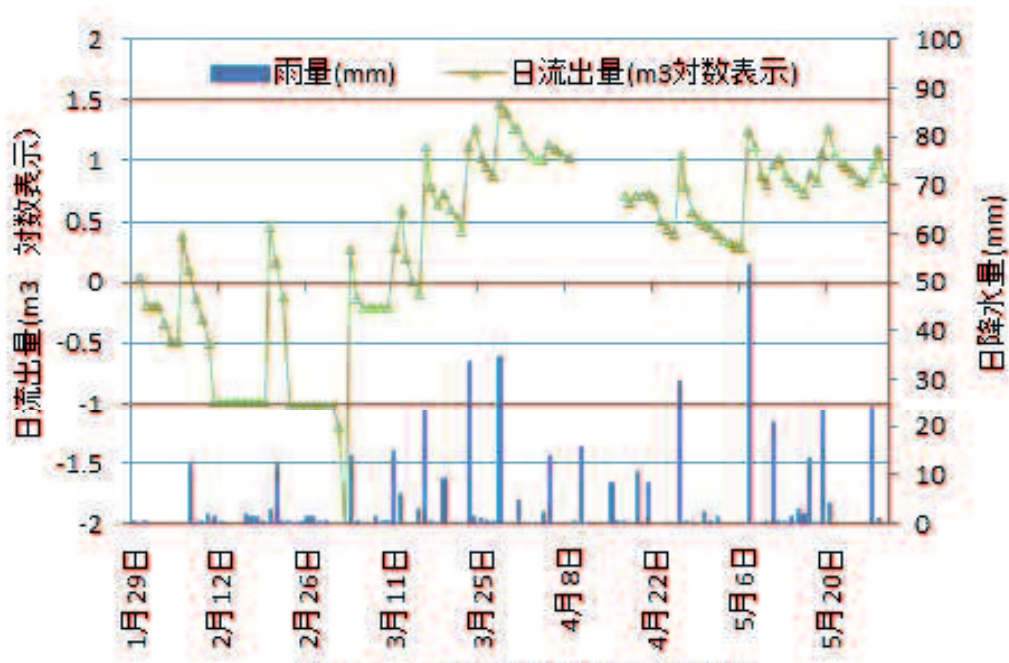


図 4-10 徳島県 S 地区流量変動図

ところで、降水量から直接導かれる菅原によって開発された図 4-11 に模式図で示されるタンクモデルは、長短期の水文流出解析に有効であることが国内外で認められ、地すべり地内の地下水位の解析などに応用される例も見られる^{5)・6)}。また斜面浅層崩壊の予測への有効性についても言及され^{7)・8)}、気象庁は土壤雨量指数⁹⁾という指標として斜面崩壊危険度の評価を行なっている。タンクモデルでは、図 4-11 の模式図に示される格段のタンクの流出孔の高さ、直径などの定数を降水量と流量観測値からの逆解析によって同定することを原則としている。しかし菅原がタンクモデル逆解析に当たっての出発点としている標準的なモデルは、汎用性が高く土壤雨量指数もこの値を基本としていることから、ここではまず標準的なタンクモデルを用いて降水量から流域の溪流の流量を推定し、変位速度との相関関係の確認を行うこととした。

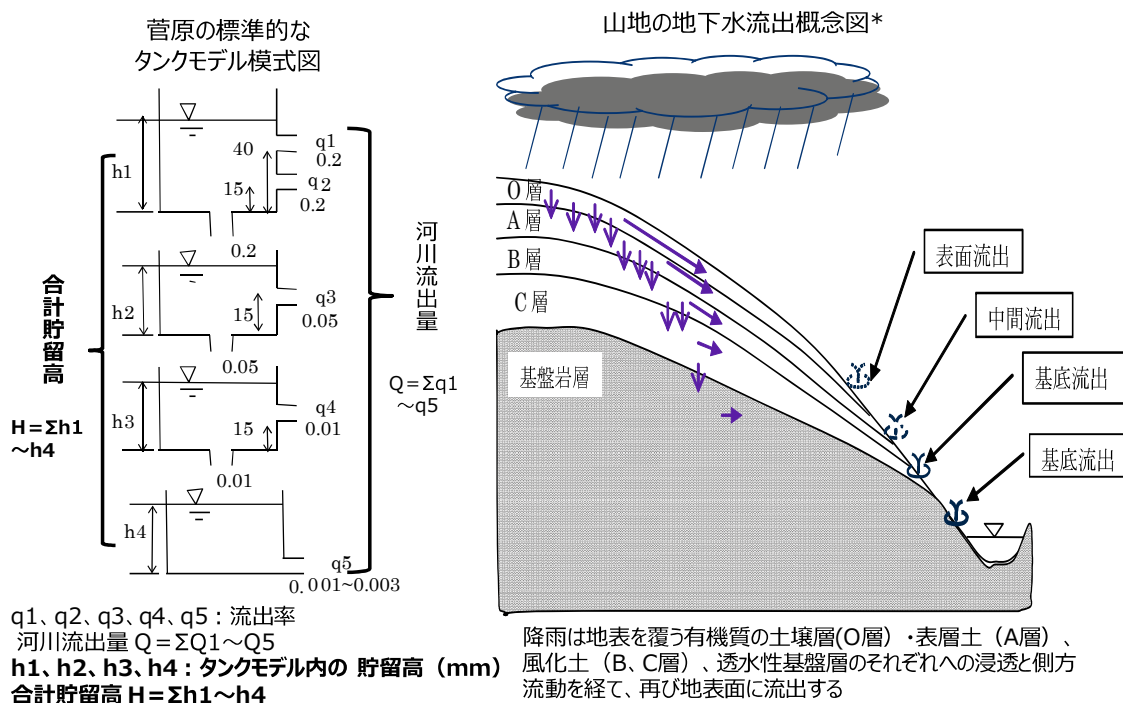


図 4-11 タンクモデル模式図

2) 徳島県S地区における検討事例

S地区では、観測開始から定常速度領域に移行する図4-12に示す7月25日頃までの間、各段の貯留高、流出高の組み合わせの検討を行い、上位1～3段目までの合計貯留高と変位速度の間の相関性の検討を行うこととした。ここで

$$H = \sum_{i=1}^n h_i (n=2,3,4) \quad (4.1)$$

H：タンク合計貯留高(mm)

h_1, h_2, h_3, h_4 ：上段からのタンクモデル各段の貯留高 (mm)

V：地すべり変位速度(mm/d) {日変位速度} または(mm/h) {時間変位速度}、とする。

対数表示変位速度（以下 log V とする）と対数表示の合計貯留高（以下 log H とする）の経日変化の状況は、グラフ縦軸の調整によって図4-12の上段に示されるように、降雨時には log V の増加の割合がやや大きい傾向はあるが、7月25日まで両者は概ね相似形の変動傾向を示した。ところが変位速度が12～13mm/dの一定値を保ち始めた7月27日頃から、log V と log H の変動グラフは乖離し、8月11日頃からは地すべり変位速度だけがそのまま加加速度的な増加を示し8月19日の深層崩壊に至っている。

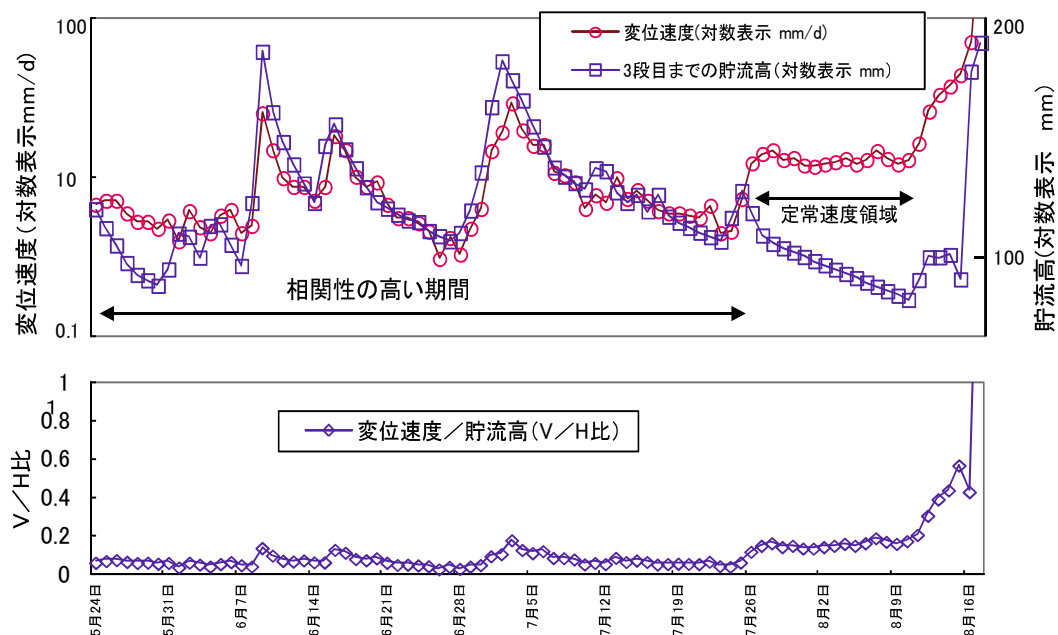


図4-12 徳島県S地区 3段目までの貯留高一変位速度図

タンクモデルの標準的定数については、永井¹⁰⁾等様々な提案がなされているが、ここでは、**図4-11**に示す菅原¹¹⁾が長期流出解析のタンクモデル探索の出発点としているモデル(以下、菅原のモデルとする)を基準に検討を行なうこととした。なお、検討に用いる降水量は近傍の気象庁、市町村役場の資料を用い、蒸発散能については水理公式集¹²⁾に例示されている徳島市における月別蒸発散能推定値に基づいて検討を行なっている。

3) 徳島県K地区における検討事例

K地区では、上位1～2段目までの対数表示合計貯留高($\log H$)と、対数表示変位速度($\log V$)の間に最も高い相関性が認められている。 $\log V$ と $\log H$ の経日変化の状況を**図4-13**に示す。 $\log V$ と $\log H$ の相関係数は、 $R=0.770$ とやや低くなるものの、両対数グラフ上では線形相関性が得られた。経日変化の状況は、低速度の領域では移動速度のばらつきが大きいいため相関性は低下しているが、豪雨に伴い速度が急増した状態には良く追従しており、両者は概ね相似形を保っている。

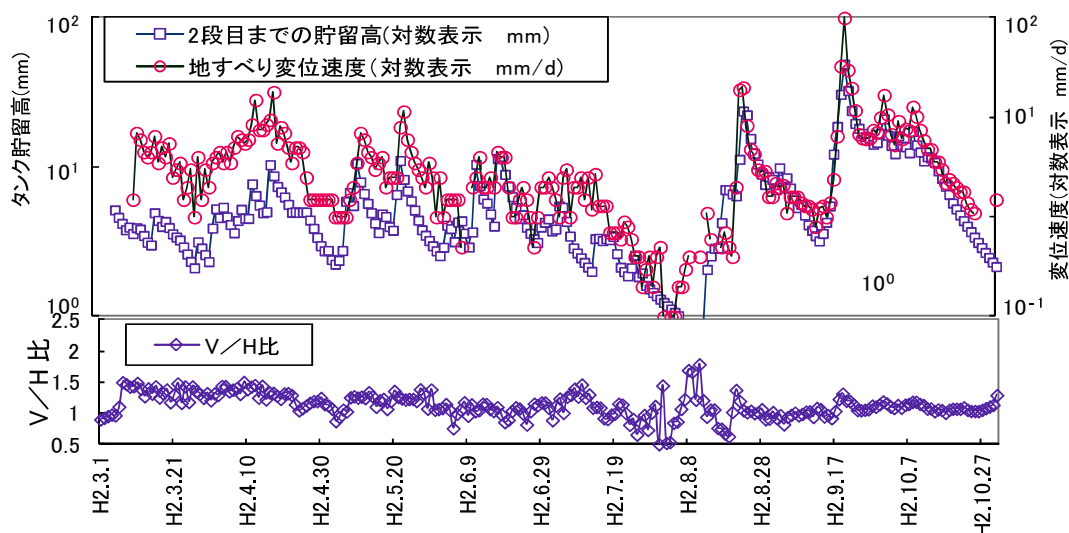


図4-13 徳島県K地区 3段目までの貯留高—変位速度図

4) 和歌山県 T 地区における検討事例

前述 2 地区の地すべり変位速度の観測値は、旧式のペーパー交換方式の伸縮計を用いたもので、観測値の確度は 0.2mm までであるため、日変位量 2~3mm 程度の場合では時間単位の比較検討は困難であったが、最大で時間 8.4mm の急速な変動を示した T 地区では時間単位の比較も可能な全自動観測伸縮計¹³⁾ (当社開発の MMS : Mobile Monitoring System) を用いたものであり、この検討事例を図 4-14 に示す。

T 地区は、急激な動きを見せた 9 月 22 日にはタンクモデルの 1 日単位の解析では、上位 1~3 段目までの合計貯留高が 4 ヶ月の観測期間を通じて最も大きな値を示した。このタンクモデル定数を時間単位に置き換え解析を行なうこととした。3~4 段に分かれるタンクモデルは、それぞれの段毎の時間遅れを組み込んだ構造であり、時間単位のタンクモデルを用いると降雨のピークが 2~3 時間後まで影響を及ぼす構造となる。T 地区は図 4-14 に示されるように、変位速度のピークは降雨のピークの 2 時間後に現れている。

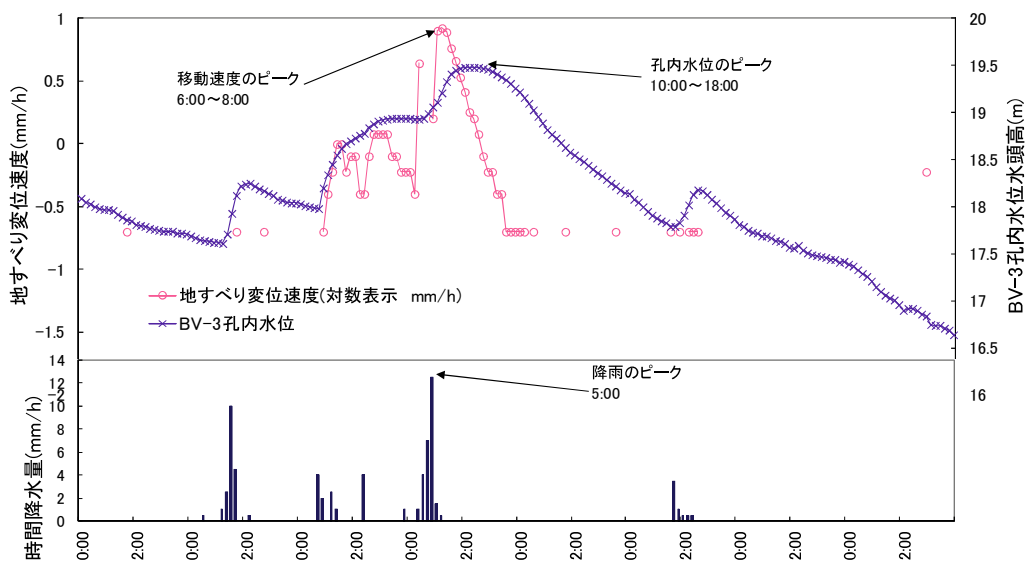


図 4-14 和歌山県 T 地すべり 孔内水位—対数表示地すべり変位速度図

このピークは、**図 4-15** 示すように上位 1～3 段目までの合計貯留高のピークと一致している。また**図 4-15** の $\log V$ と $\log H$ の比較図に示すように、上位 1～3 段目までの $\log H$ が 28mm ($10^{1.45}$) を越えるあたりで地すべりは活発化し、更に $\log H$ が 38mm ($10^{1.58}$) を越える領域では、 $\log H$ と $\log V$ は、両対数表示グラフでほぼ直線的な相関性を示す低減現象を見せている。

以上のように、菅原がタンクモデル探索の出発点として用いているような一般的なモデルを用いても、 $\log V$ と $\log H$ の間に一定の相関性が認められて、菅原のタンクモデルの標準的なモデルを介して地すべり変位速度と降水量の間の相関性についての検討を、一定の精度で実施することが可能な場合があることが確認された。この手法は孔内水位面が形成されにくい急勾配の岩盤クリープ斜面が形成されている場合、また直ちに河川流量の観測が困難な場合においても、菅原の標準的なタンクモデルを用いることにより、降雨と変位速度の相関関係の有無の検討に有効な手法となると考えられる。

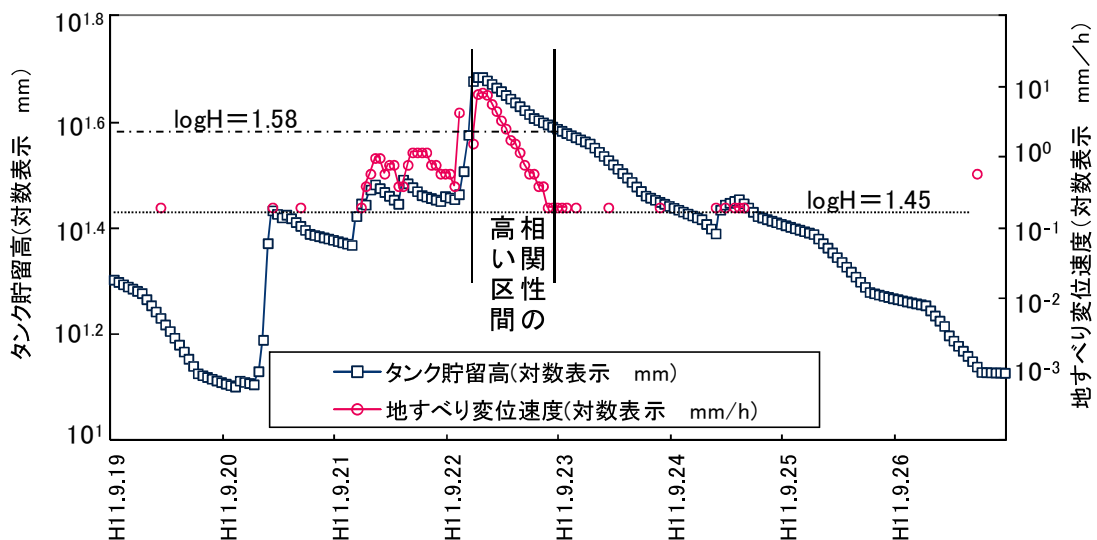


図 4-15 和歌山県T地すべり $\log V - \log H$ 比較図

4.2.2 流量観測による逆解析タンクモデル貯留高と変位速度の相関性の確認

1) 実測流量からのタンクモデル逆解析

前述の徳島県 S 地区において、**図 4-1** に示される地すべり箇所¹⁾に接する溪流にて深層崩壊発生後に流量観測を実施した。移動観測の対象となった移動地塊はすべて撤去された後であるが、流域内には同様な地質状況の山体が残り、溪流流量は周辺一帯の水理地質環境を代表する値であると考えられる。観測地点の流域面積は約 0.03km^2 を有す。観測装置全体を**写真 4-2-1** に示している。中央の三角ノッチの設置されている裏側に背後の溪流から導かれた暗渠が設けられており、三角ノッチの部分に直結され、左側のプラボックス中にデータロガーが収納されている。流量観測は、流量の少ない平常時は**写真 4-2-2**、**写真 4-2-3** に示される水道メーターを用いて積算流量 0.01m^3 毎の時刻を記録する方法を用い、流量の多い時期には同時に三角ノッチをオーバーフローする水位を自記記録する方式を併用し、 $0.1\text{m}^3/\text{day}$ 以下の微量な流量から百数十 m^3/day までの流量観測を可能とした。観測装置は、斜面上部の崩壊に伴う土砂流出によって最終的には全損壊したが、2000 年 1 月 29 日から 5 月 29 日の間、途中 4 月 9 日から 8 日間の欠測期間を含むものの、**図 4-10** の流量グラフに示されるような概ね良好な観測結果が得られた。この観測結果に基づき、同じく現地で実測された降水量観測結果を用いてタンクモデルの逆解析を行った。

逆解析の結果から得られたタンクモデル定数を**表 4-2** に、通常のグラフ表示の実測流出高と逆解析流出高を**図 4-16** に、相関関係を**図 4-17** に示す。なお、**表 4-2** に示す初期貯留高は、移動速度との相関性検討に用いた値である。

観測開始から 3 月 4 日頃までは、流量が少なく、流量の測定精度が粗いため相関性が低



写真 4-2-1 流量観測装置全体



写真 4-2-2 流量観測装置連結部分



写真 4-2-3 水道メーター

いが、3月4日から5月29日の間は概ね一致し、図4-17に示すように、この間の実測流出高と解析流出高は、通常のグラフ表示で相関係数0.872、また両対数グラフでも相関係数0.882の相関性を得ている。

表4-2 徳島県S地区 タンクモデル定数（実測流出高逆解析）

	第1段タンク		第2段タンク	第3段タンク	第4段タンク
	上段	下段			
初期貯留高	0 mm		30mm	20mm	20mm
流出孔高	40mm	5mm	20mm	10mm	5mm
流出係数	0.15	0.1	0.075	0.18	0.025
浸透係数	0.3		0.04	0.1	0.01

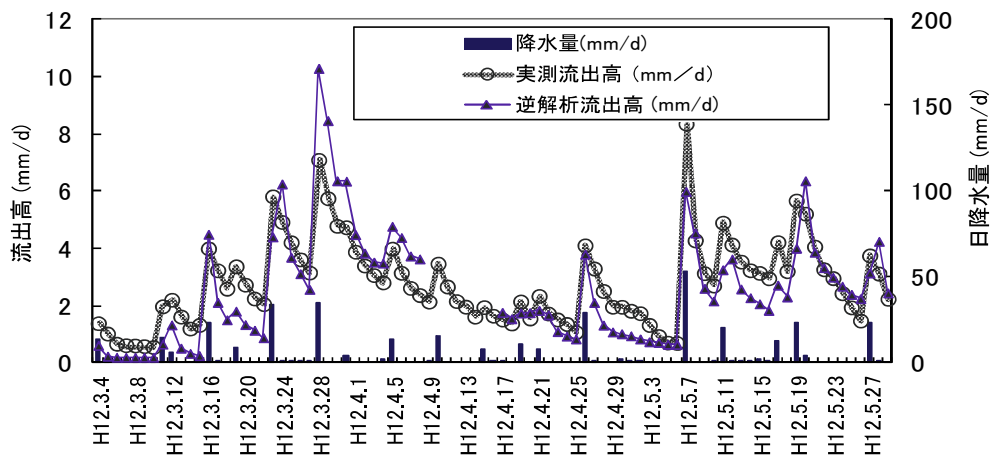


図4-16 徳島県S地区 実測流量—逆解析流量比較図

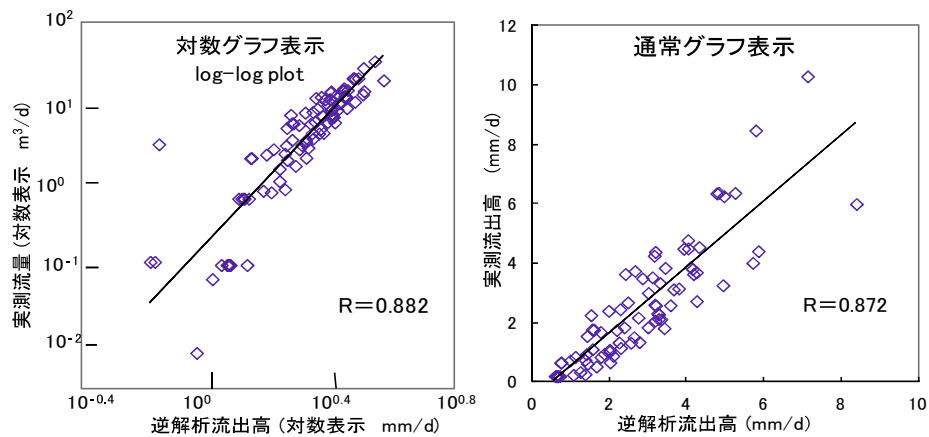


図4-17 徳島県S地区 実測流出高一逆解析流出高相関図

2) 実測流量逆解析タンクモデルと地すべり変位速度の関係

実測流量からの逆解析によって得られたタンクモデル定数を用いて、 $\log V$ と $\log H$ の相関性の検討を行った。ここでは同じく 1~3 段目までの対数表示総貯留高 $\log H$ と $\log V$ の相関性が最も高く、図 4-18 に示すように $\log V$ と $\log H$ の相関係数 0.882 の値を得、図 4-19 に示すように両者の経日変化は菅原モデルとほぼ同等な相似形を示している。以上のように、実測流量から逆算されたタンクモデル定数の値は菅原のモデルとは異なるが、移動速度との相関性に関してはほぼ同等な結果が得られた。

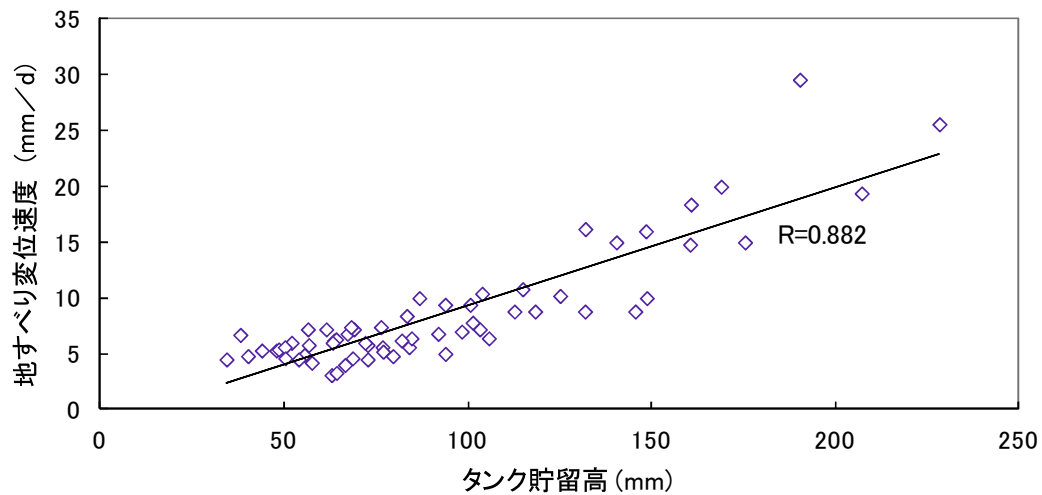


図 4-18 徳島県 S 地区 V-H 相関図 (実測流量逆解析による)

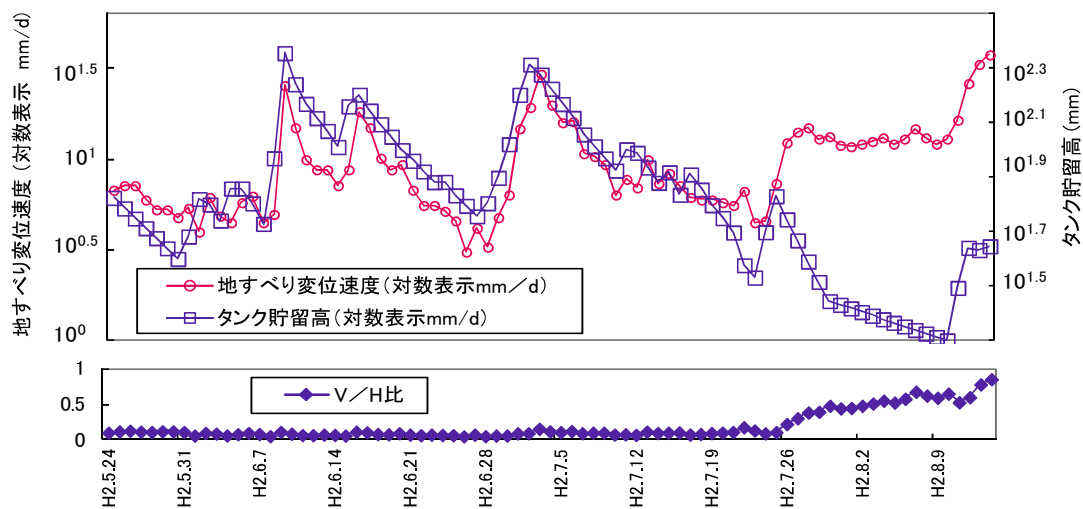


図 4-19 徳島県 S 地区 $\log V - \log H$ 比較図 (実測流量逆解析による)

3) 地すべり変位速度からの逆解析タンクモデル

さらに地すべり変位速度からの逆解析によって、降雨と地すべり変位速度の間には表 4-3 に示すようなタンクモデル定数が得られ、相関係数 0.91 の高い相関性が得られることも確認されている¹⁴⁾。

以上のようにタンクモデルの定数は、表 4-4 にまとめられるようにそれぞれに相違があっても、タンク合計貯留高と変位速度の間に一定以上の相関性が得られている。タンクモデルの諸定数を一義的な値として定めなくても、タンク合計貯留高と地すべり移動速度との間に一定の相関性が得られている。タンク合計貯留高と地すべり移動速度の関係を検討する場合、地区毎に流量から逆算された定数によって検討を行うことが合理的であるが、現場条件や時間的制約で流量観測の困難な状況でも、菅原のタンクモデルなどのような地域の一般値を設定すれば、地区ごとの一義的なタンクモデル諸定数が得られなくても、降雨が地すべりの安定に及ぼす影響度の一定の精度の指標を得ることが確認された。

表 4-3 徳島県 S 地区タンクモデル定数（変位速度逆解析による）

	第 1 段タンク		第 2 段 タンク	第 3 段 タンク	第 4 段 タンク
	上段	下段			
初期貯留高	37mm		37mm	168mm	—
流出孔高	124mm	48mm	0mm	61mm	—
流出係数	0.28	0.09	0.05	0.012	—
浸透係数	0.28		0.018	0	—

表 4-4 タンクモデル定数比較一覧表

		第 1 段タンク		第 2 段 タンク	第 3 段 タンク	第 4 段 タンク
		上段	下段			
流出孔高	菅原の標準モデル	40mm	15mm	15mm	15mm	0
	実測流量逆算	40mm	5mm	20mm	10mm	5mm
	変位速度逆解析	124mm	48mm	0mm	61mm	—
流出係数	菅原の標準モデル	0.2	0.2	0.05	0.01	0.01
	実測流量逆算	0.15	0.1	0.075	0.18	0.025
	変位速度逆解析	0.28	0.09	0.05	0.012	—
浸透係数	菅原の標準モデル	0.2		0.05	0.01	—
	実測流量逆算	0.3		0.04	0.1	0.01
	変位速度逆解析	0.28		0.018	0	—

4.2.3 タンク合計貯留高と変位速度の相関関係

1) タンク合計貯留高の変位速度変動要因の指標としての有効性

降雨を要因とした変位速度の変化は、降雨に伴い間隙水圧や含水量などの地下水賦存状態に変化が生じ、地すべり抵抗力の変動要因として作用していることによると考えられる。従来、地下水位や間隙水圧などの観測という手法によってこれらの要因の評価が試みられてきたが、地すべり現場で変位速度と高い相関性が認められる事例は少なく、またタイムラグが指摘¹⁹⁾されることもあった。ところで、ここではタンクモデルの合計貯留高は、前述の3地区において変位速度との間に時間のずれのない0.77以上の高い相関性が得られている。また、まとまった降雨に伴う変位速度の急増や、その後の移動速度の低減状況にはタイムラグも少なく、よく一致した動きを見せている。このタンクモデルの諸定数は、本来流量観測結果から逆算される値であるが、徳島県S地区では流量の逆解析から求められた定数、変位速度の逆解析から求められた定数、および菅原のモデルによる定数のそれぞれの値は大きく異なるものの、変位速度との間には0.83以上の相関性が得られている。すなわち、地域や地質毎に代表的なタンクモデルの諸定数が与えられれば、タンク合計貯留高は変位速度の降雨による変動要因を表す有効な指標となる可能性のあることを示している。

次に、継続的な滑動を見せていた徳島県S地区、徳島県K地区は、いずれも観測期間を通じて孔内水位はすべり面の上位に位置することは無く、移動地塊の大半は不飽和状態であると考えられる地すべりであった。一方、断続的な滑動を見せていた和歌山県T地区では、孔内水位は常時すべり面上位に位置し、すべり面周辺はほぼ飽和状態にあったが、豪雨の直後にだけ急速な滑動を見せていた。また、表4-1に示されるように、徳島県S地区と徳島県K地区は移動地塊の性状が異なり、和歌山県T地区はさらにすべり面勾配も大きく異なっているが、いずれも菅原のモデルを用いることによって、一定以上の相関関係が得られている。タンク合計貯留高は、この様な飽和状態、移動形態、移動地塊の性状など

の異なる様々な地すべり・岩盤クリープについて、変位速度に影響を及ぼす降雨による変動要因を表す有効な指標となると考えられる。

2) 変位速度とタンク合計貯留高の間の線形相関性とべき乗相関性

前述の3地区共に $\log V$ と $\log H$ の間には図 4-20, 図 4-21, 図 4-22 に示されるように、両対数グラフ上での線形相関性を示している。

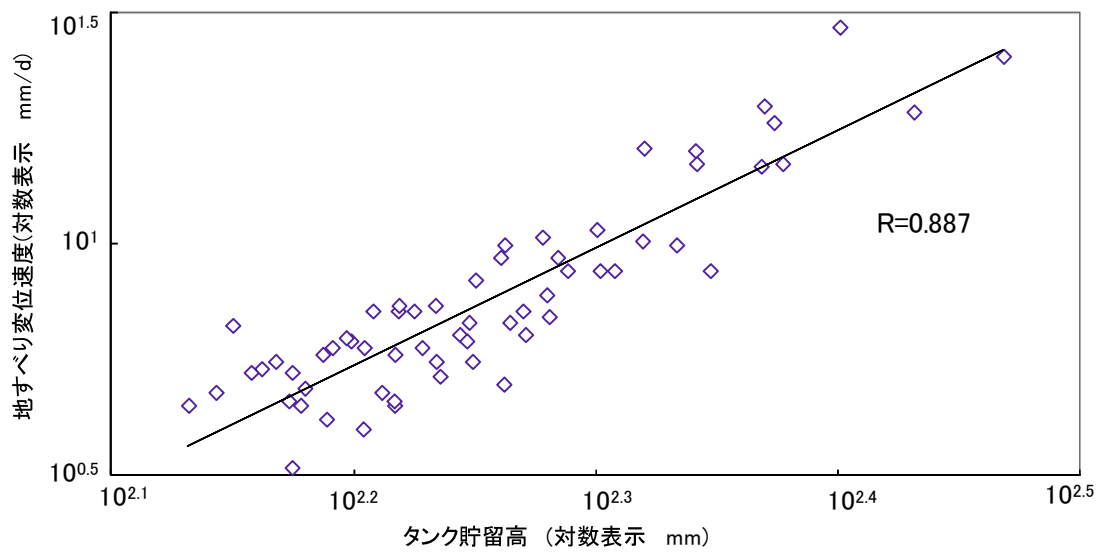


図 4-20 徳島県 S 地区 $\log V$ — $\log H$ 相関図

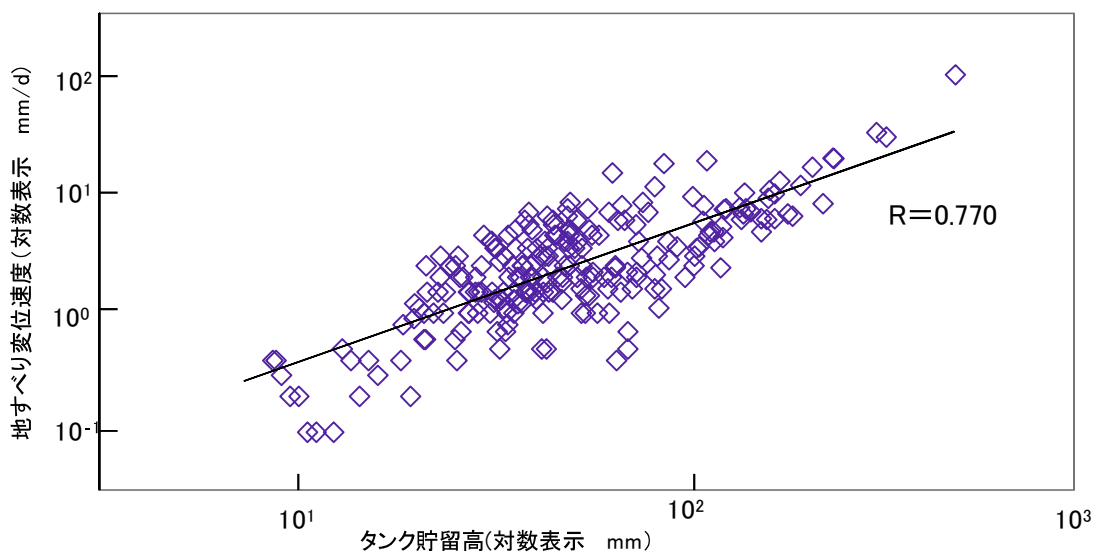


図 4-21 徳島県 K 地区 $\log V$ — $\log H$ 相関図

このことは、基本的には通常のグラフ表示では、変位速度 (V) とタンク合計貯留高 (H) の間にべき乗の比例関係があることを示している。ところが、地すべり移動速度とタンク合計貯留高を通常のグラフ表示で比較すると、徳島県 S 地区は図 4-18, 図 4-23 に示すように逆解析モデル、菅原のモデル共に両対数表示とほぼ同等の線形相関性を示し、徳島県 K 地区も図 4-24 に示すように通常のグラフ表示でべき係数 1 の線形相関性を示している。

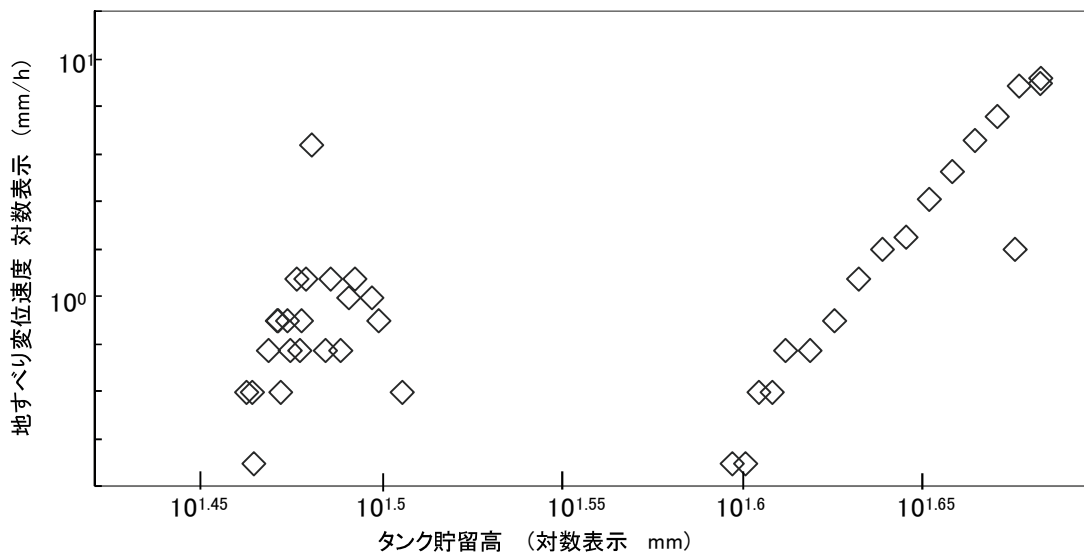


図 4-22 和歌山県 T 地区 $\log V - \log H$ 相関図

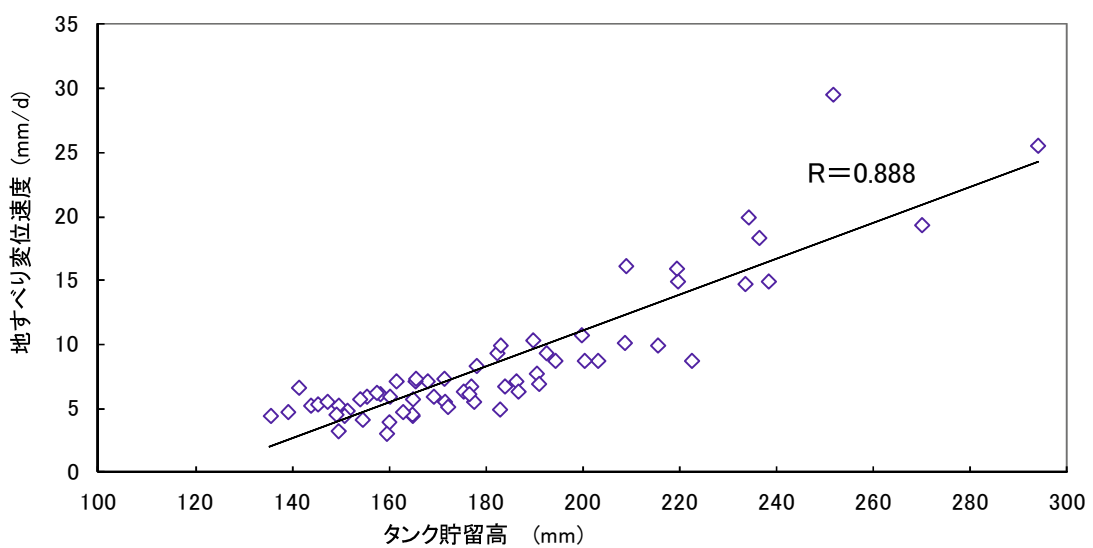


図 4-23 徳島県 S 地区 V-H 相関図 (菅原のモデルによる)

一方、大きな移動速度の変化を示した和歌山県 T 地区は、通常のグラフ表示での線形相関性は認められず、**図 4-25** に示すようにべき係数 5 程度の明らかなべき乗相関性を示している。

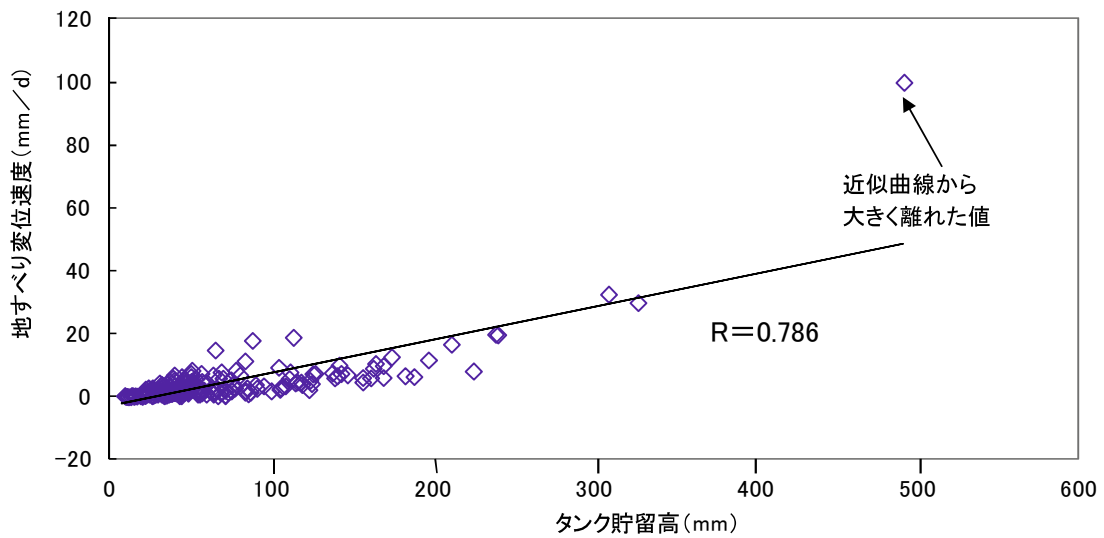


図 4-24 徳島県 K 地区 V-H 相関図 (菅原のモデルによる)

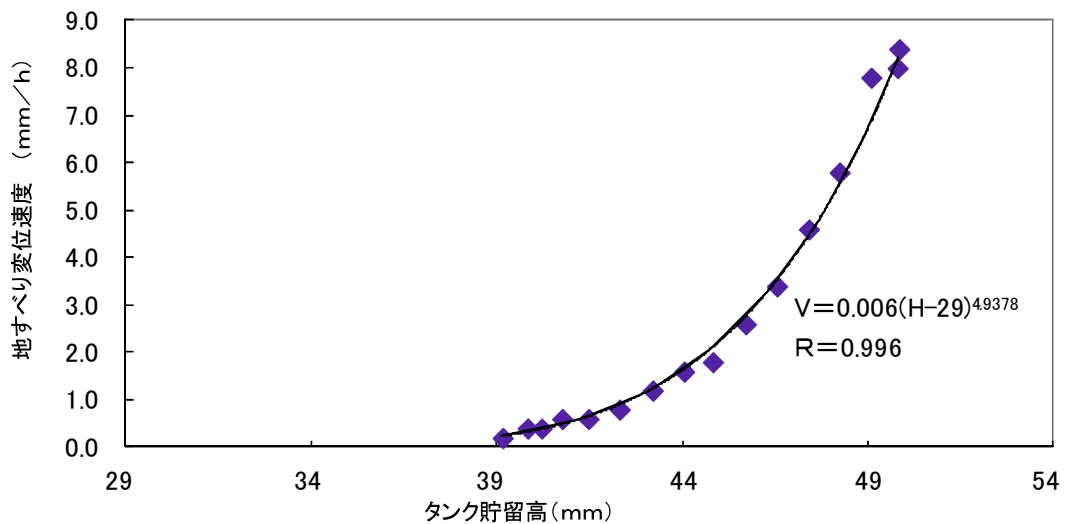


図 4-25 和歌山県 T 地区 V-H 相関図 (菅原のモデルによる)

タンクモデル貯留高の低減割合は、流出係数や浸透係数の調整によって指数関数型の変化にある程度の幅を持たせることは可能であるが、最上段に半減期 1~3 時間程度のタンクを追加して調整を行っても、通常のグラフ表示で線形相関を見せることは無く、常にべき係数 3~5 の範囲のべき乗相関性が認められた。以上のようにタンク合計貯留高と変位速度は、ほぼ線形の相関性を示す場合と、明らかなべき乗相関性を示す場合がある。べき乗の相関性を見せる場合には、同様なタンク貯留高の変動に対しても、変位速度は急激な変化を見せることとなる。

4.3 変位速度の時間依存的なクリープ変動要因と降雨による変動要因への分離

4.3.1 安定度評価事例

以下、地区毎に滑動中の地すべりの安定度評価事例を示す。

1) 徳島県 S 地区

徳島県 S 地区は、**図 4-18**、**図 4-23** に示すように、変位速度とタンク合計貯留高は線形相関性を有していることから、 V/H 比による検討を行う。ここでは**図 4-12**、**図 4-19** の下段のグラフに示すように、 V/H 比は 7 月 25 日頃まで降雨時に V の増加の割合がやや大きくなるものの、概ね一定の範囲の値を保っていた。その後の 8 月 11 日頃までの日移動速度 12 ~13mm/d の定常的な速度が保たれる間を、当初は“第 2 次クリープ領域”と判断していた。しかしこの間合計貯留高 $\log H$ は無降雨期間であるため指数関数的低減傾向が見られるが、一方で移動速度 $\log V$ の低減傾向は見られず、 V/H 比は増加傾向に転じている。すなわち、この期間は降雨に伴う移動速度の指数関数的低減現象と第 3 次クリープに伴う移動速度の指数関数的増加現象がたまたまバランスを取って一定の速度を示していた時期と考えられる。この間の V/H 比は一定の割合での増加傾向が認められるようになり、クリープの段階は、定常速度領域である第 2 次クリープから、加速状態である第 3 次クリープの初期段階に移行したと考えられる。さらに 8 月 11 日以降は、降雨がクリープの段階を更に進行させる要素となった可能性もあるが、さらに加速傾向が明瞭になり、明らかな第 3 次クリープとなった。崩壊当日、降雨はごくわずかであったが、変位速度はさらに急激な増加を示している。8 月 11 日を境にした変化は、林¹⁶⁾の指摘する第 3 次クリープの第 I 段階、第 II 段階に該当する可能性がある。S 地区では最終的な崩壊に至る 8 月 19 日の約 3 週間前から安定度低下傾向が認められるようになり、崩壊が迫っていることが判別可能であった。また、7 月 25 日頃までの期間は、変位速度は、降雨による急増の後は低減傾向を見せていたことから、漠然と“第 1 次クリープ領域”と判断していた。しかし、 V/H 比で示される

クリープの時間依存的変動要因に低減傾向は認められず，ここでは第 2 次クリープ領域と判断すべきであった．地すべり変位速度に減速傾向が認められていても，降雨による変位速度急増後の減速傾向を分離して判断する必要がある，短期的には崩壊に至る可能性はないと判断されるが，どのクリープ段階にあるかの判断は地すべりのタイプ等の要素も考慮し，慎重に行なう必要がある．

2) 徳島県 K 地区

徳島県 S 地区同様に，変位速度とタンク合計貯留高が線形相関性を見せる徳島県 K 地区では，**図 4-13** の下段に示すように， V/H 比は地すべり移動速度が遅い部分ではややばらついているものの，変位速度の急増時には良く対応し，大局的には良い相関性を見せている．また V/H 比は弱い右下がりの傾向が認められ，地すべり活動が徐々に安定化していった現象とも整合的である．しかし，徳島県 K 地区は上位 2 段目までのタンク合計貯留高との間で評価を行っているため，短期的には 3 段目以下のタンク貯留高の低減傾向を第 1 次クリープとして評価している可能性が残る．3 段目タンクで概ね 1~3 ヶ月程度，4 段目タンクは 1 年程度を半減期とするものであり，幾度かのまとまった降雨と無降雨期間を繰り返した後に，ようやく低減傾向がクリープの時間依存的変動要因によるものとして評価可能である．ここでは地すべり現象が発見される前から地すべりは徐々に活動を続けていた可能性もあり，いつ顕著な滑動が始まったかは明らかでない．しかし V/H 比は地すべり観測期間を通じて徐々に低下する傾向にあり，分離されたクリープの時間依存的変動要因は，第 1 次クリープ的な状況にあったと考えられる．このようなケースでも，豪雨時には地すべり移動速度が，当地区の警戒基準としていた 2mm/h を大きく越えて，日移動速度は 100mm/d の値を示した．この日移動速度値は，**図 4-24** の相関図の右上部に示されるように，相関曲線からは大きく上に外れた値を示している．この時期は前述した，移動速度とタンク貯留高がべき乗の相関性を示していた期間の可能性もあり，崩壊の危険が迫っていた可能性があるが，一方で平常時においては少なくとも短期間に急速な崩壊が生じる危

険性はなく、また長期的には安定に向かっていると判断される。

4.3.2 ひずみ硬化に伴う変位速度の指数関数的低減現象

前述のように、まとまった降雨の度に滑動と停止を繰り返すような地すべり地において、減速域では指数関数的低減傾向を示し、さらにタンクモデルの貯留高と一定の相関性を示す事例のあることを示しているが、一方で降雨に起因する要因とは無関係に、また地すべり移動体の全体形状の顕著な変形も伴わずに、地すべり変位速度が指数関数的に低減し、地すべりの停止にまで至る 1 次クリープ的現象が生じる事例も見られる。このような現象の説明には、移動中の地すべりにおけるトータルとしての「すべり面強度」の経時的な増加の要因を考慮する必要がある。

近年、自動観測システムの普及に伴い、高い測定精度の観測データを密な時間間隔で取得することが容易になり、このような地すべり変位速度の変化と降水量、さらには地下水位相互の関係をより詳細に把握することが可能となっている。この降水量から直接算出される値であるタンクモデル貯留高と地すべり変位速度相互の相関関係の検討を行った。

1) 和歌山県 Y 地区の概要

Y 地区は、前述の和歌山県 T 地区の東北東約 18km 付近に位置する、紀ノ川南岸支流沿いの地すべり地である。地すべり深度の浅い小規模な崩積土地すべりあるが、すべり面は 40° 弱のかなり急な勾配を有している点が特徴的である。地すべりブロック末端部の掘削に伴い地すべり現象が急速に活発化したもので、直ちに掘削部分を埋め戻すとともに、大型土のう（通称トン袋）による抑え盛土工を 4～5 段にわたって実施し、同時に地盤伸縮計による監視を開始した。Y 地区は定常的な地すべり変位速度を保ちつつ、降雨時には地すべり変位速度の著しい増減を見せていたが、この過程で明瞭な 1 次クリープ的な歪硬化的現象が生じている。

2) 変位速度の変動状況

2003年7月26日の地すべり発生直後より、冠頭部に設置した伸縮計の1日単位の観測結果を図4-27に示す。観測開始当初は2~3mm/dの変位速度を保っていたが、8月3日の時間15mm、連続雨量16.5mmの降雨を契機に一気に不安定化し、この直後の変位速度は10.6mm/hにまで達した。その後数日は降雨も無く変位速度は一定の割合で徐々に減少していたが、8月9日から10日にかけての連続雨量120mmを契機に再び激しい活動を見せ、時間変位速度は最大70.4mm/h、2日間にわたる変位量は632.4mmに達した。しかしこの後は、豪雨時に大きな活動は示すものの、8月15日以降の130mmを超える連続雨量の際の変位量の割合は相対的に低下し、また降雨がやんだあとの地すべり変位速度減速の割合は8月3日~9日までに比較し明らかに大きくなった。

3) 地すべり変位速度とタンクモデル貯留高

タンクモデル貯留高と変位速度の相関性についての検討を行ったところ、菅原のモデルは良好な相関関係は得られなかったが、短期流出解析に用いられる道上の提示するタンクモデルの1段目のタンク貯留高と変位速度の間に最も高い相関性が認められた。1時間単位での降水量・変位速度・1段目のタンク貯留高を図4-28に示す。

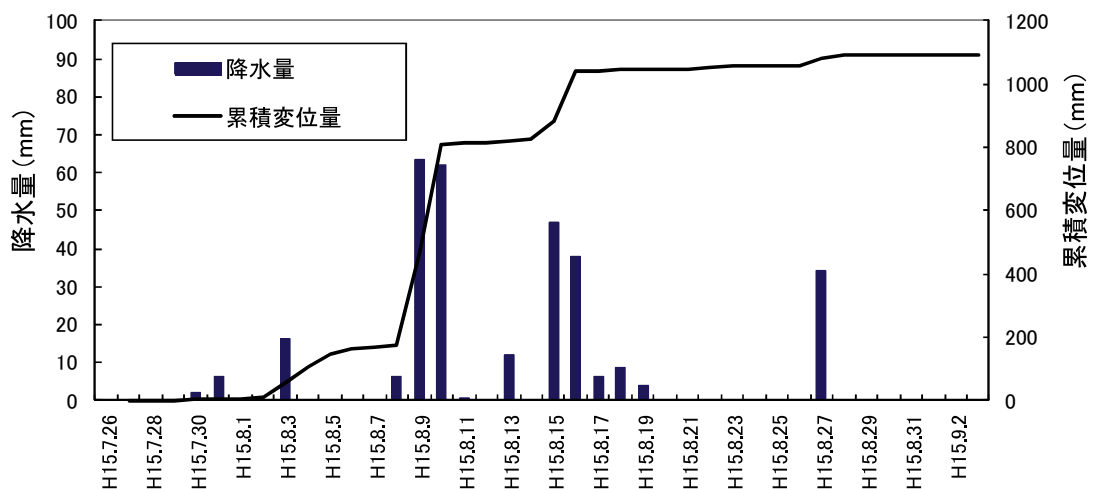


図 4-27 和歌山県 Y 地区 地盤伸縮変動図

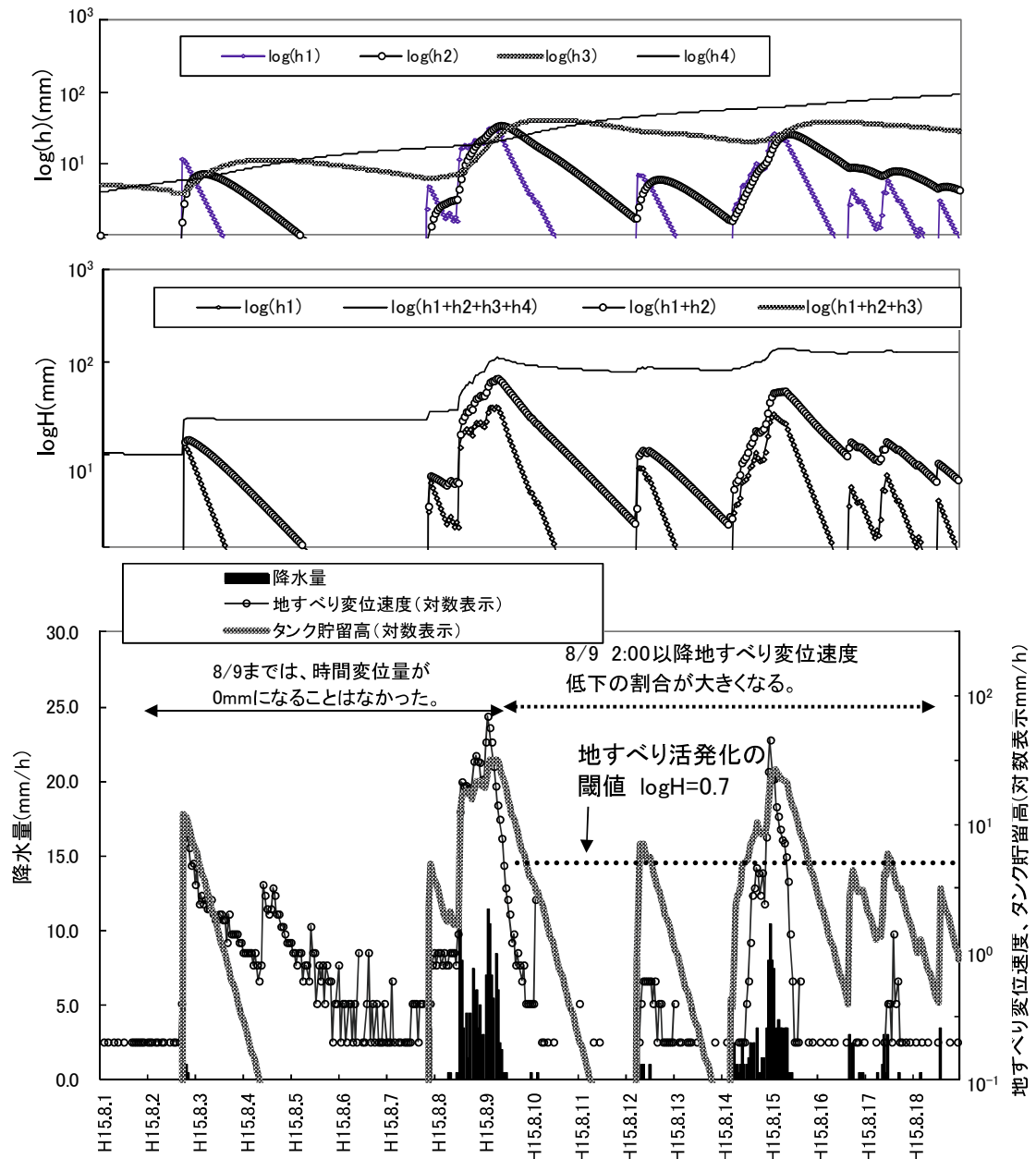


図 4-28 和歌山県 Y 地区 $\log V - \log H$ 比較図 (道上のモデルによる)

図 4-28 の上段，中断のグラフに示されるように，2,3,4 段目と貯留高を加えるほど，降雨の影響は長時間に及ぶこととなり，変位速度が急速に変化する Y 地区では，1 段目のタンク貯留高が変位速度と最も近い変動形態を示していた．道上の示すタンクモデルは 3 段目までの合計貯留高が土壌雨量指数の算定にも用いられている 1 時間単位のモデルであり，豪雨に伴う表層崩壊などとの関連が指摘されている．1 段目の貯留高は降雨に対する変動の割合の最も急速な変化を示す部分であるが，当地区はすべり層厚が比較的薄かつ急勾配であるためか，表土層の含水量変化の影響を大きく被り，この結果タンクモデルの 1 段目の貯留高とも高い相関性が得られたのではないかと考えられる．

ここで，変位速度とタンクモデル貯留高の比率に急激な変化が生じていた，8 月 8 日から 9 日にかけての変動状況を図 4-29 に示す．

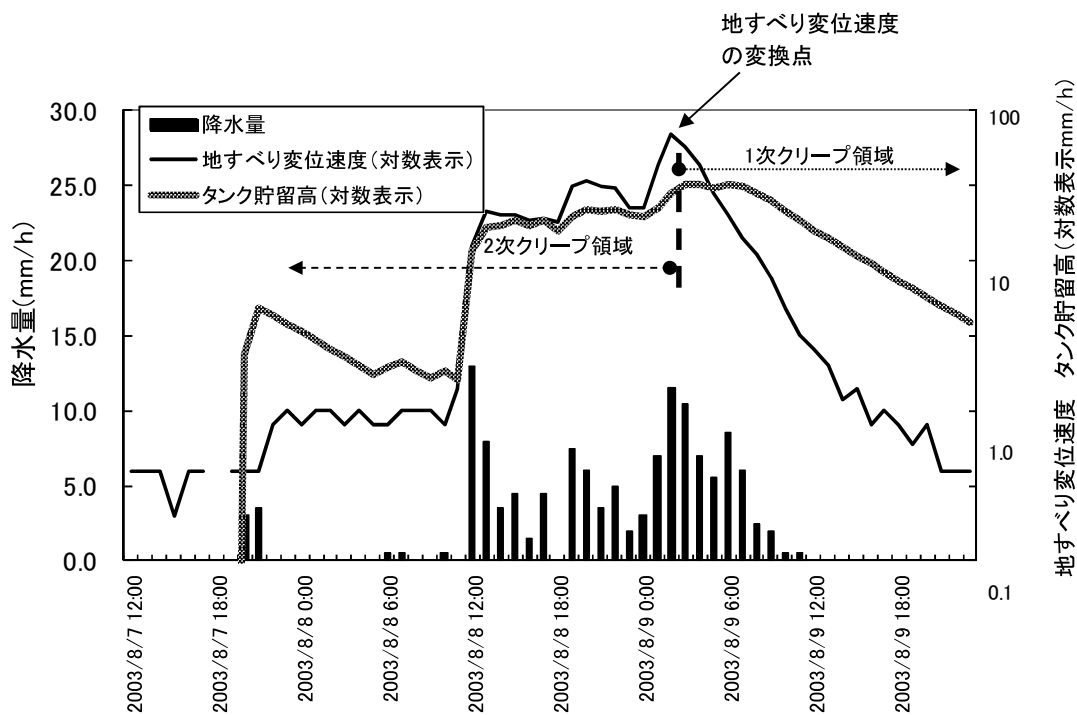


図 4-29 和歌山県 Y 地区 $\log V - \log H$ 比較図（道上のモデルによる）

8月9日の午前2時まで1段目のタンクモデル貯留高と変位速度は、相似的な変動を示していた。しかしこれ以降も5時間にわたって5~10mm/hの降雨が継続し、1段目のタンクモデル貯留高が高原状の高い値を保っているのに対し、変位速度は一定の割合で急速な指数関数的低減を見せ、8月10日4時にはほぼ停止し、変動パターンには大きな変化が生じている。地すべり変位速度と1段目のタンクモデル貯留高の差を図4-30に示す。

8月8日12時~8月9日2時の間、両者の比率は1~1.3の範囲で推移していたが、8月9日2時以降は一定の割合での規則的な低減を示している。この現象は地すべり末端部で施工されていた抑え盛土工の効果が発揮し始めたことによると考えられる。また、当初は常時0.2~0.4mm/h以上の速度を維持していた変位速度が、図4-29下段のグラフに示されるように、8月9日の1次クリープ的現象以降はタンク貯留高 $\log H = 0.7$ 程度を閾値としてこの値以下では顕著な地すべり変動は認められなくなった。なお、急増した変位速度の低減勾配も明らかに増大している。この間、地すべりブロック末端部の地形に顕著な変化は認められず、抑え盛土による効果が発揮され、この過程では1次クリープ的現象を伴いな

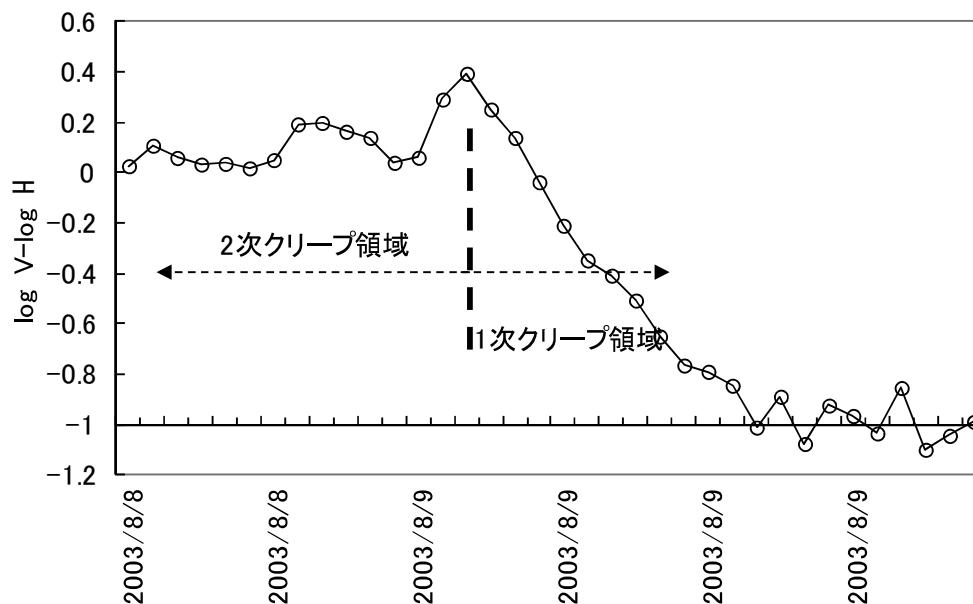
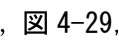
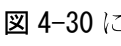


図4-30 和歌山県Y地区 logV-logH変動図(道上のモデルによる)

がら地すべり移動体の強度増加現象が生じていたのではないかと考えられる。なお、このような規則的な地すべり変位速度の指数関数的低減傾向は、当地における交通規制解除の判断にあたっての重要な判断指標として用いられた。

4) 変位速度の指数関数的低減現象について

変位速度が指数関数的低減を見せる地すべり現象には、降雨による不安定化要因が指数関数的低減現象を示す場合と、フォークトモデルに代表されるような 1 次クリープ的要因に基づく 2 種類があると考えられる。

変位速度 V とタンクモデル合計貯留高 H の比率 V/H の経時変化に着目することによって、  に示されるような 1 次クリープ的現象を経て停止に至る過程の識別が可能となる場合がある。変位速度の増大する 3 次クリープと異なり、1 次クリープによる減速現象は、タンクモデル貯留高に起因する減速現象と重なり合うため、1 次クリープ的領域の判断は短期的には困難な場合があるが、指数関数的低減現象が継続している限りは、地すべりは基本的には安定側に向かっていると判断することは可能であると考えられる。

4.4 まとめ

岩盤クリープ・地すべり現象は規模の大きな地塊の動きであり、突然動き出しあるいは停止することではなく、この過程では何らかの規則性を伴っている。一見断続的な変動を見せていると思われる岩盤クリープ・地すべり現象の変位速度は減速域では顕著な指数関数的低減現象を示すことがある。

1) 滑動中の岩盤クリープ・地すべりの変位速度

滑動中の地すべりの変位速度は、多少のばらつきは見られるものの、ランダムな変動を見せることなく非常に規則的な動きを見せるもので、降雨などによる変動要因に対してもある規則性を持って鋭敏に反応することが多い。本研究の開始の契機となった徳島県 S 地区における岩盤クリープ斜面の崩壊に至る経緯の把握は、旧式のペーパー交換式の伸縮計を用いたもので、観測精度はやや劣るものであったが日単位の一定の規則性が確認されている。現在一般的に運用されている全自動観測方式を用いることによってさらに精密かつリアルタイムに現象の把握が可能となり、現象の解明及び対応策の検討はより容易になっている。

2) 降雨による変位速度急増後の指数関数的低減現象

変位速度の変化に着目すると、まとまった降雨によって急速に増加した変位速度が、その後の無降雨期間中、指数関数的低減現象が生じている現象が把握される。この状況は変位速度を対数表示としたグラフを用いることによって容易に把握される。

降雨による地すべり変位速度の変動は、一般的なタンクモデルの最上段から幾段目かまでの合計貯留高と一定の相関性が認められることがある。このような相関関係が認められる場合、観測される降雨量から逐次直接得られるタンクモデル貯留高を、地すべりの安定度の指標として用いることが可能となる。すなわち、タンクモデル貯留高の増大時には警戒

避難等の発令，低減域には解除の検討の有効な指標として用いることが可能となる．変位速度とタンクモデル貯留高の間に見られる相関関係の一連の研究からは，以下のような点が挙げられる．

3) 1次クリープ～3次クリープ領域の判断

滑動中の岩盤クリープ・地すべり斜面における，地すべり変位速度の降雨による変動要因と降水量から直接求められるタンクモデルの間に相関関係が認められる場合があることを明らかにした．この関係を用いて，変位速度とタンクモデルの貯留高の比率を用いて降雨による変動要因を分離することによって，滑動中の岩盤クリープ・地すべりが1次～3次クリープのどの領域に至っているかの判断を可能とした．

① 1次クリープ領域

1次クリープ領域は，変位（歪）速度が指数関数的に減少してゆく遷移クリープ現象である．従来，滑動中の岩盤クリープ・地すべりの変位速度がまとまった降雨のたびに変位速度が急増した後に指数関数的に低減する現象を1次クリープとして捉えることもあったが，この多くは降雨の影響が指数関数的に低減してゆくことに由来するものであると考えられる．比例関係が確認されていたタンクモデルの貯留高 H と，地すべり変位速度 V の間の比率 (H/V)，或いは $\log H - \log V$ に低減傾向が認められる状況は，タンクモデル貯留高と変位速度の相関性の同定の確度を考慮する必要があるが，1次クリープ領域に至っている可能性が考えられ，警戒や避難解除の判断指標の一つとなると考えられる．

② 2次クリープ領域

まとまった降雨のたびに変位速度の急増・急減現象が生じても，タンク貯留高と変位速度の一定の比例関係が継続されている間は，2次クリープ領域と考えられる．一方で変位速度が定常的な速度を保っていてもタンク貯留高との比率 (H/V) が上昇している場合は，3次クリープ領域の前駆現象である場合もあり，警戒・避難何度の判断に当たってはこの推移に注意が必要である．

② 3次クリープ領域

まとまった降雨のない状況で変位速度の加速傾向が継続する場合、或いは降雨の影響を加味してもタンクモデル貯留高と変位速度の比率の増加傾向が認められる状況は、3次クリープに達している可能性が考えられ、警戒をさらに強める必要性が判断される

4) まとめ

滑動中の地すべり、岩盤クリープ斜面の変位速度が降雨の度に増減し、深層崩壊の発生・非発生の判断が難しいという課題については以下のようにまとめられる。

- ① 滑動中の地すべり・岩盤クリープ変位速度とタンクモデル貯留高の間には一定の相関関係が認められる場合がある。
- ② ここで用いるタンクモデル貯留高は、溪流の流量から逆解析されるタンクモデルと菅原の標準的なタンクモデルのいずれを用いても一定の相関性が認められた。
- ③ この相関関係を利用して、1次～3次クリープ領域における変位速度と降雨に伴う変動要因を分離して評価することが可能となる。
- ④ クリープ変位速度 (V) とタンクモデル貯留高 (H) の間には、線形の相関関係 ($V \propto k H$) (k : 比例乗数) およびべき乗の相関関係 ($V \propto k H^5$) がみられる場合がある。
- ⑤ 急勾配を呈した2次クリープ領域の岩盤クリープ斜面では線形相関関係が、相対的に緩勾配の地すべり斜面ではべき乗相関関係がみられ、変位速度の急速な増加と減少が生じている。
- ⑥ 末端部の変形が抑制された地すべり地において、降雨が継続している中で変位速度の指数関数的な低減が生じていた現象は、ひずみ硬化による1次クリープ的現象が生じていると考えられた。

参考文献

- 1) 斎藤 迪孝：斜面崩壊発生時期の予知に関する研究，鉄道技術研究報告，No.626，pp.1-53，1968.
- 2) 福囿 輝旗：表面移動速度の逆数を用いた降雨による斜面崩壊発生時刻の予測法，地すべり，Vol.22，No.2，pp.8-13，1985.
- 3) 土屋 智，大村 寛：斜面崩壊発生時期の予測式とその力学的特徴に関する考察，地すべり，Vol.25，No.2，pp.2-8，1988.
- 4) 室町 忠彦，森野 亮宏，上沢 弘，飯島 哲之助，桜井 孝，今井 篤雄：国鉄沿線における斜面災害の実態(1)，鉄道技術研究報告，No.1012，pp.24-29，1976.
- 5) 土木研究所地すべり研究室：第 50 回建設省技術研究報告 7，地すべり対策の評価手法の検討，pp.7-1～7-28，1996.
- 6) 吉松 弘行：地すべり地における地下水変動現象の解析，地すべり，Vol.17，No.2，pp.20-25，1980.
- 7) 鈴木 雅一，小橋 澄治：がけ崩れ発生と降雨の関係について，新砂防，Vol.121，pp.16-26，1981.
- 8) 鈴木 雅一・福寫 義宏・武居 有恒・小橋 澄治：土災害発生の危険雨量，新砂防，No.110，pp.1-7，1979.
- 9) 牧原 康隆：土壌雨量指数と斜面災害予測の展望，(地すべり学会現地討論会資料)，pp.79-96，2000.
- 10) 永井 明博：長短期流出両用モデルの標準的定数について，農業土木学会論文集，No.180，pp.59-64，1995.
- 11) 菅原 正巳：続・流出解析法，共立出版，1979.
- 12) 水理公式集例題集（昭和 60 年版），土木学会，p.38，1985.
- 13) 神原 規也，佐藤 丈晴，吉田 庄太：携帯電話を用いた全自動観測システムの開発と観測事例，土木学会論文集，No.70／VI-54，pp.189-194，2002.
- 14) 神原 規也，丹下 英雄：降雨と地すべり移動速度の相関性に関する考察，第 38 回日本地すべり学会研究発表講演集，pp.157-160，1999.
- 15) 川邊 洋，芝野 博文，西尾 邦彦，山口 伊佐夫：地すべり地盤の変形に及ぼす間隙水圧の影響についての一考察，地すべり，第 27 巻，第 4 号，pp.33-36，1991.
- 16) 林 拙郎，駒村 富士弥，朴 甫源：斜面崩壊発生時期の予測について，地すべり，Vol.24，No.4，pp.11-18，1988.

第5章 3次クリープを経て深層崩壊に至る岩盤クリープ斜面の変形過程と地形特性

岩盤クリープ地形は、地すべりに比較して地形的な特徴が不明瞭なため見逃されやすい。また直前の強い地震動、あるいは崩壊に先立つ際立った豪雨などの直接的な誘因もなく、岩盤クリープ斜面においてクリープ変形が進行し深層崩壊に至ることがある。このような深層崩壊は、前兆現象が的確に把握・評価されない場合、第1章で述べた総社地区のような悲惨な被害が生じることがある。一方深層崩壊に先立ち、伸縮計などによる動態観測が実施され、3次クリープを経た崩壊時刻の予測が行われることによって、人的な被害が回避された事例も報告されている。本章では、岩盤斜面が2次クリープ段階或いは3次クリープ段階を経て深層崩壊に至った事例の内、筆者の現地調査あるいは観測結果を行った表5-1に示す事例などに基づき、深層崩壊に至るプロセス及び地形的特性の考察を行い、地形判読、現地調査、危険度評価に当たっての着目点の検討を行う。

表5-1 2次・3次クリープ現場調査事例

挙動	地区名	規模 (万m ³)	発生域傾 斜角(°)	崩壊発生までの状況	降雨等の影響
リ ー プ 2 次 ク	京都府U地区	4.3	40	H4年4月小崩壊発生。2次クリープ段階 未崩壊	変位速度は降雨時に変化なし
	奈良県折立	230	42	2011年5月発見。2次クリープ段階 未崩壊	2013年の12号台風の豪雨で1m前後の滑動
3 次 ク リ ー プ を 経 た 崩 壊 事 例	奈良県旧大塔村宇井	20	43	H16年1月に擁壁亀裂発見、2/9 観測開始、7/30の頂を契機に3次クリープに移行、8/10 0:15崩壊発生。	2次クリープ段階では降雨停止と共に変位速度は減速
	岐阜県東横山	5	40~45	H18年4/11法面小崩壊。4/28観測開始、5/7の降雨を契機に3次クリープに移行。5/13全面崩壊	降雨を契機に3次クリープに移行
	徳島県S地区	2.5	40	H2年5/24観測開始。7/27 無降雨時に3次クリープに移行。8/19に崩壊発生	2次クリープ段階では降雨停止と共に変位速度は減速
	奈良県R地区	0.8	45	H26年5/20観測開始直後から3次クリープ段階にあり、5/25に崩壊発生	降雨とは無関係に変位が発生し、無降雨時に崩壊発生
	岡山県総社市採石場	80	46	H13年3/12 午前6時頃に小崩壊発生、10時15分頃第崩壊発生	直前10日間の降水量15mm

5.1 2次クリープ段階の岩盤クリープ斜面の変動観測事例

5.1.1 京都府U地区¹⁾

1) 2次クリープ観測の経緯

京都府京北町魚ヶ淵の府道上部に形成されていた岩盤クリープ斜面の事例である¹⁾。当地区は、切土工事から約20年を経て、**写真5-1**に示されるような吹き付け法面一帯にわたる変状が懸念されていたが、1992年3月に発生した**写真5-2**に示す法面の左上方の小規模な斜面崩壊を契機に、抜本的な対策が検討されることとなった。この段階で、斜面崩壊地の

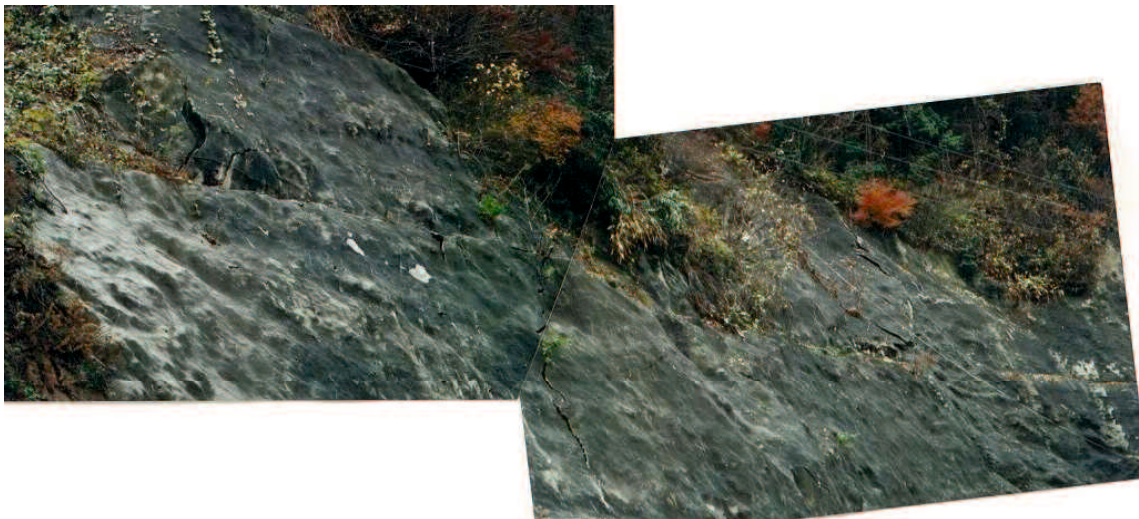


写真5-1 吹き付け法面に広範囲にわたって生じた亀裂変状



写真5-2 岩盤クリープブロック左側方部の崩壊状況



写真5-3 U地区冠頭部の段差開口亀裂

右上方の稜線付近に、崩壊地を覆うように、写真 5-3 に示されるような落差数十 cm 程度の比較的新しい段差亀裂が 2 段形成されているのが発見された。

これらの変状から、図 5-1 に示されるような岩盤クリープブロックが想定されたため、地盤伸縮計による観測を開始した。

冠頭部に設置された伸縮計は、図 5-3 に示されるように 2~3mm/月と極めて緩慢ではあるが、降雨に地すべり変位速度が敏感に反応することもなく、降雨の少ない時期にも着実に変位量が累積してゆく傾向を示し、2 次クリープ領域に該当する変位であると判断された。

2) 地形特性

形成初期段階の小規模な岩盤クリープであり、図 5-1 の平面図に示されるように岩盤クリープ地形が不明瞭である。ここでは、冠頭部亀裂と段差亀裂と末端部の変状と考えられる吹き付け法面に生じた網目状の亀裂(写真 5-1)の関連の有無の確認を目的として、この間に図 5-2 断面図に示されるような垂直、水平の 2 か所の調査ボーリングを実施した。このようなケースでは、通常 2 か所以上の垂直ボーリングが実施されるものであるが、経費と時間を節約するために、同一の仮設足場上で垂直ボーリングに続き水平ボーリングを実施した。この結果、図 5-3 の断面図に示されるような深度においてほぼ当初の想定通りのすべり面状の攪乱岩塊層が確認され、引き続き実施された孔内傾斜計の観測によって転倒型(サッキング型)変状も含む、岩盤クリープ性変動が確認された。

当地区に形成されている岩盤クリープは、幅、奥行き約 60m、層厚 12m、移動地塊量 43000m³程度の比較的小規模なものであるが、図 5-1 の平面、図 5-2 に示す断面形状、及び図 5-2 の伸縮計変動図の移動形態に示されるような、典型的な岩盤クリープ斜面であると考えられる。しかし、この時点で側方部の段差亀裂や末端部のすべり面は地表面では確認されていない。

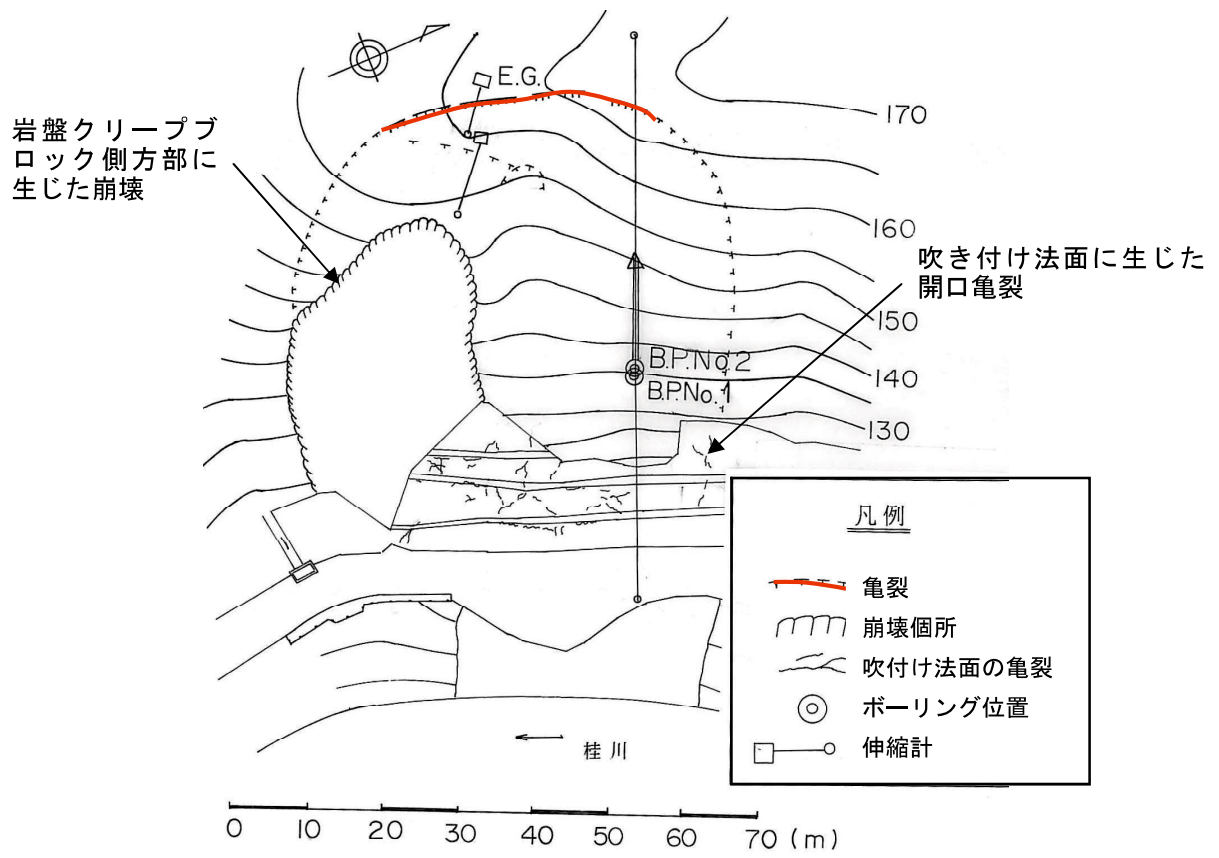


図 5-1 京都府 U 地区 (平面図)

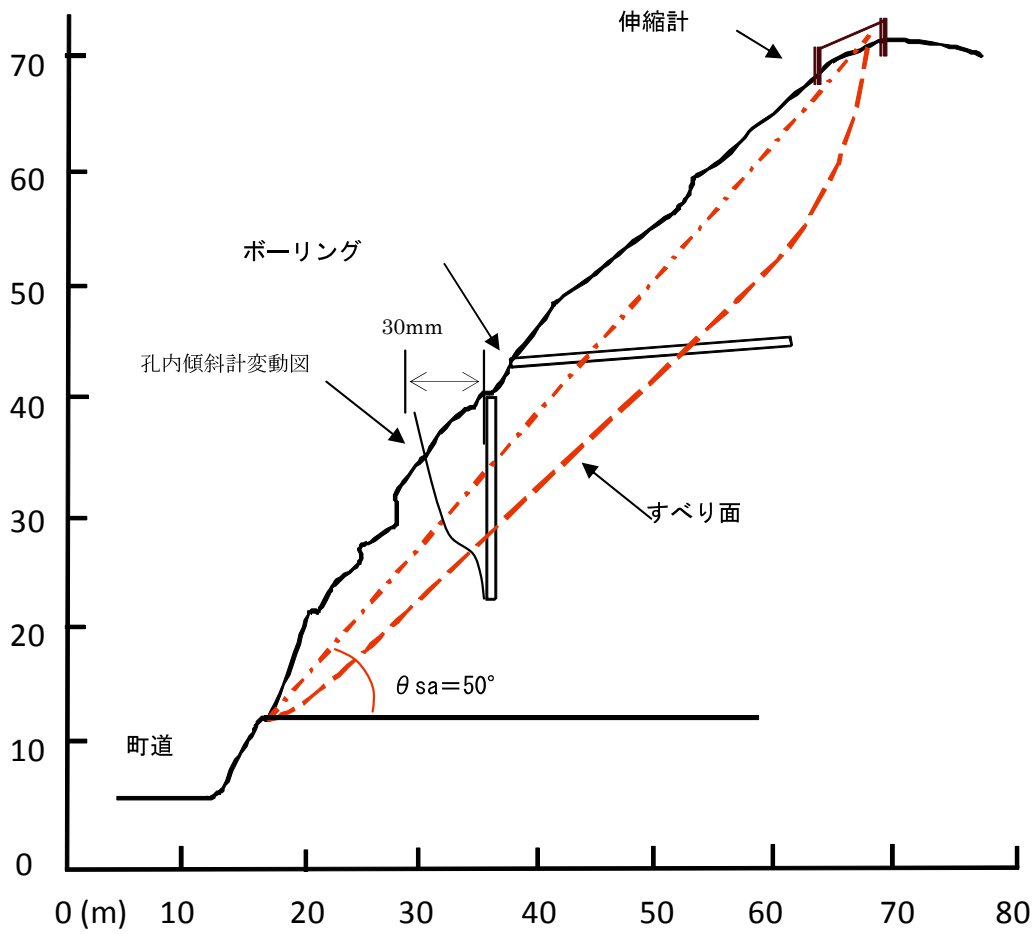


図 5-3 京都府 U 地区 (断面図)

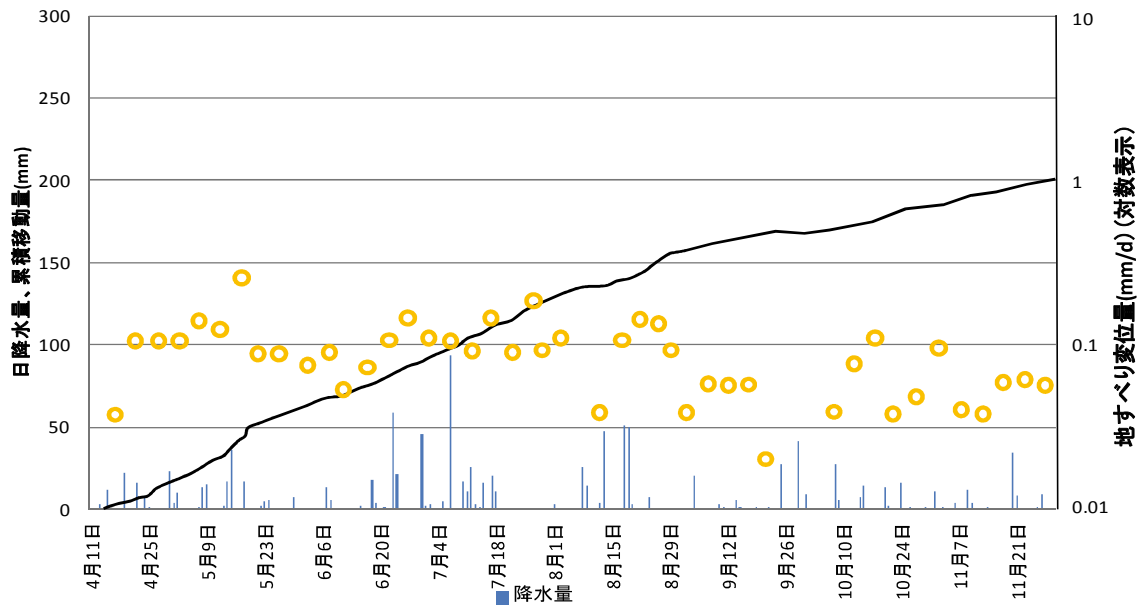


図 5-2 京都府 U 地区伸縮計変動図

通常の累積変位量グラフと共に 7 日平均の対数表示の日変動量を○でプロット

5.1.2 奈良県 折立地区²⁾

1) 2次クリープ観測の経緯

国道168号を横断する微小な亀裂(写真5-5)や護岸擁壁の変状(写真5-6)の原因調査のために、2005年4月に実施された現地踏査によって、国道から約100m上部の斜面において高さ、幅10mに達する大規模な帯状陥没帯(写真5-4)が発見され、図5-4に示されるような幅160m、奥行き220m、層厚65m以上に達する大規模な岩盤クリープの存在が確認された。直ちに平面図に示す位置において伸縮計による観測が開始されると共に、各種地質調査・対策工の検討が開始された。

2) 観測の経緯

2005年4月～2008年3月までの伸縮計観測結果を図5-5に示している。豪雨時に一時的に加速する傾向が見られるが、その後定常変位速度に減速し、冠頭部に設置されたS-3伸縮計において220mm/3年の累積変位が記録されている。

2011年の12号台風の際には、写真5-7に示されるように、国道168号において1m前後の横断亀裂が形成され、国道は通行不能となったが、全面的な深層崩壊に至ることはなく、その後抑止、抑制工が実施されている。

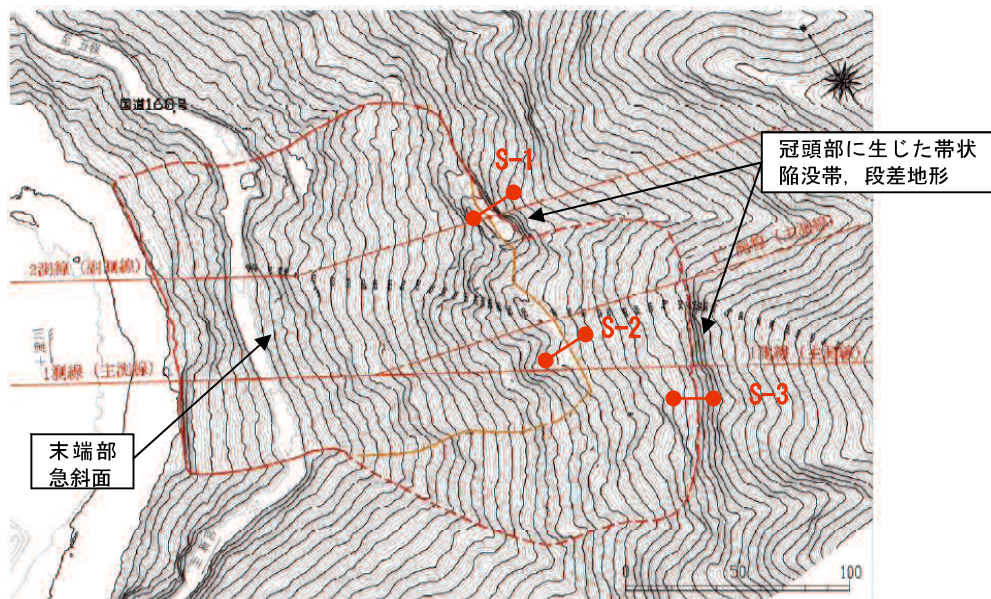


図5-4 奈良県折立地区(平面図)²⁾より加筆修正

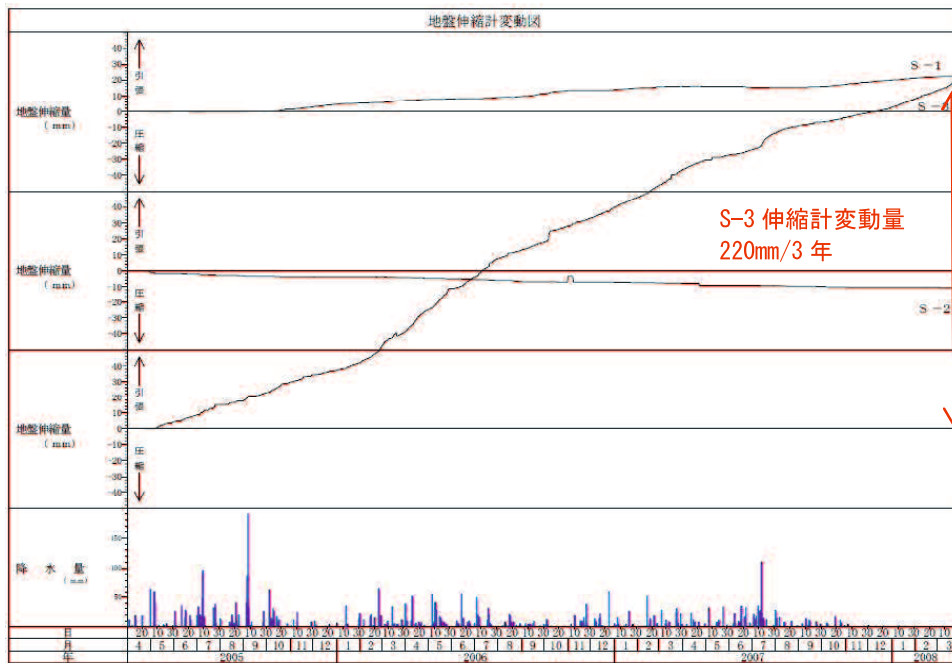


図 5-5 奈良県折立地区伸縮計累積変動図²⁾より加筆修正

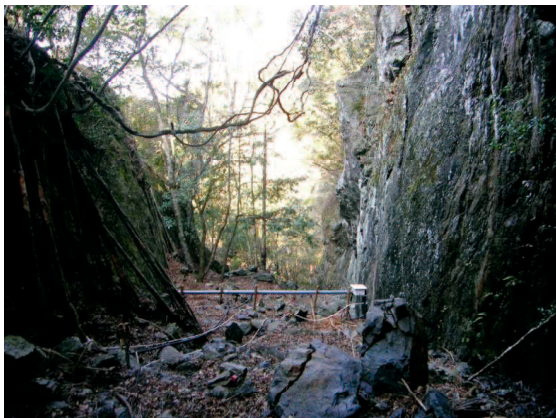


写真 5-4 幅、深さ 10m の帯状陥没帯 (2005 年)



写真 5-5 道路を横断する亀裂 段差なし (2005 年)



写真 5-6 護岸擁壁変状 (2005 年)



写真 5-7 2011 年 12 号台風直後の変状

5.2 3次クリープを経た深層崩壊事例

5.2.1 奈良県旧大塔村宇井地区³⁾

1) 深層崩壊発生過程の概要

2011年の12号台風による十津川流域一帯の深層崩壊に先立つ、2004年8月10日に奈良県旧大塔村宇井地区において発生した写真5-8に示される深層崩壊は、崩壊発生の前に地すべりの形状や移動形態などが詳細に把握され、崩壊発生時刻の予測が行われると共に、ビデオ撮影映像などによって崩壊時の地すべり移動速度の変化などの経緯が正確に把握されている。崩壊時の移動地塊の速度は、崩壊開始の5秒後には3.5m/sの速度に達し、徐々に速度を低下させながら20秒後に停止したとされる³⁾。崩壊の規模は、移動地塊量20万m³と比較的小規模なものであるが、図5-6に示されるように深層崩壊発生域傾斜角が43°程度と非常に急勾配な点に特徴がある。

2) 深層崩壊に先立つ経緯及び直前の降雨等の状況

2004年1月に国道の路面・擁壁に変状が生じ、その後の現地踏査によって冠頭部の亀裂などが発見され、2月9日より伸縮計による動態観測が開始された。

図5-7に示されるように、崩壊に先立ち7月下旬、8月上旬にかけて襲来した台風11号、12号に伴う総雨量540mmの降雨によって地すべりの変位量は急速に増加したが、その後一旦減速している。崩壊の発生した8月10日直前数日間に、前述の豪雨時の深層崩壊に該当するような著しい豪雨は記録されていない。8月8日には変位速度が2mm/hを超過したことから、国道168号は通行止めとなり、さらに明らかな3次クリープ段階に至り、崩壊土砂が対岸に及ぶ懸念から8月9日23時30分には対岸の迂回路も通行止めとされ、8月10日0時15分に全面的な崩壊が発生した。移動地塊の大半は瓦礫状の岩砕となり、岩屑なだれの移動形態をとったものと考えられ、崩壊土砂の大半は斜面下方に堆積しているが、一部は十津川を越え対岸斜面に到達した。



写真 5-8 奈良県大塔地区深層崩壊箇所全景

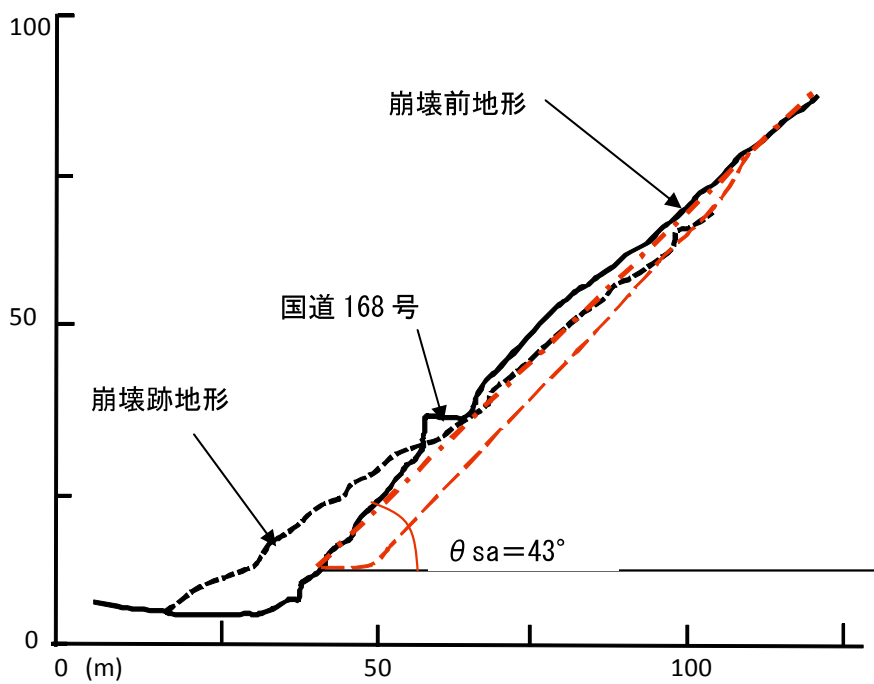


图 5-6 奈良県大塔地区(断面图)³⁾ より加筆修正

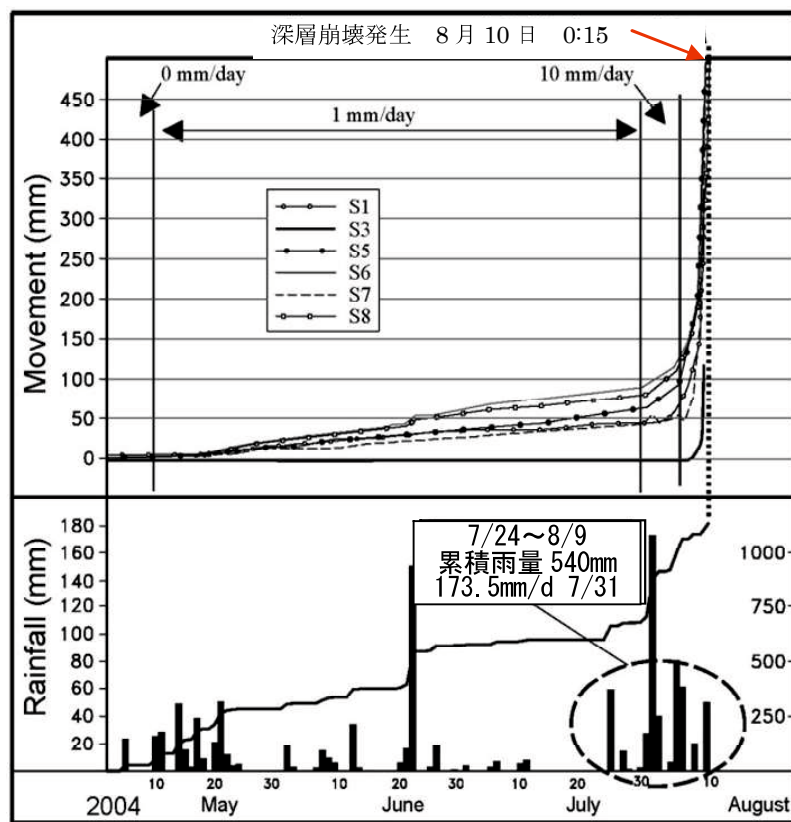


图 5-7 大塔地区伸縮計変動图³⁾ より加筆修正

3) 地形特性

深層崩壊発生前の周辺一帯の斜面形状は、航空写真測量による平面図では斜面縦横断方向共に斜面傾斜角に大きな変化は見られず、微妙にせり出したような起伏の乏しい平滑な斜面が認められる。深層崩壊地両サイドの沢地形や、明瞭なはらみだし地形や頭の段差・陥没地形なども認められず、図 5-8 の地形図から地すべり地形、岩盤クリープ地形の判読は困難な形状を呈していた。深層崩壊は、国道をまたぐ形で最初は角型の平面形状で発生し、その後上部に 2 回にわたって拡大し、深層崩壊後には馬蹄形状の崩壊跡地形が形成されている。深層崩壊発生域傾斜角は、 43° の非常に急峻な勾配を有し、また深層崩壊の平均層厚は 17m 前後と幅 120m、長さ 100m の規模に比較するとやや薄いものである。

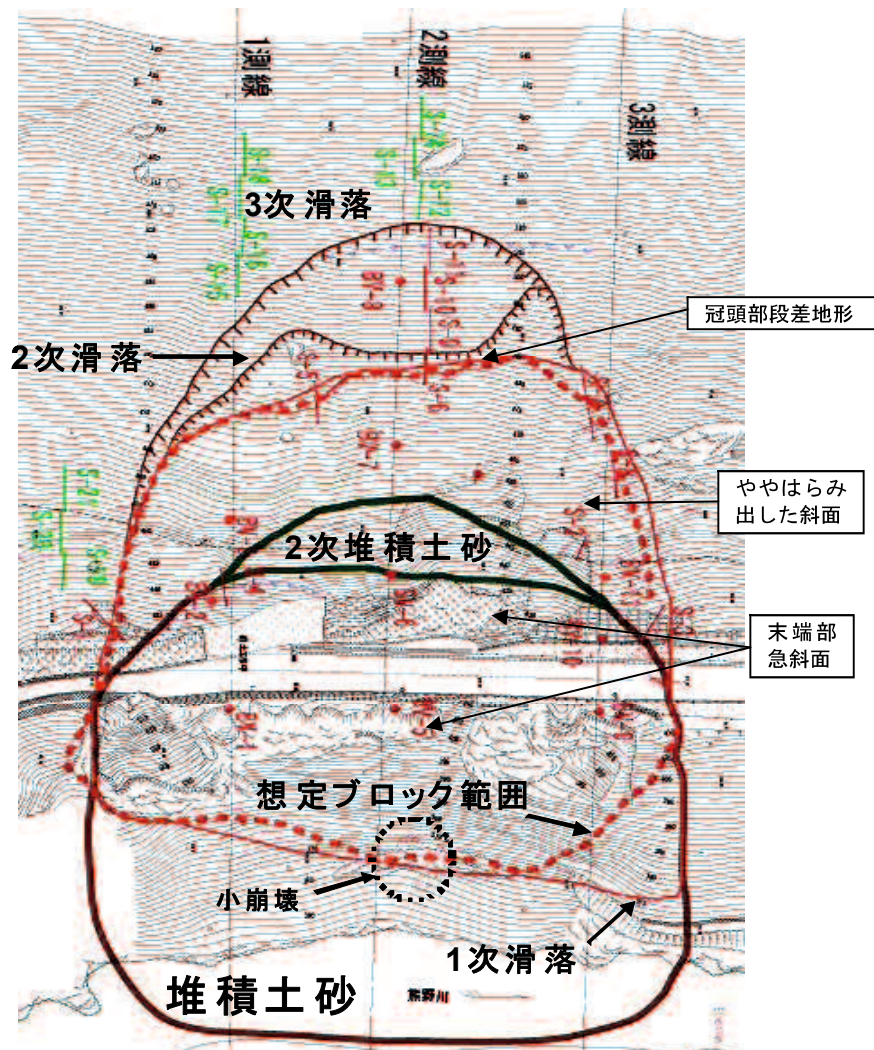


図 5-8 奈良県大塔地区(平面図)³⁾より加筆修正

5.2.2 岐阜県東横山地区⁴⁾

1) 深層崩壊発生過程の概要

2006年4月11日に道路山側法面の崩壊が発生し、その後冠頭部亀裂などが発見されたものである。5月7日に伸縮計による全自動観測による監視が開始され、変状発生から32日後の5月13日に、**写真5-9**に示されるような最終的な深層崩壊に至っている。ビデオ撮影から解析された崩壊時の地すべり本体の移動速度は、1.3～2.2m/sに至ったとされているが、崩壊の過程で移動地塊はバラバラに分離し、岩屑なだれ状の崩壊を見せ、表層部分の崩壊移動速度は8.5～11.8m/sに至ったとされている⁵⁾。深層崩壊は一度に全面的な崩壊が生じたものではなく、5月12日13時38分から5月13日7時59分にかけて約18時間の間に大きく6回にわたり、側方部に生じた小規模な崩壊が拡大する形で崩壊に至ったとされている⁴⁾。



写真5-9 岐阜県東横山地区 崩壊直後

2) 変位速度の変動状況

深層崩壊に先立ち、図 5-10 に示すように 5 月 6 日 23 時～5 月 7 日 22 時にかけて累積雨量 80mm、5 月 10 日 15 時～5 月 11 日 7 時にかけての累積雨量 55mm によって地すべり変位速度が急増したが、深層崩壊発生の直前に豪雨時の深層崩壊に該当するような豪雨は生じていない。移動地塊の大半は不飽和状態で乾燥した瓦礫状の岩屑となって堆積している。

3) 地形特性

深層崩壊の規模は、幅約 150m、高さ約 135m、崩壊土砂の土量約 25 万 m^3 と考えられている⁴⁾。深層崩壊地は、南北方向に細長く伸びる尾根筋の南端が揖斐川によって断ち切られる尾根状地形末端部に位置している。深層崩壊地の航測平面図に基づく平面形状は、図 5-10 に示されるような尾根状地形を呈しているが、ややはらみだしている傾向が認められる。周辺一帯は急峻な斜面が形成され、深層崩壊の発生域傾斜角は図 5-9 に示されるように約 45° ⁶⁾ の急斜面を形成している。

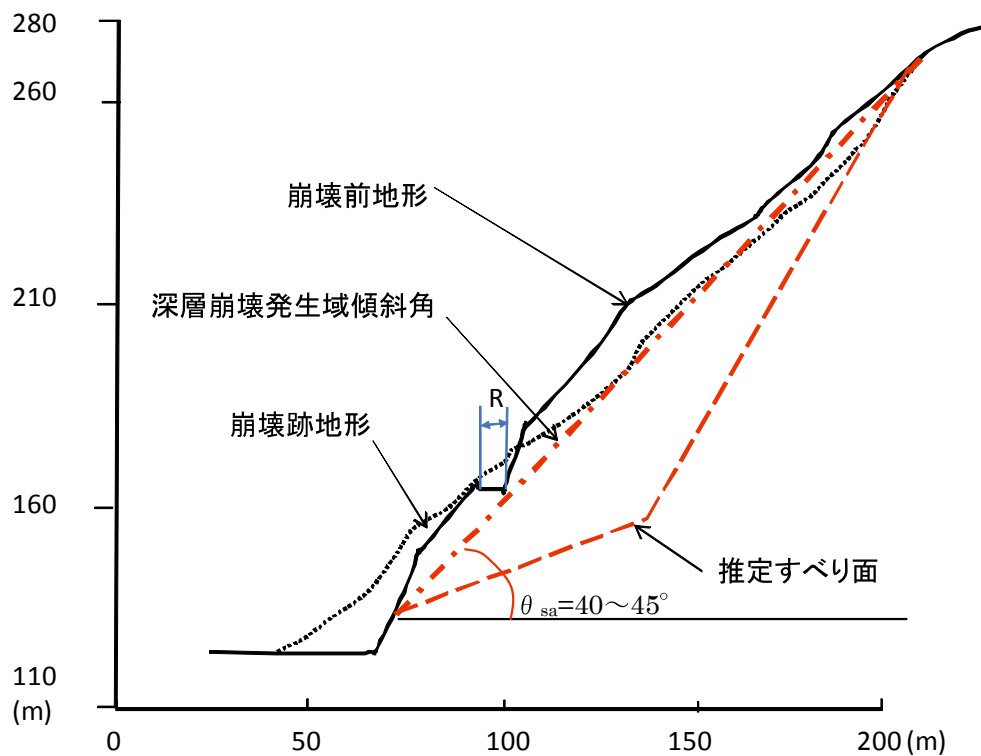


図 5-9 岐阜県東横山地区(断面図) ⁶⁾より加筆修正

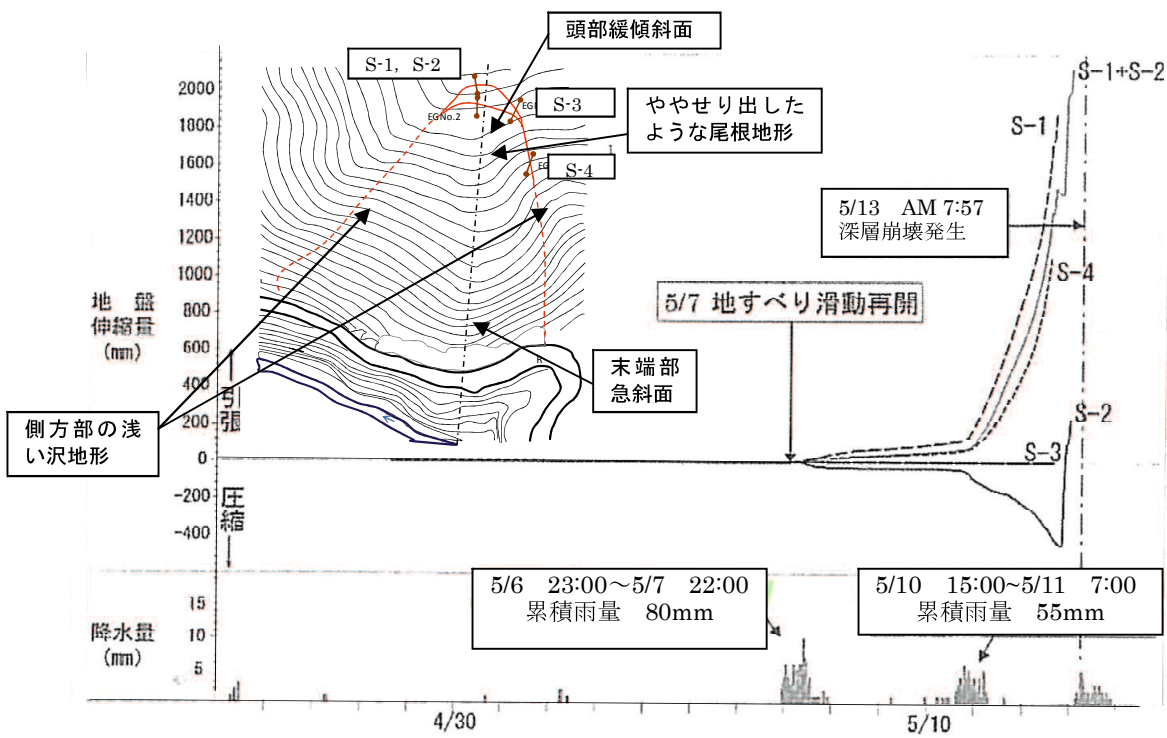


図 5-10 岐阜県東横山地区 平面図, 伸縮計変動図⁵⁾より加筆修正

5.2.3 徳島県 S 地区⁷⁾

1) 深層崩壊発生過程

4章で紹介しているこの深層崩壊は、1990年5月中旬、ブロック側方部の小崩壊に伴って冠頭部の亀裂が発見されたものである。小崩壊発生の10日ほど前には、80mm程度の日雨量を経験しているが、その後目立った降雨は殆ど認められず、無降雨時に突然法面の一部が崩落し、この背後の亀裂が発見された。亀裂発見後直ちに図5-11の平面図に示される位置に伸縮計を設置し観測を開始した。4章で掲載している断面図を図5-12に再掲しているが、表土や風化帯はごく薄く、移動地塊の大半は弱風化岩層からなり、コアからのすべり面判定は困難であったが、激しい移動を見せ移動境界面の位置は孔内傾斜計によって確認された。



写真 5-10 徳島県 S 地区 全面崩壊直前の全景写真

2) 変位速度の変動状況

変位状況の詳細は 4 章で詳述しているが、観測開始から深層崩壊に至るまでの伸縮計観測結果を図 5-13 に示す。図には累積移動量と共に対数表示した日移動速度を記載している。降雨の無い時期でも 1 日に 2～8mm 程度の移動が続いていた。数十 mm 以上の降雨の度に変位速度が急増し、日移動量 20mm に達し、時間移動量 2mm の警戒基準値を越えることもあった。しかし降雨によって急増した変位速度は、その後の無降雨期間には指数関数的に減速して行く現象が 5 月 24 日～7 月 26 日の間確認されていた。ところが降雨等のきっかけも無く、7 月 27 日頃から変位速度が 1 日当たり 12～13mm に上昇し、そのまま定常速度を保つようになった。このため、いわゆる“2 次クリープ”状態に達したとして警戒を強めていたが、8 月 11 日頃から変位速度の増加傾向が明瞭になった。このため明らかな 3 次クリープ領域に至ったと判断され、警戒を強めていたところ、8 月 19 日には十数 m の滑動と共に移動地塊の 1/3 前後が崩落した。

最終的な崩壊発生時の動きは一度に全面的な崩壊に至るものではなく、末端部や側方部の急崖斜面部分において、小規模な崩壊が数時間以上にわたって幾度も発生するような形態を示していた。

3) 地形特性

図 5-11 の平面図に示されるように、平滑な斜面が僅かにはらみだしたような形状を呈し、岩盤クリープの可能性は認められるものの明瞭ではない。一方深層崩壊発生域の傾斜角は、図 5-12 の断面図に示されるように 40° と急峻な勾配を呈している。深層崩壊の規模は幅 40～50m、斜面長 50m、平均層厚 13m と比較的小規模なもので、移動地塊量は 20,000～25,000m³程度と見積もられる

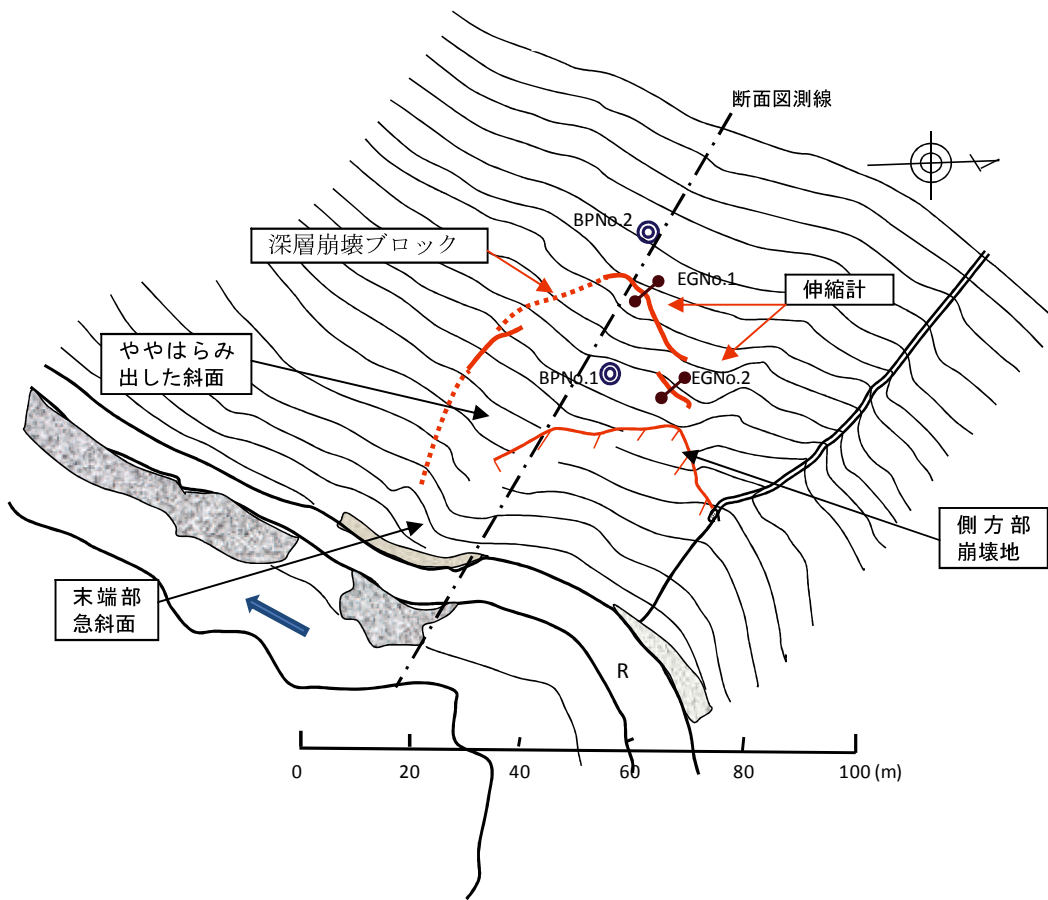


図 5-11 徳島県 S 地区(平面図)

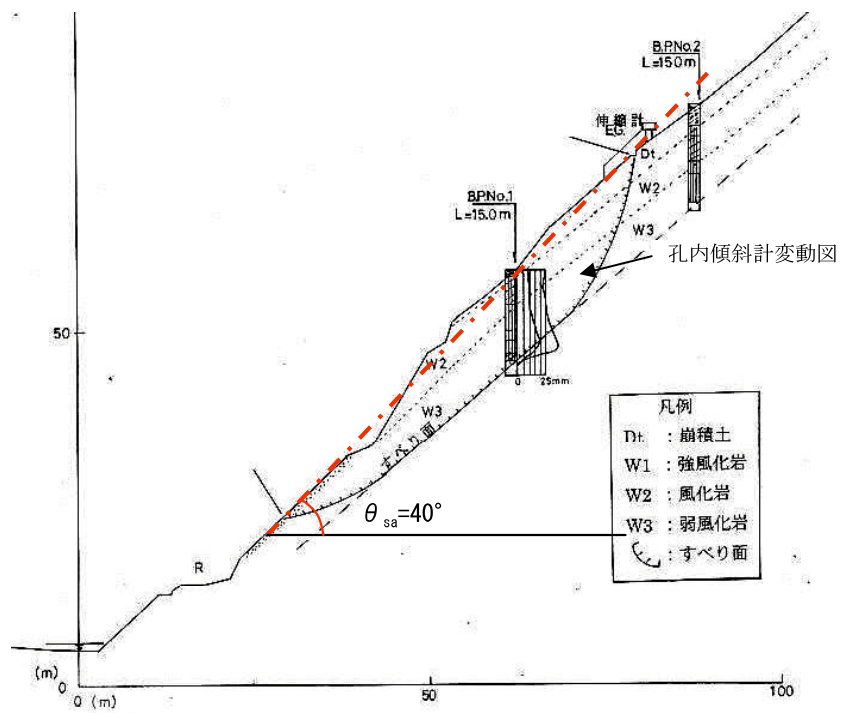


図 5-12 徳島県 S 地区(断面図)

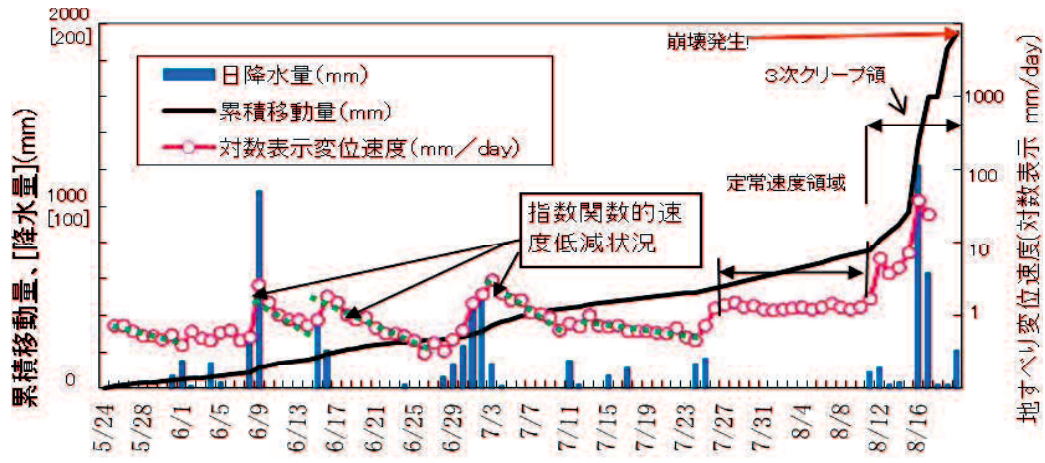


图 5-13 徳島県 S 地区伸縮計変動図

5.2.4 奈良県 R 地区⁸⁾

1) 深層崩壊発生過程の概要

2014年5月17日に、道路山側のモルタル吹付法面に、写真5-12に示されるような延長40mにわたる開口亀裂が発見され、翌日実施した緊急踏査によって吹付法面上部40m付近に、写真5-13に示されるような最大20cm程度の落差を有する真新しい段差亀裂が延長10mにわたって発見された。周囲一帯は大局的には尾根状地形の側方部分に位置し、図5-15断面図に示すように斜面縦横断方向の起伏の少ない40～45°程度の勾配の急斜面が形成されている箇所である。平面形状は図5-14に示されるように、深層崩壊の発生した幅、奥行き40m程度の区間は微地形的に明瞭な地すべり地形は認められないが、わずかにはらみ出したような不明瞭な岩盤クリープの傾向を有した箇所である。



写真5-11 奈良県 R 地区全面的な崩壊直前の全景写真



写真 5-12 奈良県 R 地区 崩壊前の吹き付け法面の亀裂状況

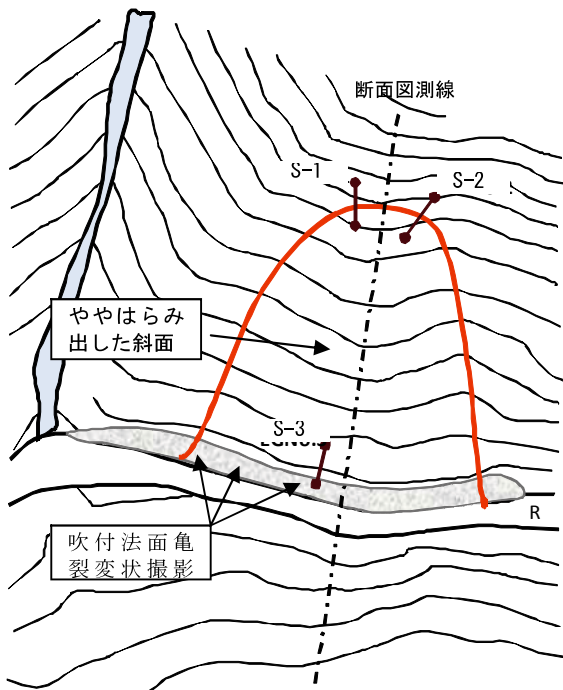


図 5-14 奈良県 R 地区 (平面図)

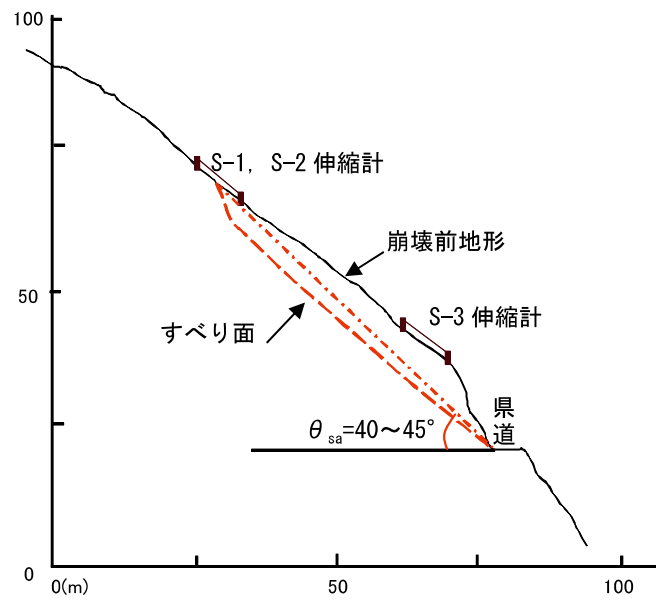


図 5-15 奈良県 R 地区 (断面図)

2) 変位速度の変動状況

道路通行者に被害を及ぼす可能性のある緊急性の高い地すべりであり、**図 5-14**の平面図に示す位置で伸縮計による監視を5月20日から開始した。伸縮計は冠頭部の亀裂をまたぐ位置に誤作動の確認と欠測回避を目的としてS-1、S-2の2か所及び、地すべり末端部の吹付法面直上部に、2次的な崩壊の監視を目的としたS-3の合計3箇所設置した。

冠頭部に設置したS-1、S-2伸縮計は、観測開始当初から0.5~1 mm/hの活発な時間変位速度を示し、無降雨にも関わらず**図 5-16**の対数表示地すべり変位速度図に示されるように、一定の割合での加速傾向が認められた。さらに5月24日の早朝には、時間変位速度が2mm/hを超過したことから道路を通行止めとした。その後5月24日の夕刻からは時間変位速度の急増傾向が顕著となってきた。**図 5-17**に示される福圍の変位速度の逆数による崩壊予測時刻は午前3時~5時ころとなっていたが、この段階でブロック末端部のS-3伸縮計



写真 5-13 冠頭部に形成された開口段差亀裂

の変位速度が冠頭部の変位速度を上回るようになり、25日の午前3時に変位速度は77 mm/hに達した。この間に吹付法面は24日19時51分から断続的に剥落や小規模な崩壊を繰り返し、25日午前3時ころには比較的大きな崩壊が、さらに25日8時52分には大半の吹付法面の崩落が発生し、この段階でS-3伸縮計部分は全面的に崩壊し、観測不能となった。岩盤クリープ性変状発見から8日後、動態観測の開始から5日後には吹付法面部分の全面的な崩壊が発生している。

この吹付法面の崩壊を契機に、冠頭部のS-1,S-2伸縮計の変位速度は一旦減速する傾向を示したが、完全に停止することはなく、降雨のたびに急増と減速傾向を示しながらも3~5 mm/hの変位速度を下回ることはなく、2次クリープ的な等速運動傾向を示していた。

この間の冠頭部の変位量は累積で3m以上に達し、崩壊範囲は徐々に上部へ拡大を続けていたが、40~45°前後の急峻な斜面上にがれき状の崩積土層が堆積しているにも関わらず、移動地塊全体の急速な岩屑なだれ状の崩壊に至ることはなかった。

3) 深層崩壊発生機構の特徴

崩壊発生区間は、2002年度に道路の拡幅に伴う切土工事が実施されているが、施工中、工事完了後も特に変状は認められず、十津川流域一帯で大規模な深層崩壊が多発した2011年9月の12号台風に伴う豪雨災害後に、道路沿いの法面に変状が生じていないことを確認している。地形、地質的にも地すべりの存在の予見が難しい箇所であるが、切土工事を契機として十数年後に崩壊が発生する「遅れ破壊」を伴う「切土型地すべり」ともいうべき現象が生じている。また、末端部の吹付法面の全面的な崩壊の後、地すべり本体部分は40~45°前後の急斜面を形成しているにも関わらず、急速な崩壊に至ることはなく、一定の移動速度を保つニュートン粘性流体的な運動を続けていたという特徴を有している。

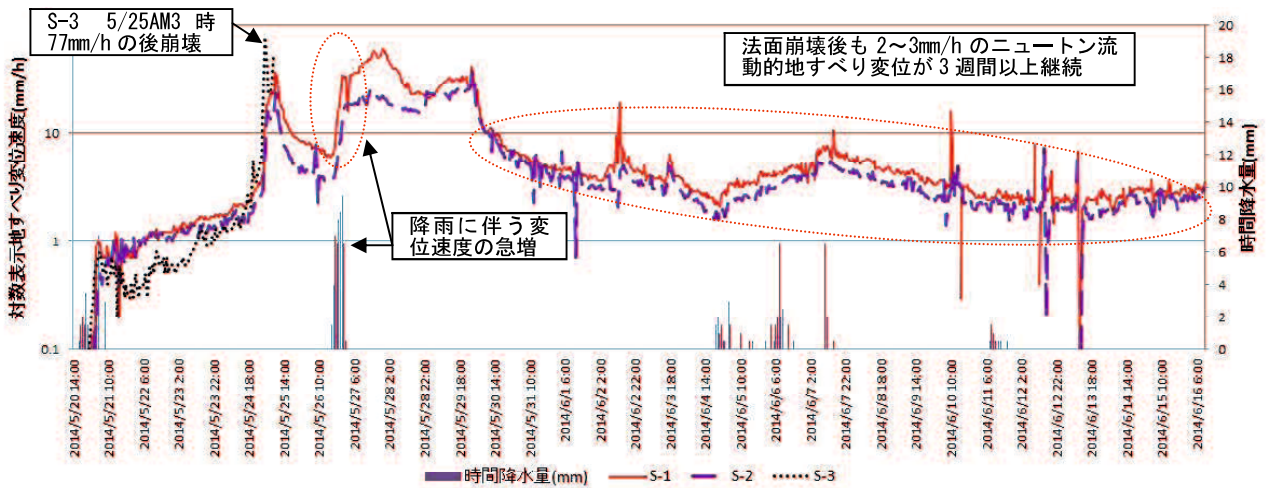


図 5-16 奈良県 R 地区伸縮計変動図

3次クリープを経た崩壊の後にも斜面上に移動地塊が残り、2次クリープ的、ニュートン流動的変位が継続した

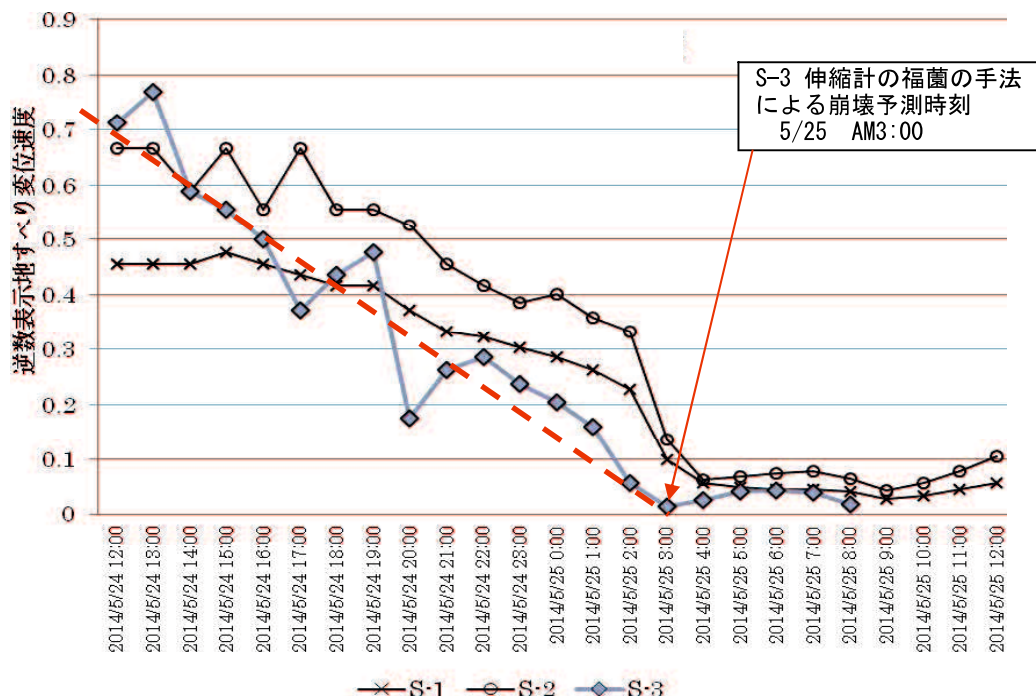


図 5-17 福圃の手法による崩壊時刻の予測例

吹付法面直上部に設置した S-3 伸縮計の崩壊時刻予測よりも早く法面の小崩壊が発生した

5.2.5 岡山県総社市採石場⁹⁾

1) 深層崩壊発生過程の概要

第1章及び第3章で紹介した、2001年3月12日午前10時15分頃、岡山県総社市下倉地区で操業中の採石場において、大規模な深層崩壊が発生したものである。

1967年頃から採石場として操業が開始された箇所、2001年1月頃から深層崩壊地の冠頭部付近において度々小規模な崩壊が発生し、さらに深層崩壊発生当日には4時間前から頻繁に小崩壊が繰り返されていたと伝えられているが、作業が継続され3名の方が犠牲となっている。

2) 深層崩壊に先立つ直前の豪雨等の誘因

降雨の少ない晩冬期に発生した深層崩壊で、深層崩壊直前にも際立った降雨は記録されていない。

3) 地形特性

岩盤崩壊は図5-18に示される、幅約150m、斜面長約230m、標高差約200mの範囲で発生し、冠頭部は図5-19の断面図に示されるように一部尾根を超えた背後の斜面にまで達している。崩壊した岩塊は採石場に接する市道を越えて高梁川の河床にまで達した。崩壊規模は、冠頭部の滑落崖や側方崖の落差は数十mに達し、移動地塊の層厚も40～50mに及ぶものと思われ、移動地塊は80万m³前後と考えられる¹⁰⁾。

深層崩壊発生域傾斜角は、崩壊前の地表面勾配と同程度の46°程度と考えられている。崩壊地の中央部には、幅100m弱の間に移動岩塊が地表面の形状をほぼ残したままで居残っている。頭部の地塊がここまで移動してきたのであれば、移動量は100m前後に達するものと思われる。冠頭部滑落崖や側方崖も、落差は数十mに達し、崩壊の規模と移動量の大きさを物語っている。このような激しい移動を伴ったため、斜面中央から下部にかけての斜面は著しい破壊・攪乱作用を被り、崩壊斜面下部は大小の転石およびがれき状の岩塊が積木細工のように不安定に折り重なり転石の大きさは径10mをはるかに超えるものもある

(写真 1-1, 写真 1-2). 崩壊地は高梁川に接した北面する斜面に当たり, 高梁川の攻撃斜面に位置し, 三角末端面的な地形を形成している. 崩壊前の詳細な微地形形状は不明であるが, 1:25000 地形図では明瞭な地すべり地形, 岩盤クリープ地形は判読出来なかった.

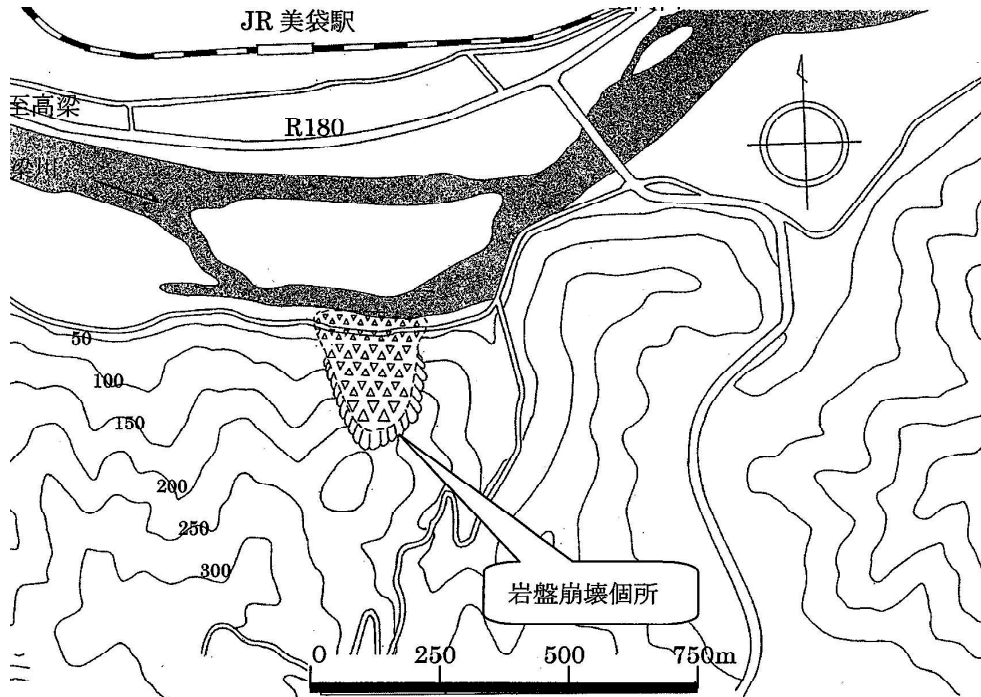


図 5-18 岡山県総社採石場崩壊地(平面図)⁹⁾

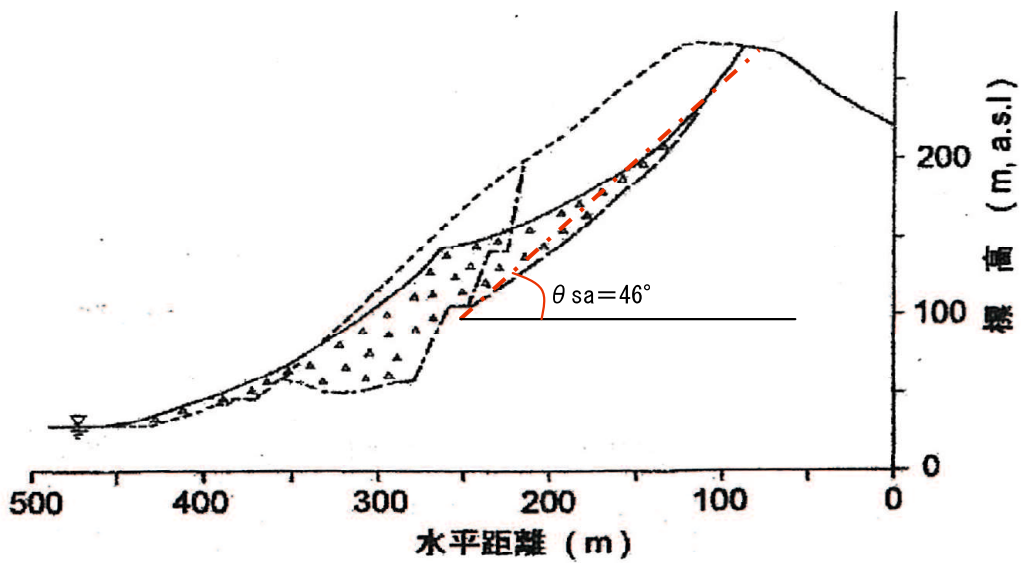


図 5-19 岡山県総社採石場崩壊地(断面図)¹⁰⁾より加筆修正

5.3 岩盤クリープ斜面の平面断面形状の特徴

5.3.1 岩盤クリープの断面変形様式

5.1, 5.2 節の事例に代表される, 2次~3次クリープ領域に至った岩盤クリープ斜面の内部に想定される変形過程を図 5-22 の模式断面図に示す.

河川浸食などによって形成された急峻な岩盤斜面の末端部が, 切土工事や河床の低下に伴いさらに急峻な斜面が形成されると, 図 5-21 模式図の上段①岩盤クリープ初期に示されるように, 斜面下方に向かう応力がさらに増加することとなる. この応力に伴う岩盤の変形が移動地塊全体のニュートン粘性流体的な変形形態をとる場合, 模式断面図上段の断面図に破線で示される, 図 5-20 に示す渡が **Sackung** とする移動岩塊主部の長方形の岩体が斜面下部に凸なやや湾曲した平行四辺形に変形するような歪変形が想定される.

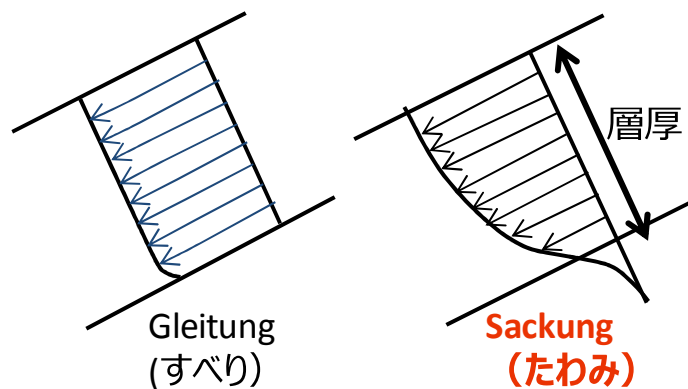


図5-20 重力性クリープの速度分布特性 渡 正亮¹¹⁾より加筆修正

図 5-3 の, U 地区の断面図などに示される孔内傾斜計の傾斜変動結果は, この **Sackung** 状の変形形態を呈している. さらに長期間にわたり応力を被ることによって, 山腹斜面の不安定化した部分のクリープたわみ変形が進行し, 図 5-21 中段②岩盤クリープの進行に示されるような, 岩盤内の亀裂が進行した, 岩盤としての一体化が失われてゆく状態に変化

すると考えられる。この変形は冠頭部における変形が地表面に最も著しく表れ、岩盤が浅く分布している場合には帯状陥没帯が形成され、陥没域には土砂が分布している場合にも、滑落崖などの段差地形が形成される。冠頭部の変状は層厚が大きいほど地表面に生じる変形量が大きくなり、層厚 80m 前後に達する奈良県折立地区では、写真 5-4 に示されるような幅・深さ 10m 以上の帯状陥没帯が形成されている。しかし移動地塊の主部の地表面に大きな変形は生じず、地表面の傾斜角も周囲の不動地盤と大きな差は生じない。末端部は、より急勾配な斜面へと変形するが、岩盤クリープの段階では不動地盤との境界部に明瞭なせん断面は形成されないため、地表面に現れる変状は冠頭部に比較すると小さい。折立地区の岩盤クリープ発見時には、写真 5-5 に示されるように末端部を横断する国道を横断する段差亀裂などは形成されず、写真 5-6 に示されるような護岸擁壁の著しい押し出し変形にとどまっていた。

移動地塊となる岩盤内部では、この岩盤クリープの 2 次クリープ段階の変形過程で徐々に細分化され、亀裂の多い岩盤や岩屑に移行すると考えられる。

移動岩盤の細分化がさらに進行し、岩盤としての一体性が消失し粘着力的な強度が消失した段階では、斜面傾斜角が乾燥した岩屑の一般的な安息角である 35° を上回る部分は、図 5-21 の下段③深層崩壊の発生に示されるような深層崩壊に移行し、この状態に移行する過程で 3 次クリープ領域の変位速度急増現象が生じているのではないかと考えられる。

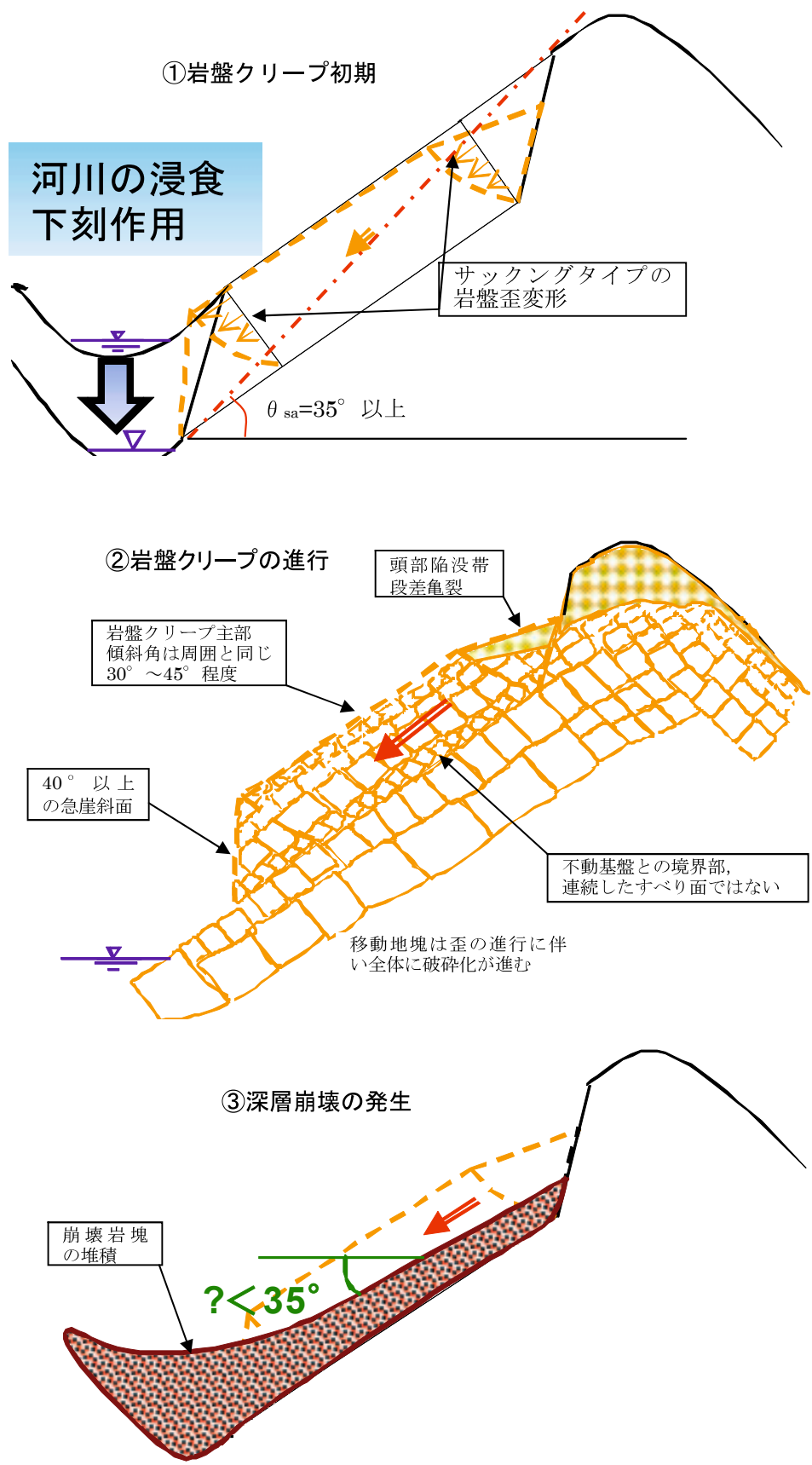


図 5-21 岩盤クリープ模式断面図

5.3.2 岩盤クリープ斜面の平面形状

2次クリープ段階にある典型的な岩盤クリープ斜面の1:25,000地形図を図5-22に、さらに平面的な変状を模式図化したものを図5-23に示す。

岩盤クリープの変形が進行すると、冠頭部に陥没帯や明瞭な滑落崖が形成されるが、1m以上の大きな変位が生じて、側方亀裂は不明瞭な場合が多く、形成されていても斜面下部に向かって徐々に小さくなり、末端部付近ではほぼ消失する。このような地表面の変状は、移動地塊が一体化した剛体として周囲の不動地盤とは連続的なせん断型すべり面を境に完全に分離されているのではないことを示している。

岩盤クリープ斜面の平面形状については、千木良により地質の内部構造と関連した図2-3のようなモデルが紹介されている。ここでは「地すべり地形」、「尾根を横断する凹地」「線状凹地と多重山稜」などの地形が紹介されている。また鈴木¹²⁾が集団移動地形（マスマーブメント）の基盤崩落の発生しやすい地形場の前兆現象で紹介している地形モデルも岩盤クリープ地形を表わしていると考えられる。

筆者の模式平面図の平面形状は、千木良が図2-3のように模式図の3断面に示す凸型斜面、あるいは線状凹地と多重山稜を統合したものであり、千木良の模式図の2段目の尾根を横断する凹地は、筆者の模式図の頭部が狭まった形と理解される。

冠頭部の変状は地形に最も明瞭に表れ、陥没帯や凹地、緩傾斜面が形成され、この上部には対をなす遷急線・遷緩線に挟まれる急崖斜面が形成される。

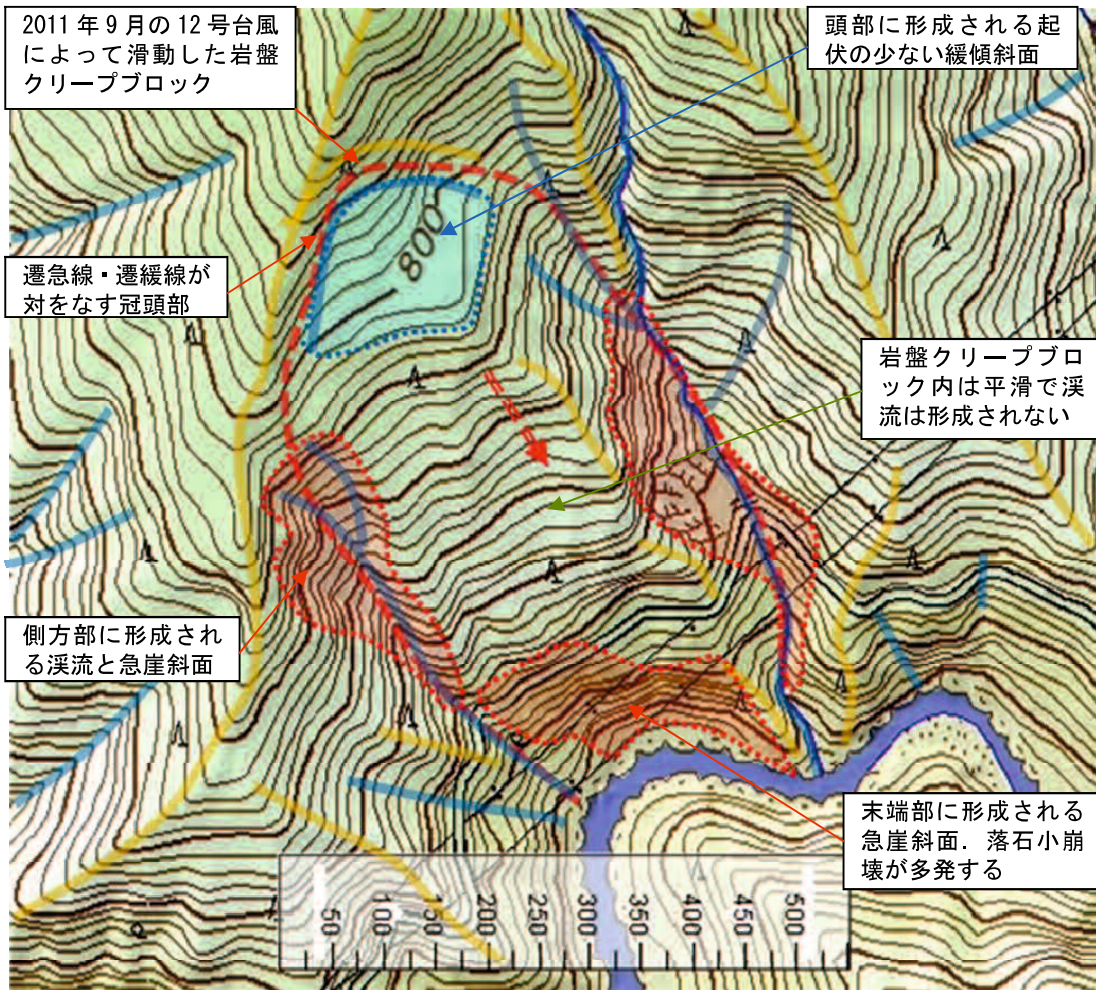
岩盤クリープの移動地塊主部は、斜面傾斜角が周辺の非岩盤クリープ斜面と同程度か若干緩い勾配となり、この点が図2-1に示す狭義の地すべりが明らかな緩傾斜面を形成している点との相違である。また岩盤クリープブロック内は亀裂が多く透水性が高いため、表流水に起因するガリー侵食が生じにくく谷地形は形成されにくい。

末端部では遷急線を境界にした河川浸食、あるいは切り土工による急崖斜面が形成されている場合が多い。この場合末端部の急崖斜面は基盤岩が連続して露頭していることが多

く、明瞭なすべり面の露頭が認められることはまれであり、両側の非岩盤クリープ斜面との境界部も明瞭でない場合が多い。しかし露頭を仔細に眺めると、全般に緩みが生じ、開口亀裂が発達し、さらに落石や小崩壊を頻繁に生じていることが多い。また吹き付け法面などが施工されている個所では、クリープ変形の進行に伴い岩盤クリープブロック内の広範囲にわたって、吹き付け面に**写真 5-1**、**写真 5-12**に見られるような網目状の亀裂変状が生じる場合もある。

移動地塊主部の非岩盤クリープ斜面と接する両側方部の境界は、小規模なものや初期段階では不明瞭な場合が多く、頭部付近に形成される側方亀裂も末端部に向かって徐々に小さくなり、消滅する。大規模な岩盤クリープの場合、クリープ変形が進行すると移動地塊と不動地塊の境界を形成する側方部は変形による歪が集中するため亀裂が発達し、深い谷が形成されることがある。また頭部の凹地・陥没帯に回りこむような谷線が形成される場合もあり、この沢に沿った急崖部でも落石や**写真 5-2**のような小崩壊が頻繁に生じていることがある。

地すべり地形と岩盤クリープ地形の最も大きな相違は、地すべり地形は連続したすべり面を境界に不動地盤と完全に分離しているため発生域・移送域・堆積域が併存するのに対し、岩盤クリープ地形では発生域だけが形成され、移送域・堆積域が形成されない点にある。



1:25000 地形図（国土地理院）より。
カシミールによる図化




地形判読図凡例	
	:尾根線、遷急線などの凸部
	:谷筋、遷緩線などの凹部
	:起伏の少ない平滑な面

図 5-22 2次クリープ段階の岩盤クリープ斜面平面図の事例

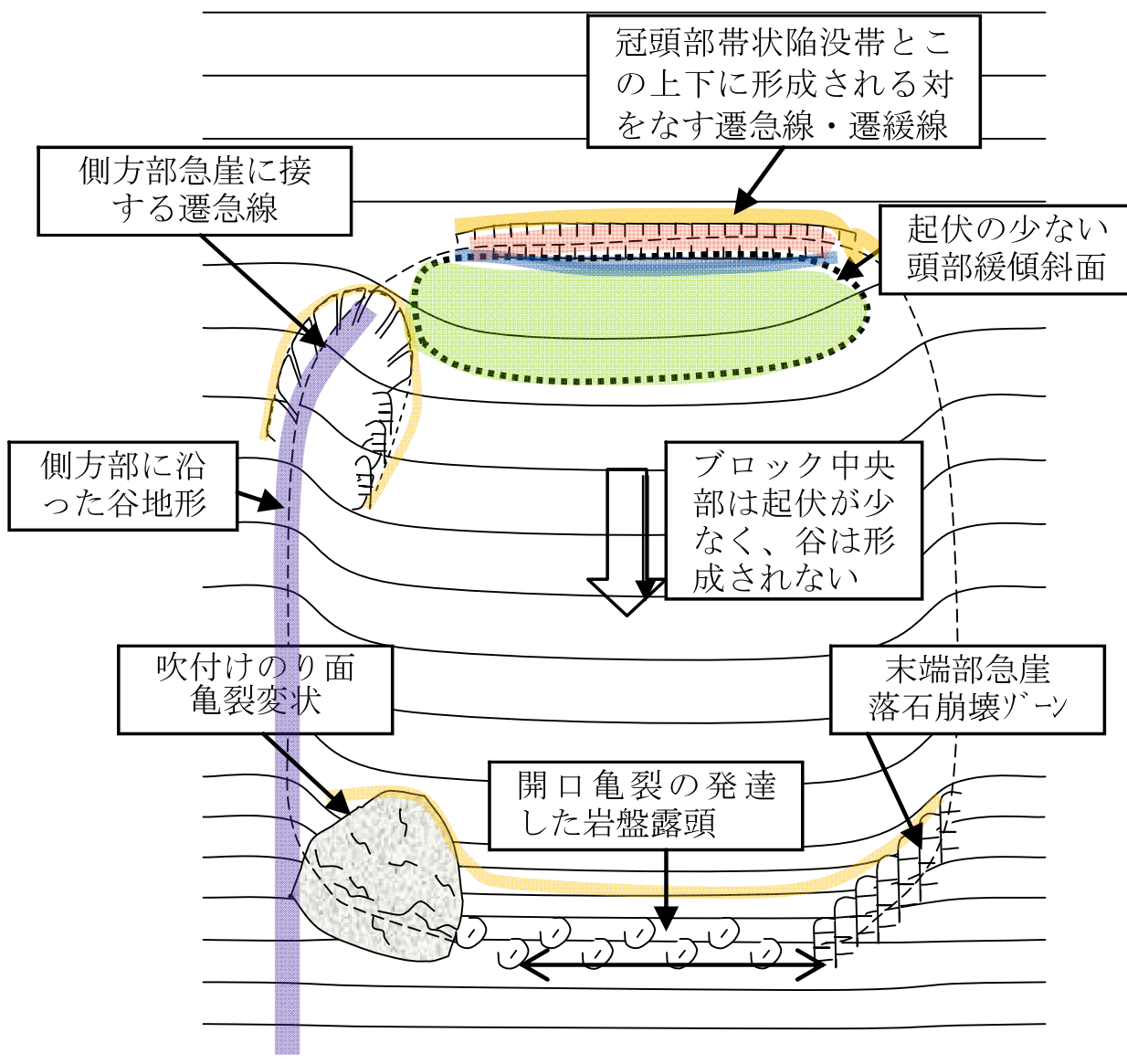


図 5-23 岩盤クリープ模式平面図

5.4 まとめ

2次～3次クリープに達している岩盤クリープ斜面の特徴は、以下のようにまとめられる

① 2次～3次クリープ段階での変動状況の特徴

2次クリープ：基本的に定常変位速度を保ち、降雨により速度増が生じても降雨停止後に減速

3次クリープ：降雨の有無に関わらず変位速度が加速し続け、崩壊に至る

② 岩盤クリープの変形・崩壊機構

2次クリープ段階では岩盤のたわみ変形の進行によって徐々に岩屑に移行し、発生域傾斜角が 35° 以上の岩盤クリープは最終的に3次クリープを経た崩壊に至る

③ 岩盤クリープ地形の平面形状の特徴

図5-23の模式図に示される地形的特徴の少なくとも一部が認められる地形は、岩盤クリープが形成されている可能性がある

④ 岩盤クリープの規模に関連する課題

小規模な岩盤クリープは変形量が小さくて発見が難しく、また崩壊までの余裕時間が短い傾向がある

④ 岩盤クリープの地形判読手段

高精細な地形図による図5-23に示す尾根線・谷線及び遷急線・遷緩線などの判読が有効である

参考文献

- 1) 神原 規也：岩盤斜面の初生的地すべりの予測事例，全地連「技術フォーラム'94」札幌講演集，pp.341-344，1994.
- 2) 安井 広之，松井 謙二，川端伸幸：紀伊半島大水害 折立地区地すべりにおける斜面の挙動と対策検討，H24 砂防学会研究発表予稿集，Pb-56，B376-B377，2013.

- 3) 野村 康裕, 藤澤 和範: 地すべりの運動特性を考慮したリスクマネジメントに関する一考察, 地すべり, vol.42, No.6, pp.11-18,2004.
及び 藤澤 和範: 奈良県大塔村で発生した地すべり災害 (災害速報) 土木技術資料 46(9), pp.4-5, 2004.
- 4) 小原 嬢子, 藤澤 和範: 東横山地すべりを例とした地すべり災害におけるリスクマネジメントに関する一考察, 土木技術資料 49-9, pp.52-57, 2007.
- 5) 藤沢 和範, 小原 嬢子: 画像解析による東横山地すべりの発生機構, 全国地すべりがけ崩れ対策協議会, 第 650 回研究発表会, 2006.
- 6) 河合 成司, 奥田 藤博, 吉田 宇男, 木下 慎逸: 2006 (平成 18) 年 5 月 13 日岐阜県揖斐川町で発生した東横山地すべり, 地すべり, Vol.43, No.3, pp.35-38, 2006.
- 7) 神原 規也: タンクモデルを用いた滑動中の地すべり安定度評価, 地すべり, 第 38 巻, 第 4 号, pp1-9, 2002
- 8) 塩飽 悠馬, 神原 規也: 降雨に起因しない地すべりの変動特性事例, 第 19 回斜面技術フォーラム'16 in 金沢講演集, pp.108-111, 2016.
- 9) 神原 規也: 平成 13 年 3 月 12 日発生 岡山県総社市下倉地区の岩盤崩壊, 地すべり技術, Vol.28, No.1 (82 号), 口絵写真及び pp.52-53,2001
- 10) 鈴木 茂之, 諏訪 浩, 山本 裕雄: 岡山県総社市の舞鶴層群採石場で起きた崩壊の地質的背景, 日本応用地質学会中国支部平成 15 年度研究発表会, 2003.
- 11) 渡 正亮: 山腹のゆるみと地すべりの初生, 地すべり, Vol.41, No.5, pp.57-66, 2005
- 12) 鈴木 隆介: 建設技術者のための地形図読図入門, 第 3 巻 段丘・丘陵・山地, p.803, 2005.

第6章 LiDAR DEMによる岩盤クリープ斜面の地形解析手法

6.1 はじめに

従来の等高線図や空中写真判読による地形解析手法について太田・八戸¹⁾は、「地形の解析は、等高線に描かれた地形図を用いた読図による定性的な解釈が行われ」とし、また岩橋²⁾は「空中写真判読等は、専門的知識や熟練を必要とし、結果に個人差が大きい」点などを指摘している。地形解析の際に地形の形成過程などを解き明かす定性的な地形判読は、欠かすことのできない主要な要素であるが、この判断に至る過程が再現性のある確度の高い定量的に表現されたデータに基づき提示されることが望まれる。

近年急速に普及してきた航空レーザー測量 (Laser Imaging Detection and Ranging, 以下 LiDAR とする) に基づく等高線図は、斜面災害などの地形判読に当たって、被災対象区間となる斜面の近傍だけでなくこの後方の稜線にいたるまでの一連の斜面を、従来の航空写真測量や平板測量などでは得ることが困難であった微細な地形表現を広範囲にわたって提供するものである。LiDAR の精度は利用が開始されて以降も向上が続き、レーザー照射密度 0.25~0.5m で取得されるデータからは、直径 1m 前後の柱状節理岩塊の個別の把握も可能となっている³⁾。また微細な表現力は、幅 10m 以下の表層崩壊跡地形や滑落崖、この下部の 1 次谷、あるいは二重山稜や陥没帯、段差地形等の様々なマスマーブメントの特徴的な変状地形の定量的な評価も可能とするものである。図 6-1 は従来の航空写真測量による地すべり地形判読と LiDAR 測量による地形判読では判読可能な微地形の表現力や把握可能な地形の規模が大きく異なることを示している。

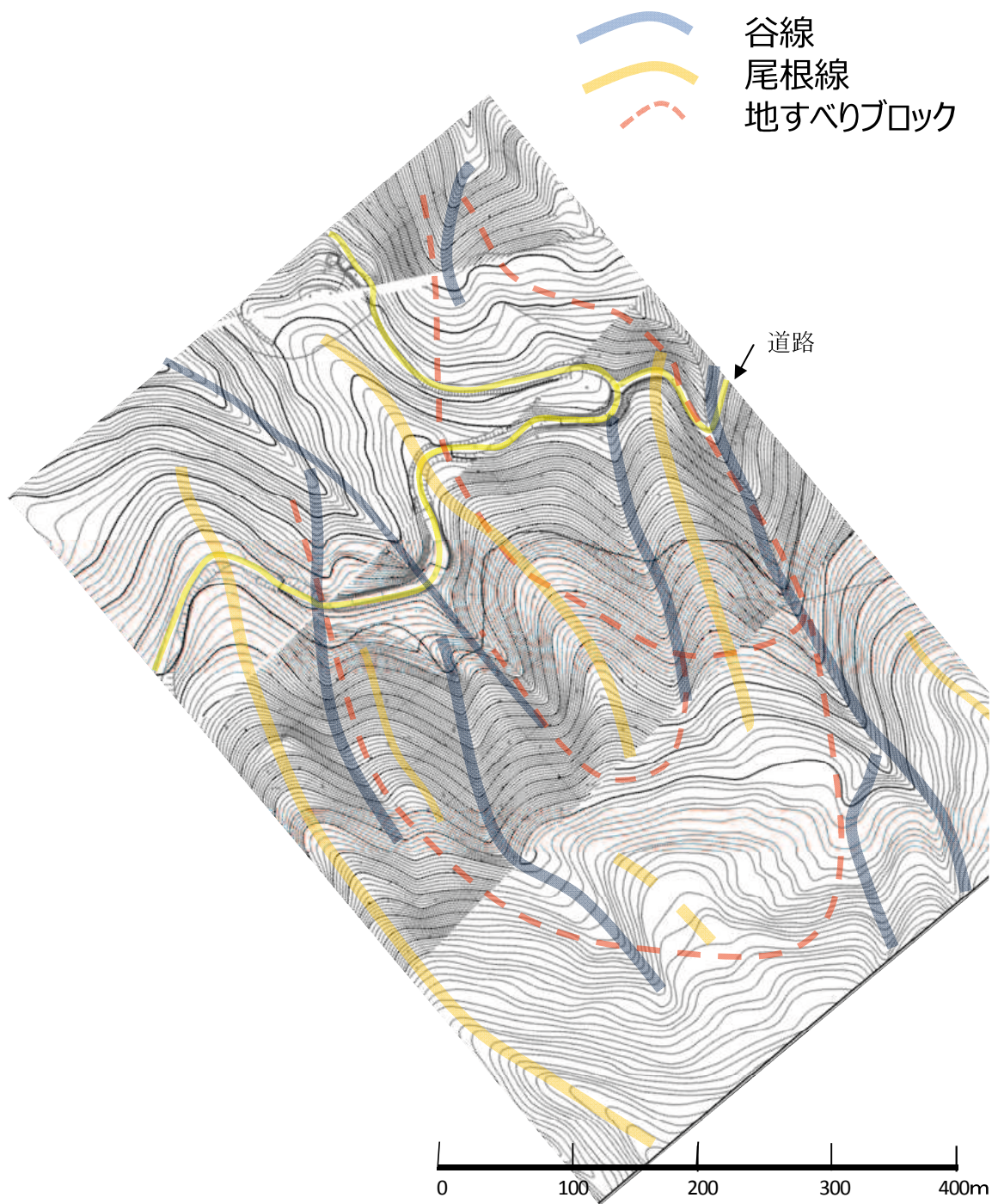


図 6-1-1 従来の航空写真測量による 1:1000 等高線図

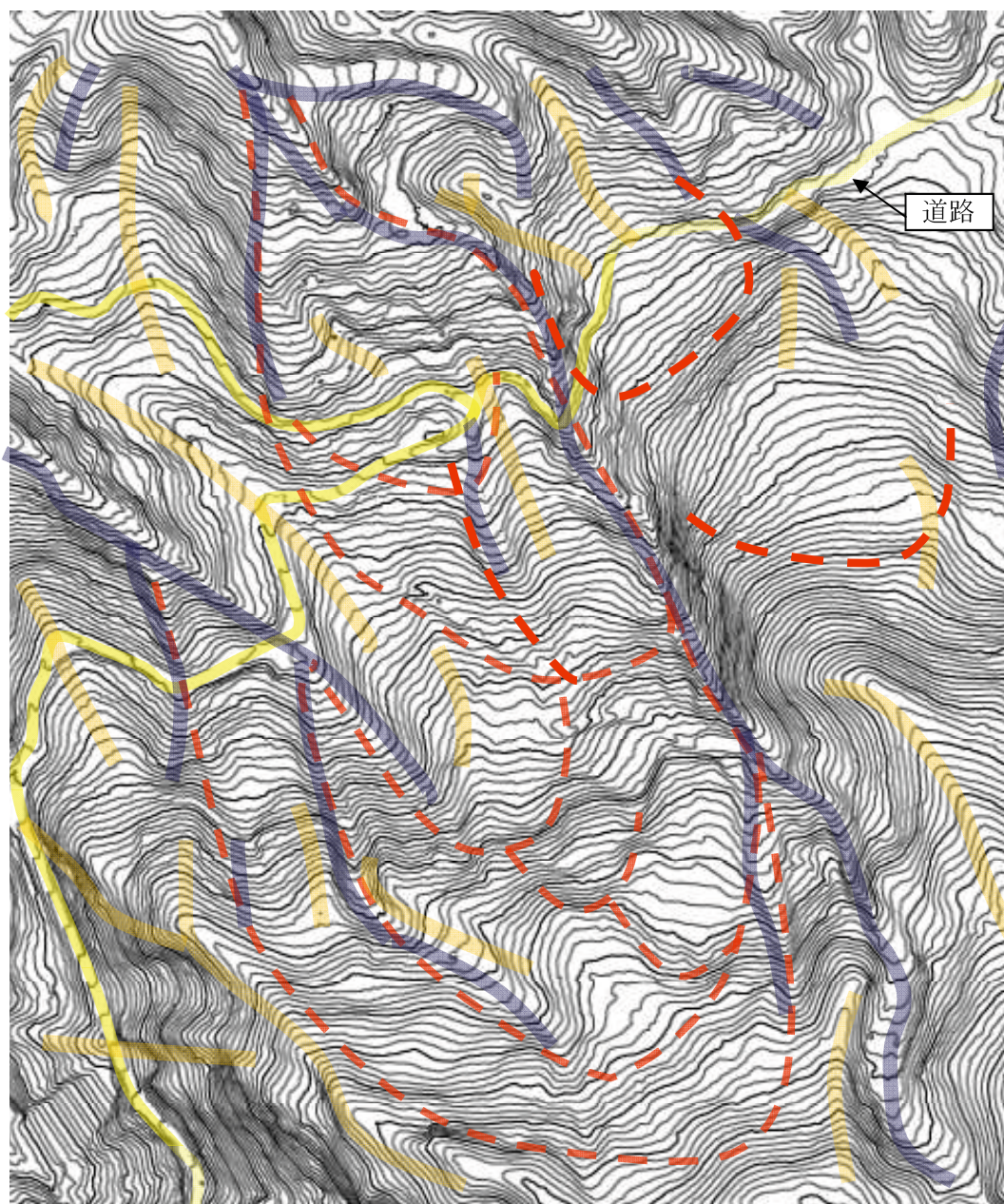


図 6-1-2 LIDAR 測量による平面図

LIDAR 測量と従来の航空写真測量の表現力の差
 尾根・谷地形や遷急線・遷緩線などの地形変換線と起伏の少ない低い尾根状の斜面の区
 分が地形判読に当たっての有力な手掛かりとなる

また LiDAR の数値標高モデル(Digital Elevation Model, 以下 DEM とする)の数値解析から得られる傾斜量などの各種地形量は, 地形解析の過程を客観的,定量的に表現することを可能とするものである. このような DEM による地形数値解析を用いた地形分類手法として, 岩橋は簡便かつ再現性に留意して傾斜量, 尾根・谷密度, 傾斜量の変換点の密度(ラブラシアン)の組み合わせを提案している. 神谷ら⁴⁾は傾斜量に関する算定方法を検討し, 傾斜量図が地形地質の調査に有効であることを示している.

一方 LiDAR DEM を用いた斜面崩壊・土石流研究事例として内田ほか⁵⁾に整理されるように多くの研究が報告されている. さらに平成 23 年度の台風 12 号による深層崩壊については, 千木良ほか⁶⁾など多くの事例が報告されている. これらのマスマーブメント地形解析に利用されることの多い DEM データからの直接的な数値解析結果として得られる, 微細地形の数値解析・表現手法の一部を表 6-1 に整理し, 図 6-2 に解析事例を示している.

ところで自然斜面は様々なマスマーブメントの過程の中で平衡を保つ存在であり, 傾斜量はそれぞれのマスマーブメント様式に対応した角度を有していると考えられる. 斜面傾斜量は斜面上の物質の移動様式に関わる, 地形の形成過程の解析を行う上での最も本質的かつ重要な要素の一つである. 一方ラブラシアン図は斜面縦断方向に延びる尾根線・谷線や斜面横断方向に形成される遷急線・遷緩線などの傾斜変換線を抽出し, さらにこれらの地形境界線に囲まれる個別の単位斜面などの区分を容易にする手法の一つである. 本章では斜面災害に関わる岩盤クリープ斜面をはじめとするマスマーブメントの地形解析・判読を目的とし, 斜面傾斜量図及びラブラシアン図による地形数値解析に当たっての DEM データの処理手法に関する検討結果を紹介する.

表 6-1 地形数値解析表現手法

表現手法	表現される内容
①傾斜区分図	隣接するセルとの標高差から求められる傾斜量を色調の変化などによって表現している。平坦面や緩傾斜面、急崖部などの平面的な広がりや勾配変化の状況の把握が可能になる。
②標高段彩図	標高値の変化を色調の変化によって表現する手法。侵食平坦面・小起伏面や段丘、川床などが同系統の色調で表現される。
③傾斜+標高段彩図	標高段彩図に傾斜量を陰影で表現したものを重ね合せた表現手法として示している。稜線付近の小起伏面と段丘面や河床沿いの平坦面などの識別がより容易になる。
④斜面方位図	卓越する斜面方位の傾向を示す。リニアメントやケスタ地形など、方位の影響の強い要素の表現に有効な手法である。
⑤ラプラシアン図	デジタル化された画像データを二次微分することによって、輪郭を抽出するデジタル画像解析手法である。標高値を二次微分することによって尾根線・谷線や傾斜変換線などの地形境界線が表現され、さらにこれらの地形境界線を輪郭線とする平面的な広がりを持った斜面などの単位地形を表現する。
⑥地上開度図	対象とするセルが周辺のセルに比べ地上に突出している量(角度)を表現する。地下開度と合わせ、ラプラシアン図と同様に尾根線・谷線などの地形線が表現される。

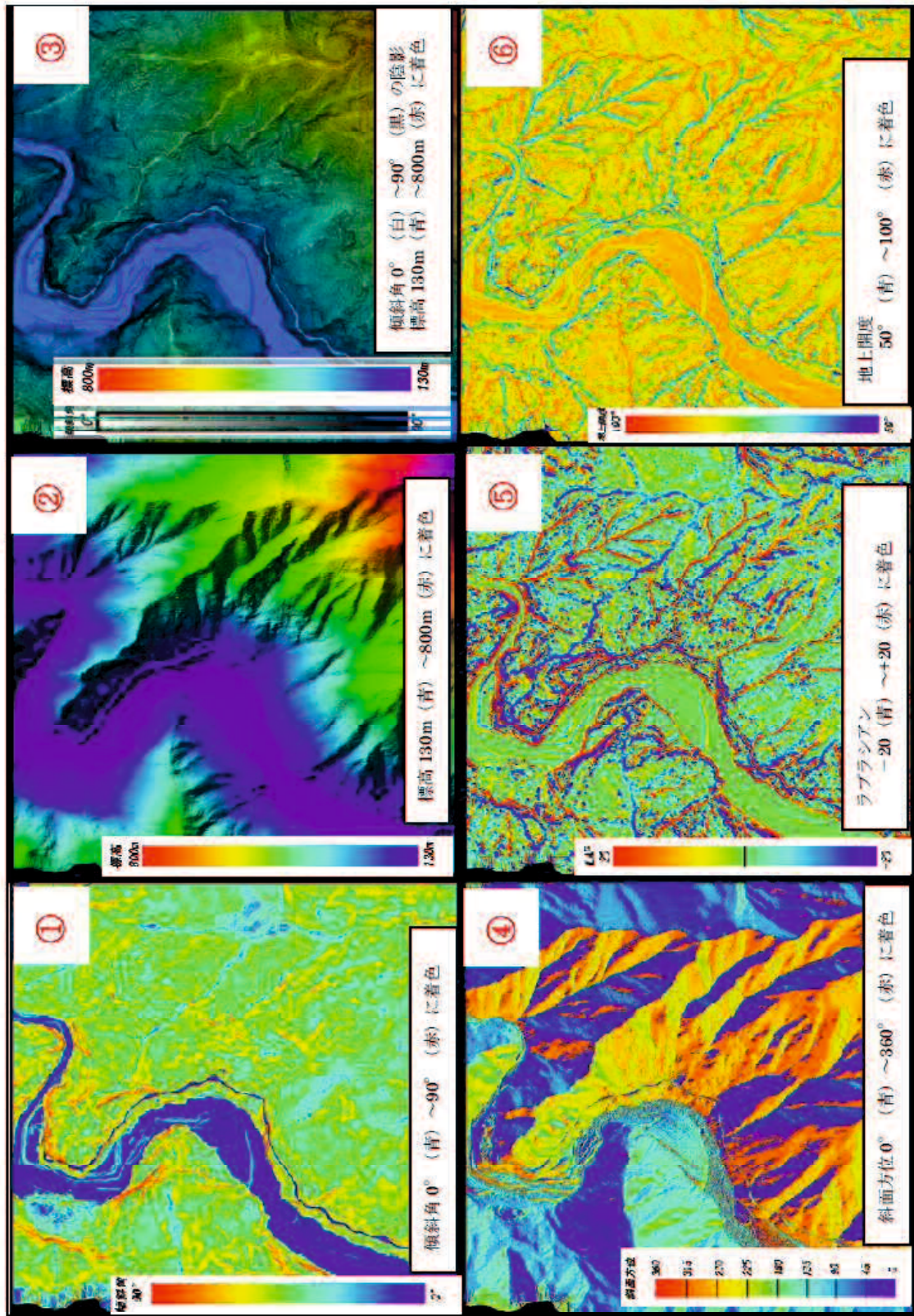


図 6-2 DEM 地形解析事例

6.2 LiDAR DEM を用いたラプラシアン解析図による地形界線判読手法

6.2.1 地形界線判読の意義

岩盤クリープ地形判読に当たって、図 5-23 に示される尾根線・谷線や遷急線・遷緩線などの地形界線は単位斜面を区分する境界線としてだけでなく、谷線は表流水の流下する難透水基盤の分布する箇所、尾根線は単位斜面の交差する分水嶺、或いは浸食前線としての意義を持つ。遷急線も同様に浸食前線を、遷緩線は堆積域の境界を意味し、マスマーブメント地形判読に当たっての重要な要素である。従来これらの地形界線は図 6-1 のように等高線図から読み取り地形図上に直接記入する方法で得られていたが、DEM の数値解析は広範囲にわたって容易に図化することを可能としている。計算手法として地上開度図などが用いられることもあるがラプラシアン解析による表現手法についての検討を進める。ラプラシアン解析結果を鳥瞰図形式で表現した事例を図 6-3 に示す。ここでは稜線や遷急線などの凸状地形的部を暖色系、谷線や遷緩線などの凹状地形部を青色などの寒色系、平滑な部分は緑色系で塗色することによって地形の起伏などをイメージしやすくしている。

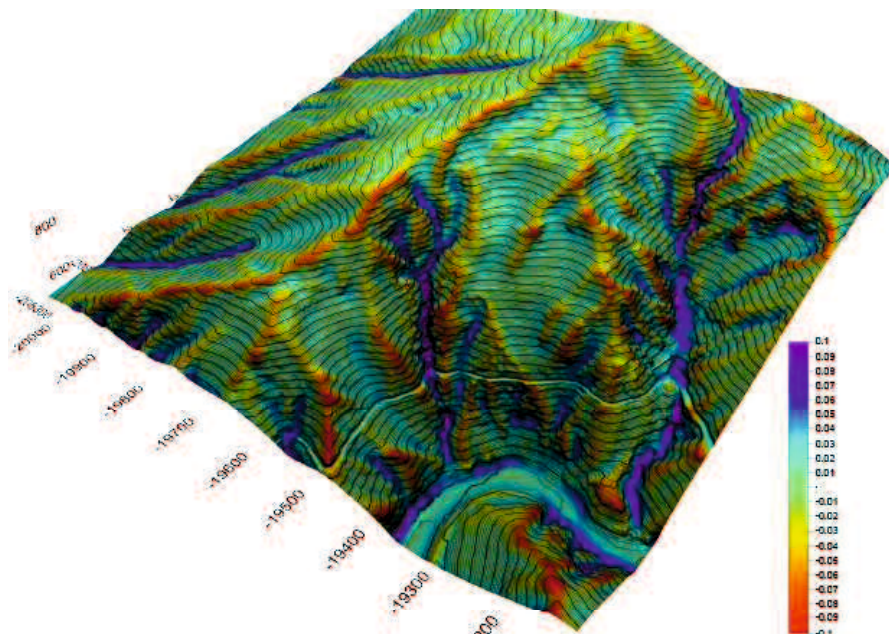


図 6-3 ラプラシアン解析図（鳥瞰図化）

6.2.2 ラプラシアン解析図の解析手法の課題

1) ラプラシアン値の算出手法

ラプラシアン図は、写真画像などにおける明暗などを数値情報としてとらえ、この急変する境界部分を検出する画像数値解析手法である。この手法を DEM に応用することによって、尾根線・谷線や遷急線・遷緩線などの地形境界線と、これらに囲まれる凹凸の少ない滑らかな面からなる単位斜面などの区分に応用するものである。ラプラシアン値は、2次微分を示す値であり、DEM 地形解析では標高値の2次微分の値が算出される。

ラプラシアン値 L は、DEM データの x,y の標高値 $Z=f(x,y)$ に対して

$$L = \frac{d^2f}{dx^2} + \frac{d^2f}{dy^2} \quad (6-1)$$

で与えられるが、これを固定近傍差分型フィルタで差分近似することによって、種々の差分フィルタが得られる⁷⁾。このラプラシアン値の近似算定方法は、様々な手法が提案されているが、**図 6-4** に示される配置の DEM データ中央のセル e の標高値 Z_e と、その上下左右の4近傍標高値を用い、岩橋(1994)で提案されている**6-2**式を用いてラプラシアン値 L_e が算定される。

各セル内の標高値 $Z_a \sim Z_i$ について

$$L_e = 4Z_e - (Z_b + Z_d + Z_f + Z_h) \quad (6-2)$$

この算出手法では、ラプラシアン値は凹状地形では負値、凸状地形では正値となる。

a	b	c
d	e	f
g	h	i

図 6-4 DEM データ配置図

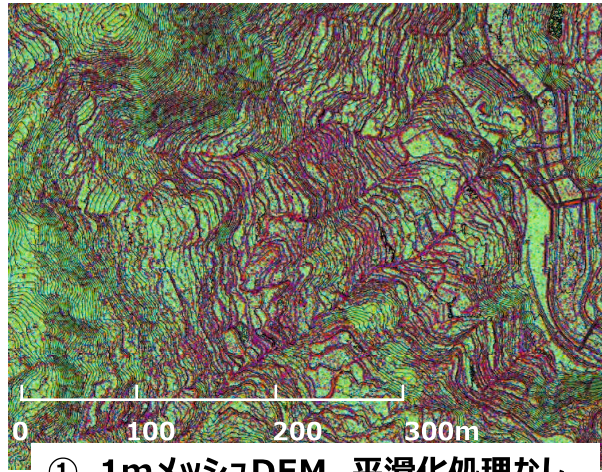
2) ラプラシアン解析に当たっての課題

DEMによる地形解析の定量化手法については、太田・八戸においてレビューがまとめられるが、DEMの「格子間隔や標高の精度については航空レーザー測量によって、DEMデータをより細密に取得することが可能になるに従い、地形解析の目的に応じて十分に考慮する必要が生じてきた。」としている。またこの格子間隔に関し、佐藤ら⁸⁾、あるいは岩橋ら⁹⁾は表層崩壊などの数十 m までの規模を持つ地形現象を、傾斜量と凹凸度(ラプラシアン値)によって解析するに当たって、m 単位の解像度の DEM は細かすぎる点を指摘し、対象とする崩壊のサイズによる最適なウィンドウサイズを、カーネル拡大法によって求める DEM データの平滑化手法の検討を行っている。また横山ら¹⁰⁾は、岩盤クリープ斜面の表面形状把握に当たって、2mDEM を用いた斜面勾配、固有値比算出の際のウィンドウサイズを変化させることによる効果の検討を行っている。櫻井ら¹¹⁾は同様に等高線間隔の粗密に基づく判読結果の相違を指摘し、判読基図の作成方法や判読基準などを提案している。

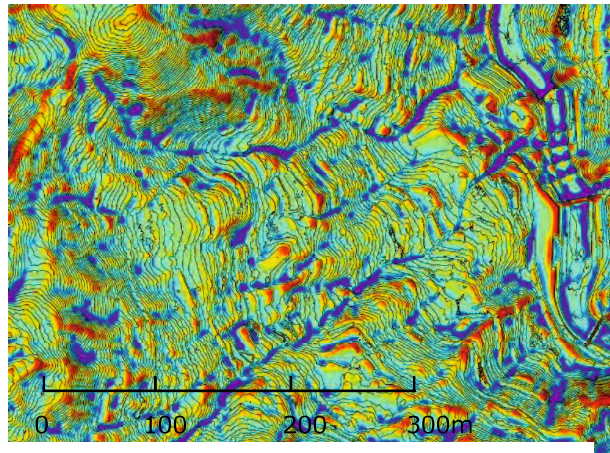
グリッドサイズ 0.5m~1m の DEM データをそのまま用いたラプラシアン図や傾斜区分図等は、地表面の微小な凹凸を強調したモザイク状の表現となり、マスマーブメント地形判読のための全体的な傾向の判断を困難にしている。地形解析にあたってはこれらのノイズとなる要素を消去するための一定の範囲での平滑化の手法を用いる必要性が指摘されている⁹⁾。

細密 DEM をそのまま用いた場合と平滑化処理の効果を図 6-5 に示す。

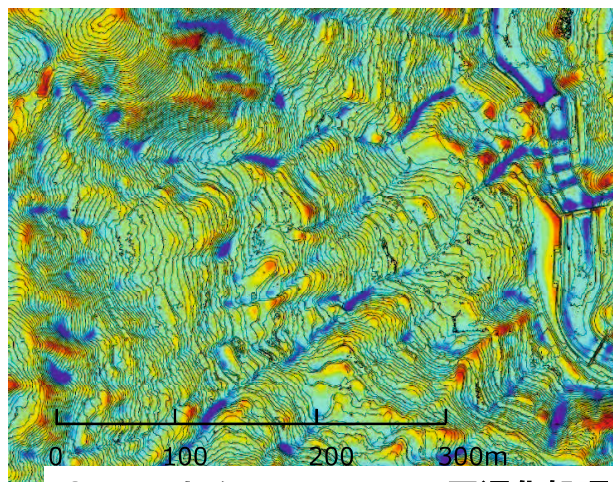
- ①：1mDEM をそのまま用いたもので、畑や石垣による起伏の影響が強く表れる。
- ②：29m の平滑化処理では石垣の影響はまだ少し残るが、谷線に挟まれた地すべり地形が容易に判読される。
- ③：41m の平滑化処理を行ったもの。大きな波長の地形の起伏が表現される。



① 1mメッシュDEM 平滑化処理なし



② 1mメッシュDEM 29m平滑化処理



③ 1mメッシュDEM 41m平滑化処理

図 6-5 ラプラシアン図に表れる細密 DEM 平滑化処理の効果

ここでは自然斜面において様々な要因によって発生する、ラプラシアン図のノイズの除去のために行う DEM データ平滑化処理範囲の相違が、ラプラシアン図へ及ぼす影響の確認を行うこととした。検討の対象地形要素として、ラプラシアン図で明瞭に表現されることの多い尾根・谷や遷急線などに比較すると、規模が小さく検出の困難な小規模な滑落崖などの段差地形を対象とし、異なる DEM データの平滑化範囲によるラプラシアン図の相違の比較検討を行う。

6.2.3 モデル地形によるラプラシアン解析手法の検討

1) DEM ラプラシアン値について

DEM ラプラシアン解析で得られるラプラシアン値は、標高の変化量だけでなく標高の変化する周囲のセルの配置の相違によっても異なる値となる。1mDEM における試算事例を表 6-2 に示す。段差地形によって中央のセルが隔てられるケースでは、DEM の格子に斜交する場合のラプラシアン値は、表 6-2 の 1 列目に示す落差量(m)の 2 倍の値に、直交する場合には 2 列目に示す 1 倍の値となる。同様に中央の列だけが沈下あるいは上昇している場合には表 6-2 の 3 列目に示す 2 倍、中央のセルだけの標高変化の場合には、4 列目に示す 4 倍のラプラシアン値となる。遷急線・遷緩線や尾根・谷などの地形変換線は、ラプラシアン値の変化が線状或いは一定の幅の帯状に現れ、格子に斜交または直交する 1~2 倍のラプラシアン値をとることが多いと考えられるが、地表面のランダムな凹凸の影響は、標高変化量の 4 倍のラプラシアン値となることもある。

表 6-2 1mDEM におけるラプラシアン値試算例

(網掛けのセルに標高差が生じている)

	斜交する段差亀裂			ラプラシアン値	縦方向段差亀裂			ラプラシアン値	中央列だけの沈下			ラプラシアン値	中央のセルだけの沈下			ラプラシアン値
	標高値(m)	ラプラシアン値	ラプラシアン値		標高値(m)	ラプラシアン値	ラプラシアン値		標高値(m)	ラプラシアン値	ラプラシアン値		標高値(m)	ラプラシアン値	ラプラシアン値	
落差5cm		10		0.1		10		0.05		9.95		-0.1		10		-0.2
	10	10	9.95		10	10	9.95		10	9.95	10		10	9.95	10	
		9.95				10				9.95				10		
落差10cm		10		0.2		10		0.1		9.9		-0.2		10		-0.4
	10	10	9.9		10	10	9.9		10	9.9	10		10	9.9	10	
		9.9				10				9.9				10		
落差20cm		10		0.4		10		0.2		9.8		-0.4		10		-0.8
	10	10	9.8		10	10	9.8		10	9.8	10		10	9.8	10	
		9.8				10				9.8				10		
落差30cm		10		0.6		10		0.3		9.7		-0.6		10		-1.2
	10	10	9.7		10	10	9.7		10	9.7	10		10	9.7	10	
		9.7				10				9.7				10		
落差50cm		10		1		10		0.5		9.5		-1		10		-2
	10	10	9.5		10	10	9.5		10	9.5	10		10	9.5	10	
		9.5				10				9.5				10		

2) 標高値平滑化手法

グリッドサイズ 1mDEM の近傍 1 グリッドの範囲によるラプラシアン図を作成した場合、地表面のランダムな凹凸が標高差の 4 倍のラプラシアン値となって表現され、細かいモザイク状のノイズとなり、有意の地形変化を判読するためには一定の範囲の標高値平滑化によってランダムな凹凸によるノイズを除去する必要がある。しかし、この平滑化の範囲や手法によって、ラプラシアン値と段差地形の標高変化量との比率やラプラシアン図への現れ方に変化が生じることとなり、この影響の確認を行うためにモデル地形を設けてラプラシアン値の試算を行った。

モデル地形は図 6-6 に示されるようなグリッドサイズ 1m の 40m 四方 DEM データとし、ここに対角線方向に伸びる 30cm, 50cm, 1m の段差地形を加え、平滑化の範囲の相違によるラプラシアン値及びラプラシアン図への現れ方の変化を検討した。なお、現実の地盤にはランダムな凹凸があることが多く、各地点の標高値に乱数によって、図 6-6 のモデル図に示されるように最大 ±10cm の凹凸を設けた。また平滑化の際の端部の異常値除去のために、評価は中央部の 20m 四方で行うこととした。

標高値平滑化の計算手法として単純な移動平均を用いた場合、地形の急変箇所の値が拡

散される恐れがある。岩橋ら⁹⁾は、平滑化処理に関して、カーネル拡大法と DEM 間引き法を実施し、カーネル拡大法がより解像度が細かく、かつ値の空間変化がなめらかであるという結論を提供しており、本研究もこれを採用した。この手法は、ラプラシアン値を求めるセルからの距離の増加とともに、**図 6-7**に示されるような釣鐘状関数(ガウス関数)に従って重みを減少させる方法である。本検討ではガウス関数の形状は ArcGIS や Surfer などの GIS や 3D 表現ソフトで一般的に実装されている標準正規分布を採用する。

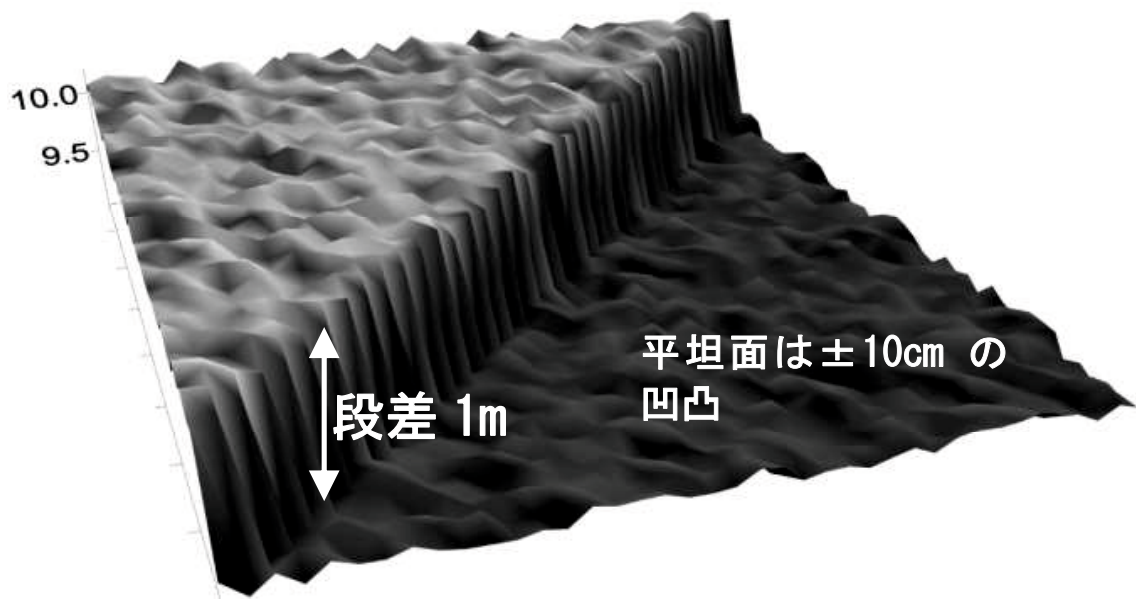


図 6-6 ランダムな凹凸を有した段差地形モデル図

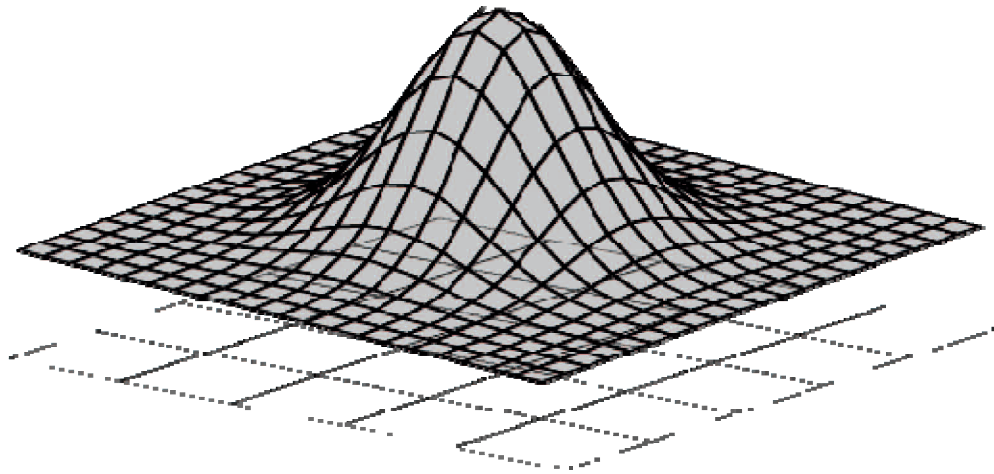


図 6-7 ガウス関数による DEM の重みづけイメージ

図 6-8 はグリッドサイズと平滑化範囲の関係を示したもので、グリッドサイズは DEM の 1 辺の長さを意味し、平滑化範囲 5 グリッドの場合の重みづけを例示している。セル内の数値は、近傍 5 グリッドの平滑化におけるガウス関数による重み係数の一例を示し、計算対象のセルを 1 としたときの周辺のセルにおける重み係数の値である。これらの重み係数と各セルの標高値を用いて、該当セルの標高値を平滑化しラプラシアン値を求めている。

3) 標高値平滑化の影響

標高値平滑化の影響について、図 6-6 に示すモデル地形を用い、ターゲットセルを中心として平滑化なし、及び平滑化処理を 3 グリッドから 2m 刻みで 19 グリッドまで行った 10 ケースについて検討を行った。表 6-3 はここで得られたラプラシアン値の最大・最小値の一部を示している。

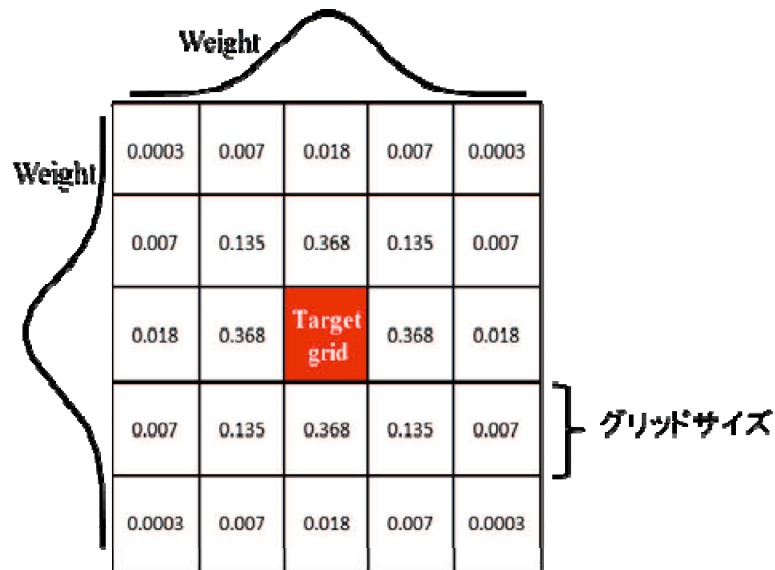


図 6-8 ガウス関数による重みづけ例

(1) ランダムな凹凸のある段差なし地形

① 平滑化なし

モデル地形の段差なし地形において平滑化処理を行わない場合、最大±10cmの凹凸がラプラシアン値には、表 6-3 の最上段に示すように±0.5～±0.6 の範囲の値として現れる。この値が表 6-2 の右端の列のラプラシアン値が周囲との標高差の 4 倍となるラプラシアン値に該当すると考えると、1mDEM では中央のセルだけが周囲に対して最大 15cm 前後突出または沈下していることを示す。この値はモデル地形の最大 20cm の凹凸から想定される 0.8 のラプラシアン値以内の概ね妥当な値である。

② 平滑化処理の効果

モデル地形の段差なし地形で平滑化処理を行った場合のラプラシアン値への影響は、表 6-3 に示すように 3 グリッドでは±0.55 の範囲の値となり、平滑化なしと大きな差は生ないが、5 グリッド以上の平滑化を行うとラプラシアン値は±0.1 以内へと大きく低下する。

(2) 段差地形の検出

① 平滑化なし

平滑化なしの場合の 30cm 段差地形の部分のラプラシアン値は、表 6-2 左側 3 列までに例示される標高差の 1～2 倍の 0.3～0.6 程度の値となると考えられる。これに上記のランダムな凹凸の影響の値(±0.5～±0.6)が加算されるため、表 6-3 の平滑化なし 2 段目の行に示すように、段差地形の部分のラプラシアン値は±1.0 の範囲の値となる。この試算結果を示すモデル地形のラプラシアン図は、図 6-9 の最上段に示すように、30cm の段差地形は周囲にモザイク状の模様があるものの概ね識別が可能である。段差の変位量が 50cm, 1m と増加すると、ラプラシアン値は表 6-3 に示すように、それぞれの段差変位量に対応するラプラシアン値を加えた±1.4, ±2.4 以内の値となり、段差地形の識別は図 6-9 に示すようにさらに容易になる。

② 平滑化による段差地形の分解能の向上

5 グリッドから 19 グリッドまで平滑化範囲を広げるに従い、段差なし地形のラプラシアン

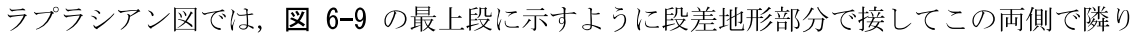
ン値の最大・最小値は，表 6-3 に示されるように±0.1 から±0.002 以内の値へ減少する。

一方 30cm 段差地形のラプラシアン値では 5～19 グリッドの平滑化によって±0.18～±0.009 の範囲の値となるが，段差なし地形におけるラプラシアン値の変動幅に対する比率は 1.7 倍から 4.4 倍へと拡大する。この結果，図 6-9 に示されるように，段差地形に対するモザイク状のノイズが相対的に減少し，さらに鮮明に識別されるようになる。

表 6-3 ラプラシアン算出値一覧表

平滑化範囲	段差量	最大値	最小値
平滑化なし	段差なし	0.560	-0.610
	30cm段差	0.978	-1.023
	50cm段差	1.378	-1.423
	1m段差	2.378	-2.423
3グリッド	段差なし	0.502	-0.542
	30cm段差	0.884	-0.919
	50cm段差	1.243	-1.278
	1m段差	2.140	-2.175
5グリッド	段差なし	0.102	-0.102
	30cm段差	0.182	-0.175
	50cm段差	0.254	-0.248
	1m段差	0.438	-0.432
7グリッド	段差なし	0.047	-0.039
	30cm段差	0.088	-0.089
	50cm段差	0.130	-0.131
	1m段差	0.234	-0.234
9グリッド	段差なし	0.018	-0.018
	30cm段差	0.048	-0.048
	50cm段差	0.071	-0.071
	1m段差	0.127	-0.127
13グリッド	段差なし	0.006	-0.007
	30cm段差	0.021	-0.020
	50cm段差	0.032	-0.030
	1m段差	0.058	-0.056
19グリッド	段差なし	0.002	-0.002
	30cm段差	0.009	-0.008
	50cm段差	0.013	-0.013
	1m段差	0.025	-0.025

(3) 平滑化範囲の拡大による定量的対応関係の低下

平滑化の処理は、段差地形のような局所的な地形変化の要素を周囲に拡散させるもので、またガウス関数による DEM の重みづけの影響も加わり、段差地形などの変位量に対応する定量的な値としての対応は平滑化範囲を広げるほど低下する。段差地形は、平滑化なしのラプラシアン図では、 6-9 の最上段に示すように段差地形部分で接してこの両側で隣り合う 1 対の線として明瞭に現れる。30cm の段差地形に接する両側 1 列のラプラシアン値を求めると、0.5~1.0, -0.5~-1.0 の範囲の値が得られ、この平均値 0.63, -0.63 は段差量 30cm の段差量に対応した値となった。平滑化範囲 3 グリッドでも、段差地形の両側のラプラシアン値は平均値 0.57, -0.57 が得られ平滑化なしとほぼ同様な結果が得られた。

しかし平滑化範囲 5 グリッドでは、0.1~0.2 と -0.1~-0.2 の範囲の値が段差両側に幅 1~2 列の範囲に拡散して形成され、それぞれの平均値は 0.1, -0.1 程度の値で、2 列を合計しても 30cm の段差地形よりも小さな段差量に評価される。7 グリッド以上の平滑化では、ラプラシアン値はさらに小さくなり、段差量を定量的に評価することは困難になってゆく。

また、平滑化による段差地形の拡散と共に段差地形部分に空白域が帯状に形成され、遷急線と遷緩線が接しない表現となる。段差地形部分に生じるこの空白域は、平滑化範囲の拡大と共に広がっていく。

なお、このモデル地形に 35° の傾斜角を持たせた事例についても、6-2 式によってラプラシアン値を求める場合、同様な結果が得られることを確認した。

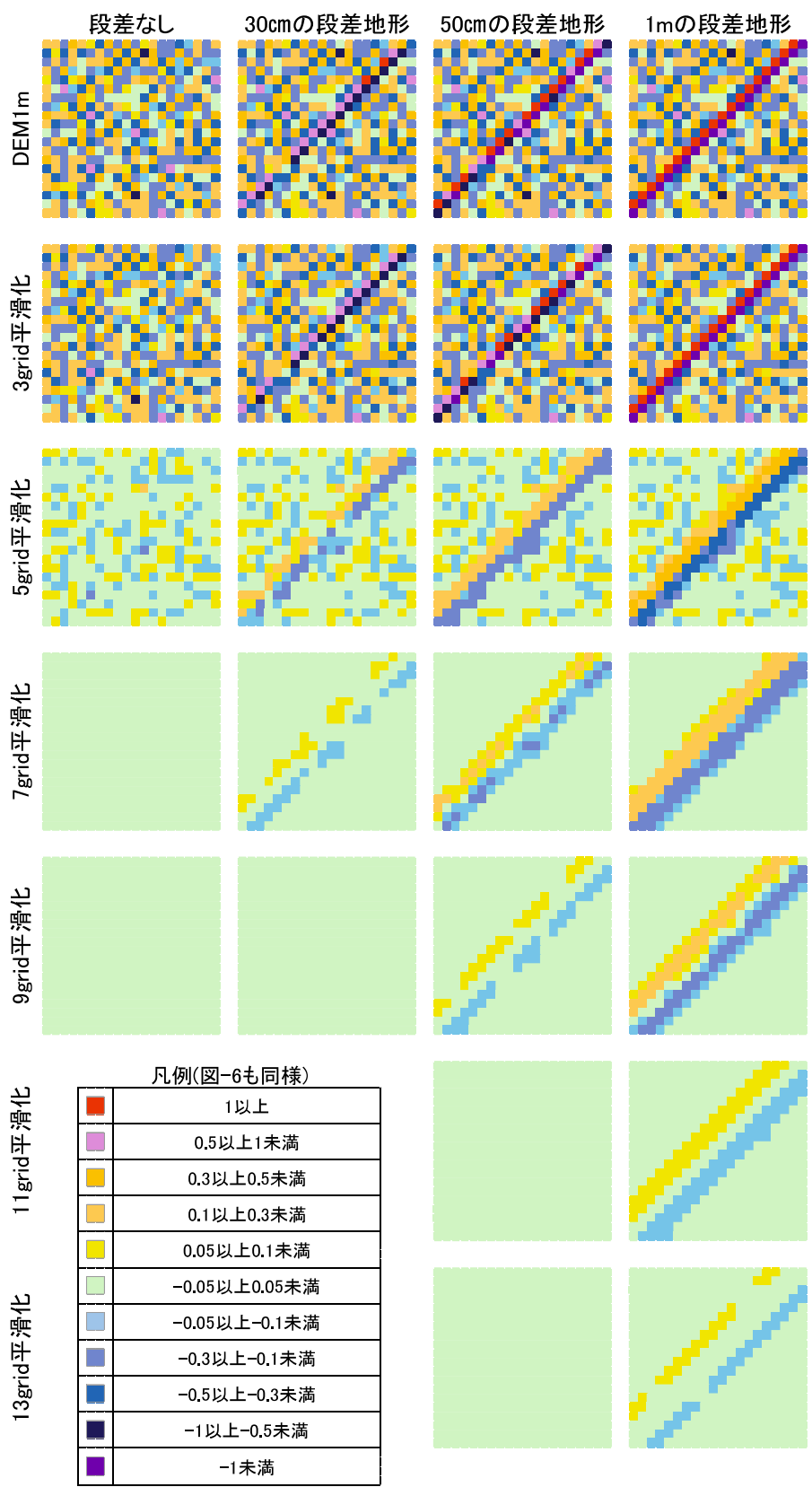


図 6-9 モデル地盤ラプラシアン解析図

6.2.4 岩盤クリープ地形におけるラプラシアン解析結果

以上の検討で示された平滑化手法を用いて、新たに段差地形が発生した現場において LiDAR データによる 1m DEM を用いてラプラシアン図(図 6-10, 図 6-11)を作成した。なお 1mDEM 作成にあたって、国土地理院のマニュアル¹²⁾では 5 種類の内挿補間法が示されているが、小口・勝部¹³⁾はこれらの数値解析を行う前提となる DEM の作成手法としての DEM 補間方法について検討し、最小曲率法を筆頭にクリギング法、動径基底関数法の適合度が高いとされていたため、今回はクリギング法により DEM の作成を行った。

検討箇所は幅 400m 長さ 700m 程度の規模の岩盤クリープ地形が形成されていた地域において、平成 23 年の 12 号台風の際に新たに延長 150m にわたって数十 cm～1m 程度の落差の連続的な段差地形が 2 段にわたって形成された箇所である。

図 6-9 左側の段差地形 a の列は、写真 6-1、図 6-11 b に示される 20m 四方の範囲を、図 6-10 右側の段差地形 b の列は、写真 6-2、図 6-11 b に示される 40m 四方の範囲を抽出して示している。図 6-10 の最上段は、1mDEM 平滑化なしのラプラシアン図を、以下平滑化の範囲を 19 グリッドまで拡大し、ラプラシアン解析を行ったものの一部を抜粋して記載している。また今回新たに形成された段差地形の位置を平滑化範囲 7 グリッドの図に示している。

図 6-11 の色調は図 6-9 と同様としている。地表面の凹凸の影響によるモザイク状の図柄は図 6-9 と同様に平滑化範囲 3 グリッドまでは顕著であるが、平滑化範囲 5 グリッドでは比較的平坦な面にラプラシアン値 ± 0.1 を超える部分が若干残されるものの、7 グリッドでは ± 0.1 を超える部分は段差の区間以外にはほとんど認められなくなり、現実の地盤の凹凸の程度を比較的良好に反映した図柄となっている。

一方、今回新たに段差地形が形成された図 6-10 左図の段差地形 a の箇所では、平滑化範囲 7 グリッドから 9 グリッドまではラプラシアン値 0.1 以上の区間が連続的に、あるいはやや途切れながらも破線状に連なる表現となる。この段差地形の現地の落差は数十 cm～1m

の範囲のものであり、落差量の表現についても図 6-9 のモデル地形と似通った図柄となる。

図 6-10 の右図の段差地形 b において、平滑化範囲 5 グリッド以上の図に残されるラプラシアン値±0.1 以上の部分は、古い冠頭部滑落崖の遷急線・遷緩線部分や、古い段差地形が形成されている部分に対応しているもので、これらの地形状況によく対応した表現となる。

当地区の凹凸の少ない滑らかな地表面の凹凸の程度は、倒木や瓦礫状の転石等が点在していても 20~30cm の範囲のものであり、このような条件下では数十 cm 以上の段差地形や古い滑落崖地形などは、5~9 グリッドの範囲の平滑化によってもっともシャープに分離された図柄が得られている。

図 6-11 は 3, 7, 19 グリッドの平滑化を行った、図 6-10 の部分を含む広域のラプラシアン図を示したもので、色調は平滑化範囲に応じてラプラシアン値に対応して調整している。3 グリッドの平滑化を行った図 6-11 a でも新たに生じた連続的な段差地形が識別可能であるが、表現するラプラシアン値の範囲をさらに狭くするとモザイク状の模様が激しくなる。図 6-11 b に示す 7 グリッドの平滑化ではモザイク状の図柄はほぼ除去され、段差地形が鮮明に表れるようになる。図 6-11 c に示される 19 グリッド平滑化では段差地形の部分は拡散され、小規模な段差は検出が困難になるが、一方で尾根筋・谷筋などが明瞭に表れ、さらに浅い沢状地形・陥没地形やなだらかな凸状地形などのような波長の長い凹凸地形が表現されてくる。

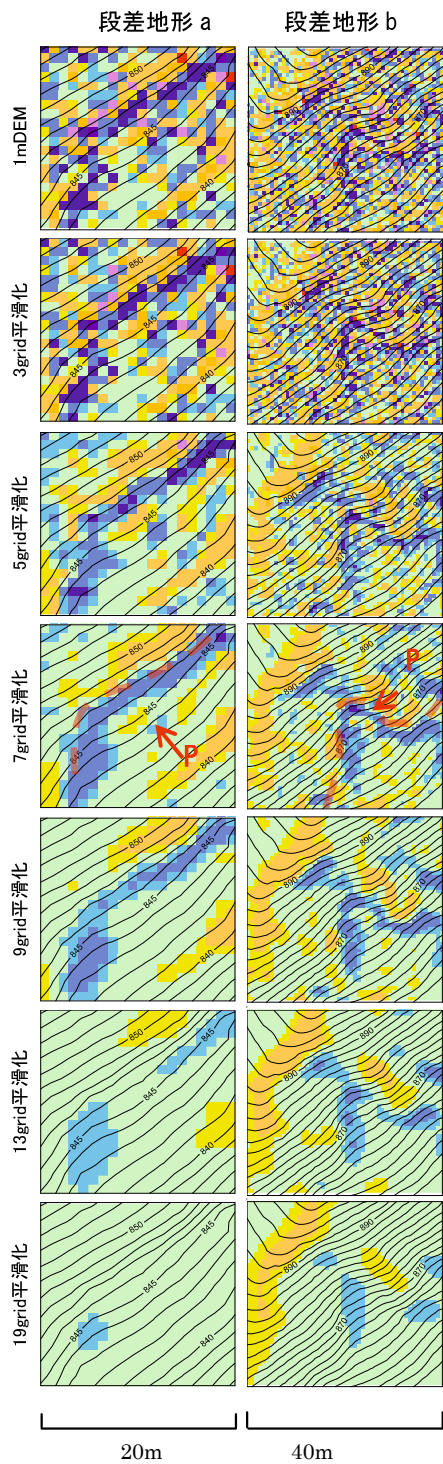
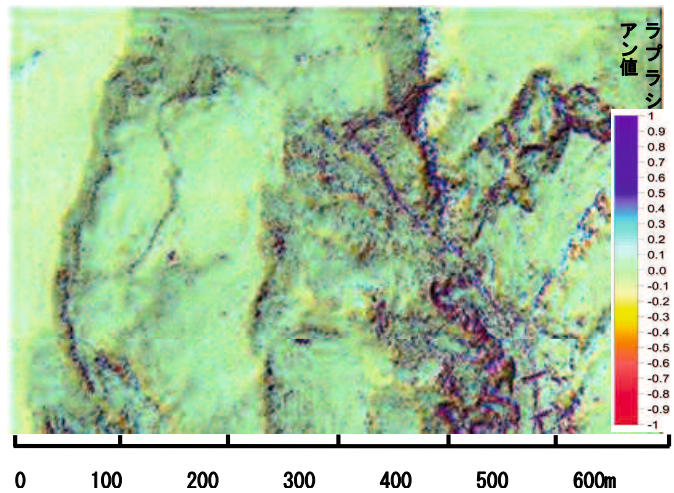
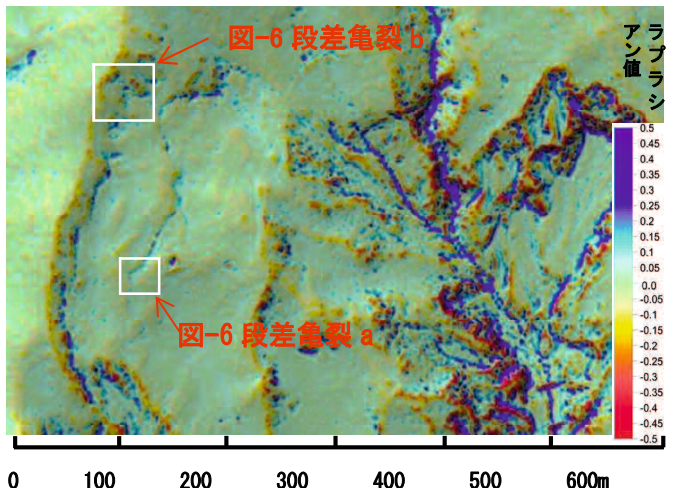


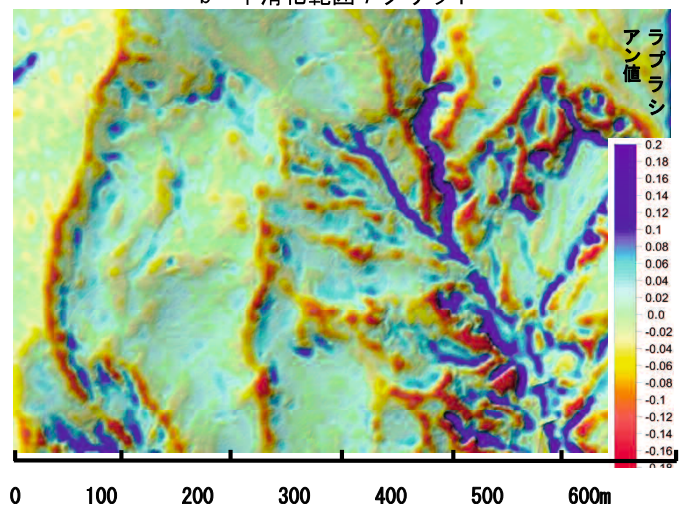
図 6-10 地すべり現場における解析事例 7 グリッドに示す赤い破線は段差地形形成箇所、矢印は写真撮影方向



a 平滑化範囲 3 グリッド



b 平滑化範囲 7 グリッド



c 平滑化範囲 19 グリッド
図 6-11 広域ラプラシアン解析図



写真 6-1 平滑な斜面内に新たに形成された 1m 程度の段差地形 a



写真 6-2 旧滑落外中に形成された 1m 程度の段差地形 b

6.3 LIDAR DEM を用いた傾斜量図表現手法

6.3.1 傾斜量図作成の意義と課題

自然斜面は様々なマスムーブメントの過程の中で平衡を保つ存在であり、傾斜量はそれぞれのマスムーブメント様式に対応した角度を有していると考えられる。斜面傾斜量は斜面上の物質の移動様式に関わる、地形の形成過程の解析を行う上での最も本質的かつ重要な要素の一つである。この傾斜量の評価手法については古くから様々な検討が行われている¹⁴⁾。しかし DEM データによる地形数値解析が一般化する以前の斜面傾斜量の把握・評価手法は、現地におけるごく狭い範囲の実測や等高線図に基づく定性的な評価が主体で、様々な種類のマスムーブメントの傾斜量についての、広域にわたる高い精度のデータを取得と統計学的な評価を行うことは困難であった。国内の傾斜量の広域・定量的評価の試みは 1960 年代の半ばから、国土地理院などにより 1:50,000 地形図に基づく傾斜区分図の作成と共に土地条件図、地形分類図などとしてまとめられてきたが、統一的な手法で作成されていないとの問題が指摘されていた。このような中で羽田野¹⁵⁾は等高線の幅を広くすることによる重なるの幅を利用した傾斜区分図の作成を考案し、蒲原地区で 1:25,000 傾斜区分図を作成している。また林¹⁶⁾は 1:50,000 地形図を用い、半径 5mm の円内の等高線数から山地の傾斜量を求める変形寺田法による手法を用い、山地の傾斜量 ($\tan \theta$) は基本的には正規分布となり、構造的に異なる箇所が含まれている場合には正規分布から外れるが、さらに対象範囲を広域にすることによって正規分布となることを紹介している。

その後、衛星画像などから得られる広域 DEM、あるいは全国的に 50m メッシュの DEM が整備されるのに伴い、広域にわたる一定の精度の傾斜量の統計学的評価・検討が可能となった。国土地理院による 1999 年の 50m メッシュ DEM の全国整備に合わせて全国を網羅する傾斜量図の作成が神谷ら¹⁷⁾によって行われている。このような DEM データから得られる地域の傾斜量頻度分布のピーク（最頻値）を特性勾配と呼び、この値は地すべり・

斜面崩壊等の様々な斜面形成のプロセスを示す閾値となることを松倉¹⁸⁾が指摘している。

また Katsube, Oguchi¹⁹⁾は、地域の傾斜に関する地形特性を代表するのは傾斜量の平均値や中央値ではなく頻度分布における最頻値が適切であるとし、50mDEM データを用いた北アルプス、中央アルプス、南アルプス全域の検討を行っている。ここでは傾斜量の最頻値が標高 1000m, 2800m を境に区分され、1000m~2800m 間の最頻値が北・中央・南アルプス全域を通して 35° の一定値を示し、これは森林限界以上の岩石斜面、周期的に山腹崩壊が発生している侵食域及び堆積物の分布が始まる地区の相違を示唆していると指摘している。さらに長嶺ら²⁰⁾は DEM を用いた第三紀地すべり地形斜面の最頻傾斜角に関する統計学的検討を行っている。一方、神谷ら²¹⁾は 50m メッシュ DEM を用いた傾斜量図は、地形地質を判読する上での重要な資料となりうるとしているが、高橋ら²²⁾は丘陵地や低山の解析については解像度が不十分であるとし、太田²³⁾は崩壊斜面の微地形抽出は難しいことを指摘している。この解像度に関する課題は、1 mメッシュのような細密 DEM データを用いることによって細部にわたる傾斜量の統計学的な評価などが解析可能となることが期待される。

航空レーザー測量が普及するに至り、細密 DEM によるさらに詳細な地形数値解析が各一方で実施されている^{24)~29)}。しかしいたずらに格子間隔を狭め解像度を向上させても 1m 単位の解像度の DEM は「細かすぎる」ため地形判読が困難になる場合があることが岩橋ら²⁴⁾によって指摘されている。これらの地形計測に関するレビューが太田・八戸²³⁾によって取りまとめられ、ここで DEM の地形学への応用について、①各地形種に定量的評価を与えることが可能となる。②各地形種と算出される各地形特性値の物理的関係が明らかになれば、精度のよい地形分類を定量的に行うことが可能となると考えられるとしている。しかし一般的な課題として、①算出される地形特性値に対する明確な地形学的意味づけの必要がある。②地形計測結果を地質学的、地形学的に応用する際には、地形特性値と他の地球科学的データ（地質データなど）の相関性とその物理的な意義の検討が重要になる。③検討する項目に適した解析手法と地形特性値を明らかにする必要がある。④目的とする地形

特性値に意味が生じる，DEMの格子間隔及び標高の精度を明確にする必要がある点を指摘している．課題④のDEMの格子間隔に関し，神原・佐藤³⁰⁾によりラプラシアン図における検討結果が示されているが，本節は各種マスマーブメントと傾斜量の①地形学的な意味づけを明らかにするために有効な傾斜量の表現手法について，図6-12に示されるようにラプラシアン解析手法と対比しながら細密DEMデータのデータ処理・評価手法の検討を行うこととした．

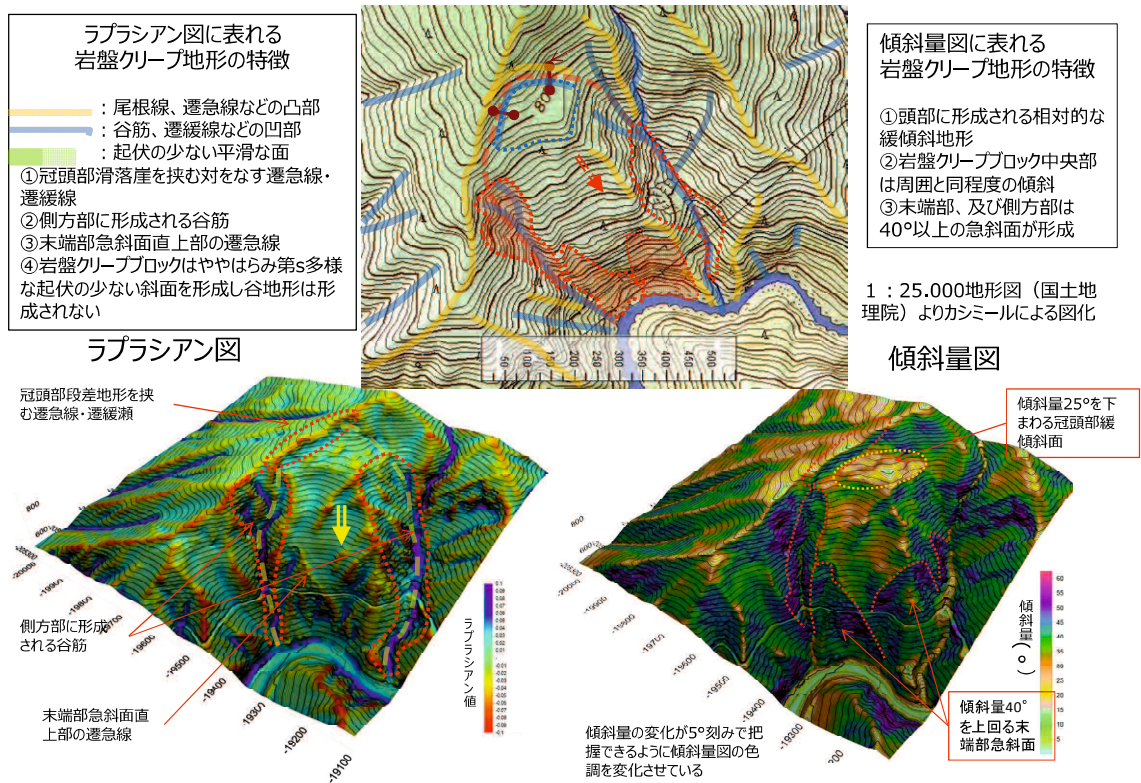


図 6-12 ラプラシアン図、傾斜量図を対比させた岩盤クリープ地形判読例

6.3.2 DEMによる傾斜量評価手法の検討

1) 傾斜量の算出手法

DEMを用いた斜面の傾斜量を求める手法としては、対象とする格子点を中心とする3×3グリッド（以降、×3は省く）の格子点間の平均勾配を求める手法が最も一般的に用いられている。各格子点の傾斜量の計算手法として、沖村による傾向面の傾斜角を求める手法、演算時間の短縮を図る近似的な手法として Prewitt、あるいは Sobel の手法が用いられている。岩崎³¹⁾あるいは神谷によると、いずれの手法によっても得られる傾斜量やこのヒストグラムに大きな差はないとし、本稿では図 6-13 に示す Prewitt の計算式に基づき傾斜量を算出することとした。

$$S = \sqrt{S_x^2 + S_y^2} \quad (6-3)$$

$$S_x = \frac{(Z_a + Z_d + Z_g) - (Z_c + Z_f + Z_i)}{6 D_x} \quad (6-4)$$

$$S_y = \frac{(Z_a + Z_b + Z_c) - (Z_g + Z_h + Z_i)}{6 D_y} \quad (6-5)$$

a	b	c
d	e	f
g	h	i

DEMデータ配置図

S : 傾斜量

Z_e : 着目格子点の標高

$Z_a \sim Z_i$: 隣接格子点標高

D_x, D_y : 格子間隔

図 6-13 Prewitt の計算式

2) DEMデータの格子点間隔調整手法

ラプラスアン解析図の検討結果からは、数十 cm～1m 程度の落差の段差地形のような小規模な微地形変化を定量的に検出・評価するには、1m メッシュ DEM を用いる場合、解析対象セルを中心とする 5～7 グリッドの範囲の DEM データ平滑化処理が有効であり、また広域にわたる尾根筋や谷筋の判読、あるいはこれらに囲まれる単位斜面の定性的な凹凸の程度の地形判読には、20 グリッド程度以上の範囲の平滑化が有効であることを提示した。

本節ではさらに傾斜量の地形解析において、この DEM データ解析値の平滑化処理範囲を広げる手法を用い、傾斜量解析平面図や傾斜量の統計解析値及ぼす影響を、ラプラス解析値と対比しながら検討を行うこととした。

3) モデル地盤の作成

現在一般的に用いられるグリッドサイズ 1m の DEM データの場合、自然斜面の凹凸に対応すると考えられる最大±10cm のランダムな凹凸が、DEM 傾斜量解析値に及ぼす影響の確認を目的としたモデル地盤を作成して検討を行う。

モデル地盤として図 6-14 に示す 250m 四方、最大±10cm のランダム凹凸を有した平面を設け、さらに図 6-15 の A-B 断面図のように上下両端に幅 50m の水平面、ついで幅 50m の傾斜漸増、漸減区間を挟んで中央部に幅 50m 傾斜角 25° の一定勾配の斜面を設定し、さらにモデル地盤の対角線方向に幅 10m、落差 1m の陥没帯を重ね合わせたものを作成した。

断面図の中央には、両端の落差 1m、幅 10m の陥没帯を設けているが、図 6-15 図上では小規模な陥没帯として表れている。

6.3.3 モデル地盤のランダムな凹凸がラプラス値、傾斜量解析値に与える影響

1) 断面図上の解析値

(1) ラプラス値

図 6-15 に示す A-B 断面測線における 3, 7, 15, 29 グリッドの範囲の平滑化処理を行ったラプラス解析値を図 6-16-a に示す。平滑化処理の効果が殆ど生じない 3 グリッドの場合、ラプラス値のばらつきが大きく、1m の段差地形部分以外の傾斜の漸増、漸減区間と傾斜変化のない区間をグラフ上からは判読できない。図 6-16-b は図 6-16-a の 3 グリッドの平滑化を削除し、縦軸を拡大して表現したものである。7 グリッドの平滑化処理では、グラフ上からは傾斜の漸増・漸減区間と傾斜変化のない区間の判別は容易でないが、15, 29 グリッドの平滑化処理によってこれらの区間の差が明瞭に判別可能となる。一方、中央

部の陥没地形の部分は、7グリッド平滑化処理では陥没箇所両端の段差地形が明瞭に表れるが、29グリッド平滑化処理ではこの段差部分は表現されなくなる。ラプラシアン値は、段差地形のような線状微地形要素の場合は、7グリッド程度までの狭い範囲の平滑化処理によって明瞭に示されるが、より広域にわたる面的な凹凸の状況は、15～29グリッド以上の平滑化処理によって表現される。

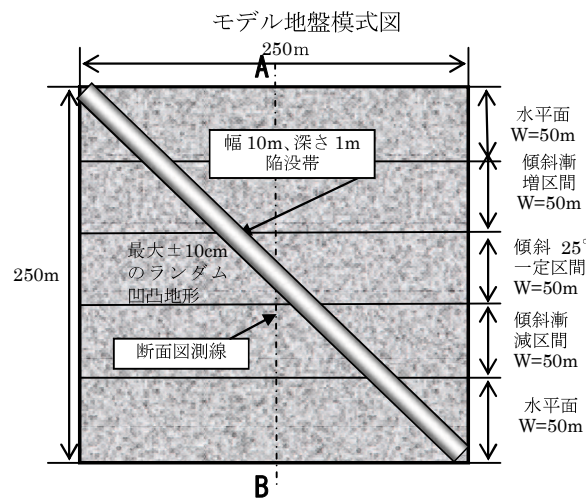


図 6-14 解析モデル地盤平面図

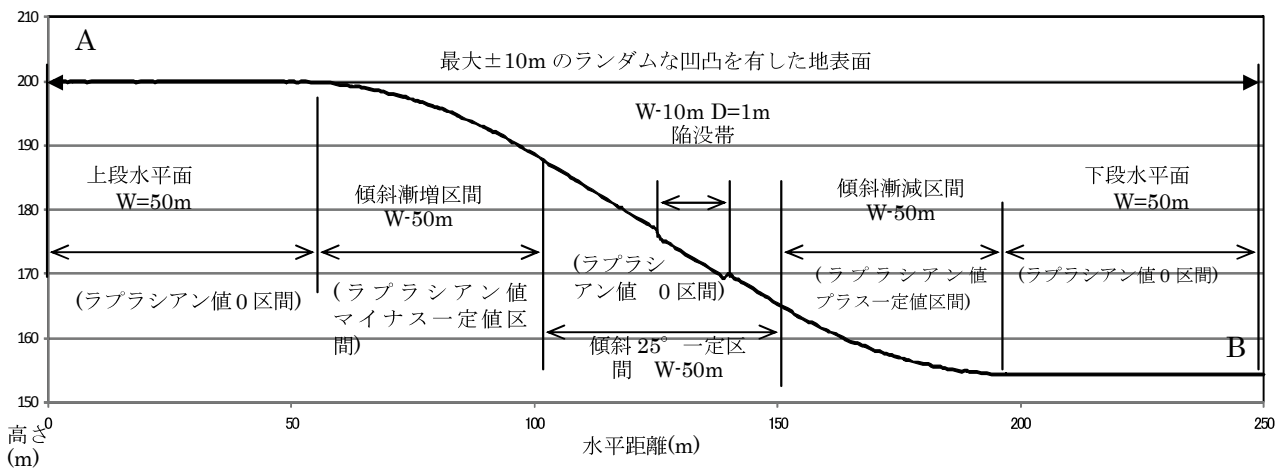


図 6-15 モデル地盤中央部断面図

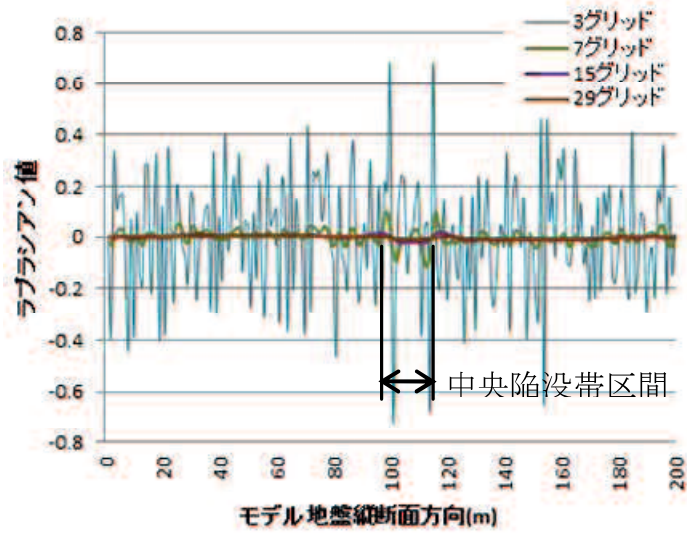


図 6-16-a 断面図上ラプラシアン値図 1

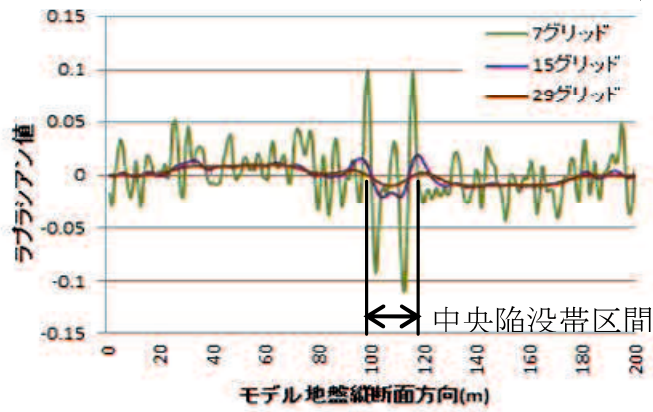


図 6-16-b 断面図上ラプラシアン値図 2

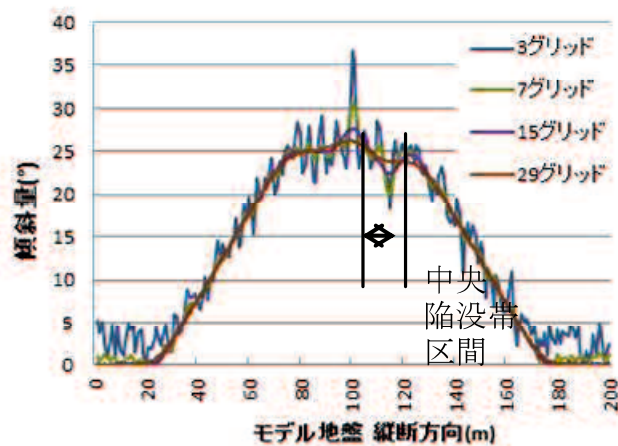


図 6-16-c 断面図上の傾斜量

図 6-16 断面図上の解析値

(2) 傾斜量解析値

傾斜量は、**図 6-16-c** に示されるように、3 グリッド平滑化処理では $\pm 3^\circ$ 前後のばらつきはあるものの、概ね対象面の傾斜量の変化の把握は可能な解析値が得られている。7 グリッドの平滑化処理の段階で、誤差は $\pm 1^\circ$ 程度の範囲に収まり、さらに平滑化範囲を拡大しても大きな差異は生じないという結果が得られる。

2) ラプラシアン解析値・傾斜量解析値の平面図に現れる平滑化の効果

図 6-8 と同様な平滑化処理を行った、モデル地盤のラプラシアン解析値、傾斜量解析値の平面図（以下、ラプラシアン平面図、傾斜量平面図とする）を**図 6-17**、**図 6-18** に示す。

図 6-17 に示すラプラシアン平面図は、**図 6-17-a** の 3 グリッド平滑化の段階ではランダムな凹凸によるノイズの影響によって、勾配が徐々に変化する斜面と平坦な斜面の差の認識が困難である。**図 6-17-b** の 7 グリッドの平滑化では、まだあばた状のノイズがかなり残されているが、一様な勾配の斜面と勾配が徐々に変化している斜面は識別可能である。**図 6-17-c** では、一様な勾配の面と勾配の変化する面の境界がさらに明瞭に識別され、**図 6-17-d** の 29 グリッド平滑化では、平坦面と傾斜が変化する区間の境界がやや不明瞭となる。一方、**図 6-18** に示す傾斜量平面図では、平滑化処理の効果のない**図 6-18-a** の 3 グリッド平滑化では、あばた状のノイズがかなり残り傾斜の変化している区間との境界が不明瞭であるが、傾斜量変化把握は可能である。また**図 6-18-b** の 7 グリッド平滑化では、傾斜量の変化する境界線にやや凹凸が残るが、なだらかな傾斜変化領域も含め明瞭に表現され、幅 10m の陥没帯の境界の段差地形部分も明瞭に分離される。**図 6-18-c** の 15 グリッド平滑化では傾斜変化部分の境界線がほぼ直線状になり**図 6-18-d** の 29 グリッド平滑化では傾斜変化の部分も含め正確に反映されているが、陥没帯の両側の段差地形は完全に重なり段差部分は不明瞭となる。平面図上でも、傾斜量図の平滑化範囲の拡大に伴う影響はラプラシアン図に比較すると小さく、7 グリッド以上に平滑化範囲を拡大することによって傾斜量は比較的正確に表現される。

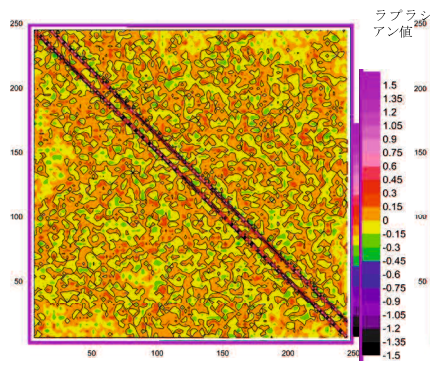


図 6-17-a 3 グリッド平滑化

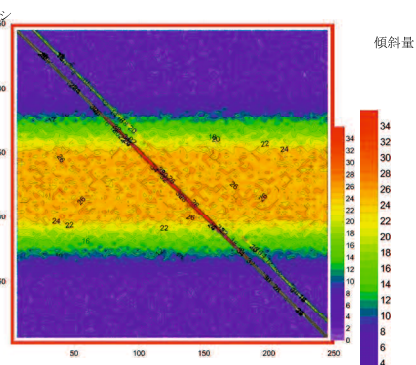


図 6-18-a 3 グリッド平滑化

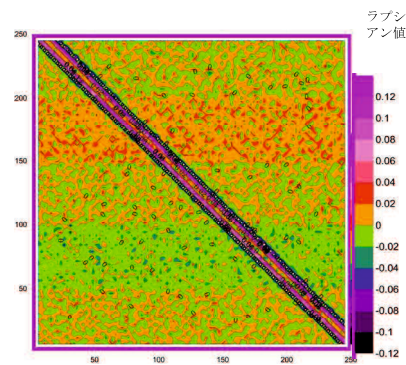


図 6-17-b 7 グリッド平滑化

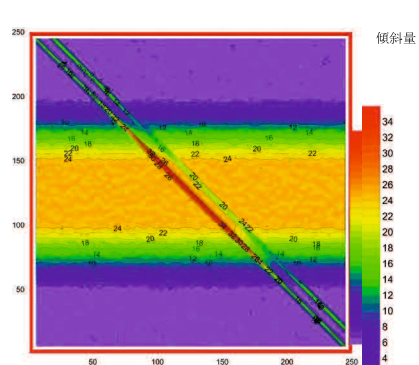


図 6-18-b 7 グリッド平滑化

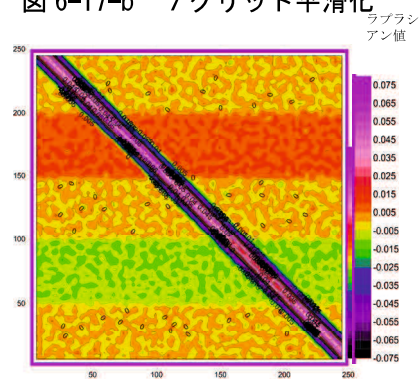


図 6-17-c 15 グリッド平滑化

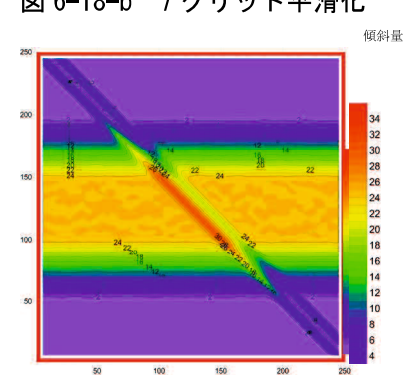


図 6-18-c 15 グリッド平滑化

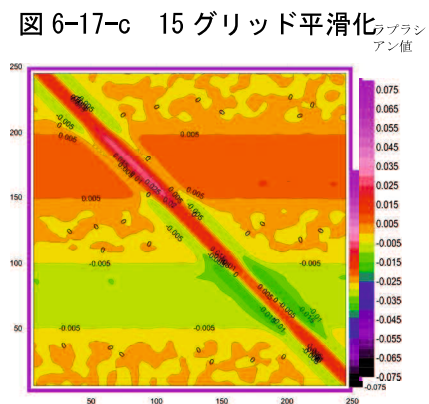


図 6-17-d 29 グリッド平滑化

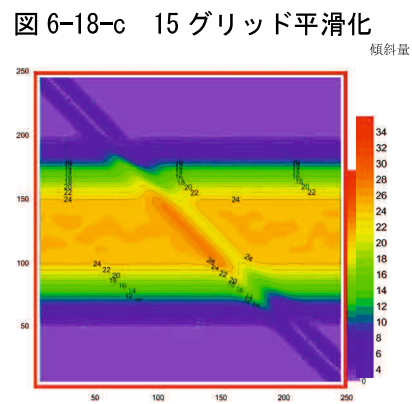


図 6-18-d 29 グリッド平滑化

図 6-17 ラプラシアン平面図

図 6-18 傾斜量平面図

6.3.4 モデル地盤の平滑化処理による頻度分布特性の変化

1) モデル地盤のラプラシアン値頻度分布

モデル地盤におけるラプラシアン値ヒストグラムを図 6-19 に示す。モデル地盤に対応したラプラシアン値は、傾斜量の漸増・漸減区間及び変化のない区間に対応する 3 つの値のピークを有するものであるが、図 6-19-a の 3 グリッド平滑化処理では±0.3 の範囲に集中し、図 6-19-b の 7 グリッド平滑化処理でも±0.03 の範囲で同様に中央部に集中する正規分布的な分布形態となり、地表面のランダムな凹凸の影響が大きく表れ、傾斜量の漸増・漸減区間が現れていない。図 6-19-c の 15 グリッド、図 6-19-d の 29 グリッド平滑化処理では、中央部のピークとは別に両側に傾斜の漸・漸減部分に対応するピークが形成されている。モデル地盤で用いられているような数 10m 前後の規模の地表面のなだらかな変化は、15 グリッド程度以上の平滑化によってより鮮明に表現されることとなり、平面図に現れるのと同様な傾向を見せている。

2) モデル地盤の傾斜量頻度分布

モデル地盤の傾斜量頻度分布図を図 6-20 に示す。モデル地盤の傾斜量は、ランダムな凹凸の影響がない場合、図 6-20 に点線の棒グラフで表わしているランダム凹凸なしのような分布を本来示すものである。図 6-20-a の 3 グリッド平滑化では、地表面の凹凸に由来するノイズの影響によって約 1 万点である一様な勾配の区間の内、実際の傾斜角を表わしているものは 5000 点以下となり、±数度の範囲のばらつきが生じている。図 6-20-b の 7 グリッド平滑化では、 0° 、 25° の傾斜面がいずれも 1 万点前後となり、またこの間の一様に勾配が変化する状況もモデル地盤にほぼ対応した値となっている。さらに平滑化範囲を広げても同様な傾向が続き、頻度分布の面ではほぼ正確に傾斜量を反映した値が求められているが、図 6-20-b の 29 グリッド平滑化では、傾斜量が平準化されてゆく影響が表れ始めている。

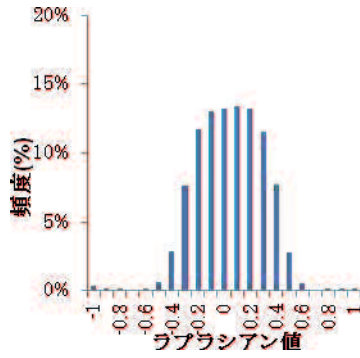


図 6-19-a 3 グリッド平滑化

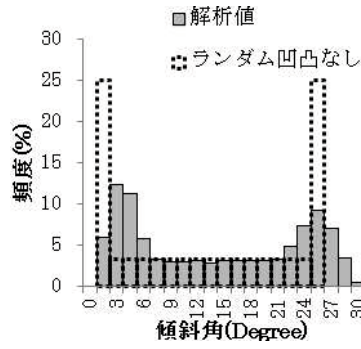


図 6-20-a 3 グリッド平滑化

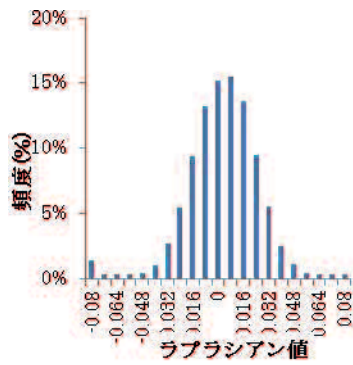


図 6-19-b 7 グリッド平滑化

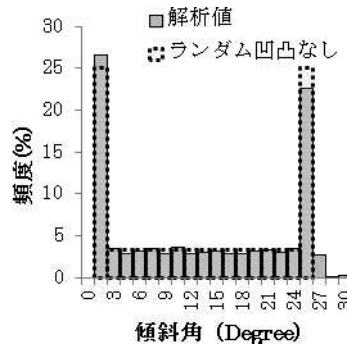


図 6-20-b 7 グリッド平滑化

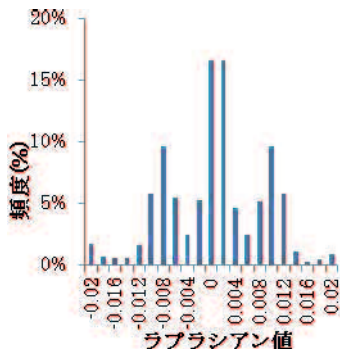


図 6-19-c 15 グリッド平滑化

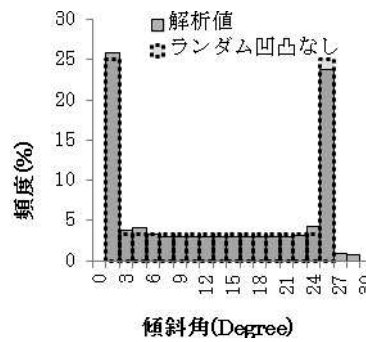


図 6-20-c 15 グリッド平滑化

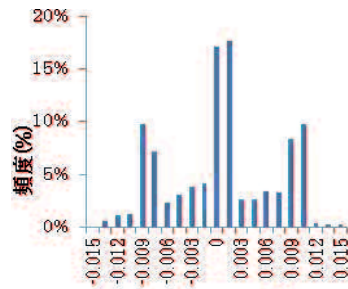


図 6-19-d 29 グリッド平滑化

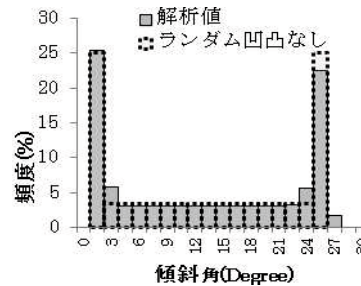


図 6-20-d 29 グリッド平滑化

図 6-19 ラプラシアン値ヒストグラム

図 6-20 傾斜量ヒストグラム

6.3.5 自然斜面における DEM データ平滑化処理の影響

1) ラプラスアン平面図，傾斜量平面図における平滑化の効果

岩盤クリープ形成箇所のラプラスアン平面図を図 6-21 に，傾斜量平面図を図 6-22 に示す。3 グリッド平滑化の図 6-21-a では，図の左半部の①～②間に延長 150m にわたって新たに形成された 1m 前後の段差地形のような微地形が明瞭に判読されるが，右半部の急崖斜面部には地表面の凹凸に起因するあばた状のノイズがかなり残される。また深さの異なる谷地形の規模の差の判読は困難である。7 グリッド平滑化処理の図 6-21-b では，右半部のあばた状のノイズはほぼ解消され，1m 前後の段差地形のような微地形は明瞭に判読される。29 グリッド平滑化の図 6-21-c では，左半部の 1m 前後の段差地形のような微地形は不鮮明になるが，規模の異なる尾根筋・谷筋や岩盤クリープの冠頭部滑落崖，谷沿い側方部急斜面と起伏の少ない滑らかな斜面の差のような波長の大きな地形変化が判読されるようになる。

一方傾斜量平面図は，3 グリッド平滑化の図 6-22-a と 7 グリッド平滑化処理の図 6-22-b に大きな差はなく，いずれも細部にわたる傾斜変化が判読され，29 グリッド平滑化の図 6-21-c では境界部がやや不明瞭となる。以上のようにラプラスアン平面図は，平滑化範囲の異なるものを対比することにより，微細な地形変化から波長の大きな地形変化まで判読される。また尾根線・谷線や遷急線・遷緩線などの曲率の大きな地形変換線と，これに囲まれる起伏が少なく曲率の小さな単位斜面が区分される。この区分された単位斜面内の傾斜量と傾斜変化の状況が，傾斜量平面図の傾斜角表示の色調の変化を 5° 刻み程度に調整することにより，細かい傾斜変化の状況まで定量的に表現されることとなる。平面図上で具体的な数値として表現されるこの傾斜量は，地すべりや深層崩壊といった様々なマスムーブメントに対応した地形特性値が表わされたものと考えられ，地形判読の際の定量的な指標となることが期待される。これらの地形判読にあたってはラプラスアン平面図と傾斜量

平面図は、平滑化範囲が同一のものを用いることが望ましく、傾斜量平面図はラプラシアン平面図に合わせた5~7グリッド程度以上の平滑化範囲が有効であると考えられる。

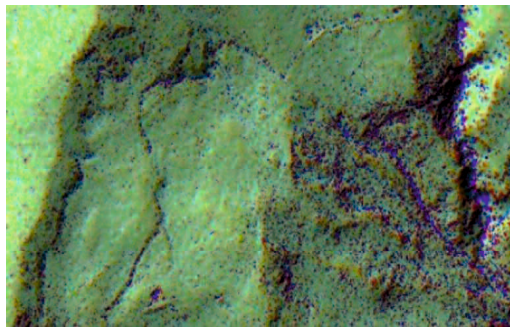


図 6-21-a 3 グリッド平滑化

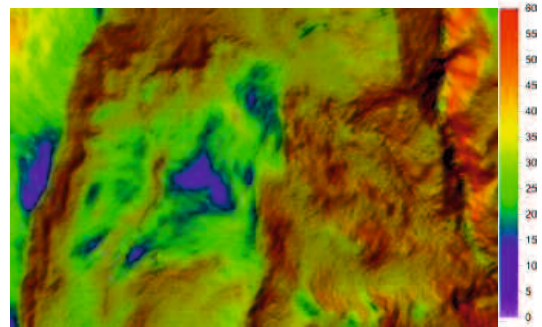


図 6-22-a 3 グリッド平滑化

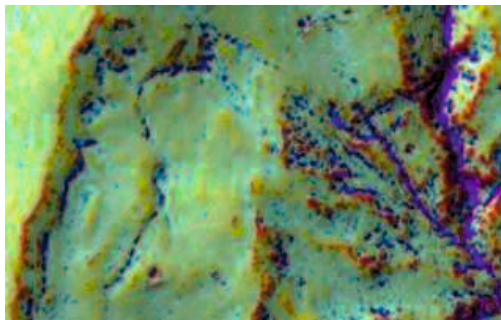


図 6-21-b 7 グリッド平滑化

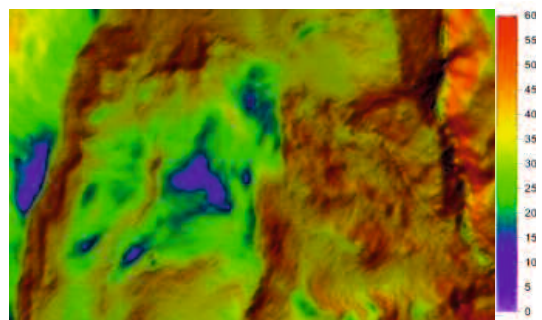


図 6-22-b 7 グリッド平滑化

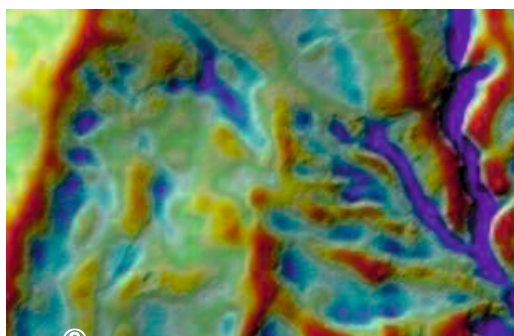


図 6-21-c 29 グリッド平滑化

図 6-21 ラプラシアン図

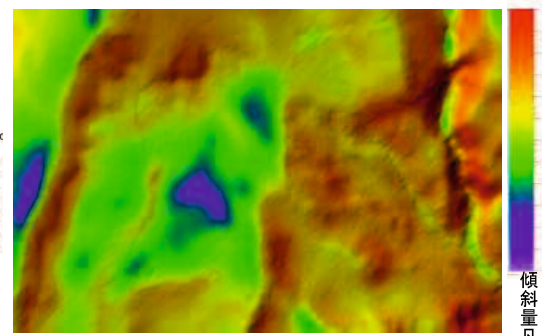


図 6-22-c 29 グリッド平滑化

図 6-22 傾斜量図

0 100 200 300 400(m)

0 100 200 300 400 (m)

傾斜量凡例

2) 平滑化範囲の相違が傾斜量統計解析値に及ぼす影響

次に傾斜量の統計解析値によるマスマーブメントの分析事例を示す。中部山岳地域において、稜線を隔てて異なる侵食の進行程度の箇所が接している地域の、1m メッシュ DEM の 19 グリッド平滑化処理を行った傾斜量平面図を図 6-23 に示す。検討対象地域は、花崗岩類を基盤岩とする地域であるが、図 6-23 中央の稜線を境に西側は段丘堆積層が残積する傾斜角 30° ~ 35° 以下の緩傾斜面主体の丘陵地が形成され、東側は河川による侵食が著しく進行してこれらの被覆層が剝離され、基盤岩が露出する傾斜量 35° を超える区間が大半を占める急峻な山岳地形が形成される。稜線を境にした東西両側の異なる DEM データ平滑化範囲による傾斜量頻度分布の解析結果を図 6-24、表 6-4 に示す。ここでは平滑化検討範囲の間隔をやや広げた 3, 9, 19, 41 グリッドの比較検討結果を示している。丘陵地が残さ

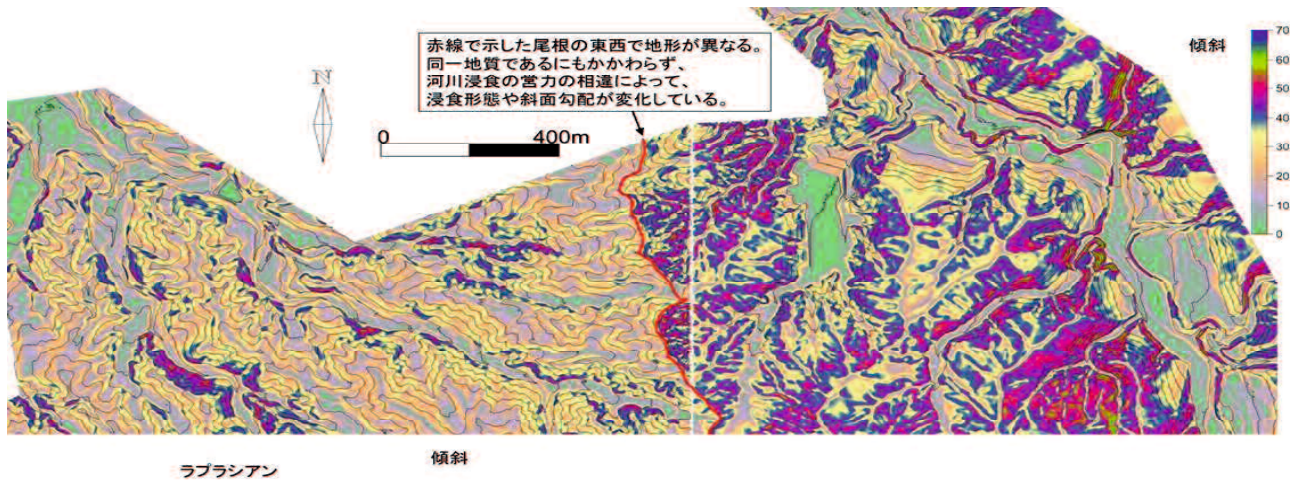


図 6-23 中部山岳地帯における傾斜量図 (19 グリッド平滑化)

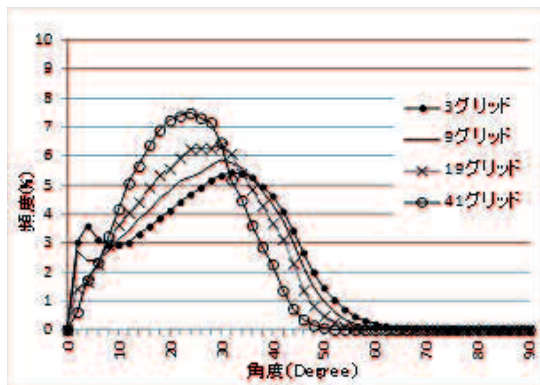


図 6-24-a

図 6-23 の西側部分の傾斜量頻度分布

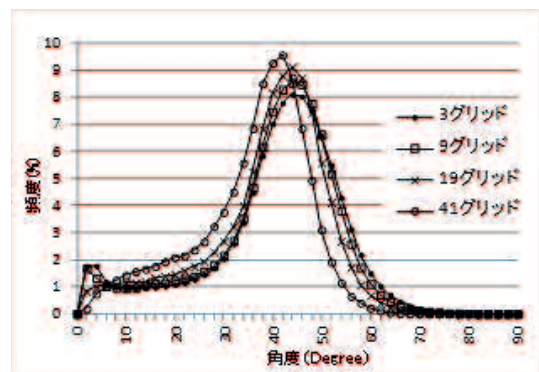


図 6-24-b

図 6-23 の東側部分の傾斜量頻度分布

れる西側は、**図 6-24-a** に示されるように平滑化範囲の拡大に伴い、頻度分布曲線のピークが低角度側に大きく移動する。また**表 6-4-a** に示すように、傾斜量は基本的に平均値<中央値<最頻値の順となり、平滑化範囲の 3, 9, 19 グリッド拡大の段階では、それぞれ 1° 程度低下し 41 グリッド平滑化では 4° ~7° の大きな低下が生じる。

頻度分布曲線の正規分布とのかい離の程度を表わす尖度は、-0.6~-0.7 の範囲で大きな変化はなく、正規分布に比較してすそ野の広いなだらかな形状を呈している。頻度分布の非対称性を表わす歪度は、平滑化範囲拡大に伴い-0.06 から 0.07 へと徐々に変化し、正規分布範囲内のやや高角度側（右側）の裾野が広がる頻度分布を示している。一方、河川侵食が著しく進む東側は平滑化範囲拡大に伴う大きな変化は生じていない。統計解析値の変化は、**表 6-4-b** に示すように 3, 9, 19 グリッドまでは最頻値、中央値、平均値の変化幅は 1° 程度の範囲内にあるが、41 グリッドまで広げると、3° ~4° のやや大きな低下が生じている。尖度は 0.71 から 0.15 へと減少傾向は見え、正規分布よりも最頻値周辺に集中しているという特徴を示している。歪度は-0.99~-0.79 の範囲で大きな変化はなく、高角度側（右側）の裾野が狭いという頻度分布の特徴を示している。

このような平滑化範囲の拡大に伴う傾斜量統計解析値の変化パターンの東西の相違は、東側の大半が激しい河川の浸食下刻作用の過程にある斜面で占められているのに対して、西側は段丘地形が残り谷底平野も形成される、河川の浸食下刻作用が相対的に遅滞している地形を反映するものであると考えられる。また傾斜量最頻値の東西での 13° 前後の差異は、斜面を被覆する地質・風化程度やマスマーブメント様式などの相違を反映していると考えられる。

表 6-4-a 西側部分の統計解析値

平滑化範囲 (m)	3×3	9×9	19×19	41×41
平均値 (°)	26.19	25.44	24.31	21.87
中央値 (°)	27.06	26.04	24.53	21.84
特性勾配 (°)	31.00	30.00	29.00	24.00
標準偏差 (°)	13.64	12.49	11.18	9.56
尖度	-0.73	-0.70	-0.69	-0.61
歪度	-0.04	-0.06	-0.01	0.07

表 6-4-b 東側部分の統計解析値

平滑化範囲 (m)	3×3	9×9	19×19	41×41
平均値 (°)	26.19	25.44	24.31	21.87
中央値 (°)	27.06	26.04	24.53	21.84
特性勾配 (°)	31.00	30.00	29.00	24.00
標準偏差 (°)	13.64	12.49	11.18	9.56
尖度	-0.73	-0.70	-0.69	-0.61
歪度	-0.04	-0.06	-0.01	0.07

6.4 LiDAR DEMによるラプラシアン平面図，傾斜量平面図の表現手法

5～10m以上の格子間隔のDEMデータは，微地形判読にあたっては粗すぎる点が指摘されている．一方，1mメッシュ程度の細密DEMは，地形解析にあたってはノイズが多く細かいすぎることがあるという課題が指摘されている．この対応策としてラプラシアン平面図では，解析に用いるDEMデータを5～7グリッド程度の範囲に平滑化处理するノイズ除去手法が有効であり，この平滑化範囲をさらに広げることによって波長の大きな地形変化などが抽出される．これらの平滑化範囲の異なるラプラシアン平面図を併用することによって，微細な地形変化や規模の大きな尾根筋・谷筋や遷急線・遷緩線などと，これらに囲まれる単位斜面のなどの区分が可能となる．

傾斜量平面図は，この単位斜面内の傾斜量と傾斜変化の状況を定量的に表現するもので，各種マスマーブメントに特有な傾斜量と，この変化の状況を地形図から直接読み取ることにより，マスマーブメント地形の分類・判読を可能とする．この際の細密DEMデータの平滑化处理はラプラシアン平面図と同等の5～7グリッド程度以上の平滑化範囲の調整が有効であることが確認された．また細密DEMデータの傾斜量の統計解析からは，頻度分布曲線，最頻値，尖度，歪度等の値が得られるが，これらの統計解析値は，細密DEMデータのグリッドサイズ及び平滑化範囲に応じて変化するものである．この傾斜量統計解析値や平滑化範囲の変更に伴う変化パターンも，地域のマスマーブメント様式や侵食作用の進行程度を反映する地形特性値であり，地形・地質・気象条件などが異なる様々な地域の特徴，あるいは地すべり・深層崩壊・浅層崩壊といった様式の異なる様々なマスマーブメントの特徴を表わす定量的な指標となることが期待される．

従来のマスマーブメント地形解析・判読では，一定の精度を有した定量的な指標としての斜面傾斜量が用いられることは少なかったが，様式の異なる様々なマスマーブメント地において上記のような検討を進めることにより，様々な種類のマスマーブメントの傾斜量に基づく対比や発生機構の検討が進められると共に，定量的な指標が整理され，マスマー

ブメント地形の解析・判読の精度向上へと反映されることが期待される。

6.5 岩盤クリープ斜面における傾斜量統計解析事例

岩盤クリープ斜面に限らず、様々な様式のマスマーブメントは、それぞれに特有の傾斜量特性を有していると考えられる。従来の等高線に基づく地形図では、この傾斜量を広域にわたって定量的に評価することは困難であった。50m メッシュ DEM は全国に展開されることにより一定の評価は可能となっていたが、小規模なマスマーブメント現象を評価するためにはメッシュサイズが粗すぎるという課題を有している。LiDAR DEM はこれらの課題を解消する広域にわたる傾斜量評価手法を提供するものである。ここでは各種マスマーブメント様式の傾斜量特性を対比するには至らないが、岩盤クリープ斜面を中心に各種マスマーブメント様式の傾斜量特性に関する統計解析事例を示す。

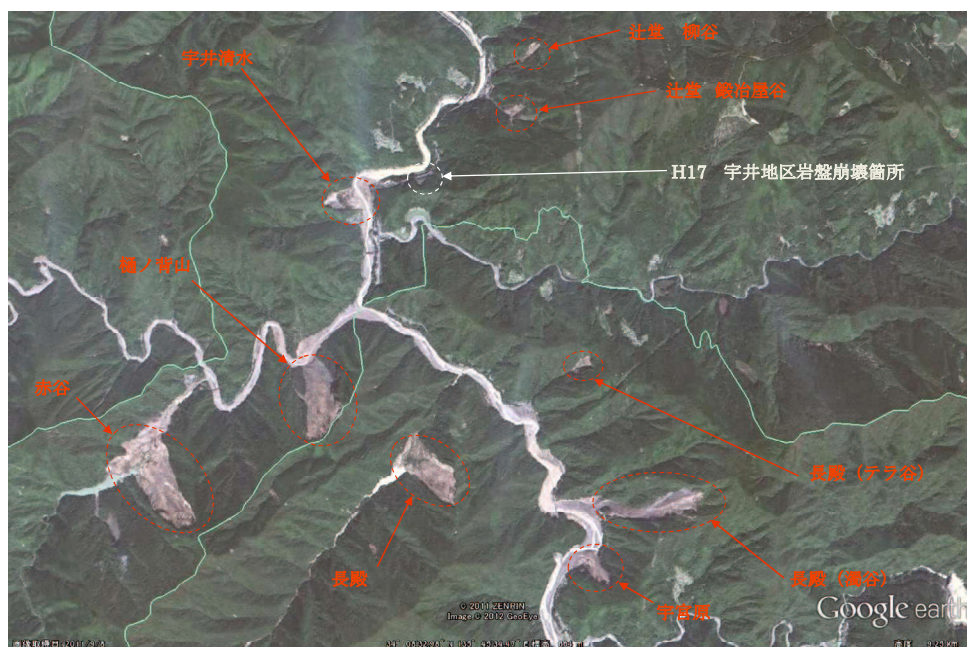
6.5.1 豪雨時の深層崩壊箇所の傾斜量特性

2011年9月に襲来した12号台風によって、紀伊半島の十津川流域では多数の深層崩壊が発生した。中でも十津川中流域の旧大塔村付近では、写真6-3に示すように集中的に豪雨時の深層崩壊が発生している。

これらの深層崩壊の発生域周辺一帯の傾斜量ヒストグラム、及び崩壊前の崩壊発生域における傾斜量ヒストグラムを以下の図6-25に示す。

なお、合わせて深層崩壊の発生域傾斜角を赤字で添付している。これらの深層崩壊発生箇所の傾斜量統計解析値を表6-5に示す。なお折立及びS地区は2次クリーブ領域にある岩盤クリーブ斜面の未崩壊箇所である。ここに示す中で北股地区は野迫川上流域に、坪ノ内は十津川上流域に位置し、他の地区とは地形地質条件が若干異なると考えられる。この2地区を除くとヒストグラムは正規分布に近い形状を有し、侵食作用が旺盛に進行していることを示している。

五條市大塔町宇井地区周辺の深層崩壊箇所



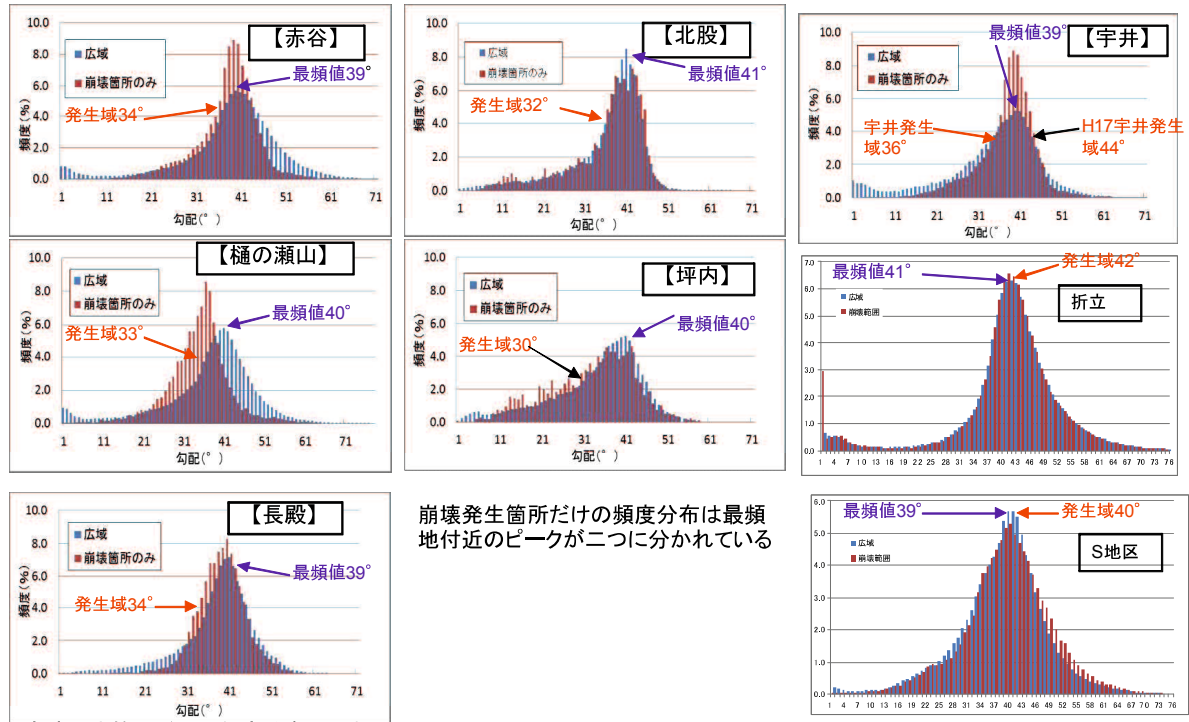
* グーグルアースより 6×8km四方に深層崩壊・地すべりが多発している

写真 6-3 2011年12号台風の際に集中的に発生した深層崩壊箇所

この北股地区の 42° を除くと、深層崩壊発生域の傾斜量最頻値は $36^\circ \sim 40^\circ$ の範囲にある。一方深層崩壊の発生域傾斜角は $30^\circ \sim 36^\circ$ であり、最頻値と対比すると $3^\circ \sim 10^\circ$ 程度緩くなっている。このことは、岩盤によって構成されている侵食の進行している斜面が、深層崩壊によってさらに平準化してゆく過程を示していると考えられる。

なお、発生域傾斜角が 35° を上回る宇井清水地区は、受け盤構造の斜面である地質状況が反映していると考えられる。

一方、2次クリープ領域の変位を示しながらも深層崩壊には至っていない折立地区及びS地区は、2011年の12号台風の際には1m以上の大きな滑動は見せているが、この箇所における岩盤クリープの発生域傾斜角は $40^\circ \sim 42^\circ$ とさらに急峻であり、地区の傾斜量最頻値 $39^\circ \sim 41^\circ$ とほぼ同等或いはやや急角度を呈している。この2箇所は現在2次クリープ段階域にあり3次クリープ段階には達しておらず、また2011年の豪雨は深層崩壊に至る降雨量には達していなかったのではないかと考えられる。



崩壊発生箇所だけの頻度分布の最頻値は1~2° 低い程度で大きな変形の傾向は認められない

崩壊発生箇所だけの頻度分布は最頻地付近のピークが二つに分かれている

崩壊発生箇所だけの頻度分布の形状やピークがほとんど変わらない。

* 国土地理院 基盤地図情報 5mメッシュDEMより

図 6-25 深層崩壊発生域の傾斜量ヒストグラム

表 6-5 深層崩壊地の傾斜量統計解析値

検討地区名	赤谷	北股	長殿	宇井清水	坪内	樋ノ瀬山	平均
特性勾配(°)	38.0	42.0	38.0	39.0	40.0	36.0	38.83
中央値(°)	38.1	37.8	38.3	38.8	33.6	34.4	36.83
平均値(°)	37.2	35.4	38.1	37.8	31.8	33.7	35.67
深層崩壊発生域傾斜角(°)	34.0	32.0	32.0	36.0	30.0	33.0	32.83
尖度	2.22	1.09	1.23	1.17	-0.44	2.07	1.22
歪度	-0.54	-1.29	-0.29	-0.53	-0.39	-0.29	-0.56

6.5.2 地すべり斜面と岩盤クリープ斜面の平滑化範囲変化に伴う傾斜量特性の相違

狭義の地すべり斜面が形成されている，御荷鉾緑色岩の分布する代表的な地すべり地である N 地区と，岩盤クリープ斜面が形成されている上記 S 地区における傾斜量特性の対比を行う．19 グリッドの平滑化処理を行った N 地区，S 地区の傾斜量図を図 6-26 ， 図 6-27 に示す．傾斜量を表現する凡例は同一のものを用いているが，色調に大きな差が生じ， 15° ～ 25° の傾斜量の斜面が広がる N 地区の狭義の地すべり斜面に対し，S 地区の岩盤クリープ斜面は 35° ～ 50° の急勾配の斜面が形成されていることが傾斜量図から判読される．

一方，図 6-28 に示される傾斜量頻度分布曲線は，N 地区の地すべり斜面では平滑化範囲が広がるのにしたがって傾斜量最頻値が徐々に低角度側に移行してゆく．この現象は，谷底平坦面や稜線付近の緩傾斜面をだけでなく，耕作地に形成されている緩傾斜面も取り込まれてゆくことによるものと考えられる．平滑化処理のされていない 3 グリッドの頻度分布曲線のジグザグ状の折れ曲がり著しいのは，耕作地の段々畑の影響と考えられる．

一方，図 6-27 に示される，岩盤クリープ斜面の形成されている図 6-29 に示される S 地区の頻度分布曲線は，グリッドサイズの拡大に伴う変化は殆ど生じていない．このことは平滑化範囲の拡大に伴い取り込まれてゆく平坦面が殆ど存在していないことによるものと考えられ，侵食作用は谷底から稜線付近まで一様に及んでいることを表わしているものと考えられる．

なお，N 地区における傾斜量最頻値は，平滑化範囲 3～7 グリッドまでは 33° 程度であるが 19～41 グリッドでは 24° 程度へと大きな変化を示している．6.2 節に示されるように 3～7 グリッド程度の平滑化では小規模な段差地形を反映した値となるのに対し，19～41 グリッドの平滑化ではより広域の傾斜量変化を表わすものとなっている．このため N 地区の地すべり斜面を代表する傾斜量最頻値は人工的な平坦面の影響を取り除き，地すべりの規模などに対応した 19～41 グリッド平滑化処理を行った 24° 程度が妥当な値と考えられる．

以上のことから，狭義の地すべり現象が進行した地域と，岩盤クリープ斜面が主体とな

っている地域には傾斜量最頻値に明瞭な差が認められることが確認された。狭義の地すべり斜面における傾斜量最頻値は、地すべり斜面を構成する地質条件によっても異なると考えられ、今後さらに事例収集整理を進める必要があるが、深層崩壊の多発する岩盤クリープ斜面の形成されている地域では、 40° 程度の傾斜量が代表的な最頻値となると考えられる。

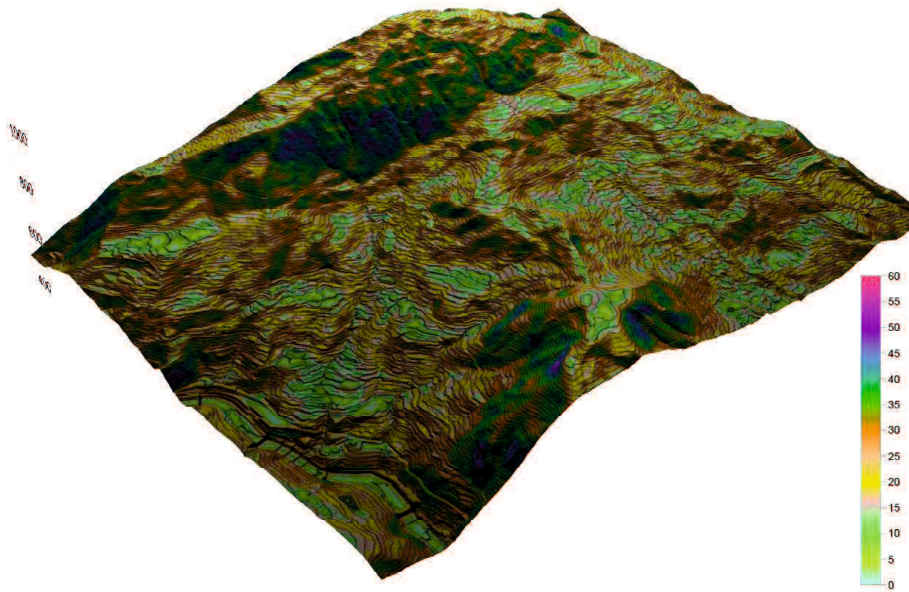


図 6-26 N 地区（狭義の地すべり地）傾斜量図

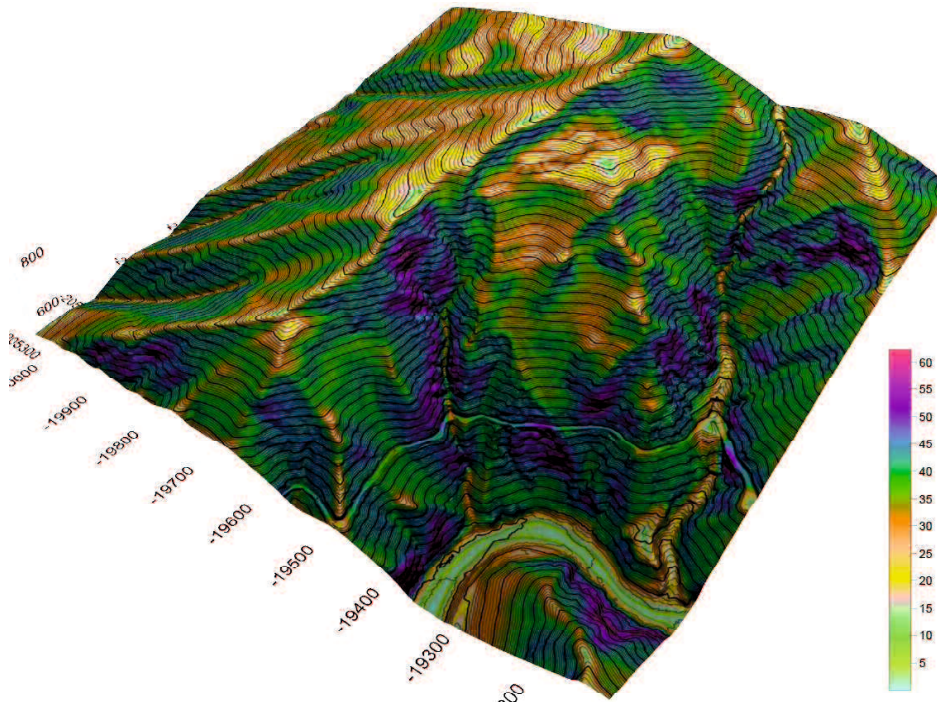


図 6-27 S 地区（岩盤クリープ斜面）傾斜量図

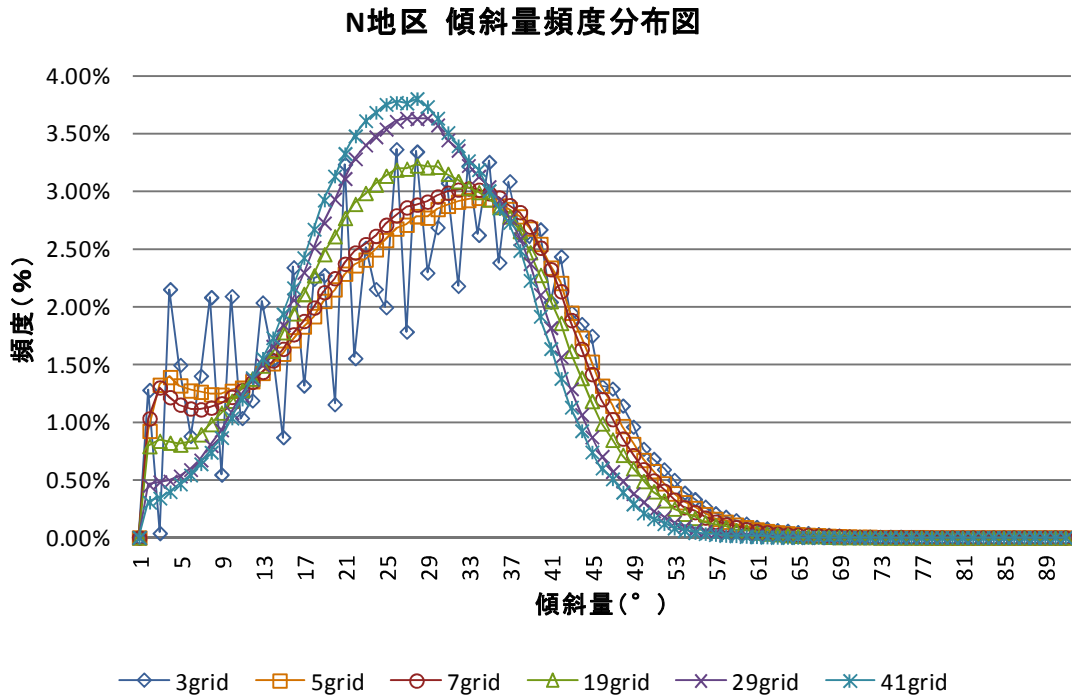


図 6-28 N 地区（狭義の地すべり地）傾斜量頻度分布曲線比較図

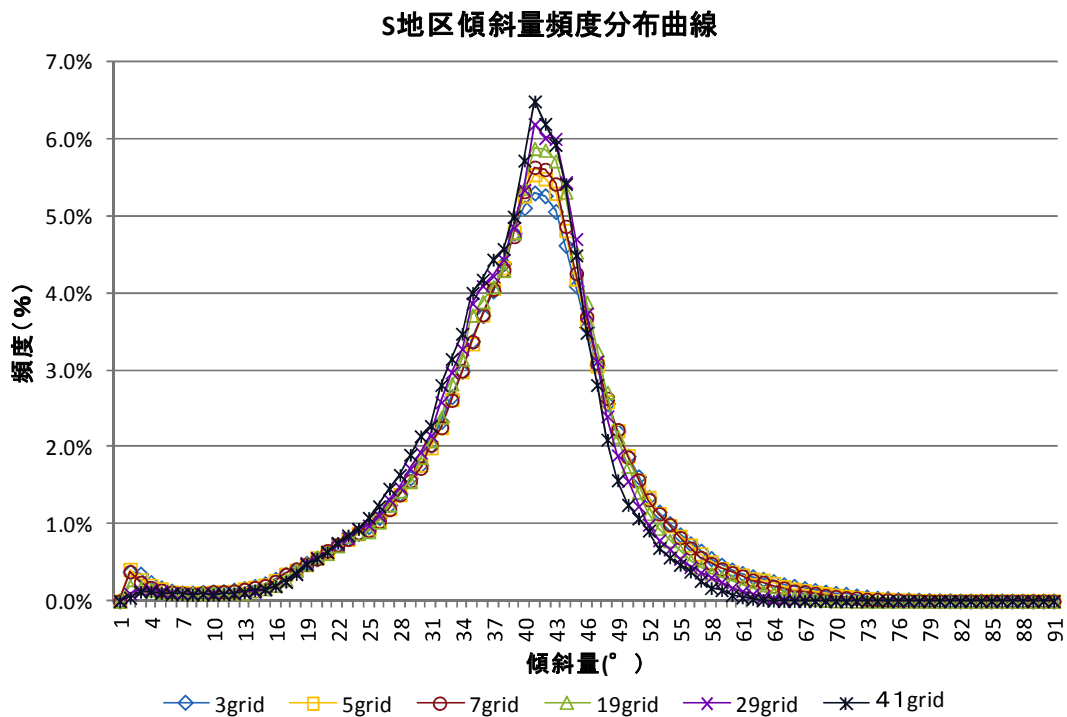


図 6-29 S 地区（岩盤クレープ斜面）傾斜量頻度分布曲線比較図

6. 6 まとめ

LiDAR による測量成果は、従来の航空写真測量による地形図の精度を飛躍的に向上させるもので、岩盤クリープ地形の地形判読に必要な微細な地形変化の把握を可能とした。さらに DEM データを用いた地形数値解析は、地形解析に当たっての定量的評価を可能とするもので、この LiDAR DEM を用いた地形解析手法の検討により以下のような結論を得た。

- ① 岩盤クリープ地形判読の手がかりとなる谷筋・尾根筋や遷急線・遷緩線などの地形境界線がラプラシアン図によって明瞭に把握される
- ② 1mDEM によるラプラシアン図の細かすぎるという課題は、5～7グリッド以上の平滑化によって解消されるが、解析対象に応じた最適な平滑化範囲を選択することが必要
- ③ 傾斜量図は5°刻みの傾斜量の変化を表現することによって岩盤クリープ地形の傾斜量変化が定量的に把握される
- ④ LiDAR DEM による傾斜量統計解析により、豪雨時及びそれ以外の深層崩壊が傾斜量最頻値 40° 前後の地域で発生する傾向が判明した
- ⑤ 深層崩壊の発生域傾斜角と地域の傾斜量最頻値の関係は、誘因毎に異なると考えられ、さらに事例収集・分析が必要である。

参考文献

- 1) 太田 岳洋, 八戸 昭一: 数値標高モデルによる地形計測の現状と応用例, 応用地質, 第 46 巻, 第 6 号, pp.347-360, 2006.
- 2) 岩橋 純子: 数値地形モデルを用いた地形分類手法の開発, 京都大学防災研究所年報, 第 37 号, B-1, 1994.
- 3) 神原 規也, 宇都 忠和: 柱状節理の発達した岩盤急崖斜面の形成過程に関する 1 考察, 第 39 回岩盤力学に関するシンポジウム, 講演予稿集, 2010.
- 4) 神谷 泉, 黒木 貴一, 田中 耕平: 傾斜量図を用いた地形 地質の判読, 情報地質, 第 11 巻, 第 1 号, pp.9-22, 2000.
- 5) 内田 太郎, 中野 陽子, 秋山 浩一, 田村 圭司, 笠井 美青, 鈴木 隆司: レーザー測量データが表層崩壊発生斜面予測及び岩盤クリープ斜面抽出に及ぼす効果に関する検討, 地形, 第 31 巻, 第 4 号, pp.383-402, 2010.
- 6) 千木良 雅弘, ツォウ チンイン, 松 四雄騎, 平石 成美, 松澤 真: 台風 12 号による深層崩壊発生場 深層崩壊の実態 予測 対応, 京都大学防災研究所, 2012.
- 7) 鳥脇 純一郎: 画像理解のためのデジタル画像処理(I), 昭晃堂, p.99, 1989.
- 8) 佐藤 浩, 岩橋 純子, 小荒井 衛, 神谷 泉, 小室 勝也: 国土地理院における高解像度 DEM の整備とそれを活用した地理情報研究, 地形, 第 31 巻, 第 4 号, pp.359-382, 2010.
- 9) 岩橋 純子, 神谷 泉, 山岸 宏光: LiDAR DEM を用いた表層崩壊のアセスメントに適する勾配と凹凸度の計算範囲の推定, 地形, 第 30 巻, 第 1 号, pp.15-27, 2009.
- 10) 横山 修, 内田 太郎, 中野 陽子, 石塚 忠範, 笠井 美青, 鈴木 隆司: レーザー測量データを用いた岩盤クリープ斜面の表面形状把握, 砂防学会誌, Vol.64, No.6, pp.13-24, 2012.
- 11) 櫻井 由紀子, 渋谷 健一, 江藤 稚佳子, 村上 治, 長野 英次, 鎌倉 友隆: 航空レーザー測量データを用いた深層崩壊に関する微地形分類の標準化に向けた検討の一事例, 日本応用地質学会 平成 24 年度研究発表会講演論文集, pp.177-178, 2012.
- 12) 航空レーザー測量による数値標高モデル (DEM) 作成マニュアル(案), 国土交通省国土地理院, p.18, 2006.
- 13) 小口 高, 勝部 圭一: 細密 DEM を用いた地形解析, デジタル観測手法を統合した里山の GIS 解析, pp.19-26, 2000.
- 14) A.E.シャイデッカー著, 奥田節夫監訳: 理論地形学, 古今書院, p.2, 1980.

- 15) 羽田野 誠一：新しい手法による傾斜分布図の作成とその効用, 全測連 No.4, 1981.
- 16) 林 拙郎：山地における斜面傾斜の度数分布と山地地形について, 日林誌, 58(8)'76, pp.291-300, 1976.
- 17) 神谷 泉：傾斜量図の作成とその応用, 情報地質, vol.10, No.2, pp.76-79, 1999.
- 18) 松倉 公憲：地形変化の科学, 朝倉書店, p183, 2008.
- 19) Keiichi KATSUBE and Takashi OGUCHI : Altitudinal Changes in Slope Angle and Profile Curvature in the Japan Alps ,Geographical Review of Japan, Vol.72 , (Ser.B), No.1, pp.63-72, 1999.
- 20) 長嶺 元二, 大坂 伊作, 鈴木 素之, 山本 哲朗：第三紀層地帯における DEM 地形解析による地すべり斜面の最頻傾斜角, 日本地すべり学会誌, Vol.47, No.1, pp.1-7, 2010.
- 21) 神谷 泉, 黒木 貴一, 田中 耕平：傾斜量図を用いた地形・地質の判読, 情報地質, 第 11 巻, 第 1 号, pp.9-22, 2000.
- 22) 高橋 昭子, 小口 高, 杉盛 啓明：ラスター型 DEM の解像度と地形表現力, 地理学評論, 76(11), pp.800-813, 2003.
- 23) 太田 岳洋：数値地図 50m メッシュ DEM (標高) による三浦半島における斜面崩壊地の地形的特徴に関する検討, 応用地質, 第 46 巻, 第 6 号, pp.331-340, 2006.
- 24) 岩橋 純子, 神谷 泉, 山岸 宏光：LiDAR DEM を用いた表層崩壊のアセスメントに適する勾配と凹凸度の計算範囲の推定, 地形, 第 30 巻, 第 1 号, pp.15-27, 2009.
- 25) 岩橋 純子, 山岸 宏光, 神谷 泉, 佐藤 浩：2004 年 7 月新潟豪雨と 10 月新潟中越地震による斜面崩壊の判別分析, 日本地すべり学会誌, Vol.45, No.1, pp.1-12, 2008.
- 26) 横山 修, 内田 太郎, 中野 洋子, 石塚 忠範, 笠井 美青, 鈴木 隆司：レーザー測量データを用いた岩盤クリープ斜面の平面形状把握, 砂防学会誌, Vol.64, No.6, pp.13-24, 2012.
- 27) 佐藤 浩, 岩橋 純子, 小荒井 衛, 神谷 泉, 小室 勝也：国土地理院における高解像度 DEM の整備とそれを活用した地理情報解析研究, 地形, 第 31 巻, 第 4 号, pp.359-382, 2012.
- 28) 土志田 正二, 千木良 雅弘, 中村 剛：航空レーザースキャナを用いた崩壊地形解析泥火山山体斜面を例として, 地形, 第 28 巻, 第 1 号, pp.23-39, 2007.
- 29) 平石 成美, 千木良 雅弘：紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生, 地形, 第 32 巻, 第 4 号, pp.389-409, 2011.
- 30) 神原 規也・佐藤 丈晴：マスマーブメント地形解析に当たってのラプラシアン図表現手法, 砂防学会誌, Vol.67, No.1, pp.1-47, 2014.

- 31) 岩崎 純子：数値地形モデルを用いた地形分類手法の開発，京都大学防災研究所年報，
第 37 号, B-1, 平 6.4, pp.141-156, 1994.

第7章 結論

7.1 総括

深層崩壊と呼ばれる大規模で高速な土砂移動現象は、発生した段階での避難は困難で、人的被害防止には①発生箇所、②発生時期、③発生・非発生の事前の的確な把握が求められる。この深層崩壊は、地震動や豪雨などの際立った自然現象の下で発生しているが、このような自然現象が生じていない平常時に突然発生している場合もある。また、地すべり地形のような斜面変動の痕跡が明確な箇所以外の、地形的な特徴の不明瞭な箇所でも発生している。しかし、これまで発生直前の誘因の区分を明確にすることなく検討される場合もあり、深層崩壊の発生過程や地形・地質的素因の全体像が明確に把握されているとはいえない状況であった。

本研究では、まず深層崩壊の発生誘因を第3章において3種類に分類し、それぞれの発生過程と地形的素因について以下のような結論を得ている。

- ① 深層崩壊の誘因は地震、豪雨にそれ以外を加えた3種類に分類される。
- ② 誘因毎の深層崩壊は以下のような過程を経て発生している。
 - ・地震時の深層崩壊：マグニチュード5程度以上の地震の直後に発生
 - ・豪雨時の深層崩壊：1～3日以上続く数百mmに達するような豪雨の最中から降り止んで十数時間後までに発生
 - ・それ以外の深層崩壊：岩盤クリープ（重力性変形）の進行した斜面において、1～数日以上以上の3次クリープ期間の最終過程で発生
- ③ 深層崩壊の誘因ごとの地形的素因の特徴
 - ・地震時の深層崩壊：必ずしも地すべり・岩盤クリープ地形を呈していない斜面でも発生し、発生域傾斜角は 10° ～ 40° の領域で発生するもので、地形的素因に際立った特徴は認められない。

・豪雨時の深層崩壊：大半は岩盤クリープを地形的素因とし、発生域傾斜角を 30° ～ 35° としている。

・それ以外を誘因とする深層崩壊：大半は岩盤クリープを地形的素因とし、発生域傾斜角を 35° ～ 50° としている。

ここで、本研究では地形的素因の検討にあたって、この点に明確な特徴が認められない地震時の深層崩壊は検討対象から除外し、地形に表れる特徴が乏しく発見が容易でない岩盤クリープ地形を地形的素因としていることの多い豪雨時の深層崩壊及びそれ以外の深層崩壊についてさらに検討を進めることとした。

ところで、伸縮計などによる監視が行われている地すべり・岩盤クリープ斜面では、降雨の度に変位速度が増減し、崩壊発生の危険性の判断が困難となる現象が生じることがある。第4章ではこのような現象が、クリープ変位速度に降雨による変位速度変動が重なって表れていることを明らかにし、降雨から直接算出されるタンクモデルの合計貯留高を指標として用いることでクリープ変位速度を分離し、2次クリープ段階、あるいは3次クリープを経た深層崩壊の判断が可能となる手法を示している。

次に、第5章では伸縮計などによる動態観測によって2次・3次クリープが把握されている事例について、クリープ変形・崩壊発生過程とその地形特性についての事例分析を行い、以下のような結論を得た。

- ① 2次クリープ段階の、岩盤クリープ斜面における降雨に由来する変位速度増加は、降雨が収まることによって定常速度領域にまで減速する。
- ② 発生域傾斜角 35° 以上の岩盤クリープ斜面は、3次クリープに達した場合、降雨などの誘因の有無にかかわらず深層崩壊に至る。
- ② 岩盤クリープ地形の断面・平面形状は斜面のたわみ変形で説明される。この特徴ははらみ出したような平面形状と尾根線・谷線や遷急線・遷緩線などの地形境界線に表れ、この特徴を模式平面図にまとめた。
- ③ 小規模な岩盤クリープ地形は地表面に表れる変形量が小さいため発見が難しく、また崩

壊までの余裕時間も相対的に短い傾向がある。

上記のような岩盤クリープ地形は、地形図に表れる特徴が小さく、従来の航空写真測量による地形図では発見が困難で見逃されることもあった。第 6 章では微細な地形変化も把握可能な LiDAR を活用した岩盤クリープ斜面の地形判読手法の検討を行った。岩盤クリープ斜面の地形判読に必要な地形境界線はラプシアン図が有効であり、LiDAR の細かすぎるという課題は 5~7 グリッド以上の平滑化处理で解消される。また LiDAR から得られる傾斜量図は、傾斜角を 5° 刻みの色調変化で表現することで、岩盤クリープ斜面において形成される特有の急勾配斜面の定量的な評価を行うことができる。

また傾斜量の統計解析から得られる傾斜量最頻値は、地域の傾斜量特性の代表値であり、岩盤クリープ地形が形成されている地域を探索する指標となることが期待される。

7.2 今後の課題

岩盤クリープ斜面を地形的素因とする深層崩壊の発生箇所は、LiDAR DEM から得られるラプシアン図・傾斜量図を活用した地形判読によってさらに高い精度で把握することが可能となると考えられる。一方、発生時期は的確な動態観測による 3 次クリープの把握、あるいはタンクモデル貯留高を指標に加えた降水量観測データの解析によって、発生の可能性も含めた予測精度の向上が図られることが期待される。しかし深層崩壊全般の発生予測に当たっては、さらに以下のような課題が残されている。

- ・地震時の深層崩壊を中心とした誘因毎の地質的素因の分析。
- ・豪雨時の深層崩壊における短時間に変位速度が急加速し崩壊に至るメカニズムの解明。
- ・深層崩壊の誘因及び規模に適合した合理的な警戒の開始・解除の判断基準。
- ・深層崩壊発生地域の誘因毎の傾斜量最頻値の閾値及び、傾斜量最頻値と発生域傾斜角の関係。

今後は本研究の結果を踏まえ、さらに誘因ごとの深層崩壊事例の収集・分析を加えると

共に、特に火成岩類の面からの地質的素因面からの分析を行い、また深層崩壊を始めとする各種斜面災害発生域の斜面傾斜量を中心とした地形特性に焦点を当てて、検討を進めて行きたい。

謝辞

このような形で博士論文が完成するに至りましたのは、頑固で融通の利かない私へ、このような機会を与えていただいた鈴木素之教授の忍耐強いご指導のたまものであることについて、改めて厚く感謝申し上げる次第です。

博士課程への進学の動機には、これまでもいくつかの学会への見様見真似の論文投稿を重ねてまいりましたが、そのたびに査読者の方には大変なご苦勞を強いていたことから、研究活動に関するトレーニングの必要性を感じていたところでした。案の定、鈴木素之教授には大変なご苦勞をおかけしたのであらうと大変申し訳なく感じているところでございます。

またこれまで論文を審査いただいた松田博教授、清水則一教授、中田幸雄教授、吉本憲正准教授、原弘行講師の各位様には、独りよがりの論文を辛抱強くご審議いただき、その過程での的確なご指摘と共に、わかりやすく説明することの重要さとむつきさを再認識させていただきました。改めてお礼申し上げますところでございます。

この論文に先立つ各種学会などへの論文、口頭発表に際しては、国土交通省をはじめ、徳島県、和歌山県、奈良県、京都府京北町など様々な発注機関のご協力を賜りました。ここに記してお礼申し上げますところでございます。

また様々な観測とこのデータ整理あるいは解析検討にあたっては、当社の関係者の熱心な協力をいただきました。特にレーザープロファイラデータの解析にあたっては、現 株式会社アーステクの社長をなさっている宇都忠和様、現岡山理科大学の佐藤丈晴様には、地形解析の初期の段階からのご協力をいただきました。このお二方のご協力がなければレーザープロファイラによる地形解析は全く進めることができなかつたと思われます。ここに記してお礼申し上げます。

また中日本航測の鈴木浩二様についても、土木研究所の交流研究員時代にレーザープロファイラによる地形解析についての懇切丁寧なご指導をいただきました。ここに記してお礼申し上げます。

この土木研究所における交流研究員としての在職期間はわずか1年でしたが、この間、当時の藤澤和範上席、石井靖雄主任研究員、浅井健一研究員、野村康弘研究員及び交流研究員の方々にはご丁寧なご指導と共に、様々な現場を通じて得難い経験を得られたことはわたくしにとっての大きな財産となりました。ここに記してお礼申し上げます。

最後になりますが、定年を間近にしての、突然会社をいったん退職したうえでの博士課程への進学を快く送り出し、応援を続けてくれた妻 真由美、また常に心からの声援を送ってくれた娘 あかね と息子 嵩彦への謝意をここに添えたいと思います。