深層崩壊の誘因による分類と地形的素因の特徴

神原規也*・佐藤丈晴**・鈴木素之***

要 旨

深層崩壊は誘因の面からは地震動に伴う深層崩壊、豪雨に伴う深層崩壊及び誘因の不明確な深層崩壊に分類され、その発生過程及び地形的素因は誘因毎に特徴がある。発生過程の特徴として地震動に伴う深層崩壊は、マグニチュード及び震度が5程度を超える地震動と同時期に、また広域にわたり多数発生する傾向がある。豪雨に伴う深層崩壊は典型的な事例では2～3日以上に及ぶ長時間の豪雨に伴い、豪雨の最中からほぼ収まった十数時間後までの間に発生し、また複数箇所発生することもある。誘因の不明確な深層崩壊は変状の発見から小規模なものでは数日、大規模な場合には数年後に3次クリープの過程を経て発生し、また基本的に単独で発生している。地形的素因の特徴として、地震動に伴う深層崩壊は地すべり・岩盤クリープ地形を必ずしも必須条件とせず、深層崩壊の発生域傾斜角は $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の広い範囲に及んでいる。一方豪雨に伴う深層崩壊及び誘因の不明確な深層崩壊の典型的な事例は、傾斜量最頻値 40° 前後の急斜面を形成している岩盤クリープ地形の形成箇所において、豪雨を誘因とする深層崩壊では $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 、誘因の不明確な深層崩壊では $35^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の発生域傾斜角で発生している。

Key words : 深層崩壊 deep-seated landslide, 誘因 cause, 発生域傾斜角 tilt angle of landslide source area, 岩盤クリープ bedrock creep

1. は じ め に

1.1 深層崩壊による人的被害

1984年、 $M_w = 6.4$ の長野県西部地震を契機に御嶽山で発生した $3,400 \text{万m}^3$ の規模の崩壊は、最大 130km/h に達する岩屑なだれとなって伝上川沿いを流下し、下流域の29名の方が犠牲となった¹⁾。このような地震に伴う土砂災害による被害は海外でもたびたび発生し、1999年の台湾における $M_w = 7.6$ の集集地震²⁾で29名の方が犠牲となった草嶺地すべり ($12,500 \text{万m}^3$)、39名の方が犠牲となった九份二地すべり ($8,000 \text{万m}^3$) などはまだ記憶に新しく、地震に伴う崩壊の脅威をあらためて認識させるものであった。

一方2009年の台風8号 (Morakot台風) に伴う豪雨では、台湾の高雄県民生地点の累積雨量が $1,417 \text{mm}$ に達した時点で $2,500 \text{万m}^3$ の崩壊が発生し、高雄県少林村を壊滅させて、住民約500名の方が犠牲となっている³⁾。2011年に紀伊半島に襲来した台風12号では十津川流域の宇井地区一帯で3日間にわたる累積雨量 862mm 超の豪雨に伴い、多くの大規模崩壊が発生し⁴⁾、さらに段波や浸水なども加わることに

よって多数の人命が損なわれている。

しかしこのような直前の激しい自然現象が生じていない通常の時期に大規模な崩壊が発生することがある。2001年に岡山県総社市の採石場で、豪雨や地震のない時期に突然発生した 80万m^3 の規模の崩壊では、作業中の3名の方が巻き込まれて犠牲となっている⁵⁾。2018年に4名の住民が犠牲となった大分県耶馬溪の大規模崩壊においても、直前に豪雨や地震動などの際立った自然現象は認められていない。

1.2 深層崩壊による人的被害防止のための課題

「深層崩壊」は、このような異なる種類の自然現象の下で発生する大規模で、きわめて高速に移動するマスマーブメントを総称する用語として近年一般的に用いられている⁶⁾。この深層崩壊は、一端発生すると極めて早い移動速度のために避難の時間的余裕が殆どなく、また影響が広範囲に及ぶため多数の人的被害を招く危険性がある。しかし、この深層崩壊は斜面変状が把握され、動態観測による警戒が実施されていたごく一部の事例を除くと、深層崩壊の危険性の存在が認識されていなかった箇所、あるいは予期されていない時期に突然発生しているため、悲惨な被害を招くことがある。このような深層崩壊による人的被害を防ぐには、まず深層崩壊発生の危険性の存在する箇所の発見、ついで異なる誘因によって生じる深層崩壊の発生過程の特徴を把握したうえで的確な危機管理対応が求められる。

ところでこの深層崩壊と呼ばれる現象は、発生直前の自

* (株)エイト日本技術開発 EIGHT-JAPAN ENGINEERING CONSULTANTS Inc (会員)
 E-mail : kamihara-no@ej-hds.co.jp

** 岡山理科大学 Okayama University of Science (会員)

*** 山口大学 Yamaguchi University (会員)

然現象の状況のタイプによって発生過程や地形・地質的な素因に相違点がある。

本研究は、まずこれまでに発生した深層崩壊に該当すると思われる現象の中から、発生過程及び地形が比較的正確に把握されている事例を収集し、ついで誘因と考えられる直前の自然現象の状況に基づく分類を行い、さらに誘因の異なる深層崩壊それぞれの発生過程及び地形的素因の特徴の分析を行い、深層崩壊への危機管理、及び深層崩壊発生危険性のある箇所発見にあたっての手がかりを得ることを目的とするものである。

なお、本稿では深層崩壊と同様な高速の土砂移動を伴うが、流水が介在する土石流、あるいは火山噴火に伴う山体崩壊や降下火砕物の2次的な高速移動は、発生メカニズムが大きく異なるため検討対象からは除外することとした。

2. 深層崩壊の特徴と誘因による分類

2.1 深層崩壊の特徴

ところでこの深層崩壊の用語の厳密な定義については、関連する学会や機関で議論が行われているものの統一された見解は得られず、漠然とした便利な用語として用いてはどうかという見解もある⁶⁾。本稿では深層崩壊を異なる自然現象の下で発生している大規模で高速移動するマスマーブメントを総称する用語として用いることとした。

この深層崩壊などを含むマスマーブメント（広義の地すべり）の分類に当たっては、規模・移動速度及び移動地塊の構造・破碎・攪乱・含水状態などの運動様式の要素が挙げられる。ここではまずこれらの分類要素に基づき本稿において検討対象とした、いわゆる「深層崩壊」とする現象の特徴を説明する。

2.1.1 深層崩壊の規模と移動速度

広義の地すべりは規模の面では深層（大規模）崩壊と表層（小規模）崩壊に、移動速度の面では深層崩壊と再滑動型の狭義の地すべりに区分されるが、いずれも明確な閾値は定められていない。深層崩壊を地形の辞典では「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」⁷⁾としているが、表層（小規模）崩壊と規模で二分するにあたり本稿では発生域における移動地塊量を目安とした。この閾値の例として空中写真などによる地形判読の容易な10万m³以上を深層崩壊とする例⁸⁾、あるいは表層崩壊、落石や小規模な岩盤崩壊を除外する千m³以上とする例などが挙げられるが⁹⁾、本稿では崩壊予測が報告されている最小規模の事例⁴⁸⁾である約0.5万m³（幅、奥行き30m程度の場合には深度5m程度）を目安に、これ以上の規模を検討対象とした。

広義の地すべりの移動速度についてVarnesは7種類の分類を示しているが¹⁰⁾、狭義の地すべりとの閾値として本稿では人的な被害の有無という観点から建造物の倒壊や二

次的な小崩壊が伴わなければ徒歩での避難が可能な1m/s（時速3.6km/h）を目安に、これ以上の移動速度を深層崩壊の検討対象とした。

2.1.2 深層崩壊の運動様式

深層崩壊などが含まれるマスマーブメント（広義の地すべり）の運動様式をVarnesは5種類に分類している¹⁰⁾。世界中の地震時に発生した地すべりの分析を行ったD. K. Keeferは、この運動様式をさらに移動形態、内部の破碎化、地下水含有量、移動速度、層厚の要素と移動地塊を構成する素材の要素によって14種類に細分している¹¹⁾。この運動様式に基づくと本稿の深層崩壊に該当するのは、移動速度と層厚の項目に基づきRock avalanche（岩屑なだれ）、Rock slump（岩盤円弧すべり）、Rock block slides（岩盤ブロックすべり）、Soil slumps（土の円弧すべり）、Soil block slides（土のブロックすべり）が挙げられる。

著しく破碎・攪乱された地塊からなり、移動速度が80km/hに達したとされる1903年に発生したカナダのフランクスライド、あるいは移動速度が最大130km/hに達した1984年の長野県西部地震で発生した御嶽地震崩壊などの大規模な岩屑なだれは代表的な深層崩壊に挙げられる。2011年の台風12号の豪雨に伴い発生した十津川流域の深層崩壊でも、長殿、北股などでは、移動土砂が比高20m～30mの尾根を容易に乗り越える大規模で高速な岩屑なだれが生じている。一方、1999年の集集地震の際に発生した台湾の草嶺地すべりにおける、民家を載せたままの岩盤ブロックが3.5km以上も高速で滑動した岩盤ブロックすべりも深層崩壊の代表的な運動様式と考えられる。

2.2 深層崩壊の誘因の分類

深層崩壊を招く誘因となる自然現象には、まず御嶽地震崩壊のような直前の強い地震動を直接的な誘因とする地震地すべりとも呼ばれるものがまず挙げられる。次いで紀伊半島における2011年の台風12号による豪雨のような長時間に及ぶ際立った豪雨（10年確率を上回るような連続雨量などを目安として）を直接的な誘因とする深層崩壊があげられる。しかしこれらの通常とは著しく異なるような直前の激しい自然現象もなく深層崩壊が発生することがある。2001年に岡山県総社市の採石場で発生した大規模な岩盤崩壊⁵⁾はこの典型的な事例に挙げられる。

深層崩壊の誘因と地質に関する検討を行った飯田は誘因として地震及び降雨を挙げている¹²⁾が、国土技術政策総合研究所では深層崩壊を発生要因によってさらに

- 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

の3種類の分類を提案している¹³⁾。本稿では、深層崩壊の誘因を深層崩壊発生直前に通常とは著しく異なる激しい自然現象が生じているという観点から

- ① 直前の強い地震動を直接的な誘因とする「地震動に伴う深層崩壊」
- 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「豪雨に伴う深層崩壊」
- ③ 深層崩壊発生の直前に明瞭な誘因と考えられる通常とは異なる激しい自然現象が特定できない「誘因の不明確な深層崩壊」

の3種類に分類することとし、それぞれの誘因毎に発生過程と地すべり・岩盤クリープ地形の有無、及び傾斜量に関する地形的素因の分析を行うこととした。なおここで直前とする誘因の発生時期と深層崩壊発生までの時間は、2009年の台湾の小林山や2011年台風12号における紀伊半島の深層崩壊などを参考に、最大3～4日前程度を目安とした。

3. 深層崩壊の地形的素因の検討要素

近年豪雨や地震動に伴う深層崩壊の存在が明確に認識されるようになり、これらの深層崩壊の地形的素因についての研究も進められている^{14), 15)}。深層崩壊発生の危険性発見の手掛かりとなる地形に表れる特徴には、豪雨に伴う深層崩壊では山頂や稜線部における緩傾斜面、二重山稜、線状陥没帯の形成などの岩盤クリープ（重力性変形）に関連する地形が指摘され、地震動に伴う深層崩壊ではさらに狭義の地すべり地形の再滑動についての検討も進められている¹⁶⁾。なお、高速の土砂移動を招く急勾配の傾斜量の要因が検討されているが¹⁷⁾、この面に関する包括的検討はなく、不明な点が残されている。さらに河川による斜面下方の下刻作用、起伏量、谷密度あるいは溪流との位置関係などの様々な地形的要因も関与していることが指摘されているが^{15), 17)~19)}、本稿ではまず地形図上で定性的に判読される地すべり・岩盤クリープ地形の有無、及び深層崩壊の発生域における傾斜量について分析を行うこととした。

3.1 地すべり・岩盤クリープ地形の判別

地形図を用いた地すべり危険箇所発見の際には、明瞭な地すべり地形の有無が最初の手掛かりとされる。しかし、深層崩壊の発生域は、岩盤クリープ地形のように明瞭な狭義の地すべり地形を呈していない場合が多く、本稿では深層崩壊発生前の地形を以下の4種類に分類し地形図から判別することとした。

- I 地すべり地形
- II 岩盤クリープ地形
- III 地すべり・岩盤クリープ地形を呈していない
- IV 地すべり岩盤クリープ地形の有無が不明

ここで分類に先立ち本稿における地すべり・岩盤クリープ地形の定義を明確にしておく必要がある。地すべりを地形の辞典（2017、地形学連合）では「連続的なすべり面があり、それから上の地塊が滑る現象」とし、岩盤クリープを「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」としている。また岩盤クリープ（重力性変形）地形の特徴については様々な類型化も試みられている^{14), 19)}。本稿では両者の相違を定性的に地形図上で判別する場合の特徴として、図-1～4の模式図に示されるように

- I 地すべり地形：一定以上の規模の地塊が発生域からすべり出して斜面上で一旦止まり、移送域あるいは堆積域なども形成している地形
- II 岩盤クリープ地形：一定以上の規模の地塊が斜面上ではらみだしたように変形しているが、発生域に止まり、移送域、堆積域は形成していない地形
- III 地すべり・岩盤クリープ地形を呈していない：上記の地すべり・岩盤クリープ地形が明らかに認められな

図-1 地すべり地形模式平面図
(大八木²⁰⁾を参考に作図)

図-2 地すべり地形模式断面図

図-3 岩盤クリープ地形模式平面図

図-4 岩盤クリープ地形模式断面図

渡²¹⁾を加筆修正

い地形

Ⅳ 地すべり岩盤クリープ地形の有無が不明：深層崩壊発生域の地形情報が少なく判断が困難なものとし、地すべり地形及び岩盤クリープ地形は少なくともⅠ、Ⅱの特徴の一部が認められる地形とした。

3.2 深層崩壊の発生域傾斜角

斜面の傾斜角は、その地域のマスムーブメント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。地すべり地の傾斜量評価にあたって、図-5に示す地すべり冠頭部と地すべり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) やすべり面傾斜角 θ_{sr} (surface of rupture) などが用いられることがある。

地すべりの等価摩擦係数は、地すべりの規模の拡大と共に減少してゆく傾向が指摘され^{14), 22)}、被害の対象範囲を検討する際の有効な指標であるが、地すべり発生域の安定度評価指標とはならない。またすべり面傾斜角は、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設定が困難である。

地震時に急速な地すべりが生じた図-5の模式図に示す荒砥沢地区地すべり²³⁾の直線状のすべり面傾斜角は $0^{\circ} \sim 2^{\circ}$ とされ著しく緩勾配である。同様に地震動に伴う深層崩壊の発生した図-6に示す奥尻港²⁴⁾の深層崩壊すべり面傾斜角は

図-5 荒砥沢地すべり断面図²³⁾より 図-6 奥尻港深層崩壊模式断面図²⁴⁾より

表-1 崩壊地の傾斜角比較一覧表

深層崩壊地	荒砥沢地区	奥尻港
すべり面傾斜角 θ_{sr} ($^{\circ}$)	0~2	-5~0
等価摩擦係数 θ_{ef} ($^{\circ}$)	末端部閉塞	28
発生域傾斜角 θ_{sa} ($^{\circ}$)	12	40

$-5^{\circ} \sim 0^{\circ}$ とされ、一方背後の滑落崖は 60° 前後の急崖で、いずれの傾斜角も発生域の安定度を評価する値としては適切でないと考えられる。

本稿では深層崩壊発生域の安定度を評価する指標として深層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} (source area) 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} は発生域斜面全体のすべり面強度 (せん断抵抗力、摩擦力) として表れていると仮定した。この発生域傾斜角を用いると、表-1に示すように頭部と末端部の層厚が著しく異なる荒砥沢地すべりの発生域傾斜角は 12° 、奥尻港の深層崩壊は 40° と地すべり或いは崩壊地として妥当な値となる。

4. 誘因毎の深層崩壊の発生過程の特徴

本稿では既往文献における深層崩壊発生事例の中から、発生時の誘因の状況や発生過程及び発生前の地形が比較的正確に評価可能な事例を抜粋し、発生過程及び地形的素因の特徴の把握を行うこととした。①「地震動に伴う深層崩壊」47例、②「豪雨に伴う深層崩壊」23例、③「誘因の不明確な深層崩壊」15例について、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、及び誘因の状況の概要を表-2~4の一覧表にまとめている。

4.1 地震動に伴う深層崩壊の発生過程

表-2は国内外の地震動に伴う深層崩壊事例から抜粋し一覧表にまとめたものである。

深層崩壊発生時の地震動の規模や具体的な発生過程が比較的正確に把握されているのは明治以降の事例に限られる。1984年9月14日に発生した表-2、No.33の御嶽地震崩壊は長野県王滝村直下を震源とした $M_w = 6.4$ の地震を契機に崩壊土量 $3,400 \text{万m}^3$ の規模で深層崩壊が発生し、さらに伝上川沿いを延長13kmにわたって平均 75km/h 、最大 130km/h の速度で岩屑なだれとなって流下したとされている¹⁾。その後発生したNo.37~No.46の2004年の新潟県中越地震地すべり^{25), 26)}、No.47の2008年の岩手・宮城内陸地震に伴う地すべり・深層崩壊²³⁾、国外ではNo.35~No.36の1999年に発生した台湾の集集地震に伴う深層崩壊²⁾などは発生域の地形と発生過程が詳細に報告されている。表-2のNo.25までは明治以前の事例で、古文書などにに基づき地震動に伴い大規模な土砂移動が発生したと考えられる事例を抽出して記載したもので、天然ダムの形成とこの決壊による土石流の被害などの状況から地震動と同時期に発生したと考えられ

表-2 地震動に伴う深層崩壊地一覧表

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	誘因の概要
1	長野県 ハヶ岳大月川 ²⁷⁾		887/8/22	35000	30	Ⅳ	南海-東海地震 M=7.5以上
2	長野県 真那板山の崩壊 ²⁷⁾		1502/1/28	5000	31	Ⅳ	越後南西部地震M=6.5～7.0
3	岐阜県 帰雲山崩れ ²⁷⁾		1586/1/18	2500	35	Ⅳ	天正地震または飛越地震(858年)死者約300名
4	富山県 前山地すべり ²⁸⁾		1586/1/18	3000	14	Ⅳ	天正地震、M=7.8
5	大分県 津江岩層なだれ ²⁹⁾		1596/9/1	450	27	Ⅳ	慶長豊後地震
6	滋賀県 町居の崩壊 ²⁷⁾		1662/6/16	2400	32	Ⅳ	寛文近江若狭地震、M=7.25～7.6 死者263名
7	栃木県 葛老山の崩壊 ²⁷⁾		1683/10/20	380	40	Ⅳ	天和日光地震M=7.0
8	静岡県 大谷崩れ ²⁷⁾		1707/10/28	12000	30	Ⅳ	宝永地震M=8.6
9	静岡県 白鳥山 ²⁷⁾		1707/10/28	500	25	Ⅳ	宝永地震M=8.6 死者30名
10	高知県 加奈木崩れ ²⁷⁾		1707/10/28	850	31	Ⅱ	宝永地震M=8.6
11	高知県 仁淀川中流鎌井 ²⁷⁾		1707/10/28	440	35	Ⅳ	宝永地震M=8.6
12	長崎県 眉山の山体崩壊 ²⁷⁾		1792/5/21	33000	27～33	Ⅳ	寛政島原朔日地震M=6.4 死者約15000名
13	長野県 藤沢 ²⁷⁾		1847/5/8	300	35	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4 死者81名
14	長野県 太田 ²⁷⁾		1847/5/8	260	40	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4 死者50名
15	長野県 倉並 ²⁷⁾		1847/5/8	270	30	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4 死者60名
16	長野県 岩倉山(涌池) ²⁷⁾		1847/5/8	8400	15～20	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4 死者81名
17	長野県 藤倉 ²⁷⁾		1847/5/8	200	15	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4 死者81名
18	長野県 柳久保 ²²⁾		1847/5/8	150	25	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4
19	虚空蔵山地すべり ²⁷⁾		1847/5/8	1670	20	Ⅳ	弘化善光寺地震M=7.4
20	山梨県 七面山の崩壊 ²²⁾		1854/12/23	6600	40	Ⅳ	安政東海地震M=8.4
21	静岡県 白鳥山の崩壊 ²⁷⁾		1854/12/23	60	35	Ⅳ	安政東海地震M=8.4 死者6名
22	富山県 鷹崩れ ²⁷⁾		1858/4/9	13000	30	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0～7.1 死者140名(土石流)
23	岐阜県 丸山ながとら ²⁷⁾		1858/4/9	360	40	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0～7.1
24	岐阜県 元田荒町 ²²⁾		1858/4/9	220	35	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0～7.1
25	岐阜県 保木林 ²⁷⁾		1858/4/9	94	35	Ⅳ	安政飛越地震M=7.0～7.1
26	秋田県 水上 ²⁷⁾		1914/3/15	1.5	18	Ⅳ	秋田仙北地震M=7.1
27	神奈川県 根府川駅西斜面 ²⁷⁾		1923/9/1	250～500	13	Ⅳ	大正関東地震M=7.9 死者約300名
28	神奈川県 鳥谷・馬石 ²⁷⁾		1923/9/1	50	35	Ⅳ	大正関東地震M=7.9 死者16名
29	静岡県 山中新田 ²⁷⁾		1930/11/26	20	37	Ⅳ	北伊豆地震M=7.3 死者7名
30	静岡県 大野旭山 ²⁷⁾		1930/11/26	15	42	Ⅳ	北伊豆地震M=7.3 死者8名
31	静岡県 奥野山 ²⁷⁾		1930/11/26	40	20	Ⅳ	北伊豆地震M=7.3 死者15名
32	長野県 滝越 ²⁷⁾		1984/9/14	29	35	Ⅳ	長野県西部地震M=6.8
33	岐阜県 御嶽地震崩壊 ¹⁾		1984/9/14	3400	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 死者29名
34	北海道 洋々荘裏 ²⁷⁾		1993/7/12	15	40	Ⅲ	北海道南西沖地震M=7.8 死者28名
35	台湾 九份二山地すべり ²⁾		1999/9/21	8000	18	Ⅱ	M _w =7.6、震央からの距離10km 死者39名
36	台湾 草嶺地すべり ²⁾		1999/9/21	12500	22	Ⅰ	M _w =7.6、震央からの距離30km 死者29名
37	2004年中 越地震地 すべり ²⁵⁾ (新潟県)	池谷地区 ①	2004/10/23	8	38.1	Ⅱ	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から引用。 M=6.8 震央からの距離5～10km
38		池谷地区 ②		11.3	31.3	Ⅱ	
39		池谷地区 ③		5.5	30.1	Ⅱ	
40		池谷地区 ④		6.6	38.6	Ⅱ	
41		池谷地区 ⑤		4.3	33	Ⅱ	
42		池谷地区 ⑥		16.7	32.5	Ⅱ	
43		池谷地区 ⑦		11.9	32.4	Ⅲ	
44	2004年中 越地震地 すべり ²⁶⁾	寺野	2004/10/23	45	18	Ⅰ	移動速度は不明 M=6.8 震央からの距離5～10km
45		塩谷神沢川		750	24	Ⅰ	
46		東竹沢		180	18	Ⅰ	
47	宮城県 荒砥沢(参考事例) ²³⁾		2008/6/8	6700	12	Ⅰ	M=7.2。震央からの距離14km すべり面傾斜角＝5°、平均移動速度25cm/s

表-3 豪雨に伴う深層崩壊地一覧表

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	誘因の状況
1	高知県 繁藤地すべり ³⁰⁾		1972/7/5 10:55 大崩壊	8.5	35	Ⅱ	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。死者60名。
2	徳島県讃岐白鳥引田間 ³¹⁾		1974/7/7 1:10頃	3	32～33	Ⅱ	最大時間雨量70mm(7/6 21時)、355mm/24h。2時間後に崩壊
3	鹿児島県 針原川土石流 ³²⁾		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時間後に土石流発生。死者21名
4	2005年宮 崎県耳川 豪雨災害 ^{33),34)}	松尾新橋	2005/9/6	128	30	Ⅱ	・諸塚アメダスでは9月4日から9月7日にかけての累積雨量986mm、9月5日19時から9月6日10時まで時間雨量40mm前後の豪雨が継続。野々尾では22時頃までに天然ダムが形成され23時ころから決壊が始まったと考えられる。
5		畑	2005/9/6 7:30頃	25	27.5	Ⅱ	
6		畑北	2005/9/6	113	35	Ⅱ	
7		野々尾	2005/9/6 9:30頃	330	33	Ⅱ	
8		島戸	2005/9/6	36	34	Ⅱ	
9	台湾 少林村 ³⁾		2009/8/9/6:16	2,500～	25	I	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。死者約500名。
10	2011年12 号台風 ⁴⁾ 奈良県、 和歌山県	宇井清水	2011/9/4 7:07頃	126	36	Ⅱ	・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。死者11名。 ・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。
11		赤谷東	2011/9/4 0:00	210	33	Ⅱ	
12		赤谷	2011/9/4 16:22	1,043	34	Ⅱ	
13		長殿	2011/9/4 10:45	894	34	Ⅱ	
14		坪ノ内A	2011/9/3 20:00頃	29	32	Ⅱ	
15		坪ノ内B	2011/9/4 8:00頃	35	31	Ⅱ	
16		坪ノ内C	2011/9/4/13:00頃	114	30	Ⅱ	
17		北股	2011/9/4 10:10	70	32	Ⅱ	
18		宇具原	2011/9/4 2:13	184	34	Ⅱ	
19		西谷橋	2011/9/4 17:25	不明	31	Ⅱ	
20		熊野	2011/9/4 6:54	608	27	Ⅱ	
21		野尻	2011/9/3 18:30頃	175	28	Ⅱ	
22		栗平	2011/9/4	1,494	31	Ⅱ	
23	フィリピン・レイテ島 地すべり ³⁵⁾		2006/2/17 10:36	2,100	不明 19以上	Ⅱ	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。死者約1150名。

表-4 誘因の不明確な深層崩壊地一覧表

No.	名称	発生時期	変状把握から崩壊まで(日)	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 ³⁶⁾	1903/4/29	－	3,000	40～55	Ⅱ	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	新潟県 高場山トンネル ³⁷⁾	1970/1/22	46	18	35.5	Ⅱ	3次クリープによる崩壊時刻予測事例 崩壊直前の数日間は最大数十cmの降雪が続く
3	高知県 柳谷R32 ³⁸⁾	1979/7/20、 7/27	21	－	45～50	Ⅱ	3次クリープによるから崩壊時刻予測。 直前の雨量は第1回:7月17日64mm/日、第2回:1mm/3日
4	山口県奈古-長門大井間 ³⁹⁾	1980/8/31～ 10/24	－	8	40～45	Ⅱ	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
5	徳島県S地区 ⁴⁰⁾	1990/8/19	75	2.6	40	Ⅱ	1990年5月側方部小崩壊発生。変位速度1～2mm/日を継続した後3次クリープを経て8月19日に全面崩壊
6	高知県安田町と床 ⁴¹⁾	1998/6/18	15	1.5	47	Ⅱ	3次クリープによる崩壊時刻予測事例 直前4日間無降雨
7	岡山県総社市 下倉地区 ⁵⁾	2001/3/12	60	80	46	Ⅱ	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。死者3名
8	青森県 白神山地向白神岳 ⁴²⁾	2002/4/15～ 4/19	－	25	39	Ⅱ	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
9	高知県土佐くろしお鉄道 ⁴³⁾	2003/12/8	7	0.5	50	Ⅱ	3次クリープによる崩壊時刻予測事例 12月5日～6日の降雨量23mm
10	奈良県大塔村地すべり ⁴⁴⁾	2004/8/10	180	20	40	Ⅱ	3次クリープによる崩壊時刻予測事例 崩壊直前の8月7日～9日の日降水量11～12mm/日
11	鳥取県市瀬地すべり ⁴⁵⁾	2004/9/29	360	33	30	Ⅳ	崩壊直前204mm/24hの降雨を契機に3次クリープとなる
12	岐阜県東横山地すべり ⁴⁶⁾	2006/5/13	30	25	40～45	Ⅱ	3次クリープによる崩壊時刻予測事例 崩壊直前3日間降水量55mm、崩壊前日は無降雨
13	台湾 国道3号 ⁴⁷⁾	2010/4/25	－	16.5	20	Ⅱ	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発生。車3台が巻き込まれ、死者4名。 無降雨時に発生とされる
14	奈良県R地区 ⁴⁸⁾	2014/5/25	8	0.8	45	Ⅱ	2014年5月17日に吹付け法面変状発見。5月20日より動態観測開始。3次クリープを経て5月25日3時に崩壊発生。
15	長野県 地附山地すべり ⁴⁹⁾ (参考事例)	1985/7/26	4400	500	24	I	3次クリープによる崩壊時刻予測事例 崩壊時の移動速度は最大10～27cm/s。死者26名

た大規模崩壊事例である。

これらの地震動に伴う深層崩壊の発生時期は地震に伴う混乱のさなかに発生したため詳細な状況は把握されていない場合が多いが、ほとんどの深層崩壊は地震動とほぼ同時期に発生したと考えられる。また極めて大規模なものが含まれ、かつ広域にわたり多数発生している事例が報告されている。

この深層崩壊をもたらす地震動の規模については、海外の事例を中心に40か所の事例検討を行っているD.K.Keefe¹¹⁾、あるいは阿部⁵⁰⁾によると、地震のマグニチュード5、震度5を上回る際に発生する傾向を指摘している。

4.2 豪雨に伴う深層崩壊の発生過程

国内における豪雨に伴う深層崩壊として明確に認識されているのは明治以降に限られ、明治22年の十津川災害、昭和28年の有田川災害など各地でたびたび発生し、繁藤地すべり以降は降水量や発生経緯が各種文献に詳細に紹介されている。また共に湿潤変動帯に属し地形・地質・気象条件の似通う台湾でも豪雨に伴う深層崩壊が報告されている。これらの最近の豪雨に伴う深層崩壊事例の取りまとめ結果を表-3にまとめている。

表-3のNo.10～No.22に示す2011年12号台風⁴⁾の際の奈良県五條市宇井地区周辺の深層崩壊発生時の降水状況は、表-3のNo.10宇井清水地区の対岸に設置された奈良県宇井雨量観測局によって深層崩壊発生直後の9月4日3時まで観測されている。ここでは降り始めの9月1日0時から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）を記録した後に観測が途切れているが、図-7に示す累積雨量1,011mmに達した気象庁天川地区アメダスもほぼ同様な累積雨量の傾向を示している。この一帯で発生した深層崩壊は、3日間にわたる豪雨が収まりかけた9月4日2時13分から、ほぼ降りやんで10時間を経た9月4日17時25分ごろまでの15時間の間に10箇所が断続的に発生している⁵¹⁾。

深層崩壊が生じる豪雨の特徴は100mm/h前後に達するような高強度・短時間の降雨の直後ではなく、20mm/h～30

図-7 奈良県宇井雨量観測局降水記録

mm/h以上の豪雨が断続的に2～3日以上続き、かつ累積雨量が数百mm以上に達するような長時間の豪雨によって発生する傾向がある（図-7）。この豪雨と深層崩壊発生時期の関係は、豪雨が長時間に及ぶ場合、台湾の少林村のように豪雨の最中に深層崩壊が発生する場合もある。一方で降り止んでから崩壊に至るまでに最大十数時間程度の遅れが見られることがある（図-8）。この遅れ時間を豪雨のピークから20～150時間とする報告もある⁵²⁾。また遅延時間の幅は累積雨量、移動地塊の規模と共に大きくなる傾向も認められる（図-9）。なお、累積雨量と深層崩壊の発生・非発生の関係は不明な点が多く、今後の検討課題の一つに挙げられる。

次に豪雨に伴う深層崩壊では、多くの場合、平常時は停止していたと考えられる状態から、変動が開始して崩壊に至るまでの時間が極めて短い。このため、平常時における変動が殆ど生じていないため監視対象とされず、深層崩壊に至るまでの変位速度が記録されている例は極めて少ない。讃岐白鳥引田間の深層崩壊では、変動開始から2時間程度の間に速度が急増し深層崩壊至った記録が残されているまれな事例である³¹⁾。また表-3のNo.17北股地区の近傍で発生した地すべり地におけるその後の観測では、豪雨時の孔内水位の時間単位の上昇に対応した指数関数的な相関関係をみせる変位速度の急激な加速現象が報告されている⁵³⁾。豪雨に伴う深層崩壊の、平常時に停止している状態から変位速度が急激に加速し崩壊に至るまでの時間は、2時間から十数時間程度までと考えられ、誘因の不明確な深層崩壊において観測されている、崩壊に先立つ1日から数日以上にわたる3次クリープの期間に比較して短時間という特徴がある。

4.3 誘因の不明確な深層崩壊の発生過程

前述のように地震動に伴う深層崩壊は地震動とほぼ同時期に、豪雨に伴う深層崩壊は2～3日以上続く長時間の豪

図-8 豪雨が降りやんでから崩壊までの時間と累積雨量

図-9 豪雨が降りやんでから崩壊までの時間と移動地塊の規模

雨の最中から豪雨が降り止んでから概ね十数時間までの間に発生している。しかし、直前にこれらの通常とは著しく異なる激しい自然現象がない状態で深層崩壊が発生することがある。この現象の発生過程が正確に把握されているのは地すべりの動態観測が導入されるようになった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事例に筆者の観測事例を加え表-4にまとめている。一覧表の中のNo.2～6、及びNo.9～12、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が察知され、伸縮計などの観測により3次クリープに至っていることが把握され、人的な被害が回避された事例として詳細に報告されている。

筆者の観測事例であるNo.14奈良県R地区⁴⁸⁾は十津川中流域の支流沿いに発生した小規模な深層崩壊で、吹付法面の変状が発見された僅か8日後には、**図-10**の福囲の手法による崩壊予測図に示される3次クリープを経た崩壊に至っている。この箇所は十津川流域で豪雨に伴う深層崩壊が多発した2011年12号台風の際に変状が生じていないことを確認していたが、この3年後に豪雨とは無関係に深層崩壊に至っている。

ここで示される事例において、伸縮計などによる動態観測が実施されていた事例の大半では、降雨のたびに変位速度が急増する傾向が見られ⁴⁰⁾、さらに降雨が契機となって3次クリープに移行しているようなケースも認められる。鳥取県市瀬地すべりは⁴⁵⁾、1年以上にわたって2次クリープ的な変動が観測されていた箇所であるが、直前の204mm/24hの降水量は際立ったもので、この降雨を契機に明瞭な3次クリープの変動に移行し、豪雨に伴う深層崩壊と誘因の不明確な深層崩壊の両者の特徴を併せ持った現象と考えられる。しかし、この事例を除くと、深層崩壊直前の降水量は、深層崩壊発生までにこの地域で経験している過去の累積降水量などと比較すると著しく小さなもので、直前の激しい自然現象には該当しないものである。

図-10 奈良県R地区伸縮計記録
福囲の手法による崩壊予測図

図-11 誘因の不明確な深層崩壊の規模と崩壊までの時間

このような直接的な誘因の不明確な深層崩壊は、法面などの構造物の変状や冠頭部亀裂の把握から深層崩壊に至るまでの期間は、表-4に示すように小規模なものでは数日、大規模なものでは時に数年以上を要している場合もある。変状の把握から崩壊までの期間と移動地塊の規模の関係は、両対数グラフ上で規模の拡大と共に長くなる傾向が見られる(**図-11**)。また末端部の切土などの経緯が判明している箇所では、切土等の工事から10～40年を経て深層崩壊に至った例もある。

5. 誘因毎の地形的素因の特徴

5.1 地すべり・岩盤クリープ地形

5.1.1 地震動に伴う深層崩壊

深層崩壊の発生状況が詳細に把握されている代表的な事例である御嶽地震崩壊の発生前地形は、崩壊地主部は一般的な尾根地形を呈し地すべり・岩盤クリープ地形は認められない(**図-12**)。

一方、台湾の集集地震の際に発生した草嶺深層崩壊は過去に地すべり・深層崩壊が繰り返されていたことが指摘され、九份二深層崩壊では明瞭な岩盤クリープ地形の形成が指摘されている²⁾。また多数の河道閉塞が発生した2008年

図-12 御嶽山崩壊地平面図¹⁸⁾
地震動に伴う深層崩壊地

岩手・宮城内陸地震で生じた祭時大橋の地すべりでは、地すべり地形を呈していないが地すべりの前駆現象の存在が指摘されている⁵⁴⁾。しかし図-15にまとめられるように発生前の地形が把握可能な国内の代表的な地震動に伴う深層崩壊には、地すべり・岩盤クリープ地形が形成されていない箇所も含まれている。このため地震動に伴う深層崩壊は地すべり・岩盤クリープなどの不安定な地形で発生頻度が高い傾向は認められるものの、必ずしも地形的素因の必須条件とはならないと考えられる。

5.1.2 豪雨に伴う深層崩壊

2011年の台風12号による深層崩壊地の大半は、岩盤クリープ地形を呈していることが指摘されている¹⁾。

図-13に示される北股地区では、深層崩壊の冠頭部滑落崖に連なる幅数m、延長200m弱の線状陥没帯が深層崩壊跡地で確認されている。2005年の宮崎県耳川流域の深層崩壊地も同様に、岩盤クリープ地形の形成が指摘されている³⁴⁾。2009年に台湾の少林村で発生した深層崩壊は、地すべり地形の形成が指摘されている⁴⁾。図-15にまとめられるように、豪雨に伴う深層崩壊の大半にあたる典型的な事例は、

図-13 北股地区平面図³⁷⁾より
豪雨に伴う深層崩壊地

図-14 奈良県R地区平面図⁴⁸⁾
誘因の不明確な深層崩壊地

岩盤クリープ地形を呈し、地形的素因の必須条件であると考えられる。

5.1.3 誘因の不明確な深層崩壊

深層崩壊の規模が小さい場合、岩盤クリープ地形の特徴が不明瞭である(図-14)。これは図-4断面図に示されるような岩盤のたわみ変形が生じて、規模(層厚)が小さいほど冠頭部などの地表に表れる変形の絶対量が小さいためと考えられる。しかし例外的な事例を除くほとんどが岩盤クリープ地形を呈していたと考えられ、典型的な誘因の不明確な深層崩壊の地形的素因の必須条件と考えられる(図-15)。

5.2 深層崩壊発生域傾斜角

誘因ごとの発生域傾斜角を縦軸に、移動地塊の規模を横軸とした散布図を図-16に示している。

5.2.1 地震動に伴う深層崩壊

中越地震で発生した深層崩壊の場合、発生域傾斜角は、 $30^{\circ} \sim 38^{\circ}$ の範囲の比較的小規模なものと $18^{\circ} \sim 28^{\circ}$ の範囲の規模の大きなものに2分される傾向がみられる。さらに台湾の集集地震、国内の歴史地震による深層崩壊、あるいは2011年東北地方太平洋沖地震による崩壊性地すべりなどの事例を加えると $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 程度までの範囲にわたってばらつき、一定の範囲にまとまる傾向は見られない。

図-15 誘因毎の地すべり・岩盤クリープ地形の有無

図-16 移動地塊の規模と発生域傾斜角

5.2.2 豪雨に伴う深層崩壊

全体としては、発生域傾斜角は $25^{\circ} \sim 35^{\circ}$ の範囲に収まり、岩盤クリープ地形を呈した典型的な事例に限ると $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$ の間に集中する傾向が見られる。この傾斜角は岩屑化した地塊の残積を許容する一般的な安息角（限界安息角） 35° ⁵⁵⁾程度を下まわるもので、移動地塊がすでに岩屑状へと移行している可能性を示唆している。なお典型的な事例に該当しない 25° 前後となる針原川や台湾の小林村などは、火山噴出物によって構成される基盤地質、あるいは流れ盤などの地質構造との関連を考慮する必要がある、地質的素因についての分析をさらに加える必要がある。

5.2.3 誘因の不明確な深層崩壊

アンカーの破断が契機となった発生過程の異なる台湾の国道3号の地すべりの 20° 、豪雨による深層崩壊の特徴を併せ持つ市瀬地すべりの 30° を除くと、発生域傾斜角は $35^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の範囲にある。岩屑の一般的な安息角 35° を上回る発生域傾斜角は、深層崩壊に至る直前までの一体化した性状を保っていた岩盤斜面が、3次クリープの過程を経て岩屑に移行することによって深層崩壊に至るメカニズムに対応していると考えられる。

5.3 深層崩壊発生域傾斜角と周辺一帯の傾斜量統計解析結果の関係

近年急速に実用化が進んだLiDARから得られる細密DEMデータ、或いは国土地理院のWEBから得られる5 mメッシュのDEMデータを利用することで、傾斜量図のような定量的な表現、及び傾斜量の統計解析による地域の傾斜量特性の評価が容易になった⁵⁶⁾。傾斜量の頻度分布から得られる傾斜量最頻値は、地域を形作ってきたマスマーブメントの傾斜量特性を代表する値（特性勾配）である。この傾斜量最頻値と深層崩壊の発生域傾斜角の関係は、深層崩壊が地域のマスマーブメントの中でどのように位置づけられるかを示す指標となると考えられる。表-5、図-17～19

表-5 深層崩壊箇所周辺の最頻値と発生域傾斜角

深層崩壊地	地震動に伴う深層崩壊			豪雨に伴う深層崩壊			誘因の不明確な深層崩壊			
	池谷 (平均)	寺野	御嶽山	北股	樋の瀬山	耳川	針原川	徳島県S 地区	奈良県R 地区	大塔 地区
最頻値(°)	34.0	34.0	36.0	42.0	41.0	38.0	25.0	39.0	43.0	41.0
発生域傾斜角(°)	33.7	18.0	26.0	32.0	33.0	33.0	24.0	40.0	45.0	40.0

図-17 地震動に伴う深層崩壊 傾斜量頻度分布図

に代表的な各誘因の深層崩壊発生域周辺2～4 km四方の傾斜量の統計解析値、及び傾斜量頻度分布をまとめている。ここで用いた傾斜量は、国土地理院のWEB数値地図（国土基本情報 数値標高モデル）⁵⁷⁾ 5 mメッシュDEMを用いてクリギング法により2 mメッシュDEMを作成し、さらにばらつきを除くための5×5グリッドの範囲の平滑化処理を行い算出したものである。

5.3.1 傾斜量頻度分布図と傾斜量最頻値

地域の傾斜量の評価は、平均値や中央値ではなく斜面崩壊等の斜面形成プロセスを反映した閾値である最頻値（特性勾配）を用いる必要性を松倉⁵⁸⁾が指摘している。本稿では傾斜量最頻値を図-17～19に示す 1° 刻みの頻度分布図から求めることとした。

地震動に伴う深層崩壊である御嶽地震崩壊、あるいは中越地震の際の池谷地区周辺一帯の頻度分布図は、図-17に示されるように共に緩傾斜側に大きく偏り、緩傾斜面が広く残されていることを示している。この頻度分布図から得られる傾斜量最頻値 $34^{\circ} \sim 36^{\circ}$ は一般的な岩屑の安息角の値であり、勝部らが指摘する中部山岳地帯の傾斜量最頻値と同程度の値である⁵⁹⁾。

一方、図-18、19に示される豪雨に伴う深層崩壊及び誘因の不明確な深層崩壊の多発した十津川中流域の奈良県宇井地区周辺一帯、あるいは奈良県R地区、徳島県S地区の地域の頻度分布図は、最頻値 40° 前後で尖度の大きな正規分布の形態を示し、侵食作用が河床から稜線まで一様に進

図-18 豪雨に伴う深層崩壊 傾斜量頻度分布図

図-19 誘因の不明確な深層崩壊 傾斜量頻度分布図

行している、いわゆる壮年地形ともいえる地形の状況を反映したものと考えられる。また表-5に示すこれらの地域の傾斜量最頻値 $38^{\circ} \sim 43^{\circ}$ は、乾燥した岩屑の一般的な安息角 35° を上回るもので、この周辺一帯の斜面の主体が一定の固結度を保った岩盤によって構成されていることを示唆している。なお、豪雨に伴う深層崩壊の発生した耳川流域は傾斜量最頻値 38° と同程度であるが、頻度分布曲線は十津川流域に比較すると緩傾斜側に偏る傾向が見られ、侵食作用の滞った斜面が多少残されている状況を反映している。しかし、同様な豪雨に伴う深層崩壊地である針原川周辺一帯の傾斜量最頻値が 24° と著しく小さいのは脆弱な火山噴出物で構成される基盤地質の相違を反映している可能性を考える必要がある。

5.3.2 傾斜量最頻値と深層崩壊発生域傾斜角

図-17に示す地震動に伴う深層崩壊の発生域傾斜角は、小規模な深層崩壊である池谷地区が 34° 前後の最頻値と同程度であるのに対し、大規模な深層崩壊である御嶽地震崩壊が 26° 、中越地震の際に急速な地すべり滑動が生じた寺野地区が 18° と地域の傾斜量最頻値に対し 10° 以上小さく、2分される傾向を見せている。このような傾斜量最頻値と発生域傾斜角の関係の相違は、規模だけでなく、基盤地質や地質構造などの地質上の素因が発生域傾斜角に反映している可能性を考慮する必要がある。

表-3、図-18に示される豪雨に伴う深層崩壊の発生域傾斜角は、例外的な事例である針原川を除くと $32^{\circ} \sim 33^{\circ}$ と地域の傾斜量最頻値より $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 前後小さく、一体化した岩盤によって構成される急峻な現況の斜面が、豪雨に伴う深層崩壊によってさらに緩傾斜化されて行く過程を反映していると考えられる。

一方、図-19に示す誘因の不明確な深層崩壊の発生域傾斜角が $40^{\circ} \sim 45^{\circ}$ と地域の傾斜量最頻値 $39^{\circ} \sim 43^{\circ}$ と同程度なのは、現在の急峻な斜面形成に誘因の不明確な深層崩壊が関与している可能性を示唆している。

ところで図-16に示される誘因の不明確な深層崩壊の発生域傾斜角 $35^{\circ} \sim 50^{\circ}$ は、岩屑の一般的な安息角 35° を大きく上回るものである。3次クリープの過程を一体化した岩盤が岩屑に移行する最終局面で生じる現象と仮定すると、3次クリープを経て岩屑に移行した岩盤斜面は、 35° を上回る斜面上に止まらず、深層崩壊に至ることとなる。誘因の不明確な深層崩壊の崩壊過程のビデオ画像や報告^{(60), (61)}などに見られる一体化した岩盤がバラバラな岩屑の状態で崩壊する状況は、この仮説を裏付けるものである。

以上のように、深層崩壊発生域周辺の傾斜量最頻値或いは傾斜量最頻値と深層崩壊発生域傾斜角の関係は、誘因毎に異なる傾向を示すと考えられ、深層崩壊危険箇所抽出に当たっての指標となることが期待される。

6. ま と め

深層崩壊の誘因は発生直前の平常時とは著しく異なる自然現象の存在という観点から、①地震動に伴う深層崩壊、②豪雨に伴う深層崩壊、③誘因の不明確な深層崩壊に分類される。

地震動に伴う深層崩壊はマグニチュード及び震度5程度以上の地震動に伴い、ほぼ同時期に発生するもので、広域にわたり多数発生することが多い。地形的素因として、地すべり・岩盤クリープ地形を必ずしも必要とせず、発生域傾斜角は $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の広い範囲に及び、周辺一帯の傾斜量の頻度分布図や最頻値との関係に特徴は認められない。このため誘因となる地震動の発生時期だけでなく地形的素因のみに基づく発生前の深層崩壊発生箇所の特定についても現段階では困難である。

豪雨に伴う深層崩壊は典型的な事例では、2～3日以上にわたる長時間の豪雨を契機とし、豪雨の最中から降り止んで十数時間後までの間に変位速度の急激な加速を伴って発生する傾向が認められ、また複数箇所発生する場合もある。地形的素因として典型的な事例では、傾斜量最頻値 40° 程度の地域における岩盤クリープ地形を呈した箇所において、発生域傾斜角 $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$ の範囲で発生する傾向が認められる。

誘因の不明確な深層崩壊は崩壊直前の平常時とは著しく異なる激しい自然現象を伴わないもので、また基本的に単独で発生している。深層崩壊の発生時期は動態観測によって3次クリープの過程が把握される場合には崩壊時期が予測されている。しかし小規模なものでは変状の発見から数日程度のごく短期間で崩壊に至る場合がある。地形的な素因として、例外的な事例を除き豪雨に伴う深層崩壊と同様な傾斜量最頻値 40° 程度の岩盤クリープ地形の形成箇所において、発生域傾斜角 $35^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の範囲で発生している。しかし岩盤クリープ地形は小規模なものほど不明瞭となる傾向があり、細密DEM等を活用した注意深い微地形判読が求められる。

なお、いずれの誘因についても地形的な素因ではとらえきれない火山噴出物（溶岩・イグニンプライト・降下火砕物など）や流れ盤などの地質的素因が主要な要因となっている場合があることも指摘され⁽⁶²⁾、地質的素因と地形的素因の相互の関係の分析は今後の重要な課題である。

参 考 文 献

- 1) 科学技術庁研究開発局（1987）：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，pp. 68-71.
- 2) 千木良雅弘（2007）：崩壊の場所，近未来社，pp. 120-139.
- 3) 謝 正倫（2011）：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.
- 4) 千木良雅弘・ツォウ チンイン・松四雄騎・平石成美・松澤真 (2012): 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.
 - 5) 神原規也 (2001): 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.
 - 6) 千木良雅弘 (2012): 深層崩壊の実体, 予測, 対応, 京都大学防災科学研究所, pp. i - ii.
 - 7) 千木良雅弘 (2017): 地形の辞典, 日本地形学連合, 朝倉書店, p. 401.
 - 8) 千木良雅弘 (2013): 深層崩壊, 近未来社, p. 5.
 - 9) 八反地 剛 (2003): 降雨を起因とする深層崩壊の特徴—崩壊土量と遅れ時間の関係—, 砂防学会誌, Vol. 55, No. 6, pp. 74-77.
 - 10) 大八木規夫 (2004): 地すべり 地形地質的認識と用語, 地すべり学会, p. 7.
 - 11) D. K. Keefer (1984): Landslides caused by earthquakes, Geological Society of America Bulletin, Vol. 95, pp. 406-421.
 - 12) 飯田智之・山田隆二 (2016): 深層崩壊と誘因又は地質の関係, 地形, 第37巻, 第 2 号, pp. 237-259.
 - 13) 国土交通省 国土技術政策総合研究所 (2014): 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事項, pp. 4-5.
 - 14) 千木良雅弘 (2015): 深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について, 応用地質, 第56巻, 第 5 号, pp. 200-209.
 - 15) 横山 修・内田太郎・田村圭司・鈴木隆二 (2011): 宮崎県鰐塚山地における深層崩壊と微地形・地質の特徴の関係, 砂防学会誌, Vol. 63, No. 5, pp. 3-13.
 - 16) 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 (2006): 平成16年 (2004年) 新潟県中越地震土木施設災害調査報告, 第 4 編 土砂災害, pp. 39-87.
 - 17) 平石成美・千木良雅弘 (2011): 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.
 - 18) 羽田野誠一 (1979): 後水期解析地形分類図の作成と地崩れ発生箇所の予察法, 昭和54年砂防学会研究発表会講演概要集, pp. 16-17.
 - 19) 高見智之 (2015): 細密DEMを活用した地形解析に基づく重力変形斜面の類型化, 応用地質, 第56巻, 第 5 号, pp. 210-218.
 - 20) 大八木規夫 (2004): 地すべり 地形地質的認識と用語, I. 3 章 地すべり構造, p. 31.
 - 21) 渡 正亮 (1992): 岩盤地すべりに関する考察, 地すべり, 第29巻, 第 1 号, pp. 1-7.
 - 22) 藤田 崇 (2004): 地すべり 地形地質的認識と用語, 地すべり学会, pp. 24-27.
 - 23) 大野亮一・山科真一・山崎孝成・小山倫史・江坂文寿・笠井史宏 (2010): 地震時大規模地すべりの発生機構・荒沢沢地すべりを例として, 地すべり, Vol. 47, No. 2, pp. 8-14.
 - 24) 応用地質学会 (1999): 斜面地質学, 応用地質学会, pp. 269-271.
 - 25) 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 (2010): 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.
 - 26) 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 (2004): 平成16年 (2004年) 新潟県中越地震土木施設災害調査報告, 第 4 編土砂災害, pp. 10-20.
 - 27) (社)日本地すべり学会 (2012): 地震地すべり, pp. 11-23, 及び添付CDより.
 - 28) 野崎 保・井上裕治 (2005): 天正地震 (1586) による前山地すべりの発生機構, 地すべり, Vol. 42, No. 2, pp. 13-18.
 - 29) 井口 隆・八木浩司 (2011): 慶長豊後地震によって発生した水口地すべりと津江岩屑なだれ, 地すべり, Vol. 48, pp. 115-117.
 - 30) 中川 鮮・奥西一夫 (1977): 高知県繁藤地区の大規模崩壊について (その 1), 京大防災研究年報, 第20号, B-1, pp. 209-222.
 - 31) 桜井 孝 (1976): 国鉄沿線における斜面災害の実体, 鉄道技術研究報 (1), No. 1012, pp. 24-29.
 - 32) 地頭園 隆・下川悦郎・寺元行芳 (2004): 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.
 - 33) 千木良雅弘・ツォウ チンイン・松四雄騎・平石成美・松澤真 (2012): 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.
 - 34) 林 信雄・田中和弘・吉武宏晃 (2015): 宮崎県耳川流域庄原地点で滑動した深層崩壊の内部構造に関する地質学的考察, 応用地質, Vol. 55, No. 6, pp. 290-306.
 - 35) 小荒井 衛・佐藤 浩・新井場公憲・小山内信智・伊藤英之 (2008): 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.
 - 36) Andrea Pedrazzini & Michel Jaboyedoff (2008): Structures and failure mechanism analysis of Turtle Mountain Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards.
 - 37) 山田剛二・小橋澄治・草野国重 (1971): 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.
 - 38) 関 信雄・堀 伸三郎・成田 賢 (1980): 柳谷岩盤斜面の崩壊予測, 応用地質調査事務所年報, No. 2, pp. 13-29.
 - 39) 大島洋志 (2000): 不本意な妥協で技術屋の良心を失う—山陰線奈古-長門大井間斜面崩壊—, 応用地質, Vol. 40, No. 6, pp. 333-339.
 - 40) 神原規也 (2002): 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, Vol. 38, No. 4, pp. 1-9.
 - 41) 番 曉波・日浦啓全・篠 和夫・江崎次夫 (2004): 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.
 - 42) 八木浩司 他 (2003): 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.
 - 43) 高柳朝一・細川 光 (2004): 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.
 - 44) 野村康裕・藤澤和範 (2006): 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—奈良県大塔村で発生した地すべり道路災害を例として, 地すべり, Vol. 42, No. 6, pp. 467-474.
 - 45) 小田原聡志・牧野裕至 (2005): 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.
 - 46) 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.
 - 47) 陳 勉銘・魏 正岳・費 立沅 (2010): 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巻, 第二期,

- pp. 12-15.
- 48) 塩飽悠馬・神原規也 (2016) : 降雨に起因しない地すべり, 第19回斜面技術フォーラム'16 in 金沢講演集, pp. 108-111.
 - 49) 地附山地すべり機構解析委員会 (1988), 地附山地すべり機構解析報告書.
 - 50) 阿部真朗・林 一成 (2011) : 近年の大規模地震に伴う地震地すべりの運動形態と地形・地質的発生場, 地すべり, Vol. 48, No. 1, pp. 52-61.
 - 51) 千木良雅弘・ツォウ チンイン・松四雄騎・平石成美・松澤真 (2012) : 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.
 - 52) 八反地 剛 (2003) : 降雨を起因とする深層崩壊の特徴—崩壊土量と遅れ時間の関係—, 砂防学会誌, Vol. 55, No. 6, pp. 74-77.
 - 53) 神原規也 (2019) : 地すべり変位速度と孔内水位・タンクモデル貯留高間の指数関数的相関関係を示す一事例の研究, 日本地すべり学会誌, 第56巻, 第1号, pp. 25-31.
 - 54) 野崎 保・永田秀尚・竹下秀敏 (2015) : 2008年岩手・宮城内陸地震による祭時大橋右岸の初生岩盤地すべりと前駆現象, 応用地質, Vol. 56, No. 4, pp. 149-156.
 - 55) 松倉公憲 (2008) : 地形変化の科学, 朝倉書店, pp. 101-110.
 - 56) 神原規也・佐藤丈晴・鈴木素之 (2017) : 細密DEMを用いたマスマーブメント地形解析に当たっての傾斜量表現手法, 日本地すべり学会誌, 第54巻, 第3号, pp. 32-39.
 - 57) 国土地理院 数値地図 5mメッシュ DEMデータより.
 - 58) 松倉公憲 (2008) : 地形変化の科学, 朝倉書店, p. 183.
 - 59) Katsube, K. and Oguchi, T. (1999) : 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.
 - 60) 高知県建設技術公社・(株)相愛 (1998) : 山が動く, 高知県安田東洋線 安田町与床の山腹斜面崩壊 ビデオ.
 - 61) 小原譲子・藤澤和範 (2007) : 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, Vol. 49, No. 9, pp. 52-57.
 - 62) 千木良雅弘 (2015) : 近年の地震による急激な地すべりから学ぶもの, 地すべり, Vol. 52, No. 2, pp. 45-50.

(2018年10月19日受付, 2019年4月12日受理)

Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol. 60, No. 2 pp. 56-68, 2019

Classification of Causes about Deep-seated Landslide and Those Characteristics of Geographical Predisposition

Noriya KAMIHARA, Takeharu SATO, Motoyuki SUZUKI

Abstract

Deep-seated landslides are classified into three different types in terms of their cause: deep-seated landslides associated with seismic motion, deep-seated landslides associated with heavy rainfall, and deep-seated landslides due to an unknown cause, and their occurrence process and geographical predisposition are characteristically different with respect to each cause. As for the characteristics of the occurrence process, deep-seated landslides associated with seismic motion tend to commonly occur at the same time as seismic motion with a magnitude and intensity that exceeds 5, spreading over a wide area. Typical deep-seated landslides associated with heavy rainfall occur as a result of long periods of heavy rain over a span of 2 to 3 days or more, during heavy rain and until several hours or several tens of hours after heavy rain has almost stopped, and in multiple locations in some cases. Small scale and large-scale deep-seated landslides due to an unknown cause occur, basically independently, through a tertiary creep process several days or several years after the discovery of deformation, respectively. As for the characteristics of the geographical predisposition, deep-seated landslides associated with seismic motion do not necessarily require landslide/bed rock creep deformation as an essential condition, and the deep-seated landslide occurrence area inclination angle ranges widely from 10° to 40°. On the other hand, typical deep-seated landslides associated with heavy rainfall and those due to an unknown cause form a deep-seated landslide occurrence area inclination angle of 30° to 35° and 35° to 50° at a bed rock creep deformation location, respectively, further forming a steep inclination with a most frequent inclination value of around 40° around the deep-seated landslide occurrence area.

Key words : deep-seated landslide, cause, tilt angle of landslide source area, bedrock creep