類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発

報　告　書
（概要版）

目　次

1 本受託研究の背景・目的……1
2 研究内容……1
3 斜面変動発生危険度評価手法の適合性検討……4
4 モデル地域におけるハザードマップの作成……10
5 危険斜面を抽出する手法の検討……13
6 斜面変動に及ぼす地震動の影響評価指標の検討……18
7 地震による斜面変動危険地域評価マニュアルの作成……19
8 まとめと今後の課題……20

平成 26 年 2 月

公益社団法人　日本地すべり学会

1　本受託研究の背景・目的

最近 10 年間をとっても，わが国では，2004 年中越地震，2008 年岩手・宮城内陸地震さらに 2011 年東北地方太平洋沖地震とその誘発地震などで，中山間地や都市近郊の丘陵地において崩壊・地すべりなどの斜面変動による災害が頻発し，甚大な生命・財産被害を生じさせている。さらに，これらは，河道閉塞を生じさせ治水砂防上の大きな脅威となるだけでなく，ライフラインをストップさせ，地震発生後の災害対応にも大きな支障を生じさせる。

東海・東南海・南海地震さらには活断層沿いの直下型地震での巨大災害が懸念される中で，災害予防・地震発生後の迅速な対応による減災を図るために，地震による災害危険性の高い斜面を把握することは喫緊の課題である。ところが，これまで斜面変動による災害への対策や危険斜面の抽出は，豪雨・融雪に起因するものを主な対象としてきた。

1995 年の兵庫県南部地震以降，地震予測及び過去の地震による土砂災害発生実態に関する研究が急速に進み，想定される地震ケースに対する地震強さの予測や液状化などの地盤災害予測が進んできている。一方，（公社）日本地すべり学会では, 地震による地すべり災害軽減を目的として平成 21～23 年度の 3 年間で地震地すべり特別研究プロジェクト（以下，地震地すべりプロジェクト）を実施し，国内外の過去の地震による斜面災害の実態や発生機構を把握してきた。以上のような社会・行政・科学的背景から，今，地震防災対策推進のため，想定される地震による斜面変動発生危険箇所評価手法を構築することが必要である。

当学会では，平成 23～25 年度の 3 か年，国土交通省河川砂防技術開発研究課題「類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発」の採択を受け，平成 23, 24 年度に同省国土技術政策総合研究所からの委託により，地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の研究を進めてきた（(社）日本地すべり学会，2012 ; (公社）日本地すべり学会，2013)。その中で，2011 年東日本大震災等における斜面変動の発生実態解明と特徴の類型化を行い，そこから発生にかかる要因を抽出し新第三系および火山灰被覆丘陵の地域における評価手法を提案した。評価手法には，これまで地すべり危険度評価に実績（例えば，Hamasaki and Miyagi (2013)）のある AHP 法（階層構造分析法）を用いた。

平成 25 年度実施の本研究では，国土交通省国土技術政策総合研究所より委託を受け，（公社）日本地すべり学会が以下のような研究を行った。

研究目的

「さまざまな地形・地質・水文条件の地域に強震動を生じさせた東北地方太平洋沖地震での斜面変動発生事例と，地震地すべりプロジェクトで収集された過去の地震による斜面変動事例を用いて，想定地震での影響地域で地震動要因・地形/地質/土質等要因の組み合わせ評価により地震による斜面変動発生危険箇所を評価する方法の開発を行う。」

2　研究内容

2.1　河川砂防技術開発課題の全体計画

本研究では，国内外また歴史地震も含めて，これまでの地震地すべり発生事例を運動タイプ別に地形・地質・地震動（震度・加速度・速度・周期や継続時間等）などの発生要因を統計的に解析し，それらの斜面変動発生への寄与のしかたやその度合いを分析し，地震時の斜面変動発生危険度を評価する手法を開発する。また，斜面変動集中発生域で地震応答解析を用いて再現解析を行う。さらに，その評価手法適用に必要な地形・地質データの取得手法・危険度評価手法をマニュアル案としてまとめる。その際，モデルエリアで危険度評価マップを試作する。

以上を平成 23－25 年度の 3 年間で行った。主たる研究項目は，以下の通りである。

① 東北地方太平洋沖地震における斜面変動の類型化（平成 23 年度本課題受託研究で実施）

② 過去の地震を含めた斜面変動発生要因の評価

地形・地質要因，地盤解析による要因抽出，誘因解析（地震動，水文条件）

③ 要因評価手法の開発

危険度診断システムの構築，モデル地域での危険地域・危険箇所マップ作成

④ 類型化に基づく地震による斜面変動危険箇所評価マニュアル案の作成

平成 23，24 年度に実施した項目の主な成果概要は次の通りである。

① 東北地方太平洋沖地震と関連地震による約 770 箇所の斜面変動発生が認められた。それらは，主に震度 5 強以上の地域で，工学的異方性を持つ第三系及び先第三系の堆積岩・変成岩地域で発生している。また，累積性火山灰層の堆積する丘陵・段丘地域で崩壊性地すべり，亀裂性軟岩の海岸侵食を受けた急斜面で岩盤崩壊，層状軟岩の尾根で初生地すべりが発生している。発生場は，降雨によるものと異なり，尾根や頂部に近い山腹斜面で発生し，過去の地震による災害（例えば，Higaki and Abe (2012)）と類似する。

② 平成 20 年岩手・宮城内陸地震での集中発生に較べ，東北地方太平洋沖地震で斜面変動発生が散在的であったのは，地下水位の比較により，地震動の強さの差が原因と考えられた。一方， M7 内外の誘発地震では，地表地震断層の周辺で崩壊・地すべりが多発している。

③ 過去の地震と東北地方太平洋沖地震の斜面変動発生事例（以下，地震斜面変動事例）から，海溝型地震と内陸型地震に分けて，斜面変動の発生場・運動タイプ・分布に関わる地形・地質要因を抽出した。すなわち，統計解析により，崩壊は地形的要因として傾斜・地上開度などの斜面凹凸の指標で発生場要因が説明できる。地すべりでは被侵食性・地すべり地形などの地形的要因に加えて，斜面と堆積構造の関係および岩相などの地質的要因が挙げられた。その中で，埋没カルデラ・堆積軟岩のような集中的に発生する場合と，崩壊性地すべりで長距離移動が指摘される埋没谷・火山灰被覆丘陵等について別個に取り上げ地形・地質構造要因を捉えた。それらの要因には，地域スケール（1/200,000 程度）で広がりをもつものと，地区スケール（1/25,000）で示せるものの 2 つに区分される。

④ 移動距離が大きくなる崩壊性地すべりの発生場における地盤特性と地震応答特性及び地震時の土質強度変化特性から，再現解析を実施して発生規定要因を明らかにした。

⑤ 地震加速度の大きさに加え，地震動の周波数特性や方向性，水平成分に対する鉛直成分の大きさの比が，地震による斜面変動の様式や発生しやすさに関係していることが分かった。一般に，海溝型地震の震動は水平成分が卓越し，内陸型の場合はそれに比べて鉛直成分の割合が大きくなることが多いが，この違いが斜面変動の発生しやすさに影響している可能性が示唆された。また，各地震による大規模崩壊の最大規模は，揺れによる地震エネルギーの大きさに関係することが推定された。先行降雨条件については，地下水の集中しやすい堆積構造をもつ火山砕屑物被覆斜面で長距離移動する崩壊性地すべりが生じやすい。さらに，進行型斜面変動の生じた地域は，地震加速度ベクトルの斜面方向成分が大きい地域に対応していた。

2.2　受託研究内容

(1)研究名：平成 25 年度河川砂防技術開発研究課題　「類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発」

(2)業務期間：自　平成 25 年　8 月 13 日

至　平成 26 年　2 月 28 日

(3)発注者：国土交通省国土技術政策総合研究所

(4)受注者：(公社)日本地すべり学会

(5)研究の概要：本委託研究は，事例の要因解析や地盤解析等により，地震による大規模地すべり等の斜面変動の予測手法および地震により脆弱化した斜面変動の予測手法，そしてその危険度を評価する技術を開発するものである。

2.3　研究組織

〒105-0004　東京都港区新橋 5-26-8
公益社団法人　日本地すべり学会
会長　檜垣大助
Tel/Fax 03-3432-1878, E-mail office@landslide-soc.org

H23～25 年度の本研究の実施においては、受託研究のメンバーに研究協力者も加わって頂き（公社）日本地すべり学会内に研究実施チームを置いて、その中で行った（カッコ内は実施年度）。

檜垣　大助　弘前大学　農学生命科学部　教授(研究代表者)（H23-25）
石井　靖雄　土木研究所　土砂管理研究グループ　上席研究員（H25）
今泉　文寿　静岡大学　農学部　准教授（H24-25）
井良沢道也　岩手大学　農学部　教授（H23-25）
鵜飼　恵三　群馬大学大学院　工学研究科　教授（H23）
梅村　順　　日本大学　工学部　専任講師（H23-25）
川邊　洋　　新潟大学　農学部　教授（H23-25）
佐藤　剛　　帝京平成大学　現代ライフ学部　准教授（H23-25）
武士　俊也　土木研究所　土砂管理研究グループ　上席研究員（当時）（H23-24）
千葉　則行　東北工業大学　工学部　教授（H23-25）
綱木　亮介　(一財)砂防地すべり技術センター　斜面保全部長（H23-25）
八木　浩司　山形大学　地域教育文化学部　教授（H23-25）
若井　明彦　群馬大学大学院　工学研究科　教授（H23-25）

林　　一成　（奥山ボーリング(株)）（H23-25）
濱崎　英作　（(株) アドバンテクノロジー）（H23-25）
杉本　宏之　（(独)土木研究所）（H23-25）
早田　勉　　（(株) 火山灰考古学研究所）（H23-25）
櫻井　正明　（(株) 山地防災研究所）（H23-25）
松浦　純生　（京都大学防災研究所）（H23）
小松　順一　（奥山ボーリング(株)）（H23）
大井　昌弘　（(独)防災科学研究所）（H23）
土志田正二　（(独)防災科学研究所）（当時）（H23）
森屋　洋　　（奥山ボーリング(株)）（H24）
蔡　　飛　　（群馬大学大学院工学研究科）（H25）
高橋　明久　（奥山ボーリング(株)）（H24）

※上記の他、東日本大震災での情報収集では被災地域の国・県等の組織、日本地すべり学会支部の協力を得た。

2.4　主な活動

2.4.1　合同調整会議

業務の実施に当たり，実施方針や調査・研究の内容等の確認のために合同調整会議を３回実施した。それらの状況について時系列的に表-2.4.1.1 に示す。ただし，ここで述べた以外に実施された，単独または複数の研究メンバーによる個別の現地調査や調整会議がさらに大きな部分を占めている。

表-2.4.1.1 調整会議等の実施状況

種別	実施年月日	調査地・実施場所	主たる事項
事前調整会議(1)	25/4/12	中野区	前年度成果の課題と 25 年度の検討予定項目についての報告及び討議
事前調整会議(2)	25/5/23	港区	AHP 法を用いる場合の課題と対応について（主として，地下水，長距離移動タイプの地すべり，四川地震における事例の取り扱い，モデル地域の選定）
調整会議(1)	25/8/30	松江市	研究内容及び分担の確認，研究方針に関する討議等
調整会議(2)	25/9/19	港区	報告書目次案の確認，執筆内容の確認・調整
調整会議(3)	25/12/14	仙台市	執筆状況の確認，メンバー間の調整

2.4.2　意見聴取会

検討を進めるに当たって，特に地震による斜面変動の危険箇所の評価手法については，学究的にはもちろんのこと，行政的にも高度な判断が求められることから，意見聴取会を 2 回開催して，高所，大所からの助言を得ることとした。意見聴取の対象者は，丸井英明氏（新潟大学災害・復興科学研究所　所長），吉松弘行氏（川崎地質(株)），蒲原潤一氏（国総研砂防研究室　室長）の３名であった。

【第一回意見聴取会】

日　時　：平成 25 年 11 月 15 日（金）　15：00～17：00
場　所　：(社)斜面防災対策技術協会会議室
　　〒105－0004　東京都港区新橋 6-12-7（新橋 SD ビル 6F）
討議内容：
1. 趣旨説明・・・研究代表者
2. 資料説明及び意見聴取
　2. 1. 平成 25 年度 AHP 解析結果の中間報告
　2. 2. 「地震地すべり危険箇所調査マニュアル案」（仮称）及び「参考解説書」に関する説明
3. その他（次回日程等）

【第二回意見聴取会】

日　時　：平成 26 年 1 月 15 日（月）　15：30～18：00

場　所　：(公社)斜面防災対策技術協会会議室

〒105－0004　東京都港区新橋 6-12-7（新橋 SD ビル 6F）

討議内容：

1. 主催者挨拶・・・研究代表者
2. 第一回意見聴取会の議事要旨及び対応
3. 資料説明及び意見聴取

「地震時斜面変動発生危険箇所調査要領（案)」(仮称）等の説明

3　斜面変動発生危険度評価手法の適合性検討

3.1 古第三系以前の地質からなる山地

3.1.1　解析対象事例と解析の方針

古第三系以前の地質からなる山地は近い将来発生が懸念される東海・東南海・南海沖を震源とする巨大地震の影響範囲に広く分布しており，この地域における地震地すべりの発生危険度を評価することは喫緊の課題となっている。しかし，これらの地質帯では過年度の検討において，統計解析を行うために十分なサンプル数が得られるような地震地すべり事例がないため，統計解析に基づく AHP 危険度評価モデルの構築を行うことは出来なかった。

一方で，新第三系よりも古い形成起源をもつ堆積岩・変成岩から成る山地や高起伏山地では，数は少ないものの歴史地震での大規模な崩壊性地すべりが発生しており，これらの個別事例を調査し発生要因を検討することで統計解析によらない危険度評価モデルの構築を試みた。ここでは，大規模斜面変動の前兆現象と考えられる尾根向き・谷向きの低崖地形が多く認められる山頂緩斜面を伴う尾根地形を表現できるような地形指標を検討し，古第三系以前の地質からなる山地における崩壊性地すべり発生危険度評価を行う AHP モデルを構築した。

3.1.2　静岡県安倍川上流地域の地形・地質

（1）地形

解析対象としたのは静岡県と山梨県の県境付近，静岡県側の安倍川上流部および山梨県側の早川流域からなる約 25m×約 9km の範囲であり，大谷崩れや七面山崩れのような大規模な崩壊地形がみられる（図-3.1.2.1）。主な地形的特徴は以下のとおりである。

a)　尾根上の平坦面を縁取る遷急線の下位には，30 度以上の急傾斜面によって構成された釣り鐘状の断面を持つ地形がみられる。

b)　逆向き小崖地形は等高線方向に数列並行して発達している。

c)　地震で崩れたことが判っている大谷崩れ，七面山周辺をみると，侵食量の大きな場所が崩壊跡になっていて，その周辺に起伏の大きな斜面が続いている。

d)　崩れ残りのような地形，たとえば大谷崩れの南側延長の斜面が釣り鐘状の山体形を呈している。ここには当然，二重山稜や小崖が頂部や傾斜変換線に沿って形成される。

e)　山伏から笹山，ロ坂本にいたる稜線は二重山稜化していることはしているが，起伏度から見て大きく崩れそうにない。

f)　すなわち，e）と大谷崩れ付近との間に限界起伏度のようなものがあると考えられる。

大規模な崩壊性地すべり等の前兆現象を示す地形として，溝状凹地や二重山稜からなる山体重力変形地形が指摘される。これらは結果として幅広い緩傾斜の尾根地形を形成し，本地域においても同様の地形がみられる。

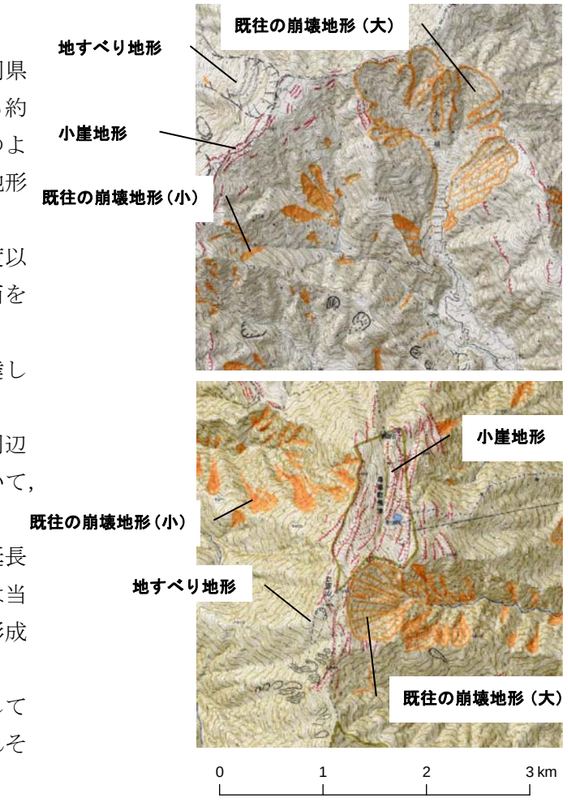


図-3.1.2.1　空中写真判読により作成した対象地域の地形学図
（全体の判読図から大規模崩壊性地すべり跡地の周辺を抜粋
上段：大谷崩れ周辺，
下段：七面山崩れ周辺）

（2）地質

地質・地質構造の特徴と対象地域内の空中写真判読による斜面変動分布図と比較すると，以下のようである。

a)　頁岩卓越および砂岩・頁岩の互層分布域で，斜面変動がみられる。

b)　このうち大規模な斜面崩壊の分布は，地層傾斜の高角な受け盤斜面上にみられる。

c)　一方，地すべり地形の分布は，流れ盤斜面上にみられる。ただし地層傾斜は全般に高角である。

3.1.3　幅広い緩傾斜の尾根地形を抽出するための地形量の検討

DEM データから幅広い尾根地形を抽出する手法として，「地形の断面形状をみたときの凸度」を表す地形量の算出方法を検討した（計算フロー：図-3.1.3.1，求められる地形量のイメージ図：図-3.1.3.2）。

3.1.4　崩壊性地すべりの発生危険度評価モデルの構築

古第三系以前の地質からなる山地における大規模崩壊性地すべりの発生危険度評価に用いる要因について，稜線の二重山稜化が進行していることに加え，斜面の起伏の程度によっても大規模な崩壊性地すべりの発生危険度が左右されることが空中写真判読結果から示唆される。そこで，本検討では AHP 要因として「地形断面形状の凸度」と「起伏量」を用いることとした。

【地形断面形状の凸度】

a)　バッファ内の平均値が 1.10 以上の範囲が二重山稜地形集中域と一致
　→バッファ内の平均値が 1.10 以上の時の配点を 1.0 倍，1.09 以下の範囲は配点を 0.1 倍，その中間は配点を 0.5 倍と設定

【起伏量】

a)　起伏は七面山崩れ周辺＞大谷崩れ周辺＞山伏から笹山，ロ坂本にいたる稜線の順に小さくなる。

b)　山伏から笹山，ロ坂本にいたる稜線と大谷崩れ付近との間に大規模崩壊性地すべり発生の限界起伏度のようなものが存在する。

c)　起伏量は七面山崩れ周辺でバッファ内平均 650m 以上，山伏から笹山，ロ坂本にいたる稜線では平均 550m 以下
　→バッファ内の平均値が 650m 以上の時の配点を 1.0 倍，550m 以下の範囲は配点を 0.1 倍，その中間は配点を 0.5 倍と設定

以上の結果から構築した AHP モデルを図-3.1.4.1 に示す。また，七面山崩れ周辺の計算結果を図-3.1.4.2 に示す。解析結果より，上述の大谷崩れや七面山崩れ周辺の尾根地形を抽出できることを確認することができる（図-3.1.4.2 中列）。

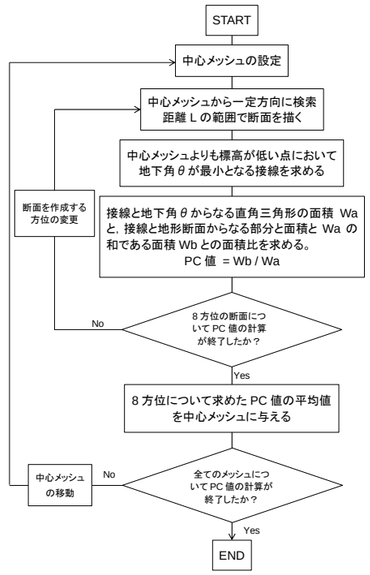


図-3.1.3.1　「地形断面形状の凸度」の計算フロー

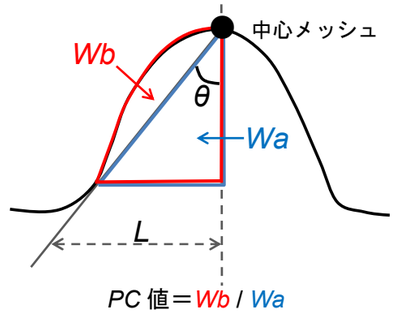


図-3.1.3.2　計算される地形量のイメージ図

一対比較のための比較値
1：　両方の項目が同じぐらい（逆も１）
3：　行の項目の方が列の方より少し重要（逆は1/3）
5：　行の項目の方が列の方より重要（逆は1/5）
7：　行の項目の方が列の方よりかなり重要（逆は1/7）

階層レベルⅡ－素因　　2 アイテム

	断面凸度	起伏量	－	幾何平均	ウエイトa
断面凸度	1.000	1.000	－	1.000	0.50
起伏量	1.000	1.000	－	1.000	0.50
－	－	－	－	－	－
			sum=	2.000	1.00

検索半径R=500m，スキップ距離L=200m

半径R内の平均値
断面凸度（L=1000m）

	ウエイト
1.00	
	0.1
1.09	
	0.5
1.10	
	1.0

半径R内の平均値
起伏量（L=1000m）

m	ウエイト
	0.1
550	
	0.5
650	
	1.0

図-3.1.4.1
構築した AHP モデル
（古第三系以前の地質からなる山地の崩壊性地すべりを対象）

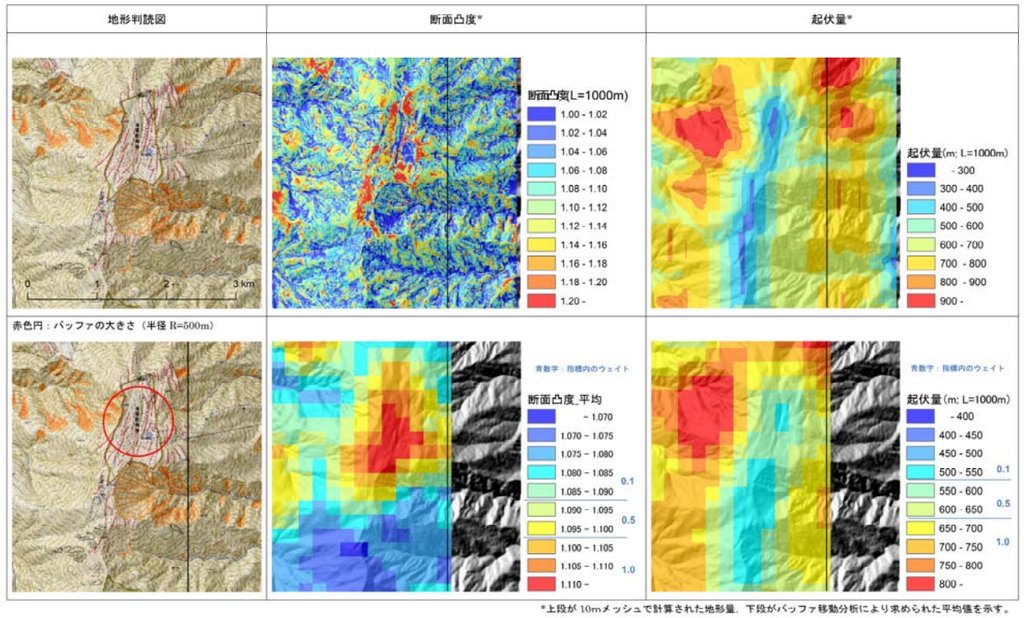


図-3.1.4.2　地形判読図と要因データの拡大図（七面山崩れ周辺）

3.1.5　2008 年汶川地震における斜面変動と発生場の分析

（1）汶川（ブンセン）地震の概要と斜面変動発生場の分析

汶川（ブンセン）地震では，先第三系の地質分布域で断層周辺の崩壊が広範囲にわたって発生したことから（千木良ほか，2009），地形・地質的にどのような場所で大規模斜面変動が発生しているかを，衛星画像から判読した大規模斜面変動箇所のデータを用いて調べた。また，許ほか（2009）が同地震で発生した大規模地すべりの特徴をまとめていることから，前述した大谷崩れなどと同様の崩壊性地すべりもあると推測し，収録データについても調べた。そして，前述の古第三系以前の地質地域での大規模崩壊性地すべり危険地域評価を目的とする AHP モデルの適用性を，本章調査地で検証した。

（2）地形・地質状況

竜門山断層帯は長期間の断層運動に伴う隆起により，南西から北東に長く伸びる急峻な山地となっている。断層沿いの最大標高は，南西部で約 4000m に達するが，北東部は約 2000m であり，北東部に比べて南西部はより急峻である（図-3.1.5.1）。

基盤岩は，先カンブリア紀-白亜紀の岩石である。主体と推定される岩種を分け，花崗岩・変成岩・堆積岩・ドロマイト（石灰岩を含む）・その他と区分した。

（3）衛星画像判読による大規模斜面変動箇所の抽出

地震発生直後（2008 年 5 月 18 日及び 6 月 4 日）に撮影された衛星だいち PRISM 画像を判読し，GIS ソフトに取り込んで斜面変動箇所をポリゴンデータ化した。位置の特定にはこれに加え Google Earth で提供されている地震後の画像を使用した。対象とした南西部の起伏は 3.1.4 の対象域と同程度なので，AHP の評価モデルは，得点の検索領域，スキップ距離，要因・配点とも 3.1.4 と同じである。

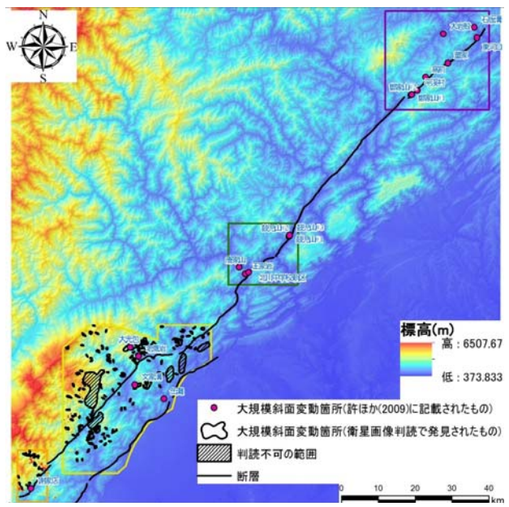


図-3.1.5.1　調査対象地の地形（標高が高いほど赤で示される）

（4）許ほか（2009）に掲載された大規模斜面変動箇所の特徴

許ほか（2009）に掲載された 19 箇所の大規模斜面変動箇所の特徴をまとめた（表-3.1.5.1）。

発生域の傾斜では，L/W≦1.0 の横長型（以下 Y 型）に分類される大規模斜面変動箇所は L/W>1.0 を縦長型（以下 T 型）に分類される変動箇所よりも比較的角度が緩い。地質に関しては，ほぼ堆積岩及びドロマイトで崩壊が発生し流れ盤構造の例が多く，大規模斜面変動は塊状の地質（花崗岩等）では起こりにくく，堆積岩やドロマイトといった地質で起こりやすいと推察される。

表-3.1.5.1　許ほか（2009）に記載された大規模地すべりの特徴まとめ

崩壊地	長さ L(m)	幅 W(m)	L/W	L/W>1.0の区分に従う	タイプ	傾斜 (°)	地質
崩壊エリアA							
東河口	460	830	0.55422	Y	崩壊性地すべり	30	ドロマイトと堆積岩
高前	485	485	1	Y	崩壊性地すべり	27	ドロマイトと堆積岩
石板溝	460	520	0.88462	Y	地すべり	25	変成岩及び堆積岩(崩壊上部にドロマイトもあり)
大岩殷	260	200	1.3	T	崩壊性地すべり	40	ドロマイトと堆積岩
董家	110	180	0.61111	Y	崩壊	50	堆積岩
平溪村	160	190	0.84211	Y	崩壊性地すべり	40	堆積岩
鄒家山#1	340	240	1.41667	T	崩壊性地すべり	26	堆積岩
鄒家山#2	212	217	0.97696	Y		32	堆積岩
崩壊エリアB							
唐家山	700	570	1.22807	T	崩壊性地すべり	40	堆積岩
王家岩	700	400	1.75	T	崩壊	50	堆積岩
北川中学校新区	440	285	1.54386	T	崩壊性地すべり	37	堆積岩
鼓児山#1	205	200	1.025	T	崩壊	40	堆積岩
鼓児山#2	650	270	2.40741	T	崩壊	42	堆積岩
鼓児山#3	550	150	3.66667	T	崩壊	41	堆積岩
崩壊エリアC							
大光包	2650	1500	1.76667	T	崩壊性地すべり	35	ドロマイト
缶灘	880	400	2.2	T	表層崩壊	45	ドロマイトと堆積岩
老鷹岩	475	400	1.1875	T		45	ドロマイト質石灰岩
文家溝	960	1080	0.88889	Y	崩壊性地すべり	25	堆積岩
崩壊エリアD							
謝家店	650	150	4.33333	T	地すべり	40	変成岩

（5）衛星画像判読を含めた大規模斜面変動箇所における形状タイプごとの傾斜頻度分布

衛星画像より判読された大規模斜面変動 164 箇所を Y 型・T 型に分け，それぞれの傾斜頻度分布を算出した。Y 型が 20°-30°に多いのは，地すべりあるいは崩壊性地すべりとして生じたものと推測され，Y 型の中には，大規模崩壊性地すべりと類似した斜面変動が含まれているのではないかと推測できる。

（6）GIS による地形解析

3.1.4 で述べたモデルを用いて，大規模斜面変動発生個所の地形要因の解析を行った。

①断面形状の凸度

大規模斜面変動箇所は凸度の大きい場所に発生しているものが多く，断面形状の凸度 1.1 以上においては崩壊面積率が上がると凸度の割合が増加している。つまり，大規模斜面変動は断面形状の凸度の割合が大きいほど起こりやすいと推察される。

②起伏量

平均起伏量 550m 以下では崩壊面積率が上がるごとに平均起伏量の割合が減少していることがわかった。また，平均起伏量が 550m より大きいと，崩壊面積率が上がるごとに平均起伏量の割合が増加していることがわかった。つまり，起伏量が大きくなるにつれて大規模斜面変動は発生しやすい傾向があると推測した。

③地質

AHP 評価範囲で崩壊発生率と地質区分の関係からは，ドロマイトで崩壊発生率増加に応じて発生比率が増加する。すなわちドロマイトが崩壊発生の地質的要因として関係する可能性がある。

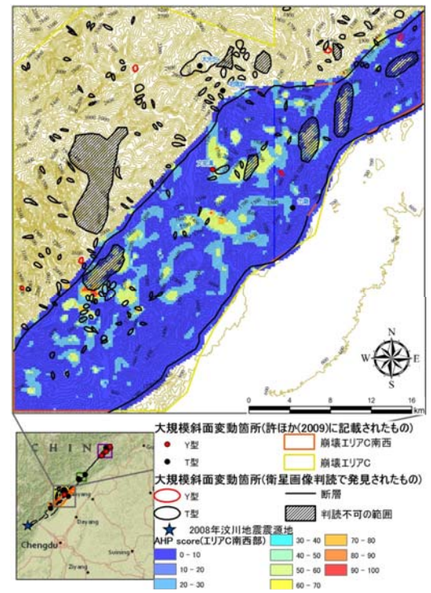


図-3.1.5.2　古第三系以前地域の大規模崩壊性地すべり AHP モデルを使用した崩壊エリア C 南西部における AHP 得点分布図

（7）AHP 評価モデルを用いた斜面変動危険地域の抽出結果

以上の要因を用いて AHP 得点分布図を作成した（図-3.1.5.2）。その結果，得点の高い場所において大規模斜面変動が発生している箇所もあったが，得点の低い場所においても斜面変動が見られた。

汶川地震の斜面変動事例では崩壊性地すべりは発生しているが，古第三系崩壊性地すべり AHP 評価モデルでは，その適用性は確認できなかった。地すべりよりも崩壊が非常に多かったとの指摘（許ほか，2009）から，傾斜要因も組み込んだ古第三系地質地域での崩壊の AHP 評価モデルの検討も必要であろう。

3.2 新第三系山地

3.2.1　解析対象事例と解析の方針

新第三系では過去に数々の内陸地震が発生しており，とくに 2004 年新潟県中越地震，2008 年岩手・宮城内陸地震での地すべり・崩壊発生箇所数は非常に多い。そのため，両地震をモデルとして分析するのは適当と判断される。したがって，ここではそれらの地震を個別に分析し，それぞれのモデルに分けて分析することとした。

3.2.2　解析結果と AHP モデルの作成

（1）対象地震の概要

2004 年新潟県中越地震は 2004 年 10 月 23 日に新潟県中越地方を震源（深さ 13km）として発生した。最大震度 7，マグニチュードは M6.8 であった。震源断層は北北東－南南西方向の軸を持ち，西側が隆起する逆断層型である。

一方，2008 年岩手・宮城内陸地震は 2008 年 6 月 4 日に岩手県内陸南部を震源（深さ 8km）として発生した。最大震度 6 強，マグニチュードは M7.2 であった。本震の発生機構は震央から見て西北西-東南東に圧縮軸を持つ西側が隆起する逆断層型で横ずれを伴うものである。

（2）分析の方法

分析のフローを図-3.2.2.1 に示す。なお，この分析に先立ち，モデルの適合性を判断する手法として正規確率密度関数を使い，崩壊や地すべりの発生・非発生条件をその過誤確率の合計値から判定する手法を用いた。

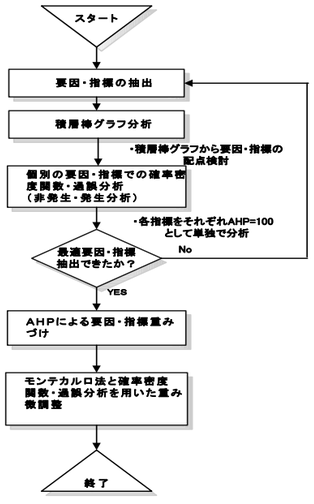


図-3.2.2.1　分析のフロー

なお地すべり等の発生箇所については，中越地震では八木ほか（2007），岩手・宮城内陸地震では国土地理院（2009）による斜面変動分布図を用いた。

（3）正規確率密度関数による過誤確率(P)分析法

バッファ分析における発生・非発生に関わる AHP 得点ヒストグラムが概ね正規分布に近似できることから，ここではそれぞれのヒストグラムを正規確率密度関数として基準化し，それらから得られる過誤確率（P）を最小化することによりモデルの最適化を検討することとした。

（4）要因・指標の抽出

これまでの研究から地震時における崩壊・地すべりの発生にはその地形要因や地質要因及び地下水要因が大きく関与するとの報告が多数ある。それらを踏まえ GIS で収集可能な地質アイテム（シームレス地質図（（独）産業技術総合研究所地質調査総合センター（編），2012），地すべり地形分布図（（独）防災科学技術研究所，2012）），地形アイテム（凸凹度，地上開度，平均勾配等）及び地下水要因データ（谷次数等）を用いた。

表-3.2.2.1　滑動抵抗力を考慮した地質データ*の再分類

番号	記号	地層（20 万分の 1 シームレス地質図の区分）
1	S1	完新世の堆積物および更新世段丘堆積物 盛土など人工改変堆積物新生代降下テフラ・岩屑
2	S2	更新世・鮮新世非海成・海成堆積層（但し石灰岩，付加ｺﾝﾌﾟﾚｯｸｽ を除く） 第四紀火砕流堆積物
3	S3	1，2 を除く新生代堆積岩類 新第三紀火砕流堆積物
4	M	新第三紀・第四紀火山岩類（貫入岩，火砕流堆積物を除く）
5	H1	新生代・中生代の火山岩類（但し 1，2，3，4 を除く） 低～中圧型変成岩類
6	H2	付加ｺﾝﾌﾟﾚｯｸｽ堆積岩類・火山岩類・深成岩類 異地性玄武岩・石灰岩 高圧型変成岩類
7	H2	深成岩類 チャート

*20 万分の 1 シームレス地質図の区分を再び分類したもの。

地質　　：20 万分の 1 シームレス地質図の区分を再び分類した表-3.2.2.1 を用いて区分する。
凸凹度　　：値が大きいほど起伏に富んだ地形であることを示す。
地上開度　　：谷地形であるほど小さな値を示し，特に浸食の進んだ V 字谷状の地形ほど小さな値となる。
谷次数　　：大きいほど谷の下流に位置し集水量が大きいことを示す。バッファ内の最大値を利用する。
平均勾配　　：概念的に同じ土質材料であれば平均勾配が大きいエリアでは崩壊が発生しやすい。

そして，地震時の地すべり発生および崩壊発生を目的変数として積層チャートを作り，その傾向を分析した。

（5）積層棒グラフ分析

積層棒グラフ（地すべりもしくは崩壊の発生要因指標ごとに発生面積率毎の棒グラフで表したもの，図-3.2.2.2 及び 3.2.2.3）からは指標ごとに概ね以下の 4 ケースの傾向を読み取ることができる。

①　発生面積率 0%で少ない割合の指標範囲が，発生面積率の増大とともに明らかに割合が大きくなる。
②　逆に，発生面積率 0%では大きい割合の指標範囲が，発生面積率の増大とともに割合が小さくなる。
③　ある指標範囲において，発生面積率の違いに関わらず割合が変化しない。
④　指標範囲が発生面積率ごとに無秩序である。

明確に①の傾向が読み取れる場合，その指標を発生要因の最有力候補の一つとしてとらえ，その増大傾向に応じて配点を 0.5 もしくは 0.6 以上から 1 までとして検討する。また②については①との組み合わせで考慮する必要があるが，割合が減少しても発生する確率が無いわけではないので 0.1 から 0.3 の範囲で配点を考慮する。同じように①②の組み合わせがある中であれば，③のように指標範囲の変化が少ない場合でも中間配点として 0.5 や 0.6 などを与える。

他方全体として③④のような傾向を示す場合では，発生要因としては寄与が少ないと判断し除外する。

以下に中越地震についての分析結果を示す。岩手宮城内陸地震についても同様に分析を行った。

ｉ）中越地震 - 地すべり

a）谷次数：4 次以上では発生面積率が増大するほど割合が高くなる傾向にある。他方，3 次ではあまり増大しない。1 次，2 次はやや減少している。

b）地質：表-3.2.2.1 に示す地質分類の 3 については地すべり発生面積率が増大するほど割合も高くなる傾向にある。他方 1，2，5 はやや減少する傾向を示す。

c）地すべり地形：40%以上の占有率で発生面積率が増大するほど割合も増加している。10－40%ではやや微増で 10%以下は減少する。

d）凸凹度　50m：0.8 以上では概ね発生面積率が増大するほど割合も高くなる傾向にある。0.6－0.8 では割合があまり変化せず，0.6 以下では減少する。

e）地上開度：78°以下では発生面積率が増大するほど割合も高くなる傾向にある。78－80°では割合が微増し 80－84°あまり変化せず，84°以上では減少する。

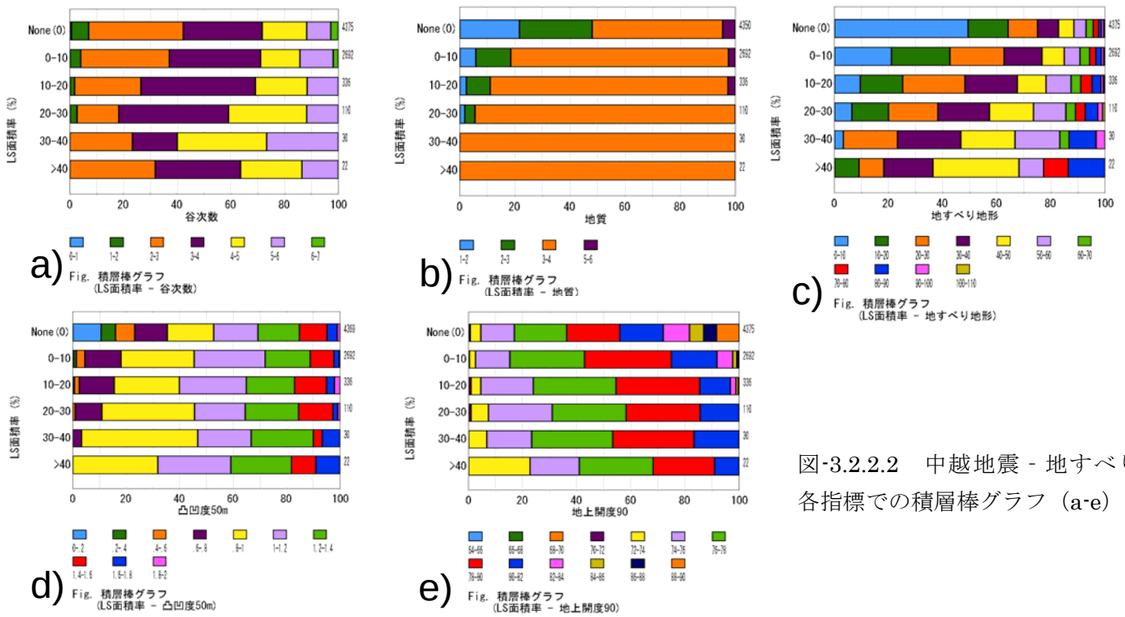


図-3.2.2.2　中越地震 - 地すべり各指標での積層棒グラフ（a-e）

ⅱ）中越地震－崩壊

a) 平均勾配：30°以上では崩壊発生面積率が高くなるほど指標の割合が著しく増大している。25°以上もやや増大している。15－25°はやや微減で，15°以下では顕著に減少している。

b) 谷次数：3 次以上では崩壊発生面積率が高くなるほど割合も増大傾向にある。2 次以下ではやや減少している。

c) 地質：地すべりの場合と同様の傾向を示す。

d) 凸凹度　10m：0.7 以上では崩壊発生面積率が増大するほど割合も高くなる傾向にある。0.3－0.7 では割合が微減し，0.3 以下では顕著に減少する。

e) 地上開度：78°以下では崩壊発生面積率が増大するほど割合も高くなる傾向にある。78－80°ではあまり変化せず 80－84°はやや減少する。84°以上では顕著に減少する。

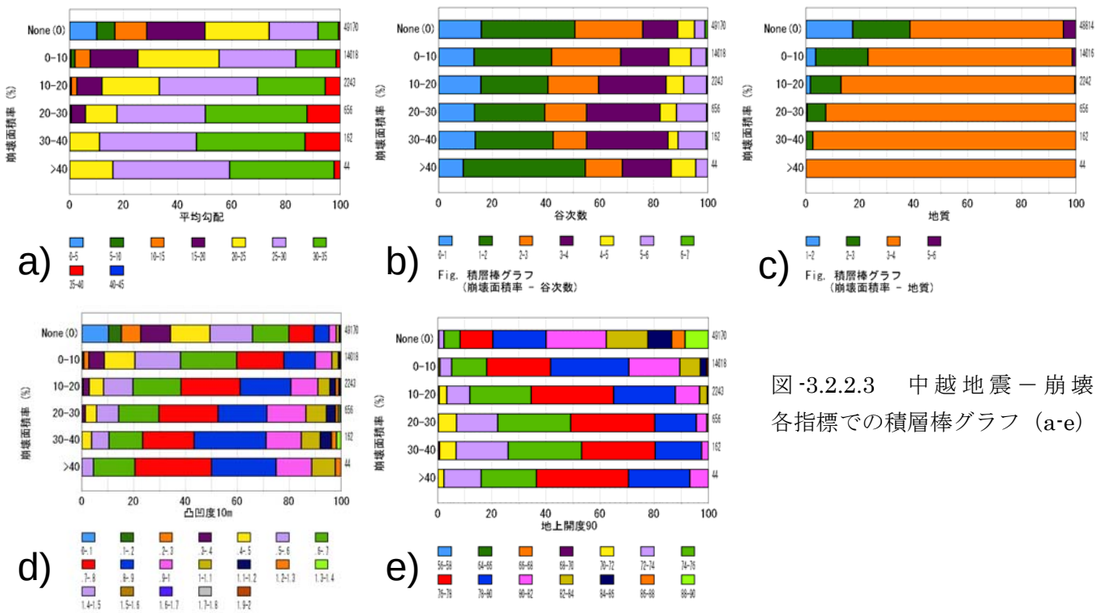


図-3.2.2.3　中越地震－崩壊
各指標での積層棒グラフ（a-e）

（6）正規確率密度関数による個別指標の過誤確率分析

（5）で選別された指標に加え他指標もあわせて検討した。配点に関しては（5）のⅰ，ⅱを参考とした。

検討の結果，中越地震のモデルと岩手・宮城内陸地震のモデルでは地すべりについては図 3.2.2.2 に示す「谷次数」「地質」「地すべり地形＝地すべり土塊面積」「凸凹度 50m」「地上開度」の 5 アイテムが，崩壊については図 3.2.2.3 に示す「平均勾配」「谷次数」「地質」「凸凹度 10m」「地上開度」が危険度評価要因として選定された。

（7）AHP による要因・指標の重み付け

（6）で選定された要因・指標の重み付けのために階層化して AHP の一対比較を行い，指標ごとの仮のウェイトを定めた。比較の際には指標の重要度に応じて右記の比較値を目安とし，（5）や（6）の結果も勘案してウェイトを定めた。

一対比較のための比較値

1：　両方の項目が同じぐらい（逆も 1）
3：　行の項目の方が列の方より少し重要（逆は1/3）
5：　行の項目の方が列の方より重要（逆は1/5）
7：　行の項目の方が列の方よりかなり重要（逆は1/7）

定めたウェイトは表-3.2.2.2~3.2.2.3 の「AHP 最大ウェイト値」に「初期モデル」として示している。

（8）確率密度関数・過誤確率分析を用いた重み微調整

正規確率密度関数の過誤確率合計を用い各指標の最大 AHP に対する重みをモンテカルロ法を用いて微修正しつつ求めることとした。ウェイト値の最終適合モデルを表-3.2.2.2~3.2.2.3 にまとめるとともに，最終最適 AHP モデルのヒストグラムと正規分布を図-3.2.2.4~3.2.2.5 にまとめる。

表-3.2.2.2　地すべりの AHP 最大ウェイト値の最終適合モデル

（a）中越地震

地すべり要因	指標	選定	AHP最大ウェイト値 初期モデル	AHP最大ウェイト値 最終適合モデル
地質	地質（岩相）	◎	31	30
	地すべり土塊	○	16	20
地形	凸凹度　50m	◎	31	25
	地上開度	○	16	15
地下水	谷次数	△	6	10
	過誤確率（P）		37.1%	37.0%

（b）岩手宮城内陸地震

地すべり要因	指標	選定	AHP最大ウェイト値 初期モデル	AHP最大ウェイト値 最終適合モデル
地質	地質（岩相）	◎	27	30
	地すべり土塊	△	13	10
地形	凸凹度　50m	○	20	15
	地上開度	○	20	25
地下水	谷次数	○	20	20
	過誤確率（P）		36.2%	35.9%

表-3.2.2.3　崩壊の AHP 最大ウェイト値の最終適合モデル

（a）中越地震

崩壊要因	指標	選定	AHP最大ウェイト値 初期モデル	AHP最大ウェイト値 最終適合モデル
地質	平均勾配	○	15	10
	凸凹度　10m	◎	30	30
	地上開度	◎	30	30
地質	地質（岩相）	○	16	20
地下水	谷次数	△	9	10
	過誤確率（P）		34.9%	34.8%

（b）岩手宮城内陸地震

崩壊要因	指標	選定	AHP最大ウェイト値 初期モデル	AHP最大ウェイト値 最終適合モデル
地形	平均勾配	◎	25	25
	凸凹度　10m	◎	25	20
	地上開度	◎	30	25
地質	地質（岩相）	△	10	10
地下水	谷次数	△	10	20
	過誤確率（P）		30.7%	30.6%

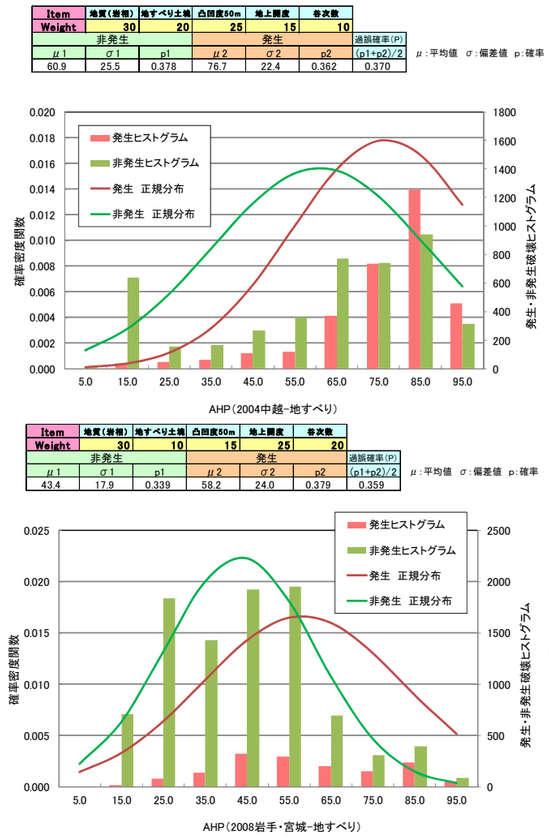


図-3.2.2.4　地すべり最終最適 AHP モデル
非発生，発生ヒストグラムと正規分布
（上段：中越地震，下段：岩手・宮城内陸地震）

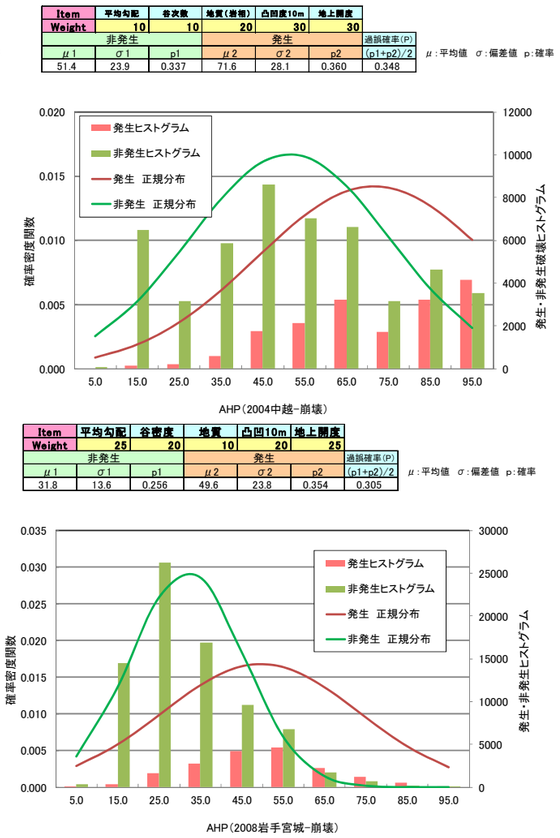


図-3.2.2.5　崩壊最終最適 AHP モデル
非発生，発生ヒストグラムと正規分布
（上段：中越地震，下段：岩手・宮城内陸地震）

3.3 第四紀火山灰被覆丘陵

3.3.1 火山灰被覆丘陵における斜面変動の実態と類型化

3.3.1.1 斜面変動の実態調査

火山灰被覆丘陵において地すべり・崩壊等の斜面変動が発生した場合，土塊が流動化して広範囲に広がる傾向があり，被害が大きくなりやすい。これらの発生箇所の特徴を明らかにし，発生の恐れのある箇所を事前に把握することは重要である。そこで，火山灰被覆丘陵において地震を誘因として発生した斜面変動の実態を調査し，発生箇所の特徴に着目して類型化を試みた。

実態調査は，概ね次の共通の方法で行った。まず，地すべり発生箇所の地形的特徴を把握するために，地震発生前後の空中写真の実体視判読及び地震後（2011 年東北地方太平洋沖地震のみ地震前後）のレーザープロファイラー（LP）データから作成した地形図判読によって，発生箇所の斜面微地形を調査した。斜面微地形分類は田村（1987）を参考にし，図-3.3.1.1.1 に示す斜面微地形分類を用いた。

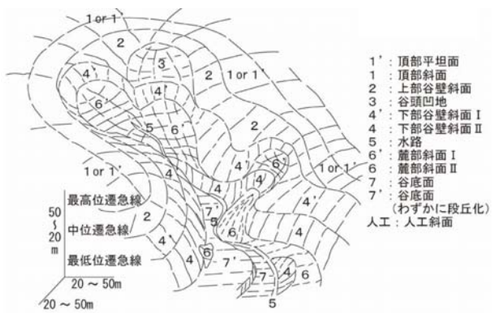


図-3.3.1.1.1　斜面微地形分類（田村，1987 に加筆）

次に，地すべり発生斜面の地質的特徴については，地すべり地の滑落崖・側方崖等ですべり面を中心に観察し，すべり面となった物質の特徴を調査した。また，観察断面において山中式土壌硬度計による硬度（支持強度）の測定を行い，すべり面付近の硬軟の状態を調査した。

3.3.1.2　事例 1： 2011 年東北地方太平洋沖地震（福島県白河市）

（1）概要

この地震によって白河丘陵で崩壊性地すべりが発生し，葉ノ木平地区等では丘陵に隣接する住宅地に大きな被害が生じた。白河丘陵の 6 地区で発生した崩壊性地すべりは，厚い褐色火山灰土層の斜面で発生し，比較的長距離を流動するという共通の特徴を有していた。

（2）地形的特徴

各地区の特徴を表-3.3.1.2.1 にまとめるとともに，代表例として葉ノ木平地区の微地形分類図等を図 3.3.1.2.1 に示す。

（3）地質的特徴

崩壊性地すべりが発生した頂部斜面と上部谷壁斜面では褐色火山灰土層が厚く堆積しており，スコリアや軽石等からなる複数のテフラ層を確認できた。

葉ノ木平地区において，すべり面となった層準は，滑落崖，左側方崖をはじめとして多くの箇所で Sr10（層序は図-3.3.1.2.2 参照）付近である。ただし，局所的には TkP の付近がすべり面となっている箇所もあり，必ずしも一定の層準がすべり面となっているわけではない。また，地区によってもすべり面となった層準はやや異なり，Sr8 や TkP の付近がすべり面となっている箇所もあった。

表-3.3.1.2.1　崩壊性地すべりの諸元（白河丘陵）

地区	規模(m)			発生域の斜面分類					尾根部横断幅(m)	すべり面
	最大長さ	最大幅	滑落崖最大比高	頂部斜面 (1)	上部谷壁斜面 (2)	谷頭凹地 (3)	下部谷壁斜面Ⅰ (4')	下部谷壁斜面Ⅱ (4)	頂部斜面+上部谷壁斜面	
葉ノ木平	115	65	5(側方崖13m)	●	●		●		65	弱層(粘土化したテフラ･火山灰土)
牛清水	55	50	10	●	●		●		55	弱層(粘土化したテフラ･火山灰土)
堂ヶ作	145	95	10	●	●		●		80	弱層(粘土化したテフラ･火山灰土)
北ノ入	75	45	10	●	●		●		40	弱層(粘土化したテフラ･火山灰土)
坂東	55	70	5		●		●		40	弱層(粘土化したテフラ･火山灰土)
岡ノ内	70	50	10				●	●	－	粘土化した火山灰土

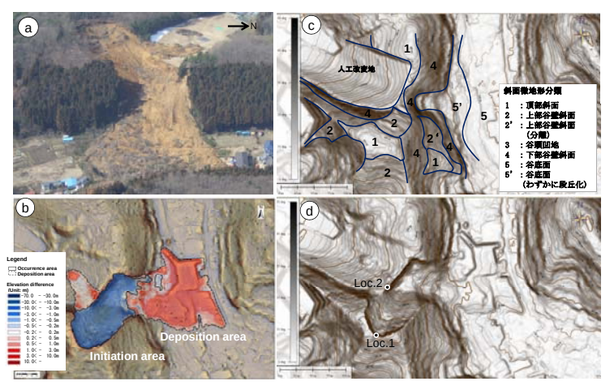


図-3.3.1.2.1　葉ノ木平地区（a: 斜め写真　b: LP の標高差分図 c: 崩壊性地すべり発生前の LP 地形図及び微地形分類　d: 崩壊性地すべり発生後の LP 地形図）

土壌硬度計による硬度プロファイル（図-3.3.1.2.2）は Sr8 から Sr9 付近で高い硬度を示し，その直下から急激に硬度が低下するという特徴がほぼ共通している。強度の低い部分がすべり面となったとみられ，また，すべり面付近に硬軟が急激に変化する境界が存在していた。

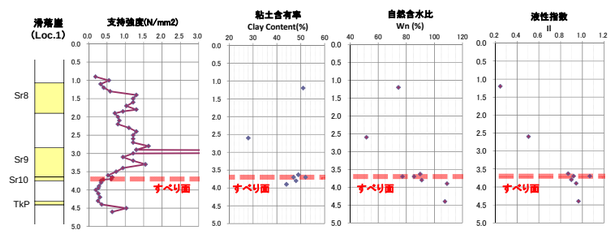


図-3.3.1.2.2
葉ノ木平（滑落崖：Loc.1）の土質強度プロファイル

（4）発生要因に関わる地形・地質的特徴

白河市周辺で発生した崩壊性地すべりの発生要因に関わる地形・地質的特徴について表 3.3.1.2.2 にまとめる。

表-3.3.1.2.2　発生要因に関わる地形・地質的特徴（白河地区）

地形的特徴	地質的特徴
①頂部斜面と上部谷壁斜面が広い ②遷急線を挟み，斜面縦断形が凸型 ③脚部を下部谷壁斜面に切られる	④テフラや火山灰土が斜面上に厚く堆積する ⑤すべり面となった弱層（風化テフラ）が斜面上に面的に存在する（流れ盤の状態） ⑥すべり面は透水層と不透水層の境界 ⑦弱層に強い応力を作用させる可能性のある硬軟のコントラストが存在する

3.3.1.3 事例 2: 1984 年長野県西部地震（長野県王滝村御岳高原地区）

（1）概要

この地震によって王滝村（推定震度 6）では，伝上崩れ等の大規模な崩壊が発生した。また，御岳高原地区では，溶岩等の基盤岩上に堆積する厚い火山灰層における崩壊性地すべりが発生した。

（2）地形的特徴

上部谷壁斜面と下部谷壁斜面の境の遷急線付近から上部谷壁斜面が崩壊するタイプが多く，下部谷壁斜面の拡大によって脚部が侵食されて不安定化した上部谷壁斜面で崩壊が発生したと考えられる。また，崩壊性地すべりが発生した斜面は凸型の斜面であり，地形による地震動の増幅が影響していると考えられる。

（3）地質的特徴

発生当時の現地調査（植原ほか，1985）によれば，すべり面は御岳第一軽石層（On-PmI）とされている。On-PmI 層の下部は水分を多く含み軟弱な粘土となっていた。On-PmI 層の下位は，軽石と比較して透水性の低いシルト層であった。

簡易貫入試験による硬度プロファイルは，On-PmI 層の下部で低い強度を示し，この部分がすべり面となったとみられる。なお，すべり面付近に硬軟が変化する大きなコントラストはみられなかった。

（4）発生箇所の特徴と発生機構

御岳高原地区における発生要因に関わる地形・地質的特徴は全て白河地区の崩壊性地すべりと共通する特徴である。白河地区と異なるのは，硬軟のコントラストが確認されなかった点である。

3.3.1.4 事例 3: 1978 年伊豆大島近海地震（静岡県河津町見高入谷地区）

（1）概要

この地震によって河津町見高入谷地区では崩壊性地すべりが発生し，そのうちの七廻地区では斜面に近接する住宅に大きな被害が生じた。見高入谷地区で発生した崩壊性地すべりは，テフラ・火山灰土の斜面で発生し，長距離を流動するという共通の特徴を有していた。

（2）地形的特徴

上部谷壁斜面が広く分布し，渓流沿いに下部谷壁斜面 II が分布する。上部谷壁斜面と下部谷壁斜面の境の遷急線付近から上部谷壁斜面で崩壊性地すべりの発生が多い。

（3）地質的特徴

地すべりが発生した上部谷壁斜面には火山灰層が厚く堆積しており，すべり面は褐色ローム（スコリア混じり褐色ローム）の層準であった。褐色ローム上部は軟弱な粘土であり，特に七廻では古土壌（Chigira ，1982）であった。すべり面となった部分の強度が低かったことに加えて，地震によって上位の火山灰層との硬軟境界部に応力が集中したことが，すべり面での破壊を生じた要因と考えられる。

（4）発生箇所の特徴と発生機構

河津地区における発生要因に関わる地形・地質的特徴はこれらの特徴はほぼ全て白河地区の崩壊性地すべりと共通している。白河地区と異なるのは，発生斜面が上部谷壁斜面までで，頂部斜面に及んでいない点だけである。

3.3.1.5 事例 4：1968 年十勝沖地震（青森県八戸市，五戸町）

（1）概要

この地震によって八戸市や五戸町周辺の丘陵斜面では，多数の崩壊が発生した。

（2）地形的特徴

地震発生前後の空中写真の実体視によって崩壊発生斜面の微地形区分の判読を行った。これによると，(a) 谷頭凹地で発生する凹型形状の崩壊（谷頭凹地タイプ），(b) 上部谷壁斜面で発生する直線形状（一部は凹型形状）の崩壊（上部谷壁斜面タイプ），(c) 下部谷壁斜面で発生する直線形状の崩壊（下部谷壁斜面タイプ）の 3 種類に分類出来そうである。

（3）地質的特徴

谷頭凹地タイプの代表例である彦三郎地区では，すべり面と考えられる風化砂質火山灰層（吉田・千木良，2012）は比較的強度が弱い層となっている。その直下のシルト質火山灰層から上位は褐色風化しており，十和田八戸軽石層中の HPVI（シルト質火山灰層）が不透水層となっていることが考えられる。ただし，中筒地区では HP 層内にすべり面があることが特徴的である。

上部谷壁斜面タイプ及び下部谷壁斜面タイプの崩壊土層およびすべり面についても，谷頭凹地タイプとほぼ同じ層準をすべり面として崩壊が発生したと考えられる。

（4）発生箇所の特徴と発生機構

十勝沖地震によって八戸市，五戸町周辺で発生した崩壊は，発生斜面から 3 つのタイプに分けることが出来る。

表-3.3.1.5.1　発生要因に関わる地形・地質的特徴（八戸地区）

発生斜面・形状による分類	地形的特徴	地質的特徴
上部谷壁斜面タイプ	①遷急線を挟み，斜面縦断形が凸型 ②脚部を下部谷壁斜面に切られる	③表層の火山灰層が崩壊
下部谷壁斜面タイプ	①傾斜が急な下部谷壁斜面で発生	②表層の火山灰層が崩壊
谷頭凹地タイプ	①斜面が凹型縦断形 ②勾配が緩い谷頭凹地で発生	③すべり面は軽石・砂質火山灰層 ④すべり面は透水層と不透水層の境界
谷頭凹地タイプ（中筒地区）	①斜面が凹型縦断形 ②勾配が緩い谷頭凹地で発生	③すべり面となりうる弱層（風化テフラ）が面的に存在する ④すべり面は透水層と不透水層の境界

3.3.1.6　火山灰被覆丘陵における斜面変動の類型化

火山灰被覆斜面における斜面変動の地形・地質的特徴を整理した。これらの斜面変動は，発生斜面の地形とすべり面の地質によって，いくつかの類型に分けることが出来る（表-3.3.1.6.1）。

一つは，崩壊深が 10～5m と比較的規模の大きい崩壊性地すべり（白河市周辺，御岳高原地区，見高入谷地区，八戸市周辺（中筒地区））であり，粘土化した風化軽石等の弱層をすべり面とし，凸型～直線型を呈する斜面上部の緩斜面で発生している。

他方，八戸市周辺で発生した崩壊の殆どは，砂質火山灰や軽石等をすべり面とし，崩壊深が 2m 程度と規模が小さく，凸型斜面・直線状斜面，凹型斜面の全てで発生していた。凸型斜面・直線状斜面で発生した崩壊は地震動の影響を強く受けた表層崩壊に近い性質のものと考えられる。また，凹型斜面で発生した崩壊は，大きな先行降雨と集水地形による地下水の集中の影響による崩壊で，豪雨によって発生する表層崩壊と近い性質のものと考えられる。

表-3.3.1.6.1　崩壊発生要因の比較

		2011年 東北地方太平洋沖地震	1984年 長野県西部地震	1978年 伊豆大島近海地震	1968年 十勝沖地震
発生地域	地域名	福島県白河市周辺	長野県王滝村 御岳高原地区	静岡県河津町 見高入谷地区	青森県八戸市周辺
	震度	震度6強（白河）	推定震度6（王滝村）	推定震度5～6	震度5（八戸）
	降雨	－	－	－	前日まで降雨（3日間雨量約200mm）
発生規模	面積	10^2～10^4 m^2	10^3 m^2	10^2～10^4 m^2	10^3 m^2
	深さ	約10m	約10m	約5m	約2m
発生斜面 凸型縦断形	頂部斜面～上部谷壁斜面～下部谷壁斜面	●	●		
	上部谷壁斜面～下部谷壁斜面	▲（仮東）		●	●
	下部谷壁斜面Ⅰ～下部谷壁斜面Ⅱ	▲（現の内）			
発生斜面 直線型	下部谷壁斜面（直線縦断形）				●
発生斜面 凹型縦断形	上部谷壁斜面（凹型縦断形）				▲
	谷頭凹地				●
	下部谷壁斜面（凹型縦断形）				
すべり面	風化軽石層（粘土化）	●	●		●（中筒）
	風化火山灰土層（粘土化）	●		●	
	軽石層				●
	火山灰層（砂質）				●
	火山灰土層				●
発生現象と主な要因	崩壊性地すべり	● 地震動の増幅（凸斜面）＋弱層（粘土質）の存在	● 地震動の増幅（凸斜面）＋弱層（粘土質）の存在	● 地震動の増幅（凸斜面）＋弱層（粘土質）の存在	●（中筒） 地下水の集中（凹斜面）弱層（粘土質）の存在
	崩壊（上部谷壁斜面）				● 地震動の増幅（凸斜面）＋先行降雨
	崩壊（下部谷壁斜面）				● 急斜面＋先行降雨
	崩壊（谷頭凹地）				● 地下水の集中（凹斜面）

3.3.2 1968 年十勝沖地震による八戸地区での崩壊性地すべりの解析

地震発生直後の空中写真（アジア航測（株）撮影　縮尺約 1/8,000）を用いて，斜面変動発生の集中した青森県八戸市，五戸町，三戸町で，変動箇所を抽出し分布図を作成した。その結果，238 箇所が認められた。それと各種地形要因との関係を分析した。

勾配　：平均勾配では崩壊発生を含むバッファは非発生のものに比べ 15°－25°の割合が多くなっている。そこで，15°－25°でウェイトを最大の 1.0 とした。これに比べ 15°未満のランクでは非発生に比べ同ランクでの占有率が小さい。

起伏量　：非発生バッファに較べて 30－50m の起伏量で崩壊発生バッファ数が大きく増加し，また面積率の増加に伴う比率増大も見られる。そこで，起伏量 30－50m をウェイト 1.0 とした。

地上開度　：崩壊発生率の高い地上開度は 78°から 86°であり，バッファ解析の結果でも 88°を境界に 88°以下で崩壊面積率の増加がみられる。これらの結果から，地上開度 86°以下で崩壊が発生していると考えられる。そこで，地上開度 86°以下をウェイト 1.0 とした。

3.3.3 AHP 法による危険度得点の配点

バッファ移動分析の結果から，地形要因では，平均勾配（傾斜角），地上開度，起伏量の 3 つの項目が，崩壊発生と関係性が大きいと考えられた。配点詳細を表-3.3.3.1 に示す。

表-3.3.3.1　AHP 法による危険度の得点化の配点詳細

指標	ウエイト	配点		
		1.0 倍	0.5 倍	0.1 倍
傾斜	33.3 点	15－25°	10－15°	0－10°，25°－
地上開度	33.3 点	－86°	86－88°	88°－
起伏量	33.4 点	30－50m	20－30m，50m－	0－20m

3.3.4 AHP 得点分布図の作成

以上の要因と配点を用いて崩壊発生の危険度を得点化した。

AHP 得点が高くなるほど，崩壊発生率も高くなっており，崩壊発生と 3 つの地形的要因が大きく関係していることを明瞭に表す結果となった（図-3.3.4.1）。

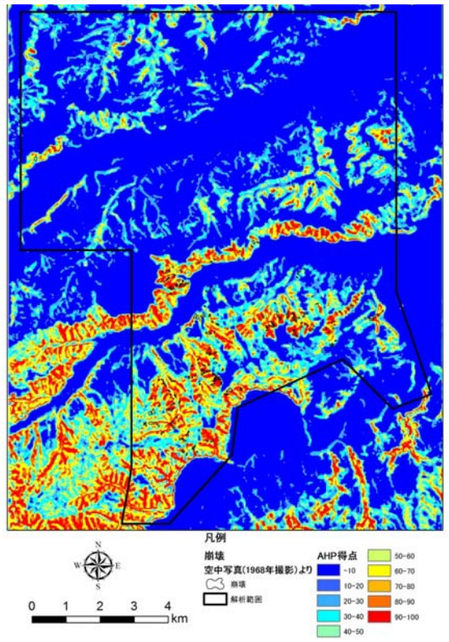


図-3.3.4.1　AHP 得点分布と崩壊発生位置

4. モデル地域におけるハザードマップの作成

4.1. AHP 得点区分と危険度評価

統計的に十分な教師データが得られる 2004 年新潟県中越地震，2008 年岩手・宮城内陸地震および 1968 年十勝沖地震の八戸地区の事例を用いて，AHP 得点と実際の地震時斜面変動発生箇所との相関を検討する。

4.1.1. 2004 年新潟県中越地震

図-4.1.1.1 および図-4.1.1.2 に 2004 年新潟県中越地震での地すべりおよび崩壊それぞれの最終最適 AHP モデルによる評価マップを示す。

また，それぞれに震央，推定加速度コンター，および推定計測震度のコンターも示した。これらから崩壊については，AHP 点数の 50 点以上で崩壊の大多数が発生し，AHP 点数が高くなるほど崩壊数の増大も認められる。したがってモデルは良好な適合性が示されているといえる。他方，地すべりについては，寺野地すべりや東竹沢地すべりなど大規模な河道閉塞を生じた地すべりが多発した芋川流域に特に高い得点（80~100 点）が集中しており，特にこれらの地すべり発生箇所は概ね 90 点以上の高得点となっている。またそれよりも西側の山地は，芋川流域と比べて発生密度がやや低いものの多くの地すべりが発生しており，これらの地域には概ね 60 点以上の得点が分布している。

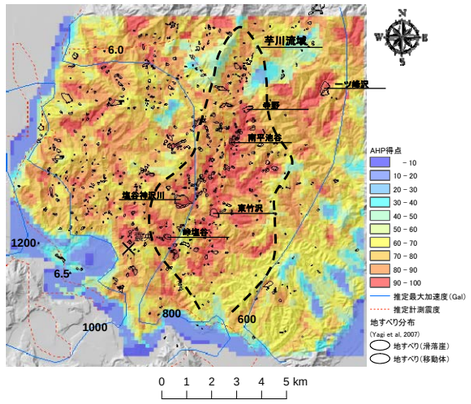


図-4.1.1.1　2004 年新潟県中越地震
地すべり AHP モデルによる危険度評価マップ

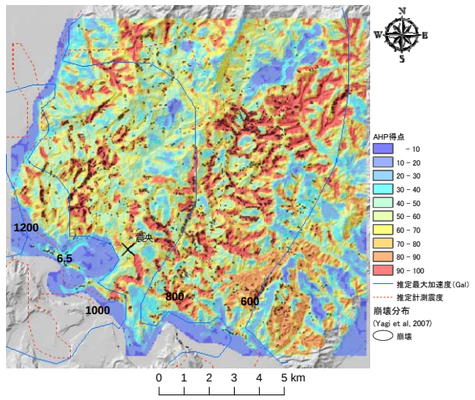


図-4.1.1.2　2004 年新潟県中越地震
崩壊 AHP モデルによる危険度評価マップ

4.1.2. 2008 年岩手・宮城内陸地震

図-4.1.2.1 および図-4.1.2.2 に 2008 年岩手・宮城内陸地震での地すべりおよび崩壊それぞれの最終最適 AHP モデルによる評価マップを示す。

また，それぞれに震央，推定加速度コンター，および推定計測震度のコンターも示した。これらから崩壊については，AHP 点数の 50 点以上で崩壊の大多数が発生し，AHP 点数が高くなるほど崩壊数の増大も認められる。したがってモデルは良好な適合性が示されているといえる。他方，地すべりについては，荒砥沢地すべり，市野々原地すべりなどの主要地すべりの発生が 60 点以上の高いところで発生している。また駒の湯温泉に甚大な被害を与えた土石流のドゾウ沢源頭部と産女川上流大崩壊も 60 点以上の高得点であることがわかった。ただし，同じ震度でも全般に震央の西側に多く発生している一方で，東側の高得点部にはあまり発生が認められていない。これについては西側が逆断層運動の上盤側であったことから，地震の揺れかたが東西で異なっている可能性が指摘される。

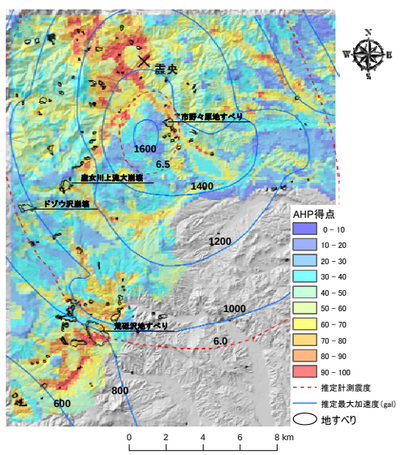


図-4.1.2.1　2008 年岩手・宮城内陸地震
地すべり AHP モデルによる危険度評価マッ

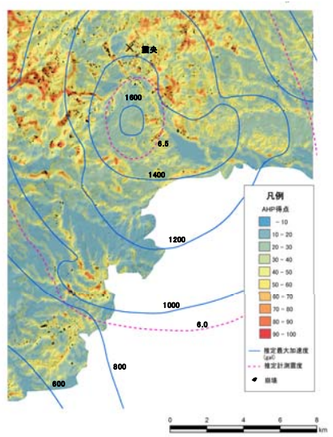


図-4.1.2.2 2008 年岩手・宮城内陸地震
崩壊 AHP モデルによる危険度評価マップ

4.1.3. 1968 年十勝沖地震

図-4.1.3.1 および図-4.1.3.2 に 1968 年十勝沖地震での火山灰被覆丘陵での崩壊性地すべり（崩壊を含む）の AHP 得点分布図および AHP 得点と斜面変動発生率の関係を示す。なお，得点分布図は斜面変動が比較的密に発生した約 15km² の範囲について表示した。

この評価範囲では，気象庁旧震度階でⅤ一部Ⅵの範囲に入っていて大きな震度の差は無い。多くの発生場所が 60 点あるいは 70 点以上の得点域に位置しているのが分かる。また，40 点未満の箇所での発生は非常に少ない。なお，10 点未満を示すのは，傾斜・起伏のほとんど無い沖積低地あるいは丘陵地上に残る段丘面になっている。

また，図-4.1.3.2 の AHP 得点階級ごとの崩壊性地すべり発生面積率で見ても，AHP 得点が高いほど発生率が高く，本評価モデルは良好な適合性を示している。

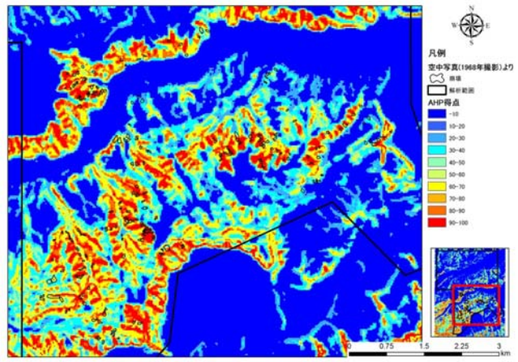


図-4.1.3.1 1968 年十勝沖地震崩壊性地すべり発生域での AHP 得点分布図

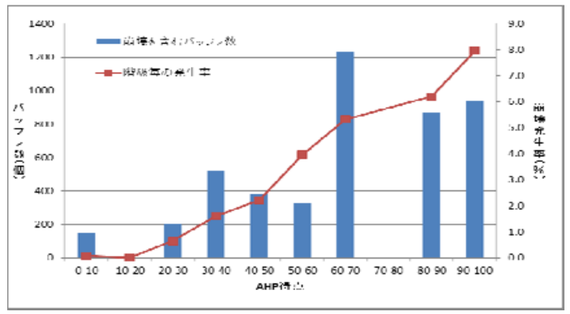
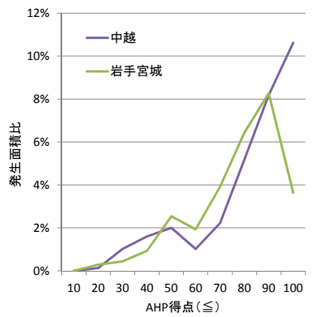


図-4.1.3.2　AHP 得点階級ごとの崩壊性地すべり発生面積比率

4.1.4 地すべり及び崩壊性地すべりの発生危険度と AHP 得点の関係

以上 3 事例の検討より，地すべり（及び崩壊性地すべり）については AHP 得点が概ね 60～70 点以上となる地域では，それ以下の地域と比較して発生する危険度が相対的に高くなると言えそうである。

新第三系以降地区の事例である中越地震と岩手・宮城内陸地震について，AHP 得点を 10 点毎に区分して，地すべりの発生面積比を表したものを図-4.1.4.1 に示す。



発生面積比の平均値

得点	中越	岩手宮城
50 点以下	1.0%	0.8%
60－70 点	2.2%	2.9%
70 点以上	8.0%	6.1%

図-4.1.4.1　AHP 得点階級ごとの地すべり発生面積比率

す。ここで発生面積比はバッファ内における総メッシュ数に対する地すべりの発生メッシュ数の比を示したものである。AHP 得点分布図から読み取れる傾向と同様に，60 点以上で発生面積比が増加する傾向が読み取れる。特に 70 点以上では急激に発生面積比が増加している。

また，火山灰被覆丘陵である 1968 年十勝沖地震での AHP 得点と崩壊性地すべり発生率の関係を示す図-4.1.4.2 から，崩壊面積率が平均 6.0%を超える 70 点以上の階級，同平均 1.0%未満となる 40 点以下，その間の 40～70%と 3 段階に分けると，それぞれ発生率の平均は 0.6%，3.8%，7.1%となり（図-4.1.4.2），発生率から見て概ね中越，岩手・宮城内陸地震と同様の危険度区分となる。

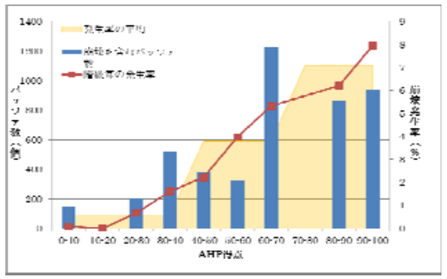


図-4.1.4.2　AHP 得点の危険度階級区分と平均崩壊発生率

4.2　安倍川・富士川右岸

3.1.4 で構築した崩壊性地すべりの発生危険度評価モデルにより安倍川・富士川右岸域地区で AHP 得点を求めた。解析結果の主要な地域の拡大図を図-4.2.1～4.2.3 に示す。

七面山崩れや大谷崩れ，あるいは笹山山頂付近の崩壊地形のような，すでに大規模に崩壊してしまっている場所は 40 点以下の得点となっている。一方で，七面山崩れの北側や大谷崩れの西側などに残存している尾根地形には，70 点以上の高得点が分布している。またこれらの尾根地形と同様に二重山稜の発達が著しいものの起伏量がやや小さい山伏から笹山，口坂本にいたる稜線は，60 点以下となっている。以上より，ここでは AHP 得点のしきい値を 40 点および 60 点程度に設定した場合，崩壊性地すべりの発生の相対的な危険度を 3 区分程度に分類できそうである。

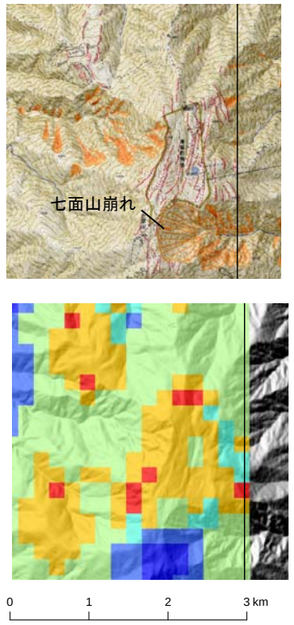


図-4.2.1　七面山崩れ周辺の AHP 得点分布図（古第三系以前の山地の崩壊性地すべりを対

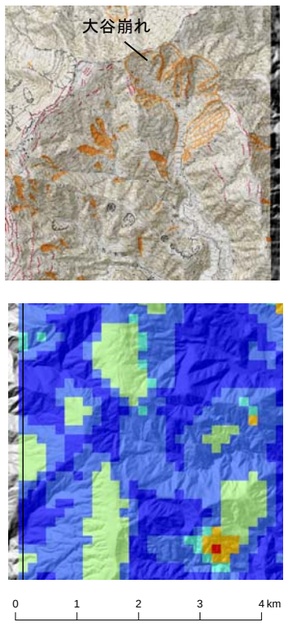


図-4.2.2 大谷崩れ周辺の AHP 得点分布図（古第三系以前の山地の崩壊性地すべりを対象）

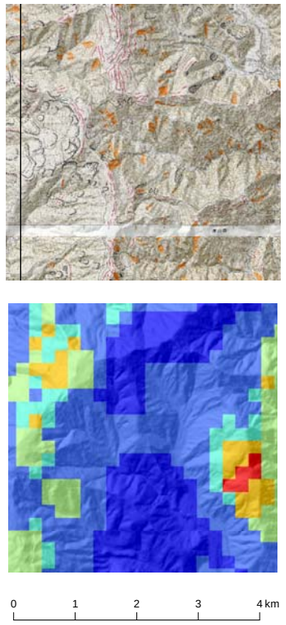


図-4.2.3　山伏から笹山，口坂本にいたる稜線周辺の AHP 得点分布図（古第三系以前の山地の崩壊性地すべりを対象）

4.3　伊豆

図-4.3.1 に示した梨本地区について AHP 危険度評価モデルを適用し AHP 得点の試算を行った。なお当該地域の地質状況を勘案して，梨本地区には新第三系以降地区の崩壊モデルを用いた。

（1）梨本地区

梨本地区は新第三紀から第四紀の火山岩類から成る地質であるため，2008 年岩手・宮城内陸地震の事例から構築した AHP モデル（3.2 節参照）を用いることとした。また同地域では 1978 年伊豆大島近海地震時に崩壊が多発した地域であるため，AHP 解析結果と崩壊発生箇所の対応をみるために上記のうち崩壊の危険度評価モデルを適用した。結果を図-4.3.2 に示す。

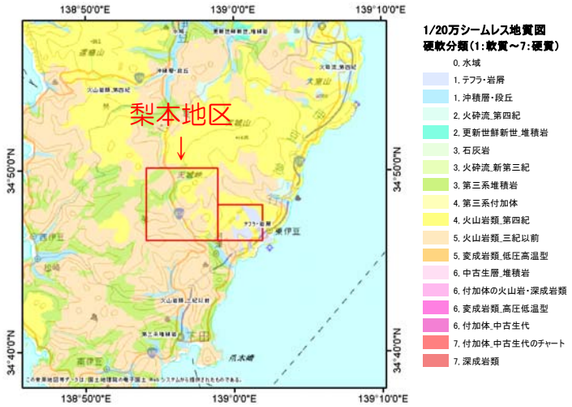


図-4.3.1　伊豆半島 梨本地区

（左赤枠；新第三系モデルを適用）

図-4.3.2 をみると解析範囲の中央部など崩壊が集中的に発生している領域に高い AHP 得点が現れており，崩壊発生箇所は概ね 60 点以上の得点となっている。これは 4.1 節で検討した結果と調和的で，当地域においても上記の AHP モデルを適用することが妥当であると言えそうである。

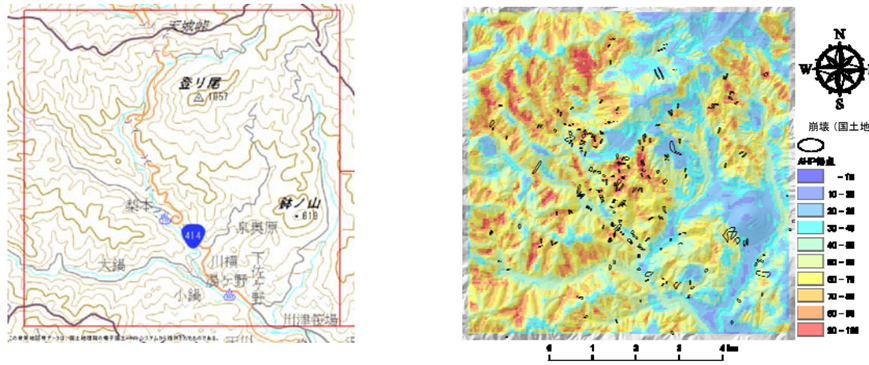


図-4.3.2　伊豆半島・梨本地区の AHP 得点分布図

（2008 年岩手・宮城内陸地震の事例から構築した崩壊 AHP モデル（3.2 節参照）を適用）

4.4　高知

3.1.4 で構築した崩壊性地すべりの発生危険度評価モデルを，同じく古第三系以前の付加体堆積岩からなる高知県東部の山地（図-4.4.1）に適用し結果を考察した。本地域には過去の南海トラフ地震により発生したとされる加奈木崩れが含まれる。

3.1.4 項で構築した AHP モデルをそのまま適用した場合の解析結果を図-4.4.2 に示す。AHP 得点を算出するためのバッファ検索半径 R は 500m，スキップ距離 L は

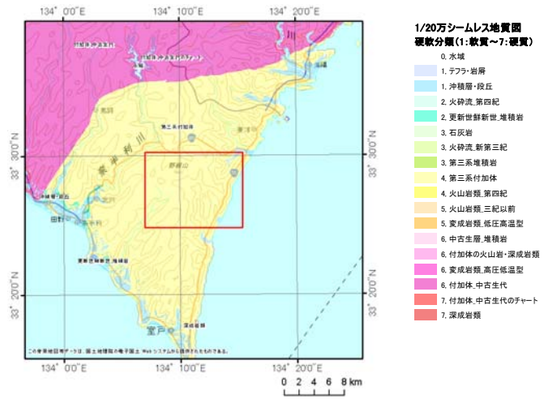


図-4.4.1(1)　高知県東部の解析範囲の地質

200m である。AHP 得点とともに，加奈木崩れ周辺の LP 地形図判読より作成された地形学図（5.1 節参照）を同図に示した。安倍川・富士川右岸地区と同様に，すでに崩壊している加奈木崩れの周辺等に見られる多重山稜を伴う幅広尾根地形に比較的高い得点（50～60 点）が分布している。ただし，安倍川・富士川右岸域と比較すると全体的に低めの AHP 得点となっており，加奈木崩れ周辺の尾根地形も 4.2 節における山伏から笹山，口坂本にいたる稜線（図-4.2.4）と同程度の評価にとどまった。これは両地域の起伏の差によるものであり，安倍川・富士川右岸域と本地域の比較においては，起伏の大きい前者のほうがより大規模な崩壊性地すべりの発生危険度が高いことを示している。

一方で，解析範囲内における相対的な危険度をより明瞭に把握しようとする場合は，AHP 得点のコントラストがより大きくなるように起伏量のしきい値を別に設定することも考えられる。対象地域では，安倍川上流域に比べ山地の平均的な起伏量がほぼ半分であることから，バッファ検索半径を安倍川上流域の 1/2，起伏量ランクの閾値も安倍川の半分程度に設定し，起伏量を表-4.4.1 のように修正したモデルを用いて AHP 得点を試算した。そして，斜面の平均的大きさを考慮してバッファ検索半径 R を 250m，スキップ距離 L を 150m に修正した。結果を図-4.4.3 に示す。この場合加奈木崩れ周辺の尾根地形が 70 点以上となるとともに，岩盤クリープ斜面が集中してみられる箇所は 50 点以上で表現され，特に変状がみられないその他の斜面との得点のコントラストが明瞭となった。

図-4.4. 1 (2)　高知県東部の解析範囲の地形

表-4.4.1　適用したＡＨＰモデル
（3.1.4 で構築したＡＨＰモデルを一部修正）

指標	ウエイト		配点		
			1.0倍	0.5倍	0.1倍
断面形状の凸度	50点		1.10以上	1.09～1.10	1.09以下
起伏量	50点	元のモデル	650m以上	550～650m	550m以下
		修正後モデル	300m以上	200～300m	200m以下

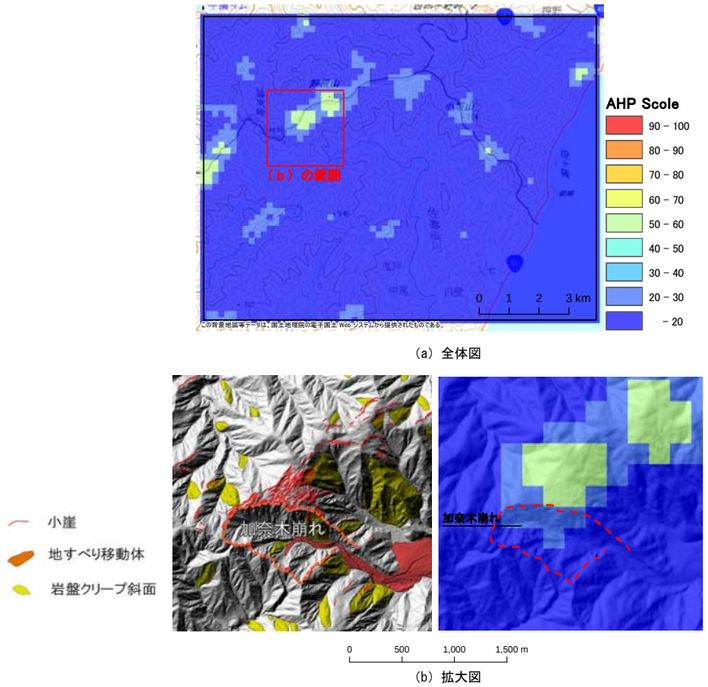


図-4.4.2　高知県東部（加奈木崩れ周辺）の解析結果
（3.1.4 で構築した先第三系モデルをそのまま適用）

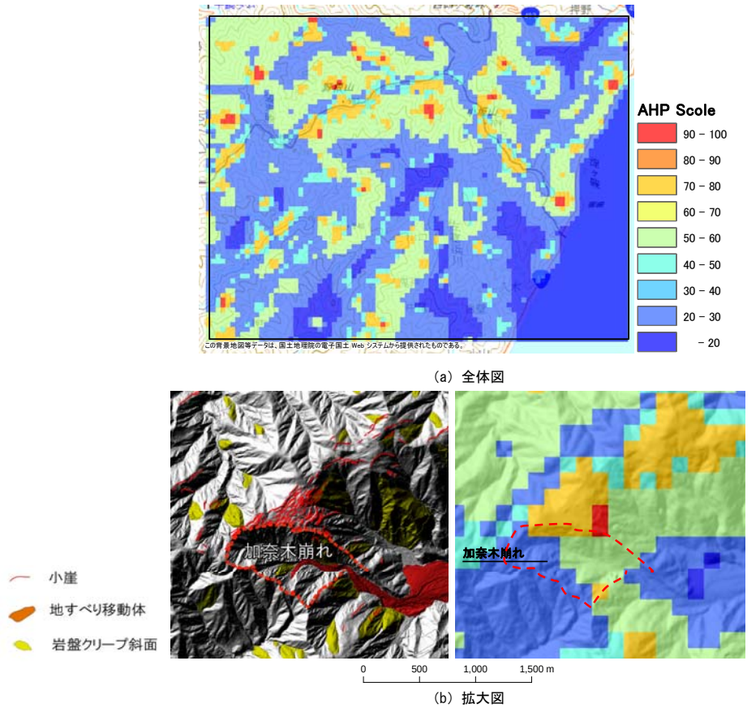


図-4.4.3　高知県東部（加奈木崩れ周辺）の解析結果
（3.1.4 で構築した先第三系モデルを修正して適用）

5　危険斜面を抽出する手法の検討

AHP モデルを用いて斜面変動の発生危険度を評価することで，危険性が高い地域を示せることを前章までに紹介してきた。本章では，斜面変動発生の高い地域において，そのなかでも危険性の高い斜面を抽出するための調査・解析手法を検討する。

5.1　空中写真判読と LP（LiDAR）地形図判読

5.1.1　空中写真判読

（1）空中写真判読法の原理

空中写真は，飛行機の進行方向に一定の縮尺を保ちながら連続して撮影された垂直写真画像である。同一撮影コースで隣り合う画像は，それぞれ 60%ずつ重複するように撮影されていることから，重複する画像部分に現れる対象物には視差が生じている。その視差によって観察者は，地表に形成された段差や凹地を立体的なイメージとして得ることができる。このような空中写真判読法の特性を用いて山地斜面の微地形判読を行えば，山地斜面に地すべり現象の前兆現象として形成された小滑落崖，逆向き小急崖，線状凹地およびそれらの集合体としての二重･多重山稜を抽出することが出来る。

5.1.2　LP（レーザープロファイラー）地形判読

2000 年代に入ると航空レーザープロファイラー（以後，航空レーザーと呼ぶ）による測量結果を用いた地すべり地形判読が行われるようになった。航空機から地上にレーザー光を照射し，地上から反射するレーザー光との時間差より得られる地上までの距離と航空機の位置情報から高精度の測量を行うもので，森林下においても高精度の地表測量ができるのが特徴である。

本研究では，1707 年（宝永 4 年）の宝永地震により高知県室戸市で発生したとされる加奈木崩れ周辺を調査地に設定した。本地域は国土交通省四国地方整備局がレーザー測量しており，その結果を陰影図に変換し地すべり地形判読を実施した。判読結果は地すべり地形を形態的特徴から以下の 3 つのタイプに分類したうえで陰影図に書き込み地すべり地形分布図とした（図 5.1.2.2）。調査本分類は佐藤・苅谷（2005）の分類と同様のもので，ここでいう地すべり地形とは，地すべりや大規模崩壊，後述する岩盤クリープによって形成されたものである。

<タイプ A>

稜線付近から斜面中腹にかけて等高線とほぼ平行に伸びる尾根向き小崖や谷向きの小崖。

<タイプ B>

地すべりによる移動体の輪郭が空中写真判読において識別できる地すべり地形である。

<タイプ C>

タイプ B と同様に移動体の輪郭が識別できる地すべり地形である。

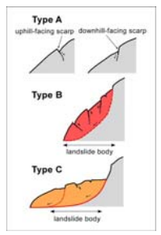


図 5.1.2.1
地すべり地形のタイプ

図 5.1.2.2 より調査地においてはタイプ A，B および C それぞれが分布している。岩盤クリープをそのプロセスとするタイプ A および B の地形は，狭義の地すべりおよび大規模崩壊の前兆と考えられる。とくに加奈木崩れ北側の緩斜面上では，タイプ A とした小崖の発達が良く，釣鐘状の形態を示している。地形の連続性からみるに，加奈木崩れはこの緩斜面を開析するように分布することから，こうした釣鐘状の形態を示す地形では，地震時に大規模な斜面変動が発生する場所と推察される。

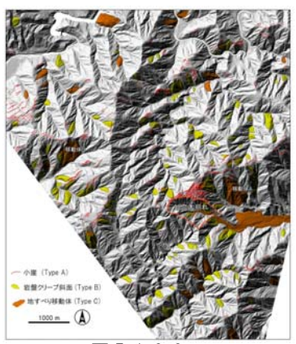


図 5.1.2.2
地すべり地形分布図

5.1.3　空中写真・LP データを活用した危険度評価指標の算出

本項では，前項までの検討をふまえ，空中写真の判読結果や LP データを活用した斜面変動の危険度評価指標を検討する。指標としては，逆向き小崖の単位面積あたりの分布密度と，山体全体の中での逆向き小崖の発達度合いを指標化した「歪度」をとりあげる。解析対象地は 3.14 で述べた七面山周辺である。

（1）小崖の分布密度

空中写真から判読された逆向き小崖の分布図をもとに，逆向き小崖の単位面積あたりの分布密度を，GIS を用いて算出した。算出手順は以下とおりである。

1．対象地を 500m 四方のセルに分割する。500 m は，対象地域の斜面のスケールに相当する。

2．各セル含まれる小崖の累計距離（ΣL とする，単位 km）を算出する。

3．以下の式で分布密度を計算する。

$$d = \frac{\sum L}{A} \qquad \cdots (5.1.3.1)$$

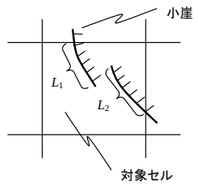


図 5.1.3.1
小崖分布密度の算出方法

ここに，d：小崖の分布密度（km / km²），A：セルの面積（本ケースでは 0.25 km²）。

算出結果を図 5.1.3.2 に示す。七面山周辺に注目すると，七面山山頂北側，および七面山南方の稜線において分布密度が 4 km/km² の高い値を示している。七面山の山頂近傍には，安政東海地震で崩壊したナナイタガレ（東斜面）や，同北西斜面の崩壊地群が位置しており，小崖の分布密度が高い領域と斜面変動の顕著な領域がほぼ重なりあっている。

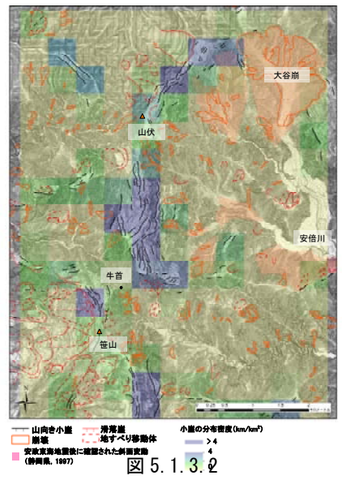


図 5.1.3.2
小崖の分布密度の算出結果
（早川流域、七面山周辺）

（2）歪度

山体全体にの中での逆向き小崖の発達度合いを指標化した「歪度」を以下の式により定義する。

$$\gamma = \frac{\sum b}{l} \qquad \cdots (5.1.3.2)$$

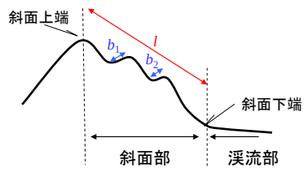


図 5.1.3.3
歪度の算出方法

ここに，γ：歪度，l：斜面下端から山頂まで（上図の l の区間）の縦断ラインを斜面の凹凸に沿って計測した長さ，b：山向小崖の斜面に沿った長さ（下図では b_1 および b_2）である。

歪度は LP データを GIS で解析することにより求める。算出手順は以下のとおりである。

1．500m メッシュ（対象地域の代表的な斜面長に相当）の各格子点において，その点を通過する斜面の縦断ラインの斜距離（l）を地形の凹凸に沿って計測する。このときの「斜面」とは，沖積性の土砂移動プロセス（土石流，掃流砂）による地形形成の影響を受けていない領域をさす。一般的な土石流の発生・流下勾配が 20°以下であることから，本研究では斜面と沖積性の土砂移動プロセスがみられる領域（つまり渓流部）との境界を，傾斜が 20°を連続的に越えはじめる地点とした。斜面の上端は，縦断ラインの最高地点とした。

2．縦断ラインの中で負の傾斜の部分（山向小崖に相当）の合計斜距離（Σb）を計測する。

3．式（5.1.3.2）により歪度を算出する。

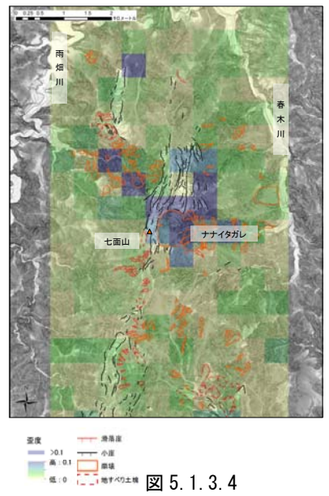


図 5.1.3.4
歪度の算出結果
（早川流域、七面山周辺）

算出結果を図 5.1.3.4 に示す。七面山の周辺に注目すると，山頂北側において歪度が 0.1 周辺の高い値を示している。この周辺には，安政東海地震で大規模斜面変動がおきたナナイタガレや，北西斜面の崩壊地群が位置し歪度が高い領域と斜面変動の顕著な領域が重なりあっている。

5.2　地震応答解析

5.2.1　地震応答解析の特徴と優位性

（1）　有限要素法に基づく地震応答解析（動的，弾塑性）の特長

従来の“震度法”を適用した極限平衡法に基づく安定計算などは，斜面に動的かつ繰り返して作用する地震力を静的かつ一定方向の作用力として簡略化しているため，実際の斜面変動の本質を必ずしも正確に説明しておらず，また，斜面の残留変形量を定量的に表現することができない。こうした点を克服するために，近年では高度化した計算機技術を駆使して，より詳細な斜面の数値シミュレーションを行う手法が普及しつつある。

シミュレーションに用いられる一般的な手法は，場の支配方程式によって系の運動現象を記述し，これを所定の初期値・境界値条件の下で非定常問題として解くというもので，離散化手法としては，動的弾塑性有限要素法（以降，FEM と略）が広く用いられる。

このような連続体力学を基盤とした厳密な数値シミュレーションは，古典的な安定解析手法では必ずしも適切に考慮できなかった，斜面各部の変形から破壊への遷移過程，せん断応力の繰返し作用によってもたらされる強度低下，斜面内の各種の対策構造物（杭，アンカー等）や地下水排除工等との相互作用をある程度一貫して考慮することができる。また，斜面内部の地層構造あるいは地表面の三次元的な地形的特徴に応じて入力地震動が増幅・減衰する効果などを，予測結果へ適切に反映させることができる。

（2）　一次抽出手法を踏まえた詳細検討の意義と位置づけ

動的弾塑性 FEM に基づく数値シミュレーションは，具体的な任意の地震波形の作用下で，個々の斜面がどのような挙動を示すのかを定量的に予測できる可能性がある。一方，厳密な数値シミュレーションを行うためには、多くの入力情報（地形，地質，水文など）が必要なため，事前に十分な資料収集ならびに質・量ともに信頼できる調査・試験を実施し，対象斜面に関する豊富な力学的情報を準備しなければならない。

このような動的弾塑性 FEM の特徴を踏まえると，前章までに述べた簡易な評価手法に基づいて危険斜面あるいは地域を一次抽出した後，それを詳細に精査するための手法の一つとして，適用範囲をある程度絞って用いるのが有効であろう。例えば，一次抽出された対象に対して，広域的な視点からの詳細検討（5.2.2 項）あるいは個別斜面の視点からさらに精密な詳細検討（5.2.3 項）を実施する手順が考えられる。

5.2.2　広域的な視点からの地震時危険斜面の抽出法

（1）　基本的な考え方

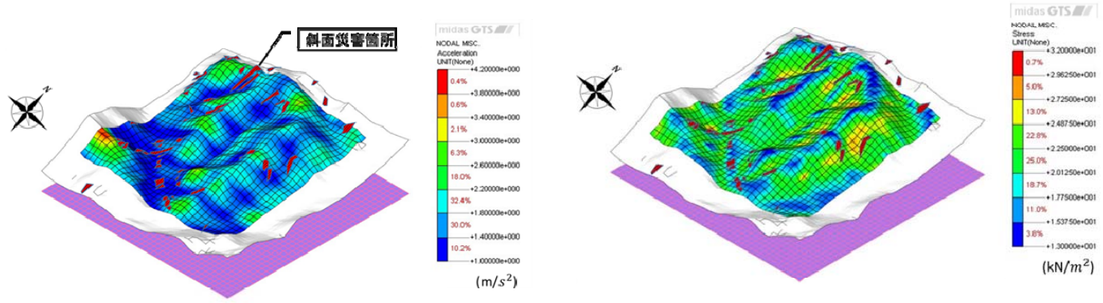
既存指定地の耐震性能の点検はもとより，地域防災計画を踏まえた地震時危険斜面の抽出，発災後の河道閉塞や集落孤立等への危機管理を検討するために，地域一帯の中で相対的に危険度の高い斜面を抽出する意義は大きい。このような視点からの詳細検討手法の一つとして，動的弾塑性 FEM に基づく広域的な数値シミュレーションが挙げられる。

（3）　火山岩類地域への適用例（1978 年伊豆大島近海地震）

1978 年 1 月 14 日に発生した伊豆大島近海地震は，マグニチュード 7.0 を記録し，伊豆半島中南部（特に，震源域に近い東伊豆町，河津町，天城湯々島町）では多数の斜面変動が発生した。この斜面災害箇所の広域分布（静岡大学・今泉文寿による）とともに，解析結果を紹介する静岡県河津町梨本地区の位置を図-5.2.2.6 に示す。解析対象は水平方向に約 2km×2km の範囲である。この地区は震央から約 30km の距離にある。

解析対象とした地区の拡大図が図-5.2.2.7 である。同地区は，河津川支流により形成される低地と山地から成るが，斜面の下部が上部に対して不連続的に急傾斜となる三段ほどの遷急線が認められる。国土地理院「数値地図 50m メッシュ」，産業技術総合研究所地質調査総合センター「20 万分の 1 日本シームレス地質図」，ならびに防災科学研究所強震観測網 KiK-net の観測点における地盤柱状図等を参照し，同じ火山岩類でも第四紀と新第三紀とで大きく物性が異なることを考慮しつつ，対象地区の地形および地質のモデル化を行った。入力地震動は当時の観測波形（地震予知総合研究振興会・松浦律子氏のご協力による）に基づいた。EW 成分は記録が振幅超過で未記録であったため，今回は試行的に，現存する NS 成分（図-5.2.2.8）の波形の時間軸を反転させた波形をそのまま用いることにした。

（2）と同様の三次元動的弾塑性 FEM に基づく数値シミュレーションの結果を図-5.2.2.9 に示す。（a）が地表面の最大水平加速度，（b）が表層の最大せん断応力の分布である。斜面変動の発生した箇所と比較すると，（2）と同様に，加速度の増幅ならびに応力集中している箇所で斜面変動分布との相関性が認められる。



（a）　地表面の最大水平加速度　　（b）　表層の最大せん断応力

図-5.2.2.9 三次元動的弾塑性 FEM 解析で得られた結果

5.2.3　個別斜面の視点からの地震時斜面安定性の評価法

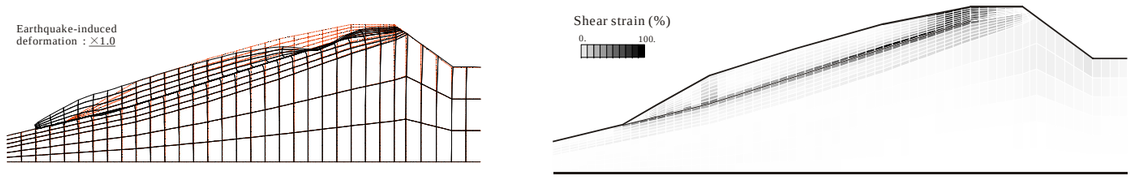
（1）　基本的な考え方

個々の斜面について詳細な検討を行う必要がある場合には，地層構造や各層の物性をさらに詳細に考慮した動的弾塑性 FEM 解析を実施することがある。以下に，地すべりのシミュレーション事例を紹介する。

（3）　第四紀火山灰質土斜面への適用例（2011 年東北地方太平洋沖地震）

東北地方太平洋沖地震の際，福島県白河市葉ノ木平地区において発生した地すべりの数値シミュレーションの事例を紹介する。現地で採取した不攪乱試料による土質試験結果に基づき，繰返し載荷時の鋭敏な凝灰質粘土の軟化特性を把握し，それを UW 軟化モデルにより記述した。ゆるい砂の液状化現象では，繰返し載荷時の負のダイレイタンシーによる過剰間隙水圧の上昇が土の強度低下を支配するが，今回のように地層形成に由来する固結構造の損傷が見掛けの強度低下をもたらす場合には，地下水位が十分に低下した条件下でも軟化現象が生ずるため，ここでは全応力モデルに基づいてモデル化を行った。

二次元動的弾塑性 FEM 解析を実施した結果の一部を以下に示す。図-5.2.3.7 は地震直後の変形図ならびに斜面内部のせん断ひずみの分布図である。火山灰質粘性土層が挟在する鋭敏な粘土層が急激な強度低下を生じて，斜面上部が滑落している様子が再現されている。したがって、斜面内部の複雑な地層構造やそれら各層の多様な力学特性を踏まえて，より合理的な地すべり対策を行うために動的弾塑性 FEM は有効な解析手法のひとつである。



（a）　残留変形性状　　（b）　最大せん断ひずみ分布

図-5.2.3.7　動的弾塑性 FEM 解析により得られた地震後の変形状況

5.3　火山灰被覆丘陵を対象とした崩壊性地すべりの恐れのある斜面の抽出方法

5.3.1　はじめに

平成 23 年東北地方太平洋沖地震によって，福島県白河市周辺の火山灰に被覆された白河丘陵の斜面において崩壊性地すべりが発生し，葉ノ木平地区等の丘陵に隣接する住宅地に大きな被害が生じた。

これらの崩壊性地すべりは，明瞭な地すべり地形を呈さない 30°未満の緩斜面，かつ集水地形でもない斜面で発生しており，崩壊性地すべりの発生を事前に予測することは難しかったと考えられる。そこで、現時点における火山灰被覆丘陵において地震によって発生する崩壊性地すべりについての知見をまとめ，葉ノ木平地区等と同様の現象が発生する恐れのある斜面として，同様の地形・地質的特徴を有する斜面の抽出方法（案）をまとめた。

5.3.2　抽出対象とする崩壊性地すべり

本案で抽出の対象とする崩壊性地すべりは，以下のような特徴を持つ現象である。

- 丘陵及び山地斜面に沿って堆積したテフラや火山灰土等の表層堆積物中の弱層（風化テフラや埋没土壌等）がすべり面となって，地震によって崩壊性地すべりを発生させる。
- 崩壊性地すべりを発生させる斜面は，尾根付近の比較的緩傾斜（概ね 10°～25°）な斜面であり，地形分類における上部谷壁斜面となっていることが多い。
- 発生域の規模は，長さ・幅が 50m～150m 程度，層厚が 5m～10m 程度であることが多い。
- 移動土塊は，発生域の下部の急斜面（下部谷壁斜面等）で崩壊し，長距離を移動することが多い。

写真-5.3.2.1　福島県白河市葉ノ木平地区で発生した

5.3.3　抽出の基本的な考え方

平成 23 年東北地方太平洋沖地震によって，白河丘陵で発生した 6 箇所の崩壊性地すべりの発生位置と微地形分類との関係を調査した結果（大平ほか，2013）では，多くの崩壊性地すべりが頂部斜面，上部谷壁斜面，下部谷壁斜面にかけての斜面で発生していた。

また，崩壊性地すべりの発生要因を以下に示す（図-5.3.3.1）。

崩壊性地すべりは，風化テフラ層の弱層をすべり面として，テフラに厚く覆われた一定規模の広がりを持つ上部谷壁斜面で発生していた。また，すべり面となった軟弱な風化テフラ層の直上に硬いテフラ層が存在したことによって，地震の応力が強く作用した可能性が指摘される。

崩壊性地すべりの発生要因に関わる地形・地質的特徴を整理すると表-5.3.3.2 のようになる。本案では，葉ノ木平と同様の現象が発生する恐れのある斜面として，これらの地形・地質的特徴を有する斜面の抽出方法を示す。

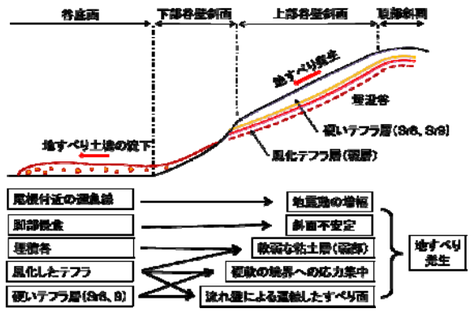


図-5.3.3.1　白河丘陵で発生した崩壊性地すべりの発生要因

5.3.4　調査及び抽出方法

本案では，地震による崩壊性地すべりの恐れのある斜面の抽出を，1）予備調査，2）広域調査，3）詳細調査，4）崩壊性地すべりによる災害の恐れのある斜面の抽出の 4 段階に分けて行う。

5.3.5　予備調査

文献調査によって把握すべき基礎的情報は表-5.3.5.1 の通りである。

表-5.3.5.1　文献調査によって把握すべき基礎的情報

地形に関する資料	地質に関する資料
・丘陵地や山地等の分布の概況 ・過去の土砂災害（地すべり等）の発生と地形条件との関係	・テフラや火山灰土の分布の概況 ・テフラと基盤地質の層序 ・過去の土砂災害（地すべり等）の発生と地質条件との関係

5.3.6　広域調査

葉ノ木平地区を含む周辺地域（福島県白河市）において，広域調査を行った事例では，抽出条件は表-5.3.6.1 のようになった。

表-5.3.6.1　地域抽出条件（葉ノ木平地区を含む周辺における実施例）

	調査方法	抽出条件
地形調査	微地形分類図作成 （1m～2m メッシュの LP データ）	①頂部斜面+上部谷壁斜面+下部谷壁斜面の組合せ ②尾根幅（頂部斜面+上部谷壁斜面）40m以上
地質調査	踏査，空中電磁法＋ボーリング調査	ロームの層厚 5m以上

5.3.7　詳細調査

詳細調査においては，以下の項目について現地調査を行う。

①広域調査による地形分類調査結果の確認　②広域調査によるテフラや火山灰土層の調査結果の確認

③すべり面となりうる弱層の有無及び連続性　④弱層に強い応力を作用させる可能性のある硬軟層の境界の有無及び連続性

5.3.8　崩壊性地すべりによる災害の恐れのある斜面の抽出

詳細調査によって抽出された斜面を対象として，崩壊性地すべりが発生した場合の到達範囲の予測を行い，保全対象への影響を考慮し，崩壊性地すべりによる災害の恐れのある斜面の抽出を行う。

崩壊性地すべりによる災害の恐れのある斜面の抽出においては，①到達範囲の予測，②保全対象への影響の 2 項目について検討を行う。

①については，火山灰被覆丘陵における地震による崩壊性地すべりは，土塊が長距離移動することが多いことを考慮して，到達範囲を予測する。地すべり発生斜面の長さと地すべりの移動距離等を参考に，到達範囲を予測する方法等が考えられる。

②については，予測された到達範囲と保全対象との位置関係を考慮し，危険箇所として抽出するかを判定する。

5.3.9　おわりに

本手法案で対象とする崩壊性地すべりの発生素因（例えば，すべり面となる弱層の有無など）は，その地域における地形発達や斜面表層地質の履歴が大きく関与している。そのため，本手法の白河地域以外への適用については，それぞれの地域における地形・地質調査を，調査方法等の改良も検討しながら慎重に行う必要がある。

5.4　現地調査における土木地質学的視点（三陸海岸南部から牡鹿半島を例として）

5.4.1　地震による斜面変動の規模と分布特性

2011 年東北地方太平洋地震の際，宮城県沿岸地域では未曽有の甚大な被害を蒙った。被害の主なものは津波によるものであったが，震度 6 強から 6 弱の揺れにも見舞われ，特に三陸海岸南部～牡鹿半島地域で多数の斜面変動が発生した（図-5.4.1）。ここでいう斜面変動とは，自然斜面を主とする崩壊・地すべり・土石流等の土砂移動現象及び斜面の孕みだしを指すが，2011 年東北地方太平洋地震によるものはほとんどが崩壊タイプであった。

過去にも 1978 年宮城県沖地震によって多数の斜面変動が発生したことが確認されている（東北大学地質古生物学教室，1979）。その時の分布傾向をみると，2011 年東北地方太平洋地震によるものと類似しており，ここでは震度 5 強（1978 年宮城県沖地震時の推定震度）以上の地震のたびに斜面変動が繰り返されてきたことが推察される。

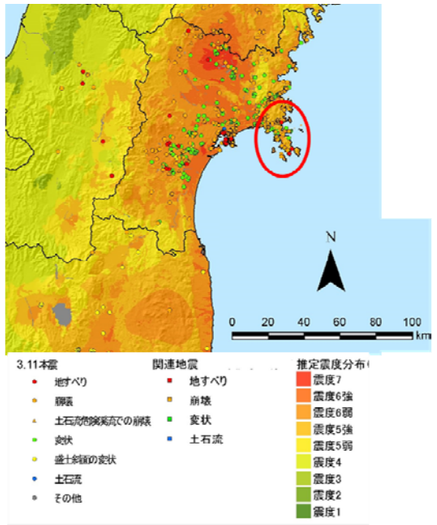


図-5.4.1　2011 年東北地方太平洋沖地震の計測震度と斜面変動の分布

5.4.2　斜面変動に発展する地質・地形的素因

三陸海岸南部～牡鹿半島地域と同様な地質構成（古第三系以前の地質帯）（図-5.4.2）のところは，国内では中・高起伏山地を呈していることが多く，地震時に大規模な崩壊が多く発生するなどの事例が報告されている。一方，三陸海岸南部～牡鹿半島地域は低起伏山地を呈しており，同様な地質帯でありながら斜面変動の態様を異にしている。

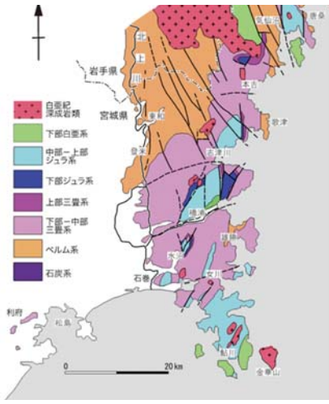


図-5.4.2　三陸海岸南部～牡鹿半島の地質

5.4.3　地質構造規制

斜面変動が生じる際，基盤岩体から移動土塊が分離するには，基盤岩内に何らかの不連続面の存在が不可欠である。この不連続面としての役割をなすものとして，層理面，断層面，節理面，スレート劈開及び不規則な割れ目が挙げられ，もっとも重要な地質構造規制の要因となる。

（1）　「古第三系～白亜系」および「先白亜系」における地質構造規制

図-5.4.3 は 2011 年東北地方太平洋地震による三陸海岸南部～牡鹿半島地域における斜面変動分布を示したものである。また図-5.4.4，図-5.4.5 に同地域の地質図および地質断面図を示す（滝沢ほか，1974 および 1984）。地質構成は，時代の古い方から，①二畳系上部の登米層，②三畳系稲井層群，③ジュラ系志津川層群，橋浦層群及び牡鹿層群，④白亜紀貫入岩類，及び⑤第四系からなる。①～③の古・中生界はすべて北上山地隆起帯に属する堆積岩類で中生界が最も広く分布する。

この古・中生界は顕著な褶曲構造を示し，おおむね N－S 方向の褶曲軸を持ち，同一層準の地層が繰り返し露出する。褶曲軸は南にプランジするため，一般に向斜の軸部に沿って，より南側に新しい時代の地層が出現する。またこれらを横切って様々な断層が発達する。

斜面変動の集中するところは，復向斜構造，複背斜構造が発達し大小規模の褶曲がみられるところと一致する。

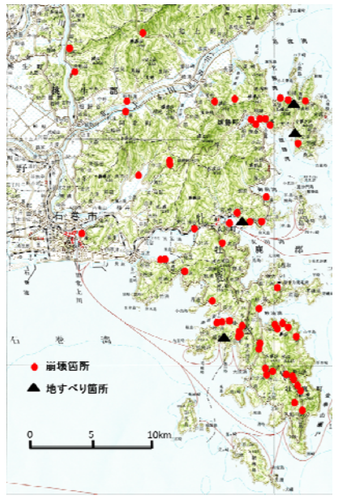


図-5.4.3　斜面変動分布図

藤田（2004）が整理した「地質体毎の地質構造規制」によれば，三陸海岸南部～牡鹿半島地域は「古第三系～白亜系」および「先白亜系」の地質体に属する。地質構造の要素としては，前者が層理面，断層，キャップロック構造（弱層）で，後者は層理面，断層，節理系（断層・節理及び他の断裂系），褶曲が挙げられる。実際，キャップロックを除けば，これらは，三陸海岸南部～牡鹿半島地域の斜面変動の地質的要素として妥当といえる。

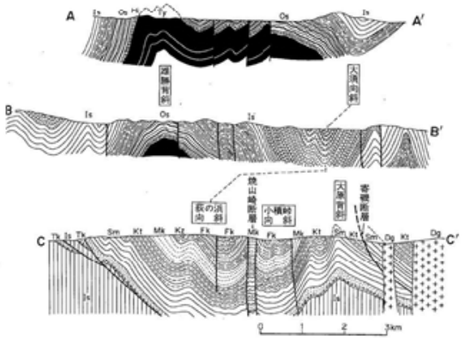


図-5.4.5　地質断面図（滝沢ほか、1984;断面図は図-5.4.4 中に記載）

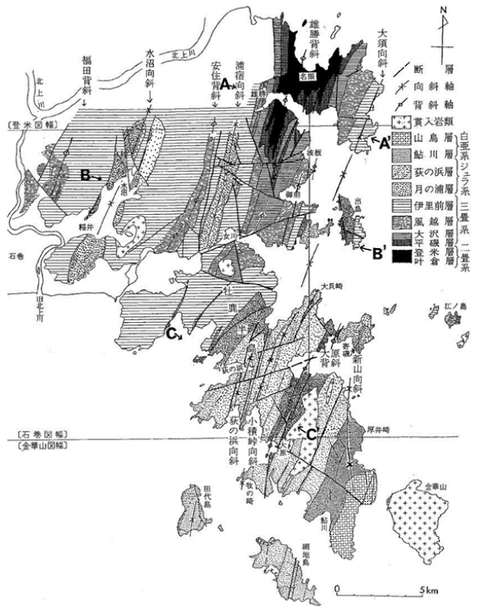


図-5.4.4　地質図（滝沢ほか、1974）

（2）　層理・節理と斜面変動

北上山地南部の古・中生界の構成岩石は一般に緻密堅硬で風化・侵蝕に強いため，急峻な山腹斜面を作ることが多い。このため，震動による落石・崩壊は避け難い。2011 年東北地方太平洋地震，また過去の宮城県沖地震による斜面変動はいずれも三畳系及びジュラ系の砂質頁岩および砂岩・頁岩互層の層理面あるいは節理面に沿うすべり，剥離が生じたことによるものが多かった（写真-5.4.1～2）。

三陸海岸南部～牡鹿半島地域北部の三畳系は NE－SW の走向をもつ複向斜構造を呈し，また南部のジュラ系は短い波長の褶曲と断層によって繰り返しながら NE－SW の走向をもって分布しており，各地層は急傾斜した露頭が目立つ。また砂質頁岩，砂岩層では系統的節理群がよく発達している。こうした条件が地震時の斜面変動を促進したと思われる。

一方，複雑に褶曲するために地層（層理）の平滑面の連続性が乏しくなり，単層間の物性コントラストがあっても，長く連続したすべり面になりにくいといったことが，個々の斜面変動の規模の拡大を抑えているものと思われる。

写真-5.4.1　急傾斜の層理面と節理面の交差面から抜け崩れた崩壊

写真-5.4.2　急傾斜の層理面をすべり面とした崩壊

5.5　地震前降雨・融雪等の影響

5.5.1　はじめに

地震による斜面変動の発生・運動には様々な影響要因があり一定の知見が蓄積されているが，水文特性に関する知見は必ずしも十分といえない。ここでは，地震の前に先行降雨があった場合と無い場合で，地震時において斜面変動においてどのように関与しているのかを，いくつかの地震の際に発生した斜面変動をとりあげて評価する。

5.5.2　いくつかの地震の際に発生した斜面変動時における先行降雨の影響と流動特性

2008 年 6 月 14 日の岩手・宮城内陸地震時及び 2011 年 3 月 11 日・12 日の東日本大震災（長野県北部地震含む）において気象庁アメダス観測所，地すべり地での地下水位の挙動を調べた。本稿で対象とした箇所は，秋田県谷地地すべりである。

図-5.5.2.1 に谷地地すべりの 2007.11.1-2008.10.31 における地下水位の挙動を示す。地下水位は VB-27 の値である。岩手・宮城内陸地震の発生した 6 月 14 日は地下水位も 26m 前後であり，融雪最盛期の 4 月中・下旬に比べて低く（4 月 21 日の 22.37m が最高値），地震時には地下水位の低い時期であった。谷地では，2008 年で 1-15mm の地表変位（森屋ほか 2009）というごく小さい変位のみであった。

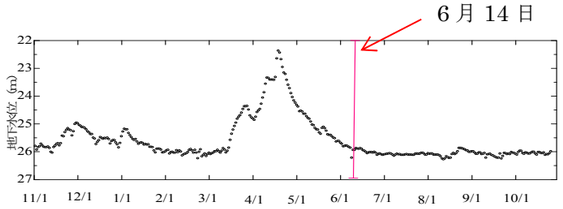


図-5.5.2.1　谷地地すべり（2007.11.1-2008.10.31）の降水量，積雪深，気温，地下水位
（赤字が 2008 年 6 月 14 日の岩手・宮城内陸地震の発生日）

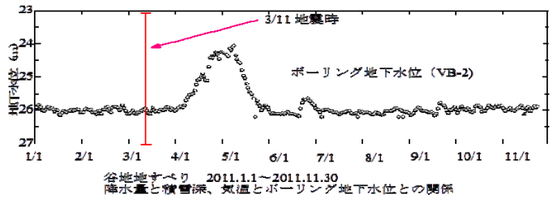


図-5.5.2.2　谷地地すべり(2011.1.1-2011.11.30)の積雪深，地下水位

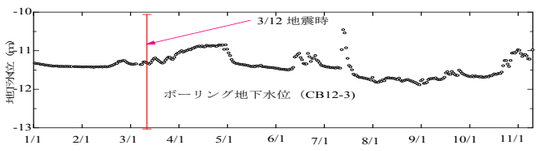


図-5.5.2.3　東野名地すべり
（2011.1.1-2011.11.30）の積雪深，地下水位

東日本大震災時の際の斜面中の地下水位状況について，図-5.5.2.2 に谷地地すべりの 2011.1.1-2011.11.30 地下水位の挙動を示す。図中の地下水は VB-2 の値である。東日本大震災の発生した 3 月 11 日は地下水も 26m 前後であり，融雪最盛期の 5 月中・下旬に比べて低く（5 月 12 日の 24.06m が最高値），地震時には地下水の低い時期であった。谷地では，2011 年 3 月 11 日は 1mm 程度の地表変位（高橋ほか 2012）であった。まだ融雪前の水位の低い時期の地震で微変動しか起こらなかったと言える。

一方，東大日本大震災の翌日には長野県北部地震が，3 月 12 日 3 時 59 分頃，長野県北部の新潟県との県境付近で発生している。本地震は逆断層型直下型地震であり，マグニチュード（M）6.7 の最大震に続いて，M5 以上の 2 回の余震が相次いで発生した。震度 4 を観測した新潟県魚沼市の東野名地すべりにおいて水位観測をしていた。東野名地すべりは魚野川支川破間川右岸斜面に分布する地すべりで，一部のブロックでは平成 7～10 年融雪期に数 mm-数 cm の変動が確認されている。水位変動の大きい孔で，対策工の影響の少ない所である C-5 ブロックの CB12-3 を選んだ。図-5.5.2.3 に東野名地すべりの 2011.1.1-2011.11.30 における地下水位の挙動を示す。長野県北部地震の発生した 3 月 12 日は地下水位が CB12-3 で 11.3m 前後であり，融雪最盛期の 4 月中旬-5 月中旬に比べて低く（CB12-3 は 5 月 11 日の 10.85m が最高値），地震時には地下水の低い時期であった。本格的に融雪期の始まる前の時期であると言える。

一方，野口ら（2010）は土壌雨量指数に類似した過去の日降水量の重み付き総和で計算される先行降水指標に融雪水量を考慮した先行土湿指数を提案し，2008 年岩手・宮城内陸地震の震源地近傍のアメダスデータの降水量，積雪深と気温データを用いて，地震前後の先行土湿を明らかにした。その結果（図-5.5.2.4）によると，地震が生じた 6 月 14 日当日の先行降水指数（ASI_{30}）は，祭畤と駒ノ湯においてそれぞれ 18.0mm と 20.4mm であった。本地域では融雪期や日降水量が 100mm を越えるイベント直後でなかったことが災害の被害をより大きくしなかったとしている。1968 年 5 月 16 日の十勝沖地震時には 5 月 13 日-15 日にかけて 3 日間積算降水量が五戸町の 210mm を中心として 160mm 以上であり，先行降雨の影響があったと推定される。1968 年十勝沖地震の崩壊地の H/L（等価摩擦係数）と斜面勾配（h/l）の関係，崩壊高と崩土到達距離の関係を分析した結果，崩壊した土砂は流動化した特徴を示していた。

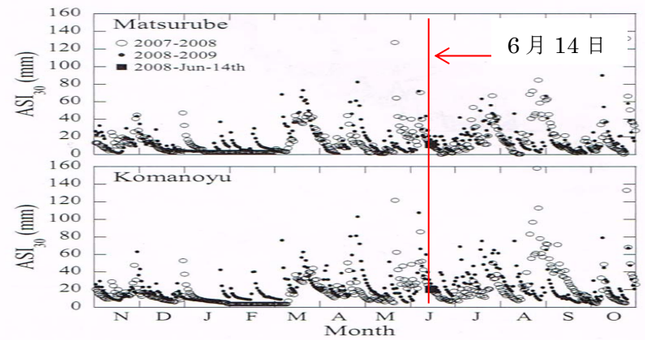


図-5.5.2.4　祭時と駒ノ湯における ASI_{30}
（野口ら（2010））に加筆

5.5.3　1999 年 10 月末低気圧豪雨災害と 1968 年十勝沖地震災害の土砂移動特性

（1）青森県南東部で 1968 年十勝沖地震発生前に生じた豪雨と 1999 年 10 月低気圧豪雨災害での連続雨量が同程度であったことから，両者での崩壊の発生場と崩土到達距離を比較した。1999 年豪雨災害で発生した斜面災害のうち，川守田地区の土砂災害特性を分析した。図-5.5.3.3 に発生域の斜面勾配と移動土砂の等価摩擦係数の関係を示す。1999 年災害は豪雨によって発生したにもかかわらず 1968 年災害に比べて流動物質の抵抗が大きく，流下距離が短い。また発生場の斜面勾配は大きい。発生域の斜面勾配に対する等価摩擦係数は中新世砂岩・頁岩より火山灰被覆丘陵で小さく，1968 年地震災害では流動性が高いと言える。同地域の地形地質条件に加え，連続的降雨による土壌の飽和と，地震動が作用した結果と考えられる。

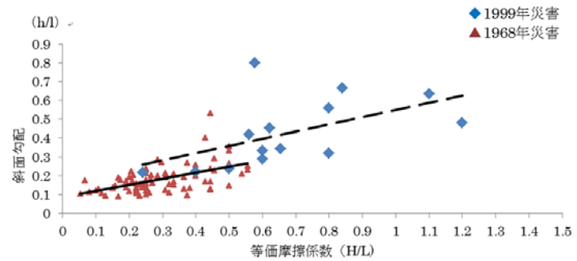


図-5.5.3.3　斜面勾配(h/l)と等価摩擦係数(H/L)の関係

崩壊性地すべりとそれ以外で発生したケースの等価摩擦係数に大きな差はない。1999 年豪雨災害の発生地区が広域に分布しており，崩壊の流動には多くの要因が複合的に関連している可能性があり，今後の課題と言える。

5.5.4　まとめ

2008 年 6 月 14 日の岩手・宮城内陸地震時及び 2011 年 3 月 11 日・12 日の東日本大震災（長野県北部地震含む）前者は融雪期の終了後，後者は融雪期の発生前に発生したことがデータから示せた。一方，2004 年 10 月 23 日の中越地震時では 9 月から 10 月 20 日前後のまとまった雨量の影響で地下水位が高めであった。この地震のマグニチュードは長野県北部地震と大きな差は無かったが長野県北部地震に比べはるかに多数の地すべり・崩壊が発生した（平成 23 年度本研究報告書）。一方，1968 年 5 月 16 日の十勝沖地震時には，3.3 でも示したように斜面変動発生が集中し，かつ他の火山灰被覆丘陵では例の少ない集水性斜面でも発生が見られた。

次に先行降雨の影響が崩壊土砂の到達距離に影響を与える可能性について検討した。1968 年十勝沖地震の青森県八戸市周辺の崩壊地の H/L（等価摩擦係数）と斜面勾配（h/l）の関係，崩壊高と崩土到達距離の関係を分析した結果，崩壊した土砂は流動化した特徴を示していることがわかった。

6　斜面変動に及ぼす地震動の影響評価指標の検討

6.1　過去の南海トラフ巨大地震による大規模土砂移動の再検討

6.1.1　過去の南海トラフ巨大地震における短周期強震動発生域

瀬野（2012）は，沈み込みプレート境界巨大地震の震源断層面に関して，新たなモデルを提案した。そこでは，震源断層面を短周期強震動を励起する領域，津波を励起する領域，地殻変動をもたらす領域に分けているが，ここでは，seismic-b.eq と名付けられた短周期強震動を励起する領域に注目する。各地震の seismic-b.eq の位置は次のように推定される（図-6.1）。図-6.1 は，瀬野（2012）の Fig.5 と Fig.6 を簡略化し，昭和東南海と昭和南海を宝永地震に置き換えて，一枚の地図にまとめたものである。

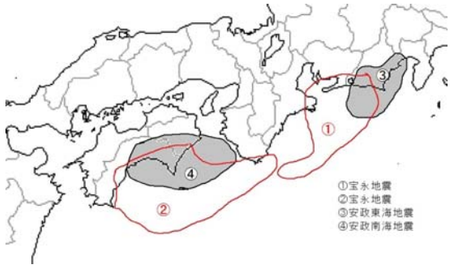


図-6.1　宝永地震と安政地震の短周期強震動発生域（瀬野(2012)より作成）

6.1.2　両地震の強震動発生域と大規模土砂移動の発生位置

土志田ほか（2013）によると，宝永・安政両地震による大規模土砂移動は，静岡県東部～山梨県，紀伊半島南部，高知県一帯に集中しているように見える。宝永地震における静岡県東部の白鳥山崩壊・大谷崩れや山梨県身延町の下部崩壊は，前節①からは少し離れている。①の直接の影響なのか，瀬野（2012）が指摘するように，①から甲斐に至る地震道による震度増幅の影響なのか，翌日に甲斐地方で起こった強い余震の影響なのか，特定することはできない。一方，宝永地震の西側部分，前節②の影響は，高知県の加奈木崩れ，横倉別府山，鎌井の崩壊を引き起こしている。安政東海地震における山梨県の七面山崩壊，静岡県の白鳥山崩壊などは，前節③の影響を直接受けたと思われる。また，安政南海地震における徳島県西祖谷山の国見山崩壊や善徳地すべり，高知県の虚空蔵山の崩壊，長者地すべりなどの土砂移動には，前節④からの短周期強震動が引き金になったであろう。

6.2　規模と頻度の関係からみた斜面変動と地震型（誘因）・地質（素因）の相関

6.2.1　斜面変動の規模と頻度の関係

空中写真あるいは衛星写真から，その発生原因や発生機構を類推することのできる指標の一つとして，崩壊の規模とその発生数の関係を取り上げ，これに影響を及ぼすと考えられる地震規模，地質などの誘因・素因と併せて考えてみる。ここで，崩壊の発生頻度 $n(I_s)$ は，崩壊規模 S（崩壊面積で代表）の指標 I_s（$=\log S$）とともに指数関数的に減ると考える。

$$\log n(I_s) = a - b \cdot I_s \qquad (I_s = \log S) \cdots (6.2.1)$$

ここで，指標 I_s 以上の崩壊の総数を $N(I_s)$ とすれば，次式のように表せる。

$$N(I_s) = \int_{I_s}^{\infty} n(I_s)\, dI_s \cdots (6.1.2)$$

$$\therefore \quad \log N(I_s) = A - b \cdot I_s \qquad (A = a - \log(b \ln 10))$$

$$\therefore \quad \log N(I_s) = b \cdot (I_1^* - I_s), \qquad I_1^* = A / b = \{a - \log(b \ln 10)\} / b$$

I_1^* は，$N(I_s)=1$ となるときの I_s で，最大の崩壊規模のモード（最頻値）を表す指標，また，$I_1^* = \log S_1^*$ の S_1^* は，そのときの崩壊の規模（面積）を表す。

6.2.2　最近の地震による崩壊資料を用いたａ，ｂ値の推定

内外の５つの地震により発生した斜面変動について，地質が明らかにされている判読資料を用いて，上記の解析を行った。ａ－ｂの関係を図示すると，図-6.2 が得られる。前述のように，ａは誘因（地震）の強さや対象地域の広さに対応し，ｂは，表層部の風化帯や構成岩体の岩相，地質構造，土層厚などの斜面の内部構造に対応している。

1）ａは誘因の強さや対象地域の広さに対応しているとすると，地震の規模や崩壊地を抽出した対象地域の面積がそれぞれ違うので，相互に比較することはできない。一方，ｂは本質的な地域特性の差違を表しているとされる。それにもかかわらず，ａとｂには線形の関係が見られる（$b = 0.126a + 0.391$（$r = 0.940$））。このことは，地震が大きいほど，被災地域が広いほど，小規模崩壊の割合が大きいことを示している。

2）直下型地震による崩壊分布は，ａ，ｂともに大きい方に分布し，小規模崩壊（表層崩壊）の割合が多いことを示している。しかし，全体的に崩壊規模は大きく，直下型地震の地震動が激しい（影響範囲は局所的だが）ことを反映しているのであろう。

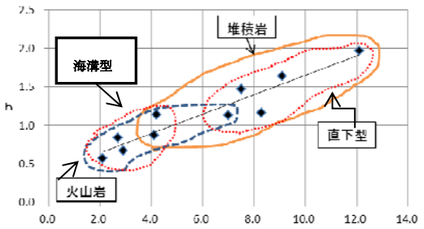


図-6.2　ａ－ｂの関係

3）一方，海溝型地震による崩壊分布は，ａ，ｂともに小さい方に分布し，大規模崩壊（深層崩壊）の割合が多い（とくに火山岩地帯で著しい）。ただ，全体的に崩壊規模は小さい。海溝型地震が崩壊発生に関わるのは，断層面の局所的な短周期強震動発生域からの地震動であり，地震動規模はそれほど大きくないことと，震源から離れていることが関係しているのであろう。

4）堆積岩地帯の崩壊分布は，ａ，ｂともに大きい方に分布しており，小規模崩壊（表層崩壊）の割合が多い。とくに四川地震被災域のように，古生代・原生代の古い地質で，しかも急傾斜の地域で著しい。

5）一方，火山岩地帯における崩壊分布は，ａ，ｂともに小さい方に分布し，大規模崩壊（深層崩壊）の割合が多い。これは，地質の影響とともに，緩傾斜の地形の影響であろう。

6）同程度のａの値のプロットを比較すると，同じ東北地方太平洋沖地震時の堆積岩でも，中・古生層は第三紀層よりｂ値が大きい（小規模崩壊の割合が多い）。

7）同様に，同じ東北地方太平洋沖地震時の火山岩でも，第三紀層は第四紀層よりｂ値が大きい（小規模崩壊の割合が多い）。

6.3　激しい上下動が崩壊発生に及ぼす影響の検討

Huang, et al（2001）をもとに、上下動が崩壊発生にどのような影響を及ぼしているのか，考察を加える。

地震計が地表と地中の２個所に設置されている場合を考える。地すべり土体が「地中」と同等の地震動を受けたと見なせる場合の斜面下方へのすべり加速度を S'，「地表」と同等の地震動を受けたと見なせる場合の斜面下方へのすべり加速度を S とすると，地盤表層部（地中地震計と地表地震計に挟まれた表層地盤）におけるすべり加速度の増幅（あるいは減衰）は次式のように表せる。

$$S - S' = (a_d' - a_d) + \mu_s (a_n' - a_n) \qquad (' \text{ は地中を意味する})$$

$$= \{(a_N - a_N')\ \sin\varphi_s - (a_E - a_E')\ \cos\varphi_s\}(\cos\delta + \mu_s \sin\delta)$$

$$+ (a_V - a_V')\ (\sin\delta - \mu_s \cos\delta)$$

ここで，a_d：すべり面の傾斜方向の加速度（斜面下方が＋），a_n：すべり面に垂直な加速度（上方が＋），a_E：東向き水平加速度，a_N：北向き水平加速度，a_V：鉛直加速度，g：重力加速度，δ：斜面傾斜角，μ_s：静止摩擦係数，c：粘着力，A：すべり面の面積，m：すべり土体の質量，φ_s：北を基準としたすべり面の走向。

水平動に対しては，$(\cos\delta + \mu_s \sin\delta)$ あるいはそれに $\sin\varphi_s$ や $\cos\varphi_s$ をかけた値で効いてくるのに対して，上下動については $(\sin\delta - \mu_s \cos\delta)$ で効いてくるに過ぎない。さらに，下記の条件下では，上下動は全く寄与しないことになる（ψ は地盤の摩擦角）。

$$\sin\delta - \mu_s \cos\delta = 0, \quad \therefore \mu_s = \tan\delta, \quad \therefore \mu_s \fallingdotseq \tan\psi = \tan\delta, \quad \therefore \psi \fallingdotseq \delta$$

すなわち，地盤の摩擦角と斜面傾斜がほぼ等しいときには，崩壊発生への上下動の寄与はないと考えられる。

$\delta > \psi$ の場合，水平動と比較すると僅かではあるが，上下動の効果が発生する。地震動の継続あるいは繰り返しにより，上向き加速度のときに斜面は徐々にすべっていく。一方，$\delta < \psi$ の場合も，上下動の効果が生ずる。この場合は，地震動の継続あるいは繰り返しにより，下向き加速度のときに斜面は徐々にすべっていく。このように，地すべりに対する上下動の寄与率は，水平動と比べると小さいが，すべり面の傾斜角が地盤の摩擦角と大きく異なるときには大きくなる。

7. 地震による斜面変動危険地域評価マニュアル案の作成

7.1 概説

近年，地震による斜面変動が頻発していたが，平成 23 年 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震を契機に，改めて地震に伴う斜面変動の危険地域を評価する必要性が認識された。これまで，降雨に起因する斜面変動に対する危険箇所評価手法の代表的なものとしては，例えば国土交通省砂防部局で用いられている既存の地すべり危険箇所判定表（建設省砂防部，1996）や同省道路部局の道路防災点検用の安定度調査表（(財) 道路保全技術センター，1996）等が挙げられる。これらの評価手法は広範に用いられてきているが，誘因として地震を対象としているものではない。

誘因としての地震を考慮している危険地域評価法としては，例えば内田ほか（2004）が挙げられる。しかしながら，これは主として急傾斜地崩壊現象（崖崩れ）を対象とした危険地域評価手法であるため，元来地震時の地すべり現象の評価に対して用いるようにはできていない。

そこで，（公社）日本地すべり学会（平成 24 年 9 月末日までは（社）日本地すべり学会，以下同）では，国土交通省からの本委託研究の成果の一部として，地震による斜面変動危険地域を評価するマニュアル案（仮称，以下「マニュアル案」と表記）を提案することとした。

7.2 マニュアル案の基本的な属性

（1） 名称及び構成

マニュアル案の名称は，「地震時斜面変動発生危険地域調査要領（案）」とした。そして，その構成は「本編（1 章；概説，2 章；広域危険度評価，3 章；危険箇所抽出）」及び「付属資料」からなる。ここで、「広域評価」は縮尺 1/5 万～1/10 万程度の地形図上に、地震に伴って発生する恐れのある地すべり及び崩壊性地すべりの危険区域をゾーニングするために用い、「危険度個所抽出」は 1/5 万よりも大きなスケールの地形図に、個別斜面に着目した危険個所の分布を明らかにするものを言う。平成 24 年度の骨子案とは主に次の点において若干異なる。

（2） 広域危険度評価手法

危険度の評価法として，AHP 法を採用した。この手法が① 各要素の評価が主観的な評価基準によるため，対立する概念や尺度の違う要素も比較できるロバスト性がある，② 一対比較を用いるため，評価が簡明であり，全体としての重要度は「結果的に」得られる，③ 数量的な手法であるため，他の案と定量的に比較できる，④ ある要素の全体に及ぼす影響や判断の整合性が確認できる，といった長所を有している（濱崎ほか，2003；濱崎，2013）からである。

また，上記（1）でも述べたが，個別斜面レベルの危険度評価のためには，種々の調査，解析手法が有効であることを，いくつかの手法や視点を例として「3. 危険個所抽出」に述べている。

（3） 対象とする現象

マニュアル案では，地すべり及び崩壊性地すべり（斜面構成物質が発生域に滑落崖を残して高速ですべり落ちてしまったもの。移動物質が発生域下方の斜面に留まって一部ブロック形状が残されている場合や，移動物質が粉砕され長距離流下する場合は岩屑なだれになる場合などがある）について危険度評価の対象とする。ただし，第四紀火山灰被覆丘陵での地震による斜面変動では，移動形態や深さ，崩土の到達の面で様々なものが起こり，表層崩壊的な現象も一部含まれる。これらの発生プロセスは十分には解明されていないことから，一括して「火山灰被覆丘陵における斜面変動」として取り扱う。また，新第三系以降の事例では，過去の地震による斜面変動事例の把握の多くを空中写真判読によっており，古第三系以前の地質では，歴史的記録に残った大規模ものが主体である。これらから把握規模の下限があり，ここでは，新第三系以降で 10^2～10^3 m^2 程度以上，古第三系以前では，$10^5 m^2$ 程度以上の地すべり及び崩壊性地すべりを評価の対象とする。

これを我が国の代表的な地質地域と関連させて示すと，図-7.2.1 のように示される。

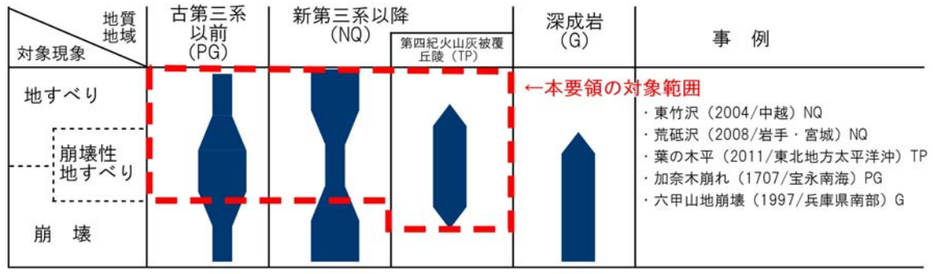


図-7.2.1 地震により起こりやすい斜面変動タイプと地質地域及びマニュアル案の対象現象

7.3 マニュアル案の特徴

本マニュアル案の特徴は次のような点である。

（1） マニュアル案の利用者として，主として行政に携わる技術系部局を想定した。また，実務の担当者としては，実際の危険度評価の解析にあたるコンサルタントの技術者を想定した。

（2） 縮尺 1/5 万～1/10 万程度の地形図上に，地震に伴って発生する恐れのある地すべり及び崩壊性地すべりの危険区域をゾーニングするために用いる「広域危険度評価」と，1/5 万よりも大きなスケールの地形図に，個別斜面に着目した危険箇所の分布を明らかにするための「危険箇所抽出」のために有効と考えられる調査や解析手法を示した。

（3） 前述のとおり，「広域危険度評価」においては，評価手法として AHP 法を用いた。

（4） AHP 法の評価要素として，地震動，地震に先立った降水状況は含めていない。これは，ここでの危険度評価が相対的なものであり，対象とする地域においてある地震動や降水状況が生じた場合には，それに応じてその地域の斜面全体の危険度がほぼ等しく増大または減少すると仮定しているためである。

（5） 主として斜面を構成する地質・土質に着目して，これまで斜面変動発生報告事例の多い，① 古第三系以前の地質帯からなる地域，② 新第三系以降の地質帯からなる地域（③を除く），③ 火山灰被覆丘陵地域，それぞれの地域区分での AHP 解析手法について事例を用いて示した。

（6） （5）に示した①②③いずれの地域区分にも該当しない地域の場合には，「2. 広域危険度評価」で詳述している手順に従って，その地域独自の要素や配点を設定したモデルを設定できるようにした。

8. まとめと今後の課題

8.1. まとめ

（公社）日本地すべり学会では，国交省河川砂防技術研究開発課題「類型化にもとづく地震による斜面変動発生危険箇所把握手法の開発」において，過去の地震による斜面変動事例を分析し，想定地震の影響地域で主に地形・地質要因の組み合わせ評価により地震による斜面変動発生危険箇所を評価する方法の開発を行った。本年度は,その最終成果を報告書とともに,「地震時斜面変動発生危険地域調査要領案」として取りまとめた。

まず，危険箇所評価を，1/5 万～1/10 万スケールでの「広域評価」(ゾーニング)と 1/5 万より大きなスケールで個別に危険斜面を抽出する「危険箇所評価」に分けた。前者については，過去の事例から，地質地域ごとに地震で起こりやすい斜面変動現象を類型化し，それぞれについて AHP 法による危険地域評価手法を提案した。具体的には，新第三系以降地域では，地すべり・崩壊，その中で未固結降下火砕物に起こる現象を分離し火山灰被覆丘陵地域での斜面変動を，古第三系以前の地質地域では，崩壊性地すべりを対象とした。また，分析対象となったデータが主に空中写真判読により得られたものでは，判読の限界から予測現象の規模を 10^2～10^3m^2 以上，歴史資料とその写真判読によった古第三系以前の地域の崩壊性地すべりでは 10^5m^2 以上とした。

新第三系以降の地域では，昨年度開発した 2004 年新潟県中部地震、2008 年岩手・宮城内陸地震の斜面変動事例での GIS を用いた主に統計解析に基づく評価モデルについて， AHP 得点分布に対し正規確率密度関数を用いた過誤分析を行って，要因とその重みづけ，配点を検討し，手法の適合性を高めた。すなわち，地すべりの危険度評価には「地質（岩相)」，「地すべり土塊」，「凸凹度」，「地上開度」，「谷次数」が，崩壊の危険度評価には「勾配」，「凸凹度」，「地上開度」，「地質（岩相)」，「谷次数」が要因としてそれぞれ抽出された。

また，新第三系以降の地質の中で，2011 年東北地方太平洋沖地震，1983 年長野県西部地震，1978 年伊豆大島近海沖地震と 1968 年十勝沖地震における火山灰被覆丘陵地で多発した崩壊について，発生場の地形・すべり面位置と性状等から類型化した。それに基づき，地震だけでなく降雨の影響も受けた地形条件で約 240 箇所の発生個所を特定した 1968 年十勝沖地震八戸周辺地域の GIS 統計解析から，AHP 評価モデルを構築した。そこでは，平均傾斜，地上開度，起伏量を要因とすることで，実際の発生箇所分布とよく整合した。

次に，南海トラフ地震での斜面変動危険性が懸念されながら事例報告の少なかった古第三系以前の付加体からなる地質地域では，江戸時代の南海トラフ地震での静岡県安倍川上流大谷崩れで前兆地形である二重山稜・幅広尾根地形を抽出する手法を検討し，DEM データから求められる指標「断面形状の凸度」を開発した。これに「起伏量」を加え崩壊性地すべりを対象とした AHP モデルを構築し，安倍川上流・富士川右岸および高知県東部のサンプル地域に適用した。その結果，空中写真判読等から判断される不安定領域が AHP の高得点領域（70 点以上）として抽出されることを確認した。さらに 2008 年中国汶川地震の事例分析も行った検証も試みた。

これら地質地域・現象ごとの AHP モデルを用いて，新第三系及び火山灰被覆丘陵地域として静岡県伊豆梨本・見高入谷地域，古第三系以前の地質地域の同安倍川上流域，高知県加奈木崩れ周辺地域で AHP 得点分布図(ハザードマップ)と斜面変動発生個所の分布を重ね合わせ，妥当な結果を得た。さらに，中越地震，岩手・宮城内陸地震，1968 年十勝沖地震での AHP 得点の分布と斜面変動発生個所の関係について，地図上での重ね合わせ状況，AHP 得点と斜面変動発生率の関係グラフから，得点ランクを３段階程度に区分し相対的な危険度を区分する方法についても示した。

以上の方法で「広域評価」を行い危険度が高い(AHP 得点が高い)と判断された地域や，保全対象等の面で重要と判断される地域では，「危険箇所抽出」を行うことを提案し，そのための調査・解析手法やその視点について事例を挙げて解説した。具体的には，危険箇所調査の手法として，（1）空中写真判読とレーザプロファイラ地形図による地形判読，（2）現地調査における土木地質的視点，次に数値解析による危険箇所把握手法として，（3）地震応答解析，現地での危険箇所抽出のための，（4）斜面微地形分類と空中電磁探査，さらに，地震力の影響のしかたについて，（5）斜面変動に及ぼす地震動の影響評価手法の検討，斜面への地下水供給の影響について，（6）地震前降雨，融雪等影響について，を概説した。これらの手法･視点での調査･解析にもとづき危険斜面を抽出し，さらに調査ボーリング・地形地質踏査・斜面安定解析等の地すべり・崩壊などの精査へと進むことになる。

危険箇所抽出では，以下の内容について概説した。

（1）斜面地形分類によって地形形成プロセスを把握し，危険斜面抽出に繋げる手法として大規模崩壊性地すべりの発生危険斜面抽出のための山体歪度の評価など

（2）斜面変動発生に結びつきやすい地質・地質構造やその調査手法について，2011 年東北地方太平洋沖地震により中・古生界の硬質岩で発生した崩壊を例に取って解説

（3）評価対象地震動を設定できる場合に，地震応答解析で３次元モデルを用いて山地全体の加速度応答や応力分布等を求め，２次元断面を用いて地震時の斜面安定解析を行い危険斜面を評価する手法

（4）火山灰被覆丘陵での風化テフラ層をすべり面とした斜面変動をモデルとして，斜面微地形分類と空中電磁探査による面的調査と現地での表層地質調査での危険箇所抽出

（5）起震断層と斜面の位置関係からみた内陸直下型地震と海溝地震，斜面変動発生に影響する地震動特性の取りかた，地震波伝搬過程での表層物質の震動特性の影響や周期構造の変化，地震規模・地震タイプと斜面変動の規模・発生数との関係

（6）先行降雨や融雪の影響を受けた地震による斜面変動発生しやすさや発生場及び崩土到達距離，とくに火山灰被覆丘陵での先行降雨による影響

以上の研究成果をもとに，実務者向けの「地震時斜面変動発生危険地域調査要領案」を提案した。ここでは，広域評価の手法とその構築事例を中心に解説し，提案した AHP 法を，各地域での地形・地質特性や過去の災害事例を考慮して適宜改良できるようにしている。また，危険個所抽出に有用となる調査・解析手法及び視点についても記述した。

8.2. 今後の課題

（1）課題の概要

地震による斜面変動の発生には，誘因や素因として様々な要因が関係している。その中で地震動で重要とされるのは最大振幅と周波数特性，主要動の継続時間とされ，直下型地震では，震源断層の破壊過程や複雑な構造の地表層での地震波の伝わり方や変質も影響を及ぼしている。斜面の形状や地質構造や破壊特性をも含む構成物質のバラエテイーも考慮して，どこでどのような現象が発生するのかを予測するのは極めて難しい。さらに，過去の事例に見るように，斜面安定度を低下させる降雨や融雪の影響も考慮しておく必要がある。

また、広域評価手法の開発は、主に国内の地震による斜面変動発生事例にもとづいている。得られた発生事例の少ない地質地域や，地域性要因の考慮がさらに必要な場合には，調査要領案に示した手順を参考に新たな評価モデルを構築したり、ここで提案した手法を改良して用いることが必要な場合もある。例えば、古第三系以前の地質で内陸直下型として発生した 2008 年中国汶川地震での斜面変動多発例のように,崩壊性地すべりだけでなく極めて多数の崩壊も起こっている。しかし，この評価モデル構築は今後の課題である。

また，統計データのある場合でも抽出に客観性を持たせるため空中写真判読による崩壊・地すべり発生場所のデータを用いた。その結果，10^3m^2 未満の小規模な現象の発生危険地域は予測できてない。同時に，ある地震に対し多数の斜面変動事例がある場合の統計解析にもとづく AHP 法構築では，GIS による解析単位の大きさが斜面変動の発生場規模より多少大きい。したがって，危険度評価単位の大きさも同程度となり，広域評価のための AHP 得点を微地形に着目した斜面地形分類の個別斜面単位で危険度評価に用いるのは適切でない。

さらに，発生事例数が十分でないため AHP モデル検討を行っていない地質地域（例えば花崗岩類での崩壊・地すべり，先第三系の地すべりなど）や，ここで取り上げていない素因条件を入れるべき地域では，付属のマニュアル案に記載した手法に準じて評価要因の導入や配点を行うことが必要である。

（2）　地震動の取り扱いに関する今後の課題

1）海溝型地震と内陸直下型地震

斜面変動に対する海溝型と内陸直下型の地震の影響の違いは，その影響範囲の広さであるが，震源断層全体の大きさに左右されるわけではない。海溝型の場合は，広大な震源断層のごく一部を占める短周期強震動発生域に注目すれば，海溝型と内陸直下型の断層の大きさにそれほど大きな違いはないと考えられる。海溝型では短周期強震動発生域が斜面変動発生域から離れているのに対して，内陸直下型では斜面変動発生域の直下にあるという違いがあるだけである。今後発生する南海トラフでの地震を考える際にも，このことを考慮すべきであろう。

2）表層地盤での地震動の増幅と卓越周期の変化

地震動は表層地盤を伝播する間に，増幅（場合によっては減衰）したり，周期構造が変化する。対象とする斜面変動の規模（とくに深度）にもよるが，地表近くまで伝播した（表層地盤の影響を受けた）地震動を対象とした方がよいのか，表層地質の影響を受ける前の地震動を対象とした方がよいのか，適切に判断して地震動データを利用しなければならない。ちなみに，防災科研の KiK-net は地表と地中で地震動を記録している。

3）入力地震動の性質と表層地盤の振動特性の関係

誘因としての地震動の性質だけではなく，素因としての表層地盤の振動特性も重要である。すなわち，表層地盤が入力地震動にあまり反応しないか，共振したように激しく反応するかは，斜面変動の発生原因として重要である。表層地盤の振動特性は，微動の H/V スペクトル比から求めることが多いが，表層の地形・地質や地盤の性質からその振動特性を類推できるように，事例を蓄積することが今後重要となる。

4）地震加速度（地震力）と地震速度（地震エネルギー）

斜面変動の発生に関わるのは，地震加速度（地震力）か，地震速度（地震エネルギー）か。斜面変動の規模によって違いがあろうが，小規模な斜面変動には地震加速度（地震力）が，大規模な斜面変動には振動速度（地震エネルギー）が影響すると考えている。このことは，地震による斜面変動の発生メカニズムを考える上で重要であるため，事例の蓄積が望まれる。

5）大きな上下動の影響

大規模斜面変動発生域近傍の地震動では，激しい上下動が記録されている例が多い。単なる振動としての取扱いではない取扱い方，例えば，防災科研のトランポリン効果（Aoi　et al., 2008）や間隙水圧との関係などを考察することも必要であろう。

（3）防災への活用に関する今後の課題

本成果の防災行政における活用方法としては，地震による地すべり・崩壊性地すべりの発生危険度の高い範囲の把握，地震による地すべり・崩壊性地すべりの発生危険度を考慮した土地利用規制等のソフト対策の検討，地震時の危険性を考慮したハード対策の優先順位の検討があげられる。しかしながら，一方で以下のような課題がある。

1）危険度評価結果の精度

本成果は，土地利用規制等のソフト対策への活用，防災対策の優先順位付けへの活用が考えられるが，活用にあたっては危険度評価結果がどの程度の精度をもっているのかが重要となる。本研究では考慮していない地震動の大きさ等，個々の地震動特性，地震発生前の先行降雨の影響などが危険度に及ぼす要因の検討とあわせて評価結果の精度を検証していくことが重要と考えられる。

2）異なる地質地域への本手法の適用性

今回事例解析を行った地域以外の異なる地域への適用性を検討することも重要である。解析で対象する地域が広くなると精度が低下する恐れも考えられることから，解析対象地域の面積と評価結果の精度についても，あわせて検討していく必要がある。

3）大縮尺地図でのゾーニング技術の開発

本研究では，5～10 万分の 1 スケールの発生危険度のゾーニング手法を開発したほか，一部 2.5～5 万分の 1 スケールのゾーニング手法の開発を行った。今後，より詳細なスケールでのゾーニング手法の開発を行い，より防災対策に活用な技術開発を進める必要がある。また，発生規模，移動到達範囲の設定手法について検討を行っていくことも重要である。

以上，述べた課題の解決のためには，今後，さらに新しい地震事例を追加して事例研究を進め，危険度評価手法の適用性を明らかにし評価手法の改良を行っていく必要がある。

引用文献

Aoi, S., Kunugi, T. and Fujiwara, H.(2008): Trampoline Effect in Extreme Ground Motion, Science, 322, pp.727-730.

（独）防災科学技術研究所（2012）： 地すべり地形 GIS データ，地すべり地形分布図データベース.

Chigira, M. （1982）: Dry debris flow of pyroclastic fall deposits triggered by the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake the collapsing landslide at Nanamawari, Mitaka-Iriya, Natural disaster science 4（2）, pp.1-32.

千木良雅弘・巫錫勇・井口隆・王功輝（2009）: 2008 年汶川地震による山地災害と地震地表断層，京都大学防災研究所年報，第 52 号 A ，pp.115-130.

土志田正二・井上公夫・島田徹・藤原信也・森島成昭・齋藤仁（2013）: 海溝型地震による大規模斜面崩壊発生地域の分布特性，平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集Ａ，pp.A-2～A-3.

（財）道路保全技術センター（1996）: 平成８年度道路防災総点検要領［豪雨・豪雪等］.

藤田崇（2004）: 基岩構造，地すべり-地形地質的認識と用語,地すべりに関する地形地質用語委員会編，（社）日本地すべり学会，pp.118-132.

濱崎英作・戸来竹佐・宮城豊彦（2003）: AHP を用いた空中写真判読結果からの地すべり危険度評価手法，第 42 回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp227-230.

濱崎英作(2013) : AHP 法、その仕組みと地すべり危険評価法への適用，山が動く，社団法人斜面防災対策技術協会東北支部，pp20-48.

Hamasaki, E. and Miyagi, T. (2013): Risk Evaluation using the Analytic Hierarchy Process(AHP)-Introduction to the process concept, TXT-tool1.081-2.4, ICL Landslide Teaching Tools, pp.36-49.

Higaki, D. and Abe, S. (2012): Classification of the Geomorphology, Geology and Movement Types of Earthquake Landslides, Ugai, K., Yagi, H. and Wakai, A. (eds.), Earthquake-Induced Landslides, Springer, pp.37-44.

Huang, C., C., Lee, Y., H., Liu, H., P., Keefer, D., K. and Jibson, R., W.（2001）: Influence of surface-normal ground acceleration on the initiation of the Jih-feng-erh-shan landslide during the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 91（5）, pp.953-958.

建設省砂防部傾斜地保全課（1996）: 地すべり危険箇所の再点検について.

国土地理院（1979）: 1978 年伊豆大島近海地震災害調査報告書，地震災害と土地条件，56p.

国土地理院（2009）: 平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震 1:25,500 詳細活断層図（活断層・地形分類及び地形の変状），国土地理院技術資料 D・1-№541.

森屋洋・阿部真郎・田中頼博・林一成・檜垣大助（2009）: 2008 年岩手・宮城内陸地震における秋田県東成瀬地域の地すべり変動，第 48 回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.228-229.

（社）日本地すべり学会（2012）: 地震による斜面変動の実態把握と特徴の類型化報告書（平成 23 年度）.

（公社）日本地すべり学会（2013）: 類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発報告書（平成 24 年度）.

野口正二・三森利昭・多田泰之・安田幸生（2010）: 2008 年岩手・宮城内陸地震前後における災害地周辺の先行土湿，砂防学会誌，Vol.63，No.1，p39-43.

大平知秀・手代木裕司・相馬邦彦・杉本宏之・中野英樹・樽角晃・武士俊也・千田敬二・河戸克志・馬場敬之（2013）: 葉ノ木平地区周辺の斜面構造について-地すべり性崩壊発生危険と評価の試み-，平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集，pp.10-11.

（独）産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) : 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2012 年 7 月 3 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084，産業技術総合研究所地質調査総合センター.

瀬野徹三（2012）: 南海トラフ巨大地震―その破壊の様態とシリーズについての新たな考え―, 地震第２輯, Vol.24, pp.97～116.

高橋明久・阿部真郎・檜垣大助（2012）: 計測データから見た地震時の地すべり変動，第 51 回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.68-69.

滝沢文教・一色直記・片田正人（1974）金華山地域の地質,地域地質研究報告書（5 万分の 1 図幅），地質調査所.

滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦光男・寒川旭・片田正人（1984）: 石巻地域の地質,地域地質研究報告書（5 万分の 1 図幅），地質調査所，p.103.

田村俊和（1987）: 湿潤温帯丘陵地の地形と土壌ペドロジスト，Vol.31，No.2，pp.135～146.

東北大学地質古生物学教室（1979）: 1978 年宮城県沖地震に伴う地盤現象と災害について，地質学古生物学教室研究邦文報告，第 80 号，p.98.

植原茂次・田中耕平・井口隆・木下繁夫・井元政二郎・幾志新吉・岩崎正樹（1985）: 昭和 59 年（1984 年）長野県西部地震災害調査報告，pp.67-70.

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

許強・裴向牢・黄潤秋ほか（2009）: 汶川地震大型滑坡研究，北京科学出版社.

八木浩司・山崎孝成・渥美賢拓（2007）: 2004 年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊発生場の地形・地質的特徴の GIS 解析と土質特性の検討，日本地すべり学会誌，Vol.43，No.5，pp.44-56.

吉田昌弘・千木良雅弘（2012）: 1968 年十勝沖地震によって降下火砕物層に発生した崩壊と風化の関連について，応用地質，Vol.52，No.6，pp.213-221.