

**(公社) 砂防学会**  
**東北地方太平洋沖地震災害調査委員会**  
**報告書**

2013 年 9 月 30 日

(公社)砂防学会  
東北地方太平洋沖地震災害調査委員会

## 目次

### はじめに

会長声明	1
東北地方太平洋沖震災調査委員会 について	2

### 1班 過去の地震のレビュー

1.1 第1班の活動	3
1.2 全国の海溝型地震による大規模斜面崩壊の傾向	7
1.3 海溝型地震による土砂災害分布の歴史資料と現地踏査	18
1.4 海溝型地震で発生した大規模斜面崩壊(四国地方・仁淀川)の比較	23
1.5 東海地方の海溝型巨大地震と土砂災害の分布	28

### 2班 土砂災害の実態

目次	32
はじめに	34
2.1 衛星写真や航空写真, 航空LP測量による広域調査(分布, 規模, 形状)	35
2.2 現地調査による実態把握	
2.2.1 岩手県内の土砂災害発生状況と分析	40
2.2.2 宮城県内の土砂災害発生状況	47
2.2.3 茨城県内の土砂災害の実態	56
2.2.4 栃木県内の土砂災害	61
2.2.5 2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂移動実態	70
2.2.6 山形県内の土砂災害発生状況	76
2.3 代表的な災害地の集中合同調査	77
2.3.1 いわき市桜本	81
2.3.2 いわき市上釜戸	83
2.3.3 いわき市才鉢地区	89
2.3.4 白河市根田	93
2.3.5 白河市葉の木平	97
2.3.6 航空LP測量データによる湯ノ岳・井戸	103
2.4 砂防構造物の施設被害実態	108
2.5 土砂移動によるライフライン等への被災が社会的経済的側面に与えた影響	112
2.6 岩手県一関市・二戸市における地震に伴う住民聞き取り調査	117
2.7 岩手県内の盛土地盤における現地調査	129
2.8 まとめと今後の課題	136
2.9 執筆者一覧	139
2.10 2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂災害 (砂防学会誌・研究ノート, VOL.65, No.5, p.29-34, 2013)	141

### 3班 地震動の性質と土砂災害の発生場

3.1	東北地方太平洋沖地震の概要	147
3.2	東北地方太平洋沖地震による動の特徴	152
3.3	地震動の性質と土砂災害の発生場	170
<b>4班 本震による山地の不安定化</b>		
	要旨	175
4.1	地震時斜面崩壊危険度評価手法の高度化に関する検討	177
4.2	サポートベクターマシーンによる地震時における斜面崩壊危険度評価の試み	179
4.3	土砂災害警戒情報の地震後暫定基準の妥当性に関する検討	183
4.4	地震後の崩壊発生降雨基準に関する一考察	185
4.5	地震動による斜面の亀裂および土質強度の変化が斜面安定に与える影響	192
4.6	花崗岩地域における地震発生後の斜面安定性の変化に関する実験的研究	196

## 砂防学会 会長声明 2011年4月18日

東日本大震災に対する砂防学会の対応について

社団法人 砂防学会  
会長 鈴木雅一

2011年3月11日の東日本大震災によって亡くなられた方々のご冥福を衷心よりお祈りするとともに、かつてない甚大な被害を受けられた皆さまや関係の皆さまに心よりお見舞い申し上げます。

近代日本の歴史の中で最大といわれる規模の地震と津波による、広い地域での災害ですが、海岸部とそれに隣接する地域で特に大きい被害が生じました。生存者の捜索、負傷者の治療、犠牲者の追悼、被災者の保護等被災地の住民への対応とそれに必要な避難所の確保や病院等の施設の復旧、仮設住宅の建設などが実施されています。

同時に報道などでは必ずしも目立ちませんが、強い揺れで緩んだ地盤では、余震によるものも含め、斜面崩壊、地すべり等の土砂災害が発生し19名の方々が犠牲になりました(4月14日、国交省砂防部調べ)。そして、土砂災害が多発する震度5強以上の地域は17都県233区市町村におよび、そこでの土砂災害危険箇所は約4万箇所と多くあります。これらの地域では、今後の梅雨期、台風期に備えて砂防関係施設の点検等の早急なる処置と、通常よりも弱く小さい降雨でも発生する可能性が高まる土砂災害への警戒が必要です。

またこの大震災では、津波の規模、防潮堤、原子力発電所などに関して、戦後日本社会で多数の人が妥当と考えてきた幾つかの「想定」に変更を迫る事象が生起しています。そして、復旧ではなく復興が必要であるという認識も広範に生じています。これらのことは、主に中山間地を対象とした土砂災害の防止・軽減や、防風林、防砂林に起源をもつ海岸林の再生に向けた取り組みに対しても、これまでの「想定」の延長線上の研究の深化に加えて、更に学術的、技術的に根源的な考究の必要性をもたらします。それ故に、国土管理に関わる隣接分野の学会と同様、砂防学会の役割と責任も増していると受け止めています。

砂防学会は、地震、豪雨、火山噴火に伴い発生する土石流、地すべり、がけ崩れ等による土砂災害から人命や財産を守り、安全・安心な国土の基盤を構築するための防災科学技術の振興と発展に寄与することを目的として掲げる研究者、技術者を主とする組織です。学会創設時からの「安全・安心な国土の基盤を構築する」という旗印は、自然の営力の大きさに対してとても重いものであることを再認識しつつ、東日本大震災から立ち上がり元気な日本を再生する一翼を担うため、我々学会員の総力を挙げて取り組みます。具体的には、東日本大震災で生じた土砂災害の実態の把握やその発生機構等の解明をはじめとして、急を要する課題、根源的課題の両者を検討対象とする委員会を設け、調査を行い、安全・安心な国土形成に役立つ成果の積極的な公表を行います。

## 東北地方太平洋沖地震災害調査委員会について

平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震は、東日本の広範囲に甚大な災害を引き起こした。津波や原発による災害の激甚さに隠れた形になったが、山地・斜面でも崩壊・地すべりが多発し、これらの緊急調査が喫緊の課題となった。新潟県中越地震や岩手・宮城内陸地震など、近年の地震災害が直下型の地震によるものであったのに対して、今回の地震が海溝型の地震であったため、とくに注目されることになった。

砂防学会としても何らかの形の組織を作り、調査に乗り出すことが検討された。従来、緊急災害調査は研究開発部会がその任に当たり、緊急調査団を派遣するなどの対応を行ってきたが、被災範囲の広さや規模の大きさから考えて、短期間の調査で終わらせずに長期的な活動が望ましいこと、丁度、研究開発部会内の委員会である気候変動委員会の活動が平成 22 年度で終了したこと等を考慮し、それに代わる委員会として、「東北地方太平洋沖地震災害調査委員会」を立ち上げることにした。

形式的には砂防学会内の一部会の中の委員会であるが、被災範囲の広さや規模の大きさを考えれば、実質的に学会挙げての活動になるため、委員長を鈴木雅一・砂防学会会長（当時）とした。また、短期の緊急調査に加えて、その後の詳細な検討や今後の海溝型巨大地震に備えての提言までを視野に入れて、委員会の設置期間を平成 23～24 年度の 2 年間とした。

平成 23 年 5 月 19 日の理事会で委員会の設置が承認され、その後学会誌上で委員の公募が行われた。委員会事務局からの依頼による委員と公募による委員を合わせて、最終的に 40 名となった。その他、下川・水山両前会長には顧問をお願いした。委員会は、下記の通り、調査・検討内容により 5 つの班で構成されており、40 名の委員はいずれかの班で活動している。

- 1 班：過去の地震災害のレビュー
- 2 班：土砂災害の実態
- 3 班：地震動の性質と土砂災害の発生場
- 4 班：本震による山地の不安定化
- 5 班：復旧と復興に向けた課題と提言

委員全員が集まる会議を設定することは難しく、また効率的でもないので、下記の 3 種類の会議を設定し、効果的に活動を進めることにした。

- 1) 全体会議：全委員出席の会議。年 2 回程度、研究発表会などに合わせて開催。
- 2) 運営会議：おもに各班の主担当者を中心とする会議。2 月に 1 回程度開催。
- 3) 班 会 議：各班の主担当者と委員が中心となって運営。随時開催。

平成 23 年度は 1、2、4 班が活発に活動し、初年度の活動の総括として、平成 24 年 1 月 17 日に東京大学弥生講堂で特別シンポジウムを開催した。平成 24 年度は、初年度の成果を受けて、さらに他班の活動が加わった。

平成 24 年度に調査活動を一応終了し、その後まとめて時間がかかったが、平成 25 年 9 月 30 日を目途にホームページ上で公開することになった。なお、5 班の議論は、1～4 班の成果の上になされるものであるため、取り敢えず先に 1～4 班の成果を公開し、5 班の成果はまとまり次第、追加することにした。

# 1 第1班（歴史地震）の活動

## 1.1 第1班の活動

### 1.1.1 班の目的

第1班では、過去の大規模な海溝型地震においてどのような土砂災害が発生していたのかを整理した。例えば震源から崩壊発生までの距離、地震動の規模と崩壊の相関などが確認できる図表を作成することができれば、今後の東海・東南海・南海地震で懸念される土砂災害の影響を予測する上での基礎的な資料となりうると考える。

海溝型地震による土砂災害の事例は少なく、かつ古い事例が多い。従って、表層崩壊などの規模の小さな現象まで記述した資料を整理することは不可能なため、本研究では記録に残りやすい大規模な土砂移動現象（深層崩壊）による災害を主な対象として扱った。また、大正関東地震（1923）のように、神奈川県などの山地で発生した土砂災害の克明な記録が残るものについては、海溝型地震による土砂災害の事例として示した。

その結果をもとに、全国海溝型地震による大規模斜面崩壊の広域的な傾向及び、海溝型地震により発生した実際の斜面災害事例を紹介した。これらは今後起こりうる東海・東南海・南海地震などの海溝型地震で懸念される土砂災害の影響を予測する上での基礎的な資料となる。

### 1.1.2 メンバー

名前	所属
井上 公夫	一般財団法人砂防フロンティア整備推進機構
土志田 正二	独立行政法人防災科学研究所
島田 徹	国際航業株式会社
森島 成昭	日本工営株式会社
藤原 伸也	国際航業株式会社
斎藤 仁	関東学院大学経済学部

### 1.1.3 対象とした海溝型地震

1. 684年11月29日 白鳳地震
2. 887年8月22日 五畿七道地震
3. 1707年10月28日 宝永地震
4. 1854年12月23・24日 安政東海・南海地震
5. 1923年9月01日 大正関東地震
11. 2011年3月11日 東北地方太平洋沖地震

番号	地震名	震源位置		地震発生年月日	マグニチュード M	震源深度 (km)	発生タイプ	最大震度 S1
		北緯 (度)	東経 (度)					
1	白鳳			684.11.29	8.4		海溝型	
2	五畿七道	33	135	887.8.22	8.5		海溝型	
3	宝永	33.2	135.9	1707.10.28	8.6		海溝型	VI
4	安政東海	34	137.8	1854.12.23	8.4		海溝型	VI
4	安政南海	33	135	1854.12.24	8.4		海溝型	VI
5	大正関東	35.1	139.5	1923.9.01	7.9		海溝型	VII
6	昭和東南海	33.6	136.2	1944.12.7	7.9	20	海溝型	VI
7	昭和南海	32.9	135.8	1946.12.21	8.0	10	海溝型	VI
8	新潟	38.4	139.2	1964.6.16	7.5	34	海溝型	VI
9	宮城県沖	38.2	142.2	1978.6.16	7.4	70	海溝型	V
10	北海道南西沖	42.8	139.2	1993.7.12	7.8	35	海溝型	V
11	東北地方太平洋沖	38.1	142.86	2011.3.11	9.0	24	海溝型	VII

表1.1は、海溝型地震の一覧表で、表1.2は、海溝型地震による大規模土砂災害のうち、特に有名なものを抜粋して示した一覧表である。

表1.2 海溝型地震による大規模土砂移動の一覧表

地点番号	地震名	大規模土砂移動と地震との関係										大規模土砂移動の特性						天然ダムの有無			
		緯度(度)	経度(度)	都道府県・市町村	土砂移動箇所名	崩壊発生日	誘因	地点震度S2	震央距離DI(km)	面積A1(m2)	土砂量V1(m3)	長さL(m)	幅W(m)	斜面型	傾斜I(度)	比高D(m)	地質	形成の有無	浸水高H2(m)	浸水量V3(m3)	決壊時期
1-1	白鳳地震	33.56	133.25	高知県越知町	仁淀川中流・	当日	地震			1.7E+05	3.4E+06	600	280	凹型	21	270		有	50	2.5E+06	3日後
2-1	五畿七道地震	36.01	138.37	長野県小海町	八ヶ岳大月川岩層なたれ	当日	地震			6.0E+06	3.5E+08	3500	2250	凸型	30	350		有	130	5.8E+08	303日後
3-1	宝永地震	35.41	138.49	山梨県身延町	下部・湯之奥	当日	地震			8.0E+04	1.2E+06	900	250	凹型谷型		360	新第三紀正常堆積物	有	70	3.7E+06	土砂埋没
2		35.21	138.54	静岡県芝川町	白鳥山	当日	地震	316		1.0E+05	5.0E+06	400	250	直線直線	35	350	新第三紀正常堆積物	有	30	5.6E+06	3日後
3		35.20	138.54	静岡県芝川町	塩田の崩壊・天然ダム	2年後	豪雨			不明											
4		35.31	138.31	静岡県静岡市	大谷崩れ	当日	地震			不明	1.2E+06	1000	1800	凹型谷型	30	1100	付加複合体	有	30	4.7E+06	徐々に堆砂
5		35.07	138.54	静岡県清水市	由比・藤煙峠	当日	地震			不明											
6		34.70	138.21	静岡県牧之原市	相良町坂井・津波土砂崩れ	当日	津波			不明											
7		34.65	137.15	静岡県原市	伊川津町・津波土砂崩れ	当日	津波			不明											
8		34.72	136.51	三重県津市	安濃津の崩れ	当日	津波			不明											
9		34.01	135.96	奈良県下北山村	下北山村・崩壊	当日	地震			不明											
10		33.82	135.22	和歌山県印南町	山崩れ死者あり	当日	地震			不明											
11		33.68	135.89	和歌山県那智勝浦町	那智大滝の崖崩壊	当日	地震			不明											
12		33.49	135.80	和歌山県本町	橋杭岩	当日	津波			不明											
13		34.36	134.14	香川県高松市	五剣山の落石(岩)	当日	地震			不明											
14		33.47	134.15	高知県室戸市	佐喜浜川・加奈木崩れ	当日	地震			4.7E+05	8.5E+06	1000	500	凸型尾根	31	470	新第三紀火山岩類	無			
15		33.54	133.24	高知県越知町	横喜別府山の崩れ	当日	地震			不明											
16		33.57	133.23	高知県越知町	仁淀川中流・鎌井	当日	地震			1.3E+05	4.2E+06	450	250	凸型尾根	35	270	付加複合体	有	18	2.9E+07	4日後
4-2	安政東海・	35.37	138.36	山梨県早川町	七面山の崩壊	当日	地震	VI	162	7.0E+05	6.6E+07	1400	750	直線谷	40	900	付加複合体	無			
2	南海地震	35.42	138.37	山梨県早川町	葉袋の崩壊	当日	地震			不明											
3		35.28	138.42	山梨県南都町	十枚山地・翌年土石流	当日	地震			不明											
4		35.21	138.54	静岡県芝川町	白鳥山の崩壊	当日	地震	VI	152	3.8E+04	6.0E+05	250	200	直線直線型	35	250	新第三紀正常堆積物	有	15	4.0E+06	翌日
5		35.24	138.53	静岡県芝川町	池之谷の土石流	当日	地震			不明											
6		35.02	138.14	静岡県川根町	遠見山の崩壊・天然ダム	当日	地震			4.3E+04	8.5E+05	400	150	凹型	36	290	新第三紀正常堆積物	有	30	1.7E+06	2か月後
7		35.12	138.88	静岡県沼津市大岡	小林村の陥没・液状化	当日	地震			不明											
8		35.08	138.87	静岡県沼津市下香貫	下香貫の陥没・液状化	当日	地震			不明											
9		35.12	138.56	静岡県清水区由比町	由比川・青篠山の山崩れ	当日	地震			不明											
10		35.14	138.47	静岡県清水区中河内	中河内の山崩れ	当日	地震			不明											
11		35.32	137.82	長野県阿南町	各所で山崩れ・落石	当日	地震			不明											
12		34.62	137.21	愛知県田原市高松町	赤羽根町の海食崖崩壊	当日	地震			不明											
13		34.71	136.07	三重県上野市	治田の山崩れ	当日	地震			不明											
14		34.13	136.00	奈良県上北山村	山岳所々崩壊	当日	地震			不明											
15		33.83	135.76	和歌山県本宮町	湯の峰温泉3ヶ月止まる	当日	地震			不明											

地点番号	地震名	緯度(度)	経度(度)	都道府県・市町村	土砂移動箇所名	崩壊発生日	誘因	地点震度S2	震央距離DI(km)	面積A1(m2)	土砂量V1(m3)	長さL(m)	幅W(m)	斜面型	傾斜I(度)	比高D(m)	地質	形成の有無	浸水深H2(m)	浸水量V3(m3)	決壊時期	
17		33.91	133.78	徳島県西祖谷山	国見山嶺10ha崩壊	当日	地震			不明												
18		33.88	133.83	徳島県西祖谷山	善徳地すべり発生	当日	地震			不明												
19		33.86	133.32	愛媛県新居浜市	別子鉱山坑内湧水増大	当日	地震			不明												
20		33.83	133.80	高知県大豊町岩原	トウジ地すべり変状	当日	地震			不明												
21		33.74	133.55	高知県土佐町	宮古野の崩壊	当日	地震			不明												
22		33.71	133.51	高知県土佐町	地藏寺川沿いで崩壊	当日	地震			不明												
23		33.73	133.45	高知県土佐町	有間の大崩壊	当日	地震			不明												
24		33.66	133.76	高知県香北町	大峰谷の天然ダム	当日	地震			不明												
25		33.46	133.31	高知県土佐市佐川町	虚空蔵山の光岩裂ける	当日	地震			不明												
26		33.50	133.13	高知県仁淀川町長者	長者地すべり変状	当日	地震			不明												
27		33.11	133.10	高知県黒潮郡伊予木	伊予木川の天然ダム	当日	地震			不明												
28		32.79	132.87	高知県土佐清水市	三崎の天然ダム	当日	地震			1.0E+05	3.0E+06	500	200	凸型	26	250	新第三紀火山岩類	有	50	2.4E+06	2日後	
5-1	浜田地震	35.06	132.42	不明瞭・4地点	大江高山		地震	VI	34	不明							新第三紀火山岩類	無				
6-1	大正関東地震	35.18	139.09	神奈川県小田原市	星ヶ山	当日	地震			不明							第四紀火山噴出物	無				
2		35.20	139.10	神奈川県小田原市	大洞(白糸川)	当日	地震	VI	18	1.4E+05	1.0E+06	340	130	凸型	28	200	第四紀火山噴出物	無				
3		35.20	139.14	神奈川県小田原市	根府川駅西側斜面	当日	地震	VI	15	2.5E+05	2.5E+06	250	500	凸型	18	80	第四紀火山噴出物	無				
4		35.22	139.14	神奈川県小田原市	米神	当日	地震	VI	18	不明							第四紀火山噴出物	無				
5		35.31	139.19	神奈川県小田原市	曾我谷剣沢	当日	地震	VI	19	不明							第四紀正常堆積物	無				
6		35.36	139.21	神奈川県秦野市	震生湖	当日	地震	VI	19	2.0E+04	2.3E+05	100	200	直線尾根型	10	20	第四紀正常堆積物	無	18	1.8E+05	現存	
7		35.43	139.23	神奈川県秦野市	金目川上流・春岳山南斜面	当日	地震	VI	26	不明							新第三紀正常堆積物	無				
8		35.41	139.20	神奈川県秦野市	葛葉川上流・菅提	当日	地震	VI	25	不明							新第三紀火山岩類	無				
9		35.41	139.08	神奈川県山北町	玄倉南方の向沢	当日	地震	VI	30	6.3E+04	1.2E+06	350	250	凹型谷型	30	200	新第三紀火山岩類	無				
10		35.33	139.14	神奈川県山北町	世附川上流・芦沢	当日	地震	VI	35	不明							新第三紀火山岩類	有	50		14日後	
11		35.36	139.04	神奈川県山北町	谷我(酒匂川南側斜面)	当日	地震	VI	28	不明							第四紀正常堆積物	有	不明		6時間後	
12		35.37	139.04	神奈川県山北町	嵐(酒匂川北側斜面)	当日	地震	VI	29	不明							第四紀正常堆積物	無				
13		35.55	139.23	神奈川県津久井町	鳥谷・馬石	当日	地震	VI	39	8.0E+04	8.0E+05	400	200	凹型尾根型	10	80	新第三紀火山岩類	有	不明			
14		35.43	139.24	神奈川県伊勢原市	大山(大山川上流)	14日後	豪雨	VI	26	不明(土石流として流下)							新第三紀火山岩類	無				
15		35.44	139.25	神奈川県伊勢原市	日向(大山川上流)	14日後	豪雨	VI	44	不明(土石流として流下)							新第三紀火山岩類	無				
8-1	新潟地震	38.47	139.25	新潟県粟島	粟島海底地すべり	10年後	高波	VI	13	8.0E+04	1.2E+06	250	450	直線直線			第四紀正常堆積物	無				

#### 1.1.4 班の活動

- ①2011年12月24日に第1班会議を開催し、第1班の作業内容や役割分担を決めた。
- ②2012年1月17日に東京大学弥生講堂で開催された砂防学会特別シンポジウム、東北地方太平洋沖地震災害調査委員会「海溝型地震による土砂災害を考える」で、井上が「海溝型地震による土砂災害の特徴」と題して説明した（井上，2012a）。
- ③2012年3月13日の第3回運営委員会で、第1班の平成23年度の活動報告を行い、5月の砂防学会研究発表会の企画セッションで発表する内容を報告した。
- ④2012年5月23日の企画セッション2：東南海・南海地震と土砂災害で、井上が「四国・紀伊半島における海溝型地震による土砂災害事例の収集・整理」と題して口頭発表した（井上，2012b）。24日16時～25日18時に高知県西部の海溝型地震による土砂災害地点の現地見学会を行った（5名参加）。
- ⑤2012年8月3日（金）～4日（土）に東海地方現地見学会「海溝型地震による土砂災害（深層崩壊）」（井上，2012c）を16名の参加で行った（砂防学会から援助を受けました）。
- ⑥2012年12月14日（金）～15日（土）に「関東地震（1923）時の神奈川県西部の白糸川の大規模崩壊地の現地見学会」を13名の参加で行った。
- ⑦2013年4月27日（土）に砂防フロンティア会議室で最終会議を開き、最終報告書の目次案と執筆分担を決定した。
- ⑧2013年5月29日の企画セッション1：大規模地震と土砂災害で、土志田が「海溝型地震による大規模斜面崩壊発生地域の分布特性」と題して口頭発表した（土志田ほか，2013）。また、井上が「東海地方の海溝型巨大地震と土砂災害事例の分布」と題して口頭発表した（井上，2013）。

## 1.2 全国の海溝型地震による大規模斜面崩壊の傾向

### 1.2.1 日本周辺の地震環境

日本周辺は複数のプレート境界に位置することもあり、世界でも有数の地震多発地域である。図1.1は過去約40年間に発生したマグニチュード4以上の地震を示したものであり、その発生数は45,000回以上にもおよび（USGS, 2013）、地震を起因とする斜面崩壊も数多く発生している。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(M9.0)においても、多数の斜面崩壊による被害が発生したが、地震の規模に比べて斜面災害の発生数は少なく、大規模な斜面災害の発生事例も少なかったが、その原因としては地形・地質の特性が大きく寄与していると推測されている（土志田・内山, 2012）。今後起こりうる東海・南海地震などの海溝型地震による土砂災害対策を行うためには、過去の海溝型地震に伴って発生した斜面崩壊の分布・特徴などの傾向を把握することが求められる。

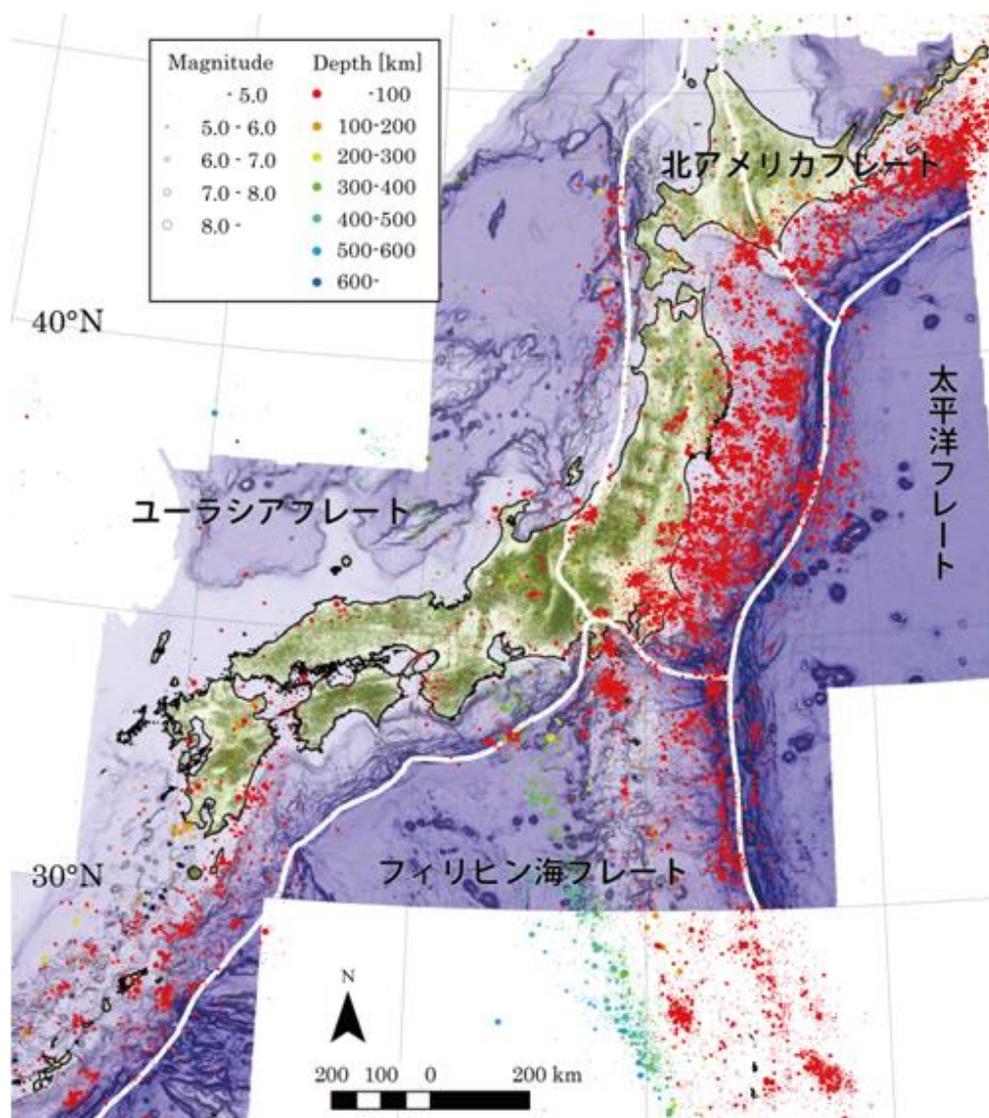


図 1.1 プレートの分布と震源分布 1973年1月3日～2013年2月4日, マグニチュード4.0以上  
USGS - Earthquake Search <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>

### 1.2.2 過去に発生した海溝型地震による斜面崩壊

過去発生した海溝型地震のうち、特に大規模で多数の斜面崩壊を誘発した4つの海溝型地震を対象とし、各地震における斜面崩壊発生地域を収集した(図1.2)。収集した海溝型地震による斜面崩壊は、1707年宝永地震における16箇所、1854年安政東海・南海地震における35箇所、1923年大正関東地震における131箇所、及び2011年東北地方太平洋沖地震における407箇所の589箇所である。ただし、宝永地震並びに安政東海・南海地震による斜面崩壊は、歴史文献に残るほどの大規模な斜面崩壊(体積100万 $\text{m}^3$ 規模)でしか収集することができないため、大正関東地震及び東北地方太平洋沖地震による斜面崩壊とは個々のデータの重みは異なる。また東北地方太平洋沖地震の斜面崩壊分布は、人工地盤による斜面崩壊や亀裂などの変状は除外しており、自然地盤による斜面崩壊のみを収集対象としている。なお、2011年3月12日に発生した長野県北部地震による斜面崩壊や、2011年4月11日のいわき地震による斜面崩壊は除外している。

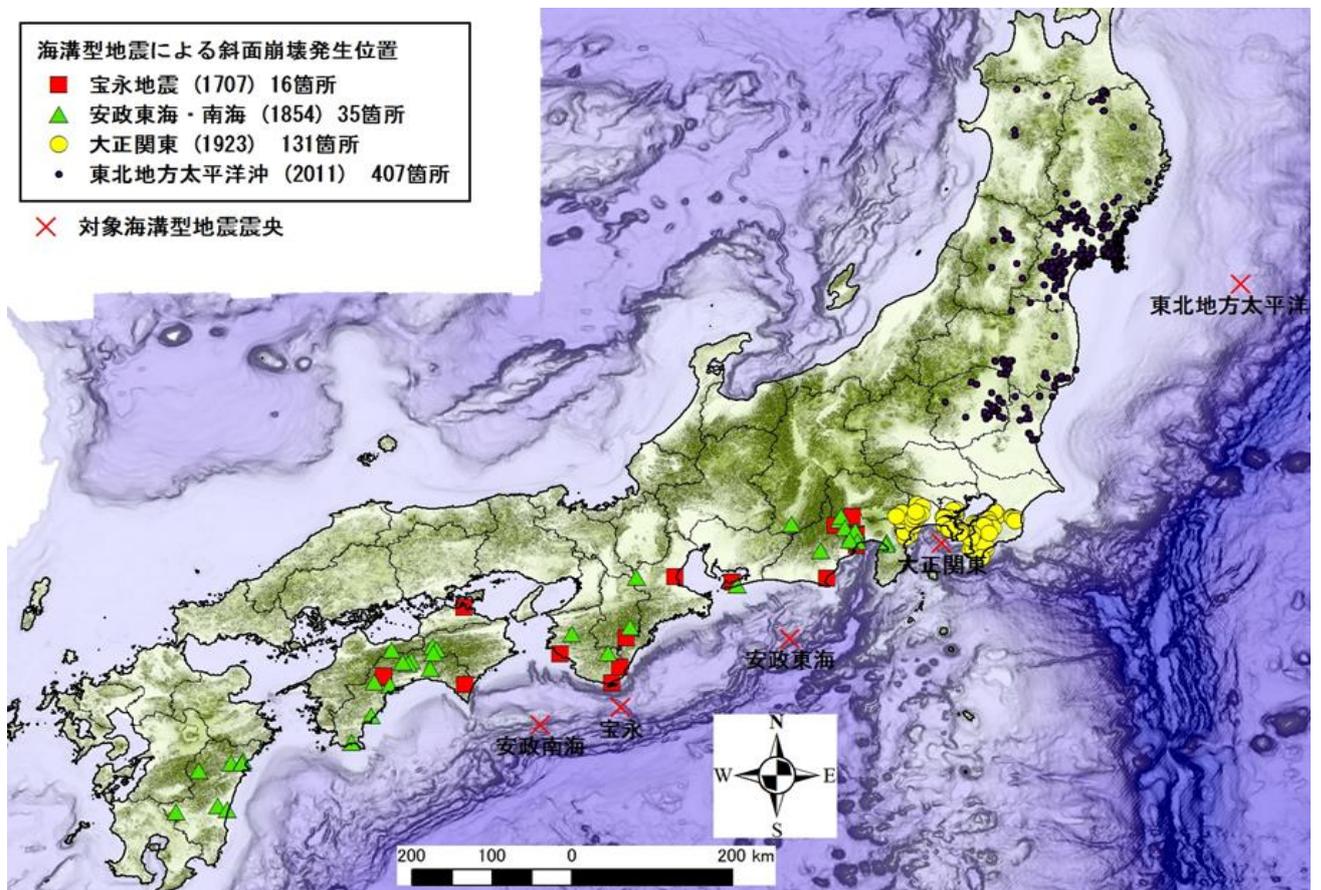


図1.2 宝永地震(1707), 安政地震(1854), 大正関東地震(1923), 東北地方太平洋沖地震(2011)の4つの海溝型地震による土砂災害の分布図

### 1.2.3 斜面崩壊発生位置と震源断層領域との距離比較

斜面崩壊発生位置と地震震源域との距離を算出する場合、過去の地震における震源（震央）の位置の正確さ、及びその形状が問題となる。様々な文献において震源（震央）位置は経緯度で示された点データとして表されているが、海溝型地震のような広範囲に破壊領域を持つと推測される地震が対象とする場合、点データからの距離を算出する方法は適切ではない。本報告書では、J-SHIS（防災科学技術研究所，2012）における海溝型地震推定発生領域を、過去発生した海溝型地震の震源断層領域として仮定し、その震源断層領域から斜面崩壊発生位置との距離を算出した（図 1.3）。

それぞれの海溝型地震における結果を、図 1.4、図 1.5、図 1.6、図 1.7 に示す。

図 1.4 は、宝永地震(1707, M=8.6) において発生した斜面崩壊と震源断層領域との距離を示したものである。震源領域から水平距離 20km 以内に斜面崩壊の 50%以上が発生し、水平距離 130km 以内で 90%が発生していた。

図 1.5 は、安政東海・南海地震（1854, 東海 M=8.4, 南海 M=8.4, 東海地震の約 32 時間後に南海地震が発生）において発生した斜面崩壊と震源断層領域との距離を示した。震源断層領域から水平距離 30km 以内に斜面崩壊の 50%以上が発生し、水平距離 160km 以内で 90%が発生していた。ただし、震源断層領域から 150 km 以上も離れた宮崎県周辺で発生している斜面崩壊に関しては、安政東海・南海地震の数日後に発生した伊予西部を震源とする地震（伊予海峡地震, M=7.3-7.5）を起因とした斜面崩壊である可能性も考えられる。こ

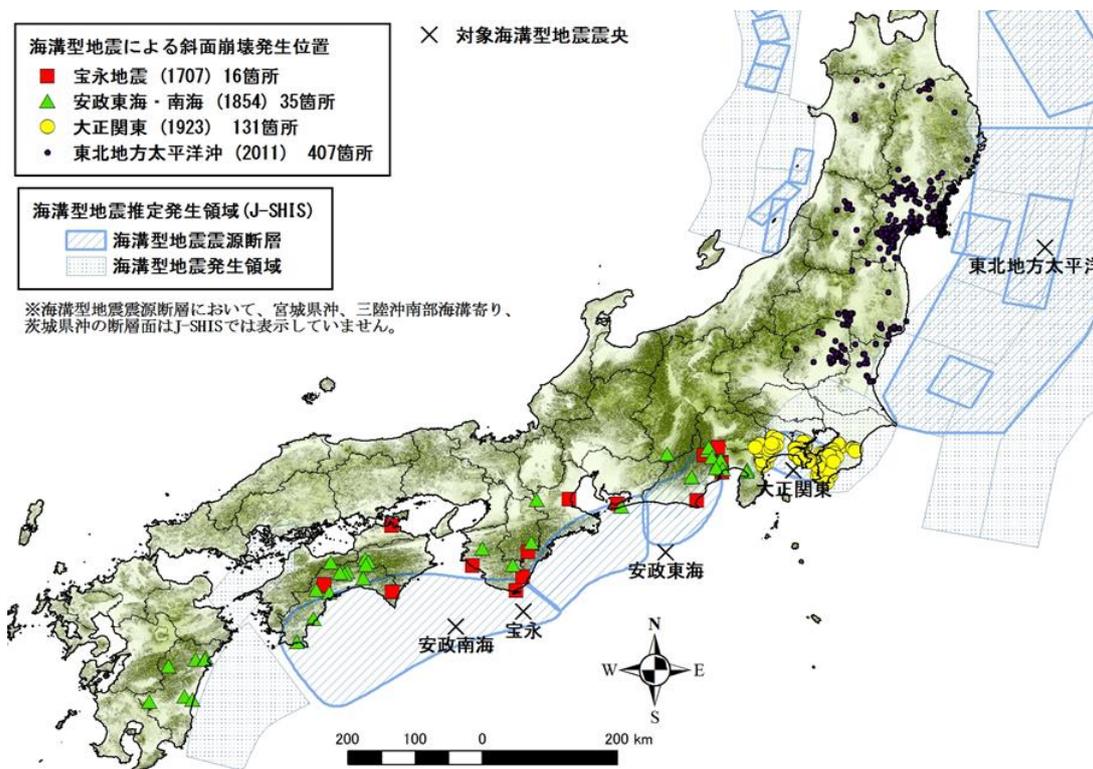


図 1.3 斜面崩壊発生位置と海溝型地震推定発生領域 (J-SHIS)

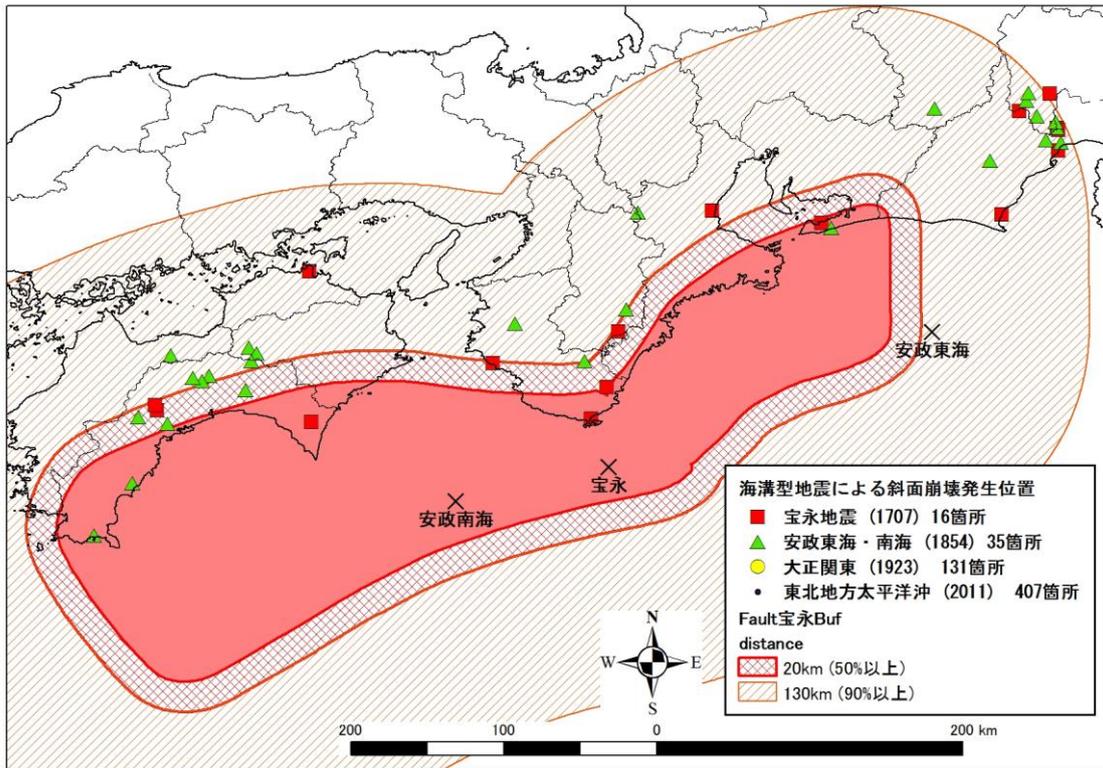


図 1.4 宝永地震 (1707, M=8.6) による斜面崩壊発生位置と震源断層領域

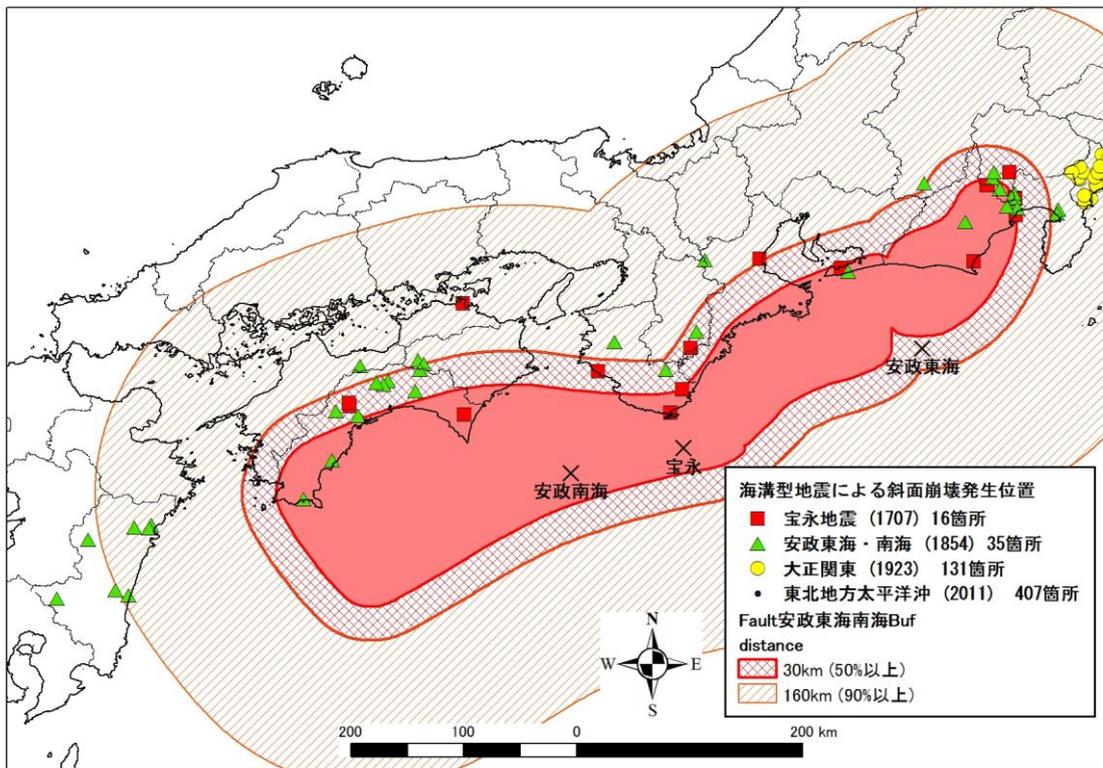


図 1.5 安政東海・南海地震 (1854, 東海 M=8.4, 南海 M=8.4) による斜面崩壊発生位置と震源断層領域

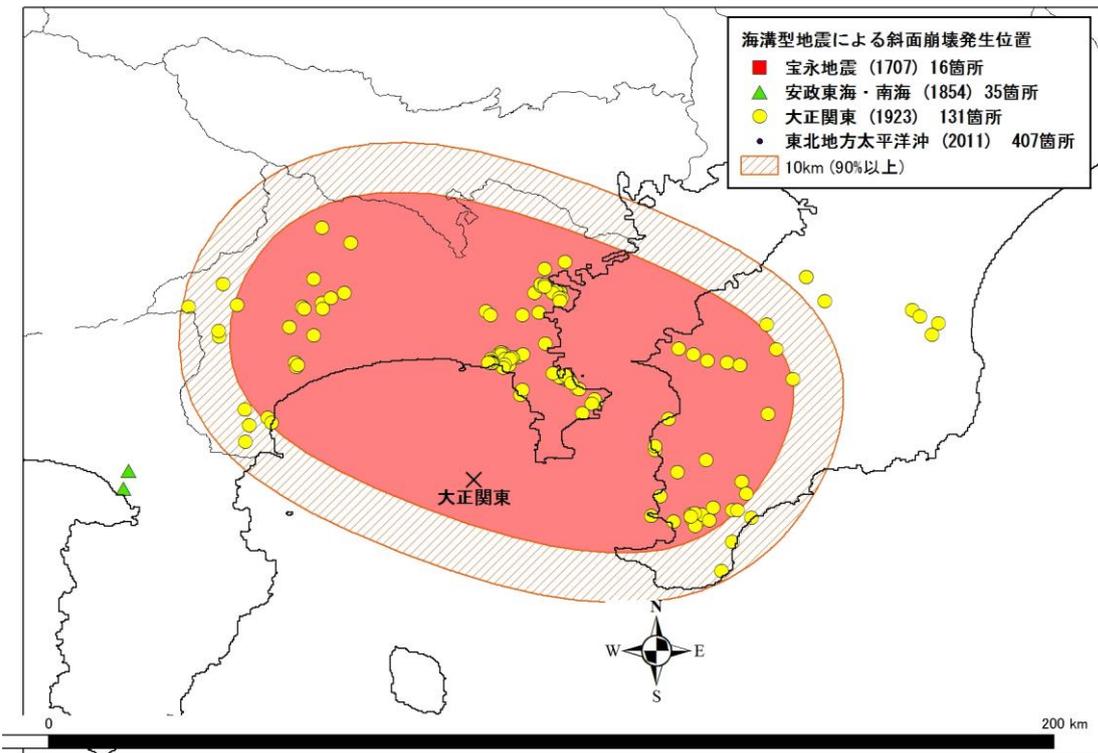


図 1.6 大正関東地震（1923, M=7.9）による斜面崩壊発生位置と震源断層領

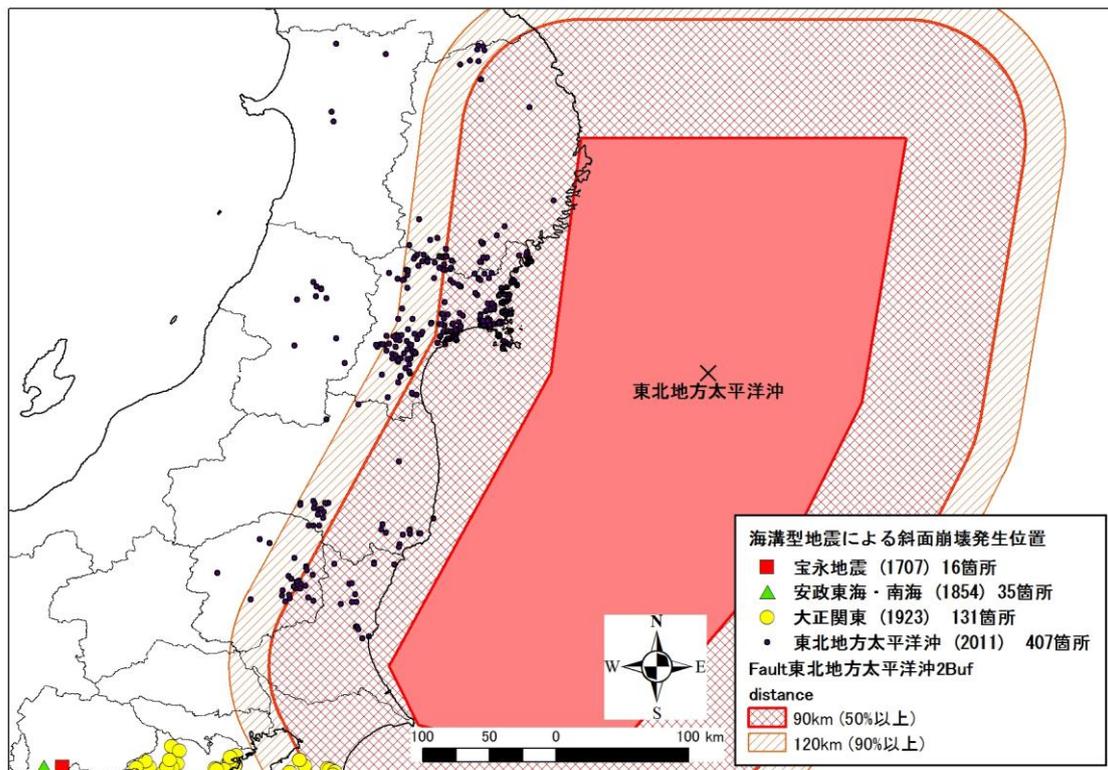


図 1.7 東北地方太平洋沖地震（2011, M=9.0）による斜面崩壊発生位置と震源断層領域

の場合に、上記の震源断層領域からの距離はより小さい値となる。

図 1.6 は、大正関東地震(1923, M7.9)において発生した斜面崩壊と震源断層領域との距離を示した図である。震源断層領域内において斜面崩壊の 50%以上が発生し、震源領域から水平距離 10km 以内において 90%以上が発生しており、斜面崩壊は狭い範囲に集中して発生していたことがわかる。

図 1.7 は、東北地方太平洋沖地震(2011, M=9.0)において発生した斜面崩壊と震源断層領域との距離を示している。東北地方太平洋沖地震に関しては、より詳細な震源断層領域の推定がなされているが、本報告書では他の海溝型地震の震源断層領域との位置精度と合わせるため、他の地震同様に J-SHIS による海溝型地震推定発生領域データを用いて解析を行っている。その結果、震源断層領域から水平距離 90km 以内に 50%以上の斜面崩壊が発生しており、水平距離 120km 以内に 90%以上の斜面崩壊が発生していることが示された。

各地震の震源断層領域と斜面崩壊発生位置との距離を表したグラフ、及び斜面崩壊数を各地震で正規化して統合した結果を図 1.8 に示す。4つの地震を統合した結果では、斜面崩壊は震源領域から水平距離で、30km 以内で 50%以上、水平距離 130km 以内で 90%以上発生することが明らかになった。

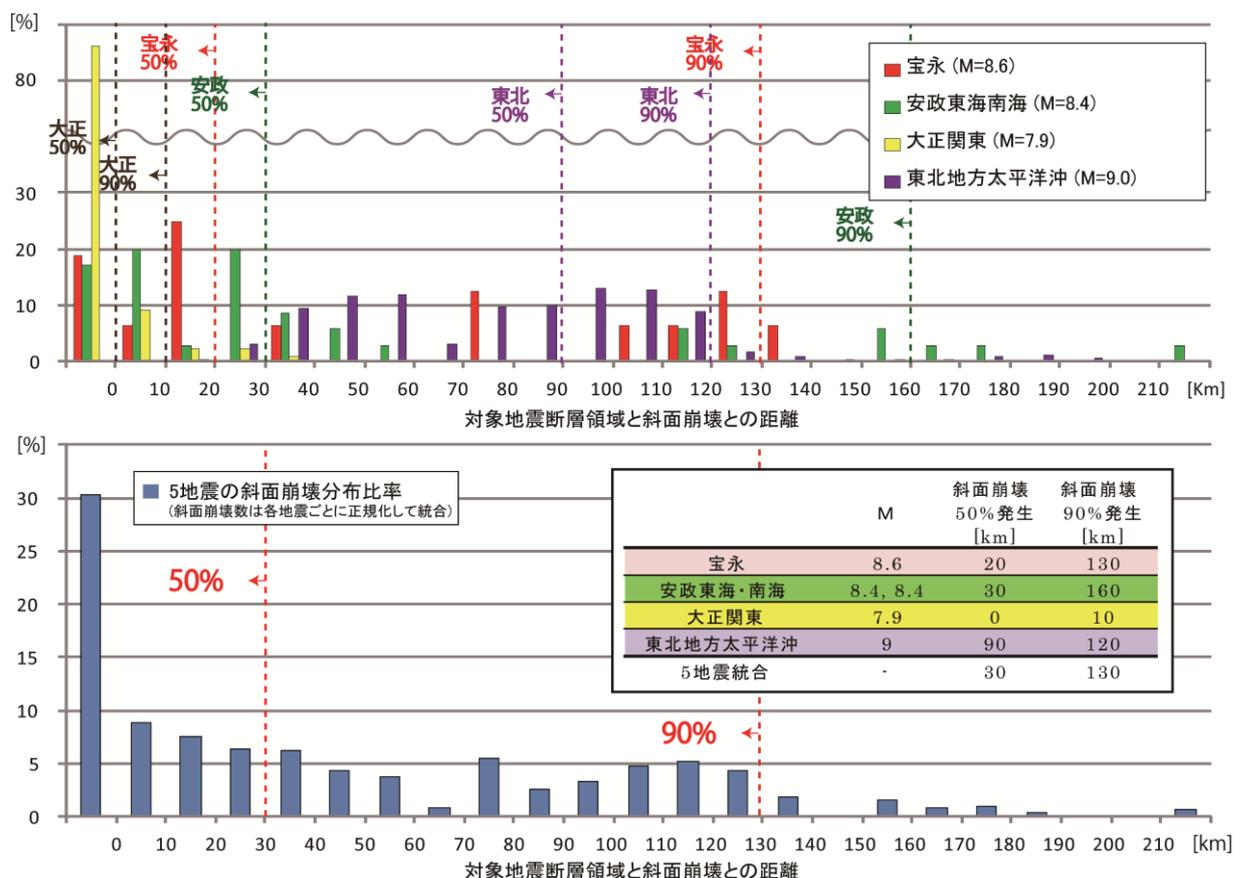


図 1.8 各地震の震源断層領域と斜面崩壊との距離

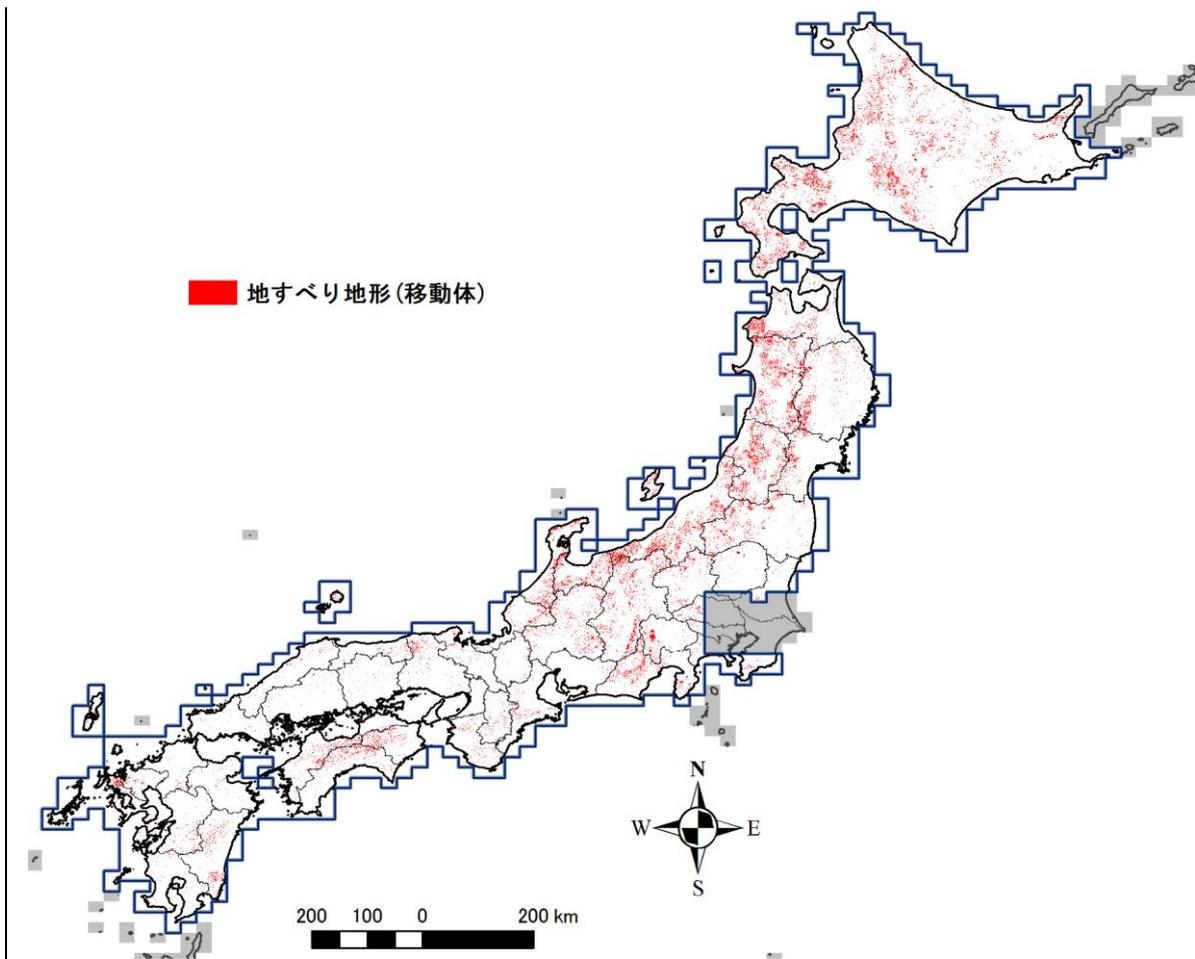


図 1.9 地すべり地形分布図 (防災科学技術研究所, 2013)

#### 1.2.4 斜面崩壊発生位置における地形・地質的特徴

斜面崩壊発生位置における地形・地質的特徴について考察するため、図 1.9 地すべり地形分布図(防災科学技術研究所, 2013)と 20 万分の 1 日本シームレス地質図(脇田ほか, 2009)を基にして作成された図 1.10 地すべり移動体面積率図 (Doshida and Uchiyama, 2013)と比較を行った。地すべり移動体面積率図 (以後、地すべり面積率図とする) は、20 万分の 1 日本シームレス地質図詳細版において約 400 種類に分類された地質ごとに、地すべり地形分布図で判読されている約 37 万箇所にあぶ地すべり移動体の面積の占める割合を算出したものである。地すべり現象は過去に地すべりが発生した場所やその周辺地域で発生することが多いことから (土志田, 2012), 地すべり面積率図は、その面積率が高い地質体ほど地すべり現象が起こり易い地質であると推定することができる。2013 年現在、地すべり地形分布図において地すべり地形が判読されている範囲における地すべり面積率の平均値は 5.2%であり、その値を軸として相対的に地すべり面積率の高低を評価している。

また、図 1.10 では、地すべり面積率に加え、海溝型地震による斜面崩壊発生位置を追記している。図 1.11 は各地震における斜面崩壊が分布する地質を地すべり面積率別に分類し

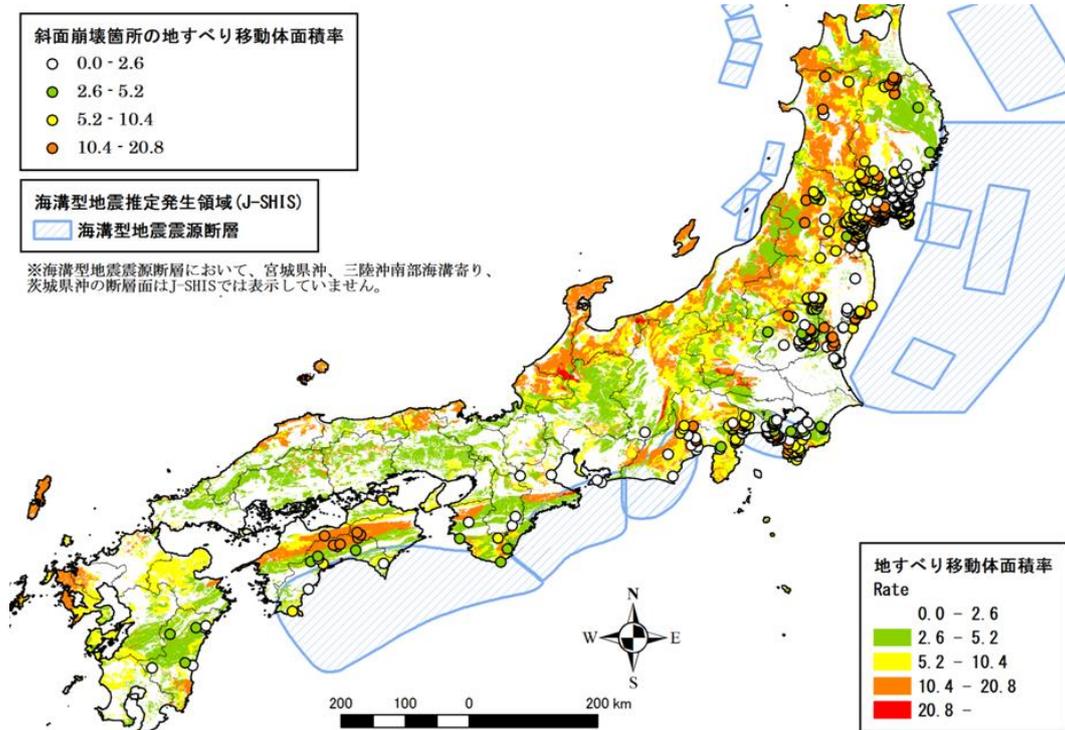


図 1.10 海溝型地震で発生した斜面崩壊発生位置と地すべり移動体面積率との比較

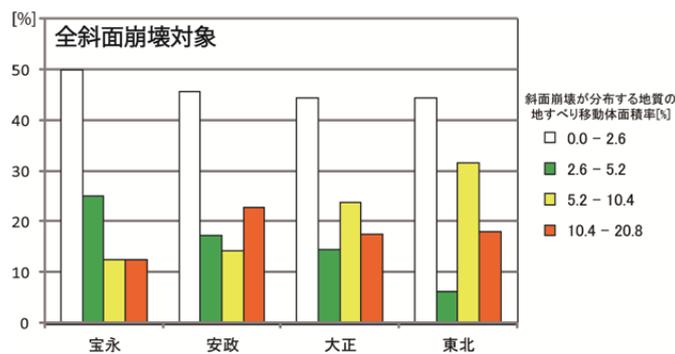


図 1.11 海溝型地震で発生した斜面崩壊の地すべり移動体面積率 (全斜面崩壊対象)

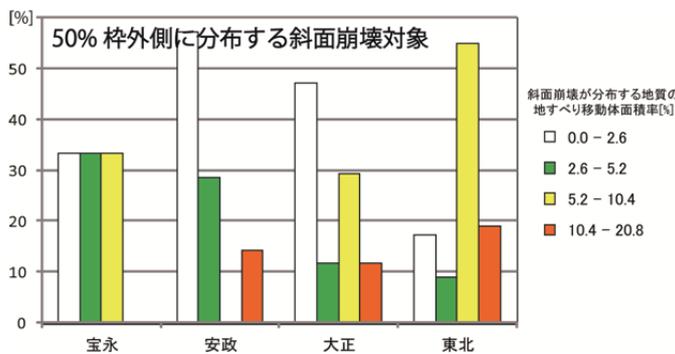


図 1.12 海溝型地震で発生した斜面崩壊の地すべり移動体面積率 (50%枠外側に分布する斜面崩壊対象)

たものである。図 1.11 では、地すべり面積率の低い地域 (0.0 - 2.6%) で発生した斜面崩壊も多く見られるため、海溝型地震で発生した斜面崩壊は、地すべり面積率との相関があまり無いように見える。しかし、図 1.10 では、震源断層領域から離れるにつれ、地すべり面積率の高い地域での斜面崩壊の発生が目立つようになっている。図 1.12 は、震源断層領域からの距離比較において、50%以上の斜面崩壊が発生した領域より外側の斜面崩壊における地すべり面積率を示したグラフである。図 1.11 と図 1.12 を比較すると、宝永地震、東北地方太平洋沖地震においては震源断層領域から距離が離れるほど、地すべり面積率の高い地域 (地すべりが発生しやすい地質) で斜面崩壊が発生する確率が高くなっていることが見られる。安政地震においては宮崎県で発生した斜面崩壊データの影響を強く受けていることから、震源断層領域からの距離が離れても地すべり面積率はほとんど変化が無いように見える。この結果からも宮崎県で発生した斜面崩壊は、東海・南海地震の数日後に発生した豊予海峡地震によるものの疑いが強くなった。また、大正関東地震においては、元々震源断層領域からの 10km 以内と近距離内において 9 割以上の斜面崩壊が発生しているため、震源距離と地すべり移動体面積率との比較は困難である。

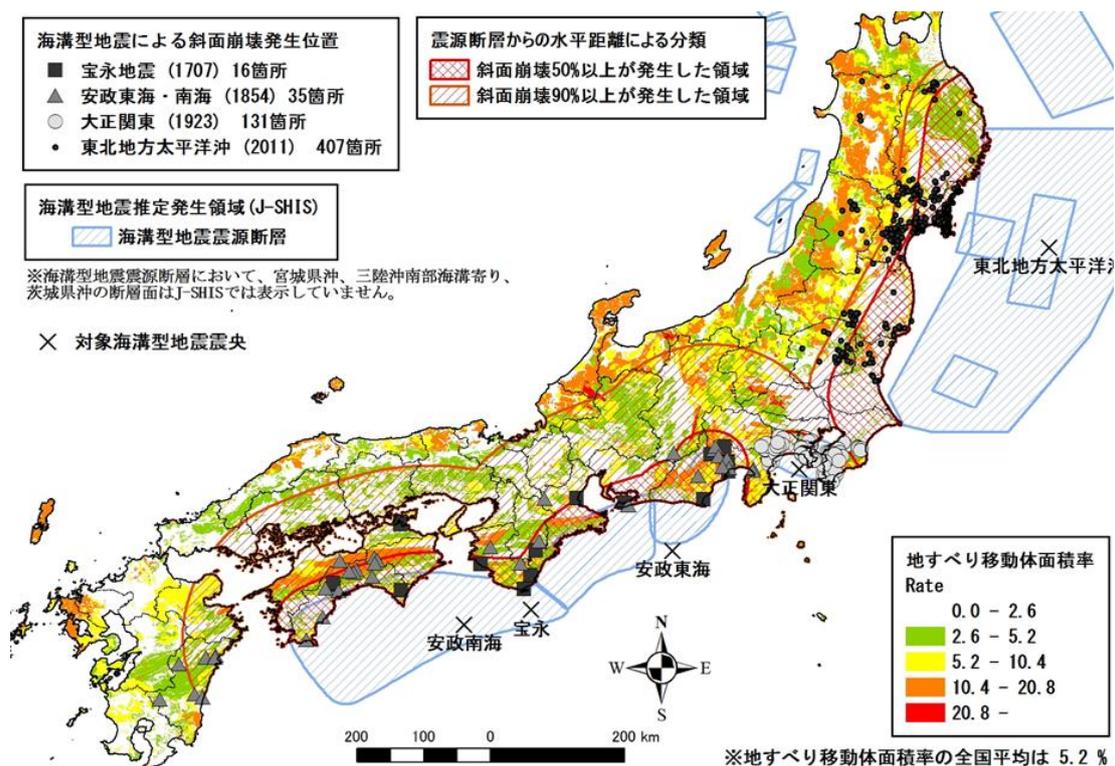


図 1.13 海溝型地震における斜面崩壊発生地域の特徴

### 1.2.5 海溝型地震における斜面崩壊発生地域の特徴と今後の海溝型地震における斜面崩壊発生危険地域の推定

対象とした 4 つの海溝型地震による斜面崩壊発生位置，地震震源域からの水平距離による分類（斜面崩壊が 50%以上発生した領域と，斜面崩壊が 90%以上発生した領域），及び地すべり面積率図を重ね合わせて図化した（図 1.13）。これらのデータを比較検討した結果，海溝型地震における斜面崩壊の特徴として，斜面崩壊発生数は震源域からの距離に依存すること，震源域からの距離が離れるほど地すべり移動体面積率が高い地域（地すべりが発生しやすい地質）で発生する確率が高くなることが明らかになった。

これらの特徴を基に，今後の海溝型地震における斜面崩壊発生危険地域の推定を行った。図 1.14 は，東南海地震（東海地震，南海地震，東南海地震全て含む）における斜面崩壊発生危険地域を図化したものである（震源域からの距離については，対象 4 地震の中で最大のマグニチュードであった東北地方太平洋沖地震のデータを参照している）。これを見ると，四国全域，紀伊半島，東海道などの幅広い地域で斜面崩壊が発生する可能性が高いことがわかる。

また，日本全域における海溝型地震における斜面崩壊発生危険地域を図化したものを図 1.15 に示す（震源域からの距離は 5 地震における最大距離を用いている）。これを見ると，北海道北部や中国地方北部，九州西部を除き，ほぼ全域で斜面崩壊の発生する危険性があることがわかる。以上のことから，海溝型地震における斜面崩壊は，日本全域でどこでも起こりうる可能性があることを認識する必要があることが示された。

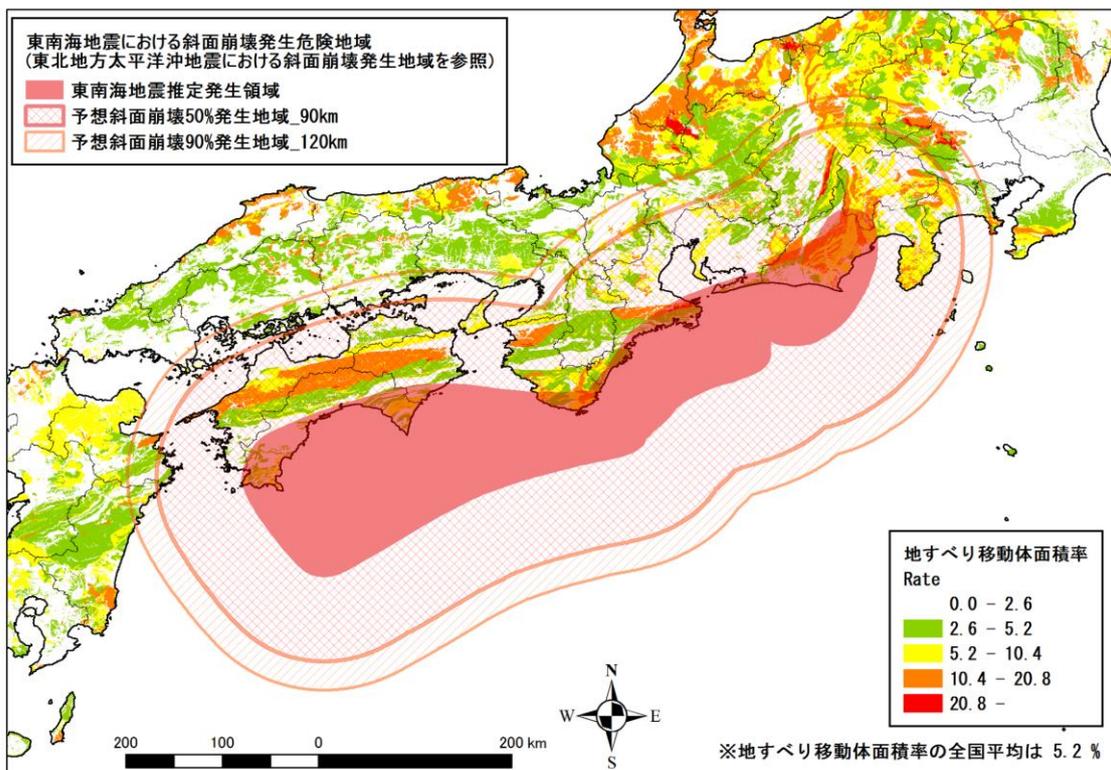


図 1.14 東南海地震による斜面崩壊発生危険地域

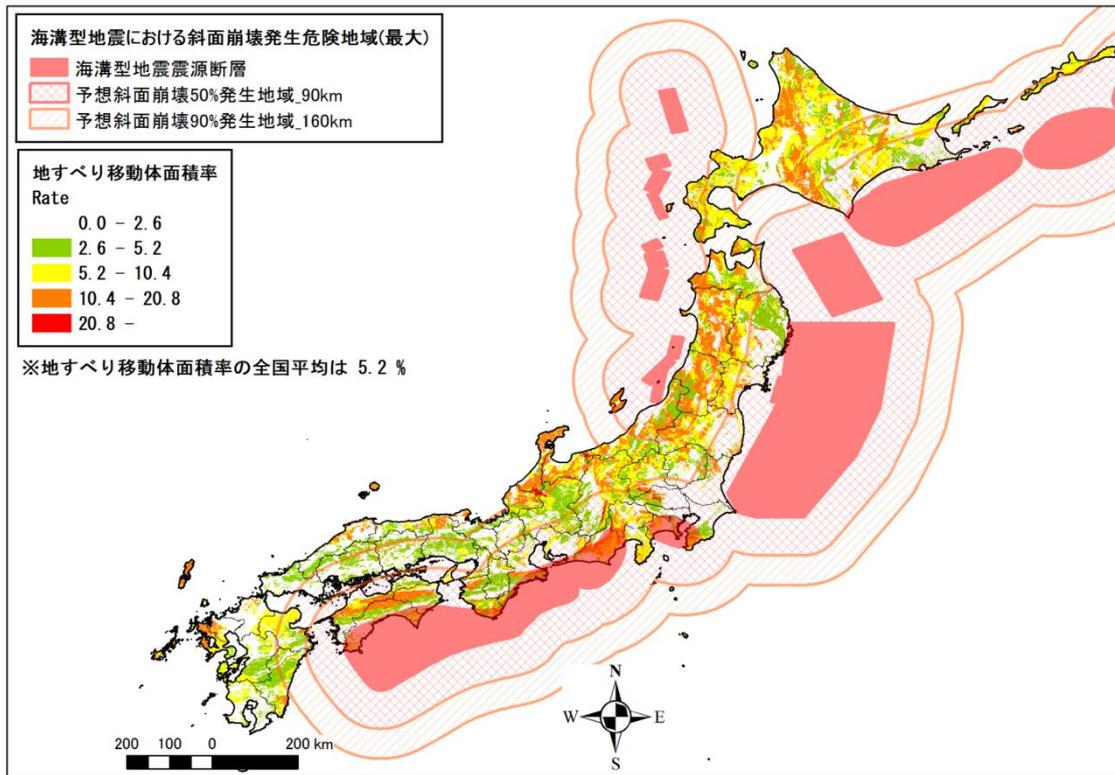


図 1.15. 海溝型地震による斜面崩壊発生危険地域 (4 地震最大距離)

### 1.3 海溝型地震による土砂災害分布の歴史資料と現地踏査

図 1.2 は、宝永地震（1707）、安政地震（1854）、大正関東地震（1923）、東北地方太平洋沖地震（2011）の 4 つの海溝型地震による土砂災害の分布図である。

中村ほか（2000）などによる内陸直下型地震の土砂災害分布図などと比較すると、海溝型地震では広範囲に土砂災害が発生している。本章では、四国で発生した海溝型地震すべりによる土砂災害について現地踏査に基づき報告する。

#### 1.3.1 最近四国で最近見つかった事例の紹介

図 1.16 は、四国山地での大規模土砂災害事例（四国山地砂防事務所，2004 に追記）の分布図である。2012 年 5 月 23～24 日の砂防学会（高知市）後の 24 日 16 時～25 日 18 時に高知県西部の海溝型地震による土砂災害地点の現地見学会（5 名参加）を行った後、整理した結果を報告する。

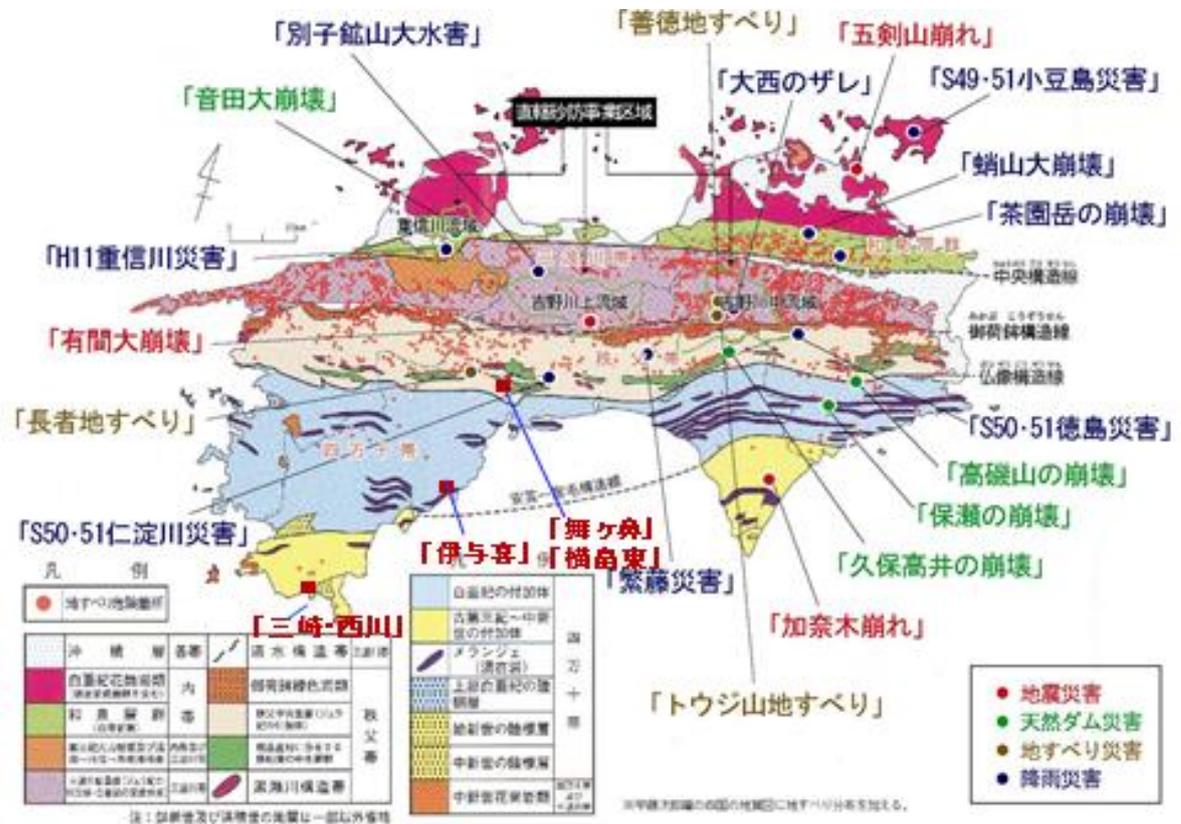


図 1.16 四国山地での大規模土砂災害事例（四国山地砂防事務所，2004 に追記）

#### 1.3.2 四国・仁淀川の宝永地震と白鳳地震による大規模土砂災害

宝永地震による仁淀川中流・舞ヶ鼻の天然ダムと 6 か所の石碑については、井上・桜井（2009）や井上・山本（2012）で紹介されており、「石碑（湛水標高 61m）より下部には家を建てるな」と言い伝わっている。現在でも越知盆地の土地利用に反映され、61m より低い地域には人家は存在せず、水田が広く分布している。越知町柴尾地区などでは、石碑を洗浄して文字をはっきりさせ、説明看板を取り付けた。2011 年 10 月 23 日に越知町の吉岡町長や地元の方も多く参加し、説明看板の除幕式が行われた。



写真 1.1 石碑の洗浄と説明看板の除幕式

この除幕式の際に山本武美氏から「舞ヶ鼻から 2km 上流の横島東の斜面で、大規模地すべりが発生し、仁淀川が河道閉塞した」という情報が寄せられた。このため、高知大学の横山俊治教授などと一緒に現地調査を行った。図 1.17 は現地調査結果をもとに、横島東の地すべり地と対岸の宮地の地質状況を示したものである。横島東地すべりの滑落崖には、ジュラ紀のチャートの巨礫が集中するが、チャートの連続した地層は存在しない。滑落崖にはチャートブロックが分布し、地すべり移動体にも点在する。地すべり移動体は「砂岩 > 泥質岩」である。チャート巨礫は滑落崖に露出したチャートブロックの崩壊で発生したと考えられる。

## 宝永南海地震(1707)による仁淀川中流の天然ダムの災害碑

**1. はじめに**  
宝永四年十月四日(1707年10月28日)の宝永南海地震(マグニチュード8.6)では、高知県高岡郡越知町舞ヶ鼻の舞ヶ鼻地先において発生した大規模な崩壊が仁淀川をせき止め、天然ダムが形成されました。本石碑は、このことを後世に伝えるため、建立されたものです(図1)。越知町の紫尾、佐川町の場所ヶ内地区の石碑は風雨にさらされ、読みにくくなっていたため、宝永南海地震土砂災害記念石碑保存会では、石碑を読みやすくするため、洗浄を行い、ペンキで文字を読みやすくしました。

**2. 宝永南海地震による土砂災害**  
宝永南海地震では、激甚な津波災害が発生していますが、土砂災害はあまり知られていません。高知県立図書館(2005)の『谷履記』(奥宮正明記)によれば、「宝永四丁亥年十月四日未之上刻(1707年10月28日14時頃)、大地震起り、山穿(うがち)て、水を濁(は)りし、川を埋りて、丘となる。園中の官舎民屋悉(ことごと)く轉倒す。遊(に)げんとすれども、眩(め)くるめいて、塵(おし)に打れ、或は頓絶の者多し。又は嶺峯寒谷の民は巖石の為に死傷するもの若干也。……」と、天然ダムが形成されたことが記されていますが、具体的な場所はわかりませんでした。

**3. 仁淀川の天然ダム形成地点の状況**  
越知町(1984)の『越知町史』巻末の越知町史年表によれば、1707年の項に「大地震で舞ヶ鼻崩壊し、仁淀川を堰き止め洪水を起こす」と記されています。仁淀川の対岸には角張った巨礫が多く存在し天然ダムが形成された地点であることがわかります。この付近は、仁淀川の中流域に位置し、河床は砂礫が堆積しており、このような大礫石の密集地は他に存在しません。この天然ダムは、高さ18m、水が溜まった面積480万㎡、溜まった量は2880万㎡(図1の青斜線)と想定されます。  
仁淀川は越知盆地からこの地域に入ると、急峻な谷となり、湾曲しながら流れています。天然ダムの形成地点は地すべりや崩壊の跡が残る地形です。写真3に示したように、現在でも対岸の台地に巨礫が厚く堆積しています。舟で対岸の台地に渡ると、イノシシの糞みかたとなっており、多くの足跡があります。戦前の台地は現在よりも高く、多くの岩塊が残っており、上流の越知盆地がしばしば氾濫する一要因となっていました。このため、昭和21-22年(1946-47)に地域の人は、多くの岩塊を撤去して、川の断面を拡幅する工事を施工しました。

**4. 漏水範囲を示す石碑**  
上流の越知盆地には、同じ標高61mの6か所に天然ダムの漏水範囲を示した石碑があります(今成のみ紛失)。越知町女川の石碑(写真4)だけは、阿弥陀堂の中にあり、「南無大師遍照金剛 宝永七 馬名川村惣中」と読むことができます。仁淀川と支流の梶見川と梅瀬川の洪水流が合流して、北方向の狭窄部に流入するため、越知盆地は平成16年(2004)、平成17年(2005)など、何回も激甚な洪水・漏水被害を受けてきました(写真5,6)。これらの洪水時の水位は標高61m付近であるため、地元では「石碑より下に家を建てな」という言い伝えが残っています。私達有志は漏水範囲を示す石碑を大切に保存し、言い伝えを含めて「貴重な防災教訓」として残したいと思います。  
(参考文献)井上公夫・桜井雄(2009)『宝永南海地震(1707)で形成された仁淀川中流(高知県高知郡)の天然ダム、砂防と治水』187頁、p.71-75。

**5. むすび**  
本説明看板の作成に当たっては、東京大学地震研究所 都司嘉彦准教授のご指導を受けました。また、財団法人砂防フロンティア整備推進機構の「木村基金」の助成を受け、補修しました。  
宝永南海地震土砂災害記念石碑保存会 平成23年10月 吉日










図 1.17 宝永南海地震(1707)による仁淀川中流域の天然ダムの災害碑  
(地元の篤志家によって6箇所に説明看板が設置された。木村基金が一部支援した)

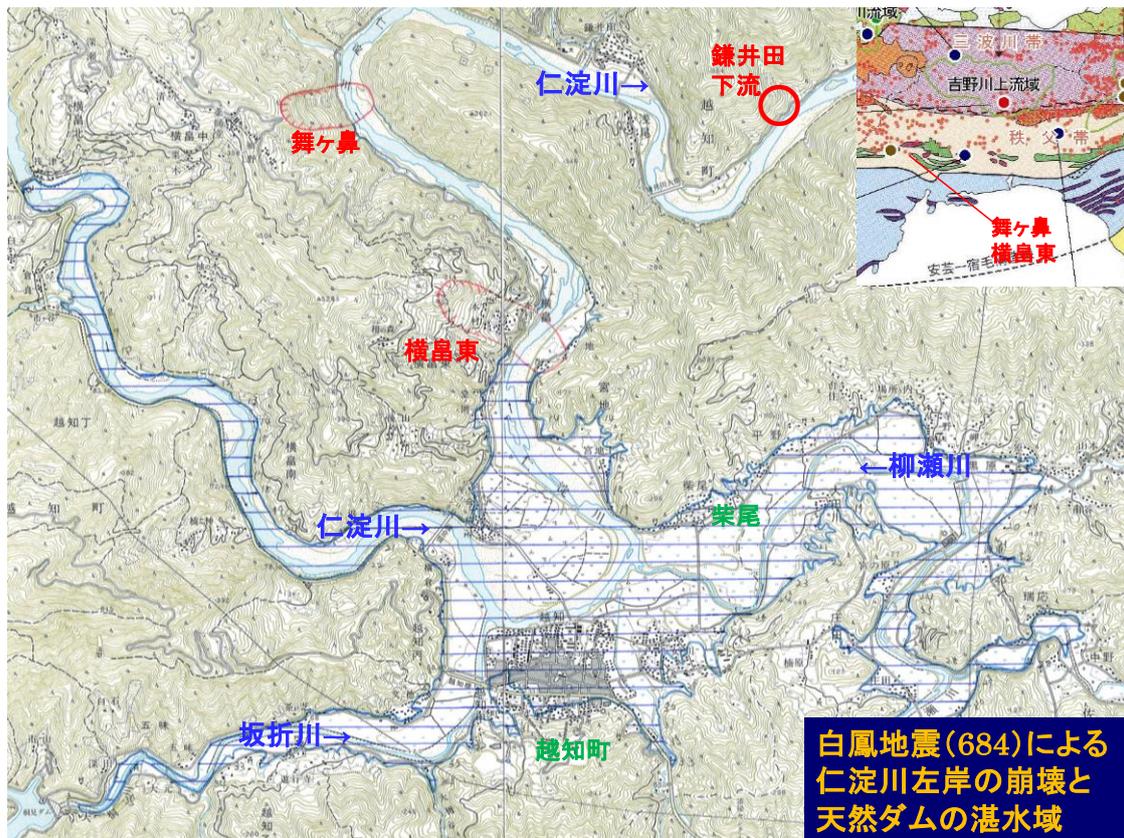


図 1.18 白鳳地震（684）による仁淀川左岸・横島東地区の崩壊と天然ダムの湛水域

また、上記の宝永地震の被災地域と隣接する白鳳地震(684)による仁淀川中流部の越知盆地周辺で発生した天然ダムの位置を図 1.18 に示した。

横島東地区の対岸・宮地地区には、チャートの巨礫を含む堆積物が存在する。堆積物分布域の基岩は物部川層群からなり、チャート巨礫は異地性であり、対岸の横島東のチャート巨礫と同サイズである。したがって、横島東から大規模で急激な地すべり変動によって仁淀川を河道閉塞し、滑落崖の幅とほぼ同じ範囲に堆積したと判断される。現在は仁淀川の河床にチャート礫は 1 か所しか存在しないが（人為的に撤去された大転石もある）、決壊時に流出したか、河床に埋まっている可能性もある。仁淀川の堰止め高さの推定は難しいが、宮地では標高 80m までチャート礫は存在するので、図 3 に示したように湛水標高 70m 程度の天然ダムが形成されたと判断した。標高 70m（湛水高 25m）とすると、湛水面積 710 万  $m^2$ 、湛水量 5900 万  $m^3$  となる。舞ヶ鼻の天然ダムの湛水標高は 61m（湛水高 18m）であるので、さらに湛水範囲は大きく、越知町の市街地も大部分が水没してしま

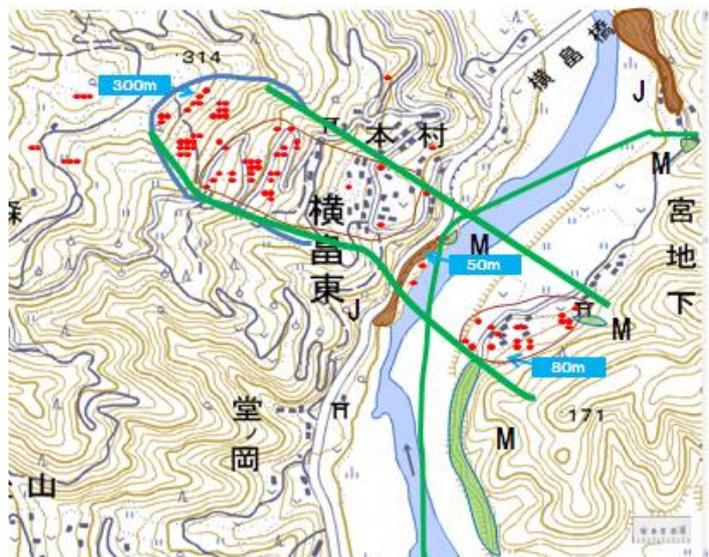


図 1.19 仁淀川・横畑東地区の大規模土砂移動

また、上記の宝永地震の被災地域と隣接する白鳳地震(684)による仁淀川中流部の越知盆地周辺で発生した天然ダムの位置を図 1.18 に示した。

うことになる。

では、この天然ダムは何時頃形成されたのであろうか。宮地字宮ノ奥にある小村神社は、「祭神は國常立尊で、神龜元年（724）甲子九月十五日勘請し、當村の総鎮守とする。・・・神様は洪水により杉ノ端に漂着した神様を日下の神主鈴木忠重が日下の小村神社として勘請した。」と記されている。724年に建立された神社は集落よりも仁淀川よりにあったが、現在地に移設された（時期は不明）という。従って、小村神社は724年前後に建立されたのであろう。

静岡大学防災センターの古代・中世地震史料データベースによって、724年より前に四国を襲った地震を調査した。

「白鳳地震（事象番号：06841129）〔日本書紀〕天武十三年十月十四日（684.11.29 グレゴリオ暦）冬十月己卯朔，逮于人定，大地震。擧國男女叫唱，不知東西。則**山崩河涌**。諸國郡官舍，及百姓倉屋，寺塔神社，破壊之類，不可勝數。由是，人民及六畜，多死傷之。時伊豫湯泉，沒而不出。土左國田苑五十餘萬頃沒為海。古老曰，若是地動，未曾有也。是夕，有鳴聲如鼓，聞于東方。」

口語訳によれば、「684年11月29日20-22時頃に大地震があり、国を挙げて人々が叫び逃げ惑った。**山が崩れて河が涌き**，諸国の官舎・一般倉屋・寺社の破壊したものは数知れず，人畜が多数死傷した。伊予の（道後）温泉が出なくなり，土佐の田地50余万頃（約12km<sup>2</sup>）が海水に没した（地震に伴う地殻の沈降か）」と記されているので，この地震により天然ダムが形成された可能性がある。

### 1.3.3 安政地震（1854）による土佐清水市の土砂災害

図1.2と図1.5に示したように，安政元年十一月五日（1854.12.24）の東南海・南海地震では，四国地方で11ヶ所の土砂災害地点を抽出できた。東大地震研究所の都司嘉宣准教授の高知新聞「続歴史地震の話19」（2008.8.25）によれば，幡多郡三崎村（現土佐清水市）と幡多郡佐賀町伊与木（現黒潮町），香北町史の「天地の間の事覚附」で大峰谷水などに，安政南海地震時の土砂移動によって天然ダムが形成されたことが記されている（都司，2012）。このため，井上・横山・山本で現地調査を行うとともに，地元の教育委員会や関係者にヒアリングを行った。

三崎村の矢野川正保の手記『大變記』によれば，本震の2日後の十一月七日に大きな余震があった。「七日，巳上刻（10時）一震にて半潰の家は本潰となり，五日のゆり程にはなけれどもなかなか歩行なども思もよらず。人氣何となく騒々しく誰云となく山潮来ると大に驚きしばらく鳴り止まざるが，不思議なるかな枯川へ水五六合俄に出，渡り難き程なり」と記されている。つまり，本震の揺れにより三崎川の上流で大規模斜面崩壊が発生し，河道閉塞によって天然ダムが形成された。そして，2日後の余震によって天然ダムは決壊し，洪水段波が襲ったと考えられる。

現地調査をもとに地形条件から判断して，深層崩壊の発生地点は図1.20に示した西川流域で，河口から3km上流の押出し地形の地区と推定した。天然ダムの湛水標高は100m（湛水高50m）で，湛水面積14万m<sup>2</sup>，湛水量240万m<sup>3</sup>と計測した。さらに史料調査と現地調査，聞き込み（言い伝え）などを行い，土砂移動と天然ダムの形態を把握し，海溝型地震との関連を検討して行きたい。

現地調査や史料収集などで数々の手配をして頂いた越知町柴尾の山本武美氏に御礼申し上げます。



図 1.20 土佐清水市三崎地区の想定天然ダム(1/2.5 万図幅「土佐清水」下川口)



写真 1.2 山頂緩斜面に残る幅 2m 程度、  
深さ 1m 程度の線状凹地  
(2012 年 5 月 25 日島田撮影)



写真 1.3 岩盤クリープが進行したことにより  
開口クラックが多数含まれると  
考えられる基盤岩の露頭

## 1.4 海溝型地震で発生した大規模斜面崩壊(四国地方・仁淀川)の比較

### 1.4.1 既往災害と被害範囲の推定

高知県越知町は仁淀川が大きく蛇行しながら西から東へと流下し、町の中心市街地が本川、坂折川、柳瀬川の合流する越知盆地の南側を中心に発達している。1.3.2 項で述べたように、仁淀川に面した斜面で大規模斜面崩壊が過去に舞ヶ鼻と横島東において発生し、河道閉塞により現市街地周辺の盆地に湛水被害が生じた。

宝永地震（1707）による舞ヶ鼻の崩壊は、越智盆地に6箇所の石碑が残され、「石碑（湛水標高 61m）よりも低い土地には家を建てな。」という言い伝えが残され、これらの石碑により湛水被害の範囲を推定することが可能である。図 1.21 は、航空レーザ測量データを用い、現在の地形に当時の湛水面を想定して湛水深を描いたものである。湛水面積は 490 万 $\text{m}^2$ （4.9 $\text{km}^2$ ）と推定される。

図 1.22 は、白鳳地震（684）による横島東の崩壊によって生じた湛水深を航空レーザ測量データによる現在の地形を用いて描いたものである。被害の範囲は舞ヶ鼻の崩壊による湛水被害範囲よりもさらに大きく約 730 万 $\text{m}^2$ （7.3 $\text{km}^2$ ）と推定される。この被害範囲は、地元の住民の方から寄せられた情報を元に高知大学の横山俊治教授らが行なった現地踏査を根拠としている。現地の踏査により、仁淀川の左岸にある横島東地区と対岸（右岸）の宮地地区では地質が異なり、横島東地区の斜面上部にはブロック状のチャートが分布し、対岸の宮地地区にはチャートが分布しないことが特徴である。しかし、対岸の宮地地区には、チャートを含んだ堆積物が斜面上部（標高 80m 地点）まで分布しており、横島東地区で発生した大規模斜面崩壊による崩土が河道を閉塞して対岸に到達したものと推定される。図 1.22 に示した湛水深は、チャートを含んだ堆積物の上限の標高を参考にして 70m の標高で描いている。なお、この崩壊は宮地地区にある小村神社に残された記載などから、白鳳地震（684）時に発生したものと推定される。

### 1.4.2 大規模斜面崩壊跡地の地形的な特徴

航空レーザ測量データを用いて、舞ヶ鼻地区および横島東地区の地形を図 1.23 および図 1.24 に示した。

舞ヶ鼻地区は、仁淀川の水衝部にある斜面で、河川による浸食が斜面の不安定化に影響を与えた可能性がある。崩壊跡斜面は、複数の湾曲した凹型斜面からなり、複数回の崩壊が発生したことが推測される。また、斜面内には崩積土の残留は少なく、崩壊土砂は急峻な斜面に沿って河床まで一機に崩落したものと考えられる。

横島東地区は、斜面上部には明瞭な滑落崖が確認され、発生した崩壊の位置が容易に推定される。また、斜面下方には崩積土砂からなる舌状の地形が認められ、崩壊した土砂の一部が斜面に残存しているものと考えられる。さらに、横島東地区の北側には同様の滑落崖と舌状地形の組み合わせが複数認められ、同様な斜面崩壊または地すべりが過去に発生

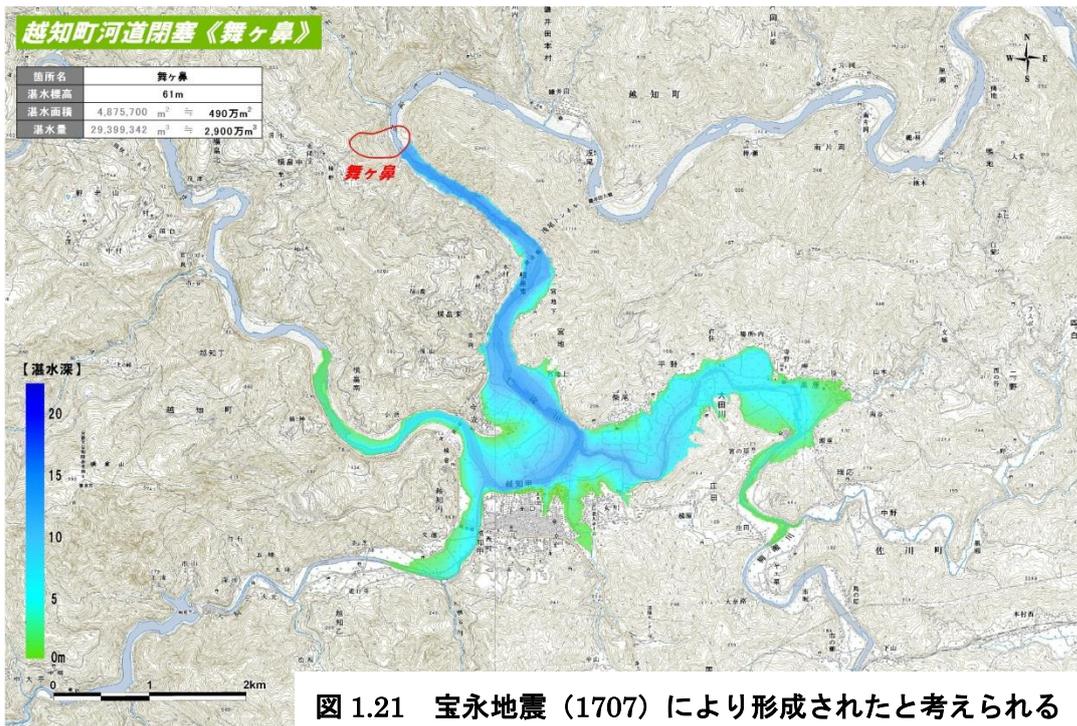


図 1.21 宝永地震（1707）により形成されたと考えられる舞ヶ鼻地区の大規模斜面崩壊箇所と河道閉塞による湛水深の分布

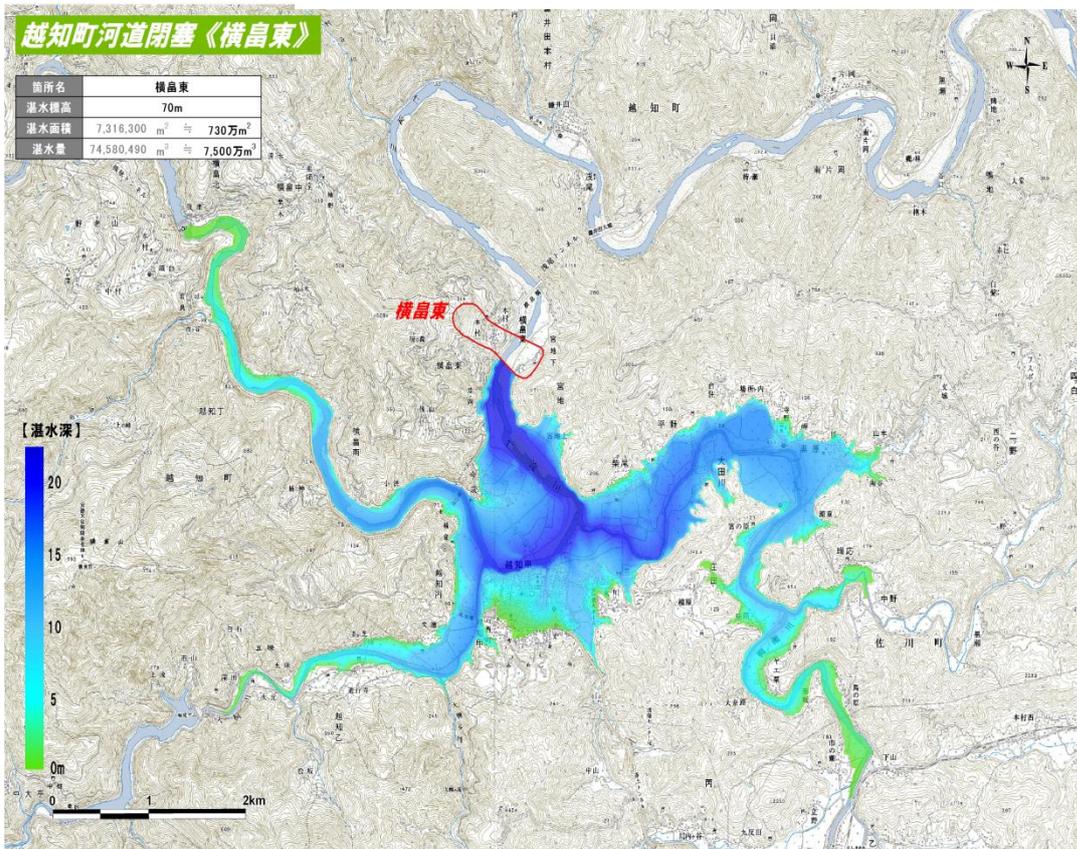


図 1.22 白鳳地震（684）により形成されたと考えられる横島東地区の大規模斜面崩壊箇所と河道閉塞による湛水深の分布

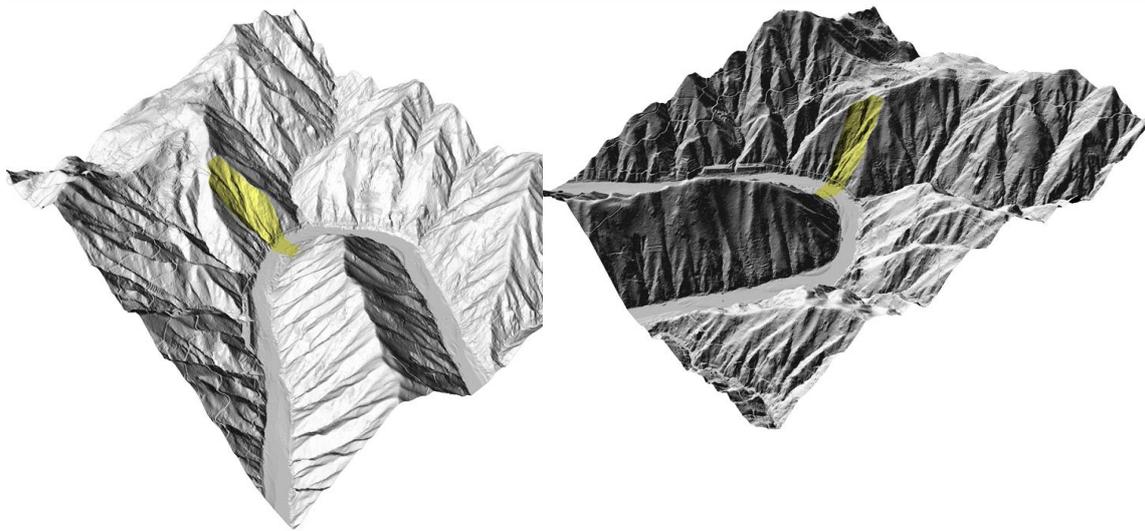


図 1.23 舞ヶ鼻地区の大規模斜面崩壊跡地（図中黄色の部分）と周辺地形の 3 次元表示

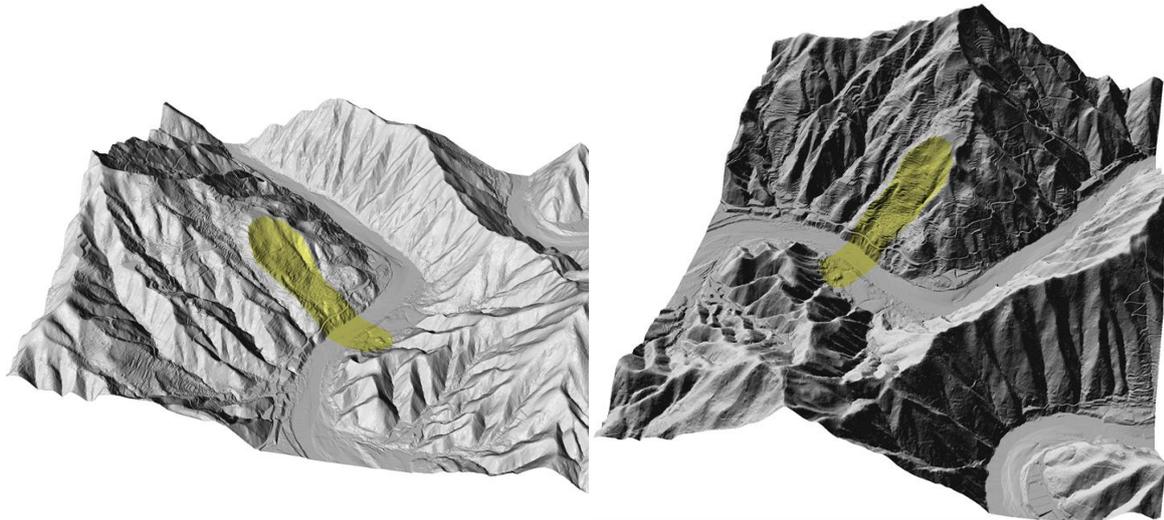


図 1.24 横島東地区の大規模斜面崩壊跡地（図中黄色の部分）と周辺地形の 3 次元表示

してしていたものと考えられる。ここに示した 2 地区の事例のように、航空レーザ測量データを利用することにより大規模斜面崩壊の跡地地形など詳細な地形が判読に有効であることが判る。

### 1.4.3 今後の海溝型地震で起こりうる災害

「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル（案）」（独立行政法人土木研究所・2008 年 11 月）によれば、深層崩壊との発生の恐れのある溪流を抽出するため、地質構造または微地形要素として活断層、リニアメント、山頂緩斜面、二重山稜・線状凹地・山向き小崖地、円弧状クラック、岩盤クリープ斜面、地すべり地形などに着目して調査をすることが示されている。なお、本稿では大規模斜面崩壊と深層崩壊は同義の現象として考え

る。国土交通省四国山地砂防事務所が実施した調査資料（図 1.25）では、越知町周辺について上記の地質構造・微地形のほか深層崩壊跡地について判読した結果が示されており、潜在的に大規模斜面崩壊が発生する可能性が高い地域であることが推定される。

図 1.26 は、図 1.25 に示された地質構造・微地形要素に着目し、航空レーザ計測データにより大規模斜面崩壊発生の際候が特に顕著と思われる斜面を抽出・表示したものである。場所は、舞ヶ鼻地区より下流約 4km 地点の仁淀川に面した左岸斜面である。斜面上部の緩斜面と、斜面の下方の水平方向に凸型の斜面が特徴的であり、重力の作用で変形した岩盤クリープ斜面と考えられる。本稿では、この斜面を鎌井田下流地区と呼ぶ。

図 1.27 は、鎌井田下流地区について、当該岩盤クリープ斜面の凸部の崩壊により河道閉塞が発生することを想定し、航空レーザ測量データを用いて湛水深さの分布を示したものである。河道閉塞の高さは推定される崩壊土砂が台形状堆積するものと仮定し、65m と想定した。湛水による浸水被害は、鎌井田の集落だけでなく、越知町の市街地まで及ぶ。また、道路網の浸水により、浸水を免れた地区においても、孤立化や電力・通信の途絶といった問題が生じることが予想される。周期的に発生すると言われる南海・東南海地域的大海溝型地震において、過去に発生したことが確認された災害事例と同程度の被害が、今後の海溝型地震においても発生する可能性があること示すものである。なお、ここで示した被害予測はあくまでも地形判読に基づく結果であり、降雨や地震などの外力に対する斜面の危険度評価技術の向上が期待される。

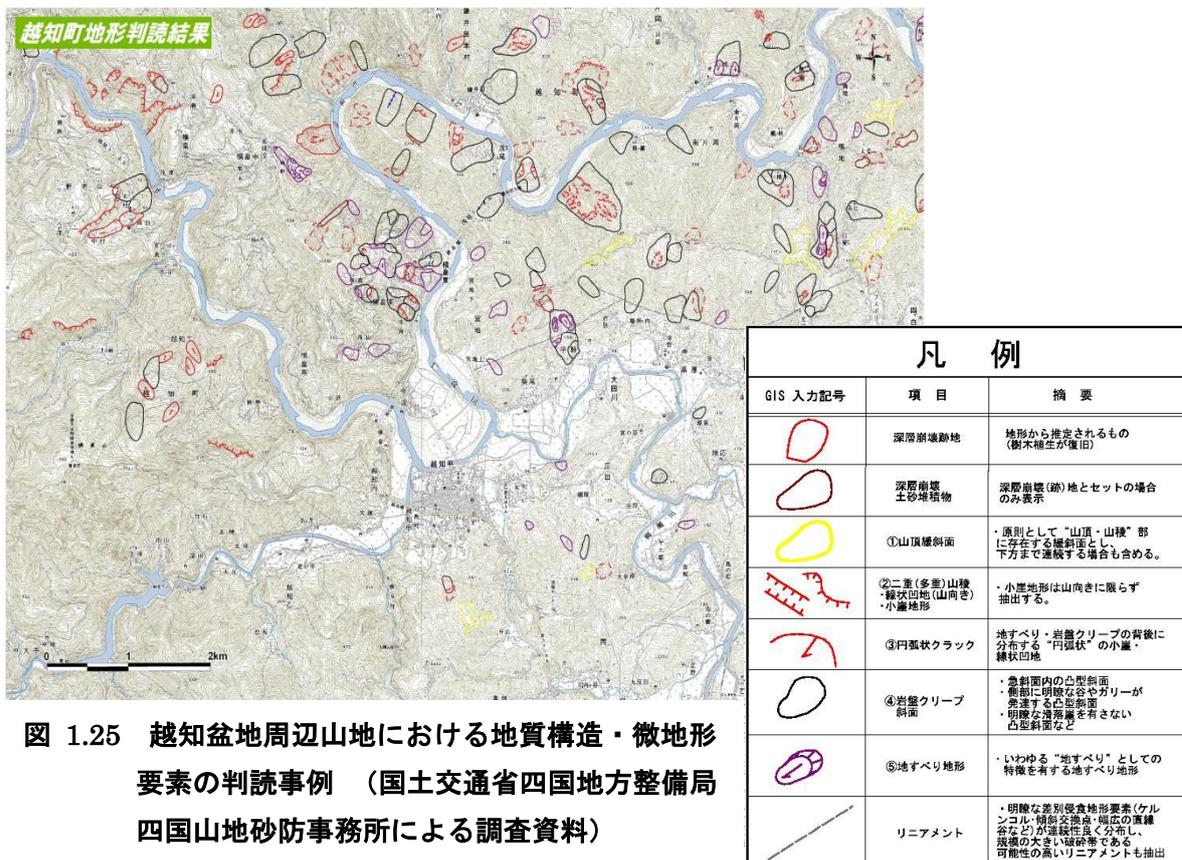


図 1.25 越知盆地周辺山地における地質構造・微地形要素の判読事例（国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所による調査資料）

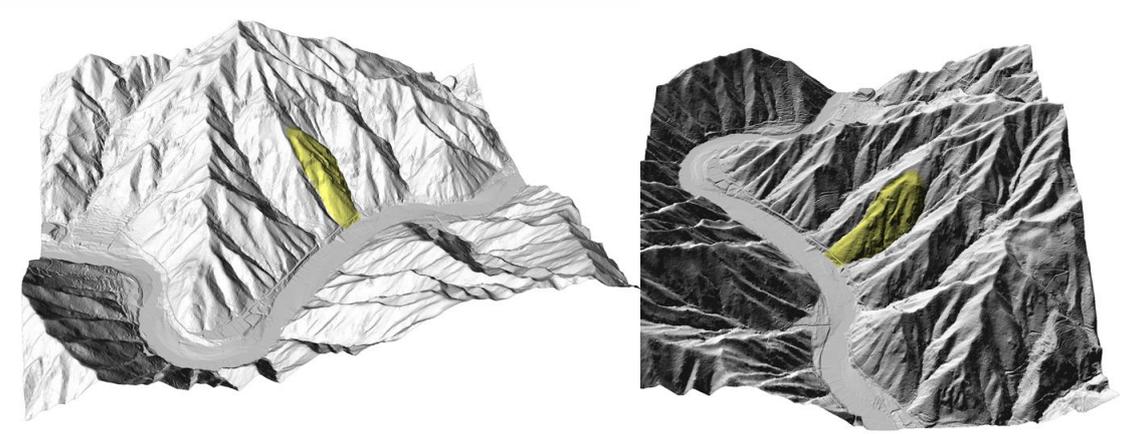


図 1.26 鎌井田下流地区の岩盤クリープ地形（图中黄色の部分）とその周辺地形の3次元表示

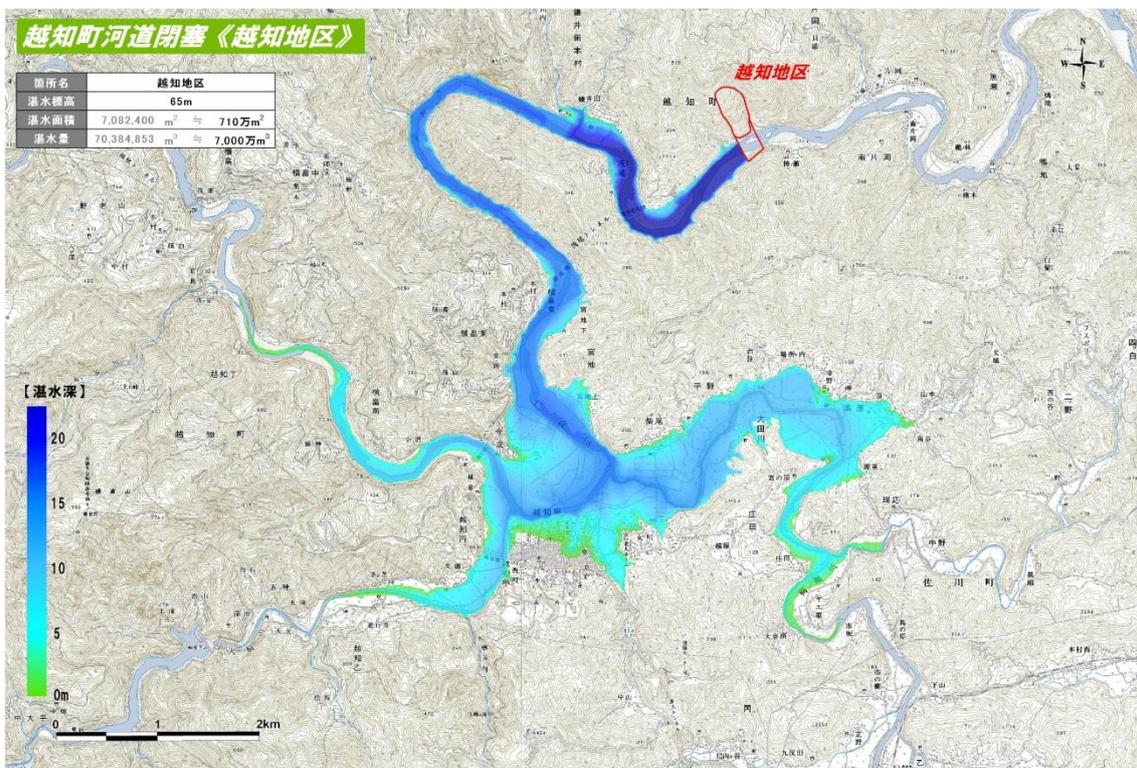


図 1.27 鎌井田下流地区の大規模斜面崩壊の発生予想箇所と河道閉塞によって生じる浸水被害エリアと湛水深の分布

#### 1.4.4 まとめ

海溝型地震における斜面崩壊の特性として、斜面崩壊発生数は震源からの距離に依存すること、ある程度距離が離れると、地すべりが発生しやすい地質（地すべり移動体面積率の高い地域）で発生する確率が高くなることが示された。

また、今後の海溝型地震における斜面崩壊発生危険地域の推定するために、東南海地震及び日本の海溝型地震における斜面崩壊発生危険地域を、震源断層からの距離と地質特性

より図化したところ、日本のほぼ全域が海溝型地震による斜面崩壊発生危険地域内に含まれることが明らかになった。このため、広範囲での海溝型地震における斜面崩壊対策を考えていくことが必要と考えられる。

本調査の実施にあたっては、国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所より航空レーザ測量データおよび地質構造・微地形要素に関する判読データの提供を受けました。こうした貴重なデータの提供に感謝します。

## 1.5 東海地方の海溝型巨大地震と土砂災害の分布

### 1.5.1 東海地方現地見学会

第1班では、2012年8月3～4日に「東海地方現地見学会 海溝型地震による土砂災害（深層崩壊）」を17名の参加者で実施した。この現地調査では、図1.28に示したルートで行い、筑波大学井川演習林の施設に宿泊させて頂いた。見学会では、以下の土砂災害地点を中心に現地調査を行い、土砂移動状況などを議論した（砂防学会から援助を受けました）。

8月3日（金）

① 富士→②大沢橋（大沢崩れ）→③本栖湖→④身延町下部（宝永地震時の湯之奥天然ダム）→⑤富士川・白鳥山（宝永・安政地震時の崩壊）→⑥由比・薩埵峠（由比地すべりと宝永・安政地震）→⑦安倍川中流・蕨野（1914 豪雨と安倍川の氾濫）→⑧大谷崩れ（宝永地震）の堆積地形と天然ダム→⑨大日峠・口坂本地すべり→⑩井川演習林（泊）、演習林会議室で議論

8月4日（土）

⑩井川演習林→⑪畑薙湖→⑫畑薙橋→⑬赤薙崩壊地を観察→⑭井川湖周辺の崩壊地形→⑮千頭→⑯川根町笹間上（安政地震）の天然ダム→⑰静岡

### 1.5.2 五畿七道地震（887）による土砂災害

今回のルートコースには入っていないが、平安時代の仁和三年七月三十日（887年8月22日）に五畿七道地震（M7.5）によって、北八ヶ岳の火山体が強く揺すられた（震源域から300km）。このため、大規模な山体崩壊（移動土砂量3.5億 $m^3$ ）を起こし、大月川岩屑なだれが発生した（井上，2011）。岩屑なだれが千曲川を塞ぎ止め、湛水高130m、湛水量5.8億 $m^3$ （日本で最大規模の湛水量）の天然ダムを形成した。その後、303日後の888年6月20日にこの天然ダムは決壊し、「仁和洪水」と呼ばれる大災害を引き起こした。

富士川上流、釜無川左支・小武川の上流のドンドコ沢では、荻谷（2012，13）は放射性炭素の年代測定により、9世紀前半に1700万 $m^3$ の巨大崩壊が発生したことを明らかにした。五畿七道地震よりも少し古いと考えられ、発生誘因が何なのか、史料分析、地形・地質調査が進められている。

### 1.5.3 宝永地震（1707）による土砂災害

宝永四年十月四日（1707年10月28日）の海溝型巨大地震（M8.4）である宝永地震によって、東海地方でも多くの土砂災害が発生した。

④富士川左支・下部川の上流・湯之奥地点で、大規模崩壊（移動土砂量120万 $m^3$ ）が発生し、下部川を河道閉塞し、湛水高70m、湛水量370万 $m^3$ の天然ダムを形成した。下流の下部温泉などの住民が参集して、除石作業を行ったが、効果はなかったようである。決壊洪水による被害記録は見つかっていない。

富士川右支・早川の右支・雨畑川の上流で八潮崩れが発生したとされているが（久保田，1989）、詳しいことは分かっていない。

⑤富士川の山梨・静岡の県境の右岸に位置する白鳥山は、大規模崩壊（移動土砂量500万 $m^3$ ）が発生し、富士川本川を河道閉塞し、湛水高30m、湛水量1400万 $m^3$ の天然ダムを形成した（中村ほか，2000）。この崩壊土砂は対岸の長貫集落を襲い、22名が死亡した。天然ダムは3日後に決壊したが、下流には大きな被害を与えなかった。



図 1.28 現地見学のルートコースと土砂災害地点

富士川右支・早川の右支・雨畑川の上流で八潮崩れが発生したとされているが(久保田, 1989), 詳しいことは分かっていない。

白鳥山は、安政地震(1854)時にも崩壊し、富士川に湛水高 15m, 湛水量 860 万  $m^3$  の天然ダムを形成し、1 日後に決壊した(中村ほか, 2000)。

⑧安倍川の源流部では、大谷崩れ(移動土砂量 1.2 億  $m^3$ )が発生し、大規模な土石流が安倍川を流下し、新田付近で三河内川を河道閉塞し、湛水高 30m, 湛水量 470 万  $m^3$  の天然ダムを形成した。この天然ダムは上流からの土砂流出で次第に埋積され、広大な土石流段丘を形成した(中村ほか, 2000)。

静岡市由比町の薩埵峠付近は、太平洋に面した急崖となっているため、宝永地震や安政地震などで山崩れが頻発し、東海道は何度も交通止めとなった(東海道は下道・中道・上道があった)。

#### 1.5.4 安政地震(1854)による土砂災害

安政元年十一月四日(1854年12月23日)の海溝型巨大地震(M8.4)である安政東海地震によって、前述したように、⑤白鳥山は大規模な崩壊を起こした。ルートコースから少し外れているが、富士川右支・早川右支・春木川上流の七面山崩れ(崩壊土砂量 7500 万  $m^3$ )は安政地震で大きく崩壊した。中村・永井(2000)は『身延図鏡』などから、AD1600年以前からこの大規模崩壊は存在していたことを明らかにした。

⑩島田市川根町笹間上では、安政地震で笹間川の右岸斜面で、43万 m<sup>3</sup>の崩壊が発生し、湛水高 30m、湛水量 170 万 m<sup>3</sup>の天然ダムを形成した（富士砂防事務所，2007）。この天然ダムは 2 ヶ月間湛水し、崩壊地から 4km 上流まで湛水した。

### 1.5.5 海溝型地震以外の土砂災害

現地調査のルート付近には、⑨口坂本地すべりなどのように、大規模な地すべり地形や崩壊地が多く存在するが、地震との関係は分かっていない。百数十年毎の海溝型地震の間にも、直下型地震や豪雨によって、多くの土砂災害が発生している。

⑦安倍川中流・蕨野は、大正 3 年（1914）8 月 28 日の台風襲来によって、大洪水が静岡市街地を襲い、溺死者 45 名、流失家屋 1000 戸、浸水家屋 1 万余戸の大被害となった（井上ほか，2008）。安倍川右岸の⑦地点が崩壊し、安倍川を湛水高 15m、湛水量 160 万 m<sup>3</sup>の天然ダムを形成し、すぐに満水となって決壊したためである。安倍川は文政十一年（1828）にも大洪水を引き起こしているが、発生源の大規模崩壊の位置は不明である。

大井川流域でも、赤薙などの大規模崩壊地形が多く存在するが、江戸時代以前の災害記録は見つかっていない。

### 引用文献

- 井上公夫（2011）：2.1 八ヶ岳大月川岩層なだれによる天然ダムの形成（887）と 303 日後の決壊，水山高久監修，森俊勇・坂口哲夫・井上公夫：日本の天然ダムと対応策，古今書院，p.35-50.
- 井上公夫（2012a）：海溝型地震による土砂災害の特徴，（社）砂防学会特別シンポジウム「海溝型地震による土砂災害を考える」（配布資料），15p.
- 井上公夫（2012b）：四国・紀伊半島における海溝型地震による土砂災害事例の収集・整理，平成 24 年度砂防学会研究発表会概要集，p.196-197.
- 井上公夫（2012c）：砂防学会東北地方太平洋沖地震災害調査委員会，第 1 班（歴史地震）東海地方現地見学会案内資料，「海溝型地震による土砂災害（深層崩壊）」
- 井上公夫（2013）：東海地方の海溝型巨大地震と土砂災害事例の分布，平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集，A-4-5.
- 井上公夫・蒲原潤一・本橋和志・渡部康弘（2008）：安倍川中流・蕨野地区の西側山腹崩壊で生じた河道閉塞と 1914 年の水害，砂防学会誌，61 巻 2 号，p.30-35.
- 井上公夫・桜井亘（2009）：宝永南海地震（1707）で形成された仁淀川中流（高知県越知町）の天然ダム，砂防と治水，187 号，p.71-75.
- 井上公夫・山本武美（2012）：宝永南海地震（1707）で形成された仁淀川中流・舞ヶ鼻の天然ダムの石碑と説明看板，砂防と治水，205 号，p.113-115.
- 内田昭光・井上公夫（2012）：関東地震（1923）時の神奈川県西部の白糸川の大規模崩壊地の現地見学会案内資料
- 苅谷愛彦（2012）：赤石山地・地蔵ヶ岳東麓で奈良－平安時代に発生した大規模岩層なだれ，地形，33 巻，p.297-313.
- 苅谷愛彦（2013）：年輪ウィグルマッピングによるドンドコ沢岩石なだれ発生年代の推定，日本地すべり学会誌，50 巻 3 号，p.113-120.
- 久保田哲也（1989）：大崩壊シリーズ-19「八潮崩れ」，砂防学会誌，41 巻 5 号，p.32-36.
- 四国山地砂防事務所（2004）：四国山地の土砂災害，企画国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所，編集日本工営株式会社 68p.
- 都司嘉宣（2012）：歴史地震の話，～語り継がれた南海地震～，高知新聞企業出版調査部，308p.
- 土志田正二（2012）：大規模崩壊発生危険箇所推定における地すべり地形分布図適用の可能性，砂防学会誌，Vol.65, No.3, p.52-55.

- 土志田正二・内山庄一郎 (2012) : 2011 年東北地方太平洋沖地震による土砂災害の分布と特徴について, (独)防災科学技術研究所主要災害調査 No.48, p.111-120.
- 土志田正二・井上公夫・島田徹・森島成昭・藤原信也・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-2-3.
- Doshida S. (2013) , Assessment of landslide susceptibility using landslide map in Japan, Proceedings of 8th IAG/AIG International Conference on Geomorphology, in press.
- 土木研究所 (2008) : 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル (案)
- 中村浩之・土屋智・井上公夫・石川芳治編 (2000) : 地震砂防, 古今書院, 215p.
- 永井修・中村浩之 (2000) : ”七面山大崩れ”ー崩壊の履歴とその拡大に関する研究ー, 37 巻 2 号, p.20-29.
- 日本地すべり学会 (2012) : 地震地すべり, Earthquake-induced Landslides, 一地震地すべりプロジェクト特別委員会の総括編一, 303p., 付属資料 1 歴史地震による大規模土砂移動カルテ表, 付属資料 2 地震地すべりの国内事例集
- 防災科学技術研究所 (2012) : J-SHIS 地震ハザードステーション  
[<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>]
- 防災科学技術研究所 (2013) : 地すべり地形分布図データベース  
[<http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/>]
- 脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治(編) (2009) : 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版, 数値地質図 G-16, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 鷲尾洋一・桜井亘・高川智・島田徹・柳崎剛 (2012) : 河道閉塞箇所の把握とその対応について, 平成 24 年度砂防学会研究発表会概要集, p.4-5.
- USGS, 2013, Global Earthquake Search (Beta).  
[<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>]

## 第2班 土砂災害の実態

### 構成メンバー：

井良沢道也（岩手大）  
石川芳治（農工大）  
松村和樹（京都府大）  
平松晋也（信州大）  
檜垣大助（弘前大）  
地頭菌隆（鹿児島大）  
執印康裕（宇都宮大）  
馬淵 泰（高知工大）  
小山内信智（後藤宏二）（国総研）  
原 義文（小山内信智）（土木研）  
池田暁彦（（一財）砂防・地すべり技術センター）  
小川紀一郎（アジア航測(株)）  
島田 徹（国際航業(株)）  
鈴木 崇（(株)パスコ）  
森島成昭（日本工営(株)）  
田中善治（朝日航洋(株)）  
山下伸太郎（(株)地圏総合コンサルタント）  
鈴木浩二（中日本航空(株)）

## 目次

はじめに	3
2.1 衛星写真や航空写真、航空LP測量による広域調査（分布、規模、形状）	5
2.2 現地調査による実態把握	
2.2.1 岩手県内の土砂災害発生状況と分析	10
2.2.2 宮城県内の土砂災害発生状況	17
2.2.3 茨城県の土砂災害の実態	26
2.2.4 栃木県内の土砂災害	31
2.2.5 2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂移動実態	40

2.2.6	山形県内の土砂災害発生状況	46
2.3	代表的な災害地の集中合同調査：福島（2011年9月10日～11日）	
	概要	47
2.3.1	いわき市桜本（崩壊）	51
2.3.2	いわき市上釜戸（初生地すべり）	53
2.3.3	いわき市才鉢地区地すべりの実態（地震断層周辺）	58
2.3.4	白河市根田（崩壊）	63
2.3.5	白河市葉の木平（崩壊性地すべり）	67
2.3.6	航空LP測量データによる湯ノ岳・井戸沢地震断層の判読	73
2.4	砂防構造物の施設災害実態	78
2.5	土砂移動によるライフライン等の被災が社会的・経済的面に与えた影響	82
2.6	岩手県一関市・二戸市における地震に伴う住民聞き取り調査	87
2.7	岩手県内の盛土地盤における現地調査	99
2.8	まとめと今後の課題	106
	あとがき	109
	執筆者一覧	110

## 付録

平松晋也ら（2013）2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂災害  
砂防学会誌, Vol. 65, No. 5, p. 29-34.

## はじめに

近年、地震により発生する崩壊や大規模地すべりによる土砂災害が我が国の各地で甚大な被害をもたらしている。そして、近い将来、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発生が懸念される中で、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急務の課題である。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。

このような背景のもと、平成 23 年東北地方太平洋沖地震では、広範囲に震度 5 強以上の揺れが生じ、栃木県北部・福島県南部など震源から 300km 以上離れた地域でも斜面崩壊による犠牲者が出た。その後の余震でも多くの被害が発生した。斜面は地震によるゆるんでおり、今後の降雨や融雪による二次災害が懸念された。今回の地震及び既往の地震により土砂災害の発生した地形や地質の面、地震動特性の類型化にもとづいて、地震による斜面変動危険区域の評価手法の確立が早急に望まれる。来るべき東海地震・東南海地震・南海地震など今回の未曾有の災害から学び、今後の災害に備える必要がある。

そこで、砂防学会では東北地方太平洋沖地震災害調査委員会（委員長：鈴木雅一）を設置した。本報告書は本調査委員会の土砂災害の実態を把握するために設置された第 2 班の構成メンバーが実施した成果をとりまとめたものである。

なお、今回の成果にはⅡ章など平成 23 年度に国土交通省国土技術政策総合研究所の委託を受けた「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 24 年 3 月）社団法人 日本地すべり学会の成果も一部活用させていただいていることを記します。

## 2.1 衛星写真や航空写真、航空LP測量による広域調査（分布、規模、形状）

2011年（平成23年）3月11日に三陸沖を震源とするマグニチュード9.0の地震が発生した。東北地方から関東地方の太平洋沿岸では津波による大きな被害が発生し、宮城県栗原市で震度7、宮城県、福島県、茨城県、栃木県で震度6強など、東北地方から関東地方に至る広範囲で強い揺れを観測した。

この地震後に実施された人工衛星や航空機による写真撮影およびレーザープロファイラ等の調査概要をとりまとめた。

### 2.1.1 実施された調査

#### 2.1.1.1 人工衛星

##### (1) だいち

国土交通省国土技術政策総合研究所（以下、国総研）が斜面崩壊、地すべり、河道閉塞等の地震による大規模な土砂災害の発生状況について確認するために崩壊地判読を実施した<sup>1)</sup>。

判読範囲は、気象庁発表の推計震度分布図から地震時に斜面崩壊等の土砂災害は発生する可能性が高いとされている震度5強以上の地域と設定した。

このときに使用されたのが、独立行政法人宇宙航空研究開発機構（JAXA）から提供を受けたALOS（だいち）のAVNIR-2/PRISM画像とGoogle社のGoogle Earth用のコンテンツとして公開されたGeoEye-1やWorldView-1等の光学衛星画像である。

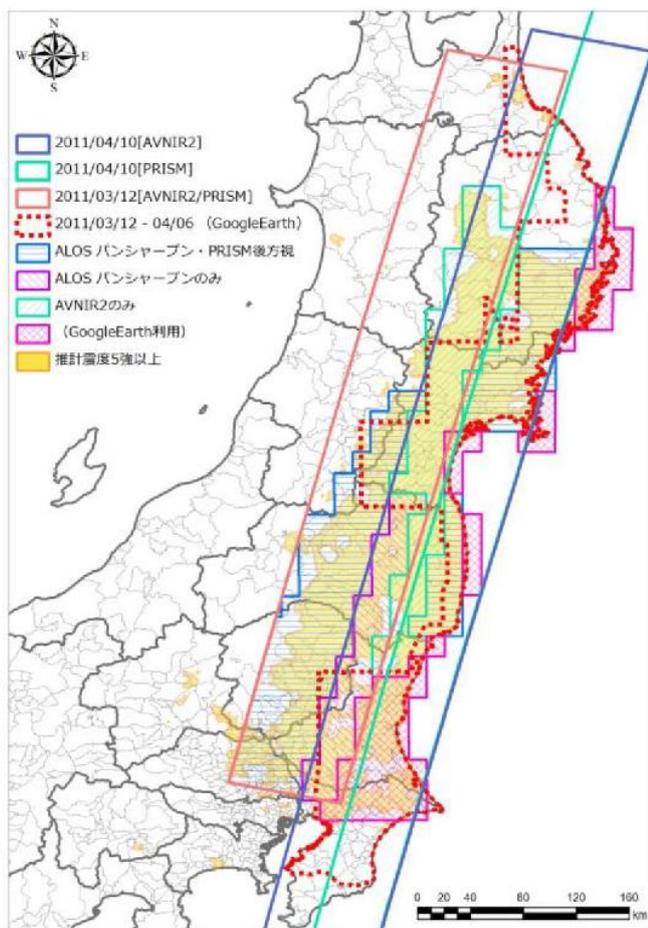


図 1.1.1 だいちの撮影範囲と震度5強以上の地域、判読対象地域<sup>1)</sup>

##### (2) TerraSAR-X

株式会社パスコが地震発生の2日後の3月13日から3月15日にかけてシーンサイズ30km×50km、地上分解能3mのStripMapモードを使ってSAR画像を撮影した<sup>a)</sup>。



図 1.1.2 TerraSAR-Xの撮影範囲<sup>2)</sup>  
(2011年3月13日～3月15日間)

##### 2.1.1.2 航空機による写真撮影

国土地理院が「2011年（平成23年）東日本大震災に関する情報提供」として、被災地の空中写真を公開している<sup>b)</sup>。空中写真は、2011年3月12日

<sup>a)</sup> 株式会社パスコHP。

[http://www.pasco.co.jp/disaster\\_info/110311/](http://www.pasco.co.jp/disaster_info/110311/)

<sup>b)</sup> 国土地理院HP。

[http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h23\\_tohoku.html#namelink2](http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h23_tohoku.html#namelink2)

～13日, 3月19日, 3月27日, 4月1日, 4月5日に撮影されている。撮影範囲は青森県から茨城県に至る主に沿岸部である。

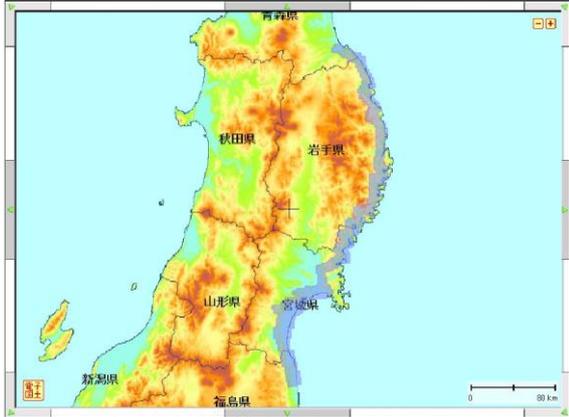


図 1.1.3 2011年3月12日～13日撮影範囲<sup>b)</sup>

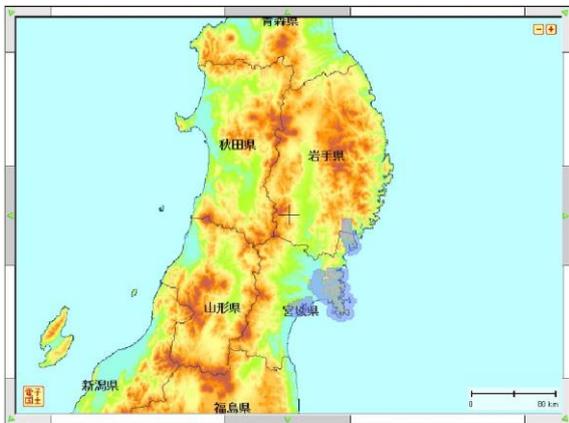


図 1.1.4 2011年3月19日撮影範囲<sup>b)</sup>

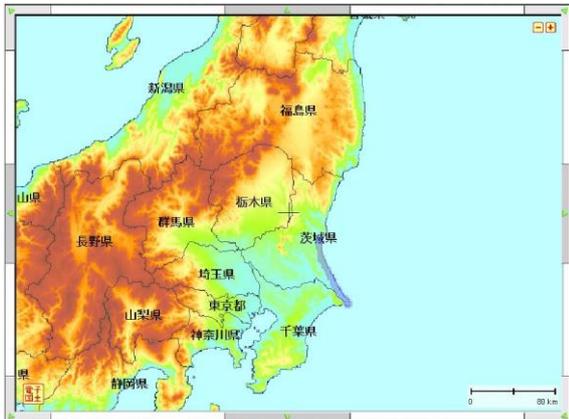


図 1.1.5 2011年3月27日撮影範囲<sup>b)</sup>

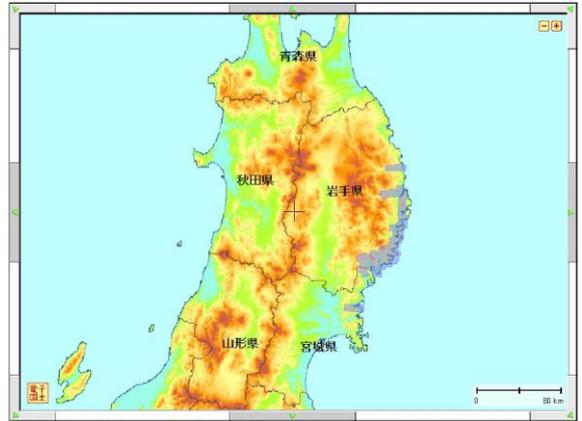


図 1.1.6 2011年4月1日撮影範囲<sup>b)</sup>

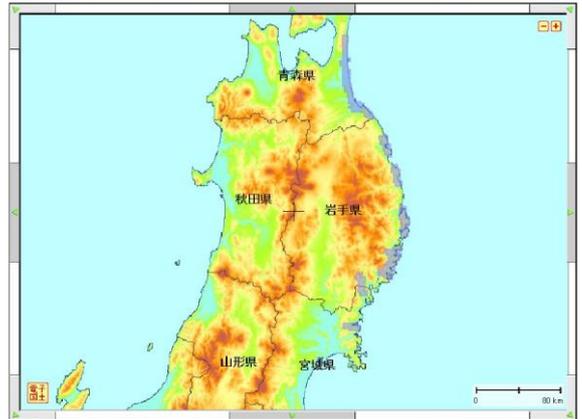


図 1.1.7 2011年4月5日撮影範囲<sup>b)</sup>

### 2.1.1.3 ヘリコプターによる写真撮影

国総研が地震発生翌日の3月12日と3月14日にヘリ調査を実施した。

3月12日の調査<sup>c)</sup>では、平成20年の岩手・宮城内陸地震で発生した15の河道閉塞箇所について、その安全度において変化は認められないこと、湯浜地区の既存崩壊地において表層の崩落が認められたが特段対応を要するものではないこと、周辺地域で規模の大きな崩壊等は見当たらなかったことを報告している。

<sup>c)</sup> 2011年3月12日東北太平洋沖地震宮城県周辺ヘリ調査。  
<http://www.nilim.go.jp/lab/bbg/saigai/h23tohoku/index.html?id=201110041719222968&now=/lab/bbg/saigai/index.html&ref=/lab/bcg/saigai.html>

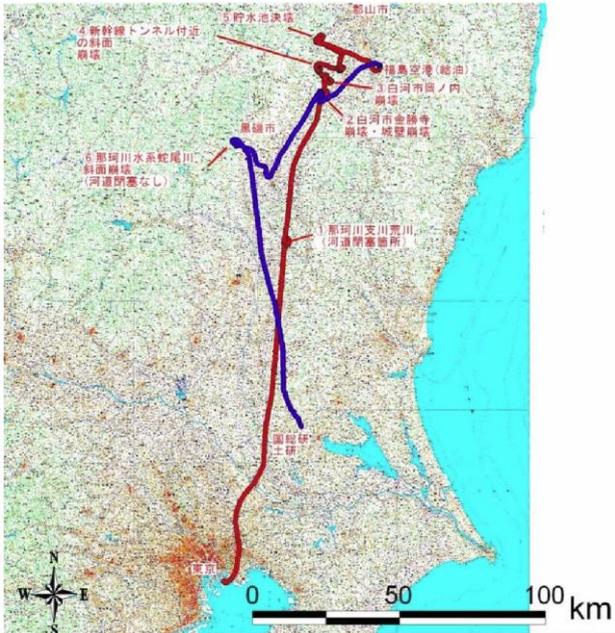


図 1.1.8 ヘリ飛行ルート図<sup>5)</sup>

3月14日の調査<sup>d</sup>では、白河市葉ノ木平地区で土塊の流動化による被災状況や須賀川市藤沼貯水池からの湖水流出による下流集落への被害状況が撮影されている。



写真 1.1.1 荒砥沢ダムと背後の地すべり地 (2011年3月12日撮影)



写真 1.1.2 白河市葉ノ木平地区の土砂流動化状況 (2011年3月4日撮影)



写真 1.1.3 須賀川市藤沼貯水池からの湖水流出による下流集落の被災状況 (2011年3月4日撮影)

#### 2.1.1.4 レーザープロファイラ

朝日航洋株式会社が福島県いわき市において4月11日の地震によって形成されたものと考えられる地表地震断層の地形形状を調査するために航空レーザ計測を実施した。

使用機体：回転翼（ヘリコプター）

飛行高度：対地 750m

レーザ照射密度：7.3点/m<sup>2</sup>

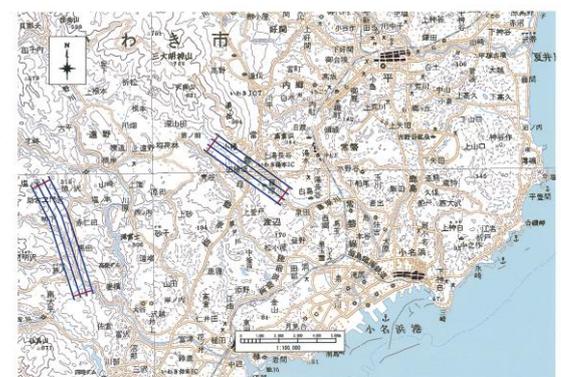


図 1.1.9 航空レーザ計測範囲（宮城県内）

<sup>d</sup> 2011年3月14日東北太平洋沖地震栃木県・福島県ヘリ調査。  
<http://www.nilim.go.jp/lab/bbg/saigai/h23tohoku/index.html?id=201110041719222968&now=/lab/bbg/saigai/index.html&ref=/lab/bcg/saigai.html>

アジア航測株式会社が宮城県内と岩手県内において堆積物の堆積量算出や河川堤防評価等のデータ取得のために航空レーザ計測を実施した。

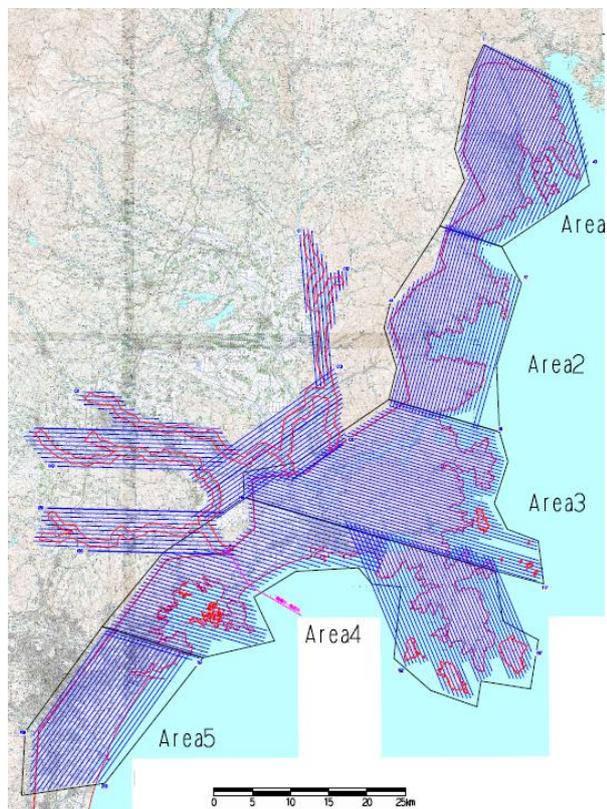


図 1. 1. 10 航空レーザ計測範囲（宮城県内）

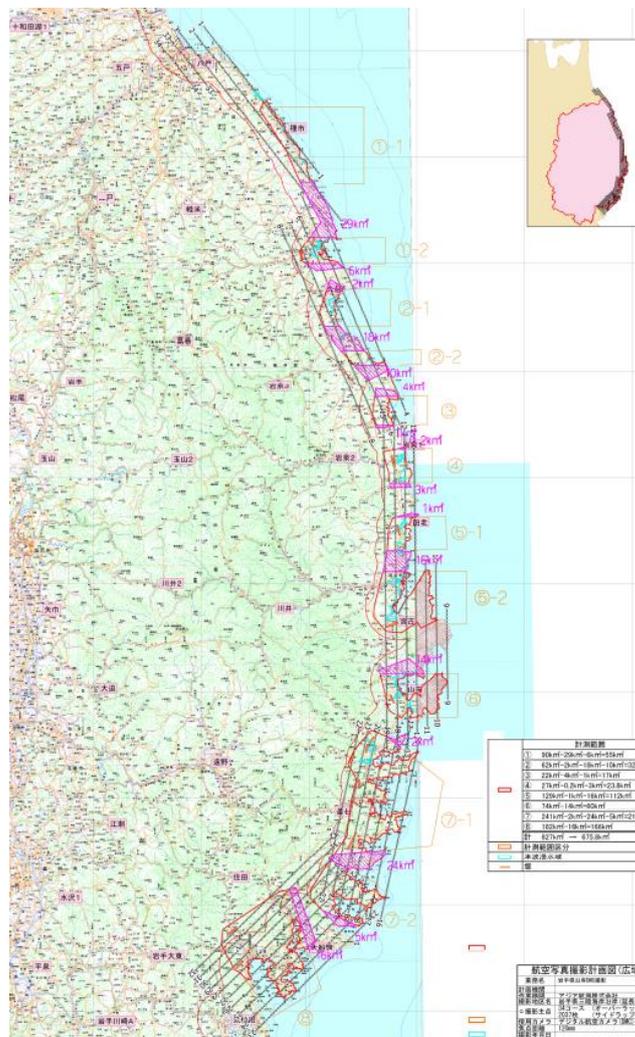


図 1. 1. 11 航空レーザ計測範囲（岩手県内）

## 2. 1. 2 広域被災の概要

国総研が衛星画像を用いて行った震度5強以上とされた地域が概ね含まれるエリア（図 1. 1. 12）

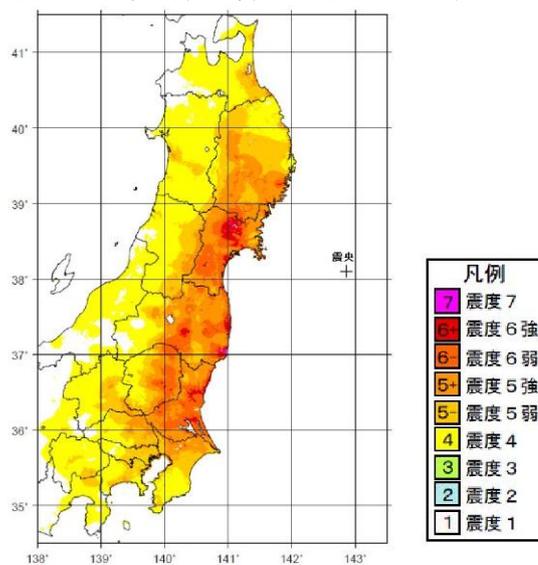


図 1. 1. 12 推計震度分布図<sup>f</sup>

<sup>e</sup> アジア航測株式会社HP.  
<http://www.ajiko.co.jp/bousai/touhoku2011/touhoku.htm>

<sup>f</sup>気象庁HP

を対象に崩壊地判読を実施している。

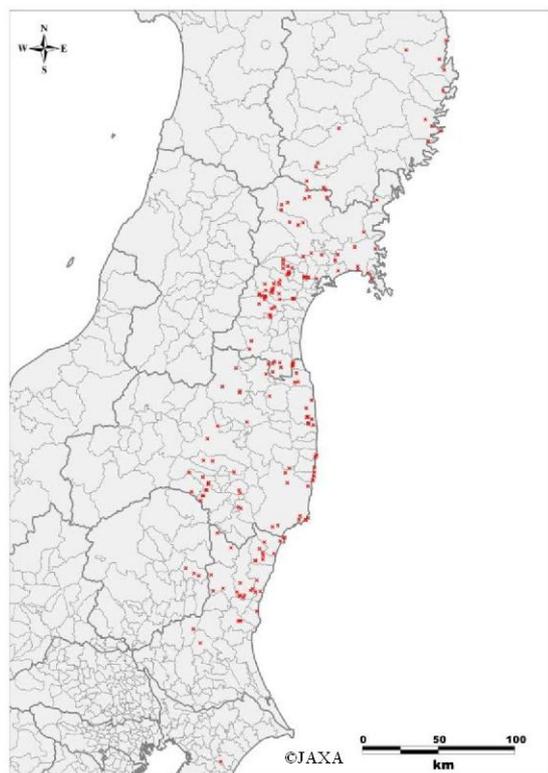


図 1.1.13 崩壊地判読結果<sup>1)</sup>

この結果では、地すべり地や小規模な崩壊地は認められたものの、河道閉塞を形成するような大規模な崩壊地は認められなかったことが報告されている<sup>1)</sup>。

#### 【引用文献】

- 1) 水野正樹・佐藤匠・林真一郎・西真佐人・桂真也・中川和男(2011): 東日本大震災強震地域の光学衛星画像による崩壊地調査. 第 55 回宇宙科学技術連合講演会講演集.

## 2.2 現地調査による実態把握

### 2.2.1 岩手県内の土砂災害発生状況と分析

#### 2.2.1.1 はじめに

東日本大震災に伴う本震・余震を含め数多くの地震は日本列島に大きな爪痕を残した。岩手県は本震に端をなした津波の被害を直接受け、甚大な犠牲者を出した(1)。しかし、東日本大震災が岩手県にもたらした被害は、津波による人的被害だけではない。岩手県内では、3月11日の本震と4月7日の大きな余震の揺れに伴う斜面崩壊や、津波による防潮林の流出、砂防・治山施設の損壊など合計135箇所の発生が確認されている(写真・2.1.1, 写真・2.1.2)。今後の二次災害の発生も危惧され、保全対象は河川、道路、鉄道、人家など多岐に渡っている。ここではその中から東日本大震災による自然斜面における崩壊を対象として、災害の実態を明らかにし、今後の対策に結びつけることを課題としている。岩手県内における地震による斜面崩壊箇所の分析をすすめるにあたり、防災行政機関によるデータを収集し、現地調査を行った。その結果、40箇所の新規の斜面崩壊を抽出した(図-2.1.1)。これら40箇所の斜面崩壊を対象にいくつかの項目について分析を行ったので紹介する。



写真-2.1.1 一関市東山町で本震(3月11日)により発生した斜面崩壊、今後も拡大崩壊の危険性が高く人家への影響が懸念される(一関市東山町松川三室平 2011年9月26日撮影)



写真-2.1.2 地すべり性崩壊発生直後(岩手県砂防災害課提供 2011年3月12日撮影)

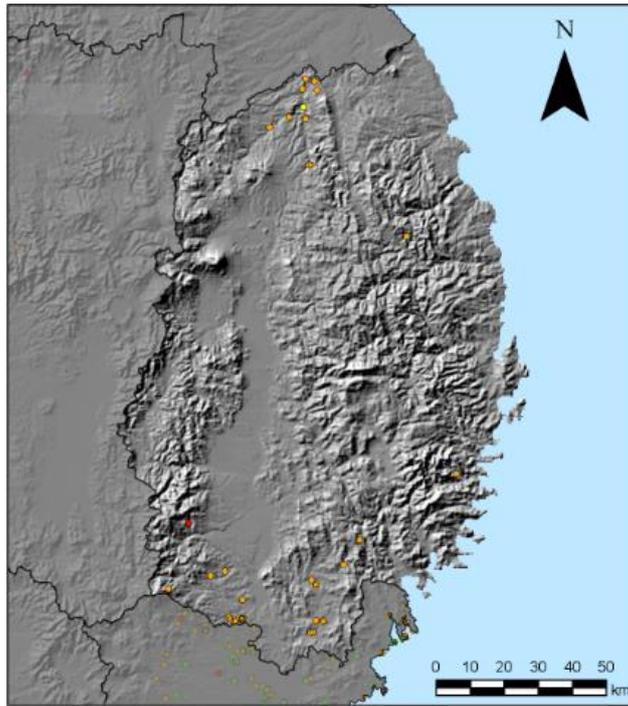


図-2.1.1 岩手県内における地震により生じた斜面変動分布

### 2.2.1.2 地震の概要

2011年3月11日14時46分頃、宮城県牡鹿半島の東南東沖130km、深さ24kmを震源として発生した東日本大震災は、最大震度7（宮城県栗原市）、マグニチュード（Mw）9.0を記録した（日本における観測史上最大の規模）。発生機構は西北西—東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型である（2）。この地震により、津波をはじめとした人的被害や斜面崩壊、停電、断水、物資の停滞による長期のライフラインの寸断など、今までに前例のない広域的かつ激甚な被害となった。なお、この地震において岩手県で観測された最大震度は岩手県沿岸南部、岩手県内陸北部、岩手県内陸南部の6弱である。

さら同年4月7日午後23時32分頃、宮城県牡鹿半島の東約40km、深さ66kmを震源として発生した東日本大震災後の余震は、最大震度6強（宮城県栗原市ほか）、マグニチュード（Mw）7.1を記録した。岩手県内において観測された最大震度は岩手県沿岸南部、岩手県内陸南部の6弱で、大きな津波は観測されなかった。東日本大震災の本震と比較すると、震源が陸側に近いことが特徴である。

### 2.2.1.3 調査手法

岩手県内における地震による斜面崩壊発生個所の分析を進めるにあたり、防災行政機関から情報の収集を行った。岩手県農林水産部森林保全課及び県土整備部砂防災害課から提供して頂いた災害の発生に関するデータと写真、及び地形図を基にその分布状況及び崩壊発生に関係した項目の分析を進めた。また、特に人家に近い崩壊地を中心に現地確認をした。なお、行政機関以外からも奥山ボーリング（株）から2カ所の斜面崩壊箇所データを提供して頂いた。

その結果、岩手県内においては40箇所の新規の斜面崩壊発生箇所を抽出することができた。なお、ここでは砂防・治山施設災害箇所をのぞく自然斜面の崩壊を対象としている。

斜面崩壊箇所の分析は、まず、その発生状況の概要を把握した上で、崩壊の発生に影響を与え得る要因の中から、特に影響の大きいとされる地震動、地形、地質、水文の大きな4つの項目に大別し（3）、その中にさらに細かい項目をいくつか取り上げ分析した（表-2.1.1）。なお、本資料で述べる40箇所の崩壊地の分析では、主に表-2.1.1に示したうち、特に関係の深かったものを取り上げる。

表-2.1.1 斜面変動箇所における分析項目（太字は今回記載しているもの）

項目	内容
概要	<b>分布、崩壊形態</b> 、被災対象、市町村別の崩壊箇所数・崩壊発生日、崩壊箇所の規模、見た目の危険性
地震動 (本震、余震)	<b>震度</b> 、加速度
地形	<b>斜面勾配</b> 、斜面形、起伏、斜面の向き、谷密度、末端の状況、地すべり地形、 活断層からの距離、 <b>遷急線の有無</b>
地質	地質年代、岩質、構造（受け盤、流れ盤など）、初生地形
水文	地下水、先行降雨、融雪期

#### 2.2.1.4 調査結果

岩手県内における40箇所の新規の斜面崩壊の概要及びその分析を行った結果について述べる。

##### 2.2.1.4.1 分布

岩手県内では斜面崩壊発生箇所の分布は県南の一関市と藤沢町、県北の二戸市と一戸町に偏っている（図-2.1.1）。3月11日の本震では震度6弱が岩手県沿岸南部、岩手県内陸北部、岩手県内陸南部で広範囲に観測され、同じく4月7日の余震でも岩手県沿岸南部、岩手県内陸南部で広範囲に観測されているが(2)、図-2.1.1に示すように斜面崩壊箇所の分布域には偏りがみられる。これは地形、地質など多くの要因と関係があると考えられる(4)。なお、本震及び余震では、宮城県仙台市など盛土した宅地造成地盤が地震の影響で変状を受け、家屋が被災するケースが多く見られたが、同様の被害は岩手県においてもいくつか確認されている。このうち本震及び余震の影響により、岩手県内では二戸市杉の沢石切所（写真-2.1.2）、一関市舘ニュータウン、一関市舞川小学校の3箇所において、現地において宅地盛土斜面で崩壊が発生していることを確認した(5)。これらの人工地盤における災害については別途、とりまとめて報告する予定である。

##### 2.2.1.4.2 市町村別の崩壊箇所数及び崩壊発生日

市町村別の崩壊箇所数は、一関市と藤沢町など県南で25箇所、二戸市と一戸町の県北で8箇所となっており、県南と県北に偏って分布している（なお藤沢町は2011年9月26日に一関市に編入された）。対照的に、4月7日の余震による崩壊はそのほとんどが一関市と藤沢町で発生している（図-2.1.2）。これは余震は岩手県北部では震度6弱以上の強い地震動が観測されなかったことに関係している(2)。なお、別途、聞き取り調査を行い、一関市の住民に地震の際に感じた揺れの強さや怖さを聞いたが、2008年6月14日の岩手・宮城内陸地震や本震よりも強かった、あるいは怖かったとの回答が多かった。

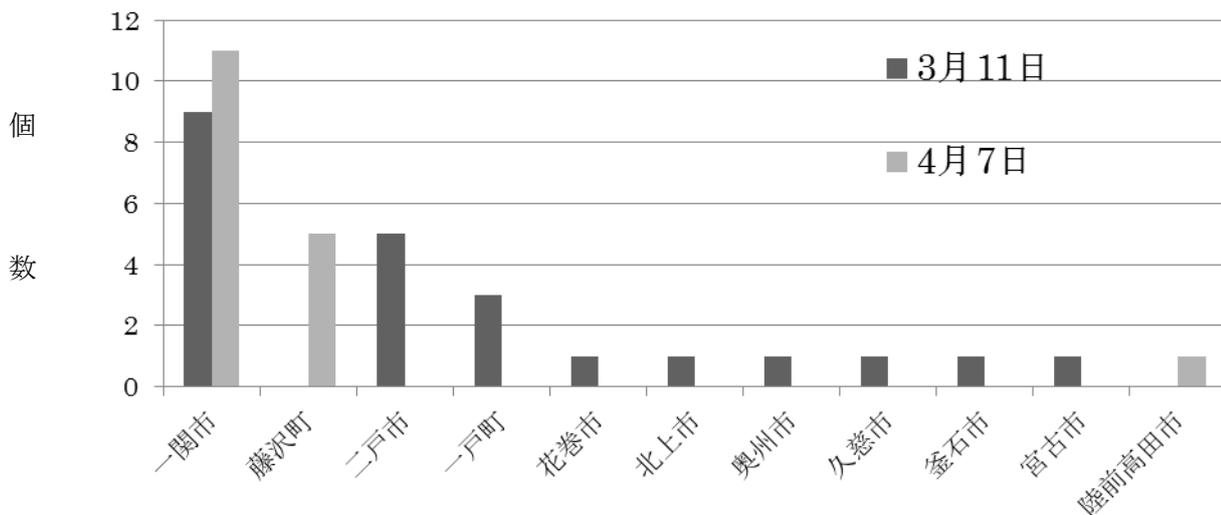


図-2.1.2 市町村別の崩壊箇所数及び崩壊発生日 (n=40)

### 2.2.1.4.3 規模

地震によって発生した斜面崩壊の規模は全体として小さく、0.01~0.02haの小規模崩壊が過半数を占める(図-2.1.3)。最も大きい崩壊でもその規模は1.0haであった。これは以下に述べるように、多くが小規模な表層崩壊によるものが多いことに関係している。過去の岩手・宮城内陸地震では大規模崩壊や地すべりが多く発生した事例とは対照的である。

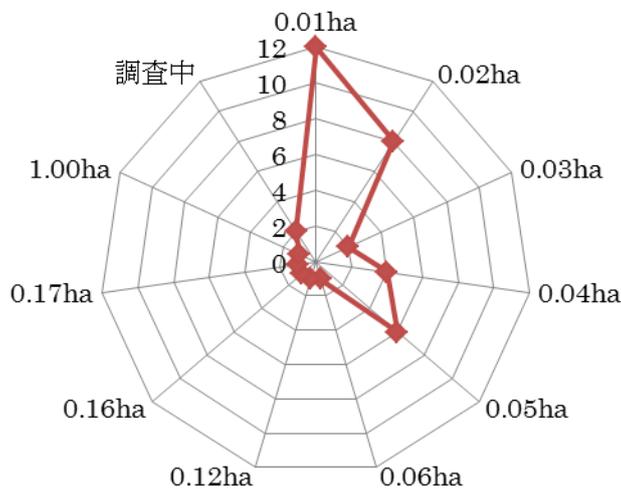


図-2.1.3 地震によって発生した斜面崩壊箇所の規模 (n=40)

### 2.2.1.4.4 斜面崩壊の形態

対象とした40箇所の崩壊地を現地調査及び写真より判読したところ、約6割が表層崩壊、約3割が岩盤崩壊であり、この2つの現象が主たる形態であった(図-2.1.4)。他は表層崩壊と岩盤崩壊の中間形態を示すもの、落石などであり、狭義の地すべり移動は無く、地すべり性崩壊が1件であった。

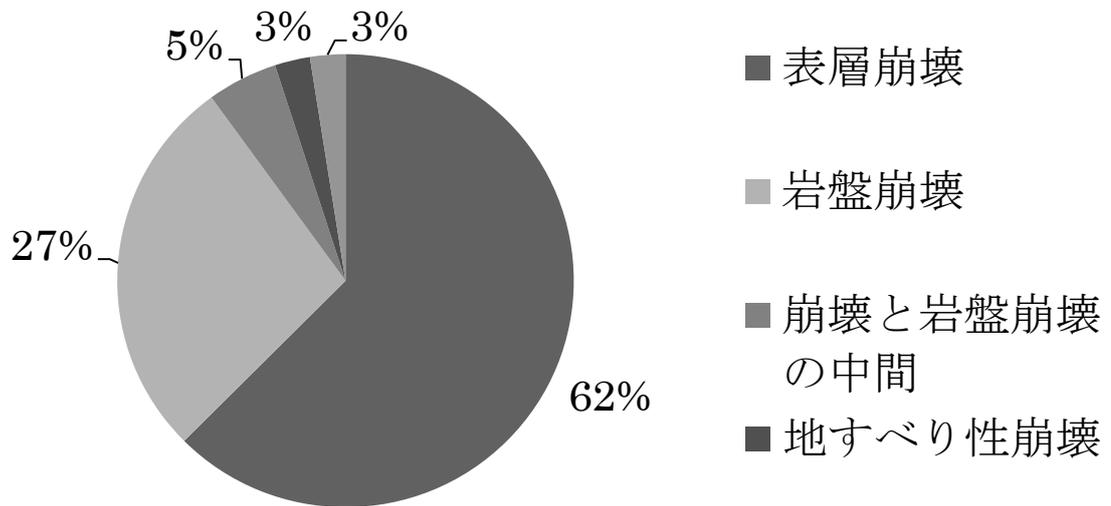


図-2.1.4 地震によって発生した斜面崩壊箇所の形態の割合 (n=40)

#### 2.2.1.4.5 崩壊箇所の傾斜

崩壊箇所の約5割が30~39°の傾斜で発生し、また約4割が40~49°の斜面で発生している(図-2.1.5)。一般的に斜面での崩壊が発生しやすい傾斜は30~50°とされていることから(5)、これに合致する結果となった。50°以上の傾斜がある場所では、もともと風化土層が浸食されやすく、崩壊する可能性の高い物質が少ないからであると考えられる。

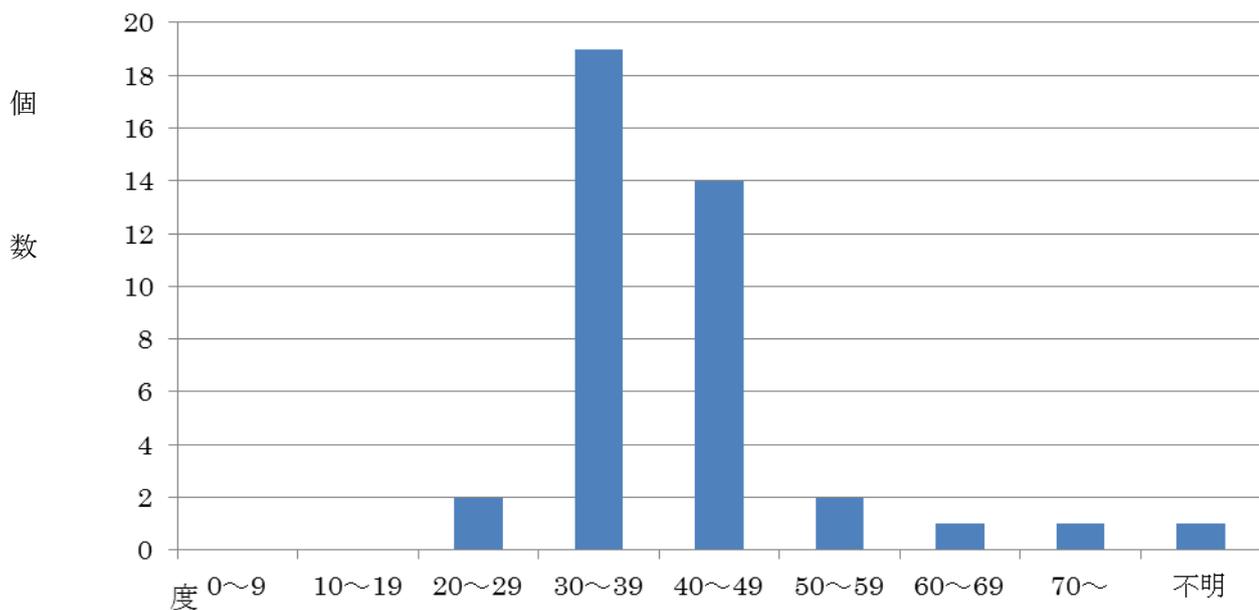


図-2.1.5 地震によって発生した斜面崩壊箇所の勾配 (n=40)

#### 2.2.1.4.6 崩壊地の遷急線の有無

遷急線とは、斜面上方の勾配より、川側の斜面の勾配が急になる点を結んだ線である。遷急線は浸食前線とも呼ばれ、これからまさに浸食(崩壊)するところであり、遷急線より上部斜面は緩傾斜で風化層が厚く下部斜面は急勾配で表層は薄いのが特徴である。今回、その遷急線の有無を現地調査及び写真から判読した。その結果、「非常に明瞭」あるいは「明瞭」という遷急線の存在を確認できる崩壊箇所が約5割にも上った(図-2.1.6)。今回の地震による斜面崩壊の発生には、遷急線に関係性があるものが多いと言える。

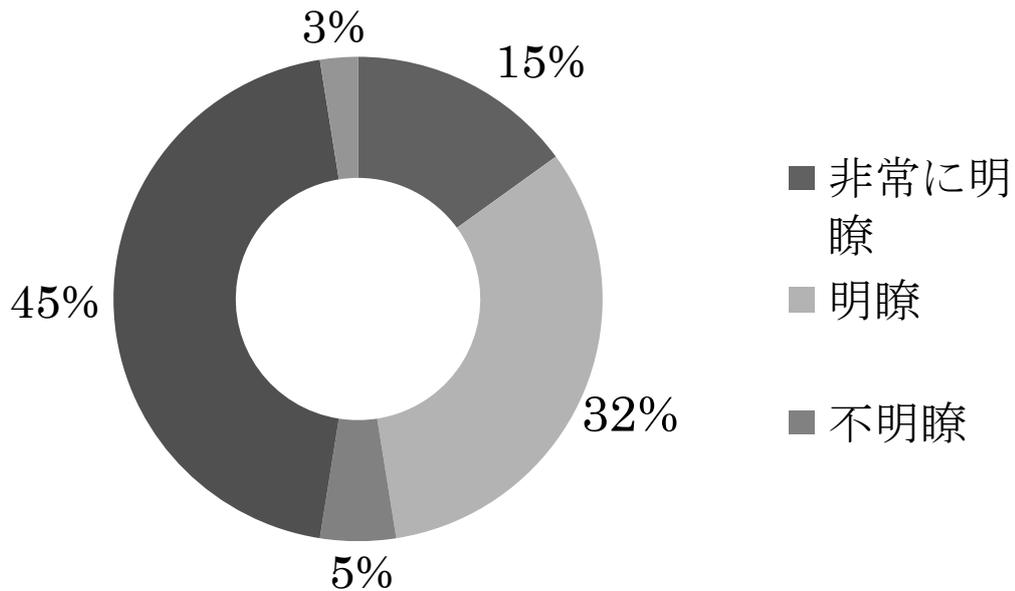


図-2.1.6 地震によって発生した斜面崩壊箇所の遷急線の有無の割合 (n=40)

#### 2.2.4.1.7 震度 (本震)

震度は崩壊地を 25000 の 1 の地形図などで調べ、気象庁の示す震度分布図と照らし合わせ、最も適切であろう震度を判読した (図-2.1.7)。また、震度は本震で崩壊した全 23 箇所を対象としている。崩壊地における本震時の震度は、過半数が「6 弱」を記録している。これは崩壊地の多くが震源近くの一関市や藤沢町で発生したことに関係している。また、震度「5 弱」、震度「4」は県北の二戸市と一戸町で観測されたものである。

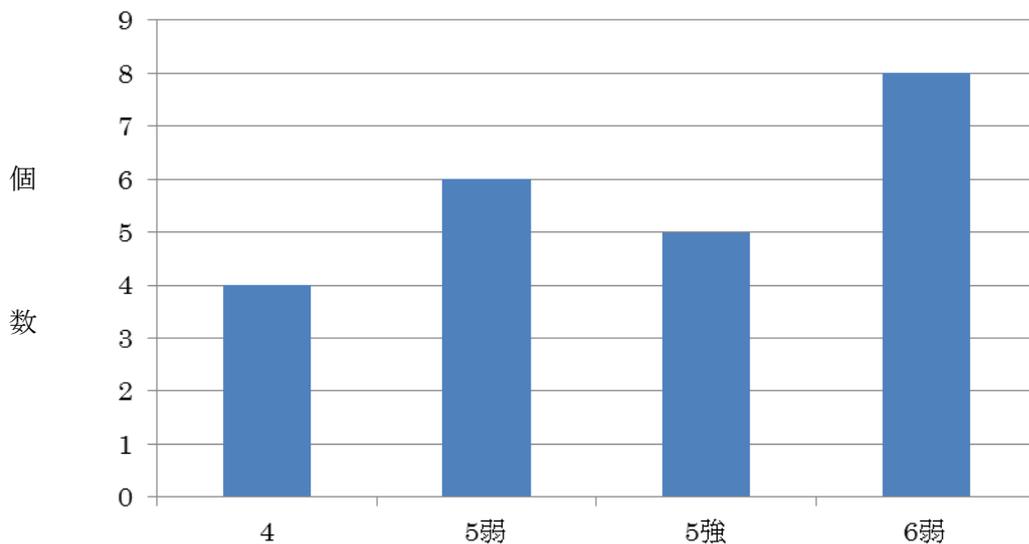


図-2.1.7 地震によって発生した斜面崩壊箇所の震度 (本震) (n=23)

#### 2.2.1.4.8 震度 (余震)

余震時の震度も対象 17 箇所分の結果を示す (図-2.1.8)。なお震度「6 弱」が 5 割を占めているのは本震時とあまり変わらないが、余震時には震度「5 強」を観測した場所も多くみられる。(1)。なお、岩手県沿岸南部及び岩手県内陸南部では今回の余震と本震の震度階は同じ地点が多かった。また、図示しなかったが、崩壊の約 7 割が平行斜面で、1/4 が尾根型斜面での崩壊であった。一方、これらとは対照的に谷部での崩壊はほとんど見ら

れなかった。これは一般的に地震で発生する崩壊の特徴と類似している。崩壊地の地質年代では全体的にみると約4割が「新第三紀中新世」、3割が「中生代白亜紀前期」となりこの2つの地質での崩壊が顕著であった。今回発生した斜面崩壊は前者の地質は二戸市や一戸町、一関市の西側の地域に多く分布し、後者は一関市の東側、藤沢町に多く分布している地質である。「中生代白亜紀前期」の母岩そのものは硬質であるが、今回発生した斜面崩壊は表層が風化しそれが崩壊したと考えられる。なお、一関市の西側の地域では固結度が弱く密度の低い堆積物の上位に、硬質で比較的高密度の火山岩類が分布するキャップロック構造を有している崩壊地が多かった。

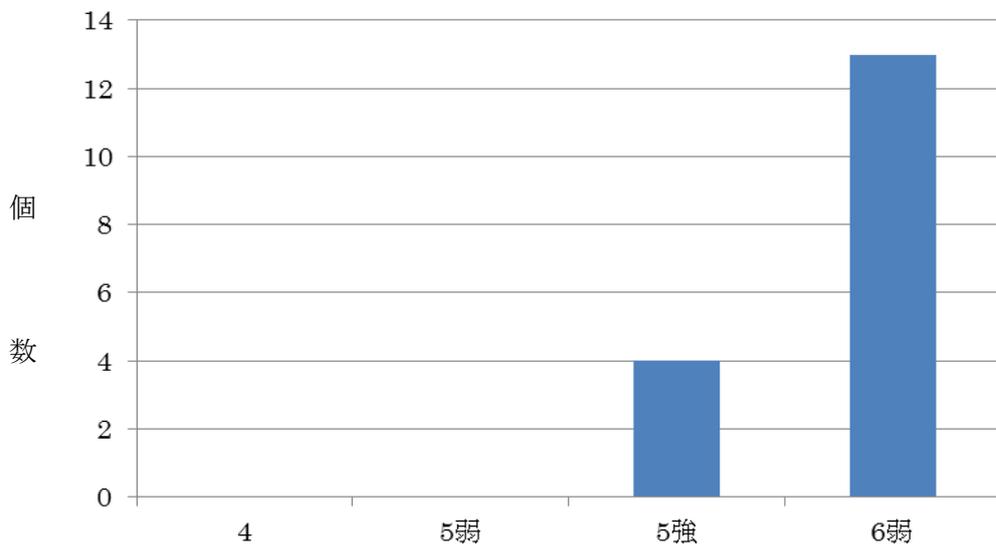


図-2.1.8 地震によって発生した斜面崩壊箇所の震度（余震）（n=17）

### 2.2.1.5 まとめ

東日本大震災による岩手県内での斜面崩壊箇所の分析をすすめるにあたり、防災行政機関によるデータを収集し、現地調査を行った。その結果、40箇所の新規の斜面崩壊を抽出することができた。地震によって発生した斜面崩壊の分布が県南と県北に偏っているのが最大の特徴である。本データについて、地震と崩壊に関する様々な項目に関して検討を行った結果、遷急線など地形と地質に関係深いことがわかった。今後は、2008年6月14日の岩手・宮城内陸地震を含んだ国内外の既往の地震も含めて、これまでに地震によって発生した斜面崩壊の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）・降水条件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について評価していきたい。

本調査の実施にあたり、さまざまなご指導・ご助言および資料提供などを頂いた岩手県農林水産部森林保全課、同県土整備部砂防災害課ならびに奥山ボーリング（株）各位に対し、心から感謝の意を表します。また、研究を進めるにあたり一関市建設部一戸欣也部長から貴重な資料をいただいた。さらに、（社）日本地すべり学会東北支部、同関東支部、同新潟支部、研究メンバー所属大学の学生・院生の諸氏には記して感謝申し上げます。

### 引用文献

- (1) 国土技術政策総合研究所（2011）平成23年東北地方太平洋沖地震の緊急調査速報．土木技術資料 53（5）：4-13．
- (2) 吉田望・國生 剛治・規矩 大義・山口 晶・千葉 克己・高橋 一雄（2011）2011年東北地方太平洋沖地震による宮城県中部地域の地盤被害（大震災）．地盤工学会誌 59（7）：42-45．
- (3) 治山技術研究会（1998）地震による山地災害とその対策．161pp．（社）日本治山治水協会，東京．
- (4) 社団法人東北建設協会（2006）東北地方の地質「東北地方デジタル地質図」．仙台．
- (5) 下川悦郎（1996）森林の百科事典．617pp．丸善出版，東京．

## 2.2.2 宮城県内の土砂災害発生状況

### 2.2.2.1 調査方法

2011年東北地方太平洋沖地震では、発災後、宮城県内全域をカバーする空中写真・衛星画像等が得られなかったため、以下のように土砂災害発生箇所を把握した。ここで用いているデータは、主として国土技術政策総合研究所研究委託業務「地震による斜面変動の発生実態と特徴の類型化」成果報告書（(社)日本地すべり学会, 2012）に基づいている。

地震後、主に3月～4月に行われた1) 宮城県防災砂防課による土石流危険渓流・急傾斜地崩壊危険箇所・地すべり危険箇所の点検結果、2) 同県森林整備課による災害発生箇所点検結果から、宮城県内の土砂災害箇所の把握を行った。また、3) 林野庁東北森林管理局による所管地域の山地災害箇所調査結果、及び、震源に最も近く震度6強の範囲が広がる宮城県東部の石巻東部・牡鹿半島地域における4) 宮城東部土木事務所所管の道路沿いの斜面崩壊箇所について、データを入手した。また、5) 丘陵地の造成宅地で多数の被害が発生した仙台市について、仙台市都市整備局の調査資料を入手した。これらに、筆者らの現地調査結果を加えて土砂災害発生箇所を整理した。

その結果から、6) 斜面災害が集中している地域について、斜面災害発生場や斜面運動の特徴、地震動との関係について検討した。

### 2.2.2.2 土砂災害発生状況

1)の点検結果では、斜面の崩壊・落石やキレツ発生等の報告が348箇所と最も多く、地すべり危険箇所では1箇所、地すべり地塊中の変動、6箇所、部分的変状が見られた。また、67箇所の土石流危険渓流で、土石流の発生は報告されていないが、点検個票の確認から少なくとも17渓流で新規崩壊が認められた。2), 3)の結果では、64箇所の崩壊と2箇所のキレツ発生が見られた。1), 2)による発生箇所の分布は、県内全域にわたっているが、震源に近いほど多いわけではなく、

先第三系の硬質岩からなる北上山地よりも、主に新第三系からなる奥羽山脈とその東側の丘陵地及び松島湾周辺に多い。4)では、道路沿いの多くは法面崩壊や斜面防災施設の被害で、自然斜面での崩壊・地すべりは少ない。この中で、地すべり地形の分布(1/50000地すべり地形分布図 石巻)がほとんど無い牡鹿半島で、3月11日または4月7日の余震で2箇所の風化岩地すべりが発生したのが注目される。また、津波が侵入したことによる崩壊や斜面侵食・土石流発生被害は非常に少ない。

5)では、海拔200m程度以下の新第三系・第四系丘陵を盛土造成した斜面宅地で、少なくとも65地区約4,100軒の宅地(仙台市, 2011)で住宅・宅盤や擁壁などに主に本震による地表変動で被害が生じた。このうち被害の甚大な15地区で仙台市により被害状況調査や地質調査・監視及び対策の検討が進められた。

また、6)の対象としたのは、崩壊が集中し今後の人家・道路・農地等への被害危険性が高い松島湾周辺地区、仙台市の丘陵宅地で被害が大きい太白区緑ヶ丘4丁目、同青山2丁目、泉区南光台4丁目である。これらは2-2-5で述べる。

### 2.2.2.3 斜面変動特性と分布の特徴

以上のデータから、宮城県内の斜面変動発生箇所(本震と余震の区別はできていない)516箇所を認めた(図-2-1)((社)日本地すべり学会, 2012)。内訳は、地すべり19箇所、崩壊259箇所、土石流危険渓流での崩壊17箇所、変状204箇所、人工斜面(丘陵造成宅地)22箇所、土石流1箇所が確認された。このように、宮城県内で発生した斜面変動は大半が崩壊であった。森林整備課による県内61箇所については崩壊面積のデータがあり、すべて1ha未満で最大0.56ha、平均0.14haであった(図-2-2)。

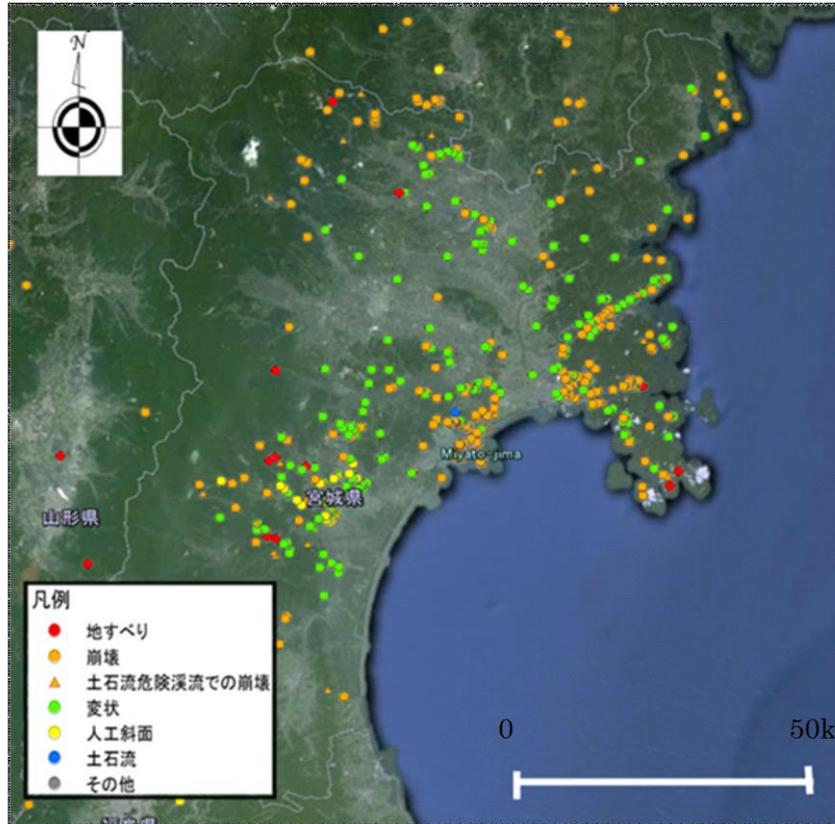


図-2-1 宮城県内の斜面変動分布（背景は Google earth）

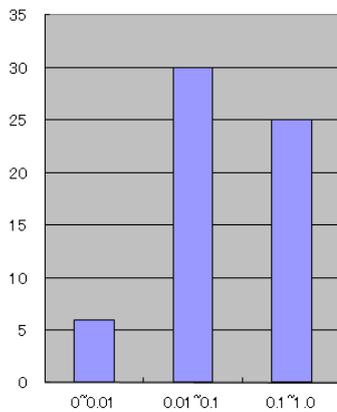


図-2-2 宮城県内の崩壊(森林整備課報告分)の面積頻度分布

積岩で構成される仙北丘陵東部において崩壊が多発している。一方、県南の沿岸部に位置し、先第三系砂岩・粘板岩（時代未詳）と花崗岩類で構成される阿武隈山地北部隆起帯では極めて少ない。

石巻市街地周辺地域は、先第三系硬質岩からなる小起伏山地が北上川沿いの沖積平野に面している所に崩壊が多い。5章で述べる松島湾周辺地域と同様に、石巻平野では内陸まで浜堤列が広がっていること（松本, 1991：図-2-3）から、石巻市牧山・渡波など縄文海進時に海岸侵食を受けた急斜面が多くなっていて、そこが崩壊しているケースが多い。

#### 2.2.2.4 斜面変動分布の地形・地質面での特徴

図-2-1からは、おおまかには県内の斜面変動発生域は、震源に近い牡鹿半島から南三陸町、石巻周辺および松島湾周辺に多く見られる。震源に近い沿岸部で先第三系の砂岩・粘板岩・礫岩および石灰岩からなる北上山地南部隆起帯、あるいは中新世～鮮新世の厚い堆



図-2-3 石巻平野臨海部の地形（松本，1991）

## 2.2.2.5 斜面変動集中地域における特徴

### 2.2.2.5.1 松島湾周辺地域の斜面崩壊

松島湾は仙台市の北東約 20km に位置している（図-2-4）。この周辺では、松島町から東松島市の鳴瀬川河口周辺にかけて広がる丘陵地や湾内の島嶼部の丘陵地で数多くの崩壊が発生している。

崩壊が多発しているのは約 10km 四方の範囲であり、今回の地震（本震，最大余震（4 月 7 日）のいずれかで発生したかは特定できず）で発生したとみられる 76 箇所（図-2-5、写真-2-1～2-3）の斜面変動を確認した（図-2-5、写真-2-1～2-3）。

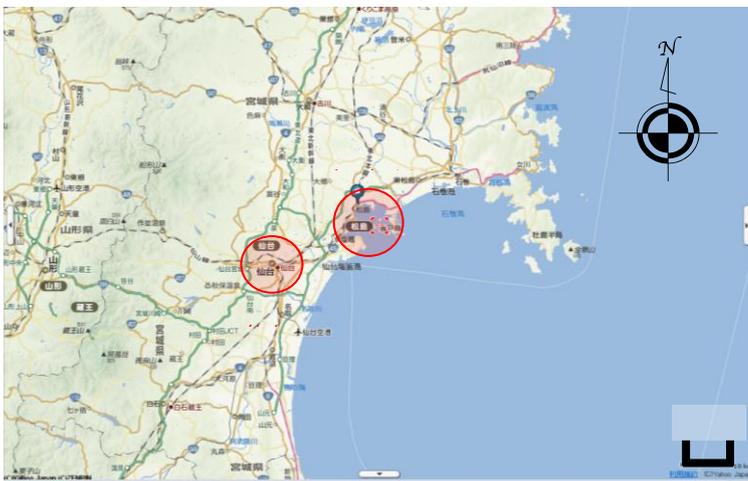


図-2-4 本節で述べる斜面変動集中域の位置

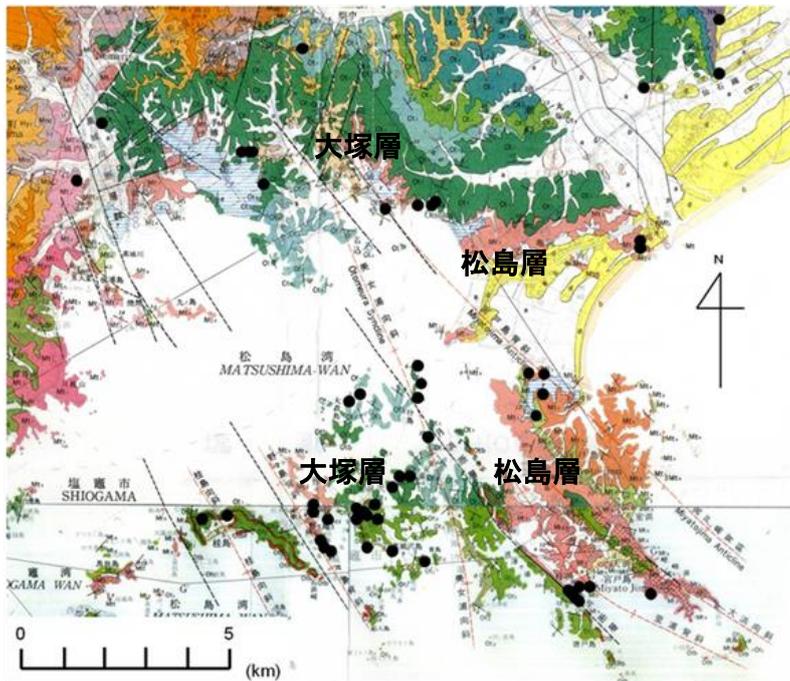


図-2-5 松島湾周辺の地質と崩壊箇所分布(黒丸)  
 (松島層：桃色系 大塚層：緑色系)



写真-2-1 大塚層・シルト岩部層の露頭 (右写真は左写真の斜面上部の拡大)



写真-2-2 大塚層・シルト岩部層の海食崖における割れ目間隔に規制された崩壊  
 (左：著しく破碎された崩積土 中：径数十 cm の崩壊岩塊 右：巨大崩壊岩)



写真-2-3 寒風沢島での津波（写真左から）とがけ崩れによる人家破壊

松島湾周辺地域は、侵食されやすい新第三紀中新世の大塚層・松島層堆積岩（凝灰岩に富み、軟質岩）が分布しており、多数の節理・層理・断層を伴っている。このため風化剥離、海食によって急崖を作り易く、島嶼部さらには沿岸近くの内陸部でも海進時に形成された海食崖がみられる（写真-2-1, 2-2）。また松島湾周辺の発達する丘陵地は概ね 100m以内の標高しかなく開析が進んでいる。

塩釜市内の寒風沢島・野ノ島・宮戸島や松島町手樽・大塚地区、東松島市野蒜や小野地区では、急斜面（ほとんどが海食崖に相当）下に古くからの集落が立地し、また新たな住宅地となっている箇所もあり、今回の地震により崩壊土砂が人家を破壊したり農地を埋没させる被害がみられる。被災から9カ月たった時点でも、応急対策もなされていないところも多く、崩壊地だけでなくその周辺斜面には崩壊に至らないまでもキレツやはらみ出しが生じている斜面もみられる。この地域に

は、津波による甚大な被災を受けて避難生活を送っている住民もおり、復旧・復興において早急な危険斜面調査・監視が必要である。

斜面崩壊の運動タイプは岩屑崩落、岩盤崩壊のタイプが多い（図-2-6）。また、層理面をすべり面とする岩盤すべりも認められた。また、崩壊発生場の斜面特徴を把握する為に、崩壊が起こったのが斜面の山腹（frank）か、尾根（crest）かに分け、さらに山腹における斜面の横断形が凸型（convex）、凹型（concave）、直線斜面（straight, 以下 st）かに分け、全部で5種類に分類した（図-2-7）。

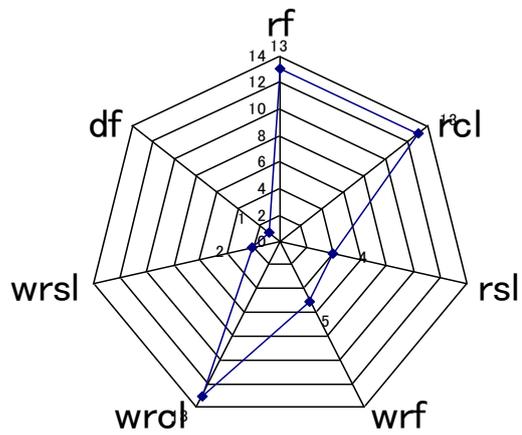


図-2-6 運動タイプ別発生箇所数

rf : 岩崩落 rcl : 岩盤崩壊 rsl : 岩盤すべり  
wrf : 風化岩崩落 wrcl : 風化岩崩壊 wrsl : 風化岩すべり  
df : 土石流

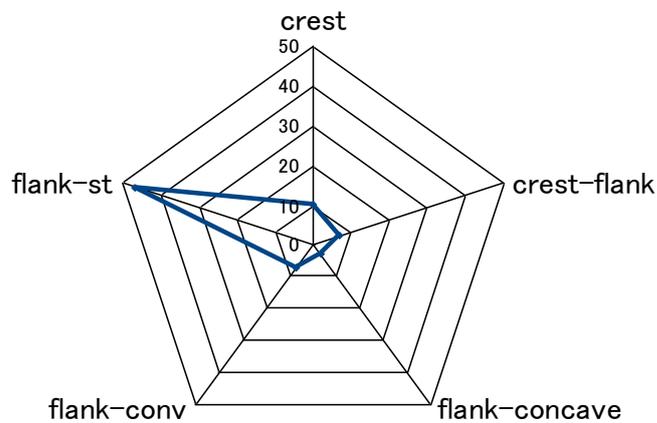


図-2-7 斜面形状の分布

crest : 尾根 crest-flank : 尾根～山腹上部  
flank-concave : 凹型山腹斜面 flank-conv : 凸型山腹斜面  
flank-st : 直線山腹斜面

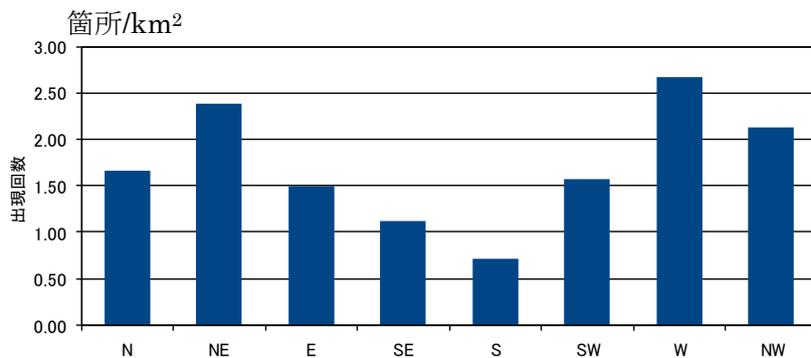


図-2-8 崩壊地の斜面方位別発生密度(箇所/km<sup>2</sup>)

その結果、発生源はほとんどが現在または過去の海食崖からなる比高 10-30m 前後の急斜面で、山腹の直線斜面 (frank-st) が圧倒的に多く、次いで尾根または尾根斜面から山腹直線斜面の境界部 (凸状斜面) に認められ、凹型斜面にはほとんど発生していない。

また、斜面崩壊範囲の大きさは、3章で述べた崩壊と同程度である、崩壊が多いのは、大塚層のシルト岩主体で層理・節理面や亀裂の発達ที่著しい所である。同じくこの地域に多い塊状の軽石凝灰岩類 (松島層) では斜面崩壊は少ないが、これを石材として切り出したり、洞穴を人為的に拡大・利用していた場所では、それが潰れる被害が各所で出ている。塊状のため節理が発達しにくく、大きな岩塊で崩壊を起こす。このため、長い揺れでシルト岩に比べ崩壊範囲が拡大することはなく崩壊地規は小さい。

一方、崩壊地の発生斜面の方向は N, NE, W, NW に多い (図-2-8) なお、この斜面方位ごとの崩壊発生密度

は、方位ごとの発生数を、この地域の斜面方位ごとの分布面積で割ったものであり、この地域の斜面方位分



写真-2-4 東松島市牛綱の石灯笼の転倒 (矢印は転倒方向 S40W)

布の偏りの影響を取り除いている ((社) 日本地すべり学会, 2012)。この地域の幾つかの灯籠や石仏の飛躍方向や落石の方向からは強い地震力が NE から E 方向から

働いたと推定される（写真-2-4）。

全体にはヤセ尾根や途中に遷急線を持つ海食起源の岩盤からなる急斜面で崩壊が集中している。これは、降雨で凹状斜面に崩壊が多い点と異なる特徴である。凸状の地形が強く震動する地形効果による地震動の増幅も原因の可能性もある。また、1978年宮城県沖地震でも、今回と同様の海岸周辺の急斜面で崩壊が発生した（東北大学地質古生物学教室、1979）。

### 2.2.2.5.2 仙台市の丘陵造成宅地での斜面変状

丘陵宅地の盛土部での斜面変状は、1978年宮城県沖地震でも多数報告され、今回対象とした太白区緑ヶ丘4丁目、青山2丁目では、ほぼ当時と同じような位置に大きな開口キレツが発生した。近接する緑ヶ丘3丁目では、当時発生した地すべりブロックで、移動量は小さいものの地すべり発生後施工された抑止杭の杭頭変位と斜面変状が現れた。これら、3地区では常時湧水が見られ、本震発生時にも地下水位が高かったと推定される。これらの斜面変状発生箇所は盛土範囲内にあり、平均傾斜7-10°程度の斜面に階段状に宅地が造成され、各宅盤間は高さ1.5-3m程度の練石積またはブロック積み擁壁となっている。

青山2丁目では、幅20m、長さ40m(平均傾斜10°)

のゆるい尾根状斜面が3m斜面傾斜(北東)方向に地すべりを生じ住宅3棟が全半壊した(写真-2-5)。

この背後には、NW-SE方向に断続して盛土部の宅地や道路にキレツ・段差が生じた(図-2-9)。一方、緑ヶ丘4丁目でもNW-SE方向にのびる斜面と東向き斜面の盛土部に斜面変状が生じた(図-2-9)。これらの箇所を断続する開口キレツや大きな段差を頭部、隆起を末端部とみなして変動範囲と方向を調べると、全体として北東方向に動いているが、1~数軒の宅盤単位で変動が生じ、その方向も一定していないと考えられた。青山2丁目では、地すべり背後の宅盤にある歪計で4/7余震後に変動が見られない(仙台市・復建技術コンサル

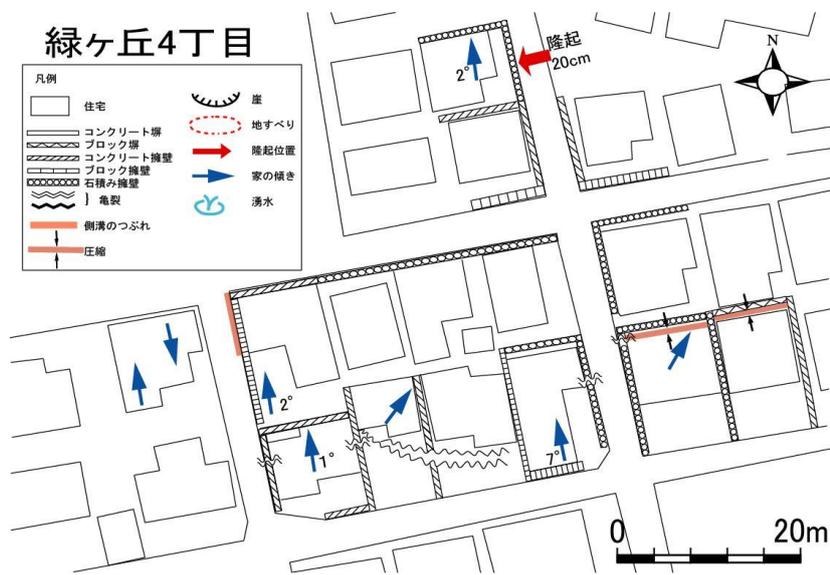
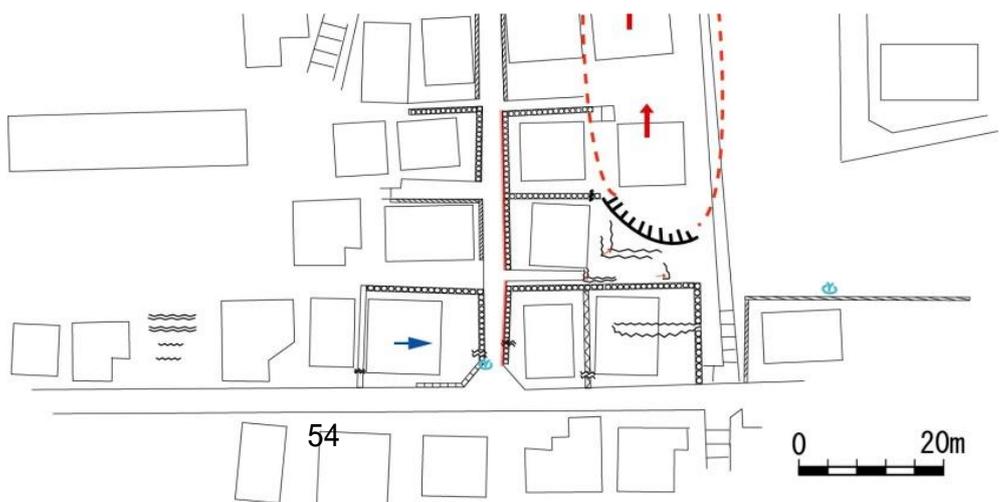


図-2-9 青山2丁目(上)、緑ヶ丘4丁目(下)の斜面変状



写真-2-5 青山2丁目の盛土宅地のすべり



タント(株),2011)の、その背後の宅盤ではキレツが拡大したことから、両地区の変動範囲は、動きの異なるいくつかの斜面変動範囲の集合体と言える。また、南光台2丁目で幅40m、長さ30mの範囲が1.4m移動した箇所では、その範囲の両側部に断続するせん断キレツは認められない。また、どの地区でも多くの宅盤で沈下が現れた。これらのことから、宅地斜面変状は、長時間の強い揺れで、凝灰質砂質盛土が沈下したり、小ブロック単位で同一方向でなく塑性変形で移動したものの集合体であり、やや急な斜面で変位が大きい場合に地すべりになったと推定される。

一方、これら箇所でのキレツ幅・高さの経時変動と降雨・余震回数の推移の関係からは、余震回数の減少に伴い変動は8月下旬までに収まり、9/23-24の連続降雨にはほとんど変位がみられない。

#### 2.2.2.6 まとめと今後の検討

全体に震度6弱以上が広範囲で、本県での東北地方太平洋沖地震による土砂災害の発生は全域に及んだが、相対的に軟岩(新第三紀以降)からなる地域で発生が多かった。亀裂の発達した層状岩盤からなる急斜面とくに新旧の海食崖の発達する松島湾周辺で岩盤崩壊が多く発生した。また造成盛土宅地の斜面変状では、長い強震動で移動方向の異なるいくつかの小ブロックでの沈下や塑性変形やすべりが生じた。しかし、降雨による変状継続の可能性は低いと推定される。今後、地震動の強さ・周期・方向や揺れの長かったことによるその累積的効果と崩壊や地すべり発生との関係検討が必要である。

#### 文献

松本秀明(1996):石巻の歴史 第1巻 通史編(上) pp.7-13, 石巻市史編さん委員会編, 石巻市発行.

仙台市(2011):仙台市宅地保全審議会専門部会技術専門委員会第7回資料.

(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(国土交通省国土技術政策総合研究所委託).

土谷樹生・対馬美紗・檜垣大助(2012):東北地方太平洋沖地震における仙台市丘陵宅地の斜面変状特性, 東北地域災害研究, Vol. 48, pp.47-50.

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,pp.1-98.

## 2.2.3 茨城県の土砂災害の実態

### 2.2.3.1 茨城県の土砂災害

茨城県下では震度6強～6弱が観測され、20数箇所で土砂災害が発生した。(図-2.3.1参照)

茨城県下の主な土砂災害の実態として次の3事例を紹介する。

- ・ 県道249号山方水府線の地すべり
- ・ 棚谷地区の地すべり
- ・ 小野地区の崩壊性地すべり



図-2.3.1 茨城県の土砂災害位置 (基図は google map を使用)

### 2.2.3.2 茨城県の主な災害事例

#### 2.2.3.2.1 県道249号山方水府線

##### (1) 被災概要

茨城県道249号山方水府線は、常陸大宮市と常陸太田市を結ぶ一般県道である。地震によって、盛土からなる道路が、延長約50mに渡ってブロック積み擁壁、ガードレール、水路工と共に被災し、県道は通行不能となった(写真-2.3.1)。

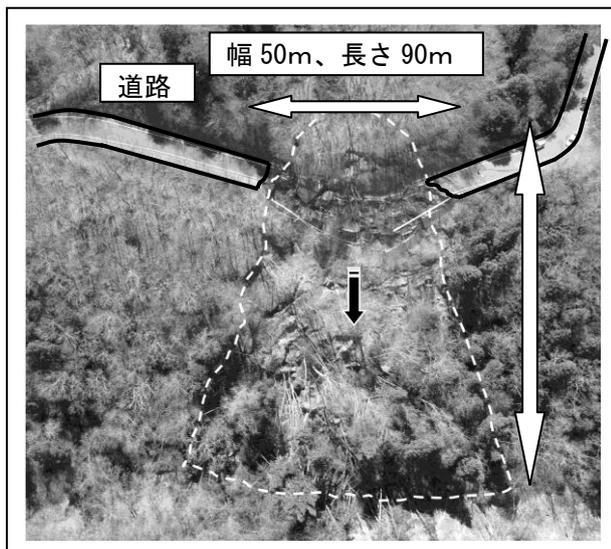


写真-2.3.1 被災箇所全景写真 (H23.4.4撮影)

##### (2) 地形・地質

被災地は久慈川山地のほぼ中央部に位置し、斜面下方には久慈川の支流である諸沢川が東から西へと流下している。被災箇所周辺には地すべり防止区域があり、流れ盤(北東斜面)構造の地すべり地形が発達している。地質は第三紀中新世の砂岩、礫岩、シルト岩によって構成されている。

##### (3) 地表踏査、ボーリング調査結果

地すべりブロックの規模は幅約50m、長さ約90m、厚さ約10m、移動土塊量約45000m<sup>3</sup>である(図-2.3.2)。

周辺の露頭では、概ねN30°E、30°Eの堆積構造が認められた。

地すべり頭部付近では、破損した路面やブロック積み擁壁が散在している。ブロック積み擁壁は、斜面下方に引きずられる形で破損しており、土塊が抜け落ちたスペースに落ち込むように移動したと考えられる。ブロック内の移動土塊はバラバラに分裂しており、山側、谷側に倒れこんでいる。また、二次的な陥没帯や緩斜面が見られる。また、複数の崖面が認められ、段階的に地すべりが発生したと考えられる。

調査ボーリングをブロック頭部(BV-1:L=19m)、道路法肩部(BV-2:L=15m)、ブロック中腹部(BV-3:L=20m)で実施した。GL-6~7m付近の中風化岩の下面がすべり面と推定される。

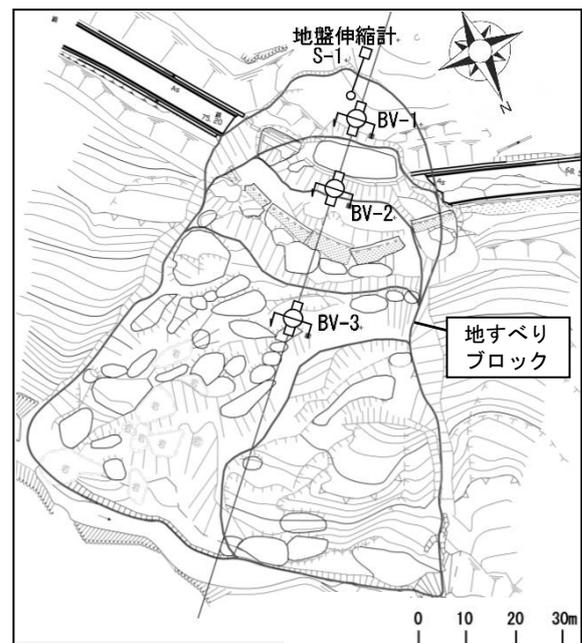


図-2.3.2 平面図

##### (4) 機構解析

調査結果を基に、当該地すべりの機構の推定を行った(図-2.3.3, 4)。

・被災前は、道路山側は法面、道路谷側はブロック積み擁壁が施工されている。(被災した路面には、亀裂を上塗りした箇所も見られたため、地震前から緩慢な路面変状が発生していたと推定)。

・すべり1の発生

道路面から下方の斜面が、ある程度大きな土塊として滑動。擁壁の下部で崖面が形成。

・すべり2の発生

擁壁の下部土塊が抜け落ちたことで、盛土部が不安定化。道路山側部に亀裂が発生し、斜面下に引きずられる形で滑動。

・すべり3の発生

斜面下の地すべり土塊の北西部の土塊が、斜面下方へ滑動。末端部では河川に土砂が流出。(すべり2、3の順序は不明)

・すべり4の発生

すべり2により、上方斜面が不安定化し、法肩部に亀裂が発生、斜面下に引きずられる形で滑動。

すべり1の土塊は、すべり3の土塊が抜け落ちたことで分裂し、斜面下方と北西方向へ滑動した。

・すべり5の発生

すべり4で法肩部の土塊が崩壊したことにより、上方斜面が不安定化し、頭部を巻くような開口亀裂が形成。

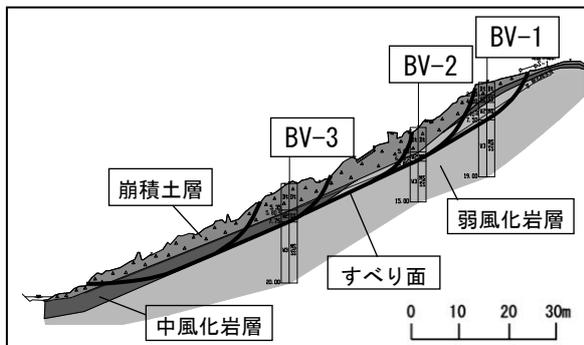


図-2.3.3 断面図

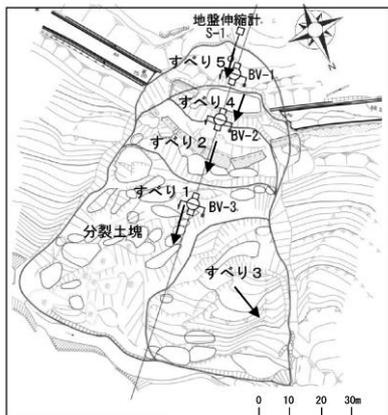


図-2.3.4 地すべり滑動順序平面図

(5) まとめ

被災箇所周辺は、第三紀の地質が卓越し、流れ盤構造の地すべり地形が発達している。当該地すべりは、強い地震により、斜面及び道路が揺さぶられ、段階的な滑動を伴う地質構造に規制された地すべりと推察される。

2.2.3.2.2 棚谷地区の地すべり

(1) 被災概要

被災箇所周辺では震度6弱が観測され、幅約40m、長さ約50m、最大層厚約10mの地すべりが発生した(写真-2.3.3参照)。道路上に延長約70mに渡って地すべり移動土塊とそれに伴う崩壊土砂が流出した。通行中の自動車1台の他、ブロック積擁壁・ガードレール・路面・水路工などが巻き込まれ破損した。

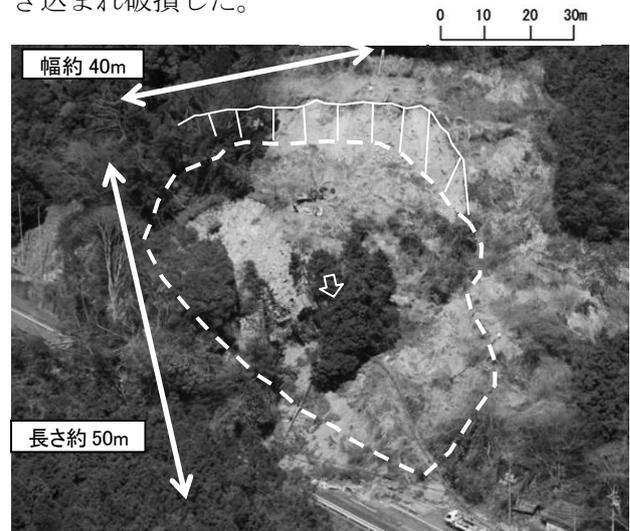


写真-2.3.3 被災箇所全景写真(H23.4.5撮影)

(2) 地形・地質

地すべり発生箇所周辺の地形・地質の特徴は、次のとおりである。

- ①当該箇所は、新第三紀中新世の砂岩で、堆積構造は北東-南西走向、南南東傾斜、被災した斜面に対して斜交流れ盤構造である。
- ②昭和50年代の空中写真では、当該箇所に地すべり地形は確認されなかった。
- ③防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図では、広域地質図における流れ盤斜面に地すべりが多い傾向にある。
- ④地すべり危険箇所、土石流危険箇所、急傾斜地崩壊危険箇所が分布している。

当該箇所は、地すべり地形を呈していないものの、上記①~④より地すべり・崩壊等の土砂移動がしやすい地形・地質の特徴があったと推察され

る。

### (3) 地表踏査結果

地表踏査結果及び地すべり範囲を示す(図-2.3.5 参照)。

- ①地すべり規模は、幅約 40m、長さ約 50m、最大層厚約 10m、移動土量約 20,000m<sup>3</sup>である。
- ②周辺の露頭では、N40° W, 20° S、の堆積構造が認められた。
- ③西側の県道上方斜面では、比高差約 20m、幅約 30m、滑落崖高さ約 1mの崩壊が発生している。
- ③頭部平坦面は旧耕作地で、クレバス状の亀裂・段差が無数に存在し、頭部陥没帯を形成している。
- ④頭部陥没帯と滑落崖は概ね SE の傾斜方向を示す。

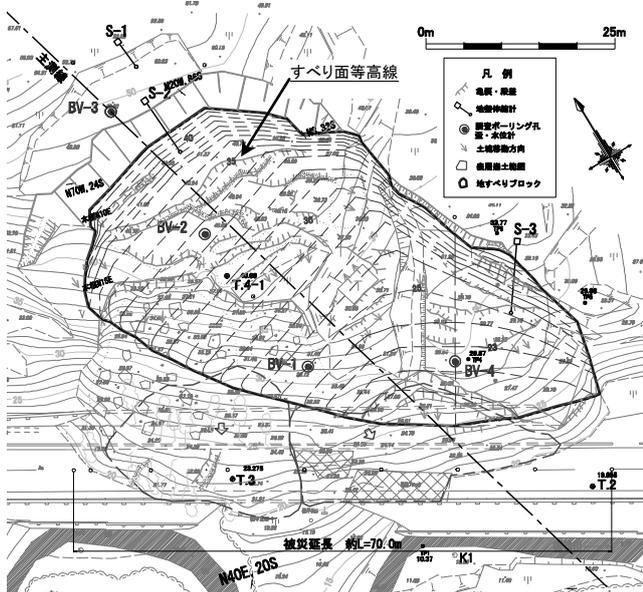


図-2.3.5 調査平面図 (1:1,000)

### (4) 地質調査結果

中風化岩層 (W2) の上面ではコアが乱れており、一部では、礫混じり粘土状の破碎されたコアが確認された。中風化岩層 (W2) との境界において、擦痕が認められる箇所が存在した。

各種調査結果より、すべり面深度を推定した。作成したすべり面等高線(図-2.3.5 参照)は、概ね SE の傾斜方向を示しており、頭部陥没帯と滑落崖の傾斜方向と調和的であるといえる。

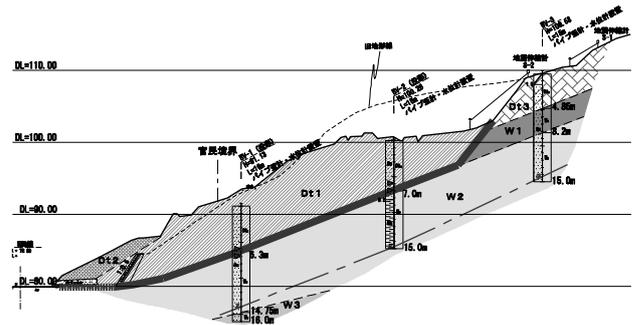


図-2.3.6 調査断面図 (1:1,000)

### (5) 地すべり機構

地すべりの滑動方向と現地状況から、当該地すべりの発生メカニズムを次のように推定した。

#### 1. 地震直後

末端部ブロック積擁壁の上方斜面で表層崩壊発生。転落防止柵を巻き込みながら土塊が道路上に流出。

#### 2. 連続する地震動に伴い、地すべり発生

ブロック積擁壁から標高 110m 付近までが一連の大きな土塊として斜面下に向かって滑動した。その際に、ブロック積擁壁が道路上に流出した転落防止柵を巻き込みながら一連の土塊として移動した。

#### 3. 地すべりブロック西側末端部の小規模崩落発生

一連の土塊の滑動に伴い、地すべりブロックの末端崩壊が発生。ブロック西側でさらに小規模な土塊が流出した。これにより、山側の地すべり土塊がさらに不安定化。道路、擁壁、ガードレール、水路工破損。通行中の自動車が埋没。この時点でほぼ道路は閉塞されたものと推察される。

#### 4. 小規模崩落後の表層崩壊発生

土塊が抜け落ちたことにより、上方斜面が不安定化し、節理の発達した風化岩がφ数 10cm~数 m 四方程度の岩塊に分裂し、表層崩壊に至った。崩壊土砂が末端部崩壊土塊の上位に位置することから、表層崩壊が最後に発生したと推察される。

### (6) まとめ

道路に流出した移動土塊および滑落崖、頭部陥没帯の傾斜方向などにより道路と斜交して移動した地すべりである。さらに、地震で発生した地すべりの特徴として、次の3つの知見が得られた。①地すべり性の地形的な要素を有していない当該箇所でも地すべりが発生した。②降雨時の地すべりのように移動土塊がマスとなって滑動しただけではなく、地震動で揺さぶられ、滑動方向とは異なる方向にも土砂崩落が発生した。③移動土

塊は一つのマスとして滑動しているものの、地内全体に発生したクレバス状の亀裂から、ブロック状に分裂している。

### 2.3.2.3 小野地区の崩壊性地すべり

#### (1) 被災概要

対象箇所において、幅 140m、高さ 30m、地すべり層厚 10m、地すべり土塊約 30,000m<sup>3</sup>の地すべりが発生した。市道への土砂流出は僅かであったが、路面に隆起が生じ、一時通行止めとなった。

#### (2) 地形・地質

地形・地質の特徴を以下に示す。

- ① 道路改築事業により、尾根の先端部を湾曲に切土した箇所で、凸地形(尾根地形)を呈していた。
- ② 法面は、高さ 30m、法長 50m、法勾配 1:1.2(約 40°)で、東向きの法面であった。
- ③ 広域の地質図によれば、当地区は、新第三紀中新世の西染層・玉川層(中部)の砂岩・シルト岩互層に該当する。堆積構造は南北走向、東傾斜となり、崩壊した法面に対し流れ盤構造となる。

#### (3) 地表踏査結果

地表踏査結果における特徴的な変状を以下に示す。

- ① 頭部には、滑落崖(H=5m、L=70m)と陥没帯(幅 10m)が形成され、滑落崖の走向傾斜は N30W70NE である。
- ② 滑落崖には、NS35° E の層理面が認められた。
- ③ 地すべり地内には、逆勾配の段差地形(写真-2.3.3 左)や開口亀裂が多く発生し、その発生方向は NS~N30W であり、概ね滑落崖の走行と調和する。
- ④ 道路や歩道には、最大で約 40cm の隆起(写真-2.3.3 右)が発生している。
- ⑤ 両サイドには小崩壊な崩壊が認められ、南小ブロックは岩盤崩壊の形態であり、北小ブロックは土砂崩壊の形態である。

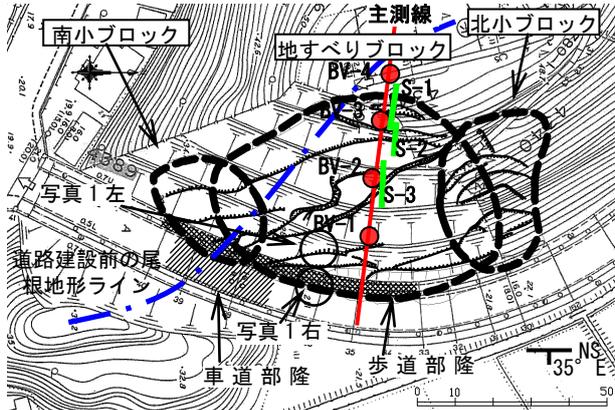


図-2.3.7 平面図



写真-2.3.3 現地で確認した末端部の主な変状

#### (4) 崩壊機構の考察

調査結果より、崩壊性地すべりのメカニズムを以下のように推察した(図-2.3.8 参照)。

- ① 地震により強制的に揺さぶられたため、凸型地形を呈していた法面末端部が、流れ盤の層理面(NS35E)や節理面(N30W70NE)に規制され、崩壊した(法高さ 7~10m 程度の一次すべり)。
- ② 法面末端部の崩壊による緩みや、更なる地震動により、流れ盤の層理面(W2 と W3 の境界)に規制され、上方法面が崩壊した(二次すべり)。
- ③ 二次すべりの土塊が一次すべりの土塊を上方から押し潰し、一次すべりの土塊が路面方向へ押し出されたことにより、市道に隆起が発生した。
- ④ 二次すべりの影響により、地すべりブロックの両サイドに小規模な崩壊が発生した。

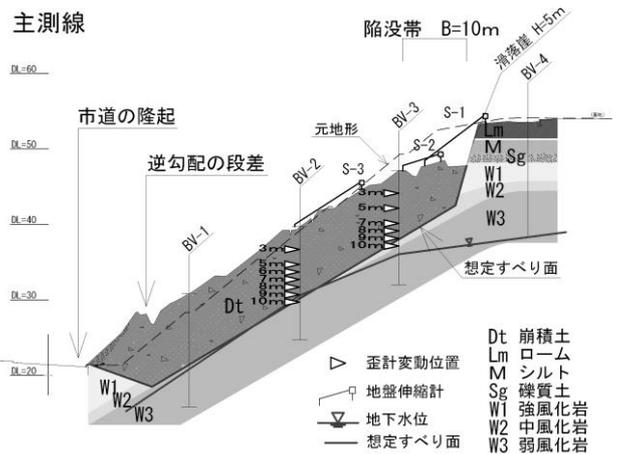


図-2.3.8 想定地質断面図

#### (5) まとめ

当地区の地形・地質の特徴として、①凸地形(尾根地形)を呈していた、②地質構造が流れ盤(NS35E)、③高角度(60~70°)及び低角度(10~20°)の節理面が発達していた、等があげられる。このような条件の法面(斜面)では、地すべり

ブロックが一体となって滑動するのではなく、まず、層理面や節理面に規制された小規模なブロックで破壊が発生し、この破壊により地山バランスの均衡が崩れ、地すべりに至ると推察される。

### 2.2.3.3 三地区の被災状況の特徴

本稿で取り上げた被災3か所の共通する特徴として、次のようなこと等が挙げられる。

- ①□地震動による揺れの過程ですべり土塊は一体でなく、ブロックに分かれて移動していった。
- ②□尾根型斜面や異方性を持つ岩盤からなる斜面で発生した。

#### <参考文献>

- 1) 茨城県東日本大震災におけるがけ崩れ災害報告資料、茨城県河川課ダム砂防室
- 2) 井上他；地震地すべり事例の報告、第50回日本地すべり学会研究発表会講演集
- 3) 中嶋他；道路と斜交する地震地すべり事例の報告、第50回日本地すべり学会研究発表会講演集
- 4) 山下他；地震により切土法面で発生した崩壊性地すべり事例の報告、第50回日本地すべり学会研究発表会講演集

## 2.2.4 栃木県内の土砂災害

### 2.2.4.1 地震概要

東北地方太平洋沖地震の本震は2011年3月11日14時46分頃に発生した。震源は牡鹿半島の東南東沖約130km付近の北緯38°6.2'、東経142°51.6'で震源の深さは約24kmであった。地震のマグニチュード(Mw)は9.0と最大規模であった。この地震は西北西・東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型地震であった。地震により東日本の太平洋沿岸は巨大な津波に襲われ甚大な被害が発生した。

### 2.2.4.2 地震動の特徴

防災科学技術研究所の強震観測網K-NET、KiK-NETで観測された最大加速度分布および最大速度分布図を図-2.4.1に示す。200gal以上の強い加速度が青森県から千葉県に至る太平洋沿岸地域に広く分布していることが分かる。また、最大速度分布については宮城県から茨城県に至る地域で大きいことが分かる。

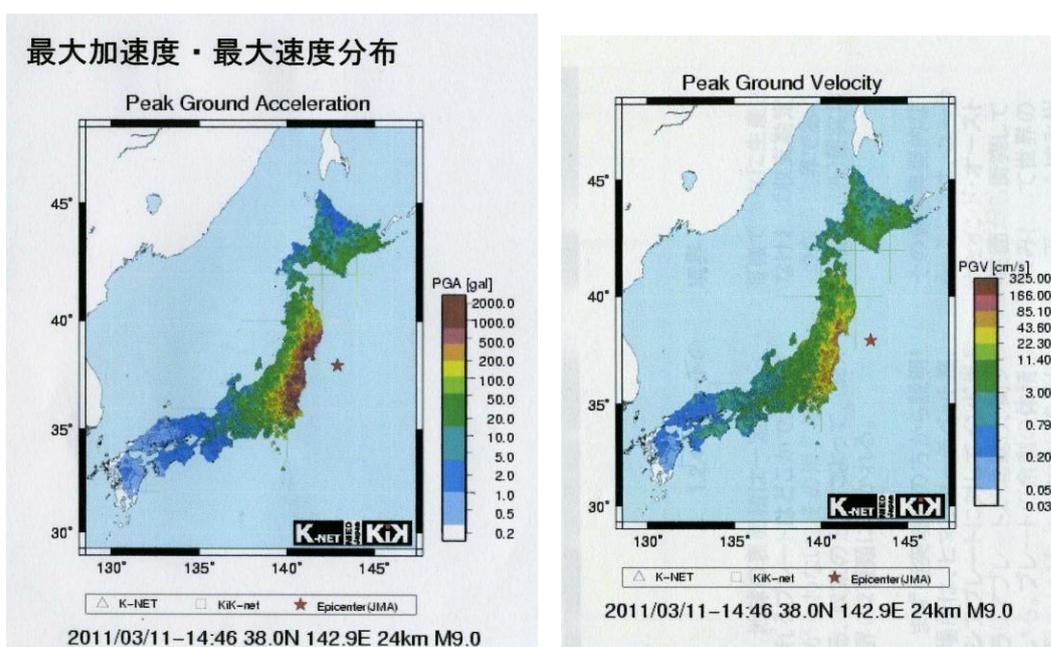


図-2.4.1 最大加速度・最大速度分布図 (NIED,K-NET より)

### 2.2.4.3 調査対象地域

平成23年4月28～29日に実施した現地調査の調査箇所を図-2.4.2に示す。栃木県では特に東部の那珂川および鬼怒川上流域の段丘および丘陵地帯に集中している。栃木県の地質図を図-2.4.3に示す。調査地の地質は主として新第三紀、第四紀の堆積層からなり、表層部は第四紀のロームを主体とした火山碎屑物からなる。押野地区は石炭紀-ジュラ紀の砂岩・泥岩の互層からなる。

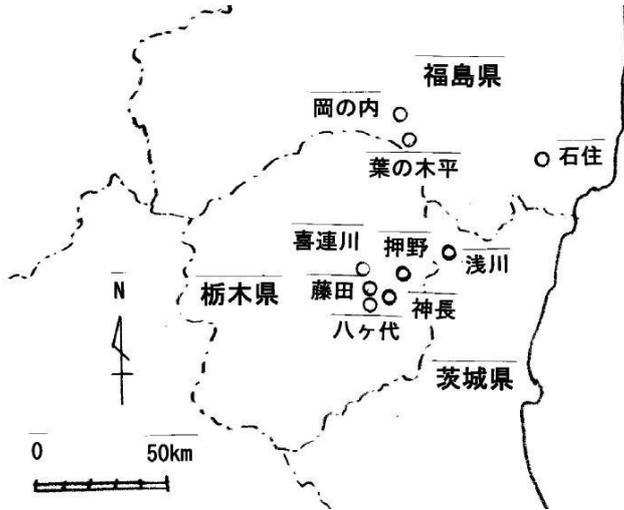
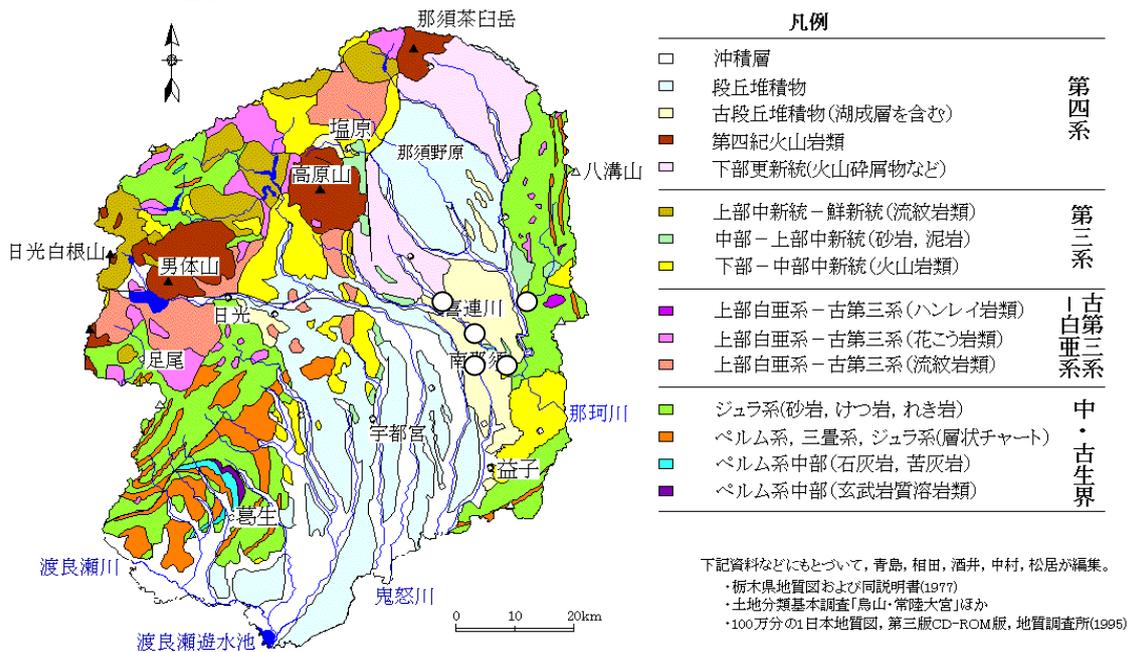


図-2.4.2 調査箇所位置図

### 栃木県の地質図



「栃木の自然をたずねて」築地書館刊(1997)より転載

図-2.4.3 栃木県の地質図

#### 2.2.4.4 調査箇所

##### 2.2.4.4.1 茨城県久慈郡大子町「浅川地区」の地すべり

調査地は茨城県久慈郡大子町の中心市街地から北へ約 1km の田園地帯の久慈川支川の小河川の上流部に位置する。地質は新第三紀中新世三浦層群の砂岩・泥岩の互層からなる。地形的には小丘陵地に位置し、斜面の下部は水田で上部は比高約 30m の山林である。斜面の勾配は約 25° であり、地震により幅約 100m、斜面長約 90m にわたり地すべりが発生し

た（写真-2.4.1）。地すべり土塊のほとんどは斜面上にとどまっており、土塊全体の移動量は数mである。地すべりを起こした斜面は以前にも地すべりが発生しており、古い滑落崖が認められた（写真-2.4.2）。地すべり部の砂岩・泥岩は風化が激しく、強度の低下と強い震動により再活動したものと考えられる。



写真-2.4.1 浅川地区地すべり全体写真（下部から上部を望む）



写真-2.4.2 浅川地区地すべり滑落崖（下部から上部を望む）  
古い地すべりの滑落崖があり、その少し下部で再活動した。

#### 2.2.4.4.2 栃木県那須郡那賀川町「押野地区」の崩壊

調査地は栃木県那須郡那賀川町の押野地区で那珂川の小支川に沿った小丘陵地帯に位置する。地質は斜面の下部（基盤部）は石炭～ジュラ系の砂岩・泥岩の互層であり、上部（表層部）は火山砕屑物（主としてローム）層からなる。崩壊したのは主として上部（表層部）の火山砕屑物（主としてローム）層である。地形的には斜面の下部は緩勾配の畑地であり、上部は山林で、比高は約 70m、斜面の勾配は約 30° である。地震により幅約 60～160m、斜面長約 140m にわたり崩壊した。崩土は斜面下部から約 200m 流下して畑地に広く堆積

した。崩壊した土砂は主として火山砕屑物（主としてローム）層からなり流動性に富んでいた（写真-2.4.3,4）。



写真-2.4.3 押野地区の崩壊全景、崩土は流動化して約 200m 押し出している。



写真-2.4.4 押野地区の崩壊の頭部、地質は火山砕屑物（主としてローム）

#### 2.2.4.4.3 栃木県那須烏山市「八ヶ代地区」の崩壊

調査地は栃木県那須烏山市の八ヶ代地区で鬼怒川の小支川に沿った段丘地帯に位置する。地質は第四紀更新世の上総層群であり、表層部は火山砕屑物（主としてローム）層からなる。崩壊したのは主として表層部の火山砕屑物（主としてローム）層である。地形的には斜面の下部は緩勾配の畑地であり、上部段丘上は畑地で、比高は約 30m、斜面の勾配は約 30° である。地震により幅約 70m、斜面長約 70m にわたり崩壊した。崩土は斜面下部から

約 100m 流下して畑地に広く堆積した。崩壊した土砂は主として火山砕屑物（主としてローム）層からなり流動性に富んでいた（写真-2.4.5,6）。なお、崩壊地頭部には台地上部に畑を造成した時に切土を盛ったと考えられる黒色の腐植土層が認められる（写真-2.4.6）。



写真-2.4.5 八ヶ代地区の崩壊地全景、



写真-2.4.6 八ヶ代地区の崩壊地の頭部、崖の上部は畑地で盛土部となっている。  
(台地上部に畑を造成した時に切土を盛ったと考えられる  
黒色の腐植土層が認められる)

#### 2.2.4.4 栃木県那須烏山市「藤田地区」の崩壊

調査地は栃木県那須烏山市の藤田地区で那珂川の支川である荒川右岸の段丘崖に位置する。地質は新第三紀中新世の三浦層群であり、表層部は火山砕屑物（主としてローム）層および溶結凝灰岩からなる。崩壊したのは主として表層部の火山砕屑物（主としてローム）層である。地形的には斜面の直下は荒川の河道であり、上部段丘上は山林で、比高は約 80m、斜面の勾配は約 35° と急である。地震により幅約 150m、斜面長約 100m にわたり崩壊した。崩土は斜面直下の荒川の河道（幅約 100m）を超えてさらに約 50m 流下して水田に堆積した。崩壊した土砂は火山砕屑物（主としてローム）層からなり流動性に富んでいた（写真-2.4.7,8）。なお、崩壊箇所は荒川の湾曲部の攻撃斜面に当たる。



写真-2.4.7 藤田地区の崩壊地全景、河川の攻撃斜面、崩土は主として河道部に堆積したが大きな被害はなかった。



写真-2.4.8 藤田地区の崩壊頭部、表層の地質は火山砕屑物（主としてローム）  
白色の層状堆積部はパミス層

#### 2.2.4.4.5 栃木県さくら市喜連川「お丸山公園地区」の崩壊

調査地は栃木県さくら市喜連川のお丸山公園地区で那珂川の支川である荒川左岸の段丘崖に位置する。地質は第四紀更新世中期の火山砕屑物（主としてローム）層が厚く堆積した箇所である。地形的には斜面の下部は水田であり、上部段丘上は公園地・緑地で、比高は約 60m、斜面の勾配は約 40° と急で一部は急傾斜地崩壊危険区域に指定されている。地震により崖の上部に沿って約 600m の長さで断続的に亀裂が発生し、一部で幅約 10m、斜面長約 70m にわたり崩壊した。崩土は斜面直下に堆積した（写真-2.4.9,-10）。地震後の台風 15 号による豪雨の影響により、平成 23 年 9 月 22 日に幅約 60m、斜面長約 70m にわたり崩壊が発生した（写真-2.4.11）。



写真-2.4.9 喜連川、お丸山公園地区の崩壊地



写真-2.4.10 喜連川、お丸山公園地区の崖上部のクラック、延々と約 600m 続いている。



写真-2.4.11 喜連川、お丸山公園地区における地震後の降雨による崩壊  
 (平成23年9月22日に台風15号による豪雨の影響により発生)  
 斜面全体が火山砕屑物(主としてローム)層

#### 2.2.4.4.6 栃木県那須烏山市川西「神長地区」の地すべり

調査地は栃木県那須烏山市川西の神長地区で那珂川支川江川右岸に沿った丘陵地帯に位置する。地質は第三紀中新世の三浦層群であり、表層部は第四紀更新世の火山砕屑物(主としてローム)層からなる。崩壊したのは主として表層部の火山砕屑物(主としてローム)層である。地形的には斜面の下部は緩勾配の畑地・水田であり、斜面上部は丘陵部を整地して造られた栗林である。崩壊が発生した部分の斜面および谷部の比高は約50m、斜面および谷部の勾配は約15°と緩勾配である。地震により幅約50m、斜面長約120mにわたり地すべりが発生した。栗林の造成地の一部も崩壊していた。地すべり土塊は斜面下部から約50m流下して住宅3棟に被害を与え畑地に広く堆積した。なお、この地すべりにより2名が犠牲となった。地すべりが発生した部分の土砂は火山砕屑物(主としてローム)層からなり比較的流動性に富んでいた(写真-2.4.12,-13)。



写真-2.4.12 神長地区の地すべり地全景、



写真-2.4.13 神長地区の地すべり、右は栗の果樹園造成地、谷地形部で地すべりが発生した

#### 2.2.4.5 まとめ

栃木県とそれに接した茨城県の一部における東北地方太平洋沖地震により発生した斜面崩壊および地すべりについて調査した結果をまとめると次のようである。

①斜面崩壊および地すべりは栃木県東部の那珂川および鬼怒川上流域の段丘および丘陵地帯に集中している。これはこの付近では周辺に比べて地震による最大加速度、最大速度が大きかったためと考えられる。また、地質が主として新第三紀、第四紀の堆積層からなっており、地盤の固結度が低いことも影響していると考えられる。

②崩壊および地すべりにより移動したのは表層部の第四紀の火山碎屑物（主としてローム）層が主であった。またこれらの崩土は比較的流動性に富み、斜面の下部から50m以上遠方まで流下する場合が多かった。崩壊および地すべりが地震により発生しており、直前に降雨があったわけでもないのに、火山碎屑物（主としてローム）自体が地震の震動により流動化し易い性質を持っているものと考えられる。

③崩壊および地すべりが発生した斜面は全体的には森林で覆われており自然斜面のようであるが、詳細に調査すると斜面の上部が人工的に盛土されていたり、逆に斜面が切土されている場合が多く、人工的な改変の影響も認められる。人工的な盛土や切土が今回の地震による崩壊および地すべりの発生に関連していることも考えられる。

#### 引用文献

栃木の自然を訪ねて、築地書館、1997

## 2.2.5 2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂移動実態

### 2.2.5.1 はじめに

2011（平成23）年3月12日午前3時59分に、長野・新潟県境付近において、M6.7の地震（最大震度6強）が発生した（震央  $36^{\circ} 59' 6''$  N,  $138^{\circ} 35' 48''$  E）。長野県下水内郡栄村で最大震度6強、新潟県十日町市および津南町で震度6弱を観測した（図-2.5.1）。本震の最大加速度は、図-2.5.2に示すK-NET津南（NIG023、震源から6km）によると、803.5gal（NS, EW, UDの3成分合成値）であった。震源は、十日町断層帯西部の南端に位置する宮野原断層であると考えられている（松多ほか，2011）。同日午前4時31分と5時42分に震度6弱、午後11時34分に震度5弱，その他，同日に震度4が14回観測されている。この地震により，長野県栄村，新潟県津南町，十日町市周辺で23件の土砂災害が発生した。土砂災害の内訳は，土石流等6件，地すべり12件，がけ崩れ3件，雪崩2件と報告されている（国土交通省砂防部，12月14日時点）。ここでは大規模な崩壊と土石流の発生した，長野県栄村の中条川上流の土砂災害について報告する。

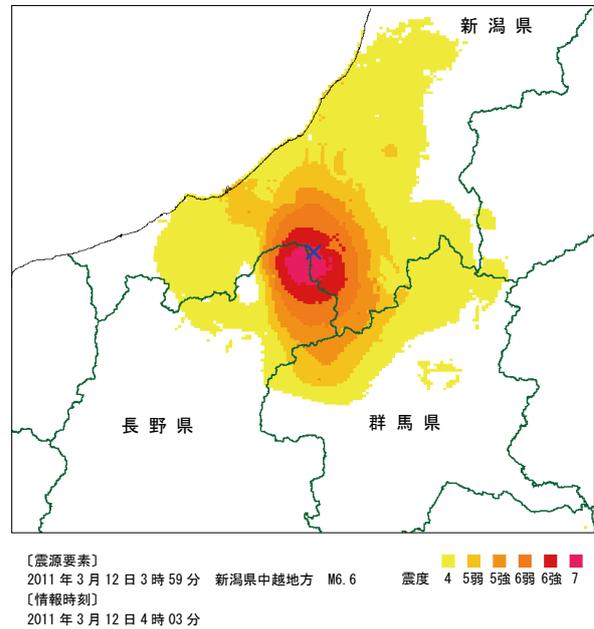


図-2.5.1 震度分布図（気象庁 推計震度分布図に加筆）

### 2.2.5.2 崩壊と土砂流出の概要と地形・地質

地震によって発生した崩壊地と土砂の堆積の状況を図-2.5.3に示す。東入沢川（千曲川水系中条川支流）下流の写真-2.5.1に示す左岸斜面の2箇所（上流側：幅180m，長さ300m，下流側：幅220m，長さ350m）が発生し，移動土塊が直下の東入沢川河床に堆積した。地震発生時には2～3mの積雪があり，土砂の一部は，積雪を巻き込んで河道を流下し，右支川の西入沢川との合流点から約200m下流まで達した。上流側崩壊地の崩壊土砂量は約243千m<sup>3</sup>，下流崩壊地の崩壊土量は約1,072千m<sup>3</sup>，埋塞部の土砂量は約1,546千m<sup>3</sup>，下流部へ流下・堆積した土砂量は約499千m<sup>3</sup>と見積もられた。その後，融雪および降雨による土砂流出が発生し，2011年10月時点で1,493千m<sup>3</sup>の不安定土砂が流域内堆積しているものと推定されている（写真-2.5.2）。下流側崩壊による埋塞部の高さは，約60mに達する。移動土塊が一挙に河道を流下しなかった要因として，崩壊地直下流の河道が狭窄部になっていたことが挙げられる。

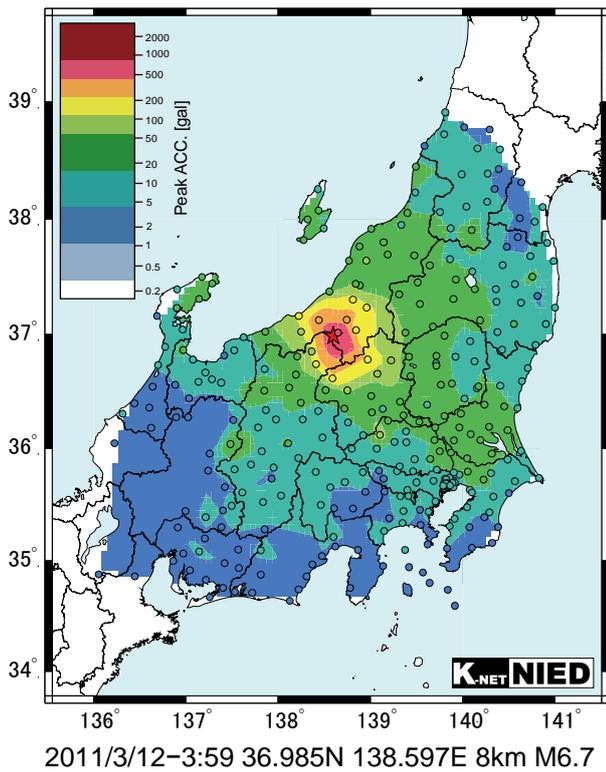


図-2.5.2 最大加速度分布  
(防災科学技術研究所 K-NET)



図-2.5.3 地震によって発生した東入沢川沿いの崩壊と堆積域の分布 (電子国土地図に加筆)



写真-2.5.1 中条川合流点から東入沢川崩壊地 (2011年3月13日撮影)  
<http://www.ajiko.co.jp/bousai/touhoku2011/touhoku.htm>



写真-2.5.2 東入沢川下流から見た下流側崩壊地（向かって右）と河床に堆積した土砂（2011年3月25日撮影）

調査地周辺には、上流側崩壊地の北西に接する乗落地すべりをはじめとして、地すべり地形が多くみられる。下流の保全対象は、人家 16 戸，公共施設（温泉宿泊施設トマトの国），国道 117 号線，村道，JR 飯山線，農地，用水，一級河川中条川である。崩壊地周辺には、新第三紀後期鮮新世～第四紀前記更新世に堆積した魚沼層群が分布している。現地では凝灰角礫岩を主とした岩相が確認され、礫は安山岩礫がほとんどである。凝灰角礫岩の中にも軽石に富んだものや粗粒のもの、赤色に風化変質を受けたものも見られ、岩相は比較的多様である。一方、下流側崩壊地から上流側崩壊地のやや上流部にかけて、安山岩溶岩の層準や貫入岩が確認される。これらも同様に魚沼層群に分類される。安山岩溶岩は崩壊地周辺で南傾斜しており、東入沢川の中流部で潜っている。上流側崩壊地の右側壁側（北側）には顕著な安山岩貫入岩の露頭が確認され、硬質で安定した岩相を示している。また、崩壊地周辺の地層は  $25^{\circ}$  前後で南に傾斜した流れ盤構造を示している。

### 2.2.5.3 地震発生後の応急対策と土砂流出

3月12日の地震発生後、直ちに被害状況の調査が行われ、栄村全村（秋山地区を除く）に避難指示が出された。同日、栄村を対象に土砂災害警戒情報の暫定基準（通常基準の6割）による運用が開始された（11月11日運用廃止）。応急対策として、土砂流出の危険性がある場合に速やかに避難させるため、3月26日には、土石流センサーや監視カメラ、サイレン、回転灯が設置され、警戒避難体制が整備された。さらに、4月5日には、土石流による氾濫被害の防止を目的として、土砂流出の危険性がある中条川下流に、緊急的に大型土のうによる仮設導流堤が設置された。5月9日には、流下断面を確保するため、東入沢下流（トマトの国付近）の河道堆積土砂が開削された。多量の崩壊土砂の堆積による湛水池の規模縮小を図るため、9月2日には、下流側崩壊土砂によって生じた湛水池の開削と湛水池の河床が整理された(写真-2.5.3)。これにより湛水池の水位が約 2.5m 低下した。今後行われる恒久対策工事は上流に不安定土砂が残る状態での施工となるため、施工中の



写真-2.5.3 東入沢川 下流側崩壊地の湛水部と開削状況  
(2011年10月15日撮影)

安全対策として土石流減勢工（鋼製セルダム）が施工された。

地震発生時の崩壊および土石流以降、4月4日と5月10日に土石流が発生した。4月4日には、ワイヤーセンサーの切断にともない、警報が発令された。土石流は東入沢川が西入沢川と合流する付近（トマトの国横）で停止した。この時、降雨や地震は観測されていなかったが、3月27日ごろから融雪が進み、河道堆積土砂の下流側表面が崩落したことによると考えられる。5月10日には、融雪と降雨（連続雨量84mm）にともなって、河道堆積土砂の左岸側から越流した。このとき発生した土石流は、中条川の貝立橋付近まで土砂が堆積した(写真-2.5.4)。



写真-2.5.4 2011年5月10日の下流側埋塞部における越流状況（上）と東入沢川下流の状況（下）

#### 2.2.5.4 下流側崩壊地直下に堆積した土砂の状況

下流側崩壊地直下の河床に堆積した土砂の状況を確認し、堆積土砂の安定性を検討するために、堆積した土塊の中央部でボーリング調査を実施した。孔口標高は 587.19m、掘削深度は GL-65.0m である。深さ 55m 付近では腐植物混じりの河床礫が見られ、その上下でコアの性状が明らかに異なっていることから、当該深度が移動土塊と旧来地盤との境界と判断された。したがってボーリング地点での崩積土の厚さは 54.5m 程度と考えられる。堆積土砂(ボーリング孔)の地質区分と N 値深度分布を示す図-2.5.4 より、上位(地表から GL-38.6m まで)は硬質かつ亀裂に富んだ安山岩溶岩から成り、下位(GL-38.6~-54.5m)は粗粒凝灰岩や凝灰角礫岩からなるやや固結度の低い層準から成り立っていることがわかる。これは、下流側崩壊地の滑落崖で観察される層序とほぼ一致しており、崩壊した土塊がその地質構成を維持した状態で河床に堆積したものと考えられた。

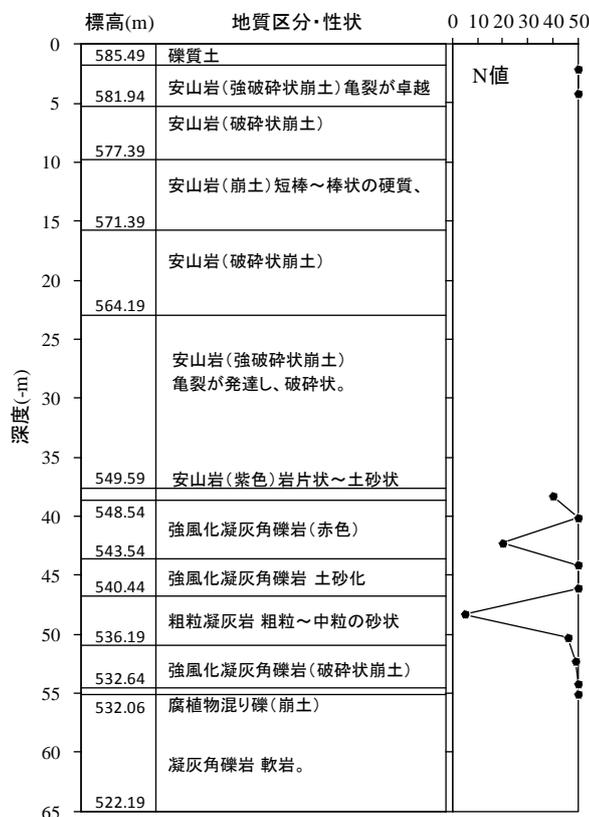


図-2.5.4 堆積土砂(ボーリング孔)の地質区分と N 値深度分布

#### 2.2.5.5 おわりに

本稿では、2011年3月12日の長野県北部地震によって発生した、長野県栄村の中条川上流における大規模な崩壊と土石流災害の発生状況について、現地調査を実施することにより把握するとともに、河道に堆積した土塊に対して実施されたボーリング調査結果について取りまとめた。堆積土塊は全般に硬く締まった傾向にあり、現在比較的安定していると考えられる。また、湛水池水位は開削によって低下してきており、湛水池の規模は縮小

傾向にあるため、埋塞土砂の決壊や規模の大きな崩壊を生じる危険性は減少傾向にあるものと考えられる。しかしながら、地震で発生した崩壊地の周辺には亀裂が確認されており、崩壊地周辺には崩壊残土が依然として多量に存在している。また、河道開削が行われたものの、崩壊地直下や下流の河床には堆積土砂が多量に存在しているというのが現状である。日本有数の豪雪地帯であるこの地域では、今後も引き続き、地震や梅雨や台風による豪雨だけでなく、融雪期には特に注意を払い、拡大崩壊や雪崩、堆積土砂の再移動の発生に対して監視を行っていく必要がある。

本報告は、長野県北信地方事務所が実施した調査結果を基に、現地調査と検討を加え、取りまとめたものである。貴重な資料を提供していただいた長野県北信地方事務所をはじめとする関係各位に、ここに記して謝意を表します。

## 引用文献

松多信尚・杉戸信彦・廣内大助：2011年3月12日長野県・新潟県県境付近の地震に伴う地表変状（速報），[http://www.ajg.or.jp/disaster/files/201103\\_Nagano-Niigata\\_eq.pdf](http://www.ajg.or.jp/disaster/files/201103_Nagano-Niigata_eq.pdf)(2011年10月15日閲覧).

## 2.2.6 山形県内の土砂災害発生状況

平成23年6月に山形県県土整備部砂防・災害対策課および東北森林管理局から3月11日以降発生の斜面災害について資料を収集し、発生日から本震・余震関連と思われるものを選択し表-2.6.1に示した。山形県に関しては斜面変動発生数は極めて限られる。

3月11日の本震で発生したものは、蔵王温泉街で1件のみで、大半は4月7日の余震で発生したものであった。それらの大半は月山地域の中腹から山麓

にかけて発生した(図-2.6.1)。またそれらも崖崩れに区分されるものが多い。東北森林管理局管内の斜面変動も道路脇壁面の崩壊が主であった。従って、山形県内の地震地すべり被害は軽微であったと言える。

表-2.6.1 山形県における斜面災害(行政機関把握分)

	現象	対象	地番	緯度	経度	幅	長さ	把握機関
1	地すべり	宅・道路・林	山形市蔵王温泉	38.16900	140.39800	200	50	2011.3.11 山形県砂防防災課
2	地すべり	道路・林	森上郡大蔵村寒風田	38.62778	140.20460	100	300	2011.4.7 山形県砂防防災課
3	崩壊	河川	西村山郡朝日町立木	38.28800	140.05590	50		2011.4.3 山形県砂防防災課
4	崩壊	河川	森上郡市形町堀内松橋	38.61094	140.27402	150		2011.4.7 山形県砂防防災課
5	崖崩れ	宅地	東根市関山大滝	38.40806	140.50750	50		2011.4.7 山形県砂防防災課
6	地すべり	法面	森上郡南形町長沢	38.33972	140.33972	32	40	2011.4.7 山形県砂防防災課
7	地すべり	道路	森上郡大蔵村清水勝田沢	38.69083	140.20778	50		2011.4.7 山形県砂防防災課
8	崩壊	国有林	山形県森上大蔵村赤松山1	38.6769167	140.239083			東北森林管理局
9	崩壊	国有林	山形県森上大蔵村赤松山2	38.6728889	140.236844			東北森林管理局
10	崩壊	国有林	山形県芦沢村前山	38.72305	140.185			東北森林管理局
11	崩壊	国有林	山形県庄内庄内町本沢	38.6041861	140.074539			東北森林管理局
12	崩壊	国有林	山形県置戸米沢市清塚沢	37.7877389	140.276303			東北森林管理局

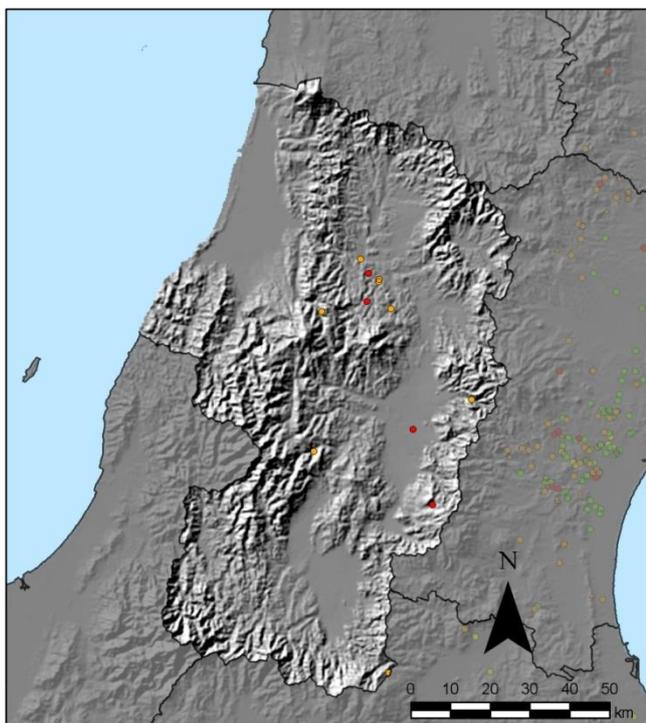


図-2.6.1 山形県の斜面変動分布(赤点)

## 2.3 代表的な災害地の集中合同調査：福島（2011年9月10日～11日）

### 概要

平成23年東北地方太平洋沖地震では、広範囲に災害が発生したが、とりわけ福島県南部では地震による土砂災害により白河市やいわき市において多数の死傷者を伴う斜面災害が発生した。そこで第2班としては災害地の調査として、2011年9月10日～11日にかけて白河市及びいわき市の斜面災害地の調査を実施した。

当日の行程は以下の通りである。

#### 1日目（9月10日）

郡山駅午前10時集合

郡山ーいわき（車）

12:00～13:00 昼食

#### ・いわき市の地震断層周辺の斜面災害調査

13:30 いわき市桜本（岩盤崩壊）（p48 写真-1～写真-2）

14:30～15:00 いわき市上釜戸地すべり（p49 写真-3～写真-7）

15:10～15:40 いわき市才鉢地すべり・岩盤崩壊と地震断層変位（湯ノ岳・井戸沢）  
（p49 写真-8～写真-10）

いわきー宿舎へ（車）

18:00～21:00

#### ・夕食後、打ち合わせ（宿泊所）（p50 写真-11～写真-12）

泉崎カントリーヴィレッジ

〒969-0101 福島県西白河郡泉崎村大字泉崎字笹立山12

TEL：0248-53-4211 FAX：0248-53-4255

<http://www.izumizaki-cv.com/index.html>

#### 2日目（9月11日）

10:00～10:30 白河市根田（岩盤崩壊）（p50 写真-13）

11:30～12:00 白河市葉の木平（地すべり性崩壊）（p50 写真-14～写真-16）

白河駅周辺で昼食

14 時頃 白河駅解散

今回の参加者は以下のとおりである。

9 月 10 日～11 日 砂防学会・東北地方太平洋沖地震災害調査委員会 参加者

川邊 洋（新潟大、事務局）

檜垣大助（弘前大）

井良沢道也（岩手大）

地頭菌隆（鹿児島大）

石田孝司（土研）

池田暁彦（（一財）砂防・地すべり技術センター）

小川紀一郎（アジア航測(株)）

鈴木 崇（(株)パスコ）

森島成昭（日本工営(株)）

田中善治（朝日航洋(株)）

村上 治（朝日航洋(株)）

山下伸太郎（(株)地圏総合コンサルタント）

鈴木浩二（中日本航空(株)）

梅村順（日本大学工学部）

9 月 10 日会議のみ参加



写真-1



写真-2



写真-3



写真-4



写真-5



写真-6



写真-7



写真-8



写真-9



写真-10



写真-11



写真-12



写真-13



写真-14



写真-15



写真-16

## 2.3 代表的な災害地の集中合同調査：(福島県内 2011年9月10日～11日実施)

### 2.3.1 いわき市桜本（崩壊）

#### 2.3.1.1 崩壊発生箇所の概要

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（M9.0）により東日本の広範囲で崩壊や地すべりなどの土砂災害が発生した。本報告では、岩盤崩壊が発生し市道が通行止めとなっているいわき市内郷内町桜本地区の災害概要について示したものである。

当該箇所は常磐線内郷駅の南西約1kmに位置し、付近には国宝の白水阿弥陀堂がある。崩壊発生斜面は南東向きで、急傾斜地崩壊危険箇所等には該当しておらず、下部は道路法面、上部は自然斜面であった。



図一 1 - 1 崩壊発生位置（国土地理院 1:25,000 地形図「磐城湯本」および いわき市役所土木部道路管理課 提供図）

### 2.3.1.2 崩壊地の概要

崩壊発生斜面の元地形は傾斜  $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$  程度、崩壊規模は幅約 40m、高さ約 35m、深さ約 5m で、尾根部の遷急線直下から崩壊が発生した。崩壊土砂は民家手前の水路で停止し、民家への直接の被害はなかった。また、崩壊発生時の地震の揺れは、近傍のいわき市三和町にある気象庁の観測所で震度 6 弱、最大加速度 615.9gal であった。

この付近の地質は 1/50,000 地質図「平・川前」によると、古第三紀の白水層群の礫岩・砂岩および頁岩（炭層を挟む）であり、走向は  $N5^{\circ} W \sim N10^{\circ} E$  程度、傾斜は  $4^{\circ} E \sim 12^{\circ} E$  程度である。崩壊面の傾斜は上部が  $40^{\circ}$ 、下部が  $30^{\circ}$  程度であり、地層の走向傾斜と崩壊面の走向傾斜は一致しておらず、現地での観察では、亀裂もしくは節理面に沿って崩壊面が形成されているように見受けられた（写真-1-1）。



写真-1-1 崩壊地上部

### 2.3.1.3 崩壊地の斜面对策

いわき市役所土木部道路管理課により、仮設構造物として親杭横矢板土留め壁、大型土のうを設置し不安定な崩落土砂の除去を行った後、安定勾配まで斜面を切り取る切土工と、表層の侵食防止を目的とした植生吹付工が行われる予定である（平成 23 年 9 月現在）。

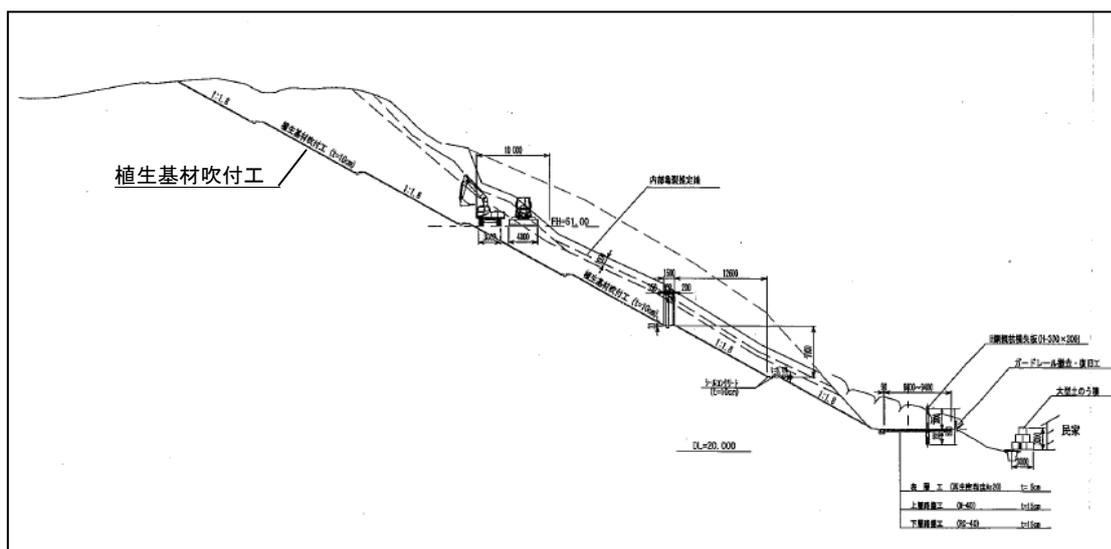


図-1-2 対策工断面図（いわき市役所土木部道路管理課 提供）

## 2.3.2 いわき市上釜戸（初生地すべり）

地震後に発生した地すべり被災事例として、福島県いわき市上釜戸地区の調査成果を以下に示す。

### 2.3.2.1 災害発生日時・地震の概要

地すべりの誘因となった地震は2011年（平成23年）4月11日の17時16分に福島県浜通り（いわきの西南西、約30km付近）、深さ6km（暫定値）で発生した。最大震度は6弱でマグニチュード（以下、M）が7.0の正断層型地震であった<sup>a</sup>。

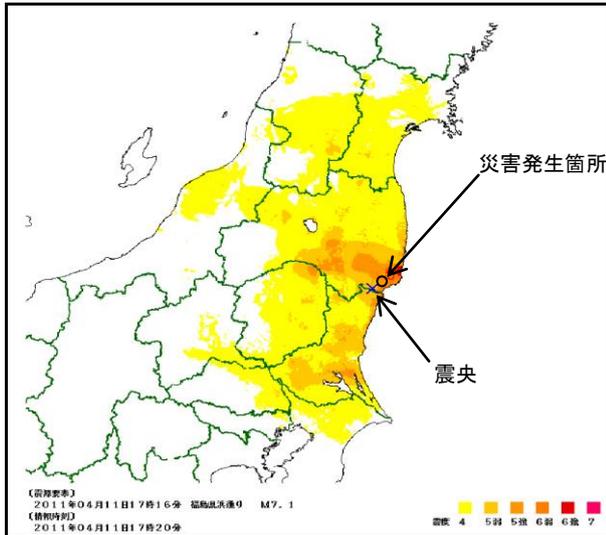


図 3.2.1 推計震度分布図<sup>1)</sup>

(2011年4月11日17時16分頃の福島県浜通りの地震)

### 2.3.2.2 災害発生箇所

災害発生箇所は、震央から北北東方向に約15kmの地点に位置する。

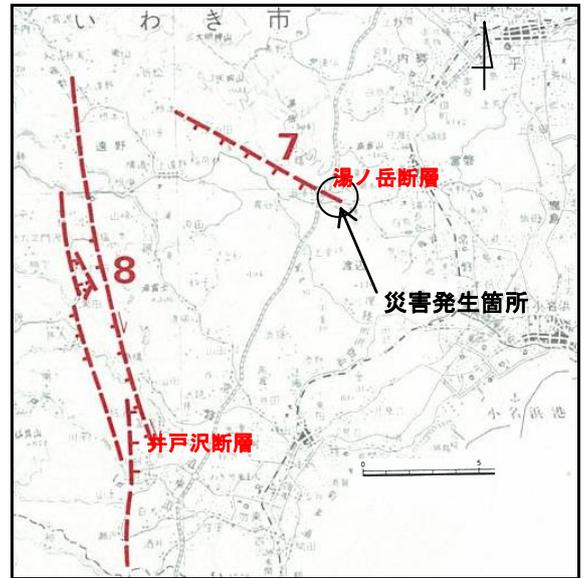


図 3.2.3 断層分布図<sup>2)</sup>

災害発生箇所の近傍には、この地震に伴って井戸沢断層と湯ノ岳断層に沿った地表地震断層（正断層）が生じたとの報告<sup>b</sup>があることから、災害発生地点では強い地震動を伴ったと考えられる<sup>1)</sup>。

### 2.3.2.3 地質

第三紀中新世中山層群のシルト岩・砂岩互層に中新世高久層群の砂岩が不整合の関係で重なる。走向はほぼ南西で約10°南傾斜を示す。東西方向に小断層、南北方向の節理が発達する(図3.2.4)。

### 2.3.2.4 被災状況

地すべり土塊は延長約270mにわたって南方向に移動した。これにより路面が隆起し、崩積土が道路を埋積した(写真①, ②, ③)。

<sup>a</sup>平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震について(第35報). <http://www.jma.go.jp/jma/press/1104/11b/201104111820.html>

<sup>b</sup>石山達也・佐藤比呂志・伊藤谷生・杉戸信彦・越後智雄・加藤直子・今泉俊文(2011). 2011年4月11日の福島県浜通りの地震にともなう地表地震断層, 東京大学HP. [http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103\\_tohoku/fukushimahamadoori/#FukushimaNo1](http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/#FukushimaNo1)

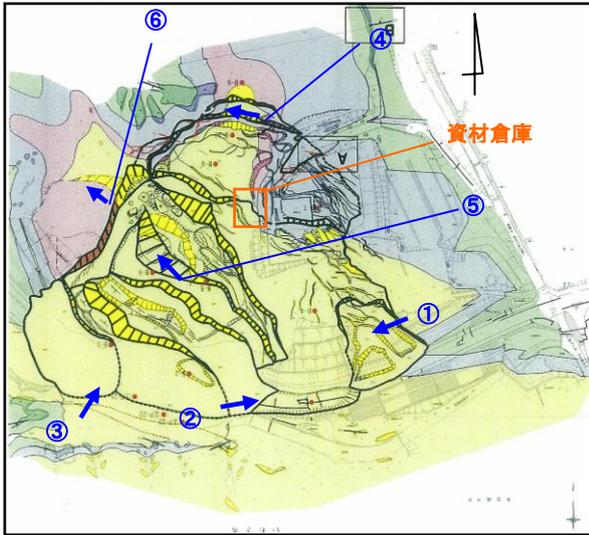


図 3.2.4 地質平面図<sup>1)</sup>修正引用

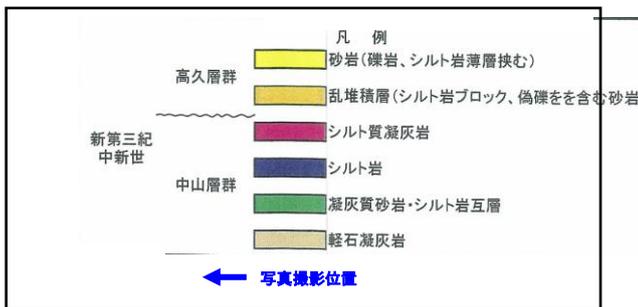


図 3.2.5 地質平面図の凡例<sup>1)</sup>修正引用

地すべり土塊の頭部、中央部、側部に陥没帯が形成されている(写真④、⑤、⑥)。中央部(図 2.2.3(3)⑤地点付近)の陥没帯の幅が中央部と側部に比べて広い。

東側の道路法面(①付近)のアンカーが破断し、道路面は隆起した。アンカーのずれから地すべりは南南西の方向に約 4m 変位したと推定される。西側法面(図 2.2.3(3)の③地点付近)の作業道付近は、南南西の方向に約 50m 変位したと推定される<sup>1)</sup>。

E: 起点側末端部



写真 3.2.1 崩積土の道路埋積状況<sup>1)</sup>①  
(撮影日: 2011 年 4 月)



写真 3.2.2 道路面の隆起状況<sup>1)</sup>②  
(撮影日: 2011 年 4 月)



写真 3.2.3 地すべり中央部末端部滑落崖の状況<sup>1)</sup>③  
(撮影日: 2011 年 4 月)



写真 3.2.4 地すべり頂部陥没帯の状況。滑落崖はほぼ南西方向に伸びる<sup>1)</sup>。④  
(撮影日: 2011 年 4 月)



写真 3.2.5 すべり中央部陥没帯の状況<sup>1)</sup>⑤  
(撮影日: 2011 年 4 月)



写真 3.2.6 地すべり中央部陥没帯の状況<sup>1)</sup>⑥  
(撮影日：2011年4月)



写真 3.2.7 北西-南東方向の段差クラックの状況<sup>1)</sup>⑦(撮影日：2011年4月)

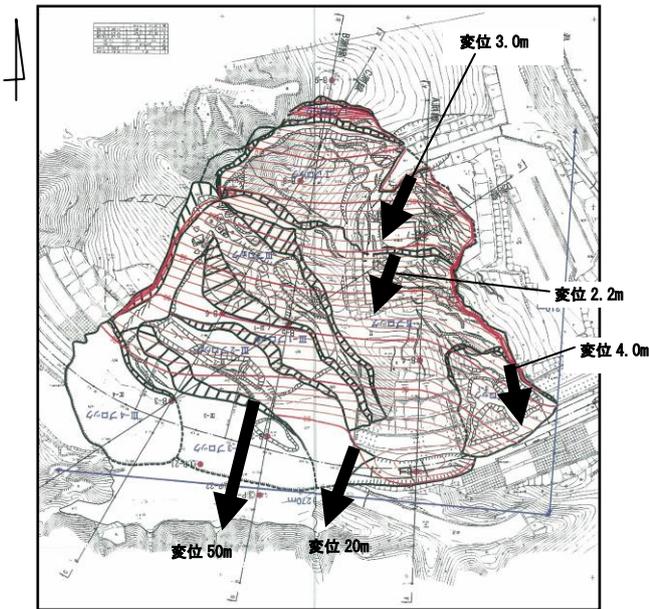


図 3.2.6 地すべり変位<sup>1)</sup> 修正引用

東側の道路法面上方にあった資材倉庫の宅盤には多数の北西-南東方向の段差クラック(地割れ)が確認できる(写真⑦)。2箇所ある排水路のずれにより、南南西方向に約2~3m変位したと推定される<sup>1)</sup>。

構造物および沢の状況から見ると、地すべりは南南西の方向に上部尾根および東側で5~7m、西側中央部から末端までで50m以上の変位があったと推定される(図3.2.6)<sup>1)</sup>。

### 2.3.2.5 地すべり面

ボーリング調査結果から作成されたA~D測線の縦断図を見ると、すべり面は基盤を構成する中山層群のシルト岩の中の破碎部と推定される。地下水位の最終および観測水位はすべり面付近あるいはすべり面より深い位置にある<sup>1)</sup>。

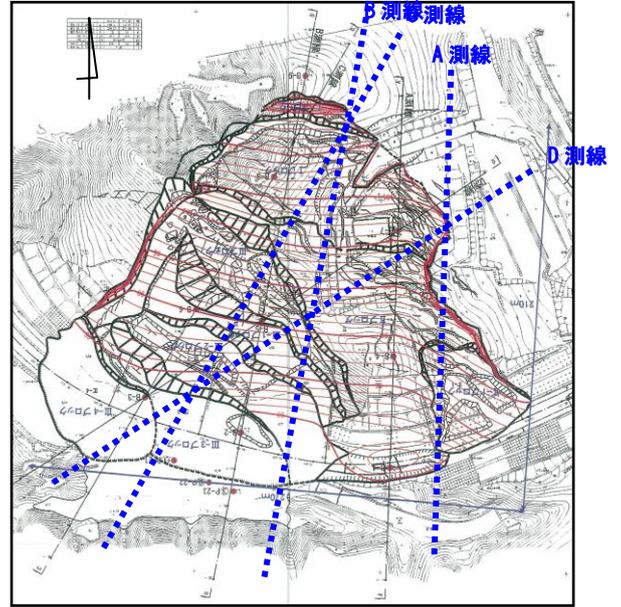


図 3.2.7 測線位置図<sup>1)</sup>

### 2.3.2.6 動態観測の結果

地すべり観測器機として地表伸縮計、孔内傾斜計、パイプひずみ計が設置され、地下水位の観測が実施されている<sup>1)</sup>。

地表伸縮計については震度4以上の余震に対して微細な変位が確認された。孔内水位計とパイプひずみ計については全般的に明瞭な変位は観測されていない<sup>1)</sup>。

地下水位については、A側線頭部とA側線末端部で2011年5月29日1:00~5月30日3:00間の累積雨量47.5mmを記録した降雨時に水位上昇が確認できたものの、その他の観測地点では降雨に対する明瞭な水位変化は確認されていない<sup>1)</sup>。

### 2.3.2.7 地すべり機構

本地すべりは幅270m、長さ210m、厚さ31mの南に軸を持つ釣鐘状の形状を示す。

地すべりブロックは、尾根付近の比較的変位量が少ない「Iブロック」、「IIブロック」と、幅の広い中央部の陥没帯を頭部とする移動体の「IIIブロック」に大別される。IIIブロックは、さらに滑落崖・陥没帯を頭部とするIII-1~III-4

ブロックに区分される。

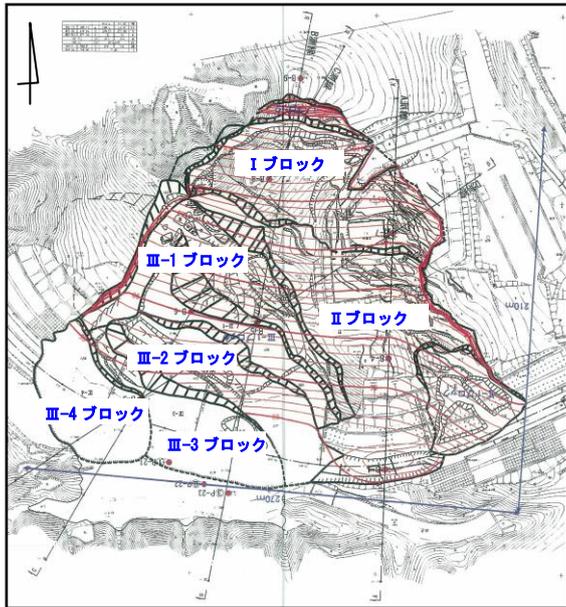


図 3.2.8 地すべりコンター図<sup>1)</sup>

2011年4月11日の地震によってIIIブロックが変位し、背後の尾根部に位置するIブロックとIIブロックが滑動したと考えられる。

IIIブロックの南西方向での変位量が大いなのは、南西方向に土塊を遮る地形的要素がないためであり、より動きやすい方向に移動したためと考えられる。

地すべりの素因は低角度の層面断層、高角度の東西走向の小断層・節理、高角度南北走向の節理と考えられる。

地すべりの誘因は2011年4月11日17時16分に発生した最大震度6弱の直下型地震であるが、このとき本箇所近隣の気象庁山田観測所(アメダス)では、16:00~17:00間の1時間雨量が7.5mm、17:00~18:00までの1時間雨量が5.0mmを記録している。観測期間中の降雨と水位変動との関係を見る限り水位上昇への影響が小さい降雨であると考えられるが、地すべり発生に降雨が関与していた可能性は考えられる。

### 2.3.2.8 おわりに

本地すべりは2011年4月11日に最大震度6弱、マグニチュード7.0の東北地方太平洋沖地震の余震(正断層型の直下型地震)で発生した。新第三紀中新統の砂岩泥岩互層をすべり面に持ち、地すべり土塊により主要地方道が寸断される被害が発生した。大きく5つの地すべりブロックから構成され、土塊の変位量は最大で50mに達した。

地すべり発生の約6ヶ月後の2011年9月10日には、地すべりIIIブロック付近は除石されていた(写真3.2.8)。被災した主要地方道いわき石川線も土塊が除石され、仮復旧されている(写真3.2.9, 写真3.2.10)。

不安定土塊が除石されたことで再移動する土塊量は少なくなったものの地すべり土塊が再移動する可能性はあることから、今後も降雨量と土塊の変位量、地下水位の時系列変化を把握しながら土塊の変位状況をモニタリングするとともに、主要地方道への土砂流出防止のために現在裸地となっている範囲の表面浸食防止対策を行うことが望まれる。



写真 3.2.8 III-1, III-2ブロック付近の状況。土塊が除石されている。東側から西側を望む。(撮影日:2011年9月10日)



写真 3.2.9 道路の仮復旧状況(押し出された土塊は除石されている。)(撮影日:2011年9月10日)



写真 3.2.10 道路の仮復旧状況（押し出された土塊上に道路が仮復旧されている。）（撮影日：2011年9月10日）

平成24年2月8日の気象庁発表資料<sup>6</sup>によると、これまでに余震はM7.0以上6回、M6.0以上は96回、M5.0以上は588回発生している。単純計算でこの発表時点まで1日に約2回の割合で余震が発生している。今後の見通しでは余震は次第に少なくなっているというが、今後まれに大きな余震発生の可能性が示されている。

余震の規模によっては上釜戸地区のような地すべりの移動土塊による直接被害のみならず道路寸断によって孤立する地区が出てくる可能性が考えられる。

すべての地すべり地のハード対策や観測体制の整備は経済的にも技術的にも困難であるため、緊急性の高い箇所については動態把握を実施するとともに、孤立の可能性のある地区については迂回路の整備、地域住民への危険箇所の周知や被災状況を含めた防災情報の伝達体制の充実といった対策の推進が重要と考える。

#### 【謝辞】

本調査の実施にあたり、現地調査の手配を頂いた福島県いわき建設事務所の関係各位に感謝の意を表します。

#### 【引用文献】

- 1) 第11-41380-0053号調査設計委託（災害調査費）いわき石川染上釜戸地区 中間報告資料（平成23年6月9日）、福島県いわき建設事務所。
- 2) [新編]日本の活断層. 東京大学出版会, p162-163.

<sup>6</sup>平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震について（第62報）.  
<http://www.jma.go.jp/jma/press/1202/08b/kaisetsu201202081600.pdf>

## 2.3.3 いわき市才鉢地区地すべりの実態

### (地震断層周辺)

#### 2.3.3.1 はじめに

県道いわき石川線の才鉢地区では、東北地方太平洋沖地震(2011/3/11)の余震(2011/4/11, 古殿:震度 6 弱)によって斜面災害(地すべり 1 箇所・斜面崩壊等 2 箇所)が発生した。また、地すべり斜面の起点側では、余震によって断層崖が形成され、4/14 に斜面崩壊が新たに発生している。

この斜面災害により、県道を通行していた車両が被災し人的被害が生じたことや、交通遮断など大きな被害が発生した。(図-3.3.1 参照)

表-3.3.1 災害の経緯

日時	気象	斜面災害
3/11	東北地方太平洋沖地震発生 古殿町で震度 5 強	・明瞭な斜面変状は確認されず
4/11	古殿町で震度 6 弱	・地すべり発生及び岩盤崩壊等が発生 ・地すべり斜面の起点側に断層崖発生
4/14	—	・断層部で岩盤崩壊発生

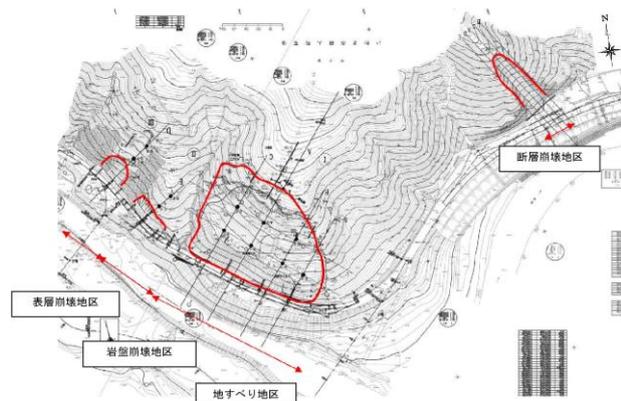


図-3.3.1 被災箇所位置図

なお、本稿は福島県いわき建設事務所；才鉢地区調査設計業務（災害調査費）報告書（平成 23 年 10 月）をもとに、才鉢地区の災害実態をとりまとめたものである。

#### 2.3.3.2 地形・地質概要

鮫川沿いの斜面は急峻な斜面が形成されており、調査地は鮫川左岸に位置する。標高 400m 以上には周囲より緩傾斜な小起伏面があり、隆起した地形を鮫川によって形成された扇状地形が残る。遷急線を境にその下方は急斜面となり鮫川箇所まで急斜面が認められる。鮫川の両岸においては支流の発達が見ら

れ、急峻な斜面をえぐり込むように樹枝状な水系網が発達する。

調査地周辺では変成岩類が広域にまとまって分布し、御斎所—竹貫変成岩類と呼称される。基盤岩は、古生代の御斎所—竹貫変成岩類の分布地域である。ほとんどは緑色片岩および泥質片岩類を主体とする。基盤岩の走向は概ね NNW-SSE で、傾斜は高角度の SW 傾斜（対象地では斜面に対し流れ盤構造）を示す。急角度の背斜軸と向斜軸が繰り返しており、褶曲軸は地層の走向方向である。

#### 2.3.3.3 地すべり地区

##### 2.3.3.3.1 地表踏査結果

4 月 11 日の地震により地すべりが発生した。地すべり移動土塊は県道を埋没させ、人的被害を引き起こした。発生した地すべりの規模は、幅 120m、奥行き 85m である。以下に踏査結果概要を示す。また、現地状況図を図-3.3.2 に示す

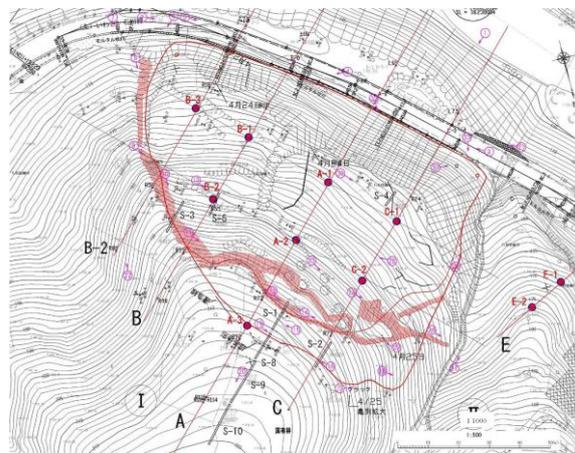


図-3.3.2 地すべり地区被災状況平面図

##### ① 地すべり頭部

- ・標高 205m 付近に高さ 1~4m の滑落崖が発生した。
- ・滑落崖の山側には A 測線から起点側へ亀裂が延びており、4 月中旬当初の段差が約 0.4m 生じたが、徐々に拡大し 4 月下旬には約 0.6m となった。
- ・頭部の亀裂は A 測線から起点側へは伸張していないが、段差地形や遷急線が連続する。



写真-3.3.1 地すべり全景（左）、頭部滑落崖（H=2m）

#### ②地すべり側部

- ・起点側は、尾根地形に沿って、高さ1～2mの側部滑落崖が道路まで連続している。
- ・終点側では、凸状地形部に沿って、高さ3mの側部滑落崖が沢部まで連続する。4月25日に山側へ後退した。
- ・終点側部付近の溪床では全面露岩する溪流があり、標高160m以下の斜面では地すべり移動土塊が押し出し、溪流を一部閉塞した。

#### ③地すべり末端部

- ・埋没車両の救助作業時に地すべり末端部を切土掘削したところ、道路のり尻位置に既設のり面の痕跡が確認され、B測線付近ではモルタル吹付が残存していた。モルタルは県道へ約1m押し出した。
- ・起点側部の道路面、および終点側のブロック積擁壁には変状は無い。
- ・湧水が認められ斜面下方で地下水位が高いことを示している。

#### ④移動土塊内部

- ・移動土塊は激しく攪乱されており、開口亀裂が多数形成されている。
- ・立木は山側に傾動しており、地すべり変位の大きさを示している。

#### ⑤滑落崖の周辺斜面

- ・滑落崖山側は緩勾配の尾根地形が連続しており、明瞭な地すべり変状は無い。

### 2.3.3.2 地すべり機構

現地調査及び各観測結果から、地すべり発生の素因・誘因、地すべり発生機構について検討した。

#### （1）素因

##### ①厚い崩積土層の存在

斜面には最大28mに達する崩積土層が分布しており、特に脆弱な古期崩積土2は層厚約10mと厚い。また、古期崩積土1は礫量が多く締めりは良いが、下位の基盤岩との物性の相違が大きく、その境界部はすべり面となりやすい性状である。

##### ②豊富な地下水の供給

地すべりから約200m上方の山稜は小起伏面であ

るため、多量の降水が地下浸透し下方斜面へ地下水として流出しやすい地形条件である。

##### ③鮫川の下刻作用及び切土に伴う応力解放

鮫川の下刻作用や県道建設のために切土掘削しているため、長期的な応力解放により斜面脚部に緩みが進行していた。

#### （2）誘因

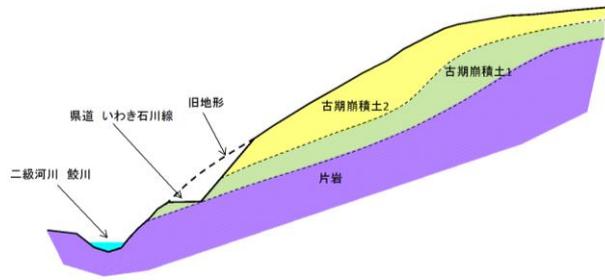
##### ①地すべりの発生

- ・応力解放で緩んだ道路のり面が崩壊したことにより斜面のバランスが崩れ、古期崩積土2層を移動土塊とする浅層すべりが急速に滑動し、県道を埋没させた。
- ・同時に基盤岩上面においてすべり面が形成され深層すべりが滑動した。

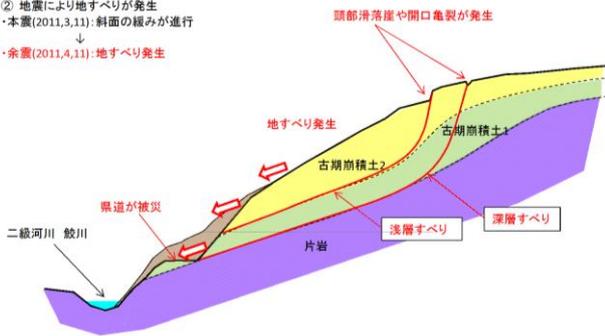
##### ②地すべりの拡大

- ・救助活動において地すべり末端部を切土掘削したことで、移動土塊の抵抗部が失われ地すべりの安定性が低下した。
- ・浸透した降水および周辺斜面から流入した地下水により、間隙水圧が上昇し地すべりが不安定化し活発に滑動した。
- ・地すべりが活発に滑動を続けたことで深層すべりの頭部が明瞭化した。また、上部斜面に緩みが生じた。

① 地すべり発生前  
・脆弱な崩積土層が斜面に層厚20～30mで厚く分布していた。



② 地震により地すべりが発生  
・本震(2011,3,11)・斜面の緩みが進行  
↓  
・余震(2011,4,11)・地すべり発生



③ 余震や降雨により地すべりの不安定が進行  
余震や降雨により、深層すべりの頭部が明確になる。  
また、浅層すべりは不安定化がさらに進行し地すべり土体内の変状が拡大する。

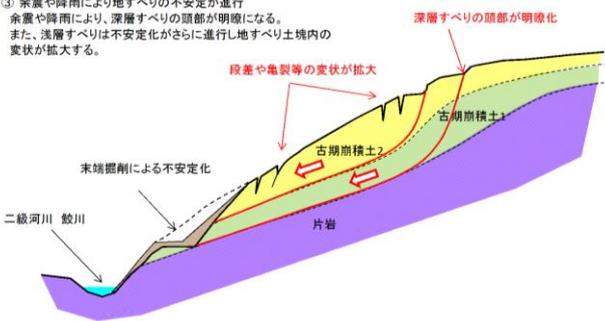


図-3.3.3 地すべり発生模式図

### 2.3.3.4 岩盤崩壊地区

地すべり地区の終点側に隣接する斜面において、のり面が幅約 35m、奥行き約 15m の範囲で崩壊し、モルタル吹付やポケット式落石防護網工が損壊した。

#### 2.3.3.4.1 地表踏査結果

##### ① 県道の被災状況

崩壊箇所は、道路山側の勾配 1:0.5 のモルタル吹付のり面である。のり面上には落石対策として、ポケット式落石防護網工が敷設されていた。地震に伴いのり面の岩盤が崩壊し、ポケット式落石防護網工の全延長が損壊した。



写真-3.3.2 岩盤崩壊状況（左）、崩壊面（右）

##### ② 滑落崖

標高 165m 付近に高さ 5m の滑落崖が発生した。滑落崖には硬質・塊状のほぼ直立する急立岩盤が露頭しており、自立性が高く安定的である。急立岩盤の表面には厚さ 30cm の浮石が分布しており、亀裂が開口しており滑落する可能性が高い。

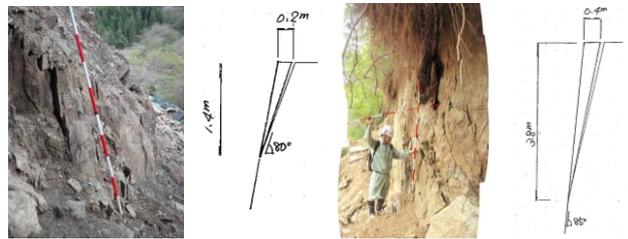


写真-3.3.3 滑落面の多亀裂岩盤（左）と滑落崖の急立岩盤（右）

##### ③ 滑落面

崩壊の滑落面には、亀裂密度の高い多亀裂岩盤が露頭する。亀裂は開口しており、岩盤の表面に多数の浮石が分布している。浮石はほぼ分離しているため、不安定で道路へ滑落する可能性が高い。

##### ④ 崩壊末端部

滑落面が露岩すること、モルタル吹付のり面が露出することから、崩壊末端部はのり面にあると推測される。

##### ⑤ 周辺斜面

崩壊山側は不安定な転石が分布しており、落石対策工が損壊したことから、滑落した場合は道路へ到達する。

#### 2.3.3.4.2 崩壊機構

道路のり面の岩盤は、河川の下刻作用等により長期的な応力解放と風化により開口亀裂が発達し、岩盤の多亀裂部が形成されていた。ここへ大きな地震動が作用したことで、多亀裂部が崩壊したと推定される。

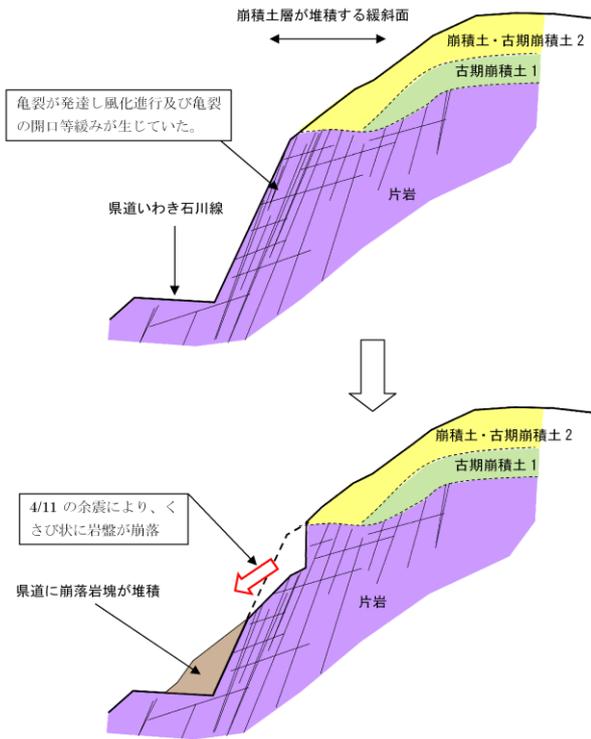


図-3.3.4 崩壊機構

### 2.3.3.5 表層崩壊地区

地震に伴う斜面の斜面崩壊により、既設の覆式落石防護網と落石防護柵工が損壊し、落石防護柵の部材が変形した。崩壊の規模は幅 20m×長さ 10m×深さ 2m である。(写真-3.3.4)

滑落崖は急立するため不安定で、段差亀裂が発生している。崩土は斜面上に堆積しており、崩土が道路へ滑落する可能性が高い。また、上部斜面では、古い段差地形等が確認され、表層部の緩みが確認される。ただし、今回の地震によって発生したのではない。



写真-3.3.4 崩壊発生状況（左）落石防護柵の支柱変形状況（右）

### 2.3.3.6 断層崩壊地区

#### 2.3.3.6.1 地震断層

##### (1) 地震断層の位置

才鉢とその周辺の断層位置を図5に表示した。地表地震断層として確認した事象は、赤の実線で示し

た。断層の名称は、東京大学地震研究所（2011）に従い、塩ノ平断層を用いた。

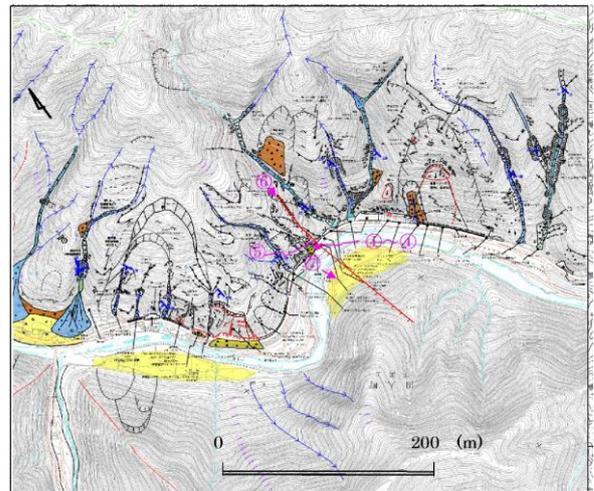


図-3.3.5 地震断層の位置図

##### (2) 地震断層の現地状況

・才鉢下流の県道付近では道路を N10～20W 方向に横断する地表地震断層が確認された。この地震断層の走行は片岩の片理面の走行と一致する。段差は 1.0 m で（側溝の蓋の垂直ずれ量）、西側が低下した。水平ずれ量は右（南）に 4～5cm（蓋のズレ量）、側溝縦断方向のずれは 45cm であった。断層面には薄い断層粘土と不明瞭な条線（右下がり 30 度）が観察された。地震断層面から湧水、異臭はなかった。



写真-3.3.5 県道を横断する地表地震断層（右）と山側水路のズレ（垂直 1m）

- ・県道山側においては、切土面に地震断層のずれにともなう崩壊と、切土の法肩に西落ちの地震断層崖が確認された。地震断層崖は上位標高へ向かうほど不明瞭となった。
- ・この地震断層は鮫川を横断し対岸の傾斜変換線沿いに現れ、尾根の鞍部まで目視された。
- ・北側の清道川沿いの道及び河川では 4 箇所地震断層を確認した。尾根付近は踏査していないので詳細不明であるが、位置的には県道に現れた断層と連続するものと思われる。
- ・塩ノ平断層の東側には、変位が軽微であるが、地すべりの亀裂とは性質の異なる直線の亀裂、県道を

横切る雁行亀裂が確認された。

### 2.3.3.6.2 崩壊発生状況

地震に伴い高さ 75m の斜面で岩盤崩壊が発生し、多くの不安定な浮石・転石が形成された。崩壊規模は、幅 20m×長さ 60m×高さ 70m である(写真6)。滑落崖の山側には、開口亀裂が発生している。また、崩壊の起点側では断層運動に伴い直立岩盤に割れ目が発生し、落石が発生している。

岩盤崩壊と断層運動により、既設のポケット式落石防護網工と覆式落石防護網工が損壊した状況が確認された。



写真-3.3.6 断層崩壊の状況(左)と断層崩壊による落石(右)

崩壊斜面には亀裂が発達する硬質岩盤と、風化が進行し礫混じり土砂状となった強風化岩盤が露出する。硬岩は崩壊のおよそ中央から終点側に、強風化岩盤は起点側に露頭する。硬質岩盤は自立性が極めて高いものの、割れ目に不安定な浮石が分布している。また強風化岩盤では層厚 1m の表層崩壊が発生している。

#### <参考文献>

- ・福島県いわき建設事務所；才鉢地区調査設計業務(災害調査費)報告書(平成23年10月)
- ・東京大学地震研究所(2011)：2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について、第2報

## 2.3.4 白河市根田（崩壊）

### 2.3.4.1 はじめに

2011年3月11日に発生した東日本大震災により、岩手県・宮城県・福島県・栃木県・茨城県などの広範囲で崩壊や地すべりが発生した。本報告は、その中で屹立した岩盤が崩壊し、直下の家屋の一部が被災し、現在もなお不安定な状態で岩塊が斜面に残存する福島県白河市根田地区の崩壊について、その概要について示したものである。

### 2.3.4.2 崩壊の発生概要

崩壊発生箇所は、福島県南部に位置する白河市萱根根田地区である。当該箇所は、急傾斜地崩壊危険区域に指定されていた。保全対象人家は5戸であったが今回の崩壊では直接的に被災していない。しかし、根田集会所の小屋が全壊したほか、能や歌舞伎の「道成寺」で有名な僧・安珍の生誕の地のシンボリック存在だった安珍堂が一部被災した。

崩壊規模は幅約34m、高さ約20mであり、崩壊形態は岩盤崩壊である。崩壊した岩塊は最大3.5m、崩壊土砂とともに崩壊地の直下に堆積している。崩壊発生斜面は南～南南西方向に向き、明瞭な崩壊地形（崩落地形）を呈しており、岩盤が屹立し、崩壊発生範囲に隣接して不安定な状態で岩塊が存在している。今回の崩壊範囲は露岩しており、浮き石が多く開口亀裂がみられる。



図-3.4.1 崩壊発生位置図

(国土地理院 1:25,000 地形図「白河」, 福島県南建設事務所 提供)

### 2.3.4.3 崩壊地の概要

崩壊部の斜面勾配は約70°だが、崩壊の肩部より上部では30~40°となっており、今回崩落した部分、すなわち崩壊地の頭部が遷急部となっている。崩壊地の両側斜面の状況から、この遷急部ではオーバーハングしており、この下部では露岩していたと推定される。表土層は30~50cm程度で、斜面上部の広葉樹の根茎が広く確認できる。

地質は、第四紀白河層のデイサイト火砕岩である。ボーリング調査結果によると、上位から根茎混じりの凝灰質砂、強風化凝灰岩、風化凝灰岩、溶結凝灰岩が確認されている。凝灰質砂は火山碎屑物でシルト混じり砂状~シルト質砂状を呈し、崩れやすく根茎が混じっており、非常に緩い状態である。強風化凝灰岩はコアが採取できるものの深部まで風化が著しく、コア表面はザラザラで崩れやすい。風化凝灰岩は比較的堅固だがハンマー打撃で割れる。基盤岩と推定される溶結凝灰岩はコアの採取率はよく、亀裂はあるものの亀裂面は新鮮である。

崩壊面では、基盤岩以外は層厚2~3m程度が確認されている。強風化凝灰岩の部分がオーバーハングしており、節理が発達している部分としていない部分が確認できる。節理間隔は数10cmから1m程度であり、崩壊面に平行するように屹立したものと、やや流れ盤をなすものが混在している。今回の地震によって崩落したのは、屹立した節理に沿ったものが多い。斜面には今回の地震で発生したと推定される新しい亀裂が確認でき、開口している。

崩落した岩塊の規模は数10cm~数m、最大で約3.5mであり、マトリックスは凝灰質砂となっている。また、表層付近に生育していた立木も一緒に崩落しており、安珍堂は大部分が立木によって被災している。幸いにも崩落土砂は崩壊地直下に堆積し、一部の岩塊を除いて保全対象となっている集落までは達していない。

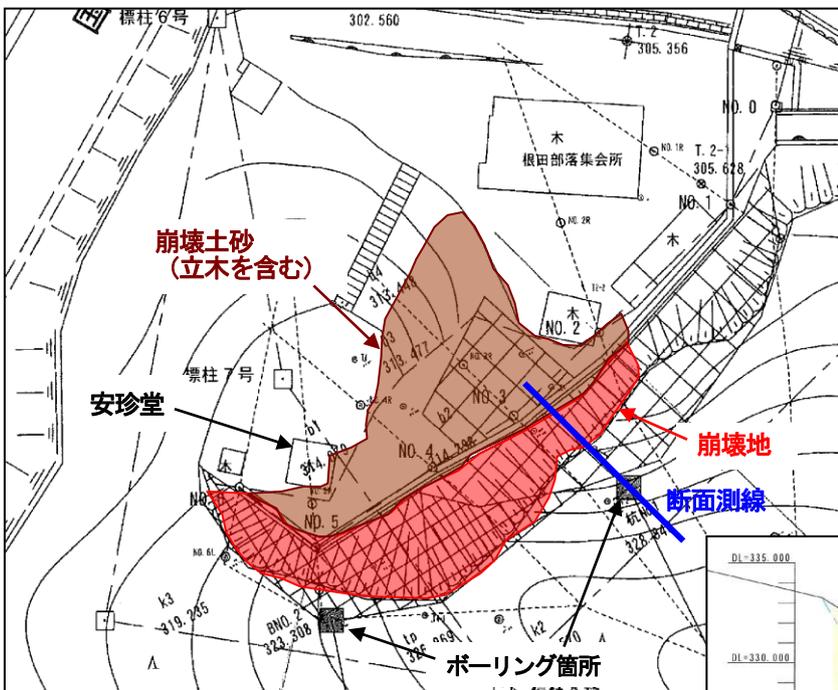


図-3.4.2 崩壊地の概要  
(福島県南建設事務所 提供)

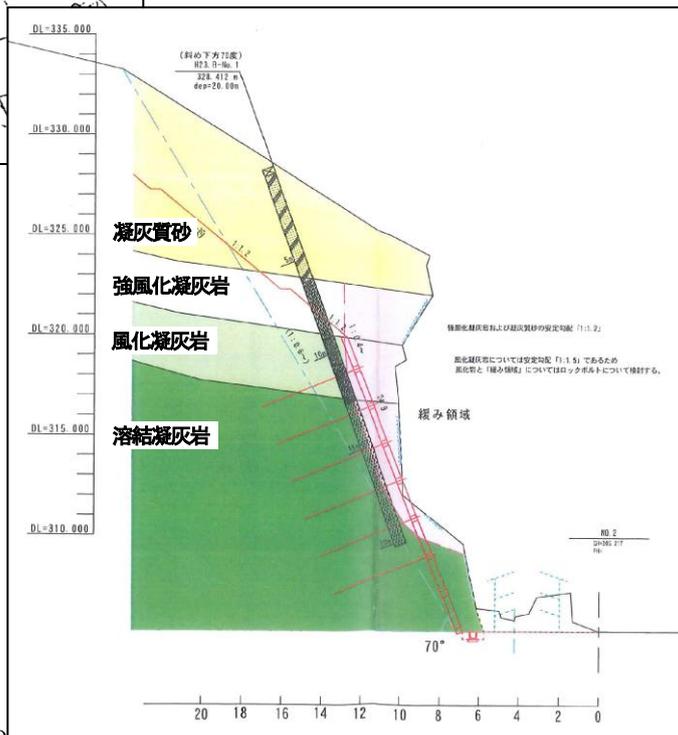


図-3.4.3 崩壊地の地質断面  
(福島県南建設事務所 提供)



写真-3. 4. 1 崩壊地の頭部



写真-3. 4. 2 崩壊地の崩落岩



写真-3. 4. 3 オーバーハングの状況



写真-3. 4. 4 崩落部分



写真-3. 4. 5 不安定な岩塊と



写真-3. 4. 6 開口亀裂の状況



写真-3. 4. 7 崩壊土砂と崩落した立ち木



写真-3. 4. 8 崩落した岩塊（礫径 3.5m）



写真-3. 4. 9 崩壊地直下で被災した小屋



写真-3. 4. 10 崩壊地直下で被災した安珍堂

#### 2.3.4.4 崩壊地の斜面对策

今回の地震後の地表踏査ならびにボーリング調査結果に基づき、福島県県南建設事務所により、崩壊地直下の崩落土砂を除去した後、斜面脚部に水路工を整備するとともに、崩壊地全面に吹付砕工を、屹立した下部斜面ではさらに鉄筋挿入を実施して斜面の安定化を図り、次期降雨等による被害を防止するための緊急崩壊対策が実施される予定となっていた（平成23年9月現在）。

#### 2.3.4.5 まとめ

当該箇所において今回の地震によって発生した崩壊は小規模なものであったが、震源に近い場合だと広範囲にわたって崩落する危険性が高いものと推定される。近接する斜面も同様な状況であるために、今後も引き続き対策の実施が必要だと考えられる。

最後に現地調査に同行していただき、貴重な資料を提供していただいた福島県県南建設事務所事業部河川砂防課 小野課長に厚く御礼申し上げます。

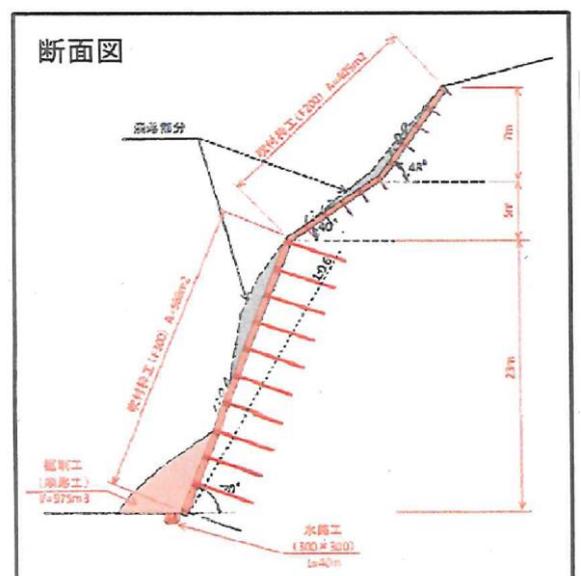


図-3. 4. 4 対策工断面  
(福島県県南建設事務所 提供)

### 2.3.5 白河市葉の木平（崩壊性地すべり）

白河市街の北方約1.5kmに位置する標高約400mの丘陵地の斜面（図-3.5.1）で、最大長さ（L1）115m、最大幅（W1）65mの崩壊性地すべりが発生した（写真-3.5.1、2、3）。地すべり土塊の最大移動距離（L2）は140m、側方にも最大幅（W2）115m広がって堆積し、甚大な被害をもたらした（死者13名、全壊家屋10戸）。移動土塊の一部は側方のゴルフ練習場の斜面を最大70m移動した。L2 / L1 = 1.2、W2 / W1 = 1.8であり、移動土塊が比較的長距離を流動し、かつ側方にも拡大したことが、被害が甚大になった原因の一つと考えられる。



図-3.5.1 位置図（数値地図25000地図画像）



写真-3.5.1 ヘリから撮影した全景（2011年3月）



写真-3.5.2 中腹より滑落崖を望む（2011年9月11日）



写真-3.5.3 左側方崖に露出したすべり面（2011年9月11日）

地すべり発生前後のレーザープロファイラーデータから作成した地形図(図-3.5.2、-3.5.3)によって地すべりの発生した範囲が確認できる。地すべりの発生域(侵食域)は尾根の頂部とその下方の10~20度の緩傾斜な北東向き斜面である。地すべりが発生した斜面は明瞭な地すべり地形を呈していなかった。緩斜面の下方は東向きの谷地形になっており、そこで地すべりの移動方向が北東から東向きに変化する。滑落崖(写真-3.5.2)の最大比高(崩壊深さ)は5m、左側方崖(写真-3.5.3)の最大比高(崩壊深さ)は13mである。谷地形の部分では、レーザープロファイラーデータの差分図(図-3.5.4)を見ると侵食深さ、堆積深さが1m以下である。現地において、地すべり発生前の表土である黒土の上に地すべり土塊が堆積している状況が確認できたことから、この谷地形の部分は流送域であったと考えられる。堆積域では地すべり発生後に重機による土工が行われており、レーザープロファイラーデータで見た地形も人工的な



空中写真の実体視およびレーザープロファイラデータから作成した地形図の判読によって斜面微地形分類図を作成した（図-3.5.5）。分類に当たっては、田村（1987）による丘陵地の微地形分類を参考にした。尾根筋に近い上位の遷急線と谷筋に近い下位の遷急線の2つの遷急線が認められたことから、それらに着目して斜面微地形分類を行った。葉ノ木平地区の地すべりは頂部斜面から上部谷壁斜面にかけて、上位の遷急線をまたいで発生したものと考えられる。また、地すべりが発生した上部谷壁斜面は、等高線から読み取れるように、縦断形状と横断形状がともに直線型に近いという特徴を有する。また、地すべりの発生域が遷急線をまたいでいることから、その部分は尾根型斜面であり、地形効果によって地震動が大きかったと考えられる。

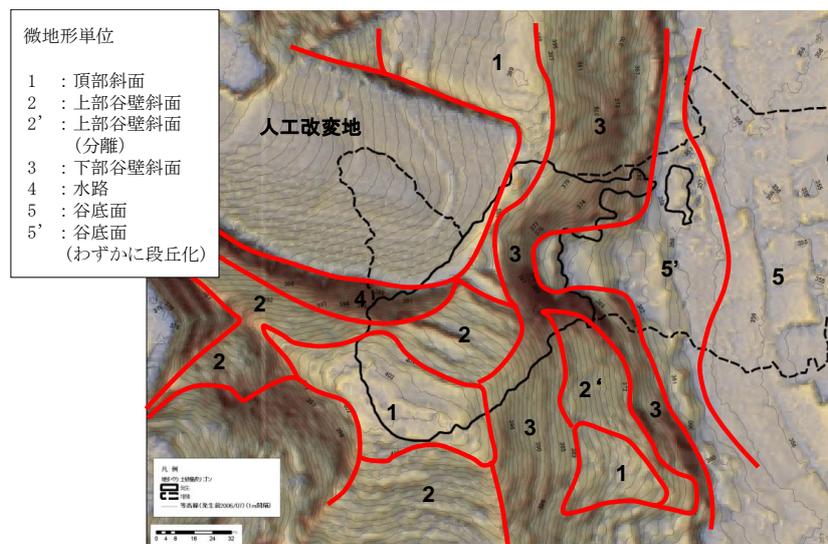


図-3.5.5 斜面微地形分類図

当該地すべり発生斜面を含む白河丘陵は、白河火砕流堆積物とその上に載る火山灰土層から構成される。滑落崖や側方崖における断面、すべり面におけるピットで地質を観察し、火山灰土層の中にスコリアや軽石等からなる複数枚のテフラ層を確認することができた（図-3.5.6）。これらは、構成物及び層相、層序から鈴木（1995）の Sr8~11、TkP に対比されると考えられる。葉ノ木平地区において、すべり面となった層準は、Loc.1（滑落崖）、Loc.2（左側方崖）ともに Sr10 付近である。土質性状は、Sr9 の下面を境にして上位は砂質、下位は粘土質となっていた。地すべり地内の随所ですべり面が露出しているが、どこも粘土質であった。Sr9 下面までの深度は、滑落崖で最大 5m、左側方崖で最大 13m と大きく異なり、左側方崖では Sr9 などのテフラ層が 30 度程度傾斜して堆積している。このことから、Sr9 などのテフラの堆積当時は、現在露出しているすべり面形状（図-3.5.3）と同様の谷形状の地形であり、そこをテフラ層や火山灰性土が徐々に埋積して緩斜面を形成したものと考えられる。また、谷地形のために湿潤な環境であって、Sr9 より下位のテフラ層や火山灰性土の風化が進行しやすかったことも考えられる。なお、調査日前日（平成 23 年 9 月 10 日）の 15 時から 24 時にかけて累計 63mm（19 時から 22 時の 3 時間は欠側；アメダス白河観測所）の降水量が記録されており、調査時には斜面の複数箇所より湧水が確認された。葉ノ木平地区の地すべりは、頂部斜面から上部谷壁斜面に厚く堆積していた火山灰層が風化によって軟

弱な粘土となった部分をすべり面として発生したものと考えられる。

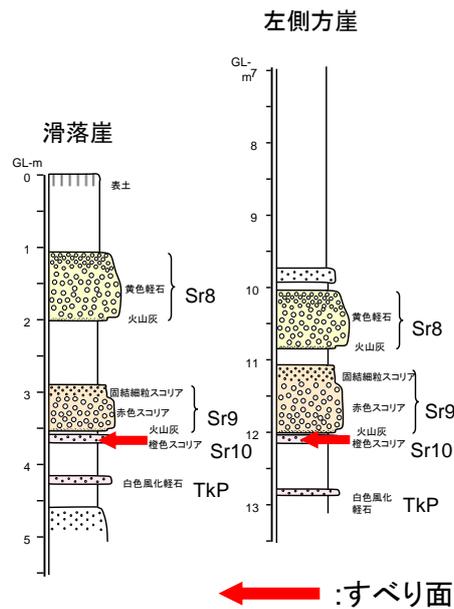


図-3.5.6 地質柱状図（葉ノ木平地区 滑落崖及び左側方崖）

すべり面付近の土壤硬度計による硬度プロファイル（図-3.5.7）は、Sr8～9 付近では高い硬度を示し、その直下から急に硬度が低下するという特徴がみられる。すべり面付近の火山灰性土の物理的性質は、粘土含有率、自然含水比、液性指数が高いという特徴がみられ、軟弱かつ流動化しやすい粘土であった。それに対して、Sr8 と Sr9 の間の火山灰性土は粘土含有率、自然含水比、液性指数ともに低い。これらのことから、すべり面となった Sr10 付近の強度が低かったことに加えて、地震によって硬軟の境界部（Sr9 と Sr10 との間）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。また、破壊面が斜面に連続的に堆積していたテフラ層であったことで、一連の斜面が地すべりを起こしたものと考えられる。

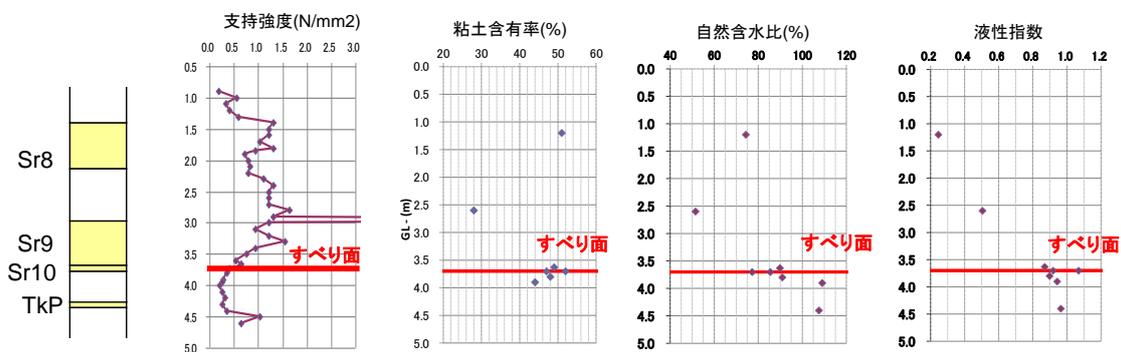


図-3.5.7 土壤硬度プロファイル（葉ノ木平地区 滑落崖）

白河周辺の白河丘陵では、葉ノ木平地区以外でも火山灰土層が崩壊し、比較的長距離を流動するという同様の特徴を有する崩壊性地すべりがいくつも発生している。これらの地すべりの発生箇所は、葉ノ木平地区と同様に谷頭部の上位に位置する頂部斜面から上部谷壁斜面にかけ

て遷急線をまたいで発生するものが多かった。また、すべり面はSr10やTkP付近のものが多く、葉ノ木平地区と同様に風化によって軟弱な粘土となった部分をすべり面として発生したものと考えられる。

今後、葉ノ木平地区と同様なタイプの崩壊性地すべりの発生箇所の予測と発生危険度を評価するためには、地形分類等によって遷急線と火山灰に厚く覆われた斜面を抽出し、それらの斜面において硬軟の土質性状の境界と軟弱な粘土層が面的に連続するかどうかを把握することが重要であると考えられる。

## 文献

鈴木毅彦（1992）：那須火山のテフクロロジー，火山，Vol.37, No.5, pp.251-263.

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.

## 2.3.6 航空LP測量データによる湯ノ岳・井戸

### 沢地震断層の判読

#### 2.3.6.1 断層調査の経緯と概要

2011年4月11日に福島県浜通りを震源とするM7.0の地震が発生した。この地震によって形成されたものと考えられる地表地震断層が、福島県いわき市南西部に位置する活断層の湯ノ岳断層および井戸沢断層付近にて確認され、東京大学地震研究所、産業技術総合研究所、土木研究所などの研究機関により現地調査結果（速報）が報告されている。なお、井戸沢断層のうち最も西側に位置する断層については『新編日本の活断層』（活断層研究会：1991）に記載された内容と今回の地表地震断層の構造の違いなどから、今回最大の垂直変位量が確認された、いわき市田人町塩ノ平を模式地として「塩ノ平断層」と仮称している（石山・他：2011）。

この地表地震断層の地形形状を調査するために、地震発生から1か月余りが経過した5月18日に航空レーザー計測および空中写真撮影を実施した。取得した詳細な地形データ、画像データなどから地表地震断層による変動地形を判読し、その結果を基に現地にて位置、形状、変位量の検証を行った。

今回の計測・撮影は、湯ノ岳断層および井戸沢断層（塩ノ平断層）の中でも、地表地震断層の垂直変位量が比較的大きく連続性の高い箇所について実施した。図1は航空レーザー計測および空中写真撮影の範囲であり、黒破線は「活断層デジタルマップ」の推定活断層位置を示す。

#### 2.3.6.2 航空レーザー計測および空中写真撮影

近年では、航空レーザー計測は様々な地形計測に応用され、断層地形調査などにも利用される航空測量手法の一つである。

今回の計測では、低速飛行により高密度なデータ取得が可能な回転翼機（ヘリコプター）を使用し、飛行高度は対地750m、1秒間に10万パルス照射、その照射密度は1㎡あたり7.3点と非常に高密度な計測値に設定した。通常の地形計測では1㎡あたり1~3点程度の設定であるのに対し、高密度に設定にした理由は、形成された小さな断層崖を確認するためである。

空中写真は、航空レーザー機器に付属したデジタルカメラで撮影した。デジタルカメラは22Mピクセルの

ものを使用し、地上画素寸法は対地高度750mで約11cmとなる。撮影した写真画像はオルソ化し、航空レーザー計測による地形データと重ね合わせ断層地形の判読に使用した。（背景図は、国土地理院刊行の20万分の1地勢図「白河」）

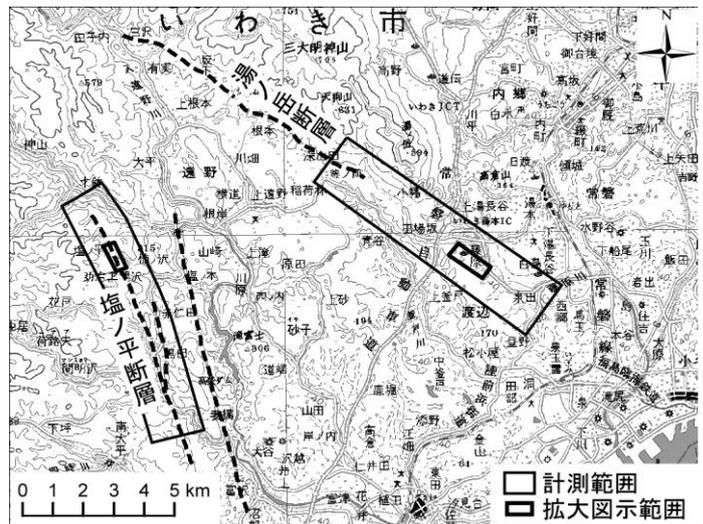


図-3.6.1 計測範囲と推定断層位置

#### 2.3.6.3 地表地震断層の位置・形状の把握

航空レーザー計測および空中写真撮影によるデータを解析処理し、陰影図、陰陽図、オルソ写真図、地震断層判読図を作成した。その中で変位量の大きな塩ノ平断層の模式的箇所を図2（A~D）に示す。この地域は、今回の地震断層で最も変位量の大きかった福島県いわき市田人町塩ノ平地区である。

陰影図（図2A）は樹木や建物を除去した後の地盤をレリーフ状に表したもので、地形の凹凸が平面図に表現されている。陰陽図（図2B）は弊社独自の地形表現図で、地形の凹凸を陰値と陽値に分けた奥行きとして情報化し、画像に付加することで立体感を強調した表現手法である。特に、微地形の判読が陰影図に比べ容易となる特長がある。

陰影図および陰陽図において、NNW-SSE方向に線状のトレースが確認できる。線状の構造は、図の中央付近から北側に向かって2つに分岐している。陰影の陰が西側に認められることから、西落ちの断層であることが推定できる。また、丘陵地や山地、水田や畑地のいずれにも断層と思われる線状構造が追跡可能である。線状構造は直線とは限らず、緩い曲線や若干蛇行しているような箇所も見られる。その段差について



も、段差の陰の濃淡から、連続して一様ではないことが推察される。

空中写真撮影によるオルソ写真図（図 2C）では、図の北側および南側の断層崖が存在すると思われる箇所、針葉樹林の中に線状の空隙が明瞭に確認できる。この箇所の現地調査では、杉の植林地内で地震断層の影響による連続的な樹木の傾動が確認できた（写真-3.6.1）。

また、オルソ写真図の中央付近の三方向を道路に囲まれた丘陵地では、針葉樹の傾動は明瞭には見られない。しかし、陰影図、陰陽図では断層崖と思われる明瞭な段差が確認され、航空レーザ計測の特長の一つである樹林下の地盤を取得することにより、空中写真判読では困難な樹林下の断層崖の検出が可能であった。このような樹林下の断層崖の代表的な露頭状況を写真-3.6.2に示す。

オルソ写真の耕作地やゴルフ場などの樹木のない箇所においても、当然のことながら地震断層発生に伴う断層崖や崩壊地などが確認できる。オルソ写真図（図 2C）では北側に分岐する 2 つの地表地震断層が認められ、そのうち西側のものは水田に露出している。撮影時期が田植えの時期であったことから湛水による色調の違いによる判読が可能であり、横切った断層地形の下段は湛水し、その境界が断層の走向と一致する。

これらの陰影図、陰陽図、オルソ写真図をもとに、地表地震断層判読図（図 2D）を作成することによって、地表地震断層の位置や連続性が把握可能となった。これまでの空中写真による実体視の判読では、人の目で確認して判読結果を移写するため位置精度の低下が生じる場合があったが、航空レーザ計測データでは、直接的に高密度な三次元座標データを取得していることから従来と比較して位置精度を高めることが可能になった。

#### 2.3.6.4 地表地震断層の変位の把握

今回の地震断層の断層構造は、湯ノ岳断層および塩ノ平断層において、いずれも南西落ちの正断層である。現地調査の結果から、その変動形態は大きく「断層崖タイプ」と「撓曲崖タイプ」に区分される。一般に前者は岩盤被覆層が薄く比較的急峻な山地や丘陵地帯で多く観察され、後者は岩盤被覆層が厚い低平な田畑などで多く観察される。

典型的な断層崖タイプと撓曲崖タイプが見られた

湯ノ岳断層について、航空レーザ計測データから断面図を作成した。断面図作成箇所の位置図を図-3.6.3 に示す。図-3.6.1 において湯ノ岳断層は NW-SE 方向の分布が認められるが、図-3.6.3 の範囲はその推定断層の、さらに SE 方向にある福島県いわき市常磐藤原町付近である。図中の P1 および P2 について地表地震断層の断面図を作成し、現地にて断面形状を観察した。

図-3.6.4 の P1 断面はいわきゴルフクラブのフェアウェイを横切る断層崖である。現地写真から正断層の引張り応力により垂直方向にせん断された面が明瞭に見られる。航空レーザ計測データの点分布による断面図から約 60cm の比高であることが確認され、不連続箇所の形状についても断層崖状が表現されている。

また、図-3.6.5 の P2 は P1 の南東約 500m の地点に出現した変状地形である。現地写真からは、水田の地表面を緩い傾斜で撓曲崖が形成されているのがわかる。航空レーザ計測データの点分布による断面図では、水平方向に 2~3m 程の幅で比高が約 40cm の緩いスロープ状の地形を形成する。

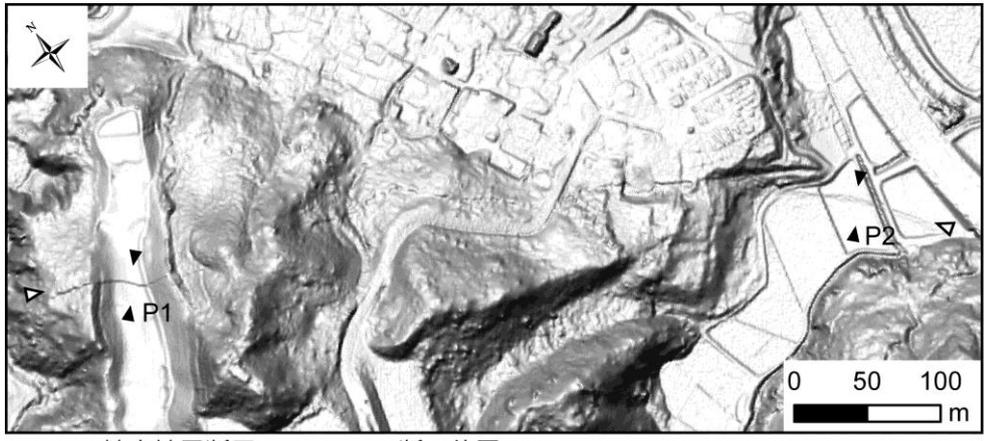
いずれの断面においても、その断面形状や垂直変位量において、航空レーザ計測データによる断面図と現地調査の結果に相違がないことが確認された。



写真-3.6.1 針葉樹林の傾動

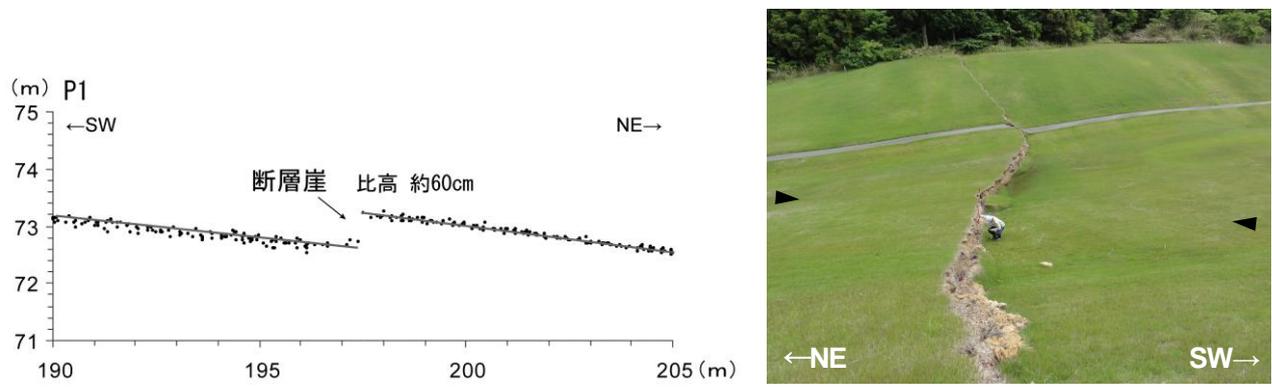


写真-3.6.2 樹林内の断層崖



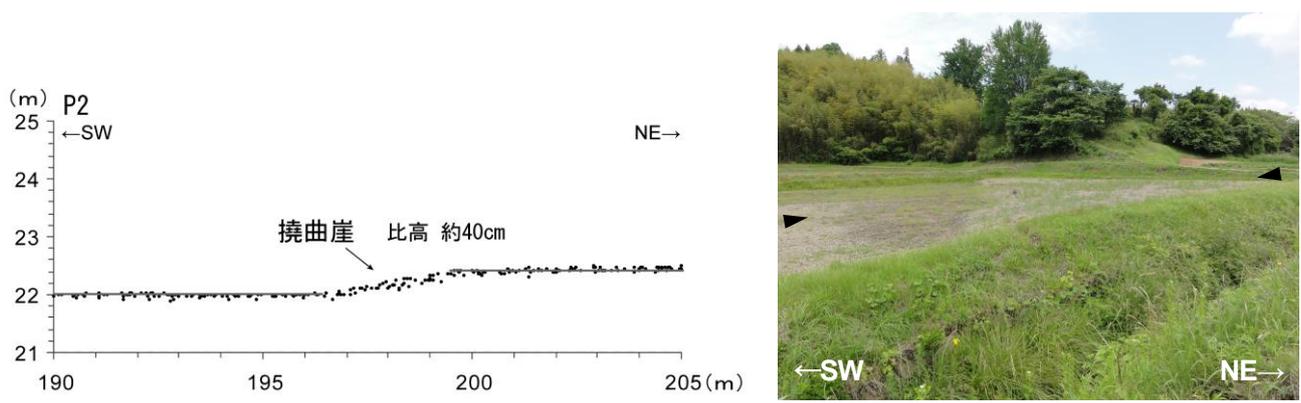
▷ ◁ 地表地震断層      ▶ ◀ 断面位置

図-3.6.3 典型的な断層崖および撓曲崖の断面位



(断面幅 2m 範囲内のデータを使用)

図-3.6.4 断層崖タイプの断面形状と現地写真



(断面幅 2m 範囲内のデータを使用)

図-3.6.5 撓曲崖タイプの断面形状と現地写真

#### 2.3.6.4 まとめ

東日本大震災では、岩手・宮城・福島の各県を中心として地震・津波・地すべり・崩壊・地表地震断層・液状化などの様々な現象を広域に出現させた。

これらの災害種のうち、変状として比較的小さく現れる傾向にある地表地震断層調査に航空レーザ計測と空中写真撮影を適用した結果、その有効性について再認識することができた。

しかし、航空レーザ計測から地震断層地形の判読には注意すべき点がいくつか存在した。航空レーザ計測データの飛行コース間のずれや樹木除去フィルタリングのノイズ、高圧送電線の線状構造物のノイズなどは、データ処理の方法によっては誤判読を引き起こす可能性があった。また、横ずれ断層や垂直変位量の小さな断層崖については検出が困難であった。

災害直後の対応は、迅速性が求められるため、今後は、今回得られた注意事項への対策と広範囲を状況把握するための実施体制の整備が必要である。

## 2.4 砂防構造物の施設災害実態

### 2.4.1 はじめに

ここでは、東日本大震災により生じた砂防施設への被害状況について取りまとめる。本震災の被害の特徴として、非常に広域な範囲で被害が生じたことがあげられる。このため、調査の方法としては、甚大な被害を生じた県の砂防関係部局により取りまとめられた資料を収集し、整理する方法を取った。資料収集に協力していただいた県は、いずれも災害復旧・復興に繁忙を極めているところである。資料提供のために貴重な時間を割いていただいた皆様へ深く感謝する次第である。

本震災による砂防施設等における被害は、広範囲にわたって震度7を記録した地震でありながら被害の個所数は概して少なく、被害の程度も軽微なものが多かった。また、地震動による施設の破壊だけでなく、津波による破壊があったことも大きな特徴と言える。ここに示した被害事例には、余震の地震動により発生（または被害の拡大）した事例も含まれる可能性が高いが、資料調査という手法を採用したため本震と余震の影響を区分することは困難であった。

### 2.4.2 収集した資料の概要

本研究で収集した資料は、太平洋岸の4県であり、資料の総数は33件であった。岩手県からは被害報告が16件との回答があったが、被害の詳細のわかる事例は2件であった。

表-4.1 施設被害の報告数と内訳

	個所数	内訳			原因		備考
		急傾斜地対策施設	砂防施設	地すべり対策施設	津波	地震動	
岩手県	16	16	0	0	2	0	津波による落石防護策の変形 法柵工の背面の土砂の流出など
宮城県	9	4	4	1	0	9	地震動による施設の変状の事例が多い 法柵工の斜面崩落1箇所
福島県	6	4	2	0	0	5	農地ダムの決壊による護岸被害を含む 他は地震動による護岸・よう壁の被害
茨城県	2	1	0	1	0	2	急傾斜地対策施設の斜面にクラックが生じた。
合計	33	25	6	2	2	16	

### 2.4.3 東日本大震災による被害の特徴

被害を受けた施設の内訳を見ると、急傾斜地対策施設の被害が最も多く、全体の76%を占めた。砂防施設がそれにつき、全体の18%となり、地すべり対策施設の被害は2件のみで全体の6%となった。また、砂防施設の被害を見ると、護岸工のクラックやズレといった被害ばかりで、砂防堰堤の被害は見当たらない。以下に特徴的な事例を紹介する。

宮城県黒崎地区の急傾斜地施設の被害状況を写真-4.1に示す。山頂付近の遷急線下の急斜面をなす岩盤が崩落している。今回の災害事例では、斜面全体が崩落した施設被害の事例は本件だけである。写真-4.2は、岩手県内で発生した津波による施設被害の状況である。コンクリート擁壁には目立った被害は無いが、上部の落石防護策が破壊されている。岩手県の資料によれば、同様の施設被害が多かったとされている。



写真－4. 1 宮城県黒崎地区被害状況  
遷急線下部の岩盤斜面の崩落



写真－4. 2 岩手県湊地区被害状況  
津波による落石防護策の被害



写真－4. 3 福島県原瀬川の被害状況  
護岸工継目でズレが生じている



写真－4. 4 茨城県宮町地区の被害状況  
斜面上部の地盤に発生したクラック



写真－4. 5 宮城県東田地区の被害状況  
法枠工の背面の地盤がズレている



写真－4. 6 福島県大町地区の被害状況  
ブロック擁壁に生じたクラック

写真一4. 3は福島県で発生した砂防施設による被害である。急傾斜地の対策施設の被害も、同様な擁壁のズレなどが多い。写真一4. 4は、茨城県内の急傾斜地で生じた斜面の変状である。この事例と同様な被害（斜面上部に亀裂が現れたもの）も3件報告された。写真一4. 5は法枠工の背面の地盤が地震動により法枠より剥離した状況である。岩手県においても同様な変状の報告がある。写真一4. 6は、急傾斜地対策施設として設置されたブロック擁壁に生じたクラックである。施設被害の件数としては、この事例に類似の擁壁の継ぎ目のズレや擁壁のクラックなどの件数が大半であった。

#### 2.4.4 他の地震災害による施設被害との比較

平成7年に発生した兵庫県南部地震では、地震被害の激しかった六甲山系および淡路島北部地域を対象地域として、地震による砂防施設・急傾斜地対策施設への被害を現地で確認する詳細な調査の記録が残されている<sup>1)</sup>。この施設被害の記録を概観すると、以下に示すようである。

- 1) 被害を受けた施設は、地震により動いたと考えられる活断層の周辺に分布が集中している。また、全735基の調査対象の砂防堰堤のうち、被害を受けた施設数は21基であった。また、護岸工への被害は、調査総延長175kmに対して26箇所であった。
- 2) 砂防堰堤（床固工を含む）への被害は、古い時代に設計された空石積の施設の一部が破壊したものの、それ以外は堤体への軽微なクラックばかりで、施設の機能に重大な影響を与える被害は見られなかった。護岸工への被害は、被害の記録された26件のうち、クラックの発生や拡大が10件（38%）、護岸の破壊したものが残りの16件（62%）を占めた。また、破壊した範囲は局所的な破壊事例が多く、応急処置で出水期への対応が可能なものであったと記録されている。
- 3) 急傾斜地対策施設に対する被害は、神戸市・西宮市・芦屋市・宝塚市・津名町・淡路町・南淡町において、全施設数87箇所に対して現地確認により調査し、半数を超える46箇所では何らかの被害・変状が確認された。ただし、被害の程度としては大半が幅1cm以内のクラックの発生などであり、施設の機能を完全に損ねるような被害を受けた事例はなかったと報告されている。

東日本大震災による砂防施設等への被害状況と兵庫県南部地震による被害を以下に比較する。被害の数被害は、対象面積の小さい兵庫県南部地震によるものが多く、また東日本大震災では被害の記録されなかった砂防ダムへの被害が兵庫県南部地震では記録されている。こうした結果は、兵庫県南部地震が内陸直下型地震であったため、局所的な激しい地震動が生じた影響によるものではないかと考えられる。

また、①被害が軽微なものが多く、施設の機能を損なうような重大な被害は少なかったこと、②急傾斜地対策施設の被害数が砂防施設の被害数を上回ったことなどは、いずれの地震事例においても共通する特徴であった。

#### 2.4.5 おわりに

砂防施設は本来、計画規模の災害を想定して計画・設計が行われる。また、対象とする現象の発生頻度が数十年から数百年に一度程度のまれな現象を扱っているため、施設の老朽化に十分な耐性を備えることが求められる。前述のとおり、本震災における砂防関係施設の被害が軽微な事例が多かったことから、現行の施設が本震災程度の地震動に対して構造的な安全性を確保していることが示されたものと考えられる。また、擁壁の継目のズレやクラックなど、地震により生じやすい施設被害のパターンも確認された。このような施設被害については、今後の設計基準等の改訂などに際して、改善すべき検討課題として取り上げることも有効ではないかと考えられる。

津波による施設被害については、東日本大震災による砂防関係施設の被害の特徴の一つである。急傾斜地対策施設は、海岸部の平地と周辺の高台との間に設置される場合が多く、安全な避難ルートを確保できるような構造（例えば、コンクリート構造物と一体となり津波で被災しない階段やスロープなど）とすることなどの工夫は必要と考えられる。

#### 【参考文献】

- 1) 青木ら「兵庫県南部地震による砂防関係施設の被害と耐震性」(1997・土木技術資料 39-3)

## 2.5 土砂移動によるライフライン等への被災が社会的経済的側面に与えた影響

### 2.5.1 はじめに

今回の地震により多くのライフラインが被害を受けた。特に沿岸域では、津波による落橋により、鉄道・道路の分断、港湾施設の破壊、強震動による段差の発生とこれに伴うガス・水道・電気等、ライフラインは壊滅的な状況となった。一方、土砂移動によるライフラインへの被災は、落石による道路の一時的な寸断は多数報告されているが、津波被害に比べると比較的少ない。主なライフラインの被災に関しても、土砂移動によるものか否かは明確になっているわけではないが、山間地域での道路等への土砂移動はガス・水道・電気等のライフラインへの影響を与えている。ここでは、土砂移動によるライフラインへの被災状況と、その被害が社会的に与えた影響、経済的に与えた影響を関係機関のHP資料から整理した。

### 2.5.2 土砂移動によるライフラインの被害状況

#### 2.5.2.1 交通網の被害と復旧

道路被害として最も大きな被害を発生させたのは、津波による落橋や瓦礫によるものであるが、土砂移動による道路被害も多く発生している。特に、転石や盛土部分の地すべり的な土砂移動が無数に発生しており、交通障害として大きな影響を与えた<sup>1)</sup>。

鉄道等は常磐線から八戸線までの海岸線の7線区で、津波の影響により現在も運転が再開されていない区間が集中している。津波を受けた路線以外では新幹線で約1750箇所、在来線で約5250箇所の被害が報告されているが、落石や盛土の土砂移動等に対する集中的な復旧作業により早期に運転が再開されている<sup>2)</sup>。

道路被害は、土砂災害の多発域(図-5.1参照)である岩手県、宮城県、福島県に集中している。この3県での道路被害額(全体)は、岩手県で約252億円<sup>4)</sup>、宮城県で約1900億円<sup>5)</sup>、福島県で約404億円<sup>6)</sup>となっており、近隣の茨城(約86億円)<sup>7)</sup>と比較しても膨大な額となっている。

道路の復旧は、復興基盤の最優先としての緊急輸送道路として3月12日に高速道路の機能および国道4号線を確保、4月10日には応急復旧を概成させている<sup>8)</sup>。

一方、大規模な土砂災害による被害箇所では、崩壊による斜面の不安定化、地すべりの再活動が懸念され復旧に時間を要している。12月19日現在において、未開通(迂回路確保)の国道45号線(宮城県石巻市河北町大字成田地内)は地すべりによる区間である。

その他、宮城県内の全面通行止め9区間のうちの3区間(地すべり・土砂崩落)、茨城県内の4区間のうちの2区間(地すべり対策・落石対策)など、土砂移動により復旧が長期化している。

長野県北部地震では、長野県および新潟県で土砂移動により国道117号線、405号線および県道で被害が発生した。これらは国道117号線飯山市市川橋から新潟県境(道路陥没)、県道長瀬横倉線長瀬橋から横倉駅(崩壊)の2区間を除き4月11日には通行止めが解除となっている。

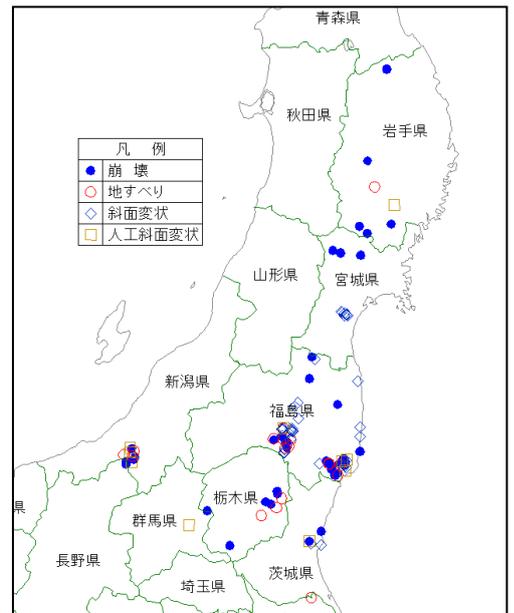


図-5.1 土砂災害の集中域<sup>3)</sup>

独) 防災科学技術研究所HP 土砂災害リストを参考に作成



図-5.3 国道45号線未開通区間(迂回路確保)<sup>10)</sup>

東北地方整備局 仙台河川国道事務所  
防災情報 平成23年3月13日より



図-5.2 国道4号線福島県福島市伏拝地区復旧前後の状況<sup>9)</sup>

東北地方整備局 道路部 緊急情報/防災情報 平成23年3月31日17:20

鉄道被害のうち、東北新幹線では土砂移動による被害は報告されておらず、本震・余震含め約 1750 箇所被害箇所を 4 月 29 日までに復旧し全線で運転を再開した。

一方、在来線では約 5250 箇所のうち、落石による約 30 箇所を含む 7 路線の被害が報告されている。これらの復旧作業では、津波による運休を除き山田線・大船渡線・気仙沼線が 4 月、石巻線・仙山線が 5 月、八戸線が 8 月、常磐線が 10 月に運転を再開している<sup>11)</sup>。

長野県北部地震では、JR 飯山線の森宮野原から横倉の区間で盛土の崩壊による被害が発生(図-5.4)したが、早期復旧対応により 4 月 29 日に運転を再開している。



図-5.4 JR 飯山線の被災状況  
(榎環境地質 稲垣秀輝氏 3 月 31 日撮影)

### 2.5.2.2 水道供給被害と復旧

水道供給の被害は、地震発生時に約 220 万戸の断水戸数が報告されている。これらのうち、津波による家屋流失地域は 46,818 戸<sup>12)</sup>であり、それ以外は地表面の変動(断層性)や土砂移動によるものである。

津波以外の地区に関して、土砂移動のみによる被害は整理されていないが、12 月 22 日現在、復旧がなされていないのは福島県福島市の法面崩落による避難指示地域の 19 戸のみとなっている<sup>10)</sup>。それ以外の地域は 9 月 2 日に復旧を完了している。

長野県北部地震では、土砂災害による被害が多く、特に被害が大きかった長野県栄村では新潟県の復旧(3 月 28 日)に比べ 2 週間以上長期化している<sup>12)</sup>。

### 2.5.2.3 電力供給被害と復旧

電力供給の被害は、3 月 11 日の本震による発電所の停止と送電施設の被害により、東北電力管内で約 466 万戸<sup>13)</sup>、東京電力管内で約 405 万戸<sup>14)</sup>が停電した。これらのうち、土砂移動が関与したものは明確に分離できないが、山間地域を通過する道路で発生した地すべり等では、電柱の倒壊や電線の断線が発生している。3 月 11 日には早期調査が行われ被害戸数が

が発表されている。東京電力管内では土砂移動による影響は発表されていないが、東北電力管内では、地すべりや転石による被害が報告されている。転石による影響は 2 箇所、地すべりによる影響は、3 月 15 日に 5 箇所、3 月 16 日に 11 箇所、3 月 17 日に 12 箇所、3 月 25 日に 13 箇所、4 月 1 日に 14 箇所、4 月 7 日に 17 箇所、4 月 13 日 20 箇所と報告されている<sup>13)</sup>。

電力の供給は、土砂災害の被害報告がない東京電力管内では 3 月 19 日 18 時時点で全て復旧しているのに対して、東北電力管内では 6 月 18 日の復旧となっている。

### 2.5.2.4 ガス供給被害と復旧

社団法人日本ガス協会の報告<sup>15)</sup>では、ガス供給の被害は地震発生時に青森から神奈川の 8 県下で約 40 万 2 千戸となっている。このうち土砂移動による影響は不明である。

これら被害は、1 法人・59 事業者の復旧活動により、5 月 3 日に復旧活動を終了している。

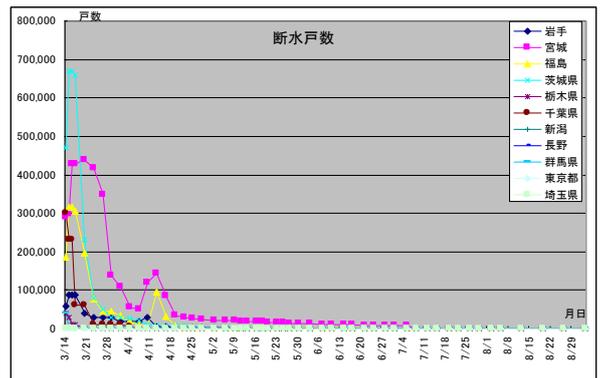


図-5.5 断水戸数と復旧状況(東北地方)<sup>10)</sup>

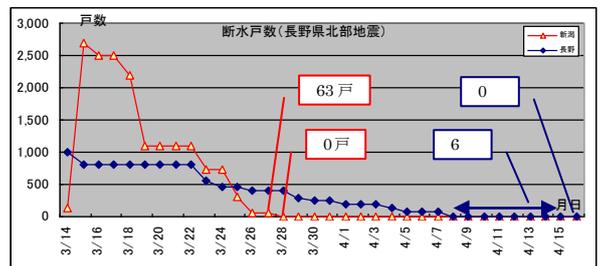


図-5.6 断水戸数と復旧状況(長野北部)<sup>12)</sup>

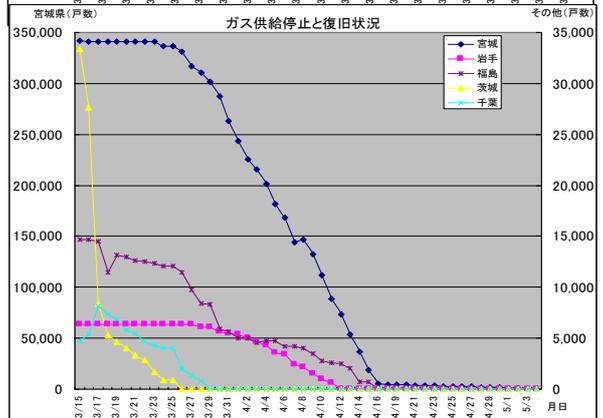
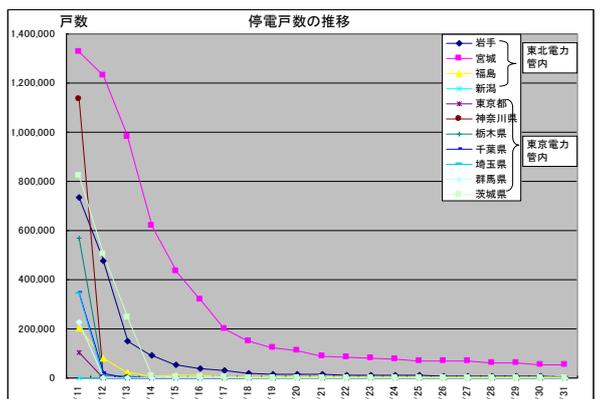


図-5.8 ガス供給停止戸数と復旧状況<sup>15)</sup>

### 2.5.2.5 通信手段の被害と復旧

NTT 固定電話や携帯電話の電話線および基地局被害により、長期不通話期間が発生した。NTT 固定電話では約 150 万回線が不通（3 月 13 日）、携帯電話では約 14,800 局の停波基地局（3 月 12 日）が発生した<sup>16)</sup>。これらの被害のうち土砂移動による影響は不明である。NTT では地震発生当日に通話規制が行われたが翌日には解除されている。被害の復旧は、4 月中旬（ソフトバンク）～4 月末（NTT, AU）に概ね完了している<sup>17)・18)</sup>。

### 2.5.3 土砂移動によるライフライン等への被災が社会的・経済的側面に与えた影響

6 月 24 日時点で内閣府から発表された被害額推計<sup>19)</sup>では、建築物等の被害額約 10 兆 4 千億円、ライフライン施設の被害約 1 兆 3 千億円、社会基盤施設の被害約 2 兆 2 千億円、農林水産関係の被害約 1 兆 9 千億円、その他約 1 兆 1 千億円、総計で約 16 兆 9 千億円であり、阪神淡路大震災の総計約 9 兆 6 千億（国土庁）を大きく上回っている。

この大規模かつ広範囲な被害の主たる原因は、地震時の地盤変動と津波によるものであり、土砂移動による影響は霞みがちであるが、土砂移動による被害は復旧作業を困難にさせ復旧に要する時間を更に長期化させている。

地震そのものによる社会的・経済的影響と土砂移動による影響を分離し、定量的に評価することは非常に難しいが、以下に土砂移動が与えた影響を推定も含め整理する。

#### 2.5.3.1 社会的側面に与えた影響

土砂移動によるライフライン被害により復旧までに長期間を要することで、社会基盤の復旧作業そのものを長期化させ復旧作業全体に影響を及ぼした。

土砂移動による道路被害により、交通流通は長期間遮断されており、現時点でも土砂移動による被害箇所の復旧がなされていない地区が残っている。これは土砂移動特有の被害であり、崩壊の拡大、地すべりの再活動化等によるものである。このような土砂移動に伴う崩壊拡大や地すべりの危険性は、ライフライン全般に及んでいる。

宅地や道路の盛土区間でも、地すべり発生による影響を調査し安全性を確保するまでの期間は復旧対応できないことによる長期化や、通常の復旧作業に比べ土砂移動対策を実施するための長期化という形で影響をあたえた。また、崩壊や地すべりが発生した箇所の周辺に位置する急傾斜地や地すべり危険箇所では、余震による土砂移動の危険性が懸念され社会的不安を増大させた。自主避難も含め、避難勧告による避難世帯は約 1300 世帯（うち長野県北部地震は約 800 世帯）であった<sup>20)</sup>。

余震も含め震度 5 以上の地域内にある土砂災害危険箇所は、212 市町村 32,392 箇所に及んだ<sup>21)</sup>。土砂移動の危険性の判断は専門家に依存するため、国土交通省の TEC-FORCE による点検（復旧も含め、のべ人員 18,115 名、機材のべ 24,786 台）や専門家による危険度評価（点検）が実施された。

このように土砂移動による社会的側面に与えた影響では、復旧の長期化、崩壊・地すべり拡大による社会的不安、膨大な復旧対応人員が主となっている。

#### 2.5.3.2 経済的側面に与えた影響

経済的な影響では、工場被害による生産力減少（全国に影響）や自粛による経済の冷え込み、雇用の減少による経済の非活性化が挙げられる<sup>22)</sup>。これらは土砂移動による影響のみではなく、大規模災害が発生した場合に一般的に言えることである。

土砂移動による直接的な影響は、ライフライン被害の復旧までに長期間を要することで、経済的にも影響を及ぼしている。一般的な復旧作業に比べ、土砂移動による被害では調査期間の長期化や対策施設の設計・施工費用が負担増となる。交通網は経済流通の基盤であり、交通網の復旧の遅れは経済復旧の遅れにつながり、復旧全般に影響を及ぼしている。造成地や山間地における地すべりや急傾斜地での崩壊は、個人の資産的被害を増大させている。特に地すべりの発生は、水道や下水道、ガス等の地中配管を寸断させ大きな被害を発生させた。造成地の地すべりや急傾斜地の崩壊は、宅地そのものの資産価値も低下させる。

土砂移動による文化財や観光資源の大きな被害は報告されていないが、東松島市や松島周辺の海岸斜面での崩壊が報告されている<sup>23)・24)</sup>。海岸斜面の崩壊は、津波による市街地の甚大な被害に比べれば小規模ではあるが、海溝型地震による崩壊の特徴といえる。景観は復旧困難な観光資源であり、経済面に与えた影響は大きい。

土砂移動による経済的側面に与えた影響では、直接的な影響として一般的な復旧に対して対策施設を伴うことによる復旧費用の増加や資産価値の低下、間接的な影響として復旧の長期化による経済流通の遅れや文化財の被災に伴う経済活動への影響が主となっている。

#### 2.5.4 まとめ

本章では、東北地方太平洋沖地震被災範囲の関係機関の資料に基づき、土砂移動によるライフライン等への被災が社会的経済的側面に与えた影響を整理したが、津波による被害が甚大であり土砂移動に特化した報告事例は非常に少ない。土砂災害のみを数値的に分離した報告も限られているため、定量的な評価は困難であり一般的（定性的）な整理となった。

## 参考文献

- 1) 国土技術政策総合研究所, 独立行政法人土木研究所 平成 23 年 7 月  
平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震土木施設災害調査速報  
<http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/0826/>
- 2) 東日本旅客鉄道株式会社 2011 年 4 月 5 日  
東日本大震災による地上設備の被害と復旧状況について
- 3) 独立行政法人防災科学技術研究所  
土砂災害リスト: 2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震  
<http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/disaster/tohokukantoeq2011-w02/tohokukantoeq2011-w02.html>
- 4) 岩手県 平成 23 年 8 月  
岩手県東日本大震災津波復興計画 復興基本計画 参考資料
- 5) 宮城県土木部 平成 23 年 9 月  
東日本大震災の記録 (暫定版)
- 6) 福島県土木部 平成 23 年 4 月 27 日  
東北地方太平洋沖地震による土木部関連公共施設等の被害について (第 2 報)
- 7) 茨城県土木部  
日本大震災に伴う被害及び復旧状況について (6 月 10 日現在)  
[http://www.pref.ibaraki.jp/cms/doboku/hotnews/tosei/files/110610\\_s-hisai.pdf](http://www.pref.ibaraki.jp/cms/doboku/hotnews/tosei/files/110610_s-hisai.pdf)
- 8) 国土交通省道路局 平成 23 年 12 月 19 日 10:00 現在  
平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (道路関係)  
<http://www.mlit.go.jp/road/bosai/infolist3.html>
- 9) 東北地方整備局道路部 緊急情報/防災情報 平成 23 年 3 月 31 日 17:00  
[http://www.thr.mlit.go.jp/bumon/kisya/saigai/images/34032\\_1.pdf](http://www.thr.mlit.go.jp/bumon/kisya/saigai/images/34032_1.pdf)
- 10) 東北地方整備局仙台河川国道事務所 【防災情報】(記者発表) 第 18 報  
[www.thr.mlit.go.jp/bumon/kisya/saigai/images/33533\\_1.pdf](http://www.thr.mlit.go.jp/bumon/kisya/saigai/images/33533_1.pdf)
- 11) JR 東日本グループ 社会環境報告書 2011  
[http://www.jreast.co.jp/eco/pdf/pdf\\_2011/all.pdf](http://www.jreast.co.jp/eco/pdf/pdf_2011/all.pdf)
- 12) 厚生労働省 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の被害状況及び対応について  
第 11 報 (2011 年 3 月 14 日) ~ 第 108 報 (2011 年 11 月 25 日)  
<http://www.mhlw.go.jp/stf/houdou/2r98520000014xn6.html>
- 13) 東北電力 HP 緊急情報 平成 23 年 3 月 11 日 16 時現在~平成 23 年 6 月 18 日  
<http://www.tohoku-epco.co.jp/m/emergency/9/index.html>
- 14) 東京電力 HP プレスリリース 宮城県地震における当社設備への影響について  
平成 23 年 3 月 11 日午後 6 時 30 分現在~平成 23 年 3 月 20 日  
<http://www.tepco.co.jp/cc/press/index1103-j.html>
- 15) 社団法人日本ガス協会 東日本大震災情報 都市ガス供給の停止状況  
第 1 報(平成 23 年 3 月 11 日 21 時)~第 60 報(平成 23 年 5 月 4 日 10 時)  
<http://www.gas.or.jp/tohoku/press/index.htm>
- 16) NTT 東日本 HP 報道発表資料 東北方面を中心とした地震による通信サービス等への影響について(第 2 報)  
(平成 23 年 3 月 11 日) ~ 東日本大震災による被害の復旧状況及び今後の対応について(平成 23 年 4 月 27 日)  
<http://www.ntt-east.co.jp/release/>
- 17) KDDI(株)HP 重要なお知らせ 東北地方を中心とした地震の影響について(第 2 報: 3 月 11 日 15 時現在) ~  
東日本大震災の影響について(復旧報: 5 月 2 日 10 時)  
<http://www.kddi.com/news/important/>
- 18) ソフトバンクモバイル(株)HP プレスリリース 基地局復旧の取り組みについて(2011 年 4 月 28 日)  
[http://www.softbankmobile.co.jp/ja/news/press/2011/20110428\\_01/](http://www.softbankmobile.co.jp/ja/news/press/2011/20110428_01/)
- 19) 内閣府(防災担当) 東日本大震災における被害額の推計について(平成 23 年 6 月 24 日)  
<http://www.bousai.go.jp/oshirase/h23/110624-1kisya.pdf>
- 20) 国土交通省 東日本大震災災害情報(第 104 報) 平成 23 年 12 月 19 日 10 時現在  
[http://www.mlit.go.jp/saigai/saigai\\_110311.html](http://www.mlit.go.jp/saigai/saigai_110311.html)
- 21) 国土交通省河川局砂防部 東北地方太平洋沖地震等に伴う土砂災害危険箇所の緊急点検結果について(平成  
23 年 6 月 6 日)  
[http://www.mlit.go.jp/report/press/river03\\_hh\\_000341.html](http://www.mlit.go.jp/report/press/river03_hh_000341.html)
- 22) 内閣府 東日本大震災の経済的影響とその対応について(平成 23 年 4 月)  
<http://www5.cao.go.jp/keizai/bousai/pdf/keizaitekieikyoku-taiou.pdf>
- 23) 桧垣大介 東北地方での斜面変動発生状況と今後の調査(社)日本地すべり学会  
[http://www.landslide-soc.org/news/2011/2011042207\\_higaki.pdf](http://www.landslide-soc.org/news/2011/2011042207_higaki.pdf)
- 24) 宮城豊彦 東日本大震災における東北地方の被害状況(社)日本地すべり学会  
[http://www.landslide-soc.org/news/2011/2011051301\\_miyagi.pdf](http://www.landslide-soc.org/news/2011/2011051301_miyagi.pdf)

## 2.6 岩手県一関市・二戸市における地震に伴う住民聞き取り調査

### 2.6.1 調査手法

地震時において震災時の住民の行動や地震に対する印象、行政への意見・要望等に関する聞き取り調査を実施した。本調査は、2011年5月18日と9月26日に一関市、2011年10月20日に二戸市で実施した。聞き取り調査の対象人家は2.1の岩手県内の土砂災害発生状況と分析で述べた地震で新規に崩壊の発生した箇所周辺の人家を抽出した。その内訳は、一関市-10名、二戸市-4名である。全て個別訪問形式で行った。

表 6-1 聞き取り調査内容

	実施日	手法	質問項目数
一関市	2011/5/18	1戸ずつ訪問	全 30 問
	2011/9/26		
二戸市	2011/9/29		



写真 6-1 一関市三室平の住民聞き取り調査 (2011/9/26 撮影)

聞き取り調査は、上述したように震災時の住民の行動や地震に対する印象、行政への意見・要望等を含めた全 30 問となっている (表 6-2)。

表 6-2 個別聞き取り調査項目

		質問項目
3月11日 に関して	Q1	地震の認知
	Q2	地震を感じた場所
	Q3	地震時の行動
	Q4	地震を感じた瞬間の行動
	Q5	地震を感じた場所の詳細
	Q6	家具の動き
	Q7	住宅全体の揺れ
	Q8	住宅への被害
	Q9	屋外の様子
	Q10	揺れてる時間
	Q11	最も強く感じた瞬間
	Q12	地震の怖さ
	Q13	岩手・宮城内陸地震と比較して
4月7日 に関して	Q14	地震の認知
	Q15	地震を感じた場所
	Q16	地震時の行動
	Q17	地震を感じた瞬間の行動
	Q18	地震を感じた場所の詳細
	Q19	家具の動き
	Q20	住宅全体の揺れ
	Q21	住宅への被害
	Q22	屋外の様子
	Q23	揺れてる時間
	Q24	最も強く感じた瞬間
	Q25	地震の怖さ
	Q26	岩手・宮城内陸地震や3.11と比較して
防災意識 に関して	Q27	震災前後での防災意識の変化
	Q28	日頃からの取り組み
意見・要望	Q29	被害最小限化に必要な事
	Q30	行政への要望

## 2.6.2 調査結果

### 2.6.2.1 一関市 [本震について]

一関市における本震時（2011年3月11日）の聞き取り調査結果については次の通りである。

・地震発生時の行動としては、「身の危険を感じたが屋内にとどまった」との回答が多かったが、中には「意識して・とっさに外へ逃れた」とする回答も見られた。また、発生時間が午後15時あたりであったため、車を運転していた人や農作業をしていた人は、その場で立ち往生していたという（その他に含まれる）（図6-1）。

・家全体の揺れとしては、「激しく揺れたとする」回答が最も多く、「倒れんばかりに揺れた」と回答した住民は一人もいない（図6-3）。

・住宅への被害としては、「幸い、全然なかった」との回答が10名中2名であり、ほとんどの住宅で何らかの被害を受けている。被害の形態としては、「額がはずれたり、掛物が落ちた」という軽度のものから、「家の傾きが目立った」という重度のものまで様々である。また、巨礫が落ちてきて倉庫が大破したという回答もあった（図6-5）。

・地震の揺れている時間としては、「非常に長かった～いつ終わるとも知れなかった」とする回答が多かった（図6-7）。

・地震を最も強く感じたのは「かなり速い繰り返しの横揺れ」とする回答が多い。また、その後「ドンと突き上げてくるような縦揺れ」に変化したと答えた住民もいた（図6-9）。

・地震の怖さの程度としては、「かなり怖かった～非常に怖かった」という回答が多い。だが、固い地盤の上に住んでいる住民には「なんとも思わなかった」と答えた人もいた（図6-11）。

・過去の地震（岩手・宮城内陸地震など）との印象を聞いたところ、怖さ・大きさ共に東日本大震災の方が圧倒的とする回答が多かった。だが、岩手・宮城内陸地震発の影響で田んぼの水の跳ね返りを目撃した住民は、当時の地震に対する恐怖感が勝っていると言っていた（図6-13）。

#### 2.6.2.2 一関市〔余震について〕

一関市における余震時（2011年4月7日）の聞き取り調査結果については次の通りである。

・余震発生が遅い時間であったため、聞き取り対象者全員が家にいた。10人中4人は就寝、残りの6人のうち4人は横になっていた（テレビを見ていた、寝る準備をしていた）状態であった（図6-15）。

・地震発生時の行動としては、3.11の時に比べ「とっさに屋外に逃れた」住民は少なく、「危険を感じつつも屋内に留まる」人や、「なにもしなかった（できなかった）」という回答が多くなった。

・家全体の揺れとしては、「倒れんばかりに揺れた」という回答はなかったが、「非常に激しく揺れた」という回答が多く見られた（図6-17）。

・住宅への被害では、「幸い、全然なかった（4名）」という回答が多かったが、中には「かなりひび割れが入り、柱の継ぎ目の食い違いも目に付く（1名）」住宅もあった（図6-19）。

・地震の揺れている時間としては、「どちらともいえない」、「長かった」とする回答が多く、揺れの時間としては3.11の時より短く感じた事が伺える（図6-21）。

・地震を最も強く感じたのは「ドンと突き上げてくる感じの揺れ」と回答するものが多かった。また、最も強い揺れを「区別できなかった」とする住民も3名見られた（図6-23）。

・地震の怖さの程度としては、「少々」、「かなり」、「非常に怖いと思った」など様々な回答が得られ、それぞれにおいて感じ方に差が生じる結果となった（図6-25）。

・過去の地震や3.11との印象を聞いたところ、4/7が一番怖かったとする住民が5名、3.11の方が怖かったとす

る住民が2名であった。余震は夜中に発生し、住民もすぐに動ける状態でなかったことからより恐怖感を感じたと考えられる（図6-27）。

### 6.2.3 一関市〔震災後の防災意識の変化、行政への要望・意見〕

なお図示にはしていないが、本震・余震を通して、震災後の防災意識の変化、行政への要望・意見については以下のとおりである。

- ・震災後、防災意識が高まったと回答した住民は10名中7名であった。
- ・防災意識の高まりの中で日頃から取り組むようになった事を聞いたところ、「非常食などの準備（3名）」や「危険箇所の見回り（3名）」、「ご近所同士の連絡（4名）」を挙げる住民が多かった。
- ・今後の自然災害からの被害を最小限に止めるのに必要だと思えることを聞いた。すると、「防災情報を伝達するためのシステム整備（8名）」、「地区の防災活動の活発化（4名のうち3名が〔若い防災リーダーが必要〕と回答）」の2つが多く挙げられた。
- ・行政への希望としては、自宅を含めた付近の修繕を早く行ってほしいとする声が多い。

### 2.6.2.4 一関市のまとめ

本震と余震の違いとして挙げられるのは、「住宅への被害」「揺れの時間」、「強く感じたときの揺れ」、「地震の怖さ」の4点である。1点目の「住宅への被害」は、本震によるものが多く、その被害形態が様々であったのに対し、余震では被害を受けなかった住宅がほとんどなかった。これは、本震によって、潜在的に被害を受け得る箇所が先に被災したとも考えられるが、詳細は不明である。2点目の「揺れの時間」は、本震の方が余震よりも長時間の揺れが続いていたことが分かった。3点目の「強く感じたときの揺れ」は本震では「かなり速い繰り返しの横揺れ（8名）」と回答した住民が多いのに対し、余震では「ドンと突き上げてくる感じの揺れ（5名）」との回答が最多であった事から、本震と余震では地震動にも違いがみられる結果となった。4点目の「地震の怖さ」は、過去の地震との比較からも分かるように、余震に対して恐怖感を感じた住民が多い結果となった。その理由としては、余震が、住民が就寝あるいは横になって休んでいるときに発生し、夜中であったためにうまく身動きが取れなかったことが要因の1つとして考えられる。

また、明るい時間帯に地震が発生すると、とっさに屋外へ逃げようとする住民が多かったことが分かった。だが、聞き取りの中で「巨礫が落ちてきて、倉庫が大破した」との証言もあったので、地震時に慌てて外に逃げる事は、非常に危険を伴うことであると言える。住民は、地震が起こったらまずテーブルなどの下に身を隠すことを先決し、その後揺れの収まりと共に戸をあけて出口の確保をする流れを覚えておく必要があるだろう。

### 2.6.2.5 二戸市〔本震について〕

二戸市における本震時（2011年3月11日）の聞き取り調査結果については次の通りである。

- ・4名中3名が自宅におり、残りの1名は外で農作業をしていた。
- ・地震発生時の行動としては、自宅いた住民は「意識して・危険を感じてとっさに外へ逃げた(2名)」者と「身の危険を感じたが屋内に留まった(1名)」者に分かれた(図6-2)。
- ・家具の動きを確認したかと尋ねたところ、「激しく動いた」、「激しく動き、倒れたり落ちたりした」とする回答が1名ずつから挙がった。
- ・家全体の揺れとしては、「激しく揺れた」、「非常に激しく揺れた」とする回答が1つずつあった(図6-4)。
- ・住宅への被害としては、4名中3名は「幸い、全然なかった」と回答した。しかし、残りの1名の自宅の裏側では本震による地すべりが発生した(二戸市石切所杉の沢)。このため、外の塀には無数のひび割れが目立ち、中には崩れ落ちているものも見られた(図6-6)。
- ・地震の揺れの時間については、「長かった(2名)」、「非常に長かった(1名)」との回答に加え、「いつ終わるとも知れなかった(1名)」と答えた住民もいた(図6-8)。
- ・地震を最も強く感じたのは、3名が「かなり速い繰り返しの横揺れ」と回答した。残りの1名は「ドンと突き上げてくる感じの揺れ」と回答した。また、中には、木につかまっていなくて立っていられなかったという人もいた(図6-10)。
- ・揺れの怖さとしては、1名が「非常に怖い」、2名が「かなり怖い」、1名が「なんとも or 少々怖い」と回答した(図6-12)。
- ・過去の地震と比較すると、全員が本震の地震が圧倒的だと回答した(図6-14)。

#### 2.6.2.6 二戸市における余震について

二戸市における余震時(2011年4月7日)の聞き取り調査結果については次の通りである。

- ・地震発生時、全員が自宅にいた。
- ・地震発生時、3名は就寝、1名は寝る直前で横になっていた。
- ・地震が起こった瞬間の行動としては、3名が「身の危険を感じてとっさに外へ逃れた」と回答した。また、1名は本震からの相次ぐ余震で慣れてしまったため、「なにもしなかった」と回答した(図6-15)。
- ・家具の動きとしては、「停電のため確認できなかった」と回答した住民が1名いたが、他の3名は、暗闇ながらも家具の動きを認識していた。動きとしては「わずか・激しく・倒れて落ちたりした」に1名ずつ回答があった(図6-17)。
- ・住宅全体の揺れとしては、2名が「かなり揺れた」、1名が「非常に激しくギシギシ揺れた」、1名が「倒れんばかりに揺れた」と回答した(図6-19)。
- ・住宅への被害としては3名が「幸い、何もなかった」とした。しかし、1名は「かなりひび割れが入り、柱の継ぎ目の食い違いも目に付く」と回答しており、本震だけでなく余震でも住宅への被害が出る結果となった(図6-21)。

- ・地震の揺れている時間としては、2名が「短かった」、1名が「どちらともいえない」、1名が「非常に長かった」と回答しており、若干個人差がみられる（図 6-23）。
- ・地震を最も強く感じたのは、3名が「ドンと突き上げてくる感じの揺れ」の時と回答している。残りの1名も「どちらかという縦揺れ」と回答していることから、余震では縦揺れがメインであったと考えられる（図 6-25）。
- ・地震の怖さに関しては、1名が「なんとも思わない」、2名が「少々怖い」、1名が「絶望的になった」と回答しており、地震の揺れと同様個人差がみられる（図 6-27）。
- ・過去の地震と比較すると、本震との優劣ははっきりとしなかったが、3年前の岩手・宮城内陸地震よりは怖い印象を持っていた。また、余震が多すぎたことから、怖さを感じなくなっている住民もいた（図 6-29）。

### 2.6.2.7 二戸市における震災後の防災意識の変化、行政への要望・意見

なお図示にはしていないが、本震・余震を通して、震災後の防災意識の変化、行政への要望・意見については以下のとおりである。

- ・4名中3名は防災意識が高まったと回答した。
- ・防災意識の高まりの中で、日頃から取り組むようになった事としては、2名が「危険箇所の見回り」と回答した。また、防災意識は高まったものの、住宅の被害が多大であることから何も行動に移せない住民もいた。
- ・今後、自然災害からの被害最小限化に必要な事としては、2名が「危険箇所や防災知識・意識を高める事」、「避難場所や避難路の整備」と回答した。
- ・行政への要望としては、地すべり発生地での排水対策や避難訓練実施を求める声が多く聞かれた。また、家が全壊した家庭への経済支援が少なすぎるといった金銭面での意見も出ている。

### 2.6.2.8 二戸市のまとめ

本震と余震の違いとして挙げられるのは「家全体の揺れ」、「揺れの時間」、「強く感じたときの揺れ」、「地震の怖さ」の4点である。1点目の「家全体の揺れ」としては、余震より本震の方で、揺れの大きさを感じ取った住民が多い結果となった。次に2点目の「揺れの時間」では、本震が余震も長かったとする回答が多く見られ、一関の住民と同じ感覚を持っていた。3点目の「強く感じたときの揺れ」としては、本震では「かなり速い繰り返しの横揺れ」と回答する住民が多かったのに対し、余震では「ドンと突き上げてくる感じの揺れ」との回答が多かった。よって本震と余震で強く揺れたときの揺れ方は別の形態をとっていたと考えられる。最後に4点目の「地震の怖さ」では、本震の方のインパクトが余震よりも強かったというニュアンスの回答が多く挙げられた。一方で、本震後の余震が何度も発生していたことから、地震に対する「慣れ」を覚える住民も存在している。また、行政への要望として印象的であったのが、排水対策を頼んでいた土地で地すべりが発生したことだ。その地すべりには幸運にも人的被害は出なかったが、住宅が下方へ30mも移動する地すべりであったために付近の住民への衝撃はかなり大きかったようだ。

[本震についてのグラフ]

(1) 地震発生時の行動

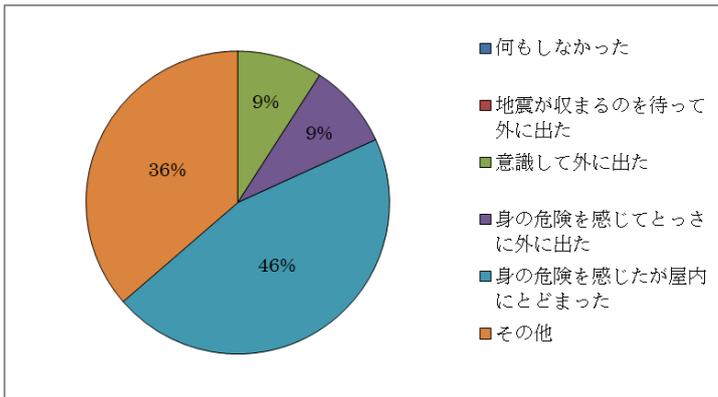


図 6-1 地震発生時の行動（一関 n=10）

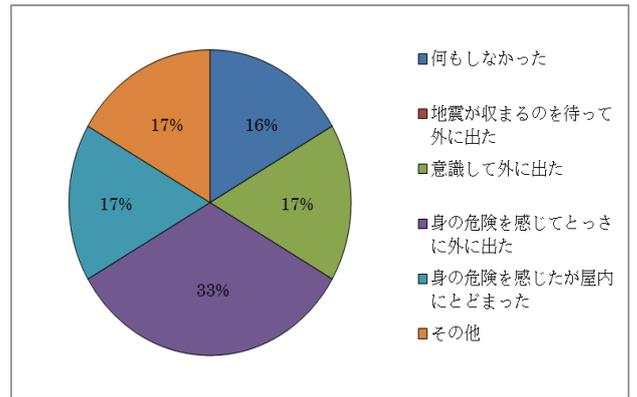


図 6-2 地震発生時の行動（二戸 n=4）

(2) 家全体の揺れ

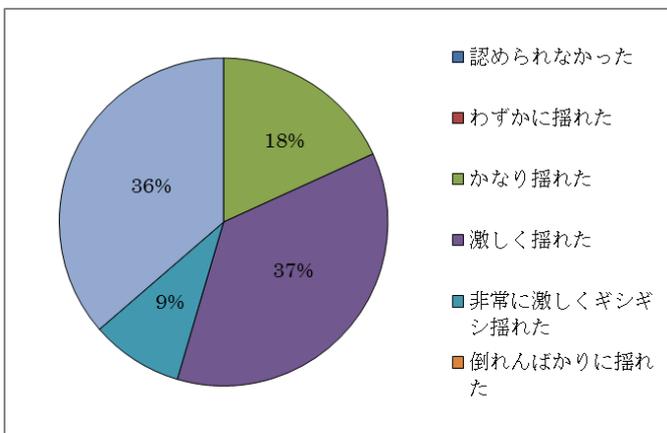


図 6-3 家全体の揺れ（一関 n=10）

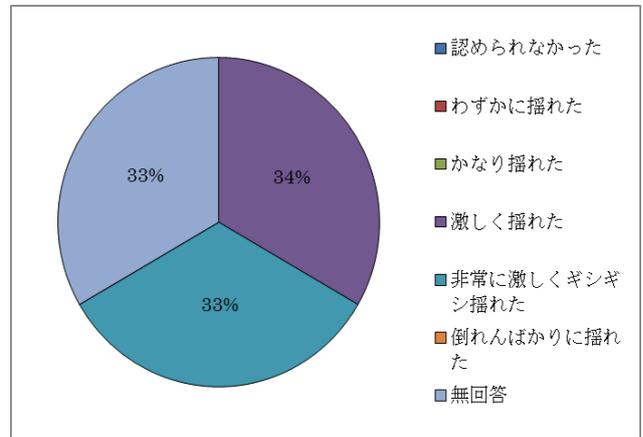


図 6-4 家全体の揺れ（二戸 n=4）

(3) 住宅への被害

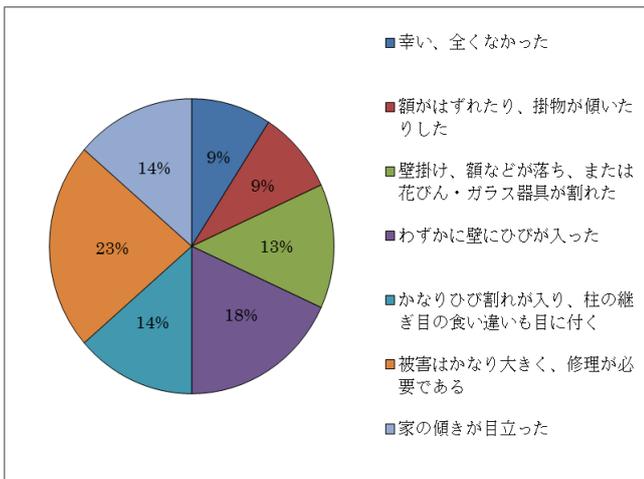


図 6-5 住宅への被害（一関 n=10）

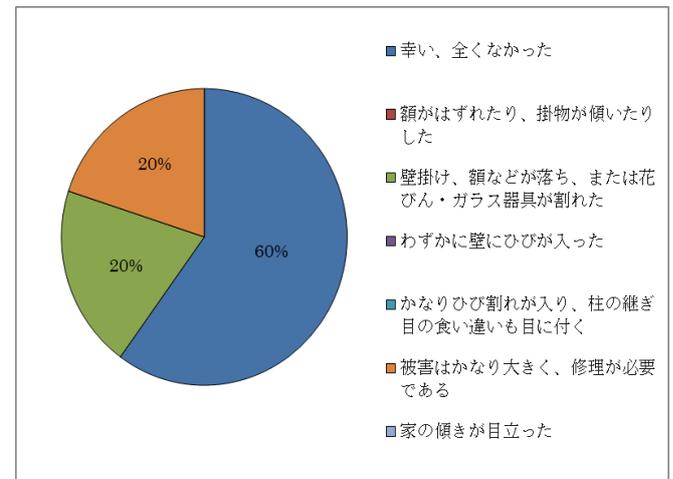


図 6-6 住宅への被害（二戸 n=4）

(4) 揺れの時間

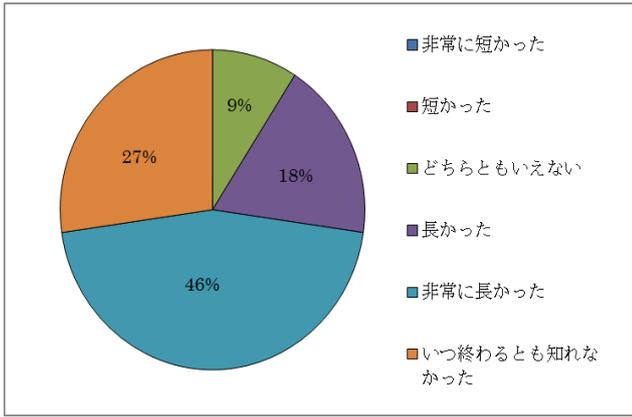


図 6-7 揺れの時間 (一関 n=10)

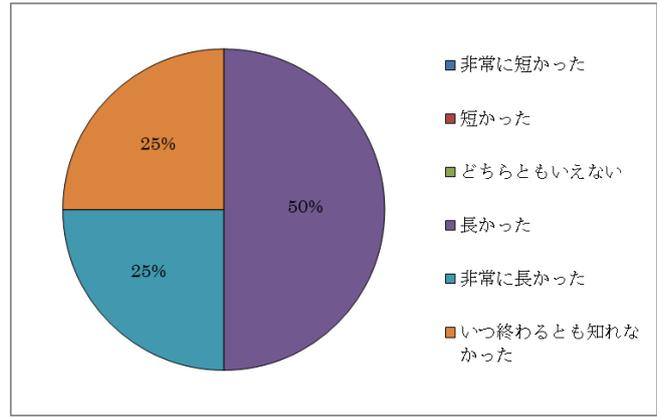


図 6-8 揺れの時間 (二戸 n=4)

(5) 地震を最も強く感じた時の揺れ

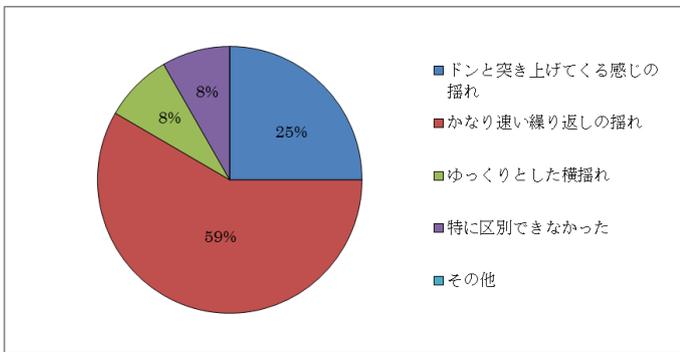


図 6-9 地震を最も強く感じた時の揺れ (一関 n=10)

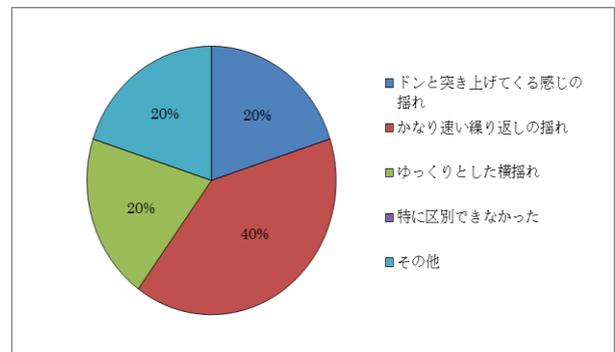


図 6-10 地震を最も強く感じた時の揺れ (二戸 n=4)

(6) 地震の怖さ

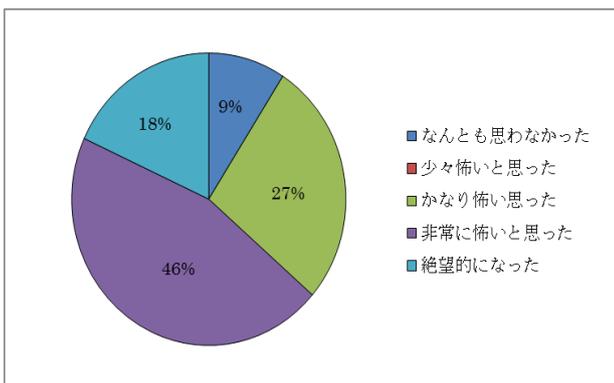


図 6-11 地震の怖さ (一関 n=10)

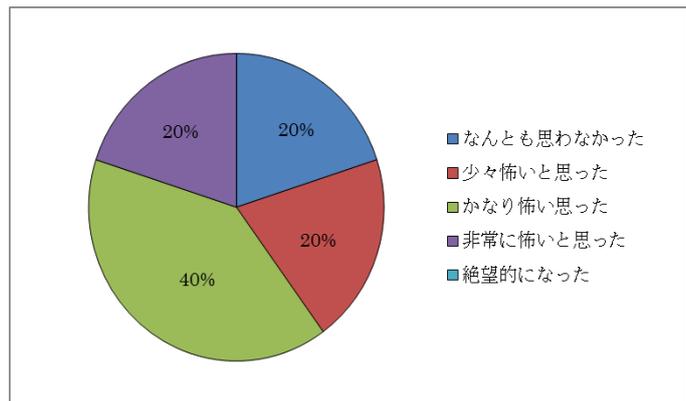


図 6-12 地震の怖さ (二戸 n=4)

(7) 過去の地震（岩手・宮城内陸地震等）との比較

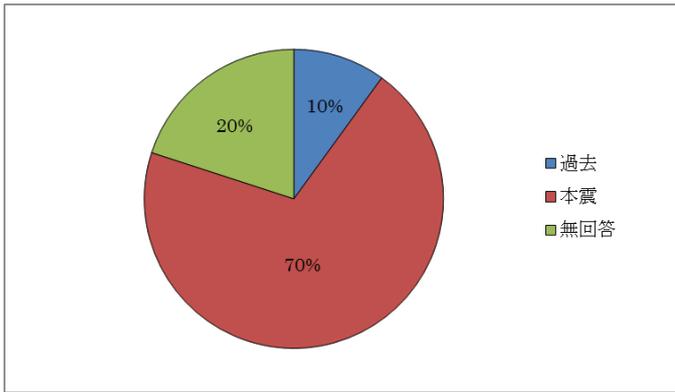


図 6-13 過去の地震との比較（一関 n=10）

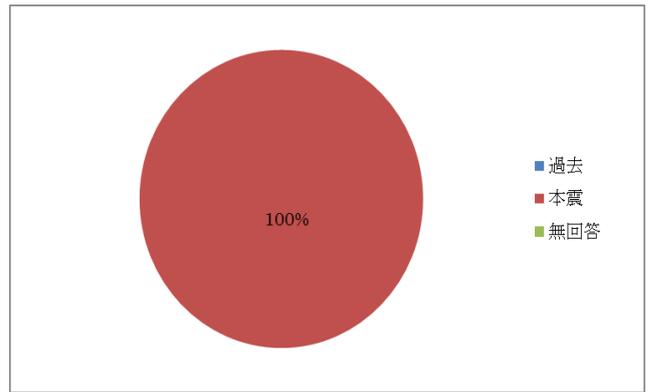


図 6-14 過去の地震との比較（二戸 n=4）

[余震に関するグラフ]

(1) 地震発生時の行動

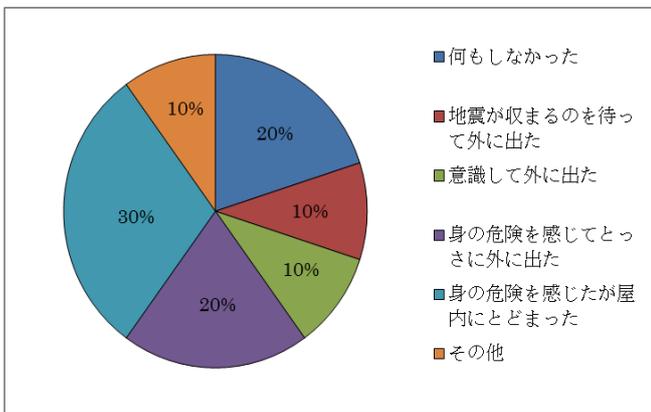


図 6-15 地震発生時の行動（一関 n=10）

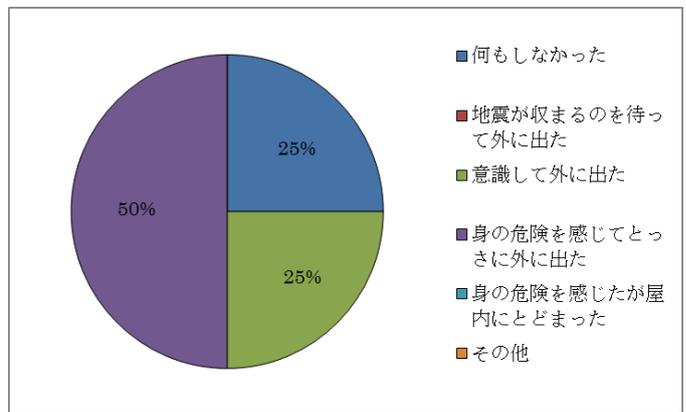


図 6-16 地震発生時の行動（二戸 n=4）

(2) 家全体の揺れ

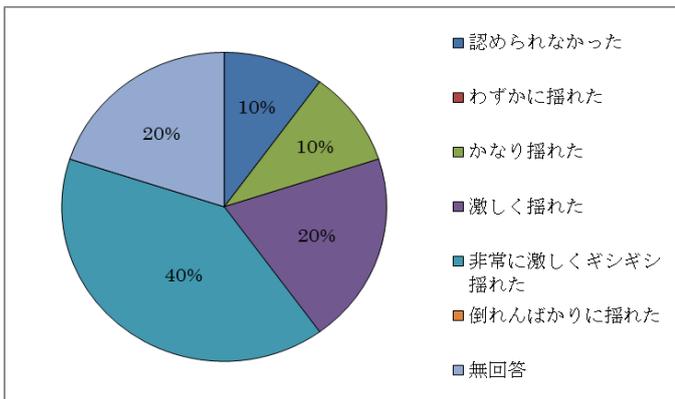


図 6-17 家全体の揺れ（一関 n=10）

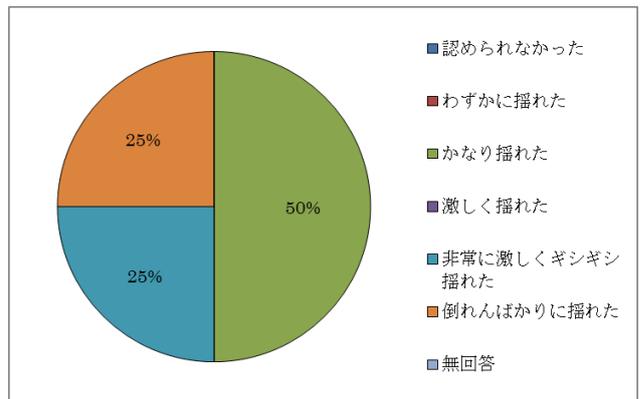


図 6-18 家全体の揺れ（二戸 n=4）

(3) 住宅への被害

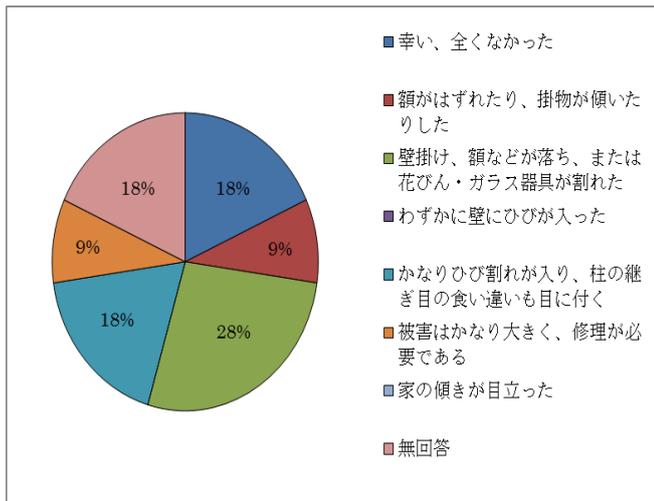


図 6-19 住宅への被害（一関 n=10）

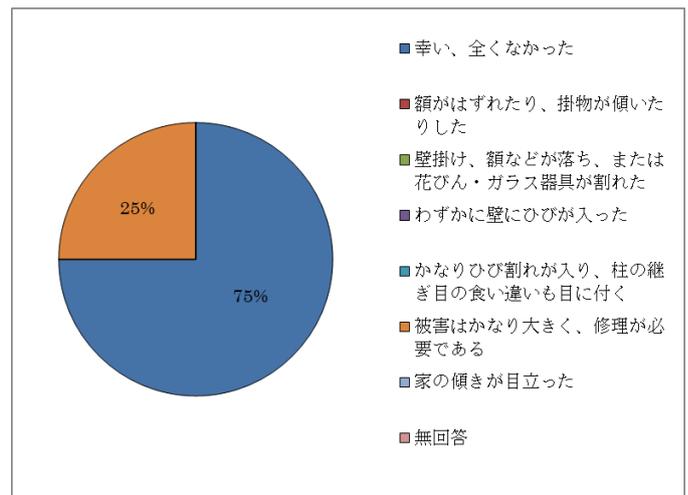


図 6-20 住宅への被害（二戸 n=4）

(4) 揺れの時間

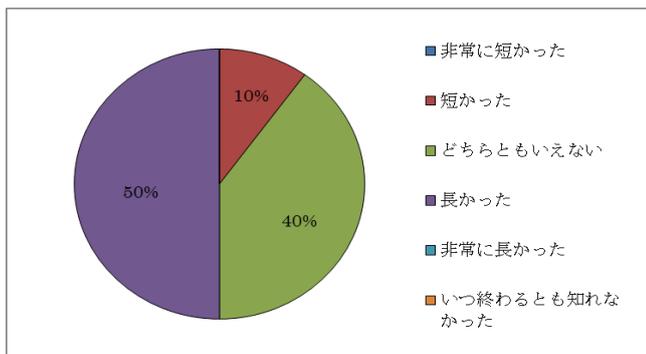


図 6-21 揺れの時間（一関 n=10）

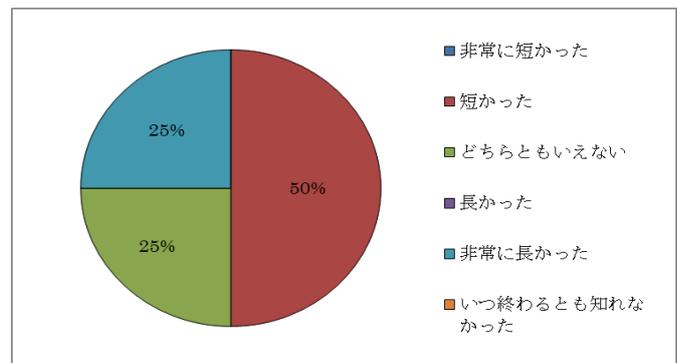


図 6-22 揺れの時間（二戸 n=4）

(5) 地震を最も強く感じた時の揺れ

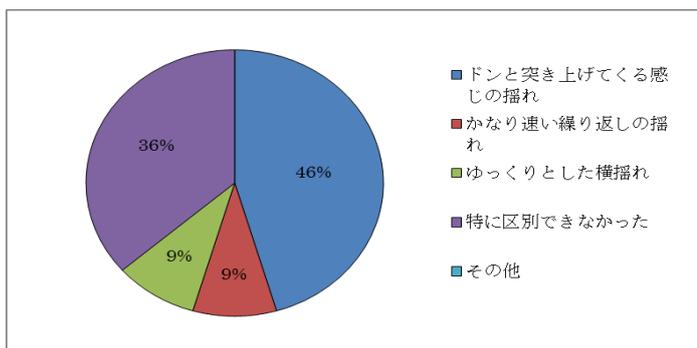


図 6-23 地震を最も強く感じた時の揺れ（一関 n=10）

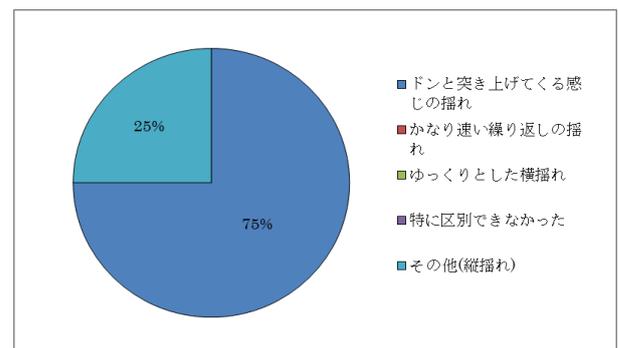


図 6-24 地震を最も強く感じた時の揺れ（二戸 n=4）

## (6) 地震の怖さ

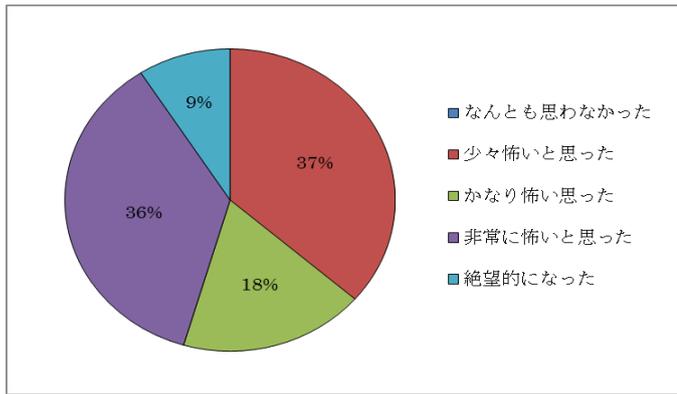


図 6-25 地震の怖さ（一関 n=10）

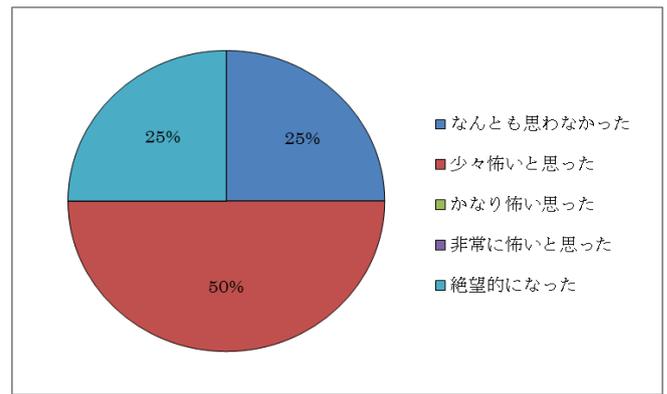


図 6-26 地震の怖さ（二戸 n=4）

## (7) 過去の地震（岩手・宮城内陸地震）と本震との比較

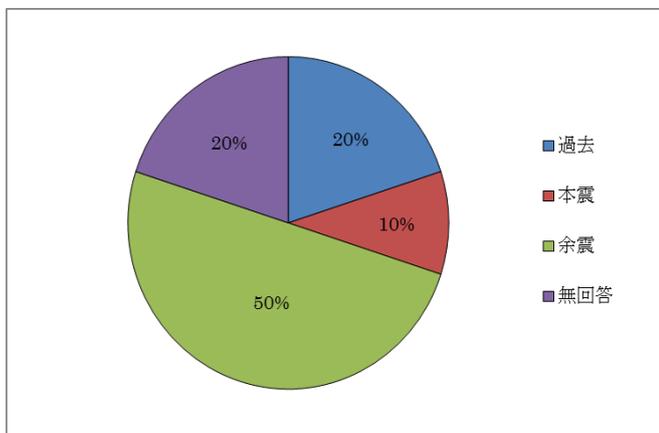


図 6-27 過去の地震と本震との比較（一関 n=10）

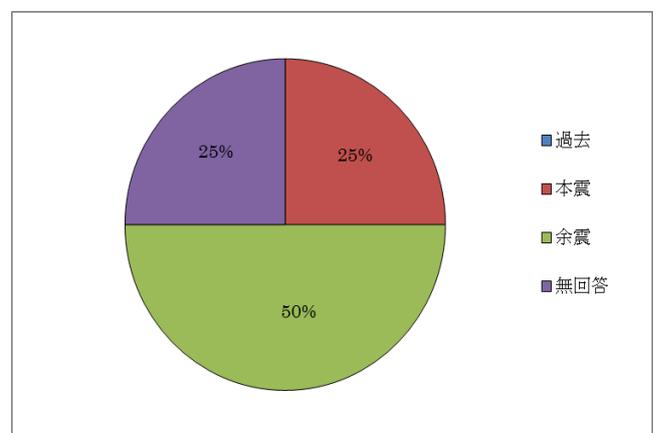


図 6-28 過去の地震と本震との比較（二戸 n=4）

### 2.6.3 聞き取り調査のまとめ

一関市と二戸市を対象とした聞き取り調査から、震災に関していくつか分かった事がある。まず、地震発生に伴う住民の避難行動が様々であり統一的でないという事である。基本的に地震発生時には、まず身の安全を守る事、次いで、揺れの収まりと共に出口を確保する順が適切とされ、避難訓練でもそのような事がしばしば行われる<sup>20)</sup>。しかし、現状としては、「とっさに外に逃れる」の中には、夜中で視界が悪い時にもそういった行動を住民が多く、自らの被災リスクを高めてしまっている傾向がみられるので、今一度、地震発生時の避難行動について見直す必要があるだろう。また、地震の特徴である「揺れの時間」、「強く感じたときの揺れ」は一関市と二戸市の住民の感じ方に大きな違いは見られなかったものの、「地震の怖さ」では、一関市において、余震が最も強く怖かったと感じた住民が多かったのに対し、二戸市では、本震と余震の優劣が曖昧か、余震を怖いと思わない住民も存在した。このことから、余震は一関でよりインパクトを残した反面、二戸市ではさほど記憶に刻まれるほど衝撃のある地震でなかったことが伺える。また、この本震と余震は、住民の防災意識の高まりに影響を及ぼして

いる。そして、この意識の高まりとともに、災害に対して日頃から準備するようになった住民が何名も見られた。特に「危険箇所の見回り」は、一関市と二戸市の両方の住民が取り組むようになったと回答している。それに加え、一関では「ご近所同士の連絡」に取り組んだりしている住民や、意見として「(若い) 防災リーダーの形成」を願う住民もいた。今後はこのような意識の高まりで実践するようになった行動を、より多くの住民に波及させ、地域の防災力向上に繋げていけるかがカギとなる。行政としては、地域の防災リーダー確立の支援などもしていくことが求められるだろう。

## 参考文献

- 1) 井良沢道也, 高橋 歩 (2012) 東日本大震災による岩手県内で発生した斜面崩壊の実態とその分析. 岩手大学演報 43 : 97-106.
- 2) 社団法人日本地すべり学会 (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. 社団法人日本地すべり学会, pp. 42-59.
- 3) 社団法人日本地すべり学会 (2012) 豪雨や地震などによる斜面崩壊などの実態と土砂災害発生機構・減災手法に関する研究報告書. 社団法人砂防学会, pp. 17-22, 53-56, 93-96.

## 2.7 岩手県内の盛土地盤における現地調査

### 2.7.1 はじめに

東日本大震災及び余震では、宮城県を中心に、(谷埋め)盛土した地盤が地震の影響で崩れ、そこに造成された住宅地が被災するケースが多く見られたが、そのような被害は岩手県においてもいくつか確認されている。そこで、大震災及び余震の影響により、岩手県内で(谷埋め)盛土を施した地盤で崩壊が発生した箇所のうち、二戸市杉の沢石切所(谷埋め盛土)、一関市舘ニュータウン(盛土)、一関市舞川小学校(盛土)の3箇所において、現地調査の実施や過去と現在の地形図を比較し、地形の変化を確認した。

### 2.7.2 二戸市杉の沢石切所

この場所は、東日本大震災(本震)の影響で、谷埋め盛土した地盤上に造成された住宅が、下方に30m移動する地すべりが発生した(写真7-1, 写真7-2, 写真7-3)。地形図からも、確かにこの場所が谷埋め盛土されてできた地盤であった事が判読できた(図7-1, 図7-2)。その時期は聞き取り調査では昭和50年代初め頃とのことであった。一方、現地調査では、地すべり発生の原因になったであろう地下水の流出が確認されたほか、住民に当時の様子を伺ったところ、本震が発生し、まだ揺れが収まっていない状況で地すべりが発生した事が分かった。また、地すべり地滑落崖において簡易貫入試験も実施した。



写真 7-1 地すべり性崩壊発生直後(岩手県砂防災害課提供 2011/3/12 撮影)

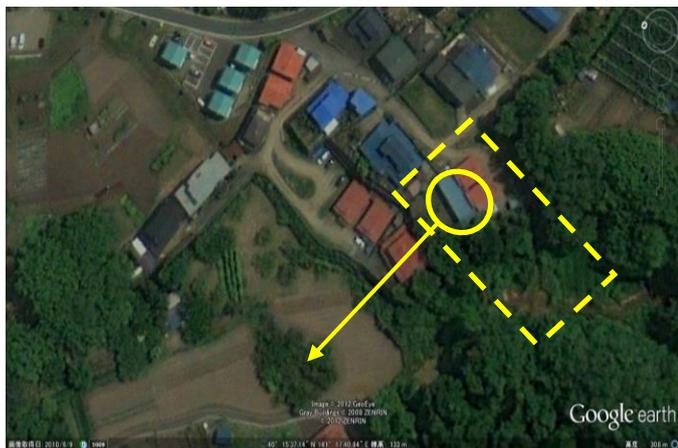


写真 7-2 (左) 二戸市杉の沢石切所 (Google earth 2011/6/9 撮影)



写真 7-3 (右) 二戸市杉の沢石切所 (Google earth 2011/6/9 撮影)



図 7-1 (左) 二戸市杉の沢石切所 (昭和 45 年 12 月 28 日発行 国土地理院)



図 7-2 (右) 二戸市杉の沢石切所 (平成 19 年 同)

簡易貫入試験を急傾斜地調査指針に基づき、財団法人砂防・地すべり技術センターの依頼により製作された斜面調査用器械を用いて行なった。図 7-3 に、今回の試験結果を示す。簡易貫入試験を実施した付近の写真を写真 7-4、写真 7-5 に示す。

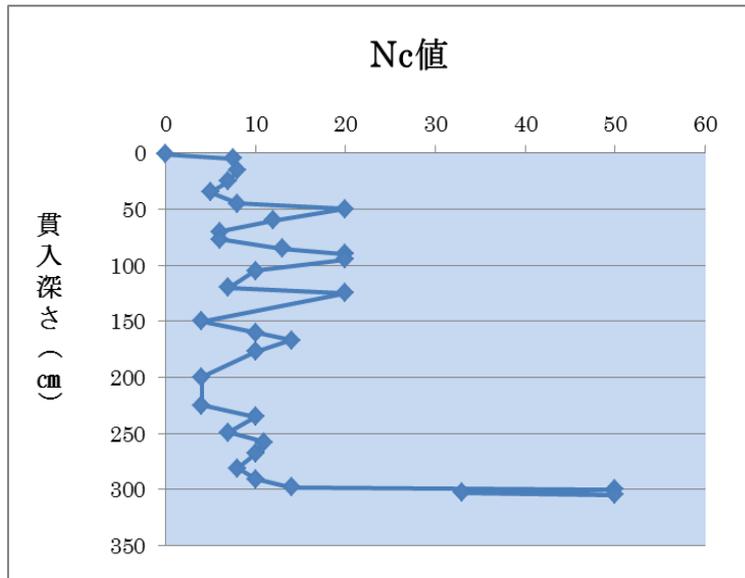


図 7-3 石切所における簡易貫入試験の結果 (2011/9/26 実施)



写真 7-4 (左) 簡易貫入試験を実施した付近の写真



写真 7-5 (右) 同地点

この結果から、約 300 cm 程度で急激に堅固になり、既往研究例では  $N_c$  値 20 を基岩面と表層土層との境界面とする事例が多いことから、この層付近が地山と盛り土の境界部と考えられる。また、現地調査よりこの付近で地下水の流出が認められた。

### 2.7.3 一関市館ニュータウン

この場所は 2011 年 4 月 7 日の余震による発生した。盛土地盤の崩壊が確認され、その中でも特に、開放された谷側に面した斜面側に位置している住宅に大きな被害が出ている (写真 7-6, 写真 7-7)。また、国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図の比較により、被害の発生した家屋は盛土した地盤上に造成された住宅であることが分かった (図 7-4, 図 7-5)。

一方、現地調査では至る所で亀裂や住宅の傾きが確認された (写真 7-8)。また、住民の方に聞き取りを行ったところ、被害の大きかった住宅の人は、避難所や知人宅での生活を余儀なくされており、余震が発生して 5 ヶ月

経った時点でも（2011/9/26 現在）、帰ってこられる目処は未だに立っていないという事であった。



写真 7-6 (左) 館ニュータウン (Google earth 2011/4/6 撮影)



写真 7-7 (右) 一関市館ニュータウン (Google earth 2011/4/6 撮影)

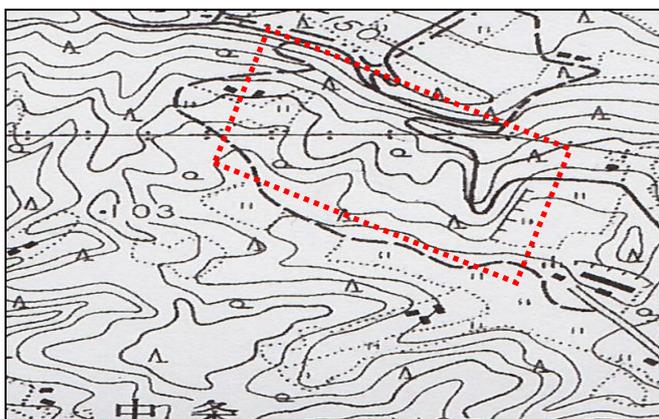


図 7-4 (左) 館ニュータウン造成前 (昭和 45 年 6 月 30 日発行 国土地理院)

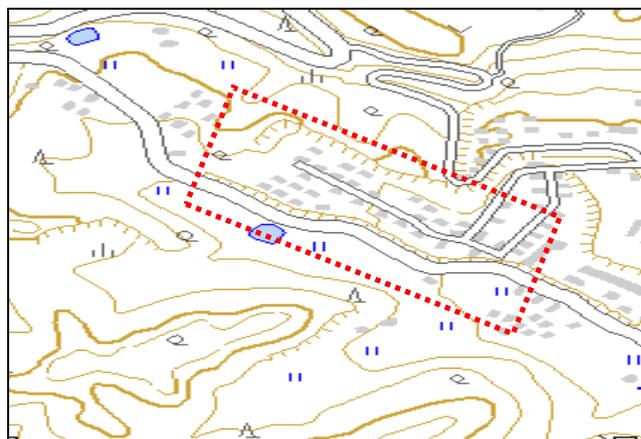


図 7-5 (右) 館ニュータウン造成後 (平成 19 年 同)

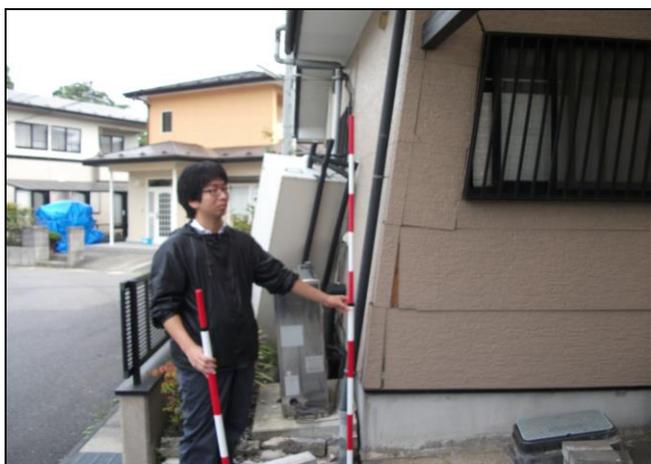


写真 7-8 (左) 斜面側にあった住宅の傾き (2011/9/26 撮影)



写真 7-9 (右) 崩壊のあった斜面：ブルーシートをかけて水の浸入を防いでいる (2011/9/26 撮影)

## 2.7.4 一関市舞川小学校

本箇所は余震の影響で、盛土された地盤の中でも、館ニュータウンと同様に開放された谷側に面した斜面部分に近い部分での崩壊が目立った（写真 7-10、7-11）。校舎自体には特に大きな被害は出なかったのは幸いであったが、もし崩壊が校舎にまで及んでいたならば、多くの被害者を出した可能性もあり、改めて盛土地盤上における宅地・学校の造成の危険さを感じた（写真 7-12～16）。また、国土地理院 2 万 5 千分の 1 の地形図の比較より、崩壊した箇所は特に、盛土した地盤でも谷を埋めた地点の斜面上部の方に多いことが分かった（図 7-6、図 7-7）。

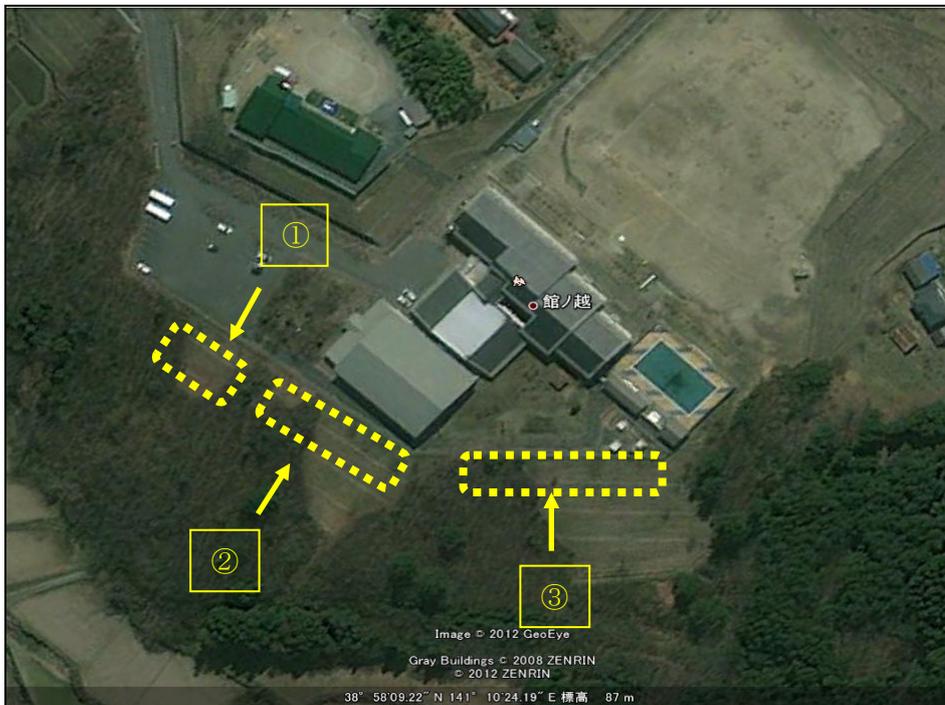


写真 7-10 一関市舞川小学校（平面 Google earth）

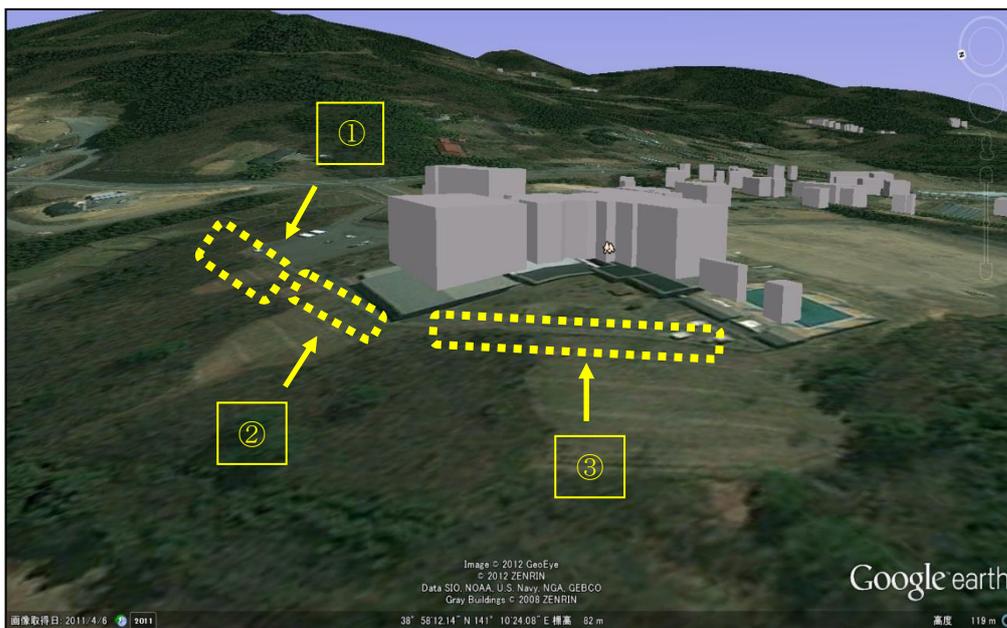


写真 7-11 一関市舞川小学校（立体 Google earth）



写真 7-12 (左) ①— (1) 駐車場斜面側 (2011/08/09 撮影)



写真 7-13 (右) ①— (2) 駐車場斜面側 (2011/08/09 撮影)



写真 7-14 (左) ② 体育館裏 (2011/08/09 撮影)



写真 7-15 (右) ③— (1) プール裏 (2011/08/09 撮影)



写真 7-16 ③— (2) プール裏 (2011/08/09 撮影)

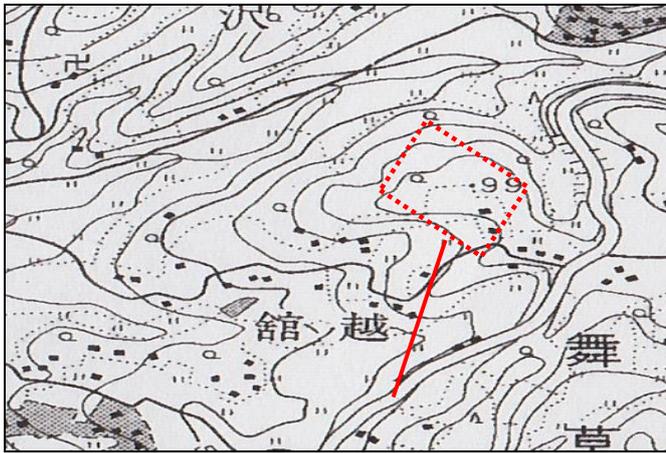


図 7-6 (左) 舞川小学校設立前 (昭和 45 年 6 月 30 日発行 国土地理院)

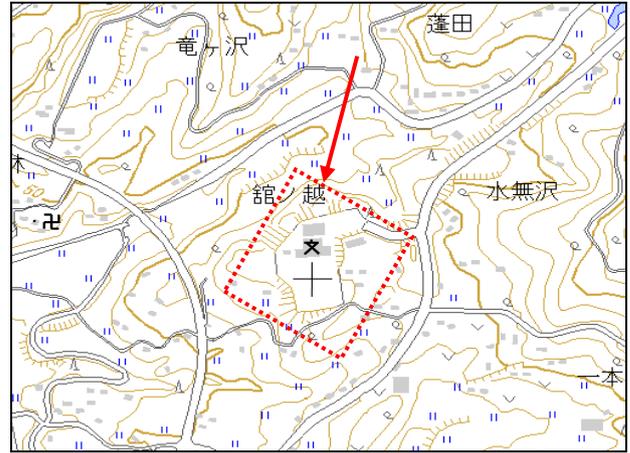


図 7-7 (右) 舞川小学校設立後 (平成 19 年 同)

今回、現地調査を実施できたのは 3 箇所であったが、そこから地震に伴う盛土地盤の崩壊の危険性を十分に感じ取ることができた。また、一関市館ニュータウンと舞川小学校を例にとっても分かるように、盛土した斜面側において特に被害が多く見られるのが特徴である。よって、このような部分への住宅の造成はなるべく控えることが望まれるが、それと同時に、既に危険な場所に住宅などが造成されている場合は、被害を最小限に止める為の補強策も随時考えていかなければならないだろう。

## 2.7.5 まとめ

盛土地盤（谷埋め地を含め）での崩壊箇所を対象とした現地調査では、地震に対する盛土地盤に脆弱さが改めて確認され、その中でも特に、過去に谷であった部分への盛土地盤や開放された谷側の斜面に面している部分での（地すべり性）崩壊が顕著であることが判明した。二戸市杉の沢石切所では、地すべり性崩壊跡地において、この崩壊に影響したと考えられる地下水の流出が認められたことから、今後は、谷埋め盛土地盤での排水対策を重点的に進めていく事が望まれる。また、一関市館ニュータウンや舞川小学校では、斜面に面していた住宅やフェンスが地盤の崩壊とともに斜面方向へずれ込む姿が見られ、その危険性の高さを示す結果となったことから、今後はこのような部分への十分な対策と、盛土地盤上に住宅を造成する際には、斜面に面した部分への造成を控えるといった配慮も、当然のことながら必要であると言える。

## 参考文献

- 1) 井良沢道也, 高橋 歩 (2012) 東日本大震災による岩手県内で発生した斜面崩壊の実態とその分析. 岩手大学演報 43 : 97-106.
- 2) 社団法人日本地すべり学会 (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. 社団法人日本地すべり学会, pp. 42-59.
- 3) 社団法人日本地すべり学会 (2012) 豪雨や地震などによる斜面崩壊などの実態と土砂災害発生機構・減災手法に関する研究報告書. 社団法人砂防学会, pp. 17-22, 53-56, 93-96.

## 2.8 まとめと今後の課題

2011年（平成23年）3月11日に三陸沖を震源とするマグニチュード9.0の地震が発生した。東北地方から関東地方の太平洋沿岸では津波による大きな被害が発生し、宮城県栗原市で震度7、宮城県、福島県、茨城県、栃木県で震度6強など、東北地方から関東地方に至る広範囲で強い揺れを観測した。

各地で土砂災害や海岸林の被災などが発生し、今後の二次災害も危惧された。このため、砂防学会では東北地方太平洋沖地震災害調査委員会（委員長：鈴木雅一）を設置した。本報告書は本調査委員会の土砂災害の実態を把握するために設置された第2班の構成メンバーが実施した成果をとりまとめたものである。

第2班の取り組んだ成果を簡単にまとめると以下のとおりである。

I. 衛星写真や航空写真、航空LP測量による広域調査（分布、規模、形状）においては、本地震後に実施された人工衛星（だいち、TerraSAR-X）や航空機による写真撮影およびレーザープロファイラ等の調査概要をとりまとめた。また、ヘリコプターによる写真撮影においては、国総研が地震発生翌日の3月12日と3月14日にヘリ調査を実施したものをとりあげた。国総研が衛星画像を用いて行った震度5強以上とされた地域が概ね含まれるエリアを対象に各広域調査手法による崩壊地判読を実施した。本結果では、地すべり地や小規模な崩壊地は認められたものの、河道閉塞を形成するような大規模な崩壊地は認められなかったことが報告されている。今回のような巨大地震による広域的な土砂災害発生時における被害把握のために各広域調査手法は有効であり、引き続き課題の整理が望まれる。

II. 現地調査による実態把握では、班員がそれぞれ独自で県ごとに調査を行った結果をとりまとめた。

対象とした県は、岩手県、宮城県、茨城県、栃木県、新潟・長野県では長野県の中条川、そして山形県である。全体として、地震発生による斜面災害発生箇所は集中区域が見られる。宮城県松島湾や福島県南部～栃木県北部（地すべり・崩壊）、福島県いわき市周辺（崩壊・地すべり）、長野県北部～新潟県南部（地すべり）である。一方、北上山地や阿武隈山地の中古世層や花崗岩分布域での発生は少ない。

相対的に軟岩（新第三紀以降）からなる地域で発生が多かった。また仙台市などでは造成盛土宅地の斜面変状では、長い強震動で移動方向の異なるいくつかの小ブロックでの沈下や塑性変形やすべりが生じた。全体に発生箇所数は震度5強から増加し、震度6弱以上で急激に増加する。

特に海溝型地震による斜面変動の特徴を示すものとして、茨城県内や仙台市での斜面災害のように揺れの過程ですべり土塊は一体でなく、ブロックに分かれて移動していったこ

とがあげられる。長い揺れの間には斜面に対して働く地震力の向きが変わった可能性がある。

Ⅲ. 代表的な災害地として被害の大きかった福島県いわき市及び白河市において 2011 年 9 月 10 日～11 日にかけて、集中合同調査を行った。参加者は 13 名であった。調査対象地としては、いわき市桜本（崩壊）、いわき市上釜戸（初生地すべり）、地震断層周辺のいわき市才鉢地区地すべり、白河市根田（崩壊）、白河市葉の木平（崩壊性地すべり）である。また、湯ノ岳・井戸沢地震断層は遠望するのみであったが、構成メンバーにおいて、航空 LP 測量データによる湯ノ岳・井戸沢地震断層の判読についてとりまとめた。特に白河市葉の木平はテフラの存在や遷急線の存在、軟弱な粘土層の存在などが関係している可能性がある。Ⅱでとりあげたように、地形や地質と今回の斜面災害は関連がみられそうであり、今後さらなる検討が望まれる。航空 LP 測量データにより作成した陰陽図などで地表地震断層の分布や規模などが判読できた。

Ⅳ. 砂防・治山構造物などの施設災害では、東日本大震災により生じた砂防施設への被害状況について取りまとめた。各県の砂防関係部局により取りまとめられた資料を収集し、整理する方法を取った。本震災による砂防施設等における被害は、広範囲にわたって震度 7 を記録した地震でありながら被害の個所数は概して少なく、被害の程度も軽微なものが多かった。また、地震動による施設の破壊だけでなく、津波による破壊があったことも大きな特徴と言える。今回収集した資料は、太平洋岸の 4 県であり、資料の総数は 33 件であった。岩手県からは被害報告が 16 件との回答があったが、被害の詳細のわかる事例は 2 件であった。被害を受けた施設の内訳を見ると、急傾斜地対策施設の被害が最も多く、全体の 76% を占めた。砂防施設がそれにつき、全体の 18% となり、地すべり対策施設の被害は 2 件のみで全体の 6% となった。また、砂防施設の被害を見ると、護岸工のクラックやズレといった被害ばかりで、砂防堰堤の被害は見当たらない。また、①被害が軽微なものが多く、施設の機能を損なうような重大な被害は少なかったこと、②急傾斜地対策施設の被害数が砂防施設の被害数を上回ったことなどは、いずれの地震事例においても共通する特徴であった。

Ⅴ. 土砂移動によるライフライン等の被災が、社会的・経済的面に与えた影響では、今回の地震により多くのライフラインが被害を受け、特に沿岸域では、津波による落橋により、鉄道・道路の分断、港湾施設の破壊、強震動による段差の発生とこれに伴うガス・水道・電気等、ライフラインは壊滅的な状況となった。一方、土砂移動によるライフラインへの被災は、落石による道路の一時的な寸断は多数報告されているが、津波被害に比べると比較的少ない。主なライフラインの被災に関しても、土砂移動によるものか否かは明確になっていないわけではないが、山間地域での道路等への土砂移動はガス・水道・電気等のライフラインへの影響を与えている。ここでは、土砂移動によるライフラインへの被災状況

と、その被害が社会的に与えた影響、経済的に与えた影響を関係機関の HP 資料から整理した。

こうした手法で土砂移動によるライフライン等への被災が社会的経済的側面に与えた影響を整理したが、津波による被害が甚大であり土砂移動に特化した報告事例は非常に少ない。土砂災害のみを数値的に分離した報告も限られているため、定量的な評価は困難であり一般的（定性的）な整理となった。

VI. 岩手県一関市・二戸市における地震に伴う住民聞き取り調査では、地震時において震災時の住民の行動や地震に対する印象、行政への意見・要望等に関する聞き取り調査を実施した。

VII. 岩手県内の盛土地盤における現地調査では、東日本大震災及び余震によって発生した盛土地盤での被害は岩手県においてもいくつか確認されていることから、大震災及び余震の影響により、盛土（谷埋め盛土を含む）を施した地盤で崩壊が発生した箇所のうち、二戸市杉の沢石切所（谷埋め盛土）、一関市舘ニュータウン（盛土）、一関市舞川小学校（盛土）の 3 箇所において、現地調査の実施や過去と現在の地形図を比較し、地形の変化を確認した。

今後、今回発生した斜面災害発生箇所の地形・地質などからの類型化を進める必要がある。さらに、過去に発生した地震による斜面変動発生地震との比較、対策工事の実施されている地区でのボーリングデータや地下水水位データなどの活用による地形・地質の詳細な検討や地下水の関与などの検討が求められる。それらから海溝型地震による斜面災害の特徴をさらに明らかにしていく必要がある。また、特定の場所では二次的移動の把握に向けてモニタリングも必要と思われる。なお、第 2 班の成果が、過去の地震災害のレビュー、地震動の性質と土砂災害の発生場、本震による山地の不安定化、復旧と復興に向けた課題と提言、今後の地震による土砂災害低減に向けてなど、他班の今後の検討に役立つことを期待する。またこれら他班の成果を受けて第 2 班の検討へのフィードバックも必要である。

## 執筆者一覧

### 2.1 衛星写真や航空写真、航空LP測量による広域調査（分布、規模、形状）

小川紀一郎・鈴木 崇

### 2.2 現地調査による実態把握

#### 2.2.1 岩手県内の土砂災害発生状況と分析

井良沢道也

#### 2.2.2 宮城県内の土砂災害発生状況

檜垣大助

#### 2.2.3 茨城県の土砂災害の実態

森島成昭・檜垣大助

#### 2.2.4 栃木県内の土砂災害

石川芳治・執印康裕

#### 2.2.5 2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂移動実態 平松晋也・福山泰治郎（信州大学）・池田暁彦・山下伸太郎

#### 2.2.6 山形県内の土砂災害発生状況

檜垣大助

### 2.3 代表的な災害地の集中合同調査：福島（2011年9月10日～11日）

#### 概要

井良沢道也

#### 2.3.1 いわき市桜本（崩壊）

田中善治・村上治（朝日航洋）

#### 2.3.2 いわき市上釜戸（初生地すべり）

鈴木 崇

#### 2.3.3 いわき市才鉢地区地すべりの実態（地震断層周辺）

森島成昭・檜垣大助

#### 2.3.4 白河市根田（崩壊）

池田暁彦

#### 2.3.5 白河市葉の木平（崩壊性地すべり）

地頭菌隆・石田孝司（土木研究所）

2. 3. 6 航空 LP 測量データによる湯ノ岳・井戸沢地震断層の判読

田中善治・村上治（朝日航洋）

2.4 砂防構造物の施設災害実態

島田 徹・手束 宗弘（国際航業）

2.5 土砂移動によるライフライン等の被災が社会的・経済的に与えた影響

鈴木 浩二，松村 和樹，馬淵 泰，松田 匡司（高知工科大学）

2.6 岩手県一関市・二戸市における地震に伴う住民聞き取り調査

井良沢道也

2.7 岩手県内の盛土地盤における現地調査

井良沢道也

2.8 まとめと今後の課題

井良沢道也

## 2011年3月12日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂災害

## Sediment-related disasters in the Nakajo River watershed in Sakae Village, Nagano Prefecture triggered by the earthquakes in Northern Nagano Prefecture on March 12, 2011

平松晋也\*<sup>1</sup> 福山泰治郎\*<sup>1</sup> 松村和樹\*<sup>2</sup> 池田暁彦\*<sup>3</sup>  
 Shinya HIRAMATSU Taijiro FUKUYAMA Kazuki MATSUMURA Akihiko IKEDA  
 宮坂正之\*<sup>4</sup> 細川容宏\*<sup>5</sup>  
 Masayuki MIYASAKA Yoshihiro HOSOKAWA

## Abstract

On March 12, 2011, the North Nagano Prefecture Earthquake and subsequent aftershocks triggered several sediment-related disasters, including two large-scale landslides that dammed the Higashi-irisawa River, a left tributary of the Nakajo River in Sakae Village, Nagano Prefecture. The volume of the landslides was about two hundred thousand cubic meters and one million cubic meters. In this report, we summarize the characteristics of the earthquakes, landslides and subsequent debris flow, and emergency works following the disasters. Based on boring surveys of the sediment accumulated on the streambed and other field measurements, we discuss the geological features and the hydrologic response in the borehole and the dammed pond.

**Key words :** earthquake in Northern Nagano Prefecture, landslides, debris flow

## 1. はじめに

2011(平成23)年3月12日午前3時59分に、長野・新潟県境付近において、M6.7の地震(最大震度6強)が発生した(震央36°59'6"N, 138°35'48"E)。長野県下水内郡栄村で最大震度6強、新潟県十日町市および津南町で震度6弱を観測した(丸山ほか, 2011)。本震の最大加速度は、K-NET津南(NIG 023, 震源から6km)で803.5 gal(NS, EW, UDの3成分合成値)であった(図-1)。この地震の震源は、十日町断層帯西部の南端に位置する宮野原断層であると考えられている(松多ほか, 2011)。栄村では同日午前4時31分と5時42分に震度6弱、午後11時34分に震度5弱、その他、同日に震度4が14回観測されている。この地震により、長野県栄村、新潟県津南町、十日町市周辺において23件の土砂災害が発生した。土砂災害の内訳は、土石流等6件、地すべり12件、がけ崩れ3件、雪崩2件と報告されている(国土交通省砂防部, 平成23年12月14日時点)。

本報では、長野県栄村の中条川上流で発生した大規模崩壊と土砂流出の実態と、地震発生後の状況について報告するとともに、堆積土塊の安定性や、応急対策工の効果を判断するために、地震発生後に実施した現地調査と地質ボーリングおよび水文観測結果を基に解析を行った。

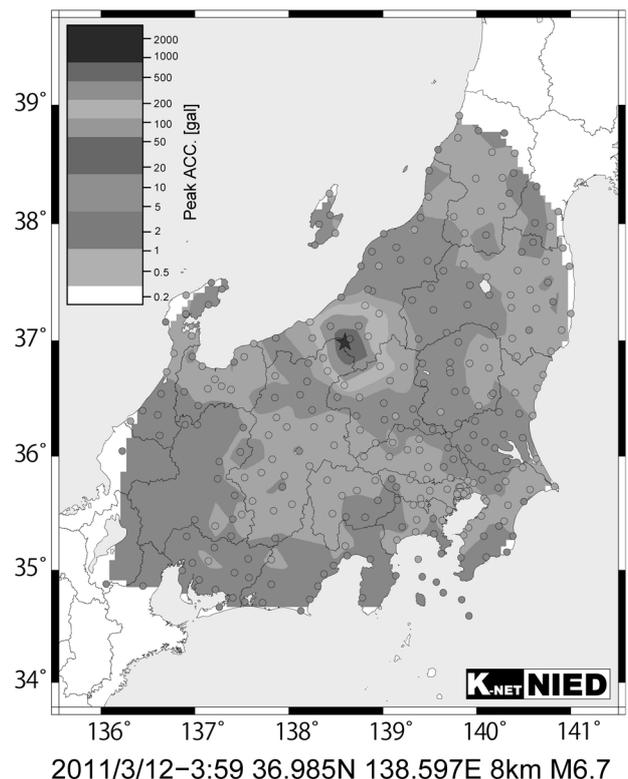


図-1 最大加速度分布(防災科学技術研究所 K-NET)  
 Fig. 1 Distribution of peak ground acceleration (K-NET, NIED)

\*1 正会員 信州大学農学部 Member, Faculty of Agriculture, Shinshu University (shira@shinshu-u.ac.jp) \*2 正会員 京都府立大学大学院生命環境科学研究科 Member, Graduate School of Life and Environmental Sciences, Kyoto Prefectural University. \*3 正会員 (一財)砂防・地すべり技術センター Member, Sabo & Landslide Technical Center. \*4 長野県北信地方事務所 Hokushin regional office, Nagano Prefecture \*5 正会員 長野県建設部砂防課 Member, Department of construction, Nagano Prefecture

## 2. 崩壊と土砂流出の概要

### 2.1 崩壊の状況

千曲川水系中条川支流の東入沢川左岸の2カ所で大規模な崩壊が発生した(上流側:幅180m,長さ300m,下流側:幅220m,長さ350m;図-2)。崩壊の発生日は、長野・新潟県境の関田山地北東部の天水山(1088m)から、東南東-南東に連なる稜線の南側斜面に位置する。上流側崩壊・下流側崩壊ともに、尾根末端部が崩落したものである(図-2,写真-1)。上流側崩壊地と下流側崩壊地の崩壊土砂量はそれぞれ約243千m<sup>3</sup>,約1,072千m<sup>3</sup>と見積もられている(長野県北信地方事務所・国土防災技術株式会社,2011)。調査地周辺には地すべり地形が多く見られ,上流側崩壊地と下流側崩壊地は,乗落地すべり防止区域(平成5年・林野庁)および土砂流出防備保安林(平成2年指定)内に位置している。



図-2 地震によって発生した東入沢川沿いの崩壊地と堆積域(電子国土地図に加筆)

Fig.2 Landslides and sediment deposition along Higashi-irisawa River triggered by earthquakes (Digital Japan Web System)

崩壊地下流には,人家16戸,公共施設(温泉宿泊施設),国道117号線,村道,JR飯山線等が位置している。崩壊地周辺には,新第三紀後期鮮新世~第四紀前期更新世に堆積した火山噴出物を主体とする魚沼層群が分布している(志久見川団体研究グループ,1991)。魚沼層群は礫・砂・シルト・海成砂などからなるが,崩壊地周辺はこのうち最も新しいもので安山岩凝灰角礫岩,火山礫凝灰岩,礫および砂からなる層準(Ut)に該当し(竹内ほか,2000),現地では凝灰角礫岩を主とした岩相が確認される。また礫は安山岩礫がほとんどである。下流側崩壊地から上流側崩壊地のやや上流部にかけて,安山岩溶岩の層準や貫入岩が確認される。

### 2.2 土砂流出の状況

地震発生時,上流側崩壊地と下流側崩壊地で崩土が河道に堆積し,湛水した。下流側崩壊地では崩土が河道に最大60mの高さで堆積した。土砂の一部は,積雪を巻き込んで河道を流下し,右支川である西入沢川との合流点から約200m下流まで達した(図-2,写真-2)。地



写真-1 地震直後の崩壊と流出土砂の堆積状況(2011年3月13日アジア航測が撮影した画像に加筆)

Photo 1 Landslides and downstream sediment deposition on 13 March, 2011.(Asia Air survey co. ltd.)



写真-2 東入沢川下流から見た下流側崩壊地(向かって右)と河床に堆積した土砂(2011年3月25日撮影)

Photo 2 Landslide in downstream of Higashi-irisawa River and sediment deposition on March 25, 2011

震発生時の崩壊および土石流以降、顕著な土砂流出は、2011年4月4日、5月10日、6月25日に発生した。4月4日には土石流が発生し、東入沢川が西入沢川と合流する付近（温泉宿泊施設横、図-2）で停止した。この時、降雨や地震は観測されていなかったが、3月27日ごろから融雪が進み、河道堆積土砂の下流側表面が崩落したことによると考えられる。5月10日には、融雪と降雨（5月10日～12日の連続雨量70mm）により、下流側崩壊地の崩土上流の湛水が写真-3のように崩土の左岸側から越流し、土石流となり、東入沢川と西入沢川の合流地点から約700m下流まで土砂が到達した（図-2）。また6月25日には日雨量51.5mmの降雨により下流側崩壊地内で小規模崩壊が発生し、河床に堆積していた崩土を河川水が越流した。

### 3. 地震発生後の対応

3月12日の地震発生後、直ちに被害状況の調査が行われ、栄村全村（秋山地区を除く）に避難指示が出された。同日、栄村を対象に土砂災害警戒情報の暫定基準（通常基準の6割）による運用が開始された（2011年11月11日運用廃止）。応急対策として、3月26日には土石流センサーや監視カメラ、サイレン、回転灯が設置され、



写真-3 2011年5月10日の下流側崩壊地直下の堆積土塊における越流状況（上）と東入沢川下流の状況（下）  
Photo 3 Overflowing from the landslide dam in Higashirisawa River on May 10, 2011

警戒避難体制が整備された。また、土砂流出の危険性がある中条川下流に、緊急的に大型土のうによる仮設導流堤が設置された（4月5日）。さらに、流下断面を確保するために、東入沢下流（温泉宿泊施設付近 図-2）の河道堆積土砂が開削された（5月9日）。河道に大量に堆積した土塊の土質、地質、層序、すべり面、岩石の風化・破碎状況などを観察・調査するとともに、掘削中の排水状況等により地下水の状況を把握するために、長野県北信地方事務所により、下流側崩壊地直下の河床に堆積した土塊の中央部でボーリング調査が実施された（6月30日、図-2中○印の地点）。下流側崩壊地直下の湛水池の規模縮小を図るため、湛水池の開削が行われた（写真-4）。開削工事の期間は2011年7月5日～9月30日である。これにより湛水池の水位が約2.5m低下した。今後行われる恒久対策工事は、上流に不安定土砂が残る状態での施工となるため、施工中の安全対策として土石流減勢工（鋼製セルダム）が下流側崩壊地直下の堆積土塊の下流約650mの位置に施工された。

### 4. 堆積土砂の状況

下流側崩壊地直下の堆積土塊中央部で実施されたボーリング孔の孔口標高は587.19m、掘削深度はGL-65.0mである。また、堆積土塊の強度を調べるために、ボーリング孔掘削時に標準貫入試験が行われた。ボーリング孔にはオールストレーナー加工保孔管を用い、孔内に水位計や伸縮計などが設置されている。堆積土塊の地質区分を示す図-3より、GL-55m付近では腐植物混じりの河床礫が見られ、その上下でコアの性状が明らかに異なることから、移動土塊と旧地表との境界と判断され、ボーリング実施地点での崩積土の厚さは54.5m程度と考えられた。コアを構成する地質は、上位（地表からGL-38.6mまで）は硬質かつ亀裂に富んだ安山岩溶岩か



写真-4 東入沢川下流側崩壊地直下の湛水部と開削状況（2011年10月15日撮影）  
Photo 4 Landslide dam after excavation works on October 15, 2011

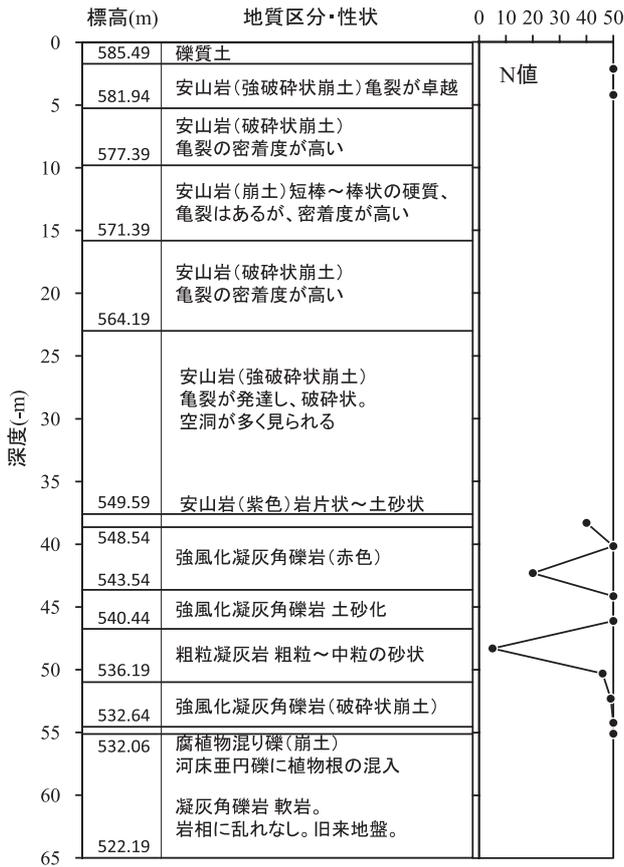


図-3 堆積土砂(ボーリング孔)の地質区分とN値深度分布  
Fig.3 Geological feature and vertical distribution of N-value through boring

らなり、下位 (GL-38.6~-54.5 m) は粗粒凝灰岩や凝灰角礫岩からなるやや固結度の低い層準で構成されている。これは、下流側崩壊地の滑落崖で観察される層序と概ね一致しており、崩壊した土塊がその層序を維持した状態で河床に堆積したものと考えられる。標準貫入試験によるN値は40~50以上が多く、堆積土塊は全般に硬く締まった傾向にあることがわかる。

### 5. 堆積土塊の地下水位および下流側湛水池の水位変動

堆積土塊の安定性を評価するとともに対策計画立案に資することを目的として、長野県北信地方事務所により、東入沢川左岸尾根で降雨量および下流側崩壊地直下のボーリング孔で堆積土塊の地下水位が自動観測された(図-2)。また、堆積土塊上流の湛水池では、埋塞部の安定や現状を把握するために、湛水池水位が自動観測された。雨量、堆積土塊の地下水位、湛水池水位は、いずれも1時間間隔で毎正時に計測されている。観測期間はそれぞれ、雨量:2011年5月18日~10月22日、堆積土塊の地下水位:2011年7月8日~10月24日、湛水池水位:2011年5月18日~8月22日である。雨量、湛水池水位と堆積土塊の地下水位の観測結果を図-4に示す。

湛水池水位と堆積土塊の地下水位は、いずれも降雨に対して鋭敏に反応している。観測期間中、湛水池水位は587.17 m~587.75 m (EL) の範囲を推移し、徐々に低下する傾向にある。前述のように、下流側崩壊地直下の堆積土塊の河道開削が行われ、湛水池の水がよりスムーズ

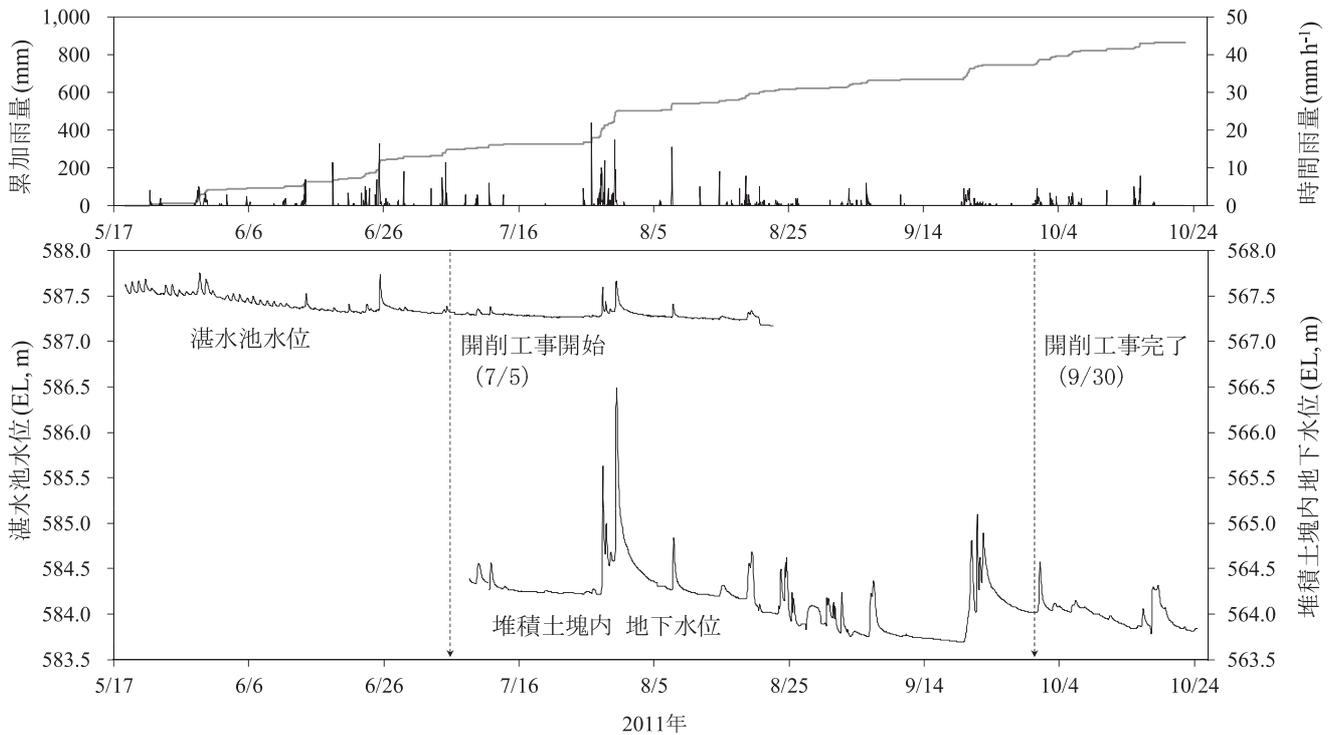


図-4 降雨に対する湛水池水位と堆積土塊の地下水位の応答  
Fig.4 Responses of water level at the pond behind the landslide dam and ground water level in deposited sediment to rainfall

に流下するようになった状況から、開削以降、湛水量の急激な増加は発生しにくくなっているものと考えられる。

堆積土塊の地下水位は、図-4に示すように563.69 m～566.49 m (EL) の範囲を推移し、2011年7月25日～7月30日の降雨により連続雨量が174.5 mmに達した7

月30日に最高水位(566.49 m, EL)が観測された。その結果、降雨ピークに対する堆積土塊の地下水位ピークの遅れ時間は、図-5に示すように1～17時間で、図-6～7に示すように降雨強度や地下水位ピーク時刻までの総降雨量の増加とともに短くなっていることがわかる。

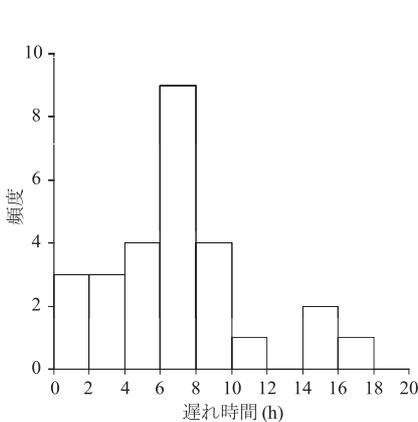


図-5 降雨に対する堆積土塊地下水位ピークの遅れ時間

Fig.5 Lag time for peak rainfall and peak groundwater level in deposited sediment

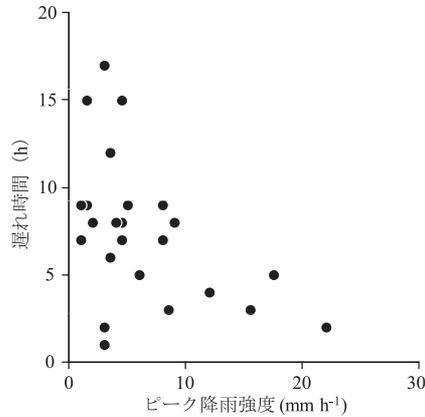


図-6 堆積土塊地下水位ピークの遅れ時間と降雨強度の関係

Fig.6 Relationship between peak rainfall intensity and lag time of peak groundwater level in deposited sediment

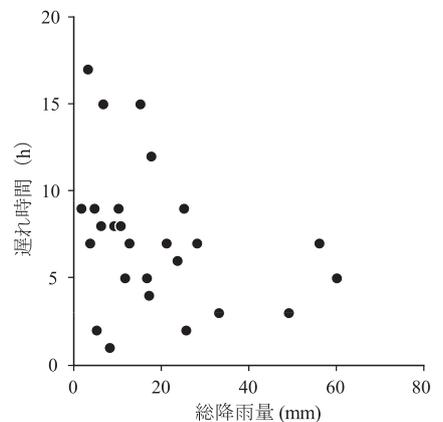


図-7 堆積土塊地下水位ピークの遅れ時間と総降雨量の関係

Fig.7 Relationship between total rainfall and lag time of peak groundwater level in deposited sediment

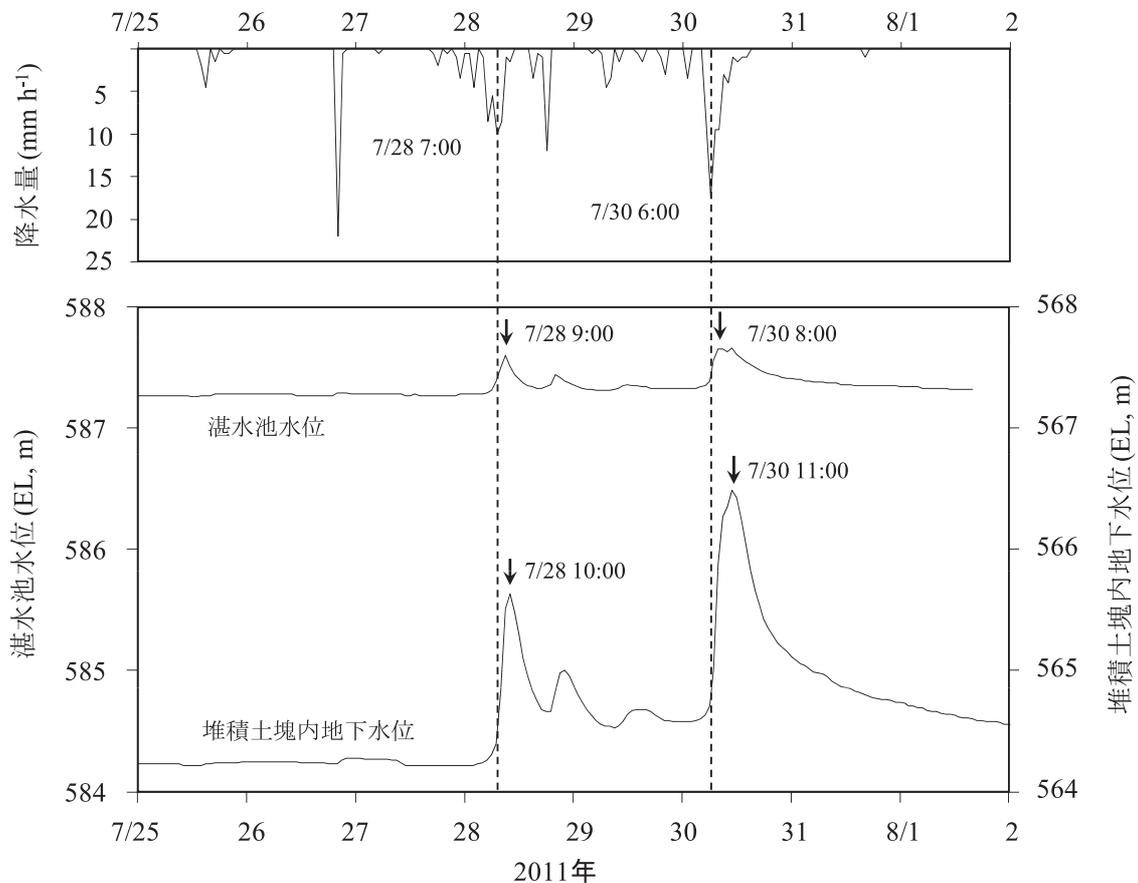


図-8 降雨に対する湛水池水位と堆積土塊の地下水位の反応

Fig.8 Responses of water level at pond and groundwater level in deposited sediment to maximum rainfall event

ここで、遅れ時間は、最大時間雨量の発生時刻から堆積土塊の地下水位が最大となる時刻までの差として求めた。時間雨量と連続雨量が期間内最大であった7月25日～31日の一連の降雨では、図-8に示すように、7月28日7時の降雨ピーク（10 mm/h）に対して、湛水池水位のピークが降雨ピークの2時間後に、堆積土塊の地下水位のピークが3時間後に記録された。7月30日6時の降雨ピーク（17.5 mm/h）に対して、湛水池水位のピークが降雨ピークの2時間後に、堆積土塊の地下水位のピークが5時間後に記録された。堆積土塊地下水位の無降雨時の低い水位（以後、基底水位と呼ぶ）は、開削工事前と比較して、工事以降、明瞭に低下している。湛水池水位の観測は、2011年8月22日までであるが、閉塞部の河道開削により湛水池の水位が約2.5 m低下した事実が報告されていることから（長野県北信地方事務所・国土防災技術株式会社、2011）、湛水池水位の低下と湛水池の規模縮小にともなって、堆積土塊地下水位の基底水位が低下したと考えられる。

## 6. おわりに

本報では、2011年3月12日の長野県北部地震によって長野県栄村の中条川上流で発生した大規模崩壊や土砂流出の実態と、地震発生後の状況について、地震発生後に実施した現地調査と地質ボーリング、水文観測結果を基に取りまとめた。下流側崩壊地直下の河道に堆積した土塊は硬く締まった傾向にあり、比較的安定しているものと判断される。さらに、堆積土塊上流側に形成された湛水池の水位は開削によって低下してきており、湛水量の急激な増加は発生しにくくなっているものと考えられる。また、堆積土塊地下水位の基底水位も低下傾向にあるが、この要因としては、湛水池水位の低下と湛水池の

規模縮小が挙げられる。これらの状況から、堆積土塊の決壊の危険性は減少傾向にあるものと考えられる。

しかしながら、地震で発生した崩壊地の周辺には亀裂が確認されており、崩壊地内には不安定に残る土砂がある。また、河道開削が行われたが、崩壊地直下や下流の河床には依然として堆積土砂が多量に存在している。日本有数の豪雪地帯であるこの地域では、梅雨や台風による降雨時をはじめとし、融雪期にも注意を払い、拡大崩壊や雪崩、堆積土砂の再移動の発生に対して監視を行っていく必要がある。

本報告は、地震発生後に砂防学会東北地方太平洋沖地震災害調査委員会が実施した現地調査結果に加え、長野県北信地方事務所が実施した調査結果に、解析と検討を加え、取りまとめたものである。貴重な資料を提供して下さい。関係各位に、ここに記して謝意を表します。

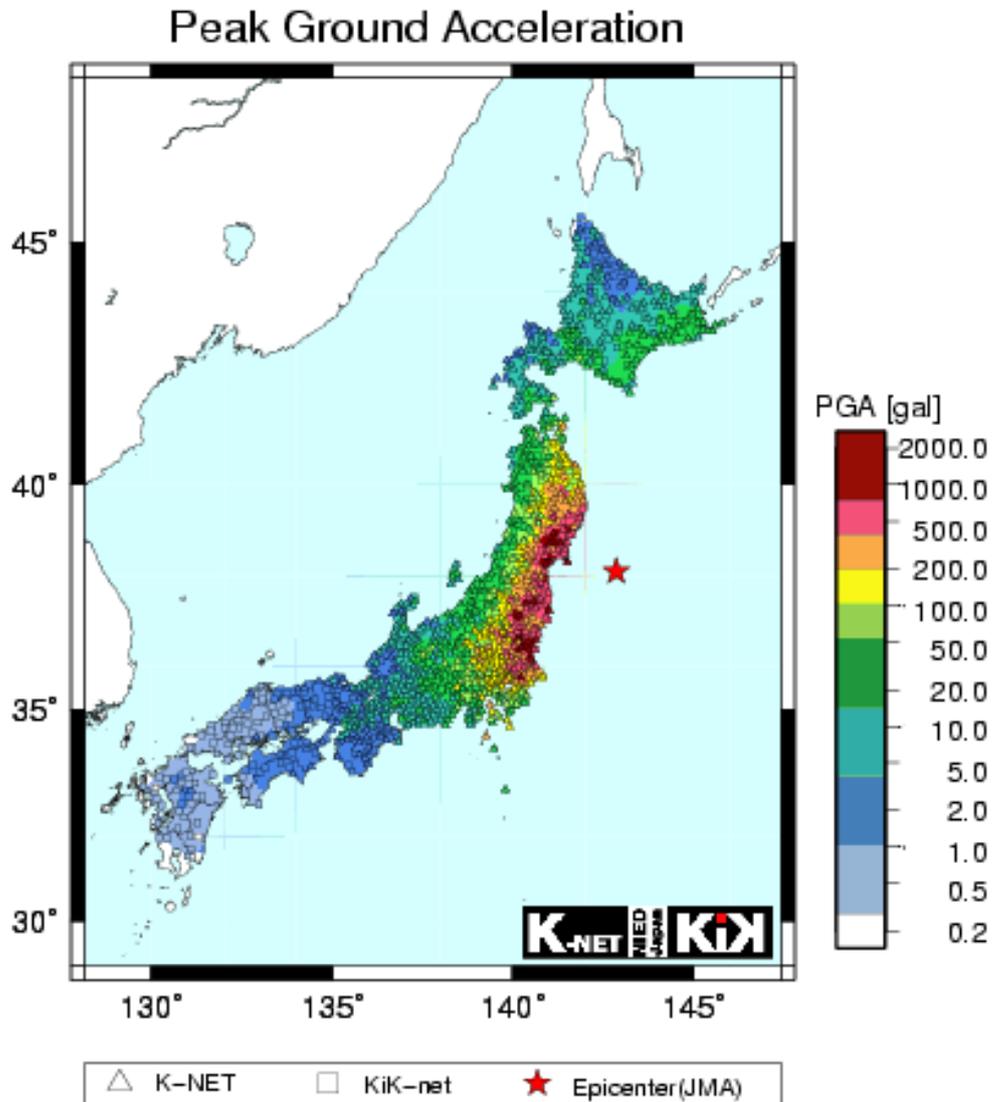
## 引用文献

- 松多信尚・杉戸信彦・廣内大助（2011）：2011年3月12日長野県・新潟県境付近の地震に伴う地表変状（速報），[http://www.ajg.or.jp/disaster/files/201103\\_Nagano-Niigata\\_eq.pdf](http://www.ajg.or.jp/disaster/files/201103_Nagano-Niigata_eq.pdf)（2011年10月15日閲覧）。
- 丸山清輝・中村明・野呂智之・ハスバートル（2011）：平成23年3月12日長野県北部を震源とする地震により発生した斜面災害，砂防学会誌，Vol. 64，No. 2，p. 39-44
- 長野県北信地方事務所・国土防災技術株式会社（2011）：平成23年度災害関連緊急治山事業第2号工事（栄村字中条川-2）報告書1（調査・解析編）。
- 志久見川団体研究グループ（1991）：新潟-長野県境地域の魚沼層群の層序と火山活動，地球科学，Vol. 45，p. 345-362
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝（2000）：松之山温泉地域の地質。地域地質研究報告，5万分の1地質図幅。  
(Received 12 April 2012 ; Accepted 27 November 2012)

### 3 班：地震動の性質と土砂災害の発生場

#### 3.1 東北地方太平洋沖地震の概要

2011年3月11日14時46分に発生した東北地方太平洋沖地震は、モーメントマグニチュード (Mw) 9.0の海溝型巨大地震であった。図-3.1.1に防災科研による最大加速度分布を示す。観測された最大の加速度(3成分合成値)はK-NET 築館 (MYG004) における2933galであった。



2011/03/11-14:46 38.103N 142.860E 24km M9.0

図-3.1.1 強震観測網(K-NET、KiK-net)により観測された地表における最大加速度の分布

地震の原因となったプレートの破壊範囲は、南北 450km、東西 200km に及んでいる。遠地実体波を用いた断層モデルによると (図-3.1.2)、すべり量の空間分布は西側の断層深部まで、地表面に投影すると陸地にまで及んでいる。さらに、震源から 200~300km 南西の茨城県沖にも 20m 近いすべり量が求められている (Yoshida, Y. et al. (2011) の成果を佐竹 (2011) より引用)。

すべり破壊の生じた断層面が巨大だったため、揺れが長時間継続した。地震時に断層面上を破壊が進行する速度は、断層の規模にあまり依存しないため、断層の大きさにほぼ比例して断層破壊の継続時間が長くなる。今回の地震では 150 秒にわたって断層面の破壊が進行した (青井ほか、2011)。そのため、地震動の継続時間も長くなった。

図-3.1.2 を始めとするいくつかの断層モデルを総合して震源過程を概観すると、破壊は大きく 3つのステージに分けることができる (吉田、2011)。

第 1 番目のステージ (破壊開始点周辺) では、破壊開始から 40 秒ほどで震央付近が破壊された。すべり量は最大すべりを示した 2 番目のステージほどは大きくない。破壊が西

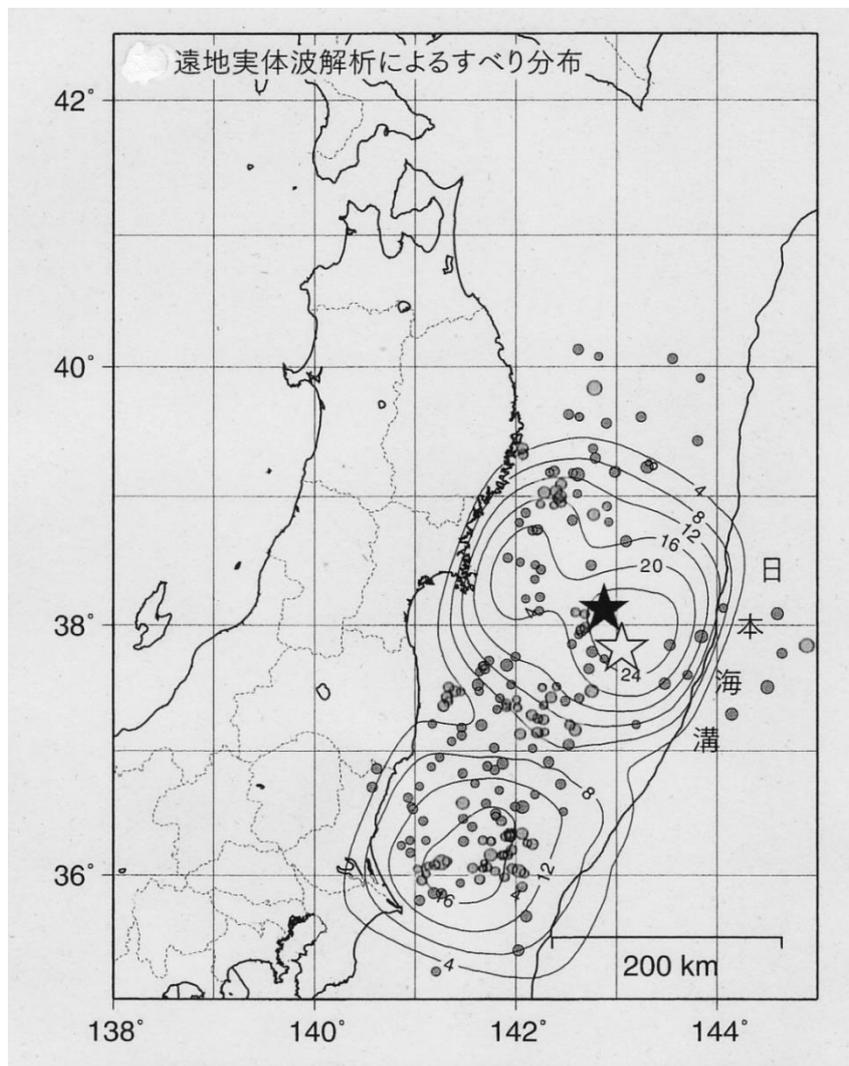


図-3.1.2 遠地地震波解析に基づく断層モデル (Yoshida, Y. et al., 2011)

★：震央、グレーの丸印：本震後 1 日以内に発生した M5 以上の余震の震央

に伝播した端のあたりが、宮城県や岩手県の強震記録にみられる第1ピークの短周期波源に相当すると考えられている。

第2番目のステージ（破壊開始点周辺）では、破壊開始から40～80秒で一気に破壊が広がった。最大すべり量は論文によりばらつきがあるが（60mや30m超など）、非常に大きな値である。継続時間が短く、すべり量が大きいため、すべり速度が大きい。西端の短周期波源が、宮城県や岩手県の強震記録にみられる第2のピークに相当すると考えられている。

第3番目のステージでは、破壊開始から100秒後以降に南に破壊が伝播している。すべり量は第2ステージに比べて小さい。福島県沖や茨城県沖の西側の短周期波源は第3ステージで起きている。

上記のような複雑な震源過程を反映して、図-3.1.3のように、概ね南北に並ぶ強震記録には複数の波群が伝播していく様子がみられる（功刀、2011）。

図-3.1.4に、宮城県築館（MYG004）と福島県白河（FKS016）のK-NETによる地震波形を示す。築館の波形には2つのピークが見られるが、最初のピークは第1番目のステージ、第2のピークは第2番目のステージに相当し、第2ピークの方が大きい。一方、白河の波形に見られるピークは、第3ステージで発生した地震波である。

このように、同じ東北地方太平洋沖地震といっても、宮城県内の災害には第2ステージの破壊による地震動（地震波形の第2ピーク）が、福島県内の本震による災害には第3ステージの破壊による地震動が関与していることが推測される。両ステージの破壊で発生し

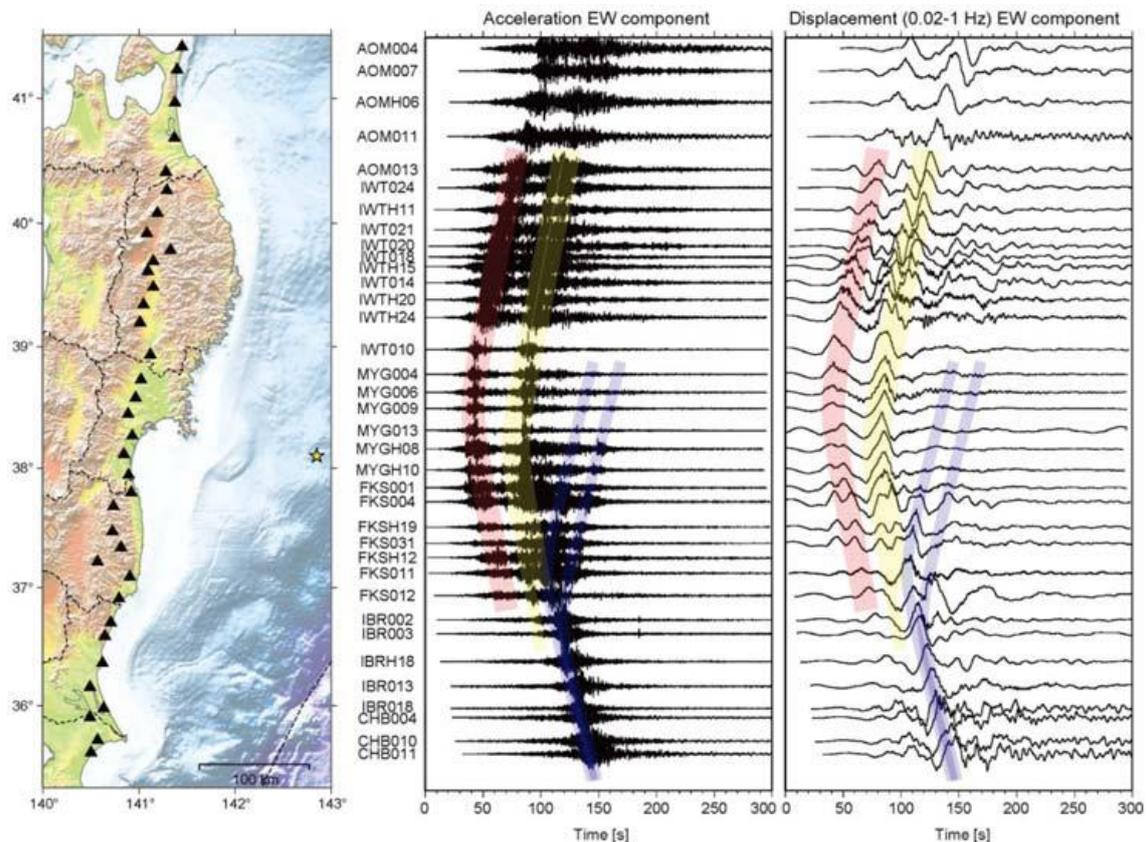


図-3.1.3 強震記録の群表示（EW成分）（功刀、2011）

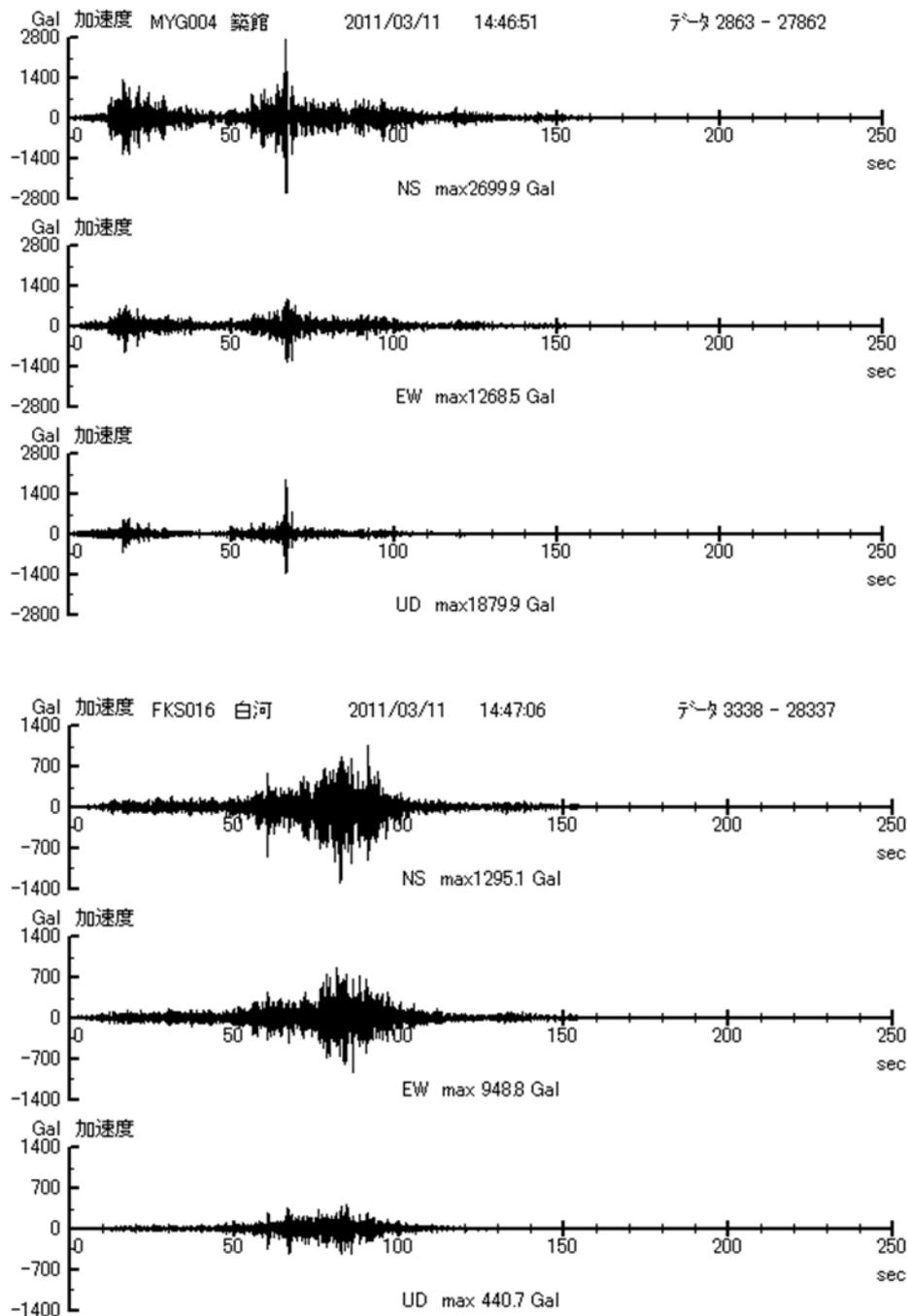


図-3.1.4 K-NETによる地震波形（上：宮城県築館、下：福島県白河）

た地震動の性質に差があるとすれば、災害の形態にもそれが反映されている可能性があるが、後述の K-NET 築館（宮城県、第2ステージ）と KiK-net 芳賀（栃木県、第3ステージ）のスペクトルを比較すると（図-3.1.5）、応答の大きさには大きな差があるものの、ピークの周期には 0.1 秒程度の差しか見られない。ステージの違いによる地震動の性質の差が、例えば宮城県や福島県での斜面災害の特徴にどのような影響を及ぼしたかについては、今後の検討課題である。

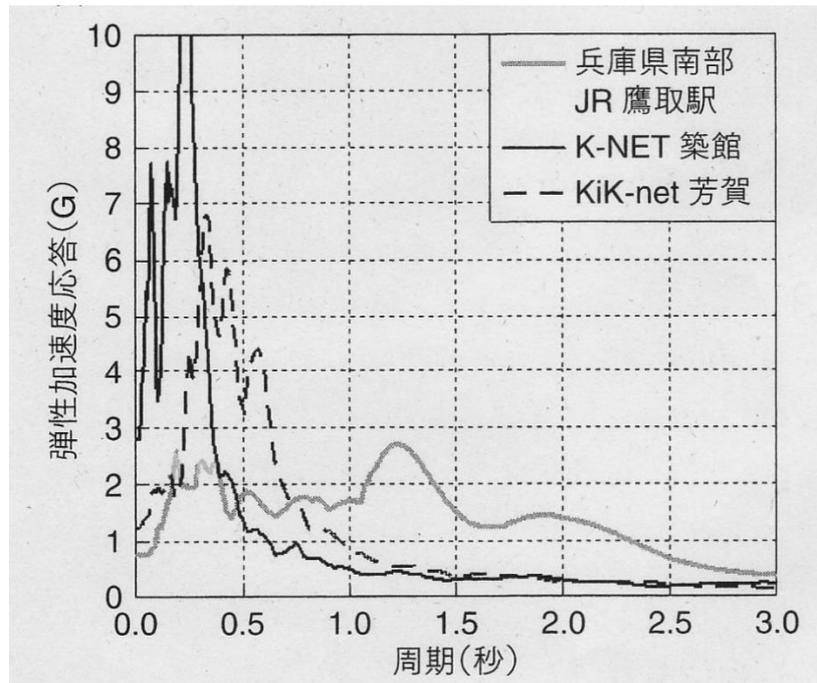


図-3.1.5 弾性加速度応答スペクトル (境、2011)

東北地方太平洋沖地震で震度7を記録した K-NET 築館（宮城県）と KiK-net 芳賀（栃木県）の弾性加速度応答スペクトルを、過去に大きな被害を起こした 1995 年の兵庫県南部地震時の JR 鷹取駅と比較して、図-3.1.5 に示す (境、2011)。

築館と芳賀では 0.5 秒以下の短周期で大きな応答を示しているが、キラーパルスと呼ばれる 1~2 秒程度の周期での応答は、JR 鷹取駅と比べるとはるかに小さい。斜面の瞬時的な破壊に結びつくであろう短周期の振動が卓越していたが、破壊されて緩くなり、固有周期が延びた土塊をさらに破壊するあるいは移動させる、より長い周期の地震動が含まれていなかったといえることができる。このような地震動の特徴と斜面変動現象の関係の検証も、今後の課題としたい。

#### 参考文献

- 青井 真・中村洋光・功刀 卓・鈴木 亘(2011)：東北地方太平洋沖地震の揺れの成長と強震モニタ、科学、81(10)、1065-1067.
- 功刀 卓(2012)：平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の強震動記録、日本地震学会ニュースレター、23(5)、39-42.
- 境 有紀(2011)：地震の揺れによる被害はどうだったのか、科学、81(10)、1055-1060.
- 佐竹健治(2011)：東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル、科学、81(10)、1014-1019.
- 吉田康宏(2011)：地震波形解析から見た 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程、日本地震学会ニュースレター、23(4)、7-10.

### 3.2 東北地方太平洋沖地震による地震動の特徴

#### -岩手・宮城内陸地震との比較を通して-

東北地方太平洋沖地震の地震動、とくに崩壊発生に関係する短周期地震動は、断層全体からのエネルギー放射ではなく、局所的ないくつかの断層破壊域からもたらされている(青井ほか, 2012)。短周期地震動の発生域については、個数、位置ともにいくつかの説が唱えられているが、(独)防災科学技術研究所(2011)によると(図-3.2.1)、地震発生から20~50秒後に宮城県沖の陸地寄り第1波、60~100秒後に再び宮城県沖で第2波、さらに100~140秒後に福島県沖から茨城県沖で第3波を発生させる断層破壊を引き起こしたものと考えられる。したがって、宮城県の内陸には第1と第2の破壊による短周期地震動が主要動として相次いで到達し、福島県南部から茨城県北部の内陸には第3の破壊による短周期地震動が主要動として到達したことになる。第1~第3の地震動が時間的に重なった訳ではないので、地震全体のマグニチュードの大きさに比べて、個々の地震動の規模がそれほど大きくなかったのはこの理由による。

ここでは、岩手・宮城内陸地震時に多数の崩壊・地すべりが発生した岩手・宮城県境付近、両地震時に同じ火砕流台地で地すべりが発生した宮城県築館付近、東北地方太平洋沖地震時に地すべりが多発した福島県南部を対象に、各地区における両地震による地震動の特徴とその崩壊・地すべり発生との関係、さらに直下型と海溝型の地震による地震動の性質にどのような違いがあるのか、などについて検討していく。

#### 3.2.1 岩手・宮城県境付近の地震動

##### (1) 岩手・宮城内陸地震における KiK-net (一関西) の地震動の特徴

図-3.2.2, 図-3.2.3 に KiK-net 一関西 (IWTH25) の加速度時刻歴, 応答スペクトルお

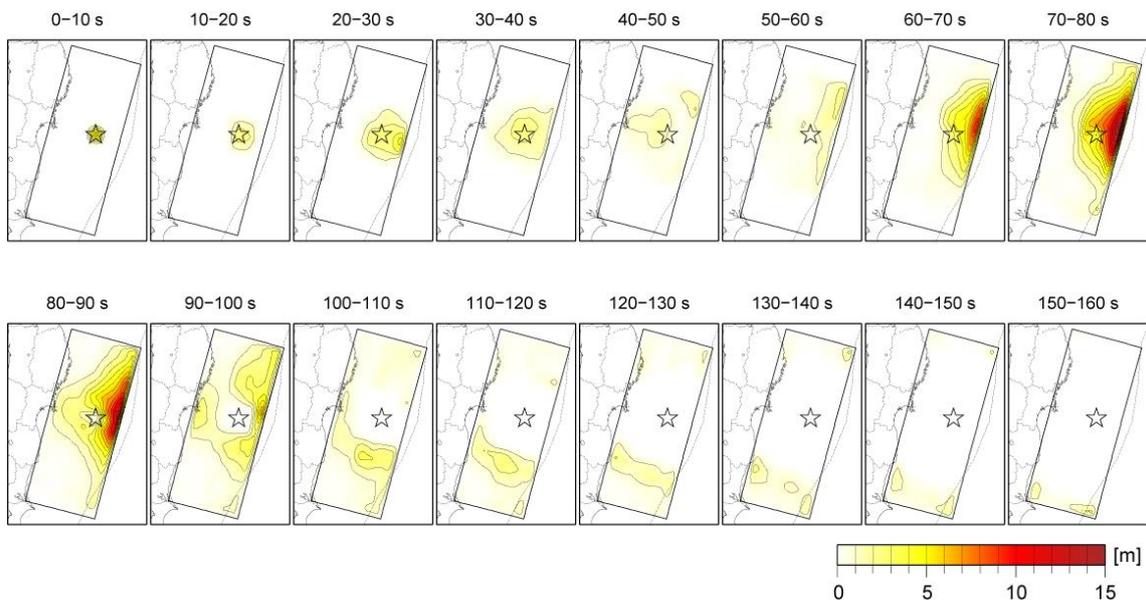


図-3.2.1 断層破壊の時間進展過程 ((独)防災科研 HP より)

よび平面内の振動軌跡を示す。また、表-3.2.1 にそれらの図から読み取れる最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから、下記のような特徴が導き出される。

①表層で加速度の UD 成分が大きく増幅されているが (5.7 倍の 3866gal に)、UD 成分の卓越周期はほとんど変わっていない。UD 成分に関しては、地中の卓越周期と表層の増幅周期 (固有周期) がほぼ一致していることから (0.08~0.1 秒)、共振に近い現象が起こったのであろう。なお、速度の UD 成分は、地中・地表ともに水平成分より大きい。

②地中の加速度が極めて短周期である。水平面内の表層の増幅周期 (固有周期) がそれより長周期だったため、水平方向の卓越周期は表層で 2 倍ほど引き伸ばされているが、加速度振幅は水平方向に関しては大きな増幅を逃れた。それに対して、地中の速度の卓越周期は 1 秒以上とやや長周期であり、むしろ表層で短周期化している。

③表層で加速度は 1.1~5.7 倍、速度は 1.3~1.8 倍、3 成分合成加速度は 3.7 倍 (UD 成分の増幅が大きく寄与) に増幅している。

KiK-net (一関西) の設置地点の表層はおもに凝灰岩からなり、一部に泥岩や砂・粘土を含んでいる。岩手・宮城県境付近の表層には同様の地質が広く分布しており、とくに大規模地すべりを起こした荒砥沢は、砂岩・シルト岩および凝灰岩からなる湖成層で、同一とみなしてよい。この地域で大小の崩壊・地すべりが多発した原因は、極めて大きな地震動が襲ってきたことが主因であるが、上記①の表層の増幅特性、とくに UD 成分の増幅が大きく作用しているものと考えられる。

## (2) 東北地方太平洋沖地震における KiK-net (一関西 2) の地震動の特徴

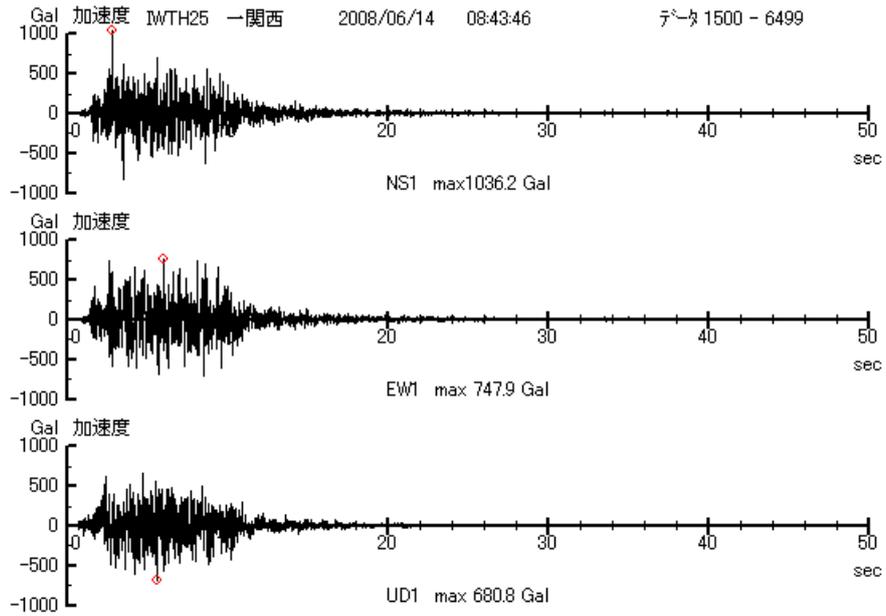
図-3.2.4~3.2.7 に KiK-net 一関西 2 (IWTH28) の加速度時刻歴、応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。また、表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから、下記のような特徴が導き出される。なお、本観測点では第 1 と第 2 の断層破壊に対応する 2 つの地震動が記録されているので、表-3.2.1 では第 1 波と第 2 波の 2 つに分けて示したが、考察では振幅のやや大きい第 2 波に注目する。

①ほぼ同じ規模の第 1 波と第 2 波が連続して到達したため、各波の継続時間は岩手・宮城内陸地震とほぼ同程度であったが、2 つの波を合計した継続時間は約 2 倍になった。

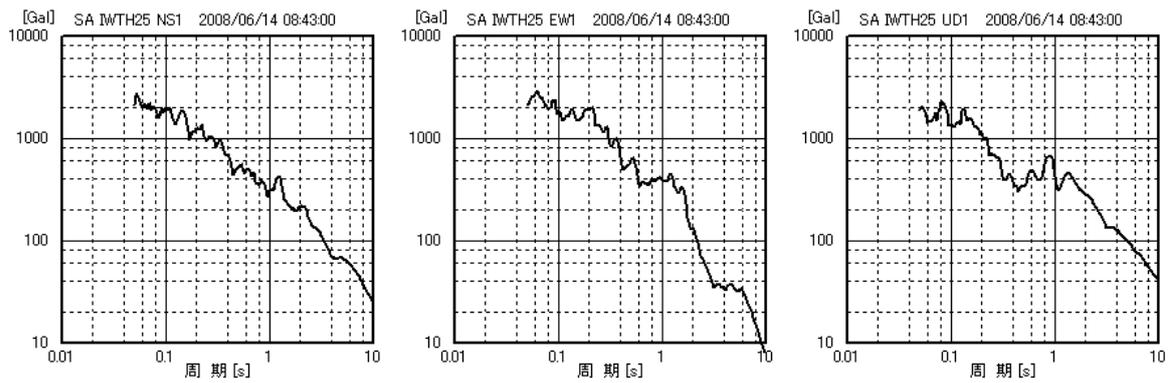
②中小規模の崩壊が発生する 300gal (3 成分合成) にまで表層で増幅されたが、速度は地表でも最大 20kine 程度にとどまり、大規模崩壊が発生するレベルまでは届かなかった。

③地中の加速度の卓越周期は、岩手・宮城内陸地震時の一関西より長周期であった。これは、直下型と海溝型の違いというより、震源距離の違いが原因であろう。地表の加速度の卓越周期は、岩手・宮城内陸地震時の一関西とほぼ同じである。

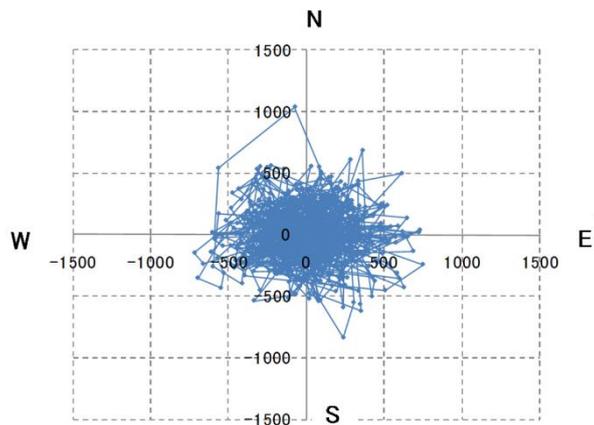
④表層で加速度は 2.7~4.4 倍 (3 成分合成値は 3.6 倍) に、速度は 1.2~2.7 倍に増幅されている。



(a) 加速度時刻歴

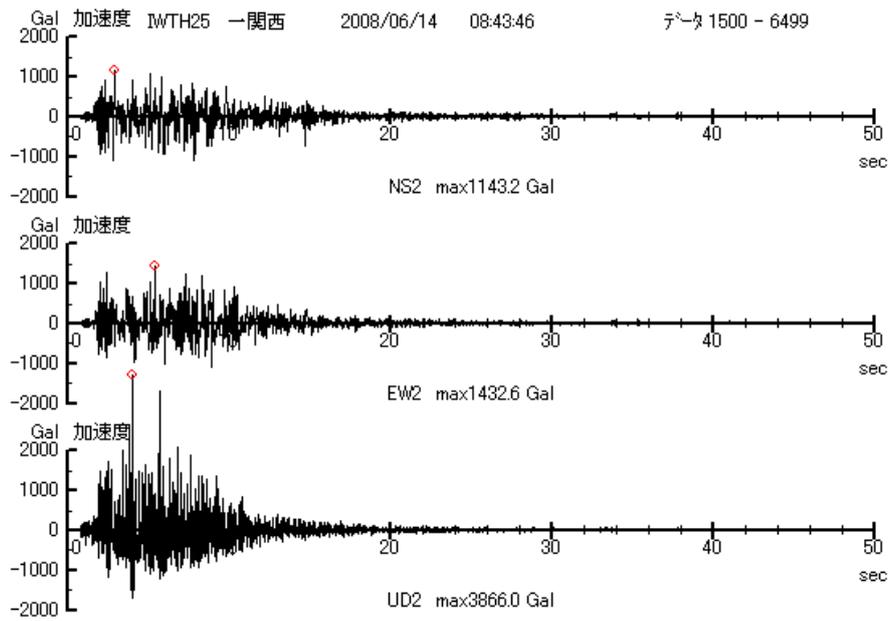


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

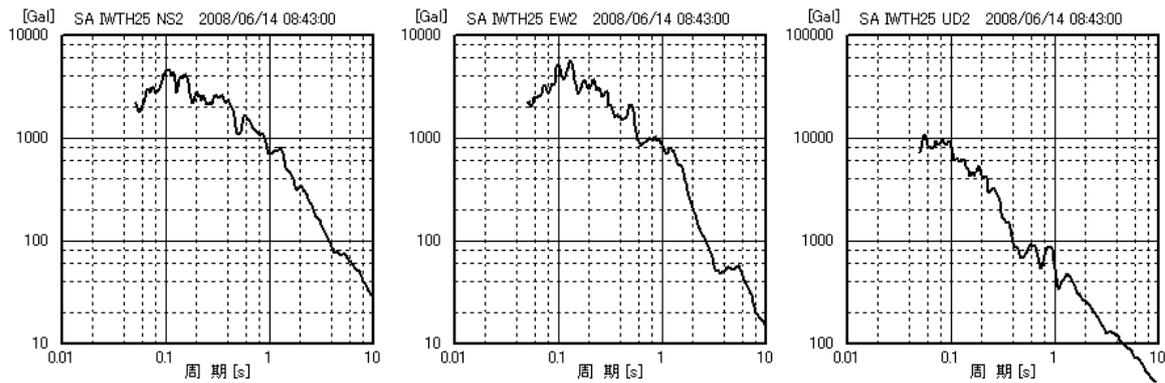


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

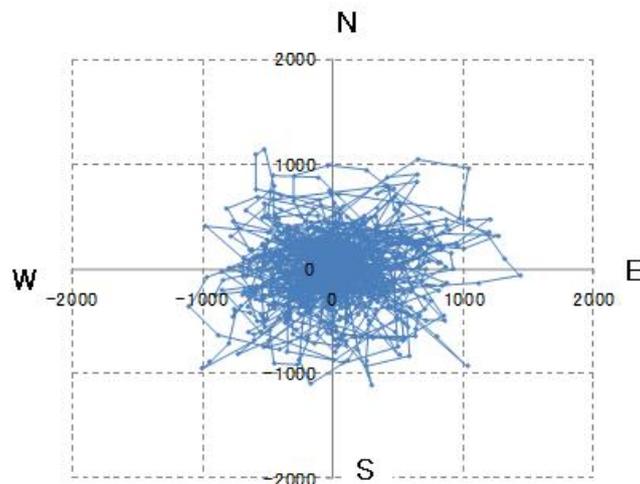
図-3.2.2 岩手・宮城内陸地震における KiK-net 一関西 (IWTH25) (地中) の地震動



(a) 加速度時刻歴

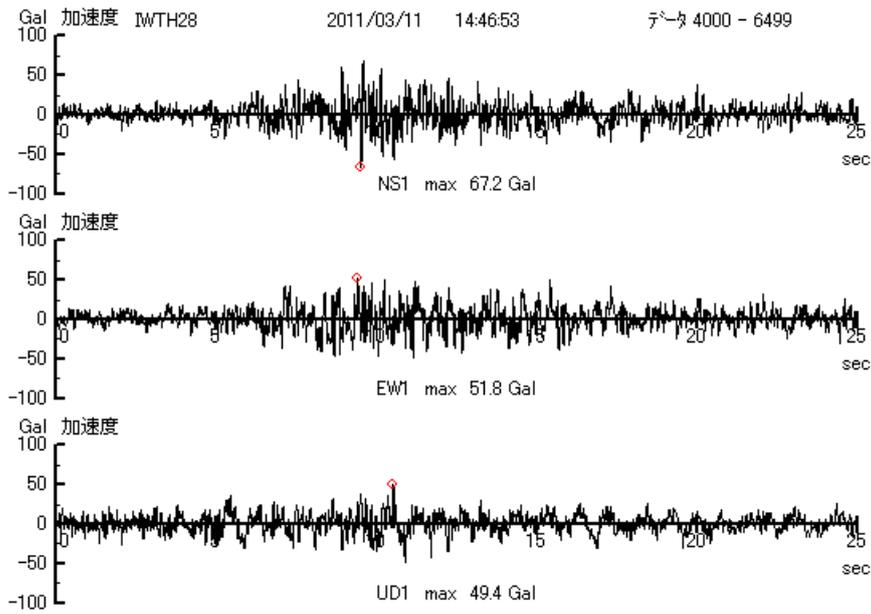


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

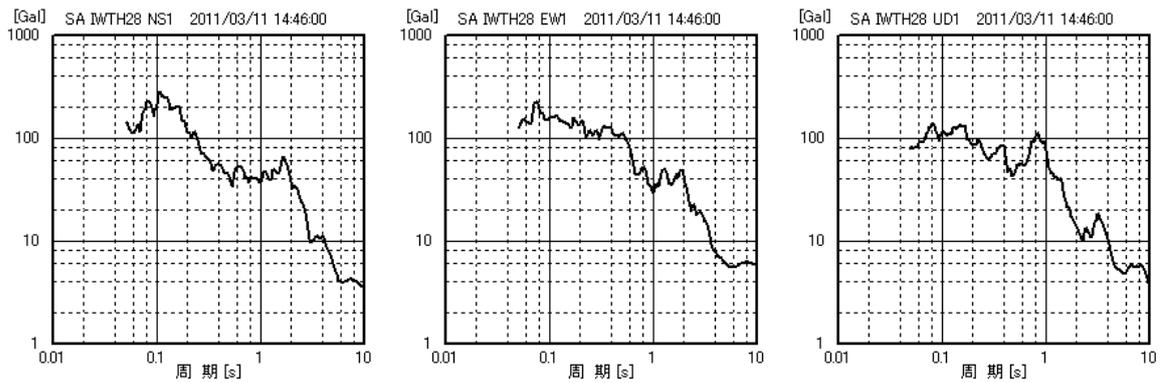


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

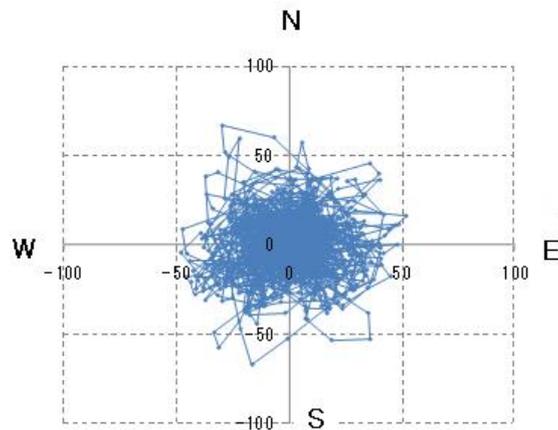
図-3.2.3 岩手・宮城内陸地震における KiK-net 一関西 (IWTH25) (地表) の地震動



(a) 加速度時刻歴

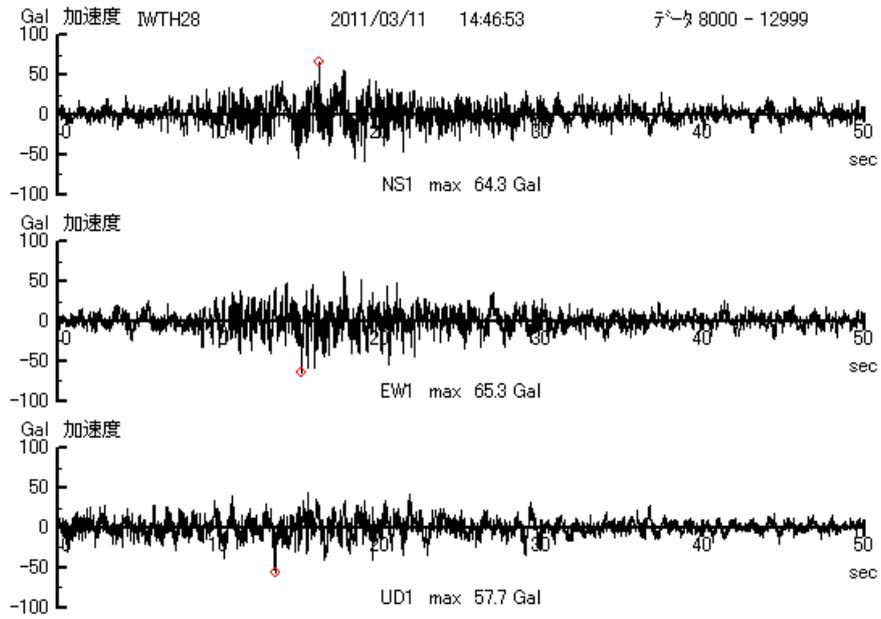


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

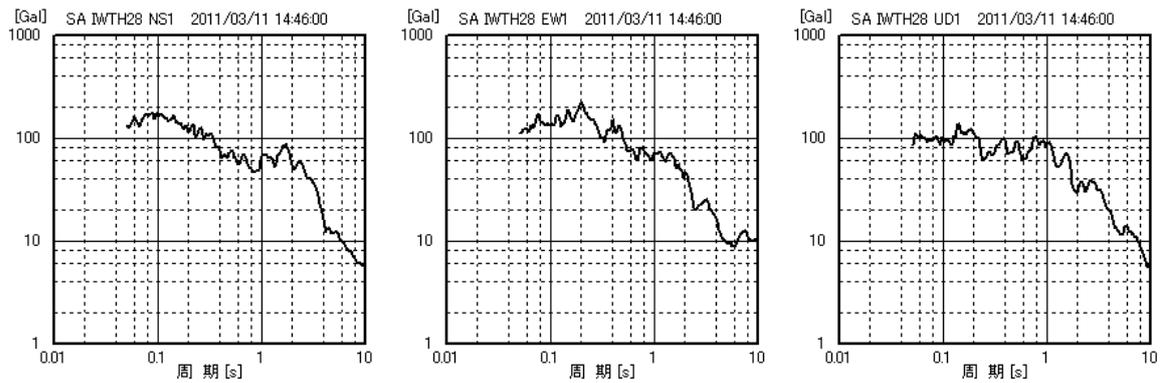


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

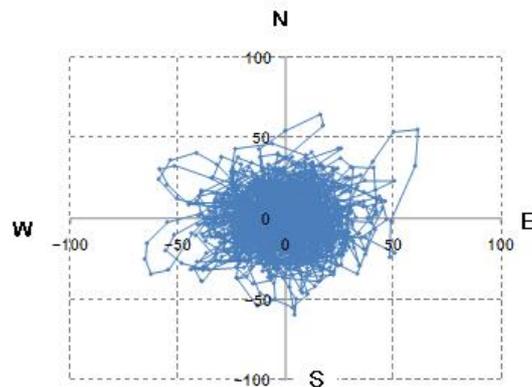
図-3.2.4 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地中, 第 1 波) の地震動



(a) 加速度時刻歴

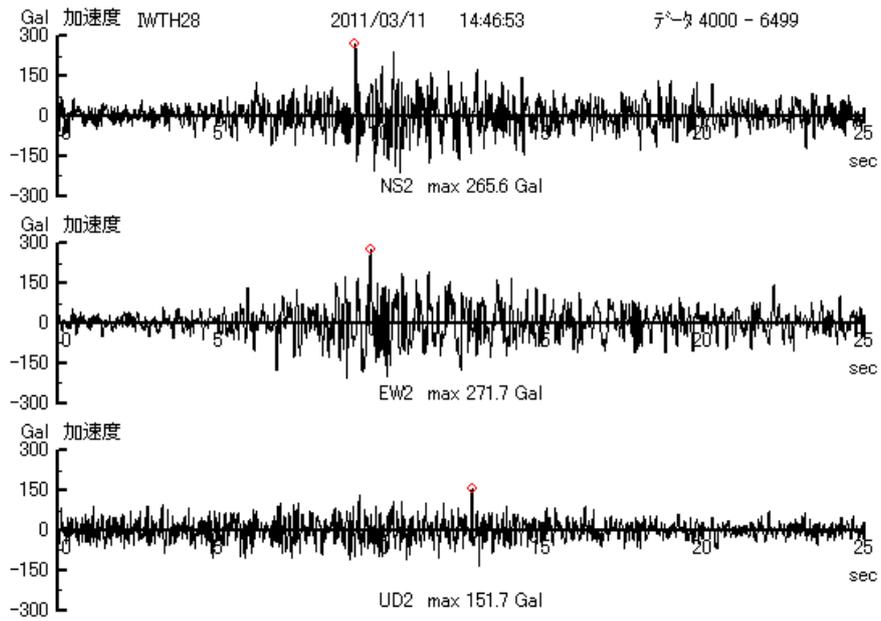


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

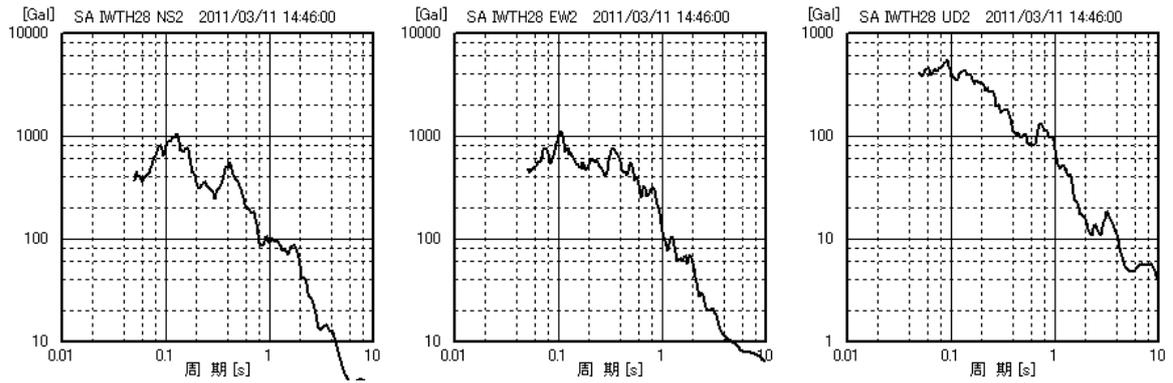


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

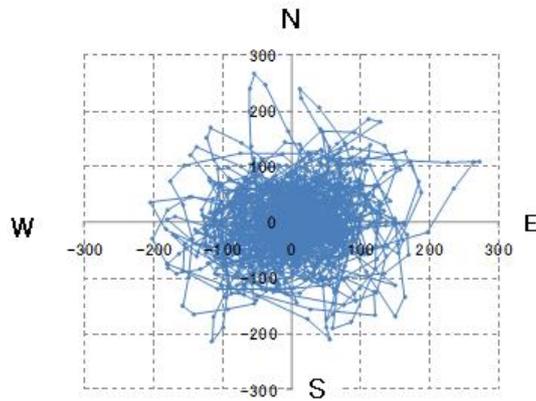
図-3.2.5 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地中, 第 2 波) の地震動



(a) 加速度時刻歴

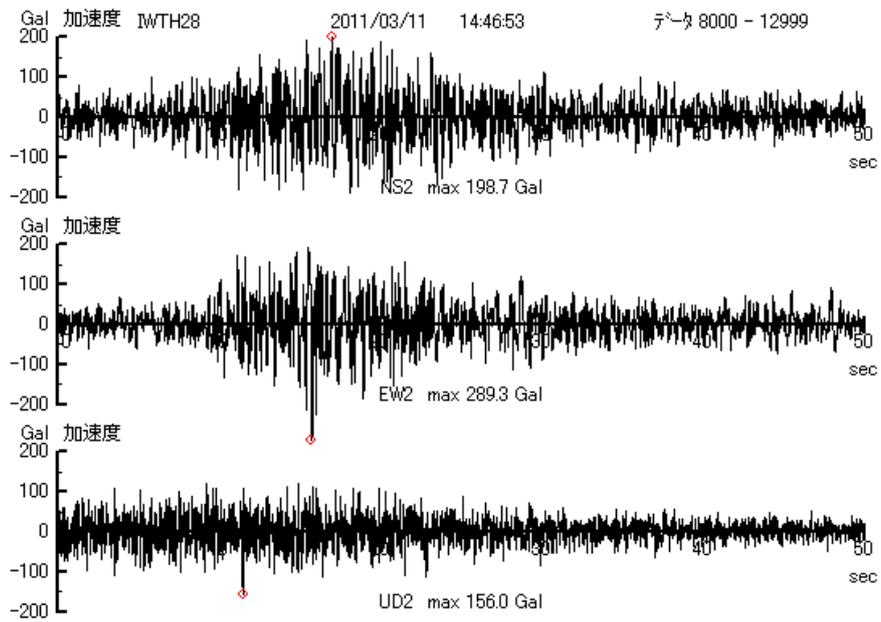


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

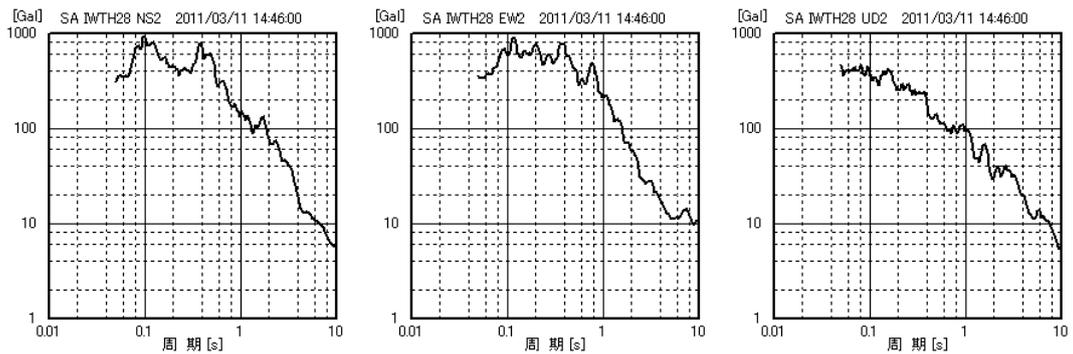


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

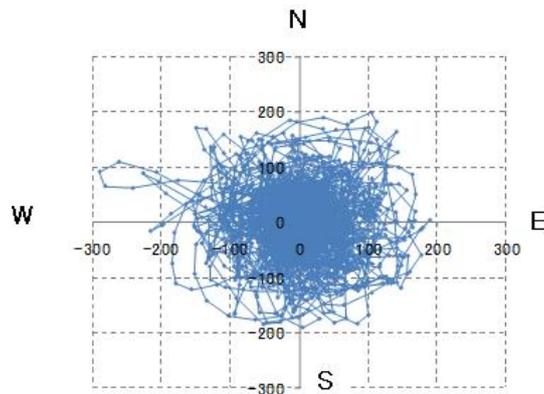
図-3.2.6 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地表, 第 1 波) の地震動



(a) 加速度時刻歴



(b) 地震応答スペクトラム (加速度)



(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

図-3.2.7 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地表, 第 2 波) の地震動

### 3.2.2 宮城県築館付近の地震動

#### (1) 岩手・宮城内陸地震における K-NET（築館）の地震動の特徴

図-3.2.8 に K-NET 築館（MYG004）の加速度時刻歴，応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。K-NET では地表部にのみ地震計が置かれている。表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから，下記のような特徴が導き出される。

①地表の3成分合成加速度は 812gal，速度も 50kine 程度あるので，中小規模の崩壊・地すべりを起こすには十分なレベルである。

②速度の卓越周期が極めて大きい（2～4 秒）。同じ地震でありながら，一関西と比較して加速度，速度ともに全般的に周期が長い。築館観測点の地下 1m以深は岩盤なので，この長周期化は震源と観測点間の伝播経路の性質によるものと考えられる。

2003 年 5 月の宮城県沖を震源とする地震により，築館・館下地区の火砕流台地の谷埋盛土で地すべりが発生している。本地震では，この地すべりに隣接する谷埋盛土で地すべりが発生した。地震動の卓越振動方向は不明瞭であるが，強いて言えば NE-SW である。一方，地すべりの方向は NNE→SSW でほぼ一致している。

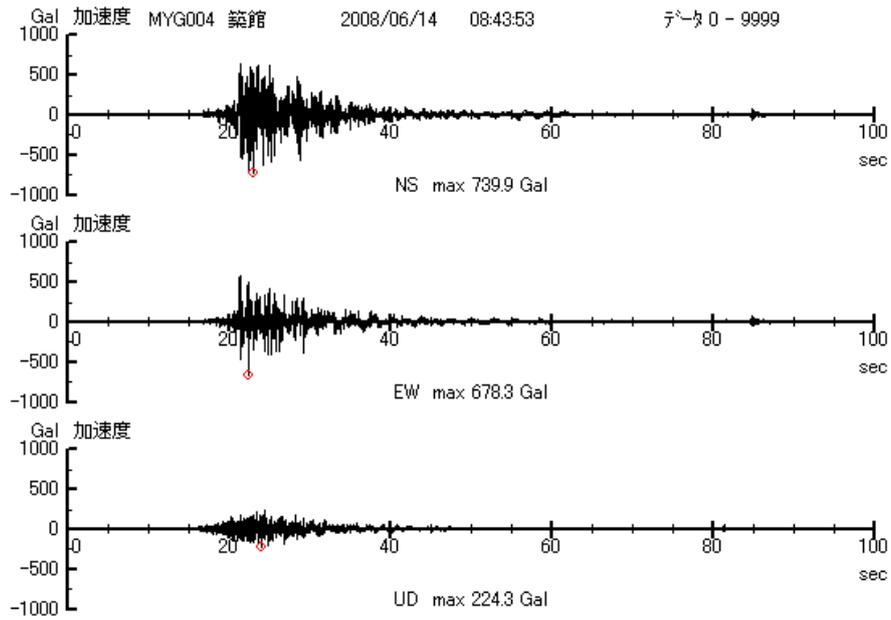
#### (2) 東北地方太平洋沖地震における K-NET（築館）の地震動の特徴

図-3.2.9，図-3.2.10 に K-NET 築館（MYG004）の加速度時刻歴，応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。また，表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから，下記のような特徴が導かれる。なお，本観測点でも第 1 と第 2 の断層破壊に対応する 2 つの地震動が記録されているので，表-7.1.1 では第 1 波と第 2 波の 2 つに分けて示したが，考察では第 1 波より約 2 倍大きい第 2 波に注目する。

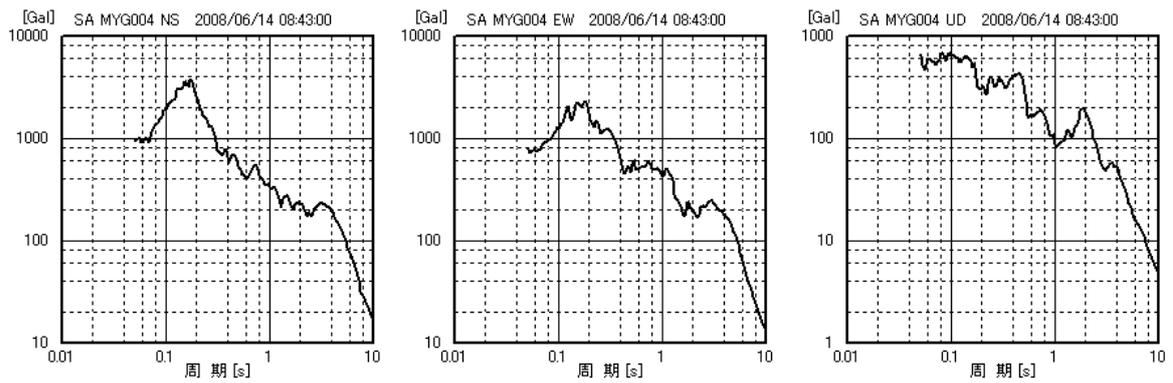
①第 2 波は 3 成分合成加速度で 2933gal，速度も NS 成分で 111kine と極めて大きな値を示し，大規模崩壊の原因となり得る大きさを持っている。

②第 1 波と第 2 波が連続して到達したため，各波の継続時間は岩手・宮城内陸地震とほぼ同程度であったが，2 つの波を合計した継続時間は約 2 倍になった。

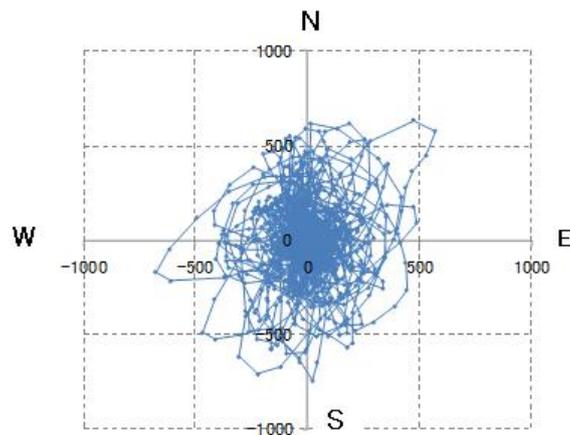
2003 年 5 月の宮城県沖を震源とする地震と岩手・宮城内陸地震により地すべりが生じた築館・館下地区の火砕流台地で，これらの地すべりに隣接する谷埋盛土で，三度亀裂と地すべりの発生が報告されている。地震動の卓越振動方向は N-S であり，一方，地すべり方向は N→S で一致している。



(a) 加速度時刻歴

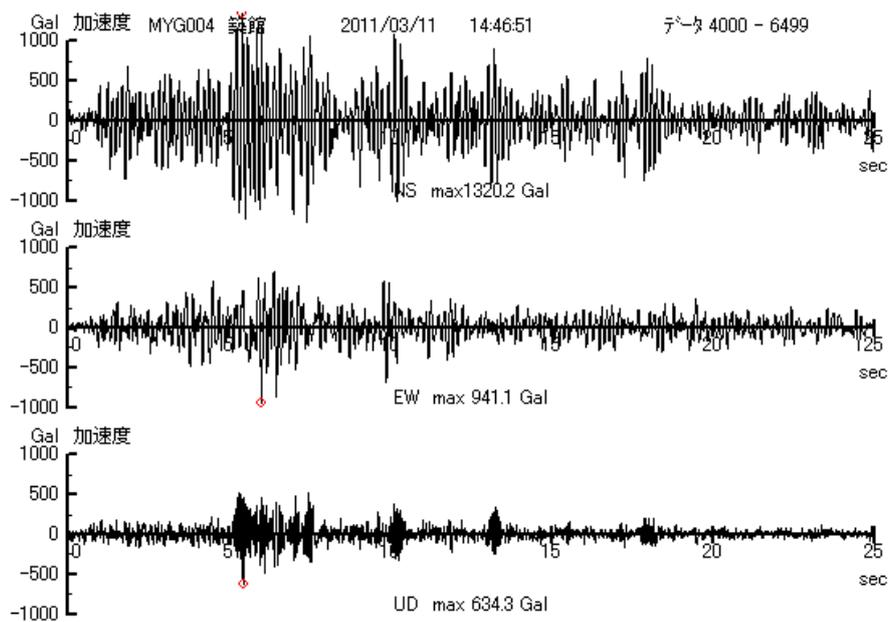


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

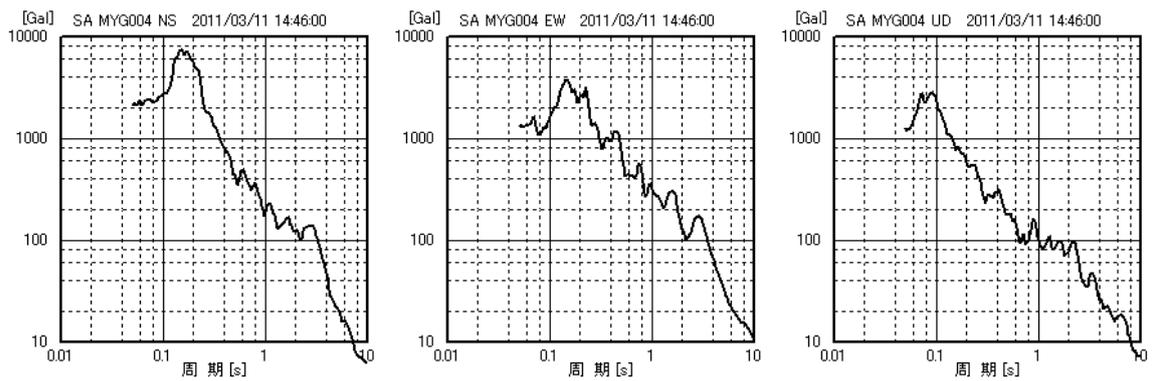


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

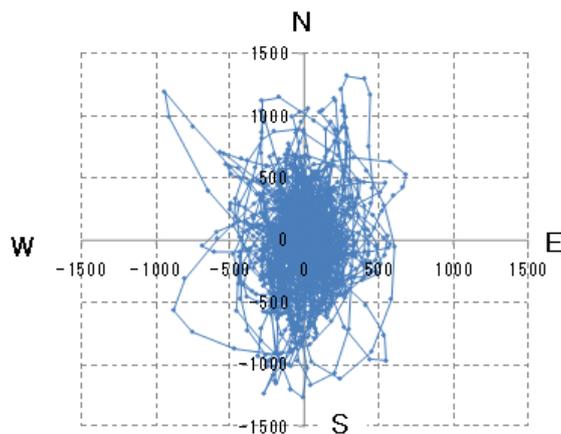
図-3.2.8 岩手・宮城内陸地震における K-NET 築館 (MYG004) (地表) の地震動



(a) 加速度時刻歴

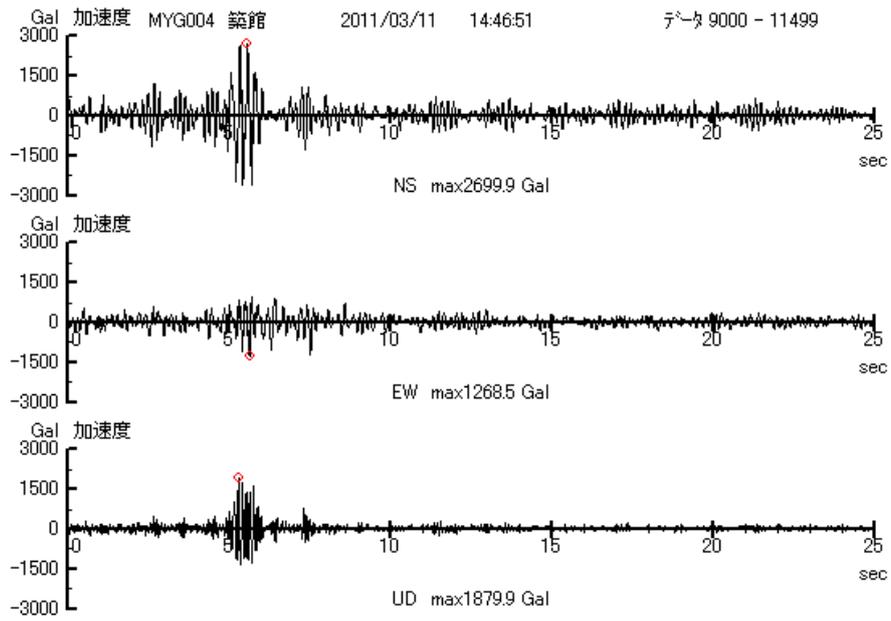


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

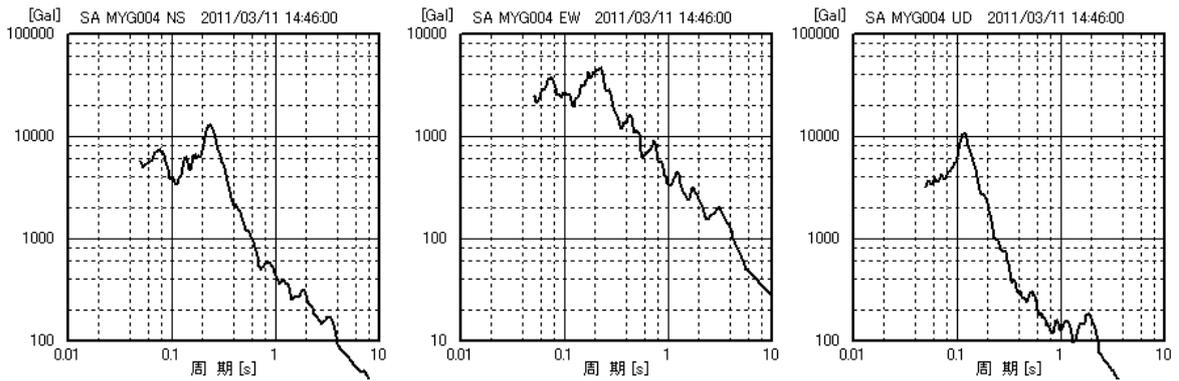


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

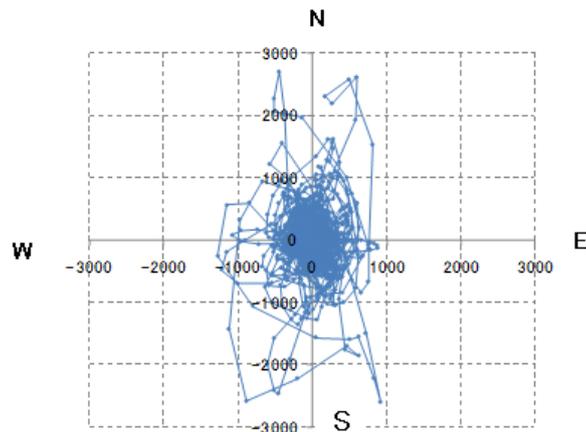
図-3.2.9 東北地方太平洋沖地震における K-NET 築館 (MYG004) (地表, 第1波) の地震動



(a) 加速度時刻歴



(b) 地震応答スペクトラム (加速度)



(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

図-3.2.10 東北地方太平洋沖地震における K-NET 築館 (MYG004) (地表, 第2波) の地震

### 3.2.3 福島県南部の地震動

この地域は、岩手・宮城内陸地震では大きな地震動を受けていないため、解析は東北地方太平洋沖地震のみで行った。取り上げた地震動は KiK-net 西郷 (FKSH10) である。図-3.2.11, 図-3.2.12 に加速度時刻歴, 応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。また, 表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから, 下記のような特徴が導かれる。なお, 本観測点では第3の断層破壊に対応する地震動が記録されている。

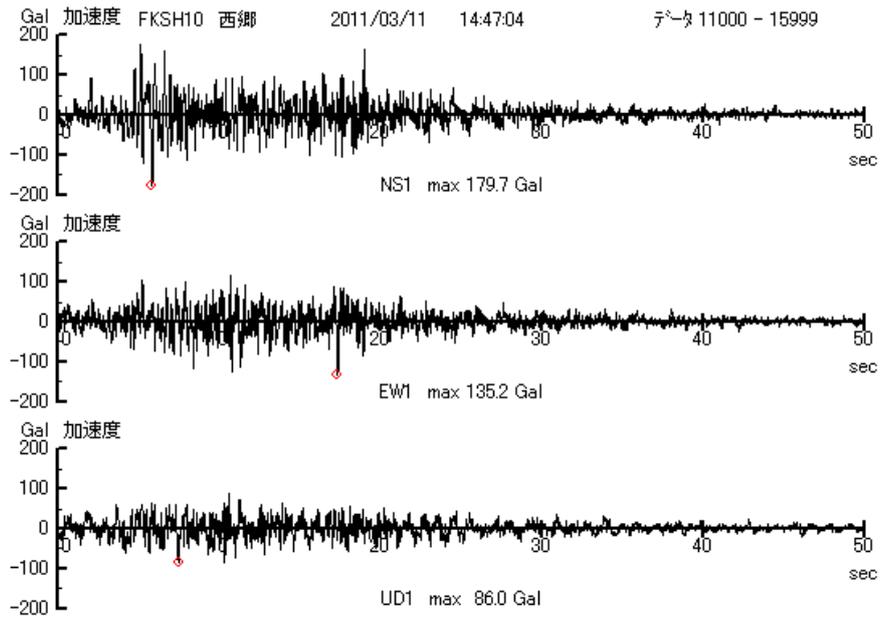
①表層での加速度 (とくに UD 成分) の増幅が極めて大きい (NS : 5.9 倍, EW : 5.7 倍, UD : 11.8 倍, 3成分合成 : 6.7 倍)。表層での速度の増幅は 1.9~3.3 倍である。

②地表では, 加速度が 1335gal と大きい割には, 速度は 40kine 程度である。

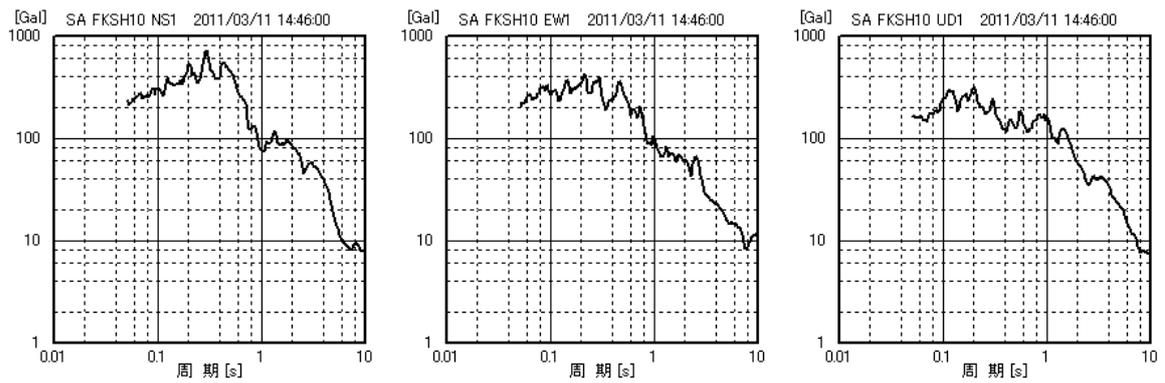
③加速度の卓越周期は地表と地中でほとんど変わらず, 地中の加速度の卓越周期と表層の増幅周期 (固有周期) は概ね一致している。したがって, 3成分とも表層で共振に近い現象が起こったものと考えられる。

KiK-net (西郷) の表層部は  $V_s$  が極めて低い凝灰岩で構成されている。一方, 大規模地すべりを起こした葉の木平は火山堆積物地帯であり, 地質的にはほとんど同類とみなしてよい。地震動の卓越振動方向は, NNE と SSW に傾きつつ, 下から上へと突上げる方向である。葉の木平の斜面の向きは NE あり, したがって, 斜面を (鉛直ではなく) 垂直に突き上げる形となっている。岩手・宮城内陸地震時の荒砥沢地すべりと同様, U-D 方向の激しい振動が大規模地すべりの誘因と考えられる。

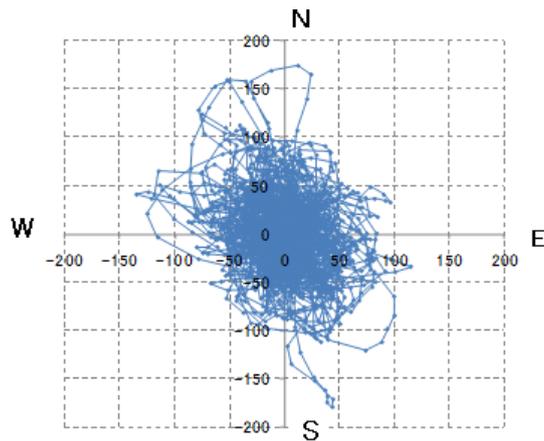
3.2.1~3.2.3 で検討した地震波形データの最大加速度や卓越周期などの諸元は表-3.2.1 のようにとりまとめられる。



(a) 加速度時刻歴

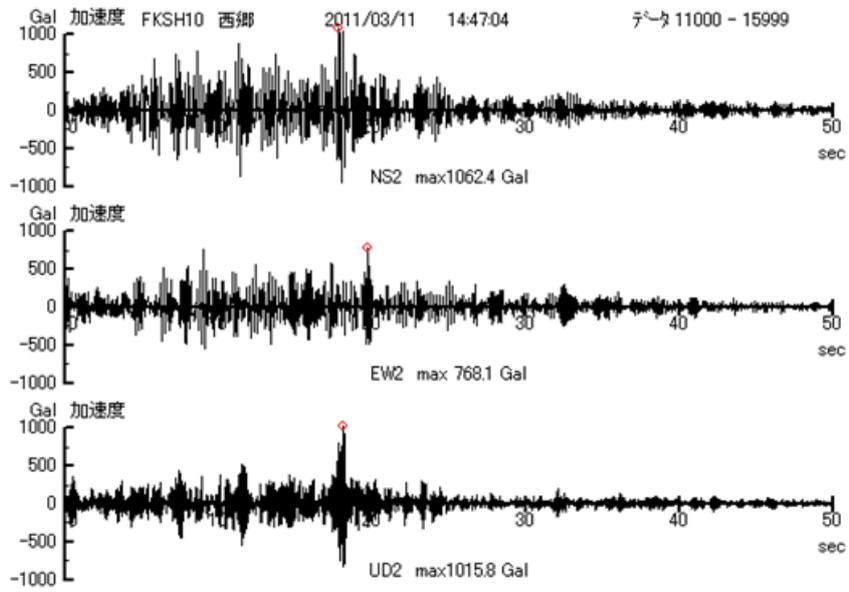


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

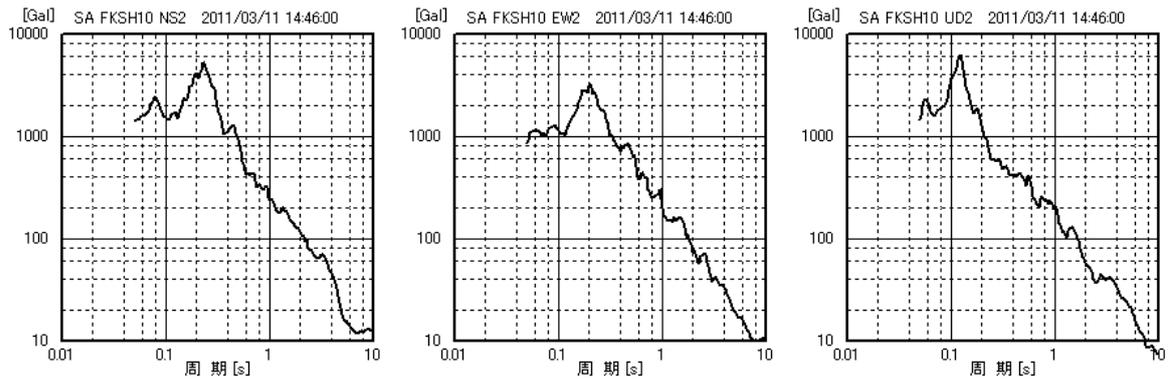


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

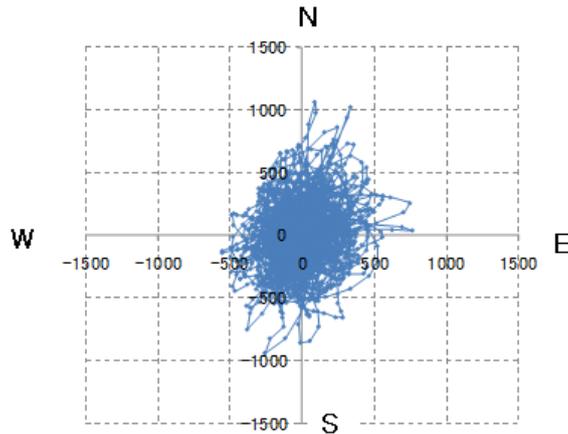
図-3.2.11 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 西郷 (FKSH10) (地中, 第3波) の地震動



(a) 加速度時刻歴



(b) 地震応答スペクトラム (加速度)



(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

図-3.2.12 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 西郷 (FKSH10) (地表, 第3波) の地震動

地域	観測点名	地震	深度(m)	対象波形	方位	最大加速度 (gal)	卓越周期 (秒)	表層の増幅 周期(秒)	100gal以上 の継続時間 (秒)	最大速度 (km)	卓越周期 (秒)	水平面内の 卓越振動方向	3成分合成値		備考					
													PGA(gal)	振動方向						
岩手・宮城 県境付近	一関西 (IWITH25)	①	地中(260)	全体	NS	1036	0.05	0.18			37.5	(1.2)~3.0								
					EW	748	0.06	0.43		13	34.1	1.2		1078						
					UD	681	~0.08	0.10	(0.21)		56.0	1.5								
			NS		1143	0.10				66.9	~1.3									
			EW		1433	~0.14				62.7	0.5	20			(E-W)		U-D (構内体の長軸 がややNE-SW に傾く)			
			UD		3866	0.06				74.8	0.2									
	一関西2 (IWITH28)	②	地中(263)	第1波(40~60秒) 第2波(80~110秒)	NS	67.2	0.10	0.36	(0.46)			4.7	1.70							
					EW	51.8	0.08	0.72	(0.11)	0	4.7	1.90		79			(やや構内体の 長軸がUS-DN 方向に傾く)			
					UD	49.4	0.08	0.06	(0.10)		4.1	0.85								
			NS		64.3	~0.10	0.52	(0.40)		6.6	1.80									
			EW		65.3	0.20	0.34	(0.79)	0	6.2	1.50				(E-W)					
			UD		57.7	0.14	0.053	(0.28)		6.7	~2.80									
岩手・宮城 県境付近	一関西2 (IWITH28)	②	地表	第1波(40~60秒) 第2波(80~110秒)	NS	266	0.13				10.2	0.40								
					EW	272	0.10			(H)14 (V)8	15.3	~0.80		298						
					UD	152	0.09				6.0	0.75								
					NS	199	0.1	(0.4)			14.4	~0.50								
					EW	289	0.12				16.6	0.80	20							
					UD	156	~0.08				8.2	~2.80								
	築館 (MYG004)	②	地表	全体	NS	740	0.17				45.3	(0.17)~4.0								
					EW	678	~0.18			(H)18 (V)12	38.7	3.5		812			(NE-SW)			
					UD	224	~0.10				14.7	2.0								
					NS	1320	0.15				43.4	0.17								
					EW	941	0.15				49.7	0.23	20							
					UD	634	~0.09				12.3	0.09	(2.3)							
福島県南部	西郷 (FKSH10)	②	地中(200)	第3波(110~140秒) 第2波(90~110秒)	NS	2700	0.23				111	0.23								
					EW	1269	0.22			20	49.6	0.22		2933			N-S (UD成分も比較 的)			
					UD	1880	0.12				34.2	0.12								
			NS		180	0.30	0.25	(0.23)		16.6	0.5	(4.0)								
			EW		135	~0.20	0.21	(0.17)	(H)13 (V)0	9.6	(0.5)~2.4									
			UD		86	(0.12)~0.2	0.094	(0.12)		12.8	(1.0)~1.4									
	西郷 (FKSH10)	②	地表	第3波(110~140秒)	NS	1062	0.25				36.2	0.25								
					EW	768	0.20			30	31.2	0.20								
					UD	1016	0.13				24.6	0.13								
					NS	1062	0.25				36.2	0.25								
					EW	768	0.20				31.2	0.20								
					UD	1016	0.13				24.6	0.13								

① 岩手・宮城内陸地震(2008/06/14-08:43)  
 ② 東北地方太平洋沖地震(2011/03/11-14:46)

地震動の特徴

※ 3.2.1

### 3.2.4 直下型と海溝型の地震に起因する地震動の比較

#### (1) KiK-net（一関西および一関西 2）における直下型と海溝型の相違

海溝型の加速度の卓越周期は、地中では直下型の2～3倍であり（直下<0.08秒<海溝）、地表ではほぼ同程度になっている（表層の固有周期の影響か）。地中で異なるのは、直下型や海溝型による違いというより、震源距離の長短の影響であろう。また、加速度と速度の大きさは、直下≫海溝となっているが、これは勿論震源距離の違いによるものである。

一方、卓越振動方向に特徴はない。強いて言えばどちらもE-Wで、断層（海溝型の場合海溝軸）の走向（NNE-SSW）にほぼ直交している。

「一関西」は岩手・宮城内陸地震後に「一関西 2」に移設されたもので、ほとんど同一の場所であるため、地中の構造は同じと考えてよい。図-3.2.13と図-3.2.14は同地点における地中に対する地表の地震動の加速度応答スペクトル比であり、表層約260mの増幅特性を示している。(1)は岩手・宮城内陸地震、(2)は東北地方太平洋沖地震の第2波である。同じ地盤なので同じ傾向のスペクトル比が得られてもいいはずであるが、明らかに異なる。(1)はピークが明瞭ではなく、水平動は0.1～0.5秒、UDは0.05～0.2秒に緩やかな膨らみが見られる。一方、(2)もピークは明瞭ではなく、水平動は0.3～0.8秒に、UDは0.05～0.3秒に緩やかな膨らみが見られる。UDはほぼ一致しているが、水平動はずれている。(1)の入力地震動は約1000gal（3成分合成）、(2)は84gal（同）と大きく異なり、同一地盤の増幅度の違いは、入力地震動の大きさによって現れる地盤の非線形性の影響とみられる（直下型、海溝型による違いではない）。被害地震については、(1)の増幅度が目安になる。

ちなみに、図-3.2.15は「西郷」における加速度応答スペクトル比である。ここでは比較的ピークははっきりしており、水平動は0.15～0.25秒、UD成分は0.09～0.15秒にピークがある。大きいところではスペクトル比が30を超えており（一関西では大きくても10～13程度）、入力地震動の卓越周期もほぼその範囲にあったため、表層で激しく増幅された。

以上、地震動から見て、直下型地震と海溝型地震の違いは、単に震源距離の違いに帰すことができるようである。

#### (2) K-NET（築館）の地表における直下型と海溝型の相違

地表における加速度の卓越周期は、一関西と同様、直下型と海溝型でほぼ等しい。これは表層の固有周期の影響と考えられ、地震の型は関係ない。

卓越振動方向は、直下型（NE-SW）も海溝型（N-S）も、断層（海溝型は海溝軸）の走向（NNE-SSW）にほぼ平行している。

ここでも、直下型と海溝型の違いを裏付けるデータはない。

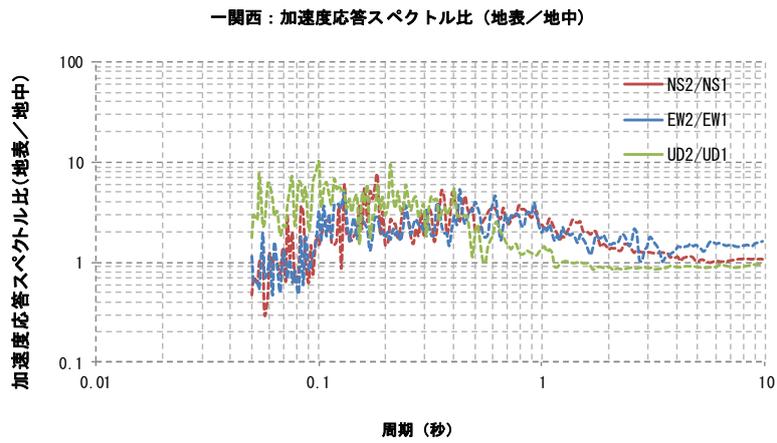


図-3.2.13 加速度応答スペクトル比（一関西，岩手・宮城内陸地震）

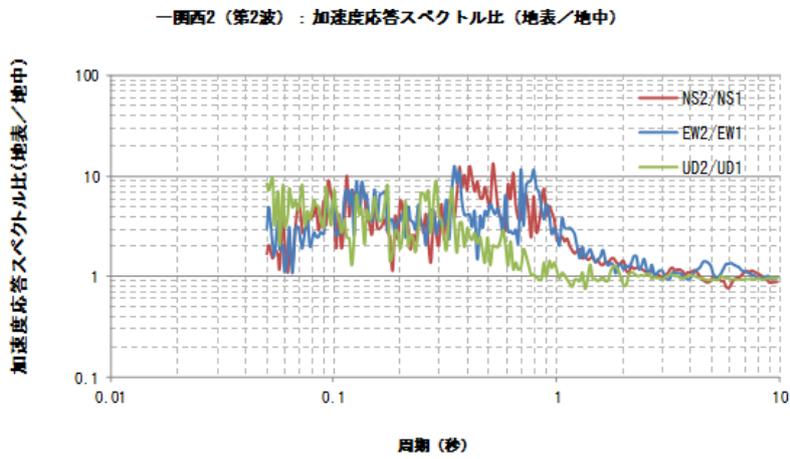


図-3.2.14 加速度応答スペクトル比（一関西 2，東北地方太平洋沖地震の第 2 波）

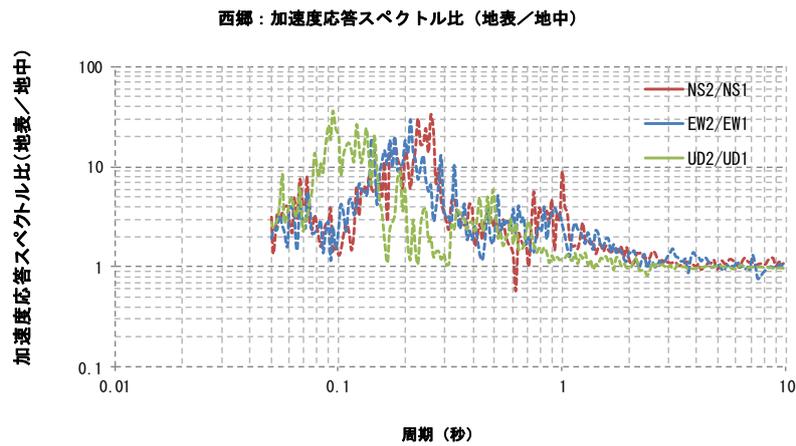


図-3.2.15 加速度応答スペクトル比（西郷，東北地方太平洋沖地震の第 3 波）

### 3.3 地震動と大規模崩壊

#### 3.3.1 近年のいくつかの大地震とそれによる大規模崩壊の事例

近年の国内外の大地震とそれにより発生した大規模崩壊の関係について考察する。表-3.3.1 は、近年発生した国内外の5つの大地震（1999 台湾・集集地震，2004 新潟県中越地震，2008 中国・四川地震，2008 岩手・宮城内陸地震，2011 東北地方太平洋沖地震）とそれにより発生した代表的な大規模崩壊，およびその崩壊地の最寄りの地震観測点における地震動の諸元を整理したものである。この表からは次のような傾向が読み取れる。

- 崩壊面傾斜が  $20^\circ$  以下の緩傾斜地で発生する事例が多い。
- 元の斜面が流れ盤構造か，地すべり地形で多く発生する。
- 地表の UD 成分が極めて大きい(表層での増幅が大きい)斜面で発生する事例が多い。
- 堆積岩地帯では  $<3\text{Hz}$ ，火山噴出物地帯では  $>3\text{Hz}$  の卓越周波数の地震動が効いているように見える。あるいは，崩壊規模の方が効いているのかもしれない。概して規模の大きい崩壊には低周波数（長周期）の地震動が対応しており，とくに， $10^8\text{m}^3$  を超えるような大規模崩壊には， $1\text{Hz}$  を少し超える程度の比較的長周期の地震動が対応している。

#### 3.3.2 断層の走向および地震動の振動卓越方位と崩壊面方向の関係

この3種類の方向あるいは方位の間には，次のような関係が考えられる。

##### ① 断層の走向（断層破壊の進行方向）－振動卓越方位

断層破壊の進行方向は大局的には断層の走向と一致しているが，四川地震や東北地方太平洋沖地震のように断層面が巨大であると，断層の破壊進行方向が断層の走向と一致しているとは限らない。断層破壊は断層面上で水平方向のみならず，深さ方向にも進行する。断層破壊に伴って放出される地震波の振動方向は，断層破壊の進行方向と密接な関係がある。たとえば，横ずれ成分の大きな断層の破壊進行方向では，それに直交する方向に振動するS波が生ずる。

##### ② 断層の走向（断層破壊の進行方向）－崩壊面方向

直下型地震の場合は，統計的に両方向が直交する割合が最も大きい例が多い。逆断層といえども横ずれ成分も含まれていることが多いので，上記のように，断層破壊の進行方向（あるいは断層の走向）に直交する方向に振動するS波が発生し，それが崩壊の誘因になったと解釈することができる。

##### ③ 振動卓越方位－崩壊面方向

統計的には両方向が一致する崩壊の割合が大きいことが期待される。

そこでまず，断層の走向（断層破壊の進行方向）と振動卓越方位の関係を表-3.3.1 から抽出する。東北地方太平洋沖地震の断層の走向は一応海溝軸の走向としておくが，葉の木平の地すべりを起こした地震波（第3波）は，図-3.2.1 に示されているように，海溝軸とは直交する方向（沖から陸地に向かう）に進行する破壊から生じたように見受けられるので，その場合を（ ）付きで表した。

No.	地震名	M	断層面			断層線との位置関係	最高の観測点における地震動(水平動)						崩壊規模 (m <sup>3</sup> )	崩壊面方位	崩壊面傾斜 (°)	地質	その他の特徴		
			タイプ	長さ(km)	走向		傾斜	観測点位置	PGA (gal)	fp (Hz)	PGV (kine)	fp (Hz)						振動卓越方位	継続時間(s)
1	台湾・集集 (1999)	7.7	直下型 逆断層型	80	NNE-SSW	30°E	断層線南端から上盤側に約5km投影断層面内	CHY080 草嶺 (11km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35	2.4 × 10 <sup>8</sup>	SW	10 ~ 15	(新第三紀)堆積岩 砂岩・頁岩互層	UD大 (716gal) 流れ盛・崖 地すべり地形
2	新潟県中越 (2004)	6.8	直下型 逆断層型	20 ~ 25	NNE-SSW	50°W	断層線中央から上盤側に約7km投影断層面内	TCU089 (6km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	—	(E-W)	35	3.5 × 10 <sup>7</sup>	SE	20 ~ 25	(新第三紀)堆積岩 頁岩	流れ盛 崖
3	中国・四川 (2008)	8.0	直下型 逆断層型	300	NE-SW	50°NW	断層線中央から上盤側に約20km投影断層面内	MZQ 清平 (12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	—	40	7.5 × 10 <sup>8</sup>	ENE	35	(原生代)白雲岩 (古生代)石灰岩 砂岩・泥岩・頁岩	UD大 (623gal) (流れ盛) (地すべり地形)
4	岩手・宮城内陸 (2008)	7.2	直下型 逆断層型	40	NNE-SSW	40°W	断層線から上盤側に約10km投影断層面内	IWTH025 一関西 (12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) —	35 30	6.7 × 10 <sup>7</sup>	SE	0 ~ 2	(新第三紀)火山岩 砂岩・シルト岩 軽石質凝灰岩	UD大 (386gal) 地すべり地形 湖成層
5	東北地方太平洋沖 (2011)	9.0	海溝型 逆断層型	500	NNE-SSW	10°W	海溝軸から上盤側に約260km投影断層面外	FKSH10 西郷 (13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135	3.0 × 10 <sup>4</sup>	NE	10 ~ 20	(第四紀)火山岩 スコリア・軽石 火山灰質粘性土	地表部でのUDの増幅大 (86→1016gal)

※ 3.3.1 地震による大規模崩壊と誘因となった地震動の特徴

両方向がほぼ一致：草嶺，葉の木平

両方向がほぼ直角：九份二，荒砥沢，（葉の木平）

次に，断層の走向（断層破壊の進行方向）と崩壊面方向の関係を調べる。四川地震の断層の走向は NE-SW であるが，大光包近辺における断層破壊の進行方向は，推定断層面のすべり量分布によると NNE のようにも見受けられる。その場合を（ ）付きで表示した。

両方向がほぼ一致：草嶺，大光包，葉の木平

両方向がほぼ直角：九份二，東竹沢，荒砥沢，（大光包），（葉の木平）

上記2つの関係から，振動卓越方位と崩壊面方向の関係は次のようになる。なお，東竹沢と大光包はデータ不足のため省略している。

両方向がほぼ一致：草嶺，九份二，荒砥沢，葉の木平，（葉の木平）

大光包と葉の木平については（ ）付きの方を採用すると，草嶺以外はいずれの関係も従来の例に多く見られる常識的なものになっている。なお，草嶺では，台湾中央気象台が草嶺観測点で観測した集集地震の地震動から求めた振動卓越方位と，崩壊面の方向は明瞭に一致している。

### 3.3.3 地震エネルギーと崩壊規模

小規模な崩壊はS波の一撃で一気に崩れることも有り得るが（地震力すなわち地震加速度が関係），大規模な崩壊の場合，崩壊発生の原因は地震動の一撃よりも振動の繰り返しとその継続時間が影響すると考えられる（地震エネルギーすなわち地震速度が関係）。今までの経験では， $10^8 \text{ m}^3$  を超えるような大規模崩壊には， $100 \text{ kine}$  を超える地震速度が必要である。表-3.3.2 は，表-3.3.1 で取り上げた地震動の最大加速度，最大速度，卓越周期，主要動継続時間とそれらを元に以下で説明する計算を行った結果を整理したものである。

単位体積当たりの歪エネルギーを  $W$ ，単位体積当たりの運動エネルギーを  $K$  とすると，一波長についての平均エネルギー  $\text{Ave}(K+W)$  は，次のように表せる（宇津，1977）。

$$\text{Ave}(K+W) = (1/2) \rho (\omega A)^2 = (1/2) \rho (\text{PGV})^2$$

表-3.3.2 地震動の諸元と地震エネルギーに関する計算過程

No.	地震名	崩壊名	PGA (gal)	Tp (秒)	PGV (kine)	(PGV) <sup>2</sup> (kine <sup>2</sup> )	Tp (秒)	(PGV) <sup>2</sup> × Tp	主要動継続時間 Td (秒)	(PGV) <sup>2</sup> × Td	崩壊規模 (m <sup>3</sup> )
1	台湾・集集 (1999)	草嶺	842	0.83	96	9.2E+03	0.83	7.6E+03	8	7.4E+04	2.4E+08
		九份二	348	0.33	45	2.0E+03	—	6.6E+02	20	4.0E+04	3.5E+07
2	新潟県中越 (2004)	東竹沢	1308	0.67	120	1.4E+04	—	9.4E+03	6	8.4E+04	1.0E+06
3	中国・四川 (2008)	大光包	824	0.93 (等価)	122	1.5E+04	0.93 (等価)	1.4E+04	16	2.4E+05	7.5E+08
4	岩手・宮城内陸 (2008)	荒砥沢	1433	~0.14	67	4.5E+03	~1.3	5.9E+03	10	4.5E+04	6.7E+07
5	東北地方太平洋沖 (2011)	葉の木平	1062	0.25	36	1.3E+03	0.25	3.4E+02	15	2.0E+04	3.0E+04

ここで、 $\rho$  は密度、 $\omega$  は角周波数、 $A$  は変位振幅、PGV は地表でのピーク速度振幅である。

一波長の積算エネルギーは、上式に卓越周期  $T_p$  をかけることにより得られる。 $(PGV)^2 \times T_p$  (表-3.3.2 参照) に対する崩壊規模の関係を図-3.3.1 に示す。さらに、同程度の振幅の波の数をかけることにより、継続時間も考慮することができる。すなわち、 $T_p \times$  (主要動の波の数)  $\doteq$  (主要動継続時間  $T_d$ ) と見なせるので、 $(PGV)^2 \times T_d$  を求め (表-3.3.2 参照)、それに対する崩壊規模の分布を図-3.3.2 に示した。

東竹沢を除く 5 か所の崩壊は、一本の曲線に載っているように見える。この 5 か所の崩壊を滑らかに結んだ曲線を、地震エネルギーに対する崩壊規模の上限を示す包絡線と考えることができる。地震エネルギーがどんなに大きくなっても (地震の規模自体に上限があるが)、崩壊規模は頭打ちになり、 $10^9 \text{ m}^3$  を超える崩壊は起こらないことを示している。崩壊を起こす斜面の広がりには地形的な制約があることも原因であろう。新潟県中越地震時の東竹沢では、地質・地形的条件が許せば、実際の 100 倍を超える土量の地すべりが発生する可能性があったことが、図-3.3.2 から読み取れる。

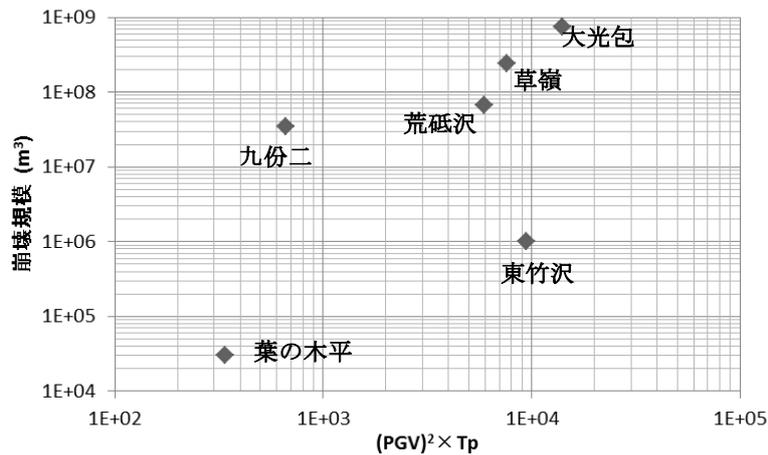


図-3.3.1 一波長の地震エネルギーと崩壊規模の関係

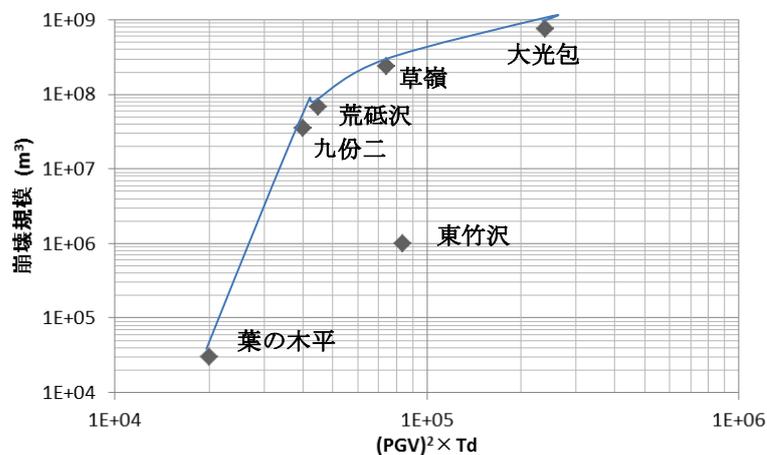


図-3.3.2 主要動の継続中に受ける地震エネルギーと崩壊規模の関係

(1/2)  $\rho$  (PGV)<sup>2</sup> ×  $Td$  は、単位体積の斜面の土が、地震の主要動を受けている間に得る弾性エネルギーである。このエネルギーにより斜面の土が移動するかどうかは力学上の問題であるが、受けるエネルギーが大きいくほど、単位体積の土の移動する確率が高いと考えられると、それだけ大きな体積の土がまとまって移動する確率が高くなる。したがって、(PGV)<sup>2</sup> ×  $Td$  と崩壊規模（土砂量）の間には密接な関係が存在する。

参考までに、ピーク加速度 PGA と崩壊規模の関係を図-3.3.3 に示した。一定の傾向は示しておらず、少なくともピーク加速度と大規模崩壊の規模とは対応しないようである。

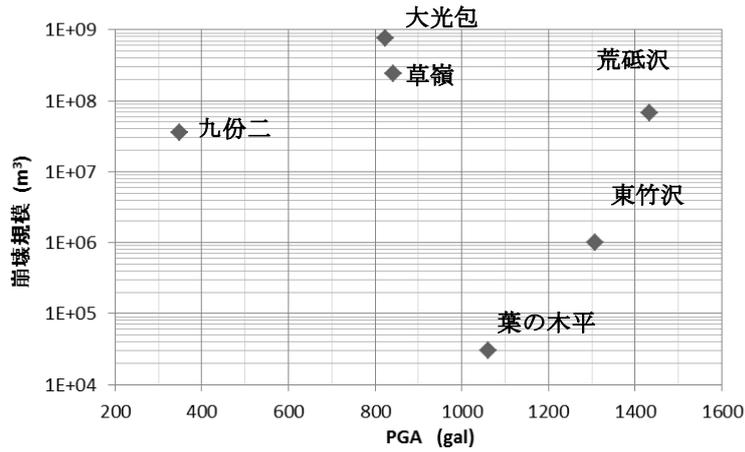


図-3.3.3 ピーク加速度と崩壊規模の関係

**砂防学会・東北地方太平洋沖地震災害調査委員会**  
**東北地方太平洋沖地震および長野県北部地震による災害調査**  
**第4班本震による山地の不安定化**

**(要旨)**

第4班は、本震による山地の不安定化について把握するため、以下の調査・検討項目に取り組んだ。

- ①危険斜面や溪流の点検、基準雨量の見直し等の現状調査
- ②余震による斜面崩壊の発生と危険度評価
- ③地震後の降雨による土砂災害
- ④地震後の土砂災害ポテンシャルの変化
- ⑤地形的条件を考慮した地震後の降雨による土砂災害発生予測

①及び②に関し、まず以下の通り、危険斜面や溪流の点検、基準雨量の見直し、土砂災害の発生状況を概観する。

国土交通省砂防部の発表によると、東北地方太平洋沖地震等により震度5強以上を観測した市区町村において、土砂災害危険箇所の緊急点検を実施した結果（一部の点検不能箇所（積雪、原発事故等の影響範囲）を除く）、平成23年6月3日時点において、14都県212市区町村で32,392箇所を点検し、分類A（変状が大きく緊急的な工事等が必要な箇所）が54箇所、分類B（変状が軽微で詳細調査の実施後、必要に応じて工事等を行う箇所）が1,050箇所であった。

<http://www.mlit.go.jp/common/000146556.pdf>

また、東北地方太平洋沖地震、長野県北部地震、静岡県東部の地震により震度5強以上を観測した地域では、地盤が脆弱になっている可能性を考慮し、都道府県砂防部局と気象台が共同で発表する土砂災害警戒情報を通常基準より5～8割に引き下げる暫定的運用を実施した。暫定運用を行った市区町村は、平成23年4月12日時点で、17都県、240市区町村であった。

[http://www.mlit.go.jp/river/sabo/kongo\\_dosyasaigai/02/110601\\_shiryo4-1.pdf](http://www.mlit.go.jp/river/sabo/kongo_dosyasaigai/02/110601_shiryo4-1.pdf)

その後、各都県及び気象台では、地震後の降雨と土砂災害の関係を調査・検討し、平成25年5月30日までに、ほぼ全ての市区町村で暫定基準は解除されている（ただし、宮城県の仙台市、南三陸町、石巻市については平成24年8月宮城県沖地震、25年5月福島県沖地震に伴い暫定基準が継続されている）。

<http://www.mlit.go.jp/common/000205138.pdf>

<http://www.mlit.go.jp/common/000189864.pdf>

<http://www.mlit.go.jp/common/000185149.pdf>

<http://www.mlit.go.jp/common/000172385.pdf>

<http://www.mlit.go.jp/common/000999308.pdf>

[http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/gizyutu\\_133.html](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/gizyutu_133.html)

土砂災害、斜面崩壊等の発生状況について、国土交通省砂防部によると、東北地方太平洋沖地震による土砂災害発生件数は平成23年8月3日時点で110件であった。

[http://www6.river.go.jp/riverhp\\_viewer/entry/resource/y2011e241311175c133a55ecc7f3bf818af4f6631c62cc/8.3%E6%9D%B1%E5%8C%97%E5%9C%B0%E6%96%B9%E5%A4AA%E5%B9%B3%E6%B4%8B%E6%B2%96%E5%9C%B0%E9%9C%87%E7%81BD%E5%AE%B32.pdf](http://www6.river.go.jp/riverhp_viewer/entry/resource/y2011e241311175c133a55ecc7f3bf818af4f6631c62cc/8.3%E6%9D%B1%E5%8C%97%E5%9C%B0%E6%96%B9%E5%A4AA%E5%B9%B3%E6%B4%8B%E6%B2%96%E5%9C%B0%E9%9C%87%E7%81BD%E5%AE%B32.pdf)

また、国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センターによると、衛星画像判読(約5万km<sup>2</sup>)の結果、地震による土砂移動の可能性のある箇所は210箇所であった。

<http://www.nilim.go.jp/lab/bcg/siryoutnn/tnn0646pdf/ks064608.pdf>

さらに、(社)日本地すべり学会が、岩手県以南の東北地方、茨城・栃木・群馬・長野・新潟県の砂防・治山関係機関の地震後緊急点検結果、現地調査等をもとに、本震及び関連地震による斜面変動(崩壊、地すべり、造成盛土宅地の変状等)をまとめたところ、総数は768箇所であった。

平成20年6月の岩手・宮城内陸地震では、3,791箇所の地すべり・崩壊が発生したものと比べると、東北地方太平洋沖地震等による斜面崩壊・変動、土砂災害発生数はかなり少ない状況であった。

①及び②に関し、地震による斜面崩壊の危険度評価手法の高度化のため、岡本は東北地方太平洋沖地震による崩壊地の判読結果から、斜面崩壊危険度評価判別式の海溝型地震への適用性を研究している。Ⅰ.地震時斜面崩壊危険度評価手法の高度化に関する検討として後述する。古川らは、地震時の斜面崩壊危険度評価手法としてサポートベクターマシンによる方法を研究している。Ⅱ.サポートベクターマシン法による地震時斜面崩壊危険度評価として後述する。

③地震後の降雨による土砂災害に関し、岡本は、土砂災害警戒情報の地震後暫定基準について運用実績を検証している。Ⅲ.土砂災害警戒情報の地震後暫定基準の妥当性に関する検討として後述する。また、執印らは、地震による土質強度変化を考慮した降雨指標についての検討を実施している。Ⅳ.地震後の崩壊発生降雨基準に関する一考察として後述する。

④及び⑤に関し、久保田は、数値解析により地震動による亀裂や土質強度の低下が斜面の安定性に与える影響を検討している。Ⅴ.地震動による斜面の亀裂および土質強度の変化が斜面安定に与える影響として後述する。平松は、土質試験により地震動による地盤の緩みの評価手法についての検討を実施している。Ⅵ.花崗岩地域における地震発生後の斜面安定性の変化に関する実験的研究として後述する。

以上のとおり、統計解析、数値解析、室内試験等を用いた総合的な検討を行った結果、地震動が斜面崩壊に与える影響を多角的な視点で定量的に評価することができた。

# I. 地震時斜面崩壊危険度評価手法の高度化に関する検討

国土技術政策総合研究所 岡本敦（現国交省砂防部）

## 1.1 はじめに

大規模な地震が発生すると山地において斜面崩壊が多発する傾向が過去の事例から見られる<sup>1)</sup>が、すべての斜面で崩壊が発生するわけではなく、崩壊しやすい斜面には共通する特徴があるものと考えられる。

そこで国土技術政策総合研究所（国総研）では、山地斜面が地震動を受けた際の相対的な崩壊危険度を評価するため、平成7年兵庫県南部地震における崩壊実績をもとに、「地震による斜面崩壊危険度評価判別式」（以下、「判別式」という）を開発した<sup>2)</sup>。次式に示す。

$$F = 0.075I - 8.9C + 0.0056A - 3.2$$

ここに、 $I$ : 斜面勾配 (°)、 $C$ : 斜面平均曲率、 $A$ : 地震動の最大加速度 (cm/s<sup>2</sup>)。

この式は、斜面勾配、斜面の平均曲率、地震動の最大加速度という一般に入手可能なデータを用い、過去に地震による崩壊実績がない箇所においても崩壊危険度を簡便に評価できるものである。

国総研では、これまで平成7年兵庫県南部地震から平成20年岩手・宮城内陸地震（以下、「岩手宮城地震」という）までの主要な8地震を対象に判別得点と崩壊実績の比較を行い、判別式によって一定の精度で崩壊危険度を評価できることを確認してきた<sup>3)</sup>。しかしながら、上記8地震には海溝型地震が含まれておらず、また各地震における対象地域も比較的狭い範囲であったことから、判別式の海溝型地震への適用性や広域を対象とした際の精度について検証が不十分であった。

そこで本検討では、内陸型地震である岩手宮城地震および海溝型地震である平成23年東北地方太平洋沖地震（以下、「東北地震」という）によって斜面崩壊が発生した地域を対象に判別得点を算出し実績崩壊との比較を行うことにより、判別式の適用性を検証した。

## 1.2 既往地震に関するデータ整理

### 1.2.1 東北地方太平洋沖地震による崩壊地の判読

東北地震において斜面崩壊が多発した栗駒山周辺の地域を対象に崩壊地判読を行った。この地域は岩手宮城地震でも崩壊が集中した地域であり、地震直後の平成20年および2年後の平成22年にも崩壊地判読を行っていることから対象地として選定した。崩壊地判読結果を図-1.1に、各時期における崩壊状況を表-1.1に示す。

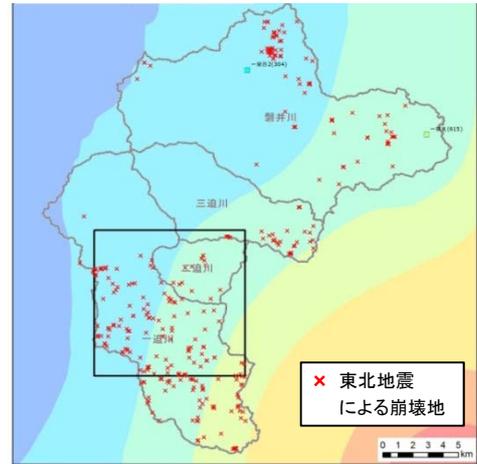


図-1.1 栗駒地域における崩壊地判読結果

表-1.1 栗駒地域における各時期の崩壊状況

	崩壊数	崩壊面積	崩壊面積率
(H20)岩手宮城地震による崩壊	2,069	3,217,400	0.878%
(H22)岩手宮城地震後2年間の崩壊	825	1,010,838	0.276%
(H23)東北地震による崩壊	350	148,593	0.041%

崩壊発生数は岩手宮城地震の約2000箇所に対し東北地震350箇所と極端に少ないことが明らかとなった。

### 1.2.2 既往地震の地震動特性の整理

既往地震について、各種資料より最大加速度、周期等の地震動特性を整理した。表-1.2に岩手宮城地震と東北地震についての整理結果を示す。表-1.2からも分かる通り、最大加速度は岩手宮城地震の方が大きい、周期については大きな差はなかった。

表-1.2 各地震の地震動特性

	岩手・宮城内陸地震	東北地方太平洋沖地震
発生日	2006/6/14	2011/3/11
最大加速度(Gal)	4022(一関西)	2933(築館)
周期(s)	0.1-0.2	0.1-0.2
継続時間(s)	30	100

## 1.3 判別式の適用性に関する検討

### 1.3.1 判別得点と崩壊実績との関係整理

東北地震において崩壊が特に集中した範囲（図-1.1の黒枠部分）を対象に試算的に判別式を適用したところ、実績崩壊との相関性は明瞭ではなかった。これは、表-1.1にもある通り東北地震では崩壊発生数、崩壊面積率ともに非常に小さかったために明確な傾向が表れなかったものと考えられる。

### 1.3.2 判別得点と地震後一定期間の崩壊との関係整理

表-1.1 の通り、岩手宮城地震から約 2 年の間にも崩壊が多数発生している。そこで、岩手宮城地震直後と地震から 2 年後の時点で判別得点と崩壊発生率の関係を整理したものが図-1.2 である。ここで崩壊発生率とは、各判別得点レンジに該当するメッシュのうち、崩壊地に該当するメッシュの割合である。なお、判別式に用いる最大加速度としては岩手宮城地震時の値を一律で用いている。

図-1.2 より、各時期とも判別得点が高いほど崩壊発生率が高くなる傾向が見られ、また判別得点と同じ位置に崩壊発生率のピークが来ている。このことから、岩手宮城地震による崩壊危険度が高いと判定された箇所では、地震直後の崩壊発生率が高い傾向が見られるとともに、地震発生から 2 年が経過した時点においても依然として崩壊が発生しやすいことが分かる。これは、岩手宮城地震の地震動による斜面脆弱化の影響が 2 年後の時点でも残留しており、降雨等の誘因によって同じ箇所で崩壊が発生した可能性を示している。

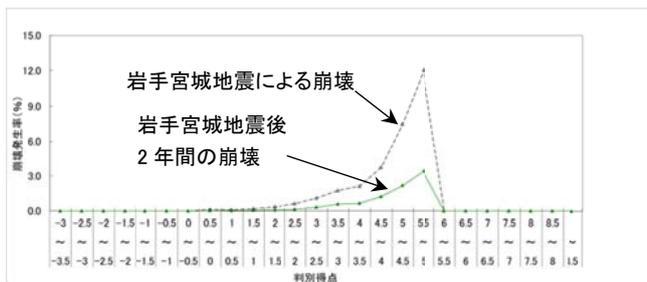


図-1.2 判別得点と崩壊発生率の関係

### 1.3.3 広域を対象とした判別式適用性の検証

これまで、比較的狭い地域の中で詳細に崩壊地判読を行った上で判別式を適用し、複数地震間での判別得点の傾向を比較してきた。一方で、これまで判別式を複数都道府県にまたがるような広域に適用した事例はなく、広域への判別式の適用性が不明であった。

そこで、ここでは東北地震による強震動を受けた地域全域に判別式を適用し、実績崩壊地との比較を行うことにより、広域への判別式の適用性を確認した(図-1.3)。なお、図-1.3 の崩壊地分布は日本地すべり学会による調査結果をもとにしているが、地域により調査方法にばらつきがあるため、あくまで定性的な傾向を把握するための試算的な結果であることに注意が必要である。本結果より判別得点ごとの崩壊発生率を図-1.4 に示した。

図-1.4 より、判別得点が高くなるほど崩壊発生率が高くなる傾向が見られ、精度の不統一なデータをもとにした結果ではあるものの、判別式を広域に対して適用した場合にも一定の適用性があることが示唆された。

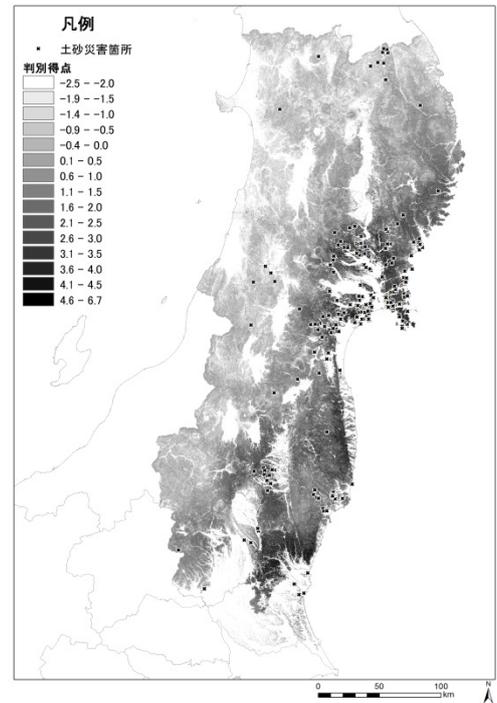


図-1.3 広域での判別得点と崩壊発生箇所(東北地震)

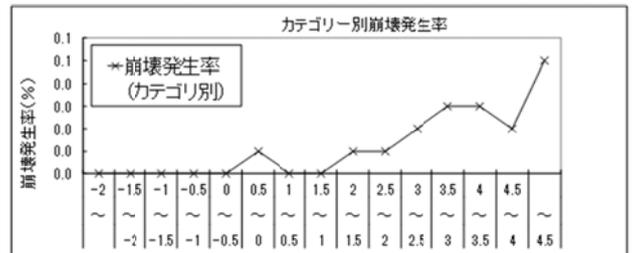


図-1.4 広域での判別得点と崩壊発生率(東北地震)

## 1.4 おわりに

今回、判別式の適用性検証のため岩手宮城地震および東北地震を主な対象として検討を行った結果、海溝型地震への適用性については明確な結果が得られなかったものの、地震発生から一定期間内の崩壊危険度評価や、広域を対象とした判別式の適用可能性が一定程度示された。

本検討結果を踏まえ、今後さらなる検証を続け判別式の精度向上を図ることが地震後の迅速な災害対応につながるものと考えられる。

### 参考文献

- 1) 伊藤英之・小山内信智・西本晴男・白杵伸浩・佐口治：地震による崩壊発生箇所と震度分布との関係、砂防学会誌、Vol.61、No.5、p.46-51、2009
- 2) 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：地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究、国総研資料第 204 号、91pp、2004
- 3) 富田陽子・桂真也・小山内信智・戸村健太郎・高山陶子・中島達也・岡野和行・原田美鈴：「地震による斜面崩壊危険度評価判別式」の岩手・宮城内陸地震への適用について、平成 22 年度砂防学会研究発表会概要集、p. 572-573、2010

## II. サポートベクターマシンによる地震時における斜面崩壊危険度評価の試み

山口大学 古川 浩平、中電技術コンサルタント 荒木 義則、杉原 成満

### 2.1 はじめに

地震時に発生する斜面崩壊は、強い地震動が原因で斜面に亀裂等の緩みが生じ、不安定となり、崩壊に至る現象と考えられるが、その崩壊メカニズムは複雑で、必ずしも明らかにはされていない。しかしながら、大規模地震に伴う土砂災害からの被害を防止・軽減するためには、地震時に斜面崩壊が発生する恐れの高い斜面を把握し、対策を検討・立案することが重要である。

地震時に発生する斜面崩壊の発生危険度評価手法としては、その一つとして兵庫県南部地震における六甲山系の崩壊実績をもとに設定された地震時の斜面崩壊危険度評価判別式（以下、「六甲判別式」という）が挙げられる<sup>1)</sup>。この判別式は、地震時に崩壊を発生させる原因と考えられる要因（勾配、平均曲率、地震時の最大加速度）を用いて、多変量解析による統計的判別手法の一つである重回帰分析により導かれた経験式である。このような統計的判別手法により導かれた経験式は、土木工学の様々な分野において、その適用に関する種々の取り組みがなされている。

近年、新たな統計的判別手法として、サポートベクターマシン（Support Vector Machine, 以下、「SVM」という）<sup>2)</sup>と呼ばれるパターン認識手法が注目されている。本研究で用いるSVMは、カーネルトリックと呼ばれる方法を用いて、非線形の識別関数を構成できるように拡張したSVMモデルであり、現在知られている多くの手法の中でも最も認識性能の優れた学習モデルの一つであると考えられている<sup>3)</sup>。そのため、このSVMを地震時に発生する斜面崩壊の発生危険度評価に適用できれば、地震時に斜面崩壊が発生する恐れの高い斜面を高い精度で把握することが可能になるものと考えられる。

ここでは、兵庫県南部地震における六甲山系の事例および東北地方太平洋沖地震における岩手・宮城県境の栗駒山周辺の事例を対象に、SVMによる地震時における斜面崩壊危険度評価を行い、その適用性について確認を行った。

### 2.2 解析手法と検討概要

#### 2.2.1 解析手法

##### (1) サポートベクターマシンの基本概念

SVMは、教師あり学習によるパターン識別手法の一つである<sup>2)</sup>。

SVMの概念図を図-2.1に示す。SVMは、入力されたデータ群に非線形関数を適用させ、高次元特徴空間にマッピングした状態で線形分離を行う。このとき、高次元特徴空間でデータを分離する平面（図-2.1の $f(x)=0$ の面：以下、「分離超平面（評価基準）」という）は、「各クラスのデータ群の距離（マージン）を最大化」という基準によって最適な学習を行い設定される。この機能により、SVMは高い汎化能力を有した識別が可能となる。

本検討では、式(2.1)で算出される分離超平面（評価基準）

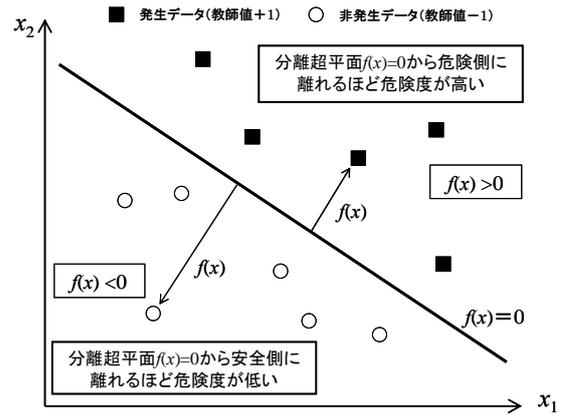


図-2.1 SVMの概念図

からの各データとの距離 $f(x)$ を危険度として考え、地震時における斜面崩壊危険度評価を試みる。

$$f(x) = \sum_{j \in SV} \alpha_j^* y_j K(x_j, x) + b^* \quad \dots\dots\dots (2.1)$$

$$K(x_i, x_j) = \exp \left[ -\frac{\|x_i - x_j\|^2}{2r^2} \right] \quad \dots\dots\dots (2.2)$$

( $i, j = 1, \dots, \ell$ )

ここで、 $f(x)$ ：分離超平面（評価基準）からの各データとの距離、 $K$ ：カーネル関数（本検討では式(2.2)で算出されるガウシアンカーネルを用いる）、 $\alpha_j^*$ ：Lagrange 乗数 ( $0 < \alpha_j^* < C$ )、 $b^*$ ：バイアス、 $r$ ：データの影響範囲を示す半径である。

##### (2) サポートベクターマシンの解析パラメータ

SVMを用いた解析においては、スラック変数 $\xi$ （誤判別に関する変数）に対する重みパラメータ $C$ とデータの影響範囲を示す半径 $r$ の2つのパラメータを設定する必要がある。ここで、パラメータ $C$ 、 $r$ と判別精度、汎用性の関係は一般的には以下のような関係にある。

$C$ ：スラック変数 $\xi$ （誤判別に関する変数）に対する重みパラメータ

⇒値を大きくするにつれ、誤判別を許容し難くなる（判別精度：向上、汎用性：低下）

⇒値を小さくするにつれ、誤判別を許容し易くなる（判別精度：低下、汎用性：向上）

$r$ ：ガウス関数の半径

⇒値を大きくするにつれ、各データが独立し難くなるため、分離超平面（評価基準）は全データの分布傾向に沿った形状となる（判別精度：低下、汎用性：向上）

⇒値を小さくするにつれ、各データが独立し易くなるため、分離超平面（評価基準）は各データの分布傾向に沿った形状となる（判別精度：向上、汎用性：低下）

## 2.2.2 検討概要

### (1) 検討対象事例

本検討における対象データは、兵庫県南部地震における六甲山系の事例（以下、「兵庫県南部地震の事例」という）および東北地方太平洋沖地震における岩手・宮城県境の栗駒山周辺事例（以下、「東北地震（栗駒山周辺）の事例」という）である。当該データは、斜面崩壊の発生・非発生および素因・誘因等の情報等に関する10mメッシュデータであり、各事例におけるデータ数は表-2.1のとおりである。ここで、素因と誘因には、複数の指標が想定されるが、本検討では六甲判別式と同様に素因データに勾配と平均曲率（地形の凹凸を示す指標）、誘因データに最大加速度を用いる。

### (2) 解析対象データ（学習データ）

本検討では、このうち兵庫県南部地震の事例を用い、SVM解析により危険度評価基準となる分離超平面（評価基準）の構築を試みるが、SVM解析において非崩壊1,747,129メッシュ、崩壊2,350メッシュという大規模データは、全てのデータをそのまま学習用データとして用いることは処理時間等の面から非現実的である。そのため、本検討では新規事例を対象とする場合等においては、全てのデータを一律に取り扱うのではなく、ある程度数を学習用データとして事前処理することとし、便宜的に六甲判別式（式(2.3)）の判別得点が高い崩壊100メッシュ、判別得点が高い非崩壊300メッシュを解析対象データ（学習データ）として抽出し、SVM解析に用いることとした。

$$F = 0.075 I - 8.92 C + 0.006 A - 3.228 \dots\dots\dots (2.3)$$

ここで、 $F$ : 判別得点、 $I$ : 勾配(°)、 $C$ : 平均曲率、 $A$ : 最大加速度 ( $\text{cm/s}^2$ ) である。

### (3) 危険度評価データ（テストデータ）

上記の方法により抽出した解析対象データから構築した分離超平面（評価基準）による危険度評価モデルは、兵庫県南部地震の事例および東北地震（栗駒山周辺）の事例の全データをテストデータとして、地震時における斜面崩壊の発生危険度評価に関するSVMの適用性を評価する。ここで、SVMの適用性の評価は、次式に定義する崩壊発生率、的中率、見逃し率を用いて行う。

$$\text{崩壊発生率} = \frac{\text{うち崩壊メッシュデータ}}{\text{任意の崩壊危険度となるメッシュデータ}} \times 100\% \dots\dots\dots (2.4)$$

$$\text{的中率} = \frac{\text{正しく判別可能なメッシュデータ}}{\text{評価対象の全メッシュデータ}} \times 100\% \dots\dots\dots (2.5)$$

$$\text{見逃し率} = \frac{\text{誤判別となった崩壊メッシュデータ}}{\text{全崩壊メッシュデータ}} \times 100\% \dots\dots\dots (2.6)$$

表-2.1 事例毎のデータ数(10mメッシュデータ)

事例	崩壊	非崩壊
兵庫県南部地震	2,350	1,747,129
東北地震(栗駒山周辺)	967	871,688

表-2.2 兵庫県南部地震の事例の全データに対する的中率のパラメータケーススタディ結果  
(a) 崩壊メッシュデータに対する的中率

		C			
		1	10	100	1000
r	1	91.8%	91.8%	91.8%	91.8%
	3	91.5%	91.5%	91.5%	91.5%
	5	91.1%	91.1%	91.1%	91.1%
	7	90.7%	90.9%	90.9%	90.9%
	10	89.8%	90.0%	90.0%	90.0%
	20	90.1%	90.1%	90.1%	90.1%
	30	90.6%	91.1%	91.1%	91.1%
	40	90.9%	92.1%	92.1%	92.1%
	50	92.2%	93.3%	93.3%	93.3%

(b) 非崩壊メッシュデータに対する的中率

		C			
		1	10	100	1000
r	1	39.4%	39.4%	39.4%	39.4%
	3	40.0%	40.0%	40.0%	40.0%
	5	41.2%	41.1%	41.1%	41.1%
	7	42.3%	42.1%	42.1%	42.1%
	10	44.0%	43.8%	43.8%	43.8%
	20	45.3%	45.3%	45.3%	45.3%
	30	45.7%	43.6%	43.6%	43.6%
	40	44.9%	41.6%	41.6%	41.6%
	50	42.7%	38.1%	38.1%	38.1%

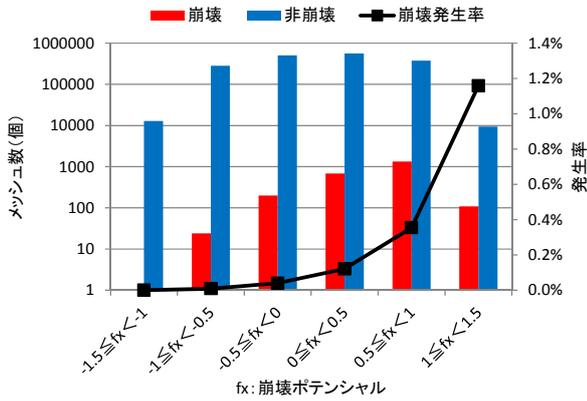
## 2.3 地震時の斜面崩壊危険度評価におけるSVMの適用

### 2.3.1 兵庫県南部地震の事例への適用結果

六甲判別式の判別得点が高い崩壊100メッシュ、判別得点が高い非崩壊300メッシュを解析対象データ（学習データ）として抽出し、勾配・平均曲率・最大加速度と斜面崩壊の発生・非発生の関係をSVMにより分析し、危険度評価基準となる分離超平面（評価基準）の構築を行った。ここで、SVMの解析パラメータは、表-2.2に示す兵庫県南部地震の事例の全データに対する的中率のパラメータケーススタディ結果から崩壊メッシュの的中率が90%以上のパラメータセットのうち、非崩壊メッシュの的中率が最も高いC=1、r=30を選定している。

構築した分離超平面（評価基準）を用いて、兵庫県南部地震の事例の全データを評価した。崩壊発生率の分布および的中率と見逃し率の算出結果を図-2.2に示す。なお、図には比較のため、六甲判別式による評価結果も合わせて記している。

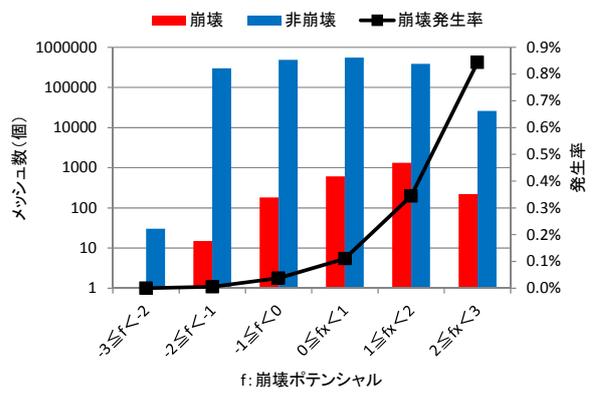
図-2.2(a)に示す兵庫県南部地震の事例に対するSVMの適用結果に着目すると、崩壊発生率は発生危険度が高いほど崩壊発生率が高くなる分布を示すことから、地震時に発生する斜面崩壊の危険度としての矛盾は生じていない。また、的中率は全体では45.7%と低いものの、崩壊メッシュ



崩壊		非崩壊	
データ数	的中数	データ数	的中数
2350	2128	1747129	797680

見逃し率	的中率 (崩壊)	的中率 (非崩壊)	的中率 (全データ)
9.4%	90.6%	45.7%	45.7%

(a) SVM

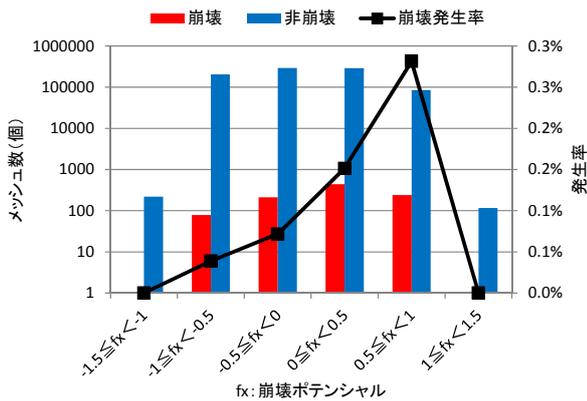


崩壊		非崩壊	
データ数	的中数	データ数	的中数
2350	2152	1747129	782434

見逃し率	的中率 (崩壊)	的中率 (非崩壊)	的中率 (全データ)
8.4%	91.6%	44.8%	44.8%

(b) 六甲判別式

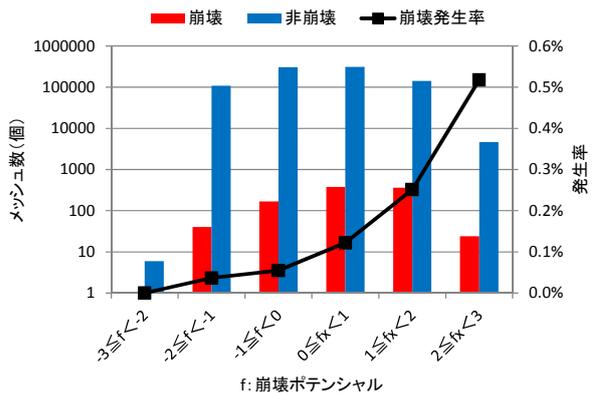
図-2.2 兵庫県南部地震の事例への適用結果



崩壊		非崩壊	
データ数	的中数	データ数	的中数
967	677	871688	497935

見逃し率	的中率 (崩壊)	的中率 (非崩壊)	的中率 (全データ)
30.0%	70.0%	57.1%	57.1%

(a) SVM



崩壊		非崩壊	
データ数	的中数	データ数	的中数
967	760	871688	414179

見逃し率	的中率 (崩壊)	的中率 (非崩壊)	的中率 (全データ)
21.4%	78.6%	47.5%	47.5%

(b) 六甲判別式

図-2.3 東北地震の事例への適用結果

に関しては的中率 90.6%（見逃し率では 9.4%）と高い水準を示す。これは、図-2.2 (b) に示す六甲判別式の適用結果と概ね同等の水準である。

これらのことから、兵庫県南部地震の事例に対する SVM の適用は、解析対象データの絞込み方法に課題を有しているが、全データの 1%未満という少ないデータから構築した分離超平面（評価基準）であっても六甲判別式と同様の水準で評価が可能であることを鑑みると、地震時に斜面崩壊が発生する恐れの高い斜面の把握において有益な手法であるものと考えられる。

### 2.3.2 東北地震（栗駒山周辺）の事例への適用結果

上記のとおり、兵庫県南部地震の事例に対する SVM 手法の適用性が確認できたことから、ここでは構築した分離超平面（評価基準）を用いて、東北地震（栗駒山周辺）の事例の全データを評価し、その汎用性について評価を行った。崩壊発生率の分布および的中率と見逃し率の算出結果を図-2.3 に示す。なお、図には上記の検討と同様に六甲判別式による評価結果も合わせて記している。

図-2.3 (a) に示す東北地震の事例に対する SVM の適用結果に着目すると、発生危険度  $f(x)$  が 1 未満の領域においては、

崩壊発生率は発生危険度が高いほど崩壊発生率が高くなる分布を示すが、発生危険度 $f(x)$ が1以上の領域では崩壊メッシュが分布しないため、誤判別のみとなっている。また、的中率は全体では57.1%と兵庫県南部地震の事例に対する適用結果より優れる値を示すものの、崩壊メッシュに関しては的中率70.0%（見逃し率では30.0%）と大きく低下している。一方、図-2.3(b)に示す六甲判別式の適用結果に着目すると、崩壊発生率の分布こそ、兵庫県南部地震の事例に対する適用結果と同様の傾向を示すが、崩壊メッシュに関する的中率は78.6%（見逃し率では21.4%）と大きく低下している。

このように適用精度の大きな低下が確認された原因は定かでないが、両手法において同様の傾向が生じていることを踏まえると、おそらく評価に用いる素因・誘因を兵庫県南部地震の事例に基づき選定したことにより、東北地震（栗駒山周辺）の事例でミスマッチが生じたものと考えられる。そのため、適用精度を向上させるためには、東北地震（栗駒山周辺）の事例について崩壊の発生傾向と素因・誘因の関係について分析し、解析に用いる要因の再考が必要になるものと考えられる。また、これにより兵庫県南部地震の事例と東北地震の事例との差異が明確になれば、地震時に発生する斜面崩壊の崩壊メカニズムの推定において有益な情報と成り得るものと考えられる。

なお、東北地震の事例への適用検討において、SVMの適用結果が大きく劣った原因としては、SVMの解析において六甲判別式の判別得点が高い崩壊メッシュと判別得点が高い非崩壊メッシュを解析対象データ（学習データ）としたため、兵庫県南部地震の事例の特徴を強く持つ分離超平面（評価基準）が構築され、結果として東北地震の事例への汎用性が劣ったものと考えられる。

## 2.4 まとめ

本検討では、地震時における斜面崩壊危険度評価において、新たな統計的判別手法であるSVMの適用を試みた。その結果、分離超平面（評価基準）の構築において対象とした兵庫県南部地震の事例に対しては、解析対象データの絞込み方法に課題を有しているが、全データの1%未満という少ないデータから構築した分離超平面（評価基準）であっても六甲判別式と同様の水準で評価が可能であることが確認された。そのため、地震時に斜面崩壊が発生する恐れの高い斜面の把握において有益な手法であるものと考えられる。

ただし、東北地震（栗駒山周辺）の事例に構築した分離超平面（評価基準）の適用を試みた結果から得られたとおり、異なる地震動に対しては汎用性が大きく劣る。これは六甲判別式を用いた場合も同様の傾向であったことから、兵庫県南部地震の事例と東北地震の事例では斜面崩壊の発生機構が異なっている可能性が考えられる。そのため、東北地震の事例について崩壊の発生傾向と素因・誘因の関係について分析し、東北地震（栗駒山周辺）の事例に適した

素因・誘因の再考が必要になるものと考えられる。また、これにより兵庫県南部地震の事例と東北地震（栗駒山周辺）の事例との差異が明確になれば、地震時に発生する斜面崩壊の崩壊メカニズムの推定において有益な情報と成り得るものと考えられる。

## 参考文献

- 1) 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: 地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究, 国総研資料第204号., 91 pp, 2004.
- 2) Cortes C. and Vapnik, V.: Support vector networks, Machine Learning, Vol.20, pp.273-297, 1995.
- 3) 前田 英作: 痛快! サポートベクトルマシン-古くて新しいパターン認識手法-, 情報処理, Vol.42, No.7, pp.676-683, 2001.

### Ⅲ. 土砂災害警戒情報の地震後暫定基準の妥当性に関する検討

国土技術政策総合研究所 岡本 敦（現国交省砂防部）

#### 3.1 背景

大規模地震が発生すると斜面が崩壊するとともに、斜面に亀裂等の緩みが生じ、しばらくは通常より少ない降雨でも崩壊が発生すると言われている。しかし、地震に伴う斜面崩壊のメカニズムは複雑で必ずしも明らかではない。都道府県と地方気象台が大雨時に共同で発表する土砂災害警戒情報では、大規模地震後、地震動による斜面の不安定化を考慮し、雨量基準を通常より引き下げた暫定基準（引き下げ率：震度5強で通常の7～8割、震度6弱以上で5～6割）を適用していることが多いが、これは経験的知見から設定されたものであり定量的な根拠に乏しい。そこで、平成23年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地震）後約半年間の実際の降雨データ及び土砂災害発生データを用いて、暫定基準の設定方法について検討を行った。

#### 3.2 対象範囲とデータ収集

東北地震後から10月31日の間を検討期間とし、この間に震度5強以上を観測した東北・関東・東海地方の17都県を検討範囲とした。また気象庁の推計震度分布（市町村単位、図3.1）、降雨、土壌雨量指数、国土交通省の土砂災害データ（地すべりを除く）を収集した。

収集した全土砂災害件数は758件であったが、本検討では各都県が土砂災害警戒情報の雨量基準検討に採用した対象災害の考え方（例：土石流又は複数発生したがけ崩れを対象とする）に基づき検討対象災害を絞り込んだ。また、本検討の趣旨に合うよう、実際に暫定基準が設定された市町村で生じた災害を対象に絞るとともに、要因が地震や融雪であるもの、災害形態が山林火災やその他となっているもの、発生日が特定できないものは除外した。さらに、通常基準を大幅に上回る降雨で発生した7月の新潟・福島豪雨による土砂災害は地震による影響評価が難しいことから除外した。

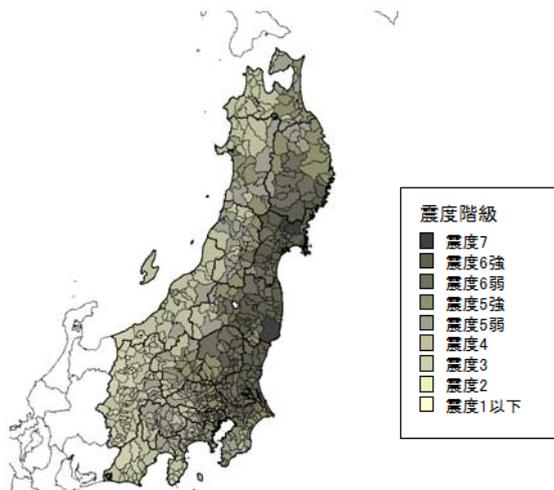


図3.1 東北地震時の市町村単位での推計震度分布

表3.1 対象災害リスト

日時	災害種別	異常気象名	都道府県	暫定基準	震度階
2011年6月24日	がけ崩れ	-	秋田県	70%	5強
2011年6月24日	がけ崩れ	-	秋田県	70%	5強
2011年5月30日	がけ崩れ	-	宮城県	60%	6強
2011年9月21日	土石流	台風15号	宮城県	60%	6弱
2011年9月21日	土石流	台風15号	宮城県	60%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	福島県	60%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	福島県	60%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	福島県	60%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	茨城県	60%	6弱
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	福島県	60%	6弱
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	福島県	60%	6弱
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	福島県	80%	6弱
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	茨城県	50%	6強
2011年6月15日	がけ崩れ	-	茨城県	50%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	茨城県	70%	6弱
2011年7月30日	山腹崩壊	-	栃木県	60%	6強
2011年6月7日	土石流	-	栃木県	80%	5強
2011年9月2日	土石流	台風12号	栃木県	80%	6弱
2011年9月21日	土石流	台風15号	栃木県	80%	5強
2011年9月22日	がけ崩れ	台風15号	栃木県	80%	6弱
2011年6月22日	がけ崩れ	梅雨前線	千葉県	50%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	千葉県	50%	6強
2011年9月22日	がけ崩れ	台風15号	千葉県	50%	6強
2011年7月6日	山腹崩壊	梅雨前線	新潟県	70%	6強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	山梨県	70%	5強
2011年9月21日	がけ崩れ	台風15号	山梨県	70%	5強
2011年9月21日	土砂流	台風15号	静岡県	50%	6強
2011年9月21日	土石流	台風15号	静岡県	50%	6強
2011年9月22日	土砂流	台風15号	静岡県	50%	6強
2011年9月22日	土砂流	台風15号	静岡県	50%	6強
2011年9月22日	土砂流	台風15号	静岡県	50%	6強

この結果、本検討での対象災害は表3.1に示す32件（がけ崩れ20件、土石流6件、土砂流4件、山腹崩壊2件）となった。

#### 3.3 CL 超過判定の考え方

3.2で整理した対象災害について実況雨量を用いて発生日時前後のスネークラインを作成し通常基準の雨量基準線（通常CL）および暫定基準の雨量基準線（暫定CL）に対する超過判定を行い、各CLでどの程度災害が捕捉出来たかについて検証した。なお、スネークラインとは、実況・予測雨量を縦軸・60分積算雨量、横軸：土壌雨量指数のグラフにプロットして結んだもの（図3.2の黒色曲線）で、通常、1～2時間後にCLを超過すると予想されるときに土砂災害警戒情報を発表することになっている。また、災害発生時にスネークラインが位置する領域と当該市町村の経験した最大震度を整理した。領域区分は図3.2のように、(1)通常CL超過、(2)暫定CL超過かつ通常CL未超過、(3)暫定CL未超過の3区分とした。なお、本検討では、土砂災害警戒情

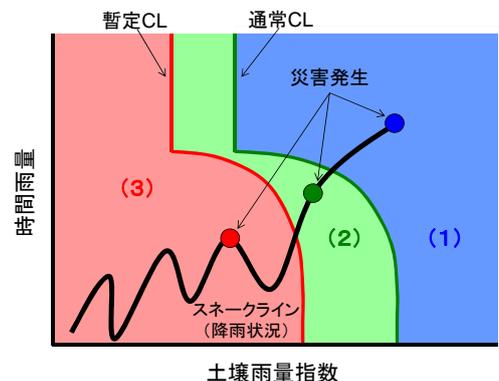


図3.2 スネークラインによる超過判定領域区分

報の発表単位が市町村であることから、市町村単位のCL超過判定を行った。

暫定基準は、各県の実際の引き下げ手法を適用するとともに、地震発生後速やかに設定され対象期間中継続して設定されているものとした。

### 3.4 CL超過判定結果

#### 3.4.1 災害捕捉状況

領域別・最大震度別での災害発生状況の整理結果を表3.2、図3.3に示す。通常CLによって捕捉された災害(領域(1))は68.8%であった。通常CLでの災害捕捉率の全国平均値は約75%程度(気象庁データ)であることを考えるとやや低い捕捉率と言える。しかし、暫定CLにより捕捉出来た災害(領域(1)+領域(2))は87.6%と通常CLだけの捕捉率を18.8%上回り、暫定CLの有効性が確認された。

#### 3.4.2 地震動の斜面安定性への影響検討

図3.3で震度ごとに見ると領域区分が(1)→(3)と降雨規模が小さくなるに従い、各領域で発生した全災害のうち震度5強、6弱の災害割合は59%→0%と急激に低下するが、震度6強以上は41%→100%と大きく増加した。

次に、3.2で選定した対象災害について震度5強以上の地震動の経験回数を整理したところ、図3.4のように、領域区分が(1)→(3)と降雨規模が小さくなるに従い、地震経験回数の平均が1.6回→2.0回に若干増加した。

以上の結果は、強い地震動を多く経験することで斜面がより小規模の降雨で崩壊しやすくなる傾向を示唆しているものと考えられる。

#### 3.4.3 空振り率・超過頻度と解除のタイミング

暫定基準では、同じ期間に通常基準を適用した場合と比べ、空振り率は数%増加し、超過頻度は約2倍に増加した。暫定基準の解除は、複数回通常基準を上回る降雨があり、かつ、通常基準以下の降雨で新たな崩壊がない場合等に、検討されるのが一般的である。このような考え方に沿って解除した場合の災害捕捉率について試算したところ、暫定基準を継続し解除しない場合の災害捕捉状況と変化が見られなかった。さらに、

表3.2 対象災害の領域区分と最大震度

領域	最大震度別の災害件数				合計	割合
	震度5強	震度6弱	震度6強	震度7		
(1)	5	8	9	0	22	68.8%
(2)	1	0	5	0	6	18.8%
(3)	0	0	4	0	4	12.5%
合計	6	8	18	0	32	-

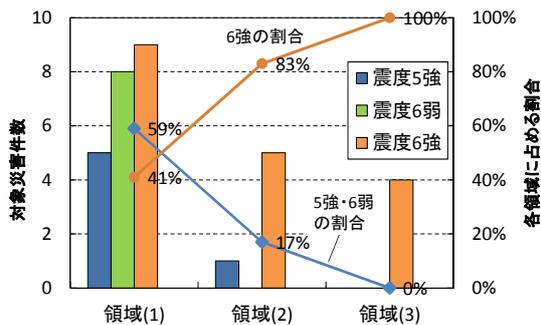


図3.3 対象災害の領域区分と最大震度

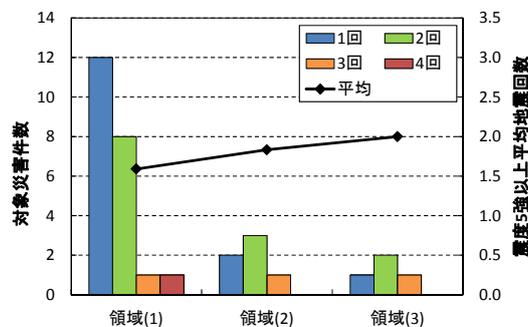


図3.4 領域別の災害件数と震度5強以上の地震回数の関係

CL超過頻度は約1割低減した。従って、通常の解除の考え方はある程度妥当なものと考えられる。

#### 3.4.4 必要最小限の引き下げ率

暫定基準による空振り率や超過頻度の増加を出来る限り抑制するには引き下げ率を必要最小限に抑えることが望ましい。そこで、暫定基準で捕捉出来た領域(1)、(2)の災害28件について、実運用時の引き下げ率と捕捉可能な必要最小限の引き下げ率の関係を図3.5に示す。結果として多くの災害で安全側に暫定基準が設定されており、暫定基準の引き下げは「震度5強で通常基準の8割」、「震度6弱以上で通常基準の7割」としても3.3で示した災害の災害捕捉状況と変わらない結果となった。

#### 3.5 まとめ

現在運用されている土砂災害警戒情報の暫定基準の設定について東北地震以後半年間の運用実績を検証した結果、その有効性が確認できた。また必要最小限の引き下げ率を検討したところ、震度5強で通常基準の8割、震度6弱以上で7割としても、現状の暫定基準を適用した場合と災害捕捉率に変化がない結果となった。今後は、地震時の土砂災害発生機構について事例検討を積み重ね、斜面安定解析等を通じた土砂災害警戒情報暫定基準の設定手法の高度化に取り組む予定である。

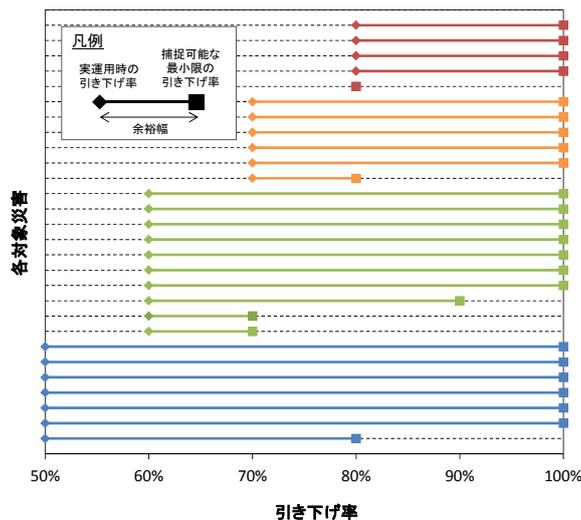


図3.5 実際の引き下げ率と必要最小限の引き下げ率

#### 【参考文献】

富田ら：六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について、新砂防, Vol. 48, No. 6, pp. 15-21, 1996

## IV. 地震後の崩壊発生降雨基準に関する一考察

宇都宮大学 執印康裕、筑波大学 堀田紀文、土木研究所 小山内信智  
国土技術政策総合研究所 岡本敦（現国交省砂防部）

### 4.1 はじめに

豪雨を誘因として発生する土砂災害を軽減するためには、災害を引き起こす可能性が高い降雨特性の評価および土砂移動現象の場としての素因（地形、地質、植生等）の評価の両方が必要となる。降雨の評価については、実効雨量（鈴木・小橋（1981））や土壌雨量指数（岡田（2001））の手法が提案されている。中でも土壌雨量指数は国土交通省と気象庁の連携による土砂災害警戒避難基準雨量の設定手法（案）（国土交通省河川局砂防部・気象庁予報部・国土交通省国土技術総合研究所（2005））の基本となる降雨指標であり、わが国における土砂災害対策に大きく貢献している。

一方で土砂移動現象の場としての素因は、森林伐採や道路建設等の地形改変による人為的な攪乱、および地震等の自然による攪乱の影響を受けて変動する。このような素因の変化によって降雨による土砂移動現象の応答特性が変化することは良く知られた事実である（例えば Keefer (1994), Chang and Slaymaker (2002), Dhakal and Sidle (2003)など）。特に地震については、集集地震（近藤ら（2003）, Dadson, et al. (2004), Shieh, et al. (2009), Chuang, et al.(2009)）四川地震（Tang and Liang (2007), Ou, et al.(2010)）芸予地震（森脇ら（2004））兵庫県南部地震（富田ら（1996）, 鳥居ら（2007））等を対象として、地震による素因の変化がその後の土砂移動現象に与える影響を検討した多くの研究が存在している。これらの既往研究において地震後は地震前と比較して流域からの生産土砂量が増大していること（Dadson, et al. (2004), Lin, et al.(2006)）、地震前と比較して少ない降雨指標によって崩壊および土石流が発生し（富田ら（1996）, Lin, et al.(2003), 堀田ら（2005））、降雨基準の見直しが行なわれていること（Tang and Liang(2007), Ou, et al.(2010)）が報告されている。わが国においても、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の影響を考慮して、土砂災害警戒避難情報の土壌雨量指数基準値が引き下げられたことは周知の事実である。以上のような地震による影響を、広域を対象に定量的に評価したモデルとして、Chang, et al. (2007)によるものがある。Chang, et al. (2007)は集集地震を対象にして地震前後の降雨-崩壊発生関係の変化を多変量解析の一つである対数回帰分析による手法を用いて評価している。一方で鳥居ら（2007）は兵庫県南部地震を対象に地震後の降雨が崩壊発生に与える影響を土質試験の結果を用いて崩壊発生機構の面から検討している。鳥居ら（2007）によれば、地震動によって土粒子間において構成されている骨格構造が破壊され、その影響は土質強度定数の粘着力の低下として表れることが指摘されている。以上のように、地震後の降雨が崩壊発生に与える影響の評価手法については、広域および土質試験による崩壊発生機構の両面から検討されているが、多変量解析による評価は広域を対象に適用できる反面、崩壊発生機構の評価を行うには不適である。一方で鳥居ら（2007）の手法を

広域に対して適用し、崩壊発生危険度の評価を行うことは困難であると考えられる。執印ら（2011）は Okimura and Ichikawa (1985)によって提示されたプロセスベースモデルを基本とする応答モデルを用いて、降雨及び地形が崩壊発生に与える影響を評価しているが、本論ではこれを用いて、鳥居ら（2007）によって指摘されている崩壊発生機構の面からみた地震による土質強度の変化に着目し、広域での地震後の降雨-崩壊関係における崩壊発生機構の評価の可能性について検討したので、ここに報告する。

### 4.2 解析対象地および解析手法

#### 4.2.1 解析対象地と使用データ

解析対象地として宇都宮大学農学部附属船生演習林を設定した。本演習林は、高原山系に連なる南北に走る細長い山塊の西斜面に位置しており（およそ北緯 36 度 45 分 - 48 分、東経 139 度 47 分 - 50 分）、標高は 260 - 600 m の範囲にある。基盤地質は第三紀層石英粗面岩である。年平均気温は約 12 °C、年平均降水量はおよそ 1700 mm である。1 月から 3 月にかけて降雪があるが積雪量は少なく、降水量の大部分が降雨によるものである。演習林の総面積はおよそ 531ha である。図-4.1 に船生演習林の概略位置図を示す。

習林は東北地方太平洋沖地震による土砂災害警戒避難情報の土壌雨量指数基準値引き下げ対象地域とはなっていないが、本演習林を解析対象地として選定した理由は、1)1998 年の 8 月末の台風 4 号による集中豪雨によって演習林内 36 箇所の複数地点で表層崩壊が記録されている

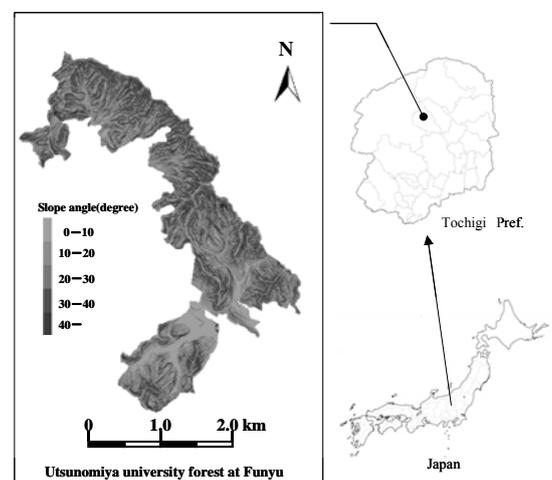


図-4.1 船生演習林概略位置図

こと (宇都宮大学演習林研究部(1999)), 2)1998年8月末の台風4号による豪雨以外によっては1979年から現時点2011年までの範囲で1998年規模の表層崩壊が発生していないこと, 3)プロセスベースモデルを適用するのに最低限必要な数値標高地図が10mグリッドで整備されていること, の3点による。中でも対象とする地域において1998年に崩壊が多発した事実は、崩壊発生・非発生降雨の評価に対して地震前の素因による影響を考慮することが出来ることを意味しており、解析を行う上では極めて重要な意味をもつ。崩壊発生降雨・非発生降雨の評価の基本データとして船生演習林近傍に設置されている気象庁の塩谷アメダス観測点 (北緯36度45分, 東経139度50分, 標高225m) の1994年から2003年までの10年間の時間雨量データを使用した。

#### 4.2.2 解析手法

##### 4.2.2.1 検討に使用した崩壊発生降雨指標について

検討にあたっては、わが国で広く適用され有効性が確認されている土壌雨量指数および、執印ら(2011)によって提示されている潜在崩壊面積指数の2種類を使用した。土壌雨量指数については「国土交通省河川局砂防部と気象庁予報部の連携による土砂災害警戒避難基準雨量の設定手法(案)」(国土交通省河川局砂防部・気象庁予報部・国土交通省国土技術総合研究所(2005))に従って計算している。計算にあたっては前期降雨の影響を含んだ形で評価するために1降雨イベント毎に切り分けず1994年から2003年までの各年毎に1時間単位で通年計算を行っている。

土質強度特性の影響を評価するためのプロセスベースモデルは、Okimura and Ichikawa (1985)によって提示されたモデルを基本とする応答モデルである(執印ら(2011))。本モデルは降雨—地下水位変換過程及び潜在表層崩壊斜面抽出過程の2つを基本要素としている。モデル計算においては降雨—地下水位変換過程では、飽和側方流の流下過程を考慮した連続式(4.1)及びダルシーの運動方程式(4.2),(4.3)によって地下水位の変動を計算する構造となっている。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r \quad \dots\dots\dots(4.1)$$

$$q_x = h k I_x \quad \dots\dots\dots(4.2)$$

$$q_y = h k I_y \quad \dots\dots\dots(4.3)$$

ここで、h:有効地下水位(m), q:単位時間あたりの単位幅流量(m<sup>2</sup>/hr), I:動水勾配, r:有効降雨強度(m/hr), k:有効飽和透水係数(m/hr), λ:有効間隙率であり、添字x,yは各方向の成分を示す。本論においては上式を差分化し各時間ステップにおける10mグリッドで構成される各セル全てにおいて地下水位を算出している。なお、計算にあたっては土壌雨量指数と同様に各年毎に連続して1時間ステップで計算している。

10mグリッドで構成される各セルの崩壊発生基準は、無限長斜面の斜面安定解析式によって判断した。図-4.2に無限長斜面安定解析の模式図を式(4.4)に採用した安定解析式を示す。

$$F = \frac{(\gamma Z - \gamma_w h) \cos^2 \alpha \tan \phi + C_{eff}}{\gamma Z \cos \alpha \sin \alpha} \quad \dots\dots(4.4)$$

但し F:安全率, γ:土の湿潤単位体積重量(kN/m<sup>3</sup>), γ<sub>w</sub>:水の単位体積重量(kN/m<sup>3</sup>), α:基盤層勾配(degree), Z:有効土層厚さ(m), h:基盤層からの地下水位(m), φ:土の有効内部摩擦角(degree), C<sub>eff</sub>:土の有効粘着力(kPa)

本モデルに適用した計算設定諸元の一覧を表-4.1に示す。表-4.1に示すように有効土層厚Z(m)については全セルにおいて1.0mを与え、有効飽和透水係数k(m/hr)および有効間隙率λについては、Okimura and Ichikawa(1985)を参考にk=1.8m/hr, λ=0.35を与えている。有効粘着力C<sub>eff</sub>(kPa)の値のみを0.1kPaから6.0kPaまで変化させて検討を行った。

潜在崩壊面積指数の定義は、対象空間範囲において式(4.4)の無限長斜面安定解析式によって求められる安全率1を下回るセルの総面積から無降雨時において発生する安全率1を下回るセル面積を差し引いたものを潜在崩壊面積指数として定義した。

##### 4.2.2.2 検討手順について

土壌雨量指数および潜在崩壊面積指数とも、降雨イベント毎に切り分けずに1年間連続して計算を行なっているが、各降雨特性との対比が容易なように、降雨期間毎に時間を区分して検討を行なった。降雨期間の切り分けは、24時間連続して無降雨が継続した期間によって行い、各降雨期間における降雨開始時点から降雨終了後24時間までの間で計算される土壌雨量指数および潜在崩壊面積指数の最大値を検討に使用している。

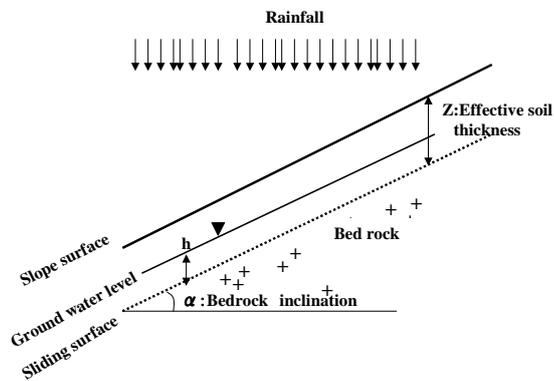


図-4.2 無限長斜面安定解析の模式図

具体的な検討手順は以下のとおりである。

- 手順1：降雨期間の切り分け
- 手順2：降雨期間における豪雨イベント期間の抽出
- 手順3：抽出された豪雨期間における土壌雨量指数の最大値の抽出
- 手順4：崩壊発生降雨と非発生降雨イベントによる潜在崩壊面積指数の応答解析
- 手順5：潜在崩壊面積指数と土壌雨量指数の比較検討
- 手順6：潜在崩壊面積指数による崩壊発生・非発生降雨区分の基準値の導出
- 手順7：地震による土質強度変化を考慮した降雨指標についての検討

以上の7手順によって検討を行なった。なお、手順2の豪雨イベント期間の抽出においては、積算雨量、24時間雨量、1時間雨量のいずれかが、上位30位にはいるイベントを抽出した。

### 4.3 結果および考察

#### 4.3.1 抽出された各豪雨イベント期間の降雨特性について

1994年から2003年までの10年間において降雨期間は698に区分された。区分された降雨期間のうち積算雨量、24時間雨量、1時間雨量のいずれかが、上位30位にはいる豪雨イベントは全部で50降雨イベントであった。各豪雨イベントの特性一覧を表-4.2に示す。

表-4.2において降雨番号は1994年を起点として発生順につけてある。表2には豪雨イベント期間中における土壌雨量指数の最大値を併せて示している。表示した豪雨イベントのうち、降雨番号318が対象地内において崩壊を多発させた1998年8月末の豪雨と対応しており、土壌雨量指数の値は206mmと最大を示している。それ以外の豪雨期間では崩壊は発生していないが、降雨番号318について土壌雨量指数が大きい値を示したのは降雨番号591の191mmであることが確認される。

表-4.1 モデル計算の設定パラメータ諸量

Symbol	Value	Unit	Description	note
$\gamma_w$	9.81	kN/m <sup>3</sup>	Unit weight of water	fixed
$\gamma$	17.66	kN/m <sup>3</sup>	Unit weight of the moist soil	fixed
$\lambda$	0.35	-	Effective porosity of the soil layer	fixed
k	1.8	m/hr	Effective hydraulic conductivity	fixed
Z	1.0	m	Effective soil thickness	fixed
$\phi$	30.0	degree	Effective soil internal angle	fixed
$C_{eff}$	0.1-6.0	kPa	Effective soil cohesion	varied

#### 4.3.2 崩壊発生降雨と非発生降雨イベントによる潜在崩壊面積指数の応答解析

潜在崩壊面積指数のモデル出力値は有効粘着力の値によって変化する。また前節の土壌雨量指数の計算結果において降雨番号318が最大の出力値を示し次いで降雨番号591の値が2番目の値であることが確認されている。そこで降雨番号318番および591番の2豪雨期間において両者の最大潜在崩壊面積指数の(4.5)式に示す相対比率差RD\_PLAIが有効粘着力の値によってどのように変化するかについて検討した。結果を図-4.3に示す。

表 4.2：抽出された50降雨の特性一覧

Event_No.	TR (mm)	Max_1 (mm/hr)	Max_24hrs (mm/24hr)	SWI (mm)
22	173	28	167	110
42	132	35	91	80
46	71	25	69	68
47	141	14	38	78
93	96	9	74	80
103	112	10	61	89
105	87	25	58	75
110	90	23	53	75
125	113	8	73	84
171	34	30	34	41
176	54	22	54	55
186	91	12	84	81
223	145	13	80	98
231	133	24	133	118
236	87	33	87	79
240	118	39	86	96
250	94	9	41	67
316	110	15	42	66
318	567	62	265	206
322	189	31	187	127
332	115	19	63	97
364	93	16	92	85
377	210	19	107	117
380	268	23	109	136
389	160	27	111	107
393	135	52	135	129
400	68	30	35	65
402	85	26	70	69
447	76	14	76	75
452	36	22	36	50
454	115	22	115	89
462	41	33	41	55
470	82	25	82	88
471	143	18	113	116
473	95	13	87	80
524	95	24	48	69
530	168	26	163	119
531	146	35	90	119
534	190	19	128	120
541	126	12	126	97
566	84	9	84	89
591	320	37	215	191
593	71	27	69	84
595	76	22	52	66
601	88	33	60	64
604	97	13	57	81
610	129	29	124	129
662	73	39	51	78
673	97	9	46	61
695	80	9	78	80

\*TR: Total rainfall, Max\_1: maximum hourly intensity  
Max\_24hrs: maximum 24 hours rainfall, SWI: Soil water index

$$RD\_PLAI = 1 - \frac{PLAI_{591max}}{PLAI_{318max}} \dots\dots(4.5)$$

但し RD\_PLAI: 相対比率差, PLAI<sub>591max</sub>: 降雨番号 591 における潜在崩壊面積指数の 1998 年最大値, PLAI<sub>318max</sub>: 降雨番号 318 における潜在崩壊面積指数の最大値である。

図-4.3 から判るように、有効粘着力の値が低すぎても高すぎても両イベント期間の崩壊面積指数の差には顕著な違いはみられず、有効粘着力の値が 5.0kPa あたりで相対比率差が大きくなる(約25%)傾向にあることが判る。この差は土壤雨量指数による相対比率差(約7%)と比較してより明瞭であることが確認される。以上のことから崩壊発生・非発生降雨の分離に用いる潜在崩壊面積指数の計算にあたっては、有効粘着力の値として 5.0kPa を採用することとした。

### 4.3.3 土壤雨量指数と潜在崩壊面積指数の対応関係について

本節においては、土壤雨量指数と潜在崩壊面積指数の対応関係について検討する。図-4.4 に前節において示された有効粘着力 5.0kPa 時の潜在崩壊面積指数および土壤雨量指数の 1998 年 8 月 1 日から 9 月 30 日までの経時変化を示す。図-4.4 より両者には良好な対応関係があることが確認される。そこで 4.3.1 節において抽出された 50 イベントの豪雨期間を対象として、土壤雨量指数と潜在崩壊面積指数の対応関係を検討した結果を図-4.5 に示す。

図-4.5 より、両者は極めて良好な相関関係にあり、土壤雨量指数および潜在崩壊面積指数の両指標ともに、崩壊発生・非発生の降雨特性の分離には有効であることが確認される。図-4.5 にはべき乗関数による近似式を併せ

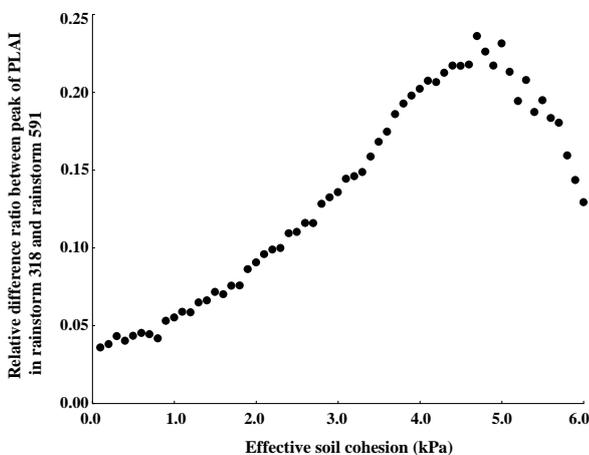


図 4.3 両降雨イベント 318 と 591 における潜在崩壊面積指数の相対比率差と有効粘着力の関係

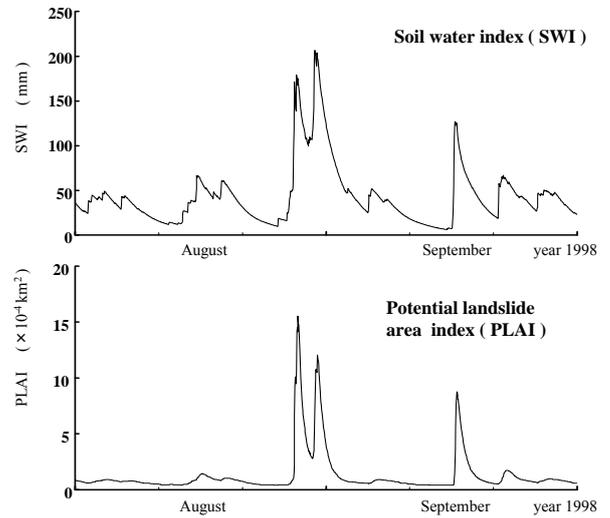


図 4.4 1998 年 8 月 1 日から 9 月 30 日までの両指数の経時変化

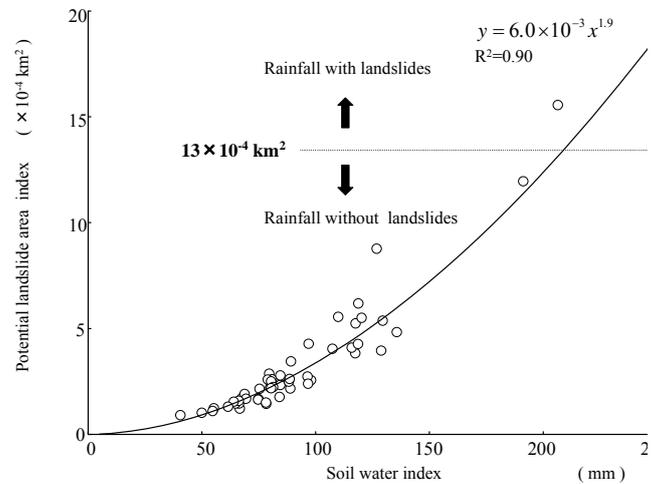


図 4.5 土壤雨量指数と潜在崩壊面積指数の関係

て示しているが、べき乗の値は 1.9 であり 1 より大きい。このことは両指数とも崩壊発生・非発生降雨の分離には有効であるが、崩壊発生の可能性が高い豪雨ほど、土壤雨量指数と比較して潜在崩壊面積指数による差が顕著に検出される傾向にあることを意味している。執印ら(2011)は、同地域を対象に潜在崩壊面積指数の確率年の評価から  $1.3 \times 10^4 \text{ km}^2$  が崩壊発生・非発生降雨を分離する一つの基準値となりうることを示しているが、本論においてもこの値を採用し以後の検討を進めることとする。

### 4.3.4 地震による土質強度変化を考慮した降雨指標についての検討

第 4.1 節において、既往研究の結果から地震後は地震前と比較して少ない降雨量で崩壊が発生する傾向にあること(富田ら(1996))、また崩壊発生機構の面からは土質強度定数の粘着力の低下によって説明されること(鳥

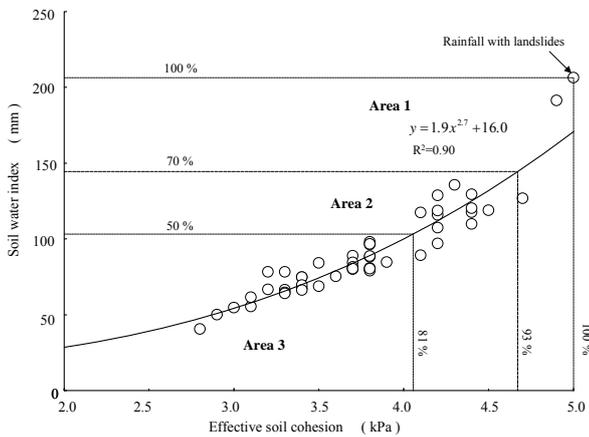


図 4.6 有効粘着力と土壌雨量指数による崩壊発生基準

居ら (2007)) を記述した。更にこれまでの本論における検討結果から、

1. 潜在崩壊面積指数と土壌雨量指数は良好な相関関係にあること。
2. 対象地域においては崩壊発生・非発生の降雨特性を区分する潜在崩壊面積指数の基準値として  $1.3 \times 10^4 \text{km}^2$  が過去の崩壊実績から採用されうること

を提示した。以上の検討結果および既往研究において示されていることを基盤として、仮に本研究の対象地域が地震の影響を受けて地震前と比較して少ない降雨量で崩壊が発生することを想定した場合の結果について示す。具体的な検討手法として、有効粘着力を  $5.0 \text{kPa}$  から  $0.1 \text{kPa}$  刻みで低下させた場合、抽出された各豪雨において、どの値で潜在崩壊面積指数による崩壊発生基準値を上回るかについて土壌雨量指数との対応関係によって検討した。結果を図-4.6 に示す。

図-4.6 より有効粘着力の値の低下によって崩壊が発生していない規模の土壌雨量指数が計算される降雨においても崩壊が発生する可能性があることが判る。さらに崩壊発生基準値に達した有効粘着力の値と土壌雨量指数の両者には良好な相関関係が確認される。富田ら (1996) は、兵庫県南部地震を対象に地震前と比較して地震後は 5 割から 7 割から程度の降雨によっても崩壊が発生していることを報告しているが、これを参考として図-4.6 には対象地域において崩壊が多発した土壌雨量指数値 ( $206 \text{mm}$ ) の 70% および 50% ラインを併せて示している。これは同地域が兵庫県南部地震規模の影響を受けたことを想定したものである。さらに鳥居ら (2007) は同地震を対象として土質試験の結果から地震動の影響をうけて土の粘着力が 2 割程度まで低下している可能性があることを指摘しているが、富田ら (1996) によって報告されている結果と併せてみると、5 割程度の降雨で発生するとした場

表 4.3 崩壊発生基準領域における各降雨イベントの土壌雨量指数および有効粘着力基準値

Event No.	SWI (mm)	$C_{eff}$ (kPa)	Area
22	110	4.4	2
42	80	3.8	3
46	68	3.4	3
47	78	3.2	3
93	80	3.7	3
103	89	3.7	3
105	75	3.4	3
110	75	3.4	3
125	84	3.7	3
171	41	2.8	3
176	55	3.1	3
186	81	3.8	3
223	98	3.8	3
231	118	4.4	2
236	79	3.8	3
240	96	3.8	3
250	67	3.2	3
316	66	3.3	3
318	206	5.0	1
322	127	4.7	1
332	97	3.8	3
364	85	3.9	3
377	117	4.1	2
380	136	4.3	2
389	107	4.2	2
393	129	4.4	2
400	65	3.3	3
402	69	3.5	3
447	75	3.6	3
452	50	2.9	3
454	89	4.1	2
462	55	3.0	3
470	88	3.8	3
471	116	4.2	2
473	80	3.8	3
524	69	3.4	3
530	119	4.5	2
531	119	4.2	2
534	120	4.4	2
541	97	4.2	2
566	89	3.8	3
591	191	4.9	1
593	84	3.5	3
595	66	3.4	3
601	64	3.3	3
604	81	3.7	3
610	129	4.2	2
662	78	3.3	3
673	61	3.1	3
695	80	3.7	3

合の有効粘着力の低下は約 19% 程度であり、鳥居ら (2007) による解析結果と相対的にみても対応していることが確認される。同地域が兵庫県南部地震規模の影響を受けたことを想定し、有効粘着力と土壌雨量指数の両者の関係を用いて降雨による崩壊発生危険度の区分を行なうと AREA 1 が地震前の 70% 程度の降雨によって崩壊が発生する領域、AREA 2 が 50% 程度の降雨によって崩壊が発生する領域となり、AREA 3 が非発生領域となる。その対応関係について整理したものを表 4.3 に示す。

表 4.3 から、抽出された 50 イベントうち地震動の影響うけ土質強度が 19% 程度まで低下したことを想定すると地震前と比較して新たに 15 イベントが崩壊発生危険降雨として抽出されることが確認される。

本論においては応答指標を算出するためのパラメータ一値として有効粘着力を使用しているため、土質試験による実験値そのものとの比較はできないことは自明であ

るが、以上の結果は広域を対象として応答的に地震後の降雨による崩壊発生危険度が崩壊発生機構の面からも評価できる可能性を示唆するものである。無論、本手法はあくまで応答解析としての結果であり、詳細な崩壊発生位置の予測するものではないが、本論において提示した手法を地震多発地域に属する我が国において検討しておくことは、今後においても発生する可能性のある地震に対して地震後の降雨による土砂災害を軽減する方策としては有用なものであると考える。

#### 4.4 まとめ

本論においては、広域における地震後の降雨による崩壊発生危険度の影響を崩壊発生機構の面からも評価するための手法について検討した。検討にあたっては既に有効性が確認されている土壌雨量指数および執印ら（2011）によって提示されている潜在崩壊面積指数の両者を使用した。検討の結果、

1. 土壌雨量指数と潜在崩壊面積指数は良好な対応関係にあること。
2. 潜在崩壊面積指数は土壌雨量指数と比較して豪雨時の崩壊発生・非発生区分が明瞭であること。
3. 潜在崩壊面積指数の算出に用いられている土質強度定数の変化を考慮することで、応答的に崩壊発生機構の面から地震後の土質強度の低下を考慮した降雨による崩壊発生危険度が評価できる可能性があること。

以上の3点を提示した。

#### おわりに

本検討は砂防学会による東北地方太平洋沖地震災害調査委員会の助成をうけて行なわれた。震災によって亡くなられた多くの人々のご冥福を祈ると共に、一刻も早い復興を心より祈願するものである。

#### 引用文献

Chang, K.-T., Chiang, S.-H., Hsu, M.-L.(2007) : Modeling typhoon- and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression, *Geomorphology*, 89, p. 335-347

Chang, J. C., Slaymaker, O.(2002) : Frequency and spatial distribution of landslides in a mountainous drainagebasin: Western Foothills, Taiwan, *Catena* 46, p.285-307

Chuang, S. C., Chen, H., Lin, G. W., Lin, C. W., Chang, C. P.(2009) : Increase in basin sediment yield from landslides in storms following major seismic disturbance, *Engineering Geology* 103, p. 59-65

Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Lin, J., Hsu,

M., Lin, C., Horng, M., Chen, T., Milliman, J., Stark, C. P.(2004) : Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt, *Geology* 32, p. 733-736

Dhakal, A. S., Sidle R. C.(2003) : Long-term modeling of landslides for different forest management practice, *Earth Surface Processes and Landforms* 28, p. 853-868

堀田紀文・康 怡慧・執印康裕・魏 聰輝・張 振生・陳 信雄・鈴木雅一(2005) : 集集地震後の降雨で発生した崩壊に対する地震の影響について -台湾大学溪頭実験林における長期林道補修記録を用いた検討-, *砂防学会誌*, Vol. 58, No.1, p.3-13

Keefer, D. K.(1994) : The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active region, *Geomorphology* 10, p.265-284

国土交通省河川局砂防部・気象庁予報部・国土交通省国土技術総合研究所(2005) : 国土交通省河川局砂防部と気象庁予報部の連携による土砂災害警戒避難基準雨量の設定手法 (案)

近藤観慈・林拙郎・王 文能・沼本晋也・川邊 洋(2003) : 1999 年台湾集集地震およびその後の豪雨による土砂災害, *自然災害科学*, Vol. 22, No.3, p. 255-270

Lin, C.-W., Shieh, C.-L., Yuan, B.-D., Shieh, Y.-C., Liu, S.-H., Lee, S.-Y.(2003) : Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyuan River watershed, Nantou, Taiwan, *Engineering Geology*, 71, p. 49-61

Lin, C.-W., Liu, S.-H., Lee, S.-Y., Liu, C.-C.(2006) : Impacts of the Chi-Chi earthquake on subsequent rainfall-induced landslides in central Taiwan, *Engineering Geology*, 86, p. 87-104

森脇武夫・小堀慈久・山田良子(2004) : 呉市における降雨による斜面災害に及ぼす平成 13 年芸予地震の影響, 第 49 回地盤工学シンポジウム平成 16 年度論文集, 地盤工学会, pp.307-314

岡田賢治(2001) : 土壌雨量指数, *測候時報*, 69-5, p.67-100

Okimura, T., Ichikawa, R.(1985) : A prediction method for surface failures by movements of infiltrated water in a surface soil layer, *Natural Disaster Sci.*, Vol.11. p. 41-51

Ou, G.-Q., Pan, H.-L., Liu, J.-F., Fan, J.-R., You, Y.(2010) : Characteristics of sediment-related disasters triggered by the Wenchuan earthquake, *International Journal of Erosion Control Engineering*, Vol. 3, No.1, p. 59-68

Shieh, C. L., Chen, Y. S., Tsai, Y. J., Wu, J. H.(2009) : Variability in rainfall threshold for debris flow after the Chi-Chi earthquake in central Taiwan, China, *International Journal of Sediment Research*, Vol. 24, No.2, p. 177-188

執印康裕・堀田紀文・松英恵吾・有賀一広・田坂聡明(2011) : 土壌雨量指数および潜在崩壊面積指数を用いた崩壊発生降雨特性の評価について, *砂防学会誌*, Vol. 63, No. 5, p. 37-42

鈴木雅一・小橋澄治(1981) : がけ崩れ発生と降雨の関係について, *砂防学会誌 (新砂防)*, Vol.34, No. 2, p. 16-26

Tang, C., Liang, J.-T.(2008) : Characteristics of debris flows in Beichuan epicenter of the Wenchuan earthquake triggered by rainstorm on September 24, 2008, *Journal of Engineering Geology*, Vol. 16, p. 49-61

富田陽子・桜井亘・中 庸充(1996) : 六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について, *砂防学会*

誌 (新砂防), Vol. 48, No.6, p. 15-21

鳥居宣之・沖村孝・加藤正司(2007): 地震後の降雨による斜面崩壊発生機構に関する実験的検討, 土木学会論文集 C, Vol.63. No.1, p. 140-149

宇都宮大学演習林研究部(1999): 平成 10 年 8 月末豪雨による船生演習林被害の記録, 宇都宮大学農学部演習林報告, 35, p.119-123

## V. 地震動による斜面の亀裂および土質強度の変化が斜面安定に与える影響

九州大学 久保田哲也

### 5. 1 地震時に生じた土砂災害の特徴

東北地方太平洋沖地震では盛土や宅地造成地、人工斜面に発生した崩壊・地すべりなども目に付くが、自然斜面に発生したものが多く（阿部ほか 2011）、それらの特徴は過去の大地震時に発生したもの（久保田ほか 2005、内田ほか 2002、Kubota et. al. 2002、久保田ほか 2002、水山ほか 2001、地頭菌ほか 1998、谷口ほか 1986）と地形・地質・植生など発生条件（素因）に異なっただけではないと思われる（蔡ほか 2011、若井ほか 2011 など）。また、深層崩壊も多い一方、表層崩壊については森林の地上荷重が影響する場合も考えられる（久保田ほか 2011、T.Kubota et.al. 2006、久保田ほか 2004）。

現地調査によれば、東北地方太平洋沖地震では、山腹に 1m 規模の亀裂や滑落崖を伴う変動斜面が見られており（例えば、中嶋ほか 2011）これらの亀裂からは雨水が浸透しやすく、今後の降水により容易に地下水の上昇や間隙水圧の上昇に繋がると考えられる。また、変動や地すべりを生じているため、土質強度もピーク強度からは低下しているものと考えられ、このような斜面では、地震後の土砂災害発生雨量が小さくなると考えなければならない。気候変動に伴う降雨の増加が見出される今日の状況（久保田 2011、Kubota 2011）では、今後の強雨による災害が懸念される。

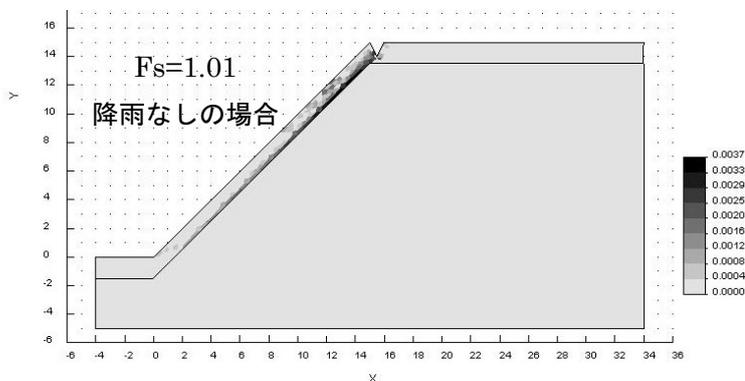


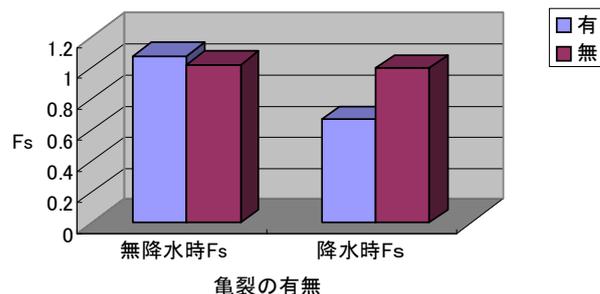
図-5. 1 FEM 解析による地震後発生雨量の検討事例（最大せん断ひずみ増分；亀裂による浸透増加や土質強度低下の影響を解析）

### 5. 2 方法と結果

#### 5. 2. 1 地震により発生した亀裂が震後降雨に伴う斜面安定に及ぼす影響

東北地方太平洋沖地震は地震規模が M=9 と非常に大きく、地振動による亀裂の発生など斜面不安定化に対する影響も大きなものがあると思われる。そこで、東日本各地における種々の現地調査で報告されている斜面災害の実態に鑑み、既往地震時の崩壊斜面を用いて、地震により亀裂が生じた森林斜面における崩壊危険雨量を検討した。

ここでは、地震後の崩壊発生基準雨量を検討するために、類似の災害事例を使った FEM による雨水浸透・安定解析連成数値解析による研究を実行した。



表層崩壊に関する地震後の斜面安全率Fs

図-5. 2 表層崩壊に関する地震による亀裂の影響（亀裂による斜面安全率Fsの低下）

この場合、①斜面頭部に亀裂が生じ（見かけ上は表層の透水係数が増加して）、降水の浸透が増加し、崩壊が発生し易くなる場合と、②地震動のため斜面が変形または小滑動してすべり面が形成されるまたは土質強度が減少する場合は観測されており、このような条件を勘案した解析を行っている。森林の根系による斜面補強効果や、地震時の地上部荷重による斜面不安定化効果なども考慮しなければならないが（久保田ほか 2011、T. Kubota et.al. 2006、久保田ほか 2004）、これら森林の影響は地震で亀裂が生じても大きく変わらないと考える。亀裂は既往の調査研究に基づき深さ 1m 幅 1m とし、亀裂の代わりに表層

の透水係数が5倍になる（平松ほか 1999）場合も検討した。また、土質強度の低下についても既往の研究例（長嶺ほか 2009）を参考に、内部摩擦角の減少を検討した。

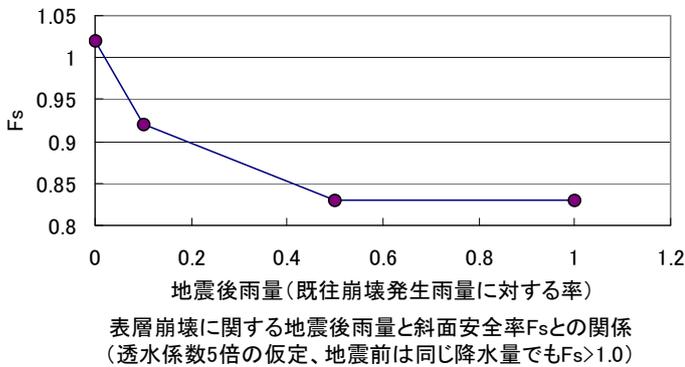


図-5. 3 表層崩壊に関する地震による亀裂の影響（透水係数増加に伴う斜面安全率Fsの低下）

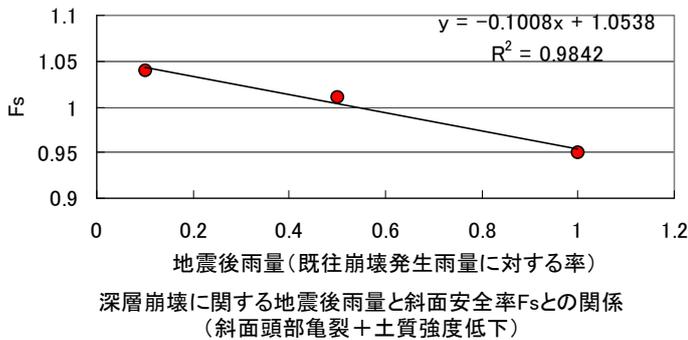


図-5. 4 深層崩壊における地震に伴う土質強度低下の影響（亀裂や土質強度低下に伴う斜面安全率Fsの低下）

FEM解析（図-5.1）に用いる透水係数や土質強度などは現地採取サンプルの土質試験により求め、それ以外のヤング率やポアソン比などは、降雨を与えない場合の安全率Fsが1より大きくなることを念頭に一般的な値を使用した。降雨は過去の災害雨量または地震直後の最大強雨とそれを0.1～0.5倍したものをを用いた。

①表層崩壊の場合：花崗岩地帯の表層崩壊事例を対象に解析を行い、崩壊が発生した地震後の当該地域の強雨データを入力した。この斜面は亀裂無しでは、地震直後の強雨でもFs>1であったが、前述の1m程度の亀裂が斜面頭部にあると、降雨時の安全率Fsは、亀裂無しの時のFs=1.0から0.670とかなり下がる結果となる（図-5.2）。地震による亀裂のために表層の透水係数が5倍（平松 2009）になった場合には、図

-5.3のように10%以下の雨でも斜面が不安定となる可能性がある。前述のように森林の影響は地震前後で大きくは変わらないと思われる。

②深層崩壊の場合：片岩地帯の深層崩壊事例を対象に解析を行い、崩壊発生時に発生した強雨データを入力した。この斜面では亀裂の有無ではFsに変化はなく、1m程度の亀裂は、深さが10m近くに及ぶ規模の大きな崩壊には効果が小さいものと思われた。ただし、滑動に伴い土質強度が軟岩状態から風化岩状態に落ちると思われ、その際は内部摩擦角φが約4%低下する（長嶺ほか 2009）。この土質強度が低下した状態では、図-5.4のように地震前の50～60%以下の雨量でも斜面が不安定となり得る。

## 5. 2. 2 地震動の土質強度に及ぼす影響

斜面崩壊が多く発生している地区の片岩の風化土を用いて根系を有するものとそうでないサンプルを調製し、水平振動を与えた場合と与えない場合の一面せん断試験から粘着力と内部摩擦角を算出した。

加えた垂直応力は、0.1, 0.2, 0.3, 0.4kg/cm<sup>2</sup>で、試験ケースは、前述のように根系あり及びなし、地震動あり及びなしを組み合わせ、4種類とした。

前述の風化土は九州大学福岡演習林内から採取した。なお、土は他の研究同様2mm以上の粒径のものと有機物を除いた（執院他 2009）。根には同じく演習林内から採取した林齢50年のヒノキの根を用いた。せん断試験用サンプルに根を入れる際は、せん断面に根が存在するように混入した。サンプルには既往の研究（伊藤他 2013）に準じた機材と方法で水平地震動を一定の加速度で加え、加速度を地震計及びVoltage Recorderにて計測した。加速度の範囲は100～1500galであった。

図-5.5は地振動の粘着力に対する影響の比較である。地震動を加えたサンプルは1500galと未満で分けている。棒グラフが平均値、エラーバーが標準偏差を表している。

粘着力は根系があるサンプルが根系のない場合よりも、わずかに大きな値を取ることがわかる。また、1500gal未満の地震動では、地震動なしのサンプルと比べて、大きな差はない。しかし、1500galの地震動

を加えた場合、粘着力は減少する傾向にある。

図-5.6 は内部摩擦角の比較である。内部摩擦角は根系の有無では、差が見られない。また地震動を加えると内部摩擦角は増加する傾向にある。

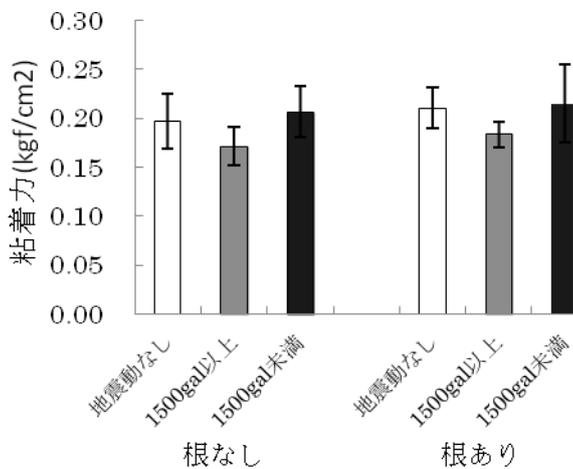


図-5.5 粘着力Cに対する地振動の影響

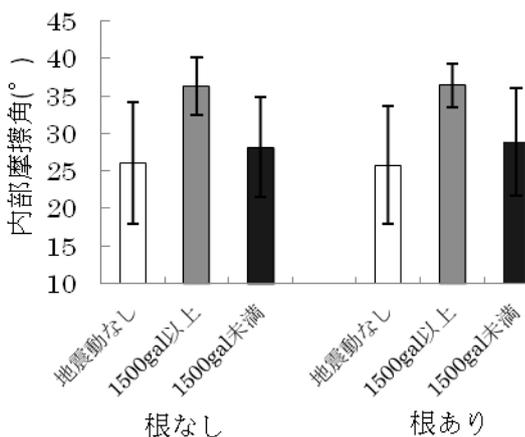


図-5.6 内部摩擦角φに対する地振動の影響

先述のように、図-5.5より粘着力は地震動があるなしに関わらず根系のあるサンプルが高い値を取っている。他の研究では根系の土質強度補強効果は主として土の粘着力の増分として表れる(執印他2009)とあるので、本実験結果もそれと合致している。

ここでは、1500gal以上の地震動を加えると、粘着力は減少している。根系を含まないサンプルに地震動を加えた既往の研究(平松2012)では、粘着力は1500galの振動で約15%の減少を提示しており、これも本実験結果と合致する。根がある場合でも、1500galの地震動を加えた際の粘着力は減少する傾向にある。これは、根系があるなしに関わらず地震動により土層が緩み、粘着力が低下してしまうこと

を示唆している。

図-5.6より、内部摩擦角はいずれも根系の有無では差が見られない。これは、既存の結果と一致する。また、内部摩擦角は地震動により増加の傾向を見せている。既存の研究では、1500galの地震動を加えると、約10%の減少を提示しており、本研究とは異なる。理由としては、土質及び飽和度の違いが考えられる。既存の研究が、花崗岩風化土の飽和実験であるのに対し、本研究は片岩風化土の不飽和実験であるため、このような違いが生じたと考えられる。

### 5.2.3 地震後基準雨量の検討

ここでは、2005年の福岡県西方沖地震後に発生した崩壊などに対する基準雨量を対象として検討を進めているが、解析途中で完了していない。地震後の梅雨期における崩壊場所周辺住民への聞き取りでは、過去に発生しなかった斜面崩壊が通常量の降雨で発生するようになったとの報告があった。今後は、雨量観測データから、判別解析など統計的手段を用いてその実態を明らかとする。

### 5.3 まとめ

- 1) 表層崩壊に関しては、地震後は斜面頭部の亀裂などにより降雨が透水し易くなり、最悪では地震前発生基準雨量の10%程度の降雨量でも発生する可能性がある。
- 2) 深層崩壊に関しては、地震に伴う地盤変形により土質強度の低下した斜面では、地震前発生雨量の50%~60%で発生する可能性がある。
- 3) 1500galの地震動を加えた場合、粘着力は減少し、内部摩擦角は増加する傾向にあった。今回の片岩風化土試料においては、これらの傾向は根系の有無に関係はなく、根系により地震動の影響が増減することはなかった。また、今回の研究では、既存の研究(平松晋也2012)と違った結果になっているが、土質の相違あるいは飽和度の相違が原因と思われる。

### 引用文献(著者50音順)

- 1) 阿部真郎他(2011)第50回地すべり学会概要集、3-4.

- 2) 伊藤佑紀他 (2013) 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集、A56-57.
- 3) 内田勉他 (2002) 地すべり、39(1)、128-136.
- 4) 蔡飛 他 (2011) 第 50 回地すべり学会概要集、11-12.
- 5) T. Kubota (2011), Advances in geosciences, Vol. 23, World Scientific Publishing, 63-73.
- 6) 久保田哲也 (2011) 水利科学 No. 320、85-99.
- 7) 久保田哲也他 (2011) 第 50 回地すべり学会概要集、119-120.
- 8) 久保田哲也他 (2006) 第 3 回土砂災害に関するシンポジウム論文、1-6.
- 9) T. Kubota et. al. (2006) Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 01893, EGU.
- 10) T. KUBOTA et. al. (2006) Proc. of the Int. Conf. on Geotechnical Engineering Singapore, 111-118.
- 11) 久保田哲也他 (2005) 砂防学会誌、58(2)、32-37.
- 12) 久保田哲也他 (2004) 地すべり学会誌、41(3)、57-65.
- 13) Kubota, T. et. al. (2002) European Geophysical Society Geophysical Research Abstracts, vol. 4, EGS02-A-005.
- 14) 久保田哲也 (2002) 地すべり、38(4)、52-57.
- 15) 執印康裕他 (2009) 日縁工誌 35(1):9-14p
- 16) 谷口栄一他 (1986) 土木技術資料、28(1)、59-65.
- 17) 地頭蘭隆(1998)、砂防学会誌 51(1)、38-45.
- 18) 中嶋登志男他 (2011) 第 50 回地すべり学会概要集 7-8.
- 19) 長嶺元二他 (2009) 地すべり学会誌、46(3)、43-48.
- 20) 平松晋也他 (1999) 地すべり学会誌、36(2)、3-12.
- 21) 平松晋也 (2012) 第 2 回砂防学会「東北地方太平洋沖地震災害調査委員会(第 4 班)」資料.
- 22) 水山高久他 (2001) 砂防学会誌、54(1)、98-99.
- 23) 若井明彦他 (2011) 第 50 回地すべり学会概要集、5-6.

## 6.1 はじめに

近年, 2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震をはじめとして, 全国各地で大規模地震が相次いで発生し, 地震に伴う土砂災害が多発するようになってきた。従来, 地震を誘因とする斜面崩壊は数多く報告されており, 地震に伴う土砂災害に対する警戒・避難活動を円滑に実施するためには, その発生場所や発生時刻, 崩壊規模の予測手法の確立が急務となっている。しかしながら, 地震を誘因とする斜面崩壊は, 地震そのものの発生頻度が少ない上に, 地震発生箇所の特が現在の技術では困難であるため, 地震発生時の土質強度の変化や崩壊現象のリアルタイムでの観測が不可能であるというのが現状である。このため, 斜面崩壊を対象とした研究の大部分は発生頻度の高い降雨を誘因とした現象に集中し, 地震前後の斜面の安定性の変化を議論した研究事例は少ない。本研究は, 地震時の衝撃力が花崗岩斜面に作用した際の土質強度の変化を定量的に把握するとともに, 地震発生後の花崗岩斜面の安定性の変化を明らかにすることを目的として実施したものである。

## 6.2 対象流域と実験試料の採取

実験試料は, 図-6.1に示す長野県飯島町に位置する天竜川水系与田切川中流域の小流域(Y-1流域)内より攪乱状態で採取した。Y-1流域の構成地質は市田花崗岩であり, 試料採取地点周辺にはブナを主体とした60年生以上の落葉広葉樹が多く分布している。

実験試料の採取深度は, 表層崩壊のすべり面となる90~110cm深度(斜面調査用簡易貫入試験でNc値5~8を示す深度; 図-6.2)である。

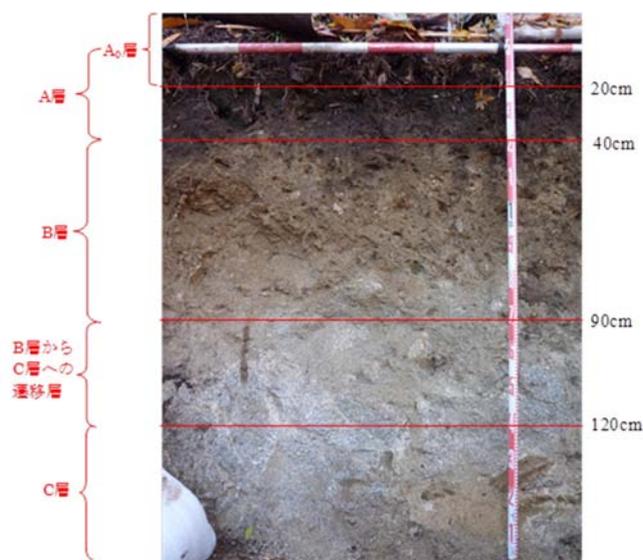


図-6.2 試料採取地点の土層断面

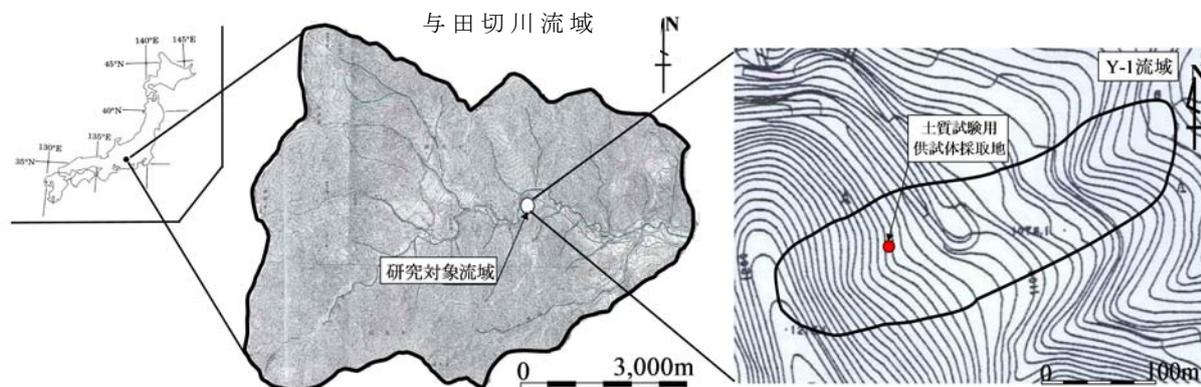


図-6.1 土質試験用試料採取地点

実験用供試体は、実験室内で資料調整後、現場密度(乾燥土の単位体積重量  $\gamma_d=1.25\text{g/cm}^3$ )でせん断箱に充填して作成した。実験砂の土質緒元を表-6.1に、粒径加積曲線を図-6.3に示す。

表-6.1 実験砂の土壌物理定数

乾燥密度 ( $\text{g/cm}^3$ )	土粒子の密度 ( $\text{g/cm}^3$ )	間隙	
		間隙比 e ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	間隙率 n ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )
1.25	2.67	1.07	0.52

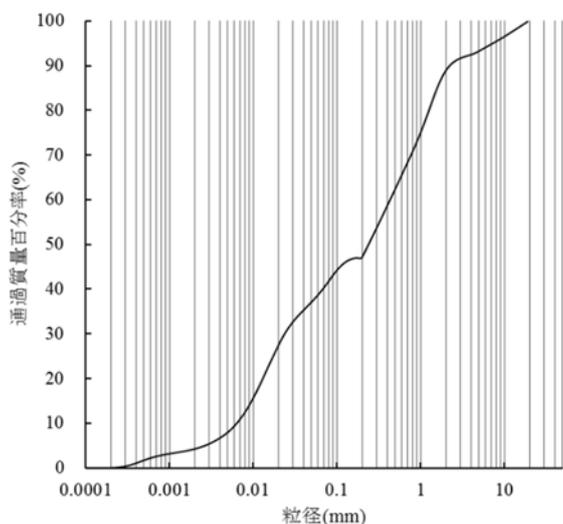


図-6.3 粒径加積曲線

### 6.3 実験概要

地震の規模すなわち加速度の大きさと土質強度(粘着力  $C$ , 内部摩擦角  $\phi$ )との関係を明らかにするため、「衝撃(加震)試験」と「一面せん断試験」を実施した。

供試体に与える衝撃力としては、図-6.4

に示す試薬攪拌用振とう機を使用して、 $0.5G \cdot 1.0G \cdot 1.5G$ の3種類の加速度を設定した。加速度を与える振動時間は、2011年3月12日に発生した長野県北部地震の振動継続時間(崩壊が発生する  $200\text{gal}$ 以上の加速度(例えば、森本ら, 1980)の継続時間)を参考に、10秒間と設定した。振動継続時間内に供試体に作用する加速度(衝撃)の回数は、60~80回である。

長野県北部地震時の2011年3月12日午前3時59分16秒から30秒までの加速度波形(三成分合成波形)を図-6.5に示す。図中には、ピーク値が  $300\text{gal}$ 以上を示した箇所に赤丸を付けている。長野県北部地震の加速度波形(三成分合成値)は、3月12日午前3時59分18.87秒から26.88秒までの8.01秒間に  $300\text{gal}$ を超える加速度のピークが71回発生し、0.113秒間に一度の割合で、 $300\text{gal}$ を超える衝撃が発生したことがわかる。

振とう機には、供試体に与える加速度を計測するための加速度計を設置した(図-6.4)。衝撃方向としては、せん断面に対し「水平方向」と「鉛直方向」の2パターン設定した。さらに、地震発生時の斜面の水分状態の相違が土質強度変化に及ぼす影響を把握するため、供試体の水分状態を降雨時を想定した『飽和状態』と無降雨時の自然含水状態を想定した『土壌水分吸引圧  $\psi: -20\text{cmH}_2\text{O}$ 』の2

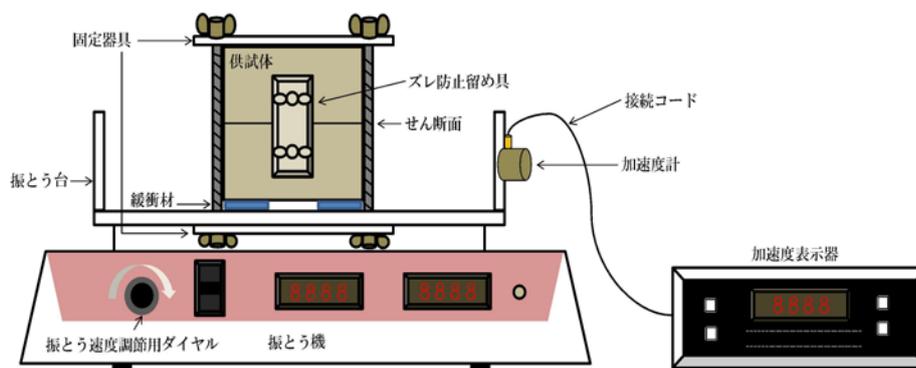


図-6.4 衝撃試験装置

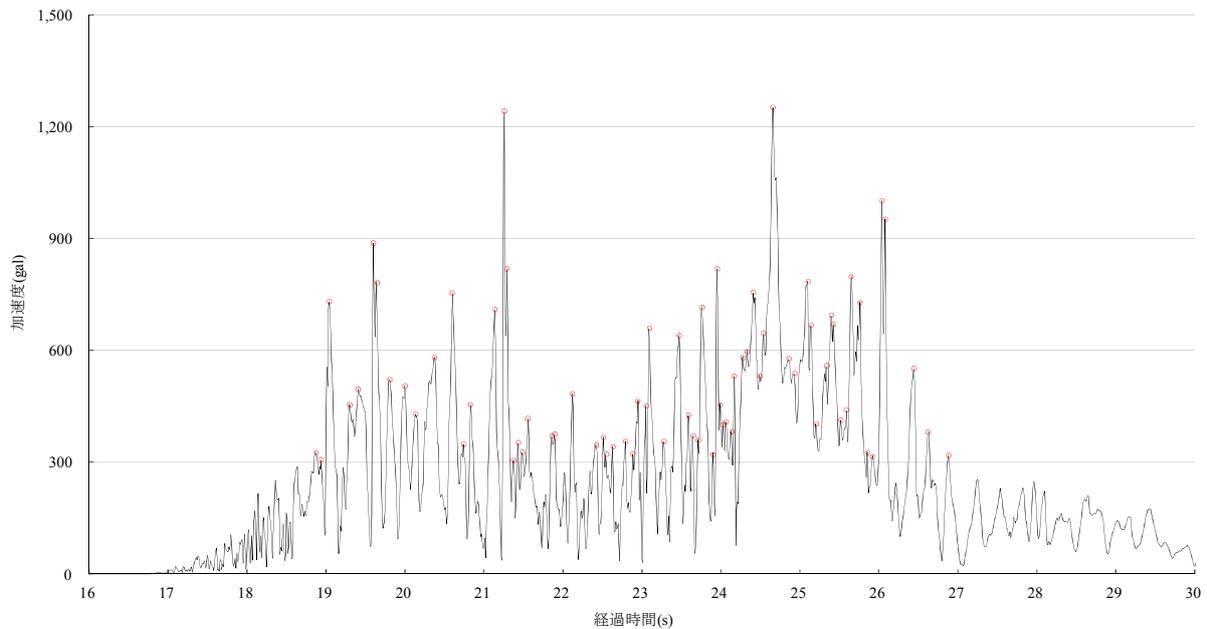


図-6.5 長野県北部地震の加速度波形(300gal以上；栄村)  
(2011年3月12日午前3時59分16秒から30秒まで)

パターン設定した。土壌水分状態の調整は、土柱法により行った。

実験ケースは、これらの条件を組み合わせた表-6.2に示す14ケースである。表中には一面せん断試験結果を併記した。

表-6.2 実験ケースと土質強度

供試体	試験No.	せん断面に対する衝撃の方向	衝撃力	土壌水分	粘着力	内部摩擦角
			(G)	(-cmH <sub>2</sub> O)	C (kgf/cm <sup>2</sup> )	φ (°)
攪乱	D-0G-0	-	0	0(飽和状態)	0.1829	40.97
	D-0.5G-0	水平(L)	0.5	0(飽和状態)	0.1631	38.88
	D-1.0G-0	水平(L)	1.0	0(飽和状態)	0.1117	41.23
	D-1.5G-0	水平(L)	1.5	0(飽和状態)	0.1447	37.43
	D-0.5G-0	鉛直(V)	0.5	0(飽和状態)	0.1320	41.16
	D-1.0G-0	鉛直(V)	1.0	0(飽和状態)	0.1217	42.44
	D-1.5G-0	鉛直(V)	1.5	0(飽和状態)	0.1121	41.95
	D-0G-20	-	0	20	0.1251	47.37
	D-0.5G-20	水平(L)	0.5	20	0.1194	44.51
	D-1.0G-20	水平(L)	1.0	20	0.1100	44.42
	D-1.5G-20	水平(L)	1.5	20	0.1121	41.94
	D-0.5G-20	鉛直(V)	0.5	20	0.1074	46.02
	D-1.0G-20	鉛直(V)	1.0	20	0.1229	44.30
	D-1.5G-20	鉛直(V)	1.5	20	0.1194	43.13

もに粘着力が著しく低下していることがわかる。特に、すべり面に対して鉛直方向に加速度が作用した場合、加速度と粘着力との間に明瞭な負の相関関係が認められた。一方、供試体の水分状態をφ=-20cmH<sub>2</sub>Oとした場合、粘着力にはほとんど変化は認められない。

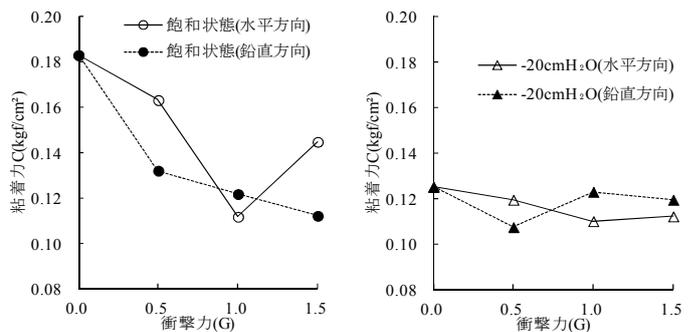


図-6.6 加速度と土の粘着力との関

#### 6.4 地震時の加速度が土質強度に及ぼす影響

攪乱供試体に対して得られた加速度と土の粘着力および内部摩擦角との関係を図-6.6～6.7に示す。

飽和状態の土壌に加速度（衝撃）が加わると、すべり面に対する加速度の作用方向如何にかかわらず水平・鉛直方向と

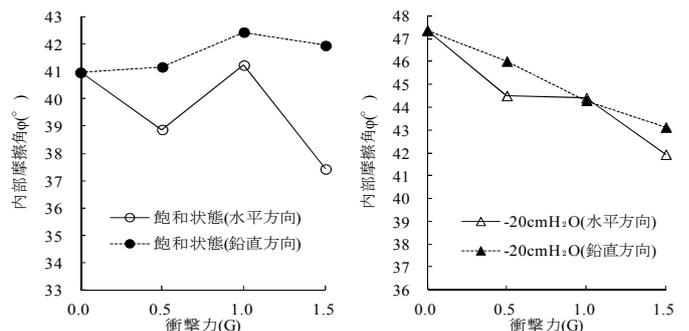


図-6.7 加速度と土の内部摩擦角との関

これに対して、内部摩擦角は、飽和状態の土壌に鉛直方向の加速度（衝撃）を与えた場合には、加速度の増加とともに若干の増加傾向を示し、水平方向の衝撃を与えた場合には、1.0Gの加速度を与えた場合を除き、加速度の増加とともに低下傾向を示した。一方、供試体の水分状態を $\phi = -20\text{cmH}_2\text{O}$ とした場合には、加速度の作用する方向如何に関わらず、衝撃力の増加とともに土の内部摩擦角は減少していることがわかる。

供試体の水分状態の変化が土質強度に及ぼす影響に着目すると、供試体の水分状態が飽和状態から土壌水分吸引圧 $\phi = -20\text{cmH}_2\text{O}$ へと低下すると、加速度を与えない場合では内部摩擦角が15.6%増加する結果となった。同様に、0.5Gの加速度が加わると、水平方向の場合で14.5%、鉛直方向の場合で11.8%、1.0Gの加速度が加わると、水平方向の場合で7.7%、鉛直方向の場合で4.4%、1.5Gの加速度が加わると、水平方向の場合で12.0%、鉛直方向の場合で2.8%、それぞれ内部摩擦角が上昇する結果となった。

## 6.5 地震時に斜面に作用する加速度が斜面の安定性に及ぼす影響

一面せん断試験により得られた土質強度を用いて斜面安定解析を実施し、地震時に斜面に作用する加速度大きさや表層崩壊のすべり面となる土層の水分状態の相違が地震発生後の斜面の安定性に及ぼす影響について定量的評価を試みた。

### 6.5.1 雨水浸透過程を加味した斜面安定解析モデル

地震時に作用する加速度が地震発生後の花崗岩斜面の安定性に及ぼす影響を定量的に把握するため、「雨水浸透過程を加味した斜面安定モデル(篠木, 2010)」を用

いて斜面安定解析を実施した。雨水浸透過程を加味した斜面安定解析モデルは、「斜面安定解析モデル：斜面安定解析過程」と「簡易雨水浸透モデル：雨水浸透過程」の2過程で構成されている。

「斜面安定解析モデル：斜面安定解析過程」では、図-6.8に示す斜面勾配： $\beta$ 、土層厚： $D$ を有する無限長斜面を想定し、表土層と難透水層の境界をすべり面として、(6.1)式を用いて斜面の安全率 $F_s$ が求められる。

$$F_s = \frac{C + (\sigma_0 - H \cdot \gamma_w) \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi}{\sigma_0 \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta} \quad \dots (6.1)$$

ここに、 $F_s$ ：斜面の安全率、 $C$ ：土の粘着力( $\text{tf/m}^2$ )、 $\sigma_0$ ：鉛直応力( $\text{tf/m}^2$ )、 $H$ ：すべり面上に形成された地下水深(m)、 $\gamma_w$ ：水の単位体積重量( $\text{tf/m}^3$ )、 $\beta$ ：斜面勾配( $^\circ$ )、 $\phi$ ：内部摩擦角( $^\circ$ )である。(1)式中のすべり面に作用する鉛直応力： $\sigma_0$ は、表土層を等間隔( $\Delta Z = 10\text{cm}$ )で分割し、各土層深度に対応した土壌物理定数を(6.2)～(6.3)式に代入することにより求めた。

$$\sigma_m = \overline{\gamma_{sat(m)}} \cdot H' + \overline{\gamma_{t(m)}} \cdot (\Delta Z - H') \quad \dots (6.2)$$

$$\sigma_0 = \sum_{m=1}^n \sigma_m \quad \dots (6.3)$$

ここに、 $\sigma_m$ ：分割土層 $\Delta Z_m$ の鉛直応力( $\text{tf/m}^2$ )、 $\overline{\gamma_{sat(m)}}$ ：第 $m$ 層の飽和土の単位体積重量( $\text{tf/m}^3$ )、 $H'$ ：第 $m$ 層内に形成された地下水深(m)、 $\overline{\gamma_{t(m)}}$ ：第 $m$ 層の土の湿潤密度( $\text{tf/m}^3$ )、 $\Delta Z$ ：0.1(m)である。

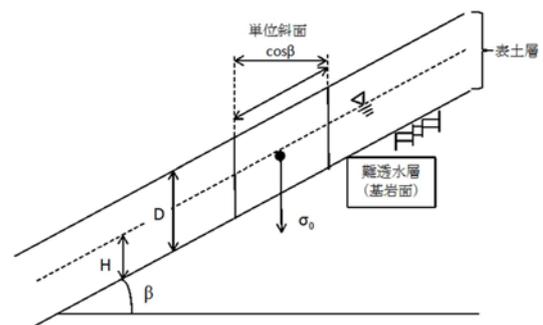


図-6.8 無限長斜面の概念

以上の手順により求められるすべり面に作用する鉛直応力  $\sigma_0$  を(6.1)式に代入することにより、安全率  $F_s$  を求めた。

すべり面上に形成される地下水深： $H$ (図-6.8)は、既往研究(平松・尾藤，2001)により提示された「簡易雨水浸透モデル」を用いて算出した。

図-6.9 に示すように、第  $m$  境界面の飽和透水係数： $k_{S(m)}$ が上位層からの供給水量： $Q_m$ よりも大きい場合( $Q_m \leq k_{S(m)}$ )は、その全量が第( $m+1$ )層へと浸透することになる( $Q_{(m+1)}=Q_m$ )。逆に、第  $m$  境界面の飽和透水係数： $k_{S(m)}$ の方が上位層からの供給水量： $Q_m$ よりも小さい場合( $Q_m > k_{S(m)}$ )は、第  $m$  層内へと浸透してきた  $Q_m$  の内第  $m$  境界面の飽和透水係数： $k_{S(m)}$ だけ第( $m+1$ )層へと供給されることになる( $Q_{(m+1)}=k_{S(m)}$ )。図-6.9 に示す各境界面で(下方に向かって)同様の操作を行い、それぞれの分割土層内において下位層へと浸透できない余剰分( $Q_m - k_{S(m)}$ )は当該分割土層内に貯留され、地下水深を形成することになる。

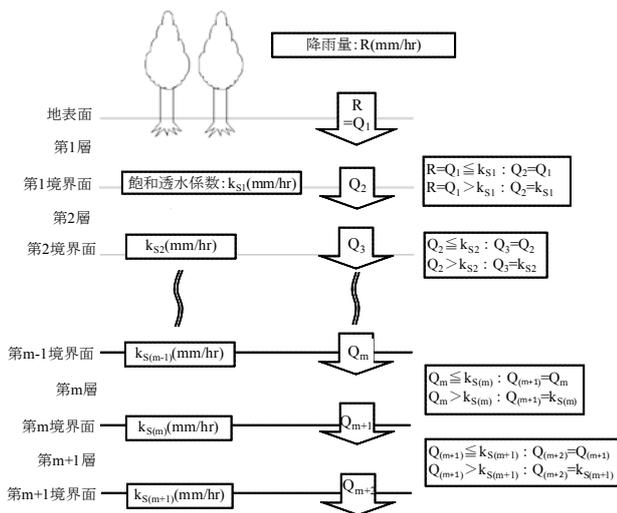


図-6.9 簡易雨水浸透モデルの概念

### 6.5.2 解析ケースと解析条件

斜面安定解析を実施する際の地形条件である斜面勾配： $\beta$  としては、土質試験用試料採取地点周辺の縦断形状を勘案し、

斜面勾配： $\beta=30^\circ, 35^\circ, 40^\circ, 45^\circ$ の4パターン設定した。また、土層厚： $D$  としては、一般的な表層崩壊の崩壊深が  $1\sim 2m$ であることを考慮し  $D=1m, 2m, 3m$ の3パターン設定し、これらの地形条件を組み合わせた計12パターンをモデル斜面の地形条件として設定した。

すべり面の土質強度(粘着力： $C$ ，内部摩擦角： $\phi$ )としては、地震時に作用する加速度の大きさや作用する方向、さらには供試体の水分状態を種々変化させることにより得られた表-6.2に示す14パターンの土質強度を用いた。

斜面安定解析は、斜面条件(土層厚： $D$ ，斜面勾配： $\beta$ )を組み合わせた12パターンと供試体の土質強度の14パターンを組み合わせた168ケースに対して実施した。

「簡易雨水浸透モデル：雨水浸透過程」に用いる第  $m$  境界面(図-6.9)に対する飽和透水係数： $k_{S(m)}$ は、篠木(2010)により提示された  $N_c$  値と飽和透水係数の関係を示す(6.4)式を用いて算出した。

$$k_{S(m)} = 0.0052 \cdot Nc_m^{-1.097} \dots\dots\dots (6.4)$$

ここに、 $k_{S(m)}$ ：第  $m$  境界面に対する飽和透水係数(cm/s)， $Nc_m$ ：第  $m$  境界面での  $Nc$  値である。

「簡易雨水浸透モデル」への入力条件となる降雨波形としては、「平成18年7月豪雨」の際に長野県諏訪市で観測された降雨波形の内、図-6.10に示す2山目の降雨が発生した7月18日6:00から7月19日13:00のまでの32時間の時間雨量(mm/hr)を使用し、計算開始33時間目以降は無降雨と仮定し、解析開始48時間後まで解析を継続した。図-6.10中には、土層厚を  $D=3m$ とした場合の簡易雨水浸透モデルによる地下水深の挙動を併記した。

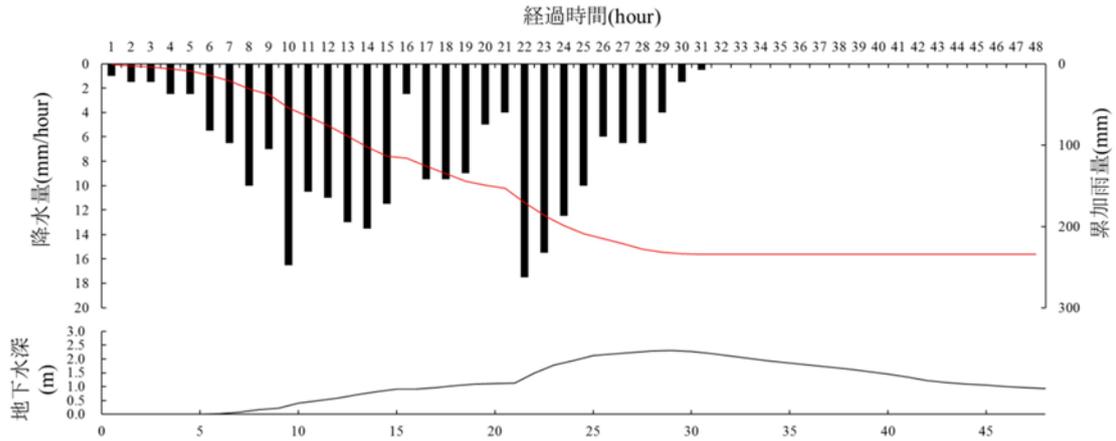


図-6.10 簡易雨水浸透モデルへの入力降雨波形

### 6.5.3 斜面に加速度が作用した場合の安全率の挙動と崩壊発生限界雨量の変化

土層厚が  $D=3\text{m}$ ，斜面勾配が  $\beta=45^\circ$ ，水分状態が飽和，地震時の加速度がすべり面に対して鉛直方向に作用した場合を例として，斜面の安全率と(6.5)式で求められる「安全率の変化率」の経時変化を図-6.11に示す。

$$\text{安全率の変化率}(T) = \frac{Fs_{\alpha G}(T) - Fs_{0G}(T)}{Fs_{0G}(T)} \times 100 \dots (6.5)$$

ここに，安全率の変化率(T)：計算開始T時における安全率の変化率， $Fs_{0G}(T)$ ：加速度が作用していない斜面のT時における安全率， $Fs_{\alpha G}(T)$ ：加速度( $\alpha$ )が作用した斜面のT時における安全率である。(6.5)式より得られる「安全率の変化率」が「負の値」を示した場合，地震時に斜面に作用する加速度により斜面の安定性が低下したことになる。

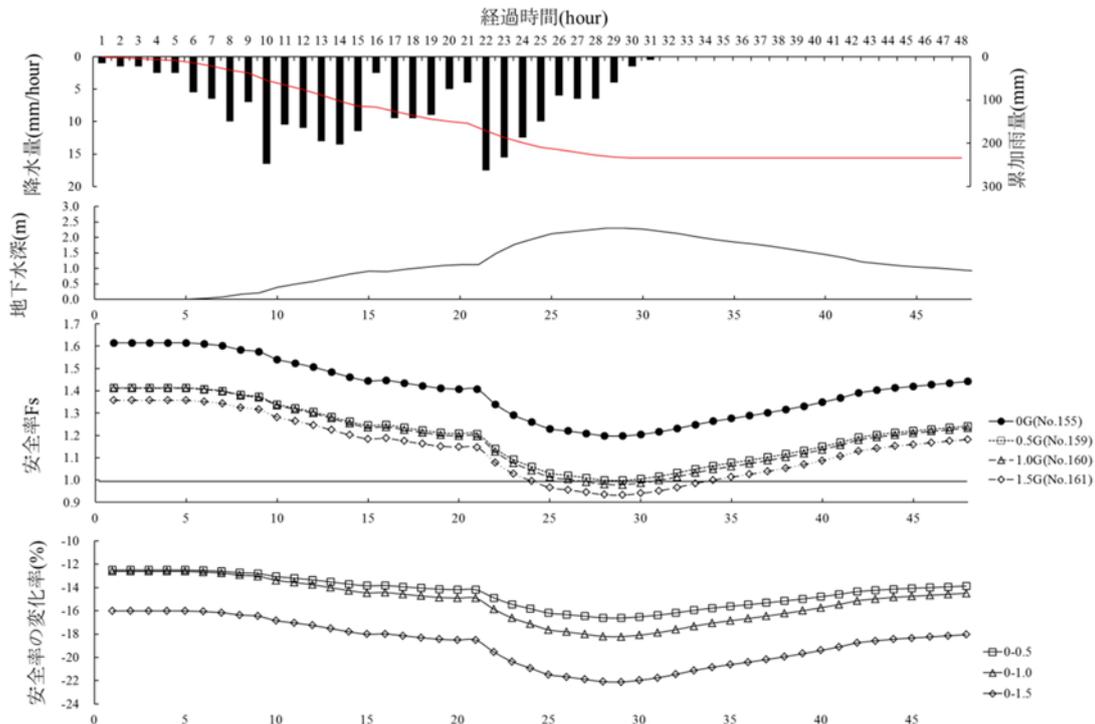


図-6.11 斜面に加速度が作用した場合の安全率の挙動  
(土層厚： $D=3\text{m}$ ，斜面勾配： $\beta=45^\circ$ ，水分状態：飽和，加速度の作用方向：鉛直)

斜面安全率の経時変化に着目すると、斜面に加速度が与えられていない場合は、安全率は 1.0 を下回ることはなく、計算開始 29 時間後に最小安全率  $F_s=1.197$  を示した。これに対し、すべり面に対して鉛直方向に加速度が作用した場合、加速度の大きさに関わらず安全率は 1.0 を下回る結果となった。0.5G, 1.0G, 1.5G の加速度が与えられた場合、安全率が 1.0 を下回る時間はそれぞれ計算開始から、28 時間後、27 時間後、24 時間後となり、斜面に加わる加速度の増加とともに崩壊までの時間が最大 5 時間程度短縮されることがわかる。また、斜面崩壊までの時間が短くなるということは、崩壊発生に至るまでの累加雨量すなわち、崩壊発生限界雨量が小さくなるという事実を意味している。斜面に加速度が与えられていない場合の安全率は 1.0 を下回ることはなかったため、最小安全率  $F_s=1.197$  を示した計算開始 29 時間後に崩壊が発生したものと仮定すると、地震時に斜面に作用する加速度が  $0G \Rightarrow 0.5G \Rightarrow 1.0G \Rightarrow 1.5G$  へと増加すると、崩壊発生時の累加雨量すなわち崩壊発生限界雨量は、 $232.0\text{mm} \Rightarrow 228.0\text{mm} \Rightarrow 221.5\text{mm} \Rightarrow 199.0\text{mm}$  へと加速度の増加とともに減少し、最大で  $33\text{mm}(14.2\%)$  も減少することが明らかになった。

### 6.5.4 地震発生後の斜面の安定性の変化

すべり面が飽和状態の時に加速度が作用した場合の安全率の変化率をとりまとめたものを図-6.12 に示す。

すべり面が飽和状態の時に地震による加速度が作用すると、安全率が 9.0～33.2%低下する結果となった。特に、水平方向に 1.0G の衝撃が作用した場合、安全率が最大 33.2%も著しく低下( $D=1\text{m}$ ,  $\beta=45^\circ$ )することになる。この傾向は、土層厚の減少や斜面勾配の増加とともにより顕著に見られた。

すべり面が自然含水状態 ( $\phi=-20\text{cmH}_2\text{O}$ ) の時に加速度が作用した場合の安全率の変化率を図-6.13 に示す。

すべり面が自然含水状態 ( $\psi=-20\text{cmH}_2\text{O}$ ) の時に地震による加速度が作用すると、すべり面の状態が飽和状態の場合ほど顕著ではないものの、斜面の安全率は 5.2%～15.6%低下していることがわかる。特に、この傾向は、すべり面に対して水平方向に 1.5G の加速度が作用した場合に顕著であり、安全率が最大 15.6%も低下( $D=3\text{m}$ ,  $\beta=30^\circ$ )する結果となった。

また、すべり面が自然含水状態 ( $\phi=-20\text{cmH}_2\text{O}$ ) の場合、飽和状態の場合とは逆に、土層厚の増加とともに安全率の低下はより顕著となっている事実が確認された。

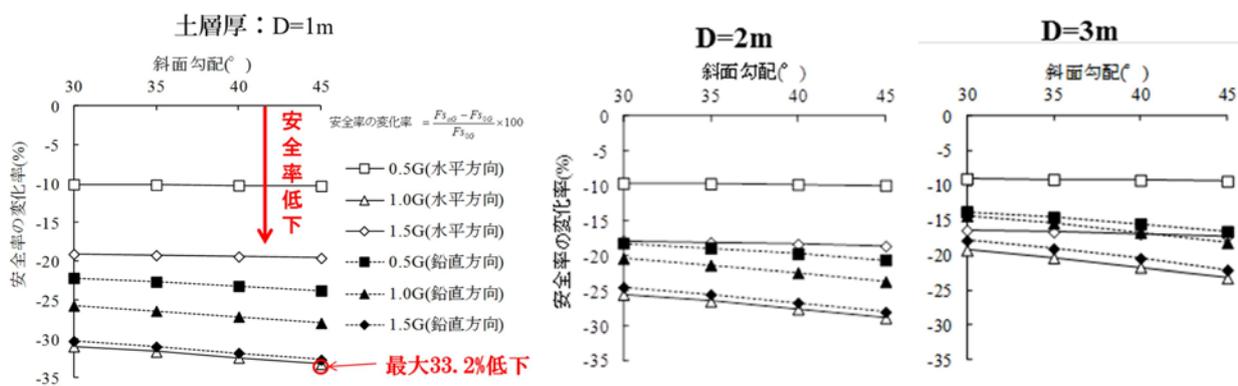


図-6.12 地震発生後の安全率の変化(飽和状態)

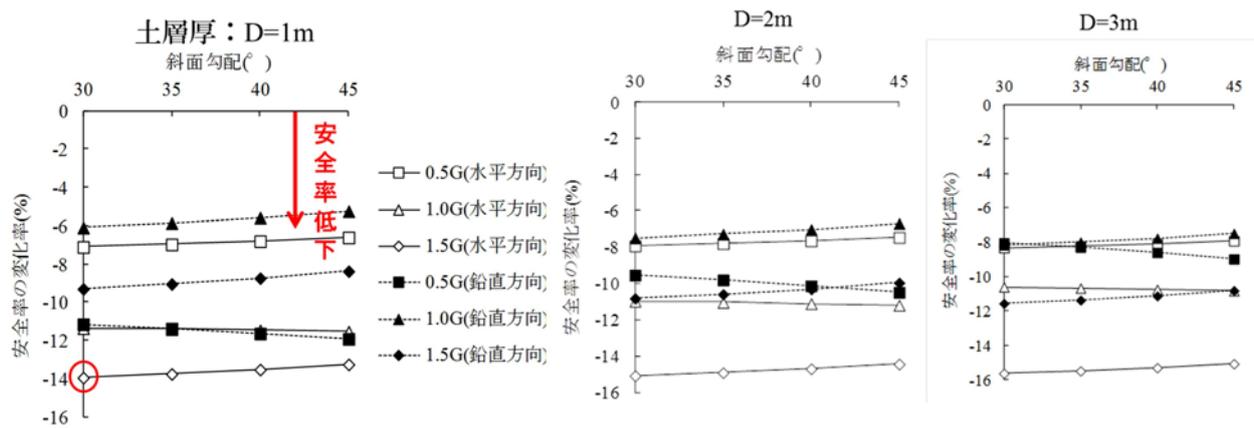


図-6.13 地震発生後の安全率の変化( $\phi = -20\text{cmH}_2\text{O}$ )

## 6.6 おわりに

花崗岩斜面に地震による加速度が作用すると、土質強度は著しく低下し、その後の降雨などにより斜面土層内に地下水深が形成されると、すべり面が飽和状態で水平方向に1.0Gの加速度が作用すると安全率が33.2%も低下(D=1m,  $\beta = 45^\circ$ )することになる。一方、すべり面の水分状態が $\phi = -20\text{cmH}_2\text{O}$ の場合においても、水平方向に1.5Gの加速度が作用すると、安全率が15.6%低下(D=3m,  $\beta = 30^\circ$ )する事実が明らかになった。この安全率の低下にともない、崩壊発生限界雨量は最大で14.2%(33mm)程度も低下することがわかった。

このように、地震発生時に崩壊に至らなかった斜面でも、地震時に作用する加速度の影響を受けて土質強度が大きく低下し、地震前と比較してより少ない降雨量と短い時間で崩壊発生するようになる。具体的には、花崗岩斜面の場合、1.5G程度の強い加速度が作用すると、崩壊発生限界雨量が15%程度低下し、崩壊発生時間も5時間程度早まる結果となった。

今後は、2011年3月に発生した東方地方太平洋沖地震時に観測された最大加速度(2,933gal)を再現可能とすべく

実験設備に改良を加え、実験結果を蓄積することにより、地震発生後の土砂災害警戒・避難基準雨量の設定手法の確立を目指したい。さらに、「何時まで地震の影響が残るのか?」といった、地震時の加速度が斜面に及ぼす影響の継続性について研究を進め、基準雨量引下げ解除のタイミングの設定手法の確立へと研究を展開していく予定である。

## 【引用文献】

平松晋也・尾藤顕哉：斜面調査用簡易貫入試験を用いた崩壊予測モデルへの入力諸元簡易設定法に関する一考察，砂防学会誌，Vol.54，No.4，p.12-21，2001

森本良平：地形学的特性を考慮した地震動災害予測の研究，自然災害特別研究成果，No.A-55-1，1980

篠木秀：山腹斜面の崩壊に対する免疫性に関する水門・地形学的研究，信州大学院修士論文，2010