一般社団法人

日本応用地質学会 東北支部

第19回研究発表会講演集

2011年7月22日

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部

ー般社団法人日本応用地質学会東北支部 第19回 研究発表会プログラム

開催日: 平成 23 年 7 月 22 日 会 場:トラストシティカンファレンス・仙台 講演集:1,000円 協 賛:東北地質調査業協会 開 会 10:00開会 10:00~10:10 支部長挨拶(橋本) 発表(午前の部)・・・・(座長:大内、副座長:石井) 10:10~10:30 国道 400 号で発生した落石災害について ○松村大志、尾上秀司(応用地質㈱) 10:30~10:50 小規模断層群による破砕岩の特徴 -ノンテクトニック破砕とテクトニック破砕の識別を目指して-○畚野 匡(日本工営㈱) 10:50~11:10 東北地方太平洋沖地震の津波による浅層地下水の塩水化 ○森 一司、岡庭信幸(東北農政局)、柴崎直明、大内拓哉(福島大学) ••••• * * ••••• * * ••••• (休 憩) 11:10~11:20 •••••* * •••••* * ••••••• 11:20~11:40 3.11 前後の長町-利府線断層帯 ○橋本修一(㈱東北開発コンサルタント) 11:40~12:00 2011 年 4 月 11 日福島県東部内陸地震の地表地震断層 ○高野邦夫、大内 学、冨岡伸芳、蓑由紀夫(㈱ダイヤコンサルタント) 12:00~12:20 放射線量の簡易モニタリングシステムの構築と地盤・生活空間への適用の試み ○田野久貴(日本大学工学研究所上席研究員) ••••••** $12:20 \sim 13:30$ (休憩、昼食) ·····* * ·····* * ·····* * ····· 特別講演 司会:橋本 13:30~15:00 東日本大震災における東北地方の強震動特性 大野 晋 氏 (東北大学災害制御研究センター) ····* * ······* * ······ (休 $15:00 \sim 15:10$ 憩) ••••••••***••••••****•••••• 発表(午後の部)・・・・(座長:渡邉、副座長:森) 15:10~15:30 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の津波堆積物 高野邦夫、〇大内 学、新山雅憲 伊藤靖雄、中倉弘道(㈱ダイヤコンサルタント) 15:30~15:50 福島県浜通りを震源とする地震(H23, 4, 11)による斜面崩壊事例 ○三川憲一(川崎地質㈱)、澤野幸輝、菊池慎司(㈱ネクスコ・エンジニアリング東北) 小島 均(東日本高速道路㈱) 15:50~16:10 国道4号 福島市伏拝地区における造成盛土崩壊について ○押見和義、大友伸一(㈱復建技術コンサルタント)、 吉田良勝(国土交通省東北地方整備局 前福島河川国道事務所) 16:10~16:30 荒砥沢ダム湖底で確認したカルデラ湖底堆積岩の性状 ○正木光一、橋本修一、高見智之、小林俊樹、森 一司 (荒砥沢地すべり第3次調査団) 総合討論 座長:代表幹事(小林) 16:30~16:50 震災からの復興に向けて 閉 会 16:50 閉会 16:50 副支部長挨拶(高見) 懇親会 17:00~19:00 Barbaresco (バルバレスコ)

一般社団法人 日本応用地質学会 東北支部

第19回研究発表会講演集

2011年7月22日

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部

目	次
	<i>v</i>

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第19回 研究発表会

њ÷ пт		
<u>特別</u>		
	東日本大震災における東北地方の強震動特性	1
	大野 晋 氏 (東北大学災害制御研究センター)	
発		
	①国道 400 号で発生した落石災害について ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	11
	○松村大志、尾上秀司(応用地質㈱)	
	②小規模断層群による破砕岩の特徴	
	-ノンテクトニック破砕とテクトニック破砕の識別を目指して-・・・	13
	○畚野 匡(日本工営㈱)	
	③東北地方太平洋沖地震の津波による浅層地下水の塩水化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	15
	○ 余 一 司 、 尚 庭 信 幸 (東 北 農 政 局)	
	不呵旦叻、人内扣叭(福島人子) ④2 11 前後の長町 利広須軽屋西	17
		17
		10
	⑤2011 年 4 月 11 日福島県東部内陸地震の地衣地震断層 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	19
	●同野小人、人口 子、 国岡中方 養由紀夫(㈱ダイヤコンサルタント)	
	⑥放射線量の簡易モニタリングシステムの構築と地盤・生活空間への適用の試み・・・・・	21
	○田野久貴(日本大学工学研究所上席研究員)	
	⑦2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の津波堆積物 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	23
	高野邦夫、〇大内 学、新山雅憲、伊藤靖雄	20
	中倉弘道(㈱ダイヤコンサルタント)	
	⑧福島県浜通りを震源とする地震(H23.4.11)による斜面崩壊事例・・・・・・・・・・	25
	○三川憲一(川崎地質㈱)、	
	澤野幸輝、菊池慎司(㈱ネクスコ・エンジニアリング東北)	
	小島 均(東日本高速道路㈱)	
		97
	○田垣至う 福岡市八井地区における追放温工所教について	21
	吉田良勝(国十交通省東北地方整備局 前福島河川国道事務所)	
	⑩荒砥沢ダム湖底で確認したカルデラ湖底堆積岩の性状 ・・・・・・・・・・・	29
	〇正木光一、橋本修一、高見智之、小林俊樹	
	森 一司(荒砥沢地すべり第3次調査団)	

東北大学災害制御研究センター 大野晋

1. はじめに

本年 3/11 に発生した東北地方太平洋沖地震は,この地域 で事前に想定されていた規模をはるかに上回る地震であり, 広域に渡る地盤震動で多くの構造物被害や地盤災害を引き 起こすと同時に,津波によって沿岸域に壊滅的な被害を生 じさせた。

東北地方においては、本震で広い範囲で非常に強い揺れ が観測された。また、4/7 には宮城県沖で M7.1 のやや深い スラブ内地震が、4/11 には福島県浜通りで M7.0 の内陸地 震が発生し、それぞれにおいても強い揺れが観測されてい る。ここでは、東北地方太平洋沖地震及び主な余震で観測 された強震記録に基づき、主に東北地方で観測された地震 動特性の概要について、地下構造との関係を交えて報告す る。

2. 東北地方太平洋沖地震の概要

気象庁発表の地震諸元¹⁾及び内閣府による被害概要²⁾を 表1に示す。震央は三陸沖であるが、後述するように震源 域は岩手県中部から茨城県沖の広い範囲に及び、地震規模 は日本周辺の地震としては過去最大のマグニチュード9。0 となった。宮城県北部で震度7,宮城県から栃木県で震度 6強,岩手県から千葉県にかけて震度6弱を観測するなど、 東日本の広い範囲で大きな揺れとなり、広い範囲で大きな 津波が観測されている。主に津波によるものであるが、人 的被害、建築物被害も戦後最悪の震災となった。

図1は東北地方太平洋沖地震の前震(3/9),本震(3/11 14:46)とそれに続く M7 以上の余震の震央と震源メカニズ ム解である¹⁾。余震域は岩手県中部から茨城県沖に及び, 最大余震は3/11 15:15 におきた茨城県沖(M7.7)である。 余震域の周辺でも、3/11 15:23 にいわゆるアウターライズ 地震と言われる沈み込む前の太平洋プレート内の正断層の 地震(M7.5)が起こり、4/7 には宮城県沖でスラブ内のやや 深い地震(M7.1)が、4/11 には福島県で正断層型の内陸地震 (M7.0)が起こっている。東北地方は通常東西圧縮の応力場 であり、逆断層型の地震がほとんどであるが、東北地方太 平洋沖地震の発生に伴う応力場の変化により、通常は起き ない正断層の地震も発生している。

図2は1896年以降に東北地方で発生した主な地震の震 央であるが、今回の地震の震央は繰り返し宮城県沖で起こ っていたM7クラスの地震(いわゆる宮城県沖地震)の東側 に位置していることが分かる。図3は地震調査推進本部に よる地震の発生領域である³⁾。東北地方太平洋沖地震は三 陸沖中部から茨城県沖までの陸よりの領域と海溝よりの領 域が併せて破壊されており,通常起こる地震のセグメント を越え,広い領域が連動して起こったことが分かる。

図4は気象研究所による強震記録のインバージョン解析 で求められた震源のすべり分布と震源時間関数である⁴⁾。 すべりの大きな部分は震央よりも海溝側(東側)に位置し, もっとも大きなすべりで 30m, 破壊の継続時間は 170s に達 している。

表1 地震諸元¹⁾と被害の概要²⁾

発生時刻	平成23年3月11日14時46分		
震源位置	三陸沖(北緯 38° 6.2′ , 東経142° 51.6′ , 深さ24km)		
地震規模	モーメントマグニチュードMw=9.0		
各地の 震度 (震度6弱 以上) 震度7:宮城県本部 (震度6弱: り・浜通り、茨城県北部・南部、栃 部・南部 (震度6弱: 度6弱: 震度6弱: 二岩手県沿岸南部・内陸北 陸南部、福島県会津、群馬県南部、 二本県出工部			
津波	・えりも町庶野 最大波 15:44 3.5m ・宮古 最大波 15:26 8.5m以上 ・大船渡 最大波 15:18 8.0m以上 ・釜石 最大波 15:21 420cm以上 ・石巻市鮎川 最大波 15:51 9.3m以上 ・相馬 最大波 15:51 9.3m以上 ・大洗 最大波 16:52 4.0m		
人的被害	死者・行方不明者合わせて22,000名以上		
建築物 被害	全壞約107千戸,半壞約111千戸 一部損壊417千戸		



図1 東北地方太平洋沖地震と余震の震央位置と 主な地震の震源メカニズム解¹⁾



図 2 東北日本で前世紀以降に発生した主な地震 (M≧7.0)¹⁾



図3 地震調査推進本部の地震の発生領域区分³⁾



図4 強震波形から求めたすべり分布の例4)

3. 東北地方の強震動特性

今回の地震は、比較的高密度な強震観測網で観測された 初めての巨大地震である。全国的な強震観測網としては、 防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net,気象庁 95 型,自治 体の震度情報ネットワーク,港湾航空技術研究所,国土交 通省河川・道路等施設の地震計ネットワークなどがあげら れる。以下では本校執筆時点で利用可能な記録を用いて検 討した東北地方太平洋沖地震及びその余震の強震動特性に ついて述べる。

(1) 地震動分布

図5は、防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net 地表,気象 庁(web 公開分のみ),港湾航空技術研究所,東北大学災害 制御研究センター,東北工業大学(加速度最大値と計測震 度のみ)の強震観測⁵⁾による 3/11 本震の加速度最大値と速 度最大値の分布である。主な地点の NS 方向の加速度波形 も図中に示すと同時に,表層地質区分図⁶⁾も併せて示して いる。

図5から,500Gal以上の加速度が岩手県南部から千葉県 までの広い範囲で観測されていること,50cm/s以上の速度 が主に宮城県中央部と関東平野の一部(表層地質区分図と の対応ではいずれも第4紀層分布域)で観測されているこ とがわかる。また,加速度波形は大きく2つの波群で構成 されているが,北部では最初の波群の振幅が,南部では2 番目の波群の振幅が大きい。震源インバージョンの結果か らは破壊開始点付近て10徐々に拡大した後,南北方向に分か れて進行したとされており⁴,それを反映した結果と思わ れる。

図6は3/11本震,4/7余震,4/11余震において,上述の 地震記録から求めた東北地方の計測震度の分布である(自 治体の観測点は含んでいない)。本震の計測震度は最大加速 度と同様な分布形状で,震度6弱以上が福島県東部から岩 手県南部までの広い範囲に分布し,一部震度7が観測され ている。一方4/7余震では宮城県中央部から岩手県南部の 低地で震度6弱から6強が分布している。4/11は内陸の浅 い地震であり,福島県浜通りで震度6弱を観測している。 このように,余震でも揺れの強さが本震と同程度の場所が あったことがわかる。

(2) 主な加速度記録とその特性

表2は計測震度が大きな順に本震の強震記録の諸元を示 す。宮城県に特に震度の大きい地点が多く,栗原市・仙台 市・大崎市で大振幅の記録が観測されている。このうち仙 台市の記録については後述する。最も震度の大きな地点は K-NET 築館(MYG004)であり,2700Galの水平成分,1880Gal の上下成分が観測されている。MYG004の加速度波形のピ ーク付近の拡大図を図8に示す。95 秒付近で特に NS,UD 方向が大きな振幅を示している。但し,最大加速度は大き いが,周辺では大きな被害は見られない。

図8には仙台市苦竹の K-NET 仙台(MYG013)のピーク付 近の加速度波形拡大図を示す。水平2成分で非常に大きな 加速度を示しているが、この地点では観測小屋付近での噴 砂が確認されており、水平成分は液状化の影響と見られる スパイク状の波形となっている。なお、4/7 の余震でも同 様にスパイク状の波形が観測されている。

図7は、表2の代表的な地点と、過去の地震の甚大な被 害域で観測された記録の例として、1995年兵庫県南部地震 の鷹取及び2004年新潟県中越地震の川口町について、擬似 速度応答スペクトルを比較したものである。鷹取及び川口 町の記録が周期 1-2 秒での振幅が大きいのに対して、 MYG004(台地)は短周期は大きいもののその周期帯の振 幅は小さい。一方 MYG006(大崎平野),MYG013(仙台平 野)は築館に比べると周期 1-2 秒の振幅が大きく、さらに 古川中心部の4B9(大崎平野)では鷹取に近い振幅を示し ている。

低層建物の被害には周期 1-2 秒の振幅の影響が大きいと 指摘されており⁷⁾,実際その周期帯の振幅が小さい MYG004 では周辺被害が小さいのに対し,特に周期 1-2 秒 の振幅が大きい4B9 周辺では比較的多くの建物被害が確認 されている。今回最大加速度が大きな記録が広域で観測さ れているが,その割には報告されている構造物被害が少な い要因の1つとしては,上記のような周期特性が影響して いるものと思われる。



図5 東北地方太平洋沖地震の最大加速度・速度分布,加速度波形のペーストアップ,表層地質区分図

図 6 2011/3/11(M9。0), 4/7(M7。1), 4/11(M7。0)の地表面地震記録から求めた計測震度分布

				(目)供	明辰戌至し	0_{\circ} 1)
				計測	最大加速度	最大速度
No	機関	観測点	場所	震度	(cm/s/s)	(cm/s)*
1	防災科研	MYG004	栗原市築館	6.6	2700	94
2	東北工業大学	smt.CCHG	仙台市若林区荒井	6.5	1074	-
3	東北工業大学	smt.IWAK	仙台市宮城野区岩切	6.4	859	-
4	東北大学	dcr.009	仙台市泉区松森	6.4	821	88
5	防災科研	MYG013	仙台市宮城野区苦竹	6.3	1517	74
6	気象庁	4B9	大崎市古川三日町	6.2	550	85
7	防災科研	MYG006	大崎市古川北町	6.1	572	98
8	東北大学	dcr.018	仙台市若林区沖野	6.1	512	79
9	防災科研	FKS016	福島県白河市新白河	6.1	1295	59
10	東北工業大学	smt.NAKI	仙台市泉区七北田	6.1	1853	-
11	東北大学	dcr.023	仙台市若林区卸町	6.1	613	77
	**					

表2 東北地方太平洋沖地震で観測された大振幅記録 (計測電産>6_1)

*カットオフ周期50sで計算

(最大値付近拡大)

4. 仙台市内及び宮城県内の強震動特性

(1) 仙台市内の強震観測結果

仙台市内の主な強震観測網としては、東北工業大学による Small Titan⁵⁾と東北大学災害制御研究センターによる強 震観測網(以下DCRC観測網)⁸⁾がある。Small TitanはK-NET 仕様の観測小屋による自由地表面の観測網であるが、 DCRC の地震計は構造物1階(幾つかは最上階との同時観 測)が多い。図9に観測点位置を示す。

3/11 の本震において, DCRC 観測網では休止中の観測点 を除いて, 21 点中 14 点で観測記録が得られている⁴⁾。加 速度波形を図 10 に示す。なお, 仙台市内に位置する気象庁 E06 地点, 防災科研 K-NET MYG013 地点, 東北電力泉電力 ビル地盤系(IZU)の波形も合わせて示している。また, 図 11 には 1978 年宮城県沖地震でも観測波形が得られている No.27 (仙台駅前) について, 78 年と今回の加速度波形を 比較している。

図 12 には、No.27(仙台駅前),No.28(青葉山),No.25 (長町南)について、南北方向に近い成分の擬似速度応答 スペクトルを示す。同じ地点で観測された主要な被害地震 の記録も示した。また、長町利府断層よりも西側と東側に 分けて応答スペクトルを重ね書きした結果を図 13 に示す。

以上の図から,仙台市内の観測記録に見られる主な特徴 は下記の通りである。

- ・強震動の継続時間は3分程度であり、1978年宮城県沖地 震の仙台市中心部(No.27)の記録が高々30秒程度であっ たのと比べて顕著に長い(図 11)。一方応答スペクトルで は、周期による違いはあるが、周期0.02-10秒平均値で本 震は1978年宮城県沖地震を1.3倍ほど上回っている。(図 12左・中央)。
- ・仙台駅前の No.27 を規準とすると、断層西側は No.27 と 同等もしくは1 秒よりも短周期側でやや大きくなってい るのに対し、断層東側では周期1 秒及び3 秒を中心とし て顕著に大きい(図 13)。仙台市は断層西側で台地、東 側で低地(堆積地盤)となっており¹¹⁾、地下構造による 違いが現れたものと思われる。
- ・仙台市南部の代表例として No.25 に着目すると,この地 点では表層 20m 程度は完新世の軟弱地盤と推定されてい る⁹⁾。周期3秒のピークは他の地震でも共通して現れる が,周期1秒弱のピークには明瞭な振幅依存性が見られ, 大振幅による表層地盤の非線形応答の影響が確認できる (図 12 右)。

(2) 地震動分布推定

上記のように仙台市内では比較的密に強震観測が行われ ており、地下構造の違いによると思われる場所による相違 が見られる。ただし、建物や地盤被害との対応を検討する にはまだ密度が不足しているため、図 14 に示す大野・柴山 の手法⁹⁾を用いて、地下構造の影響を補正して仙台市と宮 城県で周期別に応答スペクトルの分布を求めることを試み た¹⁰⁾。

この手法にはメッシュの地下構造モデルと表層地盤の非 線形特性が必要であり、仙台市及び宮城県の被害想定に使 われたモデルを用いた。図 15 に仙台市の工学的基盤と地震 基盤深さの分布を示す。仙台市の工学的基盤深さは長町利 府断層よりも南東側で深いのに対し、地震基盤深さは西側 の方が深く、浅部と深部で形状が異なる複雑な構造となっ ている¹¹⁾。

仙台市に対する周期 0.2 秒,1 秒,3 秒の推定結果を図 16 (3/11 本震),図 17 (4/7 余震)に示す。どの地震でも,周 期0.2秒の短周期では仙台市北部で大きくなっていること, 周期1秒では長町利府断層東側が大きいこと,一方周期 3 秒では仙台市南部で振幅が大きい場所が分布し,周期帯域 によって揺れが大きい場所が異なることが確認できる。ま た,水平2成分をそれぞれ示しているが,本震は南北方向 が大きいのに対し,4/7 余震では東西方向の揺れが大きか ったことが分かる。

図18は宮城県の微地系区分図,図19は工学的基盤と地 震基盤の深さ分布図である¹²⁾。工学的基盤深さは概ね微地 形区分の分布と対応しているが,地震基盤は海沿いの北上 山地ではほぼ露頭しているのに対し,中央で深くなったの ち奥羽山脈沿いでやや浅くなる構造となっている。

宮城県に対する周期 0.2 秒, 1 秒, 3 秒の推定結果を図 20 に示す(南北成分のみ)。周期 0.2 秒では北上山地沿いで振 幅が大きい(固い基盤上に薄い風化層や堆積層があるため と思われる)のに対し,より長周期では山地の振幅は小さ くなり,周期 1 秒では仙台市東部と古川市など県中央北部 で,周期 3 秒では上記に加えて石巻から県中央北部でも振 幅が大きくなっていることが分かる。

上記のような周期別の揺れの強さの分布は被害要因を検 討する上で重要であり、まだ公開されている観測記録が少 ないことから、今後記録を追加して更新し、別途行ってい る被害調査との対応関係を検討していく予定である。

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第19回研究発表会

図14 地震動分布推定フローチャート 9)

図15 仙台市基盤深さ分布 10)

図 16 仙台市擬似速度応答スペクトル分布 (2011/3/11)

図 17 仙台市擬似速度応答スペクトル分布 (2011/4/7)

図 20 宮城県擬似速度応答スペクトル分布(上段: 2011/3/11,下段: 2011/4/7)

5. まとめ

東北地方太平洋沖地震の東北地方の強震記録とその特性 について,現時点で分かっていることを述べた。

大きな特徴として広域に渡る大加速度があげられるが, 構造物の被害に影響が大きい周期帯の振幅は,いわゆる内 陸直下地震の震源域の記録と比べて特段大きいわけではな い。ただし,地下構造の影響により場所によって増幅する 周期が異なるため,構造物に影響がある周期帯で大きな振 幅となった場所もある。

もう1つの特徴として、大きな余震により本震と同程度の振幅となった所もある。本震の3分に及ぶ継続時間の影響と併せて、損傷の累積に注意が必要と思われる。

謝辞

防災科研,気象庁,建築研究所の記録を使用しました。 記して感謝します。

参考文献

- 1) 平成23年3月地震·火山月報(防災編),気象庁
- 2) 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震(東日本大 震災)について,平成 23 年 7 月 5 日版,内閣府緊急災 害対策本部
- 3) 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(一 部改訂), 地震調査研究推進本部, 平成21年3月9日
- 吉田康宏ほか:平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地 震の震源過程,日本地球惑星科学連合2011年大会
- 5) 神山眞: 2011 年東北地方太平洋沖地震における東北工 業大学アレー強震観測システム Small-Titan による強震 記録について,地盤工学会東北支部,http://www.st. hirosaki-u.ac.jp/~kataoka/Tohoku_EQ/Kamiyama_Small Titan_01.pdf, 2011
- 若松加寿江ほか、日本の地形・地盤デジタルマップ、 東京大学出版会、2005
- 境有紀ほか:建物被害率の予測を目的とした地震動の 破壊力指標の提案,日本建築学会構造系論文集,No.555, pp.85-91,2002
- 8) 大野晋ほか:2011 年東北地方太平洋沖地震における仙 台市内の強震動特性,日本建築学会大会学術講演梗概 集,21095,2011
- 大野晋・柴山明寛:地盤増幅と地震動の空間相関を考 慮した応答スペクトルの分布推定,第13回日本地震 工学シンポジウム論文集,GO1-Thu-PM-10,pp.186-192, 2010
- 10) 大野晋・源栄正人: 2011 年東北地方太平洋沖地震とその余震における仙台市内の震動特性, 2011 年地球惑星

科学連合大会

- 仙台市:平成14年度仙台市地震被害想定調查報告書, 2002
- 宮城県:宮城県地震被害想定調査に関する報告書, 2004

国道 400 号で発生した落石災害について

応用地質株式会社東北支社 〇松村 大志・尾上 秀司

1. はじめに

福島県西会津において 2009 年 5 月 24 日に 発生した落石を伴う斜面崩壊により、国道 400 号玉梨スノーシェッドが被災した。この 路線は南北の町を繋いでおり、通行止めによ り迂回に1時間半を要する重要度の高い路線 である。

今回は災害発生直後の初動調査および応急 対策工に着手するまでの斜面状況の監視につ いて記す。

2. 地形地質概要

当該地区は、傾斜 40 度・比高約 120m の急 峻な斜面に位置しており、流紋岩質弱溶結凝 灰岩の岩盤が露出している。尾根部付近は、 岩塊が積み重なり、表層は空隙の多い状況に あった。

3. 被災状況

落石によりシェッドの屋根材の一部が損傷 した。シェッド上の落石は40個(最大径1.9m) 確認され、道路延長方向に幅55mにわたって 飛散していた。シェッド下まで達した落石は 11個(最大径2.6m)で、シェッドから21m離 れた位置まで達していた。

4. 踏査結果

崩壊規模は高さ約5m・幅約20m程度であり、 崩壊地は、頭部から直下斜面まで、完全に露 岩している。岩塊は、割れ目が開いて個々は 分離して著しく緩み、不安定な状況にあった。 不安定な岩塊で最も大きなものは、高さ4m 幅2m奥行き1.5m以上である(写真③)。

割れ目は、中角度の流れ盤のもの(写真②) と、高角度の受け盤のもの(写真①)が、顕著 に発達する。

崩壊地背後の斜面は、岩塊の割れ目が開い て分離した状態であり、著しく緩んだ状況に ある。また、尾根まで同様に緩んでおり、複 数の段差地形が見られ、過去に複数回の緩み によるズレが発生していたと推測される。

落石の経路は、3 本の浅い沢地形(ガリー) を中心とし、沢地形斜面下部で1本に収束し ていた。崩落した落石は、斜面に倒木によっ て停止した巨礫(最大径 5m 程度)の背後に、 積み重なって分布している。転石は、跳躍し ながら落下したと考えられ、立木の高さ 2m 付近に落石による傷が認められる。傾斜 45° 以上の斜面には、落石が殆ど堆積していない ことが解かった。

図2 崩壊頭部の状況

5. 落石発生の機構

今回の落石の発生原因および落石が道路に 達した原因を推定し、素因・誘因に分けて整 理した。

主な素因は、発達した流れ盤亀裂とそれを 切るような高角度の受け盤亀裂を持つ岩盤で あること、凍結融解を起こす気象環境である ことと推測した。これは周囲の踏査により尾 根の反対側は急傾斜(70°以上)の崖を形成し ていること、周囲の表層が同様に緩んでいる こと、背後に段差が存在することによる。

誘因は、凍結融解による緩みの進行、降雨 による亀裂内の細粒分の吸出しによる摩擦力 の低減、樹木の揺れによるバランスの崩れに など、複数の事象と推測した。

また、背後に馬蹄形の段差地形が確認され ていることから、背後斜面の不安定化が進行 し、2次・3次の崩壊が懸念された(図3左参 照)。

落石の流路上にも岩塊が残存しており、倒 木や転石同士の噛み合わせで停止している不 安定な状況のため、倒木の腐敗や細粒分の流 失等により再び崩落することが懸念された (図3右参照)。

なお、前述の通り迂回に時間の掛かる路線 であり、早期の通行止め解消が求められた。

そのため、早急な応急対策が必要であり、 施工作業者の安全確保のための監視体制が求 められた。

6. 監視

崩壊の進行性を計測し、作業員の安全確保 のため、観測計器を設置し監視を行った。

崩壊頭部に対しては、地表面伸縮計を崩壊 地から尾根にかけての段差に3箇所、監視カ メラは崩壊地頭部および、頭部付近の流路に 残存している岩塊をカバーできるアングルに 設置した。

流路に残存する土塊に対しては、踏査およ び測量で大岩塊を抽出、張力計を設置した。

シェッド付近に警報機を設置し、設定した 閾値に従って管理し、異常が発生した場合、 即座に作業員が退避出来る体制をとり、監視 を行った。

これらの計器は Web 上でデータを閲覧する ことができ、異常発生時には登録した携帯電 話にメールが届くシステムを採用した。

7. あとがき

2010 年 10 月に応急対策工が完了し通行規 制が解除された。

当該地区の地盤の緩みは、地質条件と風雨 に加え、中越地震による影響も考えられる。

当該地区周辺の道路は、急斜面に面している場合が多く、同様の地質状況が推測される。

2011年3月11日発生の地震の影響を含め、 道路上方斜面に崩壊リスクが存在するかの確 認が必要と考える。

図 3 懸念された 2 次崩壊モデル

小規模断層群による破砕岩の特徴

ノンテクトニック破砕とテクトニック破砕の識別を目指して

日本工営㈱仙台支店 畚野 匡 Tadashi Fugono

1. はじめに

土木地質技術者として、地すべり・ゆるみ 岩盤等による「ノンテクトニックな破砕」な のか、初生的な地質構造(断層)形成過程に おける「テクトニックな破砕」なのか判断が 求められる局面に遭遇することが多々ある。 地すべり範囲決定に際して、安全側の判断と 称して幾分深めに位置する破砕部にすべり面 を設定し、過大な対策工が実施されてしまう 事もあれば、反対に深部に位置するノンテク トニックな破砕部を初生的な断層と見誤り、 想定を超える規模のすべりが発生してしまっ た事例など、地質技術者の反省が求められる 事例は後を絶たない。

昨今、このような応用地質学的課題の解決 を目指して、ノンテクトニック破砕とテクト ニック破砕の識別に関する研究が進められて いる(脇坂ほか,2009、千木良,2010 など)。 また、断層の規模や活動度を把握する観点か らも、破砕岩の詳細な構造観察の有用性が謳 われている(林,2000)。

本発表では、第三紀堆積岩を基礎とするサ イトにおける成因不明の角礫状破砕岩盤に対 して、詳細な地質観察によって地質構造性の 破砕岩であることを解明した事例を報告し、 小規模断層群によるテクトニックな破砕岩の 産状の紹介と、破砕岩盤の調査手法や分類手 法について紹介するものである。

2. 調査横坑における産状と調査方法

図1に、従前に実施されていた横坑スケッ チを示す。一見ランダムで無構造、成因不明 な破砕岩とされ、地すべり性破砕の懸念が指 摘されていた。

近年、大光量・低価格のLED ライトの入手 が容易となり、その長時間使用の特性もあい まって、調査横坑内の観察能率が大きく向上 した。今回、壁面の入念な清掃、1/1 スケッ チ、大型断面試料(図 3)による観察等を実 施することにより、複雑な破砕の実態と成因 を明らかにすることができた(図 4)。

ここでは、厚さ1~4cm程度の凝灰岩薄層が 鍵層として利用できたことから、岩盤の詳細 な変形様式や構造を把握することができ、小 規模な断層群による破砕変形が原因であるこ

とが明らかになった。

即ち、①変位量 10cm~数mの系統的な中高 角度逆断層(東傾斜、西傾斜)と、②層理面 沿い低角度断層(層面破砕)が多数存在して おり、③それらが相互に切りあう関係にあり、 ④会合部や近接部で無構造の角礫岩が幅広く 分布することが判明したのである。また、こ れらの断層は、付加体を構成する中古生代岩 石等に良く見られる複合面構造(リーデルせ ん断構造:R1面、P面、Y面など)の発達程 度が弱いこと(図3参照)から、相対的に低 い封圧下での断層形成が想定されている。

図 3 大型断面試料写真

横坑で見られる破砕岩の特徴を図3に示す。 変位(落差)の大きな断層ほど、①壁岩との 境界が明瞭、②複合面等の面構造が明瞭、③ 破砕度が高い(細粒である)傾向がある。

破砕度は数字が大きい程細粒。1:亀裂質~5:砂・粘土状。

3. 応力場解析·形成機構解釈

観察結果をもとに、横坑における変形様式 を総合解釈すると、図4の様に東西圧縮によ る短縮変形が生じているものと考えられる。

図 4 横坑における変形様式

また、断層のシュミット投影図(図 5)か らも、東西圧縮応力場で形成された共役断層 群が発達していることが容易に理解できる。

図 5 シュミットネット

4. コアにおける調査方法と断面解釈

横坑スケール(高さ約2m)では全体像と変 位が確認できる断層でも、ボーリングコアで は小スケール故に、複合面の確認が困難等断 層であるか否かを判定することが難しくなる。

近傍に位置する地すべり原因の破砕岩と、 典型的な断層破砕岩の特徴を比較した(表 1)。

表 1	断層破砕と地	すべり破砕の相違
岩盤状況	断層原因の破砕 (テクトニック破砕)	地すべり原因の破砕 (ノンテクトニック破砕)
低破砕度 (角礫化)		
高破砕度 (粘土化)		240
面標造	O 複合面構造が見られることが多い	× 無し ~ ^ すべり面等に見られることがある。
鏡肌·条線	〇 歳肌や条練が発達する	× 無し ~ ^ すべり面等に見られることがある。
流動変形	〇 細粒物質(粘土・砂粒子)が縞状に引き伸ばされた標準が発達する	× 無し ~ △ すべり面等に見られることがある。
粒度	運統的。	棒めて不連続。破砕度が高くなっても3cm~5cm程 度の角碟が湿じることが多い。
岩片の回転	× 不明驗	〇 明驗なことが多い。
異質碟の泯入	× 無し(得状の赤励変形構造として粘 土化した凝灰岩などが混じることはある)	O 異種着片・色調の異なる着片が所々混在する。

地すべり破砕岩との相違や、前述の横坑に おける断層の特徴を元に①基岩との境界の明 瞭さ②破砕程度(細粒化程度)③鏡肌などを 指標にした「断層破砕岩の確からしさ」等の 破砕区分を行い、断面上の分布を解釈した(図 6)。その結果、alt 層(泥岩凝灰岩互層)中 に連続する規模の大きな断層をデコルマとし て、その上位層(m:泥岩)中に、数m間隔 で発達する層面破砕(S)と、交差する中角度 の逆断層(F)の存在が浮かび上がった。

赤破線:中角度断層(F)、青破線:層面破砕(S)

5. まとめ

昨今の情報開示や国民への説明責任を考え ると、土木地質の現場においても最新知見に 基づく地質成果の提示が必須となろう。

本件で紹介した破砕岩の様に、地質屋とし ての基本的な観察力・鑑定力の研鑚と、最新 技術の体得を継続し、土木地質技術のレベル 向上を図るべく努力を続ける必要がある。

(文献)

- 脇坂・上妻・綿谷(2009):地すべり土塊を特徴付ける角 礫岩,応用地質学会 H21年度研究発表会講演論文集.
- 千木良(2010):初生地すべり解剖学,日本応用地質学会H22年度特別講演およびシンポジウム予稿集.
- 林愛明(2000):活断層のトレンチ・野外調査における断層破砕帯の組織構造の解析と適用について、応用地質 Vol.41, No3.

東北地方太平洋沖地震の津波による浅層地下水の塩水化

(仙台平野南部地域での観測結果)

森一司・岡庭信幸(東北農政局),柴崎直明・大内拓哉(福島大学)

1. はじめに

宮城県亘理郡の平野部一帯は、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震に伴 う津波によって冠水し、イチゴ農地 96ha 中 91.4ha が被災した。常磐自動車道より西側に 位置していたため被害が比較的軽微であった 約 12ha についてはクリスマス向けの出荷を 目指しているが、主要水源である浅層地下水 が津波によって塩水化し、使用できなくなっ てしまっている。東北農政局では用水確保や 除塩対策など営農再開に向けた支援を実施し ており、現時点で得られている地下水の現況 について報告する。

2. 地震前後の地下水位

地震後に回収できた地下水位データは図-1 に 示す15地点中11地点であり、No.4とNo.5 につ いては記録間隔を60分にすべきところが設定ミス で5分となっていたため、偶然にも津波襲来時の 詳細な記録が取得できた。2地点とも、水位は地 震直後にいったん上昇した。その後、No.5 孔で は地震から約1時間後に最大 GL+3.48m まで急 上昇し、下降する過程で約 3 時間おきに津波の 余波と思われるピークがいくつか観測された。 No.4 孔では地震の約 1.5 時間後から徐々に上昇 を開始し、5.5 時間後に GL-0.31m に達し、その 後は極めて緩やかに低下した(図-2)。

痕跡等から推定された津波高は、No.4地 点近傍で1.61m、No.5地点近傍で8.44mと 推定されている(図-3)。

図-3痕跡等に基づく津波高(文献2による)

3. 浅層地下水の塩水化

(1) 鉛直方向 EC 測定結果

震災前の EC 値はほとんどの地点でイチゴ 用水の上限とされる 1.0mS/cm 以下であった。 しかしながら、No.4 孔では 5/29-30 の台風 2 号に伴う 138.5mm の降雨後から次第に増加 し,3mS/cm 以上となった。No.1 孔ではしばら く 1mS/cm 以下にとどまっていたが、6/22 に なって顕著な増加が観測された(図-4)。

図-4 鉛直方向の電気伝導度分布図 (灰色の表示は震災前の測定値)

(2) 採水試料の EC 測定結果

深度3mに小型水中ポンプを設置して孔内 から約100Lを揚水後にEC値を測定した。冠 水しなかったNo.6孔や冠水が軽微であった 土地改良区孔およびNo.12孔ではほとんど変 化が見られなかったのに対し、その他の孔に ついては冠水前に比べてEC値が大きく増加 した(図-5,6)。

図-6 100L 揚水後の EC 値 (mS/cm) (赤:H23 年 6 月測定値、黒:震災前の平均値)

4. 今後の対策

津波によってもたらされた土壌中の塩分は、 今後の降雨により次第に低減していくと考え られる。いっぽう、土壌から溶脱した塩分は 順次帯水層中に移動していくため、地下水中 の塩分濃度はここ暫くの間、高い状態を維持 するものと予想される。このため、地下水モ ニタリングの強化や深井戸による代替水源の 開発可能性について検討を進めているところ である。

引用文献

1)Shibasaki et al.(2011):Groundwater level fluctuations at the Tsunami-hit area by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake in the southern Sendai Plain, Japan.,地球科学,投稿中.

2) 土木学会海岸工学委員会ホームページ
(2011): http://www.coastal.jp/

3.11 前後の長町-利府線断層帯

はじめに

2011 年(平成 23 年)東北地方太平洋沖地震 (以下、3.11 地震という)の発生後、東北日本 各地で内陸地殻内の地震活動に変化が見られ る。これまで地震がほとんど観測されていな かった地域で活発化した例もある一方、活動 が沈静化している例もある。仙台都市圏を北 東-南西に通過する長町利府線断層帯周辺に おける 3.11 地震前後の地震発生状況の変化 と、地質露頭状況を検討した。

1. 3.11 地震による地殻変動

3.11 地震の発生に伴い、東北日本は大規模 な地殻変動が生じた。GPS の連続観測による と、3.11 地震時に、陸域では最大 5.3m 東南 東に水平移動・1.2m 沈降(牡鹿観測点)、余効 変動(M 牡鹿で水平 33cm)も観測されている。 変動量は均一ではなく、震源に近い東部ほど 変動量が大きいことから全体として東南東方 向に引張られていることになる(図1参照)。

図1本震(M9.0)に伴う地殻変動の等変動 量線図(水平変動量)国土地理院資料

2.3.11 地震前後の地震活動の変化

3.11 地震前後それぞれ3ヶ月程度の地震発 生個数(M1以上)を比較すると、たとえば2003 年宮城県中部の地震震源域の場合、27個から 7個とほぼ1/4に減少している(図2)。 (㈱東北開発コンサルタント 橋本 修一

図 2 3.11 地震前後 3 ヶ月間の宮城県中 部の地震発生状況(データは気象庁ー 元化地震カタログによる)

2008 年岩手・宮城内陸地震の震源域の場合は ほぼ半減している。3.11 地震以降、地殻には 東南東方向の引張力が作用したため、NNE 走 向の逆断層に対しては、その活動を抑制する 作用を与えているものと考えられる。

一方、長町-利府線断層帯に関連する地域 については様相が異なる。北西傾斜の同断層 帯の深部延長に相当する地域で1998年9月、 M5.1 の地震が発生している。当時、『地震の 核』が形成されたとも解釈されていた。その 後不活発であったが、2011年3月26日以降、 青葉区大倉付近を中心に微小地震が頻発し、 このうち4月30日の地震(M3.2)の発震機構解 は、1998年と同様、東西~西北西に圧縮軸を 持つ逆断層であった(図3)。

図3 1995 年以降長町—利府線断層関 連地域の地震発生状況(データは気象 庁ー元化地震カタログ)

図 4 2010 年 12 月以降の大倉付近(図 2 枠内)の地震発生状況(M1 以上の M-T 図。データは気象庁一元化地震カタ ログ)

大倉付近の地震の発生頻度は4月下旬まで は緩やかだったが、5月下旬以降、10個/日の ペースで継続している(6/27まで)。地震は最 大でもM3クラスで深さ10k程度と地震発生 層の下限にとどまっている。今後の推移を注 意深く見守る必要があると思われる。

3.3.11 地震後の地表状況

長町-利府線が 1998 年の地震震源域から 西へデタッチメントとしてほぼ水平に連続すると考 えれば、大倉付近も同断層の延長と見ること が可能である。

3.11 地震後、念のため、長町-利府線断層 帯関連地域について、地表や露頭状況の変化 の有無等を検討している。一例として同断層 帯のうち、鹿落坂断層の露頭を示す。同断層 露頭は現状、法面保護のため露頭観察できな いので、渡辺(1977)のスケッチ(図5)を参考 に断層位置を推定した。崩壊箇所は、断層の 北方の急傾斜地で斜面崩壊したようで、スケ ッチにある地層傾斜も遠望できる(図6)。

図 5「鹿落坂断層」スケッチ(渡辺,**1977**) に一部加筆

図6「鹿落坂断層」北方の斜面崩壊

4. おわりに-断層露頭 DB の整備

長町-利府線断層帯の活動履歴など不明な 点が多く残されている。また、3.11後の地殻 変動が具体的にどのように影響するのか不明 なところもある。ただ、現在の小規模な地震 活動が仮に大規模に拡大し、全体にわたって 破壊することを想定した場合、地表変形が顕 在化する場としての断層露頭の存在と性状を 知っておくことは重要である。

ただ、鹿落坂断層以外にも、法面保護等に より不明瞭になったものがある一方、土地 造成に伴い一時的に出現した断層露頭も存 在しているが記録は散逸している。これら を再整理して保存することは、応用地質学 的な基礎資料として議論の場を提供するこ とになり、今後の活断層評価に基本的な地 質情報を的確に提供でき、また、地域防災 にも貢献できるものと考えられる。

なお、地震発生状況図については、鶴岡 (1998)の開発した地震活動解析システムを用 いた。

【参考文献】

鶴岡 弘(1998): WWW を用いた地震情報検 索・解析システムの開発. 情報処理学会研究 報告;データベースシステム 115-9, 情報学基 礎 49-9, 65-70.

渡辺萬次郎(1977)わが町仙台。宝文堂

2011 年 4 月 11 日 福島県東部内陸地震の地表地震断層

㈱ダイヤコンサルタント 東北支社 高野邦夫 大内学 冨岡伸芳 蓑由紀夫

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平 洋沖地震の1ヶ月後にあたる4月11日に,福 島県いわき市を震央として北東-南西方向に 伸張する正断層型の内陸地震(福島県東部内 陸地震)が発生し,いわき市に延長10kmを越 える2条の地表地震断層が出現した(図-1). 本稿は,いわき市に出現した地表地震断層の 現地調査結果について紹介するものである.

気象庁ホームページに掲載されている本地 震の概要を以下に引用する.

2. 地表地震断層付近の地質概要

地表地震断層は,福島県いわき市の阿武隈 山地東縁の阿武隈変成岩類,白亜紀の花崗岩 類等およびこれらを不整合で被覆する新第三 系の堆積岩類分布域に位置する.地表付近で 変成岩類,花崗岩類等の古期岩類と新第三系 の堆積岩類の分布を規制する北北西-南南東 方向の井戸沢断層群および北西-南東方向の 湯ノ岳断層等の西側から南西側落ちの正断層 が活動したものである。なお、今回出現した 地表地震断層も同じセンスで変位している.

3. 余震分布

内陸地震が発生した 4 月 11 日から 5 月 15 日までの余震分布を図-2 に示す.

余震の震央は井戸沢断層群,湯ノ岳断層の 周辺に広く分布するが,4月11日の本震の震 央が位置する井戸沢断層群の西側(上盤側) に集中する傾向が認められる.また,震源深 度が6km以浅の余震は井戸沢断層西側に多く 発生している傾向があり,これらの余震分布 と地表地震断層位置から,福島県東部内陸地 震は,主に井戸沢断層の正断層型の活動で発 生したものであり,湯ノ岳断層は副断層的に 形成された可能性が考えられる.

(震源データは Hi-net・4/11~5/15 を使用)

4. 地表地震断層

本地震の震央は、活断層研究会編(1991) による北北西-南南東方向のリニアメント群 (井戸沢断層群)の西側に位置し(図-1)、地 表地震断層は井戸沢断層群の最も西側のリニ アメントに沿って出現した.この地表地震断 層に対して、石山達也他(2011)は「塩ノ平 断層」と仮称していることから、本稿ではこ の名称を使用する.

塩ノ平断層は、北西-南南西走向で西に約 80°で傾斜する鉛直変位最大約 1.8m の正断 層, 撓みよりなり, 延長約 13km の範囲に変位 が確認されている (写真-1, 2).

写真-1 塩ノ平断層(いわき市田人町塩ノ平)

写真-2 塩ノ平断層(いわき市田人町綱木)

また、本地震発生時には、井戸沢断層の北 側に認定されている北西-南東方向のリニア メントである湯ノ岳断層(確実度II,活動度 B)及びこの南東側延長部にも地表地震断層が 出現した.地表地震断層は、鉛直変位量が最 大約 0.6m の正断層,撓みよりなり、延長約 16kmの範囲に断続的に変位が確認された.湯 ノ岳断層南東側約 3.5kmの地表地震断層位置 には、須貝貫二他(1957)によれば北西-南東 方向の藤原断層が通っていることから、本稿 では湯ノ岳断層南東部の地表地震断層を藤原 断層と仮称する.

藤原断層の南西側には,藤原断層に直交から斜交する2条の開口亀裂~0.6mの鉛直変位を伴う地表変位が認められた(写真-3).これらのうち,北側の延長約1.5kmの地表変位が現れた区間に該当する位置に須貝貫二他(1957)の地質図では名称のない短い断層が引かれている.このことから,4月11日の内陸地震では,塩ノ平断層及び湯ノ岳断層の他に,延長が短いものの藤原断層やこれに直交する断層が変位したことが確認された.

5. 地表地震断層による被害

塩ノ平断層,湯ノ岳断層は道路,農地,住 宅,中学校,温泉施設,ゴルフ場,寺院,植 林地等を横断しており,これらに亀裂,段差,

写真-3 藤原断層に直交する断層 (いわき市上湯長谷町阿良田)

傾倒等の被害が発生している.また,断層の 近傍では落石,がけ崩れ,地すべり等の斜面 災害も発生している.無名断層が常磐自動車 道を横断する箇所(切土区間)では,舗装面 に開ロクラックが発生したが,現地調査時に は補修されていた.

6. おわりに

2011年4月11日に発生した福島県いわき 市田人町を震央とする内陸地震で形成された 地表地震断層は、2011年3月11日に発生し た東北地方太平洋沖地震による地殻変動によ り、内陸部の一部が引っ張り応力状態に変化 したことによって発生した余震と考えられて いる.

今回発生した地表地震断層は,①海溝型巨 大地震の余震として陸域の伸張性の応力変化 によって発生した正断層であったこと,②最 近の活動を認定できない確実度 II のリニアメ ント近傍で地表地震断層が出現したこと,③ 走向が異なる 2 条の地表地震断層が同時に出 現したこと,④主断層に直交する断層に変位 が現れたこと等の興味深い知見が得られてい る。なお,以上の知見は,今後の活断層評価 に対して新たな課題を提供したと言えるもの である.

【参考文献】

(1)活断層研究会編(1991)新編日本の活断層一分 布図と資料,東京大学出版会

(2)須貝貫二他(1957)常磐炭田地質図ならびに説明 書,地質調査所

(3)石山達也他(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,東京大学 地震研究所ホームページ

(4)品川俊介他(2011)4月11日の余震でいわき市 に出現した地表地震断層,独立行政法人土木研究所 ホームページ

放射線量の簡易モニタリングシステムの構築と 地盤・生活空間への適用の試み

1. はじめに

福島第1原発による放射性物質大規模飛散 は、福島県にとっては地震動・津波に続く第 三の被害である。これだけの規模であるから 本来なら、簡易線量計を量産して各戸に配布 するのが取りあえず民心を落ち着かせる一歩 であろうし、自治体も手間が省ける。しかし そのような声は聞こえてこない。線量の時間 的、空間的変化を知るには多点の自動計測に よらねばならないが、自治体の手動線量計で すら数十万円だという。そこで、モニタリン グ装置を10台程度自作し、平面的・立体的配 置によるシステムの構築を実施するための予 備実験をはじめた。キャリブレーションの必 要もあり、まず、同一機種2台入手し測定を 始めたが、幾つかの問題点を述べるとともに、 これを考慮した二三の測定結果を報告する。

2. 放射線量計

2.1 計測上の問題点とガイガーカウンターの **原理**:線量を計測する方法は幾つかあるがこ こではガイガーミュラー管(GMT)による方法 を用い、主としてガンマー線に注目する。こ の原理を図1に、その実物の例を図2に示す。 アルゴンなどの不活性ガスを封入した閉管の 陽極に DC500~1000V程度をかけ、そこに放 射線粒子が飛び込むと電離し、陰極に瞬間的 な電流(パルス)が流れこれをパルスカウン ターで数える。飛び込む粒子の数やそのエネ ルギーにはばらつきがあるうえ、GMT の感度 も厳密には同じとはならず、また線量物質の エネルギーは測れない。構築するGMTを用 いた装置は、信頼性の高いメーカー製などと の比較と調整が不可欠となる。電極は次第に 消耗するから長期的には GMT には寿命がある。 2.2線量計の比較(較正):同一機種でも、同 じカウント数を示すとは限らない。GMT, パル スカウンターの感度の相違など機種以外にも、 放射性粒子の時間・空間的な分布が微妙に異 なるためと思われ、カウント結果は一種の確 率的側面を持っていると言えよう。ここでは GCA-04(アメリカ ImagesSI 製)を用いた。室内の 比較的線量の低い状況下で2台(A機, B機と 称する)の各プローブ(GMT)を並べ同時に各5

日本大学工学部上席研究員 田野久貴

分間計測したが、A、Bの各組の数値はほとんど異なる値を示した。しかし、相当数の計測を重ねると、A,Bの平均値はほぼ一致し、 1カウント程度の相違であった。これから分かることは、異なる位置の同時計測を行って比較するには50分から60分間くらいの計測時間を要し、最小限30分前後は必要であろうという事となった。他の機種の値と比べる際にはさらに注意する必要がある。ここでは二つの違う条件下の測定の場合、たとえばAB並行して60分間(回)測定する場合、30分でAとBを入れ替えて計測する事を原則とした。

図 2 GMT の例 図 3 緑地でのA B 同時計 測の例

3. 計測結果と考察

3.1地盤の線量:a)緑地の例 表1は杉 林を主とした緑地の地表面と 25cm 上方そし て地中の計測結果である。ここでは、目標点 を周囲からの影響減らして測る目的から長さ 20cm,厚さ 3mm の鉛管をプローブの周り立て、 その内部で計測した(図3)。その理由を後 述する。地表面の測定後直ちに同一場所をハ ンドオーガーで掘り下げた。この例では地表 面が最も高く、20cm 深ではその三分の一に減 少している。b)砂浜の例いわき市のある海 浜における結果を表2に示す。渚より約 80m 陸側の砂上に、海岸線にほぼ平行に、約 30m 隔てて2測点設けた。ここでは、a)とは異なり地表面より10cm上方の値が高く、渚においても同様であった。

3.2 住宅内の線量分布:軽量鉄骨ラーメン構 造で外壁は薄肉鉄板(厚さ1mm)、屋根も同様 である。比較する1階と2階の各測点配置を 重ねて図4に示す。表3~5は測定結果であ る。窓際(ガラス内側)と各部屋の最深部を 比較すると、内部の方が低い値を示す。二階 も同様であるがこの低減率は一階より小さ く、二階の方が一般に線量が高い。この住宅 には半地下室があるが、ここが最も線量が低 くなっている。この宅地では⑦(表5,図4 参照)がホットスポット的存在で、行政の公 表値の倍近い。

3.3 遮蔽効果 a) 鉛円筒 (\$ 55 x 3 mm) の例:長さ 20 cm の円筒にプローブを挿入し、 その外に置いた一台と同時に計測し、途中内 外のプローブを入れ替えて実験を行った。そ の結果、鉛筒内では外の約 40%程度の線量低 減を示した。これは公表されている鉛の減衰 率¹⁾より上回っているが、条件の相違と思わ れる。この効果が前述した野外での測定に鉛 筒を用いた理由である。アクリルでも 10 数% 低減する。b) シャッターを降ろした場合 との比較を表 6 に示す。この例では約 20% 低減している。ここに述べるこれらの低減効 果は周囲の線量がより高い場合、それ程の効 果がないことも考えられる。

4. まとめ 1)緑地の例では地下 20cm 程度で地表の 30%に線量が減少した。2)地表面が最も数値が大きいが、海浜の例ではやや高いところがより大きい値を示した。3)開口部より建物内部の方が線量は小さい。4) 2階は全体に線量が大きく、下階ほど線量は小さい。5)地表の苔の部分は大きな値を示す傾向にある。以上は、事故後自治体の対応が概ね妥当である事を示す結果である。また、6)比較的低い線量下において、アクリル、シャッターなどでも遮蔽効果が認められた。7)一宅地内でも公表値より相当高い場所が認められた。

線量計が巷にあふれ、自治体が貸し出す などにより市民が線量に興味を持つことは 良い事であるが、数字だけが注目されるこ とは避けなければならない。それには注意 深く丁寧な計測が必要であり、他の値と比 べるに足るような計測が望まれる。安価な

表1 緑地における地表・表層の計測例

地表からの位置	平均値(A機)	最大値	最小値	備考
25 +	1.0958 🛪	1.173	1.026	曇り、31℃
地表±O	1.156	1.210	1.072	微風
2-	1.125	1.413	0.745	GPSデータ
5-	0.834	1.127	0.494	37°21'19N
10-	0.705	1.049	0.390	140°23'02E
20	0.304	0.598	0.139	
(位置:cm)	*B機による	(μSv)		

表2 いわき市の海浜における計測例

測定高さ	砂	浜	渚	備考
	NO.1(B機)	NO.2(A機)		気温38.1C°
1m+	0.493	-	1	晴れ・微風/南
10cm+	0.528	0.698	0.339	GPSデータ
地表面	0.279	0.485	0.207	37°21'18N
地中10cm-	-	0.313	-	141°23'01E
	NO1 NO2B	26歳能行つへい。	夕つち公開計	-3月1

表3 1階と2階の線量の比較

比較位置	平均値	最大値	最小値	計測時間
①2階洋間	0.492	0.676	0.338	60分
④1階和室	0.344	0.477	0.199	60分

表4 半地下室と1階の線量の比較

比較位置	平均値	最大値	最小値	計測時間
④1階和室	0.293	0.273	0.421	60分
⑤半地下室	0.191	0.421	0.096	60分
	(μSv)	A・Bの平均		

表5 建物周辺地表面の線量の計測結果

計測位置	測点と住宅と	居間窓からの外へ	平均値	計測
	の関係	の距離	(µSv)	時間
6		2m(庭):地面	0.988	50
Ø	東側	4m(庭):地面	2.055	50
8		3m(庭):コンクリート	1.588	50
9	北側	建物と建物の間	0.257	16
0	西側	建物とブロック塀の間	0.430	50
0	南側	建物とブロック塀の間	0.375	60
12	苔上の比較	ブロック塀から0.3m	1.005	60
13	同上	ブロック塀から4m	1.355	60
				(分)

表6遮蔽効果の例(一階和室窓際)

		1. P. .		,	
	条件	平均値	最大値	最小値	
	シャッターなし	0.746	1.057	0.459	
	シャッターあり	0.595	0.875	0.407	
測定A機、各30分間計測				(µSV)	

線量計ほど時間を要するな らば多点の計測には複数の 自動計測システムが不可欠 である。半減期を考えると 短期の変化は望めそうもな いが、多少でも線量の減少 が認められれば一つの安心 剤となろう。各表は小数点 以下3位まで一応示したが

コンマ第1には信頼性があ あると思われるが2桁目には

慎重さが必要である。 **図4宅地の測点配置** 1) 日本アイソトープ協会編:アイソトープ手帳、丸善

2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震の津波堆積物

㈱ダイヤコンサルタント 東北支社

高野邦夫 大内学 新山雅憲 伊藤靖雄 中倉弘道

1. はじめに

平成23年3月11日午後2時46分頃に発生 したマグニチュード9の巨大地震である東北 地方太平洋沖地震は,死者,行方不明者が2 万4千812人に達する戦後最大の広域災害 となった. 甚大な被害の多くは津波によるも のであり,地震発生後約30分後以降に東北か ら北関東の沿岸部に津波が襲来している. 津 波の高さは八戸で6.2m, 久慈港で8.6m, 釜石 で9.3m, 大船渡で11.8m,陸前高田で18.0m, 女川港で14.8m, 石巻市鮎川で7.7m, 仙台港 で7.2m,若林区荒浜で9.4m,仙台空港で12.0m, 相馬で8.9m, いわきで6.8m であり,甚大な 被害の大半は従来の想定高さを大きく超えた 津波によるものである.

本稿では東北地方太平洋沖地震の津波によりもたらされた津波堆積物について報告する.

2. 津波堆積物調査位置及び手法

津波堆積物の調査は,沿岸低地部の主に農 地よりなる平野部で,海岸側に建築物等の遮 蔽物等が少ない宮城県の3地域で実施した.

- ① 仙台市若林区荒浜
- ② 名取市下增田
- ③ 亘理郡山元町磯浜

調査は概ね海岸線に直交する方向で海岸より津波遡上域内を約100~500mの間隔で深さ 0.1~0.4mのテストピットを掘削し,津波堆 積物断面の観察,写真撮影を行った.

図-1 津波堆積物調査位置

3月12日撮影正射画像:水田に海水が冠水する(国土地理院ホームページより引用)

図−2 荒浜地区の調査箇所

3. 津波堆積物の堆積相

津波堆積物は,上位から浮遊物,有機質粘 土層,砂層の3層に区分される.

3.1 浮遊物

浮遊物は、いわゆる瓦礫であり、津波到達 範囲の全域に散在して分布している.今回の 地震では家屋、車、船など多様な人工物が瓦 礫として津波到達範囲に大量に堆積している が、歴史地震では、古い時代になるほど人工 物の割合は少なく、草、木、動物遺体等の自 然物の割合が多くなると考えられる.

3.2 有機質粘土層

有機質粘土層は、津波が引いた後も冠水し ていた窪地等の低地部に分布し、海側で浸食 された表土、沿岸域に堆積した粘土等を起源 とする細粒分が堆積したものである.本層は 暗褐色〜黒褐色を呈する粘土よりなり、しば しば植物片を含み、厚さは 0.1~6.5cm である (写真-1).なお、有機質粘土層を新聞報道等 では津波へドロと称している.

(仙台市若林区荒浜内陸側)

砂層は海底,海浜,砂丘に分布していた砂 が津波により浸食されて陸域にもたらされた ものである.砂層は津波遡上範囲に広く分布 するが、海岸付近の津波による浸食域と内陸 側の津波到達域約 1~2km の範囲には分布し ない傾向がある. 層厚は、0.05~33cm であり、 主に 5~18cm の範囲であることが多く,内陸 側に粒径,層厚を減ずる傾向が認められる.灰 色~褐灰色を呈し、粒径は細砂~粗砂と多様 であり,平行葉理が認められることもあるが, 無層理で級化構造も不明瞭であることが多い. 有機質土の偽礫を含む箇所や礫、陶器片等を 含む箇所が認められた. 色調や粒径は海浜, 砂丘等の浸食域の構成物を反映していると考 えられる.砂層の上位には有機質粘土層が分 布することが多い(写真-2).

写真-2 砂層 (仙台市若林区荒浜)

4. 津波遡上域の堆積物による区分

津波遡上範囲は津波堆積物の性状,分布から,海岸側より浸食域,砂層堆積域,有機質粘 土・浮遊物堆積域に区分される.

4.1 浸食域

浸食域は海浜,砂丘付近に位置し,津波遡上 時にアスファルト舗装等が剥ぎ取られ,窪地 となっている箇所も認められた(写真-3).

写真-3 津波による舗装面の浸食状況 (宮城県亘理郡山元町磯浜)

4.2 砂層堆積域

砂層堆積域は浸食域の内陸側に分布し,津 波遡上流により陸域に運搬された砂が堆積し た範囲である.なお,津波が引いた後に冠水し た低地部では砂層の上位に有機質粘土層が堆 積している.

4.3 有機質粘土 浮遊物堆積域

有機質粘土・浮遊物堆積域は,砂層堆積域 の内陸側で,砂が沈殿した後の津波が遡上し た範囲であり,薄い有機質粘土層,浮遊物が 分布し,砂層はほとんど存在しない(図-3). なお,遡上範囲の先端付近では有機質粘土層 が極めて薄くなり,浮遊物のみ分布する.

5. おわりに

歴史地震の津波堆積物に関する調査・研究 は,砂層の有無に着目して実施されるが,砂 層が高潮や大洪水時等のイベントでも形成さ れることから,粘土や泥炭等に挟まれる砂層 を津波堆積物として認定することが難しい場 合がある.今回の津波堆積物の調査結果によ れば,砂層の直上に有機質粘土層,大型植物 の濃集層等が分布する場合には津波堆積物と みなせると考えられる.また,砂層が連続しな い内陸側にあっても,砂層と同一層準に有機 質粘土層,大型植物等の浮遊物が分布する場 合には,これらも津波堆積物とみなせること から,有機質粘土層,大型植物の濃集層の存 在により歴史地震の津波到達範囲を認定でき るものと考えられる.

【参考文献】

- (1)藤原治(2004)地震イベント堆積物研究の重要性と防災研究への展望,地質学論集第58号
- (2) 七山太(2004) 遡上津波堆積物概論-沿岸低 地の津波堆積物に関するレビューから得ら れた堆積学的認定基準, 地質学論集第58号

福島県浜通りを震源とする地震(H23.4.11)による斜面崩壊事例

〇川崎地質(株)北日本支社	三川憲一
(株)ネクスコ・エンジニアリング東北	澤野幸輝
(株)ネクスコ・エンジニアリング東北	菊池慎司
東日本高速道路(株)いわき管理事務所	小島均

1. はじめに

平成23年4月11日17時16分に発生した福島県浜通りを震源とする地震(気象庁: M7.1、深さ10km)により、常磐自動車道いわき勿来IC~いわき湯本間の下り車線法面で 岩盤崩壊が生じた。その崩壊状況について報告する。

2. 地震概要

4/11 の震央は北緯 36 度 54 分東経 140 度 42 分(気象庁)とされ、常磐自動車道いわき 勿来 IC の西方約 3km の山地にあたる。今回 の崩壊地点は、その東方約 5km の地点にある。 気象庁による CMT 解析によれば、3/11 の本 震や 4/7 の宮城県沖地震は逆断層型であり、 4/11 の福島県浜通りを震源とする地震は正 断層型である。周辺には湯ノ岳断層、井戸沢 断層と呼ばれる活断層の存在が従来から知ら れている(活断層研究会、1991 など)。それ らの活断層沿いや延長上には、4/11 の地震に よる地盤変状が確認されており、地表地震断 層と考えられている(佐々木ほか、2011 など)。 なお、崩壊地点は、井戸沢断層から東方へ約 3km の地点にある。

3. 地形·地質概要

崩壊箇所は、北西-南東方向に延びる標高 60m 内外の尾根を、両切りで通過する区間に 相当する。地質は、新第三紀前期中新世末期 の白土層群南白土層(須藤ほか、2005)の分 布域にあり、下部に凝灰岩、上部にシルト岩 がち砂岩・シルト岩互層が分布する。地質構 造は、北北西-南南東走向で、東側に10数 度で緩く傾斜する単斜構造を示す。

4. 崩壊状況

岩盤崩壊範囲は、常磐自動車道の158.35K Pを中心に、幅(道路方向)約50m、長さ約 35m、高さ約15mにわたる。当該法面の崩 壊前の法高は約35mであり、末端部にブロッ ク積み擁壁(勾配1:0.5、H=6.5m)が設けら れている。その背後には勾配1:1.0(H≒7m×

図ー1 位置図 YAHOO MAP を引用 崩壊箇所と活断層研究会(1991)による断層を記入

図ー2 崩壊直後の状況 47 ニュース HP より引用: http://www.47news.jp/

4 段)の法面があり、吹き付け法枠工が施工さ れていた。崩壊は、下から3段目の小段の上 方に生じている。崩壊した切土法面は流れ盤 構造となっており、南白土層上部の砂岩・シ ルト岩互層中に崩壊が生じている。崩壊の形 態は、層理面をすべり面とする滑落(層面す べり)であり、すべり層厚は最大10m程度に

図-3 崩壊の模式断面図

図-4 頭部開口部の状況

及ぶ。滑落崖直下には開口部(陥没帯)が形 成され、底面の不動層上面には崩壊時の条線 が認められる。背後斜面にもクラックが認め られ、余震や強雨による崩壊の拡大が懸念さ れた。このため、崩壊箇所末端部に崩壊土砂 を用いて押さえ盛土を施工したのち、未崩壊 部を含めた擁壁背後法面全体に対しモルタル 吹き付を行い、応急対策とした。また、地表 伸縮計および GPS による動態観測を行って いるが、今のところ変状は認められない。

5. 考察

今回の岩盤崩壊は、3/11の本震時ではなく、 4/11の内陸直下型余震時に生じている点が 注目される。地震による斜面崩壊の要因とし て、最大加速度のほか、卓越する揺れの方向、 揺れの継続時間(繰り返し載荷回数)などが 考えられる。また、斜面の地形・地質が大き く影響する。当該法面は、3/11の本震により 岩盤中に破砕を生じたが崩壊には至らず、 4/11の最大余震により崩壊に至ったことが 考えられる。 参考文献

http://www.jma.go.jp/jma/index.html 日本気象協会ホームページ:

http://www.jwa.or.jp/

佐々木靖人、江口貴弘、品川俊介、日外勝仁 (2011):4月11日の余震でいわき市に出 現した地表地震断層(第1~4報)、土木研 究所ホームページ、

http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/031 3/index.html

- 防災科学技術研究所(2011):2011 年 4 月 11 日福島県直下型地震による地表地震断層調 査(速報)
- ネクスコ東日本ホームページ:

http://www.e-nexco.co.jp/

- 活断層研究会編(1991):新編日本の活断層 一分布図と資料-、東京大学出版会
- 須藤斎、柳沢幸夫、小笠原憲四郎(2005):常
 磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代
 層序、地質調査総合センター、地質調査研
 究報告、Vol.56 No.11/12 2005
- 地質調査所(1957):日本炭田図 I 常磐炭田 地質図ならびに説明書
- 日本応用地質学会(1999):斜面地質学 -そ の研究動向と今後の展望-

国道4号 福島市伏拝地区における造成盛土崩壊について (東北地方大平洋沖地震で発生した崩壊)

吉田 良勝*, 押見 和義**, 大友 伸一**

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方大平 洋沖地震(福島市五老内町で震度 6 弱)では, 大きく報道されている津波の被害のため目立 たないものの,多くの地盤災害,特に造成地 盛土における宅地災害が発生している.

本報告は、このようなものの一例として福 島市伏拝地区での造成盛土の崩壊事例につい て報告するものである.

今回の地震での造成地盛土の崩壊に関して は、仙台市内でも多くの事例が見られるが、 その多くに共通した特徴が認められる.それ は"谷埋め盛土"、"比較的古い造成年代"な どである.これらは 1978 年宮城県沖地震の際 に顕在化し、指摘されてきたところであるが、 今回の地震においても再確認する形となった. このような特徴に関して当地での調査結果を 基に紹介する.

2. 崩壊発生地の状況

2.1 当該地の概要

当地は福島市の南部に位置し、福島盆地と 南側の丘陵地との境界部付近に位置している. ここを一般国道4号が南北に通っており、こ れの東側には丘陵部を造成した旭台団地が国 道より一段高い位置に存在している.図-1に 福島県内における当地の位置を示す.

旭台団地は標高 150~160mの台地状緩斜 面として造成されており、その造成年度は昭 和 40 年代である.国道と宅地の位置する平坦 面との比高差は約 30m程度であり、この間に は公園や市道が存在していた.

図-1 伏拝地区の位置

図-2 当該地全景

2.2 崩壊の状況

崩壊は台地状の造成地の肩を頭部として発生し、国道4号線上へ崩落し4車線を全て覆う形で停止した.図-2に崩壊部を正面から見た写真を、図-3に平面図を示す.平面図には今回崩壊した範囲と、その背後に帯状に広がる亀裂が生じた範囲を示している.これは、造成時に埋め立てた谷地形を示唆している.

図-4に主測線の断面図を示す.崩土の頭部 は大きく下がり国道との比高差も 30mほど あった状態から 10mほども低下した.一方末 端付近では,水平に国道に押出す形の移動形 態となり,公園縁に設置してあったフェンス の移動距離などは 20m以上であった.

*	国土交通省	東北地方整備局	前福島河川国道事務所
* *	復建技術コン	/ サルタント	

図-4 崩壊部主測線断面図

図-4 には旧地形との対比から移動のベク トルを描いているが、大きく見て頭部で鉛直 成分が卓越し、中腹~末端で水平成分が卓越 する様子が確認できる.

3. 調査結果

3.1 地質状況

崩壊を起こしている土層は造成時の谷埋め 盛土であり、その層厚は10~15m前後である. 土相は細礫混じりの粘性土であり、土質試験 による分類名は礫混じり砂質細粒土(FS-G)、 細粒分質砂(SF)に区分された. N値は 0~4 回程度が主体で非常に軟質である. このよう な特徴は 1978 年宮城県沖地震の際にも同年 代の造成地で見られた特徴と同様で、造成年 次が古い場所ほどN値が低い傾向である.

また、多くの孔で盛土と基盤岩層との境界 付近に旧表土と考えられる腐食土層を確認し ている.図-5に代表コアにてこの状況を示す.

図-5 代表コアに見る盛土-基盤岩境界と旧 表土

3.2 地下水状況

掘進時に確認した地下水位はいずれの孔で も地表面下 2~4m程度と比較的浅い位置で 確認された.その後,オールストレーナーで の観測を継続しており,この水位は若干低い もののやはり盛土の中~上位に位置している. 降雨などへの反応(水位上昇)も明確に現 れる性質があり、谷を生めた盛土としての特 徴を現している.

3.3 変動状況

現地における変動観測は, 亀裂を挟んでの 移動量を計測するものと, ボーリング孔に設 置したパイプ歪計による観測とを行なってい る.

これらは観測開始後ほぼ3ヶ月を越えてい るが、これまでに累積的な変動は観測されて いない.この点は崩壊主部、および背後の盛 土部においても同様である.

このことは、崩土の頭部が大きく下がり全体として安定度が高い状態で静止しているためと考えられる.崩壊時の運動形態としてはゆっくりと滑動し安全率が1.00をわずかに超えた時点で静止するような形態ではなく、突然・高速に移動が始まり、安全率が1.00を越えた時点でも勢いがついて静止することは無く、頭部が大きく下がり安全率も1.00を大幅に上回る形状でようやく静止したと解釈できる.

なお,4/7 に福島市松木町において震度5 弱を観測した最大余震があったが,この際に は多くの観測点で変位は測定されている.但 し,いずれの観測点でも,その後変位が累積 するような傾向は見られない.

4. まとめ

今回,調査を実施した地震による宅地の崩 壊では,1978年宮城県沖地震の際に指摘され た宅地地盤災害の特徴が改めて再確認された 形である.第1は古い造成年次による盛土の 強度の弱さであり,第2は谷埋めによる地下 水の豊富さである.これらの点に関しては今 後,危険箇所の事前抽出に役立つとともに, 対策工法の方向性をも示唆している.

荒砥沢ダム湖底で確認したカルデラ湖底堆積岩の性状

荒砥沢ダム湖底調査チーム 〇正木光一、橋本修一、高見智之、小林俊樹、森 一司

1. はじめに

平成 20年(2008年)岩手・宮城内陸地震で 発生した荒砥沢地すべりでは、これまで応用 地質学会をはじめ地すべり学会などで研究が 進められてきた。応用地質学会では平成 20 年9月13,14の2日にわたって第一次現地 調査を行い、地質層序の確認および発生のメ カニズムについて考察された¹⁾。今回は貯水 池内に流入した土砂を撤去するために水位を 下げた状態にあり、平成22年11月28日に 湖底に露出した地質を確認できたのでここに 紹介する。

図-1 に荒砥沢地すべりの概略平面図を示 オ

図-1 荒砥沢地すべり概略平面図

確認された層序

siteA において確認された地質層序を図― 2に示す。

図-2 確認された地質層序

地質構造は N20E、10SE であり大局的な 地質構造と一致する。

下位より代表地質状況を述べる。

・砂岩泥岩互層:砂岩が 5~10cm、泥岩が 10~20cm で泥岩優勢の互層である。数枚 の暑い凝灰岩を挟み、また砂岩及び泥岩 ともに凝灰質分が多く火山活動でもたら されたものである。岩質は比較的硬質で あり平行ラミナを形成するが密着してお り、またその面は粗く地すべりを誘発す るような平滑な分離面ではない。一部に クロスラミナを形成するものがありまた 20cm 大の巨礫が混入される部分がある など側方変化に富む。

- ・ 軽石凝灰岩:径 50cm ほどの円磨された軽石を混入する凝灰岩であり、マトリックスの固結度は高い。塊状であり節理などは認められない。上位層との境界に5cmほどの白色凝灰岩が分布し、層内スランピングするなどやや軟質な層が認められた。
- 凝灰岩:白色砂粒凝灰岩で僅かにラミネートする。塊状であり節理などは認められない。
- 砂質凝灰岩:青灰色の発泡度の高い砂粒 大の軽石を多く混入する。見た目が磨き 砂状で半固結。確認された中では最も軟 質である。構造は全く認められない。
- ・ 軽石凝灰岩:下部で確認されたものと同様径 50cm ほどの円磨された軽石を混入する凝灰岩である。
- 3. すべり面について

地すべり東部末端付近標高 320m 付近 siteB において、移動土塊が、不動体である 磨き砂状砂質凝灰岩中にのし上げた接触面を 確認した(図-3)。

図-3 確認した接触面

半固結でスリッケンサイドはできていなか ったが、褐色の旧表土を挟み明らかな境界で あることが判明した。

このことから、磨き砂状砂質凝灰岩がすべ り要因と考えられるが、今後地すべり対策工 事で得られているボーリングコアとの対比を 図らねばならない。

4. 湖底のすべり土塊

地すべり発生当時は湖面下の様子は不明で あったが、水位を下げることにより水中に突 込んだと見られる地すべり土塊を確認した。 南北方向に約 400m 幅は約 50m、層厚は約 20m で通常では考えられないほど細長い。図 --4 に土塊の状況を示す。

図-4 湖底に突入したすべり土塊状況 土塊は火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなり あまり乱されていない。このため小窓であれ ば基礎岩盤と間違うほどである。土塊胴切断 面は円筒形と見られ、湖底堆積物上をすべる ように移動したことが予想される。

5. マッドダイアピル

地すべり土塊の西側低標高部 siteC (標高 300m付近)には、クラスティックダイクが 認められる。磨き砂状砂質凝灰岩にラミナシ ルト岩が脈状に分布しているが、角礫状のも のが砂に注入することは考え難く、全体を見 ると磨き砂状砂質凝灰岩が大きく丘状に隆起 しているように見える。これは地震動で磨き 砂状砂質凝灰岩が流動化し、上方へ突き上げ たマッドダイアピルと考えることが出来る。

図-5 siteC にみられるクラスティックダ イク

6. 終りに

大林組荒砥沢現場事務所小野寺 仁様には 施工中の入場について便宜を図っていただい た。また東北工業大学千葉則行准教授には現 地に同行され助言をいただいた。この場をお 借りし、お礼を申し上げる。

参照文献

1)「平成 20 年岩手.宮城内陸地震」災害第一 次現地調査報告「応用地質」vol.50,no.2,2009

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部 第19回研究発表会講演集

平成23年7月22日発行

編 集 一般社団法人日本応用地質学会東北支部事務局

応用地質株式会社 東北支社 内

仙台市宮城野区萩野町 3-21-2 TEL:022-237-0471 学会 E メール: jseg_tohoku@yahoo.co.jp ホームページ:http://www.soc.nii.ac.jp/jseg/tohoku/