

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

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（応用地質株）
10:30~10:50 小規模断層群による破碎岩の特徴
-ノンテクトニック破碎とテクトニック破碎の識別を目指して-
○畚野 匡（日本工営株）
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）
.....**.....**.....**.....**.....
11:10~11:20 (休 憩)
.....**.....**.....**.....**.....
11:20~11:40 3.11前後の長町-利府線断層帯
○橋本修一（株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、富岡伸芳、蓑由紀夫（株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）
.....**.....**.....**.....**.....
12:20~13:30 (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）
.....**.....**.....**.....**.....
15:00~15:10 (休 憩)
.....**.....**.....**.....**.....

発表（午後の部）・・・（座長：渡邊、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、○大内 学、新山雅憲
伊藤靖雄、中倉弘道（株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（川崎地質株）、澤野幸輝、菊池慎司（株ネクスコ・エンジニアリング東北）
小島 均（東日本高速道路株）
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（株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

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

特別講演

- 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 表

- 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(株))
- ②小規模断層群による破碎岩の特徴
-ノンテクトニック破碎とテクトニック破碎の識別を目指して-. 13
○畚野 匡(日本工営(株))
- 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
○森 一司、岡庭信幸(東北農政局)
柴崎直明、大内拓哉(福島大学)
- ④3.11前後の長町-利府線断層帯 17
○橋本修一(株東北開発コンサルタント)
- ⑤2011年4月11日福島県東部内陸地震の地表地震断層 19
○高野邦夫、大内 学、富岡伸芳
蓑由紀夫(株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、○大内 学、新山雅憲、伊藤靖雄
中倉弘道(株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(株))、
澤野幸輝、菊池慎司(株ネクスコ・エンジニアリング東北)
小島 均(東日本高速道路(株))
- ⑨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 27
○押見和義、大友伸一(株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)
- 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
○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)

東日本大震災における東北地方の強震動特性

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)が起これり、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: 宮城県北部
	震度6強: 宮城県南部・中部、福島県中通り・浜通り、茨城県北部・南部、栃木県北部・南部
	震度6弱: 岩手県沿岸南部・内陸北部・内陸南部、福島県会津、群馬県南部、埼玉県南部、千葉県北西部
津波	<ul style="list-style-type: none"> ・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 15:26 8.6m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	全壊約107千戸、半壊約111千戸 一部損壊417千戸

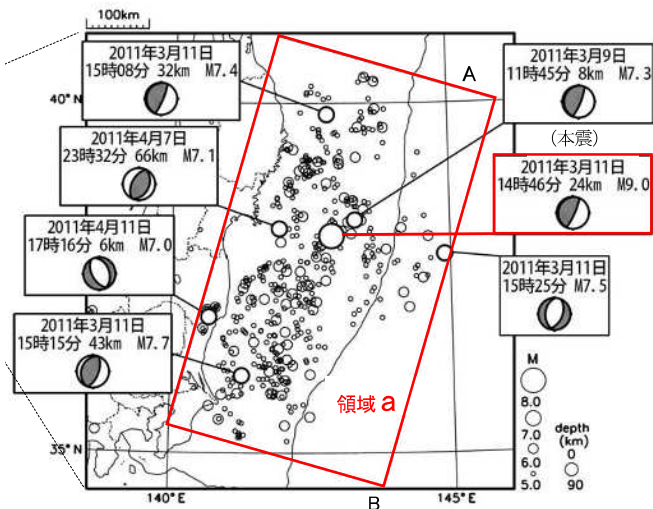


図1 東北地方太平洋沖地震と余震の震央位置と主な地震の震源メカニズム解¹⁾

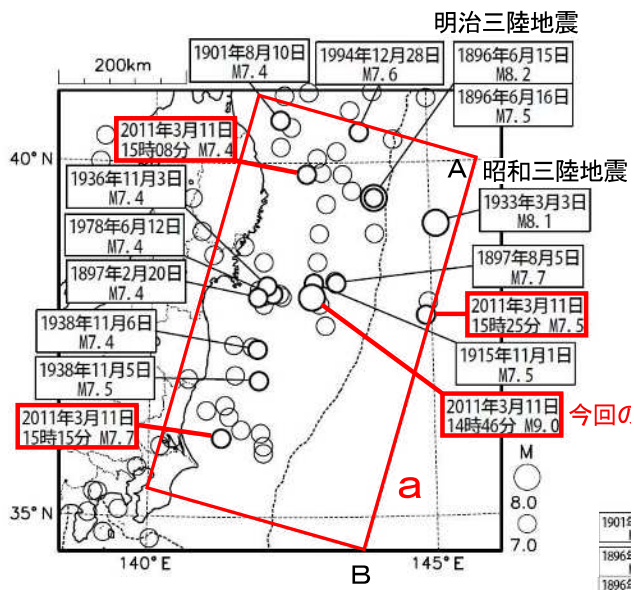


図2 東北日本で前世紀以降に発生した主な地震 (M \geq 7.0)¹⁾



図3 地震調査推進本部の地震の発生領域区分³⁾

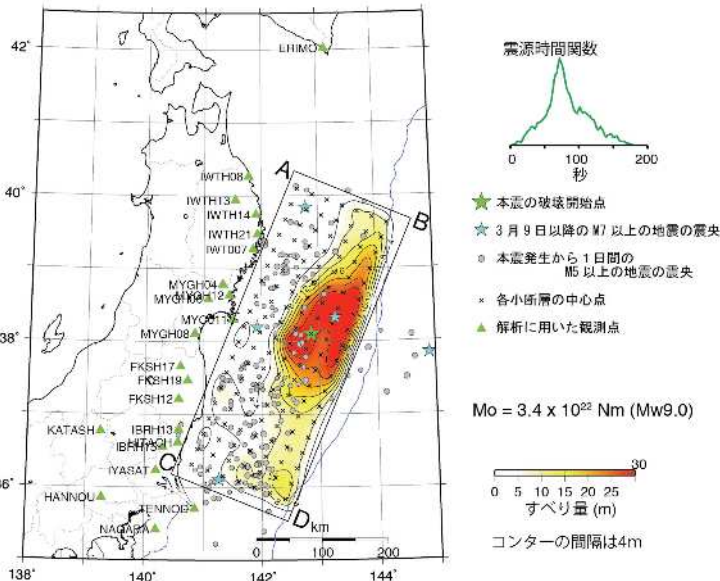


図4 強震波形から求めたすべり分布の例⁴⁾

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で徐々に拡大した後、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、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ものに対して、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。

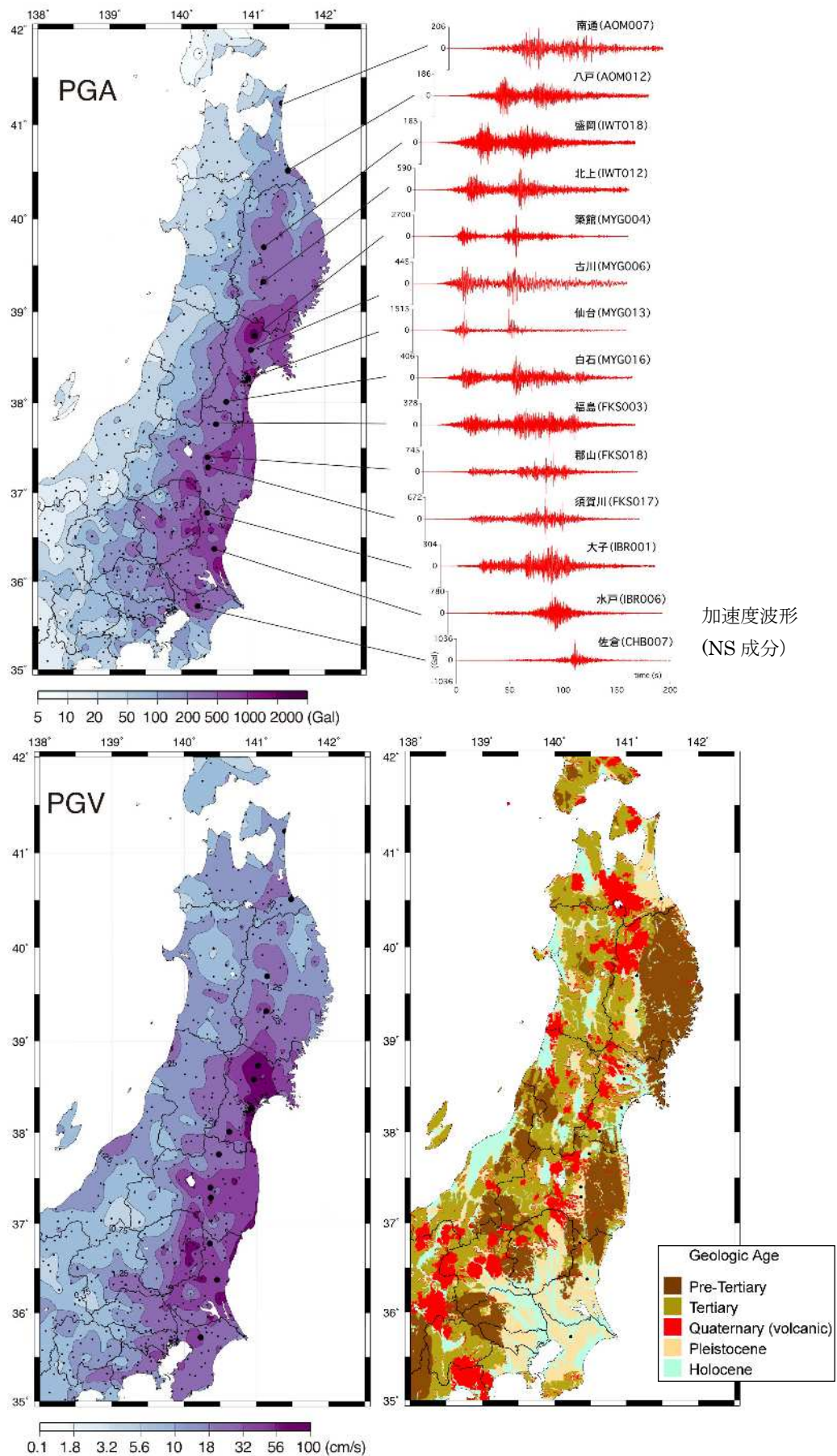


図5 東北地方太平洋沖地震の最大加速度・速度分布，加速度波形のペーストアップ，表層地質区分図

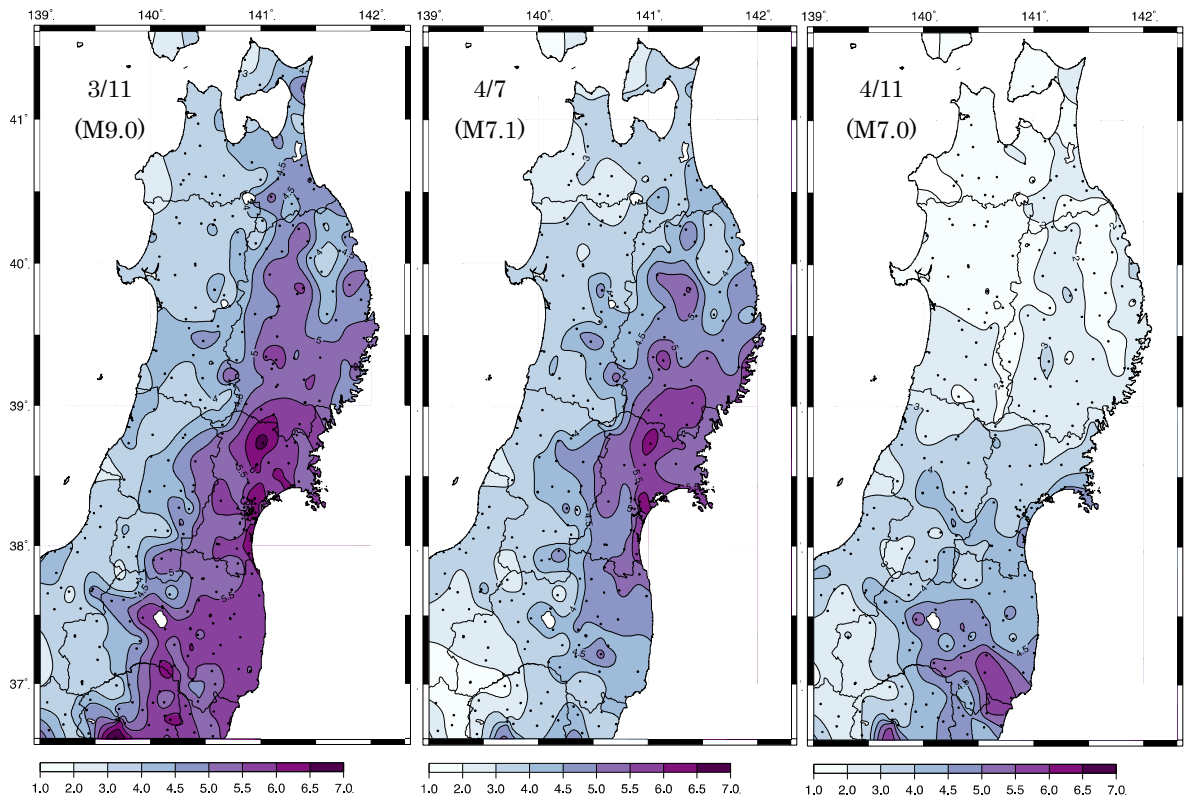


図6 2011/3/11(M9.0), 4/7(M7.1), 4/11(M7.0)の地表面地震記録から求めた計測震度分布

表2 東北地方太平洋沖地震で観測された大振幅記録 (計測震度 ≥ 6.1)

No	機関	観測点	場所	計測震度	最大加速度 (cm/s/s)	最大速度 (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

*カットオフ周期50sで計算

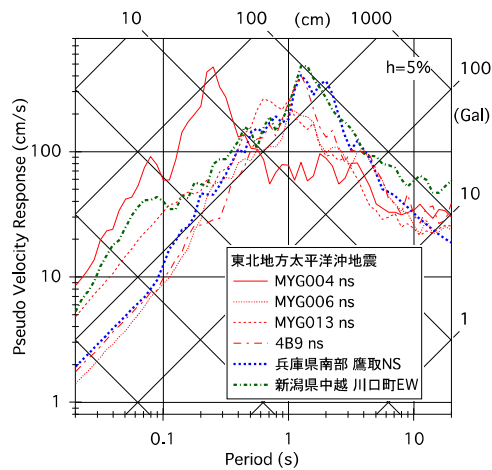


図7 本震主要記録の擬似速度応答スペクトルと過去の被害地震のスペクトルとの比較

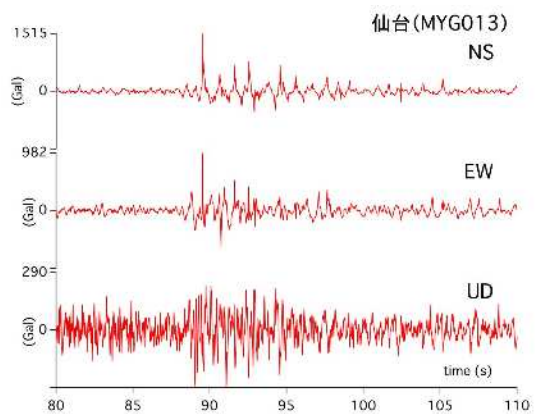
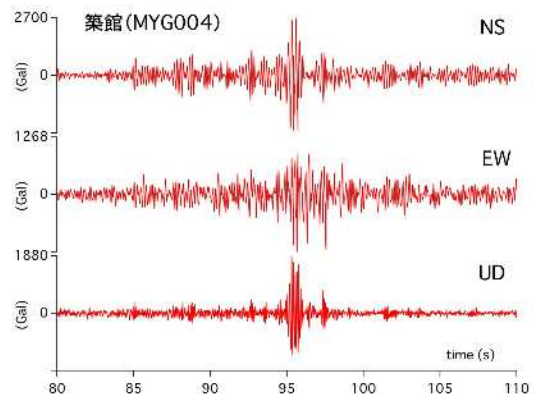


図8 本震 K-NET 築館・仙台加速度波形 (最大値付近拡大)

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。

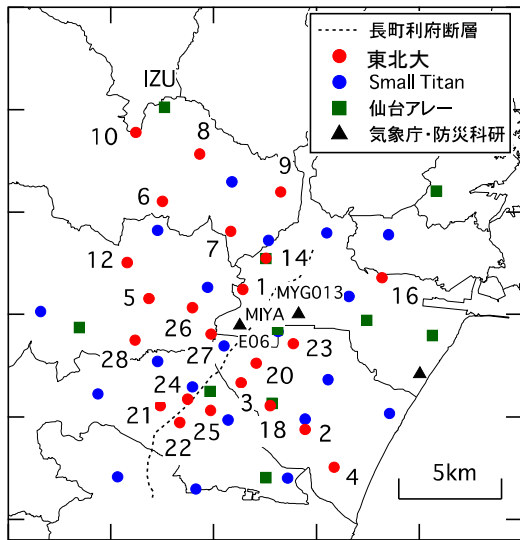


図9 仙台市内強震観測点位置

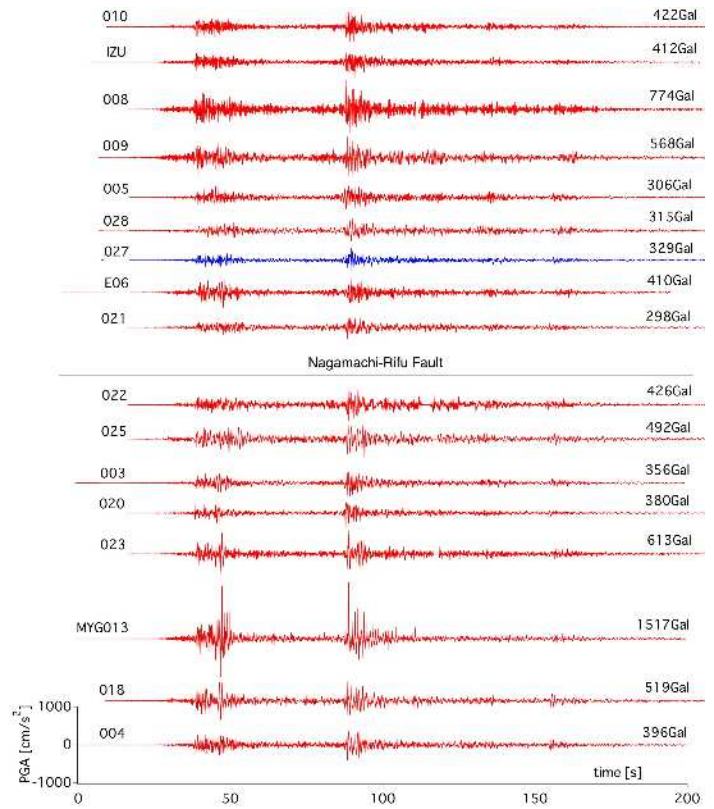


図10 加速度波形 (NS成分) 番号は図9参照

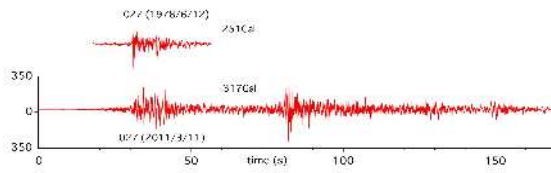


図11 78年宮城県沖地震観測波形との比較 (No.27, NS成分)

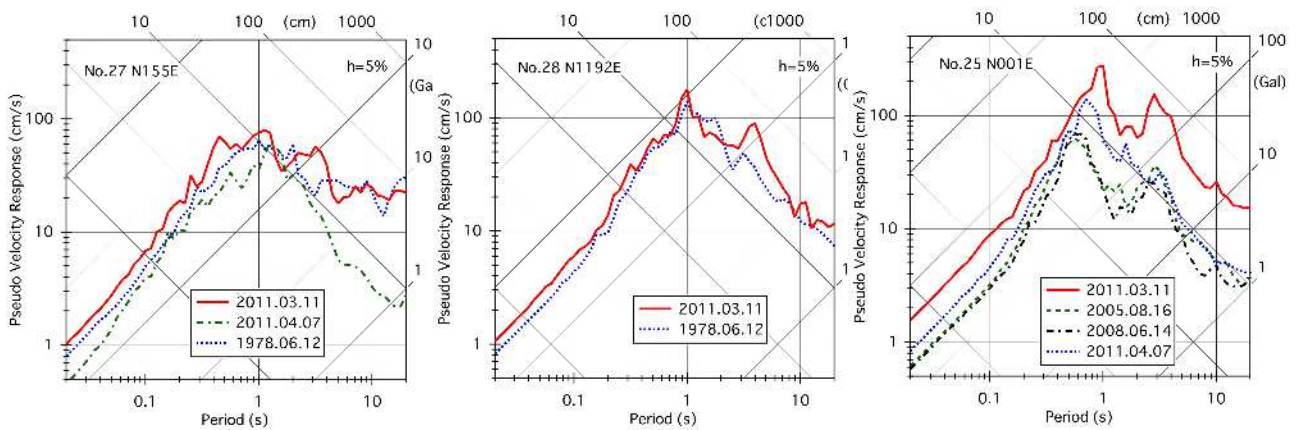


図12 1978/6/12, 2011/3/11, 2011/4/7の地震の擬似速度応答スペクトルの比較

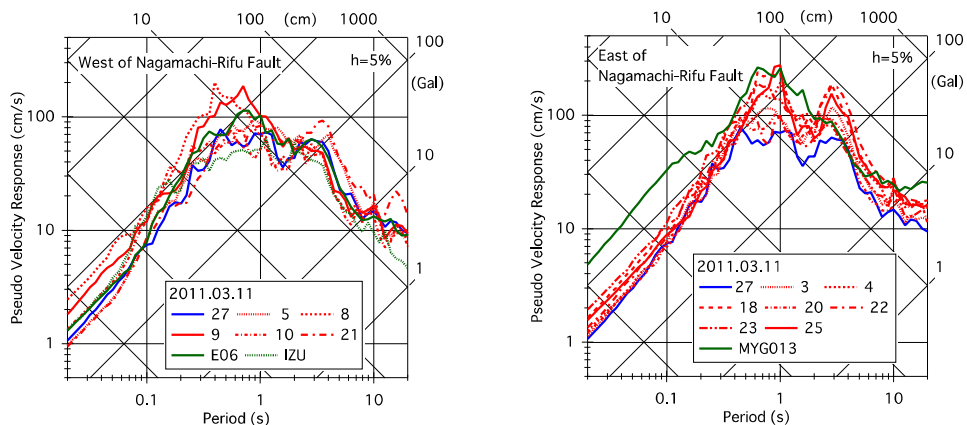


図13 長町利府断層をはさんで西側, 東側の擬似速度応答スペクトルの比較

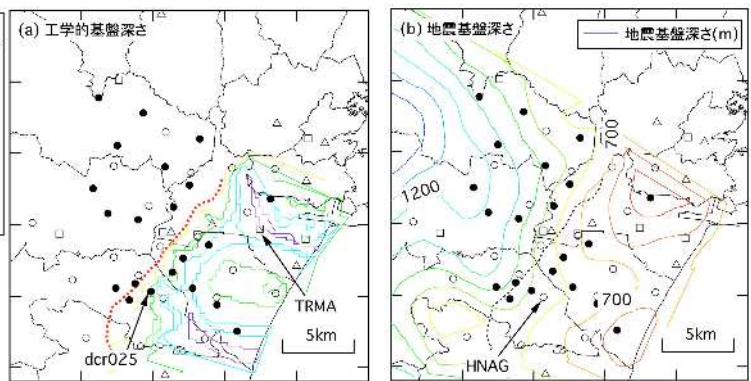


図14 地震動分布推定フローチャート⁹⁾

図15 仙台市基盤深さ分布¹⁰⁾

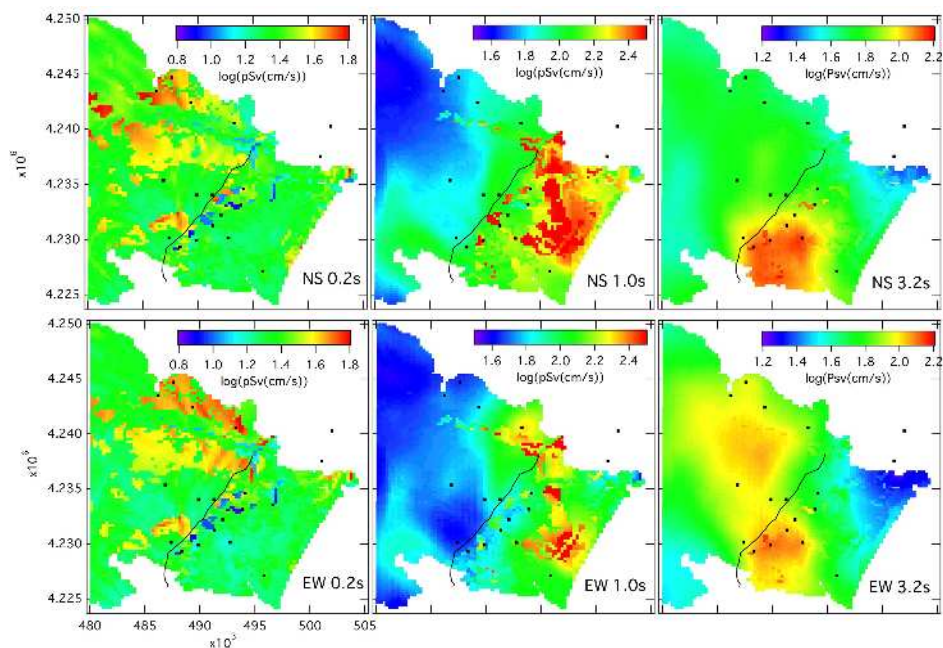


図16 仙台市擬似速度応答スペクトル分布 (2011/3/11)

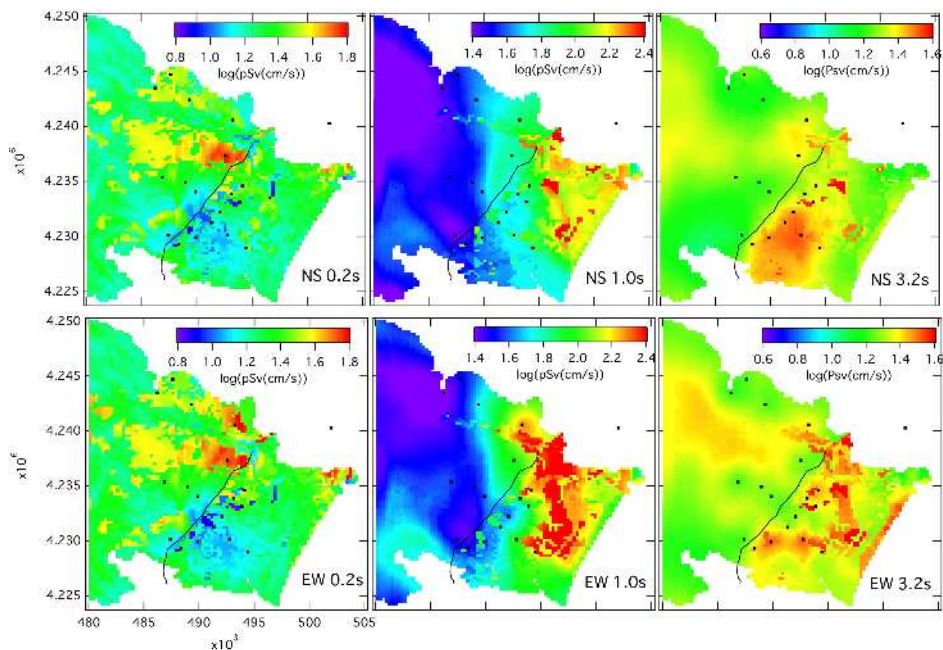


図17 仙台市擬似速度応答スペクトル分布 (2011/4/7)

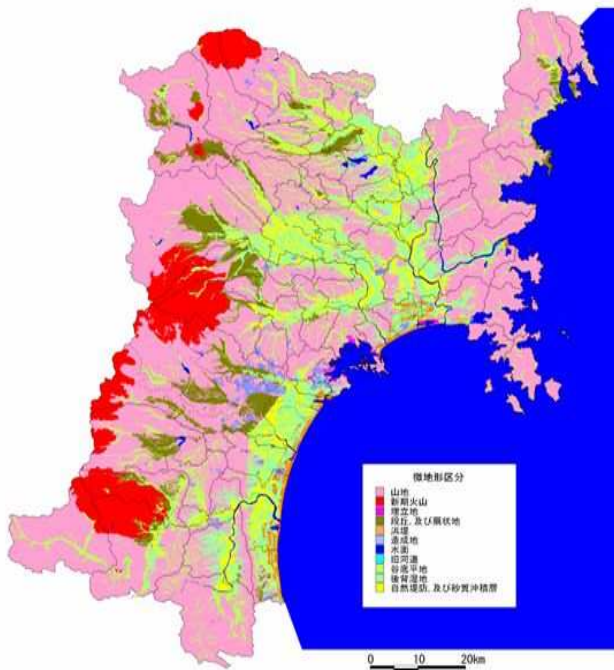


図18 宮城県微地形区分図¹²⁾

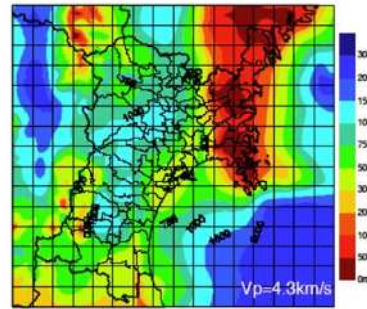
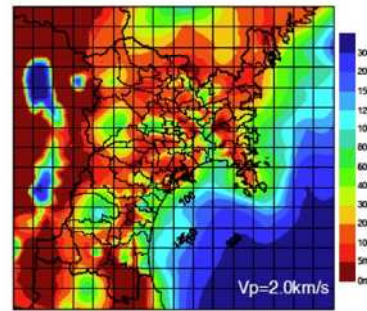


図19 宮城県基盤深さ分布¹²⁾

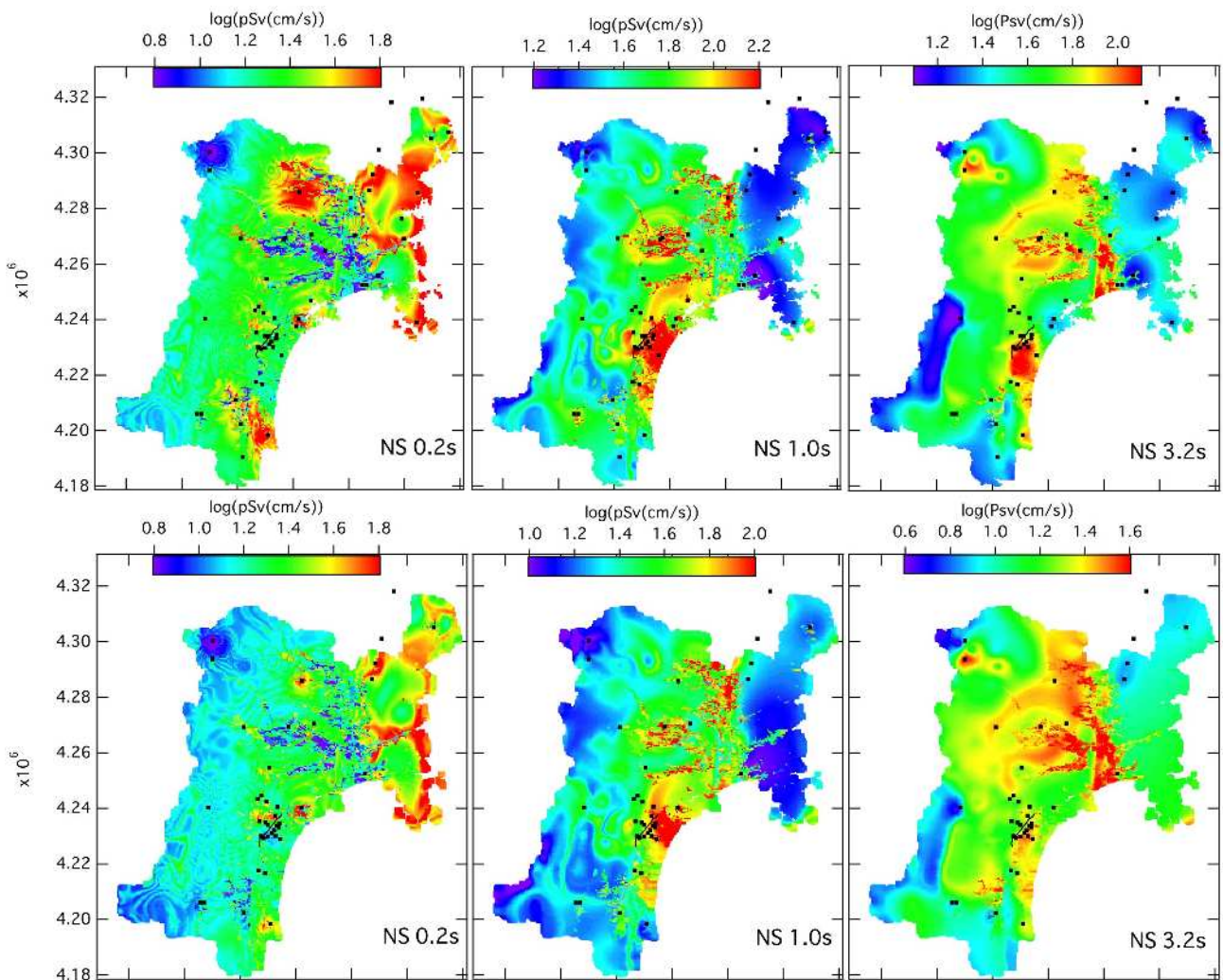


図20 宮城県擬似速度応答スペクトル分布 (上段: 2011/3/11, 下段: 2011/4/7)

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
- 4) 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) 神山真：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
- 6) 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
- 7) 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
- 9) 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

- 11) 仙台市：平成 14 年度仙台市地震被害想定調査報告書，2002
- 12) 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 ○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。



図 1 被災概要図

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。

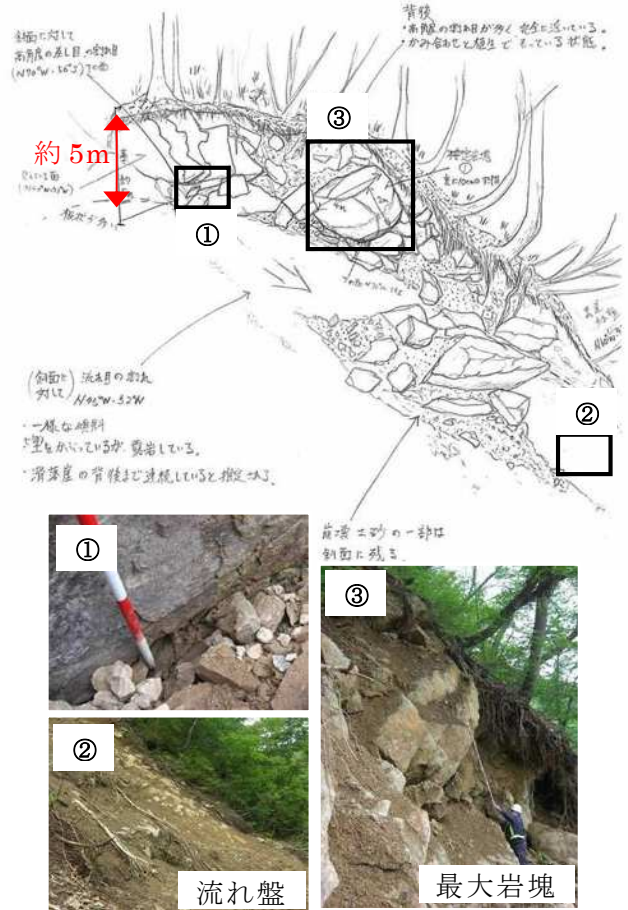


図 2 崩壊頭部の状況

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などに、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。

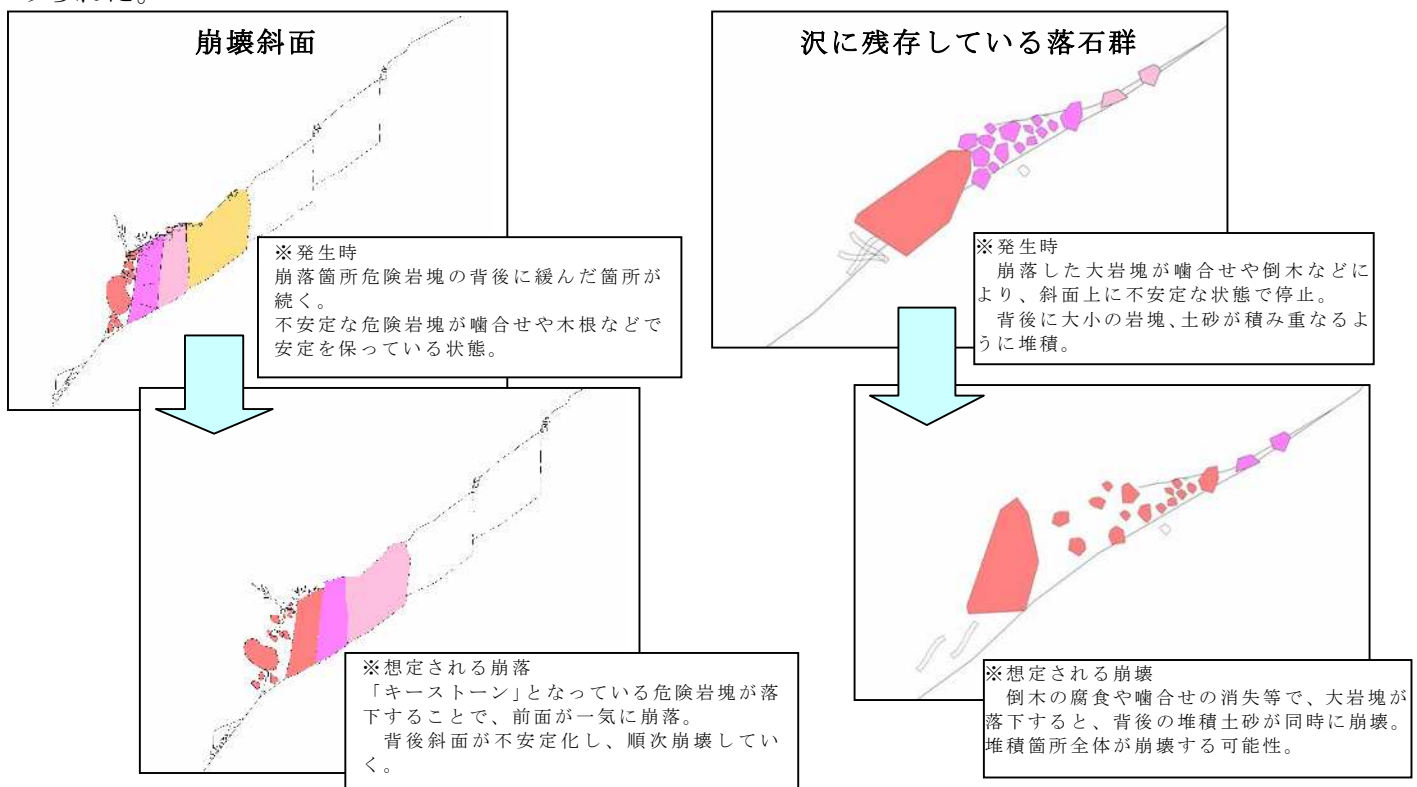


図3 懸念された2次崩壊モデル

小規模断層群による破碎岩の特徴

ノンテクトニック破碎とテクトニック破碎の識別を目指して

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碎」なのか、初生的な地質構造（断層）形成過程における「テクトニックな破碎」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碎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碎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碎とテクトニック破碎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、破碎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碎岩盤に対して、詳細な地質観察によって地質構造的な破碎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碎岩の産状の紹介と、破碎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、成因不明な破碎岩とされ、地すべり性破碎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、複雑な破碎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碎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（層面破碎）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（リーデルセン断層構造：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。

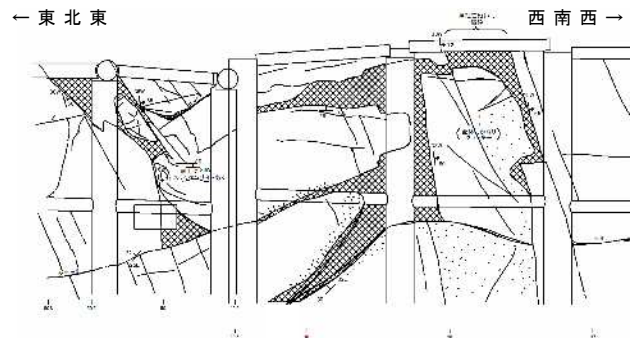


図1 従前の横坑スケッチ(1/20程度→縮図)

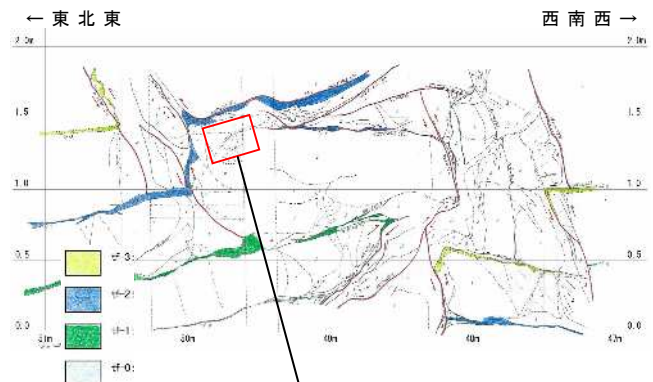


図2 詳細横坑スケッチ(1/1で記載→縮図)



図3 大型断面試料写真

横坑で見られる破碎岩の特徴を図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破碎度が高い（細粒である）傾向がある。

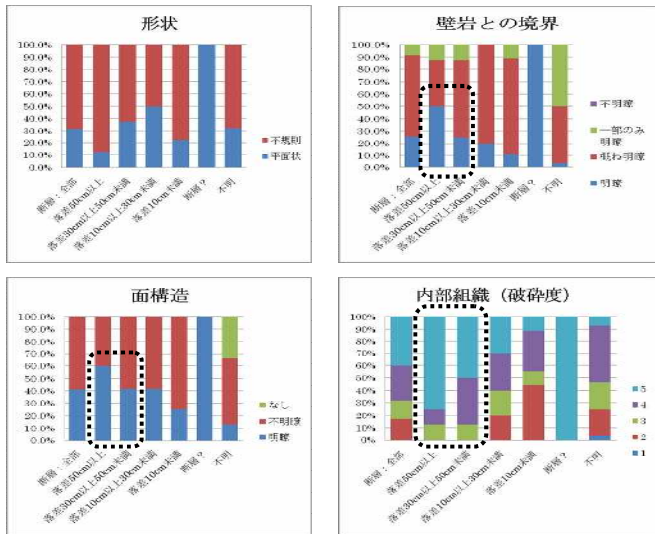


図3 横坑における（断層）破碎岩の特徴
破碎度は数字が大きい程細粒。1: 亀裂質～5: 砂・粘土状。

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。

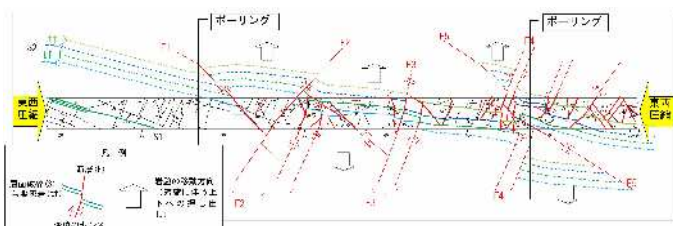


図4 横坑における変形様式

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。

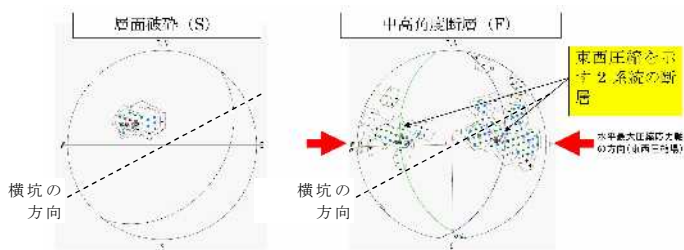


図5 シュミットネット

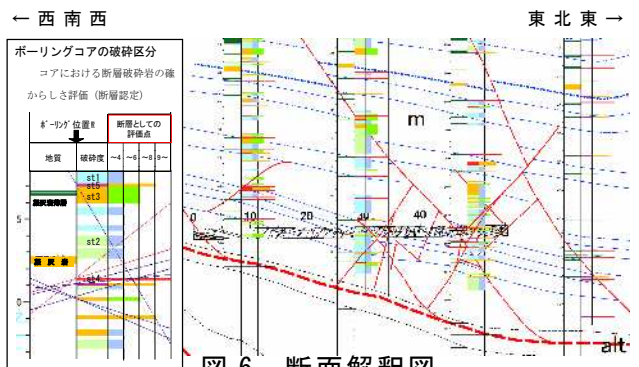
4. コアにおける調査方法と断面解釈

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碎岩と、典型的な断層破碎岩の特徴を比較した（表1）。

表1 断層破碎と地すべり破碎の相違

岩壁状況	断層原因の破碎 (テクトニック破碎)	地すべり原因の破碎 (ノンテクトニック破碎)
低破碎度 (角礫化)		
高破碎度 (粘土化)		
面構造	○ 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	○ 鏡肌や条線が発達する	× 無し～△ すべり面等に見られることがある。
流動変形	○ 粘粉物質(粘土・砂粒子)が構状に引き伸ばされた構造が発達する	× 無し～△ すべり面等に見られることがある。
粒度	○ 確率的。	○ 極めて不連続。破碎度が高くなっても30μm～50μm程度の角礫が混入することが多い。
岩片の回転	× 不明瞭	○ 明瞭なことが多い。
異質物の混入	× 無し(律状の流動変形構造として粘土化した凝灰岩などが混入することはある)	○ 異種岩片・色調の異なる岩片が所々混在する。

地すべり破碎岩との相違や、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破碎程度（細粒化程度）③鏡肌などを指標にした「断層破碎岩の確からしさ」等の破碎区分を行い、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碎（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：層面破碎(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。

本件で紹介した破碎岩の様に、地質屋としての基本的な観察力・鑑定力の研鑽と、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碎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

宮城県亶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。



図-1 位置図

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)。

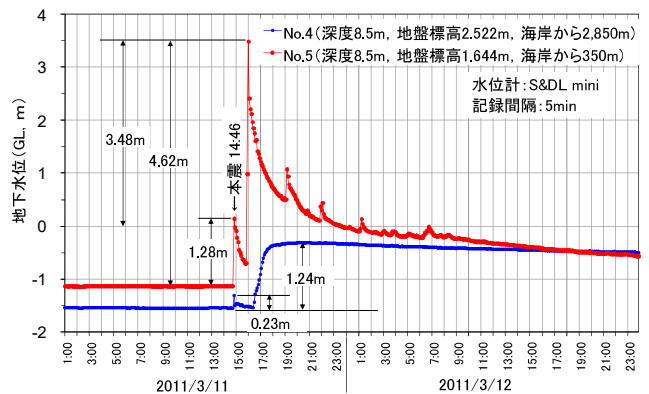


図-2 津波襲来時の地下水位記録 (文献1)

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)。

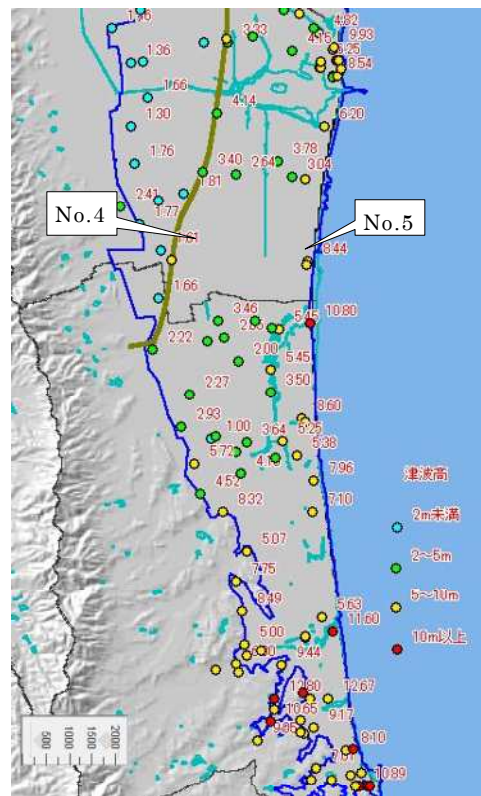


図-3 痕跡等に基づく津波高 (文献2による)

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)。

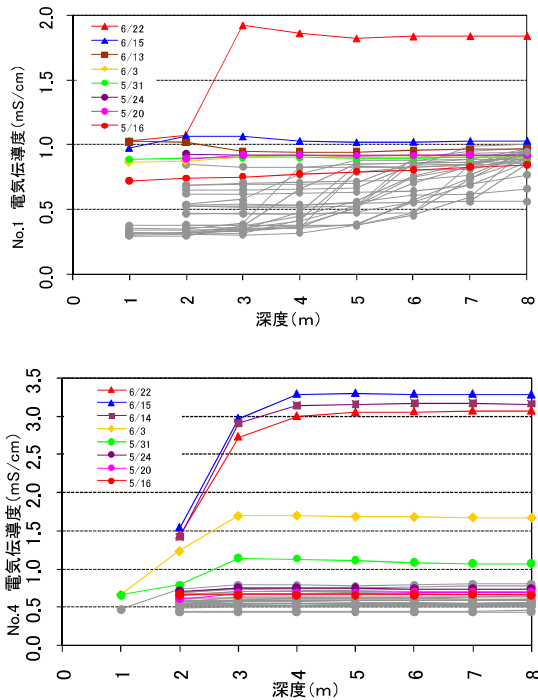


図-4 鉛直方向の電気伝導度分布図 (灰色の表示は震災前の測定値)

(2) 採水試料の EC 測定結果

深度 3 m に小型水中ポンプを設置して孔内から約 100 L 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)。

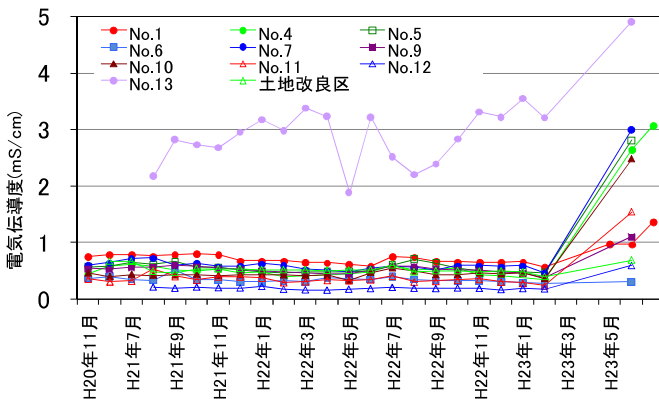


図-5 100L 揚水後の EC 値

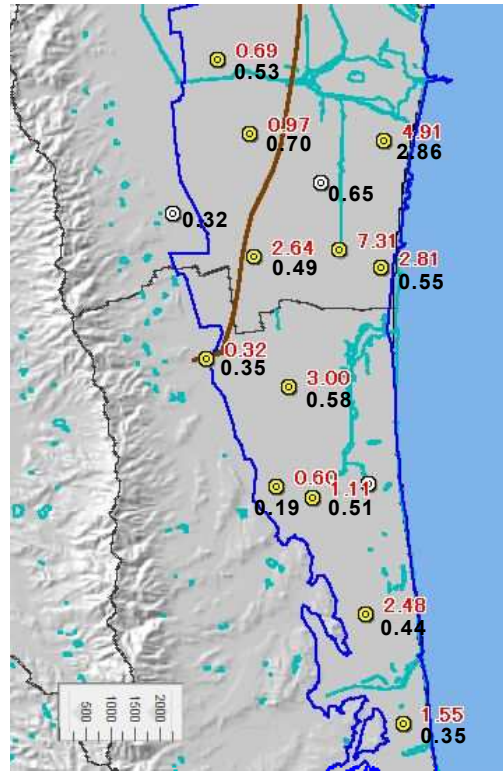


図-6 100L 揚水後の EC 値 (mS/cm) (赤:H23年6月測定値、黒:震災前の平均値)

4. 今後の対策

津波によってもたらされた土壤中の塩分は、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

(株)東北開発コンサルタント 橋本 修一

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、地質露头状況を検討した。

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)。

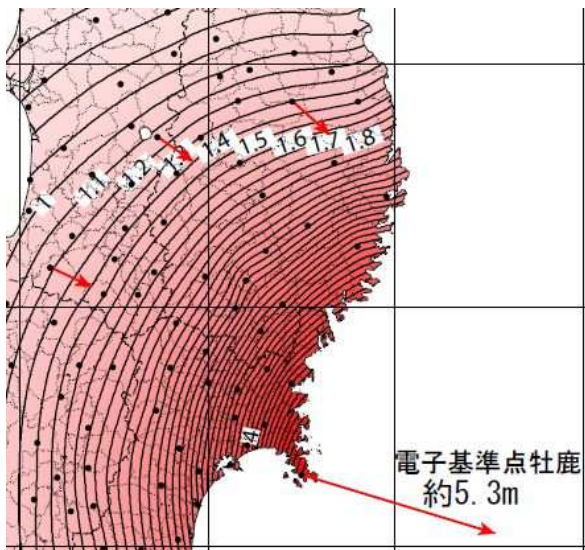


図 1 本震(M9.0)に伴う地殻変動の等変動量線図(水平変動量)国土地理院資料

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)。

3.11 前約 3 ヶ月 N=27 ⇒ 3.11 後約 3 ヶ月 N=7

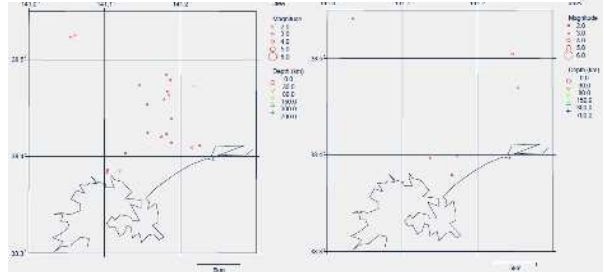


図 2 3.11 地震前後 3 ヶ月間の宮城県中部の地震発生状況(データは気象庁一元化地震カタログによる)

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)。

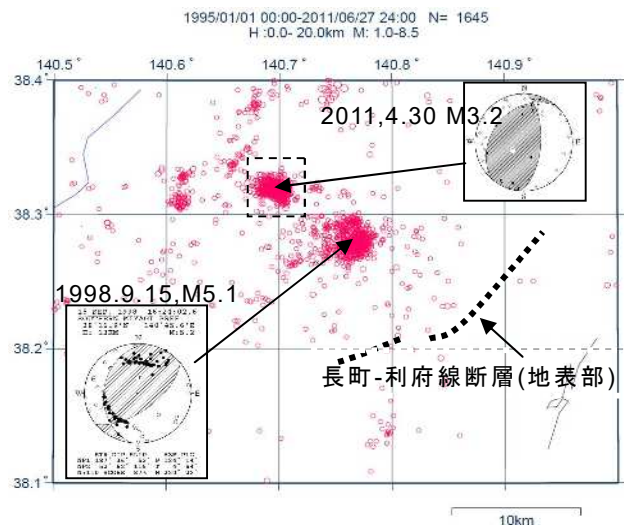


図 3 1995 年以降長町-利府線断層関連地域の地震発生状況(データは気象庁一元化地震カタログ)

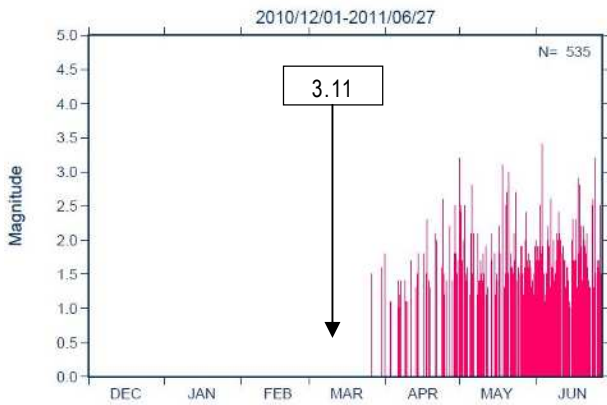


図 4 2010 年 12 月以降の大倉付近(図 2 枠内)の地震発生状況(M1 以上の M-T 図。データは気象庁一元化地震カタログ)

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)。

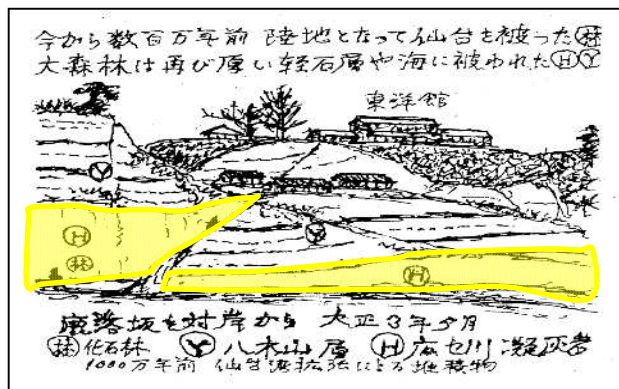


図 5 「鹿落坂断層」スケッチ(渡辺,1977) の一部加筆



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

(株)ダイヤコンサルタント 東北支社 高野邦夫 大内学 富岡伸芳 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。

発生時刻：平成23年4月11日17時16分

震源位置：福島県浜通り

（北緯36.9度，東経140.7度）

マグニチュード：7.1

震源の深さ：約10km

最大震度：6弱（福島県中通り，浜通り，茨城県南部）

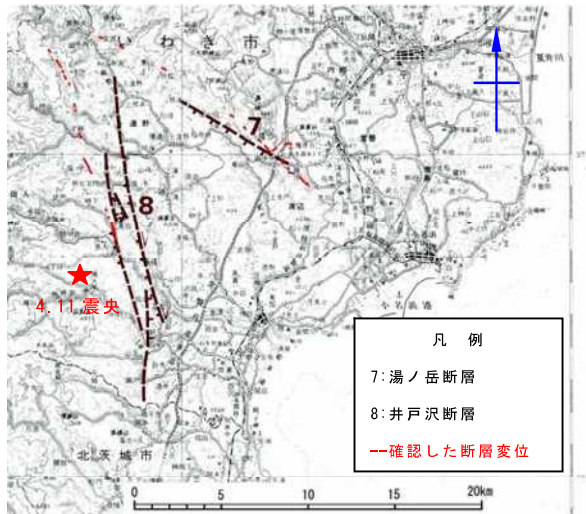


図-1 地表地震断層の分布

（活断層研究会編(1991)に加筆）

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。

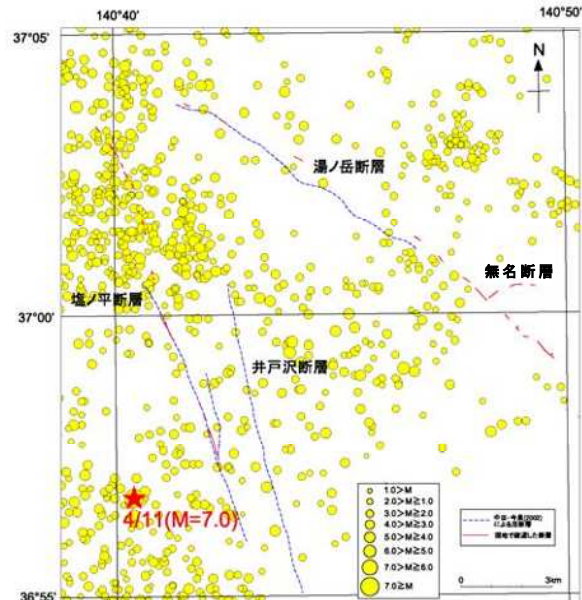


図-2 余震分布図

（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（确实度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、舗装面に開口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确实度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

日本大学工学部上席研究員 田野久貴

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、空間的变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

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。他の機種と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。

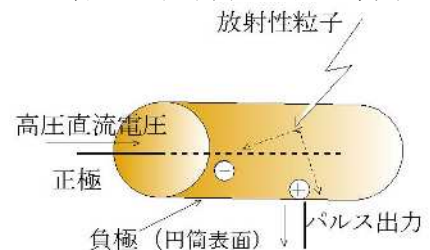


図 1 ガイガーミュラー管の原理模式図



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(φ55 x 3 mm)の例：長さ20cm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) シャッターの効果：**窓ガラスも効果があるが、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、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±0	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欄による(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)		
1m+	0.493	-	-	気温38.1℃
10cm+	0.528	0.698	0.339	晴れ・微風/南
地表面	0.279	0.485	0.207	GPSデータ
地中10cm-	-	0.313	-	37°21'18N
NO.1、NO.2間距離約30m、各25分間計測				

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	

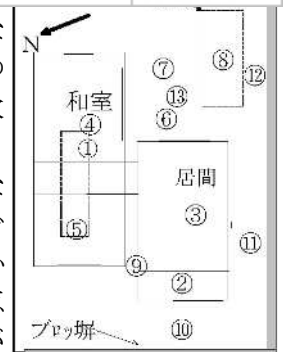
表5 建物周辺地表面の線量の計測結果

計測位置	測点と住宅との関係	居間窓からの外への距離	平均値(μSv)	計測時間
⑥		2m(庭):地面	0.988	50
⑦	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
⑩	西側	建物とブロック塀の間	0.430	50
⑪	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)

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マ第1には信頼性があると思われるが2桁目には慎重が必要である。 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

(株)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内の3地域で実施した。

- ① 仙台市若林区荒浜
- ② 名取市下増田
- ③ 亶理郡山元町磯浜

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ヘドロと称している。



写真-1 粘土層
(仙台市若林区荒浜内陸側)

3.3 砂層

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
(宮城県亶理郡山元町磯浜)

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。

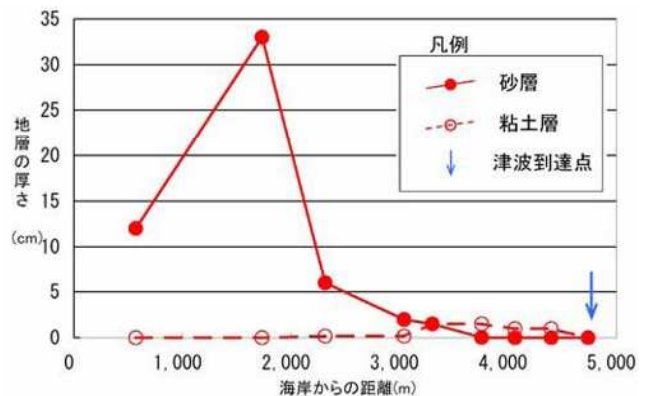


図-3 海岸からの津波堆積物の層厚変化
(仙台空港北地区)

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

○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-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-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

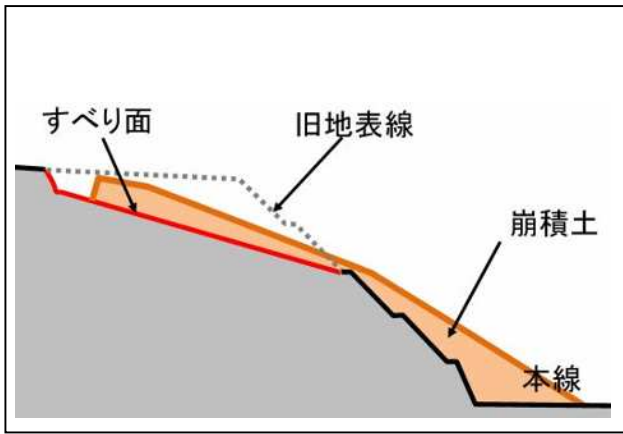


図-3 崩壊の模式断面図



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（繰り返し载荷回数）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碎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

気象庁ホームページ：

<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/2011/0313/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—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

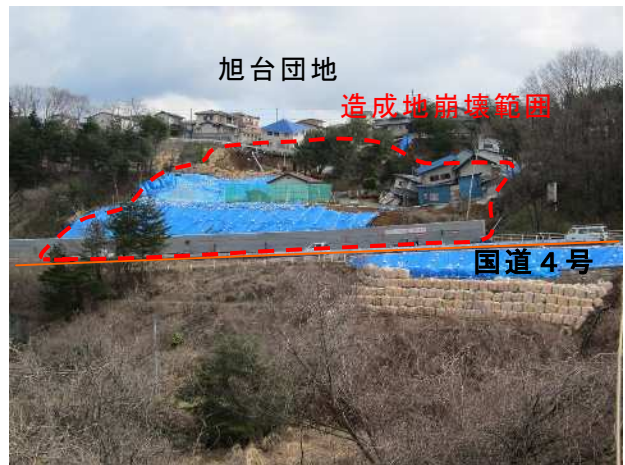


図-2 当該地全景

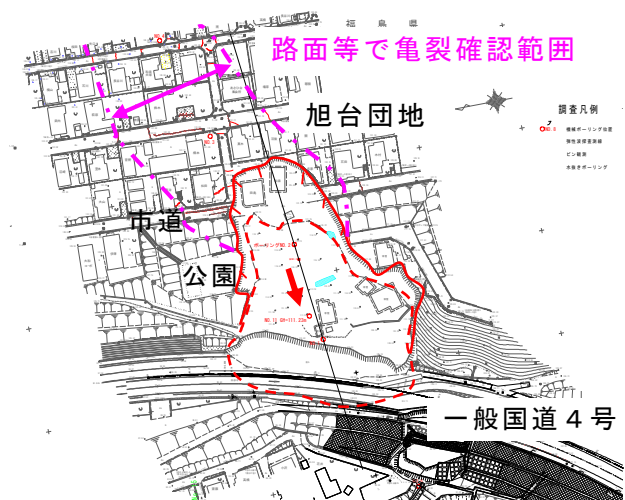


図-3 調査地平面図

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

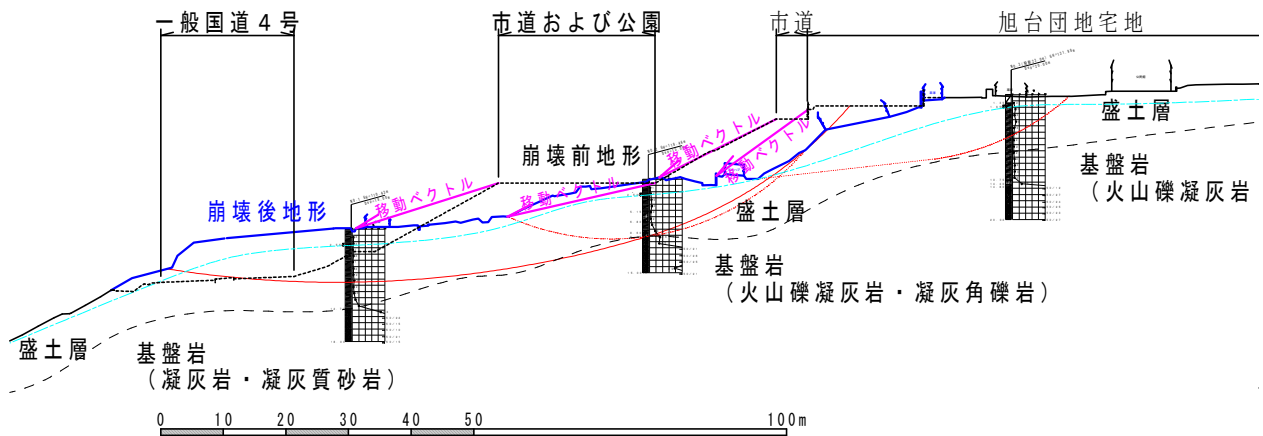


図-4 崩壊部主測線断面図

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。

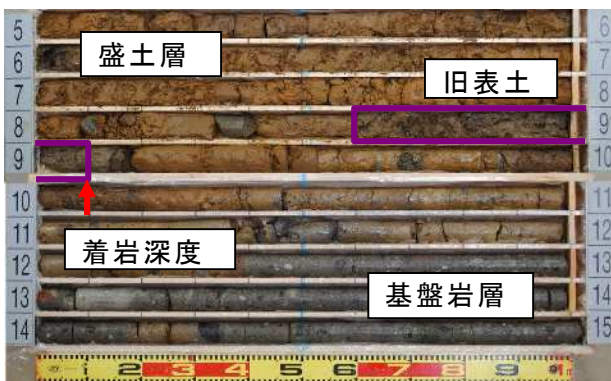


図-5 代表コアに見る盛土-基盤岩境界と旧表土

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、対策工法の方角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 ○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す。

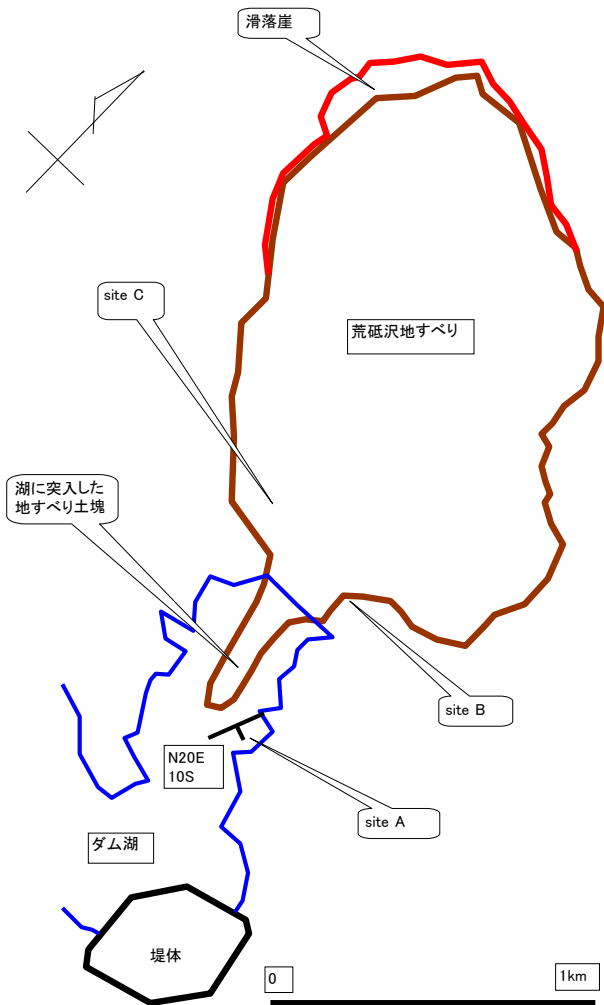


図-1 荒砥沢地すべり概略平面図

2. 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。

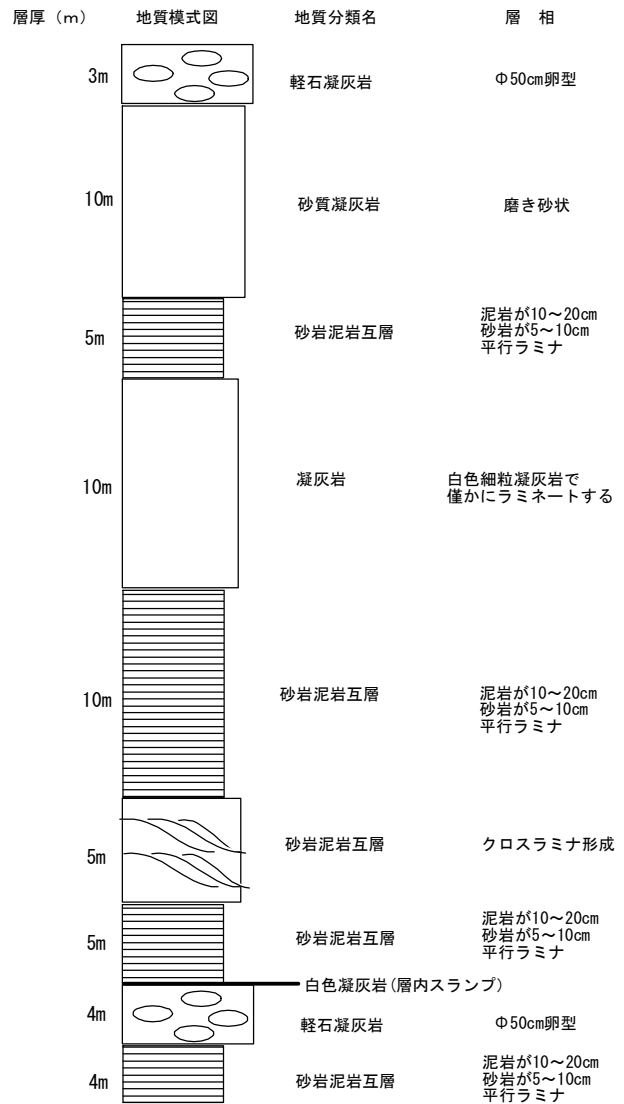


図-2 確認された地質層序

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。

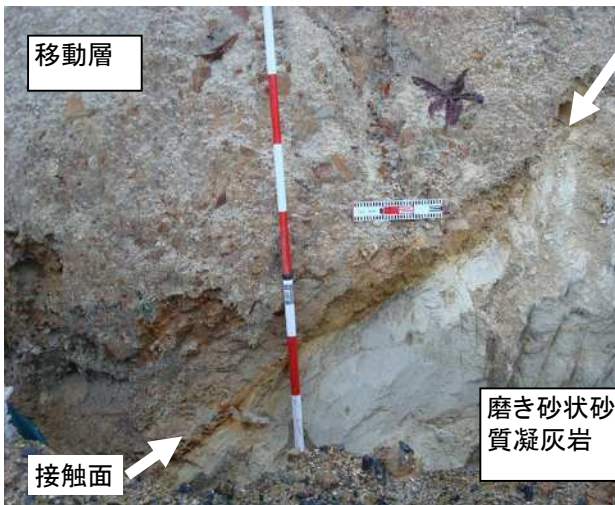
- ・ 砂岩泥岩互層：砂岩が 5~10cm、泥岩が 10~20cm で泥岩優勢の互層である。数枚の暑い凝灰岩を挟み、また砂岩及び泥岩ともに凝灰質分が多く火山活動でもたらされたものである。岩質は比較的硬質であり平行ラミナを形成するが密着しており、またその面は粗く地すべりを誘発するような平滑な分離面ではない。一部に

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 (図一 3)。



図一 3 確認した接触面

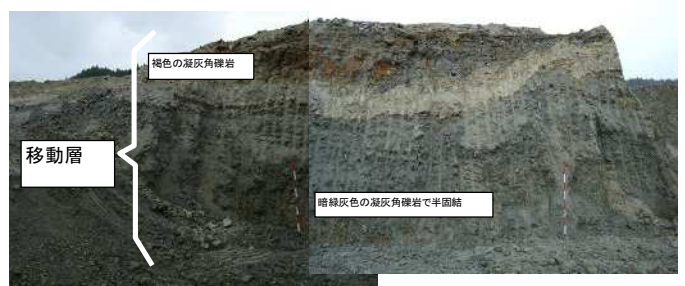
半固結でスリッケンサイドはできていなかったが、褐色の旧表土を挟み明らかな境界であることが判明した。

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。図一 4 に土塊の状況を示す。



図一 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ふほどである。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ネ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できる。



図一 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://wwwsoc.nii.ac.jp/jseg/tohoku/>
