

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 20 回研究発表会講演集

2012年7月20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20回 研究発表会プログラム

開催日：平成24年7月20日
会場：せんだいメディアテーク 7F スタジオシアター
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1).....(座長：石井、副座長：樺元)

10:10~10:20 かぐや月レーダーサウンダー観測による磁気異常領域の地下構造に関する研究
坂東雄一(東北電力株)

10:20~10:30 東京湾岸における *Ammonia beccarii* の生態について
後藤美香(応用地質株)

10:30~10:40 東太平洋海膨オフリッジ溶岩の定置過程：深海掘削サイト1256の巨大溶岩流の岩石学的研究
佐伯和哉(株建設技術研究所) 海野進(金沢大学自然科学研究科)

10:40~10:50 ポーリングコア詳細観察とポアホールスキャナ孔内観察による高精度なすべり面認定手法
原 勝宏、榊原信夫、三川憲一、福山 博(川崎地質株)

..... **..... **.....

10:50~11:00 (休憩)
..... **..... **.....

発表(午前の部2).....(座長：樺元、副座長：石井)

11:00~11:20 定方位・高品質コアリング手法
村田誠一(株高知地質調査) 高野邦夫、大内 学(株ダイヤコンサルタント)

11:20~11:40 2011年4月11日福島県浜通りの地震(M7.0)で生じた塩ノ平断層の断層露頭観察結果と考察
橋本修一(株東北開発コンサルタント)

11:40~12:00 国道45号石巻市成田地区 3.11震災による斜面崩壊機構と対策工
小林俊樹、大友伸一、天谷香織(株復建技術コンサルタント)

..... **..... **.....

12:00~13:30 (休憩、昼食)
..... **..... **.....

特別講演 司会：橋本

13:30~14:50 「なぜ3.11大地震による斜面被害が集中したか」
- 仙台市内の宅地と松島湾等の事例 -
千葉則行氏(東北工業大学大学院教授(地盤工学)・日本地すべり学会東北支部長)

..... **..... **.....

14:50~15:00 (休憩)
..... **..... **.....

発表(午後の部).....(座長：大内、副座長：工藤)

15:00~15:20 北上山地の花崗岩地盤は本当に安定か？
遅沢壮一(東北大学)

15:20~15:40 地震で発生した人工地盤の変状(盛土崩壊の事例紹介)
西 俊憲(基礎地盤コンサルタンツ株)

15:40~16:00 空洞充填前後におけるAEモニタリングシステムの構築
田野久貴(日本大学工学部研究員) 藍檀オメル(東海大学海洋学部)
渡嘉敷直彦(琉球大学工学部)

総合討論 座長：代表幹事(小林)

16:00~16:30 地震災害研究WG その構想と意義

閉 会

16:30 閉会

16:30 副支部長挨拶(高見)

懇 親 会

17:00~19:00 シェルブール

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 20 回研究発表会講演集

2012年7月20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 20 回 研究発表会

特別講演

- なぜ 3.11 大地震による斜面被害が集中したか
- 仙台市内の宅地と松島湾等の事例 - 1
千葉則行氏 (東北工業大学大学院教授 (地盤工学) ・日本地すべり学会東北支部長)

発 表

- かぐや月レーダーサウンダー観測による磁気異常領域の地下構造に関する研究 10
坂東雄一 (東北電力株)
- 東京湾岸における *Ammonia beccarii* の生態について 12
後藤美香 (応用地質株)
- 東太平洋海膨オフリッジ溶岩の定置過程:
深海掘削サイト 1256 の巨大溶岩流の岩石学的研究 14
佐伯和哉 (株建設技術研究所)
海野 進 (金沢大学自然科学研究科)
- ボーリングコア詳細観察とボアホールスキャナ孔内観察による高精度なすべり面認定手法
. 16
原 勝宏、榊原信夫、三川憲一、福山 博 (川崎地質株)
- 定方位・高品質コアリング手法 18
村田誠一 (株高知地質調査)
高野邦夫、大内 学 (株ダイヤコンサルタント)
- 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震 (M7.0) で生じた塩ノ平断層の断層露頭観察結果と考察
. 20
橋本修一 (株東北開発コンサルタント)
- 国道 45 号 石巻市成田地区 3.11 震災による斜面崩壊機構と対策工 22
小林俊樹、大友伸一、天谷香織 (株復建技術コンサルタント)
- 北上山地の花崗岩地盤は本当に安定か? 24
遅沢壮一 (東北大学)
- 地震で発生した人工地盤の変状 (盛土崩壊の事例紹介) 25
西 俊憲 (基礎地盤コンサルタンツ株)
- 空洞充填前後における A E モニタリングシステムの構築 27
田野久貴 (日本大学工学部研究員)
藍檀オメル (東海大学海洋学部)
渡嘉敷直彦 (琉球大学工学部)

なぜ 3.11 大地震による斜面災害が集中したか

- 松島湾の崩壊と仙台市内の宅地被災等の事例 -

東北工業大学 千葉則行

1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震は、継続時間の長い揺れを特徴とする広大な強震域を発生させた。さらに大規模な地殻変動の結果、マグニチュード 7 内外の関連地震も発生し、東日本大震災では広範囲に斜面災害が発生した。

(社)日本地すべり学会では、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、これらの地震による「斜面変動の実態把握と特徴の類型化」をテーマとして、北は岩手県から、南は栃木県までの広域的な調査を実施して報告書を作成した。その中から、著者ら(千葉・桧垣ほか)が担当した宮城県内の斜面変動災害、特に松島湾及び仙台市内の丘陵斜面での被災の特徴について紹介する。

2. 松島湾地域の崩壊を主とした斜面変動

松島湾は仙台市の北東約 20km に位置している。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。

2.1 斜面変動発生域の概観と斜面変動発生状況

崩壊が多発している地域は約 10km 四方であり、今回の地震(本震(3月11日)、最大余震(4月7日)のいずれで発生したかは特定できず)で発生したとみられる 76 箇所の斜面変動を確認した(図 1)。同区域内の発生箇所数は、本調査により宮城県内で確認された地すべり・崩壊箇所総数 293 箇所の 26% に当たり、東北地方太平洋沖地震とその関連地震では最も発生が集中したところでもある。

松島湾周辺の地形・地質は、侵食されやすい新第三紀中新世の堆積岩(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やすく、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。また松島湾周辺の発達する丘陵地は概ね 100m 以内の標高で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に流入したり、農地を埋没させたりする被害が多くみられる。現在でも、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亀裂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あり、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。

2.2 地質と発生場の特徴

松島湾には下位より、新第三紀中新世前期の松島層、大塚層が広く分布するが、今回の地震では特定の部層に崩壊が集中する傾向が

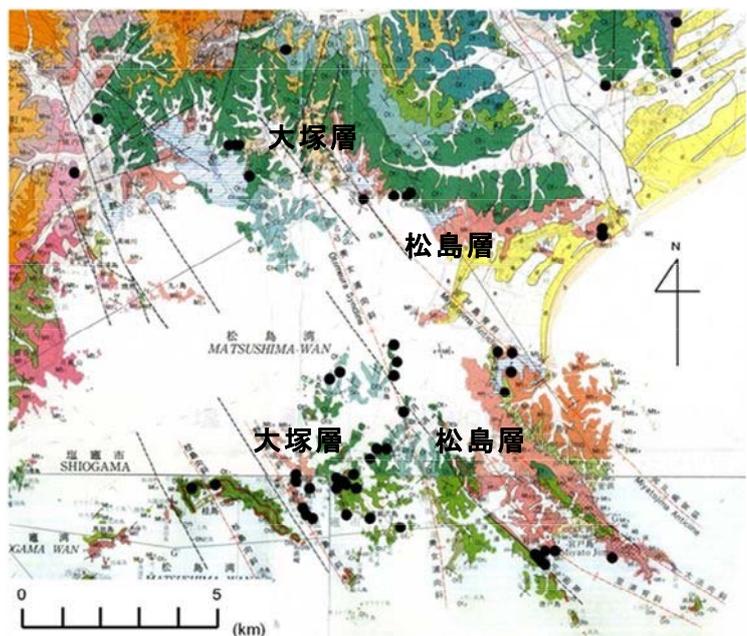


図 1 松島湾周辺の地質と崩壊箇所分布(黒丸)
松島層：桃色系 大塚層：緑色系

認められた。すなわち、松島層は安山岩角礫及び石英片を含む塊状の軽石凝灰岩からなり、岩相上、下部から下部軽石凝灰岩部層、中部軽石凝灰岩部層、凝灰角礫岩部層、シルト岩部層、上部軽石凝灰岩部層の5部層に細分され、主に室戸島、松島沿岸部に広く分布している。この地層では上部軽石凝灰岩部層に岩盤崩壊箇所が多く確認された(表1)。

また大塚層は、下部からシルト岩部層、砂岩シルト岩部層、珪藻質シルト岩部層、シルト岩砂岩部層の4層で構成され、本層はシルト岩を主にし、凝灰質砂岩・軽石凝灰岩などを狭有している。主に浦戸諸島、松島内陸部に広く分布しており、このうちシルト岩部層に集中し、最も多い岩盤崩壊の箇所が認められた。

松島層・上部軽石凝灰岩部層は層理の乏しい軽石凝灰岩を主体とし、凝灰質砂岩あるいはシルト岩を伴う。やや緑色を帯びた淡灰色～淡黄色を呈し、軽石は粒径1-2cm程度である(写真1)。全般に塊状で割れ目の少ない岩体をなしているところでは加工しやすさから石材として利用されている(写真2)。しかし、今回の地震では1m～数mの間隔で発達する開口した節理、亀裂の発達した部分で岩盤崩壊が発生したところが多かった(写真3)。また本部層から成る海食崖を掘り込み小規模な倉

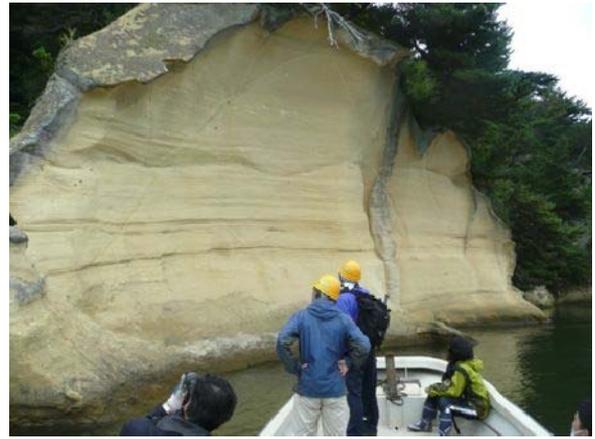


写真1 松島層上部軽石凝灰岩部層の露頭



写真2 採石場跡

表1 松島湾周辺の地層と崩壊箇所数(現地調査で確認)

地質年代	地層名		岩相	崩壊件数		
中新世	中期	志田層群	Mnf	縞状シルト岩		
			Mnc	凝灰質砂岩及び軽石凝灰岩		
			Mlf	凝灰質細粒砂岩(凝灰岩層を挟む)		
			Muc	斜層理のある中一粗粒砂岩		
			Mug	礫岩		
			Mlc	斜層理のある中一粗粒砂岩		
		Mlf	細粒砂岩(凝灰岩薄層を挟む)			
		根古層	Nk	軽石質砂岩(一部斜層理を示す)	2	
	Nkt		軽石凝灰岩			
	前期	松島湾層群	大塚層	Ot4	シルト岩砂岩部層	
				Ot3	珪藻質シルト岩部層	
				Ot2	砂岩・シルト岩部層	4
				Ot1	シルト岩部層	27
				Ots	(砂岩・軽石凝灰岩)	2
				Otb	(デイサイト質火山角礫岩)	
		松島層	Mt5	上部軽石凝灰岩部層	14	
Mt4			シルト岩部層	1		
Mt3			凝灰角礫岩部層	3		
Mt2			中部軽石凝灰岩部層	1		
Mt1	下部軽石凝灰岩部層					

庫にして利用していたところでも、節理等の分離面から崩壊する例がみられた(写真4)。本部層の崩壊は、直径数m規模の崩落岩塊を特徴としている(写真5)。

一方、大塚層・シルト岩部層は、一般に塊状のシルト岩を主体とし、細粒砂岩の薄層を挟んで互層となるものの、シルト岩勝ちの岩

体をなしている。暗灰色を呈して硬いものの、本部層からなる海食崖の露頭では割れ目が著しく発達しているところもみられる(写真6)。本部層での崩壊では、著しく碎片化した崩積土(岩片)から直径数m規模の崩壊岩塊が生じており、これらは崩壊発生域での割れ目間隔に規制されていることが窺われる(写真7)。



写真3 松島層上部軽石凝灰岩部層の岩石崩落

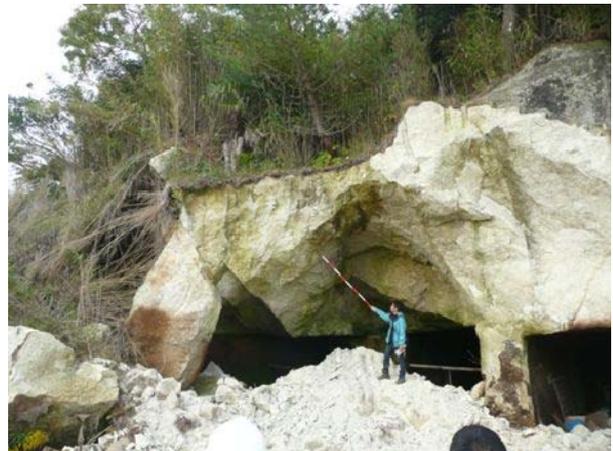


写真4 松島層上部軽石凝灰岩部層の岩石崩落



写真5 松島層上部軽石凝灰岩部層の岩石崩落



写真6 大塚層シルト岩部層の露頭



写真7 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)

以上，松島湾周辺で崩壊が多く発生した二つの部層の各特徴について述べたが，大塚層・シルト岩部層の崩壊箇所は微地形的にみると，いずれも海岸線の海食崖や昔の内陸部の海進時から出来上がった旧海食崖に位置していることが共通している。特に海食崖からなる比高約 10m以上の急崖で，傾斜遷急線を挟んだ領域を発生域としたものが多くみられた(写真 8，9)。

東北大学理学部地質学古生物学教室(1978)によれば，1978年宮城県沖地震の際に松島湾周辺で発生した自然斜面の崩壊箇所は全部で 17 箇所確認されている(図 2)。崩壊の分布傾向をみると，松島町中心部や松島湾付近の島々などの急崖箇所に集中し，地質的にも今回の地震によるものと類似した傾向であり，規模の大きな地震の度に被災が繰り返されていることが確認できる。

2.3 斜面変動の特徴

崩壊地の幅，高さをメジャー・レーザー測量器(Laser Technology 社トウルールス)を用いて測定し，また崩壊地の斜面方向をクリノメーター等で計測した。さらに斜面変動の運動タイプを分けるために，岩相と運動タイプの組み合わせ分類を試みた。岩相は新鮮岩(rock: 以下 r)・風化岩(weathered rock: 以下 wr)の2種類，変動タイプは崩壊(collapse, 以下 cl)・落石(fall, 以下 f)・すべり(slide, 以下 sl)の3種類とした。これらの組み合わせ6種類と土石流(debris flow, 以下 df)を含め，全部で7種類に分類した。

1) 運動タイプと規模

図 3 に運動タイプ別の発生箇所数を示す。運動タイプは岩崩落(rock-fall, rf)，岩盤崩壊(rock-collapse, rcl)のタイプが多いことが分かる。

崩壊地の規模別頻度としては，幅が平均して約 22m，高さの平均は約 14mであるが，中でも高さ・幅ともに 11mから 15mの規模のものが圧倒的に多く，高さ 11m～15mのものは全体の

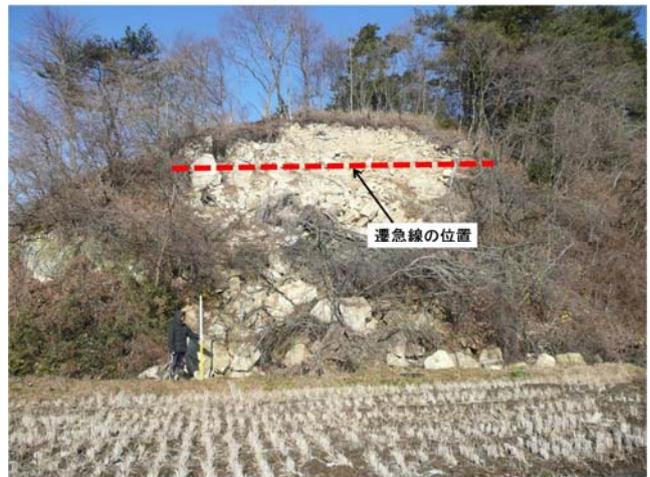


写真 8 大塚層シルト岩部層からなる海食崖の崩壊(遷急線が発達)

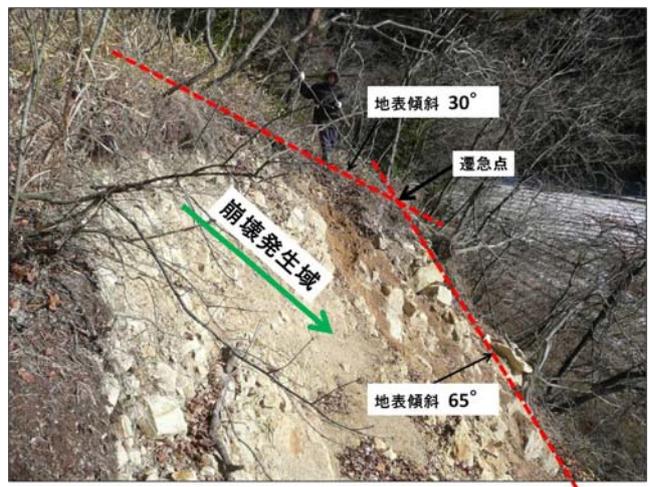


写真 9 写真 8 の崩壊発生域(遷急線を挟む)

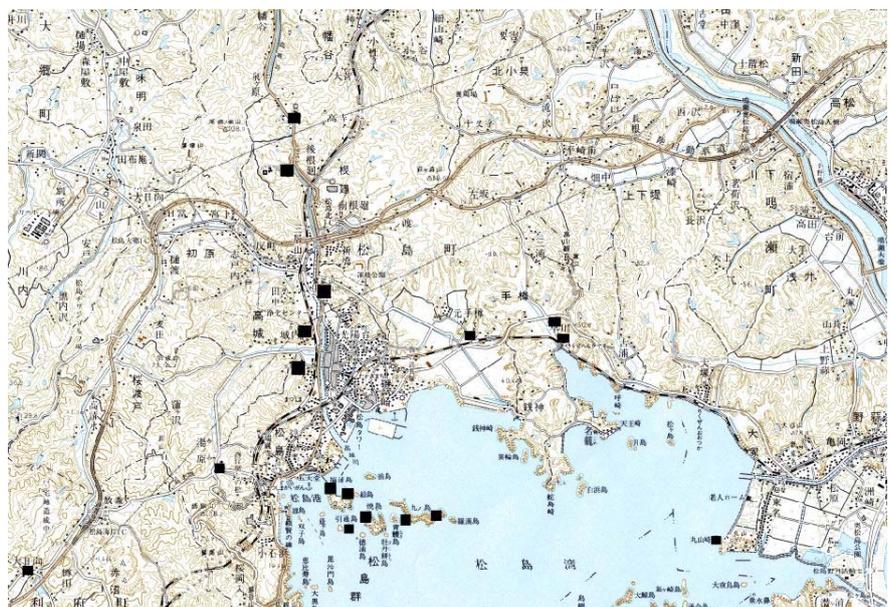


図 2 1978年宮城県沖地震時の崩壊箇所分布(東北大学理学部地質学古生物学教室・1978を元に作成)

約4割、幅11~15mのものは全体の約3割であった。面積では102~103m²が7割を占めている。これらの崩壊地の規模がさほど大きくないことは、前述のようにこの地域の起伏量(100m四方での丘陵地の最高点と最低点の差)がほとんど100m以下であることに関係している。

今回多かった運動タイプは岩崩落・岩盤崩壊・風化岩崩壊である。同様な国総研の資料によると、降雨・地震における土質別の崩壊発生率は、両者とも表土における崩壊がほぼ60%と大部分を占めており、岩・風化岩における崩壊は20%にすぎない。この点も、今回の崩壊が従来の地震による崩壊とは異なる特徴であると考えられる。

本地域はシルトや凝灰岩質の岩相で構成され、スレーキング等の現象は少ないものの、層理・節理・断層を伴っており、これらが要因で岩・風化岩での崩壊が集中したと考えられる。また、崩壊の規模は幅・高さともに10~15mのものが多かった。なお、シルト岩斜面では崩壊地に隣接した斜面に亀裂の開きやトップリングで生じた段差・亀裂が認められた。これらは、今後の地震での崩壊の危険が高いと思われ、変動の監視が必要であると考えられる。

2) 発生場の傾斜と斜面形

DEMデータを用いて算出した崩壊地の傾斜は、平均46.7°、40~70°が全体の約7割と急傾斜であった。ここで崩壊発生場の斜面特徴をさらに詳細に把握するため、崩壊が起こったのが斜面の山腹(frank)か、尾根(crest)かに分け、また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)かに分けて全部で5種類に分類した。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)が圧倒的に多いことが分かる(図4)。

浅野ほか(2005)は中越地震での斜面変動発生場の地形と地震応答解析を用いた地震力の強さの検討において示している。これは地形効果と呼ばれる現象で、地震動により凸型地形が強く震動するため、斜面も強い地震力を受けせん断破壊が生じ崩壊が発生しやすい。しかし今回の調査では、最も崩壊が多く見られたのは直線型の山腹斜面においてであった。これは本対象地域内の崩壊地が標高の低い丘

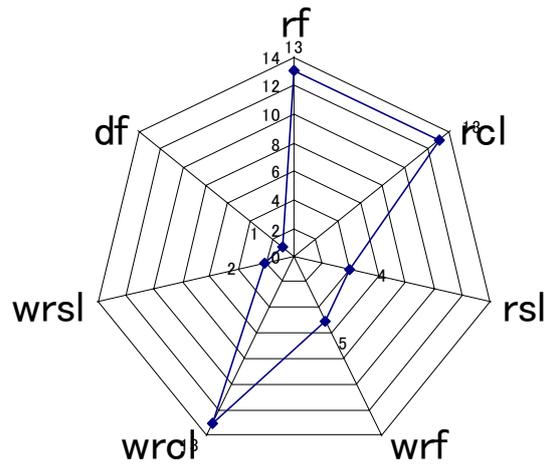


図3 岩相・運動タイプ別の発生箇所数

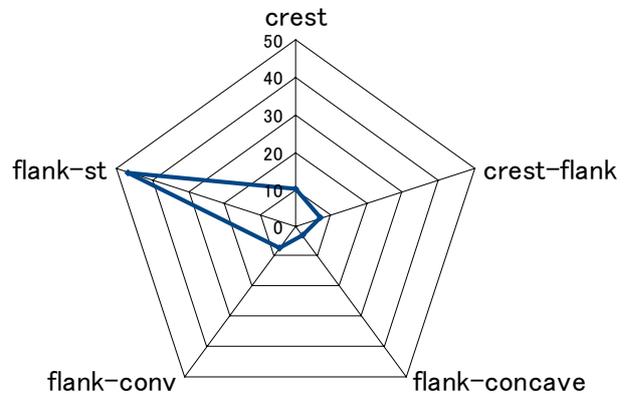


図4 崩壊地の斜面形状別件数

陵地帯で発生していることから、山間地に見られる凸型斜面での崩壊は少なかったのではないかと推定される。崩壊が山腹直線斜面に多かったのは、起伏が小さく尾根斜面が緩傾斜であることと急傾斜の海食崖斜面の存在が原因と考えられる。

3) 発生斜面の向き(方位)

図5は傾斜崩壊地の発生斜面向きを整理した結果である。崩壊地は北東・西向き斜面に多く、南・南東向きに少ない。しかし、この地域は北北西-南南東方向に向斜・背斜軸を持つ緩い褶曲構造を持つ層状岩盤が卓越するため、それが原因で調査域の斜面方位に偏りがあるためとも考えられる。そこで、調査地域において斜面変動の有無にかかわらず、存在する全斜面の方位を調べてみた。この解析は、リモートセンシング学会/評価・標準化研究会 HP上に公開されている10mDEMデータを用いたもので、結果としては、調査地におけ

る斜面方位別の頻度に特に卓越する方向が見られなかった(図6)。このことを踏まえると、明らかに崩壊発生箇所の斜面にはNE, W方向に多く、地形以外にこれらの斜面方向に崩壊が集中する何らかの条件があったことが推察される。

このように崩壊発生がNE・W方向の斜面に多かったことの原因としては、主要な地震動の方向が関係した可能性がある。どのような地震動が崩壊発生に関わっているか長時間の揺れの中では難しく、観測点の地形や地質を考慮しなければならないが、大きなあるいは卓越する地震動方向が崩壊発生斜面の方向を規定している可能性がある。

3. 仙台市内の丘陵造成宅地の斜面変動

宮城県内の内陸部では仙台市、白石市等の市街地において、1978年の宮城県沖地震時と同様に丘陵斜面上での宅地被害が発生し、しかもその被害はさらに上回る規模のものであった。ズレも谷埋め盛土や腹付け盛土の造成宅地であり、この盛土斜面の変状が家屋被害を引き起こした。

3.1 仙台市内の各地に震度

仙台市内の震度は、宮城野区が震度6強、青葉区・若林区・泉区で震度6弱、そして太白区が震度5強であった。神山(2011)は、仙台圏内の20箇所に地震計を配備した東北工業大学アレー強震システムによって今回の強震記録を得て(20箇所のうち、3箇所欠測)、詳細なエリアでの計測震度の違いを明らかにしている。

図7及び表2によれば、標高が低い東部ほど震度が大きくなっており、観測点ごとの地盤条件、地形条件を反映した様子がわかる。すなわち、仙台市東部の沖積低地上では震度6強以上が観測されており、このうち七郷中学校では計測震度6.5、震度7となっている。一方、標高が高くなる段丘、丘陵地帯では幾分震度は小さくなり、特に軟岩～中硬岩で構成される丘陵地上の尚絅学院大学では計測震度5.1、震度5強を示している。

本震の揺れは約6分間続き、なかでも震度4以上の激しい揺れが150秒以上も続いたことが特徴的な地震であった。観測された地震波形の速度応答スペクトル

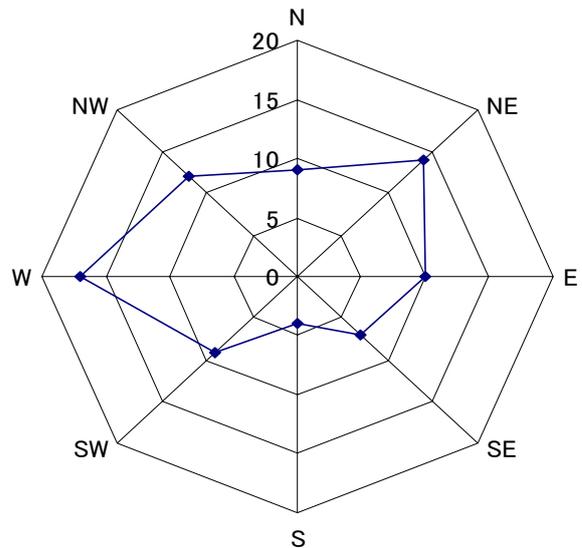


図5 崩壊発生場の斜面方位

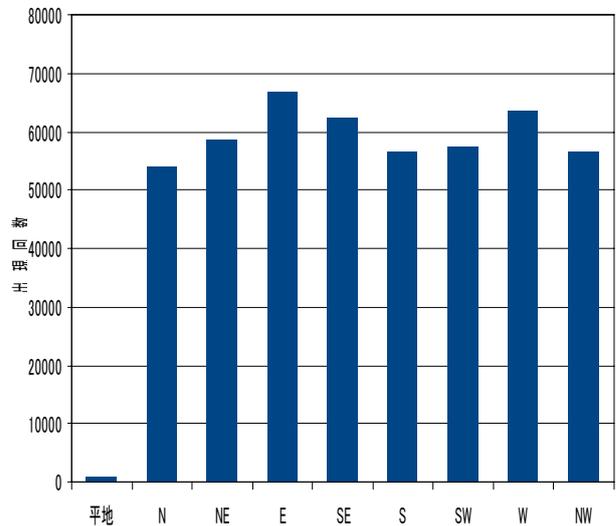


図6 調査地の斜面方位ヒストグラム

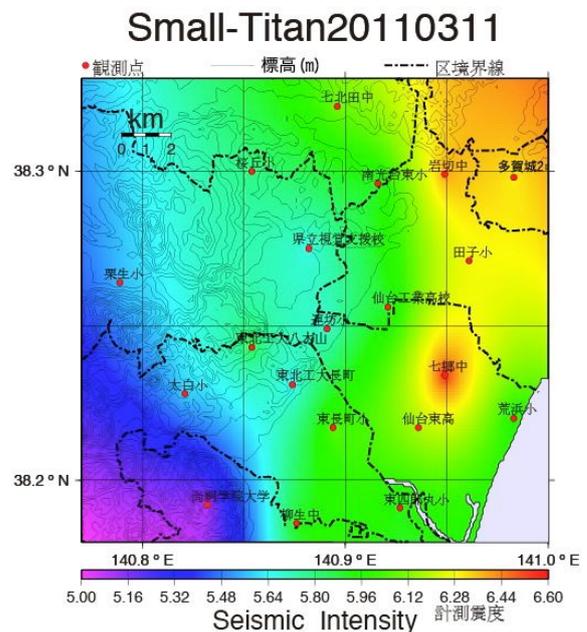


図7 今回の地震による計測震度分布 (神山,2011)

表2 Small Titan による地震記録一覧(神山,2011)

略号	観測点	コード	北緯(度)	東経(度)	最大加速度(ガル)	計測震度	震度階
S1(AKA001)	尚綱学院大学	SHOK	38.192	140.832	215	5.1	5強
S2(AKA002)	柳生中学校	YAGI	38.186	140.876	764	5.9	6弱
S3(AKA003)	東四郎九小学校	HSHR	38.191	140.927	521	5.9	6弱
S4(AKA004)	荒浜小学校	ARAH	38.22	140.983	542	5.9	6弱
S5(AKA005)	仙台東高校	SENH	38.217	140.936		欠測	
S6(AKA006)	東長町小学校	HNAG	38.217	140.894	720	6.0	6強
S7(AKA007)	太白小学校	TAIH	38.228	140.821	709	5.6	6弱
S8(AKA007)	栗生小学校	KURI	38.264	140.789	564	5.5	6弱
S9(AKA008)	東北工大香澄町	TITK	38.243	140.854	471	5.8	6弱
S10(AKA008)	東北工大二ツ沢	TITF	38.231	140.874	429	5.6	6弱
S11(AKA009)	七郷中学校	CCHG	38.234	140.949	1074	6.5	7
S12(AKA009)	仙台工業高校	SIKO	38.256	140.921	542	5.8	6弱
S13(AKA010)	連坊小学校	RENB	38.249	140.891	521	5.7	6弱
S14(AKA010)	桜ヶ丘小学校	SAKR	38.3	140.854	681	5.8	6弱
S15(AKA011)	(旧)宮城県立盲学校	MOGA	38.275	140.882	700	5.6	6弱
S16(AKA011)	南光台東小学校	NANK	38.296	140.916	699	5.8	6弱
S17(AKA012)	太子小学校	TAKA	38.271	140.961		欠測	
S18(AKA012)	多賀城第二中学校	TGNI	38.298	140.983		欠測	
S19(AKA013)	岩切中学校	IWAK	38.299	140.949	859	6.4	6強
S20(AKA013)	七北田中学校	NAKI	38.321	140.896	1853	6.1	6強

解析結果によると、大きな揺れは短周期地震動にあたる周期 0.1 - 1 秒の範囲で現れ、木造家屋等の最も揺れやすい周期 1 - 2 秒では比較的小さかったことが指摘されており、内陸部での地震動の直接的な影響による木造家屋の倒壊などの被害が目立たなかったことと符合している。

3.2 宅地盛土斜面の変状被害

仙台市内の家屋被害としては、全壊 23,166 戸、半壊 59,394 戸、一部破損 91,741 戸であり、このうち津波被災による被害が全壊 1 万棟以上、半壊・一部損壊が多数となっている。一方、宅地盛土斜面の変状による被害は、主に昭和 30 年代後半～40 年代にかけて造成された丘陵斜面上の宅地盛土に被害が集中し、仙台市が実施した調査結果(2011 年 11 月現在)で 4,031 宅地が被災を受けたことが明らかとなった。

仙台市内の宅地被害の多くは、市中心部から 5～7km に位置する団地が主であり、特に太白区緑ヶ丘、泉区南光台等に集中している(図 8)。1978 年の宮城県沖地震時にも丘陵斜面上の宅地盛土が被害を受けたが(図 9)、今回はさらに被害が甚大でかつ被災範囲も市街地の西方に大きく拡大しており、特に 1978 年宮城県沖地震では無被害であった青葉区折立も甚大な被害を被った。

宅地の造成パターンとしては、急峻な谷を完全に埋め立てた上で谷の下流方向にひな段を造成したタイプ(谷埋め盛土)、丘陵斜面を

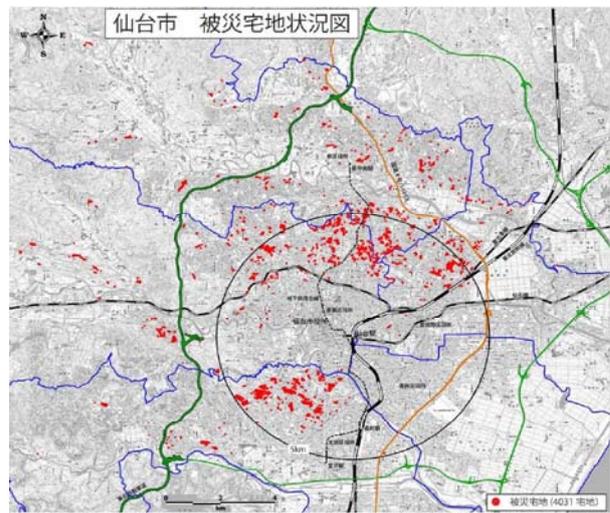


図 8 今回の仙台市内の宅地被害の分布 (仙台市,2011)

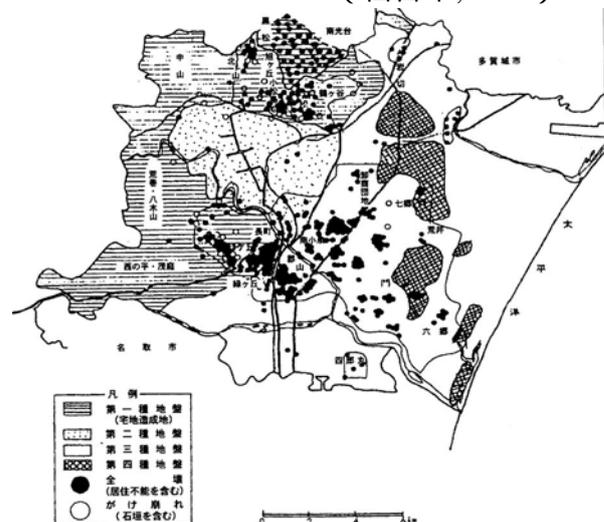
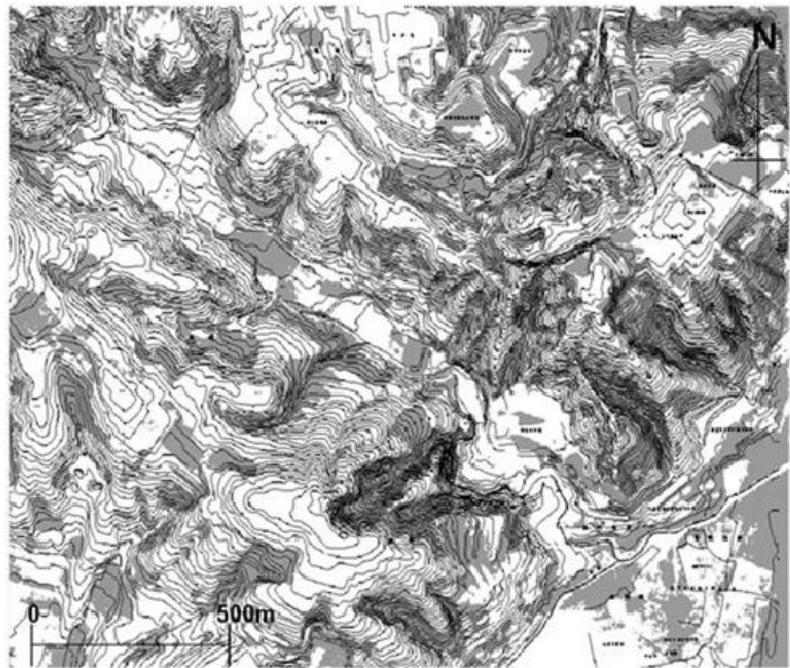


図 9 1978 年宮城県沖地震による仙台市内の宅地被害の分布(浅田, 2005)

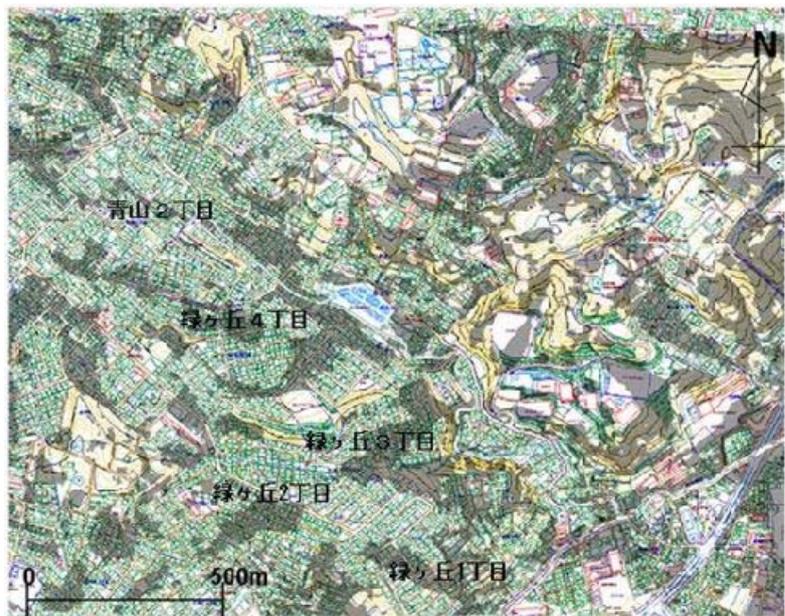
切盛りして狭い幅のひな段を造成したタイプ(腹付け盛土),さらに幾つもの尾根や谷を跨って広く平坦に造成したタイプ(腹付け盛土,谷埋め盛土の存在)が挙げられる(浅田,2005)。図10は,1978年宮城県沖地震そして今回の地震で繰り返し宅地盛土斜面の変状被害を被った太白区緑ヶ丘周辺における,造成前及び造成後の地形(盛土分布)を示したものである。1978年の地震では緑ヶ丘1丁目,3丁目,4丁目が宅地盛土斜面の変状による被害を被ったが,今回の地震では同2丁目,青山2丁目にも被害が拡大した。ここで特筆すべきは,1978年に被害を受けて抑止杭と地下水排除工を施した緑ヶ丘1丁目では無被害,さらに同3丁目も盛土全体の滑動崩落を防ぐことが出来たことである。

3.3 地震被害の主な要因

地震被害の主な要因は谷埋め型盛土,腹付け型盛土,切り盛り境界,擁壁の傾動・破壊,盛土の締固め不足,液状化(湿地跡)によるものである。このうち被害の数が多かった谷埋め型盛土及び腹付け型盛土の事例を紹介する。青葉区折立では1978年の地震では被害が無かったが,今回の地震で谷埋め盛土全体が滑動崩落のような様相の被害が発生した。また,図11は八木山丘陵南東部に位置する団地内における谷埋め盛土及び腹付け盛土の変状の様子を示したものである。ここでは,幅120m,長さ350mの範囲にわたって引張り亀裂あるいは隆起・沈下が著しく見られる。この地区で三本の小さな枝沢を盛って造成されたところであり,これらの変状は旧谷地形に沿って生じている。盛土材はシルト質砂からなり,N値は0~3と脆弱で,盛土層厚は約3m程度で薄い。もともと小さな枝沢が発達したところでもあり,地下水が集水しやすいために地下水位は造成後も地表付近と高いものとなっている。なお,この



a) 造成前の地形(昭和33年当時)



b) 造成後の地形(平成20年)

図10 被災を受けた太白区緑ヶ丘周辺の地形改変
(東北工大・都市マネジメント学科,2011を基に作成)

地区は1978年宮城県沖地震にも被災を被ったが,今回の地震でも前回の同様またはそれ以上の被害を受け,被災が再現された形となった。

3.4 宅地盛土斜面の被害の特徴

)1978年宮城県沖地震の際より,今回の地震の被害範囲が拡大した。あらたに被災した理由には震度が大きく,継続時間が長かったことが考えられる。

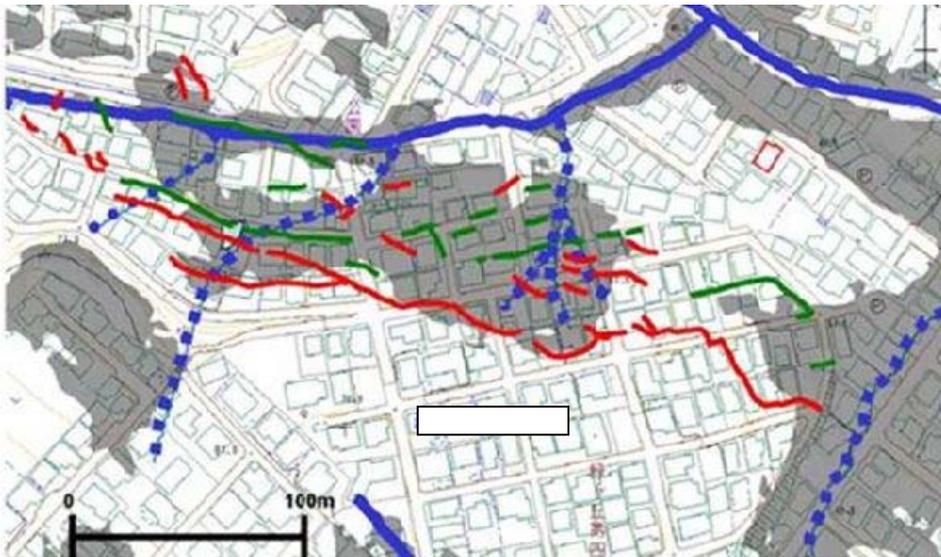


図 1 1 八木山丘陵南東端付近の宅地盛土斜面の変状
(東北工業大学都市マネジメント学科,2011 を基に作成)

)1978 年宮城県沖地震と今回の地震の両方で被災にあった地区(団地)は、昭和 30 年代から 40 年代に丘陵斜面上に造成されたところであり、今回の地震による被災率(被災宅地数/全宅地数)も大きい傾向を示す(風間, 2012)。

)変状のあった盛土地盤は、N 値 0~5 で脆弱であり、かつ地下水位も高く、また擁壁の構造や支持力・安定性に問題を抱えているところが多い。

)宅地の地表変状は、引っ張り亀裂、圧縮亀裂、沈下(揺すり込み沈下)、隆起などの現象が複雑に出現している。また、被災後の地中ひずみ計の観測では明瞭なすべり面が確認されていないことから(仙台市, 2011)、単一なすべりと捉えられるようなものではなく、地山と盛土の境界をすべり面とする動きに加え、浅い部分の小ブロックのすべりあるいは変状が複合した形の発生メカニズムが推定される。

)で述べた小ブロックが隣り合う場合でも、互いに移動方向が異なる例もかなり見られた。同様のことは、茨城県で東北地方地併用沖地震により発生した岩盤すべりでも指摘がある(森島ほか, 2011)。同時に隣接ブロックが異なる方向には動かないことから、長い揺れ中で起こった現象と言える。

)宅地盛土斜面の変動は強い余震の回数減少とともに収まり、8 月以降は連続雨量 300mm の豪雨でも動かなかった。宅地盛土斜面は、降雨では変動を起こさない状況と考え

られる。

4. あとがき

今回の地震では、長い揺れによる斜面変動発生という課題が浮かび上がってきた。最大加速による評価、累積力積のような付加したエネルギー量も加えて地震インパクトを評価することで、地震による斜面変動の危険性評価をする視点も必要になったといえる。

<主な引用・参考文献>

- 1) (社)日本地すべり学会(2012): 地震による斜面変動の実態と特徴の類型化.
- 2) 浅田秋江(2005): 将来の宮城県沖地震における丘陵地宅地造成地の被害予測と対策, 東北工業大学研究報告, p.286.
- 3) 神山真(2011): 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(速報 Ver. 1), 地盤工学会東北支部, pp.35-35.
- 4) 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.
- 5) 仙台市(2011): 仙台市被災宅地状況図. http://www.city.sendai.jp/jutaku/takuchihisai_010.html
- 6) 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.

かぐや月レーダーサウンダー観測による 磁気異常領域の地下構造に関する研究

東北電力株式会社土木建築部 坂東雄一

【研究背景・目的】

月には現在、全球的な磁場は無いものの、点在して磁場が存在していることが分かっており、磁気異常と呼ばれている。この原因については、対蹠点衝突起源説、コアダイナモ説、隕石衝突時の過渡磁場説、彗星の衝突説等が提唱されているが、一致した見解は得られていない。

磁気異常の成因を考える上で磁化している層厚を検討することが重要であるとされている。これは各々の成因によって磁化している厚さが異なるためである。

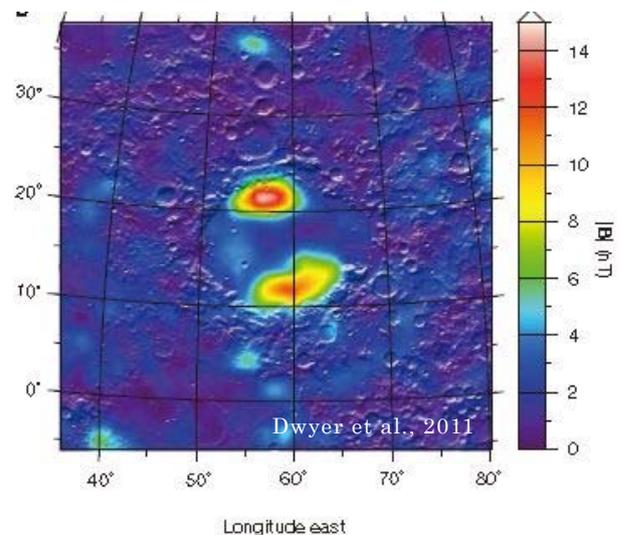
従来の研究では、アポロが回収した残留磁気最も強いサンプルを用いて、磁化している厚さ、成因を推定していた。しかし、アポロサンプルは磁気異常領域からは未回収で、また、限られた数のサンプルしか回収されていないことから、より強く磁化している岩石の存在が示唆されていた。よって、アポロサンプルを介することなく、磁化している厚さを直接推定する必要があった。

一方、月の進化の歴史を解明するために2007年に月探査衛星「かぐや」が打ち上げられ、これに搭載された月レーダーサウンダー(LRS)によって、従来見る事ができなかった月の地下の構造を詳細に見ることができるようになった。

以上を踏まえ本研究は、磁気異常を形成している地下層の厚さをLRSによって直接見積もることにより、磁気異常の成因について明らかにすることを目的とした。本発表では、全球的な磁場(コアダイナモ)によって磁化したとされている、危難の海についての解析結果を報告する。

危難の海では最近、磁気異常の半径、モーメント、磁化方向等がシミュレーションによって求められた。アポロサンプルの最大磁気強度を考慮することにより、危難の海の磁気異常【図1】は全球的な磁場(コアダイナモ)によって磁化していると報告された。しかしながら、アポロのサンプルは弱い外部磁場の影響を受けている、月がダイナモを駆動するには核の大きさが小さすぎる等の理由から、ダイナモ説に関しても一致した見解を得られ

ていない。本研究では危難の海の地下構造をLRSによって詳細に解析し、磁気異常の成因について考察を行った。



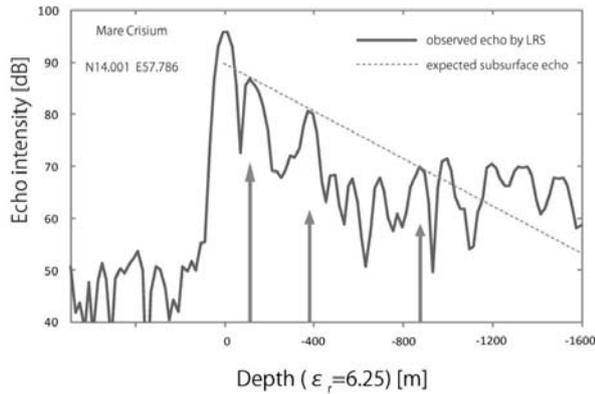
【図1】: 危難の海の磁気異常。
Lunar Prospectorの観測による。

【データ】

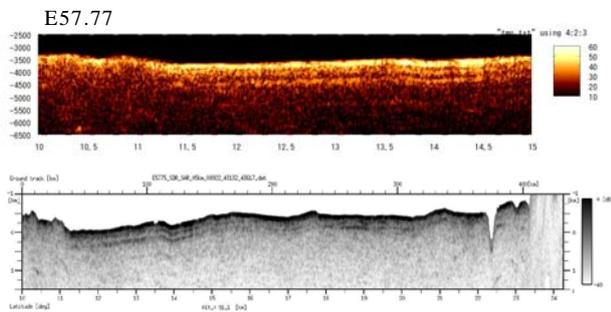
月レーダーサウンダー(LRS)のデータを用いた。地下画像は合成開口処理(SAR)が施されている。SAR解析では表層物質の誘電率を6.25と仮定した。A-scope図【図2】に用いたエコー強度直線はJAXA-SELENEデータアーカイブのデータを用いた。LRSはHF帯(5MHz)の周波数で観測をしており、地下数キロメートルの深度まで観測が可能であるとされている。LRSの空間分解能は75mである。

【結果】

LRSの観測によって危難の海の地下には少なくとも3つの玄武岩層が存在していることが分かった【図3】。図2から、1層目、2層目、3層目の玄武岩層の層厚をそれぞれ、120, 260, 500mと見積もった。



【図 2】：危難の海のエコー強度-深度直線．
各玄武岩層の層厚を求めた．



【図 3】：危難の海の層状構造．
3つの反射層が確認できる．

【考察・結論】

クレーター年代から求められる表層地層の形成年代と、玄武岩層の間に挟まれるレゴリス層の堆積継続期間から第3層目の玄武岩層形成年代の推定を行った。3つの玄武岩層が磁化していると仮定し、ダイナモ駆動モデルとして提唱されている、力学的攪拌モデル、熱化学対流モデルの2つの説を適用することにより、モーメント量を計算した。この結果、危難の海の磁気異常を説明するためには、玄武岩中に金属鉄1%、外部磁場100 μ T程度必要であることがわかった。これは月全球的に駆動される磁場（コアダイナモ磁場）によって危難の海の磁気異常が形成されたことを示唆している。

東京湾岸における *Ammonia beccarii* の生態について

応用地質株式会社 東北支社 後藤美香

1. はじめに

海水域や汽水域には、有孔虫という砂粒程度の大きさの生物が生息する。有孔虫は属や種が同じでも、水温、塩濃度等の違いによって亜種が異なるものが存在する。亜種を多く持つ底生有孔虫の *Ammonia beccarii* という種を対象に、亜種の分布、更に各亜種の詳しい生息条件や形態の変化を、東京湾岸で採取した試料を用いて明らかにした。

2. 有孔虫について

有孔虫とは石灰質の殻と網状仮足を持つ原生生物の一群で、大きさは通常 1mm 以下である(図.1)。殻は硬く丈夫なため地層中にも残りやすく、示相化石として古気候、古環境の復元に利用される。

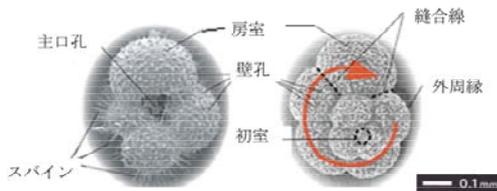


図.1 有孔虫の各名称 木元(2008)

3. *Ammonia beccarii* について

Ammonia beccarii とは底生有孔虫の一種である。すべての旋回が見られる背側面、最終旋回のみが見られる腹側面を持つ(写真.1)。

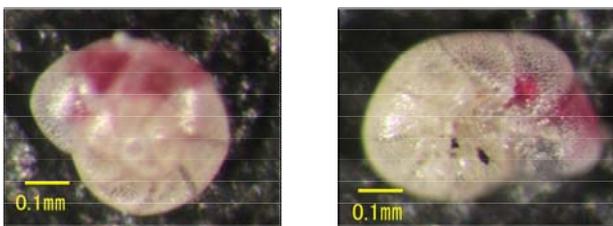


写真.1 *Ammonia beccarii* の写真
(左:背側面 右:腹側面)

Ammonia beccarii (以下 *A.b.* とする) は微妙な特徴の差異により、「*A.b.forma1*」、「*A.b.forma2*」、「*A.b.forma tepida*」の3種類の亜種に区分される。以下に各亜種の特徴を示す。

a) *A.b.forma1*

背側面が平坦で、縫合線がやや直線状である。成熟個体の旋回数は3旋回弱で、最終旋回は7~9室よりなる。

b) *A.b.forma2*

背側面が凸状で、縫合線が曲線を描く。成熟個体の旋回数は3~4旋回で、最終旋回は8~11室よりなる。*A.b.forma1* に比べて、背側面が非常に凸になっている。

c) *A.b.forma tepida*

背側面が凸状で、縫合線が直線的である。成熟個体の旋回数は3旋回弱で、最終旋回は5~6室よりなる。房室が花びら状で、1つ1つが独立している。

4. 研究方法

4-1. 研究の流れ

a) 水深による生息条件の調査

各亜種の水深に対する適性を検討するため、水深 0.5~5m の各地点で試料を採取し、分析した(図.2)。



図.2 試料採取地点位置図 google earth

b) 水温、塩濃度等による生息条件の調査

調査地点で多数確認された *A.b.forma1* の水温、塩濃度等に対する適性を検討するため、図.3 に示す各亜種条件の地点で試料を採取し、分析した。



図.3 試料採取地点位置図 google map

沖 360m 地点 (砂質)	塩水沼 (砂泥質)
沖 180m 地点 (砂質)	クリーク (泥質)
海岸 (砂質)	小櫃川支流 (砂泥質)
支流河口 (砂泥質)	小櫃川本流 (砂泥質)

4-2. 調査方法

調査地点の水温、塩濃度等を調べ、砂のサンプルを採取する。サンプル中の有孔虫を拾い出し、種類や大きさ等を判別する。以上の調査を1年間行い、季節、温度、塩濃度等により、*A. b.*の生態や形態がどのように変化するか分析した。

5. 結果

5-1. 各亜種の水深に対する適性

- *A. b. forma1* は（水深約0.5m）の地点で出現し、22個体が見られた。
- *A. b. forma2* は（水深約0.5m）の地点から出現し、4個体が見られた。それ以深の地点では3~10個体が見られた。
- *A. b. forma tepida* は（水深約2m）の地点から出現し始め、8個体が見られた。（水深約5m）の地点では28個体と急激に個体数が増えた。

5-2. *A. b. forma1* の水温、塩濃度等に対する適性

各亜種の水深に対する適性の調査結果により、水温、塩濃度条件が多様な沿岸部には *A. b. forma1* が多く生息する事が分かった。そこで、小櫃川の干潟で *A. b. forma1* の詳しい生息条件の調査を行った。

a) *A. b. forma1* の地点別の個体数の変化

- 砂質土が分布する ~ の前浜の地点では殆ど発見されなかった。
- 砂泥質~泥質土が分布する ~ の後浜の地点で多く発見された。
- の塩水沼で最も多く発見された。

b) *A. b. forma1* の月別の個体数の変化

- 1月から4月にかけて個体数は13~163個体と、緩やかに増加した。
- 4月から6月にかけて163~549個体と、急激に増加した。
- 6月から9月にかけて549~64個体と、急激に減少した。
- 9月から11月にかけて84~27個体と緩やかに減少した。

c) *A. b. forma1* の水温による個体数の変化

- 約14~26 で個体数は163~549個体と、緩やかに増加した。
- 約28~32 までは個体数は549~64個体と急激に減少した。
- 約32 以上、10 以下では殆ど出現しなくなった。

d) *A. b. forma1* の塩濃度による個体数の変化

- 約21~24%の間で個体数は739個体と、急激に増えた。
- 約8~21、24~30%の範囲では個体数が15~67個体と、ほぼ横ばい状態になった。
- 約30%以上、9%以下は殆ど出現しなくなった。

e) *A. b. forma1* の最終旋回の房室数

- 殆どの地点で、最終旋回の房室数が7個のものが多く出現した。
- 24.5~29%付近を境に、塩濃度が大きい地点では房室数が8個のものより6個のものの方が多かった。
- 24.5~29%付近を境に、塩濃度が小さい地点では房室数が6個のものより8個のものの方が多かった。

6. まとめ

a) 各亜種の水深による生息条件について

A. b. forma1 は水深0.5m以浅に分布したことから汽水域である沿岸部に、*A. b. forma2* は水深0.5~5mの地点に分布したことから、汽水域である沿岸部、海水域である湾央部に、*A. b. forma tepida* は水深2mから出現し始め、5mで増加したことから、海水域である湾央部に多く生息すると考えられる。

b) *A. b. forma1* の生息条件について

塩水沼やクリークで多く発見されたことから、砂質土よりも砂泥質・泥質土の場所に多く生息し、また、波の少ない場所に生息すると考える事も出来る。

最も多く出現するのは、6月付近、減少するのは1月付近である。ことから *A. b. forma1* が最も多く出現するのは夏季、減少するのは冬季であると考えられる。

最も出現する塩濃度条件は、約21~24%であり、汽水域が最適の生息域あると考えられる。

24.5~29%を境に、それ以上は最終旋回の房室数が少なくなり、それ以下は房室数が多くなる傾向があることから、海水に近いほど房室数が少なくなり、淡水に近いほど房室数が増えると考えられる。

7. おわりに

今回の研究では、沿岸部に生息する *A. b. forma1* の調査のみとなったため、今後 *A. b. forma2*、*A. b. forma tepida* の研究が行われることを期待したい。

東太平洋海膨オフリッジ溶岩の定置過程： 深海掘削サイト 1256 の巨大溶岩流の岩石学的研究

(株)建設技術研究所 佐伯和哉
金沢大学自然科学研究科 海野 進

はじめに

海洋地殻の厚さは拡大軸直下に比べてオフリッジでおよそ2倍になることが知られており (Hoofft et al., 1997), 高速拡大海嶺の近傍には多数のオフリッジ火山が分布する。従って, オフリッジ火山は, 高速拡大海嶺における海洋地殻第二層形成の主体を担っている可能性がある。しかもオフリッジ火山の全岩化学組成は, 拡大軸上の溶岩よりも液相濃集元素に富んでいたりと, あるいは枯渇していたりしており, 通常の中東海嶺玄武岩 NMORB からエンリッチした EMORB まで変化に富んでいる。しかしながら, オフリッジ火山の産状や形成過程についてはほとんど知られていない。深海掘削サイト 1256 では, オフリッジで定置したと考えられる厚さ 75 - 100m の巨大溶岩流を掘削しており, 巨大溶岩の内部構造や定置過程を明らかにする上で, 貴重な研究対象である。

地質概説

掘削サイト 1256 は 1500 万年前に, 22cm/yr で超高速拡大していた東太平洋海膨で形成されたココスプレート上に位置する。1256C 孔は堆積物, 溶岩, シート状岩脈群を貫通, ガブロにまで到達した唯一の深海掘削孔である (Willson et al., 2003; 2006)。第 206 次掘削航海では南北に 30m 離れた 1256C 孔と D 孔において基盤岩最上部を構成する巨大溶岩流

を貫通している。巨大溶岩の厚さは 1256C 孔で 35m, 1256D 孔では 100.5m あり, 海嶺軸から 3-5 km 離れた地溝に埋積し生じたものだと考えられる (Teagle et al., 2004)。サイト 1256 から南東に基盤の表層 100m までの P 波速度が 4.8 km/s 以上の超高速領域が 20 km × 12 km に渡って広がっており, 溶岩流に相当すると考えられる。溶岩の平均厚さを 50 m とすると, 10 km³ 以上の体積を有する巨大溶岩原となる (Willson et al., 2003)。また, 全岩化学組成のカリウムは, 海底下深度 290 m (mbsf) から 300 mbsf で高い値を示すことから EMORB がこの層準に存在すると考えられる (Wilson et al., 2003)。

岩石記載

溶岩流は斑晶としてかんらん石, 単斜輝石, 斜長石, 石基は単斜輝石, 斜長石, 磁鉄鉱から成る。岩体上部と下部はバリオールを含み, 中心部には二次的に晶出した石英と少量の黒雲母を含む。組織には, 斜長石や単斜輝石が放射線状や、ファン状に配列するバリオール組織, 単斜輝石が短冊状の斜長石を部分的に包有したり, 斜長石が単斜輝石を部分的に包有するサブオフィティック組織を示す。また粒間を埋める石英と斜長石が同時成長したインターグロース組織が見られる。さらに岩体中心部では, ピジオン輝石が観察でき, ピジオン輝石は普通輝石に包有される。

考察

かんらん石斑晶の粒径分布と数密度分布において 292 mbsf ~ 311 mbsf までの EMORB が貫入する前を復元し、結晶沈降モデルと比較したところ、結晶沈降に期待される結晶粒径分布と類似している事がわかった。EMORB 層の直上の 290 ~ 291 mbsf は斜長石粒径、単斜輝石粒径が最大となり、普通輝石の Mg# が低い。またこの層準は、最終分化物である石英と斜長石からなるインターグロース組織や石英がほかの層準よりも多く含まれる。このことから結晶分化が進んで生じた残液中にシリカと水が濃集したと考えられる。水に富む残液は低粘性であるために、結晶の成長速度が速く、斜長石粒径、単斜輝石粒径が粗粒化した可能性がある。これらより、NMORB からなる本体とは異なる EMORB 組成の溶岩が岩体形成末期に未固結の岩体中心部に貫入したと考えられる。

普通輝石、 pigeonite の Al_2O_3 , CaO, MgO の分布像に基づいて、NMORB 層では、Augite-N1, Augite-N2, Augite-N3 の 3 種類の普通輝石と Pigeonite-N1, Pigeonite-N2 の 2 種類の pigeonite を同定した。また EMORB 層では、Augite-E1, Augite-E2, Augite-E3 の 3 種類の普通輝石と Pigeonite-E1, Pigeonite-E2 の 2 種類の pigeonite を同定した。Pigeonite-N1 × Augite-N3, Pigeonite-E1 × Augite-E1 のペアは Fe-Mg 分配、微量元素分配より平衡であり、同じマグマから晶出したと考えられる。晶出は Augite-N3 × Pigeonite-N1 Pigeonite-N2 Augite-N1 Augite-N2(リム) EMORB 貫入

Augite-E1 × Pigeonite-E1 Pigeonite-E2 Augite-E2 Augite-E3(リム)の順に晶出したと考えられる。

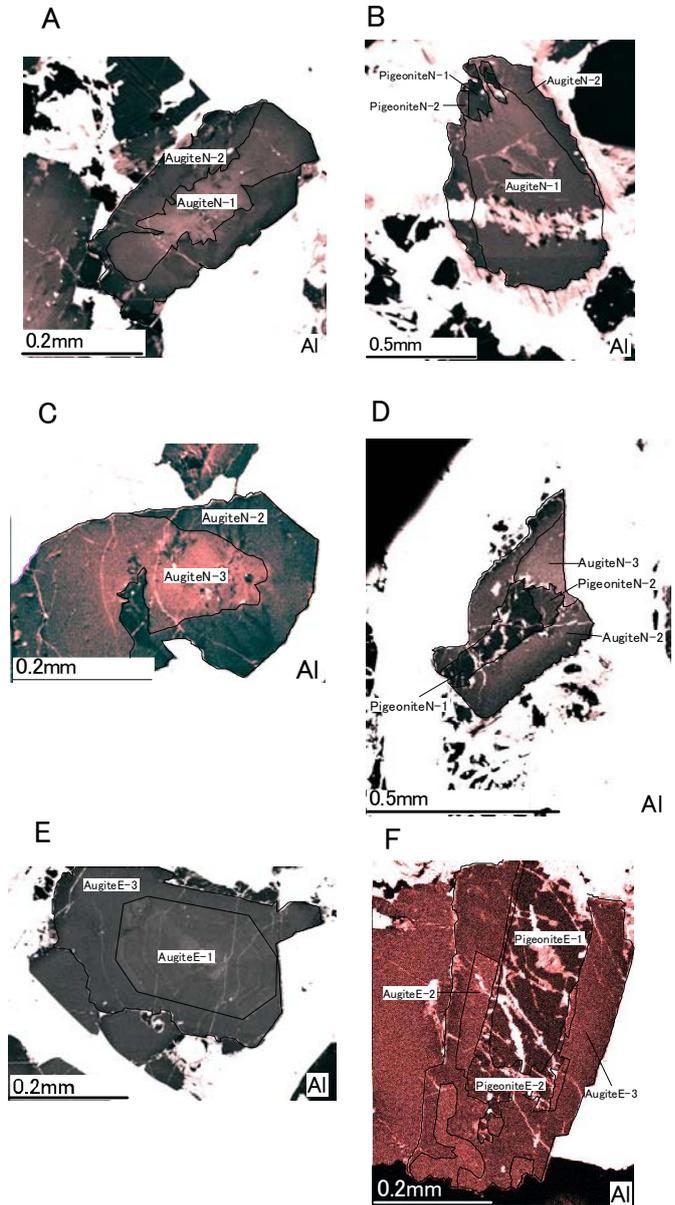


Fig. 1 普通輝石、 pigeonite の産状 (Al マップ図) A-D は NMORB, E, F は EMORB の産状。

ボーリングコア詳細観察とボアホールスキャナ孔内観察による 高精度なすべり面認定手法

川崎地質株式会社 原勝宏、榊原信夫、三川憲一、福山博

1. はじめに

地すべり調査においてすべり面は、地表踏査、地形解析、ボーリング調査に加え、動態観測結果を総合的に解釈して決定する必要がある。変動が停止している地すべりでは、動態観測によるすべり面認定が困難であるため、ボーリングコアの観察が特に重要となる。

地すべり土塊のコア観察において、すべり面は一般的に低角な傾斜を持つ粘性土層であることが多いが、これらは地すべりに起因する構造なのか、破碎・変質に起因する構造なのか判別が困難なケースが認められる。

既往研究では、藤原(1976)、中村・白石(1977)、渡・小橋(1987)、国土技術センター(2010)などにより、地すべり土塊を示すコア性状として、風化の程度や、破碎状況を観察・区分する方法が提案されてきた。

最近では、脇坂ほか(2012)により、地すべり土塊中の破碎性状に着目した記載方法も提案され、コアによる地すべり土塊の記載方法が確立しつつある(図-1)。

既往研究において、すべり面で複合面構造が示された事例としては、Skempton et al.(1967)や井上ほか(2001)などがある。また顕微鏡スケールの微細構造についても注目されており、微細構造記載のための薄片作成方法が提案されている[土木研究所(2012)]。

本論では粘土層中の複合面構造やせん断センスを示す構造に着目し、脇坂ほか(2012)の破碎度区分における、ランク【Cl】(図-1赤枠)について詳細区分・記載を行い、すべり面の認定精度を向上させる手法について述べる。

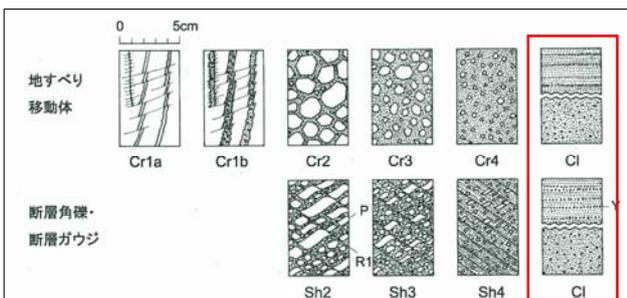


図-1 地すべり移動体及び断層岩類の
破碎度区分(脇坂他, 2012)

2. すべり面認定手法

(1) コアに見られるすべり面の特徴の観察

コア観察では、図-2の ~ に示すような特徴をもつ不連続面がすべり面の候補として挙げられる。

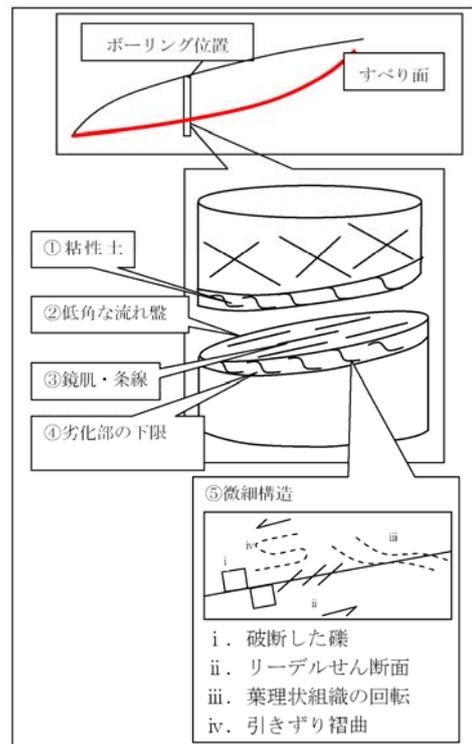


図-2 コアに見られるすべり面模式図

では、すべり面の傾斜は比較的低角度であり、高角度の粘土層は候補から除外できる。ただし地すべり頭部は急傾斜の開口亀裂が分布する可能性があるため、注意が必要である。

では、条線方向が地すべり移動方向と一致するかを判定することが重要である。すべり主測線上で条線の方向(レイク)が、面の最大傾斜方向から大きく異なる場合は、破碎帯と考えられ、すべり面候補から除外する。

については、上記の特徴をもつ不連続面が、表層部から続く劣化領域の下限に位置し、それ以深では健全な岩盤となっている場合、すべり面である可能性は高いと考えられる。

については、の移動センスの判定指標としては、図-2の ~ などがある。この場合、コアを条線方向(運動方向)に平行に半割し、

観察することで判定を容易にできる(図-3)が、コアを乱さないよう半割にする作業には、細心の注意が必要である。



図-3 すべり面粘土の微細剪断構造の事例

(2) ボアホールスキャナによる孔内観察

すべり面の候補として挙げられた不連続面の走向・傾斜を把握し、地すべり斜面と粘土層の傾斜方向の一致、不一致を確認できれば、コアに見られる不連続面が(1)で述べたようなすべり面の特徴をもっていた場合でもすべり面候補から除外することができる。このようにボアホールスキャナによる孔内観察がすべり面の絞り込みに有効である。

(3) すべり面を認定するための指標と手法

上述した手法より、すべり面を認定する際にチェックすべき項目と有効な手法について述べる。

基本的にはコア観察を詳細に行うことが最も重要であるが、項目によってボアホールスキャナから得られる走向傾斜が有効な手段となる(表-2)。地すべり斜面の傾斜方向に対して流れ盤であればすべり面の可能性が高くなり、受け盤であれば候補からは除外できる。層理面の走向傾斜が露頭観察等で明らかになっている場合は、コアでの層理面と不連続面の斜交関係から、粘土層の傾斜方向が推定できる場合もあるが、多くの場合、困難でありボアホールスキャナの活用が有効である。

ただし、すべりを示す条線や微細構造のない粘性土層であっても、地すべり斜面の傾斜

方向に対して流れ盤であれば、今後、すべり面として活動する可能性があることや、これらの指標を満たした場合でも、地すべり斜面の傾斜方向に対して流れ盤で正断層センスの微細構造をもつ断層破碎帯の可能性がゼロではないことなどに注意する必要がある。

表-1 すべり面を認定するための指標と手法

すべり面を示す指標	判定するために有効な手法
傾斜方向が流れ盤	ボアホールスキャナ画像 (堆積構造との斜交関係より判定できる場合もある)
面上の鏡肌・条線	コア不連続面上の観察
すべり方向が上盤の傾斜方向への移動を示す。	コア観察 ・条線の粗滑方向 ・条線方向の半割コアの断面観察
開口状況	ボアホールスキャナ画像
風化状況	コア観察

《引用・参考文献》

- (社)地すべり学会東北支部(2001):地すべり安定解析用強度決定法 -実務における新たな展開をめざして- pp.1~79
- 藤原(1976):訂版 地すべり調査と解析 pp.1~107
- 渡・小橋(1987):地すべり・斜面崩壊の予知と対策 pp.41-46.
- 中村・白石(1977):すべり面の形成と地すべり発生条件に関する一考察 土木技術資料,vol.19,no.5、p.23-28
- 国土技術研究センター(2010):改訂新版貯水池周辺の地すべり調査と対策 pp.1~277
- 脇坂・上妻・綿谷・豊口(2012):地すべり移動体を特徴づける破碎岩 四万十帯の地すべりを例として 応用地質,Vol.52, No.6, pp.231-247
- Skempton, A. W.(1967):The strength along Structural Discontinuities in Stiff Clays, Proc.Geotechnical Conf., Oslo, Vol.2, pp.29~46
- 井上・山田・田中・北川(2001):岡山県の三疊紀層に発達する野田地すべり地のすべり面の起源について 応用地質, Vol.42, No.2 pp.88-100
- 土木研究所資料 第4227号(2012):樹脂固定法によるすべり面標本の作製マニュアル(案) pp.1-18

定方位・高品質コアリング手法

村田 誠一(株)高知地質調査)・高野 邦夫・大内学(株)ダイヤコンサルタント)

1. はじめに

地質調査ボーリングは、地質の性状や不連続面の傾斜等の地質情報の取得を主目的として行われることから、コアの攪乱が少ないほどより正確な地質状況を把握することが可能となる。このため、高品質コアのサンプリング技術は近年著しく進歩している。一方で、現状のボーリング技術ではコア自体の方位が不明であることから、層理、断層等の地質不連続面の走向、傾斜を把握する必要がある場合には、一般にボアホールスキャナーを併用している。しかし、掘進中にケーシングを挿入しなければならない場合や細粒分による孔内水の濁りを容易に除去できない断層破碎部等の脆弱な地質区間ではボアホールスキャナーを適用することができないために、正確な地質情報を得ることができないという課題があった。

ここに紹介する「F I A X コアリング工法」は、ボーリングコアを定方位で高品質な状態で採取することにより、ボーリングコア自体から様々な地質不連続面の方位を測定可能とした掘削工法である。本工法は、実証試験を約 10 箇所で行い、実際に定方位コアをサンプリングするとともにボアホールスキャナーによる検証を行い、実用化に至っている。

2. 高品質・定方位コアリング

一般に高品質なコアを採取する目的でダブルコアバーレルが用いられているが、コアを収納する内管がベアリングによる自在回転構造となっているため、硬軟の急変箇所等で回転切削する外管と内管が供回りを生じることがあり、コアが回転して変形する等のトラブルがしばしば発生している。また、これまでの技術においては、掘進時にコアバーレル内管の供回りを防止し、コアを定方位でサンプリングする方法として、内管の回転履歴と捩じれを検出する方法、サンプリング直前に方位マーキングあるいは方位検出を行う方法等の様々な手法が考案されているが、いずれの手法も数 10m クラスの岩盤の連続コアリングでは実用化に至っていないのが現状であった。

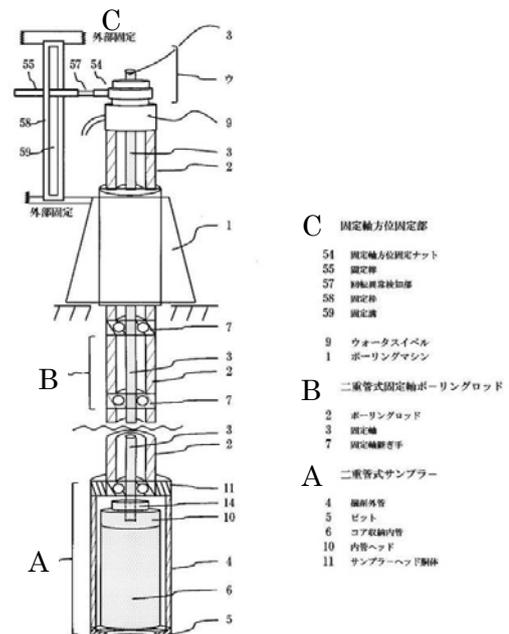
株式会社高知地質調査は、内管を一定方位

に制止させることにより乱れのない定方位コアを採取する手法として「F I A X コアリング工法」を開発した。本工法は独自に考案した「二重管式固定軸ロッド」及び「固定軸ダブルコアバーレル」によって内管を定方位に固定してサンプリングを行うため、定方位のコアを採取できるだけではなく、供回りによるコアの品質低下も防止できるため、断層粘土や地すべりのすべり面粘土等の脆弱部を不攪乱状態でサンプリングすることを可能としたものである。

3. F I A X コアリング工法(特許第 4609783)

本工法は、汎用ボ-リングマシンを使用し、二重管式固定軸ロッド及び固定軸ダブルコアバーレルにより定方位コアのサンプリングを行うものである(図-1)。

以下に F I A X 工法の特徴について述べる。



【定方位サンプリングの原理】

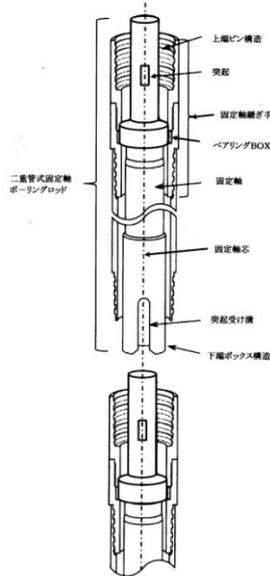
二重管ロッドの内管(B-3)を地上で自在な方位に固定(C)するとともにコアバーレル内管(A-6)と連結、一体化する。

二重管ロッド外管(B-2)及びコアバーレルの外管(A-4)を回転させてもコアバーレル内管が定方位に固定された状態に保たれているため、定方位のサンプリングが可能である。

図-1 F I A X コアリング工法概要図

(1) 二重管式固定軸ロッド

二重管式ロッドの供回り力による内管の捩れを抑制するため大口径で高強度の固定軸部材を選定し、複数連結されている固定軸が同一芯となるよう精密加工を施した。孔長 100 m で 5° 以内の方位誤差を目標として開発した装置である (図 - 2)。



【固定軸の構造】

固定軸の上下端をピン・ボックスとしており、外管のねじ連結と同時に固定軸も連結される。

図-2 二重管式固定軸ロッド概要図

(2) 固定軸ダブルコアバーレル

コアを採取・収納するダブルコアバーレルの内管を二重管式固定軸ロッドの内管と連結し、コアバーレル外管が回転した状態でも内管は固定された状態を保つ構造とした。

(3) 定方位コア採取の原理

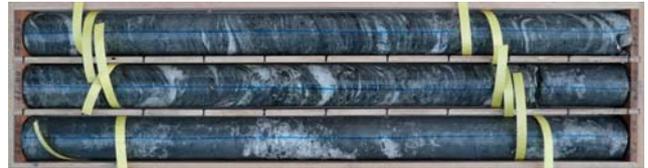
任意の方向に固定された二重管ロッド内管とダブルコアバーレル内管が連結 (同軸一体化) されているため、掘進中にロッド外管及びコアバーレル外管を回転させても、ロッド内管及びコアバーレル内管は回転しない構造であるため、コアを回転させることなくサンプリングすることを可能とした。さらに、ロッド内管を地上で任意の方位 (北) に固定し、コアバーレル内管中の収納ビニールチューブの青線を地上で固定した任意の方向 (北) に合わせることにより、任意の方向 (北) のコアを採取できるものである (図 - 3)。

(4) 課題

現装置はボ - リング口径 86mm に限定さ

れている。小口径とする場合には装置部材の強度低下が問題となり、大口径とする場合や適用深度をさらに深くする場合には装置部材の大型化、高強度化が課題となる。

現在、口径 116mm に対応できる装置を開発中であり、今後も多様な口径を開発する予定である。



泥質片岩及び破砕部



風化花崗岩及びびん岩

収納ビニールチューブの青線が北を示す

図-3 定方位・高品質コアの事例写真

4 . まとめ

F I A X コアリング工法により得られた高品質・定方位コアは、極めて乱れが少ないため地質状況を詳細に把握できると共に、従来の汎用ボーリングでは実現が困難であった以下のような利用法が考えられる。

層理面、地質境界、断層、節理、片理、変質脈等の地質不連続面の走向・傾斜、条線の方向等をコアから直接に測定可能
コアが不攪乱状態であるため、三軸圧縮試験等の力学試験試料として使用可能
コアの方位が明確であるため古地磁気測定試料として使用可能

亀裂の開口幅を問題とする地点にはボアホールスキャナーが優れるが、ボアホールが適用困難な硬軟繰り返し断層破砕部や地すべりのすべり面等の脆弱な区間の不連続面の方向を把握するためには F I A X コアリング工法は非常に有効であり、地質調査の高精度化、コスト縮減に大きく寄与すると考えられる。

【参考文献】

(社)全国地質調査業協会連合会 (2003) ボーリングポケットブック第 4 版 オーム社

2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(M7.0)で生じた 塩ノ平断層の断層露頭観察結果と考察

東北開発コンサルタント 橋本 修一

1. はじめに

2011 年 4 月 11 日発生 of 福島県浜通りの地震(M7.0)で出現した地表地震断層「塩ノ平断層」沿いに、時代未詳礫岩層の分布が確認された。断層露頭の観察結果を紹介する。

また、詳細立体地形斜度図の判読と現地踏査を相互補完することで、より精度のよい地質構造・地質分布の推定に役立てられる可能性を示す。

2. 塩ノ平断層の概要

4 月 11 日発生 of 福島県浜通りの地震発生後、震源域のいわき市遠野町綱木から同田人町旅人にかけての 10 数 km の区間で、西側低下の高角度正断層型の地表地震断層が確認された。

本断層は、活断層として知られた 2 条の井戸沢断層(中田・今泉編, 2002)のうち西側のトレースにほぼ沿って出現したもので、すでに記載されていた井戸沢断層(竹貫図幅, 1973)とは別個のものとして、塩ノ平断層(石山他, 2011)と仮称された。

なお、井戸沢断層沿いに今回の地震による新たな変位は確認されていない。

3. 断層露頭付近の地質分布

今回紹介する断層露頭は塩ノ平集落の南東約 250m の東流する沢の右岸側に位置する。周辺一帯は、塩基性岩あるいは泥質・砂質岩を源岩とする片岩からなる御斎所変成岩類が広く分布する(図 - 1)。また、花崗質深成岩類として宮本、田人、鮫川の各複合岩体がそれぞれ露頭の北方、南方、西方に分布する。これら基盤岩類を不整合に覆って新第三系中新統・五安層(砂礫質岩と泥質岩からなる)が不規則に分布する(竹貫図幅, 1973 など)。

4. 断層露頭の観察結果

沢から南方には、NNW-SSE 走向、西高角度傾斜・西側 2m 落下の断層露頭が連続している。断層面には、周囲の変成岩類とは明らかに異なる新期の礫岩層が張り付くように分布し、表面に明瞭な条線が確認された。礫岩層の基質は淘汰の悪い泥質砂岩で、まれに花崗質深

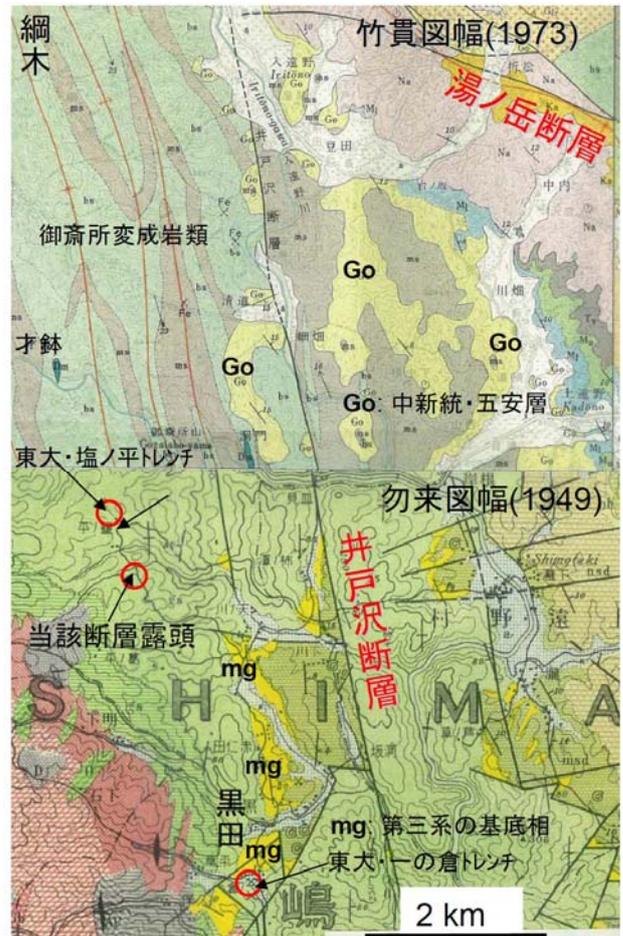


図 - 1 塩ノ平断層周辺の既存地質図

成岩類の複合岩体起源と思われる花崗岩類～斑レイ岩の円礫を含む。岩相は五安層基底部に類似するが対比は不明である。なお、同様の礫岩層は東大・塩ノ平トレンチ内及びその近傍でも確認されている(石山他, 2012)。

2 月、断層面から礫岩層が厚さ数 cm 剥落し、径 10cm の角閃石斑レイ岩の扁平な円礫が埋め込まれるように配置しているのを確認した。同円礫の周囲にはガウジが高密度に形成され、礫の移動による擦痕も複数方向認められる(図 2)。

当該礫以外の円礫(pebble～cobble)の扁平面も、当該礫と同様に断層面に平行していることから、礫を含む周囲の礫岩層全体が、礫の回転・再配列を含む複数回にわたる断層活動の影響を受けているものと推定される。



図 - 2 塩ノ平断層面上に分布する礫岩層

5. 詳細立体地形斜度図の活用と礫岩層の分布範囲の推定

10mDEM を用いた立体地形図の活用例として、大局的な地質分布の違いが山地斜面の傾斜度の違いによく反映される例が知られている。当該地域において、より精度を向上させた 2mDEM に基づく塩ノ平断層沿いの傾斜度図により、2011 年 4 月 11 日に生じた地震断層の詳細なトレースと微地形が極めて精確に表現された(黒澤他, 2012)。

今回、2 mDEM の立体地形図と照し合せて現地調査を行なった結果、上述した礫岩層は、

変成岩類からなる山地にあって、やや傾斜度の緩い凹地状の地形にこれら堆積層が分散して小さく分布するようである。また、上記の地形的特徴を有する箇所は、井戸沢断層、塩ノ平断層及び既存地質図には記されていない同方向の断層が示唆されるリニアメントを境に西側に広く分布する傾向にある。

いずれの分布も凹地の東縁を直線的に画されることから断層の存在及び堆積層堆積以降にも累積的な活動があったことを示唆するものである。

6. おわりに

礫岩層の年代特定など課題が多いが、塩ノ平断層沿いに分布する同礫岩層の変形について一定の知見を得ることができた。

高精度の立体地形斜度図は、詳細な地質調査における地表踏査の相互補完という意味での活用も期待される。

文献

- 1) 中田高・今泉俊文編 (2002), 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会
- 2) 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伴う地表地震断層について(第 2 報)
http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/
- 3) 加納博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・蟹沢聰史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤茂・一色直記(1973)竹貫地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所
- 4) 渡辺久吉・佐藤源郎(1949)7 万 5 千分の 1 地質図幅「勿来」ならびに説明書, 地質調査所
- 5) 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志 (2012)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のトレンチ掘削調査(速報)公益社団法人日本地震学会ニュースレター, vo.23, no.5, p.36-39.
- 6) 黒澤英樹・楳原京子・三輪敦志・佐藤ふみ・今泉俊文・宮内崇裕・橋本修一・中島秀敏・白澤道生・内田淳一(2012): 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層 いわき市田人町塩ノ平における露頭観察とボーリング調査(速報), 活断層研究, 36 号, pp.23-30.

国道45号 石巻市成田地区 3.11 震災による斜面崩壊機構と対策工

株式会社 復建技術コンサルタント 小林俊樹・大友伸一・天谷香織

はじめに

斜面崩壊は、国道45号石巻市成田地区において発生した。崩壊箇所は、北上川左岸の攻撃斜面に当たり、地質は三疊紀 伊里前層 砂岩・粘板岩互層からなり、構造はN20W40Eと斜面では受け盤構造をなしている。崩壊発生は、3.12の深夜であり、3.11地震とは約34時間のタイムラグがある。崩壊規模は当初幅100m、高さ60m程度であったが、次第に拡大し、5日後には高さ90m程度までに及んでいる。

本論では、崩壊状況、崩壊機構ならびに対策工選定について報告する。

1 崩壊発生状況

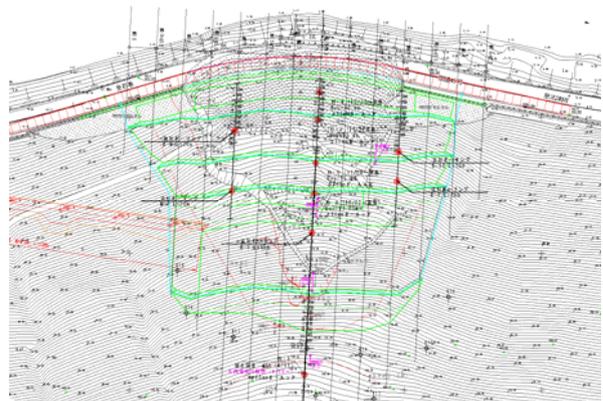
「崩壊経緯」

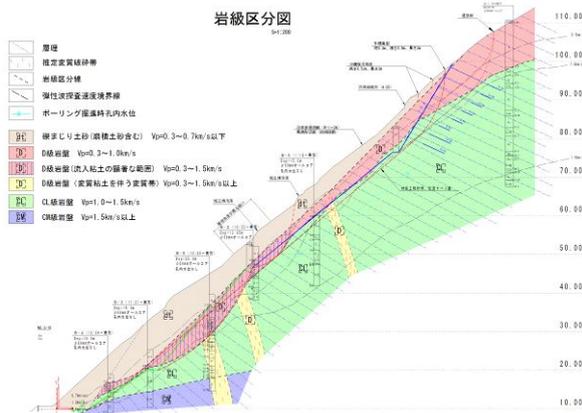
- ・ H23.3.11(金)14:46 東北地方太平洋沖地震(M9.0)発生。石巻市相野谷震度6弱。
- ・ H23.3.12(土)深夜 R45 67.1kp付近で斜面崩壊発生(土砂は道路を塞いでいない)。
- ・ H23.3.13(日)0:30頃 崩壊発生(地震発生約34時間後)このタイムラグの間に顕著な降雨はない。震度4程度の余震は1回発生。
- ・ H23.4.23(土)日雨量31mmの降雨。崩壊が幅100m×高さ60mから幅100m×高さ90mまで拡大。



2 崩壊機構

当該斜面の地質は砂岩・粘板岩の互層からなる。ボーリング調査などの結果から、表層は風化が進行し、緩んだ状態にあることが確認された。こうした岩盤の緩みは、北上川の攻撃斜面に位置してことも影響していると考えている。





崩壊機構は、土砂化した緩み岩盤が地震動を誘引として、斜面末端で発生した崩壊が背後へ波及した後方後退型の崩壊と判断した。

3 対策工の選定

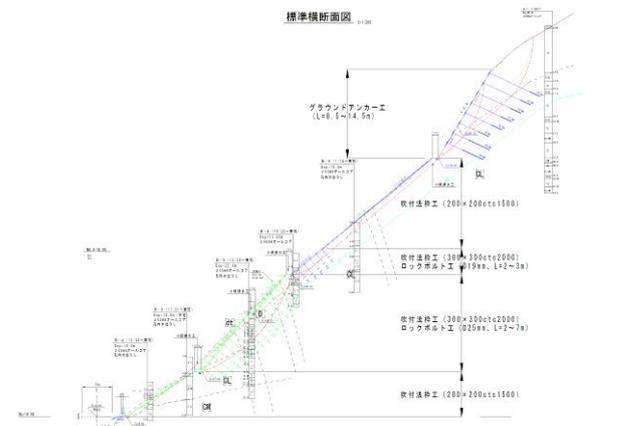
対策工は、以下の点を考慮して、決定した。
 滑落崖上部斜面の安定をまず図り、後方後退を阻止する。
 崩壊末端の土砂撤去は、崩壊が拡大するので実施しない。土砂撤去は斜面上部から行き、順次切り下げる。
 施工の安全確保のため、頭部排土は無人掘削機械を使用。
 斜面上の崩積土砂は非常に不安定で、すべて除去。
 掘削施工時は、動態観測を実施し、施工時の安全確保を図る。
 施工と並行して法面スケッチやボーリング調査を行い、対策工の妥当性を順次検証しながら、必要に応じて修正設計を行う。

道路の供用に際しては、警報装置付きの動態観測システムを稼働させる。

対策工：切土+抑止工

- ・ 上部斜面：1:0.6 で切土整形、グラウンドアンカー工 (@3.0m, 6段)+軽量受圧板、モルタル吹付工 (t=10cm)
- ・ 下部斜面：最下段および終点側 3 段目までは 1:0.8 で切土整形し、それ以外は 1:1.0 で切土整形(計画安全率 $F_{sa}=1.20$ を確保)。安定勾配 (1:1.2) 不足分はロックボルト工により表層地山の補強を行う。切土面は風化浸食防止を目的として、全面に植生基材吹付工 (t=6cm) を施す。

(以上)



北上山地の花崗岩地盤は本当に安定か？

東北大学理学研究科地学専攻 遅沢壮一

花崗岩の褶曲についての元論文は、Soichi Osozawa, Chin-Ho Tsai, John Wakabayashi, 2012, Folding of granite and Cretaceous exhumation associated with regional-scale flexural slip folding and ridge subduction, Kitakami zone, northeast Japan. Journal of Asian Earth Sciences, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.023> である。なお、朝日新聞による大船渡の津波写真も使用したせいか、17MB と重く、メール添付できない。要旨と図は下記です。<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912012002398>

南北北上山地とも花崗岩はスレート劈開の形成とほぼ同時に貫入しているが、基本的に非変形とされていることが多い。そうであるならば、花崗岩地盤は安定であるとするのも一理ある。これらは大島造山運動の 1 表現であるが、しかし、北上山地の構造は必ずしも明確でなかった。

北上巡検の際、大船渡の長部海岸で、気仙川花崗岩が褶曲しているのを発見した。これは、ほぼ正立であるが、北東フェルゲントの非対称褶曲の一部である。ステレオ解析でも、これが構造的褶曲であることを示している。褶曲は軸面フォリエーションを伴っていて、鏡下では、黒雲母の定向配列がそれを定義している。圧力条件は、どの花崗岩体でも 5km 程度であるが、温度は岩体に近づく程、高くなる。泥岩には、黒雲母を含む特徴的な変成鉱物が、このように生じているが、これらも基本的に南北性のフォリエーションを成している。片状花崗岩は必ずしも稀ではなく、少なくともそのような花崗岩は構造的に強く変形していることになる。

北部北上山地では褶曲は倒れているが、南北北上山地とも、一次背斜の軸に向かう二次の非対称褶曲を伴うフレキシユラルスリップ褶曲が基本的な大構造で、強いスレート劈開を軸面劈開として伴っている。特に逆転翼には、脆性断層を伴っていることが多く、これらは弱線として作用する。

宮古層群は傾斜した不整合で、変形した花崗岩を含む基盤岩を覆い、これが大島造山運動を表している。従って、それ以降は、変形

していると言っても、安定しているとして良い。

しかし、直後に、左横ずれのトランスフォーム断層が生じていて、これらは特に阿武隈山地では現在まで再動して、一部は活断層となっている。北上山地の断層も、これらは花崗岩も切るが、当然、再動するはずである。

一方、鵜の巣断崖など、三陸海岸には最大標高 200m に及ぶ、明瞭な海岸段丘が見られる。そのような隆起は大地震に伴ってなされたと考えざるを得ない。ところが、今回の地震では、三陸沿岸は沈降し、沈降は上記の考えと矛盾する。筆者は間もなくリバウンドして、隆起転じると考えたが、その兆しは無い。そこで、次のように考えた。海溝より内陸側で起きる別のタイプの巨大地震がある。結果的により短時間で津波が到達する未知の巨大地震こそが三陸海岸を隆起させ高位段丘を生じた。後出しじゃんけんするよりも、あり得ることを主張することは、有益と考えて、このような仮説を述べさせて頂いた。

いずれにせよ、断層や劈開に沿っての再動の可能性がほとんどないとしても、花崗岩を含む北上山地が、今回の地震のように、強震動に見舞われるのは疑いなく、北上山地の花崗岩地盤の強度は、大型精密機器の設置に、十分と言いきるのは暴論であると言わざるを得ない。



地震で発生した人工地盤の変状 (盛土崩壊の事例紹介)

基礎地盤コンサルタンツ株式会社 西 俊憲

1. 東日本大震災で発生した盛土崩壊の概要

東日本大震災の発生に伴い人工地盤である盛土(駐車場として使用)を中心に変状が発生した。変状が発生した盛土は沢部を埋め立てて造成され、施工後10年以上が経過していた。変状は谷埋め盛土全体で発生し、幅80m、奥行き25mに及んでいた。路面の沈下や亀裂の発生、埋設物や付帯施設が変形するなどの被害が発生した。盛土法肩部では崩壊が発生し、崩壊に伴い発生した土砂が多量の水とともに流出し、道路を閉塞する被害が発生した。さらに時間の経過とともに盛土細粒分が流出し、変状範囲が拡大するなどの被害が発生した。(図-1、写真-1~写真-4参照)

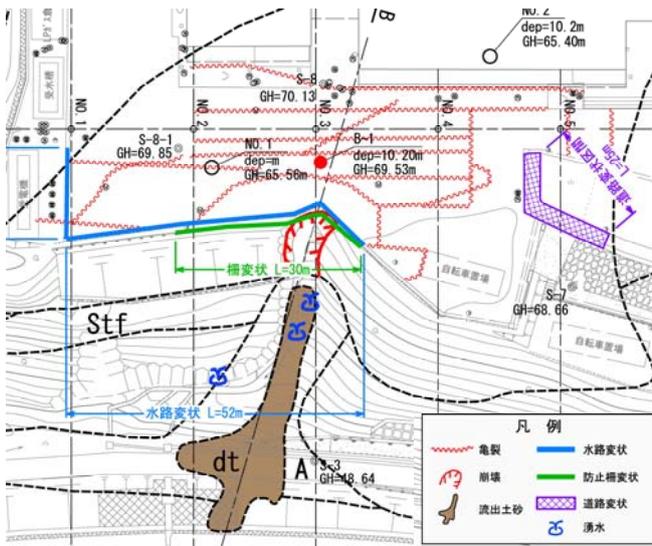


図-1 被害発生状況図



写真-1 路面沈下状況 写真-2 表層崩壊



写真-3 構造物の変状 写真-4 亀裂発生状況

2. 地形地質の概要

今回被害が発生した盛土は標高200m前後の緩やかな丘陵地の一部を造成して作られている。丘陵地は新第三系中新統の白石層に属する凝灰角礫岩と軽石凝灰岩で構成されている。人工地盤は旧沢筋を造成に伴い発生した現地発生土(白石層を掘削して発生した礫混じり砂質土)で埋め戻した盛土で構成されている。盛土と地山の境界付近には湧水が見られ、現在も旧谷地形に沿って地下水が供給されていることが伺えた。(図-2参照)

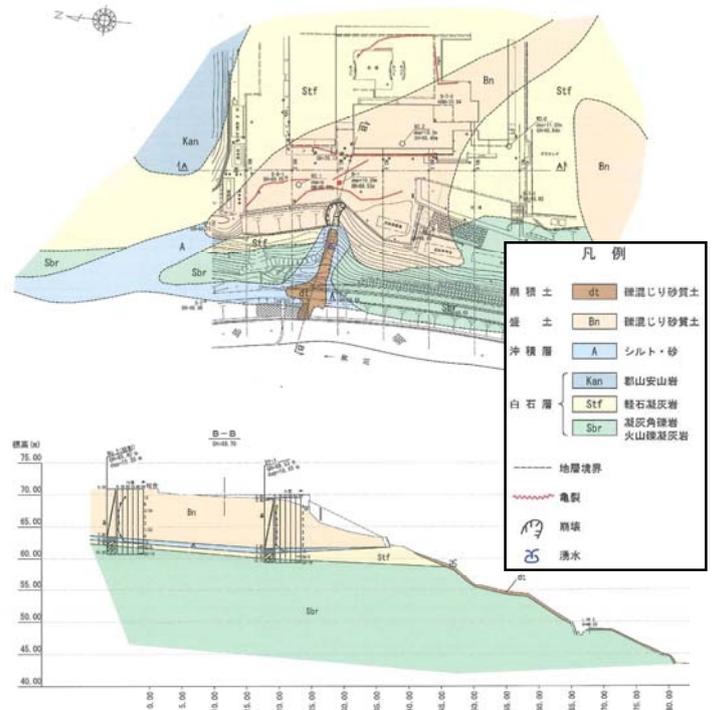


図-2 地質平面図および断面図

3. 崩壊機構

3.1 崩壊の素因

(1) 地下水で飽和された盛土

盛土の層厚は8mであり、造成時に発生した礫混じり砂質土が盛土材として使用されていた。盛土内で簡易動的コン貫入試験を実施した結果、深度2.0m付近を中心に強度低下する傾向が見られた。(図-3参照)盛土は沢部を埋め立て造成されているため、長期間にわたり地下水が供給されて飽和状態にあったと推定される。このため地震発生に伴い細粒分主体の盛土材で構成され、地下水が飽和状態にあ

った深度 2m 付近の強度が短期間に低下したと推定する。工事に伴い盛土を 3m 掘削した結果、深度 2.5m~3.0m 付近で地下水が分布し、広い範囲で強度低下が確認されている。

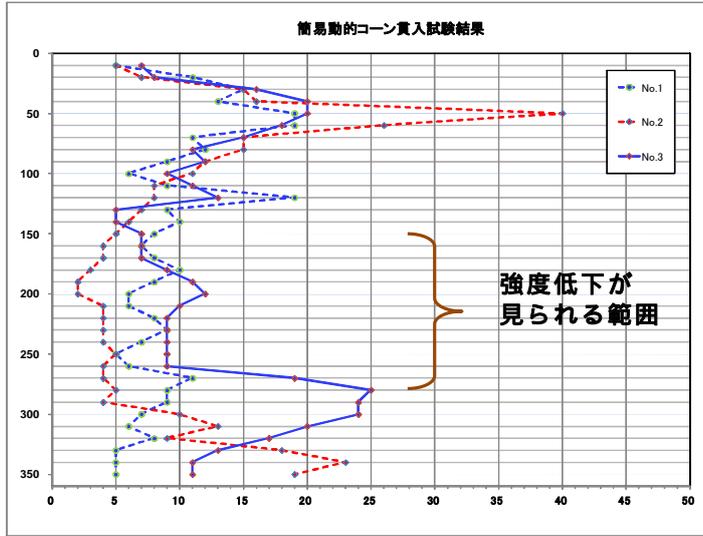


図-3 簡易動的コーン貫入試験結果

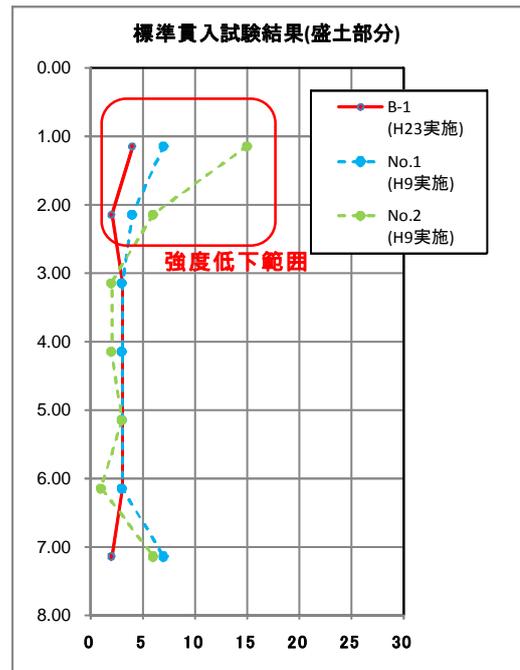


図-4 標準貫入試験結果

3.2 崩壊の誘因

地震発生に伴い大きな外力が発生し、谷埋め盛土の一部で崩壊が発生した。崩壊に伴う土砂流出により、地震に伴う強度低下が発生した範囲を中心に盛土の変形が拡大したと推定される。さらに地震時に盛土内設置された水道管が破裂し、盛土内に水道水が供給されたことにより崩壊とともに盛土材が流出し、空洞や沈下が発生し、被害を拡大させたと推定する。

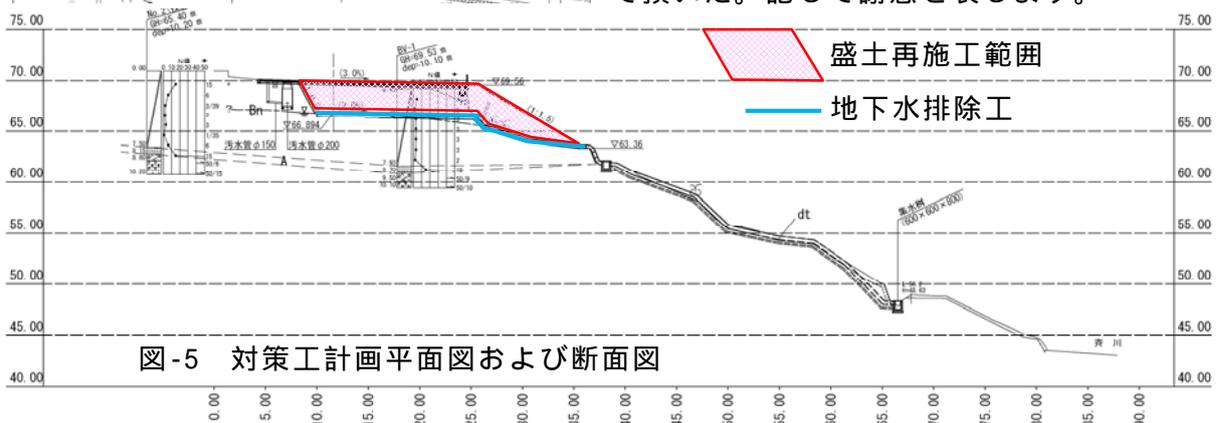
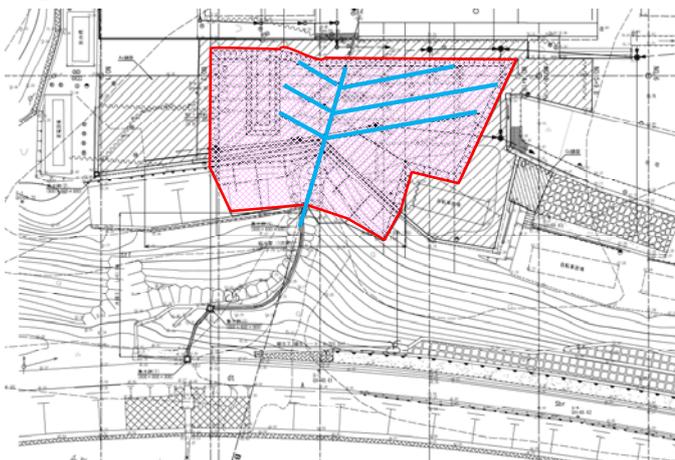


図-5 対策工計画平面図および断面図

4. 提案した対策工 (図-5 参照)

4.1 盛土の再施工

地震に伴い変形し、緩んだ範囲の盛土を撤去し、再度盛土を施工することを計画した。深度方向については地震前後で強度が低下(緩んだ)した範囲まで撤去・再盛土を計画した。強度低下の範囲は地震前後で実施した標準貫入試験結果より決定した。(図-4 参照)

4.2 地下水対策

谷埋め盛土であるため、周囲から地下水が集まりやすい。また、地下水の影響で盛土材の強度が低下することも確認されているため、盛土内に地下水排除工を計画した。地下水対策としては浅層部(地表 2~3m 程度)の地下水を対象に盛土内に暗渠工を施工し、地下水を排除する計画とした。

5. おわりに

2012年7月現在復旧工事を実施している。年度内に工事は完了する予定である。

6. 謝辞

宮城県大河原土木事務所より資料を提供して頂いた。記して謝意を表します。

空洞充填前後における A E モニタリングシステムの構築

日本大学工学部 研究員 田野久貴
 東海大学海洋学部 藍檀オメル
 琉球大学工学部 渡嘉敷直彦

1. はじめに

地盤に突然大きな穴が開く、いわゆる「陥没」問題は、国内外を問わず多く発生している。素因は廃坑を始めとした何らかの理由による「空洞」の存在と、誘因は様々考えられるが地震動もその一つである。平成 23 年 3 月 11 日の東日本大震災と一連の余震によって、宮城県から茨城県にかけて 300 余の陥没が発生した。一部を調査したが、田んぼなどでは噴砂も伴う場合があり、一見液状化と見誤るようなケースも見られた。これらはかつての石炭や垂炭採掘跡の廃坑周辺に多く発生し、注目すべきは、これらの多くは繰り返し陥没している点である。幸い人的被害は無かったようで社会的関心は薄いだが、災害の一つとして日頃より十分な配慮がなされるべきであろう。これらの対策としては「充填工法」が有効と考えられるが、その効果を何らかの方法で確認することが望ましい。本文では A E による方法を試みている。

2. 充填による陥没対策工

土砂投棄などの単なる埋め戻しではなく、人家、道路近傍や学校などの公共施設周辺などでは根本的な対策が必要であろう。そのためには空洞を「埋め戻す」方法が最善である。しかし、その土量、すなわち経費は膨らみ地上をすでに利用している場合は事実上この方法は困難である。そこで、例えばスラリーを圧入する「充填」が実施されている。空洞に単に充填するのでは不経済となるので、対象地域を絞りその周辺に、まず充填材による「壁」を作り、その中を充填する限定充填方式が採用されている。一方、既存の空洞を充填するのであるから、それ以前に比べて周辺の地盤はより安定化するはずであるがこれを確認する方法が確立されているとは云えない。そこで本研究では A E の利用を試みている。

3. A E による充填空洞モニタリングの事例¹⁾

用いた A E システムの基本は A E・A D 法²⁾である。これは、A E 波をパルスに置き換えカウントするという簡易的なものである。事例は、具志川城趾（沖縄県糸満市）の基盤下の空洞対策工（図 1）である。岩盤には A, B の二

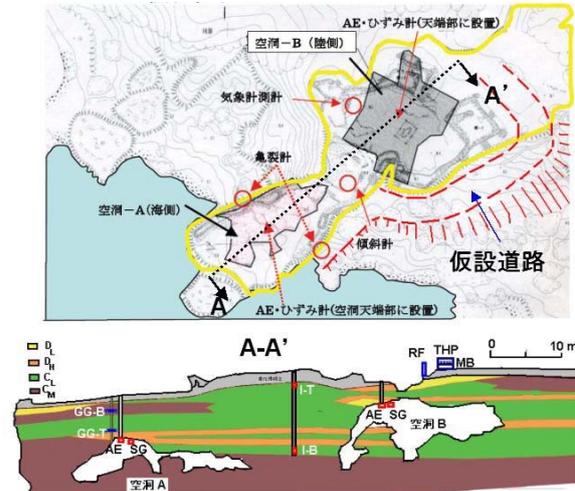


図 1 具志川城趾の二つの空洞 (A, B)¹⁾



図 2 海蝕空洞天端に設置した密閉型 A E 装置

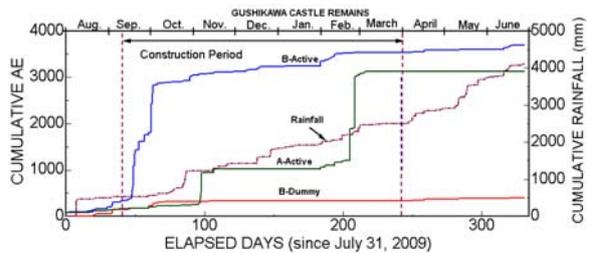


図 3 昼夜間の A E イベント計測結果¹⁾

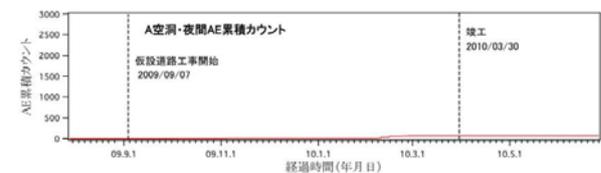


図 4 夜間だけの A E イベント (A 空洞)¹⁾

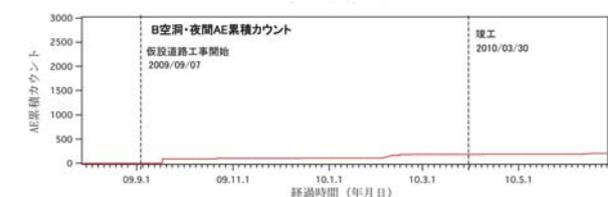


図 5 夜間だけの A E イベント (B 空洞)¹⁾

つの大きな海蝕空洞が海側に開口し、部分的にかぶりの浅いところは2～3m程度であった。この城趾は史跡として整備の予定があり陥没等が懸念された。そこで開口部をふさぐ形で海側に人工岩壁を構築し充填が実施された。この空洞は大きく内部に立ち入ることが可能であったため、ステンレス製のケース内に、センサー・アンプを密閉しA、B両空洞の天端に取り付けた(図2)。DC電源と信号ケーブルはボーリング孔を通して地上に引き出され、ロガーに接続される。計測結果を図3～5に示す。充填の前からAEの計測がおこなわれたが、人工岩壁施工に伴う工事による多くのノイズの発生が認められる(図3)。そこで、主として夜間のAE発生状況に注目し整理した。その結果を図4と5に示す。充填後はAEの発生が減少していることが観察される。なお、本システムのAE発生状況は、施工中の崩落懸念の管理にも利用された。亀裂計、傾斜計などの計測器も併せて計測された。

4. 今後の展望(孔内AEモニタリングシステムの開発)

前述の報告¹⁾は空洞内に立ち入れる事例であったが、廃坑規模が小さくまた部分閉塞などによって空洞内に立ち入れない場合がほとんどである。さらに廃坑のような空洞は無数に存在し、必ずしも存在が明らかになっているとは云えないようである。したがって、これらすべてに充填などの対策を施工することは実質困難である。次善の策はとして、例えば1)空洞周辺にボーリングする、2)ボーリング孔を利用してAEを計測する(孔内AE装置)という方法が一つの選択肢と考えられる。多く実施した場合は発生状況によっては施工の優先順位のデータともなる。

ボーリング孔内から空洞底部にウエーブガイドとしての鋼棒を立ち上げ、その後端(地上)にAEセンサーを設置する方法もすでに実施されて一定の成果が報告³⁾されている。この方法では充填の際もAE計測システムは外乱を受けにくく、AE装置は回収可能という利点もある。一方、空洞周辺ではその頂部(天端)付近で最もAEの発生が期待される。そこで、その天端付近のボーリング孔壁にAEセンサーを固定し、また、その位置を自在変えられる事が望ましい。そこで、図6に示すような孔内AEモニタリング装置を開発中である。同図には、AEアンプは省略してある。重錘を引き上げることでAEセンサーは

孔壁から離脱し、移動させることが可能であるから、深度を変えまた、ボーリング孔も変えることが出来る。空洞のモニタリングだけでなく充填の効果を確認するには、充填後も装置を固定して計測を継続すればよい。この方式では、より敏感に充填前後のAE挙動の差異の観察が期待されるが、装置は埋め殺しとなるため、極力経済的に構築する必要がある。また、充填の妨げとならないようにするためには装置の小型化が要求される。図6とは異なる形式の開発が必要であろう。

前述したように設置回収が自在であれば、充填の必要性の有無(空洞の安定・不安定の判断材料)という点から事前調査にも利用することが考えられ、これが開発の主目的である。充填後にも使用するというはその応用と位置づけられる。まとめは以下である。

- 1) 充填前後のAE計測事例では、充填前より充填後はAEカウントがやや減少した。
- 2) 充填の前後で明瞭なAEカウントの差異を得るには、空洞天端近傍へのセンサー配置が望まれる。
- 3) 上記の目的のためには、移動可能で小型かつ経済的な孔内AE装置が望まれ、現在開発中である。

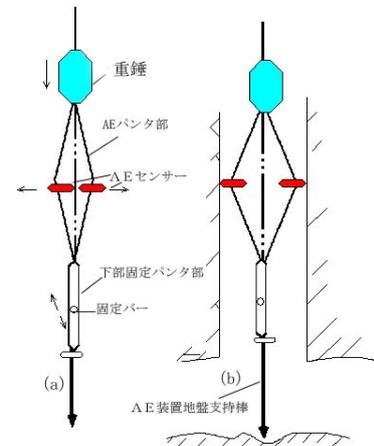


図6 ボーリング孔内用パンタ方式のAE装置概念図

参考文献

- 1) 名古屋産業科学研究所: 具志川城趾周辺岩盤の充填前後における岩盤挙動のモニタリング成果報告書、2011年11月、36p.
- 2) 田野久貴: AE(アコースティック・エミッション)と地盤工学への適用、技術手帳、pp.65-66、地盤工学会誌、58、2010、3月.
- 3) 日進竹の山南部地区地盤安定度評価委員会: 技術資料日進竹の山南部地区地盤安定度評価委員会: 技術資料NO.1、14P.

**一般社団法人日本応用地質学会 東北支部
第 20 回研究発表会講演集**

平成 24 年 7 月 20 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.jseg.or.jp/tohoku/>
