

日本応用地質学会 東北支部

第 16 回研究発表会講演集

2008年7月18日

日本応用地質学会

東北支部

# 日本応用地質学会東北支部 第16回 研究発表会プログラム

開催日：平成20年7月18日

会場：仙台市メディアテーク(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(太田)
- 発表(午前の部) ……(座長：石井、副座長：渡辺)
- 10:10～10:25 モルタル吹付法面の崩落と背面調査事例  
○阿部大志、高橋裕樹、鈴木常正、中村芳貴、鈴木達也(国際航業株)
- 10:25～10:40 事例に基づいた落石監視システムの検討  
○山田隆宏、鶴原敬久、能見忠歳、宮良圭一、三嶋昭二(応用地質株)  
瀧田洋一(青森県下北地域県民局地域整備部)
- 10:40～10:55 地下水位低下影響解析の1事例～道路切土の場合～  
○今野隆彦((有)ジオプランニング)
- 10:55～11:10 井戸の適正揚水量決定方法について  
○飯塚康太、森 一司(農林水産省東北農政局)
- 11:10～11:25 トンネル工事で発生する重金属等含有掘削土砂対策について  
○五十嵐一之(東北地方整備局能代河川国道事務所)
- 
- 11:25～12:30 (休憩、昼食)
- 

## 特別講演 司会：事務局(菖蒲)

- 12:30～14:00 南部北上古陸の形成とその発展－南部北上帯の地質構造発達史－  
永広 昌之 氏 (東北大学総合学術博物館館長)
- 

- 14:00～14:10 (休憩、昼食)
- 

## 発表(午後の部) ……(座長：銭谷、副座長：小林)

- 14:10～14:25 名護断層を含む沖縄本島のNE-SWおよびNW-SE活断層系と琉球層群の層序・段丘(岩手宮城内陸地震、荒砥沢ダム、および花山～鳴子の簡単な報告を含む)  
○遅沢壮一(東北大学大学院理学研究科)
- 14:25～14:40 岩手・宮城内陸地震における土砂災害の地質工学的特徴(速報)  
○畚野 匡(日本工営株)
- 14:40～14:55 荒砥沢ダム北側の大規模地すべり周辺の地質について  
○菖蒲幸男、飛田健二、三嶋昭二(応用地質株)
- 15:55～15:20 -速報- 岩手・宮城内陸地震後の鬼首寒湯地区の再陥没  
○中里俊行((有)ジオテクノ中里産業)  
今野隆彦、初貝隆行((有)ジオプランニング)  
奥田勝三(水文地質ロゴス)

## 「平成20年岩手・宮城内陸地震」に関する総合討論 座長：代表幹事(高見)

- 15:20～16:40 話題提供 森 一司氏(東北農政局)：「荒砥沢ダムの地質と地震後の安定性について」  
橋本修一氏(東北電力株)：「地表断層のトレースと構築物被害」

## 閉 会

- 16:40 閉会
- 16:40 副支部長挨拶(橋本)

## 懇親会

- 17:00～19:00

日本応用地質学会 東北支部

第 16 回研究発表会講演集

2008年7月18日

日本応用地質学会

東北支部

# 目 次

日本応用地質学会東北支部 第16回 研究発表会

## 特別講演

南部北上古陸の形成とその発展—南部北上帯の地質構造発達史—

・・・・・・・・・・・・・・・・ 1

永広 昌之 氏 (東北大学総合学術博物館館長)

## 発 表

① モルタル吹付法面の崩落と背面調査事例 ・・・・・・・・・・・・・・・・ 2

○阿部大志、高橋裕樹、鈴木常正、中村芳貴、  
鈴木達也(国際航業株)

② 事例に基づいた落石監視システムの検討 ・・・・・・・・・・・・・・・・ 4

○山田隆広、鶴原敬久、能見忠歳、宮良圭一、  
三嶋昭二(応用地質株)  
瀧田洋一(青森県下北地域県民局地域整備部)

③ 地下水位低下影響解析の1事例 ～道路切土の場合～ ・・・・・・・・・・・・・・・・ 6

○今野隆彦((有)ジオプランニング)

④ 井戸の適正揚水量決定方法について ・・・・・・・・・・・・・・・・ 8

○飯塚康太、森 一司(農林水産省東北農政局)

⑤ トンネル工事で発生する重金属等含有掘削土砂対策について ・・・・・・・・・・・・・・・・ 10

○五十嵐一之(東北地方整備局能代河川国道事務所)

⑥ 名護断層を含む沖縄本島の NE-SW および NW-SE 活断層系と琉球層群の層序・段丘  
(岩手宮城内陸地震、荒砥沢ダム、および花山～鳴子の簡単な報告を含む)

・・・・・・・・・・・・・・・・ 12

○遅沢壮一(東北大学大学院理学研究科)

⑦ 岩手・宮城内陸地震における土砂災害の地質工学的特徴(速報)

迫川・三迫川の土砂災害について ・・・・・・・・・・・・・・・・ 14

○畚野 匡(日本工営株)

⑧ 岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢地区地すべりの地質学的観点からの考察

・・・・・・・・・・・・・・・・ 16

○菖蒲幸男、飛田健二、三嶋昭二(応用地質株)

⑨ –速報– 岩手・宮城内陸地震後の鬼首寒湯地区の再陥没 ・・・・・・・・・・・・・・・・ 18

○中里俊行((有)ジオテクノ中里産業)

今野隆彦、初貝隆行((有)ジオプランニング)

奥田勝三(水文地質ロゴス)

## 南部北上古陸の形成とその発展—南部北上帯の地質構造発達史—

永広 昌之 (東北大学総合学術博物館)

北上山地の先第三系は、西側より、南部北上帯(従来の早池峰構造帯を含む)、根田茂帯および北部北上帯(西側の葛巻—釜石亜帯と東側の安家—田野畑亜帯に細分)に区分される(永広ほか, 2005)。

南部北上帯は南部北上古陸(Ehiro and Kanisawa, 1999)を構成していたもので、沈み込み帯深部での約5億年前の付加体起源の高圧型変成岩類の形成、オルドビス紀前期の沈み込み帯の塩基性—超塩基性岩類からなる早池峰複合岩類の貫入・噴出、440Maの氷上花崗岩類・正法寺閃緑岩の貫入などにより古生代前期に大陸基盤をもつに至った。南部北上帯のシルル紀～デボン紀サンゴ化石群集は、オーストラリア東部の群集と最も類似し、ついで中国南部のそれに似る(Kato, 1990)。したがって、南部北上古陸が誕生した沈み込み帯は、オーストラリアに近い Gondwana 大陸北縁ないしその近辺の大陸の縁辺にあったに違いない。シルル紀～デボン紀のサンゴ化石群集にみられたオーストラリア東部との類似性は石炭紀初期まで続くが、その後石炭紀前期の鬼丸層中の群集ではテチス型へと変わり、中国南部の群集との強い類似性を示すようになる(Kato, 1990)。南半球にあった Gondwana 大陸の回転運動にともない、その東端にあったオーストラリアはデボン紀ころから南進を始めたが、南部北上古陸は、中国南部や東南アジアなどととも、赤道周辺にとどまり、オーストラリアから分離したと考えられる(Ehiro and Kanisawa, 1999; Ehiro, 2001)。また、南部北上帯のシルル系～最下部石炭系には地域ごとに層序や岩相に違いがあったが、鬼丸層堆積時には全域で均質な岩相構成となり、差はほぼなくなった。

ペルム系は泥岩、砂岩、礫岩、石灰岩などからなり、石炭紀まで続いた火山活動はほぼ消滅した。以降白亜紀初期に再び島弧火成活動が始まるまで、南部北上帯は非活動的大陸縁辺の造構環境にあった(箕浦, 1985)。三畳系～ジュラ系は浅海成、一部陸成の碎屑岩類からなり、いくつかの堆積間隙をはさんでいる。また、三畳紀後期以降は、現在の方位で NNE-SSW 方向に配列する3列の堆積盆、東から、東列、中列および西列に分かれている。そのそれぞれで層序や層厚が異なるが、堆積の中心は西側から東側へと移動したと考えられる(滝沢, 1977)。この3列の地帯は白亜紀初期の褶曲時相において向斜へと転化することになる。

根田茂帯は、せん断された緑色岩や碎屑岩などを主体とし、チャートを含む。デボン紀の緑色岩は海洋底玄武岩や海洋島玄武岩起源である(濱野ほか, 2002)。これらは付加体起源と考えられ、碎屑岩から発見された前期石炭紀放射虫から石炭紀付加体と考えられている(内野ほか, 2005)。根田茂帯古生代付加帯は南部北上古陸へ付加したものと思われるが、両者の関係はよくわかってはいない。

北部北上帯はジュラ紀付加体からなるが、構成岩類の違いから、西側の葛巻—釜石亜帯と東側の安家—田野畑亜帯に区分される。葛巻—釜石亜帯では、異地性岩体として、後期石炭紀の玄武岩—石灰岩、後期石炭紀のチャート、ペルム紀の含フズリナ石灰岩、ペルム紀—三畳紀のコノドントを含むチャート、ごく少数ではあるが中生代石灰岩などがある。一方、安家—田野畑亜帯では古生代の異地性岩体は知られておらず、沈み込んだプレートは相対的に若い可能性がある。北部北上帯全体としては、付加体の年代は東方に若くなるが、付加後の大規模な褶曲による繰り返しもある。

白亜紀初期には激しい島弧火成活動があり、その後花崗岩類の貫入をうけた。この火成活動は南部北上古陸のみならず、周辺のジュラ紀付加体にもおよんでおり、南部北上古陸と北部北上帯ジュラ紀付加体との接合は白亜紀前期にはすでに終わっていた。前期白亜紀には強い構造運動もあり、北上山地の地層群は東西方向に強く圧縮されて褶曲した。また、東北日本全域に多くの北北西—南南東方向の直線的な左横ずれ断層が形成された。北上山地の土淵—盛断層・日詰—気仙沼断層、阿武隈山地の双葉断層・畑川断層・棚倉断層などがそれで、その総変位量は数100kmに達する(大槻・永広, 1992)。おもな活動時期は白亜紀であるが、東の土淵—盛断層・日詰—気仙沼断層から双葉断層・畑川断層、さらに西方の棚倉断層へと、次第に新しくなる傾向がある。白亜紀花崗岩類の年代は、南部北上帯と阿武隈帯を境する畑川断層(構造線)を境に、東側では120-110Maで西側ではおもに100-90Maである。北上山地では、花崗岩類は上記の断層や構造帯の境界を切って貫入しており、ほとんど変形していない。一方、阿武隈山地東縁では120-110Maの花崗岩類は断層沿いでマイロナイトとなっており、西縁の棚倉断層沿いでは新期の100-90Ma花崗岩類もマイロナイト化しており、激しい断層運動の継続を示している。

# モルタル吹付法面の崩落と背面調査事例

国際航業株式会社 ○阿部大志 高橋裕樹 鈴木常正 中村芳貴 鈴木達也

## 1. はじめに

道路法面は対象数の多さから、実際に法面のモニタリングを行っていることが少ないため、補修・補強の判断のタイミングやその箇所の優先順序づけが課題である。本文では、花崗岩地帯で実施した調査結果を報告する。

## 2. モルタル吹付法面の調査事例

### (1) 現場概要

調査地の地質は、**図1**に示すように花崗岩の分布する地域である。この地域の現場BおよびCを対象に吹付法面の調査を行った。各現場の概要は次の通りである。①現場Bは、高さ約20mのモルタル吹付法面である。中央部にはポケット式ロックネットが設置されている。全体にモルタル吹付が老朽化しており、小片の剥落が発生し、亀裂も見られている。モルタル吹付は安定勾配で切土されている。②現場Cでは、平成8年の防災点検によってまさ土の表層崩壊が懸念され、高さ20mの吹付上方の斜面に法枠が施工された。吹付法面の小段などに連続した亀裂がみられた。

### (2) 調査方針

斜面安定対策の設計の基礎資料となる調査を行った。背面の不安定土のボリュームを想定することを目的とした。調査のフローチャートを**図2**に示した。

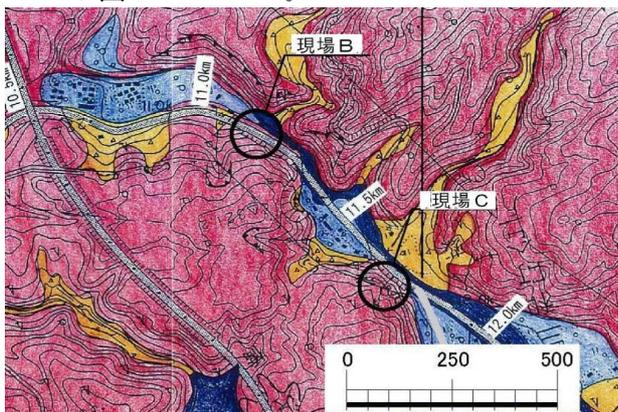


図1 調査位置と周辺の地質

### (3) 簡易なサウンディング

現場Bにて吹付法肩部で土検棒を用いたところ容易に1~0.7m突き刺さる。風化層が厚いと予想した。一方、簡易貫入試験の実施箇所は、法肩頂部と吹付法面上方の法面である。簡易貫入試験の貫入量は、土検棒の約2倍以

上であった。**図3**に簡易貫入試験の打撃回数と貫入深度を示した。現場Cでは吹付法面の法肩にある吹付法枠内で行ったが、現場Bのような貫入量は見られなかった。

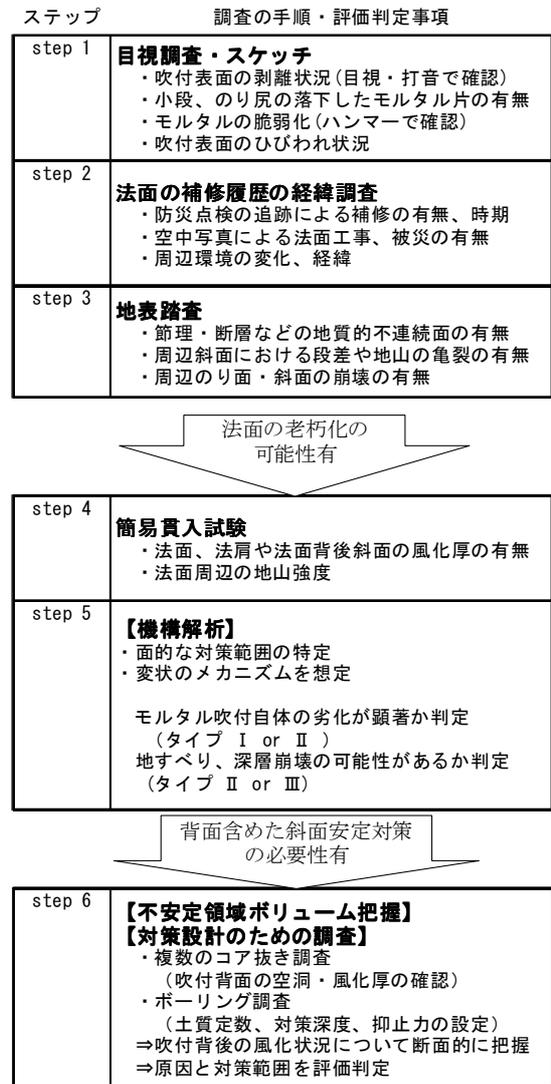


図2 調査フロー

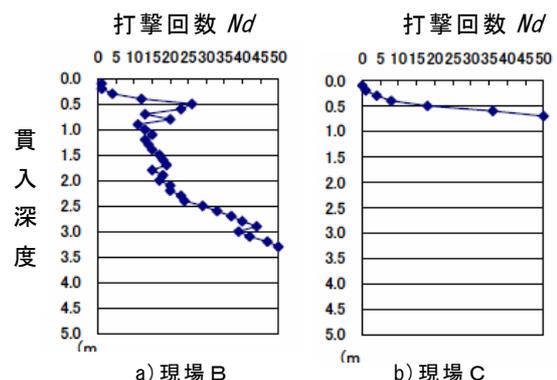


図3 簡易貫入試験の深度と打撃回数

(4) 調査ボーリング

ボーリングコアの概要は次の通りである。GL-2.85mまでは砂状コアであり、所々で細粒分多い。N値は平均20程度であり、指で強く押すと割れる。それ以深は棒状のコアで採取されるが、指で強く押すと割れて砕ける。GL-8.7mまでまさ土とした。以深は風化花崗岩となり、岩片状のコアで亀裂が多くバラバラになる。亀裂面は褐色～黒色である。N値は50以上である。GL-3mまで無水掘進、以深N値は30以上となるが、法勾配が急であるのに対して、コア性状が悪い。

(5) 吹付表面と背面のコア観察

モルタル背面で、花崗岩がまさ化していることが確認された。吹付表面の凹凸箇所や平坦箇所でもコア抜きによるコアの新鮮度が異なると考えてコア抜き位置を現場で試行錯誤したが、明瞭な違いは見られなかった。

3. 想定される不安定領域

調査地の花崗岩が分布する吹付法面では1:0.5程度の法勾配であり、建設時に地山を最も掘削した法尻の背面は風化していないと考えていたが、花崗岩の強風化したまさ土であった。法肩のボーリング調査では粘土化したまさ土が地表面から約3m確認された。隣接する自然斜面の崩壊地の斜面勾配は40～45度であるが、風雨に直接曝された場合の勾配であると考えた。空中写真をもとに法面の経緯を整理した際に、平成5年に近隣の類似した地質の斜面にて崩壊が発生しており、この崩壊深は3m程度であった。過去の被災内容と地質調査で得られた結果をもとに不安定なまさ土の想定断面を図4に示した。

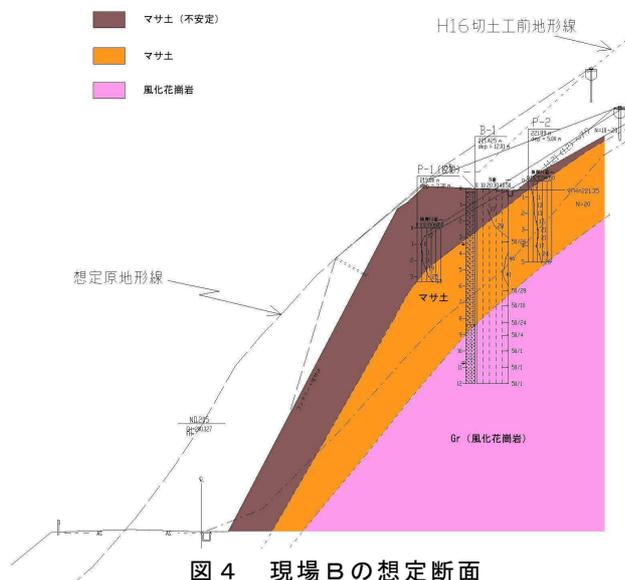


図4 現場Bの想定断面

4. 対策優先度

現場BおよびCについて具体的な対策優先度を下表にまとめた。なお、法肩に開口亀裂や法尻に横断亀裂が連続するなど変状の進行が見られた場合はさらに、緊急度をあげて対策を行う必要があり、対策および点検の優先箇所とした。

表1 現場B, Cの想定被災規模と発生確率案

調査箇所	被災規模	発生確率	優先度
現場B	必要抑止力 Pr = 180kN/m 法高: 約20m (小段が無い) 面積: 1,400m <sup>2</sup> 、延長: 88m	・モルタル薄。 ・砕片が数多く剥落。 ・法勾配61度と比較的に急。 ⇒比較的に不安定	◎ 1
現場C	必要抑止力 Pr = 78kN/m 法高: 約20m 面積: 2,200m <sup>2</sup> 、延長: 152m	・モルタル厚。 ・部分的にズレ変状。 ・法勾配57度。(平均)	○ 2

5. おわりに

(1) まとめ

①吹付背面の不安定土砂からの重力に吹付けの粘りや風化進行のため亀裂が表面に生じても崩落まで数年経過する。②吹付の崩壊要因は吹付材料自体の劣化損傷と背面の不安定化との複合である。③路上から発見しにくい法肩や小段に横断方向の亀裂は吹付背面の地山が風化している可能性が高い。④吹付法面崩落直前の前兆現象としては、法尻付近の横断方向に連続した亀裂進展が予想される。⑤スケッチ、写真判読、地表踏査から吹付背面が風化し、モルタル表面が変状していると判断した。⑥類似した地形地質箇所の被災履歴から不安定な崩壊規模を想定した。

(2) 課題点

①崩落の前兆現象をとらえるためにカルテ点検などにより定期的な変位観察を継続し、その亀裂に進行性のあるものか判断することが重要であるが、数も多いので省力化できる工夫も必要である。②吹付表面には亀裂が多いので法面の変形過程が数値的に表現できる切土法面の変形を解析し、詳細な変形を区分する。③変状の見られる箇所については簡易な変位計や傾斜計を用いるなど重点的な監視を行い、常に注意を払う必要がある。

謝辞: 本文のとりまとめに際して現場写真など資料の提供ならびに公表の許可を頂いた秋田県秋田地域振興局および東北地方整備局磐城国道事務所の方々に記して感謝の意を表す。

## 事例に基づいた落石監視システムの検討

応用地質株式会社 山田 隆宏・鶴原 敬久・能見 忠歳・宮良 圭一・三嶋 昭二  
青森県下北地域県民局地域整備部 瀧田 洋一

### 1. はじめに

道路への落石災害は、通行車両・通行人に対し大きな被害を及ぼす危険性がある。そのため、道路防災点検が実施され、要対策として判定された箇所への対策工の施工が進められている。しかし、対策を必要とする箇所数が多く、すべてに対応するには、多くの時間が必要である。そのため、岩盤モニタリングや岩盤崩壊予測などのソフト面での対策が重要視されている。

本稿では、国道279号（青森県風間浦村易国間地区）での計測事例を紹介し、当地区における落石監視システムのあり方について検討した。

### 2. 道路斜面監視システム構築の経緯



図一 易国間地区位置

当地区は、青森市から北北東へ約75km離れた下北半島に位置した青森県下北郡風間浦村易国間～桑畑に至る2.7kmの区間である。国道279号は、津軽

海峽沿いの標高5～10m付近を通過する海岸道路である。国道に隣接する斜面は、道路からの比高80～140m付近に急崖が断続的に分布し、急崖下の緩斜面には転石及び礫の浮石が分布している。

昭和58年・平成13年・平成15年には、急崖や急崖下の緩斜面を発生源とする落石が発生し、国道の交通に影響を与えた。この内、平成15年5月1日に発生した落石は6m×4m×3.5mの規模であり、道路に到達した。この落石を契機に、本格的な落石調査・対策工（ソフト・ハード）の検討が行われ、道路斜面監視システムが構築されることになった。

### 3. 岩盤斜面の特徴と崩壊機構

当地区は、標高80m～110mを境として溶結凝灰岩が分布する上部の急崖部と、凝灰角礫岩および凝灰質砂岩が分布する下部の緩斜面

部とに分類される。

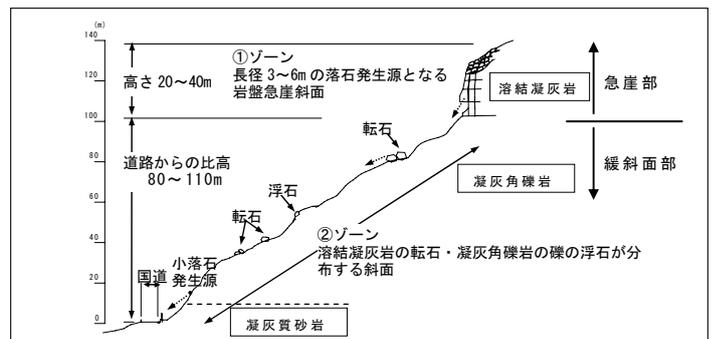
急崖部の溶結凝灰岩には、高角度（80～90°）の柱状節理が約2～3m間隔で発達する。

また、溶結凝灰岩と下位の地層との境界では恒常的に湧水が認められ、比較的軟質な下位層が浸食しており、上部の溶結凝灰岩からなる急崖斜面はオーバーハングした状態となっている。

緩斜面部には溶結凝灰岩の転石や浮石化した凝灰角礫岩が多数分布する。

崩壊形態としては、崩落・滑落・トップリング・座屈が発生しているものと考えられる。

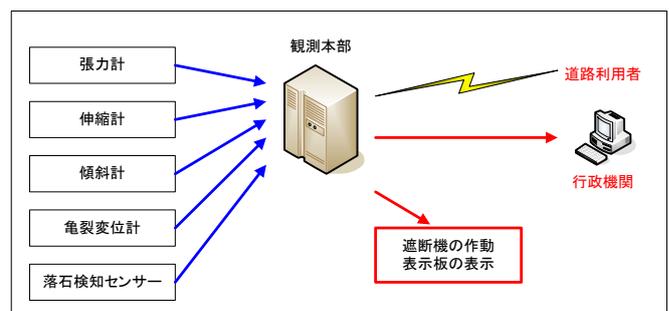
なお、崩壊の誘因としては、地震、降雨や地下水の作用、凍結融解などが考えられる。



図一 2 当地区の模式断面図と落石発生箇所

### 4. システムの概要

道路斜面監視システムは、落石の挙動を把握することを主目的とし、具体的には、①落石の前兆を捉えること、②道路脇の落石防護柵に達した落石を検知できること、③異常時は道路管理者に直ちに通報できること、④道路状況が常時確認できることなどを考慮した。図一3にシステムの概要図を示す。



図一 3 システム概要図

5. 測定に用いた計器の概要

落石の前兆や発生を捉えるための計器は現場状況に配慮し以下のように計器を採用した。

①落石の前兆を捉える計測(上部の急崖部)

落石の前兆を捉えるためには、対象となる岩塊に計器を設置し、岩塊の動きを把握することが必要となる。当地区では、広範囲で落石が発生する可能性があるため、岩盤斜面全体の変動を面的に捉える計測(張力計)と特に落石の危険性がある箇所の変動を個別に捉える計測(傾斜計、伸縮計)を行った。

②落石が発生したことを捉える計測

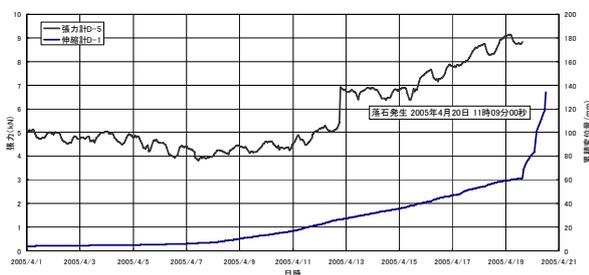
急崖部や緩斜面部から落石が発生した場合、その落石が道路まで到達したことを捉えることが重要である。当地区では計測対象となる区間が長いので、落石防護柵に落石検知センサー(振動センサーと破断センサー)を設置した。

6. 計測事例

本システムは平成17年3月に試験運用を開始し、同6月から本格運用を行っている。これまでに落石の挙動を捉えた事例のうち、代表的なものを以下に示した。

図一4は張力計と伸縮計で落石の前兆を捉えた事例である。この岩塊は調査時に崩壊の可能性が高いと判断し、張力計のほかに伸縮計・傾斜計を設置していた。

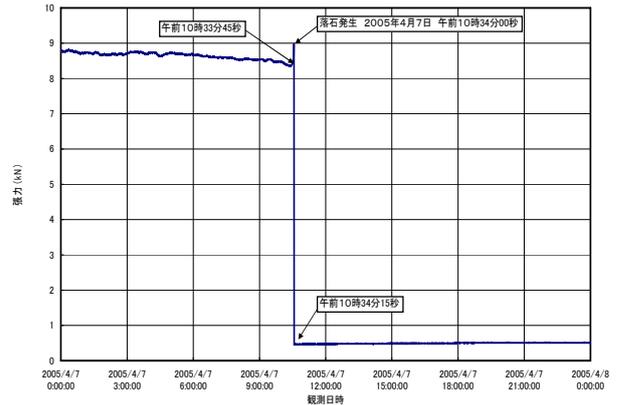
このグラフから、張力計よりも伸縮計の方が前兆現象をより精度高く捉えていることが判る。張力計を用いた面的な計測により、異常箇所を抽出して、伸縮計などによる個別の岩塊の挙動を計測することで、精度の高い計測が可能になると考える。



図一4 落石の前兆を捉えた記録

図一5は短時間で落石が発生したため、前兆を捉えられなかった計測記録である。

このように、計器を設置しても前兆が捉えられなかったり、計器を設置していない箇所から落石が発生したりすることも考えられる。



図一5 前兆を捉えられなかった記録

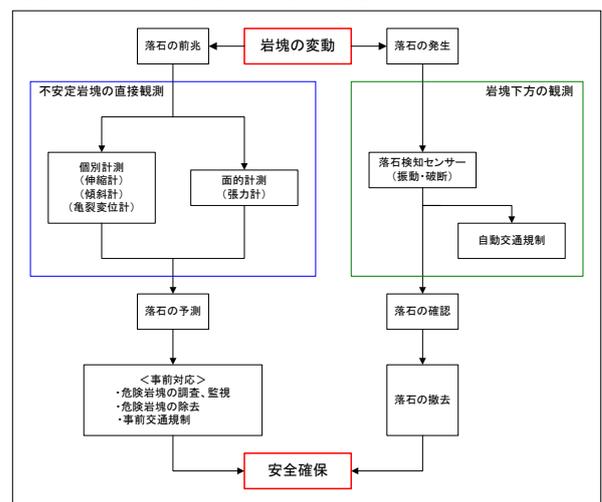
7. まとめ

当地区では、ワイヤロープと張力計による面的計測で落石の前兆現象を捉えることが可能であり、個別計測を組み合わせることで精度が向上されることが判った。

また、図一5のように、落石の前兆を捕えられないケースがあることが判った。

このような場合は、落石が道路付近に到達したことが確認できれば、その後の対応が迅速に行うことができ、2次被害を抑制することが可能となる。このためには、落石検知センサーが有効と考える。

今回紹介したような落石が懸念される斜面に対しては、「落石の予測」と「落石の確認」という2つの機能を有した落石監視システム(図一6)が有効と考える。



図一6 落石監視システムの流れ図

<参考文献>

1) (財)道路保全技術センター：岩盤斜面モニタリング要領(案)、2003年  
 2) 三嶋昭二, 能見忠歳, 佐藤史, 馬貴臣, 辻雅規, 野口礼人, 山本益男, 山田隆宏, 宮良圭一: 国道279号易国間地区における道路防災の取り組み, 応用地質技術年報 No27, 2008年

# 地下水位低下影響解析の1事例

## ～道路切土の場合～

(有) ジオプランニング 今野隆彦

### 1. はじめに

道路切土による地下水位の低下の影響解析は、地盤条件や水理条件、また降雨量の条件など多くの情報が必要である。しかし、これらの情報が精度良く入手できるとは限らない。さらに、地下水位の低下の解析はいろいろな方法があるが、ここでは20年前に行った差分法を用いた影響解析の例を紹介する。

### 2. 解析対象地の概要

解析の対象は、北海道深川市の道路切土工事区間で、第四紀のイルムケップ火山の北側裾野に相当する。イルムケップ火山砕屑物は安山岩やデイサイトの角礫とデイサイト質の火山灰の混合物で構成されている。対象区間の山腹斜面はリンゴやサクランボなどの果樹園に利用されており、灌水や消毒用に湧水や井戸が利用されていた。従って、切土による水位低下によってこれらの水が使用できなくなることは、果樹園農家に大きな影響が及ぶことになる。水源の補償をするにしても工事と湧水井戸の湧水の因果関係が証明される必要があった。

### 3. 解析方法

解析は水収支の考えを入れた2次元の非定常解析の1手法である差分式を使用した。事前に滞水層と透水係数などの条件は揚水試験によって得ている。ここでは紙面の都合で割愛する。

以下では、Kamensky式により非定常状態の差分法<sup>1)</sup>を適用して解析する。

図-1に差分法の説明図を示す。時間 $\Delta t$ 、断面*i*における地下水位の上昇高 $\Delta Hi$ は次式により計算できる。

$$\Delta Hi = \frac{\Delta t}{\mu \cdot \Delta x^2} \left[ K_{1-i} \times \frac{h1+hi}{2} (H1-Hi) - k_{i-2} \times \frac{hi+h2}{2} (Hi-H2) \right] + \frac{W \cdot \Delta t}{\mu} \quad \dots (1)$$

ここに、 $k_{1-i}$ : 2つの断面1～*i*間の平均透水係数  
 $k_{i-2}$ : 2つの断面*i*～2間の平均透水係数  
 $h1, h2, h3$ : それぞれ3つの断面1, *i*, 2

における滞水層の飽和厚さ  
 $H1, H2, H3$ : それぞれ3つの断面1, *i*, 2  
 における滞水層の飽和厚さ  
 $W$ : 侵入 (自由地下水の1日増加量)  
 $\mu$ : 有効空隙率  
 $\Delta x$ : 分割位置間の距離  
 $\Delta t$ : 時間

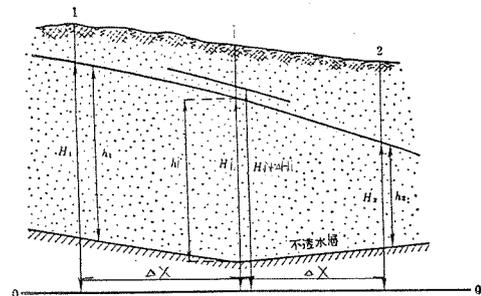


図-1 Kamenzky式<sup>1)</sup>の概念図

滞水層がほぼ均質として透水係数は $k_{1-i}=k_{i-2}=k$ 、また、時間 $\Delta t$ の合計降水量を $P$ 、平均浸透率を $I$ とすると $W \times \Delta t = P \times I$ である。式(1)を変換して次式(2)を使用した。

$$\Delta Hi = \frac{\Delta t}{\mu \cdot \Delta x^2} \times \frac{k}{2} \{ (h1-hi)(H1-Hi) - (ki-k2)(Hi-H2) \} + \frac{P \cdot I}{\mu} \quad \dots (2)$$

ここに、 $P$ : 有効降雨量、 $I$ : 浸透率

### 4. 解析条件

(1) 有効降雨量と有効空隙率と浸透率および蒸発散量

有効降雨量 $P$ は次式で得られる。

$$P = P' - E = P' - n \cdot E_0$$

$P'$ : 期間 $\Delta t$ の雨量、 $E$ : 蒸発散量、 $n$ : ある期間の無降雨日数、 $E_0$ : その期間に対応する日蒸発散量  
 日蒸発散量は水文学的手法で設定した各月の蒸発散量を降水のない日数で除して設定した。なお、冬期積雪期には、蒸発散はないとした。日蒸発散量は、最も大きい7月で3.7mm/日、最も少ない11月で1.4mm/日で設定した。なお、積雪期間には、浸透率0%、融雪期には、平均気温が0°C以上になったとこ

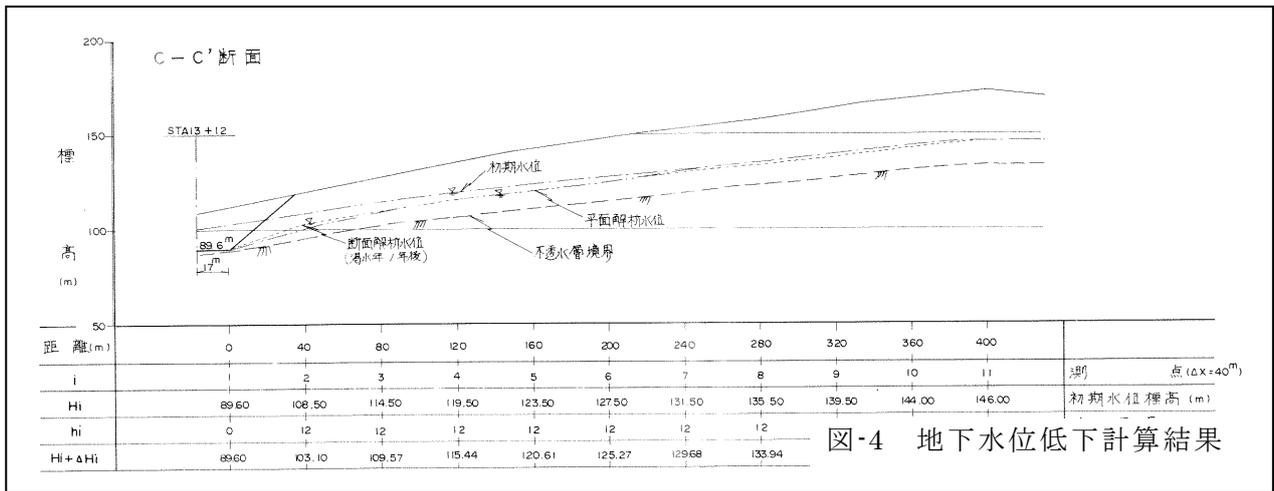


図-4 地下水位低下計算結果

ろで、雪の密度を  $0.2\text{g/cm}^3$  として、融雪深から降雨量に換算した。

有効空隙率は、文献<sup>2)</sup>を参考にして  $\mu = 0.25$  と仮定し試行錯誤によって最適結果を採用した。

浸透率は降雨計算期間中の平均的な値であり、期間中の合計降雨量によって15~50%まで変化させて設定した。

(2) ボーリング地点での計算と実測値の比較

実際に解析する地区で、 $\Delta t = 10$  日、 $\Delta x = 10\text{m}$  として、ボーリング BV2-1 による水位観測したデータと、試算結果を比較した。計算モデルは図-2 に示す。結果を図-3 に示す。

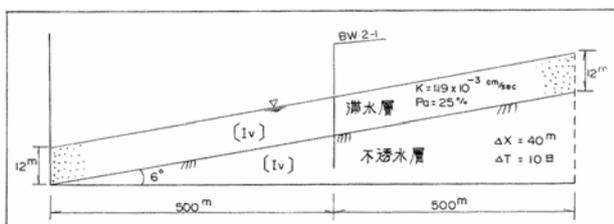


図-2 計算モデル図

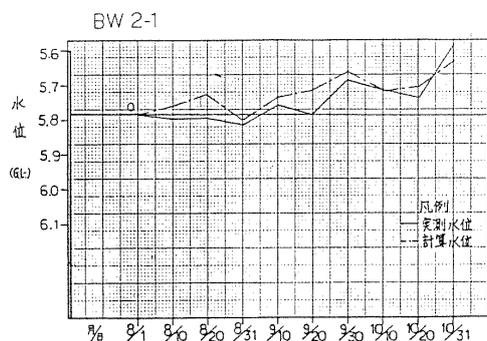


図-3 ボーリング孔内水位の実測値との比較

以上の結果、計算値はほぼ、実測値を追随する傾向が認められたので、これを採用して地下水低下の影響を推定することとした。

### 5. 計算結果

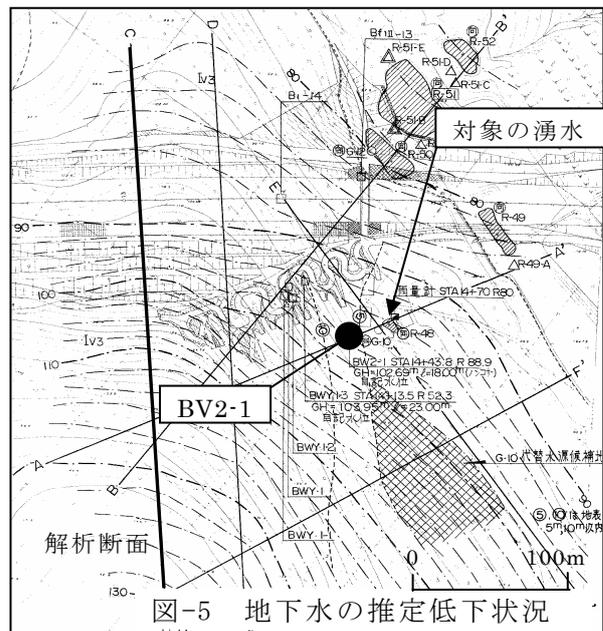


図-5 地下水の推定低下状況

$\Delta t = 10$  日、 $\Delta x = 10\text{m}$  として、最大の切土断面での湧水年1年後の水位低下計算結果を図-4 に示し、周辺の調査ボーリングデータなども含めて推定した平面的な低下状況を示すと図-5 のようになる。

以上から、対象の湧水が切土の影響により、水位が2~3m低下し、枯渇する可能性を指摘した。

### 6. あとがき

繰り返し計算で1年間の水位変化を計算することはまさに計算機の世界で、当時同僚がパソコンに自前のプログラミングをして計算したことが印象深い(1985年当時)。

#### 参考文献

- 1) A. シリン・ベクチャーリン (1975) 灌漑地の水収支 東大出版会
- 2) 日本道路公団試験所 (1977) 道路における地下水調査の手順と手法を考えるための資料 試験所技術資料第208号

# 井戸の適正揚水量決定方法について

農林水産省東北農政局農村計画部資源課 飯塚康太 森一司

## 1. はじめに

井戸能力としての「適正揚水量」は個々の井戸において安定的に揚水可能な揚水量と定義され、揚水試験によって得られる井戸の水理学的条件から決定される。

我が国では適正揚水量決定にあたり、段階揚水試験による揚水量  $Q$  と水位降下量  $s$  を両対数グラフにプロットし、急激に（水道施設設計指針(1990)では  $45^\circ$  を超えて）折れ曲がる点を限界揚水量とし、その60-80%を適正揚水量として決定する手法（ここでは折れ曲がり法と仮称する）が広く行われている。

この手法について、多数の既存揚水試験データを元に再検討したので報告する。

## 2. 折れ曲がり法と Jacob 式

この折れ曲がり法については1970年代以降、いくつかの文献によって問題点が指摘されている。また、この手法を採用しているのは我が国以外にはほとんど存在しない。

一方、揚水量と水位降下量の間には Jacob(1947)らによって

$$s = BQ + CQ^n \quad (nは1.5-3.5)$$

という関係式があることが分かっている。そこで、Shekhar(2006)の方法に従って、既存の農業用地下水調査において実施された段階揚水試験172事例をEXCELの近似曲線追加機能により

$$s = BQ + CQ^2 \quad (\text{以下 Jacob 式という})$$

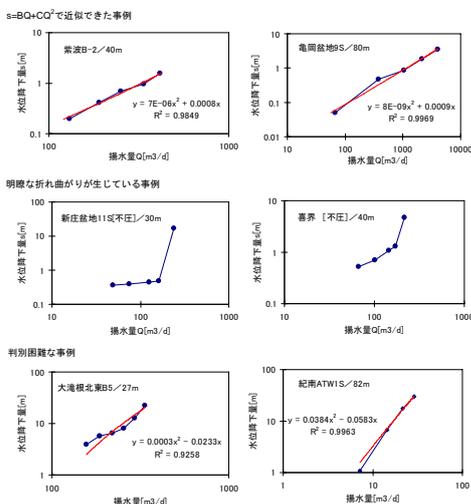


図-1 Jacob式近似例

の形で近似した(図-1)。

その結果  $R^2 \geq 0.96$  の適合度で近似できたものが115事例、明らかに折れ曲がりが生じており近似できなかったものが9事例(うち不圧5,被圧2,不明2)、明瞭な折れ曲がりが生じていないが適合度が  $R^2 < 0.96$  の場合や、近似曲線のBまたはCが負になってしまった場合など、判別困難だったものが36事例、データ数が2点しかなく近似不能の場合が12事例であり(図-2)、段階揚水試験の解析に Jacob 式を用いることは妥当であるといえた。

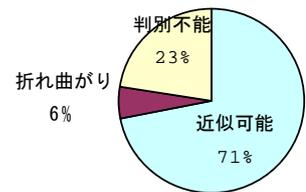


図-2 Jacob式近似結果 (但し近似不能な場合を除く)

## 3. 折れ曲がり事例の原因推定

Jacob 式では近似できない明瞭な折れ曲がり点を生じた事例が9例あったため、そのうちの新庄盆地井戸(深度30m,仕上げ口径300mm)を例に、数値計算により折れ曲がりの原因推定を行った。その結果、帯水層区分が二層であることを考慮したモデル(図-3)によって、折れ曲がり点が再現できることが判明したため、この折れ曲がり点は帯水層構造に起因する水理境界であることが判明した。

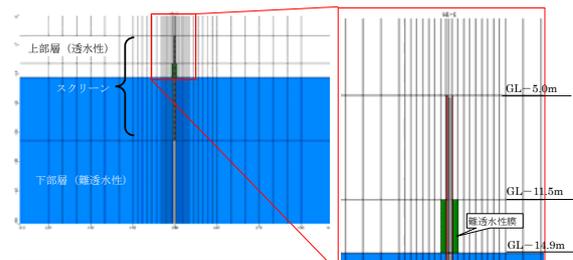


図-3 新庄盆地井戸数値計算モデル

また、その他の事例についても帯水層構造あるいは井戸構造が特徴的な構造を持つことから、これらの水理的境界点が折れ曲がり点としてあらわれたものと推定できた。

ただしこれらの折れ曲がり点の値は一義的には定まらず、初期水位変動に伴い変化するため、どの値を水理境界点として用いるかは議論が必要である。

## 4. Jacob 式と折れ曲がり点

段階揚水試験結果の大半は Jacob 式での近似が可能であったが、Jacob 式は二次関数で

あるためグラフは滑らかな曲線となり、当然ながら数学的な意味での折点（微分不可能な点）は存在しない。従ってこれまでの折れ曲がり点については最大曲率点を近似していたものであろうと考えられる。またこの折線近似はほとんどの事例が4-5点の段階揚水試験結果により行われているため精確な近似とは言えず、技術者の経験による部分が大きかったと言える。

そこで、これまでの折れ曲がり点に代わる点として、最大曲率点を Jacob 式近似から数式での算出を試みた。

$s = BQ + CQ^2$  を単位長さの等しい両対数グラフにプロットするので、 $x = \ln Q, y = \ln s$  が軸となる。

そこで Jacob 式の両辺に自然対数をとって  $\ln s = \ln(BQ + CQ^2)$  を考える。 $\ln s = y, \ln Q = x$  であるので、 $y = x + \ln(Ce^x + B)$  となり、  

$$y' = 1 + \frac{Ce^x}{Ce^x + B}$$

$$y'' = \frac{CBe^x}{(Ce^x + B)^2}$$

となる。ここで  $y-x$  グラフの曲率  $K$  は次式

$$K = \frac{y''}{(1 + y'^2)^{3/2}}$$

で与えられる。今は最大曲率が解ればよいので  $K^2$  を考えて

$$K^2 = \frac{\left\{ \frac{BCe^x}{(Ce^x + B)^2} \right\}^2}{\left\{ 1 + \left( 1 + \frac{Ce^x}{Ce^x + B} \right)^2 \right\}^3}$$

である。これを微分して最大曲率点を求める。便宜上  $Ce^x = t, (t > 0)$  とおくと

$$\frac{dK^2}{dx} = -\frac{2B^2t^2}{(5t^2 + 6Bt + 2B^2)^4} (t + B)(5t^3 + 7Bt^2 - B^2t - 2B^3)$$

となり、 $B > 0, C > 0, Q > 0, t > 0$  なので三次関数を解いて

$$t = 0.5126B$$

$$\Leftrightarrow x = \ln\left(0.5126 \frac{B}{C}\right)$$

$$\Leftrightarrow Q = 0.5126 \frac{B}{C}$$

で最大曲率点をとることが分かる（図-4）。

この時、両軸の単位長さが異なると最大曲率点（又は折曲点）が異なって見えることに

は留意しなければならない（斎藤, 1979）。

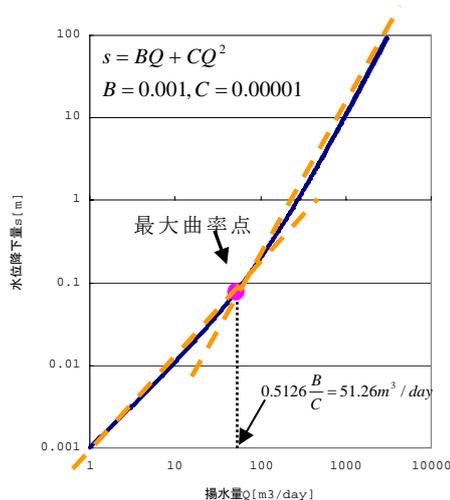


図-4 両対数グラフ上の最大曲率点

### 5. 結論

これまで広く用いられていた折れ曲がり法は基本的には Jacob 式での近似が妥当であった。このとき、これまでの折れ曲がり点は曲率計算から数式的に求めることができる。しかし一部の事例では Jacob 式で近似し得ない折れ曲がり点を持つこともあり、これは帯水層構造又は井戸構造から説明することができる。

### 6. 考察

これまでの折れ曲がり法による折れ曲がり点には、①実際の水理的境界点を表すものと②滑らかなグラフの最大曲率点が混在していたことが推定される。

①である場合は、それを限界揚水量として、その 60-80%を井戸の適正揚水量と考えることは可能であろう（但し地下水盆全体で考えたときの適正揚水量とは全く概念が異なることには留意する必要がある）。一方②の場合は、あくまで数学的に求まる点であり、水理的境界点とは全く性質の異なるものである。ただ、段階揚水試験の結果により客観的に求まる値であることから、井戸能力の指標として用いることは可能かもしれない。

しかしながら①と②は全く異なる点であるので、混同して「限界揚水量」とすることは避けるべきだと結論づけられる。

### 参考文献

畑裕一, 2001, 地下水（井戸）の可採揚水量の測定方法に関する再検討, 地下水技術, 第43巻, 第4号, pp. 1-8.  
 Shekhar, S, 2006, An approach to interpretation of step drawdown tests, Hydrogeology Journal, vol. 14, no. 6, pp. 1018-1027.  
 斎藤迪孝, 1979, 土質調査試験結果の解釈と適用例-第1回改訂版-, 土質工学会, pp. 1-31  
 東北農政局農村計画部資源課, 2008, 地下水調査開発調査とりまとめ型東北地区報告書

# トンネル工事で発生する重金属等含有掘削土砂対策について

東北地方整備局 能代河川国道事務所 建設監督官 五十嵐 一之

## 1. はじめに

日本海沿岸東北自動車道は、新潟県新潟市から青森県青森市間に計画されている延長約320kmの高速自動車国道であり、その一部である「大館北～小坂」区間は平成15年度より新直轄方式による整備を進めている。

当事業区間の地域周辺は、世界的に有名な黒鉱床があり、古くから鉱山事業が盛んに行われてきた地域である。

このことから、事業着手にあたり本区間の地質調査を実施した結果、重金属の含有が確認され、それらの対策、処理方法について検証を進め、事業推進を図っている状況である。



図-1 位置図

## 2. 掘削土対策の概要

### 2.1 委員会による検討

施工に先立って、学識経験者および専門技術者からなる委員会を組織し、重金属に関わるトンネル掘削土の判定、処理および管理方法を示したマニュアルを作成し、運用している。また、更なる合理的な判定方法、適切な処理、管理方法の確立を目指し、トンネル施工において新規データの蓄積結果を基に、委員会を経てマニュアル改定を重ねてきている。

### 2.2 重金属を含む掘削土の処理方法

掘削土の判定・処理は、土壌汚染対策法に準拠しており、基準値の超過状況に応じて、以下の3種類に区分し処理を行っている。

- ① 無処理で盛土(一般型盛土)
- ② 遮水シートで覆って盛土(管理型盛土)
- ③ 廃棄物処理(場外搬出処理)→現状未発生

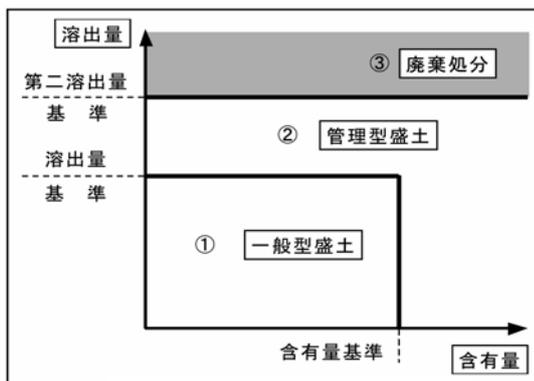
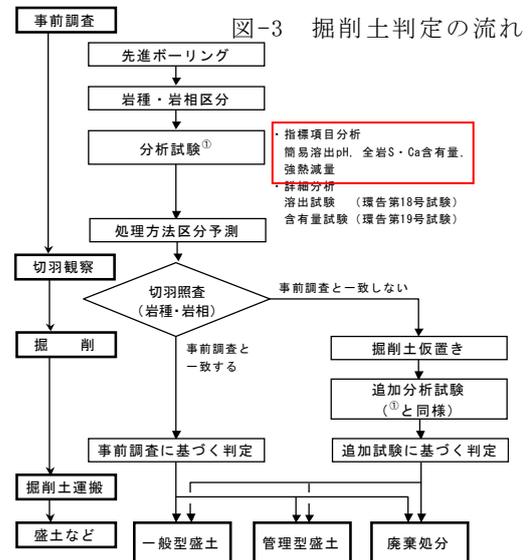


図-2 処理区分の概要

## 2.3 トンネル掘削における判定の流れ

掘削土判定の流れを下図に示す。



当事業での特徴の一つは、「指標試験」による判定の迅速化、経済性の向上が挙げられる。法に定められた試験方法(以下「詳細試験」)は、結果が得られるまでに10~14日間が必要なため、判定待ち掘削土の仮置きが生じる。

このため、既往の分析結果を基に設定した指標試験(試験期間2日)により、基準超過の可能性の高い試料を選別し、詳細試験の実施数を絞り込むことで処理方法決定の効率化を図っている。以上のことから、当事業では指標試験において基準超過試料を安全かつ効率的に選別することが重要となっている。

## 3. 検証内容

### 3.1 検証の目的

事業区間の各層の施工時試験結果では、セレン・砒素・ふっ素の溶出量基準超過が確認されている。

指標試験は、これらの基準超過試料を漏れなく選別しており、安全性は十分に確保されているが、一部の地質で詳細試験数の絞り込みに改良の余地があることが明らかとなってきた。

このため、指標試験を改良し、更なる施工

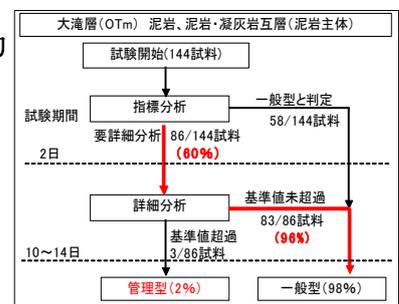


図-4 試験による選別工程

の効率化の向上を目的として検証を続けているものである。

### 3.2 検証概要

本検証では、セレンの溶出量基準超過が確認されている泥岩を対象に、現行の指標試験に詳細試験実施数の絞込み効率を高めるための試験項目を追加することを検証した。

### 3.3 指標試験概要と効率向上への着目点

現在運用している指標試験は、重金属の溶出メカニズムと関係の深い試験項目に着目し、その相関性から判定する手法をとっている。

重金属等の元素と硫黄の化合物である硫化鉱物を含む岩石（鉱化変質岩）は、大気や水との接触により酸化・分解され硫酸イオンや水素イオン、重金属類を溶出する。一方、岩石中の方解石や斜長石などの鉱物に含まれるカルシウムは、溶液の酸性化を緩衝する中和材として作用し重金属の溶出を抑える。

当事業における指標試験は、この酸化・分解における溶出メカニズムを考慮し、「簡易溶出試験検液のpH」や「硫黄、カルシウム含有量」を測定し、以下の基準にて判定を行っている。

●堆積岩類（泥岩・凝灰岩）の指標判定基準

- ①簡易溶出 pH < 6.0 → 詳細試験
- ②S(硫黄)含有量  $\geq 1.0\%$  → 詳細試験
- ③S/Ca比  $\geq 1.0$  → 詳細試験

図-5には上記分析項目のうち、岩石中の硫黄含有量とセレン溶出量の関係を示した。

図に示すように、セレンが溶出量基準を超過する試料は、すべて硫黄含有量が1%を超過した。一方、硫黄含有量が1%を超える試料でも、セレンが溶出量基準値を超過しない試料が多く存在することが確認された。

これは、セレンの溶出に関与しない硫黄が岩石中に含まれていることを示しており、溶出に関与する硫黄のみを把握することが効率向上への鍵であると考えられた。

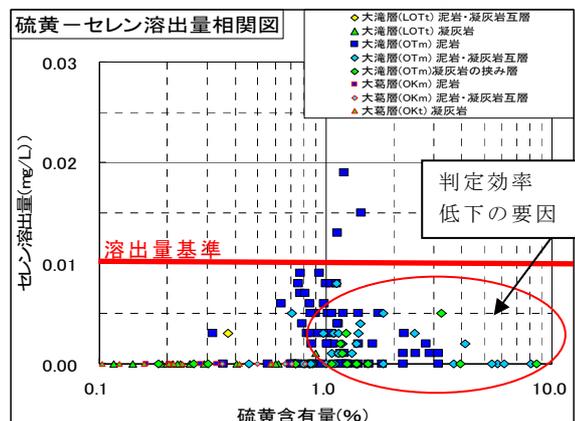


図-5 硫黄含有量とセレン溶出量の関係図

### 3.4 新たな試験項目の選定と検証方法

セレンは金属のセレン化合物として硫化鉱物と共存するなど、硫黄と化学的性質がよく似ており、岩石からの溶出過程では硫黄と似た挙動を示す可能性が考えられた。

このため、新たな指標試験項目の候補として、検液中に溶出した硫黄（硫酸イオン）を測定し、セレン溶出量との相関性を確認した。

また、検証の第1段階として硫酸イオン測定の妥当性を確認するため、詳細試験検液での相関性の確認を行った。

### 4. 検証結果

詳細試験検液における硫酸イオンとセレン濃度との相関図を示す。検証の結果、概ね正の相関が認められ、新たな指標分析手法として硫酸イオンの測定が効果的である可能性が示された。

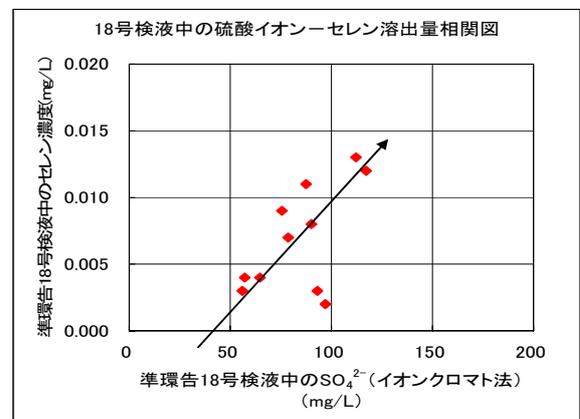


図-6 簡易溶出検液における相関図

### 5. まとめ

現在検証中である試験方法は、単に判定精度の向上のみを目的にしたものではなく、現場レベルでの施工性向上と、より迅速な現場対応を目的としたものである。現在は、第2段階として、施工時の切羽試料を用いて簡易溶出試験検液による相関性の確認を行い、新たな指標試験としての適用を検証中の状況である。

最後に、今後とも事業者、施工者、調査関係者の共同の下、全国的な事例や新しい試験技術も取り入れながら、環境に配慮したうえで、より地域（現場）に即した施工のあり方を考えていくこととしている。

※ 主要な活用文献

- ・日本海沿岸東北自動車道 大館～小坂間トンネル掘削土判定・処理・管理マニュアル
- ・土壌汚染対策法（平成14年法律第53号）
- ・土木研究所資料 建設工事に遭遇する地盤汚染対応マニュアル（暫定版）（平成15年7月）独立行政法人土木研究所

## 名護断層を含む沖縄本島のNE-SW およびNW-SE 活断層系と 琉球層群の層序・段丘

(岩手宮城内陸地震, 荒砥沢ダム, および花山〜鳴子の簡単な調査報告を含む)

所属 東北大学理学研究科地学専攻氏名 遅沢壮一

沖縄本島にはNW-SE系の島弧を胴切りする断層が知られている。これらの断層は基盤構造を切って、その分布様式に大きな影響を与えているが、性格や琉球層群との関係は明確でなかった。

NW-SE系断層には、右横ずれ成分を伴う北東落ちの正断層と、左横ずれ成分を伴う南西落ちの正断層があり、両者は共役系を成す。どちらかと言えば、前者の北東落ちの正断層が卓越する。

北東落ちの正断層は、断層崖を成して、国頭礫層（国頭層と改名されている）からなる海成の高位段丘を切って、南西に傾動させている。いのがま断層では、傾動に伴い南西に流下した河川を断層により右ずれさせている。そもそも沖縄本島に発達する岬と岬間の湾入はNW-SE系断層の形成によっている。また、河川は断層谷に流路をもつことが多い。

琉球層群には礫岩に伴い炭質シルト岩が知られ、ここから花粉化石や松毬化石が報告されている。炭質シルト岩の多くは国頭層に属するとされ、高位段丘形成時の古地形（高い山地の存在）が議論されている。しかし、この炭質シルト岩は呉我礫層（呉我層と改名されている）に含まれる。

天仁屋の断層谷沿いには、南西に傾動した国頭礫層の上位に、水平に近い呉我層の礫岩とこの上位の炭質シルト岩が分布している。国頭層は呉我層より古期の地層で、風化した礫岩のみからなる。

呉我層はかつての大保大川、比地川、羽地大川などを埋積して堆積していて、大河川の河口ではデルタを成していた。呉我層は源流部の標高100mまで分布している。呉我層は浅海成の中尾次層に整合で覆われ、中尾次層はさらに琉球石灰岩の那覇層に整合で覆われる。これら海成層の年代は100万年前程度である。

那覇層は古宇利島（最高所は100m）などで、碎屑性石灰岩、珊瑚石灰岩、碎屑性石灰岩、珊瑚石灰岩の順に重なり、碎屑性石灰岩の堆積面が平坦面（一種の段丘面）、珊瑚石灰岩が一種の段丘崖を成す。ここで“一種”とした

のは、通常の段丘と異なり、高位の平坦面がより新期である。古宇利島などのこれら平坦面も、運天のウッパマビーチに断層崖があるNW-SE系正断層によって傾動している。万座毛の那覇層石灰岩からなる断崖も同じ成因である。従って、NW-SE系正断層は那覇層も切っている。

呉我層は名護や辺土名〜奥間ビーチのNE-SWの低地に分布していて、その模式地は名護の低地である。呉我層の南東縁は北西落ちでNE-SW性の正断層である名護断層である。名護断層は橋本修一氏により、基盤のひん岩と上盤の呉我層礫岩の境界断層として実際に観察されている。下盤の大部分は名護コンプレックス、宮城ユニットの苦鉄質片岩である。

呉我層の北西縁は不整合で本部コンプレックスの基盤と不整合で接している。名護低地の中軸には呉我層の上位に中尾次層が分布しており、中軸で第四系の層厚が最大となっている。呉我層は南東縁が名護断層である半地溝を埋積して堆積した。同じようなNE-SW性の半地溝は本部半島先端部にもある。

名護断層や半地溝の成因は沖縄トラフの拡大に求められる。

半地溝を挟んで、北西側と南東側の山地には高所に国頭層の高位段丘がある。高位段丘形成後（国頭層堆積後）、名護断層の活動と半地溝の形成があり、低地に呉我層、さらに中尾次層、さらに標高100mまで海進があり那覇層が堆積した。沖縄本島北端の奥では、100m地点に那覇層と呉我層の露頭があり、周辺に国頭層の露頭もある。

花粉分析からの高い山地の存在は呉我層についてであるが、呉我層は標高100（最高所は165m）まで分布しているので、高い山地が存在する余地は、国頭層堆積時と同じく無い。

NW-SE系断層は、名護断層の活動と恐らく交互に活動している。いずれにせよ、これらの正断層はいずれも活断層で、地震災害には注意が必要である。

## 岩手宮城内陸地震関係

双葉断層の北方延長である青葉東断層は仙台で左ずれ断層として確認しているが、さらに北方へは依然調査していない。青葉東断層はそのまま延長されれば鳴子周辺に至る。鳴子では陥没があり、なんらかの関連を期待している。

岩手宮城内陸地震の地震断層はNNE-SSW走向で、荒砥沢ダムまで報告されたが、その延長は鳴子に至る。鳴子で、NS性の左横ずれ断層がNNE-SSW性の逆断層に転化する可能性（さらに北上低地帯の活断層に連続）を考えた。

森林科学館は地震断層の南南西延長に当たり、その北西の上流側では、道路陥没と落石により交通止めとなっていた。下流側では目立った被害は気付かなかった。森林科学館近くの、山地と段丘のある丘陵地との境界に注意したところ、北西側の山地基盤岩が縄文遺跡の黒色土に一見、のし上げているように見える露頭を見出した。しかし、当該の地震では全く不動であった。

森林科学館下流側の、より花山側では、例外的に、軟弱地盤に、畑地と道路を巻き込んだ陥没が見られた。道路はNE-SW走向で、とう曲状を呈し、逆断層状にも見えるが、この断層は道路以外に延長されず、またその延長は断層変位と調和する崖であるため、不十分な道路工事による不等沈下を反映していると考えた。

花山の南西側では橋脚の陥没など被害が目立った地域があったが、むしろ平穏であった。

鳴子は山地のわずかな道路の割れ目が認められたのみで、東北大学農場を含め、被害は無かった。

荒砥沢ダムは、かつて、北村信先生の1泊2日の脊梁巡検にお供したが、当時の調査では、下流から工事中であったダムまで、大きな逆断層には気付かなかった。今回、川は濁って、水量も多く、調査できなかった。

断層があるとすれば、ダム堤にあるはずのグリーンタフ基盤と上流側のカルデラ陸成層との境界の正断層であるが、そもそもこの断層は、あったとしても、北西落ちである。

産総研が報告した逆断層は、まさにこのカルデラ縁にあるようである。アスファルト道路やガードレールを破壊した逆断層らしきものが全体としてNNE-SSW方向に近接した3地点で認められる。しかし、理由が分からない

が、断層延長の法面のコンクリートは無傷であった。また、そもそも、この逆断層の位置はダム堤の延長そのものである。

産総研が別に報告した逆断層は、栗原市営牧場からダムに至る、荒砥沢ダム近くの道路上にあり、ごく小規模な逆断層に見え、道路外にも不明瞭ながら延長されるかも知れない。しかし、この道路は多数の正断層性亀裂により、通行止めとなっており、この逆断層も、高所から低所に向かっており、地回り性である可能性が高い。

この牧場を通る道路や、荒砥沢ダム下流の河川沿いでは、とくに河川で段丘の乗る地域とより上流部間に断層が存在する可能性は残るが、逆断層が存在する要素には気付かなかった。

従って、今回の地震を引き起こした断層は、インバージョンを考えれば、カルデラ南東縁の正断層であったかも知れない。しかし、上記のようにこの正断層はむしろ地震時に不動で、脊梁巡検でもその正断層露頭は確認・観察できなかったもので、確かめるすべが無い。そのため、活断層の存在でさえ、予知は困難であった。むしろ荒砥沢ダム堤に活断層が存在する余地はごく少ない。

逆に、ダム堤に活断層があるとすれば、ここに建設すること自体が問題かも知れない。また、ダム湖はいわばカルデラの軟弱地盤であるから、この立地条件も良いとは言い難い。しかし、ダム湖が存在したため、それが大円弧滑りの素因の1つであったかもしれないが、ダムが無ければ巨大崩壊がもたらしたはずの土石流が下流に至らず、惨事とならなかったのは幸いであった。

崩壊地では、橋本修一氏にお会いした。一瞬、沖縄の福地ダムを思い出した。

# 岩手・宮城内陸地震における土砂災害の地質工学的特徴（速報）

## 迫川・三迫川の土砂災害について

日本工営(株)仙台支店 ふごの ただし  
 畚野 匡

### 1. はじめに

平成20年6月14日に発生した「岩手・宮城内陸地震」により、岩手県奥州市・一関市から宮城県栗原市にかけて多数の土砂災害が発生した。特に、磐井川・迫川・二迫川・三迫川の各水系では、崩壊・地すべり・土石流が多数発生し、国土交通省によれば15地区で河道閉塞が生じている。

本報告は、宮城県栗原市の迫川（一迫川）及び三迫川における土砂災害（主に河道閉塞）について、地震翌日から実施した現地調査結果等を元に、現地状況ならびに地質工学的特徴についての概況を速報として紹介するものである。

### 2. 土砂災害箇所との分布と地質工学的特徴

崩壊箇所（地すべり・土石流含む）の分布を、概略の地質分布と重ねて図1に示す。

当該地の地質は、次のように大きく4つに区分される。

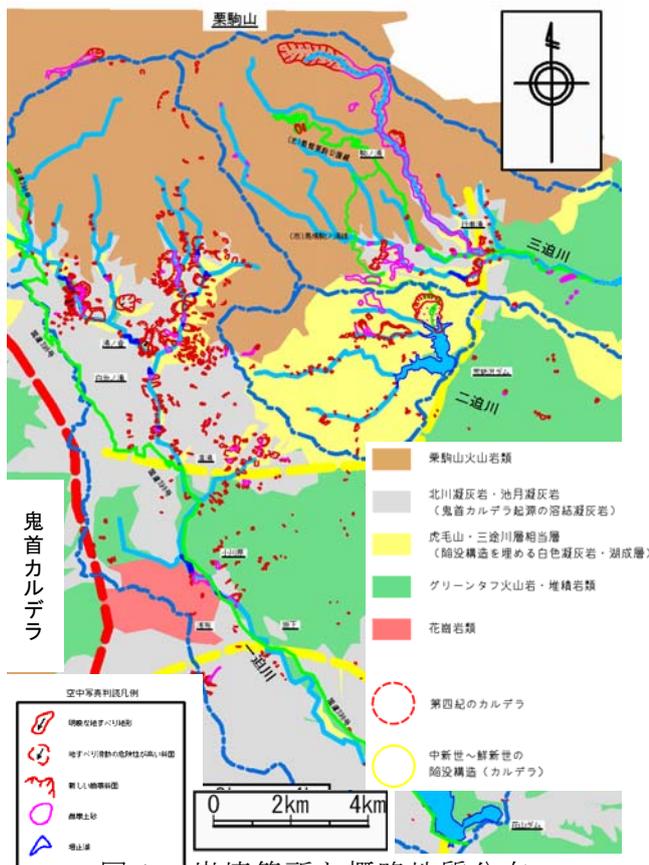


図1 崩壊箇所と概略地質分布

- ① 新第三紀中新世中期のグリーンタフ火山岩類及び堆積岩類
- ② 中新世末～鮮新世の陥没構造（カルデラ）を埋積する白色凝灰岩類及び湖成層（虎毛山凝灰岩・三途川層相当層）
- ③ 尾根頂部の台地状地形を形成する灰色の溶結凝灰岩類（北川凝灰岩又は池月凝灰岩：20～30 万年前に鬼首カルデラから噴出）

- ④ 標高500～600m以上に分布し、緩やかな火山地形を形成する栗駒山火山岩類

崩壊箇所は、迫川上流～荒砥沢ダム～行者の滝付近に集中しており、この地域は②の白色凝灰岩類及び湖成層の分布域に相当している。特に崩壊箇所が集中している迫川上流は、②白色凝灰岩類の上に③鬼首カルデラ起源の溶結凝灰岩類が台地状地形を形成していることが特徴的である。すなわち、これらの崩壊は白色凝灰岩中の脆弱層をすべり面とした地すべり・すべり性崩壊や、柱状節理の発達した溶結凝灰岩の崩落によって特徴付けられるものである（詳細については後述）。

また、栗駒山火山岩類の分布域は、崩壊地は少ないものの、駒ノ湯を襲った土石流の発生源となっていることに留意すべきである。

### 3. 土砂災害タイプ毎の地質工学的特徴

当該地域における土砂災害の代表例を紹介する。

#### 3.1 柱状節理の崩落（温湯地区）

溶結凝灰岩の柱状節理が崩落した例を示す(写真1)。

ほぼ垂直に立つ直径2～3mの柱状節理がトップリング崩壊を起こしたものと考えられる。溶結凝灰岩直下の弱溶結部や白色凝灰岩には変状は認められない。



写真1 温湯地区の崩壊

### 3.2 やせ尾根上の溶結凝灰岩の崩壊、岩屑なだれ（小川原地区）

やせ尾根上部の溶結凝灰岩が大規模に崩壊し、斜面を駆け下り、河道を閉塞したうえ、対岸の国道398号を埋積し、約600m下流まで到達している（写真2）。堆積物はΦ0.5~2mの巨礫を主体とするが、その外側にも高さ10m幅20~30mにわたって岩粉が飛散しており、比較的乾燥状態にある土石の崩落・高速移動現象（岩屑なだれ）が生じたことが示唆される。旧表土・樹根等の残存状況より、斜面下半部は概ね旧地形を保持していると考えられる。崩落土砂が斜面下半部を滑り台のように駆け下って加速し、岩屑なだれとして長距離を移動したものと推定される。



写真2 小川原地区の崩壊

### 3.3 白色凝灰岩のすべり性崩壊（湯ノ倉地区）

白色凝灰岩中の脆弱層をすべり面とした崩壊と考えられる（図2）。斜面最上部には溶結凝灰岩が見られるが、溶結凝灰岩の土砂は斜面中段部のテラス状部に留まっており、斜面下部は白色凝灰岩の岩塊が殆どを占めている。斜面中段部に抜けるすべり面があり、押出した白色凝灰岩の土塊が斜面下部に崩れ落ちて堆積し、河道を閉塞したものと推定される（写真3）。堆積物はΦ0.5~1mの巨礫を主体とするが、末端部は旧表土・崖錐・強風化岩・倒木を母材とし、やや細粒な層相を呈す。



写真3 湯ノ倉地区の崩壊

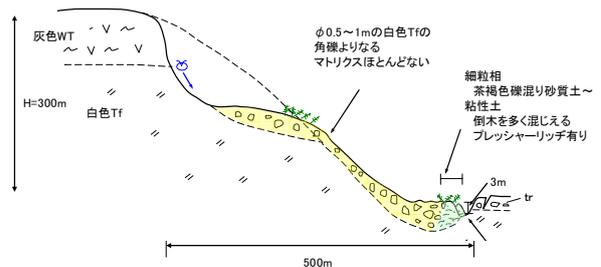


図2 湯ノ倉地区の模式断面図

### 3.4 栗駒山火山噴出物起源の土石流（駒ノ湯）

標高1200~1300m付近の残雪地帯を崩壊源とし、谷に沿って約4.5km、比高差約600mを流れ下り、駒ノ湯付近を埋積したものである。土石流到達直前にすべり性崩壊があり、谷を堰き止めたことにより、駒ノ湯付近で厚く・広く堆積している（写真4、図3）。また、一部は地すべり土塊を乗り越え、約4km下流の行者の滝まで到達している。含水比が高く軟弱な礫混じり土砂であり、上を歩くことは困難である。火砕流堆積物起源と考えられる砂質凝灰岩や、黒色スコリアなどを含む。崩壊源周辺には残雪が多数見られること、含水比が高いことより、融雪水で湿潤な状態にあった火山噴出物が地震動で崩壊・土石流化したものと推定される。



土石流堆積物（高含水比・軟弱）



写真4 駒ノ湯地区の地すべりと土石流堆積物

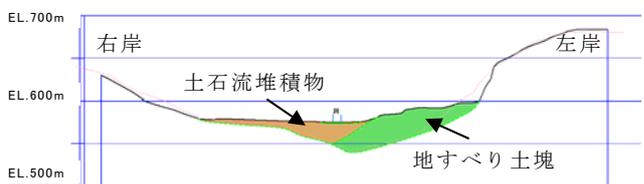


図3 駒ノ湯地区の断面図

### 4. おわりに

崩壊箇所の多くは、交通手段の無い山奥や、道路の寸断された箇所である。詳細な検討については今後の調査の進展を待ちたい。最後に、亡くなられた方々のご冥福ならびに被災地の速やかな復興を願って報告を終わります。

# 荒砥沢ダム北側の大規模地すべり周辺の地質について

応用地質株式会社 菖蒲幸男、飛田健二、三嶋昭二

## 1. はじめに

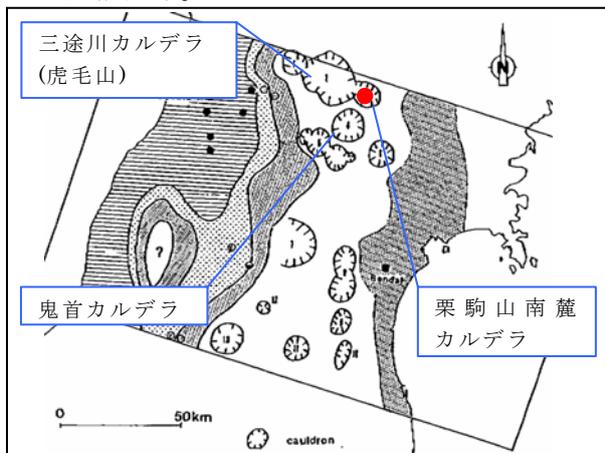
平成20年6月14日に発生した「平成20年岩手・宮城内陸地震」では、山岳地で多くの斜面崩壊・地すべりが発生した。なかでも、荒砥沢ダム北側で発生した地すべりは規模が大きく、長さ約1,300m、幅約900mである。写真.1に地すべり地全景を示す。地震発生後まもない6月19日に、地すべり地付近をヘリコプターによって視察する機会を得、また、若干の地表踏査も実施することができたので、特に地質的内容について報告する。



写真.1 地すべり地全景(南側から望む)  
矢印は写真.2の撮影方向を示す。

## 2. 地質概要と地質構成

東北日本脊梁地域には、新第三紀中新世後期～第四紀更新世にかけて多くのカルデラが形成されている。調査地周辺においては、三途川(虎毛山)カルデラ、鬼首カルデラが知られている(図.1)。



●地すべり位置  
図.1 カルデラの位置と地すべり発生箇所(天野他、1989に加筆)

大規模地すべりが発生した荒砥沢付近は、これらのカルデラの一つである直径約10kmの「栗駒山南麓カルデラ」内に位置している。

荒砥沢付近の地質構成を表.1に示す。この付近では、新第三系上部中新統の小野松沢層が、中部中新統である葛峰層を高角度の傾斜不整合で覆って、広く分布している。小野松沢層は、カルデラ堆積物であり、泥岩、凝灰岩、軽石凝灰岩(一部溶結)、火山礫凝灰岩、安山岩等からなり、湖成シルト岩を伴っている。さらにこれらを約50万年前以降に活動したとされる栗駒火山起源の溶岩、泥石流堆積物が覆っている。

小野松沢層の地質時代については、下部の細越夾垂炭部層に含まれる植物化石より上部中新統とされているが、小野松沢層上部層準の軽石凝灰岩で $3.4 \pm 0.4$  Ma (F.T.年代:未公表)の値を得ており、鮮新統にかかる可能性がある。

表.1 調査地周辺の地質構成

時代	地層名	主な層相など	特徴など
第四紀更新世	栗駒火山噴出物	溶岩 泥石流堆積物	泥石流堆積物は、安山岩と同質の質からなる。
新第三紀	後期中新世、鮮新世	小野松沢層	軽石凝灰岩 溶結凝灰岩 凝灰岩 シルト岩 固結度の低い細粒～中粒のガラス質凝灰岩を挟む。下位層を高角不整合で覆い、カルデラ性陥没盆地埋積層と推定される。
	中期中新世	葛峰層	凝灰岩類 頁岩 シルト岩 安山岩 凝灰岩、頁岩等に堅硬緻密な安山岩が貫入する。

## 3. 視察結果

ヘリコプターから地すべり地を望むと、高さ100m程度の滑落崖と大きな陥没帯が2箇所で見られる。また、地すべり土塊の先端は貯水池まで達するとともに、沢を堰き止めて堰止湖を形成している。

頭部滑落崖は小野松沢層が主体で、上部に栗駒火山噴出物が分布している。崖の中央部付近にはほぼ水平に連続する白色軽石凝灰岩が確認され、その上位には溶結凝灰岩が分布している。写真.2に滑落崖の写真を示す。

地すべり末端部付近の地質は、軽石凝灰岩

が主体でシルト岩も見られる。特徴的に指圧で容易につぶす事ができる程度の固結度である細粒凝灰岩が多く見られる。



写真.2 頭部滑落崖。崖の中央部に白色軽石凝灰岩が分布している。

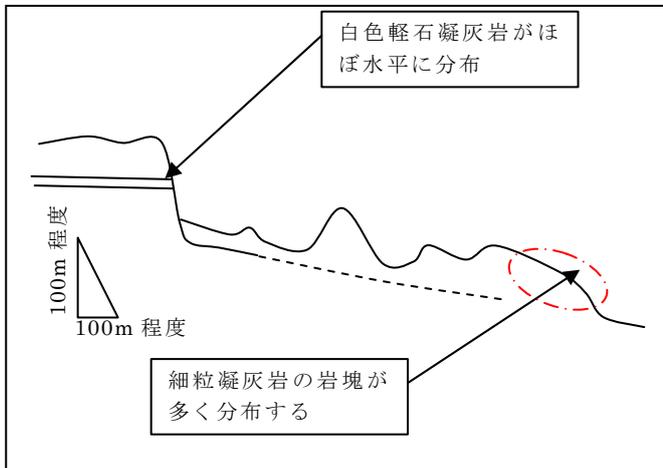


図.2 模式図(H:V=1:2程度)

#### 4. 細粒凝灰岩の特徴

地すべり土塊末端部にみられる細粒凝灰岩は指圧で崩すことができる程度の固結度で、つぶした後は磨き粉のような状態となる。写真.3に細粒凝灰岩を示す。今回この細粒凝灰岩について、予察的に物理および強度試験を実施した。なお、試験に用いた試料は、地すべり土塊の末端部で採取した岩塊を用いた。室内試験での物性値は次のとおりである。

- ・砂分 18.1%、シルト分 72.8%、粘土分 9.1%
- ・粒径加積曲線を図.3に示す。
- ・土粒子の密度 2.411 g/cm<sup>3</sup>
- ・自然含水比 2.4 %
- ・湿潤密度 1.031 g/cm<sup>3</sup>
- ・乾燥密度 1.006 g/cm<sup>3</sup>
- ・間隙比 1.397
- ・浸水崩壊度 D(原型をとどめない)
- ・一軸圧縮強度 73.1 kN/m<sup>2</sup>

試験の結果、細粒凝灰岩は浸水に対して弱く、シルト分が多く、粒径がそろっているこ

とが判明した。また、非常に強度が低いことが確認された。



写真.3 細粒凝灰岩

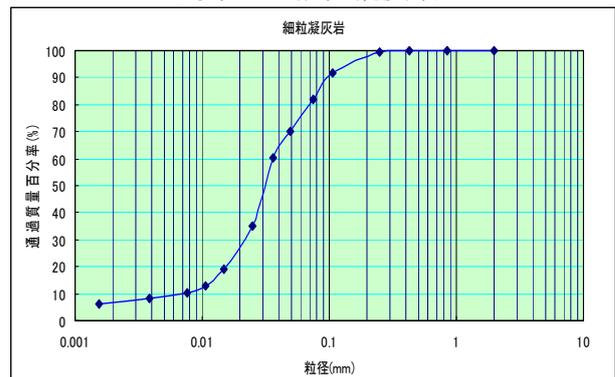


図.3 粒径加積曲線

#### 5. おわりに

強度が小さい細粒凝灰岩の岩塊が地すべり土塊の低標高部(すべり面付近)で確認され、地すべりの要因の一つである可能性がある。

大八木(2002)は、後カルデラ期に形成された湖成堆積物が地すべり発生に対して重要性を持つことを示している。また、地すべり地近傍では地表地震断層が見られる。

今後は細粒凝灰岩の分布範囲や物性等、地すべり地周辺の地質構造を検討することが望まれる。

#### 参考文献

- ・北村 信編(1986): 新生代東北本州弧地質資料集 第2巻その8
- ・伊藤谷生・歌田 実・奥山 俊一(1989): 東北日本脊梁地域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について、地質学論集、第32号、pp.409-429
- ・天野一男・佐藤比呂志(1989): 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス、地質学論集第32号 pp81-96
- ・大八木 規夫(2002): 南会津地域における大規模地すべり地形とカルデラ、財団法人深田地質研究所年報、No3、pp.119-136

# —速報— 岩手・宮城内陸地震後の鬼首寒湯地区の再陥没

(有) ジオテクノ中里産業 中里 俊行  
 (有) ジオプランニング 今野 隆彦  
 初貝 隆行  
 水文地質ロゴス 奥田 勝三

## 1. はじめに

寒湯地区では、古くから陥没穴の存在が知られている。H8の鳴子地震では高橋学宅の庭に陥没穴が、さらに、H13.8.23にはその西方の高橋正伸宅で地震発生に関係なく陥没が発生し乗用車1台が飲み込まれ、510m<sup>3</sup>の土砂によって埋め戻された。H15.5.26と7.26の三陸南地震および宮城県北部地震の時にも高橋学宅をはじめ、数ヶ所で再陥没が生じた<sup>1)</sup><sup>2)</sup>。東北支部ではH13.9に調査団を結成し調査を行い20数ヶ所の陥没穴と過去の陥没を示す露頭を認識した。しかし、形成機構を特定するには至らなかった。その後、寒湯沢の砂防ダムの袖部に陥没が生じてH13に続きH15にはボーリング調査と各種物理探査が行われ、地下の空洞を確認し、古い建造物の痕跡が地下20mに落ち込んでいることが判明した。平成20年6月14日8:43に発生した岩手・宮城内陸地震(M7.2, 深さ10km)後の6月16日および18日に著者らは現地を踏査し、図-1に示す再陥没3箇所と新たに生じた陥没穴2箇所その他多くの噴泥を確認した。以下では、現地の状況を速報として報告する。

## 2. 現地の状況

### (1) 再陥没穴について

再陥没穴は、正伸宅、学宅、寒湯沢砂防ダム左岸の3箇所である。

・正伸宅の陥没穴は、岩手・宮城内陸地震の本震ではなく寒湯近く北東側約6kmでの余震(9:20、M5.7、深さ6km)の時に再陥没した。穴は約7×10m、水面までの深さが4~5mである。周辺に認められる亀裂から、今後、拡大すると考えられる。H13年陥没後の埋め戻し時に設置したヒューム管からは茶灰色の濁水が流出していた。

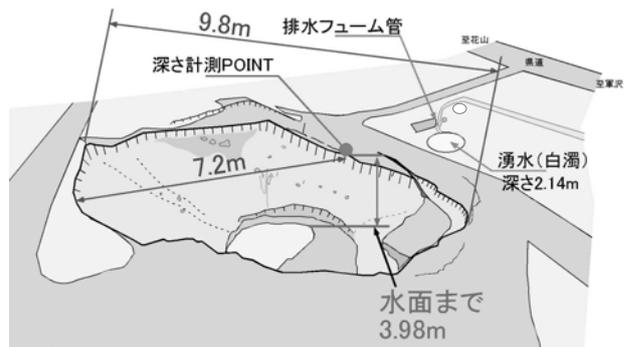


図-2. 陥没スケッチ (高橋正伸宅前)

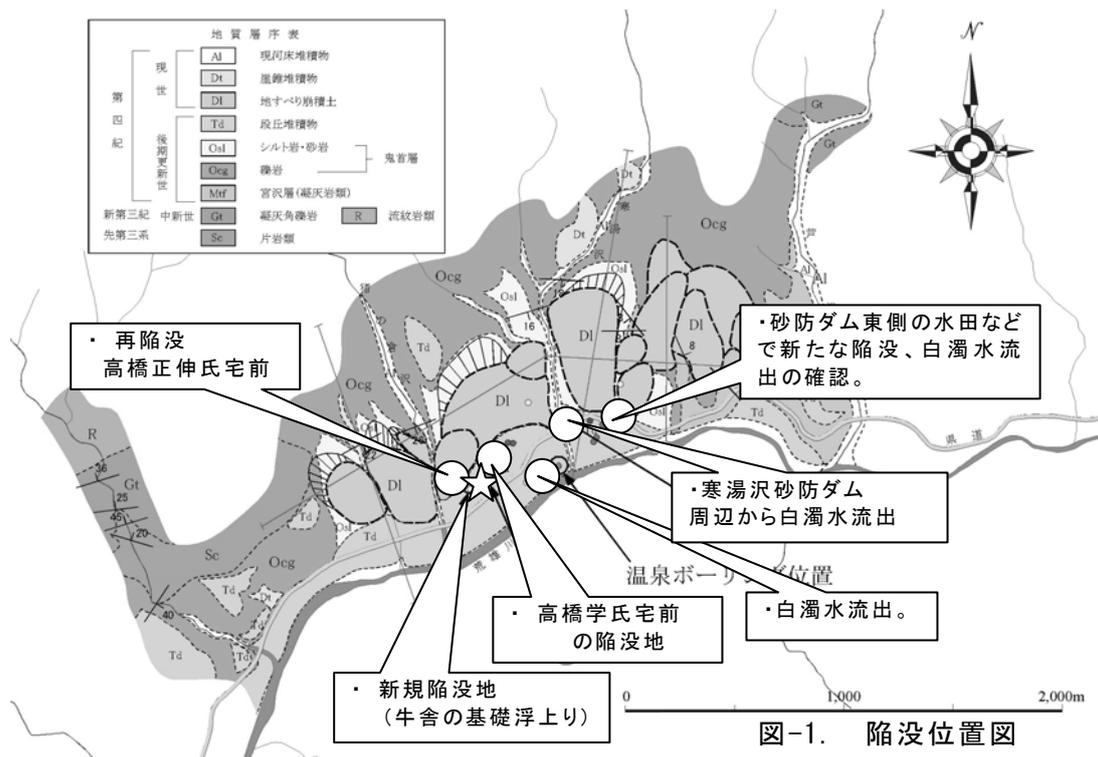


図-1. 陥没位置図

- ・学宅の陥没穴は、これまでに地震のたびに断続的に陥没が発生しており1996年からこの度の地震まで6度目である。周辺の亀裂の段差を含めてみると8×10mの円形、深さが0.6mで灰色の濁水が多量に流出している。この穴は、埋め戻しても何度も陥没が生じているのが特徴である。
- ・砂防ダム左岸の陥没穴は表層部は1m程度の開口であるが、内部は、1.6×2m、深さ3m以上の空洞となっている。水位はGL-1.6mである。南側の林道の車の轍には、陥没穴からあふれ出た白色の磨き粉が堆積しており、多量の土砂が吹き出したことがわかる。再陥没穴はこれまで何度も埋め戻されているが、対策としての埋め戻し効果は無いようである。

## (2) 新しい陥没穴

- ・高橋学宅の陥没穴とヒューム管のある水路直下流のH16.4に発生した陥没穴との中間に位置する学宅牛舎飼料置き場には、13×6m、水位1m程度の長楕円形の陥没が生じた。学宅では6月14日の夕までまったく気づかなかったという。牛舎の基礎は浮き上がり、陥没の拡大次第では牛舎の倒壊が懸念される。陥没穴の側壁には、ヒューム管の水路脇でみられたような茶灰色の磨き粉のようなシルトが露出しており、段丘砂礫層を被覆する二次的な堆積物と推定される。

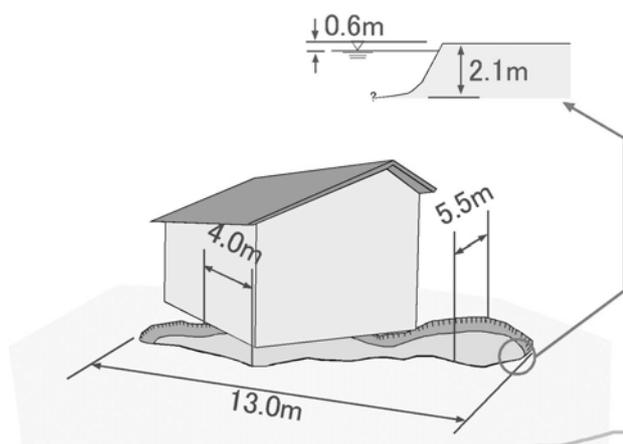


図-3. 陥没スケッチ（牛舎基礎付近）

- ・寒湯沢東方県道脇の噴泥の跡がみられる大沼の荒雄川側の水田面より2m程度下がった草地に、8×10mの楕円状の陥没穴が発生した。茶灰白色の濁水の水位は1mである。側壁には茶灰色のシルトがみられた。

## (3) 噴泥地点

噴泥跡は、上記の外に多数観察された。茅原（茅に隠れて古い陥没穴が2箇所？ある）

脇の水田面、砂防ダムのコンクリート施工目地部など数か所から、水田面、寒湯沢旧ボーリング地点西側のクレスンの沢にみられた。特に、寒湯沢砂防ダム下流の河床には白色の磨き粉が堆積し、流水が白濁化して流下している。

## 3. 陥没穴の形成について

これまでの経過を見ると、地震による未固結から低固結の灰白色シルトの液状化現象が、地下の空洞化の拡大と陥没穴の形成に大きく関わる1つの誘因であると考えられる。また、水理地質構造からみた地下水の賦存形態も大きな誘因となっていると考えられる。これまでの調査から、陥没の形成機構を考察する。

- ・本地域は地すべり地形で集水域が広く、被圧水した地下水があり、この被圧水は地表部に向かう浸透圧として挙動する（寒湯沢のボーリング孔では礫岩の被圧水頭20m、湧水量は50～60 $\frac{\text{m}^3}{\text{分}}$ 確認されている<sup>1)</sup>）。
- ・被圧水は、灰白色の未固結シルトに水みちを作り周辺を飽和し脆弱化させる。シルトは白濁水として、融雪水・降雨などの季節変化による湧水量と湧水圧によって排出される。
- ・この水みちは、地震によるパイピングと液状化現象により拡大化する。
- ・地下水位の変化（地震による急激な液状化や地下水の変動による浸食により空洞化し、地表部の堆積物の荷重に負圧が生じる）によるアーチアクションの低下により陥没する。

このように、主に地震を引き金として陥没が発生、再陥没することが多いが、地震時でなくとも地下の水みちと空洞が徐々に拡大し、突然陥没が発生することがある。

水質関係から考察した水文・水理地質構造については、奥田が継続的な現地調査を進めており、次の機会に紹介したい。

## 参考文献

- 1) 応用地質学会東北支部（平成15年）：見学会資料
- 2) 今野ほか（平成15年）：湖成層に生じた陥没と地質環境、日本応用地質学会研究発表会講演論文集、P415、2003

---

日本応用地質学会 東北支部  
第 16 回研究発表会講演集

平成 20 年 7 月 18 日発行

編集 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](mailto:jseg_tohoku@yahoo.co.jp)

ホームページ: <http://wwwsoc.nii.ac.jp/jseg/tohoku/>

---