平成30年度研究発表会

講演論文集

2018年10月16日～10月17日

札幌市教育文化会館

一般社団法人 日本応用地質学会

〒101-0062 東京都千代田区神田駿河台2-3-14
お茶の水桜井ビル
TEL 03-3259-8232

一般社団法人　日本応用地質学会　平成 30 年度研究発表会

協　賛：　一般社団法人全国地質調査業協会連合会
一般社団法人北海道地質調査業協会

日　　時：　平成 30 年 10 月 16 日（火）　9：50～17：15
10 月 17 日（水）　9：15～17：20

会　　場：札幌市教育文化会館（小ホール，講堂，研究室 305）
〒060-0001　札幌市中央区北 1 条西 13 丁目

費　　用：　参加登録料 3,000 円（学生 1,000 円），講演論文集 5,000 円（学生 2,000 円）
（いずれも一般非会員は＋1,000 円，学生非会員は＋500 円）

プログラム：

【第 1 日】10 月 16 日（火）

日程	時　間	第 1 会場	第 2 会場	ポスターセッション
午前	9:30～10:50	測量・計測／環境地質 座長：佐々木靖人（1-4）	地下水 座長：長谷川怜思（15-18）	10:00 以降 ポスター展示
	11:00～12:10	開会式・特別講演（1F 小ホール） 特別講演 「歴史記録や津波堆積物から探る超巨大地震の発生様式」 谷岡 勇市郎（北海道大学大学院理学研究院 附属地震火山研究観測センター センター長・教授）		
午後	13:10～14:10	ポスターセッション　コアタイム / アース・サロン（研修室 302）		
	14:20～15:35	地層処分 座長：弥富洋介（5-9）	地形・地質一般(1) 座長：戸邉勇人（19-23）	（ポスター展示）
	15:45～17:15	災害地質(1) 座長：堀川滋雄（10-14）	地形・地質一般(2) 座長：伊藤久敏（24-27）	

18:00 ～　意見交換会

【第 2 日】10 月 17 日（水）

日程	時　間	第 1 会場	第 2 会場	ポスターセッション
午前	9:15～10:45	災害地質(2) 座長：小坂英輝（28-33）	土木地質(1) 座長：小俣雅志（55-59）	（ポスター展示）
	10:55～12:25	災害地質(3)／社会貢献 座長：藤田勝代（34-39）	土木地質(2) 座長：原口　強（60-65）	
午後	13:30～14:30	特別セッション 1 耶馬溪の斜面災害 座長：太田岳洋（40-44）	土木地質(3) 座長：赤澤正彦（66-69）	16:00 までにポスターを撤収してください
	14:40～16:10	特別セッション 2 九州北部豪雨災害 座長：田近　淳，井口　隆 (45-54)	土木地質(4) 座長：岡崎健治（70-75）	
	16:20～17:20	特別セッション 3 西日本豪雨災害 座長：鈴木茂之		

研究発表会プログラム（○印は講演者）

【 口 頭 発 表 】

第1日 [10月16日（火）] 第1会場

【 測量計測・環境地質　10：00–11：00 】

1　急崖岩盤斜面のUAV撮影写真を基にした三次元地形モデルの構築……1
○日外勝仁，角田富士夫，倉橋稔幸（寒地土木研究所）

2　干渉SAR解析を用いた広域の山地斜面変動検出の試み……3
杉山直也，○菊地輝行（開発設計コンサルタント），小俣雅志，秋山佳輝，杉本 惇（パスコ）

3　掘削発破による三次元切羽前方探査の基礎的研究……5
○中谷匡志，山本浩之，大沼和弘（安藤ハザマ）

4　ハンドヘルド蛍光X線分析計による市街地の土壌中の重金属のスクリーニング分析……7
○丸茂克美（富山大学）

【 地層処分　14：30–15：45 】

5　陸域からの外挿による沿岸海域の隆起量評価の試み……9
○幡谷竜太，濵田崇臣，清水洋平（電力中央研究所）

6　二次元電気探査による再冠水に伴う坑道周辺の含水状態評価……11
尾崎裕介（日本原子力研究開発機構），○松下智昭，升元一彦（鹿島建設），今里武彦（地球科学技術研究所）

7　堆積性軟岩地域のトンネル坑壁表面の掘削後の変化　ー幌延深地層研究施設での調査ー……13
○大山隆弘，窪田健二（電力中央研究所）

8　坑道掘削に伴う掘削損傷領域と不飽和領域の形成に関する検討ー幌延深地層研究施設での調査ー……15
○窪田健二，大山隆弘，末永　弘，野原慎太郎（電力中央研究所），青柳和平，杉田　裕（日本原子力研究開発機構）

9　火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価手法の整備……17
○近藤浩文，後藤淳一（原子力発電環境整備機構）

【 災害地質(1)　15：55–17：25 】

10　地震時の斜面変形問題とその概略予測……19
○佐々木靖人（土木研究所）

11　慶長会津の地震（1611年）による飯谷山・山崩れ現場の今……21
○橋本修一，池田浩二（東北開発コンサルタント），竹谷陽二郎（元・福島県立博物館）

12　地震時の崩壊発生場を規制するテフラの層序とハロイサイトの生成過程 - 平成28年（2016年）熊本地震により発生したテフラ斜面の崩壊を例に - ……23
○佐藤達樹（国土防災技術），千木良雅弘（京都大学大学院防災研究所）

13　2016年熊本地震による布田川断層北東端部における地表変位……25
○向山　栄，高見智之，佐藤　匠（国際航業）

14　2016年茨城県北部の地震で生じた地殻変動の特徴……27
○小俣雅志，三五大輔，郡谷順英，谷口　薫，平田育士（パスコ）

第1日 [10月16日（火）] 第2会場

【 地下水　10：00–11：00 】

15　パッカー付き揚水装置を用いた，津波によって塩水化した地下水の回復状況調査……29
○石田　聡，白旗克志，土原健雄，紺野道昭，中里裕臣（農研機構）

16　電気探査の時系列垂直探査による揚水試験時の塩水化地下水動態調査の試み……31

○中里裕臣，石田　聡，白旗克志，土原健雄，紺野道昭（農研機構）
17　瀬切れと地下水環境から読み解く丸亀平野南部の活構造……33
○宮地修一（地研），栢木智明，寺本光伸，宮崎精介（スイモンLLC），渡辺　修（水文企画），肘井敬明（九州地質コンサルタント），露口耕治，菅原大介（四電技術コンサルタント），長谷川修一（香川大学）
18　岩石の毛管現象プロセスに与える影響要因の検討……35
○長田昌彦（埼玉大学），辰巳　茅（元・埼玉大学）

【 地形地質(1)　14：30–15：45 】
19　道路防災における航空レーザー測量データを用いた危険箇所抽出手法の開発と適用……37
○寺脇直志，三浦健一郎，入谷正人（基礎地盤コンサルタンツ）
20　ハンドヘルドレーザー計測による自然斜面の地質リスク評価……39
○小松慎二，陣内龍太郎（応用地質），千田良道（中日本航空）
22　柱状節理の発達した火成岩の構造とそれに規制された球状風化過程……41
○平田康人（電力中央研究所），千木良雅弘（京都大学防災研究所）
23　方解石の溶解を起因とした砂岩の連鎖的風化　―白亜系和泉層群の砂岩優勢層を対象として―……43
○松澤　真（パシフィックコンサルタンツ），千木良雅弘（京都大学防災研究所）

【 地形地質(2)　15：55–17：25 】
24　景観としての水中火山岩-NHKブラタモリ室蘭に関連して……45
○山岸宏光（北海道総合地質学研究センター），畑本雅彦，鎌田光也，志村一夫（シン技術コンサル）
25　9万年前に発生した阿蘇4火砕流の到達範囲に関する検討……47
○長田朋大（ナイバ），辻　智大（四国総合研究所），木村一成，中村千怜（ナイバ），牛見龍也（四電技術コンサルタント），西坂直樹，大西構造（四国電力），柳田　誠（阪神コンサルタンツ），長谷川修一（香川大学工学部）
26　東京都心，隅田川下流域の地盤の成り立ちと地震ハザード……49
○木村克己，大井昌弘（防災科学技術研究所），花島祐樹（Smart Solutions），西山昭一（応用地質）
27　大阪桜川撓曲の稠密ボーリング情報による断層特性……51
○岩崎好規（地域地盤環境研究所）

第2日［10月17日（水）］第1会場

【 災害地質(2)　9：15–10：45 】
28　近年の北海道の斜面災害と周氷河性斜面堆積物の地質土質特性……53
○雨宮和夫，石田博英（防災地質工業）
29　平成29年台風21号により三波川結晶片岩類分布域で発生した斜面崩壊と地すべりの概要……55
○谷垣勝久（タニガキ建工）
30　地下水位変動シミュレーションによる地すべりリスク評価……57
○河又久雄，中村祐貴，工藤脩透（開発工営社）
31　日本海側新第三系堆積岩地域における深部高塩濃度地下水と地すべりとの関係……59
○西山成哲（京都大学），千木良雅弘（京都大学防災研究所），鈴木浩一（電力中央研究所），渡部直喜（新潟大学災害・復興科学研究所）

【 災害地質(3) ／ 社会貢献　10：55–12：25 】
34　岩盤の不連続性を考慮した鉱さい堆積場かん止堤基礎の地震応答解析……61
○堀川滋雄，佐々木　猛，越谷　賢（サンコーコンサルタント），福嶋　繁，小原義之（日本原子力研究開発機構）
35　スペクトル計測による火山灰物性値の把握手法の検討……63
○小野秀史，藤原康正（エイト日本技術開発），池田暁彦（砂防・地すべり技術センター）
36　火山灰の電気的性質と鉄道の信号設備・配電設備への影響の検討……65
○浦越拓野，西金佑一郎，寺田夏樹，小西武史，平川慎太郎，川越　健（鉄道総研）
37　線的インフラにおける土砂災害危険度変化のシミュレーションと検証……67

○菊田真仁（日本信号），松四雄騎（京都大学），川崎栄嗣，内田清孝（日本信号）
38　ジオガイドはNHKのブラタモリ流で……69
○長谷川修一，鶴田聖子，野々村敦子（香川大学）
39　九州支部のアウトリーチ活動……71
○矢田　純（カミナガ），九州支部および九州応用地質学会ワーキンググループ

【 特別耶馬渓　13：30–14：30 】
40　ドローンレーザー計測による耶馬渓斜面災害地の地形調査……73
○原口　強(大阪市立大学)，杉本一起，冨井隆春（アミューズワンセルフ），恒賀健太郎（大分県）
41　耶馬渓周辺の地形と崩壊箇所周辺の地形的特徴……75
○西村智博（国際航業）
42　2018年4月耶馬渓斜面崩壊地の地質構造と考えられるいくつかの崩壊モデル……77
○太田岳洋（山口大学），撰田克哉（日本地研），松澤　真（パシフィックコンサルタンツ），黒木貴一（福岡教育大）
43　古期地すべりから見た耶馬渓の斜面災害……79
○稲垣秀輝(環境地質)
44　明瞭な発生誘因なしに起きた斜面変動に関する検討―2018年4月の耶馬渓土砂崩落災害を受けて……81
○井口　隆，山田隆二，小松義隆，小倉拓郎，飯田智之（防災科学技術研究所），太田岳洋(山口大学)

【 特別九州北部(1)　14：40–15：40 】
45　2017年7月九州北部豪雨災害における地すべり・崩壊の発生状況と特徴……83
○西村智博，高見智之（国際航業），松澤　真（パシフィックコンサルタンツ）
46　2017年九州北部豪雨災害の地質地形条件からの類型化の試案……85
○高見智之，西村智博（国際航業），松澤　真（パシフィックコンサルタンツ）
47　平成29年九州北部豪雨により発生した結晶片岩と花崗岩地域における斜面崩壊メカニズムについて……87
○山本茂雄（中央開発），矢田　純（カミナガ），矢野健二（ジオテック技術士事務所）
48　平成29年7月九州北部豪雨災害により乙石川，奈良ヶ谷川で発生した土石流・土砂流堆積物の特徴……89
○矢野健二（ジオテック技術士事務所），大石博之，井柳卓也（西日本技術開発），山本茂雄（中央開発），矢田　純（カミナガ），小泉友美（九州地質コンサルタント）
49　福岡県朝倉・大分県日田地域における地すべり・土石流の発生頻度……91
○西山賢一(徳島大学)

【 特別九州北部(2)　15：45–16：45 】
53　2017年九州北部豪雨で災害を免れた場所の地形条件……93
○黒木貴一（福岡教育大学），品川俊介，松尾達也（土木研究所）
54　地すべり地で発生する豪雨による斜面崩壊:九州北部と北海道の例から……95
○田近　淳（ドーコン）

第2日［10月17日（水）］第2会場

【 土木地質(1)　9：15–10：45 】
55　2016年熊本地震に伴い阿蘇谷に出現した亀裂の成因とその地下構造……97
○原口　強（大阪市立大学），林　久夫（ジオックスコンサルタント），吉永佑一（防災地質研究所）
56　微動アレー探査で求めた阿蘇谷に出現した亀裂群直下の地下S波構造……99
原口　強（大阪市立大学），○林　久夫（ジオックスコンサルタント），吉永佑一（防災地質研究所）
57　阿寺断層南端部における断層群の位置とその性状に関する調査……101
○奈良啓示（基礎地盤コンサルタンツ）
58　上陸別町地すべり端部の隆起について……103
○中田英二，田中姿郎（電力中央研究所），渡邊達也（北見工業大学）

59 分布式光ファイバーセンシングによる地すべり移動体内ひずみ変化鉛直分布の測定 105
○小暮哲也(島根大学)

【 土木地質(2) 10 : 55-12 : 25 】
60 地質における不確実性とリスク 107
○脇坂安彦 (ダム技術センター)
61 岩盤は流水により削られるか (その2) 109
○赤井静夫, 塩野敏昭, 小林保男, 赤井理一郎, 室田真弘 (北信ボーリング)
62 乾湿によるバラストの圧縮粉砕率の違いに関する基礎的検討 111
○河村祥一, 川越 健 (鉄道総合技術研究所)
63 寒冷地露岩斜面の岩盤内部温度の季節変動と崩壊メカニズムの考察 113
○前原恒祐, 磯貝晃一, 伊藤和伯, 山田岳史 (開発調査研究所)
64 秩父帯緑色岩で発生した岩盤崩壊の安定度評価 115
山田政典, ○久保美和, 森山 豊, 吉田 浩, 古宮一典, 長岡弘晃, 坂本祐樹(応用地質)
65 Investigation on the correlation of Relaxation behaviors and Long-term Strength 117
○LIU Ang (南京工業大学, 東京大学), 徳永朋祥 (東京大学), ZHANG Peng (南京工業大学), LIN WENLI (東京大学)

【 土木地質(3) 13 : 30-14 : 30 】
66 トンネル施工時の先進ボーリング調査による地山分類指標に関する考察 119
○岡崎健治, 山崎秀策, 倉橋稔幸 (寒地土木研究所), 亀村勝美 (深田地質研究所), 村山秀幸, 丹羽廣海, 新井智之 (フジタ)
67 北海道におけるトンネル先進ボーリングと地質課題に関する考察 121
○伊東佳彦, 岡崎健治, 山崎秀策, 倉橋稔幸 (寒地土木研究所)
68 能登半島の新第三紀層泥岩の膨張特性とトンネル変状について 123
○石田良二, 上間綾乃 (ジェイアール総研エンジニアリング), 山本浩之, 坂田和幸 (安藤ハザマ)
69 自然由来重金属のリスク評価に基づいたトンネル掘削ズリの対策検討事例 125
○西 俊憲, 武田茂典, 久野高明, 根岸拓真 (基礎地盤コンサルタンツ)

【 土木地質(4) 14 : 40-16 : 10 】
70 ステレオカメラを利用した岩盤割れ目評価手法の開発 127
○鶴田亮介, 宇津木慎司 (安藤ハザマ), 星加夢輝 (新潟大学)
72 画像解析によるトンネル切羽の剥離危険性の予測 129
○戸邉勇人, 宮嶋保幸, 白鷺 卓, 山本拓治, 升元一彦 (鹿島建設)
73 画像解析を利用した動態観察データの評価方法の開発 131
○石濱茂崇 (熊谷組)
74 トンネル施工現場における地質状況ICT管理システムの構築 133
○宇津木慎司, 中谷匡志, 鶴田亮介(安藤ハザマ)
75 大分川ダム基礎処理工への3次元施工品質管理システムの適用 135
○升元一彦, 野中隼人, 中嶌誠門, 川端淳一, 高橋勝也, 奈須野恭伸 (鹿島建設)

【ポスターセッション】

コアタイム 第1日 [10月16日 (火)] 13:00~14:00

【 特別セッション (九州北部豪雨災害) 】
P2 平成29年7月九州北部豪雨によって生じた土砂移動域の衛星SARによる抽出 137
○下村博之, 小俣雅志, 森田保成, 阿部直樹, 松下隆史, 寶楽 裕, 舩木俊郎, 三五大輔 (パスコ)

P3　平成29年7月九州北部豪雨における大分県日田市西部の斜面崩壊について……139
○江口誠也，太田岳洋（山口大学）
P4　東峰村における豪雨時避難計画の検討……141
○野々村敦子，長谷川修一，磯打千佳子（香川大学）
P5　朝倉市妙見川流域で発生した初生岩盤地すべりの地質的特徴……143
○撰田克哉（日本地研），西山賢一（徳島大学），井口　隆（防災科学技術研究所）

【 災害地質 】
P6　2017年九州北部豪雨における道路斜面災害の特徴……145
○山本定雄，浅井健一，矢島良紀，植田　律（土木研究所）
P7　平成29年九州北部豪雨による山間地の道路における複合的な災害の実例……147
○浅井健一（土木研究所）
P8　ベトナム中部における特徴的な斜面変動例……149
○柴崎達也（国土防災技術），Ngo Doan Dung（ITST, Vietnam），宮城豊彦（東北学院大学），濱崎英作（アドバンテクノロジー）
P9　頭部排土によって出現した火山岩類の産状と地すべり……151
○鈴木　聡，伊藤啓太，畠山富昌，栗山大助，小松　翔，鈴木真悟（奥山ボーリング）
P10　岩盤斜面および地すべりの内部構造　−ボーリングコアのX線CT画像を用いた検討−……153
○田中姿郎，野原慎太郎，末永　弘（電力中央研究所）
P11　大規模な斜面崩壊についての実験的検討……155
○長谷川　淳（鉄道総合技術研究所），富樫陽太（埼玉大学），湯浅友輝，川越　健（鉄道総合技術研究所），粕谷悠紀，山田祐樹（大林組），友利方彦，大澤裕之（東日本旅客鉄道）
P12　熊本地震における阿蘇大橋付近の地震動解析の試み……157
○正木光一，稲垣賢亮，平松晋一（応用地質）
P13　構造物を特化した豪雨ハザードマップの構築（その1）……159
○久野春彦，小早川博亮，栗山雅之（電力中央研究所）

【 地下水 】
P14　御荷鉾帯地すべり地の水質特性（その4）……161
○風見健太郎，和田佳記，木村隆行，五百木耕二（エイト日本技術開発），伊藤誠記，平澤良輔，山﨑隆幸（国土交通省）
P15　御荷鉾帯地すべり地の水質特性（その5）……163
○木村隆行，風見健太郎，和田佳記，東正昭（エイト日本技術開発），伊藤誠記，平澤良輔，山﨑隆幸（国土交通省）
P16　御荷鉾帯地すべり地の地下水電導度変動特性（その2）……165
○和田佳記，木村隆行，風見健太郎，花木勇太（エイト日本技術開発），伊藤誠記，平澤良輔，山﨑隆幸（国土交通省）
P17　地下水情報の見える化・魅せる化　-黒部川扇状地の地下水の事例-……167
○宮原智哉，浅井　樹，青山夏海，小川豪司（アジア航測）
P18　電気探査における電流曲線作成の重要性ー北海道渡島半島における更新世瀬棚層の例……169
○加藤孝幸（アースサイエンス），布川昭一，東海林博（ハーデスサーブ），太田澄人（アーストラストエンジニアリング），西谷昭男（西谷試錐工業），高橋輝一郎，吉田俊昭（ハーデスサーブ）

【 環境地質 】
P19　自然由来重金属等含有土の取扱いの提案……171
○阿南修司，品川俊介（土木研究所），川端淳一（鹿島建設），龍原　毅（パシフィックコンサルタンツ），小口深志（前田建設工業），地盤環境技術検討委員会（土木研究センター）
P20　領家花崗岩類及び足摺岬花崗岩類における高ふっ素溶出量の起源……173
○熱田真一（アサノ大成基礎エンジニアリング），太田岳洋，今岡照喜（山口大学）
P21　海成泥岩の続成程度に着目した物理・化学特性の研究ー特に自然由来重金属等の溶出特性についてー……175

○長谷川怜思，大塚智久，山本　晃，堀内瀬奈（八千代エンジニヤリング）
P22　東京都内の湧水地を利用した環境学習・アウトリーチの取組み……177
○堀内瀬奈（八千代エンジニヤリング），河口真利奈，曽篠明美，下田友理（東京都環境公社），長谷川怜思（八千代エンジニヤリング）

【 地形・地質一般 】

P23　根室層群中に発達する非活断層のFIB-TEM観察……179
○相山光太郎(電力中央研究所)
P24　マイクロフォーカスX線CTを用いた断層岩の3次元構造解析……181
○野原慎太郎，田中姿郎，相山光太郎（電力中央研究所)
P25　X線回折試験定方位法の半定量的評価について……183
○嶋　将志，木村隆行，石川敦代（エイト日本技術開発)
P26　峠の古道－その立地と変遷－……185
江川良武（地理研究家），稲垣秀輝（環境地質），足立勝治，千葉達朗（アジア航測），○品川俊介（土木研究所），応用地形学研究部会古道ワーキンググループ（日本応用質学会)
P27　風化による黒雲母花崗岩の鉱物色彩変化……187
○石川敦代，木村隆行，嶋　将志，井上健太郎，河原幸弘（エイト日本技術開発)
P28　九重火山のテフラ層序……189
○久野　優，太田岳洋（山口大学)
P29　沖積平野における微地形判読の適用事例……191
○橋本智雄（中央開発），梅田真一（東日本高速道路），細矢卓志，今村雅弘（中央開発)
P30　蛇紋岩トンネルの岩盤性状分類に関する事例調査と地質背景の整理……193
○山崎秀策，岡崎健治，倉橋稔幸（寒地土木研究所)
P31　会津盆地縁辺の中新統における地質発達過程に関する考察……195
○大竹重則（開発設計コンサルタント），栗田裕司（新潟大学)
P32　地質調査におけるデジタルガジェットの利活用について……197
○神崎　裕（中央開発），藤井幸泰（名城大学)
P33　火山地域における建設工事における応用地質学的問題……199
○太田岳洋（山口大学），大塚智久（八千代エンジニヤリング），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
P34　火山の第四紀年代学……201
○伊藤久敏（電力中央研究所），奥野　充（福岡大学），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
P35　火山地域での地質災害の評価でのテフラ編年学の役割：阿蘇カルデラの例を中心に……203
○奥野　充(福岡大学)，鳥井真之(熊本大学)，火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
P36　火山体の斜面調査手法……205
○上原祐治（応用地質），阪上雅之（国土地理院)
P37　火山地域における資源・エネルギーの応用地質学的アプローチ……207
○清﨑淳子（CROSS-ENGINEERING），中司龍明（長崎地研），宮原智哉（アジア航測），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
P38　火山災害の継続期間からみた火山との共生へ向けたアウトリーチ活動……209
○小坂英輝，池邊紘美（環境地質），阪上雅之（国土地理院），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
P39　航空レーザ測深計測システム（ＡＬＢ）を用いた詳細海底地形把握事例……211
○森本洋一，櫻井由起子，小林　浩，世古口竜一，富澤慎二郎，大河原悠太（朝日航洋)

【 社会貢献 】

P40　十日町～津南地域の社会基盤形成における地形情報の意義を視覚化した応用地質学的ガイドマップの作成……213
○応用地形学研究部会
P42　ジオ鉄-自然を楽しむ鉄道旅行の提案：JR紀勢本線（その１）……215
○藤田勝代，横山俊治，上野将司，今尾恵介，加藤弘徳（深田研ジオ鉄普及委員会)

P43　ジオ鉄-自然を楽しむ鉄道旅行の提案：JR紀勢本線（その２）地形編～紀伊半島の地形と交通路について～.....217
○上野将司，藤田勝代（深田研ジオ鉄普及委員会），深田研ジオ鉄普及委員会
P44　黒部峡谷鉄道で愉しむジオ鉄の旅（鉄道編）.....219
○加藤弘徳（深田研ジオ鉄普及委員会・荒谷建設コンサルタント），柏木健司（富山大学），日野康久（環境総合テクノス）
P45　北海道支部の活動近況報告.....221
○安元和己，後藤和則（北海道支部）

【 地層処分 】
P46　最終氷期極相期において陸域であった現・大陸棚の地形の復元の試み.....223
○清水洋平，幡谷竜太（電力中央研究所）
P47　段丘対比・編年のための経験的指標の性状調査と適用性の確認.....225
○濱田崇臣，幡谷竜太，清水洋平（電力中央研究所）
P48　湧水抑制対策による周辺岩盤とセメント系材料の相互影響の把握.....227
○弥富洋介，石橋正祐紀，松井裕哉（日本原子力研究開発機構），鵜山雅夫，人見　尚，早金紗綾香（大林組）
P49　復元古地形の妥当性確認としての地形変化シミュレーションの適用性.....229
○丹羽正和（日本原子力研究開発機構），三箇智二（JX金属探開），小松哲也，尾上博則，松岡稔幸（日本原子力研究開発機構）
P50　透水性割れ目周辺マトリクス部の間隙構造.....231
○濱田　藍（電力中央研究所）

【 測量・計測 】
P51　桜島の立入禁止区域内における地形変化の状況.....233
藤村直樹，水野正樹，窶　杰，西井洋史（土木研究所），○瀬戸秀治，ワンチャオウェン（応用地質）
P52　2時期の航空レーザ計測点群データによるICP手法を用いた変動ベクトル解析.....235
菊地輝行（開発設計コンサルタント），○高山陶子，佐藤紫乃（アジア航測），秦野輝儀（電源開発）
P53　傾斜センサの埋設深度と地中温度について.....237
○伊藤太久（中央開発）
P54　地質踏査器具クリノメーターの種類と変遷について.....239
○藤井幸泰(名城大学)，神崎　裕（中央開発）
P55　積雪寒冷地域における道路管理に向けた面的な融雪水量の推定.....241
○吉野恒平，倉橋稔幸，日外勝仁，角田富士夫（寒地土木研究所），矢島良紀（土木研究所）
P56　過去に造られたレプリカを利用した露頭の風化速度の検証.....243
○朽津信明，森井順之，栁沼由可子（東京文化財研究所），酒井修二，運天弘樹（凸版印刷）

【 土木地質 】
P57　トンネル地表部の陥没事例の地質・地形的特徴.....245
○外山　真，赤澤正彦（鉄道・運輸機構）
P58　曼荼羅で描く地質技術におけるGISの現状と展望.....247
○長岡大輔（琥珀舎・福田水文センター）
P59　3次元地質解析技術コンソーシアムの活動報告.....249
○西山昭一（応用地質）
P60　関門層群火山岩類の風化過程について.....251
○高治みゆき，太田岳洋（山口大学）
P61　ゆるみ岩盤斜面の範囲抽出に関する地形的検討.....253
○松尾達也，矢島良紀，阿南修司（土木研究所）
P62　下北半島東部の新第三系中の断層破砕部に見られる熱水変質について.....255
三和　公，○中満隆博（東北電力），中田英二，田中姿郎（電力中央研究所）
P63　弱層挟在物のせん断強度評価モデルに関する検討.....257

○西塚　大，矢島良紀，松尾達也，阿南修司（土木研究所）
P64　ダム基礎の弱層強度評価に関する事例分析……259
○矢島良紀，西塚　大，松尾達也，阿南修司（土木研究所）
P65　微細気泡泥水ボーリング工法におけるファインバブル挙動の研究……261
○上田正人（中央開発），竹村貴人（日本大・文理）
P66　応用地質学教育普及委員会活動報告　－学問分野としての「応用地質学」の体系化の試み（その2）－……263
○日本応用地質学会 応用地質学教育普及委員会
P67　兵庫県生野町に分布する残丘状地形の成因に関する地質学的考察……265
○辻生光然，太田岳洋（山口大学）

1．急崖岩盤斜面のUAV撮影写真を基にした三次元地形モデルの構築

Building 3D Terrain Model based on UAV Photograph for Steep Rock Slope

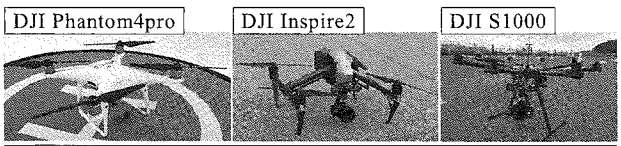
○日外勝仁，角田富士夫，倉橋稔幸（土木研究所寒地土木研究所）
Katsuhito Agui, Fujio Tsunoda, Toshiyuki Kurahashi

1．はじめに

本研究では，岩盤斜面形状や亀裂分布の情報に基づき，崩壊が想定される危険ブロックの形状・規模を正確に推定することにより，岩盤斜面の点検・対策の精度向上に資することを，最終的な目標としている．筆者らは，これまでにも，岩盤斜面を対象とした無人航空機（Unmanned Aerial Vehicle、以下UAV）による撮影写真からSfM（Structure from Motion）手法を用いた三次元地形モデルを構築し，UAVの機種や解析時に入力する標定点の座標数によってモデルの精度の差が出ることや，金網施工箇所においては金網表面がモデル化されて，斜面の細かな形状が再現できないという問題を指摘してきた[1]．そこで，本報告では，金網施工箇所やオーバーハングがあるような急崖岩盤斜面の地形モデル構築に適したUAV撮影方法等について，現地検証した結果を述べる．

2．検証方法

金網施工箇所で構築される地形モデルにおける撮影機材の違いによる差異を把握するため，解像度は約2000万画素とほぼ同じでセンササイズとレンズの明るさが異なるカメラ（内蔵小型カメラ，交換式中型カメラ，後載式一眼レフカメラ）を搭載した3機種のUAV（図－1）を用いた岩盤斜面の撮影を行った。



機体名称	DJI Phantom4Pro	DJI Inspire2	DJI S1000
プロペラ数	4枚(クアッドコプター)	4枚(クアッドコプター)	8枚(オクトコプター)
対角寸法	350mm	605mm	1045mm
合計重量	1388g	3440g	約4400g
最大飛行時間	約 30 分	約 23 分	約15分
GPS/GLONASS	姿勢制御＋画像埋込	姿勢制御＋画像埋込	姿勢制御と位置誘導
カメラ	FC6310(備え付け)	Zenmuse X5S	Canon EOS5D Mark III
有効画素数	約2000万画素	約2080万画素	約2230万画素
最大解像度	5472×3648	5280×3956	5760×3840
レンズ	(備え付け)	DJI MFT 15mm/1.7ASPH	EF24mm F2.8 IS USM
焦点距離	2.8-11mm〔9mm〕	15mm	24mm
センササイズ	1型(13.2×8.8mm)	4/3型(17.3×13mm)	フルサイズ(36×24mm)
動画記録サイズ	4096×2160 (4K)	4096×2160 (4K)	1920×1080(Full HD)

図－1　UAVと搭載カメラの仕様

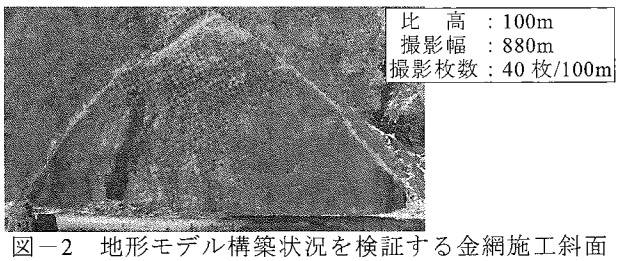
以前の実験[1]では金網の中でも径の大きな鉛直方向のワイヤーが地形モデルに現れていたが，これは，複数の撮影画像において同一地点と認識される特徴点の数が，撮影位置から見てワイヤーの陰となる斜面部分より，ワイヤーの方が多くなったためと考えられる．ワイヤー背後の岩盤斜面形状を忠実に再現するためには，複数の画像における金網背後部分の同一特徴点の数が増えるように撮影する必要があり，斜面に近づいて分解能自体を上げる取り組みと，斜面の撮影向き自体に角度をつけてワイヤーの陰となる部分をばらけさせる取り組みを試行した．また，オーバーハングの下位部では金網が浮くことで斜面形状が分かりづらくなるため，鉛直方向の撮影角度を変えることで，オーバーハング形状の再現性の違いを検証した．

以上から，斜面との撮影距離や水平・鉛直方向の撮影角度を変えた複数の撮影条件（表－1）で、図－2に示す金網施工斜面を異なるUAVで撮影し、Agisoft Photoscan Ver.1.4.1を用いて地形モデルを作成した。

表－1　金網施工斜面に対する撮影条件

斜面との距離 / カメラ方向	20m	30m	50m	75m	100m
機首正対/水平	P/I/-	P/I/-	P/I/S	P/I/-	P/I/S
機首左30度/水平	P/I/-	P/I/-	P/I/-	P/I/S	P/I/S
機首右30度/水平	P/I/-	P/I/-	P/I/-	P/I/S	P/I/S
機首正対/伏角15度	P/I/-	P/I/-	P/I/S	P/I/S	P/I/S
機首正対/伏角30度	P/I/-	P/I/-	P/I/S	P/I/S	P/I/S
機首正対/伏角45度	P/I/-	P/I/-	P/I/S	P/I/S	-/-/S
機首正対/伏角60度	P/I/-	P/I/-	P/I/S	-/-/S	-/-/-

P:Phantom4Pro、I:Inspire2、S:S-1000、-:未実施



図－2　地形モデル構築状況を検証する金網施工斜面

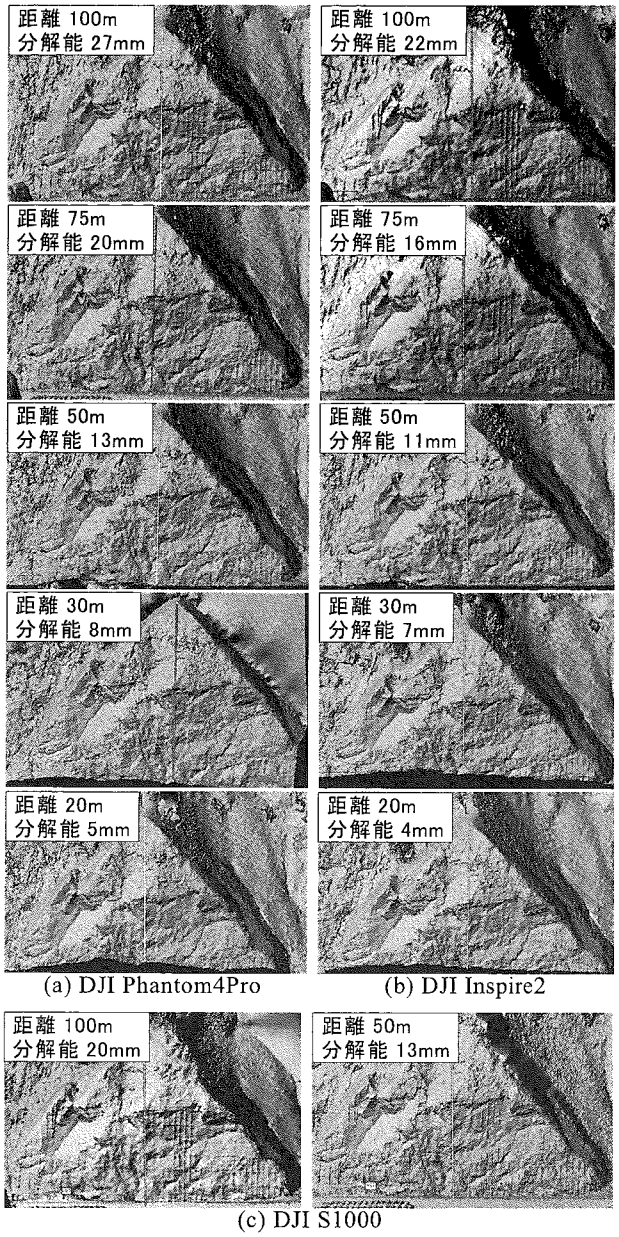
3．地形モデルの構築結果

3.1．撮影距離とUAV機種による地形モデルの違い

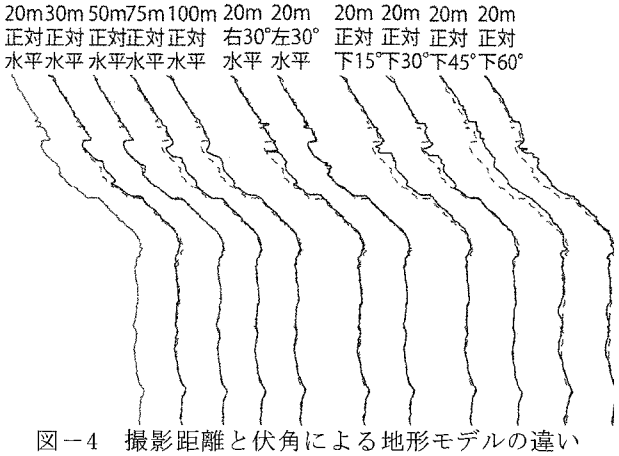
先ず、斜面に正対した水平撮影で、撮影距離と機種を違えた場合の各種地形モデルを図－3に示す。いずれのUAVにおいても，撮影位置が斜面に近づくにつれ，地形モデルに対する金網の影響は少なくなっている．地形モデル上で金網が現れなくなる閾値は，一概に距離では測れず，撮影機材の差に係わらず分解能で約10mm程度であることが確認された．このことから，微地形の再現性を左右するのは，レンズの明るさやセンササイズといったカメラの画質ではなく，撮影距離・焦点距離・1画素のサイズ（センササイズ／解像度数）の3要素によって自動的に定まる「分解能」であることが明らかとなった．

3.2．撮影方向による地形モデル垂直断面形状の違い

次に、オーバーハング部の地形再現性を確認するた



図－3　撮影距離と機種による地形モデルの違い



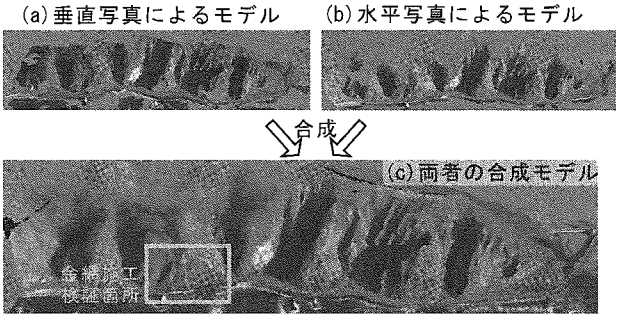
図－4　撮影距離と伏角による地形モデルの違い

め、3 機種の中で最も安価で普及している Phantom4Pro を例として、異なる撮影条件下で作成した地形モデルの中央断面形状を図－4 に示す。

斜面と正対した水平撮影で撮影距離を変えた比較においては、撮影距離が 50m を超えるとオーバーハングがあまり再現されていない。水平状態で撮影方向を左右に振った比較においては、右 30 度のケースのみ著しく精度が悪く、実際の斜面形状と撮影方向の組み合わせによっては精度が出ない危険性を示しており、今後の課題となった。垂直方向の撮影角度の比較においては、斜面との撮影距離が 20m と，最も接近したケースにも係わらず，伏角が 15 度を超えると金網が目立つようになり、オーバーハング地形が全く再現されないケースもあった。

3.3. 急崖斜面に適した地形モデル構築

オーバーハング等のある急崖部に対しては、3.2 節で明らかとなったように，水平方向から撮影することになるが，遷急線上位部では死角が生じる危険があるため（図－5(b)），斜面全景の地形モデルを作成する際には，水平と垂直の二方向から撮影する必要がある．また，撮影範囲が広く写真枚数が膨大となり，パソコンの CPU 性能やメモリ量の制約によっては，処理が困難となることがある．その場合には，図－5 に示すように，垂直写真と水平写真に分けて，各々で地形モデルを作成し，その後に両者を合成して斜面全景のモデルを構築することで，トラブルが回避できるとともに，総解析時間においても 2～3 割程度短縮された．



図－5　合成による急崖岩盤斜面の地形モデル構築

4. まとめ

金網やオーバーハングがあるような急崖岩盤斜面の三次元地形モデル構築に適した UAV 撮影条件や作業手順は、以下にまとめられる．

- 機材性能に係わらず，分解能が 10mm 程度になるまで斜面に接近して撮影する
- 斜面に正対する水平方向から，伏角は 15 度程度までに抑えて撮影する
- 遷急線地形においても死角が生じないように，水平と垂直の 2 方向から撮影する
- 垂直写真と水平写真毎に地形モデルを作成し，後で両者を合成することで，作業性が向上する

文献

1) 日外勝仁・角田富士夫・山崎秀策・倉橋稔幸（2017）：道路沿い岩盤斜面の点検における UAV の活用，第 32 回日本道路会議論文集，4026.

2. 干渉SAR解析を用いた広域の山地斜面変動検出の試み

Application of InSAR analysis in landslide investigations

杉山　直也，○菊地 輝行（株式会社開発設計コンサルタント）
小俣 雅志，秋山 佳輝，杉本 惇（株式会社パスコ）
Naoya SUGIYAMA, Teruyuki KIKUCHI, Masashi OMATA, Yoshiteru AKIYAMA, Jun SUGIMOTO

1．はじめに

干渉 SAR 解析を用いた地すべり変動モニタリングが，リモートセンシング技術として注目されている．干渉 SAR 解析は衛星搭載の合成開口レーダを用いるため，地すべり・崩壊を面的かつ広域に捉えることが可能である．広範囲な斜面の状況を定期的に把握し，斜面に見られる地すべり等の変動箇所の分布・規模を的確に把握することは今後の防災に有益である．本研究は，約 400km^2 の山地斜面を対象範囲とし，3 時期のペア画像を用いて山地斜面変動の検出を行った．この結果，広域を観測するための手法および課題を明らかにする．

2．解析手法

本研究で用いる干渉SAR解析は，2014年8月に打ち上げられた陸域観測技術衛星ALOS-2のIn-SAR（干渉合成開口レーダ：Interferometric Synthetic Aperture Radar）データを用いる．気温・大気圧条件や対象物とセンサの距離などの要因に依存するが，1.2GHz帯を用いたレーダにより数mm～数cmの精度で地面変位の計測が可能である．

干渉SAR解析とは，合成開口レーダー（SAR）で記録した情報のうち，位相を用いて対象の変動量を検出する技術である．SARは衛星と対象との距離を記録するのではなく，受信信号の1周期における位相を記録する．干渉SAR解析は，この位相差を算出することで対象の変位量を求める．対象の変位量に起因する位相差（変動縞）だけではなく，2観測間の衛星の位置の違いや環境に起因する位相変化に起因する位相差が含まれており，これらの位相差が干渉SAR解析結果に縞として現れる．干渉SAR解析の結果から変動縞以外の位相差を除去し変動縞を算出する．変動／不動領域の判定については，地表変化量が±2～3cm以上の場合について変動領域として判定する．

3．対象箇所と解析手法

対象箇所は，J/Powerの所有するダムの流域を対象とした400km^{2}範囲である．流域内では斜面崩壊が発生しやすく山地内の林道が崩壊することで管理設備へのアプローチが遮断されることもあり，事前に地質リスクを把握することが重要である．そこで2014～2016年の3時期を利用したSAR衛星(ALOS2)による変動解析を行った．広域観測における干渉SAR解析では，北行軌道3シーンおよび南行軌道3シーンの計6シーン（3時期×2観測方向）の衛星画像を使用して干渉SAR解析を実施した．表-1に使用した画像の一覧を，パラメータ設定一覧を表-2に示す．

表-1 広域観測に使用する衛星画像一覧

No.	軌道方向	パス	フレーム	観測日
1	北行軌道	127	710	2014/10/08
2	北行軌道	127	710	2015/07/15
3	北行軌道	127	710	2016/07/13
4	南行軌道	20	2890	2014/08/24
5	南行軌道	20	2890	2015/09/20
6	南行軌道	20	2890	2016/08/21

表-2 干渉 SAR 処理パラメータ

処理名	パラメータ名	設定
初期干渉 SAR 処理	ルック数	2×2
軌道縞・地形縞除去・地図投影（オルソ化）	参照 DEM	国土地理院 10mメッシュDEM
位相強調フィルタ	フィルタ強度	1.5
	FFT 窓サイズ	32
大域誤差除去フィルタ	除去空間スケール	1,000m

4．山地斜面変動判読手法の検討と評価

干渉 SAR 解析の山地斜面の解析では，すでに滑動している斜面や明らかに変位のある変動地形を対象に実施された例が多いが，解析結果から未知の斜面に対して変動の評価を行った実績は少なく，確立された手法はない．そこで著者らは，本調査で得られた解析結果を用いて，山地斜面の変動検出方法を立案した．第一に干渉縞の信頼度について評価を行う．第二にその変動の活動性を区分しランク付けを行うものである．

4．1　山地斜面変動判読

判読した変動縞のうち，ノイズや人工地物等に起因すると考えられる変動縞は検出の対象外とした．さらに得られた干渉 SAR 画像から斜面変動の候補地を判読する際に，視認性の向上や誤判読を軽減するための処理を行った．具体的には位相差の細分化，誤差や干渉性の低い箇所の除去および不可視領域を除去する．さらに以下の判断基準を設けてスクリーニングを行った．

1）面積が 5x5 画素(1 画素約 6m)以上の変動縞
2）地形と変動方向との調和性がある

こうして検出した変動候補箇所は，3 時期の干渉 SAR 解析画像に跨って変動縞が存在するかにより変動の活動性を確認した．広域観測で使用した干渉 SAR 解析における干渉ペア対応を表-3 に示す．ここでペア③はペア①②を包含する期間を示す．表-3 の No.1～2 に示すように複数ペアで重複する場合は，その時期においてのみ斜面変動が発生したと考えられる．また No.3 は，ペア①②で検出されておらず，合算としてペア③で変

動が明確化されたもので，緩慢な変動の可能性を示している．これらNo.1～3は，活動性は低いためC判定とした．No.4,5は活動時期を推察できる事例でB判定とした．No.6およびNo.7については，連続して活動している可能性があるため，活動性は高くA判定とする．ただしNo.7はペア①②で検出できながら，合算であるペア③で確認できておらず、大きな変動による干渉性低下が予想されるため、詳細検討が必要となる．

表-3 変動の活動性(同一軌道の場合)

No.	干渉ペア:変動縞 ○あり/－なし			活動性	判定
	ペア①	ペア②	ペア③		
1	○	－	－	低	C
2	－	○	－	低	
3	－	－	○	低	
4	○	－	○	中	B
5	－	○	○	中	
6	○	○	○	高	A
7	○	○	－	要検討	

4．2　評価

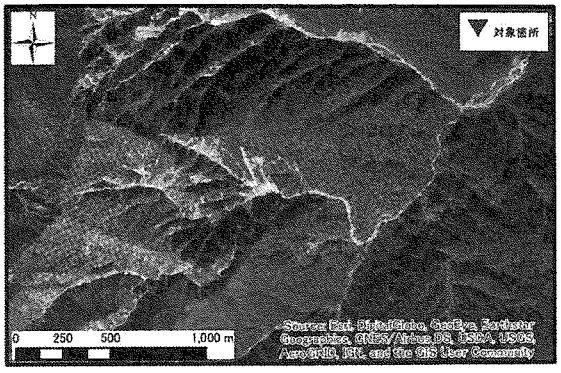
上記で作成した判読結果は400km^{2}の対象範囲に対してA判定は0箇所,B判定7箇所,C判定85箇所を検出した．B判定の7箇所のうち2箇所は地すべり地形分布図に記載が認められた．

B判定を示す解析事例を衛星画像とともに図-1に示す．対象箇所は，白亜紀前期の砂岩からなる．急峻な谷の左岸側であり，衛星画像では裸地あるいは植生が薄く不安定な状態にあることが推察でき，上流の沢沿いに崩壊が断続的に発生している．

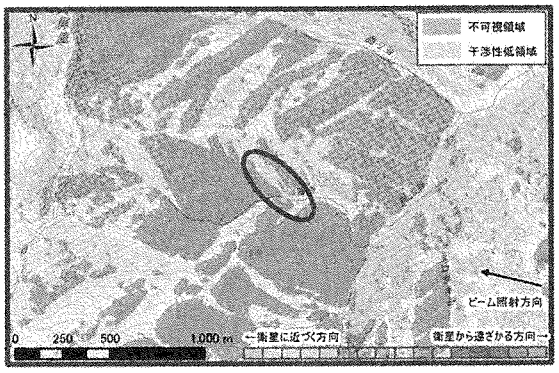
検出結果からペア①，③でほぼ同等の変位傾向が認められる．変動はペア①の時期に発生して，その後拡大がないことを示唆している．特に下端部で変位が大きい傾向が認められた．変動範囲周辺にも起伏のあるガリー状の沢地形が分布しており，崩壊はより広範囲となる可能性があるものの，変動範囲の東側，西側ともに不可視領域となっており，どの程度周辺に広がっているかを判断することは出来なかった．

5．結　論

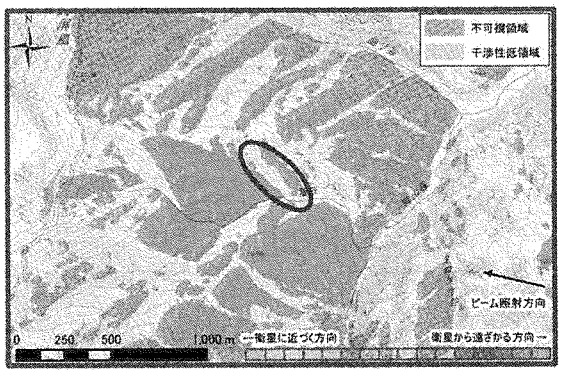
本研究は，干渉SAR解析を実施し広域の斜面変動を網羅的に 観測を行えるかどうかの検証を行った.この結果，2つのペア画像において変動が発生している可能性を示す箇所が7箇所検出できた．何れも山深く林道や登山道のない地点であり容易に調査することは困難な地点で貯水池保全の意味でも有用であると確認できた．ただし山地斜面は不可視領域や不干渉領域が分布することから対象範囲に対して網羅的とは言えず，あくまで観測可能範囲の中でのスクリーニングにとどまる．干渉SAR解析は地表変化量が±2～3cmと高精度な計測が可能であり，山地斜面への役割は大きいと考えられる．今後は効率的な手法を開発するとともに，山地斜面変動検出のほか河床の土砂移動評価を行うなど,技術者にとって重要な手法の一つとなると考える．



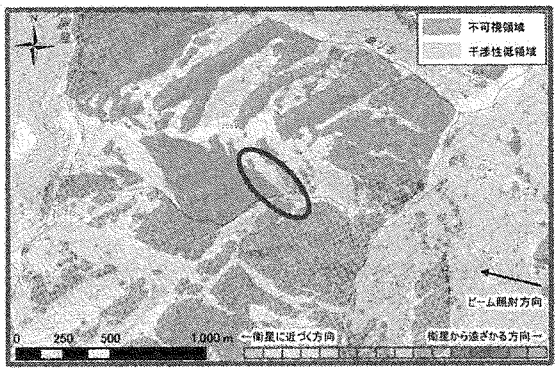
光学画像



ペア①:2014/8/24～2015/9/20



ペア②:2015/9/20～2016/8/21



ペア③: 2014/8/240～2016/8/21

図-1 干渉解析結果による斜面変動検出結果
(ペア①336日間, ペア②392日間, ペア③728日間)
※背景の地図は、国土地理院の電子地形図(タイル)に解析結果を追記して掲載

謝辞

本研究を遂行するにあたり干渉SAR解析にご協力いただいた J/Power 中部支店の皆様に感謝するとともに,研究全般に関して多大なご協力をいただいたJ/Power 土木建築部井口敬次氏に深く謝意を表します．

3．掘削発破による三次元切羽前方探査の基礎的研究

Fundamental Study Of Three Dimensional Reflection Method By Excavation Blast As Exploration Ahead of Tunnel Face

○中谷匡志，山本浩之，大沼和弘（安藤ハザマ）
Masashi Nakaya, Hiroyuki Yamamoto, Kazuhiro Onuma

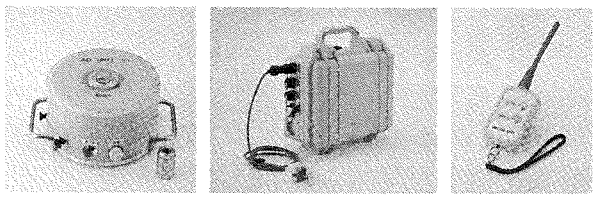
1．はじめに

近年山岳トンネル施工時の切羽前方探査として，岩盤を伝搬する弾性波を三次元計測することで，切羽前方の反射面構造を予測する手法が提案されている[1]．しかしながら，このような手法は岩盤内を伝搬する弾性波を取得するために，岩盤深部での起振と受振が必要となる．そのため，準備が大掛かりとなり，日常的な運用は困難であると考えられる．このような状況において，筆者らは日々の施工管理の中で運用が可能な，掘削発破を起振源とする反射法弾性波探査システムの開発を進めている[2]．本稿では，三次元計測による特性評価のため基礎実験を実施したところ，良好な結果が得られたので報告する．

2．反射法弾性波探査システム

探査システムの構成を図-1 に示す．計測機材は，(1) 受振器，(2) トリガーユニット，(3) 無線スイッチから構成される．ここで，受振器には三軸地震計のほか，データロガーやバッテリー，トリガー信号用のアンテナなどが格納されている．トリガーユニットは，非接触センサーにより発破回路に設置され，発破点火時の電気信号を検知すると，トリガー信号を受振器に無線で送信する．起動スイッチは，発破前に点火所などの遠隔地から押すことで，機材の起動を行う．また，計測中はこれらの機材は移設すること無く，必要なデータ数が蓄積されるまで同一地点で計測が行なわれる．

ここで，受振器の設置は，岩盤に挿入されたロックボルトをアンカーボルトとして，突出部を利用して坑壁に強固に密着される．このような方法は，簡便に設置が行なえるものの，ロックボルトを介することや，坑壁表面での計測であるため，岩盤内部と比べ計測データに影響が生じることが考えられた．以下に，実際のトンネル現場における検証実験について詳述する．



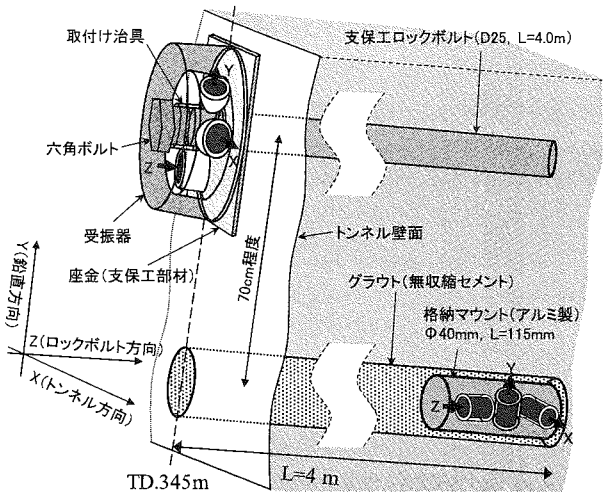
(1) 受振器　(2) トリガーユニット　(3) 起動スイッチ

図-1　システムの構成

3．トンネル現場での検証実験

検証実験を行った工事は，NATM で建設される延長 1,493m の道路トンネルである．トンネルを構成する地質は北部北上帯ジュラ紀の粘板岩を主体とし，一部に砂岩と砂岩粘板岩互層が分布する．検証実験を行った区間の地質状況については，堅硬な粘板岩が分布し，割れ目は高角度でトンネル軸と概ね平行となる地質構造であった．また，地表からの屈折法弾性波探査によると，実験区間の弾性波速度は 5.1-5.3km/s であった．

検証は，TD.345m の坑壁の同一箇所に開発手法と従来手法により三軸地震計を設置し，TD.378.7～396.7m の掘削発破によって発生する弾性波を同時に計測した．設置方法を図-2 に示す．従来手法については，坑壁から 4m 深部に三軸地震計を設置し，無収縮セメントにより岩盤と一体化した．なお，両手法で使用した地震計は，GS-20DM（GeoSpace 製，固有周波数 28Hz）で，サンプリング間隔は，開発手法が 10kHz で従来手法が 51.2kHz とした．

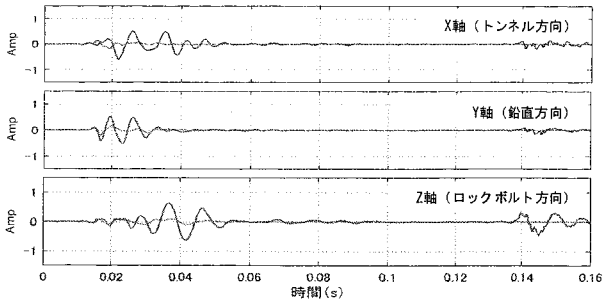


上：開発手法，下：従来手法

図-2　三軸地震計の設置方法

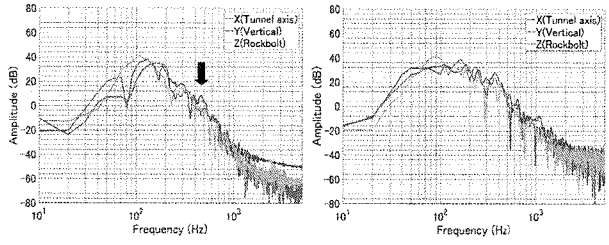
4．計測結果

計測結果の例として，TD396.7m での発破を計測した三成分の時間領域波形を図-3 に示す．開発手法の振幅は，従来手法に比べて大きいことがわかる．これは，自由面である坑壁表面は，岩盤内部より大きく振動するためと考えられる．また，140ms 以降の高周波成分については，到達時刻から音波であると考えられ，岩盤内部では確認できない．次に，両手法の周波数特性を求めた結果を図-4 に示す．なお，フーリエ変換の計算範囲は音波の影響が無い 100ms までとした．図-4 よ



青線：開発手法，赤線：従来手法

図-3　計測波形例



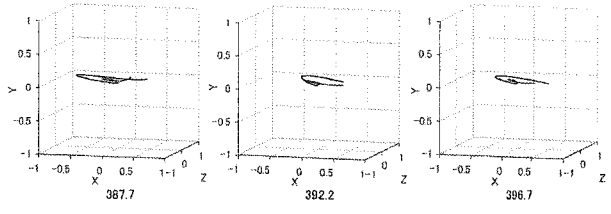
（a）開発手法　　（b）従来手法

図-4　両手法による周波数特性（0～100ms）

り，三成分で 100Hz 付近が卓越しており，岩盤を伝搬する弾性波を表しているものと考えられる．また，開発手法の Y 軸では，500Hz 付近においてもピークが確認でき，ロックボルトの共振周波数と考えられ，弾性波の周波数帯域とは異なる．

5. 直達波の可視化

初動の到達時刻において，MATLAB®を用いてホドグラムを描き，直達波を可視化した．TD.387.7, 392.2, 396.7m での結果を図-5 に示す．図中，初動の 1/2 波長に相当する波形を示しており，比較のため初動の最大の振幅値を 1 とする正規化を行なっている．また，前述の検討から，原波形に対し 20～250Hz のバンドパスフィルターを適用している．なお，各図の X=-1 の Y-Z 平面が起振点となる切羽方向となる．ここで，地震波の初動は P 波成分（縦波）であることから，切羽を起振点とする弾性波を坑壁付近で計測した場合，トンネルに平行に伝搬すると考えられる．図-5 より，両手法において X 軸（トンネル方向）に平行に伝搬する直達波成分が検出できていることがわかる．これより，開発手法では，低周波の P 波成分については岩盤内部と同様の計測結果が得られるものと考えられる．



青線：開発手法，赤線：従来手法

図-5　直達波初動の可視化

6. 反射波の抽出

TD.472m 付近の切羽において幅 2m 程度の硬堅なチャートの分布が確認された．また，地質境界では肌落ちが発生し，周辺地山と比べ強度が低下していると考えられた．そこで，地質境界を反射面とし，反射波の抽出を試みた．反射波の伝搬モデルを図-6 に示す．

検証は，起振点を TD.396.7m とし，反射波の三次元的な伝搬距離を算出した．また，反射波の速度については，計測データの走時から得られた直達波の速度 Vp=5.0km/s と同様とし，受振点への到達時刻を算出した．次に，反射波の到達時刻を中心とする，前後 5ms でのホドグラムを図-7 に示す．なお，描画方法は図-5 と同様とし，想定される反射波のおおよその到来方向を図中に矢印で示している．図-7 より，両手法の結果から，到達時刻において想定される方向から伝搬する反射波が抽出できていると考えられる．

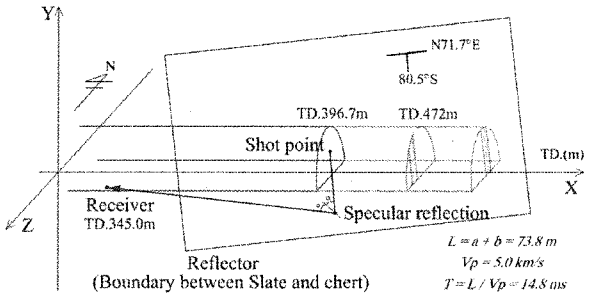
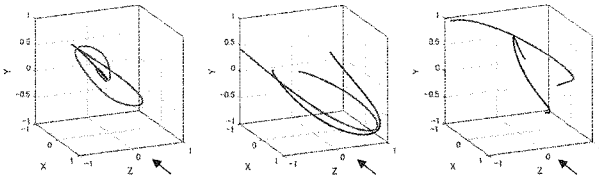


図-6　反射波の伝搬モデル



(a) 5ms 前　　(b) 到達時刻　　(c) 5ms 後

青線：開発手法，赤線：従来手法

図-7　反射波の抽出

7. おわりに

今回の検証から，実用性に特化した開発システムの受振器の設置方法であっても，250Hz 以下の低周波の P 波成分については，岩盤内部に埋設した従来手法と同程度の精度で反射波を検出可能であると考えられる．今後は，トンネル形状を考慮した最適な受振点の配置など検討を進めていく計画である．

文献

1) Dickmann, T. (2014) : 3D Tunnel Seismic Prediction: A Next Generation Tool to Characterize Rock Mass Conditions Ahead of the Tunnel Face, *Journal of Rock Mechanics & Tunnelling Technology*, 20(1), pp.35-47.

2) Nakaya, M. et al., (2017) : Development and Application of Cableless Seismic Survey System in Mountain Tunnel, *World Tunnel Congress*, 14670.

4. ハンドヘルド蛍光X線分析計による市街地の土壌中の重金属のスクリーニング分析

On-site screening analysis of heavy metals in urban soils by a handheld XRF analyzer

○丸茂克美（富山大学）
Katsumi Marumo

1. はじめに

蛍光X線分析法は土壌を酸分解せずに非破壊分析できるため，欧米では土壌分析に活用されている[1]．特にハンドヘルド蛍光X線分析計は土壌表面にX線を照射して現場分析できるため，短時間で多数の土壌を調べられることが可能であり，市街地の土壌のスクリーニング分析に有効である．

国立研究法人産業技術総合研究所地質調査総合センターが2012年に出版した数値地質図"表層土壌評価基本図～富山県地域～"[2]には，富山市内の一部の表層土壌の亜鉛濃度が最大 800mg/kg に達していることが示されている．数値地質図ではこうした高濃度の亜鉛がなぜ土壌に含まれているか示されていないが，イタイイタイ病の原因となった鉱山廃水に含まれる亜鉛が，土壌中に残留している可能性がある．

そのため，富山市内の市街地の公園土壌を蛍光X線分析法で調べ，亜鉛が市街地の土壌に含まれる原因を検討した．

2. 調査・分析の手順

GPSを用いて公園内の調査地点の緯度と経度を決定し，オリンパス製のハンドヘルド蛍光X線分析計（デルタプレミアム）を用いて土壌表面にX線を照射して現場分析を行い，亜鉛などの重金属元素のスクリーニング分析を行った．1地点のスクリーニング分析に要する時間は移動時間も含め，約5分である．

土壌には水分が含まれるため，水によるX線の減衰が起きてしまう．そのためハンドヘルド蛍光X線分析計に装備されているファンダメンタルパラメーター法（FP法）を用いて現場分析を行った後，土壌を採取し，風乾，粉砕して，同じ蛍光X線分析計を用いて検量線法で精密分析を行った．

具体的には，ハンドヘルド蛍光X線分析計専用スタンドを用い，パソコンを蛍光X線分析計に接続して，測定データをパソコンに転送し，データ処理を行った．

また，分析値が既知の標準試料粉末を試料容器に詰め，ルーズパウダー法で分析し，検量線を作成した．標準試料には国立研究法人産業技術総合研究所の土壌標準資料及び堆積物標準試料，岩石標準試料や China National Analysis Center for Iron and Steel の堆積物標準試料を使用した．

これらの標準試料を用いて作成した亜鉛と鉛の検量線を図-1，図-2に示す．亜鉛はKα線，鉛はLβ線を用いて検量線を作成した．

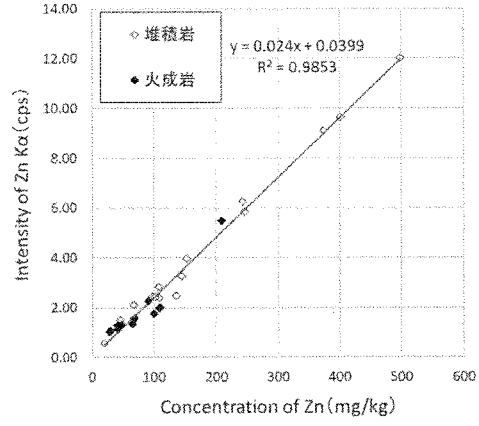


図-1　堆積岩や堆積物の標準試料（堆積岩として記載）と火成岩標準試料を用いて作成した亜鉛の検量線

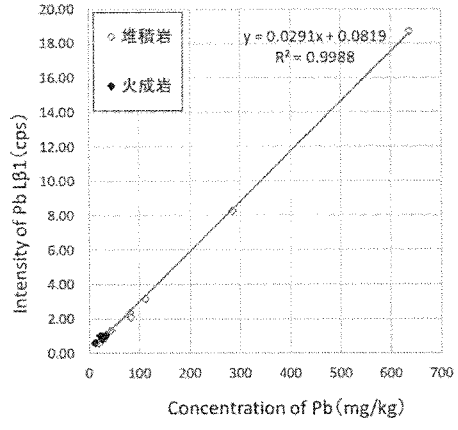


図-2　堆積岩や堆積物の標準試料（堆積岩として記載）と火成岩の標準試料を用いて作成した鉛の検量線

亜鉛と鉛の検量線はいずれも良好で，堆積岩や堆積物の標準試料と，火成岩の標準試料のマトリクス効果の影響は少なく，500mg/kgまでの濃度測定が可能である．

3. FP法と検量線法の分析結果の比較

風乾，乾燥した公園土壌を対象に，ハンドヘルド蛍光X線分析計に装備されたFP法で得られた分析結果

と，検量線法で得られた分析結果を比較し，亜鉛と鉛を対象にFP法の実用性を評価した（図-3，図-4）．

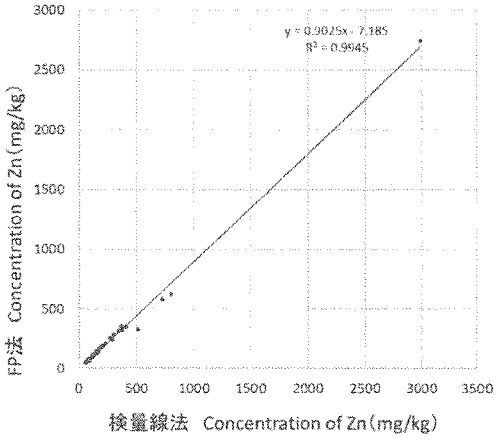


図-3　FP 法と検量線法で分析した公園土壌の亜鉛の分析値の比較

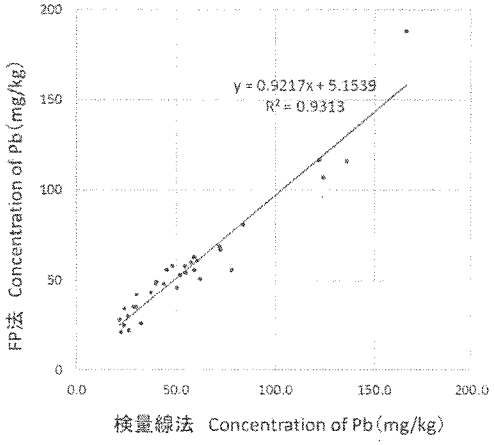


図-4　FP 法と検量線法で分析した公園土壌の鉛の分析値の比較

FP法で分析した亜鉛や鉛の分析結果は，標準試料で分析精度が担保されている検量線法で分析した亜鉛や鉛の分析結果に近い値である．従って，FP法で分析した値でも分析精度は良好であると考えられる．

なお，土壌試料を現場でFP法分析する場合には，風乾，粉砕していないため，検量線法のように精度の高い分析値は期待できないものの，亜鉛や鉛を高濃度に含む土壌を見つけるためのスクリーニング分析は可能である．

4. 高濃度の亜鉛が検出された理由に関する考察

公園土壌の中には，検量線法による分析で3000mg/kgに達する土壌試料が見つかった（図-5）．ただし，検量線法の精度を担保する標準試料の亜鉛濃度を遥かに超えてしまっているため，この検量線法による分析値は十分な分析精度は期待できない．

しかし，標準試料を必要としないFP法による分析でも，この試料の亜鉛濃度は2750mg/kgに達している．

この亜鉛濃度が極めて高い土壌試料は公園の駐車場付近から採取されているため，自動車のタイヤに添加されている亜鉛がタイヤの摩耗により土壌に移行した可能性がある．

しかし，道路や駐車場から離れた場所から採取された土壌にも300mg/kg以上の亜鉛が含まれている場合も多い．鉛に関しても150mg/kg以上の濃度の土壌が馬場記念公園で見つかっている（図-5）．

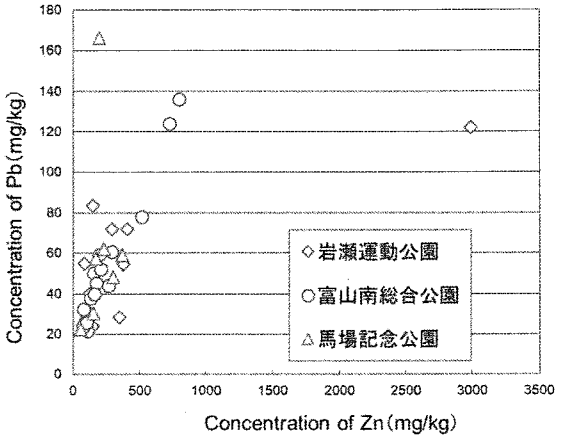


図-5　3つの公園の土壌に含まれる亜鉛と鉛の相関図．

カドミウム土壌汚染地を整地して作られた富山南総合公園の土壌の亜鉛と鉛濃度には正の相関があり，鉱山の廃液由来の亜鉛と鉛が公園土壌に含まれていることを示唆している．

一方，カドミウム土壌汚染地ではなかった岩瀬運動公園や馬場記念公園の亜鉛と鉛濃度には，富山南総合公園のような相関はなく，複数の起源の亜鉛や鉛の存在が示唆される．

亜鉛は土壌汚染対策法の特定有害物質ではないものの，オランダでは土壌中の亜鉛濃度の規制がある．具体的には720mg/kg以上の亜鉛濃度が介入値となっており，州の執行機関は亜鉛濃度の高い土地の詳細調査を命じることができる．

子供の遊び場やリクリエーション緑地となっている公園の土壌の亜鉛や鉛濃度を調べることは子供の健康を守る上で重要である．広大な敷地の公園の表層土壌を土壌汚染状況調査で定められた方法で採取し，公定法で定められた含有量試験を行うことは大変な作業となる．こうした場合，ハンドヘルド蛍光X線分析計を活用してスクリーニング分析を行うことは有効である．

文献

1) BS EN15309（2007）：Characterization of Waste and Soil-Determination of Elemental Composition by X-ray Fluorescence.pp.1-40

2) 国立研究法人産業技術総合研究所地質調査総合センター(2012)：表層土壌評価基本図～富山県地域，CD-ROMによる数値地質図

5. 陸域からの外挿による沿岸海域の隆起量評価の試み

Trial of uplift estimation in coastal sea area by extrapolation of the uplift model in land area

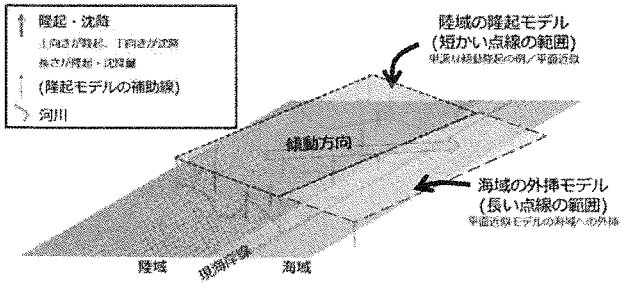
○幡谷竜太，濱田崇臣，清水洋平（電力中央研究所）
Ryuta Hataya, Takaomi Hamada, Yohei Shimizu

1. はじめに

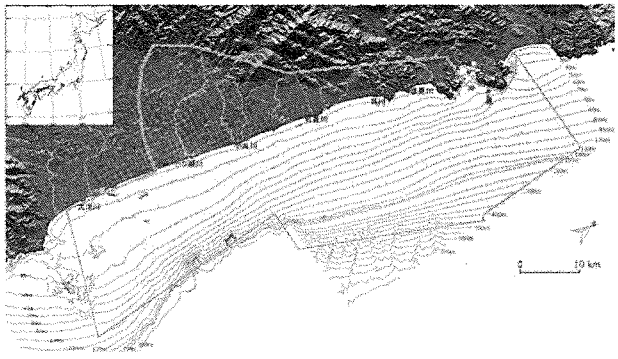
平成 27-28 年に国の沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会 [1]において，沿岸海底下を含む沿岸部での地層処分が取り上げられ，その課題が抽出された．本研究はその議論を踏まえて，沿岸海域における隆起量評価を試みるものである．本研究では，沿岸陸域における後期更新世の三次元の隆起運動モデルを構築し，それを沿岸海域へ外挿することで，海域の隆起量を見積る．海域の隆起量を直接見積もることは難しいため，外挿により見積もられた隆起量と海域の地形・地質性状の整合性を定性的に説明することが，手法の妥当性検証の当面の目標である．

2. 研究手法

概要調査を念頭に，個々に実施する調査・解析は，基本的には実績がある従来手法を踏襲する．陸域については，段丘に関わるデータ（段丘の分布，段丘を構成する地質，テフラなどの年代情報など）[2),3)など]を文献調査，空中写真判読，地表踏査により収集し，段丘対比・編年を検討する．続いて，海成段丘・河成段丘を主要河川沿いに投影した河床断面図を作成し，その断面図から後期更新世の隆起量の指標となる比高を計測し[4)など]，隆起量分布を把握する．隆起量分布から三次元での隆起運動モデルを構築し，それを海域へ外挿する（図-1）．一方，海域では，海上保安庁より開示して頂いた海上音波探査記録から沖積層の分布を読み取り，最終氷期極相期において陸域であった現・大陸棚の沖積層下の地形の復元（沖積層基底等深度図）を試みる [5)]．



図－1　隆起量あるいは速度の空間外挿のイメージ
陸域の後期更新世の隆起・沈降量の分布に基づき，隆起・沈降様式を三次元モデル化する．上図は単調な陸側から海側への傾動運動を表す平面近似モデルの例．



図－2　事例研究地域
陸域および海域の基図は，米国航空宇宙局（NASA）による地形データ（SRTM-3）および日本水路協会発行の海底地形データ（M7000 シリーズ）からそれぞれ作成．枠線が陸域及び海域の事例研究地域．

3. 事例研究

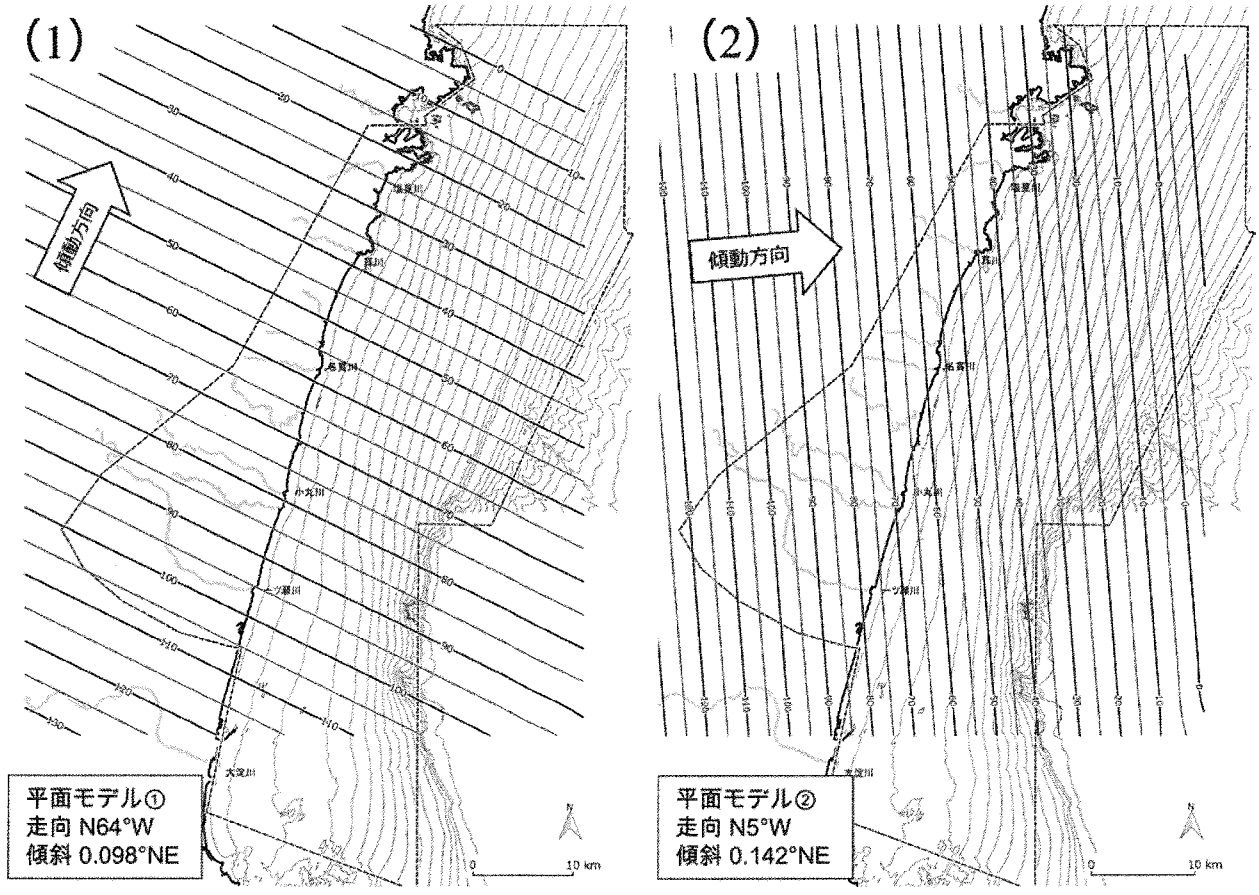
海成・河成段丘が広く分布し，後期更新世以降の隆起量が比較的大きいことが知られている [2)など]宮崎平野のうちの宮崎市北部～日向市を事例研究地域とした（図-2）．

3.1 陸域調査

事例研究地域に分布する段丘群について，対比・編年を実施し，事例研究地域南部では，先行研究で示されている見解に大きな問題がないことを確認した．但し，北部では年代データが乏しく，特に被覆層の発達が悪く，対比・編年の不確実性を認めた．本地域は海岸線付近に活断層等の分布が無いことから，第一次の近似の三次元隆起運動モデルとして，単調な一方向への傾動，即ち平板近似モデルを構築した．その結果，海洋酸素同位体ステージ(MIS)5e の段丘のみに着目すると，先行研究 [3)など]でも言われている通り，ほぼ直線の海岸線に沿って北に傾動するモデルが得られる（図-3(1)）．一方，MIS5c の段丘のデータも含めて考えると，海側に傾動するモデルが得られる（図-3(2)）．

3.2 海域調査 [5)]

沿岸海域の沖積層下の地形は南北で対照的である．南部は北部に比べて谷が深く地形が複雑である．また，海上保安庁による「海の基本図」によれば，南部には新第三系堆積岩（宮崎層群）の露岩が広く，北部では沖積層が広く下位層を覆う．これらの違いは，海域の隆起量の差を反映している可能性がある．ただし，地形・地質の変化の方向が南北なのか東西なのかは，現状では判断し難い．



図－3　陸域の後期更新世の平均隆起速度分布の２つの平板近似モデル化と海域への外挿
両者の違いは，外挿に用いた陸域の隆起モデルを構築する際に使った隆起量分布のデータセットの違いである（本文 3.1 参照）．図中の直線はモデル上の過去 10 万年あたりの等隆起量線である．

4. 考察と今後の課題

２つのモデルを比較すると，陸域の隆起量が比較的大きいとされる調査地域南部の海域では，傾動方向の違いにより、10 万年あたり数十ｍの隆起量の違いが生じうる．このように，複数の隆起モデルが得られた場合には，それらを現象理解に関わる不確実性として考慮することになる．

さて，海上音波探査記録から復元した最終氷期極相期において陸域であった現・大陸棚の沖積層下の地形（沖積層基底等深度図）[5]に目を向けると，南ほど凹凸が大きく，北ほどなだらかである．さらに，小丸川以北でも現海岸線の近くで凹凸が大きく，沖合でなだらかである．これを東西方向で沖積層基底等深度のパターンに違いがあると見做すならば，隆起量が大きい山側でより起伏が大きいということになり，定性的ながら、モデル②に合理的な説明が与えられると考えられる．このことは，海底地形の形状が，外挿の妥当性を示す定性的な根拠となっている可能性を示す．

最後に，段丘対比・編年の精度・信頼性は，言うまでもなく，隆起量の見積り，更には隆起量分布に大きく影響し，モデルの絞込み，不確実性の低減のためには必須の課題である．また，基盤の地質構造によりモデルを絞り込めると考えられる．さらに，海底の地形・地質分布と陸域の隆起運動との対応関係に関する情報を蓄積することで，海域の地形・地質からの隆起・侵食量評価が可能となることが期待される．

謝辞

本研究は，経済産業省資源エネルギー庁の「平成２９年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分技術に関する調査等事業（沿岸部処分システム高度化開発）」の一環として実施した．関係者の方々に深く謝意を表す．

文献

1) 経済産業省，沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会（2016）：とりまとめ（http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy_environment.html#engan_kaiteika, 2018.8.8 最終閲覧）．
2) 町田・小池（2001）：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会．
3) 長岡ほか（2010）：地学雑誌，119，632-667.
4) 吉山・柳田（1995）：地学雑誌，104，809-826.
5) 清水・幡谷（2018）：本誌講演番号 P46.

6. 二次元電気探査による再冠水に伴う坑道周辺の含水状態評価

Evaluation of changing water content around tunnel during drift closure test by using resistivity method

尾崎裕介（日本原子力研究開発機構），○松下智昭，升元一彦（鹿島建設），今里武彦（地球科学技術研究所）
Yusuke Ozaki, Tomoaki Matsushita, Kazuhiko Masumoto, Takehiko Imasato

1. はじめに

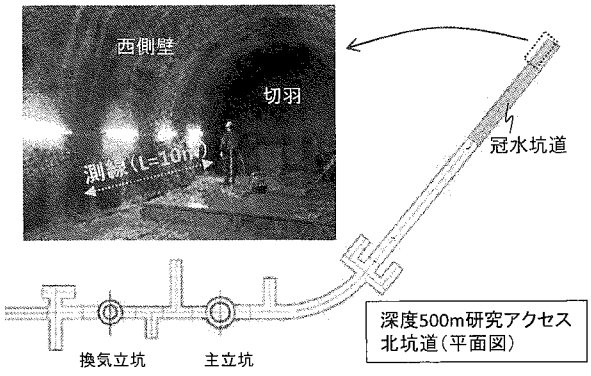
高レベル放射性廃棄物の地層処分事業では，廃棄体を埋設処分した後に坑道を埋め戻すことになっているが，建設により乱された坑道周辺の地質環境がどの程度回復するかが課題となっている．日本原子力研究開発機構では，坑道閉鎖に伴う地質環境の回復能力の確認と関連する観測・評価技術の開発を目的として，瑞浪超深地層研究所の深度 500m 水平坑道の一部（以下，冠水坑道）を利用して再冠水試験を実施している [1]．再冠水試験では，地下水による坑道冠水と排水を繰り返し行っており，冠水・排水に伴い坑道近傍の岩盤の含水状態が変化する可能性がある．

そこで本研究では，このような含水状態の変化をモニタリングする手法として，坑道側壁で二次元電気探査を時期を変えて実施し，得られた比抵抗値変化から含水状態の変化を評価したので，その結果を報告する．

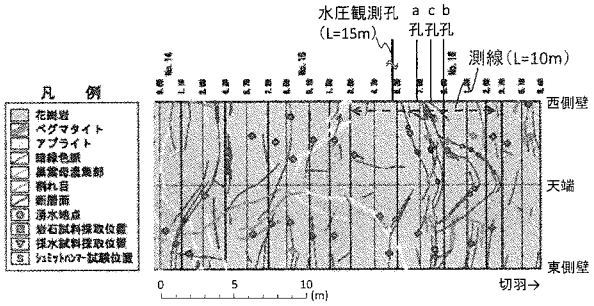
2. 冠水坑道の概要

冠水坑道は，深度 500m 研究アクセス北坑道の先端で，今回評価対象とした測線は坑道奥の西側壁約 10m である（図-1）．測線周辺の地質は後期白亜紀の花崗岩で，図-2[2]に示すように，測線高さ付近で複数の割れ目と交差しており，湧水を伴う割れ目も確認されている．

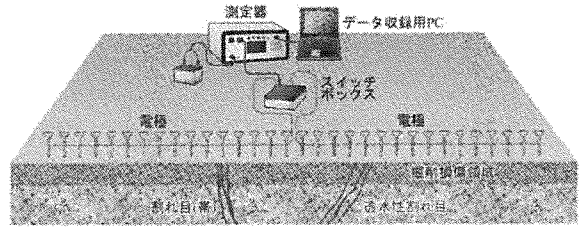
冠水坑道の側壁は，全面吹付コンクリートが厚さ 5cm～20cm 程度で施工されており，また再冠水試験用の水圧観測孔（L=15m）や他調査用のボーリング孔（a～c 孔，いずれも L=2m 程度）が存在する（図-2）．現地では，水圧観測孔やボーリング孔周辺で側壁の滲みや滴水を確認した．



図－1　冠水坑道位置図



図－2　測線周辺の地質展開図 [2]から抜粋，一部追記



図－3　探査模式図

3. 探査・解析方法

二次元電気探査を再冠水試験前（1 回目），再冠水試験の排水直後（2 回目），さらに 3 ヶ月後（3 回目）の計 3 回実施した．測定には直径約 1cm，長さ約 10cm の電極を用い，測線上に 0.1m 間隔で計 101 本を設置した（図-3）．電極配置はダイポール・ダイポール法で，探査深度を最大 1.8m までとした．測定機器は，AGI（Advanced Geosciences, Inc.）社製の SuperSting 8R/IP を使用した．解析は，同じく AGI 社製の EarthImager 2D（Ver. 2.4.2.627）を使用し，各々の探査時の測定データからインバージョン解析によって比抵抗値分布を求めた．また比抵抗値の変化率を求めるために，1 回目または 2 回目の解析結果をベースモデルとしたタイムラプスインバージョン解析も実施した．

4. 探査結果

解析結果として図-4 に 1 回目，2 回目，3 回目の比抵抗値分布を，図-5 に水平距離 3.2m 位置における比抵抗値の深度分布を示す．水平距離 0m 位置の起伏を深度 0m として，側壁から奥側をマイナスとした．また図-6 に 1 回目と 2 回目，及び 2 回目と 3 回目の比抵抗値変化率分布を示す．図の下には，測線高さ付近に分布する割れ目を平面投影したものを示している．

図-4 と図-5 の結果から，深度-0.2m 以浅は，側壁に沿って比抵抗値が数 10～数 100Ω・m 程度と低い領域になっており，また 1 回目～3 回目までほぼ同程度の値を示す．これに対して，深度-0.2m 以深では全体

的に比抵抗値の高い領域となっており，図-5 の深度-0.5m付近でみると，1回目は10,000Ω・m程度を示す．一方で，2回目・3回目では，数 100～1,000Ω・m 程度まで比抵抗値が大きく低下しており，こうした側壁近傍における比抵抗値の低下は，図-4 の黒点線で示すように，複数箇所で確認できる．図-6 の 1 回目と 2 回目の比抵抗値変化率分布でみても，側壁近傍で比抵抗値が大きく低下（マイナス側に変化）しているのが確認できる．また 2 回目と 3 回目を比較すると，変化率としてはやや小さいものの，深度-0.5m 付近において比抵抗値が増加している傾向がみられた（図-5）．

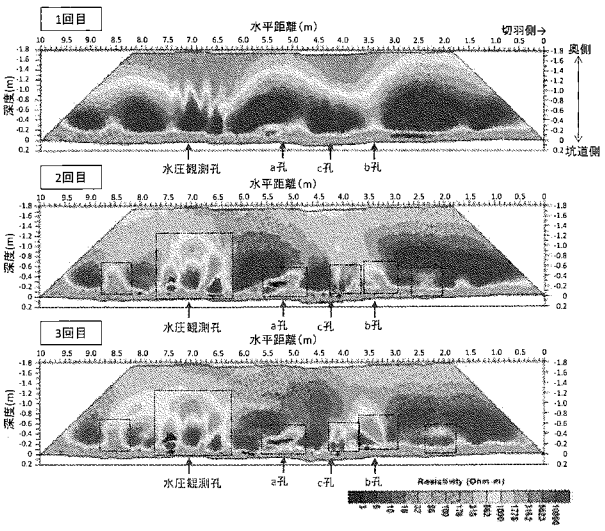
5. 考察

深度-0.2m 以浅の比抵抗値は，一般的な花崗岩の値と比べてはるかに小さく，側壁に沿ってほぼ一定の厚さで分布することから，吹付コンクリート（厚さ 20cm 以浅）と岩盤の境界（隙間）の影響である．したがって，深度-0.2m 以深の比抵抗値が岩盤の含水状態を表しているものと考えられ[3]，本稿では比抵抗値と飽和度の関係、及び比抵抗値変化の要因として割れ目との関係に着目して考察した．

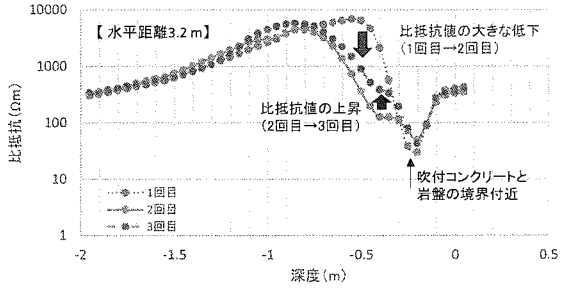
図-7 に，図-5 の深度-0.5m 位置の再冠水試験前後の比抵抗値と飽和度の変化を示す．飽和度は，楠見ら（2006）[4]の比抵抗値と飽和度の関係式を使って算出した．再冠水試験前の 1 回目は，最大 10,000Ω・m 程度の高い値を示し，飽和度も低い値となっている．一方で，排水直後の 2 回目は，比抵抗値が大幅に低下しており，飽和度 100%程度となる．さらに 3 回目では，比抵抗値がわずかに増加し，飽和度が低下している．ここで，図-6 の比抵抗値変化率分布をみると，割れ目周辺において，1 回目と 2 回目の変化率ではマイナス側に，2 回目と 3 回目の変化率ではプラス側に変化率が大きくなっている．このことは，側壁近傍の割れ目が主要な水みちとなっていることを示唆しており，割れ目を介して，坑道冠水時は岩盤へ地下水が浸透し，水抜き直後はその状態を保っていたが，徐々に岩盤から坑道へ地下水が抜けたと考えられる．ただし，図-6 で割れ目の記載がない箇所（例えば，水平距離 2.0～3.0m 付近）でも比抵抗値の増減が見られるが，これはスケッチでは評価されないような微小なクラック等が水みちとなっている可能性を示唆する．

6. まとめ

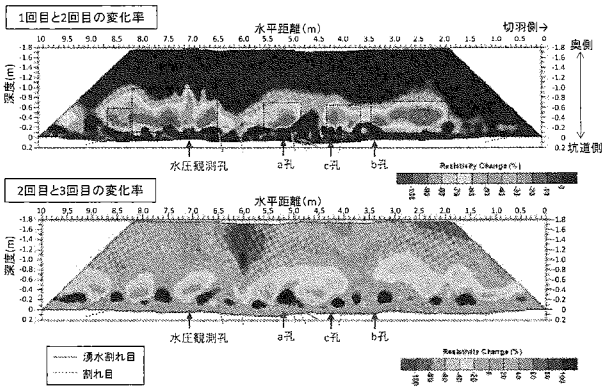
本研究では，冠水坑道の側壁において時期を変えて計 3 回の二次元電気探査を実施し，得られた比抵抗値変化から岩盤の飽和度変化を評価した．これにより，坑道周辺の含水状態の面的なモニタリング手法として，本手法の有効性を確認できた．また側壁スケッチとの比較から，岩盤割れ目が含水状態の変化に寄与していることが示唆された．今後も継続して探査を行い，坑道近傍の含水状態の経時的な変化をモニタリングしていきたいと考えている．



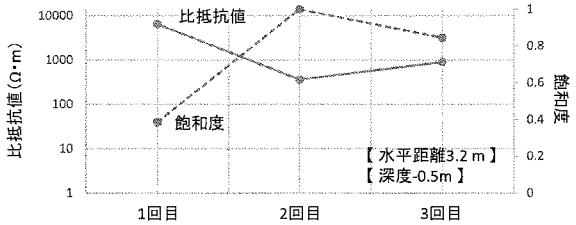
図－4　二次元比抵抗分布 [3]一部修正



図－5　比抵抗値の深度分布（水平距離 3.2m 位置）



図－6　比抵抗値変化率分布



図－7　再冠水試験前後の比抵抗値と飽和度の変化

文献　1) 高安ほか(2016)：日本地下水学会秋季講演会，pp. 110-115. 2) 川本ほか（2014）：JAEA-Data/Code 2014-014. 3) Ozaki et al. (2018): Proceedings of the 13th SEGJ International symposium. (in press) 4) 楠見ほか（2006）：土木学会論文集 F，Vol. 62，pp. 603-608.

7. 堆積性軟岩地域のトンネル坑壁表面の掘削後の変化

―幌延深地層研究施設での調査―

Weathering on Unlined Tunnel Walls at Sedimentary Soft Rocks after Excavation
-Investigation at Horonobe URL-

○大山隆弘，窪田健二（(一財)電力中央研究所）
Takahiro Oyama, Kenji Kubota(CRIEPI)

1. はじめに

堆積性軟岩の分布する地域のトンネルでは，トンネル掘削後，坑壁からもたらされる酸素と岩石に含まれる硫化物の反応による化学的風化作用が生じることが知られている[1]．しかし，このような調査事例は少なく，岩石種や環境条件による風化状況の違いの検討が必要となっている．

本研究では，堆積性軟岩のトンネル坑壁に設けられた窓で岩盤の変化を観察し，電気探査，岩石試料や間隙水の分析により，それらの変化を検討した．なお，本研究は，日本原子力研究開発機構との共同研究の成果の一部である．

2. 調査個所の地質概要

調査は北海道幌延町の日本原子力研究開発機構の幌延深地層研究施設内の地表から 140m と 250m の水平坑道で実施した．坑道には新第三系の声問層の珪藻質泥岩が分布している[2,3]．140m 坑道の岩石に比較して 250m 坑道の岩石は，やや硬質となる．

坑壁の窓は，支保工間に幅約 1m 高さ約 0.5m で，床面より約 1m の高さに設置され，岩盤が露出している．窓以外はコンクリート吹き付けで被覆されている．

3. 調査方法

坑壁の乾燥状態など掘削後の変化を目視で観察した．

電気探査は，坑壁面に 10cm 間隔に孔を開け，深さ約 5cm までステンレスボルトを挿入し電極とし，測線長 70cm で繰り返し測定を実施した．

岩石間隙水の pH を簡易的に知るために，坑壁を深さ約 10cm まで掘削し，掘削面から深度約 1cm 間隔で岩石を削ってその粉末を簡易 pH センサ(ホリバ B-212)上で蒸留水と懸濁させてその pH を測定した．また，後述の試料採取した孔の壁面でも実施した．

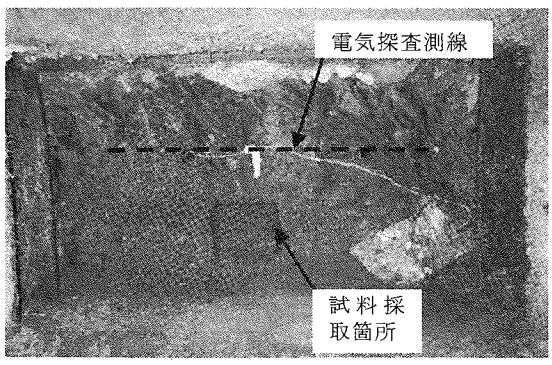


図-1　坑壁の窓の状況(140m 坑道，試料採取時)

試料採取は，坑道掘削後，140m 坑道では 7 年，250m 坑道では約 6 年経過後の夏期に実施した(図-1)．採取にはチェーンソーを用い，坑壁から 15cm までの深度の岩石ブロックを採取した．試料は難透気性の樹脂袋に密閉保存し室内試験に供した．

室内試験では，岩石の色の測定，鉱物分析(XRD)，化学分析（S，SO_4：燃焼法，湿式分析），含水率測定を行った．また，間隙水は圧縮抽水法を用いて採取し化学分析(IC)，酸素水素同位体分析を実施した．

4. 調査結果

1)坑壁の状況

140m 坑道の壁面は通年湿潤状態にあり，析出物は冬期間に少量認められた．250m 坑道の壁面は，冬期間乾燥し白色の析出物が多く認められた[4]．

窓付近の湿度は，140m 坑道では冬期 50-60%，夏期 90-100%，250m 坑道では冬期約 30-40%，夏期約 80-90%であった．250m 坑道は 140m 坑道に比べて乾燥しており，壁面の析出物の状況に対応していた．

2)坑壁の褐色化

坑壁のブロック試料採取時には，140m 坑道の坑壁(図-1)では坑壁から 2cm まで薄く褐色化が認められた．250m 坑道では窓の上部の部分で 2cm までの褐色化が認められたが，ブロック採取箇所では 0.8cm 程度薄く褐色化が認められた．また，250m 坑道では，坑壁面の背面に坑壁に平行な割れ目が 2～3cm 間隔で 2～3 本認められ，割れ目に沿って幅数 mm 薄く褐色化が認められた．

2)　岩石の含水率と化学組成

含水率は，140m 坑道，250m 坑道の坑壁から 15cm で，それぞれ 37wt%，28wt%であった．岩盤表層の含水率は 15cm に比べ 140m 坑道では変化がなかったが，250m 坑道では 2wt%低下が認められた．

硫化物態の硫黄(S)の含有量は，両試料とも新鮮色の個所では約 1.0wt%含まれ，140m 坑道の表層の褐色化した箇所では約 0.4wt%と減少していた．硫酸態硫黄($S(SO_4)$)は，新鮮な箇所には少なく 140m 坑道の表層には 0.2wt%，250m 坑道の表層には，0.4wt%程度含まれて

いた.

3) 鉱物組成

XRD 分析の結果，坑壁表層への析出物としてハライト(NaCl)，テナーダイト(Na_2SO_4)と少量の石膏($CaSO_42H_2O$)が認められた．岩石中では，140m 坑道の試料と，250m 坑道の試料の表層でハライトが認められたが，硫酸塩は不明瞭であった．

4)懸濁水の pH

ブロック試料の懸濁水の pH は，140m 坑道では 8.5 から 9.5 まで坑壁に向かって値が上昇し，表層の褐色化部分も pH は低下していなかった(図-2)．250m 坑道では全体的に 8.5 付近を示したが，窓の上部の表面の岩石が褐色化した部分の測定では，pH の減少が認められた．

5)間隙水の水質

140m 坑道では表層で Na^+ の上昇と，HCO_3^- の上昇が認められ，250m 坑道では表層で Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^- の上昇が認められた(図-3)．酸素水素同位体組成は 250m 坑道表層では上昇が認められたが 140m では変化がなかった．

6)電気探査結果

電気探査の解析断面図を図-4 に示した．250m 坑道の 7 年経過後の断面図では，表層から 5cm 付近が低比抵抗となっていた．比抵抗値の経時変化について，測線中央付近の 3 深度の平均値を図-5 に示した．140m 坑道では,深度 5cm の比抵抗の低下が認められた.250m 坑道では，5cm，10cm の深度の比抵抗の低下が認められた．

5. 坑壁の風化のメカニズム

以上の 2 箇所の窓で観察された現象の違いは，図-6 のようにまとめられる．140m 坑道では，坑壁表層の間隙水 pH が高かったが，これはコンクリート/岩盤の反応水が周辺より岩盤表面に供給されたと考えられる．一方，250m 坑道では pH の上昇は認められず，一部で pH の低下が認められた．これは 140m 坑道に比較して岩盤の透水性が小さく，坑道側への浸出水が少ないことと，坑壁表面の乾燥によりコンクリートと接触する水が限られているためと考えられる．

また，電気探査で岩盤表層の比抵抗低下が認められたが，これは，岩盤中で硫酸イオンの生成が進んだと考えられ，特に 250m 坑道の坑壁で顕著であったのは，乾燥による塩類の濃集の影響が大きかったためと考えられる．酸素安定同位体の値の上昇も，乾燥に伴う蒸発が 250m で顕著であったためと考えられる．

6. まとめ

トンネル掘削後の大気に露出した坑壁の調査の結果，深度により風化状況の違いが認められた．これには，岩盤からの地下水の供給と坑壁の乾燥状態の違いが関係していると考えられた．

文献

1) 大山隆弘他 (2000)：電中研総合報告，U38.

2) 窪田健二他(2017)：電力中央研究所報告，N17005.

3) 窪田健二他(2017)：電力中央研究所報告，N17006.

4) 中田英二他(2012)：日本応用地質学会研究発表会講演論文集，205-206

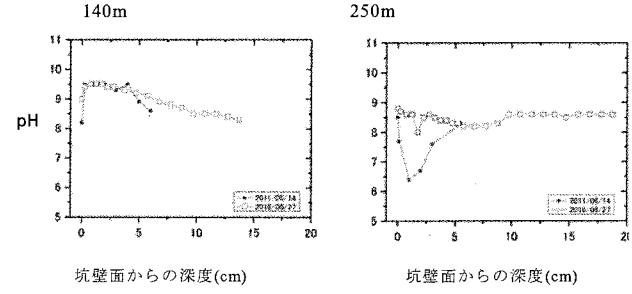


図-2 懸濁水の pH

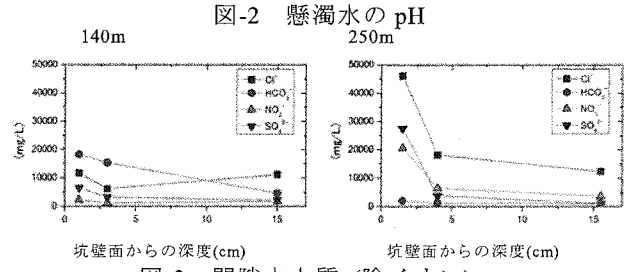


図-3 間隙水水質 (陰イオン)

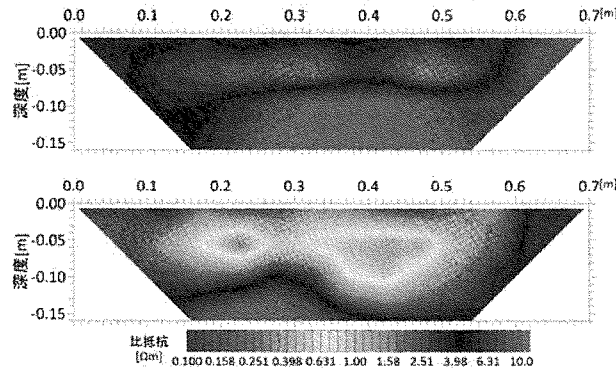


図-4 比抵抗解析断面図(250m 坑道,上初期,下 7 年経過)

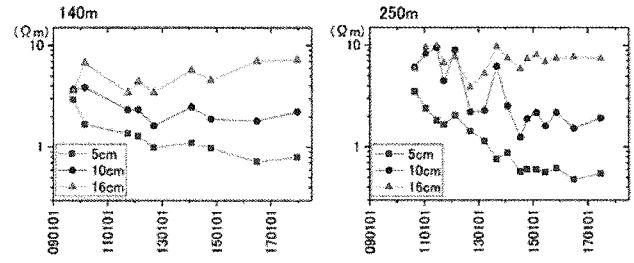


図-5 測線中央部付近の 3 深度の比抵抗値の経時変化

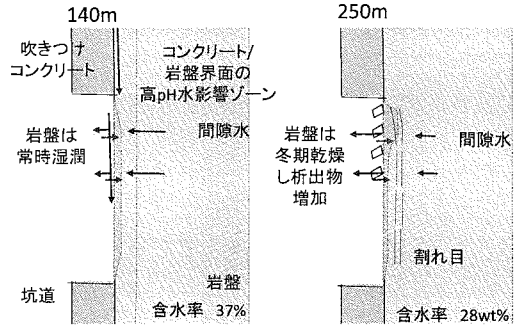


図 6 坑壁風化のモデル

8. 坑道掘削に伴う掘削損傷領域と不飽和領域の形成に関する検討
－幌延深地層研究施設での調査－

Investigation of the Development of Excavation Damaged Zone and Unsaturated Zone due to the Gallery Excavation
- Study in the Horonobe Underground Research Laboratory -

○窪田健二，大山隆弘，末永弘，野原慎太郎（電力中央研究所），青柳和平，杉田裕（日本原子力研究開発機構）
Kenji Kubota, Takahiro Oyama, Hiroshi Suenaga, Shintaro Nohara, Kazuhei Aoyagi, Yutaka Sugita

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物を地下深部に処分する際，坑道等の掘削に伴い掘削影響領域が発生する．掘削影響領域では，地圧や岩盤の強度との関係による岩盤の損傷（掘削損傷領域），間隙水圧の低下や脱ガスの影響などによる水飽和度の低下（不飽和領域），坑道周辺の地圧分布の変化（応力再配分領域）など，岩盤に様々な変化が生じると考えられている．これは，放射性核種の移行挙動に影響する可能性があることから，掘削影響領域の範囲や経時変化を把握することは重要である．

著者らは，日本原子力研究開発機構（原子力機構）が北海道幌延町に所有する幌延深地層研究施設の調査坑道を利用して，坑道掘削に伴う岩盤の変化を捉えることを目的とした調査を実施した．

2. 調査概要

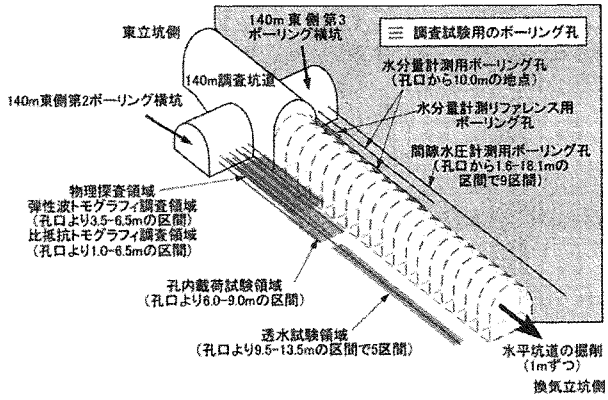
本研究では，深度や岩盤物性の違いによる掘削影響領域の広がりやその経時変化を比較することを目的に，幌延深地層研究施設の異なる2深度（深度 140, 250 m）に掘削された調査坑道において調査を実施した．

（1）140 m 坑道における調査

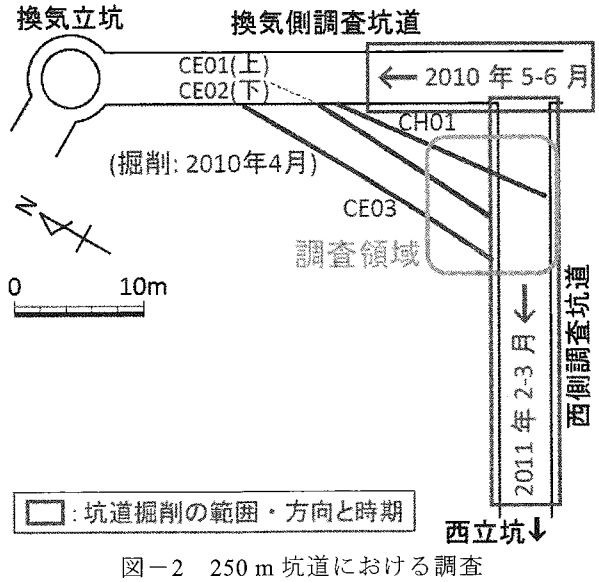
図－1 に，140 m 坑道における調査レイアウトを示す．坑道掘削に伴う岩盤の変化を調査するため，調査坑道から左右に長さ約 4 m の横坑を配置し，横坑の坑壁からボーリング孔を水平に掘削し，調査領域を構築した．なお，各調査の他調査への影響を低減させるため，調査領域ができるだけ重ならないレイアウトにした．実施した調査は，BTV 計測，弾性波・比抵抗トモグラフィ，透水試験，間隙水圧・水分量計測，孔内載荷試験，内空変位計測，物性試験などである[1)]．

（2）250 m 坑道における調査

図－2 に，250 m 坑道における調査レイアウトを示す．西側調査坑道の掘削に伴う岩盤の変化を調査するため，掘削済みであった換気側調査坑道の坑壁からボーリング孔を水平に掘削し，調査領域を構築した．実施した調査は，坑道坑壁の地質観察，弾性波・比抵抗トモグラフィ，屈折法弾性波探査，透水試験，間隙水圧計測，内空変位計測，物性試験などである[2)]．



図－1　140 m 坑道における調査



図－2　250 m 坑道における調査

3. 調査結果

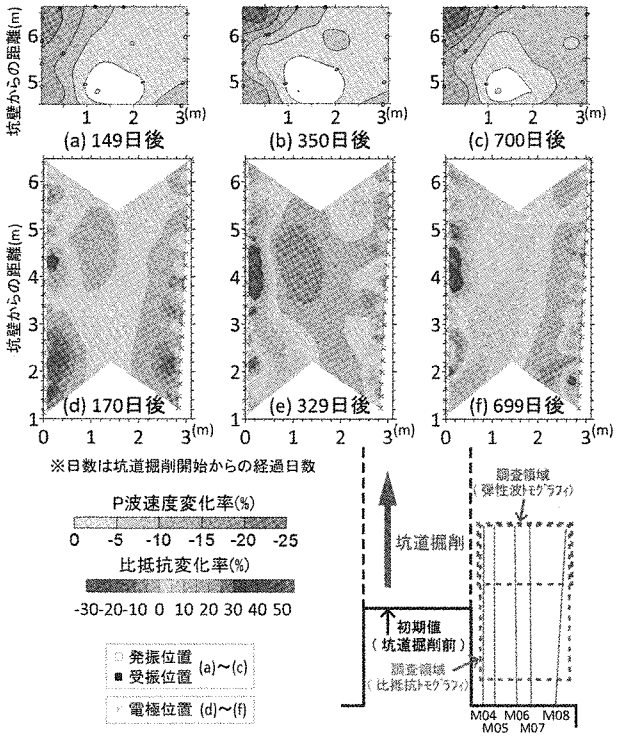
（1）140 m 坑道における調査

坑壁の観察やボーリング孔を利用した地質調査の結果，坑壁から 0.1 m 以内のごく近傍における高角度な割れ目が生成したこと，および，坑壁から 0.45 m 以内における潜在的な閉塞割れ目が明瞭になったことを確認した．

水分量計測の結果，坑道掘削に伴う水分量の低下が捉えられた．掘削前における飽和度を 100 %とした場合，掘削後における飽和度は約 60 %から 80 %となっており，温度変化を含む経時変化が計測された．

弾性波および比抵抗トモグラフィの結果，調査坑道の掘削に伴うP波速度の低下，比抵抗の増大が捉えられた（図－3）．その範囲は最大で坑壁から1 m以内であり，割れ目が生成した範囲に対して広範囲であることから，これらの物性変化は不飽和領域の形成との関連が示唆された．

坑壁から約3 m離れた位置に掘削したボーリング孔を利用した透水試験の結果，調査坑道の掘削に伴う透水係数に顕著な変化は認められなかった．



図－3　140 m坑道における弾性波・比抵抗トモグラフィの結果

（(a)～(c)が弾性波トモグラフィ，(d)～(f)が比抵抗トモグラフィの結果）

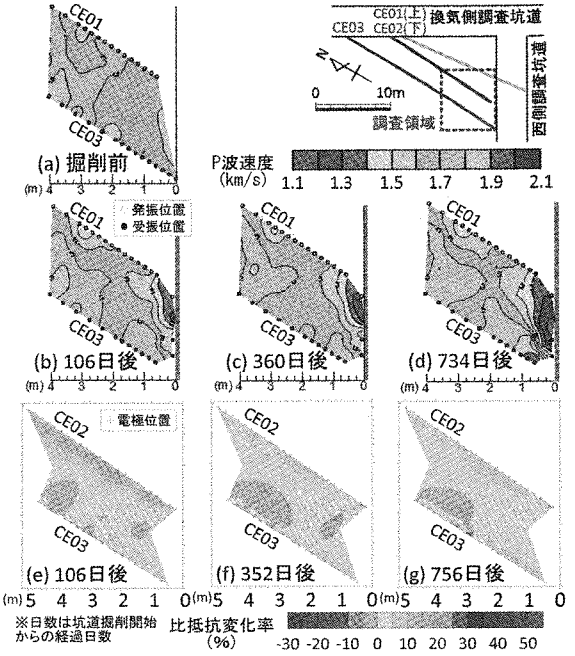
（2）250 m坑道における調査

壁面観察の結果から割れ目分布を検討した結果，せん断性割れ目と非せん断性割れ目に大別できた．せん断性割れ目は，掘削前から岩盤中に存在する割れ目である一方，非せん断性割れ目は，坑道掘削による応力再配分により新たに生じた割れ目と推察された．

弾性波トモグラフィの結果，坑道掘削に伴い，坑道壁面から約1 m以内でP波速度が低下した（図－4）。また，P波速度の低下と割れ目密度との間に相関性が示された．

透水試験の結果，坑壁から0.5～1 m離れた領域における透水係数が掘削後に増大した．この坑壁からの距離は，P波速度が低下した範囲と概ね一致していたことから，割れ目の形成に伴うP波速度の低下や透水係数の増大を捉えた可能性が示された．

比抵抗トモグラフィの結果，坑道の掘削に伴う坑壁付近での顕著な比抵抗の変化は生じていなかった（図－4）．また，探査領域近傍の坑壁において採取した岩石試料の飽和度は90 %以上であり，掘削に伴う顕著な不飽和領域の形成は生じていないことが推察された．



図－4　250 m坑道における弾性波・比抵抗トモグラフィの結果

（(a)～(d)が弾性波トモグラフィ，(e)～(g)が比抵抗トモグラフィの結果）

（3）140 m坑道と250 m坑道における調査結果の比較

両深度における調査結果は，同一の傾向とはなっていなかった．掘削損傷領域の範囲（坑壁からの距離）は，140 mで最大0.45 m程度，250 mで最大約1 m程度と推察され，250 m坑道がより割れ目が進展していると推察される結果となった．一方，不飽和領域の範囲は，140 mでは坑壁から1 m以内の範囲と推察された一方，250 m坑道では不飽和領域はほとんど形成されていないと推察される結果となった．

今後，岩盤の力学特性や化学特性，透水特性に関する深度ごとの違いを詳細に検討することで，両深度の掘削影響領域において生じた物理変化の要因を明らかにしていきたいと考えている．

文献

1）窪田健二・中田英二・大山隆弘・杉田裕・青柳和平（2017）：幌延深地層研究施設における掘削影響領域の評価（その1）－深度140mを対象とした試験－，電力中央研究所報告，N17005.

2）窪田健二・中田英二・末永弘・野原慎太郎・青柳和平（2017）：幌延深地層研究施設における掘削影響領域の評価（その2）－深度250mを対象とした試験－，電力中央研究所報告，N17006.

9. 火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価手法の整備

Development of methods for modeling and evaluation of the impacts of volcanic hydrothermal fluids and deep-seated fluids on the geological environment in consideration of their classification

○近藤浩文，後藤淳一（原子力発電環境整備機構）
Hirofumi Kondo, Junichi Goto (NUMO)

1. はじめに

自然現象の著しい影響を回避して選定したサイトでも，長期的な安全評価では，新たに事象が発生した場合を想定したシナリオに基づく安全性の確認が必要である．そのため，自然現象による地質環境の熱・水理・地化学的な状態変化をモデル化・解析するための手法の整備が，サイトの安全評価に必要である．

地下深部から処分深度へ移動・流入する可能性のある火山性熱水[注1)]・深部流体[注2)]については，上記手法が未整備であることから，NUMO は 2016 年度に，火山性熱水・深部流体の胚胎・上昇，流入に伴う地下水水質への影響等の調査・評価に係る基盤情報を収集・整理した[1)]．2017 年度は，さらに火山性熱水，深部上昇水，長期停滞水の代表事例に係る知見を拡充し，各熱水・流体の胚胎・上昇等の条件や活動履歴等の整理，評価モデルの構築，および数値解析を含めた評価の試行を実施した．その結果，当該モデル化・解析手法の長期評価への適用の見通しを得たので報告する．

注 1) 火山性熱水：マグマを熱源とする（第四紀火山や地下に伏在する高温岩体に係る）熱水．
注 2) 深部流体：深部上昇水（スラブ脱水起源），長期停滞水（化石海水起源）等の非天水起源の地下水・流体．

2. 課題および検討方針

火山性熱水・深部流体の移動・流入が処分場周辺の地質環境（熱環境，水理場，化学場）へ及ぼす影響を評価するためには，各熱水・流体の移動・流入のプロセスの違いを考慮することにより，熱源や上昇経路周辺の熱・水理・地化学的な状態の時間的・空間的変化をモデル化し，影響の程度・範囲等の長期的な予測・評価を可能とする手法の整備が必要である．

この目的のために，本検討では，火山性熱水，深部上昇水，長期停滞水の各ケースについて，熱源や起源水に係る成因，および熱水・流体の胚胎・上昇等の条件や活動履歴等に関する情報が豊富な代表事例を選定し，モデル化・解析のために参照すべき情報を整理した．そのうえで，地質構造発達史や熱水・流体の活動履歴を反映した熱・水理・地化学的な状態変化に係る概念モデルを基に，物性値の設定を含めた評価モデルを構築し，さらに数値解析に基づく現況の再現性の確認を含めた影響評価を試行することを通じて，一連の手法の長期評価への適用性を確認することとした（図-1～3）．

3. 検討結果

火山性熱水の事例（図-1）では，新第三紀堆積岩類を主体とする地層中に第四紀の花崗岩（葛根田花崗岩）が貫入し，この岩体（マグマ）を熱源として地熱貯留層が形成されている．花崗岩マグマの貫入（1～0.7Ma）以降の熱・水理・地化学的な状態変化については，熱変成鉱物や熱水変質鉱物の鉱物種や分布，放射年代，鉱物脈中の流体包有物等の解析結果に基づく概念モデルとして整理され[1)]，浅部・深部貯留層内での 0.2Ma 以降の熱水対流系の維持，温度低下や塩分濃度の低下等が確認できる．本検討では，花崗岩体，浅部・深部貯留層および周辺地層に物性値（浸透率，密度，孔隙率，熱伝導率等）を設定し，併せて数値解析の初期条件（岩体貫入時の初期温度，貫入前の地温勾配，地熱流体の水質形成等）を与えた評価モデルを構築した（図-1 上）．これに対して，熱・水理・地化学連成に係る汎用解析コード（TOUGH2，超臨界状態に対応した改良版 TOUGH2）を用いた数値解析を通じて，マグマ定置

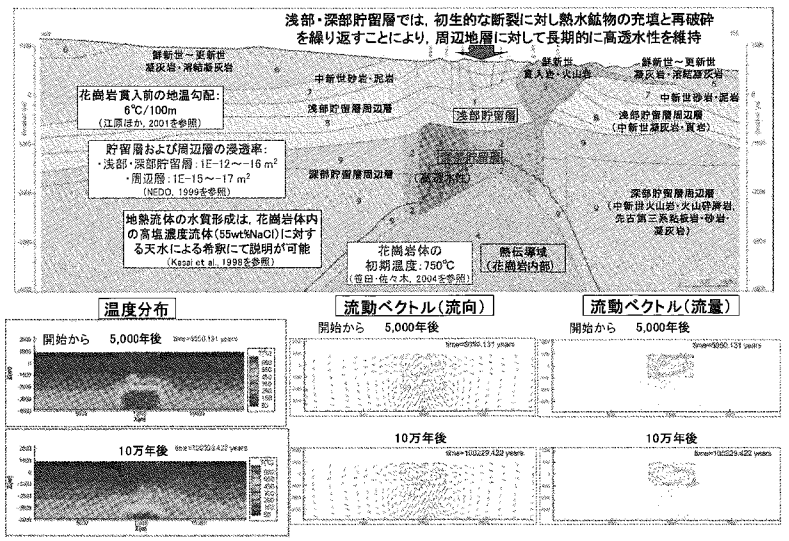


図-1 火山性熱水の移動・流入に係る影響の評価モデル（上）および簡略化したモデルを用いた熱・水理連成解析結果（下）（初期温度 750℃，モデル作成は葛根田地熱地域に係る既存文献[2)~6)]に基づく）

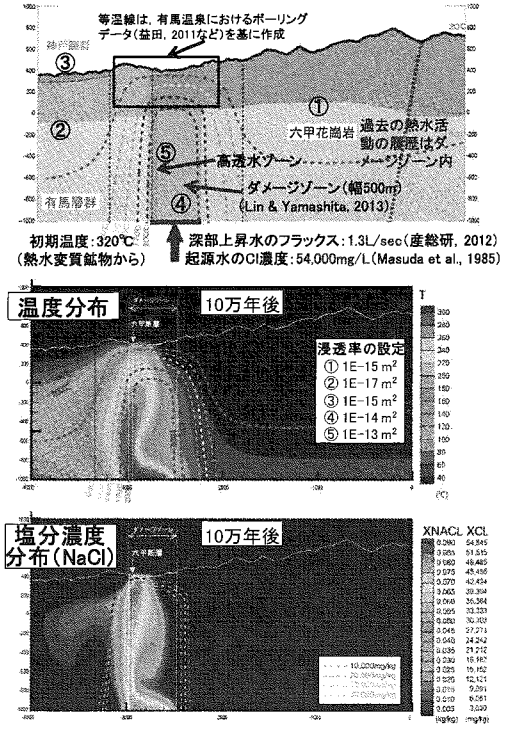


図-2　深部上昇水の移動・流入に係る影響の評価モデル（上）および熱・水理・地化学連成解析結果（下）（モデル作成は有馬温泉周辺地域に係る既存文献[7)~12)]に基づく）

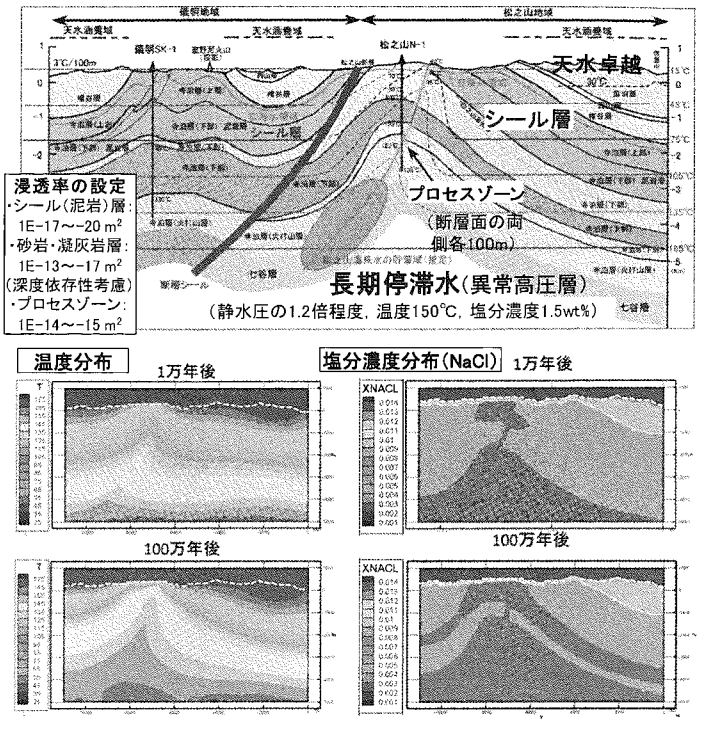


図-3　長期停滞水の移動・流入に係る影響の評価モデル（上）および熱・水理・地化学連成解析結果（下）（モデル作成は松之山温泉地域に係る既存文献[13)~17)]に基づく）

後の熱水対流系の形成発達（図-1 下）とともに，その後の温度低下や高塩濃度流体の天水による希釈が，周辺地層より高透水性を有する浅部・深部貯留層内に長期間限定的に生じること等が確認された．

深部上昇水の事例（図-2）では，六甲花崗岩と白亜系有馬層群の境界の有馬－高槻構造線（六甲断層）のダメージゾーンに沿った起源水の長期的な上昇を想定した評価モデルを構築した（図-2 上）．これに対して，熱・水理・地化学連成解析（TOUGH2）を通じて，地表付近における温度分布，塩分濃度分布の再現性を確認し，併せてそれらの分布が長期的にダメージゾーンに沿って限定されること，地形勾配に支配された天水の浸透に伴う地下水流動の下流側方向に非対称となる可能性があること等が示された（図-2 下）．

長期停滞水の事例（図-3）では，新第三紀堆積岩類中の厚いシール層（泥岩層）に覆われた異常高圧層に胚胎する化石海水が，褶曲構造の背斜軸部に形成された断層を経路として上昇することを想定した評価モデルを構築した（図-3 上）．これに対して，熱・水理・地化学連成解析（TOUGH2）を通じて，断層に沿った塩水の上昇やそれに伴う温度上昇の再現性を確認し，併せて厚いシール層の上位には天水が卓越する領域が長期的に維持されること等が示された（図-3 下）．

本検討で実施したモデル化・解析結果は，熱・水理・地化学的な状態の現況を再現し，その長期的変化は地質学的想定と合致することから，当該手法の長期評価への適用性が確認できたと判断する．今後は，既存の体系的な調査・評価の考え方や進め方等を更新する．

文献

1) 近藤浩文・後藤淳一（2017）：応用地質学会平成 29 年度研究発表会講演論文集，75-76.
2) NEDO（1993）：地熱開発促進調査報告書，No.31.
3) NEDO（1998，1999）：地熱探査技術等検証調査 深部地熱資源調査報告書（平成 8 年度，平成 9 年度）.
4) 笹田政克・佐々木宗建（2004）：地質ニュース，No.593，49-58.
5) 江原幸雄他（2001）：地熱学会誌，23，11-23.
6) Kasai, K. et al. (1998): Geothermics, 27, 631-645.
7) Lin, A. and Yamashita, K. (2013): Jour. Struct. Geol. 57, 1-15.
8) 産総研（2016）：平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業 平成 27 年度事業報告.
9) 溝口一生他（2000）：月刊地球号外，31，58-65.
10) 益田晴恵（2011）：温泉科学，61，203-221.
11) Masuda, H. et al. (1985): Geochem. Jour. 19, 149-162.
12) 産総研（2012）：地質調査総合センター研究資料集，No.560.
13) 加藤進・梶原義照（1986）：石油技術協会誌，51，113-122.
14) 加藤進他（2009）：地学雑，118，455-471.
15) 竹内圭史他（2000）：松之山温泉地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）.
16) 吉田英一他（2009）：応用地質，50，16-28.
17) 渡部直喜他（1996）：新潟大災害研年報，No.18，81-92.

10. 地震時の斜面変形問題とその概略予測

Slope Deformation Problem in Earthquakes and its Approximate Estimation

○佐々木靖人（土木研究所）
Yasuhito Sasaki

1. はじめに

震度6以上の烈震・激震時には、地震動により斜面に変形が生じ構造物が被災する例が見られる。これは全国で起こり得る被災形態である。国土強靱化のためには、とくに土木構造物の計画時にこのような危険箇所を予測し、基礎から避ける、ないし事前対策することが望ましい。しかしこのような箇所は明瞭な地すべり地形がないことも多く、その予測は容易でない。そこで熊本地震における被災例等を参考に、橋梁等の土木構造物の計画・概査段階において斜面変形危険箇所や変位量を概略的に推定する手法を検討した。なお、本論文は文献2)、3)に加筆したものである。

2. 斜面変形の定義

近年、深層崩壊の予兆的な斜面変形現象である重力性斜面変形が注目されている。とくに深い変形はDeep Seated Gravitational Slope Deformation（略してDSGSD）と呼ばれ、微地形に着目した危険箇所抽出方法が提案されている。しかし斜面変形には、①浅層のものもあること、②斜面変形地形を持たない初生的なものもあること、③地震動により変形したものは単なる重力性とは言い難いこと、などから、ここでは「斜面変形」の定義として「斜面が何らかの原因により変形する現象で、変形体のほとんどが元の斜面上に残存するもの」とする。残存の程度は、少なくとも90-95%程度以上が残存しているようなものとする。本定義によると地すべりや崩壊の一部も斜面変形に含まれるが、本論文では明瞭な地すべり地形を持つものは危険箇所の推定方法がある程度確立されているので対象とせず、また変形原因が地震に起因するものを取り扱う。なお、斜面変形が進行し崩壊や地すべりとなることもあるため、斜面変形の危険箇所と崩壊・地すべりの危険箇所は一部重複すると考えられる。

3. 地震による斜面変形の実例

3.1 岩手・宮城内陸地震の例

最近10年の地震災害では、岩手・宮城内陸地震で多くの斜面変形がある。これは震源域が新期の軟質な堆積岩や火山岩であることによると思われる。たとえば国道397号尿前渓谷橋（写真－1）では、地形的には地すべり地形等は見られず、柱状節理岩盤の急崖の肩部の不均質な柱状節理岩盤に起因する斜面変形が発生し、橋梁のアバットが数10ｃｍ変位した。

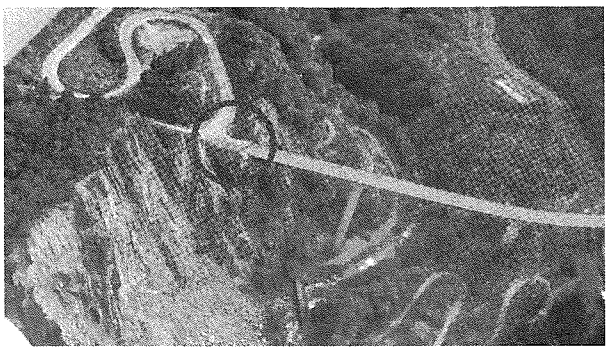


写真-1　国道 397 号尿前渓谷橋のアバットの変形
（アバット部が数 10ｃｍの沈下）

3.2 熊本地震の例

熊本地震では、長陽大橋（写真－２）、南阿蘇橋（写真－３）など多くの構造物が斜面変形によって被災している。長陽大橋では、柱状節理溶岩や自破砕溶岩の上に軟質な赤ボク・黒ボクが堆積する複雑な地質構造の斜面において、その地質構造を反映した複雑な斜面変形が生じ、橋梁基礎が約2m沈下した。

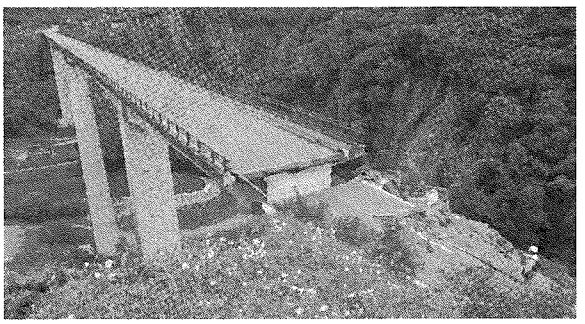
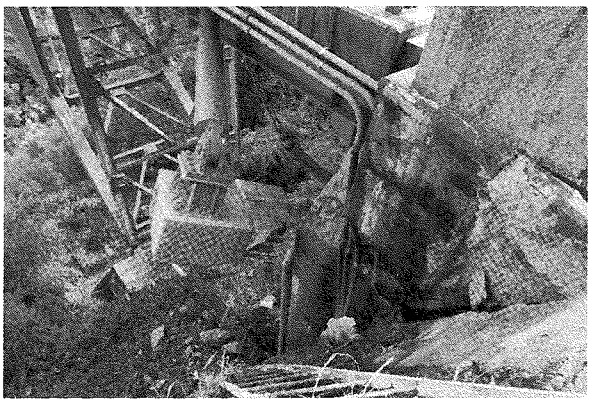


写真-2　長陽大橋（2mの沈下）

南阿蘇橋では、強い地震動と斜面変形により、橋桁が押し出されるとともに制震ダンパーが破壊した。

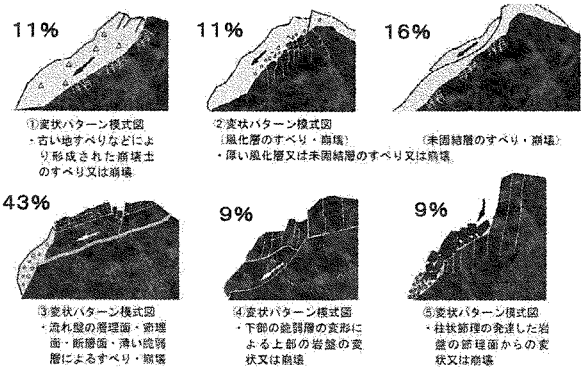


写真－3　南阿蘇橋の制震ダンパーの破壊

4.斜面変形の生じやすい場所

4.1 斜面変形のタイプ分類

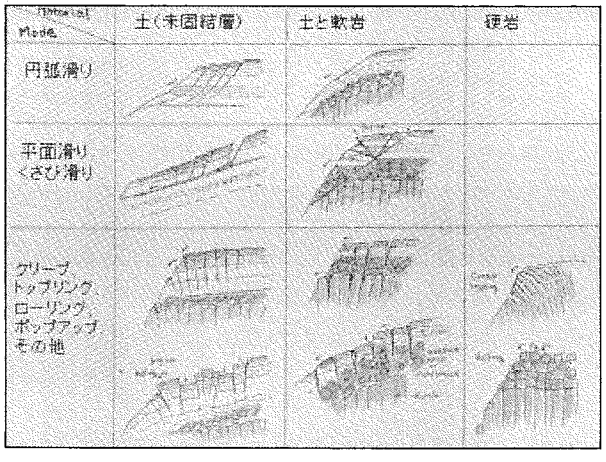
図－1は1994-2011の地震災害で比較的規模の大きな斜面災害の地質構造パターンをまとめたものである[1]。これは斜面変形に特化したものではないが斜面変形でも概ね共通する。



図－1　地震時に比較的大規模に斜面災害の生じやすいタイプ[1]（図中の%は調査対象中の出現率）

また熊本地震では、とくに新しい火山地域である地質的特異性を反映して、表－1のような様々な形態の斜面変形（一部斜面崩壊を含む）が発生した[2]。

表－1　熊本地震における様々な斜面変形の例[2]



これによると地域地質や地質構造に応じて多様な斜面変形形態があり、その予測は容易でない。しかし地震で斜面変形の起こりやすい場所は、斜面高（高いところ）、斜面勾配（急なところ）、斜面形状（急崖の肩部や凸地形で地震動が増幅されやすいところ）、地質の脆弱性（軟質・亀裂質で崩れやすいところ）等が共通している。また、上記以外でも、地震時に脆弱化しやすい鋭敏な弱層を含む流れ盤斜面や地震時に分離しやすい連続した節理を持つ斜面など、特定の「弱面・弱層」を持つ斜面にも留意する必要がある。

4.2 斜面変形のしやすさの分類

これを参考に、まず基本的な斜面高や斜面勾配、斜面形状、地質の脆弱性の要素を用いて、要素組み合わせ式の岩盤分類のように、震度6程度以上の地震時における斜面変形危険度分類試案を考案した（表－2）[3]。

表－2　烈震・激震時の斜面変形危険度分類試案[3]
（流れ盤の弱層等の不安定な地質構造を持つものは図－1や表－1も参考に別途検討する）

地形（斜面高10-20m以上）		岩級 / 地質状況				
斜面勾配（度）	斜面形状	A-B / 堅硬な岩盤	CH-CM / 通常の亀裂性岩盤	CM-CL / 風化、ブロック化、柱状節理岩盤	CL-D / 強風化、破砕質・高亀裂性岩盤、礫質土	E / 土砂(砂、シルト、泥など)
オーバーハング	凸	△	○	◎	◎	◎
	口、凹	△	△	○	◎	◎
50+	凸	△	△	○	◎	◎
	口、凹	△	△	△	○	◎
40-50	凸	－	△	△	○	◎
	口、凹	－	－	△	△	○
30-40	凸	－	－	－	△	○
	口、凹	－	－	－	－	△
5-30	凸	－	－	－	－	△
	口、凹	－	－	－	－	△

斜面形状の凡例
凸：凸型、急崖の肩部
口：直線型、複合
凹：凹型

斜面変形性の凡例
◎：非常に変形しやすい（50cm～1m以上）
○：変形しやすい（10cm以上）
△：岩質/土質による、地質構造（弱面等）による
－：変形しにくい、まれ（数mm～数cm）

表－2で◎の斜面では非常に変形しやすい箇所であるため、橋梁のアバット等は原則として避けるのが望ましく、やむを得ず避けられない場合は詳細な調査の上、十分な対策を検討すべきである。表－2で○の斜面も変形しやすいため詳細な調査が必要である。また、これらに該当しない斜面でも、図－1や表－1等に類似した斜面変形しやすい地質構造を有する場合は、広域的な踏査と十分な深さのボーリング等により、弱層・弱面等の存在可能性を念頭に置いた調査が必要である。

5. まとめ

地震時の斜面変形に関して、土木構造物の計画や概査の時点で、過去の被災パターンと地形地質情報を組み合わせて斜面変形しやすさを概略予測する手法を考案した。図－1や表－1のような被災パターンについては地域や地質によって他にも様々なものがあると考えられるので、事例を増やすのが肝要である。

文献

1) 浅井健一,日外勝仁,佐々木靖人：地震時に構造物基礎の安全性に影響を及ぼすような斜面地盤変状のパターン,地盤工学会関東支部発表会(CD-ROM),2012.10.

2) Sasaki,Y(2017):Slope deformation problem in Quaternary volcanics by the 2016 Kumamoto Earthquake, 4th Slope Tectonics Conference, Disaster prevention research institute, Kyoto University, p.90.

3) Sasaki, Y, Asai, K, and Yajima, Y(2017) : Slope deformation problem by earthquakes –A Case study in the 2016 Kumamoto Earthquake site-, The 11th Asian Regional Conference of IAEG, Journal of Nepal Geological Society,Vol.54,p.101.

11. 慶長会津の地震(1611年)による飯谷山・山崩れ現場の今

Debris avalanche site of Mt. Iitani-san by the Keicho-Aizu earthquake in 1611

○橋本修一，池田浩二（東北開発コンサルタント），竹谷陽二郎(元福島県立博物館)
Shuichi Hashimoto, Kouji Ikeda, and Yojiro Taketani

1. はじめに

慶長会津の地震（1611年9月27日発生）は，若松城下とその周辺において家屋倒潰，山崩れ等により死者3,700余名に及ぶ甚大な被害をもたらした．このうち現西会津町では飯谷山が崩れ，100余名の住民が集落ごと埋没したことが，会津藩の地誌に記されている．今回，飯谷山西麓地区にて慶長地震時の崩落で堆積したとみられる特徴的な岩塊群の分布範囲を概ね把握したので報告する．また，同地震に関連して唯一建立された災害碑「見宝塔」と上記地誌に引用されている碑文，地元に今も続く災害伝承の事例を紹介する．

2. 慶長会津の地震による地質災害の概要

慶長十六年八月二十一日午前に発生した地震は，会津盆地西縁断層系が震源とされており(推定規模M 6.9)，地質災害としては，阿賀川が山崩れで堰止められ，盆地の出口で「山崎湖」が生じたことはよく知られている．また，会津盆地西側の山間地においては，南北80 kmに及んで複数の山崩れ，地すべり等が発生し，堰き止め沼も各所に生じたとされる(図-1)[1]．

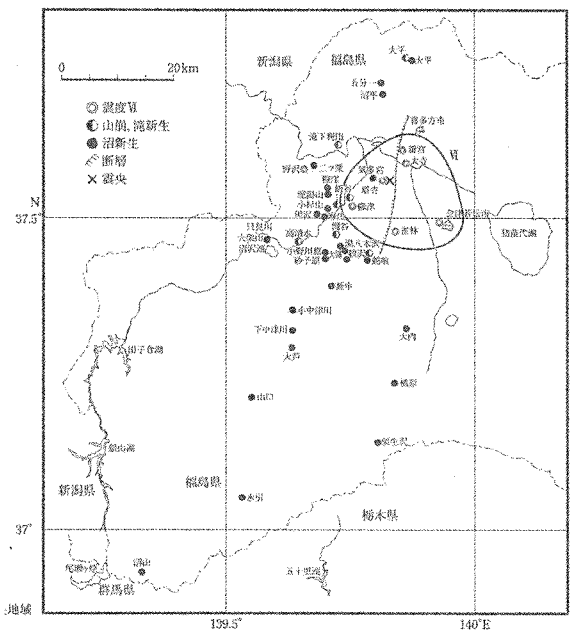


図-1　慶長会津の地震による被害[1]

調査地は山崩れ災害地の一つで，福島県会津若松市の西方約20 km，飯谷山（標高783m）とその西側斜面である(図-2)．飯谷山が抜けて大杉山村と住民100余名を埋め，わずかに生き残った5名が端村であった小杉山村に移転したこと，山崩れで白沼が生じたこと等の記録がある[2]．埋没村の位置と山崩れの範囲については，上記地誌と現地調査によりある程度の知見は得られていた[3]が，岩屑の分布や崩壊地の詳細は必ずしも明らかではなかった．

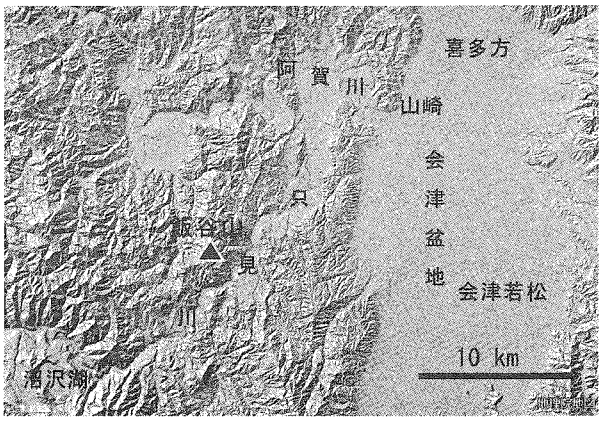


図-2 調査位置図(地理院地図陰影起伏図に加筆)

3. 飯谷山付近の地形・地質

調査地域は，北流する只見川及び面倉川に挟まれた標高600m程度の尾根が南北に連なる山地で，飯谷山尾根筋の西側，小杉山及び泥浮山地区には緩斜面が広く発達し，地すべり地形として判読されている[4]．旧大杉山村(白沼付近)，移転先の現小杉山地区も南北約1.3km，東西約1kmに及ぶ地すべり地形に含まれる．地すべり地特有の滑落崖，溝状凹地，緩斜面などの微地形の詳細は，国土地理院DEMを使った立体地形図[5]の判読で，より明確に理解可能となる（図-3）．

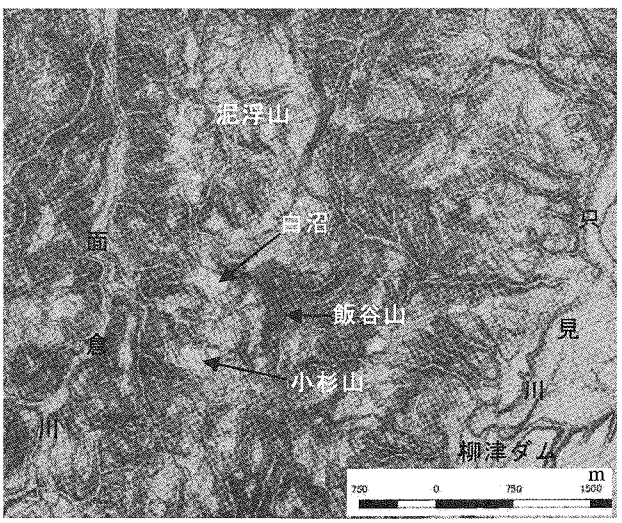


図-3 調査地域の立体地形図(GSI_10mDEMを使用)

調査地周辺の地質は，主に前期中新世の七谷層相当層の火山砕屑岩類・火山岩からなるが，飯谷山は流紋岩貫入岩からなり[6]，険しい尾根筋となっている(写真-1)．白沼の北側には凝灰岩や砂岩（七谷層相当層），また，地すべり移動体内に凝灰岩露頭も散見されるが露頭は乏しく，構造の詳細は不明である．



写真-1 飯谷山北の露岩．現在も小規模崩落あり

白沼の南側は地すべり移動体で緩斜面になっているが，その表面には，最大径数mに及ぶ大小様々の流紋岩塊の角礫が流山として分布する（写真-2）．



写真-2　白沼南の台地から飯谷山方面を望む

明らかな流山は白沼の南岸付近を取り囲むように分布するが，副次的滑落崖より上の平坦地やさらにその南方には認められない．崩壊地等の微地形と合わせて考えると，その供給源は白沼東方の主滑落崖の限定された範囲と推定される(図-4)．

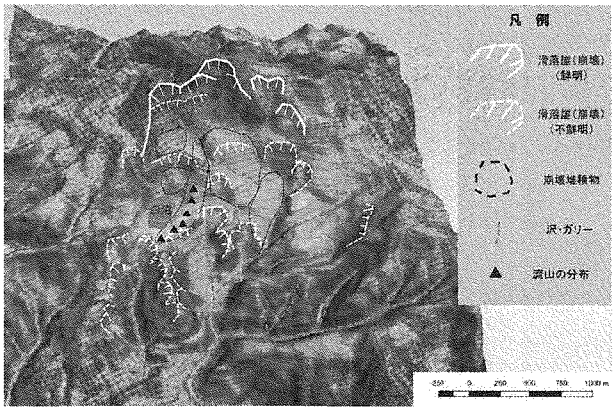


図-4　飯谷山近傍の崩壊地形等の分布（立体地形図・鳥瞰図に重ね書き）

なお，崩落の全容を把握するには白沼湖底の情報もほしいところであるが，現在のところ白沼底湖底の地形情報等は得られておらず，今後の課題である．

4. おわりに～災害碑建立と伝承，検証へ向けて～

地震から 141 年後の 1752（宝暦二）年，小杉山集落の人々は供養塔（写真-3）を建立，現在も旧暦命日には供養祭を行い，災害記憶を伝承している．

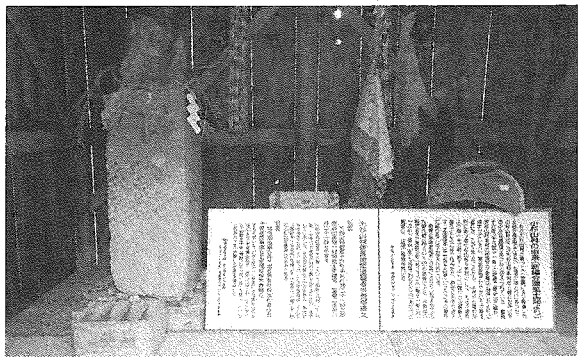


写真-3 小杉山集落内の供養塔「見宝塔」

供養塔は流紋岩質凝灰岩で，碑文は，藩撰地誌[2]（1803-1809 年編纂）に多々，引用されている．

例えば地震後の集落移転について，「・・因テ小杉山村ヲ陞セテ本村トシ，今ノ地ヨリ南十三町，古屋敷ト云所ニ移リ居シカ，耕作ノ便アシク正徳四年又今ノ地ニ移リシト云・・・」[2]とある．現在の地形状況とも照合すると，集落の移転は大きな地すべり地形内で行われており，地震時の山崩れ被害は白沼近辺に限られていたものと推定できる．

地震後，現地で人工改変された痕跡は認められない．碑文や地誌に図面は残されていないものの，端的な文字表現を頼りに地形解析と現地調査によって，慶長の山崩れと堆積範囲を絞り込めたと考えている．

今後は白沼周辺の地形・地質状況を精査し，より詳細な DEM を用いた地すべり微地形解析[5]と合わせて，類似地形地域の地すべり・崩壊等の危険度予測にも役立てたいと考えている．

文献

1) 宇佐美龍夫ほか(2013)：日本被害地震総覧 599-2012，東大出版会

2) 旧會津藩地誌局編（1895）：新編會津風土記（写本）

3) 竹谷陽二郎（2011）：3.大杉山村の埋没，2011 年福島県立博物館特別展示資料．

4) 防災科学技術研究所地震ハザードステーション（J-SHIS）http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/

5) 池田浩二ほか（2017）：立体地形図を用いた地すべり地形判読と危険度評価，応用地質学会東北支部第 24 回研究発表会講演集．pp.7-8.

6) 高橋浩ほか（2010）：20 万分の 1 地質図幅新潟(第 2 版)

12. 地震時の崩壊発生場を規制するテフラの層序とハロイサイトの生成過程
—平成 28 年(2016 年)熊本地震により発生したテフラ斜面の崩壊を例に—

Tephrostratigraphy and formative process of halloysite that control the potential sites of earthquake-induced landslides: Case study of the landslides induced by the 2016 Kumamoto earthquake

○佐藤達樹（国土防災技術），千木良雅弘（京都大学大学院防災研究所）
Tatsuki Sato, Masahiro Chigira

1. はじめに

地震動を誘因とした斜面崩壊はこれまで多数発生し，世界各地で被害をもたらしてきた [1]．特にマントルベッディングしたテフラのなす流れ盤斜面では地震動によりすべり面の傾斜が 30° を下回るような緩傾斜で流動性の高い崩壊の発生が多数報告されており，すべり面形成層にはハロイサイトが共通して含まれていた [2]．ハロイサイトに富む土壌における斜面崩壊の多くは平板型のすべりとして始まり，崩壊物が混ざりながら斜面下方へ流動的に移動し，堆積域が拡大するような流動性の高い崩壊に発展することが報告されている [3]．

熊本県阿蘇郡南阿蘇村は，2016 年 4 月 16 日の熊本地震本震により最大震度 6 強の強い揺れに見舞われ，それに伴って多数の斜面崩壊が発生した．これらの斜面崩壊および住宅の倒壊などにより死者 16 名におよぶ人的被害をはじめ，多数の建物や道路等のインフラ被害をだす大惨事となった．斜面崩壊はおおよそ布田川断層沿いに発生し，この断層の末端に位置する阿蘇カルデラ西部において集中的に発生した．

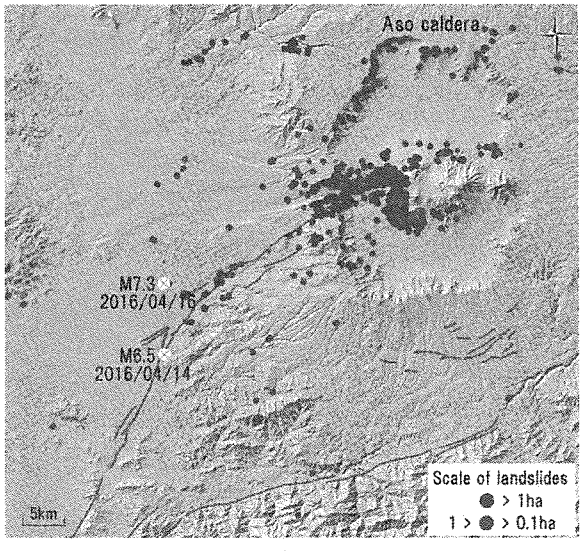


図-1　崩壊の分布 [4]

斜面崩壊の形態は，溶岩や溶結・非溶結凝灰岩などの岩盤からなる急崖の崩壊と中央火口丘西側の比較的緩斜面の崩壊（テフラ斜面の崩壊）に大別できる [4]．本研究ではテフラ斜面の崩壊を対象に研究を行った．

2. 地質概要

調査地域のテフラは軽石，スコリア，砂質火山灰，広域火山灰（鬼界アカホヤ火山灰：K-Ah，姶良丹沢火山灰：AT），そして火山灰土から構成されていた．火山灰土は色調により分類可能でき [5]，本研究においては黒ボク，赤ボク，そして両者の中間的な性質および色調を示す暗褐色火山灰土（黒ボクと合わせて暗色火山灰土）に分類した．草千里ヶ浜軽石（Kpfa）は 30 ka に噴出した軽石であり [6]，調査地域において最も出現頻度が高く，重要な鍵層であった．

3. 調査方法

崩壊の分布および地形・地質的特徴を明らかにするため空中写真判読，現地における崩壊地形の簡易測量，テフラ層序およびすべり面形成層の記載，土壌硬度試験そして簡易貫入試験などを行った．テフラの風化過程を検討するため深度 100 cm からすべり面形成層付近までの成層するテフラを 10 cm 間隔で採取し，鉱物組成分析，強熱減量測定，自然含水比測定などを行った．

4. 結果・考察

空中写真判読の結果，阿蘇中央火口丘斜面にはテフラの崩壊と判断される崩壊地が 400 箇所以上判読され，その内 63 箇所を現地調査した．調査した崩壊の多くは平板状のすべり面を有しており，崩壊物が激しく攪乱されずに 1 枚の絨毯のように移動し，斜面下方の平坦地に薄く流れ広がる場合や崩壊物がブロック状に散在する場合などが認められた（図-1）．



図-2　崩壊物がブロック状に散在した崩壊

これらの崩壊の見かけの摩擦角は 7.5～25° と小さく，過去の地震時テフラ斜面の崩壊と同様に高い流動性を有していたことがわかった．崩壊のすべり面傾斜は 20～30° に集中しており，すべり面深度は 2～8 m の頻度が高く，最大 14 m に達していた．調査した 63 箇所の崩壊の内，特に頻度の高かったすべり面形成層は暗色火山灰土（21 箇所），Kpfa（20 箇所），土石流堆積物と推定される溶岩塊混じりの赤ボク（10 箇所）であり，これらが 63 箇所の内 51 箇所を占めており，これらのすべり面が形成された層準には共通して粘土鉱物であるハロイサイトが生成していた．

すべり面形成層およびテフラ層序の類似性から崩壊の発生した地域を中央火口丘から西へ近傍地域，山麓地域，西側地域の 3 つに分類することができた．崩壊のすべり面は，近傍地域では暗色火山灰土に，山麓地域では Kpfa に形成されていた箇所が多く，西側地域では局所的に層序およびすべり面形成層が異なる崩壊地が多いが，溶岩塊混じりの赤ボクに形成されていた個所が多かった（図-2,3）．

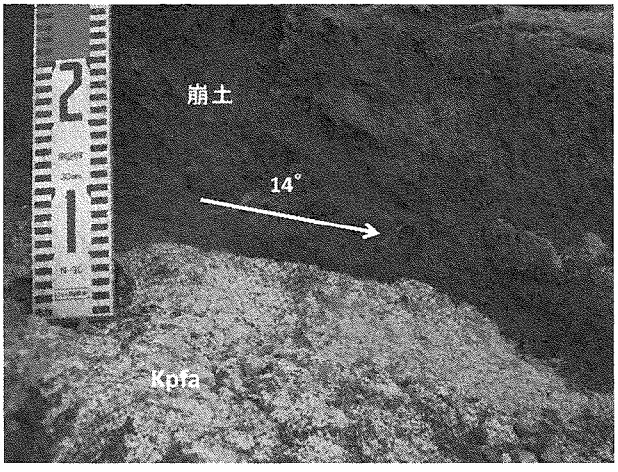


図-3　Kpfa に形成されたすべり面

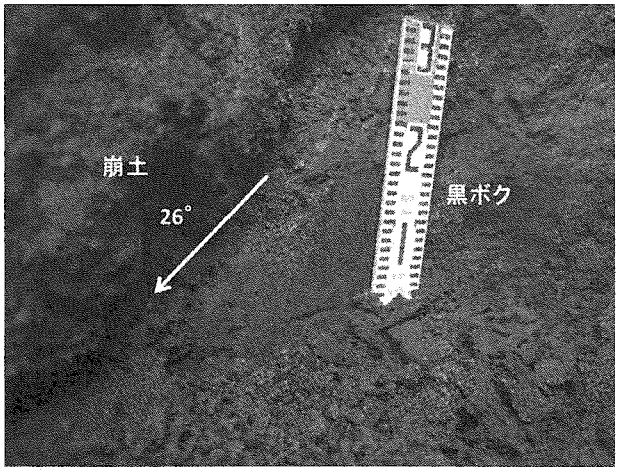


図-4　黒ボクに形成されたすべり面

ハロイサイトは深度 2 m 付近までのテフラにはほとんど認められず，2 m 以深の暗褐色火山灰土で生成していたことがわかり，これは地表付近のテフラから溶脱された Si が地下深部に埋没したテフラに再付加してハロイサイトが生成したことを示唆している．ハロイサイトの含有量は暗色火山灰土層で多く，それらに覆われるテフラ層はハロイサイトに乏しい層となっており，表層部から下方に供給される Si が暗色火山灰土層のハロイサイト化に消費され，その下に十分に供給されなかったことが示唆される．Kpfa は，暗色火山灰土に覆われる場合には基底部にのみハロイサイトが生成しており，山麓地域のように Kpfa が暗褐色火山灰土ではなく赤ボクまたは黒曜石および軽石からなる岩屑流堆積物に覆われる場合には，軽石層上部からハロイサイトが生成していた．

熊本地震によるテフラ斜面の崩壊のすべり面は，既往の地震時テフラ斜面崩壊と同様に硬い層の下の軟弱層に形成されていたことから，この硬軟の組み合わせが崩壊発生に重要な役割を持っていたと考えられる．調査した崩壊 63 箇所の内 46 箇所の崩壊で地震発生前にすべり面形成層準が斜面下部で切断されていたことから，地震前に潜在的なすべり面形成層が斜面下部で切断されて予め不安定化していた箇所で崩壊が発生しやすかったことが示唆される．ハロイサイトの生成場がテフラの給源を反映した層序関係により異なること，そして，硬い層の下のハロイサイトに富む軟弱な層にすべり面が形成されやすいと推定されることから，熊本地震ではテフラ層序に応じて地震時の崩壊のすべり面形成層が決まった可能性が高い．

引用文献

1) Chigira M & Suzuki T(2016)，Prediction of earthquake-induced landslides of pyroclastic fall deposits，Landslides and Engineered Slopes，Experience，93-100.
2) Cruden,D.M. & Varnes, D.J.(1996): Landslide Types and Processes, Special Report，Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247, 36-75.
3) Keefer, V.(2002):Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review，Surveys in Geophysics，23，475-510.
4) 佐藤達樹・千木良雅弘・松四雄騎(2017):2016 年熊本地震により発生した阿蘇カルデラ西部における斜面崩壊の地形・地質的特徴，京都大学防災研究所年報，第 60 号，B，431-452.
5) 渡辺一徳・小野晃司・平塚勝一(1982):草千里ヶ浜火山の軽石噴火について，火山，2，337-338.
6) 渡辺一徳・高田英樹(1990)：阿蘇カルデラ周辺域における火山灰層と黒ボク土の斜交．熊本大学教育学部紀要(自然科学)，39，21-27.

13. 2016年熊本地震による布田川断層北東端部における地表変位

Geometry of the surface displacements due to the 2016 Kumamoto Earthquake on the northeastern terminal of the Futagawa fault

○向山　栄，高見智之，佐藤　匠（国際航業株式会社）
Sakae Mukoyama, Tomoyuki Takami, Takumi Sato

1. はじめに

平成 28 年熊本地震に伴い，布田川・日奈久断層帯に沿う地域および阿蘇カルデラ周辺に，断裂を伴う地表変位が断続的に出現した．これらの地表変位の位置は，現地調査や空中写真判読により詳細に観察され，成果は 1:25,000 活断層図「阿蘇」[1] などに反映されている．また阿蘇カルデラ付近の地表面変位量の面的分布の概要については，応用地質学会による調査報告 [2] で明らかにされた．

本研究では，阿蘇カルデラ西部における布田川断層北東端の変位量の分布を面的に詳細に把握できたので，その概要を報告する．なお本研究成果は，日本応用地質学会の災害調査団の成果の補遺とするものである．

2. 調査の手順

地表面変位量の抽出に用いた手法は，数値地形画像解析手法（3D-GIV 解析：3D Geomorphic Image Velocimetry）である．解析手法に依存する計測限界値は 0.1 画素であり，航空レーザ測量による 1mDEM を用いた場合，地形計測とデータ作成時の誤差を考慮すると，約 0.2m 以上の変位が計測可能である．本研究で用いた地形データは，国土地理院が管理する 2010 年計測のデータ，および 2016 年 4 月 20 日に国際航業株式会社が計測した地形データ（1mDEM）である．

3. 解析結果

布田川断層の北東端部は，立野火口瀬から河陽地区黒川にかけて雁行状にステップし不連続に分布している。黒川と白川の合流点付近では，断層が右岸側を通過し，断層の北西側では北東方向への変位，南東側では南西方向への変位が認められ，断層沿いの右横ずれ変位も明瞭である．断層を挟む南北の地域間の相対的変位量を，外輪山山体部を対象として面的に計測した結果，重力性斜面変動による成分等を除去すると，南北方向に約 2m の伸張，東西方向に約 2～2.5m（断層直近では約 2m）の右横ずれ水平変位が認められた．

また河陽地区黒川の黒川左岸部では，北向山断層の延長方向に出現した亀裂群の南東側では西向きの変位が明瞭であるのに対し，北西側では変位量は小さく，わずかな北方向の変位が認められる．阿蘇大橋付近では，黒川の右岸側で北東方向に約 1.5～2.0m の変位が認められるのに対し，左岸側の変位は計測誤差程度に小さく，変位方向を特定できない．東海大学阿蘇キャンパス付近から阿蘇ファームランドにかけて断続的に観察された亀裂は、変位方向が比較的明瞭に変化する境界上にあり，断層による右横ずれを示唆する。その境界の北側では北北東方向約 1m の変位が明瞭となり，赤瀬付近では 0.1～0.3m の隆起傾向となっている．

河陽地区黒川の亀裂群の南東側では，ほぼ南西方向への約 1～1.5m の変位が認められる．京大火山研究所火山から西方の黒川河岸にかけての領域は，約 1m 西～西南西方向に変位すると共に，鉛直成分は約 0.3～0.6m の沈降傾向にある．この領域の南側には，沈降傾向のやや小さい領域が分布しており，そのさらに南側にあたる濁川の左岸側との間には，明瞭な変位不連続境界が認められる．濁川の左岸側は，約 1m 南西に変位すると共に，鉛直成分は 0.2～0.4m の隆起傾向にある．濁川左岸側の変位不連続境界は，東方にも延長部が連続しており，その末端部では走向が西北西-東南東方向となっている．乙ヶ瀬南方では，2017 年 4 月末時点で，南側（谷側）隆起，左横ずれの開口亀裂が確認できた．濁川左岸側の変位不連続境界は布田川断層東端部における分岐断層の可能性が高い。

4. 結論

平成 28 年熊本地震に伴い，地表に変位を生じた布田川断層は，県道 28 号俵山バイパス俵山トンネル付近から雁行状にステップし，北向山断層を経て，河陽地区黒川北方の阿蘇ファームランドの東方が地表地震断層の末端部と考えられる．また阿蘇長陽大橋付近から濁沢左岸沿いに分岐断層と考えられる地表変位が東西方向に連続して認められる．

断層を境に，立野付近では平均約 2.3m の右横ずれが生じた．また阿蘇長陽大橋の両岸部では，右横ずれと東上がりの変位が生じた．さらに阿蘇大橋は顕著な断層を跨がないが，両岸の間には横ずれ変位が生じた．なお，俵山トンネル付近は路線方向の圧縮変形が推定されることがわかった．今回の地震でカルデラを横断して連続する地表地震断層は出現しなかったが，本地域の地殻変動の履歴については，さらに広域的な調査を行って詳細を明らかにする必要がある．

文献

1) 国土地理院（2017）：1:25,000 活断層図「阿蘇」
2) 向山 栄ほか（2017）：2 時期の航空レーザ計測地形データ解析による平成 28 年（2016 年）熊本地震前後の阿蘇カルデラ地域における地表変位，2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書，日本応用地質学会，pp. 55-63.

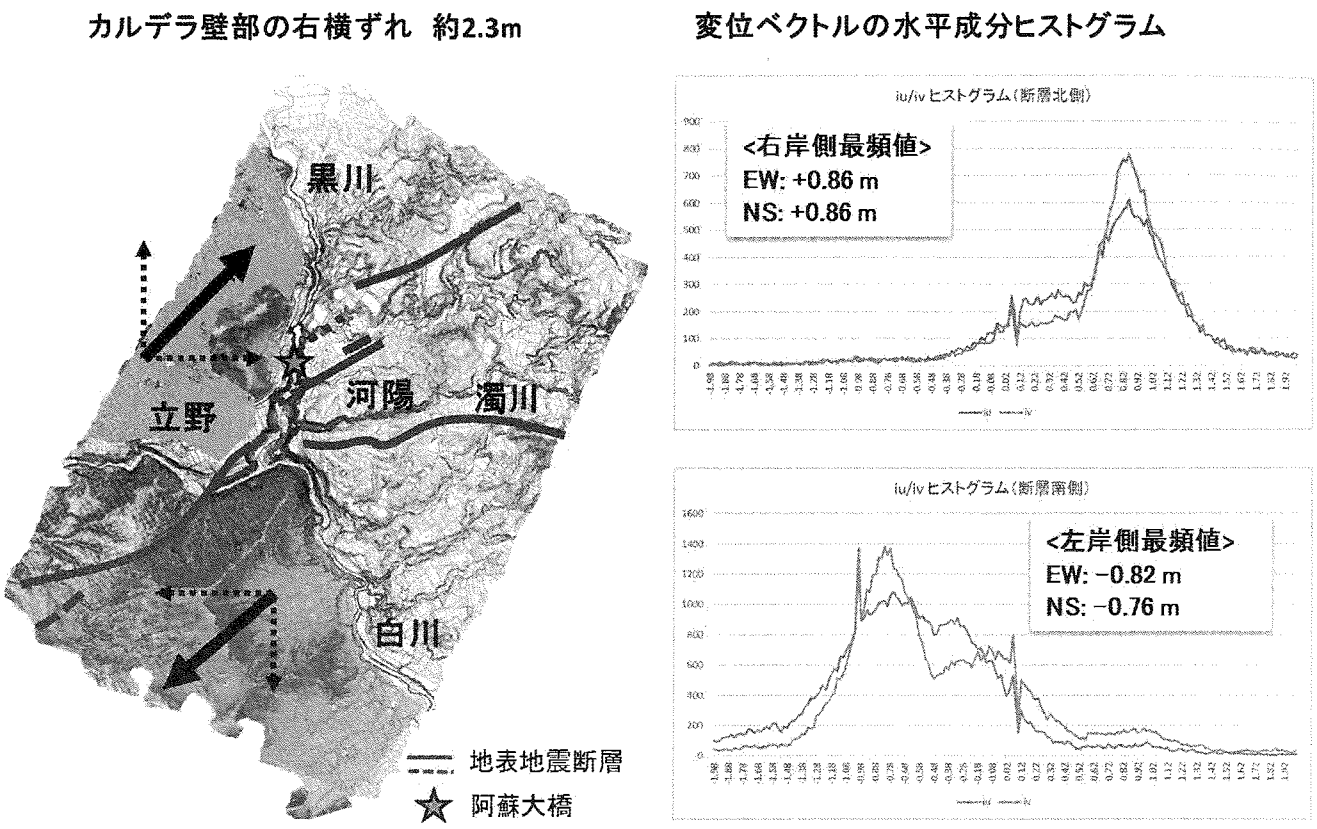


図-1　立野火口瀬付近の北向山断層の相対的変位量

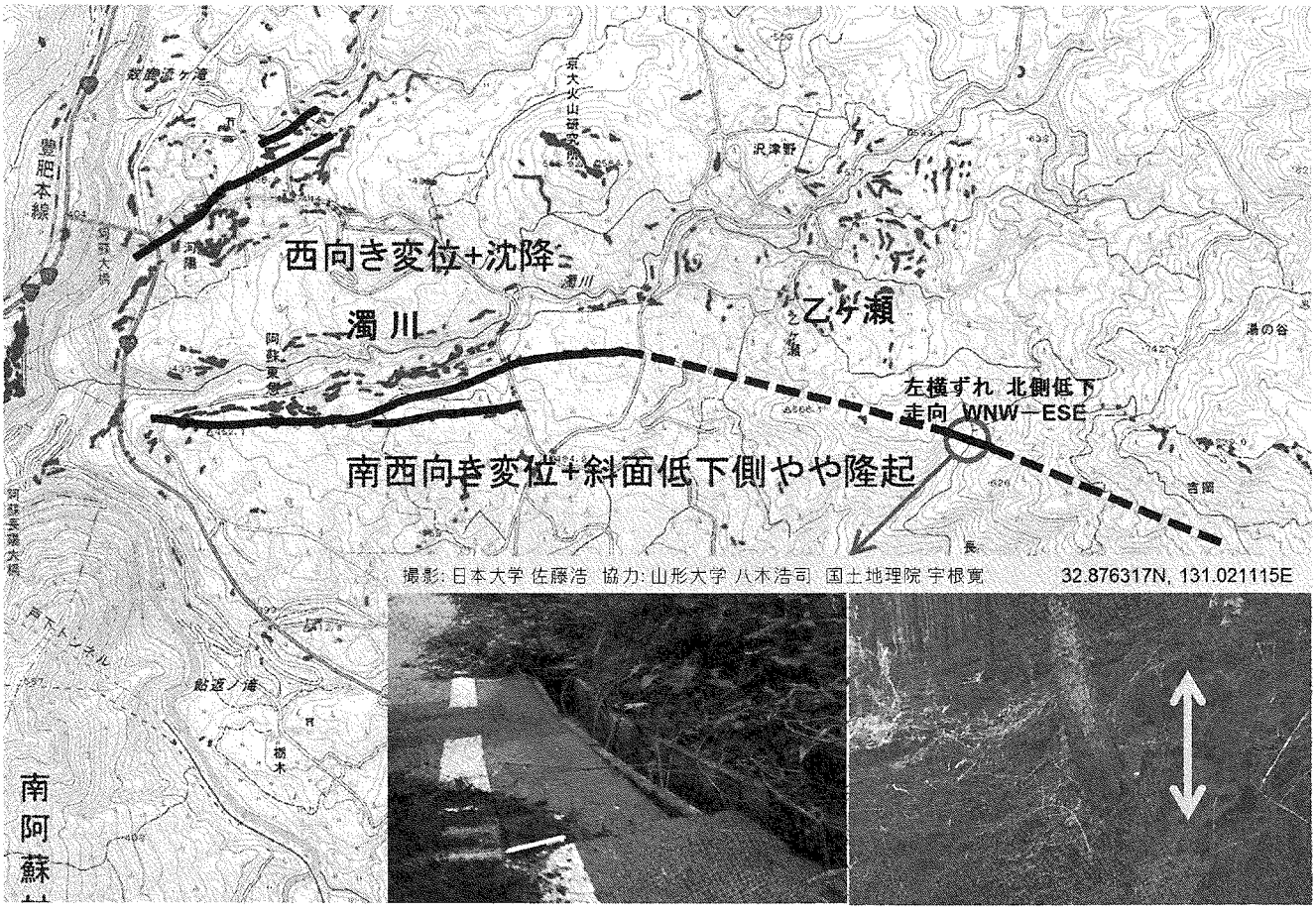


図-2　濁川上流域の亀裂と地表変位境界の分布（地表の亀裂分布図　：　国土地理院）

14. 2016年 茨城県北部の地震で生じた地殻変動の特徴

Crustal movement of the 2016 Northern Ibaraki Prefecture Earthquakes

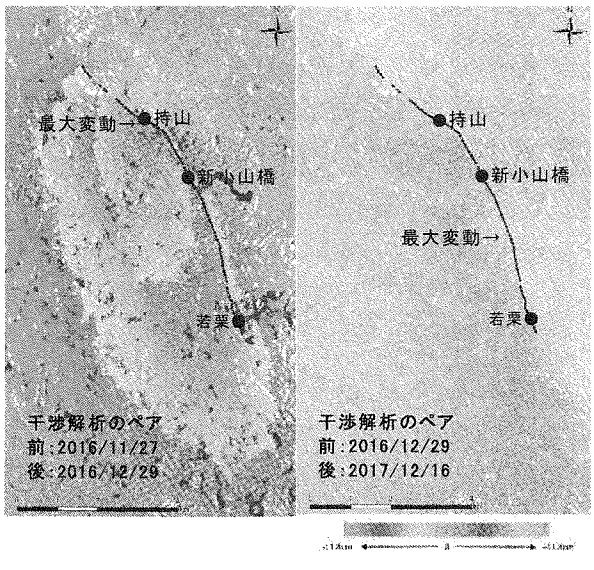
○小俣雅志，三五大輔，郡谷順英，谷口薫，平田育士（(株)パスコ）
Masashi Omata, Daisuke Sango, Yorihide Kohoriya, Kaoru Taniguchi, Ikushi Hirata（PASCO CORPORATION）

1. はじめに

2016年12月28日に発生した茨城県北部の地震[1]による地殻変動を，2011年3月19日に発生した地震[2]と比較検討したところ，干渉解析による広域的な地殻変動および余震の震源分布から想定される地下の震源断層はほぼ同じであり，非常に短い間隔で再活動して地表地震断層が生じたことが明らかとされてきた[3]．今回，2016年の地震発生後の変動について，干渉解析および震源分布により検討を行った．

2. 2016年茨城県北部の地震による地震時の変動

2016年茨城県北部の地震(Mj6.3)は，深さ10km，東北東－西南西方向に張力軸を持つ正断層型の地震である[1]．干渉解析によって地殻変動が検出されており，南西側で最大約27cmの衛星から遠ざかる向きの変動，北東側では最大約6cmの衛星に近づく向きの変動が，長さ約2kmにわたり確認されている[4]．現地調査により，持山地点および新小山橋地点で地表地震断層が確認されている[3)5)]．2016年11月17日と2016年12月29日のペアによるLC-InSAR解析[6)7)]によれば，位相不連続とコヒーレンス値から推定される地表変状は新小山橋地点より南方まで連続する（図－1a）．この図に基づき現地調査を実施した結果，若栗地点においてLC-InSAR図による地表変状位置においてわずかな地表変状が確認された．よって，地表地震断層は持山地点から若栗地点まで連続していると推定される．



図－1a（左）地震時のLC-InSAR解析図
図－1b（右）地震後の干渉解析図
黒線はLC-InSAR解析により求めた地表変状位置

3. 2016年茨城県北部の地震による余効変動

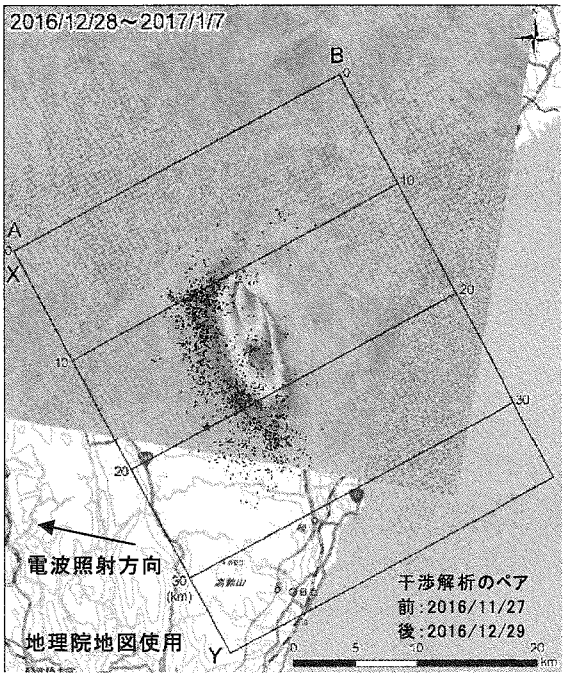
2016年茨城県北部の地震発生域では，電子基準点等のGNSS連続観測網によって地震後の地殻変動が捉えられていた[8]．地震直後の2016年12月29日と11ヶ月後の2017年11月16日のペアによる干渉解析を行ったところ，地震後の余効変動が面的にとらえることが出来た[9]（図－1b）．余効変動による地殻変動は，地震時のLC-InSAR解析によって推定された地表変状位置（図-1a･b黒線）を境にして南西側でのみ確認される．地震時の変動縞と地震後の余効変動による変動縞を比較すると，余効変動による変動範囲は狭い．変動量が最大となる位置は地震時では持山地点付近であるものの，余効変動における最大変動量は南東側に移動し，新小山橋と若栗地点の中間付近に変わっていることが読み取れる（図－1a・b）．

4. 震源分布

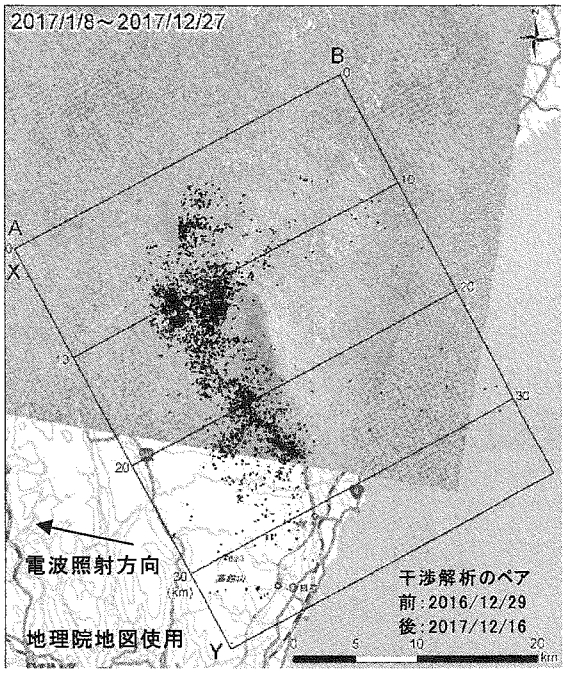
地震直後と余効変動期間のそれぞれの地震の震源分布について気象庁一元化震源データを使用して検討した．2016年地震時の震源分布は，2016年12月28日から2017年1月7日までの11日間のデータを使用し，2017年11月17日と2017年12月29日とのペアによる干渉解析結果図上に重ねた（図－2）．地震後の震源分布は2017年1月8日から2017年12月27日の約1年間のデータを使用し，2017年12月29日と2017年12月16日とのペアによる干渉解析結果図上に重ねた（図－3）．図－3，4ともに震源深度20km以浅でマグニチュード1以上，AB・XYの枠内で発生した地震のみをプロットしている．図－2によれば，干渉解析による地震時の変動はXY軸の11km付近にある．震源分布はXY軸の10kmおよび20kmの軸線付近の２つのクラスタに分かれて分布しているように見える．地震後の震源分布では地震時よりも明らかに10kmおよび20kmの軸線付近の２つのクラスタに分かれて分布する．干渉解析で余効変動の最も大きくなる地点はXY軸の15km付近であり，この域では余震活動が低調であることが平面分布および時空間分布図（図－4）からも明らかである．

5. 考察

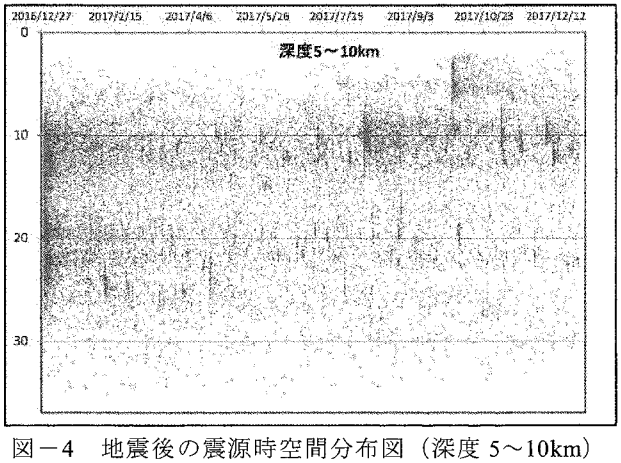
2016年の茨城県北部の地震では，地震による地表変状は既往調査よりも南東の若栗地区まで連続する．地震後の余効変動は新小山橋と若栗地区に最大変動部がある．この最大変動箇所付近は地震後の余震活動が低調であることが明らかとなった．なお、余効変動と余



図－2　地震時の干渉解析と震源分布図



図－3　地震後の干渉解析と震源分布図



図－4　地震後の震源時空間分布図（深度 5～10km）

震活動が低調な箇所が一致することについて，その理由は現段階では不明である．しかしながら，地震後の変動がスロースリップのような現象で発生し，余効変動の最大変動箇所と余震活動が低調な箇所が一致している可能性が指摘される．

本研究に用いた ALOS-2 データは，ALOS-2 PI プロジェクト（PI No.1410）の下，JAXA より提供を受けたものである．震源データは，気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果を使用した．図の基図には地理院地図を使用した．以上の機関に感謝いたします．

なお，干渉解析における LC-InSAR 解析による検討方法は特許出願中である（特願 2016-175628）．

文献

1)気象庁(2016)：「平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震」について（第 80 報）-平成 28 年 12 月 28 日 21 時 38 分頃の茨城県北部の地震-，報道発表資料，http://www.jma.go.jp/jma/press/1612/28a/kaisetsu201612282345.pdf (2018 年 8 月 5 日確認)

2)気象庁(2011)：「平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震」について（第 22 報），報道発表資料，http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/19a/kaisetsu201103192040.pdf (2018 年 8 月 5 日確認)

3)小俣雅志・郡谷順英・三五大輔・杉田律子(2017)：：2011 年・2016 年 茨城県北部の地震の同異点，日本応用地質学会平成 29 年度研究発表会講演論文集，p253-254.

4) 国土地理院(2016)：茨城県北部の地震に関する情報），http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H28-ibaraki-earthquake-index.html　(2018 年 8 月 5 日確認)

5)小村慶太朗・相山光太郎・上田圭一・青柳恭平・佐々木俊法・永田高弘・小堀和雄(2017)：2016 年 12 月 28 日茨城北部の地震による地表地震断層(序報)，JpGU-AGU Joint Meeting 2017，SSS07-P10

6)小俣雅志・三五大輔・郡谷順英・谷口薫(2017)：平成 28 年（2016 年）熊本地震において新たな干渉 SAR 解析によって見出された地表変状，JpGU-AGU Joint Meeting 2017，MIS34-P49

7)D. Sango, M. Omata, and Y. Kohriya (2017)：A Study and Verification for Surface Rupture Extraction Methodology by Combining DInSAR Results and Terrain Representation Images, ISRS 2017, p159-162.

8) 国土地理院(2017)：平成 29 年 12 月の地殻変動について，http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2018-goudou0112.html　(2018 年 8 月 5 日確認)

9)三五大輔・小俣雅志・郡谷順英・谷口薫(2018)：SAR 衛星の干渉解析による余効変動の面的分布抽出と地震に起因する地殻変動との比較，日本地球惑星科学連合 2018 年大会，SSS08-P31

15. パッカー付き揚水装置を用いた，津波によって塩水化した地下水の回復状況調査

Field Survey on recovery situation from groundwater salinization that was brought by the tsunami of the Great East Japan Earthquake using a pumping device with packing

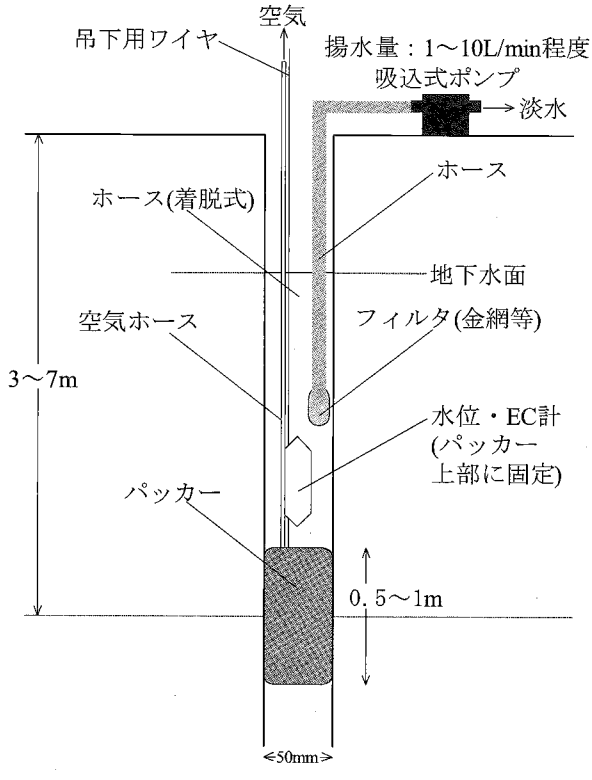
○石田　聡（農研機構），白旗克志（農研機構），土原健雄（農研機構），紺野道昭（農研機構），中里裕臣（農研機構）
Ishida Satoshi, Shirahata Katsushi, Tsuchihara Takeo, Konno Michiaki, and Nakazato Hiroomi

1. はじめに

宮城県仙台平野南部の沿岸域では，東日本大震災による津波でもたらされた海水の浸透によって地下水が塩水化したが，その後浅層に淡水層が形成されつつある[1]．このような淡水の利用可能性や塩水化からの回復状況を把握するため，本研究ではオールストレーナ井戸の塩水域と淡水域の境界部より上部に空気パッカーを設置して井戸内の地下水流を遮断し，淡水域のみから揚水するパッカー付き揚水装置を用い[2]，現地の井戸において複数の条件（揚水深度や揚水量）で揚水試験を行った．

2. 揚水装置

図－1 に今回製作した揚水装置の構成を示す．

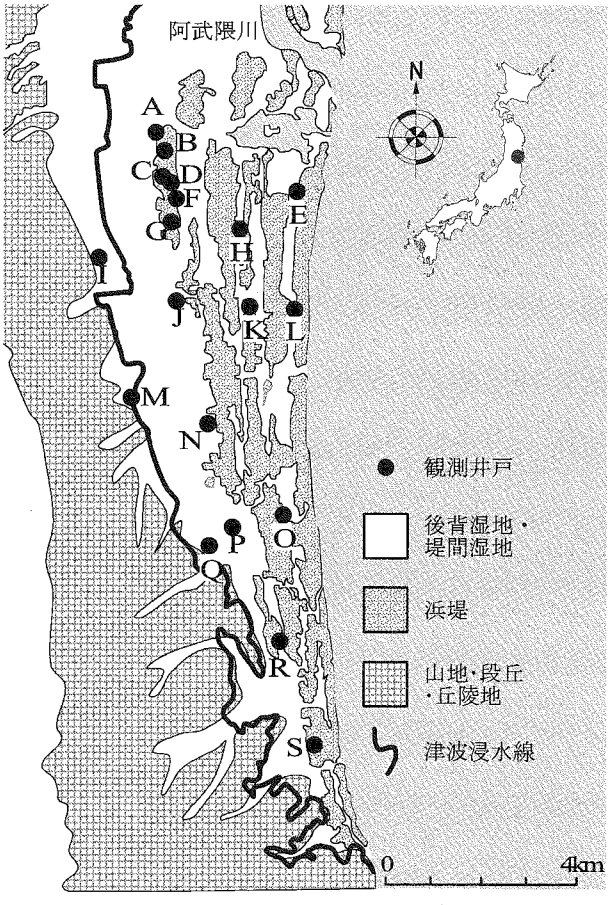


図－1　揚水装置構成図

パッカー長は 0.5m または 1m とし，パッカーの上側に水圧・温度・EC 自記センサ（応用地質(株)製 S&DLminiEC メーター）および揚水ホースを配し，揚水には吸い込み式ポンプ（ニッパツジャブスコ(株)製 Flojet Pump），揚水量測定には電磁流量計（愛知時計電機(株)製 NW10-PTN），揚水強度の調整にはモータースピードコントローラを用いた．

3. 調査方法

調査地である宮城県亘理町・山元町の沿岸部では震災前から東北農政局によって分布的に口径 50mm の地下水観測井戸（以下井戸と呼ぶ）が設置されており[1]，本研究ではこれらを利用して試験を実施した．これらの井戸では地下水面下数 m まで EC が比較的低く，それ以深では EC が深度とともに上昇する．ここではイチゴ栽培に適した EC70mS/m 以下を淡水と呼ぶ．



図－2　観測井戸位置図[1]

揚水試験は井戸 19 箇所を対象に（図－2），平成 29

年5月（①），8月（②），10月（③），平成30年1月（④）に実施した．井戸はオールストレーナ構造で，深度は10～15m（Kのみ27m）である．各試験では揚水前に井戸内のECを深度1m毎に測定し，ECの鉛直分布を把握した．①～③の試験では原則としてパッカー設置深度を7mとし，淡水域と塩水域の境界がこれより浅い場合はその境界深度とした．揚水深度は原則として3mとし，2とおりのパッカー長（0.5mと1.0m）で実施した．④の試験ではパッカー深度を原則として5mとした（塩淡境界深度による調整は①～③同様）．揚水量は装置の最大揚水量（10L/min程度）としたが，水位降下が大きい場合は安定して揚水できる量に適宜調整するとともに，場合によってはパッカー設置深度・揚水深度を調整した．揚水時間はそれぞれ10分間とし，試験中は揚水開始1分後，5分後，10分後に地下水位および揚水した地下水の水質（EC，pH，DO，ORP），水温をそれぞれ測定した．

4. 結果と考察

揚水開始5分後と10分後の揚水量，地下水位，水質，水温はほぼ同じであることが殆どであった．表－1に揚水試験結果を示す．ECおよび揚水量は揚水終了直前（揚水開始10分後）に記録された値である．このうちC地点は水位降下が大きく，安定した揚水が困難であったので，以下の考察の対象外とした．

表－1　揚水試験結果

孔名	P	I	①		②		③		P	I	④	
			V	EC	V	EC	V	EC			V	EC
A	7	3	10	181	10	159	10	172	5	3	7	70
B	10	9	8	102	8	93	8	92	8	4	5	63
C	10	9	1	77	2	185	2	63	-	-	-	-
D	7	3	10	164	9	139	2	130	5	3	2	89
E	5	3	10	87	10	78	10	67	3	2	1	70
F	7	5	9	48	9	47	9	44	5	5	3	41
G	5.5	3	10	31	10	33	10	26	4	3	8	16
H	7	3	1	115	10	151	9	143	5	3	10	137
I	7	3	-	-	5	31	5	32	5	3	8	32
J	7	3	10	57	9	54	10	54	5	3	9	40
K	4*	3*	10	46	5	38	3	33	4	3	4	36
L	7	3	10	81	10	85	10	96	5	3	10	112
M	7	3	9	65	9	62	9	58	5	3	9	37
N	7	3	10	76	10	104	10	104	5	3	9	164
O	7	3	-	-	10	55	10	83	-	-	-	-
P	7	3	10	80	10	99	10	71	5	3	4	52
Q	7	3	2	28	4	26	2	21	-	-	-	-
R	7	3	10	168	10	169	10	148	5	3	9	107
S	7	3	10	56	10	47	10	47	-	-	-	-

EC欄の区分：　□ <70mS/m　▨ 70～200mS/m

①～④:試験時期(本文参照)，P:パッカー設置深度(m)，I:取水深度，V:揚水量(L/min)，EC:単位 mS/m，*①のみそれぞれ 5,4m

19井戸のうち後背湿地西縁に位置し，地下水が塩水化していなかった[1)]I，M，Q地点については事前検層で塩水域が確認されず，揚水した地下水のECも70mS/m未満であった．またJ地点は井戸底に70mS/mを超えるECが1度だけ観察されたが，揚水した地下水のECは70mS/m未満であった．これらの地点では深度7m以浅の井戸で淡水地下水が利用できる可能性が高いと考えられる．

上記4地点よりやや海岸寄り，浜堤列西端から後背湿地に位置するA，B，D，F，G，N，P地点のうち，淡水域の厚さが0～5mと比較的薄い地点（A，B，D，N，P）では殆どの場合，揚水した地下水のECは70mS/mを超えたが，パッカー深度を浅くすると低下した（N地点では上昇しているが，このときは揚水前のECがそれまでより高かった）．これらの地点では現時点では淡水地下水の利用は難しいが，井戸深度を浅くするほど，低いECの地下水が得られると考えられる．一方，淡水域の厚さが5mを超えていた地点（F，G）では揚水した地下水のECは常に70mS/mを下回った．これらの地点では，今回設定した揚水深度・揚水量であれば，淡水地下水が利用できる可能性が高いと考えられる．

これらより海岸寄りの浜堤・堤間湿地に位置する地点（E，H，K，L）では淡水域の厚さが薄くなり，排水路に隣接しているK地点以外では揚水した地下水のECは平均で70mS/mを超え，パッカー深度を浅くしても低下しなかった．このことは，今回設定した揚水深度・揚水量では淡水の揚水が難しいことを示していると考えられる．

調査区域南部のO，R，S地点では淡水域の厚さが5mに満たないが揚水されたECが平均で70mS/mを下回る地点（O，S）がある一方，井戸内の地下水はほぼ淡水であるが，揚水した地下水のECが70mS/mを超える地点（R）が見られ，地下水の回復度は一概には判定しにくい．またパッカー長の違いによる揚水結果への影響は見いだせなかった．

全体的な傾向としては，内陸側の地点ほど淡水地下水の利用可能性が高いと考えられるが，地点毎の相違もかなり見られる．今後も地下水の回復度を把握していくためには，定期的な調査の継続が望まれる．

謝辞　本研究の一部は住友財団環境研究助成，JSPS科研費 18K05890の支援を受けて実施した．また揚水装置の作成にあたっては，(株)アオイテックの大久保昌明氏，津坂喜彦氏にご協力頂いた．ここに感謝の意を表する．

文献

1)　東北農政局（2015）：海岸地域における地下水調査「東北地区」（H23～H26）調査報告書，pp.19-20.
2)　石田ほか（2017）：日本地下水学会2017年秋季講演会講演予稿，pp.166-169.

16. 電気探査の時系列垂直探査による揚水試験時の塩水化地下水動態調査の試み

Preliminary Study of Salinized Groundwater Movement in the Pumping Tests using Time Lapse Vertical Electrical Soundings

○中里裕臣，石田聡，白旗克志，土原健雄，紺野道昭（農研機構）
Hiroomi Nakazato, Satoshi Ishida, Katsushi Shirahata, Takeo Tsuchihara, Michiaki Konno

1. はじめに

電気・電磁探査の時系列探査による比抵抗変化から，地盤中の飽和度や間隙水比抵抗などの変化を可視化する比抵抗モニタリングの手法は，降雨浸透，塩水トレーサの追跡，漏水調査等に活用されている[1)など]．

一方，宮城県の仙台平野南部の沿岸部では，塩水くさびや化石塩水の上位に賦存する淡水の浅層地下水が利用されてきたが，東日本大震災における津波遡上により塩水化し，その後淡水地下水の回復傾向にある[2)]．このような浅層地下水の利用可能性や塩水化からの回復状況を把握するため，パッカー付き揚水装置[3)]を用いた揚水試験が実施されている[4)]．

ここでは揚水井周辺の塩水化地下水の動態を把握することを目的として，電気探査による比抵抗モニタリングを取り上げ，揚水試験中およびその前後の垂直探査の繰り返し測定を実施した．さらに，比抵抗法2次元探査による揚水前と揚水中の比抵抗変化についても検討した．

2. 時系列垂直電気探査

調査対象の揚水井（海岸からの距離 3.2km，深度15m）では，地下水位は GL-1～2m，地下水の EC が下方に急増する深度は GL-5～7m 付近にあるため，垂直探査点は揚水井から 0,2,5m 離れた点とし，それぞれの探査点について Wenner 電極配置による電極間隔 2,3,4,6,9,12,18m の測定を行う 54m の探査測線を平行に設置した（図-1）．1 測線あたりの電極数は 20 極であり，合計 60 極の電極について応用地質製 Profiler4 および Scanner64 を用いて繰り返し自動測定を行った．探査点数および電極間隔数は，時間分解能を上げることを考慮して決定しており，3 探査点 1 セットの測定時間は 4 分 20 秒となった．

本揚水井ではパッカー有り揚水試験とパッカー無し揚水試験を行った．パッカー有り揚水試験（パッカー深度 7m，ポンプ深度 6m）では，9.5～9.3L/min，2 時間の揚水で，揚水前 GL-1.36m の水位は揚水開始直後に GL-1.75m に低下し，揚水終了時 GL-1.82m まで漸減した．揚水の EC は揚水開始直後に 36.4mS/m であったが，その後は 31.2～32.7mS/m の範囲を示した．翌日に実施したパッカー無し揚水試験では 9.5～9.6L/min，2 時間の揚水で，揚水前 GL-1.40m の水位は揚水開始直後に GL-1.64m に低下し，揚水終了時 GL-1.68m まで漸減した．揚水の EC は揚水開始直後には 79.1mS/m，揚水開始 20～120 分後には 112.5～116.7mS/m とパッカー有り揚水に比べ高い値を示した．

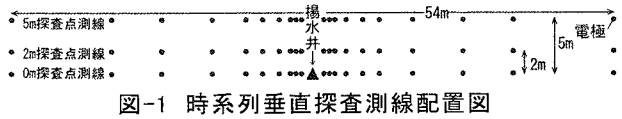


図-1 時系列垂直探査測線配置図

時系列垂直探査は，両揚水試験について揚水前 4 セットの計測値の平均値を初期値として，2 時間の揚水中には 28 セットの繰り返し測定を行い，揚水終了後に 5 セットの測定を行った．これらの測定中に降雨はなかった．測定された見かけ比抵抗は，パッカーの有無にかかわらず見かけ深度 2～9m で揚水中微増傾向を示し，特に見かけ深度 3,4,6m で増加率が大きかった．見かけ深度 12m では両ケース共に変化が小さく，見かけ深度 18m ではパッカー有りで低下傾向を示したが，パッカー無しでは増減を繰り返した．両ケースとも探査点の揚水井からの距離による違いは不明瞭であった．見かけ深度 12,18m のデータの時間変化は滑らかでなく，これは深部の塩水化地下水の影響で測定電位差が小さくノイズの影響を受けたためと考えられる．

これらのデータについて，層厚を固定した 7 層モデルで 1 次元逆解析を行い，初期値に対する約 22 分毎の 6 層目までの比抵抗変化率を図-2,3 に示した．各逆解析の RMS 残差は 1.4～3.4%の範囲となった．パッカー有り揚水では，各探査点の深度 1～2.6m で経過時間と共に比抵抗の増加傾向が認められた．パッカー無し揚水では探査点 0m のみ全体的な比抵抗の低下傾向が認められ，探査点 2m，5m ではパッカー有り揚水と同様に深度 1～2.6m における比抵抗の増加傾向が認められた．深度 2.6m より下位では明瞭な比抵抗変化の傾向は認められなかった．

パッカー無し揚水では揚水の EC からも塩水化地下水によるアップコーニングが生じていると考えられ，パッカー無し揚水の探査点 0m 測線の比抵抗低下傾向はそれを反映している可能性がある．しかし変化率は解析の RMS 残差と同レベルであり，3 次元的なアップコーニングによる比抵抗変化を，水平多層構造を前提とする 1 次元解析で把握することは困難と考えられる．

3. 比抵抗法 2 次元探査の試行と今後の課題

上記の検討を受け，海岸から 0.5km の揚水井（深度 10m）におけるパッカー無し揚水試験について，比抵抗法 2 次元探査の時系列測定を行った．揚水量 14.7～

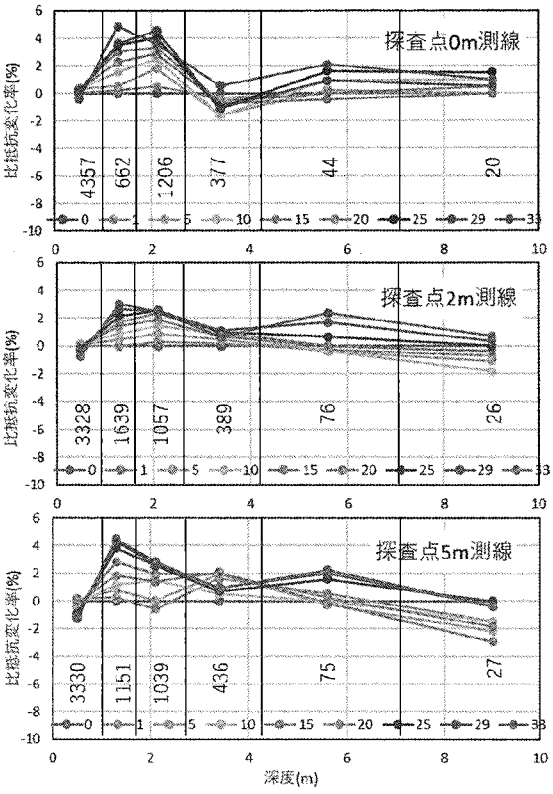


図-2 層別比抵抗変化率変動図(パッカー有り揚水)
(数値は揚水前初期比抵抗Ω m)

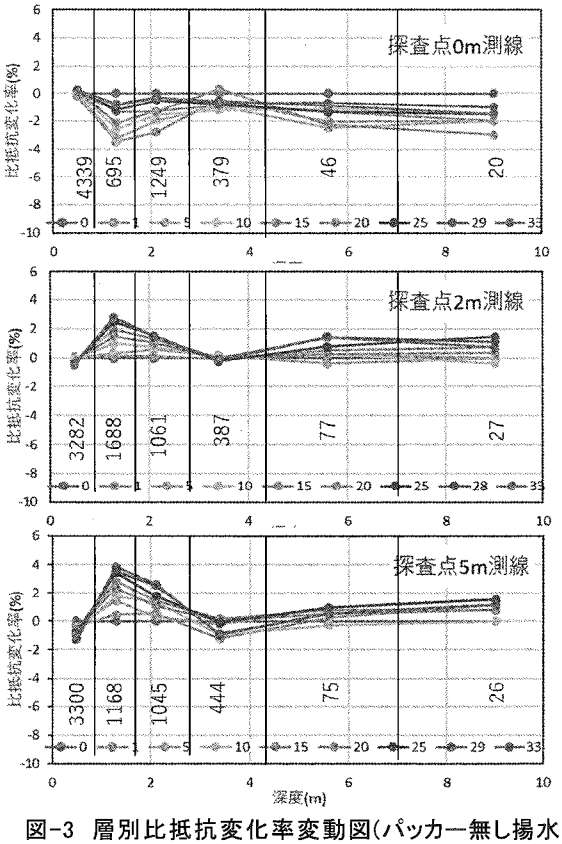


図-3 層別比抵抗変化率変動図(パッカー無し揚水)
(数値は揚水前初期比抵抗Ω m)

14.9L/min，80 分の揚水試験では，揚水前 GL-0.82m の水位は揚水中 GL-1.06～1.075m に低下し，揚水の EC は揚水開始直後の 746mS/m から 915mS/m に増大した．46m の探査測線は海岸線に直交方向（海側が 0m）に設置し，電極間隔は 18m 地点の揚水井を含む 8～28m は 1m 間隔，それ以外は 2m 間隔とし，2 極法による測定を行った．1 断面の測定時間は 32 分であった．近傍気象観測所では揚水前測定後，揚水中測定を含む 1 時間に 5mm の降雨が観測された．解析には差トモグラフィ解析法[5]を適用し，揚水前に対する揚水開始後 35 分～67 分における比抵抗低下部を解析した．それぞれの逆解析の RMS 残差は 2%であった．図-4 に揚水前の比抵抗断面図，図-5 に比抵抗変化率分布図を示す．図-5 では深度 2m までの表層部と深度 5～15m の範囲に比抵抗低下部が検出され，前者は降雨浸透による飽和度増加部と考えられる．後者は，揚水井の海側で陸側より大きな比抵抗低下を示し，より低比抵抗の地下水が揚水により移動してきた領域を示すと考えられる．

2 次元探査では解析誤差を超える変化率の比抵抗変化部が検出されたが，3 次元的な地下水流動を把握するためには，3 次元探査の適用が望ましい．今後は，高速な電気探査システム[6]を利用し，時間分解能と空間分解能を両立させた 3 次元探査により揚水井近傍の地下水動態を可視化する予定である．

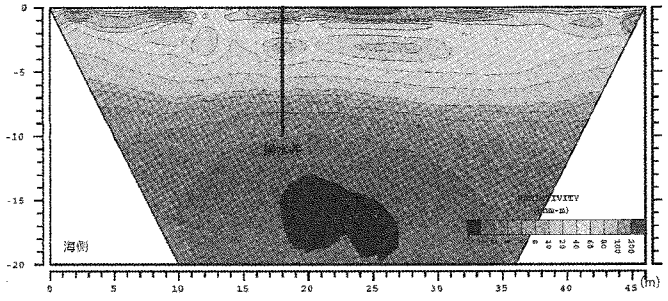


図-4 揚水前探査比抵抗断面図

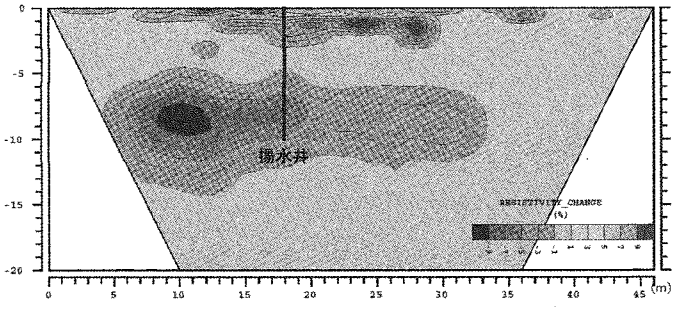


図-5 揚水前に対する揚水中の比抵抗変化率分布図

文献

1) 物理探査学会（2016）：物理探査ハンドブック増補改訂版，pp.365-434.
2) 東北農政局（2015）：海岸地域における地下水調査「東北地区」（H23～H26）調査報告書，pp.19-20.
3) 石田ほか（2017）：日本地下水学会 2017 年秋季講演会講演予稿，pp.166-169.
4)石田ほか(2018)：日本応用地質学会平成 30 年度研究発表会講演論文集，本発表会.
5)杉本(1995)：物理探査学会第 92 回学術講演会論文集,pp.57-62.
6)今村ほか(2010)物理探査学会第 122 回学術講演会論文集，pp.200-203.

17. 瀬切れと地下水環境から読み解く丸亀平野南部の活構造

Active structure in the southern part of Marugame plain considered from the losing stream and groundwater environment

○宮地修一（地研），栢木智明，寺本光伸，宮崎精介（スイモンLLC），渡辺修（水文企画），肘井敬明（九州地質コンサルタント），露口耕治，菅原大介（四電技術コンサルタント），長谷川修一（香川大学）

Shuichi Miyaji, Tomoaki Kayaki, Mitsunobu Teramoto, Seisuke Miyazaki, Osamu Watanabe, Takaaki hijii, Koji Tsuyuguchi, Daisuke Kanbara, Shuichi Hasegawa

1. はじめに

香川県西部の土器川は，山地・丘陵から丸亀平野に入るあたりで扇状地を形成し，平野を北上して瀬戸内海に流れ込んでいる．この河川は，降水が少ない時期になると，扇状地中央部で河川水が伏没する恒常的な瀬切れを起こし，下流で再び河川水が現れる現象がみられる（図-1）[1]．瀬切れの原因は，一般に降水量の減少や過剰な取水等による河川水量の減少があるが，それを反映する要因としては帯水層厚の変化がある．これは透水性の高い帯水層が周辺と比べ厚い区間では河川水の伏没が起こりやすくなり，瀬切れが発生することとなる．栢木（2010）によれば，帯水層厚の変化をもたらす要因の一つとして活断層が指摘され，水理地質構造と地下水シミュレーション解析によって，活断層による帯水盆の形成が瀬切れや特殊な湧水現象を起こしていることが報告されている[2]．

今回の調査では，土器川の瀬切れ現象のメカニズムと発生原因を明らかにするため，河川流量観測，井戸や出水の水位観測および水質分析からなる水文調査を実施し，地下水面形状や水質特性および地形地質状況から，河川水と表層地下水の流動特性について考察した．本稿では，瀬切れ付近の表層地下水の流動が活断層の分布に規制されている可能性があり，Ting Wang ほか（2017）が提唱する丸亀平野南部の未知の伏在活断層が存在する可能性がより高まったことを報告する．

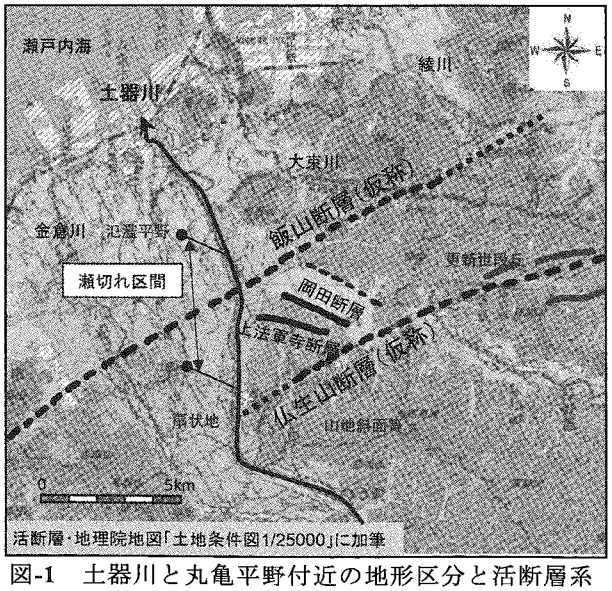


図-1　土器川と丸亀平野付近の地形区分と活断層系
（Ting Wang ほか（2017）[1] に加筆）

2. 丸亀平野の地下水流動と活構造

丸亀平野の活断層は，土器川の東側をほぼ北北西-南南東に走る岡田断層と上法軍寺断層がある（図-1）[3]．Ting Wang ほか（2017）によれば，GIS を用いた変動地形解析，瀬切れや常時微動による地下構造解析等を総合的に評価し，土器川周辺に（仮称）飯山断層と（仮称）仏生山断層の未知の伏在活断層の存在を指摘している（図-1）[1]．また，田力ほか（2017）によれば，河谷の屈曲や数条の南上がりの段丘面の撓曲崖から，讃岐山脈北縁付近の丘陵地内に，連続性が悪く，分布が断続的・断片的な変位の向きや変位様式が一定ではない活断層群の存在が指摘されている[4]．

3. 調査方法

今回実施した水文調査は，水田灌漑前の渇水時期における土器川周辺の地下水流動特性を把握することを目的とし，土器川 ST.3～17k 区間において，平成 30 年 4 月 22～24 日に実施した．調査は，資料収集整理，用水路系統調査，地下水位一斉観測，河道水収支調査および水質分析を行った．

地下水位一斉観測では，土器川流域の測水可能な井戸（20～30 箇所程度）での一斉水位観測を行い，地下水面等高線図から土器川周辺の地下水動向や河川との関係を推察した．河道水収支調査では，約 1km 区間ごとの河川流量，河川取水や出水及び河川への用水路流入量を観測し，土器川流域の地下水動向を把握した．水質分析では，代表的な河川水，出水，井戸水などを採水し，主成分分析を実施して，水質から判断される地下水流動や地下水起源を把握した．

4. 調査結果と考察

(1)河道水収支と瀬切れの実態

土器川の河川流量は，調査最上流の ST.17k（長炭橋）付近で 1.95m^3/min，取水による減少はあるものの徐々に流量を増やし ST.12k（乙井大橋）付近で 2.32 m^3/min となり，最下流の ST.4k（高速道路）付近では 5.62m^3/min に増加する（図-2）．この間，ST.11k 付近から流量の減少傾向が始まり，ST.9 k 付近で完全な瀬切れ状態となり，再び河川水が現れるのは ST.6k（高柳橋）付近である．なお，流入水を考慮した瀬切れ区間の合計減少量（伏流量）は 4.28 m^3/min であった．

(2)観測結果による地下水流向

ST.13k（祓川大橋）付近より上流は，両岸から河川方向に地下水が流出する得水河川の地下水面形状を示し，同地点から下流の ST.11.5k 付近までは，河川から北西（金倉川）方向に向かう地下水の流れとなる失水河川となり，瀬切れが解消する ST.6k（高柳橋）付近より下流では再び得水河川となる（図-2）．一方，瀬切れ区間の ST.6-9k は，河道近傍で河川水位と周辺地下水位がほぼ同じで河川水と地下水の出入りの少ない地下水面形状を示す特異な河川と考えられる．また，瀬切れ区間の右岸側には，段丘部からの地下水流動が示唆され，地下水面勾配が周辺と比べて緩やかになることから地下水の溜り状態が推定され，この付近に出水が多いこととも符合する．

(3)水質分析による地下水供給源

土器川の河川水と地下水の成分組成は，Ⅰ型（$NaHCO_3$ 型）に分類され，比較的循環の速い水である．また，水質組成は土器川河川水と相似形（ヘキサダイヤグラムによる）を示し，同じ起源の水（時期の異なる土器川河川水）と考えられる．

瀬切れ区間から上流の左岸側河川近傍の井戸水や出水の電気伝導度は，最下流部を除いた河川水（160～170 μS/cm）とほぼ近似した値（140～180 μS/cm）を示す（図-2）．一方右岸側の出水や井戸水は，上流区間（ST.17～14k 付近）で河川水に比べやや高い値（160～300 μS/cm），瀬切れ区間（ST.9～6k 付近）で河川水に比べやや低い値（130～140 μS/cm）となり，これは伏流した河川水の流出でなく他に供給源があることを示唆している．

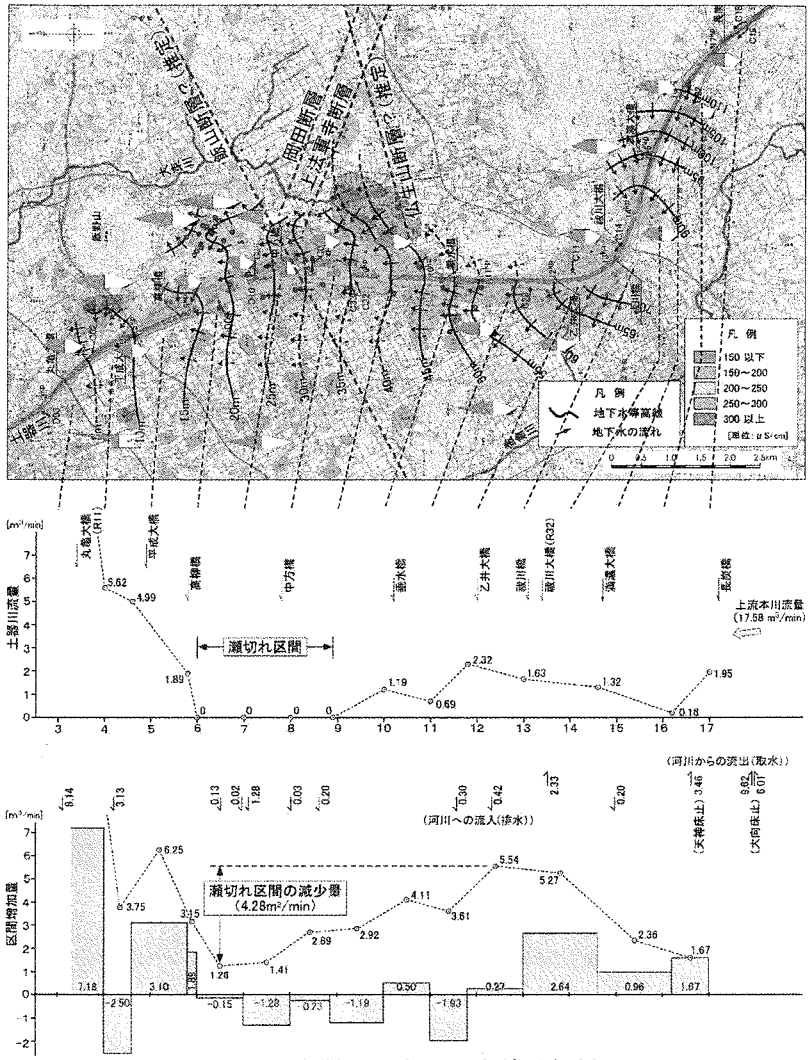


図-2　土器川の水文調査結果総括

5. まとめ

今回の水文調査による地下水流動は，既知の活断層（岡田・上法軍寺）と未知の（仮称）飯山・仏生山断層に規制され，瀬切れ区間である土器川右岸側の出水や地下水の集中が起こっている可能性がある．その要因としては，飯山断層と仏生山断層の断層活動による陥没地形が，周辺より帯水層厚が厚くなる受け皿となり，河道付近だけでなく断層の走向方向の周辺低地にも同様の構造が連続しているものと推察される．

6. おわりに

今回は渇水期の調査であったが，今後は豊水期の水文調査も実施し，瀬切れ区間の地下水流動状況をより詳細に解明して，瀬切れと地下水流動の関係から伏在活断層の性状を明らかにしていきたい．

7. 謝辞

調査では，国土交通省 四国地方整備局 香川河川国道事務所土器川出張所，丸亀市，まんのう町のご協力を頂いた．また，香川大学創造工学部の川合大地氏，松本貴博氏には，現地調査のご助力を頂いた．ここに記して感謝の意を表する．なお本調査は，(一社)日本応用地質学会 中国四国支部の協賛のもと実施された．

文献

1) Ting Wang・長谷川修一・野々村敦子・山中稔・宮地修一（2017）：高松平野と丸亀平野における未知の活断層，(一社)日本応用地質学会 平成 29 年度研究発表会 講演論文集，pp.265-266.
2) 栢木智明（2010）：中国四国地方の応用地質学 第7章 地下水問題，(一社)日本応用地質学会 中国四国支部，pp.217-219.
3) 活断層研究会（1991）：新編　日本の活断層－分布と資料，東京大学出版会，pp.437.
4) 田力正好・堤浩之・後藤秀昭・松田時彦（2017）：讃岐山脈北縁周辺の活断層とそのテクトニックな意義，JpGU-AGU Joint Meeting 2017，SSS12-P16.

18. 岩石の毛管現象プロセスに与える影響要因の検討

Investigation of influence factors on capillary rise of a rock

○長田 昌彦 (埼玉大学大学院), 辰巳　茅 (元・埼玉大学)
Masahiko Osada, Kaya Tatsumi

1. はじめに

地下水は毛管作用によっても移動する。特に割れ目の少ない岩盤にトンネルを掘削するなどして水理学的な開放面を作ると，不飽和領域を形成しつつ水は移動し続ける。また局所的な集中豪雨などにより，不飽和状態にある地盤の表面が湛水するような場合には，駆動力として重力によるものに加えて，毛管力も作用すると考えられる。本研究では，自然環境下において岩石に生じる毛管上昇を適切にモデル化することを目的として，毛管上昇プロセスに影響を与えるいくつかの要因について室内実験により検討した。

2. 重力を考慮した 1 次元毛管上昇の式

(1) 重力を考慮しない場合

毛管上昇は，毛管圧力 ΔP(Pa) によって生じる。重力を考慮しない場合，毛管圧力は次のラプラスの式によって与えられる (例えば，[1])。

$$\Delta P = \frac{2\gamma\cos\theta}{r} \tag{1}$$

ここに r：間隙半径，γ：空気-水間の表面張力，θ：接触角である。

線形な圧力勾配を駆動力とし，毛管内の水の平均上昇速度はポアズイユの法則に従うとすれば，最終的に毛管上昇高さ x の時間変化は，

$$x = \sqrt{\frac{r\gamma\cos\theta}{2\mu\tau^2}t} \tag{2}$$

となり，時間の平方根に比例するルーカス・ウォッシュバーン式が得られる。ここに μ：水の粘性，τ：屈曲度である。

(2) 重力を考慮した場合

重力の影響を考慮すれば，毛管圧力は

$$\Delta P = \frac{2\gamma\cos\theta}{r} - x\rho g \tag{3}$$

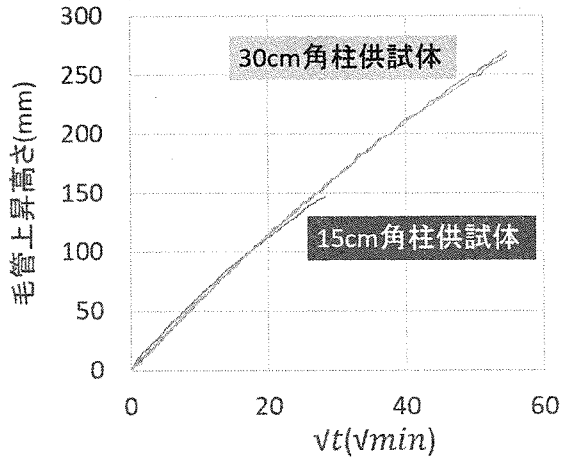
と表わされ，これを重力を考慮しない場合と同じ条件で t について解くと，

$$t = -\frac{8\mu\tau^2}{r^2\rho g}x - \frac{16\gamma\mu\tau^2\cos\theta}{r^3\rho^2 g^2}\log\left(1 - \frac{r\rho g}{2\gamma\cos\theta}x\right) \tag{4}$$

となる [2]。

3. 毛管上昇実験

岩石の毛管現象プロセスに与える影響要因として，ここでは 1) 間隙水質の影響，2) 試料高さの影響，3) 側面蒸発条件の影響について，検討を行った。



図–1 試料高さの影響

(1) 試料

試料には，非常に多孔質である能登珪藻泥岩（採取ブロックにより異なり，乾燥密度 0.64g/cm^3 または 0.57g/cm^3）を用いた。供試体形状は，直径 5 cm の円柱，または一辺 5 cm 角の角柱を基本とした。比較検討に用いた供試体高さは，15cm から 30cm とした。各供試体は，実験前に 24 時間 60 ℃で乾燥させている。

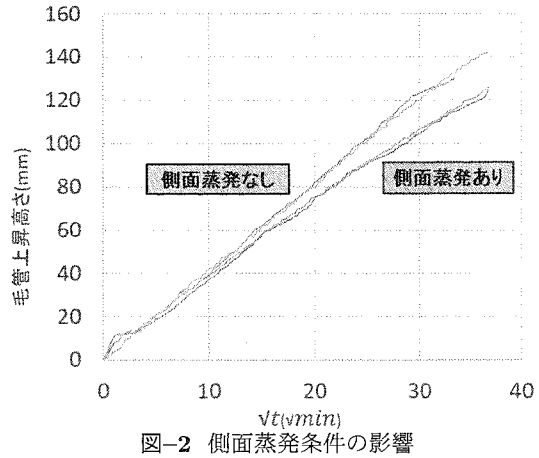
(2) 実験方法

実験の手順としては，まずバケットに水を張り，簡易の給水装置により定水位（誤差は数 mm 程度）に保つ。供試体の底部を粗いメッシュを介して 0.5～1cm 程度水に浸潤させたあと，毛管上昇高さを熱画像つきのインターバルカメラで記録した。実験は供試体上部まで浸潤線が到達した段階で終了とした。

(3) 間隙水質の影響

電気伝導度の異なる水が毛管上昇速度に影響を与えるか否か，また塩の集積により流れ場が変化する可能性がないかを検討するために，浸潤水として人工海水を用いた場合と水道水を用いた場合で毛管上昇速度の差異を円柱供試体を用いて検討した。結果として，両者の毛管上昇速度には大きな違いは確認できなかった。

このことは初めての浸潤においては間隙水質の影響よりも，濡れによる水分の移動が大きく寄与するためと考えられる。表面からの蒸発が進み，表面での塩の集積が生じるような場合には異なる結果になることも予想されるため，今後の課題としたい。



図–2 側面蒸発条件の影響

(4) 試料高さの影響

同じ底面積をもつ高さ 15cm および 30cm の角柱供試体（側面被覆なし）について，毛管上昇速度を比較した結果を図–1 に示す。高さによらず，上昇初期には毛管上昇速度は時間の平方根にほぼ比例するが，時間が経つにつれ，若干緩やかになる傾向にある。各 2 本の供試体について，ほぼ同じ曲線上をたどることから，毛管上昇速度に供試体高さ (蒸発の境界条件) の影響はないといえる。

(5) 側面蒸発条件の影響

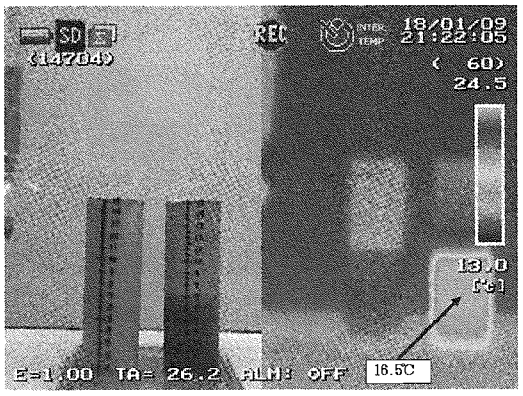
岩石が塀の材料として使われるような場合には，1 次元浸潤のみではなく，側面からの蒸発により流れ場が不均質となる。このような場の影響を検討するために，供試体側面をゴムスリーブまたはセロハンテープで被覆して側面からの蒸発を抑制した実験を，被覆なしの実験結果と比較した。結果を図–2 に示す。

側面からの蒸発がない場合には，時間の平方根に対して線形的に毛管上昇が進んでいることがわかる。このことは式 (2) が適用可能であることを暗示している。一方，側面からの蒸発がある場合には，比較的初期の段階から非線形的に毛管上昇速度が落ちてきていることがわかる (図–1 で毛管上昇速度が非線形に見えるのも側面からの蒸発が原因と考えられる)。側面からの蒸発が進んでいることは，図–3 に示した熱画像の違いからも明らかである。並べた 2 つの供試体のうち左は側面をゴムスリーブで被覆した場合，右は被覆なしである。被覆なしの供試体では，毛管上昇高さまで蒸発により潜熱を奪われて一様に温度低下が生じていることがわかる。

4. 高さ 50cm 供試体の毛管上昇と (4) 式による評価

高さ 30cm の供試体でも，毛管上昇高さが試料高さを超えたため，一辺 10cm 角で高さ 50cm の供試体を用いて，側面被覆なしの実験を行った。

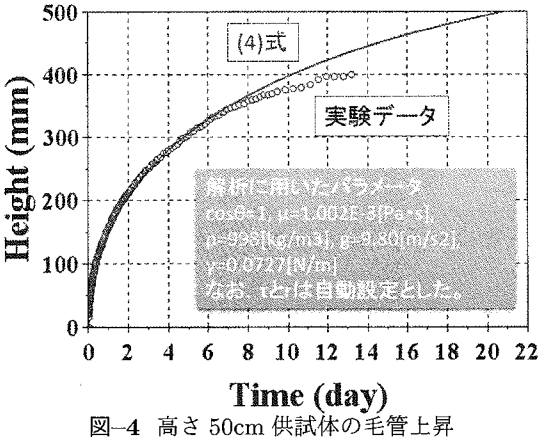
結果を図–4 に示す。図中，○点が実測値，実線が式



図–3 側面蒸発条件の影響の例（熱画像）

(4) を用いて算出した重力を考慮した毛管上昇高さの推定線である。推定線を求めるために用いたパラメータは図中に示したほか，Kozeny-Carman の関係を利用しているため，試料の透水係数 ($k=1.54\times10^{-7}$[m/s])，間隙率 (n=0.61)，および当該供試体の毛管上昇高さ–時間の平方根関係の初期勾配 (0.442[cm/$\sqrt{s}$]) を用いた (初期 3 時間程度の回帰直線を使用)。

図より，実験結果では側面からの蒸発の影響を受け，40cm 辺りでほぼ最終段階となっているが，1 次元毛管上昇の場合には，50cm を超える高さまで上昇することが予測できる。



図–4 高さ 50cm 供試体の毛管上昇

5. おわりに

試料高さを 15 から 50cm まで変化させたところ，毛管上昇高さは重力を考慮したルーカス・ウォッシュバーン式でほぼ表現できることがわかった。ただし、側面を被覆しない場合には，毛管上昇速度は遅くなる。

謝辞： 本研究は，総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム) 「レジリエントな防災・減災の強化」(管理法人：JST) によって実施されました。

参考文献

1) Guéguen, Y. and Palciauskas, V.: 岩石物性入門 (西澤修・金川 久一邦訳), Springer, 348 pp., 2008.
2) Tsunazawa, Y., Yokoyama, T. and Nishiyama, N.: An experimental study on the rate and mechanism of capillary rise in sandstone,, *Progress in Earth and Planetary Science*, No. 3:8, 2016.

19. 道路防災における航空レーザー測量データを用いた危険箇所抽出手法の開発と適用

Development of hazard location extraction method with airborne LiDAR data in Road disaster management

寺脇直志，三浦健一郎，入谷正人（基礎地盤コンサルタンツ株式会社）
Tadashi Terawaki, Kenichiro Miura, Masato Iritani

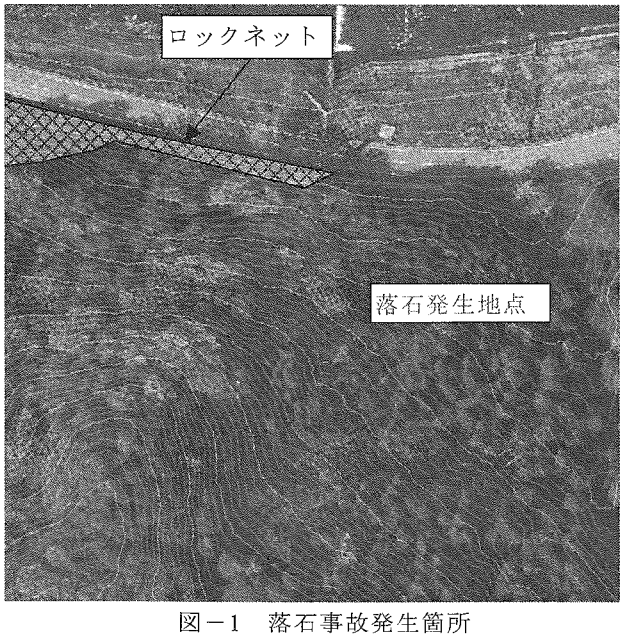
1. はじめに

本論では，島根県の道路防災点検におけるスクリーニングを行うにあたり，①漏れのない危険箇所の抽出，②人為的誤差の低減，③作業の高効率化を目的に，DEM から作成した傾斜量図を適用した．ここでは，その中でも落石を対象とした適用結果を報告する．

1. 道路防災事業の現状

ここ 3 年で UAV や MMS，SAR などの新技術が急速に普及した．特に UAV は，災害協定を結ぶ際にも求められるなど，コンサルにとっても必須技術となった．これら新技術を用いた取り組みが，各所で始まっている．このような中，島根県の落石事故や大分県の大規模崩壊等の人命に関わる災害が続発している．従来の調査点検では把握できていない“斜面上部の見えないリスク”について，県レベルで喫緊の対応に迫られている．

島根県では，平成 28 年 5 月 4 日に県管理の道路にて落石事故が発生し，一人の尊い命が失われた．また，同県では，平成 8～9 年の道路防災総点検から 20 年が経過していた．これらを踏まえ，再発防止と計画的かつ効果的な道路防災事業の推進を図るため，全路線を対象とした危険箇所のスクリーニングの実施が決定した[1]．対象路線の総延長は全県で 3,060km となった．



図－1　落石事故発生箇所

2. 課題とスクリーニングの試行失敗

実施にあたっての課題は 2 点あげられた．

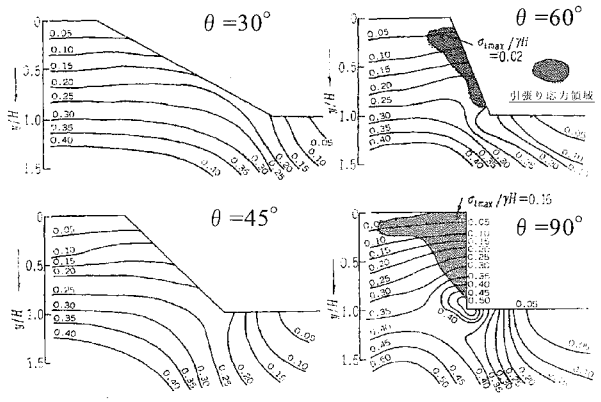
課題 1）落石事故を起こしたような斜面上部の見えないリスク（図－1）を，机上主体のスクリーニングでどのように抽出・評価するか？

課題 2）全県を対象としたスクリーニングの実施にあたり，如何に人為的誤差を抑えるか？

まずは，落石調査と同様に DEM から作成された傾斜量，高度などを組み合わせた高精度図面を用いて机上判読を行った．しかし，リスク判読は技術者による差異が大きく，抽出理由も定性的であった．図面の精度が上がっても，成果は技術者スキルに依存することが浮き彫りとなった．また，落石事故が発生した斜面の検証では，事故原因となった落石リスクの抽出はできなかった．

3. 傾斜量に着目した傾斜量図の作成

解決案は，傾斜量図の適用（図面の再単純化）であった．ここで，誰も事故原因を抽出できない≒作成した図面が不適当と判断した．基本に立ち返り，事故が発生した斜面について，落石発生源となった地点は他と何が違うのかを考察した．安定勾配という言葉もあるように，斜面系災害と傾斜量とが密接に関係することは，1960 年代から多くの論文で指摘がある．



図－2　斜面勾配と引張り応力領域[2]一部加筆

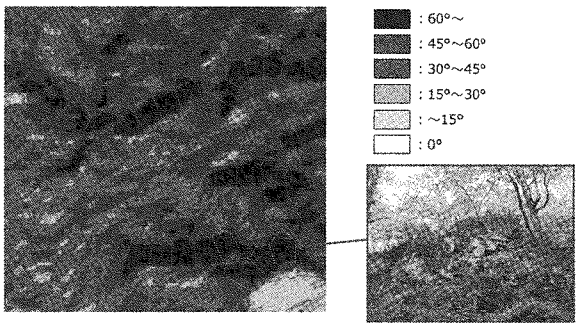
このことは，適切な精度の傾斜量図を用いれば，広範囲の災害危険要素を定量抽出・評価できることを意味する．これに対し，空撮技術の進展により，業務活用レベルの傾斜量図を作成可能となったのが今現在である．例えば落石発生の危険度は，勾配 60°が閾値と

なる．名古屋大学の FEM 解析論文では，勾配 45°では引張応力域は発生せず，勾配 60°では崖前面に引張応力域が生じるとされる（図－2）[2]．今回，落石・崩壊・土石流・地すべりの斜面系災害について，傾斜量に言及した既存論文を収集整理し，危険箇所抽出のための傾斜量図の閾値として 0°・15°・30°・45°・60°を採用した．

4. 現地における検証

図－3 に LP データより作成した傾斜量図を示す．傾斜量に応じて 6 段階標記とし，そのうち黒色が傾斜 60° 以上の斜面（≒落石発生危険箇所）となる．なお，本図面の等高線は 1m ピッチとしている．

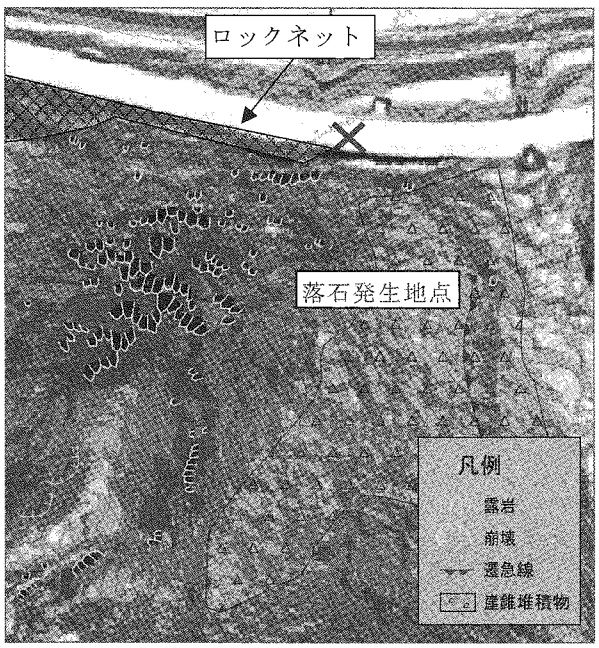
右下には現地で実際に確認した露岩の斜面を示している．傾斜量図で机上抽出した黒色部には，露頭が存在しており，不安定な岩盤状況であることが確認できた．また，国道 186 号を対象に現地検証を行った結果，机上抽出危険箇所が 26 箇所であったのに対し，空振りは 4 箇所（15%），見逃し率は 1 箇所（3%）となり，その有効性を確認した．



図－3　傾斜量図による危険箇所抽出結果と現地確認

5. 道路防災事業への適用

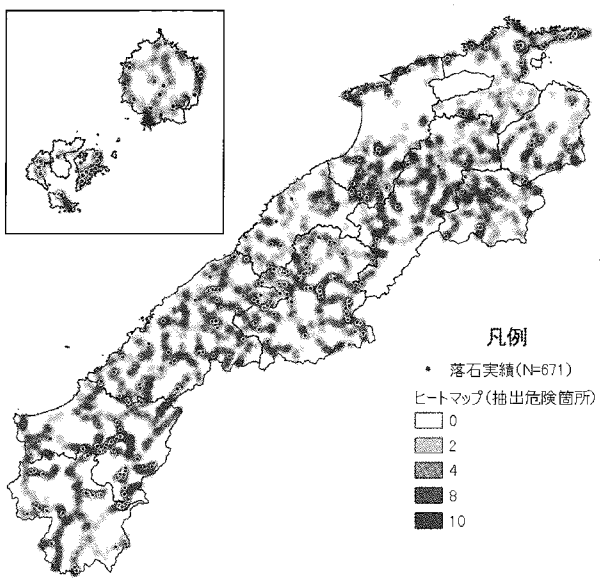
これら手法をスクリーニング対象路線へ適用し，危険箇所の抽出を行った．図－4 に落石事故現場における危険箇所の抽出結果に示す．落石発生地点は傾斜



図－4　落石事故発生箇所の判読結果

60° を超える地点として抽出され，傾斜 50° 以上を示す紫色の斜面が帯状に伸びる傾向が判読された．またこの観点で振り返ると，事故現場の斜面上には，より規模の大きな落石源が多数存在することがみてとれた．

さらに，過去数年間の道路パトロールにて確認された落石実績について整理を行った．落石最大径が 30cm 以上，または個数が 10 個以上の箇所を点で示し，今回手法で抽出した危険箇所（斜面）をヒートマップにて重ねたものを図－5 に示す．この結果，落石実績箇所の大部分が，ヒートマップの高頻度区間内に収まっており，抽出した危険箇所の妥当性を確認することができたと考える．



図－5　落石実績と抽出危険箇所の分布比較

6. おわりに

近年では AI による地形判読の研究などが進んでおり，技術者スキルのみによらない定量的な評価が求められている．今回の事例では高解像度の DEM から傾斜量図を作成し，閾値を設定することで，斜面系災害の危険箇所を抽出する手法の有効性を確認した．

謝辞

本報告を行うにあたり，島根県土木部道路維持課のみなさまをはじめ，12 事務所・事業所のご担当者さまから多大なご協力を戴いた．ここに記して，深く感謝いたします．

文献

1) 島根県土木部（落石再発防止検討委員会）(2016)：島根県で発生した落石事故に関する報告書

2) 川本眺万（1968）：自由斜面の変形と応力状態について，土と基礎，16(8), 37-46, 1968-08.

20. ハンドヘルドレーザー計測による自然斜面の地質リスク評価

Geological risk assessment of natural slope by hand-held laser scanner

○小松慎二，陣内竜太郎（応用地質株式会社），千田良道（中日本航空株式会社）
Shinji Komatsu, Ryutaro Jinnai, Yoshimichi Senda

1. はじめに

近年，集中豪雨の発生頻度の増加や放置林等の拡大により，自然斜面を発生源とする土砂災害や落石災害が増加している．平成18年に改定された道路防災点検要領では，道路用地外からの災害の低減が課題として挙げられ，自然斜面の災害要因の抽出方法が示された．また，道路防災点検の手引き(2014)では災害要因の抽出精度の向上のため，航空レーザー測量の活用が提案されており[1)]，直轄国道を中心に整備が進んでいるところである．

一方，航空レーザー測量は植生が繁茂する区間では地表付近の精度が低下するため，すべての地質リスク(地質・地盤に関わる事業リスク)を抽出するには課題が残る．本研究では，より手軽に高密度のレーザー計測データの取得が可能で，GPS信号が受診できない無巻トンネルでも計測実績のある[2)]ハンドヘルド機器を用いて，自然斜面の地質リスク抽出を試みた事例を報告する．

2. ハンドヘルドレーザー計測の概要

本研究では，Velodyne社の全方位レーザユニット(VLP-16)とKAARTA社の3D-SLAM(Simultaneous Localization and Mapping)技術を用いたGPSフリーの三次元マッピングシステムを使用した．使用したハンドヘルドレーザー計測機器の仕様を表-1に示す．

3D-SLAM技術は3次元データの特徴点をマッチングして位置・姿勢データ取得する技術で軽量化が可能であり，片手に持った状態で地形データを取得することができる（図-1）．得られたデータは中日本航空㈱が開発した点群ビューアーソフト（Mierre）[3)]を用いて解析をこおなった．

表-1　ハンドヘルドレーザー計測機器の仕様

測定距離	1~100m
測定精度	約3cm
スキャン角	360°
鉛直視野角	30°（±15°）
1秒あたりのレーザー照射数	30万点
寸　法	162×111×141mm
重　量	約1.5kg



図-1　自然斜面での計測状況

3. 計測箇所の概要

ハンドヘルドLPの計測は，兵庫県洲本市の国道近傍とその上部斜面で実施した．分布する地質は中生代白亜紀後期に形成された新期領家花崗岩類の花崗閃緑岩で，自然斜面の傾斜は40~50°をなす．自然斜面上には遷急線が認められ，その下方斜面には表層崩壊跡が連続し，崩壊地崖面や遷急線上部斜面には不安定な浮石や転石が数多く分布している．

本区間では，2011年に回転翼による航空レーザー測量が実施されている．本研究では，国道上と自然斜面上の徒歩移動による計測を行い，航空レーザー測量との比較を行った．

4. 計測結果

自然斜面上を水平方向に移動しながら計測したLPデータの下層モデル(S-DEM[4)])を図-2に示す．ハンドヘルドLP計測により，微地形の判読が可能な点群取得範囲は尾根部では30m程度(斜距離)，谷部では60m程度で，通常地質技術者が目視で確認できる範囲を大幅に超えた情報を得ることができた．また，急傾斜地など移動が困難な箇所でも，計測機器を傾ける等の工夫により登行ルートから安全に微地形の情報を取得することができた．

つづいて，図-3に図-2A地点で確認された浮石の計測結果を点群で示す．合わせて，同地点の航空レーザー測量の結果を図-4に示す．ハンドヘルドLP計測では，オーバーハングした浮石の形状に加え，樹木の根

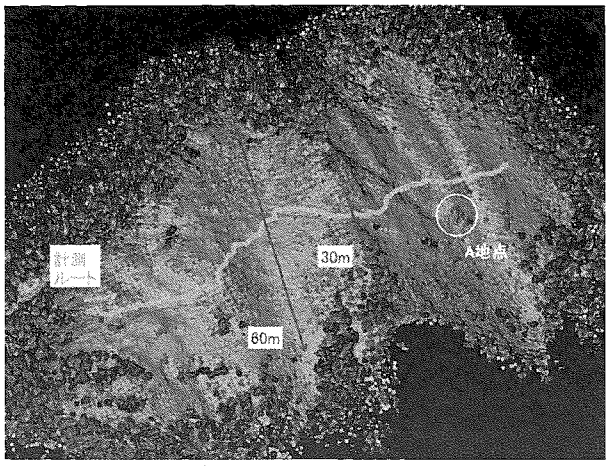
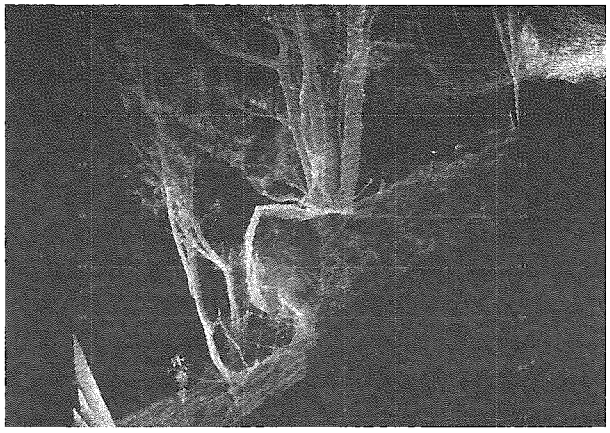


図-2　自然斜面上でのハンドヘルド LP 計測結果


図-3　ハンドヘルド LP による浮石計測結果

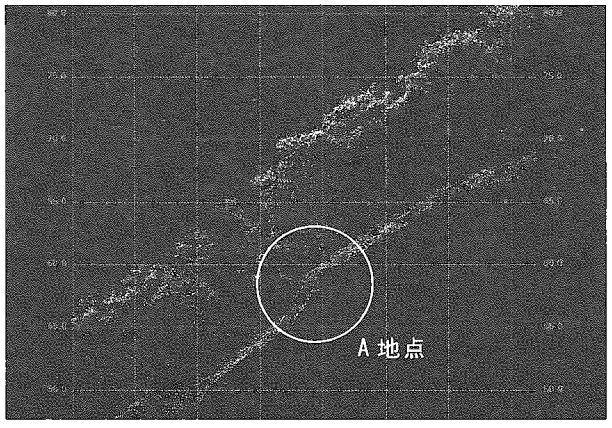
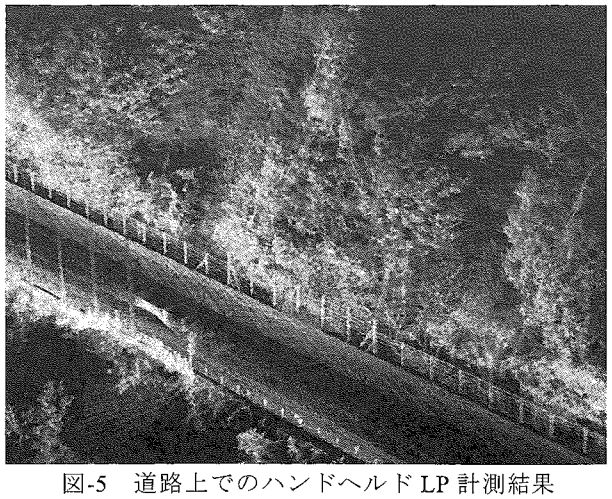


図-4　航空レーザー測量による計測結果


図-5　道路上でのハンドヘルド LP 計測結果

系や対策状況(ロープネット工)も確認することができる．一方，航空レーザー測量でも地表に極所的な凸状地形が認められることから，浮石の存在を推定できるものの，植生の影響により地表部の点群が粗となり，ハンドヘルド LP 計測ほどの情報は読み取れない．自然斜面上でハンドヘルド LP 計測を行うことにより，これまで短時間の把握が困難であった浮石や転石の詳細な形状(オーバーハング形状を含む)に加え，落石や崩土の落下方向や 0 次谷での小規模な表層崩壊の発生場を予測することができる．

次に，道路上を徒歩で移動しながら計測した結果を図-5 に示す．道路上からの計測では，吹付工や法枠の区間では自然斜面上と同じ程度の範囲を測定可能であったが，植生が繁茂する自然斜面の区間のデータ取得可能範囲は 20m 程度であった．一方，道路に隣接する構造物は落石防護柵の支柱や横ロープの形状まではっきりと確認できるため，柵高の過不足やポケット量を把握することができる．

以上のふたつの計測結果に過年度の道路防災点検結果等を組み合わせることにより，既存対策工の効果を検証したうえで地質リスクを評価することができると考える．

5. まとめ

近年では，UAV 搭載型レーザー計測や MMS(車載搭載型レーザー計測)などさまざまな方法で地形情報が取得可能になってきた．本研究では手持ちで容易に測定可能なハンドヘルドレーザーの計測についてその精度や適用性を試みた．斜面防災分野では，地質技術者が山を歩きながら地質リスクを評価することも多いため，踏査時にハンドヘルドレーザー計測を用いることにより，検討精度の向上や生産性の向上が図れると考える．今後は，既存 LP との合成方法や得られたデータの解析手法の開発を行い，斜面防災事業の高度化に役立てたい．

文献

1) 一般社団法人全国地質調査業協会連合会（2014）：道路防災点検の手引き（豪雨・豪雪等）
2) 清水ほか（2018）：無巻トンネル地質リスク調査へのハンドヘルドレーザー計測の適用事例について，応用地質，Vol.58，No.6，pp.395-401.
3) 中日本航空㈱（2018）：点群ビューワ Mierre(ミエール)，https://www.nnk.co.jp/research/product/software/mierre.html (2018 年 7 月閲覧)
4) 菊池ほか（2017）：S-DEM データを利用した地すべり地における変動ベクトル解析技術の開発，応用地質，Vol.57，No.6，pp.277-288.

22. 柱状節理の発達した火成岩の構造とそれに規制された球状風化過程

Spheroidal weathering of columnar-jointed igneous rocks: control of rock textures and structures

○平田康人（電力中央研究所），千木良雅弘（京都大学防災研究所）
Yasuto Hirata, Masahiro Chigira

1. はじめに

球状風化は，節理から岩石内部へ化学的風化が進むことで，節理に囲まれた中心に球状の未風化岩塊が生じ，岩塊を剥離した風化層が覆うという風化現象である．球状風化は火成岩のほぼすべての岩相に見つけられており，古くから節理の発達した均質な硬岩に生じると言われてきた[1]．しかしながら，球状風化の発現理由は，岩石の初生的構造，化学的風化過程および亀裂発達を踏まえた形で明確に説明されていなかった．そのため，花崗岩のように一見均質に見える岩相でも球状風化を示す場合と示さない場合がある理由が分かっていなかった．

火成岩の柱状節理は，岩石が冷却収縮して形成されるものであるため，柱状節理に囲まれた岩石には何らかの構造がある可能性があり，それが球状風化の形態に影響している可能性もある．ここでは，柱状節理の発達した火成岩の球状風化過程を調べた結果を報告する．

2. 調査方法

本調査の対象地は，近畿地方の熊野花崗斑岩と田倉山火山の小倉溶岩（カンラン石玄武岩）である．K-Ar 放射年代は花崗斑岩が 14.1±0.1 Ma[2]，小倉溶岩が 0.37 Ma[3]と求められている．両岩石は顕著な柱状節理を示し，節理から風化して，直径 0.2 から 2 メートル程度の球状岩塊を生じている．野外観察と実験室での試料の分析によって，節理と岩石の初生的構造を調べ，風化に伴う岩石の物理的性質，鉱物組成と化学組成の変化を調べた．

3. 結果と考察

これらの花崗斑岩と玄武岩は柱状節理に囲まれた岩石中に同心円状の初生的構造を有していた．その構造は，石柱の中央から柱状節理近傍に向かって広がり柱状節理軸方向に湾曲した節理（図 - 1 に示す節理，cross joint と呼ばれる[4]）または節理の交差部の内側を面取りする亀裂，石柱表面の緻密な領域および同心円状の間隙分布からなる．図 - 2 中の玄武岩の縞模様は，脆性－延性遷移下のまだ熱い石柱内へ，冷却に伴う収縮歪みを解消するためにメルトが注入された結果と推測されている[5]．cross joint は延性条件で柱状節理の軸方向に引っ張られて生じたと考えられている[4]．その他の構造もその産状から柱状節理の形成直後に生じたと考えられる．

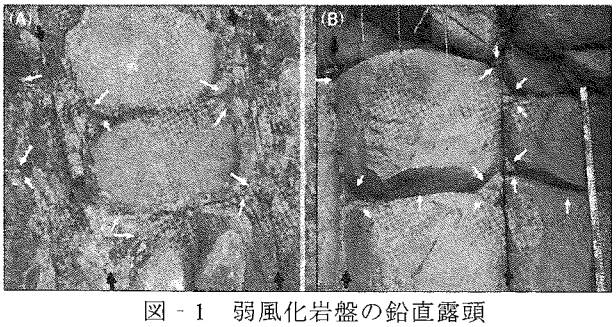


図 - 1　弱風化岩盤の鉛直露頭
(A) 花崗斑岩．(B) 玄武岩．黒矢印が柱状節理を示し，白矢印が cross joint を示す．

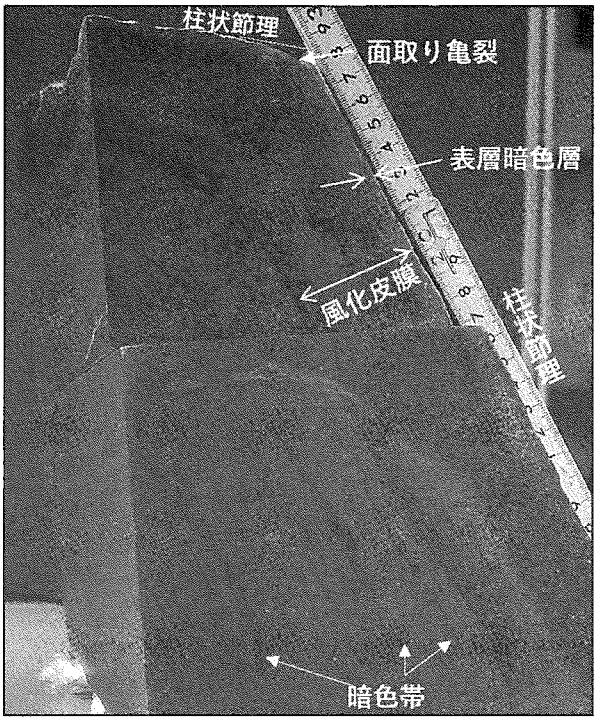


図 - 2　玄武岩石柱内に発達する縞模様

花崗斑岩と玄武岩の球状風化の経過はこれらの岩石構造に支配されていると考えられる．花崗斑岩の風化では，斑状に分布する有色鉱物の集合体中の黄鉄鉱と緑泥石が酸化して，集合体の周囲に水酸化鉄沈殿を生じ，それに伴う膨張が微小亀裂を発生・進展させて皮殻状の剥離物を生じていた[6]．風化帯中の岩塊の多くは柱状節理の間隔の 0.3-0.6 倍の直径であり，それよりも小さな 0.2-0.4 倍のものは岩塊全体に低角の亀裂を生じていたことから，元の石柱の大きさと風化形態には対応関係があると考えられる．さらに，未風化石柱の P 波速度の分布（図 - 3）は力学的強度が石柱の中間部で大きいことを示唆しており，そこで風化に伴う

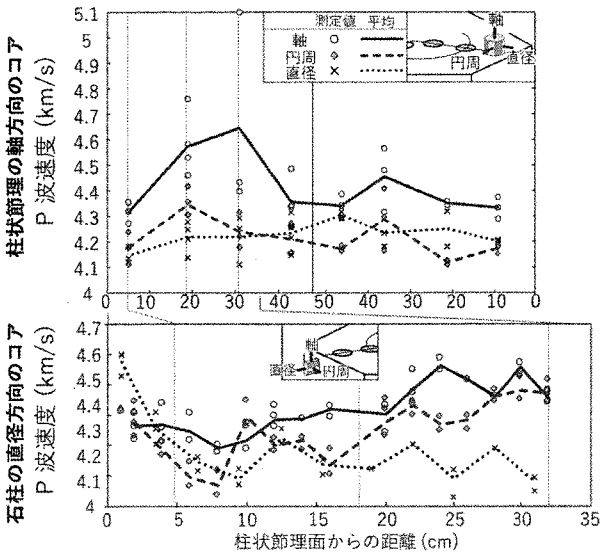


図 - 3　未風化花崗斑岩から採取した円柱供試体の P 波速度

剥離が生じにくくなるために，その直径の硬質岩塊が頻出するという可能性を支持している．

玄武岩の風化では，斜長石がハロイサイトへ変質し，カンラン石がイディングス石に変質して，それに伴って石柱内部の初生亀裂を拡大し，表層側の風化層を剥離していた．ハロイサイトの形成量は岩石内部から節理面に向かって増加傾向であり，それに従ってカルシウム，ナトリウムとケイ素が減少している (図 - 4)．このことは，節理からの拡散によって斜長石がその場で変質していることを示唆する．さらに細かく見れば，暗色の領域の風化度は隣り合う領域よりも小さい．表層暗色層と石柱中心部から採取した未風化試料について水銀圧入試験を行った結果，間隙率はいずれも 5.4% であるが，表層暗色層の平均間隙径が 0.08 μm であり，石柱中心部が 0.16 μm であった．したがって，玄武岩

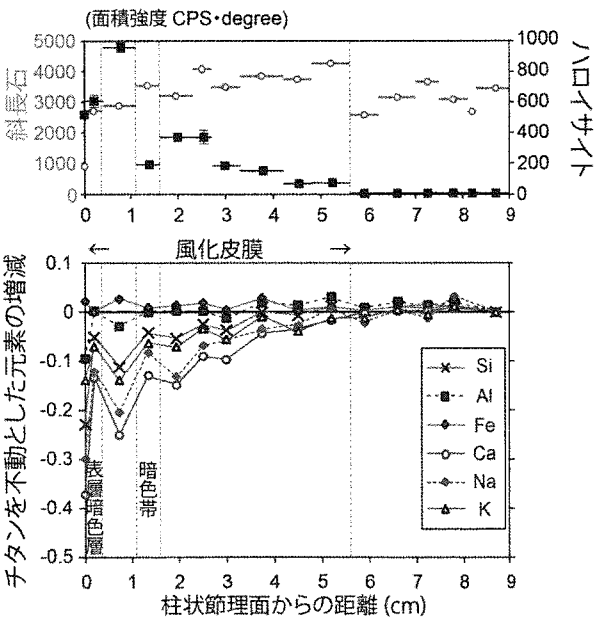


図 - 4　全岩粉末 XRD 測定によるハロイサイトおよび斜長石の主要ピークの面積強度ならびにチタンを不動として全岩化学組成から計算した元素の増減率

の表層暗色層や暗色帯は明色の部分に比べて間隙径が小さいために，反応物の拡散が遅くなり，斜長石の変質が遅れていると考えられる．

このように柱状節理の発達した火成岩の球状風化形態は，従来考えられていたような，化学的風化フロントが多面体状の節理から岩石内へ等方的に進んだ結果ではない．化学的風化は柱状節理面から始まり，石柱に内在する初生亀裂に達すると，その亀裂面が風化岩塊の丸い表面になる (図 - 5)．その後は，化学的風化が岩石内部の間隙構造の影響を受けて進み，皮殻を生じると考えられる．

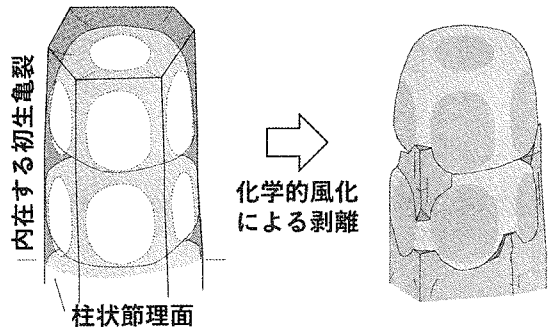


図 - 5 柱状節理に囲まれた岩石の球状風化の発現様式

文献

1) Ollier CD (1967) : Spheroidal weathering, exfoliation and constant volume alteration, Zeitschrift fur Geomorphologie, Vol.11, pp. 103-108

2) 角井 朝昭, 内海 茂, 新正 裕尚, 下田 玄 (1998) : K-Ar 法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. 地質学雑誌, Vol.104, pp.387-394.

3) 古山 勝彦, 長尾 敬介, 笠谷 一弘, 三井 誠一郎. (1993): 山陰東部,神鍋火山群及び近傍の玄武岩質単成火山の K-Ar 年代, 地球科學 Vol.47, pp.377-390.

4) Spry A (1962) : The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows, Journal of the Geological Society of Australia, Vol.8, pp.191-216.

5) Bosshard SA, Mattsson HB, Hetényi G. (2012) : Origin of internal flow structures in columnar-jointed basalt from Hrepphólar, Iceland: I. Textural and geochemical characterization, Bulletin of Volcanology, Vol.74, pp. 1645-1666

6) Hirata Y, Chigira M, Chen Y (2017) : Spheroidal weathering of granite porphyry with well-developed columnar joints by oxidation, iron precipitation, and rindlet exfoliation, Earth Surface Processes and Landforms, Vol.42, pp.657-669.

23. 方解石の溶解を起因とした砂岩の連鎖的風化
—白亜系和泉層群の砂岩優勢層を対象として—

Sequential weathering that starts with the dissolution of calcite cement
: Sandstone-dominant alternated beds of sandstone and mudstone by the Cretaceous Izumi Group

○松澤　真（パシフィックコンサルタンツ），千木良雅弘（京都大学防災研究所）
Makoto Matsuzawa, Masahiro Chigira

1. はじめに

我が国の中古生代の堆積岩は緻密で硬質であるため，風化が進行にくく，厚い風化帯を形成することはないと考えられていた．しかし，松澤ほか[1]により，白亜紀系和泉層群の砂岩泥岩互層分布域で，厚い風化帯が形成されている事，また，強風化した岩盤上の土層にて豪雨時に表層崩壊が多発する事が明らかとなった．砂岩の自然状態での風化プロファイルの研究は非常に少なく，Chigira and Sone[2]の研究がある程度であるが，これは，沸石に膠結された特殊な砂岩の風化であり，一般的な砂岩の風化断面に関する研究はない．

砂岩には，膠結物質として方解石が含まれる場合も多く，二酸化炭素の地中貯留においては，その溶解が岩石の劣化に重要であるとの研究がある．しかしながら，地表での風化における膠結物質としての方解石の役割については，西山[3]の予察的な指摘があるにとどまっている．本研究は，和泉層群の砂岩泥岩互層を対象に方解石セメントを微量に含み，泥岩を挟在する砂岩の風化メカニズムを明らかにすることを目的とする．

2. 調査地点・方法

調査地点は，愛媛県新居浜市の採石場であり，白亜系和泉層群の砂岩優勢砂岩泥岩互層が 42° 傾斜している．掘削から半年以内の急傾斜の掘削面で，中粒砂岩単層および，それに接する泥岩の風化状況を観察し，同一層準の中粒砂岩単層から，松澤[1]の風化区分による強風化から 2 試料，中風化から 5 試料，弱風化およびそれ以上に新鮮な岩石から 9 試料採取した．新鮮な砂岩採取位置と最も風化した岩石採取位置との標高差は約 100m である．新鮮岩については，密にサンプリングした単層の他に 5 つの層準からサンプリングした．なお，掘削前の地表から 2m の土層は切土されており採取は出来なかったため，異なる層準であるが，地表部の土層として，強風化した岩盤(S-r)，クリープにより岩石の構造が乱れているクリープ層(S-c)，完全に岩石の構造が無くなった褐色土層(S-b)の 3 層から採取した．泥岩は，砂岩の試料採取位置に隣接する箇所から，強風化砂岩の隣で 1 個，中風化砂岩の隣で 2 個，弱風化砂岩の隣で 2 個，最も深部の新鮮岩の隣で 1 試料を採取した．まず，砂岩試料の切断研磨片を作成し，岩石の色，岩石の硬さを指標とし，風化程度を新鮮な岩石から 6 つ(Ⅰ～Ⅵ)に区分した．これらの内，Ⅴ-Ⅵ境界以外の境界は，色合いの明確な違いによって明瞭に識別できる．Ⅴ-Ⅵ境界は，漸移的である．次に，それぞれの密度，間隙率，および間隙径分布の測定，顕微鏡観察，XRD 分析，XRF 分析および色彩値測定を行った．泥岩は，XRD 分析，XRF 分析，色彩値分析のみを行った．

3. 調査結果

調査結果の詳細は割愛するが，風化による各種測定結果の変化図を図 1 に示す．観察と分析の結果によれば，新鮮な砂岩には，厚さ 1 ㎜以下の方解石脈が層理面に高角に交わって 10～30cm 間隔で発達し，また，砂岩粒子の間隙に方解石が 10～200 μm の大きさの膠結物質として岩石中に分散して 0.6%含まれていた．さらに，この砂岩と隣接する未風化の泥岩は，約 1～3%の黄鉄鉱を含んでいた．各風化帯の特徴的な変化を以下に示す．

1) 砂岩の風化に伴う変化

Ⅰ⇒Ⅱ：岩石の色が暗灰色から灰色に変化する．方解石脈および方解石粒子が消失し，緑泥石も消失する．この方解石の溶解した部分では 10～100 μm 程度の大間隙が増加する．

Ⅱ⇒Ⅲ：岩石の色が灰色から灰白色に変化する．黄鉄鉱がわずかに減少し，鉄も減少する．小間隙(0.01～0.1 μm)が増加し，これは方解石の抜けた孔に硫酸が浸透し，さらに周辺鉱物を溶解することによると推定される．開放間隙率[4]が増加し，これは小間隙が大間隙を連結した事によると推定される．これに伴い，弾性波速度も若干低下している．

Ⅲ⇒Ⅳ：岩石の色が灰白色から灰褐色に変化する．黄鉄鉱が消失し，a*，b*の変化傾向[5]からゲーサイトが生成されたと推定される．肉眼の観察においても，色がわずかに褐色化していることがわかる．弾性波速度は，引き続き低下する．

Ⅳ⇒Ⅴ：岩石の色が灰褐色から黄灰色に急激に変化する．小間隙が拡大したことにより中間隙(0.1～10 μm)が増加する．これに伴い，ほぼ全ての間隙が開放間隙となる．Ⅴ以降の割れ目付近には褐色の被膜が形成さ

れる。

V⇒VI：：岩石の色の変化は少ないが，指先で崩す事ができる．シュミットロックハンマーの反発値，弾性波速度，かさ密度が急激に低下するなど，岩石の劣化が大きい．これは，中間隙(0.1～10μm)，大間隙(10μm～)の増加に伴うものと推定される．

VI⇒S-r：かさ密度が著しく減少し，それに伴い間隙率が著しく増加する．粘土鉱物としてバーミキュライトが生成される．

S-r⇒S-c：岩石構造が失われ，土壌硬度が著しく低下し，土層化していく．雲母が減少し，バーミキュライトが増加する．a*，b*の急増および変化傾向[5]からゲーサイトが多量に生成されたと推定される．

S-c⇒S-b：岩石構造が完全に失われ，雲母が消失する。

2) 泥岩の風化に伴う変化

砂岩のI－II 境界に隣接する部分でSが若干減少する．砂岩のIV－V境界に隣接する部分で黄鉄鉱およびSが消失する．黄鉄鉱の消失により多量の硫酸が形成されていると推定される．それ以外の区間では，泥岩には明瞭な変化は認められなかった．

4. まとめ

泥岩を挟在し，方解石セメントを微量に含む砂岩の風化帯を鉱物，化学，物理学的性質の面から多面的に分析した．その結果，風化・分解メカニズムは次のような連鎖的なものであることが明らかになった．

砂岩の風化帯は，深部からI(新鮮)，II(方解石脈および微量な方解石セメントが溶解，緑泥石が消失)，III(鉄が溶脱)，IV(黄鉄鉱が消失)，V(ほぼ全てが解放間隙となる，岩石の色が著しく黄灰色化)，VI(岩石の劣化が大)，S-r（間隙率の増加），S-c(岩石の破片化，クリープ帯)，S-b(褐色土層)のように分帯される．このような帯状構造の形成は，初期的には挟在する泥岩に多量に含まれる黄鉄鉱の酸化による硫酸の形成と，その深部への浸透によって始まる．

硫酸は泥岩と砂岩との境界に沿って流下し，境界近傍の岩石基質の方解石を溶解するとともに，砂岩内部の方解石脈を溶解して割れ目を開口させ，その周囲の岩石基質中の方解石を溶解する．この方解石の溶解した部分では10～100μm程度の間隙径が増加する．方解石の溶解した部分（II）は，緑泥石もともに消失する．方解石の溶解フロントよりも浅部では岩石中の鉄が溶脱される（III）．鉄の溶脱とともに，0.01～0.1μm程度の小間隙が増加する．その後，鉄の溶脱帯よりも浅部で砂岩中の黄鉄鉱も消失（IV）し，孤立した小間隙が連結して0.1～10μm程度の中間隙が増加する．この間隙の増加した部分は，岩石内で明瞭なフロント（酸化フロント）を持つ．酸化フロントよりも浅部では，岩石の劣化が急激に進む(V～VI)．岩石の間隙率は増加し，密度が低下し，弾性波速度も著しく低下する．さらに地表近くでは，地表からもたらされた鉄分が割れ目近傍に沈殿し，皮膜を形成する．砂岩はこのような風化の後に土層化する．

文献

1) 松澤　真ほか（2014）：岩石の風化程度および削剥前線に支配された表層崩壊発生場：和泉層群の事例，応用地質，Vol.55，No.2，pp.64-76.

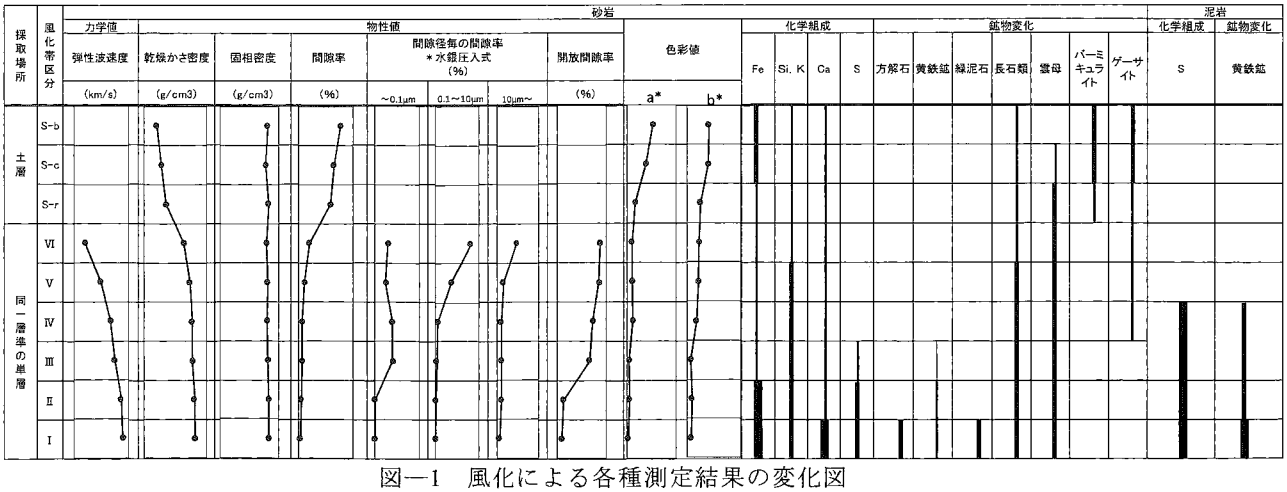
2) Masahiro Chigira, Kenji Sone (1991): Chemical weathering mechanisms and their effects on engineering properties of soft sandstone and conglomerate cemented by zeolite in a mountainous area, Engineering Geology, Vol30, No.2, pp. 195-219

3) 西山賢一(2016)：粗粒砂岩の風化による岩石物性の変化, Vol.57, No.5, pp.213-218

4) 西山直毅，横山　正(2017)：岩石内部の水の分布—露頭スケールからナノスケールまで—，2 地学雑誌, Vol123, No.3, pp.311-323

5) Nakashima et al (1989)： Infrared microspectroscopy analysis of the chemical state and distribution oh hydrous species in minerals, Geochemical Journal, Vol. 23, pp. 57 - 64

謝辞：現地調査および試料の採取の許可を頂きました西日本砕石株式会社様，および水銀圧入式ポロシメーターを使用させて頂いた電力中央研究所の中田英二氏、(株)セレスの渡辺雅一氏にお礼お申し上げます．



図—1　風化による各種測定結果の変化図

24. 景観としての水中火山岩-NHKブラタモリ室蘭に関連して

Subaqueous Volcanic Rocks as Landscape Geology-Related to NHK Buratamoro Muroran-

○山岸宏光（北海道総合地質学研究センター），畑本雅彦（(株）シン技術コンサルタント），鎌田光也（(株）シン技術コンサルタント），志村一夫（((株）シン技術コンサルタント）

Hiromitsu Yamagishi (Hokkaido Reserch Center of Geology), Masahiko Hatamoto (Shin Engineering Consultant Co. Ltd.), Mitsuanri Kamada (Shin Engineering Consultant Co. Ltd.) and Kazuo Shimura ((Shin Engineering Consultant Co. Ltd.)

1. はじめに

2017年11月25日に放映されたNHKブラタモリ室蘭では，筆者の一人山岸が出演した際，「水冷破砕岩」という用語の創始者として紹介され，チキウ岬やトッカリショなど，室蘭八景の海側から見た「水中火山」のでき方を解説した．この室蘭絵鞆半島外側の断崖の地質や岩石については，最近の研究がなく，急な海食崖であるため踏査のアクセスが困難であった．そこで，その取材のために，筆者らは，2017年7月に，室蘭市が公開しているオープンデータ（オルソ画像）をGIS解析して，ヒントが得られたので，セスナ機(株式会社シン技術コンサル）による斜め写真画像の取得，3D動画の作成，現地調査などを実施した．その結果，放映された地球岬以外にも膨大な画像データを取得し，水冷破砕岩などの水中火山の景観と産状を明らかにすることができ，ジオツーリズムにも貢献できる岩石海岸であることがわかった．

2. 用語「水冷破砕岩」の由来と議論

地質屋がよく使っている「ハイアロクラスタイト」の日本語訳を“水冷破砕岩”としたのは著者の一人山岸であるが，この名称を使うことについては70年代には，いくつかの議論があったので，火山岩の分類をふくめて紹介する．

「ハイアロクラスタイト」の用語の起源は，1960年代に，玄武岩の枕状溶岩の外縁のガラスが脆性破壊したものでhyaloclastiteと呼ばれたことに始まる．その後種々の議論があり，今日では，あらゆる組成のマグマが水冷により脆性破砕した角礫で，あらゆるサイズのものに使われている．この用語は，1970年代までは，“集塊岩”と呼ばれていた．しかし，この用語は陸上の爆発的な噴出物に命名されたものであるため，山岸は，いわゆる“グリーンタフ”地域に分布する“集塊岩”と呼ばれてきた角礫岩の多くは，水冷破砕された噴出岩であることを解明した（山岸，1994）．中生代の同様な岩石もその後ハイアロクラスタイトと呼ばれるようになった．1960年代から1970年代にかけてこのような概念が世界的に広がった．そのころはまた，わが国では”黒鉱“探査が盛んで，その硫化物鉱床の起源が，酸性の海底火山活動でないかといった議論が盛んな頃であった．　また，　「ハイアロクラスタイト」という用語は，1996年2月14日に，北海道積丹半島の海岸線を走る国道229号線のトンネル入り口でバスもろとも巻き込まれて，20名が亡くなった岩盤崩落事故は，まさにこの岩石に作られたトンネルであった．また，その翌年の1997年8月の同じ国道229号線で発生した第2白糸トンネルの崩落も同じ水冷破砕岩であった．1980年代以降では，陸上・水中を問わず，火山岩について McPhie et al（1993）は噴出的(effusive)と爆発的(explosive)とに明確に区分し(図1)，1994年には，山岸(1994)が水中火山岩の産状と成因について総括して，写真集と用語解説を付して和英両語で出版した．

今回のNHKブラタモリ室蘭の放映のための事前取材の際には，最初に室蘭市が公開しているオープンデータ（オルソ画像）をGISで判読し，セスナ機による斜め写真撮影，踏査による現地調査，ボートによる海上調査などを実施した．その結果，室蘭市絵柄半島外海岸の急崖全体の概要を得ることができ，分布する水中火山岩についていくつかの新知見が得られたので，本講演で紹介する．

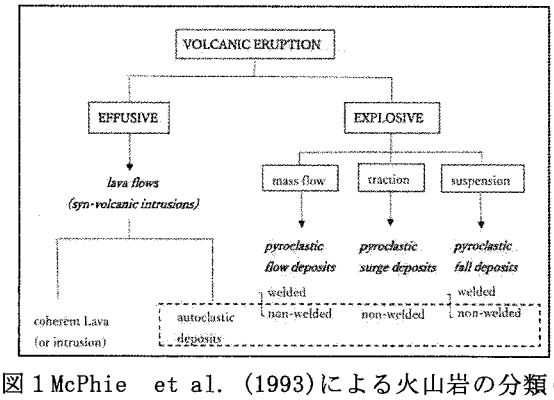


図1 McPhie et al.（1993）による火山岩の分類(山岸による改変)

2 オープンデータ（オルソ画像）のGIS解析

絵鞆半島のオルソ画像をArcGIS v.10.2を使用して判読すると，チキウ岬に至る絵鞆半島急崖東半部には岩脈状の岩体が多く認識できる，それらを判読してその形をポリゴンで表示し，それらの配列方向をポリラインで示した（図2）．それによると，ハルカラモイから地球岬までの岩脈の配列は，NNW-SSE方向の平行あるいは雁行配列を示している．一方，チキウ岬からトッカリショまでは，その方向が若干変わりNNNE-SSSW方向となる．この岩脈の配列方向の転換が，　絵鞆半島が“鉈”の頭の形を規制しているように見える．一方，絵

鞆半島西半部は「銀屏風」と呼ばれる軽石凝灰岩であり，2 枚のフローユニットが確認できる水中軽石流である．

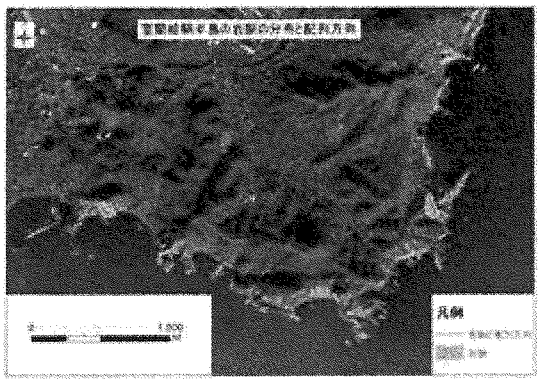


図 2 絵鞆半島のオルソ画像と岩脈の分布と方向

3. 水中火山岩を供給した岩脈（給源岩脈）の景観

1) 斜め写真による岩脈の判読

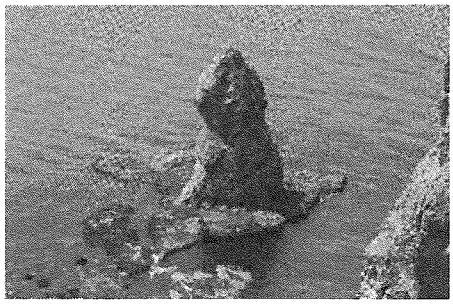


図 3 室蘭ろうそく岩

ハルカラモイ海岸には典型的な給源岩脈が見え，通称“ろうそく岩”とよばれている．積丹半島ではよく見られるものである．しかし，この室蘭絵鞆海岸の“ろうそく岩”は特異である(図 3)．というのは，この先端部が，菱餅のような形をしていて，いわゆる“pseudo pillow; Watanabe and Katsui, 1976)）”と定義された多角形が見える．この”ろうそく“全体はそれらが積み重なった形を示している．

2)チャラツナイの室蘭桃岩

チャラツナイ海岸には，黒っぽい単独の岩体がある（図 4）．この岩体は短径 60m，長径 150m の楕円体で，放射状節理と同心円状節理が組み合わさったものである．岩体の外側は植生に覆われていて露頭は見えない．この岩体は，おそらくガラス質の流紋岩で黒曜石のように黒い水中溶岩体であろう．類似のものは礼文島元地の桃岩である．このチャラツナイの桃岩は”室蘭桃岩”と命名する．

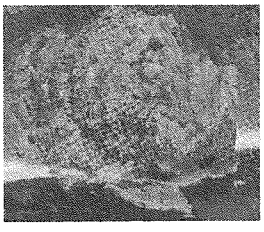


図 4 放射状節理と柱状節理からなる”室蘭桃岩“

3) ハルカラモイの水中溶岩ドーム

ハルカラモイには幅 180m，高さ 150m の上部が丸み

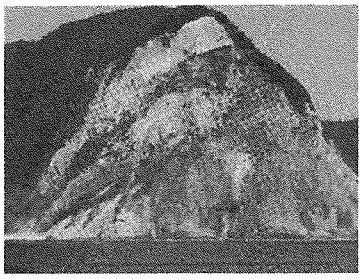


図 5 柱状節理の示す溶岩ドーム

を帯びた溶岩ドームが露出している(図 5)．柱状節理の発達した数枚の溶岩とその間に水冷破砕岩らしい岩相を挟んでいる．それらの中央の下部には小さい溶岩ドームが次々に上昇し重なったように見える．

4) チキウ岬の水中火山の産状

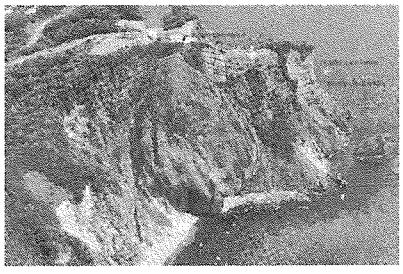


図 6 チキウ岬の水中火山の諸相

絵鞆半島の南東端に位置する地球岬を斜め写真で見ると(図６），１）水冷破砕溶岩が展望台側から流動して東側．西側，北側に流動して平坦面を形成し，北側に流動した末端はとくに“ランプ構造”を形成した。２）そのあとに貫入した岩脈（図 6），3)右端の崖には，層理を示す水冷破砕岩層が見える．その上部は平行層理を示し，下部は斜行層理で，前者は頂置層，後者前置層と考えられる．

文献

Watanbe, K. and Katsui, Y. (1973): Pseudo-pillow lavas in the Aso Caldera, Kyushu Japan. *Jour. Japan Asooc. Min. Petr. Geol.*, 71, 44-49.

McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. (1993) : *Volcanic Textures-A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Center for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, 198p.

山岸宏光（1994）：水中火山岩-アトラスと用語解説-北海道大学図書刊行会. 195p.

山岸宏光（1998）：火山岩の形態（１）ジョインテッドブロック一. 地球科学, 52:244-245.

25．9万年前に発生した阿蘇4火砕流の到達範囲に関する検討

Study on the range of arrival of Aso4 pyroclastic flow occurred 90,000 years ago

○長田朋大（ナイバ），辻智大（四国総合研究所），木村一成，中村千怜（ナイバ），牛見龍也（四電技術コンサルタント），西坂直樹，大西耕造（四国電力），柳田誠（阪神コンサルタンツ），長谷川修一（香川大学）
Tomohiro NAGATA, Tomohiro TSUJI, Kazunari KIMURA, Chisato NAKAMURA, , Ryuya USHIMI, Naoki NISHIZAKA, Kozo ONISHI, Makoto YANAGIDA and Syuichi HASEGAWA

1.はじめに

阿蘇4火砕流は，約9万年前に阿蘇の巨大噴火によって発生した大規模火砕流である．その到達範囲は，九州のみに留まらず，給源である阿蘇カルデラから北へ150km以上離れた本州・山口県にまで達したことが知られている．

阿蘇4火砕流の到達範囲は，現在の地表に残された火砕流堆積物のうち，最も遠方に見出される山口県北部を最大到達点とし，給源から概ね同心円状に広がったものと推定されている（町田ほか，2011[1]）．

しかしながら，密度流である大規模火砕流は，山地や海などの地形条件の制約を受けているため，その到達範囲についてより詳細に検討することが重要である．

長田ほか(2017)[2]では，阿蘇4火砕流堆積物の調査を実施し，その分布範囲は同心円状ではなく，特に火砕流縁辺部においては遍在性を持つ可能性を報告した．本研究では，長田ほか(2017)の調査結果を基に，さらに調査範囲を拡充し，阿蘇4火砕流の到達範囲を詳細に検討した．

2.調査範囲

調査範囲は，阿蘇カルデラの北側から東側にあたる九州北部～東部，海を隔てたその北側の山口県および東側の四国西部（佐田岬半島）である．これらの地点で阿蘇4火砕流堆積物の露頭を確認し，産状記載，層厚，軽石や岩片の最大粒径，帯磁率，顕微鏡観察等で基本的な性状の観察，記載を実施した．

3.ユニット区分

調査地の阿蘇4火砕流堆積物は，下位から八女軽石流堆積物（Watanabe et al.,1978[3]：以下，八女ユニット），湯辺田火山灰流堆積物(松尾・堀川，2009[4]：以下，湯辺田ユニット）および鳥栖オレンジ軽石流堆積物（Watanabe et al.,1978[3]：以下，鳥栖ユニット）の3ユニットに主に識別される．これらのうち，最下位層の八女ユニットは，谷を厚く埋めた「谷埋め型」の大規模火砕流である．層厚は給源付近では50～100mに達し，その大部分が溶結（溶結凝灰岩）している．一方，上位の湯辺田ユニットおよび鳥栖ユニットは，広範囲に薄く広がる特徴を持った「拡散型」の大規模火砕流である．これらは，全て非溶結で，八女ユニットの上位，あるいは地形的高所の基盤岩や段丘面を覆うように厚さ数cm～数mの規模で接している．

4.調査結果

図-1に調査結果から作成した阿蘇4火砕流堆積物の層厚分布平面図を示し，以下に阿蘇カルデラから北側および東側への分布の特徴を示す．

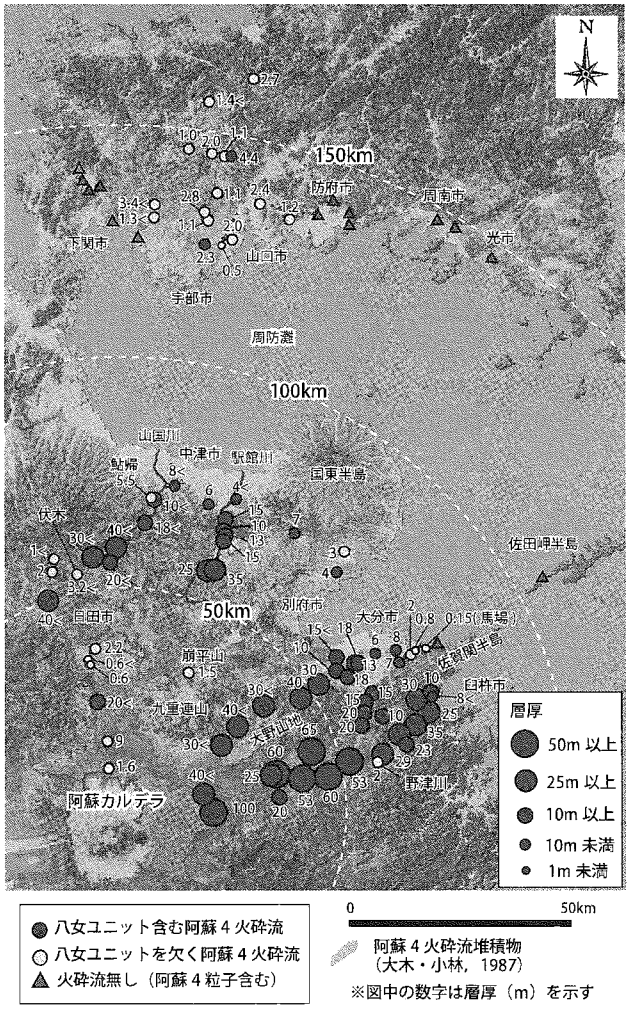


図-1　阿蘇4火砕流堆積物の層厚分布平面図

4.1 カルデラから北側の阿蘇4火砕流堆積物

阿蘇カルデラから北側の阿蘇4火砕流堆積物は，九州北部では，カルデラ中心から40kmまでの距離では層厚20m程度であるが，約50km離れた日田盆地などの地形的に低い谷部においては，層厚40mを超える厚さで堆積しており，その大半が溶結した八女ユニットである．その北側の山国川や駅館川沿いの谷部では，八女ユニットは層厚30m程度から北へ川沿いを下る程に層厚を減じ，谷の出口である75km付近では層厚

10m以下となる．一方で，55km地点の伏木，70km地点の鮎帰をはじめとした地形的高所には，拡散型の湯辺田ユニットおよび鳥栖ユニットのみが層厚 2～5m程度で薄く堆積しており，八女ユニットは地形的高所にまで達していない．

北側の山口県山口市や宇部市においては，阿蘇4火砕流堆積物は沿岸部の谷部や中位段丘面を広く覆い，さらに北側の山口県中央部～北部の低地や谷部においても層厚2～3mで堆積している．山口県でも九州と同様に八女ユニットの分布は谷部に限定されており，中位段丘などの地形的高所には湯辺田ユニットおよび鳥栖ユニットのみが分布し，これらは八女ユニットの最大到達距離よりもさらに北方にまで到達している．

このように，山口県の阿蘇4火砕流堆積物は，南北方向に分布しているが，山口県西部（下関市）や東部（防府市，周南市，光市）の中位段丘面には，土壌中に阿蘇4起源の火山灰粒子が認められることから阿蘇4当時の地層が残っているものの，火砕流堆積物は認められず，その分布範囲は山口県中央部に遍在している．

4.2 カルデラから東側の阿蘇4火砕流堆積物

阿蘇カルデラ東側の阿蘇4火砕流堆積物は，カルデラ中心から25km地点では層厚 100mと非常に厚く，距離が離れるとともに層厚が減じていく傾向が認められる．その大部分は溶結した八女ユニットで構成され，谷を埋めるように火砕流台地を形成している．カルデラ東側には，東北東方向に延びる大野山地および佐賀関半島といった山地が連続してみられ，この山地を境とした南北で層厚に違いが認められる．すなわち，これらの山地の北側に位置する大分方向の層厚は，カルデラから北方向の火砕流の層厚と距離の関係がほぼ同様であるのに対して，山地の南側の臼杵方向は，これらと比較して層厚が20 m程度厚い傾向にある（図-2）．

以上のように，谷部には八女ユニットを主体とする阿蘇4火砕流堆積物が厚く分布する一方で，臼杵市西部の野津川にみられる地形的高所では，湯辺田ユニットおよび鳥栖ユニットのみが層厚 2mで基盤岩に薄く接している産状が認められ，八女ユニットは地形的高所にまで達していない．

佐賀関半島北側にみられる中位段丘でも，谷埋め型の八女ユニットを欠如した状態で湯辺田ユニットと鳥栖ユニットのみが厚さ 15cm ～2m と非常に薄く堆積しており，さらに東側の段丘面において分布が認められなくなる．海を超えた愛媛県の佐田岬半島に小規模に分布する中位段丘面でも，阿蘇4起源の火山灰粒子は土壌中に認められるが，火砕流堆積物は認められない．このように，湯辺田ユニットおよび鳥栖ユニットは，カルデラ東側では佐賀関半島の西側までしか分布しておらず，北側の山口県と比較した場合，その到達距離は顕著に短く，明らかな違いが認められる．

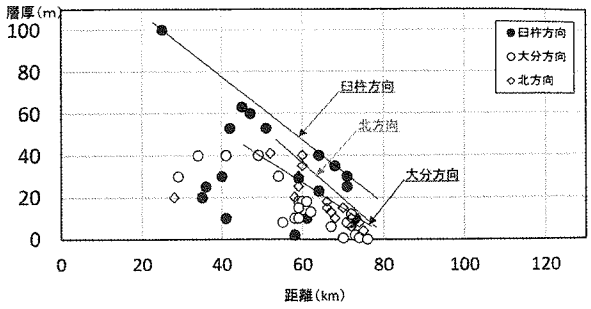


図-2　阿蘇4火砕流堆積物の噴出方向別の層厚と距離の関係（八女ユニットを含む谷埋め型火砕流のみ抽出）

5.考察

谷埋め型の八女ユニットは，地形的高所での分布が認められず，カルデラの東側では山地を隔てた南北で層厚に違いが認められるなどの特徴を持っている．これらの事実は，特に阿蘇カルデラから離れたところでは，八女ユニットは地形的高所には到達しておらず，明らかに地形条件に規制されながら低地や谷沿いを流れ下ったことを示唆している．そのため，八女ユニットは，複数の谷部や低地を流れることで遠方まで広がったものと想定される．

一方，拡散型の湯辺田ユニットおよび鳥栖ユニットは，比較的高所にも分布が認められることから，八女ユニットほど地形条件に規制されていないと思われる．しかし，山口県中央部では南北方向に遠方まで達するが東西方向への広がりに乏しいこと，およびカルデラから東側の到達距離が山口県に比べて顕著に短いことから，その到達範囲には明らかな遍在性が認められる．このような山口県側に火砕流が延びる遍在性の一因としては，阿蘇4噴火時（約9万年前）の海水準が現在よりも40m低いため（遠藤，2017[6]），水深の浅い周防灘が陸化していた可能性がある．

以上のように，約9万年前に発生した阿蘇4火砕流は，山地や海などの地形条件に制約を受けながら広がったものと想定される．そのため，その到達範囲は，同心円状ではなく，火砕流が発生した当時の地形条件に規制されて遍在性を持っていると考えられる．

文献

1) 町田洋・新井房夫（2011）：新編 火山灰アトラス，東京大学出版．
2) 長田朋大ほか（2017）：平成29年応用地質学会研究発表会講演論文集，p47-48．
3) Watanabe, K.（1978）：Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.，27，Nat. Sci.，97-120．
4) 松尾征二・堀川義之（2009）：日本地質学会第115回例会講演要旨．
5) 大木靖衛・小林忠夫（1987）：日本の火山，平凡社．
6) 遠藤邦彦（2017）：改訂版 日本の沖積層-未来と過去を結ぶ最新の地層-，冨山房インターナショナル．

26. 東京都心，隅田川下流域の地盤の成り立ちと地震ハザード

Three-dimentional shallow-level ground structure and seismic hazard of the downstream area in the Sumida River

○木村克己（防災科研），大井昌弘（防災科研），花島祐樹（Smart Solutions㈱），西山昭一（応用地質㈱）
Katsumi Kimura, Masahiro Ooi, Yuki Hanashima and Shoichi Nishiyama

1. はじめに

大正関東地震による家屋倒壊は，東京低地でも震度5強から7の地域差が生じている[1]．特に，隅田川をはさんでその右岸と左岸両地域での差が大きく，右岸地域についても，浅草以北と以南とで異なる[1]．しかし，東京都[2]や内閣府[3]等によって地震被害想定が実施されているが，このような大きな震度差はほとんど再現できていない．特に地盤の非線形効果を考慮した震度予測モデル[2]では被害実態との隔たりが大きい．一方，ボーリング調査から得られる沖積層粘性土の厚さと地震被害との相関性は極めて高いことが指摘されている[4]．その厚さの変化は，沖積層の形成史と江戸期以降の自然環境の変遷を反映したものである．現状では強震動の計算手法による震度評価よりも，浅い地盤の直接的な土質分布の地域特性が，関東地震型の地震被害分布を理解する上で有用であろう．本研究は，隅田川下流域について，大量のボーリングデータの地質解読とプログラム解析による三次元地盤モデリングにより，その地盤の成り立ちをわかりやすく可視化し，大正関東地震で発生した木造家屋被害との関係を示す．

2. 研究手法

ボーリングデータの主な処理方法[5]は，次のとおりである．①既往の研究で設定された地質標準層序[6][7]を基準にして，ボーリングデータの解読により地質境界と地質構造を定める．②それらのデータの数値計算処理(BS-Horizon)[8]によって地層境界面モデルを求める．③地層境界面モデルとボーリングデータの土質・N値・地層区分情報の計算処理から三次元グリッドモデルを求める．④③のモデルからS波速度換算式を用いてS波速度構造モデルを求める．①は産総研と防災科研が開発・公開している一連のボーリングデータ処理システムを，②-④は防災科研で開発しているプログラムを利用した．

東京低地および隣接台地域のモデル構築に利用したボーリングデータは約7000本であり，主に東京都・国交省から提供を受けている．地質層序は，上位から下位へ，沖積層，立川期段丘堆積物，関東ローム層，武蔵野礫層，東京層，基盤堆積物（江戸川層以下の堆積物）に区分した．沖積層基底面モデルの作成手法は，木村ほか[9]に基づく．

3. 浅部地盤の特徴

武蔵野台地に隣接する東京低地は，浅草以南の隅田川を挟んで東側で三角州平坦面のゼロメートル地帯が広がっているが，西側では2m～5mの標高を示し，台地沿いや隅田川の右岸沿いに微高地をなす沿岸砂州

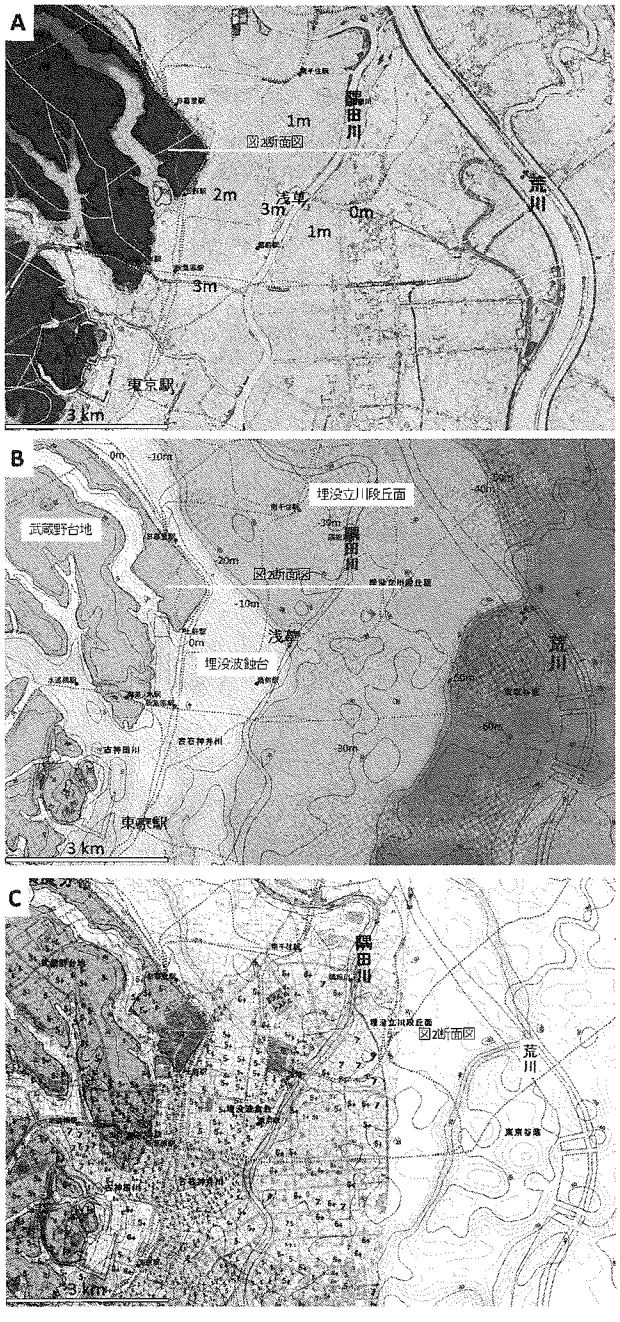


図1 調査地域付近の地形段彩図(A)，沖積層基底面モデルと埋没地形面区分(B)，埋没地形面区分と大正関東地震の震度分布(C)[1]　(A)コンターは1m間隔．地理院の5mDEMから作成．(B)コンターは2m間隔．各図には位置指標として，河川，鉄道・道路を表示している．

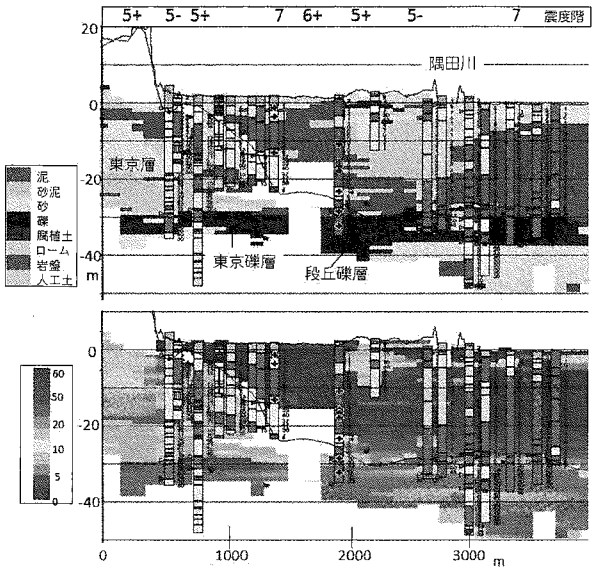


図 2　北緯 35.718 度線に平行な柱状図断面図.（位置は図 1 参照）断面図の背景図は同位置の三次元グリッドモデルの土質（上図）および *N* 値（下図）の断面を示す.

地形が発達している．こうした地形境界は，隅田川沿いでは浅草より以北では，「逆くの字」状に曲がって北西方に延長する（図 1A）．このような対照的な地表面標高の変化は，沖積層基底面標高の側方変化によく対応している．すなわち，地表面の低い低地地域は，沖積層基底面標高は-30m 前後の埋没段丘面にあたり，地表面の高い低地地域の低地下は標高-6m 以浅の埋没波食台に相当する（図 1B）．このような沖積層基底面が示す埋没地形面は，最終氷期最盛期頃までの海面低下期に形成された侵食平坦面であり，埋没段丘面の東に隣接して本谷の東京谷底（標高-50～-70m）が発達している．一方，台地に隣接する埋没波食台と考えられている平坦面は，縄文海進期に台地が波浪で侵食され後退した結果形成された侵食面を示すものと考えられている．こうした地表面の標高と埋没地形面との対応は，圧密を受けやすい軟弱な泥層の厚さに対応しているものと考えられる．大正関東地震の家屋被害の全潰率から求められた震度分布 [1] と上記の低地区分と比較すると，地表面の高い地域は震度 5，低い地域は震度 6 ないし 7 にあたる（図 1C）.

図 2 に，武蔵野台地東縁から低地を横断するボーリング柱状図断面図を示す．図中には，地形断面と沖積層基底面，ボーリング柱状図から投影された土質柱状図と *N* 値，および三次元グリッドモデルから切り出した土質と *N* 値の断面図が表現されている．三次元グリッドモデルは，ボーリングデータを対象に水平方向の空間補間計算によって得られたもので [5]，水平 100m，垂直 1m のグリッド精度で，柱状図のない空間の N 値と土質が補間されている.

図 2 から，沖積層は全体に *N* 値 3 以下の泥層が卓越し，最上部に *N* 値 3～10，厚さ 5m 以下の砂層が薄く水平に広がっていることがわかる．沖積層基底面下は *N* 値が 15～50 と高い更新統が分布する．すなわち，一般に沖積層基底面が深いと，軟弱な泥層がその分厚くなる傾向を示す．一方，沿岸砂州の微高地下では標高-20m から地表近くまで，礫層を含む砂質堆積物が厚く発達し，周囲に比べ軟らかい泥層の割合が小さい．この砂質堆積物が沿岸砂州をなす砂体にあたる．同地域では，沖積層基底面標高は-30m と深いにもかかわらず，震度は 5 であり，隣接する同様の沖積層基底面標高を示す地域に比べて明らかに震度が低い．このような関係は，軟弱な泥層の厚さと震度とが強く相関していることを示すものである.

4. まとめ

地震防災にあたって，こうした地盤の特徴をわかりやすく可視化し，地盤の成り立ちと過去の地震被害分布との密接な関係を説明することで，地震被害の特徴とその地域性について理解しやすくなる．また，埋没地形面や軟弱な泥層の厚さ分布は，メッシュではなく，被害を起こす可能性の高い地盤の範囲をある誤差をもったライン（ポリゴン）として区画表示できる．このような地盤モデルの表現は，住民の自助・共助の防災力を高める意味においても，意味あるものと考える.

文献

1) 武村雅之 (2003) 関東大震災．鹿島出版会
2) 東京都建設局・港湾局 (2013) 東京の液状化予測報告書.
3) 首都直下地震モデル検討会 (2013) 首都直下地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書．内閣府中央防災会議.
4) 松田磐余 (2006) 東京低地西部の地形・地盤と地震被害．関東学院大学「経済系」第 229 集，96-108..
5) 木村克己ほか (2014) 特殊地質図 no. 40, 56-113. 地質調査総合センター.
6) 東京都地下地質研究会 (2000) 地団研専 47, 10-22.
7) 東京都土木技術研究所編 (1996) 東京都（区部）大深度地下地盤図．技報堂出版.
8) 野々垣進ほか (2008) 情報地質, 19, 61-77.
9) 木村ほか (2013) 地質学雑誌, 119, 537-553.
10) 久保純子 (1994) 大矢雅彦編「防災と環境保全のための応用地理学」，141-158，古今書院.

27. 大阪桜川撓曲の稠密ボーリング情報による断層特性

Fault Characteristics of Sakuragawa-Flexure, Osaka, based upon Dense Boring Information

○岩崎好規（地域地盤環境研究所）
Yoshinori Iwasaki (Geo Research Institute)

1. はじめに

大阪における断層は，上町断層に加えて，淀川に平行する断層構造があると推定していたのは，ボーリング情報に検討を加えていた竹中準之介や藤田和夫(1987)である（図１）。これは，天満付近を中心として，NE-SW方向に断層構造の存在を予測したものである。1995年神戸地震を受けて，大阪市からの要請で活断層調査を実施した際，筆者は，この深部構造を探るべく，なにわ筋に沿う南北測線を設定(Osaka-2 図2)した。この反射断面に，現れた撓曲は，Ma12 層の形状から，断層変位量および撓曲幅として同定するとともに，その面的位置を示した。さらに，表層微地形からのみ議論されている手法は欠陥を有しており，地下構造とともに，吟味する必要があることを述べる。

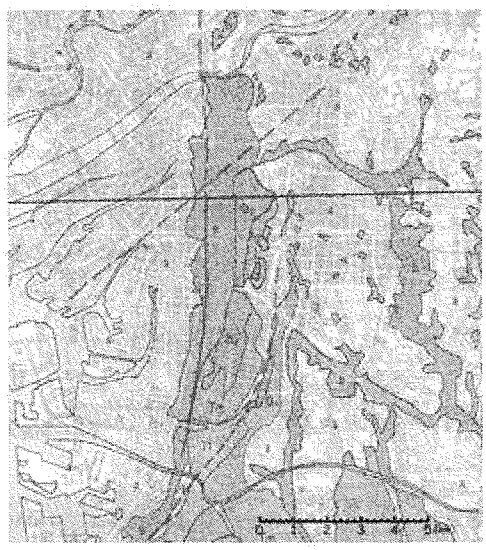


図 1 淀川並行断層構造:藤田和夫(1987)

2. 地震反射断面とボーリング柱状図断面

反射探査の結果を図 2 に示したが，基岩は，逆断層構造を示し，北側は，地表下約 1500m 南側は地下 1000m に確認され，断層変位量は約 500m を示している。反射断面では Ma10, Ma3, Ma-1 層などの同定がなされているが，この測線付近のボーリングデータを並べると図 3 が得られる。

3．稠密ボーリング情報による断層特性

図 3 をみると，地表面付近に Ma13 層，沖積砂層，洪積砂層の下位に，Ma12 層の存在が同定できる。
このような稠密ボーリング情報を整理すると，図 3 断面においては，断層累積変位量は 30m, Ma12 層における撓曲幅は約 650m と推定される。

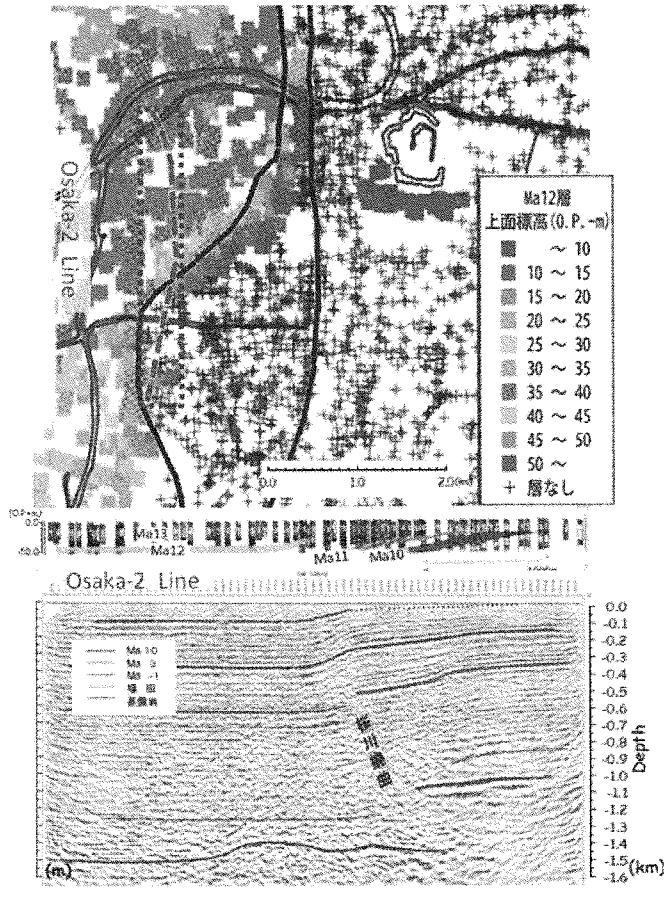


図 2 Ma12　上面標高分布図と Osaka2 反射測線，断面図

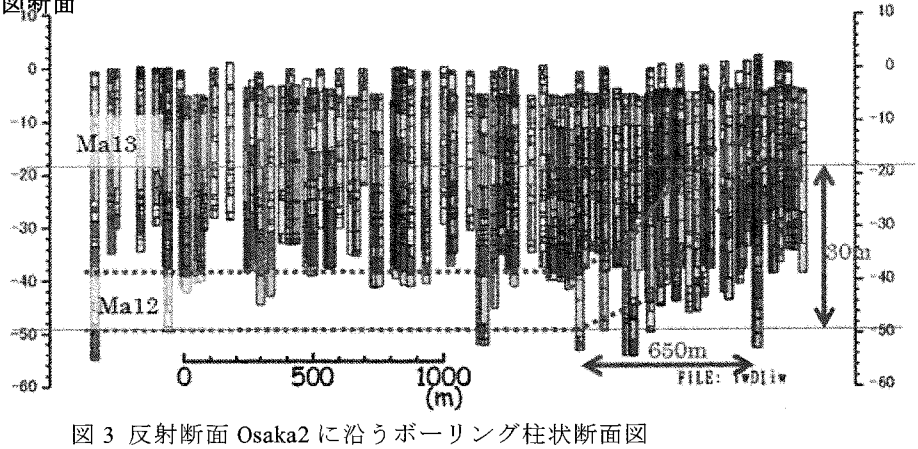


図 3 反射断面 Osaka2 に沿うボーリング柱状断面図

図 4 に，北緯 34.64-34.67 を 3 区間に分け，東西間のボーリング情報から地表標高，Ma13 層，Ma12 層の情報を抜き出して示したものである。ボーリング地点が撓曲幅の範囲を含んでいれば，幅や断層量は，求めることが可能である。

4．稠密ボーリングよる断層特性

図 4 のような稠密ボーリングの断面を，東西および南北で作成し，Ma12 層の位置を基準として断層位置および撓曲幅の推定結果を図 6 に示した。Ma12 層は，12-13 万年前の堆積層であり，断層周期を 1 万年とすると，1 回あたり，2.5m 程度の断層変位となる。

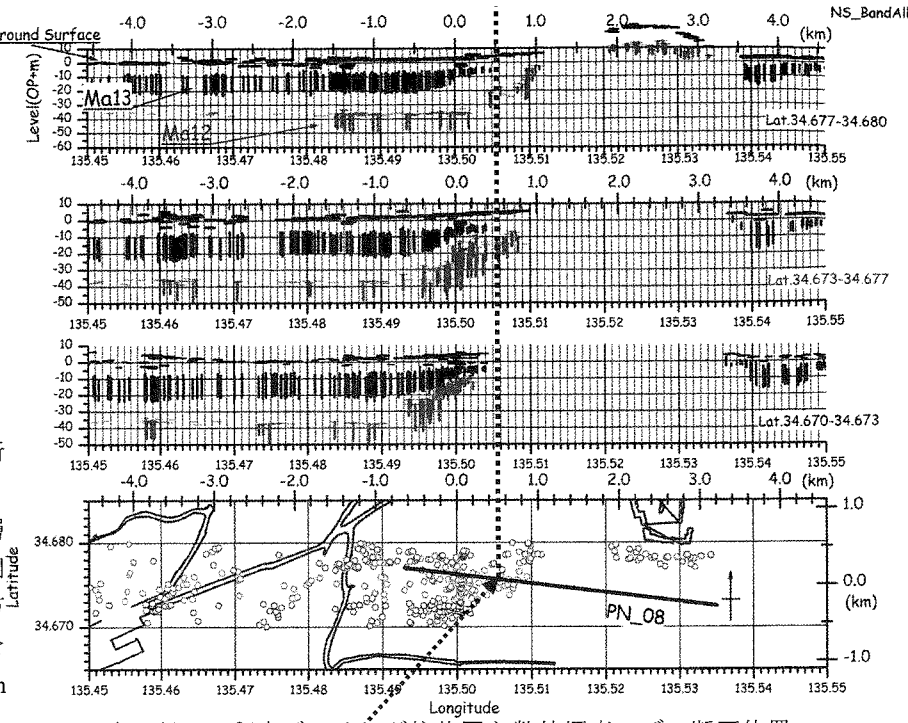


図 4 東西断面の稠密ボーリング柱状図と数値標高モデル断面位置

5．数値標高モデルの考察

近藤ら(2015)によって示されている航空レーザー測量による地形面分析結果の一つの断面 PN08 を図 5 に示した。水平距離=800m あたりの標高変化点に，Sakuragawa Flexure と示されている。PN08 断面線は，図 4 の平面図に示した。PN08 断面は，ほぼ，上 2 断面の境界付近を通過するとことが分かろう。この変化点の断層形態と，地下の断層構造には，関係性は認められない。

近藤らが主張する撓曲構造位置は断層構造のなにを意味するのか？群盲象を撫でる如しで，全く意味を成していないことが理解できよう。

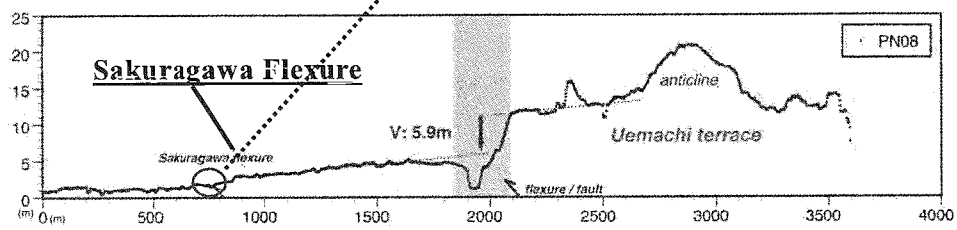


図 5 数値標高モデルによって同定された桜川撓曲位置の同定(近藤ら(2015))

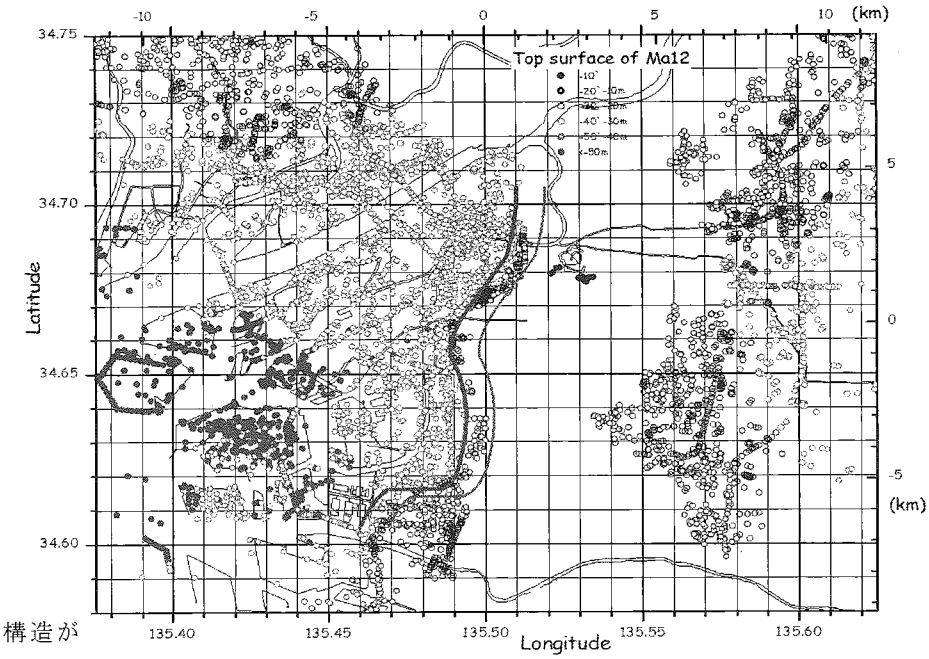


図 6 稠密ボーリングデータによる桜川撓曲，住之江撓曲位置図

5．結論

稠密ボーリングから撓曲断層構造が把握できることを示し，数値標高モデルによる地形断層学によって同定されている断層は，地下の断層構造の実態との関係で議論されるべきである。

文献

1) 藤田和夫（1987）：大阪地盤研究史概説，新編大阪地盤図，コロナ社，pp1-5，附図大阪地質図.

2) 近藤久雄，杉戸信彦，吉岡敏和，堤浩之，木村治夫(2015)，数値標高モデルを用いた上町断層帯の詳細位置および分布形状の再検討，断層研究，42 号，pp.1-34.

28. 近年の北海道の斜面災害と周氷河性斜面堆積物の地質土質特性

Slope disaster in Hokkaido in recent years and geological soil characteristics of periglacial of slope sediments

○雨宮和夫（防災地質工業株式会社），石田博英（同）
Kazuo Amemiya, Hirohide Ishida

1. はじめに

死者2名を出した2014年の礼文島や，2016年の羅臼町・日勝峠の崩壊では，崩壊源の地質が周氷河性斜面堆積物である．この堆積物は，北海道など氷期に低地まで周氷河環境下の地域に広く分布しており，近年の北海道の大雨の際に深いすべりを発生させている．その原因として，本堆積物の地質・土質特性が考えられる（(石田・雨宮 2015)[1]など）が，これまで詳しい調査はおこなわれていない．本発表は，本層の地質概要と，粒度試験結果および土検棒による土質強度パラメーターの結果を含め報告する．

2. 周氷河性斜面堆積物のいくつかの崩壊事例

(1)北海道礼文島高山の崩壊

2014年8月の豪雨で，北海道宗谷北部に多数の崩壊が発生した．高山地区では，海成段丘堆積層（mT5e）の上に堆積した厚さ 20m 以上の周氷河性斜面堆積物が深く円弧すべりし，移動体が高速流下して下の家屋を道路まで押し出し，住民2名が亡くなった．周氷河性斜面堆積物は，主体が数 cm～十数 cm の角礫（白亜系礼文層群の安山岩質火砕岩）と，シルト・粘土・砂の基質から構成され，この中に，ウォシュと思われる数 mm から 10mm の厚さの細粒層を挟む（図-1）．すべり面下底は周氷河性斜面堆積物下部の粘土層中にある．段丘堆積物は崩壊していない．堆積した移動体は，表面にパッチ状の表土が散在しており，発生源の構成を残していることからあまり攪拌されていない．崩壊の直後には発生源に水たまりが形成されており，大量の水が分離したことをうかがわせる．

(2)北海道羅臼町海岸町の崩壊

2016年8月に北海道を次々と襲った台風による大雨では，日高山脈の周辺，知床半島，日高の南岸など広い範囲で斜面災害が発生した．羅臼町海岸町の大崩壊は，降雨のピークから3日後に発生し，移動体は 200m 以上流下し海まで達した．ここでも崩壊源の地質は周氷河性斜面堆積物で，その下位の沖積錐，段丘堆積物などの未固結層は崩壊していない．崩壊の形態は円弧すべりで，順次上方に後退拡大した．崩壊深は 20m 弱，延長 80m ほどである．崩壊源の背後には安山岩溶岩が伏在しており，これが広範囲な涵養源および地下水流下通路の役割を果たしていると考えられる．降雨のピークからのタイムラグが大きいことが涵養源の大きさを示唆している．ここの周氷河性斜面堆積物も主体は角礫とシルト・粘土・砂からなる基質で構成されている．まれに数 cm 厚の亜円礫ないし亜角礫を含む層を挟んでいる．また本層にはテフラが挟在しており，地表から 3-5m に厚さ数 cm のオレンジ色のテフラ（摩周 ma-l 12ka の可能性がある）が，12～15m には灰白色の厚さ 30～40cm ほどと，淡桃色の厚さ 20cm ほどのテフラがみられる．下部の2枚のテフラは激しいインボリューションを受けている．また，地表から 4m 付近に挟在している古土壌の ^{14}C の年代測定結果で 17ka cal BP 前後となっており，ほぼ最寒冷期にあったっている．インボリューションは ma-l と考えられるテフラの上位，地表近くでも見られること，下部のテフラのインボリューションと合わせて 20m 弱の本層全体が氷期の周氷河環境下に堆積したことがわかる．

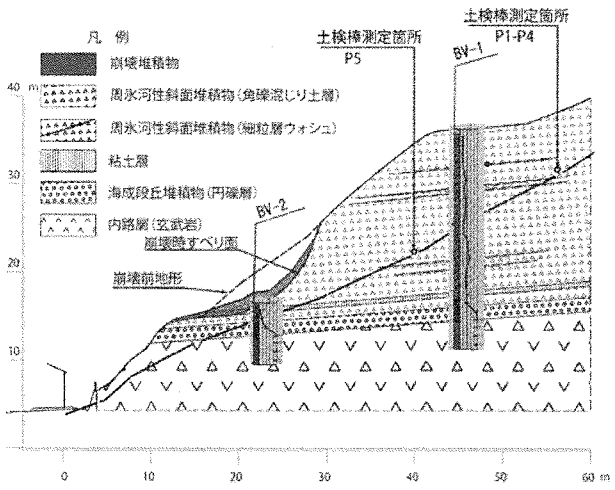


図-1. 礼文町高山地区の地質断面図

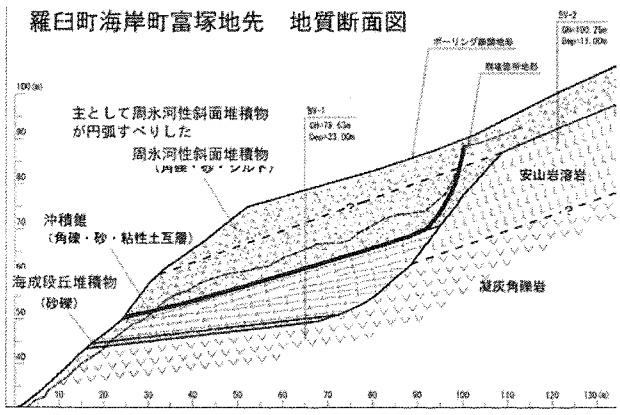


図-2. 羅臼町海岸町崩壊地の地質断面図

3.周氷河性斜面堆積物の土質特性

(1)粒度特性

筆者らは，周氷河性斜面堆積物を掘削したボーリングコアなどの粒度試験を多数おこなってきた．その結果，いずれの場合も，粒径加積曲線図がなめらかな増加曲線で，淘汰を受けていないことがわかる．すなわちソリフラクションによる運搬堆積の結果である可能性を強く示している．また，粒径加積曲線図から，土の透水性を左右するとされる D_{20}（クレーガー）の粒径は，シルト～微粒砂に集中している．

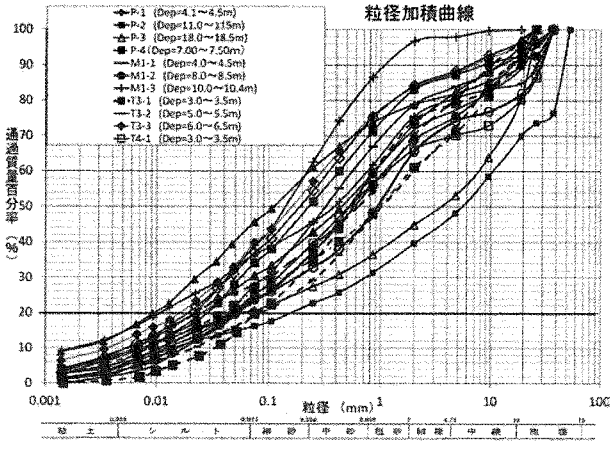


図-3　粒径加積曲線図（礼文）

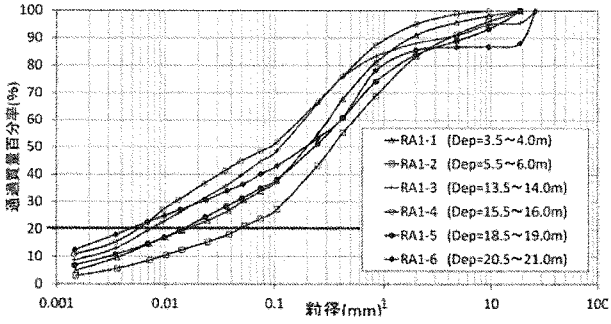


図-4　粒径加積曲線図（羅臼海岸町）

(2)強度パラメーター（粘着力・内部摩擦角）

周氷河性斜面堆積物が特異的に深い円弧すべり崩壊を起こす機構を解明するには，土質強度パラメーターを得ることが重要となる．しかし，この堆積物は大きな角礫を含んでいるため，不攪乱試料の採取が非常に困難である．そこで，土検棒を用いた現地での簡易な計測を試みた．結果を，図-4，図-5，図-6 に示す．礼文の結果をまとめて表-1 に示す．

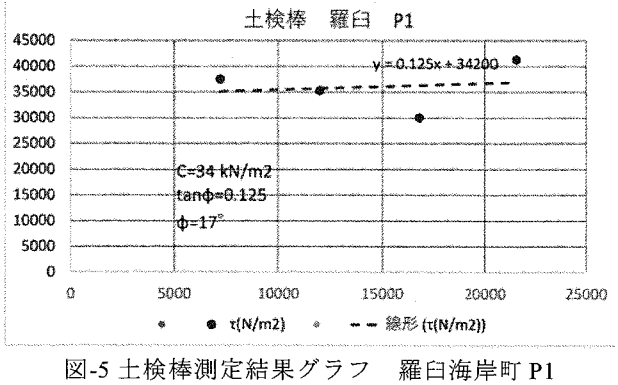


図-5 土検棒測定結果グラフ　羅臼海岸町 P1

礼文の測定位置は，P-1～P-4 が上部のもので，P5 は下部である．上部では C，φとも下部にくらべ小さく（表-1），N 値（上部 7-11，下部 22）で深度が深くなる傾向と調和的である．これは上下で形成時代に差があり，下部では続成作用を強く受けている可能性を示唆している．一方，羅臼の結果はばらつきがあるが，敢えて結果を求めると礼文よりCが大きな値が得られた（図-5）．なお，礼文下部の値は，崩壊時の安定計算で得られた値に近く，C は土検棒の方が大きい値になっている．

これまで周氷河性斜面堆積物の土検棒の測定点数はまだ少なく，ばらつきが多い．今後より実体に近いデータを得るため点数を増やすとともに，ほかの計測方法との照合など，調査・検討を進める必要がある．

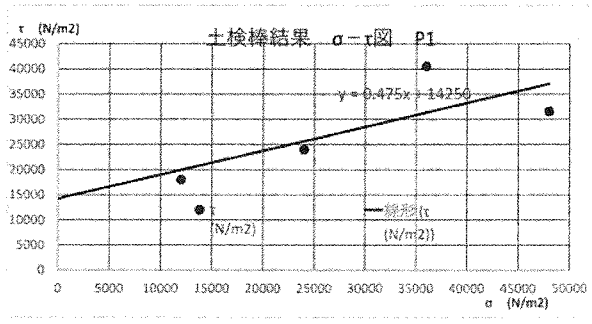


図-6 土検棒測定結果グラフ　礼文高山　P1

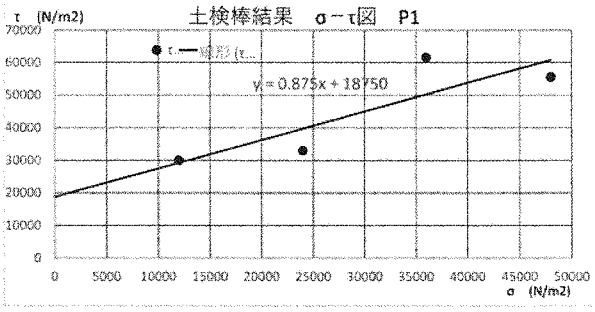


図-7 土検棒測定結果グラフ　礼文高山　P5

表-1　土検棒測定結果　礼文高山

測点	C	tanfϕ	ϕ
P1	14	0.475	25
P2＊砂？	1	0.588	30
P3	8	0.488	26
P4	9	0.513	27
P1,P3,P4 平均	10	0.5	27
P5	19	0.875	41

文献

1）.石田博英・雨宮和夫(2017)：北海道の近年の崩壊に関与した未固結堆積物の特性と崩壊発生場について，第 56 回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.123-124.

29. 平成29年台風21号により三波川結晶片岩類分布域で発生した斜面崩壊と地すべりの概要

Overview of slope collapses and landslides at area underlain by the Sambagawa crystalline schistose rocks (in Wakayama prefecture, Japan,) due to the Typhoon No. 21 of the season, 2017.

○谷垣勝久（タニガキ建工）
Katsuhisa Tanigaki

1. はじめに

平成29年10月末の台風21号での豪雨（400mmを超える累積降水量）により，三波川結晶片岩類分布域で同時多発的に斜面崩壊と地すべりが発生した．また，新設道路法面では法枠工などの構造物の多くに変状が確認され，膨張片岩により法面全体が大きく変形した．これらの斜面崩壊と地すべりの被災概要を報告する．

2. 和歌山県北部の三波川結晶片岩類

西南日本を内帯と外帯に区分し，領家帯の南を限る中央構造線は，和歌山県北部において和泉山脈の南麓を東西方向に延びている．そしてこの中央構造線の南には，主に結晶片岩類からなる三波川帯が分布する．三波川帯は付加体の一種ではあるが，プレートの沈み込みにより複数回で強烈な変成作用を受けている．

以下の図-1に，三波川結晶片岩類が分布域を示す．

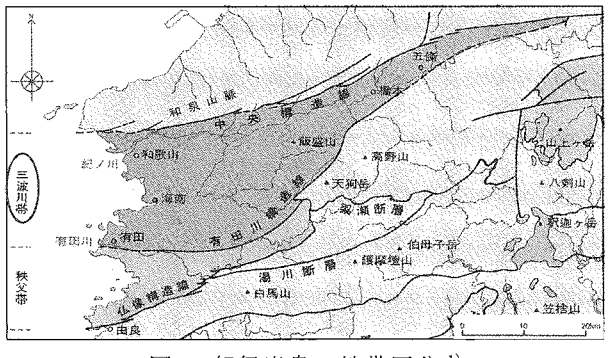


図-1 紀伊半島の地帯区分 [1)]

3. 台風21号の進路と降水量

平成29年10月16日にフィリピン東の海域で発生した台風21号は超大型の台風として成長し，「非常に強い」勢力から「強い」勢力へと弱めたものの紀伊半島沖合を通過し，超大型を維持した状態で10月23日に静岡県掛川市に上陸した．その後上陸した台風21号は神奈川県や東京都を通過し，10月23日8時頃に茨城県日立市沖に抜け23日9時頃福島県沖にて温帯低気圧に変わった．

斜面崩壊と地すべりの多くは，22日夜に発生した．

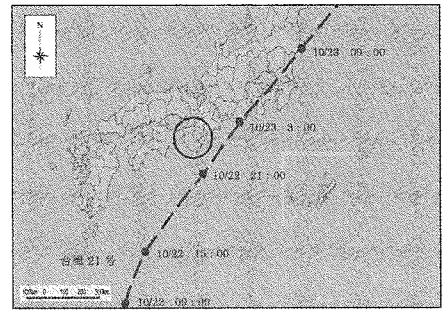


図-2 台風21号の進路図（気象庁HP 参照）

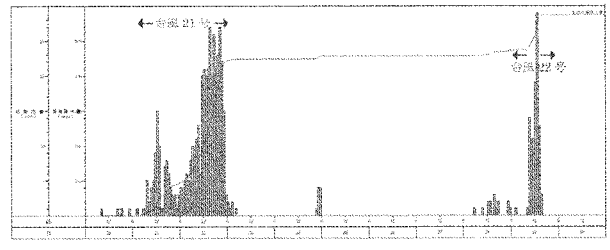


図-3 台風21号の時間別降水量（重根観測所）

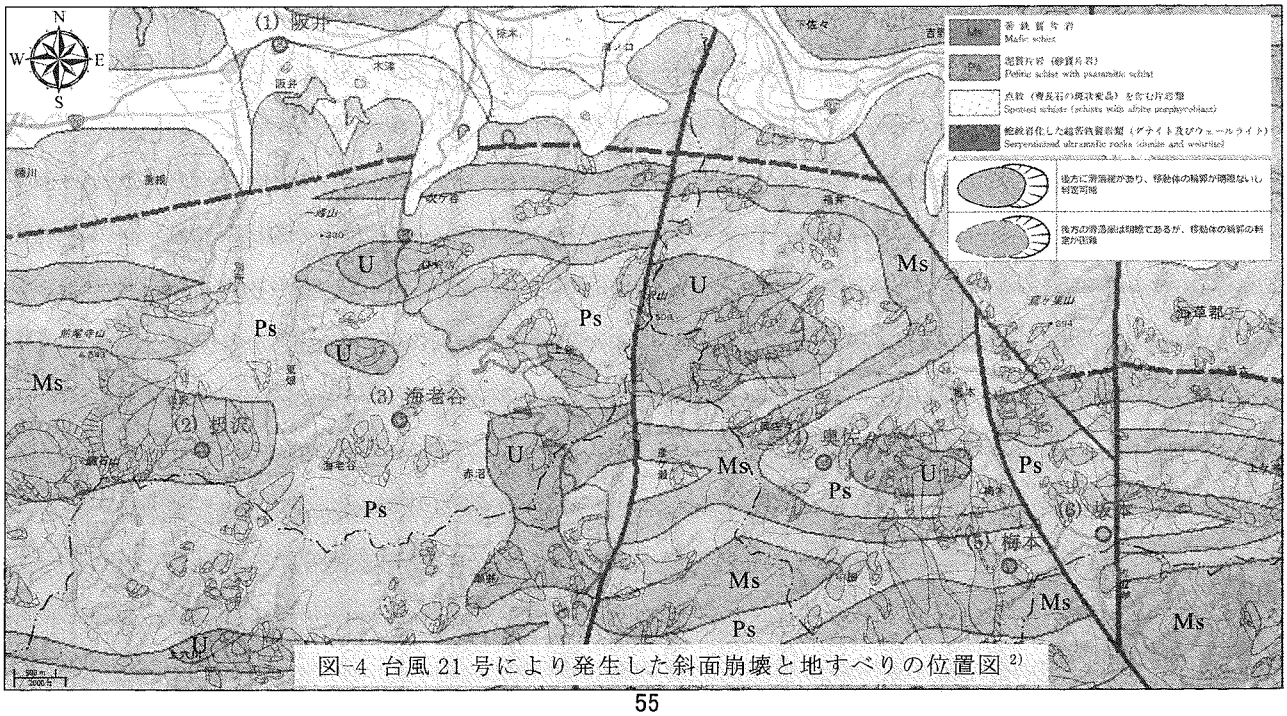


図-4 台風21号により発生した斜面崩壊と地すべりの位置図 [2)]

4. 斜面崩壊と地すべりの概要

(1) 阪井地区の法面変状

台風21号の豪雨により，阪井地区の新設道路法面に亀裂などの変状が生じた．モルタル吹付工には多くの縦割れ亀裂が確認されて，U型側溝も屈曲した．このため法枠工の法尻に押さえ盛土を行って変状を抑えた．なお，被災地には地すべり地形が確認される．

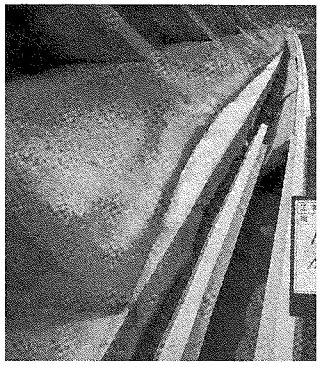


写真-1　U型側溝の屈曲

(2) 扱沢地区の斜面崩壊

台風21号豪雨により扱沢地区で斜面崩壊が発生し，県道路肩が崩落した．このため有田川町から海南市へ向かって通行中だった30台程の車両が一時的に取り残された．現在は路肩工事中で片側通行となっている．なお被災地は地すべり地形の側部に当たっている．

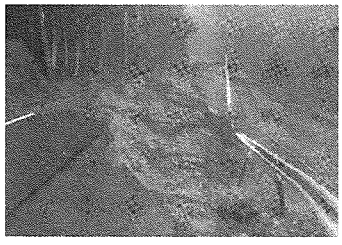


写真-2　扱沢の斜面崩壊

(3) 海老谷地区の斜面崩壊

台風21号豪雨により斜面崩壊が発生し，海老谷中尾農道が通行不能となった．崩壊前は農道より上は竹林や果樹園として利用されており，下はなだらかな斜面を利用して果樹園として利用されていた．崩壊土砂が民家倉庫に流れ込み，被害を受けた．現在は土砂が取り払われ，倉庫が取り壊されている．被災地は明瞭な地すべり地形内にある．



写真-3　海老谷の斜面崩壊

(4) 奥佐々区の地すべり

台風21号豪雨により奥佐々地区で地すべりが発生し，1mの明瞭な段差が出来て町道が通行不能となった．地すべりの素因は古い地すべり地形の頭部にあることと数年前の地すべりによる窪地化による排水不良で，地すべりの誘因は上方の町道からの大量の雨水の流入と窪地化による雨水の集水と滞留等と考えられる．現在は，地表伸縮計を5基設置し，WEBでの警報システムを構築している．



写真-4　奥佐々の地すべり
（滑落の段差は1m程度）

(5) 梅本地区の山腹崩壊

台風21号豪雨により梅本地区で山腹崩壊が発生し，崩土が流下，立木が流木化した．多量の雨水と土砂・流木により土石流化した土塊と流木は，山腹末端部の集落の近くまで到達した．人的な被害はなかったが県道野上清水線や町道に大きな被害を及ぼした．地表伸縮計3基や土石流センサを設置して，WEB警報システムを構築している．被災地は地すべり地形の下部に当たる．

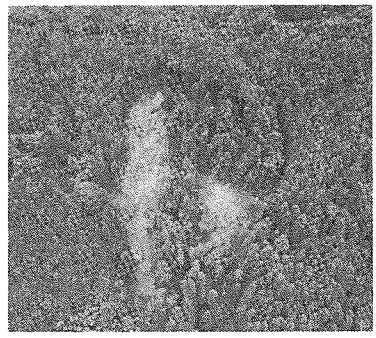


写真-5　梅本の山腹崩壊

(6) 坂本地区の山腹崩壊

台風21号豪雨により坂本地区で山腹崩壊が発生し，野上清水線の路肩が崩落した．この崩落により崩土が流下し，立木が流木化した．多量の雨水と土砂・流木により，土石流化した土塊と流木は坂本川を流下した．人的被害はなかったが，県道に大きな被害を及ぼした．なお，崩壊地の付近で施工完了していたEPS壁面の下部でも豪雨により変状が発生した．

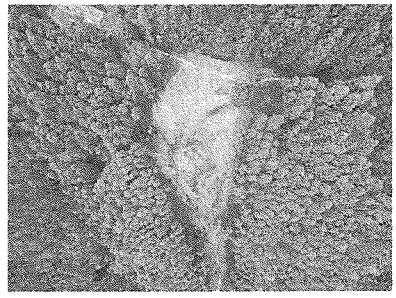


写真-6　坂本の山腹崩壊

5. まとめ

平成29年の台風21号豪雨により三波川結晶片岩類分布域で，同時多発的に多くの斜面崩壊や地すべり，山腹崩壊が発生し，各地で甚大な被害をもたらした．

このような崩壊と地すべりは，地質境界の脆弱部，断層や派生断層の破砕帯，発達した片理と節理による亀裂，斜面クリープによる岩盤劣化，流れ盤といった地質構造や，更に古いすべり地形に起因する素因と，台風21号による集中豪雨の誘因とが重なり発生した．

この災害発生箇所の大部分は，防災科学技術研究所地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形の周辺部に位置していることから，地すべり地形周辺は斜面災害が起こりやすい素因を備えていると言える．

ただし，災害発生箇所の近くでも横ボーリング工や集水井工などの地すべり対策が行われている地すべり地区では斜面災害が発生していない．このような豪雨による斜面災害には，これらの抑制工が非常に有効であることが今回の災害でも経験上証明された．

文献

1) ㈱クボタ：アーバンクボタ No.38. 特集「紀伊半島の地質と温泉」，pp.9，1999.9.

2) 地質図 Navi：https://gbank.gsj.jp/geonavi/〔H30.5.14取込〕

30. 地下水位変動シミュレーションによる地すべりリスク評価

Landslide Risk Assessment by Variation of Groundwater Level Simulation

○河又久雄，中村祐貴，工藤脩透（開発工営社）
Hisao Kawamata, Yuki Nakamura, Shuto Kudou

1. はじめに

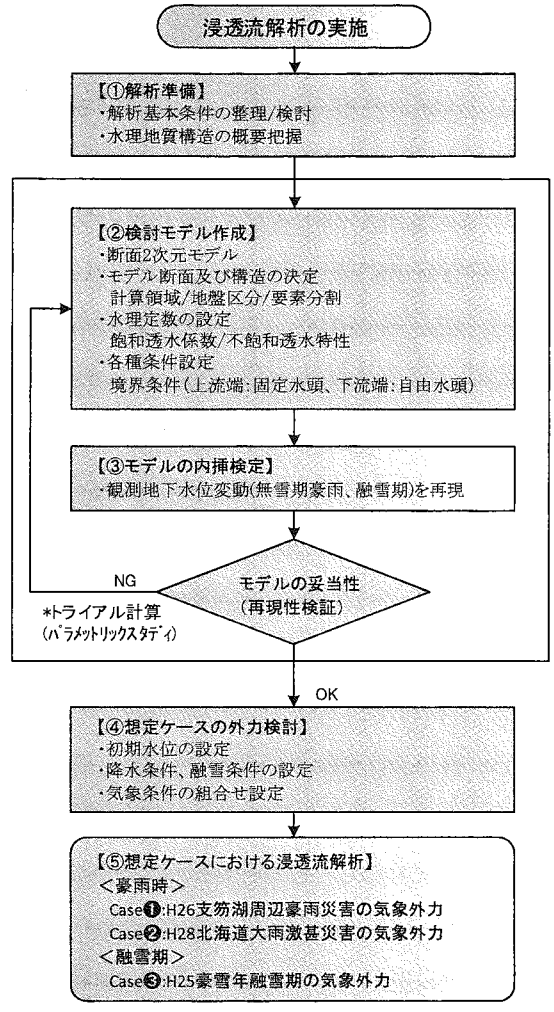
新第三紀火山岩類が分布する地すべり地区で，二次元浸透流解析を用いた地下水位変動シミュレーションにより，道内で顕在化する異常気象における気象外力を用いて間隙水圧の急激な上昇による地すべりブロックのリスク評価を行った．

対象とした地すべりは，すべり面の変動確認調査として孔内傾斜計観測と地下水観測が実施されているが，近年は少積雪年にあたっており，これまで一部調査孔で融雪期に微小な変動を観測しているものの，確定的な変動は把握されていなかった．そこで，道内の顕在化する局所的豪雨や多積雪年の融雪期における間隙水圧の急激な上昇による地すべりブロックの不安定化を検討することで，将来的な地すべり変動の可能性を評価した．

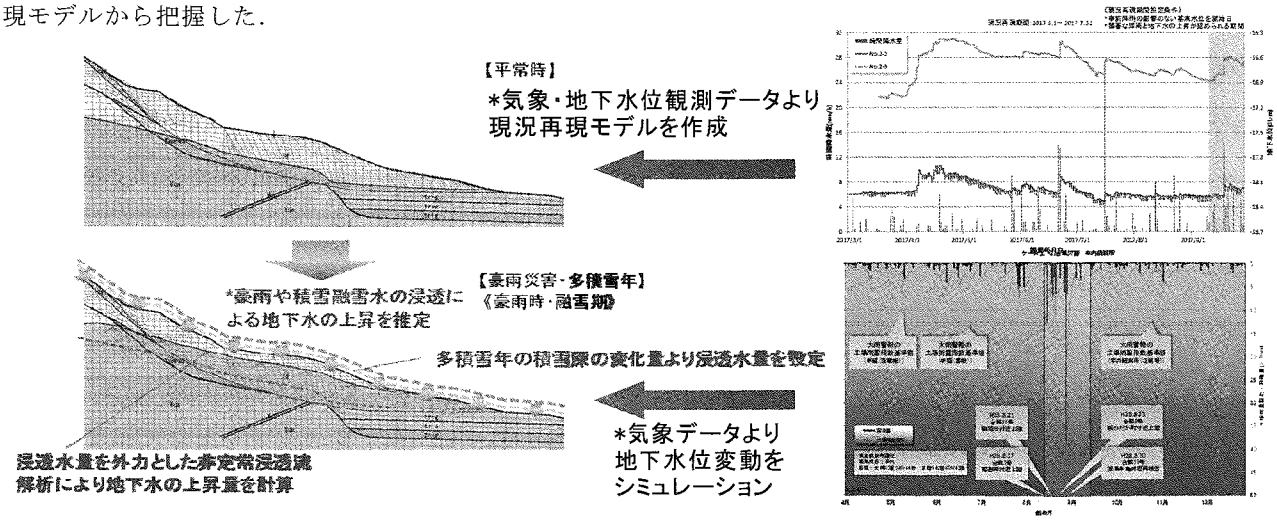
2. 検討方法

検討においては，地すべり動態観測での変動量は少ないもののせん断的な変位が認められるブロックを対象に，融雪および事前降雨の影響のない時期を選定し，顕著な降雨で地下水位上昇がみられる期間の気象外力より観測地下水位変動を現況再現したモデルを作成した．このモデルに道内の顕著な豪雨災害時の降雨量と過去の多積雪年の融雪量を外力として与え，地下水位の上昇による地すべりの安全率変化を検証した[1]（図1,2）．

融雪量の設定には雪面低下法を用いて，積雪密度を過去の積雪深と地下水位変化の観測データより現況再現モデルから把握した．



図－1　地下水位変動検討フロー



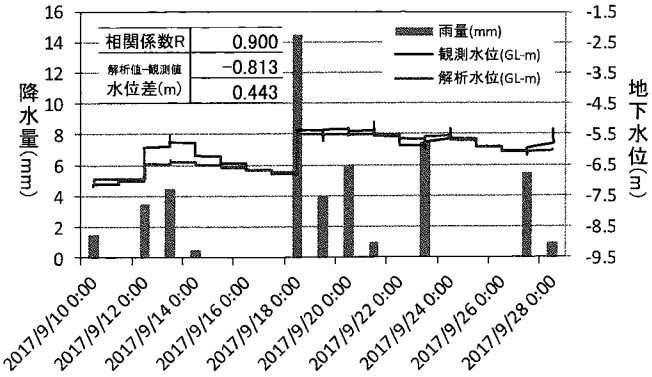
図－2　検討概要図

3. 検討結果

現況再現におけるモデルの精度は，一般的に“強い相関があるとされる相関係数 R≧0.4”を目安とし，解析と観測の水位差が 1m 以内になるようパラメトリックスタディを繰返し行った．結果，相関係数 R=0.9（水位差±1m 未満）の検討モデルが得られた（図 3）．

融雪期における融雪浸透量については，融雪期の積雪深と地下水位の変動データがある H27,H28 の観測値を用いて検討を行い，観測値と近い地下水位上昇が認められる融雪期間の平均積雪密度は H27 年で 0.3g･cm^{-3}，H28 年で 0.4g･cm^{-3} の値が得られた（図 4）．

道内の顕在化する局所的豪雨や多積雪年の融雪期における間隙水圧の急激な上昇による地すべりブロックの不安定化については，対象ブロックでは豪雨時や多積雪年の融雪期に５％以上の安全率低下が把握され（表 1，図 5），想定される異常気象時には地すべりが滑動する可能性があるものと評価した．

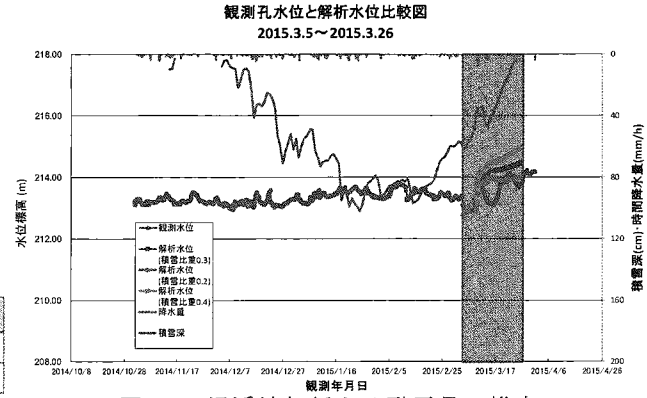


図－3　浸透流解析モデルの現況再現結果

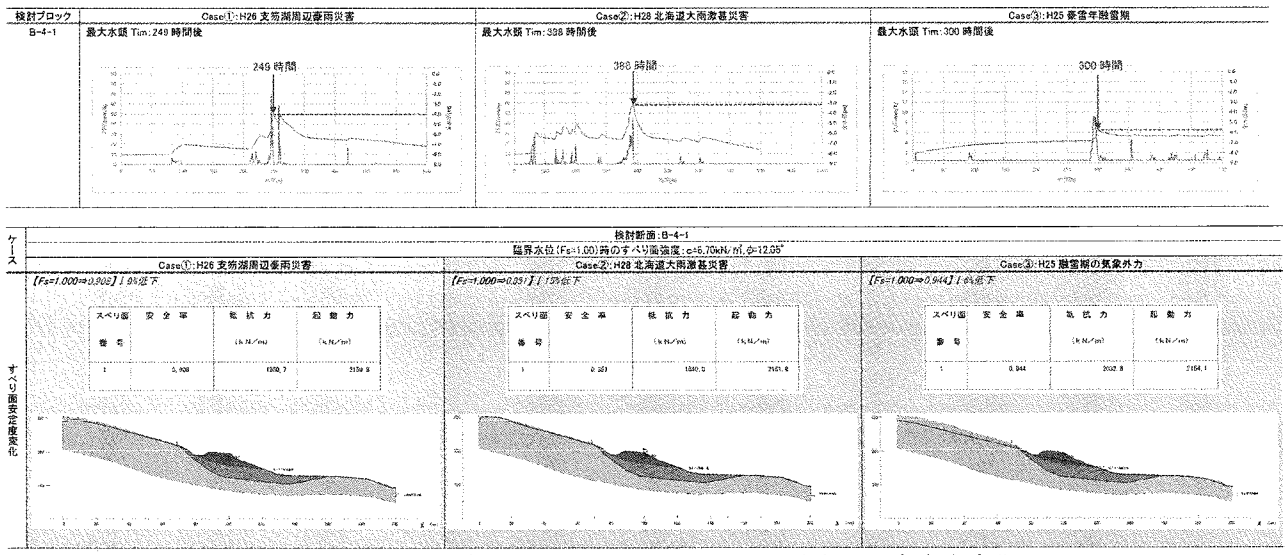
表－1　想定される異常気象時での安全率変化

検討断面	臨界水位時	Case① H26 支笏湖周辺豪雨	Case② H28 北海道大雨	Case③ H25 豪雪年融雪期
B-4-1	*Fs=1.000*	*$Fs_{①}$=0.908*	*$Fs_{②}$=0.851*	*$Fs_{③}$=0.944*
B-12-1	*Fs=1.000*	*$Fs_{①}$=0.958*	*$Fs_{②}$=0.941*	*$Fs_{③}$=0.986*

*赤色は 5%以上の安全率低下を示す



図－4　浸透流解析よる融雪量の推定



図－5　地下水位変動シミュレーションによる地すべり安全率変化

4. 考　察

地下水位変動シミュレーションによる地すべりリスク評価の有用性として以下が考えられる．

①地下水位変動シミュレーションによる地すべりリスク評価は，限られた期間における動態観測と地下水位観測の結果より,将来的な地すべり変動の可能性を評価することが可能である．

②観測期間において，少降雨や少積雪などの影響により地すべり変動が小さい場合でも，当該地の確率降水量（50 年，100 年など）等を考慮した地すべり安定度の検討が可能である．

③降雨や融雪による地下水位の変動を予測して地すべりの安定度を評価できる（積雪深と地下水位の観測データより融雪浸透量の推定も可能）．

④既設の地下水排除工の効果判定や新規排除工の効果予測が可能である．

5. 今後の課題

今後，地質リスクマネジメントを行う上で，適切な地質リスク評価のために，気象変動を考慮した災害発生確率の定量化が必要と考える．

文献

1）河又久雄，新妻重明（2011）：地盤の透水特性を考慮した地すべり安定解析，日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演論文集，pp.67-68.

31. 日本海側新第三系堆積岩地域における深部高塩濃度地下水と地すべりとの関係

Influence of highly saline groundwater on landslides of the Neogene sedimentary rocks in Japan Sea side

○西山成哲（京都大学），千木良雅弘（京都大学防災研究所），
鈴木浩一（電力中央研究所），渡部直喜（新潟大学災害・復興科学研究所）
Nariaki Nishiyama, Masahiro Chigira, Koichi Suzuki, Naoki Watanabe

1. はじめに

日本海側の新第三紀層分布地域は，地すべり多発地帯として有名であり，他の新第三系地域の地すべり地形の分布と比較しても，その密度は群を抜いている．一方で，本地域は油・ガス田地帯としても知られており，それらに付随する高塩濃度の地下水が存在する．地すべりのすべり面下においても，2,000mS/m 以上の高塩濃度地下水が確認されることから，地すべりと深部地下水の関係性について議論されてきた[1]．海外においても，イタリアの油田地帯として有名であるポテンツァの地すべりのすべり面下に 2,000mS/m 以上の高塩濃度地下水が確認されている[2]．これらは，間隙水の塩分濃度の低下に伴い，粘土試料の剪断強度が低下すること[3]や，岩石の一軸圧縮強度が低下すること[4]が，それぞれ実験により明らかとなっており，地下水の塩濃度の低下が斜面の安定性に寄与する可能性は十分に考えられる．本研究では，2,000mS/m 以上の塩水と電磁探査で検出可能な 100mS/m 程度の淡水の境界を塩淡境界とし，地すべり地形が多数認められる山稜において，塩淡境界と地すべり地形との位置関係を明らかにする．

2. 調査の手順

対象地域の詳細な地形的特徴を把握するため，LiDAR データによる 2 m メッシュの DEM および空中写真を用いて，線状凹地，小崖，および地すべり地形の判読を行った．また，現地踏査により地質図を作成した．さらに高塩濃度地下水の分布を明らかにするため，地下水の採水調査および CSAMT 法による比抵抗探査を実施した．得られた比抵抗分布から高塩濃度地下水の分布を把握するため，調査地露頭より採取した岩石試料を用いた比抵抗の測定実験を行い，塩淡境界の抽出をした．

3. 調査結果

調査地域の地形判読図と尾根中央部の線状凹地の分布図によれば（図-2（上図）を参照），尾根の東側斜面，および南西側斜面には，長さ 500～800m，幅 200～500m の規模の明瞭な地すべり移動体が並ぶ．尾根北西側には，長さ 100～200m，幅 50～100m の地すべり地形が局所的にあるのみであり，水系網が発達し，河川の谷壁斜面は 30～40° の急傾斜となっている．尾根中央部は，20° 以下の緩傾斜面となっており，線状凹地などの重力変形斜面が発達する．地すべり移動体の部分は凝灰岩下位の泥岩および上位の泥岩分布域に相当する．尾根中央部の線状凹地分布域は凝灰岩で覆われており，かつ複背斜構造を成す．尾根中央部の東側には直径が 700m に及ぶ円形の窪地があり，その底部には凝灰岩の下位にある泥岩が露出する．

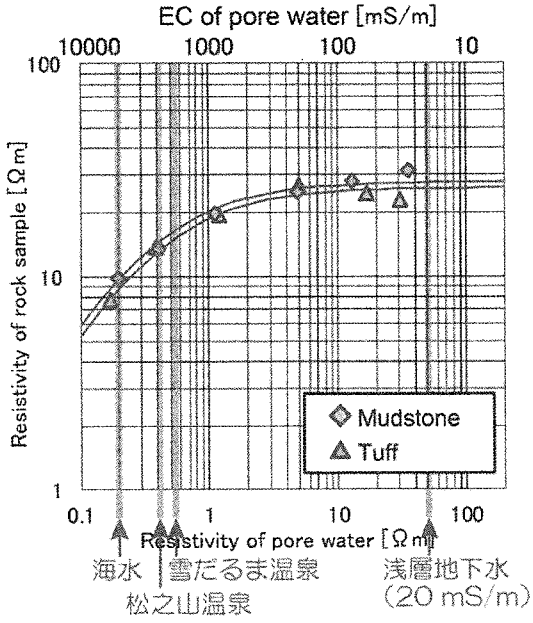


図-1 間隙水比抵抗と岩石試料の比抵抗の関係

比抵抗の室内実験の結果を図-1 に示す．両岩石の比抵抗は，30Ωm～数 Ωm まで変化し，間隙水が低比抵抗であるほど，岩石試料の比抵抗は低比抵抗となる．しかし，間隙水の EC が 100mS/m を下回ると，岩石試料の比抵抗は変化しなくなる特徴が得られた．これは粒子表面に働く表面伝導現象により，比抵抗がある値から上昇しなくなったためと考えられる（Katsube and Hume, 1983）．従って，EC が 100mS/m 以上の間隙水であれば，岩石の比抵抗から間隙水の EC を算出することが可能である．間隙水の EC が約 6,000mS/m と海水程度である場合の岩石試料の比抵抗は，7～10Ω m の値となる．

4. 考察

地下水面よりも下にある岩盤中の間隙は水で飽和しており，比抵抗の測定実験の条件とほぼ同じ状態とみなすことができる．図-1で示す室内実験の結果から，泥岩と凝灰岩の比抵抗には相違がないため，調査地での比抵抗は岩種ではなく，地下水比抵抗（地下水 EC）に強く依存することが分かる．よって，電磁探査により得られた比抵抗の高低は，地下水の EC に対応するものと考えられる．

想定される地下水の塩淡境界を図-2の比抵抗断面図上に示す．地すべり移動体の認められる場所では，塩淡境界が地形面と平行に深度 50～100m に形成されていることが全体的な傾向として認められ，すべり面より下側に塩水の分布する場所が多くの地域に存在することが明らかとなった．これは，塩淡境界がすべり面形成のための岩盤の強度のコントラストを形成した要因である可能性が高いと考えられる．一方で，重力変形地形の地下では，凝灰岩層の下位の泥岩まで淡水で満たされていると考えられ，岩盤の強度弱化が著しいため，重力変形したものと考えられる．

一般に言われる塩淡境界は，塩水と淡水の境界のことであるが，この境界は塩水と淡水の密度差により，島においては，淡水の分布は，レンズ状になり，地下水位の標高が高い地点ほど淡水レンズの下限の深度は深くなることが知られている．ところが調査地域では，地形に平行に塩淡境界が形成されていることから，地下深部からの圧力を受ける被圧の状態であり，この上昇圧が塩淡境界を地表付近（深度 50～100m）まで押し上げていると考えられる．

文献

1) 渡部直喜・佐藤壽則・古谷　元（2009）：新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系，地学雑誌，Vol.118（3），pp.543-563.

2) Di Maio, C., Scaringi, G., Vassallo, R., (2015): Residual strength and creep behavior on the slip surface of specimens of a landslide in marine origin clay shales: influence of pore fluid composition, *Landslide*, Vol.12, pp.657-667.

3) Di Maio, C., Scaringi, G. (2016): Shear displacements induced by decrease in pore solution concentration on a pre-existing slip surface. *Engineering Geology*, Vol.200, 1-9.

4) 中田英二・大山隆弘・馬服保典・市原義久・松本裕之（2004）：海底下堆積岩の浸水崩壊特性と水質が強度・透水特性に与える影響，応用地質，Vol.45（2），pp.71-82.

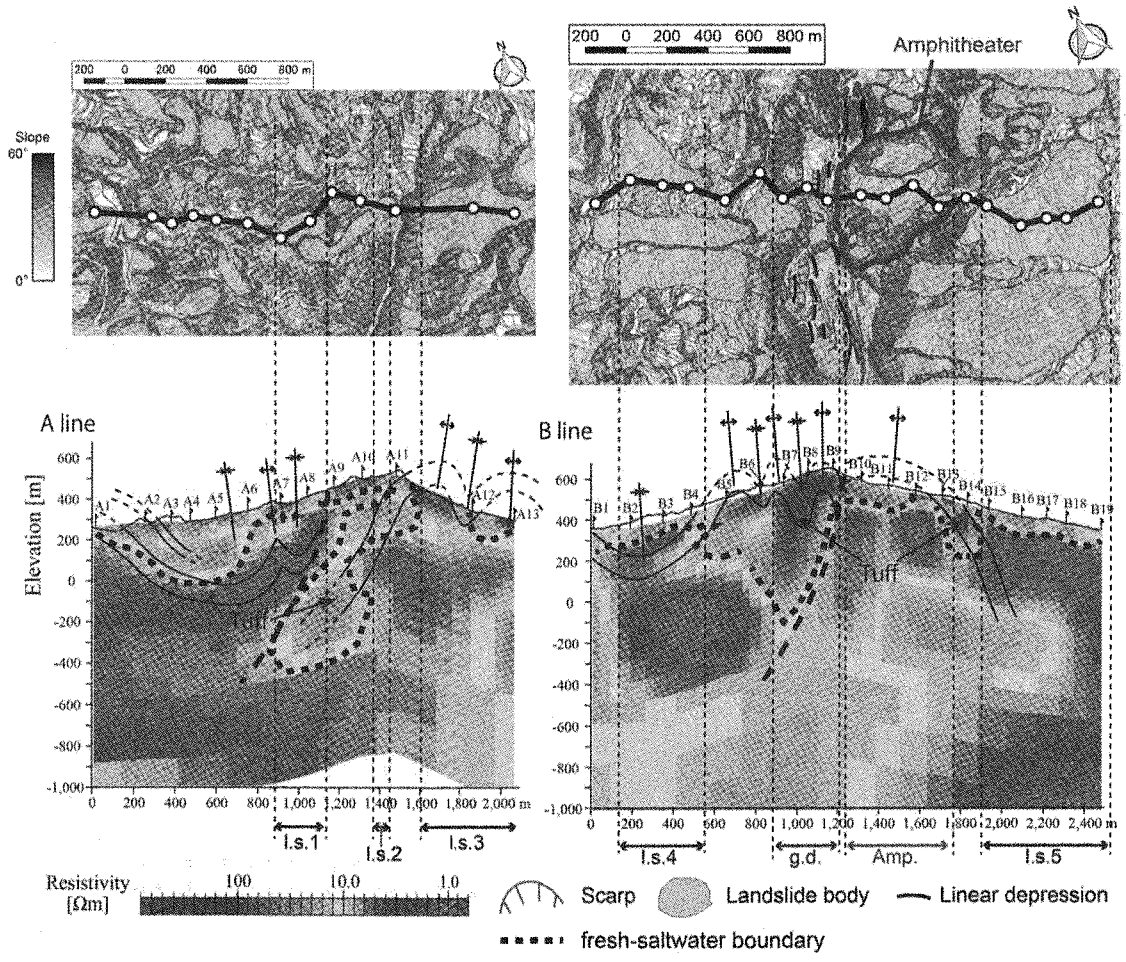


図-2 CSAMT 法により得られた比抵抗分布と地形との位置関係および塩淡境界

l.s.：地すべり地形分布領域，g.d.：重力変形地形領域

34. 岩盤の不連続性を考慮した鉱さい堆積場かん止堤基礎の地震応答解析

Seismic Response Analysis for Foundation of Tailing Dam on Discontinuous Rock Mass

○堀川 滋雄，佐々木 猛，越谷 賢（サンコーコンサルタント株式会社）
福嶋 繁，小原 義之（(国研)日本原子力研究開発機構）
Shigeo HORIKAWA, Takeshi SASAKI, Masaru KOSHIGAI, Shigeru FUKUSHIMA, Yoshiyuki OHARA

1 はじめに

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構人形峠環境技術センター（以下 JAEA）敷地内に位置する鉱さい堆積場は，試験製錬所，旧坑道および坑水処理設備から発生する鉱さい，坑水，ろ過砂，沈殿物を堆積・貯留する施設である．最近山陰地方で多発している内陸型地震が当敷地近傍で発生した場合，激しい揺れに伴って構造物の損傷や損壊等，甚大な被害を引き起こす場合が考えられる．例えば鉱さい堆積場のコンクリートかん止堤および周辺地盤や付帯構造物が損壊することで鉱さい堆積場内に貯留している鉱さいや坑水・廃水等が堆積場外へ流出する可能性も考えられ，今後の安全対策事業の中で踏まえるべき対策検討課題の一つとなっている．

本稿では，これまで当地で実施されてきた地質調査結果を踏まえ，解析用地盤モデル構築と分帯層ごとの等価な静的・動的物性値の割り付け，およびかん止堤基礎岩盤の不連続面を考慮した地震応答解析として，等価連続体解析の一種である複合降伏モデルに繰り返し載荷の影響を導入した手法（不連続面群の変形特性の拘束圧依存性や非線形性を考慮）を用いた地震応答解析をおこない，基礎地盤の地震時安定性を評価した事例について報告するものである．

2 解析手法

岩盤の挙動は，主に内在する不連続面群の変形特性に起因し，一般に非線形性を示す．本稿では有限要素法の構成則に Hill(1963)，Singh(1973)が提案した弾性コンプライアンスを適用し，岩盤の総歪みをインタクトロックの歪みと複数の不連続面群の歪みの和として表わした複合降伏モデル(佐々木ほか,1994)[1] (MYM: Multiple Yield Model)を使用して地震応答解析をおこなった．不連続面の破壊条件は Mohr-Coulomb の規準を用いた[2]．不連続面の垂直方向の変形特性 Kn は Bandis et al.が提案した式，剪断方向の変形特性 Ks は Kulhawy が提案した式を適用できると仮定した．それぞれ除荷過程で非線形性を示して残留変形が生じるため，除荷時の変形特性はそれぞれの提案式に弾性変形分を付加した[2]（図-1）．

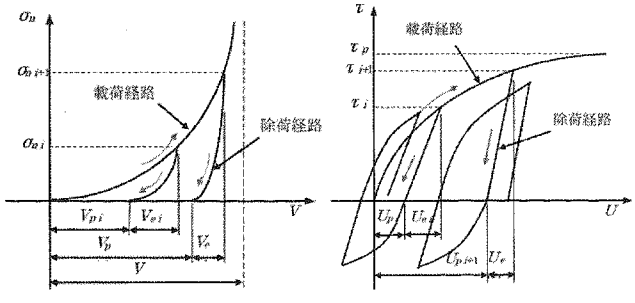


図-1 不連続面の垂直方向変形特性(左図)と剪断方向変形特性図(右図)[2]

3 検討条件

3.1 検討地周辺の地質と地質モデル区分

解析対象地域周辺に分布している主な地質[3]は，古第三紀前期深成岩類（中-粗粒黒雲母花崗岩）を基盤岩として，それを三朝層群人形峠層（泥岩，砂岩，礫岩：新第三紀中新世～鮮新世），降下火山灰（軽石）および崖錐性堆積物などが被覆する．既往調査では様々な施工者が様々な基準で岩盤を評価・分類していたために岩盤分類の規準に統一性が認められなかった．今回は菊地ほか（1984）に基づき再区分した．

3.2 基盤岩特性値の設定

湿潤密度 ρ_t：実測値が複数得られている場合はその最小値，得られていない場合は花崗岩を対象とした本州四国連絡橋耐震地盤に関する調査研究小委員会(1980)によった．

c, ϕ：実測値が複数得られている場合はその平均値，得られていない場合は上述小委員会(1980)によった．

変形係数 E_s：Gr-sw と Gr-w は N 値と変形係数との相関図(土谷・豊岡,1980)より，$670\times N^{0.986}\times 4$ から求めた．Gr-ww は上述小委員会(1980)を，Gr は菊地ほか(1984)を参考に設定した．

ポアソン比 ν_s：一般に使われている 0.3 を用いた．

V_p, V_s：実測値を採用した．

動ポアソン比 ν_d，動的せん断変形係数(剛性率)G_d，動的弾性係数 E_d：ρ_t, V_p, V_s を用いて以下の計算式から設定した．

動ポアソン比：$$\nu d=\frac{(V_P/V_S)^2-2}{2\{(V_P/V_S)^2-1\}}$$

動的せん断変形係数：$G_d=\rho\times V_S^{\,2}$

動的弾性係数：$E_d=2G_d(1+\nu d)$

動的弾性係数はダム直下の基盤中心部で応答倍率がほぼ 1.0(約 600gal)となるようにパラメータ解析を実施して設定した．

3.3 被覆層特性値の設定

湿潤密度 ρ_t：実測値が複数得られている場合はその最小値，得られていない場合は道路橋示方書（一社日本道路協会）によった．

c, ϕ：実測値が複数得られている場合はその平均値，得られていない場合は粘性土系であれば平均 N 値から (0.6～1.0)N×9.8，$\phi=0$，砂質土系であれば大崎(1959)から $\phi=\sqrt{(20\times N)}+15$，c=0 とした．

変形係数 E_s：N 値と変形係数との相関図(土谷・豊岡,1980)より，$670\times N^{0.986}\times 4$ から求めた．

ポアソン比 ν_s：一般に使われている 0.3 を用いた．

V_p, V_s：実測値が得られていないため，今井ほか(1975)による N 値と S 波速度との関係式 $V_s=89.8N^{0.341}$ から S 波速度を求めた，P 波速度は S 波速度との関係式 $V_p=1.47V_s+1.14$ (関東地質協会,1995)から求めた．

動ポアソン比 ν_d，動的せん断変形係数(剛性率)G_d，動的弾性係数 E_d：基盤岩と同様の式で求めた．

3.4 解析用地盤モデル区分と入力特性値

解析用地盤モデル区分は地質モデルを基本とし，層厚の厚薄や分布の限られる地質は細分せずにひと分帯とした．細互層では層厚を考慮した重み付け平均から入力特性値を設定した．母岩の不連続面，かん止堤本体及び付帯設備等の特性値も併せて**表-1** に示す．

3.5 基盤岩に分布する不連続面の特性値設定

MYM では不連続面の除荷過程での残留変形分も考慮できるため，基盤岩に分布する不連続面の特性値も入力定数として設定する．不連続面は低角度(Angle_1)と高角度(Angle_2)の 2 系列が認められた．前者はかん止堤下流側集水枡附近を挟んで上流側(5.28°)と下流側(-13.24°)で区別した．後者はいずれも約 90 度であった．不連続面の分布間隔は露頭での計測結果から前者 0.3m，後者 3m とした．幅は既往 BHTV 観察結果を参考に設定した（**表-2**）．

表-1 動的解析用地盤モデルと入力特性値一覧表

No.	Mat.	ρ_t (kN/m³)	c (kN/m²)	ϕ (°)	E_s (kN/m²)	ν_s	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ν_d	G_d (MPa)	E_d (MPa)
1	bk	18.6	9.8	19.0	2,600	0.3	1,270	90	0.497	15	46
2	ws	10.5	0.0	25.0	5,000	0.3	1,270	90	0.497	8	26
3	ts	10.8	0.0	18.0	2,600	0.3	1,270	90	0.497	8	27
4	ord	13.5	10.0	28.0	5,300	0.3	1,300	110	0.496	17	50
5	N-w	16.6	23.5	0.0	10,000	0.3	1,350	140	0.495	33	95
6	Gr-sw	14.2	14.0	26.0	200,000	0.3	1,450	120	0.462	20	800
7, 8	Gr-w Gr-w-J	22.0	400.0	37.5	310,000	0.3	2,000	450	0.473	450	1,240
9	Gr-ww Gr-ww-J	25.0	1000.0	42.5	600,000	0.3	3,000	1,000	0.438	2,500	7,300
10, 11	Gr-J	25.4	2000.0	45.0	2,000,000	0.3	4,000	1,900	0.354	9,300	8,000
12	Gr	25.4	2000.0	45.0	2,000,000	0.3	4,000	1,900	0.354	9,300	8,000
13	Dam	22.0	3000.0	45.0	22,000,000	0.2	-	-	0.2	-	22,000
14	Dam_Front	22.0	1000.0	45.0	1,000,000	0.2	-	-	0.2	-	1,000
15	Catch Basin_1	15.0	1000.0	45.0	1,000,000	0.2	-	-	0.2	-	1,000
16	Catch Basin_2	15.0	1000.0	45.0	2,000,000	0.2	-	-	0.2	-	2,000
17	Catch Basin_3	15.0	1000.0	45.0	1,500,000	0.2	-	-	0.2	-	1,500
18	Wall_1	22.0	3000.0	45.0	22,000,000	0.2	-	-	0.2	-	22,000
19	Wall_2	22.0	3000.0	45.0	22,000,000	0.2	-	-	0.2	-	22,000
20	Crushed Stone	15.0	10.0	40.0	53,000	0.3	-	-	0.4	-	530

表-2 不連続面の入力特性値一覧表

No.	傾斜角_1 (低角度) (度)	傾斜角_2 (高角度) (度)	分布間隔_1 (m)	分布間隔_2 (m)	垂直剛性 載荷Kn (MPa/m)	垂直剛性 除荷Kn-u (MPa/m)	剪断剛性 載荷Ks (MPa/m)	剪断剛性 除荷Ks-u (MPa/m)	幅 (m)	ϕ (度)
J1	5.28	90	0.3	3	$2*10^5$	$2*10^6$	$2*10^4$	$2*10^5$	0.002	35
J2	-13.24	90	0.3	3	$2*10^5$	$2*10^6$	$2*10^4$	$2*10^5$	0.002	35
J3	14.09	90	0.3	3	$2*10^5$	$2*10^6$	$2*10^4$	$2*10^5$	0.002	35

3.6 入力地震波の設定

耐震性評価に用いるレベル 2 地震動は，岡山県[4]が公表している断層型地震の地震動のうち，統計的グリーン関数法による大立断層・田代峠-布江断層の地震による地震動が最も大きかったため，それを採用した．

3.7 解析断面と物性区分図

解析断面はかん止堤の縦断方向とダム軸方向の 2 方向とした．**図-2** にかん止堤縦断方向断面の FEM メッシュ図と初期状態（自重）解析境界条件を，**図-3** には**表-1, 2** に示した物性区分と不連続面の傾斜角を示す．

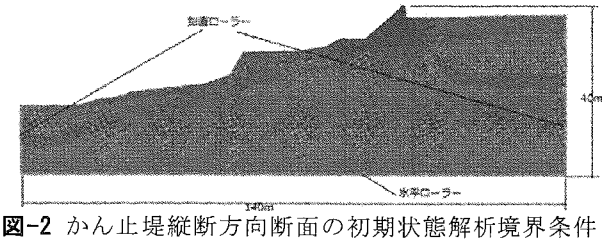


図-2 かん止堤縦断方向断面の初期状態解析境界条件

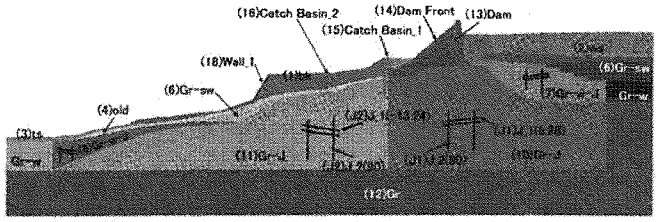


図-3 物性区分と基盤岩の不連続面傾斜角図

4 非線形地震応答解析結果

4.1 境界条件

側方は弾性波速度に比例する Lysmer 粘性境界を設置し，下方境界は固定とした．

4.2 かん止堤の縦断方向解析結果

モニターした節点番号（**図-4**）のうち，かん止堤下流側に設置されているもたれ擁壁天端部(モニター点 1671)の水平変位応答と水平加速度応答結果を**図-5** に示す．

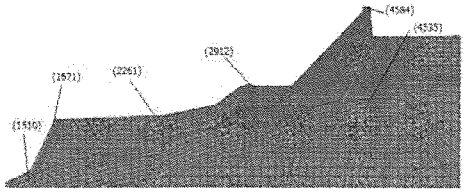


図-4 モニター節点番号

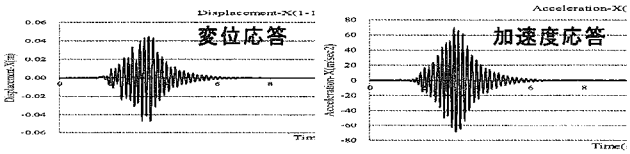


図-5 1671 点の水平変位応答と水平加速度応答(10 秒)

解析結果から，かん止堤の安定性には全く影響なかったが，もたれ擁壁(**図-2** 中の(18)Wall_1)の地震時の転倒と集水枡の損壊が懸念された．

強震動時に備える安全対策事業として，もたれ擁壁の下流側にコンクリート重力式擁壁を設置し，もたれ擁壁との間を砕石で充填することで，押さえ盛土的にもたれ擁壁を支える案を策定した．この対策計画を踏まえた地震応答解析を実施した結果を**図-6** に示す．

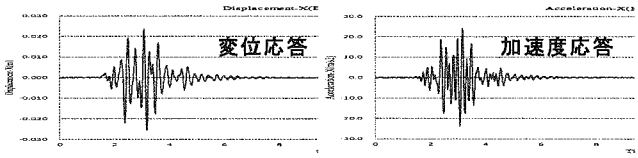


図-6 対策後の水平変位応答と水平加速度応答(10 秒)

応答解析から，無対策時と比較して水平変位応答および加速度応答が約 3 分の 1 程度に低減する結果が導かれた．今後は本地震応答解析結果に基づき，安全対策事業の詳細検討を進めていく次第である．

文献：1) 佐々木 猛ほか(1994):土木学会論文集,No.505/III-29,pp.59-68. 2) 吉中龍之進ほか(2012):土木学会論文集 C, Vol.68,No.3,pp.451-465. 3) 寺岡易司ほか(1996):20 万分の 1 地質図幅『高梁』, 地質調査所. 4) 岡山県(2014): 断層型地震の被害想定について, www.pref.okayama.jp/page/386396.html(2018.8.3 閲覧).

35. スペクトル計測による火山灰物性値の把握手法の検討

Investigation of the methods to grasp the properties of volcanic ashes using spectrum measurement

○小野秀史，藤原康正（(株）エイト日本技術開発），池田暁彦（(一財）砂防・地すべり技術センター）
Hidefumi Ono, Yasumasa Fujiwara, Akihiko Ikeda

1. はじめに

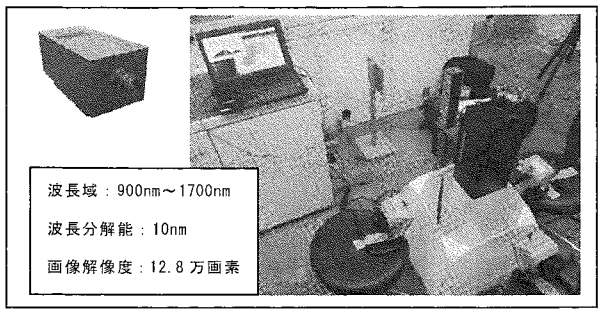
桜島，有珠山，三宅島，霧島新燃岳において噴火後に発生した土石流の発生の原因の一つとして，降灰による地表の浸透能低下とそれに伴う表面流の発生のしやすさが報告されている[1),2),3),4)]．浸透能の低下には，火山灰の粒径粒度，含水率などの物理特性や化学組成が関係すると考えられている[5),6),7)]．これらの火山灰の特性は重要な土石流の発生条件の一つであるが，噴火直後の観測調査や試料採取には危険と困難さを伴い，相応の時間も消費する．

本研究では，現場での無人観測機器による情報収集を想定し，ハイパースペクトル計測を用いた非接触かつ迅速な火山灰の物性値（粒径粒度や含水状態）の情報取得方法を検討している．ここでは，ハイパースペクトル計測による火山灰を想定した試料の含水比及び粒径粒度と相対反射率との相関を調べ，その結果をレファレンスとして現地スペクトル計測に適用するための有効性を検証した．

2. 計測・解析方法

含水比や粒径粒度（間隙状態）の詳細な識別を目的とし，ハイパースペクトル計測を行った．計測対象となる物体の種類により，波長帯ごとに電磁波の反射・吸収強度は変化する．ハイパースペクトル計測では，複数の波長帯の電磁波を記録できるため，対象物のスペクトル特性を詳細に解析できる．また，二次元の位置情報を持った画像を取得でき，マッピング画像により状態や構造等の面的解析に適する[8),9)]．

スペクトルの測定には，エバ・ジャパン（株）製スペクトルイメージングシステム SIS - I（測定波長：900nm～1700nm，波長分解能 10nm）を用いた（図－1）．光源には，近赤外波長領域の光を照射可能なハロゲンライトを使用し，バックグラウンド補正，センサー暗電流ノイズ除去補正を行った．再現性の確認のため，測定ケース（試料種別・含水比）毎に３回以上の計測を行った．



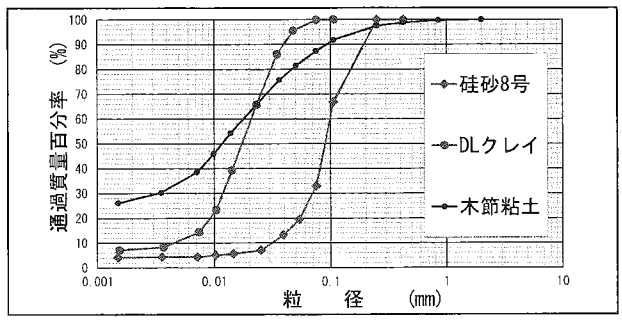
図－1　計測状況

画像の色分け解析には，スペクトルの吸収と反射の差分の大きさに基づくNDSI指数(Normality differential spectral indices）を用いた．今回は水分の吸収波長である 1450nm を λ_1，正規化波長の 1000nm を λ_2 として NDSI 解析（傾き解析）に用いた．

$$NDSI = (\lambda_1 - \lambda_2) / (\lambda_1 + \lambda_2)$$

3. 試料準備

ハイパースペクトル計測に用いた試料は，細粒な火山灰の粒径と粒度分布を想定し，その代用として３種の人工調整試料（「珪砂８号」：$D_{50} \fallingdotseq 0.1$ mm，「DL ｸﾚｲ」：$D_{50} \fallingdotseq 0.02$ mm，「木節粘土」：$D_{50} \fallingdotseq 0.01$ mm）とした（図－2）．これらの試料を炉乾燥させ，含水比を 0～20wt% まで 5wt%ごとに加水調整した検体を準備した．

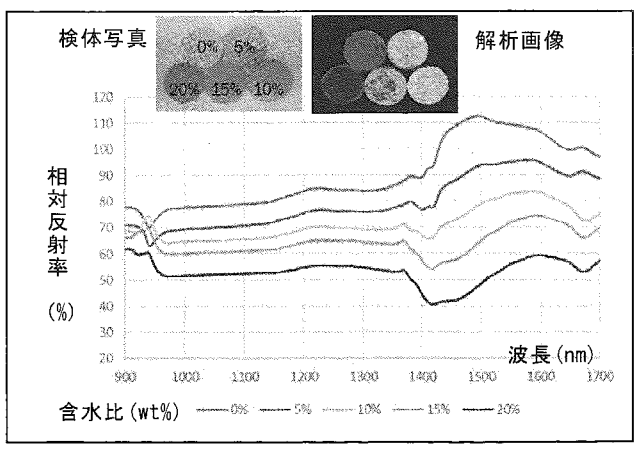


図－2　試料の粒径加積曲線

4. 計測・解析結果

（1）含水比と相対反射率

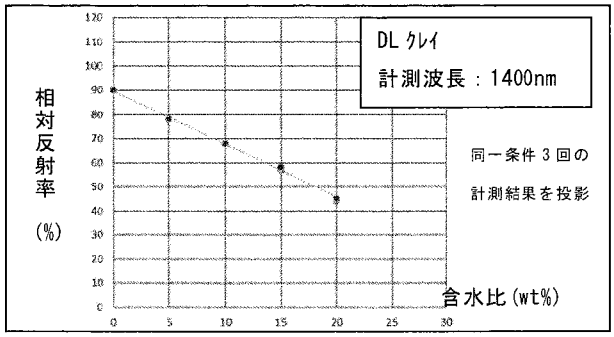
計測記録（一次スペクトルグラフ）から正規化波長による校正に基づき，試料種毎に含水比と相対反射率の相関を表すスペクトルグラフを整理した．さらに NDSI による閾値の調整により，含水比の変化に対応する画像の色付け校正を行った（図－3：DL ｸﾚｲの例）．



図－3　スペクトルグラフ（DL ｸﾚｲ）

試料の種別によらず，含水比が高くなるに従いスペクトルグラフの相対反射率が低減する．特に 1370nm～1500nm の波長帯では低減率が高く，水の吸収特性が表れていると思われる．一方で，スペクトルの形状は試料種別ごとに特徴が異なることも確認された（(2) に関連）．また，乾燥状態から 20wt%までの 5wt%ごとの含水比の変化がハイパースペクトル解析画像によって明瞭に表現できることが確認できた（図－3 の写真）．

特に 1100nm～1500nm の領域で，試料種および観測波長ごとの含水比と相対反射率相関を分析した結果，相関が線形的に近似された（図－4）．ここではＤＬｸﾚｲ-1400nm の結果を示すが，珪砂および木節粘土でも含水比と相対反射率の高い相関結果が得られた．

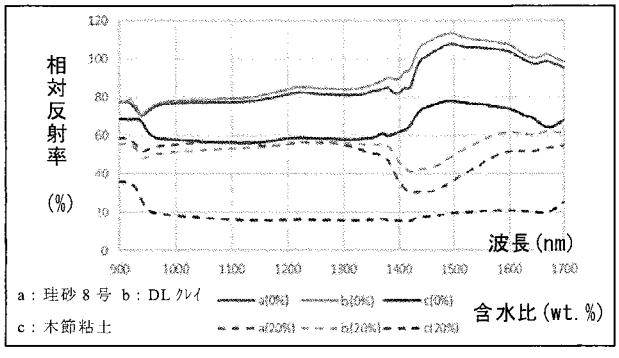


図－4　含水比－相対反射率相関図の例（DL ｸﾚｲ）

(2) 粒径・粒度と相対反射率

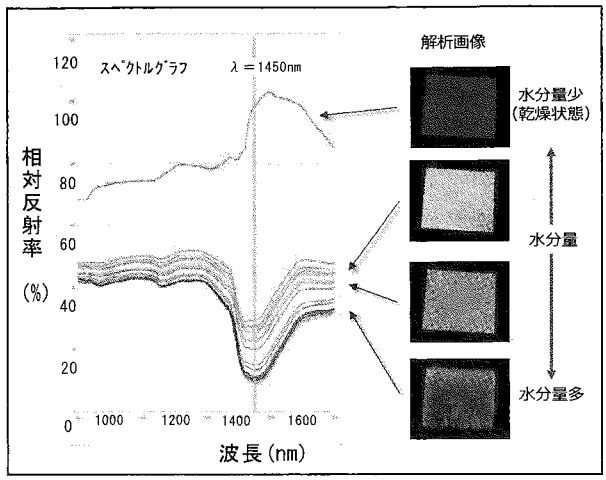
含水比を固定した条件下で，試料の粒径・粒度の違いによる相対反射率の差異を調べるため，乾燥状態および含水比 20wt%の条件で同時計測を行い，スペクトルグラフの差異を調べた．その結果，同一含水比でも試料種別により各波長での相対反射率に差異があり，スペクトルグラフのパターンが異なることを確認した（図－5）．珪砂やＤＬｸﾚｲに比して木節粘土は全般的に相対反射率が低く，1370～1500nm における含水条件下での低減も比較的穏やかな結果となった．

(3) 土壌表面の含水状態のマッピング



図－5　試料別スペクトル比較

試料の含水比と相対反射率の相関の強い波長領域に着目し，人工降雨を与えた火山灰模型試料表面の画像解析を行った．降雨実験開始後，一定の時間間隔で土壌表面のスペクトルを計測した．図－6 に示すように，降雨に反応する土壌表面含水比の変化(0～35wt%相当)がスペクトルの変化として表現される．計測結果に基づき吸収波長として特徴的に表れた 1450nm を用い，スペクトルの相対反射率を二次元画像処理して含水状態と表面形状の動態マッピングイメージを得た(図－6)．



図－6　土壌表面の含水状態変化マッピング
(DL ｸﾚｲ, 1450nm)

5. まとめ

近赤外領域でのハイパースペクトル計測の結果，試料の含水比と相対反射率の間に高い相関が認められ，同じ含水比でも試料種によるスペクトルグラフの形状差を確認した．また計測データのマッピングによって土壌表面の含水状態の分布および時間変化を捉えた．

今後は，構成物種や化学組成等も評価対象とし，現地の火山灰を用いた計測実験を行う．リファレンスデータを整理した上で現地計測への適応性を検討し，非接触かつ迅速な火山灰物性値の取得方法を目指す．

文献

1) 高橋保（2004）：土石流の機構と対策
2) 地頭薗ら（1997）：火砕流堆積物および火山灰に覆われた雲仙普賢岳山腹斜面における表面流出，砂防学会誌，Vol.49，No.5，pp.42-48.
3) 野村ら（2003）：三宅島・有珠山・桜島の火山灰の物理特性の比較検討，砂防学会誌，Vol.55，No.6，pp.3-12.
4) 清水ら（2011）：霧島山新燃岳の 2011 年 1 月噴火による降灰とその後の土砂移動，砂防学会誌，Vol.64，No.3，pp.46-56.
5) 恩田ら（1996）：雲仙火山灰が浸透能低下を引き起こす原因，砂防学会誌，Vol.49，No.1，pp.25-30.
6) 厚井ら（2013）：降雨流出・土砂流出に影響する火山噴出物の特性，砂防学会誌，Vol.65，No.6，pp.37-45.
7) 小野ら（2018）：降灰を想定した人工試料による降雨浸透実験(その2)，平成 30 年度砂防学会研究発表会概要集.
8) 高良ら（2013）：ﾊｲﾊﾟｰｽﾍﾟｸﾄﾙｶﾒﾗ「NH-1」及び「NH-7」を用いたﾘﾓｰﾄｾﾝｼﾝｸﾞ分野における応用，第 15 回 CEReS 環境ﾘﾓｰﾄｾﾝｼﾝｸﾞｼﾝﾎﾟｼﾞｳﾑ.
9) 山口（2016）：ﾊｲﾊﾟｰｽﾍﾟｸﾄﾙ画像による空間・波長融合ﾊﾟｰｾﾌﾟｼｮﾝ，第 77 回応用物理学会秋季学術講演会.

36. 火山灰の電気的性質と鉄道の信号設備・配電設備への影響の検討

Electric properties of volcanic ash and its influence on the railway signaling system and the power supply system

○浦越拓野，西金佑一郎，寺田夏樹，小西武史，平川慎太郎，川越 健（鉄道総研）
Takuya Urakoshi, Yuichiro Nishikane, Natsuki Terada, Takeshi Konishi, Shintaro Hirakawa, Takeshi Kawagoe

1. はじめに

わが国には 111 の活火山が存在し[1]，これまでに火山噴火に伴う火山灰降灰，火山性地震，火山泥流などの諸事象により，鉄道は影響を受けてきた[2]。このような諸事象のうち，降灰は到達範囲が広いために，火口から離れた箇所においても影響が生じうる。

鉄道の信号システムでは，レールに電流(信号電流)を流しておき，2 本のレールが左右の車輪および車軸で短絡されることで，列車の存在を検知している場合がある。レール・車輪間に火山灰が介在することで信号電流が流れない(不短絡)場合，信号システムに誤作動が生じうる。また，鉄道への電力供給のための電線は，がいしにより絶縁され，電柱等に保持されている。がいしに火山灰が付着し，がいしの絶縁性能が低下すると，漏れ電流が発生しうる。

降灰による信号システムの誤作動についての検討例はなく，また，がいしの漏れ電流についても数例の検討[3),4)]にとどまっており，体系的な検討はなされていない。そこで，火山灰の電気抵抗率の把握と，信号システムやがいしの絶縁性への影響の検討を行った。

2. 試験に用いた火山灰

試験に用いた試料を表－1 に示す。試料 Sa は桜島において 2014 年 12 月 18 日に噴火直後に採取した。試料 Sb は，鹿児島市内にて回収された火山灰が，処分場において 1 年間以上屋外保管されていたものから採取した。XRD では，Sa，Sb ともに長石類のみが検出された。試料 Ab は，阿蘇山からの 2016 年 10 月 8 日の噴出物を，13 日に採取した。XRD では長石類，無水石膏，黄鉄鉱，クリストバライト，石膏などが認められた。試料 H は，富士山の宝永噴火の噴出物を，山梨県内において地層から採取した。XRD では長石類のみが確認された。試料 T は豊浦砂（購入品）であり，火山灰との比較のために準備した。XRD では石英を主体とし，わずかに斜長石，カリ長石が認められた。

試料の全岩組成分析結果を表－2 に，懸濁液の pH (JGS 0211-2000)および電気伝導率 (JGS 0212-2000)，水溶性成分 (JGS 0241-2008)を表－3 にそれぞれまとめる。試料 Ab は，乾燥試料 1kg あたりの水溶性成分の溶出量が 630meq/kg と最も高い。水質分析の結果，検液は Ca^{2+} と SO_4^{2-} を主体としていた。XRD の結果を考慮すると，石膏や無水石膏が溶出したと考えられる。

表－1　試験に用いた火山灰

試料	火山	採取場所	採取日	備考
Sa	桜島	鹿児島県鹿児島市有村町	2014/12/18	降灰直後に採取した。
Sb	桜島	鹿児島県鹿児島市(処分場)	2014/12/18	鹿児島市で回収された火山灰で，1年以上屋外保管されたもの。
Ab	阿蘇山	熊本県阿蘇市一ノ宮運動公園	2016/10/13	2016/10/8の噴出物。
H	富士山	山梨県御殿場市上小林	2016/10/14	宝永噴火(1707年)の噴出物。
T	豊浦砂	-	-	購入品

表－2　全岩化学組成分析結果

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	全硫黄
Sa	58.91	0.84	16.11	8.55	0.17	3.66	6.87	3.00	1.42	0.15	0.15
Sb	58.79	0.81	16.37	8.30	0.16	3.47	6.98	3.08	1.41	0.16	0.04
Ab	51.92	0.87	13.15	7.19	0.07	2.14	8.27	1.76	1.43	0.22	7.64
H	52.65	1.34	17.00	11.51	0.19	4.89	9.00	2.86	0.85	0.28	0.0003
T	91.48	0.33	3.26	1.17	0.02	0.13	0.18	0.53	1.59	0.01	<0.01

表－3　懸濁液に対する試験結果

	懸濁液のpH (水:試料＝1:5)	懸濁液の電気伝導率(S/m) (水:試料＝1:5)	水溶性成分(meq/kg) (水:試料=1:10)
Sa	5.2	0.049	76.84
Sb	6.5	0.004	6.28
Ab	4.2	0.250	630.74
H	5.7	0.002	1.39
T	6.3	0.001	1.63

3. 火山灰の電気抵抗率測定

3.1　火山灰の電気抵抗率の測定方法

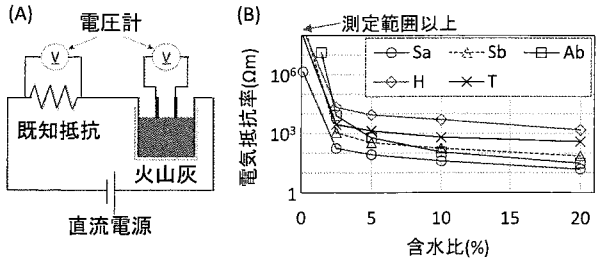
1 辺が約 40mm の直方体の測定容器に火山灰を詰め，4 極法にて電気抵抗率を測定した(図－1(A))。手順は以下のとおりである。

① 試料を 20 度の室内で風乾させる（風乾試料）。
② 風乾試料の一部を用いて含水比を測定する。
③ 測定容器に風乾試料を高さ 10mm 程度まで静かに入れ，突き棒で 20 回突き固める。
④ ステップ③の作業を 2 回繰り返し，容器内の試料の高さを 30mm 程度にする。
⑤ 電源を入れ，通電開始から 60 秒後の電圧値から，火山灰の電気抵抗率を算出した。

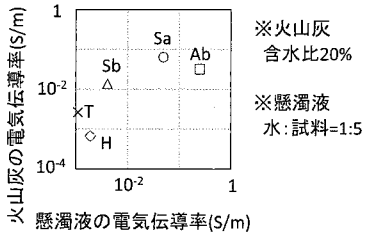
含水比を調整する場合，ステップ②において量り取った風乾試料と純水を混合したうえで，ステップ③以降の処理を行った。なお，通電開始後の抵抗値のドリフトは，一連の試験で 0.03Ω m/s 以内であった。

3.2　結果と考察

得られた結果を図－1(B)に示す。火山灰の電気抵抗率は含水比に強く依存しており，風乾状態では 10^6Ω m 程度以上であるのに対し，含水比 2.5%では 10^2～10^4Ω m 程度へ急激に低下した。含水比 20%では 10～10^3Ω m 程度であった。



図－1　火山灰の電気抵抗率の測定



図－2　懸濁液と火山灰の電気伝導率の関係

懸濁液と含水比20%での火山灰の電気伝導率を比較すると，両者には概ね正の相関が認められる(図－2)。このことは，懸濁液の電気伝導率から火山灰の電気伝導率を，概略的に推定できることを示唆する。

4. 信号システムに与える影響

4.1　短絡試験

レール上に風乾した試料Sbを厚さが1～0.025mm相当となるように散布した(図－3)。湿潤状態での測定では，風乾試料を散布後に，含水比を調整せずに霧吹きで湿潤させた。なお，事後に含水比を測定した結果は5～26%であった。列車を10km/hで走行させた状態で，レール・車輪間の短絡状況を測定した。

4.2　結果と考察

試験の結果，風乾状態でも湿潤状態でも，厚さ0.05 mm以上で不短絡が生じ，厚さ0.025mmでもあおり(短絡と不短絡が繰り返す状態)が確認された(表－4)。

湿潤状態かつ厚さ0.05mm以上では，散布区間外でもあおりや不短絡が発生した(状態③，④)。これは火山灰が湿潤状態であったので，車輪に付着し，散布区間外でも短絡状況に影響を及ぼしたためと考えられる。

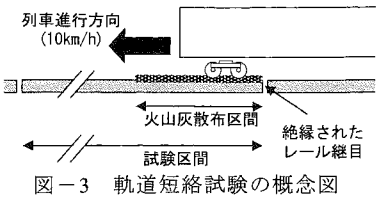
5. がいしに与える影響

5.1　がいしの加圧試験

試験室(霧室)内において，試料Abを付着させた磁器製のピンタイプがいしに，交流6kVの電圧を印加し，漏れ電流の有無を確認した(図－4(A))[5]。このがいしは，鉄道設備への電力供給(高圧配電線路)に用いられている。なお，風乾試料はがいしに付着しなかったので，適宜，純水を含ませた。加圧試験後に，がいしに付着していた火山灰を回収し，質量と含水比を測定した。

5.2　結果と考察

試験に供したがいしでは，火山灰試料の含水比が40%程度を超えると，漏れ電流が発生した(図－4(B))。



図－3　軌道短絡試験の概念図

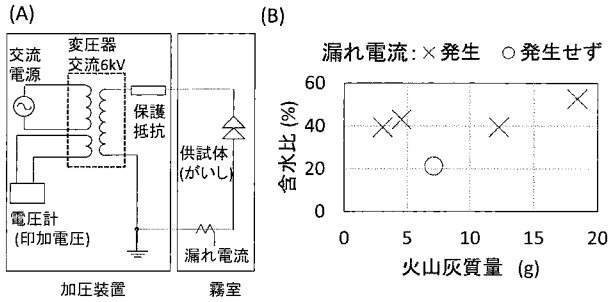
表－4　軌道短絡試験結果

		含水状態	
		風乾	湿潤
火山灰の厚さ(mm)	1	②	④
	0.5	②	③
	0.1	②	③
	0.05	②	③
	0.025	①	①

状態の凡例

状態	散布区間内	散布区間外
①	あおり	短絡
②	不短絡	短絡
③	不短絡	あおり
④	不短絡	不短絡

※　あおり：短絡と不短絡が繰り返す状態



図－4　がいしの加圧試験

これは，含水比の増加により，電気抵抗が低下し，漏れ電流が発生しやすくなったためと考えられる。

6. まとめ

火山灰の電気抵抗率の測定，ならびに信号システムやがいしへの影響に関する実験的検討を行った。その結果，次のことが示された。

- 火山灰の電気抵抗率は，含水比に強く依存しており，風乾状態では$10^6\,\Omega$m程度で，含水比20%では$10\sim10^3\,\Omega$m程度であった。
- レール上に厚さ0.05mmの火山灰が堆積すると，軌道回路が不短絡となった。
- がいしに火山灰が付着した場合，含水比が40%程度を超えると，漏れ電流が発生した。

今後，降灰に対する鉄道の対応方法を検討していく。

文献

1) 気象庁(2018)：火山噴火予知連絡会による新たな活火山の選定について，平成29年6月20日報道発表資料.
2) 浦越拓野，西金佑一郎，川越健(2015)：国内における火山噴火による鉄道の被災事例，鉄道総研報告，vol.29，No.1，47-52.
3) 追川政人，横川和治(2005)：浅間山噴火による降灰の分析と電車線設備への影響，鉄道と電気技術，Vol.16，No.6，45-48.
4) 中村隼人(2013)：桜島降灰が及ぼす電車線がいしへの電気的影響の検討，第26回鉄道電気テクニカルフォーラム論文集，101-104.
5) 平川慎太郎，小西武史，西金佑一郎(2018)，火山灰が付着した電気鉄道用がいしの性能検証，平成30年電気学会全国大会　5-246.

37. 線的インフラにおける土砂災害危険度変化のシミュレーションと検証

Temporal risk analysis for rainfall-induced landslide disaster on linear infrastructures

○菊田真仁（日本信号），松四雄騎（京都大学），川崎栄嗣，内田清孝（日本信号）
Masahito Kikuta, Yuki Matsushi, Eishi Kawasaki, Kiyotaka Uchida

1. はじめに

鉄道分野における自然災害の約90%は降雨が原因で，土砂災害はその一つである．本年も記録的豪雨により長期にわたる運行障害が発生しており，土砂災害への施策は鉄道事業者の急務である．

筆者らは地理情報システムを用いた鉄道軌道等の線的インフラにおける斜面災害リスクの算出法とその検証結果を前稿[1]で報告した．本稿では，降雨データを入力とした斜面水文解析に基づく表層崩壊の発生時刻の予測について，手法と検証結果を報告する．

2. 表層崩壊発生時刻の予測手法

2.1 基本式

表層崩壊発生の時刻の予測は，①降雨イベントに対するセル毎の圧力水頭の変化を水文シミュレーションし，②土層重量の増加による安全率低下をセル毎にシミュレーションし，③斜面崩落リスクが線的インフラ上において閾値超過するかを判断することにより行う．

圧力水頭変化　$\psi(t) = \psi_0(SWI) + \psi_d(t)$　(1)

表層崩壊ハザード増大度　$TGI^*(\psi) = TGI\frac{F_s(t0)}{F_s(\psi)}$　(2)

インフラ線上での斜面災害危険度　$SDP^* = \frac{1}{n_x}\sum TGI^*(\psi)$　(3)

2.2 モデリング

斜面浅部での圧力水頭の経時変化$\psi(t)$は，式(1)の通り，初期圧力水頭ψ_0と降雨イベントによる圧力水頭変化$\psi_d(t)$により計算される．前者については降雨に対する土壌雨量指数SWI[2]との相関性に着目し決定し，後者についてはIverson (2000)[3]に従いセル毎に計算する．

表層崩壊ハザード増大度TGI^*は式(2)の通り，前稿[1]で提案した地形的土砂災害危険度TGI (Topographic Geohazard Index)を圧力水頭の増加により低下する斜面安全率F_sの変化率で除し，セル毎の危険率の上昇を計算する．

インフラ線上での斜面災害危険度SDP^* (Slope Disaster Potential)は式(3)の通り，線的インフラに影響を及ぼす流域のTGI^*の平均値(n_x:線的インフラ上の地点xに対応する流域のセル数)からリスクを閾値判定し，発災を予測する．

3. 適用範囲と使用データ

2008年8月28日23:50頃に表層崩壊による線路内への土砂流入が発生した京王高尾線の高尾山口-高尾駅間[4]を含む約30 km^{2}を解析範囲とした．発災地付近の斜面災害リスク分布を図-2に示す．地形データは国土地理院による基盤地図情報数値標高モデル[5]を使用した．また，水文シミュレーションには，発災時の降雨データの他，同地域を含むアメダス八王子において過去に観測された降雨データ[6]を使用した．

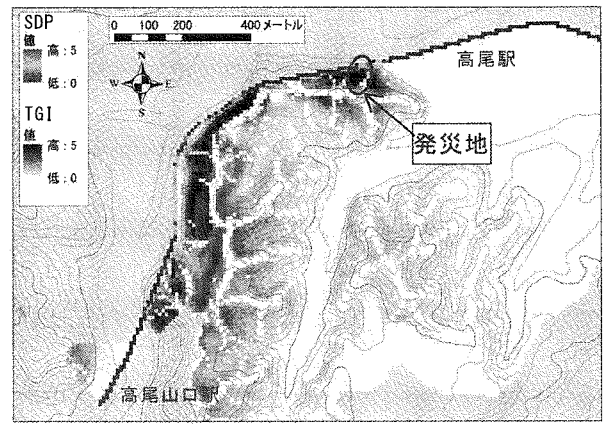


図-2 TGIとSDP（静的リスク）の分布
（解析範囲の一部拡大）

4. 解析結果

4.1 圧力水頭変化

8月24日から6日間の圧力水頭変化の計算結果を図-3に示す．初期圧力水頭$\psi_0 = 0.22$ mはさらに3週間前からの雨量に基づくSWIから導出した．

発災地の土層圧は関連報告書[*)]から1.5mと推測している。圧力水頭は翌日1:40に土層厚相当の1.5 mを超過しており、23:50の発災から110分のずれを示した。現地調査による土質・地形データがない汎用的な解析結果としては許容範囲内である。翌日6:20には圧力水頭は前記閾値以下に低下しており，その時刻以降では発災可能性は低くなっていたと推測される．

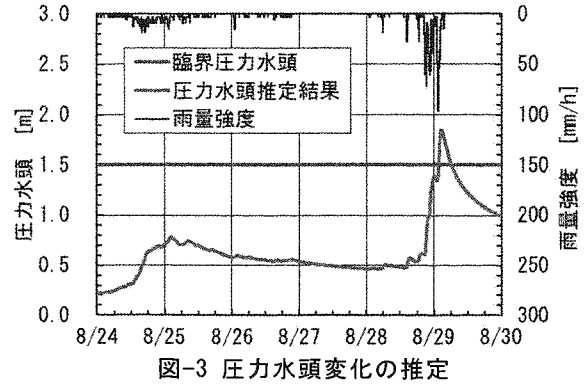


図-3 圧力水頭変化の推定

4.2 表層崩壊ハザード増大度とインフラ線上での斜面災害崩落リスク危険度

前稿の*TGI*および*SDP*は地形因子に基づく静的な数値であることに対し，本項の*TGI**および*SDP**は降雨浸透に伴う間隙水圧上昇による斜面安全率の低下を加味した動的な数値である．

図-4 は土層重量による*TGI**変動分布である．2008 年の表層崩壊・土砂流入発生箇所付近において危険度の大幅増加が確認できる．こうした動的な危険度評価は表層崩壊危険箇所の抽出に効果的であると考えられる．

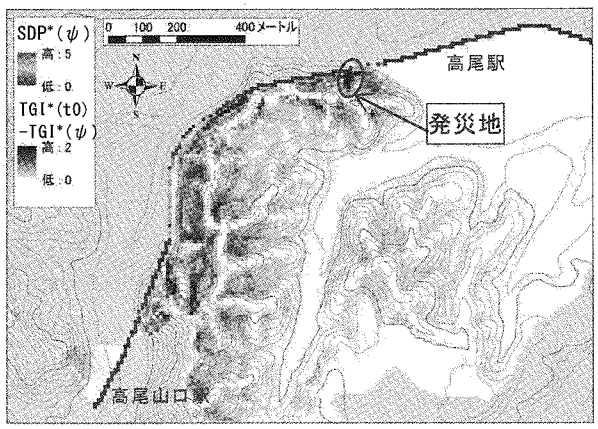


図-4 土層含水状態による SDP*の変動分布（動的マップ）

図-5 は線的インフラ上の*SDP**分布である．図-5 より，降雨による表層崩壊リスクの増加が確認でき，特に 2008 年の表層崩壊・土砂流入発生箇所を含む高*SDP* 箇所において降雨によるリスク増加量が大きくなる傾向にある．これは高*SDP*箇所では地形の曲率（凹度）が大きいために崩壊し得る土層が厚く形成されており，降雨に伴って不安定になりやすいためと考えられる．

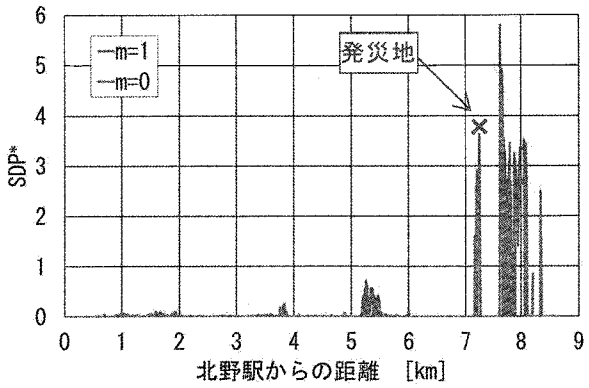


図-5 土層重量飽和時の SLPR*の変化（m=0, 1）

4.3 的中率の評価

当該地域における歴代の日雨量上位 10 イベント[6]について圧力水頭変化を試算し，崩落予測結果と崩落事実の有無を検証した．その結果を表-1 に示す．下表の「観測事実あり」は約 30 km^2 の範囲における崩落有無[7]を対象としており，試算に使用したパラメータ（地形，土質）は箇所によらず同一とした．その結果，的中率は 9 割となり，空振り 1 件を含んだ．観測事実の有無以外の情報が取得できず詳細解析ができないが，地形が同等である範囲内に対する一様な解析結果としては良好な的中率であったと言える．

表-1 土砂災害発生有無の的中率評価一覧表

No.	年月日	日雨量 [mm]	表層崩壊有無		的中判断(的中/空振り/見逃し)
			予測結果	観測事実	
1	1999/08/14	345	あり	あり	的中
2	1982/09/12	255	あり	あり	的中
3	1990/09/30	206	あり	なし	空振り
4	2015/07/16	201	なし	なし	的中
5	2011/09/21	200	なし	なし	的中
6	2014/06/06	196	なし	なし	的中
7	2002/10/01	195	あり	あり	的中
8	2004/10/22	192	あり	あり	的中
9	1991/09/19	192	あり	あり	的中
10	1981/10/22	191	なし	なし	的中

5. まとめ

表層崩壊は降雨浸透に伴う間隙水圧の上昇により発生する．現状では，鉄道事業者による降雨時の運転休止は，誘因である降雨量により判断されているが，本手法は素因となる地形因子も加味した地下水位変化と斜面崩落の危険度を半定量的に評価し，表層崩壊発生の「時刻の予測」にアプローチした．その結果，発災事例の一つについては 2 時間程度の差異で崩落予測が可能という結果が示され，歴代降雨イベントに対しては的中率 9 割という結果を得た．本手法をキーとしたより高度な土砂災害予測手法の社会実装により，鉄道の安全運行と運行義務の両立に寄与したい．

文献

1) 内田清孝　他（2017）：線的インフラの土砂災害リスクマッピングと現地検証，日本応用地質学会平成 29 年度研究発表会
2) Yasuo Ishihara et al (1979), Runoff Model for Flood Forecasting, Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 29, Part 1. No. 260.
3) Richard M. Iverson (2000), Landslide triggering by rain infiltration, Water Resources Research, Vol.36, No. 7, pp 1897-1910.
4) 運輸安全委員会（2009）：鉄道事故調査報告書 RA2009-3-2 京王電鉄株式会社 高尾線高尾山口駅～高尾駅間 列車脱線事故
5) 国土交通省国土地理院：基盤地図情報，http://www.gsi.go.jp/kiban/
6) 気象庁：過去の気象データ検索，http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php
7) 八王子市：八王子市の災害記録，http://www.city.hachioji.tokyo.jp/emergency/bousai/m12873/002/p007768_d/fil/1001.pdf

38. ジオガイドはＮＨＫのブラタモリ流で

Outreach of engineering geology through Sanuki Geopark Plan

○長谷川修一・鶴田聖子・野々村敦子（香川大学）
Shuichi Hasegawa, Seiko Tsuruta, Atsuko Nonomura

1. はじめに

平成 30 年第 7 号台風および前線による豪雨は，広島，岡山，愛媛県など西日本各地で甚大な被害を発生させた．内閣府の集計によると，死者 220 名，行方不明者 10 名，全壊・半壊家屋が 5000 棟を超え，8 月 7 日現在 3400 人を超える人たちが酷暑のなか避難生活を送っている[1]．

今回の豪雨災害の特徴は 7 月 5 日から 8 日にかけての長期間にわたり複数の線状降水帯が時と場所を変え発生し，広域的な豪雨災害になったことであろう．5 日の時点で気象庁等から歴史的な豪雨災害になると繰り返し防災気象情報が提供されたにもかかわらず，多くの被災者の避難行動を促すことにはならなかった．またハザードマップも必ずしも避難行動には結びつかなかったようである．

これは，被災された多くの方々が，自分がどのような土地に住んでいるか知らないからではないだろうか．自分の住んでいる土地の成り立ちに関する無知は，自分の住んでいる土地に関する無関心に起因すると思われる．従って，防災・減災情報を有効に活用するためにも，大地の成り立ちに対する無関心をいかに克服するかが大きな課題であろう．

大地の成り立ちから地域の強みと弱みを考え，強みを地域振興に，弱みを防災活動に活かすだけでなく，弱みを逆手にとって強みに変えることは応用地質学の使命である[2]．また，地域の地形・地質を深く理解し，大地の成り立ちから地域における特有の生態系，大地に育まれた地域の歴史，文化，産業，生活を説明するジオガイドは応用地質学会員の得意とするところであろう．ここでは，香川県における筆者らのジオガイドの事例を紹介し，ＮＨＫ「ブラタモリ」流のジオガイドの効果と注意点について報告する．

2．ＮＨＫ「ブラタモリ」流ガイドの留意点

ＮＨＫ「ブラタモリ」は，日本全国の町々を歩きながら，その土地の歴史を地形や地質の成り立ちから解説する人気番組である[3]．

筆者の一人は，2017 年の 1 月に放映された NHK「ブラタモリ」の「#59 回さぬきうどん～なぜさぬきうどんは名物になった？～」と「#60 こんぴらさん～人はなぜこんぴらさんを目指す？～」の 2 週連続で案内人として出演する機会を得た．そして，地殻変動と讃岐平野と成り立ちから讃岐うどん文化の成り立ちの謎解きをし，またこんぴらさんの成り立ちを地形，地質から説明する役を務めた．

「ブラタモリ」人気の秘密は，テーマに関する周到な調査に基づく番組作りの手法にある．毎回「お題」が提示され，視聴者はタモリさんと一緒に謎解きに加わる，視聴者擬似参加型の番組である．謎解きの場所を巡る際に，必ずその道に詳しい案内人が登場し，案内人が出す場所ごとの問いかけに対するタモリさんとのやり取に引き込まれて，お題の答えに到達する．

「ブラタモリ」が成立する条件として欠かせないのがタモリさんの専門家レベルの地形・地質に関する知識と観察力である．タモリさんだから，案内人は次々と難しい質問しても大丈夫なのであるが，普通のお客様に対して名指しで質問するのは避けたほうが良い．授業でも学生を指名していきなり質問するのは，指名されたが学生が動揺して，うまく答えられなくて精神的なダメージを受ける恐れがある．このため，質問は個人でなくグループに問いかけるのが無難である．

3．ジオガイドの実施例

3.1 高校生向け屋島・五剣山ジオツアー

日本応用地質学会中国四国支部地球活動遺産ジオツアー実行委員会では，ブラタモリの面白さを取り入れたアウトリーチ活動を通じて，地元の高校生に応用地質学また地質調査・地質コンサルタント業務への関心を高める新しい試みとして，ジオツアー「屋島・五剣山」を以下のように実施した[4]．

(1) 日時：平成 29 年 10 月 15 日（日）9:00－15:00
(2) 場所：香川県高松市屋島，牟礼町
(3) 参加者：38 名
- 高校生 22 名，引率教員 5 名
- 応用地質学会委員：7 名
- フランス人留学生：1 名，その他：3 名

(4) 主催：日本応用地質学会中国四国支部
(5) 共催：香川大学工学部
(6) 協賛：全国地質調査業協会連合会，NPO 地質情報整備活用機構

ジオツアーでは，高松市の代表的な観光地である屋島と五剣山をバスと徒歩で回りながら，次のような「お題」を提示して，クループで解答を考えてもらうことにした．グループのファシリテータには中国四国支部の会員が当たり，高校生にヒントを提供し，答えを導き出す手助けを行った，

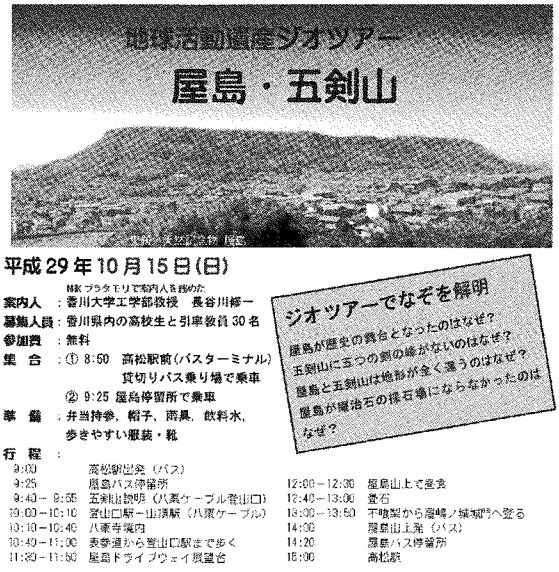


図1　ジオツアーのチラシの一部

Q1 屋島が歴史の舞台となったのはなぜ？
Q2 五剣山に五つの剣の峰がないのはなぜ？
Q3 屋島と五剣山は地形が全く違うのはなぜ？
Q4 屋島が庵治石の採石場にならなかったのはなぜ?

高校生たちは支部会員から助言を受け，他校の生徒とともに謎解きをする．答えに気付いてしまえば「なんだ，そうだったのか！」と満足そうな表情を浮かべる光景が繰り返されていた．

アンケートでは，9割の生徒が「とてもおもしろかった」または「おもしろかった」と好評であった．記述欄によると，自分で答えを探しながら回答を見つけていくこと，実際の地質を見ながら地形・地質・大地の成り立ちを教えてもらったことがおもしろかったようである．

引率の教員も「質問形式の謎解きで生徒が主体的に取り組めた」「質問形式で個人の意見を引き出していくツアーによって生徒達が受け身にならず発言できた」と高く評価した．

3.2　大学生向け小豆島ジオツアー

香川大学創造工学部防災・危機管理コースの新入生は，「小豆島はなぜオリーブの島になったのか」をお題に，1976年台風17号で被害を受けた谷尻地区および西村地区を見学し，土砂災害とオリーブ栽培の土地利用が密接に関係していることを学んだ．

詳細は香川大学創造工学部のホームページで紹介されているが，参加した学生からは以下ように好評であった[5]。このため，現在大学生による高校生向けのジオツアー「鬼無はなぜ世界一の盆栽の里になったのか？」を計画されている．

A さん：小豆島の被災地をめぐるぶらり旅では，見事に被災から復興を遂げたオリーブ公園や被災後の生々しい地形を目のあたりにすることで防災を今までで一番身近に感じました．来年入学してくる新入生にもぜひ私と同じ体験をしていただきたいと思います．

B さん：午後からは防災・危機管理コースだけで小豆島の災害について学びました．記事や資料などで読むよりも，実際に自分の足を動かしてその土地に立ってみると本当に起こった出来事なんだと深く感じました．（中略）教科書など座学ではなく，実際に外へ出て学ぶことの意味を考えながらこれからの授業を学ぼうと思います．

C さん：今見える地形特徴からその土地がどのようにできたのか考えることは，その土地を訪れる人間，住んでいる人間，どちらもが気にすべきことなのだと思う．また地名や古い神社など被害跡など以外にもその土地の過去を知る手がかりになることにも納得することができた．災害に対して被害を小さくするためには，その土地をよく知ること，理系的な分析以外にも，歴史や地理などの文系的な分析も重要になると感じ，私の今後の学習・活動などにも活かしていきたいと思う．

4．まち歩きを通じたアウトリーチの重要性

大地の成り立ちから地域における特有の生態系，大地に育まれた地域の歴史，文化，産業，生活を説明するジオガイドは応用地質学会員の得意とするところある．その際には，NHKの「ブラタモリ」が参考になるが，お客様はタモリさんではないので，名指しの質問をしないのが無難である．今後日本応用地質学会として将来にむけての人材確保の種をまくためにも，ジオパークや地域のまち歩き等のアウトリーチ活動を通じて，小中高生に応用地質学と地質調査・地質コンサルタント業務への関心を高めることが重要である．

参考文献

1) 内閣府非常災害対策本部（2008）：【概要版】平成３０年７月豪雨による被害状況等について，（2017.8.9閲覧）
http://www.bousai.go.jp/updates/h30typhoon7/pdf/300807_h30typhoon7_01.pdf
2) 長谷川修一（2017）：日本応用地質学会がめざすアウトリーチ活動，日本応用地質学会平成27シンポジウム予稿集 de Go～社会貢献が切り拓く応用地質学の未来～，pp.1-8.
3) NHK（2018）：ブタタモリ，（2017.8.9 閲覧）
https://www.nhk.or.jp/buratamori/
4) 日本応用地質学会中国四国支部地球活動遺産ジオツアー実行委員会・長谷川修一（2017）：高校生向けアウトリーチ　地球活動遺産ジオツアー「屋島・五剣山」：地質と調査，Vol. 150，51-54.p.
5) 香川大学創造工学部ホームページ（2018）【報告】防災・危機管理コース新入生合宿研修（2017.8.9閲覧）
https://www.kagawa-u.ac.jp/kagawa-u_ead/topics/student/21656/

39. 九州支部のアウトリーチ活動

Effort of Outreach Activities by JSEG Kyushu Branch

○矢田　純（(株)カミナガ），九州支部および九州応用地質学会ワーキンググループ
Jun Yada, JSEG Kyushu Branch WG and KSEG WG

1. はじめに

近年，社会貢献に資する取り組みの観点から，日本応用地質学会でもアウトリーチ活動の重要性が強調されている[1]．九州支部では，これまでに大規模な自然災害の発生後にワーキンググループ(以下，WG)を結成して調査を行い，その最終的なアウトプットとして一般市民を対象とした報告会を開催して調査成果のアウトリーチを実施してきた[2),3),4)]．本稿では，『平成15年九州北部豪雨災害』，『平成28年熊本地震』および『平成29年7月九州北部豪雨災害』で取り組んだアウトリーチ活動の内容と，これらを通じて明らかとなった課題等を紹介し，今後の活動の在り方を共有する際の一助としたい．

2. 平成15年九州北部豪雨災害

(1) 活動概要

平成15年7月18～21日の集中豪雨により発生した福岡県太宰府市の斜面崩壊や熊本県水俣市の大規模土石流の発生を受け，地域防災への貢献を目標としたWGを結成して，現地調査を実施した．また，九州支部として初めての試みであった市民向けの報告会を太宰府市で企画し，被災から1年後に‘7月19日豪雨災害講演会’と題して開催した(写真-1, 2)．



写真-1, 2　報告会の様子(太宰府市役所)

(2) 報告会

開催までの経緯として，まず支部長(当時)を通じて太宰府市へ打診を行い，開催の約1ヶ月前に市長や助役への事前説明会を行った．その後，市より被災1周年の防災行事に合わせて講演を行ってほしいとの正式な要請が届き，案内ポスターを市役所の1階ロビーに約1ヶ月間掲示した．

当日は，表-1に示すプログラムで進行した．太宰府市長(当時)の開会挨拶に始まり，応用地質学会の紹介，災害時の気象状況，調査結果の分析および総括と防災への提言についての講演を行い，最後に質疑応答の時間を設けた．

表-1　報告会プログラム(太宰府)

	内容	講演者
1	開会挨拶	佐藤善朗(太宰府市長)
2	日本応用地質学会の紹介	花村　修(九州支部WG)
3	集中豪雨の気象状況	守田　治（九州大学）
4	土砂災害調査結果の分析	古閑美津久(九州支部WG)
5	総括と防災への提言	江崎哲郎(九州支部長)
5	質疑応答	

(3) 総括

平日の夜にも関わらず，120名以上の参加があり会場に入りきれないほど盛況であった．参加者の多くは被災地区の住民であり，土砂災害に対する関心の高さが伺えた．地元から多くの参加をいただけた要因として，報告会の開催を自治体へ直接打診し，共催という形で実現したことが挙げられる．

3. 平成28年熊本地震

(1) 活動概要

平成28年4月14日と16日にいずれも最大震度7を記録した熊本地震が発生し，熊本・阿蘇地方を中心に甚大な被害がもたらされた．発災から直ちに九州支部と九州応用地質学会でWGを結成し，地表地震断層や斜面災害を対象とした現地調査を実施した．なお，このWGは後に各研究部会とともに2016年熊本・大分災害調査団を構成した．また，地震から約1年後となる平成29年4月29日に‘熊本の大地・新たな伝承の始まり’と題して市民向けの報告会を熊本市で開催し(写真-3, 4)，九州支部で企画・運営・広報を担った．

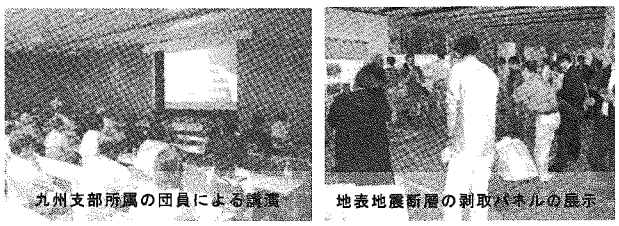


写真-3, 4　報告会の様子(熊本県民交流会館パレア)

(2) 報告会

報告会開催までの広報活動として，ホームページへの掲載，熊本県の記者クラブや地元新聞社への投げ込み，県の出先機関や役場に案内ポスター掲示・チラシ配布，NHKに情報提供等を行った．

当日は，表-2に示すプログラムで進行した．まず，熊本の大地の成り立ちや熊本地震を取り巻く地体環境を解説し，これらと密接に関連している地震の歴史と

伝承についての講演を行った．続いて地表地震断層と斜面災害について，現地調査に基づく被害の実態や災害復旧に対する提言を行った．また，講演後には，受付時に配布した質問票を集計し，講演者がパネリストとなって回答する質問アラカルトコーナーを設けた．

表-2　報告会プログラム(熊本)

	内容	講演者
1	開会挨拶	黒木貴一(調査団長，九州支部長)
2	熊本地震を取り巻く地体環境	花村　修(調査団員，九州支部WG)
3	地震の歴史と伝承	坂本省吾(調査団員，九州支部WG)
4	地震断層について	矢野健二(調査団員，九州支部WG)
5	斜面災害について	山本茂雄(調査団員，九州支部WG)
6	未来への展望～質問アラカルト～	
7	閉会挨拶	日本応用地質学会会長 脇坂安彦

(3) 総括

参加は事前申込制とし，当日は208名の参加があった．アンケート結果を見る限り，参加者に対しては全般に好評ではあったが，参加者の多くは業界関係者が占め，一般市民の参加が限られていた．その主な要因として，次のように分析した．

・会場を熊本市としたこと（被害の大きかった益城町や南阿蘇村で会場を確保できなかった）
・報告会の開催案内を自治体の広報誌に掲載できず，十分な周知ができなかったこと

4. 平成29年7月九州北部豪雨災害

(1) 活動概要

平成29年7月5日にもたらされた記録的な集中豪雨により，福岡県朝倉市から大分県日田市にかけて多数の土砂災害，浸水被害および流木被害が発生した．

災害の発生後，九州支部では直ちに緊急会議を開催してWG結成を決定し(後に，2017年九州北部豪雨災害調査団と合併)，斜面災害を主な対象として現地調査を実施した．また，平成30年4月28日に朝倉市杷木町で開催した調査団報告会'防災と環境を見据えた持続可能な故郷の再生に向けて'を支援した(写真-5, 6)．





写真-5, 6　報告会の様子(朝倉杷木文化ホール)

(2) 報告会

当日は，表-3に示すプログラムで進行した．九州支部は主に広報と会場手配・設営等を担当した．広報活動では，現地立入の申請を行った関係機関(福岡県，朝倉市，東峰村)に後援をお願いした他，熊本での反省を踏まえ，自治体の広報誌への掲載や地元の知り合いを通じた周知を行い，被災地に密着した告知を心掛けた．

表-3　報告会プログラム(朝倉杷木)

	内容	講演者
1	開会挨拶	井口　隆(調査団長)
2	災害概要	矢田　純(調査団員，九州支部WG)
3	地すべり・崩壊の発生状況	松澤　真(調査団員)
4	土砂流出の状況	池見洋明(調査団員，九州支部WG)
5	ため池の被災状況	小徳　基(調査団員)
6	寺内ダム流域の被災状況と防災施設の効果	松尾達也(調査団員)
7	流木の発生と植生の防災効果	太田岳洋(調査団員)
8	防災教育とアウトリーチ	清崎淳子(調査団員)
9	東峰村における住民の避難行動分析斜面災害について	野々村敦子(調査団員)
10	パネルディスカッション	
11	閉会挨拶	黒木貴一(調査副団長，九州支部長)

(3) 総括

事前申込の人数は100名強であったが，当日に東峰村村長をはじめ，地元から多く来場いただいた．最終的に200名収容の会場がほぼ満員となる192名の参加があり，そのうち地元が6割以上を占める成果を得た．

5. 今後の展望

これまでの経験から，災害調査報告会において一般市民の参加を促すには，太宰府や朝倉での取り組みのように対象を自治体レベルまで絞りこみ，被災地に寄り添った広報活動が有効といえる．ポイントは，次のとおり集約される．

・報告会の開催場所(被災地域の中心地)
・自治体の後援と広報誌への掲載
・ロコミ(知り合いを通じた周知やSNS)

6. おわりに

アウトリーチ活動は，応用地質学会の社会的な認知度を向上させる取組として，今後益々重要な位置づけとなる[1]．その対象は，「一般市民」「若手会員」「将来の担い手（小中高生）」と多様であり，それぞれに応じた活動の在り方が考えられる．特に，市民向けの講演会では，これまで取り組んできたように応用地質学会ならではの知見をよりわかりやすく発信することに加え，アンケート結果等を確実にフィードバックしていくことが必要と考える．

文献

1) 長谷川修一(2017)：日本応用地質学会がめざすアウトリーチ活動，平成29年度シンポジウム予稿集，(一社)日本応用地質学会，p.1-8.
2) 土砂災害ワーキンググループ(2005)：「7.19 太宰府市豪雨災害」地元講演会の開催，日本応用地質学会九州支部会報，No.26, p.30.
3) 日本応用地質学会(2017)：2016年熊本・大分地震災害調査団関連情報，(一社)日本応用地質学会HP.
4) 日本応用地質学会(2018)：平成29年7月九州北部豪雨災害関連情報，(一社)日本応用地質学会HP.

40. ドローンレーザー計測による耶馬溪斜面災害地の地形調査

Visualization of mass movement by drone laser at Yabakei slope failure site in 2018 , Nakatsu city Oita prefecture , Japan

○原口強（大阪市立大学），杉本一起・冨井隆春（株式会社アミューズワンセルフ），恒賀健太郎（大分県）
○Tsuyoshi Haraguchi, Kazuki Sugimoto, Takaharu Tomii, Kentaro Tsunega

1. はじめに

2018 年 4 月 11 日大分県中津市耶馬溪町大字金吉梶ケ原地区で，斜面崩壊**(図 1, 2)**が発生した．16 日，許可を得てドローンレーザー計測を実施，崩壊の予察的な検討を行い，その結果を関係者に提供・公開した．

本発表では，耶馬溪の斜面災害で実施したドローンレーザー計測の内容を中心に報告する．

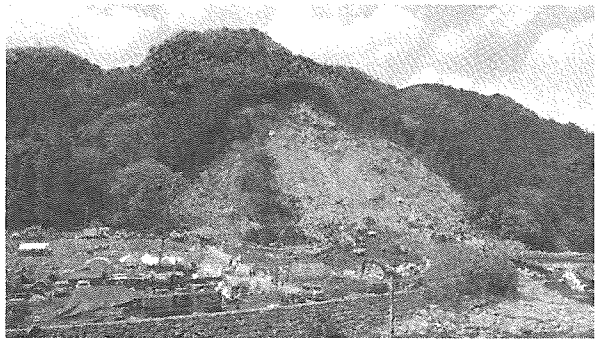


図 1　崩壊斜面（2018. 4. 16）



図 2　崩壊斜面空撮（2018. 4. 16）

2. 崩壊地周辺の地形・地質

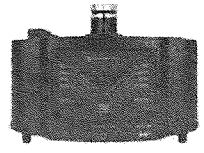
崩壊地付近は標高 350m～400m の平坦な火砕流台地を開析した山国川の支川の金吉川の左岸側の斜面で発生した．崩壊地はかつての金吉川の攻撃斜面にあたる．

崩壊地周辺は新第三紀中新世～鮮新世の豊肥火山岩類（安山岩，玄武岩質安山岩および火砕岩）の分布地域で，耶馬溪層（凝灰質砂，シルト，軽石）が挟まる．台地を形成する地層は約 100 万年前の耶馬溪火砕流堆積物で，柱状節理の発達する溶結凝灰岩と下位には非溶結部を伴う．山国川沿いには阿蘇 4 火砕流堆積物の溶結凝灰岩（約 9 万年前）の分布はあるが，崩壊地周辺には分布しない．

3. 計測の概要

計測に使用した機器は以下の通り．

【レーザー測量システム】総重量 1.8kg，レーザースキャナーと高性能 INS1 搭載



重量	1.8kg
■ レーザースキャナー	
パルスレート	6万点/秒
スキャンレート	50Hz
距離	受光強度30% ~200m over
FOV（視野角）	90°（±45°）
測距精度	4mm@50m, 20mm@150m (1σ)
■ INS	
水平精度	±10 mm
高さ精度	±20 mm
姿勢精度	Yaw ±0.02°, Pitch/Roll ±0.01°

図 3　レーザー測量システム

【ドローン】DJI Matrice600Pro：本体重量 9.5kg，最大積載量 5.5kg の折畳み可能な空撮用ドローン．

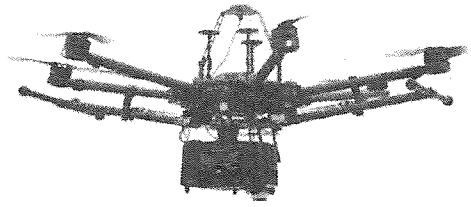


図 4　システムを搭載し計測状態

4. 計測結果と崩壊形態

計測データから崩壊地の断面（**図 5**）を作成した．

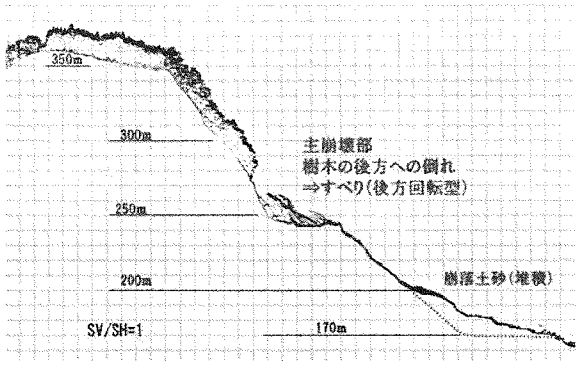


図 5　崩壊地の代表断面

崩壊は標高 240m～270m の斜面中部がスプーンで抉ったように抜け出し，斜面下部の表層部を巻き込んで崩壊して直下の民家を直撃，土塊の一部は河川に到達している．崩壊跡の樹木の形態から地盤が後方回転していることが明瞭で，集落の上部比高 70m 地点より上の厚さ約 20m 以上の土塊がすべり下ったとみられる．

ドローンからの空撮画像（**図 2, 6**），計測データから作成した 3D モデル（**図 7, 8, 9**）および地形断面（**図 10**）の一部をそれぞれ示す．

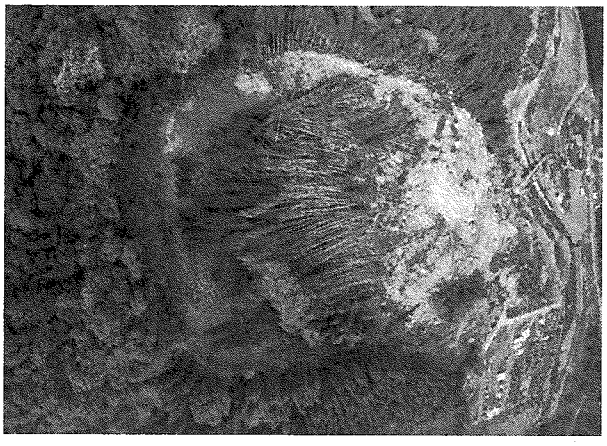


図 6　崩壊頭部の倒木形態(2018.4.16)

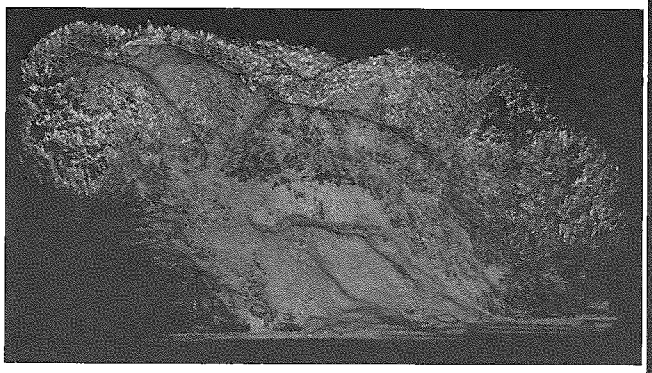


図 7　3D モデル(DSM+DEM)1

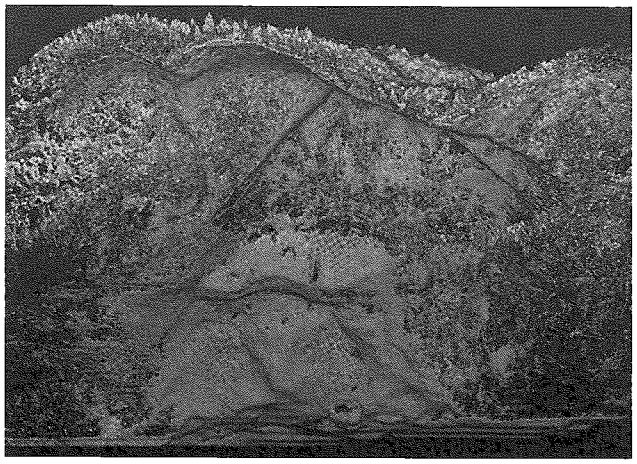


図 8　3D モデル(DSM+DEM)2

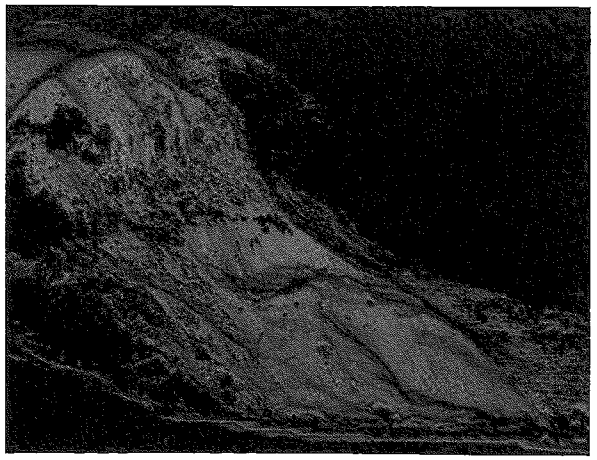


図 9　植生除去した DEM による 3D モデル

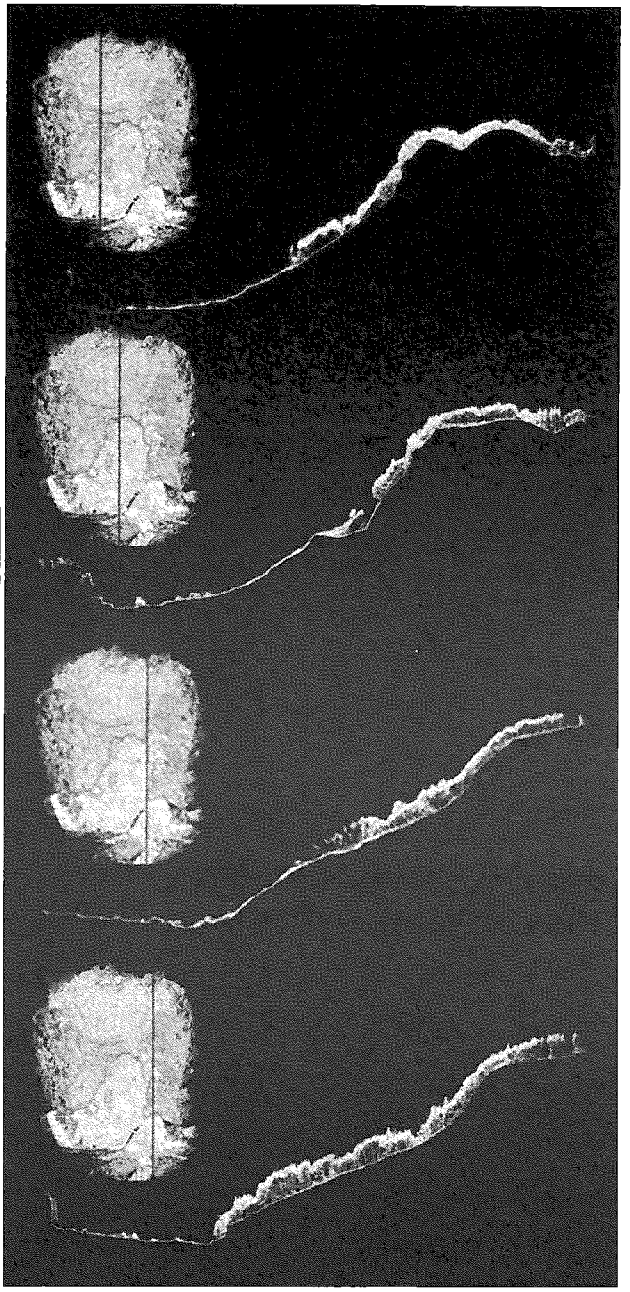


図 10 地形断面

5. まとめ

地震も降雨もない中で，巨大な土塊が短時間に崩壊し，災害を引き起こした．素因は地層構成と急崖斜面，地下水環境，遠因として地震動や先行降雨と見られる．アジア航測（株）が発災直後に HP に公開した赤色立体図から読み取ると，周囲斜面には，過去に崩壊が繰り返された跡が見られ，当該斜面は周囲より突き出た尾根部の先端で不安定化していたと想定される．

崩壊後の調査でそのメカニズムを解明し，対策を検討することは重要である．しかし，崩壊後では人命は救えない．

なぜ，あの場所が，あのような形態で滑ったのか，他の斜面ではなく，なぜあそこだったのか．確かに事前予測は極めて困難な場所である．が，なんとしても事前予測する為の技術開発・研究が必要である．

41. 耶馬渓周辺の地形と崩壊箇所周辺の地形的特徴

Topography around Yabakei and Topographic features around the collapse area

○西村智博（国際航業）　Tomohiro NISHIMURA

1. はじめに

2018 年 4 月 11 日，大分県中津市耶馬渓町金吉の梶ヶ原地区で大規模な崩壊が発生した．崩壊発生時には降雨や地震がなく，発生の要因として先行降雨や地下水の影響が指摘されている．

ここでは，国土地理院が公開している 5m メッシュ DEM データから作成した地形データ[1]および（株）パスコが取得した航空レーザ計測データ[2]の判読結果から，崩壊地周辺の地形的特徴について述べる．

なお，この地域では，地形・地質に関する参考資料として 1/20 万地質図[3]，土地分類基本調査[4]，地すべり地形分布図[5]などが入手できる．

2. 調査の手順

検討対象範囲周辺の 5m メッシュ DEM から，ArcGIS を利用して傾斜量図を作成した．この傾斜量図上に，20 万分の 1 シームレス地質図データ[6]および地すべり地形分布図データを展開した（図-1）．また，崩壊発生後にパスコが取得した航空レーザ計測データから，今回発生した崩壊土砂の範囲および中小規模の地すべり・崩壊地形を判読した（図-2）．これらの資料を参考に崩壊地周辺の地形的特徴について考察を行った．

3.考察

5m メッシュ DEM から作成した傾斜量図からは，以下のような事項が読み取れる．

1)耶馬渓火砕流堆積物（図-1 の「904」の範囲）が分布する範囲は，図の南東部で標高 450m 程度，北西部で 380m 程度となっており，全体としては南東から北西に傾く台地状の地形面を形成している．周辺は山国川および金吉川などによって深く侵食され，縁辺部は連続的な急崖を形成している．

2)耶馬渓火砕流堆積物の分布範囲では樹枝状の谷が発達し，火砕流堆積面は細かく分断されている．谷は地形面の傾斜に沿って南東から北西方向に向かうものの規模が大きく，その他の方向に流下する谷の流域規模は小さい．

3)耶馬渓火砕流堆積物を覆う今市火砕流堆積物（図-1 に「I」で示した位置周辺）が分布する範囲は，耶馬渓火砕流堆積物の分布する面より 20-40m 程度高く，平滑な面が残存しているところが多い．これは「今市火砕流の大部分は強溶結の溶結凝灰岩台地」とされている[7]記述とも整合的である．

4)地すべり地形の分布からは，耶馬渓火砕流堆積物縁辺の急崖部ないしその下層の新期宇佐火山岩類の上部付近から地すべりが多発していることが判る．

一方，航空レーザ計測データからは，以下のような事項が読み取れる．

5)既に把握されている地すべり地形に加えて，中小規模の地すべり・崩壊地形が多数認められる．これらのうち規模の大きなものは，金吉川の攻撃斜面側に位置し，河川を挟んで相対するものも多い．

6)所々，湧水を起点とする侵食地形が認められるが，湧水地点は地表面の水系とは必ずしも一致しないことから，火砕流降下前の埋没した地形面に沿う地下水脈が存在する可能性がある．湧水地点は一定の範囲で同標高帯に集中するように見える．

4.まとめ

今回の崩壊発生箇所は，周辺上流域は小さく，表流水の影響は小さそうである．一方で，崩壊地中央部からは多量の湧水が見られたことから，耶馬渓火砕流堆積物の亀裂に沿って浸透した地下水が，埋没地形に沿って流出している可能性がある．

崩壊箇所周辺には地すべり地形が多数認識されており，それ以外にも中小の地すべり・崩壊地形が認められることから，耶馬渓火砕流堆積物と新期宇佐火山岩類の境界付近は地すべり・崩壊が発生しやすい地質構造となっているものと考えられる．

埋没地形による地下水の流出メカニズムと，地すべり地形ないしその前兆と考えられるゆるみ地形を丹念に調査することにより，同様の崩壊が発生する可能性のある箇所が予測できる可能性がある．

文献

1)国土地理院：基盤地図情報（数値標高モデル）
https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php
2)株式会社パスコ(2018)：2018 年 4 月中津市土砂災害
https://www.pasco.co.jp/disaster_info/20180417/
3)地質調査総合センター(2009)：1/20 万地質図「中津」
4)大分県(1996)：土地分類基本調査「耶馬渓」
地形分類図・表層地質図
5)防災科研(2008)：地すべり地形分布図「耶馬渓」
6) 地質調査総合センター：20 万分の 1 シームレス地質図　https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html
7)鎌田ほか(1994)：中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および分出現の推定.地質学雑誌,100,Vol.4,p279-291.

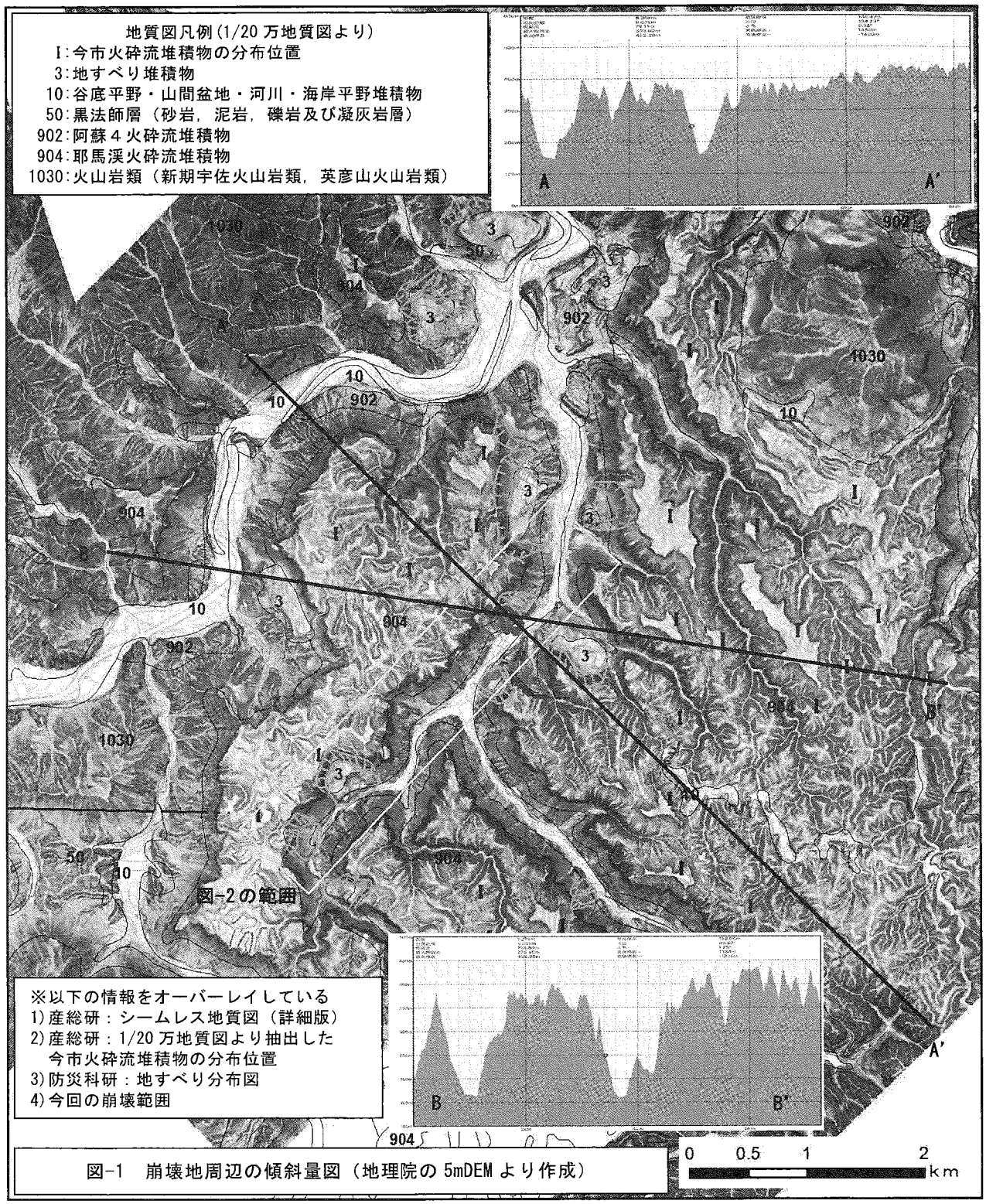


図-1　崩壊地周辺の傾斜量図（地理院の 5mDEM より作成）

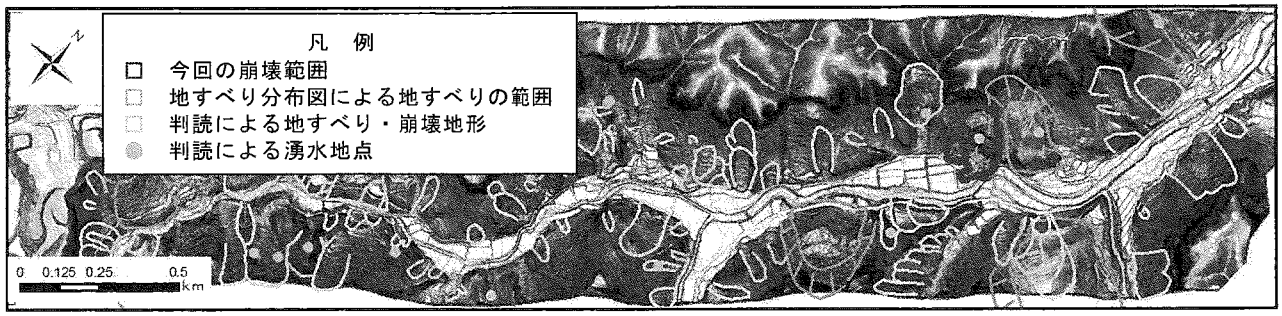


図-2　崩壊地付近の傾斜量図（(株)パスコの航空レーザ計測・微地形解析図上に判読結果を追記）

42. 2018年4月耶馬渓斜面崩壊地の地質構造と考えられるいくつかの崩壊モデル

Geology and some conceivable sliding models of Yabakei landslide at April 2018

○太田岳洋（山口大学），撰田克哉（日本地研），松澤真（パシフィックコンサルタンツ），黒木貴一（福岡教育大）
Takehiro Ohta, Katsuya Senda, Makoto Matsuzawa, Takakazu Kuroki

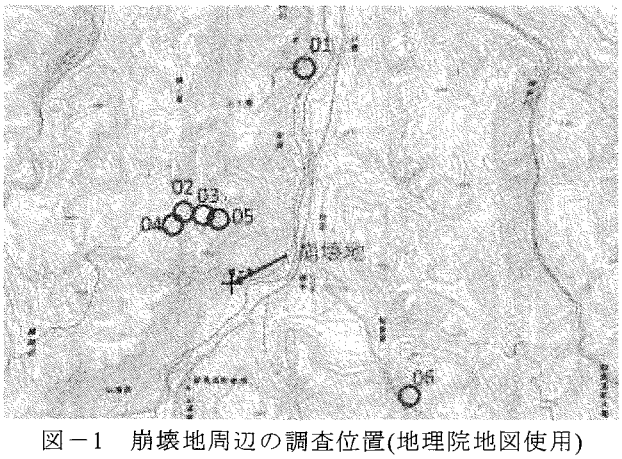
1. はじめに

2018年4月11日に中津市耶馬渓町で発生した斜面災害は，降雨や地震動など明瞭な誘因もなく発生したことから，当該地域の地形・地質や地下水が強く関与していると考えられている．当該斜面も2017年3月に「土砂災害警戒区域」に指定されていた[1]が，明瞭な誘因がない場合に避難を促すことは困難であったと思われる．このような誘因が明瞭でない斜面崩壊に対して，崩壊時期を予測することは極めて困難であるが，その危険性の高い箇所を抽出する手法の確立は，応用地質学に求められる課題である．その課題解決を目標として，今回の斜面崩壊地周辺の地質調査を行い，崩壊箇所の地質構造と崩壊モデルについて検討した．

2. 地形・地質概要

当該斜面は中津市南西部耶馬渓町金吉梶ヶ原に位置し，標高400m前後の火砕流台地を北東ないし北北東方向に流下する金吉川の下刻により形成された斜面である．当該地付近の金吉川河床の標高は約165mで，斜面の比高は200m以上である．斜面上部は60°以上，斜面下部は30~40°程度の傾斜である．

周辺の地質は，上位から谷部に点在する阿蘇起源の火砕流堆積物，標高約400mの台地面を形成する今市火砕流堆積物，標高約350mのやや開析された台地面を形成する耶馬渓火砕流堆積物，斜面下部の緩傾斜を形成する宇佐火山岩類[2]が分布する．宇佐火山岩類を八面山安山岩類，釣鐘山安山岩類，宮園安山岩類，下毛層（凝灰角礫岩，砂岩・シルト岩，溶岩部，変質部）と細分している報告もある[3]．



図－1　崩壊地周辺の調査位置(地理院地図使用)

3. 斜面崩壊地の地質構造

3.1 崩壊地周辺に分布する地質の確認

崩壊地周辺に分布する地質について，露頭での岩相の確認と試料の鏡下観察を行い，地質学的，記載岩石学的な特徴を把握した．

地点01（図－1）では下毛層の凝灰角礫岩を火砕流堆積物が覆うのが確認された．火砕流堆積物は凝灰角礫岩直上では非溶結で，上位で強溶結を呈する．岩石は単斜輝石普通角閃石斜方輝石デイサイトで，石基は繊維状からバブルウォール型の淡褐色ガラスからなる．これらの特徴から，本火砕流堆積物はAso-4火砕流堆積物と考えられる．

地点02，03（図－1）には黒曜石化した扁平な軽石を含む強溶結火砕流堆積物が分布する．岩石は斜方輝石単斜輝石安山岩~デイサイトである．石基は濃褐色と淡褐色のガラスが流理構造をなす．これらの特徴から，これは今市火砕流堆積物と判断される．

地点04，05には非溶結火砕流堆積物が認められた．岩片と斜長石，普通角閃石を多く含み，斜方輝石も含まれる．また，地点06には硬質な火砕流堆積物が分布する．岩石は岩片と斜長石を多量に含む含単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩で，石基は非晶質である．これらの特徴から，耶馬渓火砕流堆積物と考えられる．

3.2 崩壊地の地質

崩壊地は金吉川左岸に位置し，その規模は最大幅約100，滑落崖の比高は約25mである．

(1) 滑落崖

滑落崖南側では上方から滑落崖にかけて溶結した耶馬渓火砕流が分布し，その下位に非溶結の火砕流堆積物が分布する(図－2右上)．この非溶結火砕流堆積物の下位に弱溶結火砕流堆積物，非溶結火砕流堆積物，軽石流堆積物が分布し，その下位に礫岩層，凝灰質砂岩とシルトの互層が分布する．弱溶結および非溶結火砕流堆積物は岩片と斜長石に富む単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩であり，石基が淡褐色ガラスからなる．この特徴は耶馬渓火砕流堆積物に類似する．このことと下毛層の凝灰角礫岩は主に両輝石安山岩からなる[3]ことから，滑落崖に見られる非~弱溶結火砕流堆積物は耶馬渓火砕流の1つのユニットと考えられる．

滑落崖北側の最上部では耶馬渓火砕流溶結部の見かけ上の下位に軽石層が分布し（図－3左），滑落崖の下

に多くの軽石の転石が分布する（図－3 右）．この軽石は単斜輝石斜方輝石デイサイトで，今市火砕流基底部の降下軽石 [2]と考えられる．よって，この軽石層は耶馬渓火砕流堆積物を不整合で覆う崖錐状堆積物と考えられる．また，滑落崖下部では下位層を高角の不整合で覆うように非~弱溶結火砕流堆積物が堆積する（図－3 右）．この堆積物は岩石学的特徴から，図－2 の非溶結～弱溶結火砕流堆積物と同様に耶馬渓火砕流堆積物のメンバーと考えられる．しかし，堆積状況から本堆積物も崖錐状堆積物の可能性が高い．

(2)　滑落崖の付着物質

滑落崖の表面にやや暗色を呈する礫を含む土壌様の物質が付着する．これに含有される礫の岩石学的な特徴は耶馬渓火砕流堆積物の非～弱溶結部に類似する．

また，滑落崖中央部の付着土壌を採取し，防災科学技術研究所に依頼して放射性炭素年代測定を行った．その結果，年代値として 11,680±40yrBP が得られた．

(3)　斜面下部

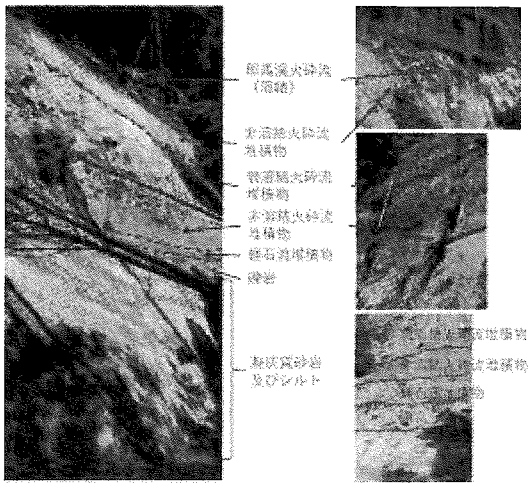
斜面下部はくさび状に崩壊しており，その崩壊頭部の標高約 210m から湧水が常時湧出する．当該箇所の約 1 ㎞北方に，標高 210～220 の上ノ原集落の台地が分布し，この台地と斜面の遷緩線に湧水が多くみられる．

くさび状崩壊部から滑落崖下部の間は崩落ブロックが堆積しており，この間の地質は把握できない．崩落ブロックは，滑落崖を構成する地層がその層序を保持したまま滑落している．くさび状崩壊部には斜面下部を構成する黄褐色を呈する凝灰角礫岩が露出する．湧水点直上には緑色を呈する変質した凝灰角礫岩が分布する．X 線回折試験の結果，凝灰角礫岩には石英，長石，クリストバライト，ハロイサイト，スメクタイトが含まれる．緑色の凝灰角礫岩には石英，長石，緑泥石が認められる．これらの特徴から，斜面下部の凝灰角礫岩は下毛層変質部 [3]に相当し，湧水点直上はより風化程度が高いと考えられる．

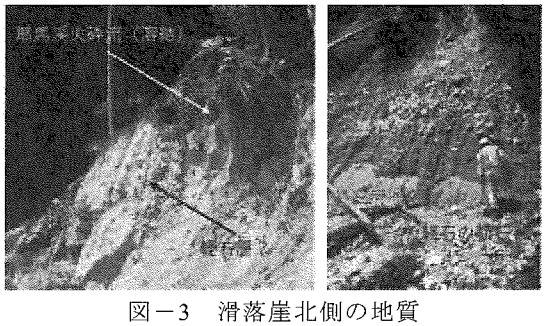
3.3　崩壊地の地質モデル

以上の結果に基づき，崩壊地の地質モデルを構築する．大局的には下位より，凝灰角礫岩（変質部），礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩，耶馬渓火砕流堆積物（非溶結部）、耶馬渓火砕流堆積物（溶結部）からなる．凝灰角礫岩（変質部）と礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩の境界は不明であるが，凝灰角礫岩（変質部）上面には常時地下水が存在し，変質が進行していたと考えられる．

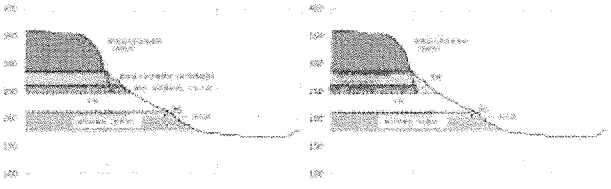
滑落崖の南側では，耶馬渓火砕流堆積物（溶結部）の急崖から連続するように，非溶結部に開口部が分布し，そこを非溶結部を起源とする土壌物質が充填していた．一方，北側では非溶結部と礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩は溶結部の急崖の連続部まで浸食され，そこに非溶結部起源の土壌物質と今市火砕流の基底の降下軽石が崖錐として堆積していたと推定される．



図－2　滑落崖南側の地質



図－3　滑落崖北側の地質



図－4　崩壊地の地質モデル　左；南　右：北

4. 考えられる崩壊モデル

上記の地質状況と地質モデルから，今回の崩壊に対して考えられる斜面変動モデルを以下に列記する．

① 充填された開口クラック沿いの重力によるすべり
② 充填された開口クラックでのトップリング
③ 溶結凝灰岩の急崖直下に分布する崖錐堆積物の自重と強度のバランスにともなう不安定化
④ 凝灰角礫岩（変質部）の湧水による風化にともなう経時的な強度低下

上記のモデルが単独で生じて崩壊に至ることも考えられるが，いくつかの変動モデルが複合した結果として崩壊に至る可能性が高いと考えられる。

文献

1) 地盤工学会（2018）：平成 30 年 4 月中津市耶馬渓町金吉梶ヶ原地区における斜面崩壊と今後の問題点，地盤工学会，51p.
2) 石塚吉浩他（2009）：20 万分の 1 地質図幅「中津」，産業技術総合研究所地質調査総合センター.
3) 大分県（1994）：土地分類基本調査　耶馬渓　5 万分の 1　国土調査，59p.

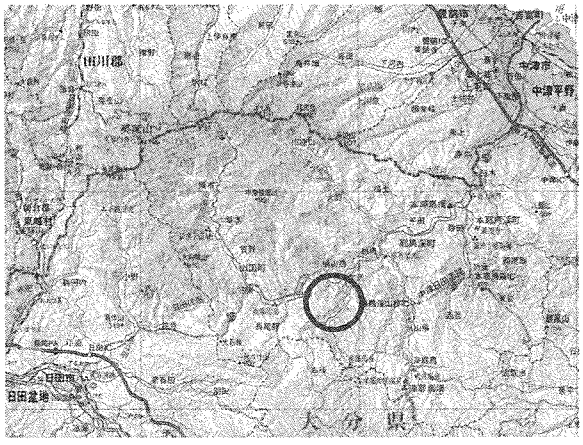
43. 古期地すべりから見た耶馬渓の斜面災害

Slope sediment related disasters based on the research of ancient landslides in Yabakei area

○稲垣　秀輝（㈱環境地質）
Hideki Inagaki

1. はじめに

2018 年 4 月 11 日に発生した耶馬渓の斜面災害について，4 月 29 日に行った現地調査結果と古期地すべりとの関係から災害発生の要因についてその概要をまとめる．



図－1　調査地位置図

2. 地すべりの概要

発生場所は大分県中津市耶馬渓町金吉林地で，発生日時は平成 30 年 4 月 11 日午前 3 時 48 分，発生規模は幅 160m，長さ 220m，面積 2.5ha，滑落崖の高さ 20-30m 程度であった．死者は 6 名，降雨は直近 2 週間 6mm，3 月の月降水量 179mm と少なく，予兆は 1 週間前頃から，小落石・異音・異臭あり，崩壊の直前に大きな水音あったと聞いている（行政には通知せず）．また，地下水は降雨がないのに斜面中腹から湧水が続いていた．

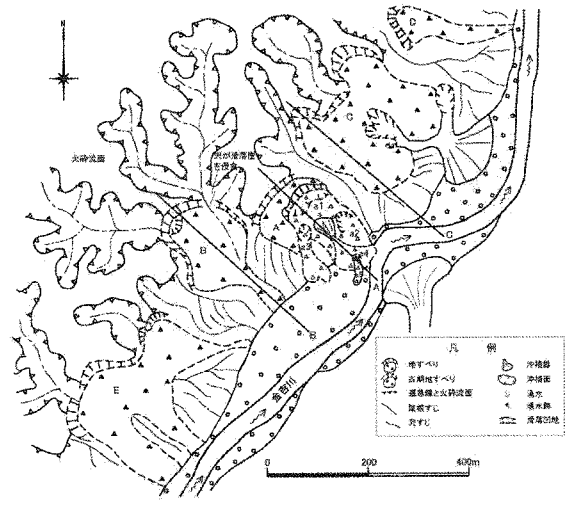
したがって，今後のボーリング調査などによるが，古期地すべりの存在と火山堆積物に地下水が長期滞留して崩壊が発生した可能性が高い．災害対応は詳細地質調査（国土防災）が始まり，対策工が設計，防災工事（治山事業）が行われる予定である．

3. 古期地すべり

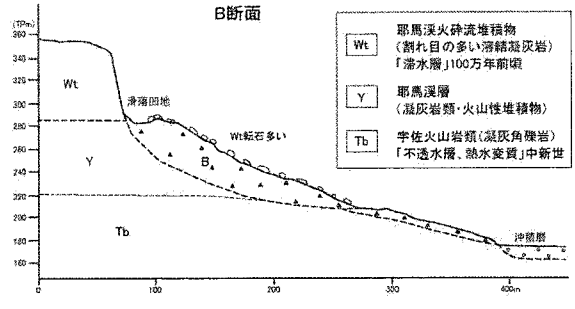
今回発生した地すべり周辺の斜面に古期地すべりが数多く分布している（図-2,A-F ブロック確認）．地質は下位より後期中新世・鮮新世の宇佐火山岩類（凝灰角礫岩等）で熱水変質を受けている．その上位に前期更新世の凝灰岩類や火山性堆積物からなる耶馬渓層があり，その上に 100 万年前後の耶馬渓火砕流堆積物（溶結凝灰岩）が分布している．

宇佐火山岩類は不透水層で，耶馬渓火砕流堆積物は割れ目の多い帯水層を形成しており，キャップロックタイプの地すべりといえる．標高 360m の火砕流台地に滑落崖上部があり，滑り落ちた地すべり頭部の標高は 290m 前後で，地すべり末端の標高は 210-220m 前後と共通している（図-3,4）．

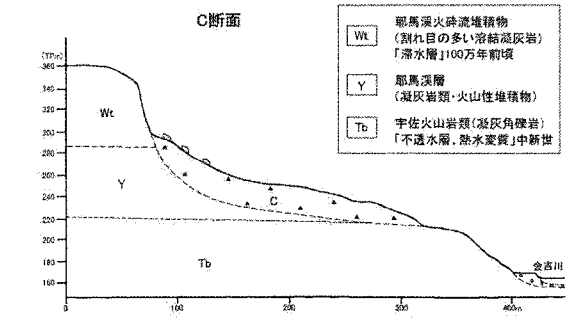
地形の特徴は，小起伏面の火砕流台地からこれらの地すべりに起因する遷急線の発達する侵食斜面といえる（写真-1,2）．古期地すべりの滑落崖には溶結凝灰岩が露出し（写真-3），古期地すべりは溶結凝灰岩の岩塊を主体としている（写真-4）．



図－2　周辺の古期地すべり



図－3　古期地すべりＢ断面図



図－4　古期地すべりＣ断面図

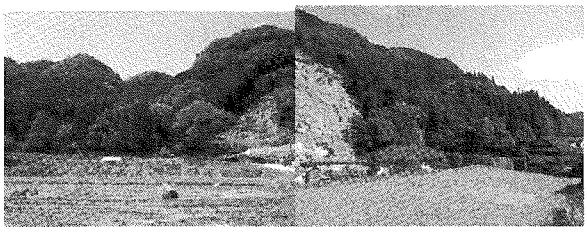


写真-1 B 古期地すべり　写真-2 C 古期地すべり

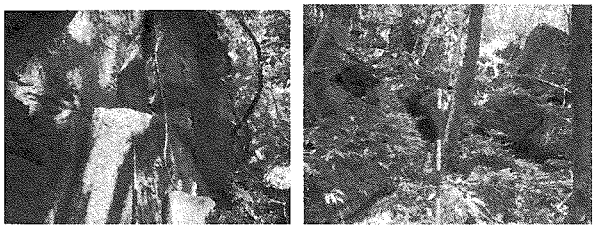
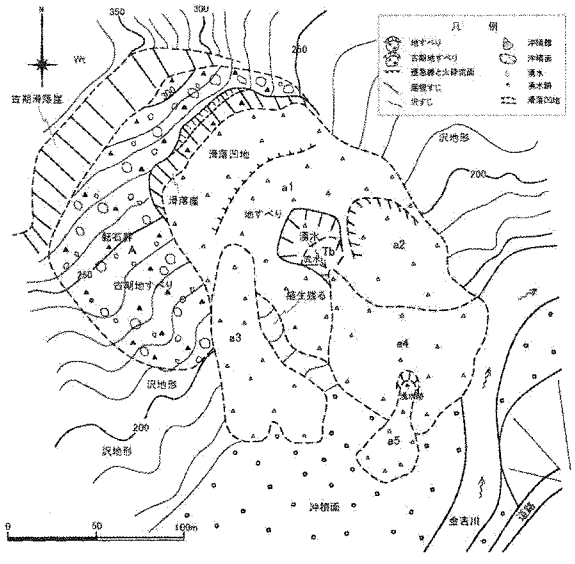


写真-3　B滑落崖　　写真-4　B地すべり岩塊

4. 新期地すべり

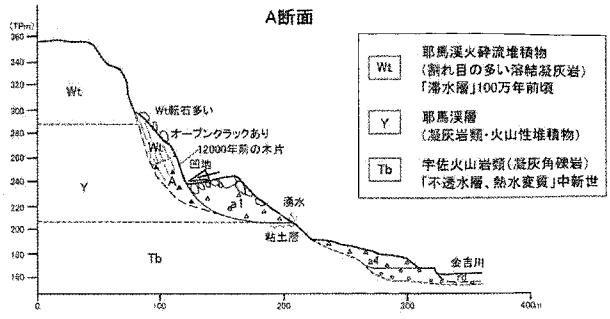
標高 360mの火砕流台地に古期地すべりの滑落崖上部があり，滑り落ちた古期地すべり（溶結凝灰岩の岩塊主体）の頭部の標高は 290m 前後であり，標高 210-220m 前後の末端を形成している（図-5,写真-5,7,8）．これは，周辺の古期地すべりの履歴と同じである．古期地すべりの活動時期は，A 滑落崖のクラックを埋めた木片から 12000 年前が出ているので（井口実施），この時期の可能性が高い．

古期地すべり（斜面の傷跡）と長期に地下水を滞留する溶結凝灰岩などの火山堆積物とが，今回の新期地すべりの主原因と考える．新期地すべりのすべり面の位置や地質はこれから行われるボーリングによるが，熱水変質した凝灰角礫岩やその上位の火山性堆積物・粘土層が関係しているかもしれない．新期地すべりはその形態やすべりの切った切られたから a1 から a5 に分けられる（図-5,写真-6）．



図－5　古期・新期地すべり(A,a 地域)

a1 は A 古期地すべりの中央から北側で崩壊した主ブロックであり，その北部に a2 が，その南部に a3 が発生した．また，中央の湧水点からは a4 が派生し，その下の湧水点から a5 が派生したと考えられる．いずれも湧水が関与したブロックと考えてよい（写真-9,10）．



図－6　古期・新期地すべりA断面図

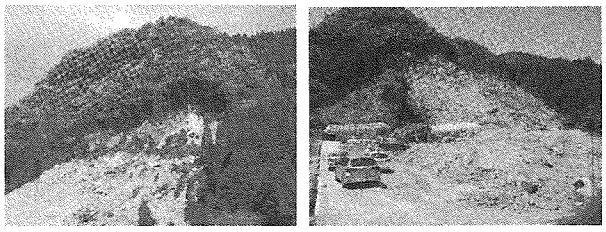


写真-5 A 古期地すべり　写真-6 a 新期地すべり



写真-7 A 古期滑落崖　写真-8 A 古期岩塊

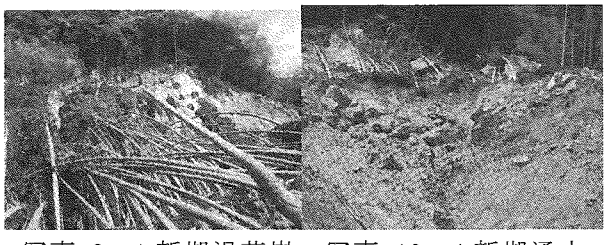


写真-9 a1 新期滑落崖　写真-10 a4 新期湧水

5. おわりに

熊本地震により地盤内の水みちが変化した影響は否定できないが，今回のような誘因（豪雨）のない斜面災害は火山地域の特性かもしれない．また，事前の予兆があったことから，崖に異常（段差やクラック植生の乱れ）があった場合，地盤専門家に知らせて崖の点検をしてもらえば，減災になると思われるし，自助として退避できるので，深夜の崩壊でなければ，避難できたかもしれない．さらに，事前の雨や地震がなく，予兆を行政に通報していないので，行政の責任はないのではないか．

参考文献

1) http:www.ajiko.co.jp/article/detail/(2018.4.17).
2) http://www.kkc.co.jp/service/bousai/csr/disaster/201804_oita/index.html(2018.5.15)
3) 日本地すべり学会(2018)：平成 30 年 4 月中津市耶馬渓町で発生した斜面崩壊について，2p.

44. 明瞭な発生誘因なしに起きた斜面変動に関する検討

－2018年4月の耶馬渓土砂崩落災害を受けて

Review of slope movements without clear occurrence factor

○井口　隆，山田隆二・小松義隆・小倉拓郎・飯田智之（防災科学技術研究所）・太田岳洋（山口大学）
Takashi Inokuchi, Ryuji Yamada, Yoshitaka Komatsu, Takuro Ogura, Tomoyuki Iida and Takehiro Ohta

1. はじめに

2018年4月に大分県中津市耶馬渓町の金吉にて発生した地すべり・斜面崩落によって6名の尊い命が奪われた．この斜面変動は地震や豪雨といった明確な誘因がない状況で発生したことが特徴である．誘因が明白でない状況下での斜面変動は過去にも発生してきたが，発生事例はさほど多くないことから，地震や豪雨など誘因別に発生過程が検証される研究等ではこのような事例は除外されることもあった．

今回の耶馬渓の土砂災害を受け，国内外における類似の斜面変動の発生事例についてその発生前後の状況や発生場所の地形・地質・地域的特性の把握に加え，人為的影響の有無などを含めて比較検討し，同種の斜面変動に関しての共通点について検証を始めた．誘因が明確でない斜面変動の場合は避難指示や発生予測など事前に防災体制を整えることが困難なことから，避難に結び付く様な直前の前兆現象等の的確な把握が重要である．その様な観点からも，可能な限り前兆現象の発生の有無についても検証を加えたい．

2．耶馬渓の災害の概要

耶馬渓で発生した斜面変動は2018年4月11日の未明に大分県耶馬渓町の金吉地区で起きた．発生場所は図-1に示すように金吉川の左岸，上部に溶結凝灰岩の急斜面が続く斜面において発生した．発生斜面のすぐ東隣りには地すべり地形が存在していた．発生時は雨天ではなく，その前の数日間にまとまった雨は降っておらず，明確な誘因がない状況下で死者6名を出す大きな災害に至った．

3　耶馬渓の斜面変動の概況

筆者の一人である井口が，TBSテレビの取材を受けた際に提供された発生当日の現場上空での空撮動画から画面キャプチャーして作成した実体視ペア写真を，図-2、図－3 に示す．斜面上部に残る移動体の上に植林された杉の樹林はほとんど後方に倒れていることから後方回転の円弧すべりが生じたと推測される．また移動体は左側方にて奥行きが長く，右側方では短いことが読み取れる．さらに移動体は左側が低い位置に下がっており，すべり面は南西側に少し傾いている可能性がある．

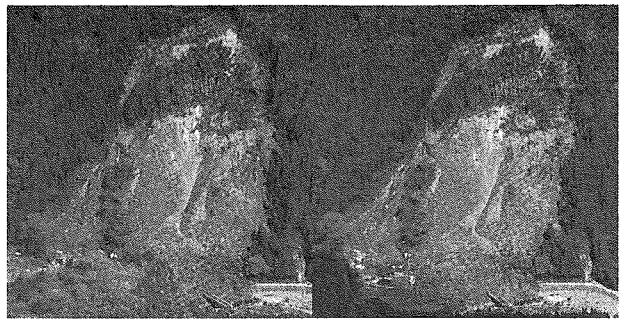
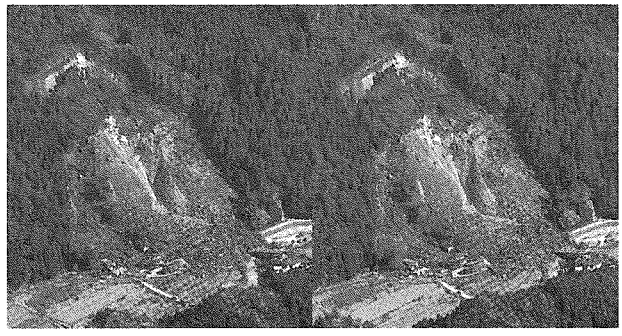


図-1 TBS取材動画より作成した立体視ペア画像（正面）



図－2　TBS社取材動画より作成した立体視ペア画像

4．耶馬渓の斜面変動の発生誘因と前兆について

アメダスの耶馬渓観測点での降水記録（表－1）を見ると，発生前3日間はいずれも 0.0ｍｍと無雨であり，その前の7日に 1.5ｍｍ、6日に 4.5ｍｍの降水が記録されている．それ以前の4月1日から5日までは 0.0ｍｍとなっている．発生前の10 日間の合計でわずかに 6.0ｍｍしかない．

表－1　発生前 10 日間の降水量（耶馬渓）

日	降水量(mm) 合計	最大 1時間	最大 10分間
1	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0
3	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0
5	0.0	0.0	0.0
6	4.5	1.0	0.5
7	1.5	0.5	0.5
8	0.0	0.0	0.0
9	0.0	0.0	0.0
10	0.0	0.0	0.0

発生前にまとまった降水があったのは、3月19日から22日の4日間で計76.5ｍｍとやや大きな降水があったが，その後の19日間においては前述のようにわずか6.0ｍｍの降水しかない。

前兆に関して新聞報道等によると，2－3日前から地響きを聞いたという住民がおり，また斜面直下に住む

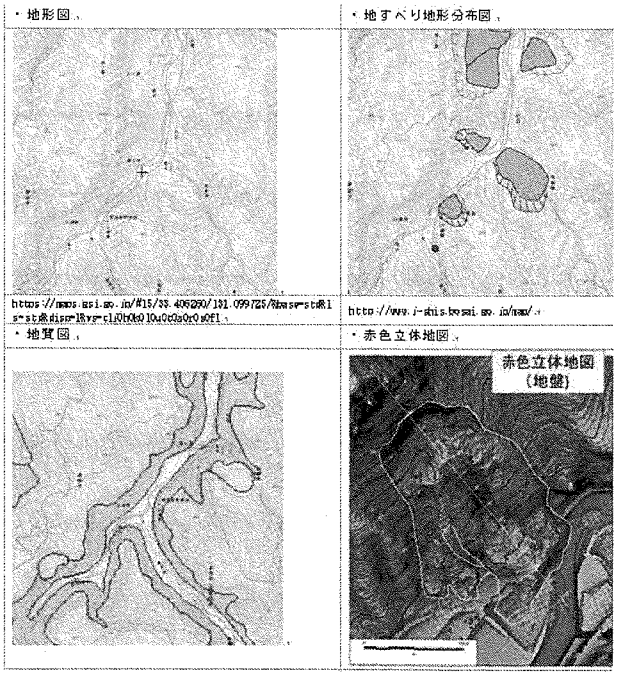
方から「普段にはない山水が出ていた」との証言も伝えられている（大分合同新聞夕刊記事）.

5．誘因が不明確な過去の斜面変動事例

今回の耶馬渓の災害以外に明確な誘因が見当たらすに発生した斜面変動について，過去の斜面変動の事例をまとめた２次資料に加え発表者の一人である井口が20年ほど前より断続的ではあるが，個人的に事例を収集してきた土砂災害 DB の誘因欄に「不明」とあるものを中心に抽出を進めた．また何人かの研究者から聞き取りを行なっており現在も発生事例の収集を進めている．収集は進行中であるが，これまでに収集できた事例に関して，暫定的な分析結果について報告する．表－２はこれまでに収集できた斜面変動の事に関するデータの一部を示す.

表－２　誘因が不明確な斜面変動事例

松之山	1681		新潟		松之山
和泉国日根おぶ	1688	1688/2/18			おぶ
卯辰観音山	1689	1689/8/30	石川県	金沢	
大谷崩れ	1702		静岡県		安倍川上流
荒島岳	1726	1726/4/20	福井	大野	荒島岳
佐喜浜川上流	1746		高知		
	1762	1762/9/4	鳥取		
甚之助谷	1896		石川県	白峰村	甚之助谷
フランク・スライド	1903	4月29日	アルバータ州南部		
大湧谷	1910		神奈川県		
稗田山地すべり	1911	8月9日	長野	南小谷村	稗田山
由比地すべり	1961	3月14日	静岡県	由比町	寺尾
竜門地区岩盤崩落	2002	4月17日	佐賀県	西松浦郡西有田町	
礼文島元地の崩壊	2003	5月25日	北海道	礼文島元地	
国道336号えりも町斜	2004	1月13日	北海道	幌泉郡えりも町庶野	
湯之谷村佐梨川土砂	2004	2月10日	新潟県	湯之谷村	下折立
大塔村地すべり	2004	8月10日	奈良県	大塔村	宇井
大舟木地すべり	2006	4月7日	山形県	西村山郡朝日町	
奈良国道169号	2007	1月30日	奈良県	上北山村	西原
台湾基隆市・第二高速	2010	11月27日	台湾	基隆市	第三高速道
春野町杉茶畑	2013	4月	静岡県	浜松市	春野町杉
小海町 芦平地区	2015	11月30日	長野県	南佐久郡	小海町 芦平
耶馬溪山崩れ	2018	4月11日	大分県	耶馬溪町	金吉



図－３　発生事例ＤＢの図表部分（耶馬溪山崩れ）

これまでに収集できた斜面変動事例のうち国内の事例で発生地点が明らかな事例については，その周辺の地形図，地質図，地すべり地形分布図，赤色立体図などを収集するとともに，変動に関する地形諸元などに関するデータベースの整備を進めている（図－３）.

これまでに用いた出典の特性もあり，江戸期に発生して詳細が不明なものがかなり含まれている．また，稗田山地すべりなどかつては誘因不明とされていたが、資料解析が進んだ結果誘因が明らかにされてきた事例も含まれる.

発生に至る詳細が不明な事例が多く，傾向は見えないが、発生以前に人為的な改変が行なわれてことが明確な事例が数件ある。たとえば海外の事例であるが，2010 年に起きた台湾高速道路脇の斜面の層すべりは、地元新聞に「無雨無風」との見出しで報じられたが，流れ盤斜面を横切るように開削して高速道路の切土工事が行われたことが地すべり発生の要因になったとされる．また石炭の採掘が一因となったとの指摘がある1903 年にカナダアルバータ州で起きたフランク地すべりの事例もある．2007 年に奈良県起きた国道脇の崩壊も同様の疑いが持たれる．さらに調査に関与した情報提供者に迷惑をかける恐れがあることから，現時点で事例名を明記することは避けるが，表－２の中には同じ様な疑いが指摘されている事例が含まれている.

台湾高速道の変動事例では開通の約 10 年後に発生しており，人為的な改変後に斜面の力学的状況が変化したことで長期間かけて斜面の不安定化がゆっくりと進んだのではないかと推測される．おそらく人為的行為が不安定化の一因となり，斜面全体が二次クリープ状況となり斜面内部での破壊が徐々に進行したと考えることができる.

同様に地震の強震動によって，直後に変動が起らない場合でもある範囲に破壊が及んだ場合にも同じような状況が起きる場合も想定できる.

前兆については明らかになった事例がごく僅かであり，今回は検討を見送ることとしたい.

6．おわりに

地すべり・斜面崩壊をはじめとした各種斜面変動の誘因は，豪雨・地震・融雪のほか，火山活動や強風など極めて多様であり、発生誘因としてはそれらが複数関与して起きたと考えられる事例も多い．直前の誘因が明確でない発生事例に関しては要因についてさらに幅広く考察する必要があり一筋縄では行かないように感じる．今後さらに過去の発生事例の収集整理を図っていきたい.

45. 2017年7月九州北部豪雨災害における地すべり・崩壊の発生状況と特徴

Occurrence and characteristics of landslide and collapse in the July 2017 Northern Kyushu heavy rain disaster

○西村 智博，高見 智之（国際航業），松澤 真（パシフィックコンサルタンツ）
Tomohiro NISHIMURA, Tomoyuki TAKAMI, Makato MATSUZAWA

1. はじめに

日本応用地質学会 2017 年九州北部豪雨災害調査団では，2017 年九州北部豪雨で発生した崩壊・地すべりのうち，大量の土砂を供給して被害を増大させたと考えられる比較的規模の大きな地すべり・崩壊に着目し，その位置や地質，構造等について，若干の現地調査も含めて考察を行った．

なお，検討方法および雨量等との関連については「2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書」[1]に詳述しているため，そちらもご参照いただきたい．

2. 先行調査の状況

国土地理院では，7 月 13，30，31 日に撮影した画像等から，土砂崩壊地・道路損壊・鉄道損壊・洪水流到達範囲を判読し，「平成 29 年 7 月九州北部豪雨に伴う被害状況判読図」および「正射画像判読図（朝倉地区・東峰地区）」として公開している [2]．国際航業株式会社・株式会社パスコは共同にて空中写真を撮影し，成果をホームページで公開している [3]．

ただし，これらの成果は速報性を重視して作成・公開されているため，崩壊の発生域と流下域，堆積域といった区分が十分になされていないなどの課題がある．

3. 規模の大きな地すべり・崩壊地の抽出

1)第一次検討

各種空中写真の撮影成果や国土地理院の判読図からは，調査対象地域の山間地で夥しい地すべり・崩壊が発生し，谷に沿って土砂が流下したことが読み取れる．崩壊地のほとんどは幅数～十数 m，深さ数 m 程度の表層崩壊と考えられるが，これらに混じって所々に幅数十～百数十 m，深さ数～数十 m に及ぶと考えられる規模の大きな地すべり・崩壊が複数発生している．

このような規模の大きな地すべり・崩壊について，第一次検討として国土地理院が撮影・提供している正射画像 [4]にて分布を把握した．

第一次検討にあたっては，国土地理院から提供を受けた正射画像および「平成 29 年 7 月九州北部豪雨に伴う被害状況判読図」データを参考として，周辺より相対的に規模の大きな地すべり・崩壊を抽出した．

これらの結果を面積および地質ごとにまとめると，図-1 のようになる．

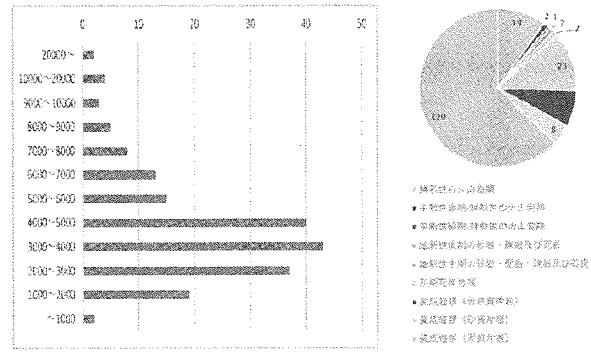


図-1 抽出した地すべり・崩壊の面積及び地質区分（総数 191 箇所，面積の単位は m^2）

2)第二次検討

第一次検討で抽出された崩壊地について，それぞれの面積を計測し，5000 m^2以上となる上位 50 箇所を第二次検討箇所として抽出した（図-2）．

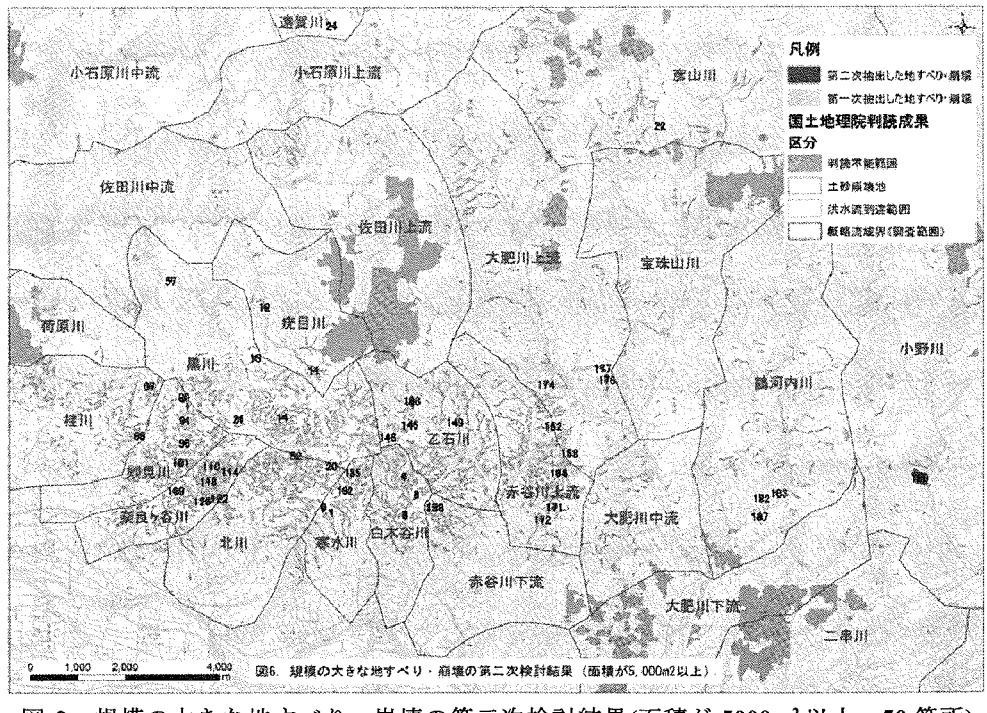


図-2 規模の大きな地すべり・崩壊の第二次検討結果(面積が 5000m^2 以上：50 箇所)

5. 崩壊タイプの検討

面積 5000 ㎡以上の地すべり・崩壊 50 箇所について空中写真の実体視判読を行った結果，これらの発生形態は 5 つのタイプに区分できた（図-3）．

①表層流出型:20 箇所
②スプーン型:3 箇所
③地すべりⅠ型:6 箇所
④地すべりⅡ型:15 箇所
⑤キャップロック型:6 箇所

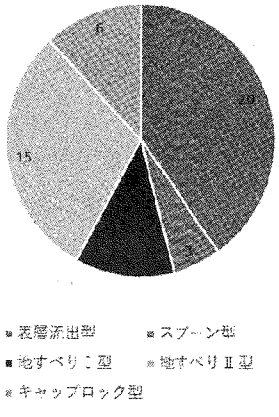


図-3 崩壊タイプの区分

6.考察

九州北部豪雨では，通常規模の表層崩壊に混じって規模の大きな崩壊が多数発生しており，その数は少なくとも 200 箇所弱である．このうち崩壊面積が 5000 ㎡以上となる崩壊地は 50 箇所であり，これらについて以下の詳細な考察を行った．

1)地質区分別に崩壊発生面積を見ると，8000 ㎡以上の崩壊は火山岩類と泥質片岩の分布地のみであり，花崗岩類分布地では 8000 ㎡以下である（図-4）．

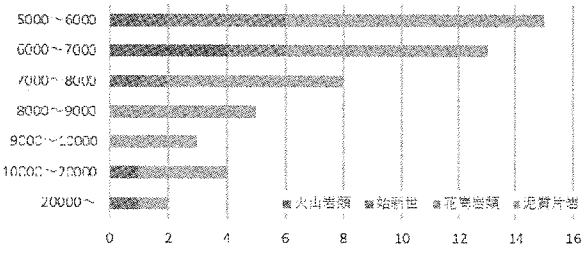


図-4 地質区分別の崩壊発生面積（単位：㎡）

2)地すべり・崩壊の形態は，以下の 5 タイプに区分できた．

①表層流出型 ②スプーン型 ③地すべりⅠ型
④地すべりⅡ型 ⑤キャップロック型

3)崩壊タイプごとに面積を整理すると，20000 ㎡以上の崩壊はすべて地すべりの再活動である（図-5）．

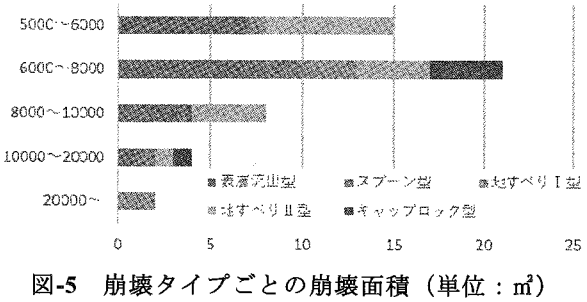


図-5 崩壊タイプごとの崩壊面積（単位：㎡）

4)崩壊タイプごとの地質区分の内訳は以下のように整理できる（図-6）．

①泥質片岩地帯では半数以上が地すべりに関連
②花崗岩分布地では大半が表層流出型
③火山岩類分布地ではキャップロック型が半数以上で，スプーン型も多く，表層流出型はない

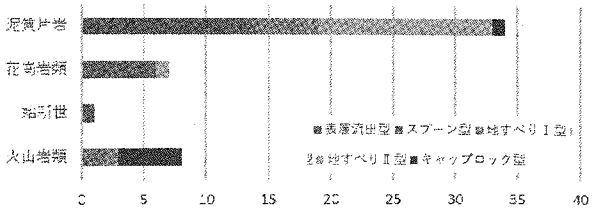


図-6 崩壊タイプごとの地質区分

5)地質別に崩壊発生箇所の総雨量，1 時間雨量と崩壊地面積の比較を行った結果，両者には明瞭な関係が認められなかった．ただし，変成岩地域では総雨量と崩壊地面積に若干の正の相関が確認された（図-7）．

①表層崩壊型は総雨量 500 ㎜以上の地域で急増
②規模の大きい表層流出型崩壊が多く特徴的

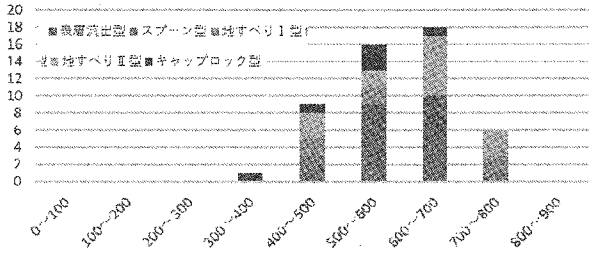


図-7 崩壊タイプ別・総雨量ごとの崩壊発生頻度

7.今後の展望

得られた知見から，今後の展望として以下の事項が挙げられる．

1)地すべりやキャップロック構造は，詳細な地形・地質調査によってある程度その性状を把握することができることから，レーザ測量データ等の詳細な地形モデルを利用して事前に脆弱な斜面を把握しておくことは，防災上有効と考えられる．

2)脆弱な斜面とその影響を受ける可能性のある保全対象等の位置を十分に検討して，地域の災害リスクを評価する必要がある．

3)慎重に評価された災害リスクに基づいて，ハード・ソフト両面からの災害対策が望まれる．

文献

1)一般社団法人日本応用地質学会(2018):「2017 年九州北部災害調査団報告書」，pp.15-27.

2)国土地理院 平成 29 年 7 月九州北部豪雨に関する情報 http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H29hukuoka_ooita-heavyrain.html#9 最終閲覧日：2017 年 12 月 9 日

3)国際航業株式会社 災害調査活動への取り組み 平成 29 年 7 月九州北部豪雨災害 http://www.kkc.co.jp/service/bousai/csr/disaster/201707_north_kyushu/index.html 最終閲覧日：2017 年 12 月 9 日

4)国土地理院撮影正射画像（朝倉地区 7 月 13 日撮影，東峰地区 7 月 13 日撮影，東峰地区 7 月 30 日撮影，東峰地区 7 月 31 日撮影）

46. 2017年九州北部豪雨災害の地質地形条件からの類型化の試案

Typology on the rainfall disaster at northern Kyusyu district in 2017 from geological condition

○高見智之，西村智博（国際航業），松澤　真（パシフィックコンサルタンツ）
Tomoyuki Takami, Tomohiro Nishimura, Makoto Matsuzawa

1. はじめに

2017年九州北部豪雨により多数の斜面災害が発生したが，斜面災害の発生形態は多種多様であった．災害発生形態にはいくつかのパターンがみられ，それには地質性状や地質構造，地形などの組み合わせが関与していると考えられる．斜面災害の発生前後の空中写真を比較し，既存地質資料や地形解析からの地質構造の推定等から，どのような条件下でどのような形態と規模の災害が発生するかを考察し，災害の類型化を試みる．地質地形条件からの類型化から，今後の類似の災害発生の危険性を定性的に評価することにより，今後の防災計画に対する基礎的な資料となると考えられる．

2. 調査方法

斜面災害の分布は国土地理院ホームページにその分布図が公表されている．これに基づき，規模の大きい崩壊・地すべりの発生状況について西村ほか（2018）が報告している[1]．

これらの資料を参照して，災害発生後の国土地理院撮影空中写真の判読，および災害発生前の空中写真判読によって，地形条件を比較検討した．地質条件については，既存の地質資料のほか，日本応用地質学会の災害調査団報告を参考とした．

3. 災害の類型と特徴

斜面災害の発生形態の特徴と地質地形条件の組み合わせから表－1に示すような7つの類型に分けることができる．

表層流出型は，浅い表土層の崩壊であるが面的に広がりを持ち，表土が洗い流されたような形態を示す．



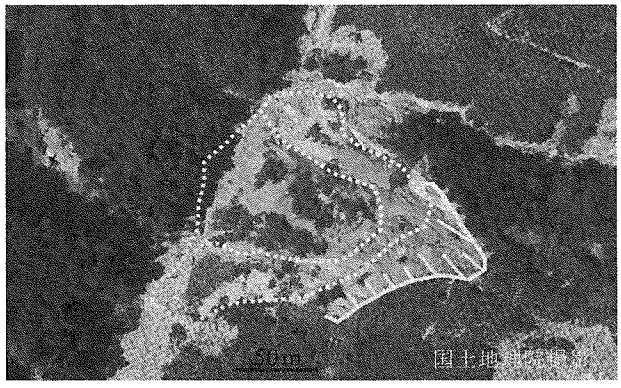
図－1 表層流亡型（寒水川流域）

地すべり地形崩壊型は，不明瞭であるが地形的に地すべり跡と推定される斜面でその一部または拡大して崩壊している．小野川地区や乙石川流域，桂川上流須川地区など，やや深いすべりで大規模なものが多い．



図－2 地すべり地形の滑動（乙石川流域）

流れ盤風化岩初生地すべり型は，地すべり地形が検出されない斜面での初生的な地すべりと考えられ，妙見川上流に見られる[2]．



図－3 妙見川流域の初生地すべり

4. 考察

2017年九州北部豪雨では総雨量500～800㎜という大量の降雨[1]があり，豪雨災害で通常考えられているような集水地形や0次谷の崩壊からの土石流災害だけでなく，規模の大きい斜面崩壊や，いくつかの土石流が合流して下流の河川で氾濫するというような災害形態が特徴的であった．

規模の大きい斜面崩壊は，風化層が厚い花崗岩類や泥質片岩分布地で表層流亡型の崩壊と，風化岩を含めたやや深い崩壊（キャップロック湧水崩壊型，風化岩崩壊型）が発生したことによる．

地すべり地形崩壊型は規模の大きいものが多く，豪

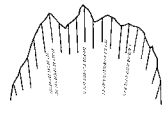
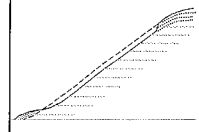
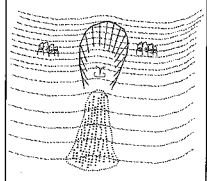
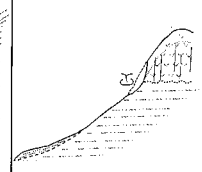
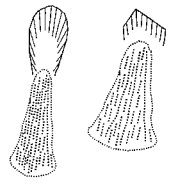
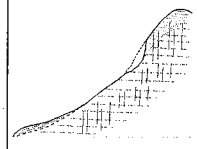
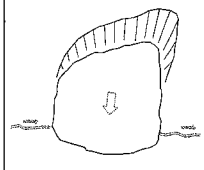
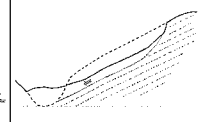
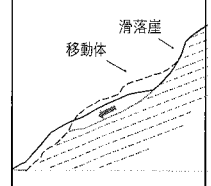
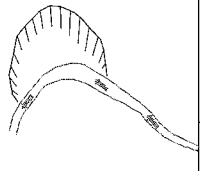
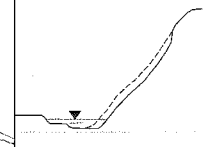
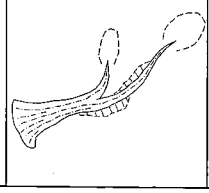
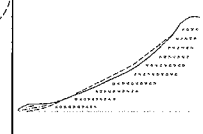
雨での地すべり滑動に注意が必要である．ただし，地すべり地形はやや不明瞭なものが多く，空中写真判読で抽出漏れの可能性があり，地質構造を念頭に置いた慎重な判読やLiDAR-DEMの活用が必要と考えられる．

文献

1）西村智博・高見智之・松澤　真（2018）：調査地域における地すべり・崩壊の発生状況，2017年九州北部豪雨災害調査団報告書，pp.15-27.

2）西山賢一・撰田克哉・井口　隆（2018）：朝倉市妙見川流域で発生した地すべり・斜面崩壊の地形・地質的特徴，2017年九州北部豪雨災害調査団報告書，pp.70-77.

表－1　2017年九州北部豪雨における土砂災害の類型化案

	崩壊形態の分類	平面形	断面形	特徴	地形地質条件
1	面発生表層流失型			・崩壊頂部の輪郭が不規則 ・崩壊流動域に立木が残する場合 ・崩壊頂部の急崖部の高さが低い ・表層物質が洗い流されたような筋がある	・花崗岩類、片岩など風化層が比較的厚い ・傾斜30～40度の直線型平滑斜面
2	キャップロック湧水崩壊型			・斜面の遷緩線付近を崩壊源とする ・上部斜面は亀裂性硬質岩盤 ・不明瞭な谷型斜面や尾根型斜面でも発生	・難透水性の凝灰岩や火砕岩の上位に、亀裂の多い透水性の安山岩層が覆う境界部 ・地質境界の遷緩線付近
3	スプーン状～かぎ型風化岩崩壊型			・馬蹄形の崩壊源 ・崩壊頭部は急斜面 ・崩壊土砂が下部斜面を流下、浸食 ・崩壊深が比較的深い	・風化岩が厚い ・地質構造による湧水の可能性 ・断層や亀裂系に規制された崩壊面
4	流れ盤風化岩初生地すべり型			・直線状平滑斜面 ・ディップスロープ ・やや深い崩壊面 ・崩壊面に岩塊や崩落土砂が残存し、地すべり状の形態となる	・ケスタ状の流れ盤斜面 ・傾斜20～40度 ・層理や片理が明瞭で風化が進む
5	地すべり地形崩壊型			・発生前の地形が地すべり地形 ・地すべり地形の移動体や周辺が崩壊 ・崩壊下部に移動体の一部が残存する ・移動体先端部がさらに下方に崩落する場合がある	・やや不明瞭な地すべり地形～段差地形 ・先端斜面が比較的急傾斜 ・流れ盤などの地質構造
6	河川攻撃斜面洗堀崩壊型			・河道や氾濫流が斜面脚部を直接浸食 ・河川屈曲部の攻撃斜面にある谷型の急斜面の表層部が崩壊	・河川屈曲部の攻撃斜面 ・谷型の急斜面
7	0次谷点発生下流巻き込み長距離流動型			・最上流部に明瞭な崩壊地を持たない ・湧水点と思われる一点から下流側にガリー浸食が拡大し長距離流動 ・渓床や渓岸を浸食して幅が増大 ・支谷からの合流で流下土砂量が増大	・急傾斜の0字谷 ・下方にガリー状の急勾配の直線的なV字谷があり、渓流に連続する。 ・下流の渓流に崖錐～土石流堆積物が分布

47. 平成29年九州北部豪雨により発生した結晶片岩と花崗岩地域における斜面崩壊メカニズムについて

Mechanism of Slope Failures Induced by The 2017 July Northern Kyushu Torrential Rainfall in Granite and Crystalline Schist Area

山本茂雄（中央開発株式会社），矢田　純（株式会社カミナガ），矢野　健二（ジオテック技術士事務所）
Shigeo Yamamoto, Jun Yada, Kenji Yano

1. はじめに

平成29年7月5日から6日にかけて，九州北部に集中豪雨（平成29年九州北部豪雨災害）により，福岡県や大分県で大小様々な斜面崩壊や土石流・土砂流が発生し，河川の周辺流域やそれぞれの河口に多量の土砂流出をもたらした（日本地すべり学会(2017) 1)他）．

現在，被災地においては鋭意災害復旧工事が進められている．原型復旧を基本としながらも，将来的な防災計画を考える上で，斜面崩壊の特徴を地質学的に把握し崩壊メカニズムを明らかにすることが重要である．

こうした背景の下，筆者らは特に被害の大きい赤石川の支流である乙石川流域において，現地踏査を広域に展開し，発生した斜面崩壊の特徴を地質並びに地質構造に着目して分類・整理し，それぞれの崩壊メカニズムを考察した．

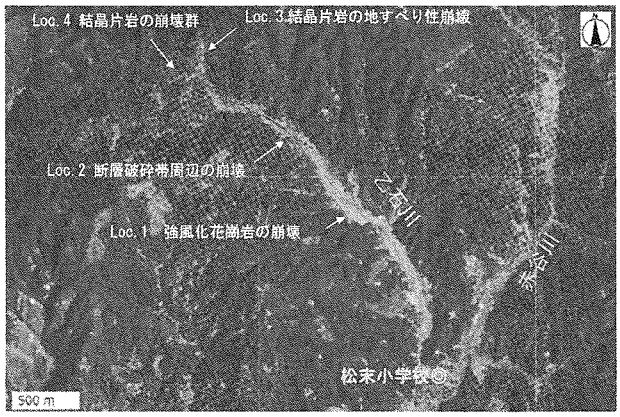


図-1　調査位置図(背景図は地理院地図使用)

2. 地形・地質

赤石川の支流である乙石川は，北西-南東方向に主峰が連なる三郡山地の南部に位置する．乙石川の左岸側では南北から北東-南西方向，右岸側では東西から北東-南西方向の支谷が卓越しており（図-1），これらの方向は，北部九州に発達する断層破砕帯の分布方向と調和的であり，この流域の地形が地質構造（断層等）に規制された差別浸食として発現していることを示唆している．また，乙石川には中～下流域にかけて朝倉花崗閃緑岩が分布し，上流域に三郡変成岩類が分布する．なお，最上流域の流域界となる尾根部には，新第三紀鮮新世の英彦山火山岩類が分布している（図-2）．

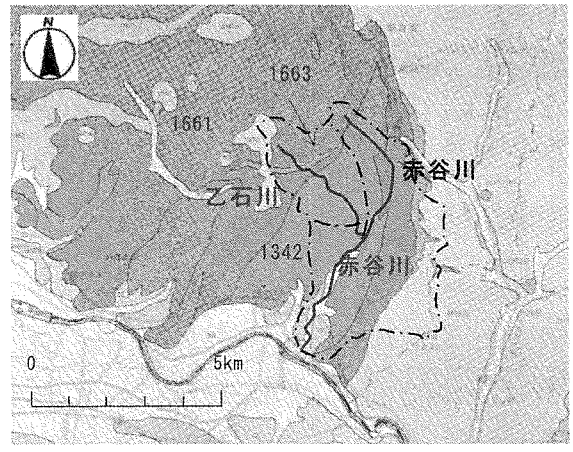


図-2 調査地域周辺の地質図（日本シームレス地質図に一部加筆）（地質凡例 No. 1342：前-後期白亜紀(K1-2)の花崗閃緑岩，No. 1661：約2億3000万年前～1億6000万年前の泥岩起源の三郡-周防変成岩類，No. 1663：約2億3000万年前～1億6000万年前の玄武岩起源の三郡-周防変成岩類）

3. 斜面崩壊の特徴

3.1 花崗岩分布域の崩壊

乙石川流域沿いで最も多く確認された崩壊形態は，図-3（左図）に示すように強風化した“マサ土”の部分で崩壊を生じたものである（図-1のLoc.1）．崩壊深度は概ね1～2m程度であり，崩壊面にはパイピングと思われる湧水痕や顕著なガリー浸食が幾筋も形成されている．また，斜面末端の崩積土がほとんど認められないことから、崩積土が単純に河川に流出したか，あるいは流水が強く当たる攻撃斜面の基部が侵食されることで，斜面全体の土塊バランスが失われ崩壊に至ったものと考えられる．

乙石川の中流域の河床や渓岸斜面には，幅10m規模の断層破砕帯が認められた（図-1）．これらの破砕構造の方向性は複数系統が認められ，その一部に断層ガウジを伴い強く破砕された断層破砕帯が確認される．この断層周辺に位置するLoc.2で発生した斜面崩壊では，斜面の末端部に幅1m程度のガウジ帯と，幅5m程度の開口が顕著な亀裂帯からなる断層破砕帯が確認される．断層の方向はN54° W・70° SE　を示し，斜面に対して受け盤構造を呈する．また，斜面側の亀裂帯からは相当量の地下水の湧出が認められた（毎分50 ℓ程度）．

こうした破砕帯の性状や湧水状況から当地の崩壊

機構を考察すると，平常時は難透水性を示すガウジ帯が遮水壁となり，地下水が亀裂帯から湧出する流動形態を示すが，今回豪雨で短時間に多量の地下水が供給されたため斜面内の地下水位がリフトアップされ，多亀裂帯を含めた岩盤崩壊に至った可能性が高い（図-3右図）．

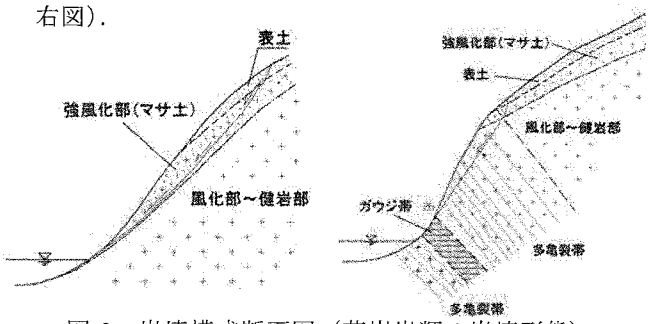


図-3　崩壊模式断面図（花崗岩類の崩壊形態）

3.2 結晶片岩分布域の崩壊

乙石川上流における結晶片岩類の分布域では，長さ約 120m（滑落崖～土塊末端部），幅約 110m，平均深さ 15～20m程度の地すべりが発生している（図-1 の Loc.3）．滑落崖や側部の状況から，地すべり移動体を構成するのは，岩片混じりの土砂層や，風化が進行した結晶片岩類である．現地踏査の結果，この移動体の層厚は平均 15～20mで，最大 25mである．地すべり内には，複数の湧水点が認められ，末端では流量が増加する．ただし，これらの多くは地すべり土塊へ伏流した後に湧出したものである．周辺露頭から判断して深度 20m 付近で地すべりが発生した想定され，深部の地下水が地すべり運動に寄与した可能性が高い（図-4）．

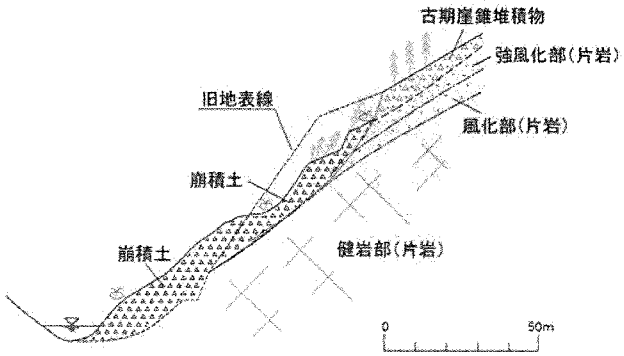


図-4 模式断面図（結晶片岩類の地すべり性崩壊）

3. 3 結晶片岩類の表層崩壊と破砕帯が絡んだ崩壊

Loc.3 の地すべり性崩壊地と乙石川を挟んだ右岸側斜面の Loc.4 では，複数個所で斜面崩壊が発生している．崩壊規模は左岸側の地すべりよりも小さいが（崩壊深度は 5m 以浅程度），谷部を埋積していた崩積土の崩壊，風化で土砂状化した片岩の崩壊や断層破砕帯に規制された崩壊など，複数の崩壊形態が認められた．また，崩壊面の一部に花崗岩分布域とほぼ同系統の断層破砕帯，亀裂に富んだ片岩類などが露出することから，崩壊素因はこれらの地質構造に規制されている可能性が高い．以上のことから，右岸側斜面における崩壊機構は大きく次の 2 つに分類される．ひとつは断層破砕帯に規制された崩壊である．破砕帯周辺の岩盤は脆弱化しており，その脆弱化箇所が選択的に崩壊したと考えられる（図-5）．もうひとつは表層強風化岩部の崩壊であり，経年劣化で岩盤の軟質土砂化部が降雨により崩壊したと考えられる．

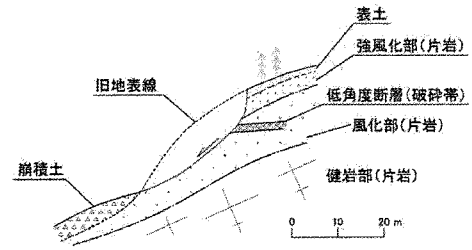


図-5　断層破砕帯型の崩壊形態模式図

3.3 斜面崩壊の分類と特徴

今回の現地踏査で確認された斜面崩壊形態を表-1 に整理した．表-1 の分類は，構成地質・地質構造に着目して崩壊形態を整理したものである．花崗岩部ではマサ土の表層崩壊と，一部の断層破砕帯に規制された岩盤崩壊に分類される．また，結晶片岩部では，表層に分布する強風化部の崩壊と地質構造に規制された岩盤崩壊及び大規模な地すべり性崩壊に区分される．

表-1　斜面崩壊形態の分類

分類記号		地質・地質構造	崩壊の種類
Ⅰ（花崗岩）	Ⅰa	・斜面表層は花崗岩の強風化帯（マサ土）が分布 ・通常の風化形態	表層崩壊
	Ⅰb	・断層破砕帯が存在 ・断層付近の亀裂帯と強風化帯が分布	岩盤崩壊（断層破砕帯型崩壊）
Ⅱ（結晶片岩）	Ⅱa	・風化により、軟質土砂化した強風化帯が分布 ・古期崖錐堆積物が分布	表層崩壊
	Ⅱb	・通常の風化帯中に断層破砕帯が存在	強風化岩盤崩壊（断層破砕帯型崩壊）
	Ⅱc	・結晶片岩の風化帯部から健岩部に至る一連の地質構造を示す ・部分的に破砕部が分布	地すべり性崩壊

4. まとめ

本研究より得られた結論は以下の通りである．

(1)花崗岩分布域の山腹斜面では，強風化花崗岩（マサ土）の表層崩壊と，岩盤崩壊（断層破砕帯に規制された地下水が寄与した崩壊）に分類される．

(2)河川沿いの斜面崩壊は，攻撃斜面に集中しており，その崩壊メカニズムは，流水の強く当たる攻撃斜面の基部が侵食されることで，斜面全体の土塊バランスが失われ，崩壊に至ったものと考えられる．

(3)上流左岸側の結晶片岩分布域では，その崩壊形態から地すべり性崩壊と考えられ，崩壊前の地形形状から，過去に繰り返し重力変形を受けていた可能性が高い．

(4)上流右岸側では，地形変換点が崩壊の発生箇所となる強風化部の崩壊が複数認められ，一部に断層破砕帯付近の脆弱箇所における崩壊が認められた．

文献

1）日本地すべり学会（2017）：平成 29 年（2017 年）7 月福岡・大分豪雨による斜面災害について，https://japan.landslide-soc.org/news/2017/PressSummury.pdf

48. 平成29年7月九州北部豪雨災害により乙石川，奈良ヶ谷川で発生した土石流・土砂流堆積物の特徴

Feature of debris flow·sediment flow deposits occurred in Otoishigawa River and Naragatanigawa River due to heavy rain disaster in July, 2017

○矢野健二（ジオテック技術士事務所），大石博之，井柳卓也（西日本技術開発），山本茂雄（中央開発），
矢田 純（カミナガ），小泉友美（九州地質コンサルタント）
Kenji Yano, Hiroyuki Ooishi, Takuya Iyanagi, Shigeo Yamamoto, Jun Yata, Tomomi Koizumi

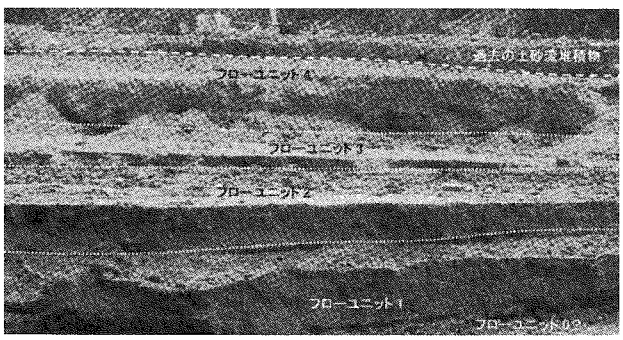
1. はじめに

平成29年7月6日に発生した平成29年7月九州北部豪雨において，福岡県朝倉市東部の乙石川流域では多数の斜面崩壊が発生し，その崩土の多くは土石流として乙石川に流入し，土石流及び土砂流堆積物が厚く堆積した．同市奈良ヶ谷川では，発生した土石流がため池に流入し，ため池の決壊という甚大な被害を生じた．筆者らは，多量の土砂流出がもたらされた乙石川や奈良ヶ谷川で現地調査を行い，複数回の土石流・土砂流が発生していることを確認した．本論では，今回の豪雨に伴って発生した乙石川・奈良ヶ谷川沿いの土砂流・土砂流堆積物及び過去の土石流・土砂流堆積物の特徴について報告する．

2. 乙石川における土石流・土砂流堆積物の特徴

乙石川流域では，今回の今回の土石流による堆積物の過去の土石流による堆積物の２種類が確認された．

今回の土石流による堆積物は，明瞭な層理が確認される．また，逆級化層理が明瞭であり，逆級化層理の構造から少なくとも４つのフローユニットが読み取れる．



図－1　乙石川での今回の土砂流堆積物の堆積構造

過去の土石流堆積物は大きくは以下の２パターンが確認される．

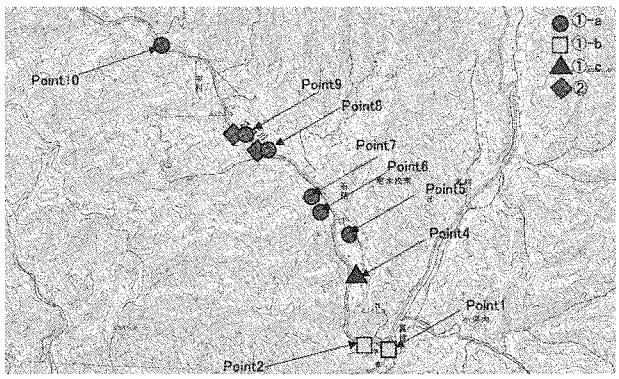
①本川上流域から河床堆積物や渓岸を巻き込んで流下した土石流堆積物

本川河床部に広範に分布する．礫は花崗閃緑岩・塩基性片岩・泥質片岩の亜円礫～亜角礫主体で，円礫や角礫も混じる．全体には円磨された礫が多い．土石流とその上位の土砂流堆積物からなるユニットとで分布する．土砂流堆積物には明瞭な層理が見られることが多い．さらに花崗閃緑岩礫が風化しくさり礫化しているもの(①-a)，礫が未風化のもの(①-b)，ビニール片等ごく最近の活動痕跡を持つもの(①-c)，の３パターンが確認される．①-aは礫の風化状況から古い土石流堆積物と考えられる．①-bには少なくとも２回の堆積時期が確認されるが，①-bの最新の活動時期と①-cとの時期関係は不明である．

②大きめの支流から流出した土石流堆積物

分布が支流の出口周辺に限られる．地形的にも明瞭な扇状地状の地形を作っていることが多い．礫は新鮮な花崗閃緑岩の角礫・亜角礫で構成されており，結晶片岩は含まれない．これは支流の流域に結晶片岩が分布しないことによる．

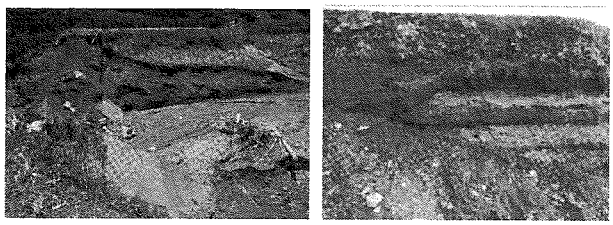
これら土石流堆積物の分布パターンを図－2 に示す．①-aは乙石川の中流域のみ確認される．一方①-bは下流域のみ，また①-cは石詰集落の下流側の１箇所のみ確認される．少なくとの①-b以降の土石流は乙石川下流域まで達していることが確認できる．前述のとおり土石流堆積物は河床や渓岸を削剥しながら流下していることから，中～上流域では今回の土石流で埋没あるいは削剥され①-b以降の痕跡が失われている可能性がある．



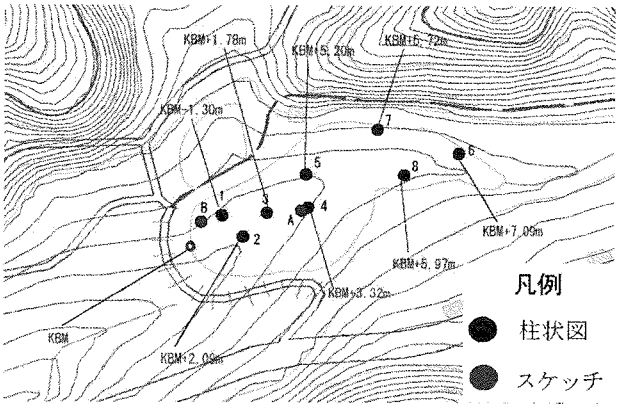
図－2　土石流堆積物のパターンと分布位置
(背景図は地理院地図（2017）使用)

3. 奈良ヶ谷川山の神ため池の土石流堆積物

奈良ヶ谷川中流域に位置する山の神ため池では，今回の豪雨により多量の土砂が流入するとともに，堤体が破堤し，下流域に甚大な被害を生じた．これにより貯水池が干上がったため，貯水池湖底に堆積した堆積物を露頭として確認することが可能となった図－3 は山の神ため池堤体の被災後の状況及び貯水池内の露頭状況である．図－4 に各個柱状図やスケッチを作成した露頭の位置を，図－5 に露頭の各個柱状図例を示す．



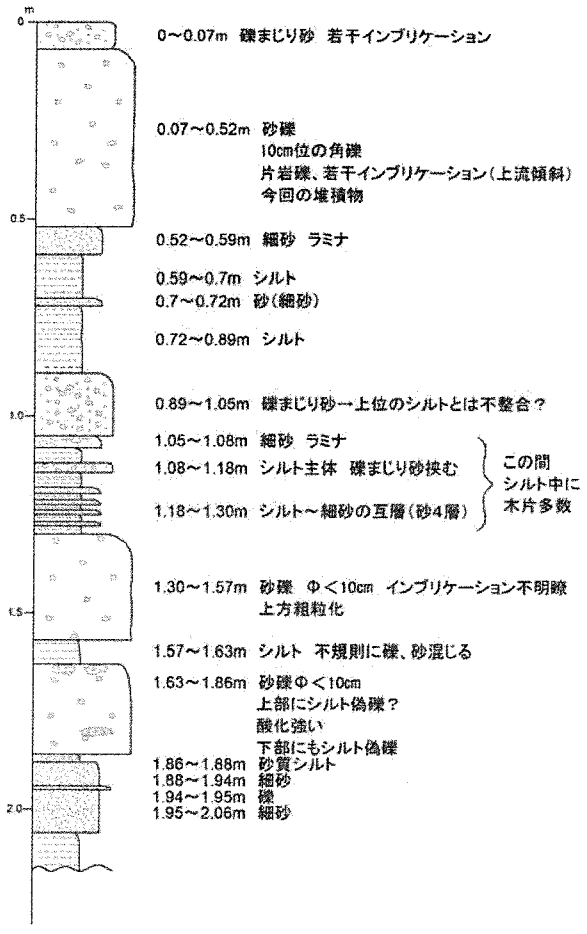
図－3　破堤した堤体(左)と貯水池内の露頭(右)



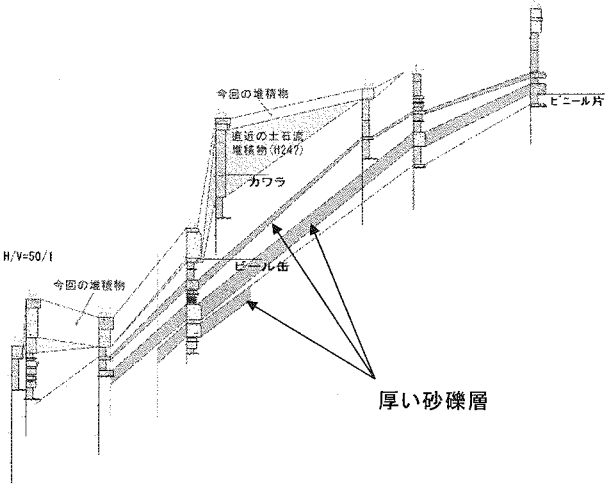
図－3　山の神ため池貯水池内露頭位置図

図－4，図－5 に示すように，貯水池内には比較的静穏な環境で堆積したと考えられるシルト層と，豪雨時の土砂流入による堆積物と考えられる砂や砂礫層が交互に堆積していることが確認される．砂礫層には明瞭な逆級化層理が確認される個所もある．場所によっては瓶の欠片，ビール缶，瓦片，ビニール片等の人工物を含んでいる．

図－6 は各露頭状況から貯水池内堆積物の層序を概略検討したものである．各露頭では今回の豪雨による堆積物の直下に厚い砂～砂礫層が確認されており(黄色着色)，これらは福岡県南部を中心に大きな被害を生じた平成 24 年北部九州豪雨による堆積物の可能性がある．その下位には，少なくとも３層の厚い砂礫層が確認されている．これらの状況から，山の神ため池上流においては，今回も含め少なくとも 5 回の豪雨による大規模な土砂流入を経験していると考えられる．さらにシルト卓越層内にも砂や砂礫の薄層が多数挟まれており，小規模の土砂流入イベントは多数繰り返されてきたと考えられる．



図－5　各個柱状図の（図－3 地点 4）



図－6　山の神ため池貯水池内の層序

4. まとめ

乙石川は全般に広い谷底平地を有しており，宅地・田畑として開かれている．奈良ヶ谷川も中～下流域は同様の地形状況にある．これら谷底平地は過去の土石流による堆積物で作られた低地であり，両流域とも複数回の土石流が発生していることが露頭で確認された．このような地域では数10年あるいは数100年程度の間隔で繰り返し大規模土石流による谷の埋積が行われると考えられるため，このような点を踏まえた土砂災害に対するリスク管理を考える必要がある．

49. 福岡県朝倉・大分県日田地域における地すべり・土石流の発生頻度

Frequency of landslide and debris flow in the Asakura area, Fukuoka Prefecture, and Hita area, Oita Prefecture

○西山賢一（徳島大）
Ken-ichi NISHIYAMA

1. はじめに

福岡県南部の朝倉市・東峰村ならびに大分県西部の日田市周辺では，2017 年 7 月豪雨により，総雨量が 500 mm を超える記録的豪雨に襲われ，多数の斜面崩壊・地すべりによる土砂災害，ならびに氾濫による浸水害などの甚大な被害が発生した．今回，筆者は朝倉市・日田市において，過去に発生した地すべり・土石流の発生時期の推定を試みた．朝倉市では，乙石川の沖積低地側部に露出した土石流堆積物から炭質物とテフラを，大分県日田市小野地すべりでは，異なる移動ブロック中から炭質物を，それぞれ見出し，テフラの屈折率測定と炭質物の ^{14}C 年代測定を実施した．

2. 対象地域周辺の地形・地質概要

対象地域の地形は，福岡県中部～大分県西部にまたがる丘陵～山地域であり，その南側を筑後川が流れる東西に伸びた沖積低地が広がっている．丘陵～山地域の標高は 100～700 m 程度である．この山地は，有明海と筑紫平野，ならびに別府－島原地溝帯東部の北側に位置し，筑紫山地と総称される．東峰村～日田市には，標高 500～700 m 程度の比較的平坦な稜線が残存したメサ地形状をなして広がり，東方の英彦山へ連続する．地すべり地形分布図によれば，散発的に地すべり地形が分布するものの，分布密度はまばらである．

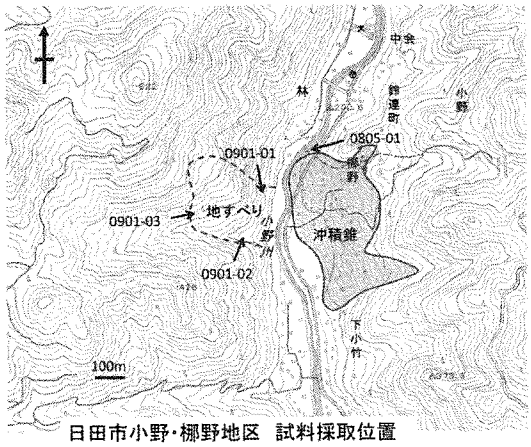
対象地域の地質は，朝倉市の多くが三郡変成岩類に含まれる結晶片岩類からなり，朝倉市南部の杷木地域では，変成岩類中に貫入した花崗岩類からなる．花崗岩類との接触域では，変成岩類がホルンフェルス化している．花崗岩・変成岩は，風化により褐色化している部分が多いほか，変成岩の一部などでは断層破砕帯が認められる．東峰村では，メサ地形をなす稜線部には，変成岩・花崗岩類を覆う新生代火山岩類が分布しており，日田市北部はほぼ火山岩類のみからなる．これらの火山岩類は，別府－島原地溝帯の形成・埋積に関与した後期新生代の火山活動によるものである．

3. 大分県日田市小野地すべりの ^{14}C 年代

日田市小野地すべりは，小野川の右岸で発生したもので，複数の移動ブロックに区分されており，以下の地すべりブロック区分は，これに従った（田近ほか，2018）．また，地すべりの対岸（小野川の左岸）の椰野地区には沖積錐が認められる．

(1) 地すべり移動体の北エリア（2018 年に生じた地すべりの左側方崖の下端）に分布する古期崖錐堆積物（0901-01），(2) 南エリアの右側方崖の下端に分布する角礫層（0901-02），(3) 南エリアの上部滑落崖直下に分布する角礫層（0901-03）から，それぞれ炭質物を見出した．株式会社加速器分析研究所に依頼し，AMS ^{14}C 年代測定を実施したところ，(1)は 860±20BP（799～725 cal BP），(2)と(3)は modern となった．

地すべりの対岸にあたる沖積錐（小野川河床側部）において，安山岩溶岩を覆う円磨された巨礫層（土石流堆積物）から炭質物を見出した（0805-01）．この試料は 3070±30 BP（3360～3214 cal BP）となった．



図－1　日田市小野地すべりにおける試料採取位置



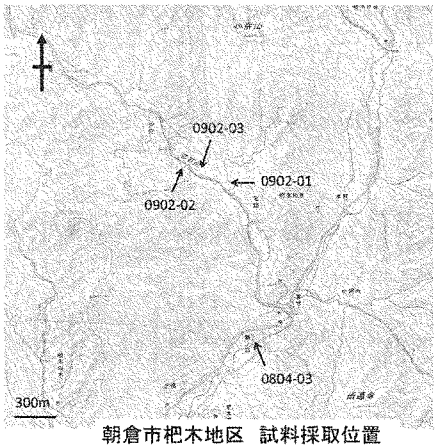
図－2　小野地すべり左側方崖直下の旧崖錐堆積物



図－3　小野地すべり対岸，椰野地区の沖積錐堆積物

4. 福岡県朝倉市乙石川の ^{14}C 年代・テフラの屈折率測定結果

乙石川では，谷底低地に断続的に分布する段丘堆積物を確認し，うち 1 箇所からテフラを，3 箇所から炭質物を，それぞれ見出した（0902-01, 0902-03, 0804-03. 最後の試料は赤谷川）．テフラは，株式会社古澤地質に火山ガラスの屈折率測定を依頼した結果，AT（姶良 Tn，2.9 万年前）に対比された．炭質物の ^{14}C 年代測定の結果，(1)は 880±20 BP（801～731 cal BP），(2)は 190 BP（219～142 cal BP），(3)は modern となった．



図－4　乙石川流域における試料採取位置



図－5　乙石川右岸，テフラ挟在露頭



図－6　乙石川左岸支流の段丘化した旧崩壊堆積物



図－7　乙石川左岸，段丘化した旧崩壊堆積物

5. 朝倉・日田地域における地すべり・土石流の発生頻度

^{14}C 年代測定結果はいずれも完新世となり，歴史時代，特に中世以降に複数の土砂移動イベントが発生した可能性が考えられる．また，modern となった試料の存在から，20 世紀にも土砂移動が生じた可能性が指摘できる．当地域は，1953 年（昭和 28 年）の筑後川大水害の被災地にあたることから，このときの土砂移動である可能性も考えられる．

また，乙石川の試料と，日田市の試料の測定結果が 860～880BP 頃ときわめて近い値が得られた．このことから，平安時代末期～鎌倉時代初期にかけて，朝倉と日田では，2017 年災害と同様に，広域で土砂移動が同時多発的に発生した可能性がある．当地域周辺で知られている大被害をもたらした歴史地震は，筑後川左岸の水縄断層帯を震源とする筑紫国大地震（679 年）だけであるため，土砂移動の誘因としては，強い地震動ではなく，2017 年と同様の記録的豪雨が考えられる．

文献　田近　淳ほか（2018）火山岩地域でおきた特徴的な斜面変動－日田市小野地すべりを中心に－．2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書，日本応用地質学会，34-42.

53．2017年九州北部豪雨で災害を免れた場所の地形条件

Landform condition of places avoided disasters by the 2017 Northern Kyushu Heavy Rain

○黒木貴一（福岡教育大学），品川俊介（土木研究所），松尾達也（土木研究所）
Takahito Kuroki, Shunsuke Shinagawa and Tatsuya Matsuo

1．はじめに

2017年7月の九州北部豪雨では，福岡県の朝倉市，東峰村，大分県の日田市を中心に，氾濫，斜面崩壊，土石流による被害が生じた[1]。この豪雨災害に対し，土砂災害発生状況[2]，林地荒廃[3]，斜面崩壊[4]，深層風化斜面[5]，学校被害[6]など山地から平野までの調査結果が広く，そして本学会の調査報告書[7]でも斜面災害を中心に多くの報告がなされた。報道が被災中心になされる一方，集落中心，学校，神社，石碑など災害を免れた場所も見られた。今日，自然災害を免れた場所に関する検討は，標高で説明しやすい平野部の津波被害が中心である。また日本学術会議の公開シンポジウム「2017年九州北部豪雨災害と今後の対策」では，災害調査を実施した各学会からの報告がなされたが，災害の再来期間に対し異次元の視点の重要性が指摘された[8]．つまり自然災害を免れた場所に関する検討は，その再来周期を越す地形プロセスで生じた地形条件の検討に焦点化できる。そこで本研究では，神社等人々の信仰を集める施設を中心に，今回の被害を免れた地形条件を詳しく見た。

2．研究方法

1)研究対象地域

朝倉市と東峰村に分布する神社や石碑を中心に被害分布と地形条件の確認を行った(図-1)。そのうち朝倉

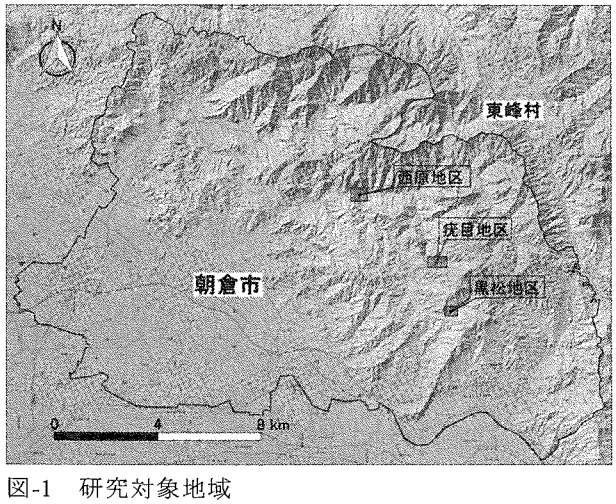


図-1　研究対象地域

市西原地区の日露戦役記念碑，疣目地区の高木神社，黒松地区の黒松神社を中心とする範囲に対して，詳しく被災状況(土砂の層相や堆積厚，浸水深，流木堆積など)と地形(地形種，構成層，比高など)を確認した。なお今回の豪雨で斜面崩壊や土石流が集中した範囲では変成岩，花崗閃緑岩，火山岩[9]が分布する。

2)地形区分と災害状況の区分

国土地理院のカラー空中写真(1975年撮影)の判読から地形を谷底低地(高位，中位，低位)，崖錐，土石流扇状地，地すべり，段丘，人工改変地，水域，その他に区分した(図-2)。被害状況は，空中写真(国土地理院，2017)を判読し，氾濫，土石流，斜面崩壊，流木，無被害に区分した。両者を重ね，被害を免れた場所の地形条件を検討した。

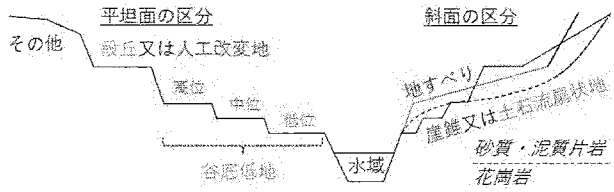


図-2　地形区分のモデル

3．地形区分結果と地物の位置

西原地区の日露戦役記念碑が氾濫被害を免れた条件の検討過程を例示する。ここでは主に氾濫により宅地に被害が生じたが，その中に高さ約3mの片岩製の日露戦役記念碑がある。記念碑近傍では，渓岸侵食，氾濫による土砂や流木の堆積，斜面崩壊が見られた。

図-3は，西原地区の地形区分図である。谷底低地(高位，中位，低位)，崖錐，地すべりなどを区分でき，記念碑近傍では地すべりが多数区分された。右岸では崖錐と谷底低地に宅地が分布する。記念碑は若干高い谷底低地(中位)に位置する。

図-4は，石碑付近の南北の地形断面イメージである。この付近では，川面(水域)を0mとして，低位から，谷底低地(低位)が1.1m，同(中位)が3～3.5m，同(高位)が7mである。記念碑が谷底低地(高位)末端を切土かあるいは同(中位)を若干盛土した場所に設置されている。無被害の宅地は谷底低地(高位)以上の地形に立地する。樹木表面の付着物から，洪水位は水域から4.2mの高さにあり，それは谷底低地(中位)を浸水させ，記念碑の場所はそれを免れた。

図-5は同地区の被害状況区分であり，そこに地形境界線を重ねた。氾濫は，谷底低地(低位)と一部の谷底低地(中位)に達した。このため両者に立地する宅地は流失または土砂が流入した。一方，谷底低地(高位)，地すべり，崖錐にある宅地は氾濫や土石流等の被害を

免れた。この中，記念碑は隣接する谷底低地(中位)の宅地が被災する中，浸水や流出を辛うじて免れた。このように記念碑の立地条件から，谷底低地(中位)より高い，谷底低地(高位)，地すべり，崖錐は，豪雨による土石流や氾濫被害を免れたことが分かった。

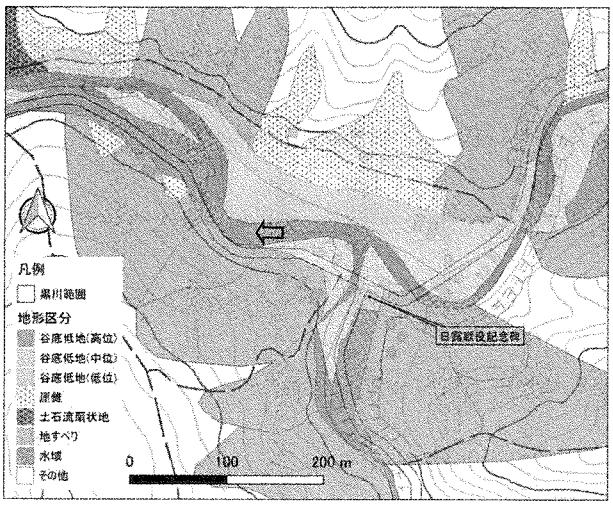


図-3　西原地区の地形区分

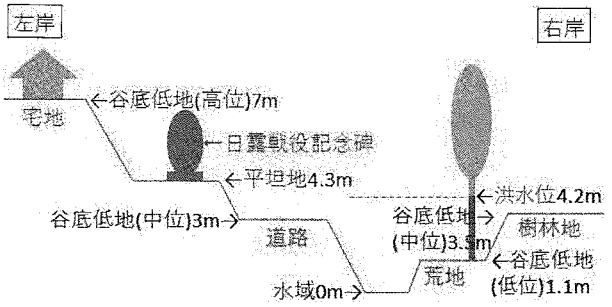


図-4　西原地区の地形断面イメージ

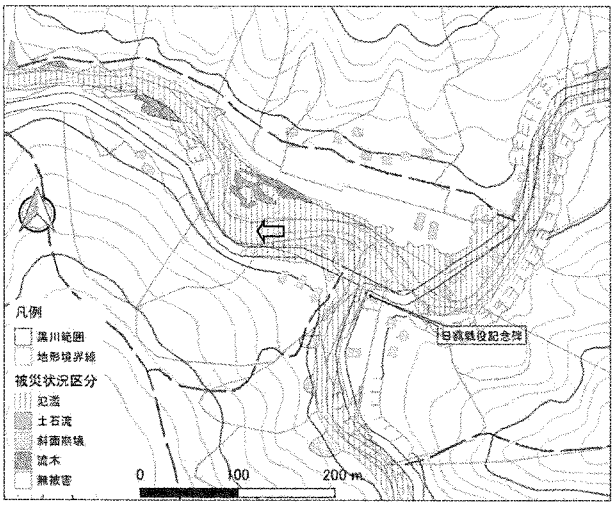


図-5　西原地区の被害区分

疣目地区の高木神社の立地条件を記念碑と同様手順で検討した結果，谷底低地(中位)より高い，地すべりあるいは土石流扇状地の末端では，豪雨による土石流や氾濫被害を免れたことが分かった。

黒松地区の黒松神社の立地条件を記念碑と同様手順で検討した結果，谷底低地(中位)より高く，支谷から離れた地すべりでは，豪雨による土石流や氾濫被害を免れたことが分かった。

4. まとめ

被害を免れた場所とその地形条件を確認した結果，以下の 3 点を整理できる。

1)日露戦役記念碑は谷底低地(中位)を高めた場所，高木神社は土石流扇状地の端部，黒岩神社は地すべり土塊の端部で被害を免れた。

2)被害を免れた施設の地形条件は，河川以外の形成プロセスで作られる地形と形成プロセスが比較的稀にしか及ばない河川地形内の地点に当たる。

3)上記 2)の視点をもつ地図表現が実現できれば，ハザードマップの高精度化につながると考える。

謝辞

本研究では科学研究費の基盤研究(B)「東日本大震災の経験と地域の条件をふまえた学校防災教育モデルの創造(研究代表者：村山良之)」を利用した。国土交通省九州地方整備局河川部河川計画課の担当者様，福岡大学の村上哲先生，九州大学の三谷泰浩先生には DEM 使用に便宜を図っていただいた。記して謝意を表す。

文献

1)消防庁応急対策室(2018)：平成 29 年 6 月 30 日からの梅雨前線に伴う大雨及び台風第 3 号の被害状況及び消防機関等の対応状況について(第 74 報)，http://www.fdma.go.jp/bn/09ef45441f607f6e551b0865953cecf9c8b5ec46.pdf(2018 年 11 月 30 日閲覧)

2)志賀竜巳ほか(2018)：新旧土石流堆積物と既往災害記録を考慮した福岡県朝倉市山田地区の土砂災害発生状況．自然災害研究協議会西部地区部会報・論文集，No.42，pp.59-62.

3)久保田哲也(2018)：平成 29 年九州北部豪雨による林地荒廃と流木発生の特徴概要．自然災害研究協議会西部地区部会報・論文集，No.42，pp.63-66.

4)高橋亮丞ほか(2018)：平成 29 年 7 月九州北部豪雨で発生した斜面崩壊の形状と土量の分析．自然災害研究協議会西部地区部会報・論文集，No.42，pp.75-78.

5)山本秀平ほか(2018)：平成 29 年 7 月九州北部豪雨で被災した深層風化斜面の物理特性の分析．自然災害研究協議会西部地区部会報・論文集，No.42，pp.79-82.

6)磯望ほか(2018)：2017 年 2017 年九州北部豪雨災害による学校生徒の避難と学校の地形条件．自然災害研究協議会西部地区部会報・論文集，No.42，pp.83-86.

7)日本応用地質学会(2018)：2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書．190p.

8)小池俊雄(2018)：異次元に向かう-102 から 103 へ-．Newsletter，Vol.12，No.4，p1.

9)地質調査所(1993)：1:200,000 地質図「福岡」.

54. 地すべり地で発生する豪雨による斜面崩壊：九州北部と北海道の例から

Rapid slope failure induced by heavy rainfall in area of "Landslide landform": some cases of Kyushu-hokubu and Hokkaido

○田近　淳（ドーコン）
Jun Tajika

1. はじめに

地すべり地は豪雨の際に急速に崩壊するようなことは少なく，豪雨の際には比較的安全な場所であるというイメージがある．しかし，地すべり地を「地すべり地形の場」と定義すると，このイメージは危険な誤解を生む恐れがある．ある種の地すべり地形の場は急速で危険な斜面崩壊とそれに引き続く土石流（岩屑なだれ等も含む）の場にもなることを，これまで北海道の斜面崩壊の例で見てきた[1]．これと同様のことが2017年7月九州北部豪雨（以下，2017年豪雨）でも発生して人的被害が出た[2]．

この講演では，これらの例をもとに，地すべりの地形発達の中での崩壊現象の意義を検討し，豪雨により急速な崩壊に至るような危ない地すべり地形の抽出方法を考える．

2. 九州北部の例-日田市小野

2017年豪雨では，地すべり地形の場で変動が発生した事例が多い．比較的規模の大きな斜面変動50箇所のうち，地すべりが急速に再活動したものが6箇所，地すべり地形内部で多数の表層崩壊や土石流が集中したものが15箇所に及ぶ[3]．これは重要な指摘である．

このうち前者の最大の例が，日田市小野川右岸の地すべり地[4) 5)]である．この地域は，中新世後期～鮮新世の火砕岩類と，それを覆う鮮新世安山岩溶岩類からなる．既存の地すべり地形分布図には表現されていないが，崩壊前の空中写真（1965，1974，2009年撮影）を判読すると，東向き斜面の中腹に，幅250m奥行き300mの末広がりで非対称な地すべり地形が発達している（図-1：AとB）．中腹より下の斜面は明瞭な崖錐

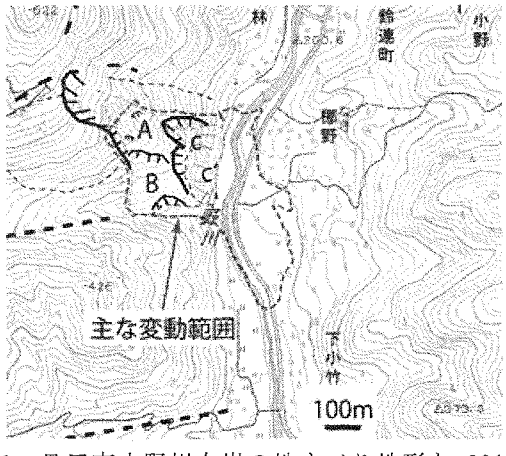


図-1　日田市小野川右岸の地すべり地形と2017年の斜面変動の範囲[5]　基図は地理院地図．

（同c，c'）となっており，地すべり発生時（以降）に崩壊が発生していたことを示す．移動体の下部AとBの境界には東西に延びる低い崖が認められる．

2017年豪雨による斜面変動は，降水のピークのおよそ13時間後，この地すべり移動体の下部，高さにして2/3の部分で起こった．この変動は上述の低い崖を境に，南北で別々に発生した．北側Aでは移動体の大部分は滑り落ち，灰色～赤色の火砕岩（自破砕溶岩類？）がすべり面にむき出しとなった．同じく南側Bには大きな滑落崖が出現したが移動体の大部分は，崩壊源に残った．すなわち北側では崩壊，南側で地すべりが発生した．崩壊して流下した岩屑と，地すべりから零れ落ちた岩屑は，崖錐斜面を一部削剥して谷底に堆積し小野川を閉塞した．なお南と北の運動様式の違いの原因は地質構造の違いによるが，詳細は不明である．

空中写真判読によれば2009年まで地すべり地に変動は見られないが，Google Earthの衛星画像を見ると，今回の崩壊以前に，2012年頃から地すべり移動体の末端（特に南側）では崩壊やそれによる裸地が目立つようになる．この期間に特に河川の側方浸食が顕著になったというような現象は認められないので，今回の変動に先立って南側の移動体の一部が変形を開始していた可能性がある（詳細は文献[5]を参照）．

3. 北海道の事例-道東，津別町木樋

豪雨による急速な崩壊-土石流について北海道の事例では，次のような特徴がある．移動体の構成物の起源が新第三紀・古第三紀の硬質頁岩や細粒砂岩である．地すべり地形（移動体）はやや開析が進み，崩壊や小規模な谷が形成され，前面には沖積錐が発達する[1]．

1953年5月31日北見地方の津別町木樋で発生した崩壊—岩屑なだれ（二又地すべり）[6]がその1例である（図-2）．この地域一帯は，緩やかに褶曲する古第三系珪質頁岩・シルト岩（達媚層）の分布地域であり，幅1～1.5km，奥行き0.5～1km前後の地すべり地形の密集域である．この地すべり地の一部が，幅100m奥行き120mにわたって崩壊した．崩壊した移動体は300mほど流下し，下流にあった造林宿舎を襲い，16名が亡くなった．移動体は径数m～30m程度の小丘（流れ山）に分離しており，高速の岩屑なだれであったと推定される．降水量は不明であるが，降雨のために下山を翌日に延ばした矢先だったとのことなので，降水が誘因であったことは間違いない．この地すべり地には，この崩壊に類似した崩壊地形がほかにも認められ

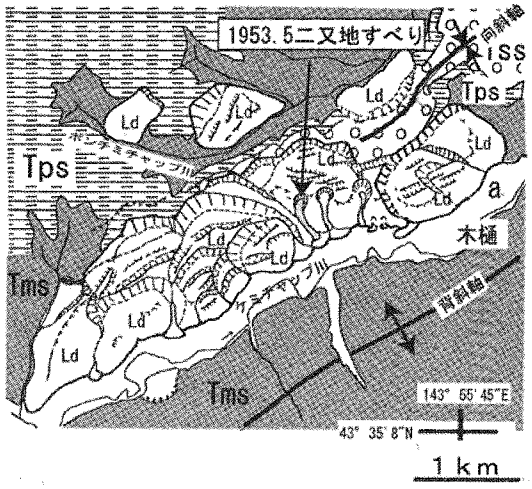


図-2　津別町木樋付近の地すべり地形[1)]
Ld:移動体, Tms,Tps : 達媚層頁岩シルト岩, Tss : 津別層砂岩, a : 沖積面, 移動体前面に分布する扇状地形が沖積錐.

る.崩壊源に対応して谷の出口には沖積錐が発達する.

4. 地すべりの地形発達と斜面崩壊

単一の地すべりを時系列的にみると, 地すべり活動の発生, 滑動と休止などを経て解体し消滅にいたる[7)]. 一般には, 地すべり活動は同一の運動様式の繰り返しと考えられているが, 実際には活動の繰り返しによる構成物の変化や地形条件の変化によって, 運動の様式は変化すると考えられる. たとえば, 初生的に地すべりが発生した時の岩盤や破砕岩である移動体と, 滑動によって岩屑となった移動体では, 豪雨や地震に対する応答が異なるはずである.

このような視点から前述の２つの崩壊を見るとつぎのように解釈できる. 2012～2014 年に日田市小野の地すべり移動体末端南側で発生した小崩壊やその拡大は 2017 年の斜面変動の先駆的現象の可能性がある. つまり 2017 年の斜面変動は地すべり地全体を見ると活動期の現象といえる. ただし, 北側の崩壊部分では地すべり移動体は消失し, その点では地すべり地形の解体期へ向かう現象といえる. また, 北海道の事例は地すべり本体の移動を全く伴わず, 地すべり解体期の現象と解釈される.

5. どんな地すべり地形が豪雨で危ないか

上述のように, 地すべり地形の場所で発生する豪雨による崩壊-土石流（岩屑なだれなども含む）は, 活動期の二次的崩壊を除くと地すべり地形の解体・消滅期の現象と考えられる. つまり, 解体・消滅期の地すべり地形が豪雨で危ない地すべり地形ともいえる.

地すべり地形の再活動に対する危険度を評価する手法として, AHP 法によって整理解析された熟練技術者の空中写真の判断基準により採点評価する方法がある[8) 9) 10)]. この方法では, 評価の大きな基準として地すべりの「運動様式」・「時間経過」[8)]あるいは「発達段階」[10)]が挙げられており, より新鮮で開析されていない, すなわち活動期の地すべりの評点が高く, 再活動の可能性が大きいと評価される. 個々の分類基準を見ても,「2 次ブロック先端崩壊」（活動期）は高評点なのに対し,「ガリーや侵食谷の侵入」,「滑落崖での崖錐の発達」,「末端への沖積錐の発達」（解体・消滅期）は低評点となっている. すなわち, この方法をそのまま使っても, 解体・消滅期の地すべり地形をある程度把握することができる.

これらの評価項目を整理すれば, 豪雨で危ない地すべり地形の抽出が可能となると考えられる. 北海道の例のように侵食谷の谷頭に崩壊地形がある場合はより明確である. 小野地区のように中腹の地すべり地形の直下に大きな崖錐がある場合は過去の崩壊を示唆しており, 崩壊の危険度は大きい. このような評価項目を加えて「崩壊—土石流に対する危険度評価」を行う必要がある.

2017 年豪雨の事例では既存の地すべり地形分布図で見落とされた地すべり地形があった. さらに地すべり地形は消滅期に近づくにつれて, 空中写真判読が難しくなる. これらの課題は, これまでの分布図に加え, 詳細な DEM データを使った地形図等の判読を併用するなどすれば, 克服できる可能性がある. 地すべり地形分布図の組織的なリニューアルの必要性を訴えたい.

今回取り上げた地すべり地の地質条件は, 安山岩溶岩, 火砕岩, 片岩など, 硬質頁岩などあまり共通性がない. 強いてあげればこれらの地すべりの構成物質は岩屑土であることと, 地すべり地の地質の代表である泥岩の地すべり地が見られないことである.

文献

1) 田近淳（2010）: 日本地方地質誌 1 北海道地方, 朝倉書店, pp.478-488.
2) 田近淳（2018）: 防災科学技術研究所研究資料, No.418, pp.139-142.
3) 西村智弘ほか（2018）: 2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書, 日本応用地質学会, pp. 15-27.
4) 梅崎基孝ほか（2018）: 2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書, 日本応用地質学会, pp. 28-33.
5) 田近 淳ほか（2018）: 2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書, 日本応用地質学会, pp.34-42.
6) 北海道大学地質学鉱物学教室（1954）: 北海道地質要報, No. 25, pp.23-28.
7) 横山俊治(2004): 地すべり地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会, pp.46-52.
8) 濱崎英作ほか（2003）: 第 42 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.227-230.
9) 八木浩司ほか(2009): 日本地すべり学会誌, Vol.45 No. 5, pp.8-16.
10) 石丸聡ほか（2013）: 北海道地質研究所調査研究報告, No.40, pp.45-52.

55. 2016年熊本地震に伴い阿蘇谷に出現した亀裂の成因とその地下構造

Geo-engineering interpretation of cracks in Aso caldera caused by the 2016 Kumamoto earthquake

○原口強（大阪市立大学），林久夫（ジオックスコンサルタント株式会社），吉永佑一（株式会社防災地質研究所）
○Tsuyoshi Haraguchi, Hisao Hayashi, Yuichi Yoshinaga

1. はじめに

2016 年熊本地震に伴い阿蘇谷では多数の亀裂が発生[1),2)]している．ここでは陥没性亀裂（例えば**図 1**）の成因とその地下構造について議論する．



図 1 的石地区に出現した陥没性亀裂群

2. 陥没性亀裂群の概要

亀裂は内牧・狩尾・的石の 3 地区に現れ，地震に伴う地盤変位[3), 4)]（**図 2**）を伴っている．

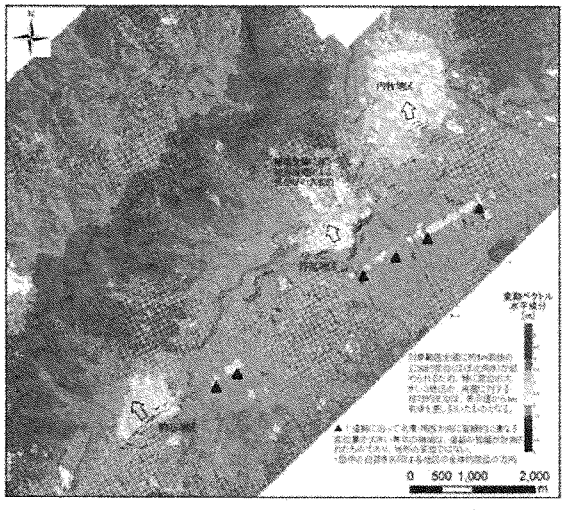


図 2 阿蘇谷の地盤変位と亀裂群[2)]

3. 陥没性亀裂群の地下構造

亀裂の成因は地表変位分布からの議論[3) 4)]，内牧では温泉井戸の変位から提案[5)]もされている．成因解明には地下構造が必須で，微動アレー探査[2)]結果と阿蘇谷の地質分布[6),7)]を参考に亀裂群直下の地下構造を推定した．

(1) 内牧地区（図 3）[2)]

内牧市街地の直下で Vs500m/s 以上層が浅く周辺部が 100m程度凹む構造がみられる．この凹みを低速度層が埋め，Vs360～430m/s 層を挟んで総厚全体で 200～300m に達する．表層部 50m付近には，Vs60-150m/s 層と Vs180-220m/s 層の境界がある．

陥没性亀裂は，地表変位 1.5m 以上の南側境界部を縁取るように断続的に連続する．亀裂が通過するホテルや民家，水田，駐車場では沈下や傾動被害が生じている．変位量が最大となる市街地では目立つ被害は無いが，温泉井戸で地下 50m 付近でのパイプの切断や損傷[5)]，花原川北部の水田で湧水や農道・水路の短縮変形，新花原橋では変位損傷[3)]などが認められ，いずれも圧縮域での変形・損傷と判断される．

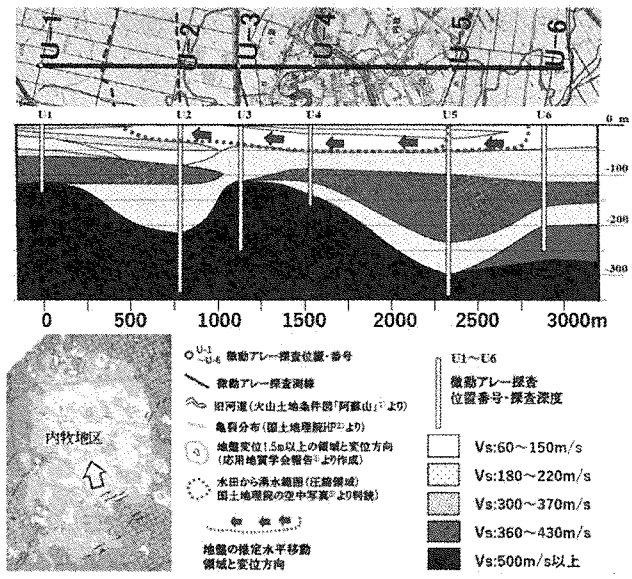


図 3 内牧地区の地表変位と地下構造

一連の地変は，1～2km 四方，地下 50m付近までの地盤が市街地を載せたまま北へ移動した際，引張部に生じたものと考えられる．北東部の小里付近の陥没帯は外輪山の麓方向に連続することから，黒川の旧河道上に生じた変位の可能性がある．

(2) 狩尾地区（図 4）[2)]

Vs500m/s 以上を示すカルデラの基盤表面の最大地下 450mに達し，その上に湖成層とみられる低速度層が 2 枚の溶岩（Vs500m/s 以上）を挟んで分布する．表層部 50m付近には Vs60-150m/s 層と Vs180-220m/s 層の境界が起伏しながら北側へ緩く傾斜している．

陥没性亀裂は，地表変位 1.5m 以上の南側境界部を縁取るように連続．亀裂が通過する水田，墓地，民家，道路では沈下や傾動被害が生じ，黒川左岸では護岸ブロックに水平な損傷が連続する．一連の地変は，1km 四方，地下 50m 付近までの表層地盤が水田や家屋を載せたまま地震によって北へ移動した結果，生じたものと考えられる．一方，小野原遺跡調査時に確認された地割れは，今回の地表に出現していない．

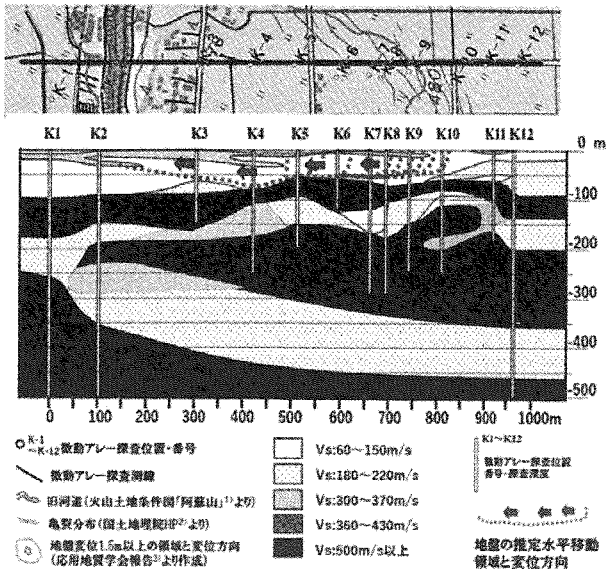


図 4　狩尾地区の地表変位と地下構造

(3) 的石地区（図 5）[2)]

表層 50m～70mが部 50m付近に，Vs60-150m/s 層と Vs500m/s 層の境界がある．境界面は南から北へ緩やかに傾斜して深くなり，逆に M3 から M1 にかけては浅くなる．Vs500m/s 以上層は 10-40m の厚さがあり，その下に Vs60～190m/s の低速度層が分布する．低速度層の下面は測線中央部の M4 付近で谷状に深くなり地下 200 mに達する．1.5m 以上の地表変位域南側境界部の内側を直線的な陥没性亀裂が連続し，送電鉄塔や農道・水田で沈下・湛水等の被害が生じている．

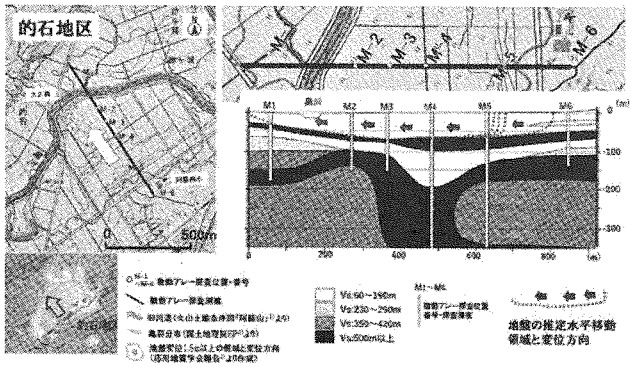


図 5　的石地区の地表変位と地下構造

一方で 1.5m 以上の地表変位域南側を縁取るように阿蘇西小の北西隅から陥没性亀裂が連続する．これは，宮山遺跡の発掘時に発見・記載された地割れ[8)]位置にほぼ一致する．黒川沿いでは圧縮変形が生じ，約 100m 区間の河床が隆起し，大正橋では橋桁が左岸橋台を破壊して 3m 堤防にめり込んでいる[3)]．陥没性亀裂と直交する測線でのチェーンアレー探査の結果，陥没位置の直下には緩い埋戻土に相当する遅い位相速度域（**図 6**）が分布する．亀裂位置について，地主は「戦前トロッコで内牧まで黄土を運んだ頃，採掘された場所」，他の一人は「採跡には水が貯まって池となり，ここで水浴びしていた子供が溺れた」など，具体的な記憶を語った．彼らが示す場所は，直線的な陥没性亀裂群の位置に一致する．一連の地変は，1km 四方の地下 50m付近までの表層地盤が水田を載せたまま地震時に動いた結果であるが，リモナイト掘削跡の地震時の揺すり込み沈下が重なり，さらに変位を拡大させたとみられる．

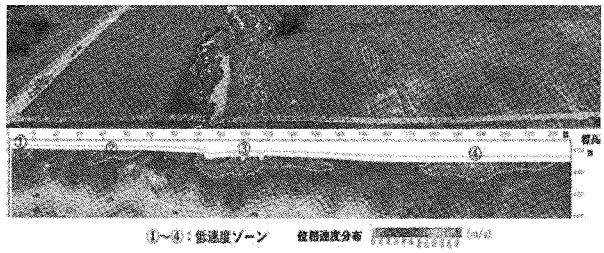


図 6 陥没性亀裂群直下の位相速度断面

4. まとめ

陥没性亀裂群は，内牧，狩尾，的石の主に 3 地区に出現した．検討の結果は以下のように整理される．

① 陥没性亀裂群は，それぞれの地区で 1～2km 四方の地下 50～60m程度までの地盤が北側へゆっくり動き，その南縁に現れた引張亀裂である．

② 的石ではリモナイト採掘削跡の緩い埋戻し盛土が重なったため，陥没変位が拡大した．

③ 特異な地表変位と陥没性亀裂が生じた理由は，中央火口丘から流れた溶岩流が形成した北へ緩く傾斜する地下谷とこの谷を埋める軟弱な湖成層の組み合わせによるものである．

④ 地割れの再活動が確認され，遺跡発掘に確認されていた類似の地割れの一部が動いた．

⑤ 一部に地震断層説が提唱された．地下には数 10 m厚さの岩盤（溶岩）を挟み 100m厚以上の軟弱湖成層が分布する．この条件で地下の断層が動いても，軟弱層に挟まれた溶岩層を断ち切って地表に達することはなく，活断層説は否定される．

文献

1) 国土地理院（2016）平成 28 年熊本地震に関する情報，地震による亀裂分布，公開サイト

2) 原口強（2018）2016 年熊本地震に伴い阿蘇谷で発生した亀裂群の形成機構，月刊地球号外 No.69，pp.79-85.

3) 日本応用地質学会（2016）阿蘇カルデラ内の陥没性断裂に関する調査結果，公開サイト

4) Fujiwara et.al. (2017) Non-tectonic liquefaction-induced large surface displacements in the Aso Valley, Japan, caused by the 2016 Kumamoto earthquake, revealed by ALOS-2 SAR, Earth and Planetary Science Letters 474,457–465

5) Tsuji et.al. (2017) Horizontal sliding of kilometre-scale hot spring area during the 2016 Kumamoto earthquake. Sci. Rep.7, 42947

6) 国土地理院（1994）火山土地条件図「阿蘇山」

7) 長谷義隆ほか（2010）中部九州阿蘇カルデラ北谷の最終氷期以降の層相変化と地形形成，御所浦白亜紀資料館報 11 号

8) 阿蘇市教育委員会（2011）宮山遺跡報告書

56. 微動アレー探査で求めた阿蘇谷に出現した亀裂群直下の地下S波構造

Subsurface S wave structure obtained by microtremor array survey, beneath the crack group that appeared in in the Aso Valley, Japan

原口強（大阪市立大学），○林久夫（ジオックスコンサルタント株式会社），吉永佑一（株式会社防災地質研究所）
Tsuyoshi Haraguchi, ○Hisao Hayashi, Yuichi Yoshinaga

1. はじめに

2016年熊本地震では，4月14日（M6.5），16日（M7.3）の2度の地震が発生し，最大震度7を観測した[1]．阿蘇カルデラ内北部の内牧・狩尾・的石の3地区では，地震に伴い陥没性亀裂群が現れた[2),3),4)]．

本文は，陥没性亀裂群直下の地下構造を微動アレー探査で求めた結果について報告する．

2. 微動アレー探査の概要

探査は，1地点あたり7個の地震計：速度型（MTKV-1C，固有周期7秒，垂直成分）を円形正三角形（SPAC法）でアレー半径：30m，10mで設置（**図1**）し，30～60分間を基本に微動観測した．

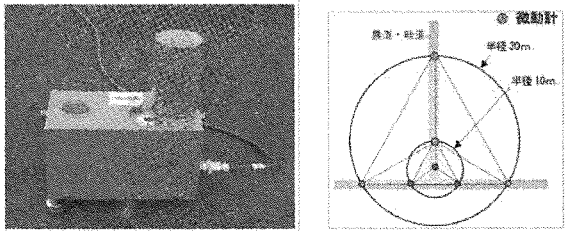


図1　微動計および微動計配置図

観測微動から，表面波の分散曲線（位相速度－周波数）を求め，観測分散曲線に適合するS波速度構造モデルを逆解析により推定した．観測は2016年6月と2017年8月の2時期に，内牧（約3km区間，6点），狩尾（約1km区間，12点），的石（約800m，6点）の位置（**図2**）で実施した．

3. 探査結果

本探査では，周波数0.2～10Hz間の分散曲線を取得し，最大深度500mまでのS波速度構造を求めた．

内牧地区の探査地点の観測分散曲線（**図3**）を示す．

各地区の探査結果の概要は以下のとおりである．

（1）内牧地区（**図4**）

U3～U4の内牧温泉直下でVs500m/sec以上層の溶岩層が浅くなること，その周辺部はVs360～430m/sec層を挟んで200～300mの厚さの湖成層が谷部を埋めていること，表層50m付近にVs60～150m/sec層とVs180～220m/sec層の境界があること，などが示された．

（2）的石地区（**図5**）

探査の結果，表層の深度50～70m付近に，Vs60～150m/sec層の湖成層とみられる地層とVs500m/sec層の溶岩とみられる層との境界がある．境界面は北へ緩やかに深くなり，逆にM3からM1の北側へは浅くなる．溶岩層の厚さは10～40m，その下にVs60～190m/secの湖成層がM4付近で谷状に地下200mまで分布する．また，直線的に分布する亀裂群直下の詳細な表層構造把握のため，チェーンアレー探査を追加実施し，陥没位置の直下に低速度ゾーンを確認した．

（3）狩尾地区（**図6**）

カルデラ底面の基盤とみられるVs500m/sec以上の層は起伏しながら分布し最深部は地下450mに達する．その上に2枚のVs500m/sec以上層（溶岩）を挟んで湖成層とみられる低速度層が分布する．表層の50m付近にはVs60～150m/sec層とVs180～220m/sec層の境界があり，起伏しながら北側へ緩く傾斜している．

4. まとめ

2016年熊本地震に伴い阿蘇谷に出現した陥没性亀裂群直下のS波速度構造を，微動アレー探査で求めた．

探査の結果，最大深度300～500mのS波速度構造が求められた．起伏する地盤構造が示され，湖成層とみられる低速度層（Vs300m/sec未満）が厚く堆積していることが確認された．また，溶岩とみられる高速度層（Vs300m/sec以上）が低速度層の中間に挟まれていることが示唆された[5)]．

これらの結果は，当該地の既往ボーリング資料等との地質情報とも整合していることを確認している．

今後，地表の変位地形と重ね合わせを行い，地下の変形構造が反映されているか否か確認する必要がある．

文献

1）地震調査研究推進本部（2016）：平成28年（2016年）熊本地震の評価
2）日本応用地質学会（2016）：阿蘇カルデラ内の陥没性断裂に関する調査結果
3）Fujiwara et al. (2016), Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry, Earth Planets Space, 68: 160
4）Fujiwara et al. (2017), Non-tectonic liquefaction-induced large surface displacements in the Aso Valley, Japan, caused by the 2016 Kumamoto earthquake, revealed by ALOS-2 SAR, Earth Planet. Sci. Lett., 474, 457-465
5）原口強（2018）：2016年熊本地震に伴い阿蘇谷で発生した亀裂群の形成機構，月刊地球，号外No.69, pp.79-85.

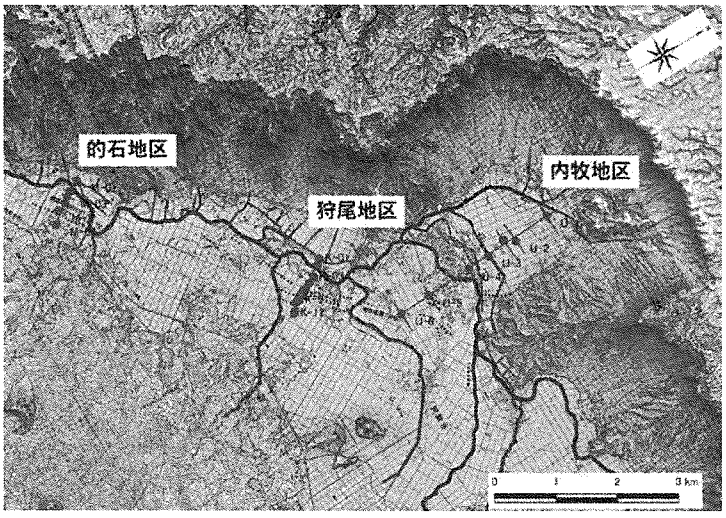


図 2　内牧，狩尾および的石地区の測線配置

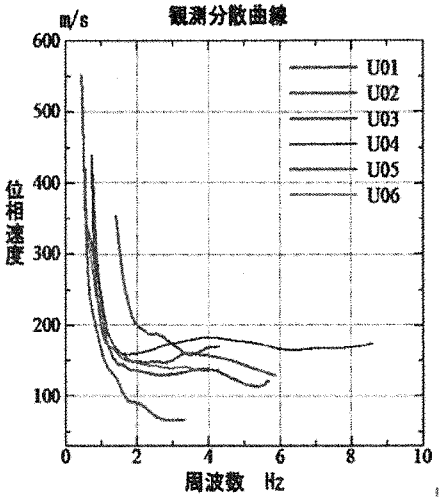


図 3　内牧地区での観測分散曲線

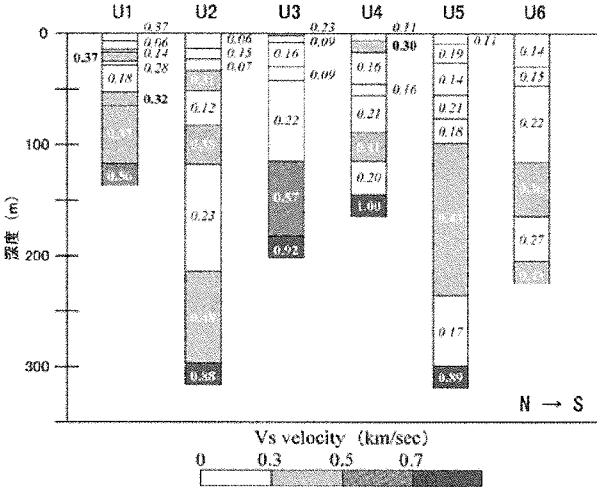


図 4　内牧地区の微動アレー探査結果

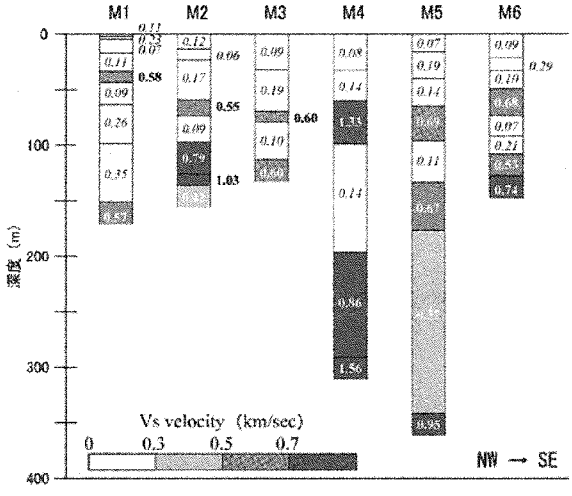


図 5　的石地区の微動アレー探査結果

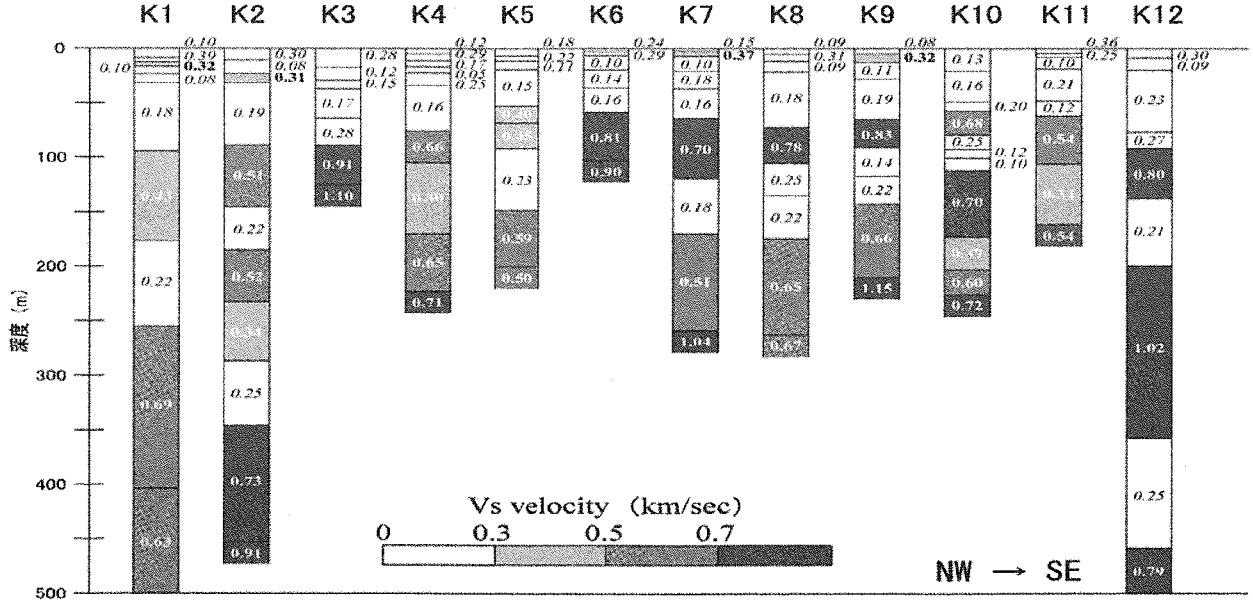


図 6　狩尾地区の微動アレー探査結果

57. 阿寺断層南端部における断層群の位置とその性状に関する調査

Survey on the location of the fault group at the southern end of the Atera fault and its properties

○奈良 啓示（基礎地盤コンサルタンツ㈱）
Keiji Nara

1. はじめに

阿寺断層は中部日本の中央部に位置する活断層である．岐阜県東部を北西-南東方向に伸びる長さ約66km の大断層で，平行あるいは雁行状に配列する活断層を複数伴う阿寺断層帯として知られている[1]．当該地は阿寺断層帯の最も南端部とされている．

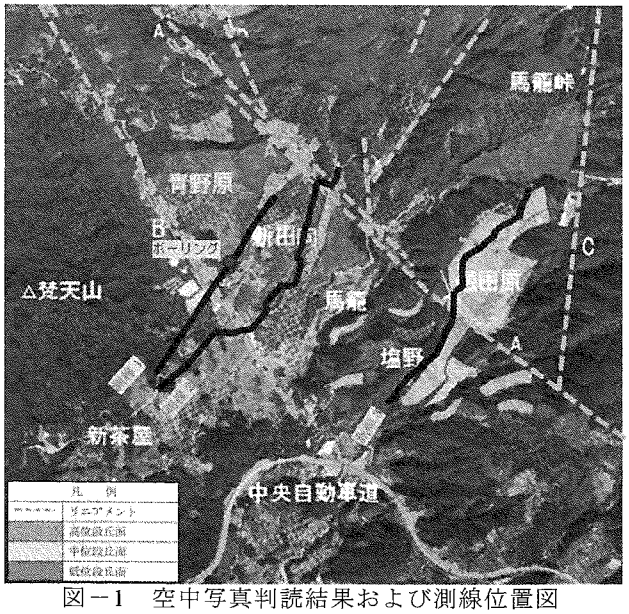
ここでは，浅層反射法弾性波探査により阿寺断層帯南端部での地質構造を明らかにし，派生断層の広がりや分布域を把握することを主眼にするとともに，斜めボーリングを実施して断層部の地質状況を確認した結果を報告する．

2. 調査の手順

本調査は，岐阜県中津川市馬篭付近を対象とした．探査測線を設定する前に空中写真判読を行い，大きく3 つのリニアメントを抽出（リニアメント A：阿寺断層主要部，リニアメント B：阿寺断層派生断層部，リニアメント C：馬篭峠断層）した．

本調査における探査目的深度は 200m である．探査測線は，阿寺断層および派生断層の分布方向に対してほぼ直交する方向で，かつ探査目的深度を満足するようにP 波による浅層反射法弾性波探査測線を 3 測線（測線 1：L=1.0km，測線 2：L=1.6km，測線 3：L=1.3km）設定して実施した（図－1 参照）．

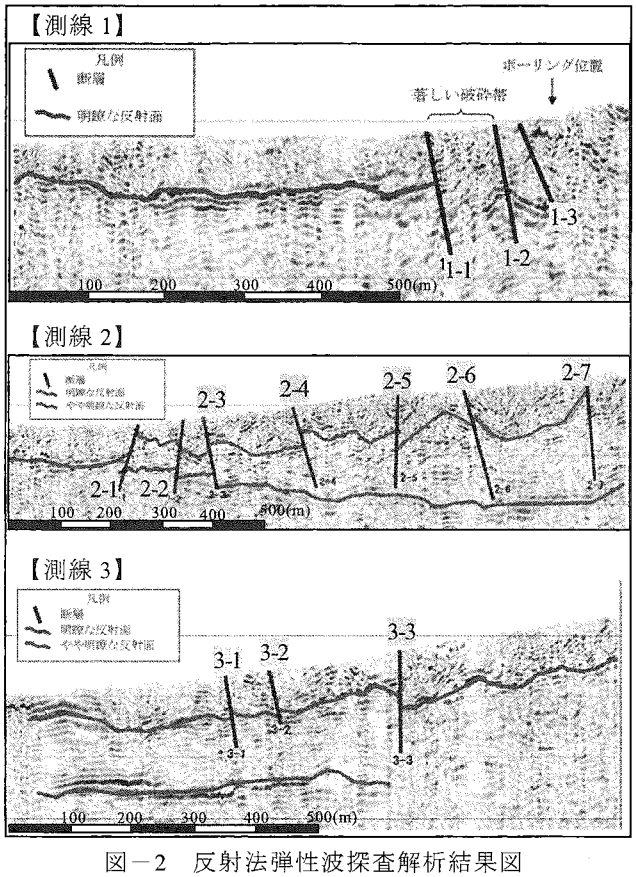
斜めボーリングは想定される派生断層走向傾斜にほぼ直交する方位・角度（N50 ° E 斜め下 50° SW）に決定して実施した．



図－1　空中写真判読結果および測線位置図

3. 反射法弾性波探査

反射法地震探査による 3 測線の調査結果を図－2 に示す．



図－2　反射法弾性波探査解析結果図

測線 1 は左側からの明瞭な反射面の連続が 1-1 を境に途絶え，乱れている．そのため著しい破砕帯が分布すると考えた．また，明瞭な反射面は基盤岩と被覆層である土岐砂礫層の境界面となっていることがボーリング調査結果と整合する結果となった．

測線 2 は右肩下がりに階段状に落ち込んでいく明瞭な反射面とその上位に断続的に凹凸のある反射面が認められる．階段状に落ち込んでいく反射面は，基盤岩中の変質度合いの違いが出ている可能性が考えられるが，定かではない．断続的な反射面の分布深度は数 10～100m 程度であり，基盤岩と土岐砂礫層との境界だと想定される．

測線 3 は測線 2 と類似するが，上位の反射面の途切れが少ない．深部には同様に明瞭な反射面が認められるが，3-3 断層より右側(北側)では，殲滅する．したがって，物理性状に差異のない基盤岩が分布すると考えられる．

4. 地質状況

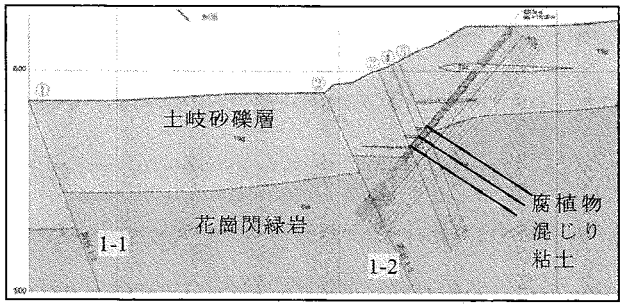
本調査地に分布する地質は，基盤岩として花崗岩類が分布しており，それを第三紀鮮新世の土岐砂礫層とよばれる半固結堆積物層と第四紀更新世の段丘堆積物が層厚数 10～100m 程度で厚く被覆している地域である．花崗岩類は，貫入岩と考えられる花崗閃緑岩が分布している．一部では，母岩組織を有するものの著しく変質作用を受けて土砂化していることがボーリングコアで確認された．

また，花崗岩中に認められる断層では，白色変質した礫混じり粘土が 1m 程度認められ，その前後で砂礫状～礫状の様相を示す破砕帯が存在する．変質あるいは破砕を受けていない場合は，概ね堅硬新鮮である．

段丘堆積物は，様相あるいは産状としては土岐砂礫層と明瞭な差異がみられない．クサリ礫の混入度合い等の違いは認められるが，目視で確実に判別することは困難であると思われる．本調査では，空中写真判読結果よび公刊資料[1) 2)]により，現況地形に残っている段丘面を段丘堆積物として区分した．

5. 斜めボーリングによる地質確認

本調査では測線 1 と重複する形で斜めボーリングによる地質確認を実施している．ボーリングコア観察結果では，地表部から土岐砂礫層が連続するが，5 箇所で腐植物混じりの粘土層を確認した．このうち，少なくとも下位の 3 つの腐植物混じり粘土層は断層で切られた結果による出現深度のズレであると考えた．図－3 にボーリング結果および反射法弾性波探査結果を踏まえた地質想定断面図を示す．



図－3　地質想定断面図

断層①は反射法による反射面の著しい乱れの途切れる位置（断層 1-1）に相当すると考えた．

断層②は，反射法弾性波探査結果より解釈した断層（断層 1-2）に相当すると考えた．また，ボーリングで確認した花崗閃緑岩中の白色粘土化部を断層として評価し，記載した（断層 1-3 に相当）．

断層③～⑤は，反射法で認められる破砕帯を考慮しつつ，ボーリング結果で確認した腐植物混じりの粘土層の出現深度のズレを基に断層位置を決定した．

なお，断層の傾斜は反射法により得られた断層の見かけ傾斜を参考とした．

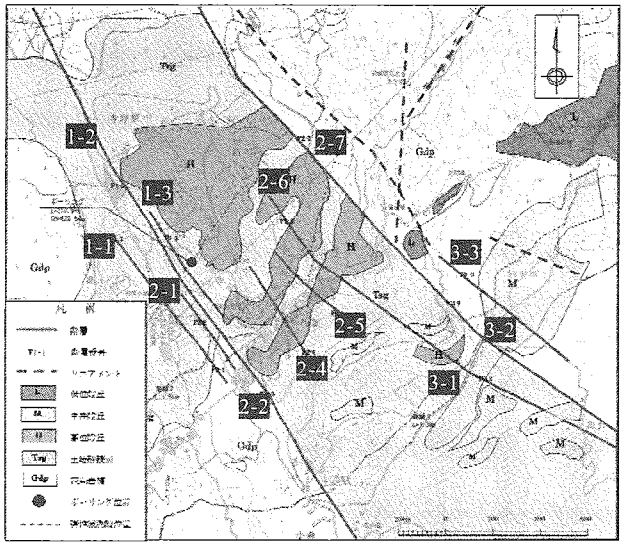
6. 断層分布状況

反射法弾性波探査結果を基に調査範囲に分布する阿寺断層派生断層と阿寺断層主要部の各測線での出現位置を表－1 のように考えた．

表－1　弾性波探査測線と各断層の関係

断層番号	測線 1	測線 2	測線 3	備　考
	1-1	2-1	—	阿寺断層に平行する断層の中で調査地の最も西に位置する断層
	—	2-2	—	
	1-2	2-3	—	阿寺断層派生断層。丘陵地と平坦地の境界部に存在する断層 N55° ～60° W76° ～80° N
	1-3	—	—	
	—	2-4	—	
	—	2-5	—	
	—	2-6	3-1	
	—	2-7	3-2	阿寺断層主要部　N50° W75～80° N
	—	—	3-3	阿寺断層に平行する断層の中で調査地の最も東に位置する断層

表－1 に整理した内容を図－4 にまとめて整理した．



図－4　阿寺断層帯南端部断層分布図

以上の調査結果より，阿寺断層南端部での断層の走向傾斜は以下のとおりである．

阿寺断層派生断層は，N55° ～60° W76° ～80° N

阿寺断層主要部は，N50° W75° ～80° N

7. おわりに

阿寺断層主要部と派生断層の周辺には何本かの断層が存在する．本調査では合計 9 本の断層と考えられる構造線を確認することができた．そして阿寺断層帯南端部では幅が数 10～200m 程度を 1 単位とする断層破砕帯の集合体が東西方向にいくつか並列して幅約 1.5km の大断層帯となっていることが明らかとなった．

文献

1) 岡田篤正・池田安隆・中田　高(2006)1：25,000 都市圏活断層図　阿寺断層とその周辺「萩原」「下呂」「坂下」「白川」解説書．国土地理院技術資料 D・1-No.458.

2) 財団法人電力中央研究所（平成 8 年 3 月）：阿寺断層系の完新世における断層活動(その 1)-中南部の活動と最新活動時期について-研究報告：U95059

58. 上陸別地すべり端部の隆起について

The rapid uplifting of landslide foreland at Kamirikubetsu, Hokkaido

○中田英二，田中姿郎（電力中央研究所），渡邊達也（北見工業大）
Eiji Nakata, Shirou Tanaka (CRIEPI) and Tatsuya Watanabe (Kitami Institute of Technology)

1. はじめに

2016年4月8日に北海道陸別町上陸別の牧草地で3mの隆起が発見された（渡邊ほか，2017）．

岩盤の隆起は断層（地震），風化や凍上，地すべりなどによると考えられる．隆起の原因解明のために2016年5月に現地調査を実施した（図-1）．調査の結果、頭部に滑落崖を持つ地すべりであることが判明した．

2. 気候

陸別町の気温は1～2月に平均-10℃に達し，4月でも5℃前後である．年間の降水量は800 mmで，冬は50 mm/月である．降雪量は時間あたり0.1～0.2 mmで回数が多いものの1 mm以上の降雪は少なく，降雪粒子径は500 μmで小さい（平沢・小西、2012）．例年の最大積雪量は100 cmで，4月23日の積雪は0 cm，17日～24日降水量は2 mmとされている．

3. 地形

本地域は北海道内陸部から太平洋に流下する十勝川水系の陸別川の上流部に位置する．陸別川は北西方へ流下し，本地域で南西方向へ向きを変える．周辺に地すべり地は少なく，北東に増加する．

牧草地は陸別川の右岸側に広がり，幅100 mの沖積面の上にある．陸別川の現河床付近の標高は320 mであり，周辺の山頂標高は500 m前後に達する．

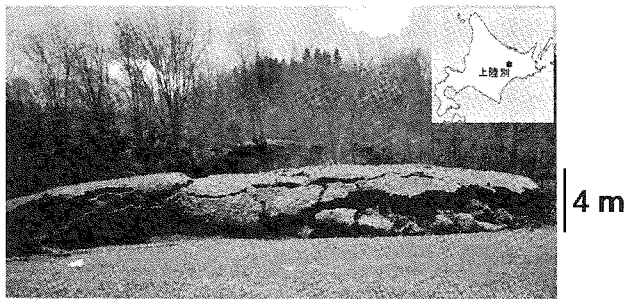


図-1 隆起部（2016年5月8日撮影）

4. 地質

本地域は北見市から南に30 kmの北海道東部の中生界の一つである常呂帯と，中新統津別層群に属する二又安山岩類と硬質頁岩主体の達娼層の境界付近に当たる．この地域には海山由来の緑色岩（付加物質）類に由来すると考えられている常呂帯仁頃層群（君波ほか，1986）と，前弧海盆にこれを覆う古第三系の陸別層（礫主体で赤色チャート円礫を含む）が堆積している．隆起部から西に3.5 kmの林道沿いには炭鉱跡があり，陸別層が浅海の陸源堆積物からなることがわかる．本地域の常呂帯は概ね南北方向に分布しており，古第三系と新第三系の境界に位置する二又断層も南北方向に延びている．断層の東側は津別層群達娼層の硬質頁岩層が北北東－南南西走向20°東傾斜で分布している．硬質頁岩層は0.5～1 m厚の凝灰質砂岩層が挟在するなど層状構造が明瞭で，頁岩はスレーキングし易い．硬質頁岩層の上位には凝灰岩類が載る．地すべりの軸は概ね地質構造と硬質頁岩層と一致している（図-2）．

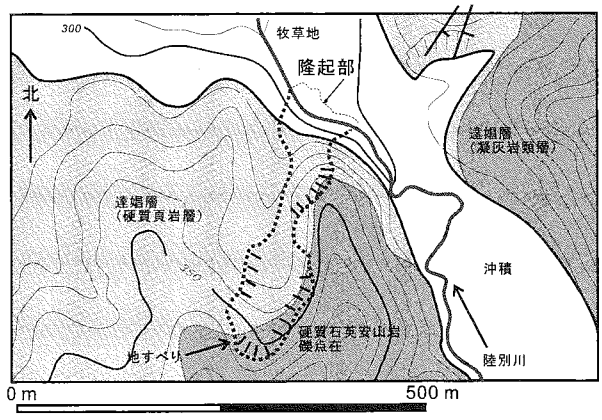


図-2 地質図 *等高線は地理院地図を参照

地すべり右岸の尾根部には硬質な石英安山岩礫が点在している．さらに標高350～400 m付近には凝灰岩質シルト岩層，さらに上位に凝灰岩質砂岩層が分布する．地すべりは硬質頁岩層と凝灰岩類層の境界部付近で発生していると考えられる．

5. 地すべり状況

陸別川の左岸側を隆起部（標高325 m）から尾根に向かって南方へ380 mの山腹（標高376 m；GPS）には約5 mの滑落崖が認められた．この滑落崖は側方にも連続しており，小さな谷を囲む側方崖が形成され，副次的な滑落崖も並んでいた．内部移体表層には開口割れ目が認められ，地すべりの典型と考えられた．内部移動体の軸は北北東－南南西で移動体は北に向かって流下しやすくなっている．しかしながら地すべりの脚部には地すべり右岸から連続する尾根が張り出しており，地すべり移動体は盆状構造の中にとどまっている．

6. 隆起部状況

隆起は牧草地からなる沖積面のうち，陸別川に沿って認められる．隆起量は4 m以上に達している．隆起量は下流で最も大きく，上流に向かって小さくなる．隆起部の表面は頂部から河床に向かって約20°傾斜

しており，河床部で隆起量は小さくなる．表面形状は南北および，東西断面ともに非対称で，隆起部だけが上に突出している．陸別川右岸の護岸は地すべり頭部に向かって張り出しており，流路が狭められたために，上流側に貯水池が形成されている（2016年5月）．隆起量が最大となる付近の河床には落差20 cm程度の滝が数段認められる．一方，左岸側では河川との境界に高さ10 m前後の崖が認められるが，護岸の張り出しは認められない．

隆起部頂部には放射状に幅20 cm前後の開口割れ目が発達しており，深さ50 cm以上に達するものも認められた．隆起後2年経過した現時点においてもこれらの割れ目は表層に残存しており，隆起と移動は現在も継続していると考えられる．

7. 隆起形状と移動方向

隆起部は地すべりの末端部だけに認められる．しかしながら，河川形状、特に左岸の護岸に地すべりや隆起の影響は認められない．隆起部の尖端部は牧草を巻き込み，縁に沿う方向に開口割れ目が形成されている．隆起部は側方に拡大しており，進行方向にも開口割れ目が形成されている（**図-3**）．

隆起量の違いから隆起部の移動方向を4つのゾーンに分けた．ゾーン1は主要な隆起部で4 m近く隆起している．ゾーン3はゾーン1の上流部で隆起量は1 m以下である．ゾーン2はゾーン1とゾーン2に挟まれた部分である．隆起量はゾーン1から3に向かって小さくなる．ゾーン4は隆起部の前面にあたるゾーン1～3の背後にあり，隆起量は小さく陸別川河床に向かって緩く傾斜している．

割れ目の形態と牧草の巻き込み方向から各ゾーンの移動方向がわかる．ゾーン1には杉型に雁行配列した割れ目が形成さており，隆起部が北西に移動していることがわかる．

ゾーン3も右巻きから上盤側が北西への動きが認められ，間に挟まれるゾーン2だけに北東に移動する雁行割れ目が認められる．この動きは牧草の巻き込みと一致しており，ゾーン1と3では右巻き込み，ゾーン2では左巻き込みが認められる．ゾーン4は左巻きが優勢で上盤側が北西に，シワが南東付加される様子が認められる．背後のゾーン4は前面のゾーンに乗り上げており，北西に向かってステップオーバーしながら20度のランプ角度で前縁地に乗り上がる．隆起部は概ね北西へ移動しながら膨張していると推察される．

8. 変位方向の考察

今回の隆起は地すべりに伴い先端部が隆起したと考えられた．特に滑落崖が隆起部背後の標高380 m付近に滑落崖が認められたことは崩落があった事を示している．また，隆起量はゾーン1から2で大きく，尖端から背後のゾーン4に向かって小さくなるステップオーバーする非対称な断面形状を持つことから構造性の隆起とは異なることがわかる．しかしながら，地すべり内部の移動層は下流に流れ出ておらず，陸別川左岸に押し出しは認められない．すなわち，地すべり土塊による乗上げや押し出しが認められないにもかかわらず，陸別川右岸の牧草地だけが川越え隆起した事になる．地すべりの軸も北北東-南南西であるものの，隆起箇所の移動方向はこれと直交する北西への移動が主体となっている．地層の向きは概ね東傾斜であり，流れ盤での滑りを想定するならば，削剥域の移動層は東に移動すると考えられる．隆起部の移動方向の主体が北西であること，地すべり土塊の河床への押し出し，流出が認められないことから，滑落崖（削剥域）付近と地すべり端部の隆起部は地すべり中央を境に反対方向，反時計回りに動いている可能性が考えられる．

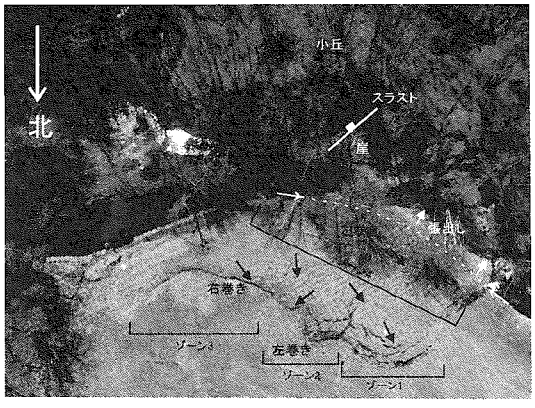


図-3 隆起部の移動方向 *矢印は覆いかぶさる盤（上盤側）の動き

9. まとめ

地すべり端部で4 mの隆起と，隆起部が非対称の断面形状を示すことが明らかになった．4 mの隆起に対して，深さ50 cm前後以下の引張り割れ目が形成されており，これらの割れ目の配列や牧草のシワの方向から隆起箇所の移動方向がわかる．このような隆起が構造性で起こる場合，表層の土塊だけが横方へ移動するための低角で連続したすべり面が必要になる．また，持続的な隆起では開口割れ目が長期間残り，尖端部の崩落，巻込みも継続する．これらの特徴は構造性の隆起との区別に役立つと思われる．

謝辞

調査において，上陸別ビクトリー牧場の畠野健一氏に多くの助言を頂いた．同氏に感謝を申し上げます．

文献

1) 渡邊ほか（2017）：北海道陸別町で発生した地すべりの末端隆起現象，第56回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp75-76.

2) 平沢・小西（2012）：陸別町の降雪の特徴，雪氷研究大会講演集（2012-福山）.

3) 君波ほか（1986）：北海道およびオホーツク海周辺域の白亜紀テクトニクス，地団研専報，31，403-418.

59. 分布式光ファイバーセンシングによる
地すべり移動体内ひずみ変化鉛直分布の測定

Measurement of the Vertical Distribution of Strain Changes in a Landslide with Distributed Fiber Optic Sensing

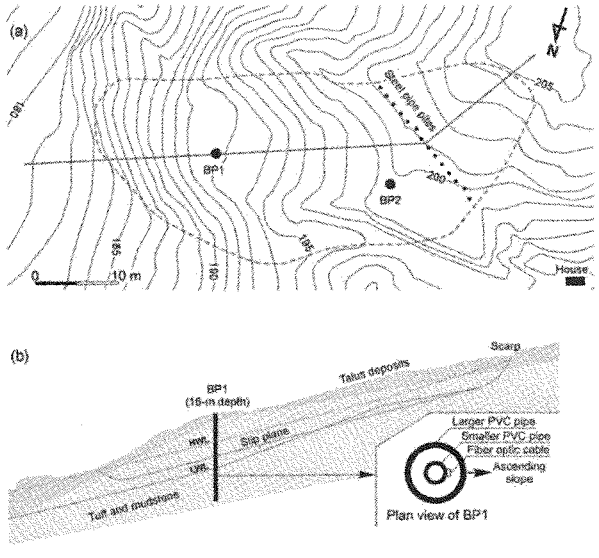
○小暮哲也（島根大学）
Tetsuya Kogure

1. はじめに

近年，資源・エネルギー開発分野において，地下のひずみ・温度分布のモニタリング技術としての分布式光ファイバーセンシングの有効性が認識されつつある．本研究では，島根県内の地すべり地において分布式光ファイバーセンシングによりひずみ変化を測定した[1]．ここでは，その結果を示し，地すべり挙動モニタリングにおける分布式光ファイバーセンシングの有効性を報告する．

2. 測定方法

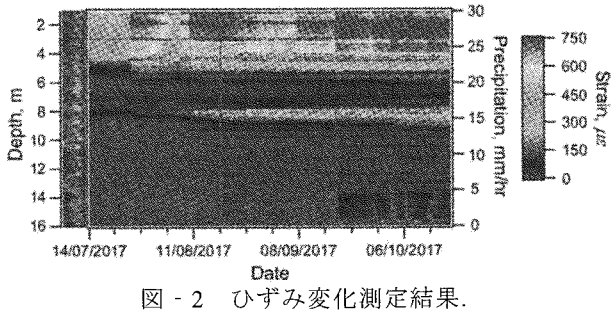
対象地すべりの地質は，表層 1-2 m が崖錐堆積物，深さ約 7-8 m までが凝灰岩，それ以深は泥岩である（図－1）．すべり面の深さは，既存調査により凝灰岩と泥岩の境界に近い深さ約 8 m 付近とされる．地すべり移動体表層から深部にかけてひずみ変化をモニタリングするため，深さ 16 m のボーリング孔内に光ファイバーケーブルを埋設した．計測には，レイリー後方散乱光を用いる手法（TW-COTDR[2]）を採用した．モニタリング期間は 2017 年 6 月から 10 月であり，深さ方向のひずみ測定間隔を 10 cm，測定時間間隔を 6 時間とした．ひずみ解像度は 1.87 $\mu\varepsilon$ である．



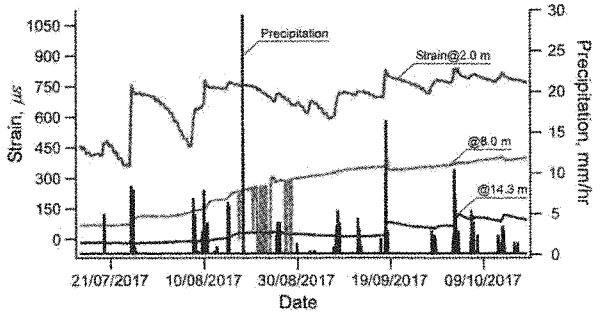
図－1　調査地の平面図(a)および断面図(b).

3. 結果および考察

4 カ月間のモニタリングの結果，TW-COTDR によりボーリング孔周辺のひずみ変化の特徴が明らかになった．顕著なひずみ変化が見られた深さは，①表層～深さ 5 m，②深さ 8 m 付近，③深さ 14～15.5 m である（図－2）．これらの深さでは降雨の発生とひずみ変化に明確な対応が見られた．このうち②は既にすべり面として認識されていた深さである．①では，降雨発生時に斜面下方への変形を示すひずみが増加し，雨が止むとひずみが減少した．モニタリング期間中，こうしたひずみの増減が繰り返され累積ひずみは徐々に増加した．モニタリング終了時の累積ひずみは約 750 $\mu\varepsilon$ だった．①全体でこのような挙動が見られたため，この現象は土壌クリープの可能性がある[3]．②では降雨のたびにひずみが増加し，降雨終了後もそのひずみは減少しなかった．これは地すべり移動体における典型的なひずみ変化パターンである．モニタリング終了時の累積ひずみは約 350 $\mu\varepsilon$ だった．③はすべり面以深の小さな変動であり，既存技術では観測できなかった可能性がある．



図－2　ひずみ変化測定結果.



図－3　特定深度のひずみ変化.

4. 結論

TW-COTDR による分布式光ファイバーセンシングを用いてボーリング孔内のひずみ変化分布をモニタリングした．パイプひずみ計や傾斜計，および光ファイバーセンシングにおいて従来多く採用されてきたブリルアン散乱光を用いた測定に比べ，本研究による結果はひずみおよび空間解像度がきわめて高いため，カラーマップを作成してひずみの時間的・空間的変化を視覚的に詳細に把握できることが分かった．したがって，この手法は地すべり挙動の把握にきわめて有効であると考えられる．

文献

1) Kogure, T. and Okuda, Y. (2018) : Monitoring the vertical distribution of rainfall-induced strain changes in a landslide measured by distributed fiber optic sensing with Rayleigh backscattering. *Geophysical Research Letters*, Vol.45, pp.4033–4040.

2) Kishida, K., Yamauchi, Y. and Guzik, A. (2014) : Study of optical fibers strain-temperature sensitivities using hybrid Brillouin-Rayleigh system. *Photonic Sensors*, Vol.4, pp.1–11.

3) Sonoda, M. and Kurashige, Y. (2017) : Characteristics of surface soil creep on a forest slope in Japan. *Geomorphology*, Vol.288, pp. 1–11.

60. 地質における不確実性とリスク

Uncertainty and Risk in Geology

○脇坂安彦（ダム技術センター）
Yasuhiko Wakizaka

1. はじめに

多様な地質を素因とするリスクが存在し,「地質リスク」という用語も使用されている（たとえば，全国地質調査業協会連合会[1]，地質リスク学会／全国地質調査業協会連合会[2]など）．ところで，リスクには次に示すような様々な定義が存在しているのが現状である．

1) 事象の影響の大きさ×発生確率
2) 将来こうむる損害の可能性
3) 危険×脆弱性の度合い
4) 物質への暴露×物質の有害性
5) 目的に対する不確実性の影響
6) 事業コスト損失とその不確実性
7) 地質体の諸特性に起因した工事に伴う
8) 状況変化による経済的損失を伴う危険性
9) 予想との乖離
10) 「不確実性」や「非知」とほぼ同じ意味
11) 一つの行為から複数個の結果が生まれること

これらのうち，地質リスクの定義は，「6) 事業コスト損失とその不確実性」とされている[1),2)]．ISO 31000[3)]のリスクの定義は「5) 目的に対する不確実性の影響」である．一般的なリスクの定義は，「1) 事象の影響の大きさ×発生確率」とされていることが多い．吉川[4)]は，各種のリスクが全て同一の指標で表現できれば，高指標のリスクについて重点的な費用を投じてリスク削減をおこなうことが，政策的には合理的であり，このことが科学的なリスクアセスメントが必要とされる背景となっていると述べている．この観点からは，地質リスクの定義も，一般的なリスクと同じく「1) 事象の影響の大きさ×発生確率」とされるべきであろう．

以上のようにリスク，不確実性，確率は相互に密接に関連している．また，確率には信頼性設計の破壊確率も関係している．これらリスク関連用語相互の地質における関係をこれらに関する掲載論文が比較的多い“Engineering Geology”にて調査した．

2. Knight[5)]に基づく不確実性とリスク

吉川[6)]はリスク，不確実性などについて次のように述べている．「ⓐ確実性は，何が起こるか確定的にわかっている場合をいう．ⓑリスクは，何が起こるか確定的にはわからないが，起こりうる状態はわかっており，かつその確率分布がわかっている場合をいい，これに対して，ⓒ不確実性は，起こりうる状態はわかっているが，その確率分布がわかっていない場合をいう．ⓓ無知とは，何が起こるか，どのような状態が起こりうるか，まったく予見できない場合をいう．なお，広義の不確実性とは，ⓑリスクとⓒ不確実性の両者をさす.」以上の概念的な枠組みは，シカゴ学派の経済学者Knight[5)]によって提唱されたものであるとされている．

この Knight[5)]の考え方に基づくと，不確実性とリスクとは同列の概念であり，不確実性によってリスクが生じることとはならない．

3. “Engineering Geology”におけるリスク関連用語

3.1 リスク関連用語の掲載論文数の変遷

“Engineering Geology”は 1965 年に創刊された応用地質学全般にわたる学術誌である．創刊号から 2018 年 6 月発行の 240 巻までについて，論文題名にリスク(risk)，不確実性(uncertainty, uncertain)，確率(probability, probabilistic)，信頼性(reliability, reliable)のリスク関連用語を含む論文を抽出した．図-1 はリスク関連用語の掲載論文数の変遷を示したものである．リスク関連用語の初出は 1980 年で，用語は確率であった．リスク関連用語が徐々に増加してきたのは 1990 年代で，2010 年代以降，急増している．この急増はパーソナルコンピュータ性能の向上と関連していると考えられる．

3.2 リスク関連用語の掲載論文の対象分野

表-1 はリスク関連用語が題名に使用された論文の対象分野の百分率を用語ごとに示したものである．用語全体でみると斜面分野が最多で，次いで地震分野となっている．用語ごとにみると，不確実性は斜面分野よ

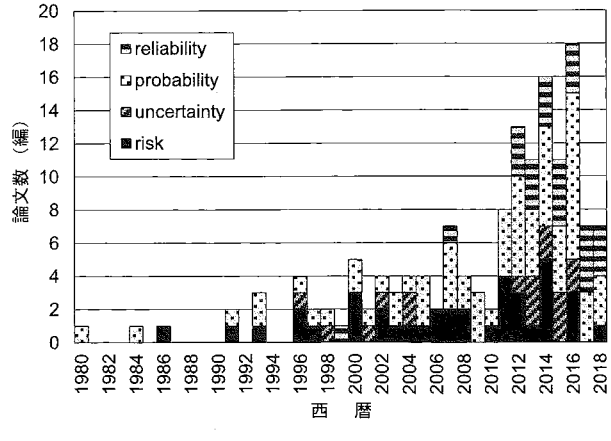


図-1 “Engineering Geology”におけるリスク関連用語の掲載論文数の変遷

表-1 “Engineering Geology”におけるリスク関連用語を題名に使用した論文の対象分野の百分率

risk関連用語	斜面	地震	液状化	その他
risk (38編)	50.0	18.4	2.6	28.9
uncertainty (17編)	17.6	23.5	0	58.8
probability (68編)	41.2	19.1	13.2	26.5
reliability (25編)	64.0	4.0	0	32.0
全体(148編)	44.6	16.9	6.8	31.8

りも地震分野の比率が高い．そのほかの用語は斜面分野の比率が突出して高い．なお，1980年の確率に関する論文の対象は，斜面であった．

3.3 リスクの定義

リスクを題名に使用した2010年以降の論文17編について，リスクの定義を調べた．定義がされていたのは10編であった（表-2）．表のように6編の定義に確率が含まれている．確率が含まれているもののうち5編の対象は斜面である．

表-2 “Engineering Geology”においてリスクを題名とした論文のリスクの定義（2010年以降発行分）

対象	リスクの定義
斜面	空間的な確率×時間の確率×イベント毎の起こりうる損害
	Σ（崩壊モードiの確率×崩壊モードiの影響）
	地すべりの発生確率×地すべりによる推定損害
	自然災害×弱点×リスクにおける要素
	Σ（地すべりイベントの年間確率×与えられた地すべりイベントにおける空間的な影響の確率×与えられた空間的な影響における時間的な影響の確率×個別の地すべりの大きさ弱点×リスクにおける要素）
	時間的な確率×リスクが発生したときのリスクの要素の空間的な確率×各空間的な位置におけるリスクの要素の平均的な弱点×リスクにおける要素（例　資産の現在価値または人口）
天然ダム	影響レベルとハザードレベルの組み合わせ
ガス・油貯蔵	破壊の確率×影響
石灰岩陥没孔	ハザード×起こりうる損害
床水の流入	不透水性と水圧に対する抵抗との組み合わせ

3.4 リスク関連用語の相互関係

表-3は論文題名に使用されているリスク関連用語と要旨に使用されているリスク関連用語との関係を示したものである．各論文内で一緒に使用されている用語間の関連が強いと考えられる．各用語と関連が強い用語は次の通りである．リスクと確率，確率と不確実性，不確実性と確率，信頼性と確率および不確実性である．既述のようにKnight[5]の考え方によると，リスクの要素である確率とリスクと同列の不確実性は一緒に使用されることはないはずであるが，確率と不確実性は一緒に使用されていることが多い．すなわち，多くの論文ではKnight[5]の考え方には従っていない．

3.5 不確実性・確率・信頼性の検討方法

多くの論文では不確実性を確率によって表現している．すなわち，リスク，不確実性，信頼性が確率によって表現されていることが多い．具体的な確率は，モンテカルロ法，ベイズ統計の方法によって求められている論文が多い．これらの方法では乱数を発生させる必要があり，コンピュータの使用が不可欠である．

4. おわりに

リスクについて記述する際には定義を明確にする，不確実性とリスクについて記述する際には，Knight[5]の考え方に従っているか否かを明確にする必要がある．

文献

1)（社）全国地質調査業協会連合会（2007）：最新の物理探査手法と適用例，応用地質，Vol.50, No.1, pp.2-14.

2)地質リスク学会／（社）全国地質調査業協会連合会（2007）：地質リスクマネジメント入門，オーム社，204p.

3)ISO 31000(2018): Risk management−Guidelines, 16p.

4)吉川肇子(2007)：リスク・コミュニケーション，リスク学入門4，岩波書店，pp.

5)Knight, F. H. (1921): Risk, Uncertainty, and Profit, Houghton Mifflin Company, 381p.

6)吉川智教(1988)：不確実性，日本大百科全書，小学館，pp. 142-143.

表-3 “Engineering Geology”における論文題名に使用されているリスク関連用語と要旨に使用されているリスク関連用語との関係（2010年以降発行分）

論文題名	論文題名および要旨												
	risk	probability	uncertainty	reliability	risk + probability	risk + uncertainty	probability + uncertainty	probability + reliability	uncertainty + reliability	risk + probability + uncertainty	risk + probability + reliability	probability+uncertainty + reliability	計
risk	6				9					1	1		17
probability		7			6		21	4		1		3	42
uncertainty			3			2	5			1		1	12
reliability				6				7	2			8	23
計	6	7	3	6	15	2	26	11	2	3	1	12	94

61. 岩盤は流水により削られるか（その２）

Is it possible rock wears away by running water No.2

赤井静夫・塩野敏昭・小林保男・赤井理一郎・室田真宏（株式会社北信ボーリング）
Shizuo Akai, Toshiaki Shiono, Yasuo Kobayashi, Riichirou Akai, Masahiro Murota (Hokushin boring)

1. まえがき

1−1. 石積堰堤や石張堰堤の浸食速度測定の意義

岩盤が露出する河床において浸食が認められるが，水流による岩盤浸食開始時期の設定は困難な事が多い（以後，岩盤浸食速度とは河川水流に起因したものとする）．一方，人工的な石積堰堤や石張堰堤は浸食開始時期がほぼ特定され，これらの堰堤は荒廃山地の土砂供給量が多い箇所に建設される．この様な箇所で浸食速度を求めれば，近世から近代の岩盤浸食速度が求められると考えた．

1−2. 岩盤浸食は流送されて来る掃流土砂に依存する

当学会の平成28年度研究発表会において，水流のみによる岩盤浸食は超高圧水などの特殊な条件でないと生じないが，流送されて来る掃流土砂に依存している事をサンドブラストの事例などにより指摘した[1)]．

2. 今回の事例報告

平成28年度には，長野県の牛伏川と浦川の事例を報告[1)]した．今回は，広島県・滋賀県・三重県の事例を含めて岩盤浸食速度を検討した．降水量のデータは全て気象庁「過去の気象データ検索」[2)]の1976〜2017年のデータを使用した．

２−１．中国山地の測定事例

中国山地では，広島県東部の堂々川砂留群の迫山砂留・5番砂留・6番砂留（福山市神辺町堂々公園），河手川砂留（福山市赤坂町赤坂），金谷の郷頭（福山市新市町常）の3地点で実施した．何れの流域も広島花崗岩類[3)]が分布し，石積堰堤の積み石は硬質な花崗岩であり，流送土砂は砂主体である．

流域の河川平均勾配は54/1,000〜64/1,000と他地域よりも小さい値を示し，単位面積年浸食量は0.18〜0.40mm/年/km^{2}と他地域よりも少ない値を示した．中国地方の年降水量は少ないと云われるが，長野県内の多雨地域を除いた値と大きな差は無い．浸食に寄与すると推定される50mm/日以上の降水と20mm/時以上の降水の年発生回数は3.24回/年と2.24回/年と他地域と比較すると中間的な値を示す事が判明した．

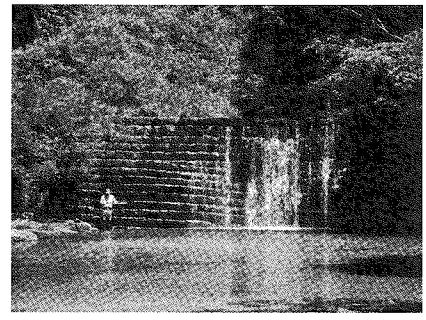


写真−1　堂々川6番砂留，堰堤中央部の石積が滑らかに浸食される

２−２．滋賀県の測定事例

滋賀県では，滋賀県南部の湖南アルプスと俗称される田上山地のオランダ堰堤（滋賀県大津市上田上桐生）で実施した．流域は山陽帯花崗岩類[4)]が分布し，石積堰堤の積み石は硬質な花崗岩であり，流送土砂は砂主体である．

流域の河川平均勾配は137/1,000と他地域と比較すると中間的な値を示し，単位面積年浸食量は0.53mm/年/km^{2}と他地域と比較すると中間的な値を示した．年降水量は1,530mmと他地域と比較すると中間的な値を示し，50mm/日以上と20mm/時以上の降水の年間発生回数が4.95回/年と4.07回/年と中国山地よりも多雨の発生回数が多い事が判明した．

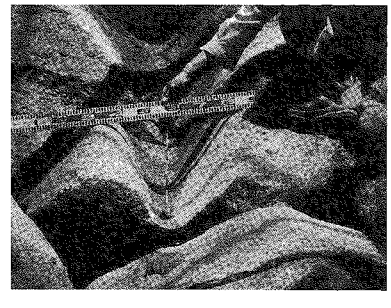


写真−2　オランダ堰堤，堰堤中央の流水部が滑らかに浸食される

２−３．三重県の測定事例

三重県では，滋賀県・三重県の境をなす鈴鹿山脈東側の猫谷第1堰堤（三重郡菰野町千草）で実施した．流域は鈴鹿花崗岩[5)]が分布し，石積堰堤の積み石は硬質な花崗岩であり，流送土砂は礫主体である．

流域の河川平均勾配は300/1,000と他地域と比較するとかなり大きな値を示し，単位面積年浸食量は4.21mm/年/km^{2}と他地域と比較するとかなり高い値を示した．年降水量は1,724mmと他地域と比較すると高い値を示し，50mm/日以上と20mm/時以上の降水の年間発生回数が7.93回/年と5.15回/年と他地域よりも多雨の発生回数がかなり多い事が判明した．



写真−3　猫谷第１堰堤，大きな積石がＶ字状に浸食される

3. 既測定事例の再掲[1)]

平成28年度の報告事例，長野県内の２地点，牛伏川（松本市

内田）と浦川（北安曇郡小谷村中小谷丙）の要旨を記載する．

3−1. 長野県牛伏川の測定事例

松本市街地南東の鉢伏山の西斜面を流れる牛伏川中流に位置する牛伏川 2 号堰堤で実施した．流域は新第三紀の閃緑岩が分布し，石積堰堤の積み石は硬質な閃緑岩であり，流送土砂は礫主体である．

流域の河川平均勾配は 385/1,000 と他地域よりもかなり高い値を示し，単位面積年浸食量は 0.78mm/年/km^2 と他地域よりも若干高い値を示した．年降水量は 1,031mm と他地域と比較すると小さな値を示し，50mm/日以上と 20mm/時以上の降水の年間発生回数が 1.90 回/年と 0.90 回/年と他地域よりもかなり少ない事が判明した．

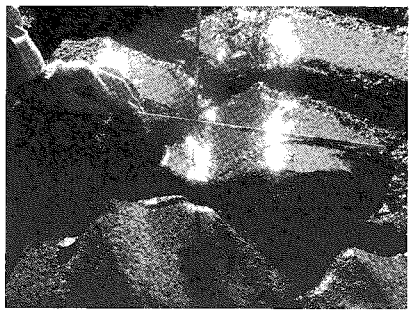


写真-4　牛伏川 2 号堰堤，流水によりＶ字状に浸食される

3−2. 長野県浦川の測定事例

北アルプス白馬岳北東方を流れる浦川（糸魚川の左支流）中流に位置する浦川 8 号堰堤の副ダムで実施した．流域は中生代の堆積岩と更新世の安山岩が分布し，堰堤の石張りは硬質な安山岩であり，流送土砂は礫主体である．

流域の河川平均勾配は 225/1,000 と他地域よりも高い値を示し，単位面積年浸食量は 0.80mm/年/km^2 と他地域よりも若干高い値を示した．年降水量は 1,905mm と他地域と比較するとかなり大きな値を示し，50mm/日以上の年間発生回数が 5.12 回/年と多い割に，20mm/時以上の降水の年間発生回数が 1.22 回/年と他地域よりもかなり少ない事が判明した．



写真-5　浦川 8 号堰堤の副ダム，流水によりＶ字状に浸食される

4. 測定結果の考察

4−1. 流域の地質と流送土砂による考察

流域に花崗岩類が分布するのは，浦川 8 号堰堤を除く 8 堰堤であるが，三重県猫谷第 1 堰堤と牛伏川 2 号堰堤の流送土砂は礫主体，その他の 6 堰堤の流送土砂は砂主体であり，単位面積年浸食量は前者で大きく，後者で少ないと云える．

流域が中生代の堆積岩と更新世の安山岩が分布する浦川 8 号堰堤も流送土砂は礫主体であり，単位面積年浸食量が有意に大きい．

4−2. 河川の平均勾配による考察

河川の平均勾配が 137/1,000 よりも大きい堰堤では，単位面積年浸食量が有意に大きく，平均勾配が 54/1,000〜64/1,000 と小さい堰堤では単位面積年浸食量が有意に小さいと云える．

4−3. 降水量による考察

年降水量が 1,530mm より多い堰堤では，単位面積年浸食量が有意に大きいが，牛伏川 2 号堰堤は単位面積年浸食量が大きいにも関わらず年降水量は 1,031mm と少ない．この原因は不明である．

50mm/日以上と 20mm/時以上の降水量の年発生回数が多い堰堤では単位面積年浸食量が有意に大きいが，牛伏川２号堰堤は単位面積年浸食量が大きいにも関わらず 50mm/日以上は 1.90 回/年，20mm/時以上は 0.90/年と少ない．この原因は不明である．

5. 測定結果のまとめと今後の課題

9 箇所の石積み堰堤と石張堰堤の岩盤浸食量測定により以下の事が判明した．

①上流から供給される土砂の粒径が大きいと浸食速度は大となる．

②堰堤上流の平均河床勾配が大きいと浸食速度は大となる．

③非降雪地域と降雪地域では，50mm/日と 20mm/時以上の発生回数の傾向は異なり，それらの年間発生回数が多いと浸食速度は大となる傾向が認められる．

上記した様に，大略の傾向は認められるが，各要素が浸食速度にどの程度影響しているかの詳細は未だ不明である．今後は測定事例をさらに増やし，徐々に詳細な議論が出来る様にする次第である．

なお，国内には数多くの石積み堰堤と石張堰堤が存在するが，軟岩地帯の堰堤の浸食量は微小である事，流量がかなり多い堰堤では測定が困難である事，堰堤流域の地質が比較的限定されている事など種々の制約が存在する．

6. 謝辞

岡山大学大学院の樋口輝久准教授，「土木環境しなの技術支援センター」理事の山浦直人氏，「牛伏鉢伏友の会」代表の加藤輝和氏，「㈱みゆきの」の岡本伸也氏には現地調査に協力をして戴くと共に現地で議論して戴いた．ここに記して感謝の意を表する次第である．

[引用文献]

1) 赤井静夫ほか（2016）：「岩盤は流水により削られるか」，日本応用地質学会平成 28 年度研究発表会講演論文集，29-30

2) 気象庁：「過去の気象データ検索」 https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etm/index.php

3) 日本の地質７，「中国地方」編集委員会（1987）：「日本の地質７，中国地方」共立出版，64

4) 中野聡志ほか（2003）：「水口地域の地質」地質調査総合センター，12

5) 原山　智ほか（1989）：「御在所山地域の地質」地質調査所

62. 乾湿によるバラストの圧縮粉砕率の違いに関する基礎的検討

Fundamental Investigation of Compressive Crushing Ratio of Ballast under Dry Condition and Wet Condition

○河村祥一，川越健（鉄道総合技術研究所）
Shoichi Kawamura, Takeshi Kawagoe

1. はじめに

岩石の強度は乾燥状態と湿潤状態で異なり，特に湿潤状態では強度が低下することが知られている[1]．したがって，道床バラストも降雨などの影響を受けて，乾燥状態の砕石よりも経年劣化による破砕・細粒化が進行しやすくなると考えられる．しかし，湿潤状態における砕石のマスとしての強度変化についてはほとんど調べられていない．

そこで，乾燥状態と湿潤状態の砕石の強度を，圧縮粉砕率を用いて評価し，その比較を行った．ここではその結果を報告する．

2. 試験方法

2. 1 吸水率の測定

本試験では乾燥状態を十分に自然乾燥させた状態，湿潤状態を浸水にて飽和させた状態とする．この場合，浸水を開始してから飽和状態に至るまでの時間を事前に知っておく必要がある．そこで，本試験で使用する砕石の原石から直径 2.5cm，高さ 5.0cm の供試体を作成し，吸水率を測定してその時間変化を調べた．

試験は 3 本の供試体を 110℃の炉内で 24 時間乾燥させたあとに 28 日間の浸水，7 日間の自然乾燥を順に行うことで実施した．この間，供試体の重量を測定し，以下の式で定義される吸水率を算出する．

$$\frac{W_2 - W_1}{W_1} \times 100$$

ここで，W_1 は浸水前の炉乾燥後の供試体の質量，W_2 は任意の経過時間における供試体の質量を表している．

2. 2 圧縮粉砕率の測定

粒子破砕の程度を示す指標は多く提案されているものの，汎用性に乏しいものが多く，個々の研究目的に合わせた指標が用いられている[2]．道床バラストの石質試験では，圧縮荷重に対する抵抗性の評価として，以下の式で定義される圧縮粉砕率を用いている[3]．

$$\frac{F_v - F_n}{F_v} \times 100$$

ここで，F_v は試験前の面積，F_n は試験後の面積を表している．この指標は他の指標に比べて，測定誤差が小さく安定しているなどの利点がある．

圧縮粉砕率試験は，表-1 に示す規定量を概ね満たす試料を用いて行った．試料は良く混和したあと，四分法により分割し，内径 220mm，高さ 280mm，厚み 5mm の鉄製容器に 3 回に分けて締固めながら入れた．その後，圧縮粉砕試験機にセットし，直径 210mm の加圧板で 20 分掛けて 500kN まで載荷し 2 分間保持した（図-2）．その後，除荷して試料を取り出し，53.0mm, 37.5mm, 31.5.0mm, 19.0mm, 9.5mm, 4.7mm, 1.7mm の寸法のふるいを用いてふるい分けを行い，粒径加積曲線から圧縮粉砕率を求めた（図-2）．上記の圧縮粉砕率試験を乾燥状態と湿潤状態の試料を用いて行い，その比較を行った．

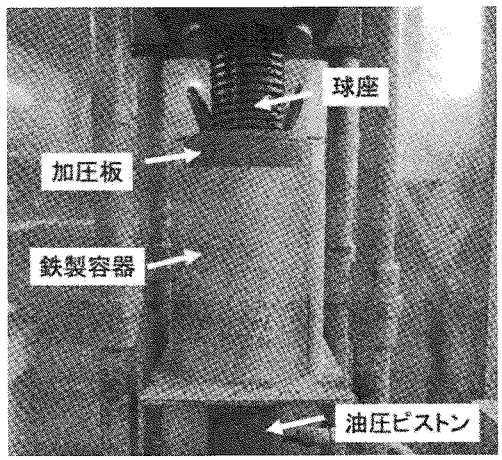


図 1　圧縮粉砕試験機の外観

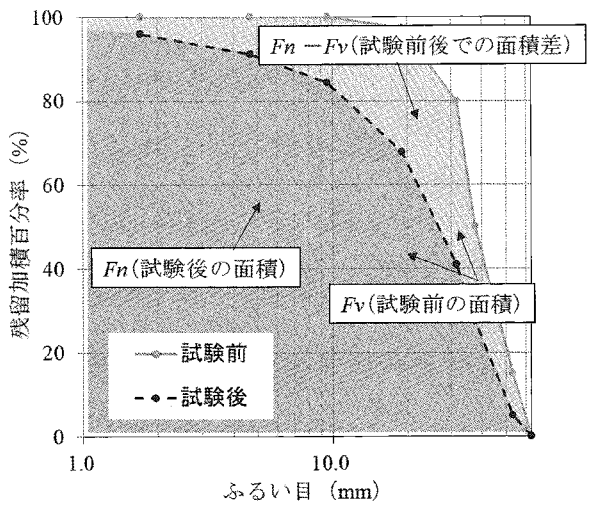


図-2　圧縮粉砕率の算出方法

表-1　圧縮粉砕率試験に用いる試料の粒径ごとの質量

粒径(mm)	53.0	37.5	31.5	19.0	9.5	計
質量(g)	2550	5250	4500	2625	375	15000

3. 結果

3. 1 吸水率の時間変化

吸水率の測定結果を図-3 に示す．すべての試料で浸水直後の著しい吸水率の増加が認められ，48～96 時間において吸水率の変化はほとんど認められなくなった．以後 672 時間経過まで吸水率に大きな変化は見られないものの，その値はわずかに漸増しており完全な飽和状態には至っていない．浸水後の自然乾燥の過程では，自然乾燥直後に著しい吸水率の減少が認められるが，その吸水率の変化は浸水時よりも緩やかである．

本試験では，試料は完全に飽和状態に至らなかったものの，96 時間～672 時間の吸水率の増分は 0.004%程度である．したがって，本試料においては浸水後 96 時間で概ね飽和状態に達していると考えても問題はないと考えられる．この結果を受けて，圧縮粉砕率試験で用いる湿潤状態の試料は，浸水後 96 時間経過したバラストを用いて試験を行った．

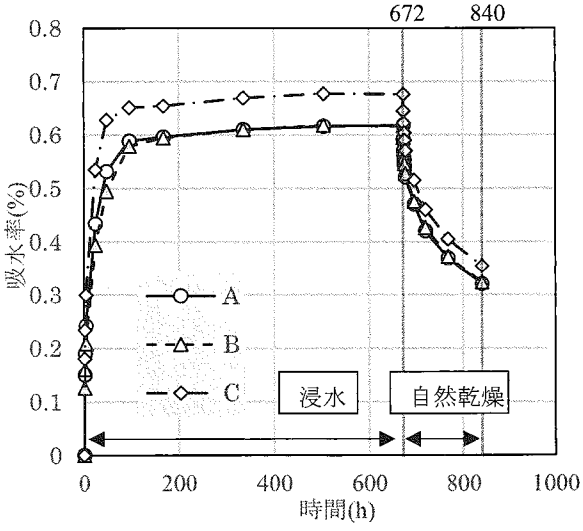


図-3　吸水率の測定結果

（3 本の供試体を便宜的に A，B，C と区別する）

3. 2 圧縮粉砕率の比較

圧縮粉砕率試験前と試験後の各ふるい目の通過率を図-4，圧縮粉砕率の測定結果を図-5 に示す．通過率を比べると，湿潤状態では 37.5～4.7mm の通過率が乾燥状態と比べて大きい値を示す．一方で 63mm，53mm，1.7mm の通過率にほとんど違いは認められない．また，圧縮粉砕率を比べると，乾燥状態では 19.7%，湿潤状態では 24.5%であり，湿潤状態でより大きい圧縮粉砕率を示した．軌道構造の設計標準・同解説 [3] で紹介されている乾燥状態のバラストの圧縮粉砕率の基準値が 24%であり，本試験で測定された湿潤状態のバラストの圧縮粉砕率はこれを上回る結果となった．

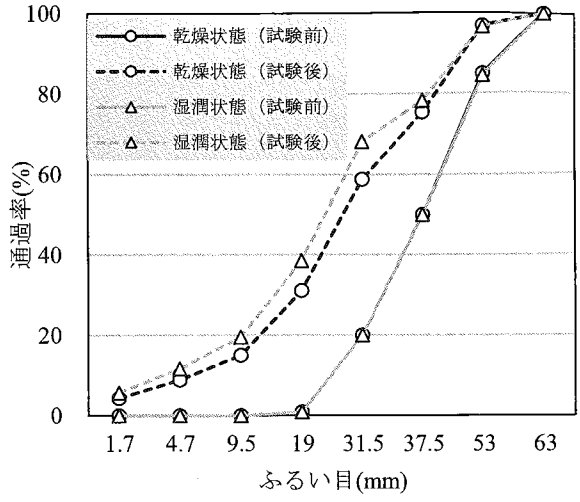


図-4　試験前と試験後の各ふるい目の通過率

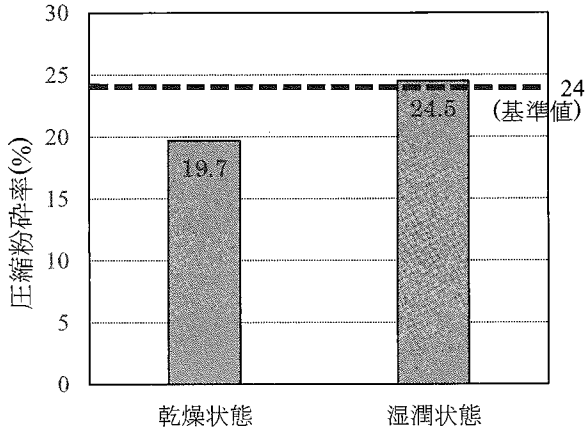


図-5　圧縮粉砕率の比較（基準値は一例 [3]）

4. まとめ

吸水率の時間変化を調べたところ，96 時間経過時点で吸水率変化がほとんど無視できる値まで減少することが分かった．

乾燥状態と湿潤状態のバラストについて圧縮粉砕率を測定したところ，本試験では湿潤状態の方がより高い圧縮粉砕率を示した．ただし，本試験では単一の試料のみを用いているため，湿潤状態での砕石の強度の評価には，今後様々な試料を用いた実験結果を取得する必要がある．

文献

1) 大島洋志・中林好範（1975）：道床バラストの石質基準および試験法の改正に関する研究-附．道床バラスト仕様にもとづく過去 20 年の成績-，鉄道技術研究所速報，No.75-154 pp.1-205.

2) 福本武明（1981）：粒子破砕の程度を示す指標，土と基礎，Vol.29，No.12，pp.64-65.

3) 国土交通省鉄道局監修，鉄道総合技術研究所編（2012）：鉄道構造物等設計標準・同解説軌道構造，丸善出版.

63. 寒冷地露岩斜面の岩盤内部温度の季節変動と崩壊メカニズムの考察

Study of Seasonal Variation of Internal Temperature of Steep Rock Slope and Mechanism of Rockfall in Cold Region

○前原 恒祐，磯貝 晃一，伊藤 和伯，山田 岳史 （株式会社 開発調査研究所）

K. Maehara, K. Isogai, K. Ito, and T. Yamada

1. はじめに

本発表は，2018年6月15日に日本応用地質学会北海道支部で発表した内容を基本的な骨子とするが，新たに資料，図等を加え改めて考察したものである．

北海道では層雲峡天城岩崩壊[1,2]，苔の洞門谷壁崩落[3]等，初夏に岩盤斜面が不安定化した事例が知られており，岩盤斜面の不安定化メカニズムについて気象条件等との関連も含め議論されている[2,3]．

本発表では，2014年の融雪から1ヶ月以上経過した春先～初夏頃の5月10日，6月4日，7月2日（以下，西暦表記を省略する）に北海道恵庭市近郊の第四紀溶結凝灰岩露岩斜面部で発生した岩盤崩壊に関し，約4年間に渡って実施した地質調査の結果（ボーリング調査，孔壁詳細観察，熱電対を用いた岩盤温度計測，非常に簡易的ではあるがパイプ式歪計を用いた岩盤変位観測）に基づき，調査地の岩盤崩壊の発生メカニズムについて考察する．

表-1に示すように，北海道は他の都府県に比べ寒暖の差が大きく，外気温変化等が岩盤斜面の凍結-融解特性や斜面安定性に与える影響を考察する上で重要なフィールドといえる．

表-1　調査地周辺及び各地の気温概況
※気象庁アメダスデータ[4]を基に作成

アメダス観測所名称	観測史上最低気温（℃）	観測史上最高気温（℃）	観測史上最高気温と最低気温の温度差（℃）
江丹別	-38.1	36.1	74.2
恵庭島松	-26.9	34.3	61.2
松本	-24.8	38.5	63.3
東京	-9.2	39.5	48.7
大阪	-7.5	39.1	46.6
福岡	-8.2	37.9	46.1
富士山	-38.0	17.8	55.8
昭和（南極）	-45.3	10.0	55.3

※）赤枠が調査地に最も近いアメダス観測所

2. 調査結果

調査地は恵庭市の西方約20㎞に位置し，標高約200ｍの緩やかな山岳地域に該当する．崩壊箇所には第四紀更新世支笏火砕流堆積物の溶結凝灰岩，軽石質凝灰岩と，それを覆って段丘堆積物が分布し，調査地は溶結凝灰岩，軽石質凝灰岩から成る急崖露岩斜面となっている．

岩盤崩壊発生時の気象状況を図-1に示す．調査地では4月末頃には積雪は無くなっており，崩壊が発生した5月10日，6月4日は急激に最高気温が上昇した直後，7月2日は最低気温が上昇した直後となっている．また，いずれの崩壊の前には目立った降雨は観測されていない．

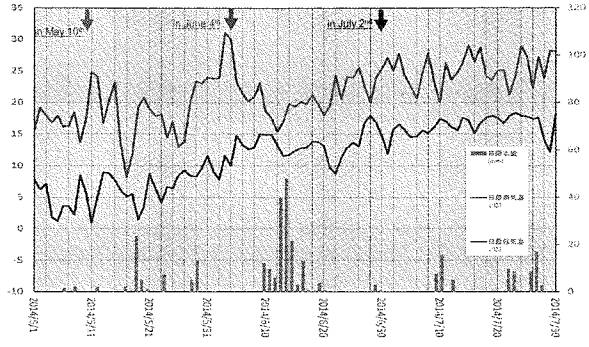


図-1 岩盤崩壊発生時の気象状況

急崖露岩斜面は，高さ最大約30m，延長約60mの自然斜面部で，部分的にオーバーハング箇所を含む．

調査地では5月10日には高さ約12m×幅約2m×厚さ約1.5mの柱状岩体が，6月4日には高さ約16m×幅約8m×厚さ約3mの柱状～ブロック状岩体が，7月2日には高さ約7m×幅約4m×厚さ約1mのブロック状岩体が崩壊した．このうち最大規模となるものは6月4日の崩壊で，崩落岩塊のサイズは最大約3m×2 m×2mで，崩落岩塊・土砂の体積は約50 ㎥であった（写真-1参照）．

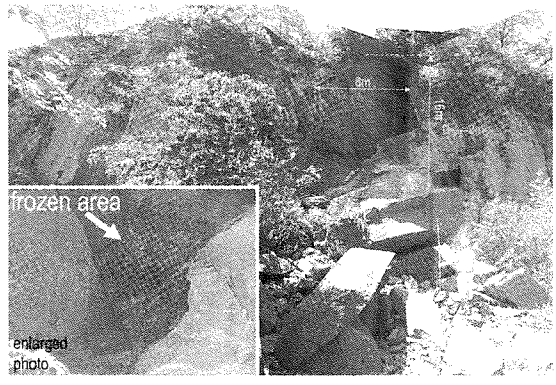


写真-1 最大規模となる6月4日の岩盤崩壊状況

6月4日の岩盤崩壊の崩壊面にはフリンジ，リブマーク，ハックル，放射状プリューム等の破面形状が，崩壊面脚部付近にはトップリングにより形成された鍵型の岩盤破断形状が分布している．

6月4日，7月2日の崩壊発生直後には崩壊面の褐色風化部に縦横約30 cmの氷体が分布し，崩落岩塊にも細粒物から成る楔型の凍結痕や放射状プリュームが分布していた．また，露岩斜面の幾つかの箇所に

は，露岩表面や開口節理面に平行する亀裂と，その亀裂に交差する微細な褐色風化脈が分布していた．

調査ボーリング孔を利用したパイプ式歪計による簡易的な岩盤変位観測及び熱電対による岩盤温度観測の結果，岩盤変位は露岩表面から約 1.5m までの領域に最大約 500μ の季節変動が観測され，岩盤温度は岩盤深部ほど時間遅れで温度が変化する傾向が観測され，露岩斜面表面から約 3m の深さに該当する G.L.-26.25m で厳冬期から約 4 ヶ月遅れの 5 月下旬～6 月上旬頃に最低温度となる-0.5℃が観測された（図-2 参照）．これは，調査地で最も規模の大きかった岩盤崩壊の発生時期と同じタイミングである．

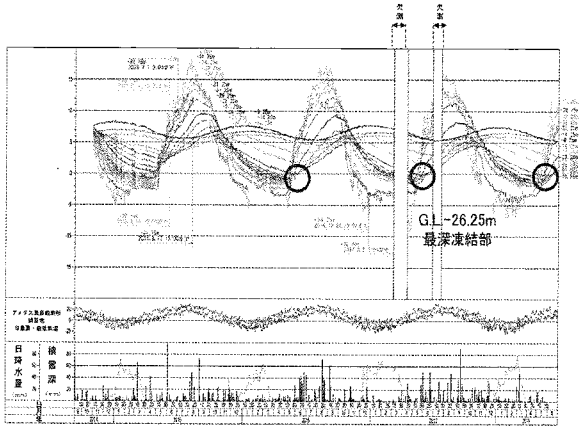


図-2 ボーリング孔周辺の岩盤温度の季節変動

3. 考察

本調査地で発生した岩盤崩壊は，露岩斜面の表面温度と深部の温度差が最も大きくなる初夏に発生していることから，既往研究[2]と同様に岩体の熱変形が崩壊メカニズムの一部に関与していると考えた．

また、最深凍結部の露岩表面からの深さ，最深凍結部の形成時期，崩壊規模，崩壊発生のタイミングをキーとして崩壊メカニズムを考察すると，冬期から岩盤斜面内へ伝播し始めた 0℃等温線が時間遅れで徐々に深部へ移動した際，節理面の開口部を通じ岩盤内部に流入していた表流水・地下水等が開口節理面間で氷楔を形成し，その成長圧により節理面の開口量・開口面積が徐々に増大し，初夏に時間遅れで岩盤深部に 0℃等温線が到達した際に氷楔の成長圧，岩盤の凍結膨張（参考文献[5, 6]），節理面下端へ作用する間隙水圧の上昇等がきっかけとなり節理面が分離面へ転じ，重力変形による不安定化が急速に進行し一部岩盤の破断を伴いながらトップリング性の岩盤崩壊が発生したと考えた．調査地の岩盤崩壊のプロセスの一部を図-3 に示す。

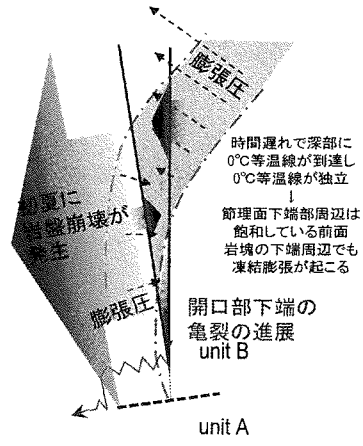


図-3 調査地の岩盤崩壊のプロセスの一部

4. まとめ

初夏に発生する岩盤崩壊には，既往報告で述べられている重力変形作用，熱変形等[2]，節理面間の間隙水圧の増加[3]だけではなく，岩盤深部の凍結も関与している可能性を考えた．また，露岩表層と深部の温度差が最も大きくなるタイミングが初夏頃であり，丁度その時期に約 4 ヵ月の時間遅れで露岩表面から約 3m の深部が凍結し，不安定化した岩塊の厚さ約 3m と調和的であることから，岩盤深部の節理面周辺での凍結が関与している可能性を考えた．

なお，凍結深度や時間遅れの程度については，詳細は不明だが，露岩斜面の熱収支や開口節理面間に影響を及ぼす微気象等の複雑なプロセスが関連していると考えられる．

今後，室内岩石試験やシミュレーション等による考察も加え詳細を検討してゆきたい．

【 参考文献 】

1) 勝井義男ほか（1988） ： 層雲峡天城岩付近の地質，1987 年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究，文部省科学研究費突発災害調査研究報告書，B-62-1，pp9-56

2) 根岸正充・中島巌（1993） ： 層雲峡溶結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊 - 寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究（第 1 報），応用地質，vol.34,No.2,pp47-57

3) 石丸聡 ほか（2002） ： 2001 年 6 月に発生した「苔の洞門」の谷壁岩盤崩落，北海道立地質研究所報告，第 73 号，pp209－215

4) 国土交通省気象庁ホームページ ： （データ取得日 2018 年 6 月 1 日），http://www.data.jma.go.jp/

5) 小玉齊明ほか（2006）：社団法人土木学会第 35 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集,講演番号 50,pp271-276

6) 中村大ほか（2010） ： 岩石と土の凍上特性の差異に関する実験的検証 ： 社団法人土木学会論文集 C, 66 巻 3 号,pp 472-486.

64. 秩父帯緑色岩で発生した岩盤崩壊の安定度評価

Assessment of Displacement and Stability Observed in a Collapsing Process of a Rock Slope Composed of Greenstones of Chichibu Belt

山田政典，○久保美和，森山豊，吉田浩，古宮一典，長岡弘晃，坂本祐樹(応用地質株式会社)
Yamada Masanori, Kubo Miwa, Moriyama Yutaka, Yosida Yutaka, Komiya Kazunori, Nagaoka Hiroaki, Sakamoto Yuki

1. はじめに

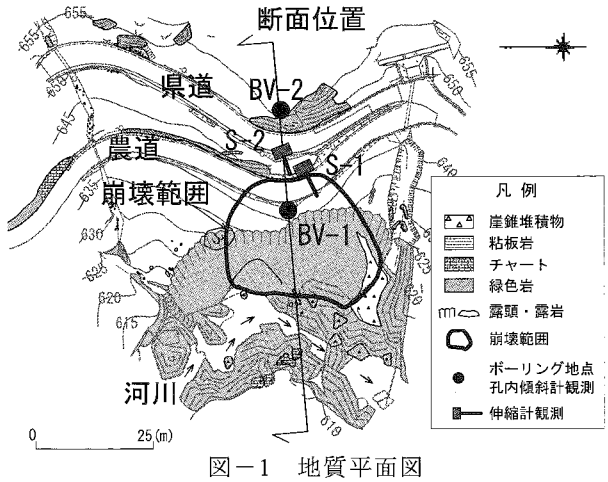
岩盤崩壊は現地形が形成される過程で安定した地盤が急傾斜となり，地表から進行する緩みや浸透水の影響を受けて不安定化する斜面変動である．よって，変形が進行するまでは地すべりのような変動域下限に連続する弱面は伏在しないと予想されるが，地すべりと同様に降雨と連動して変位速度が増減する場合が多い．これは，割れ目内の水頭の変化と岩盤の物性変化によると考えられるが，その安定度を簡便に評価することは難しい．本論では，降雨と連動して変位速度の増減が認められた硬質な緑色岩分布域で発生した岩盤崩壊の、地盤伸縮計による連続記録を用い，簡便法(修正フェレニウス法)によって変位速度の変化を仮想すべり面からの水頭の変化により表現できるかを試算する．そして，岩盤崩壊懸念域の安定度評価を行う上での課題と対策計画を立案する時期について述べる．

2. 岩盤崩壊の概要

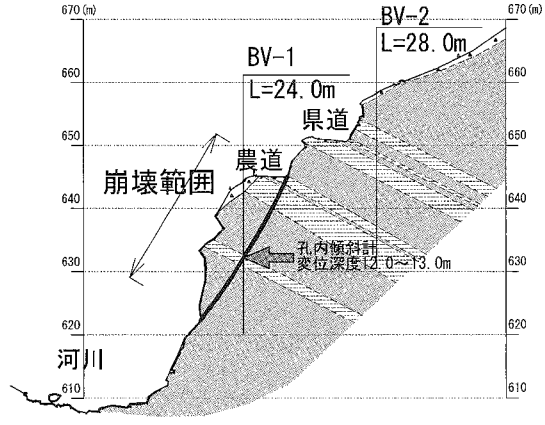
崩壊は，秩父帯北帯（付加体）の粘板岩およびチャートを狭在する硬質な緑色岩で発生した(図-1)．劈開面が示す構造は北東-南西走向，40° 程度の南東傾斜で，斜面に対して受け盤構造となる(図-2)．緑色岩には，劈開面と平行もしくは直行する 3 方向の割れ目が発達し，崩壊はこれらの面構造に規制され幅 30m・延長 25m・層厚 13m・崩壊量約 4,800m^3 の規模で発生した．目視で確認される変状は，農道の沈下と開口割れ目であり，崩壊背後の BV-2 および S-2 に明瞭な変位は認められない．

3. 岩盤崩壊に至るまでの変動状況

地盤伸縮計 S-1(L=5.5m)は農道路盤に埋設し，web 配信により常時監視を行った（図-3)．以下に崩壊までの変動状況を述べる．H22.2 月に観測を開始してから，4 ヶ月程度は緩慢な変動 D[1)]を示し(①区間)，H22.6～7 月の梅雨期の多量降雨(連続 100～150mm 程度)に伴って 0.33mm/日(②区間)の変動 B まで加速した．H22.8 月からは小降雨(連続 50mm 程度)となり，変動 B の下限付近 0.12mm/日程度(③区間)まで緩慢となったが，徐々に加速し(④～⑥区間)，H23.5 月には 0.49mm/日を示した(⑦区間)．その後，H23.5 月末からの多量降雨(連続 150～200mm 程度)の頻発に伴って，変位量は変動 A に急増し(⑧～⑨区間：変位量 115mm／伸縮計長 5,500mm=2.1%)，H23.7.9 に崩壊した(⑩区間)．



図－1　地質平面図



図－2　地質断面図

4. 仮想すべり面の強度設定

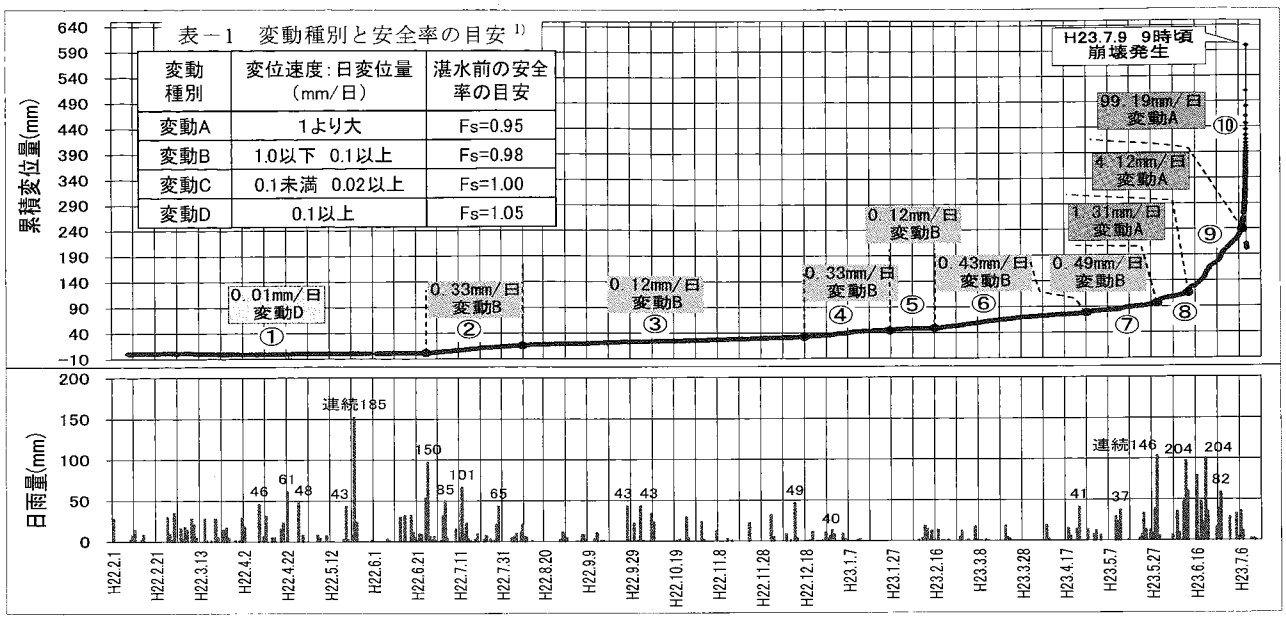
試算は，簡便法(修正フェレニウス法)を用いた．仮想すべり面の強度定数の設定は，図-3 の⑦から⑧区間に加速した時(変動 B→変動 A)を起点安全率 Fss=0.95 とし（表-1[1)]），最大鉛直層厚より粘着力 c'=14.9kN/m^2 と仮定し，仮想すべり面からの水頭を 0.5m, 1.0m, 2.0m と平行に設定した時の内部摩擦角 φ'を逆算により算出した．

5. 降雨と変位速度の関係

図-3 の②区間(0.33mm/日:変動 B)では連続 50～150mm 程度，③区間(0.12mm/日:変動 B)では連続 50mm 程度，⑧区間(1.31mm/日:変動 A)では連続 150～200mm 程度で変位速度と連続雨量に相関が認めら

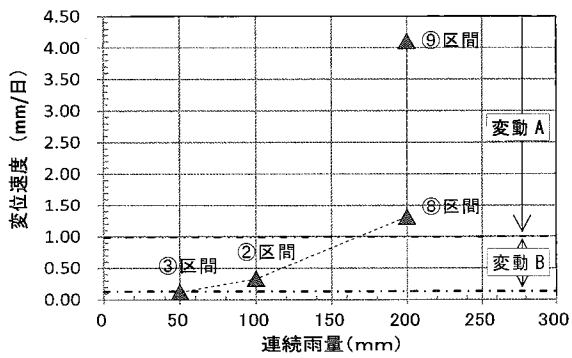
表－1　変動種別と安全率の目安 [1)]

変動種別	変位速度：日変位量（mm/日）	湛水前の安全率の目安
変動A	1より大	Fs=0.95
変動B	1.0以下　0.1以上	Fs=0.98
変動C	0.1未満　0.02以上	Fs=1.00
変動D	0.1以上	Fs=1.05



図－3　地盤伸縮計 S-1 による崩壊までの動態観測結果

れる．しかし，⑨区間で変位速度は急増(4.12mm/日：変動 A)し，降雨との相関は認められない（図-4)．

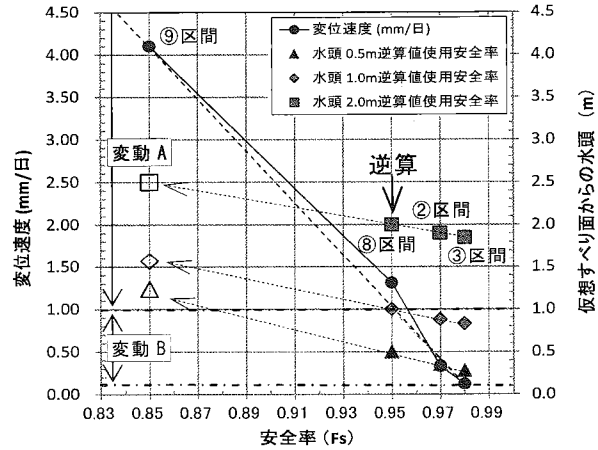


図－4　変位速度と連続雨量の関係

6. 変位速度，仮想すべり面水頭と安全率の関係

日変位量と安全率の目安（表-1）を用い，連続雨量との相関が認められる図-3 の②・③・⑧区間の変位速度より安全率を推定し，変位速度と安全率，仮想すべり面からの水頭と安全率の関係を示した(図-5)．なお，変位速度が急増する⑨区間(4.12mm/日:変動 A)の安全率は，表－1 の変動 A と変動 B の閾値 1mm/日，変動 B と変動 C の閾値 0.1mm/日を各変動種別の下限と考え，その延長と⑨区間の変位速度 4.12mm/日の交点より Fs=0.85 と推定した(図-5)．また，この時の各逆算強度での参考水頭を算出し，⑨－③区間の水頭差を求めた．水頭差は 0.65～0.96m と 1m 未満と小さく，崩壊直前の⑨区間までの安全率差は 0.13 となる(表-2)．

多くの仮定を含むものの安全率は変位速度の上昇につれ小さくなり，仮想すべり面からの水頭が大きくなるにつれ低下する．なお，仮想すべり面の勾配が 60° 程度と急傾斜であり水頭が 1m 未満でも大きく安全率が低下することが予想される．これは，岩盤崩壊が懸念される斜面で留意すべき事項であり，降雨に伴い変位速度が増加する斜面では，変位速度が小さい段階でも十分な注意が必要であることを示している．



図－5　変位速度・推定水頭変化と安全率の関係

表－2　仮想すべり面からの水頭の推定

区間	連続雨量	安全率 (Fs)	変動種別	変位速度 (mm/日)	仮想すべり面からの水頭(m)			備考
					逆算0.5m	逆算1.0m	逆算2.0m	
③区間	～50mm	0.98	変動B	0.12	0.28	0.83	1.85	
②区間	50～150mm	0.97	変動B	0.33	0.35	0.88	1.90	
⑧区間	200mm程度	0.95	変動A	1.31	0.50	1.00	2.00	逆算
⑨区間	200mm程度	0.85	変動A	4.12	1.24	1.57	2.50	参考
③-⑨安全率差		0.13	⑨-③水頭差		0.96	0.74	0.65	

7. 岩盤崩壊の安定度評価の課題と対策計画時期

本事例より安定度評価には割れ目の水頭を計測することが重要であるが一般に難しく，移動域の物性変化も影響する．よって，安定度評価には移動域の中で変形が集中する領域の連続監視が重要となる．そのためには崩壊を規制する地質構造を考慮した応力解析による監視域の予測と監視技術の発展が必要である．

本事例のように降雨と連動して変位速度が増加する岩盤崩壊が懸念される斜面では，避難を含む対策計画の作成は変動種別 B の段階で開始する必要がある．

文献

1) 国土技術研究センター(2010)：貯水池周辺の地すべり調査と対策，古今書院，pp.119-141.

65 Investigation on the correlation of Relaxation behaviors and Long-term Strength

○LIU Ang (Nanjing Tech University& The University of Tokyo), Tomochika Tokunaga (The University of Tokyo), ZHANG Peng (Nanjing Tech University), LIN WENLI (The University of Tokyo)

1. Introduction

The failure of rock mass usually presents progressive damage after years or decades. This kind of strength is, therefore, not in the conventional sense, but that must be related with time, so called long-term strength. Previous researches have shown that the failure strength of rock mass under long-term loading is clearly lower than that under conventional loading [1-2]. It is more reasonable to adopt the long-term strength of rock masses as a design index to ensure the long-term stability of rock engineering. To this end, previous researches have presented a series of determinations for the long-term strength[3-6]. Although numerous endeavors have been done in determining the long-term strength of rock (masses), it is still not accurate enough to describe the time-dependent strength due to the different definition of long-term strength.

Staring with these, a series of cyclic relaxation tests were conducted to investigate the potential relationships of stress relaxation behaviors and the long-term strength of discontinuities.

2 . Test preparation

2.1 Testing sample and apparatus

In this work, steel mold and appropriate materials are selected to manually pour a cube sample with a structural plane (Figure-1), which can guarantee the relative homogeneity of the sample. No. 325 cement, sand, and water at a mixing ratio of 2:4:1 were selected as model materials. The 4th discontinuity lines from Barton and Choubey's[7] ten standard roughness profiles were adopted to pour the sample into a size of 10 by 10 by 10 cm for shear creep tests and stress relaxation tests. The sample was stored under constant temperature and humidity (temperature: 20±0.2℃; humidity: Over 95 %) for 28 days. A CSS-1950 biaxial shear rheological testing equipment with servo control system was used in this work.

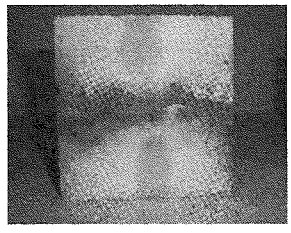


Figure-1 Artificial sample with discontinuity

2.2 Loading procedures and test conditions

Figure-2 illustrates the process of cyclic loading, in which σ_0 is the initial applied stress, σ_r is the relaxed stress, and σ_s is the residual stress. Normal stress was applied firstly and kept as a steady value throughout the whole test. Then, the shear stress, which is 85% of the conventional shear strengths and greater than the long-term strength[8], was applied as initial shear stress to conduct the 1st level of shear relaxation test. The residual stress eventually decreases to a stable value over time, which means the completion of the 1st level. The second step is reloading the stress up to the initial applied stress on the basis of the last residual stress. That is, the added stress in the 2nd level is equal to the relaxed stress in the 1st level. By this analogy, the residual stress of each level is recorded as σ_{r1} , σ_{r2} , σ_{r3} ,… … σ_{rn} , σ_{rn+1} . When $\sigma_{rn} = \sigma_{rn+1}$, the test could be terminated. The test conditions are listed in Table-1 with samples designated as 4-4, 4-8, 4-12, respectively.

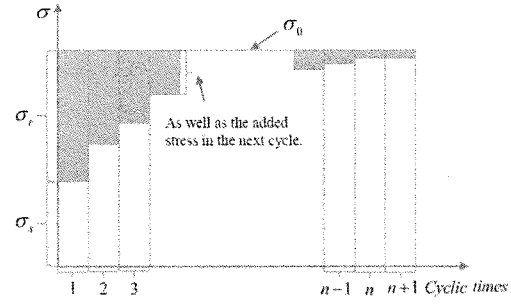


Figure-2 Procedure of cyclic loading

Table-1 Test conditions

Sample	τ , MPa	σ_n, MPa	τ_s, MPa	t, per-levels/h
4–4	4.01	4	3.41	72.07
4–8	7.71	8	6.55	72.07
4–12	11.41	12	9.70	84.79

3. Test results

Stress relaxation curves under cyclic loading were obtained and shown in Figure-3. It is illustrated that, with the increase of cyclic times, the relaxed stress at each level gradually decreases and finally approaches a stable value. Peng [9] conducted stress relaxation test on tuff by holding the applied deformation constant for 5min, result shows that when the stress larger than the elastic limit, stress relaxation is closely related to crack activities. On the other hands, since the materials is stressed during relaxation, viscous deformation will develop over time, part of elastic deformation accumulated during loading has

to release to hold the boundary condition that constant deformation. Therefore, stress relaxation is regarded to be induced by viscous deformation and crack activities.

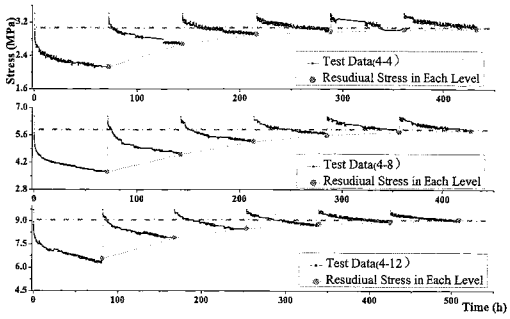


Figure-3 Stress relaxation curves and long-term strength trend curves

Under cyclic loading in this work, since the initial stresses in each level are equal, the effect of crack activities on stress relaxation is reducing with the increase of cyclic times, and stress relaxed gradually depends on the vicious deformation, which would be relatively stable to a certain material. It is indicated that the relaxation curves tending to consistent is result from the stress relaxation is mainly induced by viscous deformation. The magnitude of viscous deformation is depended on stress levels[8], if the stress is larger than long-term strength, the viscous deformation will develop over time, while the stress is lower than long-term strength, viscous deformation will be limited. It is obviously that the stress condition leading limited viscous deformation is that the stress relaxed to a value that is equal or lower than the long-term strength. In other word, without taking the crack activities into account, while the stress relaxes to the long-term strength, relaxation behaviors will be terminated. Accordingly, the residual stress in the 6th level could be regarded as long-term strength.

Table-2 Long-term strength

Samples	σ_n,MPa	τ,MPa	τ_∞,MPa	τ_∞ / τ
4-4	4	4.01	3.03	0.756
4-8	8	7.71	5.86	0.760
4-12	12	11.41	8.99	0.788

The results of the obtained long-term strength, as well as the conventional strength and the corresponding ratio of the long-term strength to the conventional strength are listed in Table-2. It is calculated that the ratio of long-term strength and conventional strength is from 0.756 to 0.788, with an average ratio of 0.768, which is similar with the determined long=term strength through creep tests[8].

4. Conclusions

In this study, the correlation of stress relaxation behaviors and long-term strength are investigated through cyclic stress relaxation tests. Stress relaxation mechanism is summarized as crack activities and viscous deformation. The termination condition of stress relaxation behaviors should satisfy the stress condition that the stress value less than or equal to the long-term strength. Through such correlation, long-term strength of tested discontinuities is determined.

Acknowledgments

The authors would like to acknowledge funding for this research from the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41602302), and JiangXi Engineering Research Center of Water Engineering Safety and Resources Efficient Utilization (Grant No. OF201604).

Reference

1) Fabre, G. and Pellet, F. (2006). Creep and time-dependent damage in argillaceous rocks. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 43(6), 950-960.
2) Zhang, Q. Z., Shen, M. R., and Ding, W. Q. (2015). The shear creep characteristics of a green schist weak structural marble surface. Mechanics of Advanced Materials and Structures, 22(9), 697-704.
3) Bieniawski, Z. T. (1967). Stability concept of brittle fracture propagation in rock. Engineering Geology, 2(3), 149-162.
4) Munday, J. G. L., Mohamed, A. E., and Dhir, R. K. (1977). A criterion for predicting the long-term strength of rock. Conf. Rock Eng., Univ. of Newcastle-upon-Tyne, Newcastle upon Tyne, U.K., 127-135.
5) Chandler N. A. (2013). Quantifying long-term strength and rock damage properties from plots of shear strain versus volume strain. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 59, 105–110.
6) Martin, C. D., and Chandler, N. A. (1994). The progressive fracture of Lacdu Bonnet granite. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 31(6), 643-659.
7) Barton, N., Choubey, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. Rock mechanics, 10(1-2), 1-54.
8) Shen M R, Chen H J, Zhang Q Z. Method for determining long-term strength of discontinuity using shear creep test[J]. Chin. J. Rock Mech. Eng, 2012, 31(1): 1-7.
9) Peng, S., Podnieks, E.R., 1972. Relaxation and the behavior of failed rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 9, 699-712.

66. トンネル施工時の先進ボーリング調査による地山分類指標に関する考察

Consideration on indicators of tunnel ground classification between the construction stages based on advanced horizontal drilling results

○岡崎健治，山崎秀策，倉橋稔幸（寒地土木研究所），亀村勝美（深田地質研究所），
村山秀幸，丹羽廣海，新井智之（フジタ）
Kenji Okazaki, Shusaku Yamazaki, Toshiyuki Kurahashi, Katsumi Kamemura,
Hideyuki Murayama, Hiroumi Niwa, Tomoyuki Arai

1. はじめに

北海道の国道トンネルの施工時には，切羽前方の地質確認と地山の再評価を目的として，先進ボーリング調査が原則実施されている[1)]．先進ボーリング調査で得られるコアや室内試験および孔内原位置からの情報は，地山分類表[1)]における地山区分ごとの弾性波速度などの各評価指標の適用範囲に対比され，地山が分類されている．しかし，評価指標が複数であるために，それぞれの評価指標に相当する地山区分が異なる場合があり，地山分類における評価の課題となっている．これまで，中田ら[2)]は，高速道路トンネルでの切羽観察記録による地山分類の効率化を目的として，数量化Ⅲ類で観察項目を数値化するとともに，クラスター分析を行い，岩種ごとの観察項目の優位性や二重判定となる項目を改善するための提案を行っている．

本報告では，北海道の国道トンネルにおける施工時の先進ボーリング調査で得られた地山分類の評価指標を多変量解析し，その類似性や岩種による特徴を考察した結果について述べる．

2. 分析方法

多変量解析のうち主成分分析によって主成分負荷量と主成分得点を求めた後，さらに，クラスター分析によって主成分得点を分類した．

まず，主成分分析は，複数の量的な説明変数をより少ない指標や合成変数に要約する方法である．主成分分析では，地山区分において，どのような評価指標が重視されているのかを調べた．

次に，クラスター分析は，教師なしで自動的かつ定量的に，類似性を有するデータをいくつかのグループに分ける方法である．クラスター分析では，非階層的手法であるK平均法を使用した[3)]．クラスター分析では，どのような類似性を有するデータが得られているのかについて岩種ごとに考察した．

これらの分析での項目は，地山分類表の評価指標である速度検層によるP波速度，RQD（計測寸法5cm），亀裂係数，準岩盤圧縮強度，変形係数および地山強度比とした．また，岩種とデータ数は，これまで北海道で建設された国道10トンネルの施工時において，先進ボーリング調査で得られた火山岩（火砕岩を除く）165と堆積岩168とした．

3. 分析結果

3.1 主成分分析の結果

表-1，2と図-1，2に主成分分析の結果を岩種別に示す．火山岩の主成分分析の結果，固有値が1以上となる第1主成分と第2主成分が72.0%（両者の累積寄与率）の情報を表現している．第1主成分は亀裂係数とRQD(5)がプラス側であることから，主に亀裂の存在や状態を重視していると考えられる．第2主成分は，RQD(5)，P波速度および準岩盤圧縮強度がプラス側であり，亀裂の存在や状態の他に地山の速度と岩石の強度も重視していると考えられる．一方，変形係数と地山強度比は，ともに同じ方向を示しており，どちらかの値だけを用いることで地山分類は可能と考えられる．また，堆積岩の主成分分析の結果，第1主成分と第2主成分は69.4%の情報を表現している．第1主成分は亀裂係数，第2主成分は，RQD(5)とP波速度がプラス側であり，これらの評価指標を重視していると考えられる．また，火山岩と堆積岩の分析結果を比べると，重視する評価指標に違いは少ないといえる．

表-1　火山岩の主成分分析の結果

火山岩（主成分負荷量）	第1主成分	第2主成分	第3主成分
P波速度(km/s)	-0.81	0.44	-0.07
RQD(5)	0.14	0.63	0.73
亀裂係数(%)	0.27	-0.87	0.27
準岩盤圧縮強度(MPa)	-0.92	0.06	0.05
変形係数(MPa)	-0.81	-0.29	-0.15
地山強度比	-0.63	-0.51	0.48
固有値	2.64	1.68	0.87
寄与率	44.0	28.0	14.4

表-2　堆積岩の主成分分析の結果

堆積岩（主成分負荷量）	第1主成分	第2主成分	第3主成分
P波速度(km/s)	-0.81	0.30	-0.21
RQD(5)	-0.20	0.37	0.90
亀裂係数(%)	0.44	-0.79	0.10
準岩盤圧縮強度(MPa)	-0.90	-0.27	0.03
変形係数(MPa)	-0.86	-0.06	-0.17
地山強度比	-0.56	-0.68	0.27
固有値	2.77	1.39	0.96
寄与率	46.2	23.2	16.0

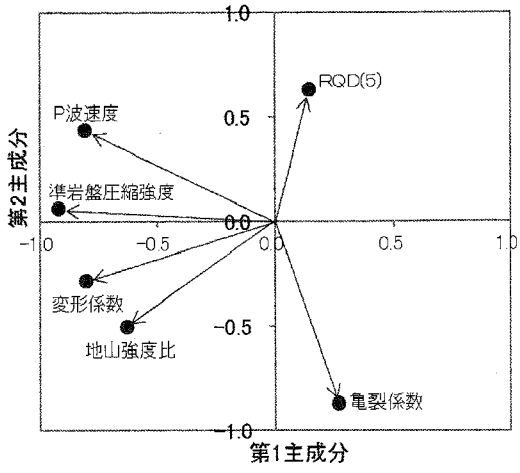


図-1　火山岩の主成分負荷量のプロット図

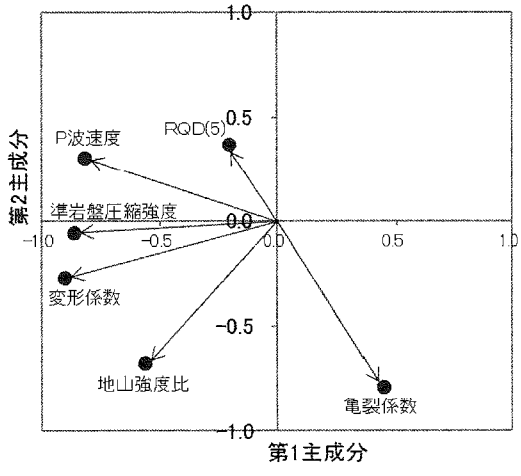


図-2　堆積岩の主成分負荷量のプロット図

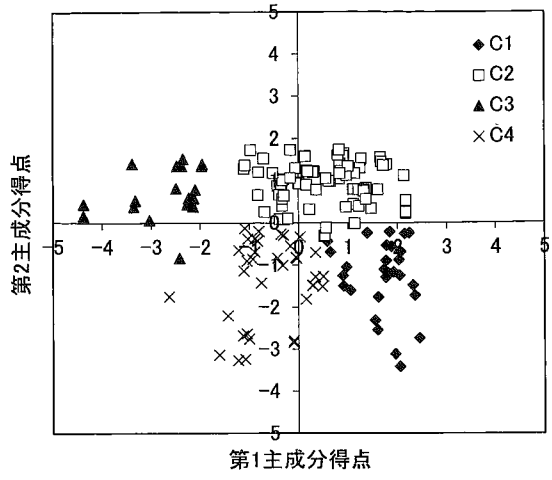


図-3　火山岩の主成分得点のクラスター分析結果

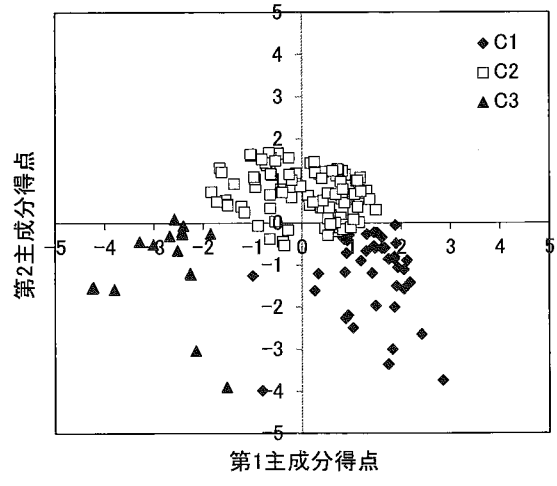


図-4　堆積岩の主成分得点のクラスター分析結果

3.2 クラスター分析の結果

図-3，4 に主成分分析による主成分得点をクラスター分析した結果を岩種別に示す．

火山岩のクラスター分析では，主成分得点の分布状況をもとに 4 つのグループに区分した．C1～C2 は，亀裂や速度の違いによって区分されたと考えられる．C3 は速度や強度，また，C4 は変形係数や地山強度比に依存することを確認した．

堆積岩のクラスター分析では，主成分得点の分布状況をもとに 3 つのグループに区分した．C1 と C2 は，亀裂や速度の違いによって区分されたと考えられるが，C3 は主に強度の違いにより区分されたと考えられる．

4. まとめと今後の課題

本分析の結果をまとめると次のとおりである．

1) 主成分分析の結果，地山内の亀裂の存在や状態を示す亀裂係数や RQD(5)が評価指標として重視されていた．一方では，類似性を有する評価指標を使用していることもわかった．また，火山岩と堆積岩の分析結果を比べると，重視する評価指標に違いは少ない．

2) クラスター分析の結果，先進ボーリングによる結果は，3～4 つのグループに区分された．また，同じ岩種であっても，支配的な評価指標の組み合わせによって，グループ化される．支配的な評価指標としては，地山の亀裂や状態を示す亀裂係数や RQD(5)が重視される傾向であった．

今後は，同岩種において同じ地山区分となるデータと異なる地山区分となるデータの違いの分析を進めるとともに，クラスター分析によって区分されたグループごとの地質性状の違いを調べたい．

謝辞：本分析にあたり，トンネル施工時の記録等を提供していただいた国土交通省北海道開発局の関係各位に，ここに記して，厚くお礼申し上げる．

文献

1) 国土交通省北海道開発局（2018）：道路設計要領，第 4 集トンネル，pp.13-29.

2) 中田雅博，三谷浩二，八木弘，西琢郎，西村和夫，中川浩二（1999）：観察記録の分析に基づく新しいトンネル切羽評価システムの提案，土木学会論文集，No.623，VI-43，pp.131-141.

3) 河口至商（1973）：多変量解析入門 I，森北出版，pp.33-33.

67. 北海道におけるトンネル先進ボーリングと地質課題に関する考察

Study on effectiveness of advanced drilling of tunnel and geological problems

○伊東佳彦（寒地土木研究所），岡崎健治（寒地土木研究所），山崎秀策（寒地土木研究所），倉橋稔幸（寒地土木研究所）
Yoshihiko Ito, Kenji Okazaki, Shusaku Yamazaki, Toshiyuki Kurahashi

1. はじめに

トンネル先進ボーリングは突発的大量湧水の回避や地質課題の事前評価に多くの利点があるが，コスト増や工期増等の課題がある．大島[1]は「昔の工法では底設導坑などが斥候の役割をはたしていましたが，今や先進ボーリングがその役目を担うようになっています.」と述べるなど先進ボーリングの役割の重要性を指摘している．また，2016年にトンネル標準示方書が改訂[2]され，「高圧，多量の湧水がある地山」や「特に大きな土被りの場合」での先進ボーリング実施が記述されるなど，先進ボーリングへの認識は高まりつつある．

現在，全線での先進ボーリング実施を基本としているのは北海道開発局の道路トンネルだけであり，他地域や他機関では一般的でない．筆者らは，先進ボーリングの有効性について検討を進めてきた[3)~7)]．本論では2008年以降に竣工した北海道の国道トンネルについて，地質と地質課題との関係について文献[8)~9)]等をもとに整理・検討したので以下に報告する．

2. 検討方法と結果

地質が複雑・脆弱，突発湧水などの懸念が大きい，自然由来重金属類分析を先行する必要があるなどの場合，先進ボーリングの有用性は高くなる．これを観念的に示すと，例えば**表－1**のようになる．

表－1　先進ボーリングの有用性のイメージ

		自然由来重金属類	
		先行分析不要	先行分析必要
地質（岩相，構造等）	単純	有用性小	有用性大
	複雑・脆弱，突発湧水の懸念	有用性大	有用性大

どのような地質で特に先進ボーリングの有用性が高いかを把握するという観点から北海道開発局のトンネル施工結果等を整理した．2008年以降に竣工した延長300m以上の北海道の国道トンネルで資料の得られたのは49トンネルである．一つのトンネルで2種類以上の地質類型が別の地質課題と対応している場合，それぞれをカウントしたので事例数は53である．53例の主な地質類型，先進ボーリングに関係する地質課題（大量湧水，変状，自然由来重金属類）を**表－2**に，地質類型別の集計結果を**表－3**に示す．49トンネル(53例)のうち25トンネル(29例)と5割を越えるトンネルで大量湧水，変状，自然由来重金属等の地質課題が認められた．以下，地質類型別の特徴を述べる．

(1) 堆積岩類（第四紀未固結層，新第三紀堆積岩類，白亜紀～古第三紀堆積岩類，付加体粘板岩）

29例中22例で自然由来重金属類が課題となっている．白亜紀～古第三紀堆積岩類では18例中15例と特に比率が高い．変状は白亜紀～古第三紀堆積岩類で1例，大量湧水は第四紀未固結層の1例で課題となっている．堆積岩類では，先進ボーリングは自然由来重金属の先行分析のため有用性が高いと言える．

(2) 火山岩・火砕岩類（第四紀溶結凝灰岩，新第三紀火山岩･火砕岩類）

15例中5例で大量湧水が課題となっている．変状は2例，自然由来重金属類は1例である．火山岩・火砕岩類では，先進ボーリングは，大量湧水の事前把握に有用性が高く，自然由来重金属の先行分析や変状の回避にも重要な役割を果たしていると言える．

(3) 付加体緑色岩，ホルンフェルス，蛇紋岩

蛇紋岩は2例中2例，付加体緑色岩は3例中1例で変状が地質課題となっている．先進ボーリング実施が変状の未然防止につながらなかった点に課題を残すが，先進ボーリング未実施の場合，事態はより深刻であった可能性がある．

3. 考察（先進ボーリングの有効性）

大量湧水6例のうち第四紀未固結層の事例は先進ボーリング無しでも予想可能と考えられるが，残り5例は先進ボーリングにより多量湧水を事前に把握することで，より安全に対処できたと考えられる．

変状については，先進ボーリングと切羽観察記録，変位計測等による評価精度を向上させ，変状の抑止につなげる必要がある．その際，先進ボーリングの地質情報は貴重であり，実施は必須と考える．

自然由来重金属については，先進ボーリングコアで自然由来重金属の含有量・溶出量等を事前に把握することで余裕を持って精度よく対処できたと考えられ，先進ボーリング実施が効果的であったと考えられる．

変状の有無に関わらず全トンネルで，施工時に設計時の支保パターンが見直される．見直し回数が増加すると，段取り替えが煩瑣となりコストや時間にも影響する．亀村ほか(2013)[5]は，地山評価の一致率は先進ボーリングにより事前に地質を評価した場合が85%に対し，他の事前調査による場合は66%に留まることを指摘した．先進ボーリング実施による支保パターン変更回数の減少やスムーズな段取り替えの効果を定量的

表－2 2008年以降竣工の北海道の国道トンネルの地質課題

No.	延長(m)	竣功年	主な地質	大量湧水	変状	自然由来重金属
1	1742	2016	新第三紀火山岩・火砕岩類	○		
2	538	2011	新第三紀火山岩・火砕岩類	○	○	
3	2995	2013	新第三紀火山岩・火砕岩類	○	○	○
4-1	2928	2017	新第三紀堆積岩類			○
4-2	2928	2017	第四紀未固結層	○		
4-3	2928	2017	第四紀溶結凝灰岩類	○		
5-1	2518	2018	新第三紀火山岩・火砕岩類	○		
5-2	2518	2018	新第三紀堆積岩類			○
6	1241	2010	蛇紋岩類		○	
7	4110	2008	付加体緑色岩類		○	
8-1	2699	2016	蛇紋岩類		○	
8-2	2699	2016	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
9	4460	2014	白亜紀～古第三紀堆積岩類		○	○
10	629	2012	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
11	418	2013	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
12	3297	2010	付加体粘板岩			○
13	1385	2010	付加体粘板岩			○
14	2310	2009	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
15	3016	2010	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
16	1964	2010	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
17	2265	2010	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
18	2383	2009	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
19	1173	2008	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
20	344	2012	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
21	520	2013	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
22	499	2013	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
23	714	2014	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
24	697	2010	白亜紀～古第三紀堆積岩類			○
25	722	2012	新第三紀堆積岩類			○
26	799	2008	第四紀未固結層			
27	910	2010	新第三紀火山岩・火砕岩類			
28	562	2008	新第三紀火山岩・火砕岩類			
29	360	2011	新第三紀火山岩・火砕岩類			
30	1049	2008	新第三紀火山岩・火砕岩類			
31	372	2012	新第三紀火山岩・火砕岩類			
32	917	2018	新第三紀火山岩・火砕岩類			
33	963	2008	新第三紀火山岩・火砕岩類			
34	4744	2015	新第三紀火山岩・火砕岩類			
35	910	2008	付加体粘板岩類			
36	785	2008	新第三紀火山岩・火砕岩類			
37	378	2012	新第三紀火山岩・火砕岩類			
38	4931	2010	ホルンフェルス			
39	1876	2010	ホルンフェルス			
40	1466	2014	ホルンフェルス			
41	972	2014	ホルンフェルス			
42	1510	2009	白亜紀～古第三紀堆積岩類			
43	1388	2008	付加体緑色岩類			
44	472	2008	古第三紀堆積岩類			
45	415	2010	古第三紀堆積岩類			
46	913	2008	付加体緑色岩類			
47	830	2015	新第三紀堆積岩類			
48	1239	2015	新第三紀堆積岩類			
49	751	2016	新第三紀堆積岩類			

に評価するのは難しいが，施工工程や心理面で大きな効果を発揮しているのは疑いがない．大量湧水等の地質課題が確認されていない残りの24トンネルでも，先進ボーリングは重要な役割を果たしていると考える．

地形･地質が複雑な日本では先進ボーリングによる

表－3 2008年以降竣工の北海道の国道トンネルの地質類型別の地質課題

地質類型	地質課題				全数
	大量湧水	変状	自然由来重金属類	小計	
第四紀未固結層	1	0	0	1	2
第四紀溶結凝灰岩	1	0	0	1	1
新第三紀火山岩・火砕岩類	4	2	1	7	14
新第三紀堆積岩類	0	0	3	3	6
白亜紀-古第三紀堆積岩類	0	1	15	16	18
付加体粘板岩	0	0	2	2	3
付加体緑色岩類	0	1	0	1	3
ホルンフェルス	0	0	0	0	4
蛇紋岩	0	2	0	2	2
合計	6	6	21		53

トンネル前方地質の把握はトンネル施工上必須の調査項目と考える．地質課題の防災・減災・避災という観点から全線での先進ボーリングの普及を願う．

謝辞

本調査の実施にあたり，資料提供ならびに現地調査に御協力いただいた国土交通省北海道開発局の関係各位に，ここに記して感謝いたします．

文献

1) 大島洋志(2012)：増補私の地質工学随想―国鉄・隧道とともに一，土木工学社（非売品），p.178.
2) 土木学会トンネル工学委員会(2016)：トンネル標準示方書(共通編)・同解説（山岳工法編）・同解説,pp.26-32.
3) Kenji Okazaki, Yoshihiko Ito (2014)：Case Study of analysis for deterioration factors of rock measuring, Proceedings of the world tunnel congress.
4) 伊東佳彦，岡崎健治，大日向昭彦，村山秀幸，丹羽廣海 (2014)：先進ボーリングコア情報によるトンネルの時間遅れ変状機構に関する考察，(社) 日本応用地質学会平成26年度研究発表会.
5) 亀村勝美，岡崎健治，伊東佳彦，佐々木博一(2013)：山岳トンネルにおける先進ボーリングの効果に関する検討，土木学会平成25年度全国大会第68回学術年次講演会講演概要集，pp237-238.
6) 伊東佳彦，岡崎健治，山崎秀策，倉橋稔幸(2018)：トンネル先進ボーリングの有効性に関する考察，土木学会平成30年度全国大会第73回学術年次講演会講演概要集(投稿中).
7) 寒地土木研究所防災地質チーム(2014)：トンネル地質調査における先進ボーリングの適用状況について寒地土木研究所月報解説,pp.28-30.
8) 北海道土木技術会トンネル研究委員会 (2005)：北海道の道路トンネル (第3集).
9) 北海道土木技術会トンネル研究委員会 (2011)：北海道の道路トンネル (第4集).

68. 能登半島の新第三紀層泥岩の膨張特性とトンネル変状について

Swelling and Squeezing Characteristic of Neogene Mudstone and the Deformed Tunnel in Noto Peninsula

○石田良二，上間綾乃（ジェイアール総研エンジニアリング），山本浩之，坂田和幸（安藤ハザマ）
Ryoji Ishida, Ayano Uema, Hiroyuki Yamamoto, Kazuyuki Sakata

1. はじめに

能登半島西部地域では，これまで延長が長いトンネルの施工事例がほとんどなく，トンネル掘削に伴う地山性状のデータが少ないのが現状である．今回，新第三紀の輪原層を貫く延長約 1km の道路トンネル工事において，事前調査により泥岩中に膨張性粘土鉱物のスメクタイトが含まれることから，その対策が当初設計で考慮されていた．それにも拘わらず，実施工では大きな変状が発生し，追加の対策工が実施された．本報は，掘削に伴うトンネルの変状状況とその対策を述べ，変状箇所の試料を用いた泥岩の膨張性に関する試験結果をもとに当該泥岩の膨張特性を検討・評価した．当該地域での今後の地山評価の資料として供したい．

2. トンネルおよび地質概要

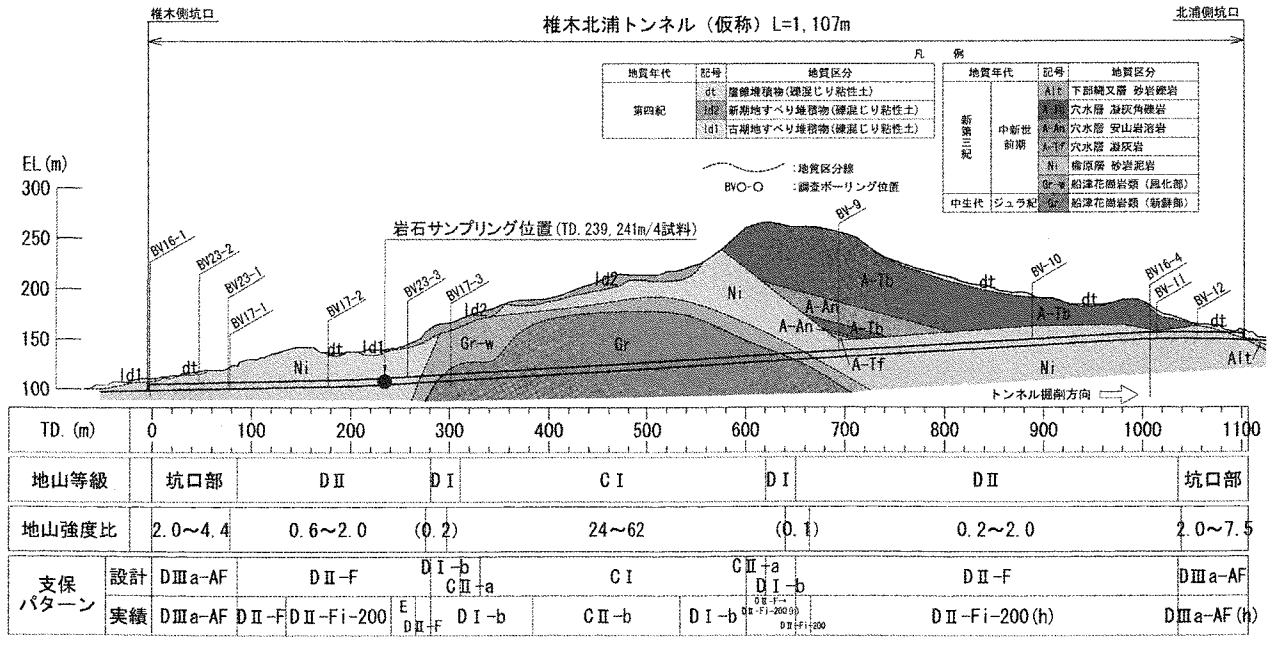
トンネルは能登半島西部の門前町に位置する延長 1,107m，掘削断面積約 55m^2，最大土被り 130m の道路トンネル（仮称：椎木北浦トンネル）である．地質調査は平成 16 年にボーリング 6 本，17 年にボーリング 6 本と弾性波探査，室内岩石試験が行われた．地質は，図-1 に示すように両坑口側が新第三紀中新世の輪原層（砂岩，泥岩），中央部に船津花崗岩が分布する．輪原層は軟岩であり，強度が低く，多くの区間で地山強度比が 2.0 以下と非常に小さい値が想定されていた．また，膨張性粘土鉱物のスメクタイトを含み，スレーキング性も大きい．これらのことから，地山分類も DⅡ区間が多く，支保パターンの設計にも反映されていた．

3. トンネル掘削状況と対策工

トンネル掘削は北側の椎木側（図-1 の左側）より開始され，当初は，マイクロベンチ+天端・切羽先受補助工法+仮インバートを施工した．しかし TD.50m 付近より，内空変位，天端沈下量が増加し，TD.140m 付近で側壁の押出し，吹付にクラックが発生した．この後，変状と補強（縫返し，インバートの早期閉合とストラット等による補強，鋼製支保工の増強）が繰り返されながらトンネルは掘進した．そして，TD.240m 付近で変位量の顕著な増大が発生し，表-1 に示すように，TD.237m，TD.243m では初期変位発生後，縫い返しやインバート補強等を行ったにも拘わらず変位は収束せず，最終的に大きな変位量となり，切羽が長期間止まった．この間，抜本的な対策工の検討およびこの先の地質状況を把握する目的で水平ボーリングを実施した．

表－1　TD.240m 付近における変位状況

TD.237m 上半	変位量(mm)	天端沈下	内空変位
	初期(1日)	23	150
	最終(収束)	128	828
TD.243m 上半	変位量(mm)	天端沈下	内空変位
	初期(6日)	42	300
	最終(収束)	124	670



図－1　地質縦断面図

その結果，これ以降の支保パターンは，変形余裕量の確保＋高強度吹付による支保工の高強度化を行い，さらなる変位対策として，二重支保工を採用した．それにより，無事全区間のトンネル掘削を完了した．

4. 膨張特性に関する各種試験結果

泥岩の膨張特性を把握するため，変状が大きいTD.239mの切羽（岩塊）およびTD.241mからの水平ボーリングコアを用い，粉末X線回折，スレーキング試験，粉末X線回折によるスメクタイトの定量，CEC・交換性陽イオン分析，吸水膨張応力試験を行った．膨張特性に関する試験全体の結果を表-2に示す．

(1)粉末X線回折

いずれの試料も同様な鉱物組成であり，石英とスメクタイトが多く，長石類・雲母類・緑泥石等が少量含まれる．スメクタイトはいずれの試料にも多量に含まれ，図-2の粉末X線回折図に示すようにエチレングリコール処理で明確なピーク移動が確認された．定量分析結果は，試料1が54%，試料3が79%と非常に多く含まれ，ベントナイトの原石に匹敵する含有率である．

(2)スレーキング試験結果

スレーキング試験はJGS 2124-2009「岩石のスレーキング試験方法」に準拠した．代表的な試料の劣化状況を写真-1に示す．全ての試料がスレーキング指数「4」と判定されたが，崩壊形態が若干異なり，試料1は「膨潤型」[1]という形を崩さずに徐々に膨張するタイプ，他の試料は試料の中央付近が膨張し，周辺が崩れる「中間型」[1]に相当する．この膨潤型，中間型は含まれるスメクタイトの交換性陽イオンと対応し，前者はNa型，後者はNa，Caをいずれも含む混合型スメクタイトと推定された．

(3)CEC・交換性陽イオン分析

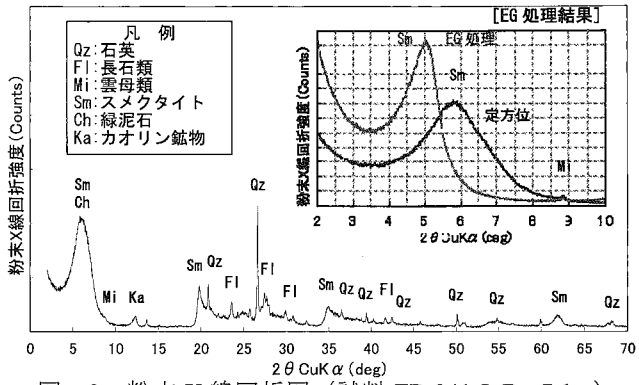
表-2によると，CEC値は54～59meq/100gであり，交換性陽イオン組成はNa・Caとも多く含まれる．ただし，その割合が若干異なり，試料1はNaが多く，試料2はNa・Caの両方を多く含み，前者はNa型スメクタイトに，後者は混合型に相当する．このことはスレーキング試験の崩壊形態から推定した結果と一致する．

(4)吸水膨張応力試験

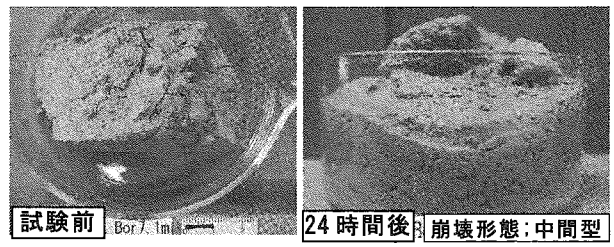
試験はJGS 2121-2009「岩石の吸水膨張試験方法」に準拠し，初期条件として自然含水状態から試験を行う試料とスレーキング試験に準じた乾燥状態の試料の2ケースを行った．いずれの試料も吸水後200分程度より顕著な膨張が始まり，7日程度で収束している．最大吸水膨張圧は，自然状態が189kN/m^2，乾燥状態が1,356kN/m^{2}である．この値は，ベントナイト原石の自然状態（200～600kN/m^2）や盤膨れにより変状したトンネル（100～300kN/m^2）と比較すると，本試料の自然状態はそれらの下限値に相当し，乾燥状態ではそれらの上限値を大幅に上回る値となった．

表－2　膨張性に関する試験結果一覧表

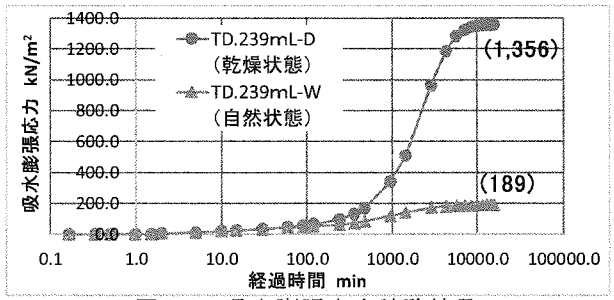
	試料名（形態等）	スメクタイト含有率(Wt%)	スレーキング試験 指数/型	スレーキング試験 吸水率	CEC (meq/100g)	交換性陽イオン (meq/100g)
1	TD.239m 岩塊(灰)	54	4 膨潤型	79.9	52	Na 27 K 3 Ca 11 Mg 8
2	TD.239m 岩塊(赤)	—	4 中間型	107.8	—	—
3	TD.241-L Bor7.1m	79	4 中間型	151.5	59	Na 23 K 1 Ca 16 Mg 10
4	TD.241-L Bor7.45m	—	4 中間型	198.3	—	—



図－2　粉末X線回折図（試料 TD.241-L Bor7.1m）



写真－1 スレーキング試験状況(TD.241-L Bor7.1m)



図－3　吸水膨張応力試験結果

5. まとめ

今回の変状は，地山強度比の著しく小さい地山において，トンネル掘削時にスレーキングし劣化することにより，初期に塑性的な地圧が発生したものと推定される．その後，泥岩中の多量のスメクタイトの吸水膨張が加わったことも変状の大きな要因と考えられる．

また，この地域には今回のようなベントナイトの原石に匹敵するスメクタイトを多量に含む泥岩が分布する可能性があり，トンネル工事のみならず様々な建設工事における調査・設計・施工における留意点として認識する必要があると考える．

文献

1) 石田良二・西川総明（1992）：スメクタイトを含む軟岩の諸性質（1），粘土科学，Vol.32，No.2，pp.97-107.

69. 自然由来重金属のリスク評価に基づいた トンネル掘削ズリの対策検討事例

○西　俊憲，武田　茂典，久野　高明，根岸　拓真（基礎地盤コンサルタンツ株式会社）
Toshinori Nishi, Shigenori Takeda, Takaaki Hisano, Takuma Neghishi

1. はじめに

自然の岩石には，微量ながら重金属などの各種元素を含んでいる．建設発生土中の重金属についてはこれまで個別で評価を行い，必要に応じて対策を講じてきた．近年，環境への関心の高まりや平成 15 年の土壌汚染対策法施行を背景に，建設発生土に含まれる重金属への環境影響評価を実施する機会が増えている．

岩石は土壌汚染対策法の対象外であり，適切に管理し，利用すれば対策が不要な場合が多かった．

一方，掘削後に酸素と水に触れることで酸性水が発生した場合，長期的に重金属汚染リスクが発生する事例が近年報告されている．

本発表は酸性水発生のリスクがある地質を含む掘削ずりの盛土転用のリスク評価，対策工検討を実施した事例の報告である．

2. 調査地域の地質

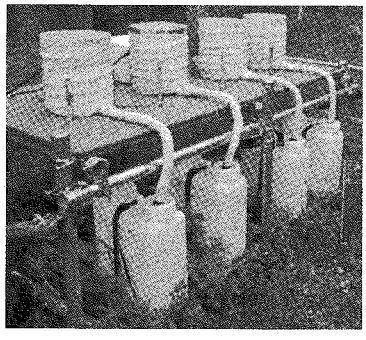
調査の対象地は，東北地方の新第三紀軽石凝灰岩～凝灰岩，泥岩～シルト岩を主体とした堆積岩を基本とし，安山岩・流紋岩等の貫入岩が点在している．

堆積岩中には変質帯が分布し，そのような場所では多くの重金属類が含まれている．調査地も一部が変質帯に位置していた．

3. 調査結果

3.1 分析方法

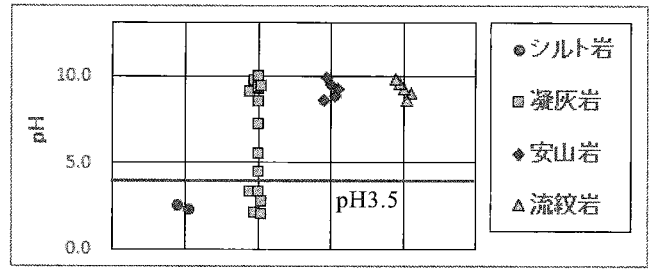
分析はボーリングコアを利用し，含有量試験(環告 19 号に準ずる試験)，短期溶出試験(環告 18 号に準ずる試験)，酸性化試験(過酸化水素を用いる pH 試験)を実施している．酸性化可能性試験で pH が 3.5 以下を示した試料については実現象再現溶出試験を実施し，長期的な重金属溶出傾向を把握している．実現象再現溶出試験は土研式雨水暴露試験で実施している(写真-1)．



写真－1　土研式雨水暴露試験実施状況

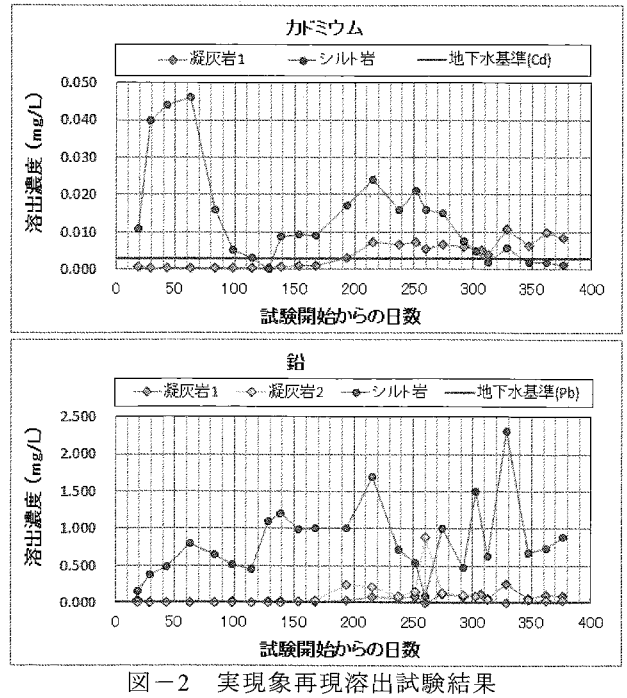
3.2 分析結果

分析は凝灰岩 15 試料，シルト岩 2 試料，安山岩 5 試料，流紋岩 5 試料の計 22 試料で実施している．含有量試験，短期溶出試験は全試料が土壌汚染対策法の基準値以下の値を示した．酸性化可能性試験ではシルト岩で 2 試料(分析試料の 100%)，凝灰岩で 5 試料(分析試料の 33%)が長期的な酸性化の可能性がある pH3.5 以下の値を示した(図-1)．



図－1　酸性化可能性試験結果

シルト岩，凝灰岩で酸性化に伴う溶出リスクが予想された．そのため，実現象再現溶出試験をシルト岩 1 試料，凝灰岩 2 試料で実施した．実現象再現溶出試験は 367 日間実施し，月 2 回の頻度で採水・分析を実施した(図-2)．分析は重金属 8 項目，pH，電気伝導度，酸化還元電位で実施している．なお，結果はカドミウム，鉛の結果のみ記載している．



図－2　実現象再現溶出試験結果

4. 考察

4.1 長期溶出特性

○カドミウム

シルト岩で観測当初から溶出濃度が増大したが，60日が経過した時点で溶出濃度が減少する傾向が見られた.その後,地下水基準値以下まで濃度は低下したが，120日が経過した時点で再び濃度が増大し,220日が経過するまで継続し，250 日以降濃度が再び低下する傾向が見られる.

凝灰岩は観測当初は地下水基準値以下であり，溶出濃度の変化もほとんど見られなかった．170 日を経過した時点で地下水基準を超える溶出濃度が観測され，観測期間中は地下水基準を超える溶出濃度が継続している.

○鉛

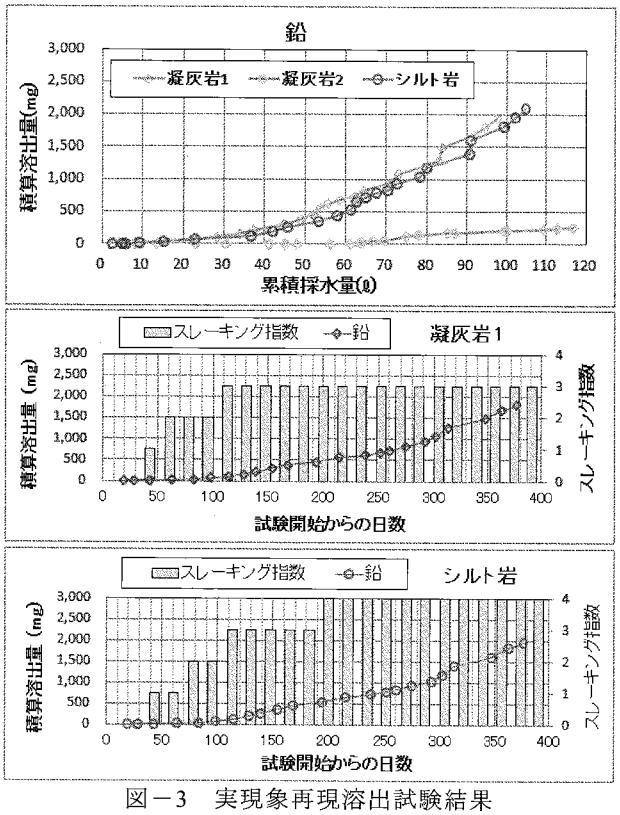
シルト岩で観測当初から地下水基準値を超える溶出濃度が観測され，溶出濃度の増減を繰返しながら徐々に溶出濃が増大する傾向が見られた.

凝灰岩はカドミウムの溶出傾向と類似した分析結果が得られている.

4.2 溶出濃度に変化を与えた要因

○スレーキング

鉛の累積採水量と積算溶出量，スレーキング指数と積算溶出量の関係を図-3 に示す.



図－3　実現象再現溶出試験結果

累積採水量が一定の値に達すると急激に積算溶出量が増大する傾向が見られる．積算溶出量が増大する時期は凝灰岩，シルト岩ともにスレーキングが進行している．スレーキングに伴い試料が砂状に変化し(写真-2)，比表面積が増大したことにより溶出量が増大したと推定される.

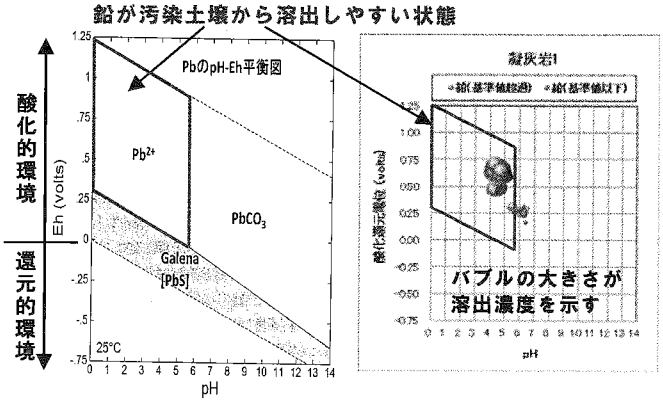


観測開始直後　　60 日経過後　　375 日経過後

写真－2　シルト岩のスレーキング進行状況

○酸化還元反応

観測期間中の酸化還元電位，pH，溶出濃度を整理したものを図-4 に示す.



図－4　酸化還元電位と溶出濃度の関係 [1)]

地山内では凝灰岩の大部分が還元的環境に分布していたと推定される.ボーリングで採取されたコアは，採取後から実現象再現溶出試験期間中を通じて酸化的環境に変化し，酸性水発生に伴い pH が低下し，鉛が溶出しやすい状態へ変化して溶出量が増大したと推定する.

4.3 リスク評価および対策工検討

凝灰岩，シルト岩は掘削直後の状態では土壌壌汚染対策法の基準値以下の値を示す．しかし，空気中に曝される期間が継続し，スレーキングの進行に伴う形状変化・酸化的環境へ変化するに従い溶出量が増大することが明らかになった．したがって，建設発生土の盛土転用は地下水汚染のリスクがあると判断した.

対策工は盛土内に覆土および底面遮水シートで封じ込めてスレーキングの進行および酸化的環境への変化を抑制する工法を採用した.

5. おわりに

トンネル切羽から搬出，盛土施工までの重金属溶出特性を実現象再現溶出試験で把握することができた.

また，トンネル掘削から封じ込め対策までの工程を短期間かつ雨水等の暴露防止対策を確実に実施すれば，嫌気的環境が維持・重金属溶出が抑制され，盛土材として転用できる可能性を示せた.

今後はシート封じ込め後に再び嫌気的環境となり，溶脱反応が進まないとする仮定を検証し，盛土材転用のリスクについて検討が必要と考える.

文献 1）伊藤　健一（2015）：地盤工学で遭遇する科学的現象の見解 2 地盤中の酸化還元反応，地盤工学会，Vol.63，No.4，pp.39-46.

70. ステレオカメラを利用した岩盤割れ目評価手法の開発

Development of rock fracture evaluation method using stereo camera

○鶴田亮介，宇津木慎司（安藤ハザマ），星加夢輝（新潟大学）
Ryosuke TSURUTA, Shinji UTSUKI and Yumeki HOSHIKA

1. はじめに

山岳トンネルの掘削工事での岩盤工学特性の評価は，労働災害防止の観点から，岩盤に接近した目視観察やクリノメータを直接岩盤に当てた割れ目方位の測定が出来ない現状が有る．また，トンネル掘削工事は昼夜を通して長期間行われるため，時期により調査員が異なり，評価の精度にバラつきが生じている．岩盤の工学特性の内，割れ目間隔について，これらの課題を解決する手法の検討と開発を行った．

既往の研究から，三次元レーザースキャナが割れ目の抽出に有効であることが実証されているが[1]，岩盤工学特性の評価を工事現場で実施する上では，機材が高価なことと，データ取得に時間がかかることが課題であった．

そこで，レーザースキャナと同様の距離画像の取得を，安価に，短時間で行うことが出来るステレオカメラを用いて，割れ目評価手法の開発を行った．花崗岩を対象とした実験により，撮影から割れ目の抽出，割れ目方位の測定までを短時間に行えることを実証した．評価手法と評価結果について記述する．

2. 点群データの取得

トンネル切羽における岩盤の割れ目間隔を定量的に評価するための方法として，本検討では，切羽面の３次元形状を点群データで取得し，形状の変化点から割れ目を抽出する手法を採用した．点群データの取得方法として，レーザースキャナとステレオカメラを有力な候補として取得方法の検討を行った．レーザースキャナは点群データを直接取得できるが，高密度のデータ取得には時間がかかることから，データ取得後の後処理が必要であるものの，短時間でデータの取得が行えるステレオカメラによる点群データ取得方法を採用した．採用したステレオカメラ装置（スパン 1.5m 各画像 20MPx）を図-1 に示す．

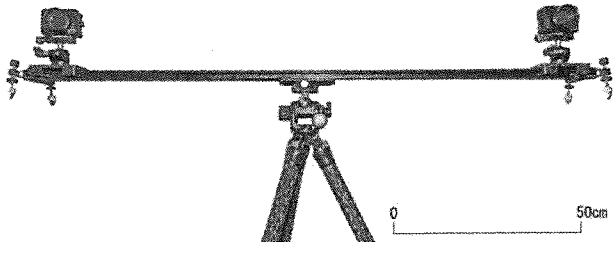


図-1　ステレオカメラ

検討に用いたトンネル切羽サンプルの画像を図-2 に示す．切羽断面積は約 37 ㎡で，連続性の良い亀裂が分布する花崗岩が切羽全面に分布している．

撮影の照明には，作業用照明に加えて，ハロゲン 2.5kW 相当の LED 照明を用いた．

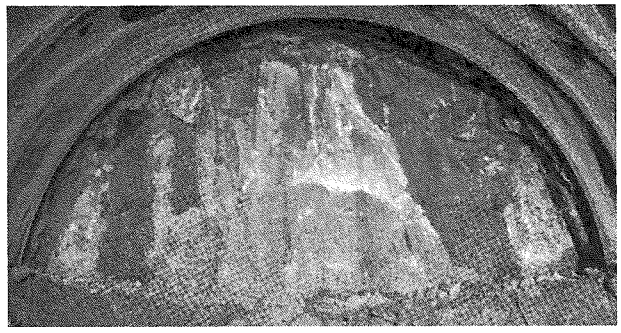


図-2　切羽サンプル画像

図-3 は，図-2 の切羽サンプルで撮影したステレオカメラ画像から点群データを取得した物である．素掘り面の一部はオーバーハングによる死角のためデータが不良となっているが，切羽面では密度の高いデータが取得できている．

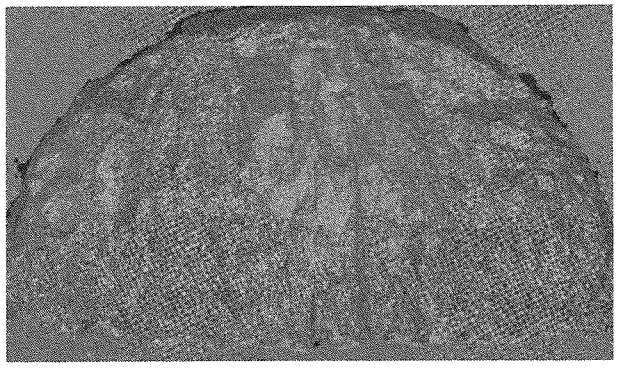


図-3　切羽点群データ

3. 割れ目抽出手法の概要

割れ目の抽出にあたっては，従来，見た目の色の変化から抽出する方法と，３次元形状から抽出する方法がある．本検討では，岩盤に分布する面の向きの変化点を抽出することで，割れ目を抽出する方法を採用した．

ステレオカメラで取得した点群データは高密度であるものの，そのままでは，データ量が多く分析，比

較といった次行程への展開が容易でない問題点があり，点群データを３次元単純モデル化する試みなどが行われている[2)]．

本検討で取得した切羽点群データ（図-2）でも，そのままでは，岩盤に分布する面の向きの不連続点を抽出することは困難である．

そこで，点群データから作成した距離画像を法線マッピング化することで，岩盤に分布する面の向きの不連続点の可視化を図った．距離画像を図-4に，距離画像に法線マッピングを施した例を図-5に示す．

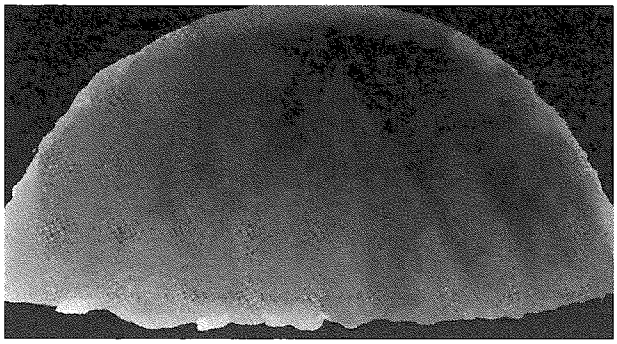


図-4　切羽距離画像



図-5　法線マッピング化画像

法線マッピングでは，全方位，全俯角のベクトル方向が色と対応しているため，色の違いから岩盤に分布する面の向きの不連続点を抽出することが可能である．法線マップ画像の色や輝度が変化する箇所を白と黒の２値画像として抽出した図を図-6 に示す．

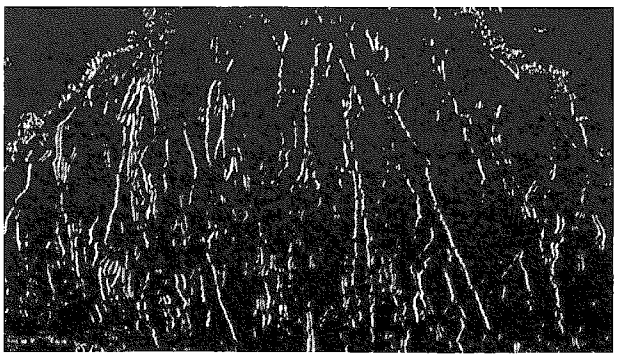


図-6　割れ目抽出画像

目視で確認できた，切羽左上から右下方向に分布する割れ目が白色の線として抽出されている．

4. 割れ目間隔評価の概要

図-6 で抽出した割れ目抽出画像から割れ目間隔の評価を行った．評価結果を図-7 に示す．目視評価では，切羽全面で割れ目間隔 5cm 以上の評価であったが，図-7 では目視よりも割れ目間隔が狭い評価結果となった．

このような結果となった原因として，本割れ目間隔の評価において，評価元データの割れ目抽出画像の白色の連続部分が，サイズに関わらず割れ目として解釈されてしまったためと考えられる．評価精度改善の方法として，白色の連結部分のうち一定以上の面積，連続性を持つものを残すようにフィルタリングすることが必要と考えられる．

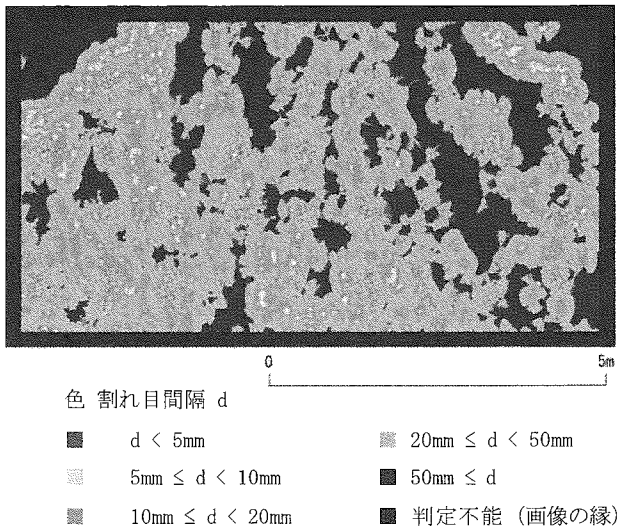


図-7　割れ目間隔評価画像

5. おわりに

花崗岩が分布するトンネル切羽において，岩盤に分布する割れ目の抽出と，割れ目間隔の評価を行った．照明条件の悪いトンネルにおいても，短時間の撮影で切羽の３次元形状と，岩盤に分布する面の向きの変化点を抽出することができた．

今後は，花崗岩以外の岩種において本評価手法の適用性を確認するとともに，割れ目抽出精度，割れ目卓越方向解析精度の改善を行っていく所存である．

参考文献

1) 早野明，板倉賢一：三次元レーザースキャナ計測の坑道壁面の割れ目観察への適用性，*Journal of MMIJ*, Vol. 133, No. 4, pp. 76-86, 2017

2) 菊田遥子ほか：トンネル切羽観察（節理）AI自動評価のための切羽面３次元単純モデル化手法，土木学会第72回年次学術講演会，2017

72. 画像解析によるトンネル切羽の剥離危険性の予測

Prediction of Exfoliation Risk on Tunnel Faces by Image Analysis

○戸邉勇人，宮嶋保幸，白鷺　卓，山本拓治，升元一彦（鹿島建設(株)）
Hayato Tobe, Yasuyuki Miyajima, Suguru Shirasagi, Takuji Yamamoto, Kazuhiko Masumoto

1. はじめに

山岳トンネルの工事においては，掘削直後の不安定な切羽に作業が集中するため，切羽からの剥離の発生は，重大な災害につながる危険性を有している．そのため，切羽の作業においては，切羽近傍に接近する前に切羽観察によって剥離しやすい性質を有する部分を確認し，それに対する対策工を実施することによって，作業上の安全を確保することが重要である．

しかしながら，現状の切羽観察は，熟練の技術者による目視判断に依存しているため，判断結果に個人差が発生しやすい．切羽の安全性を向上するには，判断の個人差をなくし，定量的な判断基準を確立していくことが重要である．

切羽観察において，作業員や地質技術者が着目する項目には，風化変質程度や割目の方向・連続性などの岩盤性状が挙げられる．こうした岩盤性状を定量的に評価するための技術が確立されれば，安全性に対する判断の個人差は低減できるものと期待される．

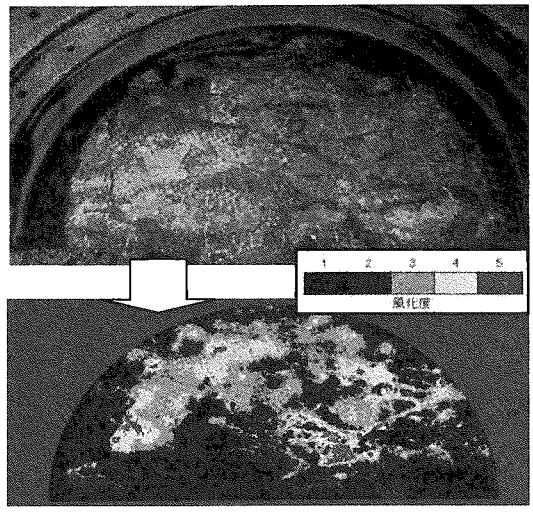
筆者らは，これまで画像解析技術を応用し，切羽の岩盤性状を定量評価する技術を開発し，現場に適用してきている[1)2)]．今回，これらの技術を応用し，切羽の風化変質や割目性状の定量的判定結果と，切羽における剥離の実績とを関連付けることにより，切羽の剥離の発生確率を数値的に予測可能なシステムを構築することができたので，その概要を説明する．

2. 風化変質程度の定量的評価法

岩盤の一般的な性質として，剥離は未風化部分より風化の進んだ部分において発生しやすい．そのため，切羽全体に占める風化の進んだ部分の面積率が大きいほど，剥離の発生率が高くなると考えられる．

岩盤の風化（化学的風化）は，岩石中のイオンの溶脱と，残留物質からの粘土鉱物生成の過程を経る．粘土鉱物の定量評価にはX線回折分析が最適であるが，この分析は数日間を要するため，迅速性を必須の条件とする切羽の剥離の判定に用いるのは実用的でない．

そのため筆者らは，風化を受けた岩盤が，粘土鉱物の生成とイオンの溶脱または吸着により，風化前と異なる色調を示す点に着目し，切羽の色調を画像解析することにより風化変質程度を定量評価する手法を開発した（図－1）[1)]．この手法を用いて切羽に占める風化部の面積率を算出することにより，剥離の発生の可能性に関連付けることができる．

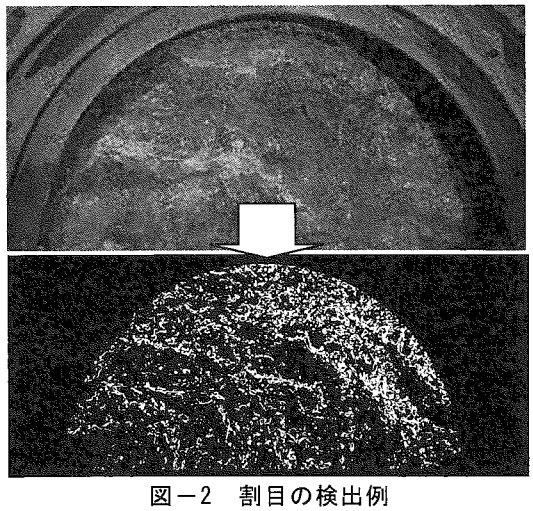


図－1　風化変質判定の例

3. 割目交差箇所の定量的評価法

岩盤には力学的な弱面となる割目が内在しており，トンネル掘削時にはこの割目に沿って岩盤が分離しやすい．そのため，割目の集中する箇所ほど，剥離が発生しやすいと考えられる．

割目は，切羽では凹凸を有する筋として現れやすく，凹部と凸部では照明の反射率に差が生じやすい．そのため，割目は，写真では輝度の差の大きい部分として発現しやすい．この性質を利用し，切羽写真中で大きく輝度の変化する部分を白点，それ以外を黒点として描画すると，切羽表面の割目を白い画素として検出することができる（図－2）．

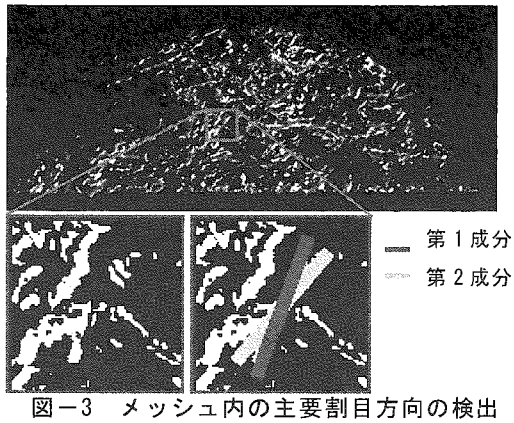


図－2　割目の検出例

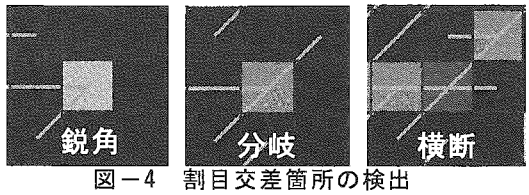
剥離は，割目の集中している箇所において発生するが，同一方向の割目だけでは発生しにくく，異なる方向の割目が交差しあう箇所（割目交差箇所）において

発生しやすいと考えられる.この箇所を抽出するため，割目の画像をメッシュに分割し，メッシュ内の主要な2方向の割目（第1，第2成分）を検出して（図－3），隣接するメッシュ同士で主要な割目の方向を比較した．そして割目方向が類似するメッシュ同士を線で連結し（図－4の緑線），この連結線が交差する箇所を割目交差箇所とみなした（図－4）.

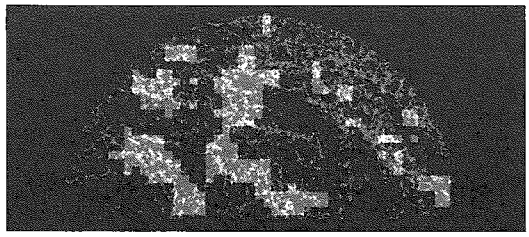
この割目交差箇所が，切羽全体に多く占めるほど，その切羽では剥離が発生しやすいと考えられる．すなわち，図－5において，割目交差箇所の集中域（黄色）が広い切羽ほど剥離が発生しやすいと考えられる.



図－3　メッシュ内の主要割目方向の検出



図－4　割目交差箇所の検出



図－5　割目交差密度の検出例（黄色が集中域）

4. 風化・割目のカテゴリ分けと剥離発生確率

風化と割目の発達程度を，切羽ごとに比較・分類するため，下記に示す基準でカテゴリ分けを行った．まず，切羽全体に占める風化部分の割合を算出しW1～W4の4つのカテゴリに分類した．すなわち，風化部分が切羽全体の60%以上を占め，強く風化した切羽はW1とし，風化部10%以下の弱風化の切羽はW4とした．10～60%の中程度の風化を示す切羽の場合には，風化部分が一部に集中している（偏りのある）ものをW2，切羽内に散在している（偏りのない）ものをW3とした（表－1上）．割目交差箇所についても，同様の方法によりC1～C4のカテゴリに分類した（表－1下）．この4×4＝16のカテゴリに300箇所の切羽を分類した.

さらに，各カテゴリ内に分類された総切羽数を分母，同カテゴリ内で実際に剥離した切羽の数を分子として剥離発生確率を算出した（表－2）．この表によると，左上のカテゴリほど風化程度・割目発達程度が高く，また，剥離発生確率も高い（領域1：約75%以上）結果となった.

このことから，切羽の風化・割目性状を画像解析することにより，剥落の発生を確率的に示すことができるといえる.すなわち，ある切羽を画像解析した結果，表－2の領域1に当てはまる場合には，その切羽では約75%程度の確率で剥離が発生すると予測できる.

表－1　カテゴリの区分

風化性状のカテゴリ	風化部の面積	風化部の偏り
W1	60%以上	---
W2	10～60%	あり
W3		なし
W4	10%以下	---

割目性状のカテゴリ	割目交差密集域の面積	割目交差密集域の偏り
C1	40%以上	---
C2	10～40%	あり
C3		なし
C4	10%以下	---

表－2　カテゴリ別の剥離発生確率

		悪 ⇐ 割目性状 Cross ⇒ 良			
		C1	C2	C3	C4
悪 ⇑ 風化性状 Weathering ⇓ 良	W1	100%	82%	79%	82%
	W2	100%	77%	39%	56%
	W3	100%	83%	53%	57%
	W4	100%	50%	47%	0%

領域①　領域②　領域③

5. まとめ

以上のことから，今回開発したシステムにより切羽の剥離を定量的に予測できることがわかった．今後，予測精度を高めるため，よりに多くの切羽の解析を行う予定である.

文献

1) 戸邉勇人，宮嶋保幸，白鷺卓，山本拓治，白松久茂，岩村武史，中村祐，岩熊真一(2014)：山岳トンネル切羽の風化変質判定システムの開発-切羽観察での適用例-，土木学会第69回年次学術講演会，pp. 85-86.

2) 戸邉勇人，宮嶋保幸，白鷺卓，松下智昭，山本拓治(2017)：トンネル切羽の割目分布・風化程度の定量評価システムの開発，日本応用地質学会平成29年度研究発表会講演論文集，pp. 25-26

73. 画像解析を利用した動態観察データの評価方法の開発

Development of evaluation method using image analysis at field observation

○石濱 茂崇（熊谷組）
Shigetaka Ishihama

1. はじめに

一般的に動態観測時には，定量的に変動量を得ることができるものの，「何がどのように動いたか」の定性的な情報を得ることが困難である．このため，定性的な情報を得ようとビデオカメラ等を設置することはあるものの，計測結果とは連係していないことが多い．

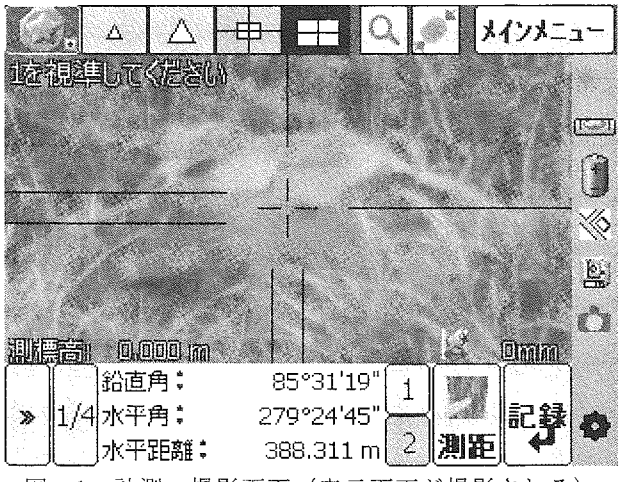
そこで今回は，定量的な観測データと定性的な画像データを連係させ，現地の「何がどのように動いたか」という視覚的な情報を計測結果に付加させることにより，変動発生時の評価方法の高度化を試みた．

2. 開発の概要

今回は，崩落斜面内における落石や小規模崩落の観測を目的として開発することとし，写真撮影が可能なトータルステーション（TS）を用いる方法と計測器と画像解析とを連係させる方法を試行した．

写真撮影が可能な TS を用いる方法では，ニコン・トリンブル社製の「Nivo-i（ニボ・アイ）」を採用した．Nivo-i では，画像取得と測距を同時に実行することにより（図－1），取得画像に位置情報（画像の中心位置の座標）を持たせることができるため，動態観測箇所の経時変化を視覚的に捉えることができる．また，視準画像を利用することから高倍率な画像が取得できること，および定点写真が高精度で撮影することが可能なことから，長距離での写真測量を試みた．

一方，計測器と画像解析とを連係させる方法では，各種計測器から発信される警報に対し，画像解析技術を用いて変動発生前後の変化を自動的に判定し，定性的（視覚的）な情報を得ることを試みた．

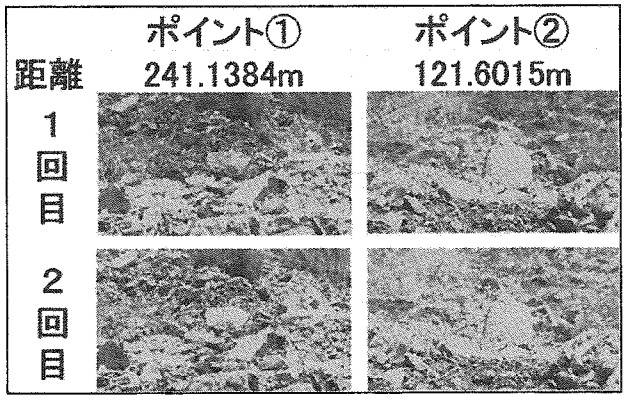


図－1　計測・撮影画面（表示画面が撮影される）

3. 写真撮影可能な TS を用いた方法

斜面の動態観測において，TS を用いて計測する場合，自動追尾にて行われることが一般的である．自動で計測することから，作業の省力化にはつながるものの，計測場所の変化を視覚的に捉えることはできない．また，人が立ち入ることができない斜面では，ノンプリズムで動態観測する場合があるが，ターゲットが設置されていないために，レーザーが照射された箇所が前回と同じものであった確証がなく，変位が発生したのか，誤差であったのか判別できない場合が生じる．

このような課題の解決策として，写真撮影可能な TS を用いた方法が考えられる．本方法では，測量と同時に画像を取得することから，計測時の現地状況を視覚的に確認することができる（図－2）．また，取得した画像を解析することにより，定性的な動きを評価することができると考えられる．図－2 の実施時は変位が発生していないことから，画像に変化はみられないものの，高精度の定点写真を 1 箇所から複数地点に対して撮影することができた．



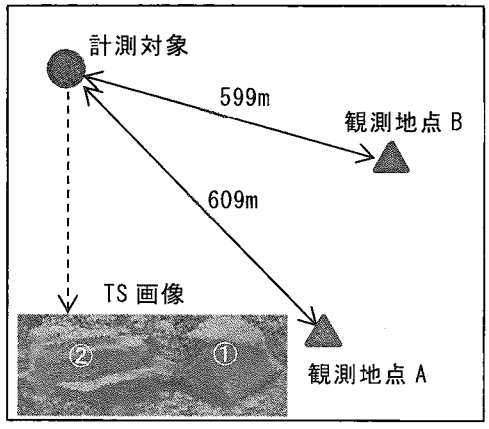
図－2　TS で撮影した画像
（図－1 と同様に画像の中心位置は計測されている）

実際の現場への適用は，人の立ち入れない崩落地内のため，ノンプリズムでの計測を予定していたが，対象物までの距離が約 600m で，レーザーの反射がみられなかったことから適用を断念した．そこで，TS により高精度の定点写真を望遠で撮影することが可能なことを利用して，長距離での写真測量による動態観測を試行した．図－3 に示すように 2 箇所の観測地点から計測対象を撮影し，各画像から特徴点を抽出し，ステレオ写真測量を用いて特徴点の 3 次元座標を算出した．

計測は 2 回繰り返して行い，その誤差が数 cm 程度であったことから（表－1），微細な変位は捉えられな

いものの，10cm 以上の大きな変位であれば捉えることが可能と考えられる．

また，今回は 2 地点でそれぞれ TS の設置・撤去を繰り返して計測したことから，誤差には計測器の設置誤差も含まれていると推定される．よって，今回は諸事情により実施できなかったものの，2 地点にそれぞれ TS を据え置いて計測すれば，より良い精度の結果が得られる可能性がある．



図－3　TS による写真測量の配置平面図

表－1　TS による写真測量の計測結果

	地点①(m)			地点②(m)		
	X	Y	Z	X	Y	Z
1回目と2回目との差分	-0.023	-0.058	-0.002	-0.017	0.001	0.000

4. 計測器と画像解析とを連係させる方法

前述した写真撮影可能な TS を用いた方法は，特定の計測器を用いることから，汎用性に乏しい方法である．そこで，様々な計測器に対応できる方法として，対象箇所を常時録画し，各計測器から発信される警報メールが受信された場合に，変位発生の前後の画像（動画）を解析し、定量的な観測データと連係させることにより，変位発生時の定性的な（視覚的な）動きを捉えるシステムを考案した（図－4）．

このシステムを用いることにより，画像解析結果から，視覚的に変化が発生している場所と概ねの移動方向を自動的に判別し，計測器のデータと整合的なデータかどうかが判断できるようになる．

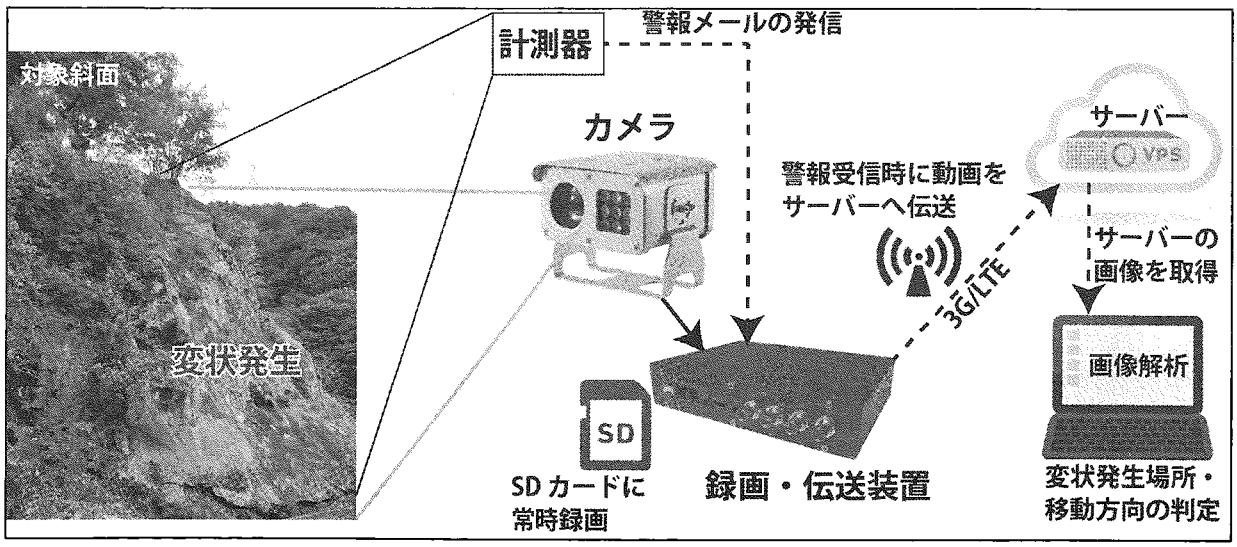
本システムを用いることにより，変位発生時の視覚的情報を自動的に判定すること，および赤外線カメラを利用して夜間も観測する予定であることから，変位状況の判断の迅速化につながると考えられる．

今後，実際に動態観測実施中の斜面にて，計測器と連係させたシステムとして運用する予定である．なお，連係する計測機器については地上設置型合成開口レーダー（GB-SAR）を予定している．

今回考案した計測器と画像解析とを連係させるシステムについては，様々な機器との連係が可能である．計測機器で警報が出た場合に，視覚的な情報が無いことから，高精度な計測値を得られる機器であっても実際の変位か誤差（誤報）か迷う場合がある．このような場合に本システムで得られる情報を変位か誤差かの判断材料として用いることができると考えられる．

5. まとめ

- 写真撮影が可能な TS を用いることにより，定量的な計測データと同時に定性的（視覚的）な動きを捉えることができる．
- 写真撮影が可能な TS で高精度な定点写真が撮影可能となり，写真測量等への応用が期待できる．
- 計測機器と画像解析とを連係させることにより，視覚的な情報を得ることができ，変位か誤差かの判断材料となり得る．



図－4　計測器と画像解析との連係システム

74. トンネル施工現場における地質状況ICT管理システムの構築

Construction of a geological judgement system using ICT technologies at tunnel construction sites.

○宇津木慎司，中谷匡志，鶴田亮介（安藤ハザマ）
Shinji UTSUKI, Masashi NAKAYA and Ryosuke TSURUTA

1. はじめに

山岳トンネル建設工事においては，計画地点における地質状況を詳細に把握し，その状況に応じて最適な設計および施工を実施することが重要となる．これに対して，調査･設計段階において，地質調査や物理探査などを実施することにより，計画地点を構成する地質の分布状況や工学的特性などを評価し，その結果をもとにトンネル線形や支保などの設計が行われる．ただし，この調査･設計段階において，種々の検討にかける費用に限度があるとともに，上述した各種調査の精度自体に限界があるため，この段階でトンネル全線にわたり詳細な地質状況を把握することは困難となる．

また，その後の施工段階においては，トンネル切羽において地質状況を直接，詳細に確認し，事前に想定されていた状況との差異を評価する．この際，現場技術者の観察結果とともに，施工段階で実施される種々の探査や計測結果なども重要な判断材料となり，その状況によっては，逐次，施工計画や設計を見直すことが重要となる．ただし，このような施工段階の現場における種々の地質に関わる評価について，主にコスト面の観点から，地質技術者が直接関わる機会が少なく，現場に常駐する土木技術者により実施される場合が大半であることが課題とされてきた．

近年，建設現場における生産性向上を目的としたi-Constructionへの取組みが強化されており，ICT技術の積極的活用など種々の検討がなされている．このような状況の中，上述した課題に対処する目的で，CIM (Construction Information Modeling /Management)と呼ばれる，３次元図を利活用した手法を用いた種々の検討が実施されており，当社では施工現場における地質情報や計測結果をCIM上で一元管理する地質情報CIM管理システムを開発した[1]．このシステムにおいては，調査･設計段階で想定された地質状況を３次元化するとともに，施工段階で得られた地質観察結果，種々の計測結果などをクラウド上のCIMに取込むことにより，現場における最新状況を遠隔地にいる社内外の関係者がリアルタイムに一元管理できる体制を構築した．

また，特に他業種において，AI (Artificial Intelligence: 人工知能)や画像処理技術などの最新技術を利活用した多岐にわたる検討が実施され，種々の評価に関する高度化，省力化が図られており，建設業においても適用性の検討が実施され始めている[2]．このうち，AIを利用した画像認識技術は，評価対象の外観の特徴を大量の事例の中から自動的に学習し，評価の最適化，高度化を図る手法であり，岩盤の工学的特性評価など，地質状況の自動評価に適用できる可能性がある．

本論文においては，上述した建設業の現状やトンネル施工現場における実情，そして昨今のICT技術に関する技術革新状況を踏まえ，当社のトンネル施工現場における地質状況をAI，CIM，画像認識技術を利活用して一元管理する「トンネル施工現場地質状況ICT管理システム」について，具体的な実施内容と施工現場における適用事例について詳述する．

2. トンネル建設現場における地質評価に関する課題

トンネル建設工事の事前調査段階においては，地質に関わる文献調査，地表面踏査やボーリング調査，弾性波速度測定などの物理探査および岩盤･岩石試験などが実施され，その結果をもとにトンネル線形や支保工の選定などが実施される．また，実際の施工時においては，現場の進捗に伴いトンネル切羽における地質評価がなされるとともに，空洞の安定性評価などを実施することにより，事前想定との差異を確実に認識し，その状況に応じた最適な施工を実施する必要がある．

これに対して例えば，ダム基礎の適正評価のように重要度の高い案件においては，地質技術者が定期的に現場に赴き，詳細な地質スケッチを作成するとともに，その結果をもとに基礎の安定性評価に関する検討がなされる．ただし，トンネル現場における地質状況確認，安定性評価，その状況に応じた最適な支保設定などについては，定常的に地質技術者が常駐する場合は稀で，現場の土木技術者による評価に委ねられており，最適な検討が実施されているとは言い難い．

上述した現状や課題を踏まえ，建設現場において地質状況に応じた最適な施工を実現するためには，ICT技術を利活用し，あらゆる種類や規模の現場において，地質技術者が現地に赴かなくても状況を確認できる仕組みや，地質に係わる種々の高度な判断を自動的に実施するシステムの構築に取り組む必要があると考える．

3. トンネル施工現場地質状況 ICT 管理システム

本システムは，２章で述べたトンネル施工現場における地質評価に関する課題に対処することを目的として，図-1 に示すような概要で現在，開発中のものである．具体的には，トンネル施工現場において，地質観察結果や計測結果をクラウド上にある CIM を利活用してリアルタイムにデータベース化するとともに，遠隔地にいる施工業者の専門技術者，そして発注者やコンサルタントがその状況を確認できるようにした[1]．また，このクラウド上にある AI が，過去の実績や種々

の評価内容を学習して，現在，進捗している現場における地質状況を自動判定するとともに，その状況に応じた最適な施工仕様を評価する仕組みを構築した[2].

これにより，トンネル現場に地質技術者が常駐していなくても，地質状況の詳細評価，そしてその状況に応じた最適な施工判断を実施できる可能性がある．また，異常事態発生時や岩盤判定立会時などにおいては，企業者，コンサルタント，施工業者技術部門などがクラウドを介して情報共有して，現地に赴かずに三者で協議するなど，既往の手法よりも高度な評価を簡便かつ即時に実施できると考えられる．このような手法を通じて，多くの現場における地質情報を一元管理するとともに，当社の国内外全ての現場における AI の自動判定結果を日々，専門技術者が検証し，システム全体の継続的改善を図っていくことにより，あらゆる種類，規模の現場において，質の高い地質状況評価，その状況に応じた最適な施工を実現していく所存である．

4. 現状の課題と今後の取り組み

上述したトンネル施工現場地質状況 ICT 管理システムについては，現時点で全体システムの構築を完了し，現場での試験運用を開始している．今後，適用現場のニーズを勘案しながら継続的改善を図っていくとともに，トンネル現場以外のダムや明かり造成現場などにおける地質状況管理に関する展開，そして地質評価以外の工種，項目への拡張を図っていく所存である．

また，上述した AI などによる種々の分析においては，自動評価したい内容に係わる有用なデータの取得，利活用が重要となる．具体的には，事前に，既往の施工現場で確認された地質状況と施工実績，不具合事例などとの関連が分かる情報を整理し，その両者の因果関係を AI などに学習させる必要がある．これにより，現在稼動している現場において，既往実績を学習した AI が，当該現場で取得されたデータを膨大な学習実績に照らし，現況と類似する既往実績を摘出することにより，地質状況の評価およびその際想定される施工状況などを自動的に推定することが可能となる．そして，複数の現場において多くの同様な検討が日々実施される中，遠隔地にいる地質技術者が上述した自動評価結果を吟味することにより，システム全体を PDCA 管理しながら，継続的改善を図っていく必要がある．

上述した仕組みを具現化していくためには，有用なセンシングデータの取得が欠かせない．現時点で実施している種々のデータ分析は，既往の写真画像，点で捉えた変位データなどをもとに検討を実施しているが，他業種の事例などを参照すると，自動評価精度向上のためにはより詳細かつ定量的で膨大なデータが必要とされている．これに対して，岩盤の色の情報を 125 次元で捕らえるマルチスペクトルカメラ(**図-2**)，３次元的な形状を数分で測定し瞬時にタブレット表示する簡易レーザースキャナー計測，数 km 離れたのり面の面

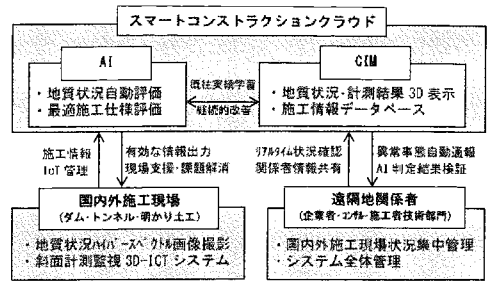


図-1 建設現場地質状況 ICT 管理システムの構築

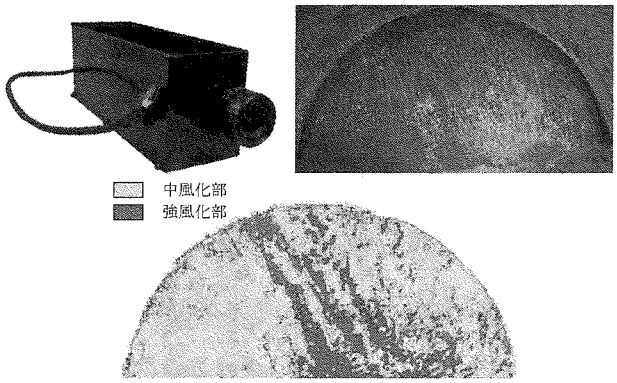


図-2 マルチスペクトルカメラ地質評価状況

的な変位状況を数分に１回，mm オーダーの精度で測定できる合成開口レーダ，などの現場適用を開始した．これにより，トンネル切羽や法面の地質状況を詳細かつ定量的に評価した結果と，高精度な当該箇所の変位，掘削形状などとの因果関係をより詳細に検討していく．

このような管理体制を構築することにより，あらゆる規模，種類の施工現場において，AI と地質技術者が連動して施工現場の地質状況や施工結果を確認し，構造物の品質確保，工程や工費の最適化，作業員の安全確保，環境への配慮を確実に実施していく所存である．

5. おわりに

本論文においては，トンネル施工現場の地質に関わる施工情報や計測データなどをクラウド上にある CIM を利活用して遠隔地にいる専門技術者などの関係者が集中管理するとともに，従来は地質技術者が現地に赴いて実施していた地質評価を AI や画像処理技術により自動化する種々の検討内容について詳述した．これにより，従来，現場の土木技術者が実施していたトンネル施工現場における地質に係わる種々の施工判断について，省力化と高度化を同時に実現できると考える．

今後，本システムの運用事例を増やしき，種々の現場状況や多種の岩盤における適用性を検証していくとともに，実運用時に明らかになる新たな現場の要望に即した新規開発や改良を進めていく所存である．

参考文献

1) 宇津木慎司，中谷匡志，佐々木照夫：地質情報 CIM 管理システムの構築および施工現場への適用，土木学会論文集 F3(土木情報学)，Vol.72 No.1，pp.24-31，2016

2) 宇津木慎司他：AI を利活用したトンネル切羽地質状況自動評価システムの構築および施工現場への適用，トンネル工学報告集，第 27 巻，I -25，2017

75. 大分川ダム基礎処理工への3次元施工品質管理システムの適用

Application of 3-dimentional fracture network model for foundation treatment at Oita-gawa Dam

○升元一彦，野中隼人，中嶌誠門，川端淳一，高橋勝也，奈須野恭伸（鹿島建設）

Kazuhiko Masumoto, Hayato Nonaka, Makoto Nakajima, Junichi Kawabata, Katsuya Takahashi, Yasunobu Nasuno

1. はじめに

ダム基礎処理工の品質管理方法として，岩盤の割れ目分布に着目した施工データの評価が重要になってきている．この評価方法では，割れ目の3次元的情報と施工データを重ね合わせ，割れ目分布と注入情報の関連性を明確化し，地下水の流動経路となる主要割れ目に注入が確実に行われていることを評価することになる．その際，割れ目の性状，分布，その連続性を立体的に把握することが必要であり[1]，また，注入管理に反映させるためには，注入に先立ち削孔するパイロット孔から得られる地質データを基に迅速にこれらの割れ目に関する情報を分析することが求められる．

そこで筆者らは，割れ目の3次元的情報を定量的に自動かつ迅速に抽出し，それらを施工情報とともに一元管理するシステムの開発を進めている．この技術は，これまで地質技術者による観察・分析が必要としていた部分を，画像処理と評価アルゴリズムにより客観化・省力化し，さらには注入管理の見える化を目指したものである．本技術を大分川ダムのカーテングラウトに対して試験適用を行った結果について報告する．

2. 3次元施工品質管理システムの概要

割れ目を考慮した本管理システムのフローを図－1に示す．以下に開発した技術の概要を説明する．

2.1 割れ目情報の自動抽出技術

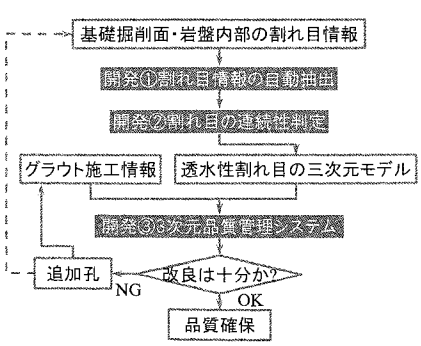
基礎岩盤の割れ目の3次元情報を把握するためには，パイロット孔の BTV 調査結果に基づき評価を行うことが有効である．パイロット孔に平面的に割れ目が交差していた場合，展開画像上では正弦波形状となる．また，画像上の割れ目交差部では輝度値が周辺部と異なっている場合が多い．これらの特性を利用して，取得した孔壁画像に対して画像解析を行い，割れ目を自動抽出するプログラムを開発した．具体的には，すべての走向・傾斜に対して正弦波上に位置する画素の輝度値を求め，周辺の輝度値と乖離が大きい深度に割れ目が交差していると仮定して抽出を行うものである．図－2 に割れ目抽出の概念図を示す．本プログラムでは，交差深度のほかに割れ目の属性情報（走向，傾斜，開口幅，色情報）を取得することができる．

2.2 割れ目の連続性判定技術

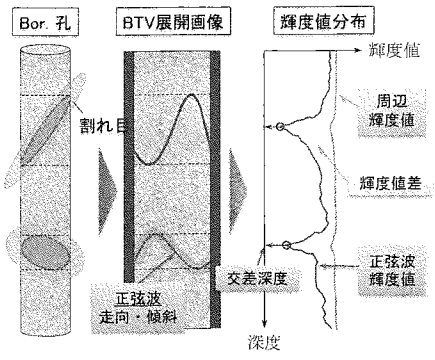
2.1 で得られた割れ目の属性情報を基に連続性判定を行い，3 次元割れ目モデルを作成するプログラムを開発した．割れ目の連続性を検討する際の制約として，孔壁画像が基礎処理孔の位置に依存して離散的に得られること，また個々の割れ目の性状を把握して膨大な組合せの中で比較する必要があることが挙げられる．そこで，割れ目の連続性の判断材料となる指標を隣接孔の全割れ目との組合せに対して自動で計算し，設定した指標の閾値に応じて連結させる方法とした．連続性の判定指標は幾何特性の類似度を重視して，面間距離（割れ目中心座標から別割れ目面への垂線の長さの合計），交差角度とした（図－3）．

2.3 3次元品質管理システム

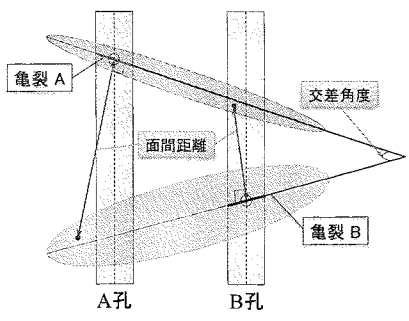
基礎処理の品質管理では，施工情報や地質情報など得られる情報が多様で膨大となるため，それらを総合的に評価することは容易ではない．そこで，地盤情報の可視化ソフトを用いて，複数の施工情報を3次元で可視化し一元管理するシステムを開発した．具体的な機能は，地形・構造物の 3 次元モデルの作成，2.2 で作成される3次元割れ目モデルの統合，管理日報データに基づく3次元ルジオンマップの作成，日報・コア写真等の施工資料のリンクである．これにより，任意の段階で必要な施工関連情報を3次元的に表示することができ，割れ目への注入の過不足が管理できる．



図－1 システムフロー図



図－2 割れ目情報の自動抽出方法



図－3 割れ目の連続性判定方法

3. 大分川ダム基礎岩盤への試験適用

3.1 大分川ダムの基礎岩盤の透水割れ目

大分川ダムは，大分川水系七瀬川に建設中の堤体積約 3,800,000m3，堤高 91.6m の中央コア型ロックフィルダムである．基礎処理の対象となる岩盤は主として荷尾杵（におき）花崗岩であり，5Lu 以下の難透水岩盤を主体とする．カーテングラウトは，河床部，河岸部の基礎掘削面から深さ 50m の範囲を改良するもので，1,600 ステージ以上の注入が計画されていた．

このカーテングラウトに対して 3 次元施工品質管理システムを適用する前に，この基礎岩盤内の割れ目に対しパイロット孔のコア観察結果と透水試験結果等から分析を行い，高透水の要因となる割れ目の種別を判別し，透水割れ目の抽出を行った．表－1 にその評価結果を示す．棒グラフで示す透水判定率は，種別毎の透水性への影響の程度を示し，赤系は抽出した割れ目が高透水区間と一致した比率を示し，青系は割れ目を抽出したものの実際には低透水区間であった比率を示している．この結果から，透水判定率で赤系の割合が多い 8 種類を透水割れ目として判定した．

3.2 試験適用結果

次に，3 次元施工品質管理システムをカーテングラウトに適用した．まず，パイロット孔の BTV 観察結果で得られた孔壁画像から割れ目情報の自動抽出を行った．その結果，3.1 でコア観察から判定した透水割れ目の 53%を自動抽出することができた．図－4 に示す解析結果例では，比較的開口の大きな透水割れ目は抽出できているが，誤抽出も見られ課題が残されている．最適化に向けたプログラムの改良が必要である．

抽出された透水割れ目に対して連続性判定を行った．割れ目交差位置における Lu 値を 5Lu 以上，面間距離を 5m，交差角度を 10° と設定して，連続性の判定により作成した割れ目モデルを図－5 に示す．ここでは，合計で 8 組の割れ目が隣接孔の割れ目と連続する結果となった．

最後に，今回作成した 3 次元割れ目モデルと地形・構造物の CAD データおよびグラウト施工データの重ね合わせを行った（図－6）．この結果，抽出された透水割れ目の延長方向で透水性が改良されていること，高透水区間または異常注入区間が連続したままグラウトを終了している箇所はないことを確認した．これにより，過不足無く適切なグラウト注入ができたと確認でき，注入管理の見える化が可能であると判断した．

4. おわりに

割れ目を考慮した 3 次元施工品質管理システムを開発し，大分川ダムのカーテングラウトに対して試験適用を行った結果について報告した．注入管理の見える化が可能であることを示せたが，透水割れ目の抽出率に課題が残った．今後は，自動抽出技術の改良や改良効果の定量評価技術の開発を進める予定である．

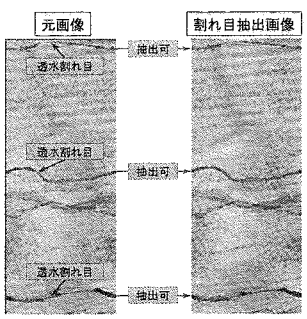
文献

1) ダム基礎岩盤透水性研究会(2013)：ダム基礎における立体的岩盤透水性分布の把握手法，一般財団法人ダム技術センター，p.349.

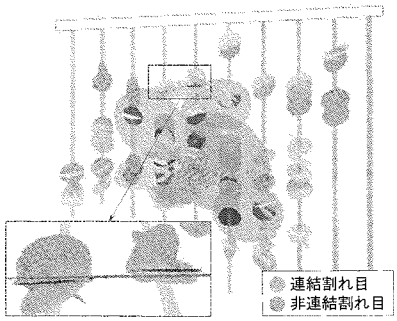
表－1 高透水となる割れ目の地質要因の JV 評価結果

	種別	ルジオン値(Lu) 平均	セメント注入量(kg/m) 平均	箇所	透水判定率 0 100%		種別	ルジオン値(Lu) 平均	セメント注入量(kg/m) 平均	箇所	透水判定率 0 100%		種別	ルジオン値(Lu) 平均	セメント注入量(kg/m) 平均	箇所	透水判定率 0 100%
(1)	肌色系の鉱物脈を伴う割れ目(黄白，淡褐白，灰白，淡橙，淡緑白 等)	6.83	85.14	116		(7)	アプライト脈	2.80	27.4	5		(13)	BHTVによる肌落ち部(開口した割れ目を含む)	1.69	25.6	58	
(2)	褐色化した割れ目	2.43	19.45	68		(8)	砂状破砕部	8.34	198.6	1		(14)	新鮮で挟在物の少ない割れ目	1.40	22.6	41	
(3)	黒色鉱物を伴う割れ目(硫化鉱物)	5.60	90.2	23		(9)	岩片状部	2.88	43.0	42		(15)	青色鉱物脈を伴う割れ目(銅化合物)	1.08	5.9	5	
(4)	高角度割れ目およびこれに伴う岩片状部，脆弱部	4.29	78.0	41		(10)	暗緑色鉱物脈を伴う割れ目(緑泥石)	6.04	83.7	7		(16)	風化	28.80	201.1	1	
(5)	空隙(晶洞)	3.08	97.8	10		(11)	脆弱部	1.88	24.8	7							
(6)	方解石脈	7.19	98.2	8		(12)	白色脈(石英脈を含む)	4.91	14.1	21							

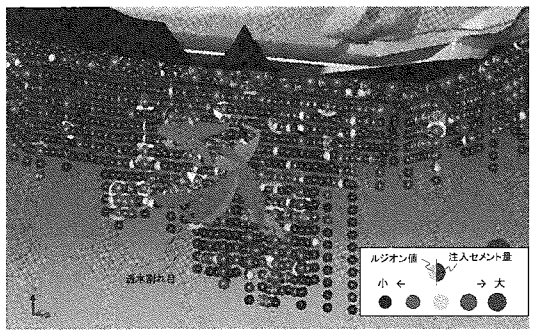
評価結果：○影響度大(単独)，○影響度大(併存)，△影響度小(単独)，△影響度小(併存)，×影響しない(併存)，×影響しない(単独)



図－4 割れ目の自動抽出例



図－5 割れ目の連続性判定例



図－6 3 次元品質管理システムによる評価

P2. 平成29年7月九州北部豪雨によって生じた土砂移動域の衛星SARによる抽出

The InSAR analysis of landslide areas at The 2017 Kyushu Heavy Rain Disaster

○下村博之，小俣雅志，森田保成，阿部直樹，松下隆史，寶楽 裕，舩木俊郎，三五大輔（(株)パスコ）
Hiroyuki Shimomura, Masashi Omata, Yasunari Morita, Naoki Abe, Takafumi Matsushita, Hiroshi Houraku, Toshiro Funaki, Daisuke Sango（PASCO CORPORATION）

1. はじめに

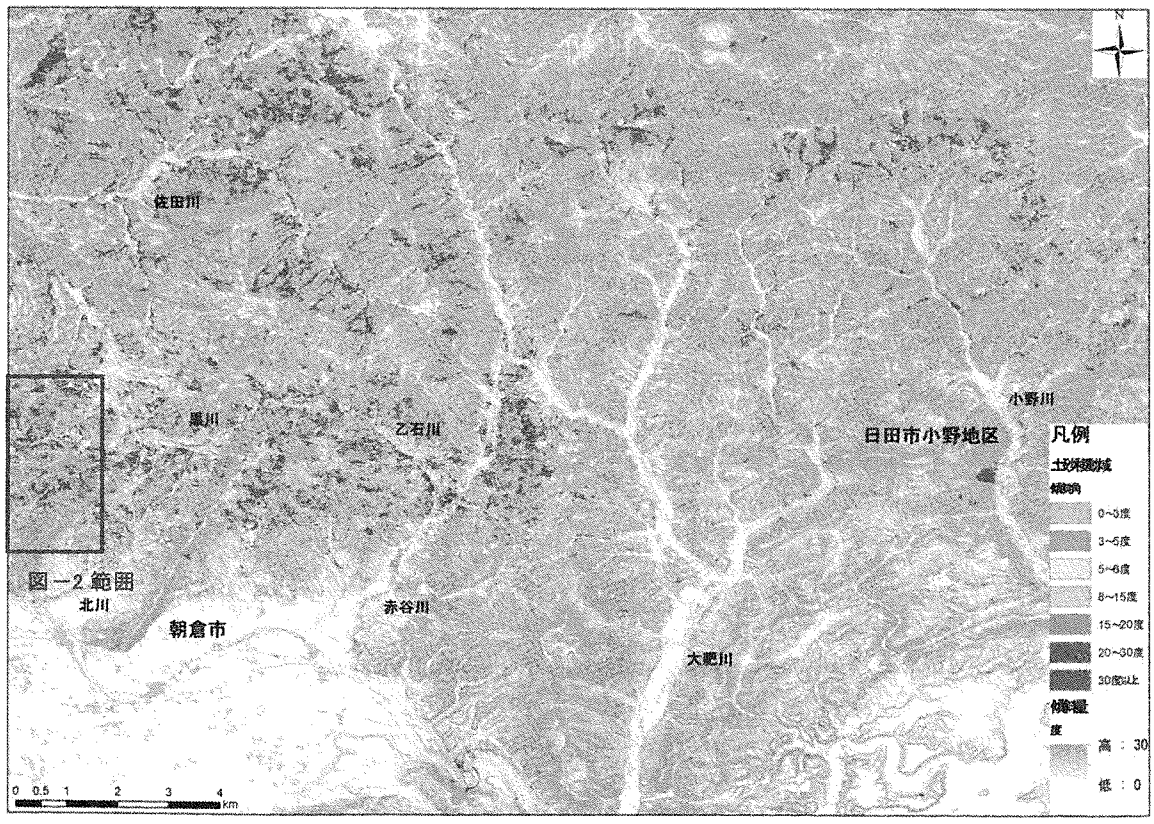
平成29年7月5日~6日にかけて発生した九州北部豪雨では，短時間における多量の降雨によって甚大な土砂災害が発生した．土砂災害発生後もしばらくの間，悪天候が続き航空機による写真撮影は一部でしか行われず，災害の全容解明には時間を要した．このように広範囲で発生した土砂災害を天候の影響を受けないSAR衛星によって広域の土砂災害状況を把握する手法を開発した[1]．この手法では，地形変化が崩壊等の斜面変動であるか，土石流堆や流木等の堆積が生じているかを示すことが可能である．この手法による解析結果を現地調査により検証を行った．

2. コヒーレンス解析

ALOS-2による2時期のペアを用いる干渉SAR解析のうち，コヒーレンスの変化に着目した解析を実施した．解析に用いたデータは，災害前のデータは平成29年3月6日および平成29年6月12日，災害後のデータは平成29年7月10日観測で南向軌道右側観測である．解析は発災時期を含まない2時期のペアのコヒーレンス値を用いて，定常的にコヒーレンス値が低い箇所を切り分ける3時期コヒーレンス解析[2]によって実施した．すなわち，3月6日および6月12日の災害前のペアによるコヒーレンス値から，6月12日および7月10日の災害前後のペアによるコヒーレンス値をさし引きコヒーレンス差分を求める．コヒーレンス差分が閾値を超える箇所を地形変化箇所として抽出する．地形変化箇所について，国土地理院数値標高モデルにより傾斜量を求め，傾斜量により区分し着色した（図－1）．傾斜量が0~3°を灰色，3~5°を橙色，5~8°を黄色，8~15°を緑色，15~20°を青色，20~30°を紫色，30°以上を赤色としている．

3. 地表変化要因の推定

本地域においては，傾斜量15°以上の地形種は主として山地斜面および崖錐斜面，傾斜量5～15°の地形種は河谷および沖積錐，0～5°は谷底低地，段丘面，沖積平野および現河床が想定される．地形種毎に地



図－1　3時期コヒーレンスと傾斜量区分による地形変化箇所抽出図　（国土地理院数値標高を使用）

形変化要因が推定できれば，地形変化箇所の災害状況が特定可能となる．図－1において，傾斜量15°以上（赤色・紫色・青色に相当）の山地斜面および崖錐斜面の地形変化要因としては，主として侵食作用としての崩壊発生箇所と推定される．傾斜量5～15°（緑色・黄色に相当）の河谷および沖積錐では堆積作用としての崩土および土石の堆積が推定される．

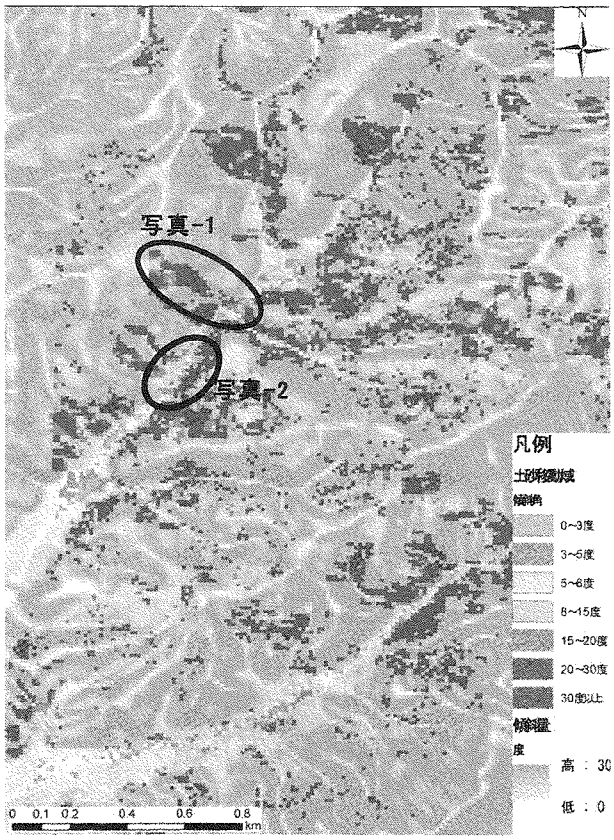
傾斜量0～5°（橙色・灰色に相当）の段丘面では侵食箇所も含まれるが，多くは土石，土砂および流木の堆積箇所であると推定される（表－1）．

表－1　傾斜量・地形種から推定される地形変化要因

傾斜量	図-1着色	地形量	変化要因	
15° 以上	赤・紫・青色	山地斜面	崩壊	崩土堆積
		崖錐斜面		
5～15°	緑・黄色	河谷	侵食	崩土堆積・土石流堆積
		沖積錐		
0～5°	橙・灰色	段丘面	侵食	
		谷底低地	土石流堆積・土砂堆積・流木堆積	
		沖積平野		
		現河床		

4. 現地調査結果

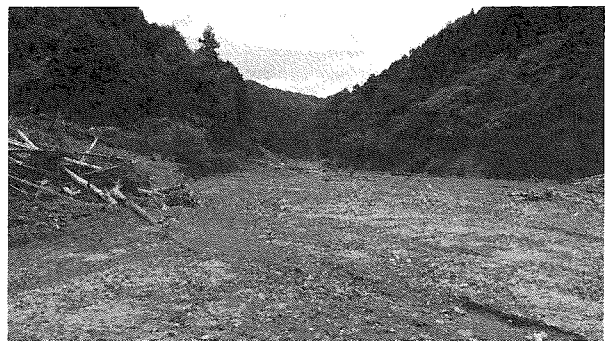
地形変化箇所抽出図を用いて，朝倉市の妙見川（図－2）において現地調査を実施した．山地斜面において谷底平野は土砂で埋積され，地形変化箇所抽出図では緑色に，左岸側の崩土堆積部は赤色に着色される地形変化が抽出されている箇所の多くは，崩壊が発生しており，山地斜面の崩壊と谷底平野への土砂堆積を表している（写真－1）．谷底平野の地形変化抽出箇所では，



図－2　妙見川流域の地形変化箇所抽出図
（国土地理院数値標高を使用）



写真-1　山地斜面の崩壊と崩壊した土砂が谷底に堆積



写真－2　谷底を埋積する土砂（上流から下流側撮影）

土砂が埋積，もしくは流木が堆積していることが確認された．しかしながら，地形変化箇所として抽出されるが，現地では明瞭な崩壊が見られない斜面も散見される．これらのうち一部は崩壊として抜け落ちる前，若干表層が斜面化法に向かって動いた状態の斜面を抽出している場合もあることが判明した．

5. まとめ

SAR衛星によるコヒーレンス解析により，地形変化箇所を抽出し，その地点の傾斜量から地形変化要因を推定する方法を開発した．その結果を現地調査により検証したところ，地形変化箇所として抽出された箇所の多くは，何らかの地形変化を生じていることが多い．一部に崩壊地が確認されない場合もあるが，大局的な崩壊地抽出としては十分なレベルにあると考えられる．

本発表で用いた土砂移動域の抽出方法は，特許出願中「変化要因予測装置及び変化要因予測プログラム」（特願2018-042690）の一部である．

文献

1）下村 博之・小俣 雅志・森田 保成・阿部 直樹・實楽 裕・舩木 俊郎・三五 大輔（2018）衛星SAR解析による平成29年7月九州北部豪雨での土砂移動域の抽出，平成30年度砂防学会研究発表会概要集，p585-586.

2）夏秋 嶺・渡邊 学・大木真人・本間 毅・鈴木新一・島田政信（2017）ALOS-2 PALSAR-2のScanSARモードを併用した三時期コヒーレンス解析による火砕物の検出，日本リモートセンシング学会誌，37，1，p1-12.

P3. 平成29年7月九州北部豪雨における大分県日田市西部の斜面崩壊について

Study on the landslides caused by the 2017 Northern Kyusyu heavy rain at the western part of Hita city, Oita prefecture

○江口誠也（山口大学），太田岳洋（山口大学）
Eguchi Seiya, Takehiro Ohta

1. はじめに

平成29年7月5日～6日にかけて九州地方北部にもたらされた記録的な豪雨により，福岡県朝倉市から大分県日田市にかけて多数の土砂災害や流木災害が発生した．朝倉市周辺では600mm以上，日田市では400mmから500mmもの累積雨量が観測された[1]．

斜面崩壊に着目すると，朝倉市では多数の崩壊が発生したのに対し，日田市西部では比較的崩壊の数が少なく，その崩壊深度が深いという特徴が認められた[2]．

そこで本報告では、朝倉市に比べ雨量の少ない日田市西部で深度の深い崩壊が発生する原因について，地質・雨量・植生等の観点から明らかにすることを目的として検討した結果を報告する．

2. 調査地域の概要

図-1に調査地域（赤枠），調査地点（星印）とアメダス観測所（菱形）を示した．

調査地域の地質については以下のとおりである．福岡県朝倉市東部においては主に泥質片岩が分布し，一部に緑色片岩や砂質片岩が分布する．朝倉市北部においては主に花崗岩類が分布する．大分県日田市西部においては主に新第三紀の火山岩類が分布する．

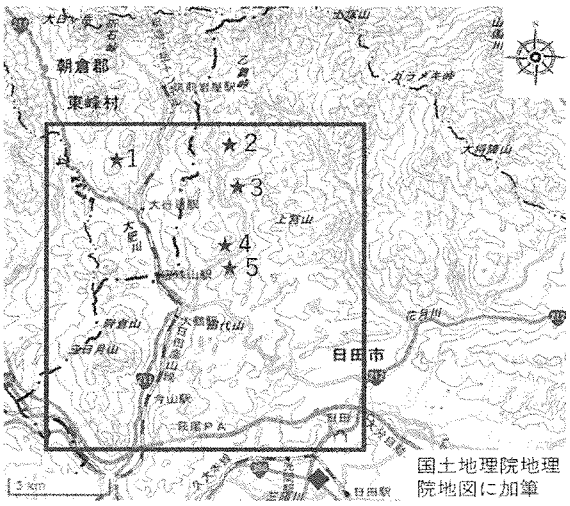


図-1　調査地域と調査地点の地質図

3. 調査手法

大分県日田市西部において比較的大規模な斜面崩壊が発生した6地点において現地調査を行った.現地調査としては,地表踏査と試料採取を行い，採取した岩石試料について薄片を作成し，鏡下観察を行った．

また大分県日田市周辺における降雨特性と本豪雨の特異性を調べるために，気象庁アメダスデータを用いて雨量解析を行った．またアメダスデータを用いて確率雨量を計算した．観測場所は大分県日田市におけるアメダス観測所(図-1)である．データは1950年から2018年5月までの期間のものを用いた．

4. 調査結果

4-1. 地質調査結果

図-2に崩壊地1の断面図を示す．崩壊地1では，下位から土石流堆積物層，ブロックアンドアッシュフロー型火砕流堆積物層，安山岩溶岩層，崖錐堆積物が認められた．安山岩溶岩層の最下部には，赤色-赤褐色を呈し，発泡したクリンカー部が認められた．また滑落崖の上部に安山岩溶岩層があり，冷却節理と思われる鉛直方向に延びるクラックが認められた．安山岩の構成鉱物は，クリンカー部・滑落崖下部の安山岩・滑落崖上部の安山岩すべてにおいて斜長石，単斜輝石，斜方輝石であった．このことから，これらの安山岩は同一の溶岩流と判断し,崖錐堆積物は図-2に示すように，安山岩溶岩に形成された段差状地形に堆積したと考えられる．

崩壊地2では,最上部に安山岩溶岩層が認められた．全体として強い変質を受けており，安山岩溶岩層より下位の岩相は不明であった．

崩壊地3，4，5では，下位から安山岩溶岩層，凝灰岩層，ブロックアンドアッシュフロー型火砕流堆積物層，安山岩溶岩層が認められた．2枚の安山岩溶岩層の構成鉱物は崩壊地1と同様であった．

また全崩壊地において，崩壊は根の貫入深さより深い位置で発生していた．

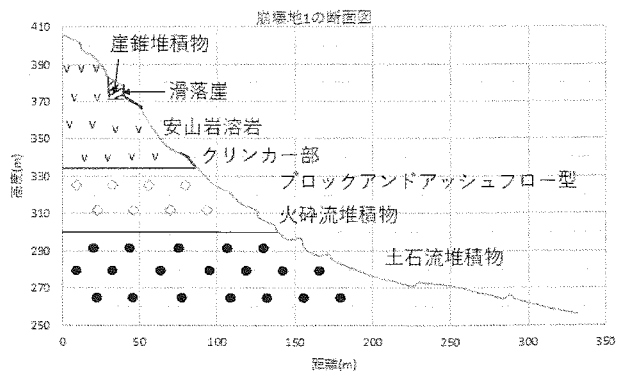


図-2　崩壊地1の断面図

4-2. 雨量解析結果

雨量解析の結果を図-3 に示す.このヒストグラムは1950 年以降の 2 日間雨量の頻度分布を示す. 図-3 により,平成 29 年九州北部豪雨以外に 2 日間の合計雨量が400 ㎜を超える降雨が 1 回観測されている. これは 1953 年 6 月 25 日に観測された雨で, 1953 年 6 月 23 日から 30 日までに発生した西日本大水害の際の降雨である. また 350 ㎜～400 ㎜の降雨が観測されたのは 2012 年 7 月 4 日と, 2012 年 7 月 11 日の 2 回であり, 後者は平成 24 年 7 月九州北部豪雨に当たる.

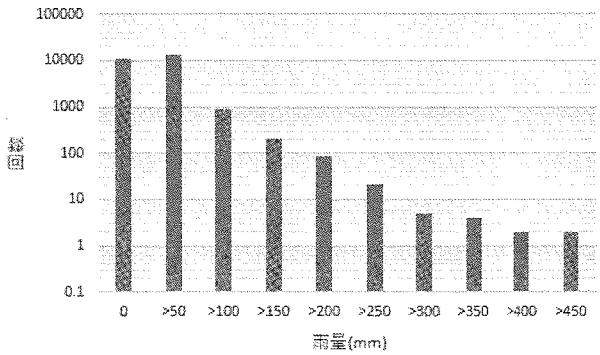


図-3　2 日間の合計雨量のヒストグラム

確率雨量の計算結果を表-1,2 に示す. 確率雨量の計算方法としては岩井法 [2]を用いた. また確率雨量は用いたデータ数の 4 から 5 倍までの年数しか判断することはできない. 今回用いたデータ数は 67 であるため, 300 年を限度とする.

1 時間雨量で見ると, 平成 29 年九州北部豪雨は約 90 年に 1 回の雨であることがわかる. また, 日雨量は, 約 300 年以上に一回の雨であることがわかる.

確率雨量（1時間雨量）
平成29年九州北部豪雨

降雨の順位i	降雨量(mm)Xi	降雨の年月日	確率年	確率雨量X(mm)
1	87.5	2012/8/8	100	88.5
2	87.5	2017/7/5	90	87.3
3	77.5	1961/8/31	80	86.2
4	65.5	1995/7/2	70	84.8
5	61.0	1994/8/27	60	83.3
6	59.5	1980/7/9	50	81.4
7	58.0	1986/7/13	30	76.2
8	57.5	1988/6/23	20	71.9
9	57.5	2001/6/19	10	64.4
10	57.0	2016/6/20		

表-1　1 時間雨量の確率雨量

確率雨量（日雨量）
平成29年九州北部豪雨
西日本大水害
平成24年九州北部豪雨

降雨量順位i	降雨量(mm)Xi	降雨の年月日	確率年	確率雨量X(mm)
1	336.0	2017/7/5	300	308.2
2	292.4	1953/6/25	250	302.1
3	237.0	2012/7/14	200	294.7
4	228.5	2001/7/6	150	285.1
5	209.7	1965/6/19	100	271.6
6	204.9	1955/4/15	90	267.7
7	196.0	1979/6/29	80	264.2
8	191.0	1988/6/23	70	259.7
9	183.0	1972/6/22	60	254.5
10	174.0	1990/7/2	50	248.4
			30	231.1
			20	217.1
			10	192.5

表-2　日雨量の確率雨量

5. 考察

崩壊地 1，3，4，5 は，西村ほか [3]の分類によると，下位のブロックアンドアッシュフロー型火砕流堆積物層を安山岩溶岩層が覆う，キャップロック構造型の斜面崩壊 [3]であると考えられる．冷却節理の発達した安山岩溶岩のクラックから雨水が浸透し，難透水層であるブロックアンドアッシュフロー型火砕流堆積物層境界付近で地下水が滞留し，地層境界付近で崩壊したと考えられる．

崩壊地 2 は全体として強い風化を受けており，土壌化している部分が多い．滑落崖の輪郭が不明瞭で，部分的に植生が残っている等の特徴がみられるため，表層流出型の斜面崩壊 [3]であると考えられる．

植生について見ると，全 5 か所の崩壊地すべてにおいて根の貫入深さより深い場所で崩壊している．従って今回の崩壊に対して根系による岩盤緊縛効果は小さいと考えられる．

降雨については，1950 年以降 2 日間の合計雨量 400 ㎜を越えたのは 1 回，350 ㎜を超えた降雨は 2 回であることから，今回の 2 日間雨量 407 ㎜はこの地域ではまれな降雨であったと考える．また今回の豪雨は 1 時間確率雨量が約 90 年に 1 回，日雨量の確率雨量が 300 年以上に 1 回であり，確率雨量からも今回の豪雨が特異な雨であったと言える．

6. まとめと今後の課題

今回の調査において，以下のことが分かった．

・大分県日田市西部ではキャップロック型の崩壊が卓越し，強い変質を受けた箇所では表層流出型の崩壊が認められた．

・今回の豪雨は特異な雨であったといえる．

・今回の日田市西部での崩壊については根系の岩盤緊縛効果による斜面崩壊抑制効果は小さい．

今後は，崩壊していない場所と崩壊した場所を比較し，それらの地形，地質，植生などの相違から崩壊の原因を明らかにする．

文献

1)　国土交通省砂防部：平成 29 年 7 月九州北部豪雨による土砂災害の概要<速報版>Vol.6,pp2-4

2)　岩井重久，石黒政儀：応用水文統計学,1970,370p

3)　西村智博，高見智之，松澤 真（2018）：調査地域における地すべり・崩壊の発生状況，2017 年九州北部豪雨災害調査団報告書,pp.19-24.

P4. 東峰村における豪雨時避難計画の検討

Evacuation planning for heavily rainfall in Toho villages

○野々村敦子・長谷川修一・磯打千佳子（香川大学）
Atsuko Nonomura , Shuichi Hasegawa, Chikako Isouchi

1. はじめに

近年，日本各地で豪雨の年間発生回数が増加傾向にあり[1)]，平成 26 年 8 月豪雨による広島市の土砂災害では死者 77 人[2)]，平成 29 年九州北部豪雨では福岡・大分の 2 県で死者 37 名，行方不明者 4 名と甚大な被害となった.平成 30 年西日本豪雨では，日本各地で被害が相次ぎ，死者 220 名，行方不明者 10 名と大きな被害をもたらした[3)]．

豪雨災害による人的被害を最小限に抑えるためには，適切な避難行動をとることが求められる.これまでにも，住民の避難行動を促す対策として，ハザードマップを作成し住民に危険箇所を周知するなどのソフト対策も講じられてきている.平成 17 年には，平成 16 年に発生した全国各地での一連の豪雨災害で明らかとなった課題を踏まえ，地域の水災防止力の向上を図るため水防法の一部を改正し,洪水ハザードマップ等を用いて洪水予報等の伝達や避難場所，その他，洪水時の円滑かつ迅速な避難の確保を図るために必要な事項等について，住民に周知することが義務化された[4)].しかし，ハザードマップに記載された内容が住民に十分伝わっておらず，必ずしも避難行動の促進には至らなかったようである．

一方で，甚大な災害が発生したにもかかわらず，被害を最小限に留めることが出来た地域もある.適切な避難行動がとられた地域において，その要因を分析することは，今後，豪雨による被害を最小限に留めるための取り組みを検討する上で必要であると考える．

そこで本研究では，福岡県朝倉郡東峰村において 2017 年九州北部豪雨の際，本迫川で発生した土石流で大きな被害を受けた福岡県朝倉郡東峰村岩屋地区，および竹地区，屋椎地区，栗松地区，福井地区において，地形に対する意識および関心などが豪雨時の避難行動に及ぼした影響について分析した．

2．東峰村における 2017 年九州北部豪雨時の状況

平成 29 年 7 月 5 日の東峰村役場宝珠山庁舎では，14 時～15 時と 18 時～21 時に 80 ㎜/h 程度の降水量が観測された（図-1）.福岡管区気象台からは，7 月 5 日の 13 時 14 分に大雨洪水警報，14 時 10 分に土砂災害警戒情報が発表され，記録的短時間大雨情報が 15 時 10 分，15 時 39 分，15 時 47 分に発表され，17 時 51 分に大雨特別警報が発表されている[5)]．この間，東峰村役場からは，13 時 30 分に注意喚起放送を実施し，14 時 17 分に避難準備情報，15 時 15 分に避難勧告が発令されたが，避難指示は発令されていない（表-1）．避難指示が発令されなかったことについて，東峰村の渋谷博昭村長は，「避難勧告段階で相当の雨が降っていた．避難を命じ，家を出ることを強いるのは危険と判断し，

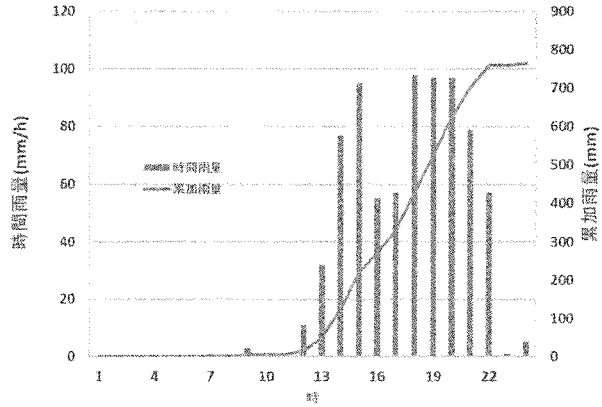


図-1　7 月 5 日に東峰村役場宝珠山庁舎で観測された降水量

表-1　7 月 5 日に東峰村役場宝珠山庁舎で観測された降水量

【7 月 5 日】

13:14	大雨洪水警報発令（福岡管区気象台）、東峰村災害警戒本部設置
13:30	防災無線から注意喚起放送（災害警戒本部）
	※国道 211 号砥石渡橋付近の浸水に伴い交通誘導の要請
	裏山、河川等からの水の流入による土のうの要請多数
14:10	土砂災害警戒情報発令（福岡管区気象台）、福岡県が災害警戒本部設置
14:17	村全域に避難準備情報発令（村警戒本部）
14:27	えびす川氾濫（大字小石原）国道 211 号一部通行止め
14:30	国道 211 号（大字福井字屋敷）で土砂等流入、ライスセンター付近倒木多数
14:35	大肥川（宝珠山駅前）が増水し氾濫寸前、県道 52 号（塔の元～松末）
	全面通行止め
14:45	棚田親水公園（第 1 駐車場）浸水、県道 52 号（千代丸～親水公園）冠水
15:10	記録的短時間大雨情報「東峰村付近で約 110 ミリ」（福岡管区気象台）
15:15	村全域に避難勧告発令（村警戒本部）
15:25	小石原診療所付近の国道 211 号冠水
15:30	東峰村災害対策本部設置、福岡県が災害対策本部設置
15:35	鶴橋（大字小石原）冠水
15:39	記録的短時間大雨情報「東峰村付近で約 110 ミリ」（福岡管区気象台）
15:45	小松橋（大字福井）冠水の恐れ
15:47	記録的短時間大雨情報「東峰村付近で約 120 ミリ」（福岡管区気象台）
15:50	国道 211 号小石原交差点付近、車両通行不能
16:15	大肥川の氾濫により孤立発生、自衛隊へ応援要請（村災害対策本部）
17:51	大雨特別警報発令（福岡管区気象台）

個人の判断にゆだねた」と説明した.[6] ヒアリングにより当時の状況を調査したところ，避難勧告発令時点の15時15分頃には，橋に流木が引っ掛かり，道路に水が溢れ，道路が川のようになって浸水していた地域もあったとのことである.このような状況では,住民自らの判断および自助・共助が不可欠となる.

3．ヒアリング調査に基づく避難行動調査結果

本研究では，福岡県朝倉郡東峰村の住民が豪雨時にどのような情報を得て，どのような行動をとったのか把握するために，直接面接方式でヒアリング調査を行った．調査は，村役場の職員の方々にも同行頂き，竹地区，岩屋地区，栗松地区，福井地区の4地区を2017年11月6日～9日の4日間で実施し，合計101人の回答が得られた.

住民の避難行動と地形との関係を分析するために，国土地理院の基盤地図情報の解像度 10mDEM を用いて算定した平均曲率から谷部を抽出し，地形に対する認識，避難行動と地形との関係を分析した（図-2）.谷に沿ったお家にお住いのAさんは，家の蔵の裏から通常よりも大量の水が出ていることに気が付き，家から川沿いの道路まで避難したが,上流の橋で流木が詰まり，道路に川のように水が流れて冠水し始めたため，段丘面に位置する地区の公民館に避難したとのことであった.川沿いの段丘よりも上位の段丘に位置し,家は谷から離れているところにお住いのBさんは，避難するより家にいる方が安全と判断して避難せず自宅にいた，とのことであった.

土石流が発生して大きな被害を受けた岩屋地区では.住民が集まって話し合いを実施し，避難の必要性などを確認した上で，15時30分ごろに住民が運転する車で地域の人達は岩屋神社の社務所に避難したとのことである.岩屋地区では，山に対して警戒している人は，地区の半数程度であったが，回答者の9割以上が，「地域のつながりがある」と回答している.このようなことから，地形に対する関心があり，災害の危険性を判認識した人が地域に呼びかけたことで，地区全体の避難に繋がったといえる.ただし,避難経路を見ると,16時30分ごろ土石流が発生して被害を受けた箇所や谷沿いを通ることから，避難経路と避難場所は今後検討が必要であるといえる.

4．まとめ

2017年九州北部豪雨で被害を受けた東峰村では，住民による自主的な避難行動により，被害を最小限に抑えることが出来たといえる.このような避難が実現した背景には，普段から山や川の様子を気にしている人に避難に呼びかけと地域のつながりによるものである

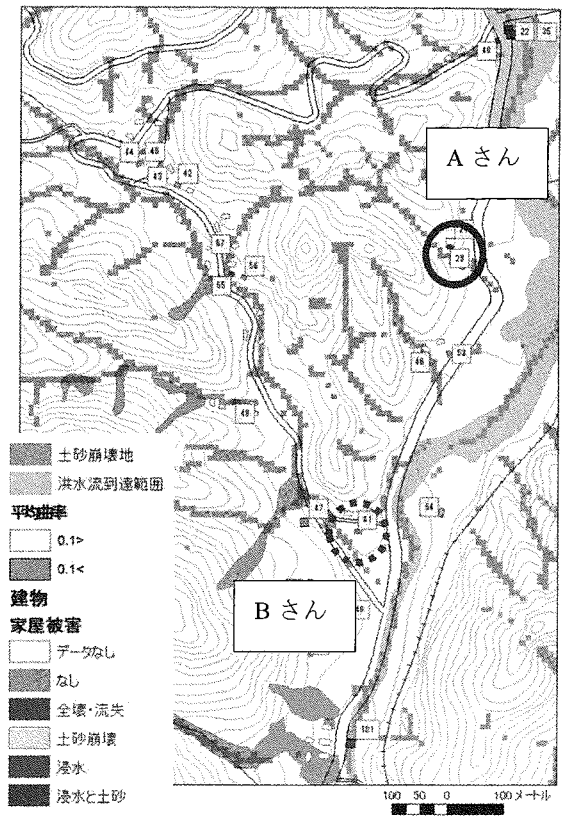


図-2　DEM を用いた推定した谷部の可視化と避難行動分析.ピンクのピクセルは抽出した谷部

と考えられる.ただ，避難についてみると，土石流の危険性がある箇所を避難経路にしてることから，地形を考慮して再度避難経路を見直すなどの避難計画の見直しは今後必要である.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 18K04660 の助成を受けた.本研究を実施するにあたり，東峰村渋谷博昭村長，職員の方々，住民の皆様に大変お世話になった.ここに記して感謝の意を表す.

参考文献

1) 気象庁：「アメダスで見た短時間強雨発生回数の長期変化」，2017.
2) 広島県：【第68報】「8月19日からの大雨による被害等について」，2017.
3) 非常災害対策本部：平成30年7月豪雨による被害状況等について，
http://www.bousai.go.jp/updates/h30typhoon7/pdf/300807_h30typhoon7_01.pdf
4) 国土交通省：
http://www.mlit.go.jp/river/suibou/suibouhou.html
4) 東峰村：広報「東峰」平成29年8月号，2017.
5) 産経ニュース：
https://www.sankei.com/west/print/170710/wst1707100071-c.html

P5. 朝倉市妙見川流域で発生した初生岩盤地すべりの地質的特徴

Geological features of a primary rockslide at Myoken River basin, Asakura City, Fukuoka Prefecture

○撰田克哉（日本地研(株)）・西山賢一（徳島大学）・井口　隆（防災科学技術研究所）
Katsuya SENDA, Ken-ichi NISHIYAMA and Takashi INOKUCHI

1. はじめに

福岡県南部の朝倉市・東峰村ならびに大分県西部の日田市周辺では，2017年7月豪雨により，多数の斜面崩壊・地すべりによる土砂災害，ならびに氾濫による浸水害などの甚大な被害が発生した．筆者らは，被災地の福岡県朝倉市を対象に，2017年8, 9, 12月と2018年1月に現地調査を行い，朝倉市内で発生した代表的な土砂災害の地形・地質的特徴を検討した．そのうち，朝倉市妙見川流域の調査結果について以下に述べる．

2. 地形概要

対象地域は，筑後川北岸の三郡山地を南流する河川の一つ，妙見川流域の丘陵～山地域である．

妙見川の筑後平野への出口に当たる三反田溜池の堤体を谷口とすると，流域面積約2.49 km^{2}の小流域である．地理院地図から，流域の比高（h_{max}）は353 m，最高点距離（L_h）は2.72 km，起伏比（h_{max}/L_h）は0.130となった．これからわかるように，妙見川流域は，それほど急峻な山地斜面ではない．

3. 地質概要

周辺の地質は三郡変成岩類からなり，杷木地域では変成岩類中に花崗岩類が貫入し，花崗岩類と変成岩類の接触域では，変成岩類が接触変成作用によりホルンフェルス化している．

現地調査の結果，妙見川沿いには，主として結晶片岩が分布しており，地表では風化により褐色化している部分が多いほか，一部では断層破砕帯が認められた．

4. 流域の土砂災害発生状況

渓流沿いの斜面では表層崩壊が群発しており，崩壊に起因した結晶片岩類からなる厚い土砂流が，多くの流木を伴って，河谷全域を埋めている．斜面崩壊や崩壊土砂の流下に伴い，道路の寸断や砂防えん堤を倒壊させる被害をもたらした．

妙見川流域に分布する結晶片岩類からなる斜面で発生した崩壊は，褐色化した角礫状をなす表層風化帯が薄く崩落するタイプのものが多い．表層風化帯の厚さは，崩壊斜面の滑落崖で観察する限り2～3m程度，もしくはそれ以下と薄く，表層風化帯で発生した崩壊の規模は，風化層の厚さに規制されており，一般に小規模である．

一方，崩壊の素因としては，比較的まれなタイプといえるが，幅数mに達する断層破砕帯に沿って崩落した斜面や，以下に記載した初生岩盤地すべりも確認された．

5. 初生岩盤地すべりの例

妙見川の上流域で，災害発生前の地形図の読図では，明瞭な地すべり地形ではない斜面において地すべりが発生し，河谷を閉塞させるとともに，対岸斜面の不動岩体に衝突して停止した（図-1）．この地すべり移動体の直下には治山ダムがあり，破堤は免れたものの，堤体に大きな亀裂が発生した．

地すべり右側方崖には断層粘土を伴い，鏡肌と擦痕が認められる断層破砕帯（N55°W, 55°S）が確認された．側方崖は，連続する平滑な崖面をなし，その伸びの方向はN30°W, 40°SWであり，小断層の姿勢に規制されている．

滑落崖直下の緩斜面上には，滑落崖の二次的な崩壊に伴う崩壊堆積物が薄く堆積している．また，滑落崖の後背斜面に複数段の後背亀裂が認められた．この後背亀裂が認められる斜面の南東側では，かなり広い面積にわたって，南に向かって滑落した風化層の表層崩壊が発生している．

この地すべりでは，移動体が対岸斜面に衝突した境界部が河床部で観察できた（図-2）．不動岩体の層面片理は，基底の一部を除いて概ね密着しているが，移動体の層面片理は大きく開口していることが対称的である．境界部では，移動体の基底の一部が角礫化するとともに，移動体と不動岩体の境界の一部には，旧河床堆積物の可能性がある角礫層が確認された．

発生した地すべりの対岸斜面を構成する不動岩体の層面片理はN22°W, 9°SWである．衝突境界に隣接する露頭での不動岩体の層面片理は，N32°W, 22°SWならびにN41°W～10°SWであることから，地すべり変動前の当該斜面末端部の層面片理は，基本的には緩い流れ盤構造をなす．ただし，図-3に示したように，地すべりの北側に流れる支流の片理面は，流末部は流れ盤であるが，N80°W, 20°Sの受け盤構造から上流部では再び流れ盤へと変化することから，数10～100mオーダーの褶曲構造をなしているようである．また，河床付近にN10°E, 20°Wの断層が分布し，流れ盤構造をなしている．この断層の地すべり地側への延長は不明だが，このような流れ盤をなす断層が主たるすべり面となったと推定される．

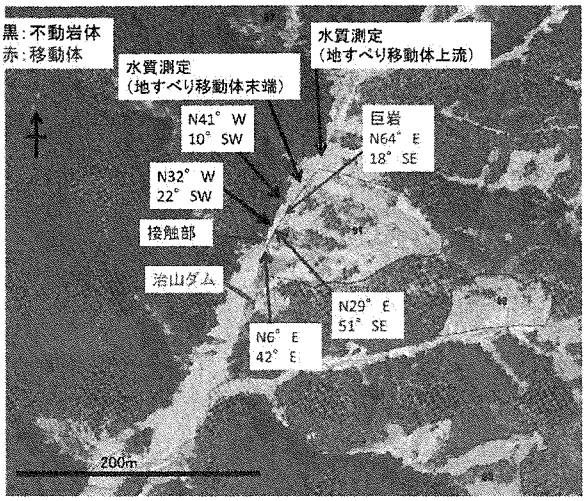


図-1　岩盤地すべり移動体および不動岩体で計測した層面片理の姿勢．原図は西村ほか（2018）による．

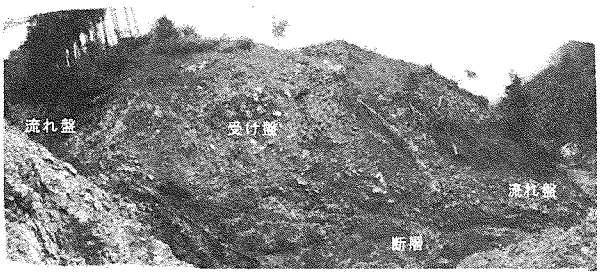


図-3　地すべり地に隣接する北側支流の流末付近，左岸の状況．
片理面は，流末部は流れ盤であるが，ここではN80°W，20°S の受け盤構造である．河床付近にN10°E, 20°W の断層が分布し，流れ盤構造をなす．この断層の地すべり移動体への延長は不明だが，このような流れ盤をなす断層が主たるすべり面となったと推定される．

以上のことから，この地すべり移動体は，妙見川左岸において，片理面または断層面が緩い流れ盤を構成していた岩盤斜面で発生，ほぼ西に向かって移動し，渓流の対岸斜面に衝突して衝上するかたちで停止した結果，移動体の先端付近では，層面片理が山側に傾斜するように変形したと推定できる（図-4）．また，今回発生したこの地すべりは，地すべり変動前の地形図では明瞭な地すべり地形が確認できないことから，2017年7月豪雨によって初生的に発生した岩盤地すべりと考えられる．

一方，地すべり発生斜面を含む妙見川の最上流部の地形は，黒川との分水界をなす谷頭部が全体として弧状～馬蹄形をなすとともに，複数の支尾根のほぼ同標高部分に緩斜面が認められる．上述した岩盤地すべりは，このうちのひとつの支尾根で発生したものである．これらの馬蹄形の分水界や支尾根の緩斜面の形成過程については，今回の調査では明確な知見は得られなかったが，当該流域を含めた周辺の山地斜面の地形発達と斜面変動に関する今後の検討が必要といえる．

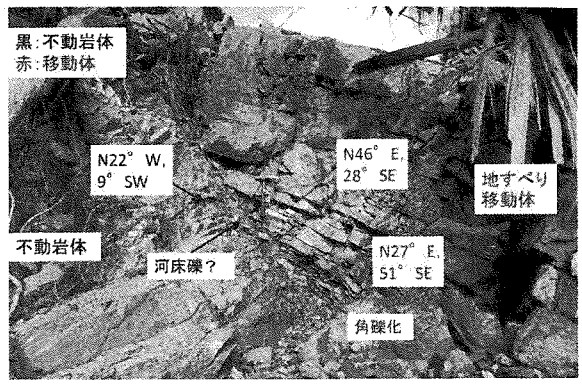


図-2　岩盤地すべり移動体と不動岩体との接触部．角礫を挟み，逆傾斜の岩盤が接している．

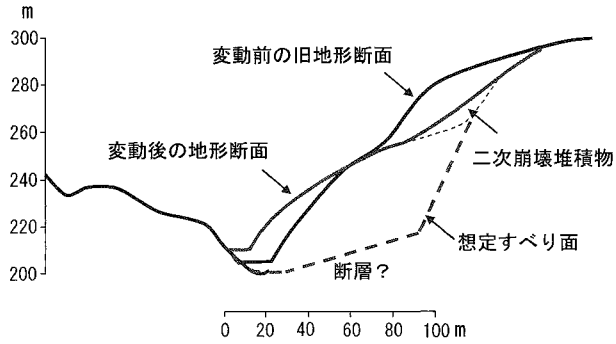


図-4　想定される岩盤地すべり変動前後の地形断面．福岡県砂防課航空機レーザ測量データ（H15年撮影），アジア航測（株）社製 1m DSM および 1m DEM（H29.7 の航空機レーザ測量データ）を使用して，QGIS を用いて作成した．

6. まとめ

2017年7月豪雨により，福岡県朝倉市の妙見川流域で発生した土砂災害について，現地調査に基づいて検討した．その結果，結晶片岩が分布する妙見川流域では，多数の斜面崩壊が発生し，渓床部には，流木を伴う多量の崩壊土砂が堆積したことを確認した．斜面で群発した崩壊は，比較的薄い表層風化帯の崩落を主とするが，一部では，断層破砕帯に沿った崩落や，初生的な岩盤地すべりも散発的に発生した．妙見川流域は急峻な山地斜面ではないが，地すべり地形とは認識できない斜面において，河谷をほぼ閉塞するような初生的な岩盤地すべりが発生したことが注目される．この種の地すべり変動は，事前の地形判読では地すべり地形の抽出が難しいことから，防災上，留意する必要がある土砂災害の一つといえる．

引用文献

1) 西村智博ほか（2018）：調査地域における地すべり・崩壊の発生状況．2017年九州北部豪雨災害調査団報告書，pp.15-27.
2) 国際航業株式会社（2017）：平成29年九州北部豪雨災害，ホームページ．(http://www.kkc.co.jp/service/bousai/csr/disaster/201707_north_kyushu/index.html) 最終閲覧日：2018年1月17日

P6. 2017年九州北部豪雨における道路斜面災害の特徴

Feature of slope disaster on roads by heavy rainfall in Northern Kyushu Area in 2017

○山本定雄，浅井健一，矢島良紀，植田律（(国研）土木研究所）
Sadao Yamamoto, Kenichi Asai, Yoshinori Yajima, Ritsu Ueda

1. はじめに

2017年7月5日～6日の記録的豪雨の影響により多数の土砂災害が発生した九州北部地域（福岡県朝倉市～大分県日田市周辺域）にて，県管理道路の被災事例を収集し，道路災害の特徴について考察した．

また表層崩壊の一部にて“土層強度検査棒”による調査を実施し，表層崩壊危険斜面評価への適用性について検証したので併せて報告する．

2. 対象とした道路災害事例と降水量

被害状況判読図[1]や通行止め情報等を参考に，対象路線を絞り込んで現地調査を行った．本研究では，河川の氾濫や土石流，大規模崩壊多発域等で道路が損壊・欠損した地点・区間を除く（道路上より確認された）89箇所の被災事例を収集している（図-1左）．

被災箇所の降雨（レーダー・アメダス解析雨量）は，24時間累積で（7/5 6:00～7/6 6:00）336～836mm，同期間の最大時間雨量52～130mmとなっている(図-1右)．

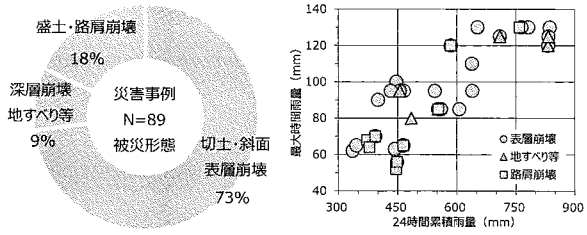


図-1 被災形態の内訳（左）と対象地点の降水量（右）

3. 道路斜面災害の特徴

ここでは被災事例の多くを占めた，盛土の路肩崩壊および切土・自然斜面の表層崩壊について述べる．

3.1 盛土の路肩崩壊

高さ10m以下の小規模盛土で，路側擁壁等の構造物を有する箇所が多くを占める（図-2右）．被災要因は，表流水（路面や近傍渓流からの流れ込み）や，河川水衝部の洗掘等の影響によるものとなっている(図-2左)．

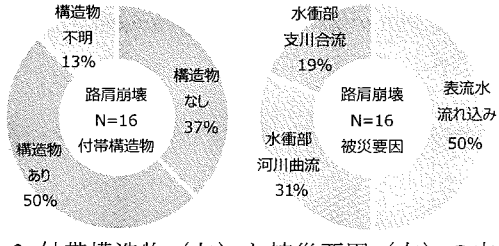


図-2 付帯構造物（左）と被災要因（右）の内訳

3.2 切土のり面・自然斜面の表層崩壊

基盤地質は，結晶片岩(泥質片岩主体)，花崗閃緑岩，火山岩類からなるが，地質の相違によらず，無対策の切土・斜面で多く崩壊が発生している（図-3左）．

崩壊高は40m未満が大部分を占め，斜面勾配は30°～60°程度，崩壊深度（滑落崖の高さより推定）は0.5m～2.5mの範囲にある．金井ほか（2016）[2]の崩壊危険性評価図を用いた評価手法（飯田（2012）[3]の免疫土層深の算定式による）で検証すると，c=2.5kN/m^2，ϕ=45°と仮定した際に設定される境界線より，安定領域と不安定領域を区分できる（図-3右）．

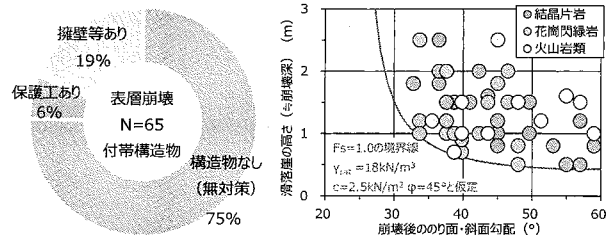


図-3 付帯構造物の内訳（左）と崩壊深-勾配相関図（右）

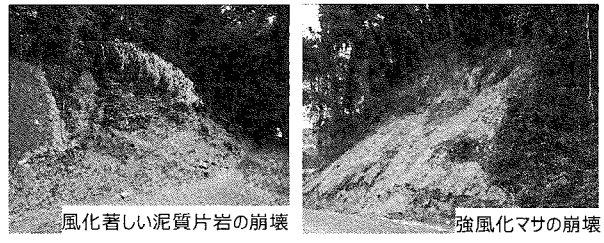


写真-1 表層崩壊の被災状況代表事例

3.3 過去の被災履歴

路肩崩壊・表層崩壊ともに，被災箇所の半数近くで，過去に崩壊や変状等の発生が確認されている（図-4）．

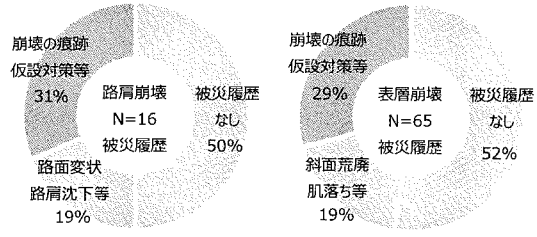


図-4 過去の被災履歴：路肩崩壊（左）と表層崩壊（右）

5. 土層強度検査棒を用いた表層崩壊調査

5.1 土層強度検査棒による試験方法

土層強度検査棒（以下，土検棒）は，斜面の土層分布や強度を把握する試験法として開発されたもので，調査マニュアル[4]では以下の試験方法が示されている．

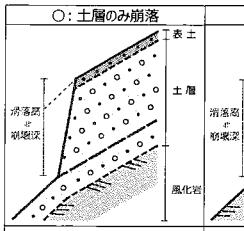
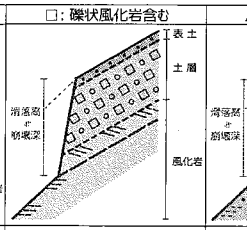
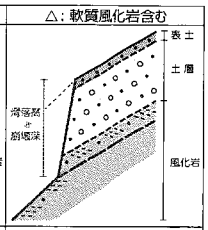
1）限界貫入深度試験（土層深の測定）
2）貫入強度試験（土層内の押し込み荷重の測定）
3）ベーンコーンせん断試験（せん断強度の推定）

本研究では，基盤地質の異なる複数の表層崩壊（25箇所）を対象に，上記3つの試験法を実施した．なおいずれの試験も滑落崖の直上斜面を代表地点とし，表層崩壊1箇所につき代表1地点で試験を実施した．

5.2 表層崩壊タイプの区分

土検棒による調査に先立ち，滑落崖に露出した崩壊物や崩壊面の観察結果から，表層崩壊を以下のように区分し，崩壊斜面の危険性評価への適用性を検証した．

表-1 調査対象の表層崩壊タイプ

○：土層のみ崩落	□：礫状風化岩含む	△：軟質風化岩含む
		
上位の堆積物やマサ土のみ崩落 下位の基盤岩は崩落せず	土層内の礫多い・礫径大きい 礫状風化部を含む崩壊	土層内の礫少ない・礫径小さい 軟質な風化部を含む崩壊
全ての地質分布域で確認	結晶片岩，火山岩類分布域	結晶片岩分布域のみ

5.3 土検棒調査実施結果

1) 限界貫入深度試験結果

静的に貫入可能な限界深度を測定した結果，限界貫入深度と崩壊深度が一致する地点は少なく，崩壊深度より限界貫入深度が深い地点が多い傾向にあった．また土層に含まれる礫が多い（礫径が大きい）地点は，貫入深度が崩壊深度まで達していない（図-5左）．

2) 貫入強度試験結果

地表から 10cm 毎の貫入強度を計測した結果，一般に販売される調査セットの荷重計（300N）では，崩壊深度以浅で上限値に達するものが多くを占めた．また，崩壊深度より下位に軟質な層が続く場合，崩壊深度以深でも低強度の部位が計測される場合もある（図-5右）．

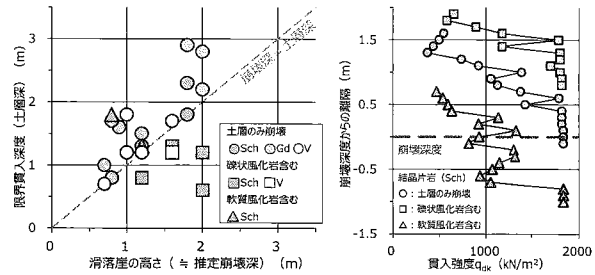


図-5 土層深 - 崩壊深比較（左）・貫入強度試験事例（右）

3) ベーンコーンせん断試験結果

複数深度で試験を実施し，深度方向の強度変化を確認した．結果は調査マニュアル[4]で示された“相関式法”の整理法に準じ，鉛直荷重 W_{vc}（N）とトルク T_{vc}（N・m）の近似式の切片（粘着力 c に比例），傾き（内部摩擦角 tanφ に比例）を求めた（図-6）．

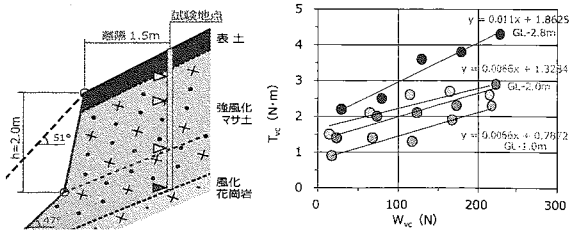


図-6 多深度試験結果による W_{vc} - T_{vc} 相関図作成例

求めた近似式の切片・傾きの相関図を図-7に示す．切片・傾きの相関は，基盤地質の別によらず一様ではなく，値にバラつきが見られるが，崩壊深度以浅－以深で比較すると，得られた強度に差が認められた．また深度別に整理すると，切片・傾きともに深部へ向け値が増加する傾向が確認された（図-8）．

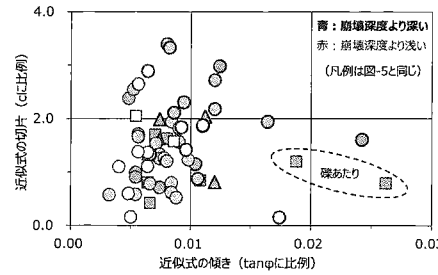


図-7 近似式の切片-傾きの相関図

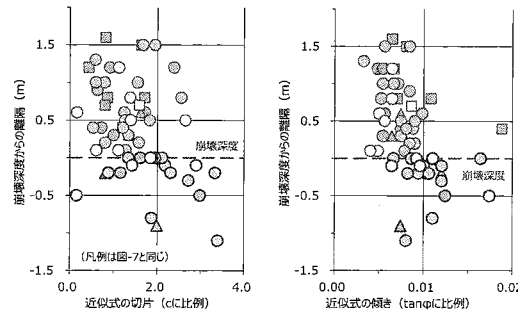


図-8 近似式の切片・傾きの深度別整理結果

6. まとめ

6.1 豪雨に伴い発生した道路斜面災害の特徴

- 路肩崩壊は河川の水衝部や表流水の流入が生じている地点，表層崩壊は急勾配（30° 以上）で土層が厚い（0.5m 以上）無対策区間に注意が必要である．
- 豪雨災害懸念箇所を抽出する上で，過去の被災履歴や変状発生履歴は重要な情報となりうる．

6.2 土検棒を用いた表層崩壊発生斜面の評価

- 礫を多く内在する等の条件下では崩壊深度を浅く，土層が厚い条件下では崩壊深度を深く見積る恐れがあるため，事前に土層構成等を把握しておく（試験の適用性を検証しておく）ことが重要である．
- 深度方向の強度変化を確認したベーンコーンせん断試験は，崩壊深度の推定に適用できる可能性が示唆された．今後，試験事例の集積や土質試験結果との対比等，実用に向けた検証が必要であると考える．

文献

1) 国土地理院（2017）：平成 29 年 7 月九州北部豪雨に関する情報（被害状況判読図），http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H29hukuoka_ooita-heavyrain.html#9

2) 金井哲男・浅井健一・佐々木靖人・法水哲（2016）：土層強度検査棒を用いた危険斜面抽出方法，平成 28 年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集，p13，pp169-170.

3) 飯田智之（2012）：技術者に必要な斜面崩壊の知識，鹿島出版会．

4) 土木研究所資料 第 4176 号（2010）：土層強度検査棒による斜面の土層調査マニュアル（案）（平成 22 年 7 月），独立行政法人土木研究所 材料地盤研究グループ 地質チーム．

P7. 平成29年九州北部豪雨による山間地の道路における複合的な災害の実例

Complex Disaster Case on the Mountain Road Cased by the Heavy Rainfall in Northern Kyushu in 2017

○浅井健一（国立研究開発法人土木研究所）
Ken-ichi Asai,

1. はじめに

平成29年7月九州北部豪雨や平成30年7月豪雨などに見られるように，豪雨時には崩壊，土石流，地すべり等の斜面災害のほか河岸侵食など多様な種類の災害が発生する．山間地の道路においてはこれらの災害に加えて，豪雨時に特有の多量の表流水により，路肩下の斜面の侵食や崩壊も発生する．表流水の関与の仕方は路面勾配や局所的な路面の沈下，わだち，排水施設の状況，縁石の有無などの元々の路面等の状況に加えて，山側斜面から道路への表流水や土砂の流出，山側斜面の崩壊など様々な要因が複合的に関与する．

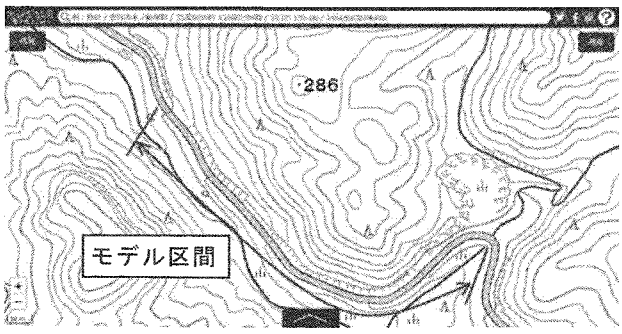
本報告は，山間地の道路における豪雨時に特有な複合的な災害の実例として，あるモデル区間における平成29年7月九州北部豪雨による災害の状況を示すものである．

2. 平成29年九州北部豪雨及びモデル区間の概要

平成29年7月5～6日にかけて福岡県朝倉市，東峰村及び大分県日田市を中心とした豪雨により，甚大な災害が発生した．このときの豪雨は気象庁により「平成29年7月九州北部豪雨」と命名された[1]．

本報告でのモデル区間は日田市北部の県道の延長約 800mの区間である（図－1）．基盤地質は鮮新世の安山岩とされている．道路に面した斜面の勾配は概ね30度程度である．防災科学技術研究所の「地すべり地形分布図」[2]では当該モデル区間の斜面に地すべり地形は報告されていない．

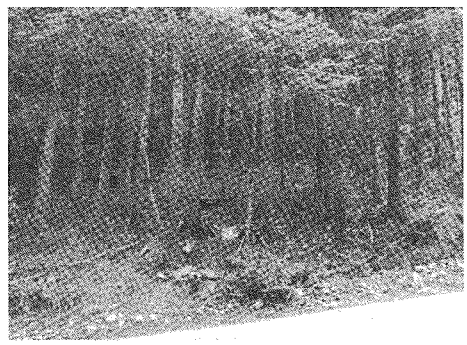
なお，当該モデル区間の南南東約4kmのアメダス日田観測所においては，7月5～6日の2日間の降水量402.5mm，最大24時間降水量370.0mm，最大3時間降水量186.0mm，最大1時間降水量87.5mmを記録し，そのうち最大24時間降水量と最大3時間降水量は当該観測所の観測史上1位を更新した[1]．



図－1　モデル区間周辺の地形図
（地理院地図）



写真－1　表層崩壊の事例
（崩壊幅10m，崩壊高さ13m，崩壊深さ0.5m，路面上の土砂は撤去済み）



写真－2　土砂流出の事例
（路面上の流出土砂は路側に片付けられている）

3. モデル区間における被災状況調査結果

(1)災害形態

当該モデル区間で発生した災害形態は表層崩壊，土砂流出及び路肩侵食である．

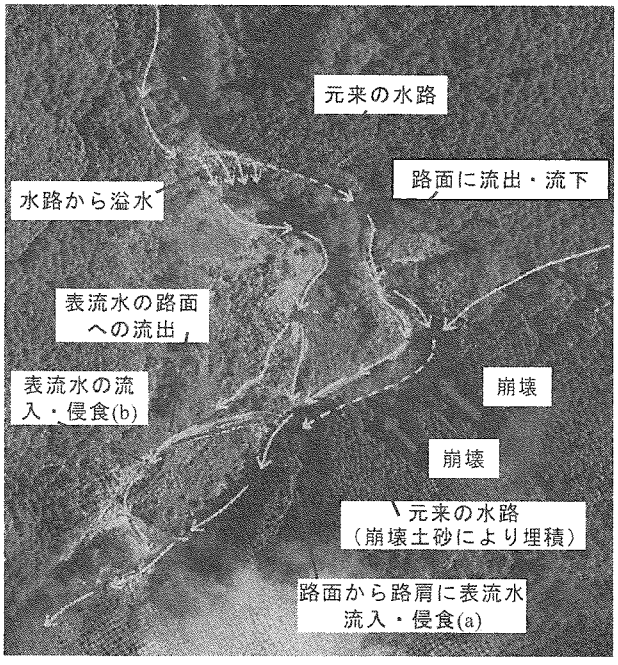
表層崩壊は4箇所で発生した．崩壊幅10～20m，崩壊高さ5～15m，崩壊深さ0.5～1.5mである．表層崩壊の代表例を写真－1に示す．

土砂流出は斜面から道路に流出する表流水によって土砂が道路に流出したもので，当該モデル区間の至る所で発生しており，箇所数として示すことは難しい．土砂流出の代表例を写真－2に示す．また，土砂流出箇所以外でも表流水が斜面を流下した痕跡が当該モデル区間の複数箇所で見られた．なお，土石流は九州北部豪雨の被災地域では多数発生したが，当該モデル区間では発生していない．

路肩侵食は路面からの表流水の流入により路肩直下の斜面が侵食されたもので，土砂流出と同様に当該モデル区間の至る所で発生しており，箇所



写真－3　路肩侵食の事例
（路面の損壊には至っていないがガリー侵食が発生）



写真－4　モデル区間東端付近の被災後空中写真
（平成 29 年 7 月 13 日国土地理院撮影空中写真に加筆）
水色矢印：推定される水の流下方向

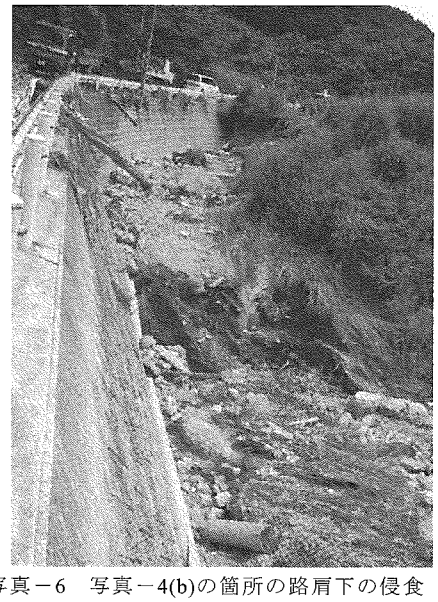
数として示すことは難しい．路肩侵食の代表例を写真－3 に示す．また，侵食箇所以外でも表流水が路肩下に流入した痕跡が至る所で見られた．

(2)複合的な災害の例

モデル区間の東端付近の被災後の空中写真を写真－4 に示す．本来水路を流下するべき水が溢れたり，崩壊による水路の埋積が生じたりすることにより、複雑な表流水の流れが発生し，路面を流下，路肩への流入・侵食が生じる（写真－5,6）など複合的な災害となっている．このように，豪雨時には多量の水の流下による溢水，崩壊の影響などにより予期せぬ方へ表流水が流下し，路面や路肩に流入し災害に至るなど，様々な現象が複雑に関与することがある．事前に正確に予測することは難しいが，重要な路線においては水の流れを意識した表流水の流入防止・軽減策や弱点と考えられる箇所の補強等の方策を考えることは重要と思われる．



写真－5　写真－4(a)の箇所の路肩崩壊



写真－6　写真－4(b)の箇所の路肩下の侵食
（ブロック積擁壁で保護されていたため路肩崩壊には至らず）

4. まとめ

平成29年7月九州北部豪雨によるあるモデル区間における災害の状況の実例を示した．災害は豪雨時に特有の多量の表流水の発生と崩壊等の発生が複雑に関与して発生しており，表流水の流れを意識した対応策（表流水の流入防止・軽減策，弱点箇所の補強等）を考えることは重要である．

文献

1) 気象庁（2018）：災害時気象報告「平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び 6 月 7 日から 7 月 27 日までの梅雨前線等による大雨等」, 災害時気象報告書 2018 年第 1 号， pp.101-102.

2) 防災科学技術研究所（2008）：5 万分の 1 地すべり地形分布図「吉井」，防災科学技術研究所研究資料第322号地すべり地形分布図第37集「福岡・中津」.

P8. ベトナム中部における特徴的な斜面変動例

Characteristic slope deformation in central Vietnam

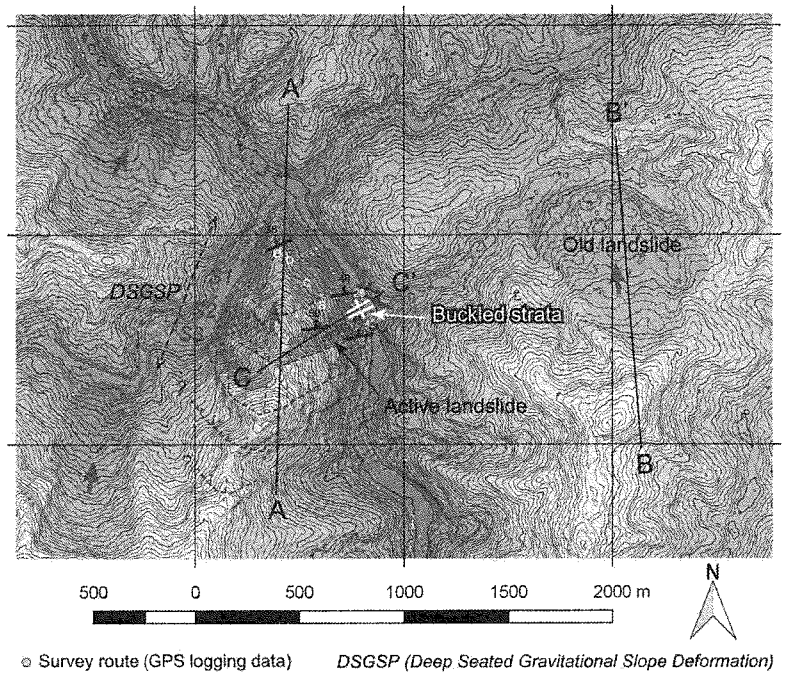
○柴崎達也（国土防災技術），Ngo Doan Dung（ITST, Vietnam），
宮城豊彦（東北学院大学），濱崎英作（アドバンテクノロジー）
Tatsuya Shibasaki, Ngo Doan Dung, Toyohiko Miyagi, Eisaku Hamasaki

1. はじめに

ベトナム中部中山間部の国道沿い斜面[1]を調査した中で，重力変形した岩盤露頭を発見した。その露頭は河岸に面す地すべりの末端部に位置し，層状堆積岩が座屈褶曲したものである。地すべりの移動方向と座屈した地層の傾斜方向が大きく斜交することや，周辺の微地形や周辺露頭の構造や性状などを勘案すると，地すべり斜面を含む背後の山体全体が地層傾斜の方向に重力変形したことにより形成された可能性が示唆された。本発表では，興味深い露頭の紹介と，その形成に関わった斜面変動機構を予察的に報告する。

2. 調査地概要

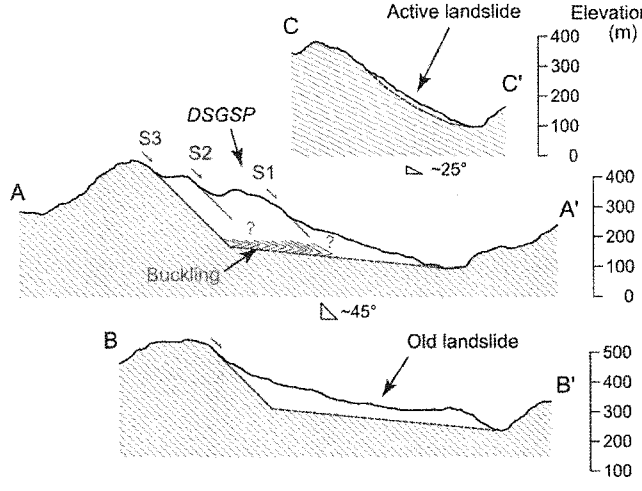
対象斜面は，ハノイ市から約 250km 南西，ビン市から約 160km 西北西に位置する。ラオス国境から約 30km の距離にあり，国道 7 号線が斜面を通過する。地質は古生代デボン紀～シルル紀の層理の発達した堆積岩(砂岩，シルト岩，頁岩)である。AW3D 5mDSM データから作成した地形図を図－1 に示す。広域に地表踏査を行ったわけではないが，対象斜面周辺の地層の走向は東西性で，35～50° 北傾斜である（図－1，図－2）。変動が確認されている地すべり（C-C'断面）は，東北東向きに移動しており，その移動体内の脚部を国道 7 号線が通過している。



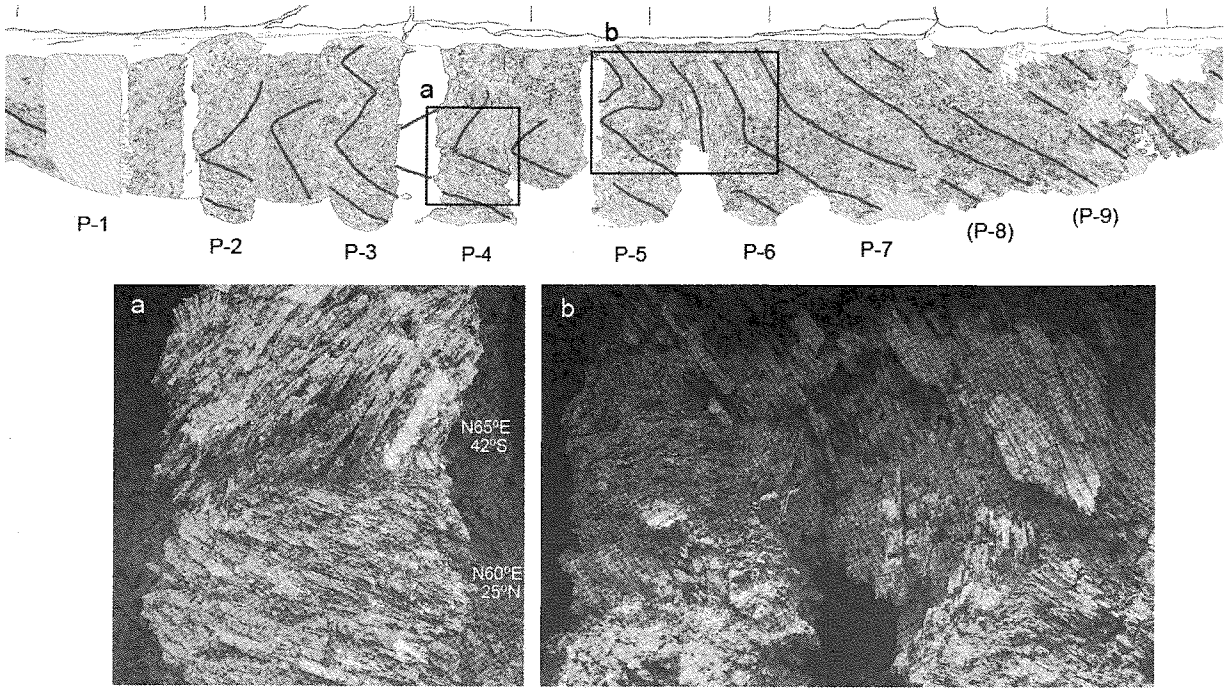
図－1　平面図

3. 山体重力変形に伴う岩盤の変形とその機構

C-C'断面の地すべりの末端は河川で浸食を受け，道路擁壁の基礎杭が地表に露出していた。基礎杭のコンクリートに張り付いた岩盤が剥ぎ取り標本のように地山の内部構造を残しており，地層の褶曲状況が河川側から詳しく見てとれた（図－3）。この座屈褶曲した地層の走向はほぼ地すべりの移動方向と平行である。褶曲の形成に作用した最大主応力の方向を考えると，現状顕在化している地すべりの方向（C-C'断面）ではなく，南から北に向いたものと推察することができる。この斜面を含む山体を俯瞰すると A-A'断面で示した尾根地形が認識できる。この尾根地形を作る山体には，EW 走向，約 50° 北傾斜の大きな段差地形（S1,S2,S3）が Google Earth による衛星画像や AW3D 5mDSM から作成した地形図（図-1）から確認できる。段差を生じている面の走向傾斜は概ね周辺の地層の姿勢と調和し，層理面に規制されたものと推察できる。尾根地形を呈す山体が重力変形を起こした中で形成された主滑落崖（S-3）と，移動体を分断する副滑落崖（S-1，S-2）と考えられ，その活



図－2　断面図



図－３　座屈褶曲した岩盤の露頭（C-C'断面の末端）

動の中で移動体の底面に座屈褶曲が形成された可能性がある。東側にあるB-B'断面の地すべりはかつて大きく移動した地すべりと考えられ，同じような地質構造の場で発生したものと推定される。将来的には，A-A'の山体もB-B'断面の地すべりのような解体に向かう可能性も懸念される。地表踏査中に，S2の滑落崖付近の層理面に沿って炭酸塩らしき鉱物の析出も確認され，地下水の関与が示唆された。山体の重力変形によりS1，S2，S3滑落崖直下に凹地が形成された結果，尾根の左右に沢地形が発達している。C-C'断面の地すべりは，この集水地形内で発生し，右側部のすべり面は層理面に規制されていると考えられる。

4．考察～前面座屈と底面座屈の形成条件～

斜面変動を生じた層状岩盤の地層の姿勢と斜面傾斜との関係を調べた研究によると，平行盤や逆目盤の流れ盤斜面では，斜面の変動に伴って地層が座屈を起こしやすい[2]。移動体の前面（末端部）にて地層が座屈を起こした事例は多数報告されており，和泉層群[3]での事例や，台湾のTsaoling地すべり[4]，北海道で発生した幌萌地すべり[5]などがある。ほとんどが，地層傾斜が斜面傾斜に近い平行盤斜面である。一方，斜面傾斜に比べ地層傾斜が急な逆目盤斜面では，斜面変動体の底面の広い範囲で座屈を生じることが，小坂（2015）によるバランス断面による検討[6]や，Weng et al.（2015）によるモデル実験[7]などにより議論されている。今回発見した重力変形露頭は，移動体先端部における座屈現象（Frontal Buckling）ではなく，図－２に示したような逆目盤斜面の斜面変動体底面で起きた座屈現象（Basal Buckling）の可能性が十分考えられる。底面座屈の露頭の報告例は少ないことから貴重な事例といえよう。

文献

1）Dung N. G., Miyagi T., Luong L.H., Hamasaki E., Hayashi K., Tien D.V., Daimaru H., and Abe S.（2016）: Trial of landslide topography mapping using ALOS W3D data– Case study along the National Road No.7 in central Vietnam–, Transactions, Japanese Geomorphological Union, Vol.37, No.1, pp.127-140.

2）Chigira M.（2000）: Geological structures of large landslides in Japan, Journal of Nepal Geological Society, Vol.22, pp.497-504.

3）Yokoyama S. and Hada J. (1989): Gravitational Creep Folds in the Izumi Group of the Izumi Mountains, Southwest Japan, 地すべり, Vol.26, No.3, pp.10-18

4）Chigira M., Wang W., Furuya T., Kamai T. (2003): Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan, Engineering Geology, Vol.68, pp.259-273

5）山崎勉，柳澤志樹，足立辰也，小野由紀光，山村充（2017）：雁行褶曲をともなう非構造性断層伝播褶曲の形成機構，日本地すべり学会誌，Vol.54, No.1, pp.13-20.

6）小坂英輝（2015）：バランス断面法による岩盤斜面の初生地すべり地形とその変位率，応用地質，Vol.56，No.5，pp.219-229.

7）Weng M., Lo C., Wu C. H., and Chuang T. F. (2015): Gravitational deformation mechanisms of slate slopes revealed by model tests and discrete element analysis. Engineering Geology, Vol.189, pp.116-132.

P9. 頭部排土によって出現した火山岩類の産状と地すべり

The Relationship between Landslide and the Occurrence of Volcanics Exposed by Soil Removal Work

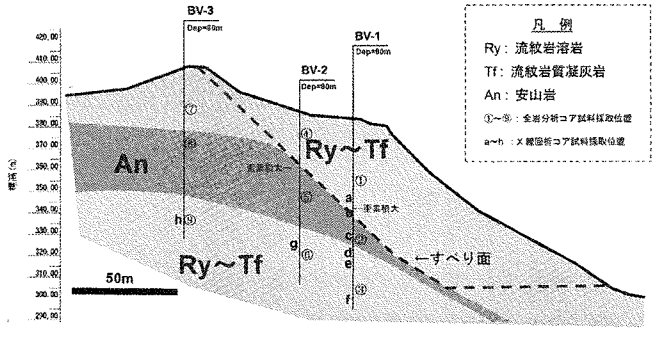
○鈴木聡，伊藤啓太，畠山富昌，栗山大助 ，小松翔，鈴木真悟（奥山ボーリング）
Satoshi Suzuki, Kaita Ito, Tomimasa Hatakeyama, Dausuke Kuriyama, Sho Komatsu, Shingo Suzuki

1. はじめに

火山岩類が分布する北東北地内で図－1 に示す岩盤地すべりが発生した.この地すべりでは,コア観察などから変質した流紋岩類と安山岩岩脈の分布が確認された．安山岩岩脈の分布は，地すべり主測線のすべり面位置と調和的であることや，流紋岩類の中に熱水変質作用が顕著で脆弱な部分が存在することが，すべり面形成の素因と推定されていた [1)]．今回，地すべり対策として実施中の頭部排土工によって流紋岩類と安山岩岩脈の連続露頭が出現したため，産状や分布について調査を行った.特に,安山岩脈の分布と地すべり移動方向との関係や流紋岩類と安山岩岩脈の接触部の産状などに着目し，すべり面形成との関係を考察した.



図－1　地すべり地全景



図－2　対象地すべりの主測線断面図

2. 地質概要

岩盤地すべり地周辺には，新第三紀の海底火山活動に伴い生成し，黒鉱鉱床胚胎層準に対比される流紋岩類と安山岩岩脈が分布する.

3. 調査方法

3.1　露頭観察

本調査は.地すべり対策として実施している頭部排土地の中の切土法面に出現した安山岩岩脈およびその周囲について観察を行った.

3.2 採取試料の鉱物分析

分析試料は安山岩岩脈 2 試料と,岩脈の周囲に分布する流紋岩類 4 試料の計 6 試料で実施した．試料分析は，岩石試料を粉末化して，全岩不定方位試料，水ヒを行い作成した定方位試料，定方位試料にエチレングリコールを加えた試料を測定した．鉱物の量比については，2θ が 2～20° 範囲のピークでは，400 cps 以上を多量（◎），200～400 cps を中量（○），200 cps 以下を少量（△），2θ が 20° より角度が大きい範囲にあるピークでは，800 cps 以上を多量（◎），400～800 cps を中量（○），400 cps 以下を少量（△）とした.緑泥石については 2θ ＝約 6°，イライトについては 2θ ＝9°，石英については 2θ ＝26°，斜長石については 2θ ＝28° の位置にあるピークの強度で量比を推定した.

4. 調査結果

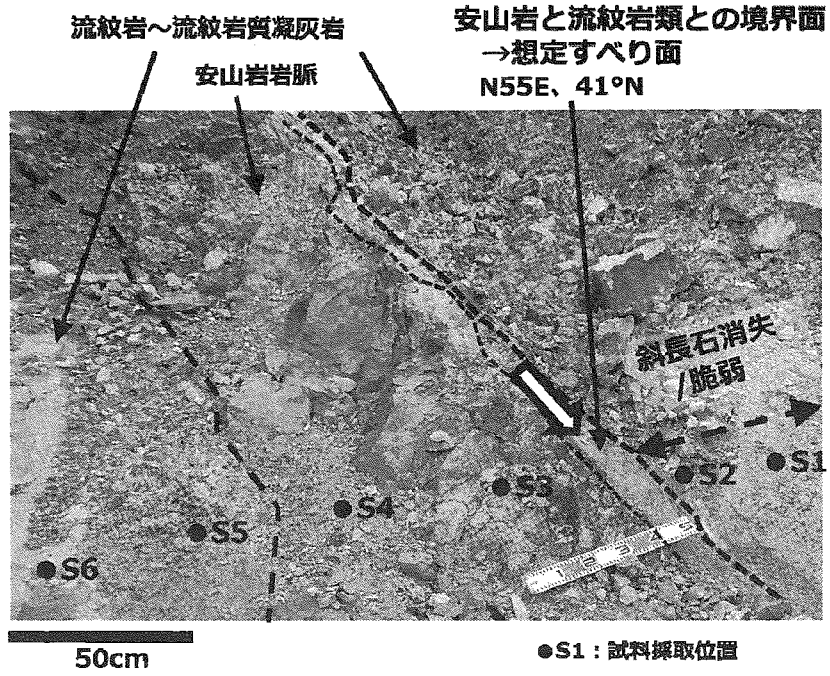
4.1　露頭観察

安山岩岩脈は幅 1.5m 程度の厚さで切土面を斜交して分布していた．岩脈は概ね緻密で緑灰色を呈し，ハンマーの打撃で鈍い金属音を呈する程度の硬さを有する．岩脈上面に分布する流紋岩類は脆弱で，特に上面に接触する部分には含水比が高い粘土質の薄層が見られた．一方，安山岩岩脈の下面側に分布する流紋岩類は，上面側の流紋岩類に比べ相対的に新鮮で風化の程度は低い.

岩脈の上面は概ね一様な平坦面を呈し，傾斜方向は N28°W～N44°W であり，地すべり活動期に観測した近傍の移動杭の変動方向 N25°W と調和的であった．また，平坦面の傾斜は 37°～41°であり，主測線で実施した機械ボーリングならびにパイプ歪計観測をもとに推定したすべり面の傾斜(35° ～45°)と概ね一致した.

4.2　採取試料の鉱物分析

S-1～S-6 の試料には全て，石英が多量に含まれる.また，変質鉱物の中では比較的高い温度で生成するイライトも全試料に中量含む.斜長石は S-4～S-6 に多量に含まれるが，S-1 と S-2 には認められない．緑泥石の含有量は，S-3 と S-4 は中量であるが，S-1・ S-2・S-5・S-6 は少量である.

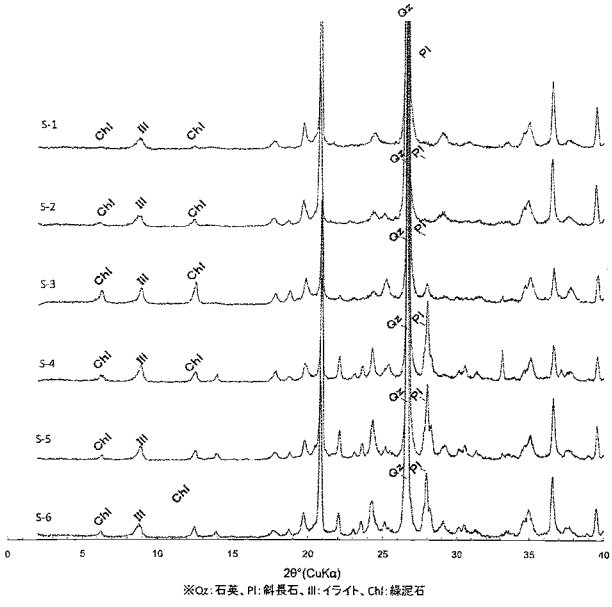


図－3　流紋岩類に貫入した安山岩岩脈の露頭

表－1　X線回折結果

サンプル名	岩質	産状	石英	斜長石	イライト (セリサイト)	緑泥石
S-1	流紋岩～ 流紋岩質凝灰岩	溶岩～凝灰岩	◎		○	△
S-2	流紋岩～ 流紋岩質凝灰岩	溶岩～凝灰岩	◎		○	△
S-3	安山岩質	岩脈	◎	△	○	○
S-4	安山岩質	岩脈	◎	◎	○	○
S-5	流紋岩～ 流紋岩質凝灰岩	溶岩～凝灰岩	◎	◎	○	△
S-6	流紋岩～ 流紋岩質凝灰岩	溶岩～凝灰岩	◎	◎	○	△

◎：多量，○：中量，△：少量



図－4　X線回折チャート

5．考察

流紋岩類に貫入した安山岩岩脈がすべり面の形成に関与した要因は，以下のことが考えられる．

・岩脈上面は概ね平坦な面を形成し，かつ，すべり台状に分布したこと．

・S-1～S-2の試料では斜長石が消失していることから，岩脈上面側の流紋岩が岩脈下面側のS-4からS-6の試料に比べて変質が強い．このことが，すべり面形成の素因となる流紋岩類の脆弱部を形成したこと．

・岩脈上面に形成した粘土鉱物を含む脆弱部が遮水層となり，間隙水圧を上昇させる素因となったこと．

文献

1）鈴木聡・石山大三・鈴木真悟・森屋洋(2014)：グリーンタフ地域に分布する火山岩類の変質指標を用いた評価，日本応用地質学会研究発表会講演論文集，pp.179-180.

P10. 岩盤斜面および地すべりの内部構造

-ボーリングコアのX線CT画像を用いた検討-

Investigation of internal structure of rock slope and landslide using the X-ray CT images of borehole core

○田中姿郎，野原慎太郎，末永　弘（一般財団法人 電力中央研究所）
Shiro Tanaka, Shintaro Nohara, Hiroshi Suenaga

1. はじめに

近年，高品質なボーリングコアをX線CT撮影することで，破壊されたコアの内部構造の可視化が可能となってきた．その事例として，著者らは継続的に変位する岩盤斜面[1]と地すべり[2]を対象に掘削したボーリングコアのX線CT画像を用いた観察について報告した．本発表では，CT画像観察によって明らかになったコアの特徴と合わせて，CT値を用いた岩盤性状の検討結果について報告する．

2. 地形・地質概要

(1) 継続的に変位する岩盤斜面（図-1）

斜面は四万十累層の砂岩・頁岩・礫岩層からなり，河川に斜交した流れ盤構造となる．ここでは，1970年代に長さ約100mの亀裂と高さ0.2～0.3mの滑落崖が確認され，約10ヶ月後に亀裂は長さ約170m，滑落崖は1mに拡大した．その後，斜面上部は排土され想定していた斜面深部での地すべりは収束したものの，新たに斜面浅部で年間数mmの緩慢な変位が確認され，現在まで継続している．変状発生当事，空中写真判読で地すべり地形は確認できていなかった．

(2) 地すべり斜面（図-2）

調査地域には白亜紀の砂岩・頁岩層とジュラ紀の花崗岩類が分布しており，花崗岩類が堆積岩類に衝上している．地すべり移動体は，長さが水平距離で約450m，幅は約150mである．地すべりは主に上位の花崗岩の中で発生しており，砂岩頁岩互層と衝上断層を巻き込んで崩壊していると考えられる．地すべりの末端は中位段丘上に分布している．道路等に変状が認められないため現在は活動を停止していると考えられる．

3. ボーリングコアのX線CT撮影

コアの撮影には医療用のヘリカルX線CTスキャナを使用した．管電圧135kV，300mAsであり，撮影間隔はコアの深度方向に0.5mmである．深度方向に直交する断面の解像度は約0.35mmである．撮影で得られたCT画像は，CT値で表現されている．CT値は，空気を-1000，水を0とし時の，測定物質の線吸収係数の水に対する相対値である．X線の吸収は，光電効果とコンプトン散乱によるため，吸収係数は試料の原子番号が大きいほど高くなる．地質試料を撮影した場合，CT値が低い割れ目や空隙は暗く，密度が高くCT値が高い鉱物等は明るく表現される．そのため，岩盤が破壊され角礫化すると，基質部は母岩と比較して暗くなり，同様に断層ガウジの様に粘土化を被っても相対的に暗く表現される．また，同じ材料であれば圧密されているほど全体的に明るく表現される．

3. ボーリングコアのCT観察結果

(1)継続的に変位する岩盤斜面の内部構造（図-3左）

No.1孔では下位の岩盤から上位にむかって，開口亀裂の発達した岩盤，角礫化部，層理面の構造が下位の割れ目に乏しい岩盤とほぼ同等な岩盤，崩積土，土壌となる．このように斜面内部から表層に向かい，緩みと破壊が生じ，角礫化していく変化は，重力変形の進行を表していると考えられる．No.2孔においても同様の構造であった．高角度割れ目発達部と角礫状部との境界付近で変位が計測されており，CT観察と整合的である．角礫状部においても破砕が弱い箇所では深部の

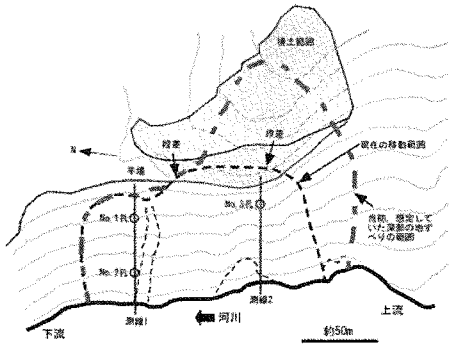


図-1 調査対象の継続的に変位する岩盤斜面[1]

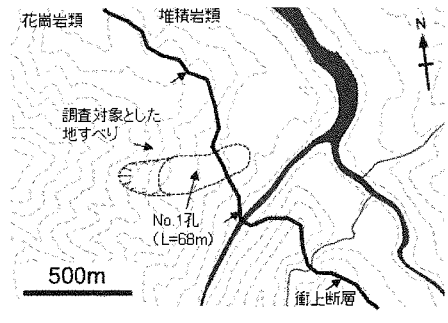


図-2 調査対象の地すべり斜面

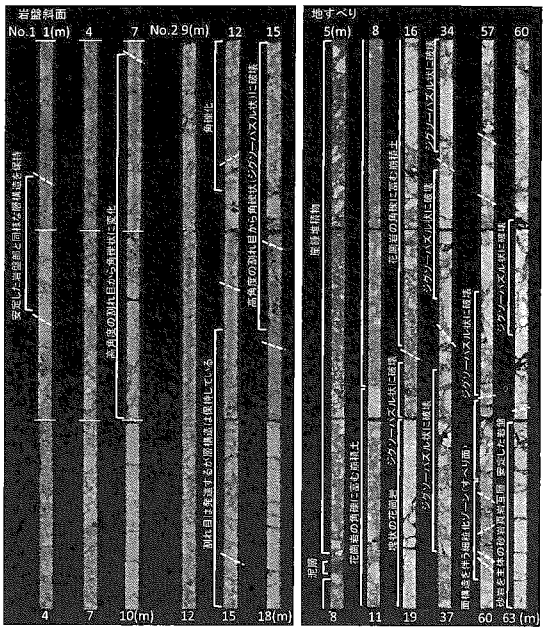


図-3　継続的に変位する斜面のボーリングコアの CT 画像（左）と地すべり斜面のボーリングコアの CT 画像（右）

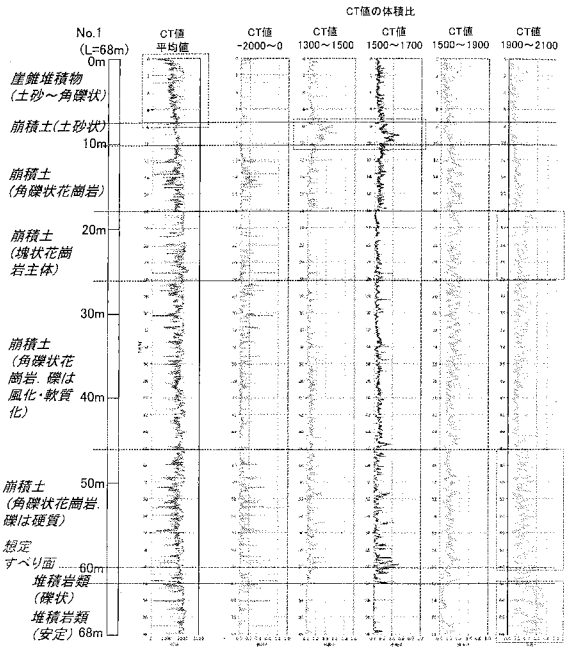


図-4　地すべり斜面のボーリングコアの CT 地の平均地および閾値を設定した CT 値の体積比の分布.

岩盤と同様な走向傾斜を保持していることや，角礫状部と緩み岩盤の境界には深部の層理面とほぼ同じ走向傾斜のところがみられることから，高角度割れ目の発達と層理面沿いの緩みが角礫化に影響していると考えられる．斜面深部においても，割れ目に乏しい岩盤の下位に高角度の亀裂が発達し角礫化した領域が存在しており，深部までの重力変形の進行を示唆する．

1970 年代にすべりを想定した深度付近にも，明瞭なすべり面は確認できず，高角度割れ目と局所的な角礫化が確認された．当時，地すべり地形が確認できなかったことからも，初生段階であったと考えられる．

(2)地すべり移動体の内部構造（図-3 右）

表層～GL-7.8m までは土壌，崖錐堆積物が分布する．GL-7.8m～9.8m には，角礫混じりの粗砂が分布する．GL-9.8m～-18m には花崗岩の角礫（巨礫から細礫）からなる崩積土，GL-18m～-34.6m 付近まではジグソーパズル状に亀裂が発達する塊状の花崗岩，GL-34.6m～58.9m には花崗岩の角礫を含む土砂が分布する．塊状花崗岩は地すべり移動体の中で巨大な岩塊として移動したブッロクと考えら，その周囲や比較的細粒な崩積土には礫の配列が認められ，地すべりの内部でせん断が生じていると考えられる．GL-58.9m 付近では，花崗岩と砂岩頁岩の亜角～角礫を含み，面構造を伴う層が分布することから，この層準がすべり面と考えられる．その下位にはジグソーパズル状に破壊された砂岩頁岩互層，GL-63m からは割れ目に乏しくなる．

4. CT 値を用いた岩盤性状の評価の試み

地すべりで掘削したボーリングコアを対象に，コアの CT 値を用いた検討を行った．図-4 には深度毎の CT 値の平均値とあわせて閾値を設定した CT 値の体積比の分布を示す．不均質な岩盤においても，閾値を設けた CT 値を用いることで，岩盤性状の変化を捉えられえる可能性がある．

5. まとめ

(1)継続的に変位が計測される斜面においては,岩盤が重力変形による緩みから破壊し角礫化が進行していく様子が示された．また，斜面深部でも局所的に角礫化が進行していることが確認できた．

(2)地すべり移動体は角礫主体の崩積土と巨大な岩塊から構成され，岩塊周辺で岩盤がジグソーパズル状から角礫状に破壊していること，また，すべり面の他にも移動体内部でせん断が生じている様子が確認できた．

(3)地すべりのコアを対象に CT 値を用いた検討を実施した．その結果，破壊され角礫化した岩盤におけるコア性状の定量的な評価の可能性が示された．

文献

1) 田中姿郎・小早川博亮・末永 弘（2017）継続的に変位する岩盤斜面の内部構造の調査．第 56 回研究発表会講演集，日本地すべり学会，長野，p42.

2) 田中姿郎・野原慎太郎・末永 弘・窪田健二（2018 印刷中)X 線 CT を用いた地すべり内部の構造調査．第 57 回研究発表会講演集，日本地すべり学会，新潟，p13.

P11. 大規模な斜面崩壊についての実験的検討

Experimental Study about a Deep-Seated Landslide

○長谷川淳（鉄道総合技術研究所），富樫陽太（埼玉大学），湯浅友輝・川越健（鉄道総合技術研究所），
粕谷悠紀・山田祐樹（大林組），友利方彦・大澤裕之（東日本旅客鉄道株式会社）
Atsushi Hasegawa, Yota Togashi, Tomoki Yuasa, Takeshi Kawagoe
Yuki Kasuya, Yuki Yamada, Yoshihiko Tomori, Hiroyuki Osawa

1. はじめに

大規模な斜面崩壊（いわゆる「深層崩壊」を含む）は，平成23年台風12号による紀伊半島大水害の事例のように，豪雨により発生することが多い．一方で，平成30年4月の大分県中津市耶馬渓での事例ように，無降雨時でも大規模な斜面崩壊が発生することがある．このように降雨や地震のような明確な外力が作用していない場合は崩壊の原因が容易に推定できないため，類似箇所の抽出や崩壊発生時期の予測が困難である．筆者らは，無降雨時でも継続的な変位が発生している斜面において実施された各種の計測結果をもとに斜面をモデル化し，当該斜面の崩壊メカニズムについて遠心模型実験により検討した．本稿ではその結果について記述する．

2. 対象斜面の状況

対象斜面の概略の断面図を図-1に示す．当該斜面は，斜面形状が等斉～やや凸形尾根型，傾斜が40度前後で，斜面下部は人工的に切土されている．当該斜面では，再現確率2年程度の降水量（崩壊発生直前の時間雨量：0mm/h，崩壊発生日の日降水量：56mm）により切土のり面上方の斜面が幅約32m，長さ約25m，深さ約1mで崩壊した．その後の調査で崩壊地の背後の斜面に複数の亀裂や段差が確認されたため，各種の調査・計測を実施した結果，当該斜面は幅約60m，長さ約50m，深さ約10mにわたり斜面下方へ徐々に変位していることが明らかとなった．当該斜面の特徴は，以下のとおりである．

・地山の粘板岩は風化の程度により強風化部，風化部，新鮮部に区分できる
・想定されるすべり面は地表からの深さ約10mの位置にあり，粘板岩の強風化部または風化部にあたる
・孔内傾斜計における累積変位量は，斜面の上方ほど大きく，斜面下部では小さい
・無降雨時であっても斜面の変位は継続的に生じる

これらの特徴をもとに，斜面をモデル化した．

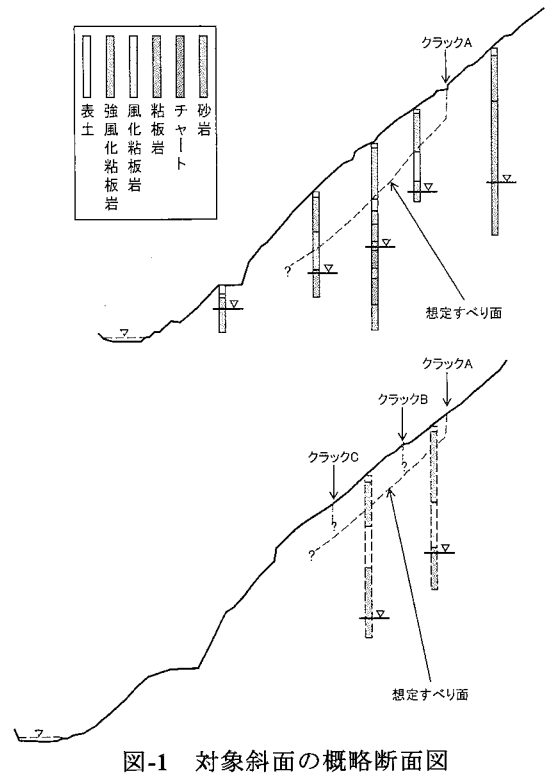


図-1　対象斜面の概略断面図

3. 遠心模型実験

3.1 斜面のモデル化

斜面のモデル化にあたっては，すべり面の形状と物性が課題であった．調査・計測結果から，①斜面の上部よりも下部の累積変位が小さい，②地中・地表の変位は一様ではない，③すべり面付近には明瞭な弱面は形成されていないことがわかったため，斜面上～中部にかけて断続的なすべり面が形成され，斜面下部にはまだ明瞭なすべり面は形成されていないと推定した．

そこで，すべり面の連続が異なる2種類の斜面のモデルを作成した．その際地山は，弱層（強風化部～風化部に相当）と基盤層（新鮮部に相当）の2層構造で，地山の風化状況と弾性波速度構造から流れ盤構造とした．弱層と基盤層のそれぞれの物性については，ボーリングコアの一軸圧縮強さと密度で代表させることとした．ここで，実際の斜面の強風化部～風化部は亀裂が発達し，コアの一軸圧縮強さが岩盤全体の値を代表するとは考えにくいことから，準岩盤強度[1]の考え方を導入した．すなわち，強風化部～風化部のコアで実施した一軸圧縮試験のうち最も小さい値であった4MN/m^{2}を採用し，地山とコアの弾性波速度の比から準岩盤強度として0.4MN/m^{2}を得，これを実験模型における弱層の一軸圧縮強さとした．また密度はコアの密度試験結果から2.0g/cm^{3}とした．新鮮部（基盤）に

ついては，弱層に比べ十分に大きな一軸圧縮強さ（ 25MN/m^2 以上）となるよう設定した．また弱層と基盤層の境界部（すべり面）については，すでにすべり面が形成されている部分を直線状（テフロンシートとグリスで摩擦を低減）とし，まだすべり面が形成されていない部分を段切り部分として表現した．

3.2 遠心模型実験結果

作成した模型と，遠心模型における載荷経路を図-2，図-3 に示す．模型は遠心加速度 80G の時点で実物大相当となる．実験の結果，Case-1，Case-2 ともに，遠心加速度 50G の際にのり肩部に亀裂が生じ，Case1 は約 60G で斜面肩部から，Case2 は約 90G で斜面中腹から崩壊した．実験中の変位計測（図-2 上段の DV，DH で示すのが変位計測位置）の結果から，Case1 では斜面肩部にクラック発生後に斜面の中腹から下部にかけてはらみ出しが生じた後に崩壊した．Case2 では，Case1 と同様に斜面肩部にクラックが発生するが，斜面中腹の段切り部の効果で斜面の滑動力が抑制され，その後段切り部付近の弱層にクラックが発生し，それよりも下方の斜面が崩壊したことがわかった（図-2）．

対象斜面のクラックの分布状況などをふまえると，実際には実験 Case2 のように断続的なすべり面が形成されている可能性がある．

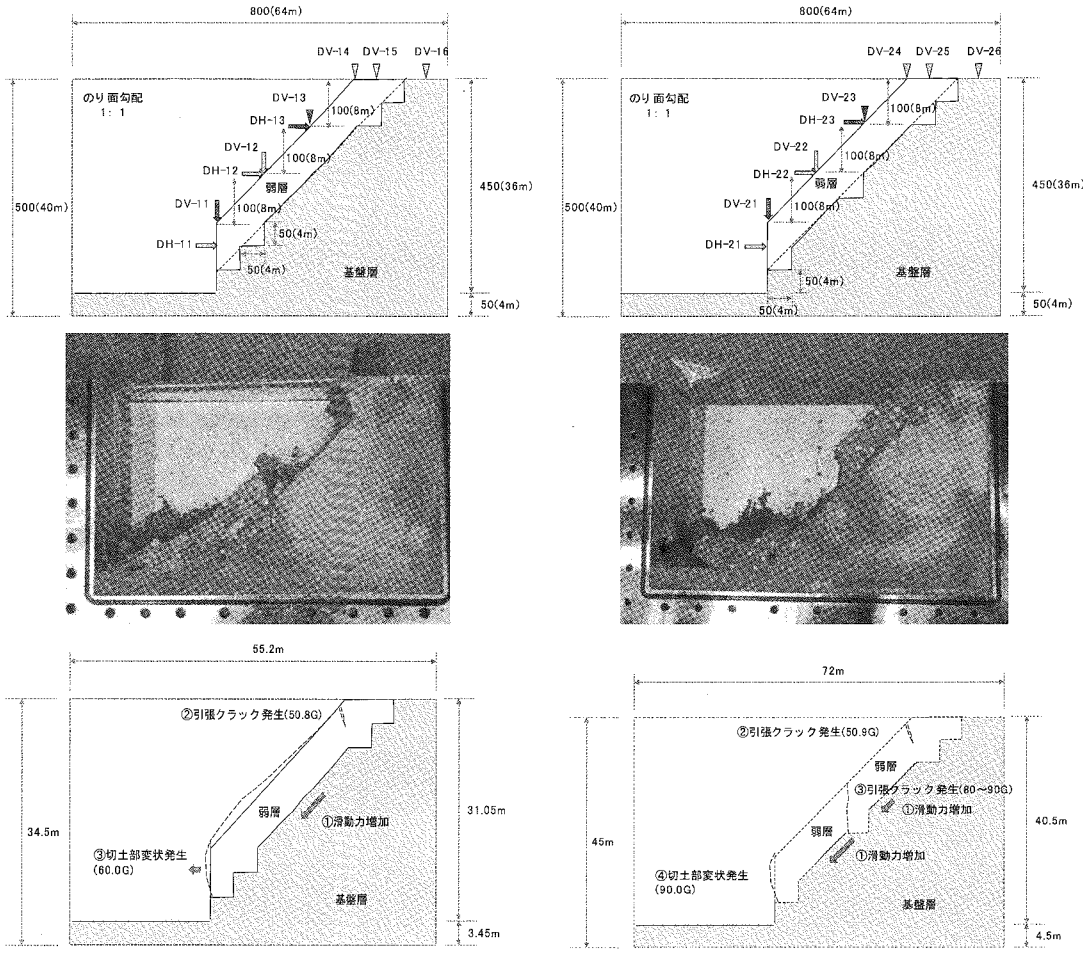


図-2 モデル化した斜面(上段)，実験時の崩壊状況(中段)と崩壊のメカニズム(下段)（いずれも左側が Case1(すべり面連続)，右側が Case2(すべり面断続)）

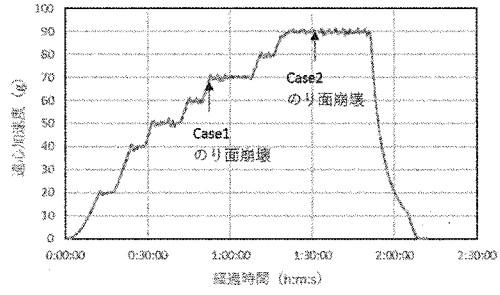


図-3 遠心模型実験時の載荷経路

4. まとめ

本実験の結果は，すべり面の連続性によって崩壊形態や地表に現れる変状が異なる可能性があることを示唆していると考えられる．現在，本実験において得た画像データの解析[2]や数値解析[3]を実施しており，これらをもとに当該斜面の崩壊メカニズムを明らかにする予定である．

文献

1) 土木学会（2016）：2016 年制定 トンネル標準示方書 [山岳工法編]・同解説，p.50.

2) 富樫陽太，湯浅友輝，長谷川淳，川越健，粕谷悠紀，山田祐樹（2018）：遠心模型実験による斜面の大規模崩壊メカニズム，第 53 回地盤工学研究発表会，pp.2123-2124.

3) 湯浅友輝，富樫陽太，長谷川淳（2018）：斜面の内部構造に起因した大規模崩壊の MPS 法による基礎検討，第 53 回地盤工学研究発表会，pp.2125-2126.

P12. 熊本地震における阿蘇大橋付近の地震動解析の試み

Study of analyze earthquake ground motion considering the topography in the Kumamoto Earthquake.

○正木光一 ,稲垣賢亮, 平松晋一(応用地質株式会社)
Koichi Masaki, Yoshiaki Inagaki, Shinichi Hiramatsu

1. はじめに

阿蘇大橋が落橋したことについて，三次元の地形効果により地震動が大きくなり，斜面崩壊被害が発生した可能性があるという観点から，三次元解析を試み考察したものである．三次元解析については，有限要素法による地震応答解析に基づく方法を導入し，その計測震度および最大地表加速度と水平ベクトルの分布を比較して，橋台付近の表層地盤加速度を検討した．

2. 調査の手順

今回の三次元解析は，広域地震応答解析システム（BESSRA(2013)[1]: Bird's-Eye-viewed Slope analysis for Seismic Risk Assessment）により行った．このシステムは，若井ほか(2008)[2]の解析プログラムをコアに，入出力を GUI(Graphical User Interface)化して整備したものである．この解析システムの詳細については，山本ほか(2013)[3]において解説している．

(1) 解析手法の概要

解析手法の概要を，解析手法フローチャートとして図 1 に示した．

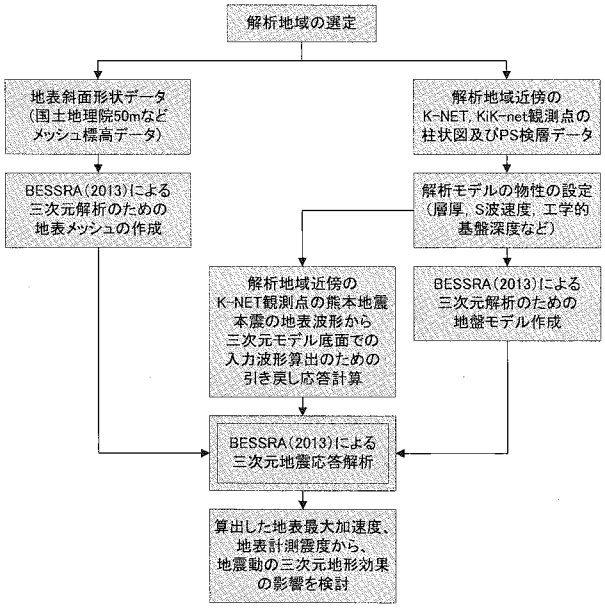


図 1 解析手法フローチャート

(2) 解析範囲の設定

斜面の三次元地震応答解析を行う範囲は，阿蘇大橋の被害の原因となった斜面を含み，阿蘇の外輪山を含む，図 2 の範囲（東西方向 1.85km×南北方向 2.15km）とした．

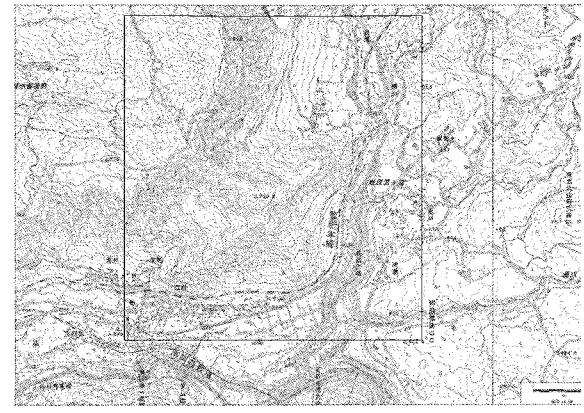


図 2 BESSRA(2013)[1]による解析範囲図

(3) 入力波形

入力波形は，2016 年熊本地震の本震の観測記録である K-NET 大津の観測記録を用いた．K-NET 観測点については地表観測記録のみが公開されているため，観測波形を地表から三次元モデル底面の厚さに相当する深度まで，地震応答解析を用いて引き戻し，入力波形を作成した（図 3）．解析には主要動部分（継続時間 20 秒）を用い，入射波＋反射波[E+F]条件としている．

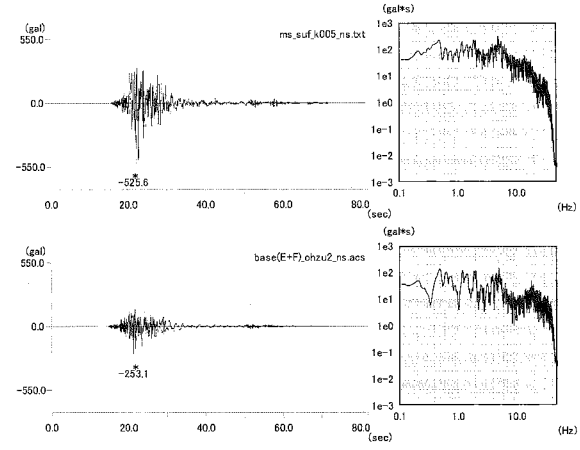


図 3 K-NET 大津の地表観測記録（上段）と三次元モデル底面に引き戻したの入力波形（下段）<NS 成分>

(4) 地形データ

地表斜面形状については，国土地理院 DEM（Digital Elevation Map）データを用いて，50m×50m メッシュのデータを作成した．

(5) 地盤モデルと物性値の設定

解析に用いた地盤構造については，公開データ [4]からとりまとめ，解析に用いる地盤構造を設定した．モデル底面は解析範囲全域で一律標高 T.P.+110.1m，地層の構造は 8 層構造とし，地表面からモデル底面までの

全体の厚さに占める各層の層厚比が三次元メッシュ全体で等しいものとして，三次元地盤構造を設定した．

3. 解析結果

BESSRA(2013)[1]による解析結果を図 4 に示す。崩壊地頭部と阿蘇大橋付近で大きな加速度が検出されている。また阿蘇大橋付近の地表の水平加速度軌道を計算し，図 5 中に右岸及び左岸についてそれぞれ示した．

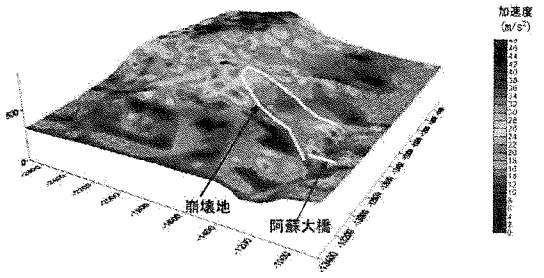


図 4　加速度の解析結果（NS 方向）

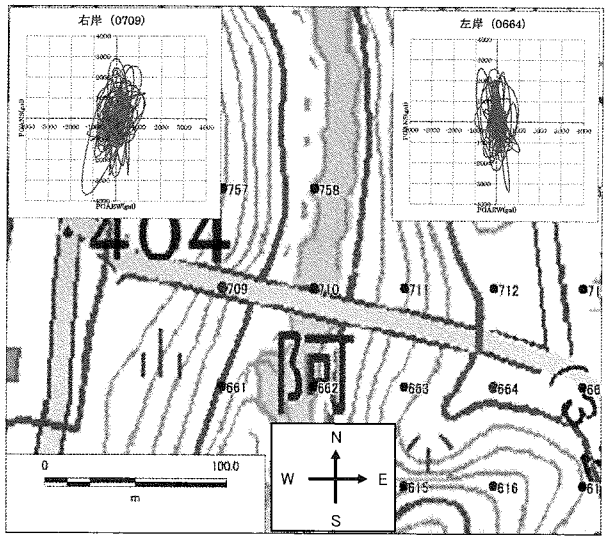


図 5　加速度軌道を計算した位置と軌道図
（背景図は電子国土を利用）

阿蘇大橋の右岸と左岸では,水平ベクトルの傾向に違いがみられる.基本的に南北方向が大きいが,これは K-NET 大津の観測記録と調和している.右岸はほぼ南北にまとまって軌道が揃っているが,左岸では北北西—南南東に軌道の傾向がみられる.わずか 200m しか離れていない地区でも,峡谷を挟むもしくは小さな尾根を回折したことで,卓越方向が変化したことが伺える.

また,図 6 には両アバット付近の地盤面の時刻歴に分割した水平ベクトル図を示す.中央に地震発生からの経過時間を示した。左側が外輪山側の右岸の水平加速度ベクトルを,右側に内輪山側の左岸の水平加速度ベクトルを示している.矢印の大きさは長さ凡例にあるとおり,1,000gal の基準長とした.

発生から 5 秒くらいから大きな加速度が現れ、左岸側で北東—南西方向の 8 秒以降で 1,000gal を超える加速度が検出され,8.5 秒時点で最大 2,500gal 程度の加速度が検出された.左岸では 9 秒後に 1,000gal を超える東西方向の加速度が検出された.

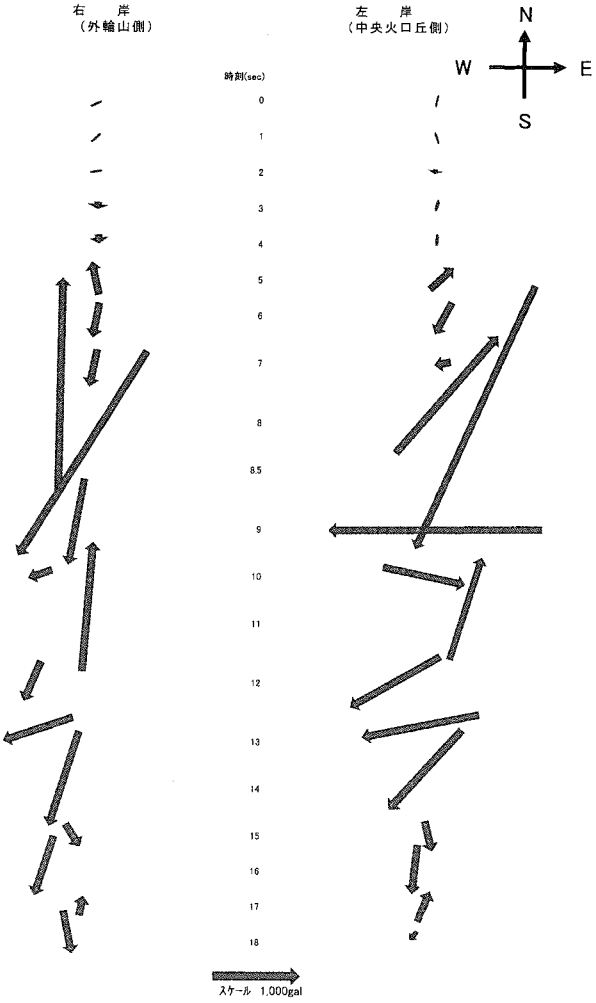


図 6　両アバット付近の地盤面の時刻歴に分割した水平加速度ベクトル図

この地点では南北方向に大きな応力を受け,橋桁がねじれるようにして外れたことも考えられる.落ちた橋桁が大きく曲げられているのは,9 秒後において橋桁水平軸方向に押されたことも考えられる.ただし,これが落橋に深く起因したかどうかについては,更なる橋桁の破壊した形状等の調査検証も必要と考えられる.

文献

1) BESSRA. Bird's-Eye-viewed Slope analysis for Seismic Risk Assessment, BESSRA 研究会. 2013, http: //geotech.ce.gunma-u.ac.jp/bessra/ [閲覧日 2014 年 1 月 1 日].

2) 若井明彦, 田中頼博, 安部真郎, 吉松弘行, 山邉康晴, 渡邉泰介. 中山間地の地震時斜面崩壊リスクを評価するための有限要素法に基づく広域被害予測システム. *J. of the Jpn. Landslide Soc.,* vol. 45, No.3, 2008, p.207-218.

3) 山本明夫, 岡本由貴, 眞鍋俊平, 飛田健二, 若井明彦. 広域での地震時の斜面崩壊危険度の評価方法について. 応用地質技術年報, No.33, 2013, p.1-16.

4) 阿蘇大橋地区復旧技術検討会　公開資料 http://www.qsr.mlit.go.jp/site_files/file/n-kisyahappyou/h28/data_file/0926/data/shiryou4.pdf

P13. 構造物に特化した豪雨ハザードマップの構築（その 1）

Consideration of Heavy rain hazard map for Transmission tower（part 1）

○久野春彦，小早川博亮，栗山雅之（電力中央研究所）
Haruhiko Kuno, Hiroaki Kobayakawa, Masayuki Kuriyama

1. はじめに

豪雨災害における人的被害を対象としたハザードマップは，様々な機関により数多く構築されている．また行政により危険・警戒地域の指定整備・見直しなどが進められ，地方自治体などによる土砂災害ポータルサイトとして WEB 上での公開などがされてきている[例えば 1)など]．当所では電力構造物の設計・保守・管理における地震や豪雨などの自然災害の影響を考慮し，より安全で環境への影響の少ない場所への構造物築造にむけて，ハザードマップ化法を研究している．山地に築造される電力構造物は，ダム，水路，発電所などの水力構造物と，鉄塔，変電所などの送電設備に大別され，本研究では送電設備に関する構造物に限定し，さらにその中で点構造物である送電線鉄塔に特化し，豪雨による斜面崩壊危険度を明示した崩壊危険度マップ（以下，豪雨ハザードマップと称す）を構築するためのフローの構成を検討している．日本国内にはおよそ 28 万基におよぶ送電線鉄塔が存在し，多くは崩壊が生じる危険性の高い箇所は避け，回避できない場合には，十分な基礎工を実施して建設されている．しかしながら地震や「これまでに経験したことが無いような大雨」のような異常降雨に見舞われた場合の安定性が十分確保できていないケースも認められる．これまでに筆者らは地震時の斜面崩壊危険箇所抽出フローについて原案を構築し，2004 年新潟県中越地震への構築フローの適用により，広域調査における危険斜面の抽出の可能性について言及した[2)]．

本論では，豪雨時の斜面崩壊危険箇所抽出フロー構築にむけて，2017 年九州北部豪雨により被災した地域について，24 時間雨量分布と崩壊地の規模の関係を GIS 上で重ね合わせ解析し，危険箇所抽出フローを構成する要素について検討した結果について述べる．

2. 対象地域と対象降雨

今回の解析の対象とした地域は，「平成 29 年 7 月九州北部豪雨（2017 年 7 月 19 日付気象庁命名の福岡県・大分県を中心とする九州北部で発生した集中豪雨）」で被災した市町村のうちの福岡県朝倉市を中心とした地域である（図-1）．また本論で対象としている降雨は 2017 年 7 月 5 日からの降雨であるが，そのうちの 7 月 5 日 9:00～7 月 6 日 8:55 の 24 時間降雨を，気象庁の高解像度レーダーによる降水量データを利用して，250m メッシュで計算して求めた累積雨量である．

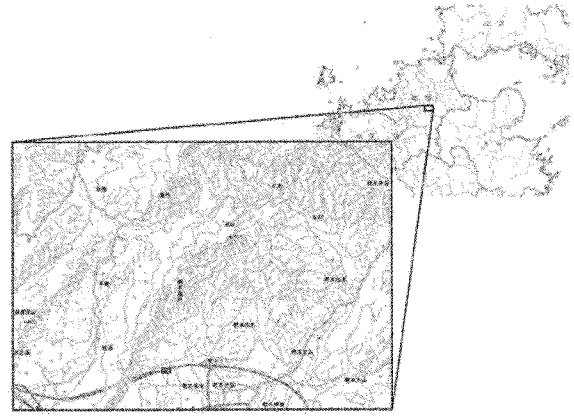


図-1　解析対象地域
（国土地理院地理院タイル：標準地図，白地図を利用）

3. 崩壊地の抽出方法

崩壊地は，国土地理院が公開している地理院タイルの中の，「平成 29 年 7 月九州北部豪雨正射画像（空中写真（東峰地区）（2017 年 7 月 13 日撮影））」と「平成 29 年 7 月九州北部豪雨正射画像（空中写真（朝倉地区）（2017 年 7 月 13 日撮影））」を ArcGIS に取り込み，ポリゴンデータとして記録した．今回の豪雨災害では，崩壊地が広域にわたって分布しており，また実際にはアプローチすることが不可能なものも多いことから，地理院タイルで取り込んだ空中写真判読で崩壊の規模を区分し，その中からいくつかの崩壊地を現地調査することにより，写真判定による区分と実際を比較し，崩壊規模判定の妥当性を評価した．

4. 鉄塔基礎斜面の危険度評価は既往ハザードマップで代用できるか

ここで検討しているのは，山頂や山腹に位置する送電線鉄塔基礎斜面の安定性を対象とした危険度評価マップである．先に述べたように，多くの自治体等が構築し公開している豪雨に対するハザードマップは，斜面から崩壊した土砂の到達地点であったり，土石流の流れにより流下する流域であったりと，公衆の危険度を示しているのに対し，ここで対象としているマップは，送電線鉄塔基礎と豪雨により発生する崩壊地との関係を明示する，送電線鉄塔に特化した危険度評価マップである．よってここで構築するマップでは，直接的な民家や人的な被害を読み取ることはできない．

例えば図-2 に，福岡県土砂災害警戒区域等マップ[3)]

に今回の豪雨で発生した崩壊地（空中写真読み取り）を重ねた図を示す．福岡県の危険度マップ（メッシュで囲まれた範囲）は集落などが存在する範囲で土砂災害警戒区域などがきめ細かく指定されているが，実際に崩壊が発生している山頂や山腹には指定がない．よって上記したようなハザードマップでは鉄塔基礎の危険度は評価できない．

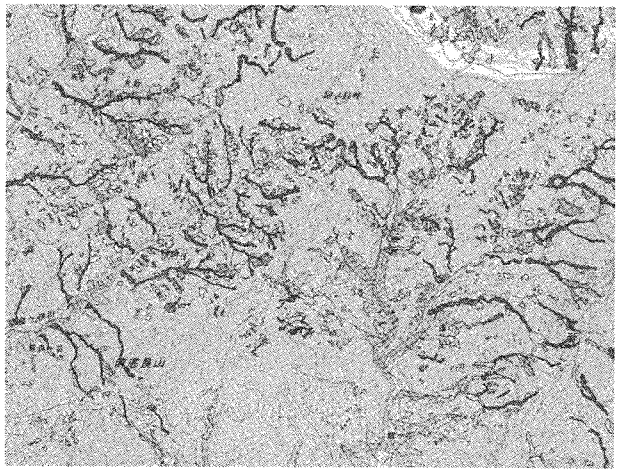


図-2　土砂災害警戒区域等マップと 2017 年九州北部豪雨で実際に発生した崩壊地との関係
（福岡県土砂災害警戒区域等マップ [3]に崩壊地を加筆）

5. 空中写真判読による崩壊地の区分と定義

本論では混乱をさけるために，鉄塔基礎の安定性に影響がある崩壊深度により以下の 4 つに区分し定義した．

表-1　崩壊地の深度による区分とその特徴

区分	深度	特徴
表層崩壊	1m 未満	表土や未固結堆積物が崩落．畑の石垣などが原型を維持．下草は崩落，立木はほぼ原位置．
浅層崩壊 1	1～2m	主に表土と崖錐堆積物が崩落 下草に加えて樹木が木の根を残さずに崩落．倒木が崩壊周辺に残置程度の土砂移動．
浅層崩壊 2	2～5m	表土・崖錐堆積物に加えて強風化岩盤も崩落． 崩落面に凹凸あり．崩落面が一様な地盤で崩落したのでない状態（様々な色調に見える）．
深層崩壊	5m 以上	表土・崖錐堆積物・強風化岩を主とし，一部新鮮岩盤も崩落 崩落土砂が斜面下部に堆積している場合がある． 崩落面は凹凸に富み，複数の色調で形成される．

6. 降水量と崩壊地区分の関係の求め方

判読した崩壊地の位置および区分と，250m メッシュで計算された累積降雨とを重ね合わせ，各崩壊区分の発生頻度と累積雨量の関係を求めた（図-3）．

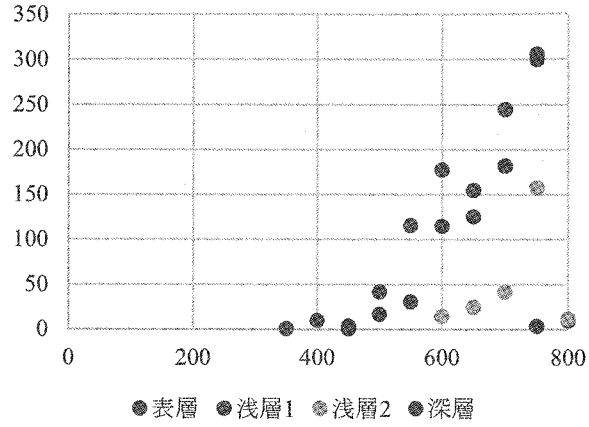


図-3　24 時間累積雨量と崩壊種別別度数
横軸：累積雨量，縦軸：区分毎の崩壊地数発生数

7. 結果と議論

図-3 の累積雨量と崩壊種別別度数の関係から，表層崩壊や浅層崩壊 1 は累積降雨 750mm 程度を超える場所ではほとんど存在していない．これはこの規模の崩壊がより大規模な崩壊に上書きされることにより存在できない状態を示している．同様に浅層崩壊 1 は 400mm 未満の 24 時間累積降水量の場所では発生していないこと，浅層崩壊 2 は 550mm 未満の累積降水量では発生しないことが確認された．さらに 2000 余の崩壊地ポリゴンの中の 4 点にすぎず，データ数が少なく十分な議論はできないものの，深層崩壊（深さ 5m 以上（数十 m の場合も））は，いずれも 700mm 超の 24 時間累積降雨の領域に存在していることが確認された．

以上のことから，鉄塔基礎の危険度評価の指標となる崩壊深度は，少なくとも当該地域では 24 時間累積降雨の雨量と明確な関係があることを明らかにした．

今後は送電線鉄塔基礎の安定性に影響のある浅層崩壊 2 以上が発生しやすい地形・地質などとの関係を他地域で発生した豪雨災害の解析も含めて解明する．

文献

1)　国土交通省ハザードマップポータルサイト～身のまわりの災害リスクを調べる～
URL : https://disaportal.gsi.go.jp（2018年8月10日現在）

2）小早川博亮，栗山雅之，久野春彦：送電用鉄塔周辺斜面の地震時崩壊危険箇所抽出フローの構築，地盤工学ジャーナル，投稿中

3）福岡県土砂災害警戒区域等マップ：
URL：http://www.sabomap.jp/fukuoka/
（2018年8月10日現在）

P14. 御荷鉾帯地すべり地の水質特性（その 4）

Groundwater quality characteristics of landslide in the Mikabu belt (part 4)

○風見健太郎,和田佳記,木村隆行,五百木耕二(エイト日本技術開発), 伊藤誠記,平澤良輔,山﨑隆幸(国土交通省)
Kentarou Kazami, Yoshiki Wada, Takayuki Kinura, Kouji Ioki, Motoki Itou, Ryousuke Hirasawa, Takayuki Yamasaki

1. はじめに

地すべり地の地下水流動を把握することは，地すべり発生機構の解明につながるだけでなく，地すべり対策施設の機能診断にも役立てることが可能と考えられる．近年，地すべり地の地下水の水質分析や水質の変動特性に関する調査[1)]が行われてきており，地すべり地の地下水は複雑な挙動を示すことが分かってきている．筆者ら[2) 3)]は，これまで御荷鉾帯地すべり地の地下水特性を把握するために水質分析や自記 Ec 計の測定を行い，水質変動特性を把握してきた．本報告では，水質分析より得られるデータを用いた硬度－HCO_3^-による地下水分類と主成分分析により，地すべり地の地下水水質特性の検討を行ったので，その事例を報告する．

2. 水質分析

水質分析は湧水を含む表流水，対策工から排水される地下水を採水し，イオン分析による溶存量の定量分析を行った．一部の対策工から排水される地下水については酸化還元電位を測定した．イオン分析は Ca^{2+}, Na^+, K^+, Mg^{2+}の各イオンは原子吸光法，Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-の各イオンはイオンクロマト法，HCO_3^-は赤外線分析法により測定を行い計 8 項目について水質分析を実施した．水質分析の試料採取は平成 29 年 8 月の台風 5 号接近直後の降水期と 11 月の渇水期の 2 回実施した．

3. 地下水分類方法

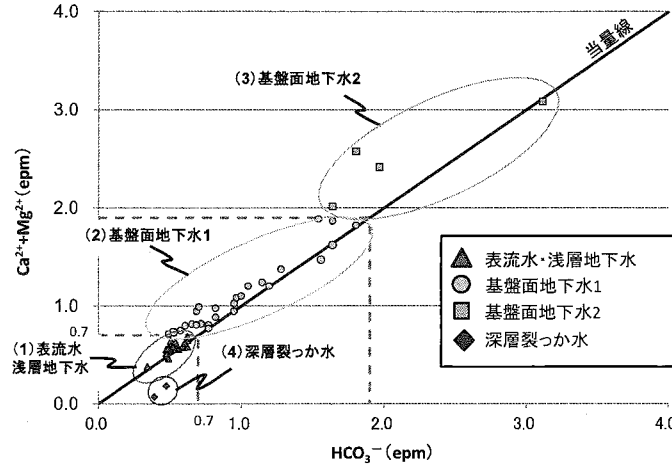
地下水分類は図－1 に示す硬度（$Ca^{2+}+Mg^{2+}$）－HCO_3^-方法にて行い，表－1に示すようにイオン当量，電気伝導度を加味し地下水分類を行った．地下水分類は（1）表流水・浅層地下水，（2）基盤面地下水 1，（3）基盤面地下水 2，（4）深層地下水に区分した．図－1 に地下水分類結果を示す．なお，降雨期，渇水期で調査を実施したが，水質に顕著な変化が見られないため渇水期を例として示す．

4. 酸化還元電位

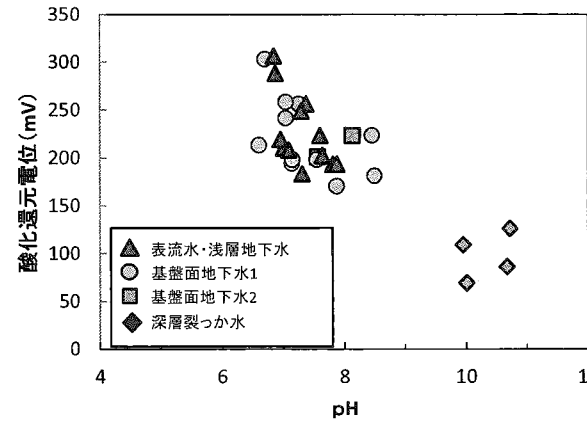
酸化還元電位（Eh）は対策工から排水される地下水について測定を行った．図－2 に地下水分類毎の pH－Eh の関係を示す．図が示すように Eh は pH がアルカリ側になると Eh が低下する傾向が見られた．また，pH がアルカリ側で深層裂っか水に分類される地下水が分布していることが分かる．深層裂っか水の Eh は他の地下水分類に比べ小さくなり還元環境下に近いものと考えられる．

表－1　地下水分類条件

地下水分類	Ec(mS/m)の目安	濃度条件
(1)表流水・浅層地下水	8以下	0.7meq以下で当量線周辺
(2)基盤面地下水1	8～20	0.7＜epm＜1.9で当量線周辺
(3)基盤面地下水2	20以上	1.9epm以上で当量線周辺
(4)深層地下水	20以上	0.7以下で当量線右下側



図－1　地下水分類結果（渇水期）



図－2　pH－酸化還元電位の関係

5. 主成分分析

主成分分析に用いたデータは，降水期，渇水期のイオン分析結果の主要成分 8 項目，pH，Ec の 10 のデータについて分散が最大となるような軸（主成分）を求め，データの有効度が高いと考えられる寄与率の高い主成分について検討を行った．

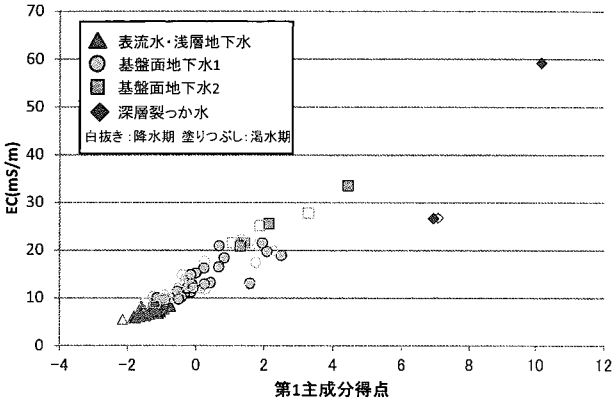
（1）各主成分

表－2 に主成分分析から得られた第 3 主成分までの固有ベクトル，固有値，寄与率を示す．表 2 に示すように第 2 主成分までで累積寄与率が 65%以上，第 3 主成分までで累積寄与率が 80%以上となる．

表－2　固有値，寄与率，累積寄与率

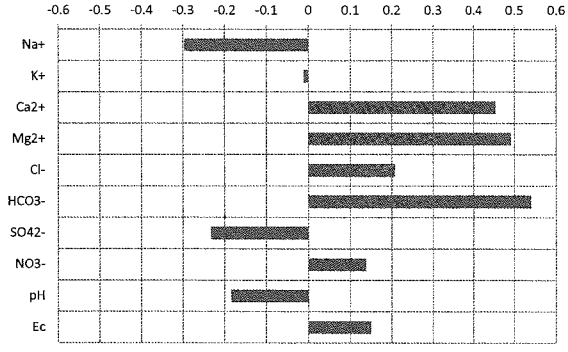
	第1主成分	第2主成分	第3主成分
固有値	3.956	2.553	1.496
寄与率	0.396	0.255	0.150
累積寄与率	0.396	0.651	0.801

図－3 に第 1 主成分得点と電気伝導度（Ec）の関係を示す．図－3 より第 1 主成分得点と Ec は正の相関が認められ，第 1 主成分得点は水－岩石反応による地下水への溶出特性を示しているものと考えられる．



図－3　第 1 主成分得点と EC の関係

図－4 に第 2 主成分得点の固有ベクトルを示す．第 2 主成分の固有ベクトルのうち Na^+，K^+，SO_4^{2-}，pH は“－”を示している．Na^+，SO_4^{2-}，pH に着目すると深層裂っか水は Na－SO_4 型であり，図－2 の pH と Eh の関係からも深層裂っか水と pH は相関があり，第 2 主成分は深層裂っか水の特性を示すと考えられる．



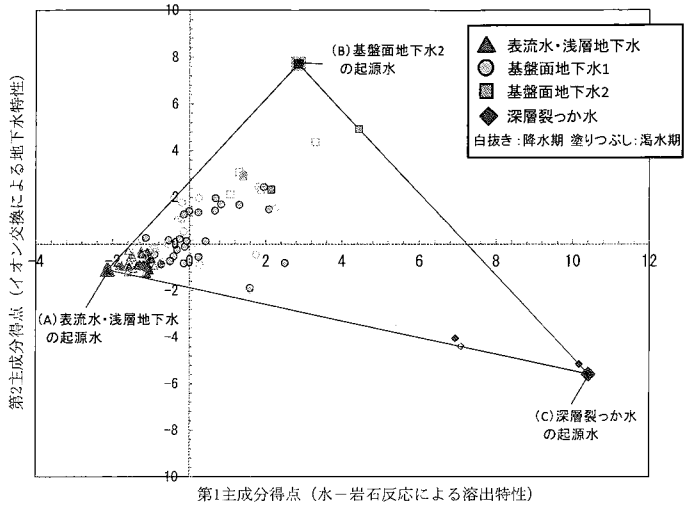
図－4　第 2 主成分の固有ベクトル

（2）地下水特性の検討

水－岩石反応においては上述したように第 1 主成分，第 2 主成分が関係していることから，図－5 に第 1 主成分得点と第 2 主成分得点の関係に整理した．

図－5 に示すように代表的な湧水である頂点 A を基準とし，全てのデータを包含する頂点 B，頂点 C を求めた．それぞれ頂点を地下水の起源水として考えた場合，頂点 A は表流水・浅層地下水，頂点 B は基盤面地下水 2，C は深層裂っか水の起源水として考えられ，本地すべり地の地下水は，頂点 ABC で包含される範囲で説明出来るものと考えられた．

表流水・浅層地下水は，水－岩石反応によるイオン成分の溶出が少ないため第 1 主成分得点が小さくなり，基盤面地下水 2 および深層裂っか水は，水－岩石反応によるイオン成分の溶出が多いため，第 1 主成分得点が大きくなる．第 2 主成分得点は，図－4 に示す固有ベクトルが深層裂っか水の特徴を示していること，深層裂っか水に含まれる Na＋成分は基盤面地下水 2 の Ca^{2+}のイオン交換によるもの[4]もあると考えられることから，深層裂っか水と基盤面地下水 2 は正反対の位置関係となっていると推定される．



図－5　第 1 主成分得点－第 2 主成分得点の関係

（3）地下水成分構成比の算出

図－5 に示す各成分の起源水から，各データまでの最短距離の逆比を求め，各成分の構成比を求めた．その結果，表流水・浅層地下水の構成比は電気伝導度と相間が見られ，深層裂っか水の構成比は pH との相関性が見られた．それぞれの関係図については「御荷鉾帯地すべり地の水質特性（その 5）」に示す．なお，基盤面地下水 2 の構成比については両者の差分より求めることが可能と考えられた．

6. まとめ

図－1 に示す地下水分類方法と主成分分析を組み合わせることにより，現地の地下水は頂点 ABC を起源水とする三角形 ABC の範囲に分布した．その起源水は，表流水・浅層地下水，基盤面地下水 2，深層裂っか水と考えられた．また，各起源水から混入率を，pH と Ec から求める可能性があり，地下水成分の構成比を，簡便に推定できることが示唆された．

【参考文献】

1）地すべり変動に影響を及ぼす地下水，（公社）日本地すべり学会，2017.6

2）五百木ら：御荷鉾帯地すべり地の水質特性（第 3 報），第 56 回研究発表会，2017.8

3）木村ら：御荷鉾帯地すべり地における地下水電導度の変動特性，第 56 回研究発表会，2017.8

4）松村容一：日本の温泉成分の特徴と起源，化学と教育，59 巻 8 号，2011

P15. 御荷鉾帯地すべり地の水質特性（その 5）

Groundwater quality characteristics of landslide in the Mikabu belt (part 5)

○木村隆行,風見健太郎,和田佳記,東正昭(エイト日本技術開発), 伊藤誠記,平澤良輔,山崎隆幸(国土交通省)
Takayuki Kinura, Kentarou Kazami, Yoshiki Wada, Masaaki Higashi, Motoki Itou, Ryousuke Hirasawa, Takayuki Yamasaki

1. はじめに

四国中央部に位置する御荷鉾緑色岩類で構成される地すべり地において，主成分分析の結果，Ec と pH で地下水 3 成分の混合比が推定できる結果となった．その相関式を用い，排水対策工排水量を 3 成分に区分し，その成分毎の排水量と地すべり移動量の相関を検討した．その結果，主として基盤面地下水 2 と表流水・浅層地下水の排水量と移動量に相関がある可能性があったので，その事例を報告する．

2. 地下水 3 成分の混合比

主成分分析の結果，現地の地下水は 3 成分のピークの中に分布し，各地下水で，そのピーク成分の混合比が推定できた．その 3 成分は表流水・浅層地下水と基盤面地下水 2 と深層裂っか水である．また，図-1 で示すように Ec は表流水・浅層地下水の混入率と相関があり，図-2 で示すように pH は深層裂つか水混入率と相関が認められた．そこで各対策工の排水量を 3 成分に区分し，地区毎にまとめたものを図-3 に示した．排水量の大半が表流水・浅層地下水であり，基盤面地下水 2 と深層裂っか水は，かなり少ない結果となった．また，後背地の深い N 地区と Y 地区は，降雨期に基盤面地下水 2 の混入量が多くなる傾向があった．

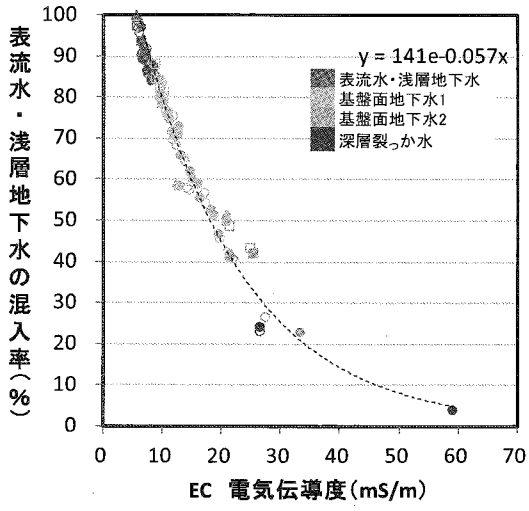


図-1 Ec と表流水・浅層地下水混入率

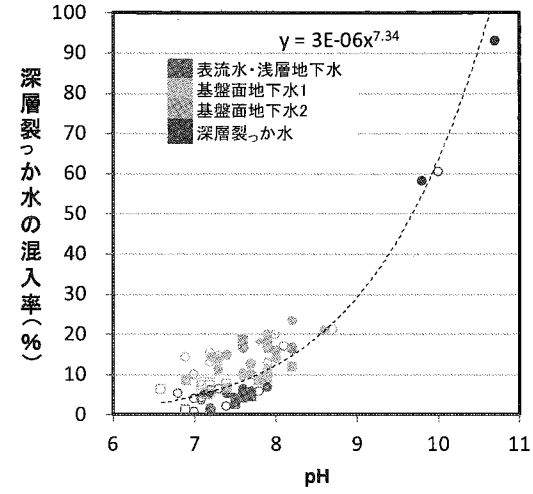


図-1 pH と深層裂っか水混入率

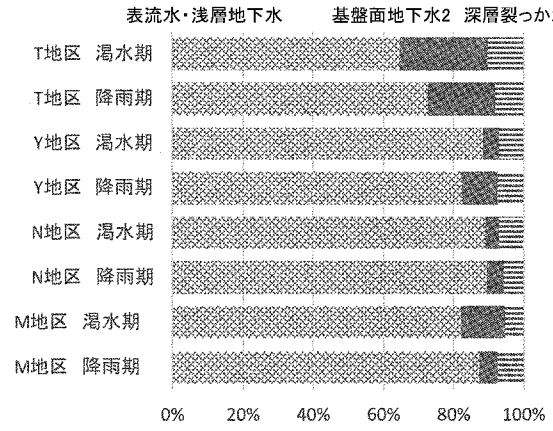


図-3 各地区の地下水 3 成分排水量比率

3. 3 成分の排水量と移動量の相関

図-4 は，各ブロックの全排水量と降雨期平均移動量の相関図で相関は認められない．そこでブロックの面積で割り，1ha 当たりの排水量と比較した．図-5 は 1ha 当たりの深層裂っか水と移動量の相関で，相関はない．しかし，図-6 で示す表流水・浅層地下水はある程度相関があり，基盤面地下水 2 も相関があったため，両方の混合比で最も相関が高いものを選定した．その結果が図-7 であり，基盤面地下水 2 と表流水・浅層地下水を 1/15 した合計の排水量と移動量に相関が認められた．

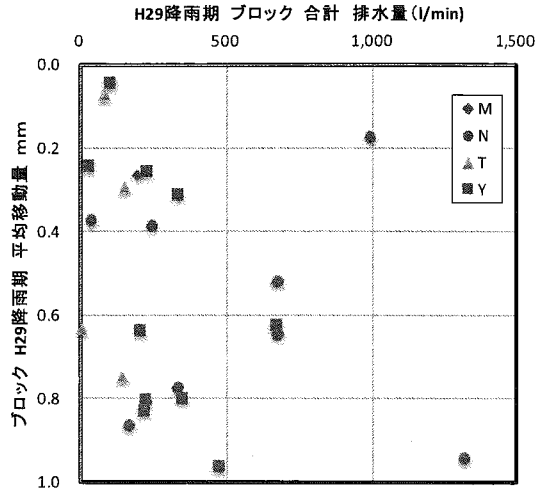


図-4　ブロック全排水量と移動量

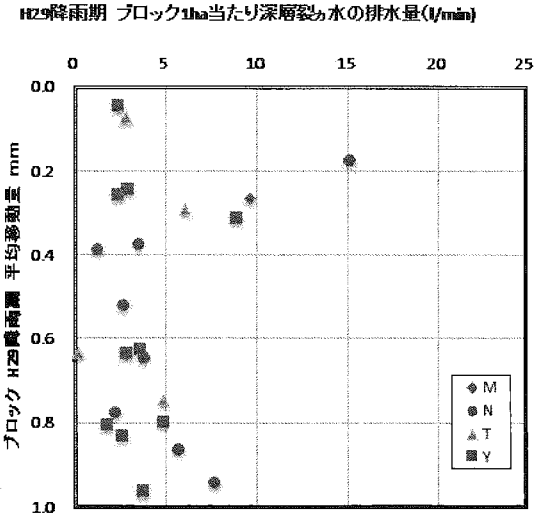


図-5　1ha 当たりの深層裂っか水排水量と移動量

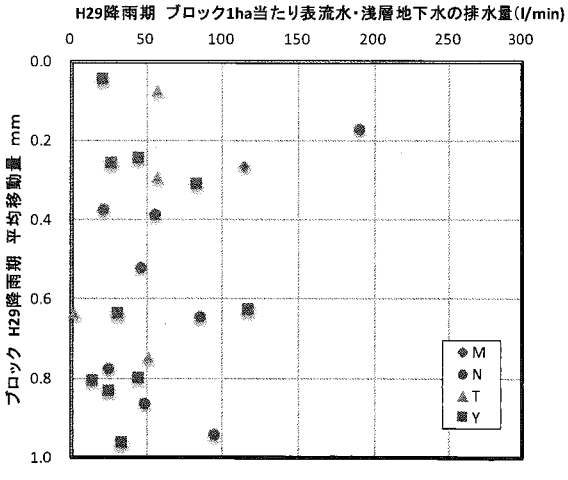


図-6　1ha 当たりの表流水・浅層地下水排水量と移動量

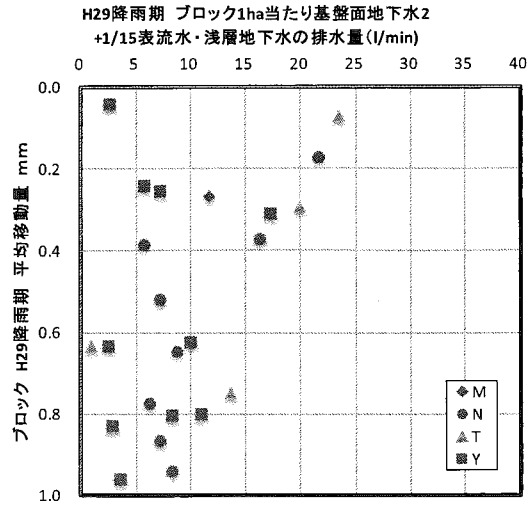


図-7　1ha 当たりの基盤面地下水 2 および 1/15 表流水・浅層地下水の排水量と移動量

4. おわりに

今回の事例では，EC と pH により，排水量を地下水 3 成分に区分し，移動量との相関を確認した．その結果，基盤面地下水 2 と表流水・浅層地下水の両方が関与し，関与度は表流水・浅層地下水が 1/15 程度の結果になった．これは，図-8 に示す概念のように，表流水・浅層地下水が水圧として作用し，基盤面地下水を押し出すメカニズムがあるためと推定される．

今後，より多くのデータを収集し，他の場所や他の降雨履歴においても，同様な現象が認められるのか検証していきたい．

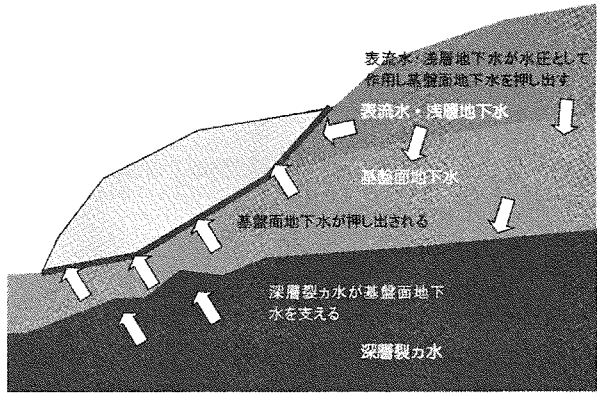


図-8　地下水 3 成分の概念図

参考文献

1) 木村隆行他：御荷鉾帯地すべり地における地下水電導度変動特性，第 56 回日本地すべり学会研究発表会，2017,pp218-219

2) 長溝忍：地すべり地内における地下水区分の一手法，「地すべり」Vol.15，No.4

P16. 御荷鉾帯地すべり地の地下水電導度変動特性（その2）

Groundwater electric conductivity characteristics of landslide in the Mikabu belt(part2)

○和田佳記,木村隆行,風見健太郎,花木勇太(エイト日本技術開発), 伊藤誠記,平澤良輔,山﨑隆幸(国土交通省)
Yoshiki Wada, Takayuki Kimura, Kentarou Kazami, Youuta Hanaki, Motoki Itou, Ryousuke Hirasawa, Takayuki Yamasaki

1. はじめに

四国中央部に位置する御荷鉾緑色岩類で構成される地すべり地において，集水井の Ec と pH を連続観測したところ，降雨時に周辺地下水位が上昇した後に遅れて Ec が上昇することが観測されている[1)]．

今回，観測箇所を変更して，簡易水質の連続観測を行った結果，同様の現象が確認されたので pH の変動傾向とともにその事例を報告する．

2. 観測箇所・調査方法

現地には Ec が10mS/m 程度を境界として，Ec の低い表流水・浅層地下水が地すべり上流域・渓流発達域（集水地形・谷地形）に，Ec の高い基盤面地下水1，2が地すべり端部・渓流未発達域（尾根地形）・構造線付近に主に分布する．また，一部で深部の地下水として pH の高い深層裂っか水が破砕帯に確認されている．また，地すべり地を涵養している地下水は，上記の地下水が混合して形成されていると考えられている[2)]．

観測箇所は，渓流未発達域の集水井 Y-26，渓流発達域の集水井 Y-41，横ボーリング工①-y 1の3箇所で，地すべり地での地下水流動検討資料を得ることを目的に，対策工排水の連続観測を自記水質計にて実施した．また，降雨量については，地すべり地内で観測したデータを使用した．

3. 降雨時の Ec 変化

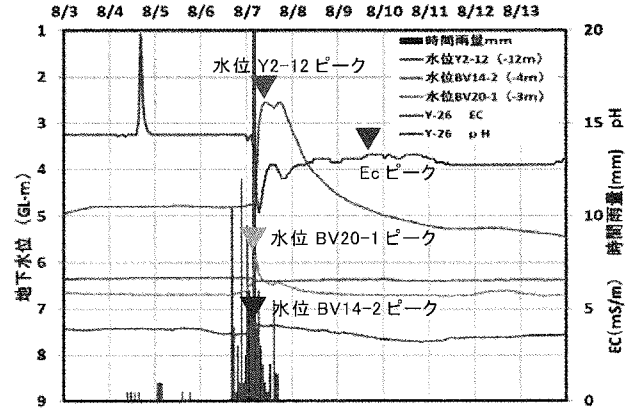
(1) 渓流未発達域での Ec 変化

非集水地形で基盤面地下水分布域の Y-26では，降雨中は降雨浸透により Ec が一時的に低下するが，周辺の地下水位が上昇してピークを迎えるとともに Ec が上昇し，48時間程度の時差でピークを迎える（図-1）．これは地山全体の水圧により基盤面地下水が押し出されてすべり面に関与していると推定される．

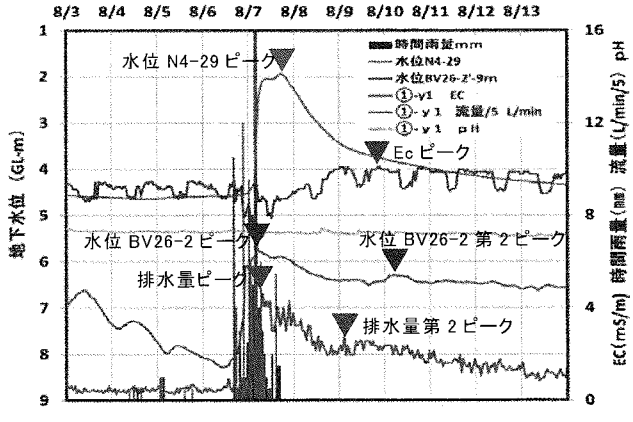
(2) 渓流発達域での Ec 変化

集水地形であるが構造線下流で基盤面地下水分布域の①-y1 は，Y-26 と同様に降雨浸透により Ec が一時的に低下後，周囲の地下水位上昇・ピーク後に上昇して 48 時間程度の時差でピークを迎える．また，排水量及び周辺水位の BV26-2 では，Ec ピークと同様に遅れて第 2 ピークが確認される（図-2）．これは，集水・浸透した浅層地下水のピークの後に下位より押し出された基盤面地下水がすべり面に関与しているものと推定される．

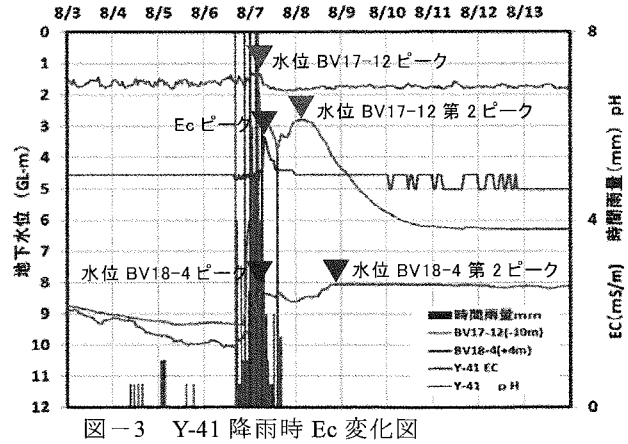
集水地形で表流水・浅層地下水分布域の Y-41 は，周辺の水位上昇直後に Ec が上昇し，数時間程度の時差でピークを迎える．しかし，浅層地下水の流入が多く Ec は希釈されて早く降雨前の値に落ち着く．周辺水位については，第 2 ピークが確認されており，基盤面地下水の押し出しの影響と考えられる（図-3）．



図－1　Y-26 降雨時 Ec 変化図



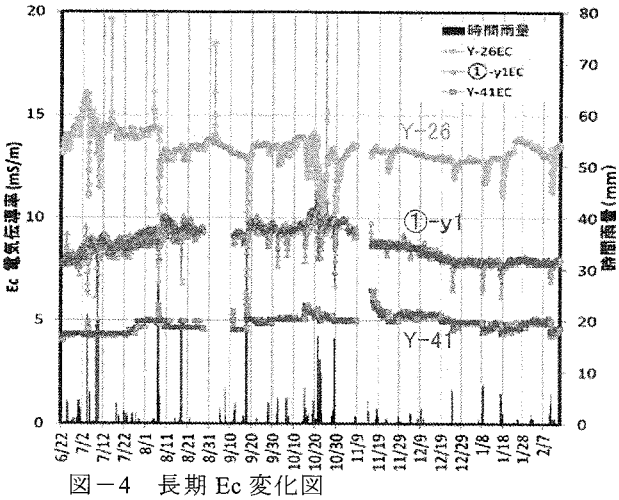
図－2　①-y 1 降雨時 Ec 変化図



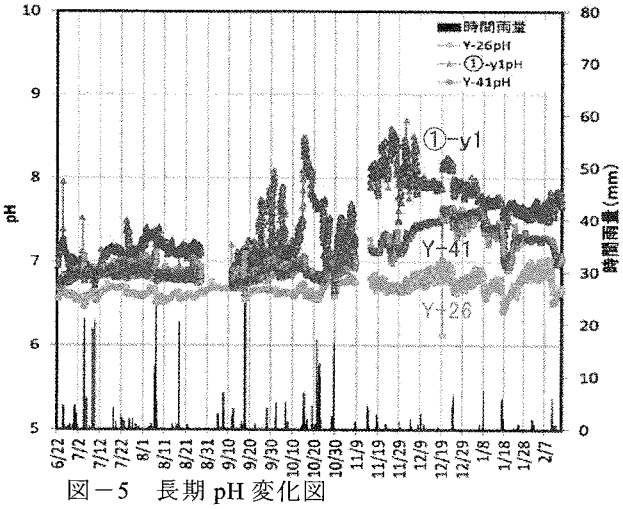
図－3　Y-41 降雨時 Ec 変化図

4. 長期の Ec と pH 変化

Ec 年間変化は，基盤面地下水分布域の Y-26，①-ｙ1では7～10月の豊水期に高く，表流水・浅層地下水分布域の Y-41では11～2月の渇水期に高い傾向が認められる(図-4)．Y-26，①-ｙ1では，豊水期に地山の水位・水位圧が上昇し，地すべり地で基盤面地下水を押し出すことによって Ec が高くなったと考えられる．Y-41では，豊水期に Ec の低い浅層地下水で希釈されていた基盤面地下水の割合が渇水期に相対的に多くなるため，Ec が高くなると考えられる．pH 年間変化は，3箇所とも降水時に下がり，概ね11～2月の渇水期に高い傾向が認められる(図-5)．これは，pH の高い深層裂っか水が混合していると推定される．豊水期では表流水・浅層地下水の希釈により隠れているが，渇水期に相対的な割合が高くなり，pH の値が高くなると考えられる．



図－4　長期 Ec 変化図



図－5　長期 pH 変化図

5. 簡易水質から見た地下水挙動

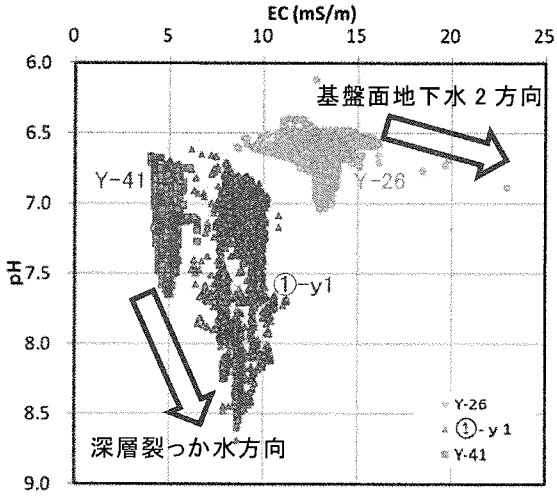
Y-26 は，非集水地形の基盤面地下水主体であり，Ec の変化が大きい．降雨による Ec の上昇は，より Ec の高い基盤面地下水 2 の押し出しと推定される．

①-ｙ1は，構造線下流の基盤面地下水主体であるが，集水地形でやや希釈されている．豊水期は降雨による押し出しでやや Ec が高くなる．

Y-41は，集水地形の表流水・浅層地下水主体で，降雨による基盤面地下水の押し出しの Ec 変化は小さい．多量に流入する浅層地下水の影響が大きいと考えられる．

渇水期は，程度の差はあるが，いずれも pH の値が高くなる．これは，構造線・破砕帯に起因した深い地下水の影響と推定される．

以上より，地すべりに作用する地下水挙動として，降雨による基盤面地下水の押し出し，集水地形での表流水・浅層地下水の流入が考えられる．また，深層裂っか水は，基盤面地下水を下から支える形で押し出し現象に間接的に関与しており，一定量混入するような挙動していると解釈できる．



図－6　Ec - pH 変化図

6. おわりに

今回の事例では，集水井や横ボーリング工排水の Ec が降雨直後の地下水位上昇より遅れて上昇することが確認され，基盤面地下水の押し出しが地すべりに関与していると推定された．また，表流水・浅層地下水が多い場合には，Ec が希釈され，変化が小さいことも確認できた．

そのため，Ec 変動特性を把握することは，地すべりに関与する地下水種別判定に有効である．さらに，pH 変動特性も把握することで，地下水流動メカニズムの把握に寄与できると考えられる．今後も継続し検討していきたい．

文献

1) 木村隆行他：御荷鉾帯地すべり地における地下水伝導度変動特性，平成 29 年度日本応用地質学会研究発表会，2017. 10.
2) 風見健太郎他：御荷鉾帯地すべり地の水質特性(その3)，平成29年度日本応用地質学会研究発表会，2017.10.

P17. 地下水情報の見える化・魅せる化

-黒部川扇状地の地下水の事例-

Engineering Geology on the Representation Method of Groundwater in the Kurobe Alluvial Fan.

○宮原智哉，浅井　樹，青山夏海，小川豪司（アジア航測株式会社）

Tomoya Miyahara, Miki Asai, Natumi Aoyama, Gosh Ogawa (Asia Air Survey Co., Ltd.)

1. はじめに

地下水とは生活,工業,農業活動に欠かせない資源の一つと考えられると共に,地盤沈下や地下水汚染など公害の要因としての側面でも取り上げられることがあります。

地下水に関する観測網やデータは国や自治体など主に行政サイド（官）が管理・保全を行い,研究サイド（学）では研究フィールドにおけるモニタリングや調査研究結果を,論文発表や検討委員会等での行政への情報提供という形で共有を行ない,産官学のうち,官-学の連携を中心に行われてきています.

しかし,近年では民間企業など産業サイド（産）でも“きれいな”地下水を謳い文句にした商品を開発して,洋酒やミネラルウォーターなど広く消費者に受け入れられるようになってきたことから,利用している地域の地下水について CSR 活動としての保全などに力を入れてきています.

また,行政サイドにおいてもこれまで地下水を管理してきた環境や水道部門だけではなく,観光部門や観光協会などによる,湧水・地下水を観光資源とした戦略や,農産物のブランド化など,JA や土地改良区などが主体となった活動も見られるようになってきました.

このように,地下水を基盤とした様々な人間活動との関わりが注目されてきている反面,地下水にかかわる情報は,依然として官-学連携を中心として集約され,その他のステークスホルダには簡単にはアクセスできない,または,アクセスできても専門的すぎて簡単には利用できない状況にあります.

そこで、「地下水情報の「見える化」「魅せる化」調査」では、地域のステークスホルダである皆様に、「地下水」という地域の資源の情報を「わかりやすく」、「腑に落ちるように」変換して、利用していただくための検討を行っています。

2. 地下水の持つ様々な側面（機能）について

地下水の持つ側面は、近代以降、歴史的な変遷を遂げてきています。

戦後の復興から高度経済成長期にかけては、戦後の食糧増産や高度経済成長時代の産業を支える水として、「量的側面」が重要視されていました。これに対して、高度成長期の後半以降、さまざまな公害問題が顕在化してゆく中で、地盤沈下の防止を目的とした「地下水揚水の適正化」と共に、地下水汚染の防止のための「質的側面」も重要視されるようになりました（表 1 参照）。

表 1. 地下水の持つ側面の時間的な変遷

地下水の持つ側面	量的側面	質的側面	新たな側面
戦後復興から高度経済成長期	・食糧増産や産業を支える地下水量の確保	-	-
公害問題の顕在化（地盤沈下,地下水汚染）	・適正な地下水の利用量	・環境基準，水質基準等の策定	-
バブル崩壊以降、現在、未来	・地下水利用量の減少	・水質の維持管理	・商品や産物,地域のイメージアップ ・地域文化醸成の基盤 ・生物生息場の維持 ・地元学など地域学習の教材

さらに、バブル崩壊以降、現在から未来にかけては、以下のような、様々なニーズが要求されるようになり、新たな側面として地下水を見直す必要性が出てきています。

・地域の特徴を生かした商品開発や観光振興
・地域名を冠したウィスキーやミネラルウォーターの販売拡大
・湧水の豊富さや湧水からの流水の観光資源化
・地域資源としての地下水、地域文化を醸成する基盤
・貴重な水生生物の生息環境を維持する基盤
・地元学など環境教育の分野としての地下水

表 2 には、「地下水情報の「見える化」「魅せる化」調査」で主題となる地下水情報について整理しました。

3. 黒部川扇状地地区における「見える化」「魅せる化」調査

地下水情報の「見える化」「魅せる化」調査では、どのような人たちを対象に、どのような情報を理解していただくかという視点で、様々な図面を作っています。ここでは、このような目的を持った図面のことを「主題図」と呼びたいと思います。

本調査では、以下に示すような目的の主題図を作成しています。ここでは、黒部川扇状地地区で作成した①～⑤の主題図について紹介します。

表 2. 主題となる地下水情報を示す図の例

主題図名		概要・表示項目など
地下水の基礎情報	地形地質と地下水の分布	地形情報、地質分布と地下水位等高線を重ね合わせ、地下水盆の構造を表示
	降水や融雪による地下水位の動き	降水量分布図や降水量の季節変動、河川流量や融雪の影響と地下水位変動の地域差を示し、黒部川扇状地の地下水涵養の特徴を炙り出す
	地下水の涵養・流出のしくみ	デフォルメされた3D図を用いて上流側の山地から黒部川を通じて供給された地下水の動きをわかりやすく示す
地下水を用いた地域創生への試み	地域産業と地下水	地下水の汲みやすさを示す指標をもとに、地域産業における地下水の重要性を示す
	観光資源としての地下水・湧水・温泉	観光資源としての温泉や湧水等の分布と交通網との重ね合わせにより温泉や地下水の重要性を表示
	豊かな地域を育む地下水	海底湧水の分布や水質データと漁場などの分布を比較し、山から海に向かう水の循環における地下水の重要性を示す
	エネルギーとしての地下水利用	地中熱利用や小水力発電など、地下水・湧水のエネルギー利用の可能性を表示
地下水マネジメントに資する情報	地下水モニタリング状況	地下水モニタリングの現況を示し、追加が必要かどうかを検討する基礎資料を作成
	地下水保全・利用に係る条例等	地下水の利用と保全のバランスを検討するために、地下水関連条例等の範囲を見える化
災害へのレジリエンス（抵抗力・復元力・耐久力）の向上	地下水の防災利用関連図	ハザードマップと防災用井戸位置や上水道施設との重ね合わせによるリスク評価
	地下水位と土地利用の変遷	降水量や揚水量などが変化する中で、浸透のしやすさ（土地利用）と地下水位との関係を表示

①地下水に関する基礎的な主題図
②自然環境の基盤としての地下水の主題図
③観光資源としての地下水を再認識する主題図
④地域産業の基盤としての地下水の主題図
⑤地域の文化・歴史の基盤となる地下水の主題図
⑥地域教育・環境教育に資する地下水の主題図
⑦地域に特有な地下水の主題図

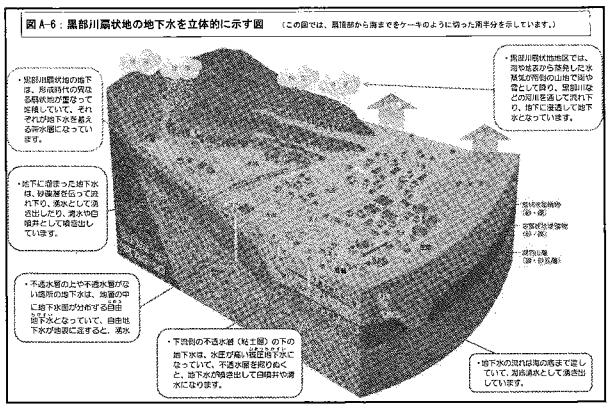


図１　扇状地の地下水を立体的に示す図

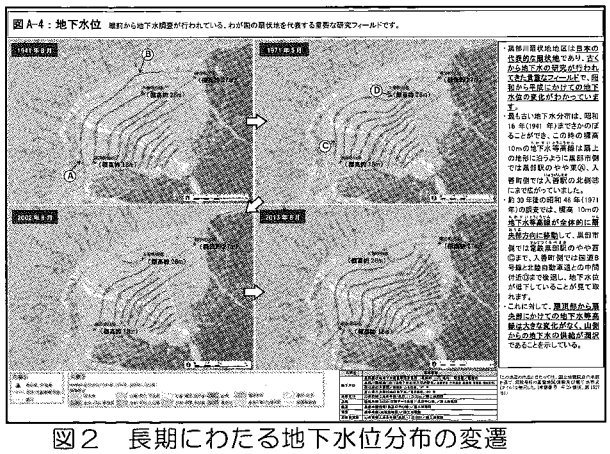


図２　長期にわたる地下水位分布の変遷

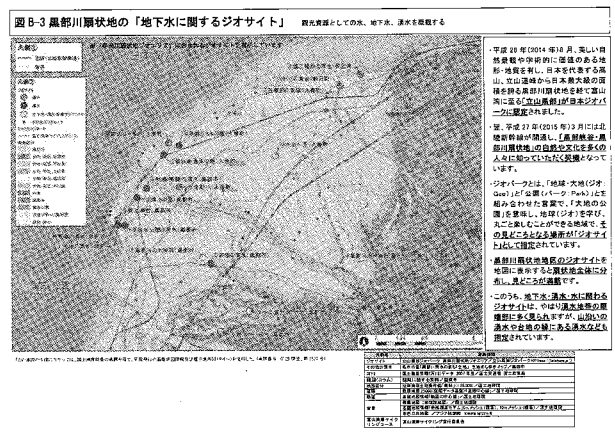


図３　黒部川扇状地の地下水に係るジオサイト

6. おわりに

本報告では平成 25 年度から 29 年度にかけて実施された「地下水情報の見える化調査」の成果の一部を引用させていただいた.成果の引用に当たり,ご高配を賜りました,国土交通省国土政策局国土情報課の渡部元氏,山田美隆氏に感謝の意を表します.

文献

1) 町田 功,伊藤成輝,内田洋平,井川怜欧,丸井敦尚,田口雄作（2010）, 文環境図の編集指針－ユーザーが求める情報を提供するために－,地質調査研究報告, 第 61 巻, 第 1/2 号, p.75-83
2) 国土交通省 国土政策局, 土地分類調査・水調査 地下水マップ　ポータルサイト HP
3) 国土交通省 国土政策局（2014）, 平成 25 年度 地下水の実態把握及び図面化に関する検討業務報告書
4) 国土交通省 国土政策局（2015）, 地下水の情報図簿等の作成に関する検討業務　業務報告書
5) 国土交通省 国土政策局（2016）, 平成 27 年度　地下水の図面化促進に関する検討業務　業務報告書
6) 国土交通省 国土政策局（2017）, 平成 28 年度　地下水の見える化手法及び作業要領に関する検討業務　業務報告書

P18. 電気探査における電流曲線作成の重要性—北海道渡島半島における更新世瀬棚層の例

Significance of making depth -electoric current curve on an electoric prospecting for grand water
-a case study of Pleistocene Setana formation , Oshima peninsula, Hokkaido

○加藤孝幸（アースサイエンス㈱），布川昭一・東海林博（㈲ハーデスサーブ），太田澄人（アーストラストエンジニアリング㈱），西谷昭男（西谷試錐工業㈱），高橋輝一郎・吉田俊昭（㈲ハーデスサーブ）
Takayuki Katoh, Shoichi Nunokawa , Hiroshi Tokairin, Sumito Ota, Akio Nishiya, Kiichiro Takahashi, Toshiaki Yoshida

1. はじめに

地下水調査においては，一般に垂直電気探査を行い，比抵抗層区分を行って帯水層を判断する．渡島半島の更新世の瀬棚層は固結度の低い砂岩・泥岩などから構成され，一般に良好な帯水層とされているが，シュランベルジャー法やウエンナー法の通常の電気探査では，複数枚の比抵抗層にしか区分できず，どこからでも揚水できそうな比抵抗値になることがしばしばある．しかし，実際にボーリングを行うと，泥岩が介在するゾーンに遭遇するなど，不良な帯水層が介在することも稀でない．このような場合，そもそも電気探査を行って比抵抗層区分を行うことに意味があるのかという根本の問題が生じる．そこで，比抵抗層区分に並行して，現在は使用されることが少ない野口・小野寺（1958)の方法 [1] を参考にして，電流曲線を作成してみた．これによると，電流の流れやすい部分が砂質であり良好な帯水層となっており，流れにくい層が泥岩であることを確認した [2]．ここでは新たなデータを示すとともに，砂礫岩で高比抵抗，泥岩で低比抵抗という常識から，一般に泥岩の方が電流が流れやすいという観念を生んでいるが，帯水する低固結度堆積物においてはそうならないことを考察する．また，電気検層図と電流曲線図の変化傾向はよく似ているので，ボーリング地点の精密な選定やボーリング前の井戸計画に使えることを説明する．

2. 水利地質

本調査の対象地は，北海道八雲町の内浦湾（噴火湾）沿いに広がる八雲海岸平野である．この平野部では西から東に流下するユーラップ川を境に，北側には埋積された潟湖の堆積物，南側にはユーラップ川支流のサランベ川の扇状地堆積物が分布する．いずれもその直下に更新世の瀬棚層が伏在している．瀬棚層の下位には場所により，鮮新世の黒松内層（泥岩主体），中新世後期の八雲層（硬質頁岩主体），中新世中期の訓縫層（変質した火山岩類）のいずれかが直接分布し，いずれも灘透水層となっている．これらの地層は，これらを砕屑粒子として含む瀬棚層の水質を場所によって変える要因となっている．瀬棚層の地下水は西側や南側の山地で涵養され，低地では瀬棚層のごく浅部を除けば被圧帯水層を形成している。

3. 電気探査

以前，ユーラップ川北側の上水道のための地下水開発を目的として，電気探査を測点間隔 200-300ｍで、広範囲に 17 点行い（シュランベルジャー4 極法，探査深度 200-300m），電流曲線の傾向に基づいてボーリングした例を示した [2]が，今回は同南側で，共同牧場の地下水開発のために，同様の方法を実施した（図-1）．大局的な比抵抗層区分を行ってそれをつなぐという，電気探査の「常識」からは外れるかもしれないが，測点間隔 50m 程度のメッシュ状に 14 点で実施した(図-2)．それは，瀬棚層が著しい斜交層理を示し，水平方向の岩相変化が著しいこと，褶曲や断層に富

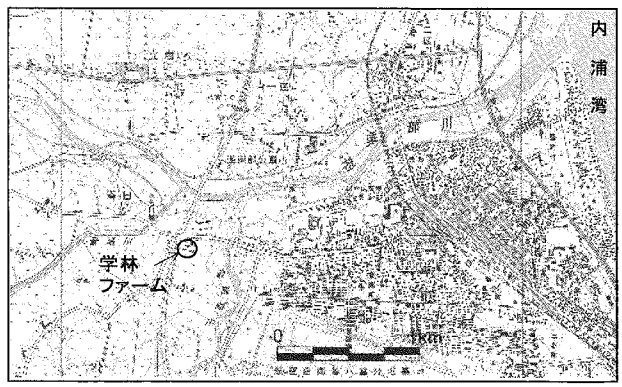


図-1　調査地の地形　国土地理院 2.5 万分の 1 地形図「八雲」および「遊楽部岳」

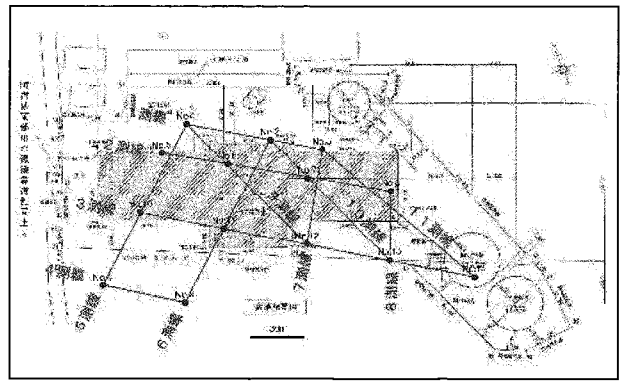


図-2　電気探査の側線と測点

むことから，帯水層も水平方向の変化が著しいことが予想されるからである．

各測点においては，合わせて電流曲線（縦軸に深度すなわち AB/2，横軸に定電流値(Ical)をとった図）を作成した．

$$I_{cal} = I \times \frac{V_{min}}{V}$$

I_{cal} ：定電流値(mA)　I ：測定時の導電電流値(mA)
V_{min} ：測定に用いた最小の印可電圧(V)
V ：測定時の印可電圧(V)

電流曲線が異常値（相対的に大きな値）を示す位置（電流曲線の異常示徴）と帯水層の存在深度との間に対応関係があることが，知られている[1]．

$$C_L \fallingdotseq h_w,\ a(C_L) \fallingdotseq H(h_u, h_l)$$

C_L：異常示徴の幅，h_w：帯水層の層厚，
$a(C_L)$：異常示徴に対応する電極間隔，
$H(h_u, h_l)$：帯水層の存在深度，
h_u：帯水層の上限深度，h_w：帯水層の下限深度

すなわち，異常示徴の幅が帯水層の層厚を表し，異常値を示す電極間隔が帯水層の上限・下限深度にほぼ等しいとされる[1]．

高比抵抗の砂礫帯水層は低比抵抗の泥質相よりも電気が流れやすい。固体（岩片，粘土）中を流れる電流は，粒間孔隙を満たす間隙水を流れる電流に比べれば無視できる．仮に砂礫層も泥質層も，同じ 10Ωm という低比抵抗を示す粒子から構成され，また，同じ 200Ωm の間隙水を含むとする（図-3）．孔隙率は砂礫帯水層で 40%，泥質層で 1%とする．この場合，砂礫層の比抵抗が 86Ωm となるのに対して，泥質層のそれは 12Ωm となる．

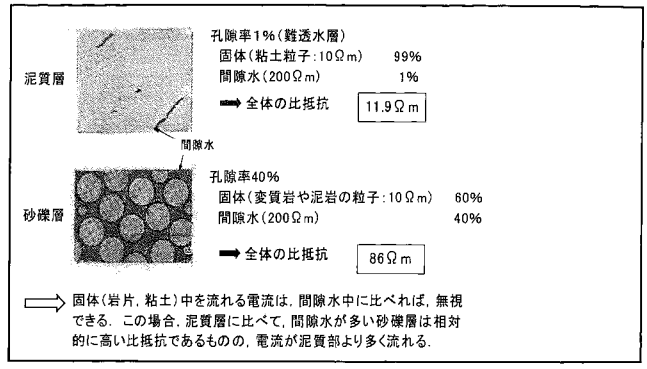


図-3 砂礫帯水層と泥質層の比抵抗

4. 結果

3つの電流曲線とその近傍で行われた2本のボーリングデータを示す（図-4）．これによると電流曲線で帯水層と予想した深度はスライム鑑定の砂礫層とよく一致しており，電気検層の変化傾向とも調和的である．このことは，電流曲線を作成することにより，ボーリングの前に精密な井戸計画をたてられることを意味する．

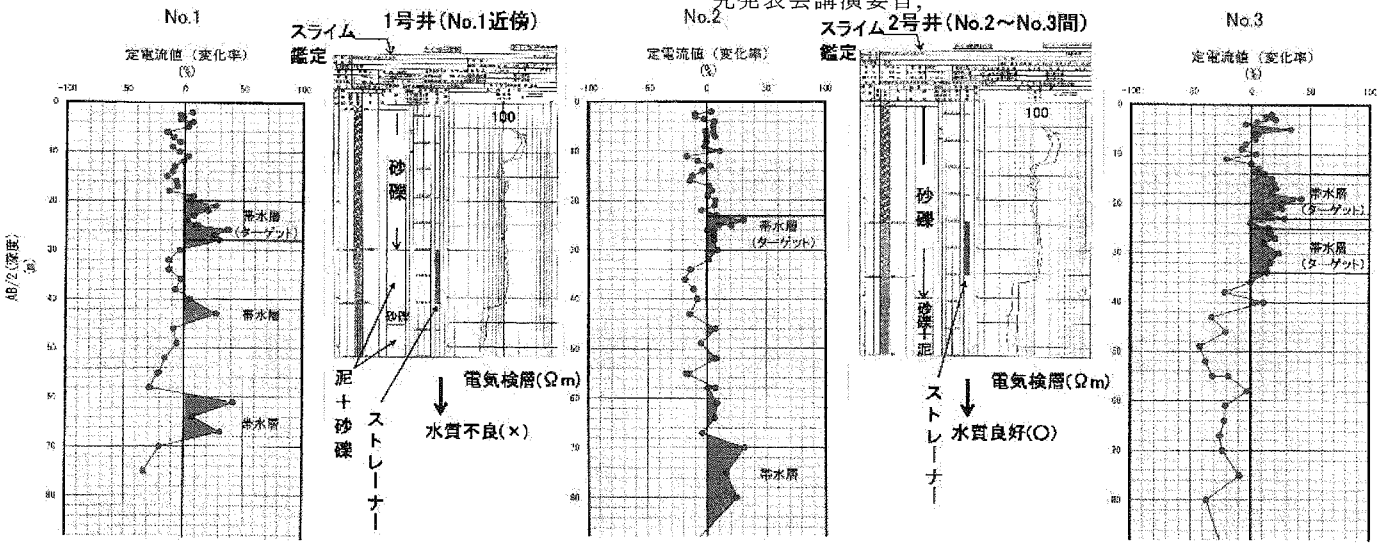


図-4　学林ファームにおける電流曲線およびボーリングデータ
1号井で水質不良は泥を含む層にストレーナーが入っているため(電気検層のみで判断)，2号井は水質良であり，砂礫帯水層にストレーナーがある．

謝辞

株式会社学林ファームの佐藤正之代表取締役には調査およびボーリングデータの使用を許可いただいた。小栗牧場の小栗隆・美笑子夫妻には電気探査を行わせていただくとともにボーリングデータの使用を許可いただいた。これらの諸氏に深く感謝いたします。

文献

1) 野口　高・小野寺清兵衛（1958）：砂礫帯水層の電気的徴候について．九州鉱山学会誌，26，220-246.
2) 加藤孝幸・布川昭一・太田澄人・米島真由子・東海林博・高橋輝一郎・西谷昭男(2015)：八雲海岸平野における瀬棚層の帯水構造―とくに電気探査における電流曲線作成の重要性．日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会，平成27年度研究発表会講演要旨，

P19. 自然由来重金属等含有土の取扱いの提案

A Proposal of Handling Method for Excavated Soils Containing Natural Source Heavy Metals.

○阿南修司，品川俊介（土木研究所），川端淳一（鹿島建設），龍原毅（パシフィックコンサルタンツ），
小口深志（前田建設工業），地盤環境技術検討委員会（土木研究センター）
Shuji Anan, Shunsuke Shinagawa, Jun-ichi Kawabata, Takeshi Tatsuhara, Fukashi Oguchi
and Review Committee for Geo-environmental Technology

1. はじめに

建設工事における自然由来重金属等を含む発生土（自然由来重金属等含有土）の取り扱いについては，2007 年の土木研究所と 5 社による共同研究報告書 [1]，に引き続き，2010 年にいわゆる国交省マニュアル [2]（以下，「現行マニュアル」）が公表された．その後 2015 年に土木研究所・土木研究センター地盤汚染対応技術検討委員会（著者らの組織の前身）によるハンドブック [3]が公表されているが，2019 年には改正土壌汚染対策法が全面施行されることから，国交省マニュアルの改訂の必要性があると考えられる．そこで著者らは建設工事における実態を踏まえて自然由来重金属等含有土の取扱いのあるべき姿を提案する．

2. 検討方法

土木研究所および寒地土木研究所で平成 13 年頃より実施してきた，公共事業における自然由来重金属等含有土の利用に関する研究の成果，および約 80 件の現場技術相談内容，さらには著者らが一部を執筆したマニュアル類 [1~4]や文献等で把握した現場対応事例を踏まえ，公共工事における自然由来重金属等含有土への対応の考え方を整理した．そして，それに基づき，自然由来重金属等含有土の取扱いについて，特に対応目標の設定から対応方法の決定までの流れに沿って，現行マニュアルの改訂を想定した提案の形でまとめた．なお一部についてはすでに文献 [5), 6)]で提案したものを基にしている．

3. 国交省マニュアルの課題と提案

3.1 対応目標の設定

現行マニュアルでは「人の健康への影響の防止」をその目的としており，その曝露経路として土の直接摂取と地下水経由の飲用摂取を想定している．しかしながら実際の工事では盛土排水を表流水として排水する場合がある．そのため曝露経路として，表流水経由の飲用摂取も考慮する必要がある．

また，工事に伴う環境影響の発現は，水質による影響が大半を占める（たとえば文献 [7)]）ことから，水質に関する配慮も明記すべきである．

さらに，現行マニュアルは土壌汚染対策法の対象外の発生土をその対象としているが，その場合においても搬出先の状況に応じて，土壌汚染対策法の基準を参照して，それを満足することが望ましい場合がある．たとえば，海面埋立地の造成に伴う土砂の受入においては，一般に海洋汚染防止法の基準が適用されるが，その結果が土壌汚染対策法の基準値を満足しないことがあり，土地利用時に社会問題化した事例 [8)]がある．

3.2 発生土の性状把握

現行マニュアルでは，スクリーニング基準（対象物質の上部地殻の平均的な濃度を基準値とし，全含有量分析結果が基準値を満足する場合は対策不要とする）が採用されているが，含有量が小さくても溶出による影響が懸念される例がしばしば認められる．全含有量と溶出量には一般に相関がない [4)]ことなどからスクリーニング基準は廃止すべきである．

発生土の性状把握の理想的な手順は次のようであると考える．まず，地質構造の把握に基づき事業で掘削する地質の種類とその分布を調査し，それらに含まれ

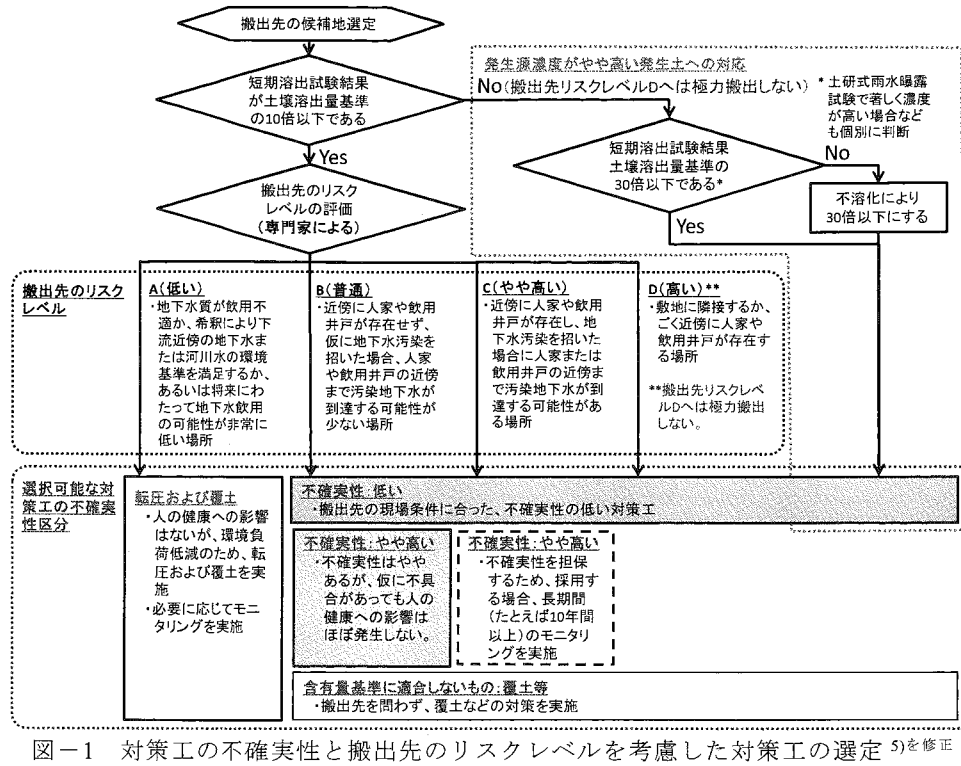
表－1　搬出先のリスクレベルの区分 [5)]を修正

リスクレベル	搬出先の状況の例
A（低い）	・臨海埋立地や対象物質の地下水バックグラウンド濃度が環境基準値を超過しているなど，現状で地下水飲用がなく，将来的にも飲用が見込まれない場所 ・大河川の沿川など，仮に対象物質が地下水に移行したとしてもそのフラックスに対して地下水のフラックスが著しく大きい場所で，対象物質の周辺地下水濃度が環境基準値を満足すると考えられる場合 ・岩盤が浅所に露出するなど，仮に対象物質が地下水に移行したとしてもすぐに河川に復帰し，希釈によって環境基準値を満足すると考えられる場合 ・山地・丘陵など，現状で地下水飲用がなく，将来的に地下水飲用の可能性が非常に低い場所
B（普通）	・平野で地下水下流側近傍に人家や飲用井戸が存在せず，近い将来においても地下水飲用の可能性が非常に低い場所 ・地下水下流側に人家や飲用井戸が存在するか将来その可能性があるが，影響予測結果などから，地下水汚染を招いた場合に人家や飲用井戸の近傍に汚染が到達する可能性が低いと考えられる場所
C（高い）	・地下水下流側に人家や飲用井戸が存在するなどで，必要に応じて実施する影響予測結果などから，地下水汚染を招いた場合に人家や飲用井戸の近傍に汚染が到達する可能性があると考えられる場所
D（非常に高い）	・人家や飲用井戸が，搬出先敷地に隣接するか，ごく近傍に存在する場所

る有害物質の全含有量，短期溶出量および酸性化可能性を把握する．そして上記試験結果および曝露試験などの実現象再現溶出試験の結果に基づき，溶出に関する発生源濃度を決定する．その際，対策方法の検討に資する，発生土の物理的性状についても合わせて調査することが望ましい．

3.3 リスク評価

現行マニュアルでは，リスク評価の適用について，無対策と対策工を施した場合における評価をすることにしているが，対策工の設計に不備がなければ数値解析をしなくても基準を満足するのは当然のことである．また，土壌汚染対策法に準ずる方法以外の対策を実施する場合は詳細モデルによる検討が必要とされているが，必ずしもその必要があるとは考えられない．



図－1　対策工の不確実性と搬出先のリスクレベルを考慮した対策工の選定[5]を修正

現行マニュアルでは，リスク評価の適用について，無対策と対策工を施した場合における評価をすることにしているが，対策工の設計に不備がなければ数値解析をしなくても基準を満足するのは当然のことである．また，土壌汚染対策法に準ずる方法以外の対策を実施する場合は詳細モデルによる検討が必要とされているが，必ずしもその必要があるとは考えられない．

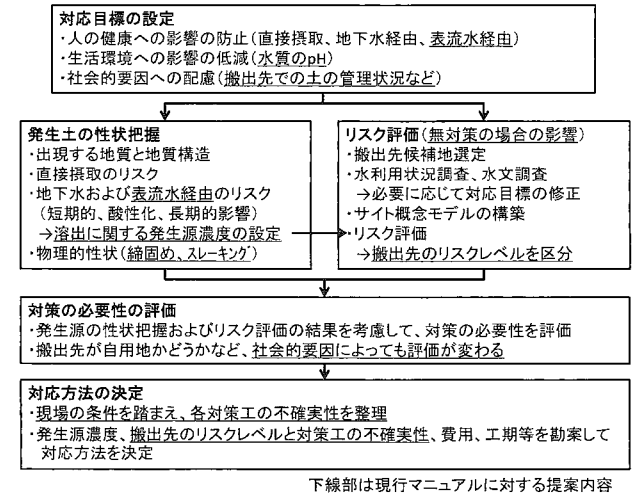
後述の対応方法の決定においては，それぞれの発生土利用場所のリスクの程度に応じて対策工を選択することが合理的であると考える．そこで対策工に不具合が生じた場合，すなわち無対策の場合における搬出先での人の健康への影響の程度（リスクレベル）を定性的あるいは必要に応じて定量的な影響予測を基に，発生土利用場所を区分（表－1）する[5]とよいと考える．

3.4 対応方法の決定

現行マニュアルでは，土壌汚染対策法に準ずる各対策工法は，すべて同等に不確実性が低い対策と見なし，その他の対策工法についてははリスク評価に基づきその性能を評価するような形となっている．しかしながら各対策工法は，搬出先の状況に応じてその不確実性が異なるので，搬出先の状況とそのリスクレベルを勘案して対策工法を選定する（図－1）[5]とよいと考える．

4. まとめ

対応目標の設定から対応方法の決定までの流れを図－2に整理した．図中の下線部が現行マニュアルに対する提案内容である．今後，国交省マニュアルの改訂に向け，議論を深めていきたい．



図－2　自然由来重金属等含有土の対応目標設定から対応方法決定までの流れ

文献

1) 土木研究所ほか（2007）：建設工事における自然由来の重金属汚染対応ﾏﾆｭｱﾙ（暫定版），土木研究所共同研究報告書，No.358.
2) 建設工事における自然由来重金属等含有土砂への対応ﾏﾆｭｱﾙ検討委員会（2010）：建設工事における自然由来重金属等含有岩石・土壌への対応ﾏﾆｭｱﾙ（暫定版），国土交通省ﾎｰﾑﾍﾟｰｼﾞ．
3) 土木研究所・土木研究ｾﾝﾀｰ地盤汚染対応技術検討委員会編著（2015）：建設工事で発生する自然由来重金属等含有土対応ﾊﾝﾄﾞﾌﾞｯｸ，大成出版社．
4) 北海道開発局（2017）：北海道開発局　道路設計要領第４集トンネル，北海道開発局ﾎｰﾑﾍﾟｰｼﾞ．
5) 品川俊介・阿南修司（2017）：公共工事における自然由来重金属等を含む建設発生土への対応，地盤工学会誌，Vol.65-12，pp.4-7.
6) 品川俊介・阿南修司（2017）：自然由来重金属等を含む建設発生土，地盤工学会誌，Vol.65-8，pp.57-64.
7) 国土交通省多治見砂防国道事務所（2003-2017）：新滝ヶ洞溜池の水質異常に係る情報，国土交通省多治見砂防国道事務所ﾎｰﾑﾍﾟｰｼﾞ．
8) ｱｲﾗﾝﾄﾞｼﾃｨ土壌調査専門委員会（2011）：ｱｲﾗﾝﾄﾞｼﾃｨ土壌調査の結果について，福岡市ﾎｰﾑﾍﾟｰｼﾞ．

P20. 領家花崗岩類及び足摺岬花崗岩類における高ふっ素溶出量の起源

The origin of high F-leaching in Ryoke Granitoid and Cape Ashizuri granitoid

○熱田真一（㈱ｱｻﾉ大成基礎ｴﾝｼﾞﾆｱﾘﾝｸﾞ），太田岳洋（山口大学），今岡照喜（山口大学）
Shinichi Atsuta, Takehiro Ohta, Teruyoshi Imaoka

1. はじめに

ふっ素は土壌汚染対策法[1]の第二種特定有害物質（重金属等）の項目であり，環境省の平成27年度土壌汚染調査[2]，同じく地下水質測定結果[3]でも，基準値（基準値:0.8 mg L）の超過が確認されている．ふっ素は，ﾊﾛｹﾞﾝ元素の一種で，陰ｲｵﾝ性の物質のため，地下水汚染の到達距離の検討[1]では，六価ｸﾛﾑ，ふっ素，砒素及びほう素の順で移動性が高いと考えられている．また，ｶﾞﾗｽ・ふっ素樹脂製造工場の廃液等の人為由来でも知られている[1]が，自然由来として堆積物や岩石中に多く含まれており[4]，深海底粘土（1,300 mg/kg），花崗岩（850 mg/kg），頁岩（740 mg/kg）[5]と，大陸地殻構成物質である花崗岩に含まれている．一方，日本の地球化学図[6]では，土壌汚染対策法の対象項目である，ふっ素，ほう素，ｾﾚﾝが検討されておらず，ふっ素の分布のﾃﾞｰﾀに乏しい．このことから，自然由来のふっ素の高含有量が期待される花崗岩を対象に，高ふっ素溶出量の起源を検討したので報告する．

2. 対象地域の選定

これまでの研究から，花崗岩など火成岩類では他の元素とふっ素全含有量との間に特徴があることが知られている．例えば火山岩類は，玄武岩組成ではふっ素全含有量とK_2O含有量の相関性が高く，特にｱﾙｶﾘ火山岩で高いとされている[7]．一方，深成岩類のふっ素全含有量は概ね斑ﾚｲ岩に比べ花崗岩が高いことが報告されているが[8]，さらに花崗岩を形成時の成因により細区分すると磁鉄鉱系花崗岩に比べ，ﾁﾀﾝ鉄鉱系花崗岩類でふっ素含有量が高いとされている[7]．またこれまでふっ素全含有量（7,160 mg/kg）が高い花崗岩体としては，足摺岬花崗岩が知られており[9)10)]，今回，その2地域の花崗岩類を対象にふっ素全含有量と溶出量の関係について検討を行った．

3. 調査及び分析方法

試料は，未風化～風化の様々な状態の試料を採取後，粒度調整により各種分析に供した．ふっ素溶出量試験は環境省告示18号試験[1)]に基づき，全含有量試験は，底質調査分析法[1)]に基づきｱﾙｶﾘ分解し，ﾗﾝﾀﾝ・ｱﾘｻﾞﾘﾝｺﾝﾌﾟﾚｷｿﾝ吸光光度法（JIS K0102 の 34.1）により全含有量の検討を行なった．また鉱物の同定のため，一部の試料でX線回折試験を行った．分析には，島津製作所製 XRD6000 型X線回折装置を使用し，定方位・不定方位，またｴﾁﾚﾝｸﾞﾘｺｰﾙ処理によりｽﾒｸﾀｲﾄと緑泥石を，塩酸処理によりｶｵﾘﾅｲﾄと緑泥石をそれぞれ区別した．

4. 領家花崗岩類

領家花崗岩類はﾁﾀﾝ鉄鉱系花崗岩類である中部地方・平岩鉱山周辺の高ふっ素帯[11)]から産する風化黒雲母花崗岩類由来の建設発生土砂を用いた．

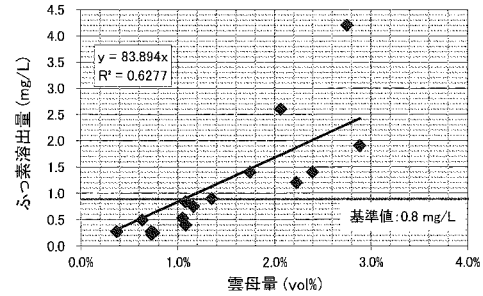
顕微鏡観察及びX線回折の結果，主成分鉱物として石英，斜長石，ｶﾘ長石及び雲母類からなり，微量の角閃石，方解石を含む（表－1）．粘土鉱物では，緑泥石，ｽﾒｸﾀｲﾄ，ｶｵﾘﾅｲﾄ及びﾊﾛｲｻｲﾄが認められた．

表－1　X線回折結果一覧表

ふっ素溶出量(mg/L)	Qz	Pl	Kf	Am	Cal	Cri	Mc	Chl	Sm	Kao	Hal
<0.05～0.40	◎	◎	○	△	△	－	△	－	－	－	▲
0.5～0.8	◎	○	○	－	△	－	△	▲	▲	▲	▲
0.8～4.2	◎	○	○	－	△	－	△	－	▲	△	▲

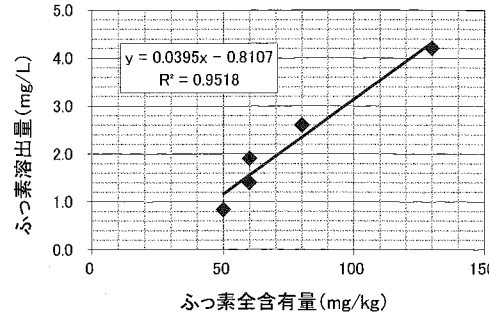
（◎：数10%，○：5～10%，△：1～5%，▲：0.1～1%，－：不検出）

Qz:石英，Pl：斜長石，Kf：ｶﾘ長石，Am：角閃石，Cal：方解石，Cri：ｸﾘｽﾄﾊﾞﾗｲﾄ，Mc：雲母，Chl：緑泥石，Sm：ｽﾒｸﾀｲﾄ，Kao：ｶｵﾘﾅｲﾄ，Hal：ﾊﾛｲｻｲﾄ



図－1 雲母量とふっ素溶出量の関係（領家花崗岩類）

調査地域におけるふっ素溶出量の平均値は，0.72mg/L（n=105）であり，最大値は4.2mg/Lであった（表－1）．105試料の中で代表する15試料による鉱物組合せとふっ素溶出量との関係は，雲母量に応じて，ふっ素の溶出量が増加する傾向が確認された（図－1）．



図－2 ふっ素全含有量と溶出量の関係（領家花崗岩類）

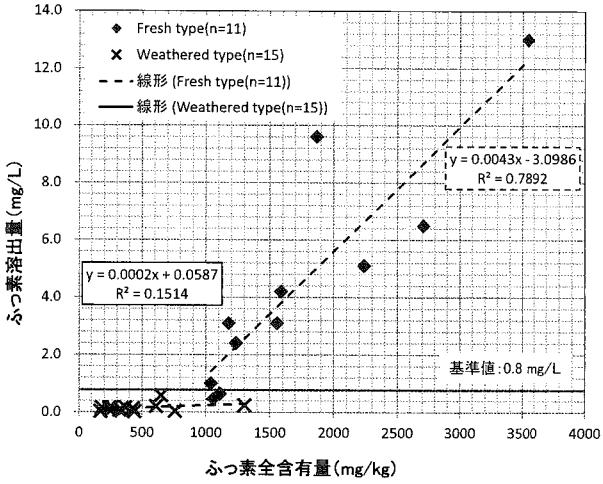
ふっ素の溶出量と全含有量との間には，決定係数

R^2=0.95 といった強い相関が見られた（図－2）.

ふっ素溶出量が低濃度で斜長石が多く産するのに対し，高濃度で斜長石が少なくなる傾向を示す(表－1). また，粘土鉱物に注目すると，ふっ素溶出量の低いものでは緑泥石，ｽﾒｸﾀｲﾄ，ｶｵﾘﾅｲﾄを含まないのに対し，高くなるにつれてｶｵﾘﾅｲﾄ量が増加する（表－1）. これは岩石の風化程度と対応し，斜長石の風化による分解反応（斜長石⇒ｶｵｲﾘﾅｲﾄ）で説明できる. また，ふっ素に関する吸着平衡試験結果 [11] では，ｶｵﾘﾅｲﾄ＞ｻﾎﾟﾅｲﾄ＞ﾊﾟｲﾛﾌｨﾗｲﾄ＞ﾃﾞｨｯｶｲﾄ＞ﾓﾝﾓﾘﾛﾅｲﾄの順で吸着性が高くなることが指摘されており，最も風化した試料では三斜晶系のｶｵﾘﾅｲﾄ表面に吸着していたふっ素が再溶出したことで高ふっ素溶出量となったと推定される.

5. 足摺岬花崗岩類

足摺岬花崗岩類は，Aﾀｲﾌﾟ花崗岩に区分され，ｱﾙｶﾘ花崗岩類を伴う累帯深成岩帯である. 主成分鉱物は，量比は異なるが石英，ｶﾘ長石，斜長石，黒雲母，角閃石，単斜輝石，副成分鉱物としてｼﾞﾙｺﾝ，褐簾色の他，ふっ素含有鉱物である蛍石，燐灰石を含む. 本研究では，ふっ素溶出量の平均値は，1.96 mg/L（n=26）であり，最大値は 13 mg/L であった（図－3）.



図－3 ふっ素全含有量と溶出量の関係(足摺岬花崗岩類)

ふっ素溶出量とふっ素含有量の相関は未風化岩と風化岩で個別に相関が認めらたが，風化岩は全体的に低い溶出ﾚﾍﾞﾙを示した. 黒雲母とふっ素全含有量は相関が認められなかったが，ここで当該地は特徴的に産する蛍石（CaF_2）を用い，25℃の水への溶解度は，溶解度積（Ksp）を(1)の通りとし [13]，以下で計算を行った（式 1～5）.

$$Ksp = 3.9 \times 10^{-11} \quad (1)$$

$$CaF_2 = Ca^{2+} + 2F^- \quad (2)$$

$$[Ca^{2+}] = ([F^-])/2 \quad (3)$$

$$Ksp = [Ca^{2+}] = ([F^-]^2 = ([F^-]^3)/2 = 3.9 \times 10^{-11} \quad (4)$$

$$[F^-] = 4.27 \times 10^{-4}\ mol/l = 8.1\ mg/L \quad (5)$$

以上から，蛍石の含有量比に応じて，今回のふっ素全含有量とふっ素溶出量の相関性が説明できる.

6. 考察

今回，各岩相におけるふっ素の溶出率（=溶出量／全含有量比）を比較すると（図－2，図－3），領家花崗岩類（約 0.04），未風化の足摺岬花崗岩類（約 0.004）及び風化したもの（約 0.0002）であり，足摺岬花崗岩類の方で溶出率が低い傾向を示す. これは各岩相のふっ素含有鉱物（表－2）の風化，溶解度の違いによるものと推察される.

表－2 本調査で産するふっ素含有鉱物

Mineral group	Phase	Chemical formula
Fluoride mineral	Fluorite	CaF_2
Phosphate mineral	Fluorapatite	$Ca_5(PO_4)_3(F,OH)$
Silicate mineral	Hornblende	$NaCa_2(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH,F)_2$
	Biotite	$K(Fe,Mg)_3(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$

文献

1) 環境省（2012）：土壌汚染対策法に基づく調査及び措置に関するｶﾞｲﾄﾞﾗｲﾝ（改訂第２版），pp.516.

2) 環境省 水・大気環境局（2017）：平成 27 年度 土壌汚染対策法の施行状況及び土壌汚染調査・対策事例等に関する調査結果，pp.87

3) 環境省 水・大気環境局（2016）：平成 27 年度地下水質測定結果，pp.95

4) 島田允堯（2011）：自然由来重金属等による地下水・土壌汚染問題の本質：ﾌｯ素，応用地質技術年報，No.30，pp3－29.

5) Faure, Gunter（1991）：Principles and Applications of InorganicGeochmemistry,pp.626,Macmillan Publishing Company.

6) 今井登・寺島滋・太田充恒・御子柴(氏家)真澄・岡井貴司・立花好子・富樫茂子・松久幸敬・金井豊・上岡晃・谷口政碩(2004)：日本の地球化学図, pp209, 産業技術総合研究所地質調査総合ｾﾝﾀｰ.

7) 蟹澤聰史・青木謙一郎（1980）：岩石中におけるﾌｯ素の挙動とその岩石学への適用, 岩石鉱物鉱床学会誌特別号，2 号，pp325-333.

8) Kokubu, N. (1956)：Fluorine in rocks. Mem. Fac.Sci. Kyushu Univ., Ser. C2, 3, pp1-95.

9) 村上允英・蟹澤聰史・石川賢一 (1983)：高知県足摺岬産第三紀火成岩類の高フッ素含有量, 岩鉱, 78, pp497-504.

10) 今岡照喜・中島和夫・村上允英（1991）：高知県足摺岬 Aﾀｲﾌﾟ花崗岩中のｶﾞﾘｳﾑ, 岩鉱, 86, pp.354-363.

11) 石原舜三（2005）：岐阜県平岩ほたる石鉱床の地質と日本のほたる石鉱床区における重要性, 地質調査研究報告，56，pp167-176.

12) 杉田創・駒井武・沖田伸介・徳永修三・松永烈（2005）：粘土鉱物へのﾌｯ素吸着挙動に関する Freundlich 吸着式による解析，資源と素材，Vol.121,pp.416-422.

13) Pradyot, Patnaik（2002）：Handbook of Inorganic Chemicals. McGraw-Hill Publishing Company,pp.1086.

P21. 海成泥質岩の続成程度に着目した物理・化学特性の研究

－特に自然由来重金属等の溶出特性について－

Study on Physical and Chemical Characteristics Focusing the Diagenesis in Marine Mudstone

○長谷川怜思，大塚智久，山本 晃，堀内瀬奈（八千代エンジニヤリング株式会社）
HASEGAWA Satoshi, OTSUKA Tomohisa, YAMAMOTO Akira, HORIUCHI Sena

1. はじめに

トンネルをはじめ地山の掘削を伴う工事において，建設発生土から基準を超過する重金属等の溶出や酸性水の発生により，発生土の処理・処分や、水処理など多額な費用がかかることがしばしばある[1)ほか]．

自然的要因で岩石に含まれる重金属等そのものは，土壌汚染物質ではなく「地域資源」であり，土壌汚染対策法や土壌環境基準等の適用外となるが，実際の施工現場では，これらに準じた対応がなされている．

本研究は，非変質の海成泥質岩を対象に，物理・化学的特性を把握する目的で室内試験を実施したものである．調査・解析の結果，続成程度に起因した物理・化学特性の違いや黄鉄鉱の産状等により，溶出する重金属等や水質が異なる点が明らかとなった．本稿では，分析結果から岩石中における自然由来重金属等の含有・溶出メカニズムを考察した事例について報告する．

2. 室内試験・分析の手順

本研究では，泥質岩の形成年代や続成・変成程度の違いによる各種重金属等の含有・溶出特性の差異を把握すべく，建設発生土や露頭にて採取した14試料(表－1参照)にて，表－2に示す室内試験を実施した．

併せて，新潟大学所蔵の走査型電子顕微鏡（SEM)ならびに，エネルギー分散型X線分光器（EDS）を併用した元素マッピング分析により，岩石中における自然由来重金属等の存在状態について視覚化を試みた．

表－1　本研究で用いた試料の概要

	試料名	地質概要		風化程度
1	西八代層群 泥岩1	山梨県	新第三紀 中新世 トラフ充填堆積物	新鮮
2	西八代層群 泥岩2	山梨県	新第三紀 中新世 トラフ充填堆積物	新鮮
3	富士川層群 泥岩1	山梨県	新第三紀 中新世～鮮新世 トラフ充填堆積物	新鮮
4	富士川層群 泥岩2	山梨県	新第三紀 中新世～鮮新世 トラフ充填堆積物	新鮮
5	富士川層群 泥岩3	山梨県	新第三紀 中新世～鮮新世 トラフ充填堆積物	新鮮
6	富士川層群 泥岩4	山梨県	新第三紀 中新世～鮮新世 トラフ充填堆積物（破砕質）	新鮮
7	富士川層群 泥岩5	山梨県	新第三紀 中新世～鮮新世 トラフ充填堆積物	新鮮
8	富士川層群 泥岩6	山梨県	新第三紀 中新世～鮮新世 トラフ充填堆積物	弱風化
9	瀬戸川層群 貢岩	山梨県	古第三紀 始新世～漸新世 四万十層群 付加コンプレックス	弱風化
10	月布層 泥岩	山形県	新第三紀 中新世～鮮新世 グリーンタフ地域 整然層（弱変質）	強風化
11	西小沢層 泥岩	秋田県	新第三紀 中新世～鮮新世 グリーンタフ地域 整然層	弱風化
12	鳥ノ巣層群 貢岩	徳島県	中生代 ジュラ～白亜紀 陸棚相砕屑岩	弱風化
13	登米層 粘板岩	岩手県	古生代 ペルム紀 陸棚相砕屑岩	弱風化
14	足尾帯 泥質ホルンフェルス	新潟県	中生代 ジュラ紀 足尾帯 付加コンプレックス	新鮮

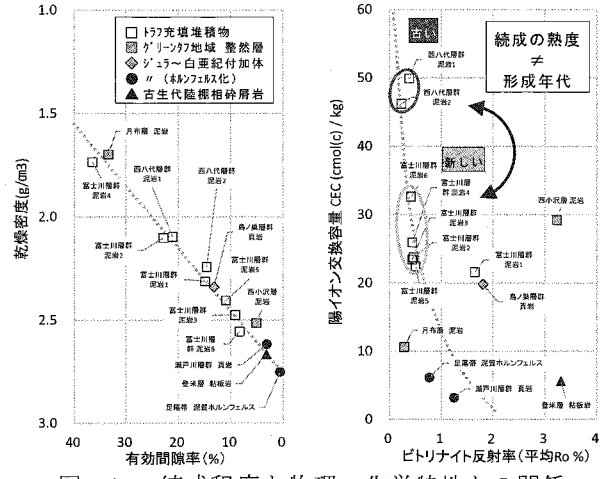
表－2　本件で実施した試験項目の一覧

		試験項目	試験方法
岩石の鉱物学的特性試験	1	岩石薄片作成・観察	－
	2	含有量・溶出量試験用岩石粉砕	－
	3	蛍光X線分析	粉末プレス法
	4	X線回折分析	NEXCO試験方法　第1編土質関係試験方法、東・中・西日本高速道路株式会社、2010
物理・力学試験	5	岩石の一軸圧縮試験	JGS 2521-2009
	6	岩石の超音波伝播速度試験	JGS 2110-2009
	7	岩石の密度試験	JGS-2132-2009(ノギス法・浮力法)
	8	岩石の吸水および有効間隙率試験	JGS-2132-2009
	9	岩石の促進スレーキング試験	JGS-2125-2009
化学試験	10	土壌溶出量試験	H15.3 環境省告示第18 号
	11	土壌含有量試験	H15.3 環境省告示第19 号
	12	土壌含有量試験(全含有量)	H24.8 環境省告示第120725002号 底質調査方法
	13	土懸濁液のｐＨ試験(H_2O、H_2O_2)	JGS 0211（精製水、過酸化水素で検討）
	14	土懸濁液の電気伝導率試験	JGS 0212
	15	溶出量試験検液の無機溶存イオン分析	イオンクロマトグラフ法、JIS K 0400
	16	ビトリナイト反射率測定	顕微分光光度計による反射率測定
	17	ＣＥＣ試験	JGS 0261-200900
	18	ＡＥＣ試験	土壌、水質及び植物体分析法
	19	交換性陽イオン(Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+})	原子吸光光度法
	20	交換性陰イオン(Cl^-、SO_4^{2-}、NO_3^-)	原子吸光光度法

3. 室内試験の結果から考察される現象の整理

3.1 続成程度と岩石の物理特性との関係

一般に沈積直後の泥質堆積物は間隙に富み，膨潤性の粘土鉱物や粒子間に多量の水を含む．堆積物がしだいに地下深くに埋没しながら時間が経過すると，温度・圧力が上昇していく．この過程で粒子間隙の減少に伴って，間隙を満たしていた水の移動・脱水が生じ，より強固かつ化学的に安定な岩石へと変化する(図－1)．また，地層の埋没深度が深くなり地温が上昇するほど、岩石中に含まれるビトリナイト（石炭質ケロジェン）反射率は増加するため，ビトリナイト反射率は続成程度を把握する鍵となる．図－1 から，続成の熟度が単に形成年代のみでは決定されていないことがわかる．

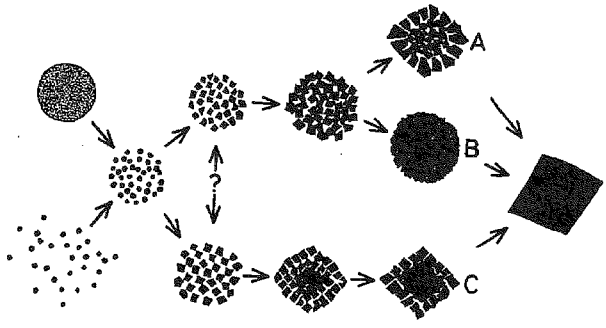


図－1　続成程度と物理・化学特性との関係

左：有効間隙率と乾燥密度，右：ビトリナイト反射率と CEC

3.2 岩石中における黄鉄鉱の形態変化

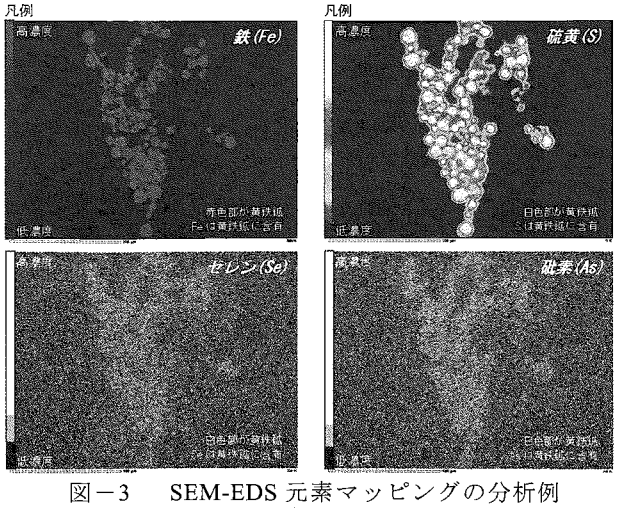
砒素や硫黄の物質循環において，重要な記録媒体となる黄鉄鉱[FeS_2]は，最も普遍的に産出する硫化鉄鉱物である．肉眼で観察できるものは，立方体や五角十二面体など自形結晶（Euhedral-Pyrite）を示すが，堆積物（岩）中で自生する非常に微小な粒子（直径 1 μm ～ 250 μm 程度）は，木苺状の集合形態（Framboidal –Pyrite）をなすことで知られる．Z.Sawlowicz(1993)は，堆積物（岩）中における黄鉄鉱の形態に着目し，木苺状の黄鉄鉱どうしが集合して，新しい自形結晶へと変化する点を指摘している[2]（図－2 参照）．筆者らの薄片観察でも，続成の程度に応じて様々な形態の黄鉄鉱が存在することを確認した．したがって，岩石中に散在する黄鉄鉱も続成の熟度に応じて形態が変化し，その脱水プロセスにおいて自形結晶の系外へと水溶性物質が排出されるものと考えられる．これは安定同位体の濃縮分別作用のメカニズムとよく似ており，結果として自形結晶中に非水溶性の物質が農集されることとなる．



図－2　黄鉄鉱の形態変化プロセス[2]

3.3 黄鉄鉱から溶出しやすい物質の存在状態

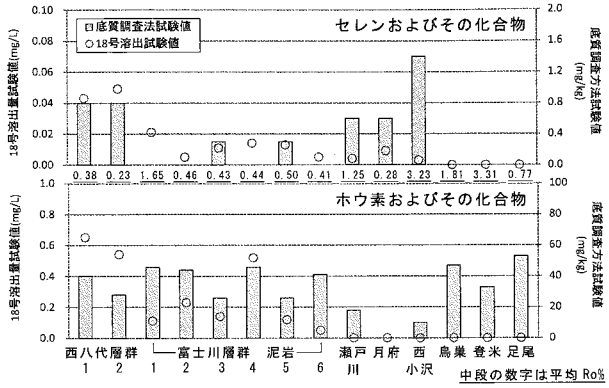
岩石の風化過程では，黄鉄鉱と水・空気との化学反応により，硫酸・セレン・砒素 等の溶出や，酸性水が発生する．風化は鉱物表面から進行する為，水酸化鉄の被膜ができると溶出ポテンシャルが減少する．SEM-EDS 元素マッピングの結果からは，黄鉄鉱（Framboidal -Pyrite，Euhedral-Pyrite とも）中に硫黄・砒素・セレンが農集し，結晶の中心ほど高濃度を示すことが判る．



図－3　SEM-EDS 元素マッピングの分析例

3.4 自然由来重金属等の含有量と溶出量との関係

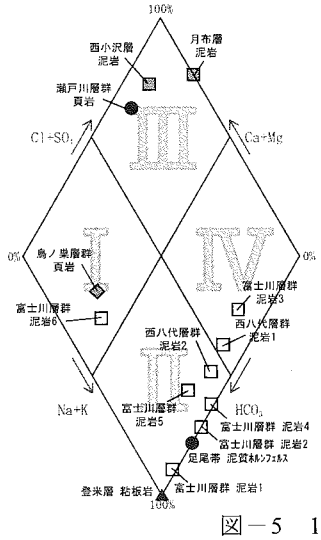
海成泥質岩では，含有量と溶出量に関係性は認められない．一方で，続成の熟度が増すとセレンやホウ素等といった水溶性重金属等が減少する（図－4 参照）．



図－4　海成泥質岩における重金属等の含有・溶出量

3.5 泥質岩の風化過程で形成される水質型

岩石に含まれる黄鉄鉱の酸化反応により硫酸が生じるが，有孔虫化石や炭酸塩鉱物による中和や膨潤性粘土鉱物によるイオン交換に起因して，結果必ずしも酸性水が発生するわけではない（図－5 参照）．このことは，泥質岩トンネルからの中央排水が長期的にアルカリを示す可能性があることなどを示唆している．



Ⅰ $Ca(HCO_3)$型：河川水、浅層地下水
Ⅱ $NaHCO_3$型：深層地下水、被圧地下水
Ⅲ $CaSO_4$,CaCl型：化石海水や温泉
Ⅳ $NaSO_4$, NaCl型：海水、温泉

試料名	pH		EC	CEC
	H_2O	H_2O_2	mS/m	$cmol_{(+)}/kg$
西八代層群 泥岩1	9.3	8.5	91.3	49.9
西八代層群 泥岩2	9.9	8.1	46.7	46.2
富士川層群 泥岩1	9.9	9.6	23.0	21.6
富士川層群 泥岩2	9.8	5.2	45.1	23.7
富士川層群 泥岩3	9.4	7.0	31.4	23.4
富士川層群 泥岩4	9.8	7.8	35.9	25.9
富士川層群 泥岩5	10.0	3.4	14.8	22.4
富士川層群 泥岩6	9.0	9.4	13.0	32.6
瀬戸川層群 頁岩	6.6	3.0	15.2	3.2
月布層 泥岩	3.3	2.1	355.0	10.6
西小沢層 泥岩	8.7	7.8	22.1	29.2
鳥ノ巣層群 頁岩	9.1	10.0	9.0	19.8
登米層 粘板岩	8.1	9.2	1.7	5.6
足尾帯 泥質ホルンフェルス	9.2	4.0	4.8	6.1

図－5　18 号溶出量試験液の水質型

4. 今後の課題

試験結果から，岩石の続成程度に応じて，風化過程で溶出する物質が異なることを示した．引き続き，建設発生土の有効活用や適正処理を視野に，検証事例を増やして持続可能な社会に向けて貢献したいと考える．

文献

1) 独立行政法人土木研究所ほか(2015)：建設工事で発生する自然由来重金属等含有土対応ハンドブック，株式会社大成出版社

2) Z.Sawlowicz(1993)：Pyrite framboids and their development：a new conceptual mechanism., Geol Rundsch, 82, pp.148-156

P22. 東京都内の湧水地を利用した環境学習・アウトリーチの取組み

Environmental education using natural spring water in Tokyo

○堀内瀬奈*1，河口真利奈*2，曽篠明美*2，下田友理*2，長谷川怜思*1
HORIUCHI Sena, KAWAGUCHI Marina, SOSHINO Akemi, SHIMODA Yuri, HASEGAWA Satoshi
*1 八千代エンジニヤリング株式会社，*2 公益財団法人 東京都環境公社

1. はじめに

湧水は，人々にやすらぎの場を提供するとともに貴重な水源として扱われてきた．しかしながら，高度経済成長による都市化・宅地化や，気候変動による降水量の増減により，数多くの湧水が枯渇や湧水量減少，水質悪化に陥っているなど，湧水を取り巻く環境は近年著しく変化している．

本取組みでは，地形や地質に精通した技術者が，実際の現地で水文地質構造や地域の文化を踏まえた解説を行うことで，身近な湧水地を通じて水循環への理解を深めることを目的としている．

ここでは，都内の湧水地を活用した都民向けの環境学習およびアウトリーチ事例について報告する．

2. 東京都における湧水の概要

都内には，湧出量の規模や涵養域の大小は様々であるが616箇所の湧水が認められている[1)](表－1参照)．東京都では，湧水の保護・回復を図るため，平成15年に都内57カ所の湧水を「東京の名湧水」として選定し，自治体の湧水への関心や保全対象としての取組みを後押ししている．

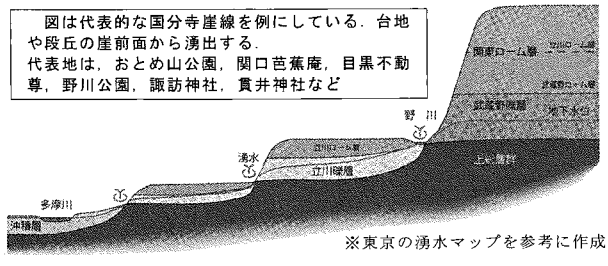
表－1 都内における湧水地点数の推移

	平成15年度	平成20年度	平成25年度
区部	280箇所	270箇所	235箇所
市町村	427箇所	406箇所	381箇所
合計	707箇所	676箇所	616箇所

複数の湧出地を「湧水群」として統合したことによる減少も含む
※東京都環境局HPより

湧水は農業用水や飲料水としての利用の他，神社や寺における信仰の対象として利用されてきた．都内では図－1～図－3のような湧出形態が認められる．

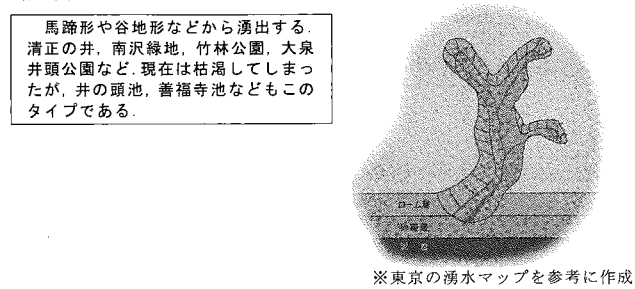
a. 崖線（はけ）タイプ



※東京の湧水マップを参考に作成

図－1 崖線タイプ

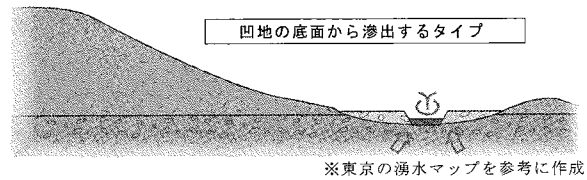
b. 谷頭タイプ



※東京の湧水マップを参考に作成

図－2 谷頭タイプ

c. 河床滲出タイプ



※東京の湧水マップを参考に作成

図－3 河床滲出タイプ

3.「街歩き」と「座学」実施の目的

本取組みのねらいは，都内に現存する湧水を利用して「普段何気なく使用している水が絶えず循環していること」，「水は有限な資源であること」，「持続可能な社会について意識してもらうこと」である．

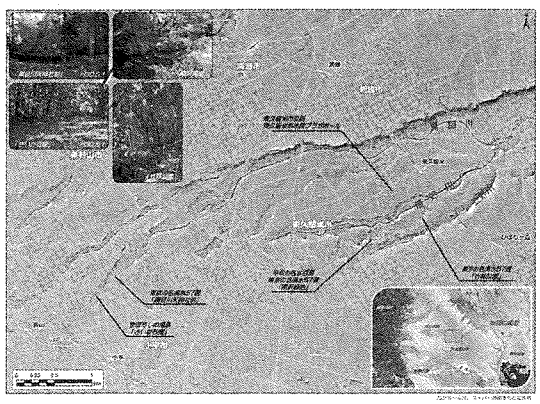
「落合川と南沢緑地の湧水群」をめぐる街歩きやパワーポイントを使用した座学「～水にデザインされた地形や地質のお話～」により，都内に現存する湧水の湧出機構や地形・地質について解説を行った．

3.1 現地解説時の工夫点

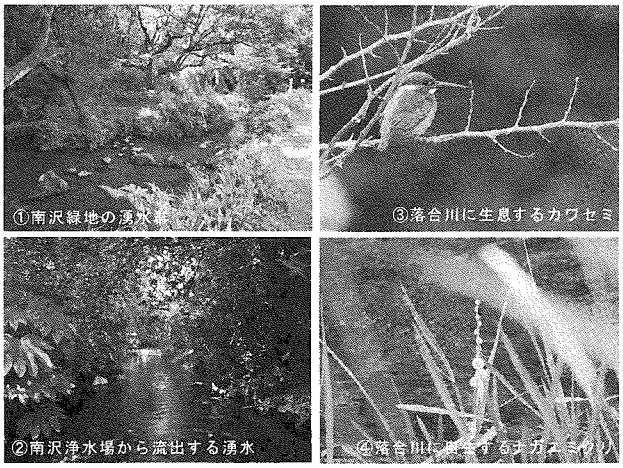
現地では，実際に湧水に触れる機会を設け，湧水の温度を体感したり，A3版の大判図面を使用した解説を行うなど，視覚・聴覚・触覚・嗅覚を使ってとにかく参加者の印象に残り「気づき」のきっかけとなるよう心掛けた．当日配布した資料を図－4に示す．

街歩きは，東久留米市市民プラザホールをスタート地点とし，地下水の涵養を促進する生産緑地やクロボク土・河川へとつながる段丘低崖を体感しながら落合川いこいの水辺へ向かった．落合川ではナガエミクリや豊かな清流を見学し，アスファルトに囲まれた都内にも緑豊かな自然が残されていることを確認した．毘沙門橋上流で落合川に合流する，南沢緑地の湧水群（写真－1，①参照）では辺り一面から滾々と湧き出す湧水に触れ，水温の低さや南沢浄水場内（写真－1，②参照）

から湧き出す湧水量の多さを体感してもらえるようなルートを設定した．講座に参加される個々人の疑問や気づきを大切にするため，街歩きは25名程度の2班に分けて実施した．また，一方的な解説ではなく，敢えて対話形式にすることで参加者の興味や学びの意欲を引き出し，全員参加型の講座となるよう心がけた．



図－4　当日配布資料



写真－1　現地の様子

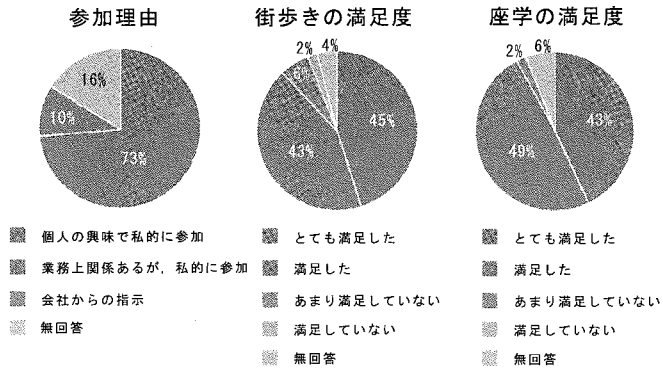
3.2 ダークツーリズム的要素の活用

学習の舞台となる東久留米市内を東流する落合川は，武蔵野台地を削って武蔵野礫層を流れており，川岸に多くの湧水が認められる地域である．また，南沢湧水群と共に都内で唯一「平成の名水百選」に選定されており，環境省等が絶滅危惧種として指定するホトケドジョウやナガエミクリ（写真－1，④参照）などが生息する緑豊かな河川として広く認知されている．

現在は緑豊かな水辺として知られている落合川が流入する黒目川だが，かつては周辺地域の開発や下水道の普及率が低かったことにより昭和 40 年代～平成にかけて特に汚染がひどく，都内水質ランキングワースト10にランクイン[2)]するなど，汚濁負荷の大きな河川であった．かつての美しい水辺を取り戻すため，周辺住民によって様々な保全活動が行われ現在の姿となっている点を敢えて最後に説明した．

4. 参加者の反応

講座参加者（計 51 名）の内訳は，男性が 65%，女性が 35%であった．このうち 54%が 60～70 代，続いて 40～50 代が 26%を，20～30 代は全体の 14%を占めた．参加の理由については参加者の 80%以上が「私的興味のために参加」との回答であった．また，参加者の 88%が「落合川と南沢湧水群を巡る街歩き」に「満足した」と回答した．街歩き後に行った「水にデザインされた地形や地質のお話」の座学についても 90%以上の方が満足したとの回答が得られた．



5. まとめと今後の課題

今回街歩きを行った落合川周辺は住宅地であることに配慮し，拡声器を使用せずに解説を行った．当日は25名のグループ2班で行動したため，先頭と最後尾の差が生じ，後方へ解説の声が届かないとの意見があった．そのため，拡声器等の機器が使用出来ない環境ではなるべく少人数での街歩きを提案する．また，当日の資料として街歩きルートを含めた地形図を配布し，各地点において個人が地形や周辺環境を確認する機会を設けることが重要であると考える．

本取組みを通じて「自分が住む地域について知りたい」と考える都民が非常に多いことが分かった．本講座の参加者は60～70代が半数を占めていたが，次世代の担い手となる 10～20 代の若年層をターゲットにした環境学習も重要であると感じている．今後，湧水や水資源を活用したこのような活動が日本全国で行われ，持続可能な社会の実現を目指したエコツーリズム推進の一歩となることを期待する．加えて，地質技術者が社会に貢献できる重要な場として，今後もこのような活動に積極的に参画していきたい．

謝辞

本取組みに際して東京都環境局および公益財団法人東京都環境公社の皆様には講座開催や貴重な発表の機会を与えていただいたことに心より感謝申し上げます．

文献

1）東京都環境局（2018）：「東京都の湧水の現状」＜http://www.kankyo.metro.tokyo.jp/water/conservation/spring_water/current/index.html＞，p.741-992-968

2）中小河川は浄化足踏み（1984）：「読売新聞」，9月1日（土），朝刊，p.19

P23. 根室層群中に発達する非活断層の FIB-TEM 観察

FIB-TEM observation of an inactive fault in the Nemuro Group at Nemuro Peninsula

○相山光太郎（一般財団法人電力中央研究所）
Kotaro Aiyama

1. はじめに

筆者は，断層岩を用いた断層活動性評価手法の開発を目的として，全国各地で様々な断層(活断層や非活断層)を抽出し，その断層が伴う断層ガウジの詳細構造観察を実施している．非活断層抽出を目的に根室半島で野外調査を実施した結果，半島南側のヒキウス岬から西方約 800 m の海岸で，海成段丘面を構成する堆積物の下位に断層破砕帯を確認した(図-1)．小池・町田 [1] によると，この海成段丘面は MIS5e に対比されている．

本発表では主に，この断層破砕帯で実施した FIB-TEM(一部で STEM)観察の結果を述べるとともに，XRD および EDS 分析や SEM 観察の結果も紹介する．

2. 断層破砕帯の概要

本発表で紹介する断層破砕帯は根室層群の砂岩泥岩互層中に発達し，その上部を段丘堆積物に覆われる．断層破砕帯は幅 40 cm 程度であり，幅 5 mm 程度の白色断層ガウジと断層角礫から構成される．断層ガウジ内には 1 条の連続した断層面が認められ，段丘堆積物に変位・変形を与えていない(図-1)．断層面の走向・傾斜は N3～14°E・68～82°E であり，その面上にはレイク角 43°SSW の条線が認められた．さらに，断層破砕帯を挟んで東側と西側の砂岩と泥岩を対比した結果，約 40 cm の東落ちの鉛直変位が認められたことから，この断層面の運動センスは正断層成分を伴う右横ずれであると考えられる．

3. XRD 分析と SEM 観察

断層ガウジと断層角礫，砂岩，泥岩で XRD による全岩不定方位分析と定方位分析を実施した結果，断層ガウジではスメクタイト(Sm)とパリゴルスカイト(Pa)，長石，石英，沸石，断層角礫では Sm と雲母鉱物(Mc)，長石，石英，砂岩では Mc と長石，石英，沸石，泥岩では Mc と長石，石英が認められた．

凍結乾燥処理した断層面を SEM 観察した結果，条線上には薄板状粒子や繊維状粒子がランダム配列し，粒子間の空隙形態はランダムであった(図-2)．薄板状鉱物は縁がカールしており，カードハウス構造状の面-端接触を呈する．以上の特徴から，これらの粒子は断層運動による歪を被っておらず，形成以降再配列していないと判断される．粒子形態と XRD 分析から，薄板状粒子は Sm であり，繊維状鉱物は Pa であると判断される．

4. FIB-TEM 観察と EDS 分析

SEM 観察で使用した断層面試料から，FIB-TEM 観察と EDS 分析に使用する薄片(縦 10 μm×横 6 μm×厚さ 100 nm 程度)を FIB(Focused Ion Beam)内で 2 つ作成した(FT1 と FT2)．薄片の作成手順は，以下の①～②の通りである．①薄片作成位置(図-2 参照)上に，薄片作成過程での断層面損傷を防ぐカーボンを蒸着した．②カーボン蒸着した試料から，条線に平行で，かつ断層面に直交する方向で薄片を掘削・作成した．

FIB-TEM 観察の結果，FT1 と FT2 では断層面を境に蒸着部と断層ガウジに分けられた(図-3(a)および(b))．SEM 観察で，断層面上に Sm や Pa がランダムに配列し，様々な形態の空隙が存在していたように(図-2)，蒸着部では様々な形態の空隙が認められ，カーボン蒸着の際に，その空隙を通過したカーボンが，断層面上のランダム配列する Sm や Pa の表面に蒸着し，様々な形態のカーボン膜を形成している(図-3(c)および(d)．



図-1　砂岩泥岩互層中に発達する断層面

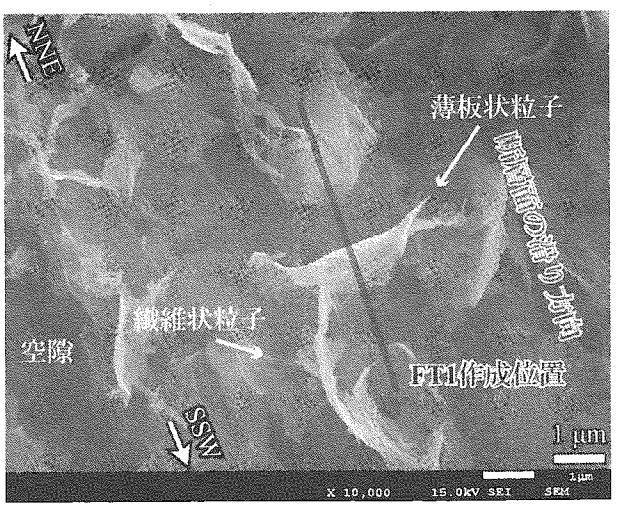


図-2　条線上に見られる粒子と粒子間の空隙　赤矢印は断層面上の岩盤(下盤)の剪断センスを示す．

断層ガウジでは見かけ左横ずれセンスを示す R_1 面やP面が顕著に発達し，断層面の運動センスが正断層成分を伴う右横ずれであることを示している(図-3(a)および(b)). P面は石英や薄板状粒子の定向配列から構成されており，石英の周りの薄板状粒子は石英を囲むように流動的な配列を示す(図-3(e)). EDS分析の結果，この薄板状粒子はSi，Al，Mg，K，Oから構成されていた．石英や薄板状粒子の粒間にはランダム配列する多数のPaが認められた．

5. 考察

FIB-TEM観察で認められた薄板状鉱物は，その形態とEDS分析の結果から，イライト(Ilt)であると判断される．しかしXRD分析では，断層ガウジ中にMcは明瞭に確認されなかった．XRD分析でMcが認定できなかった原因として，XRDチャートでMcに特徴的な8～9°(2θ)のピークがPaのそれとやや被ることや，Paが断層面上と断層ガウジ中に多数認められ，断層ガウジのXRD分析試料中でのPaの相対量は大きいが，Mcの相対量は小さかった可能性が挙げられる．さらに，断層角礫や原岩である砂岩・泥岩には，いずれもMcが認められていることから，断層ガウジにもIltが含まれていると考えられる．

FIB-TEM観察の結果，Iltが定向配列を示し，正断層成分を伴う右横ずれセンスを示すPフォリエーションが認められるものの，Iltと石英の粒間に分布するPaはランダム配列していた．またSEM観察でも，断層面上にSmやPaがランダム配列していた．このことから，この断層の最新活動時期はIlt生成以降からPa生成以前と考えられる．IltとPaの生成温度はそれぞれ，200～300 ℃[2]と100 ℃以下[3]であり，根室半島の地温勾配は4 ℃/100 m以下[4]であるため，本断層は地表付近に隆起して以降，活動していないことになる．これは，断層が段丘堆積物に覆われることと整合的である．

6. まとめ

本研究は，根室層群中に発達する断層破砕帯中のSmとPaが断層運動による歪を被っていないことを明らかにした．

今後は，同一岩体に発達する活断層と非活断層の破砕帯比較や，破砕帯の経年変化を調査する．

引用文献

1) 小池・町田(2001)：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会，106pおよびCD-ROM.

2) 吉村(2003)：続性作用と粘土鉱物，粘土科学，Vol.42，pp.167-173.

3) 坂本ほか(2006)：中華人民共和国貴州省における長繊維状パリゴルスカイトの産状とその鉱物学的性質について，粘土科学，Vol.45，pp.200-210.

4) 大久保ほか(1998)：地温勾配図作成と地下温度構造を求める試み—北海道の例—，日本地熱学会誌，Vol.20，pp.15-29.

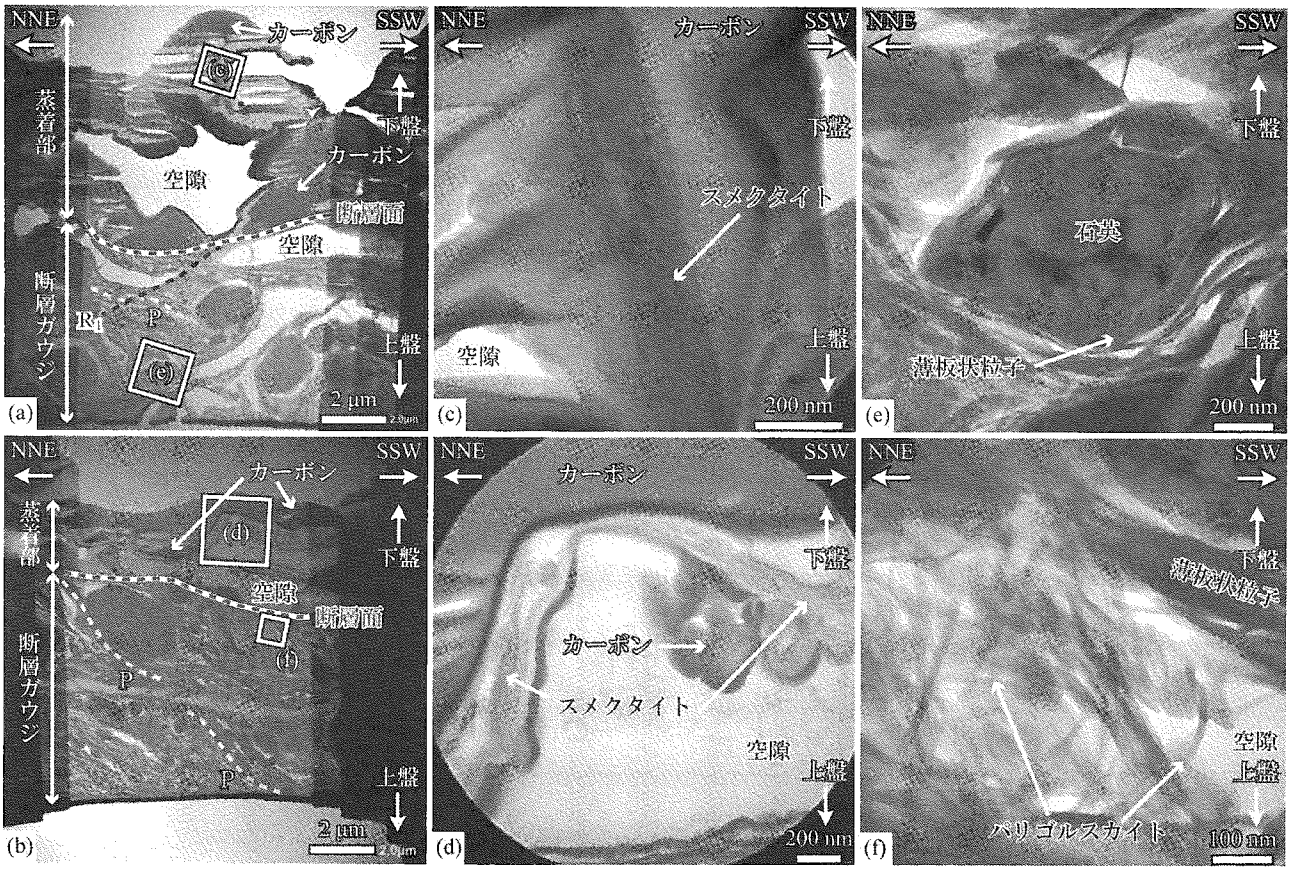


図-3　FT1とFT2のSTEM((a)と(b))およびTEM画像((c)～(f))　FT1(a)とFT2(b)の全景(明視野像)．((c)と(d))スメクタイトとカーボン膜．(e)流動的に配列する薄板状粒子．(f)ランダム配列するパリゴルスカイト．

P24. マイクロフォーカスX線CTを用いた断層岩の3次元構造解析

Three-dimensional Structural Analysis of Fault rock using Micro Focus X-ray CT scanner

○野原慎太郎，田中姿郎，相山光太郎（電力中央研究所）
Shintaro Nohara, Shiro Tanaka, Kotaro Aiyama

1. はじめに

地質構造運動によって形成された断層の周囲には，断層運動の履歴に関する多くの情報が残されているとされ，断層岩の破砕性状から断層運動を認定する手法の開発がいくつか存在する．一般的な方法では，現地で採取した定方位サンプルから薄片や研磨片を作成し，顕微鏡観察によって複合面構造等の観察が行われる．微細な構造を評価することができる反面，試料の製作には労力が必要であり，試料製作時に観察試料に少なからず人為的な撹乱を与えてしまうといったデメリットもある．特に，3 次元で構造解析を行う場合は，複数の軸方向で試料を製作することが必要であるが，サンプルの大きさにも制約される．一方で，近年は断層岩の構造評価にX線CTを用いる試みがなされている．CT 撮影を行うことで，試料を物理的に壊すことなく，内部の構造を 3 次元で観察することができる．特に，断層の評価には複数の分析が実施される事が多いため，貴重なサンプルを壊さずに内部を観察することができることは非常に有益と言える．また，焦点寸法が 50μm 以下と小さく解像度の高いマイクロフォーカス X 線 CT の開発も進んでおり，より詳細な構造を評価することが期待される．

本稿では，山口県山口市に分布する下郷断層から定方位で採取した断層ガウジのブロックサンプルについて，マイクロフォーカスX線CT（以下，単にX線CTとする）を使って CT 撮影を行った結果について報告する．また，CT 画像の解析ソフトを使い，断層ガウジ内の粒子を解析した結果についても併せて示す．

2. サンプル概要

下郷断層のブロックサンプルは，金折ほか(2006)によって報告されている山口県山口市の小郡町長谷西露頭から採取した [1]．下郷断層は，大原湖断層系を構成する 7 つの活断層のうちの一つであり，走向は NNE-SSW，長さは約 9km である．小郡町長谷西露頭は，小河川の右岸に位置し，砂岩及び段丘堆積物の砂礫層を切る断層が露出している．金折ほか(2006)によれば，砂礫層の下部及び中部が断層によって断ち切られている．砂礫層上部の基底には明瞭な鉛直変位は認められないが，礫の長軸が縦に配列していることから砂礫層上部堆積後も断層活動があった可能性が指摘されている．断層の走向は N30° E，傾斜はほぼ鉛直で，右横ずれを主体とすると推定されている．

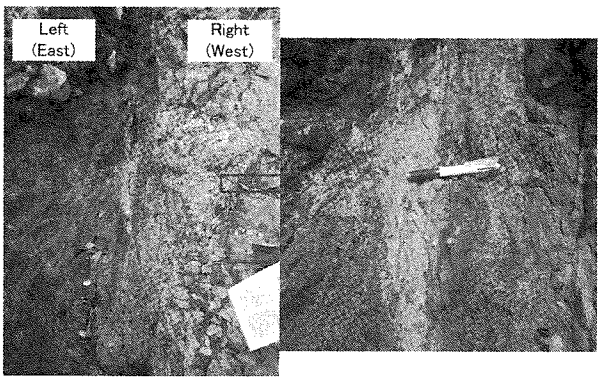


図1　露頭写真(左)とサンプリング位置の拡大写真(右)

断層露頭の写真を図 1 に示す．ブロックサンプルは，捻り鎌やスクレーパー等を使って周囲を掘り込んだ後，試料を極力乱さないように採取した．採取したブロックサンプルの大きさは，120×110×90mm 程度の大きさであり，ほぼ中央部に断層面が存在する．

3. CT 撮影

採取したブロックサンプルは，電力中央研究所のマイクロフォーカス X 線 CT（TXS-CT 450/160）で CT 撮影を行った [2]．撮影条件は，管電圧 375kV，管電流 300μA，画素サイズ 80μm/pixel であり，Cu0.5mm フィルターを用いた．撮影後の CT 画像を確認したところ，X 線の透過方向に不自然な散乱線が確認されビームハードニングの影響と考えられたことから，再構成時に補正を行った．CT 画像は，XY 面を水平断面とし，Y 軸を断層の走向方向，Z 軸を鉛直方向に沿うように位置合わせを行った．XY 面（水平断面）と YZ 面（鉛直断面）CT 画像を図 2 に示す．CT 画像を確認した結果，R1 面，P 面といった複合面構造が確認された．また，断層の走向は N32° E，傾斜はほぼ鉛直であった．

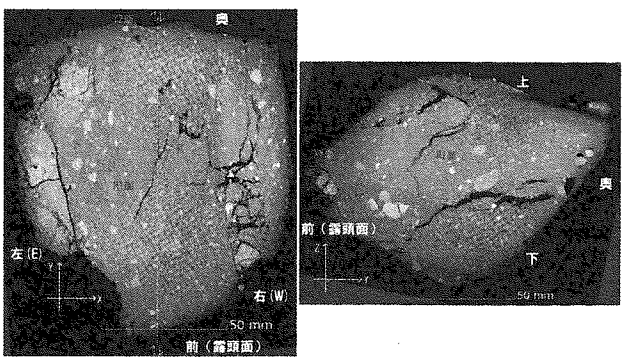


図2　XY 面(左)と YZ 面(右)の CT 画像

4. CT 画像解析

図 2 を見て分かるように，サンプル内には断層運動によって破砕された岩片粒子が多く存在する．この粒子の体積や配向が断層運動に関係していると考えられることから，ここでは画像解析を行って粒子の抽出を試みる．解析ソフトウェアは CT 画像の解析ソフトウェアである VGStudioMax を使い，粒子の抽出・解析にはオプションモジュールである欠陥介在物解析モジュールを使用した．解析手順を以下に示す．

1) ほぼ同じ輝度値と思われる粒子を 10 個程度抽出し，粒子の輝度値について統計解析を行って輝度値の最小値，最大値，標準偏差を計算する．その後，領域成長ツールを使って最小値，最大値の±1σの範囲に分布する画素の関心領域を作成する．
2) 手順 1)で抽出されなかった粒子の統計解析を行い，再度関心領域を作成する．作成された関心領域は手順 1)で作成された関心領域と結合する．
3) 画像を確認して粒子が概ね抽出されるまで手順 1), 2)を複数回繰り返す．作成された関心領域は，収縮/膨張やオープニング/クロージングツールを使って孤立するボクセルの削除や不自然に結合した粒子間の結合を修正する．
4) 作成された関心領域について，欠陥介在物解析モジュールを使って粒子の抽出，解析を行う．

粒子を抽出した結果を図 3 に示す．抽出された粒子は，粒子の体積によって色付けを行った．また，体積が 0.01mm^3 以下の粒子は解析結果からは除外した．抽出の結果，体積が概ね 5mm^3 以上の粒子は良好に識別されているが，体積が小さい粒子が抽出されていない，あるいは不自然に粒子同士が結合してしまい一つの粒子として認識され等も散見されることから，合理的な粒子抽出方法は今後の課題と言える．

5. 結果と考察

抽出された粒子について，断層面からの距離と体積の関係について，断層面の左(東)と右(西)に分けて整理した結果を図 4 に示す．図 4 は，抽出された全粒子の散布図とそのヒストグラムのコンター図を作成するとともに，コンター図は体積が 0.01～1.0mm^3 と 1.0～100mm^3 に分けて整理した．抽出された粒子の統計解析を行ったところ，左側の粒子体積の平均値は 3.56mm^3，標準偏差は 47.33 であるのに対し，右側の粒子体積の平均値は 1.62mm^3，標準偏差は 10.63 となり，右側で抽出された粒子の方が体積は相対的に小さく，ばらつきも小さかった．これは，今回対象とした断層は右横ずれを主体とする断層であり，断層面の右側が繰り返し動き岩盤の破砕が進行しているためと考えられる．また，右側では，断層面付近で 0.1～1.0mm^3 程度の粒子が多く存在するが，断層面から離れるとその数は一旦減少し，25mm 程度離れると再度増加するという傾向を示した．つまり，断層面近傍よりも少し離れた位置の方が破砕の影響が大きく細粒化が進み，CT では識別できないサイズの体積まで破砕が進行したと考えられる．

今後は粒子の抽出方法を再度検討するとともに，抽出された粒子の配向配列を解析する方法について検討したいと考えている．

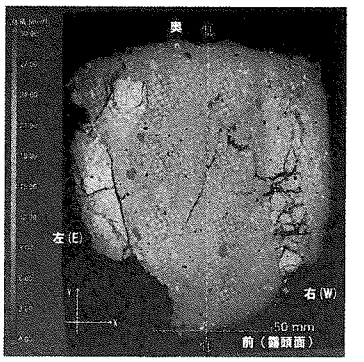


図 3　粒子抽出結果（体積）

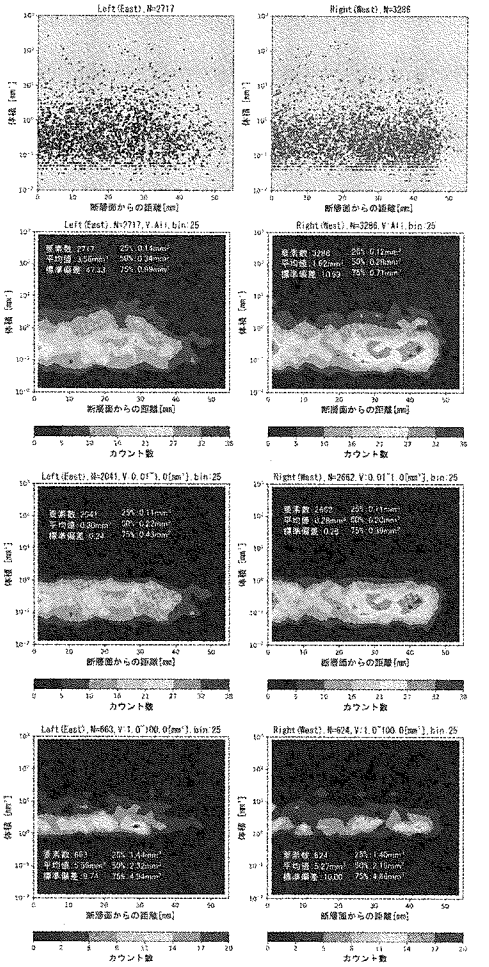


図 4　左(E)と右(W)に分布する粒子の体積分布

参考文献

1) 金折ほか（2006）：山口県中央部，大原湖断層系の性状と活動性，応用地質，Vol.47, No.4, pp.218-231.
2) 野原ほか（2018）：マイクロフォーカス X 線 CT による地質試料の内部構造評価のための基礎的研究，電力中央研究所報告，N17011.

P25. X線回折試験定方位法の半定量的評価について

A semi-quantitative evaluation by X-ray analysis of preferred orientation method

○嶋将志, 木村隆行, 石川敦代 (株式会社エイト日本技術開発)
Shouji Shima, Takayuki Kimura, Nobuyo Ishikawa

1. はじめに

粘土鉱物とは，粘土を構成する微細な鉱物の総称である．粘土鉱物のうち，スメクタイトなど膨潤性を示すものが多く含まれている場合，土木的な問題が生じることが多い．

粘土鉱物の同定には，X線回折による水簸試料の定方位法分析を行う．この定方位法分析は定量的評価には向かないとされている一方で，粘土鉱物の分析は定方位法による分離が必須である．そのため，定方位法の回折線強度(CPS)や積分強度などをもとに，多い少ないという半定量的な評価も行われてきている．

今回，定方位法分析と非定方位法分析との比較を行い，定方位法による半定量評価がどの程度有効かについての検証を行った．また，粘土鉱物のはかり方について，留意点をまとめて報告する．

2. 検討方法

定方位法は非定方位法とは異なり，半定量分析には不向きとされる．しかし前述の通り，粘土鉱物の同定には各種処理を伴う回折線の分離が必須な場合が多い．その場合，定方位法の回折図から評価せざるを得ない．そこで，定方位法分析と非定方位法分析の半定量的な評価を検討するため，堆積岩 4 試料，凝灰岩 30 試料，花崗岩 21 試料の全 55 試料で，1.回折線強度による比較，2.積分強度による比較 を行った．

比較する鉱物はスメクタイト，カオリン鉱物，セリサイト，緑泥石に加え，粘土鉱物ではないが，斜長石，石英も行った．

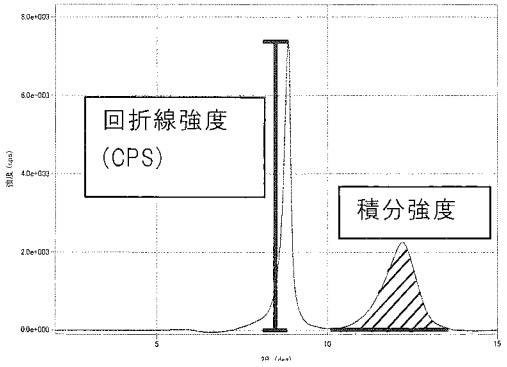


図-1. 回折線強度(CPS)，積分強度 模式図

3. 比較結果

定方位法及び非定方位法の回折線強度(CPS), 積分強度の相関性を確認した．結果を図-6 にまとめる．

(1) スメクタイト(図-2，図-3 参照)

スメクタイトは堆積岩，凝灰岩，花崗岩いずれの岩種も相関係数 R は 0.2 以下であり，ほとんど相関が認められなかった．

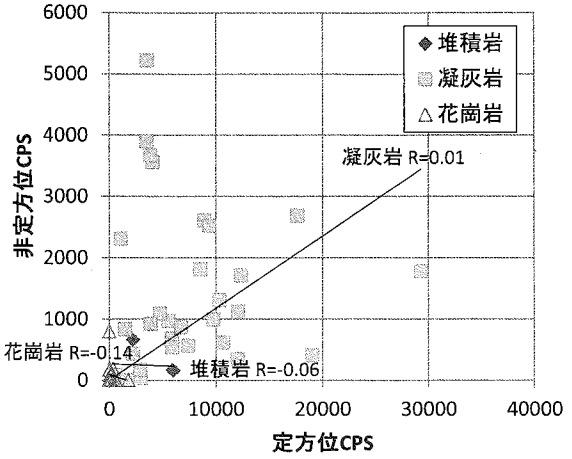


図-2. スメクタイトの回折線強度の比較

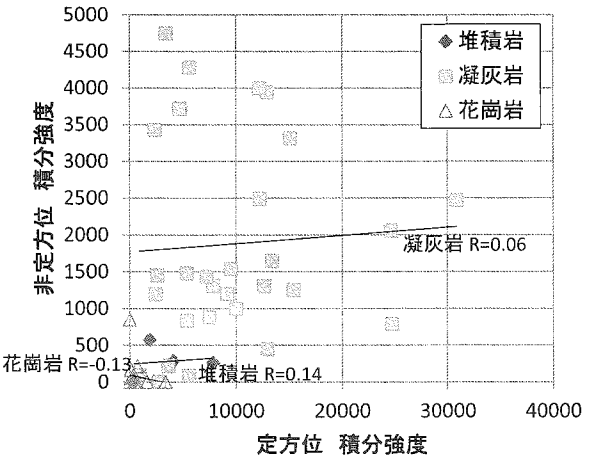


図-3. スメクタイトの積分強度の比較

(2) カオリン鉱物(図-4，図-5 参照)

カオリン鉱物は堆積岩中から検出されなかったため，凝灰岩と花崗岩のみ比較を行った．凝灰岩の回折線強度では R=0.45，積分強度は R＝0.33 と正の相関を示した．花崗岩は回折線強度で R=1.00，積分強度は R=0.97 の高い正の相関が認められた．

(3) セリサイト(図は省略)

セリサイトの回折線強度は，堆積岩が R=0.23，凝灰岩は R=0.26，積分強度も堆積岩が R=0.14，凝灰岩が R=0.09 と，いずれも低い相関となった．

一方，花崗岩は回折線強度で R=0.70，積分強度で R=0.88 と高い相関が認められた．

(4)　緑泥石(図は省略)

緑泥石は凝灰岩中からは検出されなかったため，堆積岩，花崗岩で比較を行った．堆積岩は回折線強度では R=0.62 の正の相関が認められ，花崗岩は R=0.20 でほとんど相関が認められなかった．積分強度では，堆積岩は R=0.80，花崗岩は R=0.74 と高い相関が認められた．

(5)　斜長石(図は省略)

斜長石は堆積岩の回折線強度 R=0.70，積分強度 R=0.81 と高い正の相関が認められた．凝灰岩では回折線強度で R=0.22，積分強度で R=0.05 とほとんど相関が見られなかった．花崗岩は回折線強度では R=0.45，積分強度では R=0.65 程度の正の相関が認められた．

(6)　石英(図は省略)

石英は，堆積岩では回折線強度で R=0.41，積分強度で R=0.34 の正の相関が認められた．凝灰岩では回折線強度で R=0.43，積分強度で R0.59 の正の相関が認められた．花崗岩は回折線強度で R=0.25，積分強度で R0.36 の低い正の相関であった．

4. まとめ

- 鉱物種によって，相関に違いが認められた．
- スメクタイトは岩種の違いに関わらず相関性が極めて低い．
- スメクタイト以外の粘土鉱物は，岩種の違いにより相関性が異なった．凝灰岩は相対的に相関が低い傾向にあった．堆積岩及び花崗岩は，比較的高い相関性であった．
- 石英は，相関係数が 0.25～0.59 と他の鉱物に比べて相関係数の差が少なかった．
- 回折線強度と積分強度の相関性を比較すると，積分強度の方が高い相関係数を示すものが多い．

鉱物種による相関性の違いは，鉱物の形状や性状に左右されている可能性が考えられる．一方岩種による相関性の違いは，各鉱物の形成過程で鉱物形状に違いが生じたことに起因する可能性がある．

今回の結果から，スメクタイトは定方位法では半定量的評価を行うのは困難と考えられる．他の粘土鉱物は，条件次第だが，ある程度は半定量評価も可能であると考えられる．その条件に関しては、メカニズムも含めてさらに検証が必要である．

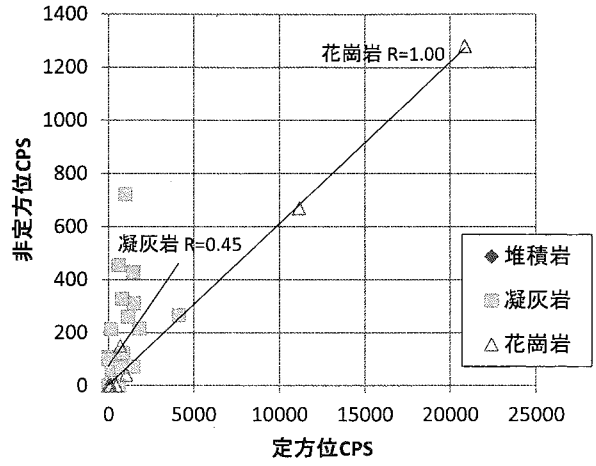


図-4. カオリン鉱物の回折線強度の比較

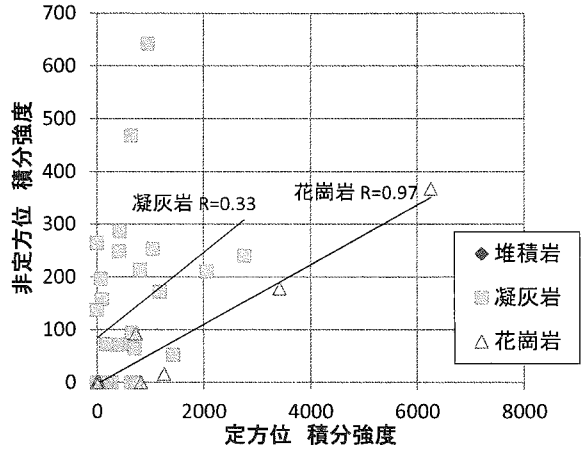
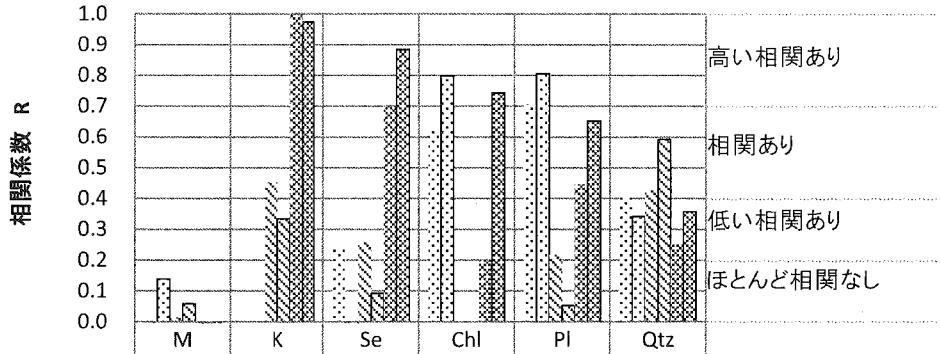


図-5. カオリン鉱物の積分強度の比較



	M	K	Se	Chl	Pl	Qtz
堆積岩 CPS	-0.06		0.23	0.62	0.70	0.41
堆積岩 積分強度	0.14		-0.14	0.80	0.81	0.34
凝灰岩 CPS	0.01	0.45	0.26		0.22	0.43
凝灰岩 積分強度	0.06	0.33	0.09		0.05	0.59
花崗岩 CPS	-0.14	1.00	0.70	0.20	0.45	0.25
花崗岩 積分強度	-0.13	0.97	0.88	0.74	0.65	0.36

図-6. 各条件での相関係数の比較

P26. 峠の古道　－その立地と変遷－

Ancient Mountain Passes – That's Locations and Transitions -

江川良武（地理研究家），稲垣秀輝（環境地質），足立勝治・千葉達朗（アジア航測），○品川俊介（土木研究所）・
応用地形学研究部会古道ワーキンググループ（日本応用地質学会）
Yoshitake Egawa, Hideki Inagaki, Katsuji Adachi, Tatsuro Chiba, Shunsuke Shinagawa
and Research Working Group for Ancient Road of Japan

1. はじめに

7世紀初頭の律令制国家成立期に，東山道・東海道・山陽道などの駅路（中央政府と国府を結ぶ道）が形成され，それが形を変えつつ現在の主要な道路網の骨格をなしている．

平野部における駅路の立地の大きな特徴として，直進性は特に注目される．その解釈として，「古代専制国家が，権力を人々に見せつけるため」，「大陸の官道にならった」，あるいは「条理制などの公共事業の基線を与えるため」などとも説明されるが，「軍隊の迅速な移動のため」との見方が主流のように思われる．しかしながら幾何学的な直線が，どこまで移動時間を短くしたかは疑問である．

また山岳部の駅路は，尾根筋を通るものが多いことが特徴であるが，これについての議論が低調であったことは否めない．平野部における直進性の原因に関する議論は，山間部と切り離して論じられてきたが，両者の設計思想は時代背景が同じであるだけに，恐らく同一であったろう．となると，古代道路の設計思想を考える上で，山岳部に関する議論は不可欠である．

これまで古代駅路に関する議論は，主に歴史学の学徒によって，主として社会的，歴史的観点からの検討がなされてきた．しかし道路は技術の産物でもある．時代が遡るほど，測量技術，それに基づく計画・設計技術，および地形・地質条件の克服，土地改変能力などの施工技術に関する時代的制約が大きかったはずであり，路線の選択もそれらに影響を受けたであろう．

そこで我々は，技術的視点から峠道の立地と変遷に関する議論に一石を投じようとするものである．

本論ではその端緒として，畿内と関東とを結ぶ重要な峠道である，碓氷峠と箱根越えの道を例に，航空レーザ測量データを用いた地形判読に基づく応用地形学的検討が古道の調査や分析に有効であることを示す．

2. 碓氷峠周辺

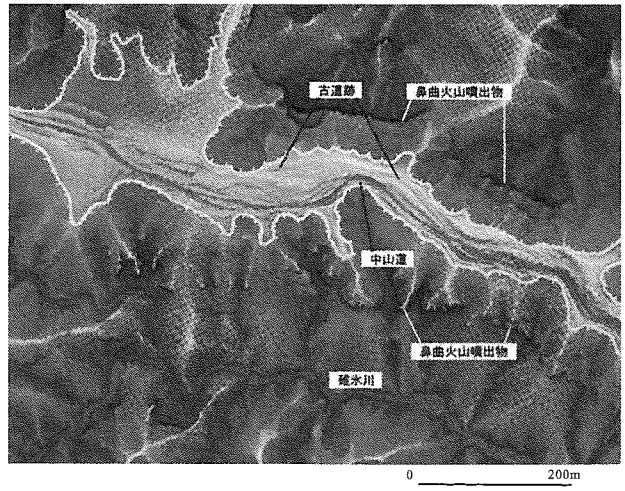
碓氷峠は旧軽井沢市街地の北東約 2 km に位置する中山道の峠で，その東方約 8 km 区間は比高約 800 m にも及ぶ難所である．江川 [1]は碓氷峠周辺の詳細な現地踏査により，多数の古道跡を確認した．そしてそれらの切断関係，石碑等の位置との関係から，古道は当初尾根道であり，それが時代を追うに従いトラバース道に遷移したことを明らかにした．さらに調査結果に基づき，当初尾根上に道が建設された主因を，勾配が緩く，樹木の伐採のみで道が建設できる地形に求めた．

国土交通省国土地理院提供の航空レーザ測量結果（1mDEM）による碓氷峠付近の赤色立体図を図－1に示す．尾根付近に網目状に多数分布する，溝状の微地形（このような判読的特徴を持つものを「網状路」と呼ぶこととする）が認められた．これは上り下りがある尾根道の登り返しを少なくする改良や，長い間の使用により道路面が深掘れしたために新たに道を作り直したものと考えられる．すなわち網状路は，長期に渡って維持された古道の特徴を示すものと考えられる．その判読から，現地踏査では発見できなかった新たな古道跡が複数見つかった（図－1）．質のよい高分解能の航空レーザ測量図は古道発見の強力なツールであると言える．ただし，地理院地図から容易に入手可能な5mDEMでは分解能が足りず，古道の判読は難しい．

また，図中の古道跡が集中する場所は，黄色で示す明瞭な遷急線より上の，勾配が緩い尾根付近の斜面である．現地踏査から，明瞭な遷急線の下位にもう1段遷急線が存在し，それより上位に鼻曲火山噴出物（スコリア）が存在することがわかった．この区間の中山道は鼻曲火山噴出物の存在により侵食から保護されていると考えられる．一方鼻曲火山噴出物の下方斜面では地形が急峻で崩壊地が多数認められ，道路の建設・維持は困難であることが予想される．

3. 箱根山周辺

関東と東海を分ける難所である，東海道の箱根越え



図－1　碓氷峠付近の赤色立体図
データは国土交通省国土地理院提供の 1mDEM による．

の古道について，時代と共にどのように変遷してきたか，赤色立体図の判読および現地調査により検討した．

古道の特徴として，古道に沿って塚（一里塚や土器片を含む等），石碑・道祖神，神社・寺，茶屋，城，湧水点（水飲場），古い町並み・宿場町が認められた．また，山地では，特に長く延びる尾根沿いの道が多く，尾根を 1～5 m で堀割った構造が連続し，谷部の横断では一部盛土（土橋）となっている．主稜を超える場合には峠を通過している．

古代の東海道は，標高の高い外輪山を避け，足柄峠を通過していたと考えられている．この箱根火山の北側ルートでは，標高の高い外輪山を超える必要はなく，足柄峠には，土器片など遺物，御堂や関所跡，足柄明神などがある．足柄峠より北方の，急峻なV字谷を形成する酒匂川沿いに，現在の御殿場線が走っているが，峡谷沿いに明確な古道の痕跡は判読できなかった．

中世になると，富士山の噴火の影響で足柄峠周辺の通行が困難になり，御殿場から直接外輪山の乙女峠を経て，カルデラ盆地内の仙石原を通過し，早川の上流部の碓氷峠を通り，宮城野から再度外輪山の明神ヶ岳付近を通過する道が開発された．

この中世の時期に，西の三嶋大社からそのまま箱根外輪山の長い尾根ルートを登る中世鎌倉古道が開かれたが，赤色立体図（国土地理院提供の2mDEMによる）の判読により，路線全貌が推定できた（図－2）．このルートは外輪山南側の丹那断層（活断層）を避けながら箱根峠を超えて，芦ノ湖南岸を巡り，箱根火山のカルデラ内の中央火口丘群の脇を縫いながら長い尾根を通過する湯坂道を経て，箱根湯本から早川沿いの丘陵地を通り小田原を通じて鎌倉に至る．

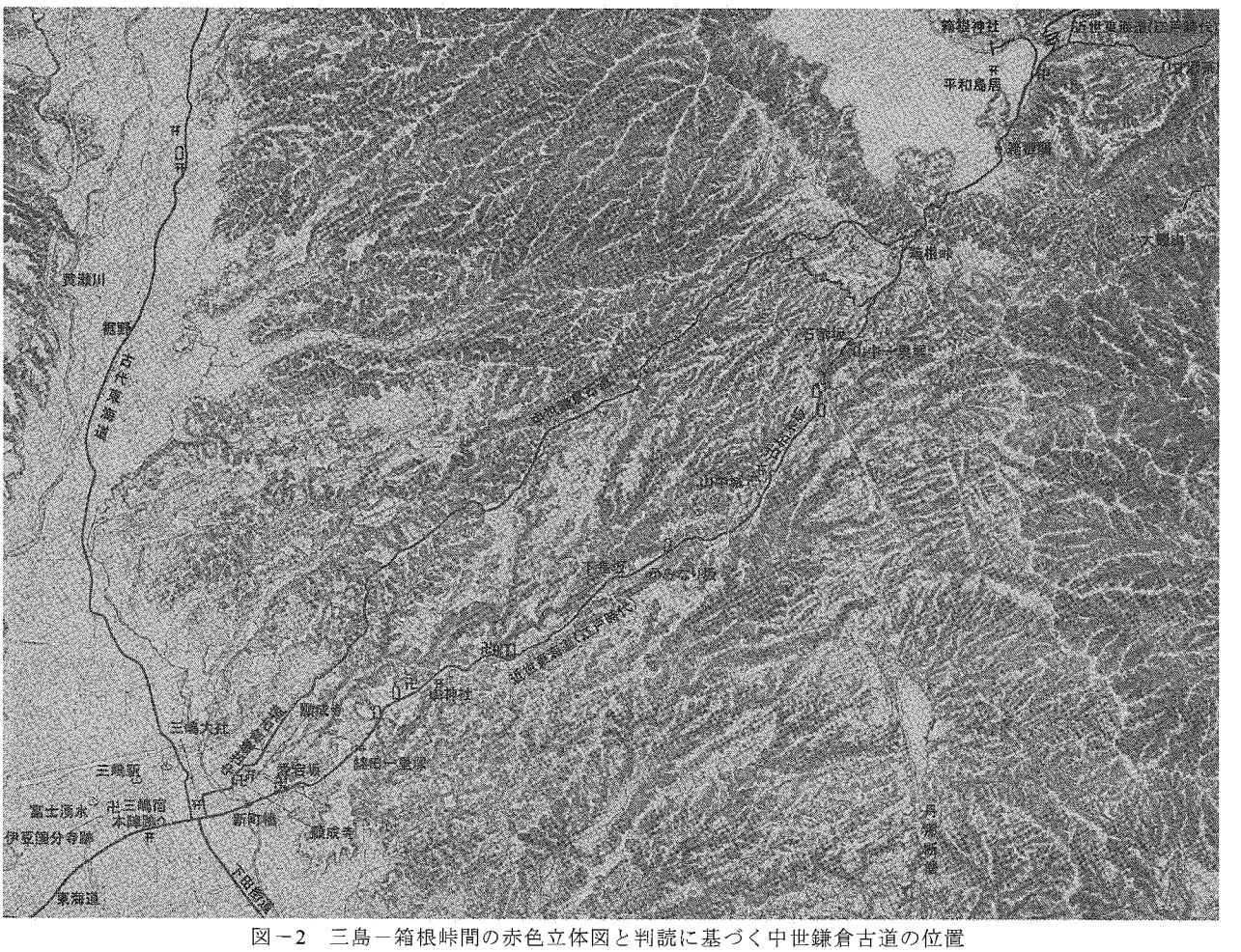
江戸時代，中世の箱根峠越えを正式な東海道とし定められた．ただし，三嶋大社から箱根峠までの外輪山を超えるルートは，中世の山麓尾根道ではなく，2 km 程南側の長い山麓尾根道に変更されている．さらに，箱根峠を越え，芦ノ湖南端の箱根関を通過してから，従来の尾根沿いの湯坂道ではなく，須雲川沿いのルートとなった．須雲川沿いは急峻な道であり，斜面崩壊や河岸侵食などで何度も補修を強いられた記録がある．敢えて維持管理が困難なルートを採用した理由として，西国大名がまだ勢力を持っており，防衛的見地から敢えて須雲川沿いに東海道を配したとも言われている．

4. 今後の展望

質のよい高分解能航空レーザ測量図の判読は，古道研究に大きな影響を与えるだろう．今後，応用地形学的分析を基礎に技術的見地から古道の立地に迫りたい．

文献

1）江川良武（2013）：碓氷峠道の変遷(上)－尾根道からトラバース道へ－，信濃，Vol.65, No.1・3, pp.73-90.



図－2　三島－箱根峠間の赤色立体図と判読に基づく中世鎌倉古道の位置
データは国土交通省国土地理院提供の 2mDEM による．

P27. 風化による黒雲母花崗岩の鉱物色彩変化

Color characterization of minerals in biotite granite by weathering

○石川敦代,木村隆行,嶋将志,井上健太郎,河原幸弘(エイト日本技術開発)
Nobuyo Ishikawa, Takayuki Kimura, Shouji Shima, Kentarou Inoue, Yukihiro Kawahara

1. はじめに

風化による岩石の色彩変化については，中嶋[1]により，酸化鉄と色彩の関連が指摘され，色彩色差計を用いたLab色座標の数値化により，様々な研究がされている．従来の色彩計では 8mm 程度の径であるため，花崗岩のような岩石においては，粉体や多数の鉱物計測平均値で議論されることが多かった．今回 3mm×4mm の径による分光測色計を使用することで，粗粒花崗岩の鉱物毎の色彩測定が可能となり，その色彩変化に差があることを把握したので，その事例を報告する．

2. 色彩測定結果

粗粒黒雲母花崗岩の各鉱物を肉眼判定し，その鉱物毎に分光測色計(PRISMO MIRAGE)色彩色差計を当てて20点以上測定した結果を，Lab色座標で平均化した．

図-1 に a*(赤色化)の深度分布図を，図-2 に b*(黄色化)の深度分布図を示した．地表からの風化進行により表層ほど大きい値を示している．

また，図-3 に石英，図-4 に斜長石，図-5 にカリ長石，図-6 に黒雲母の a*b*の変化図を示した．C 級から D 級に風化が進行すると，黄色化(b*)と赤色化(a*)が著しく進行している．斜長石とカリ長石の進行程度が大きく，石英と黒雲母の変化進行が小さいことが判明した．その変化図の a*b*の方向は鉱物毎に異なり，最も a*進行が小さいのは石英であり，カリ長石は赤色化(a*)がやや大きく速い傾向がある．

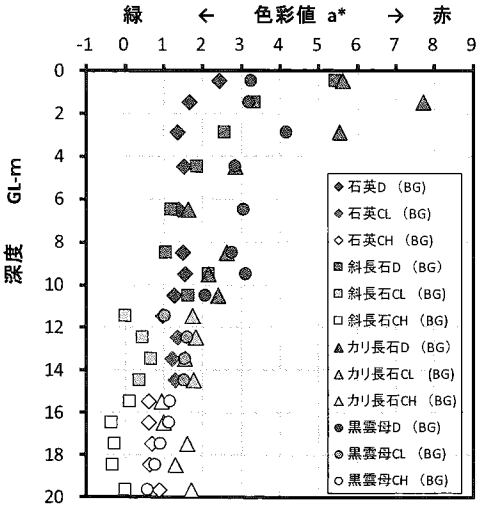


図-1 a*の深度分布図

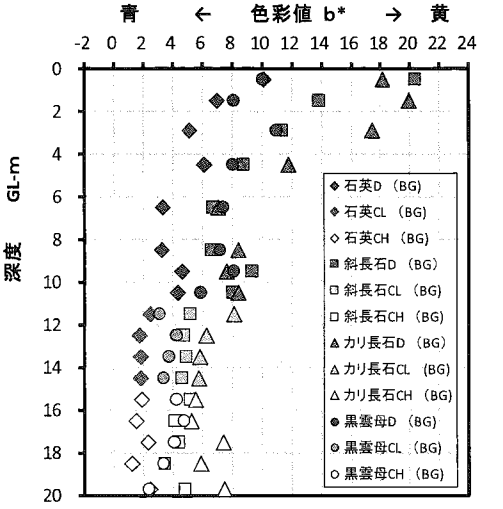


図-2 b*の深度分布図

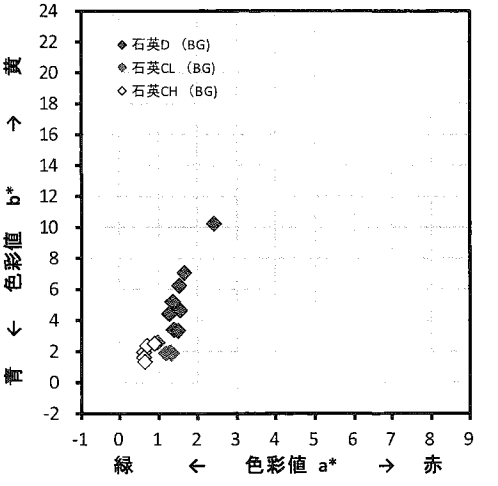


図-3 石英の a*b*変化図

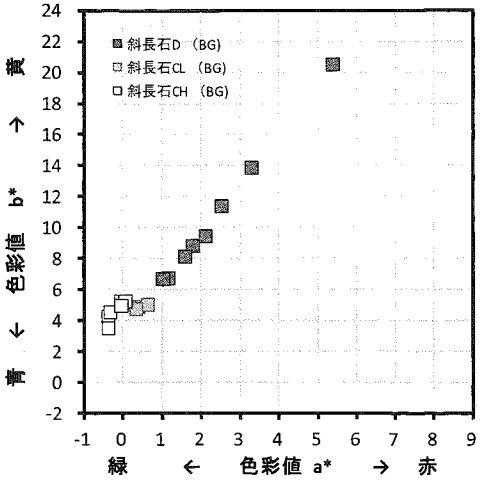


図-4 斜長石の a*b*変化図

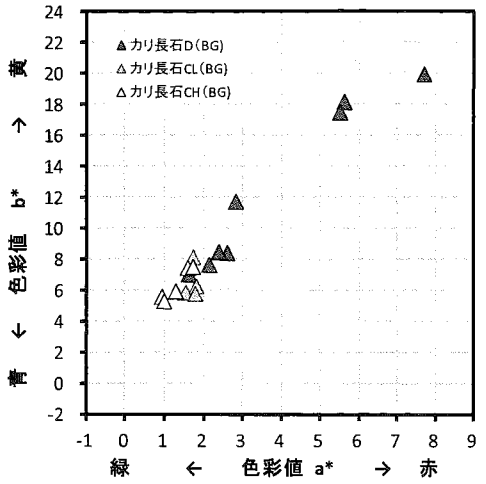


図-5　カリ長石の a*b*変化図

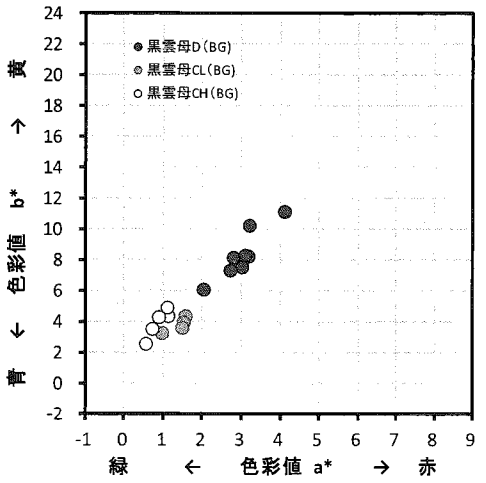


図-6　黒雲母の a*b*変化図

鉱物毎の強度は，石英＞雲母＞カリ長石＞斜長石の順番で高く，風化赤色土で最初に消失するのは斜長石である．そこで，コアで最も新鮮な 16.5m の色彩値を 0 として斜長石の b*の色彩増加値を基準として対比したものが図-7 である．その結果，b*では石英：雲母：カリ長石：斜長石は 0.56：0.66：0.97：1.00 となった．同様に a*で比較すると 0.34：0.77：1.05：1.00 となった．また，a*b*の距離で比較すると，0.54：0.47：1.05：1.00 となった．

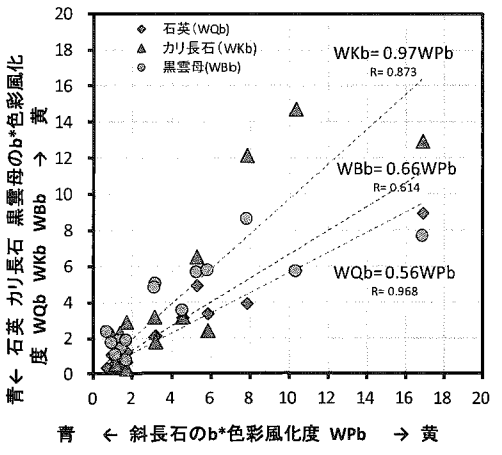


図-7　b*色彩風化度の対比図

3. 色彩値と換算 N 値との比較

物理的風化指標としての換算 N 値と，化学的風化指標として a*と b*を比較したものを図-8 と 9 に示す．

各鉱物の含有量は，X 線回折試験（不定方位法）のピーク比平均値で，石英 44%：黒雲母 5%：カリ長石 19%：斜長石 31%であった．各鉱物で相関はあるが，強度的に低く量の多い斜長石と換算 N 値の相関が最も高い結果となった．

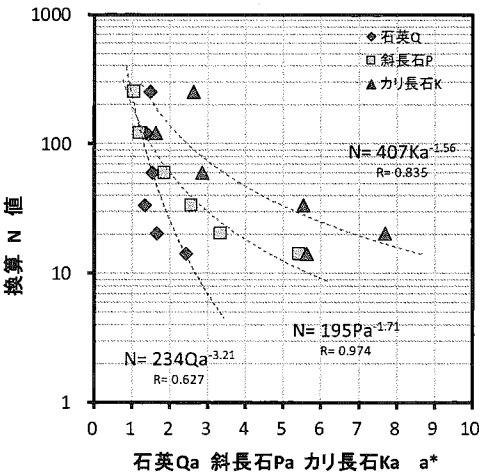


図-8　a*と換算 N 値との相関

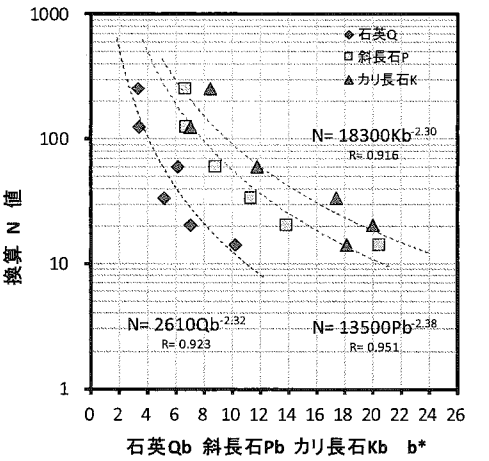


図-9　b*と換算 N 値との相関

4. まとめ

花崗岩の各鉱物の色彩測定を行い，風化により色彩値変化が鉱物により異なることが判明した．色彩の進行度は概ね鉱物強度に対比でき，物理的風化指標である N 値では，強度の低い斜長石との相関が高い結果となった．今回，黒雲母花崗岩の一例であるため，他の事例も今後収集し，検討を進めていきたい．

文献

1)中嶋悟（1994）：地球色変化，近未来社,pp171-207

P28. 九重火山のテフラ層序

Tephra stratigraphy of Kuju Volcano

久野優，太田岳洋（山口大学）
Yu Hisano, Takehiro Ohta

1. はじめに

水蒸気噴火は比較的小規模な噴火活動であることが多いが，火口周辺や地熱地域まで開発が進んでいる場合は，水蒸気噴火であっても人的・経済的被害が生じることがある[1)]．水蒸気噴火の規模・頻度の解明は火山による災害の軽減に資すると考えられる．

1995年の九重硫黄山での水蒸気噴火の後，主に九重火山中部における水蒸気噴火の発生履歴解明のため山頂近傍地域での調査が実施された[1)]．その結果、鬼界アカホヤ降下火山灰層(K-Ah)[2)]より上位で複数枚の水蒸気噴火堆積物が確認されている[1)]．

九重火山では活動時期が大局的に東部ほど新しいと考えられる[3)]．そこで，九重火山では活動時期がより新しい九重火山東部において水蒸気噴火の発生が懸念される．一方，1995年の水蒸気噴火が中部域で発生した[4)]ことから，マグマ活動の新旧にかかわらず，九重火山全域で水蒸気噴火が発生するとも考えられる．そこで,九重火山全域におけるテフラ層序を再検討し，これまで未報告のマグマ噴火及び水蒸気噴火の有無を検討した．

2. 調査範囲と調査手順

九重火山周辺地域においてテフラ調査を行った(図-1)．調査では柱状図の作成，サンプルの採取を行った．調査箇所は46箇所で，101試料を採取した．採取した試料については 60mesh,120mesh,235mesh の篩を用いて水流下で篩分けを行った．それぞれ粒径 1/4mm 以上，1/4~1/8mm，1/8~1/16mm の試料を抽出した．

肉眼観察には粒径 1/4mm 以上の試料を用いた．偏光顕微鏡観察には粒径 1/4~1/8mm,1/8~1/16mm の試料を用いた．肉眼観察と偏光顕微鏡観察の結果から鉱物組合せの同定を行った．これらの鉱物の同定結果から柱状図の対比を行った．

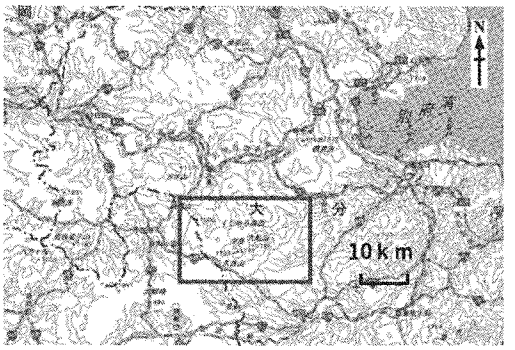


図-1　調査範囲

3. 結果

図-2に示した地点・ルートa-eで作成した柱状図を図-3に示す．既存テフラと対比できたものについては名前を示している．また，地点・ルート間で対比できたテフラについては点線でつなげている．以下にルートb，地点e，ルートhの既存テフラと未対比のテフラについて述べる．

九重火山南東部のルートbにおいて段原降下スコリア層(Kj-DS)[3)]の上位に3層の降下火山灰層を確認した．下位からU-4，U-5，U-6とする．鉱物組合せは3層とも斜方輝石・単斜輝石であった．U-4，5については発泡の弱い火山ガラスが含まれていた．

九重火山北西部の地点eにおいて発泡した火山ガラスを含む火山灰2層が確認された．この2層について下位からU-8，U-9とする．この2層は九重第1降下軽石層(Kj-P1)[5)]の上位でK-Ahの下位に位置する．鉱物組合せは，U-8，9ともに普通角閃石・斜方輝石・石英であった．U-8，9の2層ともにバブルウォール型の火山ガラスが含まれていたが，U-9の方の火山ガラスの方がU-8の火山ガラスより発泡していた．

九重火山東部のルートhにおいて3層の降下軽石層と3層の降下スコリア層を確認した．下位からU-17，U-18，U-19，U-20，U-21，U-22とする．鉱物組合せは，U-17が普通角閃石・斜方輝石，U-18，19が斜方輝石，U-20，21，22が斜方輝石・単斜輝石であった．

4. 考察

ルートaにはルートbの降下火山灰層U-4，U-5，U-6と同じくKj-DSの上位に位置するU-1，U-2が認められた．また，この2層は米窪降下スコリア層(Kj-KS)[3)]の下位に位置する．鉱物組合せは斜方輝石・単斜輝石であり，U-4，5，6と同じである．このことからはU-1，2，4，5，6が同一のテフラである可能性

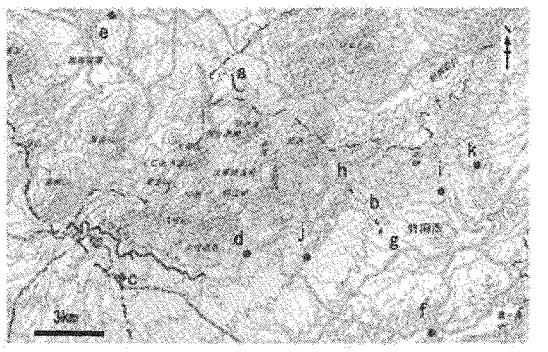


図-2　柱状図を作成した地点・ルート

が考えられる．また，Kj-DS の上位でかつ Kj-KS の下位に位置する既存テフラは米窪降下火山灰 [6] である．しかし，米窪降下火山灰の鉱物組合せは斜方輝石・普通角閃石 [7] であり，U-4，5，6 の鉱物組合せと一致しない．そのため，U-4，5，6 は未報告のテフラである可能性が考えられる．

地点 e の U-8，9 は上述のように特徴的にバブルウォール型のガラスを含む．既存報告おいて Kj-P1 の上位でかつ K-Ah の下位に確認されているバブルウォール型のガラスを含む降下火山灰層は姶良 Tn 降下火山灰層(AT)[8]のみである [7]．また，既存報告にある AT の鉱物組合せは斜長石・斜方輝石・単斜輝石・石英・普通角閃石 [6] であるため，U-8，9 の鉱物組合せとおおよそ一致している．したがって，U-8，9 は AT が再堆積した可能性が考えられる．

ルート h の U-17 の鉱物組合せは普通角閃石・斜方輝石である．既存報告にある Kj-P1 の鉱物組合せは普通角閃石・斜方輝石 [7] であるため，U-17 が Kj-P1 である可能性が考えられる．また，既存報告にある Kj-DS の鉱物組合せは斜方輝石・単斜輝石 [7] であり，U-20，21，22 の鉱物組合せと一致している．U-17 が Kj-P1 である場合，層序と鉱物組合せから U-20，21，22 が Kj-DS である可能性が考えられる．

また，今回の調査では水蒸気噴火の堆積物を確認することができなかった．

5. まとめと今後の課題

肉眼観察と鏡下観察の結果から鉱物組合せの同定を行いテフラの対比を行った．その結果,既存テフラと未対比のテフラを確認した．

Kj-DS の上位に 3 層の降下火山灰層を確認した．鉱物組合せから，この 3 層は未報告のテフラである可能性が考えられる．

今後は未対比のテフラについて鉱物の化学組成などから同定を行う．またX線回折分析により粘土鉱物の同定を行い水蒸気噴火の堆積物の有無を検討する．

文献

1) 伊藤順一・星住英夫・川辺禎久（2014）：最近 5000 年の九重火山における水蒸気噴火の発生履歴，火山，59，pp241-254.

2) 町田洋・新井房夫(1978)：南九州鬼海カルデラから噴出した広域火山灰－アカホヤ火山灰．第四紀研究，17，pp134-163.

3) 太田岳洋(1991)：九重火山群，東部及び中部域の形成史．岩鉱，86，pp243-263.

4) 鎌田浩毅・千葉達朗(1995)：1995 年 10 月の九重火山硫黄山の噴火．地質学雑誌,101，ppXXXX Ⅲ-XXXXVI.

5) 町田洋(1980)：岩戸遺跡のテフラ(火山灰)．坂田邦洋著「大分県岩戸遺跡－大分県清川村岩戸における後期旧石器文化の研究－」．広雅堂書店，pp443-454.

6) 鎌田造毅(1997)：宮原地域の地質，地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)．地質調査所，127p.

7) 長岡信治・奥野充(2014)：九重火山のテフラ層序．月刊地球，36，pp281-296.

8) 町田洋・新井房夫(1976)：広域に分布する火山灰－姶良 Tn 火山灰の発見とその意義－．科学，46，pp339-347.

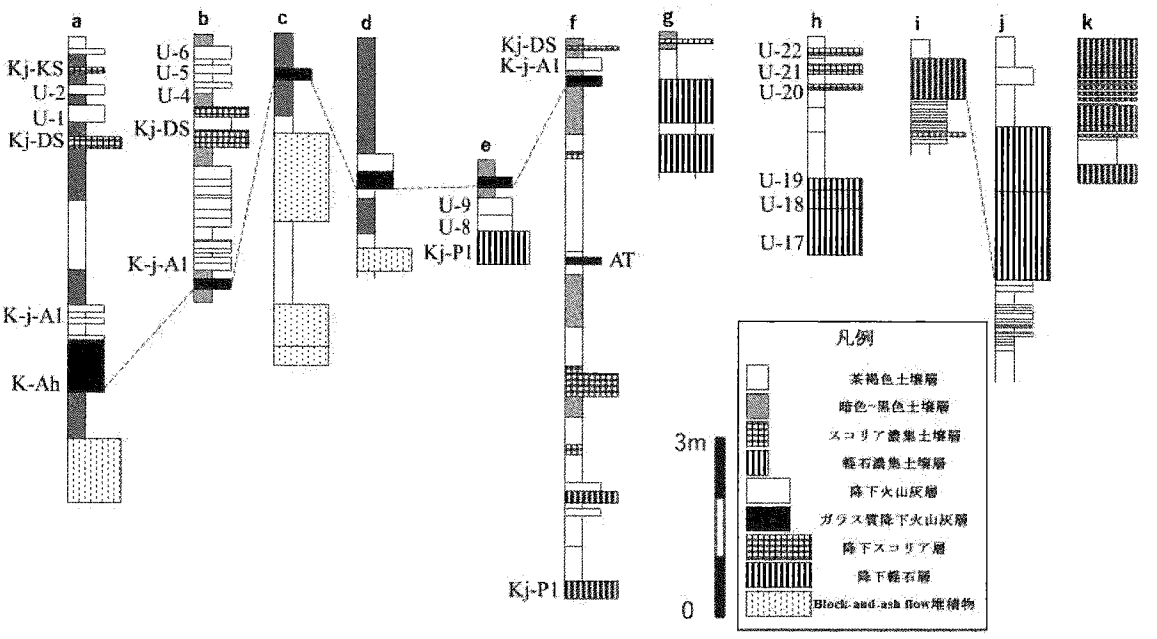


図-3 柱状図

P29. 沖積平野における微地形判読の適用事例

Application example of the slight topography reading in the alluvial plain.

○橋本 智雄（中央開発㈱），梅田真一（東日本高速道路㈱），細矢卓志，今村 雅弘（中央開発㈱）
Tomoo Hashimoto (Chuo Kaihatsu Corporation), Shinichi Umeda (East Nippon Expressway Company Limited),
Takashi Hosoya, Masahiro Imamura (Chuo Kaihatsu Corporation)

1. はじめに

宮城県の南部に広がる仙南平野は，主に完新世の未固結堆積物で構成される標高 6m以下の平地であり，水田やいちご畑として広く活用されている．

一見すると僅かな起伏しかない平坦地であるが，詳細に地形を確認すると，浜堤や後背湿地，阿武隈川の旧河道や自然堤防など，多様な微地形を判読でき，集落の分布や水路，ため池などが旧地形を生かして利活用されていることがわかる．ここでは，空中写真，地形図による地形判読を行い，過去の道路建設事業におけるボーリング調査結果やプレロード盛土の沈下発生状況と微地形の関係について検証し，盛土の新規施工により沈下が懸念される浅部の軟弱地盤（粘土層）の分布について検討を行った事例について報告する．

2. 調査地の地形・地質概要

調査地域付近の平野部は，仙台平野南部の亘理海岸平野に位置し，ほぼ南北にのびる山地・丘陵地と海岸線に挟まれた標高 2～6m 程度の細長い三角形状の沖積低地である．低地内には，南北方向に発達した浜堤とその後背湿地が数列分布している（図 2-1）．

また，阿武隈川の旧河道や小規模河川沿いには，自然堤防がこれら浜堤群を切開いて分布しており，海岸沿いには，砂丘・沿岸州及び小規模な潟湖が見られ，海岸は直線的で遠浅となっている．

調査地西側の丘陵性山地の東側には，概ね 4 段の更新世海成段丘が存在し，標高 20～80m 程度の低い丘陵地性平坦面が，断続的に形成されている．

調査地域の地質は，主に完新世の沖積層等の未固結堆積物で構成され，浜堤堆積物や後背湿地・谷床の堆積物，自然堤防堆積物及び現河床堆積物などが分布している．また，調査地域南部及び西側には第四紀更新世の段丘堆積物と新生代新第三紀鮮新世の竜の口層が分布しており，このうち竜の口層は仙台層群の下部に相当する海成層で,全体に緩く東側に傾斜し，調査地域の基盤岩を構成している（図 2-2）．

調査域西方には，新第三紀中新世の高館層・槻木層と中生代白亜紀花崗岩類が分布し，南北方向に卓越した丘陵性山地を構成している．

3. 地形判読結果

周辺の詳細な地形分布を把握する目的で，空中写真，地形図を用いた地形判読を行った．なお，判読に使用した空中写真は，道路建設前で人工改変の少ない時期の写真（1947 年・1975 年）を採用した．

地形判読の結果，断層などの地質構造と関連のあるリニアメント等は判読されず，沖積低地が調査地域全域に広がっている．微地形をみると，南北方向に発達した浜堤とその後背湿地が数列分布しており，調査地の北側はこれら浜堤群を切開いて阿武隈川の旧河道とその自然堤防，後背低地が分布している．また，土地の利用状況を見ると，後背湿地や旧河道などの低い土地は主に水田として利用され，自然堤防等の僅かな高まりに集落が点在している．なお，調査地中央沿岸部の鳥の海周辺や浜堤間の後背湿地には，小規模な潟湖も確認された．

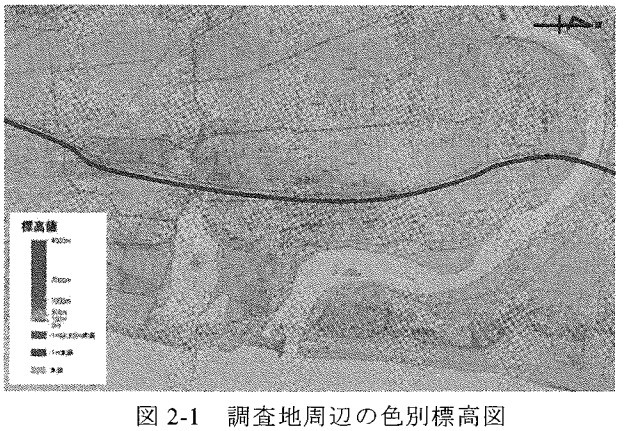


図 2-1　調査地周辺の色別標高図
（国土地理院地図より引用・加筆）

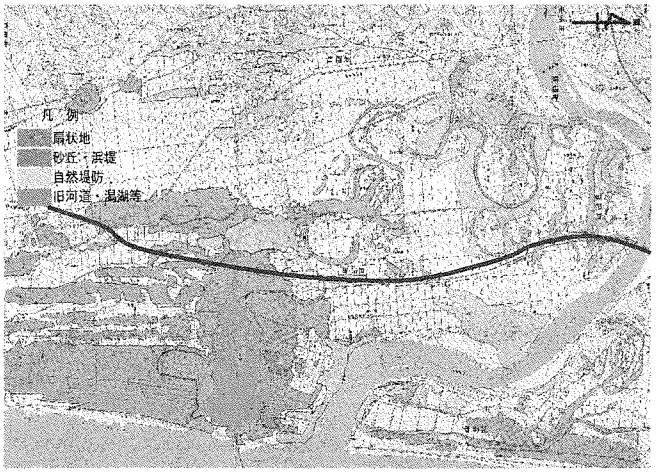


図 3-1　微地形判読結果図

4. 既往プレロード盛土の沈下量

微地形判読の結果について，既往のボーリング調査結果及びプレロード盛土（ボックスカルバート）の最終沈下量との対比を行った．その結果，図 4-1 に示すとおり軟弱地盤の分布が懸念される旧河道や潟湖が判読された区間では，沖積粘土層の分布が確認され，プレロード盛土の沈下量も大きい傾向にあることが確認された．

特に，旧河道の攻撃斜面側（縁部）に位置する地点（構造物 43～45）では，プレロード盛土の最終沈下量が 80cm 以上と大きく，沖積粘土層が他所よりも厚く分布している．一方，砂丘・浜堤及び自然堤防の分布域では沖積粘土層の分布は限定的で，プレロード盛土の最終沈下量も小さい傾向にある．

なお，海沿いの低地部で微地形が判読できていない範囲において，沖積粘土層が連続的に分布し比較的盛土の最終沈下量が大きい区間が確認された（構造物 47～62）．この区間は，自然堤防明瞭などの明瞭な微地形は確認できていないものの，自然堤防地形の切れ間にあり現河床にも近いことから，判読できていないだけで旧河道或いは小規模な潟湖が分布していた可能性が考えられる．

5. 課題と今後の展望

道路建設事業で軟弱地盤（特に沈下が懸念される粘土層や液状化が懸念される砂層）の分布を明らかにすることは，道路盛土の設計，施工において重要な要素のひとつであり，予測の精度向上は施工時の追加原価抑制に貢献できるものと考える．

しかしながら，一般に沖積平野などの軟弱地盤の分布域では，地層の連続性が比較的良いことから，ボーリング調査による地盤情報を中心に整理され，微地形判読による詳細な検討が反映されていないケースも見受けられる．

検討の結果，微地形と既往調査結果及びプレロード盛土の最終沈下量の対比により，浅部の軟弱地盤の分布範囲をある程度根拠付けて想定することができ，微地形判読が沖積平野のように主に平坦な地形が分布する地域でも有用であることを改めて確認できた．

今回のように複雑な微地形が予想される場合，地質の分布も細かく変化することが予想され，調査計画の立案段階から詳細な地形判読と既往地盤情報と対比，検討することが重要である．これにより，設計，施工の各段階において，地質の平面・断面的な広がりだけでなく，地下水の流動機構などの水文地質構造にも有用な情報を得られるものと考える．

7. 文献

1) 生出慶司ほか（1975）岩沼地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，27 p.
2) 藤田至則ほか（1988）角田地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，99 p.
3) 宮城県（1985）宮城県地震地盤図．

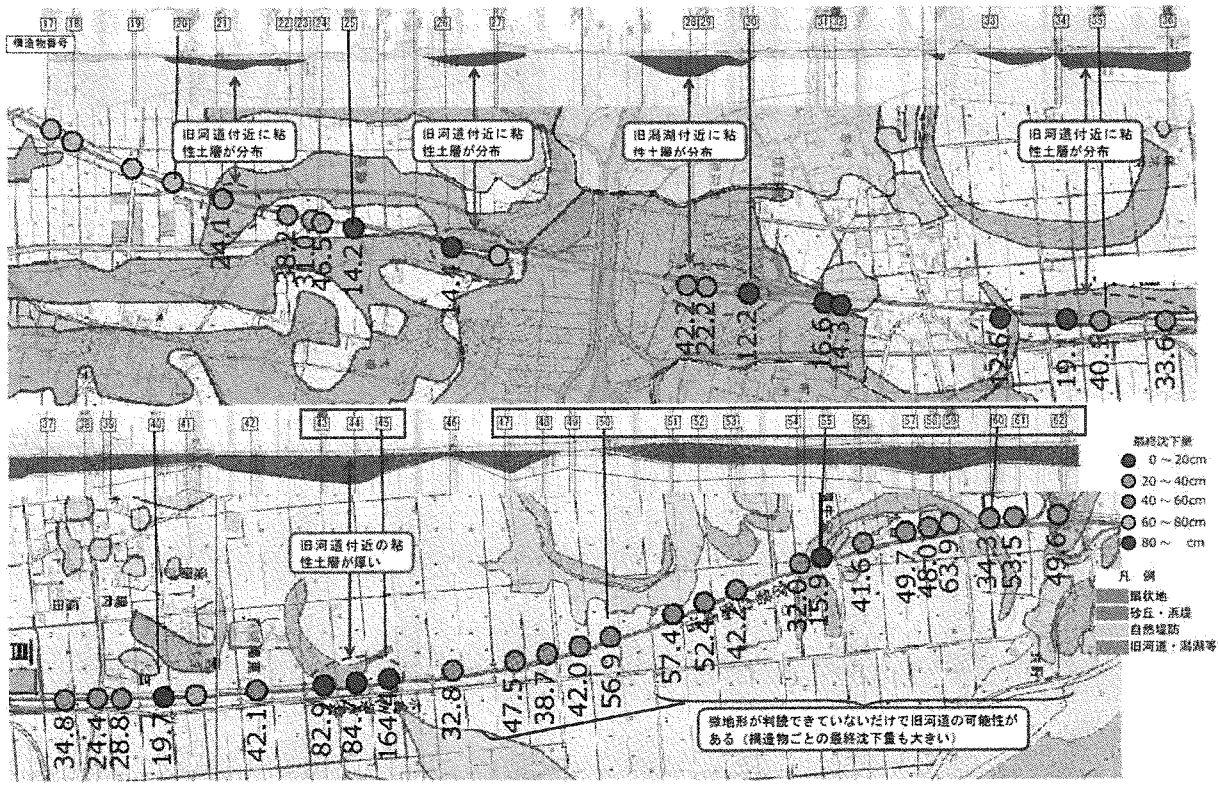


図 4-1　既往のボーリング調査結果及び既設構造物の最終沈下量との対比

P30. 蛇紋岩トンネルの岩盤性状分類に関する事例調査と地質背景の整理

Review of geological background and rock classification of serpentinites in tunnel construction

○山崎秀策，岡崎健治，倉橋稔幸（寒地土木研究所）
Shusaku Yamazaki, Kenji Okazaki, Toshiyuki Kurahashi

1. はじめに

トンネル掘削において適切に調査・評価・設計が行われたにもかかわらず，度々過大な変状が発生し問題となるのが蛇紋岩地山である．蛇紋岩類を対象とした既存の岩盤分類は，主に切羽や岩石試料の肉眼鑑定による形態分類，鉱物組成分析，各種物性計測（一軸圧縮強度，弾性波速度，比抵抗など）などの結果により行われる．しかしながら，蛇紋岩類は他の岩種に比べて各種の物性値の幅が非常に大きく[1]，限られた試料数，手法から岩盤強度特性を詳細に把握することは困難である．そこで本報告では，蛇紋岩類を地山としたトンネル事例を収集し，蛇紋岩類の岩盤性状分類の現状を把握し，地質背景に基づいた新たな岩盤性状分類の可能性について考察するものである．

2. 既存の蛇紋岩類の岩盤分類

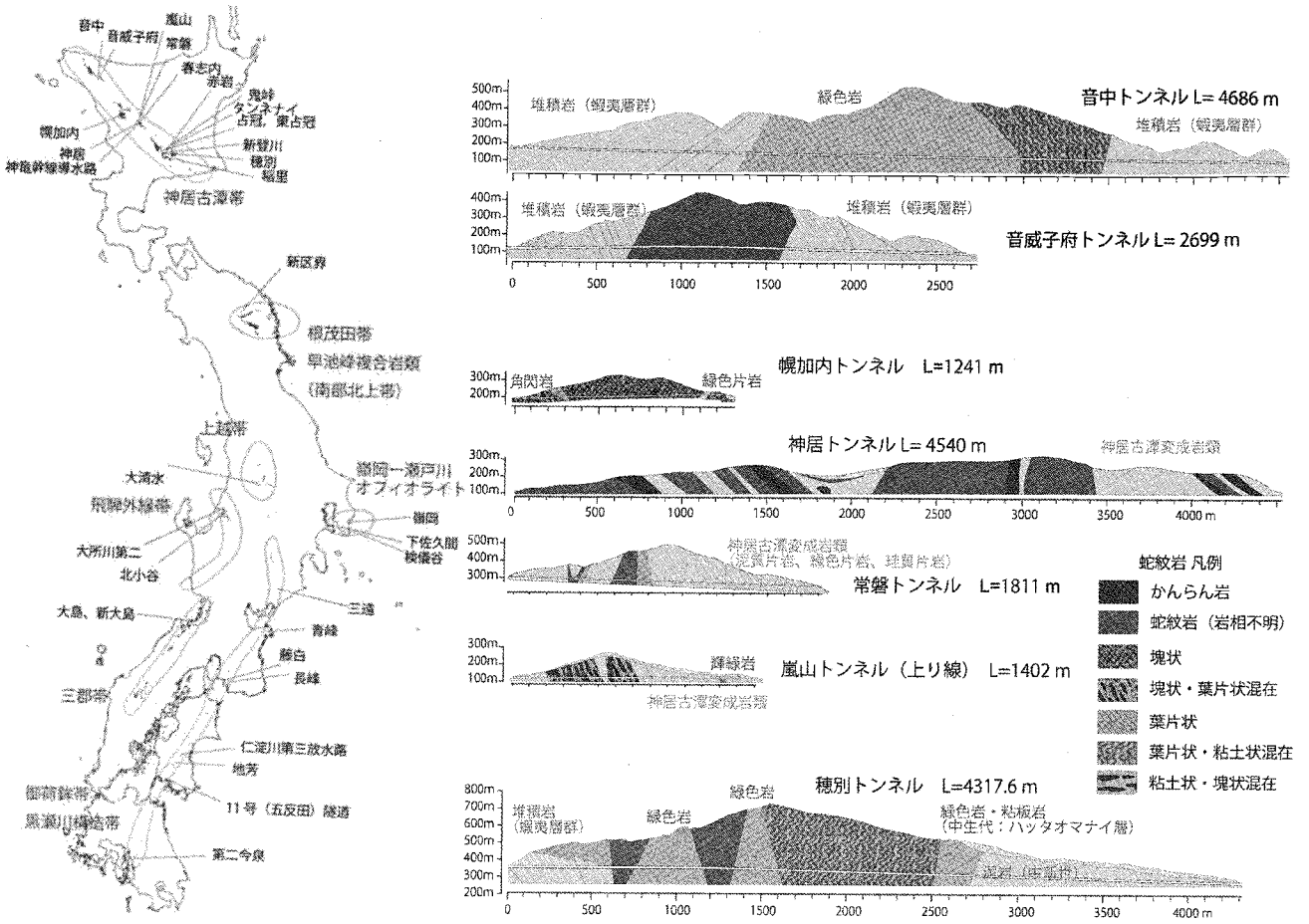
解析対象として，国内における蛇紋岩トンネルの掘削事例・論文を J-Stage, J-DreamIII, 寒地土木研究所論文・刊行物検索の検索システムから「蛇紋岩」と「トンネル」のキーワードの組み合わせで文献検索した結果，約 150 件が取得された．このうち入手可能であった文献を元に，掘削場所およびトンネル名が明らかな事例を抽出した結果，蛇紋岩を掘削したトンネルは全国で 36 箇所，内北海道において 16 箇所であった（図-1 左）．これら 36 の蛇紋岩トンネルを対象に，地質断面，蛇紋岩類の岩盤性状分類（形状分類），各種物性値などについて整理を試みた．

現在広く用いられている蛇紋岩類の形態に着目した岩盤性状分類は，1960 年代に北海道神居古潭帯の蛇紋岩岩体を掘削した神居トンネルや紅葉山線のトンネルが難工事となったことで，蛇紋岩類を塊状・礫状・葉片状・粘土状とする分類法が採用され，岩盤性状の把握が行われるようになったことに由来している[2]．また，塊状蛇紋岩の出現量比あるいは面積比から塊状率を求め，より定量的に蛇紋岩の岩相変化を定量的に把握する試みも広く行われている[3]．さらに，蛇紋石の種類，緑泥石，滑石，ブルーサイトの有無が変質程度や岩盤の内部摩擦角・すべり角を低下させる指標として注目され[3]，検鏡，熱分析，X 線回折分析などにより鉱物相の同定が行われている．これら形状，塊状率，含有鉱物を元に蛇紋岩類が分類され，物理探査や物性計測が実施され各岩相の岩盤強度が推定される．しかしながら岩種を分類し，各種物理計測により岩盤強度を求めようとしても，蛇紋岩は塊状部以外では試験に耐える試料の確保が難しく，特に脆弱な葉片状～粘土状の蛇紋岩では，コア試料採取による弾性波速度や一軸圧縮強度の計測が困難あるいは不可であったという事例が多く認められる．特に，葉片状蛇紋岩については，弾性波探査や坑内速度検層では 2km/s 以上となる箇所でも，掘削直後に 1km/s 以下となるような事例も報告されており，掘削に伴う緩み領域や岩盤強度の適切な評価が困難であることが伺える[4]．

蛇紋岩類の土木地質における取り扱いについては，野地（1981）[3]，梅津（1995）[5]により総括的なレビュー・研究が行われている．野地（1981）によるレビューでは，蛇紋岩化および変質鉱物について丁寧にまとめられているが，蛇紋岩の形成場の分類の解釈が古く，プレート運動により再定義が必要であろう．また，梅津（1995）では，蛇紋岩化作用を鉱物組成による変質度 I～III の 3 段階と，岩体形態を貫入岩，複合岩体，蛇紋岩・堆積岩メランジェの 4 タイプとし，この 2 種の組合わせにより形態分類を試みているが，岩体の不均質性の取り扱いに課題が残る．このように蛇紋岩類の形態分類による岩盤性状分類は，多くの蛇紋岩掘削事例で採用されてきたが，近年でも蛇紋岩トンネルでは過大な変形や崩落の事例が散見され，蛇紋岩岩体の脆弱性や不均質性を適切に評価できていない事例が存在している[6]．従って，既存研究では触れられてこなかった，塊状部における原岩構成，蛇紋岩化プロセスの解析，蛇紋岩岩体を含む周辺の地質構造との関係，脆弱部となる葉片状～粘土状蛇紋岩の調査・分類法など，蛇紋岩岩体形成の地質背景を踏まえた岩盤性状の把握が必要であると考えられる．

3. 蛇紋岩地山における新たな岩盤性状分類の試み

最近の地質学分野では，全岩微量元素組成や同位体組成，蛇紋岩中に含まれる輝石類，スピネル，磁鉄鉱，硫化鉱物，炭酸塩鉱物などの形態や鉱物化学組成を用いることで，蛇紋岩化プロセスや変質度を見積もること，密度や磁化率などから蛇紋岩化度を推定することなどが行われており，これらを土木地質の岩盤性状分類に活用することが考えられる．また，蛇紋岩岩体の形成場に着目した分類も岩体の特徴を分類する上で有効であるように思われる．日本における蛇紋岩岩体は帯状配列を示しており，これは海洋プレートの沈み込みに伴い，海洋プレートやマントルウェッジの超塩基



図－1　左：蛇紋岩類（超塩基性岩類）の分布と蛇紋岩掘削トンネルの位置（梅津（1995）に加筆）
右：北海道の神居古潭帯における蛇紋岩掘削トンネルの地質断面図

性岩類を起源として蛇紋岩の形成・上昇・貫入が地質イベントとして複数回起こったと解釈され，地質帯や形成年代による分類が可能かもしれない(図-1 左)[7]．また，地質帯毎の形成場による分類に加えて，同じ地質帯内でも例えば図-1 右のように，北海道の神居古潭帯における蛇紋岩岩体では，かつての海洋プレートの構成岩類を伴う超塩基性岩体（幌加内 T)，プレートの沈み込みに伴いマントルウェッジの蛇紋岩が高圧変成岩を伴いながら上昇・定置した岩体（神居 T，常磐 T，嵐山 T)，前弧海盆の堆積岩類（蝦夷層群）と基盤の緑色岩類の境界部に貫入するタイプ(音中 T, 音威子府 T, 穂別 T）など，蛇紋岩に付随する岩相により分類できる可能性が示唆される．既存地質断面図からの解釈には限界があるが、仮にこの分類が正しければ、高圧変成岩類を伴う岩体ではかんらん岩が残存している傾向にあり（神居 T，嵐山 T)、また一方で，蝦夷層群の堆積岩類に貫入する蛇紋岩岩体では葉片状が主体となる傾向にあると解釈できる。これは、蛇紋岩岩体の形成・定置の過程により岩盤性状を分類できる可能性を示している．今後は，このような蛇紋岩の形成場・過程に着目し，ボーリグコア試料の地球化学分析や古地磁気よる蛇紋岩化度の推定などの新たな解析手法を活用した蛇紋岩類の岩盤性状分類を行っていきたい．

文献

1) 地盤工学会地盤調査規格・基準委員会（2013）：地盤調査の方法と解説，地盤工学会，pp.118.
2) 江藤幸記，村山正己，橋詰順一，大和敏郎（1994）：蛇紋岩地山を NATM で掘る：九州新幹線　第２今泉トンネル，トンネルと地下，第 286 号，Vol.25, No.6, pp.7-16.
3) 野地正保（1978）：蛇紋岩と土木工事（第１報）－蛇紋岩と蛇紋岩化作用－，土木試験所月報，No. 303，pp. 10-19.
4) 稲葉英憲，中塚静夫，小野寺正（1989）：脆弱蛇紋岩におけるトンネル掘削－道央自動車道嵐山トンネル－，土木技術，Vol. 44, No. 3, pp. 44-53.
5) 梅津一晴（1995）：蛇紋岩の土木地質的一検討，応用地質，Vol. 36，No. 5，46-55.
6) 荒川大輔，楡井賢司，今野秀一（2016）：蛇紋岩地質の強大な地圧による変状について－一般国道 40 号音威子府村音中トンネル－，第 59 回（平成 27 年度）北海道開発技術研究発表会，技 14.
7) Ishiwatari A., Ozawa K., Arai S., Ishimaru S., Abe N. and Takeuchi M. (2016) 3. Ophiolites and ultramafic rocks, *In The Geology of Japan*, Geological Society, London, pp. 233-250.

P31. 会津盆地縁辺の中新統における地質発達過程に関する考察

Geological development of the Miocene in the marginal area of the Aizu Basin

○大竹　重則（株式会社開発設計コンサルタント），栗田裕司（新潟大学）

Shigenori Otake, Hiroshi Kurita

1. はじめに

福島県会津地域は中期中新世以降の活発な火山活動に続く深海化及び浅海化により形成された．この地域の堆積盆の中心部の地史は詳しく検討されているが[1]，盆地縁辺域の山地における地質発達過程の検討例は少なく，これらを明確にすることは会津地域の地史解明に有効である．またこのような検討は，今後発生する豪雨・地震時における斜面災害の地質リスク評価に有効であると考えられる．本研究では詳細な地表踏査を基に層序学・堆積学的検討を行い，対象層が堆積した当時の古環境及び地質発達過程に関して考察し応用地質学的検討を実施した．

2. 柳津町銀山峠周辺の地質概要と調査手法

対象地域の地質概要を図-1 に示す．本地域周辺に分布する中部～上部中新統は，既往資料[2]によれば二の沢層・譲峠層・塩坪層・藤峠層に区分されるが，本研究では現地の地表踏査の結果から下位より二の沢層・譲峠層・藤峠層に区分した．

譲峠層は下位の二の沢層を整合で覆う．また，藤峠層は下位の譲峠層を傾斜不整合で覆う．本地域の地層群は，北北西―南南東方向の軸を持ち，北にプランジする背斜構造に支配された分布を示す（図-2）．

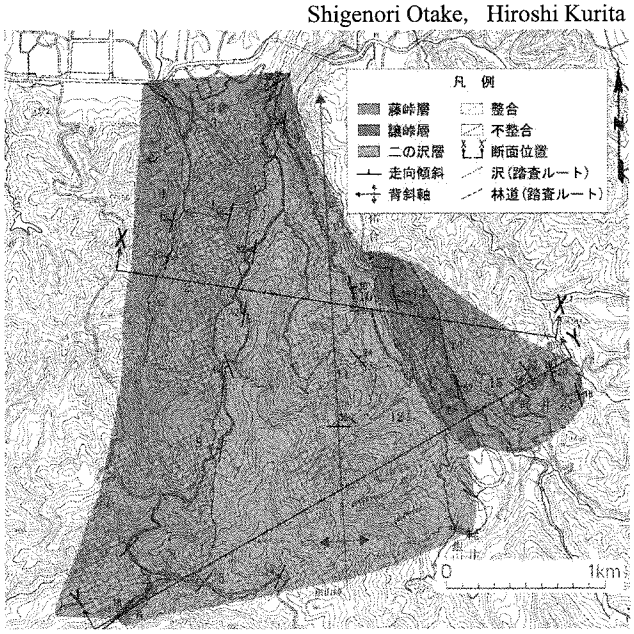
3. 堆積相解析および不整合面の認定

地表踏査を実施した全ての露頭を対象に堆積柱状図を作成した（図-3）．既往資料によって提案されているモデル[3),4)]に基づき，堆積相の層相，粒度，地質構造，単層の重なり様式などを考慮した堆積相解析の結果，本地域の地層群は下位より，火山の中心からやや外れた山体付近で形成された水中火砕流砕屑物，浅海の再堆積性火山砕屑物，外側陸棚～深海の海成泥岩，カルデラ形成に関わるイグニンブライトの順に重なっていると考えた．この結果は，本地域では他の会津地域と異なり，火山噴出に特に強く影響された時期が二の沢層堆積期と藤峠層堆積期の二度あったことを示す．また，不整合面の上下で傾斜のトレンドが異なることから褶曲構造の形成が二度あったと言える．

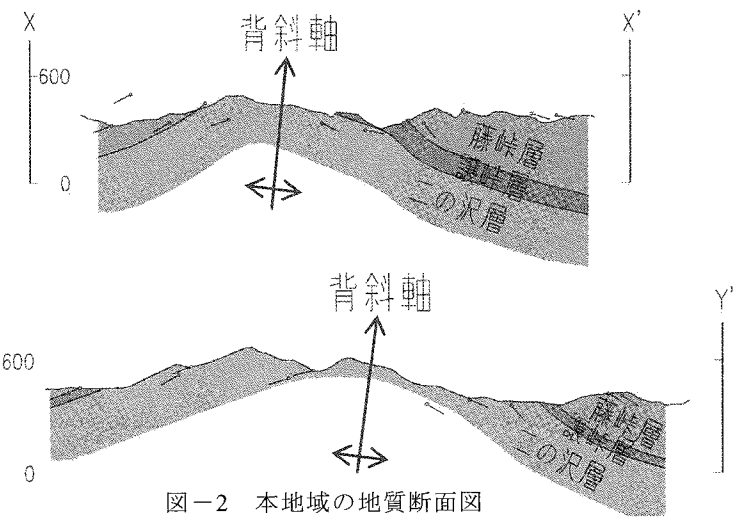
譲峠層と藤峠層が傾斜不整合にあると考えた理由は，以下 3 点による．

① 堆積環境の明瞭な差異

本地域での譲峠層は外側陸棚以深，藤峠層は陸上環境であり，両層の境界の上下で外側陸棚～深海システムの上に陸成堆積物が累積し，中間的な岩相を欠く．



図－1　本地域の地表地質図



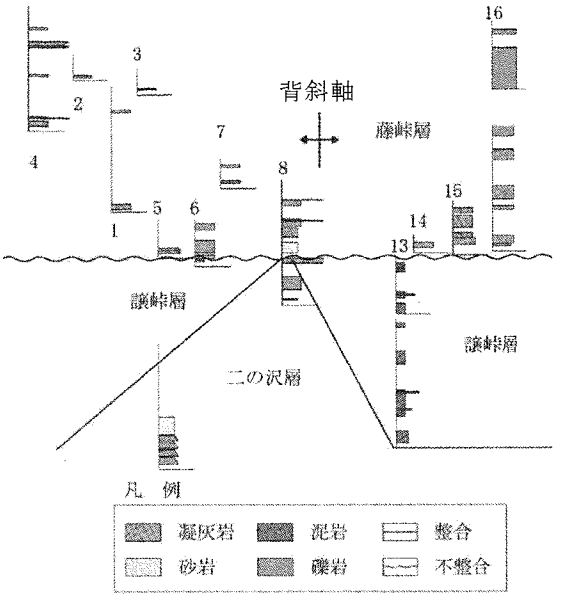
図－2　本地域の地質断面図

② 接触関係

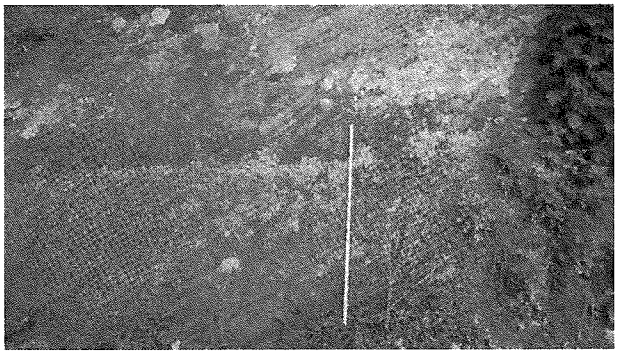
両層の接触露頭を観察すると，藤峠層の基底層は定向性のないブロックを乱雑に含むこと，ブロックが基質支持を受けていること，内部構造を欠くことなどから土石流堆積物であると考えられる．また，泥岩ブロックの形状から，この基底層の堆積時にはある程度固結していたと判断され，土石流の発生より前に，譲峠層はある程度埋没し，続成が進行した上で浅部が削剥されたと考えられる．

③ 地層傾斜の不連続

両層の境界を挟んで，東側で層理面の傾斜が 42°，西側で 18° となり傾斜が不連続に変化している．



図－3　本地域の各個柱状図



写真－1　二の沢層上部の明瞭な堆積構造

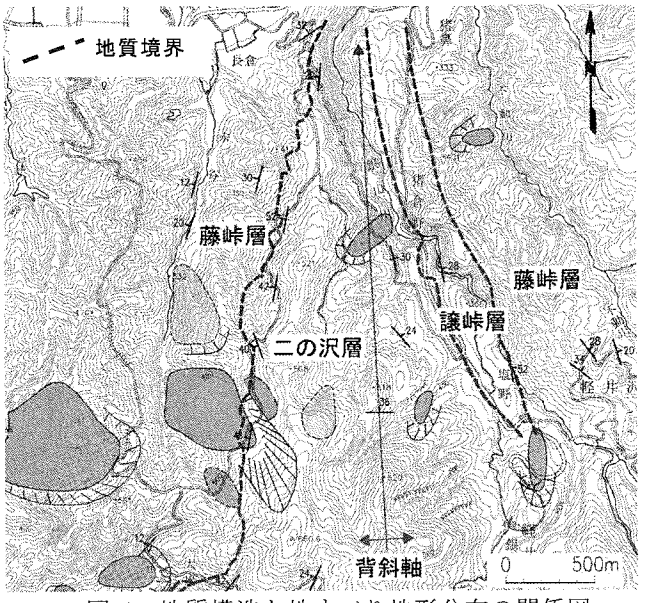
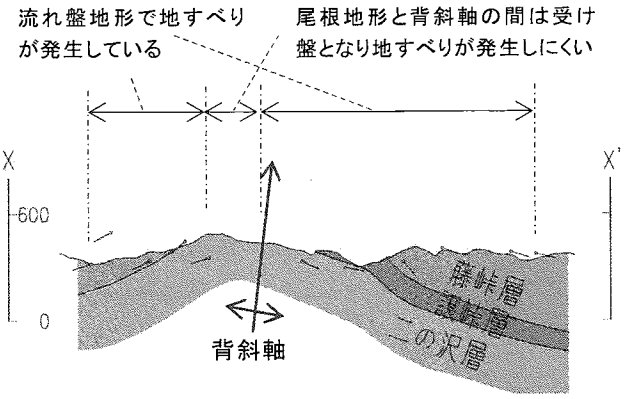


図-4　地質構造と地すべり地形分布の関係図
（防災科学研究所による地すべり地形分布図から引用）



図－5　地すべり発生と地質構造との関係性の概念図

5. 応用地質学的検討

本地域で得られた地質構造を防災科学研究所による地すべり地形分布図[5]と比較し，斜面防災の面から検討した．平面図として図-4 を，断面概念図として図-5 を示す．平面図上では，背斜軸とその西側の尾根地形の間の領域は受け盤に相当し，地すべり地形は不明瞭な移動地すべり土塊が 1 箇所のみで，ほとんど認められない．

一方，尾根より西側および背斜軸の東側では流れ盤であり，地すべり地形は尾根の西側で 5 箇所，背斜軸の東側で 4 箇所と，多数確認できた．以上のように地すべり地形の分布は流れ盤領域は受け盤よりも明らかに多く，地質構造と密接な関係にあることが判明した．

6. まとめ

本研究では，地質性状の詳細な観察により地質・地質構造発達過程を明らかにした．また応用地質学的には，地質構造と地すべり地形の分布に明瞭な関連性が認められた．今後地すべり地形と岩質や地質構造との関連を詳細に観察することで，斜面災害の地質リスク評価の精度向上につながると考えられる．

文献

1) 鈴木敬治(1989)：後期新生代における東北本州南部の構造発達史．地質学論集，no. 32，97-112.

2) 山元孝広・駒澤正夫(2004)：宮下地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査総合センター，71p.

3) McPhie et al.（1993）：A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198p.

4) Cas et al.（1990）： Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff comes: a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. Bull. Volcanol., 52, 159-174.

5) 防災科学研究所(2013)：地すべり地形分布図

P32. 地質調査におけるデジタルガジェットの利活用について

Using digital gadgets in geological survey

○神崎　裕（中央開発株式会社）藤井　幸泰（名城大学）
Yutaka Kanzaki　Yukiyasu Fujii

1. はじめに

地質踏査は地質調査法の中でも最も歴史があり，踏査結果の精度が地質調査の結果に及ぼす影響も大きい．野外で得られた地質情報を効率よく整理し，共通点や差異を判断していくことが，地質調査の成功の可否に関わるが，この整理は野帳や地形図でのアナログデータでの整理が一般的であり，非常に時間のかかる作業である．近年，技術の進歩により，デジタルガジェットの性能が飛躍的に向上しており，従来時間がかかる手書きのアナログ主体であった作業が，デジタル化による置き換えが可能となりつつある．ここではデジタルガジェットを活用した，データの電子化についての試みを報告する．

2. 地質踏査と IT 技術

近年，IT 技術の発展は著しく，パーソナルコンピューターやスマートフォン，電子ガジェットなどのハードウェア，ソフトウェアの性能が飛躍的に向上している．ガジェットとは本来，道具，装置，仕掛けを意味し，現在ではスマートフォン，デジカメやポータブルオーディオなどちょっと便利な電子小物を指す事が多い．メールや WEB，テキストの閲覧などで，非常に生活に浸透しているといえる．

一方で，野外調査に主眼を移すとどうであろうか．現在デジタルカメラは高機能化し，スマホを利用した撮影が主流である．位置情報を容易に得られるハンディ GPS の性能も格段に向上している．しかしながら野帳や地形図のデジタル化はあまり進んでいないのが実情である．他業界を見渡せば，土木業界においては現場での測定データをデジタル化する試みが多数報告されており，一部は既に実用化されている．

この報告では，主に野帳と地形図，デジタルカメラを利用する地質踏査の観点から，市販の電子ガジェットを用いて整理した事例を紹介する．

3. 活用方法と利用例

3.1 過去のデジタル化の試み例

過去の検討事例でも，ノートパソコンやダブレット PC，デジタルガジェットを用いた地質踏査のデジタル化が試みられている．そのうち，Clegg ら[1]は，野外での PC もしくはタブレットを用いた電子地質調査システムを DGM（Digital Geological Mapping）と呼称し，タブレット PC によるシステムと PDA（Personal Digital Assistant）システムとの比較を行っている．その中で，システムの能力差が使いやすさにとっての指標であることを示した．また，吉川ら[2]は，スケッチ等の手書きに完全に変わるものとしての使用は，ハードウェアとソフトウェアの能力不足による実用性の乏しさから断念している．いずれの事例においても，当時の PC やガジェットの能力不足により，手書きの利便性を超えることができず，断念していると言える．

近年，iOS や Android，windows7 以降の PC，タブレットなどは，ソフトウェア，ハードウェアの性能の向上とともに，スタイラスペンの機能が飛躍的に発達してきた．デジタルカメラや GPS の登場により，取得したフィールドデータのデジタル化が即座に可能となっている．さらに野帳やルートマップといったデータがデジタル記録となれば，その後の保存性や利活用は，手書きと比較して圧倒的に優位となると判断される．

3.2 使用機材

タブレット PC はバッテリーの持続時間，重量などに主眼を置き機種の検討を行った．スタイラスペンは手書きに近い感覚での使用ができるペンタブレット並みの性能があるものを候補とし，マイクロソフトサーフェス　Pro および，サーフェスペン，サーフェスタイプカバーを選択した．また，防水用のケースとしてはタブレット PC 防水ケースを用意し水没等の不慮の事故を防止し，安心して使用ができる環境とした．

手書きに用いるソフトウェアは使い勝手，安定性，ユーザーインターフェースの使いやすさから，Drawboard PDF[3]を選択した．特徴を以下に示す．①PDF に特化しており，扱うファイルは全て PDF である（PDF 化で，さまざまなファイルの取扱は可能）．②ファイルの管理はローカル PC に保存され，クラウドに保存されることはない．③動作が早く，パームリジェクションと呼ばれる，描画を手や指で行う機能をオフにして，誤作動を防止する機能がある．以上のガジェットを用い，調査を実施した．使用機材を写真-1 に示す．

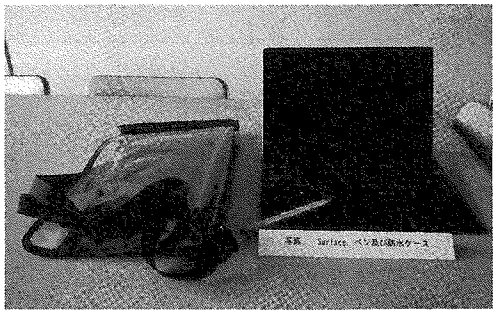


写真-1 タブレット PC，ペン，防水ケース

3.3 利用例

①踏査での利用例

タブレット型 PC を用いて，野外調査を実施した．調査にあたっては，タブレット PC は防水のケースに納め，首から下げられる形とした．ケースに収めてもペンでの書き込みは問題なく，更に指を用いたピンチイン・ピンチアウトも可能であり，特に問題はなかった．ケースのカメラの位置はクリアービニール仕上げであり，ケースに入れたままでの写真撮影も可能で，記録写真としては十分な性能を持っていた．

図-1 に踏査での記述例を示す．通常，地形図，野帳と別々に書き込むことになるが，タブレット PC では，かなりのサイズまで拡大縮小が可能なため，必要な記述をすべてマップ上へ記載することが可能であり，可視性が向上するとともに，同行者とその場でデータについて議論することが可能となる．

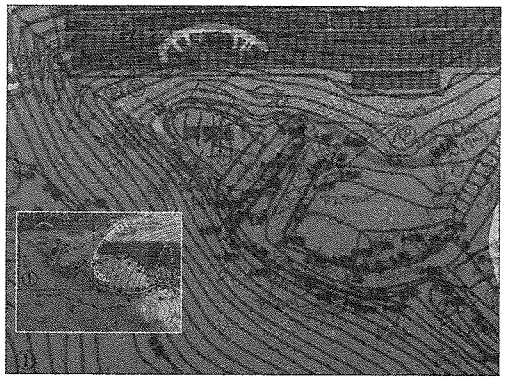


図-1　踏査での使用例

②現地確認・露頭での使用例

現地状況を確認し，写真撮影を行った後に，必要となる項目を記述し，資料として整理した結果を取りまとめる場合においても，タブレット PC を用いた場合には，野帳＋デジカメ+地形図による従来の方法と比較して，迅速な処理が可能となる．スケッチといった露頭の状況だけでなく，後続調査の必要箇所の確認，機材等の搬入・架設方法といった検討も，具体的に迅速に記述が可能となる．露頭で実際に記載した例を図-2 に示す．

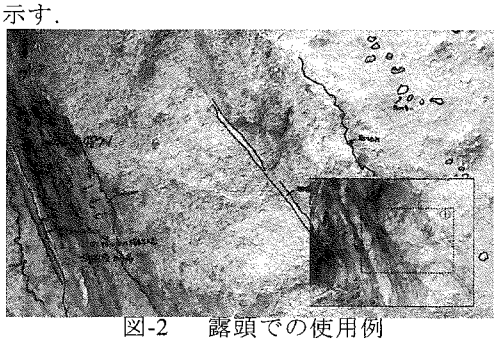


図-2　露頭での使用例

③コア観察での利用例

タブレット PC で観察した場合には，拡大したコア写真上に岩種，堆積構造，亀裂の状態などを詳細かつ直接に記述していくことが可能である（図-3 ）．野帳等に状況を記載する場合と比較して，整理時間の短縮になると考えられる．また，記述内容の再確認の場合でも，写真入りの記載データを確認しながら当時の考え方を検証することが可能であり，その後の解析の精度向上が期待できる．

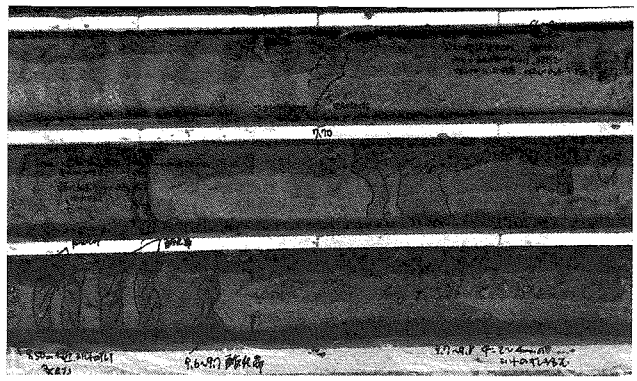


図-3　コア観察での使用例

5.おわりに

従来はアナログ記録主体であった地質踏査にかかわる様々な道具と手法がデジタルに置き換わる中，野帳にも十分対応できる PC とソフトウェアの組み合わせについて，実例を上げて紹介した．

近年，技術者の高齢化が危惧され，当業界についても例外ではない．また，ダムやトンネルといった大規模かつ総合的な地質調査を伴う業務の減少が著しく，そのため技術継承の機会も減っているのが実態である．地質踏査というアナログ技術の集大成はベテランの技術者が得意としており，若手に継承していくのは非常に重要な使命である．しかし，機会が少なく難しいというのが実態である．

少ない機会を効果的に利用するには，今回紹介したようなツールの働きは重要だと考えられる．ベテランの技術者の考え方や実際の判定状況等を写真上に，考え方も含めて整理したものを学習することで，技術伝承にも役立つのではないだろうか．

文献

1) Clegg, P., Bruciatelli, L., Domingos, F., Jones, R., De Donatis, M. and Wilson, R.（2006）: Digital geological mapping with tablet PC and PDA: a comparison. Computers & Geosciences, 32,1682–1698.

2) 吉川敏之，巖谷敏光（2012）:　野外調査におけるデジタル入力の可能性と期待 GSJ 地質ニュース Vol. 1 No. 8.

3) Drawboard PDF　(2017) : https://www.drawboard.com/（2018 年 7 月 15 日確認）

P33. 火山地域における建設工事における応用地質学的問題

Applied Geological Issues on Civil Engineering Works at Volcanic Fields

○太田岳洋（山口大学），大塚智久（八千代エンジニヤリング），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
Takehiro Ohta, Tomohisa Otsuka, JSEG Subcommittee on Applied Geological Problems at Volcanic Fields

1. はじめに

日本は火山国でありながら，近年は各種社会基盤整備や利便性向上の社会的要求と，技術レベルの向上から，第四紀火山周辺でも様々な経済活動が行われるようになった．そのため，平穏時には火山の恩恵を享受しながらも，噴火災害の危険性や火山地質特有の諸問題にさらされ，地質技術者はこれらに対応してきた．

そこで，「火山地域における応用地質学的諸問題に関する研究小委員会」では，今後の我が国における火山地域での開発や火山災害への対応のみならず，諸外国の火山地域における開発と環境・景観保全に対して，応用地質学的な問題点を抽出・整理し，長期的な視点から国際的にも貢献できる課題の設定を行っている．

本報告では，その一環として収集した火山地域において発生した建設工事における応用地質学的な問題事象について整理した結果を報告する．

2. 文献調査の方法

火山地域および火山岩分布域におけるトンネルおよびダムを対象とした調査報告事例を，主に山口大学図書館検索システムにより抽出し，文献調査を行った．検索時のキーワードは「トンネル＋火山」または「ダム＋火山」とした．検索システムで抽出されなかったが，著者らが既知の火山地域のトンネルやダムの報告例も加えた．

3. 調査結果

上記検索の結果より，トンネルについては 26 文献，ダムについては 15 文献を抽出した．このうちいくつかは同一トンネルあるいはダムに関する報告が重複している．それぞれの文献に記述されているトンネルやダムで問題となった事象を，表－1 に整理した．

(1) 火山地域でのトンネルの問題点

表－1 に示すように，トンネルでは大量湧水や渇水といった地下水に関わる問題の報告事例が多く，次いで切羽不安定化や地表面沈下・地表陥没といった地山の強度劣化に関する報告が多い．高温・ガス・爆発の報告例は安房トンネル,爆発は洞爺トンネルのみである．一方，重金属に関する問題は表中では 1 報告のみであるが，実際には多くの事例があると思われる．また，図－1 に問題事象が報告されたトンネルの位置を第四紀火山，カルデラ壁，火砕流分布域とともに示した．問題事象が報告されたトンネルの分布に偏りはなく，報告例の多い大量湧水・渇水に関する報告事例の分布も広く分布している．このことから，火山地域あるいは火山岩分布域のトンネルにおける問題事象は，大量湧水や渇水の問題も含めて普遍的に発生する可能性があることがわかる．太田 [1]はトンネルを火山地質的な“位置”を火山体裾部～火山麓扇状地，カルデラ壁，非溶結火砕流堆積物に分類し，それぞれの位置で発生したトンネルの大量湧水や渇水の問題事例をあげ，火山地質特有の水理地質的問題とその調査の困難さを述べている．

(2) 火山地域でのダムの問題

ダムに関しては，基礎の沈下や堤体の変状などの基礎岩盤としての問題，基礎岩盤の止水性や透水性などの水理地質的な問題，が大半である．また水質や堆砂に関する問題も報告されている．特に基礎岩盤の止水性については，1 文献内にいくつものダムの事例を挙げている場合があり，火山地域に設置されるダムの多くで問題となり得ることが想像される．中村 [2)3)4)]は火山地質とダム建設における留意事象について詳しく整理しており，日本全国の 50 以上のダムについて，留意すべき火山地質的特徴を，熱水変質（17 ダム），貫入岩（13 ダム），自破砕溶岩（6 ダム），火山砕屑物（17

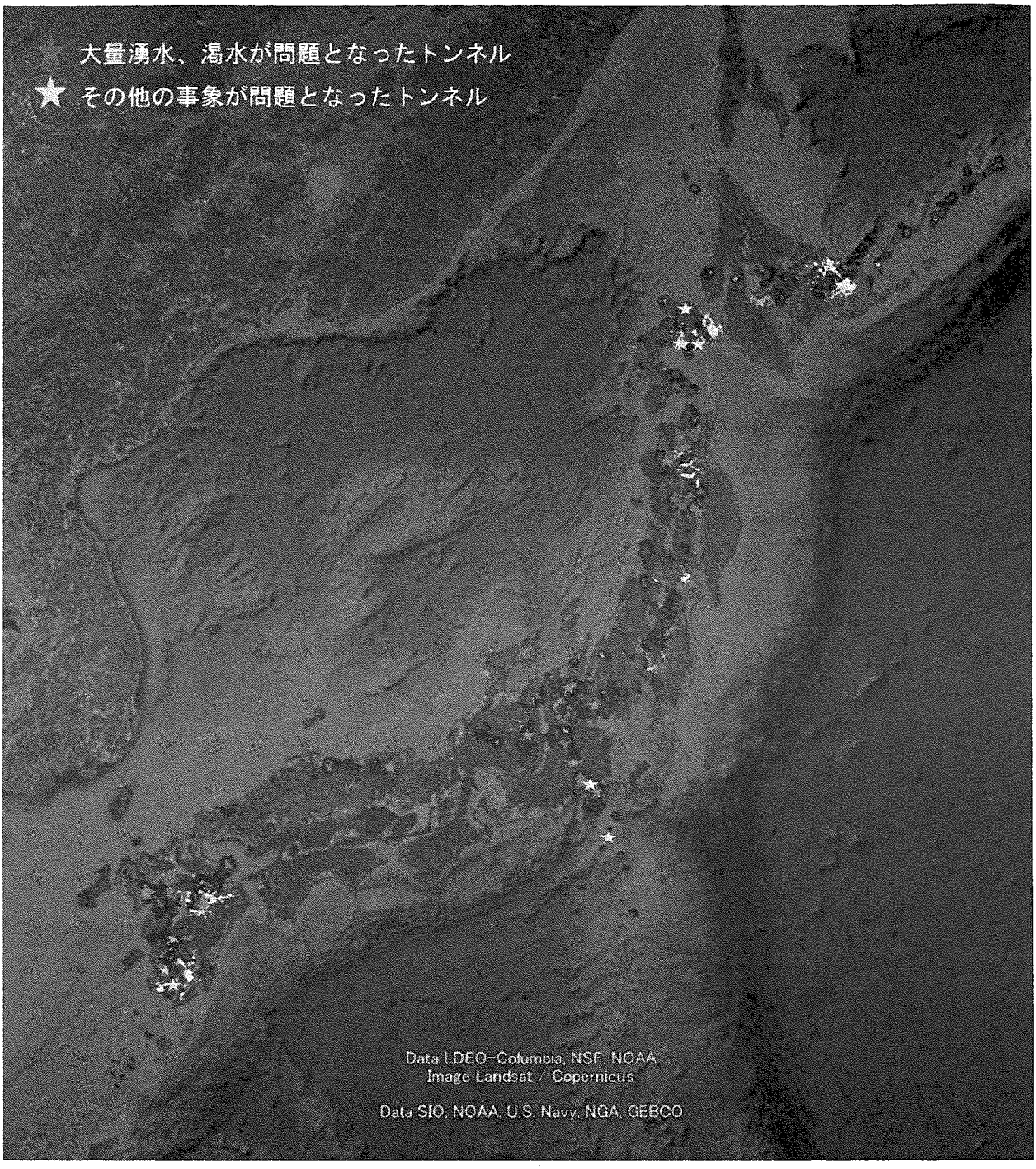
表－1 火山地域および火山岩分布域におけるトンネル、ダムの問題事象に関する文献調査結果

Key Words: トンネル＋火山

問題事象	高温・ガス	切羽不安定化	地表面沈下	地表陥没	膨圧	大量湧水	渇水	噴火	重金属	複雑な地質構成
件数（論文数）	5	8	6	2	2	14	5	2	1	6

Key Words: ダム＋火山

問題事象	水質	基礎沈下	堤体変状	基礎岩盤止水性	透水性	堆砂
件数（論文数）	2	7	6	7	6	2



図－1　火山地域および火山岩分布域で問題事象が報告されたトンネルの位置
産総研地質調査総合センター「日本の火山（第 3 版）」第四紀火山、カルデラ壁、火砕流分布域のベクトルデータを Google Earth 上に表示した

ダム）に分類し，それぞれのダムでの問題事象と検討内容を報告している．問題事象，検討項目として，基礎岩盤の強度不足や堤体の安定性などの問題が 23 ダムで報告され，透水性や漏水に関する問題が 32 ダムで報告されている．前者の問題は熱水変質，貫入岩，自破砕溶岩で多く，後者はすべての火山地質的特徴で見られるが，火山砕屑物で顕著である．

以上のことから，火山地域のトンネルやダムにおいては，透水性や地下水などの水理地質的な事象が問題となる場合が多いことがわかる．

文献

1) 太田岳洋（2017）：第四紀火山における応用地質学的問題－主に建設工事を対象として－，日本第四紀学会講演要旨集，47，pp.78-79.
2) 中村康夫（2003）：地質現象とダム８　火山活動（1）熱水変質，ダム技術，No.204, pp.9-40.
3) 中村康夫（2003）：地質現象とダム９　火山活動（2）貫入岩・自破砕溶岩，ダム技術，No.205, pp.15-46.
4) 中村康夫（2003）：地質現象とダム 10　火山活動（3）火砕物，ダム技術，No.206, pp.3-31.

P34. 火山の第四紀年代学

Quaternary Geochronology for Volcanoes

○伊藤久敏（電力中央研究所），奥野　充（福岡大学），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
Hisatoshi Ito, Mitsuru Okuno, JSEG Subcommittee on Applied Geological Problems at Volcanic Fields

1. はじめに

「火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会」では，日本を含めた世界各地の火山地域における応用地質学的な課題を抽出・整理し，長期的な視点で国際的にも貢献できる課題を検討する活動を行っている．

ここでは，本小委員会で抽出した「長期的な噴火予測・評価」課題に対して，火山を対象とした第四紀の年代測定手法のレビューを行った結果を報告する．長期的な噴火予測・評価を行うためには，過去の噴火履歴を正確に把握する必要があり，そのためには，正確な年代測定が必要不可欠なためである．

2. 火山を対象とした年代測定法

火山を含む地質試料の年代決定は，対象物（火山噴出物，炭質物など）に対して放射年代測定法を用いるのが一般的であるが，年代が正確に得られている地質現象（古地磁気変化，酸素同位体比変化など）を併用し，対象物の正確な年代を追求することも重要である．地震と同様に火山についても，（地震や噴火の）規模が大きい程，低頻度になるが，噴火の規模と頻度についての正確な理解は，火山災害のリスクを評価する上で重要である．噴火間隔が数10年未満の火山については，年代測定よりも物理探査等のモニタリングによる噴火予測が重要と思われる．数100年～数1000年前の火山の噴火履歴については，従来，放射性炭素（^{14}C）年代測定法が主として用いられている．ここでは，^{14}C 法とそれに関連した酸素同位体比年輪年代法についての最新の知見を示す．数万～数10万年前に発生した巨大噴火（破局噴火）は広域テフラとして我が国に多数分布する．このような広域テフラを対象とした年代測定法としては，従来，K-Ar 法やフィッション・トラック法，熱ルミネッセンス法などが用いられているが，ここでは，最近進展が著しく，より高精度な年代値が期待できる U-Pb 法と(U-Th)/He 法についてレビューする．

3. ^{14}C 年代測定法

炭質物を用いる ^{14}C 法はハード（主として加速器質量分析装置）とソフト（主として暦年較正手法）の進展により，現在～5万年前程度の年代測定精度が向上している[1]．しかしながら，火山の噴火年代を1年以内の誤差で決定するには現在でも困難を伴う．ここでは，過去の大気中の ^{14}C のスパイク（具体的には西暦774–775年の ^{14}C の急激な増加現象[2]）を利用し，白頭山–苫小牧（B-Tm）テフラを噴出した白頭山の噴火が西暦946年の冬であることが確定した事例[3), 4)]を紹介する．この事例では，噴火により埋没した樹木に対し，西暦774–775年の ^{14}C スパイクに相当する年輪を見出し，年輪計測と合わせることで（スパイクの箇所の年輪と樹皮までの年輪数から），B-Tm テフラの噴出年代を確定している．同様な ^{14}C のスパイクは紀元前660年にも見つかっており[5]，この手法（^{14}C スパイク法）の今後の進展が期待される[6]．

4. 酸素同位体比年輪年代法

酸素同位体比年輪年代法は，樹木年輪から抽出したセルロースの酸素同位体比（$\delta^{18}O$）変動が気候変動と相関することを利用し，別に作成した年輪セルロース $\delta^{18}O$ の標準変動曲線（マスタークロノロジー）とマッチングさせることで，樹木年輪年代を年単位で決定する手法である[7]．この手法は従来の年輪年代学と異なり，マスタークロノロジーの樹種依存性が低いという利点がある．B-Tm テフラを噴出した白頭山の噴火年代が西暦946年であることはこの手法でも確認されている[8]．この手法では，樹木の年輪年代が得られるとともに，当時の気候の復元が可能であるため，例えば，大規模な火山噴火が気候変化に及ぼした影響評価等の幅広い応用が期待される．

5. U-Pb 年代測定法

U-Pb 年代測定法については，第四紀テフラの U-Th-Pb 年代測定（その1～5）として，筆頭著者の取り組みを日本応用地質学会で紹介してきた[9]．従来，ジルコンの U-Pb 年代測定法は，100万年よりも古い時代を対象とした年代測定法であったが，LA-ICP-MS 装置の登場により，10万年前程度までの年代測定が簡便に実施できるようになってきた．一例として，房総半島の Ch2 テフラの U-Pb 年代測定結果を示す（図-1）．Ch2 テフラは層序から 0.63 Ma 頃に堆積したことが推定されていたが，U-Pb 法により，従来の推定を支持する結果が得られた[10), 11)]．

なお，ジルコンの U-Pb 年代は，マグマからジルコンが晶出した年代を示すため，ジルコンの U-Pb 年代≧噴出年代，であることに注意する必要がある．噴出年代の決定には，我が国では実用化に至っていないが，次に述べる(U-Th)/He 年代測定法が有望であり，U-Pb

年代と(U-Th)/He 年代の両方を求めることが理想的である[12].

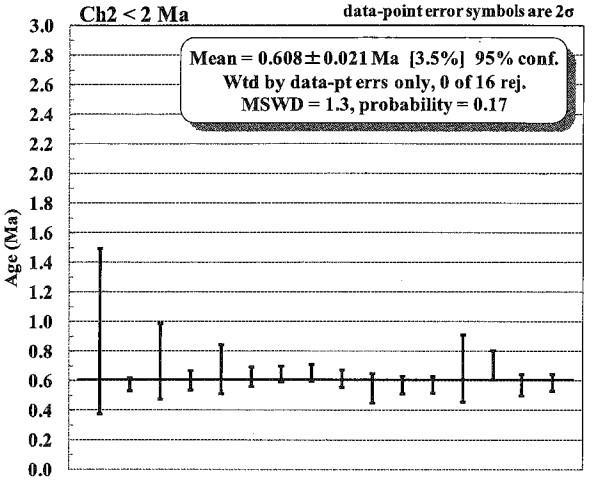


図-1　Ch2テフラのU-Pb年代測定結果[10]

6. (U-Th)/He 年代測定法

(U-Th)/He 年代測定法は，放射性元素の U と Th が Pb に壊変する過程で生じる He を利用した年代測定法である．希ガスである He は対象鉱物（ジルコンやアパタイトなど）中から散逸しやすいため，噴火時点では（高温であるため）対象鉱物中に He が存在せず，噴火以降に He が蓄積されることから，(U-Th)/He 年代は噴火年代を示すことになる．ジルコンを用いた(U-Th)/He 年代測定法の火山への適用例として，大町テフラの A1Pm と DPm が，それぞれ，384±13 ka，101±9 ka と報告され[12]，また，火山災害を描いたとされる世界最古のトルコの壁画に描かれた火山（Hasan Dag 火山）の噴火年代として 8.97±0.64 ka が報告されたりしている[13]．すなわち，この手法は，これまで高精度な年代測定が困難とされてきた，10 万～100 万年前の年代範囲をカバーできるだけでなく，ジルコンのウラン含有量が高い等の条件に恵まれれば，^{14}C 年代測定法の適用範囲まで年代測定が可能である．

7. おわりに

火山を対象にした第四紀の年代測定法について，著者らの研究を含めた最新の動向をレビューした．引き続き，今回取り上げなかった年代測定手法についてもレビューを進めていく予定である．

文献

1) 北川浩之(2013)：放射性炭素年代測定—AMS 法を中心とした最近 10 年間の進展—，月刊地球，Vol.35，pp.495–501.

2) Miyake, F., Nagaya, K., Masuda, K., Nakamura, T. (2012): A signature of cosmic-ray increase in AD 774–775 from tree rings in Japan, Nature, Vol.486, pp.240–242.

3) Oppenheimer, C., Wacker, L., Xu, J., Galván, J.D., Stoffel, M., Guillet, S., Corona, C., Sigl, M., Cosmo, N.D., Hajdas, I., Pan, B., Breuker, R., Schneider, L., Esper, J., Fei, J., Hammond, J.O.S., Büntgen, U. (2017): Multi-proxy dating the "Millennium Eruption" of Changbaishan to late 946 CE, Quat. Sci. Rev., Vol.158, pp.164–171.

4) Hakozaki, M., Miyake, F., Nakamura, T., Kimura, K., Masuda, K., Okuno, M. (2018): Verification of the annual dating of the 10th century Baitoushan Volcano eruption based on AD 774–775 carbon-14 spike, Radiocarbon, Vol.60, pp.261–268.

5) Park, J., Southon, J., Fahrni, S., Creasman, P.P., Mewaldt, R. (2017): Relationship between solar activity and Δ^{14}C peaks in AD 775, AD 994, and 660 BC, Radiocarbon, Vol.59, pp.1147–1156.

6) 奥野　充(2018)：白頭山苫小牧（B-Tm）テフラの精密年代決定の意義，名古屋大学年代測定研究，Vol.2，pp.30–34.

7) 中塚　武・佐野雅規(2014)：酸素同位体比を用いた新しい木材年輪年代法，月刊地球号外，No.63，pp.106–113.

8) 木村勝彦・箱崎真隆・佐野雅規・對馬あかね・李貞・中塚　武・中村俊夫・奥野　充(2017)：酸素同位体比年輪年代法による白頭山 10 世紀噴火の年代測定，日本第四紀学会講演要旨集，Vol.47，30.

9) 伊藤久敏(2017)：第四紀テフラの U-Th-Pb 年代測定（その 5），日本応用地質学会平成 29 年度研究発表会講演論文集，pp.45–46.

10) 伊藤久敏(2016)：第四紀テフラの U-Th-Pb 年代測定（その 4）．日本応用地質学会平成 28 年度研究発表会講演論文集，pp.33–34.

11) Ito, H., Nanayama, F., Nakazato, H. (2017): Zircon U–Pb dating using LA-ICP-MS: Quaternary tephras in Boso Peninsula, Japan, Quat. Geochronol., Vol.40, pp.12–22.

12) 伊藤久敏・Danišík Martin・大石雅之・中里裕臣(2017)：ジルコンの U-Pb および(U-Th)/He 年代測定から推定される大町テフラの噴出年代，日本第四紀学会講演要旨集，Vol.47，31.

13) Schmitt, A.K., Danišík, M., Aydar, E., Şen, E., Ulusoy, İ., Lovera, O.M. (2014): Identifying the volcanic eruption depicted in a Neolithic painting at Çatalhöyük, Central Anatolia, Turkey, PLOS ONE, Vol.9: e84711. doi:10.1371/journal.pone.0084711.

P35. 火山地域での地質災害の評価でのテフラ編年学の役割：阿蘇カルデラの例を中心に

Role of tephrochronology in the assessment of geological disasters in volcanic areas: A case study in Aso caldera

○奥野　充（福岡大学），鳥井真之（熊本大学），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
Mitsuru Okuno, Masayuki Torii, JSEG Subcommittee on Applied Geological Problems at Volcanic Fields

1. はじめに

「火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会」では，国内外の火山地域における応用地質学的な課題を抽出・整理し，長期的な視点で幅広く貢献できる課題を検討している．

2016年熊本地震では，阿蘇カルデラ内の南阿蘇村で4月16日01:25の本震（Mj 7.3）により後カルデラ火山群西部を中心に斜面表層が崩壊した．風成再堆積の火砕物質が主体をなすローム層には，草千里ヶ浜軽石（Kpfa）や姶良Tn火山灰（AT）などのテフラも挟在しており，今回の崩壊もKpfaがすべり面になったことが指摘されている[1-6]．テフラ層序区分にもとづくすべり面の認定や粘土鉱物の存在状況から，その発生メカニズムを解明するアプローチもなされているが，緩斜面での崩壊発生のメカニズムについては明確になっていない．このポスターでは，阿蘇カルデラでの研究を例として，火山地域の斜面崩壊の発生にテフラがどのような役割を果たしたのか，また，その長期的な予測にテフラ層序がどのように役立つか議論する．

2. 高野尾羽根火山西側斜面の崩壊プロセス

高野尾羽根火山の崩壊堆積物は，地形的特徴から地震動による地すべりから生じたアーススライドまたはアースフロー[7]として運搬・堆積したものであり，複数の崩壊が連結したものであることを指摘した[6]．ここでは，国土地理院が本震当日に撮影した空中写真をもとに，高野尾羽根火山西側斜面の崩壊地形に関するより詳細な地形分類図を図-1に示す．以下では，それにもとづいて復元できる崩壊プロセスを紹介する．

高野尾羽根火山の西側斜面には3つのローブが認められ，それらをLobeⅠ，Ⅱ，Ⅲとする（図-1）．各ローブにおいて崩壊および滑落の単位として識別できるものをユニット（unit）とし，同じユニットでも異なる地形的特徴を示すものをサブユニット（sub unit）とする．なお，ユニットまたはサブユニット内でも，流動が区別できる部分を破線で示した（図-1）．LobeⅠはUnitsⅠ-1，Ⅰ-2，Ⅰ-6およびⅠ-7に，LobeⅡはUnitsⅡ-3，Ⅱ-4およびⅡ-5に区分できる．LobeⅢはUnitⅢ-8のみからなる．LobeⅠとⅡは複数のユニットに区分できる．この地点から約10 km西に離れたK-NET大津（KMM005）では，非常に強い地震動が10数秒間継続し，南北・東西成分でいずれも最大500 gal程度の加速度が記録された[8]．高野台団地の住民の証言から，ほぼ本震の10数秒の間に複数箇所の崩壊・流下が並行して発生したと考えられる．

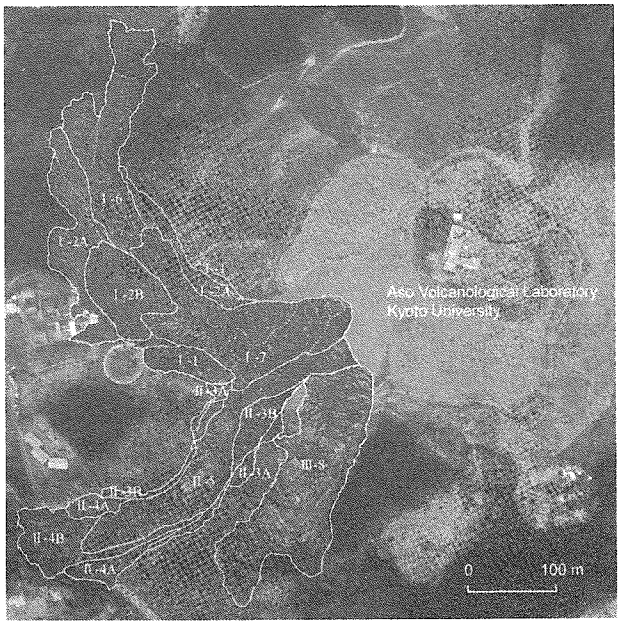


図-1 高尾野羽根火山西斜面の地形区分[6]

UnitⅠ-1は，UnitⅠ-2によって南北に分断された形でわずかに残存するのみであることから，最初に崩壊・流下したと考えられる（図-2a）．UnitⅠ-2は，UnitⅠ-1の主分布域がブロック状に滑落して形成された（図-2b）．このUnitⅠ-2は，ブロックのUnitⅠ-2Bと押し出されたUnitⅠ-2Aに細分される．一方，LobeⅡではUnitⅠ-2とほぼ同時と考えられるUnitⅡ-3の形成から始まった（図-2c）．UnitⅡ-3はLobeⅡとして最初のユニットで幅広い流れであったが，後続のUnitⅡ-5などに侵食または埋積され，LobeⅠのUnitⅠ-1と同様に側端部のみが残存する．UnitⅡ-4は，UnitⅡ-3とほとんど同時に崩壊・流下し，連結して見かけ上ひとつのローブを形成している（図-2d）．UnitⅡ-5は，その周囲に分布するUnitsⅡ-3，Ⅱ-4を切断または覆うことから，一連の崩壊の最後に滑落崖付近から流下したものと判断した（図-2e）．LobeⅠのUnitⅠ-6とⅠ-7もほとんど最後に形成されたが（図-2f），少なくともUnitⅠ-7は，下方に位置するUnitⅡ-5よりも後に形成されたもので

あろう．Unit Ⅰ-6 は原地形の谷に沿って流下し，先行した Unit Ⅰ-2A の一部を切っている．Unit Ⅰ-6 と Ⅰ-7 は，途中で繋がっているものと考えられ，それぞれの流動距離は 200 m 程度である．LobeⅢは UnitⅢ-8 のみからなり，元の地表面が多く残るアーススライドの地形を示す．この LobeⅢは一連の崩壊で最後に形成されたために，あまり流動する時間がなかったと考えられる．

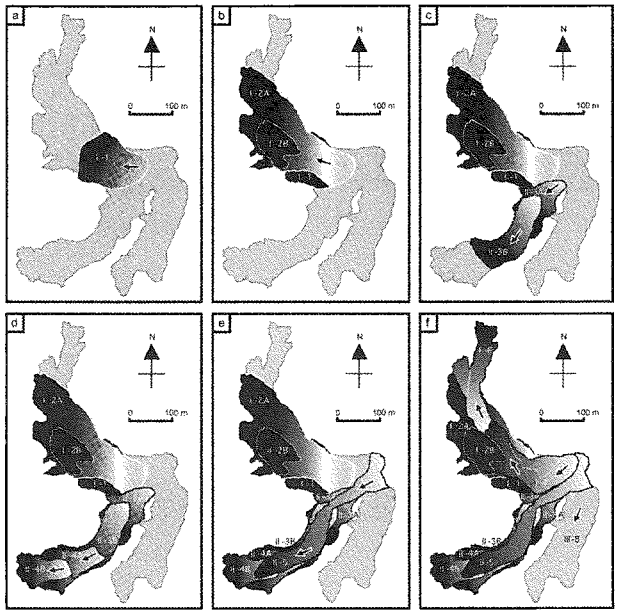


図-2 高尾野羽根火山西斜面の崩壊プロセス[6]

3. 南阿蘇村周辺の復旧事業に伴う露頭の出現

南阿蘇村の被災地域では，道路や橋梁などの復旧事業に伴って露頭が多数現れ，地表地震断層の断面や地すべり断面を観察できた．これらの露頭観察によって，南阿蘇村の被災地周辺では，1m 未満の間隔での多数の断層による変形構造が多数認められた[9]．そのうちの多くは，地表地震断層として認識される主断層に近接することから，横ずれに伴う花弁状構造などの変形構造と解釈されるが，南阿蘇村戸下においては Kpfa を挟む層準が断層によって変形し，将棋倒しの様な変形構造が緩斜面上で 200 m 以上にわたり連続的に観察される．一方，下位の高野尾羽根溶岩には明瞭に明瞭な変形は認められず，変形はその間のローム層中で収斂しているように見える．また，断層（亀裂）は水平面的には斜面傾斜方向にほぼ直交していることから，この変形構造の原因は，地震断層に直接関連するとは考えにくく，地震動による脆性破壊であると解釈される．南阿蘇村の緩斜面では，崩壊までに至らなくも多数の亀裂が地表に現れており，同様な変形構造が地下にも存在する可能性がある．変形構造の解析は，緩斜面における崩壊発生メカニズムを検討する条件を与える可能性がある．

4. おわりに

阿蘇カルデラ西部を例として，火山地域における斜面崩壊の発生にテフラの役割，テフラ層序の長期予測への有効性を検討したが，明確な結論は得られていない．今後，栗駒火山の荒砥沢などの例も交えてさらに検討を進めたい．

文献

1) 佐藤達樹・千木良雅弘・松四雄騎 (2017): 2016年熊本地震により発生した阿蘇カルデラ西部における斜面崩壊の地形・地質的特徴，京都大学防災研究所年報，Vol. 60B, pp. 431-452.

2) 福岡　浩・酒井直樹 (2016): 平成28年熊本地震による南阿蘇村地域における地すべり災害の初動調査,日本地すべり学会誌，Vol. 53，pp. 95-99.

3) 宮縁育夫 (2016): 平成 28 年（2016 年）熊本地震によって南阿蘇村周辺域で発生した斜面災害，地学雑誌，Vol. 125, pp. 421-429.

4) 山本茂雄・池見洋明・碓井敏彦・奥野　充・黒木貴一・撰田克哉・徳田充樹・肘井敬明・藤野　晃・宮崎精介・矢野寛幸 (2017): 斜面崩壊の分類：その分布と特徴，2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書～熊本の大地・新たな伝承の始まり～，pp. 73–78.

5) 西山賢一・鳥井真之・井口 隆・釜井俊孝・田辺 淳・高見智之・加藤靖郎・奥野 充・山本茂雄・矢田 順 (2017): 阿蘇火山研究所周辺で発生した地すべり，2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書～熊本の大地・新たな伝承の始まり～，pp. 120-127.

6) 奥野 充・鳥井真之・西山賢一・中西利典・横田修一郎・井口 隆・高見智之・加藤靖郎・宮崎精介・山本茂雄・長谷中利昭・北園芳人 (2017): 地震で誘発された阿蘇カルデラ・高野尾羽根火山の西側斜面の崩壊のプロセス，2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書～熊本の大地・新たな伝承の始まり～，pp.114–119.

7) Varnes, D. (1978) Slope movement–Types and Processes. In Schuster, R. and Krizek, R. eds., Landslides–Analysis and control, national Research Council, Washington, pp. 11-33.

8) 防災科学技術研究所，強震観測網，2016 年 04 月 16 日　熊本県熊本地方の地震による強震動．http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/html20120160416012/image_files/top9_KMM005.wave.png

9) 鳥井真之・北園芳人・長谷中利昭・奥野 充・遠田晋次・西山賢一・横田修一郎 (2018): 南阿蘇村河陽地区おける 2016 年熊本地震とテフラ層との関係．国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集，**2017-2**，pp. 107-109.

P36. 火山体の斜面調査手法

Geological Suevey Method of Slope Deformation in Volcanic Area

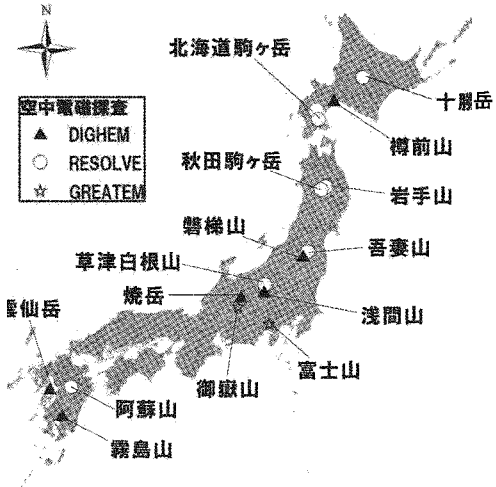
○上原祐治（応用地質株式会社），阪上雅之（国土地理院）
Yuji Uehara, Masayuki Sakagami

1. はじめに

わが国では，温泉や地熱，観光資源等，火山がもたらす恩恵が火山と人の暮らしを密接にしている．近年は，各種社会基盤整備と利便性向上の社会的要求と，技術レベルの向上から，第四紀火山周辺でも様々な経済活動が行われるようになった．そのため，噴火災害の危険性や火山特有の諸問題にさらされ，地質技術者はそれに対応してきた．そこで，「火山地域における応用地質学的諸問題に関する研究小委員会」では，今後のわが国における火山地域での開発や火山災害への対応のみならず，諸外国の火山地域における開発と環境・景観保全に対して，応用地質学的な問題点を抽出・整理し，長期的な視点から国際的にも貢献できる課題の設定を行っている．本報告では，その一環として収集した火山地域における地質調査手法ならびに新技術に関する事例や問題事象のうち，火山体斜面の調査及び安定性評価手法について整理した結果を述べる．

2. 文献調査の方法

文献調査は，わが国で実施されている第四紀火山の斜面調査のうち，深層崩壊発生場やその機構解析，崩壊発生場の予測を目的とした火山体の斜面調査事例を中心に文献調査を行った．我が国の第四紀火山では，山麓やその下流域の防災上の必要性から，山体斜面の崩壊機構や崩壊危険箇所を予測しようとする取り組みが各所で進められている．近年，これらの調査は，火山特有の地形環境上の制約を回避する手法として，空中物理探査による斜面調査が主体となっている[1]．

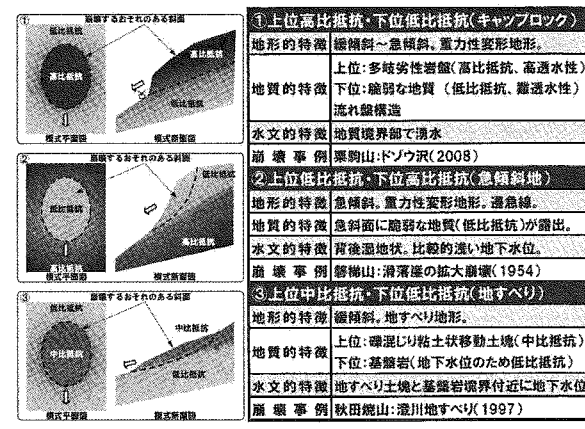


図－１　近年の火山体の調査事例[1]

崩壊発生場の抽出方法について記載のある近年の文献としては，瀬戸ほか（2015）[1]，千葉ほか（2014）[2]，上原ほか（2017）[3]がある．本論文では，これらの報告概要をレビューし，火山体斜面の調査及び安定性評価手法について考察する．

3. 文献調査結果

瀬戸ほか（2015）[1]では，15 箇所の火山体について，崩壊した（崩壊の恐れのある）斜面の特徴を 3 種類に分類し，比抵抗変化の大きい場所を崩壊の恐れのある範囲として抽出している．



図－２　崩壊した（恐れのある）斜面の特徴[1]

千葉ほか（2014）[2]では，富士山を対象に空中物理探査ならびに地質種別ごとの露頭比抵抗調査を行った．露頭比抵抗調査によって，低比抵抗ほど未固結の細粒物が多いことや水および変質部が介在することとから，低強度で降雨等の外力によって不安定化しやすいという仮説の基,地形勾配との組み合わせから，火山体斜面における不安定化の範囲を抽出している．

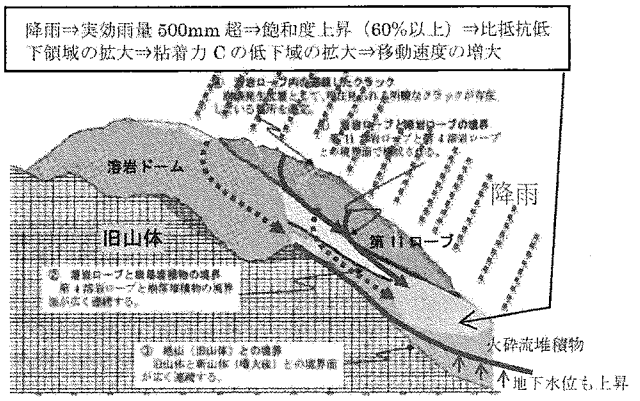
表－１　比抵抗値と不安定化の概念[2]

		比抵抗	
		低い	高い
傾斜	急	1	2
	緩	3	4

不安定度（不安定　1 → 4　安定）

上原ほか（2017）[3]では，平成新山雲仙普賢岳の溶岩ドーム及びその山麓斜面を対象に，豊水期と渇水期の 2 時期の空中探査及び電気探査結果，地質種別ごと

の露頭比抵抗調査，水文水質調査等から，溶岩ドームの不安定化機構の推定と火山体斜面における不安定化の範囲抽出手法の考察を行っている．2 時期の調査で得た比抵抗値の差分を取り，比抵抗変化の大きな領域が最も地下水上昇の大きな領域であると解釈している．報告では，溶岩ドーム直下を取り囲むように分布する地下水変化領域の存在が推定され，溶岩ドームの不安定化機構やその外力条件の検討手法を考察している．



図－３　崩壊メカニズムの推定 3)

4. 考察（手法の共通点と課題）

（1）斜面調査及び安定性評価手法の共通点

一般的に斜面調査では，地形，内部構造，構成物の物性，地下水変動等についての基礎データを取得するが，特に，様々な時間スケールで崩斜面の不安定化を促進すると考えられる地下水変動の程度を把握することは，崩壊機構の把握や崩壊発生場の予測精度の向上につながる．一般的な土木地質調査では，地盤内部の地下水流動を把握する手法としては,直接的にはボーリング等の機械調査が実施され，間接的には水文・水質調査が実施される．火山体の場合，地形環境等の制約から，機械調査を十分な物量で実施することは困難であることから，空中電磁探査あるいは電気探査によって得られる比抵抗値から地下水あるいはその変動場を予測することが現実的なアプローチとなっていると考えられる.今回レビューした 3 編の報告においても，これらの物理探査手法から得た比抵抗値と地下水の関連に着目した不安定斜面の抽出方法が示されている．

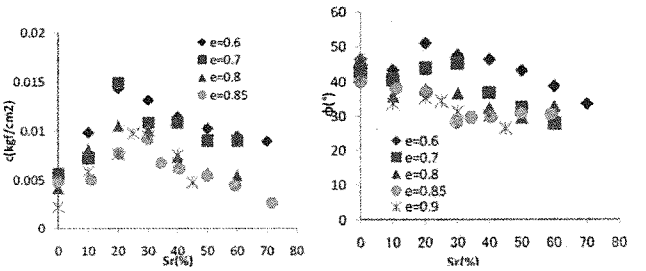
（2）課題（本当に地下水面か？）

地盤の比抵抗値は，構成物の伝導率，間隙率，飽和度，粘土含有率及び地下水の伝導率等が関与して定まる物理量である．空中電磁探査あるいは電気探査によって得られる比抵抗値から推定した地下水面が，例えば，単に地層の導電率の違いを示したものである可能性がつきまとう.一方で,地下水は豊水期には上昇し，渇水期には低下しやがて基底状態に至る．言い換えるならば，比抵抗が変化する領域は地下水の変動領域であり，それより下方の比抵抗が変化しない領域は基底状態あるいはそれに近い地下水面と推定することができる．上原（2017）[3]では，この課題に対して，豊水期,渇水期の 2 時期の電気探査結果を比較することで,概ね基底地下水面と判断できる比抵抗値を得ている．

5. 火山体の斜面安定性評価手法の考察

火山体の斜面安定性評価では，現実的な調査手段として，空中電磁探査を主軸とした調査事例が多い．調査によって得られるのは比抵抗という物理量であることから，対象となる火山体の地質構造や構成地質ごとの比抵抗値を把握することで，探査結果の解釈をより合理的なものにすることが可能となると考えられる．

ところで，比抵抗値と飽和度（アーチの関係式等），飽和度と強度（図―４）の間には一定の関係性がある．



図－４　飽和度と強度 4)

これらの関係性を室内試験等によって把握することができれば，空中電磁探査で得られた比抵抗値から飽和度や強度の空間分布を推定することができ，その上で，地形勾配等の条件を変えた斜面の安全率についての感度分析や，探査結果を基に同定した地下水シミュレーションへ展開することによって，斜面安定性評価の精度がさらに向上するものと考えられる．

今後期待する調査手法としては，ドローン等による空中電磁探査の省力化や電気探査のリアルタイムモニタリングがある．これらの実現により，火山体の斜面評価手法がさらに高精度となり，火山と共生する社会のさらなる安全性の確保に近づくものと考えている．

引用文献

1) 瀬戸ほか（2015）：空中電磁探査を活用した火山体調査事例，平成 27 年度応用地質学会研究発表会講演論文集, 155-156

2) 千葉ほか（2014）：富士山の防災対策を目的として行った空中物理探査による不安定箇所抽出の考え方，平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集，p.A-218-A-219

3) 上原ほか（2017）：空中電磁探査・比抵抗探査による雲仙普賢岳平成新山溶岩ドームの内部構造ならびに大規模崩壊メカニズムの推定,平成 28 年度砂防学会研究発表会概要集，66-67

4) 吉田ほか（2010）：不飽和砂質土斜面における表層崩壊発生予測に関する実験的研究,平成 22 年度砂防学会研究発表会概要集，72-73

P37. 火山地域における資源・エネルギーの応用地質学的アプローチ

Engineering Geology approach to the resources and energy in volcanic areas

○清﨑淳子（CROSS-ENGINEERING），中司龍明（長崎地研），宮原智哉（アジア航測）
Junko Kiyosaki, Tatsuaki Nakazuka, Tomoya Miyahara
火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会

1. はじめに

火山地域の応用地質学的諸問題に関する小委員会では，研究活動の課題の一つとして資源・エネルギーの分野を挙げている。世界有数の火山国である我が国では，火山の恵みともいえる資源が豊富である。一方で，賦存量は豊富であっても利用率の低い地熱資源など，有効な利活用が進んでいない面もある．また，熱水活動に伴う岩石の変質は土木地質面で問題を発生させる素因となり，事例も多い．

資源・エネルギーの社会利用において，応用地質学的アプローチは重要な視点として深く関与しており，関連分野の繋がりや広がりが今後ますます力を発揮する機会を増やしていくのではと考えられる．これら関連分野の最新情報を収集・整理し，応用地質学的な諸問題から課題を導くための考察を進めたい．

2. 手法と成果

日本列島には，現在活動中の活火山周辺域だけでなく，広く火山性の地質が分布している．過去の熱水活動が及んだ地域では，その流体の特性により鉱床が形成され，熱水系の発達域では地熱や温泉の資源が賦存される．高温から低温まで利活用の対象となる資源である．火山国である我が国において，資源・エネルギーという視点で様々な情報を整理すると，地質学的な時間のスケールでは生成年代の古い方に金をはじめとする鉱物資源，新しい方に温泉・地熱の資源が並ぶ．また，人類の時間スケールで見れば，様々な鉱物資源の利用，火山周辺の自然公園・景観や温泉・噴気などの直接利用と地下に賦存する地熱資源を取り出して利用する地熱発電が身近な例として挙げられる（図-1）。

資源・エネルギー分野は国の施策と密接に関連しており，最新情報を含めた動向を知る機会は関係機関のウェブサイトから発信される情報，関連諸学会の活動報告や学会誌などにより得られる．資源地質・地熱と対象を絞り込んだ文献調査を行い，火山地域における諸問題として整理を進めた．火山周りの諸元は，噴火災害などの発生時～復旧・復興時と平穏時という時間軸で大きく分類される．資源・エネルギーの問題は平穏時に分類される項目であり，今回は特に世界に誇る資源量を有するとされる地熱資源に着目して情報の収集・整理および応用地質学的アプローチとしての考察を行った．

情報収集の中で，特に参考になった文献は資源地質学会誌の中で報告される資源情報[1]である．著者による資源探査情報のまとめは2年毎に整理されており，日本だけでなく世界の関連情報を得ることができる．金属資源については，ヨーロッパ・アフリカ，アジア，オセアニア，北アメリカ，南アメリカと示されており，石油と天然ガスには日本国内情報が加わる．さらに，石炭，地熱と国内外の取りまとめが続き，海洋の鉱物と化石燃料の資源の項までが種別の取りまとめである．加えて，事件・事故・紛争・災害などから国内および国際的協力まで話題が及び，情報の幅広さはこの資料に勝るものはないと理解している．

今回着目した地熱情報の収集・整理から，近年の地熱開発の特徴を知ることができる．地熱資源開発の促進へ国の支援が継続する中で，地熱発電を目的とした開発と周辺温泉の共存共栄を目指すことがより重要視され，多様な社会環境的課題の解決へ向けた取り組みが展開されつつあるという点である．これまでの技術的な課題に加え，社会環境的課題に対して応用地質学的アプローチによる解決糸口を探るという新たな取り組みの方針が得られたと考える．キーワードとして地熱開発と温泉の共存共栄，高温から低温までの熱水・温泉利用が挙げられ，地域資源としての地熱を適正に利用していくという視点が重要であることがわかる．

また今回，平穏時の諸問題として「地熱発電の検討課題」を開発時・井戸掘削時・社会環境的課題に分類し抽出した．

・開発時：カルデラ構造は有望地のひとつの目安となる（地形および重力探査等で抽出）→火山の構造発達史，地下深部構造の理解・把握

熱水変質鉱物・流体包有物等による温度の推定→鉱物化学的な手法と流体地化学の理解・温度構造の把握

・井戸掘削時：火山ガスは人身上及び掘削中の暴噴等の事故に影響→火山地域特有の事象を理解・把握

・社会環境的問題：近傍温泉の影響懸念→温泉モニタリング

自然公園内での景観問題→環境配慮の取り組み

以上の他、キーワードとして地熱に関わる地質分野を指して「地熱地質学」という捉え方を用い，資源の賦存に重要な断裂系の発達やテクトニクスとの関係性も考慮して地熱系をより精度よく把握できればと思う．

3. 今後の取り組み

これまでの情報収集・整理の結果，資源・エネルギー分野の諸問題の中で，特にターゲットとすべき項目として①温泉モニタリングデータの利活用，②発電後熱水の利用形態の多様化，③超臨界地熱発電の３つが挙げられた．今まで，地熱開発に対して応用地質学のあらゆる分野(構造地質，火山地質，岩石化学，鉱物学，特に変質鉱物，粘土鉱物等)でアプローチがなされ，それぞれに貢献も大きいと考えられるが，今後は開発地周辺の地元温泉事業者や地元自治体との関わりもますます重要視される．地域において関係者の共存共栄が図れるよう，社会科学的要素も加えた応用地質学分野での貢献が求められている．

特に，①は限られた地域資源の適正な利活用のために，また，②は経済的な自立・発展のために取組む必要がある．地熱資源が賦存する火山地域は自然豊かな地域であり，地元の農業，水産業，林業などの第一次産業，および観光業にも直接的に関わる利活用へと結び付く．さらにバージョンアップした内容，幅広い項目が必要とされると想定され，関係者すべてに柔軟な発想が求められる．

③は次世代地熱発電という，耳慣れない‘超臨界水’をターゲットとした国の「創エネルギー」プロジェクトである．『エネルギー・環境イノベーション戦略（2050)』において，分野別革新技術として取り上げられ実現可能性調査がスタートした．実現すると設備容量の課題が一気に解決することになる興味の尽きない取り組みであるが，概要の理解の助けになる資料を参照いただきたい[2), 3)]．

ここ 1，2 年の間にマスコミにも幾度か取り上げられている「超臨界地熱発電」は，これまでの高温岩体発電や従来の発電設備とは異なる，新しい発想が必要となる．それは，従来の開発資源を浅部地熱資源利用と位置付け，新たに深部地熱資源を利用するとされているからである．ただ，地下深部の脆性・延性以深の環境や性状を理解するとなると，その理解を助けるのはテクトニクスや岩石・流体の力学や化学といった様々な物性を理解する分野であり，私たちには懐かしい響きを持つものがさらに進化を遂げて総動員されるのではないかと思うところである．

国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）では，これまでも高温岩体発電に取組んだ経緯があり（1984～2003 年，掘削深度 3,700m)，流体流動や透水性の実験も行われた．従来型の地熱発電は，深さ 1km～3km，温度 200℃～300℃程度の主に天水を起源とする貯留層流体を対象とし，断層や周辺の破砕帯が貯留層として発達するタイプが多く，ほとんどの熱源は第四紀の火山である．一方で，次世代型とされる超臨界地熱発電は，深さ 4km～5km の 400℃～500℃の流体を対象としており，海水起源の地熱流体であるとされる．地熱貯留層は脆性－延性遷移部の下，もしくは，弾性－塑性境界に位置している．沈み込み帯ならではの日本にとって特徴的な存在である．

先の資料によれば，古火山やカルデラの下に推定されている超臨界水を含んだ超臨界岩体の存在は，既存の大深度掘削の成果に続き，貫入岩体周辺の透水性や鉱物の析出の研究[4)]により徐々に明らかにされていくと考えられる．まだ開発可能性の検証がスタートしたばかりであり，物性としての課題も大きく深い．本研究のターゲットの一つとして注目して取り組みたいテーマである．

4．おわりに

今回，火山地域における資源・エネルギーの諸問題を応用地質学的なアプローチという視点で整理した．境界領域を考察する，見えない部分を想定する，各種データを総括するなど，ますます必要とされる視点や発想はまさに‘応用地質学’が得意とする領域ではないだろうか．火山地域というくくりで資源・エネルギーに特化した切り口の研究活動が，今後，長期的視野に立ち国際的にも貢献できる課題設定のために継続できれば幸いである．



図-1　地熱資源の利用（地熱発電）

文献

1) 正路徹也（2016）：2015-2016 年の資源探査，資源地質，Vol.66，No.3，pp.161-189.

2) 米倉秀徳（2016）：次世代地熱発電技術の全体像とその位置づけ,JOGMEC 平成 26 年度地熱部事業成果報告会配布資料，pp.1-44.

3) 浅沼　宏（2016）：次世代地熱発電技術の最新技術開発動向,平成 28 年度 NEDO『TSC Foresight』セミナー（第 1 回）発表資料，pp.1－14.

4) 最首花恵・岡本　敦・土屋範芳（2016）：地熱地域の地殻の透水－不透水境界と水の状態変化にともなう鉱物析出の関係性,地熱学会誌，Vol.38，no.1，pp.17－25.

P38. 火山災害の継続期間からみた火山との共生へ向けたアウトリーチ活動

Outreach activities for coexisting with volcanoes based on volcanic disaster duration data

○小坂英輝，池邊紘美（環境地質），阪上雅之（国土地理院），火山地域の応用地質学的諸問題に関する研究小委員会
Hideki Kosaka, Hiromi Ikebe, Masayuki Sakagami,
JSEG Subcommittee on Applied Geological Problems at Volcanic Fields

1. はじめに

日本は，火山災害を受けながらも，先人の努力により国や地域として継続・発展し火山と共生してきた．近年では，火山との共生への対応策について，国や自治体を含めて技術者間で議論されるようになってきた．

「火山地域における応用地質学的諸問題に関する研究小委員会」では，諸外国の火山地域における開発と環境・景観保全に対して，応用地質学的な問題点を抽出・整理し，長期的な視点から国際的にも貢献できる課題について検討を行っている．

火山との共生については，土木学会の火山工学研究小委員会を中心として調査が進められ，噴火後の2次災害の長期化が問題とされている．そこで本発表では，火山災害の継続期間に注目し，火山との共生に向けて必要なアウトリーチ活動や応用地質学的な課題について議論する．

2. 調査手順

火山学，考古学，社会学等の多くの分野の専門家の連携による成果として，内閣府中央防災会議（2006）[1]がある．本論では，内閣府中央防災会議（2006）[1]を参考にしながら，自然災害とその対応について年表に整理した．さらに，長期化する火山災害に対する復興の定量的な情報として，年貢や税金の統計データを示した．

3. 調査結果

三宅島2000年噴火（図1）：断続的に噴火を繰り返し，火山ガスの放出や三宅島全域への降灰によって，森林荒廃と泥流が多発した．全島民避難が行われたが，噴火の開始から2年間は小噴火と火山ガスの放出があり，避難指示の解除に5年を要した．統計局の課税対象所得のデータによると，避難指示解除後では噴火前の80%まで回復したが，そこで頭打ちとなった．

富士山宝永噴火（図2左）：主に降灰（スコリア）による被害をもたらした．森林荒廃，斜面と河川環境の変化により災害が長期化した．酒匂川の扇状地にある金井島の年貢データ[2]によると，噴火後30年間は年貢の回復が見られなかった．酒匂川の堤防再建の効果が表れると，復興は加速したが，年貢米は頭打ちとなった．土木技術が向上した現在では，噴火後の豪雨による災害によく対応し，農業や工業の発展が認められる．

天明浅間山噴火（図2右）：火砕流，溶岩流，泥流等による被害をもたらした．特に天明泥流は吾妻川・利根川に環境を変化させ，その影響は100年以上継続した．浅間山北麓鎌原村の耕地面積[3]をみると，噴火から70年後でも40%程度しか回復していない．利根川では，泥流による河床上昇の影響が100年以上継続した．その後のカスリーン台風でも流域の土砂流出や洪水が顕著となり，現在，利根川治水で八ッ場ダムの建設が必要とされる状況である．耕地開発は頭打ちとなっていたが，現在では高地栽培を中心とした農業や火山の恵みを利用した観光業の発展が認められる．

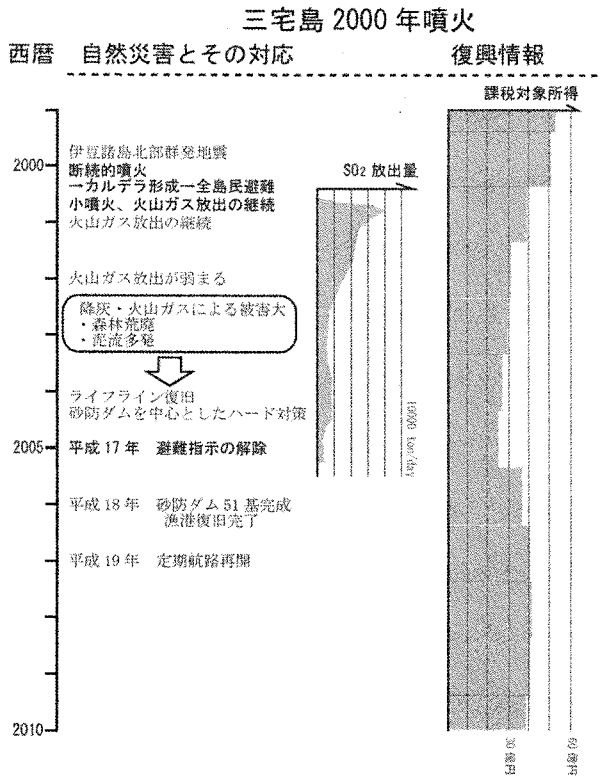


図1 三宅島2000年噴火の災害年表

4. 考察

火山災害の長期化の原因は，森林荒廃，耕地，斜面・河川環境の変化によるものが多く，応用地質学的課題として挙げたい．復興情報をみると，農業の回復が頭打ちとなるが，火山景観，温泉等の火山メリットを活用した観光や，ジオパークを活用した災害継承（例：浅間山北麓地域）の事例に注目したい．アウトリーチ活動では，噴火による環境変化に応じた復興策として，

荒地が災害継承としての価値が高いことと，火山メリットについて伝えたい．

文献

1) 内閣府中央防災会議（2006）災害教訓の継承に関する専門調査会報告書
「災害教訓の継承に関する専門調査会」：http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/index.html

2) 角谷ひとみ・井上公夫・小山真人・富田陽子（2002）：富士山宝永噴火（1707）後の土砂災害．歴史地震，18，pp. 133-147

3) 渡辺尚志（2003）：歴史文化ライブラリー「浅間山大噴火」，吉川弘文館，204p.

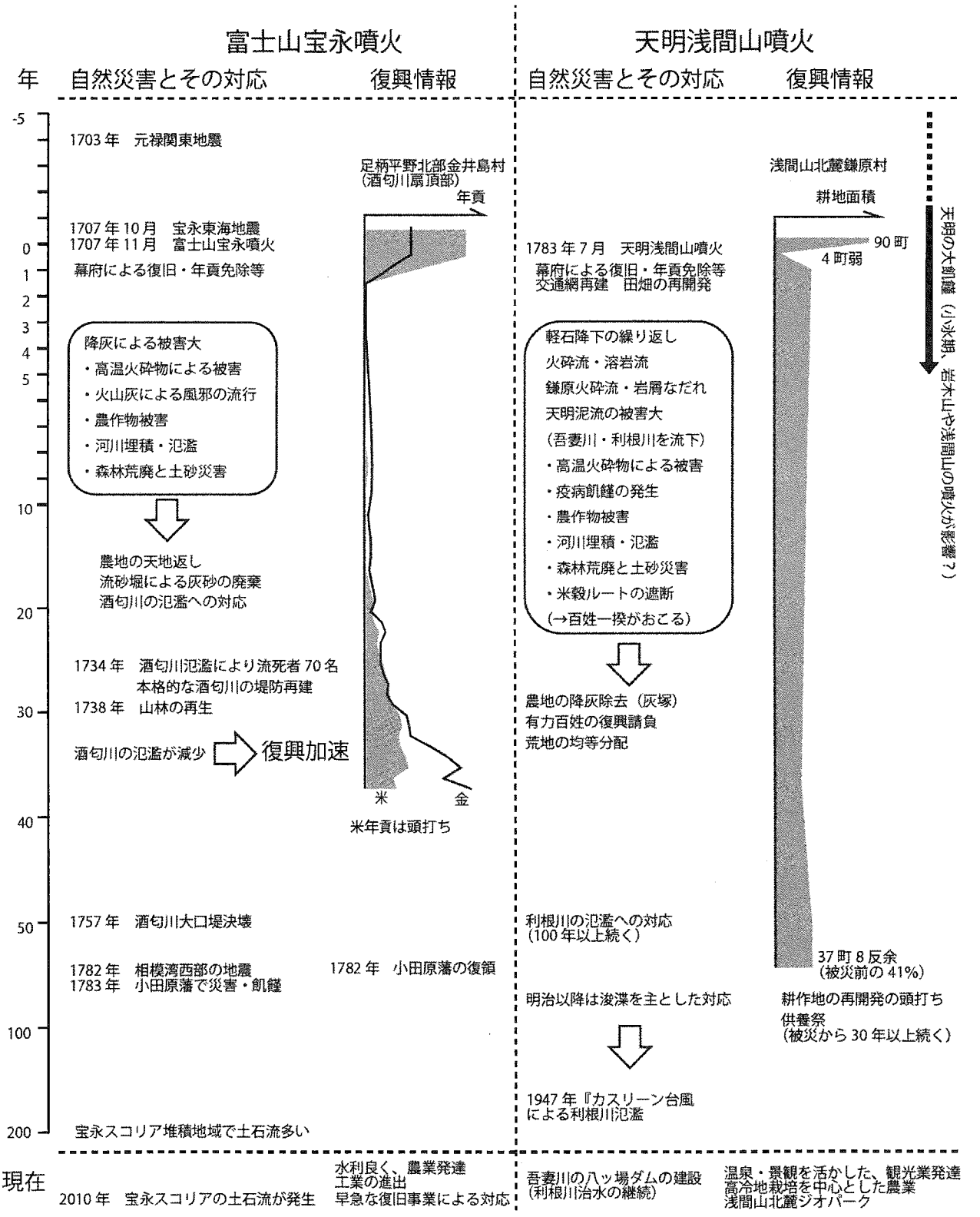


図2　富士山宝永噴火の災害年表（左）と天明浅間山噴火の災害年表（右）

P39. 航空レーザ測深計測システム（ＡＬＢ）を用いた詳細海底地形把握事例

A case study about the submarine topography using a Airborne Laser Bathymetry

○森本洋一，櫻井由起子，小林浩，世古口竜一，富澤慎二朗，大河原悠太（朝日航洋）
Yoichi Morimoto, Yukiko Sakurai, Hiroshi Kobayashi, Ryuichi Sekoguchi, Shinjiro Tomizawa, Yuta Oogawara

1. はじめに

航空レーザ測深システム（以下ＡＬＢと称する）とは、陸上部と水底部の表面形状を、それぞれ近赤外レーザと緑色レーザを用いて同時に面的に計測することができる航空機搭載型のレーザ計測機器であり、海岸や河川分野の新たな測量技術として注目されている。ＡＬＢによる浅海底地形の計測では、浅海域の地形とオルソ写真を同時に取得できるため、これまで海図でしか知ることのできなかった海底の地形を、詳細に把握することが可能であるといわれている。一方で、本手法は、海水の透明度など計測環境による適用限界が厳しいため、活用を図るためには、様々な環境における適用性の検証が重要と考えられている。

本研究では、房総半島南西部の海岸において、ＡＬＢを用いた海岸～浅海底地形計測及びオルソ写真作成の実証実験を行い、藻場など沿岸部の生物資源環境調査や砂浜変動調査などを目的とした、海底地形の取得状況を確認し、今後の利活用性の検討を行った。

2. 計測概要

（１）計測範囲

計測範囲は、岩石海岸と砂浜海岸双方の地形が見られる、千葉県南房総市南無谷崎及び南無谷海岸、法華崎沖合約 2km（図-1）とした。

（２）計測諸元

計測諸元は、表-1 に示すとおりである。計測には、回転翼機を用い、低高度（高度 400m）から高密度なデータ取得を実施した。なお、水中部の測深性能は、本研究で使用している Leica Chiroptera™ II の場合、透明度の約 1.5 倍とされている。

（３）計測精度及び測深性能

回転翼機による ALB 計測の高さ精度は、水深 2.5m で約±5cm～25cm である（弓、2017）[1]。また、朝日航洋（2017）[2]では、既知の大きさ（縦 1.5m×横 1.5m×高さ 0.3m）の試験体の計測を試み、形状の把握が可能であることが報告されている。なお、ALB による水中部の測深性能は、透明度や濁度の影響を受けるが、弓（2017）ならびに朝日航洋（2017）の検証エリアは、ドック内であるため透明度は約 2.5m と悪い。しかし、対象地域の透明度は 4m 以上あると考えられ [3]、弓（2017）で明らかになったように、本研究では、ALB 計測は、「極浅域の海底面の詳細な形状を再現できている」との前提に立って、以下の議論を進める。

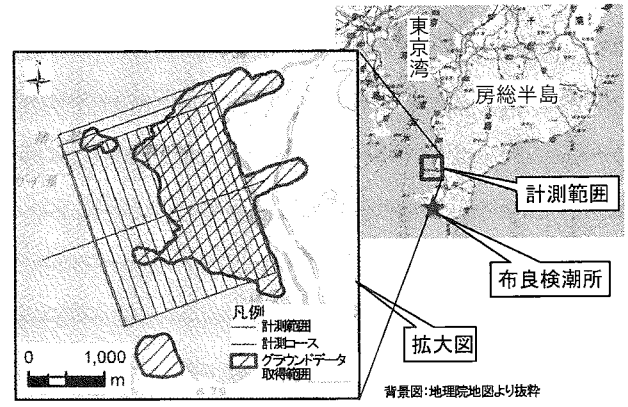


図-1　計測範囲とデータ取得範

表-1　計測諸元

ALB計測(Leica Chiroptera™ II)		
	陸上部	水中部
計測日	2018年1月12日 13時	
計測対地高度	400(m)	
レーザ周波数	22.5万Hz	3.5万Hz
点密度	14.9点/m2	3.3点/m2
スキャン方式	回転式(オブリーク)	
※レーザ計測と空中写真撮影は同時		

空中写真(RCD30)	
地上画素寸法	3.9cm

潮汐観測値[布良](標高)	
計測時潮位	0.17(m)
当日満潮	12:40 0.17(m)
直前月最高潮位	3日 0.66(m)
当月平均潮位	0.1(m)

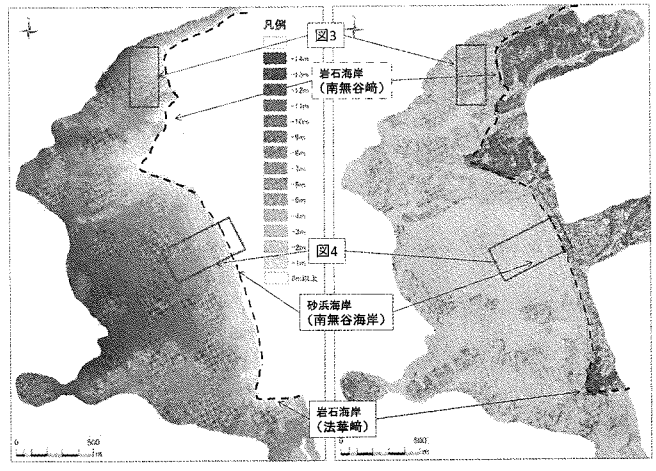


図-2　計測結果

3. 計測結果

計測により得られた点群データから、ノイズ等を除去のうえ、陸上部及び海底部のグリッドデータ（0.5m）を整備し、段彩図と微地形可視化図（陰陽図）（図-2）を作成して、海底地形の把握状況を概観した。なお黒実線・黒破線は標高 0m 等高線である。

図-2 より、南部の法華崎や北部の南無谷崎付近は岩石海岸で、沖合 500m～1km 以上まで頂部の高さのそろった浅い岩礁が確認された。また中央の南無谷海岸は、砂浜となっていた。なお、同時撮影による写真に

よれば、砂浜部の河川流入箇所の沖などに濁りが見られる領域があり、当該領域では欠測が生じていた。

4. 地形の取得状況

（1）岩石海岸

図-2 に示した岩石海岸の領域において、図-3 に示すように水中鮮明化処理を施したオルソ写真、陰影図及び断面図を作成した。この領域は、ほぼ東西方向に平行に伸びる溝状の凹凸が特徴で、断面図はそれらを南北に横断するように 2 本作成した。

オルソ写真で明色部が凹部に相当し、砂に覆われていると考えられる一方、暗色部が凸部に相当し、岩石が露出していると考えられる。凹部と凸部の高低差は、最大 3m に及び、断面図で詳細に観察すると、凸部の断面は 10° ～20° で北に傾斜する広い面と、60～80° で南に傾斜する狭い面からなる。凸部がこの付近の基盤をなす保田層群（砂岩泥岩互層）の砂岩、凹部が泥岩 [4]と仮定すると、溝が伸びる方向は近傍陸上での一般走向と概ね整合し、北に傾斜する広い面は一般傾斜と概ね整合する。これらは保田層群の岩盤に形成された波蝕棚であると考えられる。

（2）砂浜海岸

図-2 に示した砂浜（南無谷海岸）の領域において、同様に図-4 に示すようにオルソ写真、陰陽図及び断面図を作成した。

汀線から 1m 前後高い位置にはビーチカスプが発達し、また汀線付近にはステップが、その沖には小規模なトラフとバーが形成されている。また 100m ほど沖には凹地が見られ、その沖には、1m 程度の標高の高まりがみられる。陰陽図では、凹地部の表面には礫が分布していると考えられ、高まり部はなめらかで砂質と思われる。このため、南無谷海岸の海底は、岩石上に砂や礫が薄く堆積していると考えられる。

5. まとめ

本研究では、海底地形の計測にＡＬＢを適応し、詳細な地形把握を試みた。その結果、波食棚や砂浜海岸の微地形を把握することができた。ＡＬＢによる面的な海底地形計測は、海底地形の詳細な把握を通じて、藻類や貝類等の生物資源の分布域や生態系の把握などにも活用できるものと考えられる。今後は、実測等による検証や事例の蓄積を通じ、海岸分野におけるＡＬＢの適用性や適用条件を明らかにしてゆきたい。

文献

1）弓真由子(2017)：回転翼機による ALB の精度検証，第 3 回 測量・地理空間情報イノベーション大会資料集.

2）朝日航洋株式会社(2017)：航空レーザ測深機と水中点検ロボを組み合わせた海洋・港湾における有用な調査技術の実証試験報告，海洋・港湾技術実用推進協議会(第 2 回)資料.

3）東京湾環境情報センター：東京湾を取り巻く環境(水質)，http://www.tbeic.go.jp/kankyo/suishitsu.asp

4）鈴木尉元ら(1990)：地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅「那古」，地質調査所.

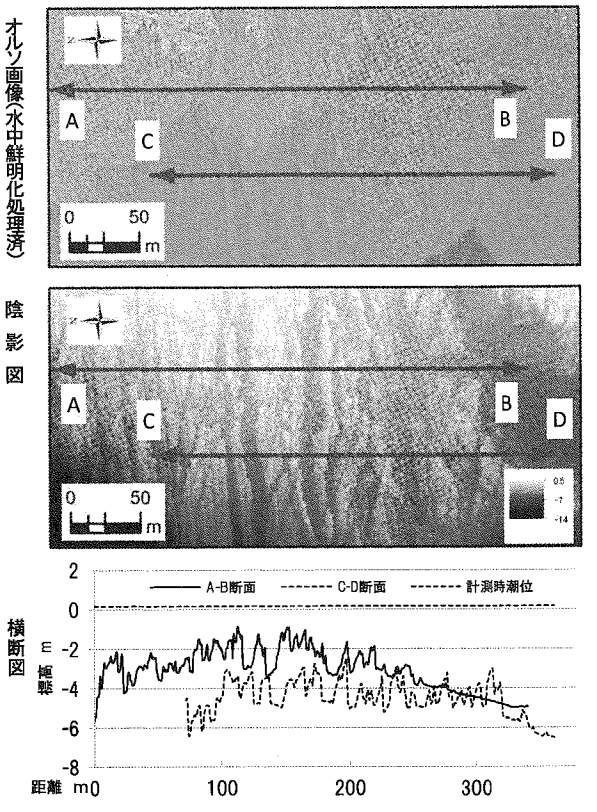


図-3　波蝕棚（南無谷崎沖）の断面

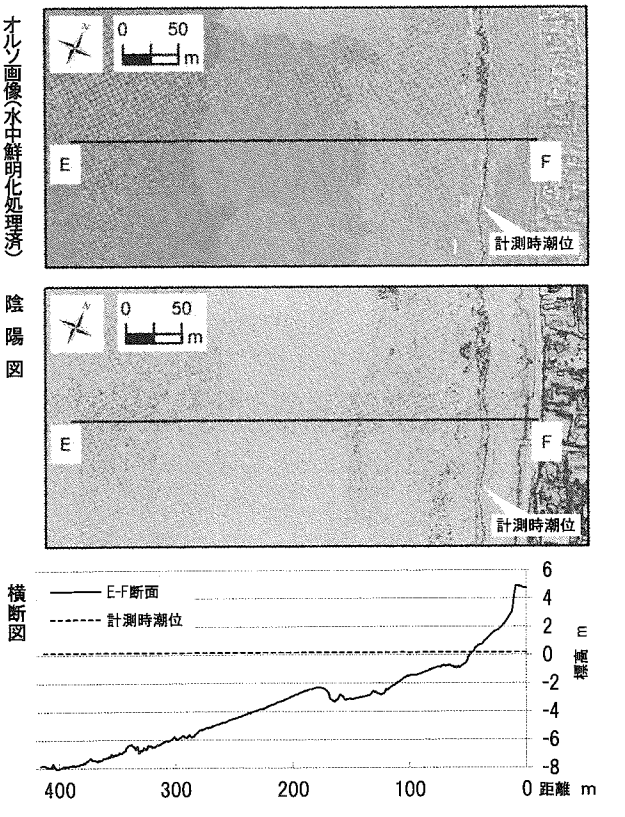


図-4　砂浜海岸の微地形

P40. 十日町～津南地域の社会基盤形成における地形情報の意義を視覚化した応用地質学的ガイドマップの作成

Model of the Engineering Geological Excursion Map ;
Visualization of the important information from geomorphology to build up local infrastructure

○応用地形学研究部会*
Research Group for Engineering Geomorphology

1. はじめに

応用地形学研究部会では，アウトリーチ活動の一環として，地形と社会基盤の形成・維持・発展との関係性について調査・検討を行い，その成果をガイドマップとして取りまとめる活動に取り組んできた．

ガイドマップは，専門的な知見に立って作成するが，専門知識がなくても理解できるよう工夫し，観光資源の付加価値を高める材料として，地域に還元することを目指している．

2. ガイドマップ作成の背景とねらい

最近では自治体でのジオパーク推進の動きが顕著であり，ジオパークとして認定された地域では，地形・地質について詳しく解説されたガイドマップも多く存在する．しかし，産業技術的視点や社会基盤形成の基礎としての地形情報の意義や利用法を,自治体の垣根を越えて統合的に解説するようなガイドマップが十分に作成出来ているとは言いがたい．

以上のような状況の中で，本ガイドマップ作製の狙いは次の2点にある．

①優れた地図表現を指向し，観光対象の自然の恵みや産業や社会基盤形成の背景である地形･地質について，一般にわかりやすい説明を加えて知的好奇心の満足度や地図への親しみを増してもらうこと．

②対象とする地域において，地形と地質の特性に合わせて進められてきた土地利用とその社会経済的背景とが理解できるような情報を提供し，地域社会の発展と維持に貢献する潜在的な自然資産を明らかにすること．

3. 応用地質学的ガイドマップの概要

地域の応用地質学的な情報を記載するにあたっては，まず地域全体の地形的特徴が一望できるよう，表現法を工夫した地形表現図を中心とし，個々の地点の情報も地域全体との位置関係の中に置いて把握できるようにした．また，従来の地域紹介ガイドマップにありがちな自治体の境界や地域史観にはこだわらず，地域横断型の説明としている．さらに，防災・安全情報を主体とするよりも，地域の社会基盤の形成にあたって地形・地質特性をどのように利用してきたかを重点的に紹介し，産業技術的観点からも意味のある情報を記載することとした．

本年度作成した十日町～津南町のガイドマップは，特に，表面に地形と「稲作」「縄文遺跡」「災害」の関係性について，イラストも織り交ぜた解説を掲載し，裏面に地点毎の巡検案内のガイドマップを掲載している．巡検案内ガイドマップは，特にわかりやすい地形が見学できる地点をピックアップしており，地形が的確に表現された主題図と解説付きの写真によって，前提知識がなくても理解しやすい内容としている．

応用地形学研究部会では，過去にもガイドマップを作成しており，これまで熊本県（豊後街道）[1]，四国（吉野川）[1]，長野県（浅間山・千曲川）[1]，秋田県（横手盆地）[2]で作成している．本ポスターセッションでは，今回作成したガイドマップをはじめ，過去に作成したマップについても紹介する．

なお，ガイドマップ作成のための現地調査は，応用地形部会で開催している巡検の機会に実施したものである．

文献

1）応用地形学研究小委員会（2010）：地域の社会基盤形成における地形情報の意義を視覚化した応用地質学ガイドマップの作成，平成22年度日本応用地質学会研究発表会

2）応用地形学研究部会（2015）：地域の社会基盤形成における地形情報の意義を視覚化した応用地質学ガイドマップの作成，平成27年度日本応用地質学会研究発表会

（*委員：足立勝治，稲垣秀輝，井上信，井口隆，上野将司，小野田敏，小俣雅志，木村克己，桑原啓三，小林浩，品川俊介，下河敏彦，須貝俊彦，高津茂樹，竹下秀敏，千葉達郎，津沢正晴，寺口慧介，中曽根茂樹，永田秀尚，野々村敦子，八戸昭一，檜垣大助，平野昌繁，細渕真帆，向山栄，目代邦康，八木浩司，柳田誠，顧問：鈴木隆介，江川良武）

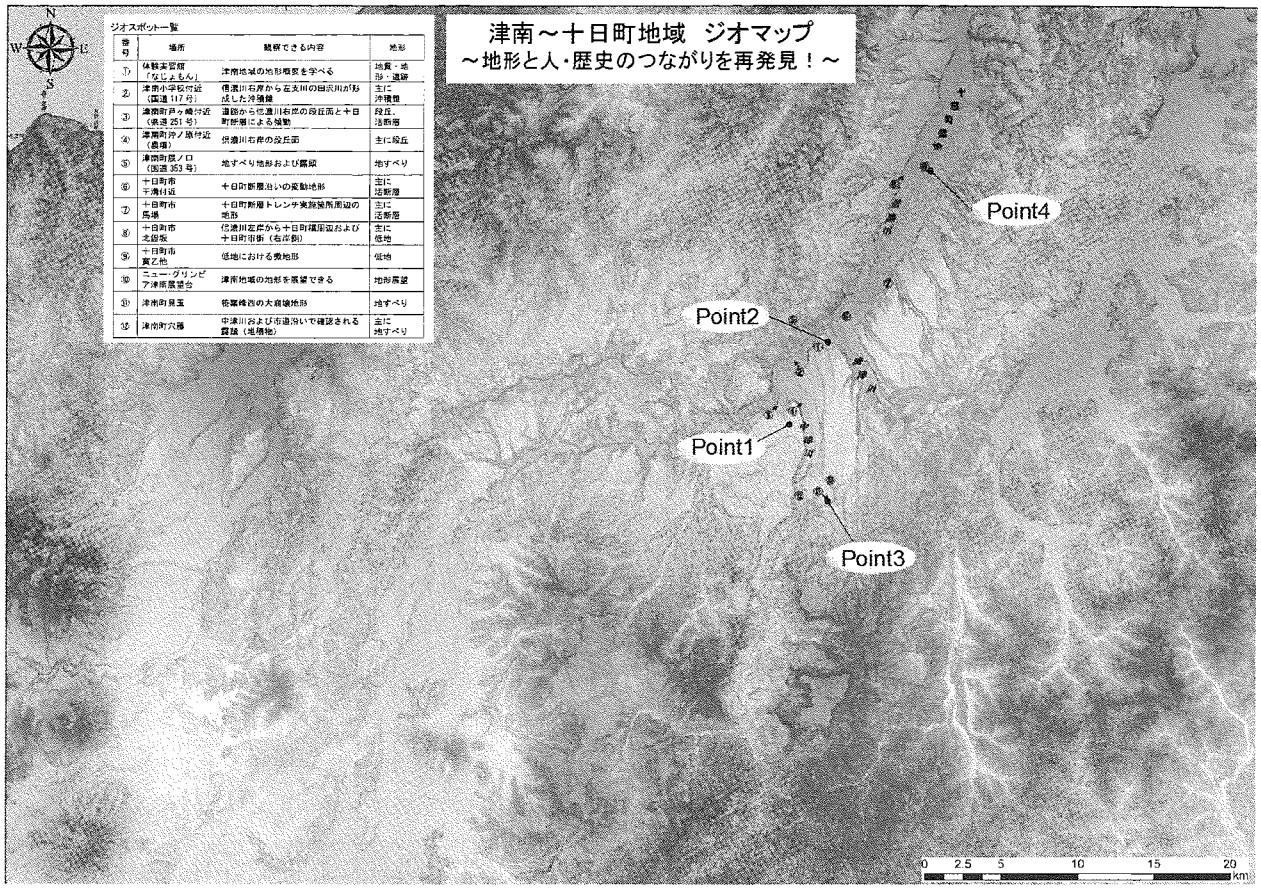


図-1.　ガイドマップ抜粋　案内図

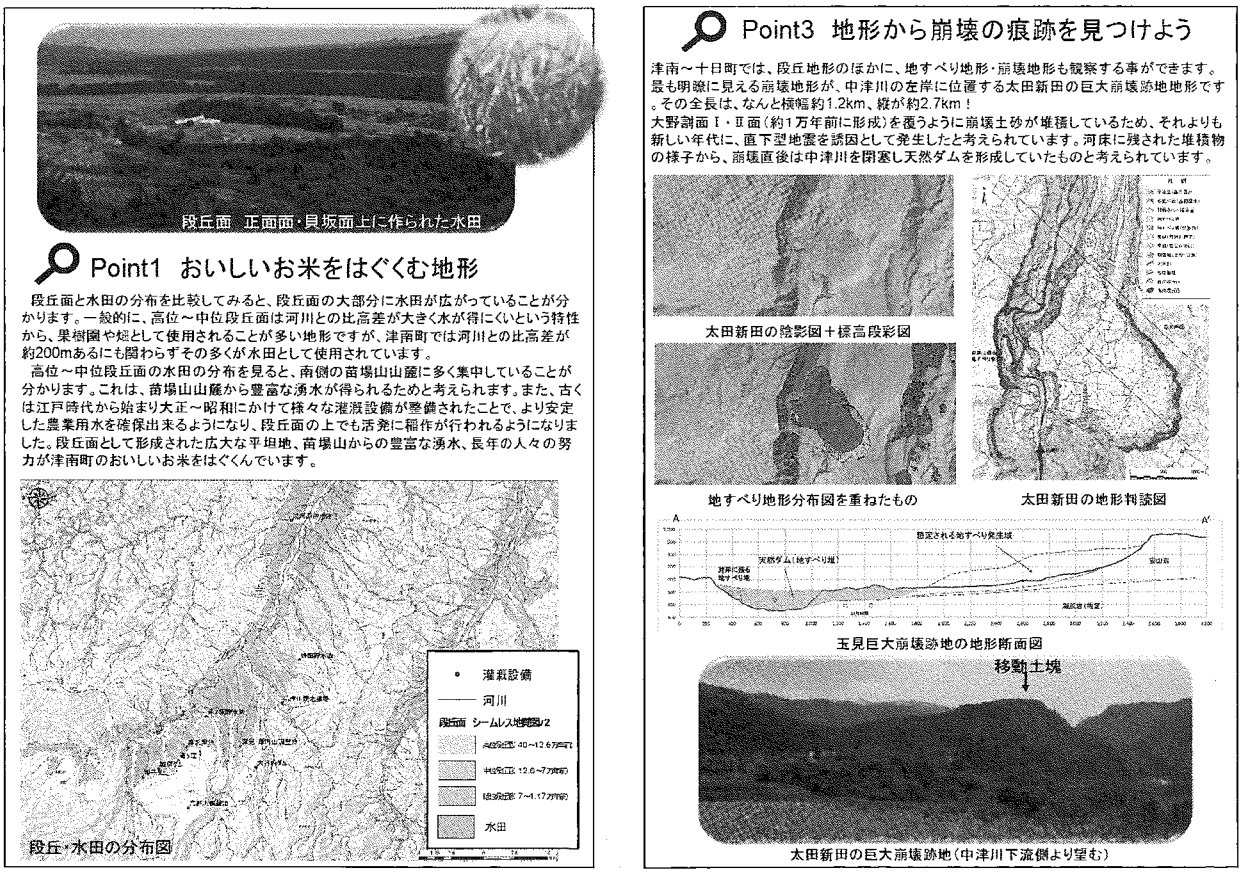


図-2.　ガイドマップ抜粋　地点毎の解説

P42. ジオ鉄-自然を楽しむ鉄道旅行の提案：JR 紀勢本線（その１）

Let us Enjoy Geo-Tetsu, The Proposal of the Geo-Tour through Train Windows: JR Kisei Line (Part 1)

○藤田勝代，横山俊治，上野将司，今尾恵介，加藤弘徳（深田研ジオ鉄普及委員会）
Masayo Fujita, Shunji Yokoyama, Shoji Ueno, Keisuke Imao, Hironori Kato

1. はじめに

ジオ鉄とは，身近で安全な公共交通機関である鉄道を利用して，誰もが気軽に楽しみながら地質・地形など自然科学のことを学ぶ活動の呼び名である[1]．鉄道を通じて「見る・触れる・感じる」ことのできる地質・地形遺産や，それらと深く関わる鉄道施設，ルート選定のエピソード，廃線遺構などを「ジオポイント」として選定し，ジオ鉄目線の見どころを紹介している[2]．現在その取組は，深田研ジオ鉄普及委員会が主体となり普及活動を継続中である[3]．本稿では，地球の成り立ちと大地の変化に想いを馳せる鉄道旅の路線として，南紀熊野ジオパークのエリアに相当する JR 紀勢本線（新宮～紀伊田辺間）のジオ鉄を紹介する[4]．

2. JR 紀勢本線の建設経緯

JR 紀勢本線は太平洋に突き出た本州最南端の紀伊半島南部をぐるりと回る鉄道で，三重県亀山市から和歌山県和歌山市の亀山～和歌山市（384.2km）を結んでいる．明治 25 年（1892）旧鉄道敷設法で建設予定線に組み込まれ，明治 26 年（1893）参宮鉄道の一部として亀山～相可（現・多気）間が開業した．時を経て大正 12 年（1923）紀勢東線として相可口（現・多気）～栃原間，大正 14 年（1925）紀勢西線として和歌山（現・紀和）～紀伊宮原間が着工されると，東線は昭和 9 年（1934）尾鷲まで，西線は昭和 15 年（1940）紀伊木本（現・熊野市）まで延伸を果たした．その間，大正元年（1912）に地元有志が立ち上げた新宮鐵道が三輪崎～勝浦間（約 10.1km）で開業しており（翌年に新宮まで延伸），これが昭和 9 年（1934）に買収され，紀勢中線となる（このとき勝浦駅は紀伊勝浦，天満駅は紀伊天満に改称）．中線は昭和 11 年（1936）に半島南端の串本，昭和 15 年（1940）江住まで延伸し，紀伊木本（現熊野市）～新宮間も同日開業すると，中線は西線へと編入され，未成区間は尾鷲～紀伊木本のみとなった．未成区間の建設は戦後進められ，昭和 34 年（1959）7 月 15 日，三木里～新鹿間の開業で全線開通し，東線と西線は合同して紀勢本線に改称された．全通を機に，蒸気機関車が牽引する客車列車・急行「紀州」が走り始め，その後身として特急「くろしお」（昭和 40 年から）が登場する．昭和 53 年（1978）和歌山～新宮間の電化を機に，新宮以東は「南紀」，以西は「くろしお」に分割．現在，亀山～新宮間は JR 東海，新宮～和歌山市間は JR 西日本が管轄しており，本稿では新宮～紀伊田辺間（105.2km）を取り上げる．

新宮～紀伊田辺間 29 駅のうち，特急の停車駅は 8 駅（新宮・紀伊勝浦・古座・太地・串本・周参見・白浜・紀伊田辺）あり，観光案内所が併設されている．21 駅は無人駅であるが，那智と朝来には駅の併設施設がある（後述）．沿線は住民の通勤通学や観光客の利用のほか，平成 26 年（2014）から毎年開催されている「紀の国トレイナート」により，駅構内の美観やアート作品展示など，イベントでの活用が進められている．

3. JR 紀勢本線（新宮～紀伊田辺間）のジオポイント

紀伊半島南部はリアス海岸や海成段丘が海へ迫る岩石海岸など古くからの景勝地で，海岸に沿うように世界遺産熊野古道の中辺路（一部）・大辺路ルートがあり，JR 紀勢本線は熊野古道よりも海側を走っている．沿線は平成 26 年（2014）に南紀熊野ジオパークに認定され，学術調査や地元ガイドの取組も盛んな地域である．大地の成り立ちから熊野詣や沿線の文化の関わりに至るまで，幾通りにも探究の尽きないエリアである．

紀勢本線の列車が走る大地は，古第三紀の四万十帯（牟婁層群）の砂岩・泥岩主体の堆積岩や，新第三紀の前孤海盆堆積体（田辺層群・熊野層群）の砂岩・泥岩主体の堆積岩が広く分布し，それらに新第三紀の火成岩類が挟在・貫入・被覆をしている．とくに半島東部の尾鷲から新宮にかけては花崗斑岩が主体の熊野酸性火成岩類が分布している．上野ほか（2018）[4]で述べている河川の穿入蛇行や海岸沿いの波食棚・海食崖・海成段丘のほかにも，陸繋島や潟湖の形成など，沿線には特筆すべき海岸地形が多い．また，付加体のダイナミックな褶曲構造や前孤海盆堆積体の堆積構造，貫入岩体周辺の侵食や風化がつくる奇岩風景などの地質構造も見逃せない．次に車窓や途中下車で探訪できるジオポイントの概略を述べる．

亀山方面から来た列車は熊野川を鉄橋で渡り，丹鶴城の下をトンネルで抜けると，熊野川河口の沖積低地に建つ新宮駅へ到着する．世界遺産熊野速玉大社の最寄り駅で，駅西方には主峰・千穂ヶ峰（標高 253m）へ続く権現山（神倉山）が聳える．新宮を出発した列車は市街地を抜けると，王子ケ浜に沿って南下する．御手洗海岸の先で前方山側に目を凝らすと新宮鐵道建設時の難所・旧御手洗トンネル（新宮側入口）の遺構が見える．車窓に陸繋島の宇久井半島が見え始めたら，宇久井駅の先でトンボロの付根を横切り，古来伝承の

ある白菊の浜や赤色海岸沿いを西へ進んで那智駅へ．熊野那智大社を模した朱塗りの駅舎に，道の駅なちと丹敷の湯（温泉）が併設され，駐車場が広くマイカー利用客も多い．駅構内の地下道をくぐると，車窓からは見えなかった補陀落渡海で有名な那智湾の入り江が眼前に広がる．列車は那智駅を出るとすぐに那智川を渡る．周辺は平成23年（2011）紀伊半島大水害で被災し，かつて妙法鉱山のあった支流の色川とともに現在も対策工事中である．那智川を上流へ辿ると世界遺産那智の滝・熊野古道大門坂・熊野那智大社・青岸渡寺へと続き，特急列車の停まる紀伊勝浦駅がアクセスの拠点になっている．勝浦はリアス海岸の天然の良港・勝浦港があり，生鮮マグロ水揚げ日本一の市場は活気に溢れている．「勝浦温泉」も人気で対岸の狼煙山や中ノ島に建つ温泉街は観光客で賑やか．「紀の松島」めぐりの観光船もここから出る．列車は南下しながら進むと湯川駅手前で二河（にこう）川を渡る．海水と汽水の混ざる潟湖の河口である．佐藤春夫命名の潟湖「ゆかし潟」周辺は明治期から温泉利用が盛んで，「南紀湯川温泉」として今も親しまれる．ハート形の潟湖を地形図で確認したい．湯川を過ぎると捕鯨の町・太地町へ．駅ホームには鯨やイルカ，海の生き物のアートが施されている．古式捕鯨の山見台だった燈明崎や梶取崎は町の東端に位置する．太地を過ぎると列車は県下最古級（4世紀頃）の下里古墳を右手に見ながら下里駅を過ぎ，太田川を渡って粉白（このしろ）地区へ．知る人ぞ知る日本一短い二級河川「ぶつぶつ川（13.5m）」はここにある．岩屋崎トンネル手前で虫喰岩の露頭が見えたらまもなく紀伊浦神駅へ．かつて「紀和鉱山」（現熊野市）で採掘された銅は，索道で阿田和に運ばれたのち紀勢本線で紀伊浦神まで輸送され，石原産業専用埠頭から船に積み替えられた．列車は山間を抜けると紀伊田原～古座間では，美しい波食棚の景勝が車窓に広がっている．古座駅の手前で渡る古座川の上流を行くと，古座弧状岩脈の火砕岩から成る「高池の虫喰岩」「牡丹岩」のタフォニや，「古座の一枚岩」があり，是非とも下車して訪れたいジオポイントのひとつだ．古座を過ぎると「九龍島」と「鯛島」が海に並んでいる．紀伊大島が見え始め，紀伊姫駅の先で「橋杭岩」のシルエットが現れたら，本州最南端の串本駅へ到着．ここはトンボロの町．潮岬観光の拠点でもある．「梶野崎」（明治23年（1890）に灯台下の岩礁でトルコ国軍艦が遭難した）や「潮岬」の灯台には，古座弧状岩脈の火砕岩を採石した「宇津木石」が建材として利用されている．列車は串本駅を出るとすぐ，曲線半径200mの急カーブを回り，鼻ノ谷トンネルを越える．そのあたりが，本州最南端の線路の位置である．

本州最南端を通過した列車は北西を目指し，紀伊有田，田並へ向かって山間を進む．串本から白浜まで約70kmの海岸線は熊野枯木灘県立自然公園に指定され，串本～紀伊有田間の海には「ラムサール条約登録・世界最北サンゴ群集」が広がっている．田並駅を過ぎると海成段丘を表した「平見（ひらみ）の地名」が多くなる．田並～田子間の海沿いには波食棚が連続し，インパクトのある「さらし首」と呼ばれる含角礫泥岩（一部含角礫砂岩）の岩体が露出している．枯木灘の岩礁を見下ろす和深駅を過ぎると，雨鳥・大平見・中平見の地区を通過し，江住川を渡ると江住駅へ．国天然記念物の暖地性植物群落のある江須崎や，火砕岩脈を観察できる「戎島」を見ながら見老津へと進む．見晴らしのよい見老津駅は，ホーム前面に枯木灘の眺望が広がっている．「フェニックス褶曲」（牟婁層群）の大露頭は見老津～周参見間の海岸（すさみ町黒崎）にあるが，一方，同区間の列車は，見老津駅の先で山間を25‰の急勾配で上り（熊野古道大辺路では見老津以西の長井坂のあたり），双子山でサミットを越えると，25‰の急勾配を下る．途中，沿線唯一の双子山信号場を過ぎると勾配を緩めて周参見へ下ってゆく．周参見駅へ到着すると駅横には「津波避難タワー」が聳え建つ．駅の標高は4mだ．周参見を出ると列車は紀伊日置～椿間で再び山間を走る．この区間の海沿いには，海食洞の美しい「志原海岸」（田辺層群）や市江崎の「泥ダイアピル」の露頭があり，干潮時に露出する．道の駅併設の「椿温泉」も海沿いにある．列車は富田川を渡ると紀伊富田駅へ．広がった前方車窓には，パンダでお馴染みのアドベンチャーワールドが見えており，まもなく列車は白浜駅へ．白浜観光の拠点であり，南紀白浜温泉は一大リゾート地になっている．駅前から白良浜方面へのバスがある．白良浜周辺では「天然記念物の泥岩岩脈」を観察できるほか，「千畳敷」や「三段壁」といった見どころは観光地化されアクセスも良い．白浜の次の駅は難読の朝来（あっそ）．朝来駅には地元の「口熊野かみとんだ観光案内所」がある．列車は「南海大地震津浪潮位標」が駅前に建つ紀伊新庄駅を過ぎると，徐々に市街地へと入り，世界遺産熊野本宮大社への最寄り駅でもある紀伊田辺駅へ到着．和歌山県が生んだ博物学の巨匠・南方熊楠ゆかりの地に降り立ち，南紀のジオ鉄の旅を回想したい．

文献

1) 加藤弘徳・藤田勝代・横山俊治（2009）：ジオ鉄を楽しむ-鉄道車窓からのジオツアーの提案(1.JR四国・土讃線)，総特集ジオパーク(2)地球科学がつくる持続的な地域社会，月刊地球，vol.31,no.8，pp.445-454.
2) 藤田勝代（2014）：ジオ鉄に託す地学普及の願い．地理，vol.59，pp.52-59.
3) “活動実績”．ジオ鉄®web.2017-12-07. http://fgi.or.jp/geo-tetsu/，(accessed 2018-08-20)．
4) 上野将司・藤田勝代・深田研ジオ鉄普及委員会（2018）：ジオ鉄-自然を楽しむ鉄道旅行の提案：JR紀勢本線（その2）地形編～紀伊半島の地形と交通路について～，日本応用地質学会平成30年度研究発表会講演論文集，本論文集掲載．

P43. ジオ鉄-自然を楽しむ鉄道旅行の提案：JR 紀勢本線（その２）地形編

～紀伊半島の地形と交通路について～

Let us Enjoy Geo-Tetsu, The Proposal of the Geo-Tour through Train Windows: JR Kisei Line (Part 2)

- The Transportation Network restricted on the Topography Feature in the Kii Peninsula

○上野将司，藤田勝代（深田研ジオ鉄普及委員会），深田研ジオ鉄普及委員会

Shoji Ueno, Masayo Fujita, Geo-Tetsu project committee of the Fukada Geological Institute

1. はじめに

紀伊半島の内陸部には目印になる火山や盆地などが無く，特徴のつかみにくい山岳地形を呈する．山地内を流れる各河川には屈曲に富む穿入蛇行が発達し，既往の接峰面図 [1]を参考にすると，過去に広く存在した準平原の時代に河川の蛇行が形成されたものと考えられる．一方，海岸沿いには波食棚が広く発達するが，平野は狭小で海成段丘の分布も限られる．

平野や段丘の乏しい海岸に加えて内陸の穿入蛇行河川の発達する地形は，交通にとっては大きな障壁であり，鉄道や道路の整備が遅れている状況にある．

ここでは海岸沿いの地形地質調査に加えて広域の水系図の作成等により，半島部の地形的な特徴を示した上で，交通路の発達との関係や無視できない津波災害についてふれ，車窓からの景観の参考としたい

2. 地形と交通路

紀伊半島の地形は定高性を示す山地で占められ，海岸は海食崖の発達するリアス海岸が多く，海岸平野や海成段丘の分布は限られる．河川沿いの谷底低地や河成段丘の分布は局所的であり，谷壁斜面は急峻なため，1889 年 8 月や 2011 年 9 月の豪雨時には斜面崩壊が多発して深刻な災害が発生している．河川は図-1 に示すように谷密度が密であり，顕著な穿入蛇行が認められる．水系の方向は半島西側では東西方向，東側では南北方向に発達する．

このような地形のため，参詣道などの古道は海岸沿いのルートでも山越え区間が多く，内陸ルートは南北方向の尾根筋に設けられている．鉄道は海岸沿いの JR 紀勢本線のみで，リアス海岸ではトンネルや内陸の迂回ルートで通過するなど，工事の難関区間が多かった

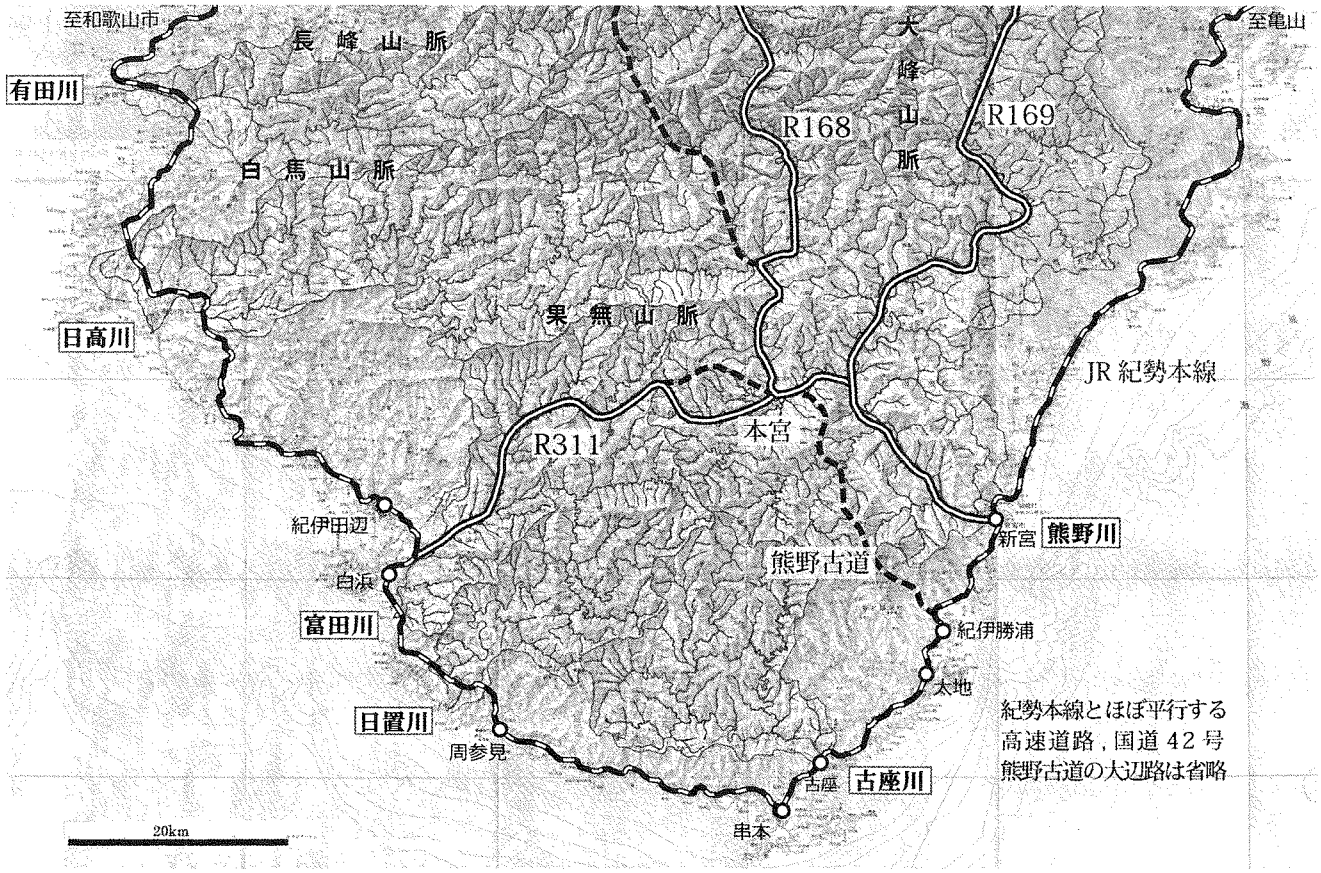


図-1　紀伊半島南部の主要河川の水系図と主要交通路

（水系図は 20 万分 1 地勢図「和歌山」「伊勢」「田辺」「木本」を基に作成）

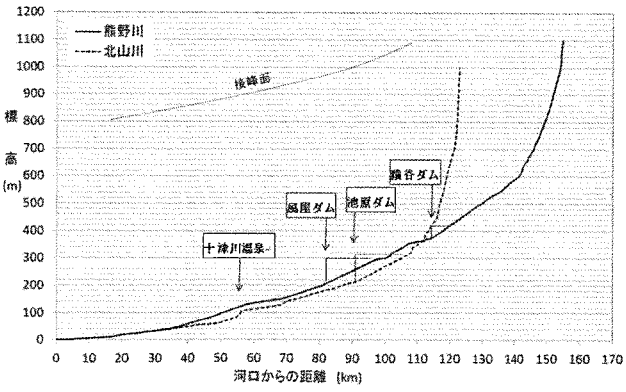
ために全通は1959年と遅かった.内陸部を南北に縦貫する鉄道として，奈良県の五條から和歌山県の新宮を目指して，国道168号に近いルート計画で1939年に旧国鉄の五新線が着工された．しかし，紀ノ川と熊野川の流域分水界を長大トンネルで越えて建設されながら，旧国鉄改革のあおりなどで未完の路線となった．建設が続行されたとしても，熊野川（十津川）沿いの急峻斜面の穿入蛇行部の通過は困難であったと考えられる．

主要な道路も長らく海岸沿いの国道42号のみであった．内陸の河川沿いを南北に貫いて奈良県と結ぶ国道や東西に横断する国道は，難路であったが近年改良が進んだ.海岸沿いでは高速道路の建設が進んでおり，将来は半島部が全通する．これらの改良や建設では地形条件からトンネルや橋梁建設が主体になっている．

3. 地形に関する検討

各河川には山地を侵食する穿入蛇行が発達することから,かつては蛇行原のような小起伏地形(準平原)があったものと想定する．この時代がいつ頃であったのか以下のように考察した．

紀伊半島南部の上昇速度は0.3m/1000年（0.3mm/y）程度と見積もられており[2]，この上昇速度と釣り合う速度で河川の下刻作用が進み，穿入蛇行が形成されたと考えられる．そこで熊野川の河床縦断図を作成し，既往の接峰面図から読み取った接峰面の標高を図-2の河床縦断図にあわせて示した．この接峰面を河川が蛇行形状のまま侵食し，現在のレベルまで河床が低下したと考える．その期間は接峰面と現河床の標高差（約800m）を半島南部の上昇速度で割ることによって求められる．すなわち，800m÷0.3mm/y＝266×10^4年（266万年）となる．海水準変動などを考慮するとこれほど簡単ではないが，大体の目安として河川が自由蛇行していた準平原の時代は新第三紀末～第四紀初頭であったと考えられる．



図－2　熊野川(十津川)および北山川の河床縦断図

海岸沿いには干潮時に波食棚が広く出現する．この地形は約6000年前の縄文海進以降の海岸侵食により，潮間帯レベルに形成されたもので幅100～200mの広がりを持ち，海岸線は海食崖となっている．このことから,波食棚の幅を形成期間の6000年で割ることで概略の侵食速度が求められる．波食棚の幅は100～200mであるので侵食速度は0.017m～0.033m/yとなり，100年当たりで1.7～3.3mの速度で陸地が侵食されていると考えられる．このような考えは100年以上前に地形学者のW.M.Davis[3]が指摘している．

4. 大地の恵みと津波対策

半島南部には，古第三紀の四万十帯に属する砂岩・泥岩主体の堆積岩や，新第三紀の田辺層群や熊野層群と呼ばれる砂岩・泥岩主体の堆積岩が広く分布する．これらの地層に各種の火成岩類が挟在・貫入・被覆し，半島東部の新宮・熊野・尾鷲にかけての地域には，花崗斑岩を主体とする熊野酸性火成岩類が分布する．火成岩類の貫入境界や断層等の割れ目に沿って深部からの熱水やガスなどの高温流体の供給があり，地表近くの地下水と混合して半島各地に高温泉が湧出すると考えられている[4]．

一方，半島一帯は東南海・南海地震の発生による津波の襲来が危惧されている．地震発生後の津波到達時間が10分前後と予想され,高台が比較的遠い地区では津波避難タワーが各地に建設されている．鉄道駅や主要道路沿い，および集落には避難経路や場所を示す誘導標識・地図等があるが，適切とはいえないものが少なくない.また,過去の津波被害を後世に伝えるため，各地に津波に関する石碑や木柱などが残されている．1946年昭和南海地震津波をはじめ,1944年昭和東南海地震津波，1854年安政南海地震津波，1707年宝永地震津波などの到達位置や犠牲者の供養等を伝えるもので，今後の減災に向けて大いに参考にすべき遺構といえる．

5. おわりに

ジオ鉄目線の車窓からは半島内陸の山岳地形のように直接見えないものがあるが，各種の海岸地形をはじめ，硬質の貫入岩が侵食からとり残された橋杭岩，那智勝浦温泉などの観光地，津波避難タワーなどを望むことができる．地形の成り立ちや地質と温泉の関係などに思いを馳せれば，車窓を流れる景色は一層興味あるものになると思う．

文献

1) 岡山俊雄（1988）：1:1,000,000 日本列島接峰面図，古今書院

2) (一社)日本地質学会（2011）：日本列島と地質環境の長期安定性，日本地質学会リーフレット．

3) W.M.Davis(1910)：地形の説明的記載（水山・森田訳），大明堂，pp.405-407.

4) 西村進(2011)：近畿地方の高温泉とその地質構造，温泉科学，第60巻，pp.481-491.

P44. 黒部峡谷鉄道で愉しむジオ鉄の旅（鉄道編）

Let us enjoy Geo-Tetsu tour of Kurobe Gorge Railway in Toyama Prefecture of central Japan (Railroad version)

○加藤弘徳（深田研ジオ鉄普及委員会，（株）荒谷建設コンサルタント），
柏木健司（富山大学），日野康久（（株）環境総合テクノス）
Hironori Kato, Kenji Kashiwagi, Yasuhisa Hino

1. はじめに

ジオ鉄は（公財）深田地質研究所の普及事業の一環として提案された，地質・地形と鉄道の新しい楽しみ方である[1]．鉄道沿線の施設や風景には，地域の地形や地質の形成史，あるいは災害特性を語る上で重要で貴重なものがある．鉄道での移動を楽しみながら，地形や地質にふれ合うというジオ鉄のスタイルは，地学教育の普及および防災教育に役立っている．

黒部峡谷鉄道は富山県黒部市宇奈月町にあり，富山県が全国に誇る観光用山岳鉄道である．ジオ鉄活動を通じて観光に訪れた人々に地形・地質の知識を付与することで，観光の価値と質を高めるとともに，地学教育の普及の扶助となることを期待し，筆者らは沿線の地質現象を中心にジオ鉄的魅力をまとめてきた[2]．本発表はその続編として，鉄道中心の視点から沿線のジオ鉄的魅力を紹介するものである．

2. 沿線の地形地質概要

黒部峡谷には黒部川やその支流の下刻に伴って急峻なV字谷が連続しており，鉄道はトンネルや橋梁を繰り返しながら，峡谷に沿って宇奈月と欅平を結んでいる．毎年の雪解けに伴い支流からは多量の土砂が発生しており，支流の一つ不帰谷（猫又～鐘釣間）から発生した土砂は時折，黒部川に天然ダムを形成する[2]．また黒部川に沿って河岸段丘が断続的に発達しており，黒部峡谷の隆起が活発に生じていることがわかる．

沿線の地質は，基盤岩として古生代の堆積岩類，中生代の変成岩類および花崗岩，新生代の花崗岩が主に分布している．特に終点の欅平付近には，世界で最も新しい時代（新生代）の花崗岩である黒部川花崗岩が分布していることが特筆される．

また沿線には多数の温泉地が存在する．黒薙駅のある黒部川支流の黒薙川沿いと，鐘釣駅から見下ろす黒部川本流沿いには，河床から温泉が湧出している．終点の欅平駅からは，支流の祖母谷に沿って延びる林道沿いに，それぞれ徒歩で名剣温泉，祖母谷温泉にアクセスできる．なお，名剣温泉は祖母谷温泉の源泉である祖母谷地獄から，林道沿いにパイプを用いて湯を引湯している．

このように黒部峡谷鉄道沿線の地形・地質は変化に富み，バラエティ豊かなアクティビティが期待できる．

3. 鉄道視点から読み取るジオの特徴

3.1 峡谷の地形・地質を見抜いた技術者の工夫

峡谷の断崖に沿って建設された黒部峡谷鉄道では，その特徴的な地形・地質条件を克服するために，様々な技術的工夫が凝らされている．

急崖が連続する故に，線路は地形に沿うことを強いられ，急曲線が多数存在する．例えば森石駅を出発した欅平行き列車が最初に入る延長 68m のトンネルでは，短いトンネル内で線路がほぼ直角にカーブしている．これは小型車両で運行される当路線であるからこそ可能な“技”で，大型車両の走る JR 線等では到底真似できない．後方の車両に乗ると，自分の列車の先頭機関車が車窓の脇の方を通過していく奇異な光景が広がり，峡谷の地形の険しさを実感できるだろう．

この路線には延長 20.1km の間に 41 のトンネルがあり，トンネルが多いことも特徴の一つである．建設が着手された大正当時，鉄道は技術的な問題からトンネル建設を避けるのが通例であったにも関わらず，ここでは多くのトンネルで山が貫かれている．これにも小型の車両寸法が大きく関係し，トンネル断面が小さく取れるため，その分トンネルは安定的に掘削できる．沿線の岩盤が比較的強固なことも，トンネル建設にとって有利であった．黒薙駅構内から分岐する黒薙支線のトンネルによく見えるように，素掘りのトンネルが数多く存在していることからもそのことがわかる．当時の土木技術者が堅固な地質をしっかりと見極めた上で当地に最適なトンネルを数多く作り，運行に有利な線形を取ろうと努力したことが伺われる．

橋梁についても特徴がみられる．猫又駅～鐘釣駅間で黒部川本流を渡る鐘釣橋の両岸は晶質石灰岩の断崖絶壁で，まさに「とりつく島が無い」状態である．トンネルに挟まれる制約がある中での架橋は相当な苦心があったことが想像される．また急峻な地形では一般に落石などの斜面災害が予見されるが，鐘釣橋の右岸側ではその被害を防ぐために，三角形の特徴的な形状を持つシェッドによって，トンネル坑口を含め鉄橋がまるごと囲われている（写真-1）．鉄橋そのものをシェッドで囲む例は珍しく，峡谷地帯での鉄道建設の難しさ物語る，見逃してはならないワンシーンである．

駅の配線にも工夫がある．鐘釣駅は黒部川と急峻な斜面に囲まれ，平坦地が狭くホームの先頭部が引込み線に差し掛かる．このため，苦肉の策としてスイッチバック式の構造が採られた．地形的な制約の大きい黒部峡谷に駅を設置するための特殊な施設といえよう．

このような技術的な「工夫」は全て，峡谷という特殊な地形・地質的条件を克服するために採用されたも



写真-1 断崖下の鐘釣橋右岸に設置されたシェッド

のである．黒部峡谷は元を辿れば，活発に隆起を続ける山地に対して下刻を続ける黒部川の流れが造り上げた地形であり，地殻変動の賜物である．普段何気なく目にする風景や鉄道施設でも，その特徴を読み解けば，足元に広がる大地の躍動が見えてくる．当線沿線の施設や風景は，旅客を地球規模のロマンへ誘う好材料であることに気付きたい．

3.2 自然の猛威に打ち勝つ方策

黒部峡谷鉄道の沿線には，トンネル・鉄橋部分の一部を除くほぼ全線にわたって，冬期歩道と呼ばれる作業道が設置されている．車窓からもコンクリート製の細長い構造物としてこの作業道を視認できる．これらは積雪により計画的に列車の運休が行われる冬期において，作業関係者が通行するのに活用される．雪に閉ざされた冬期も，当地の発電・鉄道施設やジオは，この歩道を通る技術者により守られていることがわかる．

鐘釣駅と小屋平駅の間にあるウド谷では「ホウ雪崩」の発生が知られている．ここには小さな鉄橋が架けられているが，例年，積雪期の運休期間を迎えると，雪崩による橋梁の損壊を未然に防ぐため，鉄橋の撤去が行われ，資材は隣接するトンネル内部に収納される．トンネルの坑口には，ウド谷からトンネル内への雪崩の侵入を防ぐための鉄製門扉が設置されており，冬期の運行休止時にはこの門扉が閉められる．通常，橋梁の撤去や設置には，非常に大きな労力や資機材が必要であるが，ウド谷では例年のように，しかも小型重機と人力のみで橋梁の撤去・再設置が行われている．この橋梁が持つ簡易な構造が，そのことを可能にしている．ホウ雪崩という自然の猛威に立ち向かおうとする技術者の知恵と工夫が，まさにここに集結している．

さらに小屋平駅付近では，隣接する小屋平ダムの管理施設を雪崩から守るために線路に沿って設置された堅固な壁を見ることができる．このように雪深い峡谷ならではの施設を間近に見ることができるのも，黒部峡谷鉄道のジオ鉄的特徴である．

3.3 発電施設と鉄道

起点の宇奈月を出て最初の駅である柳橋駅は，美しい水を湛える宇奈月ダム湖のほとりに位置する．湖上にそびえる古城を模した建物は新柳河原発電所の施設で，そこから線路を挟んで反対側，約 100m の高さの段丘面上から水を勢いよく落下させることでエネルギーを発生させ，発電している．発電に用いられる水はこの先の出平駅の下流にある「出し平ダム」ダム湖より引かれているが，その水面は上述の段丘面とほぼ同じ標高にあり，段丘面の標高を考慮してダムの高さが設計されていることが地形図から読み取れる．

ダム湖から取水された水は基本的に山中の水路トンネルを流される．地上では気付くことが難しいが，黒部川沿いの山中にはいくつもの水路トンネルが張り巡らされており，黒部峡谷は最も人の手（技術）が入った秘境であることが感じ取られる．ここでは，黒部の豊かなジオの恵み（地形，水）を存分に活かし，人々の生活の源，そして電車のエネルギーの源を生み出す発電施設を，列車から間近に見ることができる．

なお上述の“古城”や，猫又駅に近接した黒部川第二発電所などの沿線の発電施設には工事用の引き込み線が延びており，黒部峡谷鉄道が観光以外にも様々な活躍をしていることがわかる．

3.4 鉄道とジオが醸し出す特別な風景

鐘釣駅では，条件が良ければ年間を通じて黒部川対岸の谷間に「万年雪」と呼ばれる雪渓を列車からも間近にみることができる．鉄道車内から直接雪渓が見られる例は，ここ鐘釣駅が我が国で唯一といえる．

鐘釣駅を出発して 3 つのトンネル・シェッドを抜け，次のトンネルに突入するまでのわずかな間に，車窓から黒部川が見える．深い V 字谷の底に巨大な礫が積み重なる状態は，黒部川に人工的なダムができ河床に細粒の土砂が堆積する以前の姿をとどめている．黒部川の原風景ともいえるこのような光景は，列車に乗ることでしか見ることのできない「特別な風景」である．

4. おわりに

黒部峡谷鉄道は美しい峡谷を走る観光列車であるが，世界屈指の水力発電施設群を守るための大切な生命線という一面も併せ持つ．技術者は電力を安定的に供給し，私たちの生活の安心を守るため，変動する峡谷の地形・地質（ジオ）を読み解いてうまく活用し，数々の工夫を凝らしながら発電施設を維持している．もちろん，黒部峡谷鉄道もその大切な役割を担っている．ジオ鉄の活動を通じて，トロッコ電車の乗客が，峡谷の自然の素晴らしさとともに，そこで働く技術者の努力や工夫についても思い描いてほしいと願っている．

文献

1) 加藤弘徳・藤田勝代・横山俊治（2009）：ジオ鉄を楽しむ-鉄道車窓からのジオツアーの提案-（1. JR 四国・土讃線），月刊地球，Vol.31, No.8, pp.445-454.

2) 日野康久・柏木健司・加藤弘徳（2016）：黒部峡谷鉄道で愉しむジオ鉄の旅，日本応用地質学会平成 28 年度研究発表会講演論文集，pp.211-212.

P45. 北海道支部の活動近況報告

Recent activity report in the Hokkaido Branch of JSEG

○安元和己，後藤和則（北海道支部）
Kazumi Yasumoto, Kazunori Goto (Hokkaido Branch)

1. はじめに

北海道支部は，昭和 41 年 1 月の設立以来，北海道の広大かつ多様な特徴をもつ地形・地質を対象に研究技術開発を重ね，会員および社会への貢献を果たし，本年で 53 年目を迎えている．北海道支部の会員数は，学会全体の会員数の推移に沿った傾向となり，2003 年頃の 169 名をピークに，現在 120 名程度と減少傾向にある．会員を構成する世代別にみても 40 代，50 代が多数を占めており，組織全体の高年齢化が進んでいる．将来的に北海道支部が機能的に活動してゆくためには，若年層などを呼び込み，会員数を増やしていくことが急務になっていると思われる．

2. 北海道支部の活動

北海道支部の中心的な活動は特別講演会，特別報告会，研究発表会，技術講習会，現地見学会，会報（EPOCH）の発行などで，北海道内で活動を展開している北海道応用地質研究会と協同して上記活動を行っている．

2-1 特別講演会，特別報告会

特別講演会，特別報告会は毎年 4 月に実施される総会後に行われる．内容はその時期の話題を選定し，地震や豪雨等の災害，物理探査，化石に関する内容や関連学会への参加報告と内容は多岐にわたり，応用地質分野の広さを反映するものとなっている（表－1）．

2-2 研究発表会

研究発表会は例年 6 月に実施され，発表件数が 10 件程度，参加者数 70 名程度の規模で開催している．近年は物理探査学会と共催の形式をとり，幅広い分野の発表内容となっている．また，新たな会員の確保や発表会を活発な議論の場とするために，会員の大学教官を通じて非会員の学生の参加を積極的に呼びかけていくことを計画している．

2-3 技術講習会

技術講習会は会員のスキルアップを目的として，講義や実習の形式で実施している（表－2）．実習形式は講義に比べて参会者は少なくなる傾向にあるものの，参加者からは「実際に手を動かすことで身につく」」等の感想もあり，講習会としては成果を上げているものと考えられる．

表－2　過去 10 年間の技術講習会のテーマ

年度	テーマ	形式	参加者数
H20	これからの軟弱地盤の調査と対策	講義	57
H21	建設工事における自然由来重金属等含有岩石・土壌への対応	講義	210
H22	降雨と表層崩壊	講義	77
H23	空中写真判読による地形判読	実習	23
H24	地質図学～仕事に役立つ地質断面図作成	実習	44
H25	地すべり活動度評価手法マニュアル（案）	実習	31
H26	室内岩石試験・土質試験	実習	30
H27	ボーリング柱状図作成及びボーリングコア取扱い・保管要領（案）・同解説／Kunijiban／GRIP（地質由来有害物質情報システム）／北海道の地すべり地形分布図と地すべりに関する最近の話題	講義	53
H28	「若き技術者のための岩盤の地質工学的評価と分類」の解説／UAVを利用した地質調査	講義	46
H29	北海道地方土木地質図の活用	実習	33

表－1　近年の特別講演会、特別報告会の内容

年度	区分	内　容	講演者，報告者　（所属）
H26	特別講演	物理探査の標準化	茂木 透（北海道大学，物理探査学会長）
		活断層か地すべりか？－ノンテクトニック地質構造入門－	田近 淳（地質研究所）
H27	特別報告	広島土砂災害調査団報告	田近 淳（(株)ドーコン）
		ダム基礎岩盤等に起因した災害－海外の事例	脇坂 安彦（前 土木研究所）
		地すべり・斜面における物理探査の適用例	三木 茂（基礎地盤コンサルタンツ(株)，物理探査学会理事）
H28	特別講演	むかわ町穂別の化石と恐竜化石の発掘	西村 智宏（穂別博物館）
		むかわ町穂別で発見されたハドロサウルス科	小林 快次（北海道大学）
H29	特別講演	2016年台風10号による十勝川水系での河川地形の変化	笠井 美青（北海道大学）
		物性値と物性境界の探査精度による物理探査手法の分類と活用方法	尾西 恭亮（土木研究所）
H30	特別報告	地質リスク学会　英国地質リスクへの対応状況調査	前原 恒祐（(株)開発調査研究所）
		第11回国際応用地質学会 アジア地域シンポジウム（in ネパール）参加報告	太田 雄三（構研エンジニアリング(株)）
		地質研究所による津波堆積物調査と3.11後の日本海における津波想定	川上 源太郎（地質研究所）

2-4 現地見学会

現地見学会は，現場経験の少ない技術者の知識の収集や経験を行う場，参加者間が意見交換する貴重な機会となっている．近年の参加者数は4名～40名と幅がある．これは見学内容（場所）だけでなく，見学時期，災害発生の有無など様々な要因があり，企画側としては一定の参加者数の確保が毎回課題となっている．

2-5 会報（EPOCH）

会報「EPOCH」は，年2回刊行され，特別講演会や特別報告会，技術講習会に関する論説や報告，活動報告等を掲載し，行事に参加できなかった会員にも情報を提供する資料となっている．現在，冊子で配布しているが，印刷代の負担が大きいため，今後の情報の提供方法について議論を深めてゆく必要がある．

3.アウトリーチ活動

応用地質学会では，アクションプラン2017において，学術・技術の進歩への貢献に関して「応用地質技術者の育成」や社会への貢献に関して「一般市民への啓発・普及活動」を掲げ[1)]，アウトリーチに関する活動を積極的に進めている．

北海道支部では，これまで講演会や講習会において，サービスを一般市民へ広げて開催したことはあるものの，学会員へのサービスを優先し一般市民を対象とした活動は積極的には行ってこなかった．しかしながら，学会員の減少，特に若年層の入会者が少ないことや，一般市民の学会への認知度の低さは，学会に対してマイナスの影響となる．よって，若手技術者の育成やアウトリーチ活動による，学会に対する社会からの認知度の高まりが，将来的に学会活動の充実につながるものと考えるようになった．

そこで本年度より，北海道支部および北海道応用地質研究会からなる役員会において，アウトリーチの担当を設置して積極的に取り組むこととなった．また，活動については，今後会員にも協力を仰ぐことを計画している．

本発表では，北海道支部アウトリーチ活動の先駆けとして，高速道路追加インターチェンジ工事現場の掘削面で出現した火山噴出物について，小学生を対象に実施した学習会への活動を紹介する．

学習会ではNPO法人北海道総合地質学研究センターと共に地層の説明，地盤の性質を体験するプログラムを担当した．学習内容については，対象となる小学6年生が学習する内容（地層のできかた，水溶液の性質）の予習・復習を考慮したレベルを設定した内容とした（表－3）．

見学会の地質の説明は身近に感じられる感覚的な表現を交えて参加者の注意を引いた．また，ワークシートに記入してもらうことで，理解度を把握することができた．学習のポイントを絞ったことで理解が進むとともに満足度の高いものとなった．

表－3　地層学習会の概要

日　程	平成30年7月24日
主　催	事業主、工事請負者で構成する安全協議会
対　象	現場近傍の小学6年生（37名）と引率教員
学習内容	事業の説明、工事機械の体験、掘削面の地層（火山噴出物）観察
学習のねらい（地質、土木地質関連）	・地層は陸と海のどちらで堆積したか？ ・堆積物は降ってきか？流れてきたか？ ・地盤調査の目的（道路ができる地面か？斜面が問題ないか？） ・ボーリング調査の概要 ・水槽に軽石を入れ、水に浮く・沈む（比重）を体験 ・pH試験紙を用いて石やコンクリート片を入れた水の性質を確認

4.さいごに

今後，北海道支部が継続して活動してゆくためには，関連業界で働く若手や，社会に対し魅力を発信し，会員数を増加傾向にしてゆく必要がある．また，社会のニーズを的確に捉える上でも，関連業界に属する女性や外国人，小中高の理科教員などの方々と情報を交換し，学会をうまく利用してもらうことで共に利益になると考えられる．

近年，アウトリーチ活動は他の学会や団体も精力的に活動を行ってきており，対象者を取り合う状態になりかねない．その中で，応用地質学会が選択されるためには，土木地質，自然災害の防止や対策など，学会としての独自性を示すとともに，相手が求めるニーズやレベルに沿った内容を選定する必要がある．北海道支部では，アウトリーチ活動については依然として手探りの状態であり，他の支部の活動を参考にするとともに北海道の地域性も考慮しながら，今後の展開について検討していきたい．

併せて北海道支部での活動については，本部や他の支部の会員の方々に参加を呼びかけ，相互のスキルアップを図るとともに交流を深め，学会の魅力を高めていきたい．

文献

1）一般社団法人日本応用地質学会（2017）：一般社団法人日本応用地質学会 アクションプラン 2017, http://www.jseg.or.jp/01-information/pdf/actionplan2017.pdf.

P46. 最終氷期極相期において陸域であった現・大陸棚の地形の復元の試み

An attempt for reconstruction of paleotopography in the last glacial maximum beneath the present continental shelf

○清水洋平，幡谷隆太（電力中央研究所）
Yohei Shimizu, Ryuta Hataya

1. はじめに

現在，電力中央研究所では，沿岸陸域で構築した隆起運動モデルを用いた沿岸海域への外挿により沿岸海域における隆起量の推定，評価手法を検討している[1]．そして，そのようにして推定した沿岸海域における隆起・沈降量の精度・信頼性を検証するためには，沿岸海域の地形，地質・地質構造も把握する必要がある．

現在の平野等で広く分布する沖積層が堆積する直前の時代は，いわゆる最終氷期極相期（Last Glacial Maximum，以下，LGM）である．沖積層の基底面はLGMに形成された不整合面であることから，沖積層基底面は現大陸棚がLGMに陸域であった時の様相を表わしていると考えられる．

そこで，本研究では，沿岸海域における隆起・沈降量の見積り[1]の一環として，見積りの検証材料を得ることを目的に，現沿岸海域下であるところのLGMにおける陸域地形の復元を試みた結果について報告する．

2. 事例研究地域における地形・地質学的背景

本研究では，宮崎平野の前面海域を事例研究地域とした[1]．宮崎平野前面海域には，海岸線より15～20 kmの範囲で大陸棚が広がり，多くの海底谷がより西方にある日向海盆に注ぎ込むようにして存在する．事例研究地域における大陸棚の幅は，多くの場所で約15 km前後であるものの，南に向かい長くなり，日南海岸沖（範囲外）では20 kmを超えるようになる．また，事例研究地域の南側では，北側と比較して，陸側では等深線間隔が広く，大陸棚外縁に近づくに従い間隔が密になり急に深度を増す．事例研究地域における大陸棚外縁の水深は，北部では約130～140 m，南部の青島沖では約150 mと，南方に深くなる[2]．

本海域では，海上保安庁が沿岸海域の海の基本図「宮崎」，「美々津」及び「延岡」（以下，「宮崎」，「美々津」及び「延岡」）を刊行している．それらの資料によれば，事例研究地域の南側では新第三系の堆積岩が，北側では沖積層が分布するとしている．

3. 沖積層下の地形面の復元

本研究では，「宮崎」，「美々津」及び「延岡」における海上音波探査の記録原本（以下，探査記録）を対象に再解析を実施した．「宮崎」，「美々津」及び「延岡」の刊行図に示される沖積層基底深度は，刊行当時，当該地域周辺における詳細な沖積層基底深度に関する情報及び陸域のボーリングデータがなかったことから，沖積層基底深度は全体として浅く，特に沿岸部では大きく異なる場所が存在する．したがって，再解析にあたっては，当該地域における地形・地質に関する最新知見を踏まえつつ検討した．特に，陸域の主要河川から沿岸海域へと続く埋積谷の把握にあたっては，国土地盤情報検索サイト「KuniJiban」[3]に収録された沿岸陸域の主要河川近傍におけるボーリングデータ（柱状図）からの沖積層基底深度を参考に，いわゆるBG層（基底礫層）に着目し検討した．なお，海岸線近くの極浅部や一部の測線の探査記録では，多重反射による反射面の判読が難しい箇所があり，そのような場合は周辺における反射面の形状や連続性等から推定した．

各探査記録の再解析結果から得られた沖積層基底面の深度を平面上に展開し等深線で結び，沖積層基底等深線図を作成した．なお，当該図における等深線間隔は，探査記録の記録分解能及び読取りの誤差などを勘案し，5 mとした．また，測線間における等深線は内挿した．

4. 調査結果と考察

本研究で作成した事例研究地域の沖積層基底等深度線とそこから読み取れる地形の特徴を図－1及び表－1に示す．これらの調査結果を以下に詳述し考察する．

表－1　沖積層基底等深線図における地形及び外縁水深の特徴

沿岸の海の基本図	地形の特徴	外縁水深
「延岡」	・沿岸部に尾鈴山酸性岩類が分布し，また岩礁も点在	・南部で水深135 m，北部で125 m ・北に向かい深くなる
「美々津」	・宮崎層群の露岩域は認められない ・海底谷周辺以外は比較的単純な等深線配列を示す	・南部の川南町の沖合で水深125 m，中央部で130 m，北部で140 m ・北に向かい深くなる
「宮崎」	・宮崎市の沖合より南部にかけて宮崎層群の露岩域が多くなる ・等深線が複雑な形状を示す	・宮崎市の沖合で最も浅く（水深120 m），南方に深い徐々に深くなる

4-1. 沖積層基底面の形状

事例研究地域の南東端部海域から中央部の名貫川河口付近を結ぶ線を境界に，南側では等高線が複雑に入

り組む形状を示すのに対し，北側では比較的単調な形状を示す．

また，大淀川，一ツ瀬川，小丸川，耳川等の主要河川の前面海域に，連続性のある谷地形（=埋積谷）が認められる．これらの埋積谷は，基本的に現河口付近から東南方へ流下するが，事例研究地域の南部の埋積谷は蛇行し大陸棚外縁までの流下距離が長いのに対し，北部では比較的単純な直線状または弧状を呈し流下距離も短い．

4-2. 沖積層基底をなす地層

既往地質情報及び探査断面における反射面の強さや形状から，沖積層基底を構成する地層を，以下のように推定した．

- 「宮崎」の南部：固結～半固結のやや大きな傾斜を持つ反射面を示す中新統宮崎層群
- 「延岡」：大きな傾斜を持ち，起伏に富む陸域から連続すると考えられる中新統尾鈴山酸性岩類
- 「宮崎」の北部及び「美々津」：宮崎層群より上位の更新統の堆積層

なお，3点目の更新統の堆積層は，探査記録において下位の宮崎層群との識別，区分が難しい場合が多かった．

事例研究地域の中部～南部における沖積層基底をなす地層（宮崎層群および更新統の堆積層）またはその地層内の葉理面の走向・傾斜を地質図学的に予察的に検討した．その結果，事例研究地域の中部における更新統の堆積層では2°以下であるのに対し，南部における宮崎層群では2°程度以上，さらに南端部では傾斜が5°程度となり，南に向かい傾斜が増加する傾向が見られた．

4-1節で，事例研究地域の南部と北部とで地形及び埋積谷形状の特徴が異なることを述べたが，その原因としては，沖積層下の地質の違いによる可能性がある．

5. まとめ

本研究では，宮崎平野前面海域を事例に，既往探査記録の再解析を行い，沖積層基底面形状を復元し，さらには，その地形・地質学的特徴を明らかにした．

以上のように，沿岸海域の地形・地質分布は隆起・沈降運動を反映すると考えられ，沿岸陸域の調査から外挿し推定される沿岸海域の隆起・沈降特性を検証する一助となると考えられる[1)]．

謝辞

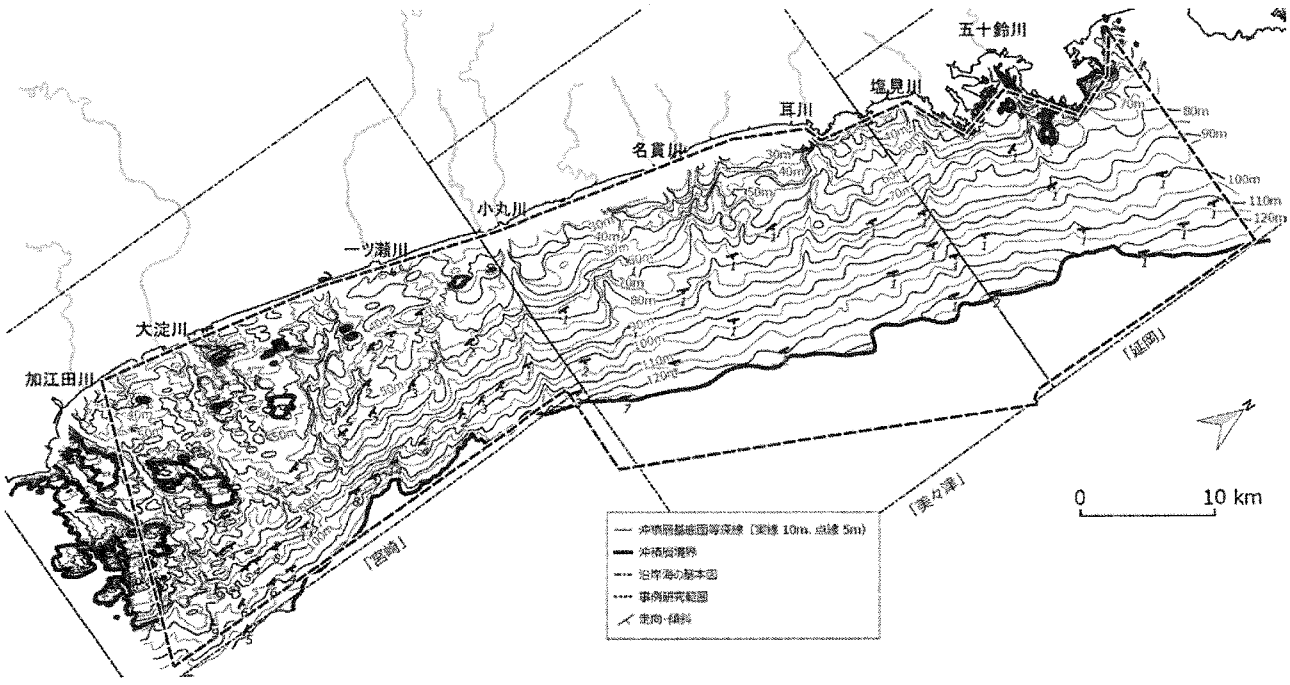
本研究は，経済産業省・資源エネルギー庁の「平成29年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分技術に関する調査等事業（沿岸部処分システム高度化開発）」の一環として実施した．海上保安庁からは事例研究地域における海上音波探査記録を開示頂いた．既往探査断面の再解析は川崎地質㈱に委託し実施した．以上の方々に深く感謝の意を表す．

文献

1）幡谷・濵田・清水（2018）：本誌講演番号005.

2）日本第四紀学会（1987）：日本第四紀地図，東京大学出版会，119p.

3）国土交通省（2008）：国土地盤情報検索サイト「Kuni-Jiban」（http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/）.



図－1　宮崎平野前面海域における沖積層基底等深線

P47. 段丘対比・編年のための経験的指標の性状調査と適用性の確認

Property investigation and applicability confirmation of empirical indices for terrace correlation and chronology

○濱田崇臣，幡谷竜太，清水洋平（電力中央研究所）
Takaomi Hamada, Ryuta Hataya, Yohei Shimizu

1. はじめに

地層処分事業では，サイトの隆起速度の評価が求められる．数十万年オーダーの隆起量評価では，しばしば段丘が指標として用いられ[1)など]，その対比・編年が重要である．被覆層のテフラ層序に基づく段丘対比・編年が広く実施されているが，テフラ層序は段丘の離水年代を直接的に示すものではなく，露頭レベルでは離水直後の被覆層が欠けている場合も少なくない[2)など]．そこで，段丘対比・編年の信頼性を向上のためには，様々な指標を用い，それらが矛盾しない総合的な判断が重要となる．このため，筆者らは，対比・編年の経験的指標とされてきた段丘の礫や被覆層の風化を定量的に評価することにより，段丘対比・編年の信頼性を確保することを目指している．

本研究では，宮崎平野の宮崎市から高鍋町にかけて分布する段丘を事例として，露頭での観察・計測および段丘礫・被覆層試料の観察・分析により，段丘の礫や被覆層の風化指標の性状調査と指標テフラの年代情報をもとにした段丘形成年代との比較により，定量化された経験的指標の適用性を検討した．

2. 研究方法

事例研究地域（図－1）の段丘区分は，空中写真判読に加え，段丘礫層と被覆層がほぼ連続して観察できる露頭での詳細観察，主要な露頭での連続的なテフラ分析結果に基づき，先行研究[3)などの]区分を踏襲した[4)]．

風化の調査としては，露頭において，肉眼観察に加え，被覆層の赤色化を定量化するため，露頭面を連続的に分光測色計による測色を行った．また，室内分析用試料として礫層最上部付近での礫を，遊離酸化鉄分析用試料として基底部付近の被覆層を採取した．

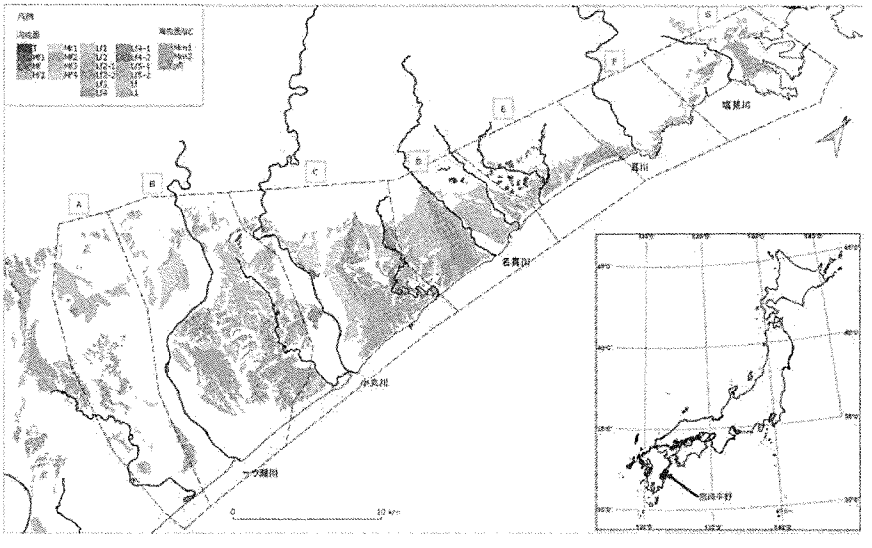
室内分析は，風化による変化の定量的評価のため，礫の有効間隙率測定，断面の連続的測色，被覆層試料の遊離酸化鉄分析を行った．また，風化による定性的な変化を確認するため，X 線回折分析（XRD），段丘礫の X 線分析顕微鏡（XGT）による元素マッピング，ポロシメータによる間隙径分布・間隙率測定を行った．段丘礫の有効間隙率および測色は，データのばらつきを考慮し，各露頭，５試料ずつ測定した．

3. 研究結果

3-1. 段丘礫の風化性状

形成年代の古い段丘では，段丘礫は，風化による溶脱・酸化等により，有効間隙率・測色値の増大していることが確認された（表－1）．高位段丘（Hf1, Hf2）では，有効間隙率が 20%を超え，a*値が 10 を超える試料が多く，中位段丘（Mm1, Mf2, Mf3, Mf4）に比べ明らかに大きい．これに対し，中位段丘と低位段丘（Lf2）の間の差はほとんどなく，中位段丘の最も高位の Mm1 と Lf2 は，Mm1 が有効間隙率，測色値ともに区別可能な差があるが，中位段丘の最も低位の Mf4 と Lf2 は，それぞれの値がほぼ重なる範囲にある．

高位段丘同士あるいは中位段丘同士では，Hf1 と Hf2 および Mm1, Mf2, Mf4 間は，有効間隙率，測色値とも値が重なりつつも，より高位の段丘ほど大きな値をとり，測定試料グループ間では差が認められる．



図－1　事例研究地域の段丘分布と主要露頭位置

表－1　段丘礫・被覆層の測色値および段丘礫の有効間隙率

段丘区分	段丘礫有効間隙率 (%)	段丘礫測色値	被覆層測色値
Hf1	20<<	a*: 10<<	a*: 10<<
		b*: 20-30	b*: 20±
Hf2	20<	a*: 10±	a*: 15±
		b*: 20±	b*: 20±
Mm1	10-20+	a*: <5	a*: 10+
		b*:10-20	b*: 25+
Mf2	4.2-16.6	a*: 0-5	a*: <10
		b*:10-20	b*: 20-
Mf3	—	—	a*: 10±
			b*: 15±
Mf4	5.6-6.0	a*: 0-10	a*: <10
		b*:10-20	b*: 20±
Lf2	5.3-12.3	a*: 0-10	a*: 10±
		b*:10-20	b*: 20±

切断面の肉眼観察と XGT の元素マッピングによると，段丘礫は，表面に明瞭な風化被膜を持つものは少なく，礫の芯を含む全体に風化が及ぶものが多い．XRD 分析によれば，古い段丘の礫では，斜長石や雲母類が欠け，ギブサイトが含まれる（表－2）．また，XGT による元素分布を見ると，風化の程度は，必ずしも一様ではなく，礫の外殻部でより強い影響を受けている場合が多い．

表－2　XRD によって検出された段丘礫の鉱物種

段丘	試料名	Qz	Ch	Al	Mu	Gi
Hf1面	MYZ20171221-01-3	○	+	—	—	+
Mm1面	MYZ20171219-04-1	○	+	○	○	—
Lf2面	MYZ20171214-DA02-2	○	+	○	○	—

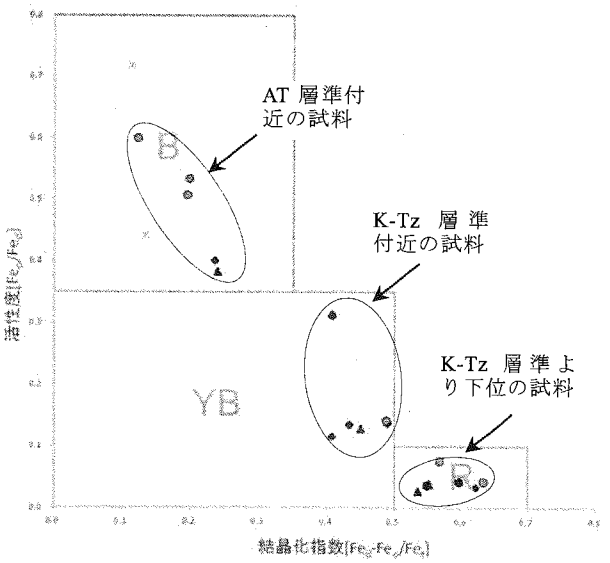
Qz: 石英, Ch:緑泥石, Al:斜長石, Mu:雲母, Gi:ｷﾞﾌﾞｻｲﾄ, ○: ある，+: まれ，－: ない

3-2. 段丘被覆層の風化性状

露頭での連続的な測色により，段丘被覆層は下位層準で a*値が大きく，赤色化していることを確認した．テフラ分析により，上位ほど若い年代であることを確認しており，古い層準で赤色化が進んでいる．ただし，測色値は，深度に単純に比例するのではなく，段階的に a*値が増大するパターンを示す．

一方，遊離酸化鉄分析では，テフラ産出層準との層位関係と，結晶化指数・活性度で区分される土壌の風化度[5]に相関が確認された．段丘被覆層のうち，姶良 Tn（AT）産出層準付近の採取試料は褐色土（B），鬼界葛原（K-Tz）産出層準付近の試料は黄褐色土（YB），高位段丘の下部の鬼界葛原（K-Tz）産出層準より明らかに下位で採取した試料では赤色土（R）の領域にプロットされた（図－2）．

また，XRD 分析によれば，高位段丘と中位段丘では被覆層の鉱物種に差が認められ，前者では，後者に比べ，緑泥石，斜長石，雲母類などに乏しく，ギブサイトに富む傾向がみられた（表－3）．



図－2　宮崎地域の段丘被覆層遊離酸化鉄分析結果

表－3　XRD によって検出された段丘被覆層の鉱物種

段丘	試料名	Qz	Ch	Al	Mu	Gi
Hf1面	171221-01-01-R	○	○	+	+	○
Hf1面	171221-01-01-B	○	+	+	+	○
Hf1面	171221-01-02	○	+	—	+	+
Hf1面	171221-01-03	○	+	—	+	+
Hf1面	171221-01-②	○	+	—	+	+
Hf1面	171221-01-③-4	○	+	—	+	+
Mm1面	171219-04-1	○	○	+	+	+
Mm1面	171219-04-2	○	○	+	+	○
Mm1面	171219-04-3	○	○	○	○	+

略字，記号は，表－2 と同じ

4. 考察と今後の課題

段丘礫・被覆層の観察・分析結果は，いずれも古い段丘で風化が進んでおり，年代指標となりうる．少なくとも，高位，中位，低位の段丘間の識別は可能である．これまでの研究結果[6,7]も含めて考えると，段丘礫の風化は構成鉱物の溶解・晶出とそれに伴う元素の移動・濃集により，段丘被覆層は構成鉱物の溶解・晶出に加え，酸化による鉄鉱物の結晶成長が生じ，赤色化すると考えられる．鉄鉱物の結晶成長は，単純な時間に比例した反応ではなく，温暖期に反応が促進されている可能性が考えられる[6]．ただし，風化程度には，試料ごとにばらつきがあり，年代の異なる段丘間で重なる値をとる．このため，現時点では段丘の年代をすべて区分する基準値の設定は困難だが，ばらつきの要因を明らかにすることなどで年代指標の精度を向上できる可能性がある．

風化の仕方・速さを規定する要因としては，段丘礫では，初期間隙率や鉱物組成などの可能性が推定される．また，被覆層に関しては，風成のローム以外の供給物質の差が，鉱物種，鉄鉱物の結晶成長に影響を与える可能性がある．今後，これらの経験的指標をより定量的なものとするためには，風化の進行に影響を与える要素の影響を明らかにし，それらを考慮した評価方法を構築する必要がある．

謝辞

本研究は，経済産業省資源エネルギー庁の「平成２９年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分技術に関する調査等事業（沿岸部処分システム高度化開発）」の一環として実施した．関係各位に深く感謝する．

文献

1) 吉山・柳田（1995）地学雑誌，104，809-826.
2) 幡谷ほか（2006）応用地質，47，3，140-151.
3) 長岡ほか（2010）地学雑誌，119，632-667.
4) 幡谷・濱田・清水（2018）本誌講演番号 005.
5) 永塚（1975）農業技術研究所報告Ｂ，26，別刷.
6) 濱田・幡谷（2015）地質学会 122 年大会講演要旨.
7) 濱田（2016）応用地質学会講演論文集，205-206.

P48. 湧水抑制対策による周辺岩盤とセメント系材料の相互影響の把握

Understanding Interaction between Granitic Rock and Cement Material by Grouting

○弥富洋介，石橋正祐紀，松井裕哉（(国研）日本原子力研究開発機構），鵜山雅夫，人見尚，早金紗綾香（(株）大林組）
Yosuke Iyatomi, Masayuki Ishibashi, Hiroya Matsui, Masao Uyama, Takashi Hitomi, Sayaka Hayagane

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分における処分場建設時には，空洞を支えるための支保にコンクリートが使われる他，湧水抑制対策としてセメント系材料を用いたグラウチングの実施など大量のセメント系材料の使用が想定され，人工バリア材への影響に加え，周辺岩盤の化学的状態や物質移行特性といった天然バリアの性能に影響を与える可能性がある．これまで，セメント系材料による周辺岩盤への影響に関する研究が国内外で行われているが，特にグラウト材料の変遷や周辺環境への影響に関する知見は十分ではなく，現象理解やモデル構築を含めた影響評価技術の開発が課題となっている[例えば 1)]．

日本原子力研究開発機構東濃地科学センターでは，瑞浪超深地層研究所(以下，「研究所」)において図-1に示すような深度500mまでの深地層の研究施設の建設を進めており，研究坑道の掘削時に深度300m研究アクセス坑道を初めとする湧水が多い箇所において，湧水抑制対策として普通ポルトランドセメント（以下，OPC）をグラウト材として湧水割れ目に注入して止水するプレグラウチングを実施してきた[2)]．そこで，地層処分の安全確保のために必要なセーフティケースの信頼性向上の観点から，これらの施工事例を対象として，セメント系材料の経年変化とそれに伴う地質環境の影響把握に取り組んでいる．

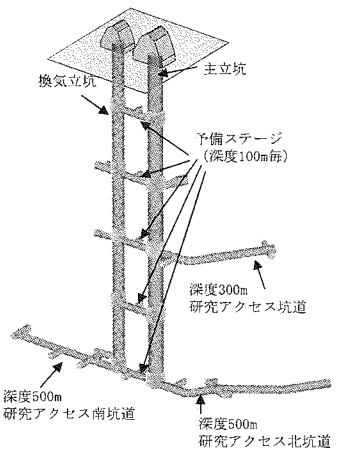


図-1　瑞浪超深地層研究所のレイアウト

これまでにプレグラウチング箇所で採取したボーリングコアの分析を実施し，割れ目中のチャンネル構造の存在やグラウト材料で充填される割れ目（以下，グラウト充填割れ目）中に高い割合で天然のカルサイト（$CaCO_3$）が存在することを明らかにしている[3),4)]．また，セメント系材料による地質環境への影響として，深度300m研究アクセス坑道周辺のグラウチング領域の透水性や周辺地下水のpH，Ca濃度などに変化が見られた[5)]．グラウチング領域からコアを採取して分析した結果，割れ目に充填されたグラウト材料中に空隙が発生し，グラウト材料中の微小割れ目や岩盤との境界部にカルサイトの存在が認められた[5)]．これらは，地下水流動に伴い供給された地下水中のHCO_3^-とグラウト材料中のポルトランダイトの溶解により供給されたCaの反応により形成されたと考えられた[5)]．

なお，セメント系材料による周辺岩盤への影響としての鉱物の溶脱や二次鉱物の形成は認められない．これは，セメント系材料からの溶出水は瞬時に希釈され，高pH溶出水と岩盤の接触時間が短いため，岩盤に対して化学的な影響が生じ難かったことが要因と推察されている[5)]．

本検討では，これらのグラウト材料と岩盤の相互影響の過程の把握を目的として実施した室内における通水試験の結果を報告する．

2. セメント系材料及び岩盤の相互影響の過程を把握する通水試験

深度300 m研究アクセス坑道で取得した岩石試料を用いて，これに接触させる形でセメント供試体（水/セメント比（W/C）=1.0）を形成する．その後，岩石試料とセメント供試体を剥離して両試料間にスペーサー（酸化アルミニウム）を設置して空隙を設定した上で，深度300 mから採水した地下水を通水させて，両試料の変遷を観察・分析した．なお，通水期間は2週間と4週間の2条件とし，通水量は2mL/minとした．通水試験のイメージを図-2に示す．

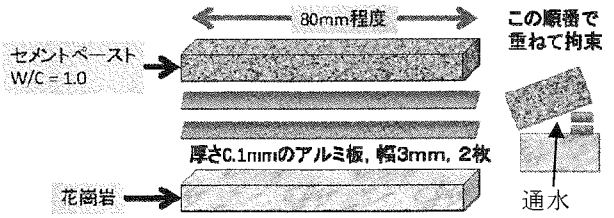


図-2　室内試験のイメージ

通水後の岩石試料とセメント供試体は，偏光顕微鏡やSEM-EDS（日本電子製JSM-IT100）による観察・分析や，微小領域を対象としたμ-XRD(リガク製Smart Lab)分析を行うとともに，通水前後の地下水の水質分析を行った．

その結果，最大4週間という短期の通水ではあるものの，通水部分でのカルサイトの形成や，4週間通水した試料ではセメント供試体中に空隙が生成されていることが確認された[6)]．顕微鏡観察結果を図-3に示す．

通水後の水質は，Ca^{2+}濃度が 4 週間の通水により 11mg/L から 3mg/L に減少した後，安定した．また，図-3 の青枠（セメント供試体内部）と赤枠部分（2 週間通水試料はセメント供試体と通水部の境界，4 週間通水試料は析出物）について，EDS による定性分析（C,O,Ca,Mg,Al,Si,S,K,Pt による半定量分析）を行った結果を表-1 に示す．

4 週間通水の供試体のセメント内部は，2 週間通水試料と比較して Ca が半分以下に減少し，Ca/Si モル比は 2 以下であった．顕微鏡観察で供試体に空隙が認められたことから，可溶性のポルトランダイト（$Ca(OH)_2$）が溶脱してケイ酸カルシウム水和物（C-S-H）が主成分になっている可能性が考えられる．また，通水部分の析出物には Ca が認められているが，μ-XRD でカルサイトが存在していた結果と整合する．

これらから試験結果を考察すると，時間経過に伴いセメント側から Ca が溶脱するとともに，境界側ではその Ca や地下水中の Ca が析出してカルサイトとして形成されたことが示唆された．

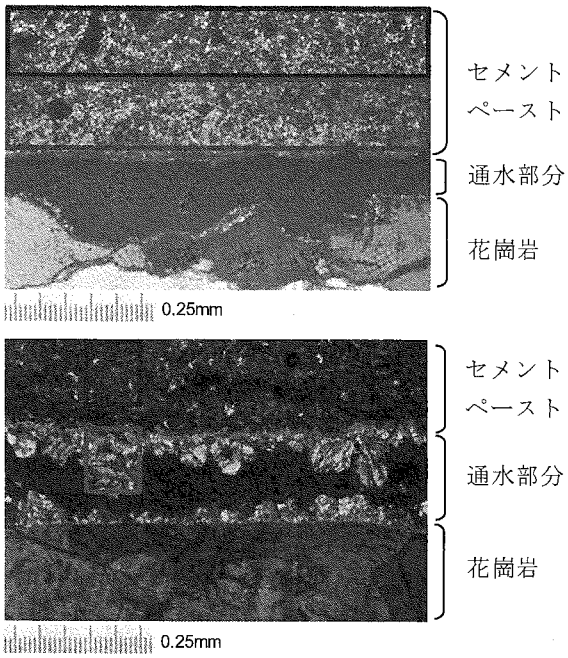


図-3　顕微鏡観察結果（偏光フィルター（直交ニコル））
（上：2 週間通水，下：4 週間通水，
赤枠及び青枠は EDS 定性分析箇所）

表-1　固体部分の EDS 定性分析結果（質量モル%）

条件		Ca	Si
2 週間通水	セメント内部	0.56	0.18
	通水部分との境界側	0.65	0.18
4 週間通水	セメント内部	0.24	0.13
	析出物	0.66	0.04

3. セメント系材料及び岩盤の相互影響のモデル化

セメント系材料及び岩盤の相互影響のメカニズムのモデル化[6]では，セメントの混錬等により一部炭酸化したセメント系材料が岩盤中の割れ目に注入されると，Ca の溶脱やそれに伴うカルサイトの析出が生じ，それらが岩盤からの湧水量や地下水水質変化に影響を与えていると想定している．時間経過に伴うグラウト材料からの Ca の溶脱量低下の原因としては，溶解度の高いポルトランダイトが溶脱した後に比較的溶解度の低い C-S-H の溶脱が開始することで Ca 溶脱量が減少すること[7]や，HCO_3^-を含む水とセメント系材料が接触すると，その接触面にカルサイトが形成されることで，Ca の溶脱が抑制されること[8]が考えられる．これらにより深度 300m 研究アクセス坑道で見られている湧水量の変化や坑道周辺部の地下水中の pH 等の変化をある程度説明できる見通しが得られてきている．

今後は，このような相互影響を定量的に評価しうる手法の構築に向け，より長期の室内試験や実際の地下環境におけるコアや地下水分析を実施して周辺岩盤とセメント系材料の相互影響の現象理解を進めるとともに，定量的な解析・評価モデルの検討を進める予定である．

なお，本研究は経済産業省資源エネルギー庁の委託事業「平成 27，28 年度地層処分技術調査等事業（処分システム評価確証技術開発）」及び「平成 29 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（処分システム評価確証技術開発）」の一環として実施したものである．

文献

1) OECD/NEA (2012): Cementitious Materials in Safety Cases for Geological Repositories for Radioactive Waste: Role, Evolution and Interactions (A workshop organised by the OECD/NEA Integration Group in the Safety Case and hosted by ONDRAF/NIRAS, 2012).
2) 濱 克宏ほか(2015)，JAEA-Research 2015-007.
3) 湯口貴史ほか(2013)，JAEA-Data/Code 2013-004.
4) 石橋正祐紀，安藤友美，笹尾英嗣，湯口貴史，西本昌司，吉田英一(2014)，応用地質学会誌，Vol.55, No.4, pp.156-165.
5) 日本原子力研究開発機構(2017)，平成 28 年度 地層処分技術調査等事業　処分システム評価確証技術開発，平成 29 年 3 月.
6) 日本原子力研究開発機構(2018)，平成 29 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業　処分システム評価確証技術開発，平成 30 年 3 月.
7) 蔵重勲，廣永道彦(2007)，電力中央研究所報告，N06028.
8) 山本武志，廣永道彦(2006)，電力中央研究所報告，N05019.

P49. 復元古地形の妥当性確認としての地形変化シミュレーションの適用性

Application of Numerical Simulation of Landform Changes as the Validity Examination of Reconstructed Paleotopography

○丹羽正和（日本原子力研究開発機構），三箇智二（JX 金属探開），
小松哲也，尾上博則，松岡稔幸（日本原子力研究開発機構）
Masakazu Niwa, Tomoji Sanga, Tetsuya Komatsu, Hironori Onoe, Toshiyuki Matsuoka

1. はじめに

地層処分におけるサイト選定や安全評価においては，数万年以上の将来の自然現象に伴う地質環境の変動を予測することが重要となる．このような地質環境の長期予測は，一般に数十万年以上の過去から現在までの地質環境の変化に基づき行われる．著者らは，地形・地質，古気候，地下水流動，地下水水質といった要素について，過去から現在までの長期的な変化を三次元的に表現できる数値モデルの開発を進めてきたが[1]，このモデルを将来予測に適用するためには，モデル構築の妥当性や不確実性を把握しておくことが重要である．本研究では，このうち既存の地形・地質情報に基づき復元した 45 万年前の古地形を出発点として，河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化を再現する地形変化シミュレーション[2]を実行し，現在の地形と比較することにより，モデル構築の妥当性や不確実性を評価する上での地形変化シミュレーションの適用性について検討した．

2. シミュレーションの概要

本研究で適用した地形変化シミュレーションは，河川の土砂運搬に着目し，侵食土砂が運搬される距離を集水面積のべき関数として下流側ほど増加させる手法である．解析領域を斜面領域と河川領域に分けて侵食及び堆積アルゴリズムをそれぞれ設定する．

侵食量は基本的に，勾配が大きくなるほど増大し，地盤が硬いほど減少する．さらに，寒冷期には台風や豪雨の頻度低下及び降水量の減少に伴い，河川流量が減少し，かつ掃流力が低下する．したがって気候の変化も侵食量に影響する．以上を踏まえた計算式として，斜面領域と河川領域の侵食量（D_s 及び D_r）はそれぞれ(1)及び(2)のように示される．

$$D_s = (1/G) \times \lambda^{-2} \times S \times (\tan\theta)^2 \quad (1)$$

$$D_r = (1/G) \times \{\alpha \times \ln(C_a \times \lambda) + \beta \times \ln(\tan\theta)^2 \quad (2)$$

G は地質の硬さを表す地質係数，λ は気候係数，S は斜面係数，θ は傾斜，C_a は流下長，α は河川流量係数，β は河川勾配係数である．勾配には，傾斜のタンジェントをかけて計算される指標である Stream Power Index (SPI)[3]を参考とした．SPI を用いれば，河床勾配の小さな下流側でも侵食力が低下しないことから，大小様々な河川規模が存在する地域でも，河川規模に応じた係数を用いることなく地形変化をシミュレーションできる．

堆積アルゴリズムについては，斜面領域では，流下長に拘らず一定の運搬距離が与えられ，生産された土砂はこの区間に均等に運搬・堆積させる．河川領域では，式(3)のように，堆積範囲を流下長に対して指数的に増大させる．

$$W = W_r \times (L/L_s)^{k\lambda} \quad (3)$$

W は任意点での堆積範囲，W_r は河川先頭で生産された土砂の堆積範囲，L は任意点での流下長，L_s は河川先頭の流下長，k は礫径係数である．本式の通り，土砂運搬距離は礫径と気候の変化が大きく影響する．

本研究では，山間部の事例として岐阜県東濃地域を対象に構築した 45 万年前の地形・地質の数値モデル[1]を入力データとしてシミュレーションを実行し，モデルの妥当性や不確実性の評価に対する適用性を検証した．地殻変動については，濃尾傾動運動[4]，及び活断層（屏風山断層，恵那山断層）の変位を考慮した隆起を設定した．

古い時代の地形・地質を復元したモデルでは，現地形と異なり軽微な地形の違いは反映されていない．そのままシミュレーションを実行すると，広い平坦面では平行状流路ばかりが形成され，自然な網状流路とならない場合がある．また，標高差の小さい部分では，現地形からは考えにくい方向に河川が移動／合流する結果も生じうる．そのため，地形・地質モデルの全体的な構造と矛盾しない程度に河道の掘り下げや分水嶺のかさ上げ，山地斜面への細かな凹凸の付与を施した．自然な網状流路～蛇行流路とするため，河道にパイル（小丘）を設置し，蛇行量を大きくする工夫も行った．

気候係数などのいくつかのパラメータについては，設定値を何ケースかに変動させて最適な値を見いだす感度解析を行った（表-1）．感度解析の実施は一見，シミュレーション結果を人為的に実際の地形に一致させる行為のようにも見えるが，構築した地形・地質モデルが実際と全く異なっている場合，パラメータを変動させても現地形が復元されることはない．感度解析を行って当該地域における最適な値を見いだす作業は，地形変化シミュレーションを当該地域の地形変化の将

来予測に反映する上でも重要である．

表-1　シミュレーションで用いたパラメータ

	基準値	変動幅
気候係数（λ）	0.5	0.3-0.7（5段階）
斜面係数（S）	0.027	0.019-0.035（5段階）
河川流量係数（α）	0.0006	0.0002-0.0010（5段階）
河川勾配係数（β）	0.0015	0.0005-0.0025（5段階）
礫径係数（k）	8	4-9（6段階）
蛇行係数（パイルの高さ）	5	0.1-10（6段階）
側刻係数（河川近傍の斜面メッシュを河川として扱う際の係数）	0.2	0.0001-0.7（6段階）
地質係数（G）：100（花崗岩などの基盤）／300（瑞浪層群）／600（瀬戸層群）		

3. シミュレーション結果と現地形との比較

地形・地質モデルから計算した 45 万年前～現在までの侵食量と，地形変化シミュレーションから得られた侵食量とを比較すると，大局的には概ね一致した．違いが目立ったのは主に，柔らかい地層が厚い部分での局所的な河川争奪の違いが反映されたケースや，盆地境界の狭隘部のように基盤岩の分布のわずかな違いが侵食量に影響を及ぼしたケースであった．また，急勾配の山頂付近では，侵食速度が大きく計算される地形変化シミュレーションと，接峰面図で谷を埋積する復元地形モデルの推定方法とでは，侵食量に大きな乖離が発生することが分かった．

同じパラメータセットで河道の移動に乱数を使用し，7回シミュレーションした侵食量の変動幅（標準偏差）を見ると，山地である解析領域南部に比べ，蛇行～網状流路が発達する解析領域北西部では，河道の移動が生じやすく，侵食量の変動幅が大きい（図-1）．このような変動幅は将来予測を行う上で不確実性を判断する指標の一つとなるであろう．

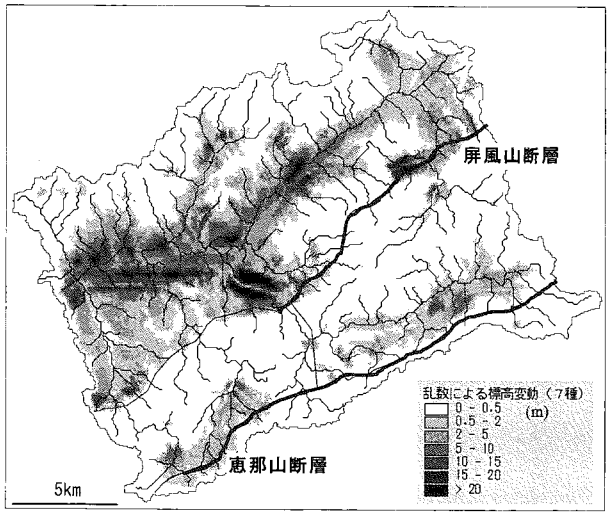


図-1　乱数によるシミュレーション結果の変動幅

続いて，既往研究の段丘面高度[5]と計算結果を比較すると，MIS2, 6, 8, 10 の河床高度はそれぞれ L2, M2, M1, H4 面と概ね一致する（図-2）．また，45 万年前の初期面は H3 面に類似する．

以上のように，構築した 45 万年前の地形・地質モデルから地形変化シミュレーションを行うと，大局的には，現在までの地形変化が復元できることが示された．また，不確実性の評価として，シミュレーションと実際の地形とで大きな違いが生じうるいくつかの要因について特定することができた．本シミュレーションが復元古地形の妥当性確認手法の一つとして有効であることが言えるとともに，数万年程度であれば将来予測に対しても適用できると考えられる．

なお，本研究は経済産業省資源エネルギー庁委託事業「平成２９年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）」の成果の一部である．

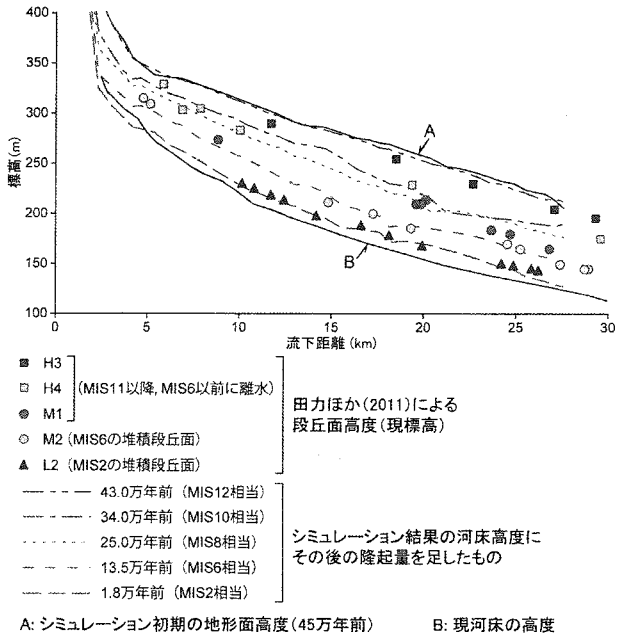


図-2　シミュレーション結果と田力ほか（2011）[5]の段丘面高度との比較

文献

1) 日本原子力研究開発機構（2018）：地質環境長期安定性評価確証技術開発 5 か年報告書, 112p.

2) 谷川晋一・三箇智二・安江健一（2016）：河川の土砂運搬作用を考慮した河床縦断面形のシミュレーション，地形, Vol.37, No.2, pp.189-207.

3) Wilson, J.P. and Lorang M.S. (2000) : Chapter 6, Spatial models of soil erosion and GIS. in Fotheringham, F. and Wegener, M. (ed.) Spatial Models and GIS: New Potential and New Models, CRC press, London, pp.83-86.

4) 桑原 徹（1973）：木曽川中流域の第四系 –瀬戸内区の内陸盆地の発達過程，恵那盆地を例にとって– , 第四紀, Vol.19, pp.28-39.

5) 田力正好・安江健一・柳田 誠・古澤 明・田中義文・守田益宗・須貝俊彦（2011）：土岐川（庄内川）流域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達, 地理学評論, Vol.84, No.2, pp.118-130.

P50. 透水性割れ目周辺マトリクス部の間隙構造

Pore structures in rock matrix of permeable fractures

○濱田　藍（(一財) 電力中央研究所）
Ai Hamada

1. はじめに

岩盤中における放射性核種の移行には，移行経路となる岩盤中割れ目の幾何学的形状や岩石マトリクスを構成する鉱物の変質や割れ目充填鉱物の物理・化学的特性が影響する．これらの移行パラメータを精度よく評価することは地層処分の安全性を評価する上で重要である．電力中央研究所では，国内の結晶質岩を対象としたトレーサー試験を実施し，割れ目開口幅や分散長などの透水性や収着に関わるパラメータの評価手法を開発してきた [1)~5)]．本研究では，トレーサー試験に適する透水性割れ目の選定と溶質移行パラメータに関わる地質学的情報を得るため，瑞浪超深地層研究所の深度 300m および深度 500m において複数掘削したボーリング孔間にわたって連続する割れ目を分類し，透水性を有する割れ目周辺マトリクスの微細な間隙構造の観察・測定を行った．

2. 調査地域のボーリング掘削・調査項目

調査地域の瑞浪超深地層研究所は，上部白亜系に形成された土岐花崗岩を基盤岩とし，上位には新第三系中新統に堆積した瑞浪層群が不整合に覆っている [6)]．当所は平成 24～26 年度にかけて，深度 300m ボーリング横坑において孔径 86mm，掘削長約 30m のボーリング孔を 5 孔（12MI30, 12MI31, 13MI36, 13MI37, 14MI49）掘削し，続く平成 27～28 年度には深度 500m 研究アクセス南坑道 125m 計測横坑において 3 孔（15MI52, 15MI53, 16MI59）掘削した．各深度で掘削時の湧水量および間隙水圧応答，水理試験の結果より孔間に連通する透水性の高い割れ目を推定し，割れ目の走向傾斜，ボアホール TV やコア観察により連続性も確認することで，トレーサー試験に適する透水性割れ目を選定に資した．

3. 深度 300m の透水性割れ目とその特徴

深度 300m の調査箇所では，孔間に連続し同じ地質学特性を示す割れ目が 4 グループ（300-I～IV，図-1）認められた．300-I は NE 走向の高傾斜割れ目（NE 系割れ目）であり，割れ目密度が大きい割れ目帯をなす．スメクタイトを含む白色の割れ目介在粘土と，変質による母岩の白色化が認められる．他の 300-Ⅱ～Ⅳに比べて湧水量は少なく透水係数も 10^{-9}m/s オーダーと小さい．一方，300-Ⅱ～Ⅳは NW 走向の高傾斜割れ目（NW 系割れ目）であり，割れ目帯として存在する．この割れ目帯では黒色脈や方解石を伴った母岩の緑泥石化が認められ，ボアホール TV の詳細観察では開口しており，透水性も 10^{-7}～10^{-5}m/s と比較的大きい．NW 系および NE 系割れ目帯には連続性には乏しいが共通して低傾斜の開口割れ目も認められる．このため NW 系割れ目帯では，水みちがネットワーク状に連結して連続性を有している．一方，NE 系割れ目帯は透水性が低く，低傾斜の開口割れ目の地質的な連続性も乏しいため，水みちがネットワーク状になっていない．

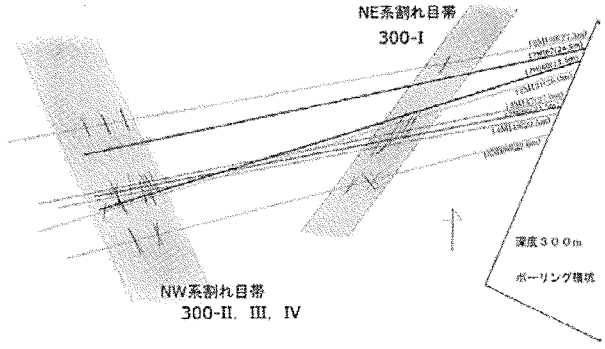


図-1 深度 300m ボーリング横坑で掘削した 8 孔の孔跡と地質学的特徴の共通した割れ目の分布

4. 深度 500m の透水性割れ目とその特徴

深度 500m の調査箇所では，3 孔間に連続して同じ地質性状を呈する割れ目が 6 条（500-Ⅰ～Ⅵ）認められた（図-2）．6 条の割れ目は各孔ともに単一の割れ目として連続する．500-Ⅱ，500-Ⅳ，500-Ⅴと示した割れ目は NE 系割れ目であり，脈状に貫入した石英脈に沿って認められ，割れ目周辺のマトリクス部はより濃いピンク～橙色を呈する母岩変質を伴いセリサイトや緑泥石を産する．500-Ⅳには方解石も産する．晶洞を有する 500-Ⅱを除いて，湧水量は少なく，透水性も

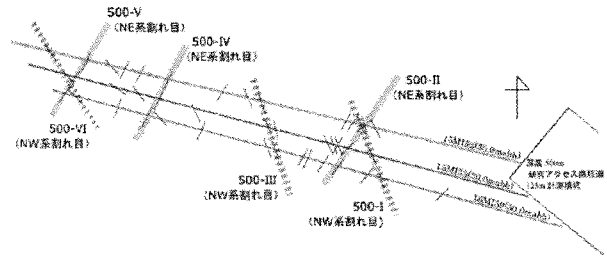


図-2 深度 500m 研究アクセス南坑道 125m 計測横坑で掘削した 3 孔の孔跡および地質学的特徴の共通した割れ目の分布

10^{-10}～10^{-8}m/s と小さい．一方，500-Ⅰ，500-Ⅲ，500-Ⅵは NW 系割れ目であり，NE 系割れ目に比べて湧水量が多く，透水性も比較的大きい（10^{-9}～10^{-7}m/s）．また割れ目面には粉状の方解石が少量産する程度であり，母岩変質に乏しい．深度 300m に存在する低傾斜の割れ目は認められない．

5. 透水性割れ目周辺マトリクスの微細間隙構造

（1）岩石薄片観察

深度300mで比較的透水性の高い300-Ⅳの割れ目は，黒色脈と花崗岩母岩の境界に沿って開口している．黒色脈は石英，斜長石の断片でつくられる細粒組織の隙間を細粒な緑泥石が密に充填している（図-3 の茶色～黄土色の干渉色を呈す箇所）．変質は細粒組織に沿って分布するが，変質箇所は必ずしも開口部となっていない．また，母岩変質は細粒組織部の変質に比べて微弱である．したがって，細粒組織の形成，変質，開口割れ目の順で形成されたと推定する．深度 500m で比較的透水性の高い 500-Ⅵの割れ目では，開口部に沿ってマイクロクラックが認められるが，充填鉱物はなく，母岩の斜長石のセリサイト化も弱い．このような開口割れ目は，母岩変質を伴う方解石や石英が充填した割れ目と交差する場合が多く認められており，これらの脈の充填や変質よりも後に開口したと推定される．

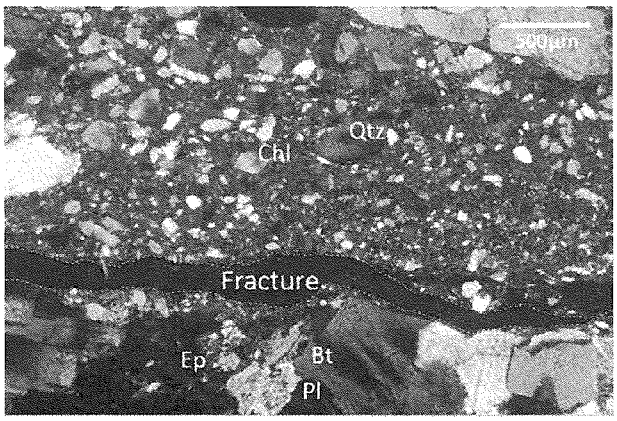


図-3 深度 300m NW 系割れ目周辺の岩石組織

（2）間隙率

水銀圧入法により岩石マトリクス部の間隙率・細孔分布を測定した（表-1）．深度 300m の試料の間隙率は 0.33～6.2%で幅広い値を示しており，変質の程度が強い方が大きい値を示すことが多い．深度 500m の試料の間隙率は 0.61～1.23%であるが，同様に変質の程度が強いほど間隙率が大きい．これは深度 300m の場合は，割れ目変質に伴うスメクタイトや緑泥石の生成によって，深度 500m の場合は，斜長石のセリサイト化や緑泥石の生成に起因すると考える．これらの粘土鉱物は，微細な間隙構造を有していることから，岩石マトリクス部の間隙率増加に寄与していると考えられる．

表-1 割れ目周辺マトリクスの間隙率

番号	孔名_深度	間隙率 (%)	母岩変質
300_I	12MI30_6.82	0.65	強変質
	13MI36_9.17	6.2	
	14MI49_8.09	2.4	
300_II	12MI30_21.81	2.4	強変質
	12MI31_20.40	3.8	
300_III	12MI30_22.66	2.5	弱変質
300_IV	14MI49_19.91	0.33	弱変質
500_I	15MI52_9.47	0.61	弱変質
500_II	15MI53_11.14	1.18	強変質
500_V	15MI52_27.10	1.23	強変質
500_VI	16MI59_28.63	0.83	弱変質

※深度は孔口からの距離（m）

6.まとめ

瑞浪超深地層研究所の深度 300m および深度 500m において水理･地質学的に連続する割れ目を記載した．両深度において連続する割れ目は，NW 系割れ目である．深度 300m の NW 系割れ目は，低傾斜の割れ目とともに，ネットワーク状に水みちを形成している．一方，深度 500m の NW 系割れ目は，低傾斜の割れ目が存在せず，単一割れ目として連続する．割れ目の開口部は深度 300m では，石英や斜長石の断片を伴う細粒組織と花崗岩母岩との境界に沿う場合が多く，細粒組織中の緑泥石の生成や周辺の母岩の鏡下観察から，割れ目の開口は細粒組織の形成や変質の後と推測された．深度 500m では割れ目の開口部は充填鉱物もなく，岩石マトリクスの斜長石のセリサイト化などの変質も弱い．このような割れ目は，岩石マトリクスの変質と共に認められる方解石脈や石英脈の割れ目と交差して存在するため，これらの脈や変質よりも後に開口したと推定される．両深度ともに，割れ目周辺マトリクスの変質の程度が強いほど間隙率が増加する傾向が認められる．これは変質によって微細間隙構造を有する粘土鉱物が生成したことが原因と考えられる．以上の地質学的情報を，トレーサー試験のための透水性割れ目の選定と溶質移行パラメータの検討のために活用する．

なお，本研究は経済産業省資源エネルギー庁より（一財）電力中央研究所が受託した「岩盤中地下水移行評価確証技術開発」の成果の一部である．また（国研）日本原子力研究開発機構との共同研究として実施した．

文献

1）～5）電力中央研究所（2013-2017）：平成 25-29 年度地層処分技術調査等事業（地層処分共通技術調査：岩盤中地下水移行評価技術高度化開発）-岩盤中物質移行特性評価技術高度化調査-.

6）石原舜三，鈴木淑夫（1969）：東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類．地質調査所報告 第 232 号，日本におけるウランの産状 その 2．113-127.

P51. 桜島の立入禁止区域内における地形変化の状況

The topography change in restricted area at Mt. Sakurajima

藤村直樹・水野正樹・竇杰・西井洋史（国立研究開発法人土木研究所）
○瀬戸秀治・ワンチャオウェン（応用地質株式会社）
Naoki Fujimura, Masaki Mizuno, Dou Jie, Hiroshi Nishii, ○Shuji Seto, Chaowen Wang

1. はじめに

火山噴火に伴う降灰に覆われた山地斜面を流域とする渓流では，小規模な降雨であっても土石流が発生することが知られている。このような噴火後の土石流の危険性を判断するためには，降灰厚さを把握することが必要である。降灰厚さは，人が立ち入れる範囲では直接計測を行うことができるが，噴火時に火口周辺に規制や入山規制等がかけられた範囲内では，計測することができないおそれがある。

桜島は，有史以来，頻繁に噴火を繰り返しており，現在も活発な火山活動を続けている。特に平成 21 年～27 年は毎年数 100 回の爆発的な噴火が発生しており，現在，火口から 2km 以内は常時立入禁止区域となっている。既往研究では，桜島において取得された LP データを用いて，立入禁止区域内の降灰厚さを推測する研究[1]が進められているが，地形変化は降灰によるものと仮定して議論を進めており，地形変化についての詳細な検討はなされていない。そこで本研究では，桜島における立入禁止区域内の降灰厚さを把握するための基礎資料を得るため，LP データを用いた差分解析を実施し，地形変化の状況を明らかにした。

表-1　平成 22～28 年における桜島の噴火回数

年	H22	H23	H24	H25	H26	H27	H28
南岳火口	0	2	2	0	0	0	0
昭和火口	896	994	883	835	450	737	47
合計	896	996	885	835	450	737	47

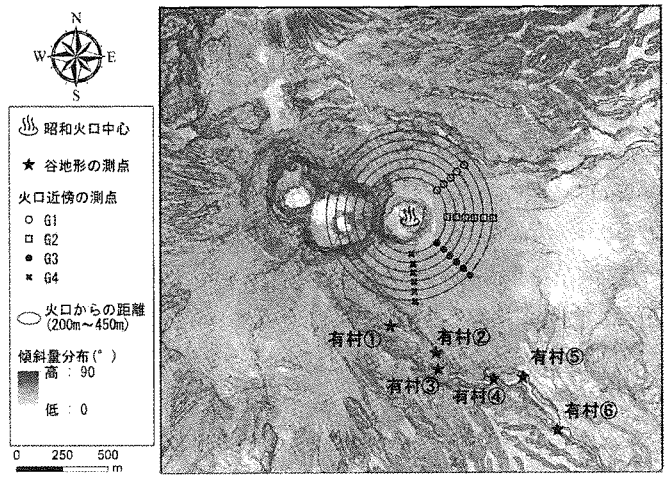


図-1　地形解析実施地点（背景図：傾斜量図）

2. 検討の概要

2-1. 桜島の噴火実績

気象庁では，「固形物が噴出場所から水平もしくは垂直距離概ね 100～300m の範囲を超すものを噴火として記録する」こととしている。しかし，桜島では，噴火活動が活発であるため，爆発的な噴火で噴煙量階級 3 以上の有色噴煙を伴う噴火（噴煙柱高度概ね 1000 m以上）を計測して噴火回数としている。表-1 に平成 22～28 年における桜島の噴火実績を示す[2]。平成 26,28 年は，当該期間の平均である噴火回数 691 回/年を大きく下回っており，噴火回数が少ないことがわかる。

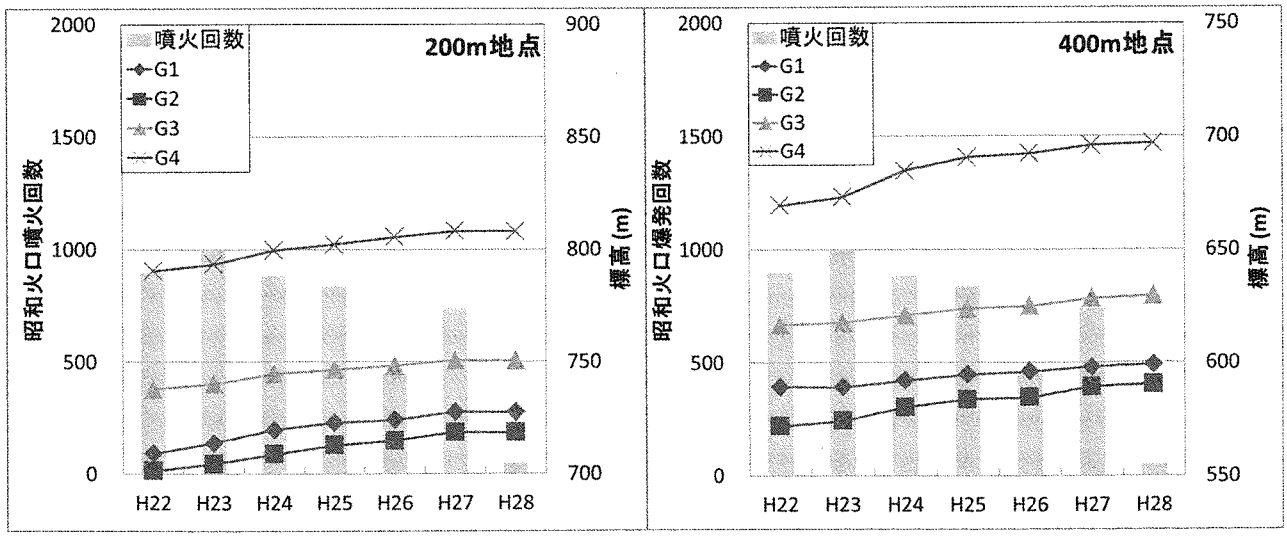


図-2　谷・尾根が未発達な地点での地形解析結果（G1～G4 の 4 方向：火口からの距離 200～450m）

2-2. LP データを用いた地形解析

平成 22～28 年に取得した LP データを用いて火口付近の地形解析を実施した。具体的には，傾斜量図において谷・尾根地形が未発達である G1～G4 の 4 方向を選定し，火口から 200m～450m の 6 地点において地形解析を実施した（図-1 参照）。図-2 に地形解析の事例として，火口から 200m 地点と 400m 地点における平成 23 年から 28 年までの標高の経時変化図と噴火回数を表す棒グラフを示す。全体的に，時間とともに標高が高くなっている。また，平成 26 年と平成 28 年は噴火回数が少なく，地形変化量も小さくなっている。このことから，LP データでの地形変化は，降灰による可能性があると推測される。なお，同一地点における年間最大地形変化量は平成 23～24 年における G4 方向 400m 地点の 11.5m（図-3 参照）であり，各方向を平均すると，年間最大地形変化量は 6m 程度であった。

これに対して，谷地形が明瞭な地点の代表として有村川において 6 地点を選定し，同様に地形解析を実施した（図-1 参照）。事例として有村①地点と有村③地点の解析結果を図-4 に示す。谷地形が明瞭な地点では，標高が高くなっても時間とともに概ね元の標高に戻っていることがわかる。これは火山灰が堆積したり，渓流内の堆積土砂が侵食・移動・堆積することで一時的に標高が高くなったとしても，時間とともに降雨等の影響で流出し，元の標高に戻ることを示していると推測される。このように，谷地形が明瞭な地点での地形変化は，降灰だけではなく，渓流内の土砂移動現象を示している可能性がある。

以上のことから，LP データでの地形変化から降灰厚さを推定する場合には，土砂移動の発生するおそれのある谷地形のデータを可能な限り除き，谷・尾根地形が未発達な場所を選定して地形解析を行うことで，降灰厚さを推定する精度が向上すると考えられる。

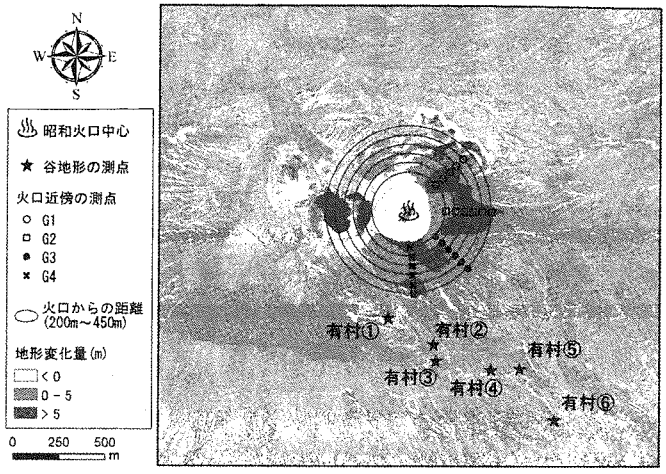


図-3 差分解析結果図（平成 23～24 年）

3. おわりに

本研究では，桜島において LP データを用いた地形解析を実施し，地形変化は降灰による可能性が高いことを明らかにした。今後，全国の火山では，LP データが整備されつつあることを踏まえ，精度の高い降灰厚さの推定に向け，大規模な噴火事例における降灰による地形変化の解析等に取り組む必要がある。

謝辞

本研究にあたり，LP データをご提供頂いた国土交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所に深謝する。

文献

1) 藤村直樹・水野正樹・寶杰・西井洋史・瀬戸秀治・ワンチャオウェン（2018）：降灰厚さと火口からの距離の関係について　－桜島の事例－，平成 30 年度砂防学会研究発表会講演集，pp.781-782

2) 鹿児島県 HP（桜島の降灰に関する情報）：http://www.pref.kagoshima.jp/aj01/bosai/sonae/sakurajima/sakurajimakouhairyou2.htm

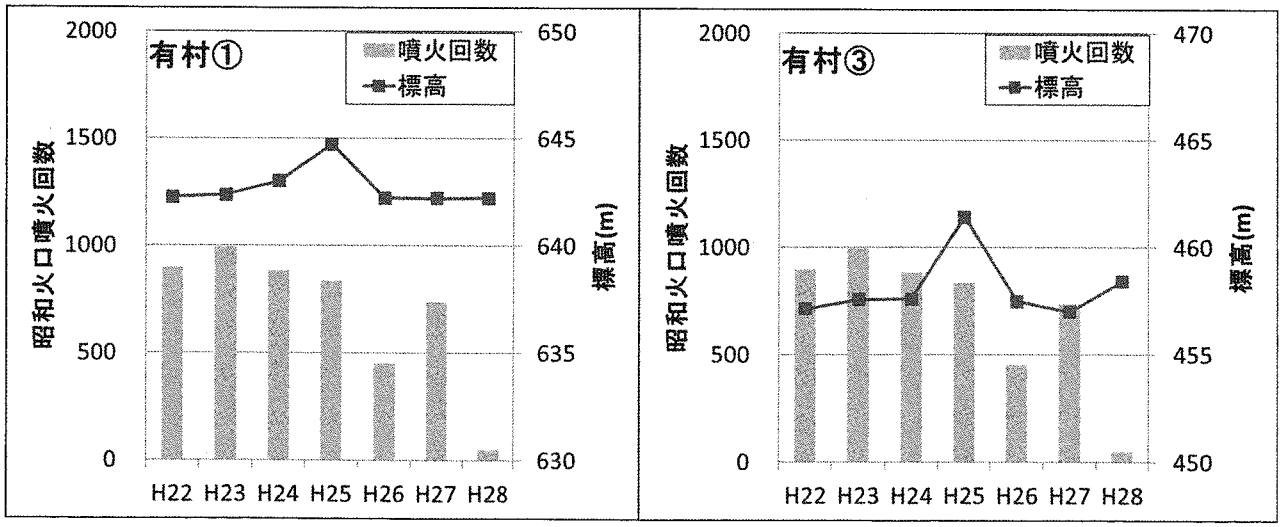


図-4 谷地形が明瞭な地点での地形解析結果（有村川）

P52. 2時期の航空レーザ計測点群データによるICP手法を用いた変動ベクトル解析

Vector displacement analysis by ICP method based on point group data of aerial laser scanning

菊地輝行（㈱開発設計ｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ），○高山陶子（アジア航測㈱），佐藤紫乃（アジア航測㈱），秦野輝儀（電源開発㈱）
Teruyuki Kikuchi, Toko Takayama, Shino Sato, Teruyoshi Hatano

1. はじめに

地すべり・崩壊の経年変化を地形データから把握する手法としては，数値標高データ（Digital Elevation Data, DEM）を用いた標高差分が一般的であった．しかしDEMは2.5次元であるため，3次元的な変位を詳細に捉えることは難しい．一方で近年，航空や地上のレーザ計測，写真測量などによる高密度の点群取得機会が増え，複数時期の点群を用いた解析が可能となり報告されているが航空レーザ計測では数 10cm オーダの変位量検出である．そこで，明瞭な滑落崖を有する斜面を対象に，航空レーザ計測により取得された2時期の高密度点群データを用いて，数 cm オーダの変動ベクトル解析を試みたので報告する．

2. 調査方法

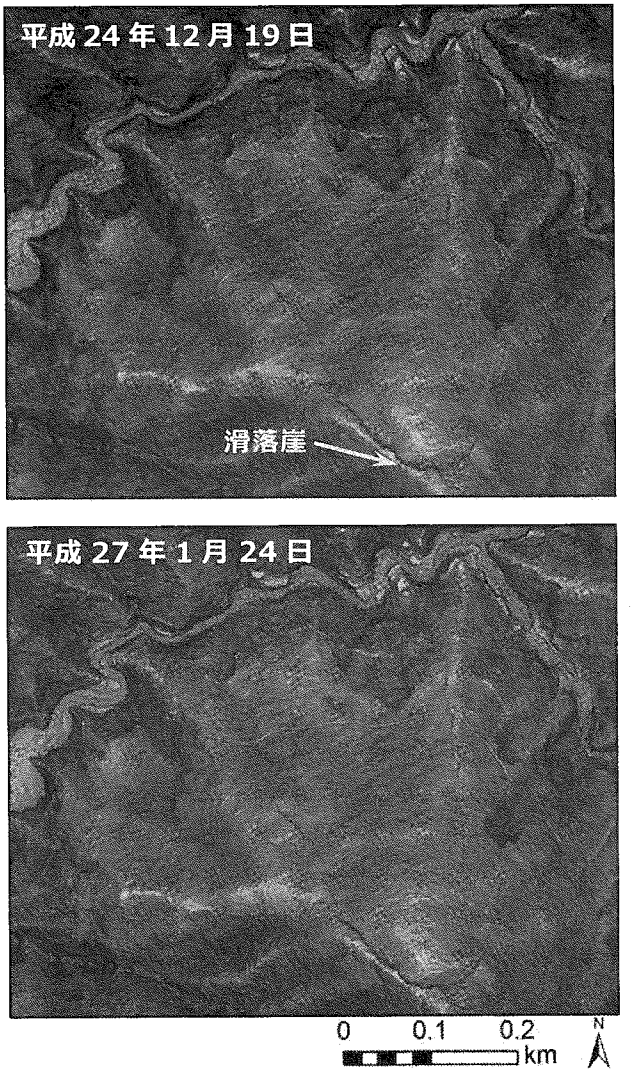
2.1. 対象地域

対象地は，四万十帯に位置する後期白亜紀の泥岩砂岩互層分布域である．平成24年12月19日と平成27年1月24日の2回航空レーザ計測が実施されており，微地形判読により，比高 350m ほどの斜面において，明瞭な雁行する滑落崖や小崖（段差地形），末端崩壊を有する地すべり地形が認められた（図-1）．

本地区は，平成23年9月に総雨量 1000mm 以上の降水量を記録した地域であり，現地踏査の結果から，この豪雨で大きく滑動したことが考えられる．赤色立体地図の目視判読では2時期の766日間に大きな変化は確認できないが，小さい変動が進行している可能性があり，2時期の航空レーザ計測データを比較して解析を行った．

2.2. ICP手法について

2時期の変位の算出には，点群の位置合わせ手法として実績のあるICP (Iterative Closest Point) 手法[2]を利用して自動的に行った．ICP手法は，複数時期の点群をメッシュデータとして画像マッチングせずに，点群のまま位置合わせを行う手法である．2つの点群間の最近傍点を対応点として求め，対応点の距離を縮小する幾何変換を推定する処理を繰り返すことで，マーカ等がなくても自動的な位置合わせが可能となる．本検討では，さらに点群の構成する面と面の距離も最小化することも考慮した手法（CCICP: Classification and Combined ICP）[3]を採用した．

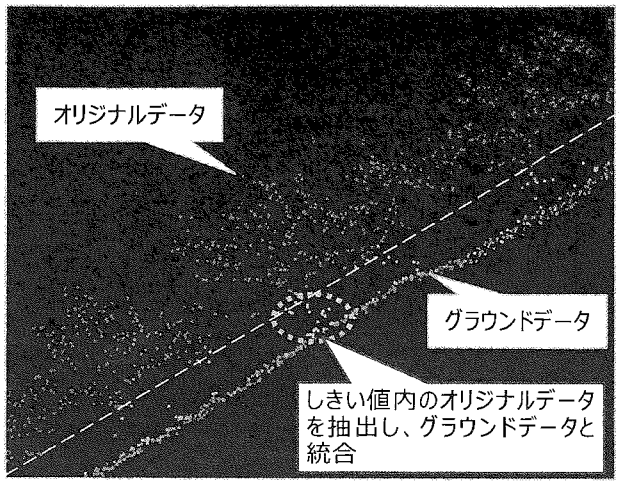


図－1 対象地の航空レーザ計測による赤色立体地図[1]

2.3. 航空レーザ計測データの調整

使用した航空レーザ計測データは，冬期に回転翼機を用いて，平成24年は50cm四方，平成27年は25cm四方に1点以上の密度で取得されている．

点群データとして，樹木等を含むオリジナルデータ，樹木等を取り除いたグラウンドデータに加え，グラウンドデータから一定標高値（ここでは0.5mと1mの2種類で試行）の範囲内に含まれるオリジナルデータを抽出してグラウンドデータと統合したデータ（図-2参照，オフセットデータと呼ぶ）を作成し，この3種類のデータで解析を行った．



図－2 オフセットデータの概念図

3. 調査結果

図-3 に，各パターンでの解析結果を示す．三次元ベクトルを投影表示した二次元ベクトルで移動方向を，色分けで XYZ 三成分の移動量をｍ単位（暖色系ほど移動量大）で示している．

グラウンドデータでの解析結果は，フィルタリングの影響が誤差要因として含まれるためか，オリジナルデータに比べばらつきが多い．ただしオリジナルデータは，尾根等，変化可能性が小さいと考えられる部分で大きな変化がみられる箇所などがあり，植生等の影響を受けていることが考えられる．

これに対しオフセットデータでの解析結果は，比較的系統的な斜面変動の変化を読み取りやすい．斜面中腹ではほとんど変化が認められないが，中腹から斜面末端付近の遷急線へ徐々に変位が増加し，末端や側方部の崩壊地で平均 0.08m 程度の移動量が認められ数センチオーダーの変位を抽出することができた．

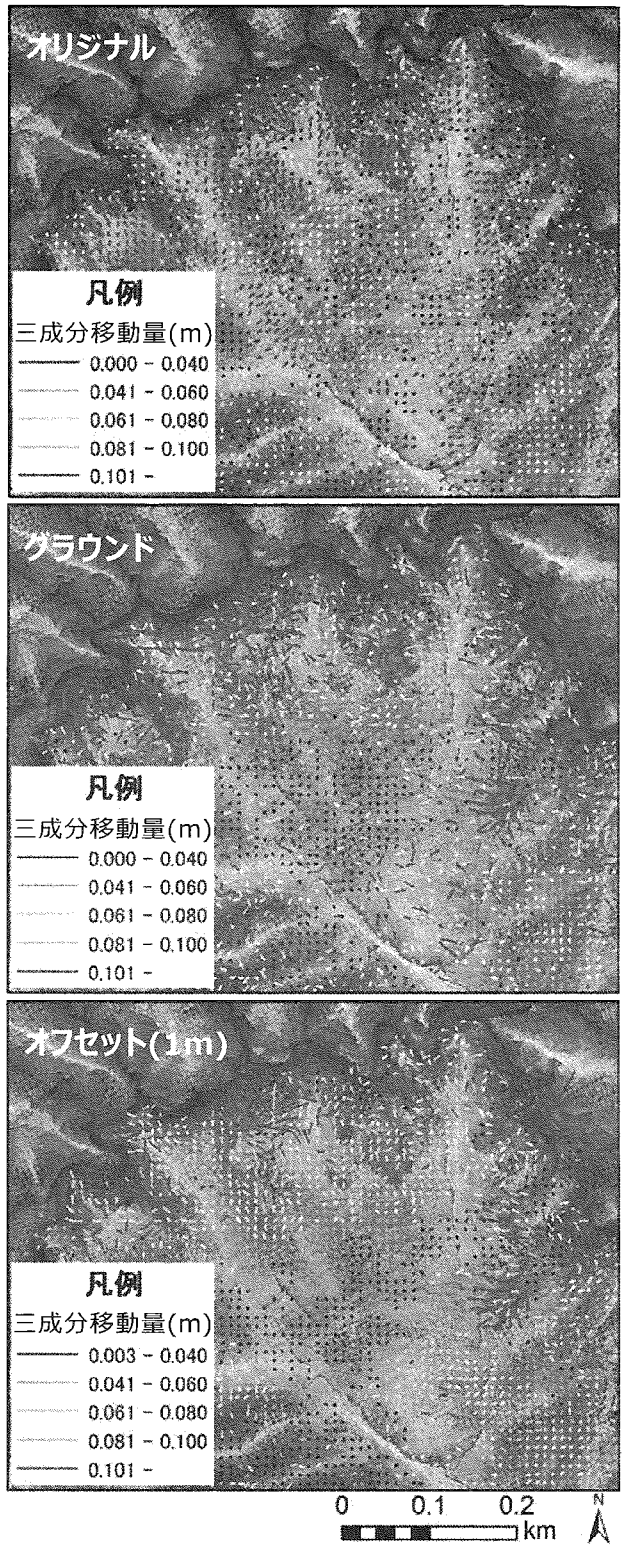
なお解析パラメータとして，移動量に対して適切な検索範囲を設定する必要がある．5m～100m の間で数パターン変化させて試行した．範囲を大きくするとばらつきは軽減されるが，ノイズを拾ってしまう範囲が広くなる可能性がある．またオフセット値 0.5m と 1.0m では，顕著な違いは認められなかった．

4. まとめと今後の課題

斜面変動の見られる大規模な斜面を対象に，ICP 手法を用いて，変動ベクトル解析を行った．高密度の航空レーザ計測データを用い，この手法を変動斜面に適用することで，数センチオーダーの変位が抽出できた．

課題としては，実測データ等での精度検証のほか，適切な解析パラメータの設定方法や，膨大な点群量（0.4k ㎡で約 150 万点）のデータを効率的に解析する手法等があげられる．

今後は，事例を蓄積し，設定条件等についてさらなる検討を加えた上で，手法の一般化が望まれる．



図－3 ICP 変動ベクトル解析結果（検索範囲 10m の場合）

文献

1) 千葉達郎・鈴木雄介(2004)：赤色立体地図 -新しい地形表現方法-, 応用測量論文集, Vol.15, pp.81～89

2) S.Takai, H.Date, S.Kanai, Y.Niina, K.Oda, and T. Ikeda (2013) : Accurate registration of MMS point clouds of urban areas using trajectory, ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci., II-5/W2, pp.277-282

3) K.Oda, S.Hattori, T.Takayama (2016) : Detection of Slope Movement by Comparing Point Clouds Created by SFM Software, The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XLI-B5, pp.553-556

P53. 傾斜センサの埋設深度と地中温度について

The Relationship of Installation Depth and Temperature Change of Tilt Sensor

○伊藤太久（中央開発）
Taku Ito

1. 背景

弊社開発の地盤観測用傾斜センサ（図-1）で用いている MEMS センサは通常，温度変化に応じて出力値が変化（温度ドリフト）し，その変化傾向（温度特性）はセンサ毎に異なる．このため傾斜センサの出荷に際しては，機体毎に計測した温度特性を用いて温度ドリフトを補正するプログラムを組み込んでいる．

さらに傾斜センサの設置時には，日照に伴う地表面の温度変化の影響を低減することを目的に，センサモジュールを概ね地下 50cm の深さに設置することを推奨している（図-2）．

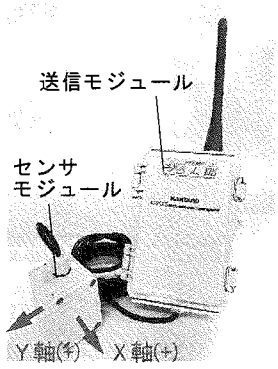


図-1 機器外観

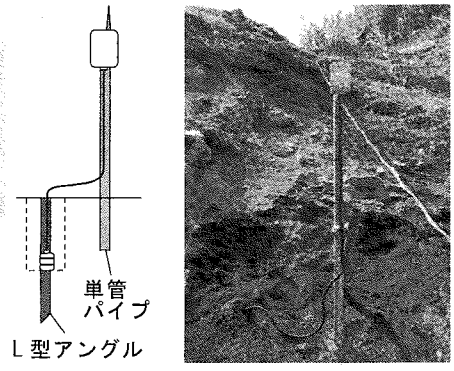


図-2 機器設置イメージと設置例

しかしながら傾斜センサの設置深度に対する温度の影響について，これまで定量的なデータは殆ど得られてこなかった．このため本稿では，傾斜センサで得られた地下の温度データを元に，設置深度の妥当性について検証する．

2. 傾斜センサについて

(1) 傾斜センサの構成

使用した傾斜センサは，電池ボックス・無線機器・microSD カードスロットを備えた「送信モジュール」と，2 軸の MEMS 傾斜センサを備えた「センサモジュール」の 2 つのモジュールからなり，これらが 2.5m の連結ケーブルを介して 1 つの機器を構成している．この内，通常はセンサモジュールを地下に埋設する．

(2) MEMS センサ

MEMS センサ（図-3，表-1）は Murata Electronics Oy 製の 2 軸傾斜センサであり，角度に応じて変化して出力される電圧から角度を測るものである．また，同時に温度も得られる．

(3) 温度特性と温度補正

傾斜センサの温度特性は，センサモジュールを恒温槽に入れ，-20℃から+60℃までを 5℃間隔で出力電圧を計測し得られる．図-4 に示す傾斜センサ（S/N KK2206002）の場合，-20℃から+60℃の間に最大で約 0.2 度の角度差に相当する温度ドリフトが認められる．

このような温度特性に対して，傾斜センサでは-20℃から 60℃までの温度特性から 10℃毎に補正値を求め，温度補正を行うこととしている．この時，1 度単位の補正値は，10℃単位で求めた補正値を元に 1 次関数によって求められる値を用いている．

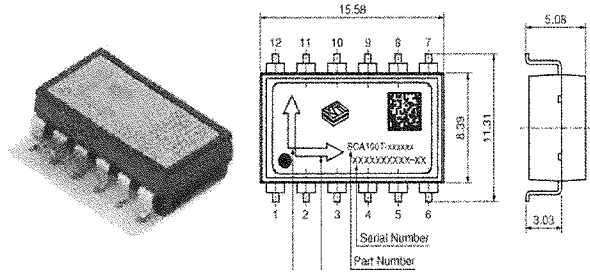


図-3 MEMS センサ外観及び形状

表-1 MEMS センサ仕様

項目	内容
メーカー	Murata Electronics Oy
型番	SCA100T-D01
出力方式	Analog/SPI
軸	2
検出範囲	±0.5g ±30°
電源電圧	5V
オフセット温度特性	±0.86°
感度	4V/G
帯域幅	18Hz
質量	1.01g

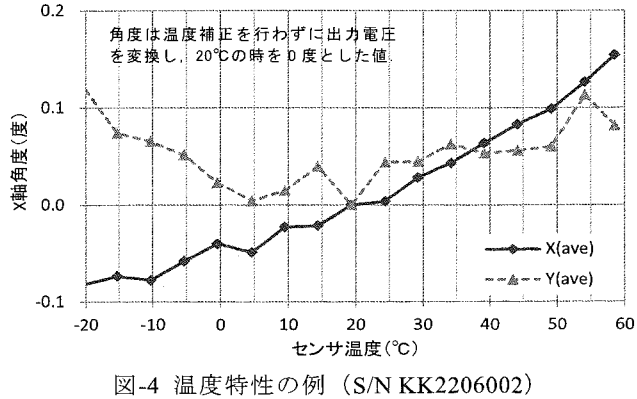


図-4 温度特性の例（S/N KK2206002）

2. 地中温度計測

表層付近の地中温度の変化傾向を把握することを目的として，傾斜センサ 10 台を用いて，GL-0cm（地表）から 10cm 間隔で GL-90cm までの温度計測を 2018 年 5 月 3 日から 20 日にかけて実施した．

(1) 計測方法

埼玉県川口市に位置する弊社倉庫敷地内において，φ20cm 程度，深さ 90cm の穴を手掘りで掘削したうえで，傾斜センサ 10 台のセンサーモジュールを 10cm 間隔に固定した L 型アングル（L=100cm）を挿入し，掘削土を埋め戻して設置した（図-5）．計測は 10 分間隔とした．

(2) 計測結果

傾斜センサ 10 台の内，GL-70cm に設置した機体は動作不良によりデータを得られなかった．それ以外の機体では 10 分毎の値を全て計測できた．

傾斜センサで得た温度データと，最寄りのアメダス（さいたま）の 1 時間毎の気温を比較したグラフを図-6 に示す．これによれば，GL-0～20cm は，相対的に気温の影響を受けた温度変化傾向を示す．ただし GL-20cm でも変化の幅は気温に対して概ね半減した．

GL-30～40cm は，GL-20cm 以浅より温度変化が更に緩やかになり，その幅は気温の 10 分の 1 程度である．また 1 日間の温度のピークが気温に対して 10 時間程後退する．

GL-50～90cm は，温度変化は殆ど認められない．また深いほど温度がより低くなる傾向が認められる．

なお，降雨時には温度が全深度で低下する傾向が認められ，これは雨水が地盤に浸透した影響と考えられる．

図-7 には角度の計測結果を示す．GL-0～10cm は温度補正しているにも関わらず気温と相関する日変化を示しており，温度変化に応じて極表層あるいはセンサモジュールの固定治具が変動している可能性がある．

GL-20cm は累積的な変化傾向が認められ，他の深度の傾向と大きく異なることから，センサモジュールの固定が十分でなかった可能性がある．

GL-30cm 以深は概ね安定した値を示しており，温度変化の影響を受けていないと考えられる．

4. 考察

実施した温度計測では，GL-50cm 以深で気温の日変化の影響が殆ど認められず，比較的安定した環境であることがわかった．これは村田ら（2017）[1]による温度計を用いた地温観測結果とも整合的である。

実際の現地での作業性を踏まえると，手掘り掘削によるセンサモジュールの埋設の場合には，GL-50cm よりも深い深度への設置は現実的で無いことから，これまで推奨していた GL-50cm での設置が望ましいことが，本実験から支持される．

文献

1）村田智吉・川井伸郎・渡邊眞紀子（2017）：自然教育園内の深度別地温観測，自然教育園報告，Vol.48，47-53．

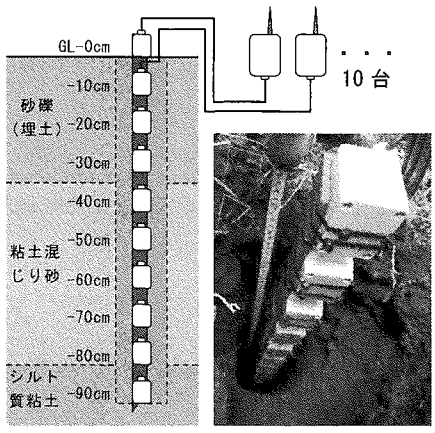


図-5 実験概要及び設置状況

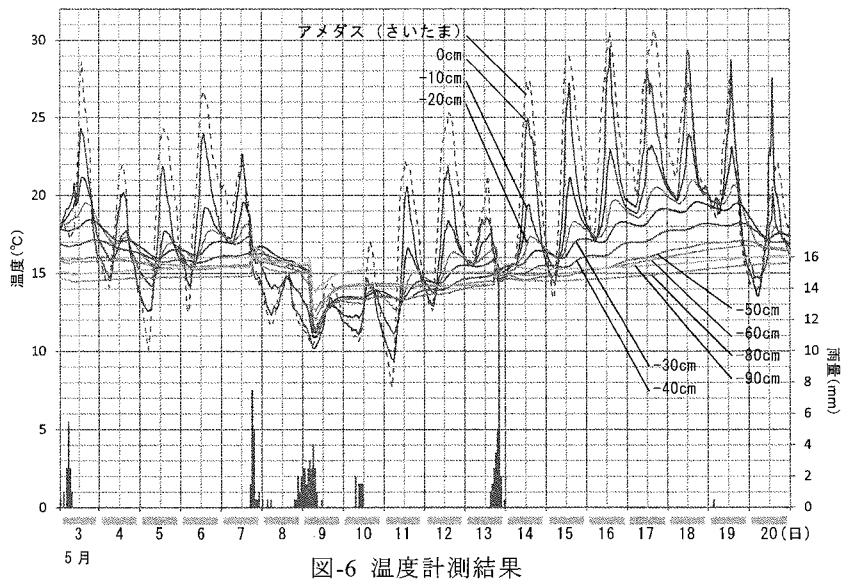


図-6 温度計測結果

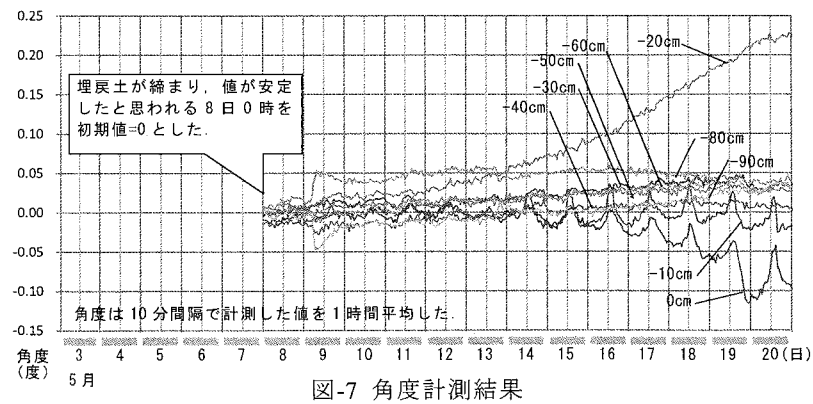


図-7 角度計測結果

P54. 地質踏査器具クリノメーターの種類と変遷について

Types and Chronological Transitions of Geologic Compass as the Equipment for Field Geological Survey

○藤井幸泰（名城大学），神崎裕（中央開発株式会社）
Yukiyasu Fujii, Yutaka Kanzaki

1. はじめに

地質踏査の三種の神器といえば，ハンマー，クリノメーター，フィールドノート（野帳）と言われる．クリノメーターについては，アナログ機器を利用されている方もまだ多い．しかし昨今はスマートフォン用アプリでの利用も可能である．スマートフォンには総称でMEMS（Micro Electro Mechanical Systems）とよばれる，電子コンパスやジャイロセンサーが搭載されており，世界各地で開発されているアプリをインストールすることで，計測機器としての利用も可能である．この報告では古典的アナログ機器である数種の製品版クリノメーターを紹介すると共に，デジタル製クリノメーター，さらには同機能アプリについて紹介する．

2. 製品版クリノメーター

2.1 木製・金属製クリノメーター（日本；写真-1）

最もシンプルなクリノメーターである．木製は既に販売されていない．方位と傾斜を測定でき，平型の水準器が一つついている．安価で初心者向きとされるが，後述のクリノコンパスと比べると軸受けがやや弱く，故障しやすい様である．

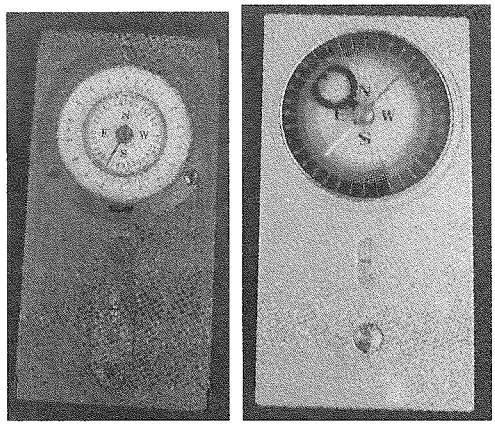


写真-1　木製（左）と金属製（右）クリノメーター

2.2 クリノコンパス深田式（日本；写真-2）

深田式とあるのは，深田地質研究所で開発された経緯がある．故大矢暁氏（元深田地質研究所，元応用地質株式会社）が中心となり，木製クリノメーターを基に，ブリキと手鏡を組み合わせたプロトタイプを作成し，これを各種調査で利用した．そこで皆が使えて売れるものをつくろうと，図面を描いた経緯がある．図面を昭和測器工作所に持ち込み，さらに改良を加えてできたのが，クリノコンパス深田式である．クリノメーターの簡便さと，ブラントンコンパスの精度とを合わせた意味が込められている[1]．クリノメーターとの大きな違いは，蓋代わりの鏡とその逆側に指標が搭載されている．これを利用すれば，ルートマップ作成時に次の目標を定める際にも，通常のクリノメーターに比べて高い精度が得られる．残念ながら昭和測器は廃業し，現在は入手することができない．

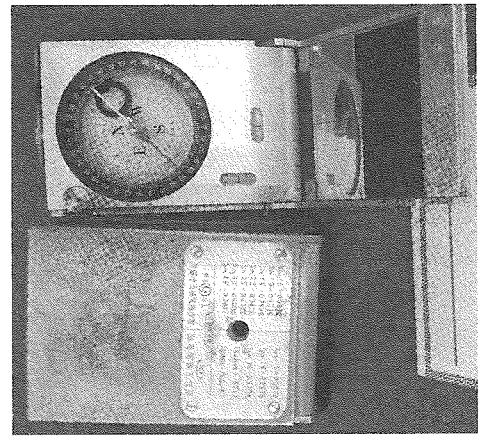


写真-2　クリノコンパス深田式

2.3 ブラントンコンパス（Brunton Compass，アメリカ合衆国・コロラド州；写真-3）

カナダ生まれの地質屋および鉱山屋である D.W. BRUNTON により，1894 年コロラド州デンバーに操業した Brunton 社製品．正式名称は Pocket Transit Compass で，現在はいくつかの種類が販売されている．水準器は方位測定用の丸形と，傾斜測定時の平型が登載され，方位も傾斜も 1 度刻みの目盛である．アルミ製で防水も施されており，丈夫なつくりである．蓋代わりの鏡が搭載されており，指標と共に使用すれば，クリノコンパス同様に高い精度が得られる．日本製クリノメーターは東西南北で表示される 90 度刻みであるが（E と W は方位磁針と異なりひっくり返っている），ブラントンコンパスは反時計回りの 360° 表示である．



写真-3　ブラントンコンパス

2.6 プラスティック製コンパス（傾斜計付）

シルバ（スウェーデン），スウント（フィンランド），レクタ（スイス）等のヨーロッパのメーカーから販売されている．オリエンテーリングや軍事活動に使うことを想定に開発されたため，方位は時計回りの 360° 表記となっており，地質踏査に用いる際は注意が必要である．オイル封入式のため磁針がピタッと止まる，水にぬれても問題なく，軽くて扱いやすいなどのメリットがある．ただし水に浮かないものが多い．鏡面を有する蓋付きや，シンプルなものなど形状は数種類存在するが，どれも透明板を利用しているので裏からも測定が可能である（写真-4）．また水準器も丸型や平型など搭載されているものが様々あり，オイル封入されたコンパス自身に気泡が入れられて水準器の役割を担っているものもある．

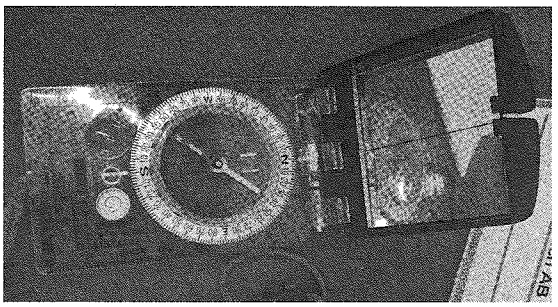


写真-4　シルバコンパス

2.7 デジタルクリノメーター GeoClino（GSI 社，日本）

2007 年頃の販売．通常版と GPS 付版が販売されていた（写真-10 は通常版）．現在は販売されておらず，後述のアプリ版が後継となっている．キャリブレーションを行う煩わしさはあるものの，構造面に当てるだけですぐに計測ができる．同時に記録もできるので大変便利である．ただしインターフェースが数値のみの表示となり（走向傾斜と線構造と日時が表示される），クリノコンパス等の GUI（Graphical User Interface）に慣れてしまった著者には使いづらかった．たとえば N34° W と示されるわけだが，北はどちらかな？と考えていると，結局クリノコンパスを持ち出してしまう．この点は後述のアプリ版で解決されている．

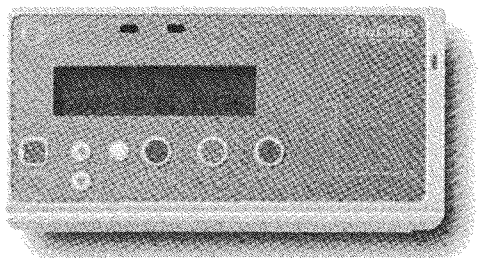


写真-5　デジタルクリノメーター GeoClino

3．アプリ版クリノメーター

国内外で様々なアプリが開発されており，ダウンロード可能である．以下に国内製アプリ 2 件を紹介する．下記以外に海外製アプリもいくつか存在し，似たような機能である．興味を持った方は Google Play や App Store で検索されたい．

3.1 Geoclino for Android（GSI 社製；写真-6）

製品版，Lite 版の二種類が用意されており，それぞれ¥3,980，¥100 である（写真-11 は製品版）．どちらも走向傾斜や線構造を測定でき，500 点まで記録が可能で，記録したデータを出力してメール送信することもできる．製品版と Lite 版の機能の違いは，衛星測位を利用して計測点を地図上に表示したり，軌跡を記録することができ，さらに測定データをスマホ画面でシュミットネット上に表示することも可能である．写真-6 のような GUI を持っており，北方向もわかりやすく表示してくれる．



写真-6 Geoclino for Android

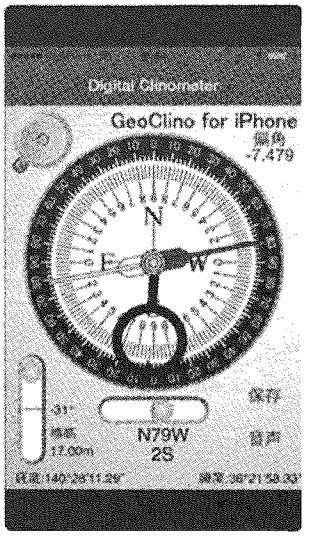


写真 7 Geoclino for iPhone

3.2 Geoclino for iPhone（産業技術総合研究所；写真 7）

走向傾斜や線構造を測定・記録でき，記録したデータを出力してメール送信することもできる．衛星測位を利用して計測点を地図上に表示したり記録することもできる（写真-12）．すなわち Geoclino の iOS 版といえ，GSI 社が受託開発を行っている．無料アプリである．利用してみればわかるが，GUI はクリノコンパス深田式を意識したものになっている．

4．おわりに

土木業界では ICT や i-Construction が昨今の流行である．地質業界にも同様な流れが来るよう切に願う．

文献

1）羽田忍（1967）：クリノコンパス誕生，おおよう，第 19 号．

P55. 積雪寒冷地域における道路管理に向けた面的な融雪水量の推定

Estimation of Snowmelt for Road Management in Cold and Snowy regions

○吉野恒平，倉橋稔幸，日外勝仁，角田富士夫（寒地土木研究所），矢島良紀（土木研究所）
Kohei Yoshino, Toshiyuki Kurahashi, Katsuhito Agui, Fujio Tsunoda, Yoshinori Yajima

1. はじめに

北海道などの積雪寒冷地の国道では，融雪期に斜面災害が多発する傾向にある[1]．融雪期は無降雨時でも融雪水が断続的に地中へ浸透するため，非融雪期と比べて少ない雨量，あるいは無降雨で災害が発生すると考えられる．現行では，連続雨量で事前通行規制をかけることで災害からの回避を目指しているが，融雪水を誘因とする斜面災害に対して，現状では十分に対応しているとは言い難い．

以上のことから，融雪水による斜面災害に対応できる降水量に融雪水量を加味した事前通行規制基準の構築が求められている．そのためには，規制区間とその周辺の融雪水量分布を面的に把握できる融雪水量推定手法を開発する必要がある．

ただし，道路管理に適用する上で，入力する気象データが少なく，時間分解能が高いことに加えて，発生する融雪水量の将来予測できる推定手法が望まれる．そこで，あらかじめ時間積算気温と融雪水量の関係から「融雪水量係数（k_q）」を明らかにし，それと時間積算気温（T）の積から融雪水量を推定する改良Degree-Hour法が考案された[2]．本手法により，任意の地点で融雪水量係数を算出することで，気温データのみからその地点の融雪水量を推定することができる．

しかしながら，融雪水量係数と時間積算気温は同一地域内でも大きく異なり，実測していない地点を含めて融雪水量の面的推定を行う上で問題となる．融雪は様々な要因に影響を受けるが，係数が異なる要因として，地点毎に日のあたり方が異なるためと考えられる．解析日射量と融雪水量係数の回帰直線式から，同一地域内において融雪水量係数の値を面的に推定できる可能性が示されている[2]．また，気温は一般的に気温減率に従って標高が高くなるほど値は小さくなることから，時間積算気温も標高が高くなるにつれて，値が小さくなると予想される．したがって，標高から時間積算気温を面的に推定できる可能性がある．

そこで本報告では，融雪水量係数と時間積算気温をGIS上で面的に算出した上で，両算出結果を掛け合わせることによって，融雪水量を面的に算出できると考えた．過去に融雪による斜面災害が発生した札幌近郊の国道沿線をモデル地として積雪調査を実施し，面的な融雪水量推定を行った．

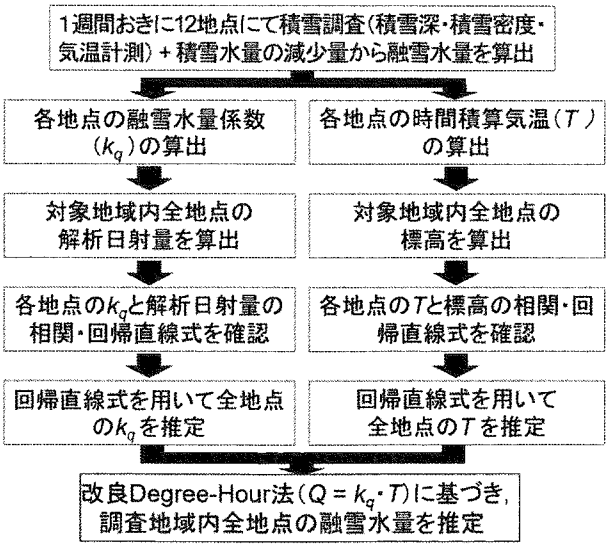
2. モデル地概要

北海道札幌市南部では，主に新第三紀～第四紀の堆積岩（凝灰岩を含む），安山岩などの火成岩が広く分布する．本地域の基盤岩は熱水変成作用を受けており，粘土鉱物などが生成されることで，脆弱化・軟質化し，斜面災害が発生するとされている．災害履歴から融雪期に発生することが多いことから，モデル地で発生した斜面災害は融雪水との関わりが深いと考えられる．

3. 融雪水量推定手法

面的な融雪水量推定手法を検討するために，モデル地において，2015年3月29日～4月25日に12地点で得られた積雪データを用いた．積雪調査は1週間おきに実施し，積雪深，積雪密度から積雪水量を算出した．そして，翌週も同様に積雪水量を算出し，先週の水量からの減少量を融雪水量とした（図－1）．

GISを用いて国土地理院の5mDEMデータからモデル地内全地点の全天日射量を解析した．そして，12地点の解析日射量と融雪水量係数との関係から，対象地域内全地点の融雪水量係数を算出した（図－1）．また，12地点の標高と時間積算気温との関係を分析することで，モデル地内全地点の時間積算気温を推定した．以上を踏まえた上で，融雪水量係数と時間積算気温の両算出結果をGIS上で掛け合わせて，モデル地内全地点の融雪水量を算出した（図－1）．



図－1　解析フロー

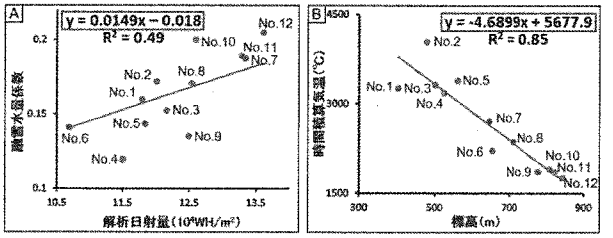
4. 推定結果

4. 1　解析日射量からの融雪水量係数の推定

モデル地内の解析日射量については，1.26～13.60×10^{4}WH/m^{2}であった．図－2Aに示すように，12地点の解析日射量と融雪水量係数は正の相関を示し，回帰直線式は決定係数$R^2 = 0.4916$となった．GIS上で関係式（$y = 0.0149x - 0.018$）のxに解析日射量の計算値を入力した結果，モデル地内の融雪水量係数は0.01～0.18となった．

4．2　標高からの時間積算気温の推定

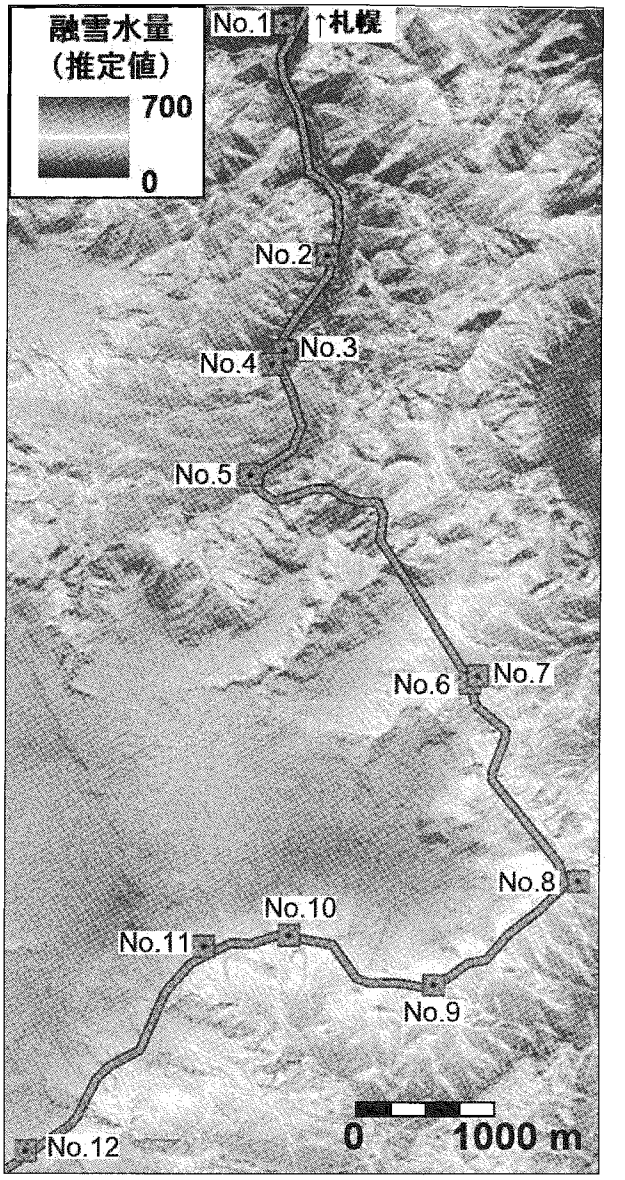
モデル地内の標高は337.72～981.76mであった．12地点の時間積算温度と標高は負の相関を示し，決定係数$R^2 = 0.8513$と良い相関が認められた（図－2B）．このことから，標高は時間積算気温の推定に有効な要素であると言える．GIS上で関係式（$y = -4.6899x + 5677.9$）のxに標高値を入力することで時間積算気温を算出した結果，モデル地内の時間積算気温は約1073.6～4094.0℃となった．



図－2　12地点の融雪水量係数と解析日射量の関係（A）と時間積算気温と標高の関係（B）

4．3　融雪水量の面的推定

解析日射量と標高から，モデル地内の融雪水量係数と時間積算気温をそれぞれ算出した．これらを改良Degree-Hour法の式に基づいて，GIS上で演算することにより，地域内の融雪水量は1.4～660.2kg/m^{2}と推定した（図－3）．本推定手法により，任意の箇所での融雪水量の推定も可能になった．ただし，今回示した関係式は単年のデータに限ったものであり，翌年以降あるいは別地域で用いるには，複数年あるいは別地域でも積雪調査を実施し，係数などを新たに設定する必要がある．また，現時点では2015年3月29日～4月25日に発生した融雪水量の合計値を示している（図－3）．実際に運用する場合，融雪水量のリアルタイム予測を行うため1日あるいは1時間毎に水量を算出できるよう，本推定手法を整備する必要がある．



図－3　モデル地内における融雪水量の推定分布

5．まとめ

過去に融雪による斜面災害が発生したモデル地において，改良Degree-Hour法を基にした融雪水量の面的推定を試みた．融雪水量係数は解析日射量と関係から地域内の融雪水量係数を面的に算出した．一方，時間積算気温は標高と高い相関を示し，標高値から地域内の時間積算気温を算出することができた．これらの計算結果をGIS上で掛け合わせることにより，地域内の融雪水量を算出できた．このことは融雪を考慮した事前通行規制基準の設定に貢献できると期待される．

今後は，本推定方法を実用化する上で，融雪水量係数の空間的時間的なばらつきの補正方法に加えて，GIS上で算出された解析日射量を実際の気象状況などによって補正する方法について検討する．また，過去の気温データから融雪水量を算出し，雨量に加味したうえで，災害履歴と比較することによって融雪水量＋雨量と融雪災害発生との関係についても検討する．

文献

1）　日外勝仁，角田富士夫，倉橋稔幸（2017）：北海道における道路斜面災害の発生と降雨・融雪の影響，土木学会平成29年度全国大会第72回年次学術講演会講演概要集，pp.379-380.

2）　矢島良紀，倉橋稔幸（2016）：融雪斜面災害の誘因となる融雪量推定手法に関する検討，寒地土木月報，No.754，pp.28-34.

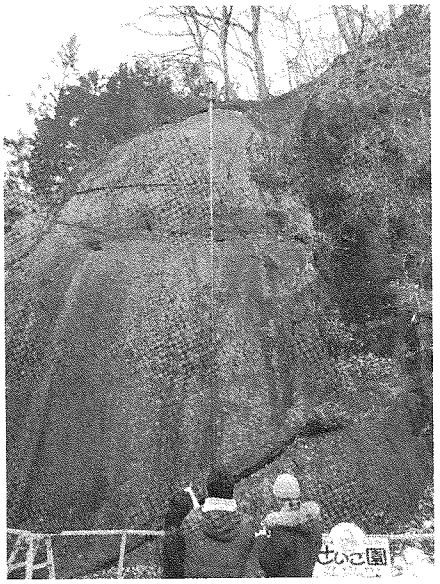
P56. 過去に造られたレプリカを利用した露頭の風化速度の検証

Inspection of the weathering rate of an outcrop using a replica made in the past.

○朽津信明[1]・森井順之[1]・柳沼由可子[1]・酒井修二[2]・運天弘樹[2]（1:東京文化財研究所，2：凸版印刷株式会社）
Nobuaki Kuchitsu, Masayuki Morii, Yukako Yaginuma, Shuji Sakai, Hiroki Unten

1. はじめに

風化現象を解明するために，時間を置いて対象物の計測を二回行い，形状変化からその間に起きた風化を検知してその形態や速度を議論する方法がある．例えばレーザー三次元計測により過去に計測された文化財を再度計測することで，その間に進行した風化が議論されてその保存対策が検討された事例などが知られている[1]．しかしながら，長期間の風化を評価するためには，計測のインターバルを長めにとる必要が生じ，結論を得るには長時間を要することになる．これに対して，過去にレプリカが造られている岩盤であれば，岩盤とレプリカの現状を同時に計測することで，長期間の劣化を瞬時に評価できることになる．本研究では，群馬県指定天然記念物である瀬林の漣痕（図－１）を対象として，過去に造られていたレプリカの形状と，露頭自身の現在の形状とを比較することから，レプリカが造られてから現在までに起きた岩盤風化について議論することを試みる．



図—１　群馬県指定天然記念物・瀬林の漣岩（現地計測風景）

2. 調査対象—瀬林の漣痕（漣岩）とそのレプリカ—

瀬林の漣痕（漣岩）は群馬県神流町に位置する，1953 年の県道拡張工事の際に露出して発見された化石漣痕で[2]，1965 年には群馬県の天然記念物指定を受けていた．さらにこの漣痕内に恐竜の足跡化石があると 1985 年に報告された[3]ことから，1996 年には恐竜の足跡として中里村指定（現在は神流町指定）天然記念物としてその保存が図られている．論文が公表された 1985 年には，恐竜の足跡化石とされる二カ所（図—1 の左上の穴（レプリカ１に相当）と右下の一連の窪み群（レプリカ２に相当））付近で型取りが行われて，FRP によってそれぞれ精巧なレプリカが造られて，以降は博物館内で展示・活用が続けられている（図—２，３）．本研究では，レプリカと露頭の現状を三次元計測して比較することにより，この 33 年間に起きた露頭の風化について評価することを試みる．



図－２　レプリカ１（図－１の左上部分のレプリカ）

3. 調査方法

3. 1. 写真撮影

計測は，多方向からそれぞれ対象物のデジタル写真を撮影し，それらの画像のマッチング結果から対象物の形状を計測する，多視点ステレオ技術[4]に基づき行った．OLYMPUS 社製のデジタルカメラ PEN Lite7 にて，露頭現地で 495 枚，レプリカ１で 99 枚，レプリカ２で 104 枚の写真をそれぞれ撮影した．なお，露頭現地で足跡化石は最高で地上 6m 付近に認められたことから，LUMICA 社製の高所撮影用三脚 Bi Rod 6C-7500 を用いることで，高所でも対象と正対する位置からの写真を撮影することを試みた（図－１に作業風景）．



図—３　レプリカ２（図—１の右下部分のレプリカ）展示の都合で，本来の向きとは異なる角度で展示

3. 2. 三次元形状の構築と比較

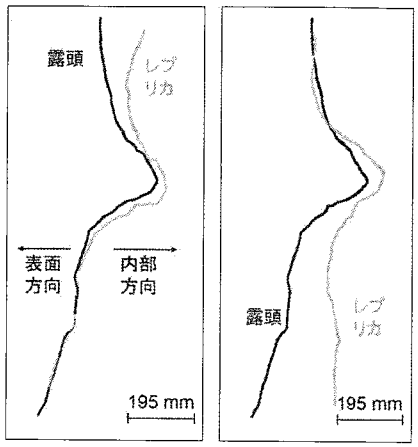
得られた画像群から同一地点が写る異なる視点からの写真を複数組選び出し，地点ごとに両眼立体視の原理に基づき部分的な三次元座標を計算した．そのようにして得られた地点ごとの部分的な三次元情報を，位置合わせを経て最終的にひとつに統合することで，漣岩露頭現地，レプリカ１，レプリカ２それぞれの三次元形状モデルを生成した．このうちの，現在の

漣岩露頭現地の三次元形状を，1985 年の時点でのそれぞれの箇所の形状情報を伝えていると考えられるレプリカ１，レプリカ２の現在の三次元形状の当該箇所と，位置合わせをすることにより，その差異について検証した．

4．結果

4.1. 大域的な歪みの検証

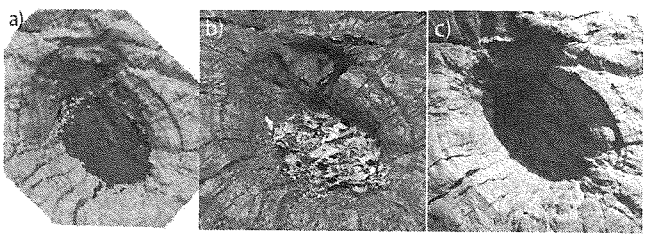
レプリカ１，２でそれぞれ得られた三次元形状と，漣岩露頭現地で得られた当該箇所の三次元形状とを位置合わせした結果，それぞれで形状は完全には一致せず，いずれの間でも大域的なずれ（歪み）が認められた．歪みは，レプリカ１と露頭との間では 1m あたり最大 90mm のずれとして（図―４），レプリカ２と露頭との間では１m あたり最大で 68 mmのずれとして認識された．



図―４　レプリカ１と露頭との大域的な歪み（レプリカ１の足跡化石部分の断面で比較）

4.2. レプリカ１の検証

一方，局所形状において，レプリカ１では認知可能な表面形状が，露頭では欠損して認められる部分も指摘することができ，レプリカ１における足跡化石部分では，最大で 102mm の局所的形状差異（表面形状の欠損）が検知された（図―５）．



図―５　大域的歪みを超える局所的形状差異（レプリカ１）

a)偏差マップ，b)露頭現状，c)レプリカ１現状

a)：レプリカ１に関しては，現物との間に 1m あたり最大で 90 mmの大域的な歪みが検知されたため，その歪みを逸脱する偏差が検知された箇所を赤（◉），そうでない箇所を灰色（◉）でレプリカ１の形状上に表示．ただし露頭には落ち葉の堆積があり，足跡奥部の形状差異は意味をなさない．

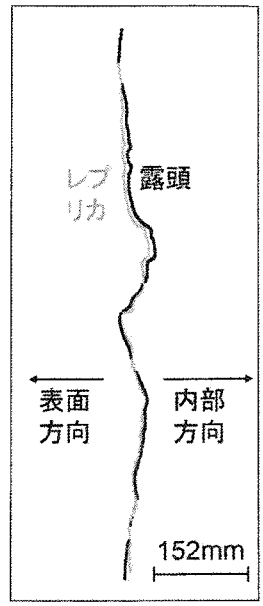
4.3. レプリカ２の検証

レプリカ２で表現されている足跡化石部分においては，レプリカ１で検知されたような露頭との局所的な表面形状の差異は検知されず，局所的な偏差の最大値は 39 mmで，すなわちこれは，１m あたり最大で 68 mmというレプリカ２で認められた大域的な歪みよりも小さな値に留まった（図－６）．

5．考察

今回の計測では，いずれのレプリカでも露頭の現状との間に計測結果に大域的なずれが認められた．これには，レプリカ製作時の歪み，レプリカの経年変化，露頭の経年変化などの可能性が考えられ，原因は一義には特定できない．

ただし，大域的な歪みを超える局所的形状の差異が検知できた場合には，それをレプリカ製作後に受けた露頭の風化と認定することが可能と考えられる．レプリカ１に相当する足跡化石においては，この 33 年間に露頭の風化（表面剥離）が確実に起きたことになり，その風化速度は 33 年当たり最大で 102 mm，すなわち年間約 3.1 mmと見積もられることになる．



図―６　局所的形状変化が大域的歪みを下回る場合（レプリカ２断面）

一方のレプリカ２に関しては，大域的な歪みを超えるレベルでの局所的形状変化は検知できなかったことから，実際には露頭の風化が進行しているにも関わらず，単に今回の計測精度では検知できていない可能性も残るが，少なくとも図―５に見られるような，足跡化石の外形が変わるようなレベルでの大きな欠損は，この 33 年間では漣岩露頭右下部分の足跡化石群では起きていないだろうと推測されることになる．

このようにして考えてみると，過去にレプリカが造られている露頭であれば，そのレプリカの形状と現状とを比較することから，長期間の風化について評価できることが期待され，そのことに基づき，風化速度について厳密な議論が可能になるだろう．それにより風化の特性が解明されれば，その風化を軽減する方法を検討することから，露頭の保全にも寄与することに繋がるだろうと期待される．

文献

1) Masuda, T., Kuchitsu, N., Yamada, Y. and Ikeuchi, K. (2005) : Aged Shape Determination Visualization Based upon 3D Shape Measurement –Observing Brick Wall in Ayutthaya Relic, Conservation of Monuments in Thailand, III, pp. 29-34, National Research Institute for Cultural Properties, Tokyo.

2) 新井房夫・武井睨朔・細矢尚・林信悟・高橋冽 (1953) : 山中地溝帯で発見された化石漣痕について，地球科学, 40, 1-12.

3) Matsukawa, M. and Obata, I. (1985): Dinosaur footprints and other indentations in the Cretaceous Sebayashi Formation, Japan. Bull. Nat. Sci, Hits., C, 11, 9-36.

4) 酒井修二・伊藤康一・青木 孝文・増田 智仁・運天弘樹 (2013) : 多視点ステレオのための位相限定相関法に基づく画像マッチングの高精度化，情報処理学会報告, 186, 1-8.

P57. トンネル地表部の陥没事例の地質・地形的特徴

Geological and topographical features of sites at the ground collapse above a tunnel

○外山真，赤澤正彦（鉄道・運輸機構）
Makoto Toyama, Masahiko Akasawa

1. はじめに

トンネル掘削による地表部の陥没は，社会に与える影響が大きい事故である．このような地表部の陥没は，複数の原因が複合的に作用した結果として生じており，それらを特定するのは困難であることが多い．しかし，陥没が発生した箇所の地質・地形には一定の特徴がみられる．そこで，過去の事例を収集，分析し，その特徴の把握を試みた．その結果から，今後の事故防止のために留意すべき点を報告する．

2. 陥没の分類

英国 HSE（安全衛生庁／保健安全執行部）の報告書[1]では，陥没事象のパターンを図-1 のとおり整理している．パターン A は鉛直に近い傾斜を持った亀裂などの天端部の弱層が崩落する事例，パターン B は帯水層下部にある難透水層が上部の荷重に耐えきれず崩落する事例，パターン C は土被りが小さいなど，トンネルのアーチアクションの形成が不十分で崩落する事例である．

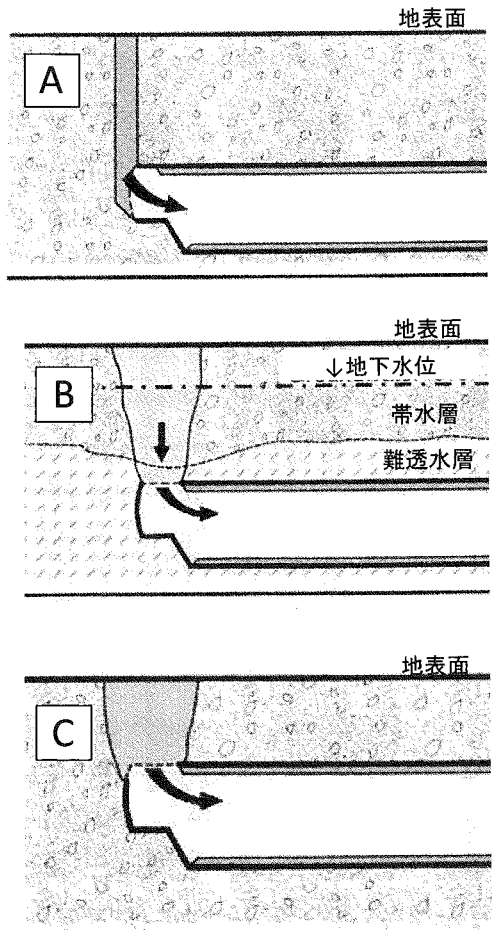


図-1　トンネル地表部の陥没の概念[1]に一部加筆

3. 事例の整理

本報告では 11 件の陥没事例を収集した[2),3)など]．各事例の詳細を表-1 に示す．

3.1 形態の分類

文献[1]のパターン別に分類するとパターン A が 6 件，パターン B が 8 件，パターン C が 1 件となった．5 件については，パターン A と B の両方に該当する．土被りによって異なる傾向が得られた．土被りが小さい場合（ここでは 20m 以下）は，パターン B が多く，土被りが大きい場合（ここでは 35m 以上）は，パターン A と B の両方に該当する．

3.2 地質的特徴

堆積岩における事例が 10 件を占めており，そのうち新第三紀層および第四紀層が 7 件となっている．また，多くの事例で出水を伴っているが，砂質土の場合，地下水の影響がなくても土砂がトンネル内に流入し，地表面が陥没した事例もみられる．土被りが大きい場合，地層の傾斜が高角度で，難透水層の背面に未固結な帯水層が分布していた事例が多い．難透水層は，泥岩や凝灰岩，断層破砕帯等であった．帯水層は砂質の場合が多い．

3.3 地形的特徴

陥没した箇所を地形図（2 万 5 千分の 1）で確認すると沢地形が多い．断層の影響が考えられる事例も 3 件報告されているが，明瞭なリニアメント等は確認できなかった．土被りが小さい場合，地表部は人為的な地形改変があり，沢部を埋め戻した箇所や埋没谷の場合もあった．

3.4 その他

トンネル内の予兆現象は，陥没の 2 日前から 1 時間前にかけて，肌落ち，崩落，出水等の現象が確認されている．これらの予兆現象に関して，土被りが大きい場合は数日前から予兆が見られた事例もあるが，土被りが小さい場合は直前まで予兆が無い場合が多い．出水がある場合は相対的に崩壊規模が大きく，出水がない場合は小さくなっている．また，土被りと崩壊規模の関係について，明瞭な相関を確認できなかった．

4. 考察

土被りによって大きく 2 つの傾向が推定されるが，共通していること（パターン B）は，難透水層が掘削の影響を受けて上面もしくは背面にある未固結な帯水層の高い水圧に耐えきれなくなったことである．これに伴う未固結層の流出によって陥没が発生している．なお，今

回収集した事例にパターンCが少なかった理由の1つとして，アーチアクションが形成されない小土被り区間においては，事前に補助工法等の施工により，トンネル周辺の地山が適切に補強されているためと考えられる．

堆積岩での事例が多い理由として，泥岩等の難透水層と砂層等の帯水層が互いに接して分布するためと考えられる．一方，火山岩は亀裂が多いことから一般的に透水係数が高く，明瞭な帯水層と難透水層との区分が不明瞭であるため，堆積岩と比較して陥没事例が少ないものと推測される．崩壊規模は，出水の有無が大きく関係していると推定され，出水がある場合には，崩落の影響が広範囲に及ぶ危険性がある．

5. 施工時の留意点

土被りが小さい場合，地表部は人為的な地形改変が行われている可能性があり，過去の地形図を利用して旧沢地形といった集水地形の有無を確認することが有効である．また，難透水層の厚さや風化状況を把握するための地質調査も重要である．地表面が利用されている場合，水を抜くことによる沈下等のリスクを考慮し，帯水層の水圧に注視しながら掘削を進めることが肝要である．未固結な帯水層と難透水層の境界面が切羽の至近に存在する場合も，慎重な施工を要する．

土被りが大きい場合，難透水層が掘削によって次第に薄くなり，切羽前方にある帯水層の水圧に耐えきれなくなった時に出水し，地山が流出して崩壊，陥没した事例が多い．従って，地質の性状を確認するとともに，切羽の前方もしくは上部に高水圧の帯水層がないかを把握することが重要である．また，断層を伴う場合は，高角度の難透水層が形成されている可能性があるため，さらに注意を要する．

6. おわりに

過去の陥没事例の地質・地形的特徴を整理した．これらの知見を今後の施工に役立てることが重要である．

文献

1) Health and Safety Executive（1996）：Safety of New Austrian Tunnelling Method (NATM) Tunnels. Health and Safety Executive, 137p.

2) 日経コンストラクション編（2000）：建設事故．日経BP，265p.

3) 日経コンストラクション編（2007）：建設事故Ⅱ．日経BP，282p.

表-1　トンネル地表部の陥没事例

No	土被り(m)	地表部	パターン	トンネル内の予兆現象	出水の有無	出水量	崩壊規模(m^3)
Case1	10	田	B	1時間前から湧水が急増	○	不明	6,700
Case2	12	梨畑	C	直前に吹付けコンクリートにクラック		－	天端が一様に沈下
Case3	18	林，水田	B	湧水が濁水に変化	○	最大8t/min	不明
Case4	20	道路	B	1時間前から断続的な肌落ち，30分前から出水	○	崩落直前に異常出水	6,200
Case5	29	山林	不明	不明		－	200
Case6	30	山林	A	特になし		－	85
Case7	37	山林	A，B	2日前に肌落ち，前日に崩落が発生	○	不明	3,800
Case8	80	山林	A，B	数度にわたる湧水（土砂を含む）が発生	○	最大90t/min	不明
Case9	82	山林	A，B	不明	○	不明	2,500
Case10	130	山林	A，B	1日前から天端崩落，切羽の押出し	○	最大20t/min	8,000
Case11	190	山林	A，B	4度にわたる断続的な崩落が発生	○	1.5t/min	30,000

No	地質・地形的特徴
Case1	第四紀の段丘堆積物で，砂質土や粘性土が分布していた．陥没箇所は埋没谷であった．
Case2	古生代の付加体の粘板岩が分布し．強く風化して粘土を挟んだ割れ目が多く存在していた．
Case3	第四紀の泥岩の上部に地下水を有する砂層が分布していた．地表部は沢部を埋め戻して平坦地であった．
Case4	古第三紀の堆積岩（頁岩）の上部に未固結で地下水を有する砂層が分布していた．
Case5	砂質土が分布していた（詳細な情報なし）．
Case6	新第三紀～第四紀の砂岩が分布していた．炭酸塩鉱物の影響で固結度に差ができていた．
Case7	難透水の新第三紀凝灰岩と強度の低い砂岩層が分布し，砂岩層は垂直に近い地層であった．
Case8	第四紀の火山砕屑岩が分布していた．高角な断層破砕帯があり，地下水位が高かった．
Case9	新第三紀の泥岩の上部に第四紀の未固結な砂礫が分布し，複数の高角な断層と複雑な地質を形成していた．
Case10	新第三紀の泥岩と第四紀の崖錐が分布していた．層境は高角度で，崖錐は大量の地下水を有していた．
Case11	第四紀の砂岩，泥岩が高角度で分布．断層沿いの泥岩層が遮水層となり，その背面に未固結な砂岩が存在した．

P58. 曼荼羅で描く地質技術におけるGISの現状と展望

Current Status and Outlook of GIS in Engineering Geology drawn as Mandala

○長岡大輔（琥珀舎・株式会社福田水文センター）
NAGAOKA Daisuke

1. はじめに

地理情報システム(GIS)は，地球上の事象について位置情報を使ってデータ化し，それを整理・解析・表現・蓄積する技術である．地球上の事象には人，自然，歴史など様々なものがあるが，地質調査における GIS の利用はその中の自然が対象となる．地質調査で得られる地形や地質のデータは，地点間の関係や空間的な広がりが重要になるため，位置情報によるデータ整理が可能な GIS はとても利便性の良い道具となる．

筆者はこの 6 年間，いくつかの全国規模の地質コンサルタント会社で仕事をする機会を得た．そこで気づいたのは，主に地質調査を行う技術者(設計，測量や研究ではなく)が GIS を高度に利用しているとは言い難い現状である．そこで本論では，なぜ地質調査において GIS の活用が進まないのかという視点から，GIS を活用する上での利点と課題を整理し，今後の利用拡大に向けての考えをまとめた．その過程で，GIS から広がる地質技術の体系は，情報・人・経済性など重層的な構造を持っていることに気づき，それは密教の曼荼羅が表現する世界観と通じると感じた．このため地質調査技術における GIS の可能性をまとめる手法として，曼荼羅図として描いてみることにした．

2. 地質調査における GIS 活用の現状

地質調査の分野において GIS の利用が進まない理由として考えられるのは，①GIS を使う必要性を感じない，②理解・勉強する時間がない，③専門知識がない，④価格が高いなどがあげられる(図 1)．これらの内容は，GIS の利点やその地質技術への応用を理解することで徐々に解決していくと考えられる．

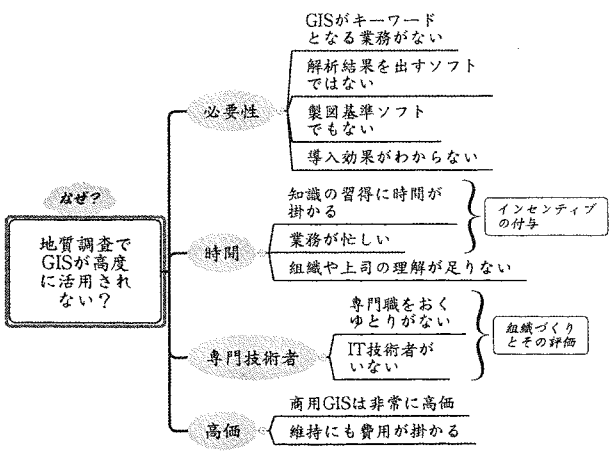


図 1 GIS が高度に活用されない理由

3. GIS を理解する

3.1 GIS で出来ること

GIS を理解する(図 2)と，地質調査でも様々なことに利用できる．例えば，調査位置図(地形図)の表現に始まり，地形解析図や地質(地盤)図などの作成に非常に有用である．しかし，GIS が最も力を発揮するのは，過去の調査データをデータベースとして整理されたときで，それは会社(組織)がもつ「知」として受け継がれるようになり，今後の技術の伝承や技術者不足などの課題を解決する一つの方策になると考えられる．

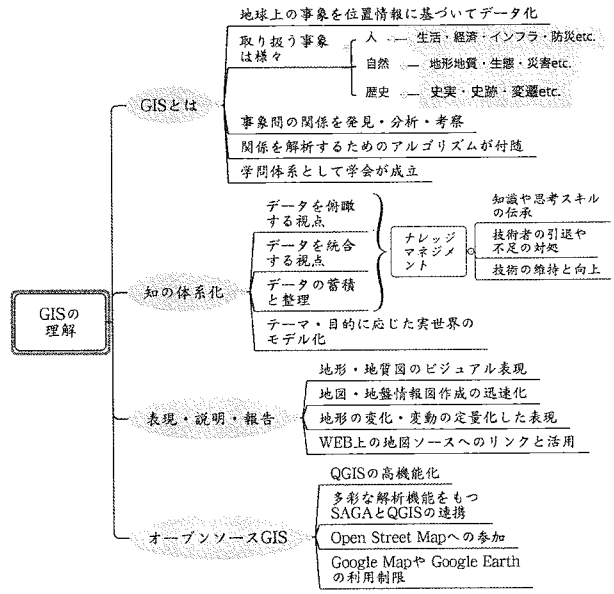


図 2 GIS を理解する

3.2 GIS の利用環境

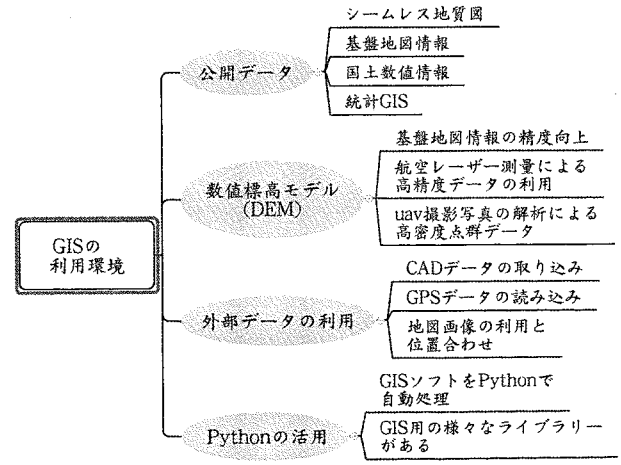


図 3 GIS の利用環境

GISの利用環境は，図3に示すようにGISソフトの進化，公開データの充実や新たな技術の導入とともに日々向上している．特に地質調査に活用できるデジタル標高(地表)データは，航空レーザー測量，uavによる高密度点群データや衛星写真による解析など多様な手法によって情報が得られ，より詳細な地形データが取得できるようになってきている．

4. GISのこれから

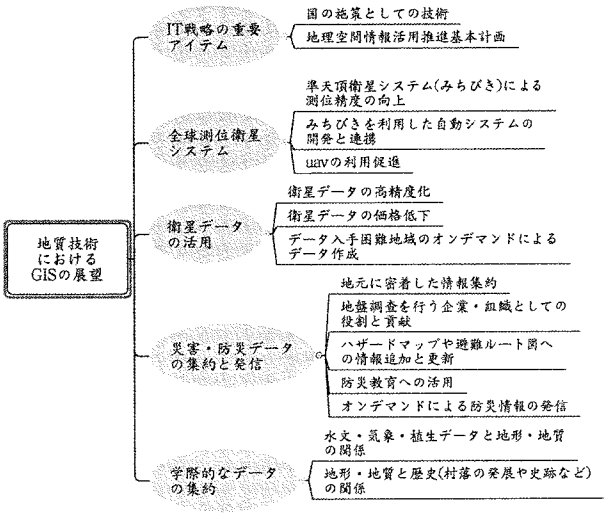


図4　地質技術におけるGISのこれから

地質技術におけるGISの今後の利用を展望すると，図4に示すような項目で技術の発展や利用促進が見込まれる．特にGNSS(日本のQZSSなど)測量の高精度化が進み，正確な位置情報の取得や測量や観測の自動化が可能となってくる．また，近年の自然災害の頻発や大型化によって防災情報の整備・発信が喫緊の課題となっている．このような数多くの現在情報の管理や集約，さらに災害履歴などの既存情報を一元的に管理し解析できるGISは，これから果たす役割がますます大きくなると考えられる．

5. まとめ

地質調査においてGISを活用する場合の利点と課題を次の項目でまとめた(図5)．

利点：知の体系化，防災，発表/報告/表現，利用環境

課題：必要性，専門技術者，高価，時間

GISを利用する上での課題は，会社(組織) あるいは技術者個人のスキルの向上，防災など地質技術に求められる課題との向き合い方，さらにはGIS導入による経済性・将来性など重層的な検討よって解決されることが望まれる(図5)．

そして，このことは地質調査(技術)が情報化社会(情報技術)において，今後どのような役割を担っていくかということと直接結びつくと考えている．

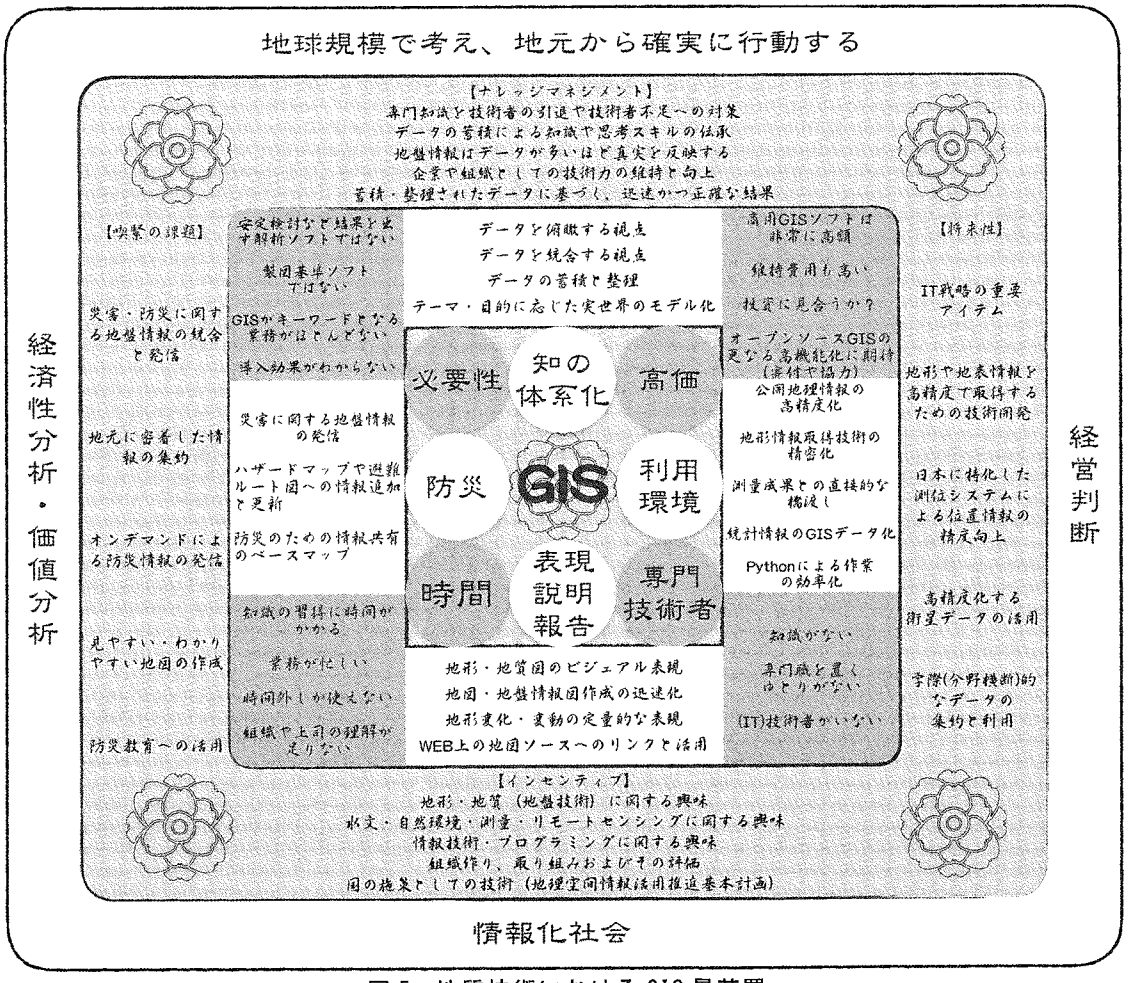


図5　地質技術におけるGIS曼荼羅

P59. 3次元地質解析技術コンソーシアムの活動報告

Activity report of 3D geological analysis technology consortium

○西山昭一（応用地質(株)）
Syoichi Nishiyama

1. はじめに

建設事業で扱われる3次元地質モデルは，合意形成のための可視化，数値シミュレーション，地質構造検討等の目的で利用されてきた．しかし，地質の3次元モデリング技術（3次元地質解析技術）の標準は無く，地質モデルの品質評価は地質技術者の経験や主観，利用者の判断等に委ねられている．

近年，国土交通省が提唱する BIM/CIM により，建設事業のライフサイクルにて3次元モデルの共有・利活用が推進されている．様々なステークホルダが利活用する3次元地質モデルの品質管理や信頼性確保は，重要な課題と考えられる．

この課題にモデリング技術の側面から取り組むため，全国地質調査業協会連合会の支援する「新マーケット創出・提案型事業」にて，実務者で構成される3次元地質解析技術コンソーシアム（以降，コンソーシアム）が設立された．本報文では，コンソーシアム初年度の活動成果をかいつまんで報告する．

2. コンソーシアムの活動

（1）活動目的

コンソーシアムでは，3次元地質モデル化の実務実態やユースケースを基に，BIM/CIM に対応できる3次元地質解析技術の標準化を検討し，技術普及活動をおこなうことを目的としている．

（2）活動期間とメンバー

コンソーシアムは，2016年4月～9月の約6ヶ月にわたる準備会の提言を受け，2017年3月より活動を開始した．初年度（第1期）は活動趣旨に賛同した全地連会員企業の31社が参加し，2018年7月より全地連非会員企業を含めた35社の計91名が参加し，第2期として活動を継続している．

（3）活動方法

コンソーシアムでは，情報共有クラウドサービスを利用し，目的別に4つの WG（ワーキンググループ）を設置し，下記に示す内容について検討を進めている．

①標準化検討 WG

3次元地質モデル作成技術，フレームワーク，データチェック，アルゴリズム，信頼性評価 等

②CIM/i-Construction WG

既存資料や検討成果のレビュー，実用性試験，新技術追求 等

③ジオモデラー（ソフトウェア）WG

ジオモデラー機能/性能評価，要求性能に対する動作確認，作業手順整理，ストレステスト 等

④技術普及 WG

技術マニュアル，技術認定，積算，技術セミナー等

3. 3次元地質解析技術マニュアル

コンソーシアム初年度の活動成果は，「3次元地質解析技術マニュアル Ver1.0」[1]（以降，マニュアル）として取りまとめた．マニュアルでは，土木地質調査により取得したデータの整理から3次元地質モデルの作成方法，その利活用場面やユースケースを示している．

3次元地質モデルの方法論や品質評価には研究対象となる課題も多いため，マニュアルでは執筆時点で推奨されるものをとりまとめている．今後のコンソーシアムの活動にて，順次情報追加や見直しをおこない，マニュアルの改善・改良を進めて行く予定である．そのため，マニュアルはバージョン管理にて公開した．

4. 標準的ワークフローの提案

3次元地質モデル構築に使用できる地質情報は，適切な基準・手順で品質が確保された地質調査結果であり，3次元配置しても地形・地質学的に矛盾が無く，幾何学的な整合性がとれている必要がある．

実務では既存資料（ボーリング，土木地質図等）を用いて3次元地質モデルを構築する場面が多い．規模の大きな事業では複数年にわたり調査がおこなわれ，同じスキルを持った地質技術者が継続的に事業に関われないことも多い．地質モデルの更新に際し，既存データの地質解釈や作図に矛盾があれば，再評価による修正や，データの利用可否判断も必要となる．そのため，地質調査データや地質モデルを同一の3次元空間に配置し，クロスチェックする作業は不可欠である．

QMS（Quality Management System：ISO9001 品質マネジメントシステム）では，作業を可視化し，改善し易さ，スピードアップ，作業進捗管理，記録の共有化等を図るためにプロセス管理を重視する．

3次元地質解析においても適切なモデル構築方法を計画し，品質管理を見据えて，モデル作成に用いる入力データの品質，モデルの妥当性から成果品作成までを網羅するプロセス管理が必要と考えられる．

そのため，コンソーシアムでは，標準的な3次元地質解析のワークフロー（図-1）を提案している．3次元地質モデルを構築するプロセスを規定した標準的な

ワークフローがあれば，要所で品質チェックのマイルストーンを設けることができる．さらに，モデル化の目的や作業の効率性・生産性向上，成果品出力等を考慮し，適宜ワークフローを組み替えて利用することも可能と考えられる．

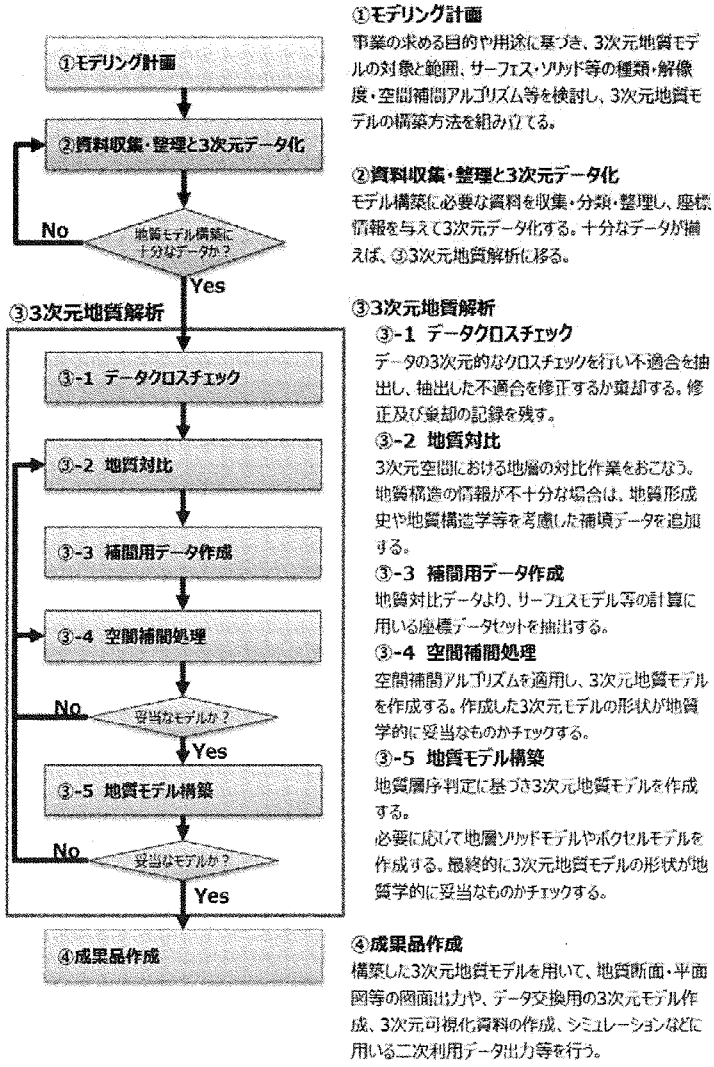


図-1　3 次元地質モデル構築の標準ワークフロー案

5. 3 次元地質解析入門ソフトウェア

国土交通省電子納品ボーリングデータ（xml 形式）を用いて，3 次元地質モデルを簡単な手順で作成するフリーソフトウェアを開発し公開した（図-2）．

このソフトウェアは，下記の 3 次元地質モデルを構築する前段階の予察的検討に用いることが可能である．

◆土質分布や強度分布の傾向をつかむ
◆支持層の深度や起伏状況を知る
◆おおまかな地下水分布を知る
◆適切な調査箇所を検討する
◆モデルを構築するための問題点を調べる

また，CIM 導入ガイドライン(案)[2]の CIM 引継シートや属性情報を記録し可読性のあるファイルで出力することも可能である．他の有用な属性情報にも対応させるために，今後も，順次機能検討・開発を進めていく．

6. おわりに

コンソーシアム 2 年目の活動では，ユースケース分析や技術セミナー開催，研究開発等により，技術普及活動を進めていく．マニュアルを現場に適用し，品質管理の実践や品質管理意識の浸透を図り，実用面での経験を重ね，本技術の普及を進めていきたい．

参考資料

1) 3 次元地質解析技術コンソーシアムホームページ https://www.3dgeoteccon.com/index.html (確認日：2018.8.8)
2) 国土交通省：CIM 導入ガイドライン（案） 第 1 編共通編,平成 30 年 3 月 http://www.mlit.go.jp/common/001229908.pdf (確認日：2018.8.8)

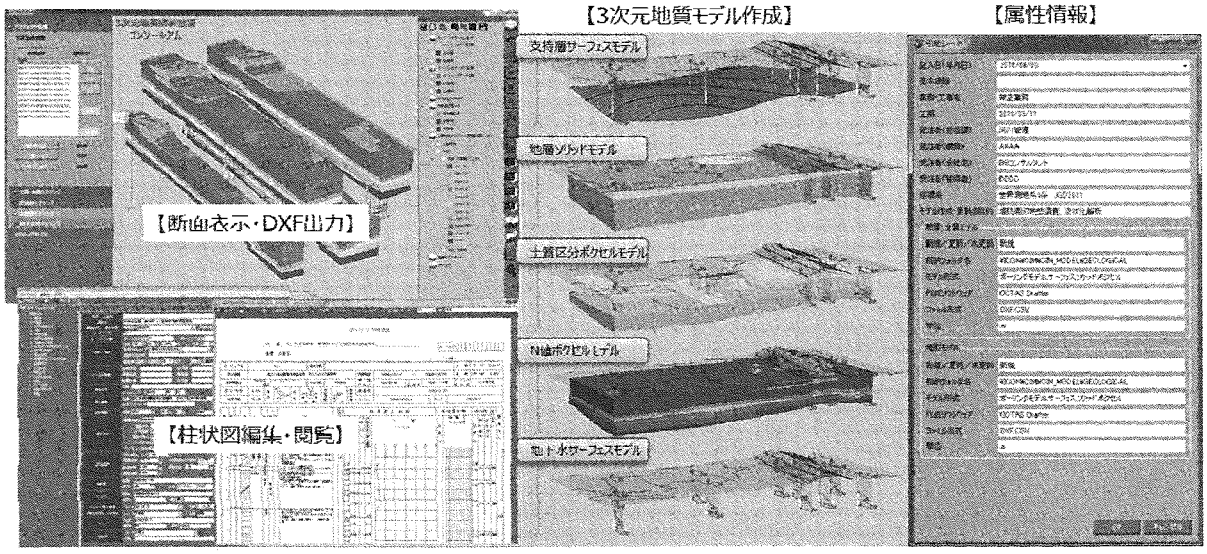


図-2　3 次元地質解析の入門ソフトウェア

P60. 関門層群火山岩類の風化過程について

Weathering Process of the Kanmon Group Volcanic Rocks

○高治みゆき（山口大学），太田岳洋（山口大学）
Miyuki Takaji, Takehiro Ohta

1. はじめに

山口市北西部～西部には関門層群が分布しており，北西部豊北町～萩地域では深部まで風化が進んでいる．関門層群分布域での大規模な切土工事では，この風化に起因した斜面崩壊が報告されている[1]．鉱物・岩石・岩体が，どのような環境下で，どのような風化物質に変化するのか，あるいはその風化過程でどのように物性が変化するのかという情報が，切土勾配の決定に必要である．本報告では，関門層群における風化の過程について考察した結果を述べる．

2. 調査の手順

関門層群で採取されたボーリングコアについての岩相などの観察と試料の採取を行った．ボーリングコアは，国土交通省山口河川国道事務所から提供していただいた．コア試料の採取は1 mごとに行うことを基本とし，その他に特徴的な岩相の試料を採取した．採取試料について薄片による鏡下観察，粘土質試料の粉末X線回折測定を行い，造岩鉱物を同定した．同定した結果から，深度ごとの鉱物組合せを明らかにし，鉱物組合せの変化から風化の過程を考察した．

3. 調査箇所周辺の概要

調査箇所は山口県下関市豊田湖の南東4.5kmに位置する（図-1）．調査箇所周辺は標高100~200mの丘陵地形を呈し、東側に稲見川が流れている．

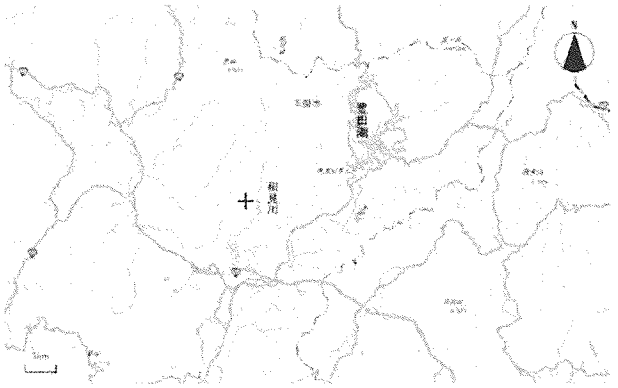


図-1　調査地域（地理院地図を加工）

調査地域の地質は関門層群下関亜層群上部層（火山岩優勢）である（図-2）．関門層群は関門海峡を中心として北九州地方から山口県西部を経て北部にかけて広く分布する陸成の下部白亜系である．下関亜層群上部層はおもに火山砕屑岩や安山岩質の火山岩類で構成されている．安山岩やデイサイトは107-103 Maのホルンブレンド K-Ar 年代を示すことから，前期白亜紀末に火山活動が行われたことが明らかにされている[2]．

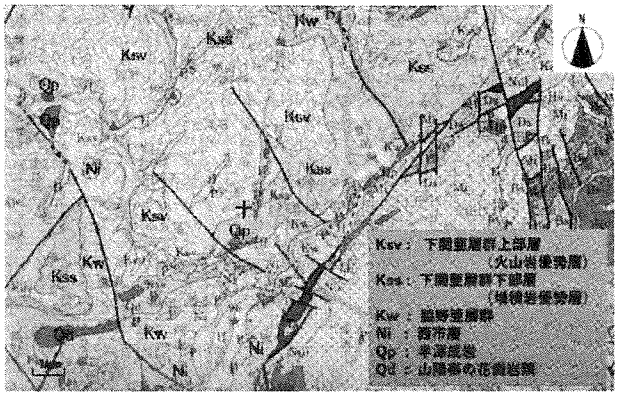


図-2　調査地域地質図[2]に加筆

4. 調査結果

4-1. ボーリングコア分析

図-3に分析に使用したボーリングコアを示す．全長41.17[m]のコアで 29.95[m]以深にはコアストーンが分布する．上部になるに従い，黄褐色から赤褐色に変化し，肉眼的に粘土化が進んでいると判断された．下部のコアストーン中の割れ目では，割れ目周辺に茶褐色層が，割れ目中心部に白色層が分布していた（図-4）．

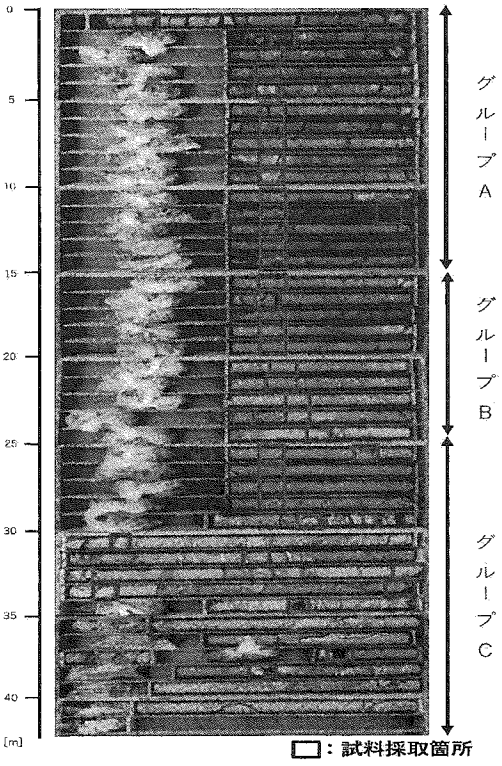


図-3　ボーリングコア写真

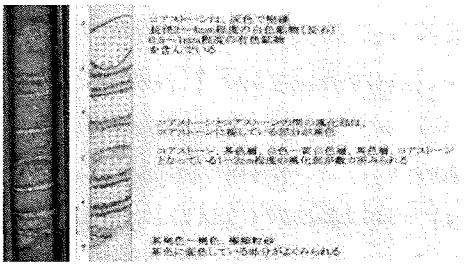


図-4　コアストーン周辺部（31.15[m]～31.75[m]）

4-2. 鏡下観察

コアストーン部から採取した試料について薄片による鏡下観察を行い，造岩鉱物を同定した．斜長石，単斜輝石が見られ，単斜輝石は変質している場合も見られた．

4-3. 粘土質試料の粉末 X 線回折測定

採取試料のうち粘土質の部分について粉末X線回折測定を行い，含まれている粘土鉱物の同定を行った．全岩試料でピークが多く見られたもののみ，水簸試料の測定を行った．また，スメクタイトとハロイサイトの有無を調べるためエチレングリコール処理も行った．粉末 X 線回折測定を行った結果，試料の色調，含有鉱物の特徴から３つのグループに分けることができた．

(1)　グループ A (0～15[m])

特徴：粘土質で朱色

含有鉱物(図-5)：カオリン，石英

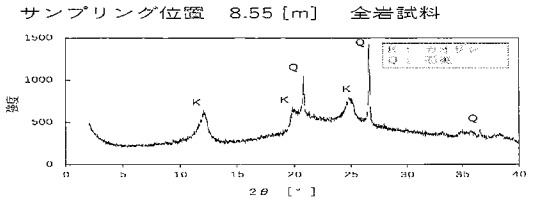


図-5　X 線回折パターン図(8.55[m]全岩)

(2)　グループ B (15～23.6[m])

特徴：粘土質で朱色～黄褐色

含有鉱物(図-6)：カオリン，石英，曹長石

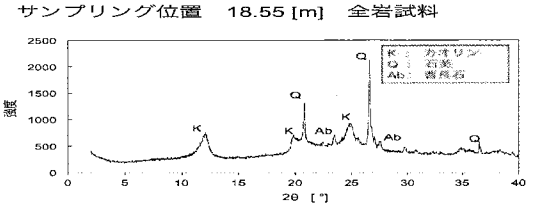


図-6　粉末 X 線回折測定(18.55[m]全岩)

(3)　グループ C (23.6～41.17[m])

特徴：黄褐色～茶褐色で極細粒砂．図-4 に示したコアストーン周辺部の白色の粘土，茶褐色の粘土を含む．

含有鉱物(図-7)：カオリン，石英，曹長石，ハロイサイト，スメクタイト

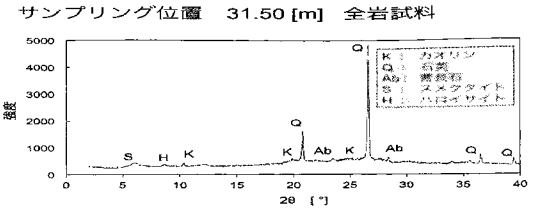


図-7　粉末 X 線回折測定(31.50[m]全岩)

グループ C では，粘土鉱物のピークも確認できたため，水簸試料を作成した．その際，白色の部分と茶褐色の部分をできるだけ分別して試料作製を行った．その結果，茶褐色の試料にはスメクタイトが，白色の試料にはハロイサイトが多く含まれることがわかった（図-8,図-9）．

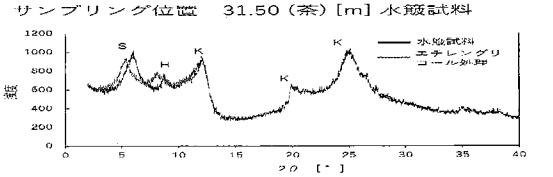


図-8　粉末 X 線回折測定(31.50(茶)[m]水簸)

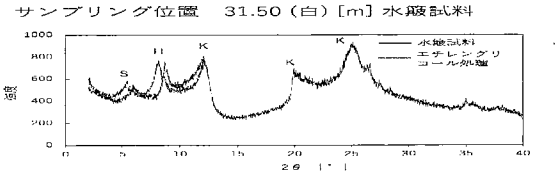


図-9　粉末 X 線回折測定(31.50(白)[m]水簸)

5. 化学組成による風化過程の考察

コアストーンからグループ C,B,A へと風化が進んでおり，石英以外の各鉱物が最終的にカオリンに変化していることがわかった（図-10）．風化に対する抵抗度の強い石英は地表付近でも残っており，抵抗度の弱い輝石は粘土質の試料には見られなかった．また、図-4 で示した部分では，脈の中心が白色，その周りが茶褐色を呈し，ハロイサイトとスメクタイトの量に違いがあった．ハロイサイト，スメクタイト，カオリンは熱水変質帯での産状が報告されており[3]，図-4 のようなコアストーン中の脈に熱水が入り粘土鉱物が生成されたと考える．

	コアストーン	グループC	グループC(茶)	グループC(白)	グループB	グループA
quartz	■	■	■	■	■	■
albite	■	■	■	■	■	
clinopyroxene	■					
smectite		■	■	■		
halloysite		■	■	■		
kaolin		■	■	■	■	■

図-10　各グループの含有鉱物

文献

1)　河内義文，竹田直樹，鈴木素之，山本哲郎，田上愛仁(2004)：関門層群頁岩風化土からなる切土法面の崩壊，第 39 回地盤工学研究発表会,2145-2146

2)　西村裕二郎編著(2012)，山口県地質図第 3 版(15 万分の 1)説明書，山口地学会 p56-p59

3)　吉村尚久編著(2001)，粘土鉱物と変質作用，地学団体研究会 p18-19 p163

P61. ゆるみ岩盤斜面の範囲抽出に関する地形的検討

Topographical Study for Determination the Range of Loosen Rock Mass Slope

○松尾達也（土木研究所），矢島良紀（土木研究所），阿南修司（土木研究所）
Tatsuya Matsuo, Yoshinori Yajima, Shuji Anan

1. はじめに

ゆるみ岩盤とは，応力解放・重力作用・風化作用等に起因した変形・体積増加・密度減少などにより，亀裂の発生・開口・ずれなどを生じ，岩盤の状態を保ちつつも全体として変形しやすくかつ非弾性的性質が大きくなった状態[1)]である．ゆるみ岩盤は，構造物基礎や切土斜面において，沈下，変形等の継続や透水性等により，構造物の安定の面で大きな課題となることがあり，ゆるみ岩盤範囲の把握は非常に重要である．

そこで事業初期段階の地形調査により，ゆるみ岩盤の面的な範囲の推定が可能となれば，事業地選定や調査計画立案において，時間的・費用的にも利点となる．

本論は，調査ボーリングや横坑等の地質調査により明らかとなったゆるみ岩盤斜面について，航空レーザ測量データ（以下，LP）を用いた斜面の微地形判読と既往の地形解析手法等により，ゆるみ岩盤斜面の範囲抽出に関する地形的検討を行ったものである．

2. 対象としたゆるみ岩盤斜面の概要と地形的特徴

本研究で対象とした斜面は，LP が取得され，かつ，調査ボーリングや横坑調査等の地質調査によりゆるみ岩盤と評価されている斜面である．

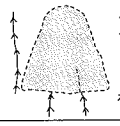
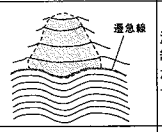
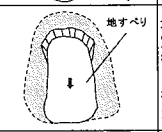
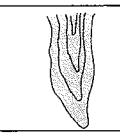
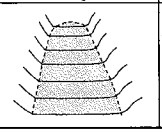
対象としたゆるみ岩盤斜面の概要は表-1 の通りである．5 つの地区について，LP を用いた微地形判読を実施したが，C 地区を除き，ゆるみ岩盤の範囲を特定することは困難であった．

C 地区は，頭部の崖地形が比較的明瞭で緩斜面が周辺斜面に比べて河床付近まで連続し，おおよその範囲抽出は可能であった．なお，C 地区の主測線断面における崖地形とその下位の斜面長の比から算出される変位率[2)]は約 3%であり，風化花崗岩の初生地すべりの変位率約 5%[2)]に比べ変位率は小さい．

地表面からのゆるみの鉛直深さに着目すると，C 地区で最も深く，また，横坑でのゆるみ岩盤範囲における割れ目の単位 m 当たりの開口量（最大値）も C 地区で最も大きな値を示している．後述する固有値比を用いた地形解析では，C 地区のみでゆるみ範囲と周辺斜面のコントラストが確認され，頭部の崖地形の有無，すなわち変形の程度やゆるみの深さなどがゆるみ範囲抽出の鍵となることが考えられる．

一方，頭部に滑落崖などの地形的特徴が乏しく，地形判読により，ゆるみ岩盤範囲が特定できなかった斜面について，ゆるみ岩盤が分布する地形場や地形的特徴をこれら事例に基づき整理し，地形判読の際に留意すべき地形的特徴として表-2 に示した．

表－2 地形判読で留意すべきゆるみ岩盤の地形的特徴

地形の特徴	イメージ図	事由
①水系の発達が乏しい		ゆるみによる開口亀裂の発達に伴い，岩盤の透水性が高く，地表に水系が発達しにくいことを反映している．
②明瞭な遷急線（河川浸食範囲）の上方に馬蹄形の緩斜面が分布		浸食作用が進んでいない遷急線の上方斜面は長期間，地形が変化せず，経時的にゆるみや風化が進行している．
③地すべり地形・崩壊斜面周辺の斜面		地すべり・崩壊等により不安定化した斜面周辺は地すべり等の斜面変動の影響を受けるとともに，末端部・側方部の拘束圧の減少により，ゆるみが進行する．
④やせ尾根箇所		比較的急斜面が形成され，谷側への応力解放が生じやすい．特に尾根走向で高角度の地質構造を有する場合はトップリングが発生しやすい．
⑤地形的特徴の乏しい平滑斜面		応力解放や風化が作用するが，地質による物性のコントラストが小さく，斜面全体にゆるみが分散されるケースがある．

表－1 対象としたゆるみ岩盤斜面の概要

地区	地質	地質構造	斜面勾配(°)	地表面からのゆるみ鉛直深さ(m)	横坑での開口割れ目の程度(mm/m)	地形的特徴		
						地形概要	頭部の崖地形の有無	水系の発達
A	白亜紀砂岩・泥岩	斜面に直交	35	10	35	断面形状が直線的で水系に乏しい平滑な斜面	なし	なし
B	白亜紀片麻岩	流れ盤	25(上部)～45（下部）	35	10	明瞭な遷急線の上方に馬蹄形の緩斜面が分布。地形判読では崩壊斜面や崩壊堆積物斜面として抽出	なし	なし
C	ジュラ紀花崗岩	流れ盤	30（上部）～40（下部）	47	39	緩斜面が周辺に比べ河床まで分布。変動斜面に隣接	あり	なし
D	ジュラ紀～三畳紀チャート	受け盤	45	18	18	両サイドが攻撃斜面となる痩せ尾根状。短い遷緩線と遷急線が繰り返し、小規模な崩壊が発生	なし	なし
E	二畳紀粘板岩	流れ盤	40	18	72※1	明瞭な遷急線の上方に馬蹄形の緩斜面	なし	なし

※1 A～D 地区は基線法，E 地区はバンド法による開口亀裂の測定を実施しているため，厳密に比較できない

3. 地形解析によるゆるみ岩盤範囲抽出の検討

本論では，既往の地形解析手法として，土木研究所（2009）[3]による 固有値比を用いた解析を実施し，ゆるみ岩盤範囲の抽出を試みた．

固有値比とは，地表面の乱れを示す指標とされ，DEM の各グリッドセル面の法線ベクトルの方向を算出し，隣接するセル間の法線ベクトルのばらつきを求めた値である．滑らかな地表面であれば，ある方向を代表する固有値が突出して大きくなり，固有値比は大きくなる．一方，粗い地表面であればベクトルがあらゆる方向を向き，固有値比が小さくなる．

図-1 に C 地区の固有値比解析結果，図-2 に C 地区の地形判読結果（陰影図）と傾斜量図を示す．

Ⅰ・Ⅱブロックは計器観測により軽微な変動が認められる斜面であり，Ⅲブロックでは変動は確認されていない．また，Ⅲブロックのボーリングコアを観察すると，破砕度区分 [4]Cr1～Cr2（一部に Cr3）を主体とし，Cr4 や Sl などの細粒物質は認められず，開口亀裂の発達や石積み状を呈したゆるみ岩盤斜面である．

固有値比解析は，細かい地表面の乱れから面的な地表面の乱れを把握することを目的として，大小（1,2,4,10,20,40m）グリッドスケール（以下，GS）での解析を行った．

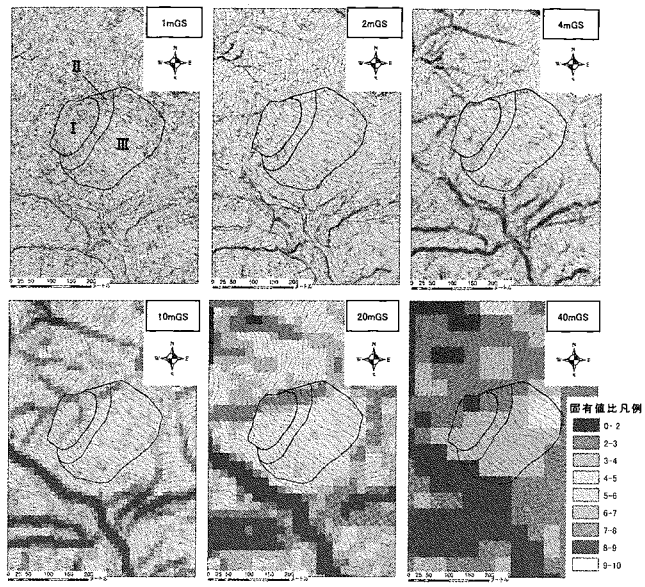
1m GS では，周辺斜面との識別は困難であるが，4mGS では，周辺の尾根・谷が顕在化し，ゆるみ範囲が谷に乏しく，周辺斜面と比較して固有値比の高い領域として抽出できる。また，図-2 の陰影図や傾斜量図で不明瞭な斜面下部のゆるみ岩盤領域を 10m または 20mGS で概ね捉えることができた．このように細かな GS だけでなく，面的に地表面の乱れを把握することで，ゆるみ範囲と周辺斜面のコントラストを確認することができた．

一方，同様の手法により，他地区の斜面についても検討したが，ゆるみ範囲と周辺の健全斜面との識別は困難であった．その要因としては，地山の変形が小さい，あるいは変形が斜面全体に分散され，ゆるみの影響が地形にほとんど現れないケースや被覆層や地表面の風化等により，微地形がならされているケースがあると考えられる．

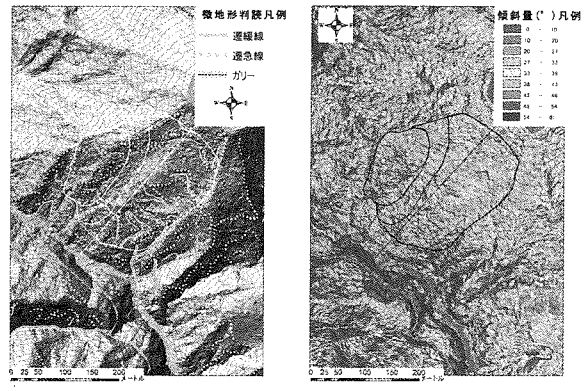
以上のことから，固有値比解析では，頭部の崖地形が発達する程度に変形が進んだ斜面（本論では変位率約 3%程度）については有効と思われ，各種地形量図と合わせて検討することでゆるみ範囲の抽出の精度が向上すると考えられる．

4. まとめ

本論では，ゆるみ岩盤斜面抽出の地形的検討として，地形判読で留意すべきゆるみ岩盤の地形的特徴を整理するとともに，様々なグリッドスケールでの固有値比解析を実施した．



図－1 C 地区の固有値比解析結果（1～40mGS）



図－2 C 地区の地形判読結果（左）と傾斜量図（右）

固有値比解析では，崖地形が発達する程度の変形が進んだ斜面では，様々な地形量図と併用することでより精度の高いゆるみ範囲の抽出が可能と考えられる．

一方，微地形判読や現状の地形解析で抽出ができない斜面もあり，前述したゆるみ岩盤の地形的特徴に留意して，地形判読を実施するとともに，現地調査において，露頭でのゆるみ岩盤と健全斜面の分布や地質構造を把握し，再度地形解析にフィードバックすることが必要である．

引き続き，ゆるみ岩盤斜面の範囲抽出に向けた地形解析手法について検討していきたい．

文献

1) 佐々木靖人・片山弘憲・倉橋稔幸（2005）：ダムにおけるゆるみ岩盤の実態と分類試案，ダム技術，No.228，pp.9-21，ダム技術センター．
2) 鵜飼貴文・稲垣秀輝・小坂英輝（2012）：山梨県北部，風化花崗岩における初生地すべりの変位率と内部構造，応用地質，Vol.53, pp.2-11.
3) 独立行政法人土木研究所（2009）：地すべり地における航空レーザー測量データ解析マニュアル（案），土木研究所資料，第 4150 号，pp. 16-36.
4) 脇坂安彦・上妻睦男・綿谷博之・豊口佳之（2012）：地すべり移動体を特徴づける破砕岩－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.

P62. 下北半島東部の新第三系中の断層破砕部に見られる熱水変質について

Hydrothermal alteration of Neogene Tertiary fault zones in the eastern Simokita Peninsula, Northeast Japan arc.

三和 公（東北電力），○中満隆博（東北電力），中田英二（電力中央研究所），田中姿郎（電力中央研究所）
Tadashi Miwa, ○Takahiro Nakamitsu, Eiji Nakata, Shiro Tanaka

1. はじめに

地質構造や断層の形成時期を検討する上で，地層中および断層破砕部に見られる熱水変質の状況は重要な手がかりのひとつとなる．

本報告では，下北半島東部および東通原子力発電所での地質調査において，新第三系中に発達する断層破砕部の詳細性状の観察および熱水変質により生成された鉱物の分析等を行い，熱水変質および断層の形成時期を検討した結果を報告する．

2. 地質・地質構造の概要

本地域の主な新第三系は中新統の堆積岩類，火山砕屑岩類であり，泥岩，砂岩等からなる猿ヶ森層，安山岩質溶岩，凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩等からなる泊層，砂岩，泥岩，凝灰岩等からなる蒲野沢層および砂岩，凝灰岩等からなる目名層より構成される．さらに，これらの上位層は鮮新統～第四系下部更新統の砂子又層，中部更新統～上部更新統の段丘堆積物，第四系完新統の沖積層及び新砂丘堆積物から構成される（図- 1）．このうち，泊層の火山砕屑岩類には，熱水変質作用により，母岩のスメクタイト，セラドナイト化が認められる．

本地域の新第三系の分布の特徴は，太平洋側に位置する東通原子力発電所敷地で顕著に認められ，泊層上部の分布域に，地塁状をなして泊層下部が，半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する．

また，これらの分布境界をなす断層は，北北東－南南西方向に延長し、地塁状および半地溝状～地溝状構造を形成する高角度の正断層群であり，一連の断層として形成されたと考えられる（図- 2，図- 3）．

泊層の年代は，K-Ar 年代測定結果（Watanabe et al.（1993））および珪藻化石（Akiba（1986）による分帯）から，約 16.5～13Ma と考えられる．蒲野沢層は最下部から中期中新世初頭の *Denticulopsis lauta* zone（Akiba，1986）に，最上部層から後期中新世初頭の *Thalassiosira yabei* zone（Akiba，1986）にそれぞれ対比される化石群集が産出している．

生出ほか(1989)によれば、新第三紀鮮新世末期以降の東北日本はほぼ西北西－東南東方向の水平圧縮応力状態下にあったとされていることから，これらの断層の形成活動は少なくとも新第三紀鮮新世以前であると考えられる．

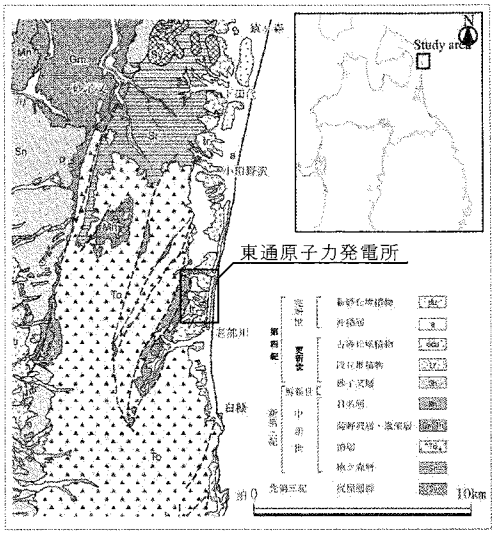


図- 1 位置図，地質図

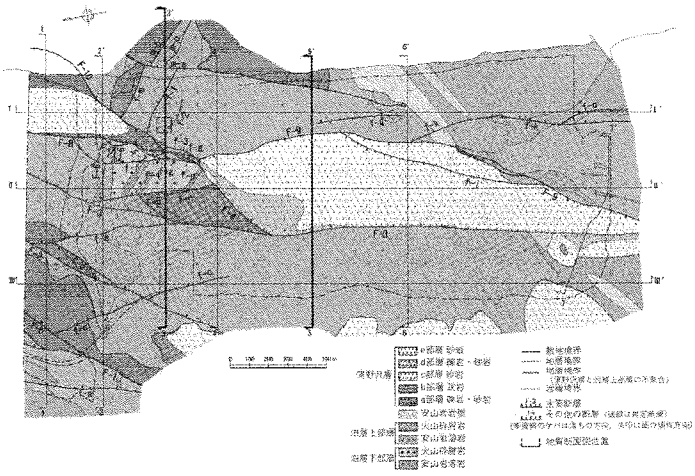


図- 2 東通原子力発電所の地質断面図

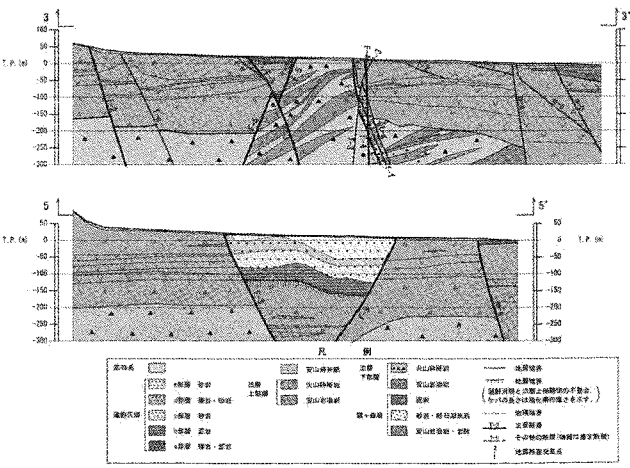


図- 3 東通原子力発電所の地質断面図
（3-3’，5-5’）

3. 断層破砕部及び熱水変質鉱物

断層破砕部の変形構造について，発電所敷地のボーリングコアおよび薄片観察を行った．破砕部全体および主せん断面（Y 面）の周囲には，正断層センスの変形が認められ，主せん断面沿いには逆断層センスの変形が認められることから，正断層運動後に逆断層センスの変形が生じていると考えられる．

本地域，特に発電所敷地に見られる断層破砕部は熱水変質が顕著であり，スメクタイト，セピオライト，まれに石英が晶出している．断層破砕部に見られるセピオライト，石英（玉髄）を伴う破砕部は固結・岩石化しており，破砕部のせん断面を充填，横断している様子が認められる．（図- 4）

熱水変質鉱物のうち，セピオライトについては K-Ar 年代測定から 11.6±1.0Ma の値が得られた．また，泊層中に認められるセラドナイトの K-Ar 年代測定では約 10Ma の値が得られている．

石英（玉髄）については，流体包有物の生成温度から 350℃の均質化温度が求まり、同位体温度では 126～137℃となった．また，石英（玉髄）内には樹脂状に黄銅鉱、斑銅鉱が認められ、高温で形成されていたことが示唆される．また，石英（玉髄）は断層破砕部内の細脈という限られた産状であることから，大きな変質帯を生成する広範囲の熱水変質では無く、局所的に上昇した熱水が急速に冷却し沈殿の過程で石英(玉髄)が晶出したと考えられる．（図- 5）．周辺地域における熱水活動の時期を考慮すれば，石英（玉髄）を形成した熱水活動は中新世と考えられる．

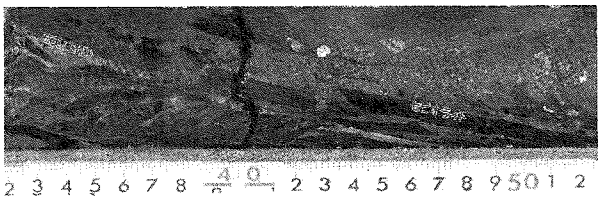


図- 4 断層破砕部中の熱水変質鉱物

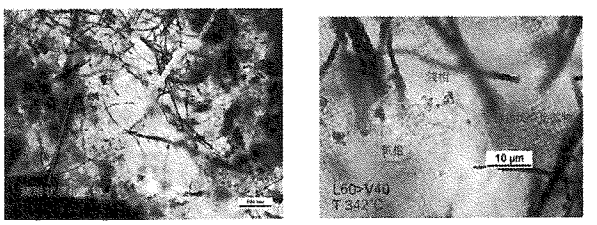


図- 5 石英(玉髄)中に見られる硫化鉱物(左)，
流体包有物(右)

4. まとめ

石英（玉髄）の生成温度や産状，さらに周辺地域の地質調査から推定される当該地域における熱水活動時期を考慮すると，石英（玉髄）を形成する熱水活動は中新世と考えられる．また，石英（玉髄）は変形構造を伴う断層破砕部を充填することから，断層活動後の熱水活動によって晶出したと考えられる．

以上の結果から，正断層の形成から断層破砕部の熱水変質作用による固結・岩石化までの一連の作用は中新世に生じたと考察される．

参考文献

1. Watanabe,N.・Takimoto,T.・Shuto,K.・Itaya,T.(1993):K-Ar ages of the Miocene volcanic rocks from the Tomari area in the Simokita Peninsula, Northeast Japan arc, J.Min.Petr.Econ.Geol.,vol.88, pp.352-358
2. Akiba,F.（1986）:Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary Diatom Zones for Middle to High Latitudes of the North Pacific, Init. Repts.DSDP, vol.87,pp.393-481
3. 生出慶司・中川久夫・蟹沢聰史（1989）：日本の地質 2 東北地方，共立出版

P63. 弱層挟在物のせん断強度評価モデルに関する検討

The Study for Shear Strength Evaluation Models of Weak Layer with Filling Materials

○西塚　大，矢島良紀，松尾達也，阿南修司（土木研究所）
Dai Nishizuka, Yoshinori Yajima, Tatsuya Matsuo, Shuji Anan

1. はじめに

岩盤中には断層や節理のように力学的な不連続面が存在することがあり，周囲の岩盤と比較し強度が著しく低いことから総称して弱層と呼ばれる[1]．この弱層がダムや橋梁の基礎，トンネル切羽や天端，法面に分布する場合，強度不足による滑動や過大変位などが問題となることが多い．しかし弱層の力学的性状については不明な点が多く体系的な強度評価手法が確立されていない．そのため定性的評価に頼る部分もあり，適切な対策範囲や対策方法の設計のためには的確な弱層強度の評価手法の開発が求められる．

挟在物を含まない，あるいは単一挟在物からなる弱層の強度評価手法は佐々木ほか（2009）[2]らによって開発されてきたが，実際の弱層には複数の挟在物からなる複雑な構造を有する場合が多いため，これらの弱層に対する適切な強度評価手法を確立する必要がある．

そこで本論では複数種類の物質からなる挟在物に着目し，そのせん断強度評価モデルについて論じる．

2. 試験方法

2.1. 弱層試料

現地における弱層の性状と強度の関係を詳細に把握するために，複数種類の狭在物により構成される弱層試料として，砂質シルトの採取・室内試験を実施した．試料は室内試験（三軸圧縮試験，粒度試験）用とするために，ブロックサンプリングによる不撹乱採取とした．

三軸圧縮試験の方法は，弱層がダム基礎岩盤中では常時拘束・水没することを想定し，圧密非排水・間隙水圧測定（CUB）とした．拘束圧（圧密応力）の条件は，様々な条件下での挙動を把握することを目的として，50～1000kN/m^2 の範囲で設定した．三軸圧縮試験のせん断による粒度変化を確認することを目的に，ふるい・沈降分析による粒度試験を行った．なお，三軸圧縮試験前の試料は供試体作成時に生じた試料とした．

2.2. 模擬弱層

拘束圧（垂直応力）とせん断経路の関係を検討するために，模擬礫と模擬基質による模擬弱層を作成し，一面せん断試験を実施した．

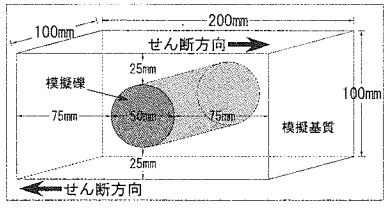
模擬弱層の供試体は再現性のある単純化した弱層模型とするために石こうによって作成した．使用した石こう材料の諸元を表－1 に示し，模擬弱層として作成した試料の概要図を図－1 に示す．試料の大きさは100×200×100mm であり，中央に模擬礫として強度の異なる径 50mm，長さ 100mm の石こうを配置した．模擬礫と模擬基質の組み合わせは表－1 に示すように 2 通りとし，それぞれ模擬弱層 A，B とした．

一面せん断試験の方法は，垂直応力載荷速度 0.1MPa/min，せん断速度 0.1mm/min とし，垂直応力は様々な条件下での挙動を把握することを目的として，0.1～4MPa の範囲で設定した．

表－1　使用した石こう材料の諸元

名称	石こう 1	石こう 2	石こう 3
粉末石こう：混水量(重量比)	1：0.23	1：0.42	1：0.76
一軸圧縮強度(MPa)※	29.1	15.3	3.5
せん断強度※	τ =3.56MPa +σ tan64°	τ =3.40MPa +σ tan46°	τ =1.18MPa +σ tan28°
模擬弱層A	模擬礫1	模擬基質1	
模擬弱層B		模擬礫2	模擬基質2

※：本研究における実測値



図－1　試験体の概要図

3. 試験結果

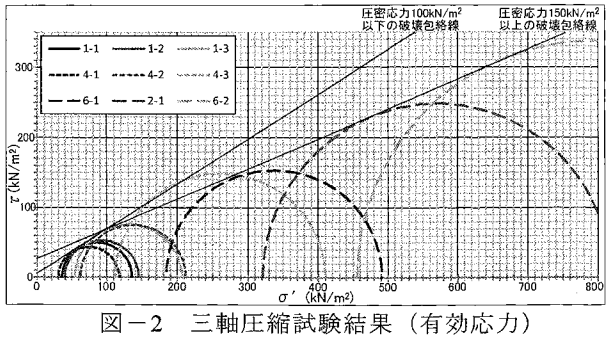
3.1. 弱層試料の三軸圧縮強度と粒度

三軸圧縮試験前後の粒度試験結果を表－2 に，三軸圧縮試験結果を図－2 に示す．

60%粒径の変化をみると，圧密応力 150kN/m^2 以上では試験後の粒径が小さくなっており，細粒分の増加が明瞭である．

表－2　粒度試験結果（60%粒径）

試料名	圧密応力 kN/m^2	間隙水圧 kN/m^2	60%粒径(D_{60}) mm 三軸試験前	三軸試験後	試験後－試験前	備考
1-1	50	214.46	0.0416	0.0712	0.0296	圧密応力 100kN/m^2 以下
1-2	100	260.47	0.0272	0.0356	0.0084	
4-1	100	269.95	0.0366	0.0429	0.0063	
1-3	150	295.48	0.0618	0.0505	-0.0113	圧密応力 150kN/m^2 以上
4-2	200	337.83	0.0624	0.0369	-0.0255	
4-3	400	487.93	0.0651	0.0664	0.0013	
6-1	400	415.97	0.0661	0.0543	-0.0118	
2-1	700	578.67	0.0563	0.0428	-0.0135	
6-2	1000	744.38	0.0510	0.0383	-0.0127	



図－2　三軸圧縮試験結果（有効応力）

一方，三軸圧縮試験においては図－2 に示すように圧密応力 100kN/m^2 以下で破壊包絡線を引いた場合，粘着力（以下 c）=4.3kN/m^2，内部摩擦角（以下 φ）=33°であるが，圧密応力 150kN/m^2 以上で破壊包絡線を引いた場合，c=25kN/m^2，φ=23° となった．これは圧密応力 100kN/m^2 以下の試験では砂のような粗い粒子の破砕が少なく，粒子同士の摩擦主体で強度が生じているため c の値が小さく，φ の値が大きくなること，圧密応力 150kN/m^2 以上では三軸圧縮試験後に細粒化したことから粒子の破砕が c として生じ，摩擦が減少したため，φ の値が小さくなることを表していると想定される．

以上より，弱層試料のせん断の形態は，粒子を迂回（摩擦）するものと粒子を破砕するものがあり，拘束圧との関連が示唆される．

3.2. 模擬弱層のせん断強度とせん断経路

次に基質・礫の強度，せん断経路とせん断強度の関係を検討するために，石こうを用いて作成した模擬弱層の一面せん断試験を実施した．

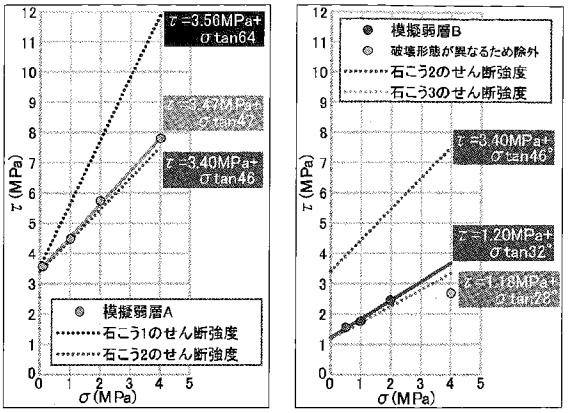
模擬弱層 A,B の一面せん断試験結果と，構成する石こう 1，2，3 のせん断強度を図－3 に示す．模擬弱層 A は石こう 2 に，模擬弱層 B は石こう 3 に近い強度を示し，模擬基質とした石こうに近い値を示す．

一面せん断試験後のせん断面の分布を把握することを目的として，X 線 CT 装置を用い撮像を取得した．その結果，模擬弱層 A のせん断面は垂直応力 0.1MPa では模擬礫を通り，垂直応力 1.0MPa では部分的に模擬礫を通るが模擬礫迂回を主体としていた．また，垂直応力 2.0MPa・4.0MPa では図－4 に示すように模擬礫を迂回していることが確認された．模擬弱層 B のせん断面はいずれの垂直応力においても模擬礫を迂回していることが確認された．

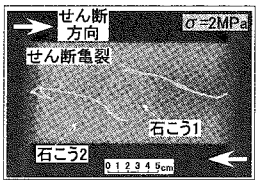
4. せん断強度評価モデルに関する考察

せん断強度はせん断面積とせん断される物質の強度によって決まることから，模擬弱層における強度が最弱となるせん断面積には，距離が最短となる礫をせん断する経路Iと，礫を迂回し強度が小さい基質を最短の距離で通る経路IIの 2 通りが想定される（図－5）．経路Iのせん断強度は，Goodman（1970）[3] を参考にせん断面が通る物質の強度とその長さの比により計算する．これはダムの地質調査において一般的に採用されている手法である．経路IIは単一物質をせん断するため，その物質の強度とせん断長の積によって計算する．

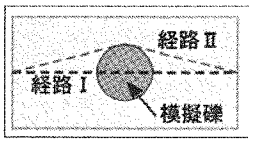
模擬弱層 A では垂直応力 0.326MPa 以下において経路Iが，垂直応力 0.326MPa 以上において経路IIがより小さい値を示し，模擬弱層 B では常に経路IIが経路Iより小さい値を示した． 模擬弱層 A の試験結果に着目すると，図－6 に示すようにせん断強度の試験値は経路IおよびIIの最低値に近い値をとる．



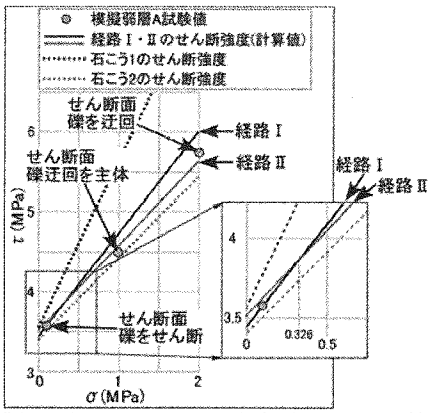
図－3 一面せん断試験結果(σ-τ 図)



図－4 模擬弱層 A 試験後の X 線 CT 撮像



図－5 せん断経路Ⅰ・Ⅱの関係



図－6 模擬弱層 A のせん断強度試験値・計算値

以上より，礫と基質からなる物質について，基質および礫のせん断強度から全体のせん断強度を推定可能であると言える．

今後さらに試験数を増やし，せん断経路に関するデータを増やすとともに，礫・基質の強度条件の変化，礫の数や分布による違いについて検討する必要がある．

文献

1) 佐々木靖人，賓谷 周，矢島良紀（2008）：ダム基礎の弱層分類と強度評価手法―ダムの調査事例から―，ダム技術，No.256，pp.35-48.

2) 佐々木靖人，倉橋稔幸，吉田直人（2009）：ダム基礎等における弱層の強度評価手法の開発，平成 21 年度土木研究所成果報告書，No.13. http://www.pwri.go.jp/jpn/results/report/report-seika/2009/pdf/2009-13.pdf

3) Goodman,R.E.(1970) : The deformability of joints, determination of the in situ modulus of deformation of rock.Symp.Denver,Colo(1969).ASTM,special technical publication.,477,pp.174-196.

P64. ダム基礎の弱層強度評価に関する事例分析

Analysis on Cases of Strength Evaluation for Dam Foundations with Weak Layer

○矢島良紀，西塚大，松尾達也，阿南修司（土木研究所）
Yoshinori Yajima, Dai Nishizuka, Tatsuya Matsuo, Shuji Anan

1. はじめに

岩盤中には断層や節理，シーティングジョイント，軟質挟在層など，周囲の岩盤と比べ強度が劣る箇所が層状に連続することがある．これらは力学的な不連続面となり，弱層と総称される[1]．ダムにとってこれら弱層は，規模や分布，強度によっては，堤体安定上の課題となることがあるため，ダム事業者は慎重な対応を求められている．

特に弱層の強度については，その評価によってダムの構造や基礎掘削量等が大きく変化し，ときに数億円～数十億円規模の事業費の増大が発生することがある．一方で，体系的な強度評価手法が確立していないため，各ダム事業者では試行錯誤的に様々な検討を行った上で，十分に安全側となる値を採用している．弱層強度を評価するにあたり，既往ダムでどのような試験を実施し，どのように強度を設定しているかが明らかになれば，今後の弱層の効率的な調査・評価に寄与できる．

そこで，本研究では，弱層の強度評価手法の体系化に向け，既往資料をもとにダム基礎の弱層の確認時期や地質調査量との関係，弱層対象に行われた各種試験の実施状況やその留意点について整理し考察した．

2. 調査対象ダム

基礎岩盤中に弱層が確認された 70 ダムを調査対象とし，資料をもとに整理した．ダムによっては複数の弱層が分布することがあり，一つの弱層でも場所により粘土状，岩片状，密着亀裂など複数の性状を有する場合もある．それぞれに対して強度の検討がなされていることも多いため，結果として，各ダムで区分された弱層の強度評価単位の合計数は 211 となった．対象となったダム形式の内訳を図-1 に示す．重力式コンクリートダムが約 8 割を占めており，弱層の強度評価単位数においても比率はほぼ同じである．弱層の形態としては重力式コンクリートダムで課題となりやすい低角度弱層が約半数を占めていた．

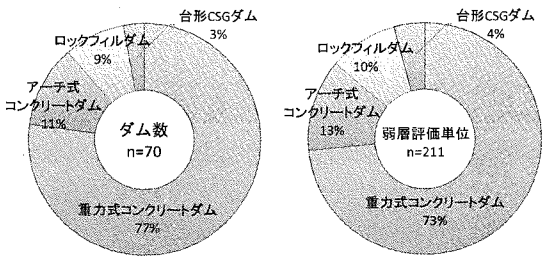


図-1　調査対象ダムの構成

3. 弱層の確認時期と地質調査量

調査対象ダムのうち，弱層が確認された時期が明らかな 58 ダムについて，事業段階との関係について整理した．結果を図-2 に示す．58 ダムの約 8 割（47 ダム）が調査設計段階で弱層の存在を把握していた．しかし掘削完了前の 11 ダムを除くと，36 ダムのうち 21 ダムで想定していなかった弱層や分布・性状の相違などが施工段階において確認されていた．調査設計段階では弱層の存在が把握されていなかったダムと合わせると，少なくとも 58 ダムのうち 32 ダムで施工段階において新たに弱層の強度に関する検討が行われており，そのうち 7 割ではコンクリート置換や掘削線変更などの対応をとる必要が生じていた．

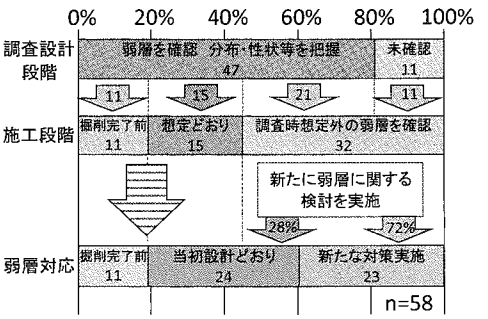


図-2 ダムにおける弱層の確認段階

また，各ダムにおける弱層の確認時期と地質調査量（ダムサイトにおける調査坑本数・延長，ボーリング本数・延長）との関係について分析した．ダムの形式・規模によって調査量が異なるため，ダム形式は重力式コンクリートダムのみに限定し，規模の指標を簡略的に「0.8×堤高×堤頂長」と設定した上で，各ダムの調査量を割り戻して調査密度を算出した．その上で，弱層確認時期ごとの平均値を算出した．結果を図-3 に示す．なお本図では施工段階での調査密度を 1 として無次元化している．図より調査坑・ボーリングとも調査密度が小さいほど施工段階で想定外の弱層に遭遇する割合が高く，調査密度が高くなるに従い調査設計段階で弱層を的確に把握できていることが明らかになった．特に調査坑密度による違いは大きく，弱層に対する調査坑調査の有効性を示唆している．ボーリング密度によ

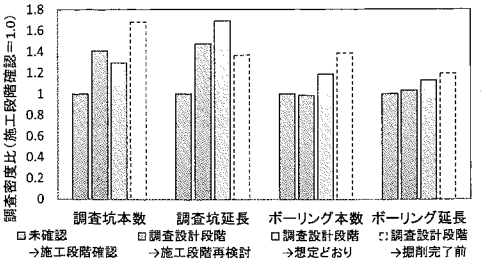


図-3　弱層確認時期と地質調査密度比の関係

る違いは調査坑ほど顕著ではないが，河床部の低角度弱層などは調査坑（特に横坑）調査によっても把握が困難な場合があり，分布や性状を把握する上で，ボーリング調査，特に高品質ボーリングやボアホールカメラを活用した調査は特に有効である．

4. 弱層に対する試験等の実施状況

重力式コンクリートダムで確認された155の弱層単位における強度試験等の実施状況について整理した．結果を図-4に示す．原位置せん断試験や室内せん断試験（三軸圧縮試験，一面せん断試験）により，直接的にせん断強度を求めた事例は全体の約30%であり，それ以外は地質性状観察や針貫入試験，土壌硬度試験などの簡易試験結果をもとに，特徴が類似していると判断された自／他ダムを参考に強度を設定していた．

実際の弱層強度評価のタイミングを調査設計段階と施工段階で区分し，それぞれにおける強度評価手法を調べると，調査設計段階では24%で原位置せん断試験を用いた強度評価を行っており，室内せん断試験を合わせると半数弱で直接的にせん断強度を求めていた．一方，施工段階では掘削により横坑が改変されていることが多く，原位置せん断試験は困難である．そのため，直接的なせん断強度の把握は室内せん断試験が一部で行われている程度であり，ほとんどが性状の類似する自／他ダムの弱層で設定されたせん断強度を準用していた．そのうちの約3割が地質性状確認と掘削面等での簡易試験を併用し，残りは地質性状確認のみを実施していた．

試験の内訳と「類似する弱層」の設定状況について，整理した結果を図-5に示す．原位置せん断試験では2割程が他ダムの事例を用いているが，これは一つの弱層に対する試験数が少ないために，他ダムで設定された内部摩擦角 φ を用いて粘着力 c を求めることや，より安全側の評価をするために，他ダムと比較し，より低い強度を設計強度として採用した事例があったためである．室内試験である三軸圧縮試験，一面せん断試験でも同様に他ダムの事例や複数の試験結果の最低値を採用するなどして，安全側の評価がなされていた．

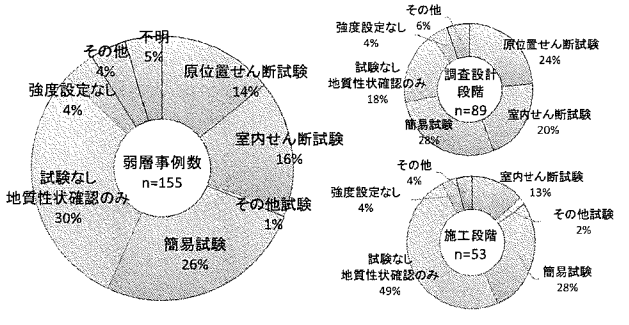


図-4　弱層を対象とした試験の実施状況

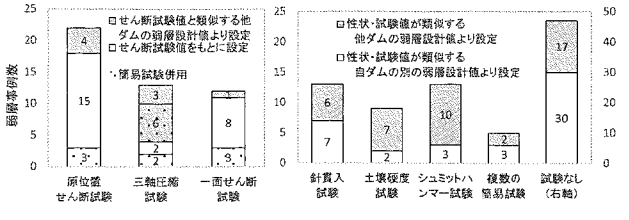


図-5　試験の詳細と設計値の設定方法

地質性状確認のみを行った弱層では，自らのダムで類似する別の弱層の強度や岩級区分への当てはめを行った例が多い一方で，針貫入試験，土壌硬度試験，シュミットハンマー試験等の簡易試験を実施した弱層では，その多くが類似する他ダム弱層の強度を準用していた．これは，同じダムとは異なり，他のダムでは地質性状その他が完全に一致することは稀なため，簡易試験値によって当該弱層が他ダム弱層と比べ「同等以上の強度が見込める」ことを担保して，安全側の評価をしているためである．

5. 簡易試験実施における留意点

弱層の力学的な類似性を検討するために，多くの現場で簡易試験が行われている．しかし，掘削面での試験では，調査坑と異なり含水状態が日々変化する．中村ほか(1989)[2]によれば，乾燥条件における堆積性軟岩の針貫入試験値は平均で湿潤条件の1.4～1.9倍程度となることが指摘されており，測定条件の統一には特に注意が必要である．

また，簡易試験により直接的に得られるのは貫入勾配，貫入抵抗，反発度といった指標であり，これらは一軸圧縮強度とは比較的相関が高いものの，せん断強度へは一軸圧縮強度を介した2回の換算となり，精度が高いとは言えない．ただ，一軸圧縮強度と粘着力 c が比例関係にあるのであれば，相対的な強度の大小はおおよそ判定できると思われる．しかし内部摩擦角 φ については，佐々木ほか(2008)[1]によって弱層を構成する軟質物質（c≦0.1MPa）の内部摩擦角 φ は粘着力 c と相関がなく，3～40°の範囲をとるなどばらつきが大きいことが示されており，現時点では簡易試験からの推定は難しいと言わざるを得ない．課題解決に向け，今後のデータ蓄積が求められる．特にダムのような大規模構造物では，基礎に大きな垂直応力がかかるため内部摩擦角φの値によってもせん断強度が大きく変化する．そのため，精度の良い強度設定を行う際には，丁寧な地質性状の観察と合わせ，可能な限り原位置または室内せん断試験を実施することが望ましい．

文献

1) 佐々木靖人，寳谷周，矢島良紀（2008）：ダム基礎の弱層分類と強度評価手法－ダムの調査事例から－，ダム技術, No.256, pp.35-48.

2) 中村康夫，平野勇，佐々木靖人（1989）：岩盤分類のための調査 その4 新第三系中新統の堆積性軟岩における例，土木研究所資料，第2727号, 76p.

P65. 微細気泡泥水ボーリング工法におけるファインバブル挙動の研究

Analytical study on fine bubble behavior in the microbubble water drilling method

○上田正人（中央開発），竹村貴人（日本大・文理）
Masato Ueda, Takato Takemura

1. はじめに

微細気泡泥水ボーリング工法は通常用いる掘削流体にファインバブルを懸濁させることを特徴とする掘削，サンプリング技術であり[1]，卓越したスライム排出機能が緩い砂，断層破砕帯，地すべり粘土など，様々な地質状況に対して高品質コアを得るための基本技術となっている．しかしながら，気泡泥水中のファインバブルのスライム排除メカニズムについては，室内実験によりその一部が解明されつつあるものの，未だ解明できていない部分も多い[2]．本研究では実際の微細気泡水ボーリング工法によるコアサンプリング時に標準的な掘削流体として用いる0.1wt%イージードリル泥水及び大深度の破砕岩などの掘削時に用いられる高粘度のフレックス泥水を対象として，掘削流体中の気泡径や気泡上昇速度など，ファインバブルの挙動について検討を行ったので報告する．

2. 微細気泡泥水を用いたボーリングシステム

図-1に微細気泡泥水を用いる場合のボーリングシステムの概要を示す．

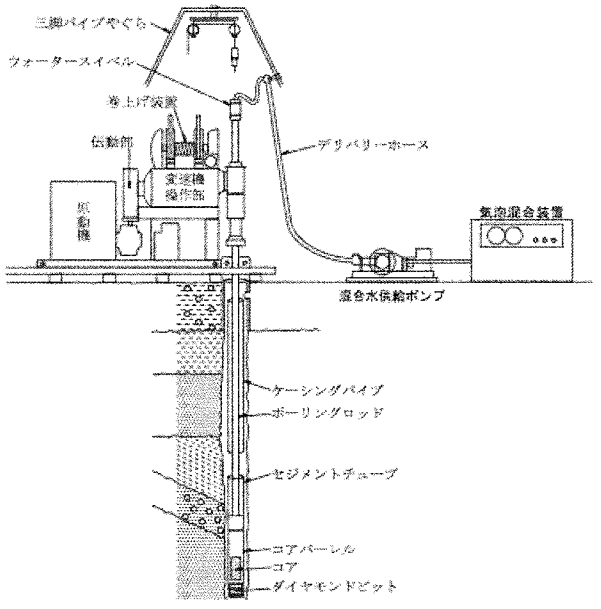
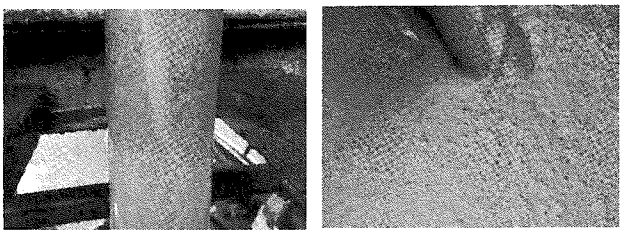


図-1　微細気泡水ボーリングシステムの概要

また，図-2に実際のサンプリング現場で用いた気泡泥水の例を示し，表-1に本研究の対象とした0.1wt%イージードリル泥水及びフレックス泥水を掘削流体として用いた場合の掘削条件の例を示す．



イージードリル泥水　　フレックス泥水

図-2 ファインバブルを懸濁させた気泡泥水の例

表-1　気泡泥水の種別に応じた掘削条件の例

泥水種別	イージードリル泥水	フレックス泥水
気温	20℃	15℃
深度	100m	300m
孔径	112mm	123mm
ロッド外径	40.5mm	50mm
送水圧	0.4MPa	0.5MPa
送水量	0.24m^3/h	4.2m^3/h
送気量	0.24m^3/h	2.1m^3/h
密度	980kg/m^3	1040kg/m^3
粘度	4.9kg/ms	5.4kg/ms

3. 気泡泥水中のファインバブルの挙動解析

既報[2]のように，原位置で採取した0.1wt%イージードリル泥水中のファインバブルの直径をレーザー粒度計で測定した結果，80μm付近に集中していることが確認されている．また，同じ泥水中でゆっくりと上昇するファインバブルの動画画像処理によって求められた気泡の上昇速度は200-300μm/sであった．

気泡泥水中の気泡の挙動に関するレイノルズ数は，気泡の上昇速度を代表速度に，気泡径を代表長さにとると，流体の密度、流体の粘度を用いて式(1)で定義される．

$$Re = \frac{uD\rho_L}{\mu_L} \qquad (1)$$

Re：レイノルズ数
u：気泡の（相対）上昇速度(m/s)
D：気泡径(m)
ρ_L：流体の密度(kg/m^3)
ρ_g：気体の密度(kg/m^3)
μ_L：流体の粘度(kg/ms)

また，柘植[3]によれば，Re＜1の場合の気泡の相対上昇速度u はストークス則の式(2)に従うとされる．

$$u = (\rho_L - \rho_g)gD^2/18\mu_L \quad (2)$$

地表で生成された微細気泡泥水は図-1のボーリングロッド中を圧送され，掘削孔底付近でビット先端から孔内にリリースされる．気泡泥水中に懸濁したファインバブルが球形を維持するとした場合，孔内の泥水中を気泡径D，相対速度uでゆっくりと上昇する．上昇の過程で徐々に水圧が減じるため，気泡径と上昇速度は徐々に増大してゆく．

0.1wt%イージードリル気泡泥水を掘削流体として用いた場合の気泡径及び気泡上昇速度について，式(2)を用いて数値解析を行った結果を図-3及び図-4に示す．掘削深度100mの孔底リリース時の初期気泡径Dは既往実験[2]と実際のサンプリング事例から80μm，120μm，及び160μmを想定した．同様に，高粘度のフレックス泥水を用いた場合の気泡上昇速度を図-5に示す．掘削深度300mの孔底における初期気泡径は0.1wt%イージードリル気泡泥水の場合と同様に80μm，120μm，160μmとした．

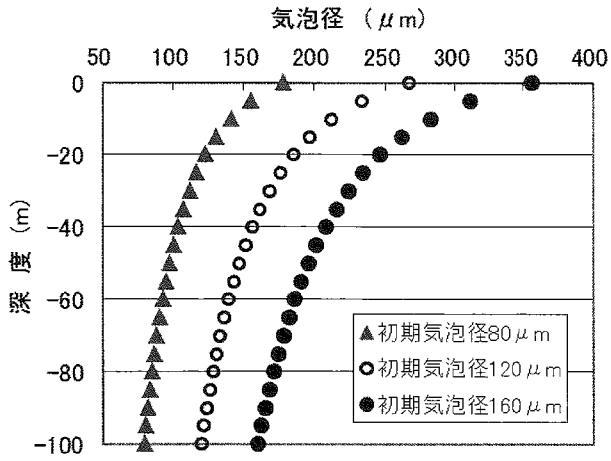


図-3　イージードリル泥水中の気泡径

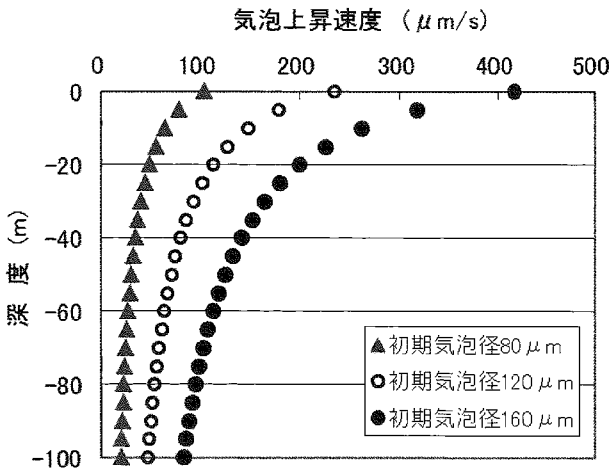


図-4　イージードリル泥水中の気泡上昇速度

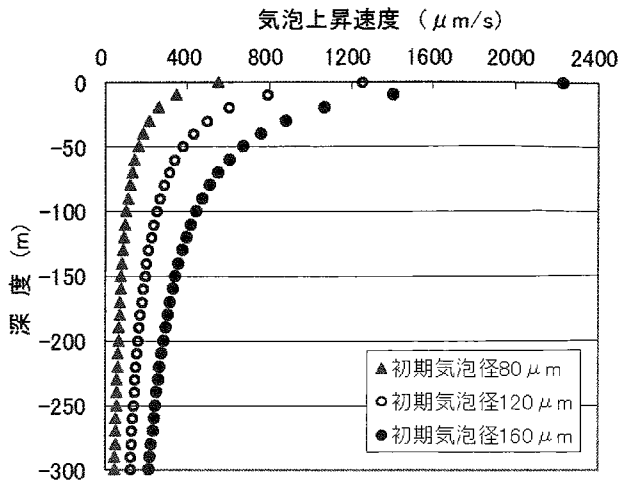


図-5　フレックス泥水中の気泡上昇速度

図-3より，イージードリル気泡泥水中のファインバブルの気泡径は深度50m付近以浅で急速に大きくなってゆき，地表では初期径の2倍以上になることがわかる．式(2)によれば，気泡の末端（地表）上昇速度は気泡径の2乗に比例するため，図-4より気泡径80μmのファインバブルの末端上昇速度は初期速度の4倍程度になる．この場合の気泡のレイノルズ数Reは，イージードリル気泡泥水では1.70×10^{-4}～3.79×10^{-4}，フレックス泥水では1.91×10^{-3}～1.20×10^{-2}といずれも低く，ストークス則下にあると考えられる．

既往実験の画像解析による気泡上昇速度200μm/s程度と図-4を併せて考えると実際のサンプリング現場における初期気泡径は120μm程度と考えられる．

図-5より高粘度のフレックス泥水を用いた事例は掘削深度が300mと深いため地表到達時の気泡径や上昇速度はより大きくなる．ファインバブルが掘削流体に先駆けて上昇することで，既報[2]の帯電効果と併せて孔底のスライム排除に寄与するものと思われる．

文献

1) 荒木邦夫・大鹿明文・岡野軍治(2003)：表層～深地下にわたり高品質コアを採取する「IFCS工法」の開発(懸濁)気泡水コア-サンプリング工法，電力土木，No.303，pp.156-158.

2) 上田正人・竹村貴人・濱本昌一郎(2015)：懸濁気泡水ボーリング工法における懸濁水中のファインバブルの挙動に関する実験的研究，平成27年度日本応用地質学会研究発表会

3) 柘植秀樹(2010)：マイクロバブル・ナノバブルの基礎，https://www.jstage.jst.go.jp/article/swsj/64/1/64_1_4/_pdf

4) 高橋正好(2009)：マイクロバブルおよびナノバブルに関する研究，https://staff.aist.go.jp/m.taka/takahashi2.pdf

P66. 応用地質学教育普及委員会活動報告
―学問分野としての「応用地質学」の体系化の試み（その2）―

Activity Report of the Education and Spread Committee

An Attempt to Develop Academic Framework of "Academic disciplines of Engineering Geology", Part 2

○ 日本応用地質学会 応用地質学教育普及委員会
Education and Spread Committee of JSEG

1. はじめに

当委員会は応用地質学の教育と普及を目指して活動しており，2015年度から若手技術者を対象に現場作業を含めた教育講座を実施している[1)]．こうした教育において受講者の理解度を高め，活用の場を広げるには，応用地質学分野の学問体系や枠組みを提示し，それに沿って系統的・網羅的に進めていくことが必要である．とくに初心者にとっては分野の大枠を知ることが学習に極めて効果的であり，これは企業内で教育を受ける新入社員や新たな学問に取り組む周辺分野の技術者にとっても同様であろう．このため，当委員会では「応用地質学の体系化」について議論を重ねてきた．委員会活動の一部は2014, 2016年度の当学会研究発表会にて報告したが[2),3)]，以下ではその後の議論，とくに「応用地質学」の歴史的変遷と学問としての存在意義を中心とした議論の経緯を報告する．

2.「応用地質学」の存在意義とその歴史的変遷

「応用地質学」がどのような学問分野であり，かつ今日ではどうあるべきかについては当学会員を中心にこれまで様々な定義や議論がなされてきた[2)~5)]．そのような中で当委員会の共通認識としては「地質学を基礎としつつ社会的要求に応えていく学問であり，社会の発展とともに社会と地質学の間で発展してきた学問分野」といったものである．

わが国の「応用地質学」は明治初年に近代地質学が導入されて以来，社会的要求に応えるべく発展してきたが，内容は大きく変化してきた．「応用地質学」に含まれる内容には資源地質学とともに土木地質学，防災地質学，環境地質学などがあり，それぞれのウェイトは時代とともに変化して現在にいたっている．こうした内容変遷は社会の急激な変化に迅速にかつ的確に対応してきた結果とみることができる．社会のニーズには資源開発，インフラ整備，環境問題などとともに最近では一般市民とのかかわりも重要になりつつある．

一方，この間，基礎となる地質学も大きく発展して新たな概念も生まれ，関連する各種の工学的テクノロジーも著しく発展してきた．そうした中でも，地域の地史を踏まえて地質学・土木地質学の観点からレビューし，構造物のレイアウトなどについて助言していくことの重要性は不変である．地質学と社会の間を結ぶ応用地質学が今日まで長く存在しつづけてきたことは，社会を維持・発展させる上ではこうした分野が不可欠であり，学問分野としての存在意義が少なくとも関係者には十分認知されていたためであろう．

社会への対応を通じた応用地質学の歴史的変遷はそれを構成する各分野が分化・発展してきたためであり，その過程を生物進化の系統樹のように表現することもできる（**図-1**）．

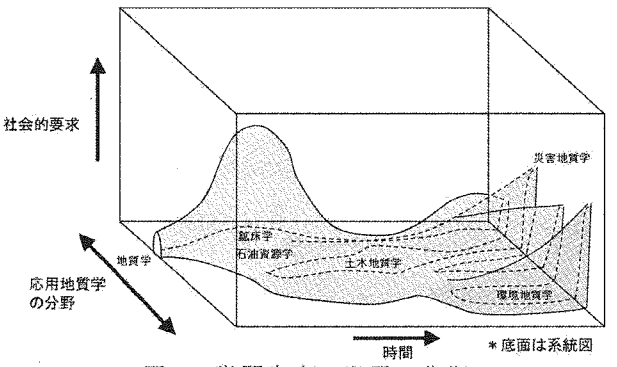


図-1　学問内容の発展・分化

3. 学問分野としての「応用地質学」の基本的枠組み

自立した学問分野であれば，独自の学問体系を有して他分野との違いが誰にでも理解されるものでなければならないが，「応用地質学」は現実には様々な分野の集合体のようであり，学問としての枠組みや体系は漠然としている．これは社会の要求に対応して内容が様々に変遷してきたことも原因と考えられる．

しかしながら，変遷があっても，資源地質学，土木地質学，防災地質学，環境地質学などはいずれも社会と地質学をつなぐという点では共通している．このことを基礎にすると，それらの分野を包含する「応用地質学」としては大きく３つの基本的枠組みが挙げられる[3)]．(i)社会の要求に応えること，(ii)問題解決に地質学を基礎とすること，そして(iii) 既存の地質学で不十分な箇所を補足していくことである．それぞれの進めていくべき方向を以下に示す．

(i)社会の要求に応えること

要求内容が変化しても，社会への対応が応用地質学の基本であり，使命（ミッション）であるとすれば，その手段・方法・考え方を学問的に高めていくことは重要であり，それらの内容が整理され，普遍的なものが抽出されれば，それがこの学問分野の１つの基本的

枠組み（構成）となる．

今日，地質調査や建設コンサルタント，資源開発関係などに所属する地質関連技術者は応用地質学の最前線として社会に対峙する立場にあり，日常的に社会の要求に応えようとしているが，現実には“対応の中身”は分かりにくい．このため，これを整理して分かりやすくすること，とくに前回の報告[3]で示したように地質学関係者以外の人々との意思疎通を高めること，インターフェイス機能を高めることが重要である．

(ii) 問題解決に地質学を基礎とすること

一方で「応用地質学」は地質学を基礎としている．これは地質学の諸概念を理解して様々なスケール・レンジで時間・空間を駆使してものごとを考えていくことが基本であろう[3]．このような地質学の基本概念を個々の課題に効果的に適用することが解決に大きく資することになる．時間・空間スケールの違いに伴って精度・信頼度等の違いも変化することの理解も重要である．このため，この手法を普遍化できるように高めていく研究が必要である．

(iii) 既存の地質学で不十分な箇所を補足していくこと

地質学の世界には様々な分野があり，それぞれが発展しているのはいうまでもないが，現実に応用地質学の(i)と(ii)を進めていくことを想定した場合，既存の地質学では不足している箇所が多数存在することに気づく．斜面表層の地形・地質，岩石・岩盤の風化過程，地下水関係などは純粋な地質学ではあまり扱われていない．このため，現実には純粋地質学と応用地質学が必要とする地質学内容との境界は **図-2** に示すように様々な程度に凹凸をもったものであろう[3]．こうした既存の地質学で不十分な箇所を，応用地質学の本来の使命のために補足していくならば，それは応用地質学の一部と見なすことができる．

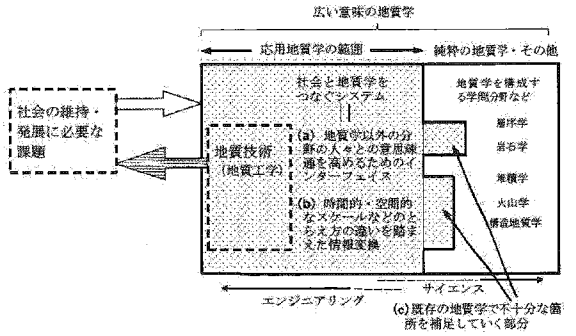


図-2　応用地質学を構成する３つの基本枠組み[3]

4. 学問体系構築に向けた課題

応用地質学を進めるには，(i),(ii),(iii)を大きな枠組みとして地質学と社会に関わる様々な情報の変換や解析，表現の工夫なども必要である．これまで漠然と純粋の地質学などを“応用する分野”と説明されることがあったが，実際は既存の地質学の不十分な箇所を補いながら，全体として社会の課題解決に対処していくという構図となる．

これによって「応用地質学」とそれに裏付けられた地質技術の特徴や価値，そして他分野との違いが理解できるであろう．このように考えると，「応用地質学」はエンジニアリングだけでなく，サイエンスからエンジニアリングまでの広いレンジもった学問分野といえる．ただし，これまで，対外的には応用地質学の技術を十分 PR してこなかったように思われ，第三者に分かりやすく伝えていく努力が重要であろう．

教育の進め方に向けた具体的課題も考えていく必要がある．現在の当学会の構成員は地質系，資源系だけでなく，様々な他分野の出身の方々が含まれる．このことを考慮したうえ，社会的要求に対処することのできる能力をもった技術者を輩出するにはどのような教育体系の下でどのような教育をしていけばいいかは当委員会にとっても大きな課題の１つである．たとえば，既存の地質系出身の地質技術者が経験してきた経緯とは違って，地質学を基礎としない教育方法も考え得る．

5. 応用地質学の将来

ここで示した「応用地質学」の位置づけに基づけば，少なくとも「応用地質学の将来」として求められるべき内容には以下に示すようなものが考え得る．

資源開発や土木地質学，環境地質学を中心に展開してきた応用地質学に求められる事項と課題としては，既存の地質的資料や考え方の有効利用とそのためのデータベース化，一般の人々の地質・地球科学分野への関心を高めること．さらに関連科学分野の統合による付加価値を高めることなどがある．また，地球温暖化，地層処分，エネルギーや食料問題への対処も必要である．

文献

1) 応用地質学教育普及委員会（2016）第２回応用地質技術入門講座（ボーリングコアの見方)実施報告，応用地質，Vol.57, pp.234-237.
2) 応用地質学教育普及委員会（2014）地質技術者全体のレベルアップと応用地質学の社会的認知を得るための取組み，日本応用地質学会研究発表会，ポスター発表資料，1p.
3) 応用地質学教育普及委員会（2016）応用地質学の体系化，日本応用地質学会研究発表会，ポスター発表資料，1p.
4) 岩松 暉（1988）応用地質学，日本大百科全書，Vol.3, pp.486，小学館.
5) 横田修一郎（2008）地質学と社会の交差点－“応用地質学”の位置づけを考える，日本応用地質学会中国四国支部特別講演要旨，7p.

P67. 兵庫県生野町に分布する残丘状地形の成因に関する地質学的考察

Geological study on origin of the residual hill in Ikuno-cho, Hyogo Prefecture.

○辻生光然（山口大学），太田岳洋（山口大学）
Mitsunari Tsujisyo, Takehiro Ohta

1. はじめに

兵庫県朝来市生野町の生野駅から約 1km 北に残丘状の地形が分布し（図-1 中の赤枠内），この残丘状地形を分水界として円山川が北流し，市川が南流する．これらの河川は南北に直線状に流下し，残丘状地形の南北では谷底低地の標高が 50m 程度異なる（図-2）．

この残丘状地形部には国道 312 号線，429 号線，播但連絡道路，JR 播但線が集中し，特に国道沿いは急傾斜を呈するため，斜面対策が施されている．したがって，この残丘状地形の成因を明らかにし，地山としての性状を把握することで，これらの道路・鉄道の維持管理に資する情報が得られると考えられる．そこで，この分水界となっている残丘状地形とその南北の谷底地形の標高差の成因について，地形図の読図や空中写真判読による地形解析と文献調査及び地表踏査から把握した地質分布に基づき，検討した．

2. 調査地域

現地調査を行った箇所は生野駅から北に約 1km の位置に存在する残丘状地形を中心とした地域である（図-1）．この地域は周辺地域を含めて後期白亜紀の火山岩類が広く分布しており，火砕岩，凝灰質砂岩，泥岩及び貫入岩を伴う [1]．岩石は変質が進み，鉱化作用や貫入岩による接触変成作用等，様々な変質を受けている [1]．

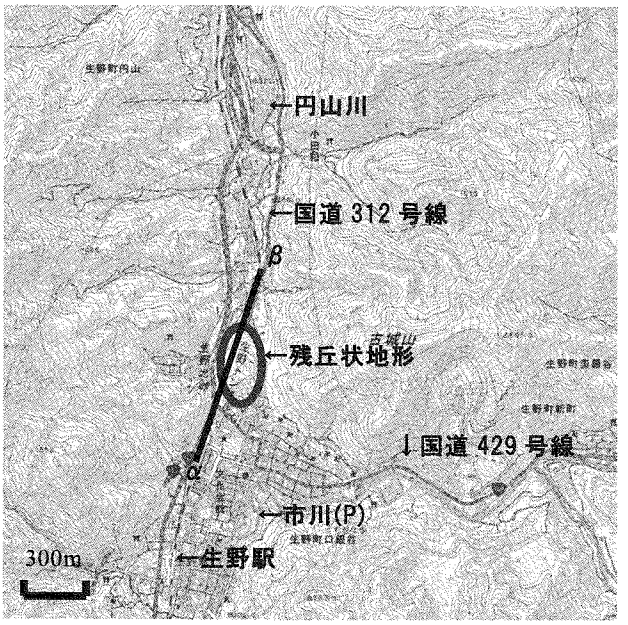


図-1 生野町の残丘状地形周辺の地形図
（地理院地図に加筆）

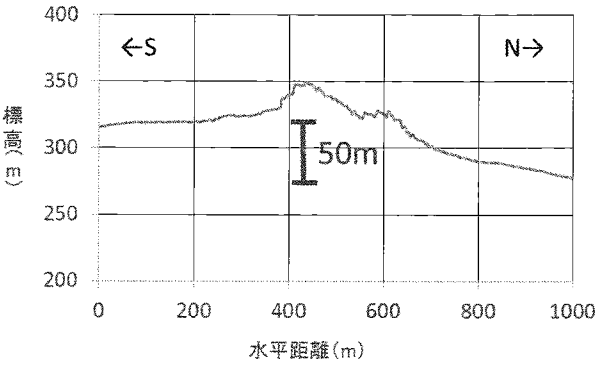


図-2 残丘状地形の南北の谷底地形の標高差
（地理院地図の断面図作成機能を用いて作成）
始点 α 座標（35.167118，134.790157）
終点 β 座標（35.175202，134.793458）

3. 調査内容

3．1 地形図・空中写真判読

地形図や複数時期の空中写真を用いて，既存文献によって把握した地質や特異地形の判読を行った．空中写真は 1947 年，1952 年，1971 年，1976 年，1990 年，1992 年，1996 年，2000 年，2006 年の 9 時期を用いた．

3．2 現地調査

3．1 では判別できない残丘状地形周辺の微地形の把握のために地表踏査を行った．また，地質を把握するために 8 箇所の露頭で 12 種類の岩石を採取し，これらの試料について薄片による鏡下観察や X 線回折試験を行い，含有鉱物の同定を行った．

4. 結果

4．1 地形図・空中写真判読

3．1 で述べた 9 時期の空中写真を用いて地形判読を行った．図-3 に地形の判別結果を示す．

図-3 の中央部に残丘状地形が 3 か所（以下，北から順に A，B，C）確認できる．そのうち残丘状地形 C が円山川と市川の分水界となっている。これらの残丘状地形及び国道 312 号線に沿って南北方向に 3 本のリニアメント（以下，リニアメント①）が認められる．このリニアメントに平行に西側山間部には全体的に見ると連結するような複数の鞍部（以下，リニアメント②）が認められる．さらに，残丘状地形の南部と東部に 1 本ずつ，東西方向のリニアメント（以下，リニアメント③）が認識できる．また，斜面崩壊地形が 7 か所認められた．なお，残丘状地形のうち，A と B は 1996

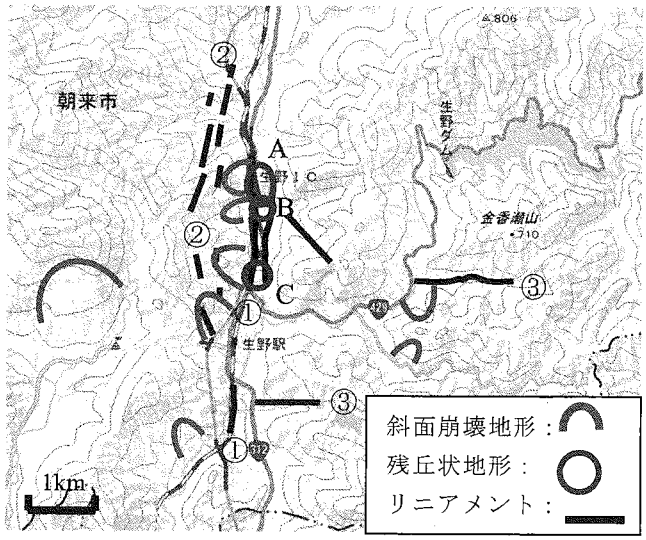


図-3 生野町周辺の地形判読結果
（地理院地図に加筆）

年までは一つの残丘状地形であったが，2000 年以降の写真では道路建設のために分断されたようにみえる．

4．2 現地調査

国道 312 号線より西側及び古城山北西には流紋岩及びデイサイトが分布することがわかった．一方，生野町付近の市川屈曲部（写真-1）では凝灰岩とデイサイトが確認される．全体的な地質の分布としては図-1 の西部及び北部にかけては火山岩類のみが，南東側では火山岩類と凝灰岩が分布している．残丘状地形 C の西側斜面で採取した岩石は緑色に変色していた．X 線回折試験を行った結果（図-4），石英，黒雲母，緑泥石が含まれていることがわかった．

5．考察

残丘には硬岩のため侵食されなかった硬岩（堅牢）残丘と，水源地域にあるために侵食が遅れた源地（遠隔）残丘がある [2) 3)]が，前述したように残丘状地形 C は分水界となっているため，源地残丘の可能性が考えられる．

本調査地域内では円山川から市川は連結した南北方向のリニアメントと見ることができるが，この一帯に断層は報告されていない．一方，リニアメント②の東側は山体全体にクリープ変形の特徴が認められる．このリニアメント②に沿って斜面崩壊地形が複数確認できる．このことから，これらの残丘状地形は崩壊により生成した流れ山の可能性も考えられる．

また，4．1 で述べた緑色変質した岩石には，緑泥石が含まれていた．このことから，残丘状地形 C の西側斜面は熱水変質を受けたと考えられる．緑泥石は膨潤性をもつものもあるため，道路や鉄道の維持管理の点で問題となる可能性がある．



写真-1 市川屈曲部（図-1 の P 地点）の露頭写真

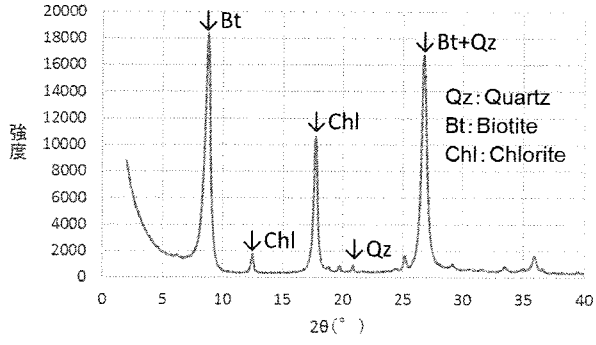


図-4 残丘 C で採取した岩石の XRD（水簸）試験

6．まとめ

今回の調査の結果，以下のことがわかった．

- 本調査地域の残丘状地形は源地残丘，または斜面崩壊起源の流れ山の可能性が考えられる．
- 本調査地域の残丘状地形は熱水変質により緑泥石化作用を受けている．

今後は円山川と市川とでの谷底地形の標高差の原因を推考する必要がある．

文献・資料

1) 吉川敏之・栗本史雄・青木正博（2005）：生野地域の地質，地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅岡山（12）第 47 号，NJ-53-20-2
2) 鈴木隆介（2000）：建設技術者のための地形図読図入門　第 3 巻 段丘・丘陵・山地，古今書院，p666-670.
3) 大森博雄（2017）：地形の辞典，朝倉書店，p306-307.

平成 30 年度 日本応用地質学会研究発表会　講演論文集

Proceedings of the 2018 Annual meeting of the Japan Society of Engineering Geology

平成 30 年 10 月 5 日発行

編集発行　一般社団法人　日本応用地質学会

Japan Society of Engineering Geology

東京都千代田区神田駿河台 2-3-14　お茶の水桜井ビル 7F

TEL　03-3259-8232　　FAX　03-3259-8233

印　　刷　日本印刷株式会社

東京都豊島区東池袋 4-41-24

TEL　03-5911-8660（代表）

ご注意　当該出版物の内容を複写したり，他の出版物への転載するような場合は，必ず日本応用地質学会の許可を得てください．