平成 25 年度研究発表会

講 演 論 文 集

2013 年 10 月 24 日～ 10 月 25 日

名古屋大学 野依記念学術交流館

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 7F
TEL (03) 3259-8232

一般社団法人 日本応用地質学会 平成 25 年度研究発表会

期　　日：平成 25 年 10 月 24 日（木），25 日（金）
会　　場：名古屋大学 野依記念学術交流館
　　名古屋市千種区不老町
共　　催：名古屋大学博物館
協　　賛：一般社団法人全国地質調査業協会連合会
　　中部地質調査業協会
　　中部土質試験協同組合
参加登録料：一般会員 3,000 円，学生会員 1,000 円
講演論文集：一般会員 5,000 円，学生会員 2,000 円
　　※参加登録料，講演論文集ともに，一般非会員は +1,000 円，学生非会員は +500 円です
プログラム：

【1 日目】10 月 24 日（木）

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 ～ 10:30	斜面・地すべり（1） 座長：戸邉勇人（1-4）	放射性廃棄物処分（1） 座長：吉田英一（17-20）	10:00 以降 ポスター展示
	10:40 ～ 11:40	斜面・地すべり（2） 座長：日外勝仁（5-8）	放射性廃棄物処分（2） 座長：升元一彦（21-24）	
午後	12:40 ～ 13:55	ポスターセッション　コアタイム		
	14:05 ～ 15:25	開会式・特別講演（第 1 会場）		（ポスター展示）
	15:35 ～ 16:35	斜面・地すべり（3） 座長：高見智之（9-12）	放射性廃棄物処分（3） 座長：宮川公雄（25-28）	
	16:45 ～ 17:45	斜面・地すべり（4） 座長：田近 淳（13-16）	放射性廃棄物処分（4） 座長：竹内真司（29-31）	

18:00 ～意見交換会およびポスター賞表彰式

【2 日目】10 月 25 日（金）

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 ～ 10:45	調査・計測（1） 座長：上野 光（32-36）	地質・分類（1） 座長：高橋 学（51-54）	（ポスター展示）
	11:00 ～ 12:00	名古屋大学博物館ガイドツアー		第 2 回コアタイム （※希望者のみ）
午後	13:00 ～ 14:15	調査・計測（2） 座長：山崎新太郎（37-41）	地質・分類（2） 座長：長田昌彦（55-59）	15:00 までにポスター撤収
	14:25 ～ 15:40	調査・計測（3） 座長：品川俊介（42-46）	環境・地下水（1） 座長：磯野陽子（60-64）	
	15:50 ～ 17:05	地質・分類（3） 座長：原口 強（47-50）	環境・地下水（2） 座長：浦越拓野（65-69）	

※ポスター発表での活発な議論を期待して，2 日目に第 2 回ポスターセッションコアタイムを設定します
第 2 回コアタイムは発表や議論を特に希望する方のみでの開催としますので，ご了承ください

研究発表会プログラム（○印は講演者）

【口頭発表】

第 1 日［10 月 24 日（木）］第 1 会場

〔斜面・地すべり（1） 9:30 ～ 10:30〕

1 平成 23 年台風 12 号による十津川大規模土砂災害の地質の特徴 1
○稲垣秀輝（環境地質）

2 平成 23 年台風 12 号により発生した三重県南牟婁郡紀宝町の熊野酸性岩類の崩壊状況 3
○石川昌幹（東邦地水），酒井俊典（三重大学）

3 平成 23 年台風 12 号で発生した長殿地区深層崩壊発生斜面における岩盤破砕構造 5
櫻井 亘・大山 誠・北川眞一（近畿地方整備局），木下篤彦（土木研究所），徳永 博・○加藤暁之・末武晋一・網野功輔・鈴木聡樹・小川 洋・古木宏和・山田和生・川口泰廣（日本工営）

4 三重県多気郡大台町薗川上流のせき止め湖堆積物の岩相と年代 7
○小嶋 智（岐阜大学），木戸豊大（協和設計），勝田長貴（岐阜大学），永田秀尚（風水土），植木岳雪（千葉科学大学），沼本晋也（三重大学），中村俊夫・池田晃子（名古屋大学），大谷具幸（岐阜大学）

〔斜面・地すべり（2） 10:40 ～ 11:40 〕

5 2011 年信越境北東部地震で発生した中条川上流の斜面崩壊機構の考察 - 滑落崖頭部の 140m ボーリング結果 - 9
○塩野敏昭・赤井静夫・小林保男・赤井理一郎・室田真宏（北信ボーリング）

6 2012 年九州北部豪雨による白川流域の災害と衛星データ分析 11
○黒木貴一（福岡教育大学），磯 望・黒田圭介（西南学院大学）

7 山地災害の名称について 13
○高谷精二（南九州大学）

8 重力変形斜面の地形要素の記載と変形斜面の類型化 15
○高見智之（国際航業）

〔斜面・地すべり（3） 15:35 ～ 16:35〕

9 地すべり移動体中に残存する造構起源の断層 17
○脇坂安彦（土木研究所）

10 日本全国における地すべり地形分布の定量的評価 19
○土志田正二・内山庄一郎（防災科学技術研究所）

11 線状構造物の計画・維持のための 2 段階斜面評価法 21
○永田秀尚（風水土），Amar Deep Regmi・吉田孝紀（信州大学）

12 事例分析に基づく北海道における災害発生国道斜面の特徴 23
○大日向昭彦・日下部祐基・伊東佳彦（土木研究所寒地土木研究所）

〔斜面・地すべり（4） 16:45 ～ 17:45〕

13 凍結最低温度が凍結融解による岩石劣化に与える影響調査 25
○日下部祐基・伊東佳彦・井上豊基（土木研究所寒地土木研究所）

14 大規模斜面崩壊とそれに起因する高濃度濁水塊の下流伝搬 27
○秦野輝儀・有賀 茂（電源開発）

15 地すべり地における比抵抗モニタリングによる融雪水浸透の可視化 29
○中里裕臣・井上敬資（農業・食品産業技術総合研究機構），寺田 剛（北海道開発局）

16　FEM 解析によるゆるみ岩盤モデル化方法の検討（その 2）.....31
○日外勝仁・江口貴弘・佐々木靖人（土木研究所）

第 1 日［10 月 24 日（木）］第 2 会場

特別セッション

〔放射性廃棄物処分（1）　9:30 ～ 10:30〕

17　高レベル放射性廃棄物処分に係わる概要調査の体系化 - 調査・評価フローの構築 - 33
○木方建造・新 孝一・近藤浩文・田中靖治・幡谷竜太（電力中央研究所），吉村公孝・後藤淳一（原子力発電環境整備機構）
18　サイト選定とリスクマネジメント.....35
○幡谷竜太・宮川公雄（電力中央研究所）
19　概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：成果のとりまとめ.....37
○後藤淳一・吉村公孝・西尾 光（原子力発電環境整備機構），唐崎建二（ローレンスバークレー国立研究所），木方建造（電力中央研究所）
20　地層処分地選定のための地質環境調査技術の実証研究 - 沿岸域堆積軟岩地点における地質環境モデルの構築と調査技術の検証 -.....39
○近藤浩文・木方建造・長谷川琢磨・濱田崇臣・鈴木浩一（電力中央研究所），吉村公孝（原子力発電環境整備機構）

〔放射性廃棄物処分（2）　10:40 ～ 11:40〕

21　地層処分におけるベースライン把握のための地下水モニタリング技術の実証（その 5）- 水圧データの分析 -.....41
○吉村公孝・近藤聡史・西尾 光（原子力発電環境整備機構），近藤浩文・後藤和幸（電力中央研究所）
22　地上からのボーリング孔を用いた水理調査手法と水理地質構造の推定.....43
○竹内真司（日本大学），竹内竜史（日本原子力研究開発機構）
23　水理地質構造調査のためのボーリング掘削技術の開発（その 13）- 孔内応力測定装置の開発および性能確認 -.....45
○新 孝一・木方建造・小淵康義（電力中央研究所），中山芳樹・桑原和道（3D 地科学研究所）
24　トレーサー試験評価のためのレジン注入による割れ目間隙マッピング.....47
○宮川公雄・田中靖治・深堀大介・木方建造（電力中央研究所）

〔放射性廃棄物処分（3）　15:35 ～ 16:35〕

25　断層のバリア機能評価における考え方と課題.....49
○吉田英一（名古屋大学）
26　深部結晶質岩における透水性割れ目の性状 - 瑞浪超深地層研究所の事例 -.....51
○川本康司・石橋正祐紀・笹尾英嗣（日本原子力研究開発機構）
27　深部結晶質岩における割れ目の充填過程と透水性との関係.....53
○石橋正祐紀（日本原子力研究開発機構），吉田英一（名古屋大学），笹尾英嗣（日本原子力研究開発機構）
28　花崗岩中の節理形成の破壊メカニズムに関する一考察　破壊力学とフラクトグラフィ解析を通して.....55
○藤井幸泰（深田地質研究所）

〔放射性廃棄物処分（4）　16:45 ～ 17:30〕

29　地中レーダによる亀裂性岩盤の地下水浸透状況調査について.....57
○升元一彦・栗原啓丞（鹿島建設技術研究所）

30　地下空洞周辺岩盤における地質状況を考慮したグラウチング品質管理支援システムの適用 59
○宇津木慎司・中谷匡志（安藤ハザマ），水戸義忠（京都大学）
31　第四紀テフラの U-Th-Pb 年代測定 61
○伊藤久敏（電力中央研究所）

第 2 日［10 月 25 日（金）］第 1 会場

〔調査・計測（1）　9:30 ～ 10:45〕

32　地山 P 波速度と地山性状の関連性についての検討 63
○石黒靖彦・居川信之（エイト日本技術開発）
33　トンネル掘削振動を利用した前方探査手法の研究開発 65
○西 琢郎・若林成樹（清水建設）
34　掘削発破を利用した坑内弾性波探査手法の開発 67
○中谷匡志・山本浩之・宇津木慎司・大沼和弘（安藤ハザマ），新妻弘明（東北大学）
35　3 次元計測を利用した不連続面の走向・傾斜計測システムについて 69
○石濱茂崇・片山政弘・手塚 仁・青木宏一（熊谷組）
36　ダムの試験湛水時における漏水・揚圧力異常事例の地質的分析 71
○品川俊介・江口貴弘・佐々木靖人・阿南修司（土木研究所）

〔調査・計測（2）　13:00 ～ 14:15〕

37　ベレア砂岩の軸圧増加に伴う空隙幾何学情報の変化 73
○高橋 学（産業技術総合研究所），佐藤 稔（筑波大学）
38　可視・近赤外分光分析による岩石コアの測定と強度特性との対比（1）花崗岩類 75
○磯野陽子・木村隆行（エイト日本技術開発），中嶋 悟（大阪大学）
39　東京都世田谷区における更新世堆積物の熱伝導率の特徴と熱応答特性 77
○竹村貴人・船引彩子・秋葉義彦・竹内真司（日本大学）
40　山地流域における斜面崩壊現象と地形プロセスモデルに関する研究 79
○池見洋明・ヘンドラ パチリ・三谷泰浩（九州大学）
41　航空レーザ測量データを用いた表層土厚推定の試み 81
○浦越拓野・長谷川 淳・太田岳洋（鉄道総合技術研究所），中原 毅（国際航業）

〔調査・計測（3）　14:25 ～ 15:40〕

42　地上型 3D レーザースキャナを用いた地質調査事例 83
○菊地輝行・鹿野久米豊（開発設計コンサルタント）
43　魚群探知機を用いた水底地形探査装置の開発と災害関連地形の調査 85
○山崎新太郎（北見工業大学）
44　2011 東北津波を巨大化させた沿岸沈水地形 87
○原口 強（大阪市立大学），菅原大助（東北大学）
45　数値地形画像解析により計測した 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の海底面変動変位量の比較 89
○向山 栄・本間信一・小林容子・古橋恭子（国際航業）
46　東北地方太平洋沖地震に伴う断層近傍の応力変化 91
○林 為人（海洋研究開発機構），第 343 次研究航海乗船研究者一同

〔地質・分類（3）　15:50 ～ 16:50〕

47　富山県内で発見された二つの活断層露頭について 93
○野崎 保（野崎技術士事務所）

48　礫質古津波堆積物の確実度と津波想定における留意点 95
○田近 淳・仁科健二・川上源太郎・廣瀬 亘（北海道立総合研究機構地質研究所）
49　東日本大震災をふまえた土木地質学の課題と提言 97
○佐々木靖人（土木研究所），松尾達也（水資源機構），日本応用地質学会土木地質研究部会
50　事例収集に基づく土木地質分野における現状と課題 99
○長谷川怜思（八千代エンジニアリング），日本応用地質学会土木地質研究部会

第 2 日［10 月 25 日（金）］第 2 会場

〔地質・分類（1）　9:30 ～ 10:30〕

51　D 級酸性火成岩の岩級区分 101
○木村隆行・高田正治・磯野陽子（エイト日本技術開発）
52　秋田県中部に分布する安山岩類の産状，岩石物性，浸水崩壊特性の関係 103
○鈴木 聡（奥山ボーリング），石山大三（秋田大学），鈴木真悟（奥山ボーリング）
53　岩石組織が及ぼす TBM 摩耗への影響と，その定量的比較 105
○戸邉勇人・山本拓治・佐藤一成・大畑俊輔（鹿島建設技術研究所）
54　破砕質泥岩の強度異方性に起因したトンネル変状事例 107
○赤嶺辰之介・田邊謹也・原田久也（サンコーコンサルタント）

〔地質・分類（2）　13:00 ～ 14:15〕

55　北海道における国道トンネルの施工計測データに関する検討例 ～弾性波速度・亀裂係数・RQD を例として～ 109
○岡崎健治・伊東佳彦（土木研究所寒地土木研究所）
56　一軸圧縮強度と間隙率分布に基づく北海道各地の岩石の劣化過程に関する考察 111
○伊東佳彦・日下部祐基・岡崎健治（土木研究所寒地土木研究所）
57　山口県・木戸山西方断層破砕帯における最新すべり面と元素移動の関係 113
○大谷具幸・沓名亮輔（岐阜大学），金折裕司（山口大学），小嶋 智（岐阜大学）
58　東通原子力発電所の第四系変状の発生要因に係る地質考察 115
○三和 公・橋本修一・鳥越祐司・坂東雄一（東北電力）
59　東通原子力発電所の第四系変状の発生要因に係る数値解析による考察 117
○伊藤悟郎・三和 公・土田恭平（東北電力）

〔環境・地下水（1）　14:25 ～ 15:10〕

60　有機質層に含まれる砒素の存在形態と溶出特性 119
○原 淳子（産業技術総合研究所），野呂田 晋・垣原康之（北海道立総合研究機構），川辺能成・張 銘（産業技術総合研究所）
61　火山灰土を利用した掘削ずりからの自然由来ヒ素などの溶出抑制対策に関する考察 121
○田本修一・伊東佳彦（土木研究所寒地土木研究所），五十嵐敏文（北海道大学），龍原 毅（パシフィックコンサルタンツ），有馬孝彦（日本工営）
62　酸性硫酸塩土壌での自生植物を用いた緑化手法 123
○宍戸政仁・伊東佳彦・田本修一（土木研究所寒地土木研究所）
63（欠）
64（欠）

〔環境・地下水（2）　15:50 ～ 17:05〕

65　新潟県五泉・村松盆地における地下水の形成 125
○渡部直喜（新潟大学），林 由修（五泉市役所），柴山亜耶（白鴎大学足利高等学校），船引一樹（キ

タック)
66　既設トンネルにおける恒常湧水の ICP 発光分析結果について 127
○倉橋稔幸・岡﨑健治・田本修一・伊東佳彦（土木研究所寒地土木研究所）
67　堆積岩地域における深部地下坑道周辺の割れ目の特徴 129
○野原慎太郎・中田英二・末永 弘・田中姿郎・窪田健二・大山隆弘（電力中央研究所），近藤桂二（日本原子力研究開発機構）
68　実測湧水量を考慮したグラウト改良体の透水性評価手法 - 倉敷国家石油ガス備蓄基地 - 131
○山田俊子・西 琢郎（清水建設），前島俊雄（石油天然ガス・金属鉱物資源機構）
69　地下水シミュレーションに基づく井戸の限界揚水量に関する検討 133
○森 一司（東海農政局），阿部栄一（北陸農政局）

【ポスターセッション】

コアタイム　第 1 日［10 月 24 日（木）］12:40 ～ 13:55
第 2 日［10 月 25 日（金）］11:00 ～ 12:00
※注意：第 1 日のコアタイムは全員参加ですが，第 2 日は希望者のみでの開催とします．

特別セッション
〔放射性廃棄物処分〕

P1　自転車走行による福島県郡山市内中心部の空間放射線量率の計測 135
○河内邦夫（室蘭工業大学）
P2　岩盤割れ目と割れ目充填鉱物を用いた岩盤の透水性評価 137
○大嶋章浩（西日本技術開発），吉田英一（名古屋大学博物館），大野卓也（名古屋大学），西園幸久（西日本技術開発）
P3　堆積岩の間隙水評価 - 圧縮抽水法による水質変化 - 139
○大山隆弘（電力中央研究所）
P4　概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：地質調査の成果 141
○田中姿郎・上田圭一・濱田崇臣・伊藤久敏・木方建造（電力中央研究所），唐崎建二（ローレンスバークレー国立研究所），後藤淳一（原子力発電環境整備機構）
P5　高レベル放射性廃棄物処分に係わる概要調査の具体化～隆起特性評価の例～ 143
○濱田崇臣・幡谷竜太・木方建造（電力中央研究所）
P6　データフローダイヤグラムと階層分析手法を用いた地質情報の不確実性表現手法の検討 145
○松崎達二・天野健治・中安昭夫・笹本 広・仙波 毅（日本原子力研究開発機構），吉田英一（名古屋大学博物館）

〔環境・地下水〕

P7　堆積岩を対象とした水理特性に関する空洞掘削影響評価 147
○末永 弘・中田英二（電力中央研究所）
P8　山口盆地における地下水流動に関する研究 ～吉敷地域の地下水流動～ 149
○安武香織・田中和広（山口大学）
P9　西条平野の地下構造と地下水流動に関する研究 151
○越智亮太・田中和広（山口大学），鈴木浩一（電力中央研究所），徳増 実（西条市役所）
P10　北海道上幌延泥火山周辺の地質・地質構造と噴出物の起源 153
○小松原 大・田中和広（山口大学），村上裕晃（日本原子力研究開発機構）
P11　北海道新冠泥火山の噴出物の地質学的研究 155
○倉田亜紀・田中和広（山口大学），新川剛生（新冠町郷土資料館）

P12　広域を対象とする地中熱導入可能性の評価手法に関する一提案 157
○冨樫 聡・西山浩平・山本 晃・檀 智之・高橋 努（八千代エンジニヤリング）
P13　鉱物結晶形成における微生物の影響 159
○志村 稔・太田岳洋・早川敏雄（鉄道総合技術研究所）
〔地質・分類〕
P14　広島県中西部，上根峠の河川争奪と上根断層 161
○多田賢弘・金折裕司（山口大学）
P15　古第三系に認められた正断層ガウジの条線と微細構造 163
○中田英二・溝口一生（電力中央研究所），山本知佳（釧路コールマイン）
P16　宮崎平野の古堆積環境と歴史地震 165
○生田正文・丹羽正和（日本原子力研究開発機構），高取亮一（地圏総合コンサルタント），鎌滝孝信（秋田大学地域創生センター），田辺裕明（日本原子力研究開発機構），黒澤英樹（応用地質）
P17　大阪堆積盆地北部の表層地質から推定する地下構造 167
○櫻井皆生，増田富士雄（同志社大学）
P18　地盤情報の精度が液状化判定に与える影響について 169
○阿南修司（土木研究所）
P19　CCS 実証サイトにおける微小振動観測 - 通年観測結果について - 171
高岸万紀子（地球環境産業技術研究機構），○堀川滋雄（サンコーコンサルタント），橋本 励（地球環境産業技術研究機構），楠瀬勤一郎（産業技術総合研究所），薛 自求（地球環境産業技術研究機構）
P20　ジオパークと防災教育 - 三陸ジオパーク構想を例に - 173
○橋本智雄・伊藤太久（中央開発），関 博充・斎 宏行・三浦幸恵（三陸ジオパーク推進協議会）
P21　応用地形学図における地形情報の工学的評価・利活用に関する研究 175
○日本応用地質学会応用地形学研究部会

〔斜面・地すべり〕
P22　岐阜福井県境，能郷白山花崗閃緑岩分布域における山体重力変形地形と地質構造（特に節理系と温見断層破砕帯）の関係 177
○岩本直也・小嶋 智（岐阜大学），金田平太郎（千葉大学），大谷具幸（岐阜大学）
P23　岐阜福井県境，冠山峠周辺に発達する山体重力変形地形の発達過程 179
○丹羽良太・小嶋 智（岐阜大学），金田平太郎（千葉大学），大谷具幸（岐阜大学）
P24　豪雨および地震による斜面崩壊に関与する地形・地質条件の抽出 181
○西金佑一郎・川越 健・浦越拓野（鉄道総合技術研究所），石原朋和（鉄道・運輸機構）
P25　中生代の堆積岩山地における不安定斜面の抽出と評価の試み - 飛騨山脈南部，蝶ヶ岳 - 長塀山西面における調査事例 - 183
○清水勇介・稲垣秀輝・小坂英輝・下河敏彦・大久保拓郎（環境地質）
P26　西南日本外帯山地における豪雨に起因した斜面崩壊の発生頻度 185
○西山賢一（徳島大学），若月 強（防災科学技術研究所），鈴木恵三・高谷精二（南九州大学）
P27　平成 23 年度の直轄国道斜面災害の特徴 187
○浅井健一・宮本浩二・佐々木靖人（土木研究所）
P28　東北地方太平洋沖地震で発生した宮城県内の道路斜面災害 189
○宮本浩二・浅井健一・佐々木靖人（土木研究所）
P29　岡山県倉敷市北村地域で発生した土石流災害の特徴と要因 191
○木村裕貴・鈴木茂之（岡山大学）
P30　すべり面粘土と断層ガウジを識別する複合面構造 - 秩父帯の地すべりを例として - 193
○山根 誠・山田政典・仙石昭栄（応用地質），脇坂安彦（土木研究所），赤松 薫（国土交通省）
P31　花崗岩分布域における地形区分ごとの表土層深の特徴 195
○窪田安打（応用地質），井上善夫（蒜山地質年代学研究所）

P32　御荷鉾帯地すべりにおける地質性状と地下水分布の検討.....197
○清水 豊・田村浩行・市原 健（応用地質）
〔調査・計測〕
P33　2011 年東北地方太平洋沖地震津波後 2 年間の気仙沼港内における地形変化.....199
○川﨑千晴（アーク・ジオ・サポート），原口 強（大阪市立大学），渡邊康司・佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート），高橋智幸（関西大学）
P34　2011 年 東北地方太平洋沖地震津波により変化した気仙沼「十八鳴浜・九九鳴き浜」前面の海底地形調査.....201
○柳瀬洋輝（アーク・ジオ・サポート），原口 強（大阪市立大学），渡邊康司・川﨑千晴，佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート）
P35　2011 年東北地方太平洋沖地震津波で形成された気仙沼西湾口部デューンの経時変化.....203
○佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート），原口 強（大阪市立大学），渡邊康司・川﨑千晴（アーク・ジオ・サポート），高橋智幸（関西大学）
P36　2011 東北津波に伴う気仙沼内湾津波堆積物の内部構造.....205
○木村圭吾・原口 強（大阪市立大学），日高公広（日本ミクニヤ），高橋智幸（関西大学），松崎琢也・村山雅史（高知大学海洋コア総合研究センター）
P37　2010 年 チリ地震津波および 2011 年 東北地方太平洋沖地震津波による南紀白浜内之浦湾の海底地形変化.....207
○渡邊康司（アーク・ジオ・サポート），原口 強（大阪市立大学），川﨑千晴・佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート）
P38　大阪市河内長野市千代田駅付近の河川争奪地形とその成因.....209
○中山 成・原口 強（大阪市立大学），千葉達郎（アジア航測），南 雄一郎（住鉱資源開発）
P39　琵琶湖西岸断層帯における湖底断層の分布・位置・形状.....211
○和田庸助・原口 強（大阪市立大学），竹村恵二・釜井俊孝（京都大学）
P40　マイクロフォーカス X 線 CT を用いた断層ガウジの 3 次元構造解析 - 南下浦断層の事例 -.....213
○佐藤 稔（筑波大学），竹村貴人（日本大学），高橋 学（産業技術総合研究所），柴山 愛（首都大学東京）
P41　日本刀研磨における天然砥石としての風化泥岩の摩擦機構に関する研究.....215
○廣瀬佳苗・竹村貴人（日本大学）
P42　割れ目充填物中に観察される層状構造とその ^{14}C 年代値.....217
○松下智昭・長田昌彦（埼玉大学）
P43　道路下に残存する明治期採炭坑道の空洞調査.....219
○安元和己・人見美哉・西塚 大（ドーコン）
P44　細密な数値標高モデルを用いた斜面型区分手法の検討.....221
○長谷川 淳・太田岳洋（鉄道総合技術研究所）
P45　航空レーザ計測とγ線探査による活断層の検出と活動度評価 ～未知の活断層および短い活断層について～.....223
○吉村辰朗（復建調査設計），平川泰之・田中 信（アジア航測），杉山光徳（国土交通省雲仙復興事務所）
P46　鳥取県指定文化財・赤碕塔に見られるハニカム状風化.....225
○朽津信明・森井順之・佐藤円香（東京文化財研究所），西山賢一（徳島大学）
P47　大深度・原位置の物理化学状態の採取に対応した電動駆動タイマー式地下水採水装置の開発.....227
○吉岡正光（サンコーコンサルタント），丸井敦尚・井川怜欧・町田 功（産業技術総合研究所），越谷 賢・萩原育夫（サンコーコンサルタント），海老 博（秋栄製作所）
P48　年間数 mm の緩慢な斜面変位の計測と応用地質学的考察.....229
○久野春彦・小早川博亮（電力中央研究所）

1. 平成23年台風12号による十津川大規模土砂災害の地質の特徴

The geological feature of Totsukawa catastrophic landslide disaster by Heisei 23 typhoon no.12

○稲垣秀輝(株式会社環境地質)
Hideki Inagaki

1. はじめに

平成23年台風12号は，8月末から9月初めにかけて広い範囲に大雨をもたらし，この大雨によって十津川流域を中心に各地で甚大な土砂災害が発生した.著者は，奈良県十津川村を中心とした現地調査を数回実施した.その内の2回は土木学会斜面工学研究小委員会の調査団として参加した[1) 2)].

2. 大規模崩壊箇所の地質の特徴

多くの大規模崩壊を調査した結果，深くまで風化や破砕による劣化の進んだ頁岩優勢のメランジ層からなる北西落ち流れ盤構造の斜面で大規模な崩壊が発生していた．しかも，崩壊箇所では，流れ盤の地層の走向は，ややうねっており半お椀状の地質構造となっていることが明らかになった．また，崩壊前の空中写真ではいずれの崩壊斜面も崩壊末端部は河川の攻撃斜面となっており，斜面内に等高線の異常や尾根部での線状凹地が確認されたところもあった(図2.1，2.2参照).

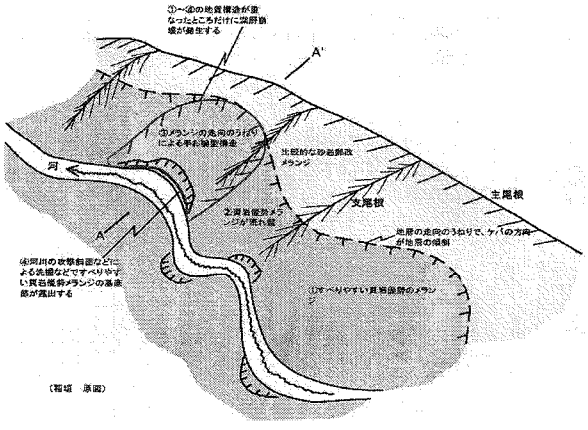


図 2.1 大規模崩壊箇所の地質構造の概要

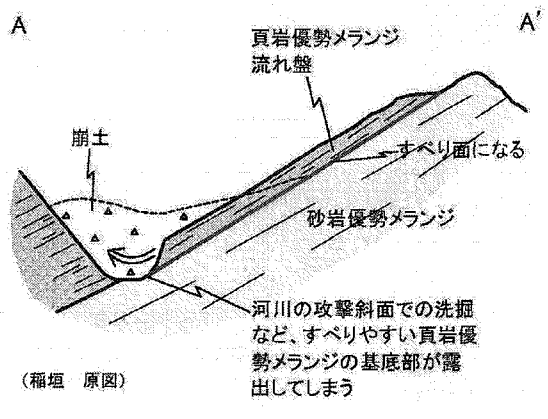


図 2.2 大規模崩壊箇所の地質断面概要

つまり，メランジ層の半お椀状流れ盤斜面では，水を集めやすい地盤構造であるとともに斜面の両端部ですべり面となる弱層が地表に出るため，周辺の流れ盤斜面に比較してすべりやすい位置となるのである．そして，岩盤の劣化しやや変形を始めていた斜面の足元を河川が時間をかけて削り込んでいたため，これらの劣化岩盤斜面が，豪雨をきっかけに大きくすべり出したものと判断した．図 2.3 に主要な調査位置を示した.

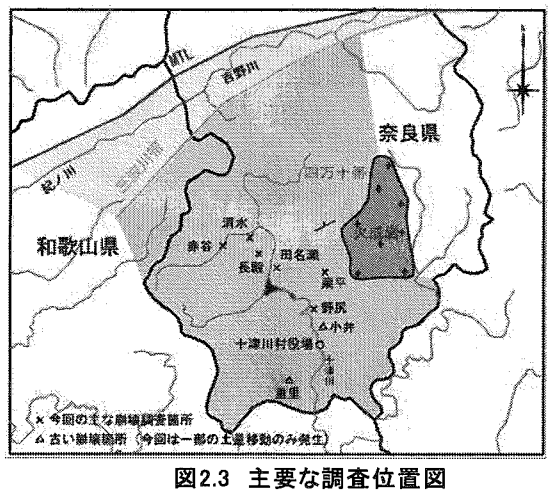


図2.3 主要な調査位置図

3. 赤谷崩壊の概要

崩壊箇所およびその周辺において確認できる地質は，砂岩および頁岩のメランジであった.頁岩優勢部分は，全般にやや軟質であり部分的に褐色を帯び，スレーキングが顕著で細片化が進行する．砂岩優勢部分は層理面の発達が乏しく硬質塊状であり，亀裂も少ない．これらの地質構造を含めて平面図（図 3.1 左）および断面図（図 3.2 右）にまとめる．崩壊面は，半お椀型の形状を呈するが，この面は層理面と考えられ，この地質構造が斜面の安定度に影響を与えたと考えている.

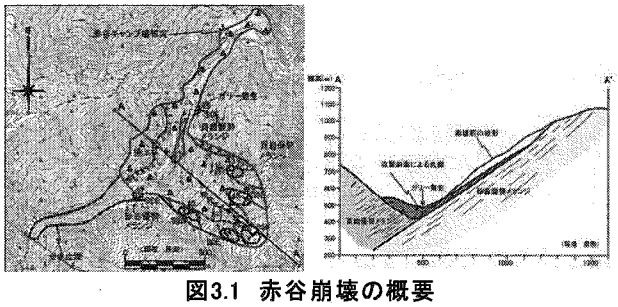


図3.1 赤谷崩壊の概要

4. 清水崩壊の概要

赤谷崩壊の下流で，赤谷と同方向の斜面崩壊である.

このため崩壊機構は，赤谷崩壊と同様であった．ただし，今回の崩壊は，明治 22 年に発生した崩壊の落ち残り部が，一部崩壊範囲を拡大させながら，斜面上に残っていた不安定土塊や崩壊物，岩塊などを巻き込みながら崩壊したものと考えられる(図 4.1 参照)．

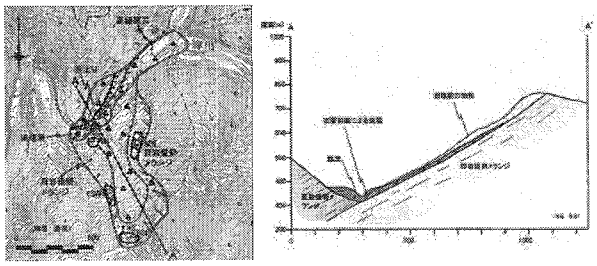


図4.1 清水崩壊の概要

5. 栗平崩壊の概要

今回の災害で最大規模の河道閉塞があり，満水時湛水容量は約 750 万㎥であった．頁岩優勢メランジ層の流れ盤であり，半お椀型の層理面がすべり面となっており，崩壊は尾根まで達している．崩壊部は，風化した岩盤であるのに対し，滑落崖に見られる露岩（層理面）は，亀裂が少なく光沢のある岩盤である．河道が蛇行しており，水衝部での斜面末端の侵食が崩壊の誘因となっている(図 5.1 参照)．

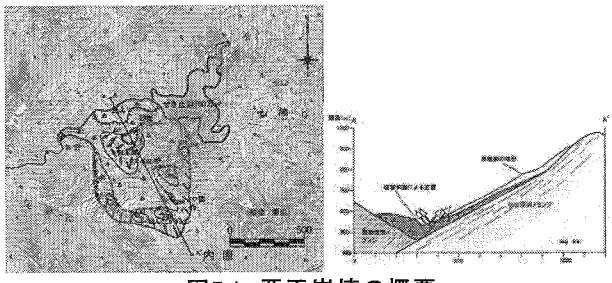


図5.1 栗平崩壊の概要

6. 長殿崩壊の概要

頁岩優勢メランジ層の流れ盤であり，層理面がすべり面となっているものと考えられる．崩壊は尾根まで達している．走向は，ややうねっており，半お椀状の水を集めやすい構造となっている．崩壊部は，強風化した岩盤であるのに対し，滑落崖に見られる露岩（層理面）は，亀裂が少なく光沢のある比較的新鮮な岩盤である．また，河道が蛇行しており，水衝部での斜面末端の侵食が誘因となっている(図 6.1 参照)．

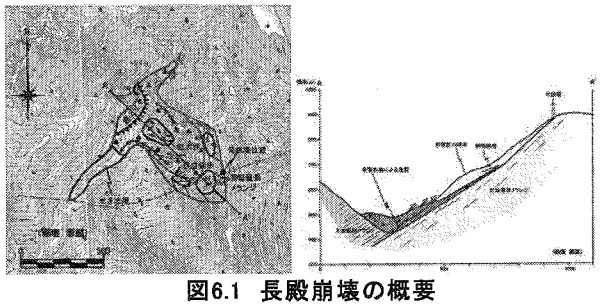


図6.1 長殿崩壊の概要

7. 田名瀬崩壊の概要

田名瀬崩壊は崩壊前の 1976 年撮影の空中写真判読によると，流れ盤の大規模な崩壊跡でその下の緩斜面には古崩壊堆積物がボトルネック状に分布している．

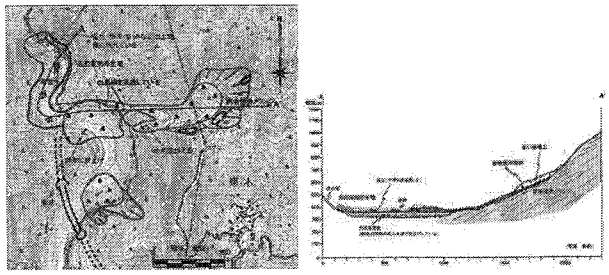


図7.1 田名瀬崩壊の概要

この崩壊跡が今回大規模崩壊し，多量の土砂が十津川本川に下流側から流入したことがわかっている．この流入土砂量は膨大で，本川で大きな津波を発生させ，その 1ｋｍ上流にある長殿発電所を全壊させたと考えられる．(図 7.1 参照)．

8. 野尻崩壊の概要

十津川の左支川である小原沢で発生した大規模崩壊が土石流に移行し，その土石流が十津川本川へ流入した影響により対岸の村営住宅 2 棟が小津波で被災し，死者 2 名，行方不明者 6 名の甚大な被害が発生した．土砂は対岸に達していないが，崩壊は流れ盤斜面上方で発生している(図 8.1 参照)．

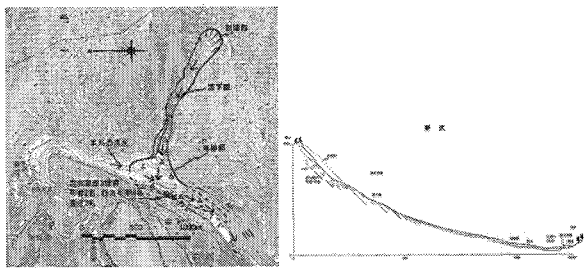


図8.1 野尻崩壊の概要

9. 古い崩壊跡の概要

古い崩壊跡としては，重里せき止め湖跡と小井地区について調査した．いずれも崩壊土砂全体の移動は無く，一部の土砂移動に留まっていた．一度河道で安定した移動土砂は，大きな洗掘を受けないと再移動しないようである．

10. まとめ

今回，2011 年に発生した十津川土砂災害の大規模崩壊の地質的特徴をまとめた．明治 22 年の大災害の再来であり，大規模崩壊が発生しやすい地質特性が推察される．今回の研究結果が大きな被害をもたらす大規模崩壊に対する研究の 1 つの提案になればと考えている．

参考文献

1) Motoyuki Suzuki, Hideki Inagaki, Shoji Ueno, Masayuki Ujihara, Hiroyuki Ono, Kiichiro Ogawa, Satoshi Goto, Yosuke Nakamura, Shigemori Hara and Kenji Mima (2013) : LARGE-SCALE SLOPE FAILURES DUE TO HEAVY RAINFALL BY TYPHOON NO.12 IN 2011 IN THE KII PENINSULA OF JAPAN, The 6th Civil Engineering Conference in Asia Region, (in print)

2) JSCE Survey Group of Geotechnical Engineering Committee : Report of debris disaster induced to heavy water rain by typhoon 12 in 2011, 42p.

2. 平成23年台風12号により発生した三重県南牟婁郡紀宝町の熊野酸性岩類の崩壊状況

Investigation of Slope Failures in Kumano Acidic Rocks at Kiho-town in Mie Prefecture, caused by 2011 Typhoon No.12.

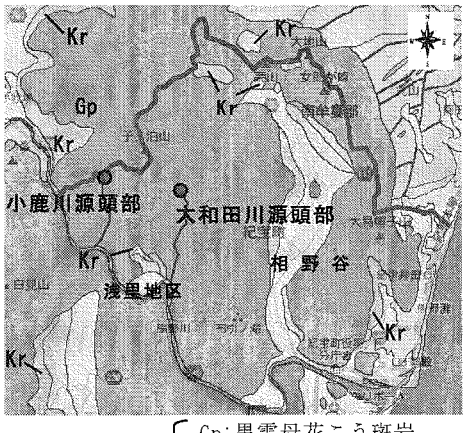
○石川昌幹（東邦地水株式会社），酒井俊典（三重大学）
Masaki Ishikawa, Sakai Toshinori

1. はじめに

平成23年9月に来襲した台風12号により三重県南牟婁郡紀宝町周辺の熊野酸性火成岩類分布域で崩壊深が2～10m程度の崩壊が多く発生した.空中写真による判読結果から，崩壊は,南向き斜面で80%以上が発生する傾向があることを確認した．崩壊地の内，崩壊深が異なる2箇所を対象に地形，地質特性等について調査を実施し,その結果を基に,各崩壊地の特徴について検討を行った.

2. 調査地の地形地質

図-1に紀宝町の地質図及び調査を実施した崩壊地の位置を示す．紀宝町の山地は殆どが熊野酸性火成岩類から構成されている．熊野酸性火成岩類は，火山深成複合岩体であり，花こう斑岩周辺に流紋岩溶岩や凝灰岩類が分布する形で構成される．今回，調査を実施した崩壊地では，流紋岩溶岩や凝灰岩類等の火砕岩類が分布していた．調査を実施した崩壊地は，紀宝町を流れる小鹿川および大和田川の源頭部であり，尾根から遷急線に変化する0字谷内に位置している.



熊野酸性火成岩類 { Gp:黒雲母花こう斑岩
Kr:黒雲母流紋岩溶岩
黒雲母流紋岩凝灰岩,軽石凝灰岩

図-1 紀宝町の地質[1)]

3. 崩壊地分布状況

平成19年及び平成23年に撮影された三重県共有デジタル地図を比較し紀宝町内の崩壊箇所の判読を行った．その結果，85箇所の崩壊箇所を抽出した(**図-2**参照)．この85箇所の崩壊地について崩壊の傾斜方向を調べた結果，**表-1**に示すように主に南向き斜面での崩壊が全体の80%以上を占めていた.

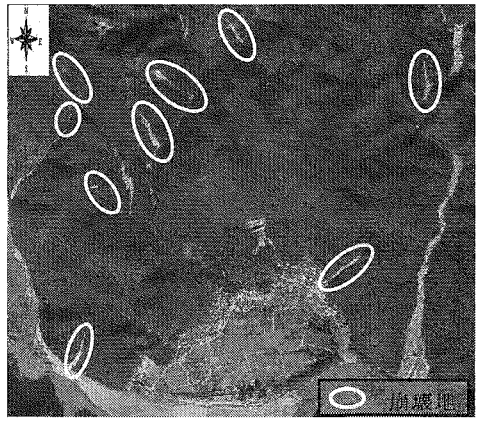


図-2 紀宝町周辺の崩壊位置図(一部拡大)[2)]

表-1 紀宝町の崩壊斜面方向

崩壊斜面の向き	北	北東	東	南東	南	南西	西	北西	計
箇所数	2	2	5	36	24	13	2	1	85
割合(%)	2	2	6	42	28	15	2	1	100

4. 現地調査

図-1に示す2箇所を対象に現地調査を行った.

4.1 小鹿川源頭部崩壊地

図-3に小鹿川源頭部崩壊地の平面図を，**図-4**に断面図を示す．崩壊幅は上部が約40m，下部が約20mと変化し，崩壊長さは約130mであった．崩壊深は10～15mと深い．斜面勾配は，崩壊前が約35°であり，崩壊後は崩壊地内の底面で30°前後であった.

崩壊地頭部は強風化層内を崩壊面とし，崩壊地中腹

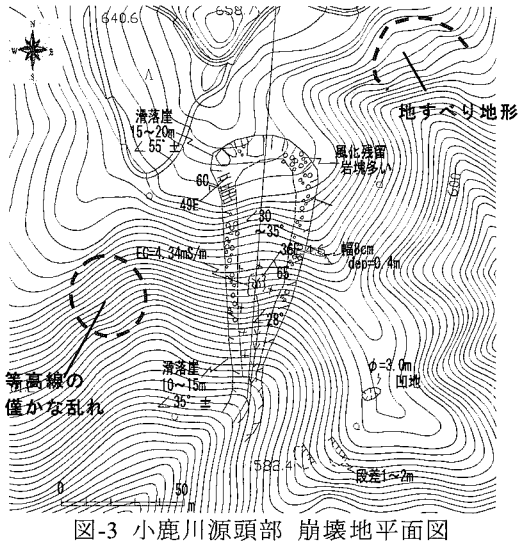


図-3 小鹿川源頭部 崩壊地平面図

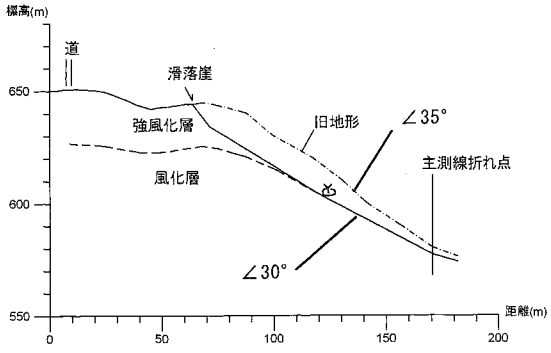


図-4 小鹿川源頭部 崩壊地断面図

から下方は，熊野酸性火成岩類の強風化層と風化層の境界付近で崩壊していた．強風化層と風化層の境界は勾配 30° 前後であり，崩壊面の勾配と一致していた．強風化層は，径 1～2mのタマネギ状風化による新鮮硬質な風化残留岩塊を多量に含む．風化層内でもタマネギ状風化は確認されるが，風化残留岩塊は風化が進行した軟質な岩盤が主体である．なお，強風化層では柱状節理が確認された．また，岩相が一部，細粒状となり岩片が認められる．このことから，崩壊地周辺を構成する斜面は火砕岩類である可能性がある．

崩壊上面の強風化層では，柱状節理が確認されたが，風化層では，柱状節理は確認されない．さらに，崩壊地の風化部と強風化部の風化残留岩塊の風化性状が異なる箇所もあることから，火砕岩類である場合には，強風化層と風化層は，噴出の異なるユニットであり，崩壊面は，その境界付近で形成された可能性がある．また，強風化層内で確認される柱状節理は，斜面方向に傾斜していること，崩壊地周辺では，**図-3** に示すように，等高線の乱れや，地すべり地形が判読されることから，強風化層内では，岩盤クリープが進行していた可能性がある．

4.2 大和田川源頭部崩壊地

図-5 に大和田川源頭部崩壊地の平面図を，**図-6** に断面図を示す．崩壊幅は上部が約 20m，下部が約 60mと変化し，崩壊長さ約 300mとなる．崩壊深は 2～7m程度である．斜面勾配は，崩壊前後共に上部が約 40°，下部は 30° 前後であった．

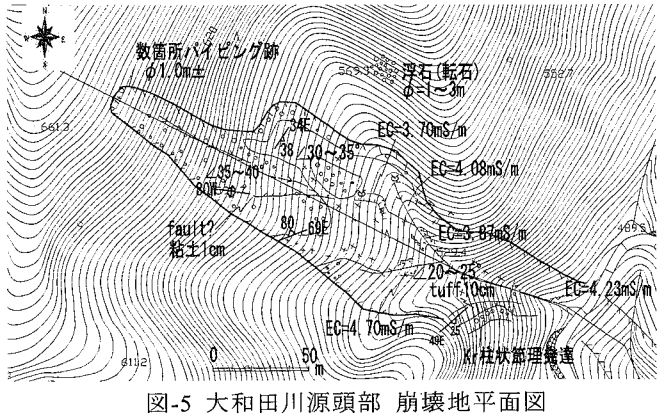


図-5 大和田川源頭部 崩壊地平面図

崩壊地は，熊野酸性火成岩類の強風化層，一部，崖錐堆積物から構成される．崩壊面は，崩壊地上方では，

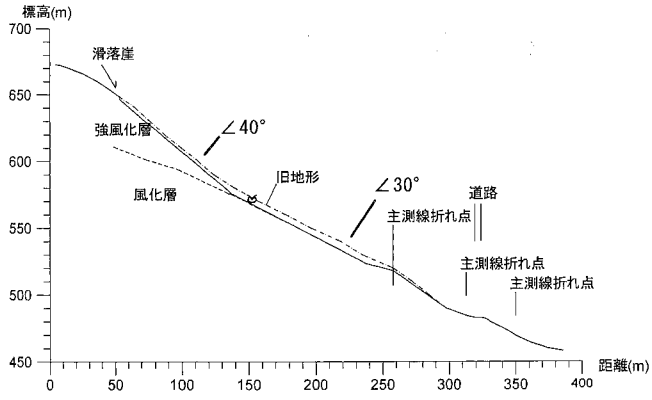


図-6 大和田川源頭部 崩壊地断面図

強風化層内，上部から中腹は，強風化層と風化層の境界であった．崩壊地下方の道路との交差部付近では新鮮岩が分布し，柱状節理が発達している．また，凝灰岩も確認されることから，崩壊地周辺を構成する地質は火砕岩類と判断される．崩壊地中腹では，崩壊面付近の風化層にシーティングジョイントが確認される．シーティングジョイントの走向・傾斜は N34° E 38° SE 方向で傾斜方向はほぼ崩壊方向と一致し，流れ盤構造を呈している．風化層の崩壊面の勾配は 30～35° を示す．崩壊地中腹～上部は，殆ど，径 1.0m～2.0m前後の硬質な風化残留岩塊を含む強風化層から構成されている．崩壊地頭部の滑落崖は，高さ 2.0m前後であり，径 1.0m前後のパイピング跡が数箇所で確認された．崩壊地側部，上部の植林内では，根曲りが一部確認されており，崩壊地では，風化した基盤岩内で岩盤クリープが進行していた可能性がある．

5. おわりに

崩壊地の内，崩壊深が異なる 2 箇所を対象に地形，地質特性について調査を実施した．2 箇所共に，崩壊前の空中写真や地形図では，明瞭な崩壊跡は確認されない．このことから，数年～数十年は崩壊していない箇所が崩壊したと考えられる．

崩壊面は強風化部と風化部の境界付近や強風化部内に形成されていることが確認された．崩壊地頭部には複数のパイピング跡が存在する場合や，崩壊面付近ではシーティングジョイントが確認でき，崩壊面はこのシーティングジョイントに沿って形成されていた箇所も確認された．さらに，いずれの崩壊地周辺でも岩盤クリープと予測される形跡が確認でき重力変形が顕著な箇所で崩壊が生じた可能性がある．

今後は，今回確認された崩壊の素因と，他の崩壊箇所を対比し，崩壊に繋がる素因の整理を行うと共に，誘因である台風 12 号による豪雨時の降雨特性や，降雨時の風向きによる影響についても検討を行っていく予定である．

文献

1) 産総研地質調査総合センターHP：地質図 Navi
2) 三重県共有デジタル地図(2011)：06SD0E, 06SD1E

3. 平成23年台風12号で発生した長殿地区深層崩壊発生斜面における岩盤破砕構造

Crushed rock structure of the deep-seated catastrophic landslide at Nagatono induced by typhoon 1112

櫻井亘（国土交通省近畿地方整備局紀伊山地砂防事務所）,大山誠（近畿地方整備局）,北川眞一（近畿地方整備局）,木下篤彦（土木研究所）,徳永博（日本工営）,○加藤暁之（日本工営）,末武晋一（日本工営）,網野功輔（日本工営）,鈴木聡樹（日本工営）,小川洋（日本工営）,古木宏和（日本工営）,山田和生（日本工営）,川口泰廣（日本工営）

Wataru Sakurai, Makoto Oyama, Makoto Kitagawa, Atsuhiko Kinosita, Hiroshi Tokunaga, Akiyuki Kato, Shin-ichi Suetake, Kosuke Amino, Hiroshi Ogawa, Hirokazu Furuki, Kazutaka Yamada, Yasuhiro Kawaguchi

1. はじめに

重力性変形による岩盤のゆるみは深層崩壊発生の重要な素因の一つと考えられているが[1)]、ゆるみ岩盤から崩壊面形成に至るメカニズムは不明な点が多い．本報告では、平成23年台風12号によって発生した奈良県十津川村長殿地区の深層崩壊を対象に、ボーリング調査を主とする地質調査を行った結果、崩壊前後の岩盤破砕構造を観察することができたので報告する．

2. 長殿地区深層崩壊の概要

長殿地区は紀伊山地の熊野川支流長殿谷右岸の北西向き斜面（標高約400～約1000m、斜面勾配約40°）に位置する．平成23年台風12号による豪雨によって、長殿地区では大規模な崩壊（幅300m、奥行550m、崩壊土量約600万m^3）が発生し、崩壊土砂によって長殿谷の河道閉塞が生じた（図1）．

3. 検討項目

本報告では、国土交通省紀伊山地砂防事務所が平成24年に実施した地質調査で得られたデータに基づき、①崩壊発生前斜面の微地形、②崩壊状況、③地質構造、④岩盤破砕構造を検討した．

4. 検討結果

4.1 崩壊発生前斜面の微地形判読結果

崩壊発生前斜面は、沢地形に挟まれた先細り状の尾根状地形を呈する。発生前空中写真（国土地理院1976年撮影）判読の結果、発生前斜面には山頂緩斜面、段差崖に画された溝状地形、末端崩壊が認められる．しかし、典型的な地すべり地形とは異なり、微地形の分布から変動範囲を明確に判読することは困難である．

4.2 地質構造

深層崩壊斜面の地質は白亜紀付加体の四万十帯美山層に属する．地質構造を以下にまとめる．

・砂岩層（頁岩層挟む）の上位に頁岩優勢層が重なり（図1）、層理面は斜面に対し斜交した流れ盤構造を示す．

・深層崩壊の下流側側部は断層で規制される．

4.3 崩壊状況

崩壊発生後斜面における調査ボーリングと現地踏査から推定される崩壊状況を以下にまとめる．

・崩壊面形状：層理面にほぼ平行な面と下流側の断層面によるクサビ状の崩壊面形状が推定される（図1,2）．

・移動方向：崩壊面上の擦痕から推定される移動方向は、層理面と下流側断層面の交線方向に近い．

・崩土状況：新規崩土は主要崩土、二次崩土、崖錐に区分される。主要崩土内には複数回の堆積を示す構造は認められない。主要崩土の谷側（河道閉塞部）地表は砂岩角礫に覆われ地表性状は失われるが、山側地表は樹木が立ち地表性状が残る．主要崩土の谷側は砂岩優勢、山側は頁岩優勢となり、地山の層序を保存するが、境界面は逆傾斜を示す（図3）．

・移動量：岩相境界面（層理面）の変位から（図3）、深層崩壊の移動量は約350mと見積もられる．

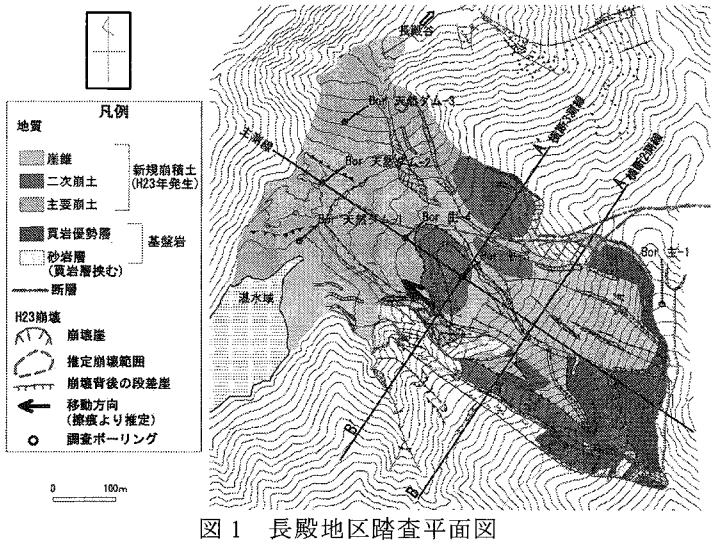


図1　長殿地区踏査平面図

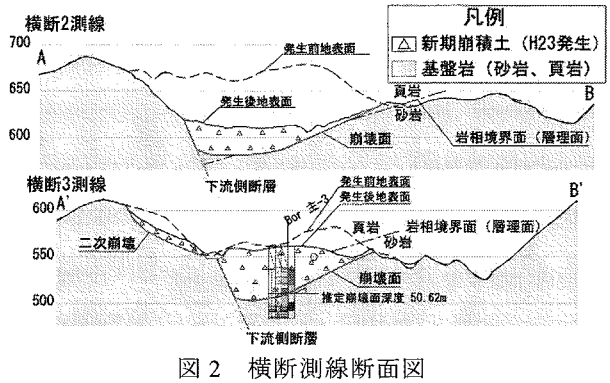


図2　横断測線断面図

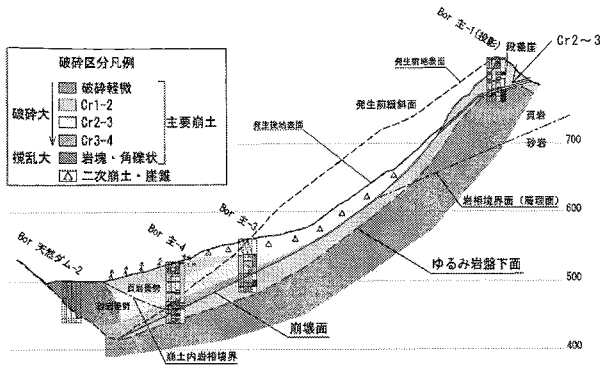
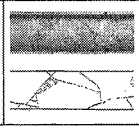
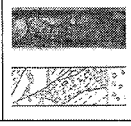
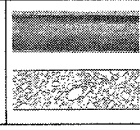
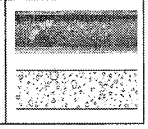


図 3　主測線破砕度区分断面図

表 1　破砕度区分適用例

破砕度区分	Cr-1a／Cr-1b	Cr-2	Cr-3	Cr-4
破砕の状況	Cr-1a:開口割れ目 Cr-1b:割れ目を細粒物が充填	角礫岩		
基質の量		礫支持	礫支持～基質支持	基質支持
礫径		20～100mm	10～20mm	10mm 以下
コア状況				

4.4 岩盤破砕構造

コア観察および露頭にて脇坂ほか（2012）に基づく破砕度区分[2]を行い（表 1）、破砕度断面図を作成した（図 3）．破砕構造を以下に記載する．

・主要崩土：主要崩土の山側表層は破砕度が低いが（Cr1～2）、崩壊面に向かって破砕度が増大し、崩壊面付近は Cr3～4 が分布する．崩壊面直上の崩土は基質支持の無構造な礫混じり粘土から構成される（写真 1）．崩土末端 Bor-主-4 の崩壊面上の Cr3～4 区間は深度 53.1～68.8m（崩壊面深度）に分布し、厚さ 15m に達する．河道閉塞部の対岸地山に近い部分の崩土は、岩塊状～角礫状を呈し空隙に富み、撹乱された性状を示す．

・崩壊面より下位の岩盤：崩土末端 Bor-主-4 では崩壊面深度から下位 14m まで、崩土上部 Bor-主-3 では崩壊面深度から下位 27m 以上にわたって、崩壊面より下位の岩盤に破砕構造（Cr1～2）が認められた．

・背後尾根部：尾根部 Bor-主-1 では深度 50.7m まで破砕構造（Cr1～2）が認められた。深度 44.9～48.0m には Cr2～3 の区間が含まれるが、この区間は岩片～角礫を主体としており、岩組織が残存する（写真 2）．

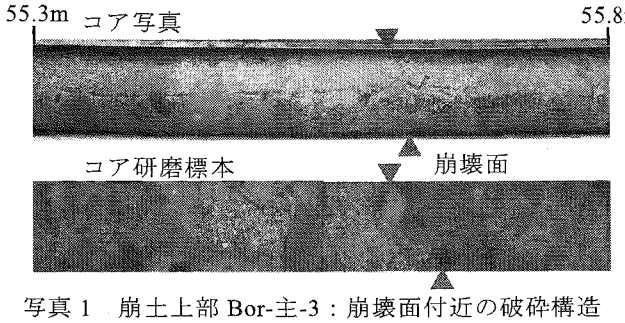


写真 1　崩土上部 Bor-主-3：崩壊面付近の破砕構造

写真 2　背後尾根部 Bor-主-1 ゆるみ下面付近の破砕構造

5. 考察

5.1 深層崩壊の地質素因

長殿地区では深層崩壊発生に関係した地質因子として①斜交流れ盤の地質構造、②下流側部を規制する断層、③破砕された岩盤の分布が挙げられる。当地区では、破砕された岩盤が分布する斜面において、斜交流れ盤の層理面と下流側断層面の組合せによるクサビ状崩壊が深層崩壊の重要な素因となったと推定される．

5.2 崩壊前斜面の岩盤ゆるみ状況

崩壊面より下位深度および、深層崩壊範囲より上方の尾根部でのボーリング結果から、深層崩壊発生前斜面には厚さ 40～90m と厚い破砕岩盤が分布していたことが推測される．深層崩壊発生前斜面に山頂緩斜面、段差崖で画された溝状地形、末端崩壊が認められたことから、厚い破砕岩盤は、重力性変形に伴う岩盤のゆるみに起因して形成されたものと推察される．背後尾根部のコアには、地すべり粘土の様な無構造の細粒区間が発達せず、微地形分布から変動範囲を明確に判断できないことから、発生前斜面では連結したすべり面が形成されていなかった可能性が示唆される．

5.3 深層崩壊による破砕構造形成メカニズム

主要崩土では、表層から崩壊面に向かって破砕度の増大が著しい．また、河道閉塞部の崩土は空隙に富み撹乱が著しい．この特徴的な破砕構造は、深層崩壊発生により、移動土塊が約 350m 移動し、対岸に衝突した結果形成されたものと推察される．

深層崩壊発生前斜面には連結したすべり面が未発達であったものの、既に重力性変形に伴い破砕された弱層が形成されており、台風 12 号豪雨時にはそれらに過大な間隙水圧が作用することにより、剪断強度が低下し、崩壊に至った可能性が考えられる．

6. 課題

長殿地区における検討の結果、深層崩壊発生の素因として流れ盤地質構造、側部を規制する断層、厚いゆるみ岩盤の分布が挙げられる．将来的に深層崩壊発生のおそれが高い斜面の抽出の一手法として、厚いゆるみ岩盤に着目する事が考えられる．厚いゆるみ岩盤の抽出には空中電磁探査等を活用することが考えられる．

文献

1) 千木良雅弘（2007）：崩壊の場所，256p，近未来社．
2) 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，第 52 巻，第 6 号，231-247．

4. 三重県多気郡大台町薗川上流のせき止め湖堆積物の岩相と年代

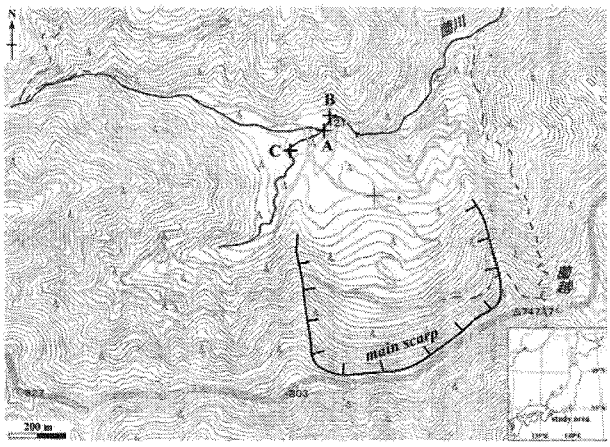
Lithology and Age of Sediments Accumulated in Landslide Dammed-Lake along the Upper Reach of Sono River in Ohdai-cho, Taki-gun, Mie Prefecture, Central Japan

○ 小嶋 智（岐阜大学）・木戸豊大（協和設計）・勝田長貴（岐阜大学）・永田秀尚（風水土）・植木岳雪（千葉科学大学）・
Satoru Kojima, Toyohiro Kido, Nagayoshi Katsuta, Hidehisa Nagata, Takeyuki Ueki
沼本晋也（三重大学）・中村俊夫・池田晃子（名古屋大学）・大谷具幸（岐阜大学）
Shinya Numamoto, Toshio Nakamura, Akiko Ikeda, Tomoyuki Ohtani

1. はじめに

平成23年9月の台風12号災害では，紀伊半島の広い範囲で土砂災害が発生した．とりわけ特徴的であったのは，地すべりによって多くのせき止め湖が形成されたことである．同様なせき止め湖は過去にも形成されたことが推定されるが，それらに関する研究はあまり多くないのが現状である．筆者らは，これまで滋賀県米原市の姉川流域[1)]，富山県八尾市の桐谷・小井波地域[2)]などのせき止め湖およびその堆積物に関する研究を行ってきた．本発表では，三重県度会郡大台町におけるせき止め湖堆積物の調査結果を報告する．

本研究の一部に，公益財団法人中部電気利用基礎研究振興財団平成22年度研究助成（R-22270，代表者：沼本晋也）および科学研究費補助金基盤研究C（23540531，代表者：小嶋　智）を使用した．

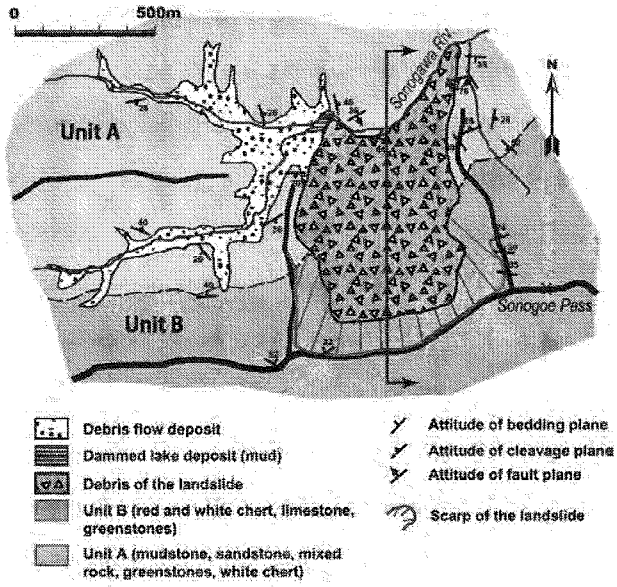


図－1　調査地域周辺の地形と露頭（A, B）およびボーリング掘削地点（C）の位置．地形図は国土地理院ホームページよりダウンロードした．

2. 調査地域の地形・地質の概要

研究対象地域は，三重県南部を流れる宮川の支流，薗川上流地域で，標高800～900m程度の山々が連なる（図―1）．薗峠から西にのびる尾根の北側には，開析を受けやや不明瞭となった滑落崖と，その下部に広がる移動体からなる緩斜面が認められる（図―1）．

本地域は秩父帯に属し，基盤岩構成岩類はジュラ紀メランジュからなる．本地域のメランジュは，泥岩を基質として砂岩ブロックが卓越する北部のユニットAと，チャート・石灰岩・緑色岩ブロックを多く含む南部のユニットBに分けられる（図―2）．滑落崖付近には北傾斜のユニットBが分布し，地すべりは流れ盤で発生している．図―1の地点AおよびBには，厚さ2m程度（下限不明）の葉理の発達した泥層が分布しており，せき止め湖堆積物と解釈される．また，その上流には河床礫層に覆われた平坦面が広がり，かつてはせき止め湖が形成されていたことが推定される．



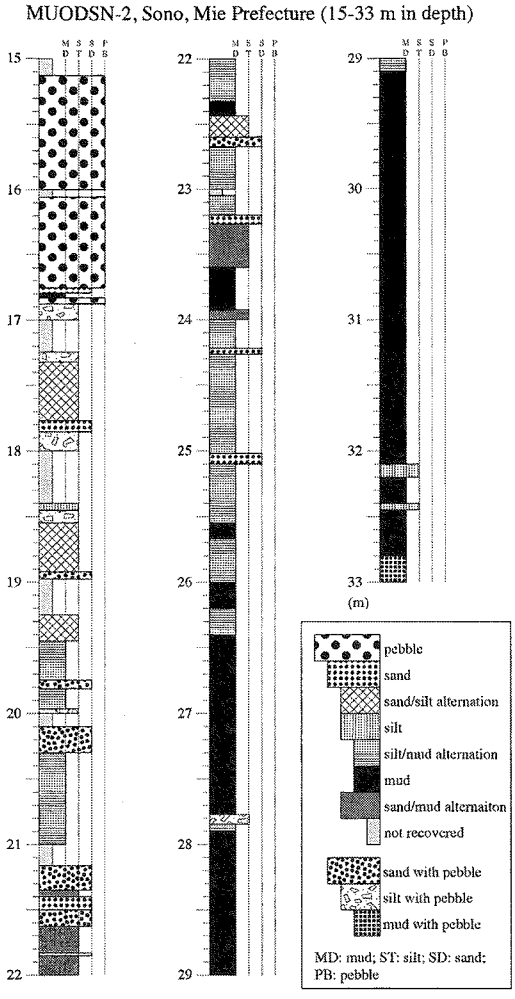
図－2　調査地域の地質図．地質図の範囲は図―1の範囲とほぼ同じ．

3. ボーリングコアの解析結果

図―1のC地点においてボーリング掘削を行った．本地点の地層は，上部約17mが土石流堆積物，その下部17-33mがせき止め湖堆積物からなる（図―3）．

3.1. AMS-^{14}C年代測定結果

表―1に，本ボーリングコアより得られた木片のAMS-^{14}C年代を示す．このデータは，一部に，より下位の木片の年代が上位の年代より若い逆転現象が見られるものの，本せき止め湖が26000 cal BP頃に形成され，その後1000年ほどの間に埋め立てられたことを示している．平均的な堆積速度は，約14mm/yearと計算されるが，今後，葉理の成因等を考察し，再考する必要がある．



図－3　図－1のC地点で掘削したボーリングコアの深度 15-33m の岩相

表－1　ボーリングコアより得られた木片の年代

深度 (m)	^{14}C 年代 (BP)*	較正年代 (cal BP)	確率**
17.70	21104 ± 69	25546-24926	95.4
20.75	21096 ± 69	25542-24919	95.4
22.52	21514 ± 70	26104-25296	94.8
		25286-25258	0.6
25.50	21257 ± 72	25760-25025	95.4
29.97	21622 ± 71	26235-25515	95.4
33.00	21898 ± 72	26739-25955	95.4

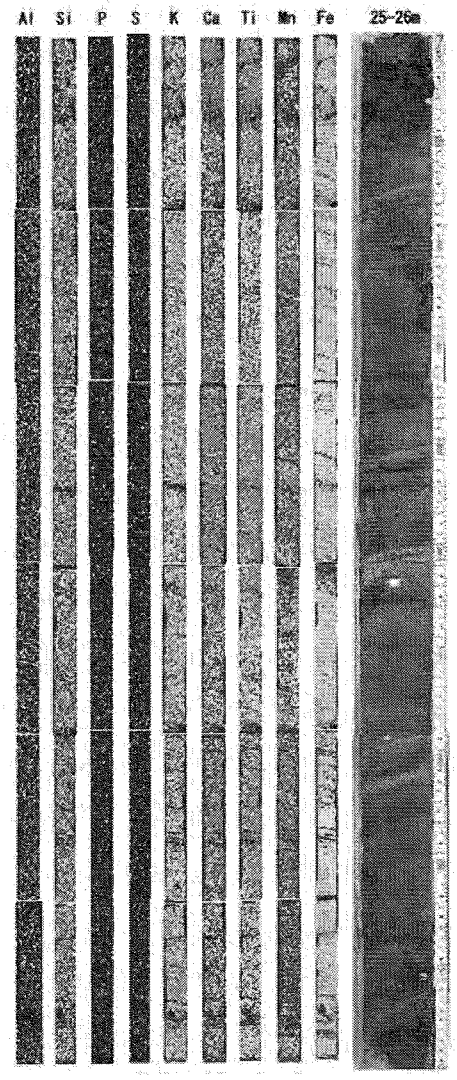
* 誤差は 1σ　　** 較正年代範囲の確率（%）

3.2. 元素マッピング結果

深度 25-30m から得られたボーリングコアを凍結乾燥し樹脂で固めた後，走査型 X 線分析顕微鏡を用い元素マッピングを行った．その結果，葉理と元素濃度の関係や Mn と Fe の正の相関などの特徴がみられた（図－4）．今後，さらに高分解能でマッピングを行い，薄片観察結果などと比較することにより，葉理の色調・構成粒子と化学組成の関係を考察する予定である．

4. まとめ

本研究により，紀伊半島南東部の薗川上流域の地すべりは流れ盤構造の部分で発生していること，その発生時期は約 26000 cal BP であること，地すべりの結果せき止め湖が形成されたこと，せき止め湖は約 1000 年間存続したことが明らかとなった．



図－4　図－1のC地点で掘削したボーリングコアの深度 25-26m のコア写真（右端）と元素マッピング結果．暖色系ほど相対濃度が高いことを示す．詳細は本論文集添付のカラー画像を参照．

文献

1) 小嶋　智ほか（2006）：滋賀県東部，姉川流域に分布するせき止め湖堆積物の特徴と ^{14}C 年代，応用地質，Vol.47, No.4, pp.196-207.

2) Kojima, S. et al. (in press): Large-scale landslides in Toyama Prefecture, central Japan, and their probable relationship with earthquakes, Environmental Earth Sciences, DOI : 10.1007/s12665-013-2654-y.

5. 2011年信越境北東部地震で発生した中条川上流の斜面崩壊機構の考察

－滑落崖頭部の140mボーリング結果－

Slope failures in the Nakajo River by the 2011 northeast border of Nagano・Niigata prefecture Earthquake

- Consideration of the 140m vertical boring data on the top of main scarp-

○塩野 敏昭，赤井 静夫，小林 保男，赤井 理一郎，室田 真宏（㈱北信ボーリング）

1. はじめに

2011年3月12日未明に発生した信越境北東部地震（M6.7）では，栄村の中条川上流において大規模な斜面崩壊（幅220m，長さ350m，崩壊土砂量1,072m^3）が発生し，天然ダムが形成された[1) 2) 3)]．さらに上流には、善光寺地震（1847年、M7.4）で崩れた天水山（標高1,088m）の崩壊地形が分布するなど，本地域では過去にも大規模崩壊が発生している[4)]．

付近を構成する地質は火山岩を挟在する新第三系の堆積岩類（魚沼層）である[5)]．

本論では，滑落崖の頭部で実施した深度140mの鉛直ボーリング（BV-9）の結果をもとに，崩壊斜面を構成する地質や地下水位の分布，P波速度構造，ボアホールカメラ撮影に基づく不連続面の特徴などから崩壊の素因と誘因および崩壊機構を考察する．また，検討中の対策工についても紹介する．

2. ボーリング調査結果

滑落崖を構成する地質は，上位から安山岩質火砕岩層，安山岩溶岩，赤色酸化を被った安山岩溶岩および礫混じり凝灰質砂岩層である（図-2，図-3）．

地質構造は，中条川の下流方向に緩く傾斜する単斜構造で，滑落崖の主側線方向では見かけの傾斜10度程度の流れ盤構造を呈する．

図-2に示すボアホールカメラによる亀裂解析によると，赤色酸化安山岩溶岩から上位の地層は極めて亀裂質である．対照的に下部の礫混じり凝灰質砂層は塊状の部分と層理面など初生構造に起因する割れ目が発達する部分からなり，深度123.50mに開口亀裂を伴う破砕帯が確認された．破砕帯は高角度で，中条川の下流方向に傾斜する．伸びの方向は地層の走行および地形解析によるリニアメントの方向と調和的である．

また，当初，滑落崖に露岩する白色凝灰岩の薄層がすべり面を形成している可能性が推定された．BV-9の深度95mに確認された同層の顕微鏡観察や室内試験から本層がすべり面に移行する可能性は少ないと判断された．

孔内速度検層によるP波速度はすべての地層で概ね1.0～2.4km/sを示す．特に，安山岩溶岩は平均一軸圧縮強度10MN/m^{2}を有するものの亀裂が発達するため全体に緩んだ状態にあると推定された．

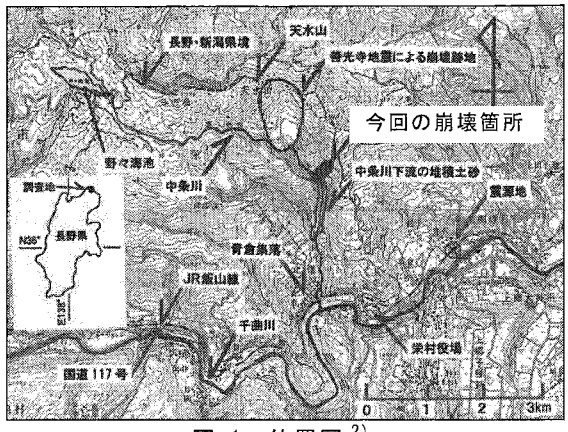


図-1 位置図[2)]

（本図は国土地理院発行の5万分の1地形図「松之山温泉」「苗場山」を引用した）

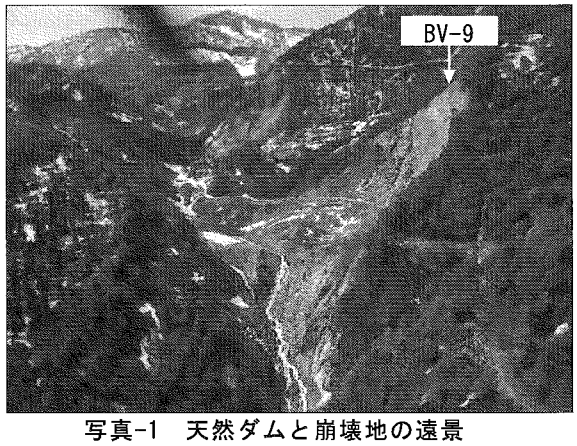


写真-1 天然ダムと崩壊地の遠景

（平成24年5月7日，長野県撮影）

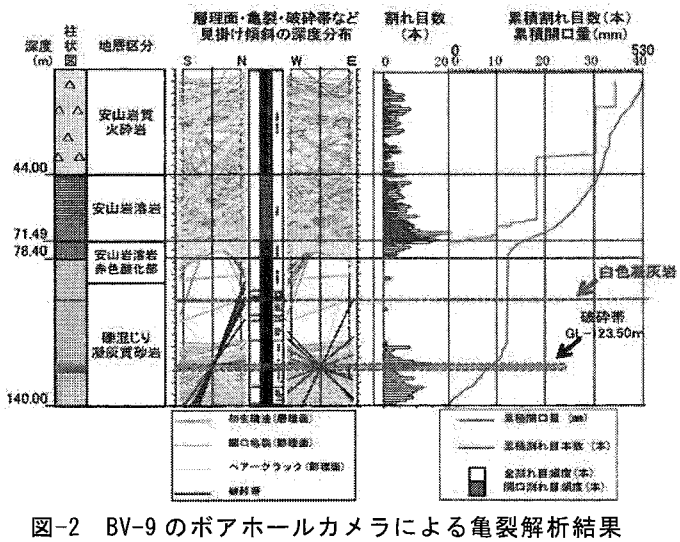


図-2 BV-9のボアホールカメラによる亀裂解析結果

滑落崖の地下水位については，掘進中の孔内水位の分布から地層毎に異なる水頭を有すると推定された．特に，安山岩溶岩は孔内水が逸水したことや降雨の後にしばしば滑落崖の露岩部から湧水が確認されたことから高透水性の地層と考えられる．

図-3には滑落部と天然ダムの地質断面図[6]を示した．ここで、すべり面は，天然ダムの崩積土と基盤岩の境界およびBV-9のGL-123.50mの破砕帯を結んで推定した．

3. 天然ダムを構成する崩壊堆積物の層序

天然ダムの天端の水路部や下流側斜面では地質構造を残した崩積土が確認できる．図-4 に示す様に崩積土は一様に下流側に傾斜した堆積構造を有し，崩壊に伴う擾乱の影響は顕著でない．

BV-9 コアや滑落崖の地質分布との対比から，下流側斜面の末端部の崩積土は礫混じり凝灰質砂岩、斜面頭部の崩積土は赤色酸化安山岩と安山岩溶岩，同じく，天端水路部は安山岩質火砕岩に対比できる．

天然ダムの右岸側には構造が乱れた崩積土も分布するが，崩壊堆積物の主体は滑落崖を構成する地層があまり乱されることなくほぼそのまま崩落してきた土塊と考えられる．

4. 崩壊機構の考察

斜面崩壊の素因として，以下の要因が指摘できる．

①安山岩溶岩が形成する小規模な尾根地形の存在
②開口亀裂により緩みの進行した安山岩溶岩の存在
③融雪期における大量の地下水の供給
④高角度の破砕帯の存在

以上の条件下において，激しい地震動が誘因となって，高角度の破砕帯と流れ盤状の地層境界を分離面とする岩盤崩壊が発生したと考えられる．

謝辞

本論の執筆にあたっては，長野県北信地方事務所林務課から資料を提供いただいた．ここに記して感謝申し上げる．

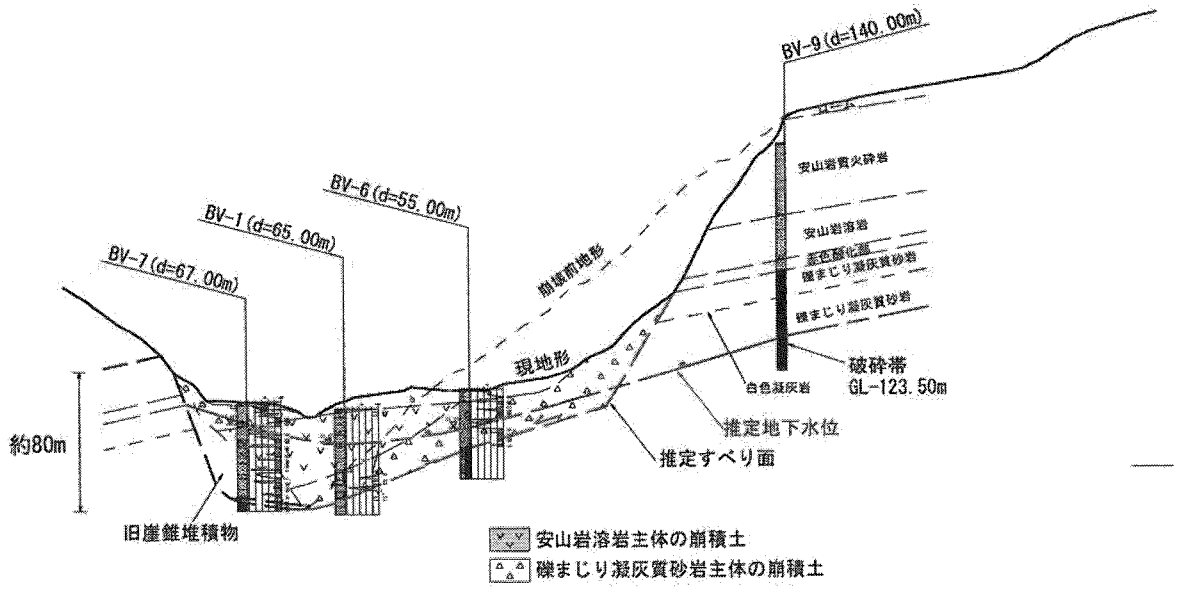


図-3　滑落崖と天然ダムの地質断面図[6]

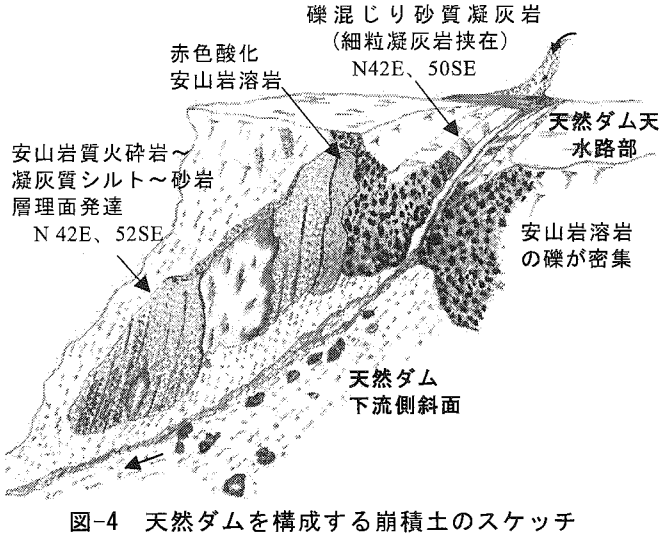


図-4　天然ダムを構成する崩積土のスケッチ

文献

1) 平松ほか（2013）：2011 年 3 月 12 日長野県北部地震による栄村・中条川上流の土砂災害，砂防学会誌，p. 29-34.
2) 赤井ほか（2011）：2011 年信越境北東部地震における被害分布，日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演集，p. 27-28.
3) 赤井ほか（2012）：2011 年信越境北東部地震で発生した天然ダムの経過，日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会講演集，p. 67-68.
4) 栄村：栄村史（水内編），p. 338-339，昭和 35 年.
5) 志久見川団体研究グループ，1991，新潟ー長野県境地域の魚沼層群の層序と火山活動．地球科学，45，p. 345-362.
6) 小林ほか（2013）：平成 23 年信越境北東部地震で発生した中条川上流の天然ダムの内部構造の考察，斜面防災対策技術フォーラム’13（投稿中）．

6. 2012年九州北部豪雨による白川流域の災害と衛星データ分析

Natural Disaster Induced by the 2012 Northern Kyushu Heavy Rain and Satellite Data Analysis in Shirakawa River Area

○黒木貴一（福岡教育大），磯望（西南学院大），黒田圭介（西南学院大）
Takahito Kuroki, Nozomi ISO and Keisuke KURODA

1. はじめに

2012年九州北部豪雨では，白川上流の黒川流域で阿蘇カルデラ壁上部の斜面崩壊と下部の土石流，カルデラ底での浸水被害が生じ，また白川下流では氾濫水・土砂による耕作地の埋没や侵食，加えて住宅地の浸水被害も見られた[1]．これら被害箇所は，国土地理院のHP[2]掲載の空中写真で確認できるが，災害種が多く撮影範囲外にも生じているため，全体を把握して地図化するには時間と労力を要する．この種の条件下では，衛星データを用いて斜面崩壊，津波浸水，土石流，地すべり，洪水氾濫など各種自然災害に対して，その範囲をコンピュータで自動分類する研究が多い．しかし2012年九州北部豪雨のように近接地域に複数種の被害が多数生じた場合の自動分類に関する検討は少ない．

ところで自然災害に対する衛星データ利用では，2時期間の変化から斜面崩壊地を抽出する試み[3]や，衛星データとDEMを併用し地すべり地形を分類する試みが以前よりある[4]．そこで本研究では，衛星データとDEMを様々に組み合わせ，2012年九州北部豪雨に伴う各種被害の分布をGISで自動分類する手法とその精度を検討した．

2. 研究方法

1) 研究対象地域と現地調査

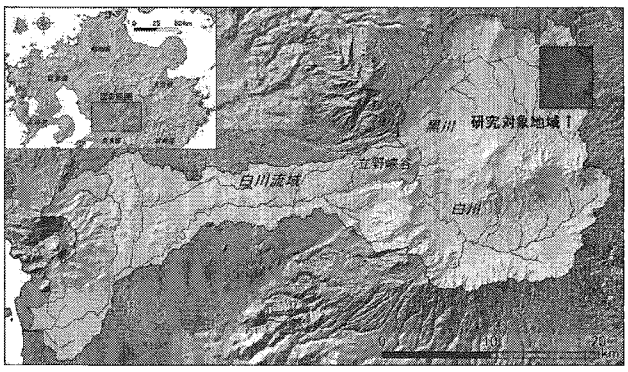


図-1 研究対象地域

各種被害の見られる熊本県阿蘇市の白川支流の黒川流域で，阿蘇カルデラ北東部の約26km^{2}を研究対象地域とし(図-1)，2013年2月に現地調査を行った．

2) 使用した地理情報

2012年10月8日取得のTHEOS(Thailand Earth Observation System)データと，2006年9月23日取得のALOS (Advanced Land Observing Satellite)データを使用した．さらに基盤地図情報の10mDEMを使用した．

3) 地理情報の組み合わせ

THEOSデータに10mDEM(傾斜と起伏)とALOSデータを加えたコンポジットデータを準備した．それぞれTHEOSデータと傾斜，THEOSデータと起伏，THEOSデータと傾斜・起伏，THEOSデータとALOSのバンド1・2，THEOSデータとALOSのバンド3・4，THEOSデータとALOSのバンド1・2・3・4，THEOSデータと10mDEMとALOSデータの各種組合せとした．

4) 分類と検証方法

坂梨と三野の現地調査結果を踏まえ，急傾斜地の表層崩壊として「斜面崩壊」と，斜面崩壊起源の流木や土砂が地表を被覆した場所として「氾濫・土石流」に被害型を区分した．これより土地被覆は斜面崩壊，氾濫・土石流のほか市街地，耕地・草地，森林，水域と区分した．各区分に対する教師範囲を設定し教師付最尤法による自動分類を実施した．さらに分類結果検証用に追加教師範囲も設定した．教師範囲及び追加教師範囲の正答率を計算し，被害その他区分の分類結果が良くなる地理情報の組合せを検討した．

3. 分類結果と正答率

1) THEOSデータ単独の場合

図-2はTHEOSデータ単独の分類結果である．カル

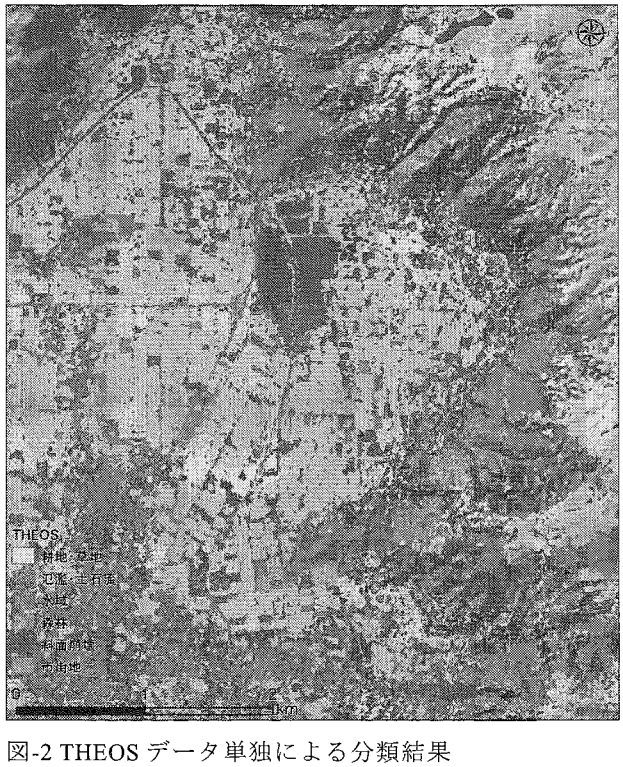


図-2 THEOSデータ単独による分類結果

デラ底の大半を占める市街地や耕地・草地の中に，氾濫・土石流が，カルデラ壁では森林の中に斜面崩壊が，外輪山では耕地・草地の中に斜面崩壊が分類できた．しかしカルデラ壁には氾濫・土石流が，カルデラ底には斜面崩壊が，外輪山には氾濫・土石流や水域も多数誤分類され，また南西部の市街地には氾濫・土石流や斜面崩壊が特に多く誤分類された．結果，教師範囲の正答率は 85.9%だが，追加教師範囲の正答率は 67.1%にとどまった．これより自然災害の被害型を含む区分に対する土地被覆分類は，単独の THEOS データでは正答率がさほど高くないことが分かった．

2) コンポジットデータの土地被覆分類

THEOS データに 10mDEM を追加する場合，THEOS データに ALOS データを追加する場合，THEOS データに 10mDEM と ALOS データ双方を追加する場合の教師範囲及び追加教師範囲の正答率を散布図とした(図-3)．

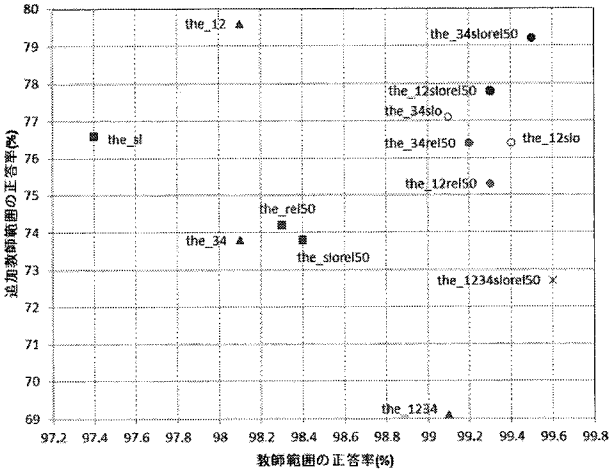


図-3 教師範囲及び追加教師範囲の正答率

10mDEM のみあるいは ALOS データのみを加えたデータを見る．両者は教師及び追加教師範囲ともに THEOS データ単独の分類を大きく上回る正答率を得た．次に分類画像を比較した所，10mDEM は傾斜・起伏両者より 1 つ加える方が，起伏より傾斜を加える方が現実に近い結果になることが分かった．一方 ALOS の 4 バンド全てより 2 つ加える方が，バンド 3・4 を加えるよりバンド 1・2 を加える方が現実に近い結果になることも分かった．つまり追加教師範囲の正答率の高さが分類精度の高さを示しやすいことが分かった．

次に 10mDEM や ALOS データを別個に加えたデータに対し 10mDEM と ALOS データ双方を加えたものを比べる．双方を加えたデータは別個に加えたものより教師範囲の正答率は格段に高いが，追加教師範囲のものは若干高い程度である．例えば THEOS データに別個に加え現実的結果が得られる ALOS のバンド 1・2 と傾斜を加えると，正答率は教師範囲では高まり，追加教師範囲では傾斜を別個に加えたものとほぼ等しい．

10mDEM と ALOS データ双方を加えたデータ同士で比較する．加えるデータが増すほど教師範囲の正答率は高まるが，追加教師範囲の正答率は必ずしもそうならない．たとえば THEOS データに傾斜・起伏双方と ALOS のバンド 1・2・3・4 を加えたものは正答率が 72.7%と最も低い．THEOS データに傾斜・起伏双方と ALOS のバンド 3 と 4 を加えたものは正答率が 79.2%で最も高い．追加教師範囲に着目すると，THEOS データに別個に加え現実的結果に遠いとされた ALOS のバンド 3・4 や傾斜・起伏に他のデータを加えた場合に正答率が高くなる逆に見える傾向が表れた．この要因を分類画像で確認した所，実際の面積が小さい斜面崩壊が，他の組合せに比較し増加し，追加教師範囲の正答率が高まる一方，他の区分の正答率はあまり変わらず，結果的に全体の正答率を高めたことが推察された．

4. まとめ

THEOS データを中心とするコンポジットデータによる土地被覆分類を試行し以下のことが分かった．

1)10mDEM を加えると正答率は向上するが，現実に近づけるにはデータは複数より 1 つ加える方が良く，そのデータは傾斜の方が起伏よりも良い．

2)ALOS データを加えると正答率は向上するが，現実に近づけるにはデータは 4 バンド全てより 2 つ加える方が良く，バンド 3・4 よりもバンド 1・2 の組合せの方が良い．

3)10mDEM と ALOS データ双方を加えると，教師範囲の正答率は向上するが，追加教師範囲のものは必ずしも向上しない．

4)THEOS データに他の地理情報を加える際，教師範囲に加え追加教師範囲の正答率も分類精度の目安となる．ただ加える情報が増すと正答率では分類精度を判断しにくくなるため，分類画像による確認が必要になる．

謝辞 本研究は，平成 24 年度科学研究費補助金(基盤研究(C))；23501243「都市域における時空間地理情報を用いた氾濫原の特性評価の研究」(研究代表者 黒木貴一) 及び 23501253「土砂災害発生に関する経年的変化の検討」(研究代表者 磯望)の一部を利用した．ここに記して謝意を表す．

文献 1)防災科学技術研究所観測・予測研究領域水・土砂防災研究ユニット(2013):2012 年 7 月 12 日熊本県における豪雨災害．http://mizu.bosai.go.jp/wiki/wiki.cgi?page=2012%C7%AF7%B7%EE12%C6%FC%B7%A7%CB%DC%B8%A9%A4%CB%A4%AA%A4%B1%A4%EB%B9%EB%B1%AB%BA%D2%B3%B2(2013 年 5 月 29 日閲覧)．2)国土地理院(2012)：平成 24 年 7 月九州北部豪雨に関する情報．http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h24-kyusyu-heavyrain-index.html (2013 年 6 月 26 日閲覧)．3)イ スラテイ ジャヤ・阿部信行(2006)：多時期の SPOT 衛星データを利用した山崩れ箇所の抽出．新潟大学農学部研究報告，58(2)，109-116．4)高木方隆・村井俊治(1994):DTM 及び衛星デ-タを用いた地すべり危険地域の抽出．地すべり，30(4)，28-35．

7. 山地災害の名称について

Study for name of Landslide

高谷精二(南九州大学)
Seiji Takaya

はじめに

自然科学の研究において、現象を記載するための言葉は、新しい現象が発見されるとその現象を表現するため言葉がつくられる。したがって研究が急速に進歩している分野では、新しい現象が発見される度に新しい言葉がつくられ、それらはやがて新しい概念として統合され新しい概念がつくられる。

最近、大規模な崩壊に対し、「深層崩壊」と呼ばれることが多い。深層崩壊は表層崩壊に対する言葉として昔からあったが、あまり使われなかった。このため、深層崩壊について新しい現象が発見されたのであろうかと考え、またその意味について考察した。

斜面崩壊の大分類

斜面崩壊を大別する言葉としては,山くずれと地すべりがある。この分類は「発生原因」に基づく分類で、山くずれは豪雨によって起こるのに対し、地すべりは地質的な特性がある、と考えられている。もう一つの分類方法は、斜面崩壊の「規模」に基づいた分類である。これは表層崩壊と深層崩壊に分類される。この分類基準は、深さに基づいた分類である。

斜面崩壊の発生原因に基づく分類

- 山くずれ
- 地すべり

斜面崩壊の規模に基づく分類（塚本良則(1998)）

- 表層崩壊　（小規模崩壊）
- 深層崩壊　（大規模崩壊）

これまでの名称

深層崩壊を含む山地の斜面崩壊現象については、元々は、山抜け、ジャヌケなどの地方名があった。このことは山間地域においては、昔から山地崩壊現象は知られていたことを意味している。この様な現象は山地災害が科学的な研究の対象となった後、各地方では別な名称であっても同じ現象であることが解り、山くずれ、地すべりなどの言葉に集約されてきたが、さらに研究が進んだ結果、現象の持つ特徴が解るにしたがい様々な分類が試みられた。

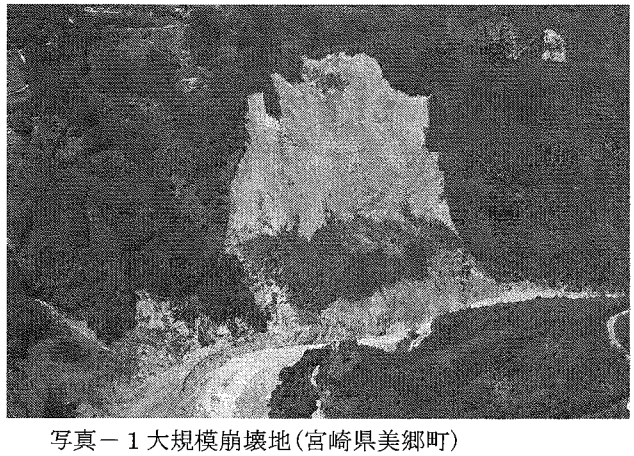
そのうち地すべり現象については研究が進められた結果、共通する現象があることがわかり、これを基準として分類基準が提案された。

分類基準としては①地質による分類②平面形態による分類③すべり面の位置による分類④移動状況による分類⑤運動機構による分類⑤構成材料による分類⑥発展過程による分類などがある。

深層崩壊という言葉の歴史

地すべりについては、詳細な研究が行われたが、山くずれについては、「豪雨により発生し、地質的特性は無い」とう以外は解っていない。さらに実際の崩壊現象では,地すべりなのか、山くずれなのか判然としない大規模な崩壊が生じている。これらは「地すべり性崩壊」とか、「崩壊性地すべり」と呼ばれてきた。

このような大規模崩壊地に対し、最近「深層崩壊」と呼ばれるようなってきた。深層崩壊という言葉は、表層崩壊と対応する言葉として昔からあったがあまり使われていなかった。一般的には小規模な崩壊は表層崩壊と呼ばれ、大規模なものは深層崩壊と呼ばれるが、この名称は崩壊の規模を現す言葉である。しかし崩壊地の調査で、最もわからない項目は「深さ」である。崩壊地の概査では「崩壊規模」が記載されているが、斜面長や幅はかなり正確に測ることができるが、「深さ」のデータは調査した個人の推定である。



写真－１大規模崩壊地(宮崎県美郷町)

写真－１は 2005 年に宮崎県美郷町で発生した野々尾地すべりである。この崩壊の規模は斜面長約 600m、幅 400m という大規模崩壊である。しかし崩壊深さは不明である。このため土量は推定深度によって計算されるので、調査者によって大きく異なる(高谷: (2007)。この崩壊は河道閉塞を起こしたが、その後の工事は渓岸の護岸工事のみで、崩壊地については行われていない。これは工事が大規模化するためと思われるが、技術の経済性から考えて妥当な判断であろう。

山地斜面崩壊の分類

大規模な山くずれは奥深い山間地に発生することが多

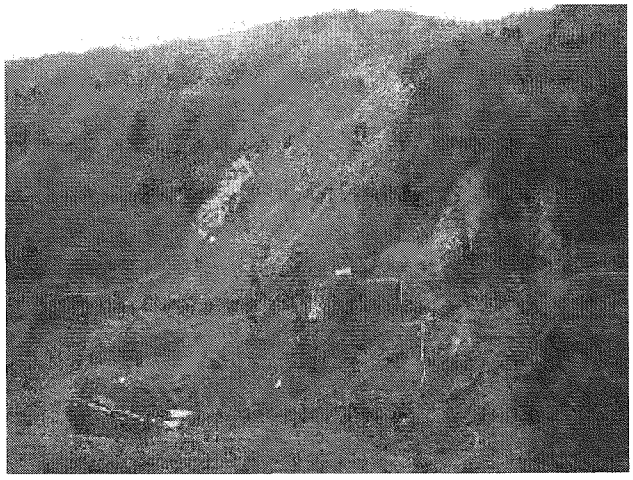
い。この場合被災対象も少ないため、詳細な調査が行われない場合も多い。このような場合、調査者が判断できる情報はきわめて限られ、ある程度の正確さが期待できるのは、地表踏査から得られる「幅」や「斜面長」であるが、土量を求めるための「崩壊深さ」は推定である。したがって「推定」からの情報に基づく判断は、あいまいさを残した判定とすべきと思われる。

このような考え方から、山くずれは表層崩壊と深層崩壊に大別し、規模、推定土量により小規模、中規模、大規模、巨大規模の四分類とする(表－１)。

表-1 従来の崩壊の規模と分類

形態	規模	土量 (m^3)	従来の名称
表層崩壊	小規模	$<10^4$	山くずれ,法面崩壊
	中規模	$10^4 \sim 10^5$	山くずれ
深層崩壊	大規模	$10^5 \sim 10^6$	地すべり
	巨大規模	10^6く	火山の山体崩壊

現在、深層崩壊として取り上げられている現象は、①山くずれ、②崩壊土量が大きな山くずれである。山くずれの原因は豪雨であるが、谷密度の発達した花崗岩地域では斜面長さが短いために崩壊の規模は小さい。しかし土石流化した場合、崩壊の規模は小さくても,災害としては大きくなることがある。一方、2011 年に発生した紀伊半島崩壊にように四万十層では、斜面長が大きいため、大規模な崩壊が発生する(写真－２)。



写真－２　大規模崩壊地（奈良県五條市）

写真－３　小規模崩壊地（福岡県太宰府市）

崩壊地の分類に対する提案

山地崩壊を調査する場合、最初の調査には、災害の規模がどの程度であるかを判断することが大切であるが、そのためには崩壊規模を大きく分類する必要がある。

大分類では山地の表層部分が崩壊する表層崩壊と、山体全体から崩壊する深層崩壊に分けることが出来る。表層崩壊は崩土量から分類すると、崩土量が 10^3 m^3 オーダーの小規模崩壊から、10^4 から 10^5 の中規模崩壊に分けることが出来る。これらは従来の名称では山くずれにあたる。これに対し深層崩壊は 10^5 から 10^6 オーダーで、規模からは大規模崩壊と言える。地すべりもこの規模が多い。10^6 以上は巨大規模で、火山の山体崩壊がこれに分類される(表－２)。

まとめ

（１）深層崩壊については定義が必要である。特に大規模な地すべりとの区別をするための基準が必要である。

文献

（１）高谷精二（2007）：2005 年台風 15 号による宮崎県内に発生した巨大崩壊、日本地すべり学会、Vol,44、No,2
（２）塚本良則(1998)：森林・水・土の保全、朝倉書店

表－２　山地崩壊のグレード

形態	土量(m^3)	規模	グレード	従来の名称
表層崩壊	$< 10^3$	小	G1	山くずれ,表層崩壊
	$10^3 \sim 10^4$	中	G2	山くずれ
	$10^4 \sim 10^5$	大	G3	山くずれ，地すべり
深層崩壊	$10^5 \sim 10^6$	巨大	G4	地すべり，崩壊性地すべり
	10^6く	超巨大	G5	火山の山体崩壊

地すべり学会より本が出版されているので
これをstandardにするべき。

8. 重力変形斜面の地形要素の記載と変形斜面の類型化

Topographical Feature and Classification of Gravitational Slope Deformation

高見智之（国際航業株式会社）
Tomoyuki Takami

1. はじめに

山体重力変形は、近年多発している深層崩壊や大規模地すべりの発生に密接に関連していると指摘されている。また、岩盤の緩みや掘削時の変動にも密接に関連しているという指摘がある。山体重力変形は、空中写真判読が普及し始めた頃から、二重山稜や山向き小崖など特異な地形をもとに指摘され、その地形地質環境の特徴の記載と成因の推定が進められてきた。近年普及した航空レーザ測量を用いることにより、斜面の段差や凹地などの微地形を高精度に把握することが可能となった。航空レーザ測量から作成される超細密ＤＥＭから微地形の解析を行うことにより、従来から記載されてきた地形的特徴をより高精度に記載し、斜面上の位置や形状、規模、微地形群の組み合わせなどから類型化し山体重力変形の範囲や変形機構の推定を試みる。

2. 重力変形に関する地形用語例

二重山稜に代表される重力変形斜面の用語は，地形学や応用地質学の分野で古くから広く使われてきた．地すべりの初期的変形地形や重力変形を示す用語の種類としては，初期的変形地形[1)]、山体重力変形[2)]，サギング（サックング）[3)]，地すべりの前兆（前駆）地形[4)]，地形的テンションクラック[4)]，クラック地形[5)]，岩盤クリープ[5)]，緩み[7)]，地割れ地形[8)]などがある．

しかし，地すべりの初期的な変形地形や重力変形を示す用語は多様であり，その示す概念は研究者により形態や成因が含まれていて多様である．

「斜面の重力変形」，「山体重力変形」，「重力変形斜面」等の用語は，近年の地形地質調査法の高度化からその実態が明らかになり，用語として定着してきている．

3. 重力変形に関連する微地形の区分と記載

重力変形に関連する微地形の用語として，二重山稜や線状凹地，小崖地形（山向き小崖・谷向き小崖）などが一般的に使われている。重力変形に関連する微地形要素とその形態，位置，を事例から整理した．微地形の要素は，山向き小崖と谷向き小崖，線状凹地，で記載することができる．

山向き小崖地形は，トップリングによって生じるものの外，溝状の陥没地の谷側や，尾根を越えた微小平面すべりなどによって生じる．

線状凹地は，地形形状からの名称であるが，成因からは山向き小崖の山側にできる凹地状の地形や，尾根越えの微小平面すべりの滑落面と尾根の間の凹地，微小平面すべりに伴う亀裂や陥没に区分できる（図-１）．

微地形の成因が地質構造などからある程度判断できる場合があり，成因に基づく微地形の名称を提案する．

１）微小滑落崖：微小な平面すべりにともなう滑落面や，トップリング変形頂部の陥没に伴う谷向き小崖地形．２）トップリング亀裂：トップリング変形に伴う山向き小崖地形．

また，不明瞭ながら斜面の形態的特徴から，重力変形が推定されるものとして次のものがある．

３）波状段差地形：平行な山向き小崖地形群や線状凹地群が不鮮明化して波状の地形断面形状を示すもの．

４）クラック地形：尾根型斜面で尾根を横断する段差状地形（尾根傾斜方向の向きの急傾斜部と鞍部，主稜線向きの小崖地形など）

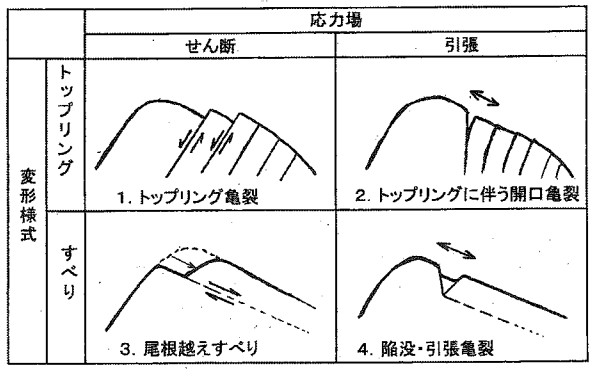


図-１　線状凹地の種類

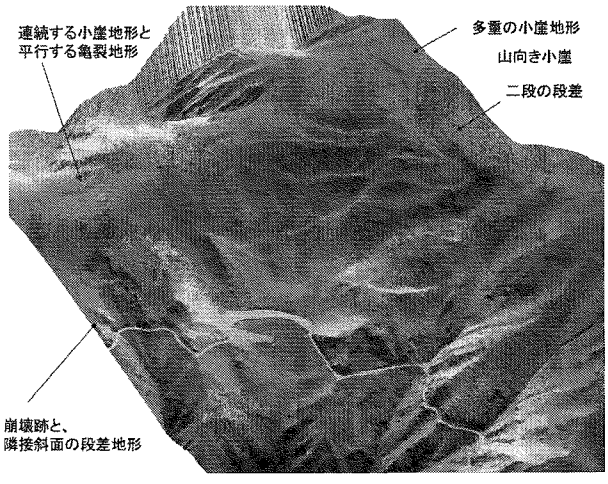


図-2　LiDAR-DEM からの陰影鳥瞰図による微地形の抽出．微小な段差が強調されて直感的に認識できる．

4. 変形斜面の下部・側方の特徴

二重山稜に代表される山体重力変形の地形特徴は，主として斜面上部から尾根部緩斜面に顕著に現れる．

二重山稜などの斜面変形が示唆される地形の下部では，斜面上部ほど明瞭な地形特徴を持たない場合が多い．変形斜面の下部に発達する地形は，1)大規模崩壊地形型，2)地すべり地形型，3)座屈・膨隆型などがあるが，不明瞭な場合も多い．

重力変形斜面の側方を限る地形としては，1)ガリー発達型，2)開析谷侵入型，3)崩壊斜面型などがあるが，不明瞭な場合も多い．

5. 重力変形斜面の類型化の試み

変形斜面の頭部に発達する微地形やその成因と，下部～側方の地形の組み合わせから，重力変形斜面の事例を基に特徴と類似性を大まかにまとめることができる（図-３）．

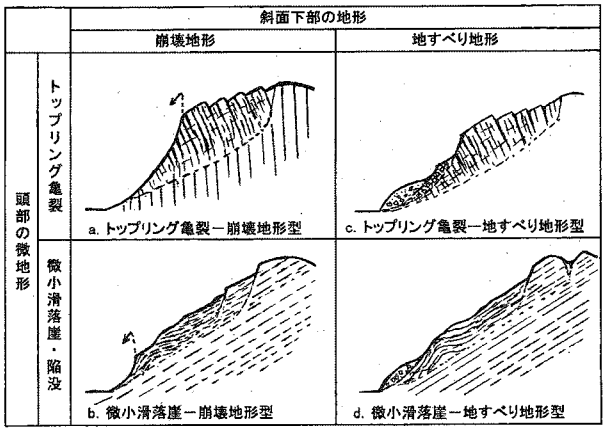


図-３　山体重力変形の類型化案

a)トップリング亀裂－崩壊地形型：高角度の地質不連続面が発達していて山向き小崖群が発達し，下部～側方に崩壊地形が発達するもの．トップリング崩壊により崩壊地形が発達すると考えられ，代表例として「赤崩」，「七面山崩れ」などがある[6]．

b)微小滑落崖－崩壊地形型：緩傾斜の地質不連続面があって斜面頭部に微小滑落崖や溝状の陥没地形があり，下部～側方に崩壊地形が発達するもの．斜面頭部の微小な平面すべりに対応して斜面下部で座屈変形が生じて岩盤が破砕され，先端斜面の傾斜が増加して崩壊が発生する場合などが考えられる．

c)トップリング亀裂－地すべり地形型：高角度の地質不連続面が発達していて山向き小崖が分布し，下部～側方に地すべり地形が発達するもの．トップリング変形が進んで変形量の大きい斜面下部で地すべりに転化したと考えられる．

d)微小滑落崖－地すべり地形型：緩傾斜の地質不連続面があって斜面頭部に微小滑落崖や溝状の陥没地形があり，下部～側方には滑落崖が明瞭な地すべり地形が発達するもの．変形の進んだ斜面下部に開析谷が侵入して地すべりが生じたと考えられる．四国の法皇山脈の例[9]はこれに相当すると考えられる．

実際の斜面では，これらの類型が複合している場合があるが，どちらが卓越しているかで変形の実態を理解することができる．また，複合している場合にはより変形が進行していると類推することもできる．

４区分した類型のうち，トップリング亀裂－崩壊地形型の事例が多く，トップリング亀裂－地すべり地形型が少ないように思われる．また，どのタイプに進行していくかは，地形と地質構造の関係の外に，斜面先端部に働く侵食営力の大きさや，基岩の特性（亀裂密度や不連続面の傾斜・平滑度など）が影響していると考えられる．

6. まとめ

山体重力変形に関する近年の多くの研究事例から，微地形と変形構造との関係が明らかになってきた．斜面の微地形の詳細を記載して区分することにより，地形特徴や微地形の組み合わせ，地質構造に基づいて地下の変形構造･変形様式を推定することが可能である．また，それらに加えて微地形の発達状況やシャープさ，斜面下部の地形などから，概略の安定性を定性的に判定することや斜面の将来的な進化経路を推定することが可能と思われる．

このように内部構造を反映した微地形や地形地質条件の組み合わせを指標とすることにより，重力変形の範囲、様式を特定して安定性の概略的評価を低コストで行うことができると考えられる．

謝辞　本研究を進めるにあたり，日本応用地質学会地すべりの初生と評価に関する研究小委員会における議論や現地研修会が有益でした．記して謝意を表します．

文献

1) 大八木規夫（2007）：地すべり地形の判読法－空中写真をどう読み解くか－，近未来社，pp.1-320.

2) 千木良雅弘（2010）：初生地すべりの解剖学，日本応用地質学会シンポジウム予稿集，pp1-8.

3) 桑原啓三（2000）：マスムーブメントの分類，山地の地形工学，日本応用地質学会編，古今書院，pp.142-148.

4) 建設省国土地理院（1976）：「航空写真による崩壊調査法，建設省国土地理院，pp1-372.

5)今村遼平ほか（1983）：画で見る地形地質の基礎知識，鹿島出版会，pp1-242.

6)千木良雅弘（1995）：風化と崩壊－第３世代の応用地質－，近未来社，pp1-204.

7)日本応用地質学会（2006）：応用地形セミナー空中写真判読演習，古今書院，pp1-234.

8)東北地方建設局河川部河川計画課(1979)地形による山地地盤調査法，

9)加藤弘徳，千木良雅弘（2009）：中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形．応用地質,50,pp 140-150.

9. 地すべり移動体中に残存する造構起源の断層

Remaining Tectonic Faults in Landslide Bodies

○脇坂安彦（土木研究所）
Yasuhiko Wakizaka

1. はじめに

脇坂ほか[1]は，四万十帯の1地すべりを事例として，地すべり移動体に特徴的な無構造な破砕岩（角礫岩など）が存在し，この無構造な破砕岩の分布位置と頻度が地すべり移動体の地質学的認定指標となることを示した．その後，Wakizaka[2]は，四万十帯および秩父帯の4箇所の地すべりにおいて，地すべり移動体中には無構造な破砕岩が卓越し，面構造を有する造構起源の断層がほとんど存在しないことから，無構造な破砕岩が高頻度出現する部分が地すべり移動体，造構起源の断層が高頻度で出現する部分は不動岩盤であることを示唆した．しかしながら，その後，他の秩父帯および蝦夷層群の地すべり移動体中に面構造を有する造構起源と考えられる断層が高頻度で分布する事例を見出し，必ずしも造構起源の断層は，不動岩盤の認定指標とはならないことが判明したので報告する．

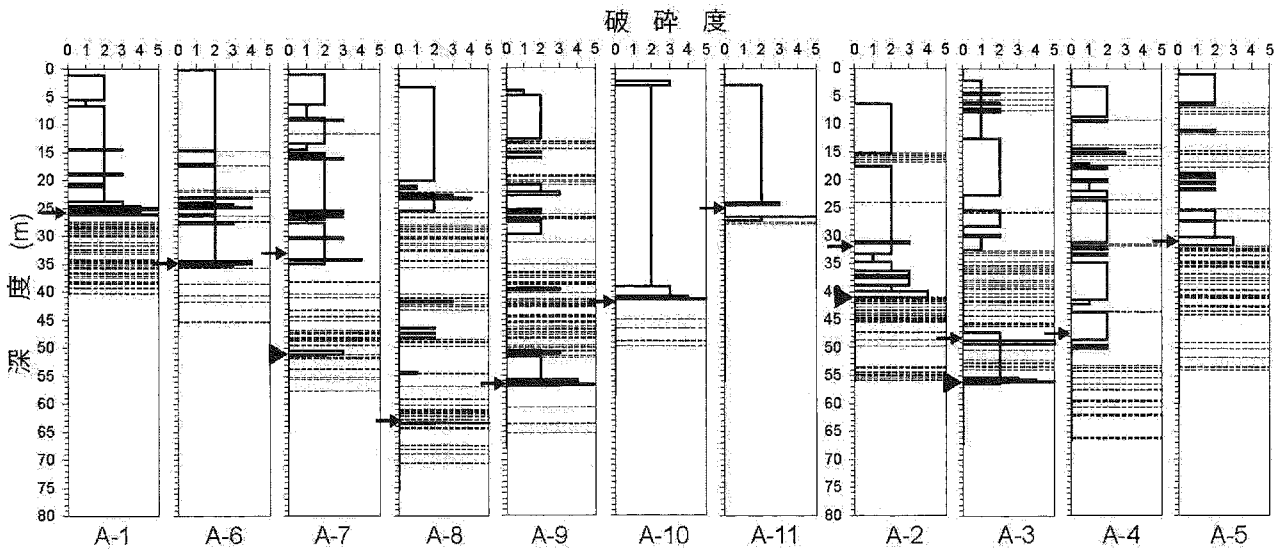
2. 対象とした地すべり

対象とした地すべりは2箇所である．地すべりAは北海道の蝦夷層群の泥岩および泥岩砂岩互層中に分布している．頭部に明瞭な滑落崖を有する全長約920 m，最大幅約400 mの超大地すべりで，少なくとも6ブロックに分割される．地層は斜面に対しておおむね流れ盤となっている．計11孔の高品質ボーリングがあり，それらの全てに孔内傾斜計が設置されている．各孔内傾斜計の設置直後の融雪期には、全孔で地すべりによる変形よって孔曲がりし、計測不能となった．

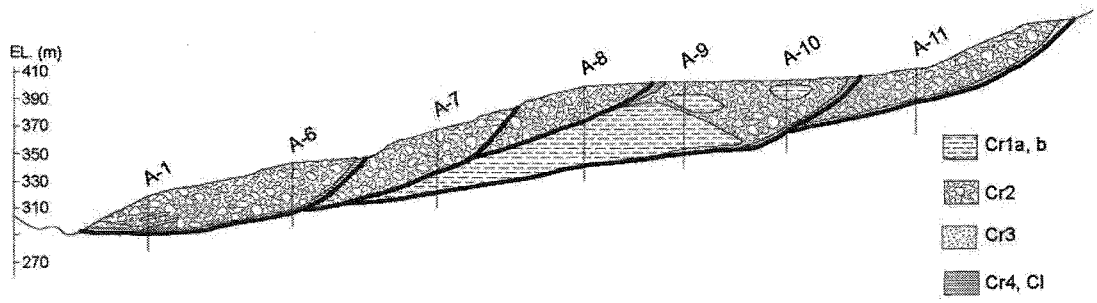
地すべりBは四国の北部秩父帯上吉田ユニットに分布し，地すべり移動体は変質玄武岩およびチャートから構成されている．地すべりのごく近傍には柏木ユニットとの境界である名野川スラストが位置している（地すべり末端とスラストの平面距離は約100 m）．地すべり頭部の地形はグラウンドなどとして改変されているため不明である．地すべりの大きさは，全長約260 m，最大幅約200 mである．2孔の高品質ボーリングがあり，いずれも孔内傾斜計が設置されており，両孔とも累積変位が検出されている．地すべりの付近には，擁壁，トンネル，道路などの構造物に割れ目や段差が生じており，これらの分布から3ブロックに分割されている．

3. 地すべり移動体の破砕度区分とせん断面の分布

図－1は地すべりAの破砕度区分（破砕度区分は脇坂ほか[1]による）とせん断面の分布を示したものである．図のようにボーリングA-1，A-10，A-11孔では，地すべり移動体内にはほとんどせん断面は分布しない．他方，これら以外の孔には多数のせん断面が分布する．これらの孔でせん断面が分布するのは，地すべりによって全く破砕されていない箇所または破砕度が最低のCr1bの箇所であり，Cr2以上の破砕度の箇所にはほと



図－1　地すべりAの地すべりによって破砕された箇所の破砕度区分とせん断面の分布．柱状図の配列は側線の配置順．破砕度区分は実線，せん断面は破線で示されている．横軸の破砕度は，0：破砕なし，1：Cr1b，2～4：Cr2～Cr4，5：Clを示す．矢印は孔曲がりの位置，三角はコア性状から確定したすべり面位置．



図－2　地すべり A の破砕度区分で表現した断面.

んど分布しない.

このような地すべり移動体中のせん断面の分布は，地すべりによる岩盤の破砕度と関連していると考えられる．図－2 は地すべり A の破砕度区分で表現した断面である．地すべり移動体中にせん断面がほとんど認められなかった A-1，A-10，A-11 孔は図のように角礫状に破砕された Cr2 の領域に位置し，他方移動体中にせん断面が多数分布している A-7，A-8，A-9 孔では下位にせん断面が集中しているが，その箇所はあまり破砕が進行していない Cr1a または Cr1b 領域に位置している．したがって，地すべり A でせん断面すなわち造構起源の断層が地すべり移動体中に残存しているのは，地すべりによってあまり破砕されていない岩塊がまとまって分布しているからであると推測される.

図－3 は地すべり B の破砕度区分とせん断面の分布を示したものである．図のように地すべり移動体中および不動岩盤の双方にほぼ万遍なく，せん断面が分布している．地すべり移動体中では，一見，無構造であっても高頻度でせん断面が分布している部分は，地すべりによる破砕と判断しなかった.このような部分は，造構的な断層が地すべりによる破砕を受けている可能性もある．B-1 孔では深度 10 m 以浅と 25～32 m 付近および 63～67 m，B-2 孔では 11～19 m 付近には，せん断面が認められないので，無構造な角礫などが分布している場合には,地すべりによる破砕と認定された.

地すべり B で地すべり移動体中に造構起源のせん断面が高頻度で分布しているのは，秩父帯のユニット境界の名野川スラストの近傍であるため，このスラストに関連した断層が元々高頻度で分布していたことと地すべりによる変形がそれほど進行していないためと考えられる

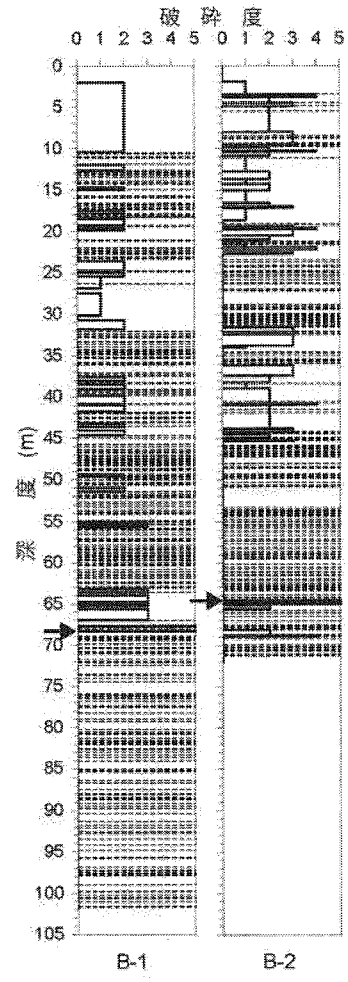


図 － 3　地すべり B の破砕度区分とせん断面の分布．凡例は図－1 と同じ.

4. まとめ

地すべりによって岩盤が変形し，破砕する際には，元々，基盤岩中に存在する造構起源の断層などの弱部は選択的に破砕されると考えられる．現に複数の地すべりでは，移動体中に造構起源の断層は認められない[2]．しかしながら，今回の事例のように地すべり破砕の進行程度，地すべりが形成される基盤中の断層分布・頻度によっては，造構起源の断層が高頻度で地すべり移動体中に存在するので，地すべり移動体または不動岩盤の認定に当たっては留意が必要である.

文献

1)　脇坂・上妻・綿谷・豊口(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，pp.231-247.

2)　Wakizaka, Y. (2013): Characteristics of crushed rocks observed in drilled cores in landslide bodies located in accretionary complexes, Tectonophysics, DOI: 10.1016/j.tecto.2013.07.018.

10. 日本全国における地すべり地形分布の定量的評価

Quantitative evaluation of the landslide distribution in Japan

○土志田正二・内山庄一郎（防災科学技術研究所）
Shoji Doshida, Shoichiro Uchiyama

1. はじめに

(独)防災科学技術研究所から刊行されている地すべり地形分布図[1]は，過去に地すべりが発生した痕跡と見られる地形を，空中写真判読を用いて1/50,000地形図上に記載したものである．地形判読には縮尺1/40,000の空中写真を基本として使用し，判読における地すべり地形の最小幅は約150 m (1/50,000地形図において3 mm)である．判読された地すべり地形は全国で約38万箇所に及び，判読範囲は本州・四国・九州・北海道の大部分を網羅している(図-1)．現在，沖縄など島嶼部や関東平野周辺の丘陵地域における地すべり地形分布図の作成を行っており，2013年度内に日本全国の地すべり地形分布図が完成予定である．これほど広範囲かつ高精度に地すべり地形を記載した事例は，世界でも類を見ない．

地すべり地形及びその周辺地域は，既にすべり面が形成していること，地すべり変動により変形・破壊を受けることなどの理由から，他の地域よりも地すべりが発生し易いと考えられる．そのため，地すべり地形を判読・記載した地すべり地形分布図は，将来の地すべり災害予測のための基礎データとなり得るが，現状では地すべり地形の有無を中心とした利活用方法がほとんどである．将来の地すべり災害の減災に役立たせるためには，個々の地すべり地形の特徴の把握や，地すべり地形の広域的な分布の傾向を示す必要がある．本研究では，日本全国における地すべり地形分布の定量的評価を行うことで，その分布の傾向を示すことを目的とする．

2. 手法

地すべり地形分布図を用いた地すべり地形分布の定量的評価に関しては，土志田ほか(2011)[2]でも行ってきたが，本研究では研究対象範囲の拡大，利用データの高精度化，及び解析手法の改良を行った．利用したデータは，前述の地すべり地形分布図と20万分の1日本シームレス地質図詳細版[3]である．地すべり地形分布を定量的に評価するため，地すべり地形判読完了範囲内の347地質区分における，それぞれの地すべり移動体の占める割合を算出し，地すべり移動体面積率図として図化を行った．地すべり移動体面積率を算出する際，広範囲における面積の比率を算出することから，緯度差による面積差が出ない投影法であるランベルト等積円筒図法を用いて，地すべり移動体データ，地質データ共にポリゴンデータを利用し解析を行っている．

3. 結果・考察

図-2に個々の地質体ごとに算出した地すべり移動体の面積比を示した地すべり移動体面積率図を示す．今回の解析範囲内全体における地すべり移動体面積率は5.2 %であった．図-2の凡例は，この全体の平均値を用いて，5段階に面積率を分類した．地すべり移動体面積率は過去にその地質において地すべりの発生度を示しており，地すべり災害が再滑動及びそ周辺地域で発生し易いことを考慮すると，これは今後の地すべり発生危険度評価としても利用することができる．

次に347の地質区分を23区分に再分類した結果を，図-3，表-1に示す．この結果を見ると，新第三紀の堆積岩類や蛇紋岩などの超苦鉄質岩類で地すべり移動体面積率が高い値を示した．第四紀の石灰岩類においても高い値を示したが，地質全体の面積が108.8 km^2と小さいことを加味する必要がある．付加体コンプレックスは全体的には低い値を示しているが，再分類前では新生代以降，及び深成岩・火山岩起源の岩体においては10.4 %以上の高い値を示す地質も多く，付加体の分類方法を再考する必要性が見られる．逆に地すべり移動体面積率の低い地質としては，花崗岩類・斑レイ岩類，第四紀以降の堆積岩類などが挙げられる．これらの結果は，地すべり発生危険度が，地質に強く依存していることを示している．

今回の研究では地質分布を空間軸として地すべり地形分布の定量的評価を行ったが，地すべり発生に強く影響を与える要因・誘因としては，地質構造・地形・内部，外部営力など様々なものが考えられる．今後は，そのような情報を組み込み，地すべり地形分布の評価を行いたい．

謝辞

本研究で用いた地質の分類方法は，(独)産業技術総合研究所の斎藤眞氏より助言頂きました．

文献

1) (独)防災科学技術研究所(2013)：地すべり地形分布図データベース [http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/]
2) 土志田正二・井口隆(2011)：地すべり地形分布図を用いた地すべり発生危険地域の評価，第50回日本地すべり学会研究発表会講演集，P-15, p.206-207.
3) 脇田浩二・井川敏江・宝田晋治(編)(2009)：20万分の日本シームレス地質図DVD版，数値地質図G-16，産業技術総合研究所地質調査総合センター

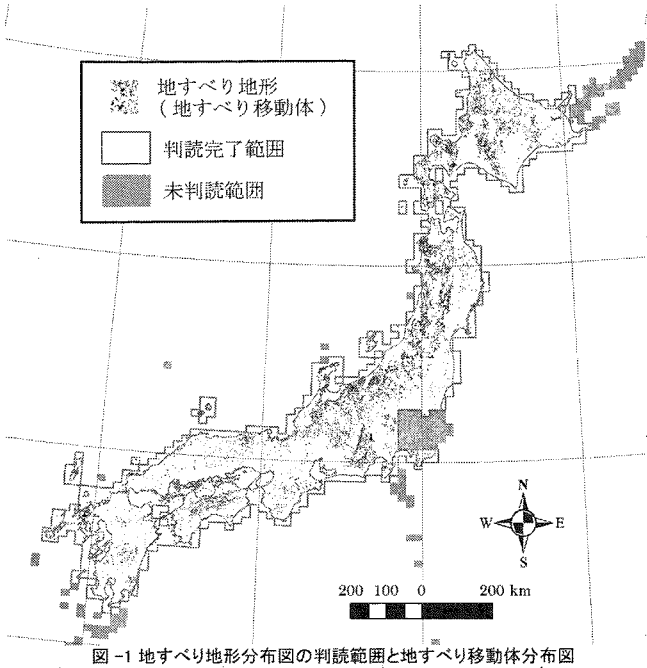


図 -1 地すべり地形分布図の判読範囲と地すべり移動体分布図

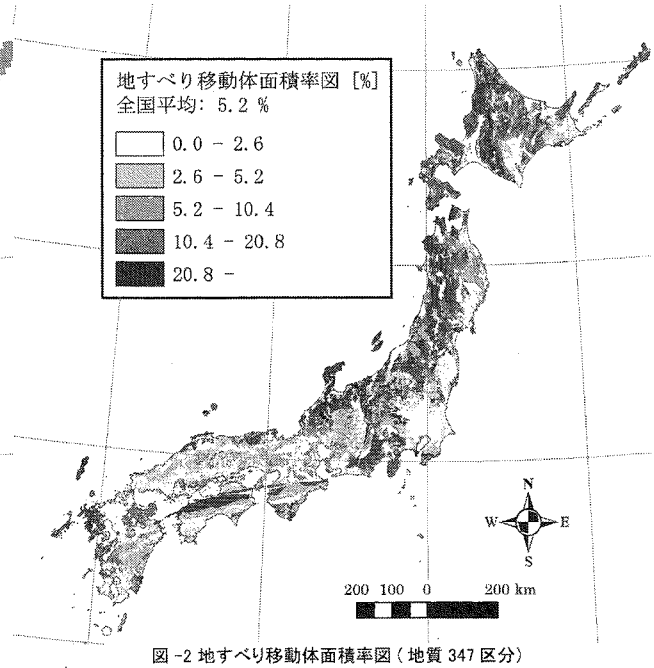


図 -2 地すべり移動体面積率図（地質 347 区分）

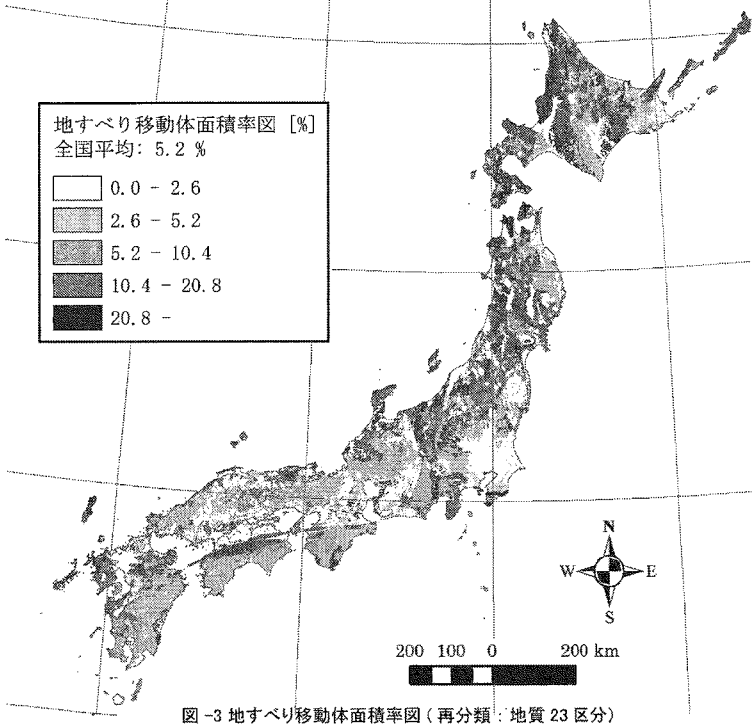
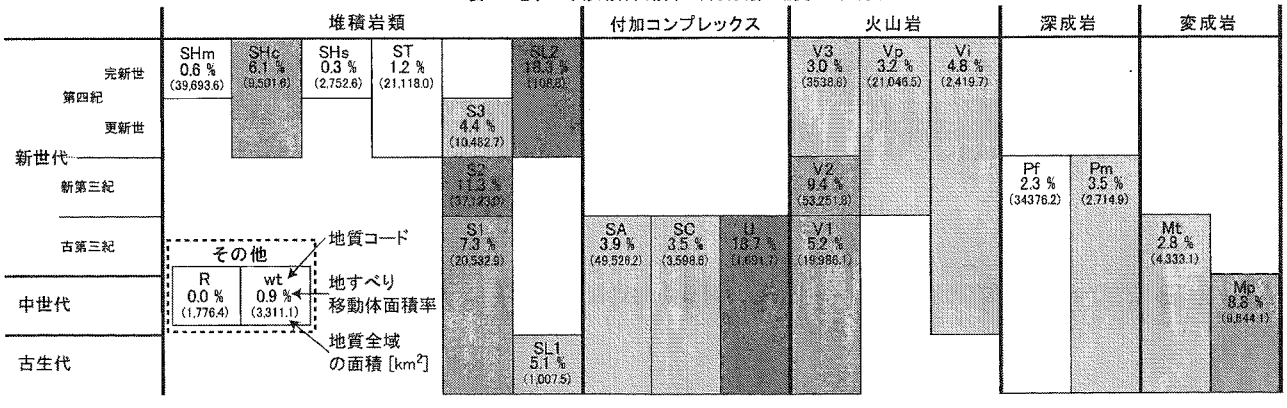


図 -3 地すべり移動体面積率図（再分類：地質 23 区分）

地質コード	地質分類
SHm	完新世の平野堆積物
SHc	第四紀の扇状地・崖錐堆積物(礫質)
SHs	完新世の砂丘・自然堤防
ST	段丘堆積物
S3	第四紀の堆積岩類
S2	新第三紀の堆積岩類
S1	古第三紀以前の堆積岩類
SL2	第四紀の石灰岩類
SL1	古生代の石灰岩類
SA	付加体コンプレックスの砂岩・泥岩
SC	チャート
U	蛇紋岩などの苦鉄質岩類
V3	第四紀の火山岩類
V2	新第三紀の堆積岩類火山岩類
V1	古第三紀以前の火山岩類
Vp	火砕流堆積物
Vi	貫入岩などの火山岩類
Pf	花崗岩などの深成岩類
Pm	斑レイ岩などの深成岩類
Mt	高温タイプ変成岩類
Mp	高圧タイプ変成岩類
R	埋立地(その他)
wt	水域(その他)

表 -1 地すべり移動体面積率（再分類：地質 23 区分）



11. 線状構造物の計画・維持のための2段階斜面評価法

Two stages evaluation method of slopes for planning and manegement of linear structures

○永田秀尚（(有) 風水土）・Amar Deep Regmi・吉田孝紀（信州大）

Hidehisa Nagata (Fu Sui Do Co. Ltd.), Amar Deep Regmi, Kohki Yoshida (Shinshu Univ.)

1．はじめに

道路・水路・鉄道・送電線・パイプライン・堤防などの線状構造物は，一般にさまざまな地形地質場を通過する．有効なバイパスがない場合，どこかの区間が被災すれば全体に大きな支障が出るため，路線沿いの防災は線状構造物にとって重要である．新設の場合は計画段階でできるだけリスクを回避すべきだが，それが不可能な場合も少なくない．また，維持管理の観点からも，受ける災害の種類や頻度，安全度の評価は必要である．たとえば日本の国道では，いくつかの重大な災害，1968年の「飛騨川バス転落事故」，1989年の「越前海岸崩落事故」，1996年の「豊浜トンネル崩落事故」などが契機となって既存路線沿いの管理体制や防災点検が強化されてきた．

路線沿いの安全度を評価する場合，対象とする災害を想定して，その頻度や規模などに対応したリスクマネジメントをおこなうことになるが，その際，どうしても高頻度の災害に偏りがちな評価傾向となり，低頻度の災害は無視あるいは軽視されがちとなる．後者も考慮にいれた評価の試みをネパールでおこなったので報告する．

2．Mugling-Narayanghat road 沿いの地形地質

今回の試みの対象としたMugling-Narayanghat roadはネパールの首都カトマンズとインド平原をつなぐネパールの主要交通路のひとつである．この道路は標高1000m前後のマハーバラト山地を穿入蛇行する流路をもつトリスリ川の左岸に沿って走っている．

調査範囲の基岩はLesser Himalayaの先カンブリア系Nuwakot Complexに属する変成堆積岩（珪岩，粘板岩～千枚岩質泥岩，変砂岩，ドロマイト）を主とし，一部に角閃岩をともなう．粘板岩～千枚岩質泥岩，角閃岩は硬質の片状岩盤を，また珪岩，変砂岩，ドロマイトは硬質で塊状な岩盤を構成する．断層沿いには破砕されて軟質化した岩石もある．調査範囲の南方にはネパールの主要構造線のひとつである主境界衝上断層（Main Boundary Thrust）があり，その影響を受けた二次的なスラストや褶曲が発達する．とくにKamalpur Thrustは道路に並行する．面構造の走向は概ね東西から北西-南東，傾斜は大きな褶曲（Jalbire Syncline）の南翼で北向き，北翼で南向きである（図-1）．岩盤表層での風化が進行し，とくに泥質岩は風化によって軟質化している．

風化や破砕による岩盤の劣化にともなって，とくにモンスーン期に崩壊や土石流が多発するが，一方地質構造に起因する深い地すべりと見られる地形も発達し，その一部は活動している．

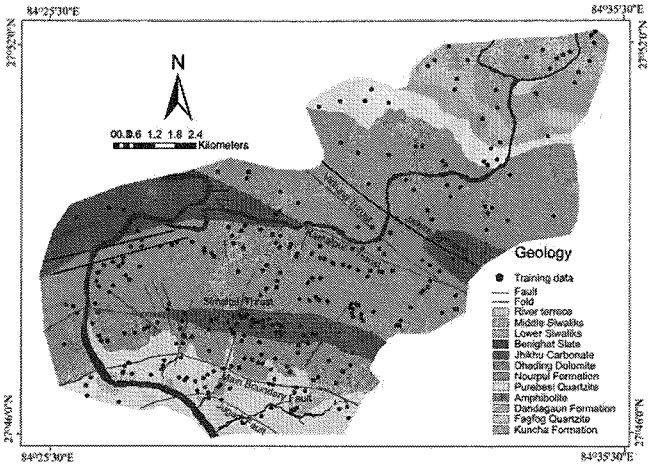


図-1　調査地周辺の地質[1)]

3．斜面評価

河川や路線の方向の変化，地質構成や構造の変化，地すべりの活動度などに対応して，路線沿いの斜面の安定度，斜面災害の種類や頻度は異なってくる．道路に直面する区間（例:山側から落石の危険性がある）と，やや広域的な斜面（例：休止している地すべりの末端を通過している）の両者に対する斜面の評価をおこなった．

現地調査の結果による評価表の一部を表-1に示す．ここでは，道路に沿うトリスリ川（一部は支流）の地質構造との関係（横谷か縦谷か），地形の特徴，地質構造，構成岩石とその特徴（硬軟，層状か塊状か，など），背景となる重力変形を記述し，これらの特徴をもとに区間を分け，その区間（場合によっては地形や構成岩石で細分）ごとに可能性のあるランドスライド(広義の)の頻度と規模を推定した．各区間の評価は背景斜面の重力変形に対するものと，路線沿いの斜面評価を組み合わせて示した．

たとえば，セクション3.1は横谷部を通過するが，粘板岩からなる上方斜面に深い地すべりは認められず，全体として安定性の高い区間（A Ⅰ）である．道路が支流に入り込む短いセクション3.2は粘板岩の流れ盤斜面となり，浅く小規模だが並進性の岩盤すべりが多発しており，今後も同様の危険性が予測される（C Ⅱ）．現在でも擁壁が設置されており，防災の対応はできていると判断されるが，予算があれば本質的に危険を回

表-1　評価表の一部

Section		3.1	3.2	3.3	3.4	4	5	6.1	6.2
Chainage (km)		30to28				28to25	25to23	23to22	
Valley type		Transverse	Longitudinal		Transverse	Longitudinal	Longitudinal	Oblique	
Geomorphic features			Banks of the Seti Khola, dip slope at the right bank	Banks of the Seti Khola, unti-dip slope at the left bank	High cliff (H=90m)	Often under cut slope of the Trishuri River		Meander core of the Trishuri River steep slope	
Geologic structure		E-W strike, steeply to moderately inclined southward	E-W strike, moderately inclined southward		E-W strike, open synclininal structure	E-W strike, moderately inclined northward	E-W strike, moderrtely to gently inclined northward	NE-SW strike, steeply inclined northwestward	
Rock		Slate	Slate		Dolomite/ quartzite	Slate	Slate-phyllite	Quartzite/ dolomite	Amphibolite
Rock features		Medium hard, layered	Medium hard, layerd, loosened along the foliation	Medium hard, layerd	Hard, partly loosened	Medium hard, layerd	Medium hard to soft, finely layered	Hard, layered	Hard, massive
Background gravitational deformation				Deep seated rockslide?		Deep seated translational or rotational rockslide on dip slope	Fault related rockslide		
Existing and possible landslides	Rockfall		△		▲			▲	
	Debiris fall				△				
	Rock topple				▲			△	
	Debris slide					△	▲		
	Rotational or translational landslide		▲			▲ ▼	▲		
	Debris flow						▲		
Evaluation to the background slope	Class	A	C	B		C	B	A	
Slope evaluation along the road	Class	I	II	II	II/III	II/III	II/III	II/III	
	Remarkes		Surface rockslides occur frequently along foliation.		Both rock fall from the high cliff and debris fall from the talus will be posible. Caution about rock topples of lossened mass along the road cut.	Some parts of deep-seated landslides are active. Successive maintenance of road and mitigation is required			
Mitigation	Gabion wall					△	△		
	Retaining wall of concrete		○			△	△		
	Removing					△			
	Drainage					○	○		
	Guard net		○		○			○	
	Bioengineering						○		
	Anchoring or nailing		○		○	△			
	Erosion control wall					△			
	Check dams						○		
Future			Rerouting by bridge					Rerouting by tunnel	

Landslides frequency and scale
△: frequently
▲: very frequently
▼: large scale

Evaluation class
A: minor influence
B: influence
C: carefully
I: less hazardous
II: hazardous
III: severely hazardous

Mitigation measures
○: effective
△: temporary or partly effective

避できる橋梁架設が望ましい．セクション3.4とこれに隣接するセクション4は，路線沿いの斜面評価はともにⅡ (hazardous) ないしⅢ (severely hazardous) であるが，前者がドロマイトや珪岩といった硬質岩からなる急斜面での落石を主とするもので背後の重力変形はあまり問題にならない（B）のに対し，後者は流れ盤となる岩盤斜面の深い地すべり地形を背後に持ち，その末端での小規模な地すべりや，擾乱を受けた岩盤表層で発生する土石流が主である．場合によっては規模の大きな地すべりが再活動する可能性もあり，より一層の注意が必要である（C）と判断した．

4．まとめ

ネパールの主要交通路であるMugling-Narayanghat roadの一部を対象に，路線に直面する斜面災害リスクと，やや広域的な斜面まで視野に入れた災害リスクとに対する二段階の評価をおこない，低頻度（だが一般に広範）のリスクも路線の維持管理に際して考慮することを試みた．このような評価法をとることで，休止中であっても地すべり地形の末端を通過するような区間では将来的に斜面が不安定となる可能性などを示すことができる．この評価法は現在の路線に対して適用できるだけにとどまらず，今後の路線改良に際しても適切な指針をあたえることができるだろう．さらに，線状構造物を新設する場合のルート選定においても有効な手法となるだろう．

文　献

1) Regmi A.D. et al (2012) The relationship between geology and rock instability along Mugling-Narayanghat road corridor, Central Nepal Himalaya. Nat. Hazards. DOI 10.1007/s11069-012-0497-6

12. 事例分析に基づく北海道における災害発生国道斜面の特徴

Characteristics of Disaster-Prone Road Slope on National Highways in Hokkaido Based on Case Analysis of Slope Disasters

○大日向昭彦，日下部祐基，伊東佳彦（土木研究所寒地土木研究所）
Akihiko Obinata, Yuki Kusakabe, Yoshihiko Ito

1. はじめに

筆者らは北海道において過去発生した道路斜面災害について，通行規制に至らぬような小規模な事例も含め収集し検討を行っている[1) 2) 3) 4)]．

本稿では 2012 年までの収集事例を基に，災害発生の素因が潜在する道路斜面の斜面性状を整理･分析し，そこから得られた崩壊等が発生した国道斜面の特徴と斜面防災上の留意点について報告する．

2. 分析方法

斜面災害事例は，比較的詳細な調査結果が得られる資料として道路防災点検業務等の受注コンサルタントが対応した災害レポート 498 事例（国土交通省北海道開発局から提供）と発生規模が大きく調査結果が文献で公表されている 54 事例(国道以外を含む)を合わせ，合計 552 事例を収集した（図－1）．これらの事例について，崩壊等発生箇所の地質種，崩壊等の発生斜面で確認された地質構造，崩壊等発生箇所における湧水の有無を抽出・整理し分析を行った．分析は事例数が多い落石（205 事例），崩壊（203 事例），岩盤崩壊（54 事例）について行った．

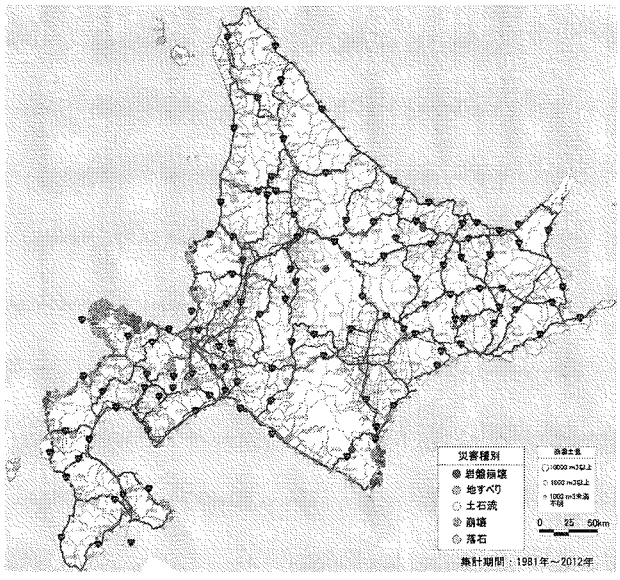
3. 分析結果と考察

3. 1 崩壊等発生箇所の地質種

災害種別に発生箇所の地質種を表－1 に整理した．落石は発生形態により傾向が異なるため，転石（抜け落ち）型と浮石（剥離）型に分けて分析を行った．

転石型落石は第四系砂・礫・粘土からなる斜面での発生事例が全体の 75%を占め圧倒的に多い．具体的には崖錐堆積物で覆われている斜面等表層部の固結度が低い地山箇所において，降雨等による表流水の影響で経年的な浸食が進行し，地山内部に埋もれていた転石が抜け落ち発生する事例が多い．

浮石型落石は新第三系～第四系火砕岩からなる斜面での発生事例が全体の 42%と最も多く，新第三系～第四系火成岩（21%），新第三系～第四系堆積岩（17%）からなる斜面がこれに続く．具体的には，凝灰角礫岩等新第三系～第四系火砕岩や砂岩等新第三系～第四系堆積岩のように，比較的新しい時代に形成され固結度が低く風化しやすい軟岩斜面において，風化の進行に伴い斜面表層の浮石が剥離する事例が多い．この他節理が発達した安山岩等亀裂質な新第三系～第四系火成岩からなる斜面において，風化の進行に伴う亀裂の進展により，斜面表層の浮石が剥離する事例が多い．



図－1　北海道における道路斜面災害の履歴分布

表－1　崩壊等発生箇所の地質種

	転石型落石		浮石型落石		崩壊		岩盤崩壊	
	件数	比率%	件数	比率%	件数	比率%	件数	比率%
第四系砂・礫・粘土	83	74.8	0	－	55	31.8	0	－
新第三系～第四系火砕岩	9	8.1	34	42.0	41	23.7	14	29.2
新第三系～第四系堆積岩	5	4.5	14	17.3	38	22.0	14	29.2
新第三系～第四系火成岩	7	6.3	17	21.0	12	6.9	9	18.8
先新第三系堆積岩	2	1.8	10	12.3	14	8.1	2	4.2
先新第三系変成岩	1	0.9	6	7.4	4	2.3	6	12.5
第四系火山灰	3	2.7	0	－	9	5.2	0	－
先新第三系火成岩	1	0.9	0	－	0	－	3	6.3
全体	111		81		173		48	

崩壊は第四系砂・礫・粘土からなる斜面での発生事例が全体の 32%と最も多く，新第三系～第四系火砕岩（24%），新第三系～第四系堆積岩（22%）からなる斜面がこれに続く．詳細をみると，斜面表層部が土砂で被覆された第四系砂・礫・粘土からなる斜面，凝灰角礫岩等新第三系～第四系火砕岩や凝灰岩等新第三系～第四系堆積岩からなり風化の進行に伴い表層部の固結度が低下した斜面で，豪雨時や融雪期に多量の水分が斜面内に浸透し，表層部の間隙水圧の増加に伴い地山のせん断強度が低下し発生する事例が多い．

岩盤崩壊は新第三系～第四系火砕岩からなる斜面，新第三系～第四系堆積岩からなる斜面での発生事例が共に全体の 29%と多い．新第三系～第四系火成岩（19%），先新第三系変成岩（13%）がこれらに続き，他の災害種と比較して先新第三系変成岩からなる斜面での発生事例の割合が高い．事例の詳細をみると，岩

盤形成時に生成された不連続面や節理等が，地下水等の影響による風化や地震動等の外的要因により，亀裂が経年的に進展・連続し発生する事例が多い．

以上の結果から，災害種により発生が多い表層部の地質種が異なることがわかった．道路防災上，これら発生が多い地質斜面に着目することが重要である．

3．2 崩壊等の発生斜面で確認された地質構造

表－2 に各災害種の発生斜面で確認された地質構造を整理した．1事例当たり該当する地質構造が複数ある場合は複数選択している．その結果，風化，節理，流れ盤，変質，層理面，スレーキング，弱線，断層，受け盤，劈開・片理といった様々な地質構造が確認された．これらの地質構造は大局的に，風化，変質，スレーキングといった軟質化構造と節理，流れ盤，層理面，弱線，断層，受け盤，劈開・片理といった不連続構造に大別される．

落石発生箇所では，風化（46%）と節理（34%）が突出して多く確認された．風化により表層の固結度が低下し，転石が抜け落ちる事例や節理が発達する斜面において，風化に伴う亀裂の進展により浮石が剥離する事例が多い．

崩壊発生箇所では風化（49%）が突出して多く，風化の進行により表層部が脆弱化し緩んだ斜面から発生する事例が多い．

岩盤崩壊発生箇所では節理（34%）が最も多く，大局的な区分でも節理や流れ盤といった不連続構造（74%）が多く確認され，不連続構造を起源とする亀裂が進展し発生する事例が多い．

以上のことから，落石や崩壊発生箇所では風化の割合が高く風化に伴う岩質の変化に，岩盤崩壊箇所では不連続構造の割合が高いことから不連続面の連続性の進展について，前回点検時との違いに着目し観察することが道路防災上重要であると考えられる．

3．3 崩壊等発生箇所における湧水の有無

災害種別の全事例に対し，崩壊等の発生箇所において湧水が確認された件数を整理した（図－2）．

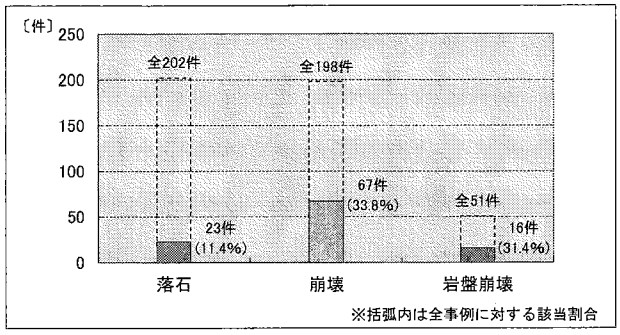
落石は全体の 11%の事例で湧水が確認された．湧水により地盤が緩み，不安定化した転石や浮石が落下する事例が多い．

崩壊は全体の 34%の事例で湧水が確認された．湧水は透水層と不透水層の境界から滲みだしている事例が多く，斜面内部において境界付近の透水層部は水みちとなり災害弱点箇所となっていると考えられる．この箇所に豪雨や融雪期等に過多の水分が供給された場合に地盤が緩み崩壊に至る事例が多いといえる．

岩盤崩壊は全体の 31%の事例で湧水が確認された．層理面など不連続面から湧水が流出している事例が多く，このような箇所では岩盤内を地下水が通っていることが考えられる．寒冷地では地下水の影響により，凍結融解による風化の進行や氷結圧による分離面の進行がおこり，岩盤崩壊を助長させることが知られている．これらのことから，湧水が確認される斜面には，斜面内部の地下水の影響により崩壊等を招く恐れがあるため留意が必要である．

表－2　崩壊等の発生斜面で確認された地質構造

	落石		崩壊		岩盤崩壊	
	件数	比率%	件数	比率%	件数	比率%
軟質化構造						
風化	58	45.7	65	49.2	19	15.8
変質	6	4.7	10	7.6	10	8.3
スレーキング	4	3.1	6	4.5	2	1.7
軟質化構造合計	68	53.5	81	61.4	31	25.8
不連続構造						
節理	43	33.9	19	14.4	41	34.2
流れ盤	8	6.3	11	8.3	16	13.3
層理面	4	3.1	9	6.8	9	7.5
弱線	1	0.8	4	3.0	6	5.0
断層	0	–	4	3.0	7	5.8
受け盤	1	0.8	4	3.0	5	4.2
劈開・片理	2	1.6	0	–	5	4.2
不連続構造合計	59	46.5	51	38.6	89	74.2
全体	127		132		120	



図－2　崩壊等発生箇所における湧水の有無[4)]

謝辞

本論文をまとめるにあたり，斜面災害の資料収集などで国土交通省北海道開発局関係各位には多大なご協力をいただいた．ここに深くお礼を申し上げます．

文献

1) 伊東佳彦，阿南修司，日外勝仁，高橋幸継（2010）：北海道における国道沿いの斜面災害履歴の分析結果について，日本応用地質学会平成 22 年度研究発表会論文集，pp.101-102.

2) 伊東佳彦，阿南修司，日外勝仁，倉橋稔幸，大日向昭彦（2011）：北海道における斜面災害履歴と通行規制記録の分析，日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会論文集，pp.15-16.

3) 大日向昭彦，日下部祐基，伊東佳彦（2012）：斜面災害事例の履歴分析に基づく北海道の道路斜面災害の実態と特徴，日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会論文集，pp.69-70.

4) 大日向昭彦，日下部祐基，伊東佳彦（2013 投稿中）：北海道における崩壊等発生国道斜面の性状分析結果について，寒地土木研究所月報（技術資料）

13. 凍結最低温度が凍結融解による岩石劣化に与える影響調査

Investigation of effect that freezing the lowest temperature gives to rock deterioration by freezing and thawing

○日下部祐基，伊東佳彦，井上豊基（土木研究所　寒地土木研究所）
Yuki Kusakabe, Yoshihiko Ito, Toyoki Inoue

1. はじめに

岩盤を切削した法面において，切削時には新鮮で堅固な岩盤が，時間の経過とともに劣化し法面崩壊に至る現場が時々みられる．北海道のような積雪寒冷地では，崩壊要因の１つとして凍結破砕あるいは凍結融解の繰り返しによる岩石劣化が考えられる．

現行の凍結融解試験を岩盤斜面の耐久性評価に適用しようとした場合，自然環境とは最低温度および凍結速度が相違することが問題点として挙げられる．実験室における凍結融解試験結果が自然環境のもとでどのように対応するかについての知見は得られておらず，自然環境下における斜面の劣化予測に室内試験の結果をそのまま用いることができない．

ここでは，岩石劣化における問題解決の基礎的試験として，凍結融解試験の凍結最低温度を変化させた試験を行い，温度変化の影響を検討[1)]したので報告する．

2. 試験概要

試験に用いた岩石試料は，釧路市東部の丘陵地から採取した古第三紀天寧累層の礫岩と砂岩である．試料採取地は，道路建設現場で平均掘削深さ 40m 程度の切土区間である．採取した試料の深度は掘削途中のものであるが，地表面より 10m 以深のものであったことから過去に凍結融解を受けていないと判断した．試験供試体は，道路建設現場から 20cm 角程度の岩塊を試験室に搬入し，φ66mm サンプラーでサンプリングしたコアを長さ 10cm に切断して作成した．

実施した岩石試験は，岩石の基本物性値を求めるために「密度吸水および有効間隙率試験」，「超音波速度試験」および「一軸圧縮試験」，凍結融解後の劣化度を把握するために，「凍結融解試験」と任意凍結融解サイクル数における「超音波速度試験」および「一軸圧縮試験」である．凍結融解試験は，基本試験をコンクリートの凍結融解試験に準じて行った．

今回の研究目的である凍結最低温度の変化としては，表-1 に示す 3 ケースの温度条件（凍結最低温度=-18℃（基本試験），-9℃，-3℃）および凍結融解時間を用いて実施した．凍結融解試験後に「超音波速度試験」と「一軸圧縮試験」あるいはどちらか 1 つの試験を行った．

3. 試験結果および考察

3.1 試験結果

岩石試料の基本物性の試験結果を表-2 に示す．礫岩は，一軸圧縮強さが 33.4MPa で比較的堅固な岩であり，砂岩は一軸圧縮強さが 14.7MPa で一般には軟岩に分類される岩石である．

凍結融解試験後の超音波速度試験結果として，図-1，2 に礫岩および砂岩の測定された全供試体の凍結融解サイクル数と相対動弾性係数の関係を示す．礫岩は，凍結融解サイクル数 300 回でも崩壊せず，相対動弾性係数の減少傾向は凍結最低温度の低いケース 1，2 に比較して相対的に凍結最低温度が高いケース 3 の方が小さくなっている．

砂岩では，礫岩で見られた傾向が顕著に表れ，ケース 1，2 が凍結融解サイクル数 20 回程度の初期のサイクルで相対動弾性係数が 20%程度と急激に減少しているのに対し，ケース 3 は凍結融解サイクル数 100 回でも相対動弾性係数が 70%程度に収束するような比較的穏やかな減少傾向を示している．

これらの傾向は，凍結融解試験後の一軸圧縮試験結果でも同様に確認された．

表-1　凍結融解試験の凍結融解温度条件および凍結融解時間

凍結融解ケース名称	凍結工程		融解工程		合計
	温度	時間	温度	時間	
ケース1（凍結温度-18℃）	-18±2℃	2時間20分	+5±2℃	1時間10分	3時間30分
ケース2（凍結温度-9℃）	-9±2℃	2時間20分	+5±2℃	1時間10分	3時間30分
ケース3（凍結温度-3℃）	-3±2℃	2時間20分	+5±2℃	1時間10分	3時間30分

表-2　岩石試料の基本物性値

試料名	湿潤密度	乾燥密度	飽和密度	吸水率	有効間隙率	含水比	P波速度	S波速度	一軸圧縮強さ	静弾性係数
	ρt (g/cm3)	ρ_d (g/cm^3)	ρ_{sat} (g/cm^3)	*ab* (%)	*ne* (%)	*w* (%)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	σ_c (MPa)	$E_{t,50}$ (MPa)
礫岩	2.62	2.56	2.62	2.33	5.96	2.32	4.78	2.45	33.40	9.16E+03
砂岩	2.38	2.22	2.40	7.81	17.36	7.07	2.28	1.12	14.70	2.66E+03

3.2 凍結最低温度と劣化傾向

凍結最低温度の違いによる劣化傾向の違いについては，コンクリートの分野で確認されてその原因が考察されている[2]が，岩石についても調査された事例がある．福田[3]によると小樽市手宮地域の古第三紀の凝灰岩を用いて，凍結最低温度を-2℃，-4℃，-6℃，-8℃，-10℃に設定（融解温度は+10℃の一定，1日1サイクル）して10サイクル後の供試体残存損失率を求めて比較した結果，-6℃以下で破壊が著しいことを示している．本試験では，1サイクルの凍結融解時間を短くして多サイクル数（礫岩：最大300サイクル数，砂岩ケース3：最大100サイクル数）とし，任意サイクル数での劣化傾向を試験調査した．

本試験結果による同一凍結融解サイクル数における凍結最低温度と相対動弾性係数の各サイクル数における平均値との関係について，礫岩を図-3に，砂岩を図-4に示す．礫岩は，堅固な岩石であることから各値の減少傾向が小さいために，直線あるいは緩い曲線的な傾向になっている．

砂岩では，凍結最低温度が-3℃から-9℃で相対動弾性係数が急に低下し，-9℃と-18℃では低下傾向が緩くなっていることが分かる．この傾向は前述した福田が示した，-6℃以下で破壊が著しいことと調和的である．

このような傾向を示した原因には，コンクリートの分野では最低温度が低いものほどコンクリート硬化体の細孔組織中の凍結水量の割合が多くなることが挙げられている．また，前述の福田による事例では，岩石内の水には0℃以下でも凍結しない不凍水の存在が知られており，これに岩石内に生じる水流を考慮して，岩石が凍結する温度と水の供給条件が凍結破壊の状態や程度に影響することを挙げている．今回の結果についても，同様の原因が考えられるが，メカニズムの詳細な解明については今後の課題と考える．

4. まとめと今後の課題

今回の試験結果では，凍結最低温度が低いケースに対して温度が高いケースの相対動弾性係数および一軸圧縮強さの減少傾向が小さくなった．この原因には，コンクリートの分野や，岩石の研究事例で示されている原因が考えられるが，メカニズムの詳細な解明については今後の課題である．

参考文献

1) 日下部祐基，他(2013)：岩石劣化の凍結温度の影響と評価について，寒地土木研究所月報，No.724，pp32-38.
2) 石井清，他(1997)：凍結融解作用を受けたコンクリートの劣化予測に関する研究，土木学会論文集，No.564/V-35，pp.221～232.
3) 福田正巳(1985)：小樽手宮洞窟壁面遺跡の凍結破損防止にかかわる基礎研究，低温科学，物理編 43，北海道大学，pp.171～180.

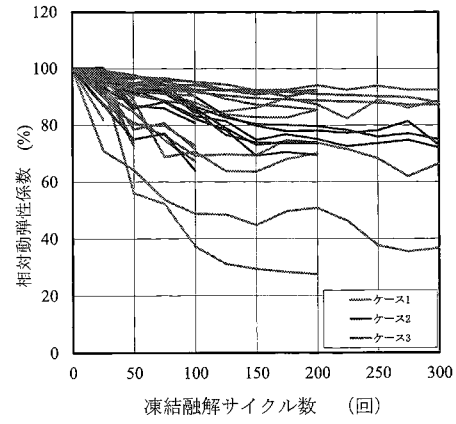


図-1 凍結融解サイクル数と相対動弾性係数(礫岩)

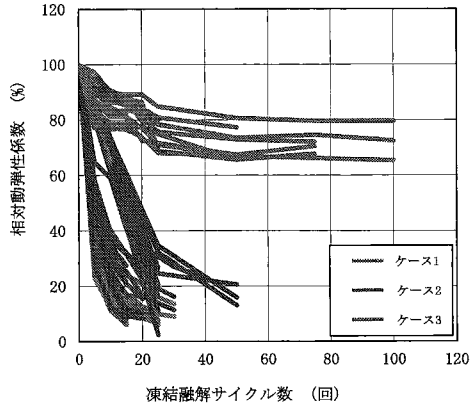


図-2 凍結融解サイクル数と相対動弾性係数(砂岩)

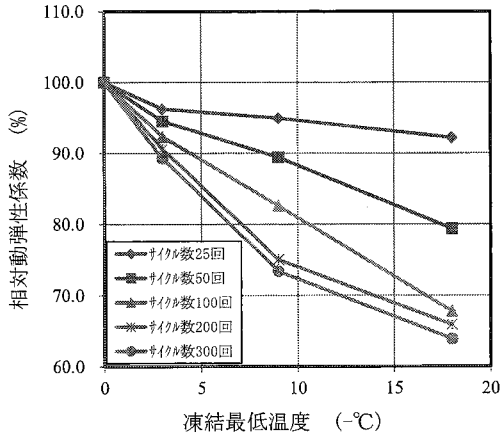


図-3 凍結最低温度と相対動弾性係数（礫岩）

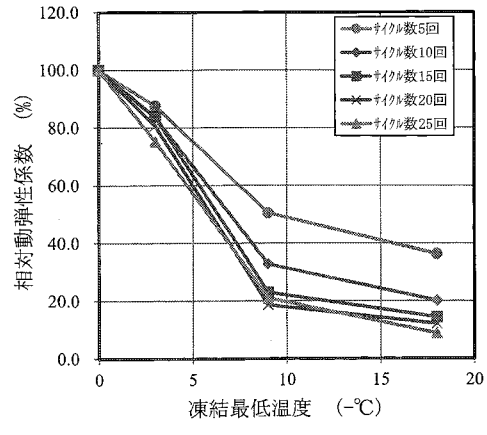


図-4 凍結最低温度と相対動弾性係数（砂岩）

14. 大規模斜面崩壊とそれに起因する高濃度濁水塊の下流伝搬

Study on Relationship between Debris Flows Caused by Landslides and Thick Turbid Water Masses in a Heavy Rain

○秦野輝儀（電源開発(株)），有賀茂（電源開発(株)）
Teruyoshi Hatano, Shigeru Ariga

1. はじめに

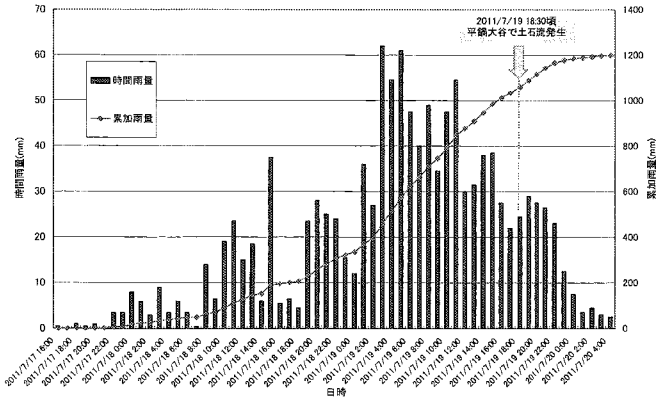
豪雨により洪水の発生している河川においては，しばしば，斜面崩壊および土石流起源の高濃度の濁水塊が流下し，その際，河川に配置された濁度計のある測水所において一時的に高い濁度が計測される場合がある．

平成 23 年台風 6 号の室戸岬沖での停滞に伴って発生した 1,000mm を超える記録的な豪雨により，高知県安芸郡北川村の奈半利川の三つの支流において大規模な斜面崩壊が発生し，その土石流が奈半利川に流入した．土砂流入により奈半利川に設置されている複数の測水所において高濃度の濁水塊の流下が数時間にわたり観測された．

この洪水時における測水所の濁度の監視を通じて，上流域で発生した四回の土石流について，5 箇所の測水所での濁度変化グラフから流入時刻を概略特定することができたので以下に報告する．

2. 降雨と災害の概要

台風 6 号の接近・停滞・通過に伴う豪雨であり，魚梁瀬雨量観測所での 7 月 17 日 15 時から 20 日 4 時までの連続雨量が 1,199mm に達し，最大 24 時間雨量は 860mm で，最大時間雨量 62mm の長時間の豪雨を記録した．[1] 図－1 に時間雨量の変化を示す．



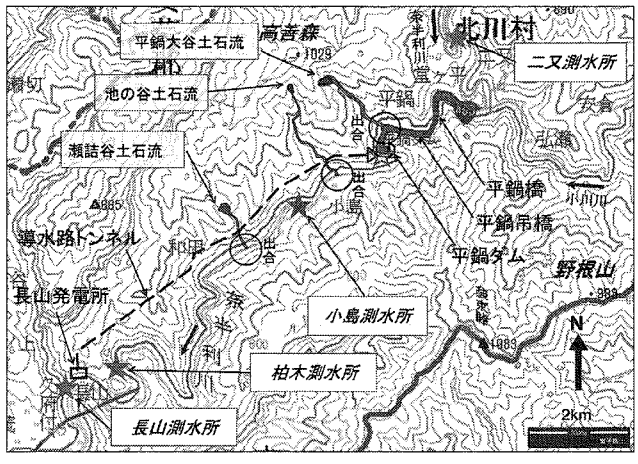
図－1　魚梁瀬（気）雨量観測所の記録

この豪雨により平成 23 年 7 月 19 日 17 時から 19 時にかけて，奈半利川右岸の平鍋大谷，池の谷，瀬詰谷の 3 箇所の支流において 20 万 m^3～10 万 m^3 の大規模な斜面崩壊とそれに伴う土石流が発生した（図－2 参照）．[1),2),3)]

その結果，右岸を通る国道 493 号線が 4 箇所で寸断された．[2)] そのうち平鍋ダムの調整池に流入した土石流は，最大規模の 32 万 m^3 を示し，崩壊箇所で約 19 万 m^3，土石流による渓岸侵食約 17 万 m^3 および渓内堆積量が約 4 万 m^3 であった．これにより段波が発生し，下流の平鍋ダム（高さ 38m，コンクリート重力式）を越流した。当時の河川流入量は平鍋ダム洪水量の 1,000m^3/s を超える 1,700m^3/s を記録しており，洪水吐ゲートによる放流中であった．[3)]

3. 測水所と濁度測定

奈半利川中流域から下流域にかけては，3～8km 毎に当社の測水所が設けられており，その中に濁度計（北斗理研(株)MA-955D）が設置されている．本検討では，図－2 の位置図に示す通り奈半利川本流の二又から平鍋ダムを経て長山に至る 21km 区間に位置する二又，小島，柏木，長山の 4 箇所の測水所の濁度変化について豪雨期間中の記録を確認した．なお，平鍋ダムにも濁度計が設置されていたが，平鍋大谷からの土石流の段波の影響で計測不能となったが，越流直前の 18 時 30 分までの記録を確認した．



図－2　測水所及び土石流の発生箇所の位置図

4. 高濃度濁水塊の下流伝搬

濁度変化について検討した結果，小島及びその下流において高濃度の濁水塊の流下が 7 月 19 日 17 時～23 時にかけて認められた．

本発表において高濃度濁水塊は，1,000 度（1,000 度はカオリン基準濁度で 1,000ppm）を超える濁度を持つ水塊と定義する．奈半利川中流域～下流域の洪水時の濁度は，通常，高くても 500 度程度である．1,000 度以上は，斜面崩壊や土石流が原因となる濁度上昇であ

り，今回のような規模では，測定限界の 2,000 度を超える状態が数十分以上続くことがわかった．

基準点は平鍋大谷出合とし，各測水所や構造物の距離を横軸に，縦軸に経過時間とした濁度のダイアグラムを図－3 に示す．

この図に示されるように，複数の濁水塊が奈半利川を流下しており，その濁水塊の確認時刻と土石流の発生した平鍋大谷，池の谷，瀬詰谷の出合の位置の関係から，高濃度濁水塊は各支流で発生した土石流によることが明白となった．

測定記録が 10 分毎であることから，数分から最大 10 分の誤差はあるものの，土石流の本流出合への流入時期は．瀬詰谷土石流が 17 時 25 分頃，池の谷土石流が 17 時 51 分頃，平鍋大谷土石流は 18 時 36 分頃，平鍋大谷二次土石流は 20 時 24 分頃であることが判明した．

5. まとめ

奈半利川の洪水時における濁度の変化を通じて，上流域で発生した斜面崩壊や土石流の状況について，測水所の濁度変化グラフから流入位置や流入時刻を概略特定することができることが判った．

このことから，濁度変化，特に高濃度濁水塊をモニタリングすることで豪雨時に確認が困難な斜面崩壊や土石流の発生場所・状況を捉える手段として活用できる可能性が考えられる．

6. おわりに

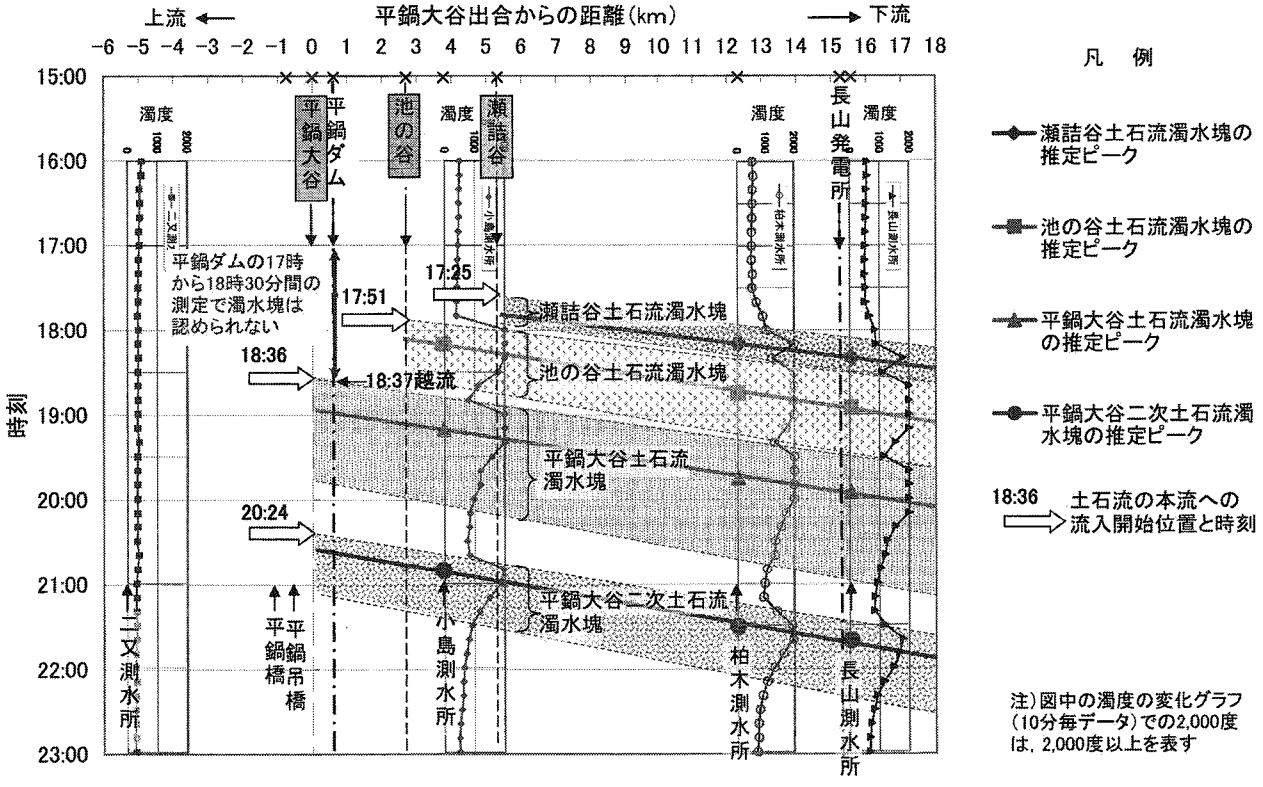
本検討を実施するにあたり，国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所から地形地質情報をご提供頂いたほか，土木研究所土砂管理研究グループからは貴重なご意見を頂いた．末筆ながら感謝の意を表します．

文献

1) 独立行政法人土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム（2011）：高知県北川村で発生した土砂災害の調査結果
http://www.pwri.go.jp/team/volcano/kouchi_kitagawamura/110731hiranabe.pdf

2) 笹原克夫；加藤仁志；桜井亘；石塚忠範；梶昭仁（2011）：平成 23 年台風 6 号により高知県東部で発生した深層崩壊，砂防学会誌，Vol.64, No.4, pp.39-45.

3) 秦野輝儀；中山義紀；斉藤文彦（2012）：土石流の流入に起因する平鍋ダムの越流現象，電力土木，No.362, pp.44-47



図－3　奈半利川の高濃度濁水塊（濁度 1,000 度以上）の流下ダイヤグラム（平成 23 年 7 月 19 日）

15. 地すべり地における比抵抗モニタリングによる融雪水浸透の可視化

Visualization of melted snow water infiltration using resistivity monitoring in landslide area

○中里裕臣，井上敬資（農研機構），寺田剛（北海道開発局）
Hiroomi Nakazato, Keisuke Inoue, Takeshi Terada

1. はじめに

山形県鶴岡市の七五三掛地すべりでは風化粗粒玄武岩層がキャップロックとなっており，すべり面に作用する間隙水圧の低減とともにこの風化粗粒玄武岩中の効率的な地下水排除を目的として，物理探査により浸透状況の違いを３次元的に把握することが課題となっている。中里ほか(2013)は TDEM 電磁法探査により風化粗粒玄武岩層の層厚分布をある程度把握できることを明らかにしたが，比抵抗値の変化に対する電磁応答の感度が小さいため，TDEM の時系列探査による比抵抗変化から地層中の飽和度変化等の検討は困難と考えられた。さらに，飽和度変化を対象として比抵抗変化を観測する場合，変化は地表付近の不飽和帯に限られ，地すべり対策に有用な比較的深部の情報を得るのは困難である。そこで，ここでは融雪水浸透に伴う地温低下による比抵抗の増大（図-1）に着目し，比抵抗法２次元探査の時系列測定により融雪水浸透の可視化を試みた。

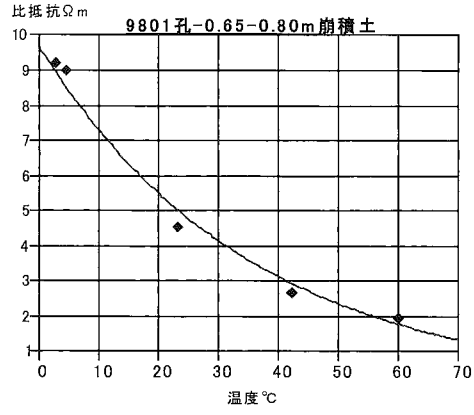


図-1 神戸層群崩積土コア比抵抗の温度依存性

2. 調査手法

探査測線は探査深度 30m 程度を目標として，電極間隔 2m，64 点の規模とし，D-1 ブロック頭部の平坦部に設置した（図-2）。モニタリング用電線は，多芯ケーブルから取り出したリード線と電極のハンダ付け部に防水加工を施したものであり，電極には長さ 50cm，径 8mm のアース棒を用いた。測線は 2011 年 12 月 14 日に設置し，積雪下の底面融雪浸透水による温度変化を比抵抗変化としてとらえることとした。探査装置は測点 60m 付近に設置した径 900mm の井戸枠の中に納め，積雪下で自動観測を行う仕様とした。探査装置は応用地質製 McOHM21 をモニタリング用に改造したもので，

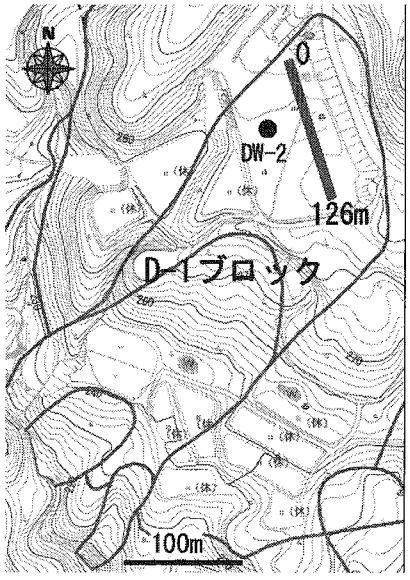


図-2 測線位置図

外部 PC およびタイマーにより自動計測および自動データ回収を行う。電極配置はダイポール・ダイポール電極配置と変形 2 極法配置を併用し，毎日 0:00 から 10:40 の間に 1737 データを取得する。電源は近傍の積雪深計から 100V 商用電源を測定本部まで引き込んだ。測定本部では検証用データとして 1m 深地温の毎時観測を行った。測定は 12 月 15 日から開始し，2012 年 5 月 8 日の測線撤収までに 100 断面のデータを取得した。なお，2 月 6 日～3 月 7 日は機器の動作不良でデータ取得が行われなかった。

データの解析は，初回観測である 12 月 15 日のデータを初期値として，差トモグラフィ解析法（杉本, 1995）により各時期における比抵抗変化率の分布を求めた。

3. 探査結果

図-3 は初回探査である 12 月 15 日データの逆解析結果である。測点 70m 付近に投影される BV20-1 孔によると深度 51.4m まで風化粗粒玄武岩からなるが，比抵抗断面図では測線の始点方向で 60Ω m 未満の部分が主体であり，測線中央付近の浅層と終点方向で 100Ω m 以上の部分が分布し，比抵抗の変化がみられる。このうち，始点～30m 間の深度 10m までの部分と測点 80m 以降の深度 3m までの 40Ω m 未満の低比抵抗部は，盛土に相当する可能性が高い。

図-4 は，12 月 15 日の比抵抗断面図を初期値とする比抵抗変化率分布の変化を示したものである。時間とともに比抵抗増大部が拡大している。比抵抗増大部は 5 月 8 日で測点 46～60m にかけて+50%以上の部分が最大となっており，周辺に比べこの部分で低温の融雪水の浸透が進み，地温が低下しているものと推定される．この部分は，観測開始から 2 月 5 日までの探査でも +10%の比抵抗増大部が深度 10m にまで及んでおり，

この付近に設置された探査装置の熱の影響も考えられるが，比抵抗断面図では高比抵抗部に相当しており，相対的に透水性の高い粗粒玄武岩が分布している可能性が高い．

図-5によると，12月～3月の積雪期間の1m深地温は低下傾向にあり，4月に入り融雪が進むとほぼ0℃で一定となる．5月に入ると急激な上昇に転じるが，低温の融雪水はより下層に浸透し，比抵抗増大部の拡大を継続させていると考えられる．なお、深部での比抵抗変化がほとんど認められないことは、ディープウェル（DW-2：ポンプ設置深度48m）の排水温の変化が間断運転に伴う変動のみで、融雪に伴う水温低下が認められないことと調和的である。今後，より深層の地温や含水率データを蓄積し，比抵抗変化の要因検証をすすめる必要がある．

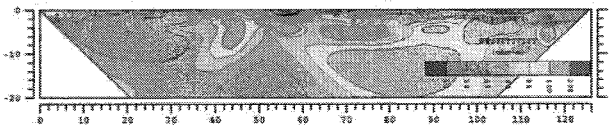
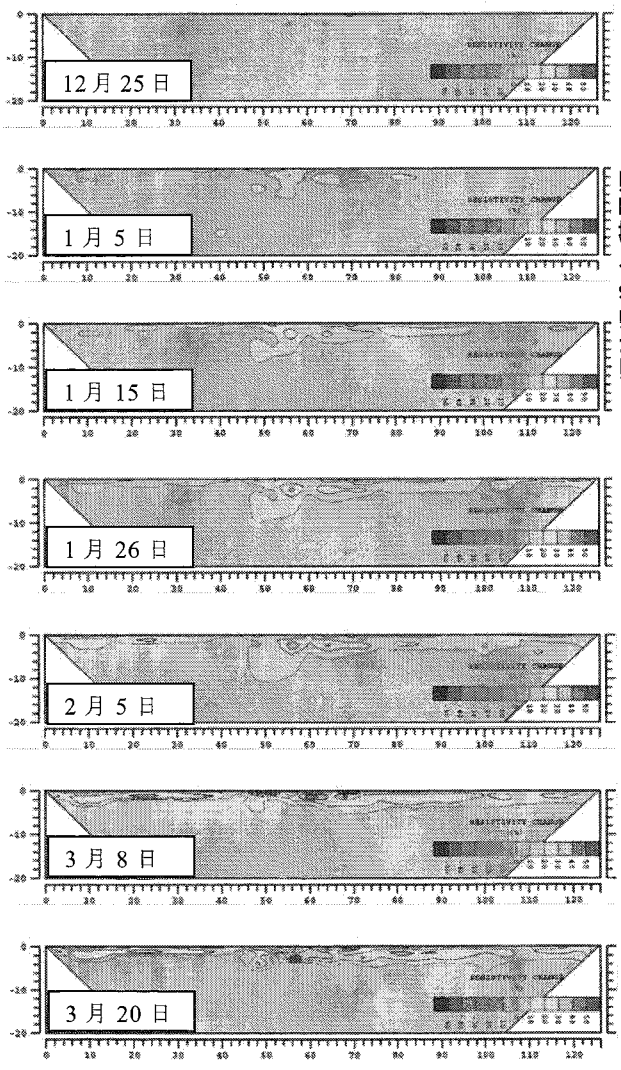


図-3　比抵抗断面図（2011年12月15日）



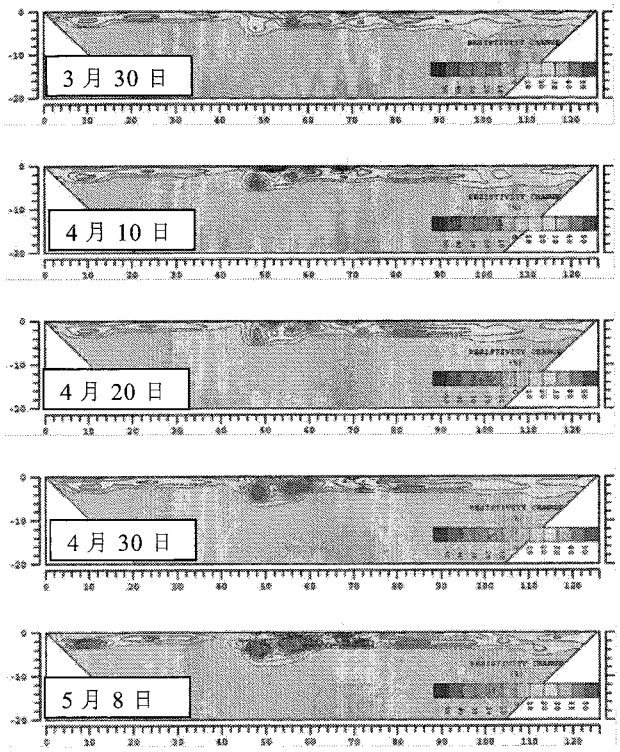


図-4　比抵抗変化率の経時変化

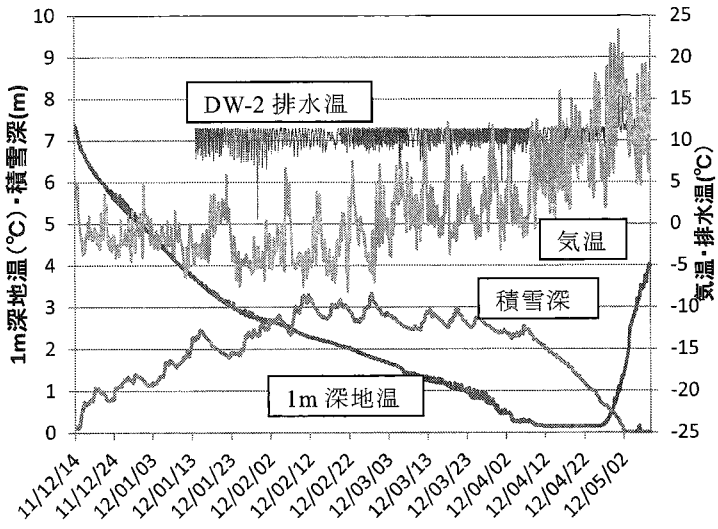


図-5　1m深地温・気温・積雪深・ディープウェル排水温

文献

1) 中里裕臣ほか（2013）：TDEM法による地すべり地比抵抗構造調査，日本地すべり学会第52回研究発表会講演集．

2) 杉本芳博（1995）：比抵抗トモグラフィによる電解質トレーサーのモニタリング－数値的検討－，物理探査学会第92回学術講演会講演論文集，57-62．

16. FEM解析によるゆるみ岩盤モデル化方法の検討（その２）

Study on Numerical Analysis Models of Loosening Process in Loosen Rock Mass by Finite Element Method (Part 2.)

○日外勝仁（土木研究所），江口貴弘（土木研究所），佐々木靖人（土木研究所）
Katsuhito Agui, Takahiro Eguchi, Yasuhito Sasaki

1. はじめに

応力解放などによって開口亀裂が発達して岩盤が変形しやすくなり，もともとの岩盤の諸性質が大きく損なわれた，いわゆる「ゆるみ岩盤」[1]に対し，本研究では，ゆるみの成因とその進行メカニズムを踏まえた定量的な安定性評価手法の開発を目的に，連続体解析である有限要素法（FEM）によるゆるみ岩盤の解析モデル化方法について検討を行っている．前報[2]では，トップリング型のゆるみ現象[3]について，ゆるみの進行に応じた段階的な解析ステップを設定し，岩盤の強度物性値や亀裂を模したジョイントの物性値を適宜変化させることで，ゆるみ進行現象を数値解析的に表現する方法について試行検討を行った．本稿では，実際のトップリング（クリープ）型のゆるみ事例を解析モデル化した際の検討内容について紹介する．

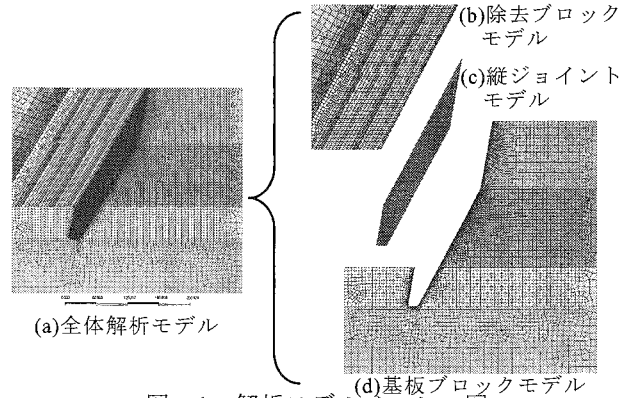
2. 岩盤ゆるみの数値解析的表現方針

一般的な風化によるゆるみは，その進行速度は非常に遅く，人工構造物の耐久年度を大きく上回る期間が必要となる．それに対して，応力場の変化に伴い岩盤自体が自壊による強度低下が生じることでゆるみが発達していく応力場ゆるみは，短時間にゆるみが進行する場合があり，ゆるみの顕在化が安全性に与える影響を無視することはできないと考える．風化によるゆるみ進行モデルについては前報[2]で述べたので，本稿では，応力場ゆるみモデルについて検討を行う．

内在する亀裂の量が岩盤強度を左右していると考えられ，岩盤内部の微小亀裂を増加させる要因をどのように数値化するかが解析モデル作成上の重要点である．また，詳細な応力･ひずみを解析するためには，サイト毎の特徴的な応力変化に注目する必要がある．今回は影響が大きいと思われる河川侵食等の地形変化による上載荷重の除去から生じる応力解放について検討する．

弾塑性解析で評価することのできるひずみの内，塑性ひずみは除荷後も残るひずみであり，その量によっては，岩盤内に微小破壊が発生していると考えられる．岩盤の微小破壊はゆるみの要因の一つと考えられるため，相当塑性ひずみ量を評価基準に用いることとした．

岩盤は、外力に対する抵抗性が高く，解析時に得られる「ひずみ」などは，1×10^{-6}から1×10^{-2}程度の範囲であり非常に微小な量である．しかし，岩盤において1×10^{-3}程度のひずみが生じている部分では，岩盤の強度特性は非線形領域に達しており，微小破壊の進展を意味すると考えられる．



図－1　解析モデルメッシュ図

このように，地形形成過程を解析で表現した結果から自壊が生じていると考えられる塑性ひずみ範囲の物性値を強制的に低下させることにより，応力による「ゆるみ」の拡大を数値解析で表現する検討を行った．

3. 解析条件設定

河川侵食を考慮した応力解放を解析するには，実際の河川渓谷を形成する侵食作用に近い状況をモデル化する必要がある．徐々に斜面を後退させながら渓谷を拡大させていく形態として，後述の図-1(b)の除去ブロックモデルに示されるように，水平ベンチカットではなく，実際の地形発達過程に合せて，現地形の勾配に沿って斜めに段階的に除荷を行うこととした．

また，ゆるみの分布状況を詳細に把握したい斜面表層部については，トップリングによる縦亀裂の卓越した性状を模するため，等価連続体要素ではなく，縦ジョイント要素によりモデル化を行うことで，縦亀裂の開口によるトップリングの表現を試みた（図-1(c)）．

解析の進め方として，塑性ひずみの値を基準に岩盤の性状を考慮して，CL'級（強ゆるみ），中ゆるみ（CL級），CM級（弱ゆるみ）に区分し，要素メッシュごとに変化させる．この解析により，さらに広がった塑性ひずみの範囲を再度，強度低下させる（図-2）．初期の岩盤強度のCH級から，このような物性変更の低下サイクルを繰り返すステップ解析を実施していき，影響範囲が収束した時点を最終のゆるみの範囲とした．

ひずみの値と破壊の関係については，「クリープが問題となるような破壊に近い，0.1%以上の大ひずみレベル」[4]との見方もあるが，本検討ではステップ数を抑えるために，0.1%の10倍の1.0%以上を破壊が進行していると考え，CL'級に，0.5%～1.0%未満をCL級に，0%～0.5%未満をCM級として設定した（表-3）．

表－1　岩盤物性値

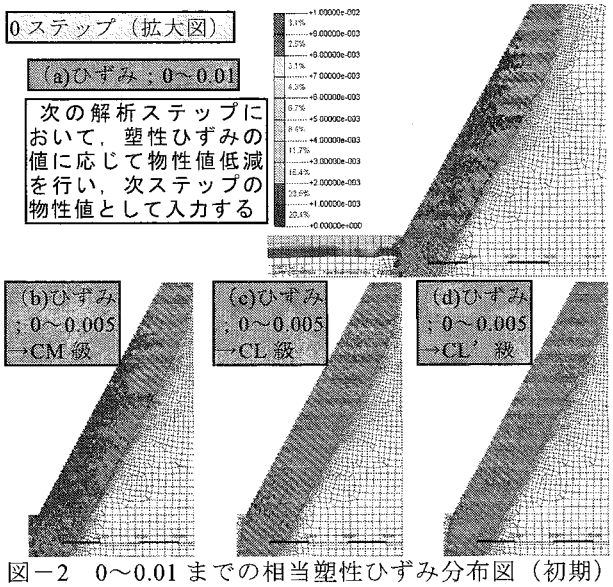
名称	物性値						
	ポアソン比 ν	ヤング率 Es(kN/m²)	単位体積重量 γ(kN/m³)	粘着力 C(kN/m²)	内部摩擦角 ϕ(°)	引張強度 σt(kN/m²)	静止土圧係数 Ko
砂岩CH	0.35	1,370,000	20	400	45	400	0.0009
砂岩CM	0.35	930,000	20	200	45	200	0.0009
砂岩CL	0.35	270,000	19	60	40	60	0.0009
砂岩CL'	0.35	150,000	19	60	40	60	0.0009
砂岩D	0.35	75,000	19	10	30	10	0.0009

表－2　ジョイント物性値

名称	せん断方向剛性率 Ks (kN/m²)	開口最大量 Vmc(m)	引張強度 σt (kN/m²)	粘着力 C (kN/m²)	内部摩擦角 ϕ(°)	せん断破壊時の応力分配係数 FACT	一軸圧縮強度 qu (kN/m²)	最大強度に対する残留強度の比 Bo	ダイレタンシー角 Io(°)	Ur~τpの関係係数 M
砂岩CH	344,444,444	0	100	100	40	0.5	1,000	0.5	20	1
砂岩CM	100,000,000	0	60	60	35	0.5	600	0.5	10	1
砂岩CL	55,555,555	0	10	10	25	0.5	100	0.5	0	1

表－3　強度区分

	相当塑性ひずみ		
	1.0%以上	0.5%以上1.0%未満	0%以上0.5%未満
岩級区分	CL'級(強ゆるみ)	CL級(中ゆるみ)	CM級(弱ゆるみ)



図－2　0～0.01までの相当塑性ひずみ分布図（初期）

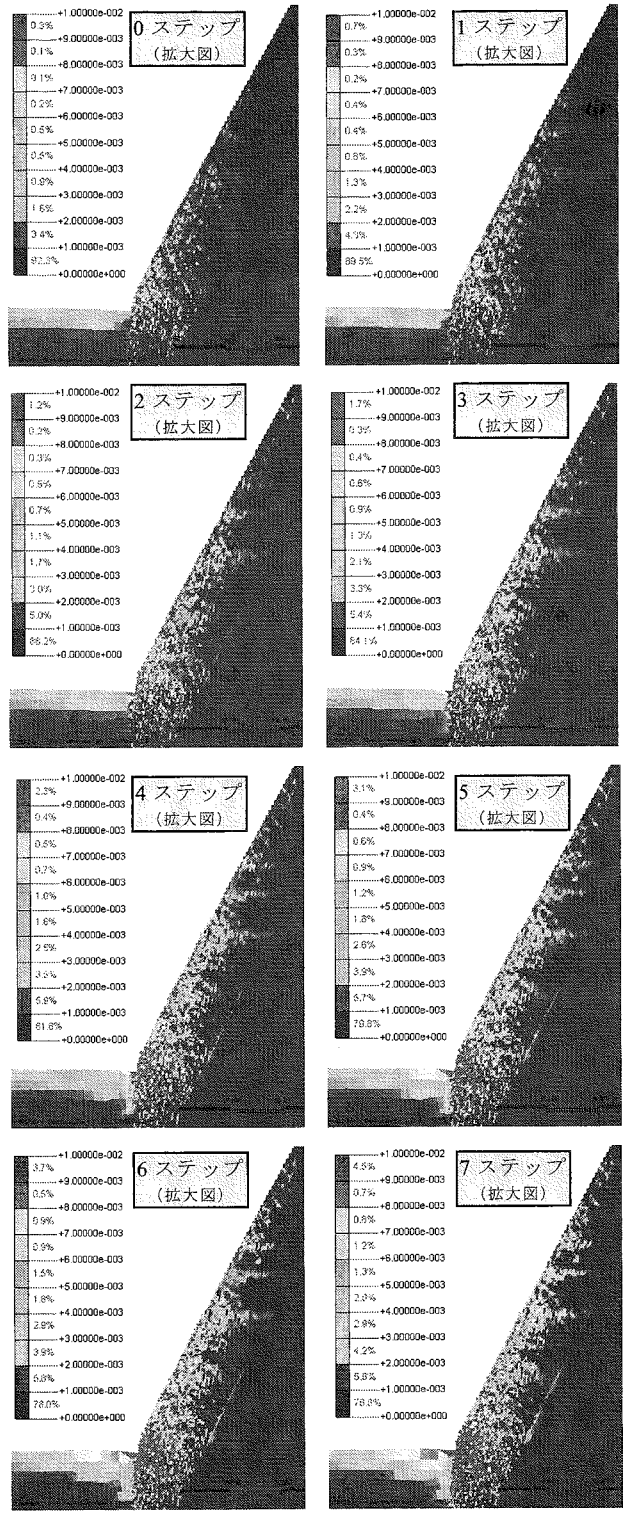
図-1，表-1，2 に示す解析モデルにおいて，物性変更を 1 ステップとする自重変形解析を繰り返し，塑性ひずみの値や範囲の進展過程を把握した（図-3）．

4. まとめおよび今後の課題

解析ソフトの限界により 7 ステップで終了としたが，6 ステップまでにおいても徐々にひずみのエリアが広がっていく様子が再現されている．その分布はコンター図のように明瞭な領域区分があるわけではなく，また，連続的な漸次変化でもなく，飛び石状に広く深部にまで渡っている．このことは，実際に現地で確認されるゆるみ分布傾向とも矛盾しないと思われる．

恣意的な強度低減を行わず，解析結果の応力場の変化を機械的に反映させることで，ゆるみ領域の拡大過程が再現できたことから，塑性ひずみの量から岩盤の破壊程度を想定するという数値的な根拠に基づいたゆるみ進行の評価方法の有効性が確認された．

今後は，地山内部の断層・破砕帯などを追加したモデルについても検討を行い，表層だけからではなく，深部からのゆるみ領域の拡大の表現にも取り組みたい．



図－3　相当塑性ひずみ分布拡大図（0～7 ステップ）

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) 日外勝仁・江口貴弘・佐々木靖人(2012)：FEM 解析によるゆるみ岩盤モデル化方法の検討，日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会講演論文集，pp. 87-88.
3) 江口貴弘・日外勝仁・佐々木靖人(2012)：ダム建設事例におけるゆるみ岩盤のパターン分類，平成 24 年度日本応用地質学会研究発表会論文集，pp. 85-86.
4) 越智健三・金有性・龍岡文夫(1993)：ひずみ依存性と測定誤差を考慮した堆積軟岩の変形特性の検討，土木学会論文集 No. 463/Ⅲ-22，pp. 133-142.

17. 高レベル放射性廃棄物処分に係わる概要調査の体系化

－調査・評価フローの構築－

Systematization of Preliminary investigation for HLW management -Construction of survey and estimation flow diagram-

○木方建造，新孝一，近藤浩文，田中靖治，幡谷竜太（電中研），吉村公孝，後藤淳一（原環機構）
Kenzo Kiho, Koichi Shin, Hirofumi Kondo, Yasuharu Tanaka and Ryuta Hataya (CRIEPI)
Kimitaka Yoshimura and Junichi Goto (NUMO)

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の処分地は3段階の選定を経て決定される予定となっている。処分地選定の第2選定段階である精密調査地区選定時の概要調査に関しては最終処分法(法定要件)の規定や，関連研究諸機関における概要調査に関連する研究，検討[1), 2), 3)]などがあるものの，概要調査の概念は具現化されていなかった。今後予定されている概要調査の基本概念や調査・評価フローの構築や，これを踏まえた精密調査地区選定上の考慮事項の設定が必要とされていた。

今後予定される精密調査地区選定に役立てるために，概要調査の総合調査・評価フローを構築し，これに沿った調査により考慮すべき事項[3)]への適合性が判断できることを確認した。

なお，本報告は，原子力発電環境整備機構（NUMO）からの受託研究「地質環境評価に係わる精密調査地区選定のための調査・評価手法の体系化に関する検討」の成果にその後の検討を加えたもの[4)]である。

2. 概要調査の前提と基本的考え方

本検討を開始する際の前提として，①調査の目標，②調査・評価の基本的な流れ，③調査地区の設定，④地質環境の予測期間，⑤評価項目，⑥考慮すべき事項，⑦調査数量，⑧調査期間，⑨地質環境パターンの分類，の9つの観点から概要調査の基本考え方について検討し，提示した（表1）。

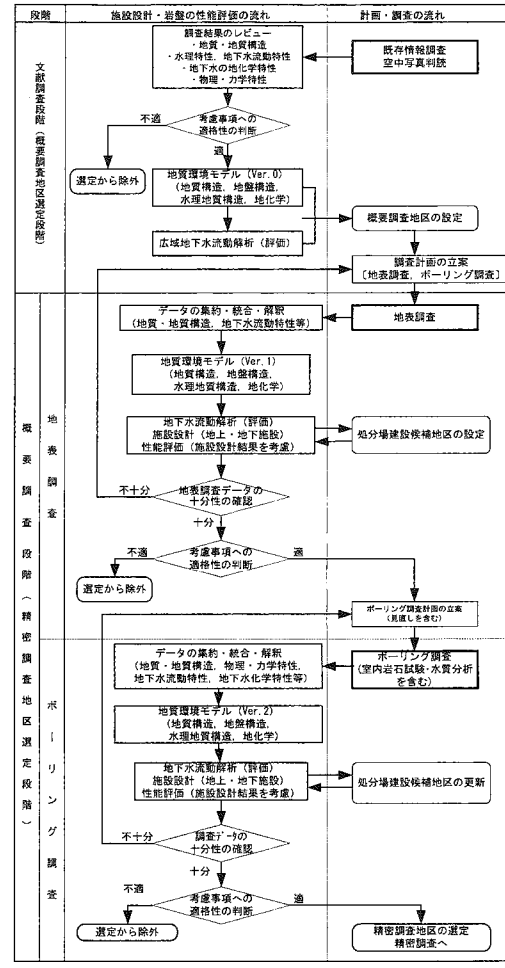


図1 工学特性に係る統合調査・評価フロー

表1 概要調査の基本的考え方

観点（検討項目）	基本的考え方（検討内容）
①調査の目標	「地質環境の長期安定性」と「多重バリアシステムの成立性」の確保が可能である地域を選定すること。
②調査・評価の基本的な流れ	別途設定される「考慮すべき事項」を勘案して調査・評価を実施する。効率的な調査を実施するためには，広域での地表調査や物理探査から，狭域でのトレンチ調査，ボーリング調査と地点を効率的かつ合理的に順を追って絞り込む調査を実施する。
③調査地区の設定	応募地区における地層処分の成立性を評価するための十分な情報を取得できる範囲を設定する。概要調査地区で地質環境が評価できない場合は、補足的に調査を行う範囲を設定する。
④地質環境の予測期間	評価期間は設定せず，地質環境の予測期間として将来10万年程度を念頭に検討を進める。
⑤評価項目	地下施設に限定した評価とする。重要な評価項目として，「火山・火成活動」、「断層活動」、「隆起（沈降）運動・侵食作用」、「地下水流動」、「地化学特性」、「岩体の形状・規模と岩盤の力学特性」、「膨張性地山」、「山はね」、「有毒ガス湧出」、「泥火山」を設定する。
⑥考慮すべき事項	「考慮すべき事項：除外要件」：明らかに処分場として適さない地域の判断の目安を示したもの。 「考慮すべき事項：好ましい条件」：処分施設の建設や，閉鎖後の安全性を考える上で好ましいと思われる諸条件。
⑦調査数量	調査数量は地点の地質事象に大きく依存するため，ここでは特定しない。
⑧調査期間	調査機材や人的資源の確保が困難な場合，また地質，地質構造が複雑な場合には調査期間はより長くなる可能性があるが，ここでは調査期間の目安を「10年程度」[4)]とする。
⑨地質環境パターンの分類	調査・評価に際してはその有用性や制約が固有の地質環境（地質，地形，地理条件）に依存する場合があり，この関係性を考慮して，地質区分（岩種区分）と地理的区分の組み合わせとして地質環境を分類する。 地質区分：①新第三紀・中新世以降の堆積岩および凝灰岩，②新第三紀・中新世以前の堆積岩および凝灰岩，③メランジュ（混在岩），④火成岩類，⑤変成岩類　地理的区分：①内陸地域，②沿岸−海域

3. 総合的な調査・評価フローの構築

地質環境の長期安定性に関しては既往の検討事例を参考にして火成活動，断層活動，隆起運動・侵食作用に関する個別の標準的なフローを構築し，これらを統合して地質環境の長期安定性に関する統合フローを構築した。工学特性（施設設計および岩盤の性能評価）に関しては，標準的な地質環境パターンにおける仮想サイトでの検討結果や既往検討事例に基づき統合調査・評価フロー（図 1）を構築した。その後，調査の時空間的な関係，評価のタイミングを考慮して両者を体系化し，総合的な調査・評価フロー（概要調査フロー）を提案した（図 2）。本調査・評価フローにより，地質環境の長期安定性に関する計画・調査と工学特性に関する計画・調査の有機的な関連性，すなわち前者の調査結果を踏まえて後者の計画を策定することが合理的かつ効率的であることなどを示すことができた。また，あわせて本調査・評価フローの各段階での調査の方針や地質環境パターンを考慮して適用可能で有効な調査手法などを取りまとめた。

4. 考慮すべき事項の妥当性検討

構築した総合フローに沿って仮想に調査・評価を実施し，考慮すべき事項（除外要件（法定要件に係わる事項），好ましい条件）に対し，地質環境条件に応じてどのような調査･評価が有効であるか，無効であるか，また考慮すべき事項を評価するに足りる調査データが取得できるか否かを検討した。その結果，今回設定した考慮すべき事項を判断するに足る調査データを概ね得ることが出来ると判断した。

5. おわりに

ここで紹介した成果は NUMO の 2010 年技術レポート[5]に反映されている。なお，ここで得られた知見を新たに実施する調査に適用し，その有用性や課題を確認することにより，本フローを継続的に改善していく予定である。

文献

1) 原子力環境整備促進・資金管理センター（2002）：平成 13 年度「地層処分経済性向上調査　地層処分サイト評価技術確証試験」報告書.

2) 日本原子力研究開発機構地層処分研究開発部門（2007）：超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階（第 1 段階），研究成果報告書，JAEA-Research 2007-043，337p.

3) 土木学会（2006）：「地層処分と調査技術」 精密調査地区選定段階における地質環境調査と評価の基本的考え方，144p.

4) 木方建造他（2011）：高レベル放射性廃棄物処分に係わる概要調査の体系化研究　－調査･評価フローの構築と要素技術開発－，電力中央研究所報告，総合報告，N11，120p.

5) 原子力発電環境整備機構（2011）：地層処分事業の安全確保（2010 年度版），NUMO-TR-11-01.

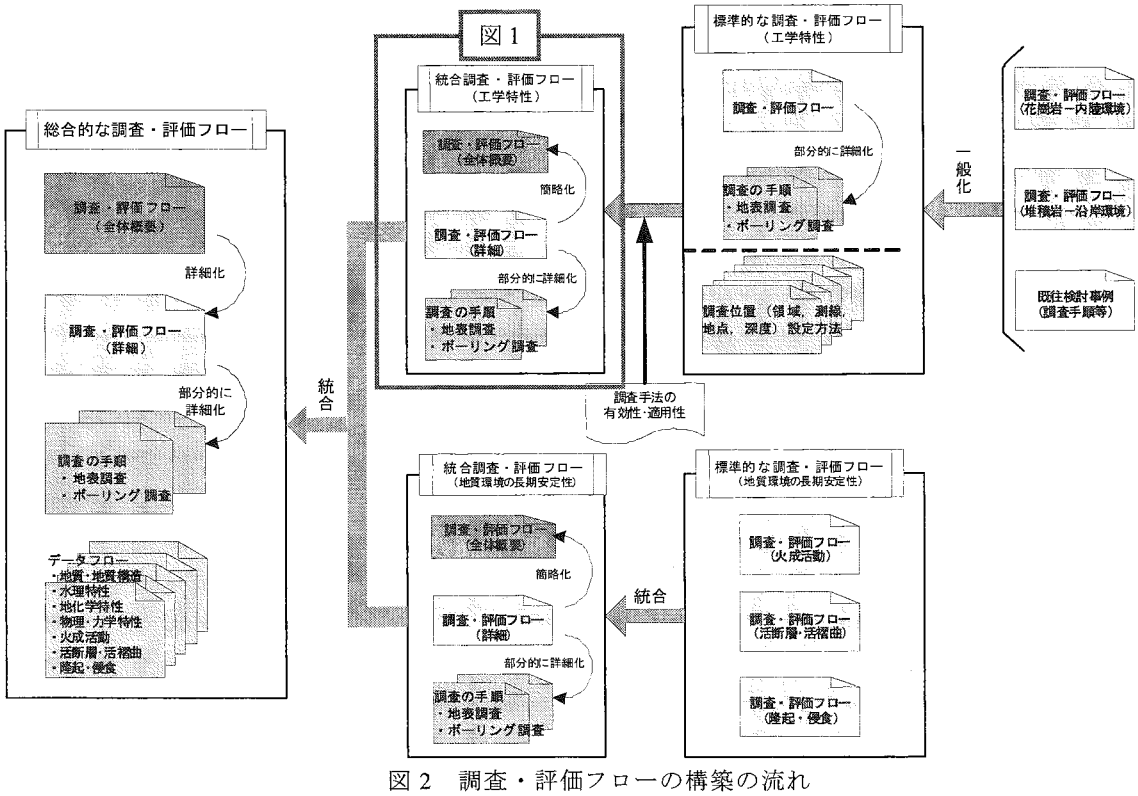


図 2　調査・評価フローの構築の流れ

18. サイト選定とリスクマネジメント

Site selection and risk management

○幡谷竜太，宮川公雄(電力中央研究所)
Ryuta hataya, Kimio Miyakawa

1. はじめに

地層処分場のサイト選定が公衆の理解を得るには，「安全・安心の主張」だけではなく，サイトに内在するリスクとその対応策を正しく伝えることが求められる．一方で，意思決定に用いる様々な知見・データの不確実性に対しては，品質マネジメントと並んでリスクマネジメントが重要である．本研究は，事業ガバナンス向上の一環として，地層処分事業におけるリスクマネジメントシステム構築への貢献を目的としている．ここでは，サイト選定のリスクマネジメントに関わる我々の研究を紹介し，今後の方向性を述べる．

2. リスクマネジメントに関わる動き

2009年に国際規格のISO31000が，2010年には国内規格のJIS Q 31000とその後の支援規格が発行され，あらゆる分野・組織を対象とした汎用的な原則や指針を提供する[1)など]．ここで，「リスク」は「目的に対する不確かさの影響」と定義された．ただし，安全の分野では「事象の発生確率と事象の結果の組合せ」を踏襲してもよい．リスクマネジメントのプロセスは，基本的に，①組織の状況の確定，②リスクアセスメント，③リスクトリートメント，④モニタリングレビュー，⑤コミュニケーションおよび協議の 5 つからなる．マネジメントシステムの枠組みは，トップの指定およびコミットメントから始まるPDCAシステムである．

応用地質分野では，以前から，安全かつ経済的な工事を進めるために，地質に関わるリスクへ対応してきた．このような素地があって，2000年以降，地質リスクに関する分析と検討が進展した[2~5)など]．詳しくは既往文献に譲るが，リスクマネジメントを明確に意識した事例が蓄積され，それらの体系化や事業(分野)ごとの最適化は発展途上にある．

地層処分事業でも，リスクマネジメント導入の必要性は，1998年の原子力委員会高レベル放射性廃棄物処分懇談会[6)]において，既に述べられていた．昨年，日本学術会議[7)]と原子力委員会[8)]もまたリスクマネジメントの重要性を述べている．今年度始まった経済産業省総合資源エネルギー調査会の放射性廃棄物 WG[9)]では，「(立地問題ではなく)非常に大きな価値についての選択，不確実性というリスクor 管理負担というリスクという価値判断」(著者要約)という見解が目を引く．一方，NUMO は，リスクマネジメントを重要課題と認識し，その基本的な考え方を示している[10)]．このように，事業における具体的な展開はこれからである．

3. 研究方法

既存技術の活用を前提とする．研究対象は，概要調査選定～精密調査選定段階の地質環境調査・評価に関わるリスクである．実施内容はリスクマネジメントの枠組み，プロセス骨子の検討と，リスクアセスメントとリスクトリートメントの整理に大別される．前者は，基本的に，概要調査地区・精密調査地区選定のプロセスをリスクマネジメントの言葉で記述することである．後者では，概要調査の体系化研究[11)]で取り上げた調査・評価項目を主な検討対象する．

4. 概要調査地区選定のリスクマネジメント

概要調査地区選定の法定要件に関わるリスクマネジメントのプロセス試案(図)を示す．

リスクマネジメント方針の 1 つは，「明らかに不適な箇所は除外(回避)する」であろう．考慮事項[12)]がこれに相当する．リスクアセスメントについては，既に概要調査地区選定上の考慮事項[12)]が定められているため，法定要件に関わる 5 つの対象事象の提示をリスク特定，発現する事象の影響は回避されるほど大きいと判断するのがリスク分析，どの事象のリスクも等しく扱い，考慮事項をリスク基準と見做して評価するのが，リスク評価と見做せる．これに対するリスクトリートメントは，基本的には回避，または，明らかとは言えないものは判断を概要調査に委ねてリスクを保有する，と言うものである．保有するに際しては，複数サイトを選定，処分深度の検討といったリスク低減(分散)をはかることもできる．モニタリングおよびレビューでは，新しい知見の入手，新しいリスクの特定，リスク基準の見直しなどを行う．

一方，付加的事項ではリスク評価でリスク対応の優先順位を決めることになり，それに即したリスク分析を要す．

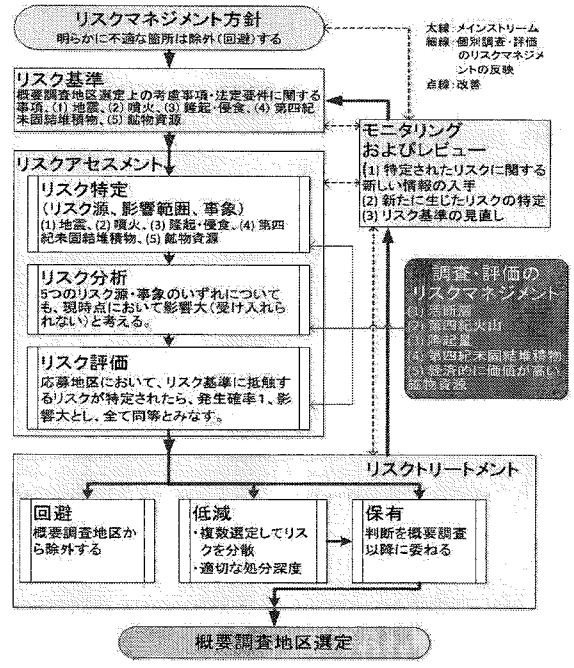


図 概要調査地区選定の法定要件に関るリスクマネジメントプロセス(試案) コミュニケーション・協議は割愛．

5. 調査・評価のリスクマネジメントの例

法定要件で考慮するそれぞれのリスク事象のリスクアセスメントには，それぞれの事象の調査・評価の不確実性が影響する．この部分もリスクマネジメントで記述することを考える．具体的な事例として，机上の活断層調査を取り上げる（表）．詳細は省くが，断層の抽出（リスク特定），活動性評価（リスク分析）を行い，リスク基準（例えば，原子力発電所の耐震設計上考慮する断層）で断層のリスクを評価し，工学的対策（リスク対応）を決める，といったことは，これまで多々実施されている（リスクマネジメントの原則・枠組み・プロセスの議論がしかとなされていたかは疑問である）．そして，リスク基準，リスク対応方針が変われば，リスクトリートメントは変わる．つまり，基本的には，活断層調査において普通に実施する行為をリスクマネジメント論に沿って記述できる．

今後，これを其々のリスク事象，つまり，考慮事項で取り上げる事象について，記述して行きたい．

表　概要調査地区選定段階／文献調査における応募地区の地震・断層の調査・評価のリスクマネジメント計画（例）

リスク対応方針1：活断層であることが明らかな断層を含めないように概要調査地区を選定する（概要調査地区選定上の考慮事項）
リスク対応方針2：活断層である可能性がある断層を含めないように概要調査地区を選定する（より保守的なリスク基準の設定）

リスクアセスメント						リスクトリートメント[8]	
リスク特定		リスク分析		リスク評価の例[6]			
分類（順不同）	分類の説明	起こりやすさ（活断層である可能性）[5]	結果[4]（分岐核ばく）	例1（方針1）	例2（方針2）	例1（方針1）	例2（方針2）
①指定文献[1]に記載された活断層[2]	指定文献の見解を無条件に受入れる。	高	大	基準以上	基準以上	回避	回避
②指定文献以外の文献に記載された活断層	品質が確保されていると見做された文献を採用する。	高	大	基準以上	基準以上	回避	回避
③データ解析等により明らかにされた活断層	DEM読図、空中写真判読等による。	高	大	基準以上	基準以上	回避	回避
④データ解析により推定された活断層	断層変位地形であることは確実だが、活動履歴の情報が不足している。	中	大	基準以下	基準以上	保有	回避
⑤活断層等以外の成因も考えられる断層	活断層等以外の成因も考えられる。情報量が不足しており、断層自体がない場合もある。	中	大	基準以下	基準以上	保有	回避
⑥活断層ではないが、事業で評価が求められる期間の活動が否定できない断層	活断層とする積極的な証拠はないが、活断層の延長線上にあるなど、近い将来の活動が否定できない	中	大	基準以下	基準以上	保有	回避
⑦活断層であるか否か見解の相違がある断層	指定文献以外で活断層と記載されているが、活断層である可能性が積極的に得られない断層・変動地形情報量が不足しており、断層自体がない場合もある。	中	大	基準以下	基準以上	保有	回避
⑧活断層ではない断層[7]	活断層との記載がなくかつ活断層である積極的な証拠がない断層、再活動の可能性を考慮	低or無	大	基準以下	基準以下	保有	保有

1）「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編，2002）および「日本周辺海域の第四紀地質構造図」（徳山ほか，2001）
2）活断層の定義は，「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編，2002）に従う。
3）定性的に高中低の3段階で評価した。
4）事象が生じた場合の影響は，本来は断層の活動履歴によるが，ここでは例示のため，等しく大きいとした。
5）リスク基準が保守であるほど，リスク評価の不明確さは低減。例1に比べて例2の方がリスク基準が緩い。
6）回避：概要調査地区に含めない。保有：概要調査の対象にする。例1に比べて例2の方がリスクを取ることになる。断層からは離隔については全て保有。
7）調査不足、判断ミスのリスクはここに含まれるが、それらの起こりやすさは本来調査の熟練度に依存する。

6.「科学的な」概要調査地区選定

日本学術会議 [7]は，「科学的な知見と技術により」不確実性が十分小さい地域を選んでいくことが必要」と述べたが，仮に，天然事象の不確実性に対し，盲目的に予防原則(事前警戒原則)を適用すれば，「科学的な」適地として残るのはごく限られることは，既往の資料 [13)など]を概観するだけで容易に想像できる．ましてや，ここに社会条件を考慮すれば，言わずもがなである．したがって，「科学的」選定を進めるならば，分野間の共通言語となり，トレードオフの可視化を促すリスクマネジメントを実践するのが適当と考える．科学であるリスクアセスメントと工学であるリスクトリートメントを繋ぐには，然るべきマネジメントが必要である．また，前段として，予防原則の在り方の議論が重要である．

7. 精密調査地区選定のリスクマネジメントの留意点

枠組みとプロセスの骨子は，概要調査地区選定と変わらないが，積極的にリスクを保有することを検討しなければならない点で，リスク評価の在り方は大きく変わる．これは，現在検討が進められている考慮事項とも関連する．また，精密調査地区選定では，必然的に地質環境特性の比重が高まる．地質環境特性に関わるリスクでは，リスク低減策（工学的対策）が多岐にわたるため，リスク評価とリスク対応の組合せがより複雑となる．

8. まとめと将来展望

地層処分のサイト選定は，少なくとも形式的には，リスクマネジメントで記述できそうである．科学・工学の共通の議論の場として、リスクマネジメントの「実践」が重要である．焦点は予防原則のあり方，トレードオフの可視化である．

リスクマネジメントの骨子構築の後も，技術屋にはやるべきことは山とある．理学・工学が主体の研究領域では，リスクアセスメント手法，リスクトリートメント手法の高度化，モニタリングおよびレビューの方法自体の改善などである．さらに，リスクマネジメントは課題克服活動でもあり，今後の技術開発課題の抽出/絞り込み，優先順位の見直し，進行中の研究課題の取捨選択に対する判断材料をもたらすであろう．事業の領域では，まず，組織への定着・組織文化の醸成をはかる必要がある．システムは構築よりも定着が難しい．リスクマネジメントの本質は，継続的改善であり，少々完成度が低くても，実践（思考実験も可）が個人と組織のリスク感性を高める．これと並行して，マニュアル，手順書，指示書，資料・様式類などの整備，組織マネジメント，品質マネジメント，環境マネジメントなどの他のマネジメントシステムとの融合あるいは連携を進めていかなければならない．さらに，理学・工学・マネジメントに加え，社会科学とともに取り組む協同の領域がある．ここでは、言わずと知れた，リスクコミュニケーションの研究と実践が最重要であることは論を待たない．

【文献】1)リスクマネジメント規格活用検討会編(2010)ISO31000:2009 リスクマネジメント解説と適用ガイド，日本規格協会．2)全地連・地質リスク WG(2006)平成 17 年度地質に関わる事業リスク検討報告書．3)地質リスク学会/(社)全地連(2010)地質リスクマネジメント入門，オーム社．4)脇坂(2009)地盤工学会，57，10-13．5)尾ノ井(2008)応用地質，48，318-323．6)原子力委員会高レベル放射性廃棄物処分懇談会(1998)高レベル放射性廃棄物処分に向けての基本的考え方について．7)日本学術会議(2012)高レベル放射性廃棄物の処分について．8)原子力委員会(2012)今後の高レベル放射性廃棄物の地層処分に係る取り組みについて（見解）．9)経済産業省総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会放射性廃棄物処分 WG，http://www.meti .go.jp/committee/sougouenergy/denkijigyou/houshasei_haikibutsu/25_03_giji.html (2013.8.15 閲覧)，10)NUMO (2010) NUMO-TR-11-01．11)木方ほか(2011)電中研報告，N11，及び本会講演 17，12)NUMO(2009)公募関係資料，13)地質環境の長期安定性研究会編(2010)地質リーフレット 4，日本地質学会．

19. 概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：成果のとりまとめ

Development of Hydrologic Characterization Technology of Fault Zones for Preliminary Investigations: Synthesis of results

○後藤淳一，吉村公孝，西尾 光（原子力発電環境整備機構），唐崎建二（ローレンスバークレー国立研究所），
木方建造（電力中央研究所）

Junichi Goto, Kimitaka Yoshimura, Hikaru Nishio (NUMO), Kenzi Karasaki (LBNL), Kenzo Kiho (CRIEPI)

1. はじめに

原子力発電環境整備機構(NUMO)の概要調査では，火山活動，断層活動，隆起・侵食などの自然現象による地層の著しい変動の生じる場所を回避した上で，処分場の設計・施工や閉鎖後長期の安全性の観点からより適切な地質環境特性（地下水流動特性，地下水化学特性，岩盤力学・熱特性，物質移行特性など）を有する場所を選定する．国内外の地質環境特性調査の事例からは，概要調査の対象となるような数十平方キロメートル程度の領域には，断層が普遍的に存在し，それらは水みちあるいは遮水壁を形成するなど，地下水流動に影響を及ぼす場合があることが知られている．このような断層の水理特性や地下水流動への影響を合理的・効率的に把握・推定するための手法を体系的に整備しておくことは，地層処分の実施主体にとって重要である．そのため，NUMOとローレンスバークレー国立研究所（LBNL）は，手法の構築および現地調査による実証を目的とした共同研究を実施してきた[1), 2)]．今回は，これまでの検討成果をとりまとめ報告する．

2. 成果概要

(1) 調査・評価手法の検討

国内外の断層の地質特性や水理特性に関する調査事例を参照し，既存情報解析，地表調査，ボーリング調査における既存技術を組み合わせた調査・評価手法の基本的な流れを取りまとめた．

(2) 現地調査による実証

上記の調査・評価手法の実証と改良のため，日本の新第三紀の付加体に類似する堆積岩を母岩とし，LBNLサイトを通るWildcat断層を対象に，現地調査を実施した（図－１）．

①既存情報解析

Wildcat断層全域を対象に，地質図の分析や空中写真判読を行い，断層の分布・形状および地質特性を把握し，地下水流動場の概念的なモデルを検討した[3)]．

②地表調査

物理探査（電気探査，反射法地震探査），地表踏査，トレンチ調査により，LBNLサイト周辺におけるWildcat断層の概略的な分布や地質特性を把握し，高透水性/低透水性ゾーンの存在を考慮した水理特性の概念モデルを作成した[4)]．

③ボーリング調査

3孔の鉛直孔と2孔の傾斜孔を段階的に掘削し，コア観察，孔内観察，物理検層，流体検層，水理試験，地下水分析（組成，年代），水圧モニタリングなどの調査・試験を実施した．その結果，四つの断層を確認し，それらの地質特性および水理特性を把握した．特に傾斜孔では，Wildcat断層の主部と考えられる急傾斜の大規模な断層を確認し，断層を含む区間の透水性は母岩より2～3オーダー高いことが判明した．また，水理試験を実施した際の周辺ボーリング孔の水圧モニタリングのデータから，断層沿いの水平方向の流れが鉛直方向の流れより卓越していること（透水異方性），そして断層が水理学的なバリア（遮水壁）を形成していることが推定された．これらの結果を基に，水理地質構造モデルの構築・更新および地下水流動解析を行い，断層や低透水性の母岩の水理学的な影響の空間的な分布を把握した．さらに，地下水分析データに基づく地下水化学モデルおよび長期の水圧モニタリングにより，地下水流動解析の結果との整合性を確認した．

(3) 調査・評価手法の体系化

以上の現地調査の実績を踏まえて，個々の調査手法やそれらの組合せ，実施方法や手順などの有効性について評価を行った．そして，概要調査の枠組みの中で，断層の水理特性に係る調査をどのように位置付けて実施すべきか検討し，調査・評価フローとして取りまとめた（図－２）．

3. まとめ

以上の検討を通じて，調査とモデル化・解析を繰り返すことにより断層の地質特性・水理特性および地下水流動への影響を把握するプロセスを，実際に確認することができた．また，調査・評価フローとそれに付随する知見を整備したことにより，概要調査において適切な調査計画を立案し，断層の水理特性を合理的かつ効率的に把握・推定できる見通しを得ることができた．今後は，精密調査前半の地上からの調査に向けた断層の水理特性の調査・評価技術に関する課題やその解決策について検討を進める予定である．

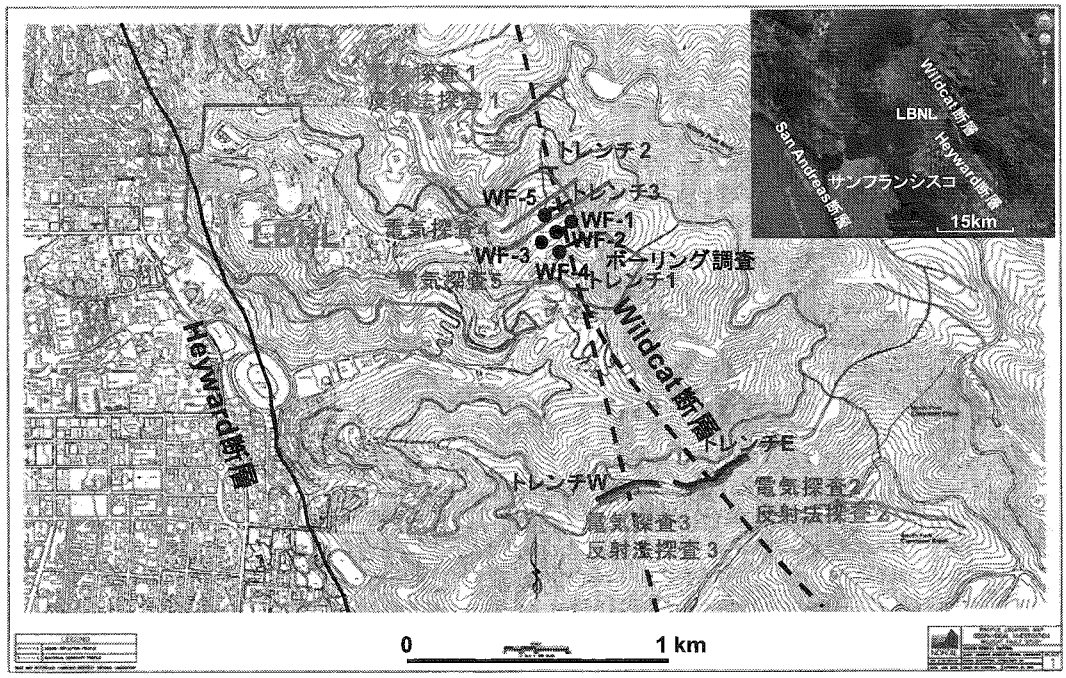
文献

1) 後藤淳一，土宏之，三和公，唐崎建二，木方建造（2009）：概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：(1) 計画と進捗，日本応用地質学会平成 20 年度研究発表会講演論文集，pp.59-60.

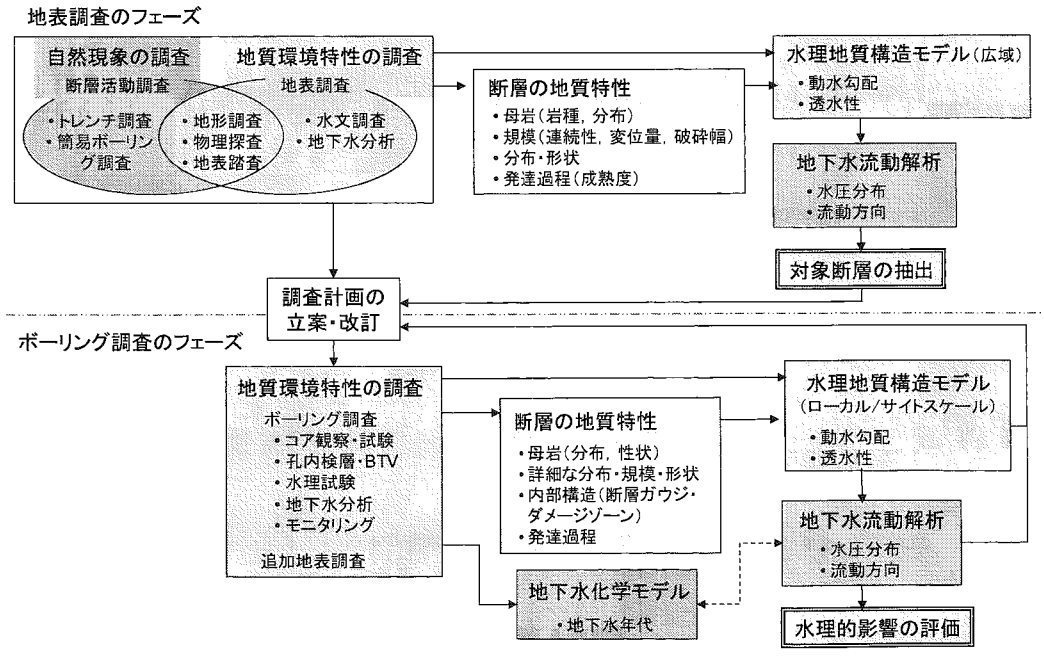
2) 後藤淳一，土宏之，三和公，唐崎建二，木方建造（2010）：概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：(1) プロジェクトの進捗状況，日本応用地質学会平成 21 年度研究発表会講演論文集，pp.219-220.

3) 田中姿郎，濱田崇臣，木方建造，後藤淳一，三和公，吉村実義（2009）：概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：(2) 断層のタイプ分類，日本応用地質学会平成 20 年度研究発表会講演論文集，pp.179-180.

4) 上田圭一，濱田崇臣，田中姿郎，大西セリア智恵美，唐崎建二，後藤淳一（2009）：概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：(3) カリフォルニア州 Wildcat 断層の構造特性－現地調査による基礎的検討－，日本応用地質学会平成 20 年度研究発表会講演論文集，pp.181-182.



図－1　現地調査位置図



図－2　概要調査における断層の水理特性の調査・評価フロー（案）

20. 地層処分地選定のための地質環境調査技術の実証研究

－沿岸域堆積軟岩地点における地質環境モデルの構築と調査技術の検証－

Verification of site investigation technology for HLW geological disposal through establishing site descriptive models

○近藤浩文，木方建造，長谷川琢磨，濱田崇臣，鈴木浩一（電中研），吉村公孝（原環機構）

Hirofumi Kondo, Kenzo Kiho, Takuma Hasegawa, Takaomi Hamada, Koichi Suzuki (CRIEPI) and Kimitaka Yoshimura (NUMO)

1. はじめに

NUMO・電中研は，沿岸域・堆積軟岩地点に属する電中研横須賀地区構内に分布する三浦層群・葉山層群を対象に，概要調査で必要となる地質環境調査技術の適用性を確認・検証するための共同研究プロジェクト（実証研究）を，2006 年度から進めてきた[1]．実証研究では，調査の進展（既存情報調査～地表調査～ボーリング調査）に応じて取得した情報・データを基に，都度地質環境モデルの構築・更新を行い，段階的かつ体系的な調査・評価の実施可能性の確認を行ってきた（図-1）．本件では，横須賀地区のような調査上の制約（調査範囲が狭小であること，調査の手法や場所・数量が限定されること）のある地点での地質環境モデルの構築・更新の事例を通じて，各段階における地質環境情報の把握可能性，調査技術の寄与・有効性，地質環境モデルの信頼性向上のための課題・方策について述べる．なお，地質環境モデルの定義は，NUMO（2011）[2]の考え方に準拠する．対象スケールは，横須賀地区を含むサイトスケール（10km^2，深度 1km 程度）を扱う．

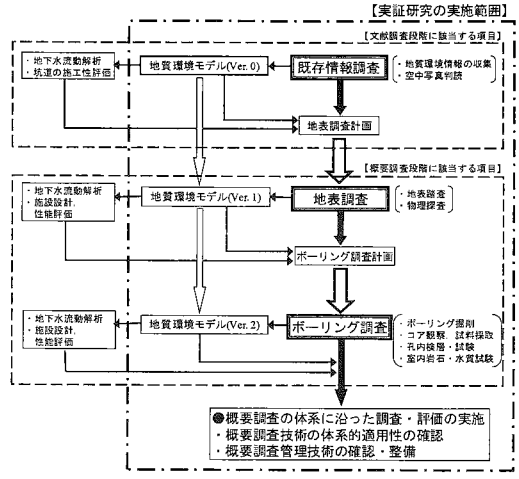


図-1　実証研究の全体フローと実施範囲

2. 地表調査段階の地質環境情報の把握可能性の検証

横須賀実証地点には，前期～中期中新世の葉山層群（付加体堆積物，破砕組織が発達し側方連続性が悪い）と，後期中新世～鮮新世の三浦層群（海溝陸側斜面～前弧海盆堆積物，割れ目少なく成層構造が発達）が深度約 200m を境として不整合関係で分布する．実証研究では，2006-2009 の 4 ヶ年度に，YDP-1,2 孔を含めた一連の調査を行い，横須賀地区の地質・岩盤性状の違い（孔壁の安定性）に応じた深度 500m 級のボーリング調査技術の適用性に関する取りまとめを行った[1]．

初期の地表調査では，敷地内の制約（測線長最大 400m 程度等）から，人工震源を用いた地表地震探査

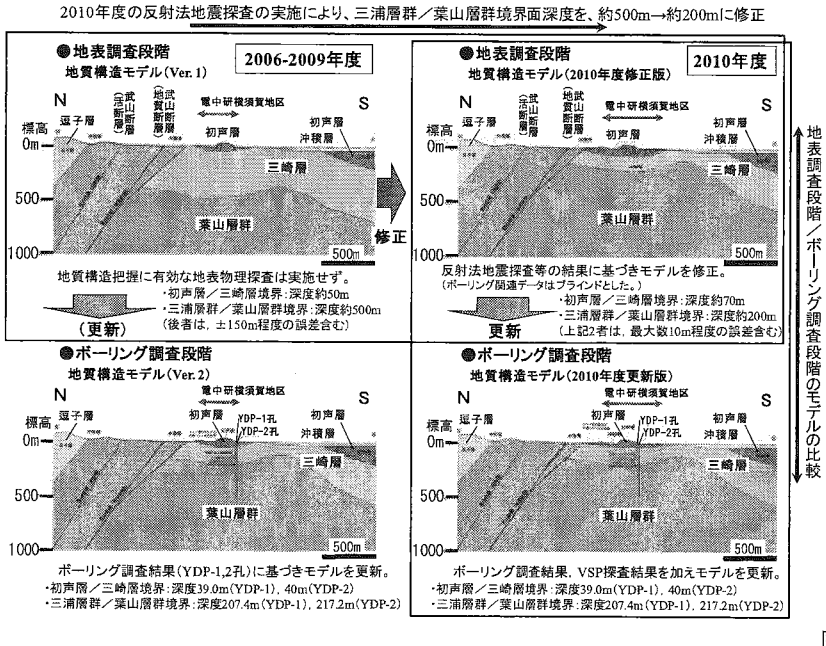


図-2　地質構造モデルの修正・更新例（右：反射法地震探査結果を考慮）

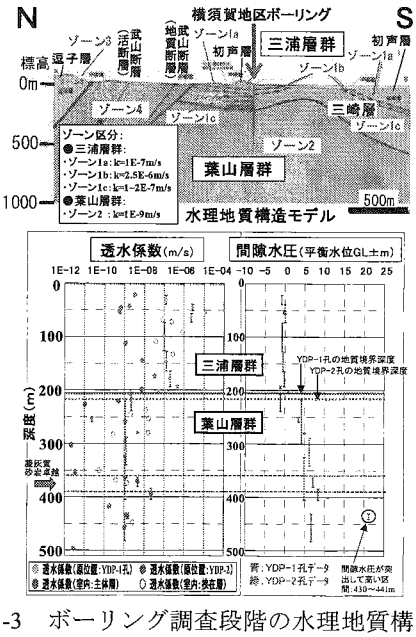


図-3　ボーリング調査段階の水理地質構造モデル（上），透水係数と間隙水圧分布（下）

を実施しなかった．このことにより，三浦層群／葉山層群境界面の認定については，ボーリング調査段階に至るまで不確実性が大きい結果となった（図-2 左）．一方，2010 年度には，横須賀地区内で調査可能な範囲が拡張（測線長最大 550m 程度）したことに伴い，地下数 100m を超える深度までの地質構造把握に対し，狭小な範囲内でも有効な手法として，反射法地震探査を実施した．その結果，ボーリング調査で確認された深度 200m 付近に，両層群境界に相当する地質構造境界を事前に把握可能であること，同探査の地表調査段階での実施により，地質構造把握の不確実性の大幅な低減が可能であることが示された（図-2 右）[3]．

地質構造把握に対し，岩盤の物理・力学特性，水理特性，水質，地下水年代等については，地下深部のデータを地表調査段階に得ることは難しい（ボーリング調査結果を反映した水理地質構造モデルの例を図-3 に示す）．なお，2010 年度に実施した電磁探査（AMT/MT 法）の結果は，深度 300m までのボーリング調査データ（比抵抗，水質分布等）と整合し，塩水域・淡水域境界等を反映した比抵抗構造を捉え（図-4），地表調査段階に有用な情報を取得可能なことが示された [3]．

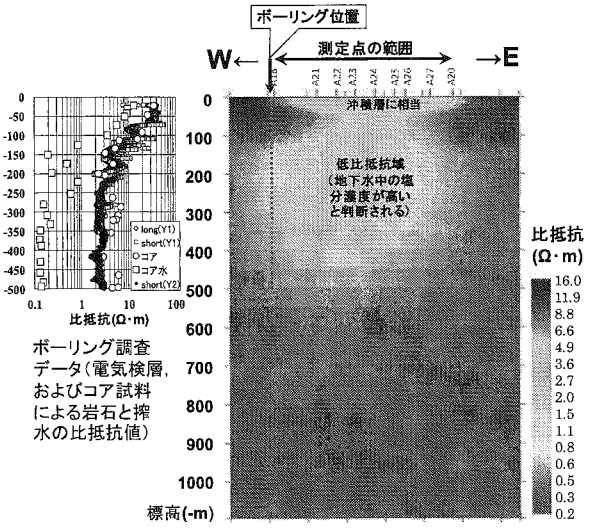


図-4　電磁探査（AMT/MT 法）の 3 次元解析結果

3．ボーリング調査段階の地質環境情報

ボーリング調査段階には，少なくともボーリング地点近傍での掘削深度（500m）までの地質構成・地質構造，岩盤の物理・力学特性，地下水理構造，地下水の水理水頭，水質，地下水年代等の基本的な分布・性状を捉えることができた．このうち，地下水流動に係る特性については，三浦層群と葉山層群の基本的な透水係数の違い（図-3），主要溶存イオン濃度から，地表から深度 100m までが淡水，深度 100～300m が淡水と海水の混合，深度 300m 以深が海水と判断されること，また，水素・酸素同位体比，地下水年代（^{14}C, $^{36}Cl/Cl$, ^{4}He 等，表-1 参照）から，葉山層群内には化石海水が残留していると考えられること等が明らかとなった．全水頭は，三浦層群内では深度によらず地表付近で概ね一定，葉山層群内では，深度とともに増加傾向を示し（図-3），主原因として，当地点が流出域であること，および海水の密度影響等が考えられた．

表-1　横須賀実証地点における地下水年代のまとめ

地下水年代	^{3}H	^{14}C	^{36}Cl	^{4}He
三浦層群	検出（50m以浅）	40～60pmC	$0～2\times10^{-15}$ ($^{36}Cl/Cl$)程度	4.8×10^{-8} ccSTP/gW程度（100m以浅）
	50年以内	4,000～8,000年	現海水程度	大気との溶解平衡濃度程度
葉山層群		10pmC（浅部）	$5～7\times10^{-15}$ ($^{36}Cl/Cl$)程度	2×10^{-5} ccSTP/gW程度
		12,000～20,000年	放射平衡値：100万年以上？	700万年程度

上記事項の解釈結果を基に，当地点周辺の地下水流動系を以下の 4 ゾーンに区分し，モデルに反映した [3]．

①地表～深度約 100m：降水起源，循環性良好
②深度約 100～200m：降水＋現海水混合，流動性高い
③深度 200～300m：降水＋現海水＋化石海水混合
④深度 300m 以深：化石海水，滞留性極めて高い

4．地質環境モデルの信頼性向上のための課題・方策

横須賀地区のように調査範囲が狭小な場合でも，特定箇所のボーリング調査を通じて，深度方向の地質環境特性の分布・性状は捉えられるが，以下の諸点は，モデルの信頼性向上のための課題として挙げられる．

・主要な周辺断層の性状，地下水流動への影響の把握
・地質環境特性の不均質性，データの不確実性の評価

1 点目については，調査上の制約によりボーリング地点が局所的となる場合であっても，取得された水理水頭，水質，地下水年代等のデータの再現性の確認を念頭に，地下水流動・物質移行解析を行うとともに，断層影響等の感度解析を併せて行うことにより，断層影響も含めたより広域的な地下水流動概念を具体化することが可能であり，地下水流動に影響を及ぼす要因の理解を通じ，モデルの信頼性向上に寄与し得る [4]．

地質環境特性の不均質性把握，取得データの不確実性低減に対しては，地質構造概念の理解を背景に，地層や水みちの側方連続性，水理的な異方性等の実態を把握することが基本的に重要である．また，地質環境条件に応じて適切な手法を選択の上，複数箇所で特性データを蓄積すること，地下水年代（表-1）のように，複数指標でデータの整合性を確認することも必要である．次段階の実証研究では，新規ボーリングや孔間調査・試験等を通じて，地質環境モデルの信頼性向上のための技術の確認・検証を進めていく予定である．

文献

1）近藤他（2011）：電力中央研究所総合報告，N15.
2）NUMO（2011）：NUMO-TR-11-01.
3）近藤他（2012）：電力中央研究所研究報告，N11038.
4）長谷川他（2011）：電力中央研究所研究報告，N10017.

21. 地層処分におけるベースライン把握のための地下水モニタリング技術の実証（その５）

－水圧データの分析－

The demonstration and validation of groundwater monitoring system to observe baseline condition
Part5:-Analysis of groundwater pressure monitoring data

○吉村公孝，近藤聡史※，西尾光（原子力発電環境整備機構），近藤浩文，後藤和幸（電力中央研究所）
Kimitaka Yoshimura, Satoshi Kondo, Hikaru Nishio, Hirofumi Kondo, Kazuyuki Goto
（※現：東京電力）

1. はじめに

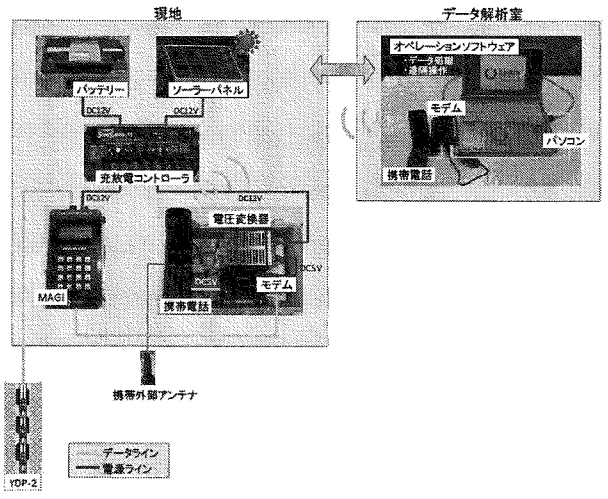
特定放射性廃棄物の地層処分事業において，地層処分場とその周辺地域の水理地質特性および地下水流動特性を把握することは，地層処分場の安全評価には不可欠である．原子力発電環境整備機構と電力中央研究所は，2006年度からの共同研究で，特定放射性廃棄物の最終処分場選定における三段階のサイト選定プロセスのうち，地上からの調査段階で使用する主要な調査技術・評価手法について原位置での実証を行っている．関連する技術のうち，2011年3月からは，概要調査段階から開始する地下水のベースラインモニタリング技術について，既存のボーリング孔を利用した地下水のベースラインモニタリングの実証を開始し，現在も継続して地下水の水圧および水温を観測している．

地層処分事業では，地上からの調査を経て，地下調査施設を建設し，実際の地下環境下で地質環境に関わる情報を取得するが，この段階から地層処分事業が終了する段階まで，地下空洞掘削によって地下水環境が変化することが予想されている．地上からの調査段階において，地下水の初期ベースラインを把握しておくことで，地層処分事業の進展によって生じる擾乱の程度の認識や，処分場閉鎖後の安全性評価の基準となる情報として適用することができることが考えられる．本研究では，約2年間取得した水圧データから水圧への影響成分を分離して，水圧の年間変動のトレンドを把握する技術の適用性を確認した．

2．水圧モニタリング区間および遠隔操作システム

既設のボーリング孔には，水圧モニタリング装置としてマルチパッカーシステム（Westbay MP55）を設置した．内径204.7mmの鉄ケーシングに計測区間毎に口径0.3～0.45mm程度の通水孔を空け，通水孔を挟む形でパッカーを設置して，水圧計測区間の水圧の独立性を確保している．通水孔は各区間の2～6mの範囲に12～24個分布している．計測区間は，ケーシング部のうちGL-61mからGL-420mまでを主体に，それ以深の裸孔部を含めて13区間に分割しており，そのうち，GL-199mまでの上部の7区間（区間(1)～(8)，(2)は欠測）は，1E-7m/s程度の比較的透水性が高い砂質シルト岩～砂岩系堆積岩で，GL-259mから下部の5区間（区間(10)～(14)）は，1E-9m/s程度の比較的透水性が低い泥岩系の堆積岩である．GL-217.2mに両層の地層境界があり，ここにも水圧計測区間（区間(9)）を設定してある．

30秒間隔で各区間の水圧を計測し，記録の前後に急激な水圧変化（上部7区間は3.5kPa以上，区間(9)を含む下部6区間は7.0kPa以上）が認められない場合は，計測開始から10分毎のデータを記録している．もし地震等で急激な水圧変化が認められた場合は，30秒毎のデータを記録する．記録されたデータは遠隔操作で回収する．遠隔装置システムは，図1に示したように，現地の記録装置（MAGI）で各水圧計測区間のデータを取得し，携帯電話を経由してデータ解析室に送信する．現地の記録装置類には，ソーラーパネルとバッテリーから給電しており，昼夜の給電は充放電コントローラで制御する．



図－1　遠隔操作システムの概念図

3．取得データの影響成分除去

地下水の水圧のベースラインを把握するためには水圧に与える影響成分を分離する必要がある．影響成分には，地球潮汐，気圧変動，降水量など継続的な自然現象によるものの他，地震による突発的な変動や人為的要因や観測装置の故障などの影響もある．これまで，地球潮汐の影響を除去する際に，近傍の験潮場の

潮汐データを用いていた．しかし，験潮場の地形に関わる海洋潮汐固有の副振動があり，験潮場のデータを用いて地球潮汐の影響を除去した際に，副振動のうねりが計測データに現れていた．また，験潮場の潮汐データと現地のモニタリングデータには気圧変動成分が含まれることから，気圧変動成分が二重分離されることが懸念された．それらを防ぐために，潮汐解析プログラム（Baytap-G）[1]を用いて，現地の理論潮汐データを算出し潮汐成分を分離した．地球潮汐と気圧変動は観測地域固有の値を示すことから，この成分を分離したことで，降水量に連動する地下水圧のトレンドが得られた．

4．初期ベースラインのトレンド

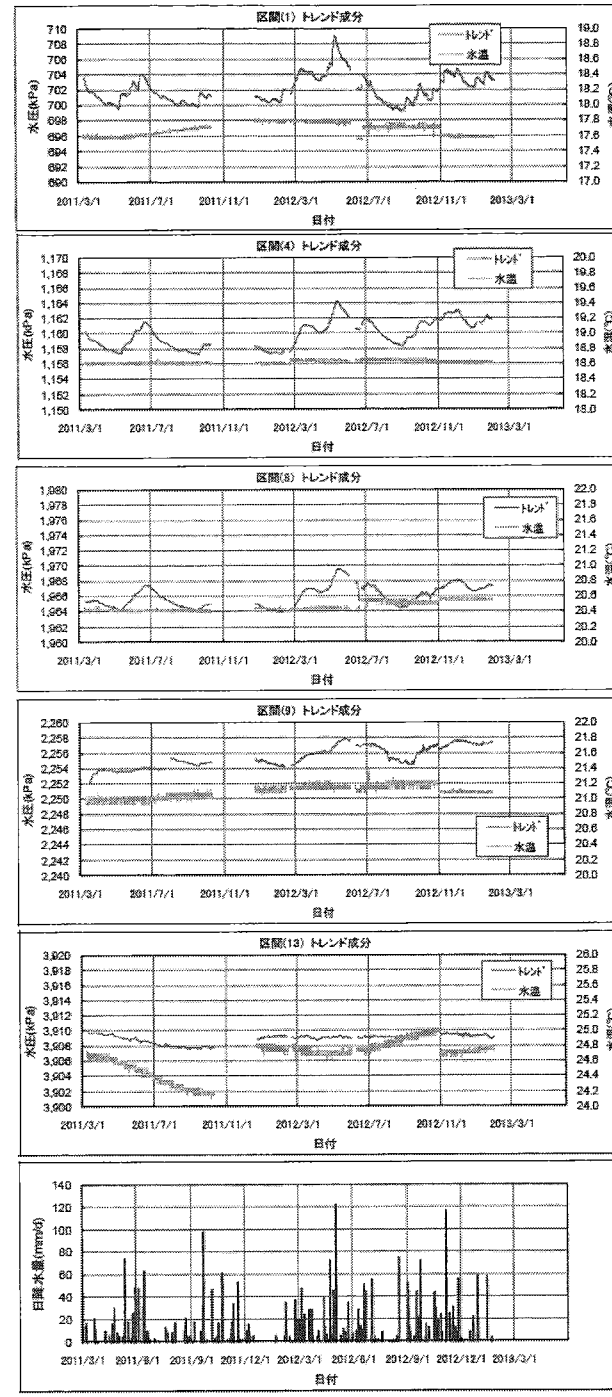
ボーリング孔内の深度毎に水圧のトレンドを比較すると，透水係数が大きい上部7区間は，降水による変動が確認できた．日降雨量と水圧のトレンドのピーク値出現までの遅れの時間は，深度が深くなるにつれて遅くなる傾向が認められた．一方，下部の5区間では降雨による影響は認められず，概ね一定もしくは漸減・漸増傾向を示していた．

図2に計測区間を代表して，上部から区間(1)，(4)，(8)，境界部の区間(9)，下部から区間(13)，それに日降水量をそれぞれ示して，降水量に対する変化を対比した．透水係数が大きい上部区間のうち，区間(1)では，降雨量に対して細かい変動が認められるが，区間(8)では，その変動は緩やかになる．また，透水係数が小さい下部区間である区間(13)は，変動が認められない．境界部の区間(9)は，上部区間と同様に，降水量に伴う変動が認められるが，その変動量は小さい．境界部では上部および下部の透水係数の違いによる両方の傾向が現れていると考えられる．ベースラインのトレンドが岩盤の透水性に関係することを示したものであり，モニタリングデータは，地上からの調査によって作成する地質環境モデル[2]の妥当性をサポートするデータとしての活用が考えられる．

5．おわりに

サイト選定段階の地質調査で掘削したボーリング孔を利用して，地下水圧のモニタリング技術についてベースラインを把握する技術の実証を行った．理論潮汐データにより水圧データから影響成分を除去することで，観測値固有の水圧のトレンドが得られた．

今後は，強制的な水圧変化（近傍のボーリング孔での揚水など）に伴う地下水位の変化によって，モニタリングデータがどのように変化するか，水圧のトレンド成分を検討し，地上からの調査段階で構築する地質環境モデルの妥当性確認への反映や，地下水環境変化の予測へと展開できるようにさらなる検討を進める．



図－2　水圧トレンドの経時変化と日降水量の対比

文献

1）Ishiguro, M and Y. Tamura(1985), “BAYTAP-G” in TIMSAC-84, Computer Science Monographs, Vol.22, pp56-117.

2）吉村公孝ほか（2011）：処分地の選定調査初期段階に必要な地下水モニタリング調査技術の実証（その1）－目的および実施概要－，日本応用地質学会平成23年度研究発表会講演論文集，pp131-132.

22. 地上からのボーリング孔を用いた水理調査手法と水理地質構造の推定

Estimation of Hydrogeological Structures Using Deep Boreholes from Surface-based Investigations

○竹内真司（日本大学），竹内竜史（日本原子力研究開発機構）
Shinji Takeuchi, Ryuji Takeuchi

1. はじめに

原子力発電環境整備機構（以下，NUMO）が予定している概要調査や精密調査の前半においては地上からのボーリング調査が計画されている[1]．ボーリング孔を用いた水理調査には，水みち検層，単孔もしくは孔間での水理試験などがある．これらのうち，水みち検層は水みちの位置を把握する他，水理パラメータの予測が可能である．また，水理試験では，試験区間の水理パラメータの他，水圧変動データを利用することにより，水みちの連結性やコンパートメント構造などの水理地質構造の推定が可能である．本論では，はじめにこれまでに瑞浪超深地層研究所（以下，研究所）周辺やフィンランド・オルキルオトサイト（以下，オルキルオトサイト）などの，主として亀裂性岩盤を対象に掘削されたボーリング孔を利用した水理調査手法を示すとともに，それらに基づいて推定可能な水理地質構造の要素について例示する．次に，これまでに実施した水理調査に基づいて，効率的に水理地質構造を推定するための水理調査手法と手順について提案する．

2. 実施した水理調査手法

ボーリング孔を用いた水理調査の目的は，対象とする領域の地下水流動の特性を理解することである．このためには，水みちの位置，水みちとそれ以外の母岩部の水理特性（透水量係数や比貯留係数など），水みちの連続性・連結性，さらには遮水性構造の分布などを理解することが必要である．これらの結果に基づいて水理地質構造モデルを構築し，地下水圧の分布や流速などを予測解析する．以下では，我々がこれまでに亀裂性岩盤を対象とした，地上からのボーリング調査で実施した水理調査手法について述べる．

（1） 水みち検層

水みち検層は，岩盤中の水みちの位置とその流速，流量を求める調査手法である．この手法としては，フローメータ検層（スピナー式，ヒートパルス式，電磁式），温度検層，および電気伝導度検層（Flowing Fluid Electric Conductivity Logging，以下，FFEC 検層）を実施した[2),3),4)]．このうち，FFEC 検層は孔内水を地下水と異なる電気伝導度を有するイオン交換水や塩水などと置換し，孔上部で揚水を行いながら電気伝導度の時間変化を測定することにより，電気伝導度が顕著に変化する亀裂を水みちとして抽出する方法である。さらに，一次元移流拡散方程式に基づいて，電気伝導度の時間変化を再現し，水みちごとの流量を算出することで，透水量係数などの水理特性を推定することが可能である[4)]．

（2） 単孔式水理試験

専用の試験機を用いて，パッカーにより仕切られた試験区間の水理特性を推定する方法である．本試験では試験区間の透水性に応じて試験手法（パルス試験，スラグ試験，揚水試験など）を選択できるシーケンシャル水理試験手法[5)]を実施した．この試験によって得られる水圧の時間変化データの時間微分プロットに基づいて，水理特性を推定するとともに，一次元～三次元などの流れの形態や境界条件などの流れのモデル（Flow Model）を推定した．さらに，時間微分値を透水量係数相当値に変換し，複数の水みちの時間変化を同一のグラフ上で比較することにより，それらの連結性の推定を試みた[6)]．

（3） 孔間水理試験

複数のボーリング孔が掘削された後に，任意のボーリング孔で揚水試験等を行い，試験による水圧応答を周辺孔に設置した多区間水圧モニタリング装置により観測する方法である．試験で得られた水圧の時間変化データの時間微分プロットに基づき，試験区間の水理パラメータを推定するとともに，流れのモデルや水理場の概念を推定した．また，時間微分値を透水量係数相当値に変換し，複数の水みちの連結性の推定を試みた[6),7)]．さらに水圧応答時間と水位低下量の関係（水圧応答プロット）から，水理場の概念（場のモデル）を推定した[8)]．

3. 適用結果

（1）水みち検層

複数種類の水みち検層を同一区間で実施した結果，FFEC検層が最も解像度が高いことが分かった．また，FFEC 検層に基づいて推定した水みちの透水量係数と同一の水みちを対象として実施した水理試験から求めたそれを比較すると，後者の方が 1~2 桁大きい傾向を示すことが分かった[9)]．

（2）単孔式水理試験

試験区間の透水性に適合した試験手法を選択可能なシーケンシャル水理試験手法を研究所の複数のボーリング調査で試行し，その現場適用性が確認された[5)]．また，研究所周辺の深層ボーリング孔（DH-2 号孔）を対象に実施した水理試験では，圧力変化データの時

間微分値を透水量係数相当値に変換したプロット（透水量係数換算プロット）を同一のグラフで比較することにより，断層破砕帯内の水みちの連結性の概念モデルを提示した[6),7)].

（3）孔間水理試験

研究所の深層ボーリング孔（MIZ-1 号孔）を揚水孔として実施した孔間水理試験においては，観測区間の水圧応答データに基づいて流れの次元を考慮した透水量係数と貯留係数を求めた．これにより算出した水頭拡散係数は，特定の区間で特に大きい値を示したことから，本手法が伝搬性の良い水みちの抽出に有効な一つの手法と考えられた[8)]．また，観測区間の水圧の時間微分プロットは，試験時間全体を通して，揚水試験の初期に現れる孔内貯留と同様の挙動を示した[6)]．さらに，試験結果に基づいて作成した水圧応答プロットは，水圧応答時間に関わらず水位低下量はほとんどの区間で同一であることが分かった[6),8)]．以上のことから，試験区間を含む領域がコンパートメント構造の内部に存在することが推定された．

オルキルオトサイトで実施された孔間水理試験では，得られた水圧データに基づいて透水量係数換算プロットを作成したところ，試験時間の後半で同一の透水量係数換算値を示した．このことから，本手法により孔間で連結性の良い水みちを推定した[7)]．

4. まとめと今後の課題

本論で述べた水理調査手法と取得データ，データ加工，およびアウトプットは表－1のように整理できる．

表－1　水理調査手法の整理表

手法	取得データ	データ加工／解析	アウトプット
FFEC	電気伝導度の時間変化	異常点の抽出	水みちの位置
		1次元移流拡散方程式に基づく電気伝導度の時間変化の再現解析	水みちの水理特性
単孔式水理試験（シーケンシャル水理試験）	圧力の時間変化	井戸解析（理論式，フィッティング）	試験区間の水理特性
		圧力変化の時間微分プロット	流れの形態，境界条件など
		透水量係数換算プロット	水みちの連結性
孔間水理試験	圧力の時間変化（揚水孔・観測孔）	井戸解析（理論式，フィッティング）	試験区間の水理特性
		圧力変化の時間微分プロット（揚水孔・観測孔）	流れの形態，境界条件など
		透水量係数換算プロット	水みちの連結性
		水圧応答プロット	水理場の概念（均質場，遮水性構造など）

表－1 の調査方法は，これまでに現場適用性が確認されたものであり，表中の調査・解析等を上から順に実施することで，水理地質構造を推定することが可能になると考えられる．

上記以外の水理調査手法の例としては，フィンランドの Posiva 社が開発した Posiva Flow Log（PFL）による水みち検層手法がある[10)]．この手法は，熱パルスを利用することで水みちの位置や流向・流速を推定する方法である．透水量係数で 10^{-9}(m^2/s)までの水みちを検出可能とされており，フィンランドやスウェーデンの地下研究施設で多くの実績があるが，我が国での適用事例は皆無である．今後適用性を確認する必要のある手法の一つと考える．

また，本論では紹介しなかったが，ボーリング孔掘削時の水圧応答を周辺孔の多区間水圧モニタリング装置で観測することが可能であり，水みちの連結性を推定するうえで有効な手法と考えられる．

さらに，水みちの連結性の指標として流量を用いることでも連結性を捉えることが可能と考えられる．今後手法の検討が必要と考える．

文献

1) 原子力発電環境整備機構（2013）：地層処分事業の技術開発計画－概要調査段階および精密調査段階に向けた技術開発－，NUMO-TR-13-02，113 p.

2) Lane, J. W. Jr. et al.(2002): An Integrated Geophysical and Hydraulic Investigation to Characterize a Fractured-Rock Aquifer, Norwalk, Connecticut. U. S. G. S. Water-Resources Investigation Report 01-4133, 97p.

3) Ludvigson, J-E. et al. (2004): Forsmark site investigation, Pumping tests and flow logging, Boreholes KFM06A (0-100m) and HFM16., SKB P-04-65.

4) Tsang C.-F., and C. Doughty(2003): Multirate flowing fluid electric conductivity logging method , Water Resour. Res., 39(12), 1354, doi:10.1029/2003WR002308.

5) 竹内真司ほか（2007）：深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理試験手法の開発と適用，地下水学会誌，Vol.49, No.1,pp.17-32

6) 竹内真司ほか（2013）：瑞浪超深地層研究所における地下深部の水理地質構造調査，地質学雑誌，Vol.119, no.2, pp.75-90.

7) 竹内真司ほか（2013）：透水性の空間的変化に着目した水理試験データに基づく水みちの連結性に関する考察，第 13 回岩の力学連合会シンポジウム，(CD-ROM)

8) 竹内ほか（2013）：亀裂性岩盤を対象とした孔間水理試験に基づく水理地質構造の推定，日本大学文理学部紀要,Vol.48

9) Takeuchi et al.(2008): Fluid electric conductivity logging: Useful application for characterization of water conducting features, Proceedings of 36th IAH Congress (CD-ROM)

10) Antti Öhberg and Pekka Rouhiainen (2000): Posiva Groundwater Flow Measuring Techniques, Posiva 2000-12, 81p.

23. 水理地質構造調査のためのボーリング掘削技術の開発（その 13）

- 孔内応力測定装置の開発および性能確認 -

Development of Drilling Technique for Hydro-Geological Structure Survey (Part 13), Development of Stress Probe

○新　孝一・木方建造・小淵康義（電力中央研究所），中山芳樹・桑原和道（3D 地科学研究所）
Koichi Shin, Kenzo Kiho, Yasuyoshi Obuti, Yoshiki Nakayama, Kazumichi Kuwabara

1. はじめに

1．はじめに

「水理地質構造調査のためのボーリング掘削技術の開発」は、地下広域の地質や地下水、地圧などの岩盤特性を、地表の限定された箇所から調べるために開発している、コントロールボーリングシステムである。このシステムの主な適用対象として、日本における HLW 等の放射性廃棄物地層処分の概要調査を、沿岸地域で行うことを想定している。概要調査では、坑道を掘削することなくボーリングを含む地上からの調査のみで、候補地点の地質・岩盤の地層処分への適性を判断する必要がある。このため、コントロールボーリングシステムでは、海岸付近の地上に設置するボーリングサイトから掘削して、海底下も含めて調査できるようにするために、孔曲げ掘削技術、各種の検層技術、コア採取技術、地下水採取技術、地圧測定技術などを組み込み、そしてそれらを総合的にハンドリングするシステムの総体である。今回は現在開発中の水圧破砕地圧測定システムについて述べる.

2. コントロールボーリング調査試験システムにおける地圧測定ユニット

図-1 にコントロールボーリング調査試験システムの適用の概念を示す。地表から制御して孔曲げ掘削した孔の先端部は、各種試験のための裸孔のパイロット孔であり、地圧測定を行う場合には、ここに地圧測定ユニットを挿入する。パイロット孔の孔径は 100mm としている。また、各種試験用のユニットは、地上からロッドでなく通信線などを内蔵するケーブルを介して、外径 140mm の NL140 鋼管内に挿入される。鋼管の先端部分に試験ユニットが固定された後、鋼管を操作して試験ユニットをパイロット孔に挿入する。

3. 地圧測定ユニットの概要

図-2 に地圧測定ユニットの全体構成を概念図で示す。図の右側が孔奥側に相当し、(a)の部分に水圧破砕の加圧区間を区切るダブルパッカーがある。この部分をパイロット孔に挿入する。(b)の部分には、ユニットを鋼管に固定するためのラッチシステム、計測・制御・通信部、および水圧破砕ポンプとパッカー加圧ポンプがある。(c)の部分は水圧破砕のための送水用の水タンク、およびケーブル連結装置を含むケーブルヘッドがある。このケーブルヘッド部は、地上とのデータ伝送のための信号線や光ファイバを内蔵するケーブルと応力ユニットとの信号結線部であるとともに、ユニットが孔内に抑留される事故の際に破断させる箇所ともなっている。なお長さは、(a)部が約 3.5m、(b)部が約 12m、(c)部が約 3m、合計で約 18.5m である。このうち、(a)部については、上下のパッカーがそれぞれ有効長 0.5m、加圧区間長が 0.9m である。

図-3 には地圧測定のための操作手順を概念的に示す。1 段目の図では、孔底の少し手前まで鋼管が挿入されている。2 段目の図は、静置している鋼管内に応力ユニットを挿入している途中の段階、3 段目は応力ユニットが鋼管先端に達しダブルパッカー部が鋼管の先に出た段階であり、鋼管に固定（ラッチ）される直前、4 段目はラッチ機構により固定された段階、5 断面は鋼管を押し込むことにより応力ユニットをパイロット孔に挿入した段階である。

代表的な寸法は、ボーリング孔の径がおよそ 150mm、鋼管の外径が 140mm、パイロット孔の径が 100mm、長さがおよそ 3.5m、水圧破砕部の長さがおよそ 3m、応力ユニットの全長は 18m である。

4. 各部位の仕様・構造など

4.1 水圧破砕ポンプ

コントロールボーリング調査試験システムでは、沿岸地域の堆積岩において深度 500m 程度の水平孔での調査を想定している。そのような岩盤で水圧破砕により破砕亀裂を発生させるために必要な水圧 Pb は、地圧条件などにより異なるが 30MPa 程度あれば多くの場合をカバーできると考え、ポンプの最大圧力として 30MPa を設定した。また最大流量は 0.8 dm3/min である。

水圧破砕用ポンプの構成は、駆動用モータ、一次油圧ポンプ、二次油圧ポンプ、三方切換え弁、複動式水ポンプである。パッカー加圧ポンプも基本的には水圧破砕ポンプと同様である。

4.2 カメラ

通常の水圧破砕においては、水圧破砕試験の前後に

カメラで観察することはあっても、水圧破砕装置にカメラを組み込んで観察することは、あまり行われない。コントロールボーリング調査試験システムにおいては、水圧破砕装置（応力ユニット）の試験孔への挿入手順が複雑であるため、その作業状況を目視することが有効である。例えば、鋼管内を降下させた応力ユニットが鋼管先端でセットされたかどうか、また、その後に鋼管を押し込むことにより応力ユニットが試験孔に正しく挿入されたかどうか、をカメラで確認することができる。

また、水圧破砕応力測定においては、亀裂の発生、亀裂の閉合、亀裂の再開口などの重要な岩盤の挙動をPb,Ps,Prとして圧力で読み取る。しかし、Pb基準式、Ps基準式、Pr基準式のいずれも、経験的なものであり、亀裂の詳細な挙動とPb, Ps, Prとの対応は、明確でない。例えば、最近の研究によれば、亀裂閉合には亀裂先端が閉じる段階の次に亀裂口元が閉じる段階があり、その両者に圧力曲線の変化点が現れる。Psとして読み取る圧力時点で亀裂がどのような状況なのかを知ることは重要である。また、Pbはほとんどの場合に最大圧力を読み取るが、Pb基準式が前提とする亀裂初生時の圧力は、最大圧力以前にある可能性もある。だから、カメラを用いて水圧破砕試験時の亀裂状況を確認することが、とても重要である。

以上のような目的で、水圧破砕装置に組み込むカメラを開発することにした。

このカメラには通常用いられるボアホールテレビカメラと比較して、次のような制約がある。ボアホールテレビカメラは、孔の観察区間内でその空間をカメラが占有することができる。これに対して本開発で目的とするカメラの場合には、観察区間内は水圧破砕の加圧区間であるため、ダブルパッカーを接続するロッドが存在する。この狭い区間で孔壁を観察する必要がある。このような制約のなかで孔壁面を観察するために基本的に図-7のような構造を採用した。小型のカメラ素子8本を孔内ロッドの周囲に孔軸方向下向きに設置する。そしてミラーを介することによって孔壁を観察する。カメラ素子とミラー間は、孔内水が浸入しないように透明なアクリルブロックで一体化している。

4.3 AEセンサー

AEセンサーもカメラと同様に通常の水圧破砕では用いられない。しかし、水圧破砕試験時の岩盤やその他の状況を観察するために、AEセンサーも組み込むことにした。一般的に、岩盤の破壊に際してAEが観察されるとともに、亀裂の閉合や亀裂内などの流水によってもAEが観察される可能性がある。これらの情報もカメラからの情報と併せることによって、試験時の岩盤等の状況をより詳細に知ることに役立つ可能性があるからである。

4.4 その他の装置

図-4の全体構成図中、(a)の中の圧力流量計は、孔内加圧区間の圧力、加圧区間への送水流量、ならびに上下パッカーの圧力、を計測する。

(b)の中の押し込み装置は、ボーリング孔が水平になって装置の自重で挿入されなくなっても、NL140鋼管内に送る泥水で挿入するための泥水圧受け盤である。計測・制御・通信部には、方位・傾斜計のセンサー、AEとカメラの信号処理部、　地上との通信制御部、がある。

(c)の中の水タンクの貯水容量は1体で15dm^{3}であり、複数体を連結することができる。1体の長さは、2.5mである。

ケーブルヘッド部は、光変換器を内蔵し、ユニット側の信号・制御線とケーブル側とが接続される。また、緊急時に切断するウィークポイントとなる。

なお本研究は、経産省からの受託研究として実施した。

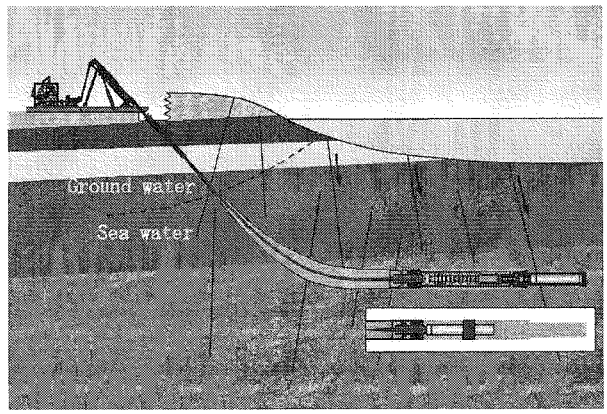


図-1　コントロールボーリング調査試験の概念

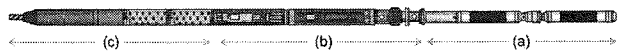


図-2　水圧破砕ユニットの構成

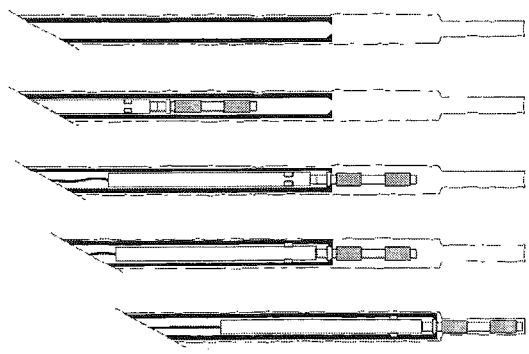


図-3　水圧破砕ユニットの挿入手順

文献

1)木方建造ほか(2005): (その５), 平成17年, 187-190.

24. トレーサー試験評価のためのレジン注入による割れ目間隙マッピング

Pore volume mapping of fractures for tracer test evaluation using the resin injection method

○宮川公雄，田中靖治，深堀大介，木方建造（電力中央研究所）
Kimio Miyakawa, Yasuharu Tanaka, Daisuke Fukabori, Kenzo Kiho

1. はじめに

筆者らは地層処分候補岩体の物質移行評価に必要な割れ目の間隙幅，分散長，分配係数を得るためのトレーサー試験技術とその評価技術を開発している．また，トレーサー試験による間隙幅の推定などを補完するため，溶存ラドン濃度計測技術，高粘性流体注入試験技術を開発している．これらの開発した試験・調査技術をスイスグリムゼルテストサイトで適用し，割れ目の間隙幅の評価を行なった．さらに，この結果を確認するためにレジンを割れ目へ注入後，新たに孔を掘削し，レジンの充填状況を調査した．本報告ではこのレジン注入試験から得た割れ目間隙のマッピング結果と，トレーサー試験や各種割れ目調査技術から推定した割れ目特性とを比較し，各試験・調査技術の有効性について述べる．なお，本研究は電力中央研究所が経済産業省資源エネルギー庁からの委託研究として実施している「岩盤中物質移行特性評価技術高度化調査」の平成23年度および平成24年度の成果の一部である。

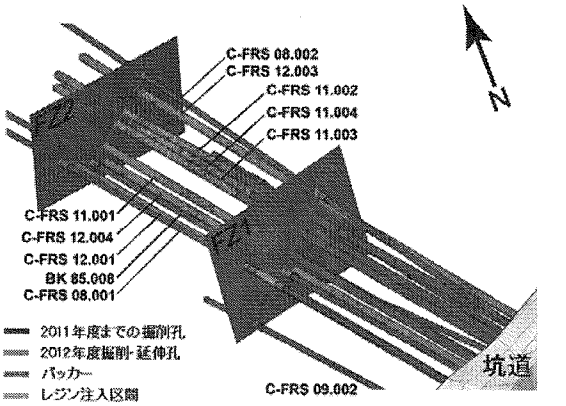
2. 調査の概要

開発したトレーサー試験技術を溶存ラドン濃度計測，高粘性流体注入試験とともに 2 条の割れ目（FZ1 及び FZ2）に適用し，この割れ目の間隙幅の評価を行った[1) 2)]．それぞれの手法で評価した割れ目の間隙幅は相互に近い値が得られ相補的に検証されたが，さらに確認するために2011年度に既存の3孔からFZ1, FZ2へレジンを注入し，レジンの固化後，新たな調査孔（C-FRS11.001～005 および C-FRS12.001, C-FRS12.003～004：計 8 本）を掘削した（図－1）．本調査では既存孔からフルオレセインを添加したレジン（1 次レジン）を注入し，コア採取後にはナフトエ酸を添加したレジン（2 次レジン）をコアへ注入した．2 次レジンは削孔やハンドリングによって開口した人工的な割れ目と，掘削以前から開口していた割れ目を区別する目的で注入された（以降の「レジン」は 1 次レジンを指す）．そして割れ目の間隙マッピングのために，レジンの注入されたコアのコア観察，X 線 CT 調査，薄片観察を行なうとともに，掘削孔において高精度ボアホール TV 調査を実施した．以下にその結果について述べる．

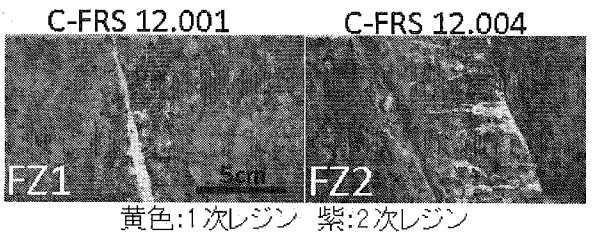
3. コア観察結果

（1）コア観察結果

コア観察から FZ1，FZ2 はともにガウジなどの破砕物質を介在し，岩脈などを変位させており，地質学的には断層である．FZ1 へのレジンの充填は C-FRS11.003 孔を除くすべての孔のコアで認められた．また，C-FRS12.001 孔および C-FRS12.003 孔のコアではレジンが FZ1 に充填せずに，その周辺部へのみ充填していた．FZ1 の割れ目本体に充填しているレジンは相対的に幅も大きく，連続性もよいことからレジンの主な流動経路（main channel）となったと考えられる（図－2）．FZ2 の周辺のコアには複数の割れ目が存在し，レジンは FZ2 のみならず，交差する周辺の割れ目や FZ2 周辺のマトリックスや粒界へもレジンが浸潤している．一方，C-FRS12.004 孔のコアにはレジンが充填されていない．また，C-FRS11.001 孔のコアは FZ2 箇所が岩片状で採取され，その岩片の一部にレジンが認められた．



図－1 FZ1 および FZ2 とボーリング配置



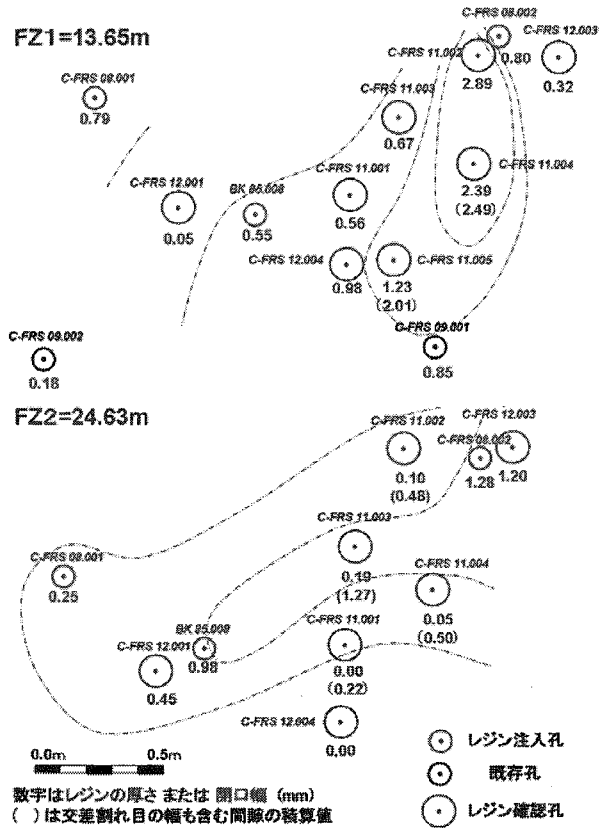
黄色:1次レジン 紫:2次レジン

図－2 FZ1 および FZ2 へのレジンの注入状況（コア）

（2）高精度ボアホール TV 調査結果

高精度ボアホール TV はコアの回収状態が悪い場合などコア観察の補完を主な目的として行なった．高精度ボアホール TV は孔壁の高倍率の画角画像を撮影するもので，0.1mm の解像度を有する．調査結果によれば各孔の FZ1 の方向は一致し，孔が配置された数 m の範囲では平面的な割れ目であることを示している．一方，FZ2 は複数の割れ目で構成され，FZ1 に比較して方向の卓越度は低い．各孔の FZ1 面におけるレジンの充填幅を整理した場合，充填幅の大きい箇所は

C-FRS11.002 孔から傾斜方向に分布する（図－3）．一方，FZ2 の充填幅の大きい箇所は C-FRS08.002 孔から BK85.008 孔へと走向方向に分布している．この FZ1 と FZ2 のレジンの充填幅の分布特性は数 m スケールでの間隙幅の異方性を示唆していると考えられる．



図－3 レジンの充填幅の分布（高精度ボアホール TV）

（3）コアの X 線 CT による調査

コアの X 線 CT による調査の目的は，岩石の基質部との密度差の大きい間隙やレジンのみならず，カタクラサイトやガウジ，角礫等の充填物の 3 次元的な分布を把握することである．調査結果ではレジンは FZ1，FZ2 ともに，割れ目の中心部よりも割れ目の境界面に近い箇所に密に充填されていた．一方，ガウジや角礫はレジン中に浮いた状態で存在しているものがあり，レジンの注入によってガウジや岩片が移動した形跡がある．また，割れ目の表面形状にはステップ状の構造が認められ，この直交方向にレジンが流動したと解釈した場合，ボアホール TV などによるレジンの幅の分布と良く一致した．

（4）薄片観察

FZ1 および FZ2 へのレジン充填をミクロレベルで観察するため，レジンが注入されたコアの薄片を作成し顕微鏡観察を行なった．鏡下では FZ1 への充填は連続性に富む main channel が卓越しており，平均幅は 1.7mm である．また，main channel から鉱物粒子境界，粘土鉱物の層状構造，鉱物中のマイクロクラックなどのマトリックス部への充填が認められるが，その距離は main channel から 4cm 程度の距離までに限定される．一方，FZ2 は数度の延性的変形と脆性変形が認められ，現在の間隙の状況は複数回の構造運動がオーバープリントされた結果と考えられた．FZ2 のうち割れ目の形状が単一割れ目に近い部分ではレジンの充填は連続性が良く，各孔の最大幅は 0.5mm～2mm である．一方，カタクラサイトが認められる箇所ではレジンがカタクラサイトと岩石のマトリックスとの境界の隙間に充填している場合が多く，その分布は断続的で，充填幅のばらつきは著しい．また，ガウジなどの充填物が多い箇所はレジンの充填が認められない場合もある．このため，FZ2 の間隙構造は一般的に断続的で一様ではなく，平均的な間隙幅を求めることが困難であった．

4. 割れ目間隙マッピング結果と各技術の有効性評価

レジン注入による割れ目間隙のマッピングは，レジンの注入による充填物の移動や"wash-out"によって本来の割れ目の間隙幅が得られない可能性がある．一方，高精度ボアホール TV 調査や非破壊的に 3 次元のレジン充填状況が観察可能なコアの X 線 CT 計測などを組み合わせることにより，割れ目の間隙分布や間隙構造の地質学的な解釈には有用であると考えられた．

レジン注入試験結果から得られたレジンの充填幅と，トレーサー試験，高粘性流体注入試験，ラドン濃度計測調査から推定された割れ目間隙幅を比較した場合は次のようになる．薄片観察によるレジンの平均的な充填幅が算出できた FZ1 について見ると，main channel の幅（1.7mm）は，他の 3 つの試験により得られた割れ目の間隙幅（トレーサー試験：0.57mm～0.84mm，高粘性流体注入試験：0.5mm～0.6mm，ラドン濃度計測調査 0.17mm～0.42mm）に比べて大きな値になっている．しかし，この間隙幅の違いは，コアやボアホール TV で観察されたレジンの充填幅が wash-out の影響を受けて本来の間隙幅より大きくなっていることや，複雑な断層構造を反映したレジンの充填幅の著しい空間的ばらつきなどにより説明できる可能性がある．また，FZ2 を含めて，トレーサー試験，高粘性流体注入試験，ラドン濃度計測調査では相互に近い間隙幅が得られており，これらの試験や調査による手法間の有効性はある程度示しているのではないかと考える．ただし，各手法とも割れ目開口幅の評価結果はモデルに依存するため，より現実的なモデルへの改良と評価精度の向上の両立が今後の課題となる．また，間隙幅の地質学的な解釈は現実的なモデルを構築する上で重要であり，トレーサー試験とともにレジン注入による間隙分布特性や間隙構造の評価が重要であると考える．

【文献】1）田中他（2010）岩盤割れ目を対象とした原位置トレーサ試験と評価解析，地下水学会，2010 年秋季講演会．2）長谷川他（2010）第 65 回年次講演会，土木学会．

25. 断層のバリア機能評価における考え方と課題

Understanding of the feature of fault relevant to barrier function for HLW repository

○吉田英一（名古屋大学）
Hidekazu YOSHIDA Nagoya Univ.

1．はじめに

地層処分のサイト選定では，地表調査の段階で活断層ならびに mappable なサイズ（地質図に表現できるサイズ）の地質断層は基本的に排除される．しかしながら，ボーリング調査や地下坑道における段階でのサイト特性調査において，地表調査で排除することのできなかった小規模断層と遭遇する可能性を否定することはできない．このような断層を，処分場母岩の隔離性能（Host rock performance）の観点からどのように評価すべきか，その考え方と調査手法は，未だ十分に整理されているとは言えない．

本報告では，国内外での地下研究所での研究事例や発表されているデータに基づいて，地下環境で遭遇した断層のバリア機能についての基本的な考え方を紹介する．

2．地下断層の事例（断層中の水みち）

瀬戸内海海底下約 200m の花崗岩体中に建設された LPG 地下備蓄サイトや，岐阜県東濃の花崗岩体中の超深地層研究所では，地下坑道掘削中に地表調査では確認することのできなかったいくつもの小規模断層に遭遇している（Yoshida et al., 2013）．地下備蓄サイトでは，花崗岩中の数百メートル四方においてその詳細な分布が確認されていおり（図-1），数百メートル四方に数本の断層が格子状に分布することが確認されている．このような断層の分布状態は，東濃の地下研究所周辺においても同様に認められている（石橋ほか，2013）．

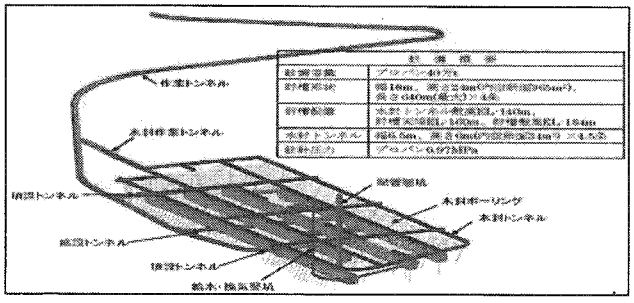


図-1　LPG 地下備蓄サイトの概要

これらの断層周辺の地質構造とその水理特性について明らかにするための原位置での調査研究結果が示されている（Yoshida et al,.2013）．とくに原位置では，ボーリングコアならびに坑道壁面において，詳細な構造や破砕様式などを観察することが可能である．地下備蓄サイトでは，LPG を間隙水圧で液化した後に貯留する水封水システムが採用されており，断層等の水みちの詳細な構造や分布，透水性といった水理特性の把握がなされている．図-2 は，LPG 地下備蓄サイトで確認された断層帯の１例である．これらの断層帯の原位置での観察や実測が示す断層帯の水理的特徴は，断層ガウジの部分よりも周辺の割れ目帯において透水性の高くなる傾向を有することである．この特徴をもたらす原因の１つは，断層破砕帯中の水みちとなる割れ目の多くが‘粘土状’の充填鉱物によって充填されることによる．

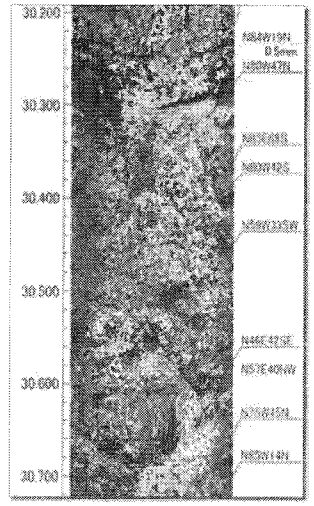


図-2　断層中の粘土状充填物によって充填された水みち（割れ目）

図-3 は，瑞浪超深地層研究所において採取された粘土状の充填物を介在させる水みち（割れ目）の断面（顕微鏡写真）である．岩石薄片による観察および XRD 分析の結果，スメクタイトの他，カルサイトの微粒子，母岩の石英や長石の破砕粒子が確認されている．これらの充填メカニズムは，未だ不明であるが，物理的に注入（圧入？）された可能性が高い（吉田，2012）．

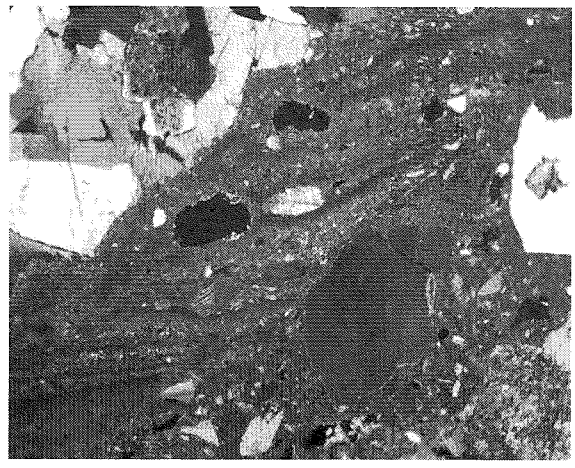


図-3　粘土状充填物の顕微鏡写真（クロス）
写真横幅が 4mm

断層帯における水みちの性状を理解するためには，このような断層ガウジ，断層角礫，断層運動に伴う割れ目帯中の水みちの構造と水理学的性状に関する知見を蓄積することが重要である．

3．断層とバリア機能

断層のバリア機能を評価するためには，先に述べた水みちの構造を理解するとともに，元素の吸着などの地球化学的遅延メカニズムの理解が不可欠である．

岩石の破壊によって形成される断層（帯）は，水みちとして機能しやすい割れ目を形成させるものの，シアに伴う微小の充填物も形成する．これらの‘粘土状’充填物は，反応表面積も高くなり，地下水中の溶存成分との反応も促進されることが推定される．つまり，断層（帯）において新たに形成された水みち（割れ目）は，バリア機能的にマイナスになる可能性を有しているものの，粘土状充填物は，バリア機能上プラスになる働きとなる可能性がある．このことは，断層（帯）のバリア機能は，これら水理的および物質移動的な両面からその総合的機能を把握することが必要であることを示す．

また，このようなバリア機能の評価を行うにあたっては，断層構造を把握できるある程度の空間（スケール）と，水理的調査も同時に実施することのできる条件が必要である．地下研は，この条件を満たす数少ない研究サイトであり，地下空間で遭遇した断層を事例に系統的な調査および評価手法の構築を行うことが臨まれる．

図-4は，断層帯における水理特性，遅延特性等の状態変化を概念的に示したものであり，このようなバリア機能上の不均一性を有する断層帯の構造的知見の蓄積を今後も進めて行く予定である（Yoshida et al., 2013b）．

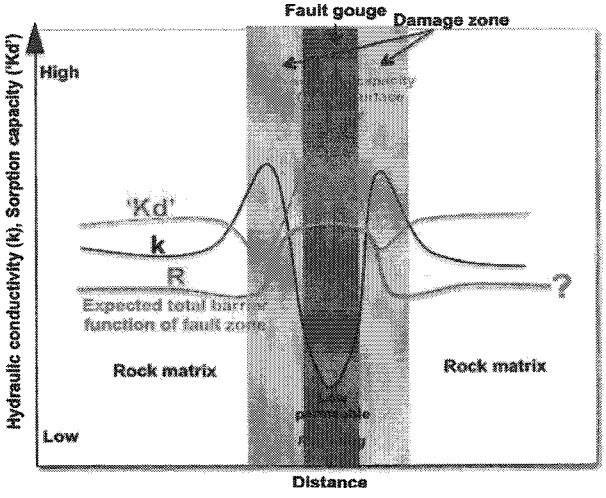


図-4　断層の不均一構造とバリア機能との相関（概念図）

文献

1）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 (2013) 透水性割れ目とその地質学的特徴-土岐花崗岩を例として-, 応用地質（査読中）

2）吉田英一（2012）岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動–現状と今後の課題–, 地学雑誌, 121, 68-95.

3）Yoshida,H., Maejima,T., Nakajima,S., Nakamura,N., Yoshida,S. (2013) : Features of fractures forming flow paths in granitic rock at an LPG storage site in the orogenic field of Japan, Engineering Geology, 152, 77-86.

4）Yoshida,H., Nagatomo,A., Oshima,A., Metcalfe,R. (2013b) Criteria for defining exclusion distances between high level radioactive wastes and transmissive faults in deep geological repositories: evidence from the Atera active fault in central Japan, Eng. Geol. (under review)

26. 深部結晶質岩における透水性割れ目の性状

－瑞浪超深地層研究所の事例－

Mode of occurrences of flow-path fractures in deep crystalline rock
- A case study in the Mizunami Underground Research Laboratory -

○川本康司，石橋正祐紀，笹尾英嗣（日本原子力研究開発機構）
Koji Kawamoto, Masayuki Ishibashi and Eiji Sasao

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分では，放射性物質が地下水によって処分場から人間環境に運ばれる可能性を考え，安全性が評価される[1]．結晶質岩などの亀裂性媒体では，地下水の流動は主に割れ目によって規制されるため，過去から現在までの割れ目の形成・発達の履歴に基づいて，割れ目とその透水性が将来どのように変化するかを把握することが重要となる．

筆者らは，日本原子力研究開発機構が岐阜県瑞浪市に建設中の瑞浪超深地層研究所において，水みちとなる割れ目（以下，透水性割れ目）とその地質学的特徴について検討している．この一環として，研究所の深度 300m 研究坑道で実施したボーリング調査（12MI28 号孔；図 - 1）で確認された透水性割れ目を対象とした調査を実施した．本論では，12MI28 号孔の調査で確認された透水性割れ目の性状を報告するとともに，割れ目の透水性の長期変化を考察する．

2. 調査対象と調査内容

12MI28 号孔は，掘削長 20m で，上向き 5° で掘削された（図 - 1）．本孔では，中粒から粗粒の黒雲母花崗岩のみが確認された．

調査内容は，デジタルカメラ（Web カメラ）を用いた湧水状況の確認，孔内の BTV 観察，ボーリングコアの肉眼観察，薄片の偏光顕微鏡観察，およびコアの X 線分析顕微鏡分析である．

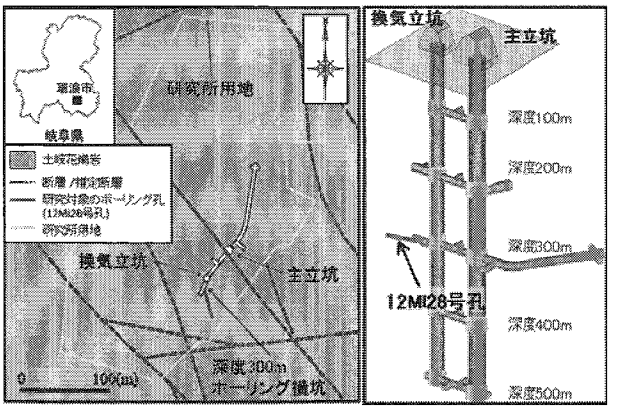


図 - 1　（左）瑞浪超深地層研究所周辺の地質図（深度 300m 平面），（右）研究坑道レイアウトおよび 12MI28 号孔の位置

3. 結果

3.1 湧水状況

口元湧水量は，深度 5m 付近からわずかに増加し，深度 12m 付近と深度 15m 以深において急増し，最終孔内湧水量は毎分 5.1 リットルであった．孔内の湧水状況を Web カメラで確認したところ，深度 6m 付近から深度 17m 付近までの複数箇所で湧水の噴出が認められた．湧水を捉えた画像から，湧水は低角度および高角度の割れ目の双方で認められるものの，割れ目全体からではなく，割れ目のごく一部から噴出することが明らかになった（図 - 2）．

ボーリング調査で回収したコアおよび孔内の BTV 画像からは，深度 16.54m 付近の湧水を伴う透水性割れ目は高角度で，割れ目のほとんどが充填物で満たされていることが確認された（図 - 3）．

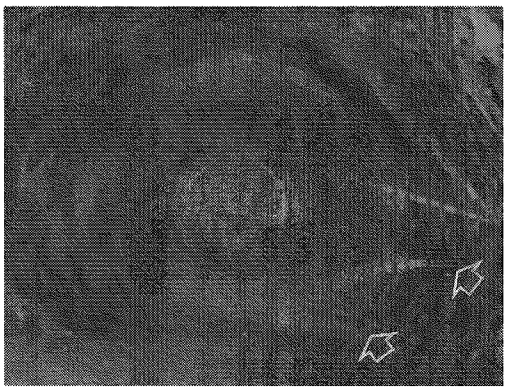


図 - 2　深度 16.54m 付近の湧水状況
（矢印が透水性割れ目）

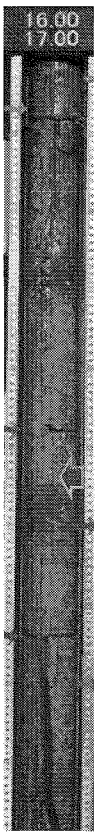


図 - 3　深度 16.00～17.00m のコア写真
（矢印が透水性割れ目）

3.2 透水性割れ目の地質的性状

深度 16.54m 付近の割れ目は，コアの肉眼観察の結果，幅 1.0～2.5mm で，灰白色の鉱物で充填されており，湧水が噴出するような明瞭な隙間は確認できなかった（図 - 4）．

薄片の偏光顕微鏡観察の結果，透水性割れ目の充填物は，そのほとんどが方解石からなり，少量の石英を伴う（図 - 5）．このことは，X 線分析顕微鏡分析で割

れ目充填物は，一般に Ca に富み，Si に乏しいという結果とも一致する（図 - 6）.

方解石は粒状で，粒径 0.1mm 以下の比較的細粒なものと，粒径 0.1～0.5mm の比較的粗粒なものに大別できる（方解石の形成時期，環境については，石橋ほかの報告[2]を参照されたい）．石英は角礫状で，粒径は主に 0.2～0.3mm であるが，最大 1mm に達する．割れ目を充填する石英には，内部に微小な割れ目が多く認められる（図 - 5(b)）.

観察した割れ目では，水みちとして機能すると考えられる隙間は，鏡下において長さは 0.2～10mm で断続的に分布し，幅は 0.2～0.7mm と変化する．隙間が認められる場所は，母岩と割れ目充填物との境界や充填物中と様々であり，必ずしも直線的ではない（図 - 5）.

4. 割れ目の透水性の変化に関する検討

深度 300m では坑道掘削に先立つ先行ボーリング調査で毎分千リットルを超す湧水が認められている[3]．これほどの湧水は，今回認められたような微小な隙間ではなく，より大きな隙間から湧出していると思われる．この事例と本論での観察結果を考え合わせると，透水性割れ目全体だけではなく，割れ目充填物の隙間が水みちとして機能する場合があると考えられる.

既往研究では，現在の透水性割れ目は自形の方解石で充填されていること，自形の方解石は天水起源の地下水で形成されることが示されている[2]．このことから，現在の透水性割れ目は方解石によって充填されつつあり，本論で報告した湧水の産状は，割れ目が閉そくしていく途中の状態を示していると考えられる.

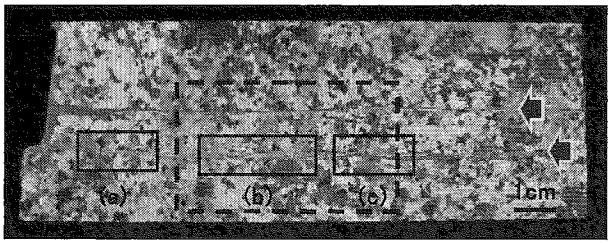


図-4　深度 16.50～16.65m のコア半割写真
（矢印が透水性割れ目）

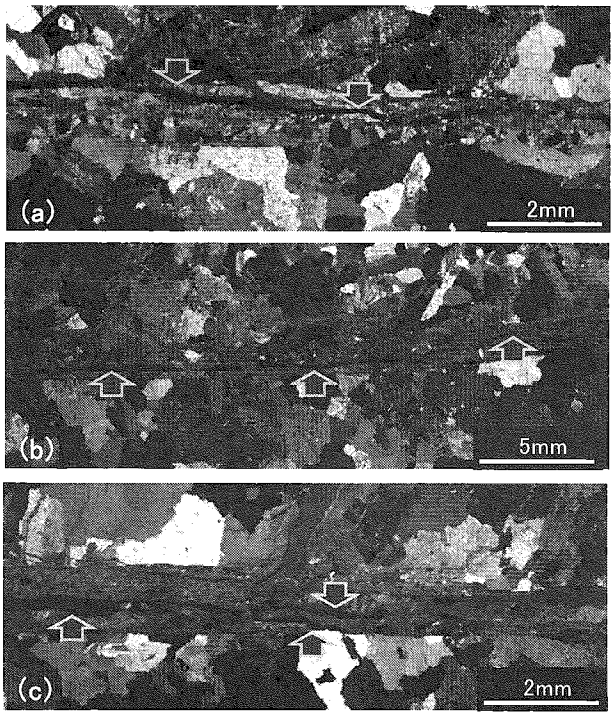


図 - 5　透水性割れ目および周辺母岩の偏光顕微鏡写真
（クロスニコル，矢印が割れ目充填物の隙間）
(a)：深度 16.51～16.52m
(b)：深度 16.54～16.57m
(c)：深度 16.58～16.59m
（薄片の位置は，図 - 4 に四角実線枠で示している）.

5. まとめ

湧水が認められた割れ目の性状を報告し，割れ目の透水性の変化を検討した．今後は，透水性割れ目の地質学的性状に関する事例を蓄積して，割れ目の透水性の長期変化に関する検討を進めていく予定である.

文献

1) 核燃料サイクル開発機構（1999）サイクル機構技術報告書，JNC TN1400 99-020.
2) 石橋正祐紀ほか（2013）深部結晶質岩における割れ目の充填過程と透水性との関係，本研究発表会.
3) 見掛信一郎ほか(2010)，日本原子力研究開発機構，JAEA Technology 2010-026.

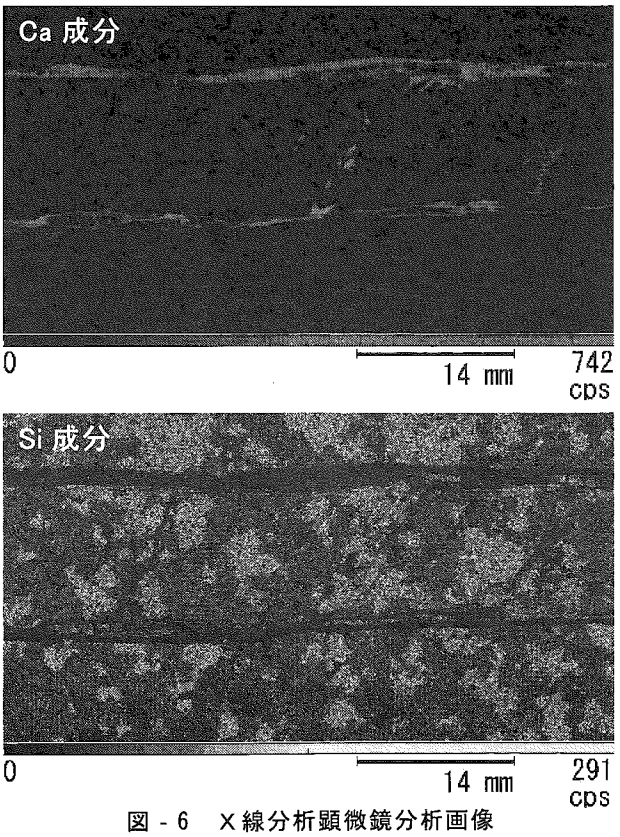


図 - 6　X 線分析顕微鏡分析画像
（画像の位置は，図 - 4 に四角破線枠で示している）

27. 深部結晶質岩における割れ目の充填過程と透水性との関係

Relationships between fracture-filling process and permeability of fractures in a deep crystalline rock

○石橋正祐紀（日本原子力研究開発機構），吉田英一（名古屋大学博物館），笹尾英嗣（日本原子力研究開発機構）

Masayuki Ishibashi, Hidekazu Yoshida and Eiji Sasao

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分では，処分後，数万～数十万年にわたる地質環境の変化を考慮する必要がある．結晶質岩などの亀裂性媒体では，物質の移動や地下水の流動は割れ目によって規制されるため，過去から現在までの割れ目の形成・発達の履歴から，地質環境の将来変化を検討することが重要となる．

筆者らは，日本原子力研究開発機構が岐阜県瑞浪市で建設を進めている瑞浪超深地層研究所で取得したデータを用いて，水みちとなる割れ目（以下，透水性割れ目）を抽出し，その形成・充填過程について検討を行っている．これまでに，現在の透水性割れ目として機能している割れ目では充填鉱物として方解石が特徴的に認められる一方，透水性の低い割れ目（以下，シーリング割れ目）では，充填鉱物として熱水性鉱物が認められ，かつ割れ目周辺母岩が変質を被ることが明らかになっている[1)]．

本研究では，割れ目充填鉱物や割れ目周辺母岩の変質および本地域の地史に基づき，割れ目の充填過程と透水性との関係について報告する．

2. 調査対象と調査内容

割れ目充填鉱物の充填過程と透水性との関係についての検討は，瑞浪超深地層研究所の地下 300m に建設された研究坑道（水平坑道で総延長約 100m）の壁面調査と研究坑道から掘削したボーリング調査で取得されたデータを基に実施した．研究坑道は，白亜紀後期に定置したとされる土岐花崗岩中に建設されている．

本研究では，透水性割れ目の特徴（割れ目周辺母岩の変質や充填物の特徴）の把握のために，全割れ目を対象に坑道壁面やボーリングコアの肉眼観察，薄片の顕微鏡観察，XRD 分析を実施した．また，研究坑道で観察された割れ目のトレース長分布について解析した．

3. 結果

3.1 割れ目周辺母岩の変質

割れ目の周辺母岩は，肉眼観察で割れ目から数～十数 cm の範囲で淡～暗緑色を呈する場合がある．淡～暗緑色を呈する範囲では，顕微鏡下では黒雲母全体の緑泥石化と斜長石中心部の絹雲母化が認められる．

3.2 割れ目充填物の産状

肉眼観察で認められた割れ目の充填物は，結晶形の異なる 2 種類の方解石，緑色の充填物（以下，緑色充填物），固結していない粘土状の充填物（以下，粘土状充填物）の 4 種類に分類できる．方解石は，板状の産状を示すもの（図 - 1a）と，鉱物粒径が 1～数 mm の自形の方解石の集合として構成されるもの（図 - 1b）がある．緑色充填物は，石英や長石などからなる岩片と岩片間を埋める絹雲母，緑泥石，方解石で構成される場合（図 - 1c），および岩片を伴わず絹雲母もしくは緑泥石のみで構成される場合とがある．粘土状充填物は，微粒な石英，長石などからなる岩片，方解石，緑泥石，絹雲母やスメクタイトで構成される（図 - 1d）．

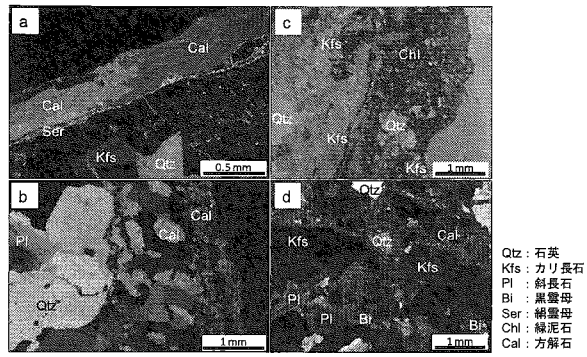


図-1 割れ目充填物の産状（a：板状の方解石（クロスニコル），b：自形の方解石（クロスニコル），c：緑色充填物（オープンニコル），d：粘土状充填物（クロスニコル））

これらの充填物は，割れ目内で層状に分布する場合がある．層状構造には，緑色充填物と板状の方解石が互層状に認められることがある．

また，自形の方解石のみが認められる場合は，割れ目周辺母岩の色調の変化は認められない．

3.3 割れ目トレース長分布

既存の調査結果[1)]で抽出した透水性割れ目とシーリング割れ目の研究坑道でのトレース長については，長さごとの確率密度（図 - 2 左）および累積頻度（図 - 2 右）で示し，トレース長と割れ目の頻度の関係について整理した．

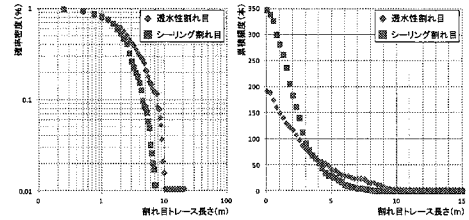


図 - 2 研究坑道の壁面における割れ目トレース長分布

その結果，透水性割れ目のトレース長はシーリング割れ目に比較して長い傾向が認められた．

4. 考察

4.1 割れ目充填物の形成

土岐花崗岩における割れ目中の絹雲母や緑泥石は，熱水活動に伴って形成されたものである[2]．緑色充填物は，これらの熱水活動によって形成された緑泥石や絹雲母が岩片の隙間を埋めたものである．また，充填鉱物としての板状の方解石は，絹雲母や緑泥石と互層状に分布することから，熱水活動に伴って形成されたと考えられる．

一方、自形の方解石が認められる割れ目では，割れ目周辺母岩が変質しておらず，熱水活動と関与したとは考えにくい．本地域では，天水起源の地下水によって形成された方解石が確認されており[3]，自形の方解石の形状はこれに類似する．このことから，本研究で認められた自形の方解石は，天水起源の地下水の流入によって形成されたと推定できる．

粘土状充填物については，緑色充填物と鉱物組成が類似するものの，相違点としてスメクタイトが含まれることが挙げられる．スメクタイトは，絹雲母を起源として形成されることが知られている[4]．したがって，粘土状充填物は，緑色充填物中の絹雲母が後生的に変質されたことによって形成されたと考えられる．

4.2 割れ目の充填過程と透水性の関係

土岐花崗岩の割れ目の形成・発達は，花崗岩の年代測定結果[5]，土岐花崗岩中の方解石の形成環境[3]および土岐花崗岩体の変質過程から，花崗岩の貫入・定置（Stage Ⅰ），花崗岩体の冷却および上昇に伴う割れ目の形成・発達と熱水流入（StageⅡ），花崗岩体露出後の天水の流入（StageⅢ）の 3 つのステージに区分できる（図 - 3）．

結晶質岩中における割れ目は，主に結晶質岩の冷却時に形成される[6]ことから，割れ目は主に StageⅡa の初期に形成されたと考えられる．また，StageⅡでは，熱水活動に伴う緑色充填物による割れ目の充填があったと推定される．つまり，StageⅡの初期に形成された割れ目は，当時の透水性割れ目であり，緑色充填物で充填されたことで透水性が低下した割れ目だと言える．粘土状充填物は，StageⅡに形成された熱水性鉱物が後生的な地下水により変質して形成されたと考えられることから，緑色充填物で充填された割れ目が伸長・開口し StageⅡb から StageⅢに形成された可能性が高い．また，自形の方解石は，天水が流入した StageⅢで形成されたことになる（図 - 3）．

現在の透水性割れ目のトレース長は，シーリング割れ目に比べて長い傾向が認められる（図 - 2）．このことから，StageⅡで割れ目が充填された後に，伸長・開口し，形成された空隙が現在の透水性割れ目として機能していると考えることができる．

5. まとめ

割れ目の形成・充填過程に着目し，透水性割れ目の変遷について検討した．今後は，割れ目の発達過程と割れ目の透水性の変化との関係についてより定量的な検討を行っていく予定である．

文献

1) 石橋ほか（2012），地球惑星連合大会要旨集，SCG61-P02.
2) 西本ほか(2008)，応用地質，Vol.49, No.2, pp.94-104.
3) Iwatsuki et al. (2002), Applied Geochemistry, Vol.17, pp.1241-1257.
4) Taboada & Garicia (1999), CATENA, Vol.35, pp.281-290.
5) 山崎・梅田（2012），岩石鉱物科学，Vol.41，No.2，pp.39-46.
6) Yoshida et al. (2012), Geofluids, Vol.13, pp.45-55.

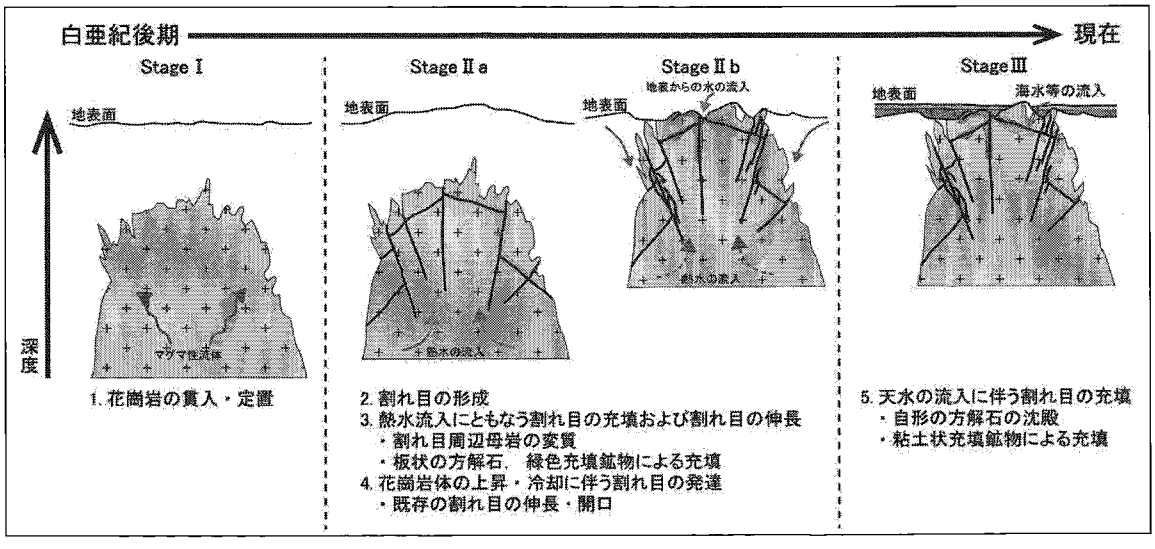


図 - 3 割れ目の形成・充填過程[2]より引用加筆

28. 花崗岩中の節理形成のメカニズムに関する一考察

破壊力学とフラクトグラフィ解析を通して

Analysis of Joint Formation in Granitic Rocks from the View Points of Fracture Mechanics and Fractography

○藤井幸泰（公益財団法人深田地質研究所）
FUJII Yukiyasu

1. はじめに

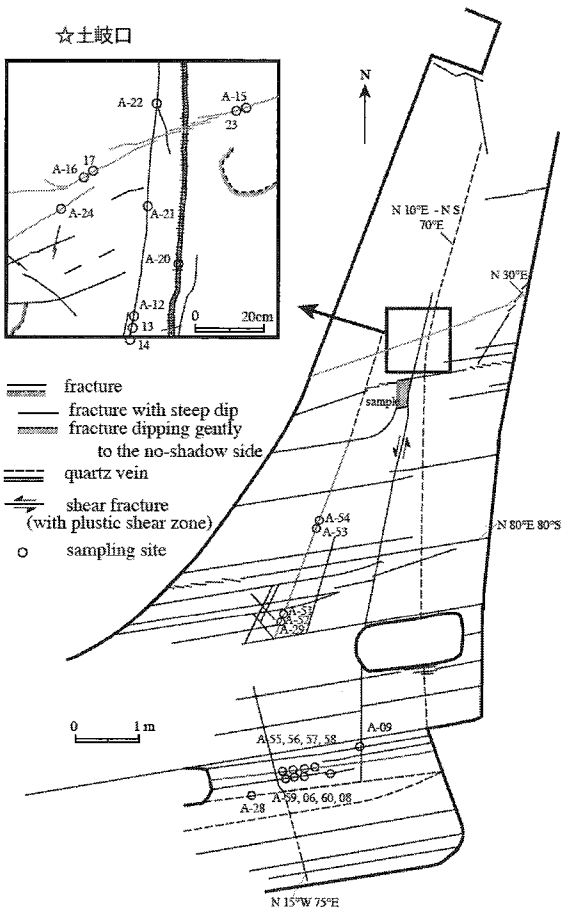
花崗岩中には，冷却節理[1]，テクトニック応力による節理[2]，シーティング節理[3, 4]などが存在するとされている．しかしこれら節理が単体として，どのような構造的特徴，および形態的差異をもっているのか，明確な判断基準は少ない．冷却節理に関しては，充填物の年代が母岩の花崗岩年代に近いということで判断できるが，年代測定が必要である．またシーティング節理は周辺の地形や斜面との比較も必要であり，単に水平だからという理由ではテクトニックな成因の節理と完全に分離はできない．

材料工学に“フラクトグラフィ”という分野がある．破断面の形態観察から，その破壊原因を調べる分野である．フラクトグラフィを節理（破断）面に応用した研究[5]も存在する．またクラック近傍での力学特性や，クラックを含む構造物の安全性を検討する“破壊力学”という分野も存在する．特に線形破壊力学はクラック先端での応力や変位分布を解明する分野であり，破壊後の破断面観察を行うフラクトグラフィとは表裏一体の関係といえる．

この研究では白亜紀の花崗岩を対象に，野外やボーリング試料から採取された節理を対象に，顕微鏡下での形態観察を基に，破壊力学やフラクトグラフィの観点からその成因について解析を試みた．

2. 節理の調査

岐阜県東濃地域に分布する白亜紀の花崗岩を対象に，野外露頭で節理のトレースを行った．図-1[6]は河床に露出する水平面で観察した節理であるため，高角傾斜の節理のみがトレースされている．NNE-SSW 走向と ENE-SWS 走向の二つの節理群がみられる．節理は植生や水で覆われてその長さを完全には追跡できないが，数 m～十数 m 程度である．さらにハンドコアドリルを用いて，トレースを行った節理を含んだコア試料の採取を行った．コア試料の直径はφ25 mm であり，長さは 50mm 前後である．これら節理含有コア試料を樹脂で固定し薄片作成を行った．またこれとは別に，動力炉核燃料開発事業団（現在は原子力研究開発機構）の東濃地科学センターで行った 1000 m 級ボーリング AN-1 孔のコア試料を拝借し，節理が入っている部分を樹脂で固定し，同様に薄片作成を行った．



図－1　河床露頭の節理トレース図
（藤井，2000 を一部改変）

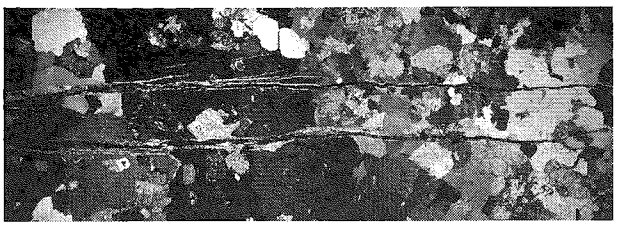
3. 顕微鏡下の特徴（観察結果）

図-2 に NNE-SSW 走向（以下 a 節理），図-3 に ENE-SWS 走向（以下 b 節理）の高角傾斜の節理を含む薄片の顕微鏡写真を示す．それぞれ図-1 の A-53 および A-17 のコア試料から作成した薄片である．以下にそれぞれの特徴を記述する．

a 節理（A-53）は直線的に粒子を切っている．また節理はセリサイトで充填されており，さらにその中に酸化鉄の充填もみられる．節理の周辺には節理に平行なマイクロクラックが発達しており，マイクロクラックにもセリサイトの充填がみられる．

b 節理（A-17）も粒子を切って発達しているが，a 節理と比較するとやや凸凹している．b 節理は微小粒子と酸化鉄で充填されている．

また AN-1 孔は定方位試料ではないが，上記の a と b 節理と同様な特徴を持つ節理同士が交差している試料を得ることができた．この試料の観察によると，b 節理と同じ特徴を持つ節理が，a 節理と同じ特徴を持つ節理で連続しない事実が見つかっている．



図－2　a節理（NNE-SSW 走向）を含む薄片（A-53）クロスニコルで撮影．写真の横幅は 32 mm である．

図－3　b節理（ENE-SWS 走向）を含む薄片（A-17）クロスニコルで撮影．写真の横幅は 25 mm である．

4. 考察（破壊力学の観点から）

a節理の特徴は非常に直線的であり，節理本体から 2～3 mm 幅中にマイクロクラックが多数存在している．また節理本体にもマイクロクラックにも同じセリサイト充填鉱物が観察されることから，これらは同時期に形成されたと考えるのが妥当である．このような観点から線形破壊力学を適用した a 節理形成について以下に記述する．図-4 のような長さ 2a のクラックが花崗岩中に発達していると考える．この場合，クラック先端付近に働く応力は以下の式で表すことができる [7]．

$$\sigma_{11} \approx K_I / (2r_1)^{1/2} \qquad (1)$$

ここで K_I はモードⅠ破壊における応力拡大係数であり，二次元平面においては以下の式で表せる．

$$K_I = \Delta\sigma_I (a)^{1/2} \qquad (2)$$

$\Delta\sigma_I$ は遠隔応力とクラック内部に働く応力の差である．また r_1 はクラック先端からの距離である．クラック先端の曲率を無限大と考えると，クラックの先端（$r_1 \fallingdotseq 0$）においては σ_{11} が無限大となる．そこで $r_1 = r_p$ に於いては，クラック先端に働く応力 σ_{11} が降伏強度 σ_{ys} に達していると仮定する．このように定義した r_p がプロセスゾーンとなり，以下の式となる．

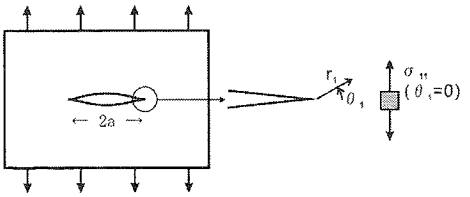
$$r_p \approx (a/2)(\Delta\sigma_I / \sigma_{ys})^2 \qquad (3)$$

K_I は限界値 K_{IC} をもち，実験結果より $K_I < K_{IC} \sim 1 MPa \cdot m^{1/2}$ ある [7]．岩石の降伏強度 σ_{ys} は 10～100MPa 程度である．ここで図-1 の節理の長さが数 m 以上であることを考慮し，発達過程の節理（クラック）長さ a を 1 m と仮定すると，r_p の範囲は式(2)および(3)から以下のように見積もれる．

$$r_p = 0.1 \sim 10 \text{ mm}$$

さて a節理本体から 2～3 mm 幅中にマイクロクラックが多数存在しており，これはプロセスゾーン幅の 0.1 ～ 10 mm の範囲内である．従って a 節理周辺のマイクロクラック群は，a 節理本体が発達する際のプロセスゾーン中に同時に形成されたものと考えられる．すなわちセリサイト含有熱水溶液がクラック内部を伝播し，クラック先端のプロセスゾーン内でマイクロクラックを同時に生成しながら形成された構造と推定される．

一方の b 節理については，b 節理形成後の地下水の作用により，微小粒子や酸化鉄が充填すると考えられている [6]．



図－4　岩石中のクラックとその先端の模式図

5. まとめ

鉱脈（vein）の形成には，充填物が能動的に鉱脈を形成する場合と，クラックが形成された後に鉱物が充填して受動的に形成される場合の２ケースが考えられてきた．ここで取り上げた a 節理が前者にあたり，b 節理が後者に当たるものと推定される．すなわち構造をよく観察すれば，その成因をある程度推測することが可能かもしれない．

文献

1) Bankwitz P., Bankwitz E., Thomas R., Wemmer K. and Kampf H. (2004): Age and depth evidence for pre-exhumation joints in granite plutons: fracturing during the early cooling stage of felsic rock, Geological Society, London, Special publications, 231, pp.25-47.

2) Rehrig, W. A. and Heidrick, T. L. (1972): Regional Fracturing in Laramide Stocks of Arizona and its Relationship to Porphyry Copper Mineralization, Economic Geology, 67, pp.198-213.

3) Price, N. J. (1959): Mechanics of Jointing in Rocks, Geological Magazine, 96, pp.149-167.

4) Holzhausen, G. R. (1989): Origin of Sheet Structure, 1. Morphology amd Boundary Conditions, Engineering Geology, 27, pp.225-278.

5) Bahat, D. (1991): Tectono-fractography, Springer-Verlag, Berlin, 354p.

6) 藤井幸泰（2000）：中部日本東濃地方，土岐花崗岩中の割れ目解析，地質学雑誌，pp.249-263.

7) Atkinson, B. K. (1987): Fracture Mechanics of Rock, Academic Press, London, 534p.

29. 地中レーダによる亀裂性岩盤の地下水浸透状況調査について

GPR Method for surveying Groundwater Condition in a Fractured Rock

○升元　一彦，栗原　啓丞（鹿島技術研究所）
Kazuhiko Masumoto, Keisuke Kurihara

1. はじめに

坑道近傍に発達する掘削影響領域は，高レベル放射性廃棄物の処分シナリオにおける安全性評価の観点から，処分坑道掘削後，定置前に重要性を評価しておく必要があると考えられる [1]．特に亀裂性岩盤の掘削影響領域においては，亀裂の水みちとしての連続性や亀裂内の飽和不飽和状態を調査により明らかにしておく必要がある．これに対し，ボーリング孔を利用した調査では，調査時に水理場が乱れる可能性があり，また面的な評価に限界がある．

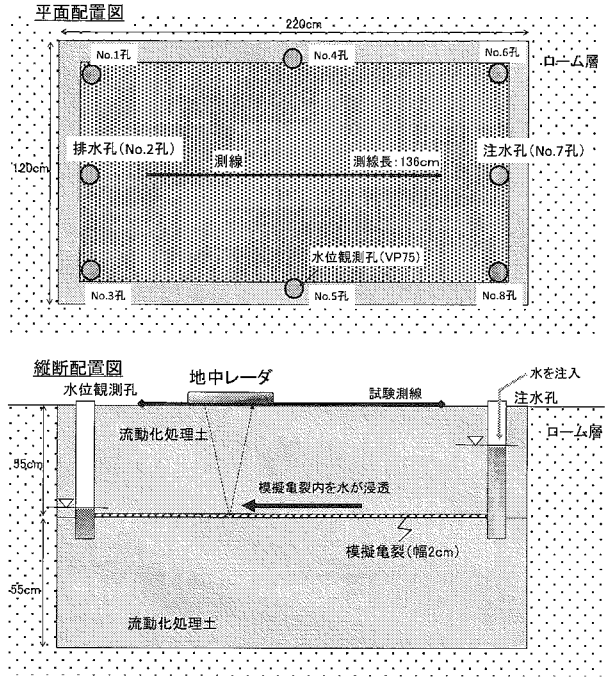
筆者らは，水分に敏感で高分解能が期待できる地中レーダ反射法の掘削影響領域への適用性について検討を進めている．地中レーダは非破壊で調査する手法であるため，岩盤内の地下水流動の面的な特性を水理場を乱さずに調査できるという特徴がある．これまでに堆積岩の坑道周辺の不飽和領域調査への適用実績があり [2]，今回，岩盤亀裂内への地下水の浸透状況を地中レーダ反射法により評価するため，模擬亀裂を対象とした基礎試験を実施したので，その結果を報告する．

2. 模擬亀裂による基礎試験方法

基礎試験として，流動化処理土の試験体の中に模擬亀裂を挟在させ，この模擬亀裂に注水やトレーサーとして塩水の投入を行い，レーダによる反射波形の測定を行った．試験レイアウトを図-1 に示す．模擬亀裂として，厚さ 2.0cm の木質製セメント板を使用した．木質製セメント板の空隙率は供試体の実測で 70%を示し，流動化処理土は 35%であった．

試験体は，関東ローム層内に長さ 2.2m×幅 1.2m×深さ 1.1m のピットを掘削し，流動化処理土を打設することにより構築した．模擬亀裂である木質製セメント板上面の深度は GL-55cm に設定した．また，模擬亀裂への注水・排水と亀裂内の流体の状況のモニタリングを目的に８本の観測孔を図-1 に示す位置に設置した．

模擬亀裂が，①初期状態，②注水により飽和した状態，③塩水投入で塩水に置換した状態（塩水の電気伝導度 2.2S/m）の３状態で地中レーダ測定を行った．各状態で測線沿いに送受信アンテナを移動させるプロファイル測定と，各状態への移行過程を送受信アンテナを固定して波形変化をモニタリングする定点測定を行った．今回の測定には 800MHz の中心周波数帯域のパルスレーダを用いた．プロファイル測定は各発受信の位置で 200 回程度スタックを行い，2cm ピッチで測定を実施し，定点測定では，試験体の中央位置にパルスレーダを固定し，水の浸透に伴う波形の変化を１分間隔で測定した．

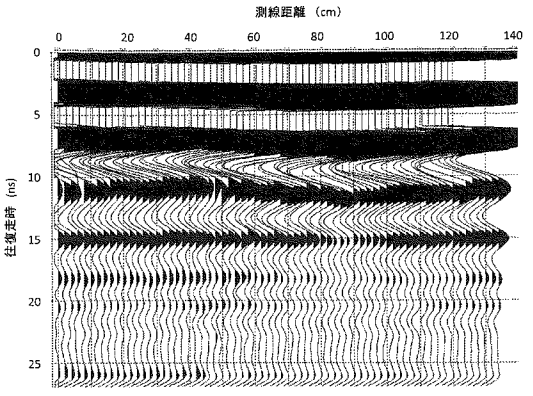


図－1　試験レイアウト

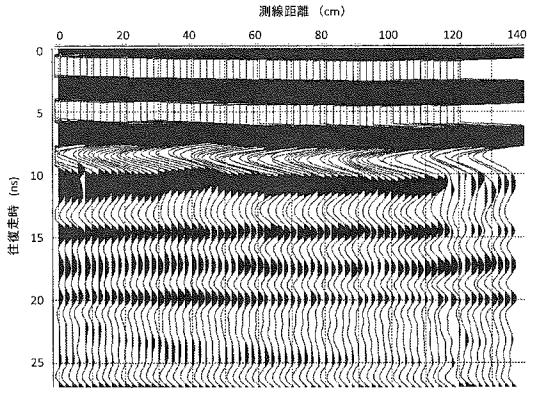
3. 試験結果

各状態のプロファイル測定結果を図-2~4 に示す．結果は，全ての測定で往復走時 8ns までに直達波が確認でき，11～12ns 辺りに強度の大きい波形が見られた．別途実施した CMP 測定結果から，この波形は GL-55cm の模擬亀裂上面からの反射波形であると判断された．

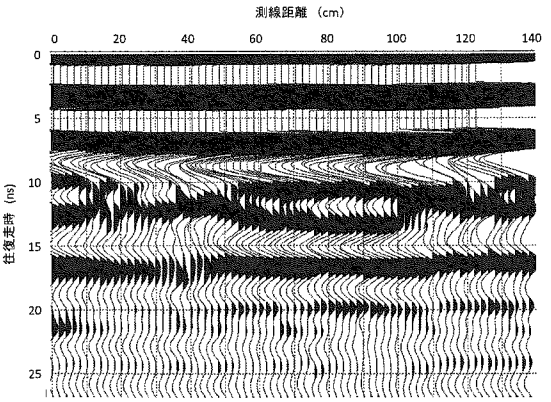
初期状態と飽和時の反射波形を比較すると，飽和時において往復走時がやや早く，振幅が大きくなっていることが分かる．往復走時が早くなった理由としては，模擬亀裂の飽和に伴いその上方の流動化処理土内に飽和毛管帯が形成され，その上面からの反射が生じたことによると考えられる．次に，定点測定の結果を図-5 に示す．縦軸は注水開始後１分毎の模擬亀裂からの反射波の振幅の大きさで，直達波の振幅幅を基準として正規化した値で示している．反射波の振幅は注水開始から５分後の，観測孔 No.4，No.5 の水位上昇と共に増加し，10 分後には元の振幅に比べ 20%程度増加したが，その後の水位上昇に対しては大きく増加していない．これは当初模擬亀裂内への水の浸潤に伴い振幅が増加したが，10 分後に模擬亀裂内は飽和状態となり，亀裂周辺の含水状態が定常に達したことを示している．



図－2　初期状態のプロファイル測定結果

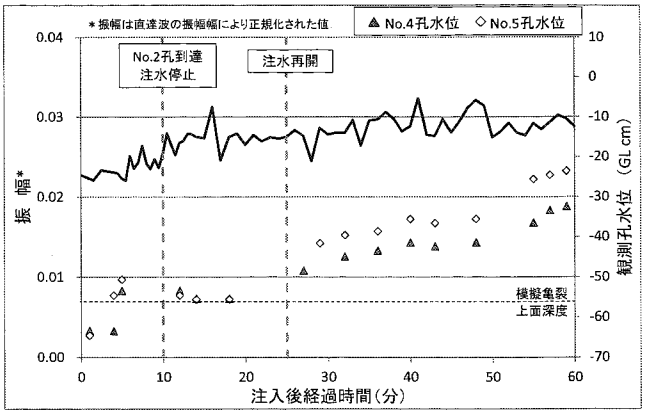


図－3　飽和時のプロファイル測定結果

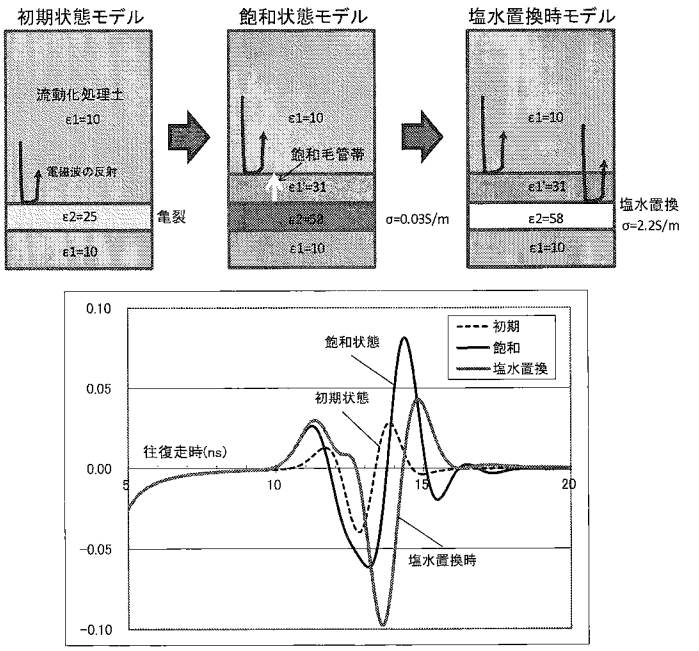


図－4　塩水置換時のプロファイル測定結果

塩水置換時の反射波形は，飽和時の波形に比べ初動だけでなく後続波の反射強度が強くなっておりピークが２つあるように見えることが分かる．後続波が強く確認できる測線位置は，0～30cm，50～100cm，120～140cm と断続的である．この反射波形の変化を解釈するため，FDTD 法による電磁界解析プログラム GprMax2D/3D[3]を使った波形シミュレーションを行った．シミュレーション解析結果を図-6 に示す．塩水置換時の波形に，初動である飽和毛管帯上面からの反射波から 1ns 遅れてピークが確認できる．これは塩水の浸入により模擬亀裂の導電率が大きくなり，模擬亀裂上面からの反射波の振幅が大きくなったことによる．実測で確認されたピークが２つある反射は，模擬亀裂へ塩水が浸透した範囲を表していることが分かる．



図－5　注水後の反射振幅経時変化



図－6　波形シミュレーション解析結果

4. おわりに

地中レーダ反射法による岩盤内亀裂の地下水の浸透状況調査として，模擬亀裂を対象とした基礎試験を行った．その結果，反射波形，反射強度の変化をレーダで測定することにより，亀裂内へ水の飽和状態，塩水の浸透状況を把握できる可能性を示せた．今後は，原位置の岩盤内亀裂での検証試験を行う予定である．

文献

1) 原子力発電環境整備機構（2011）：地層処分事業の安全確保-確かな技術による安全な地層処分の実現のために-，NUMO-TR-11-01.

2) 升元一彦・竹内真司・藪内聡・渥美博行・名児耶薫（2004）：堆積岩中の不飽和領域調査への連続波レーダーの適用，平成１６年度応用地質研究発表会講演論文集，pp.117-120.

3) Giannopoulos, A. (2005) : Modelling ground penetrating radar by GprMax, Construction and Building Materials, Vol.19, pp.755-762.

30. 地下空洞周辺岩盤における地質状況を考慮したグラウチング品質管理支援システムの適用

DEVELOPMENT OF GROUTING MANAGEMENT SYSTEM AND ITS APPLICATION TO UNDERGROUND TUNNEL

○宇津木慎司，中谷匡志(安藤ハザマ)，水戸義忠(京都大学)
Shinji UTSUKI, Masashi NAKAYA and Yoshitada MITO

1. はじめに

ダムグラウチングに関する技術指針[1]は2003年に改訂された．具体的には，基礎全面に注入孔が設定されていた既往設計に対して，遮水性改良目的の孔を基礎上流側に集中して設定するとともに，力学的改良の孔を断層などの弱部に限定することにより，必要最小限の施工で所要の品質を確保する方法が採用されている．このため，実施工時においては，基礎岩盤の水みちを構成する割れ目の状況などを考慮し，最適なグラウト注入を実施することの重要性がより高まっている．

また，(独)日本原子力研究開発機構により検討が進められている地層処分空洞においても，空洞内への地下水湧出防止などを目的としたグラウチング工が計画されている[2]．この施設においては，地下300m以深までアクセスする立坑や斜坑が設定されるとともに，所要の深度から廃棄物処分のための横坑が掘削される．そして，空洞内の湧水については，地表まで汲み上げ濁水処理し，規定量を河川に放流する計画が検討されており，より効率的かつ効果的なグラウチング施工を実施し湧水量の低減を図る必要がある．

これに対して筆者は，グラウチング品質管理支援システム(特許出願2012-092884)として，①最も割れ目と交差しやすい削孔方向を算定する割れ目密度ダイアグラムと②岩盤の水みちを地球統計学的解析により推定コンター図化するシステムを構築し，ダム施工現場において適用した[3]．本論文においては，本システムを地下空洞において適用することを目的として，地層処分技術の研究を目的として空洞が施工されている幌延地点における，開示された割れ目のデータとグラウチング実施工データを用いて実施した，①立坑における最適な削孔方向の検討結果と②透水性状の3次元評価結果について詳述する．

2. 既往のグラウチング設計・施工に関する課題

2.1 ボーリング削孔方向

ダムグラウチングにおける注入孔の削孔方向は，鉛直下方に設定される事例がほとんどである．これに対して，基礎岩盤に分布する割れ目の傾斜角が高角度で上下流方向の走向を有している場合，注入孔と割れ目が交差しにくいことにより，高透水を呈する割れ目にグラウトが注入されずダム基礎を上下流に貫く水みちが残存する可能性がある．

また，地下空洞におけるグラウチング孔は，**図-1**に示すような立坑を例にとると，壁面から3mの範囲の岩盤を改良するために，等間隔で下方放射状に計画されている．この場合，図に示すような高角度の割れ目が卓越して分布する際には，上述したダムの場合と同様に，高角度の注入孔と割れ目が交差しにくく，特に，割れ目と削孔方向が平行に近い箇所では水みちが改良されず残存する可能性がある．

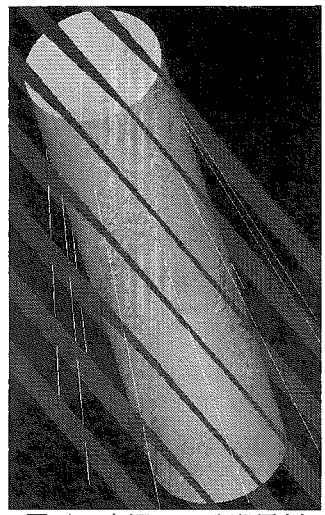


図-1 空洞での孔配置例

2.2 水みちの評価方法

施工時の透水試験結果とグラウト注入実績については，**図-1**に示す地下空洞を例にとると，ダムグラウチングと同様に，**図-2**に示すような平面展開図として，数m間隔で実施された透水試験結果を左半円に，単位セメント注入量を右半円に示すのが一般的である．しかしながらこの図については，透水性状の分布状況を大まかに捉えることはできるが，水みちの連続性や未改良区間の分布状況を詳細に評価することは困難である．また，ダムのカーテングラウチングは2次元の改良範囲を評価することになるが，地下空洞においては改良範囲が立坑周辺岩盤であるため，透水性状の評価を3次元的に実施する必要があると考えられる．

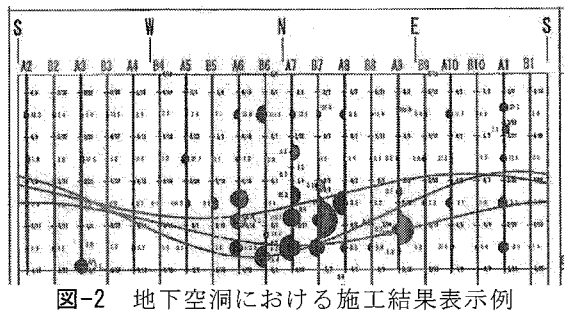


図-2 地下空洞における施工結果表示例

3. グラウチング品質管理支援システムの検討

本章においては，上記した課題に対して，地質調査結果と施工結果をもとに解析を行い，最適な注入を目的とした品質支援管理システムについて検討を行った．

3.1 割れ目の卓越傾向を考慮した削孔方向の検討

地質調査によって測定された割れ目は，シュミットネットなどの球面投影法を用いて整理されるのが一般的であるが，この方法は方向性の定性的な評価に利用

されるに留まっており，割れ目分布性状に起因する岩盤の異方性を考慮するまでには至っていない．これに対して，本システムにおいては，球面投影法を用いて節理分布密度を評価し，定量的に設計・施工に反映できる新しい図的解法を考案した[4]．この方法では，任意の削孔方向における割れ目交差密度（単位:個/m）を算出し，その結果を**図-3**のようなシュミットネット上にコンター図として整理する．

検討を実施した幌延地点における地質は，新第三紀の泥岩である．立坑施工 30m 区間で得られた 193 個のこの割れ目について，任意の削孔方向で交差する割れ目密度を算出した結果を**図-3** に示す．当該地点においては，東西走向で高角度を呈する割れ目が卓越しているが，この図をみると，南北方向に低角度で削孔する場合で交差密度が大きく，東西方向および高角度に削孔する場合で交差密度が小さい傾向が認められる．なお，実際の割れ目密度値については，①最大値：約 1 個/m に対して，②最小値：0.3 個/m と大きな差異があることがわかるとともに，丸印で示した当該地点で設定されている孔における密度が 0.3～0.6 個/m と最大値と比較してやや低めであることが判明した．またこの結果は，**図-2** のグラウチング結果に示された南北方向の注入孔で透水特性が大きく東西方向で小さい傾向と調和的である．

3.2 地球統計学的解析を用いた水みちの評価

本システムにおいては，2.2項で示した水みちの評価方法に関する課題に対して，地球統計学的解析[5]を用いた評価方法を提案する．ここで，**図-2**に示した幌延地点におけるグラウチング施工結果について，**図-4**および**図-5**に地球統計学的解析による３次元推定コンター図を示す．このうち，**図-4**はルジオン値の３次元推定コンター図について10Lu以上の箇所のみ図示したものであり，**図-5**は解析結果をスライス平面図として表現したものである．これらの図をみると，**図-2**に示した既往の実績図では透水試験結果が数m離れた点のデータとして整理されているのに対して，推定コンター図では空洞の北側と南側で高透水を呈する状況が分りやすく表示できており，東西走向の割れ目が卓越することにより南北方向の注入孔で高透水を呈する状況が確認できる．

4. 結論および今後の課題・展開

本システムにおいては，地質状況を考慮して最適な注入孔削孔方向を評価するとともに，水みちや改良の進みづらい箇所などを特定するためのグラウチング品質管理支援システムについて，開示された幌延地点における立坑の実データを用いた検討を実施した．今後，多種の岩盤におけるダム施工現場，地下空洞現場において本システムを試行することにより，その適用性をより高めていく必要があると考えられる．

参考文献

1) 財)国土技術研究センター：グラウチング技術指針・同解説，大成出版，2003.
2) 核燃料サイクル開発機構:わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性，1999.
3) 宇津木慎司，水戸義忠，小山倫史：地質状況を考慮したグラウチング品質管理支援システムの構築，土木学会論文集 C(地圏工学)，Vol. 69, No. 1, 118-125, 2013.
4) 水戸義忠:節理分布性状の確率モデルを用いた節理性岩盤の解析に関する基礎研究，早稲田大学博士論文，1993.
5) 地球統計学研究員会編：地球統計学，2003.

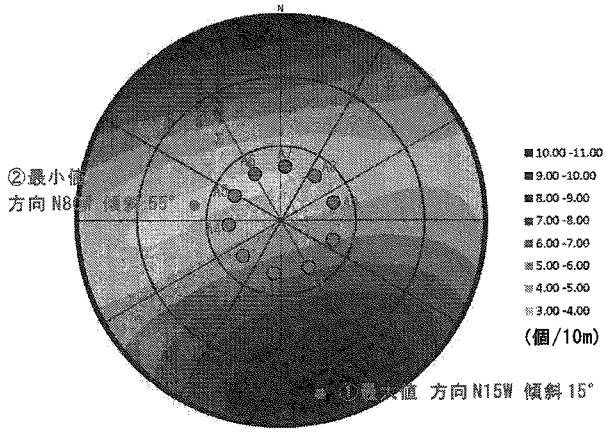


図-3 割れ目密度ダイアグラム検討結果

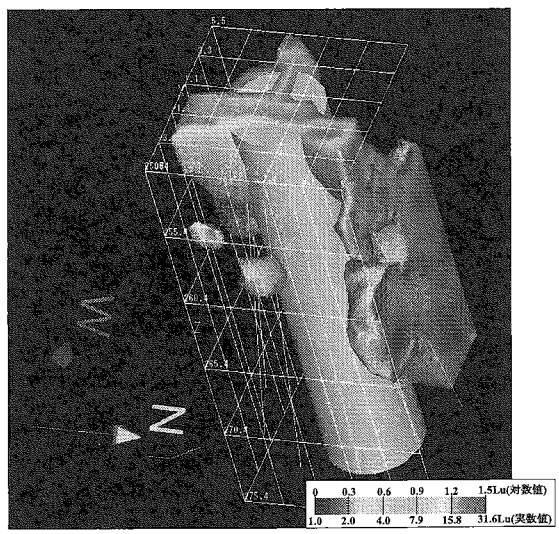


図-4 ３次元透水性状推定コンター図

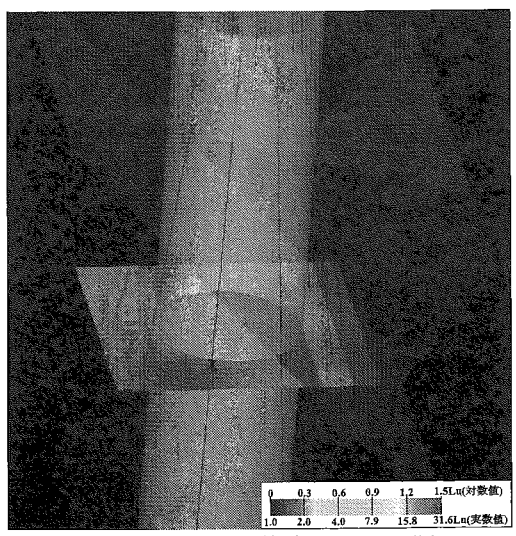


図-5 透水性状推定スライス図

31. 第四紀テフラのU-Th-Pb年代測定

U-Th-Pb dating for Quaternary tephras

○伊藤久敏（電力中央研究所）
Hisatoshi Ito (CRIEPI)

1. はじめに

第四紀のテフラ（特に広域テフラ）の年代は，火山活動の履歴評価に有用であるだけでなく，断層の活動性評価においても重要である．従って，放射性廃棄物の地層処分等を行う上で，高精度な第四紀テフラの年代測定のニーズは高い．第四紀テフラの噴出物を対象とした年代測定法としては，ジルコンのフィッション・トラック（FT）法や石英の熱ルミネッセンス法が主流であったが，これらの年代値誤差は，通常，10%を超えている．著者は，近年開発された機器を用い，ジルコンのU-Th-Pb法により10万年前より古いテフラを対象に，誤差10%以内での年代測定を目指した検討を行っている．本発表では，レーザー溶融誘導結合プラズマ質量分析計（LA-ICP-MS）を用いたテフラのU-Th-Pb年代測定結果を報告し，その有用性を議論する．

2. U-Th-Pb年代測定

ここで述べるU-Th-Pb年代測定とは，^{238}Uの放射壊変により^{206}Pbが生じる現象を利用した年代測定法（U-Pb法）と，この放射壊変の途中で生じる^{230}Thを利用した年代測定法（U-Th法）の両方を指している．U-Pb法は，半減期が約45億年であるため，従来，地球の誕生（約45億年前）等の古い地質時代を対象とした年代測定に用いられてきた．しかしながら，最近では10万年前程度の年代測定例[1), 2)]が報告されており，U-Pb法で第四紀の年代測定が可能な時代が到来していると言える．

U-Th法は，^{230}Thの半減期が約7万5千年であることから，40万年前よりも若い試料を対象とした年代測定法である．日本の第四紀の広域テフラを対象としたU-Th年代測定例は，大村ほか（1988）[3)]によるいくつかの測定（大山倉吉軽石，阿蘇-4火砕流，御岳第一軽石，立山D軽石など）を代表例として挙げることができる以外，極めて少ない．

3. 年代測定実験

以下では，約10万年前（0.1 Ma）に噴出したとされる洞爺火山灰[4)]のジルコンを対象にU-Th-Pb年代測定を実施した例を紹介する．

洞爺火山灰の採取地は日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編（1996）[5)]に記載のある村界沢であり，ジルコンは軽石質火砕流堆積物を対象に，通常の鉱物分離手段を経て採取した．

ジルコンをテフロンシートに埋め込み，表面を軽く研磨したものを実験に供した．年代測定の標準試料として，FT法の標準試料でもあるFish Canyon Tuffを用いた．

U-Th-Pb年代測定は，電中研の所有するLA-ICP-MS装置を用い，実施した．レーザー溶融（LA: Laser Ablation）には，波長213nmのNd-YAGレーザー（New Wave Research UP-213）を，ICP-MSには二重収束型質量分析計（Thermo Fisher Scientific ELEMENT XR）を用いた．実験条件として，Heガス雰囲気で，10 Hz，40μm径のレーザーをジルコンに照射した．測定した同位体は，^{202}Hg，^{204}Pb，^{206}Pb，^{207}Pb，^{208}Pb，^{230}Th，^{232}Th，^{238}Uである．すなわち，^{206}Pb，^{230}Th，^{238}Uを同時に測定することで，U-Pb年代とU-Th年代が同時に得られる設定とした．

4. 年代測定結果

今回，予察的に，Fish Canyon Tuffのジルコン5個，洞爺火山灰のジルコン5個を用いて得られた結果を示す．

U-Pb年代測定では，図-1aに示すように，通常，若い年代測定では測定が困難な^{206}Pbが測定できていることが分かる．若い試料では，common Pbの汚染の影響が大きく，この補正を行った年代（加重平均年代）として，0.2±0.1 Ma（2σ誤差）が得られた（表-1）．得られた年代値の信頼性をチェックするために，約0.8 Maの年代が得られた黒部川花崗岩[6)]についても年代測定を行ったところ，ジルコン5個の加重平均年代として0.8±0.1 Ma（2σ誤差）が得られた．すなわち，この実験で，80万年前程度の年代は良好に出せることが示せた．

U-Th年代測定では，図-1bに示すように，^{238}Uと^{230}Thの変動が同期しており，^{230}Thが良好に測定できていると考えられる．5個のデータを用い，U-Th放射能比をプロットし，年代値を求めると，86±34 ka（2σ誤差）が得られた（図-2）．すなわち，誤差は大きいものの，年代値の絶対値として，ほぼ10万年前を示した．また，図-2に示したEquilineよりも傾きが小さいことから，40万年前より明らかに若いことも容易に判断できる．

5. 考察とまとめ

今回，予察的に洞爺火山灰のU-Th-Pb年代を求めた

ところ，U-Pb 年代で 0.2±0.1 Ma が，U-Th 年代で 86 ±34 ka が得られた．すなわち，誤差は大きいものの，両年代測定法により，推奨年代と矛盾しない年代が得られることが分かった．今後，さらなる検討を進め，より高品質な U-Th-Pb 年代測定法の確立を目指したい．

文献

1) Bacon, C.R., Persing, H.M., Wooden, J.L., and Ireland, T.R., 2000, Late Pleistocene granodiorite beneath Crater Lake caldera, Oregon, dated by ion microprobe. Geology, 28, 467-470.

2) Sano, Y., Tsutsumi, Y., Terada, K. and Kaneoka, I., 2002, Ion microprobe U–Pb dating of Quaternary zircon: implication for magma cooling and residence time. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 117, 285-296.

3) 大村明雄，河合貞行，玉生志郎，1988，^{238}U-^{230}Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定．地質調査所月報，39，559-572.

4) Ganzawa, Y. and Ike, M., 2011, SAR-RTL dating of single grains of volcanic quartz from the late Pleistocene Toya caldera. Quaternary Geochronology, 6, 42–49.

5) 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編，1996，第四紀露頭集—日本のテフラ．日本第四紀学会，352p.

6) Ito, H., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S., Horie, K., and Hokada, T., 2013, Earth's youngest exposed granite and its tectonic implications: the 10–0.8 Ma Kurobegawa Granite. Sci. Rep. 3, 1306.

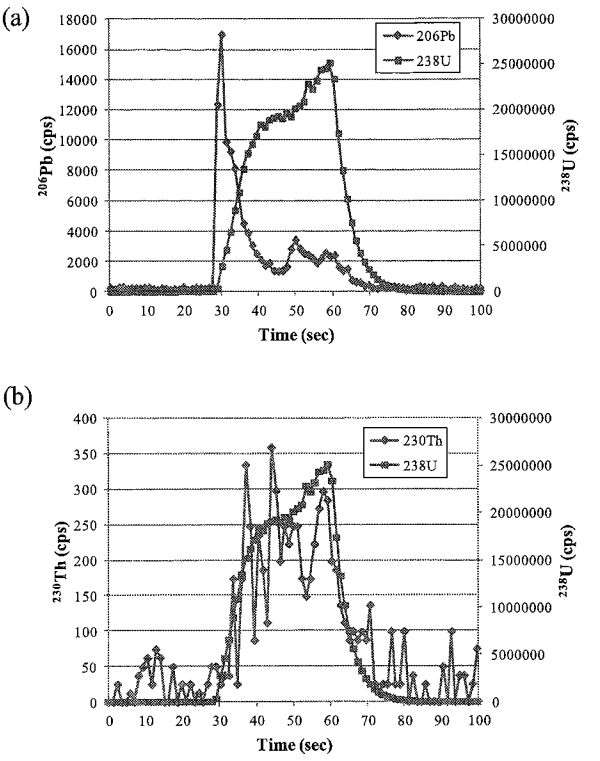


図-1．洞爺火山灰の U-Th-Pb 分析結果（Toya-1）．

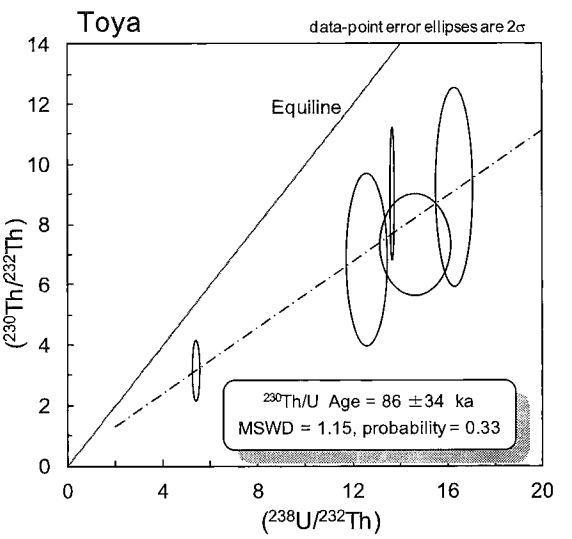


図-2．洞爺火山灰の U-Th 放射能比．

表-1．U-Pb 年代測定結果．

Sample	$^{232}Th/^{238}U$	f_{206}%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	Total $^{207}Pb/^{235}U$	Total 2σ	Total $^{206}Pb/^{238}U$	Total 2σ	Radiogenic $^{206}Pb/^{238}U$	Radiogenic 2σ	Age [Ma] $^{206}Pb/^{238}U$	Age [Ma] 2σ
Toya tephra											
Toya-1	0.22	56	0.48948	0.00508	0.00115	0.00008	0.00002	0.00003	0.00002	0.2	0.1
Toya-2	0.56	43	0.38539	0.01605	0.00375	0.00030	0.00012	0.00017	0.00012	1.1	0.8
Toya-3	0.19	49	0.43236	0.00369	0.08112	0.00006	0.00003	0.00003	0.00003	0.2	0.2
Toya-4	0.21	41	0.36840	0.00208	0.08112	0.00004	0.00002	0.00002	0.00002	0.2	0.1
Toya-5	0.24	86	0.72003	0.00940	0.08112	0.00009	0.00004	0.00001	0.00004	0.1	0.3
								Weighted mean		0.2	0.1
Kurobegawa granite											
KRG08-1	0.23	27	0.26138	0.00573	0.00228	0.00016	0.00003	0.00012	0.00003	0.7	0.2
KRG08-2	0.23	47	0.41931	0.01718	0.01150	0.00030	0.00013	0.00016	0.00013	1.0	0.8
KRG08-3	0.24	31	0.29154	0.00683	0.00520	0.00017	0.00005	0.00012	0.00005	0.8	0.3
KRG08-4	0.19	31	0.28925	0.00721	0.00413	0.00018	0.00005	0.00012	0.00005	0.8	0.3
KRG08-5	0.25	17	0.17642	0.00350	0.00158	0.00014	0.00003	0.00012	0.00003	0.8	0.2
								Weighted mean		0.8	0.1

f_{206}% denotes the percentage of ^{206}Pb that is common Pb. Correction for common Pb was made using the measured $^{206}Pb/^{238}U$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios.
Errors for individual analyses are based on in-run uncertainty only.

32. 地山P波速度と地山性状の関連性についての検討

Study on P wave velocity in-site test and rock mass quality

○石黒靖彦，居川信之（エイト日本技術開発）
Yasuhiko Ishiguro, Nobuyuki Ikawa

1. はじめに

中部地方の中央構造線近傍にて深度400m級と300m級のボーリングを実施し，コアを採取するとともにボーリング孔を利用して速度検層を行い，地山のP波速度を得た．それらの結果より，地山のP波速度と深度やRQDの関係を考察した．

2. ボーリングの概要及び地質状況

ボーリングの概要と地質状況を表-1に示す．

表-1 ボーリングの概要及び地質状況

孔　番	B-1	B-2
深　度	285m	396m
掘削工法	普通工法	ワイヤーライン工法
削孔径	66mm	NQ(76mm)～HQ(98mm)
地質概要	三波川帯 泥質片岩（80%） 苦鉄質片岩（20%）	領家帯 泥質片岩（85%） 珪質片岩（15%）
コア状況	中硬質岩主体 （非破砕）	未固結～固結状態の 断層岩主体
中央構造線との距離	約1km	ほぼ中央構造線内
原位置試験	速度検層（P波） ボアホール観測	速度検層 （P波，S波）

泥質片岩・珪質片岩の無亀裂なコアで実施した岩石試験の結果は次の通りであった．

・B-1(3試料) qu=10.5～25.1MN/m^2 Vp=3.94～5.20km/s
・B-2(4試料) qu=4.4～25.3MN/m^2 Vp=4.42～4.96km/s

なお，B-1の苦鉄質片岩は岩石の性状が泥質片岩とやや異なるため検討対象から除外している．

3. 地山P波速度・RQDの測定結果

速度検層(P波)の深度方向の変化やコア状況(RQD)について ①深度-地山Vp ②地山Vp-RQDの関係をグラフに示す．速度検層で得られたP波速度は地山Vpとし，深度は地表からの風化の影響がないと考えられる30m以深を対象とする．

なお，①深度-地山Vpでは，B-1は片理面が発達し地山の異方性を有しているためボアホール観測で得られた亀裂の傾斜を併記している．

① 深度-地山Vp

地山Vpの値はB-1及びB-2ともほぼVp=3.5～5.5km/sの範囲にあり，全体的に深度の増加に伴い地山Vp速度も大きくなる傾向がある．(図-1参照)

異方性を有しているB-1について，表-2に各深度での地山Vpと亀裂傾斜の平均値を整理し示す．

表-2 各深度での地山Vpと亀裂傾斜の平均値(B-1)

深度(m)	地山Vp(km/s)	亀裂傾斜(°)
30-100	4.23 (0.45)	44.2 (16.7)
100-150	4.48 (0.26)	32.9 (16.9)
150-200	4.94 (0.34)	52.1 (18.4)
200-250	4.92 (0.26)	50.0 (16.0)
250-285	5.10 (0.30)	49.4 (17.2)

( )内は標準偏差

表-2によると，30～100m区間では，地山Vpのバラツキがやや大きい．また，100～150m区間では亀裂傾斜が全体的に緩く地山の異方性を考えると，その影響で地山Vpがやや低くなっている可能性がある．

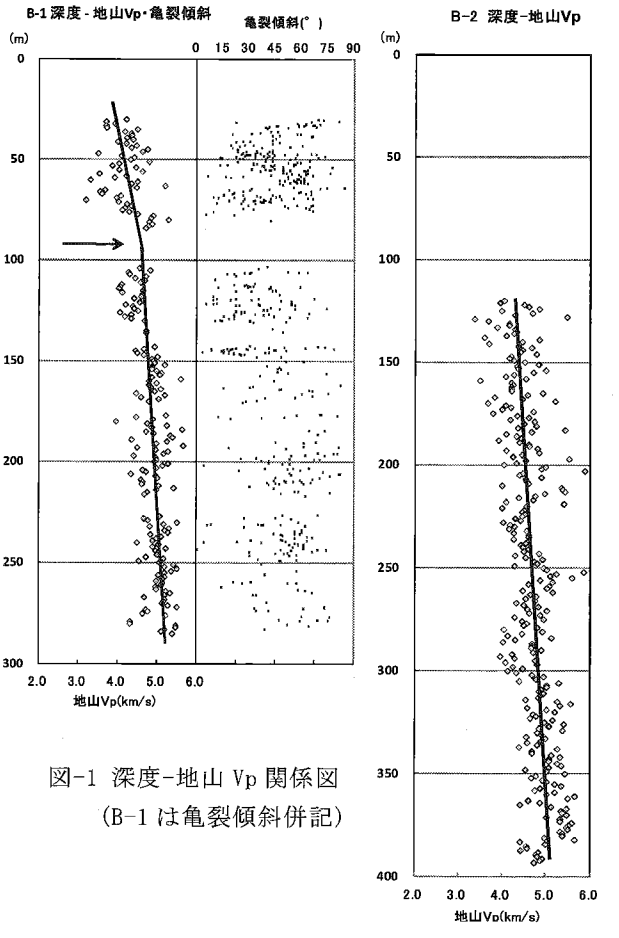


図-1 深度-地山Vp関係図
(B-1は亀裂傾斜併記)

B-1 では 100m 付近（矢印の深度）を境界に増加の割合が変化していて，より深部では増加の割合が相対的に小さくなっているように見受けられる．

② 地山 Vp-RQD

一般に風化の影響がない場合には，地山 Vp は地山の亀裂の影響を反映すると考えられる．そこで，亀裂の頻度を示す代表的な指標である RQD との関係を図-2 に示す．なお，RQD の値は，10 以下の場合ここでは最大コア長とし，速度検層との深度調整のため隣接する区間での平均値とする．以上の RQD は RQD(Avg)として示す．

図-2 では，B-1 及び B-2 とも深さ 100m を区切りとして地山 Vp と RQD(Avg)の関係をグラフに示し，深度による両者の関係の変化を示している．

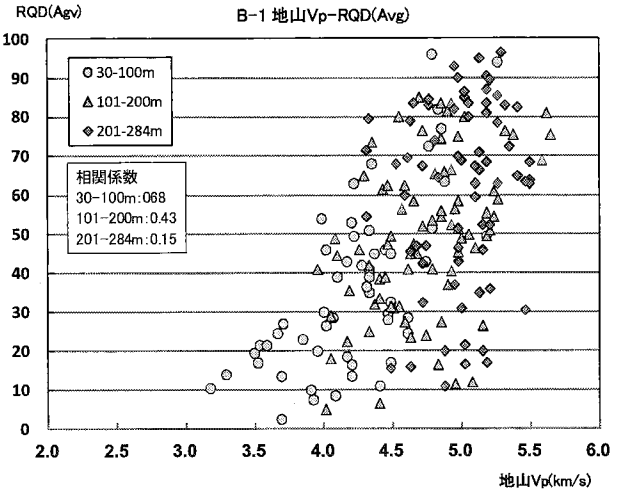


図-2(1) 地山 Vp-RQD(Avg)関係図(B-1)

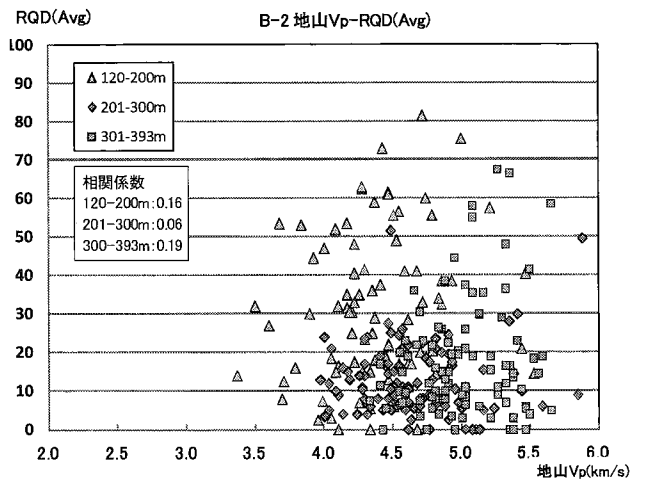


図-2(2) 地山 Vp-RQD(Avg)関係図(B-2)

地山 Vp-RQD(Avg)の関係では，B-1 の深度 30～100m では比較的良好な相関関係が認められ，B-1 の深度 101～200m の場合にやや相関関係が認められる．その他の場合には相関関係は認められない．

次に B-1 について深度ごとに地山 Vp・RQD(Avg)の関係を表-3 に整理する．

表-3 B-1での深度と地山 Vp・RQD(Avg)の関係

深度(m)	地山 Vp (km/s)	RQD(Avg)	左記の条件を満たすデータの割合
30～100	3.5～4.5	10～50	45%
101～200	4.0～5.0	30～70	50%
201～284	4.5～5.5	60～100	58%

表-3 によると B-1 では深度が深くなると地山 Vp 及び RQD(Avg)は全体的に良好な地山状態を示す方向に変化しているようである．これに対して，B-2(図-2(2)参照)では深度 120～200m で RQD(Avg)がやや高い値が多いようであるが，ほとんどが RQD(Avg)=0～30 と低い値であり，地山 Vp との関係は認められない．

4. まとめ

地山状態を示す指標として地山 Vp 値や RQD は良く用いられる．良好な地山と破砕質なそれについて資料を整理した．それらの深度方向の変化や両者の関係について考察を行う．

➢ 深度 100m 以深では，地山状態（異方性・破砕質など）にかかわらず，地山 Vp 値は深度とともに大きくなる傾向があり，その割合はほぼ同じ（0.4(km/s)/100m）であった．恐らく，拘束圧の増加に伴い地山 Vp 値が大きくなっている可能性が考えられる[1)]．

➢ 深度 100m 以浅では，地山 Vp 値は深度とともに大きくなるが，その割合は 100m 以深の場合より大きく 0.75(km/s)/100m であった．ボアホール観測結果より 70～80m 以浅で開口性の亀裂頻度が急激に大きくなっており亀裂状況の変化を反映している可能性がある．浅部に向かい亀裂の増加や開口しやすくなっていると考えられ，それは RQD との関係からも伺える．

➢ 破砕質な地山(B-2)では，地山 Vp と RQD(Avg)の間に明確な関係が認められなかった．その要因として，次のようなことが考えられる．

・深部では（ここでは 120m 以深）破砕質な場合でも亀裂は密着していてその状態が地山 Vp には反映されにくい．

・破砕質な地山ではコア採取時に潜在的な亀裂が開口しやすい(RQD の低下につながる)．

破砕質な地山でのこのような性状は，地山評価を行う場合に留意する必要があり，地山 Vp と RQD での評価のどちらが適切かという点に関し，調査対象に応じ地山評価を行う必要のあることを示している．

文献

1) 土質工学会編(1989)：岩の調査と試験，pp.388-395.

33. トンネル掘削振動を利用した前方探査手法の研究開発

A study on the exploration method using the vibration generated by the tunnel excavation

○西　琢郎（清水建設），若林成樹（清水建設）
Takuro Nishi, Naruki Wakabayashi

1. はじめに

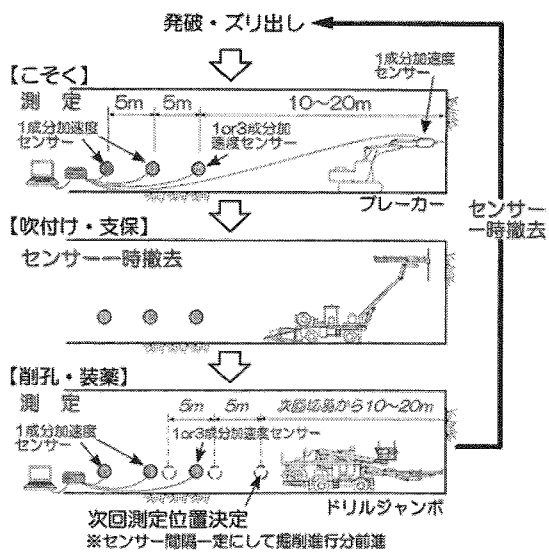
トンネル前方探査手法には，各種の物理探査，削孔検層などの方法があるが，筆者らは施工を極力止めず，通常の施工結果のモニタリング的なデータの中から，先進ボーリング等のより詳細な調査の実施位置を選定する手法を得ることを目的に研究開発を進めている[1)]．

ここでは，NATM 工法による山岳トンネルを対象とし，掘削機械によって発生する振動を利用して切羽前方の岩盤状況を大まかに把握する探査方法を提示する．そして，実際に施工中のトンネルにおいて実施テストを行なった結果を報告し，本手法の適用性と今後の課題について言及する．

2. 探査手法の内容

1）概　要

筆者らが用いている探査方法は，反射法地震探査であり，いわゆるトンネル HSP[例えば2)]を応用したものであるが，掘削作業を極力妨げず，通常の施工管理の中でのモニタリング的な計測として図－1 に示す方法をとっている．即ち，坑壁の「こそく」時に用いられるブレーカーと，切羽面において装薬孔を削孔するドリルジャンボを振動源とし，ブレーカーを用いる場合では，切羽面に加えられた打撃振動の一次反射波を後方のセンサーで検知し，ドリルジャンボでは，削孔中の振動による多重反射波を検知する．この作業を切羽の進行に合わせて順次繰り返し，トンネル進捗と測定波形の推移を比較検討することにより，前方での（音響的）構造変化点を推定するものである．



図－1　測定方法

この方法は，施工中に実施されるため，測定結果にはノイズが多く含まれる．しかし，通常のモニタリングとして比較的簡易に実施でき，トンネル進捗と測定波形の変化を複数比較することによって，推定精度を確保することを目指している．なお，図－1 では受振センサーの位置を切羽と等距離にして順次前進させているが，測定波形の減衰が少なく結果が良好な場合は，センサー位置は切羽との距離がある程度に達するまで保持していても良い．

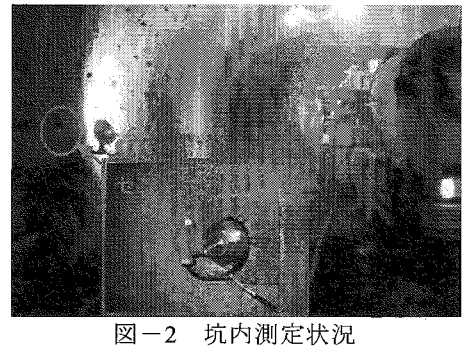
2）測定仕様

測定に使用する機材は，通常の反射法地震探査で用いるものと同様である．受振センサーは設置盛替えをなるべく短時間で終わらせるために 3 ないし 5 地点としているが，内 1 地点ではトンネル軸に対し 3 成分方向の測定を行ない，またセンサー1 個はショットマーク測定用としてブレーカーに取り付けるため，測定チャンネルは 6～8 としている．表－1 にその他の測定仕様一覧を示す．

表－1　測定仕様一覧

チャンネル数	6～8　（1 chはトリガー）
サンプル間隔	100μ s
記録長	140ms～1sec
プレトリガー	+2ms
受振器固有振動数	28Hz（動電型）

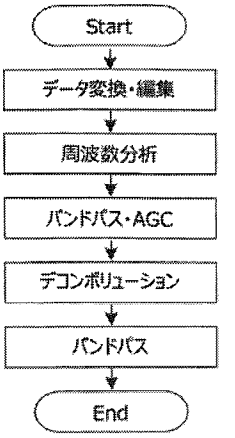
従来の HSP 等の探査では，受振センサーは坑壁近傍のゆるみ域を避けて壁面から 1m以上の深さに設置される場合が多い．しかし，この方法ではセンサー設置孔を削孔する工程が必要となり，進捗に合わせて都度センサーを盛替えて行くことは一般的には困難になる．そこで，筆者らはゆるみ域の影響なるべく避けるものとして，ロックボルトを受振スパイクとして利用することとし，センサーをボルトに簡易に脱着できる治具を作成した．図－2 に坑内での測定状況と受振センサーの設置状況を示す．センサーを固着した治具は，ねじによりロックボルト頭部に固定される．



図－2　坑内測定状況

3）処理手順

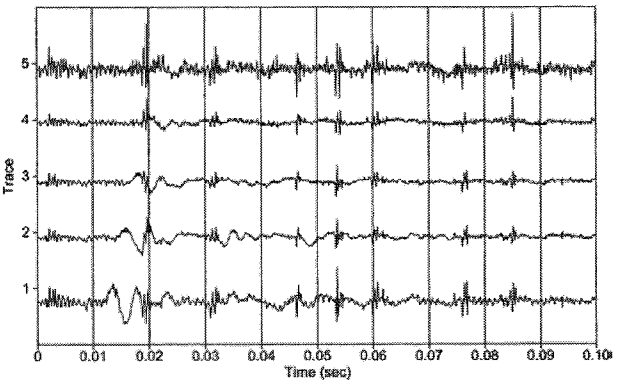
収録されたデータは，ブレーカー起振の場合は 0.2sec，ジャンボの場合は 1sec 程度を 1 データセットとし，測定ジオメトリの整理・ノイズ状況等の分析の上，バンドパス・利得補正・デコンボリューション等の処理を行う（図－2）．データの分析・処理では，反射法探査解析用としてコロラド鉱山大学からフリーで配信されている CWP/SU[3] を用いた．



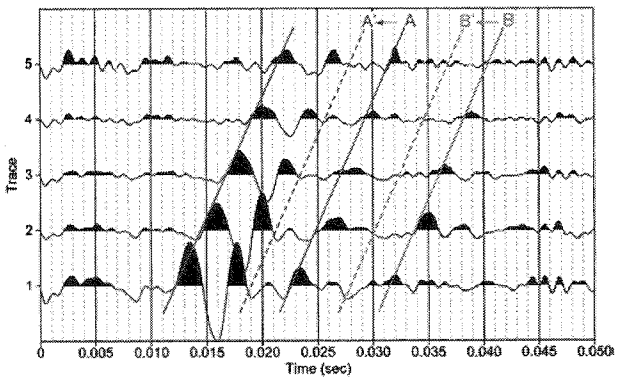
図－2　データ処理手順

3. 試験結果

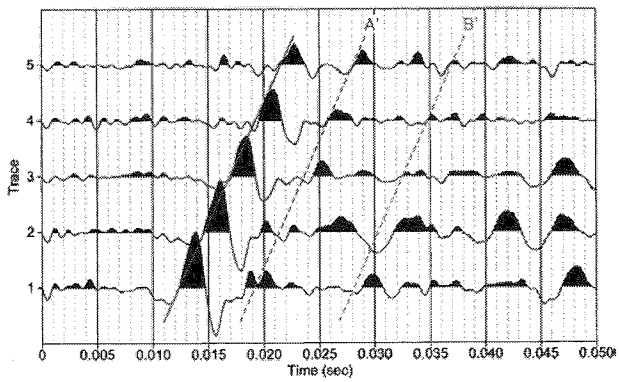
現在，上述の探査方法を複数のトンネル現場にて適用し有効性を検証中であるが，その中からあるトンネルで得られたブレーカー起振による波形記録を図-3～5 に示す．図-3 は得られた波形の生データであり，図-4 は波形処理を行った後のデータ（0.05 秒分）である．当トンネルの事前探査では，地山弾性波速度は 2.0km/s と想定されていたが，P 波初動とみられる波形のトレース間での時間遅れから Vp=2.2km/s と見積もられる．図-4 では，この時間遅れと同じ傾きをなす波形の並びがいくつか読み取れる．このうち，初動直近のものは直接波の影響が大きいとみて除外し，それ以外のものを図中 A・B として示す．ここで，トンネル軸線方向のみの 1 次元場を想定し，A・B が軸線上にある反射面からの反射波だと仮定すると，進行長 d で切羽が前進すれば，これら反射波と初動との時間間隔は 2d／Vp 分縮まると考えられる．図-4 に切羽が 4m進行した際にこれらの波形が出現すると予想される位置を破線 A', B'で示し，図-5 には実際に 4m進行後に記録した波形を示す．図-5 では A', B'それぞれついて予想位置の近傍にほぼ同じ傾きの波形並びが認められる．初動と A，B の時間差から推定される反射面位置（切羽から各 11m，21m）に実際に切羽が到達した際には，A では玄武岩を主体に泥岩が挟まれていた地山からほぼ全面泥岩へと変化し（図-6），B では同じ泥岩主体の地山であったが亀裂内に粘土を挟み針貫入試験値が低下するなど，地山強度が低下する地点に相当していた．



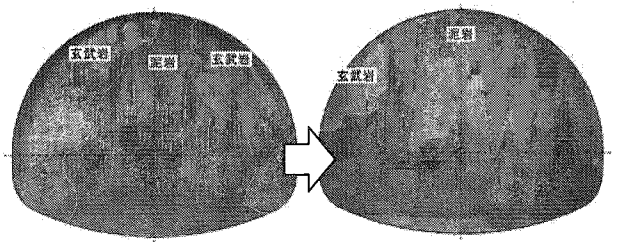
図－3　測定結果例（0.1 秒分）



図－4　波形処理後のデータ（拡大）



図－5　4m進行後の波形



図－6　想定反射面前後での地山の変化

4. まとめ

トンネル掘削時の振動による前方探査手法において，ブレーカー起振による探査手法が有効である可能性を確認できた．今後は 3 成分方向のデータも加味した検討を更に継続する予定である．

文献

1）西琢郎ほか（2011）：トンネル掘削時の振動を利用した前方探査手法の研究，日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演論文集, pp.113-114.

2）Sattel, G., et al. (1992) : Prediction ahead of the tunnel face by seismic methods – pilot project in Centovalli Tunnel, Locarno, Switzerland, First Break, vol. 10, pp. 19-25.

3）Cohen, J. K. and Stockwell, Jr. J. W., (2011) : CWP/SU: Seismic Unix Release 43: a free package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

34. 掘削発破を利用した坑内弾性波探査手法の開発

Develop a measuring system of seismic wave under digging a tunnel by excavation blasting

○中谷匡志，山本浩之，宇津木慎司，大沼和弘（安藤ハザマ），新妻弘明（東北大学）
Masashi Nakaya, Hiroyuki Yamamoto, Shinji Utsuki, Kazuhiro Onuma, Hiroaki Niitsuma

1. はじめに

山岳トンネルにおける，地表面からの弾性波探査は，土被りが大きい場合や，複雑な地質構造の場合には，探査精度が低下することが知られている．そこで筆者らは，トンネル坑内において，掘削発破を起振源とする弾性波を計測することで，地質状況を弾性波速度から評価できる，切羽評価システム「トンネル フェイステスター（TFT)」を開発した（図-1 参照)．本システムを用いることにより，切羽近傍の弾性波速度を把握し，選定する支保工の妥当性を定量的に確認[1]することが可能となるものである．本稿では開発したシステムの構成と，施工中の現場での検証実験を紹介する．

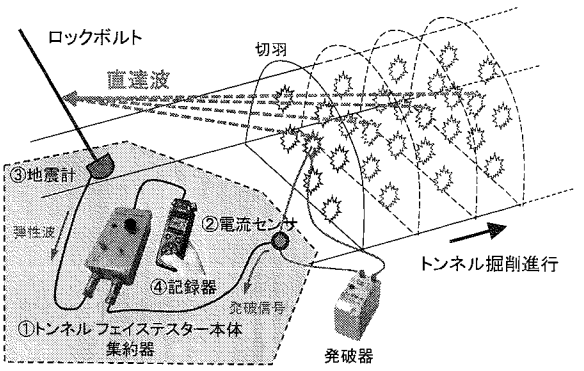


図-1 トンネルフェイステスター概念図

2. システムの構成と探査方法

本システムの構成は，図-1 に示すように，「トンネル フェイステスター本体（集約器）①」と「周辺機器②～④」から構成される．電流センサ②は発破回路に接続し，発破点火時の発破信号を捉える．また，地震計③を坑壁のロックボルトに固定することで，切羽方向から伝播する弾性波を捉える．次に，集約器①を介して，発破信号と弾性波の波形データとを併せて記録器④に記録する．これにより，発破信号と波形データは同一時間軸で出力されるため，弾性波の初動到達時間を求めることができる．

ここで，切羽から地震計へ伝播する弾性波速度 Vpi は，地震計と切羽間の距離：Li，弾性波の初動の到達時間：ti から，次式で示される（図-2 参照）．

$$Vpi = Li/ti \quad \cdots (1)$$

また，掘削進行に伴い同一直線上で前進する切羽位置からの弾性波を，地震計の位置を変えずに計測した場合，伝播経路は既計測区間と同一であると考えられる．その際の弾性波速度は，既計測区間と進行区間との合成であると考えられ，既計測区間より n 基掘削が進行した場合の区間弾性波速度 Vp’は次式のように表すことができる．

$$Vpi\sim i+n' = (Li+n - Li) / (ti+n - ti) \quad \cdots (2)$$

地震計の位置が同一の場合，切羽進行区間の区間弾性波速度 Vp’は，切羽と地震計間の距離 L と弾性波の初動到達時間 t の関係を走時曲線から求めることができる．走時曲線および区間弾性波速度を次式に示す．

$$t=aL+b \cdots (3) \qquad Vp' = dL/dt = 1/a \cdots (4)$$

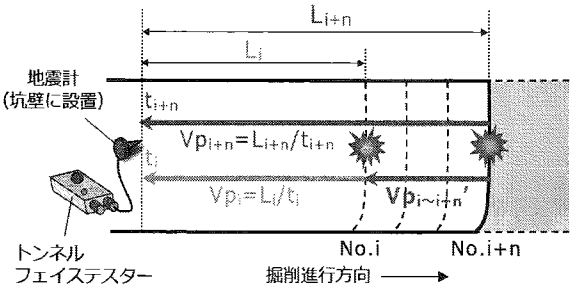


図-2 弾性波速度算出概念図

3. 施工中の現場での検証実験

3-1. 実施現場概要

東北地方整備局三陸国道事務所発注の尾肝要トンネル（L=2,736m，内空断面=62.7m^2）は，中生代白亜紀花崗岩類前期の比較的均質な地質で構成されている．本トンネルの地質縦断図を図-3 に示す．

本トンネルは，起点側坑口より TD.1,298m を工区境とする，両押し掘削施工による道路トンネル工事である．今回は図-4 に示す TD.1,198～1,338m 区間において，以下の方法で，本システムによる検証実験を行った．

①北工区の掘削発破を利用して，未掘削地山の弾性波速度を測定

②南工区において掘削進行毎に，掘削発破を利用して，進行区間の弾性波速度を測定

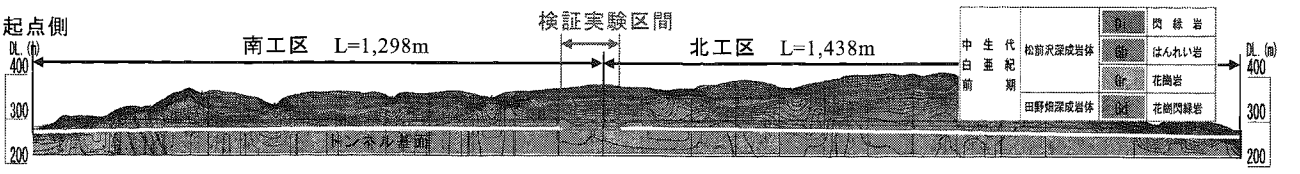


図-3 尾肝要トンネル地質縦断図

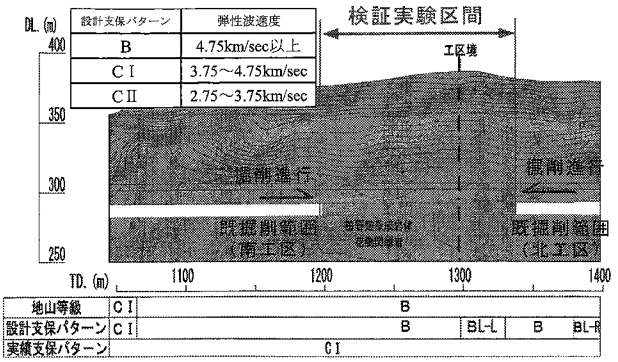


図-4　検証実験区間地質縦断図

3-2. 未掘削区間の地山弾性波速度

未掘削地山の弾性波速度を把握するために，本システムを用いた弾性波探査を行った．探査概念図を図-5に示す．図-5より，2回の北工区の掘削発破を起振源とする弾性波を，南工区の切羽直近のロックボルトに設置した地震計で計測した．

具体的には，2台のシステムに，同時に擬似の発破信号を記録することで，時刻の同期を図った上で，1台目は北工区の掘削発破による発破信号を，2台目は南工区に設置した地震計で弾性波データを記録した．

弾性波の初動到達時間から(1)式を用いて，弾性波速度を算出した．伝播経路については，計測区間が130m程度と比較的長距離であることから，起振源と受振点は同一直線上とした．

測定結果は1回目がVp=5.34km/sec，2回目がVp=5.18km/secとなり，平均値はVp=5.26km/secとなった．当該区間の設計支保はBパターン（弾性波速度：Vp=4.75～5.25km/sec）となっており，ほぼ整合した結果が得られた．

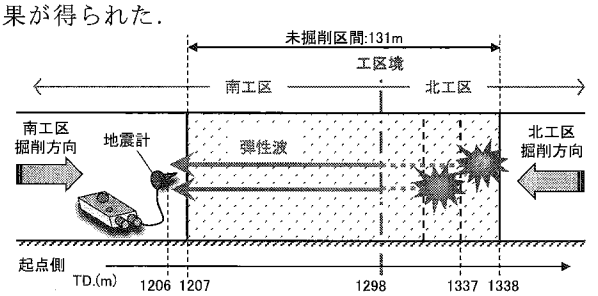


図-5　地山弾性波速度計測概念図

3-3. 進行区間の地山弾性波速度

掘削発破を利用して，切羽の進行区間の地山弾性波速度を算出する手法を検討するために，本システムを用いて検証実験を行った．計測範囲は，TD.1,198～1,222mとTD.1,230～1,288mの地質性状が均質で安定した2区間とし，地震計の位置はそれぞれ，TD.1,063mとTD.1,134mとした．なお，図-6に示すように，地震計は移設せずに，連続的に計測を行った．

図-7に計測結果（走時曲線）を示す．図-7に示すように，相関係数は上記2区間とも，r=0.99程度を示しており，精度よく計測ができていることが確認された．

ここで，地山の地質性状が均質である場合の掘削の影響を受けた速度領域モデルを図-8に示す．図-8に示すモデルを考慮して弾性波速度を算出すると，第1速度層（Vp1：掘削の影響が大きい）は，Vp1=4.40～4.66km/sec以下，第2速度層（Vp2：掘削の影響が小さい）は，Vp2=4.91～5.45km/sec程度となる．

これに対し，実績支保はCⅠパターン（3.75～4.75km/sec）であり，Vp1とほぼ同程度の結果が得られている．また，未掘削地山の弾性波速度（平均5.26km/sec，3-2項参照）とVp2は，ほぼ同程度の結果が得られており，概ね精度良く弾性波探査が実施できているものと考えられる．

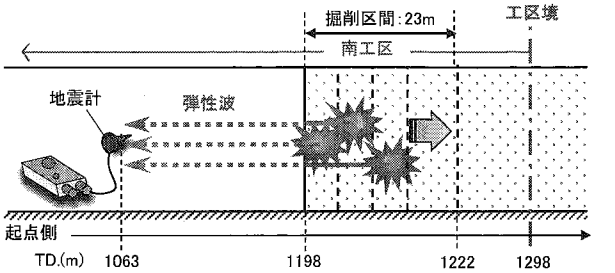


図-6　掘削発破の計測概念図（TD.1,198～1,222m区間）

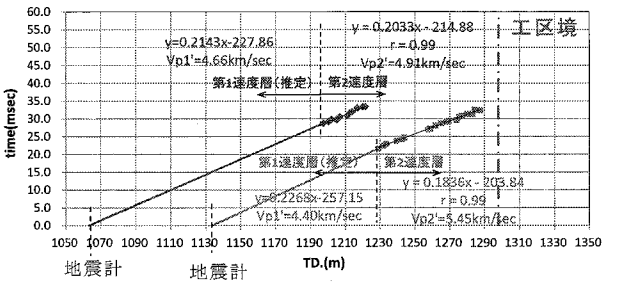


図-7　計測結果（走時曲線）

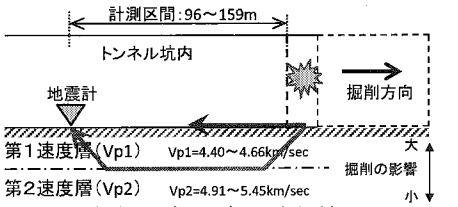


図-8　弾性波速度領域モデル（均質な地山の場合）

4. まとめ

今回，掘削発破を利用した弾性波探査システムを開発した．両押し掘削によるトンネル現場において，未掘削区間の地山弾性波速度を計測し，当初設計と整合した結果が得られた．また，掘削発破を連続して計測することで，進行区間の弾性波速度を算出し，実績の支保パターンで想定される弾性波速度とほぼ同程度の結果が得られ，概ね良好な探査が実施できたものと考えられる．今後は，様々な地質の現場でデータ収集を重ね，さらに精度良く探査が実施できる手法について検討していく計画である．

文献 1) 池口正晃　真下英人　宮川順一：トンネル切羽における簡易弾性波の現場計測試験，土木学会第51回年次学術講演会講演概要集，Ⅲ-B，1996.9

35. 3次元計測を利用した不連続面の走向・傾斜計測システムについて

About the dip and strike counting system of the discontinuity surface using three-dimensional measurement

○ 石濱茂崇，片山政弘，手塚 仁，青木宏一（株式会社 熊谷組）
Shigetaka Ishihama, Masahiro Katayama, Hitoshi Tezuka, Koichi Aoki

1. はじめに

これまで筆者らは，3Dスキャナや写真測量にてトンネル切羽面の3次元計測を実施し，取得した3次元形状から抽出した不連続面について走向・傾斜を求める方法を試行してきた[1]．試行の結果，不連続面の卓越状況により適切な解析ピッチが異なる可能性や不連続面の方向によって計測精度に差が生じる可能性があることが分かってきた．

そこで今回は，異なる方向の面を複数有する模擬切羽を用い，解析ピッチを変えた場合や面の方向により計測精度に差が生じるかを検証した．また，走向・傾斜の計測方法は，従来の研究で用いられた不連続面上の3点が構成する面を計測する方法[2]と筆者らが用いている不連続面を構成する任意のエリアの走向・傾斜をシュミットネットに投影する方法を実施した．

2. 試験方法

今回の試験は，縦 0.9m×横 1.8m 程度の合板をトンネル切羽に見立て（模擬切羽），ここに不連続面として様々な方向を示す板を 20 箇所設置した（写真－1）．これらの板は，長方形の場合，長辺の長さは 30cm 程度，短辺の長さは 3cm～12cm 程度のものを用い，三角の場合は，一辺あたりの長さが 6cm～20cm 程度のものを用いた．

なお，今回の試験では，実際のトンネルに対し，1/10 程度のスケールを目安としている．

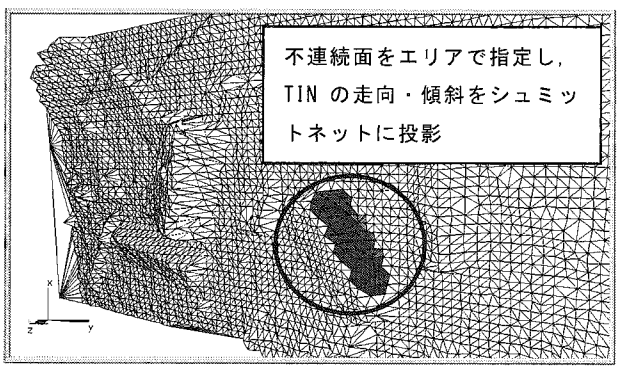
写真－1 試験状況

今回の試験では，模擬切羽に対してデジタルカメラでステレオ撮影し，写真測量を実施した．ステレオ撮影に用いたデジタルカメラは，SONY 製の NEX-5 で，有効画素数約 1420 万画素，レンズ焦点距離 18mm である．今回は，模擬切羽から 2.5m の位置にて 30cm の間隔をとり，ステレオ撮影を行った．撮影した画像は，市販のソフトウェア（倉敷紡績製：Kuraves-MD）を用いて模擬切羽の3次元形状を取得した．この3次元形状は，3次元座標を持つ各点を頂点とする三角形網で表した TIN（Triangulated Irregular Network）モデルである．TIN モデルは，約 2cm 間隔および約 1cm 間隔の2種類を作成した．本試験では，取得した TIN モデルから，筆者らが開発した計測システムを用いて不連続面に見立てた板の走向・傾斜を求めた．

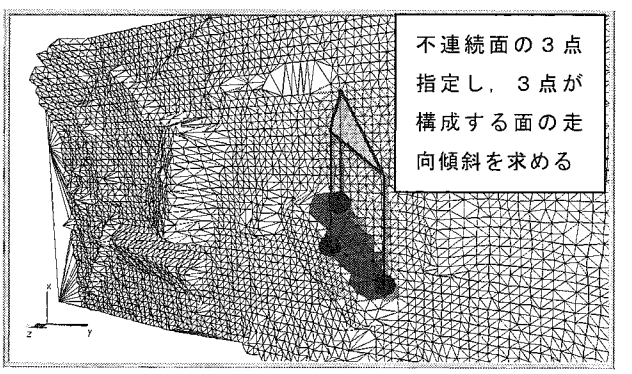
また，走向・傾斜は下記に示すように2通りの方法を用いて求めた．

・方法①（エリア法）：不連続面をエリアとして任意に指定し，そのエリアを構成している各 TIN の走向・傾斜をシュミットネットに投影し，その極大値を不連続面の走向・傾斜として求める（図－1）．

・方法②（3点法）：不連続面上で3点指定し，その3点が構成する面の走向・傾斜を求める方法（図－2）．



図－1 エリア法による走向・傾斜の求め方



図－2 3点法による走向・傾斜の求め方

3. 試験結果

写真測量によって得られた走向・傾斜のデータは，クリノメーターによる実測値との比較により評価する（表－1，表－2）．いずれの場合においても，ほとんどの計測値が 20° 以内の誤差であり，半分以上の計測

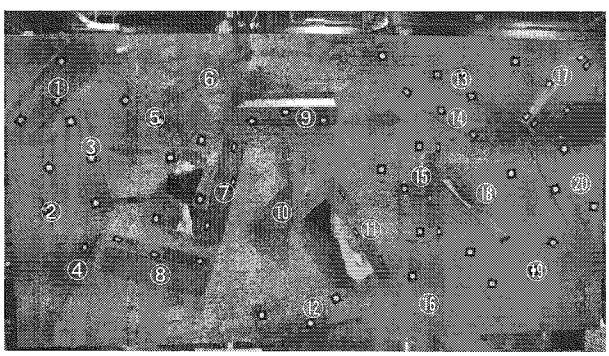
値が 10° 以内の誤差であった．

表－１　実測値との比較（2cm 間隔の TIN）

	実測値			エリア法			3点法		
①	N	66 W	55 S	N	48 W	57 S	N	46 W	58 S
②	N	46 E	69 N	N	23 E	65 W	N	16 E	72 W
③	N	30 W	85 E	N	27 W	90 E	N	6 W	84 W
④	N	25 E	75 E	N	30 E	59 E	N	27 E	74 E
⑤	N	2 W	75 W	N	7 W	74 W	N	2 E	74 W
⑥	N	22 W	72 W	N	30 W	59 W	N	31 W	56 W
⑦	N	64 W	73 S	N	71 W	79 S	N	79 W	73 S
⑧	N	6 W	54 W	N	0 W	50 W	N	1 W	56 W
⑨	N	8 W	39 W	N	5 W	46 W	N	11 W	44 W
⑩	N	23 E	74 E	N	12 E	61 E	N	16 E	63 E
⑪	N	59 W	66 N	N	67 W	65 N	N	58 W	64 N
⑫	N	1 E	66 E	N	7 W	70 E	N	1 W	57 E
⑬	N	26 E	47 W	N	9 E	51 W	N	11 E	52 W
⑭	N	20 W	70 E	N	32 W	65 E	N	27 W	65 E
⑮	N	43 E	85 W	N	43 E	90 E	N	37 E	86 W
⑯	N	12 E	53 E	N	13 E	76 E	N	15 E	42 E
⑰	N	59 E	56 E	N	42 E	63 E	N	40 E	54 E
⑱	N	50 W	55 N	N	50 W	67 N	N	54 W	52 N
⑲	N	17 E	71 E	N	12 E	61 E	N	10 E	62 E
⑳	N	18 E	83 W	N	11 E	70 W	N	5 E	77 W

表－２　実測値との比較（1cm 間隔の TIN）

	実測値			エリア法			3点法		
①	N	66 W	55 S	N	62 W	63 S	N	46 W	59 S
②	N	46 E	69 N	N	27 E	67 W	N	18 E	78 W
③	N	30 W	85 E	N	28 W	86 E	N	28 W	88 E
④	N	25 E	75 E	N	43 E	63 E	N	23 E	73 E
⑤	N	2 W	75 W	N	8 E	60 W	N	3 E	75 W
⑥	N	22 W	72 W	N	13 E	38 W	N	24 W	64 W
⑦	N	64 W	73 S	N	69 W	74 S	N	68 W	76 S
⑧	N	6 W	54 W	N	8 E	65 W	N	1 E	57 W
⑨	N	8 W	39 W	N	22 W	22 W	N	9 W	46 W
⑩	N	23 E	74 E	N	12 E	61 E	N	11 E	77 E
⑪	N	59 W	66 N	N	65 W	61 N	N	64 W	65 N
⑫	N	1 E	66 E	N	13 E	56 E	N	2 E	64 E
⑬	N	26 E	47 W	N	13 E	56 W	N	9 E	51 W
⑭	N	20 W	70 E	N	21 W	59 E	N	18 W	81 N
⑮	N	43 E	85 W	N	45 E	89 E	N	36 E	85 W
⑯	N	12 E	53 E	N	13 E	56 E	N	8 E	42 E
⑰	N	59 E	56 E	N	45 E	60 E	N	44 E	55 E
⑱	N	50 W	55 N	N	48 W	50 N	N	44 W	61 E
⑲	N	17 E	71 E	N	13 E	81 E	N	9 E	67 E
⑳	N	18 E	83 W	N	12 E	87 E	N	4 E	75 W



写真－２　試験対象面の配置状況

試験対象面の配置状況を写真－２に示し，各面の大きさと計測誤差をまとめた結果を表－３に示す．

比較的計測誤差が大きかったのは，②，⑥，⑩，⑰で，それぞれの走向・傾斜は大きく異なっており，方向性の違いによる精度の低下はみられない．また，正面からの見かけの大きさが比較的小さい面において計測誤差が大きい傾向にある．

エリア法と３点法のそれぞれの TIN 間隔が 2cm と 1cm の場合を比較すると，「△」・「×」の個数について，TIN 間隔による明瞭な差異は認められない．

エリア法と３点法を比較した場合，全般に３点法の方が，誤差が小さい傾向にある．ただし，面の大きさが小さい場合には（②，⑯），エリア法の解析間隔が狭い 1cm 間隔において誤差が小さい傾向がみられる．

比較的大きな⑧や⑨では，エリア法，３点法のどちらにおいても，より解析間隔が狭い 1cm 間隔において相対的に誤差が大きくなる傾向がみられる．

表－３　計測結果のまとめ

		エリア法				3点法			
		2cm間隔		1cm間隔		2cm間隔		1cm間隔	
	板の大きさ	走向	傾斜	走向	傾斜	走向	傾斜	走向	傾斜
①	12cm×30cm	△	◎	◎	○	△	◎	△	◎
②	6cm×6cm×9cm	×	◎	△	◎	×	◎	×	○
③	6cm×30cm	◎	◎	◎	◎	×	○	◎	◎
④	3cm×30cm	◎	△	△	△	◎	◎	◎	◎
⑤	9cm×30cm	◎	◎	○	△	◎	◎	◎	◎
⑥	3cm×30cm	○	△	×	×	○	△	◎	○
⑦	12cm×30cm	○	○	◎	◎	○	◎	◎	◎
⑧	9cm×30cm	○	◎	△	○	◎	◎	○	◎
⑨	6cm×30cm	◎	○	△	△	◎	◎	◎	○
⑩	14cm×14cm×20cm	△	△	△	△	○	△	△	◎
⑪	9cm×30cm	○	◎	○	◎	◎	◎	◎	◎
⑫	12cm×30cm	○	◎	○	○	◎	○	◎	◎
⑬	14cm×14cm×20cm	△	◎	○	○	△	◎	△	◎
⑭	3cm×30cm	△	◎	◎	△	○	◎	◎	△
⑮	9cm×30cm	◎	◎	◎	○	○	◎	○	◎
⑯	6cm×6cm×9cm	◎	×	◎	◎	◎	○	◎	△
⑰	6cm×30cm	△	○	△	◎	△	◎	△	◎
⑱	3cm×30cm	◎	△	◎	◎	◎	◎	○	○
⑲	6cm×30cm	◎	○	◎	○	○	○	○	◎
⑳	12cm×30cm	○	△	○	○	△	○	△	○
	△・×の数	12		13		8		8	

※実測値との誤差：0～5°＝◎，6～10°＝○，11～20°＝△，21°～＝×

4. 考察

今回の試験の結果，エリア法・３点法ともに実測値との誤差が概ね 20° 以内であり，半分以上が 10° 以内の誤差であったことから，本方法の精度は，トンネル切羽観察においては特に支障がないと考えられる．

本方法では，対象面の向きによる走向・傾斜の計測精度に大きな違いはなく，見かけの大きさが走向・傾斜の計測精度に大きく影響を及ぼすことが分かった．

また，対象面に対して TIN 間隔を狭くすることが必ずしも精度向上につながっていない．これは，TIN 作成の特性として，対象の面に対し TIN 間隔が小さすぎる場合には，実際には平滑な面を細かい（写真測量の誤差の範囲で）凹凸がある面として捉えることが影響していると考えられる．よって，対象面の大きさごとに適切な TIN 間隔があると考えられ，対象面の短辺の 1/3～1/4 程度が適切な TIN 間隔と推測される．

5. 今後の展望

今後は，エリア法による走向・傾斜計測法を応用し，トンネル切羽観察時に卓越する割れ目の方向性を自動的に評価する機能の開発を目標としている．

また，切羽観察時にステレオ撮影を実施していれば，供用開始後に問題が発生した場合に，当該箇所の不連続面の走向・傾斜を事後に計測することができ，維持・管理に役立つ情報が提供できると考えらえる．

文献

1）石濱茂崇ほか(2011)：3 次元計測を用いたトンネル切羽における不連続面の抽出方法，日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演論文集，pp.111-112.

2）島　馨ほか(1995)：立体写真を用いた岩盤斜面調査，日本応用地質学会平成 7 年度研究発表会講演論文集，pp.29-32.

36. ダムの試験湛水時における漏水・揚圧力異常事例の地質的分析

Geological analysis of leaking or high uplift pressure observed cases during first reservoir filling phase.

○品川俊介，江口貴弘，佐々木靖人，阿南修司（土木研究所）
Shunsuke Shinagawa, Takahiro Eguchi, Yasuhito Sasaki, Shuji Anan

1. はじめに

近年の社会情勢から，公共事業においてはコストの縮減が求められている．このような背景の下，安全性を損なわないという前提でのグラウチングの合理化を図る趣旨で2003年にグラウチング技術指針・同解説が改訂された[1]．改訂指針の運用に当たっては，現場ごとに高度な技術的検討に基づく判断が求められるものとなっている．一方で，水理地質構造は非常に複雑であり，調査の不確実性を伴うことから，合理化の追求は試験湛水時の問題発生のリスクを伴う．

本論では，ダム基礎岩盤の水理地質に関わる調査上の問題を把握し，今後に役立てる目的で，試験湛水時に基礎岩盤を経路とした漏水もしくは揚圧力異常が確認された事例を整理した．

2. 調査方法

公刊文献などを用いて，日本において2012年度までに試験湛水を終了した約30年間の事例より，試験湛水時に基礎岩盤を経路とした漏水もしくは揚圧力異常が発現し，最終的に対策工を実施したダムの事例を抽出した．抽出した事例について，地質，試験湛水時に生じた問題，推測される問題発生原因，高透水あるいは圧力伝搬経路の地質的特徴などを整理し，整理結果に基づき地質調査における留意点を整理した．

3. 事例の抽出・整理

約700ダムの事例を調査した結果，対策工の実施に至ったダムは少なくとも20事例存在することがわかった（表－1，2）．この事例には堤体漏水対策や地すべり対策などのみを実施したものは含まれない．その試験湛水終了年度をみると，最近10年の事例が11件（55%）あり，近年事例が増加している可能性がある．

問題発生箇所を主要地質で分類すると，堆積岩類が7事例，火山岩類が3事例，花崗岩などの深成岩類が9事例あった．地質ごとに，推測された浸透経路別に整理すると，堆積岩類では，断層が関与する事例が多い．ほか，方解石脈の溶脱あとが浸透経路と考えられた事例があった．火山岩類では節理等の亀裂が関与する事例が多い．深成岩類では断層，風化，節理等の亀裂によるものがほぼ同じ割合であった．

4. 問題発生を防ぐための事例分類

漏水等の問題の発生を防ぐため，各事例において①原因となる地質現象の事前把握の可否，②現象の理解，および③範囲の想定についてあわせて整理を試みた．

一般に事前に把握困難なものとして，小さな水みち，開口節理，変質，溶脱，貫入岩の分布など，局所的な事象や構造を挙げることができる．火山岩類の冷却節理なども具体的な場所は把握が困難であるが，逆に，火山岩類が存在する場所ではかなりの頻度で遭遇すると考えることができる．

一般に事前に把握が可能と考えられるものは，規模の大きな断層，地質境界など，地質図学が適用できる対象である．事前の把握が可能であっても，問題の理解や事象の範囲の想定が適切に行えないと問題が発生する．

例えば，深成岩類における深部地下水の河床部湧水事例が3件（日中，木戸，石井ダム）認められた．これらはいずれも河床湧水として認識されていたが，試験湛水中に様々な対応が必要となった．また，断層の存在が認識されていたにもかかわらず，止水のための対策が不十分な例がいくつか認められた（例えば小山，Dダム）．

今後さらなる事例の蓄積を行い，ダムの水理地質構造把握のための地質調査の留意点を整理していく．

参考文献

1) 国土技術研究センター編（2003）：グラウチング技術指針・同解説，87p.，大成出版社.
2) 古賀・齋藤・信野（1993）：日中ダム試験湛水時の漏水対策，農業土木学会誌，61，pp.745-750.
3) 北海道開発局帯広開発建設部（2001）：札内川ダム工事誌.
4) 泉田・斉木（1999）：比奈知ダムの試験湛水結果について，ダム日本，660，pp.31-45.
5) 谷田部（2008）：小山ダムにおける漏水の原因究明と対策，ダム技術，266，pp.104-109.
6) 馬場・高橋・正国（2008）：忠別ダム試験湛水結果報告（第2報）～試験湛水時の観測結果から見える忠別ダムの挙動～，ダム技術，256，pp.54-75.
7) 大石・五十嵐（2008）：木戸ダム河床部の被圧湧水による揚圧力低減対策，ダム技術，266，82-103.
8) 竹中・中田（2008）：石井ダム河床部高透水ゾーンにおける浸透流抑制対策，ダム技術，266，120-132.
9) 雁田・藤原（2008）：梶毛ダムにおける基礎処理について，ダム技術，266，pp.140-149.
10) 松枝・西村・新見・仁子（2011）：滝沢ダムの試験湛水結果，ダム技術，294，pp.61-76.

表－1　抽出事例の地質区分と浸透経路

		堆積岩類	火山岩類	深成岩類
事例数		7	4	9
想定された浸透経路（重複あり）	断層	4	0	2
	節理等の亀裂	2	3	3
	風化・変質	1	1	3
	溶脱	1	0	0
	その他	2	0	0
	不明	1	1	4

表－2　試験湛水時に基礎岩盤を経路とした漏水もしくは揚圧力異常が発現し，対策工を実施したダムの事例

ダム名	ダム形式	試験湛水終了年度	地質	状況と対策	透水あるいは圧力伝搬経路
A	重力式コンクリート	1989	プロピライト溶岩 安山岩質凝灰岩 安山岩質火山角礫岩	基礎排水孔漏水（1孔） →対象孔周辺に追加グラウチング	おそらくプロピライト溶岩中の節理
日中[2]	中央コア型ロックフィル	1991	緑色凝灰岩，凝灰角礫岩，凝灰質泥岩（新第三紀中新世） 流紋岩（貫入？）	河床ドレーンからの漏水が予測値を大幅に超過 →追加グラウチング後二次湛水	断層沿いの高透水部を通じて，温泉水を含む地下水が湧水
札内川[3]	重力式コンクリート	1997	砂質岩優勢層（中古生代）	基礎排水孔漏水，揚圧力上昇 →排水孔のうち透水係数の大きい区間にグラウチング，補強カーテングラウチング，二次湛水にて漏水量の大きい6孔を注入閉塞・再設置	不明
B	重力式コンクリート	1997	花崗岩，ひん岩（白亜紀）	基礎排水孔，継目排水孔漏水 →漏水対策（グラウチング？）	不明（継目排水孔の漏水経路は主カーテン上流基礎内からの浸透水と想定）
C	重力式コンクリート	1998	新第三紀火山角礫岩，火山礫凝灰岩，凝灰岩類，礫岩，凝灰質砂岩	基礎排水孔漏水，揚圧力上昇，継目排水孔漏水，下流地山で湧水，揚圧力上昇 →基礎排水孔の注入閉塞と代替孔の設置，補強カーテングラウチング実施，主カーテンの追加（断層や間隔の広い箇所），端部のファンカーテン，下段リムトンでの深部横継目上流端部周辺での追加グラウチング	断層沿いの高透水部やグラウト孔間隔が広い箇所などの改良不良箇所
比奈知[4]	重力式コンクリート	1998	花崗岩類（白亜紀）	揚圧力上昇 →基礎排水孔を追加	基礎岩盤の透水性がもともと低いため，改良困難な小さな水みちが存在すると推定
D	重力式コンクリート	2000	砂岩，粘板岩，砂岩粘板岩互層（石炭紀）	揚圧力上昇（3孔） →基礎排水孔を追加	断層の可能性（2孔）
E	重力式コンクリート	2000	変朽安山岩類　凝灰角礫岩（新第三紀）	基礎排水孔漏水，揚圧力上昇（1孔） →対象孔周辺に追加グラウチング（5孔）	不明
F	重力式コンクリート	2002	花崗岩，花崗閃緑岩，閃緑岩（白亜紀）	基礎排水孔の漏水(2孔)，フーチングからの漏水 →対策(グラウチング？，水抜きボーリング)	不明
小山[5]	重力式コンクリート	2005	花崗岩類（白亜紀）	基礎排水孔漏水，濁り →当該孔の注入閉塞，代替孔の設置（10孔）	断層沿いの透水経路と断層物質の流出（2孔），おそらく亀裂（8孔）
忠別[6]	重力式コンクリート＋中央コア型ロックフィル	2006	輝石安山岩溶岩，安山岩火砕岩（中新世中期～後期）	基礎排水孔漏水（1孔）および浸透流観測孔漏水，（1孔） →当該孔周辺の追加グラウチング	脈状変質のある高角度の開口した割れ目
木戸[7]	重力式コンクリート	2007	花崗岩類（白亜紀）	基礎排水孔および継目排水孔漏水，揚圧力上昇 →揚圧力対策孔設置（28孔）	基礎排水孔，継目排水孔とも，もともと存在した河床湧水起源と推測
石井[8]	重力式コンクリート	2008	花崗閃緑岩（白亜紀） 貫入岩	基礎排水孔，堤体下流面，下流法面から漏水 →下流排水ボーリング孔の追加（9孔）	深部から連続する亀裂性の高透水箇所を通じた地下水の湧水
梶毛[9]	重力式コンクリート	2008	花崗岩類（白亜紀）	基礎排水孔漏水（1孔） →当該孔の注入閉塞，代替孔の設置，コンソリデーショングラウチング追加	弱層（シーティングジョイントの風化？）で改良不足
滝沢[10]	重力式コンクリート	2009	砂岩，粘板岩，輝緑凝灰岩，チャート（白亜紀）	基礎排水孔漏水（1孔）および継ぎ目排水孔漏水（3孔） →当該基礎排水孔の注入閉塞，代替孔の設置，	基礎排水孔は基盤岩の熱水変質，方解石脈の溶脱箇所による部分的な高透水 継目排水孔は断層沿いの弱部補強グラウチングによる上流からの湧水のせき止め
G	重力式コンクリート	2010	花崗岩閃緑岩（白亜紀～古第三紀）	基礎排水孔漏水，堤体下流のり面湧水 →補強カーテングラウチング，地下水排水工の施工	高透水・難改良の風化花崗岩が浅部に残存，カタクレーサイト化，緑泥石化も高透水に寄与と推定
H	重力式コンクリート	2011	花崗岩類（白亜紀）	基礎排水孔漏水，土粒子の流出（1孔） →当該孔の注入閉塞，代替孔設置	河床部上下流走向走向の高角度断層の影響を受けて，風化・マサ化した割れ目が深部まで分布
I	重力式コンクリート	2011	緑色岩，凝灰質千枚岩，千枚岩，砂岩，凝灰岩（白亜紀）	基礎排水孔漏水，土粒子の流出（1孔） →上流側にコンソリデーショングラウチング追加	断層近傍の割れ目あるいは断層からの土砂流出の可能性
J	重力式コンクリート	2012	粗粒玄武岩（新第三紀） 砂岩層，砂岩頁岩互層，頁岩層（古第三紀）	基礎排水孔漏水（1孔） →当該孔の注入閉塞，代替孔設置	粗粒玄武岩の冷却節理の可能性
K	重力式コンクリート	2012	粘板岩，砂岩，チャート，輝緑凝灰岩（四万十帯）	基礎排水孔漏水，揚圧力上昇（2孔） →当該孔の注入閉塞，代替孔設置	開口亀裂（開口原因不明）

37. ベレア砂岩の軸圧増加に伴う空隙幾何学情報の変化

Geometrical information of voids space with increasing axial stress of Berea sandstone

○高橋　学（産総研），佐藤　稔（筑波大）
Manabu Takahashi, Minoru Sato

1. はじめに

岩石中の空隙の量、空隙率や空隙サイズ分布は水銀ポロシメータやガス吸着装置で評価できる。しかしながら、空隙の幾何学は3次元位置情報を含めCTを用いた構造解析以外では評価できない。今回、軸圧載荷用のシリンダーを組み込んだ圧力容器を開発し、マイクロフォーカスX線CTを用いて軸圧を変化させながら取得した画像データから、堆積岩の空隙構造、特に幾何学情報が軸圧の変化に伴い、どのように変化するかを調べたので、その結果について報告する。

2. 実験条件

圧力容器と画像解析に用いた応力ひずみ曲線について述べる。写真-1は軸圧のシリンダーを組み込んだ圧力容器の全体である。拘束圧をモニターする小さなアナログ圧力ゲージと軸圧シリンダーの内圧をモニターする圧力ゲージが設置されていることが分かる。圧力容器自体は間隙水圧付加にも対応しているので、通常の間隙水圧を考慮した岩石三軸試験も実施可能である。供試体の大きさは直径10mm、高さ20mmのベレア砂岩である。なお、CTデータは、実験前、拘束圧負荷時、軸圧80,100,110MPa,そして実験終了した後、拘束圧除荷後の各段階で取得した。図-2からもわかるように供試体上半部、そして最終破断面に最も近い3mm cubeを解析領域とした。なお、画像処理にて幾何学情報の定量化を実施する際、空隙率を尺度として与える必要があるため、図-3に示すような応力-歪曲線との関連を決めた。すなわち、CT撮影時には軸圧の連続的な記録は不可能であり、シリンダーの内圧を軸応力に変換する形で軸圧を変化させた。この際、応力-歪曲線の取得に用いたサンプルは直径50mm、高さ100mmのサンプルであり、CT用サンプルとの間に強度に及ぼす寸法効果が存在する。すなわち、大型サンプルでは軸差応力で130MPaの最大強度を示すものの、CTサンプルでは平均115MPaの軸差応力を示す。したがって、図-2は画像処理に必要な空隙率の算出のための体積変化を推定するための相関を示していることになる。将来的にはCT撮影時に、同時に軸圧をモニターすることが、ロガーを設定することにより可能となるので、より説得力のあるデータ取得が可能となる。

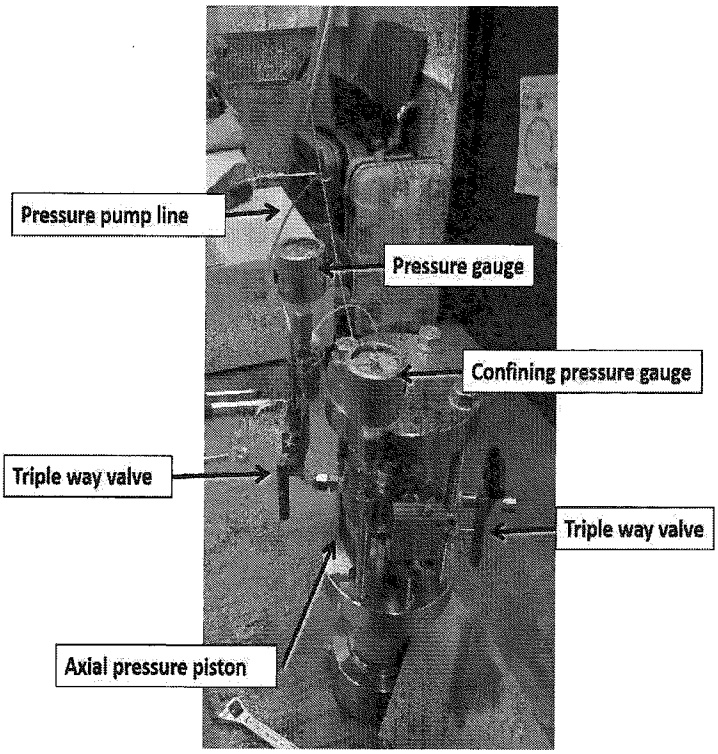


図-1　軸圧同時載荷用ＣＴ圧力容器の概要

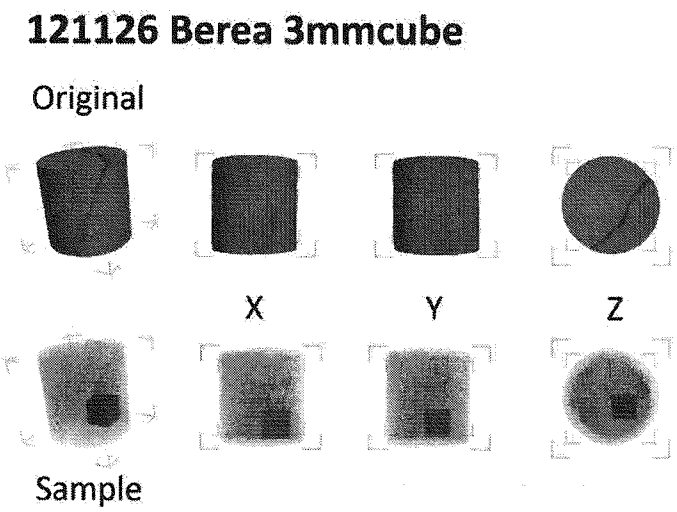


図-2　CT 画像による最終破断面と解析領域との位置関係

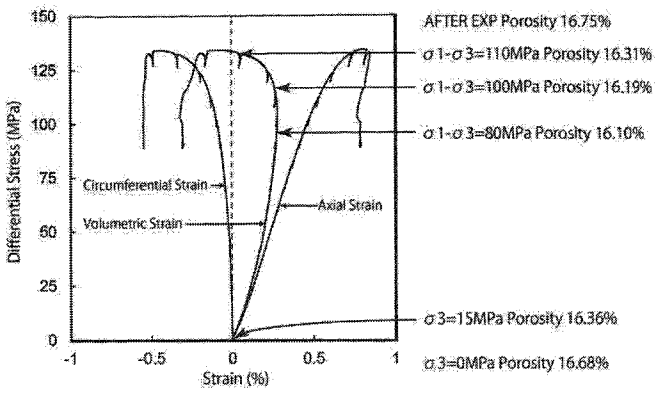


図-3　直径50mmサンプルにおける応力-歪関係と画像解析に用いた空隙率の値

3.解析結果

各軸差応力の変化による幾何学情報の変化についてまとめて述べる。

表-1に各軸差応力下における X,Y,Z 軸方向の number of connecting path, tortuosity (min,med,max), number of nodal pore (starting face, ending face),そしてX Y, Z軸方向の shortest path 変化を示した。空隙の大きさは最大6ピクセルに相当する87.4ミクロンまでの分布が表示されている。これらから以下のことが読み取れる。

1）大気圧から拘束圧 15MPa 載荷時に number of connecting path はいずれの方向においても減少する。これは単純に静水圧の増加に伴う体積収縮現象と一致する。

2）軸圧 80MPa では何故かX軸方向の連結数（189から384）が増加するものの、載荷軸であるZ軸では減少傾向となる。Z軸方向の圧縮ひずみとの関連が考えられる。

3）軸圧 100MPa ではX軸、Z軸とも連結数が減少。図-2 の応力-歪関係では体積収縮の最大値と一致すると解釈できる。

4）軸圧 110MPa では、連結数はX軸が大きく減少するものの、Y, Z軸は大きく増加する。ダイラタンシーの急激な増加と考えると内部構造の様子を反映していると考えられる。

5）除荷後には連結数は各軸方向とも大きく増加を示し、三軸圧縮応力における破壊の様子をうかがうことができる。巨視的にはサンプルには最終破断面が確認されるだけであるが、応力-歪曲線との関連を考える場合、内部の空隙構造の様子、特に幾何学情報の変化を把握することができ、非破壊・非接触の検出ツールとしてのマイクロフォーカスX線CTの威力を確認することができる。

表-1　軸差応力の変化による各種幾何学情報

		Number	tortuosity			Nodes	
			min	med	max	start face	end face
00MPa	X	252	1.5133	2.14129	3.40844	26	24
	Y	161	1.7746	2.42893	3.39772	18	37
	Z	351	1.57362	2.01734	3.38563	31	46
PC15MPa	X	189	1.52867	2.00213	3.29701	32	21
	Y	144	1.64641	2.21808	3.62747	26	16
	Z	270	1.76654	2.49587	3.51036	17	39
AX80MPa	X	384	1.52412	2.16592	2.89033	16	20
	Y	54	1.88128	2.25322	3.13797	18	25
	Z	182	1.6324	2.1456	3.07412	25	33
AX100MPa	X	270	1.87689	2.47539	3.3353	39	19
	Y	70	1.77301	2.30092	3.13288	16	28
	Z	156	1.57599	2.39268	3.57052	29	35
AX110MPa	X	126	1.79942	2.36954	4.41996	26	18
	Y	252	1.64583	2.13595	3.11141	23	34
	Z	242	1.75134	2.91624	4.35757	22	27
AFTER EXP	X	252	1.44809	2.52017	3.95589	24	21
	Y	352	1.52004	2.15263	4.96877	33	28
	Z	506	1.70862	2.38406	3.26664	21	58

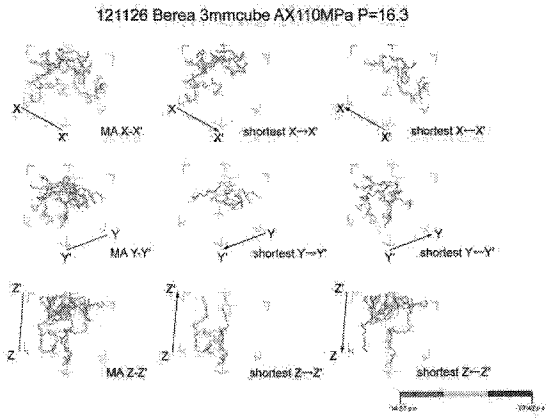


図-4　X, Y, Z軸方向の shortest path 分布

4.まとめ

直径10mm、高さ20mmのベレア砂岩を用いて、拘束圧 15MPa における三軸圧縮試験を実施した。大気圧条件下、拘束圧負荷時、軸圧 80,100,110MPa、そして除荷後の6段階におけるマイクロフォーカスX線CTデータを取得した。破断面近傍の領域を解析対象として選び、応力ひずみ曲線から対応する空隙率の変化を抽出し、画像解析を実施した。供試体の外部で計測した応力-歪曲線の関係と対応する空隙の幾何学情報変化に関する解析結果を得ることができた。Shortest path 分布からは、同じ軸方向でも開始点と終点を入れ替えることでpathの分布が異なっていることが確認された。これらは、透水係数測定の異方性との関連において役立つと考えられる。

38. 可視・近赤外分光による岩石コアの測定と強度特性との対比(1)花崗岩類

Visible and near-infrared spectroscopy of rock cores and their strength properties (1) granitic rocks

○磯野陽子，木村隆行（エイト日本技術開発），中嶋　悟（大阪大学）
Isono Yoco　Kimura Takayuki Nakashima Satoru

1. はじめに

近赤外分光法は，700～2500nm 付近の波長領域の光の吸収･反射などを扱う分光法で,透過性の良い光を用いるため，非破壊・その場分析が可能である．そのため近年，医療品・化学物質・食料品等を対象として，様々な分野の研究に利用されているが，土木地質材料への適用はあまり公表されていない．これは，近赤外領域では，無機材料の Si-O, Al-O 等結合の吸収帯が観測されにくいことが原因とされている．しかし，筆者らは近赤外分光の有する利便性に注目し，新たな地盤調査手法としての適用について検討している（中嶋ほか(1996)[1]，磯野ほか(2012)[2]）．

可視分光法は主に測色に用いられ，これは土木地質分野でも，岩石の風化・変質の定量評価法として研究されてきた（Nakashima et al(1992)[3]　中嶋，1994,[4]　西山ほか（2011）[5]等多数）．

今回，古第三紀花崗岩類ならびに領家花崗閃緑岩試料について,近赤外分光および可視分光測色を実施し，岩石の強度特性との関連性について検討したので，報告する．

2. 近赤外スペクトル

表-1 に土木地質試料に関与する吸収帯の波長(波数)とその帰属を示す．大きく区分すると，1450nm，1950nm 付近では水が関与する吸収帯を，2100-2500nm 付近では，水酸基（OH 基）を有する鉱物の吸収帯が確認される．

3. 測定試料

トンネル設計のために実施されたボーリングコアより，古第三紀花崗岩類試料（8），領家花崗閃緑岩試料（18）について，岩石物性試験を行った．一軸圧縮試験後の供試体を用い,可視･近赤外分光測定を行った．

4. 可視分光測定方法

可視分光測色は L*a*b*・XYZ・RGB・分光反射率 400～700nm のデータ収集が可能な，無線 LAN 接続の小型軽量分光装置，(株)扶桑プレシジョン製の PRIMO MIRAGE（写真-1）で行った。1 つの供試体から無作為に選んだ 10 箇所のデータの平均を,その供試体の代表値とした．

5. 近赤外分光測定方法

近赤外分光器（NIR256）一式を写真-2 に示す．一軸圧縮試験後の岩石供試体に直接プローブをあて，反射スペクトルを取得する．プローブからの光の照射反射部の直径は約 2mm である．花崗岩・花崗閃緑岩ともに鉱物粒子が大きいことから，今回は無作為に選んだ 10 粒子の長石類の反射スペクトルを測定した．

得られる反射スペクトルは，アルミナ粉体での反射スペクトルに対する相対反射率で，これをクベルカ・ムンクの式で吸光度に変換し,吸収スペクトルとする．各吸収帯に直線のベースラインを引き，吸収帯の面積を求め岩石物性値との関連性を検討した．

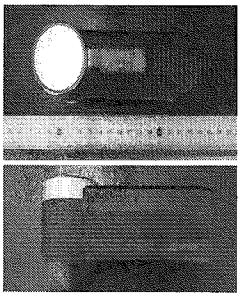


写真-1　MIRARGE

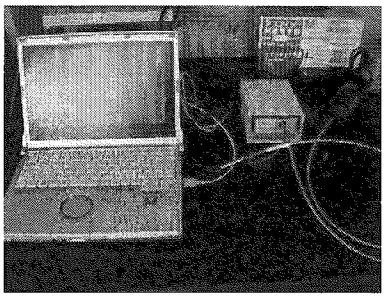


写真-2　近赤外分光装置

6. 可視分光測定結果

測定で得られた L*a*b*値および，400～700nm 間の分光反射率と岩石強度特性との検討の結果，古第三紀

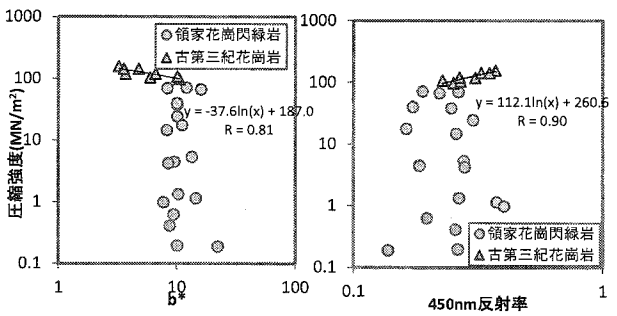


図-1 b*および 450nm 反射率と強度の相関図

表-1　近赤外領域の吸収帯の波長とその帰属

波長(nm)	波数(cm^{-1})	帰属
1020-1070	9800-9345	二価鉄Fe^{2+} のd電子の配位子場分裂による吸収
1400-1470	7140-6800	OH 伸縮振動(3400 cm^{-1}付近)の倍音
1880-2000	5320-5000	OH 伸縮振動(3400 cm^{-1}付近)+H_2O変角振動(1630cm^{-1}付近)の結合音
2080-2190	4800-4570	OH 伸縮振動(3400 cm^{-1}付近)+Si-OH伸縮振動(960cm^{-1}付近)の結合音
2260-2340	4425-4270	OH 伸縮振動(3400 cm^{-1}付近)+X-OH変角振動(880cm^{-1}付近)の結合音

花崗岩試料でb*と良好な負の相関があり，450nm（黄色）反射率と正の相関が確認された（図-1）．一方，領家花崗閃緑岩に関しては，可視分光測色結果と岩石特性に相関性は見られなかった．

7. 近赤外分光測定結果

領家花崗閃緑岩 No.14 供試体の長石類の近赤外スペクトルを図-2 に示す．すべての試料に共通して，約1450nm 付近と 1950nm 付近および，2100～2500nm 間に 3 つの吸収帯が確認された．それぞれの吸収帯の面積を計算し，岩石物性試験結果との関係を検討した（図-3）．その結果，領家花崗閃緑岩では OH(1450nm 付近)及び水分子(1950nm 付近)の吸収帯面積と，岩石物性値との間に比較的良好な負の相関が得られた．

一方，古第三紀花崗岩類では，長石類の 2150～2250nm 間の吸収帯面積と，圧縮強度とに負の相関が認められた（図-3）．また，これらの相関関係は予備的にべき乗則で近似された（図-3）．

8. 考察

可視分光測色により，古第三紀時花崗岩類では，b*あるいは 450nm 反射率と強度の間に良い相関が見られた．しかし，領家花崗閃緑岩では，強度が著しく低下しても b*値に大きな変化は見られなかった．従って，b*値（黄色身）は弱風化岩の強度指標として用いることができるが，より強度の低下した花崗岩では指標とならない．

一方，近赤外分光測定で得られる 1450nm および 1950nm 付近の水の吸収帯は，領家花崗閃緑の強度と良い相関を示した．これらは長石類の風化・変質過程で関与する吸着水や層間水で，一方 2250nm 付近の水酸基鉱物の吸収帯は，長石表面に生成している粘土鉱物によるものと考えられる．従って，近赤外分光により，岩石の風化・変質に伴う長石の水和度の定量化が可能であり，強度特性の指標となり得ることがわかった．

今後測定対象岩石を増やし，岩石強度と色あるいは水和度との近似直線（べき乗則）とその傾きの意味等を検討して行く．

参考文献

1) 中嶋　悟・黒木紀子・斉藤典之・多田隆治・高山英男・大倉　力：可視・近赤外フィールドジオセンサーの開発，月刊地球，18,223-230　(1996)

2) 磯野陽子・木村隆行・中嶋　悟：近赤外分光の土木地質試料への応用，平成 24 年度研究発表講演論文集，111-112（2012）

3) Nakashima,S., Miyagi,I., Nakata,E., Sasaki.H., Nittono,S., Hirano,T., Sato,T. and Hayashi,H. : Color measurement of natural and synthetic minerals - I., Rep. Res. Inst. Natural Resources, Mining College, Akita Univ.　57, 57-76.　(1992)

4) 中嶋　悟：地球色変化 - 鉄とウランの地球化学，近未来社（1994）

5) 西山賢一・木村隆行・磯野陽子・井上　弦：色彩計を用いた岩石・土壌の色彩測定法，応用地質，第 52 巻，第 2 号，62-71（2011）

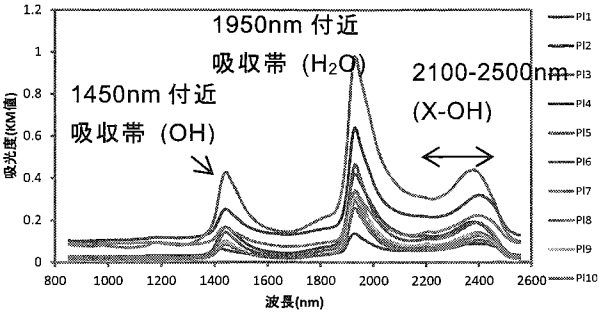


図-2 No. 14 長石類 10 粒子の近赤外スペクトル

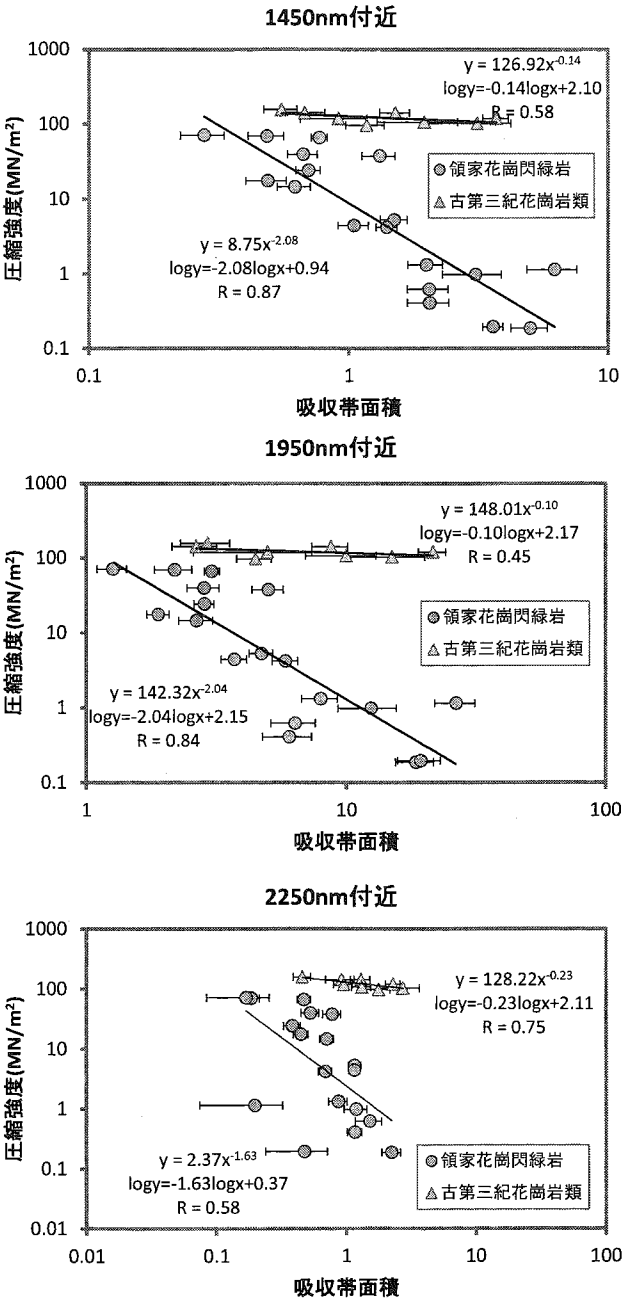


図-3　近赤外吸収帯面積と強度の相関図

39. 東京都世田谷区における更新世堆積物の熱伝導率の特徴と熱応答特性

Feature of thermal response and thermal conductivity of Pleistocene sediment in Setagaya, Tokyo, Japan

○ 竹村貴人(日本大学文理学部・科学技術振興機構)・船引彩子(日本大学工学部)
秋葉義彦(日本大学文理学部・科学技術振興機構)・竹内真司(日本大学文理学部)
Takato TAKEMURA, Ayako FUNABIKI, Yoshihiko AKIBA, Shinji TAKEUCHI

1. はじめに

地圏空間での熱に関する問題は地中熱利用や現在進行形のヒートアイランド現象や，地下鉄などの地下空間の利用による排熱から起こりえる事象である．特に，都市化による地下水の温度上昇は，既往研究により世界中の都市にて見られる現象であることが報告されている．また，東京では商業の地下街だけでも延床面積は約 214,000 ㎡にものぼり，さらに，地下空間は，地下鉄や高速道路として利用されていることを考えると，すでに相当量の熱が地下に排熱されていると考えられる．しかしながら，熱による地下環境への影響をはじめとして，都市部での地盤の熱物性について必ずしも明らかにされているとは言えない．

本研究では，東京都世田谷区桜上水で掘削されたボーリングコア試料の熱伝導率の測定を行い，間隙比，構成鉱物や推定強度との相関性を議論し，関東ローム層および上総層群の熱伝導率の特徴を熱伝導率の測定法の検証と併せてまとめた．また，ボーリング孔を用いて熱応答試験を行い有効熱伝導率を求め，コア試料から得られる熱伝導率との比較を行った結果を報告する．

2. 研究方法

本研究での分析・測定は，東京都世田谷区桜上水の日本大学文理学部キャンパス内で掘削されたボーリングコアとボーリング孔を用いて行った．図 1 左欄に得られたボーリングコアの観察と粒度分析結果から作成された柱状図を示した．本コアのユニットは関東ローム層からなるユニット 3，段丘礫層からなるユニット 2 と上総層群の砂層もしくは砂質シルト層からなるユニット 1 に区分される．本研究では，コア試料を用いて，深度ごとに，含水比，間隙率，帯磁率，熱伝導率，貫入試験を行い，深度プロファイルの測定を行った．ここで，間隙率は含水比と同試料を用いて，測定した土粒子密度と湿潤密度から算出した．また，熱伝導率はプローブセンサー（プローブ式）を用いた Decagon 社の KD2Pro とプレートセンサー（プレート式）用いた京都電子工業株式会社製の QTM-500 を用いて測定した．貫入試験は針貫入試験（軟岩ペネトロ計 SH-70（丸東製作所））を行い，貫入抵抗値から一軸圧縮強度を推定した．

原位置での熱伝導特性を得るため，ボーリング孔を用いた熱応答試験を行った．熱応答試験は（財）ヒートポンプ・蓄熱センターによる方法[1]に従って行った．

2. 結果および考察

図 1 にボーリングコアを用いて測定行った各種物性値の結果をまとめた．これらの物性値のうち，ここで

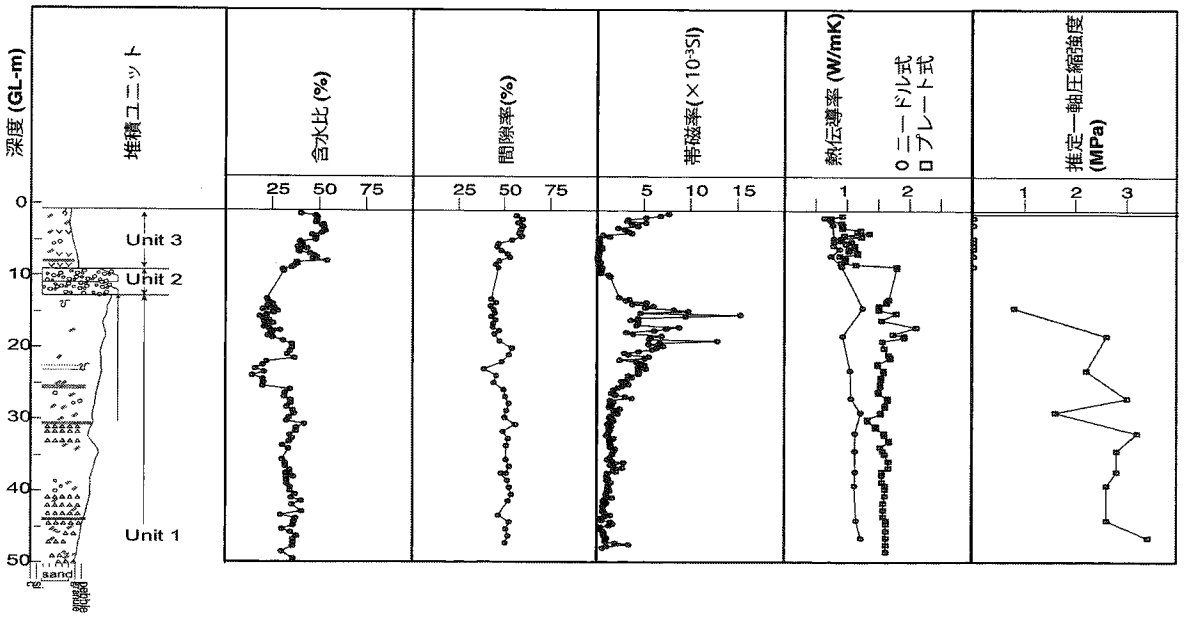


図 1　各種物性値の深度プロファイル

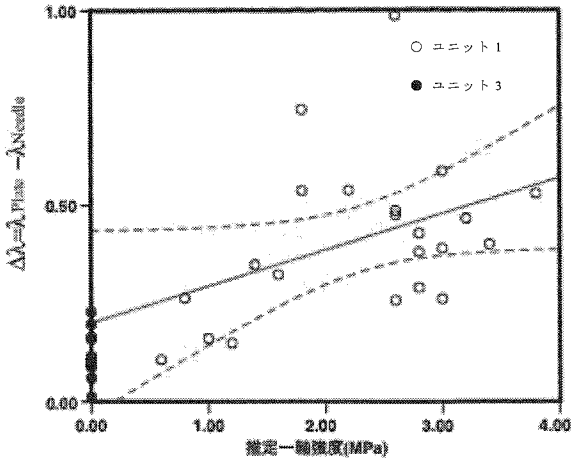


図 2　ニードル式とプレート式での熱伝導率の差（Δλ）と推定一軸圧縮強度の関係

は，熱伝導率を中心に考察を行う．深度 GL-15～20m にかけて，帯磁率が高いことがわかる．また同深度のプレート式で測定された熱伝導率も高いことから熱伝導率と帯磁率の間に相関が見られると考えられる．熱伝導率の推定法として石英含有量や間隙率などがパラメータとなることが既往の研究[2]で提案されているが，加えて帯磁率も影響しているものと考えられる．帯磁率の値が磁鉄鉱などの熱伝導率が高い（12-18W/mK[3]）鉱物の含有量を反映していることが原因であると考えられる．また，熱伝導率の測定法による違いはニードル式の方がプレート式より小さな値を示しており，ユニット 3 での差は小さく，ユニット 1 で差が大きくなっていることがわかる．また，図 2 に 2 つの方法で測定された熱伝導率の差と針貫入試験から推定された一軸圧縮強度との関係をしめした．推定一軸圧縮強度が高いほど，差が大きくなっていることより，砂質試料で貫入抵抗の高い試料ではニードル式のセンサーでは，熱伝導率を低めに見積もっている可能性が高い．

図 3 に U チューブが埋め込まれているボーリング孔内に設置した各深度の温度計の経時変化を示した．本孔での全体の有効熱伝導率は 1.64W/mK であった．また，深度ごとの有効熱伝導率を各深度で算出したところ，ユニット 1 では約 1.6W/mK，ユニット 2 では約 2.0W/mK，ユニット 3 では約 1.5W/mK であった．ユニット 3 の熱伝導率をコア試料から求めた熱伝導率（プレート法）と比較すると近い値を取っており，室内における熱伝導率の測定はプレート法で行うことで原位置の値に近い値を得ることができるものと考えられる．

謝辞

実験の一部は（独）科学技術振興機構戦略的基礎研究推進事業（CREST）における研究領域「持続可能な水利用を実現する革新的な技術とシステム」の研究課題「地圏熱エネルギー利用を考慮した地下水管理手法の開発」の支援により行われた。

文献

1）財）ヒートポンプ・蓄熱センター「地下熱利用とヒートポンプシステム研究会」編 (2011)ボアホール型地中熱交換器に対する加熱法による熱応答試験の標準試験方法 Ver.2.0, 13p.

2) Lu, S., Ren, T., Gong, Y., Horton, R. (2007) An improved model for predicting soil thermal conductivity from water content at room temperature, Soil Science Society of American Journal, 71, 8-14.

3) Robertson E. C. (1988) Thermal properties of rocks, USGS Open-file Report 88-441, 106p

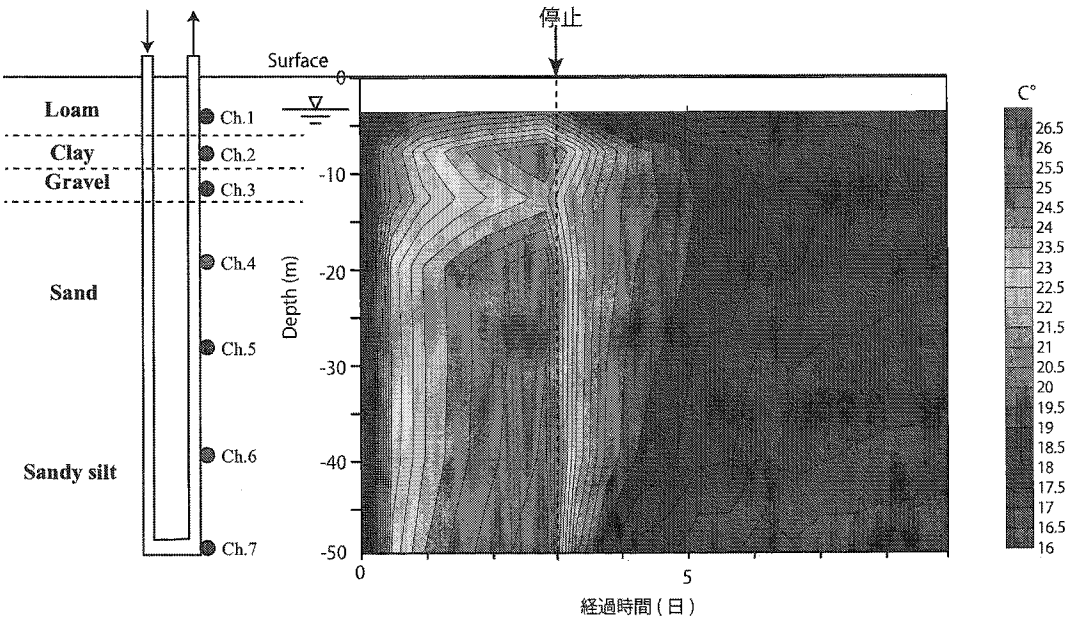


図 3　熱応答試験の経時変化

40. 山地流域における斜面崩壊現象と地形プロセスモデルに関する研究

Slope failures and topographic process-based modeling in mountainous catchments

○池見洋明，ヘンドラ・パチリ、三谷泰浩（九州大学）
Hiro Ikemi, Hendra Pachri, Yasuhiro Mitani (Kyushu Univ.)

1. はじめに

斜面の崩壊予測は、その安定解析が基本となる。これまで、物理モデルから統計的なものまで、様々な解析モデルが提案されてきた。しかし、いずれのモデルにおいても、対象とする地域で、斜面安定解析に関わる各種素因データとその分布を一律に整備することは困難であり、その適用や精度には限界がある。

一方、近年の航空レーザ測量技術によって、詳細なDEM（デジタル標高モデル）の取得が可能となり、プロセスモデルをベースとした地形解析の研究が行われるようになった。その中で、流域地形と降雨量との定量的な関係が報告されている（Perron et al., 2009[1] など）。この研究結果は、流域地形が比較的短い周期の地表プロセスに反応していること、また詳細 DEM を使用することによって、その定量的な解析が可能となることを示唆している。

本研究では、このプロセスモデルの検証として、浅層の斜面崩壊が多発した流域を対象とし、航空レーザ測量データを用いた地形解析を試みた。

具体的には Deitrich et al.(1995)[2]の手法を用いて、研究対象地域の崩積土の分布を求め、植生・降雨・集水面積を考慮した 1 次元の無限長斜面の安定解析を行った。そして、この解析結果と対象地域の斜面崩壊履歴とを比較し、斜面安定解析に関わる各種データの整備が困難な地域において、プロセスモデルによる地形解析の有用性について検討した。

2. 対象地域および 2003 年の斜面崩壊状況

研究対象地域は，九州北部の宝満山、三郡山、砥石山を分水嶺とする山地流域である（図-1）。地質は主に中生代の早良花コウ岩からなり、中・古生代のいわゆる三郡変成岩も谷斜面の一部や河床の転石などで確認できる。

同地域では、2003 年 7 月に全国的梅雨前線活動に伴う豪雨により土砂災害が発災している。この災害では、花コウ岩からなる山塊で、小規模な表層崩壊と土石の流下が多数発生した。

日本応用地質学会九州支部の報告[3]では、崩壊が多く発生した地域は三郡山北部の大分川、内住川、宇美川の上流域と四天王山山脈の西斜面などであり、崩壊密度は最大で 76 地点／km^2 を示すとされている。崩壊が多かった宇美川上流の欅（ツキ）谷の調査からは、崩壊規模は、崩壊深さが 1.0～1.5m、崩壊面積で 50～200m^2、崩壊量で 20～400m^3 が多かったと報告している。また同報告では、空中写真から判読された崩壊地がやや北東方向に分布する傾向を示し、これは降雨の特徴を反映しているものとしている。

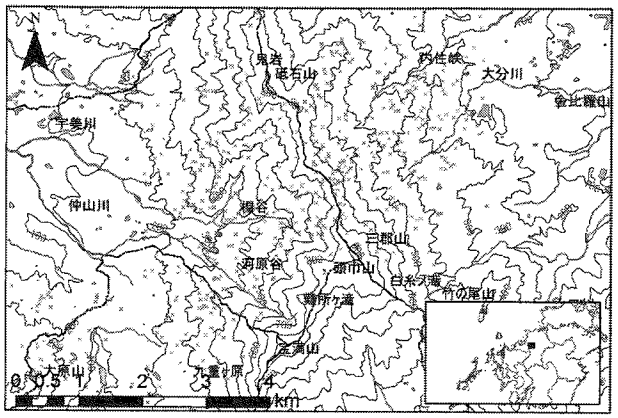


図-1 対象地域の位置と崩壊箇所（×）

一方、この崩壊地の分布を流域ごとに区切って見直すと、崩壊の密度は一様ではない。例えば、ツキ谷流域では多数の崩壊が確認されたが、そのすぐ北側に隣接した流域ではほとんど発生していない。その他、河原谷や三郡山南東の流域でもほとんど発生していない。いずれも急傾斜の斜面をもつ一次河川の流域である。

このことは、必ずしも崩壊の分布を降雨や地形だけでは説明できないことを示している。また、崩壊の 7 割が表土またはマサ B の斜面表層で多く発生していることを考えると[3]、崩壊の分布が流域での土層の発達と大きく相関があったことが推測できる。

3. 分析方法

本研究では，福岡県砂防課より提供を受けた航空機レーザ測量データ（LIDAR）および 2003 年の九州北部豪雨災害の斜面崩壊分布データ[3,4]を使用した。また、LIDAR データからは最小値法により 10m グリッドの DEM を作成した。

崩積土の発達シミュレーションおよび斜面の安定解析方法は、Deitrich et al. (1995)[2]を基本にした。この手法での崩積土の発達モデルは次式で表現される。

$$\frac{\delta h}{\delta t} = k_d \nabla^2 z + P_0 e^{-nh} \qquad (1)$$

h は土の厚さ、z は標高で $\nabla^2 z$ は地形のラプラシアンと

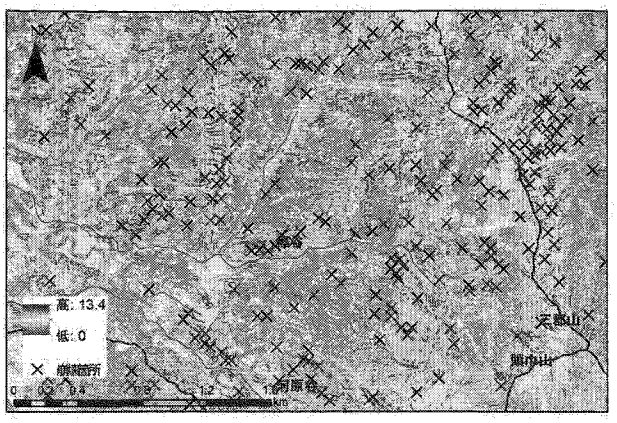


図-2 ツキ谷周辺の崩積土の計算結果（m）と崩壊箇所

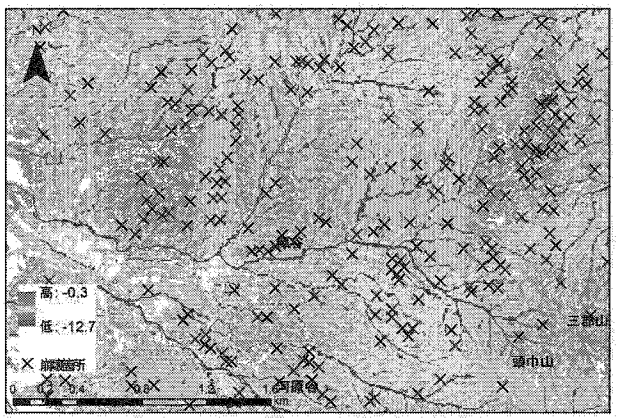


図-3 ツキ谷周辺の斜面安定解析結果と崩壊箇所（図中の空白グリッドは勾配が低角な地域を示す）

なり、k_d, P_0, n は定数である。右辺の第１項が土の移動、第２項が土の生成を表現しており、流水による浸食・運搬は考慮していない。

本シミュレーションにおける各パラメータや初期条件の設定は、現地の諸条件が未知数として、Heimsath et al.(1999)[5]と同様とした。

土層の厚さ分布は、約 15 万個の 10m グリッドに対して、有限差分法により求めた。計算は 100 年ステップで１万年間行った。なお文献[2,5]では、土の移動の収束条件など、詳細な手順の記載はない。今回は、それぞれのステップで、土層厚さの変化量が、各グリッドでの平均で 1 mm 以下になるまで計算を行った。

斜面安定解析のモデル式[3]は、無限長斜面の式に、樹木根による粘着力、降雨と集水面積を考慮した間隙水圧の各パラメータが追加されている。具体的な式は冗長になるため省略するが、この式から求まる値は、斜面の安全率が１となるときの q/k である。q は降雨から蒸発散を差引いた値(L/T)、k は土の透水係数(L/T)であり、その比 q/k は無次元となる。

Deitrich et al. (1995) では、q/k が大きいほど斜面は安定であるとしている。例えば $k = 2 \times 10^{-4}$ m/s であれば、q/k 値が 10^{-3} から 10^{-2} に変化すると q 値はそれぞれ 17 mm/day、55 mm/day となり、斜面が不安定となる降雨量は大きくなる。

4. 結果と考察

図-2 にはツキ谷周辺の崩積土分布と 2003 年の崩壊箇所を比較した。崩壊地の多くは土層の薄いところから土層が厚くなる変化点付近で多く発生している。表層崩壊が群発したツキ谷上流域では水平方向に土層厚さの変化する周期が短い、もしくは不明瞭な部分が多いことや、ツキ谷北側の崩壊の少なかった流域では土層厚さの変化の周期が比較的長いといった特徴を示している。

図-3 には、斜面安定解析でもとめた log(q/k)値と崩壊箇所を比較した図を示す。2003 年の崩壊地の log(q/k)は-0.9 から-4.3 の幅広い値を示し、崩壊と q/k 値そのものとの関連性は薄いように思われる。しかし、図-3 では、源頭部付近で q/k 値が相対的に低くなり始めており、これは、その付近で多くの崩壊が生じた特徴[3,4]をよく捉えている。

崩積土の発達シミュレーションでは、各流域の尾根・谷の周期が異なり、そのため土の厚さ分布に多様性が生じていることを示せた。一方、モデル式が流水による土の浸食・運搬を考慮していないため、河川の土層が厚く計算され、その結果として河川が不安定斜面として認識される課題が確認できた。しかし、今回の結果は、プロセスモデルにより、山地流域の斜面崩壊現象と土層厚さや水みちとの関係を定量的に解明できる可能性を示せたと考えている。

参考文献

1) Perron et al. (2009): Formation of evenly spaced ridges and valleys, *Nature*, 460(23), 502-505.
2) Deitrich et al. (1995): A prcessed-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data, *Hydrological processes*, 9, 383-400.
3) 日本応用地質学会九州支部土砂災害 WG (2004): 平成 15 年 7 月九州豪雨災害特集−水俣・三郡山塊−, GET 九州, 25, 14-40.
4) 日本応用地質学会九州支部(2008):九州の自然災害〜地盤災害を主として〜, 付図−1.
5) Heimsath et al. (1999): Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth, *Geomorphology*, 27, 151-172.

41. 航空レーザ測量データを用いた表層土厚推定の試み

A Soil Thickness Estimation Method Using Airborne LiDAR

○浦越拓野・長谷川 淳・太田岳洋（鉄道総合技術研究所），中原 毅（国際航業）
Takuya Urakoshi, Atsushi Hasegawa, Takehiro Ohta, Tsuyoshi Nakahara

1. はじめに

表層土厚は斜面災害の発生や規模に関わる要素として重要である[1]．表層土厚の主な推定手法として，簡易貫入試験や試掘が挙げられるが，広域的な表層土厚の簡易な推定方法は実用化されていない．

表層土は基盤岩の風化や風成層の堆積により生成され，降雨等により削剥される．このプロセスは地形発達の一部であり，かつ表層土の移動には斜面形状等の地形が影響すると考えられることから，表層土厚と地形との間に何らかの関係があると考えられる．一方，近年の航空レーザ測量技術の発達に伴い，1m メッシュ程度の数値標高モデル (Digital Elevation Model; DEM)が精度よく取得されるようになってきた．

以上を背景とし，本研究では表層土厚の実測値とDEM による地形特性値から重回帰モデルを作成し，広域の表層土厚を推定することを目的とした．

2. 現地調査

本調査の対象地は，愛媛県の新居浜地区である(図－1)．対象地は比高 400m 程度の丘陵地帯で，和泉層群の砂岩，泥岩が分布する．

対象地内の 2 流域(N 流域(図－1)と S 流域)において，おおむね斜面傾斜方向に沿う測線を設定し，測線上の斜面下方，中腹，上方に各 1 点を標準として測定点を定めた．これらの測定点において，簡易動的コーン貫入試験を行った．測定点は各流域 30 点ずつである．また同地区において航空レーザ測量により，1m メッシュの DEM を作成した．

3. 重回帰モデルの作成

簡易動的コーン貫入試験において 100mm 貫入させるための衝撃回数が 10 回となる深さ(以下，Nd10 と呼ぶ)までを表層土とみなした．また DEM から局所地形量である標高[2]，傾斜[2]，ラプラシアン[2]，平面・縦断曲率[3] と，区域地形量である値域[2]，分散[2]，変動係数[2]，表面積比[2]，高度分散量[2]，地上・地下開度[4]を求めた．区域統計量は 7×7 メッシュの範囲から計算した．以上のデータを用い，表層土厚を目的変数，地形特性値を説明変数とする重回帰分析を行った．重回帰分析は以下の手順で実施した．

まず変数間の相関分析を行った．多重共線性を避けるため，2 つの説明変数間の単相関係数が 0.7 より大きい場合には，いずれかを除去した．ここで除去する変数は，目的変数との単相関係数が小さい方とした．

次いで総当たり法にて重回帰モデルを作成し，分散比を用いて F 検定を行った．これは「全ての説明変数の係数が 0 である」ことを帰無仮説とする検定である．ここで有意寸準は P 値=0.05 とした．

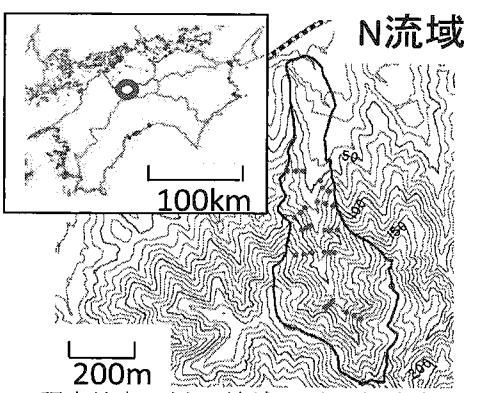
得られたモデルのうち，自由度調整済決定係数(R_{adj}^2)が最も高いモデルを採用した．決定係数は説明変数を増やすと高くなることに対し，R_{adj}^2 は説明変数の数に対応する自由度を補正した決定係数であり，R_{adj}^2 を用いることで説明変数の数が異なるモデル間でモデルのあてはまりの良さを比較できる．

R_{adj}^2 が高いモデルについて，多重共線性の影響を，分散拡大因子(variance inflation factor; VIF)を用いて確認した．重回帰モデルに用いられているある説明変数を他の説明変数で重回帰した場合の重相関係数を R とするとき，$VIF=1/(1-R^2)$で得られ，ある説明変数と他の説明変数との重相関の高さを示す指標である．ここで VIF＜5 であれば多重共線性の影響がないと判断した[5]．

4. 結果

表－1 に相関分析結果を示す．説明変数同士の単相関を検討し，説明変数の除去を行った結果，7 個の変数を重回帰分析での説明変数の候補とした．

次いで，総当たり法にて重回帰モデルを作成し，検定を行った．F 検定における P 値<0.05 となる重回帰モデルを R_{adj}^2 の高い順に表－2 に示す．表－2 のうち R_{adj}^2 が第 1 位のモデル(R_{adj}^2=0.185)について，説明変数の VIF<5 であり(表－3)，多重共線性の影響はないと判断した．さらに個々の係数について t 検定を行った結果，t 検定における P 値は 0.05 未満であり，いずれの説明変数も有意である．よって本モデルを採用した．



図－1　調査地点の例(N 流域)　●は測定点を示す．

5. 考察

実測された表層土厚とモデルによる推定値の関係を図－2 に示す．これからモデルは±500mm 程度の精度で実測値を再現していることが分かる．推定値が実測値の±500mm以内となる割合は 8 割であった．得られたモデルを用いて表層土厚を面的に推定した結果，谷部で薄く，尾根部で厚い傾向がみられた(図－3)．今後，谷部や尾根部において表層土厚を取得し，図－3 の結果を確認する計画である．

モデルで採用したパラメータについて検討する．モデルでは標高、変動係数、地上開度、平面曲率を採用した。これらは R_{adj}^2 の高い重回帰モデルの 8 位までのモデルに共通して組み込まれており，本対象地区での表層土厚をよく説明するパラメータと考えられる．

これらのうち平面曲率は，尾根型斜面で正，直線斜面で 0，谷型斜面で負の値をとる．また地上開度は凸部や尾根など見晴らしがよい地点で大きな値をとる．これらのパラメータはいずれも斜面の形状に関係しており，これらがモデルに採用されていることは斜面の形状が表層土の形成に影響を与えている可能性を示す．

変動係数と標高はモデルにおいて係数がいずれも正であり，このことは変動係数や標高が大きいほど表層土が厚いことを示す．現時点では変動係数や標高と表層土厚との間に因果関係を見いだせておらず，今後の課題である．

6. まとめ

DEM による地形特性値から広域の表層土厚を推定することを目的とし，重回帰モデルの検討を行った．この結果は以下のようにまとめられる．

- 標高，変動係数，地上開度，平面曲率を説明変数とする有意なモデルを得た．このモデルの自由度修正済決定係数 0.185 であった．
- 本モデルにより実測値の 8 割を±500mm 以内の残差で再現できた．
- 表層土厚を推定する重回帰モデルに地上開度と平面曲率が組み込まれていることは，斜面の形状が表層土の形成に影響を与えている可能性を示す．

本研究では谷部や尾根部における表層土厚データがないため，今後実測しモデルの確認や高度化を検討していく．

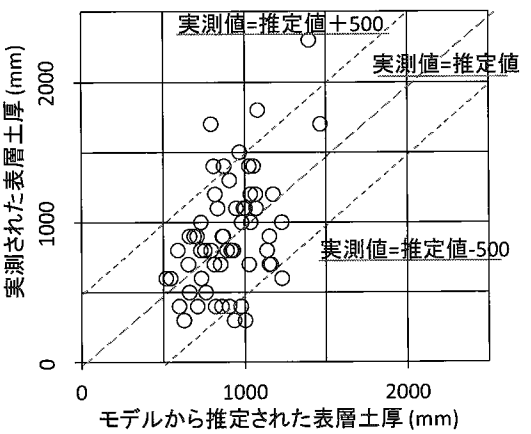
文献

1) 塚本良則(1987)：樹木根系の崩壊抑止効果に関する研究，東京農工大学農学部演習林報告，No.23，pp.65-123.
2) 太田岳洋・八戸昭一（2006）：数値標高モデルによる地形計測の現状と応用例，応用地質，Vol.46, No.6, pp.347-360.
3) Zevenbergen, L.W. and C.R. Thorne (1987): Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, **12**, 47-56.
4) 横山隆三，白沢道生，菊池祐（1999）：開度による地形特徴の表示，写真測量とリモートセンシング，Vol.38, No.4, pp.26-34.
5) ドブソン，A.J.(2002)：一般化線形モデル入門，田中豊・森川敏彦・山中竹春・冨田誠訳，共立出版，pp.115-116.

表－1　相関分析結果(単相関係数と説明変数の候補)

	説明変数の候補	Nd10	標高	傾斜	値域	分散	変動係数	表面積比	高度分散量	地上開度	地下開度	ラプラシアン	平面曲率	縦断曲率
Nd10	-	1.00												
標高	○	0.25	1.00											
傾斜	○	-0.06	0.11	1.00										
値域		0.04	0.11	0.90	1.00									
分散		0.04	0.12	0.84	0.92	1.00								
変動係数	○	-0.15	-0.59	0.67	0.64	0.68	1.00							
表面積比		0.04	0.16	0.93	0.94	0.99	0.64	1.00						
高度分散量		-0.01	0.11	0.97	0.94	0.98	0.69	0.98	1.00					
地上開度	○	0.12	0.02	-0.54	-0.55	-0.58	-0.42	-0.59	-0.61	1.00				
地下開度	○	0.02	-0.14	-0.61	-0.41	-0.58	-0.41	-0.54	-0.57	-0.16	1.00			
ラプラシアン		-0.03	-0.03	-0.08	0.05	-0.04	-0.09	-0.01	-0.02	-0.69	0.77	1.00		
平面曲率	○	-0.09	0.11	0.05	-0.03	0.00	-0.04	0.00	-0.01	0.68	-0.61	-0.81	1.00	
縦断曲率	○	-0.13	0.05	-0.08	0.06	-0.06	-0.17	0.00	-0.04	-0.47	0.65	0.84	-0.35	1.00

単相関係数の絶対値が0.7より大きい値をハッチして示す．



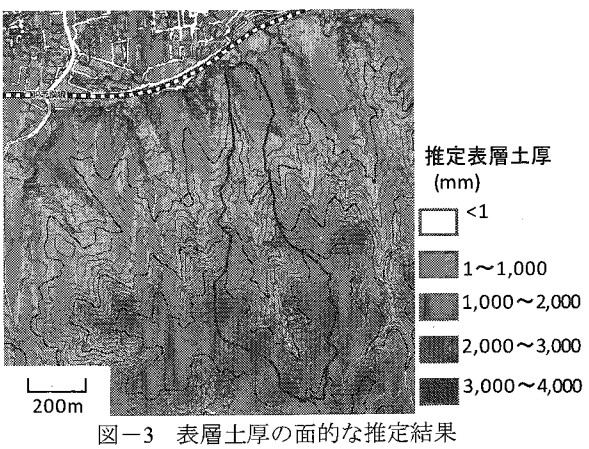
図－2　表層土厚の実測値と推定値の比較

表－2　R_{adj}^2の高い重回帰モデル

順位	重回帰モデルの係数								R_{adj}^2	分散比	P値
	定数項	標高	傾斜	変動係数	地上開度	地下開度	平面曲率	縦断曲率			
1	-12571	10		40301	141		-3758		0.185	4.4	0.004
2	-15883	12		52722	176		-4224	802	0.183	3.6	0.007
3	-11729	13	-10	54077	130		-3513		0.175	3.5	0.008
4	-15310	12		49449	147	23	-3452		0.175	3.5	0.008
5	-14986	14	-9	64368	165		-3985	765	0.171	3.0	0.013
6	-15350	12		51287	182	-12	-4496	1005	0.168	3.0	0.014
7	-14076	13	-8	58638	137	19	-3317		0.163	2.9	0.016
8	-13695	14	-11	63981	175	-24	-4492	1175	0.158	2.6	0.023

表－3　順位1位のモデルのVIF

	係数	VIF	t値	P値
切片	-12571		-3.3	0.0018
標高(m)	10.5	2.4	3.5	0.0009
変動係数	40301	3.3	2.5	0.0139
地上開度	141.1	4.1	3.4	0.0012
平面曲率	-3758	3.0	-3.4	0.0013



図－3　表層土厚の面的な推定結果

42. 地上型３Ｄレーザースキャナを用いた地質調査事例

Application to geological investigation of 3D scanner on steep terrain

○　菊地 輝行，鹿野 久米豊（株式会社開発設計コンサルタント）
○　Teruyuki KIKUCHI, Kumetoyo SHIKANO

１．はじめに

土木構造物における周辺斜面の保全のためには正確な地形図を所有することが重要である．しかしながらオーバーハングを含むような急傾斜地では，一般的な測量では安全性や精度に課題がある．また航空レーザー測量では，飛行高度の制約で，十分な精度で計測できない．このような状態で地表地質調査や対策工を設計することは，不確実な要素が含まれ，施工段階で，コストや安全の面で課題となる．

そこで本件では，急傾斜地において，地上型3Dレーザースキャナ（以下，3DLSと略）を用いて点群情報の取得を行い，スリット状クリーニングと三次元ポリゴン作成によるデータ解析を効果的で詳細な地形図の作成を行うことで，急傾斜地の地質調査の高精度化を試みたので報告を行う．

２．調査地点について

調査地点は，四万十帯に属する砂岩・泥岩互層の分布域である．対象斜面は，**図-1**に示すように，幅300m，高さ30～120mのオーバーハングを含む急傾斜の自然斜面である．岩盤は新鮮で，硬質であることから斜面保護の対策工は施工されていなかった．しかし近年，植生の繁茂が著しく，落石が頻繁に発生することから対策工の設置のために落石発生源の分布と落石規模を把握する必要が生じた．

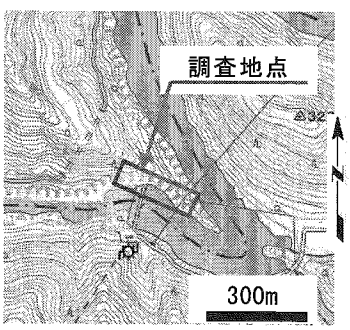


図-1 調査地の地形
（電子国土）

３．調査の流れ

本調査のフローを**図-2**に示した．一般に落石調査を行う場合は，500分の1程度の地形図を用いることが望ましいが，現地はオーバーハングを含む急傾斜地であり，通常の測量による地形図作成は，特に安全面で困難であった．また植生の繁茂が著しいため双眼鏡や写真撮影による地質構造の把握も困難である．そこで本調査では，3DLSを用いて地形図作成を試みた．撮影ポイントは，対岸やダム天端など7箇所で，2012年12月の日中約6時間で全ての計測を行った．使用機材は，リーグル社のLMS-Z420i を使用した．

高性能な3DLSで得られた点群情報は膨大なデータ量となりデータ処理の手法は，一般にノイズや植生などの情報を自動フィルタによって除去を行う．しかしながら本調査のような急傾斜地では，通常の処理を行うと，鉛直方向の情報が欠如するため，データ解析に工夫を行った．この地形図を用いて，地質調査前に重要調査箇所の選定を事前に行った．

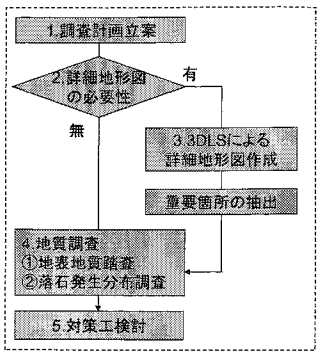


図-2　本調査の流れ

４．データ解析について

3DLS で得られたデータは，一般に**図-3** に示す①～⑥の作業を行い，DEM データの作成を行う．しかし急傾斜地では，正確な形状を表現できない可能性がある．例えば③のノイズ除去では，水面反射，樹木，太陽光による反射等の除去を行うが，最低標高法では，急傾斜の岩盤線を捕らえることが困難である．また⑤のポリゴン作成において上面投映法を使用すると，オーバーハングしている箇所の点群情報が最低標高でなくなりポリゴンに反映されないことがある．

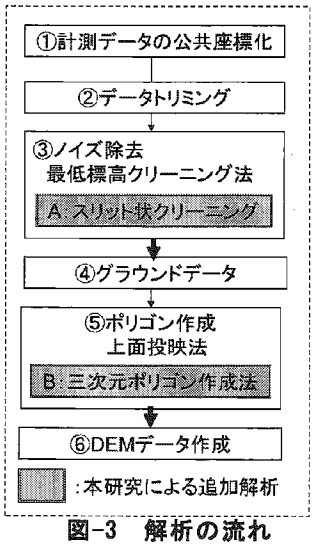


図-3　解析の流れ

これらの課題に対して著者らは，③のノイズ除去に関してはスリット状クリーニングを行った．これは一定の幅（本調査では 0.5～3m）を持った断面内の点群情報から技術者がノイズ除去を行うものである．また⑤のポリゴン作成は，上面からの視点だけでなく，斜方向や水平方向から視点により点群をポリゴン化する三次元ポリゴン作成法を用いた．以上の手法を用いて解析作業は，三重計測サービス横山氏の協力により，同社によって製作された解析ソフト REVGEO などを用いて解析を実施した．

５．調査結果

（１）立面地形図の作成と地形判読

急傾斜地においては，通常の平面図では落石発生源の位置の特定が困難である．そのため岩盤面の起伏が

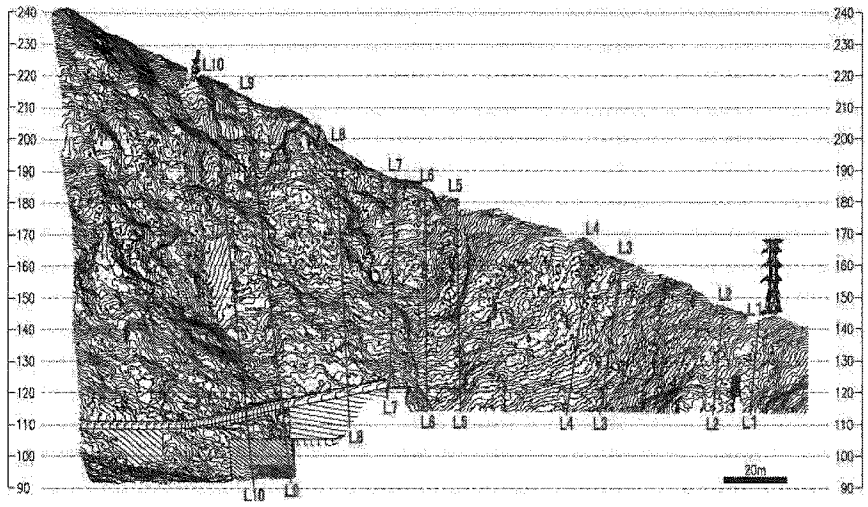


図-4　立面地形図

表現できる立面地形図を作成した．立面地形図はダム軸から下流と上流の崖脚部の概略の方位が 30 度程度曲がっているため，両方向のほぼ中間の方位の鉛直面を設定し，鉛直面の南側直交方向から見た起伏量を 0.5m コンタで描画した図面を作成した．

地形判読は，斜面内の岩盤状況は**図-4** に示す立面地形図で行ったが，一般的な判読基準ではなく地質構造に影響されやすい主に線状地形やガリー地形などに着目して判読した．その結果，下流上位から上流下位方向への線状地形が明瞭に確認できた．また L5 断面には，EL.140～170m にガリー地形が認められる．また L6～L8 断面間の EL150m 付近には植生繁茂域にオーバーハング地形が認められた．以上，これまで植生で判断できなかった地形的特徴が明らかになり，対策工設計の上で重点的な調査計画を事前に把握することができた．

（２）地質調査結果

①地表地質踏査

立面地形図を用いて地表地質踏査を行った結果，本調査地の地質構成は砂岩･粘板岩互層であった．互層のなす地質構造は 10～30 度程度の北傾斜をなし，南向きの崖に対して受け盤構造をなす斜面である．互層部では粘板岩部分は風化によって細片状となり風雨によって流出しやすく，砂岩部は粘板岩に比べ抵抗性があり凸状に残りやすい．このため崖下に見られる転石はほとんどが一辺 10～20cm 程度の大きさであった．

②落石発生分布域の推定

上記の調査結果に加えてクライミング調査により浮石ブロックの位置，個々の地点の浮石，転石の安定度などの記録を**図-5** に示すように実施した．

岩盤の緩み範囲は崖地形の尾根部付近一帯と L5～L8 断面の EL.125m～160m の範囲および L9，L10 断面の EL.115m～140m の範囲の認められた．

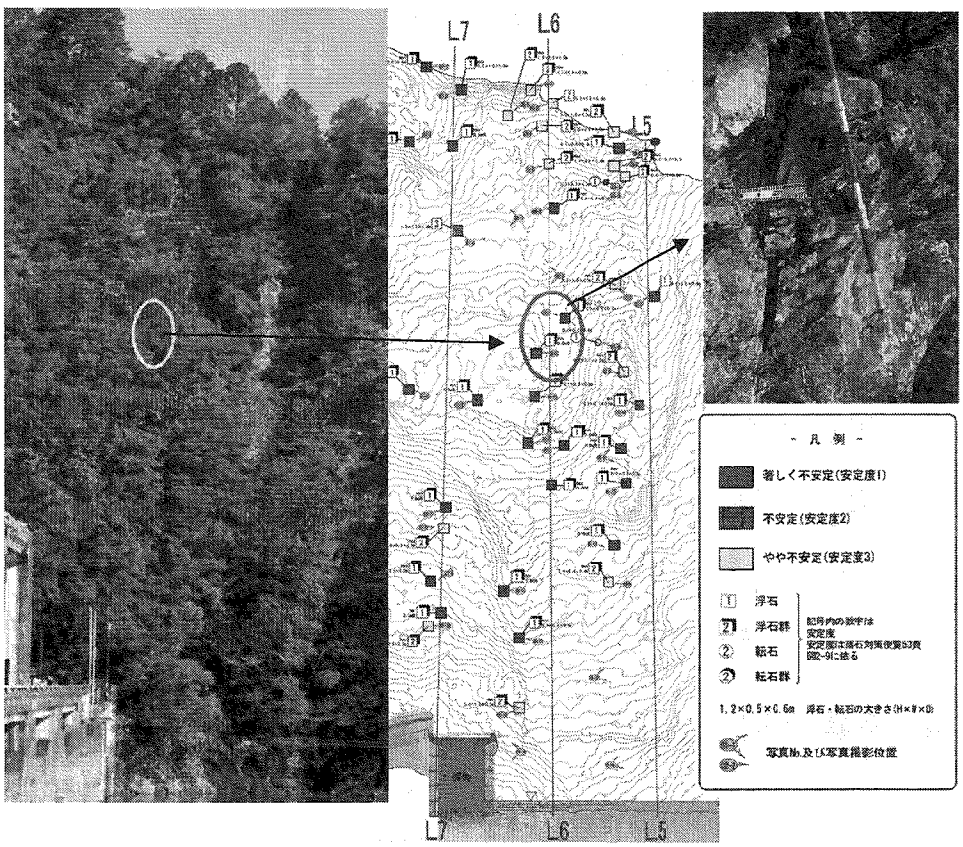


図-5　L6 断面付近の調査結果（立面地形図は 1m ｺﾝﾀ表示）

6．結　論

本調査は，正確な地形図を得ることの難しい急崖地形に対して 3DLS を用いて，作業時間ほぼ１日で点群情報を取得し，効果的なデータ解析を行い詳細な地形図を作成した．これにより急傾斜地の地質調査の高精度化を達成できた．今後，本手法は急傾斜地の調査手法の一つとしての発展が期待できる．

謝　辞

本調査を遂行するにあたり，現場での計測にご協力いただいたJPハイテック西日本カンパニーの皆様に感謝するとともに，高精度化に関して多大なご協力をいただいた三重計測サービス横山薫氏に深く謝意を表します．

43. 魚群探知機を用いた水底地形探査装置の開発と災害関連地形の調査

Underwater survey for disaster related topographies by using leisure-use fishing sonar

○山崎　新太郎（北見工業大学）
Shintaro Yamasaki

1. はじめに

地すべりや火山，活断層など災害と関連する地形は湖底や海底にも存在する．これらの地上から不可視の地形を把握することは将来的な災害の可能性を考える上でも重要である．一方で，水底の地形は従来，高価で重量のある装置でしか詳細に調査することができなかったために，その導入が困難であった．しかしながら，近年，安価で小型の魚群探知機を利用して，浅海域から数百メートルにおよぶ海底までの地形調査が可能になりつつある．このような装置は座礁の危険性のために通常調査できない 0.5 m～2 m 程度の極浅い水域や沿岸域でも調査が可能である．また，サイドスキャンソナーに相当する装置を用いれば底質や構造物などの存在も判定可能である．本報では筆者らが地形を調査するために開発した方法を述べ，最近の調査成果を紹介する．

2. 方法の概要

この方法は，米国製の GPS を搭載したレジャー用魚群探知機（Lawrance 社，HDS シリーズ）が数百 m 超える大深度でも魚影を探知し，測深する機能を実装し始めたことに始まる．それらによって記録されるデータは，米国海洋電子機器協会が策定した NMEA 仕様に対応しているために，魚探画像データから経緯度および深度データを抽出することができるよ．また，それに対応した簡易な GIS（スウェーデンの Per Pelin 氏が作成した DrDepth）や三次元グラフソフト（米国 Golden Software 社の Surfer）を組み合わせれば．水底の地形を簡単に把握，図化できるよ．以上のような水底地形が把握できる魚群探知機の機能や簡易 GIS ソフトはレジャーもしくは漁業用に開発され，漁礁の形状や空間的広がりを把握するために作られたものである．しかしながら，簡単に詳細な水底地形図が作成できるため科学研究の手法としても有力な手段である．装置は安価，小型かつ軽量であり，艤装具を工夫すればゴムボートにも艤装できる．これは浅海域や浅い湖でも調査することができることを意味しており，喫水の深い調査船の入っていけない領域の地形も把握可能である．このシングルビームのソナーを用いた地形調査は長らく研究されてきた既存技術ではあるが，筆者らが紹介する方法は使用する魚群探知機自体がレジャー用途として設計されているために，機器の操作も出力されたデータも扱いやすく，またデータ処理と図化が PC 上で行える．このため海洋調査の専門家以外でも水底の地形調査が簡便に行えるようになっている．以下に最近実施した，筆者らの調査例を示す．

2. 北海道・屈斜路湖における湖底地すべりの調査

筆者らは北海道の大規模なカルデラ湖である屈斜路湖で調査を実施している．この湖の周辺では火山活動が活発に継続しており，周辺では約 1000 年前に大規模な噴火があり湖底への堆積作用は活発である．湖底の地形には大規模地すべりに伴う流れ山状の地形が明瞭に多数認められる．筆者は大阪市立大学，原口強氏と 2011 年に湖底の地層探査を実施し，地すべり状の地形を多数認めた[1]．本年，筆者が実施した調査の例が図-1 である．最大のものは比高差が約 30 m 程度と小さいにもかかわらず約 1.2 km も流動するという海底地すべりに同等の特徴が認められた．これらの地すべりの表面の底質をサイドスキャンソナーで調査したところ堆積物がほとんど被覆していないことから，最近発生したことが示唆された．

4. 神奈川県・根府川駅沖の地すべり遺構調査

1923 年関東大震災に伴い神奈川県小田原市の根府川では大規模な地すべりが発生し，プラットホーム等を押し流し列車ごと約 130 名が死亡した．この崩壊堆積物の末端は海中に突入し，浅海域にその遺構が散在している．しかし，これまでにその分布や海域への地すべり突入範囲は不明であった．図-2 は筆者らが調査した根府川沖の地形と遺構分布である．現在このデータについては詳しく解析中であるが，作成した地形図では地形的なアノマリが確認でき，地すべりの到達範囲をそれ以外の地形と区別可能である．また，サイドスキャンソナー（図-2）ではプラットホーム状の構造物が判定可能であり，当時の遺構の分布が解明できた．

5. まとめ

本方法は，従来非常に高価であった水中の地形探査が限られた資金の中でも行えるという意味において革新的である．また，小馬力小型船外機を艤装するゴムボートを調査船とすれば，圧倒的な携帯性がある．前述のような湖や浅海域では，調査船の導入が難しく，ゴムボートのような船でなければ安全に調査することは難しい．一方で，マルチビームソナーによる調査と異なり，精密な地形図を得るには比較的長時間の作業

を要する．測深精度については言及しなかったが，比較的湖面変動の小さな屈斜路湖で最深部を本方法によって測定したところ，国土地理院測量成果の湖沼図と測定値は一致していた，しかし，測深値は水温，深度にも十分影響すると思われるため今後検証が必要であろう．

1）Yamasaki & Haraguchi 2012, 2012 年地球惑星科学連合大会講演要旨，HDS04-P06

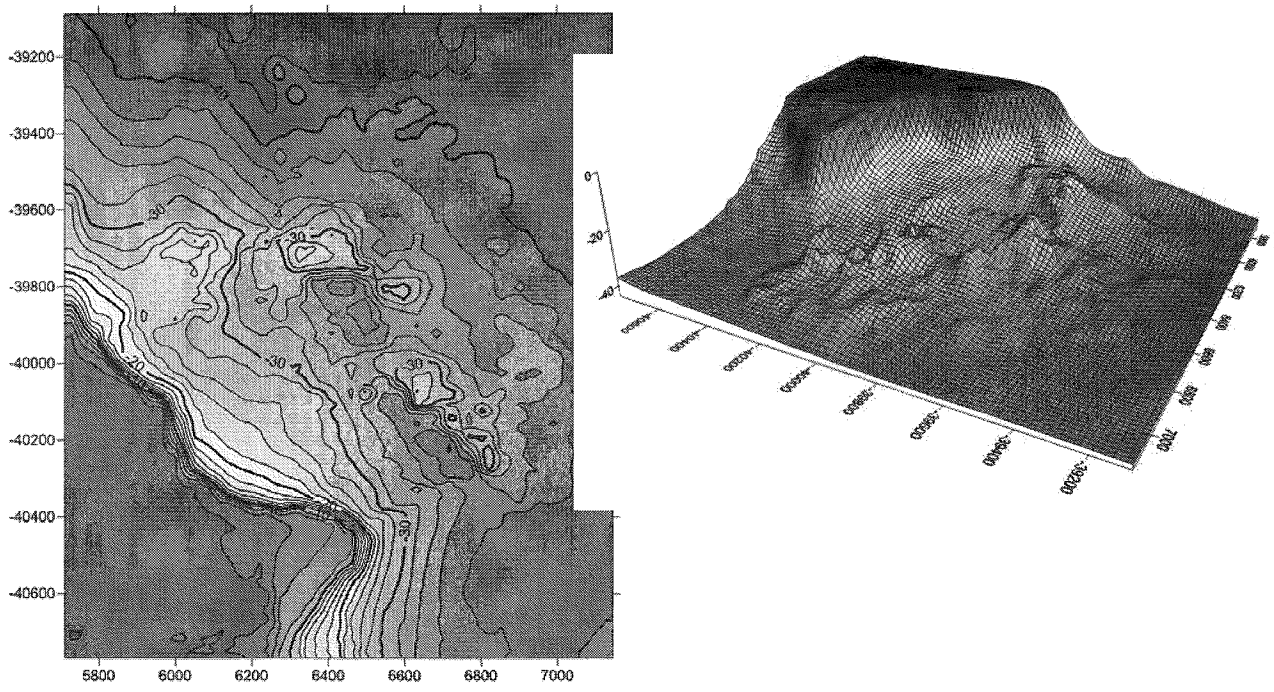


図-1　左図は屈斜路湖中島東方の巨大地すべりによる地形の等高線図（等高線間隔 2 m）である．右図は三次元フレームワークによるモデル．地形の特徴を際立たせるために高さ方向は 10 倍程度に強調してあるが，地すべりによる滑落崖と移動体の放射状の拡散が確認できる．両図とも平面直角座標第 XIII 系を用いており，単位はメートルである．

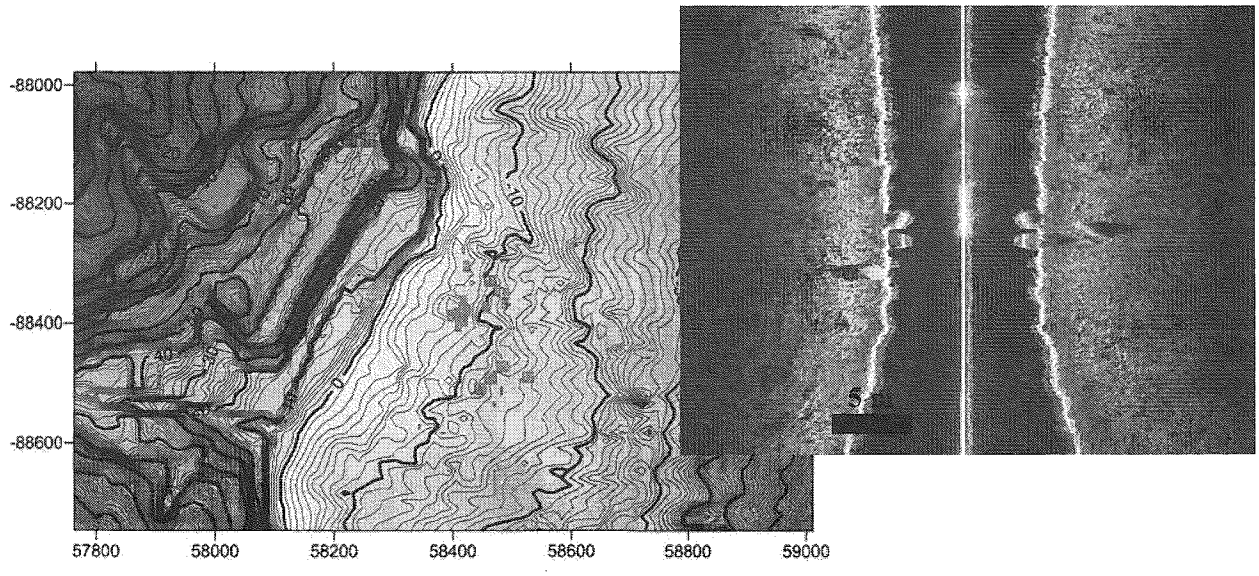


図-2　左図は根府川沖の海底地形（陸域の地形は国土地理院の 5 m メッシュデータによる）と遺構分布．遺構周辺の地形には円形の高まりが多数あり，崩壊堆積物の到達範囲であることがわかる．等高線間隔 1 m,，平面直角座標第 VIII 系を用いており，単位はメートルである．右図はサイドスキャンソナーによる地すべりで移動した人工構造物．京都大学防災研究所の釜井俊孝氏の潜水調査により人工構造物であることが確認された．

44. 2011 東北津波を巨大化させた沿岸沈水地形

Submerged topography made the 2011 Tohoku-oki tsunami grow huge

○原口　強（大阪市立大学），菅原大助（東北大学）
Tsuyoshi Haraguchi, Daisuke Sugawara

1. 研究の背景と目的

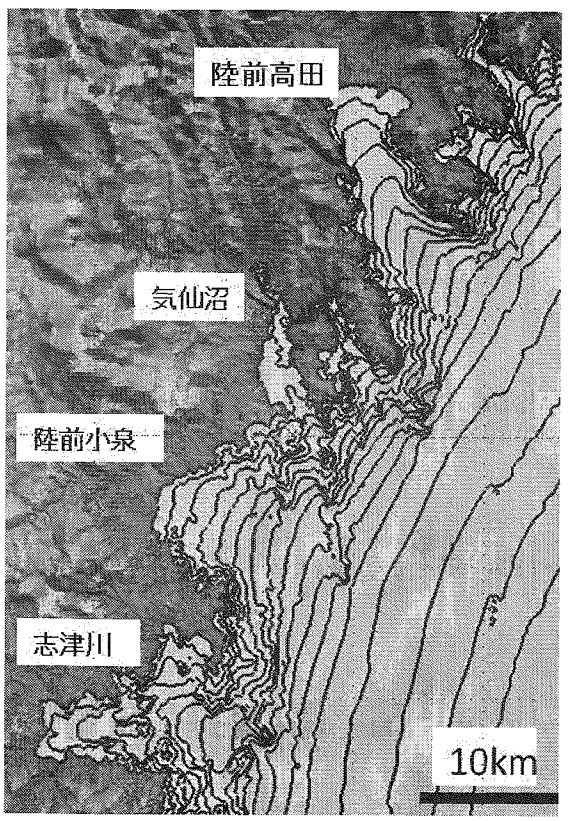
東北地方太平洋沖地震が発生し，東日本の太平洋岸を大津波が襲った．GPS 波浪計に記録された三陸沖の津波高に大きな差異はなかったが，実際に沿岸を襲った津波高さは，地域ごとに明瞭な差が現れた．これは津波が浅海域で変形し，高さが急激に増したためである．

V 字型の湾では津波高さが増幅する．この知見は沿岸域での津波の増幅に関する第一近似としては正しいが，隣接する類似平面形でも浸水域や浸水高に大きな差がある事例が 2011 東北津波で確認された[1),2)]．沿岸部での津波高，浸水域等に，海底地形が大きく影響することは言うまでもない．

以上の背景から，本研究では，沿岸域で津波を巨大化させた原因を解明することを目的とする．

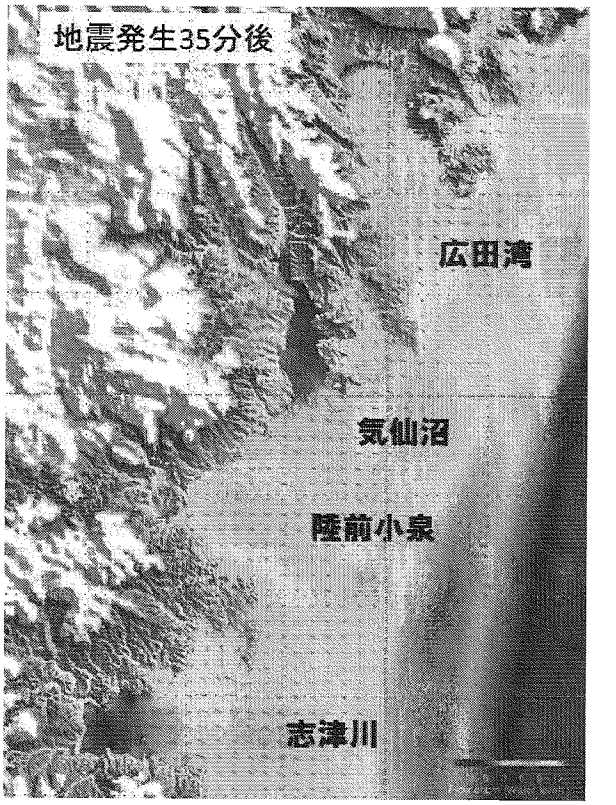
2. 検討地域と検討内容

検討地域は，岩手県大船渡市門之浜から宮城県南三陸町志津川に至る区間（図-1）とした．

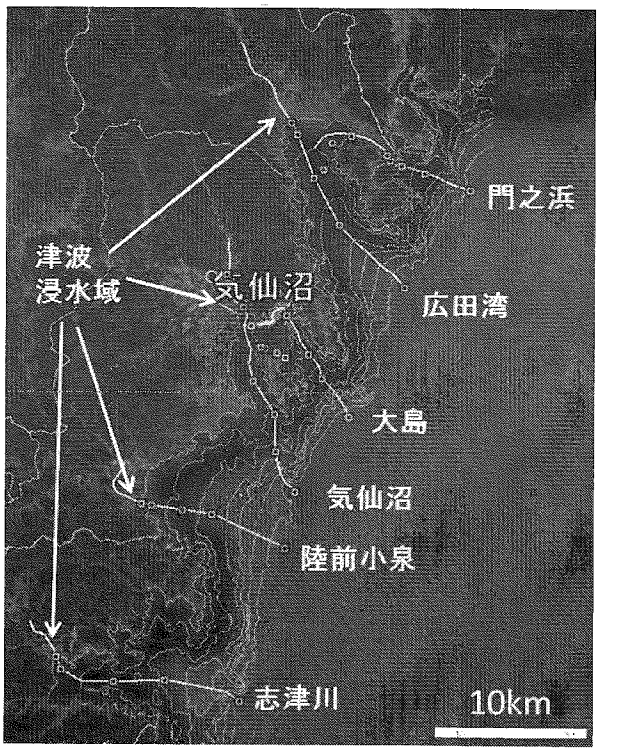


図－1　検討地域、三陸海岸南部の海底地形

2011 年東北津波に関して，波形・津波高・浸水域の再現性が良い波源モデル[3)]を用いて津波シミュレーション（図-2）を実施した．それぞれ湾の沖合水深 100m



図－2　津波シミュレーションのスナップショット

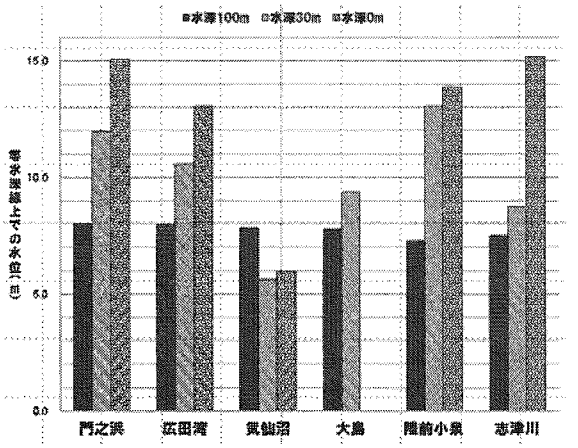


図－3　津波浸水範囲[1)]と検討測線

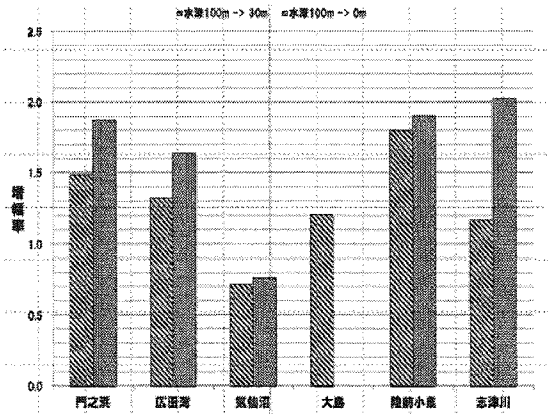
の地点から，波向き線を仮定して測線を設定（図-3）し，水深ごとの最高水位・最大流速等を 45m ごとに抽出した．

3. 水深変化に伴う津波の水位変化

測線ごと計算結果を整理し，水深 100m，30m，0m での最高水位（図-4）にまとめた．水深 100m では全地点で 8m 程度の水位が，気仙沼以外は，すべて急激に上昇している．水深 100m 地点を基準に水深 0m での水位の増幅率（図-5）を見ると，広田湾，門之浜，陸前小泉で 1.6～1.9 倍，志津川で 2 倍となる．一方，気仙沼では増幅率が 1 以下となる．



図－4　等水深上での津波水位変化

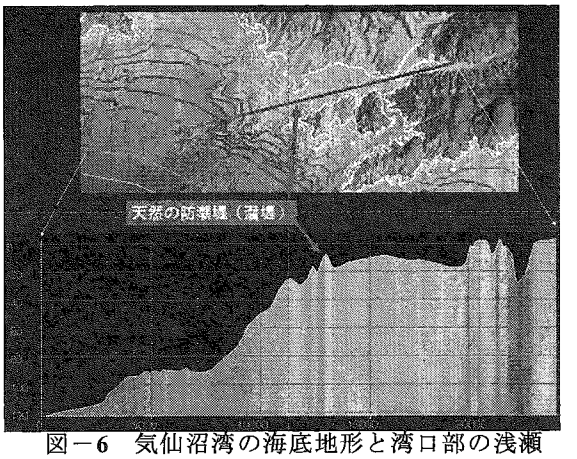


図－5　水深変化に伴う津波水位の増幅率

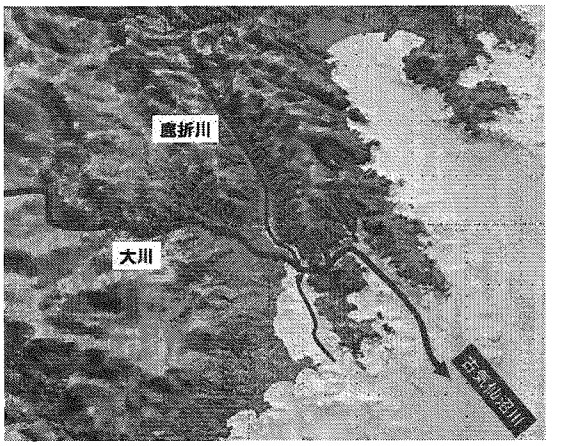
4. 気仙沼湾の津波水位の特異性と海底地形

気仙沼では，沖合の水深 100m 地点と同等もしくはそれ以下の水位と，他の湾が 2 倍近い増幅率を示すのに対して際立って小さい．気仙沼西湾を通る海底地形（図-6）をみると，湾口部が狭くかつ水深が浅い．この湾口部の浅瀬は，浸入してくる津波に対して「天然の防波堤（潜堤）」となっていることが伺える．

さらに海底地形を含めた流域地形（図 - 7）をみると，鹿折川と大川が湾へと流れ込み，西湾から北流する流路と合流後，大島瀬戸を抜け東湾から太平洋へ続く流路（古気仙沼川）が読み取れる．すなわち，これは現在より 100m 以上海水準が低かった最終氷期に形成された河川がそのまま沈水した地形である．



図－6　気仙沼湾の海底地形と湾口部の浅瀬



図－7　気仙沼湾の沈水地形

5. まとめ

沿岸域で津波を巨大化させた原因解明を目的とし，大船渡市から南三陸町に至る区間で，津波高，浸水域等の実績を考慮した津波シミュレーション結果を整理し，海底地形の影響を検討した．

その結果，海底地形が大きく影響していることが示された。すなわち 2011 東北津波を沿岸部で巨大化させたものは、最終氷期末に形成され現在沿岸域を構成する沈水地形に主な要因があると結論できる．

一方，こうした浅海域の水深データは多くの地点で未整備の地域が多く，その精度がシミュレーション結果にも大きな影響を与える．このため，地域ごとの津波防災対策のためには，沿岸海域の水深データ整備が緊急の課題の一つである．

文献

1) 原口 強，岩松 暉（2011）：東日本大震災津波詳細地図（上・下巻），古今書院．

2) Mori, N., Takahashi, T., the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (299 authors), Nationwide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami. Coastal Engineering Journal, Vol. 54, DOI: 10.1142/S0578563412500015. 2012

3) 杉野英治・呉 長江・是永眞理子・根本 信・岩渕洋子，２０１３，原子力サイトにおける２０１１東北地震津波の検証，日本地震工学会論文集第 13 巻，第 2 号（特集号），2-21.

45. 数値地形画像解析により計測した2011年東北地方太平洋沖地震前後の海底面変動変位量の比較

Comparison of the sea-floor displacement before and after The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, through the Digital Geomorphic Image Velocimetry Analysis

○向山　栄，本間信一，小林容子，古橋恭子（国際航業株式会社）
Sakae Mukoyama, Shinichi Homma, Yoko Kobayashi, Kyoko Furuhashi

1. はじめに

筆者らは先行研究において，2時期の高解像度DEMを用いて，画像マッチングの手法を応用し，地表面の変動を面的・定量的，かつ容易に把握する新しい手法（3D-Geomorphic Image Velocimetry Analysis，特許第4545219号登録）により，地すべりや地震で生じた地表面変位を精度良く計測できることを示した[1]．本研究では，この手法（以下3D-GIV解析と呼ぶ）を海底地形に適用し，平成23年東北地方太平洋沖地震(M9.0)前後の日本海溝付近における海底変位量を計測した．

2. 研究の背景

3D-GIV解析による変位量の計測は，ラスター型の地形データを画像化し，パターンマッチングにより形状を追跡するものであり，原理的にはどのような物体の表面形状データにも適用できる．また変位量の計測限界は，一般的に画素サイズの約1/10である[2]．日本近海の水深2000～7000mの海底地形データの解像度は100～250mであるが，計測間隔は数10m，水平位置誤差は4～15mなので，格子間隔100m程度の地形データを作成することにより，海底面の変位が数10m以上であれば，本手法による定量的な計測が期待できる．

Fujiwara et al.（2011）[3]によれば，平成23年東北地方太平洋沖地震時に日本海溝付近では水平方向に約50mの海底変位が生じた．この研究では対象領域の平均的な動きが抽出されており，局所的な変動については明らかではない。そこで本研究では，同じ対象地域について，先行研究の結果を異なる手法で検証すると共に，海底地すべりなどを含む詳細な変動の実態を明らかにするため，3D-GIV解析を用いた計測を行った．

3. 調査手法

本研究では，独立行政法人海洋研究開発機構の「かいれい」の航海によって取得された，2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の前後の水深データを利用した（表1，取得範囲は図-1）．これらの水深点群データから格子サイズ100mのグリッドデータを作成し，さらに7×7gridのメディアンフィルタによりノイズを除去した後，各々の傾斜量画像を作成した．変位量の計測には、最初に比較領域全体を対象として，前後差分量が最小になる方位と変位量を，グリッドデータの異方性解析[4]により求めた．次に地震前後の傾斜量画像を用いた3D-GIV解析により，対象範囲の小領域毎の変位ベクトルを計測した．

表-1　解析に使用した水深データ（一部は未公開）

	航海名	測量年月	取得
地震前	KR99-08	1999年8～9月	申請
	KR04-10（Leg1）	2004年8月	申請
	KR05-07	2005年6～7月	公開
地震後	KR11-05	2011年3月	公開

4. 解析結果

1999年と2011年の地形データ間における，日本海溝付近の陸側斜面から海溝軸にかけての異方性解析の結果，水平変位量は，東南東方向に約45m，鉛直変位量は約14mとなった（表-2，図-2）．3D-GIV解析では，同データセットでは変位量約20～150m，2005年と2011年の地形モデルでは約10～最大150mとなった（図-3，図-4）．また100m以上の大きな変位量を示す領域は局所的なまとまりを持って分布している（図-5）．なお，算出した変位量は，既存文献[3]と同様に，海溝以東の地形変化量が最小となるような補正値を求め，2011年の地形データ全体をシフトさせた上で算出したものであり，海溝軸以東の海底を不動とした場合の相対的な値となる．

表-2　1999年－2011年の変位方向と水平変位量

	変位方向	水平変位量
異方性解析	東南東（118°）	46m
3D-GIV 解析	東南東	20-150m（平均70m）
既存文献[3]	東南東（113°）	56m

変位方向の数値は北を0°とした場合の時計回りの角度

5. 考察

異方性解析により得られた領域全体の変位量は，既存文献[3]と概ね一致する（表-2）．しかし3D-GIV解析によって得られた変位量は局所的に変化に富み，領域全体の平均的な変位量よりも大きな値を示す領域が認

められる．これらは，地震を挟む期間に局所的に差別的な海底斜面変動があったことを示唆しており，地震により長径数kmオーダー以上の大きさの海底地すべりが発生していた可能性が考えられる．

6. 結論

2 時期の高解像度海底地形データから作成した地形画像のパターンマッチングにより，2011 年東北地方太平洋沖地震による海底地形の水平変位量を面的に詳細に把握することができた．日本海溝の海溝軸付近の斜面では，東南東方向に数 10m 以上の水平変位が認められ，局所的には 100m 以上の変位が認められる領域がある．これらが津波発生にどのような影響を与えたのかは今後の検討課題である．

文献

1) 向山　栄・本間信一・小林容子・古橋恭子（2012），2011 年東北地方太平洋沖地震で生じた地殻変動量の GPS 測位結果と数値地形画像解析により計測した地表面変位量との比較，日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会講演論文集，pp.1-2.

2) 武田浩志・向山　栄（2010）：画像マッチング法による地すべり移動量計測の精度検証，日本写真測量学会平成 22 年度秋季学術講演会発表論文集，pp.5-8

3) T. Fujiwara et al., (2011) : The 2011 Tohoku-Oki Earthquake : Displacement Reaching the Trench Axis, Science 334, 1240; 10.1126/science.1211554

4) 小林容子：レーザ差分解析精度向上に向けた DEM 水平位置補正および差分対象範囲の検討，第 33 回測量調査技術発表会 技術発表・特別講演要旨集，pp.12～14，2011

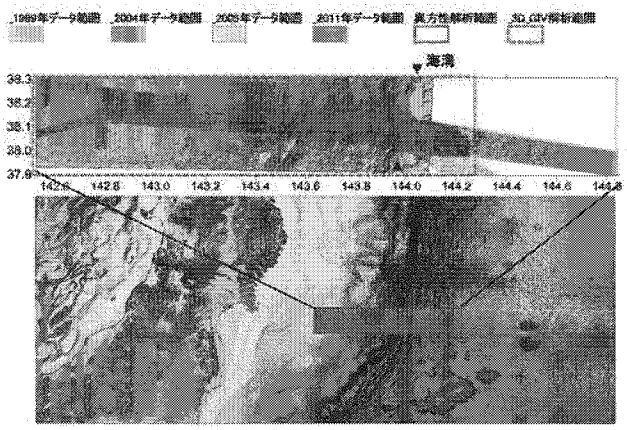


図-1 解析データ位置図

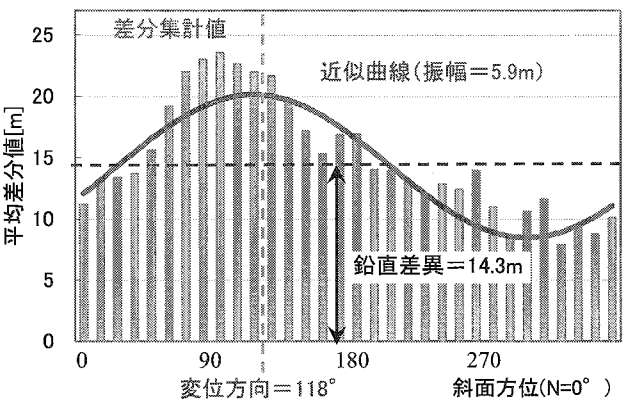


図-2　1999 年―2011 年の異方性解析結果
2 時期標高差分の斜面方位特性から，変位方向と変位量を算定する．近似曲線のピークは変位方向を，振幅は変位方向向き斜面での平均的な差分値を示す．

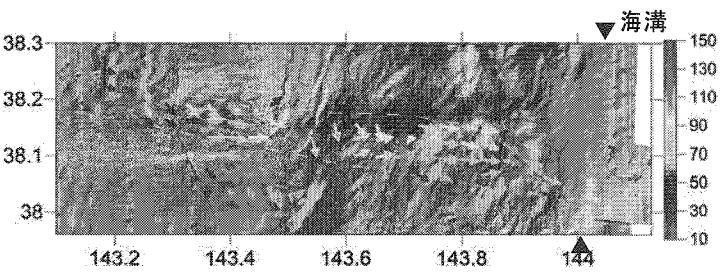


図-3　1999 年―2011 年の 3D-GIV 解析結果

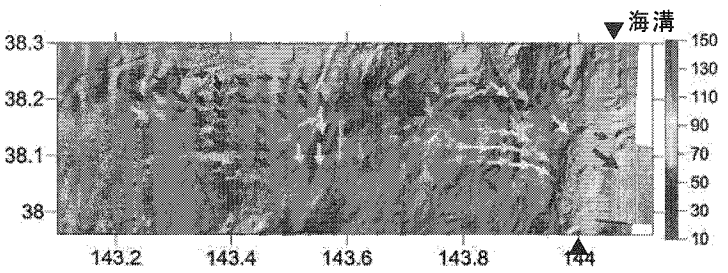


図-4　2005 年―2011 年の 3D-GIV 解析結果

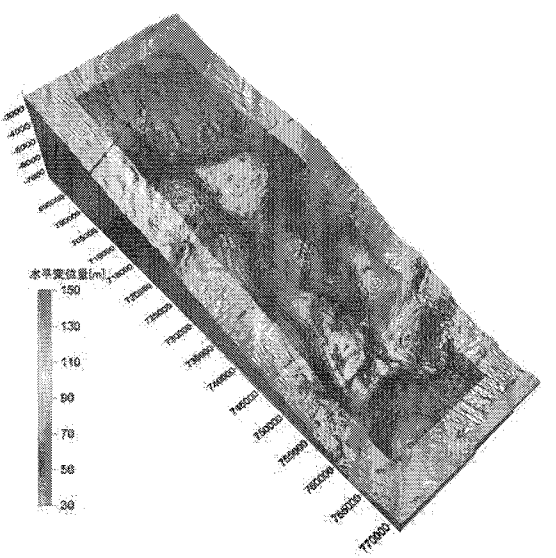


図-5　100m 以上の大きな変位を示す領域
（2005 年―2011 年の 3D-GIV 解析結果より，変位量の大きさを色別表示．）

46. 東北地方太平洋沖地震に伴う断層近傍の応力変化

Stress changes in the vicinity of the plate boundary fault associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○林　為人(海洋研究開発機構)，第343次研究航海乗船研究者一同
Weiren LIN and IODP Expedition 343 Scientists

1. はじめに

東北日本太平洋沖 Mw 9.0 巨大地震発生の約1年後（2012年4~5月）、統合国際深海掘削計画（Integrated Ocean Drilling Program、略称 IODP）は、掘削船「ちきゅう」による緊急掘削調査プロジェクト「東北地方太平洋沖地震調査掘削；Japan Trench Fast Drilling Project (JFAST)」を実施した[1)]。筆者らは平成24年度の研究発表会において、JFASTの実施状況と初歩的な結果を紹介した[2)]。その後、掘削同時検層（Logging While Drilling、略称 LWD）の比抵抗イメージを用いて、ブレークアウトの解析を行い、掘削時（地震後）の応力状態を定量的に決定した。一方、掘削孔壁並びに掘削コアの構造解析から、地震前の応力状態を定性的に推定した。その結果、地震前後の応力状態は逆断層型から正断層型に変化したことが判明した[3)]。

2. 掘削同時検層（LWD）

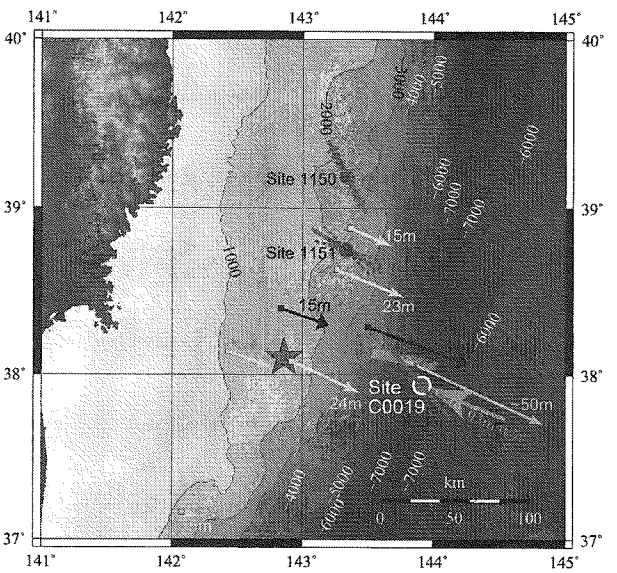
本掘削プロジェクトは、掘削サイト C0019（宮城県牡鹿半島東方沖約200km沖合の海域にあり、震央★から約93 km、日本海溝まで約6 kmで、水深が約6890 m;図-1)において、50 m未満のエリア内に3孔(C0019B、C0019E と C0019D）の掘削に成功した。このうち、掘削孔 C0019B では掘削同時検層（LWD）により海底下850.5 mbsf（meter below seafloor）までの掘削を行い、孔内の地質状況の把握と断層帯の深度特定を行った。今回用いた LWD ツール GeoVISION によって、比抵抗、自然ガンマ線、孔壁比抵抗イメージの高品質データの取得に成功した。各種検層データの特徴から、本掘削地点の地質層序は、Logging Unit I(0～約197 mbsf)、Unit II(約197～820 mbsf)、Unit III(約820～836 mbsf)、Unit IV（約836～850 mbsf）の4ユニットに区分された。検層データの物性・構造解釈により、720 mbsf付近と820 mbsf付近の2層準において断層帯の存在を推定した。深度約820m付近は太平洋プレートと北米プレートの境界であり、東日本大震災の大津波をもたらした、滑り量が50mにも及ぶ地震の震源断層であると考えられる。

3. ブレークアウト解析による応力状態の決定

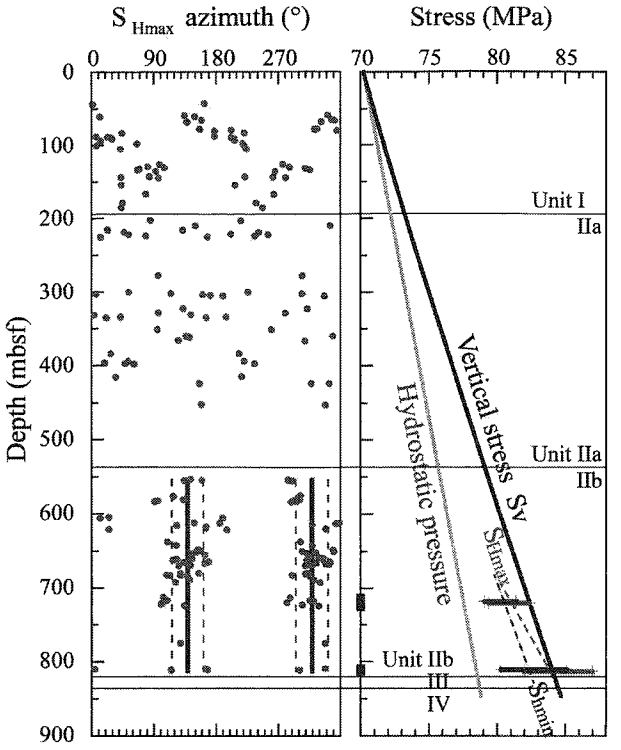
掘削孔 C0019B の掘削同時検層により、良質な孔壁の比抵抗イメージを取得した[2)]。掘削の場合、掘削孔壁の周りに応力の集中が必ず発生する。この応力集中は孔壁岩石の耐えられる強度を越した場合、ボアホールブレークアウト（Borehole Breakout）もしくはブレークアウトと呼ばれる局所的な圧縮破壊が発生する。応力分布が対称になっているので、孔壁に発生するブレークアウトは対向2か所で認められ、かつその方位は必ず最小水平主応力の方位と一致し、最大水平主応力の方位と直交する（90° 異なる)。孔壁イメージからこのようなブレークアウトを特定できれば、水平主応力の方向を決めることができる。また、ブレークアウトの幅（width）を測定し、別途掘削コア試料を用いて測定した岩石の強度等の物性値と組み合わせることにより、最大と最小水平主応力値の取り得る範囲（constraint）を決めることができる。

C0019B 孔では比較的多くのブレークアウトを特定することができた。ブレークアウトは地層区分の Unit I（0～197 mbsf）と II（197～820 mbsf）に存在したが、Unit III（遠洋性粘土質岩層）と IV（チャート）には認められなかった（図-2)。合計200個以上のブレークアウトを検出することができ、その累積長は全孔長の約11%に相当する。これらのブレークアウトの方位から、水平主応力の方向を決定した。その最大水平主応力方向の深度分布は浅部（約44～537 mbsf）と深部（約537～813 mbsf）で異なる特徴を有することが判明した。

浅部では、特に Unit IIa（約197～537 mbsf）では、応力の方向が規則性を欠き、“ランダム”の様相を呈し



図－1　JFAST 掘削サイト C0019 の位置図（丸印●、Lin et al. (2013)より改訂)。星印★：M9 地震の本震震央；黄・黒・橙色の矢印：地震時の海底変位量；灰色矢印と数字：太平洋プレートの運動方向と年間速度；緑丸●：1999 年掘削された ODP サイト(Lin et al., 2011)；赤と緑の直線：最大水平主応力方向、破線はそれの標準偏差を示す。



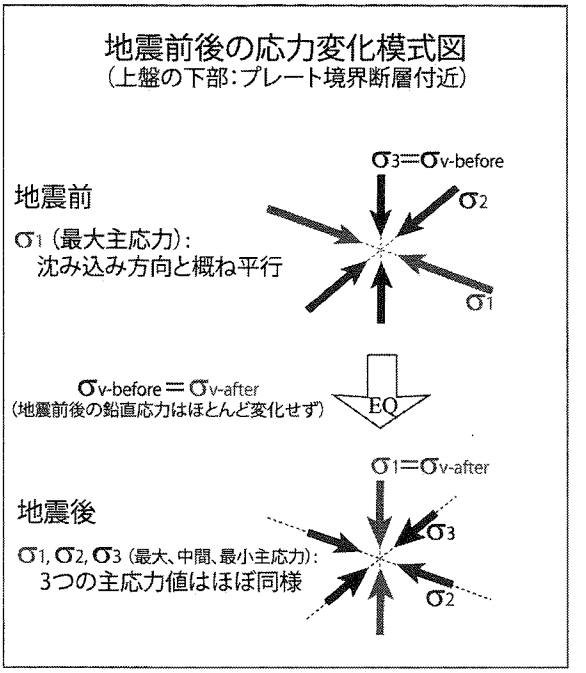
図－2　サイトC0019における最大水平主応力の方向と大きさの深度分布（Lin et al.(2013)より改訂）

た。このような特徴は、既往の沈み込み帯の掘削プロジェクトでは前例がないものであった。深部ではブレークアウトが北東～南西の卓越方向性を有することが分かった。そのことから、深部での水平面内の最大主応力方向は北西～南東であることが判明した。この方向はこの海域の太平洋プレートの沈み込み方向および地震時の海底面の変位方向と概ね一致し、また、地震前の掘削（Ocean Drilling Program (ODP) Leg 186, 1999年）から決定した三陸沖の最大水平主応力方向[4]とほぼ平行であることが分かった（図-1）。

4. 地震に伴う応力状態の変化

ブレークアウトの幅等を用いて決定した掘削時、すなわち地震発生後の応力状態は、鉛直方向の応力が最大主応力となり、いわゆる正断層型（伸張応力場：地層が水平方向で伸張するような応力場）である。一方、孔壁イメージ解析やコア観察から得られる小断層の構造解析データならびに既往研究（Kodaira et al., 2012）から、プレート境界断層上盤内の下部の地震前応力は逆断層型（圧縮場ともいう）であったと推定することができる。したがって、地震前後の応力状態は逆断層型から正断層型に変化したと結論できた（図-3）。

この地震に伴う応力の解放は、エネルギーの放出を意味するものでもあり、Mw 9.0 地震時の断層すべり量が海溝軸に近づくにつれ、増大したことにつながったと考えられる。従来、非地震性（Aseismic）であるとされていた海溝軸付近のプレート境界断層は、地震時・地震性（Seismic）すべりを起こし、かつ、能動的に滑ったと考えられる。さらに、この応力解放により、



図－3　東北地方太平洋沖地震に伴う、海溝付近断層直上の応力状態変化を示す模式図（Lin et al.(2013)より改訂）。地震前に海洋プレートの沈み込み方向とほぼ平行であった最大主応力σ_1が地震時に小さくなり、地震後には中間主応力σ_2となった。地震前の中間主応力σ_2は地震時に小さくなり、地震後には最小主応力σ_3となった。また、地震前の最小主応力σ_3であった鉛直方向の応力σ_vは重力起源のため、その大きさが地震時に変化しないため、地震後には最大主応力σ_1となった。

断層すべりが海溝軸付近で増幅した結果、東北地方太平洋沖地震に伴った津波が巨大化されたと考えられる。

謝　辞

本研究の用いたデータはIODPの提供によるものである。また、筆者らは掘削船「ちきゅう」の乗組員、物理検層チームのご協力に感謝する。

文　献

1) Chester, F.M. et al., (2012), Japan Trench Fast Drilling Project (JFAST). *IODP Prel. Rept.*, 343/343T, doi:10.2204/iodp.pr.343343T.2012.

2) 林　為人ほか, (2012),「東北地方太平洋沖地震調査掘削」における応力測定の紹介，日本応用地質学会平成２４年度研究発表会講演論文集，pp.5-6.

3) Lin, W. et al., (2013), Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Science, 339, pp.687-690.

4) Lin, W., et al. (2011), Principal horizontal stress orientations prior to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki, Japan, earthquake in its source area, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G10, doi:10.1029/2011GL049097.

5) Kodaira S. *et al.*, (2012), Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature Geoscience*, 5, pp.646-650.

47. 富山県内で発見された二つの活断層露頭について

Two Outcrop Examples of Active-fault found in Toyama Prefecture

○野崎　保（野崎技術士事務所）
Tamotsu Nozaki (Nozaki EG Consulting)

1. はじめに

近年，活断層の評価に関する論議が高まっている折りであり，最近発見された二つの活断層露頭について報告する．一つは富山県北東部の黒部市嘉例沢で林道の開設工事中に切土法面で発見されたものである．周辺は大規模な地すべり地帯であり，断層沿いに古い地すべり面(ノンテクトニック断層)が形成されている．すでに概要は報告済みであるが，ここではその後の検討内容を含めて報告する．他の一つは，立山カルデラ内で発見された断層であり，跡津川断層の北東延長上にある．しかし，茂住・佑延断層の北端の可能性もあり，筆者らはこれを湯川谷断層と呼んだ．

2. 嘉例沢断層

活断層である黒菱山断層の東側にあり，NNE～NS走向で北部ではNE走向の黒菱山断層に合流する形となっている（図-1）．すでに活断層リニアメントとして認識されていたものであるが[1]，断層露頭の確認記載はない．たまたま林道の開設に伴う工事中に，このリニアメント上にある尾根の鞍部が開削され，断層露頭が現れた．断層面の条線や赤色土壌の取込み状況等から活断層であることが確認された．筆者等はこれを嘉例沢断層と呼称した[2]．図-2に示すように，断層破砕帯は深部に向かって広がる傾向があり，上盤と下盤にセン断面が形成されている．しかし，上盤側のセン断

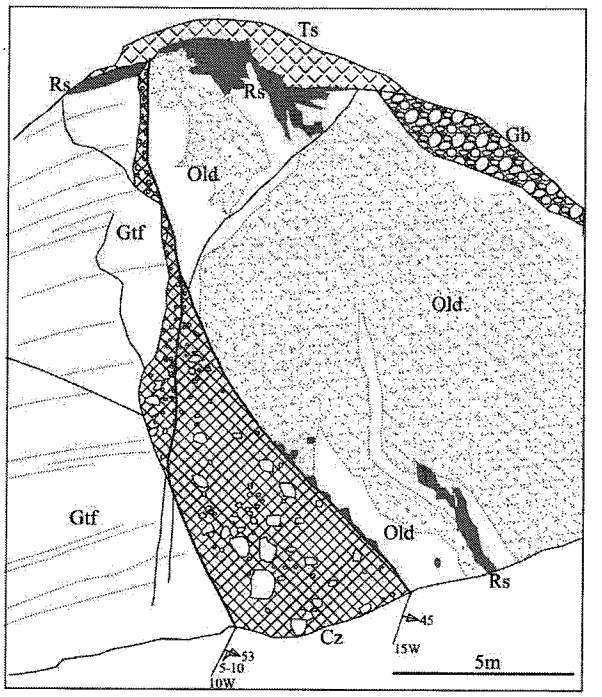


図-2　嘉例沢断層の露頭スケッチ

凡例　Gtf:緑色凝灰岩，Old:古期地すべり崩土，Gb:礫層
Cz:断層破砕帯，Rs:赤色古土壌，Ts:表土

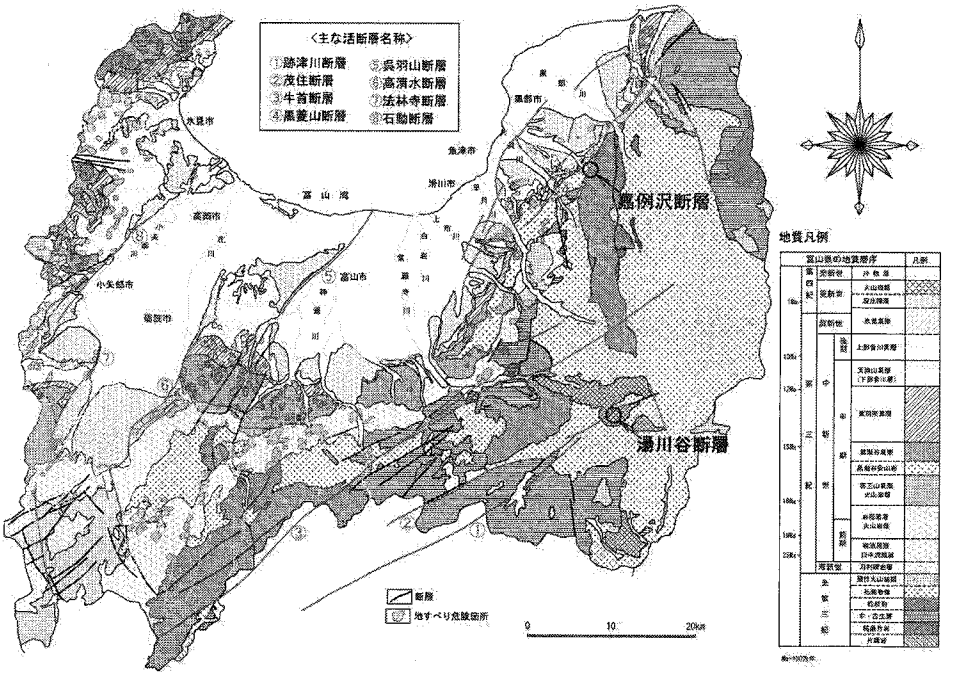


図-1　富山県の地質概要と主な活断層

図-3　条線と破砕帯への赤色土壌の取込み状況

面には表層部にある赤色度の高い古土壌と同じ粘土が取り込まれていることや上盤の地層が土砂状を呈しており，地すべり面であることは明らかである．しかし，破砕帯内の礫はすべて下盤の緑色凝灰岩であり，下盤のセン断面にはほぼ水平な条線が刻まれ，破砕帯内には色の淡くなった赤色土が数条取り込まれている（図-3 の暗色部が赤色土）．赤色土の生成年代は 50 万年以前に遡る可能性があるが，このような状況から活断層と判断した。詳細については文献 2 を参照されたい．

3．湯川谷断層

立山カルデラ内で発見されたもので，概ね跡津川断層の北東延長上にある．この断層は国見泥と称される更新世末期の崩積土内に取り込まれた巨岩を切断しており，断層面はほぼ鉛直で，条線は概ね水平である．図 4 の中央右寄りに走向 N60° E でほぼ鉛直な主断層があり，その両側にはこれと平行あるいは右回りに最大 30° 余りで斜交する高角度な小断層が見られる．詳細は文献 3 を参照されたい．

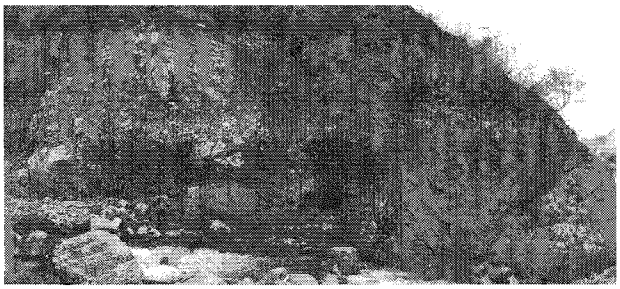


図-4　湯川谷断層露頭

4．考察とまとめ

嘉例沢断層露頭の対面にある切土法面露頭では古期地すべり崩土とこれを覆う礫層との境界部のレンズ状粘土層中から採取した木片の年代測定値が 9045±40yBP であった．諸状況からこの年代値は，概ね最新の断層活動期を示すものと推定される．また，断層露頭下端から元地表部の赤色古土壌までの水平距離は少なくとも 15m 以上である。この位置でも破砕帯内の赤色帯の数が 5～6 枚は観察されており（図-3），古土壌形成後に 20～30 回程度は活動した可能性が高い．

湯川谷断層は，約 3 万年前と推定される古期岩屑流堆積物中の巨大な岩塊を切断していることから活断層であることは確実である．また，主断層の両側にある小断層が R_1 に相当するかどうかは不明だが，右横ズレ断層と考えることに矛盾はない．しかし，これは茂住・佑延断層の北縁の可能性があり，共役である NW 走向の断層によって切られている可能性もある．

文献

1）富山県(1992）1/10 万，富山県地質図

2）小幡・野崎(2002)：断層それとも地すべり面？（社）北陸地質調査業協会：H14 北陸技術フォーラム論文集，pp.8-11.

3）野崎・菊川(2013)：鳶泥と国見泥．立山カルデラ砂防博物館研究紀要（投稿中）

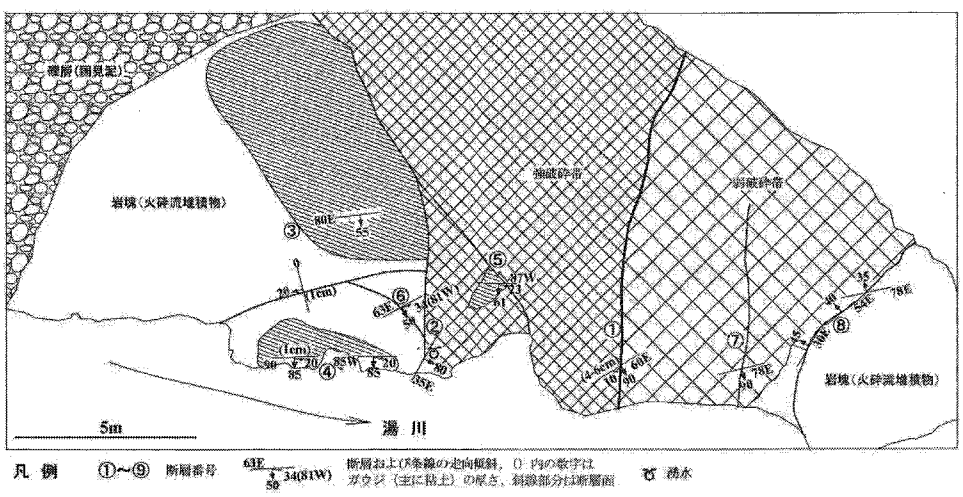


図-5　湯川谷断層の露頭スケッチ（図-4 に対応）

48. 礫質古津波堆積物の確実度と津波想定における留意点

Certainty for gravelly paleo-tsunami deposit and points to attention in the tsunami assumption based on it

○田近淳，仁科健二，川上源太郎，廣瀬亘（北海道立総合研究機構地質研究所）

Jun Tajika, Kenji Nishina, Gentaro Kawakami, Wataru HIrose

1. はじめに

地震・津波防災計画を考えるうえで，津波堆積物の調査は必須となった．「今後，地震・津波の想定を行うにあたっては，（中略）津波堆積物調査などの科学的知見をベースに，あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していく」（中央防災会議）必要があるからである．

しかし，津波堆積物の調査研究には困難な課題も多い．古津波堆積物の認定とその津波想定への活用は，解釈の上に解釈を重ねるものであり，認定の誤りや解釈の飛躍を危惧する意見も強い [1)2)]．また，どこにでも津波堆積物調査に適した場所があるわけではない．津波堆積物が堆積し保存されやすい場は臨海平野や湖沼であり，このような場所での研究は進展している一方で，岩礁海岸や礫浜海岸については研究が少ない [3)]．さらに，堆積物の分布と浸水深との関係の問題など津波想定への適用にあたって解決すべき点も多い．

演者らは津波想定を最終目的として，断崖や礫浜海岸の多い北海道日本海沿岸の古津波履歴調査を行っている [4)5)6)7)]．その取りまとめの過程でデータベースの項目として各地点（およびイベント）について津波堆積物（またはその候補）の堆積場による分類と，津波堆積物の認定の確実さの度合い（確実度）の評価を行っている．分類を行うことで，堆積物の特徴を把握するとともに，堆積状況を直感的に理解することができる．また，確実度の評価を行うことにより，ある程度客観的に解釈過程を明示することになり，津波堆積物の認定における解釈の飛躍や誤りの回避につながる．

ここでは2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下，3.11津波）による三陸海岸（岩手県洋野町～宮城県石巻市）の津波堆積物の調査結果 [8)] も踏まえて，礫質堆積物の堆積場による分類と，認定の確実度について紹介する．また，礫質津波堆積物の分布と浸水深との関係についてもふれる．

2. 礫質津波堆積物の堆積場による分類と特徴

3.11津波による岩礁・礫浜海岸の礫質堆積物は，a)谷底低地，b)低い段丘面，c)地すべり地の凹地，d)鞍部，e)崖錐，f)土石流堆（沖積錐），g)岩棚，h)岩壁のくぼみや割れ目，など様々な場所に堆積した．これらをおおまかに低地型（a），段丘型（b,c），崖錐型(d,e,f)，および岩棚型（g,h）の４タイプに分類した [8)]．

古津波調査の場所を決めるうえで堆積物が堆積しやすく，保存されやすい地形かどうかは重要である．４タイプのうち礫が堆積物として保存されやすいのは低地型，段丘型および崖錐型である．岩礁・礫浜海岸に続く谷底（低地型）は，津波堆積物は保存されても，河川性砂礫の堆積の場でもあり，判別は難しいと考えられる．したがって，岩礁・礫浜海岸では段丘型や崖錐型が古津波検討のターゲットになると考えられる．

3.11津波の段丘型・崖錐型礫質堆積物は，以下のような特徴をもっている．一般に基質の細粒分は無いことが多い．岩礁海岸なので，底質に細粒分が少なかったためとみられるが，砂礫だけを置いて細粒分は流された可能性もある．粒度・粒形のそろった細礫からなる浜の背後の段丘や沖積錐には，数 cm の厚さで成層したり，あるいはまき散らされたように細礫が堆積した．中礫や大礫は，くぼみに集中したり，引き波に沿うように配列したり，あるいは散点的に堆積した．段丘型では，遡上方向に覆瓦状構造が発達する例や弱い上方細粒化の例がある．

崖錐型ではしばしば，中～細礫サイズの円礫に混じる，または円礫を覆う形で，角礫の堆積が観察された（例えば，田野畑村切牛真木沢）．角礫層では逆級化が認められる場合があった．風化の程度から，この角礫は後背斜面を構成する風化した角礫-岩盤から供給されたもので，津波により浸食され再堆積したものと解釈された．このことは巨大津波では直近の斜面を構成する堆積物が再堆積する可能性を示すもので，崖錐型の古津波堆積物を検討する上では注意が必要である．

なお，調査した範囲で，中礫サイズの礫のあった上限位置における浸水深は8–10 m の場合が多く，礫の分布から古津波高を推定する場合にはこの高度差に留意する必要がある．

3. 礫質古津波堆積物の事例

古津波堆積物についてみると，段丘型は十勝海岸の海食崖にみられる礫質津波堆積物 [9)] が，その代表である．同様の堆積物は北海道日本海側奥尻島でも認められる [4)5)]．厚い黒色土壌（腐植および泥炭質土壌）に成層した礫層が介在するのが特徴である．このような安定した土壌が発達しかつ津波による礫を堆積しやすい環境は段丘上の谷頭凹地や浅い谷地形と考えられる．海岸の古い地すべり地形の凹地にも期待される．

崖錐型は北海道日本海沿岸の数か所で確認している（平川一臣北海道大学名誉教授のご教示による）．面

の開析が進んだ段丘崖のスプーンカット凹地あるいは海食崖のバットレス状凹地を埋積する崖錐で，成層した腐植質角礫や基盤由来の角礫の互層中に成層した淘汰の良い円礫質津波堆積物が介在する．道南の海岸部ではこのような崖錐堆積物に Ko-d（1640 年北海道駒ヶ岳）テフラが認められる．したがって，このような崖錐堆積物は少なくとも過去 400 年以上の事象を記録していると考えられ，上述の三陸海岸の崖錐型で見られた堆積作用も考慮しながら，古津波検討のターゲットとなると考えられる．

4. 津波堆積物の認定とその確実度

小松原 [10] によれば，沿岸低地における既存研究では，津波堆積物は次の 5 つの根拠により，判断されている：(1) 砂層の分布が広い（すなわち隣接地域に対比・追跡が可能），(2) 歴史記録と年代が一致，(3) 特徴的堆積構造，(4) 地殻変動を伴う (5) 特徴的構成粒子・化学組成を伴う．適用性の問題はあるが，礫質堆積物でも判断基準としてはこれらが考えられる．

段丘型や崖錐型の礫質津波堆積物における認定は，次の手順で行われる．礫形・礫種および堆積構造，層序関係などから，海・海浜に由来する堆積物の可能性がある場合，最初はその礫層が後背斜面や他の給源（例えば人為）に由来する可能性の有無が検討される．他の給源由来の可能性を否定できない場合は確実度Ⅳとする．このレベルを保持するのは予想外の可能性を排除しないためである．後背斜面からもたらされた津波堆積物も存在することに留意が必要である．

他の給源が存在する可能性が少ない場合は確実度Ⅲ以上とする．この条件に加えて，上述の判断基準，とくに (1)，(2) や (5) の判断基準，例えば歴史記録との符合や，隣接地域に対比可能なイベント層が存在する場合などのうち一つを満たす場合は確実度Ⅱとする．そして，その堆積物または対比される堆積物が上述の判断基準の複数の基準を満たす場合には確実度Ⅰとする．有孔虫や珪藻遺骸，電気伝導度などの判断基準 (5) が使えるのは，沿岸低地の砂質堆積物であり，礫質堆積物では難しい．しかし，沿岸低地の砂質津波堆積物との対比が可能であれば，それをクリアできる可能性がある．イベントの同時性と広域性が認められるのが確実度Ⅰである．

上述の奥尻島の例 [6] では，段丘型の礫質古津波堆積物と沿岸低地－埋積谷の砂質津波堆積物が対比されるとともに，珪藻や堆積構造，化学的特徴など複数の判断基準により複数のイベントについて確実度はⅠと判断した．逆に，段丘礫の再移動が疑われる北海道本島乙部町海岸の崖錐型は確実度Ⅳと判断している．

なお，この確実度は高波・高潮などによる堆積物との区別は意図していない．堆積構造などによる津波堆積物と暴浪堆積物の区別は非常に難しい [10]．ここで述べる津波堆積物には暴浪堆積物を含んでいる可能性もあるが，低頻度の異常なイベントの最大値を認識するという防災上の目的からは，大きな問題にはならない．

5. まとめ

堆積状況を直感的に理解するために，礫質津波堆積物をその堆積場をもとに低地型，段丘型，崖錐型および岩棚型に分類した．このうち段丘型と崖錐型が岩礁・礫浜海岸における古津波調査の主な対象となる．

津波堆積物の認定における解釈過程を示すために行っている，確実性が大きい「確実度Ⅰ」から小さい「確実度Ⅳ」までの 4 段階の確実度評価について紹介した．調査における確実度の表示は解釈の飛躍や誤りを回避するために有効と考える．

謝辞：津波堆積物調査への新規参入者である演者らの古津波堆積物の調査は平川一臣北大名誉教授にご指導いただいたものである。記して深く感謝する。

文献

1) 後藤和久・西村裕一・宍倉正展（2012）：地質記録を津波防災に生かすために―津波堆積物研究の現状と課題，科学，Vol.82，pp.215-219.
2) 後藤和久・箕浦幸治（2012）：20111 年東北地方太平洋沖地震津波の反省に立った津波堆積学の今後のあり方，堆積学研究，Vol.71，No.2，pp.105-117.
3) 後藤和久・西村裕一・菅原大助・藤野滋弘（2012）：日本の津波堆積物研究，地質学雑誌，Vol.118，pp.431-436.
4) 平川一臣・川上源太郎・田近淳ほか2名（2012）：日本海東縁の巨大津波履歴：北海道奥尻島の古津波堆積物，第29回歴史地震研究会講演要旨集.
5) 川上源太郎・平川一臣・田近淳ほか3名（2012）：北海道奥尻島の完新世段丘に認められた津波堆積物，日本地質学会119年会講演要旨，p.25.
6) 仁科健二・川上源太郎・嵯峨山積ほか 3 名（2013）：日本海東縁，北海道南西沖，奥尻島の沖積低地で認められた複数の津波堆積物．日本地球惑星科学連合 2013 年連合大会予稿集，MIS25-11.
7) 廣瀬亘・川上源太郎・田近淳ほか 7 名（2013）：北海道日本海沿岸における津波履歴調査．日本地球惑星科学連合 2013 年連合大会予稿集，MIS25-P10.
8) 仁科健二・川上源太郎・田近淳（2013）：2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって形成された三陸海岸の礫質津波堆積物，北海道地質研究所報告，No.85，印刷中.
9) 平川一臣・中村有吾・原口 強（2000）北海道十勝沿岸地域における津波堆積物に基づく巨大津波とその再来間隔．月刊地球号外，No.28
10) 小松原純子（2012）：浅海域および沿岸低地に堆積した津波堆積物の識別基準．堆積学研究，Vol.71，No.2，pp.119-127.

49. 東日本大震災をふまえた土木地質学の課題と提言

Proposals and assignments of engineering geology in civil engineering from the Great East Japan Earthquake

○佐々木靖人（(独）土木研究所）,松尾達也（(独）水資源機構）,日本応用地質学会土木地質研究部会
Yasuhito Sasaki, Tatsuya Matsuo, Research Group on engineering geology in civil engineering

1. はじめに

東日本大震災を受けて各種の学会等で提言がなされ、日本応用地質学会でも、他学会等と共同で提言等を発表した。しかし詳細な提言はされていない。今後、本学会の専門性の視点から詳細・具体的な提言を行い、それにもとづき活動をしていく必要がある。そこで日本応用地質学会土木地質研究部会では、土木地質学という視点での課題と提言について議論し素案（以降、一次案）を作成した。また、ニューズリスト等を通じて学会員に意見照会を行い、二次案を作成中である。以下では、本学会や他学会等の提言状況を俯瞰するとともに、一次案とそれに対する学会員の意見照会結果を示すことで、本学会が今後必要な活動を論じる。

2. 地質・地盤関連の学会等の既往の提言等の概要

2.1 本学会の提言状況

本学会はこれまで、地球惑星科学関連学協会共同声明（平成23年6月30日）、三十学会共同声明（平成24年5月10日）、全地連との共同提言・行動指針（平成24年8月1日）を公表している。これらの提言の主なキーワードをまとめると表－1のとおりであり、ある程度網羅的に提言されていることがわかる。

表-1 本学会の共同提言等のキーワード

大項目	主なキーワード
政策	法制度(機動力)、総合的な防災・減災政策、エネルギー政策、自然エネルギー
国土計画	国土総合計画、都市計画、農山漁村計画、防災・減災計画、立地誘導、地域減災計画、土地利用、太平洋軸と日本海軸のバックアップ体制、
災害予測	低頻度災害、災害履歴、地質記録、リスク分析、長期的評価、ハザードマップ、不確実性、限界、緊急警報システム、災害の複合・連鎖、モニタリング・観測、地質学的方法論の再認識、地盤災害(地震、津波、盛土、液状化、火山、風水害等)
ハード対策	構造の強化、施設の整備、避難設備
ソフト対策	避難教育、日常防災
教育	教育研究の復旧、防災教育(避難教育を含む)
情報、連携	地盤情報のデータベース、情報公開・発信、産学官連携、学会間連携、

2.2 他学会等の提言状況

（1）日本学術会議の提言

日本学術会議では、震災関連で多くの提言を公表している。地質関連の最近1年間のものでも、「原発災害からの回復と復興のために必要な課題と取り組み態勢についての提言」（平成25年6月）、「東日本大震災に係る学術調査-課題と今後について-」(平成25年3月)、「地盤情報の共有化に向けて-安全・安心な社会構築のための地質地盤情報に関する法整備-」(平成25年1月)、「いのちを育む安全な沿岸域形成の早期実現に向けた災害廃棄物施策・多重防御施策・生物多様性施策の統合化の緊急提言」（平成24年12月）、等がある。

（2）地盤工学会の提言

地質関連の詳細・具体的な提言の例として地盤工学会の二次提言（平成24年6月）がある。本提言は、まず各構造物や発生した現象における課題を掲げ、この課題の解決に必要な複数の行政的・技術的提言を述べる構成であり、56の提言に加え図や写真等も含め225ページに及ぶ。地盤工学会では、主要課題として、①戸建て住宅の被害、②現行基準を満足しない既存土構造物や未対応の自然地盤・斜面、③現行技術・基準・制度（いわゆる「想定外」の課題)、④民間産業施設の防災対策、をあげている。地盤工学会では提言にもとづき、地盤品質判定士資格を立ち上げた。

（3）他の工学系学会の提言

独自提言を公表している他の工学系学会は多くあり、建設関連3学会や7学会での共同提言など、共同提言も行われている。しかし全般に地質に関連する提言は少ない。この中で地質に多少なりとも関連する提言を公表している学会として、土木学会（平成25年7月等)、日本地震工学会（平成24年5月)、日本建築学会（平成23年9月、平成24年11月)、日本沿岸域学会（平成24年3月)、農業農村工学会（平成23年7月)、日本造園学会（平成23年4月)、日本災害情報学会（平成23年4月等)、失敗学会（平成25年6月）等がある。内容的には表－1の項目と重複するものが多いが、工学系は耐震基準・対策・復旧復興等に重点が置かれ、また分野毎に特徴のある提言となっている。

（4）理学系学会

理学系学会は、三十学会共同声明など、共同での提言が多いが、一部の学会は独自提言も行っている。たとえば地質学会(平成23年4月)は津波堆積物の分析、地学教育の位置づけの低さの改善、地球関連分野との協力関係の推進を提言している。地震学会（平成24年10月）は地震学会の行動計画という形で、重要課題や国家プロジェクトに対する議論の場の設置、他学会との連携、地震予知への取り組みの見直し、社会に対する等身大の地震学の現状を伝えること、学術情報発信のあり方の検討等を提案している。また第四紀学会（平成23年5月)は要望として文部科学大臣宛に高等学校理科4科目の開講（具体的には地学の開講）を提

出している。地熱学会（平成23年5月）は地熱エネルギーの推進を提言している。

（5）世界銀行

世界銀行は「大規模災害から学ぶ-東日本大震災からの教訓-」を公表している。その中では①構造物対策、②非構造物対策、③緊急対応、④復興計画、⑤ハザードマップ、リスク情報と意思決定、⑥災害・防災の経済、財政、の6つのクラスターに分け、各クラスターで複数の教訓を述べており、計32の教訓集となっている。地質に関連するものとして、たとえば⑤（ハザードマップ等）については、予測やリスク評価の限界の理解と津波堆積物や過去の地形等の調査などの推進、ハザードマップ作成における地域社会の関与、地域社会・政府機関・専門家間の情報共有の大幅な改善、リモートセンシング技術の活用等を述べている。

（6）自治体、業界団体、民間等

自治体では、とくに地質に関連するものではないがたとえば横浜市では派遣職員からの提言(平成23年9月)を公表している。業界団体では、たとえば建設コンサルタンツ協会は「東日本大震災の復興に関する緊急提言-ハード・ソフトベストミックス-」（平成23年6月）を公表しているほか、日本下水道管路管理業協会などいくつかの業界団体が提言を行っている。民間では、応用地質(株)が「東日本大震災とその復旧・復興に向けて」（平成23年11月）として技術提案を行っている。

3. 土木地質研究部会一次案の内容

一次案の表題は「震災後の国民のための土木地質学の29の課題と提言（素案）」であり、下記の課題・提言からなる。

表-2　土木地質研究部会提言一次案

国づくり、まちづくりへの貢献
【1】土木地質学的視点での国づくり・まちづくりビジョンの提案
【2】「科学的な国づくり・まちづくり制度」の構築
【3】公共事業プロセスの改善
【4】地質リスク評価法の提案
【5】地形、地質・地盤情報の集約・公開による情報の精緻化
【6】防災上重要な地域での地質調査の実施
【7】精密な地質・地盤図の作成と防災活用

人づくり、絆づくりへの貢献
【8】「市民のための土木地質学」の構築
【9】防災教育カリキュラムの充実
【10】地学教育の充実と改質
【11】大学等における地質災害関連学科・講座の充実
【12】土木地質学の行政への重要性の発信
【13】土木地質学の社会関連諸学会への理解向上
【14】行政における土木地質技術者の確保
【15】民間土木地質技術者の活用
【16】土木地質技術者の養成
【17】大災害時の技術者等の連携体制の確立

防災技術づくりへの貢献
【18】災害教訓のアーカイブ化と調査・設計手法等への昇華
【19】迅速な地質調査技術や遠隔地質調査技術の開発
【20】津波、液状化、斜面や盛土、活断層等の現象解明と予測技術の精緻化
【21】ごくまれな地質リスクの明示とその対応の明確化
【22】古い土木施設の点検調査の実施とメンテナンス・補修技術の確立
【23】土木施設の老朽化における地質の影響の把握
【24】放射性物質に汚染された廃棄物等の貯蔵・管理技術の信頼性の向上
【25】災害廃棄物の処分場対策の信頼性の向上
【26】地熱・地中熱エネルギーなどの新エネルギーの開発
【27】大規模地下空間等の利用による基地的な多機能防災施設の検討
【28】地質の不均質性に応じた適切な地質調査項目・データ数量等の提案
【29】多様なリスクに対応した土木地質調査・評価技術の体系化

4. 意見照会結果

意見照会により得られた個人会員からの主な意見を大まかに整理すると表－3の通りである。なお、このほかに各研究部会および各支部から意見があがっている。

表-3　個人会員からの主な意見

大項目	主な意見　(文章は簡略化や再構成しています)
「表題」、「はじめに」に関するもの	表題は「応用地質学の○○」でもよいが今回は「土木地質学」の方が市民受けする、冒頭に土木地質学の意義を明記、「応用地質学」と「土木地質学」の定義を明記、
提言内容の新提案、具体化案に関するもの	地形を加味した地質現象の把握や詳報提供(間違った情報を市民に提供しないでほしい)、施工時の調査・情報修正の義務づけ、DIGなど町内会への出前講座、活断層等はハードとソフトによる減災が必要、顧問制度の寄与度の説明、土木地質技術者の中途採用、海外事例と比較(土木地質学の理解、アーカイブ等)、構造物の事前点検、放射性廃棄物も対象に、大学での野外調査の充実、地質学の魅力の宣伝、
その他提言内容に関するもの	提言内容を具体的に、新規性がない、意味不明、内容は本当かリサーチ要、「失敗事例」はいいすぎ、用語の適正化（放射性廃棄物関係等）、
提言主体に関するもの	他学会との棲み分け要、土木関係の地質関連学会が一堂に会して提言する必要、
提言対象に関するもの	行政だけではできない提言あり(学会協力要)、学会等だけではできない課題あり(行政要)、「学会と学会員」とは？、「教育関係者と教育専門家」とは？
提言後の行動に関するもの	行動指針やアクションプランを作り実践、社会への発信方法を議論要、
提言の構成、様式、数、わかりやすさ、用語等に関するもの	用語説明・定義要(地質リスク等)、提言数29は切りが悪い、分量が多い、複数提言をまとめる、行政や市民が理解できる内容を、短期的にできる内容に絞る、課題と提言を分けるべき、既存施策で可能なものと立法が必要な物に分ける、わかりやすく(このままでは誰も読まない)、

5. 考察

提言の新提案・具体化案としては、「間違った情報を市民に提供しないでほしい」といった、市民目線での専門家責任に関する重要な提案や、「地質学の魅力の宣伝」など、基本的な取り組みへの提案もあった。今後これらの意見を取り込む必要がある。

提言内容や構成全般としては、より具体的にという意見が多い一方で、分量が多い、行政や市民に分かりやすくすべきという意見も多かった。このため、土木地質研究部会以外の研究部会等の協力も得て提言を具体化するとともに、行政・市民への発信は、概要版を作成し、具体的で分かりやすい提言を主体に発信していくことが必要と考えられる。

また、提言主体については、他学会との連携、また提言後の行動については、具体的なアクションプランを検討すべきという意見もあった。これらは土木地質研究部会のみでは困難であるため、将来的に学会提言としてとりまとめ行動するための組織作りが必要である。

6. まとめ

震災関連の地質関連の既往の提言について俯瞰するとともに、「震災後の国民のための土木地質学の29の課題と提言（素案）」（一次案）の作成と意見照会結果の一部についてまとめた。今後、土木地質研究部会二次案の作成、学会提言の作成、行動指針やアクションプランの作成等が必要である。

50. 事例収集に基づく土木地質分野における現状と課題

Analysis of the engineering geological consideration based on case study

○長谷川怜思（八千代エンジニヤリング（株）），日本応用地質学会土木地質研究部会
Satoshi Hasegawa, Research Group on engineering geology in civil engineering

1. はじめに

土木事業では，構造物を支持する地盤条件の情報不足が元となって，事業遂行上の課題として顕在化するケースがある．地盤条件の情報不足に伴うこれらの課題は，最近では“地質リスク[1)]”として取り扱われており，特に土木地質分野で生じる課題は，地盤条件が有する不確実性，対象とする構造物に適合した調査マニュアルの有無，地質調査技術の不足，地質解析技術の不足等が原因となって生じている．

当研究では，土木事業の計画段階や施工段階で課題が生じた事例（約 100 事例）について収集し，これらの事例から課題が生じた原因項目を分析することで“土木地質分野における現状の課題”を明らかにするとともに，現状の課題に対応するために本学会の土木地質分野として必要な活動の方向性を論じる．

2. 事例の収集方法

事例は土木地質研究部会に出席する委員を通じて，委員が所属する企業・研究機関への呼びかけで集められたものである．事例収集時には，①事業種別（ダム，道路，鉄道など），②課題が顕在化した事業段階（施工前，施工中，施工後），③対象となる構造物や工種．④課題発生要因の大分類(表-1)，⑤課題発生要因の中分類，⑥対象となる岩種や土質，⑦課題の詳細な内容を記述するものとした．

なお，④大分類と⑤中分類については，1 件の事例について複数回答できるものとし，当研究で収集した事例 113 件，大分類の個数合計 273 データについて課題発生の要因について分析した．

表－1　課題発生要因の大分類

大分類	データの個数	
1. 調査不足	70	25. 6%
2. 認識不足	121	44. 3%
3. 人的要因	27	9. 9%
4. 組織的要因	18	6. 6%
5. 予測不能	37	13. 6%
計	273	100. 0%

3. 収集事例にもとづく分析結果

（1）事業種別毎の課題事例数

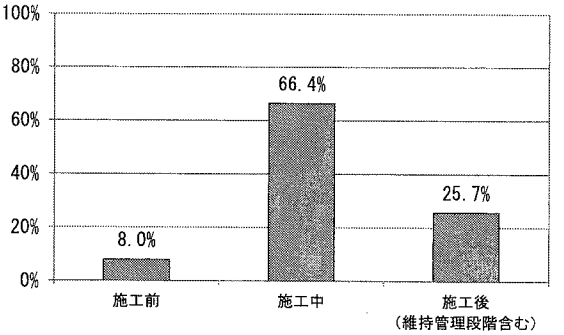
ダム事業，道路事業に関わる課題事例が最も多く，課題事例の多い順の上位 5 位までで，全体の 9 割を占めている．

表－2　事業種別毎の課題事例数

事業種別	データの個数	
ダム	41	35. 0%
道路	37	31. 6%
電力	12	10. 3%
造成	9	7. 7%
鉄道	5	4. 3%
河川	3	2. 6%
水路	2	1. 7%
導水路	1	0. 9%
地すべり	1	0. 9%
上下水道	1	0. 9%
下水道	1	0. 9%
総計	113	100. 0%

（2）課題が顕在化したタイミング

当研究で収集した事例によると，施工中が 66%と最も多く，次いで施工後（維持管理段階含む）が約 26%，施工前での段階でも課題は顕在化するものの 10%を下回っている．



図－1　事業段階別の課題発生率

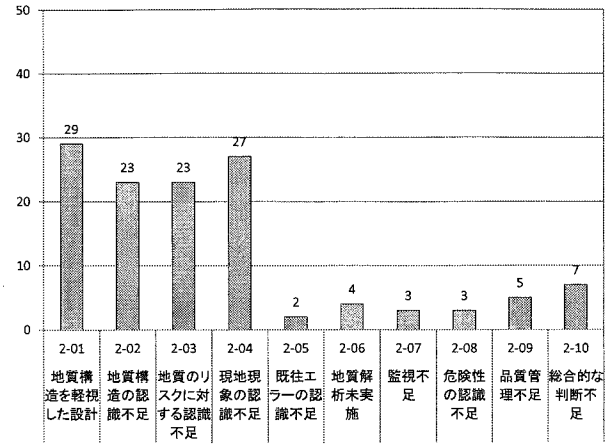
（3）大分類の傾向

表-1 の大分類別の事例数によると「2.認識不足」が 44%と最も多く，次いで「1.調査不足」「5.予測不能」「3.人的要因」「4.組織的要因」の結果となった．

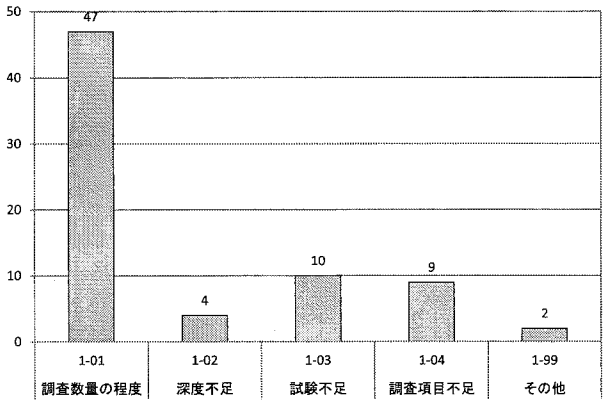
（4）中分類の傾向

大分類のうち，データ個数の多い「2.認識不足」「1.調査不足」「5.予測不能」に着目して，中分類の傾向を把握した．図-2～4 にそれぞれの中分類内訳を示すが，「2.認識不足」では，「2-01 地質構造を軽視した設計」「2-02 地質構造の認識不足」「2-03 地質リスクに対する認識不足」「2-04 現地現象の認識不足」に，「1.調査

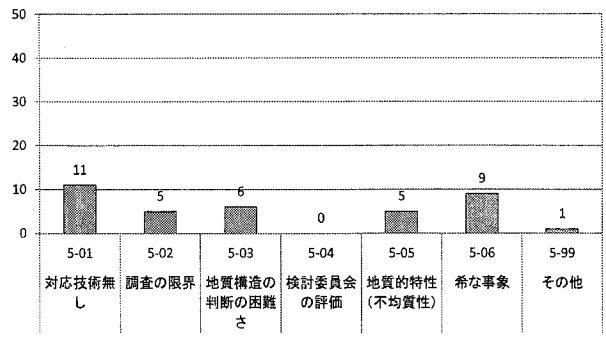
不足」の中分類では，「1-01 調査数量の程度」にデータが集中した．「5.予測不能」では，データの集中は認められないものの，「5-01 対応技術無し」のデータ個数が多い．このほか「3.人員的要因」「4.組織的要因」の中分類では，「地質技術者の未関与」といった事例も見受けられた．



図－2 「2. 認識不足」の中分類内訳



図－3 「1. 調査不足」の中分類内訳



図－4 「5. 予測不能」の中分類内訳

(5) 地形・地質要素と対象構造物との関係

課題発生率が高いとされた大・中分類のうち，特に個数が集中した「1-01 調査数量の程度」「2-01 地質構造を軽視した設計」「2-02 地質構造の認識不足」「2-03 地質リスクに対する認識不足」「2-04 現地現象の認識不足」「5-01 対応技術無し」に着目し，地形・地質の要素がどのようなトラブルの原因となるかを分析するために，構造物を①基礎岩盤，②地下空洞，③斜面，④材料に大区分して両者の関係について検討した．

その結果，関連性の高い項目として①基礎岩盤では，支持層の強度不足，想定分布範囲の見誤りや，高角度割れ目の性状や発達の程度を事前に把握できなかったことによる漏水問題などの事例が挙げられた．

②地下空洞では，膨潤性粘土鉱物による変状や地山強度の見誤りといった事例が多い．

③斜面については，地すべり地形，深層崩壊，表層崩壊などの不安定土塊の範囲や深度の見誤りや流れ盤すべり，施工後の応力開放・リバウンドや膨潤性粘土鉱物による変状，不整合面に存在した未固結地山切土による変状などがキーワードとして多く挙げられた．

④材料では，多孔質・不均質地山における地質特性の見誤りが要因となった漏水事例や，黄鉄鉱・重金属による環境問題に関わる事例も見受けられた．

(6) 分析によってみえてきた地質帯と課題との関係

当研究で収集した事例について課題が生じた岩種・土質に着目して整理したところ，課題の発生件数は日本列島に普遍的に産する堆積岩や付加体で多く，グリーンタフ，シラスや蛇紋岩といった特殊地山では課題事例が少ない傾向が認められた．

4. まとめ

事業種別毎の課題事例数を着目すると，当研究で収集した事業分野にやや偏りがある点も否めないが，「地質構造や地質リスクに対する認識不足」や「調査数量の不足」が課題発生の主たる要因であると考えられる．

本事例のなかで特殊地山の課題が少ない要因としては、地質リスクを内包している特殊地山の認識がきちんとなされており、設計・施工段階で適切な対応がとられている可能性も考えられる。

一方で、付加体や堆積岩類に代表される本国で普遍的に産する地質体で課題の発生件数が多く，過去に生じた課題事例から得られた知識・経験が技術者間で正しく伝達されてない可能性も示唆される．

今後は収集した事例をもとに，課題となる地質リスクのデータベース構築や，各構造物における地質調査精度・数量の妥当性を検討するとともに，過去に発生した課題の適切な伝達方法を模索する必要がある．

このほか事例のなかには，施工当時において対応技術が無いために発生した課題も複数散見されるため，要素技術の発展によって過去の課題を解決する事ができたかどうかを検証することも重要であると考える．

参考文献

1) 地質リスクWG(2006)：H17 年度地質に係わる事業リスク検討報告書，pp.1-2.
2) 渡邊ほか(2008)：地質リスク分析のためのデータ収集様式の研究報告書
3) 社団法人全国地質調査業協会連合会（2009）：「企業間連携等の推進に関する調査・研究委員会」報告書 –地質リスクに関する調査・研究–，pp.1-61.

51. D級酸性火成岩の岩級区分

Rock mass classification of acidic igneous rocks in class D

○木村隆行，高田正治，磯野陽子（エイト日本技術開発）
Takayuki Kimura, Masaharu Takata, Youko Isono

1. はじめに

花崗岩などのD級酸性火成岩の風化区分は，定量的区分として本州四国連絡橋公団による研究成果がよく使用されているが，明確な指標はないのが現状である．そのため，実務でのD級基盤岩の指標として，吉備高原面の深層風化したD級酸性火成岩を例として，N値や色彩，鉱物組成の指標を考察したので，報告する．

2.N値の風化区分

本州四国連絡橋公団[1]によれば，変形係数Eは岩級と深度Zに依存して(1)～(3)式の相関があるとされている．そこで(4)式の変形係数EとN値の相関で変換すると，(5)～(7)式となる．更にMeyerhofの(8)式で正規化N値(N1)に換算すると，図-1のように，N1=10, 30, 50に収束する．ここで，岩級の境界を中間値とすると，N1=20, 40でDM, DHを区分できる．そこでD級岩盤のN1境界を20と40と仮定する．

DL級：$E=98\times12.5Z^{0.93}$ (1)

DM級：$E=98\times62.0Z^{0.76}$ (2)

DH級：$E=98\times180Z^{0.63}$ (3)

$E=98\times7\times N$ (4)

DL級：$N=1.8Z^{0.93}$ (5)

DM級：$N=8.9Z^{0.76}$ (6)

DH級：$N=25.7Z^{0.63}$ (7)

$N1=(1.7N)/(0.7+\sigma'_V/98)$ (8)

E:変形係数（kPa）Z：GL-m　N1：正規化N値

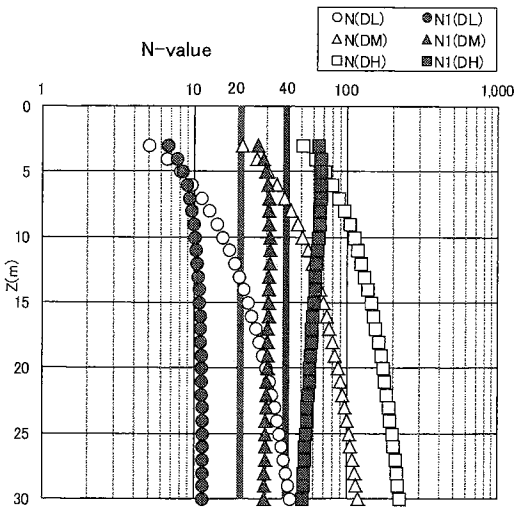


図-1　深度とN・N1

3.鉱物組成と化学的風化

今回，吉備高原面からのボーリングコア（流紋岩質凝灰岩，花崗岩，花崗斑岩：中生代白亜紀）を用い，X線回折（不定方位）によるピーク比で鉱物組成の把握を行い，また，pHを測定した．

現地の酸性火成岩は，石英Q-カリ長石Kf-斜長石Plの鉱物で95%以上を占める．そのため，X線回折によるピーク比を用いてその鉱物構成比を把握した．

粒子の小さい流紋岩では，肉眼鑑定の鉱物判定は困難であり，また，粒子の大きい花崗岩においても，厳密には斜長石とカリ長石の区分が困難な場合も多い．X線回折では，かなり明確にその量比が判定できるため，従来の肉眼判定基準と異なる結果となった．

つまり，肉眼判定でDLはカリ長石なしであったが，X線回折では残留しており，斜長石がゼロであった．また，DMは肉眼判定で斜長石なしであったが，X線回折では残留しており，新鮮な岩の含有量の半分程度に消失していた．見かけより実際には長石類は多く残留しており，X線で把握できる斜長石の消失程度で，明瞭に区分できると考えられた．その指標を，表-1に示す．

表-1　D級風化区分と区分指標

岩級区分	コア性状	従来の肉眼鑑定による鉱物組成	X線回折による含有状況			N1指標案
			Q 全岩有%	Kf 原岩から低下%	Pl 原岩から低下%	
DL	粘土状	カリ長石なし	90%以上	50%未満	0%	20未満
DM	砂状	カリ長石のみ残留 斜長石なし	50～90%	50%以上残	50未満～0%	20～40
DH	礫状	雲母の黄金色化 斜長石大半変質	～80%	50%以上残	50%以上残	40以上

この鉱物組成から考えられる区分と，N1から推定されるD級岩級区分を図-2～5に示した．K-1地点では，N1指標と鉱物指標の両方がほぼ一致したが，他地点ではN1指標のランクが大きくなる傾向があり，特に，M-2地点は鉱物学的にはDLであったが，N1は大きな値を示した．

このことは，物理学的風化が鉱物学的風化の後で生じており，浸食履歴などの応力解放などのゆるみを受けている状況とそうでない状況で差が生じているものと考えられる．(M-2のみ山頂からで浸食履歴がない)

石英比率とN1の相関はM-2のみ特異である．(図-6)しかし，石英比率とpHの相関は高いことがわかる．(図-7)

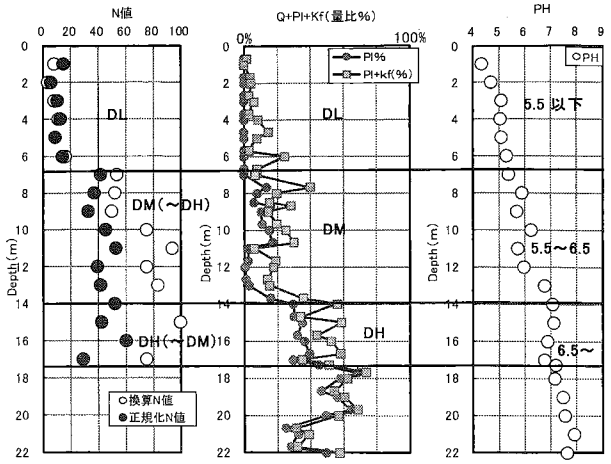


図-2　K-1 地点の N1・鉱物量比・ｐH（流紋岩類）

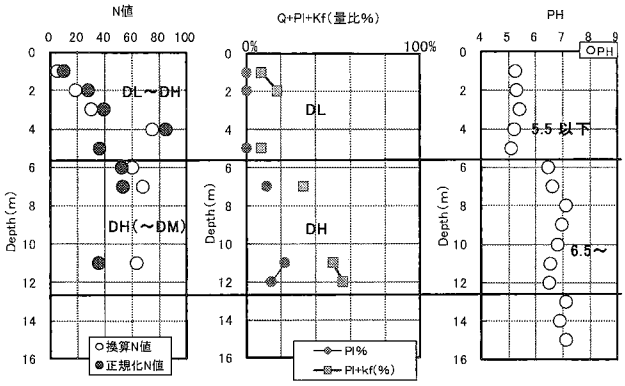


図-3　M-1 地点の N1・鉱物量比・ｐH（花崗岩）

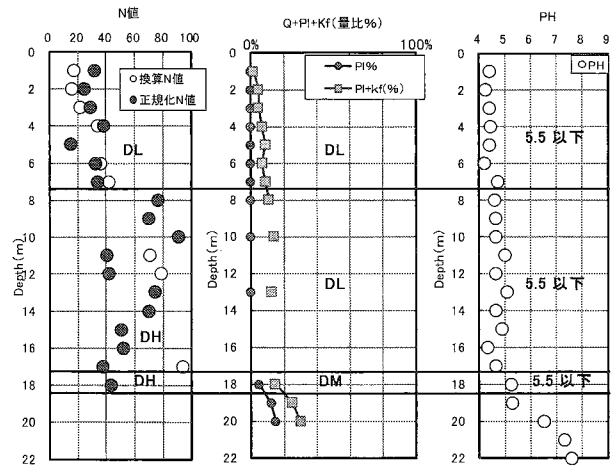


図-4　M-2 地点の N1・鉱物量比・ｐH（花崗斑岩）

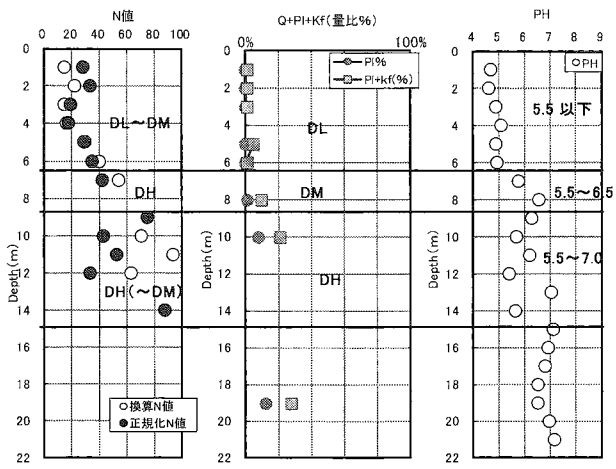


図-5　M-3 地点の N1・鉱物量比・ｐH（流紋岩類）

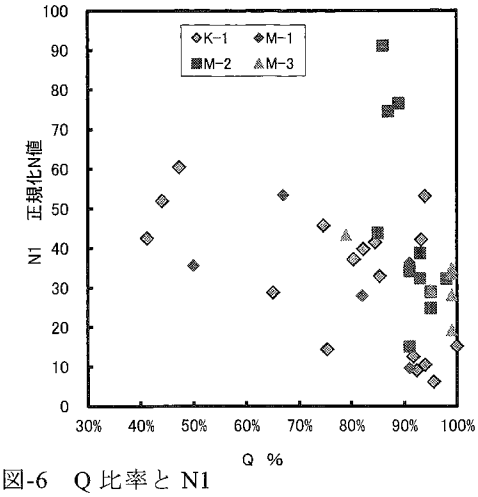


図-6　Q 比率と N1

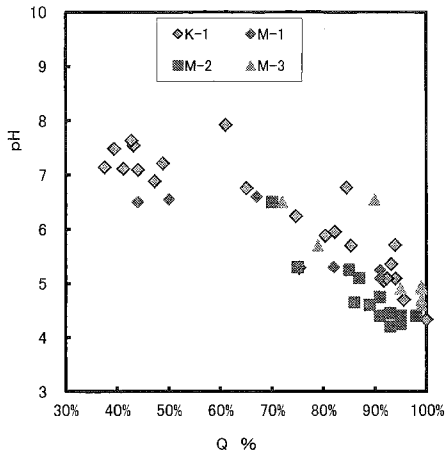


図-7　Q 比率とｐH

4. まとめ

正規化Ｎ値およびＸ線回折（不定方位）による鉱物組成の把握により，Ｄ級風化帯の定量的区分指標を検討した．それぞれの指標が一致する現場もあるが，物理的風化指標と鉱物学的風化指標は，必ずしも一致していなかった．それは物理的風化の方が鋭敏であり，地質の不均質性ばかりでなく，山地解体の過程での開析や応力解放などの複雑な履歴を反映し，現状に至っているためと考えられる．

そのため鉱物学的風化を初期値とし，その上に物理的風化を反映させた新しい岩級区分の指標の構築が必要と考えられる．その手法について，今後，検討をすすめていきたい．

参考資料

1)本州四国連絡橋公団（1980）：風化花崗岩の支持特性判定要領(案)，pp.106

2)木村隆行，東正昭，嶋将志：中国地方の地形面と風化特性，平成８年度日本応用地質学会研究発表会

3)木村隆行，高田正治(2002)：拘束圧の影響を考慮した残積土の Ｎ 値の評価，平成 14 年度日本応用地質学会研究発表会

52. 秋田県中部に分布する安山岩類の産状,岩石物性,浸水崩壊特性の関係

Relation between mode of occurrence , physical properties and slaking properties of andesitic volcanic rocks distributed in middle part of Akita Prefecture.

○鈴木　聡（奥山ボーリング）・石山大三（秋田大学）・鈴木真悟（奥山ボーリング）
Satoshi Suzuki　　Daizo Ishiyama　　Singo Suzuki

1. はじめに

海底火山活動に伴い形成された安山岩類が広く分布する北海道から山陰地方までの日本海沿岸地域（グリーンタフ地域）では，岩盤崩壊やトンネルの変状がしばしば発生している．これらの岩盤崩壊やトンネル変状の原因を明らかにするため，筆者らは秋田県中部に分布する安山岩類を対象とし，産状と浸水崩壊度や岩石物性について報告してきた(例えば鈴木[1])．本報告では，浸水崩壊のしやすさは，スメクタイトや斜長石の分布形態，スメクタイト量と特定の細孔分布範囲の細孔量が影響することが考えられため，その内容について以下に示す．

2. 対象地の地質と産状

2.1 地質

対象地は秋田県中部に位置し，新第三系中新統の主に玄武岩質安山岩類から構成される俎山火山岩類分布地域である（図-1）[2)3)]．

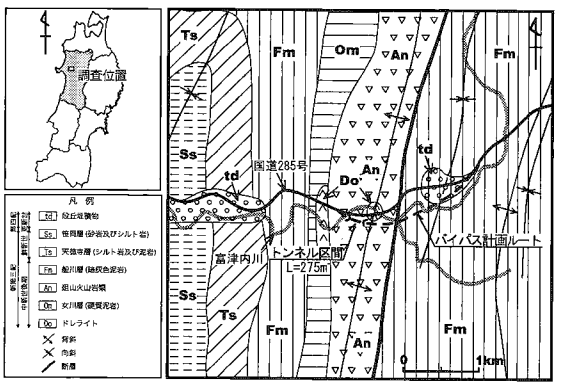


図-1　対象位置及び地質[3)]

2.2 産状

対象地のトンネル計画区間の地質断面を図-2 に，各々の産状を図-3 に，岩石ならびに薄片顕微鏡写真を図-4 に示す．対象地はドレライト岩脈，枕状溶岩および火山礫凝灰岩より構成される．火山礫凝灰岩は岩片と基質部が同質であるが，岩片と基質部の境界は明瞭なものと不明瞭なものがみられる．

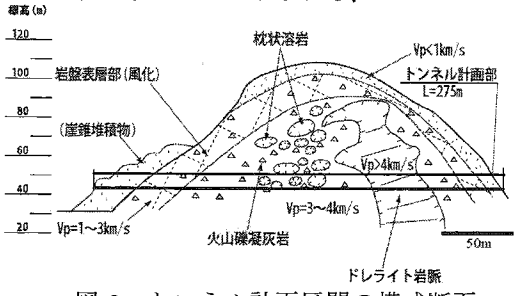


図-2　トンネル計画区間の模式断面

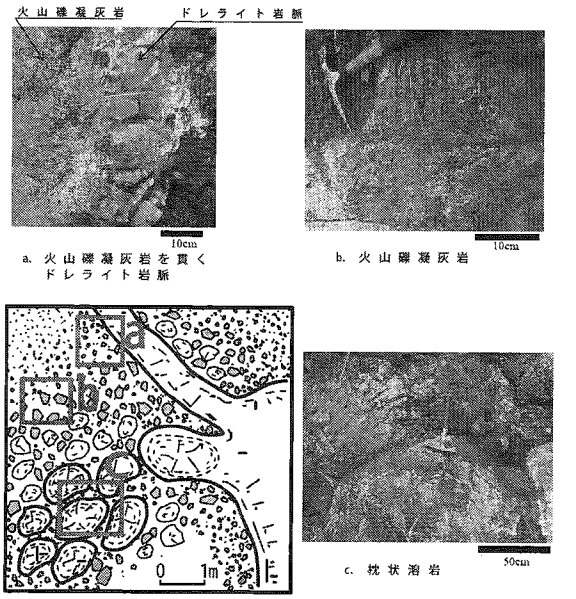


図-3　対象地にみられる安山岩の産状　山岸(1994)を参考[4)]

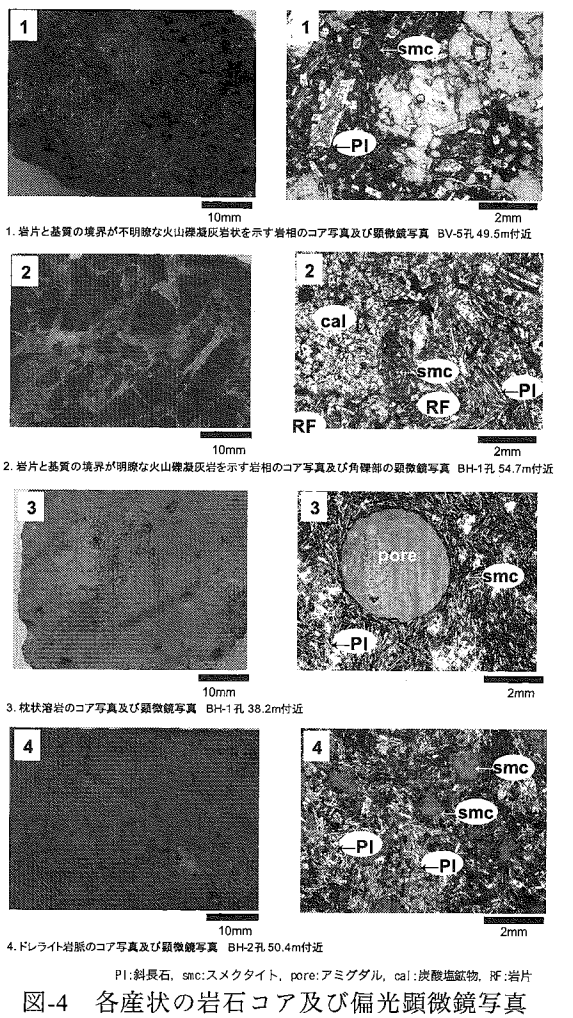


図-4　各産状の岩石コア及び偏光顕微鏡写真

偏光顕微鏡による観察では，ドレライト岩脈や枕状溶岩，岩片と基質の境界が明瞭な火山礫凝灰岩の岩片部は針状の斜長石が密に分布し，スメクタイトは斜長石の間を充填する形態で分布した．一方，基質との境界が不明瞭な火山礫凝灰岩の岩片部は，スメクタイトが優勢で長さ 0.5～3mm 程度の短冊状の斜長石が点在した．

3. 各産状の浸水崩壊形態

各産状の代表的なコア試料と浸水崩壊形態の模式図を図-5 に示した．ドレライト岩脈は A 判定でありほとんど変化が認められない．枕状溶岩は概ね A～B 判定であり，変化がほとんど見られないか稜角部が崩壊する程度であった．ただし，部分的に C 判定を示し，岩片が分離したり稜角が崩壊する試料も存在した．火山礫凝灰岩では，岩片と基質の境界が明瞭なコア試料は岩片が分離したり稜角が崩壊し，概ね C 判定であった．一方，岩片と基質の境界が不明瞭なコア試料は，原型をとどめないほど崩壊し D 判定となった．

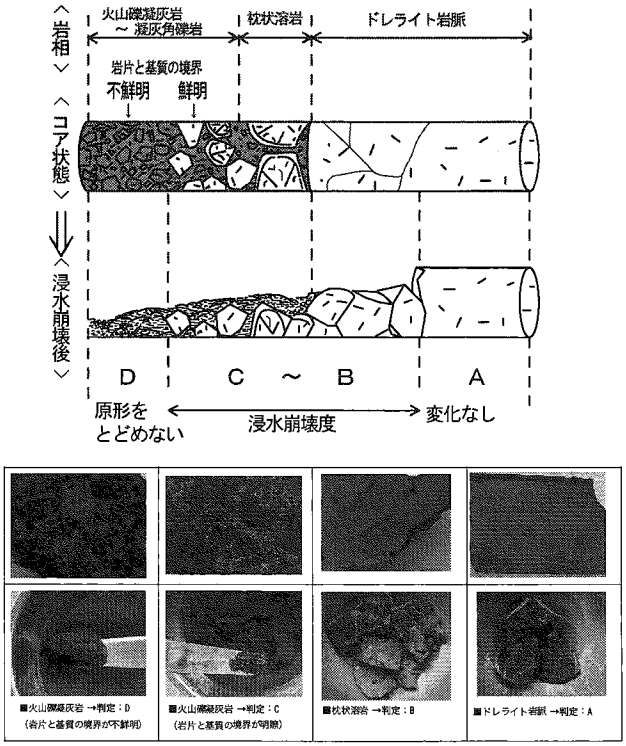


図-5　各産状の浸水崩壊形態

4. 細孔分布およびスメクタイトの測定方法

細孔分布の測定は，各産状のボーリングコアを破砕し 5mm 程度の粒径に調整したものを水銀圧入型のポロシメーターを用いて行った．また，スメクタイトの同定及び量比は，各産状のボーリングコアを破砕した粉末試料についてX線粉末回折法を用いて測定した．

5. 細孔分布やスメクタイト量と浸水崩壊性の関係

浸水崩壊度の程度が異なるコアの細孔容積曲線を図-6 に示す．浸水崩壊しやすい岩相は，細孔径の範囲が 500nm～10000nm の細孔量が多い．

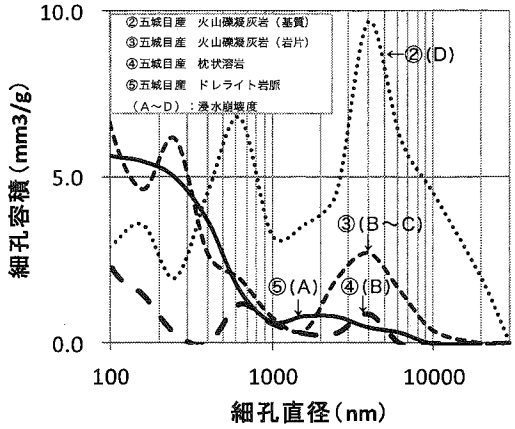


図-6　浸水崩壊の程度が異なるコアの細孔容積曲線

また浸水崩壊は，スメクタイト量と細孔径範囲が 500nm～10000nm の細孔容積量によりコントロールされていることが考えられる(図-7)．

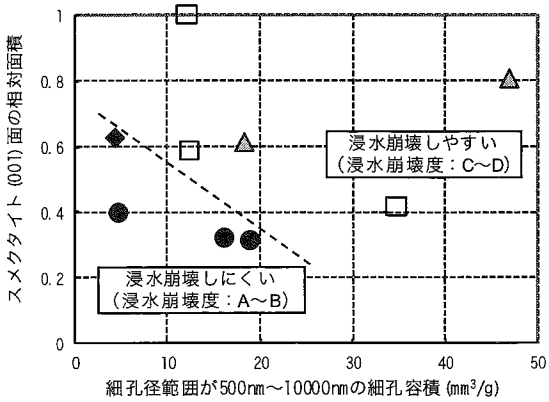


図-7　各岩相のスメクタイト(001)面ピークの面積比と細孔径範囲が 500nm～10000nm の細孔容積との関係

6. まとめ

浸水崩壊しやすい岩相では，スメクタイトだけでなく細孔径の範囲が 500nm～10000nm の細孔量も多い．また，斜長石結晶間の間隔が大きくその粒間をスメクタイトが連続的に埋める産状が確認された．

一方，浸水崩壊しにくい岩相ではスメクタイト量が多い場合でも細孔量が少なく，針状の斜長石が密集し，スメクタイトはその間にスポット状に存在する特徴を持つ．

引用文献

1) 鈴木聡（2010）：秋田県中部に分布する水中火山岩の岩盤劣化と崩壊形態，日本応用地質学会研究発表会講演論文集，pp.31-32.

2) 大口健志・佐藤英朗・千葉とき子（1985）：秋田市・俎山火山岩類にみられる水中噴出溶岩，日本火山学会 1985 年度春季大会講演要旨，50B，p117.

3) 長谷紘和・平山次郎（1970）：5 万分の 1 図幅 五城目地域の地質，地質調査所

4) 山岸宏光・染野誠・籾倉克幹（1997）：水中火山岩の応用地質学的分類，日本地質学会学術大会講演要旨，104，p306.

53. 岩石組織が及ぼすTBM摩耗への影響と，その定量的比較

Influence of Petrologic Texture upon the Wear of Tunnel Boring Machines, and those quantitative measuring

○戸邉勇人，山本拓治，佐藤一成，大畑俊輔（鹿島建設技術研究所）
Hayato Tobe, Takuji Yamamoto, Issei Sato, Shunsuke Ohata

1. はじめに

トンネルの掘削法には，開削工法・NATM・TBMなど多くの施工法がある．これらのうち，TBMによる掘削工事において，合理的かつ経済的に施工を進めるためには，ディスクカッタ（以下，カッタ）の摩耗量・貫入量の正確な見積りが重要である．

カッタの摩耗の見積もりに一般的に用いられている指標には，一軸圧縮強度のほか，石英含有率が挙げられる[1]．石英は，主要な造岩鉱物の中で，最も高い硬度（モース硬度・ビッカース硬度）を示すだけでなく，圧子の押込みに対する抵抗（マイクロインデンテーション試験）でも高い値を示す（表1）．TBMは，切羽の表面にカッタを押し付けつつ，転動することによって掘削を行う．そのため，岩石中に高い硬度と押込み抵抗値をもつ石英が多く含まれている場合には，カッタの摩耗も大きくなると考えられる．

表-1　花崗岩の主要造岩鉱物の性質[2)3)]

	マイクロインデンテーション試験		モース硬度
	最大荷重(mN)	HTL	
石英	981	461	7.0
カリ長石	981	370	6.0～6.5
斜長石	981	233	6.0～6.5
黒雲母	98	9	2.5～3.0

花崗岩や花崗閃緑岩などの花崗岩類は，石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石を主成分としており，体積比で25～40%の石英を多く含んでいる．そのため，花崗岩類のTBM掘削では，石英の解析が重要である．

2. 調査地の地質

本研究は，中部地方のトンネル掘削現場を対象とした．研究地に分布する岩種は，領家花崗岩に属する花崗岩類であり，粗粒黒雲母花崗岩（以下A種），中粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（B種），および中粗粒黒雲母花崗岩（C種）の3種に区分される．

3種の花崗岩類から石英だけを取り出してみると，A種の石英粒子が孤立しているのに対し，B種，C種の石英粒子は連結しあっている（図-1）．

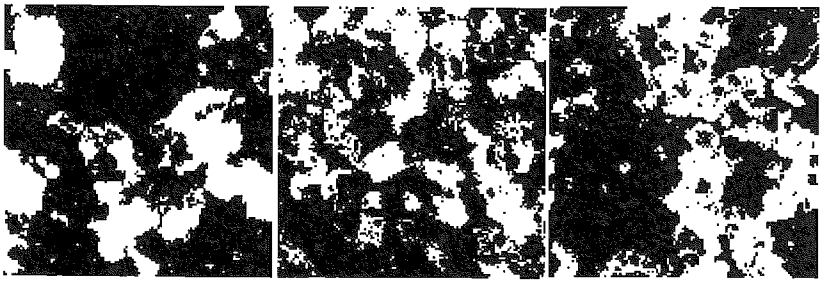


図-1. 各岩種の石英の形状（左A種，中B種，右C種　一辺約3cm）

3. 岩種間での摩耗量と石英含有率・形状の比較

研究地において，TBMのカッタ摩耗量を岩種間で比較した結果，掘削体積あたりの摩耗量の比と，石英含有率の比との間には，大きな差が認められた（表-2）．とくにA種とC種は，類似した岩種（ともに花崗岩）であるにもかかわらず，石英含有率の比に対して，掘削体積あたりの摩耗量の比が大きな値を示した．なお，岩種間において，風化程度や亀裂の存在には大きな差がなく，一軸圧縮強さにも差が認められなかった．

表-2　TBM掘削時の摩耗の結果

岩種	掘削体積あたりのビット摩耗量		一軸圧縮強さ		石英含有率	
	(mm/m^3)	Aとの比	(MN/m2)	Aとの比	(%)	Aとの比
A	0.038	1.0	130.5	1.0	31.1	1.0
B	0.039	1.0	127.0	1.0	37.8	1.2
C	0.092	2.4	135.2	1.0	39.5	1.3

岩種，風化程度，および石英含有率に大きな差を示さない岩種間において，カッタの摩耗に大きな差が生じた原因は，含有率以外の石英の性質の差に起因すると考えられる．前述のように，A,C種で石英の形状を比較すると，A種に比べてC種の石英粒子は互いに連結しあっている（図-1）．このことから，花崗岩類では，石英粒子の形状が，摩耗に影響を及ぼす要因の一つになっていると予想される．

石英をはじめとした鉱物の形状を定量化する試みは，岩石学の分野で研究されているが[4]，鉱物粒子の連結性を直接定量化する研究はこれまであまり行われてこなかったようである．筆者らは，かつて風化に影響を及ぼす岩石組織の定量化法を開発しており[5]，本研究ではその測定法を石英粒子の分析に応用した．ここではその分析法を示すとともに，結果についても簡単な考察を記す．

4. 石英粒子の連結率と定量化法

石英粒子の連結率は，以下の手順で測定した．

(1)岩石の画像化：岩石を約3.5cm程度

のチップに切断し，切断面を研磨する．研磨面をスキャナでPCに取り込む．

(2)石英粒子の抽出：同種の鉱物は類似色を示す性質をもつ．そのため，画像処理ソフトの近似色の選択機能を利用すると，石英の分布範囲が選択できる．この方法で石英が過不足なく選択されたら，石英部分を白色に塗りつぶし，その他の部分を黒色に塗りつぶす．

(3)石英連結率の算出：画像処理で得られた画像全体では，上端から下端まで連結した石英粒子の塊（クラスタ）は存在しない．画像全体を小さい領域に分割していくと，一部の分割領域に，上端から下端まで連結したクラスタ（無限クラスタ）が生じる．この無限クラスタの存在割合をそのサイズの連結率とする．すなわち図-2を例にすれば，16個の分割領域のうち，3つに無限クラスタが存在するため，画像全体の1/4サイズでは3/16=0.1875の割合で石英粒子が連結しているとみなせる．これを「石英連結率」と定義する．

(4)数式化：分割サイズを変えながら石英連結率を複数回測定した後，yを石英連結率，xを分割サイズとしてグラフにプロットし，y=f(x)の式で近似する．これにより任意のサイズにおける石英連結率が求められる．

なお，この測定は，PCを使用して，自動的に実行した（測定時間は1分/回程度）．使用した機材・ソフトウェアは以下の通りである：

スキャナ：FUJIXEROX社製 ApeosPortIV
解像度:400dpi (1pixel＝0.0635mm)
PC：Lenovo社製 Think Centre
(CPU:Core2Duo 2.93GHz,メモリ 2GB)
画像処理ソフト： GimPhoto ver1.4.3
解析プログラム開発言語：十進BASIC
(文教大学白石和夫氏作)

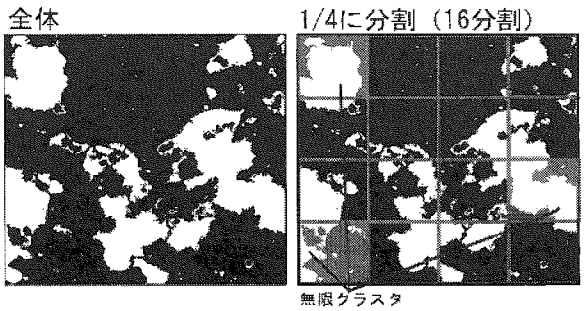


図-2 石英連結率の定量化法

5. 結果と考察

同一岩種のA,C種を比較すると，7.5mmサイズにおける石英の連結率が，掘削体積当たりの摩耗量とよい相関を示していた（表-3）．なお，B種は花崗閃緑岩であるため，花崗岩のA,C種と同列での比較ができないと考えられるため，比較から除外した．

A,C種の掘削において，摩耗に差が生じた原因は，以下のように，石英粒子の連結性の差によるものと考えられる．石英は，押込みに対して強い抵抗力をもつため，カッタの押し込みによって変形しにくい．一方，長石類や有色鉱物は石英に比べると変形しやすいため，カッタの通過によって内部に微小な亀裂が発現する．石英粒子が孤立しているA種では，繰り返しのカッタが通過することにより微小亀裂が拡大しやすいため，切羽の表面が剥離しやすく（図3上），掘削量に比してカッタの摩耗が小さくなったと考えられる．その一方，C種では，石英粒子が骨格をなしているため，長石類や有色鉱物の微小亀裂が発現・拡大しにくい．そのためカッタの転動によっても岩石表面が剥離しにくく，カッタが摩耗しやすいと考えられる（図3下）．

以上のことから，花崗岩類の掘削では，石英含有率だけでなく石英粒子の形状，とくに粒子間の連結性もあわせて考えると，摩耗量の見積もりの精度が，より向上すると考えられる．

表-3 摩耗量と石英連結率の比較

岩種	掘削体積当たりの摩耗量		石英連結率			
			分割サイズ=7.5mm		分割サイズ=10mm	
	(mm/m^3)	Aとの比	(%)	Aとの比	(%)	Aとの比
A	0.038	1.0	19.2	1.0	15.5	1.0
C	0.092	2.4	48.5	2.5	49.6	3.2

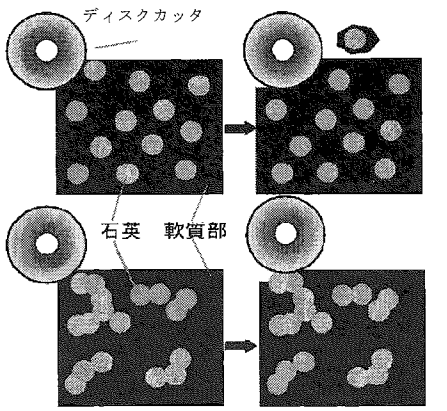


図-3 岩石の剥離のイメージ

文献

1) 谷本親伯ほか(2006):TBM施工におけるディスクカッタの摩耗と岩石の物性に関する研究，材料，Vol.55,No.1,pp.29-36
2) 荒木裕行・長谷川修一(2000):造岩鉱物の押し込み変形挙動,日本応用地質学会中国四国支部平成20年度研究発表会発表論文集,pp.13-18
3) 地盤工学会(2000):岩の調査と試験,pp.485-490
4) e.g. Heilbronner, R.and Keulen, N(2006): Grain size and grain shape analysis of fault rocks, Tectonophysics 427, pp.199-216
5) Tobe H. and Chigira M. (2006): Causes of shallow landslides of weathered granitic rocks - from the view point of weathering styles and petrologic textures –, Disaster Mitigation of Debris Flows Slope Failures and Landslides(Edited by Marui,H.et al.), UNIVERSAL ACADEMY PRESS, INC., pp.493-501

54. 破砕質泥岩の強度異方性に起因したトンネル変状事例

Investigation Case for Tunnel Deformation Resulting from Intensity Anisotropy of Fractured Mudstone

○赤嶺辰之介，田邊謹也，原田久也（サンコーコンサルタント㈱）
Shinnosuke Akamine, Kinya Tanabe, Hisaya Harada

1. はじめに

頁岩や粘板岩，結晶片岩などの定向性のある密な割れ目（葉理，劈開，片理など）が発達した岩盤は，一般に強度，変形性，透水性などの性質において異方性を示すことが知られている（例えば 1)）．一方，トンネル等，岩盤地下空洞において，劈開面などの岩盤中の主要な分離面が地下空洞とどのように交われればその強度異方性が顕在化するかといった点については報告事例が少ない．

ここでは 2 車線道路トンネル施工時にトンネル軸と鋭角に交わる破砕質泥岩区間で確認された変状の発生機構等について，切羽の進行に伴う壁面の破壊箇所・様式の変化や増加応力と面構造の関係等に基づき評価した事例を報告する．

2. 変状区間の地質と変状の概要

変状発生区間は，土被り 150m 程度で，美濃帯砂岩優勢層とチャート優勢層に挟まれる破砕質泥岩よりなる．この泥質岩は，鏡肌を伴う鱗片状の劈開面が発達しており（写真-1），トンネル軸に対して鋭角（10° 前後）に交差し，右側壁方向に 70° ～85° 程度傾斜している．破砕質泥岩区間の掘削については，補助ベンチ付全断面掘削工法が採用されている．

写真-1 破砕質泥岩（右側壁変状区間のボーリングコア）

破砕質泥岩は掘削方向に対し左側壁から現れ，切羽の進行とともに水平方向の壁面クラックや岩盤片の剥離等が確認された．その後，同岩盤は右側壁に移行し，切羽の進行に伴い，右側側壁の SL 付近を中心に約 100m 区間に亘って最大押出し量約 350mm の顕著な壁面の押出しが発生した（図-1）。そのため、当該区間では一次支保の縫い返しを余儀なくされる状態となった．

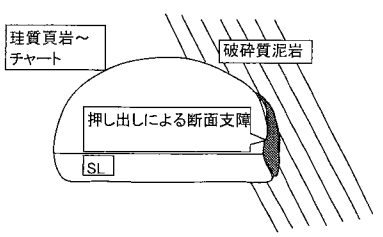


図-1 右側壁変状区間の地質分布と内空断面の変形様式

壁面押出し区間の側壁部で行った水平ボーリング，速度検層，孔内弾性波探査の結果，押出し区間の側壁背後岩盤には奥行 5.0～7.5m に渡って緩み領域（塑性変形領域）が形成されていることが確認された．

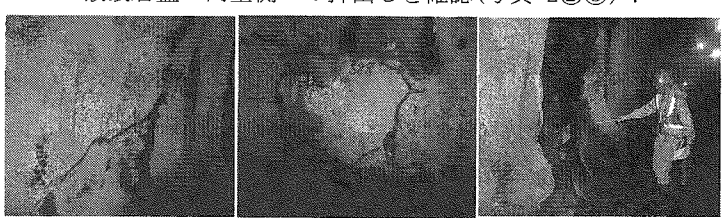
X 線回折において一部の粘土化帯で中量のスメクタイトが検出されたが，この粘土化帯は層厚は数 cm 程度で，分布が局在的であるため，膨潤性粘土鉱物が壁面押し出しの主たる要因になっているとは考え難い．

3. 壁面の破壊様式と変状発生機構

1) 坑内で観察された壁面の破壊様式

破砕質泥岩区間で観察された壁面の破壊は，以下のように場所によって異なる破壊様式を示した．

- 左側壁部：水平方向のクラック（吹付コンクリート，写真-2①）や岩盤片の剥離等を確認．
- 天端部：局所的な肌落ちは見られるが壁面の破壊はほとんど未確認．
- 右側壁部：吹付コンクリート，ロックボルト周辺，破壊岩盤の内空側への押出しを確認（写真-2②③）．



①水平クラック(L 側)　②吹付コンクリート押し出し(R 側，SL 付近)　③破壊岩盤の内空への押し出し（R 側）

写真-2 坑内で観察された壁面の破壊様式

2) 変状発生機構の推定

トンネル掘削によって地中に空洞が作られると，その周辺に地中応力の再配分が行われ，トンネル周辺に壁面にほぼ平行な接線方向圧縮応力の増加が発生する．

トンネル壁面付近では，図-2 に示す圧縮応力が作用すると考えられる．切羽で見られる破砕質泥岩は鱗片状の面構造が密に発達し，その方向は図示したようなものである．したがってトンネル壁面の場所によってこの岩盤の破壊様式は異なることが予想される．

図-2 に示すように，右側壁 SL 付近では面構造にほぼ平行な圧縮応力が作用し，座屈状の展張破壊が生じ易いと考えられる．右側壁で見られた内空側への押し出しは，展張破壊に伴い破壊した岩盤が内空側へ押し出されたためと推測される．左側壁では面構造に斜交した圧縮応力の作用により，これに沿ったせん断破壊が生じ易い．左側壁で見られた変状は，これに伴って

剥離状の岩盤破壊が生じたためと考えられる．一方，天端付近の岩盤は，圧縮応力の作用線が面構造に高角に斜交するため岩盤の破壊には至っていないと予想される．

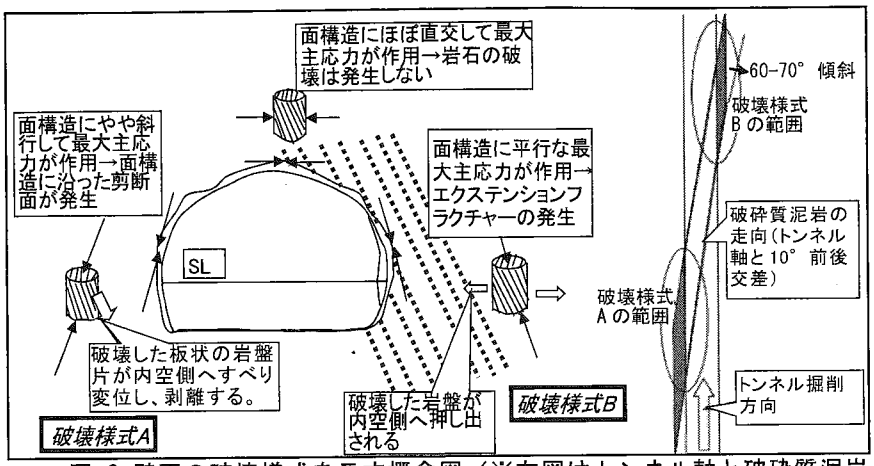


図-2 壁面の破壊様式を示す概念図（※右図はトンネル軸と破砕質泥岩の幾何的関係（簡略化した水平断面））

4. 施工段階に伴う地山の変形と対応策

1) 一般的な空洞周辺の応力分布

図-3 は等方均質媒体中の 2 次元弾性解析（境界要素法）による単一空洞周辺の応力分布[2]を示したものである．空洞周辺の応力分布は，空洞の形状と初期応力分布等に支配される．図示の通り，通常のトンネル形状では，トンネル底盤の隅角部にて応力集中が著しい（掘削前の最大主応力の 5～9 倍）．断面が円形に近くなると隅角部の応力集中が軽減され，最大主応力と最小主応力の差が小さくなり，岩盤の破壊条件が緩和されることになる．

2) 施工段階に伴う地山の変形

これまでの検討結果を踏まえ、施工段階に伴う右側壁部の地山の変形過程は次のように考えられる（図-4）．

①掘削により，隅角部の応力集中に伴い岩盤強度が低い部分で展張破壊が発生する．②破壊はさらに強度や変形係数の低下を招くため，変形が拡大する（緩み域の拡大，塑性変形）．③岩盤の破壊は見かけの体積膨張等を伴うことから破壊した岩盤は内空へ押出してくる．また緩み域の拡大，塑性変形がそれを助長する．④緩み域は，補助ベンチ掘削前には切羽周辺の 3 次元的な岩盤拘束効果により切羽の進行に追随して拡大し，補助ベンチ掘削後には段階的に下方に向って拡大する（発生応力と岩盤内面構造の幾何関係から最大変位は SL 付近で発生.）．

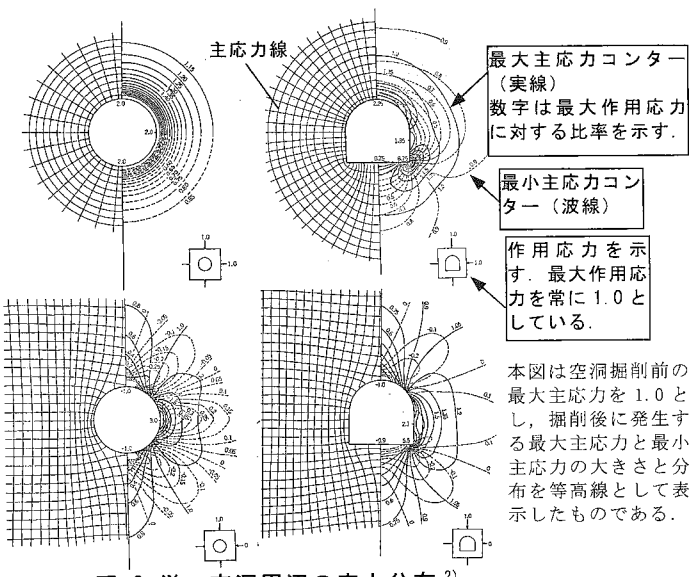


図-3 単一空洞周辺の応力分布[2]

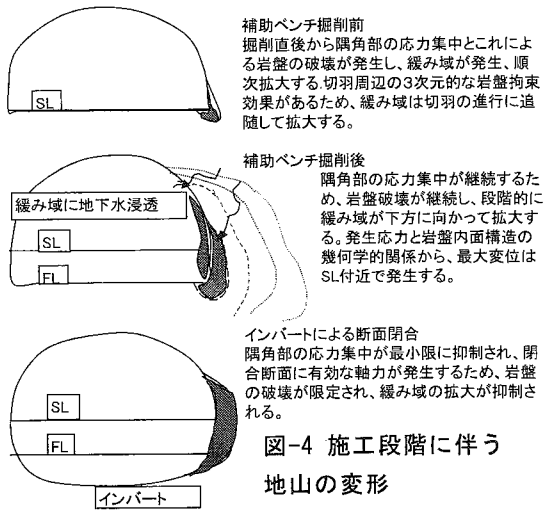


図-4 施工段階に伴う地山の変形

3) 内空押し出しを抑制するための方策

以上の地山の変形過程を踏まえ，内空押し出しを抑制するには表-1 に示す方策が必要と考えられる．

表-1 内空押し出しを抑制するための方策

方策	対策工
■トンネル形状による応力集中の発生を抑止するようなトンネル形状とする．	仮インバートの設置による断面閉合
■トンネル隅角部の拘束圧（最小主応力）の増加を図り、岩盤の応力状態を三軸状態にする．	
■岩盤の相対変位を抑制する．	ロックボルトの打設（押出し区間の側壁背後岩盤の緩み範囲（5.0～7.5m）を考慮する）

5. まとめ，今後の課題

ここではトンネル軸と鋭角に交差する弱層掘削時に生じた壁面の押出しについて，発生応力と岩盤内部構造の幾何関係などから発生機構を考察した．

強度異方性に関しては，岩盤内部構造とトンネル軸との交角に加え，土被りや側圧係数，発生応力に対する岩盤強度の強さなどの条件によって顕在化の程度が異なると考えられる．今後は各種施工事例の収集に加え，定量的な評価を進めていく必要がある．

文献

1) 松倉公憲（2001）：異方性岩石の一軸圧縮強度特性，応用地質，Vol.42，No.5，pp.308-313.

2) E.フック・E.T.ブラウン（1985）：岩盤地下空洞の設計と施工，土木工学社，pp.64-93，付録 3.

55. 北海道における国道トンネルの施工計測データに関する検討例 ～弾性波速度・亀裂係数・RQDを例として～

An approach of reassessment for construction measurement data of national road tunnel in Hokkaido

○岡崎健治，伊東佳彦（(独）土木研究所寒地土木研究所）
Kenji Okazaki, Yoshihiko Ito

1. はじめに

トンネルの地山分類における指標とその適用範囲は，過去の設計や施工時に蓄積された実績値から設定されている．これらの値は，随時，見直しと修正が行われることで，より最適な範囲が決定され，精度良い地山分類や合理的な施工に資するといえる．

北海道の国道トンネル事業では，供用後の維持管理の円滑化，関連事業の計画立案や調査設計に供するため，施工前から施工時の地質調査成果や各種計測データなどが蓄積され整理されている．

本文では，これらのデータから，地山分類の指標のうち，弾性波速度，亀裂係数およびRQDの施工時の結果を岩種別に整理し，現在の地山分類の設定範囲との対応について比較検討したので報告する．

2. 調査概要

本調査では，これまで北海道で建設された国道トンネル（トンネル数16，総延長31km）について，その施工前の屈折法弾性波探査，施工時の先進水平ボーリング孔内での速度検層による弾性波速度（以下，速度）の関係を岩種別に整理した．あわせて，岩種別の亀裂係数とRQD（計測寸法5cm）の関係について検討した．

ここで，施工時の速度検層の結果は，その切羽前方直近の速度による地山状態を掘削直前に把握することができ，地山分類における工学的な再評価には有効な指標である．

岩種は，国土交通省北海道開発局による地山分類[1)]に対応させて，剥離性に富む古生層～深成岩（以下，富む：22%），剥離性に富まない古生層～深成岩・火山岩（以下，富まない：55%）および第三紀堆積岩類（以下，堆積岩：23%）に区分した（数字はデータ数の割合を示す）．

3. 調査結果

図-1に，岩種別の亀裂係数とRQD(5)の関係を示す．岩種別の亀裂係数（全体の速度分布から，概ね中央値である3.0km/sを境界として区分）は，「富む」では，概ね40%以下であり，地山が良好との評価になるが，速度の違いによる明瞭な差は認められない．このため，「富む」では，他の指標を重視した地山分類が，より有効であることがわかった．今後，トンネルの方向と岩盤の走向傾斜との対応について検討を進めたい．

「富まない」の亀裂係数は，0～80%の範囲であり，概ね50%以下では速度が3.0km/s以上で，50%以上では3.0km/s未満であり，亀裂係数による評価も有効であることがわかる．

「堆積岩」の亀裂係数は，0～70%の範囲であることから，亀裂係数による評価も有効であると考えられる．また，速度の分布範囲は全般的に低いが，3.0km/s以上で亀裂係数が小さく，3.0km/s未満で大きい傾向が伺えることから，「堆積岩」の評価においても亀裂係数による評価も有効であることがわかる．

一方，RQD(5)は0～100%の範囲を示す．また，RQD(5)は，全ての岩種で，値が大きい（亀裂が比較的少ない）と速度が3.0km/s以上であり，値が小さいと速度が3.0km/s未満である傾向を確認でき，亀裂の状況を加味した地山分類では，有効な指標であるといえる．

図-2に，岩種別，地山分類別の地山弾性波速度とRQD(5)の関係を示す．速度は，地山分類が構造的上位（AからEへ）となるに従い低下し，地山が軟質また

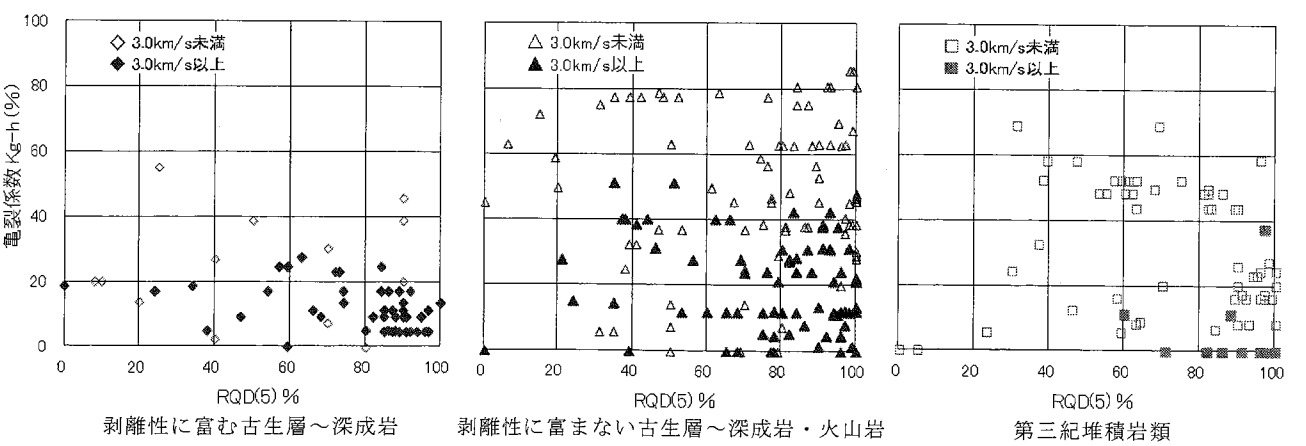
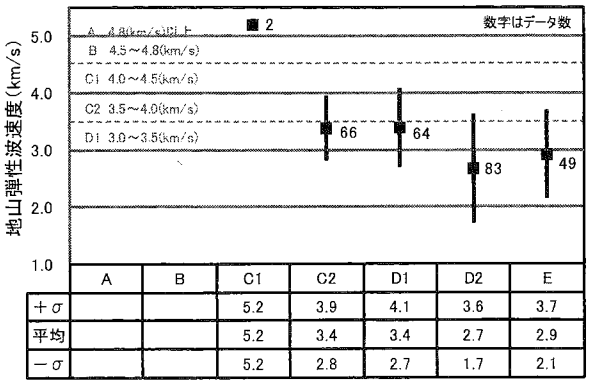
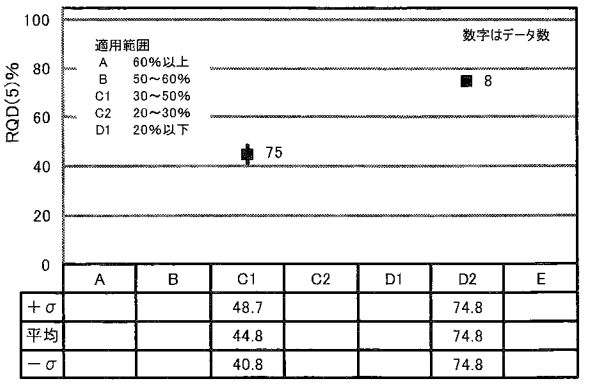


図-1 岩種別の亀裂係数とRQD(5)の関係



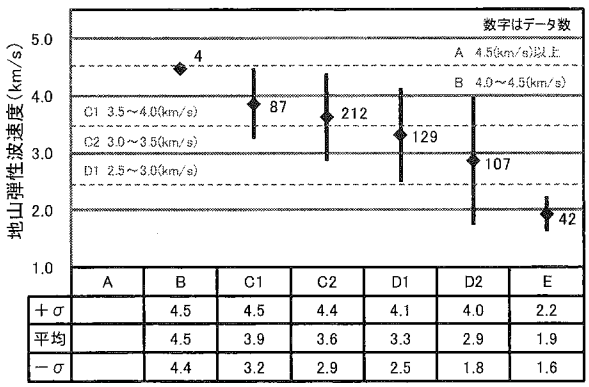
	A	B	C1	C2	D1	D2	E
+σ			5.2	3.9	4.1	3.6	3.7
平均			5.2	3.4	3.4	2.7	2.9
−σ			5.2	2.8	2.7	1.7	2.1

剥離性に富む古生層～深成岩



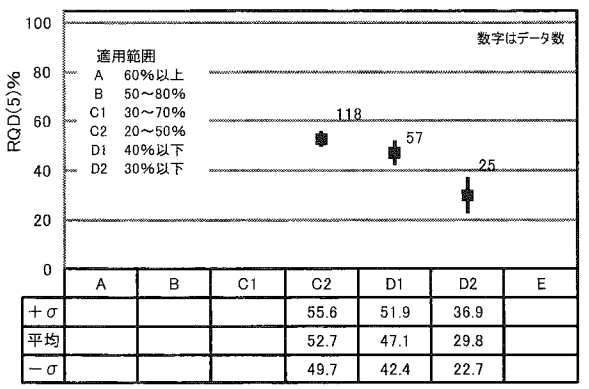
	A	B	C1	C2	D1	D2	E
+σ			48.7			74.8	
平均			44.8			74.8	
−σ			40.8			74.8	

剥離性に富む古生層～深成岩



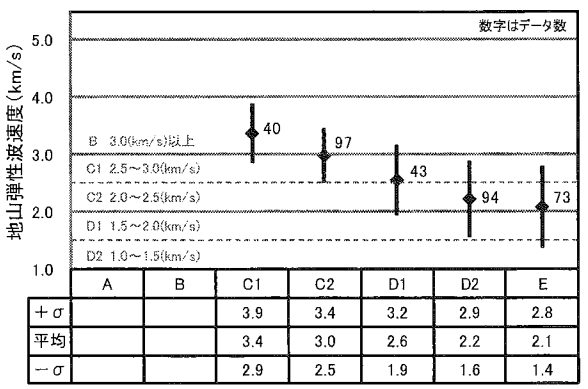
	A	B	C1	C2	D1	D2	E
+σ		4.5	4.5	4.4	4.1	4.0	2.2
平均		4.5	3.9	3.6	3.3	2.9	1.9
−σ		4.4	3.2	2.9	2.5	1.8	1.6

剥離性に富まない古生層～深成岩・火山岩



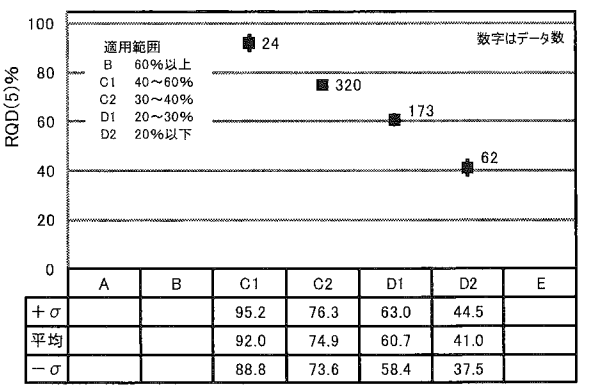
	A	B	C1	C2	D1	D2	E
+σ				55.6	51.9	36.9	
平均				52.7	47.1	29.8	
−σ				49.7	42.4	22.7	

剥離性に富まない古生層～深成岩・火山岩



	A	B	C1	C2	D1	D2	E
+σ			3.9	3.4	3.2	2.9	2.8
平均			3.4	3.0	2.6	2.2	2.1
−σ			2.9	2.5	1.9	1.6	1.4

第三紀堆積岩類



	A	B	C1	C2	D1	D2	E
+σ			95.2	76.3	63.0	44.5	
平均			92.0	74.9	60.7	41.0	
−σ			88.8	73.6	58.4	37.5	

第三紀堆積岩類

図-2 岩種別・地山分類別の地山弾性波速度と RQD(5)の関係

は速度の伝わり難い状態を反映すると想定できる.

岩種別には，富む＞富まない＞堆積岩類の順に，速度が同程度の割合を有しながら低下する傾向が認められ，地質の違いに応じた評価は有効といえる.

現在の地山分類表[1)]の適用範囲と比べると,「富む」では，バラツキは多いが，概ね対応する.「富まない」と「堆積岩類」は，構造的上位側でやや高いが，概ね対応するが，適用範囲を見直し，精度向上に向けて検討する余地のあることを示唆している.

RQD は，構造的上位となるに従い低下し（「富む」を除き),地山の亀裂の多い状態を反映すると想定できる.

地山分類表の適用範囲と比べると,「富む」ではバラツキが多いが,「富まない」では，概ね適用範囲に対応する.「堆積岩」は，適用範囲に対して 20～30%程度高い傾向が確認でき，現在の地山分類表の適用範囲が，速度と同様に，その適用範囲の精度向上に向けて検討の余地があることを示唆している.

4. おわりに

本調査では，北海道の国道トンネル建設で蓄積された地山分類における弾性波速度，亀裂係数および RQD の分析により地山評価における課題を抽出した.

今後は，他の施工事例や計測データを追加し，地山分類の精度向上に向けた検討をさらに進めたい.

参考文献

1) 道路設計要領トンネル（2013）：北海道開発局.

56. 一軸圧縮強度と間隙率分布に基づく北海道各地の岩石の劣化過程に関する考察

Study on rock deterioration process with unconfined compression strength and effective porosity in Hokkaido

○伊東佳彦（寒地土木研究所），日下部祐基，岡崎健治（寒地土木研究所）
Yoshihiko Ito, Yuki Kusakabe, Kenji Okazki

1. はじめに

岩石の一軸圧縮強度や間隙率と地質との関係を検討した例は多数ある．例えば，岡本ら(1984)は，各地の堆積岩の固化過程における間隙比と一軸圧縮強度の関係を整理し，平野(1997)は，日本の堆積岩の間隙率と一軸圧縮強度の分布から，圧密・続成・変成・火成作用という岩石の形成過程や破砕・変質・風化作用による岩石の劣化について議論している．

筆者らは北海道内のトンネル事業等の資料をもとに一軸圧縮強度と有効間隙率の記録を整理し，岩石の劣化過程について検討したので，以下に報告する．

2. 調査の手順

北海道開発局が実施してきたトンネルや斜面等の調査資料には地表付近から土被り 300m程度までの岩石の地質工学情報を多数蓄積されている．これらの資料から，岩石の基本的な工学特性として一軸圧縮強度と有効間隙率に着目し，岩種や風化の状態などの地質特性の記録を収集・整理した（表-1）．岩種等は各資料の記載に基づいている．

3. 結果と考察

火成岩（花崗閃緑岩および安山岩），変成岩（片麻岩およびホルンフェルス），堆積岩（砂岩）および堆積岩（泥岩）の有効間隙率と一軸圧縮強度の相関図（以下PQ図）を図-1, 2, 3, および4にそれぞれ示す．以下，岩種毎に特徴を述べる．

(1) 火成岩

未風化安山岩（増毛）は一軸圧縮強度が 100～160MN/m^2 であり硬岩に属する．未風化→微風化→弱風化と進むとともに一軸圧縮強度は低下し，有効間隙率は増加しているが両者には一定の相関がある．

花崗閃緑岩の一軸圧縮強度は 6～63MN/m^2 である．花崗閃緑岩の一軸圧縮強度は 80MN/m^2 以上の値は認められないが，これは未風化の試料が得らなかったためと考えられる．本来であれば未風化花崗閃緑岩は未風化安山岩と同程度の一軸圧縮強度を有し，同強度が同じ場合，有効間隙率は低かったと考えられる．

一軸圧縮強度の低下の程度に比べて有効間隙率の増加の程度が安山岩に較べると小さい．両者は形成時（未風化）の埋没深度や地核応力等が異なり（安山岩は地表付近，花崗閃緑岩は地中深部で形成），それが風化過程においてPQ図で異なる分布となってあらわれていると考えられる．

表-1　検討資料一覧

No	岩石グループ	岩種（地層名，地域等）	ﾃﾞｰﾀ数
1	正常堆積物砕屑岩類（古第三紀以前）	砂岩（中生代蝦夷層群，芦別）7，砂岩（白亜紀函淵層群，夕張）16，砂岩（古第三紀浦幌層群，阿寒，石灰質 3，細粒 24，泥質 83），砂岩（庶路）9，	142
2	正常堆積物砕屑岩類（新第三紀以降）	砂岩（八雲層，鉛川）7，砂岩（川端層，厚真）6，	13
3	付加体堆積物砕屑岩類	粘板岩類（上川）	12
4	火山岩	未風化～弱風化安山岩（増毛）	27
5	深成岩	花崗閃緑岩（えりも）	7
6	広域変成岩	片麻岩（様似）	63
7	接触変成岩	ホルンフェルス（えりも）	67

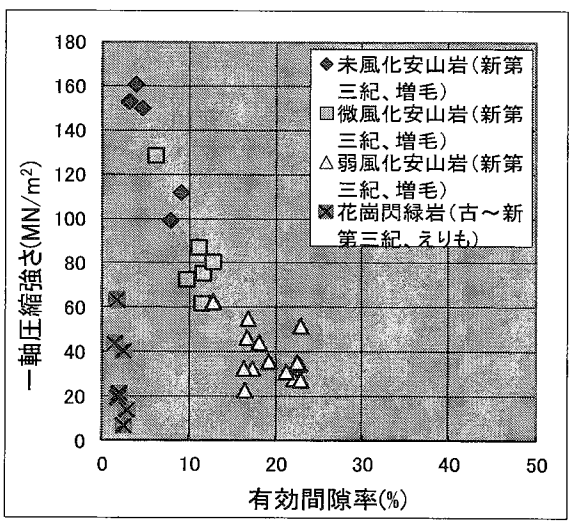


図-1 火成岩（花崗閃緑岩および安山岩）

(2) 変成岩

図-2でホルンフェルス（えりも）と片麻岩（様似）は一軸圧縮強度が 1～120MN/m^2 の，有効間隙率が概ね10%以下の範囲に分布している．両者は分布が重なるとともに，図-1の花崗閃緑岩とも重なる．3岩種とも，地中深部で形成された点で共通している．

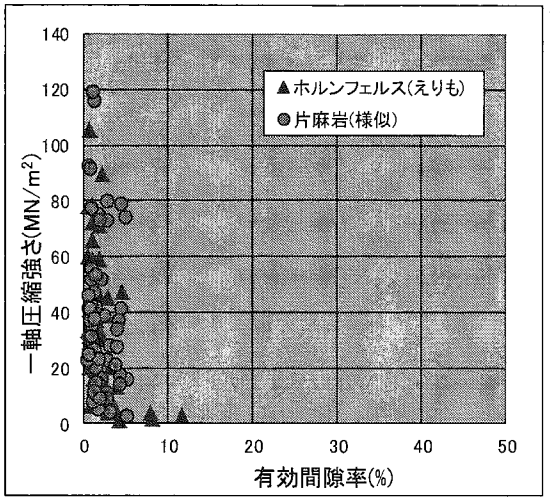


図-2 変成岩（片麻岩およびホルンフェルス）

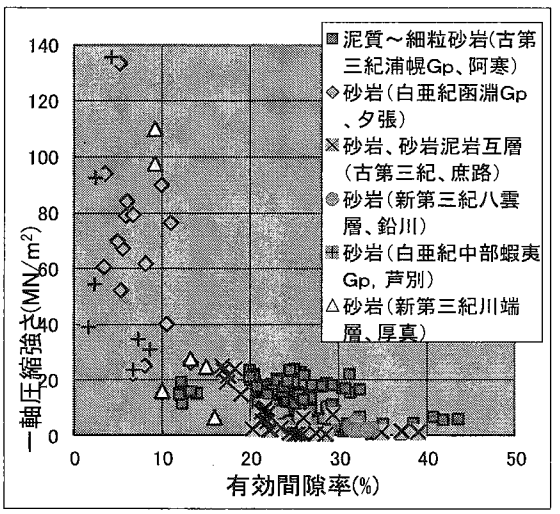


図-3 堆積岩（砂岩類）

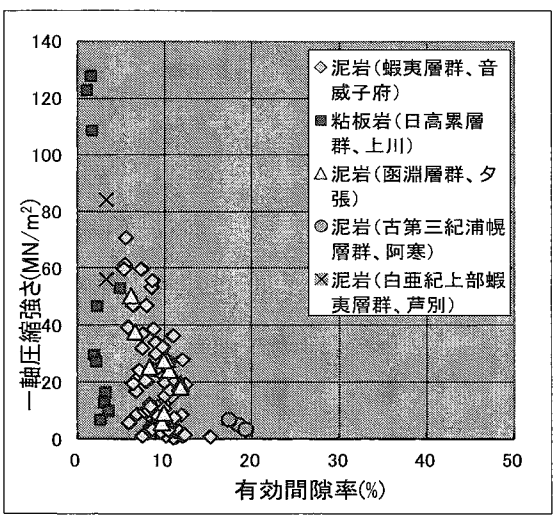


図-4 堆積岩（泥岩類）

(3) 砂岩

図-3 の砂岩類はすべて正常堆積物砕屑岩類である．中部蝦夷層群（芦別）の砂岩は PQ 図の最も左下側に位置し，函淵層群（夕張）の砂岩がその右に分布する．以下，新第三紀川端層（厚真），古第三系（庶路），古第三紀浦幌層群（阿寒），新第三紀八雲層の順となる．

砂岩類（一部砂岩泥岩互層）の記録からは，中部蝦夷層群の形成深度が最も深く，以下この順で形成深度が浅かったと考えられる．

例えば，同じ新第三系でも川端層と八雲層では前者のほうが形成深度は深く，劣化過程においてもその傾向を反映した分布になっていると考えられる．

(4) 泥岩類

図-4 では粘板岩（日高累層群，上川）が付加体堆積物砕屑岩類であり，それ以外は正常堆積物砕屑岩類である．粘板岩（日高累層群，上川）が最も左下側に位置し，以下，白亜紀上部蝦夷層群（芦別），蝦夷層群（音威子府）および函淵層群（夕張），古第三紀浦幌層群（阿寒），の順となる．

泥岩および粘板岩の記録からは，粘板岩の形成深度が最も深く，以下この順で形成深度が浅くなっていくと考えられる．

4. まとめと注意点

図-1 の安山岩に見るように，各岩種の PQ 図での分布は，風化・劣化過程によると考えられる．図-1～5 を総合すると，形成深度の深浅の相対的な関係は以下のように推定できる．

最も深いグループ：ホルンフェルス，片麻岩，花崗閃緑岩，粘板岩（日高累層群）

中間：蝦夷層群（音威子府および芦別），函淵層群（夕張），川端層（厚真）

最も浅いグループ：新第三紀安山岩，古第三系（庶路，阿寒），新第三系八雲層（鉛川）

ただし，記録が偏っている可能性には注意する必要がある．未風化部について記録がないのは，そのような地点に施工現場が当たらなかった可能性がある．また風化部では，試料が脆弱すぎて計測できなかった可能性もある．このような可能性に配慮しつつも，より多くの試料を用いれば精度が向上し，工学的性質を予見するのに貢献すると考えられる．

5. 謝辞

データ提供で御協力いただいた北海道開発局の各位にあつく御礼申し上げます．

文献

1) 岡本隆一・緒方正虔・小島圭二（1984）：土木地質，新体系土木工学 14，技報堂出版．

2) 平野勇：堆積軟岩の地質工学的特徴と問題点(1997)，地質と調査，No. 4，pp2-10.

57. 山口県・木戸山西方断層破砕帯における最新すべり面と元素移動の関係

Relationship of the Latest Slip Plane and Element Transfer in the Western Mt. Kido Fault in Yamaguchi Prefecture

○大谷具幸，沓名亮輔（岐阜大学），金折裕司（山口大学），小嶋智（岐阜大学）
Tomoyuki Ohtani, Ryosuke Kutsuna, Yuji Kanaori, Satoru Kojima

1. はじめに

活断層の活動履歴の評価はこれまでに地形学的手法やトレンチ調査等により進められ大きな成果を挙げてきたが，活動の痕跡が地形や地表付近の若い地層に残されていないと，その履歴を読み取ることができない．また今後，原子力発電所の安全評価や高レベル放射性廃棄物の処分サイトの選定が行われる場合には，半地下あるいは地下に施設が建設されることから，基盤岩からなる断層破砕帯において定性的であっても活動性評価ができることが望ましい．そこで，活動履歴がすでに知られている活断層において全岩化学組成の分析を行い，最近活動した断層ガウジの有する地化学的な特徴を見いだし，基盤岩からなる断層破砕帯における活動性評価の指標について検討する．

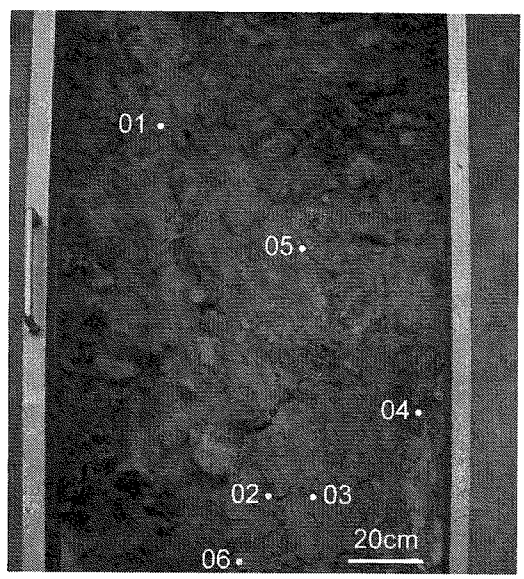
2. 木戸山西方断層における断層破砕帯の産状

調査対象としたのは山口県に分布する木戸山西方断層である．この断層は金折ほか（2006）によりトレンチ調査の結果から最新活動時期は3,560 y.B.P.以降であり，約 3,500 年前に活動した可能性がある．その活動間隔は 2.1 万～2.4 万年以上であると推定される．また，森岡ほか（2007）は山口県阿東町篠目中郷における道路工事に伴って出現した断層露頭について報告している（図－1）．この断層露頭は現在においても断層ガウジ帯を含む破砕帯を観察することができる．そこで，本露頭において試料を採取し，全岩化学組成の分析を行った．

調査地点では基盤岩として阿武層群の流紋岩質凝灰岩が露出し，それを主として礫層からなる堆積物が不整合に覆っている．断層ガウジは露頭下部では流紋岩質凝灰岩と礫層の間に厚さ約 30cm で発達する．一方で不整合面より上では，断層ガウジは礫層に挟まれて厚さ約 5cm となっている．よって，最近の活動では断層ガウジは露頭上部の厚さの薄い断層ガウジとその下部延長のみで変位し，それ以外の部分はより古い活動により形成されたものであると考えられる．

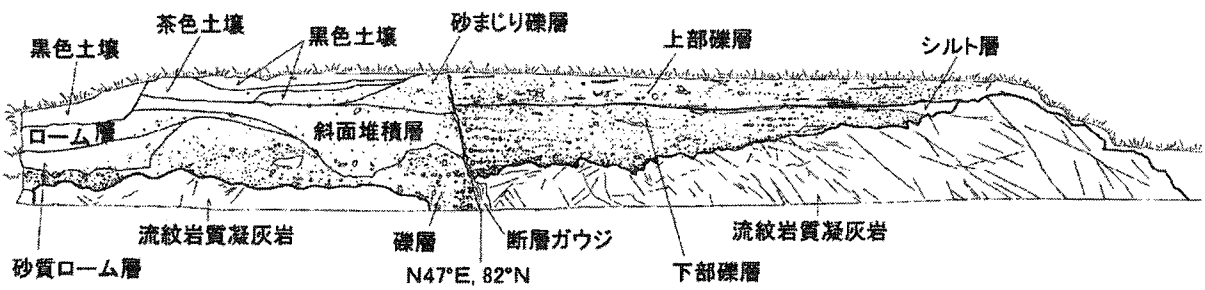
3. 蛍光 X 線分析結果

上述の破砕帯露頭より，最近に活動した断層ガウジ（試料番号 01,02），より古い時代に形成された断層ガウジ（試料番号 03,04），原岩である流紋岩質凝灰岩（試料番号 05），礫層に含まれる流紋岩質凝灰岩礫（試料番号 06）を採取し（図－2），蛍光 X 線分析による主要成分の全岩化学組成の分析を行った．なお分析は日本原子力研究開発機構東濃地化学センターにおいて行い，当機構の各務和彦氏の協力を得た．



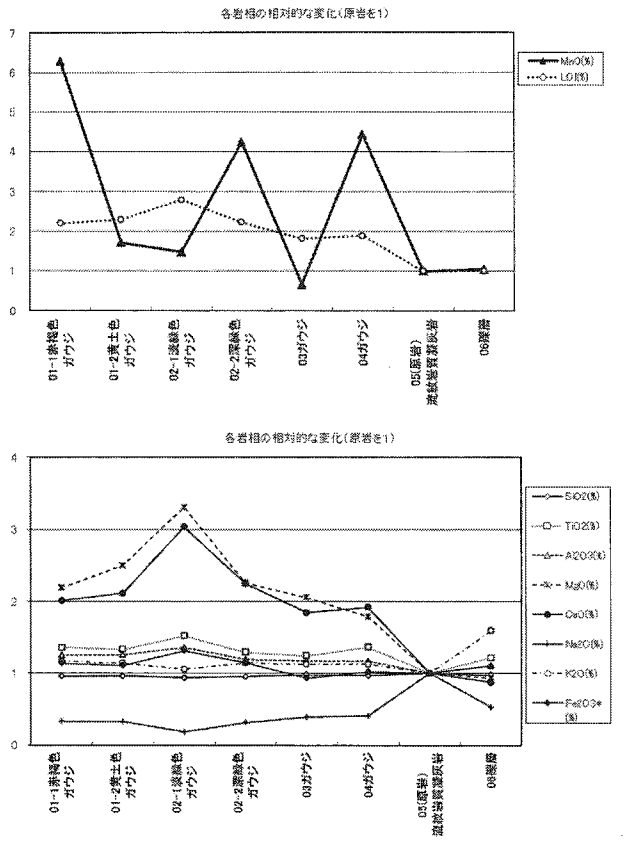
図－2　断層破砕帯における試料採取地点．
番号は試料番号を示す．

各試料の分析値を原岩の値を 1 として規格化した分析結果を図－3 に示す．なお，分析にあたって，試料



図－1　山口県阿東町篠目中郷における木戸山西方断層の破砕帯露頭(森岡ほか, 2007)

番号 01 と 02 の断層ガウジは色の異なる部分を 2 つに分割した上でそれぞれについて分析を行った．その結果，すべての断層ガウジ試料で LOI，MgO，CaO が顕著に増加し，TiO_2，Al_2O_3，K_2O がわずかに増加している．一方で，Na_2O はすべてのガウジ試料で顕著に減少し，SiO_2 はわずかに減少している．また，MnO は 01-1，02-2，04 の断層ガウジで顕著に増加し，Fe_2O_3 は 01-1，01-2, 02-1, 02-2 でわずかな増加を示している．



図－3　蛍光 X 線分析結果（原岩を 1 として規格化）

4. 考察

蛍光 X 線分析結果のうち，LOI, MgO, CaO はいずれの断層ガウジでも増加を示し，特に 02-1 で大きく増加するなど，同じようなパターンを示している．断層ガウジでは含水鉱物である粘土鉱物が形成されることから，LOI の増加は粘土鉱物の増加により説明することができる．MgO と CaO は LOI と同じパターンを示すので，これらの元素の増加は粘土鉱物に伴うものであると考えられる．比較的動きにくい元素である TiO_2 と Al_2O_3 は同じようなパターンを示すことから，これは他の元素が溶脱することによって，バルクとしては質量減少が生じて，相対的に TiO_2 と Al_2O_3 が増加したものであろう．溶脱した元素としては，Na_2O と SiO_2 が挙げられる．Na_2O の減少は，斜長石の分解に起因すると考えられる．また，SiO_2 はわずかな減少にみえるものの，バルクの質量減少が生じていることから，実際にはより大きく減少したものと考えられる．

MnO と Fe_2O_3 はいずれも一部のガウジ試料でのみ増加が認められる．ただし，両者は必ずしも同じ試料で増加を示すとは限らない．MnO, Fe_2O_3 ともに，最近に活動した断層ガウジである試料 01, 02 で増加を示すものの，MnO の増加は 01-1 と 02-2 のみであるのに対して，Fe_2O_3 はこれらに加えて 01-2 と 02-1 でも増加を示している．これは MnO と Fe_2O_3 の酸化還元電位の違いを反映しているものと考えられる．MnO と Fe_2O_3 はいずれも酸化還元状態の変化によって溶解度が変化し，還元条件下で溶解し，酸化条件下で沈殿する．ただし，Fe_2O_3 に比べて MnO の方がより酸化的でないと沈殿しないという特徴を持つ．

これらより，断層ガウジにおける MnO と Fe_2O_3 の増加は以下のように考察される．断層の変位に伴って，断層ガウジの一部が酸化的になる．酸化的になる理由としては，すべりに伴う粘土鉱物の表面の変化（池田ほか，2004）や酸化的な水の流入が可能性として挙げられる．その結果，すべり面に近いほどより酸化的になり MnO と Fe_2O_3 が沈殿するのに対して，少し離れたところでは Fe_2O_3 のみが沈殿したと考えられる．このような現象が断層ガウジがすべるたびに生じたために，MnO と Fe_2O_3 の濃集に至ったと考えられる．古いガウジでは仮に MnO や Fe_2O_3 の濃集が過去に生じていたとしても，地中深くに埋没していたためにすぐに還元的になり，MnO と Fe_2O_3 はふたたび溶出したと考えられる．一方で，最近活動した断層ガウジでは MnO と Fe_2O_3 が濃集した後も酸化的であり続けたために溶出することがなかったと考えられる．また，ガウジにおける色の違いは，ここでは MnO が影響を与えているといえる．

このように MnO と Fe_2O_3 は最近活動したと断層ガウジ試料で増加を示すことから活動性評価の指標になり得ると考えられる．両者を比較すると，MnO は母岩と比較して最近活動した断層ガウジで大きく増加することから，増加の傾向を捉えやすい．ただし，MnO はより古くに形成されたと考えられる試料 04 でも増加の傾向を示すことから，MnO の増加には断層面における変位以外の要因もあると考えられる．

文献

1) 金折裕司，田中竹延，柳田誠，山口大学断層テクトニクス研究グループ（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) 森岡達也，佐川厚志，金折裕司，田中竹延（2007）：山口県中央部，徳佐－地福断層南西部と木戸山西方断層北東端の性状および活動性，応用地質，Vol.48, No.1, pp.35-47.

3) 池田飛鳥，大河原正文，三田地利之（2004）：粘土の残留強度と陽イオン交換容量 CEC との関係，地盤工学研究発表会発表講演集，Vol.39, pp.325-326.

58. 東通原子力発電所の第四系変状の発生要因に係る地質考察

○三和公，橋本修一，鳥越祐司，坂東雄一（東北電力株式会社）
Tadashi MIWA, Syuichi HASHIMOTO, Yuji TORIGOE, Yuichi BANDO

1． 敷地の地質・地質構造の概要

東北電力東通原子力発電所は，2005 年（平成 17 年）12 月に営業運転を開始した 110 万 kW の沸騰水型の原子力発電所であり，下北半島脊梁部の太平洋側に位置する。

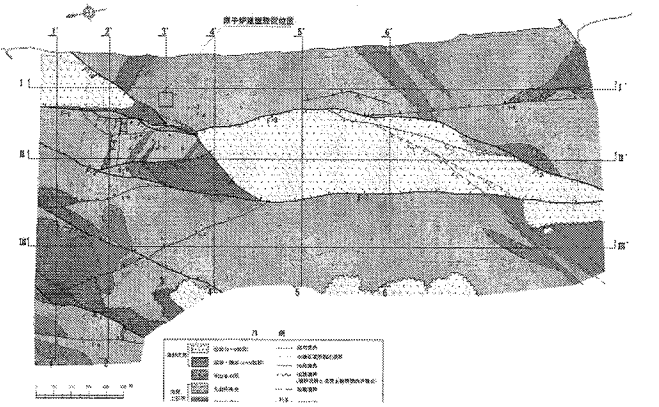
発電所敷地内には火山砕屑岩類および堆積岩から構成される新第三系中新統が分布し，これを第四系上部更新統の海成段丘堆積物などが被覆する。新第三系にみられる主要な断層は，新第三系の分布を規制する正断層であり（図１，２），また地下数百 m で傾斜が緩くなり消滅するなどの特徴がある。また，断層破砕部の一部は，新第三紀の熱水作用により石英を含む熱水変質鉱物で置換され，完全に固結・岩石化しており，断層は少なくとも第四紀更新世以降の活動性はないと判断される。

一方，断層の一部および岩盤風化部の一部を被覆する第四系には，第四系基底面の小規模な段差，破砕部粘土の第四系への注入，第四系中の小断裂および撓みといった「変状」が認められる。

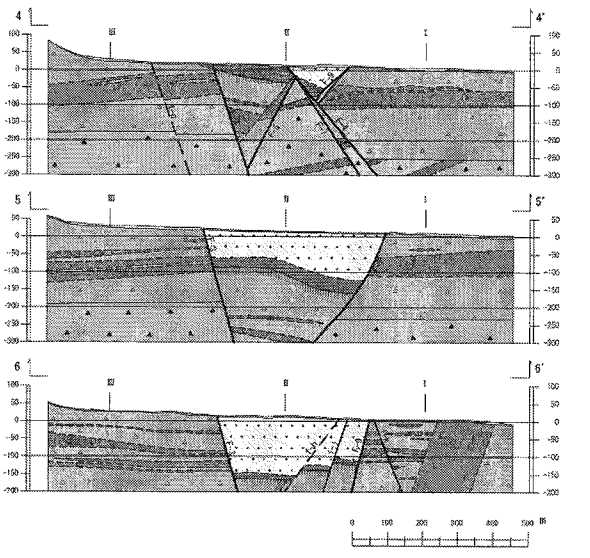
本稿では，東通原子力発電所の第四系変状の発生要因ついて考察を行う。

2．1 第四系の変状について

敷地の断層または新第三系の岩盤風化部を被覆する第四系の一部には，図３に示すような変状が認められ，これらの現象を第四系変状と呼んでいる。第四系変状の特徴としては，①主要断層およびその他の断層における第四系変状の分布は限定的で，断層全体にわたって変状は認められない。②第四系変状は岩盤劣化部の幅あるいは厚さが大きい箇所に対応して認められる傾向がある（図４）。また，岩盤劣化部には膨潤性粘土鉱物であるモンモリロナイトが周囲の地層に比べて多量に含まれている。③第四系変状のずれの量は小規模で，累積性は認められない。④第四系中の小断裂には，正断層センスのものと逆断層センスのものが混在することがある。⑤変状が生じている小断層は，ごく浅部で消滅し，地下深部に連続しないものが多い。⑥泊層での第四系変状は断層のない箇所にも見られ，主として，上方への撓みからなる。⑦変状の形成時期は限定的で，概ね標高の低い海側での形成時期は新しい傾向にある，等の特徴がある。



図－1 東通原子力発電所敷地の地質構造図



図－2 東通原子力発電所敷地の地質断面図

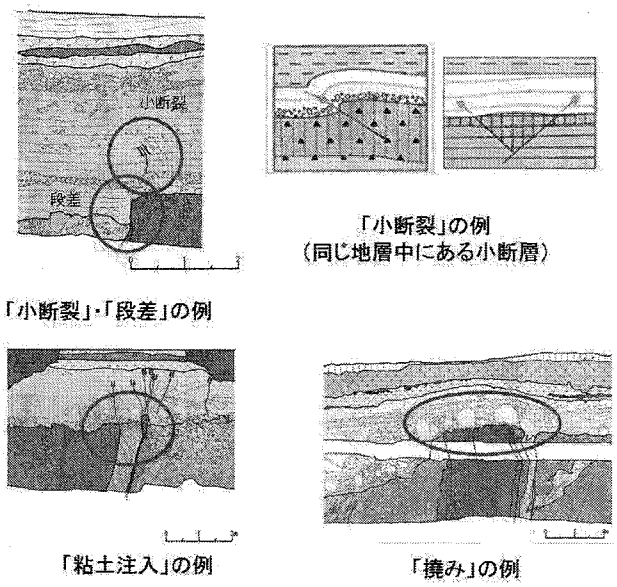


図 3　第四系変状の例

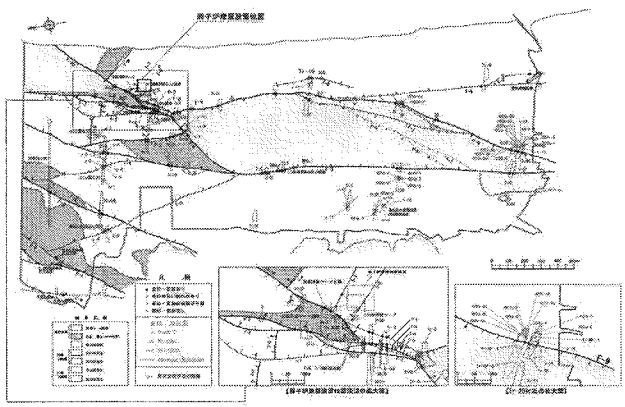


図４　第四系変状の分布

２．２　第四系変状の事例（小断層 s-19）

敷地内の第四系の地層中には，図５のような逆断層状の変状が認められている。小断層 s-19 は岩盤中の破砕幅が 0.5cm～1cm であり，岩盤上面に段差（約 70cm）は確認されるが，累積性は認められず，また，小断層はトレンチ小段で消滅し，深部には連続しないことが確認されている。また，小断層 s-19 周辺の泊層上部層の火山砕屑岩類は，深さ 10m 程度まで風化により岩盤が劣化し，s-19 の西側では劣化部が厚い傾向にある。

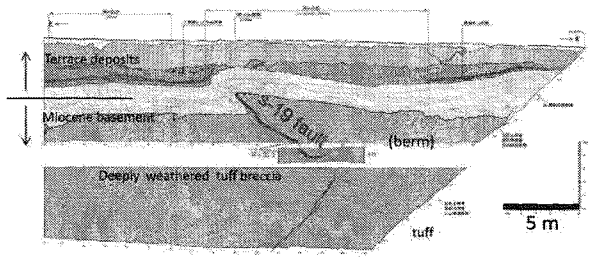


図５　小断層 s-19 のスケッチ図

３．　考察

上記のような特徴を考慮すると，敷地内に認められる第四系変状は，地表付近の断層破砕部，およびその近傍の劣化部および風化変質による劣化部（小断層の上盤側等）に関係して形成されたものと考えるのが最も合理的である。形成メカニズムとしては，岩盤の劣化部（割れ目が多く発達，または風化に伴う軟質化した部分等）の一部が，海水準変動と関連した敷地内の地下水位の変化等に伴い，膨張（上昇）および収縮（沈下）することによって第四系の地層に変状を生じさせていると考えられる。

また，第四系の変状が見られる小断層について，岩盤劣化部の膨張を模擬した FEM 解析により，変形モードが再現されることが示されている[1)]。以上のことから，第四系の変状は，構造性の原因（地震を発生させる断層活動）によるものではないと考えられる。

４．　おわりに

基盤岩の表層部がいくつかの原因で側方及び上方に膨張する事例は，海外でも複数の報告がある。この中には，地震を伴わず既存の亀裂やせん断面を用いて差別的に上昇し，「逆断層様」に変形した事例も報告されている。

敷地内では追加の地質調査を実施しており，これらの結果も踏まえて今後とも総合的に第四系変状の発生要因や形成メカニズムに関する検討を継続していきたいと考えている。

参考文献

1) 伊藤悟郎，三和公，土田恭平，2013，東通原子力発電所の第四系変状の発生要因に係る数値解析による考察，応用地質学会講演予稿

2) Noe et al., 2007, Steeply Dipping Heaving Bedrock, Colorado: Part3 Environmental Controls and Heaving Processes, The Geological Society of America, Environmental & Engineering Geoscience, Vol. Ⅷ, p. 325-344

59. 東通原子力発電所の第四系変状の発生要因に係る数値解析による考察

Numerical analysis about the cause of Quaternary deformation at Higashidori NPP

○伊藤悟郎，三和公，土田恭平（東北電力）
Goro ITOH, Tadashi MIWA, Kyohei TSUCHIDA

1. はじめに

東北電力東通原子力発電所は，2005 年（平成 17 年）12 月に営業運転を開始した電気出力 110 万 kW の沸騰水型原子力発電所であり，下北半島脊梁部の太平洋側に立地する。

発電所敷地内の断層および新第三系の岩盤風化部を被覆する第四系の一部には，既報 [1]の通り第四系に変状が認められる。第四系変状の形成メカニズムは，地質学的な考察により，岩盤劣化部の一部が地下水位の変化に伴う吸水等により体積膨張し，第四系に変状を生じさせたと考えられる。

本報では，図－1 の地質スケッチに示すように，地下深部へ連続せず，ごく浅部で消滅する小断層 s-19 が逆断層センスのずれを生じ，第四系に変状を生じさせた事例に対し，岩盤風化部の体積膨張を模擬した数値解析を実施し，体積膨張により第四系変状が発生する可能性について確認したものである。

2. 解析方法

体積膨張を模擬した数値解析は，シールドトンネル等における地盤凍結工法の検討やＬＮＧ地下備蓄における岩盤の挙動解析等で一般に使用さる有限要素解析により実施した。具体的には地盤が体積（膨張）ひずみ $\{\varepsilon_0\}$ を受けた場合の等価節点外力を式（1）により算定し，式（2）により変形を算定する。

$$\{F_0\} = \int_V [B]^T [D] \{\varepsilon_0\} dV \quad \cdots\cdots \text{式（1）}$$

$$\{\delta\} = [K]^{-1} \{F_0\} \quad \cdots\cdots \text{式（2）}$$

ここで，

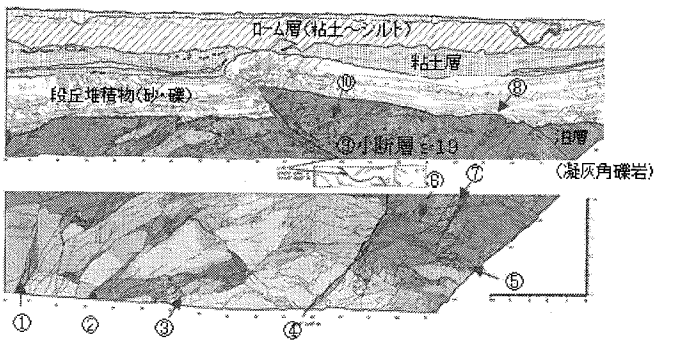
$\{F_0\}$ ： 等価節点外力
$[B]$ ： ひずみ－変位マトリックス
$[D]$ ： 応力－ひずみマトリックス
$\{\varepsilon_0\}$ ： 膨張ひずみ
$[K]$ ： 全構造系の剛性マトリックス
$\{\delta\}$ ： 変位

解析手順としては，まず自重解析を実施したうえで，要素毎に体積ひずみを与え，地盤全体系の変形を評価した。

3. 解析条件

(1)解析モデル

小断層 s-19 による岩盤部および第四系のずれ，撓みについて，変状発生前を想定して作成した解析用劣化区分図を基に，図－2 のような有限要素モデルを作成した。なお，トレンチ壁面以外の領域については，周辺の地質構造を考慮し推定した。小断層は，表－1 に示す断裂のうち，最大厚さ 1cm 以上の粘土～シルトを挟在するものについて，最大厚さでモデル化した。

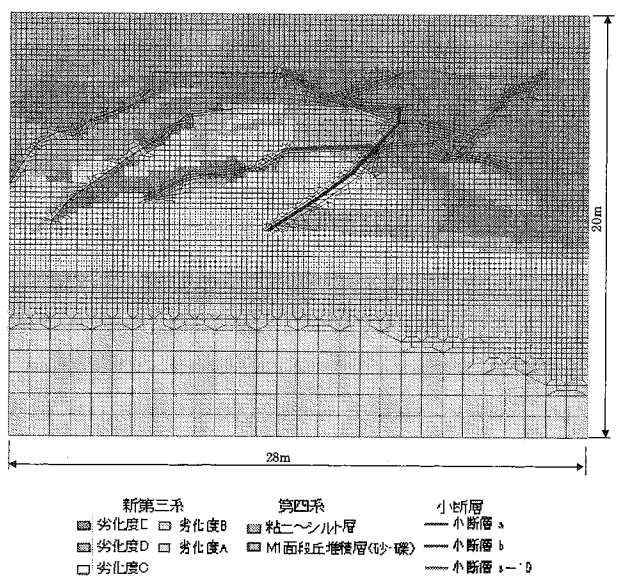


（泊層の着色は劣化度区分を表す）

図－１　s-19 周辺の地質スケッチ（トレンチ壁面）

表－１　s-19 周辺の主要な断裂一覧

番号	断裂の走向傾斜	挟在物・性状	備考
①	上半部:N58° W 25° NE 下半部:N42° E 58° SE	幅0.1cm，粘土～シルト状	
②	N17° E 40° E	幅0.1cm，粘土～シルト状	
③	左半部:N61° E 50° SE	幅0～0.5cm，粘土～シルト状	
	右半部:N52° E 21° SE	幅0.5～3cm，粘土～シルト状	小断層b
④	N39° E 46° SE	幅2cm，粘土～シルト状	小断層a
⑤	N15° W 18° W	0.1cm以下の薄い粘土膜付着	
⑥	N12° E 32° W	幅1cm，細片状	
⑦	N25° E 53° E	幅0.5cm，粘土～シルト状	
⑧	N52° E 82° SE	挟在物なし	
⑨	N12° W 38° W	幅0～1cm，粘土～シルト状	小断層s-19
⑩	N26° E 8° S	挟在物なし	



図－２　有限要素モデル

(2)解析用物性値

要素の構成モデルは，バイリニア型の非線形弾性モデルとし，設置許可申請時に実施した試験結果等を基に表－２に示す物性値とした。また，要素に与えた体積ひずみは，岩盤劣化部の密度減少が全て体積変化に起因すると仮定し，表－３の通りとした。

表－２　解析用物性値

土質･劣化度区分		物理特性	変形特性※2		強度特性※3	
		密度 ρ (g/cm^3)	変形係数 E (N/mm^2)	ポアソン比 ν	せん断強度 τ_0 (N/mm^2)	内部摩擦角 ϕ (°)
第四系※1	粘土･シルト	1.50	2	0.35	0.06	3.0
	砂	1.80	5	0.35		
新第三系	劣化度E	1.94	2040	0.30	0.43	27.0
	劣化度D	1.98				
	劣化度C	2.04				
	劣化度B	2.08				
	劣化度A	2.11				
小断層	－	－	80	0.35	0.00	27.0

※1 第四系の物理特性，変形特性は慣用値を設定（粘土・シルトＮ値＝３，砂Ｎ値=8 相当）。
※2 新第三系の変形係数は，劣化度Ａの針貫入勾配から換算。小断層の変形係数は針貫入勾配から換算。ポアソン比は慣用値を設定。
※3 強度は設置許可時の値を利用。第四系は表土，新第三系は風化岩の強度，小断層は風化岩の残留強度を使用。

表－３　与えた体積ひずみ

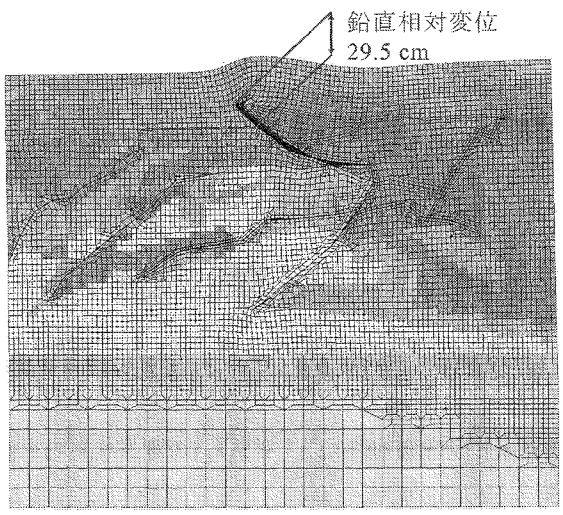
		密度※4 ρ (g/cm^3)	体積ひずみ※5 ε_V
新第三系	劣化度Ｅ	1.94	0.0806
	劣化度Ｄ	1.98	0.0616
	劣化度Ｃ	2.04	0.0332
	劣化度Ｂ	2.08	0.0142
	劣化度Ａ	2.11	0.0000

※4 トレンチ近傍のボーリング QB-1 孔の密度検層結果。
※5 新鮮部（劣化度Ａ）に対する密度の減少割合として設定。

4. 解析結果

(1)変形図

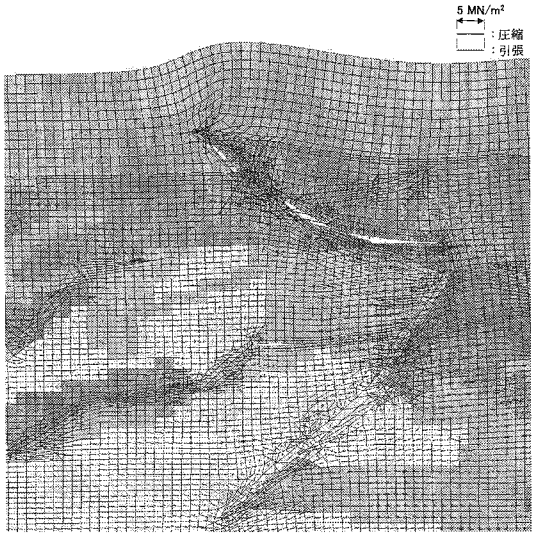
解析の結果，小断層 s-19 において新第三系岩盤部のずれが約 30cm 発生した。解析結果は実際の変形に比べ小さいが，小断層 s-19 が開口してずれ，上部の岩塊が小断層に沿って反りあがる変形モードが再現された。



図－３　変形図（変形倍率×４倍）

(2)主応力図

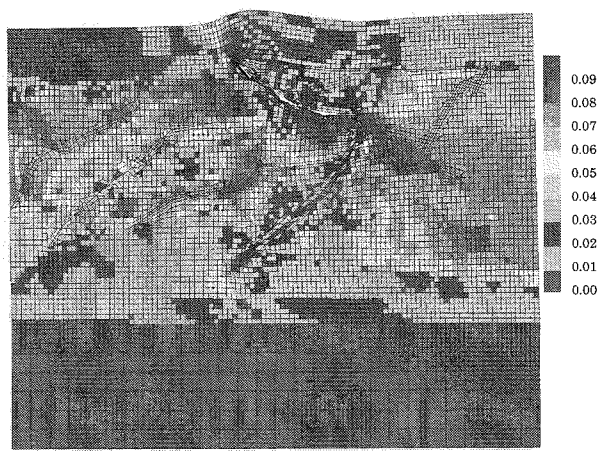
水平方向に 2MN/m^2 程度と非常に大きな圧縮力が発生しており，小断層 s-19 を滑らす力となっている。この水平力は，既往の膨潤圧試験 [2]と同レベルである。一方，鉛直方向は自重程度の応力が発生している。



図－４　主応力図（小断層周辺部）

(3)最大せん断ひずみ

最大せん断ひずみ分布図を図－５に示す。小断層 s-19 の下部および下方延長方向に大きなせん断ひずみが発生している。小断層 s-19 の上部岩塊は，ずれの発生に伴いひずみが解放されている様子が確認できる。



図－５　最大せん断ひずみ分布図

5. おわりに

東通原子力発電所敷地内の第四系変状の一部が，岩盤劣化部の体積膨張により力学的に生じうる可能性が数値解析により確認できた。

参考文献

1) 三和公ほか（2013）：東通原子力発電所の第四系変状の発生要因に係る地質考察，日本応用地質学会平成 25 年度研究発表会.
2) 東京電力：東通原子力発電所第 64 回地盤耐震意見聴取会資料

60. 有機質層に含まれる砒素の存在形態と溶出特性

Speciation and Elution Character of arsenic in Organic Sediments

○原　淳子（産業技術総合研究所），野呂田晋・垣原康之（北海道立総合研究機構），川辺能成・張銘（産業技術総合研究所）

Junko HARA, Susumu NOROTA, Yasuyuki KAKIHARA, Yoshishige KAWABE, Ming ZHANG

1. はじめに

環境中に放出されたヒ素は，その存在形態により生態系への毒性が大きく異なる．無機ヒ素は，亜ヒ酸からヒ酸への酸化，生体内でのメチル化による有機ヒ素化合物化によりその毒性が大きく減少する．環境中でのヒ素の濃集は鉄酸化物，鉄硫化物，有機物を要因とする説が有力であり，その中でも有機物が要因となる環境においては微生物活動も活発なことからヒ素の毒性や溶出挙動に変化をおよぼす影響があると考えられる．しかし，腐植層や泥炭堆積物においてヒ素含有量が高い傾向にある報告があるにもかかわらず，有機物に起因するヒ素の環境挙動の報告は少なく，未解明な部分が多い．

そこで本研究は，様々な堆積環境で生成された腐植層を対象とし，そこに含まれるヒ素の存在形態および腐植物質の違いがヒ素の溶出におよぼす影響について検討し，実環境において有機物がヒ素の挙動にどのような影響を与えているかの推察した．

2. 解析試料

解析に使用した有機質層は，全て北海道内で採取された沖積堆積物 26 試料を用いた．また，採取試料は，堆積環境の違いから以下の 5 つに分類した．

・海成後浜堆積物（サロマ地域）
・堆積時は海水影響があったと考えられる氾濫原堆積物（長万部地域，サロベツ地域，苫前地域）
・河口域は海水影響も考えられる河川氾濫原堆積物（瀬棚地域，江別・当別地域）
・酸性河川水の流入がある湖成堆積物（弟子屈地域）
・陸成堆積物（十勝，標津，富良野地域）

3. 解析手法

試料は全て凍結乾燥処理をし，蛍光X線分析によってヒ素全含有量および全岩化学組成を測定し，環境省告示第 18 号に準ずる溶出量試験を行ってヒ素の水溶出量を評価した．一方，試料中のヒ素の存在形態は Huang & Kretzschmar (2010)[1]による逐次抽出法を用い，可溶態＋交換態(step1)，有機態(step2)，Mn 酸化物態(step3)，揮発性硫化物＋とても結晶度の悪い Fe・Al 酸化物（水酸化物）態(step4)，結晶度の悪い Fe・Al 酸化物（水酸化物）態(step5)，硫化物態(step6)，結晶度の良い Fe・Al 酸化物（水酸化物）態(step7)，残渣(step8)の 8 分画に分けて評価した．さらに，試料中の有機物は全元素分析装置による組成分析を行い，有機物量および有機物特性を調べ，泥炭中有機物の評価手法 [2]および土壌・堆積物からの腐植物質の抽出・生成方法 [3]に基づき，抽出処理を行い，乾燥重量から試料中のビチューメン，フミン酸，ヒューミン，ホロセルロース（αセルロース＋ヘミセルロース）の存在量を求めた．

4. 有機質層に含まれるヒ素の存在形態

実環境においては，同じ有機質層であっても堆積物の生成環境やヒ素供給源の違いによりヒ素の蓄積や吸着特性が異なることが予想される．そこで，堆積環境によるヒ素の存在形態の違いをみるため，図 1 に堆積物中の炭素量と有機態ヒ素の存在割合を堆積環境ごとにまとめた．海成後浜堆積物，河川氾濫原堆積物，湖成堆積物，陸成堆積物は試料中の炭素量に比例して有機態ヒ素の存在割合が増す傾向を示した．一方，堆積時に海水影響のあった氾濫原堆積物においては，長万部と苫前の一部で他と同様に炭素量に比例して有機態ヒ素の増加傾向を示したが，苫小牧，サロベツを含む多くの試料で炭素量（有機物量）は多いものの，有機態ヒ素の存在割合は低い値を示した．これらでは，ヒ素が残渣（結晶格子結合態）中に多く含まれていた．ここで，土壌中炭素量と有機態ヒ素量に正の相関のあるものに関して主体となるヒ素の存在形態は必ずしも有機態ではない．図 2 に各堆積環境における代表試料のヒ素存在形態を示す．海成後浜堆積物，氾濫原堆積物，河川氾濫原堆積物では，一部残渣の多い堆積物もあるが，有機態ヒ素と Mn 酸化物態ヒ素の存在割合が多く，これらがヒ素存在形態の主体をなしていた．一方，湖成堆積物では，有機物態に比べ，硫化物態および可溶態＋交換態のヒ素形態割合が多い．この湖には

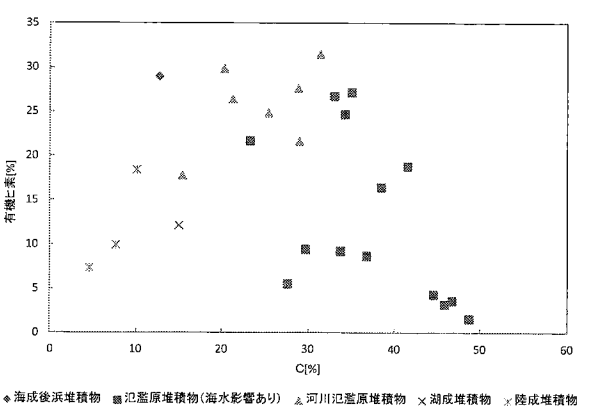


図 1．土壌中炭素量と有機態ヒ素の相関図

河川から酸性水が流入している．2 次的に有機質土に供給された酸性水中のヒ素は，有機物に優先的に保持されていくのではなく，その一部は溶出しやすい可溶態＋交換態として存在し，一部は硫化物として沈殿していることを示していた．さらに，陸成堆積物では Fe・Al 酸化物（水酸化物）態が主体をなした．その存在形態から陸成堆積物へのヒ素の供給も 2 次的な付加であることが予想された．

このように，海水影響の明白な後浜堆積物・氾濫原堆積物，および河川氾濫原堆積物では有機物質が地層中へのヒ素の保持に重要な役割を担っていることが示された．一方，湖成堆積物や陸成堆積物で見られるような酸性水等の供給による有機質層へのヒ素の 2 次的な付加では，有機物質よりも硫化物や Fe・Al 酸化物（水酸化物）の役割が大きいと考えられる．

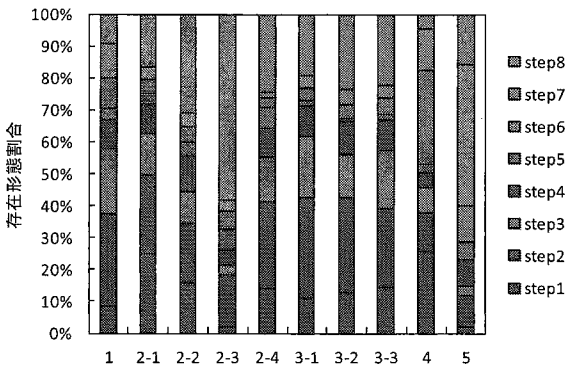


図 2．各堆積環境代表種のヒ素存在形態

1：海成後浜堆積物（サロマ），2：氾濫原堆積物（2-1,2-2:長万部, 2-3,2-4:苫前，3:河川氾濫原堆積物（瀬棚），4:湖成堆積物（弟子屈），5:陸成堆積物（富良野）

5. 堆積物からのヒ素溶出に対する有機物質の影響

堆積物からの砒素の溶出率は，一般に可溶態・交換態砒素の存在量に依存すると考えられる．しかし，今回検討した有機質堆積物では両者に相関は見られなかった．そこで，それには溶出時の有機物への再吸着・錯生成等の影響も一要因とあげられるため，各堆積物中の有機物種量と溶出率との関係を検討した．

まず，各堆積環境における堆積物 1 g 中に含まれる各有機物種の存在量を比較したところ，有機物質の存在量はヒューミン＞ホロセルロース＞＞フミン酸＞ビチューメンの傾向を示し，海成後浜堆積物においてのみビチューメン量がフミン酸量を上回った．さらにこれを堆積環境ごとの有機物質の含有量を比較すると，ヒューミン量は堆積環境による変化はほぼ見られず，フミン酸は平均して河川氾濫原堆積物で多い傾向が見られた．ホロセルロースは湖成堆積物，陸成堆積物で多く，ビチューメンは陸成堆積物では含まれておらず，後浜堆積物，氾濫原堆積物，河川氾濫原堆積物での含有量が多い傾向にあった．ホロセルロースは植物由来の有機物であり，有機物の分解度が低いと多い傾向にある．陸成堆積物および湖成堆積物でこれらが優位に存在していることは堆積中有機物の分解度が未熟であることを反映している．一方，フミン酸は有機物の分解度が堆積物で多く含まれる傾向にあり，フミン酸量の多い河川氾濫原堆積物では平均して有機酸の分解が進行していることが示唆された．ビチューメンは堆積物中の有機溶剤に溶解可能な脂質，樹脂，フェノール類等の総称であり，海水影響の明白な後浜堆積物・氾濫原堆積物で多く含有される傾向にあり，微生物活用の活発な沿岸域で優位に生成される傾向を示した．そこで，有機結合態ヒ素の存在割合の高い海成堆積物，氾濫原堆積物，河川氾濫原堆物について，各堆積物からのヒ素の溶出率（水溶出量/全含有量）[%]とホロセルロース，フミン酸，ビチューメン量との相関を図 3 に示した．ヒ素溶出率が低い堆積物（溶出率約 0.018% 以下）では，有機物量の増加に伴ってヒ素溶出率が増加し，それよりも高い溶出率を示した堆積物では溶出量が増加すると有機物量は減少する傾向がみられた．この傾向はどの有機物種でも同様であった．ヒ素は環境中で陰イオンとして存在するため，砒素の吸着・錯生成量は有機物質中のアミノ基の存在量に依存することが予想される．溶出率の高い堆積物においては，堆積物中の有機物量が減るとアミノ基の絶対量が減少し，溶出率が上昇することで現象が解釈される．一方，溶出率の低い微量ヒ素の溶出では有機物質による阻害要因は小さくその影響は認められない．この要因が有機物中のアミノ基の存在量の差異によるものか,ヒ素吸着特性によるものか，さらに抽出した有機酸に対するヒ素の吸着特性を評価することで検討する予定である．

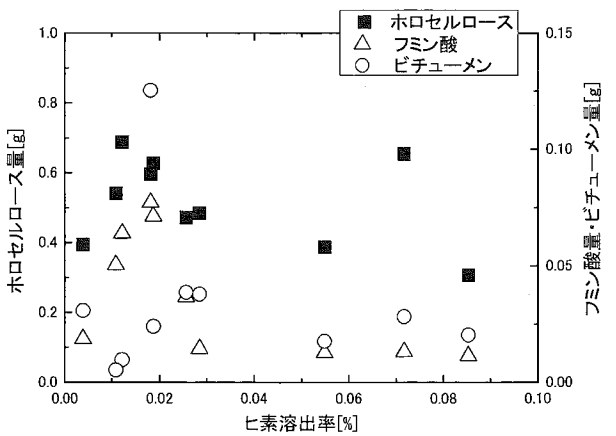


図 3．有機物質量とヒ素溶出率の相関図

文献

1)Jen-How Huang and Ruben Kretzschmar (2010) Sequential extraction method for speciation of arsenate and arsenite in mineral soils. Analytical chemistry, Vol.8, pp.5534-5540.

2)近藤錬三（1979）北海道における泥炭土壌の化学的性状に関する研究（第 5 報）泥炭土の有機物組成，日本土壌肥料学雑誌，Vol.50，No.6，pp.547-554.

3)日本腐植物質学会（2007）腐植物質分析ハンドブック，三恵社，pp.142.

61. 火山灰土を利用した掘削ずりからの自然由来ヒ素などの溶出抑制対策に関する考察

Evaluation ofadsorption layer using volcanic ash for reducing arsenic leached from excavated rocks

○田本修一・伊東佳彦（土木研究所寒地土木研究所），五十嵐敏文（北海道大学），
龍原毅（パシフィックコンサルタンツ），有馬孝彦（日本工営）
Shuichi Tamoto, Yoshihiko Ito, Toshifumi Igarashi, Takeshi Tatsuhara, Takahiko Arima

1. はじめに

トンネル建設工事に伴い発生する自然由来重金属類を含む掘削ずりは，一般的に低濃度なものが多いが大量に発生する．そのため，ずりの処理対策には，より経済的な手法が求められている．有馬ら[1]は，安価に入手できる天然火山灰を吸着層として，ずりから溶出するヒ素（As）等に対する室内カラム試験等を行い，火山灰を吸着層として用いることにより As 等の溶出低減対策に有効であることを報告している．

本研究では，経済的なずり対策方法の検討の一環として，トンネル建設工事で発生する As を含む泥岩ずりとずり層の下部に吸着層として設置した火山灰土を用いた屋外カラム試験を実施し，有馬ら[1]が報告した室内カラム試験結果との比較検討を行った．

2. 試料

試験に用いた泥岩ずりおよび火山灰土は，いずれも北海道内のトンネル建設現場およびその周辺で採取した試料である．これらの試料は，有馬ら[1]が試験に用いた試料と同試料である．泥岩および火山灰土の鉱物学的特性および化学組成を明らかにするために実施した粉末 X 線回折分析結果を表-1 に，蛍光 X 線分析を用いた検量線法に基づく定量分析結果を表-2 にそれぞれ示す．表-1 より，泥岩には少量の方解石，緑泥石，スメクタイト，微量な黄鉄鉱が検出されている．また表-2 より，As の含有量は泥岩で 10 mg/kg，火山灰土で 12 mg/kg であった．

3. 試験方法

屋外カラム試験は，試料を採取した北海道内のトンネル建設現場周辺で実施した．屋外カラム試験に用いたカラムは，内径 29.8 cm，高さ 73.0 cm，厚さ 0.5 cm の塩化ビニル製である．このカラムに表-3 に示す条件で掘削ずりおよび火山灰を充填した．カラム上部からの自然降雨により流下した浸出水をカラム底部に設置した 5.0 L のポリ容器で回収した．ポリ容器の回収時期は，概ね累積降水量 100 mm 毎に回収している．カラムからの浸出水を回収後，浸出水の採取重量を測定し，0.45 μm メンブランフィルターを用いて固液分離を行い，ろ液に対して pH，As の分析を行った．

4. 試験結果

室内・屋外カラム試験各ケースにおける pH の変化を図-1 に，As の溶出濃度の変化を図-2 に示す．図-1 より，室内カラム試験による pH の変化は，ずりのみのケース 1 では，pH10～11 と高アルカリ性を示した．吸着層を含むケース 2 では 8 週目まで pH8 前後で安定し，その後，時間の経過とともに pH11 まで上昇した．ケース 3 では，pH6～8 と低いが，試験終了まで徐々に pH が上昇する傾向を示した．一方，屋外カラム試験による pH の変化は，試験開始から 30 週まで室内カラム試験の pH の変化と同様の傾向を示していたが，30 週以降ずりのみのケース 4 では，pH が 8 まで下降し，その後，時間の経過とともに pH9 まで上昇した．吸着層を含むケース 5，6 では，pH8 前後で安定していた．これらの傾向は，試験開始から 30 週において，ずりのみのケースでは，泥岩中に含まれるスメクタイトなどの Na 系粘土鉱物による影響で pH が上昇し[2]，吸着層を含むケースでは，火山灰中に含まれる解離性置換基の Al^{3+}などが浸出水中の OH^-と反応し，緩衝効果[3]が作用したためと考えられる．一方，屋外カラム試験における 30 週以降の pH の変化は，ずりのみのケースでは，ずり中の粘土鉱物の減少や試料から徐々に溶出する陽イオンと懸濁物質に取り込まれた H^+の交換による影響[4]と考えられ，吸着層を含むケースでは引き続き上述した緩衝効果が作用したと考えられる．

次に，図-2 より As の溶出濃度の変化は，ずりのみのケースでは，室内・屋外ともに概ね溶出の初期段階において最大値を示し，その後，ある一定の濃度で推移する．吸着層を含むケースでは，室内・屋外ともに層厚が厚くなるほど最大溶出濃度の低減と遅延効果が確認された．なお，室内カラム試験のケース 2 では，ケース 1 の最大溶出濃度を超過することが確認された．これは，浸出水の pH 上昇に伴い吸着層に吸着された As の再溶出と吸着層に含まれている As が溶出したことが原因と考えられる[1]．

5. 浸出水中の As 濃度に対する実験結果と解析結果との比較

火山灰による As の吸着効果を評価するために吸着現象をモデル化した．吸着現象の評価に際しては，1 次元移流分散方程式において As 濃度 C_0 としたステップ状の一定入力に対し，吸着層による遅延の効果を考慮し，遅延係数，分配係数をそれぞれ R_f, K_d とすると，

As 濃度（x, t）の解析解は次式となる．

$$\frac{C(x,t)}{C_0}=\frac{1}{2}\left\{erfc\left(\frac{R_f x-\bar{v}t}{2\sqrt{R_f Dt}}\right)+\exp\left(\frac{\bar{v}x}{D}\right)erfc\left(\frac{R_f x-\bar{v}t}{2\sqrt{R_f Dt}}\right)\right\} \quad (1)$$

$$R_f=1+\frac{\rho_b}{\theta}K_d \quad (2)$$

ここで，C：濃度，t：時間，$\bar{v}$：間隙平均流速，x：移行距離，D：分散係数，R_f：遅延係数，ρ_b：みかけ密度，θ：体積含水率，K_d：分配係数

(1)式を利用して，ケース 1 および 4 の結果に基づき流入濃度の変化を入力し，ケース 2, 5 の火山灰層中の As の移行現象を解析した．それらの結果を図-3，4 に示す．なお，ケース 2 における吸着層の D は 1.0 cm^2/day，$\bar{v}$は 1.1 cm/day とし，ケース 5 における吸着層の D は 4.0 cm^2/day，$\bar{v}$は 1.2 cm/day とした．図-3 より K_d をパラメータとして変化させた解析結果と実測値とは一致させることができなかった．一方，図-4 より As の K_d を 70 mL/g とすることによって概ね解析結果と実測値を一致させることができた．これらの結果について室内カラム試験では，Al や Fe に吸着した As の再溶出および火山灰層からの As 溶出に影響を与える程度の pH の変化が起こったことから，解析結果と実測値との再現性が評価できなかったと報告されている [1]．一方，屋外カラム試験では火山灰層を通過した浸出水の pH が 8 前後で比較的安定しており，pH の変化が少なかったことにより解析結果と実測値との再現性が評価できたと考える．

6. まとめ

本研究の結果，以下のことが明らかとなった．

(1) カラム試験結果より，本試験に用いた火山灰は As に対する吸着効果が認められた．

(2) 火山灰層を厚くすることで As 溶出濃度の最大値の低減と遅延効果が確認された．

(3) 火山灰層を吸着層とした場合，浸出水の pH 変化が顕著でない限り，As 吸着を K_d で再現できると考える．

今後は，pH 依存性を考慮した吸着モデルの検討などを進めていきたい．

謝辞 本試験は，北海道大学，パシフィックコンサルタンツ(株)，(独)土木研究所寒地土木研究所で構成する共同研究「自然由来の重金属を含む岩石からの溶出水処理対策工に関する研究」の成果の一部である．本試験の実施にあたり関係各位に謝意を表する．

引用文献

1) 有馬孝彦・佐藤大樹・五十嵐敏文・田本修一・龍原毅（2011）：天然火山灰吸着層を用いた掘削ずりからのヒ素およびホウ素の溶出低減，応用地質，Vol.52，No.3，pp.88-96.

2) E.M. ブリッジス，永塚鎮男・漆原和子　訳（1990）：世界の土壌，古今書院，200p.

3) 坂田昌弘・関照雄・横山隆寿・佐藤一男（1984）：土壌による石炭灰溶出水の中和機構，電力中央研究所研究報告，283052，pp.1-19.

4) 小野雅弘・棚瀬充史・水落幸広・品川俊介（2010）：泥岩を対象としたヒ素溶出試験と問題点，日本応用地質学会平成 22 年度研究発表会講演論文集，pp.325-326.

表-1 泥岩と火山灰の X 線回折分析結果（文献 [1] に加筆）

鉱物	石英	長石類	方解石	雲母類	緑泥石	スメクタイト	黄鉄鉱
泥岩	+++	++	+	+	+	+	±
火山灰	+++	++	-	-	+	-	-

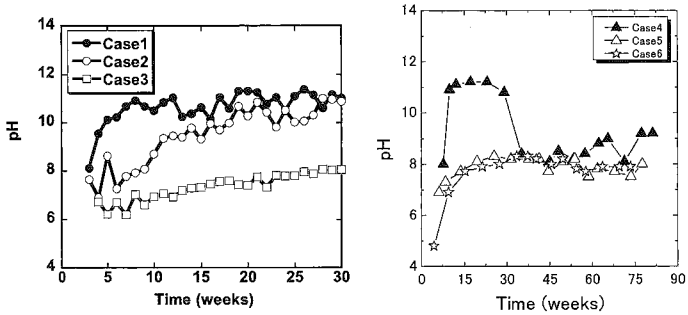
ピーク強度凡例 +++: strong, ++: moderate, +: weak, ±: trace, -: none

表-2 泥岩と火山灰の蛍光 X 線分析結果 [1]

試料名	泥岩	火山灰
SiO_2 (wt.%)	61.82	53.01
Al_2O_3 (wt.%)	15.92	19.74
Fe_2O_3 (wt.%)	6.03	9.97
MnO (wt.%)	0.06	0.17
MgO (wt.%)	1.95	3.32
CaO (wt.%)	2.49	3.59
Na_2O (wt.%)	2.51	1.79
K_2O (wt.%)	2.92	1.29
P_2O_5 (wt.%)	0.18	0.14
TiO_2 (wt.%)	0.67	0.93
S (wt.%)	0.38	0.01
LOI (wt.%)	5.09	6.04
As (mg/kg)	10	12

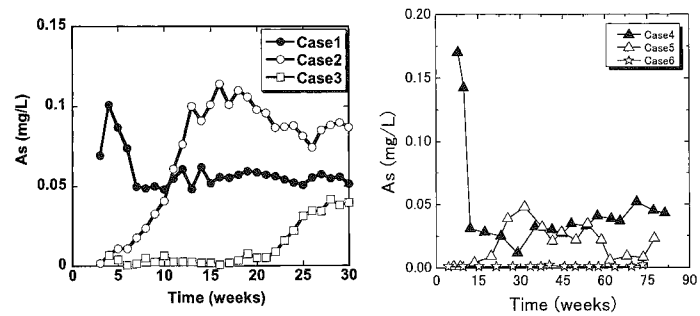
表-3 試験条件（文献 [1] に加筆）

ケース	1	2	3	4	5	6
試験場所	室内	室内	室内	屋外	屋外	屋外
ずり層厚 (cm)	30	30	30	60	60	60
吸着層厚 (cm)	0	1	2	0	2	6
ずり層充填密度 (g/cm^3)	1.28	1.28	1.28	1.58	1.58	1.58
吸着層充填密度 (g/cm^3)	0.72	0.72	0.72	1.72	1.72	1.72
試験期間 (weeks)	30	30	30	82	78	74



(a) 室内 [1]　(b) 屋外

図-1 pH の変化



(a) 室内 [1]　(b) 屋外

図-2 As 溶出濃度の変化

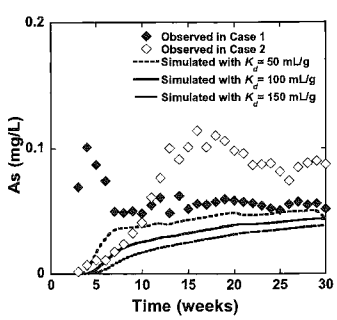


図-3 As の溶出濃度の実測値と解析結果（室内）[1]

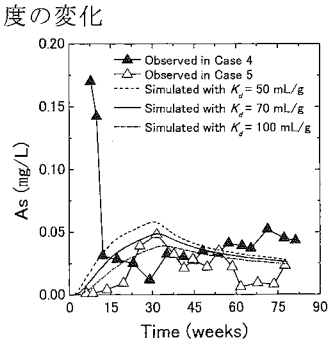


図-4 As の溶出濃度の実測値と解析結果（屋外）

62. 酸性硫酸塩土壌での自生植物を用いた緑化手法

A vegetation method using native plants in the acid sulfate soil

○宍戸政仁, 伊東佳彦, 田本修一(土木研究所寒地土木研究所)
Masahito Shishido, Yoshihiko Ito, Shuichi Tamoto

1. はじめに

泥岩や細粒砂岩などの海成堆積岩や熱水変質岩が分布する地域では, 切土により地山の pH が 3.5 を下回るような酸性硫酸塩土壌が出現する場合があり, 通常の植生工を施工しても発芽しない, または, 発芽しても経年的に衰退するなどの事例がしばしば見られる. また近年, 環境に対する社会的認識の高まりから, 法面緑化において外来種の使用には慎重にならざるを得ない.

本稿では, このような積雪寒冷地における酸性土壌法面の植生工に関する課題を解決するべく, 北海道内における自生植物を利用した法面植生工の適用性について検討した結果を報告する. また, 酸性硫酸塩土壌の判定手法について検討を行った結果について報告する.

2. 研究方法

研究対象としたのは, 北海道内に自生し, 既存文献調査 [1]および現地調査から酸性土壌に強いとされる植物種である. これらの植物について, 種子の採取性や精選度など, 種子の確保に必要な項目について検討し(種子採取調査), 採取した種子の発芽特性を把握するために, 水耕発芽試験(pH 調整, 温度調整, 種子前処理の有無)を実施した. また, 現地より採取した酸性土壌を用いて室内栽培試験を実施し, 植物の生長特性を確認した. さらに, 北海道の実際の酸性切土法面(南北向き2面)で, 単播 7 種および混播 3 パターンによる現地栽培試験を行った.

3. 研究結果

対象とした自生植物について, 各種試験および調査の結果を総括した一覧表を, 表-1 に示す.

種子採取調査の結果, エゾヌカボ, ウラジロタデ, ススキが採取性, 精選率とも良好であり, 種子供給に関して十分に確保が可能な種と考える. ヒメノガリヤスは, 採取性は良好だが, 精選率が不良であった.

水耕発芽試験の結果, 通常条件で発芽率の高いススキとトールフェスクは, 低 pH でも発芽率が低下しなかった. エゾヌカボ, オオヨモギ, コメススキは, 低 pH で発芽率が低下した. 低温条件において発芽率が大幅に低下する種は, ススキであった. エゾヌカボ, コメススキ, ヒメノガリヤスは発芽率が多少低下した. 種子前処理の効果が明確であった種は, エゾヌカボ, ススキ, コメススキ, ヒメノガリヤスであり, イネ科の種で発芽率を向上させる効果が高いことが分かる.

酸性土壌を用いた室内栽培試験の結果, 酸性土壌の影響を受けない種は, ススキ, コメススキ, ヒメノガリヤスであったが, ヒメノガリヤスは発芽率が低いため, ススキ, コメススキが優勢であった. 酸性土壌にも強いとされるトールフェスクは, 酸性土壌での根長および根と葉の乾燥重量が, 通常土よりも 30～40%程度低下することを確認した [2].

現地栽培試験の結果, 施工から2年経過後の調査では, 試験区ごとに発芽や生育に差があるものの, 自生種のみを配合した混播部でも植被率は概ね 60%を超えており, 良好な生育が確認できたことから, 自生種のみの配合による法面植生が十分に実施可能であると考える.

以上の結果, 今回使用した自生種について総合的に評価を行うと, エゾヌカボ, ウラジロタデ, オオヨモギは, 現地栽培試験において良好な生育が確認され, 北海道内における法面植生工への適用性が高いと考える. ススキ, ヒメノガリヤスは, 酸性土壌への適応性が高く, 低発芽率などの課題を解決することで, 適用性が向上すると考えられる. また, 本検討の結果から得られた知見より, 自生種を用いた法面植生を行う際に, 把握すべき植物の特性を把握し, 配合を設計するためのフローチャート(案)を図-1 にまとめた. 法面緑化には, 施工地周辺の自生種を用いることが望ま

表-1　対象とした自生種の総括一覧

種名	種子採取	水耕発芽試験				室内栽培試験	現地栽培試験							種子参考価格		総合評価
							単播部			混播部						
	採取性精選率	通常pH・温度での発芽率	低pHでの発芽率	低温での発芽率	種子前処理の効果	酸性土壌への適応性	発芽	生育	南北	発芽	生育	南北	TF相性	種子単価(円/m²)	種子単価比(vs TF)	
エゾヌカボ	○	○	△	△	○	×	○	○	○	○	○	○	×	138	29.7	○
ウラジロタデ	○	×	×	×	×	×	○	○	○	○	○	○	×	720	156	○
オオヨモギ	市販	○	△	○	×	×	○	○	○	○	○	○	△	40.8	8.82	○
ススキ	○	○	○	×	○	○	×	△	×	△	△	×	×	196	4.79	△
コメススキ	×	△	×	×	○	○	×	×	○	×	×	○	×	953	205	×
ヒメノガリヤス(単播部のみ)	△	×	×	×	○	○	○	○	○	−	−	−	−	118,000	25,600	△
トールフェスク	市販	○	○	○	×	×	○	○	○	○	○	○	−	4.63	1.00	−

※トールフェスクは北海道内において法面緑化に多く利用されている外来牧草種で, 比較対象として用いた.

採取性・精選率　○：良好、△：やや不良、×：不良
発芽試験(通常、pH、低温)　○：高い、△：やや低い、×：低い
発芽試験(種子前処理)　○：効果がある、×：効果がない
室内栽培試験(酸性土壌)　○：影響を受けない、×：影響を受ける
発芽・生育　○：良好、×：不良、△：どちらでもない
南北　○：南北で差がない、×：大きく差が出る
TF相性　○：TFとの混播で生育がよい、×：悪い、△：どちらともいえない

れるが，自生種は種子の流通がほとんど無いことや，その発芽特性，生育条件などが不明な種が多いことから，各種調査試験により種子の採取性や特性を把握することが重要である．

4. 酸性硫酸塩土壌判定手法の課題検討

現地栽培試験を行った切土法面の地山は，事前の試料分析では酸性硫酸塩土壌となる可能性のある土壌であったが，2 年間の調査期間では，地山の pH は低下しなかった．そこで，酸性硫酸塩土壌の判定手法について，既存文献から考察を行う．

酸性硫酸塩土壌の判定方法は，過酸化水素水による pH（以下，pH(H_2O_2)）や硫黄含有量 [3]が一般的に利用されており，岩石が酸性水を発生させる可能性については，緩衝鉱物を考慮した判定方法[4]がある．pH(H_2O_2)は，試料を強制的に酸化させた場合の pH を示すが，実際の土壌や岩石には緩衝能力があり，陽イオン交換容量の大きい土壌や，炭酸塩を多く含む土壌では実際に酸性になるとは限らない．例えば，既往研究 [5]により，北海道内の試料を用いて，硫黄含有量，pH(H_2O_2)および長期的な pH の変化を把握する目的で実施したタンクリーチング試験結果を表-2 に示す．表-2 より，泥岩では pH(H_2O_2)は 3.5 以下を示す試料でも，タンクリーチング試験では酸性化しない試料がある．pH(H_2O_2)，総硫黄，それぞれの単独の指標では，土壌中の緩衝機能を考慮していないため評価に課題が残る．表-2 に示すとおり，pH(H_2O_2)≦3.5，総硫黄含有量＞0.4%の両方の条件を満たし，さらに短期溶出試験 pH＜7 の 3 条件を満たすものが長期的に酸性を示すことから，酸性硫酸塩土壌の判定方法に利用できる可能性がある．

また，既存文献 [4]では土壌中の緩衝機能を考慮した硫黄とカルシウムの含有量モル比に着目しており，北海道内の試料を用いた試験でも，図-2 に示すように，長期的な pH 変化に対しても有効と考えられる．これらを考慮して，図-3 に酸性硫酸塩土壌の判定（案）を示す．この図より，4 条件をすべて満たす試料が，より合理的に判定された酸性硫酸塩土壌であると考えられる．ただし，この判定（案）の検証には，今後のデータの蓄積が必要である．

5. まとめ

本稿では，酸性硫酸塩土壌における自生植物を用いた室内および現地栽培試験を行い，適用性の高い自生植物を抽出するとともに，自生種を用いた法面緑化フロー（案）を示した．また，既存資料を基にについて考察し，より合理的な酸性硫酸塩土壌の判定手法（案）を考案した．

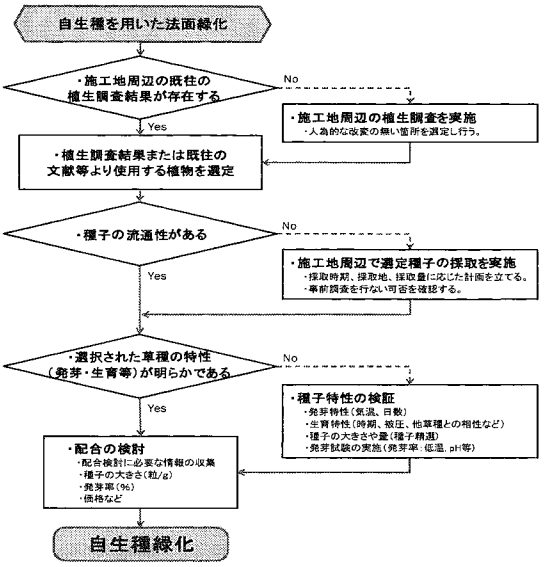


図-1　自生種を用いた法面緑化フロー（案）

表-2　pH(H_2O_2)，硫黄含有量と長期的な pH の比較 [5]に加筆

試料名	pH(H_2O_2) (3.5以下)	総硫黄含有量 T-S≦0.4%	短期溶出試験 pH≦7	タンクリーチング試験pH
火山礫凝灰岩	○	○	○	2.7
安山岩溶岩1	○	○	○	2.7
安山岩溶岩2	×	×	○	6.0
凝灰角礫岩1	○	○	○	2.7
凝灰角礫岩2	○	○	○	3.4
ワッケ質中粒砂岩	×	×	×	7.6
粗粒玄武岩	×	○	×	7.4
溶結凝灰岩	×	○	×	7.9
安山岩溶岩 火山礫凝灰岩	×	×	×	7.9
泥岩	○	○	×	7.4
粘板岩	×	×	×	7.6

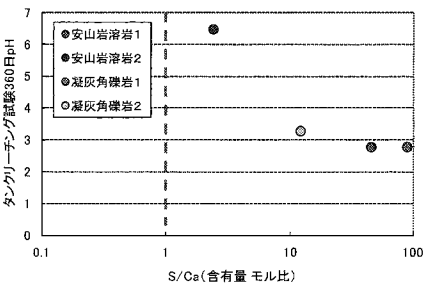


図-2　S/Ca モル比とタンクリーチング試験 360 日経過時の pH

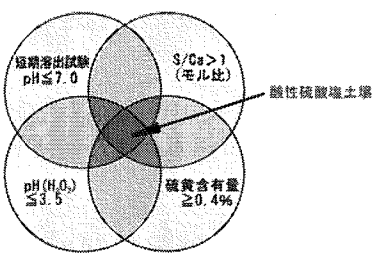


図-3　酸性硫酸塩土壌の判定（案）

1) 例えば，日本道路協会：「道路土工，切土工・斜面安定工指針」，pp.234-235，2009

2) 宍戸政仁・伊東佳彦・田本修一：「酸性硫酸塩土壌における自生植物の生育特性について」，寒地土木研究所月報，No.714，pp45-49，2012.11.

3) 佐々木信夫：「新第三系に由来する酸性硫酸塩土壌　Ⅰ.その特性」，ペドロジスト，Vol.22，No.1，p.2-11，1978

4) 服部修一・太田岳洋・木谷日出男：「酸性水に関わる掘削残土の応用地質的検討」，応用地質，Vol.43，No.6，363-365，2003

5) 田本修一・岡崎健治・阿南修司・伊東佳彦：「酸性化した溶出水による岩石ずりの重金属類溶出評価に関する考察」，第 8 回環境地盤工学シンポジウム発表論文集，pp.203-208，㈳地盤工学会，2009

65. 新潟県五泉・村松盆地における地下水の形成

Groundwater Formation in the Gosen-Muramatsu Basin, Niigata Prefecture

○渡部直喜（新潟大学），林 由修（五泉市役所），柴山亜耶（白鴎大学足利高等学校），船引一樹（(株)キタック）
Naoki Watanabe, Yoshinobu Hayashi, Aya Shibayama, Kazuki Funabiki

1. はじめに

新潟県五泉・村松地域（図－1）は古くから地下水・湧水を農業・工業用水として利用しており，水道水もほぼ 100%を地下水で賄っている．また，絶滅危惧種のイバラトミヨやミズバショウの群落など，湧水池のみに生息する生態系も有する．地下水は本地域の人間生活や産業のみならず，自然環境・生態系にとっても欠くことのできない資源であり，水環境の保全は重要な課題となっている．しかしながら，地下水の起源，形成機構，流動系には不明な点も多い．本研究は五泉・村松盆地における地下水の空間分布と主要溶存化学成分および水素・酸素同位体に基づき地下水の形成過程を推定することを目的とする．

図－1　五泉・村松盆地とその集水域

2. 地形・地質の概要

本調査地域は，西部の新津丘陵と東～南部の蒲原山地に囲まれており，これらの間に平野が開けている．平野西部には能代川が北方向に，中央部には早出川が北西方向に，北東部には阿賀野川が北西方向にそれぞれ流れている．平松（2004MS）は平野部の微地形について，早出川と能代川によって形成された扇状地（①早出川扇状地，②能代川扇状地），③更新世に堆積し，その後に隆起した隆起扇状地帯，④菅名潟干拓地，阿賀野川の氾濫原堆積物で形成される⑤阿賀野川氾濫原，および⑥新津丘陵東縁地域に分類した．隆起扇状地帯や自然堤防上は居住地として，各扇状地や菅名潟干拓地，阿賀野川氾濫源の大部分は主に農地として利用されている．

平野部の地質は，更新世魚沼層を基盤とし，砂・礫を主体とする完新世前期の粗粒堆積物と完新世後期の砂礫と粘土の互層からなる．完新統下部は平野南部の隆起扇状地帯で表層に露出しているが，平野北部ほど深部に堆積している．一方，平野東部と西部では堆積物の分布深度に大きな差はない．完新統上部は，隆起扇状地帯を挟んで以南・以北で発達し，平野南部では砂礫層，北部では砂礫と粘土の互層が発達する．平野東部では砂礫層が厚く発達するが，西部では粘土層が厚く，砂礫層を上下に 2 分する（例えば，岩永，2001など）．本研究では，これら砂礫層のうち，完新統上部を第 1 帯水層，完新統下部を第 2 帯水層とし，第 1 帯水層に賦存する地下水を浅層地下水，第 2 帯水層に賦存する地下水を深層地下水と定義する．

3. 試料と分析方法

解析に用いた試料は，2008 年 4 月～10 月の期間に採取した．内訳は河川水 14 試料，湧水 8 試料，浅層地下水 52 試料，深層地下水 57 試料の計 131 試料である．なお，井戸の掘削資料や所有者への聞き取り調査によると，事業用・家庭用井戸は浅層地下水に，消雪用井戸は深層地下水に対応している．

水温・電気伝導度・pH は，試料採取の際，現地にて測定した．主要溶存イオン（Na^+，K^+，Mg^{2+}，Ca^{2+}，Cl^-，NO_3^-，SO_4^{2-}，HCO_3^-）及び環境同位体比（δD，$\delta^{18}O$）は実験室に持ち帰り，新潟大学災害・復興科学研究所に設置の機器を用いて分析した．

4. クラスター解析による水質分類

近年，地下水の水質特性の解析に多変量解析がよく用いられている．多変量解析の中でもクラスター分析は類似した情報に基づく水質の分類に都合が良い．まず，本研究では，地下水試料を浅層地下水と深層地下水に分け，主要溶存イオン 8 項目を用いて主成分分析を行った．その結果，第 5 主成分までの累積寄与率が，浅層地下水では 92.89%，深層地下水では 94.97%となり，対象地域の地下水の水質情報を第 5 主成分までに集約できた．次に第 5 主成分までの主成分得点を用いてクラスター分析を行った．その結果，浅層・深層地下水は各々3 つのグループに分類できた．浅層地下水はグループ A・B・C，深層地下水はグループ D・E・F とした．分布状況と水質の特徴は次のとおりである．

＜浅層地下水＞いずれも $Ca\text{-}HCO_3$ 型地下水である．

グループ A：阿賀野川氾濫源と菅名潟干拓地・能代川扇状地に分布．平均的な全イオン濃度．

グループ B：阿賀野川氾濫原・菅名潟干拓地・早出川扇状地・能代川扇状地・隆起扇状地帯に分布．全

体的に低い全イオン濃度.

グループ C：阿賀野川氾濫原・菅名潟干拓地・能代川流域に分布. 高濃度かつ Mg^{2+} と HCO_3^- 濃度が高い.

＜深層地下水＞いずれも $Na\text{-}HCO_3$ 型地下水である.

グループ D：阿賀野川氾濫原・菅名潟干拓地・早出川扇状地・隆起扇状地帯・能代川流域に分布. 比較的低い全イオン濃度.

グループ E：菅名潟干拓地・能代川扇状地・隆起扇状地帯に分布. 平均的な全イオン濃度であるが，他のグループに比して Cl^- や NO_3^- の濃度が高い.

グループ F：阿賀野川氾濫原・菅名潟干拓地・隆起扇状地帯・早出川扇状地に分布. 比較的高濃度であり，特に HCO_3^- が高い.

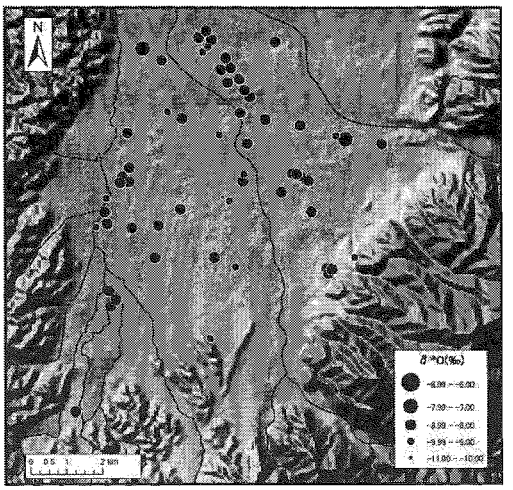
5. 酸素同位体比にみられる特徴

浅層地下水の酸素同位体比は，-11.00～-7.23‰の範囲にあり，河川流域の下流域にみられる地下水の酸素同位体比が大きい値を示す傾向がある（図－２ａ）. 一方，深層地下水の値は，-10.54～-6.07‰の範囲にあり，河川の上流域に値の大きい地下水，下流部に小さい地下水が分布している（図－２ｂ）. つまり，浅層地下水にみられる傾向とは大きく異なる傾向を示している.

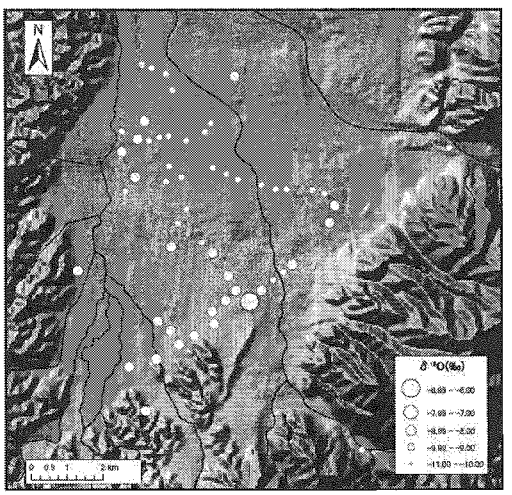
6. 考察

浅層地下水の水質形成は，平野部の微地形を構成する地質に影響を受けている. グループ A の地下水は，阿賀野川氾濫源や菅名潟干拓地等の粘土もしくは砂泥の混合した後背湿地堆積物の分布域にみられる. グループ B は，扇状地や旧河道など，粗い砂礫堆積物の分布域にみられ，早出川の水質にも類似する. グループ A と B は濃度が異なるものの，水質は酷似している. 地理的分布から，グループ A の地下水は，グループ B の地下水を起源とし，水-岩石相互作用の進行と地表における農業等の影響をわずかに受けた地下水と考えられる. グループ C は能代川流域や菅名潟干拓地など，平野部の西側にみられ，比較的濃度が高い. 地理的分布から，新津丘陵を構成する第三系の堆積岩類の影響を受けていると考えられる. 前述のとおり浅層地下水の酸素同位体比は，河川の上流域から下流域に向かって大きくなる傾向がある. 地表から浸透する同位体比の大きい水の混入率が上流域から下流域に向かって増加することが原因と考えられる.

深層地下水の水質に着目すると，グループ D と F はほぼ全域に分布し，グループ E は隆起扇状地帯の周辺に多く分布する. グループ E の水質は，他のグループに比して高い Cl-で特徴づけられる. 隆起扇状地帯には第 2 帯水層が露出していることから，グループ E の水は，地表から直接第 2 帯水層に浸透し，涵養した地下水の可能性が高く，人間活動の影響（高い Cl-など）を受けていると考えられる. 深層地下水の酸素同位体比に着目すると，隆起扇状地帯周辺の地下水（グループ E）は大きな値を有し，上述の解釈と矛盾しない. 平野東部及び中央部の下流域では小さい値を有する地下水が分布している. 浅層地下水に見られる上流～下流への酸素同位体比の増加傾向は，深層地下水には認められない. このことは，浅層地下水と深層地下水の起源，形成過程，流動様式が大きく異なることを意味する. 平野東部から中央の下流域に見られる酸素同位体比の小さい地下水は，山地の比較的高所で涵養された地下水が直接第 2 帯水層へ流入していることを示唆する. 水温と電気伝導度に着目しても，低温の地下水や電気伝導度（濃度）の低い地下水は東部側に偏って分布しており，酸素同位体比に基づく解釈と矛盾しない. 従来，調査地域の地下水形成は，第 1・第 2 帯水層共に，扇状地頂部からの伏流とする節が支配的であった. 本研究から，深層地下水の流動形態は従前の節と異なることが明らかとなり，調査地域の水環境保全や水資源管理に資する新知見を提供するものとなった.



（ａ）



（ｂ）

図－２　浅層（ａ）・深層（ｂ）地下水の酸素同位体比

66. 既設トンネルにおける恒常湧水のICP発光分析結果について

Determination of trace elements in groundwater seepage from tunnel

○倉橋稔幸，岡﨑健治，田本修一，伊東佳彦（寒地土木研究所）
Toshiyuki Kurahashi, Kenji Okazaki, Shuichi Tamoto, Yoshihiko Ito

1. はじめに

日本国内の温泉や地下水には酸性からアルカリ性を示すものがあり，それらはpH1からpH11までの範囲にある．トンネルの掘削工事ではこれらの酸性やアルカリ性の湧水として遭遇することがあり[1)2)]，工事事中には汚濁水対策として，汚濁水処理設備による浄化および中和処理がなされ，河川法・水質汚濁防止法・環境基本法等の法令に定められた排水基準を満足するように排水されている．しかし，既設トンネルの恒常湧水については，維持管理段階に水質調査がなされることも少なく，その排水の実態についても不明な点が多い．ゆえに恒常湧水が環境基準を超える水質であっても特段に処理や対策がなされないままに排水されていることが多い．大島・藤原(1998)は特に酸性水が施設管理のうえで支障を生じさせる可能性のあることを指摘している[3)]．

酸性水は火山の数kmから20kmに分布することが多いことから[4)]，本報告では，北海道から北陸地方にかけての火山フロントを中心に43本の国道等の既設トンネル坑内から恒常湧水53試料を採水し，pH・電気伝導度等の水質調査を実施したほか，ICP発光分析をおこない湧水の微量元素を分析した．さらにAsを含む湧水についてEh-pHダイアグラムを用いてAsの存在形態を推定した．

2. 分析方法

平成24年5月から平成25年1月にかけて既存の43トンネルから恒常湧水を53試料採水した（図－1）．

まず，坑口の集水枡や採水カップ等で米国In-situ社製のTroll9000を用いて，水温，pH，電気伝導度(EC)，酸化還元電位(ORP)を計測した．ただし，一部の試料については実験室で計測した．

次に，試料を現地でろ紙によりろ過し1μm以下の浮遊粒子を取り除いた．試料を500mlのポリプロピレン製のボトルに詰め，100ml当たり1mlの濃硝酸を加え酸性に保ち，実験室へ持ち帰った．

実験室ではCa, Fe, Mg, As, Cd, Cr, Pb, Seの8元素をICP発光分析装置(ICP-AES; 日立ハイテクノロジーズ社製P-4010)で分析した．

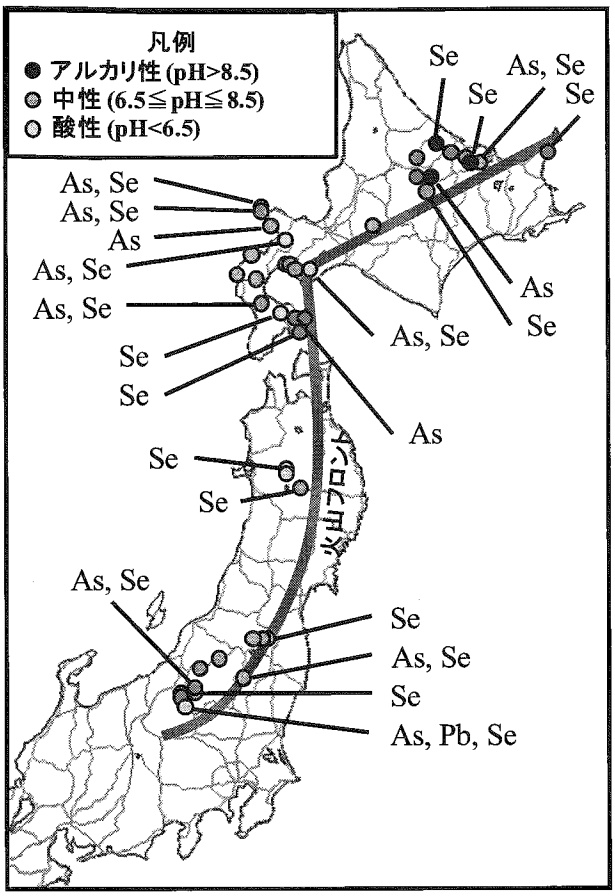
3. 分析結果と考察

まず，水質調査結果のうち，pHは3.3から9.4までの幅広い値を示した．7トンネル13試料で酸性を示した．一方，3トンネル3試料でアルカリ性を示した．また，酸化還元電位（ORP）は標準水素電極の値(ORP_{SHE})に換算され，0.150Vから0.776Vまでを示した．その他，電気伝導度(EC)は58から2,885μS/cmを示した（表－1）．

表－1　水質調査およびICP発光分析結果一覧表

*は検量線から推定した値で，装置の分解能よりも低い値を示している

Sample	Tunnel	Temp. (℃)	pH	ORP_{SHE} (V)	EC (uS/cm)	Ca (mg/l)	Fe (mg/l)	Mg (mg/l)	As (mg/l)	Cd (mg/l)	Cr (mg/l)	Pb (mg/l)	Se (mg/l)
#1	#B	29.0	7.0	0.411	402	-	-	-	-	-	-	-	-
#2	#C	29.0	7.9	0.362	270	5.84	<0.001	1.08	0.067	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#3	#D	29.0	7.2	0.435	393	6.49	<0.001	3.42	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.039
#4	#E	28.8	7.6	0.419	160	-	-	-	-	-	-	-	-
#5	#G	29.0	3.7	0.776	310	9.45	0.031	2.62	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.079
#6	#I	7.5	7.2	0.430	306	10.81	0.044	4.34	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#7	#J	24.6	4.3	0.530	152	13.03	0.169	0.99	0.046	<0.001	<0.001	<0.01	0.068
#8	#J	24.9	4.4	0.519	140	11.21	0.015	0.87	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.069
#9	#K	25.0	8.2	0.425	280	11.91	0.023	3.67	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#10	#L	25.4	8.3	0.412	255	-	-	-	-	-	-	-	-
#11	#M	25.5	8.2	0.399	628	10.03	<0.001	9.90	0.146	<0.001	0.007	<0.01	0.035
#12	#N	26.1	8.2	0.359	430	10.11	0.019	8.62	0.026*	<0.001	0.010	<0.01	0.057
#13	#O	6.8	7.2	0.420	72	3.27	<0.001	0.11	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.060
#14	#Q	8.4	9.4	0.150	372	11.77	0.031	1.09	0.219	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#15	#R	13.2	7.8	0.320	151	-	-	-	-	-	-	-	-
#16	#S	11.4	6.5	0.417	106	3.39	<0.001	0.92	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#17	#T	11.0	6.8	0.312	79	2.85	<0.001	1.11	<0.04	<0.001	0.002	<0.01	0.034
#18	#U	14.6	6.7	0.336	150	7.25	<0.001	1.63	0.048	<0.001	<0.001	<0.01	0.021*
#19	#V	13.7	8.7	0.238	232	4.11	0.004	0.52	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.052
#20	#W	28.1	5.8	0.461	134	6.93	<0.001	3.23	<0.04	<0.001	0.009	<0.01	0.083
#21	#W	28.2	5.6	0.470	127	6.72	<0.001	3.18	0.298	<0.001	0.010	<0.01	0.097
#22	#X	28.7	6.4	0.456	723	-	-	-	-	-	-	-	-
#23	#Y	10.1	6.6	0.319	80	-	-	-	-	-	-	-	-
#24	#Z	14.0	8.9	0.238	152	1.85	<0.001	0.11	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.103
#25	#AB	14.6	8.1	0.335	413	-	-	-	-	-	-	-	-
#26	#AC	6.7	7.8	0.421	935	-	-	-	-	-	-	-	-
#27	#AD	9.7	3.5	0.698	208	5.72	2.775	3.57	0.135	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#28	#AD	10.3	3.6	0.698	182	4.56	1.497	4.00	0.131	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#29	#AD	19.0	6.6	0.420	2,885	4.33	<0.001	<0.0003	0.224	0.003	0.002	<0.01	0.072
#30	#AD	6.9	4.0	0.550	126	1.12	0.048	1.58	0.110	0.003	0.011	<0.01	0.036
#31	#AD	18.5	7.3	0.381	1,031	6.66	0.110	0.80	<0.04	0.003	0.005	0.021	0.051
#32	#AD	5.9	4.3	0.501	127	2.56	0.921	2.35	<0.04	0.003	0.010	0.023	0.129
#33	#AD	19.0	7.2	0.390	1,293	4.26	0.048	0.10	<0.04	0.003	0.004	<0.01	0.061
#34	#AD	18.5	6.9	0.371	655	4.20	0.110	0.08	<0.04	0.003	0.004	<0.01	0.029*
#35	#AD	7.7	3.3	0.670	413	2.95	1.805	1.63	<0.04	0.003	0.012	0.027	<0.03
#36	#AE	12.6	6.9	0.306	461	8.73	0.005	0.68	0.256	<0.001	<0.001	<0.01	0.098
#37	#AE	20.0	7.2	0.275	605	1.31	<0.001	0.01	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.182
#38	#AF	14.1	6.9	0.424	66	3.76	<0.001	0.44	0.100	<0.001	<0.001	<0.01	0.050
#39	#AG	15.5	7.3	0.413	76	3.40	<0.001	0.08	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.053
#40	#AH	24.3	7.0	0.410	428	19.98	0.006	7.52	0.015*	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#41	#AI	11.4	7.1	0.367	353	19.77	<0.001	0.42	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.021*
#42	#AJ	10.1	6.9	0.438	58	-	-	-	-	-	-	-	-
#43	#AK	10.8	5.2	0.457	82	4.96	0.082	1.64	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#44	#AL	10.8	6.9	0.547	99	1.18	<0.001	<0.0003	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03
#45	#AM	12.0	7.4	0.436	92	-	-	-	-	-	-	-	-
#46	#AN	6.7	6.9	0.290	360	15.23	0.006	7.11	<0.04	<0.001	0.008	<0.01	<0.03
#47	#AO	14.9	7.1	0.424	94	-	-	-	-	-	-	-	-
#48	#AP	4.1	7.2	0.313	224	2.40	<0.001	1.43	<0.04	<0.001	0.010	<0.01	<0.03
#49	#AQ	6.0	6.8	0.261	203	10.28	0.376	7.63	0.129	<0.001	0.011	<0.01	0.026*
#50	#AR	11.1	6.7	0.577	281	-	-	-	-	-	-	-	-
#51	#AS	10.8	6.4	0.427	114	3.34	<0.001	0.55	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	0.021*
#52	#AT	10.7	7.2	0.427	140	9.29	<0.001	0.78	<0.04	<0.001	0.002	<0.01	0.023*
#53	#AU	15.0	7.3	0.424	189	5.88	<0.001	0.36	<0.04	<0.001	<0.001	<0.01	<0.03

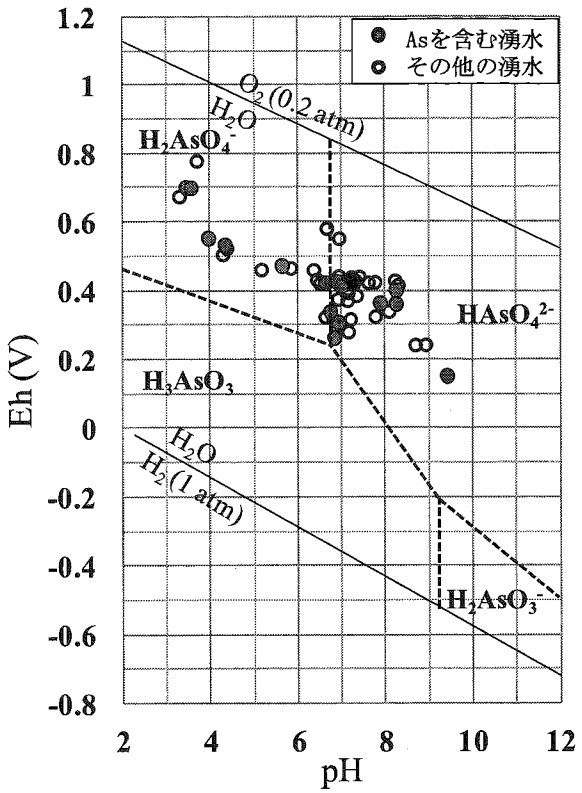


図－1　試料採取位置及び pH 分布図

水質汚濁防止法に基づく環境基準の pH（AA から C 類型で 6.5 以上 8.5 以下）を中性とし，それから逸脱する水質を相対的に酸性・アルカリ性に分類した．また，表示された元素名は，各トンネルで環境基本法における「公共用水域の水質汚濁に係る人の健康保護に関する環境基準」に定められた値を超過した元素を示す．

次に ICP 発光分析の結果，As の濃度は最高で 0.298mg/l を示し，12 トンネル 15 試料で，環境基本法における「水質汚濁に係る人の健康保護に関する環境基準」に定められた値を超えた．一方，Pb は最大で 0.027mg/l を示し，1 トンネル 3 試料で超過した．その他，Se は最大で 0.182mg/l を示し，19 トンネル 27 試料で超過した（表－1，図－1）．

さらに，図－2 の As-H_2O 系の Eh-pH ダイアグラム[5]を用いて湧水における As の存在形態を考察した．As を含む湧水は 15 試料あり，pH3.5 から 9.4 を示し $H_2AsO_4^-$ もしくは $HAsO_4^{2-}$ の領域にある．この条件下では As は+5 価および+3 価であるが，オキシアニオンの形で陰イオンとして存在していると推定される．ただし，天然水中に As がある程度高い濃度で認められる場合には As-Fe-S-H_2O 系に近い水質を示すことが多いとされ[6]，As は Fe と結びついてスコロイド石($FeAsO_4 \cdot 2H_2O$)として存在するか，フェリハドライト($Fe(OH)_3$)に吸着され存在する可能性もある．



図－2　As-H_2O 系の Eh-pH ダイアグラム

4. まとめと今後の課題

水質調査と ICP 発光分析の結果から，北海道から北陸の火山フロント周辺のトンネル湧水には 12 トンネル 15 試料で環境基準を超える As が含まれ，オキシアニオン（$H_2AsO_4^-$，$HAsO_4^{2-}$）の形態で陰イオンとして存在していると推定される．

文献

1) 青木卓也・五十嵐敏文・飯尾佳浩（2009）：アルカリ性トンネル排水の性状と自然浄化作用による中和過程，応用地質，Vol.50，No.5，pp.273-279.

2) 鈴木道雄・諏訪義雄（1971）：三国トンネルにおける巻き立てコンクリートの侵食とその対策，道路とコンクリート，No.13，pp.15-22.

3) 大島洋志・藤原幹之（1998）：トンネル掘削に伴う地下水への影響評価，地下水技術，Vol.40，No.8，pp.1-13.

4) 浅森浩一・石丸恒存・岩月輝希（2009）：日本列島における火山周辺の酸性地下水分布，サイクル機構技報，No.15，pp.103-111.

5) APPELO, C.A.J. and POSTMA, D. (2005): Geochemistry, groundwater and pollution, 2nd edition, CRC press, 649p.

6) 島田允堯(2009)：自然由来重金属等による地下水・土壌汚染問題の本質：ヒ素，応用地質技術年報，No.29, pp.31-59.

67. 堆積岩地域における深部地下坑道周辺の割れ目の特徴

Fractures distribution around underground gallery in sedimentary rock area

○野原慎太郎, 中田英二, 末永弘, 田中姿郎, 窪田健二, 大山隆弘(電力中央研究所), 近藤桂二(日本原子力研究開発機構)
○Shintaro Nohara, Eiji Nakata, Hiroshi Suenaga, Shiro Tanaka, Kenji Kubota, Takahiro Oyama, Keiji Kondo

1. はじめに

岩盤中に地下坑道を掘削する場合，坑道周辺には力学的，水理学的な性状が変化する領域（Excavation Damaged Zone 以降 EDZ と呼ぶ）が生じるとされている．エネルギー貯蔵，放射性廃棄物の処分など，深部地下利用には，EDZ における性状変化を理解し，長期的にどのような影響があるのかを議論する必要があると考えられている[1]．EDZ が地下水理に与える影響の一つに，透水性状の変化が考えられている．杉原ほか(1998)は，新第三期中新世の瑞浪層群に位置する東濃鉱山の深度約 150m に展開する水平坑道において，掘削前後で透水試験を行い，坑壁から 1.4m 以内の領域で少なくとも 1 オーダー以上透水係数が上昇するという結果を示し，坑道掘削に伴う割れ目の開口が透水性状変化の要因として挙げている[1]．

本研究で対象とする新第三紀の堆積岩は，固結度が低く，基本的には岩盤マトリクスが主要な地下水流動経路となるが，割れ目が存在する場合，割れ目が主要な水みちとなる可能性がある．つまり，坑道掘削によって割れ目の開口が生じた場合，その割れ目が主要な水みちとなるか，また，全体の地下水モデルに EDZ の影響をどのように反映するかが重要な検討項目である．従って，坑道掘削によって生じた割れ目の抽出は，全体の地下水モデル構築の為には必要不可欠であると考える．

本研究では，EDZ の地下水モデル構築に資する為，日本原子力研究開発機構の幌延深地層研究センター内の深度 250m 調査坑道において，水平方向にボーリング孔を掘削し，孔壁観察を行った．孔壁観察は BIP システム（Borehole Image Processor System）のボアホールテレビカメラ(以降, BTV と呼ぶ)を用いて行った．今回は，BTV によって得られた割れ目の特徴を示す．

2. 調査の概要

図 1 に本研究での対象地点である深度 250m 調査坑道の平面図を示す．深度 250m 調査坑道は，まず始めに，換気立坑と東立坑が深度 250m まで掘削された後，東立坑から換気立坑に向かって調査坑道が掘削され，2010 年 6 月に貫通した．その後，深度 250m 東側調査坑道から西立坑が掘削される位置に向かって深度 250m 西側調査坑道が掘削され，2011 年 5 月には深度 250m 西側調査坑道の掘削が完了した．今回は，深度 250m 東側調査坑道から西立坑に向かって約 23m 離れた位置で，水平方向にボーリング孔を掘削した．ボーリング孔を掘削したのは，2013 年 4 月であり，深度 250m 西側調査坑道掘削終了から約 1 年 11 ヶ月経過した時点である．なお，西立坑は 2011 年 2 月から掘削開始となり，2012 年 12 月には深度 250m 調査坑道に到達している．幌延深地層研究センター周辺は，珪藻質泥岩の声問層と珪質泥岩の稚内層が分布するが，今回掘削した地点は声問層が分布する．中山ほか(2012)は，坑道壁面観察や坑道からのボーリング調査の結果，深度 250m 調査坑道には，図 1 に示す地層境界が存在するとしている[2]．

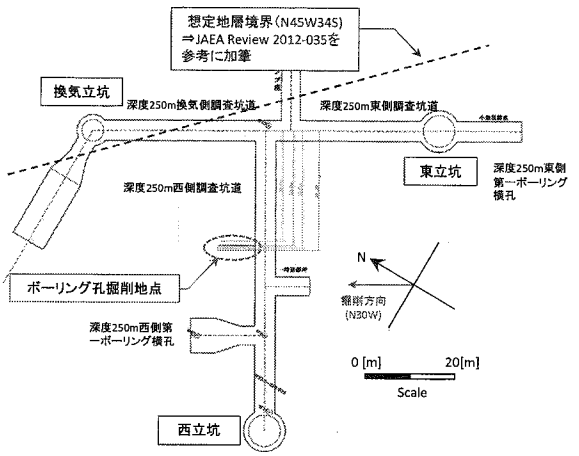


図 1 調査位置図（深度 250m 調査坑道）

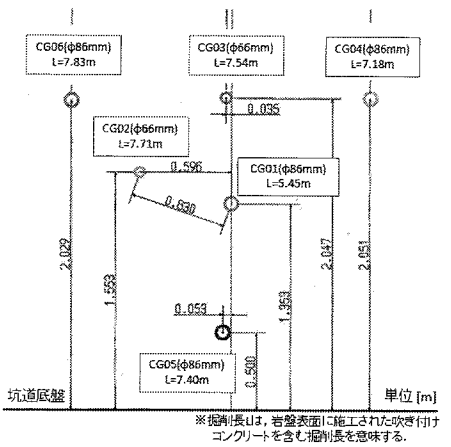


図 2 ボーリング孔レイアウト(坑壁正面図)

図 2 に今回掘削したボーリング孔(CG01～CG06 孔)のレイアウト（坑壁正面図）を示す．掘削長は 5.45～7.83m（吹き付けコンクリート厚さを含む）で，全孔上向き+1° の傾斜である．

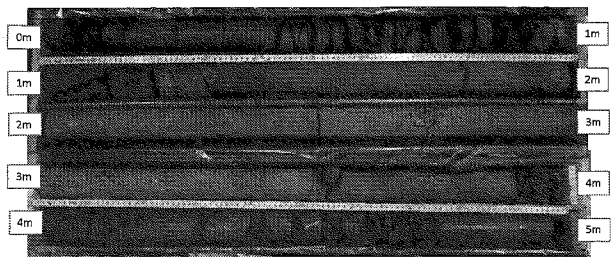


図 3 CG01 孔コア写真

3. 結果

CG04～CG06 孔の孔口にパッカーを設置し，区間内に水を満たして間隙水圧を計測した結果，掘削から約 1 カ月後の間隙水圧は約 0.08MPa で概ね安定した．深度 250m 調査坑道内において，今回とは異なる場所（深度 250m 換気側調査坑道の換気立坑から東立坑に向かって約 20m の位置）での間隙水圧は，2010 年 5 月時点（換気立坑～東立坑間の調査坑道が貫通する前）で最大約 1.8MPa であったことから [3]，坑道掘削によって間隙水圧がほぼ大気圧まで減少したと考えられる．

図 3 に CG01 孔のコア写真を示す．深度 0.2m（吹き付けコンクリートを除いた値で，これ以降ボーリング孔の深度表示は同様とする）以内のコアは脆弱で，割れ目が複数確認された．但し，かみ合わせは概ね良好である．他の孔においても同様に，浅部のコアには複数の割れ目が確認され（深度 0.5m 程度），かみ合わせは良好であった．また，CG01 孔の深度 3.88～4.78m のコアは脆弱で，一部粘土化した軟質部を挟み，当該箇所には破砕帯が確認された．他孔においても同様に破砕帯が確認され，その区間長は 0.6～1.3m 程度である．

全孔で BTV による孔壁観察を行い，撮影結果から割れ目の同定を行った．図 4 に同定された割れ目の走向傾斜を，全孔で確認された割れ目の全体分布(N=169)，及び深度 0.5m 以内に確認された割れ目(N=31)と破砕帯に位置する割れ目(N=97)を区分して示す．

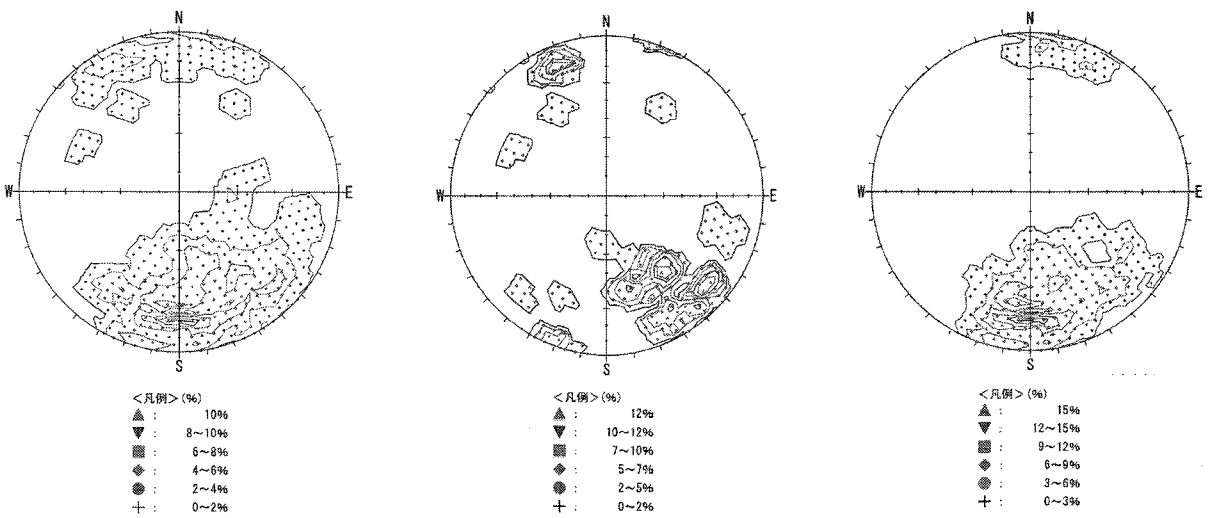
最も多く割れ目が確認されたのは，各孔の破砕帯に位置する区間の割れ目であり，全体の 57%を占める．破砕帯の区間は，走向がほぼ EW，傾斜が 70°N の割れ目が多かった．一方，深度 0.5m 以内に位置する割れ目は，全体の 18%を占め，走向が N40E～N62E，傾斜が 45°N，80°N，85°S の割れ目が卓越し，破砕帯とは異なる走向傾斜を有している．これは坑壁に対して概ね平行な方向の割れ目であり，この区間の割れ目はかみ合わせが概ね良好であることから，坑道掘削による割れ目開口の可能性が示唆される．以上のことから，本研究で対象とした地点では，坑道掘削によって深度 0.5m 程度以内で割れ目の開口が生じたと考えられる．

4. おわりに

新第三紀堆積岩に位置する深度 250m 調査坑道において，水平方向にボーリング孔を 6 本掘削し，BTV による孔壁観察，コア観察によって坑道掘削によって生じた可能性が高い割れ目を抽出した．この割れ目が水みちとなる可能性を検討するため，今後は現場透水試験を予定しており，現場透水試験によって得られた水理情報を基に全体の地下水モデル構築を計画している．

文献

1) 杉原弘造ほか(1998)：堆積軟岩での発破による掘削影響の現場計測に基づく検討，土木学会論文集，No.589，Ⅲ-42，pp.239-251.
2) 中山雅ほか(2012)：幌延深地層研究計画 平成 23 年度調査研究成果報告，JAEA-Review2012-035.
3) 末永弘ほか(2010)：坑道掘削に伴う水理特性の変化について，日本地下水学会 2010 年秋季講演会講演要旨，pp.132-137.



(a) 全体(N=169)　(b) 深度 0.0～0.5m(N=31)　(c) 破砕帯(N=97)

図 4 カウントダイヤグラム（シュミットネット下半球）

68. 実測湧水量を考慮したグラウト改良体の透水性評価手法

－倉敷国家石油ガス備蓄基地－

An Evaluation Method of the Permeability of Grouted Rocks Based on the Quantity of Seepage-Water into the Rock Cavern

○山田俊子（清水建設），西　琢郎（清水建設）
Toshiko Yamada, Takuro Nishi
前島俊雄（独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構）
Toshio Maejima

1. はじめに

平成 25 年 3 月に竣工した岡山県の倉敷国家石油ガス備蓄基地は，水封式地下岩盤貯槽方式により常温高圧の LPG を地下深部に貯蔵する施設であり，その建設工事は厳密な間隙水圧管理・湧水管理に基づく情報化設計・施工によって行われた[1]．水封式 LPG 岩盤貯槽の建設において，水圧場の保持および湧水量の抑制に関して重要な技術の一つがグラウトであり，グラウト実施後の岩盤透水性を適切に評価することは，貯槽周辺の地下水挙動を予測し，施工の妥当性を確認する上で不可欠であった．本報告では，グラウト改良体の透水性評価手法を検討し，貯槽近傍を対象とした局所地下水解析モデルへの適用を試みた結果を報告する．

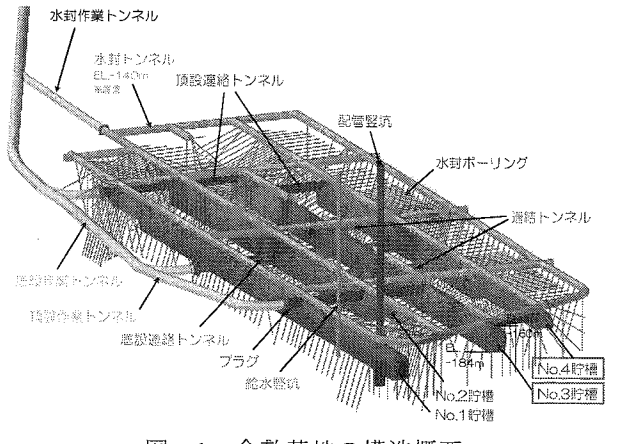
2. 水封式地下岩盤貯槽のグラウト施工[1]

倉敷基地の構造概要を図－1 に示す．水封式地下岩盤貯槽は，地下水圧を貯蔵圧力よりも高く保持することによって貯蔵物を封じ込める施設である．地下水圧保持のために，水封トンネルおよび水封ボーリングが貯槽を取り囲むように配置され，これらの水封施設から岩盤中へ注水が行われる．一方，掘削時の湧水・不飽和域発生の抑制および貯蔵時の動水勾配確保のため，貯槽周辺岩盤の透水性を改良するグラウトも実施されている．グラウトは，掘削の進捗に合わせて貯槽アーチ部，側壁部，底盤部に分けて行われ，アーチ部については切羽前方約 33m を 2 ステージ式で改良域を重複させ，側壁部および底盤部については 1 ベンチおよび 3 ベンチ掘削後にそれぞれ施工された．これにより貯槽全周に内リングと外リングからなる 2 リング構造の改良域が形成される．また，掘削後の湧水量に応じて，湧水箇所には適宜ポストグラウトも施工された．

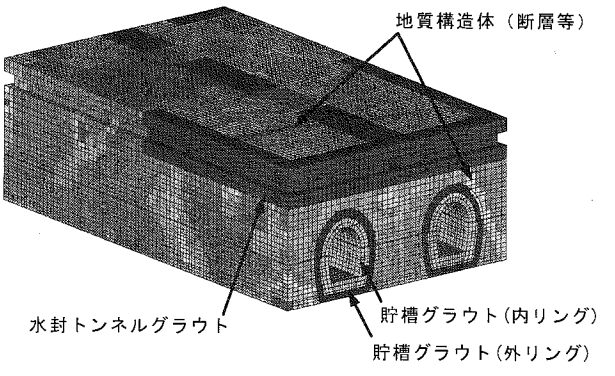
3. 局所地下水流動解析モデル構築のためのグラウト改良体の透水性評価手法

グラウト実施後の改良域の透水性の評価方法については様々な研究が進められているが，モデル化において定まった方法は確立されていない[2]．そこで，本検討では，おおよその改良域である貯槽全周 8m の範囲をグラウト改良体として要素分割したモデル化を行い，水押し試験で得られた透水性に実測湧水量を加味した局所地下水流動解析による評価を試みた．

グラウト改良体の透水性評価にあたり，まず地山の水理地質構造モデルを構築した．図－2 に解析モデルから切り出した貯槽周辺部を示す．対象とする亀裂性岩盤の不均質な透水性は，ルジオン試験等から求めた一万点を超える透水試験結果から，クリギングによりばらつきのある透水性分布としてモデル化した．また，断層等の比較的大きな地質構造については，BTV 画像や掘削に伴う水圧応答の分析から地下水挙動に関与しているものを抽出し，連続性を保持した地質構造体としてモデル化を行った．

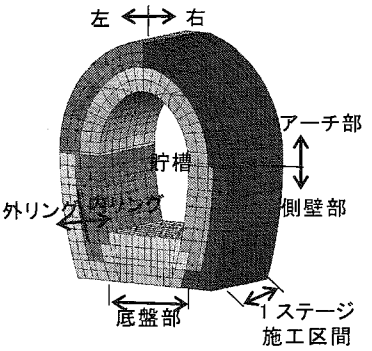


図－1　倉敷基地の構造概要



図－2　水理地質構造モデル（貯槽周辺）
解析要素の色は透水性（Lu）を示す（貯槽・水封トンネルグラウト改良体，地質構造体は除く）

次に，グラウト改良体の透水性分布のモデル化では，奥行き 8～15m のアーチグラウトの 1 ステージ施工区間毎の要素群を，アーチ部，側壁部，底盤部に分け，さらにそれらを内リングと外リングに分けて，計 10 の要素グループを作成した（図－3）．各要素グループの透水性は，該当する範囲内でのグラウト最終次数孔水押し試験結果の平均とし，これらを改良体の基本透水性分布とした．この基本透水性分布を解析モデルに適用し，三次元定常地下水解析を実施した上で実測湧水量に基づく補正により改良体の修正透水性分布を求めた．補正は，貯槽の約 60～120m 区間毎に設けられた湧水量測定区間を対象として，基本透水性分布の比率を保持したままで，全掘削完了時の実測湧水量に適合するように係数を乗じた繰返し計算によって行った．また，全掘削完了後の水封施設昇圧時の測定結果からも微修正を行った．



図－3 グラウト改良体モデル

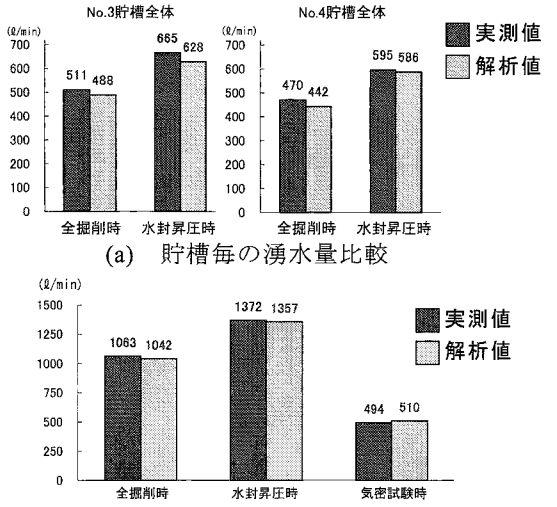
地下水解析モデルは，No.3 貯槽および No.4 貯槽領域の工区を対象とした局所モデルを使用した[3]．また，解析ステップは，貯槽の全掘削完了時，水封昇圧時，気密試験時を対象とし，対応する水頭固定境界条件を水封施設および貯槽に付与した．

全掘削完了時および水封昇圧時の貯槽湧水量について，最終的に得られた修正透水性分布を用いた解析値と実測値とを比較した結果を示す（図－4(a)）．これら二つの解析ステップにおいて，貯槽毎の解析値と実測値の差は実測値の±10%以内となっている．この結果に基づいて最終段階の気密試験時の予測を行った．なお，修正透水性分布を算出するために湧水測定区間毎に乗じた係数は，地山の透水性に応じて 2.5 倍程度のばらつきがみられた．

4. グラウト改良体の透水性評価手法の適用性検証

上記の手順を踏まえた気密試験時の予測湧水量は，実測値の 103%であり，良い一致を示した（図－4 (b)）．

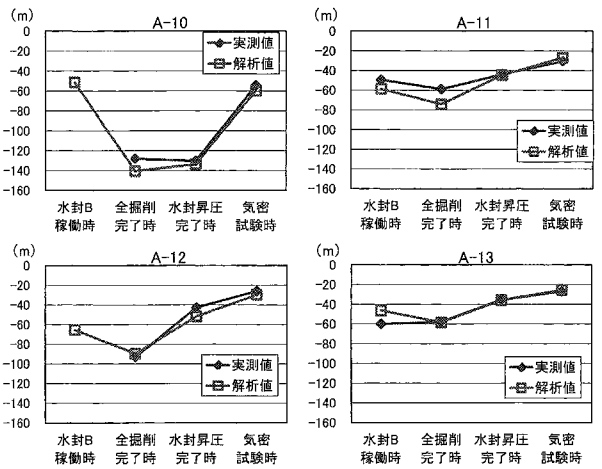
一方，貯槽周辺の間隙水圧については，全解析ステップにおける水圧計（全 74 箇所）の解析値が実測値を 10m 以上上回ることなく再現性が確保されていた（図－5）．これは，貯槽周辺では距離約 20m で最大水頭差約 150m が発生するという動水勾配が極端に大きな条件下では，十分に評価しうる精度と考えられる．また，気密試験時の動水勾配評価においては，解析値は実測値より保守的な値となることが望ましいことから，適切な再現性を確保していたと判断できる．これらの解析結果から，本解析に適用したグラウト改良体の透水性評価手法は有用であると考えられる．



(a) 貯槽毎の湧水量比較

(b) 工区全体の湧水量比較

図－4 湧水量の解析値と実測値比較



図－5 水圧計全水頭値の解析値と実測値比較
（計測断面 A）

5. おわりに

倉敷国家石油ガス備蓄基地を対象とした局所地下水流動解析モデルにおいて，施工時に得られたグラウト注入孔の水押し試験結果に貯槽の実測湧水量を加味したグラウト改良体の透水性評価を試みた．複数の施工段階で十分な解析精度が確保できたことを確認した．

文献

1) 前島俊雄（2012）：我が国初の LPG 地下岩盤貯槽の建設，土木技術, Vol.67,No.11,pp.103-108.
2) 日本原子力研究開発機構（2012）：平成 23 年度地層処分技術調査等委託費高レベル放射性廃棄物処分関連，地下坑道施工技術高度化開発報告書
3) 山田俊子，西琢郎（2013）：地下水解析におけるモデル領域の分割化について－倉敷国家石油ガス備蓄基地－，土木学会第 68 回年次学術講演会概要集,III-188.

69. 地下水シミュレーションに基づく井戸の限界揚水量に関する検討

Study of critical pumping rate of wells by groundwater simulation

○森一司（東海農政局），阿部栄一（北陸農政局）
Kazushi Mori, Eiichi Abe

1. はじめに

段階揚水試験で得られる揚水量と水位降下量の関係(s-Q 曲線)を両対数グラフにプロットして 2 本の線分で近似し，その交点である勾配変化点を「限界揚水量」とする方法が日本では広く行われている．しかし，この方法には批判や疑問も多く，海外ではこのような方法は行われていない．井戸能力を適切に評価することは，地下水を水源とする営農計画の策定に重要である．そこで，この方法の妥当性，および明瞭な勾配変化点が生じる場合のメカニズムについて，事例分析，揚水試験，および地下水シミュレーションによって検討した．なお，本研究は農林水産省東北農政局が実施した地下水調査開発調査とりまとめ型東北地区[1]によって得られた成果である．

2. 井戸理論からみた勾配変化点法の妥当性

Jacob[2]は多くの段階揚水試験結果に基づき，揚水量と水位低下量には式(1)のような関係があることを見出した．

$s=BQ+CQ^2$・・・(1)

[s：水位降下量，Q：揚水量，B：帯水層ロス係数，C：井戸ロス係数]

式(1)で表される曲線には，不連続的な勾配変化点は存在しないが，通常の段階揚水試験で得られる 4～5 点程度のプロットでは，疑似的な勾配変化点を限界揚水量としてしまう場合も多いと考えられる(**図-1**).

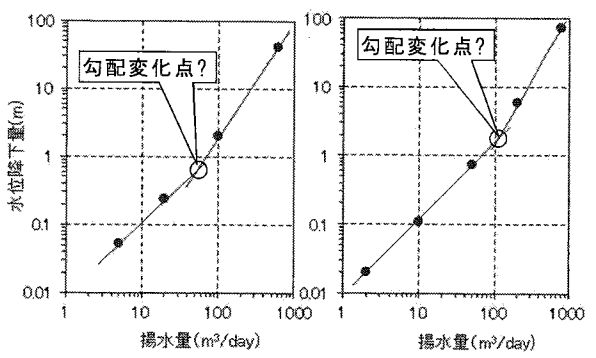


図-1 疑似的勾配変化点の例（いずれのプロットも B=0.01,C=0.0001 のときの式(1)の値）

3. 事例分析

実際に，明瞭な勾配変化点がどの程度の頻度で発生しているかを把握するため，農林水産省が過去に実施した段階揚水試験 172 事例を収集し，式(1)で近似した．その結果，$R^2 \geqq 0.96$ の適合度で近似できたもの 115 事例，式(1)では近似できない明瞭な勾配変化点が認められたもの 9 事例，近似式の B または C が負になった場合など判別不能であったもの 48 事例であった(**図-2**).

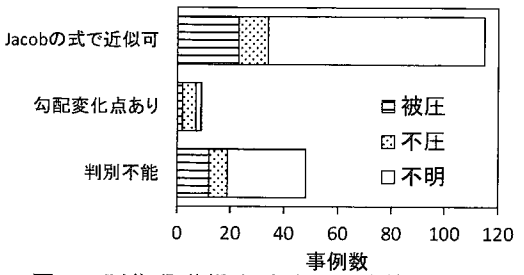


図-2 既往段階揚水試験 s-Q 曲線の分類結果

4. 揚水試験

4.1 試験方法

勾配変化点の発生条件に関する詳細なデータを得るため，1985 年掘削当時にこのような現象が確認された新庄盆地 W-1（深度 30m，掘削口径 450mm,仕上口径 300mm）を利用して複数回の詳細な段階揚水試験を実施した．地質は，GL-14.9m までが完新世の扇状地性砂礫層，それより下位が更新世山屋層の礫混じり粘土層から構成されている（**図-3**).

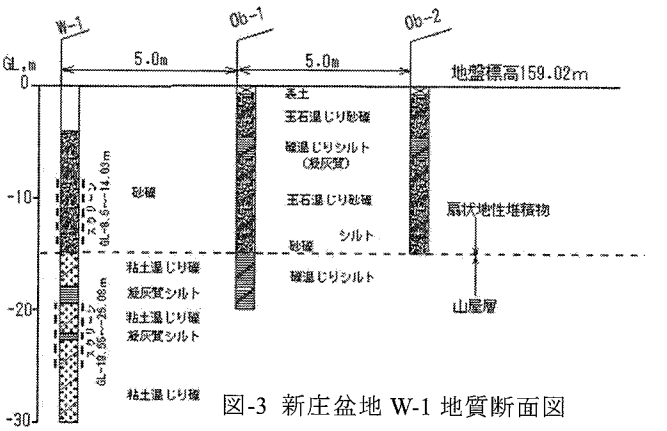


図-3 新庄盆地 W-1 地質断面図
（Ob-1,2 は VP50 仕上げの観測孔）

ボーリングコア観察によれば，上位の砂礫層は良好な帯水層だが，下位の礫混じり粘土層は難透水層と考えられる．スクリーンは砂礫層と礫混じり粘土層の 2 個所(GL-8.5～-14.03m および GL-19.55～-25.08m)に設けられているが，特に止水処理は行われておらず，GL-5m から孔底まで充填砂利が連続している．

自然水位の変動に伴う帯水層厚変化の影響を考慮するため，試験は高水位期(GL-6.4m)，中水位期(GL-7.3m)，低水位期(GL-7.8m)の 3 時期に分けて実施した．

4.2 試験結果

今回の試験でも Jacob の式では近似不可能な勾配変

化点が出現した．また，孔内水位が急低下する前段の揚水量（＝勾配変化点の揚水量）は自然水位が低い時期ほど減少することが確認された（**図-4**）．

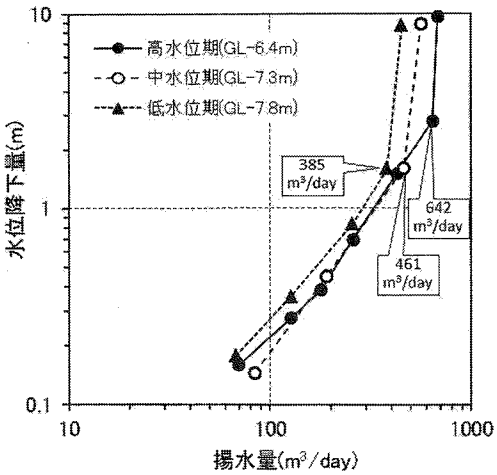


図-4 新庄盆地 W-1 の３時期での s-Q 曲線

5. 地下水シミュレーション

揚水試験結果を数値モデルで再現し，勾配変化点発生のメカニズムを推定するため，三次元差分法による非定常シミュレーションを行った．

5.1 シミュレーション方法

プログラムコードは USGS の MODFLOW-2000 をベースとした WHI 社 Visual MODFLOW Pro ver.4.1 に Hydrogeologic 社 MODFLOW-SURFACT ver.2.2 をアドオンして使用した．モデルのサイズは縦 300m×横 300m×高さ 50m とし，縦横の格子間隔は最大 20m，最小 0.3m，層厚は最大 25m，最小 0.5m とした．側面と底面の境界条件は不透水境界とした．モデルの平面図を**図-5**，断面図を**図-6** に示す．

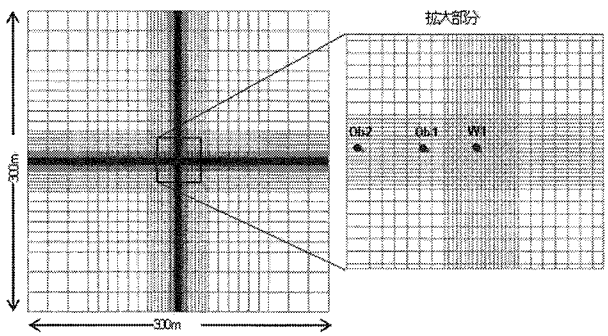


図-5 モデル平面図

5.2 シミュレーション結果

帯水層が均質としたモデル A と，深度 14.9m から上部を高透水層，下部を難透水層に区分したモデル B のいずれも実測値は再現できなかったが，モデル B で揚水量をさらに増加させたとき，孔内水位が急低下するという結果が得られた．そこで，モデル C では実際の井戸構造や地質と矛盾しない範囲でモデルに修正を加えていった結果，高水位期での実測水位が概ね再現できるようになった．さらに，中水位期および低水位期についても，同じモデルで水位の急低下に伴う勾配変化点の発生が再現できた(**図-7**)．

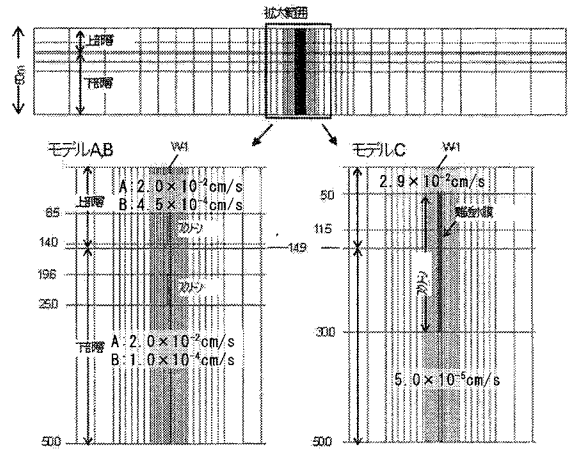


図-6 モデル断面図

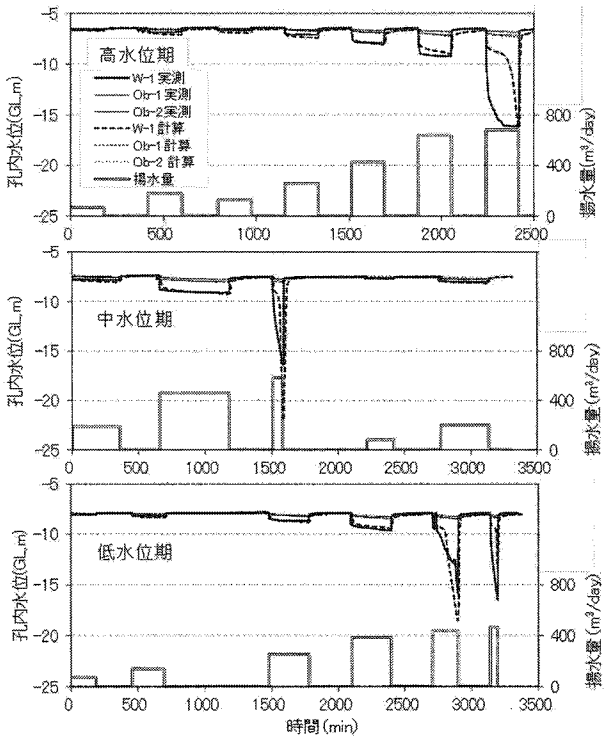


図-7 モデル C での計算水位と実測水位

6. まとめ

段階揚水試験で得られる s-Q 曲線に，明瞭な勾配変化点が発生する事例は，頻度は少ないが存在する．新庄盆地の事例では，高透水性の不圧帯水層の下位に難透水層が分布し，両者がスクリーンや充填砂利で連続するというモデルで説明可能であった．この場合の勾配変化点は井戸の水理的限界を表しているため，「限界揚水量」とみなすことができるが，自然水位の変動によって変化することには注意する必要がある．

文献

1) 東北農政局(2008):地下水調査開発調査とりまとめ型東北地区報告書-適正揚水量の評価手法について-,320p.

2) Jacob,C.E.(1947):Drawdown test to determine effective radius of artesian well. Transactions ASCE. v.112, pp.1047-1070.

P1. 自転車走行による福島県郡山市内中心部の空間放射線量率の計測

Measurement of Gamma Radioactivity by Use of Bicycle in the Heart of Koriyama Fukushima Prefecture

○河内邦夫（室蘭工業大学）
Kunio Kawauchi (Muroran IT)

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東日本大震災では，未曾有の大津波により福島県双葉町にある東京電力福島第一原子力発電所が被災し，以後同原子炉起源の放射性物質が大気中に漏出した．中でもセシウム134，セシウム137は，半減期がそれぞれ2年，30年で土壌等に取り込まれた後は，除去されるか雨水や河川水などで移動されなければ，その場に現在も留まり長く放射線（γ線）を空間に放出し続けている．特にセシウム137の影響は，今後も長く続く事が懸念される．

河内は，事故8か月後からシンチレーションサーベイメータを自転車に取り付け，GPS，GIS技術を用いて走行しながら空間放射線（γ線）量率の計測を行なって来た．自転車走行は，別に行って来たカーサーベイでは入れないような公園，歩道上での詳細な空間放射線（γ線）量率の計測が可能で，主に福島県郡山市中心部で実施したので，その結果の一部を今回報告したい．

2. 調査地域

郡山市内の調査地域を含む上空からの写真を図-1に示す．図中のJR東日本郡山駅周辺地区が市の中心部にあたり，阿武隈川の上（西）側から東北自動車道との間が今回の調査地域にあたる．この地域には，幾つかの都市公園や運動公園が含まれ緑も多く震災後も市民の憩いの場となっていて多くの住民が普通に生活している．調査地区は，地元協力者と協議しながら決定した．

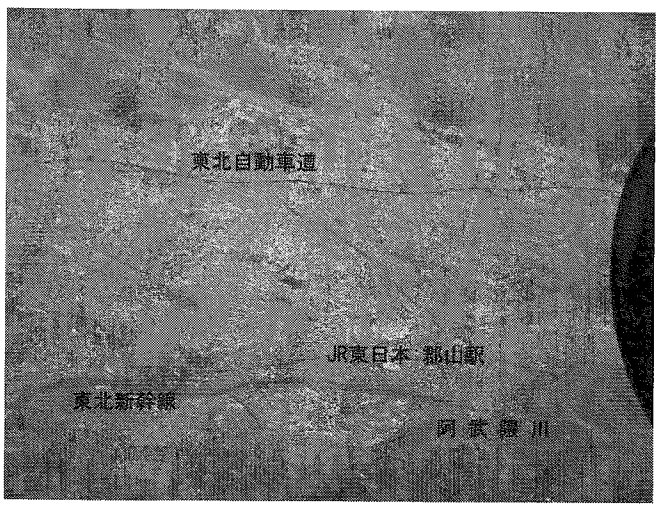


図-1 調査を行った郡山市内を上空から見た風景（旅客機より）

3. 計測日および計測方法

自転車による郡山市内の調査は，2011年12月，2012年3月，7月，8月，11月，2013年3月の計6回行われた．測定に用いた自転車の1台を図-2に示す．これは電動アシスト付自転車で調査に参加協力してくれた女性やお年寄りでも容易に乗れるように配慮した軽量小型の自転車で，2台を新たに製作した．線量計の高さはすべて地上高1.0mに設定した．測定は，日立アロカ（株）製シンチレーションサーベイメータ（TCS-172, TCS-172B）のアナログ出力を一旦デジタル記録しGPS機器による位置データと後でリンクさせてGIS処理を行った．測定間隔は1秒，平滑化処理等の信号処理は全く行わなかった．

図-2 女性が乗った測定に用いた電動アシスト付自転車の1台

4. 測定結果および考察

図-3に，2012年11月に行った調査結果を，図-4に，2013年3月に行った調査結果の一部を示す．測定調査中の女性の運転による電動アシスト付自転車による歩道上での測定の様子を図-2に示す．この他に電動の付かない軽量自転車も使用した．

この結果からアスファルト舗装された歩道，公園，駐車場上の測定値は，概ね0.8 μSv /h 以下であったが，周りが樹木や草地の歩道上や公園内の測定値は，1.1 μSv /h 以上の相対的に高い数値を示す地区が広い範囲に渡って存在していることが判明した．中には2.0 μSv /h を超す高い数値を示す地点もあった．しかしアスファルトで一面舗装され亀裂もない場所の測定値は，相対的に低く降下した放射性物質がその後の風雨などで側溝などを伝わってより低い場所に移動し，見かけ上アスファルト上が除染されたと推察された．ここで1.14 μSv /h とは，年間の放射線量に換算すると約10 mSvになりかなり高い数値である．事故後2年を経過した郡山市の様な都市部にもいわゆるホットスポットが未だに存在する事は，早急の除染作業の必要性を示す結果となった．河内は，郡山市民である3a in 郡山代表の野口時子女史と共に2013年7月郡山市役所を訪れ品川萬里市長に直接この結果を報告し除染作業への活用を提案した．

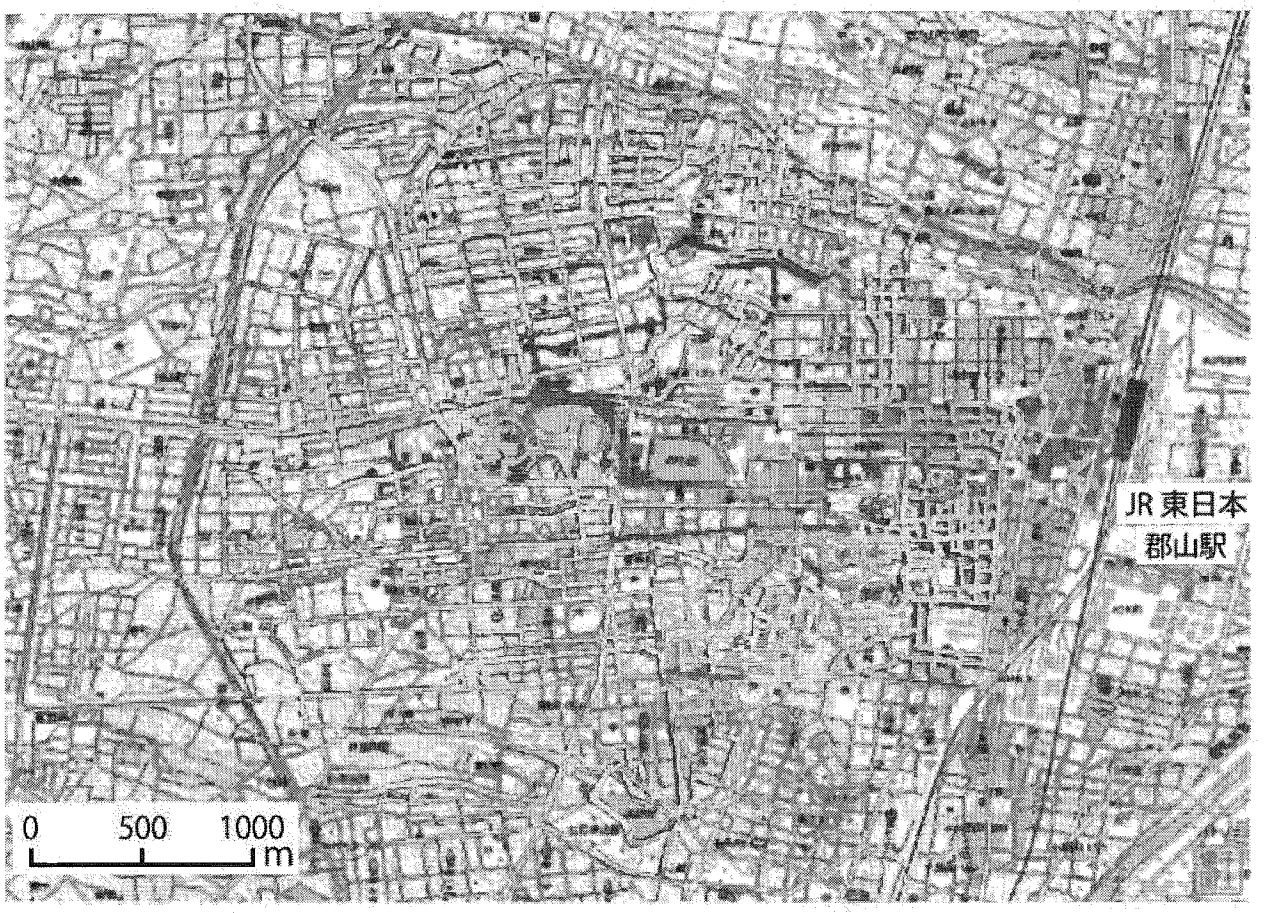


図-3　自転車走行による郡山市中心部の空間放射線(γ線)量率の計測調査結果　(2012年11月測定)

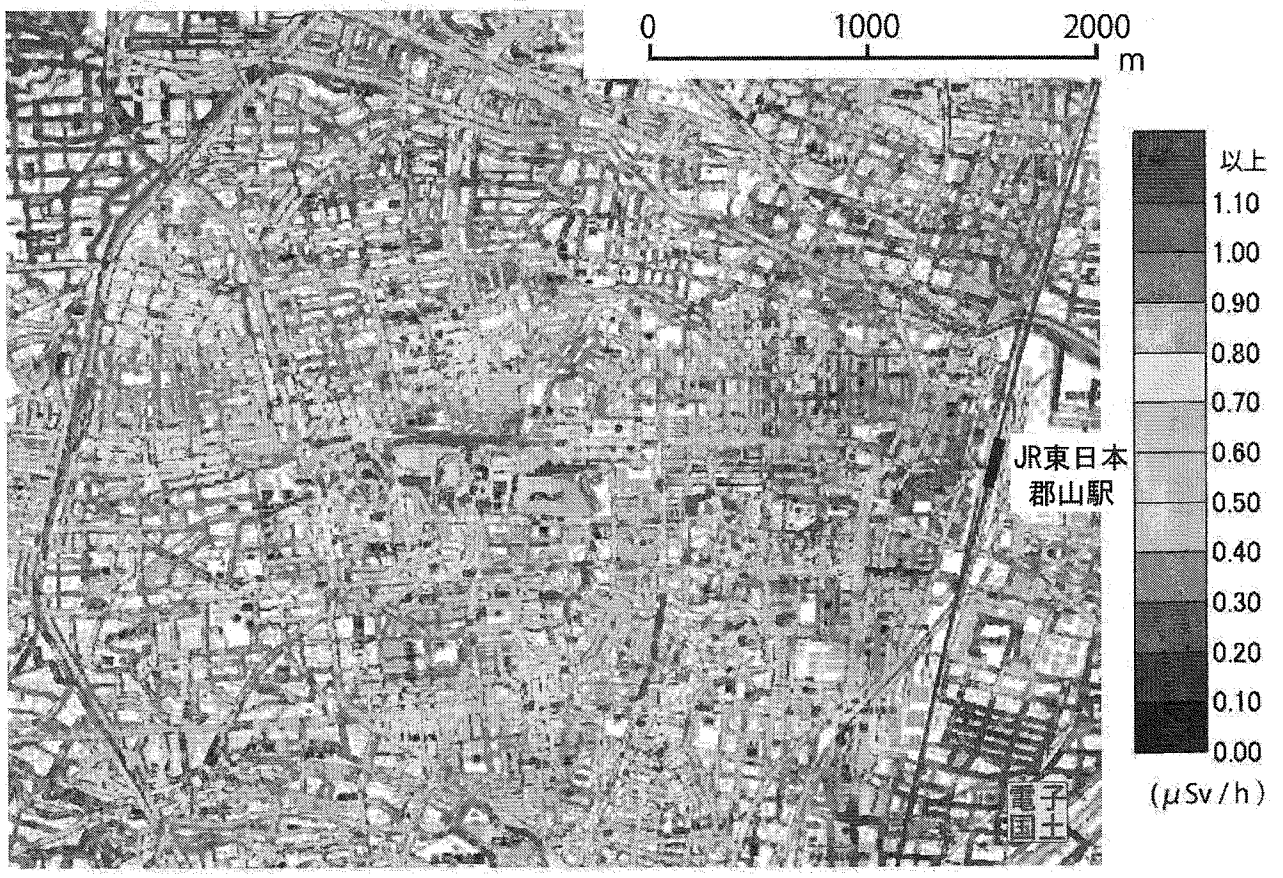


図-4　自転車走行による郡山市中心部の空間放射線(γ線)量率の計測調査結果　(2013年3月測定)

P2. 岩盤割れ目と割れ目充填鉱物を用いた岩盤の透水性評価

Evaluation of the water permeability using fracture and fracture filling minerals

○大嶋章浩（西日本技術開発㈱），吉田英一（名古屋大学博物館），
大野卓也（名古屋大学大学院環境学研究科），西園幸久（西日本技術開発㈱）
Akihiro Oshima, Hidekazu Yoshida, Takuya Oono, Yukihisa Nishizono

1. 研究の背景

CO_2 の地下貯留，液化天然ガス（LPG）の地下備蓄サイトの建設といった地下環境の利用では，一般的な土木構造物よりも，はるかに長い期間の地質環境の安定性評価が求められる．このような地下環境の長期的な挙動を把握・予測するため，割れ目と割れ目充填鉱物に着目した研究が進められている[1),2)]．これらの研究では，岩盤割れ目と割れ目充填鉱物の種類や組合せ，産状等を詳細に観察することで，岩盤割れ目と割れ目充填鉱物の形成時期や順序，地質環境を推定することができるとされている．しかしながら，これまでの研究は，主に花崗岩体等の火成岩を対象としており，堆積岩を対象とした研究は非常に少ない．

また，地表の露頭で確認される割れ目や割れ目充填鉱物は，風化や浸食によって変質あるいは流失する可能性が高い．したがって，地下の割れ目や割れ目充填鉱物の性状を把握するためには，ボーリングコアや地下坑道による原位置での調査が必要となる．

以上のような背景のもと，筆者らは，九州東部に広く分布する四万十帯古第三紀の堆積岩類を掘削したボーリングコアを観察する機会を得ることができた．

本研究では，堆積岩類中の割れ目と割れ目充填鉱物の観察及び分析を行うとともに，当該地点から得られている各種水理構造特性（地下水位，透水試験結果）を踏まえて，割れ目と岩盤の透水性との相関について検討した．

2. 地質概要

研究対象としたボーリングコアは，四万十帯南帯に属する古第三紀日向層群北部コンプレックスを掘削したものである（図-1）．当該地点に分布する日向層群は，灰色～暗灰色を呈する砂岩と黒色を呈する頁岩から構成され，全体として砂岩が主体である．砂岩，頁岩共に整然とした成層構造をなしており，一般的な走向・傾斜は N56°E30°NW を示す．周辺の地表踏査結果では，地層の走向にほぼ直交方向の割れ目が卓越している．

3. 調査手法

本研究では，コア中に認められる不連続面を割れ目とし，その割れ目に付着もしくは充填している鉱物を割れ目充填鉱物と呼ぶこととする．また，岩体および地層中では，酸化的な地下水が浸透することによって鉱物が酸化され，酸化還元フロントが形成されることが知られている[3),4)]．本研究では，コアに認められる褐色化部分を酸化帯，褐色化していない部分を母岩，これらの境界を酸化還元フロントと呼ぶこととする．

コアの観察では，肉眼で確認できる全ての割れ目と割れ目充填鉱物を対象に，それらの分布や形状を記載した．また，コアの褐色化の有無と程度，褐色化が確認できる深度について記載した．

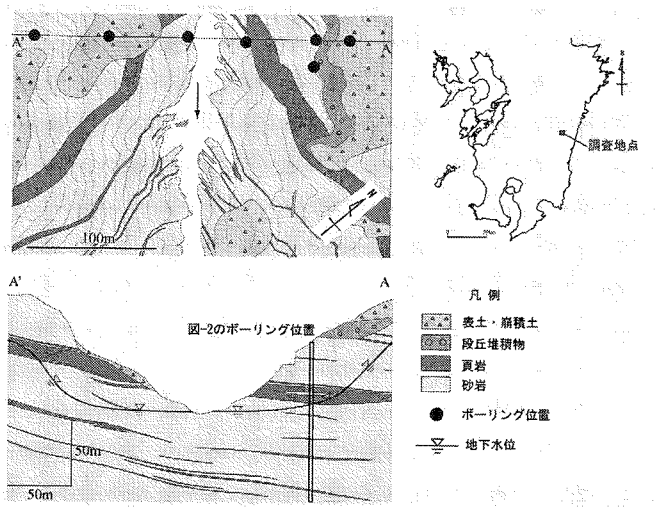


図-1　調査位置及び地質図

4. 結果

観察対象としたコアの岩層，割れ目及び酸化帯の分布の相関を示すため，図-2 に地質柱状図，割れ目のスケッチ，酸化帯の分布及を示す．

【酸化帯の分布】

深度 0m～30m では，割れ目がほとんど認められない部分を除いて，コアの大部分が褐色化している．深度 30m～70m では，コアの褐色化は割れ目沿いとその周辺に限定され，より浅部の酸化帯よりも，母岩部分が多く認められる．深度約 70m 以深では，コアの大部分は母岩の状態のままであり，一部の割れ目の表面が褐色化しているのみである．

【割れ目充填鉱物の産状】

今回観察対象としたコアで確認できる主な鉱物は石英と方解石である．

石英はあらゆる深度で認められ，主に白色～透明色を呈する．主に結晶状態で割れ目の表面に晶出し，さらにこれを覆うように方解石が晶出し，割れ目を充填している状態も確認できる．

方解石は，あらゆる深度で認められる石英とは異なり，酸化帯ではあまり認められず，主に母岩部分で認められる．主に白色を呈し，大きいもので 2mm 程度の自形結晶として，割れ目表面に晶出している．

【割れ目の分類】

割れ目の形状と割れ目充填鉱物の産状に基づいて，観察対象としたコアに認められる割れ目は，空隙を有する割れ目と，空隙が無い割れ目とに識別できる．

前者は，石英・方解石により充填されているが，充填が不完全で空隙が認められる．これに該当する割れ目は，酸化帯部分に多く認められる．

後者は，石英・方解石によって完全に充填されているため，空隙が認められない．これに該当する割れ目は，酸化帯中ではほとんど確認できず，主に母岩部分において認められる．

【透水試験結果と割れ目，酸化帯との関係】

当該地点における地下水位と透水特性については，ボーリング孔内の水位測定と透水試験を行うことで検討されている．当該地点における地下水位は，概ね地形に沿った分布形状をしている．

既存調査で実施された透水試験は，ルジオンテストである．ルジオンテストは，ボーリング孔内を 5m 区間で区切り，水を岩盤中に圧入し，そのときの注入圧力（最大 981kPa）と注入量（l/min）との関係からルジオン値（Lu）を求め，岩盤の透水性を評価する試験方法である．

既存調査結果から，当該地点における透水性は，20Lu 以上を示す高透水性領域と，20Lu 以下を中～低透水性領域とに区別できる．20Lu 以上を示す高透水性領域は，地表から約 30m 程度まで分布しており，酸化帯と高い相関を示す．

また，中～低透水性領域中に，局所的に高透水性領域が存在することが確認されている．中～低透水性領域に認められる割れ目は石英・方解石により完全に充填されているものが多い．一方，局所的高透水性領域に認められる割れ目は，石英・方解石を伴うものの，充填が不完全で空隙を有するものが多く認められる．

5. まとめ

酸化帯の分布深度は地表から概ね 30m までであり，地表から連続する高透水性領域と高い相関を示す．これは，層理面やこれに直交する方向の節理等の割れ目の多くが水みちとして機能し，酸化的な地表水が浸透していることを示唆している．深度約 30m 以深では，酸化帯は主に割れ目に沿ってのみ認められること，低透水性領域中に局所的高透水性領域が存在することから，地下深部では特定の割れ目が地表からの連続性を持つ水みちとなっている可能性が高い．

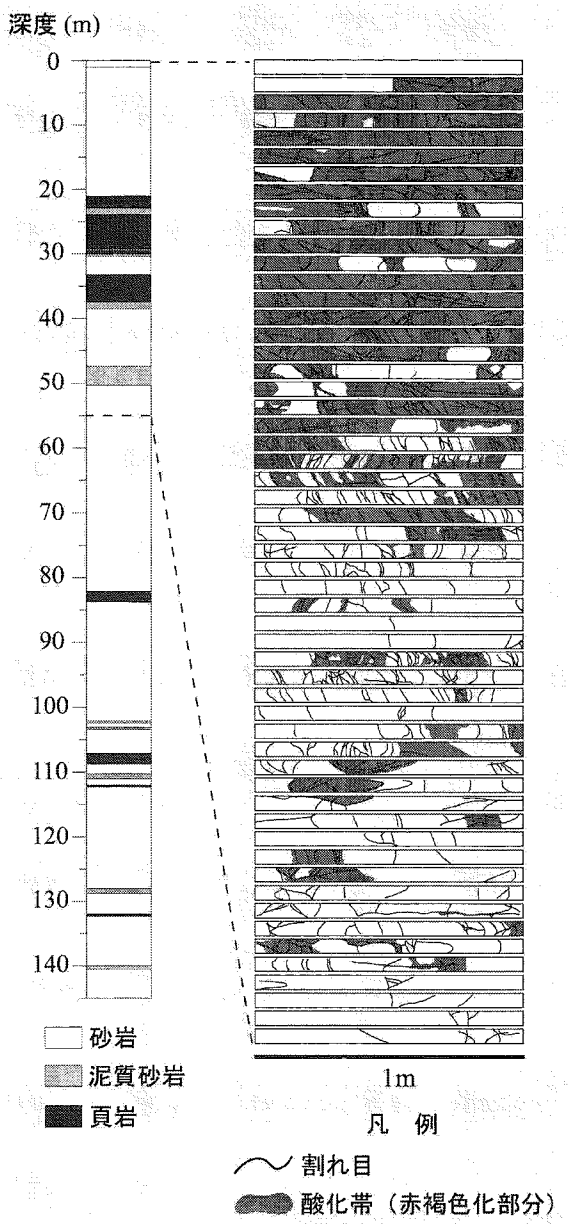


図-2 柱状図及び割れ目と酸化帯の分布

引用文献

1) K.Yamamoto et al.（2013）：Redox front penetration in the fractured Toki Granite, central Japan : An analogue for redox reactions and redox buffering in fractured crystalline host rocks for repositories of long-lived radioactive waste. Applied Geochemistry,35,pp.75-87.

2) H.Yoshida et al.（2005）：Long-term stability of flow-path structure in crysyalline rocks distributed in an orogenic belt, Japan. Engineering Geology, 78, pp.275-284.

3) Berner, R.A.（1981）：A new geochemical classification of sedimentary environments. Jour. Sediment. Research, 51, 359-365.

4) Hoffman, B.A.（1999）：Geochemistry of natural redox fronts-a review, Nagra Technical Report NTB 99-05, Nagra, Wettingen, Switzerland.

P3. 堆積岩の間隙水評価 -圧縮抽水法による水質変化-

Investigation of porewater chemistry of sedimentary rocks by a squeezing method

○大山隆弘(電力中央研究所)
Takahiro Oyama(CRIEPI)

1 はじめに

放射性廃棄物の地層処分において，天然バリアの地化学環境は，施設の材料や廃棄体の金属腐食，天然バリアの放射性核種の吸着特性などに影響するため，その研究が重要視されている．天然バリアの地化学環境を決める因子として，岩石と地下水に関する研究が必要となる．地下水採取は一般にボーリング孔を用いて採水が行われるが、難透水性の泥質岩では間隙水を直接抽出する圧縮抽水法の適用性が検討されてきた．圧縮抽水法では，抽水の過程で抽出圧力の上昇に伴う水質変化が報告されており，その適用には注意が必要とされる[1,2]．

本研究では泥質岩以外の岩石の圧縮抽水法の適用性を検討するために，新第三紀の凝灰岩の抽水試験を行い，間隙水抽出のメカニズムと，抽出方法の適用性について検討した．

2 試験試料

試験試料は，青森県六ヶ所村の日本原燃(株)敷地内の試験空洞周辺の坑道で実施された無水ボーリングで得られたコア試料(3,4)を用いた．試料は，採取後の乾燥や変質を防ぐために，採取直後にラップフィルムで包み，さらに難透気性の樹脂袋に入れて脱気密封し，試験に用いるまで冷蔵室で保存した．

試料はいずれも新鮮な軽石凝灰岩で，直径数 10 mm ～100 mm の軽石を含んでいた．鉱物組成は，火山ガラスを主とし，長石，石英，スメクタイトを少量含んでいた[3]．含水率は 110℃で 5 日以上真空乾燥し質量変化を測定し求めた．抽水前の含水率は，3，4 でそれぞれ，35，45 wt%であった．

3 抽水試験と水質分析

試験には，圧縮抽水装置[4]を用いた(図-1)．試料は，高さ約 100 mm，直径約 50 mm の円柱形状に加工し，シリンダーに装填した．抽出圧力による水質変化を明らかにするために，25～460 MPa の 8 段階の段階状の加圧を行った．1 試料の抽出に，30～39 日の試験時間を要した．

水質分析は，陽イオンは ICP-AES により，陰イオンはイオンクロマトグラフにより分析した．

4 試験結果

1)抽出水量

抽出水量の初期の含水量に対する割合は，試料によりばらつくものの，抽出圧力が 25 MPa で 46～58 wt%，100 MPa で，68～71 wt%を示した．最高圧の 460 MPa では，82～85 wt%に達した．

2)水質分析結果

水質分析の結果，主要成分の圧力上昇に伴う濃度変化は以下のように 3 種に分類できた(図-2)．

a)上昇：Na^+，K^+，Cl^-は，圧力上昇に伴い上昇した．

b)やや減少：Ca^{2+}，Mg^{2+}は，0～200 MPa 程度まで減少傾向が認められ，それよりも高圧でほぼ一定の濃度を示した．

c)変化小：SO_4^{2-}は，圧力の上昇に伴う変化は不明瞭であった．

3)原位置採水との比較

抽出試料採取箇所近傍のボーリング孔の原位置採水試料の代表的な水質[5]を，図-2 に破線と点線で示した．

Na^+，K^+，Cl^-は，原位置採水試料に比較していずれも大きな値を示した．25 MPa で，約 2～3 倍，460 MPa では，3～6 倍の濃度を示した．Ca^{2+}，Mg^{2+}，SO_4^{2-}は，原位置採水試料に対してほぼ等しい値を示したものと，やや大きな値を示したものがあった．

5 考察

1)圧力変化に伴う水質変化の原因

既往の試験結果では，泥質岩では，Na^+，K^+，Cl^-の濃度は圧力の上昇に伴い低下を示し，今回の凝灰岩の結果と逆の傾向を示した[1,2]．泥質岩では粘土の層間に含まれるイオン濃度が小さい水が高圧の条件でより多く抽出されると推定されている[2] (図-3)．

一方，本試験では，軽石凝灰岩では圧力上昇に伴い，Na^+，K^+，Cl^-は顕著な水質変化が認められた，この原因としては，直接的な証拠は得ていないが，軽石凝灰岩に含まれる軽石などに，外界と不連続な間隙があり，その中にこれらの成分に富む塩水が含まれていることが推定できる(図-4)．低圧段階では凝灰岩のマトリッ

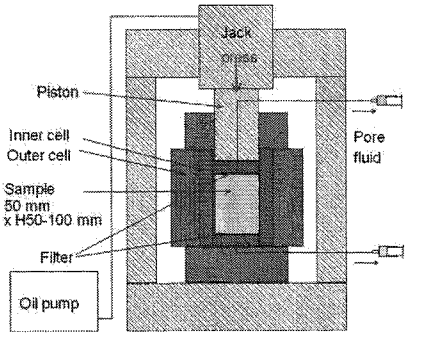


図-1 圧縮抽水装置

クスなどの比較的移動しやすい間隙水が抽出され，高圧条件下では軽石中の塩水が多く抽出されると考えられる．逆に Ca^{2+}，Mg^{2+}は圧力上昇に伴い濃度低下が認められた．これは，軽石中の間隙水にこれらの成分が乏しかったと考えられる．泥質岩の水質変化と逆の結果となったのは，本試験で用いた試料には，粘土鉱物が少なく，粘土の層間水の影響が小さかったことも影響している．このように，圧縮抽水法による間隙水の評価では，岩石中の間隙水の抽出されやすさとその水質の違いに注意が必要である．

2)抽出水と原位置採水水質との違い

多くの成分で，ボーリング孔からの原位置採水に対して，イオン濃度が大きい値を示した．これは，上記のような外界から閉じた間隙に塩水が含まれている効果に加えて，抽水の過程で岩石の破壊が生じ岩石の表面積が増えることにより，岩石から間隙水中に溶出する成分が増加する効果が考えられる．

ボーリング孔を用いた原位置採水の水質との比較により，孔掘削直後に対して数ヶ月後に採取した地下水の水質は，Na^+，Cl^-などの濃度の低下が認められており[5]，これは，掘削時に孔壁の岩石を乱した影響が湧水に残っているものと考えられ，原位置採水においてはその影響に注意が必要とされる．

謝辞

日本原燃(株)埋設事業部開発設計部の関係各位には現場調査と岩石試料採取にご協力いただいた．室内分析は株式会社セレスの橘川貴史氏にご協力いただいた．ここに記して謝意を表します．

引用文献

1)Fernández, et al. (2003): Water sampling by Squeezing Drillcores. Reports of the Swiss Federal Office for Water and Geology, Geology Series No.5, Bern, Switzerland, 171-199.

2)大山，鈴木(2006)地下深部堆積岩の調査評価技術の開発,電力中央研究所報告，N05020，p.18.

3)大山ほか(2007)地下岩盤の地化学環境調査・評価技術の開発，電力中央研究所報告，N07001，p.22.

4)木方ほか(1999)圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用，応用地質，40，5，260-269.

5)大山ほか(2012)地下岩盤の地化学環境調査・評価技術の開発(その 3)，電力中央研究所報告，N11043，p.24.

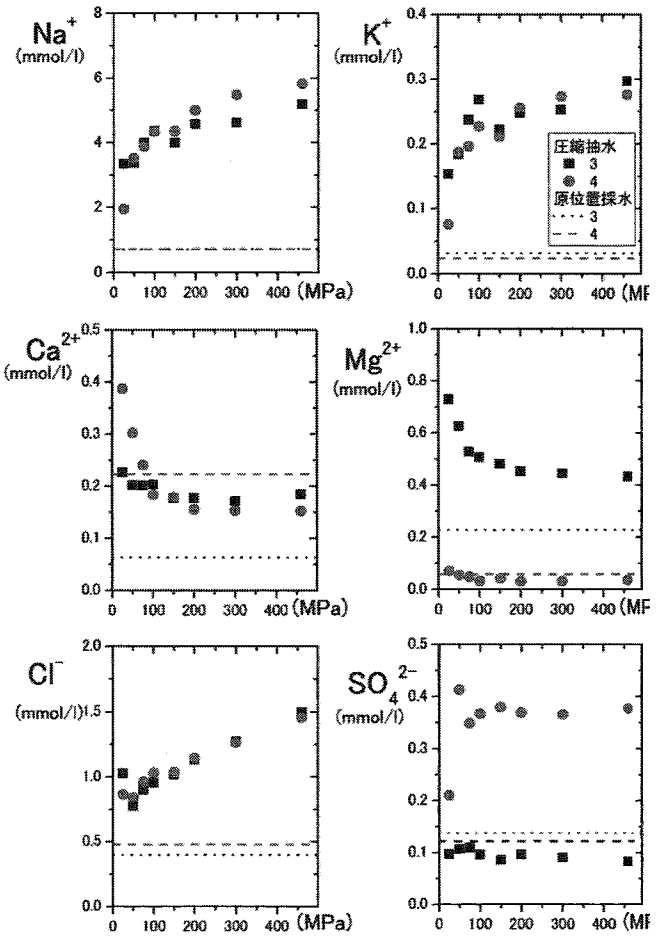


図-2　水質の圧力に伴う変化

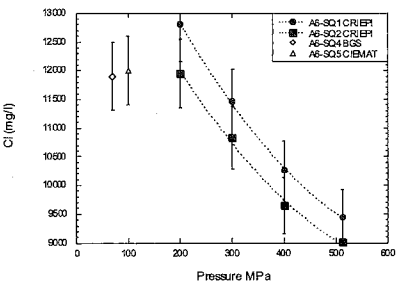


図-3　泥質岩での圧縮抽水に伴う水質変化の例[1]

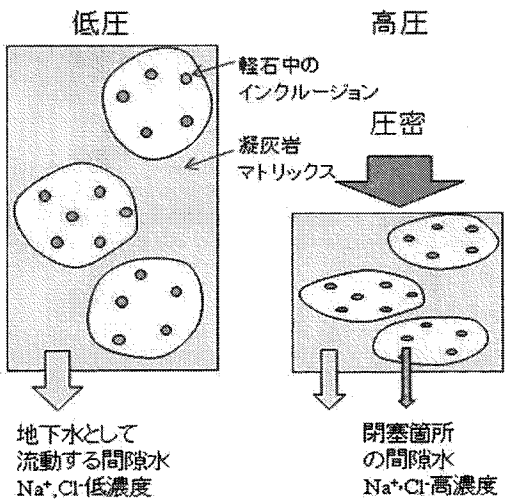


図-4　凝灰岩の圧縮抽水過程での水質変化

P4. 概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：地質調査の成果

Development of Hydrologic Characterization Technology of Fault Zone for Preliminary Investigations: Structure and hydrologic characterization of the Wildcat fault: Geological survey

○田中姿郎，上田圭一，濱田崇臣，伊藤久敏，木方建造（電中研），
唐崎建二（ローレンスバークレー国立研究所），後藤淳一（原環機構）
Shiro Tanaka, Kei-ichi Ueta, Takaomi Hamada, Hisatoshi Ito, Kenzo Kiho (CRIEPI),
Kenji Karasaki (LBNL), Junichi Goto (NUMO)

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物処分の概要調査段階において，断層の水理特性を合理的・効率的に把握・推定するための体系的な調査・評価手法の開発が，原子力発電環境整備機構（NUMO）とローレンスバークレー国立研究所（LBNL）と共同で進められてきた．著者らは，断層の地質特性と水理特性を関連付けるタイプ分類法の机上検討と，Wildcat 断層を対象とした現地調査を実施し，報告してきた[例えば[1],[2]]．今回，特別セッション「放射性廃棄物処分」の開催にあたり，研究の成果の全容を後藤ほか[3]で報告する．本発表では，地表調査とボーリング調査に基づき推定した断層の構造と水理特性についてあらためて報告する．なお，本報告は，原子力発電環境整備機構（NUMO）からの受託研究「断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討」の成果にその後の検討を加えたものである．

2. 地質・調査の概要

調査対象である Wildcat 断層は，米国カリフォルニア州に分布する北西—南東走向，長さ約 20km の右横ずれ断層である．現地調査に先立ち，机上検討にもとづく断層の地質特性と水理特性を関連付けるタイプ分類[1]を試み，断層の直線部，断層の南部（LBNL）の敷地周辺を屈曲部（ジョグ部）に区分した．本研究では，主な調査範囲を断層の南部（屈曲部）とした．断層のタイプ分類結果により，断層の屈曲部では直線部と比較して断層ガウジの発達および連続性に乏しく，断層を横断する方向の水の流れがあることを予想した[1]．

調査地域の地質は，主に砂岩・泥岩・チャートからなる中部中新世の Claremont 層，砂岩・泥岩（シルト岩）・礫岩からなる後期中新世の Orinda 層と San Pablo 層群，これらを被覆し火山角礫岩から構成される後期中新世の Moraga 層が分布している．既存の調査では，Wildcat 断層は Claremont 層と Orinda 層/San Pablo 層群の境界をなす断層とされており，Moraga 層には Wildcat 断層による変位は確認されていない．なお Claremont 層は硬質岩，Orinda 層/San Pablo 層群は軟質岩に相当する．

既存の地質調査結果と新たに実施した地形・地質調査結果にもとづき Wildcat 断層の分布を推定し，トレンチ調査とボーリング調査を実施した．ボーリング調査は地質調査と合わせて水理試験を行なう事を目的に，断層を跨ぐレイアウトで鉛直井を 3 孔（WF-1, 2, 3），断層を西から東に貫通するレイアウトで 2 孔（WF-4, 5）掘削した．

3. 断層の構造と水理特性

(1) 断層の構造

主にボーリング調査により，Fa～Fd の 4 つの主要な断層帯を確認した．各断層の性状と推定した水理特性を示す．

①Fa 断層：Orinda 層/San Pablo 層群のシルト岩中に発達する幅広い剪断帯により特徴づけられる．断層周辺は開口割れ目が少なく，低透水と考えられる．East Canyon 断層に対比した．

②Fb 断層：Orinda 層/San Pablo 層群と Claremont 層の境界をなす低角～中角の断層である．Claremont 層側では破砕の程度は弱く，Orinda 層/San Pablo 層群側では幅広いせん断帯を伴う．WF-2 孔では，直接の接触部は火成岩の貫入のため確認できないものの Orinda 層/San Pablo 層群下底部に礫岩を伴うことから不整合的な関係の可能性もある．Fb 断層は北に向かって Fc 断層に収斂すると考えられる．

③Fc 断層：固結した断層ガウジ，葉片状カタクレーサイトの発達を伴う断層であり周辺の破砕幅も広い．後述する Fd 断層と比較して，破砕は弱く，延性的であることから，活動時期も古い断層と考えられる．WF-2, 3 孔では，Claremont 層中に鱗片状劈開が発達した Orinda 層の細粒砂岩と San Pablo 層群の礫岩が狭在されており，より軟質な Orinda 層/San Pablo 層群が断層運動により延性的に変形しながら取り込まれたことが示唆される．Fc 断層は北側に向かって Fd 断層に収斂してくと考えられる．断層周辺は割れ目密度が高く，断層帯沿いに地下水が流動しやすいと考えられる．一

方で，断層ガウジの発達する箇所では，断層を横断する方向での水の流れは乏しいことが推定された．

④Fd 断層：厚い断層ガウジを伴う断層である．プロトカタクレーサイト，葉片状カタクレーサイトが発達する． WF-5 では角礫化を伴うカタクレーサイトは出現せず WF-4 と比較して破砕の程度が弱いことから，WF-5 孔は Fd 断層の主部には到達しておらず分岐断層をとらえている可能性がある．Fd 断層は，本研究で確認した断層のうち最も破砕規模の大きいものであり，Wildcat 断層の主断層と判断した．断層周辺は割れ目密度が高く，また隣接する高角度節理帯に沿って，地下水が流動しやすいと考えられる．一方で，Fc 断層と同様に，断層ガウジの発達する箇所では，断層を横断する方向での水の流れは乏しいことが推定される．

これまでの調査で Wildcat 断層は Claremont 層と Orinda 層/San Pablo 層群の境界をなす断層とされていた．しかし，今回の調査結果から Claremont 層内に Fc 断層と Fd 断層が確認され，Wildcat 断層南部（屈曲部）では断層は南東への分岐を伴いながら屈曲していくと考えられる．このうち Fd 断層がもっとも破砕規模が大きいと考えられることから Wildcat 断層の主断層とした．

(2) 断層の水理特性

地質調査と水理試験の結果[4]から，断層周辺の水理特性を推定した．ここでは，水理地質構造の概念モデルのうちの一つを示す．断層の屈曲部においては，断層ガウジの発達，連続性が直線部と比較して乏しいかのうせいがあることから，断層を横断する方向に地下水の流動があることを想定していた．しかし，水理試験の結果からは Fc 断層，Fd 断層を横断する方向の地下水の流動は乏しく，断層周辺の割れ目の密度が高いゾーンに沿う方向の地下水流動が想定される．

4．おわりに

Wildcat 断層南部の断層屈曲部（ジョグ部）では，断層を横断する方向の地下水流動があることを想定した．しかし，上記の様に水理試験の結果からは，厚く断層ガウジが発達する Fc 断層，Fd 断層が水理的な壁になっていることが想定された．今回のボーリング調査は非常に調査範囲が限られているため，屈曲部の水理特性を明らかにするためには，より広域での水理試験が必要と考えられる．一方で，Wildcat 断層南部では断層は屈曲しているものの，断層の直線部と直線部を連結する断層（断層のセグメントを繋ぐ断層）の発達が進んであり，屈曲部においても断層ガウジが比較的厚く発達し，連続性も高い可能性が考えられる（図）．断層が屈曲，ステップするような場所では，断層の発達段階の評価が必要となる．

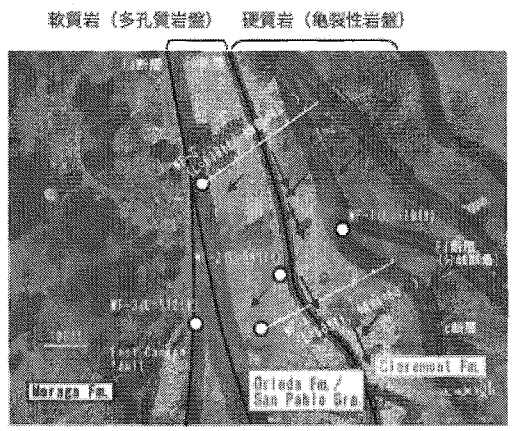
引用文献

[1]：田中ほか（2010）概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：(2) 断層のタイプ分類に基づく検討．平成 22 年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会，221-222.

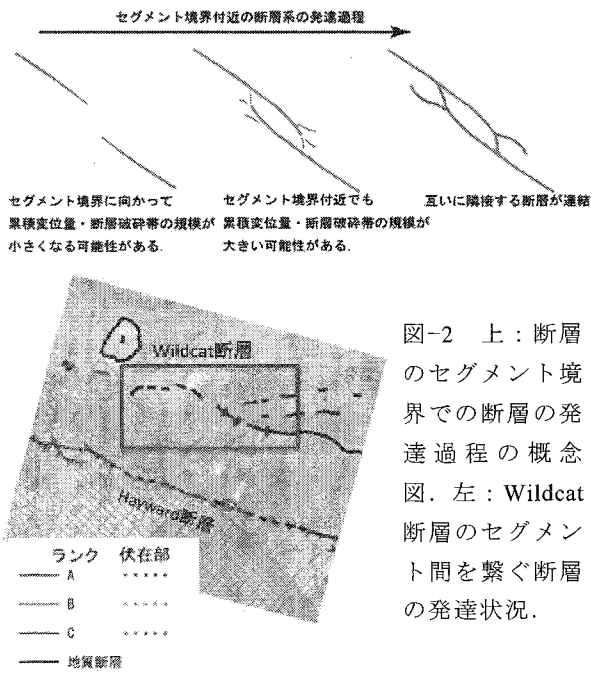
[2]：田中ほか（2012）概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：−Wildcat 断層の構造と水理特性−．平成 24 年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会，161-162

[3]：後藤ほか（2013）概要調査に向けた断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：成果のとりまとめ．平成 25 年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会．

[4]：後藤ほか（2012）断層の水理特性の調査・評価手法に関する検討：現地調査による実証と高度化，日本地球惑星科学連合 2012 年度連合大会，SCG61-P03.



図−1　断層周辺の水理特性の概念モデルの一つ[2]．赤ハッチは低透水性ゾーン，青のハッチは高透水性ゾーン，矢印は地下水流動のイメージを示す．



図−2　上：断層のセグメント境界での断層の発達過程の概念図．左：Wildcat 断層のセグメント間を繋ぐ断層の発達状況．

P5. 高レベル放射性廃棄物処分に係わる概要調査の具体化 ～隆起特性評価の例～

Concreting measure of Preliminary Investigation for HLW management - An example on evaluation of uprift characteristic -

○濱田崇臣・幡谷竜太・木方建造（電力中央研究所）
Takaomi Hamada, Ryuta Hataya and Kenzo Kiho

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物処分の精密調査地区選定に係わる概要調査では，概要調査地区の適性および処分性能を評価するための調査・評価の項目は多岐にわたり，さらに，それらは相互に結びついている．概要調査を合理的・効率的に進めるためには，調査全体としての基本的な方針を踏まえた上で，地質環境の長期安定性，工学特性それぞれの調査データの共有や調査・評価結果の相互参照を行うことが重要であり，この考え方に基づき，木方ほか[1,2]は，概要調査の体系化を提案した．

このようにして体系化された調査・評価フローは，基本的に信頼性が示された既存技術の組合せからなる．一方，個々の項目については，継続的に調査・評価技術の高度化がはかられ，具体的な手順・ノウハウを蓄積している．本報告では，その一例として，隆起量調査・評価について紹介する．

2. 概要調査における隆起特性評価

過去の隆起量は，処分候補地の適否を判断する上での重要な除外要件[3]となっており，また，処分深度の設計にも欠かせない情報であり，概要調査ではその確認・修正が求められる．また，地下水流動に関する調査地区の設定，さらには安全評価シナリオの構築では，将来の隆起運動と地形変化が参考にして設定され，その基礎となるのが，過去の隆起運動の様式を踏まえた将来予測である．

隆起量の調査法としては，測地学的手法，地形学的手法，地質学的手法がある[4など]．概要調査地区選定時にまず求められる過去 10 万年間の隆起量を見積もるには，地形学的手法の代表格である段丘の形成年代とその分布を用いた手法が広く実施されている．

図-1 に概要調査における隆起量評価の流れを示す．これは，濱田ら[5]が文献調査のフローとして示したものであるが，文献調査と概要調査はデータの取り方の違いと捉え，概要調査でも同じ枠組みでの実施を考えている．段丘の形成年代は，被覆層のテフラ層序から決められることが多いが，被覆層の欠損等により，解釈を誤ることもある．このような問題に対処するため，このフローでは，様々なデータの総合的解釈に努め，段丘面の解析度，地形面の層位関係，段丘堆積物（礫層）や被覆層の風化の程度などの経験的な指標を重視している．

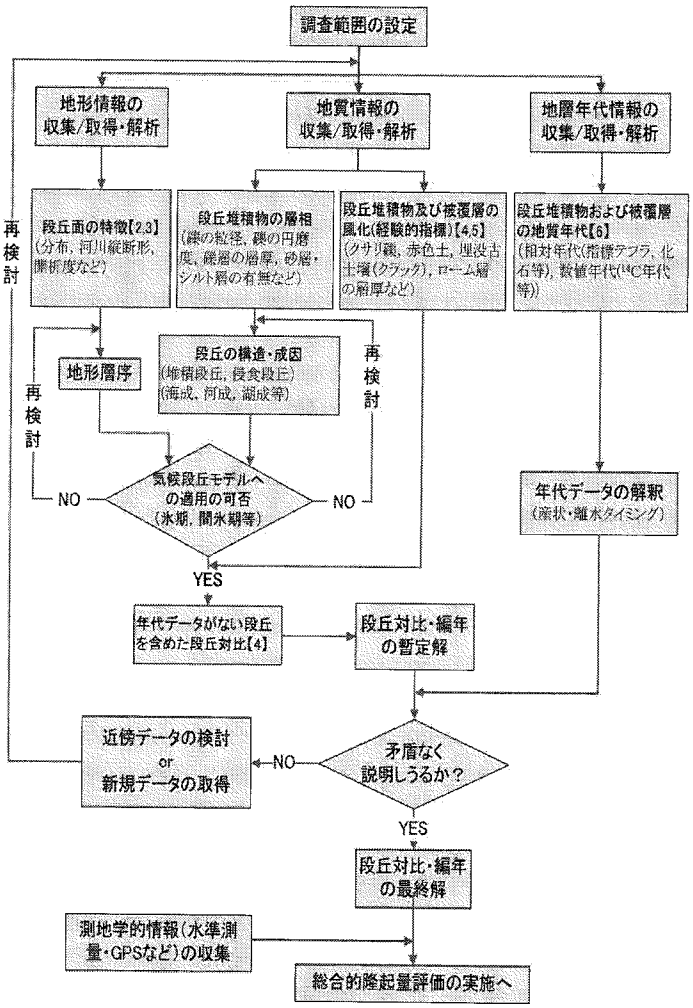


図1 段丘対比・編年の調査・評価の流れ[3]

【 】で番号が示された内容は，電力中央研究所報告として公表している．文献 3 を参照されたい．

3. 段丘対比・編年手法の高度化

これまで隆起量評価は，主として，過去 10 万年程度を調査の対象としていた．しかし，今後より長期間の安全評価が求められることが予想されることに対応して，10 万年程度よりも古い時代の段丘堆積物の年代決定，被覆層の年代決定について高度化を進めている．

段丘堆積物の年代決定では，主に内陸部河成段丘の礫層の性状について調査・分析を進め，風化被膜を明瞭に形成する安山岩などの礫種に着目すれば，約 13 万年前の寒冷期(MIS6)に形成された段丘面とその一周期前の寒冷期(MIS8)に形成された段丘面，すなわち約

25 万年前のものとが区別できるようになり，より長期間の隆起量調査の信頼性が向上した [6].

上記研究では，細部にわたる手法の信頼性確保のためのテクニックも向上した．段丘礫の風化被膜にみられる風化程度は，ばらつきがあるが，野外の観察結果およびボーリングコア試料の分析の結果，段丘面の表層から約 5m 以深を風化程度に弱くなる傾向が認められること，礫径の小さいものでは見かけ上，風化の程度が強くなることなどの事実を確認し，調査・評価するためには，段丘礫層の表層部に限定し，礫種，礫径を絞ったうえで，まとまった数量を調査することにより，より信頼性の高い年代決定ができることを示した．

さらに，白亜紀以前の砂岩，泥岩では安山岩ほど明瞭なではないものの，風化皮膜が形成されることを確認し，安山岩が分布しない地域においても段丘礫に風化程度を指標とした段丘対比・編年が可能であることを確認している [7].

被覆層による段丘の年代決定に関しては，被覆層に対し，テフラ分析を層位的に連続した試料に対して実施していく手法 [8]はすでに標準的と言ってよい．しかし，調査結果が，テフラが検出される否かという 1 点に依存してしまうケースも少なくない．テフラ層序に頼りすぎず，総合的な段丘対比・編年を実施するという観点では，調査地域内における被覆層のいわゆる「標準(模式)層序」を構築することが有効である．層相記載が基礎となることは当然であるが，被覆層から連続的に得られる物性として，土色計を用いた測色値，帯磁率および土壌の硬度があり，これらの物性値によって被覆層性状を客観的に示し，これらのデータのプロファイルから，火山灰分析だけでは得られなかった被覆層の細分ができる場合がある．最近では，被覆層試料の X 線 CT 写真を撮影することにより，肉眼では識別することが難しい堆積構造を検出し，被覆層の層序関係をより詳細に記載できるようになった（図 2）．

4. まとめ

概要調査の体系化した調査・評価フローのうち，隆起量評価の主要な調査項目である段丘対比・編年のより具体的な流れ・手順・ノウハウと，これに関わる技術の進展を紹介した．今後は，隆起量調査に限らず，自らの調査・評価に加え，様々な研究・事業における調査・評価の実績を収集・蓄積し，更なる高度化を継続する．

引用文献

1)木方ほか(2011) 電力中央研究所報告，N11，2)木方ほか(2013)日本応用地質学会平成 25 年度研究発表会，No.17，3) NUMO（2009）公募関係資料，4)NUMO(2011) NUMO-TR-11-01，5)濱田ほか(2011)電力中央研究所報告，N10050，6)濱田（2012）電力中央研究所報告，N12007，7)濱田（2012）日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会，No.P12，8)古澤(2004)地質学雑誌，110，19-37.

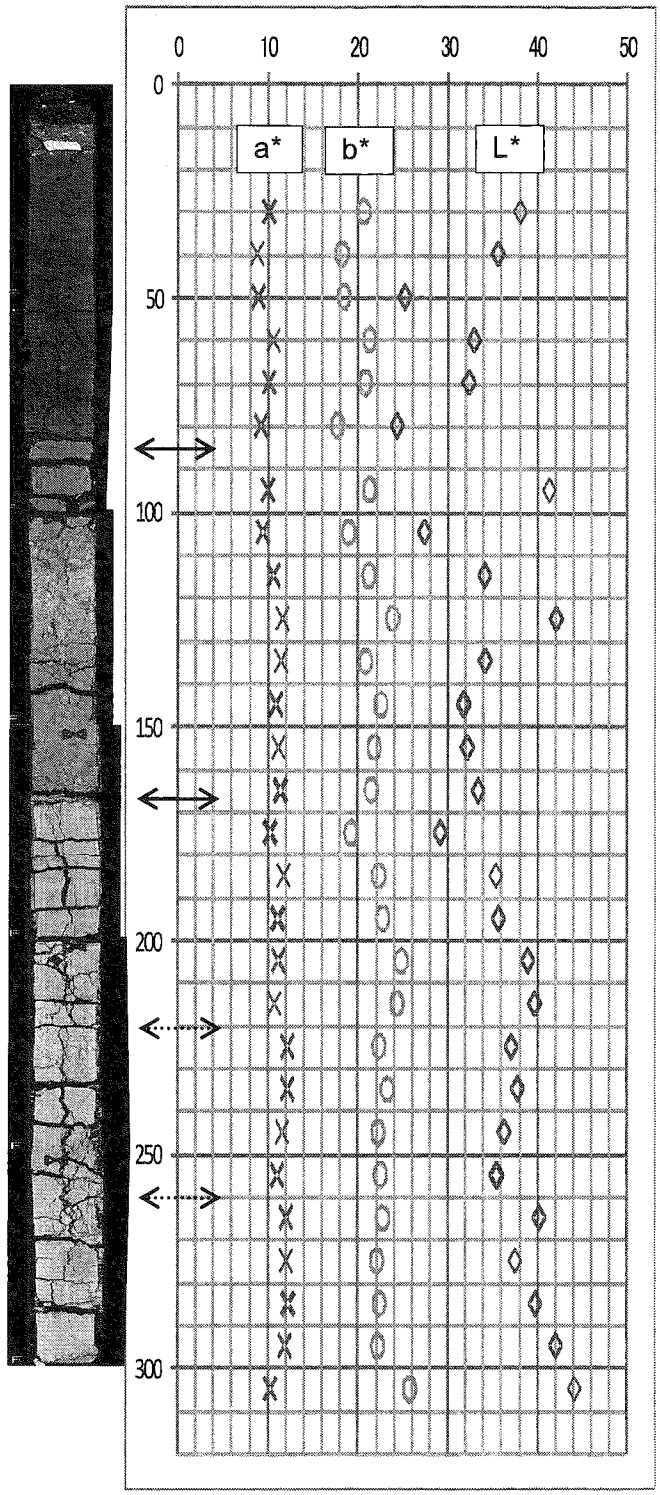


図2 段丘被覆層の CT 画像と測色値

試料は新潟県小千谷市山本山の河成段丘上で掘削したボーリングコア [6]．測色値 a*値の変化点のうち上位の二層準（実線矢印）は，CT 画像の CT 値の急変箇所に対応している．破線矢印の層準は，a*値変化点であるが，CT 画像には対応する層相の変化が見られない．

P6. データフローダイヤグラムと階層分析手法を用いた地質情報の不確実性表現手法の検討

An evaluation of uncertainty analyses on geological data based on combined use of data flow diagrams and hierarchical logic analysis.

○松崎達二・天野健治・中安昭夫・笹本広・仙波毅(日本原子力研究開発機構),吉田英一(名古屋大学博物館)
Tatsuji Matsuzaki, Kenji Amano, Akio Nakayasu, Hiroshi Sasamoto, Semba Takeshi, Hidekazu Yoshida.

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分における安全評価や施設設計の信頼性を確保・維持するためには、調査に伴う理解度や不確実性に関する情報を、データの取得者から使用者に正確に伝達することが重要となる。特に候補地点の選定に際しては、調査初期ほど情報の不確実性が大きく、関係者間の認識のずれが生じやすい。また、概要調査や精密調査[1]で実施される各種の地質環境調査で取得したデータや解釈に含まれる不確実性を表現する基準が定められていないことが多く、調査者の知識・技術レベル・経験等によって異なる評価結果が導かれる可能性がある。そこで本研究では、解釈結果に不確実性が生じる原因とその解釈過程での伝播を表出化することを目的に、データの取得から解釈に至るまでの過程を可視化した図（統合化データフローダイヤグラム）と階層分析手法を組み合わせたアプローチを考案し、北海道幌延町沿岸域周辺での調査事例への適用を試みたので、その概要を紹介する。

2. 不確実性の取り扱いについて

地質情報に関わる不確実性やリスクについては，社会的貢献を前提とした事業上のリスクマネジメントの観点から着目されており、その分類・評価・低減の重要性などの議論が進められている[2,3)など]。その内、脇坂(2010)[3]は、リスク・不確実性について表1のように整理し、段階的調査の過程においては②～④が混在した状態で内在しており、その状態と確率(存在確率や生起確率)を把握しておくことの重要性を指摘している。

表-1　リスク・不確実性に関わる用語[3)より]

①	確実性	何が起こるか確定的にわかってる。
②	リスク	何が起こるか確定的にはわからないが、起こりうる状況はわかっており、かつその確率分布が解っている。
③	不確実性	起こりうる状態はわかっているが、その確率分布が解っていない。
④	無知	何が起こるかどのような状態が起こりうるか全く予見できない。

また、横田(1989)[4]は、土木地質の観点から地盤情報の空間分布に関わる確からしさの取り扱いについて、その解釈情報に着目して、表現方法と伝達方法の方向性について論じている。地層処分分野でも同様の考えで、リスク、不確実性といったものの空間分布の把握・表現に取り組んでおり、Kurihara.,et al.(2010)[5]は、精密調査相当での調査データを基とし確率論を用いた表現方法について検討している（②相当)。本研究では、データ量の乏しく確率的検討が困難な文献調査～概要調査相当[1]での表現手法について検討した（③～④相当)。手法検討に際しては岩盤評価の空間分布に関する表現手法に絞って検討した。なお、広義的な名称として以下では、②～④を不確実性と呼称し記述する。

3. 手法検討

地層処分で、地質環境のうち対象岩盤に調査初期段階で期待する必要条件は、大局的に2項目である[1,6]。

(a) 対象岩盤が十分な深度に分布し、かつ十分な空間的拡がりを有すること。
(b) 対象岩盤が地下施設を建設できる力学的安定性を有すること。

ここで課題となりうる点としては、(a)に対して対象岩盤や境界条件の位置情報の精度(分解能)向上、(b)に対して物性値とその分布の確度向上があげられる。よって、本検討では、精度・確度向上過程での不確実性の空間分布とその変遷過程を表現することを具体的な目標として設定した。また、岩盤評価の空間分布に内在する不確実性は、調査データの質と量や、定性的解釈・類推の確からしさに起因して生じることから、次の2つを組み合わせた表現方法とした。

(1) 位置情報に関わる精度(分解能)の表現方法

位置情報の精度(分解能)は、直接データの有無とその種類・組み合わせに大きく依存する。このため、基礎的な精度(分解能)の表現として、調査項目の有無とその組み合わせにより空間を分割し、かつ精度の差を分割単位(セル)の大小として表現するものとした。

(2) 特性値情報の確度の表現方法

特性値(物理・力学特性など)の空間分布は、直接調査(ボーリングなど)での取得と、間接的調査(物理探査)を用いた対比解析による外挿により求められる。このため、特性値の空間分布の確度は、直接調査での定性的・定量的データによる評価結果と、間接調査のデータ品質および外挿手法の論理的過程・根拠に依存する。このため、特性値の空間分布の確度表現には、取得・

解釈情報の確からしさと、外挿手法の確からしさの双方に着目し、その解釈に至る評価・判断過程を、命題として分解し、階層分析手法を用いて点数化し表現するものとした。具体的な点数化には、ESL(Evidential Support Logic)[7] を用いた。ESL は，命題とその補助命題との関係を階層構造として表現し、その命題間の相互関係について、重みづけを表現する十分性を介して、支持確率、否定確率、として確からしさの度合いを数値表現する手法である。

また、論理的評価過程を分析し、その命題設定と階層構造構築には、統合化データフローダイヤグラム [6] を用いた。これは、多岐分野にわたる(a)地質環境調査から(b)解析を経て(c)特性評価結果の取得までの一連の作業・解析過程と相互依存関係を系統的にトレースし、連関性を含めて整理・記述したフロー図である。この統合化データフローダイヤグラムを上記(c)から(a)へと逆向きにトレースし命題化・階層構造化することで、主要命題の漏れや命題間の論理上の連関性を漏れなく記述した。以上の ESL と統合化データフローダイヤグラムの２つを組み合わせたアプローチによって、特性値の確度を表現するものとした。

4. 幌延沿岸域への適用例

構築した本手法を北海道幌延町の沿岸域周辺での調査例 [8)など] への適用を試みた。幌延沿岸域での地質環境調査は、数年間に及ぶプロジェクトとして、段階的に実施され、その段階に応じて調査データの蓄積および地質環境の評価解釈の更新を行っており、本手法の適用先としての好例と言える。

調査地域の概要として、対象地盤は、新第三系堆積岩類～第四系未固結堆積物であり、緩やかな褶曲構造を有する。調査対象範囲は、陸域～海域にかけての延長約 20 km、幅約 10 kmの範囲で対象深度は約 2 kmである。調査主要項目は、陸域～海域にかけての物理探査(電磁探査，反射法地震探査)、深層ボーリング調査である。今回の表現手法を、幌延沿岸域の主測線断面(延長約 20 km，深度 2 km)に適用を試みた。

精度(分解能)表現として、上記範囲を分割（約 200 セル）し、調査項目の有無とその組み合わせにより調査段階を 7 つとし分割単位(セル)の大小を設定した。また、特性値情報の確度表現として、最上位命題を「力学的安定性を有する岩盤が存在する」として、命題を階層構造化し、分割単位(セル)ごとに支持確率、否定確率を求めた（図-1(1)）。さらに、セル相互の相対値として、直接調査により最上位命題を確定的に満たすセルでの値(支持/否定確率)を基準として、各セルの値(支持／否定確率)との比を求めた（図-1(2)）。

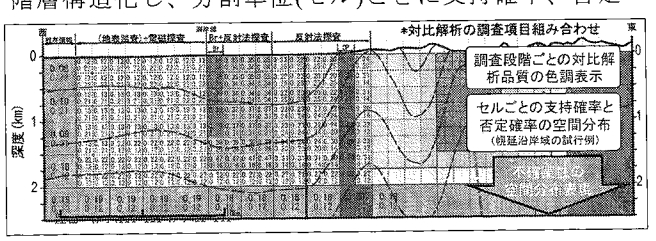
5. まとめ

以上の結果、存在確率や生起確率までには至らないものの、本アプローチにより、空間的分布および調査段階ごとの変遷過程での不確実性の度合いを定量的に表現することが可能となった。今回の研究では岩盤評価に絞り検討したが、地質環境の他分野（水理・水質など）の空間分布への適用や他地域への適用性が今後の課題である。

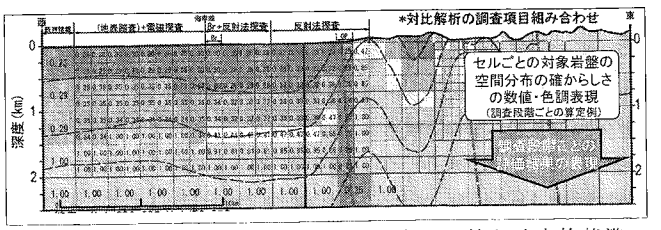
＊ 本研究は経済産業省の平成 24 年度委託事業「地質環境総合評価技術高度化開発」の成果の一部である。

6. 文献

1) 原子力発電環境整備機構(2011)：地層処分の安全確保(2010 年度版)-確かな技術による安全な地層処分の実現のために- NUMO-TR-11-01.
2) 地質調査総合センター(2008)：地質リスクとマネージメント－地質事象の認識における不確実性とその対応－，地質調査総合センター研究資料集，no. 472，p.42.
3) 脇坂安彦(2010)：リスクマネジメントにおける地質学的解釈の重要性，地質ニュース，no.675，pp.52-66.
4) 横田修一郎(1989)：地質情報の伝達媒体としてみた土木地質図，応用地質，vol.30，no.3，pp.23-32.
5) Kurihara, A.,et al. (2010) : Quantitative evaluation of fault distribution uncertainty: Applicability of an analytical method for evaluating 3-D geological models in the Mizunami Underground Research Laboratory Project, Proc. Int. Symp. Earth Sci. Tech. 2010, pp.453-456.
6) 大澤英昭ほか(2008)：地質環境総合評価技術高度化開発－次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発－，JAEA-Research 2008-085.
7) 若松尚則ほか(2007)：水理地質にかかわる地下環境影響評価への Evidential Support Logic の適用，応用地質，vol.48，no.1，pp.2-14.
8) (独)産業技術総合研究所(2011)：平成 22 年度沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 成果報告書，ISSN 1881-8838.



(1) 調査段階区分と支持確率・否定確率の空間分布



(2) （支持/否定確率）値を用いた、各セル値と確定的基準値との比の空間分布

図-1 不確実性の空間分布表現の例（縦横比 1：4）

P7. 堆積岩を対象とした水理特性に関する空洞掘削影響評価

An Evaluation of Impact on Hydrological Property for Cavern Excavation in Sedimentary Rock

○末永弘，中田英二（電力中央研究所）
Hiroshi Suenaga, Eiji Nakata

1. はじめに

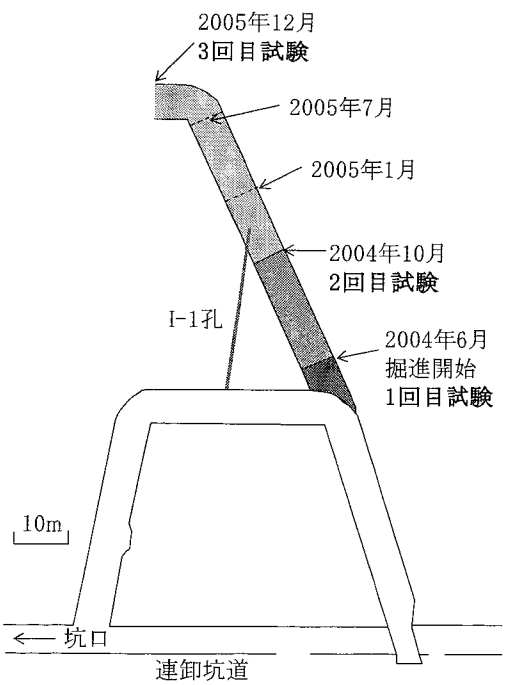
岩盤内に坑道を掘削する際に生じる影響領域（Excavated Disturbed Zone，以降 EDZ と称す）の水理特性を把握することは，高レベル放射性廃棄物処分場の設計・施工において重要な課題である[1]．

本稿では，堆積岩を対象として，EDZ における水理特性のうち透水係数の経時変化に着目し，検討を行った結果について報告する．

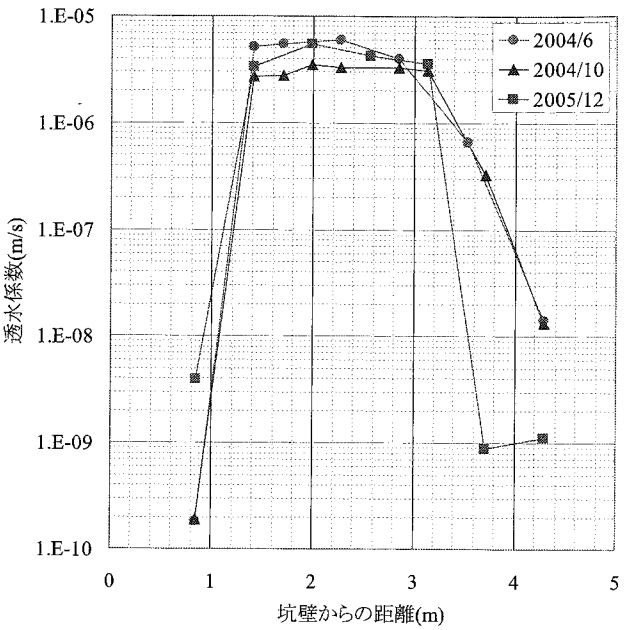
2. 調査方法・結果

本研究は，第三紀堆積岩が分布する地点として，長崎県の池島炭鉱と北海道にある日本原子力研究開発機構の幌延深地層研究所を対象にダブルパッカーによる透水試験結果を用いて検討を行った．

まず池島炭鉱の海底下 130m にある坑道（古第三紀蛎浦層：細粒～中粒砂岩）に掘削したボーリング孔（図－1，I-1 孔）において，側方を通過する新規坑道の掘削に伴う透水係数の変化を測定した[2]．この結果（図－2）を見ると，坑壁から 0.8m 程度の位置では 20 倍程度透水係数が増大している一方，1.4m 程度よりも遠方の位置では明瞭な変化が見られない．また，坑壁から 3.6～4.2m 付近では，坑道掘削後透水係数が 0.001～0.08 倍程度と，大幅に低下している箇所がある．



図－1　池島炭鉱における坑道掘削位置・期間と試験孔



図－2　坑壁からの距離と透水係数の変化の関係（池島炭鉱）

次に幌延深地層研究所の地下 250m にある坑道（新第三紀声問層：珪藻質泥岩）に掘削したボーリング孔（図－3，No.3 孔）において，側方および上方を通過する新規坑道 2 本の掘削に伴う透水係数の変化を測定した[3]．この結果（図－4）を見ると，池島炭鉱と同様に，坑壁から 0.8m 程度の位置では透水係数が 2～3 倍に増大している．また，坑壁から 6.4m 離れた位置でも透水係数の増大が見られる．これは，ボーリング孔の上方に別の新規坑道が掘削されたことによる影響と考えられる．この坑道からボーリング孔までの距離は約 0.8m である．さらに，坑壁から 1.7m 程度の位置では透水係数が 0.2 倍程度に低下している．これは，池島炭鉱のボーリング孔における 3.6～4.2m の位置でも見られ，両者は坑道掘削に伴う応力再配分の影響により透水係数が低下した可能性が考えられる．

3. まとめ

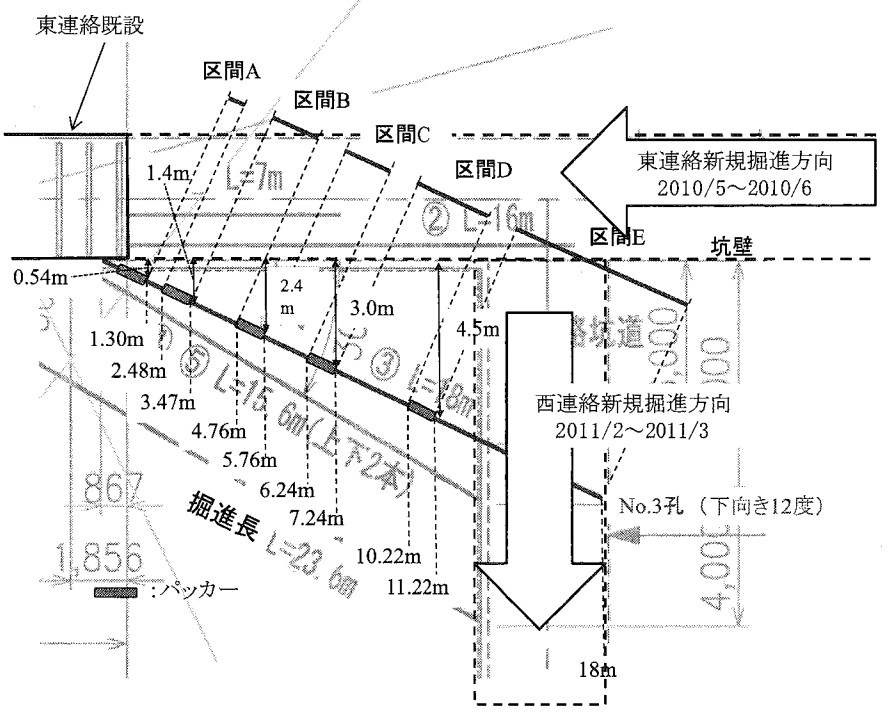
年代・地質の異なる 2 地点における検討の結果，坑道の掘削に伴い，坑壁から 1m 程度の位置では透水係数の増大が見られ，これよりも遠方の一部では，応力再配分によると考えられる透水係数の低下が見られた．透水係数の変化の程度が 2 地点で異なるのは，比較的年代が古く，硬質な池島炭鉱の方が，応力状態の変化に伴う変形の程度が大きいことが原因である可能性が考えられる．

文献

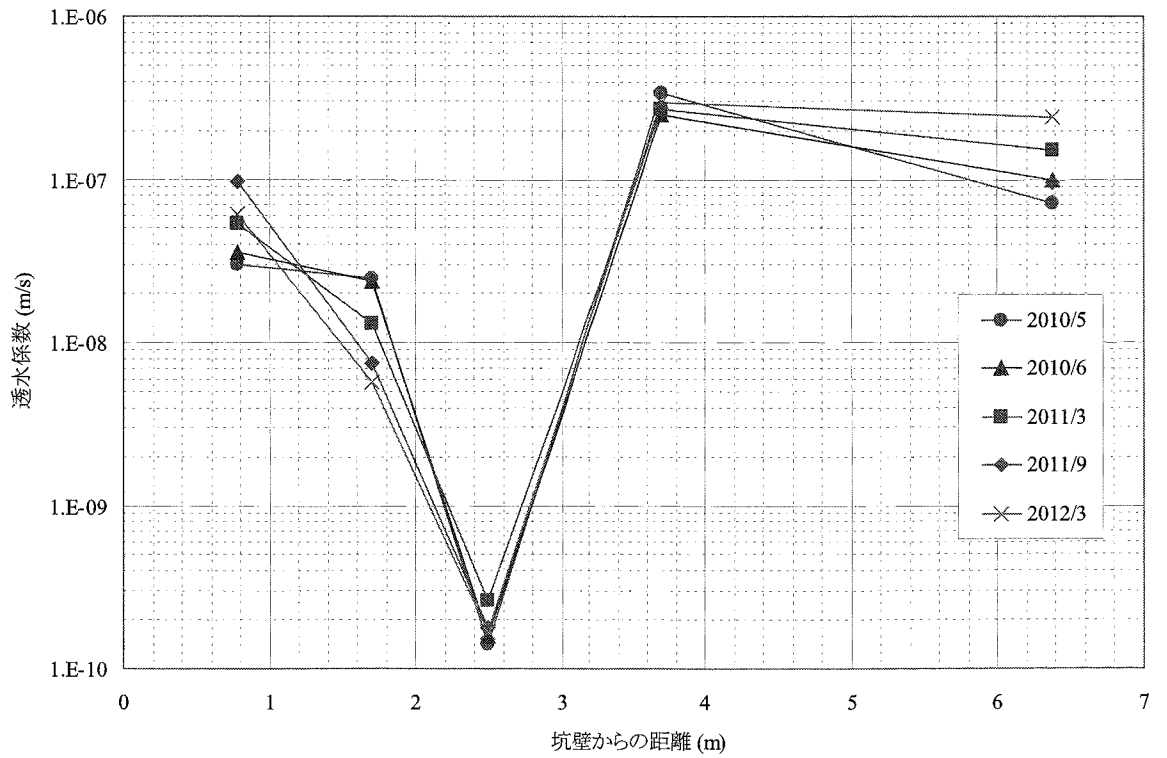
1) 核燃料サイクル開発機構（1999）：わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性，JNC TN1400 99-021～99-024（全4冊），1999.

2) 末永弘・中田英二（2008）：沿岸海底下堆積岩における空洞掘削に伴う地下水理への影響，電力中央研究所研究報告，N07043.

3) 末永 弘・野原 慎太郎・須永 崇之・水野 崇（2013）：幌延深地層研究所深度250mにおける坑道掘削に伴う水理特性の変化について，岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.115-120.



図－3 幌延深地層研究所深度250mにおける空洞掘削方向・期間と透水試験区間（文献[3]に一部加筆）



図－4 坑壁からの距離と透水係数の変化の関係（幌延深地層研究所，文献[3]に一部加筆）

P8. 山口盆地における地下水流動に関する研究～吉敷地域の地下水流動～

A study on groundwater flow in Yamaguchi basin ～Groundwater flow in Yoshiki area～

○安武香織，田中和広（山口大学理工学研究科）
Kaori Yasutake, Kazuhiro Tanaka

1. はじめに

山口市の湯田温泉では毎日 2000t の温泉水が汲み上げられているなど，山口盆地では農業や工業，日常生活において地下水利用が活発である．また盆地という地形的特徴によって周辺の山地より地下水が集まることから，地下水が豊富に涵養されていると考えられる．しかし，近年，土地開発が進み涵養域が減少しており，地下水位の低下や湧水の枯渇が見られ地下水涵養量の減少が懸念されている．これらの問題解決のためには降水から地下水の涵養，流動，流出に至る過程における定量的な評価が求められている．

本研究では山口盆地内の吉敷地域の地下水流動を明らかにするとともに，土地改変と地下水流動の関係について検討を行うことにより山口盆地における地下水資源確保や水害対策のための基礎資料とすることを目的とする．

2. 地形・地質概要

山口盆地は山口県の中央部に位置し，調査地域である吉敷地域は盆地西部に位置する．中央には吉敷川が南へ向かって流れており，渇水期には枯れ川となる範囲が存在する．川の谷口には緩やかな扇状地が広がる．

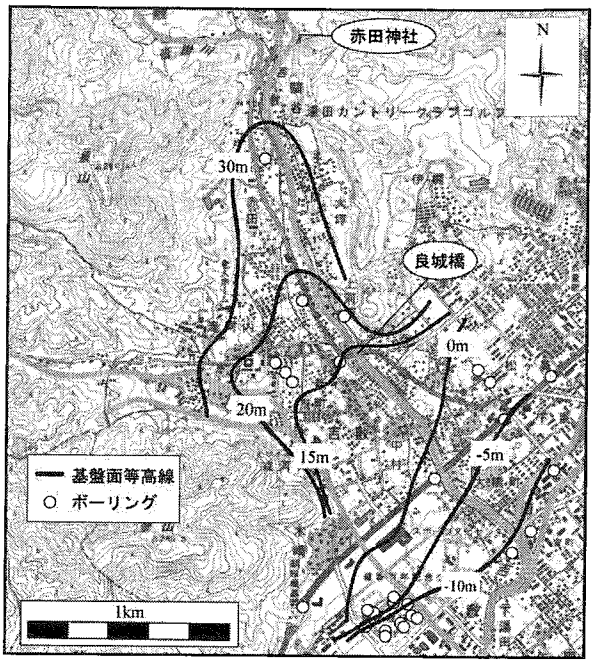
調査地域周辺の地質は，主に下位より基盤岩となる周防変成岩類，貫入岩である花崗岩類や石英斑岩，更新統，完新統が分布する[1]．

3. 結果

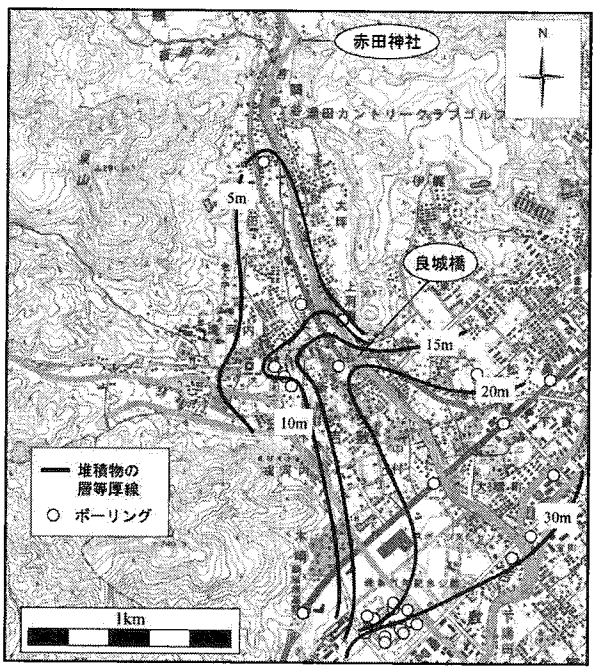
地下地盤構造：調査地域の地下地盤構造の検討を行うため，既存のボーリング柱状図を整理し，周防変成岩類を基盤とした基盤面等高線図(図－1)と堆積物の等層厚線図(図－2)を作成した．図－1 より，吉敷地域の基盤面は南へ向かって緩やかに傾斜している．良城橋以北では現在の河川の地下に埋没谷が見られるが，良城橋以南では見られない．一方，堆積物の層厚は良城橋付近までは南へ向かって徐々に厚くなっているが，それ以南は層厚 20m～30m となる．

地化学特性：調査地域の地化学特性を検討するため，天水，河川水，井戸水を採取し，一般水質分析や酸素・水素同位体分析を行った．

赤田神社より上流を上流域，下流を下流域とし，上流域のデータにおいては當瀬(2006 卒論)[2] のデータを用いる．一般水質分析からは，上流域の地下水，湧水の水質は $NaHCO_3$ 型であり，下流域の地下水の水質は



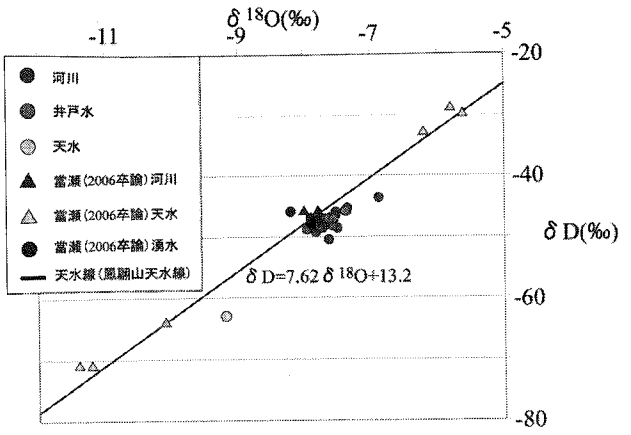
図―1　基盤面等高線図



図―2　堆積物の等層厚線図

$Ca(HCO_3)_2$ 型であることが明らかとなった[3]．また河川水については，上流域の河川水は $NaHCO_3$ 型，下流域の河川水は $Ca(HCO_3)_2$ 型である．

採取した水の起源を調べるため，酸素・水素同位体分析を行った．調査地域北部に位置する西鳳翩山で採



図—3　調査地域で採取した水のデルタダイアグラム

取した天水のデータをもとに天水線を作成した．採取した水の酸素・水素同位体比を図—3 に示した結果，河川水と地下水は天水線上のほぼ同様の位置にプロットされた．西鳳翩山で採取した天水の酸素同位体の値から 100m ごとに 0.25‰減じた値を吉敷地域の理想的な天水の高度効果とし，理想的な天水が地表に降った後，すべて河川水となる場合の理想的な河川水の酸素同位体比を考えた結果，採取した河川水は理想的な天水と理想的な河川水の近似線の間にプロットされた．

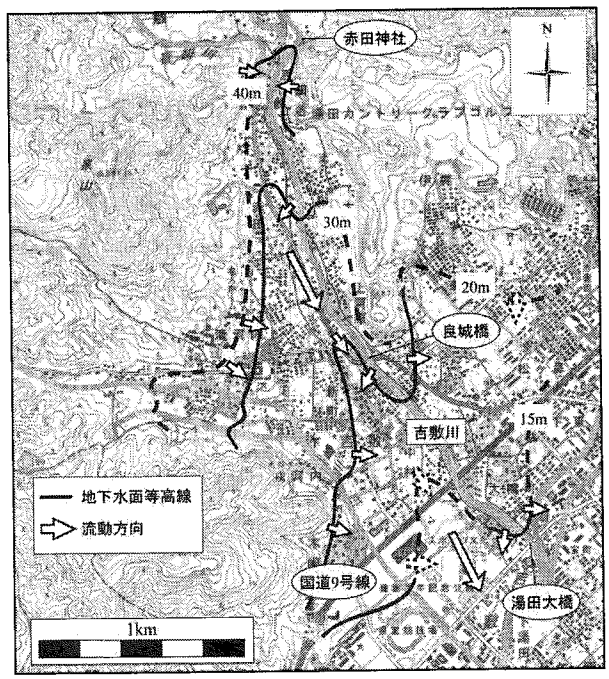
地下水流動：調査地域の地下水流動について検討するため，赤田神社，良城橋付近，湯田大橋付近の 4 ヶ所で河川流量の測定を行った．その結果，吉敷川の流量は赤田神社から 370m 以南より減少するが，国道 9 号線付近から徐々に増加し始め，湯田大橋付近では赤田神社の流量の 1/4～1/5 まで回復することが認められた．

また，ボーリングデータの孔内水位，河川標高，地下水位測定結果より等地下水等高線図を作成し，平面的な地下水流動の検討を行った(図—4)．調査地域では北から南に向かって地下水面の低下が見られる．吉敷川周辺の地下水面については赤田神社付近では得水河川の特徴を示すが，そこより数 100m 以南から下流域は失水河川の特徴を示す．

土地の改変：調査地域の涵養域の変化について検討するために，古地図を用いて，主要な涵養域の一つである水田の面積の時代的変遷の検討を行った．調査地域の水田の面積は 1923 年から 2003 年までの 80 年間で約 10 分の 1 に減少している．また，国土地理院の地形図における吉敷川の表記は 1960 年を境に枯れ川表記ではなく河川表記になっている．

4．考察

地下水流動：調査地域は下流域に透水性の高い堆積物で構成された扇状地が広がっており，河川水は扇状地へ流出するため吉敷川の流量は南へ向かって減少すると考えられる．地下水面上における地下水の流動方向については，赤田神社付近までは得水河川であり，赤田神社以南から湯田大橋までは失水河川であり，吉敷川右岸側へ地下水は集中的に涵養し，南部へと向かう地下水の流れがある．河川水と地下水の酸素・水素同位体比がほぼ同様の値を示したことについては，この地域は失水河川であるため，調査地域の地下水は河川水が涵養したものであると考えられる．河川水の酸素同位体比が 2 本の近似線の間にプロットされたが，これは失水河川領域では河川水の涵養が起こるため，採取を行った地点に降る重い天水の影響を受けて理想的な天水側にシフトしたと考えられる．



図—4　地下水ポテンシャル等高線

土地の改変と地下水流動：地形図や地表踏査から，近年吉敷川における枯れ川の範囲が縮小していることを明らかとした．これは土地利用が進んだことによって涵養域が減少し，アスファルト等で地表が被覆されたため，側溝を流れて河川へと流入する水が増加した可能性が考えられる．また，河川改修後地下水位の低下した地域があり，河川改修により河川から扇状地へ流入する水量が減少した可能性も考えられる．

文献

1)　武田賢治・今岡照喜（1999）：山口地域の白亜紀環状岩脈とコールドロン，地質学論集，53，199-219.
2)　當瀬博文（2006）：花崗岩分布地域における河川水の水質特性と地質～山口市北西部鳳翩山においての検討～，山口大学理学部　卒業論文，47p.
3)　山本荘毅（1992）：地下水水文学，共立出版，228p.

P9. 西条平野の地下構造と地下水流動に関する研究

Underground structure and groundwater flow in Saijo plain

○越智亮太・田中和広（山口大学），鈴木浩一（電力中央研究所），徳増実(西条市役所)
Ryota Ochi, Kazuhiro Tanaka, Koichi Suzuki, Minoru Tokumasu

1. はじめに

愛媛県西条市の瀬戸内海に面する西条平野には，約2000本の地下水の自噴井がある．この地下水は，生活用水，工業用水，農業用水として利用されており必要不可欠のものであり豊富な地下水資源を確保し保全していくことが求められている．

ここでは，地下水の水質や起源を考慮した地下水流動及び被圧構造の形成メカニズムを明らかにすることを目的に，CSA-MT法による地下構造探査，火山灰の屈折率測定，地下水の一般水質分析及び酸素水素同位体比分析を実施した結果を報告する．

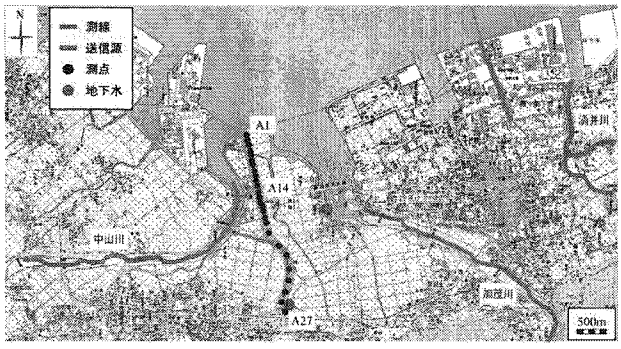


図-1 送信源・受信源位置

2. 地質概要

本研究の調査地域は，中央構造線断層帯に属する活断層である岡村断層を境に，北部は完新統，南部は後期白亜紀の和泉層群が分布している．また，西方より川上断層が西条市街地まで延びていると推定されており，地下水の被圧構造として重要な役割を果たしていると考えられている．さらに，推定断層を境に岡村断層と推定断層に挟まれた内陸側地下水盆，推定断層より北側の海側地下水盆に二分されている[1)2)]．

3. 調査結果

3.1.地質構造

3.1.1 CSA-MT法による地下構造探査

本研究では，深度約1kmまでの比抵抗構造を明らかにするため，(財)電力中央研究所所有の機器を用いて，CSA-MT法による地下構造探査を2012年9月初旬に行った．測線は道前平野の海側地下水盆から内陸側地下水盆にわたる南北方向に約4km設置した．測点のA1～A20は海側地下水盆内の水田が広がる干拓地に，A21～A27は内陸側地下水盆内の猪狩川の堤防沿いに設置した(図1).

CSA-MT法による地下構造探査で得られた二次元解析断面図を示す(図2)[3)]．得られた比抵抗断面図において，測点A1～A15の-500m～-750m，A9～A14，A16～A19に高比抵抗域，A2～A10，A16～A25の0m～-500mに低比抵抗域が分布している．また，A1～A15の-500m～-750mに分布する高比抵抗域に関して，A14より南側ではみられない．この高比抵抗域は基盤岩であると推定され，A14付近に基盤岩を変位させる断層の存在が示唆される．

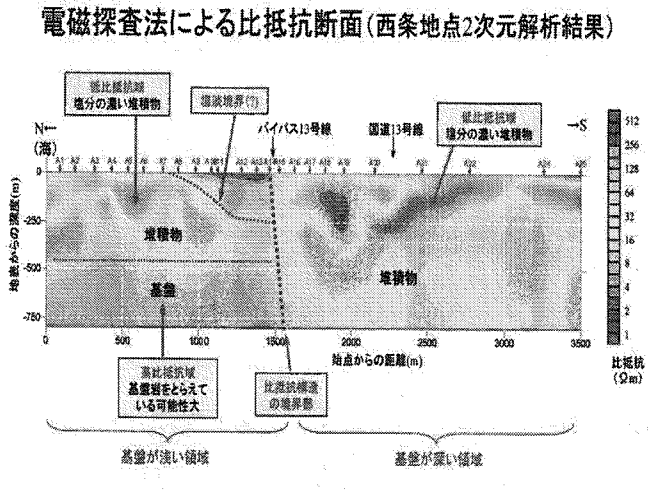


図-2 CSA-MT法による比抵抗断面．鈴木ほか(2013)より引用

3.1.2 推定断層と火山灰の同定

推定断層を挟むボーリングで発見された火山灰の分布深度が南北で異なることが明らかとなった(No.6孔：-7.7m～-8m，No.7孔：-10.5～-11.0m，堆積深度差：3.5m)．これらの火山灰層を同定することにより，断層によって変位している火山灰が同一のものであるかどうかの検討を行った．火山灰の同定にあたり，ボーリングコアNo.7，No.8の火山灰を採取し，火山ガラスを抽出した．火山ガラスの屈折率測定は，(財)電力中央研究所所有の温度変化型屈折率測定装置"マイオットMAIOT(Measuring Actual Immersion Oil Temperature)"を使用した．

火山灰の偏光顕微鏡観察の結果，無色透明のバブルウォール型の火山ガラスがほとんどであった．火山ガラスの屈折率は測定したNo.7孔，No.8孔の試料全て(それぞれ30片)において若干ばらつきはあるものの，

平均値 n は 1.5089～1.5096 であり，6300 年前の K-Ah の屈折率(n=1.508～1.516)と一致する [4].

CSA-MT 法による比抵抗断面及び K-Ah の変位箇所を考慮し，従来，推定断層とされた断層を，川上断層とは異なる断層として，CSA-MT 法の結果から得られた断層推定箇所(測点 A14)に連続しているものとし，新たに西条北断層と命名した．この断層沿いには，打ち抜きのボーリング業者からの聞き取り調査により，断層周辺は幅 2m 間にわたって砂やシルトなどが混在し攪乱された堆積物が分布し，地下水が存在しない不透水性の断層破砕帯を伴っている可能性がある．

3.2.地化学特性

調査地域の地下水水質及びその起源を明らかにするため，河川水，湧水，被圧地下水の採取を行い一般水質分析及び酸素水素同位体比分析を行った．

河川水及び地下水の水質は，大部分が Ca(HCO3)2 型を示しⅠ型にプロットされ，浅層地下水，河川水起源である．湧水，河川水はともに酸素水素同位体比は河川水の天水線上にプロットされ，被圧地下水は湧水よりも重たい傾向を示す．CSA-MT 法による地下構造探査で得られた二次元解析断面図において，測点 A9～A14, A16～A19 の地下浅所に分布する高比抵抗域に関しては，比抵抗値から淡水で飽和されていると考えられる．一方，A2～A10，A16～A25 の 0m～-500m に分布する低比抵抗域に関しては，A14 より北側は現海水で飽和され，南側は古海水で飽和していると考えられる．

3.3.地下水流動

調査地域の地下水の流動方向を明らかにするため，河川水位の測定を行うとともに，地下水等ポテンシャル線図を作成した．加茂川付近の地下水のポテンシャルが高く(5.0～9.0m)，平野部の地下水は低い(3.0～3.5m)ため，当該個所は失水河川であり，加茂川から平野部へ向けて地下水は流動する．また，堆積物の透水係数が等しいと仮定すると，加茂川付近の動水勾配は大きく，平野部の動水勾配は小さいため，加茂川付近の地下水流速は平野部の流速よりも相対的に大きいことが推定される．

4. 考察

4.1.地下構造と地下水流動

日本の代表的な海岸平野である九十九里浜において，地下の間隙水の塩分濃度を推定する目的で電磁気探査調査が行われている．この平野における塩淡水境界には，現在の海水が陸域に浸透した塩水，海進による海水が海退時に取り残された化石海水の二つの異なる塩水が考えられている [5]．本調査地域においても同様に，A14 より北側は現在の海水が陸域に浸透した塩水が分布し，南側は，海進による海水が海退時に取り残された化石海水が分布していると考えられる．

西条北断層は不透水層であると考えられるため，南から北へ向かう地下水流動を妨げている．

加茂川から浸透した河川水は，地下水となり湧水や被圧地下水として湧出している．

以上のことを踏まえ，西条平野における地下水流動について考察する．被圧構造は，調査地域の地形，地質構造が形成されていく過程で形成したものであると考えられる．現在の西条平野は，第四紀の海水準変動の影響を受け，長い期間海域であり，地下には海水が浸入していたものと考えられる．有史以降，平野は干拓によって形成された．それに伴い，淡水が塩水の上部に浸入しはじめ，淡水と塩水の境界が形成された．淡水と塩水の密度は異なるため，塩水によって淡水の流動が妨げられ，海岸部へ向かう地下水流動が生じる．この地下水は，不透水層によって加圧され，破砕幅 2m ほどの不透水性を示す断層破砕帯によってさらに加圧され，海岸域に分布する塩水域が淡水の流れを制限することによって被圧地下水となったものと考えられる．

4.2.地下水利用のために

地下水の起源は加茂川の河川水であるため，今後も良質で豊富な地下水資源を確保し保全していくために，涵養域である加茂川を守っていく必要がある．また，地下水の被圧構造に塩淡境界が関係しており，その移動により淡水の塩水化，賦存量の減少が起こり，地下水資源の安全が脅かされる．それを防ぐために，地下水の過剰利用を控え，使用量を管理するなどの対策を行う必要がある．

文献

1) 後藤秀昭・中田高（1998）：中央構造線活断層系(四国)の川上断層・岡村断層の再検討-横ずれ断層の断層線認識の新たな視点とその意義-，活断層研究，17，132-140.

2) 西条市：西条市役所(水の資料館)ホームページ.

3) 鈴木浩一・田中和広・越智亮太・徳増実・窪田健二（2013）：西条市沿岸域沖積平野での CSA-MT 法による地下水塩分調査，公益財団法人 物理探査学会第 128 回学術講演会論文集(2013).

4) 町田洋・新井房夫（1992）：火山灰アトラス[日本列島とその周辺]，東京大学出版，276p.

5) 光畑祐司（2006）：電磁探査法による海岸平野における高塩分濃度地下水調査-九十九里浜における例-，地学雑誌，**115(3)**，416-424.

P10. 北海道上幌延泥火山周辺の地質・地質構造と噴出物の起源

Geology and geological structure of Kami-Horonobe Mud Volcano and origin of erupted materials

○小松原大（山口大学理工学研究科），田中和広（山口大学理工学研究科），村上裕晃（日本原子力開発機構）

Dai Komatsubara, Kazuhiro Tanaka, Hiroaki Murakami

1. はじめに

北海道幌延町周辺には新第三系~第四系が分布しており，現在これらの地層を対象とし，日本原子力研究開発機構によって，幌延深地層研究計画よる地層科学研究と地層処分研究開発がなされている．幌延深地層研究センターから東に約 6km 離れた谷の南側斜面には上幌延泥火山が噴出しており，地形，湧出する地下水の一般水質，泥火山噴出物の粒度分析などが行われている[1]．しかし，上幌延泥火山の地下構造や噴出メカニズム，広域的地質・地質構造と関係について詳細な議論はなされていない．新潟県十日町地域の泥火山に関する先行研究から，噴出する地下水や泥は数 km の地下深部から上昇すると考えられており[2]，このような地下深部からの地下水流動は地層処分システム領域に影響を与える外的要因の一つとして重要とされている．

そこで本研究では，上幌延泥火山の詳細な記載や周辺の地質・地質構造との関係を検討するとともに，噴出物の地質・地化学特性を明らかにすることにより本泥火山における異常間隙水圧の形成・上昇，噴出プロセスの検討を行うことを目的とする．

2. 調査地域の地質・地形概要

調査地域は北海道天塩郡幌延町の市街地より東に約 6km の上幌延泥火山とその周辺地域約 4×4km の範囲である（図-1）．

調査地域には下位より新第三系増幌層の砂岩，泥岩，礫岩，新第三系稚内層の塊状泥岩が分布する．前者は調査地域全域に広く分布し，後者は北西部に断片的に分布する．上幌延泥火山はペンケオポッペ川の左岸側に分布し，砂岩，泥岩，礫岩からなる新第三系の増幌層の分布域に位置する[3]．

本調査地域には NNW-SSE 方向の大規模な断層，大曲断層と幌延断層によって 3 分される．上幌延泥火山は幌延断層以東の褶曲・断層が多く白亜系~新第三系の複雑な構造を持つ地域に位置する．増幌層の分布域内に位置する上幌延泥火山は背斜軸上に分布する．

調査域の地形は，標高 100~300m のなだらかな地形を呈し，泥火山は直径 1 kmの陥没地形内に分布する．

4. 結果および考察

4. 1. 上幌延泥火山の概要

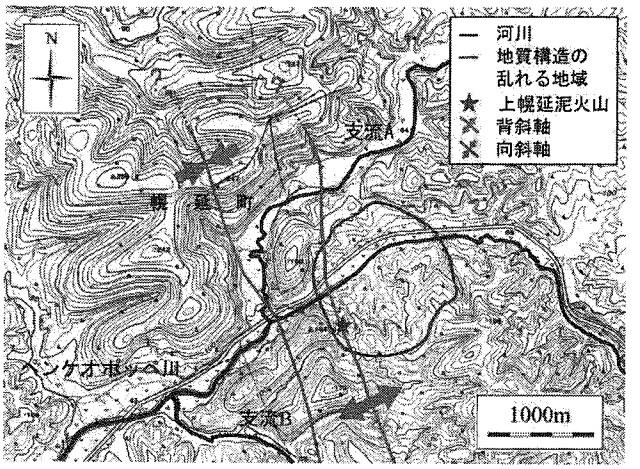


図-1　調査位置図

泥火山は，3 方向を約 10~15m の高さの崖により囲まれており，直径 40m の噴出した泥よりなる楕円形の平坦面上に複数個所の泥，地下水，ガスの噴出口を有する（図-2）．泥火山から噴出した泥は谷を形成し，ペンケオポッペ川に流下している．下流域では基盤となる増幌層の砂岩が露出する．

上幌延泥火山の 6 か所でハンドオーガ掘削を行った結果，泥火山の中心部では深度 1.2~2.15m まで下位から細礫混じりのシルトを挟在する粘土，含水比の低い粘土，含水比の高い粘土が累重する泥火山噴出物が分布する．泥火山の端部では浅所において基盤岩が確認されるため，泥火山の中央部は基盤岩が陥没して形成された凹地を複数回の活動で形成された泥火山噴出物が埋積しているものと考えられる．

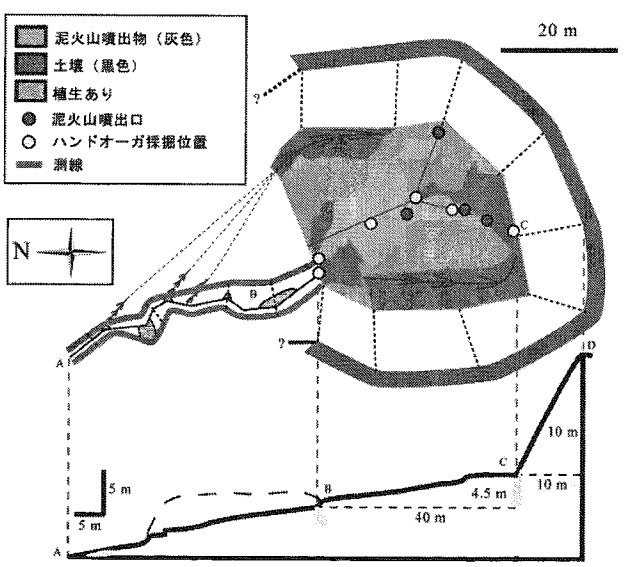


図-2　上幌延泥火山の概略図

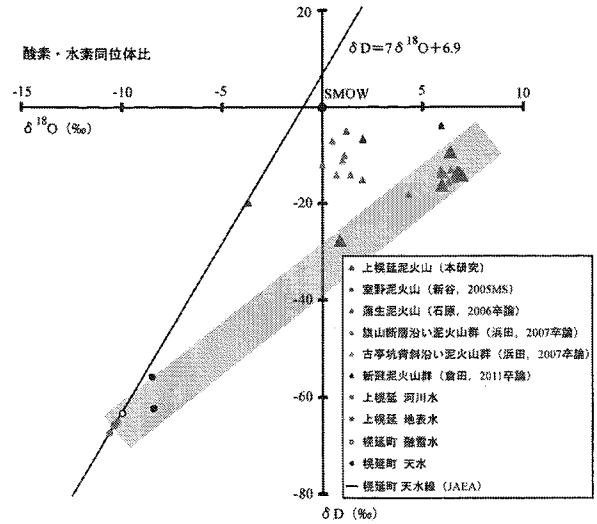


図-3　天水・地下水・河川水のデルタダイアグラム
天水線は高橋ほか（2006）を参照

4．2．泥火山から湧出する地下水の地化学特性

泥火山から湧出する地下水の pH は 6.8~7.7 を示し，EC は噴出箇所により違いは認められず，1.4~2.0S/m であり，新潟や台湾の泥火山と比較して著しく高い値を示す．泥火山から湧出する地下水は NaCl 型の水質を示す．特に Cl^-濃度は 8,000~11,000ppm と海水の半分にも及ぶ高塩分濃度を示し，海水起源の深層地下水の特徴を示す．

泥火山より湧出する地下水の酸素水素同位体比は $\delta^{18}O$=5.96~6.95‰, δD=-9.3~-16.2‰を端成分とする高塩濃度地下水と，天水との混合で形成された地下水であると考えられる（図-3）．新潟の泥火山 [2] と比較して $\delta^{18}O$ が重くなっており，より深部からもたらされた可能性がある．

4．3．泥火山噴出物のビトリナイト反射率と粘土鉱物組成

泥火山噴出物中のビトリナイトの最大反射率は 0.25 ~ 0.65%の値を示す（図-4）．ビトリナイトの変質を考慮し Ro max=0.6~0.7%として基礎試錐「天北」[4] と比較した結果，ビトリナイトの埋没深度は 2,800m ~ 4,000m に相当することが明らかとなった．

泥火山噴出物と周辺露頭の泥岩の XRD による粘土鉱物組成の分析の結果，泥火山噴出物からはスメクタイト，イライト，緑泥石あるいはカオリン鉱物，オパール CT，石英が同定されたが，露頭の泥岩からは粘土鉱物を確認できなかった．スメクタイト - イライト混合層がみられないため，同様に基礎試錐「天北」[4] と比較した結果，粘土鉱物の埋没深度は 1500m 以浅であると考えられる．

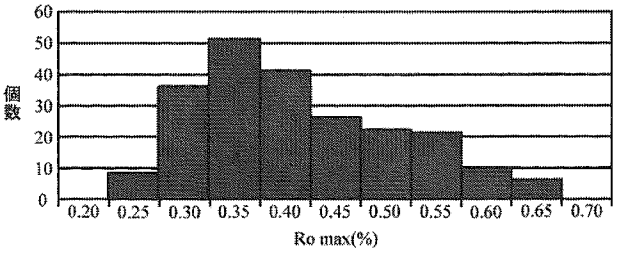


図-4　噴出物中の石炭粒子のビトリナイト反射率

4．4．上幌延泥火山における異常間隙水圧の形成・上昇と噴出のプロセス

泥火山周辺の地表踏査，地形調査，噴出物の地化学特性の検討により，上幌延泥火山の形成過程を以下のように考察した．

①地下深部での粘土鉱物の脱水により異常間隙水圧が発生し，$\delta^{18}O$ の重い地下水が形成され [5]，周辺に発達する断層を通じて上昇する [6]．

②上昇の過程で 2,800～4,000m 深度においてビトリナイトを捕獲する．

③上昇を続ける流体は不透水層を持つ背斜構造にトラップされ，トラップされた部分で泥だまりを形成し [6]，水圧破砕により生じた亀裂や背斜軸の弱部に沿って，地下水や泥，ガスは上昇し，上幌延泥火山として噴出する．

④泥火山の活動により直径 1km の陥没地形が形成され，さらに陥没地形の南端部に，最近の活動により直径 40m の小規模な陥没地形が形成され，現在その中で活動を継続している．

文献

1）酒井利彰・井岡聖一郎・石島洋二・伊藤成輝，2010：北海道北部幌延町で見いだされた泥火山．地質ニュース，**676**，63-67.

2）新谷俊一・田中和広，2009：新潟県十日町市における泥火山噴出物の起源．地学雑誌，**118**，340-349.

3）秋山雅彦・保柳康一，1990：日本の地質 北海道地方．**1**，共立出版．354p.

4）石油公団，1995：基礎試錐「天北」調査報告書.

5） Dahlmann, A. and de Lange, G. J. (2003)： Fluid - - sediment interactions at eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160. *Earth Planet. Sci. Lett.* **212**, 377–391.

6）浜田好弘・田中和広・宮田雄一郎，2009：台湾泥火山の地質構造と地化学特性．地学雑誌，**118**，408-423.

P11. 北海道新冠泥火山の噴出物の地質学的研究

Geological studies of extruded materials of Niikappu mud volcano in Hokkaido.

○倉田 亜紀　田中和広（山口大学大学院理工学研究科）新川剛生（新冠町郷土資料館）

Aki Kurata , Kazuhiro Tanaka, Takeo Niikawa

1.背景と目的

泥火山は地下から泥が噴出してできた数mから数十mの小山である[1)]．先行研究によるとその泥や地下水の起源は地下3000～4000mに求められ，地下深部における地下水の移動や地下での岩盤劣化を引き起こす要因として泥火山の研究が今後の地下構造物のサイト選定などに重要であるとしている[2)3)]．一方で泥火山の活動の場や周期(活動間隔)・規模などについてはほとんど議論されていない．本研究の調査地域である北海道新冠郡新冠町にある「新冠泥火山」には過去の活動の形跡とみられる大量の泥火山堆積物がみられる．この泥火山堆積物に含まれる堆積岩礫からは泥火山活動のもととなった起源層を，また，いくつかの活動ユニットに分けられる泥火山堆積物からはその活動履歴を知ることができる可能性がある．湧出する地下水の地化学特性の検討結果と合わせ，新冠泥火山の活動特性を明らかとすることを研究の目的とする．

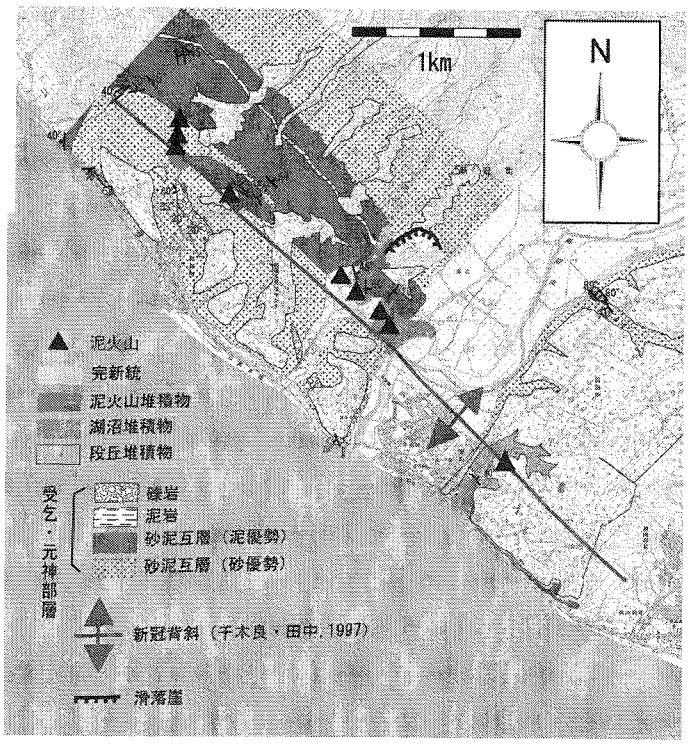


図1 受乞層・元神部層の岩相分布図と泥火山の位置

2.調査地域概要

本調査地域である北海道新冠郡新冠町には下位より新第三紀の受乞層，元神部層が分布し，その地域内に合計で9個の形態の異なる泥火山が認められる．

3.調査結果と考察

a.　活動履歴

泥火山の活動履歴を推定するために，泥火山山体を空中写真観察結果をもとに泥火山噴出物ユニットを判読し，低標高部から順にユニットⅠ～Ⅳと区分し、ハンドオーガー掘削や北側の高江川沿いの露頭調査を行った．その結果ユニットⅠとⅡが32,200±2,000BPに降下したspfa-1火山灰に覆われることが明らかとなった．また，ユニットⅠの噴出物や河床沿いの噴出物露頭より木片を採取し，炭素14法による年代測定を行った．その結果，ユニットⅠ，Ⅱは最終間氷期から40Kaの間，ユニットⅢ，Ⅳは32Ka以降のきわめて新しい年代の活動によるもので，最近の活動はユニットⅣにおいて規模の大きな地震時に繰り返し噴出しているものと考えられる．

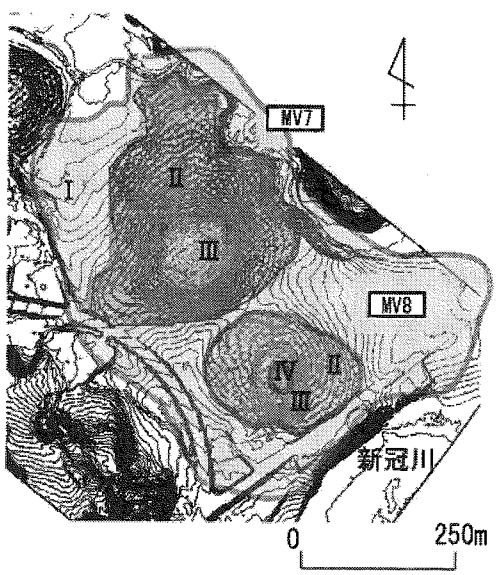


図2　MV7，MV8(図1中央部)のユニット分布図

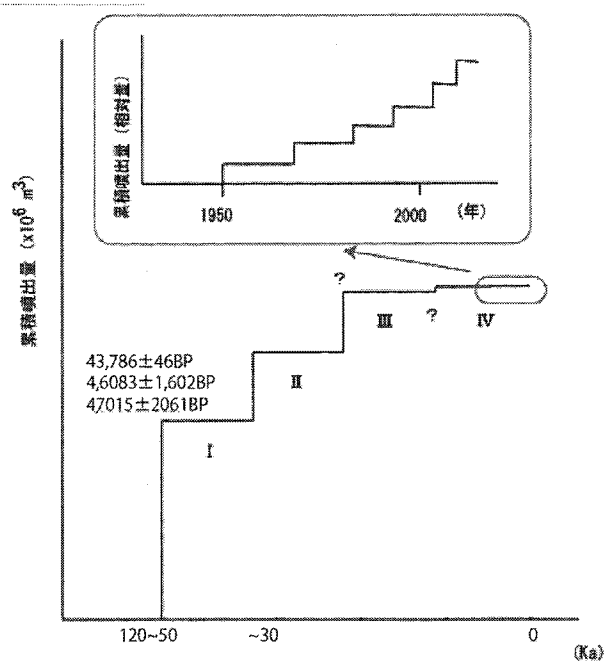


図３　噴出物の階段ダイアグラム

b.噴出礫の起源

泥火山の噴出物の起源―起源層を求めるために泥火山周囲の露頭の岩石と泥火山上にみられる噴出礫，基礎試錐「新冠」[4]のボーリングデータを対比した．(株)石油資源開発において水銀ポロシメータを使用し岩石間隙率を測定した結果，噴出礫の間隙率は基礎試錐「新冠」の深度3000～4000mのデータよりさらに小さく、より深部からもたらされた可能性がある．

c.泥火山噴出物の地化学特性

泥火山の地化学特性を調べるため，泥火山から噴出する地下水や，泥火山周辺の湧水，河川水などを用いて一般水質分析と酸素水素同位体分析を行った．

一般水質分析の結果，泥火山から湧出する地下水および温泉水は NaCl 型，$NaHCO_3$型を示し陽イオンはNa^+が卓越することがわかった．陰イオンは北側ではHCO_3^-，南側ではCl^-が卓越する．泥火山の噴出する地下水の酸素水素同位体比は一般的に天水よりもδ^{18}が重い傾向にあるが，南側の方が北側よりより重い傾向があり、これは、台湾で観測されたように南北の地下地質構造の違いを反映している可能性がある[5]．

4.まとめ

・地下水の水質・同位体分析結果より北部と南部で異なる地下水上昇メカニズムが想定される．

・これまでの研究結果から新冠泥火山の活動は最終間氷期以降から約 40Ka までの間に開始し，数度の大噴火を経て現在に至ると考えるが，ここ数百年の記録によるとその活動は活発でないように見える．

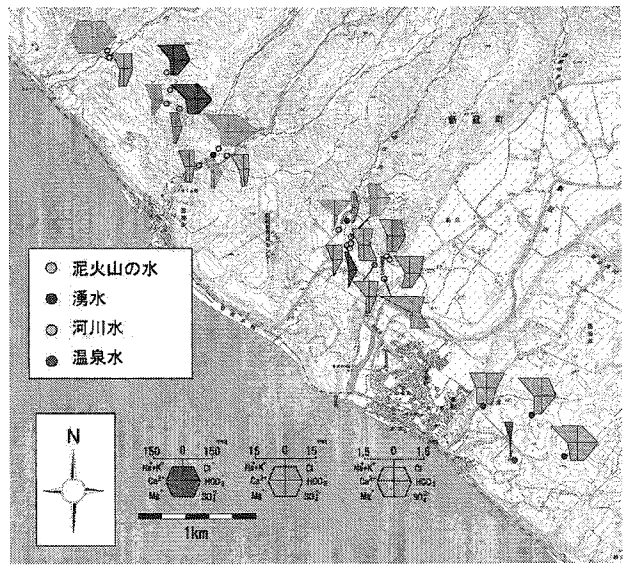


図４　ヘキサダイアグラム

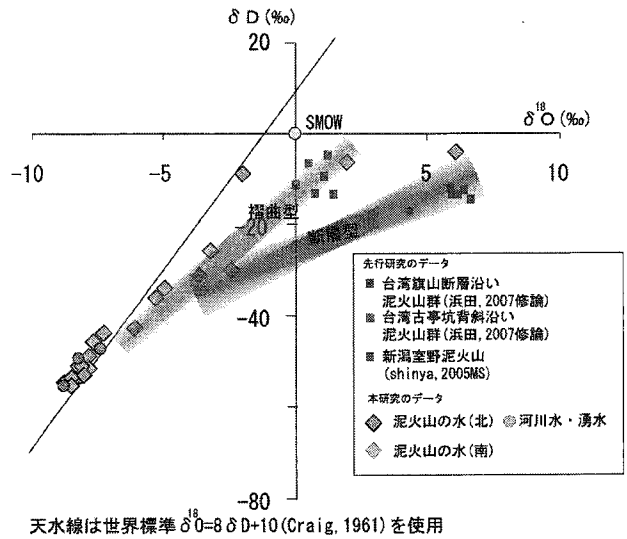


図５　デルタダイアグラム

5.参考文献

1)千木良雅弘・田中和広，1997：北海道南部の泥火山の構造的特徴と活動履歴．地質学雑誌，**103**，781-791.

2)新谷俊一・田中和広，2009：新潟県十日町市における泥火山噴出物の起源．地学雑誌，**118**，340-349.

3)石原朋和・田中和広，2009；泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性―新潟県十日町市蒲生における検討―．地学雑誌，118，350-372.

4)石油公団（1976）：基礎試錐「新冠」

5)浜田好弘・田中和広・宮田雄一郎，2009：台湾泥火山の地質構造と地化学特性，地学雑誌，118，408-423.

P12. 広域を対象とする地中熱導入可能性の評価手法に関する一提案

A Simple Evaluation Method of Geothermal Source Heat Pump System Application Possibility for Wide-area

○冨樫　聡，西山浩平，山本　晃，檀　智之，高橋　努（八千代エンジニヤリング）
Akira Tomigashi, Kohei Nishiyama, Akira Yamamoto, Tomoyuki Dan, Tsutomu Takahashi

1. はじめに

GSHP（Geothermal Source Heat Pump System）の普及促進にはポテンシャル評価に基づく導入適地の選定が重要となるが，地下水地盤環境の定量化が難しいこともあり，現状では地下熱のポテンシャル評価手法は一般化されていない．そこで本研究では，既往研究報告[1)]も参考にして，比較的収集が容易な水理地質情報を用いた地中熱ポテンシャルの定量評価手法を考案し，これをモデル地域に適用した．

2. 地中における熱伝導の理論とパラメータの考え方

地中熱交換井周辺の熱伝導現象は，以下に示す円筒座標系の熱伝導方程式で表すことができる．

$$\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\lambda}{(\rho c)}\left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial T}{\partial r}\right) \quad (1)$$

ここに，Tは地層の温度[K]，tは時間[hr]，rは半径[m]，λは地層の平均熱伝導率[W/m/K]，(ρC)は地層の平均体積熱容量[kJ/m3/K]である．また，ρは地層の平均土粒子密度[kg/m3]，Cは地層の平均比熱[J/kg/K]である．したがって，地域特性を示すパラメータは，λと(ρC)の２つであることがわかる．以降では簡単のため，λを地層の熱伝導率，(ρC)を地層の体積熱容量と呼ぶ．

地層の熱伝導率λは，固相，液相，気相が混合した地層を代表する熱伝導率となり，本研究では直列，並列混合モデル[2)]を採用してλを評価する．同様に，地層の体積熱容量(ρC)も混合系として扱う[2)]．これにより，地下水面高さで決定される飽和度S_wからλ，(ρC)を求めることとなり，地下水面高さを熱交換効率評価に関連付けることができる．なお本研究では，難透水基盤上部の帯水層のみを対象として，熱交換井長さ100m区間におけるS_wを概算した．ちなみに，間隙率n，固相の熱伝導率λ_s，固相の体積熱容量$(\rho C)_s$は地質の構成材（層相）により異なることから，これら物性の平面および鉛直分布と地下水面高さの情報が，地中熱ポテンシャルの地域特性を表現する情報となる．

また，地中熱交換型のGSHPは，移流が卓越する場所では，熱伝導のみで熱交換する場合に比べて熱交換効率の向上が期待できる．そこで本研究では，大久保ほか[3)]の研究を参考にペクレ数P_eを変数として，λを基に見かけの熱伝導率λ_aを概算する係数の算出式を提案し，ポテンシャル評価に移流効果を見込むこととした．P_eを求めるためには，予め対象地域でのダルシー流速uの面分布を把握する必要があり，これは数値解析モデルでも求めることができるが，本研究では簡単のため，入手可能な水理地質情報を基に，Sobel 法とダルシー則を適用して概算した．

3. 広域を対象としたポテンシャル評価手法

GIS を用いて対象地域をメッシュ分割し，必要な物性値を各メッシュにおいて整理することになる．ただし，熱交換井の必要本数を求めるには，各メッシュのλ，(ρC)から決定される地中熱交換井単位長さあたりの熱交換量Q[W/m]を評価する必要がある．そこで，GSHP 設計・性能予測ツールとして多く活用されている GroundClub を用いる地中熱システム運用シミュレーションによりQを求め，熱交換井の必要本数を概算することとした．

なお，広域を対象とする場合，メッシュの数だけλと(ρC)の組合せができることから，すべてのメッシュにおいて GroundClub で計算することは現実的でない．そこで，Qの評価にはλと(ρC)を変数とする近似式を適用し，これを全メッシュに展開することとした．GroundClub で算出したQをλ，(ρC)で近似する場合，次式のとおり双二次多項式で表すことができる．

$$Q\cong\beta_0+\beta_1\lambda+\beta_2(\rho C)+\beta_3\lambda^2+\beta_4(\rho C)^2+\beta_5\lambda(\rho C) \quad (2)$$

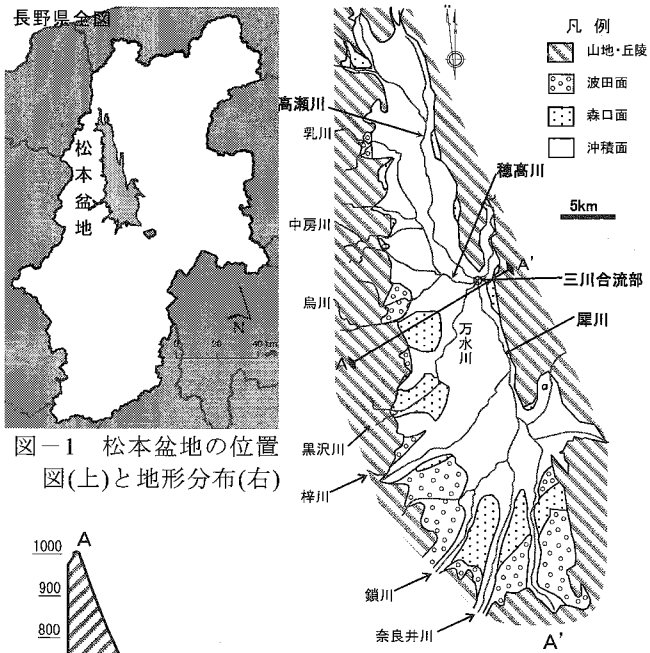
ここに，$\beta_0\sim\beta_5$はパラメータである．

4. 地中熱ポテンシャルの評価指標

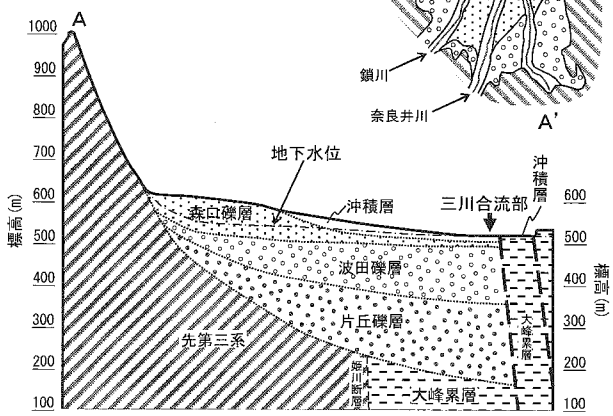
地中熱ポテンシャルは，一般市民や事業者の意識醸成および GSHP の導入判断に資する基礎情報と位置づけ，マップとしての情報提供を想定する．したがって，前述のような合理的手法に基づくポテンシャルの定量化と共に，一般市民にとってわかりやすい指標を用いた評価が重要となる．定量化の指標には，既往報告では熱伝導率，熱交換量，エネルギー賦存量等が用いられているが，わかりやすい指標とするため，本研究では「１．システム導入時に必要となる熱交換井本数」，「２．熱交換井の概算初期費用」，「３．ランニングコスト縮減効果」の２つを採用した．

5. モデル地域への適用例

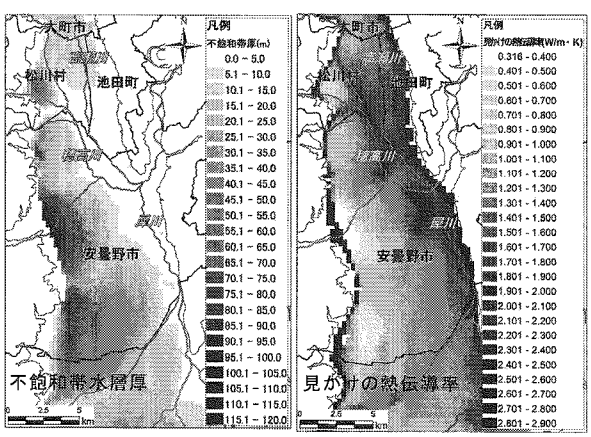
図－1 に示す長野県中西部に位置する松本盆地をモデル地域とする．安曇野市，松本市，塩尻市等７市町村にまたがる松本盆地は，盆地面積約 480km2 を有し，山地や丘陵と，この間に南北に細長く延びる段丘面や



図－1　松本盆地の位置図(上)と地形分布(右)



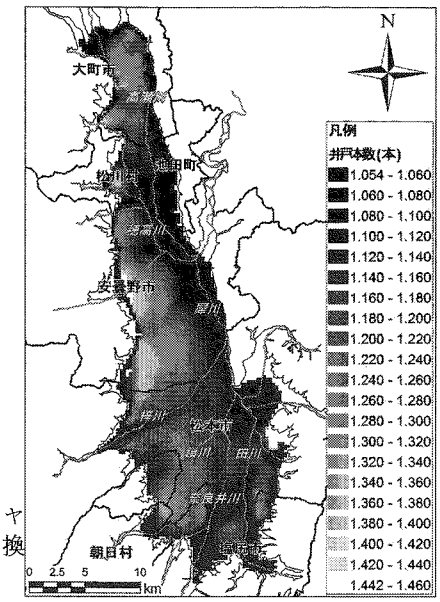
図－2　松本盆地の想定地質断面



図－3　作成した水理地質のメッシュデーター例

沖積面からなる．また図－2 に示す想定地質断面[4]のとおり，当該地域には砂礫層を主とする厚い帯水層が存在しており，地下水資源が豊富な地域である．

先ずは松本盆地における水理地質のメッシュ情報を作成した．作成データの一例として，不飽和帯厚さ d_1[m]（地表からの地下水面深さ），見かけの熱伝導率 λ_a を図－3 に示す．これらを基に，前述の方法により熱交換井必要本数，概算初期費用，ランニングコスト縮減効果を指標として，ポテンシャルマップを評価した．ここでは熱交換井必要本数を指標とするポテンシャルマップを図－4 に示す．本研究では一般的な戸建住宅の冷暖房負荷を想定しており，評価した熱交換井



図－4
地中熱ポテンシャルマップ（熱交換井の必要本数）

の必要本数は概ね実態と一致している．したがって，本研究の提案手法によるポテンシャル評価の妥当性が確認できたと考えられる．なお，初期概算費用は 150 万～200 万円程度，従来システム（灯油ボイラー+空冷チラー）に対する年間のランニングコスト縮減額は 10 万～15 万円程度と，それぞれ評価された．

6. おわりに

本研究で提案した手法の特筆すべき点は，水理地質データの充足する地域では，比較的容易且つ短時間で GSHP の導入判断に資するポテンシャルマップを作成できることにある。今後はより実践的な条件設定を反映して，地中熱ポテンシャルを簡便且つ精度良く評価できるように工夫し，自治体が主体となる地域の地中熱利用事業の普及活動に貢献したいと考えている。

謝辞

本研究の実施にあたり，(独)産業技術総合研究所内田洋平主任研究員には大変有益なご助言を頂いた。ここに記して感謝の意を表する。

文献

1) 例えば，吉岡・内田・與田・藤井・宮本（2010）：地中熱利用適地の選定方法その 2 地下水流動・熱輸送解析を用いた熱交換量マップの作成，日本地熱学会誌，Vol.32，No.4，pp.241-251.

2) 藤縄・冨樫(2011)：地下熱利用技術　9．地下熱利用のための数値解析技術，地下水学会誌，Vol.54，No.1，pp.39-52.

3) 大久保・藤井・糸井(2009)：同軸型地中熱交換器の室内モデル実験および数値モデリング，日本地熱学会誌，Vol.31，No.1，pp.51-62.

4) 山本・伊藤・谷保・猿田・高橋(2005)：松本盆地の地下水の現状と課題，日本地下水学会 2005 年秋季講演会要旨，pp.18-21.

P13. 鉱物結晶形成における微生物の影響

Influence of microorganisms on mineral crystal formation in soil

○志村稔、太田岳洋、早川敏雄（鉄道総合技術研究所）
Minoru Shimura, Takehiro Ohta, Toshio Hayakawa

1. はじめに

土壌中での鉱物結晶形成に対する微生物作用を明らかにするための試験を行った。地中には酸素が制限された場所が存在するために、好気性微生物と嫌気性微生物の双方が生息している。嫌気性微生物は硫化鉄や硫化水素等の硫黄化合物を生産し、一方、好気性微生物は硫黄化合物を酸化し硫酸を生成することが知られている。そこで好気性微生物と嫌気性微生物が土壌からのイオン溶出濃度や結晶形成に与える影響をカラム試験により検討した。

2. 試験方法と結晶形成

トンネル内部にから採取したスライムを培地に入れて、1分間の送液量が17μlになるように送液する連続培養を行った。この培養によって、硫化水素や硫化鉄を含む培養液が得られた。硫黄化合物が含まれることから嫌気性細菌が培養されていると判断した。この嫌気性細菌培養液を容器に受け、そこに土壌カラム（内径1cm、長さ11.5cm）を設置した。このとき、カラムの下部4cmが培養液に浸かるようにし、容器内の培養液は常に入れ替わるようにした（図1）。試験に用いた土壌の粒径は1～2mmに調整し、カラム下端はナイロンメッシュ（口径22-25μm）で塞ぎ、溶液が土壌に染み渡るようにした。カラム上部は解放され、大気と接触している。

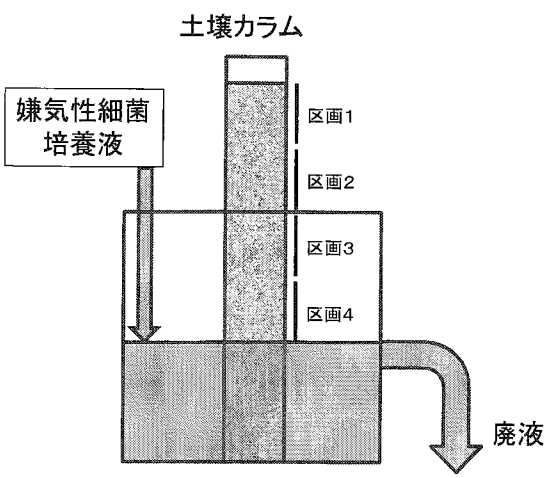


図1　土壌カラム試験模式図

カラムを設置して2週間経過後、土壌表面の隆起が確認された。そこで土壌を採取し、実体顕微鏡で観察を行ったところ、透明な針状結晶を確認することができた。外観より石膏結晶であると推定した（図2）。培地（細菌の代謝物質を含まない）にカラムを浸けた場合には石膏結晶の生成を確認することができなかったことから、嫌気性細菌が何らかの形で結晶生成に関与していると考えた。結晶の元素分析を行ったところ、カルシウム、硫黄、酸素に特徴的なスペクトルが確認され、この結晶が石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）である可能性が支持された。一方、カルシウムを含まない針状結晶も存在していることが明らかになり、石膏以外の針状結晶が土壌変状に関与しうるという証拠を提示することができたと考える。

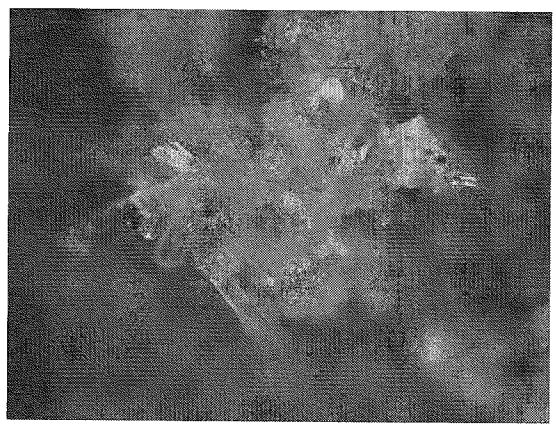


図2　土壌カラム表面結晶の実体顕微鏡観察

3. イオン濃度の測定

結晶が形成する前に、土壌中ではイオン濃度の上昇が生じると考えられる。そこで、土壌カラム内のイオン濃度を測定した。前述したように土壌カラム試験を行い、8日目にカラム上部より2cmずつの区画（図1区画1～4）に分けて土壌採取し、各々の区画を純水に懸濁し、上澄みのイオン濃度を測定した。その結果、マグネシウムイオン(Mg^{2+})、カルシウムイオン(Ca^{2+})、硫酸イオン(SO_4^{2-})は、カラム下部で低く、上部で高い傾向が確認された（表1）。

表1　各区画のイオン濃度（mg/l）

区画	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	SO_4^{2-}
1	200	312	305	8530
2	203	139	306	3340
3	272	54	287	1930
4	289	15	199	1160

カラム上部土壌表面から、0～2cm、2～4cm、4～6cm、6～8cmの範囲にある土壌を集めて、それぞれを区画1、2、3、および4とした

一方、ナトリウムイオン(Na^+)、アンモニウムイオン($NH4^+$)、カリウムイオン(K^+)は逆に下部で高いことがわかった。また、試験開始から8日目まで、各区画のCa^{2+}の和はほぼ一定であった。SO_4^{2-}についても同様だったことから、下部区画から、Ca^{2+}とSO_4^{2-}が水の移動に伴い上部へと移動し、表面付近で結晶化すると推測した。

3.1 殺菌・低酸素によるイオン濃度変化

土壌からのイオン溶出に対する微生物の影響を評価するため、土壌を殺菌した試験と低酸素濃度下での試験の2つを行った。殺菌のために、およそ90%の細菌が殺菌される1500グレイのX線を照射した。その結果、X線照射した土壌ではCa^{2+}の溶出量は20%以下、SO_4^{2-}は30%以下まで低下することが確認された(表2)。この試験では化学的酸化は前述の試験と同様に生じているので、今回観察されたイオンの溶出量減少は、X線照射によって細菌の働きが抑えられたためだと考えることができる。

表2　X線照射土壌のイオン濃度（mg/l）

区画	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	SO_4^{2-}
1	42 (21)	124 (40)	58 (19)	2538 (30)
2	60 (30)	22 (16)	43 (14)	586 (18)
3	98 (36)	13 (25)	31 (11)	389 (20)
4	151 (52)	9.5 (63)	18 (9)	321 (28)

括弧内は表1の値に対する割合（%）を示す

次に、酸素濃度を大気中の1/10000程度に調整した窒素雰囲気グローブボックス内において土壌カラム試験を行った。酸素濃度が低い以外は同じ条件で試験を行ったが、この試験条件では細菌による酸化と大気を経由する酸素供給に起因する化学的酸化の双方が抑制されることになる。その結果、大気下の試験結果と比較して全てのイオン種の溶出量の減少が確認され、特にCa^{2+}、SO_4^{2-}については、溶出量が30%以下まで低下した（表3）。

表3　低酸素条件時のイオン濃度（mg/l）

区画	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	SO_4^{2-}
1	59 (29)	175 (56)	97 (32)	2475 (29)
2	79 (39)	27 (19)	36 (12)	400 (12)
3	108 (40)	20 (37)	22 (8)	245 (13)
4	221 (76)	22 (143)	24 (12)	353 (30)

括弧内は表1の値に対する割合（%）を示す

表1～3の結果を合わせて考えることによって溶出するイオン濃度に与える微生物作用の割合を評価できると考え、結晶が形成されるのは表面なので、区画1の値を代表に比較した。Ca^{2+}の溶出に関しては、X線照射による80%の減少と酸素制限による70%の減少が確認され、細菌の方が化学的酸化よりもやや大きな影響を及ぼしていると考えられる。一方、SO_4^{2-}の溶出量に関しては、X線照射と酸素制限とでほぼ同じ結果であったので、微生物の作用と化学的酸化の影響は同程度だと考えられる。

4 微生物による酸生成の検証

土壌カラム試験の結果より、微生物は土壌からのイオン溶出に影響を与えていることがわかった。これは微生物が酸を生成するためと考えられる。また、嫌気性細菌が硫化鉄を生成することから、硫化鉄に微生物を作用させ酸の生成を観察した。

表4　pHと硫酸イオン濃度　(mg/l)（58日目）

	細菌	硫化鉄	硫化鉄＋細菌
pH	7.3	3.8	2.1
硫酸イオン濃度	55	157	1900

硫化鉄を水に懸濁し、振盪した後のpHを測定することによって化学的酸化の程度を評価し、細菌を添加した場合と比較することによって細菌の影響を評価した(表4)。硫化鉄単独で振盪した場合、pHは5から3.8まで徐々に低下したのに対し、細菌が存在するときにはpHは2.1にまで低下した。一方、細菌のみの場合にはpHの低下が見られなかったことから、細菌による硫化鉄の酸化によってpHが低下したことがわかった。

pH測定時に、それぞれの硫酸イオン濃度を測定し、pHの低下に伴う硫酸イオン濃度の上昇を確認した。硫化鉄単独の時よりも、細菌を共存させた時に硫酸イオン濃度が高いことが明らかになった。このことから細菌共存時に生じるpHの低下は細菌の作用による硫酸生成であると結論した。このような細菌の作用によって生じた酸性化が実際に鉱物溶解に寄与するのかを確認するために、硫化鉄懸濁液、硫化鉄懸濁液＋細菌に大理石結晶($CaCO_3$)を加えて撹拌する試験を行った。試験開始1日目と8日目に液体中の溶存カルシウム量を測定したところ、硫化鉄懸濁液ではそれぞれ59mg/lと103mg/lであったのに対し、硫化鉄懸濁液+細菌では484mg/lと540mg/lとなり、カルシウムの溶解が促進されたことを確認した。以上のことから、硫黄分の多い環境では嫌気性細菌の活動により硫化鉄が蓄積し、硫化鉄の化学的酸化と細菌による酸化によって硫酸が生じ土壌からのイオン溶出が増加すると考えられる。

P14. 広島県中西部，上根峠の河川争奪と上根断層

River Capture and Fault in Kamine Pass , Central-western Hiroshima Pref., SW Japan

○多田賢弘，金折裕司（山口大学）

Yoshihiro Tada , Yuji Kanaori

1. はじめに

上根断層は，安芸高田市土師から広島市安佐北区可部に至り，NE-SW 方向で全長約 16km の活断層である (図-1)．この断層のほぼ中央部に位置する上根峠は，南流し瀬戸内海に注ぐ太田川支流根の谷川と，北流し日本海に注ぐ江の川支流簸川との分水界にあたる [3]．

本研究では，上根断層およびその周辺を対象として，断層露頭と段丘堆積物の観察を行った．ここでは，断層露頭の性状を詳しく記載するとともに，河川争奪と上根断層の運動との関連性を明らかにする．

2. リニアメントと河成段丘

図-2 には，空中写真を用いて判読したリニアメントの分布を示す．上根断層に沿って，可部から土師に至る地域に， NE-SW 方向のリニアメントが断続的に認められる．リニアメントの判読根拠としての変動地形は，北落ちの崖，直線谷，沢や尾根の系統的な右横ずれ屈曲および閉塞丘から構成される．

可部の北東約 6km に位置する大林からさらに NE 方向にかけて，短いリニアメントが断続的に配列する．分水界に近い上根では，NE-SW 方向の短いリニアメントが 4 本並走している．そこから佐々井にかけてリニアメントは，東側の山麓を通過する．

上根峠の北東側の河床の標高は 268.1m ，南西側の河床の標高は 179.5m であり，両河床の標高差は 88.6m である．

河成段丘は根の谷川の両岸に 5 面 (Ⅰ-Ⅴ面) ，簸川の両岸に 2 面 (ⅠとⅡ面) 認められる．特に，根の谷川の草田から平原に分布する段丘Ⅰ面は，簸川の段丘Ⅱ面の標高とほぼ一致する．さらに，根の谷川の段丘Ⅰ面の傾斜は NE を示し，簸川の段丘Ⅰ面とⅡ面の傾斜方向と一致する．これに対して，根の谷川の段丘Ⅱ - Ⅴ面は SW 傾斜を示す．

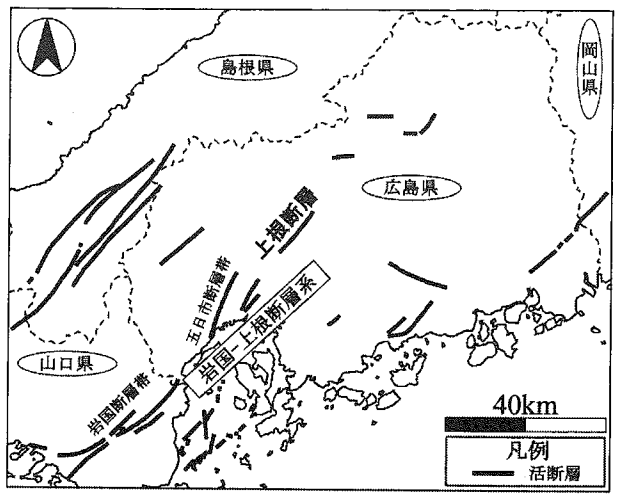


図-1. 広島県とその周辺の主要な活断層の分布． 断層の位置は，金折・遠田 [1] および活断層研究会 [2] に基づく．太字で示した上根断層は，この図のほぼ中央部に位置している．

3. 断層露頭

リニアメントに沿って実施した地表踏査の結果，断層露頭を2か所 (Loc.1 と 2) で確認した (図-2参照)．

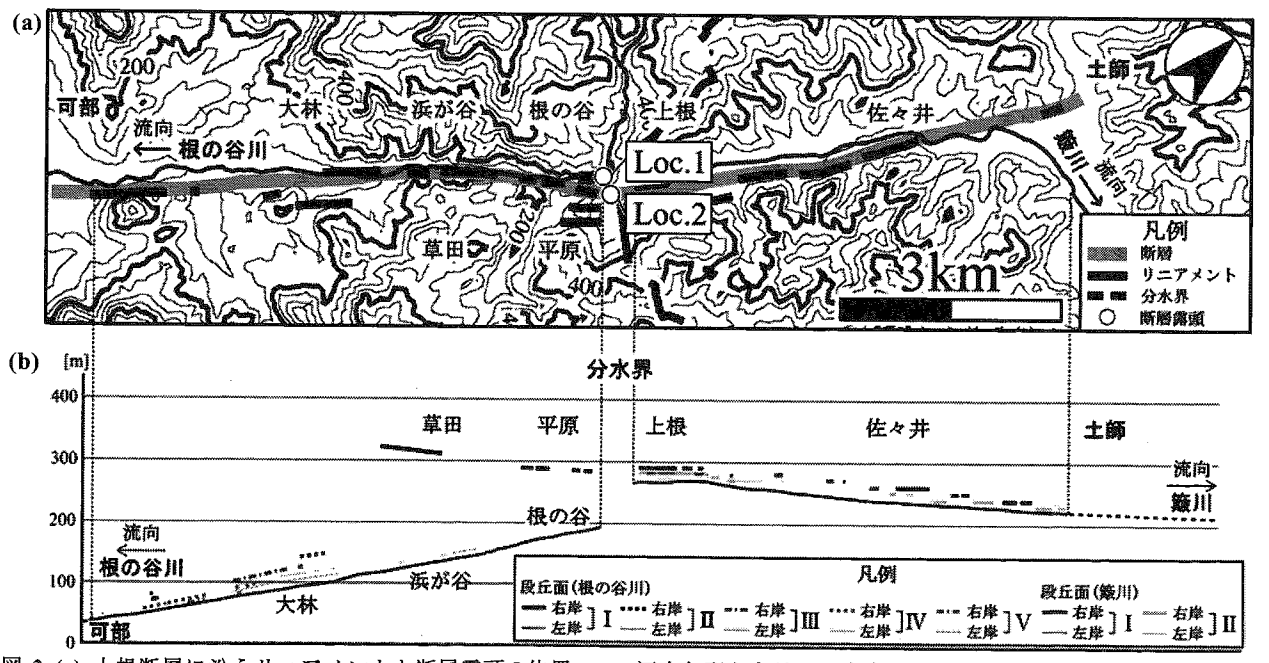


図-2. (a) 上根断層に沿うリニアメントと断層露頭の位置．(b) 河床勾配と各地区に存在する河成段丘の標高．

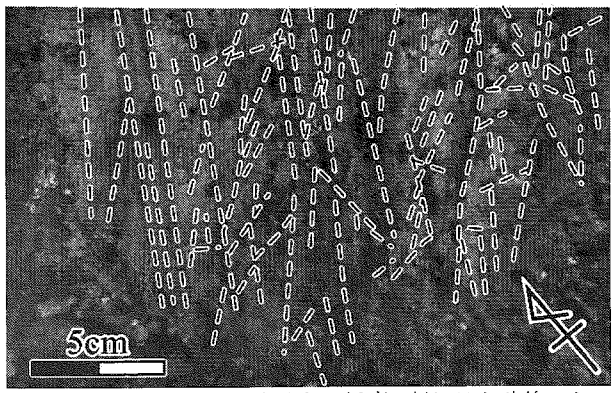


図-3. Loc.1 のカタクレーサイトの写真．割れ目を破線でトレースした．

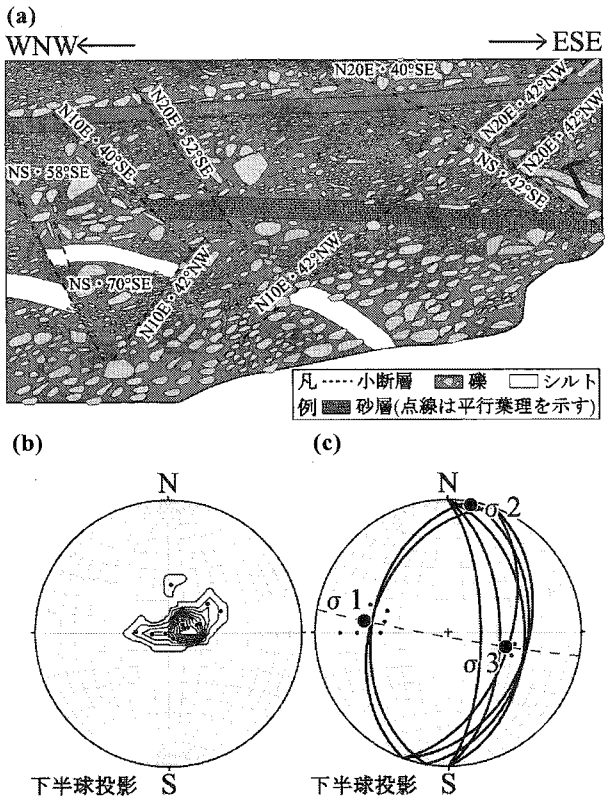


図-4. (a) Loc.2 の露頭スケッチ．(b) 礫のインブリケーションのステレオ投影．(c) 小断層を用いた応力場の復元．

以下にその性状を記載する．

Loc.1：この露頭は根の谷の県道 5 号線沿いの根の谷川河床の屈曲部に位置しており，上根断層に沿うリニアメント上に位置する．断層は黒雲母花崗岩中に認められ，主としてカタクレーサイトから構成される．断層岩中に認められるの割れ目の走向は N42° E である (図-3) ．

Loc.2：この露頭は，Loc.1 の WSW 方向約 290m に位置しており，上根断層に沿うリニアメント上に位置する．この露頭では，更新世後期の礫層，砂層およびシルト層中に小規模な断層が発達する．砂層には平行葉理が認められる．礫層は，くさり礫は含まれていない (図-4 a) ．礫のインブリケーションは全体的に N10° E・15° S を示す (図-4b) ．小規模な断層の走向・傾斜は，N15° E ・ 55° NE と N15° E ・ 40° SW の 2 方位が卓越する (図-4 c) ．この走向はリニアメントの方向とやや斜交する．このことから小規模な断層は上根断層に伴う副次的な断層であると判断した．

図-4 (c) に示すように，主応力軸 σ_1 は東西方向で，逆断層型[4]の応力配置を示す．

4. 考察

(1) 根の谷川の段丘 I 面は，簸川の段丘II面の標高とほぼ一致する．さらに，根の谷川の段丘 I 面の傾斜は NE を示し，簸川の段丘 I 面とII面と一致する．これに対して，根の谷川の段丘II - V面は SW 傾斜を示す．(2) Loc.2 の礫のインブリケーションは全体的に N10° E・15° S を示す．これらのことから，争奪前の分水界は草田地域に位置したことを示唆する．

Loc.1 の固結した断層岩の存在と Loc.2 の段丘面に発達する小規模な断層の露頭から，上根断層が再活動していることが推定される．さらに，中国地方西部に発達する NE-SW 方向の活断層は，東西圧縮・南北伸長の応力場により右横ずれ運動をしている[5]．これに対して，Loc.2 に発達する小規模な断層の応力場配置は逆断層型を示す．これは，被覆層に発達する小規模な断層であるため，二次剪断の可能性がある．

根の谷川は上根断層に沿っていることから，断層によって劣化した岩盤が下刻作用を加速して，簸川上流部分を奪ったと推定した．従って，断層に沿った河川争奪現象は断層運動との関連性が指摘され，テクトニクスの視点から捉えなおす必要がある．

5. まとめ

本調査で得られた結果を以下にまとめる．

(1) 根の谷川の段丘 I 面の傾斜は NE を示し，簸川の段丘 I 面とII面の傾斜方向と一致する．これに対して，根の谷川の段丘II - V面は SW 傾斜を示す．これは争奪前の分水界は草田地域に位置したことを示唆する．

(2) 現地調査から，固結した断層岩と段丘堆積物中に小規模な断層が発達する露頭を発見した．このことは，上根断層が再活動していることを示唆する．

(3) 根の谷川が上根断層に沿っていることから，断層によって劣化した岩盤が，根の谷川の下刻作用を進め，簸川上流部分を奪ったと考察した．

引用文献

1) 金折裕司・遠田晋次，2007：中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動，自然災害科学，Vol.25，No.4，pp.507-523.

2) 活断層研究会，1991：新編日本の活断層-分布図と資料，東京大学出版会，460p.

3) 下村彦一，1928：廣島縣高田郡上根附近の地貌，地理学評論，Vol.4，No.11，pp.1077-1087.

4) Andarson, E. M. , 1951 : The dynamics of faulting (2nd ed.). Oliver & Boyd, Edinburgh, 206p.

5) 金折裕司，1998：地震モーメントの平均解放速度に基づく内陸地震の危険度評価―中国地方西部の活断層系からの例，応用地質，Vol.39, No.3, pp287-297.

P15. 古第三系に認められた正断層ガウジの条線と微細構造

The microstructure and slickenside on the normal fault gouge of the Paleogene sedimentary rock

○中田英二・溝口一生（電力中央研究所）・山本知佳（釧路コールマイン）

○Eiji Nakata, Kazuo Mizoguchi, Chiyoshi Yamamoto

1. はじめに

紙粘土を使った簡単な断層実験をおこない、せん断面上に形成された組織の観察をおこなった。さらにこれらの知見を参考に露頭で採取した条線が発達した正断層ガウジの観察をこない、紙粘土で認められた変位マーカーの検証をおこなった。

断層の活動面を観察して変位センスを求める方法として、活動面上に残された変位の痕跡（変位マーカー）観察がある。この場合、ターゲットとする断層面を決定した上でその表面から変位センスを読み取ることが必要となる。また過去から幾度かの活動が上書きされている面もあり、明瞭に残る最も新しい断層活動面と同様に、並走する古い断層面も観察するなど研究内容に応じて観察方法が変わることもある。

仮に変位センスが読めた場合でも、さらに薄片でできるだけ条線断面方向から観察をおこない最終的に変位センスを決定することが望ましい場合もある。

薄片より先に断層面上で変位センスを決めるためには、主断層面上に認められる付加、破断状況から変位センスを読むことが必要となる。Doblas(1998), Doblas et al(1997)はガウジ表面に形成されたマーカーの形状を詳細に述べている。また Petit（1987,1988）は岩盤上の断層面に形成された変位マーカーの形態を紹介している。

2. 紙粘土によるせん断面の作成

市販の紙粘土（ベントナイト、方解石、繊維状の紙）を用いてせん断面観察をおこなった。せん断面作成は、直径 1 ㎜の青色のガラス片を約 2g 混ぜ、厚さ 2cm、長さ 5cm、幅 3cm 程度に手で成形した紙粘土片を用いた。粘土片は上下面に 40 メッシュの紙やすりをくっ付けた。動力は人力でせん断面は紙やすりを貼り付けた板をゆっくりと横にスライドさせることで作成した。変形の進展が観察できるように粘土面の側面にはマジックで変位方向と直交する縦線を引き、スライドとともに発生する複合面構造の観察もおこなった。

2.1 紙粘土せん断面上の微細構造

図 1 に試料をスライドさせたときに発生した面構造を示す。変位量の増加にともないマジックの縦線が進行方向へ傾き、途中から進行方向と同じ水平面を軸としてせん断する様子が認められた。また進行方向とは逆の斜めに上がる雁行配列した割れ目が生じる様子も認められた。紙やすりの付いた板で粘土片を押し付けながら横にずらしているため、粘土片の周縁は外へ饅頭のように膨らんでおり、壁面に形成された雁行割れ目（R1 面）は引張状態となり開口している。この引張割れ目は変位量を増して押し付け度合いが増加するに従い開口幅を増す。おおよそ 1 粘土片分をスライドさせるまでに、粘土の中央に上述の水平軸に沿ったせん断面（Y 面）が生成する。さらに CT を用いて粘土片内部でのせん断面の形成過程を観察し、せん断面が紙やすりとの接触面では無く、粘土片中央部に形成されることを確認した。

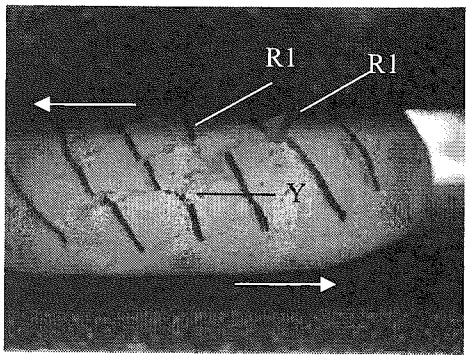


図 1 紙粘土断面に形成した R1 面と Y 面

図 2 には紙粘土のせん断面で認められた主要な変位マーカーを模式的に示した。せん断面上には直径 0.1mm 前後の団子状の粘土が進行方向に直交するように配列する様子が認められた（①）。粘土内のせん断面では、付加粘土（付加ステップ；③と④、⑧）や粒子が引きずられてできる彗状線構造（コメットマーク；⑥と⑦）が認められた。また進行方向に斜めに差し込むステップも認められた（②）。同じような斜めに差し込むステップは粘土の表面を棒で引っかいたときにも認められた（図 3）。粘土表面のせん断面上には面に直交する崖を有する段ステップも認められる（⑤）。この

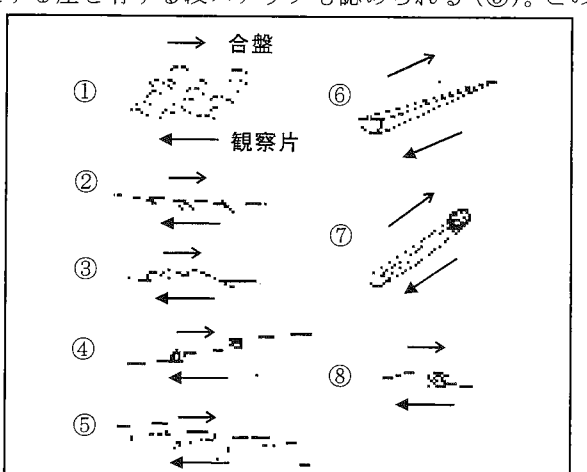


図 2 今回の観察で粘土中で認められた変位マーカー

段ステップは進行方向とは逆に崖が形成されており、斜めに差し込むクラックが認められない。

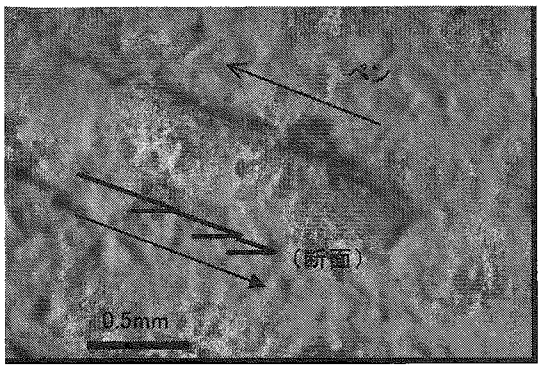


図 3 粘土表面を引掻いたときに形成されたステップ

3. 海底下の正断層

天然の断層試料は釧路コールマイン（株）の海底下坑道で観察された正断層から採取した。釧路コールマインは現在も海底下で長壁式採炭をおこなっている。長壁式採炭は、自走枠（シールドサポート；最大高さ 3m、幅 1.5m）を炭層に対して通常 100 台以上並べ、2 基の切削ドラムを搭載したドラムシアラーを炭層の走向に沿って走らせることで炭層を剥ぎ取りながら採炭をおこなう方法である。観察した現場は長さ 177m の切羽が設備され、進行方向に順番に 900m 以上の奥行きで切羽内に露出する断層を観察できる。

調査箇所の地質は、古第三紀の浦幌層群下部に属する。下位の根室層群とは浦幌層群の基底礫岩（厚さ 10～40m）を介して接しており、採炭対象となる春採夾炭層は細粒砂岩、粗粒砂岩互層の中に石炭層を挟む。石炭層は下から下層、本層、上層に分けられており、下層（厚さ 1.3～1.8m）、本層（厚さ 2.4～2.8m）が採炭の対象となっている。下層と本層の間は約 1m 離れており、珪岩が挟まれる。本層炭上位には厚さ 1m 前後の粘土層（スメクタイト）が接する。

釧路市東部の海岸には日本最大の砂岩脈（春採太郎最大幅約 4.4m）のほか合計で 3 本の砂岩貫入脈が報告されている（松本ほか、2013）。この砂岩脈は坑内にも連続している。七山ほか（1999）は、貫入は春採夾炭層の上位の雄別層まで及んでおり、さらに知床岬から厚岸湾まで 200 本以上の砂岩脈が分布すると紹介している。

坑内では厚さ 1m を超える石炭層を key bed として粘土層や珪岩層、砂岩層、砂岩脈との関係から断層の変位方向がわかる。今回断層の観察をおこなった箇所は、2 本の砂岩脈に挟まれ、さらに砂岩脈を切ることが観察されている。砂岩脈は、下層炭層まで貫入し、炭層で水平に約 50m 変位し、本層炭層より上方に分布している。この砂岩脈の間に炭層と砂岩脈が正断層によって変位している様子が認められる（図 4）。

3.1 天然ガウジ上の微細構造

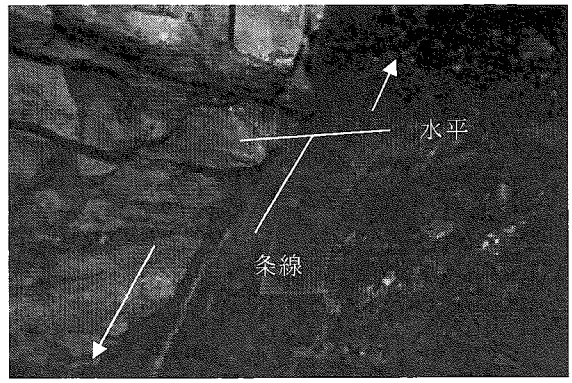


図 4 坑内の正断層

砂岩脈の間で落差 70cm 前後で傾斜 60～70° 西落ちと東落ちの共役系と思われる断層が 5 本認められた。下盤上の条線は 60° で右ズレ成分も見受けられる。ガウジは幅数 mm～1cm の粘土からなり、両脇に 3cm から 10cm 幅の破砕帯をともなう。破砕帯の主要な構成物は 1cm 前後に小片化した石炭で、個々の小片は連結、固結しておらず崩れ易い。石炭層と直接接するガウジもあり、小豆色の粘土の表面に条線が発達している。

岩盤（石炭層）中には図 2②、図 3 で示したような移動を妨げるステップが形成されている。石炭層と接する粘土上に認められた変位マーカーは、粒子の前面に粘土が付加した付加ステップ③と⑧、コメットマーク⑥が明瞭で多い。また進行方向と逆に階段状にステップ⑤も認められた。

4. まとめ

変位マーカーの形態は非対称な凸凹やギザギザが対面するブロックの移動を妨げるような様に傾斜して形成されること、粘土がステップにこすり付けられて、風下側に重なり付着する（狩野・村田 1998）とされている。今回、紙粘土のような軟らかい面上の観察をおこなった結果、せん断面上では粒子前面に粘土が付加しやすい傾向や粒子が彗状に引き摺られた痕跡が明瞭に認められた。これらの変位マーカーは実際の天然ガウジでも認められた。

文献

Doblas et al(1997) Slickenside an fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *J. Struct. geol.* 19, 159-170.

Doblas(1998) Slickenside kinematic indicators. *Tectonop- -hysics*, 295, 187-197.

狩野・村田（1998）構造地質学. 朝倉書店, p298.

松本ほか（2013）第 1 回岩層ガス採掘小委員会の活動報告.資源・素材 2013（札幌）講演集.

七山ほか（1999）道東の自然を歩く.北大学図書刊行会, 268p

Petit（1987) Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. geol.* 9, 597-608.

Petit（1988) Normal stress dependent rupture morphology in direct shear tests on sandstone with applications to some natural fault surface features. *J. Rock Mech. Min. Sci. & Abstr.*, 25, 411-419.

P16. 宮崎平野の古堆積環境と歴史地震

Depositional paleoenvironment and a historical earthquake in the Miyazaki plain, south Kyushu, Japan

○生田正文，丹羽正和（日本原子力研究開発機構），高取亮一（地圏総合コンサルタント），
鎌滝孝信（秋田大学地域創生センター），田辺裕明（日本原子力研究開発機構），黒澤英樹（応用地質）
Masafumi Ikuta, Masakazu Niwa, Ryoichi Takatori, Takanobu Kamataki, Hiroaki Tanabe, Hideki Kurosawa

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震を契機に，日本列島に被害を及ぼし得る巨大地震の想定の見直しが進められている．南海トラフ巨大地震については，最大クラスの地震・津波を想定したものとして，想定震源断層域に日向灘を新たに含めるモデルが示された [1]．日向灘は，M7クラスの地震が1909年から1984年までの間に8回発生 [2] しており，地震活動は比較的活発である．

宮崎平野沿岸では，例えば1968年日向灘地震 [3] など，たびたび津波を伴う大規模な地震が発生している．このうち最も大きな被害を及ぼした歴史地震としては，1662年の寛文地震が知られている．この地震では，宮崎平野に高さ4～5mに及ぶ津波 [4] が到達したほか，宮崎市内の河口付近では約1m沈降したことが歴史記録に記されている [5]．しかしながら，宮崎平野沿岸に災害をもたらす巨大地震については，発生間隔や津波の規模などの解明が十分になされているとは言い難い．そこで本研究では，先ずは歴史記録のある1662年の地震について，津波などのイベント堆積物や局所的な沈降に伴う堆積環境の変化に関する現地調査を行った．

2. 現地調査概要

現地調査は，完新世浜堤の堤間湿地 [6] とされている宮崎市南部の蠣原地域および島山地域（図-1）で，打撃式手掘りサンプラー [7] を使用し，蠣原地域では14地点でコア長約1～2.5m，島山地域では10地点でコア長約1.2～3.5mの掘削を実施した．蠣原地域の東側には標高10mを超える砂丘があり，津波など海からのイベント堆積物は，南側の清武川河口から遡上する可能性が高いと推定される．蠣原地域は，1662年の地震で津波によって浸水し，その後150年以上にわたり入り江となっていた [5]．島山地域は，加江田川の下流域に位置し，1662年の地震では，津波によって浸水するとともに，地盤が沈降した [2]．

3. 記載・分析

採取したコアについては，観察・記載に加え，土色測定，帯磁率測定，X線CT観察，含水率および密度の測定，吸着水の水質分析，粒度分析，微化石分析，テフラ分析，放射性炭素年代測定，有機炭素・全硫黄・全窒素含有量測定を行った．

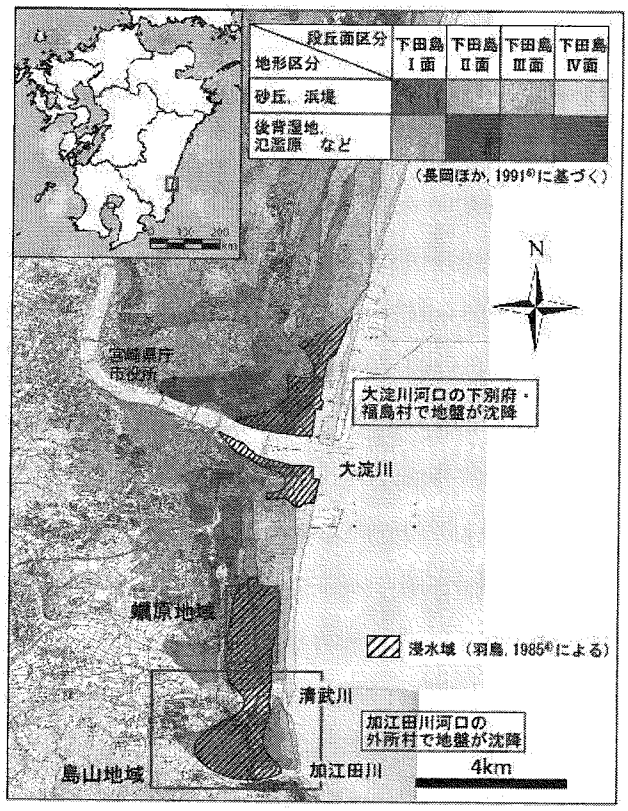


図-1　調査地域位置図

4. 調査結果

蠣原地域では，シルトを主体とした細粒堆積物中に挟在する砂層の一部で，吸着水に含まれるK, Ca, Na, Mgおよび SO_4^{2-} が著しく高い濃度を示す．この層には有孔虫や貝形虫などの化石は認められないが，珪藻は淡水性種に加え，汽水性～海水性種が多く含まれることから，津波などのイベント堆積物である可能性がある．2か所のコアからは，地震動により下位の砂が，上位のシルト層を貫通して上昇したものと推定される液状化痕が認められる．

歴史記録により沈降域とされている島山地域では，掘削試料の地質記載から，標高約-1.5m付近を境に，降下軽石層を含む陸生の層相から，上位の海浜堆積物の層相へと遷移している（図-2）．このことは，地震による沈降により海水が流入して，内陸から海へと周辺環境が変化したことを示唆している．微化石分析および吸着水の水質分析の結果（図-3）も，標高-1.5m付近

を境に下位では淡水性，上位では海水性を示し，地質記載の結果と整合的である．特に，珪藻分析の結果は，ここを境に海水生種の割合が急増しているので，漸移的ではなく急激な沈降の可能性を示唆する．また，有機炭素や全硫黄の含有量もここを境に明瞭に異なる．放射性炭素年代測定値も，境界よりも下位の軽石層付近に挟まれる植物片の年代が，AD1635 年かそれよりも古い暦年校正値を示し，1662 年の地震に伴う沈降という前述の推定と調和的である．

これらの地質学的検討結果から，この古堆積環境の急激な変化を示す境界は，1662 年の地震に対応する沈降イベントであり，海浜層の層厚を沈降量と仮定すると，0.9m 以上沈降したと推定される．

4. おわりに

今後は，追加調査によって 1662 年の歴史地震津波に対応するイベント堆積物の分布を追跡し，1662 年の地震の規模を地質学的に解明するとともに，歴史記録の存在しない地震の地質学的痕跡についても明らかにしたい．

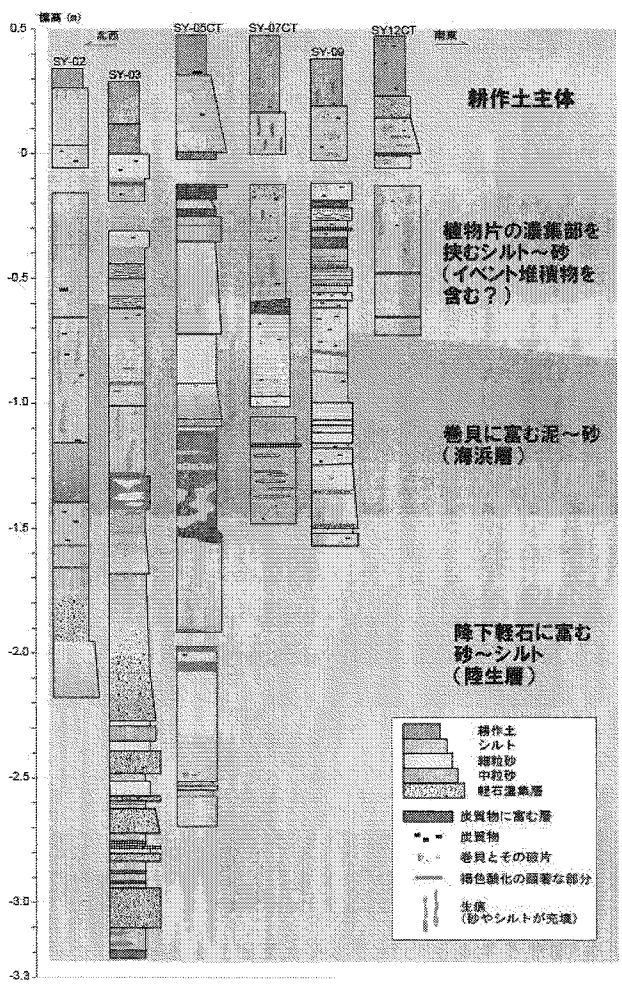


図-2　島山地域のコアの柱状図

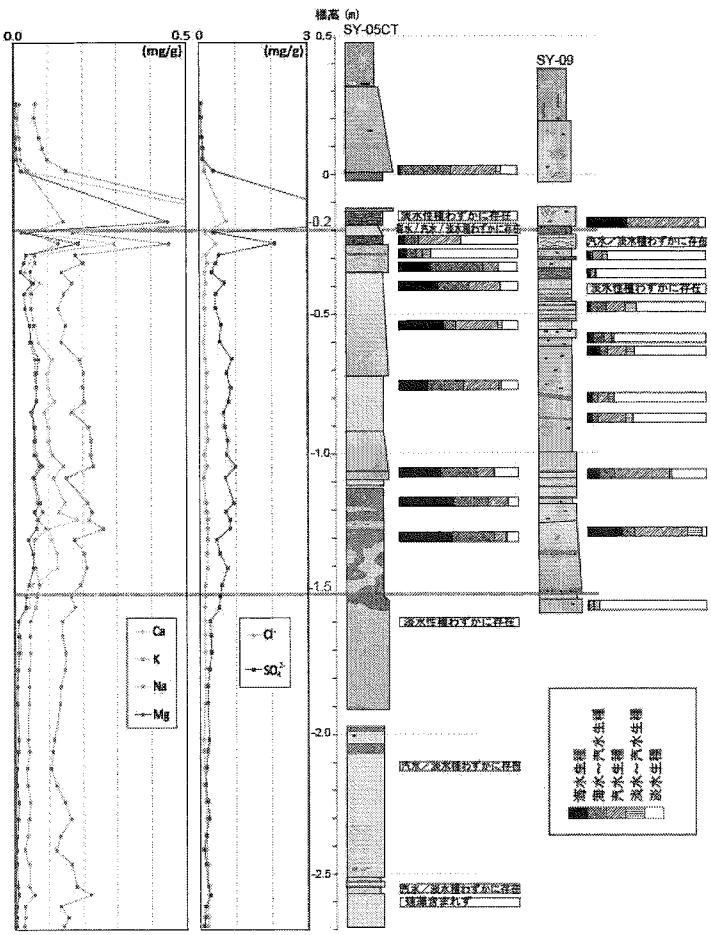


図-3　島山地域の吸着水水質分析および珪藻分析結果

文献

1) 南海トラフの巨大地震モデル検討会（2012）：“南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）”，44p.

2) 宇佐美龍夫（2003）：“最新版日本被害地震総覧”，東京大学出版会，605p.

3) 梶浦欣二郎・相田勇・羽鳥徳太郎（1968）：“1968 年日向灘地震による津波の調査”，地震研究所彙報，46，pp.1149-1168.

4) 羽鳥徳太郎（1985）：“九州東部沿岸における歴史津波の現地調査－1662 年寛文・1769 年明和日向灘および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波－”，地震研究所彙報，60，pp.439-459.

5) 宮崎県土木部（2006）：“宮崎県における災害文化の伝承”，72p.

6) 長岡信治・前杢英明・松島義章（1991）：“宮崎平野の完新世地形発達史”，第四紀研究，30，2，pp.59-78.

7) Adachi,H., Yamano,H., Miyajima,T. and Nakaoka,M.（2010）：“A Simple and Robust Procedure for Coring Unconsolidated Sediment in Shallow Water”，Journal of Oceanography，66，6，pp.865-872.

P17. 大阪堆積盆地北部の表層地質から推定する地下構造

Estimation of geological structures of the northern Osaka Basin using a subsurface drilling database

○櫻井皆生（同志社大学大学院），増田富士雄（同志社大学）
Minao Sakurai, Fujio Masuda

1. はじめに

我が国の島弧内堆積盆地の一つである大阪堆積盆地には，厚さ1,000～2,000mの第四系が分布している．この第四系のうち最上位の沖積層を除く上部更新統と大阪層群は，盆地周縁の山麓部や盆地中央部を南北に伸びる上町台地の西側で，生駒断層や上町断層などの運動によって大きく変形していて，地表部には千里丘陵や上町台地などの隆起地形として現れている．また，平坦な低地部の地下に分布する上部更新統～大阪層群にも，同斜構造や撓曲などの変形構造が見られる[1),2)]．

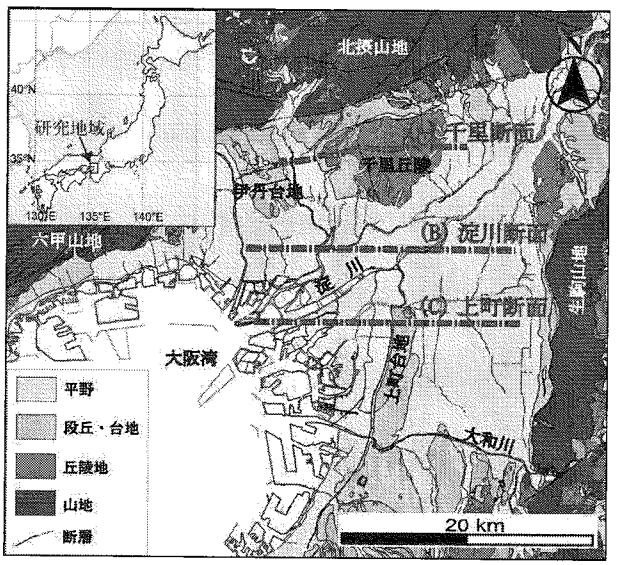
千里丘陵と上町台地とに挟まれた淀川低地の地下には，千里丘陵から上町台地に続く基盤の隆起帯が存在することが地震探査や重力探査によって明らかにされている[3)]．しかし，この地域の基盤の隆起に伴う地層の変形構造を詳細に解析した例はない．そこで本研究では，ボーリングデータベースを用いて千里丘陵，淀川低地，上町台地の地質断面図を作成し，それらに現れる地質構造から大阪堆積盆地北部の地下構造を推定した．

2. 大阪堆積盆地北部の地形・地質概要

大阪堆積盆地北部の地形は，北摂山地の南側に発達する千里丘陵，大阪平野の中央部を南北に細長く伸びる上町台地，これらの間を南西方向に流下する淀川とそれに沿って発達する淀川低地で特徴づけられる（図－1）．千里丘陵はおもに鮮新－更新統の大阪層群からなる．大阪層群の上部には海成粘土層（Ma）が特徴的に挟まれていて，千里丘陵ではMa0～9層が分布している．千里丘陵の中央よりやや西側には上町断層の北方延長の佛念寺山断層が南北に走っており，断層のすぐ西側では大阪層群が西へ急傾斜し，反対の東側では東方向へ緩傾斜している[4)]．上町台地は上部更新統からなり，その下位には大阪層群が分布する．上町台地の西側には上町断層が南北に走っており，そのすぐ西側では大阪層群や上部更新統が西へ急傾斜している[5)]．上町台地の東側と西側に広がる低地部には厚さ20～30mの沖積層が分布している．淀川低地は全域が沖積層の分布域で，その厚さは最大で約30mに達する．

3. データベースと断面図の作成方法

地質断面図の作成に用いたボーリングデータベースは，関西圏地盤情報ネットワークが運営するものである[6)]．このデータベースに記録されているボーリング



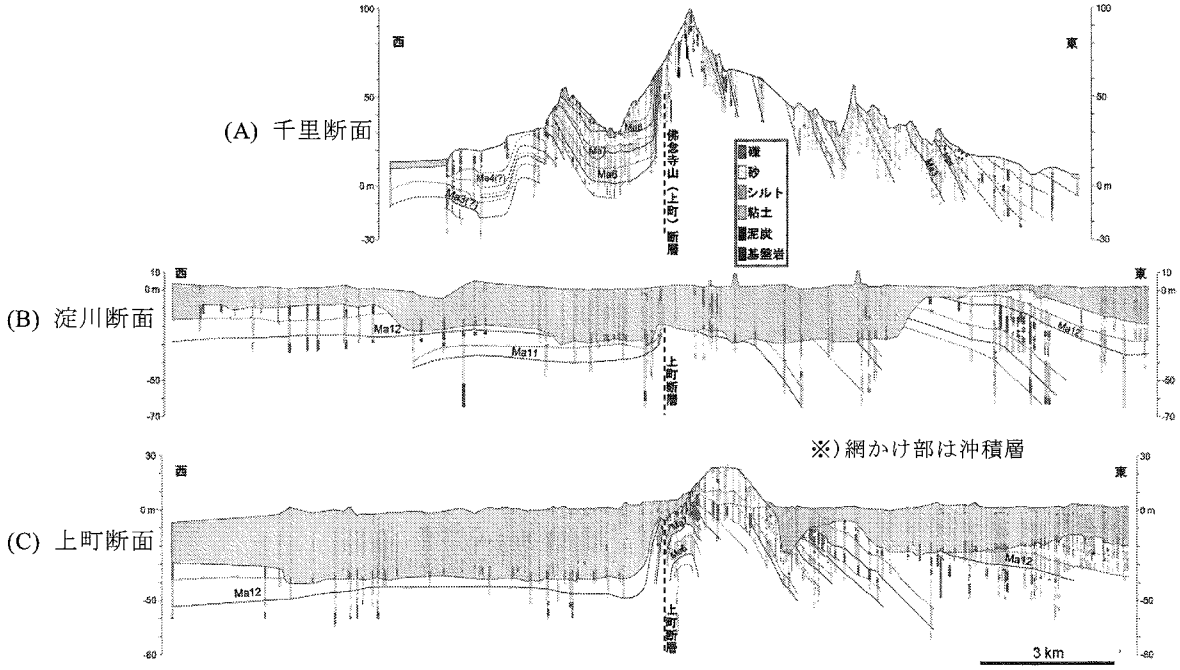
図－1　研究地域と断面位置

データは現在約60,000本に達し，それらのほとんどが建築物や土木構造物を建設するために行われたものである．これらのデータは粘土，シルト，砂，礫といった大まかな地質区分，N値などに限られているが，データが高密度に得られ，しかもあらゆる方向にボーリング柱状図列を選定できることが大きな利点である．

断面図の地層境界線は，増田ほか[7)]のShazam層序学の解析法を用いて描いた．この解析法は，堆積学，シークェンス層序学，地形学の知識を用いて，断面図に詳細な地層境界線を描くことで堆積システムの復元，堆積シークェンスの認定，さらに，堆積作用による地形の変化やテクトニクスの復元にも利用できるものである．この解析のなかで重要な地層境界となるのは，凸凹なシークェンス境界，直線的な海進ラビーンメント面，ぎざぎざの稲妻型の前進堆積体のダウンラップ面である．なお，本研究では地層の変形構造の解析を目的としているため，テクトニクスの影響を受けていない沖積層は解析の対象から除外した．

4. 結果と考察

千里丘陵では，地下の地質構造が明瞭に地形に現れていて，その断面図には，大阪層群の大きな変形構造が観察される（図－2(A)）．佛念寺山（上町）断層のすぐ西（下盤）側では，断層によって地層が西方向に急傾斜しており，断層の東（上盤）側は東傾斜の同斜構造が見られる．断層から西に約1.5 km離れた千里川付



図－2　大阪堆積盆地北部の東西地質断面図

近には，桜井向斜[4]があり，さらに西方の猪名川低地にかけては背斜と向斜が繰り返す褶曲構造が認められる．この佛念寺山断層西側に見られる褶曲構造は，今回の解析によって初めて明らかにされたものである．

上町台地と淀川低地の断面図には，千里丘陵と同様の上町断層による急激な構造ギャップとその東側の東傾斜の同斜構造が現れている（図－2(B), (C)）．これらの地域には，千里丘陵よりも新しい地層が分布していることから，変形が弱く地層の傾斜は比較的緩い．また，淀川低地は，千里丘陵から上町台地に連続していた断層上盤側の隆起帯が，最終氷期にこの地域を流れていた古淀川によって削剥されてつくられたもので，見かけ上表層地質が異なってみえるだけである．すなわち，淀川低地は堆積盆地のテクトニックな沈降によって形成されたものではないことが，今回の表層地質断面の解析から明確になったといえる．

千里断面に見られる上町断層の西側の褶曲構造は，淀川断面と上町断面にも認められる．大阪堆積盆地を構成する第四系中の海成粘土層の基底は，明瞭なラビーンメント面である．これは海進期に波浪や潮汐の作用で形成された平坦な侵食面であることから，構造運動像の復元に有用である[8]．上町断層より西側の Ma12 と 11 層の基底のラビーンメント面に着目すると，淀川低地と上町台地の断面には非常に緩やかな褶曲構造が見出される．上町断層より西側のテクトニックな構造としては桜川撓曲と住之江撓曲[1]が知られているが，これらと今回見出された褶曲構造とは関連があると思われる．

上町断層の東側の河内平野の地下には，前述の東傾斜の同斜構造を示す島状の隆起部が存在しており，淀川断面では上町断層から東方へ約 6～8 km 離れた守口市付近に，上町断面では，同じく約 3～4 km 離れた大阪市東成区緑橋付近に見られる．これらは，断層上盤側の隆起帯が，最終氷期の古淀川，古大和川，古平野川などで開折され，さらに縄文海進期の波食によって削剥されてできた残丘と考えられる．

文献

1) Mitamura, M., Matsuyama, N., Nakagawa, K., Yamamoto, K. and Suwa, S. (1994) : Stratigraphy and subsurface structure of Holocene deposits around Uemachi Upland in the central Osaka Plain. Journal of Geosciences, Osaka City University, Vol.37, pp.183-212.
2) Sakurai, M. and Masuda, F. (2013) : Construction of subsurface geological structures using a drilling database : A case study for an intra-arc basin, the Osaka Plain, Southwest Japan., Open Journal of Geology, Vol.3, pp.39-43.
3) Inoue, N. and Nakagawa, K. (2000) : Modeling of the underground structure in the Osaka sedimentary basin based on geological interpretation of gravity anomalies and seismic profiles, Journal of Geosciences, Osaka City University, Vol.43, pp.97–110.
4) 市原　実・藤田和夫・森下　晶・中世古幸次郎 (1955)：千里山丘陵－大阪層群の研究（その１）－，地質学雑誌，Vol.61, pp.433-441
5) Furutani, M. (1978) : Upper Pleistocene Series of the western Osaka Plain, Journal of Geological Society of Japan, Vol.84, pp.341–358.
6) KG-NET・関西圏地盤情報協議会，関西圏地盤 DB 運営機構 (2012)：関西圏地盤情報データベース
7) 増田富士雄・佐藤智之・伊藤有加・櫻井皆生 (2013)：Shazam 層序学をボーリングデータベース解析へ適用する試み：大阪平野の表層地質研究を例に，地学雑誌，（印刷中）．
8) 櫻井皆生・増田富士雄 (2012) ：海進期の波食面痕跡（ラビーンメント面）から地盤の昇降傾向を推定する試み：大阪平野の表層地質情報での例，日本地質学会第 119 年学術大会（大阪）講演要旨，pp.236.

P18. 地盤情報の精度が液状化判定に与える影響について

Accuracy of subsurface model by using borehole logs for liquefaction potential assessment

○阿南修司（土木研究所）
Shuji ANAN

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震により発生した広域的かつ多大な液状化被害が，社会に大きな影響を与えた．国土交通省は「液状化対策技術検討会議」において，液状化被害の実態把握，現行の液状化発生の予測手法（液状化判定法）の検証を行った．その結果，現在の液状化判定法が今回の地震による液状化の発生を見逃した事例は確認されなかった．一方で，実際には噴砂等の液状化の痕跡が確認されないにもかかわらず液状化すると判定される箇所が多く確認され，液状化判定方法をより適切なものとする必要性が認識されている．

また，液状化に対する各種構造物の耐震性能やその地盤の液状化危険度を，限られた予算の中でより合理的に評価するためには，既往のボーリング柱状図等の地盤情報を有効活用することが必要である．

本研究では，地盤情報が直接得にくい既往の構造物や面的な地盤の液状化危険度の評価において，既往ボーリング等の地盤情報を用いた地盤モデルを作成し，これに基づく液状化判定を適切に行うための基礎的な検討をおこなった．

2. 地盤モデル作成

2.1 対象地域

地盤モデル作成の対象は，関東地方の河川堤防周辺で，今回の震災による液状化が見られる地域を4地点抽出した（**表-1**）．検討に用いたボーリング柱状図は，主に国土地盤情報公開サイト(KuniJiban)で公開されている深度 10～50m 程度の土質調査ボーリングを用いた． なお，KuniJiban で公開されている地盤情報のほとんどが柱状図であり，土質試験の情報がきわめて限定されている現状を考慮して，地質断面図の作成においては，柱状図の土質区分およびN値のデータのみを使用した．

これらのボーリング柱状図を用いて地質断面図を作成した．対象となる各断面は，ボーリング調査を10地点程度含むものとし，断面ごとに，半分程度の柱状図の情報を元に地質断面図を作成するCase1と，全ての柱状図の情報を元に地質断面図を作成するCase2を作成し，これらの比較を行った．

表-1 地盤モデル作成地点概要

地域（流域）	断面(km)	柱状図数
A1 埼玉県吉見町（荒川）	南北 1.85	10(6)
A2 埼玉県吉見町（荒川）	東西 1.95	10(6)
B1 茨城県常総市（小貝川）	南北 3.44	10(6)
B2 茨城県常総市（小貝川）	東西 2.34	10(6)
C 埼玉県吉川市（江戸川）	南北 4.13	9(5)
D 千葉県柏市（手賀川）	東西 3.62	11(5)

2.2 Case 1 と Case 2 の比較

ここでは，断面図の違いが顕著に表れた A1 と A2 および D の3地点について述べる．

(1) A1 吉見町南北断面（**図-1**）

この地点では断面北側から中央にかけての火山灰質土の存在の有無と，有機質土が1層から2層になっている「地層の連続性」「分布形状」についての評価が異なる．この地点では，土質分類の記載が粘性土として一括されているものが，ボーリングが追加されたことにより，火山灰質土と有機質土に区分されることとなり，結果として傾斜して分布すると想定された有機質土が水平に近い上下2層に分けられると推定された．

(2) A2 吉見町東西断面（**図-2**）

この地点では砂質土の「分布形状」の評価が異なる．この地点では，断面西側の柱状図で砂質土が欠けていることから粘性土が広く分布すると考えられたが，柱状図が追加されることで，厚い砂層が分布することが確認され，南北断面との比較により自然堤防起源の砂質土が分布すると推定された．

(3)D 柏市（**図-3**）

この地点では標高-20m より浅い箇所の砂層の「地層の連続性」「分布形状」についての評価が大きく異なる．この違いは，標高-20m 付近に N 値が 50 を上回る砂層がほぼ平坦に分布し，その上位に旧河道起源の砂質土が水平に堆積したものと考えたが，柱状図を追加することで砂層の上位に粘性土が分布していることが確認され，その分布から旧河道の谷部に粘性土が堆積したと推定したことによる．

3. 考察

A1 と A2 地点は，荒川近傍の後背湿地と旧河道と自然堤防が分布する地域であるが，ボーリングの粗密によって旧河道や自然堤防が見落とされる結果となっておいる．また，D 地点は，手賀川近傍の干拓地であり，比較的均一な地質構成であることが想定された．これに対し，砂質の地盤が厚く分布すると想定された地点で，ボーリングの粗密によって厚い粘性土が分布する

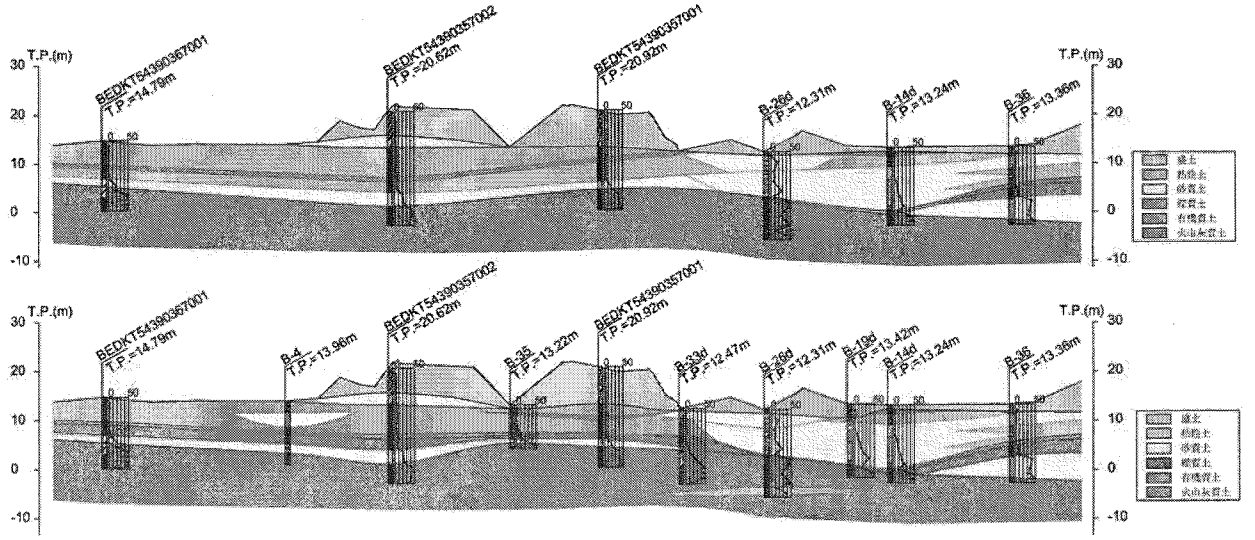


図-1　A1 埼玉県吉見町・南北断面の比較結果

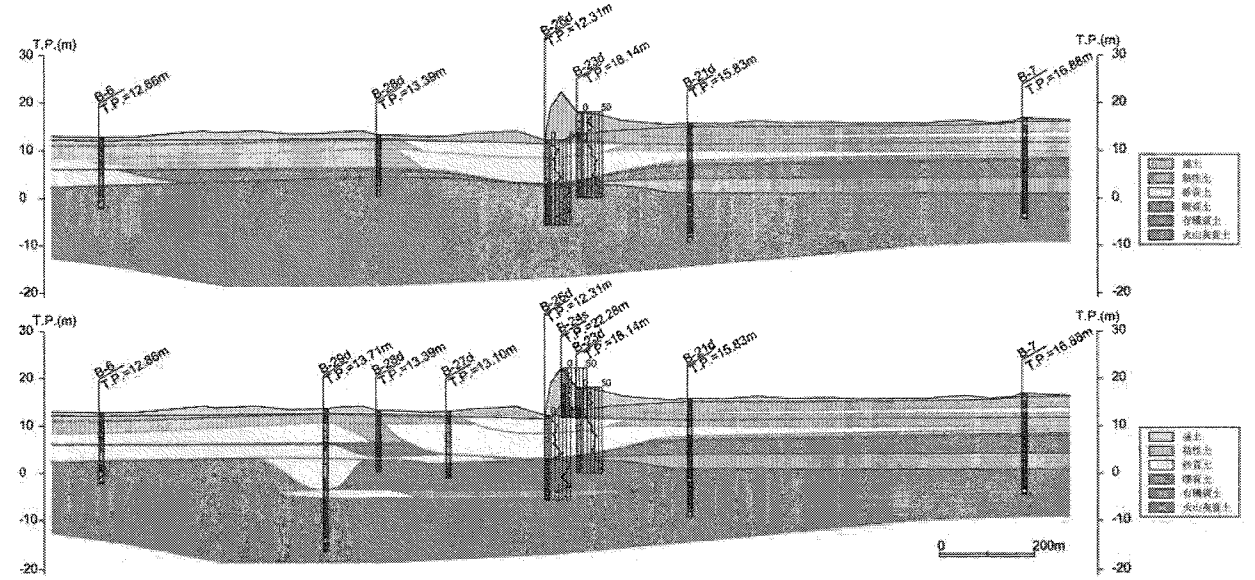


図-2　A2 埼玉県吉見町・東西断面の比較結果

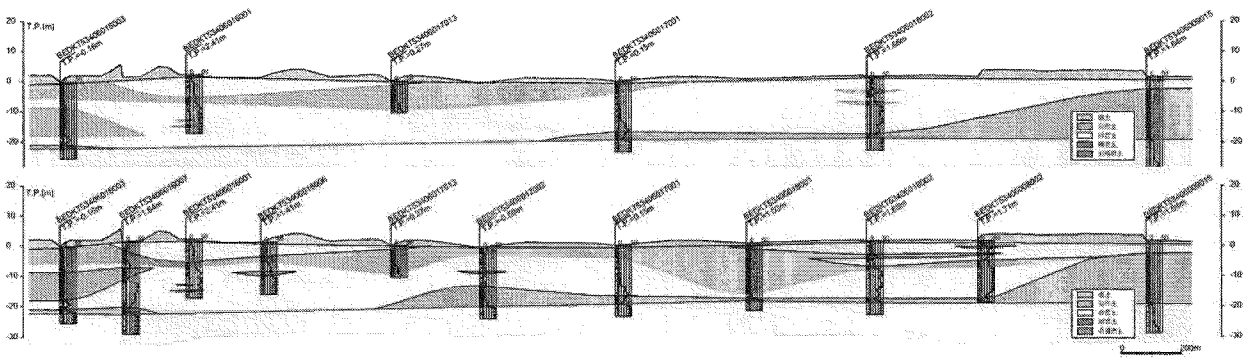


図-3　D 柏市の比較結果

ことが確認され，より複雑な堆積環境であったことが明らかとなった．

これらの事例に見られるように，周辺の微地形や河川の堆積環境についての情報を十分考慮することが，地盤モデルの精度（「地層の分布形状」の評価）に大きく寄与すると思われる．

また，A1 で見られるように柱状図として記載されている土質区分だけでは，火山灰質土の存在が不明確であり，個々の地質情報の精度が地盤モデルの精度（「地層の連続性」）に直接影響を与える例が見られた．

液状化判定における地盤モデルの精度は，ここで例示したような比較的大きな地質構造の違いだけではなく，より細かな液状化層の分布についても考慮する必要があることから，個々の地点ごとの液状化判定や液状化範囲の推定に係わる精度の向上に向け，今回作成したモデルの定量的な評価を進めていく必要がある．

P19. CCS 実証サイトにおける微小振動観測 - 通年観測結果について -

Microseismic monitoring at CCS demonstration sites - A report about year-round records -

高岸万紀子（RITE），○堀川滋雄（サンコーコンサルタント㈱），
橋本励（RITE），楠瀬勤一郎（AIST），薛自求（RITE）
Makiko Takagishi, Shigeo Horikawa, Tsutomu Hashimoto, Kin-ichiro Kusunose, Ziqiu Xue

1 はじめに

CO_2 地中貯留（Carbon dioxide Capture and Storage, CCS）によって微小振動が発生する可能性が懸念されている。CO_2 圧入によって生じる微小振動は，海外事例を踏まえると発生してもごく微小なものと想定されるものの，社会的受容性の観点からもサイトにおいて微小振動を長期にわたり連続観測することが重要である。RITE では，ローレンスバークレー国立研究所（LBNL）およびテキサス地質研究所（BEG）と連携・協力して，平成 22 年度から CO_2 圧入時の微小振動に関する調査研究を進めている。微小振動を長期観測し，CO_2 圧入と微小振動との関連性（微小振動の有無，規模，分布状況）について調査研究するとともに，本サイトで得られた知見をもとに，将来わが国における CCS 実証試験や CCS 実用化時に必要な微小振動観測手法について検討・構築することを目的としている。

平成 22 年度には米国内 CCS 実証サイトのひとつであるミシシッピ州のクランフィールド（Cranfield）油田を微小振動観測サイトとして決定し，昨年度まで約 1 年数ヶ月に渡ってデータを取得している。

本発表では昨年 1 年間に得られたデータの解析結果について報告する。

2 実証試験サイトにおける微小振動観測結果

2.1 実証試験サイトの概要

実証試験サイトの Cranfield 油田は，1944 年から石油・天然ガスの生産が始まり，枯渇により一度放棄された。2007 年から CO_2-EOR によって石油の生産が再開されている。

CO_2 圧入層は，深度 3,100～3,200m に分布する上部白亜系の Tuscaloosa 層である。岩相は砂岩が主体で一部に礫岩を挟む。孔隙率は 20~30%，浸透率は 10~200md である。

米国炭素隔離地域パートナーシップの一つ SECARB（Southeast Regional Carbon Sequestration Partnership）のフェーズⅡ，Ⅲの試験サイトでもあり，これまでに既に 400 万 t 以上の CO_2 が圧入されている [1]。

2.2 微小振動計の配置

微小振動観測の対象は，CO_2 圧入に伴って生じる可能性のある微小振動と自然地震である。微小振動は CO_2 の圧入井周辺に発生する張力型の破壊と，CO_2 プリューム内において既存の割れ目断層に沿ったせん断型の破壊が想定される。また，本域の自然地震は USGS などの既存地震観測網が非常に粗いために見落とされている可能性がある。これらの微小振動および自然地震を検知できるように，観測網は微小振動計 6 台を用いてサイト全体を半径 3km の円状アレイで取り囲むように配置した（図 1）。微小振動計の設置深度は，地表ノイズを避けるため，地下 300ft に設置した（図 2）。

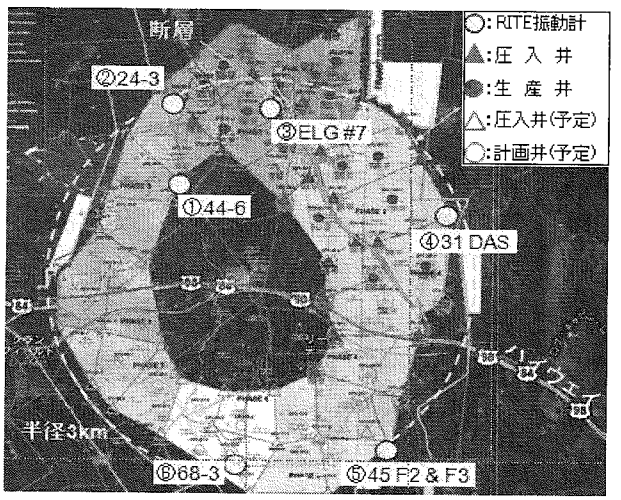


図 1 CCS 実証サイトにおける微小振動計配置図

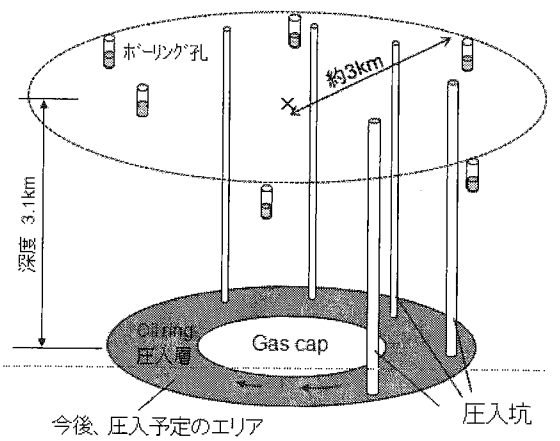


図 2 実証試験フィールドにおける観測概念図

2.3 微小振動観測結果

微小振動観測は，地上設備完了時点の 2011 年 12 月 15 日から観測を開始した。観測方法は，イベントトリガ方式ではなく連続観測方式（10min/file）を採用している。得られた生データはテキストデータへフォーマット変換した。テキスト変換した波形記録を対象に，カットオフ周波数 2Hz の重み付きフィルターで処理し，

その波形全てを目視観察して，イベント等を抽出した。イベントは6箇所の観測点のうち4地点以上の観測点において，ほぼ同時刻に同じ形状の波形が認められた場合に限ってイベントとして抽出した。本発表では，2012年4月1日～2013年3月31日までの観測記録における処理・解析結果について報告する。

期間中に4地点以上の観測点でほぼ同時刻にイベントを記録した回数は254回であった。この中で，現地の気象データを確認し，天候に起因するノイズと考えられるものは102回（落雷86回，突風15回，大雨1回），USGSの地震カタログに掲載されている自然地震を確認し，それに起因すると考えられるものは135回，鉱区保有者からの情報として，観測サイト周辺で実施した坑井工事期間中に発生したと考えられる人工的なノイズは17回であった。これらの結果，CO_2圧入に伴う微小振動イベントは認められなかった。

以下に，落雷に起因する波形例を図3に，自然地震に起因する波形例を図4に示した。

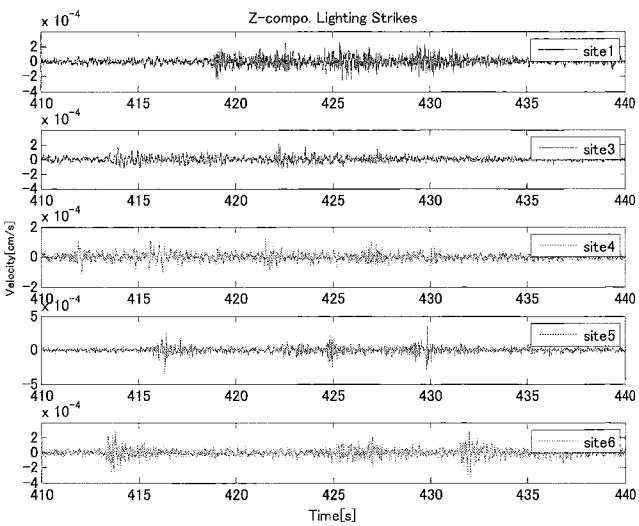


図3　落雷に起因する波形例

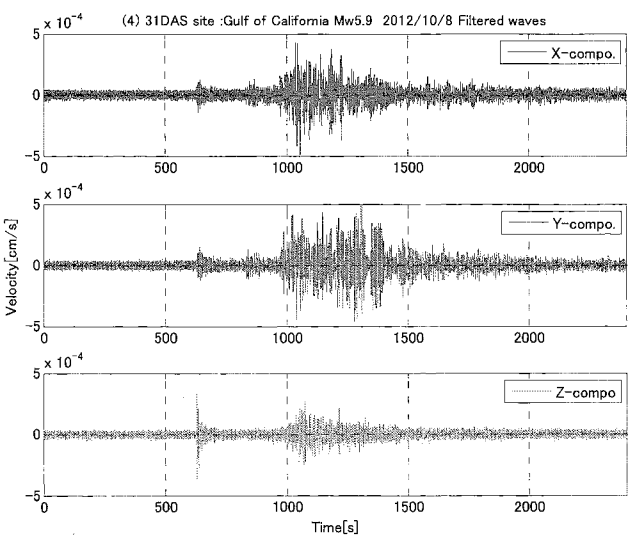


図4　自然地震の波形例（カリフォルニア湾，M5.9）

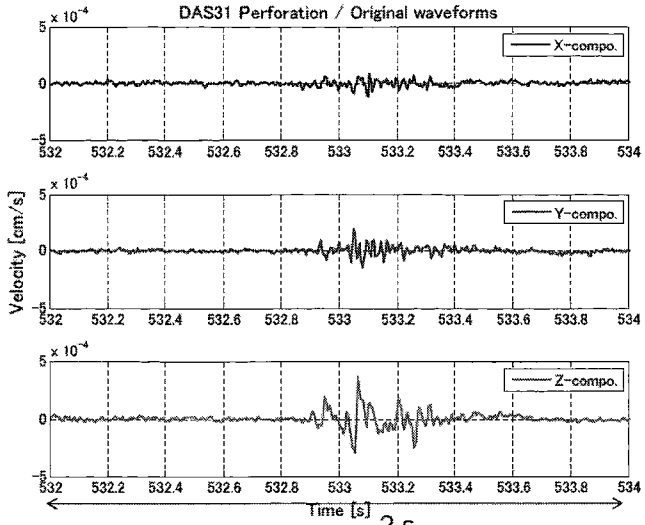


図5　パーフォレーションショットの波形（31DAS）

2.4　システムの検知能力

実データでのみを用いた検知能力評価では，自然地震の波形記録から震源距離300kmでM2.5まで検知可能であることが明らかとなっている。観測期間中，31DASサイト内の原油生産井で，パーフォレーションショットが実施された。深度約3,160m付近で108個の爆薬が発破された結果，31DASの微小振動計で記録することができた（図5）。

微小振動について，システムの検知能力を推定する事を目的に，観測波形振幅からマグニチュードを試算して，検知能力を評価することを試みた。

微小振動のマグニチュードを求める方法としては，渡辺（1971）[2]の式が知られている。

$$0.85M-2.50=\log Av+1.73\log r$$

ここで，Av (cm/s)：上下方向の最大速度振幅

r (km)：震源距離

Z成分の最大速度振幅はAv＝0.0004，r＝3.06であることからM-0.07程度と試算できた。ノイズレベルから推定した観測下限マグニチュードはM-1程度である。

この試算により，本観測システムはM0程度までは検知可能であることが伺える結果が得られた。

3　今後の計画

今年度も引き続き連続観測を継続するとともに，データの処理と解析を実施する中でCO_2の圧入と微小振動の関連性を評価する。

4　謝辞

本プロジェクトは，経済産業省からの委託により実施した平成24年度「二酸化炭素回収・貯蔵安全性評価技術開発事業」の一部をとりまとめたものです。

文献

1）Susan D Hovorka et al（2013）:IJGGC，912，16p.

2）渡辺晃（1971）:地震2，24，p189-200.

P20. ジオパークと防災教育 ― 三陸ジオパーク構想を例に ―

A Geopark and disaster prevention education - Sanriku geopark conception -

○橋本 智雄・伊藤 太久（中央開発㈱），関 博充・斎 宏行・三浦 幸恵（三陸ジオパーク推進協議会）
Tomoo Hashimoto ・Taku Ito（Chuo Kaihatsu Corporation）
Hiromitsu Seki・Hiroyuki Sai・Yukie Miura（Sanriku geopark promotion conference）

1. はじめに

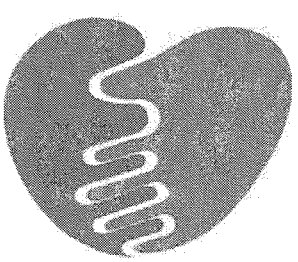
震災前より準備を進めてきた三陸ジオパーク構想は，予定していた活動を震災の影響で一時休止していたが，津波被害からの復興プロセスも重要な資源と捉え，今年度日本ジオパークネットワーク（JGN）に登録申請を行った．

本報告では継続的な復興のために，ジオパークという「地球のスケールを学習できる」活動を通し，津波の記憶を後世に伝え，災害の記録・遺構の適切な保存と，正しい情報発信や環境整備を行う取組みについて紹介する．

2.「三陸ジオパーク構想」のテーマ

今回の津波は，東北地方のみならず，世界中の人々が，自然への畏敬の念や自然との共生のあり方，人々の「絆」や「つながり」の大切さを見つめ直す大きな転換点を共有することになった．

それでもなお，震災が繰り返される地で海と共に生き続けようとする人々の姿を伝え，災害の記憶を風化させることなく，三陸地域はもとより世界各地へ，そして未来へと引き継ぐことが，三陸地域におけるジオパーク活動の根幹であると考え，「悠久の大地と海と共に生きる～震災の記憶を後世に伝え学ぶ地域へ～」というテーマを設定している．



三陸のイニシャル「S」をモチーフに複雑な海岸線を表現し，全体は，ハート型の両手で地域全体を包み込むイメージで豊かな自然や資源を活用し育んで未来へとつなげていく，三陸の姿をアピールしている，

図 1-1 三陸ジオパーク構想のロゴマーク

2. 三陸地域における津波防災の経緯

三陸地域は明治 29 年明治三陸津波，昭和 8 年昭和三陸津波，昭和 35 年チリ地震津波とほぼ 30 年間隔で津波被害を受け，それ以上の回数起きている地震と立ち向かってきた地域である．

そのため，以前から「津波てんでんこ」や津波の痕跡や教訓を伝える「津波記念碑」や「津波石」などの防災文化が根付いてきた（写真 2-1）．

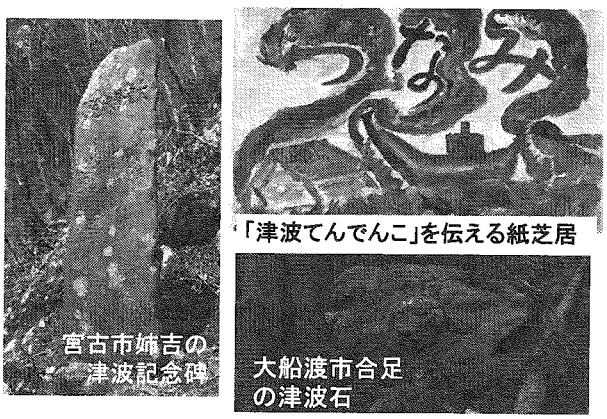


写真 2-1 三陸に根付く防災文化

近年の津波災害への対策や避難への取り組みは，ハザードマップ・避難ルートマップの作成，防波堤・防潮堤，避難路・避難所などの整備，避難訓練や地域点検などのワークショップ，防災教育として，行政，住民いずれの立場からも実施されてきた．

そうした背景がありながらも，東北地方太平洋沖地震と津波による被害は甚大となった．今回の被害を踏まえ，各自治体で防災・減災政策の見直しが現在図られている．

3.「三陸ジオパーク構想」で伝える防災教育

これまでの活動では，特に小中学生およびその保護者への普及活動を重要な課題と捉え，各市町村において教育旅行の実施を推進してきた．

大船渡市，釜石市において，「小中学生やその保護者を対象に，地球科学と防災フェア」を開催した（平成 24 年 1 月・7 月），それぞれ約 300 人，約 100 人の参加があり，岩手大学，岩手県立大学，盛岡気象台が企画した実験，講演などを通して地震・津波の要因となる地球科学や防災への知識，関心を深めた（写真 3-1）．

写真 3-1 地球科学と防災フェアの様子（釜石市）

また，久慈市では，小中高の児童，学生を対象に，市内のジオサイトを巡りながら，地域の成り立ちと歴史を学習している．

三陸地域は，以前から大学，地質・地学関係者などの巡検地として活用されており，平成24年度には応用地質学会東北支部の巡検を受け入れている．

こうした巡検は，専門家の養成には不可欠であり，将来のジオパーク活動を担う人材養成にもつながるため，今後も積極的に取り組んでいきたい．

また，岩手県立博物館では，小中学生から一般を対象に県内の地層，岩石，化石を見学する地質観察会を主催しており，ジオサイトを巡る場合は推進協議会と共催し教育普及に努めている．

今後も，県内の大学や博物館などの関係者および関係機関と，より連携を深めながら，教育普及活動を展開していく計画である．

4. 地元ガイド（語り部）の養成

東北地方太平洋沖地震以降，洋野町以南の沿岸市町村では，地元ガイド団体や旅行業者などを通じて「被災地ツアー」や「語り部ガイド」が多数実施されている．今後も被災地ツアーは継続されていく予定であるが，いずれ復興も進み，被災地の状況も様変わりする．

こうした背景を踏まえ，地元住民や三陸を研修や観光目的で訪れる一般の方々に，三陸地域をより一層理解してもらうため，地震・津波の発生メカニズムなど，防災教育の内容を強化した語り部ガイドの養成と，被災地・被災遺構以外のジオサイトをコースに加えるなどして，教育的・観光的要素を増したツアーへとシフトするよう促したいと考えている．

田野畑村の NPO 法人「体験村たのはたネットワーク」や，大船渡市の「椿の里　大船渡ガイドの会」では，いち早く地元住民によるジオガイドの養成を始め，ジオツアーも実施している（写真 4-1）．

写真 4-1　ジオツアーの様子とパンフレット（例）

また，震災を受けて，防災教育の必要性がより増すと共に，被災地ツアーが各地で実施されている．全国から多くの参加者を集めていることから，被災体験を語る語り部ガイドの養成，語り部同士の地域間交流が各地で活発化している．

写真 4-2　各地で活動する語り部の方々

今後，ジオパーク活動などに関する講義や地震・津波メカニズム，防災教育などのカリキュラムを通じて，一定レベル以上のガイド育成を図っていくため，認定ガイドの育成やガイド間の交流，ネットワークづくりをより一層促進することとしている．

5. 被災遺構保存の取り組み

併せて，各地の被災地ツアーにおいて，各々の被災体験，ジオの脅威を直接的に伝える語り部ガイドが育成，組織化されてきている．ジオサイトには，過去の津波被害を伝えてきた津波記念碑や津波到達点，平成23年3月の津波被害を直接的に語る被災遺構，津波記念碑も含まれている．

三陸地域では，たろう観光ホテル（宮古市）や大槌町役場（大槌町），高田松原の一本松（陸前高田市）などが，被災遺構や復興のシンボルとして保存に向けた取り組みが進められている．その一方で，復興の妨げや心情的な観点から既に撤去されたり，未だ結論が出ていない遺構も存在する．

現在は，保存が概ね確定しているところをジオサイトとして選定している．

写真 5-1　保全の取り組みが進められる被災遺構
（たろう観光ホテル：宮古市）

6. まとめ

これらの活動は，ジオツーリズムの中でガイドを行う地元住民や子供たちが，自身の地震・津波に対する意識を向上することにもつながり，防災の観点からも有効な取組みであると考える．

今後，復興の進展に伴い，市街が再建されていく中でも，常に災害と背中合わせにあるという危機感を後世に伝え，また，その脅威を引き起こす地球活動を広く教育する人材，場所，プログラムを構築していきたい．

P21. 応用地形学図における地形情報の工学的評価・利活用に関する研究

Study on engineering evaluation and utilization of ground information in applied geomorphological map

○日本応用地質学会応用地形学研究部会

Research group for Engineering Geomorphology

1. はじめに

湿潤変動帯に位置するわが国では、地震や火山活動、降雨・降雪など、様々な地形変化が発生する。その地形変化の規模や形態が、日常生活や社会基盤整備にあたり不都合な状態になったとき、「地形災害」となる。換言すれば、地形の規模と階層性、発達史、構成物質等を読み解くことで、防災・減災や社会基盤整備に実用的な情報となる。

これらの点を踏まえ、応用地形研究部会では平成24年度に、地形工学的視点に立った地形の分類表記法および地形表現手法について検討し、地形情報の有効な活用方法を提案した[1)]。本研究では、昨年度の研究の発展として、地形の形態・規模と発達史的背景、形成営力との因果関係やその工学的評価、地形変化の将来予測等を体系的に解析し、現地情報を加え、防災計画や建設工学等の社会基盤整備に対して実用的な情報図を作成することを目指した。

2. 研究対象地と検討手法

本研究の対象として、近年大規模な自然災害の発生した山地・丘陵・低地を選定した。

1) 低地 … 地震と液状化との関連

a) 東京湾岸低地の液状化

2011年3月11日東北太平洋沖地震や1987年千葉県東方沖地震に伴う液状化現象の発生した場所と地形種、土地利用履歴との関連を検討した事例2)。

b) 荒川下流低地の地形種と工学的評価

2) 丘陵地 … 仙台市西方近郊丘陵

最近公開された仙台市の宅地地盤図に基づく谷埋め盛土の滑動崩落とその背景の地形の検討例

広瀬川中流域の段丘分布の特徴と中位段丘面に見られる特異なとう曲地形の検討例

3) 山地 … 岩盤の硬軟と地形種・地形場との関連

a) 中越地域（軟岩山地）

・地すべり地形の新旧と安定性の区分

・谷壁急峻面と災害形態との関連

形成時期は後氷期の侵食によるものと考えられるが、褶曲地形の受け盤側の急斜面で水系は発達しないため、土砂移動形態は剥落型の落石が主体となる。

・褶曲した丘陵地の閉塞低地

b) 中越地域（中硬岩山地）

・七面山周辺の重力変形に伴う崩壊地形（下河・稲垣，2010）

その他、今年の山陰豪雨、巡検の南紀山地など、Lp図が入手できれば、詳細判読図を作成し、斜面災害の発生形態を区分した情報図を作る

3. まとめと今後の課題

本研究では、近年の大規模な自然災害が発生した地形種と地形場について検討し、地形情報の工学的評価と利活用について検討した。

今後は、さらに事例研究を重ね、災害の危険（安定）度評価など、さらに実用的な応用地形学図を高度化に関する研究を進める。

文献

1) 応用地形研究部会（2012）：応用地形学図における地形工学的な地形表現に関する研究，平成24年度応用地質学会研究発表会講演論文集，pp.215～216

2) 下河敏彦・稲垣秀輝（2013）：2011年東北地方太平洋沖地震による液状化発生地点の地形・地質的特徴，Vol54.No.2，pp.72-75

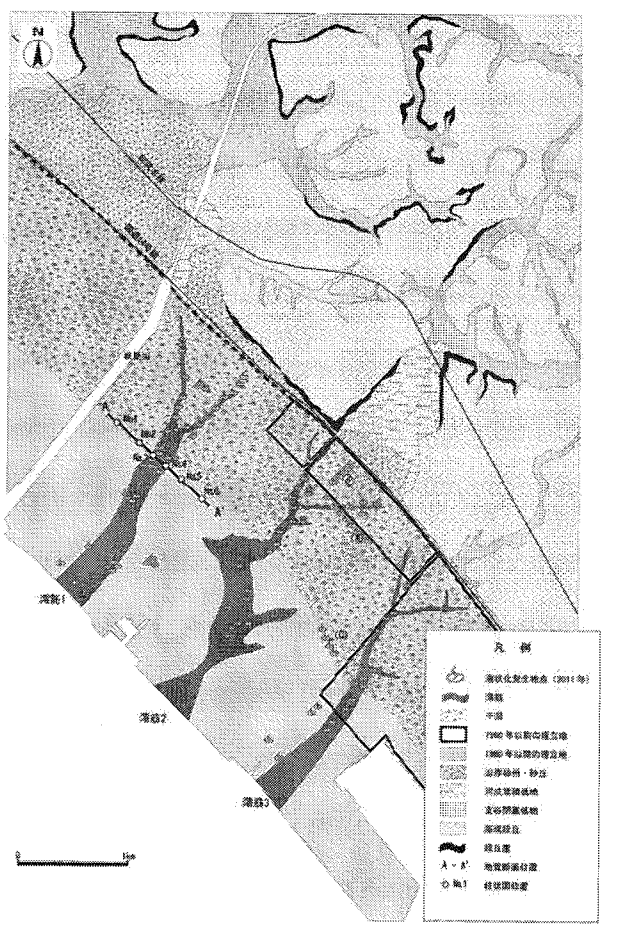


図.1 液状化発生箇所と地形的背景

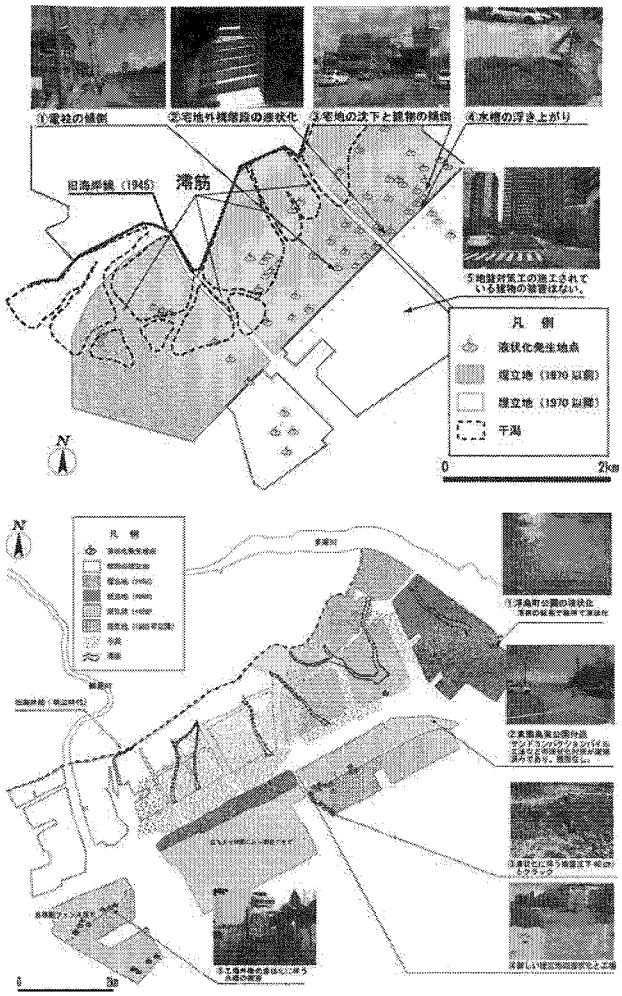


図.2　液状化被害状況と基盤地質

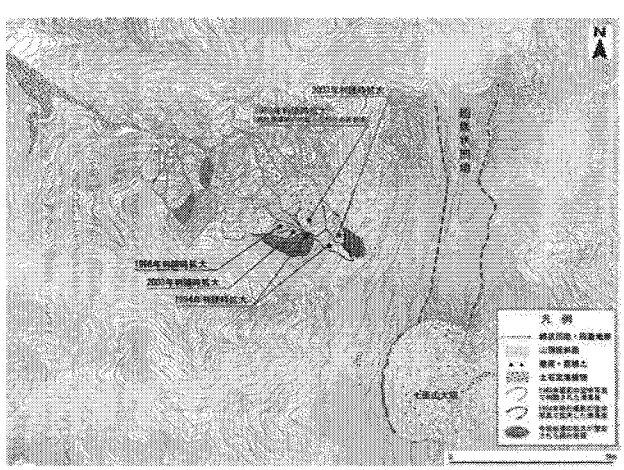


図.3　七面山周辺の重力変形に伴う崩壊地形

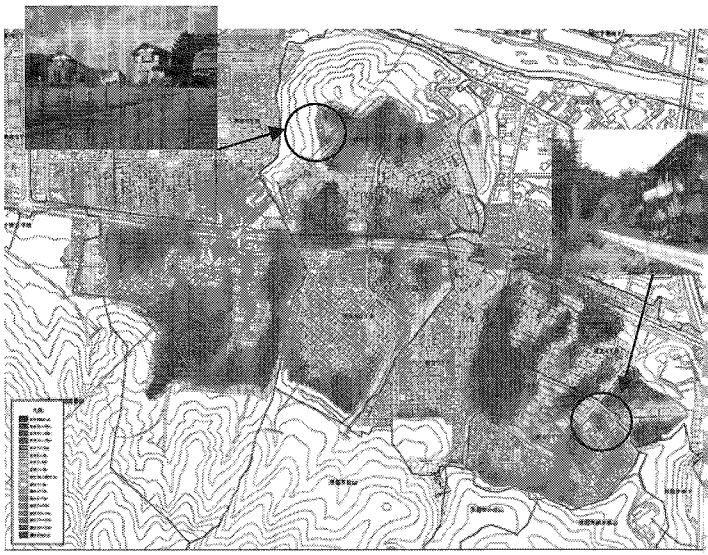


図.4　盛土地盤図で見る災害箇所（仙台市宅地造成履歴等情報マップ）

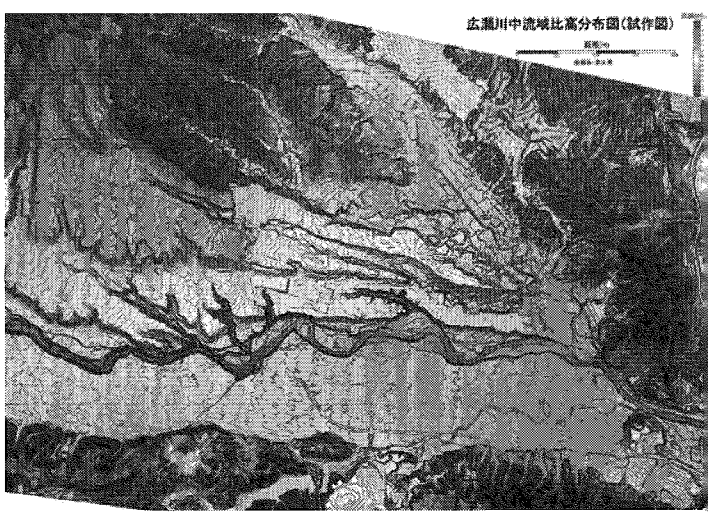


図.5 比高分布図で見た仙台市西部丘陵の地形的特徴

P22. 岐阜福井県境，能郷白山花崗閃緑岩分布域における山体重力変形地形と地質構造（特に節理系と温見断層破砕帯）の関係

Relationships between Sagging Geomorphologies and Geological Structures (Special Reference to the Joint System and Fracture Zone of Nukumi Fault) of Nogo-hakusan Granodiorite along the Gifu-Fukui Prefecture Boundary

○ 岩本　直也・小嶋　智（岐阜大学）・金田　平太郎（千葉大学）・大谷　具幸（岐阜大学）
Naoya Iwamoto, Satoru Kojima, Heitaro Kaneda, Tomoyuki Ohtani

1. はじめに

地すべりの前兆現象の一つに，山体重力変形があるが，その形成過程と斜面崩壊との関係は未だ不明な点が多い．そこで本研究は，火成岩地域に発達する山体重力変形地形の分布を詳細な地形図による地形判読により明らかにし，岩体中に発達する地質構造を野外調査により調べ，両者の関係から斜面崩壊発生のメカニズムを明らかにすることを目的とする．

本研究で用いた地形図は，国土交通省越美砂防事務所および福井河川国道事務所より提供していただいたDEMデータより作成したものである．

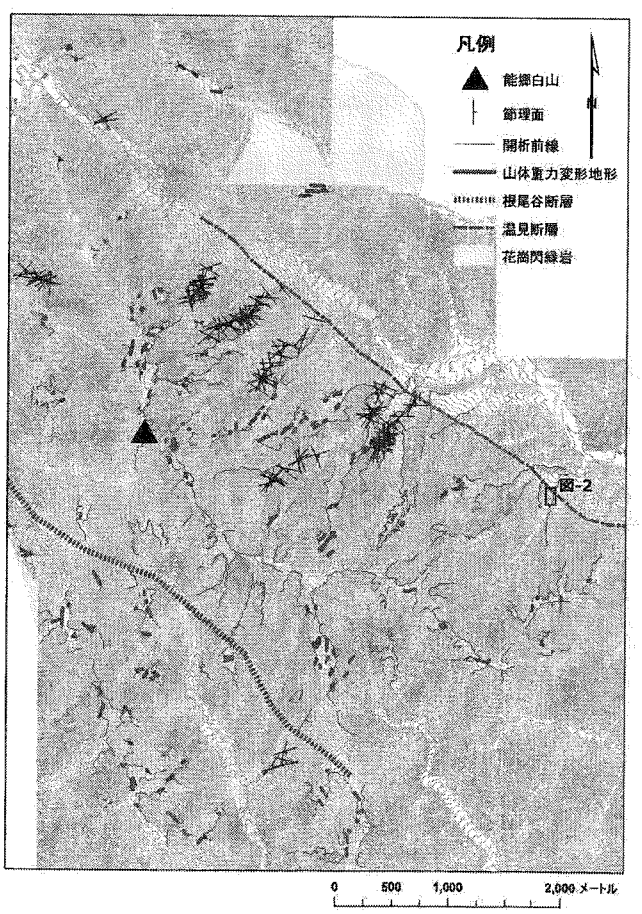


図-1　調査地域の地形・地質の概要

2. 調査地域の地形・地質の概要

本研究の調査地域である岐阜福井県境に位置する能郷白山周辺には，美濃帯の岩石に貫入した新第三紀中新世の能郷白山花崗閃緑岩が分布している．花崗閃緑岩の黒雲母・角閃石のK-Ar年代は，19-20Maである[1)]．また，花崗閃緑岩には黒色の安山岩と思われる岩脈が貫入している．さらに，本岩体は温見断層と根尾谷断層の2本の活断層により切られており，ともに左横ずれの変形を受けている．

3. 温見断層による割れ目の形成

図-1の黒枠で示した範囲において温見断層の調査を行った．調査地域の拡大図と露頭の位置を図-2に示す．調査地周辺では断層トレースより北側には美濃帯構成岩類が，南側には能郷白山花崗閃緑岩とそれに貫入する安山岩脈が分布する．断層トレースから約100m以内に位置するこれらの露頭では，断層変形の影響が著しいが，約200m離れた露頭では，影響は認められなかった．断層トレースに近い露頭では明瞭な花崗岩組織は見られないが，断層トレースから離れるにつれて，花崗岩組織が明瞭となる．これらの露頭に発達する割れ目系は，(1) 淡青緑色～黄褐色「断層粘土」を挟むもの，(2) 明瞭な断層粘土を挟まないもの，(3) 間隔が狭く密に発達した割れ目の三種類に分類される．(1)の断層粘土は，断層トレースに近いところでは未固結・高粘性であるのに対し，離れると固結している．(3)の割れ目は，断層トレース近傍においてより顕著であった．また，ある程度離れたところでは，割れ目密度が低下し白色の鉱物脈や暗緑色の鉱物脈が認められる．以上より断層トレースから200m以内（ダメージゾーン）では，温見断層と平行なNW-SE方向の割れ目・断層だけでなく，様々な方位の不連続面が密に発達し，容易に細礫化し，地質構造は大規模な深層崩壊の前兆となるような山体重力変形地形の発達には寄与しないと推測される．そこで以下の議論では，ダメージゾーンで測定した割れ目系のデータを除いて解析を行うこととする．

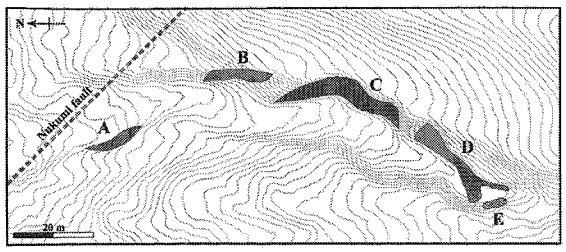


図-2　温見断層露頭（範囲は図-1 に示す）

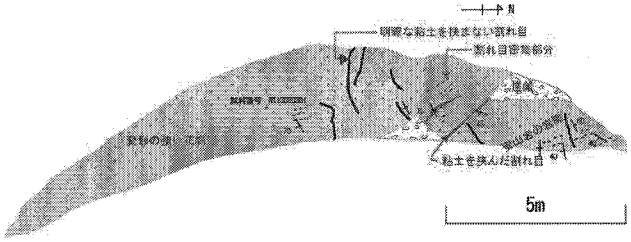


図-3　露頭Ａにみられる変形構造

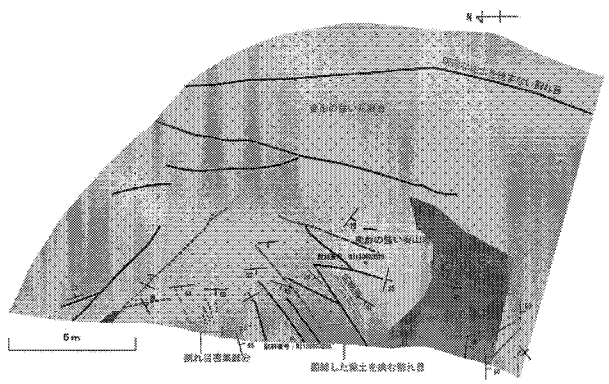


図-4　露頭Ｃ北部にみられる変形構造

4. 開析前線と山体重力変形地形の関係

本研究では1mメッシュのDEMデータよりコンター間隔 1m の等高線図を作成しそれを用いて山体重力変形地形の抽出を行った．その結果，それらの多くは，開析前線より上の平坦面や緩斜面に見られ，その下には急崖が形成されることが多いことが明らかとなった．以上より，山体重力変形地形と開析前線には密接な関係があると推測できる．両者の関係を検討するため，開析前線より 10m, 25m, 50m のバッファをとり，それらの領域に存在する山体重力変形地形をカウントした．表 1 より，山体重力変形地形の多くは開析前線付近に発達することがわかる．開析前線は，山体斜面の傾斜変換線であり，斜面崩壊による開析の最前線である．そのため，山体重力変形地形の発達と斜面崩壊の間に，斜面崩壊→滑落崖上部での山体重力変形地形の発達→斜面崩壊（図-5）という順序関係が推測でき，山体重力変形地形と斜面崩壊は密接な関係を有すると考えられる．

5. 節理と山体重力変形地形の関係

野外調査により，ダメージゾーンを除く能郷白山花崗閃緑岩体内部に発達する節理面の方位は，NNW-SSE 走向で南急傾斜なものと NE-SW 走向で急傾斜なものが卓越することが明らかとなった（図-6）．また，詳細な地形図より抽出した山体重力変形地形の発達方向をローズダイアグラムに示す（図-6）．両者を比較した結果，山体重力変形地形の方位の集中方向と，節理系の走向が集中する方位がほぼ平行であることがわかる．また，山体重力変形地形は地域ごとに発達密度にばらつきがみられ，発達密度が低い地域では尾根の伸びと節理系の走向が斜交していることが明らかとなった．以上より山体重力変形地形の発達は節理面の方向に規制されて発達すると考えられる．

表−1　開析前線からの距離と山体重力変形地形の発達密度の関係

開析前線からの距離(m)	山体重力変形地形(189個中)	割合(%)
10	92	49
25	151	80
50	178	94

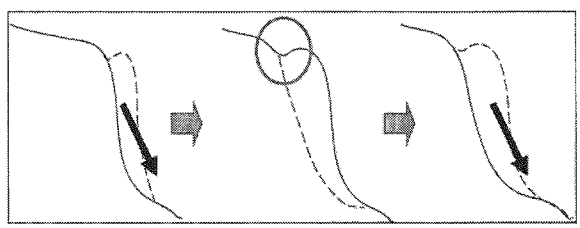


図-5　斜面崩壊と山体重力変形地形形成の順序関係

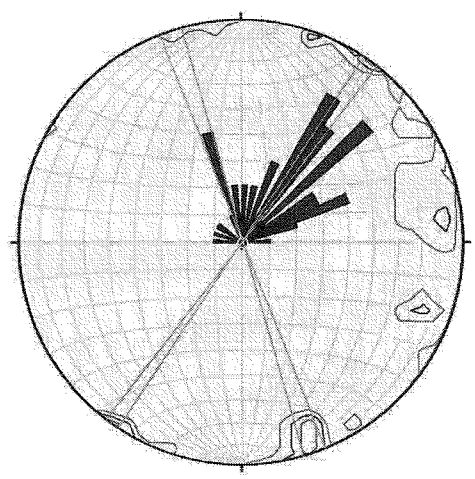


図-6　山体重力変形地形の発達方向を示すローズダイアグラムと節理面の極を時計回りに 90°回転させてプロットしたコンターダイアグラム（コンターは３%，：緑，４%：青，５%：赤を表示）

文献

1) 小井土由光・原山　智・遠藤俊治・下畑五夫（1995）両白山地における火成岩類の K-Ar 年代．岐阜県博物館調査研究報告，no.16, p.15-20.

P23. 岐阜福井県境，冠山峠周辺に発達する山体重力変形地形の発達過程

Development of sagging geomorphologies around the Kanmuriyama-toge along the Gifu-Fukui prefecture boundary

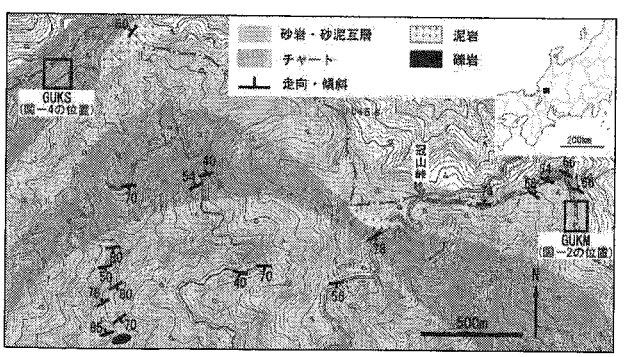
○丹羽良太，小嶋智（岐阜大学），金田平太郎（千葉大学），大谷具幸（岐阜大学）
Ryota Niwa, Satoru Kojima, Heitaro Kaneda, Tomoyuki Ohtani

1. はじめに

岐阜福井県境に位置する越美山系の稜線付近には，2万5千分の1の地形図からでは判読できない山体重力変形地形が多数発達している．これらの地形は，航空レーザー測量により得られた1 mメッシュDEMデータから作成された等高線間隔1 mの詳細な地形図を用いることによって判読が可能となった[1]．これらの内，冠山峠東方の二重山稜に挟まれた凹地を埋める堆積物をハンドオーガーボーリングにより掘削し，堆積物の特徴とそれに含まれる木片やテフラの年代値から凹地の発達過程について考察した．また，冠山峠西方に複数分布する山体斜面と山向小崖に挟まれた凹地においてハンドオーガーボーリング及びトレンチ掘削を行った．この地点における地形や得られた堆積物の特徴についても紹介する．

2. 調査地概要

調査地周辺の地質図を図－1に示す．調査地周辺には美濃帯のジュラ紀付加体の構成岩類である主として三畳紀のチャート，ジュラ紀の砂岩・砂泥互層，少量の泥岩・礫岩が分布する．これらの地層はおおよそ東西走向・南あるいは北に急傾斜となっており，チャート・砂岩が繰り返す構造を持っている．冠山峠東方掘削地（以下，GUKM）の基盤岩は砂岩であり，付近の層理面は北東方向に傾斜し流れ盤構造となっている．冠山峠西方掘削地（以下，GUKS）の基盤岩はチャートであり，付近の層理面が北西方向に傾斜しているため受け盤構造になっていると推定される．

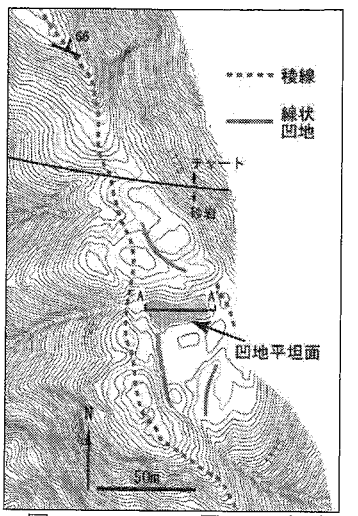


図－1　調査地周辺の地質図

3. 掘削結果及び考察

3.1. GUKM（二重山稜に挟まれた凹地）

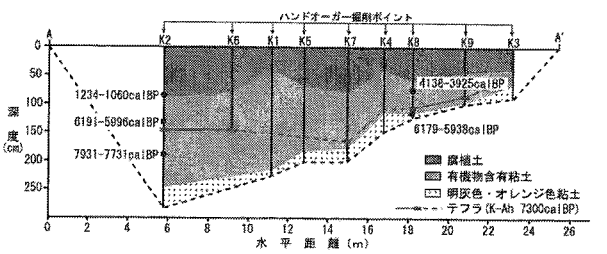
GUKMは冠山峠から東に約1 kmの標高1131 mの地点に位置する．この凹地は東側と西側を南北に伸びる稜線に挟まれ，東西方向に約24 m，南北方向に約12 mにわたって平坦面が広がっている（図－2）．この凹地平坦面において，稜線とほぼ直交し，凹地の伸びの方向と平行になるように図2のA-A'上に9本の孔を掘削し，コアを採取した．



図－2　GUKM周辺の地形図

採取したコアの堆積物から推定した凹地断面図を図－3に示す．堆積物は上位から順に植物片が豊富に含まれる腐植土層・黒色～茶褐色粘土層，植物片が含まれていない明灰色粘土層，砂礫を含むオレンジ色粘土層となっている．凹地の断面形状は非対称で西側に向かって層厚が厚くなっている．また，挟在されるテフラ層は，K7を境に東側では西に傾斜した旧地表面に沿って連続しており，西側では水平になっている．これらのことから，この地点では西側が低下するような変形によって一度に凹地が形成され，順次堆積物で埋積されたものと推定される．

K2・K8コアから採取した計5試料の木片について^{14}C年代測定を行った[2]（図－3）．また，K2・K7・K8・K9コアから採取したテフラは，火山ガラスの屈折率の特徴から鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）に対比され，降灰年代は7300 cal BPであることが分かった．これらの結果から，この凹地は平均0.24 mm/yearの速度で埋積され，約11000年前に形成が開始されたと推定される．このことは，最終氷期後の気候変動が変形の開始に影響を与えたことを示唆する．



図－3　GUKM凹地断面図（断面線を図－2に示す）

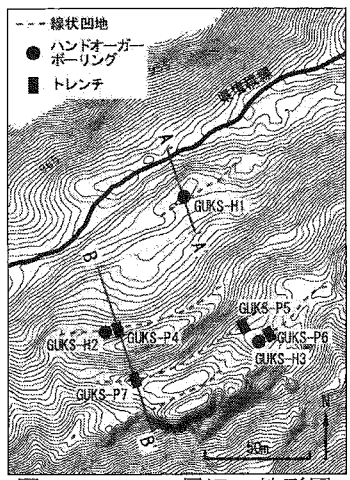
3.2. GUKS（山体斜面と山向小崖に挟まれた凹地）

GUKSは冠山峠から西に約2 kmの地点に位置する．

この地点には，山体斜面と山向小崖に挟まれた凹地が50～100 mにわたって4列形成されている．これらの凹地は北東方向に伸びる稜線の南側100 m以内に平行に分布し，一番下位の凹地以南はチャートの急崖に続いている．この地点において，ハンドオーガーボーリングを3箇所，トレンチ掘削を4箇所行った(図－4)．この内H1，P4，P7について掘削結果を紹介する．

(1) GUKS-H1

掘削地は標高967 mの地点で，深度120 cmまで掘削した（図－5）．堆積物は上位から順に植物片を含む腐植質泥層・シルト質泥層・暗灰色粘土層，植物片が含まれていない部分的にオレンジ色の粘土を挟む明灰色粘土層となっている．明灰色粘土層の最下位にはチャートの礫が多く含まれ，直下に基盤が存在するものと思われる．深度50～65 cm及び深度115～120 cmから採取した粘土試料に含まれる粒径62～200 μmの砕屑粒子200粒子について，テフラの含有率を測定した．その結果，深度55～60 cmの試料において火山ガラスの含有率が95%となったため，この深度がテフラの降灰層準である可能性が高い．



図－4　GUKS周辺の地形図

(2) GUKS-P4

掘削したトレンチ東側壁面の断面図を図－5に示す．掘削地は標高955 mの地点で，凹地に直交する方向に200 cm，幅60 cm，深度70 cmのトレンチを掘削した．堆積物は上位から順に腐植質泥層，暗灰色粘土層，明灰色粘土層，オレンジ色粘土層となっている．腐植質泥層には植物片が豊富に含まれており，その下位の層にも少量の植物片が含まれている．オレンジ色粘土層の上面は一箇所で深度が急変する不連続面が存在し，凹地形成時の変形に加えて暗灰色粘土層埋積時にも少なくともう一回変形が生じていることが分かる．

(3) GUKS-P7

掘削したトレンチ東側壁面の断面図を図－5に示す．掘削地は標高946 mの地点で，凹地に直交する方向に170 cm，幅60 cm，深度50 cmのトレンチを掘削した．堆積物の層序はP4と同じであるが，堆積物の境界に不連続面は見られないため，凹地形成後に変形は生じていないものと推定される．また，H1と同様にテフラの含有率を測定した結果，深度25 cm地点の粘土試料において火山ガラスの含有率が68%のピークが見られたが，これは二次堆積物である可能性がある．

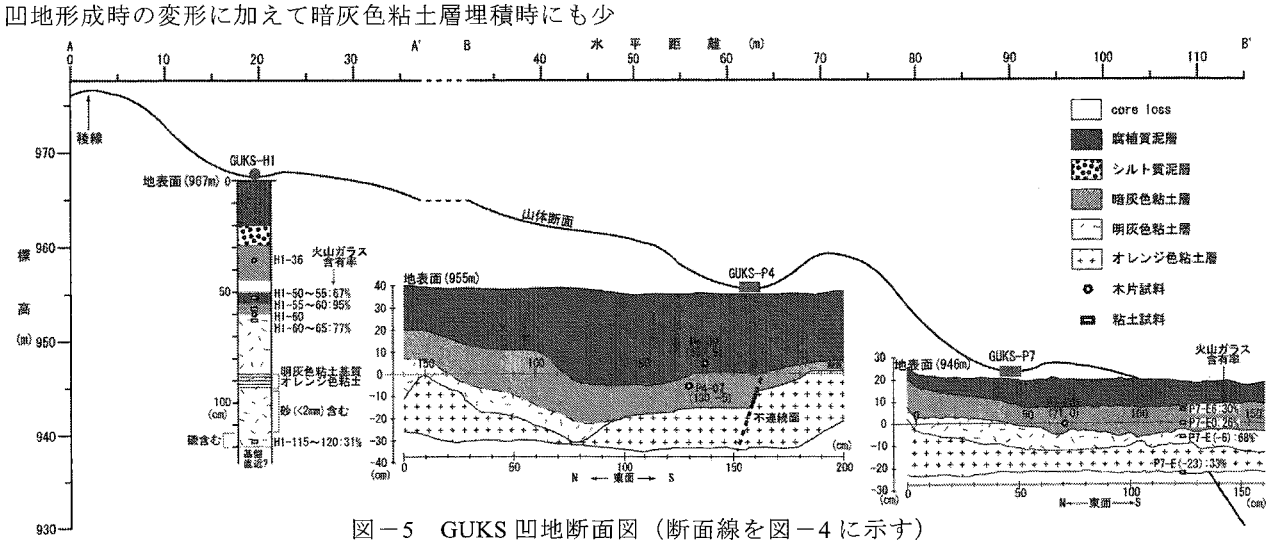
4. まとめ及び今後の予定

冠山峠周辺の二重山稜や山向小崖に伴う凹地において，堆積物の年代や特徴，地形の形成過程が明らかとなってきた．今後，GUKMについては付近に発達する凹地（図－2）についても同様の分析を行い，これらの地形がどのように形成されたのかを明らかにしたい．GUKSについては，堆積物の層序がGUKMと酷似しているため，こちらも最終氷期後の気候変動が変形の開始に影響を与えている可能性がある．この可能性を踏まえて，堆積物中から採取した木片（図－5）の^{14}C年代測定や火山ガラスの屈折率測定を行い，堆積物の年代を明らかにし，地形の発達過程について考察を加えていく予定である．

参考文献

1）小嶋　智，徳永浩之，大谷具幸（2012）：わかって使うレーザ計測 7．事例その 3：航空レーザ計測の地質学への応用-山体重力変形地形研究を例として-．地盤工学会誌，vol.60, no.3, pp.59-62.

2）丹羽良太，小嶋　智，岩本直也，金田平太郎，大谷具幸（2013）：岐阜福井県境，冠山北西の二重山稜間の凹地を埋積した堆積物の AMS-^{14}C 年代とテフラ年代，名古屋大学加速器質量分析計業績報告書(XXIV)，pp.159-167.



図－5　GUKS凹地断面図（断面線を図－4に示す）

P24. 豪雨および地震による斜面崩壊に関与する地形・地質条件の抽出

Extraction of Topographical and Geological Factors Involved in Land Slides Caused by Heavy Rainfalls or Earthquakes

○西金佑一郎，川越健，浦越拓野（鉄道総合技術研究所），石原朋和（鉄道・運輸機構）
Yuichiro Nishikane, Takeshi Kawagoe, Takuya Urakoshi, Tomokazu Ishihara

1. はじめに

斜面崩壊の発生には地形・地質条件が深く関与しているが，これらを評価するには専門的な知識や詳細な調査を必要とする.そのため鉄道の保守現場などでは，専門家以外が判断できる，斜面崩壊に関与する地形・地質条件を明らかにすることが求められている.

本研究ではこれらの条件を明らかにすることを目的に，豪雨および地震による斜面崩壊が多発した地域を対象に図面判読を行い，崩壊箇所と未崩壊箇所の地形・地質情報を取得した．これらのデータについて数量化 2 類解析を実施し，崩壊箇所と未崩壊箇所の特徴を比較し，斜面崩壊に関与する地形・地質条件を抽出し，それらが斜面崩壊に与える影響を評価した.

2. 崩壊箇所・未崩壊箇所の抽出

本研究の対象地域は，新潟県中越地域および山口県防府地域である．中越地域には中新統～鮮新統の堆積岩が広く分布し，2004 年 7 月に発生した新潟・福島豪雨,および同年 10 月に発生した新潟県中越地震により，斜面崩壊および地すべりが多発した．防府地域は白亜紀後期の花崗岩が広く分布し，2009 年 7 月に発生した豪雨により斜面崩壊が多発した.

本研究では，それぞれの地域に 5km×5km の調査範囲を設定し，その範囲内で発生した斜面崩壊を空中写真判読により抽出した．抽出した斜面崩壊の数は中越地域で 106 箇所,防府地域で 193 箇所であった.また，両地域の対象範囲内に未崩壊箇所をそれぞれランダムに 400 箇所抽出した．なお，未崩壊箇所は崩壊箇所，旧崩壊箇所，池，人工構造物（建物，道路など）を除外して抽出した.

3. 地形・地質情報の取得

抽出した崩壊箇所および未崩壊箇所に関して，それらが位置する斜面の地形・地質情報を，入手が容易な資料である 25,000 分の 1 地形図および 50,000 分の 1 地質図（防府地域は 150,000 分の 1 地質図）から判読した．判読した地形・地質に関する項目は表-1 に示す通りである．崩壊箇所の地形・地質情報は，崩壊前の地形図・地質図を基に，崩壊頭部が位置する斜面の情報を抽出した．なお，表-1 中の「斜面の垂直断面上の位置」とは，崩壊箇所および未崩壊箇所が位置する斜面を，田村[1]による微地形区分の考え方を基に，頂部斜面，上部斜面，下部斜面に分類したものである（図-1）．また，中越地域は褶曲構造が発達しており，褶曲軸の方向は概ね N10° E である．ここではこの方向を「地質構造の方向」とした（表-1）.

表-1 判読した地形・地質に関する項目

地形・地質に関する項目	中越	防府
斜面の垂直断面形	○	○
斜面の水平断面形	○	○
斜面の垂直方向の位置	○	○
斜面の傾斜	○	○
岩種	○	○
斜面に対する地層の相対的位置関係	○	×
断層からの距離	○	×
褶曲軸からの距離	○	×
斜面の傾斜方向と地質構造の方向との関係	○	×

○：判読対象　×：判読対象外

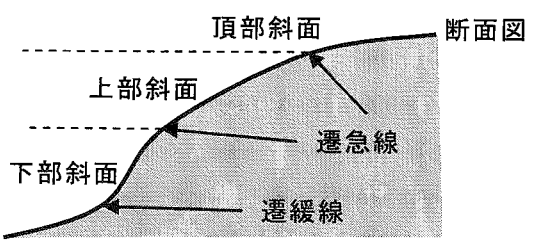


図-1 「斜面の垂直方向の位置」の区分

4. 数量化 2 類解析の結果

図面より判読した地形・地質情報に数量化 2 類解析を適用した．この数量化 2 類解析では，崩壊の有無を目的変数，表-1 に示した地形・地質に関する項目を説明変数とし，各説明変数が目的変数に寄与する度合いを定量的に求めた.解析の手順は菅・藤越[2]に準拠し，適切な解析結果を導くために説明変数を選択した.

それぞれの地域における数量化 2 類解析の結果を表-2，3 に示す．表中のカテゴリースコアは，カテゴリー（地形・地質条件）が目的変数（崩壊の有無）に与える影響の大きさを示す値である．カテゴリースコアが正の値ならばそのカテゴリーは崩壊に，負の値ならば未崩壊に寄与することを示す．また，各項目内のカテゴリースコアの最大値と最小値の差をレンジといい，レンジが大きい項目ほど目的変数の判別に大きく寄与することを示す．なお，表-2，3 中に表記されていない項目は，崩壊の有無への寄与が小さいと判断し，説明変数から除外した.

表-2　数量化２類解析の結果（中越地域）

地形・地質的特徴		カテゴリースコア	レンジ（順位）
項目	カテゴリー		
斜面の垂直断面形	凸形	0.780	1.031（2）
	等斉	−0.424	
	凹形	−0.521	
斜面の水平断面形	尾根型	0.133	0.709（4）
	直線型	−0.208	
	谷型	0.501	
斜面の垂直方向の位置	頂部斜面	−0.510	0.718（3）
	上部斜面	0.209	
	下部斜面	−0.301	
斜面の傾斜θ（°）	θ＜25	−0.527	1.337（1）
	25≦θ＜30	−0.401	
	30≦θ＜35	−0.175	
	35≦θ＜40	0.169	
	40≦θ＜45	0.810	
	45≦θ	0.649	
向斜軸からの距離L（m）	L＜300	0.323	0.440（5）
	300≦L＜600	−0.031	
	600≦L	−0.116	
斜面の傾斜方向と地質構造の方向との関係	直交	0.163	0.392（6）
	斜交	0.129	
	平行	−0.229	

相関比：0.385，判別的中率：83.6%

表-3　数量化２類解析の結果（防府地域）

地形・地質的特徴		カテゴリースコア	レンジ（順位）
項目	カテゴリー		
斜面の垂直断面形	凸形	0.669	1.105（2）
	等斉	−0.169	
	凹形	−0.436	
斜面の水平断面形	尾根型	−1.136	1.993（1）
	直線型	−0.341	
	谷型	0.856	
斜面の垂直方向の位置	頂部斜面	−0.782	1.043（3）
	上部斜面	0.260	
	下部斜面	−0.196	

相関比：0.248，判別的中率：74.0%

表-2 中のレンジより，中越地域で崩壊の有無の判別に最も寄与している項目は斜面の傾斜であることが分かる．また，カテゴリースコアから，傾斜が 40° 以上の条件が崩壊に大きく影響を与え，30° 未満の条件が未崩壊に大きく影響を与えるという結果が得られた．斜面の傾斜に次いで崩壊の有無の判別に寄与する項目は，垂直断面形，斜面の垂直方向の位置であった．カテゴリースコアに着目すると，垂直断面形が凸形，水平断面形が谷型などの地形条件が崩壊に大きく影響を与えていた．

一方防府地域に関しては，崩壊の有無の判別に最も大きく寄与する項目は水平断面形であり，垂直断面形と斜面の垂直方向の位置がそれに次ぐという結果が得られた（表-3）．水平断面形が谷型，垂直断面形が凸形などの地形条件は特にカテゴリースコアが高く，崩壊に大きく影響を与えることを示す．一方，水平断面形が尾根型のカテゴリースコアは極めて低く，未崩壊に大きく影響を与えていることを示す．

5. 斜面崩壊に関与する地形・地質条件の考察

斜面の傾斜が崩壊の有無に寄与する度合いは，中越地域では非常に大きいが防府地域では小さい．また，水平断面形が崩壊に寄与する度合いは，中越地域よりも防府地域で大きい．このように両地域で斜面崩壊に関与する地形・地質条件に違いが見られる原因として，崩壊の誘因や地質の違いが考えられる．

水平断面形が谷型の斜面が崩壊に寄与するのは，このような地形を呈する斜面に降水が集中・浸透し，斜面が不安定化するためと考えられる．そのため，水平断面形が崩壊の有無に寄与する度合いが中越地域よりも防府地域で大きいことは，防府地域の斜面崩壊は中越地域の斜面崩壊よりも豪雨による誘因が大きかったことを意味すると考えられる．

垂直断面形が凸形のカテゴリースコアが高いといった点は両地域で共通する．このような条件の斜面では，崩壊の誘因や地質の違いに関係なく崩壊が発生しやすいと考えられる．

6. まとめと今後の予定

中越地域と防府地域を対象に，斜面崩壊に関与する地形・地質条件を抽出した．その結果，中越地域では傾斜が 40° 以上，垂直断面形が凸形，水平断面形が谷型といった条件が崩壊に大きく寄与し，防府地域では水平断面形が谷型，垂直断面形が凸形といった条件が崩壊に大きく寄与するという結果が得られた．斜面崩壊に関与する地形・地質条件に違いが見られる原因として，崩壊の誘因や地質の違いが考えられる．

今後，別地域の斜面崩壊について同様の研究を行い，斜面崩壊に関与する地形・地質条件について，本発表で示した結果を検証する予定である．

文献

1）田村俊和（1996）：微地形分類と地形発達－谷頭部斜面を中心に－，水文地形学－山地の水循環と地形変化の相互作用古今書院，（恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編），pp.177-189.

2）菅民郎・藤越康祝（2011）：質的データの判別分析数量化２類，現代数学社，264p.

P25. 中生代の堆積岩山地における不安定斜面の抽出と評価の試み

- 飛騨山脈南部，蝶ヶ岳 - 長塀山西面における調査事例 -

Attempt of evaluation and extraction of unstable slope in the Mesozoic sedimentary rock mountains
- The Case Study in Nagakabeyama west side - Hida southern Chogatake -

○清水勇介・稲垣秀輝・小坂英輝・下河敏彦・大久保拓郎（株式会社環境地質）
Yusuke Shimizu, Hideki Inagaki, Hideki Kosaka, Toshihiko Shimogawa, Takuro Okubo

1. はじめに

現在，地すべりのマッピングに関する資料が整備されつつある．一方で，深層崩壊等の地すべり地以外で生じる大規模な崩壊による災害が日本各地で報告され，近年問題となっている（千木良，1998）[1]．そこで筆者らは，空中写真判読，地形図判読，地表踏査に基づき，地すべりのほか，地すべりに至る前の変形体を含めた不安定斜面を抽出し，その安定度の評価を試みた．安定度の評価は，稲垣ほか（2007）[2]や鵜澤ほか（2010）[3]が提唱する変位率・傾斜角と地すべり地形発達との関係に基づいた．

研究対象地域は，飛騨山脈南部，蝶ヶ岳ー長塀山周辺である（図-1）．調査地域の主尾根は，美濃帯中生層沢渡コンプレックスの砂岩泥岩互層やチャートから構成され，その一般走向（N10° E—N70° E）方向にのびる．また，斜面の傾斜は，堆積岩の傾斜方向（30° W～60° W）で緩くなっており，地質構造を反映していると思われる．また，本地域は約12kaの焼岳火山群の活動に起因して河床が上昇した地域であり（及川，2002；原山，2010）[4][5]，河川の土砂運搬能力の差が，急崖や沖積錐の分布にあらわれている．

2. 調査方法

筆者らは，空中写真判読と地表踏査に基づき斜面あるいは尾根の変形を示唆する尾根遷緩点，小崖，線状凹地，滑落崖等の変位地形を探索した．地すべり前の状態の尾根あるいは斜面の安定度を検討するために，変位地形が認められる尾根，凸状尾根地形および凸状台地地形を不安定斜面として抽出した（図-2）．

抽出した不安定斜面の傾斜角と変位率を鵜澤ほか（2010）[3]の方法に従い，地形図からの測定と地表踏査で得た変位地形量から，傾斜角-変位率グラフ（図-3）にまとめた．なお，逆向き小崖が複数認められる不安定斜面における変位量は，最上部にある小崖のみの値とした．

3. 調査結果

調査地域は，主尾根を挟んで東斜面の急斜面（受け盤斜面）が発達し，西斜面の緩斜面（流れ盤斜面）が形成されている．これを踏まえ変位地形を調査した結果，両斜面で多数の不安定な斜面を抽出した．

東斜面では尾根遷緩線をもつ初生地すべりに至らない凸状尾根地形が多い（図-2の右①～⑭）．それらの尾根遷緩線付近には，たいていNNE-SSW方向の直線状の小崖があり，変位率の測定ではその小崖を変位量とみなした．また，抽出した凸状尾根地形では，最大傾斜方向と直交するリニアメントが密に発達している．そのリニアメントはほぼ短い直線で，岩盤がトップリングをしている可能性を示している．

西斜面では，滑落崖をもつ凸状台地地形および小崖・線状凹地・逆向き小崖をもつ凸状尾根型地形が認められる．前者は初生地すべり後の地すべりとみなされ（図2の⑦⑭⑮⑯），後者は初生地すべり前の不安定斜面である．

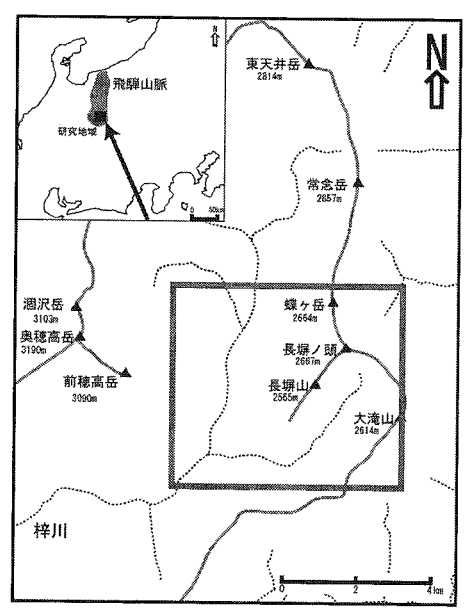


図-1　調査位置図

変位率ー傾斜グラフを図-3に示す．抽出した不安定斜面は東斜面（不安定斜面）と西斜面（地すべりと不安定斜面）の3つに分けた．受け盤の東斜面では，鵜澤ほか（2010）[3]と同様に，変位率が大きくなるに従い傾斜角度が緩くなる関係を示している．いずれも初生地すべり

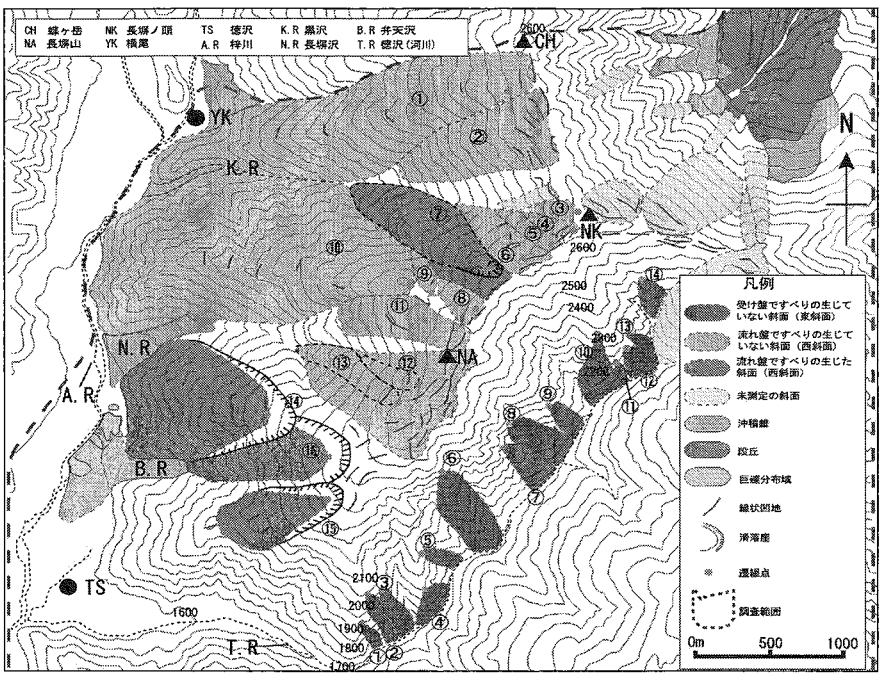


図-2　斜面区分図（図中の数字は図-3の斜面番号に対応）

は発生しておらず，変位率は6%以下の値を示している．一方，地すべりと認定できる西斜面の⑦⑭⑮⑯は6～11%程度の変位率で鵜沢ほか[3]の主張する風化花崗岩や新第三紀層の初生地すべり発生の変位率である5%以上の値となる．また，西斜面の初生地すべりに至らない不安定斜面では変位率は4%以下である．これは，中生代の混在岩でも5%程度の同様な初生地すべりの変位率を示しているといえる．

そして，西斜面全体の傾斜角は東斜面とは対象的にほぼ30°前後に収っている．これは流れ盤斜面では並進する斜面変動が発生しやすく，このため，斜面傾斜が流れ目などの傾斜に固定されることを示していると考えている．

4．まとめ

現地調査や，地形解析による斜面傾斜と変位率を求めることで，斜面の安定度を評価できるであろう．今後は本研究地域と同様に斜面の不安定化が見られる山域や過去に崩壊の履歴のある地域において安定度評価を行い，本手法を確立したい．

[謝辞：日本学術振興会科学研究費（24300321）を一部使用．本研究の基礎は筆頭著者である清水が専修大学に提出した修士論文の一部をなし，専修大学文学部苅谷愛彦教授をはじめ多くの方のご指導，ご支援を頂いた．]

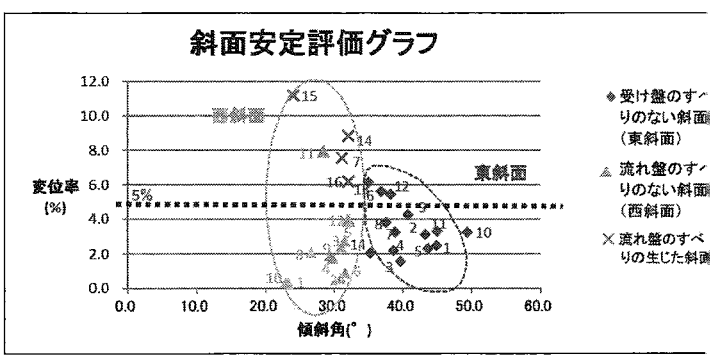


図-3　地形解析による不安定斜面評価グラフ

参考文献

1) 千木良雅弘（1995）：『風化と崩壊』，近未来社．

2) 稲垣秀輝・小坂英輝・大久保拓郎（2007）：四国中央構造線沿いの地すべりの発生と安定化，地すべり学会誌，Vol.44，No.4，pp241-247.

3) 鵜澤貴文・稲垣秀輝・小坂英輝（2010）：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，応用地質学会誌，第53巻，第1号，pp2-11.

4) 及川輝樹（2002）：焼岳火山群の地質―火山発達史と噴火様式の特徴―，地質学雑誌，第108巻，第10号，615-632.

5) 原山　智（2010）：上高地に5000年間存在した巨大せき止め湖―それはどのように誕生し，そして消滅したか．山岳科学総合研究所ニュースレター，第20号，6-7.

P26. 西南日本外帯山地における豪雨に起因した斜面崩壊の発生頻度

Recurrence interval of slope failures caused by heavy rainfall
in mountain slope of Southwest Japan arc

○西山賢一（徳島大学）・若月強（防災科研）・鈴木恵三・高谷精二（南九州大学）
Ken-ichi NISHIYAMA, Tsuyoshi WAKATSUKI, Keizo SUZUKI and Seiji TAKAYA

1. はじめに

テフラを用いた山地斜面を構成する堆積物の編年が，主に東北・北海道を対象としてなされてきた [1]．崖錐を構成する堆積物を用いた山地斜面の削剥過程の検討も行われてきた [2]．これらの研究では，北日本の山地では，最終氷期に周氷河作用を受け，凍結融解による斜面プロセスが卓越したこと，後氷期に入ると降雨の影響を受けた斜面プロセスに変化したこと，などが指摘されている．

一方，豪雨常襲地域である西南日本外帯の山地での検討事例は少ない [3]．西南日本外帯の山地の大半は，後期更新世を通じて森林限界以下に位置していることから，森林に覆われた山地斜面の削剥過程に関して，東北・北海道のような周氷河作用の寄与はきわめて局地的と考えられる．

今回筆者らは，西南日本外帯山地のうち，2005年台風14号豪雨による崩壊が群発した宮崎県鰐塚山地の渓流（四万十帯の付加体堆積岩類）と，2011年台風12号豪雨による崩壊が群発した和歌山県那智山地（中新世の陸棚堆積岩および熊野酸性岩の花崗斑岩）の渓流を対象とし，対象渓流の地形計測を行うとともに，崩壊堆積物のテフラおよび ^{14}C 年代測定による編年結果を整理した．なお，鰐塚山地の編年結果は西山ほか [4]，那智山地の編年結果は西山・若月 [5] で報告したデータを用いた．

2. 対象渓流の地形計測結果

対象とした渓流は，鰐塚山地北西の境川と，那智山地南西の6渓流（陰陽谷川，若谷川，平野川，鳴子谷川，尻剣谷川，金山谷川）である．計測した地形量は，1/25,000地形図を用いて，流域の比高，流域面積，起伏比，水流頻度，1次水流頻度（計測方法は鈴木 [6] による）と，2005年（宮崎）または2011年（和歌山）に発生した崩壊個数ならびに崩壊密度である．計測結果を表1に示す．那智川では6渓流で年代測定試料の採取を行ったため，渓流

表1 対象渓流の地形計測結果

渓流名	崩壊個数	崩壊密度	比高(m)	流域面積(km^2)	起伏比	水流頻度	1次水流頻度
境川	4	0.6	580	6.57	0.13	26.3	13.2
陰陽谷川	11	3.9	740	2.81	0.26	43.1	43.1
若谷川	2	50.0	170	0.04	0.67	48.8	50.0
平野川	5	11.9	440	0.42	0.38	21.2	21.2
鳴子谷川	9	17.6	590	0.51	0.34	9.80	9.8
尻剣谷川	10	16.9	500	0.59	0.33	13.5	13.5
金山谷川	10	7.2	700	1.39	0.23	18.7	18.7
那智川合計	47	8.2	890	5.76	—	35.4	27.9

表2 崩壊発生イベントの時空間分布

渓流名	最新イベント	4,600BP以降	7,300～4,600BP	7,300BP以前
境川	4	3	2	1
陰陽谷川	11	1		
若谷川	2	1	1	1
平野川	5	1		
鳴子谷川	9	4		
尻剣谷川	10	2	1	1
金山谷川	10	1	1	
那智川合計	47	10	3	2

ごとの計測値とともに，全体の平均も求めた．

境川と那智川（合計）とを比較すると，流域面積はほぼ同程度だが，比高と起伏比は那智川のほうが大きい．水流頻度，1次水流頻度は，いずれも境川では小さく，那智川では大きく，1次水流頻度はほぼ2倍になっている．崩壊密度は，境川では少ないのに対し，那智川では一桁高い結果となった．すなわち，比高・起伏・水流頻度（＝谷密度）が高い流域ほど，豪雨時の崩壊数が多い傾向がある．地形的特徴に基づいて崩壊個数を予測するには，特に水流頻度が指標として有用といえる．

3. 崩壊発生頻度の見積もり

3.1 宮崎県鰐塚山地における崩壊発生頻度

鰐塚山地・境川では，境川の谷底に断片的に分布する段丘堆積物について，被覆テフラの同定を行った [4]．その結果，霧島火山起源のKr-Mテフラ（4,600 cal. BP）を欠如する段丘（＝4,600BP以降に形成）が3段，Kr-Mに覆われ，鬼界カルデラ起源のK-Ah（7,300 cal BP）を欠如する段丘（＝7,300～4.600BP間に形成）が2段，Kr-MとK-Ahの両方に被覆され，ATを欠如する段丘（29,000 cal BP）を欠如する段丘（＝29,000～7,300BP間に形成）が1段，それぞれ確認されている．このことから，29,000年以降に，段丘を形成する崩壊イベントが少なくとも6回発生したと見積もられる．単純計算では，崩壊発生間隔は10^3年のオーダーといえる．

3.2. 和歌山県那智山地における崩壊発生頻度

那智山地では，6渓流から採取した22試料の材・炭質物の^{14}C年代測定が行われた [5]．modernとなった3試料を除く19試料で有意の年代値が得られた．2試料が62BP前後の値（1889年十津川災害前後，ただし暦年補正プログラムの適用範囲外），5試料が150BP前後の値（1788年那智川豪雨災害前後），2試料が2,500BP程度の値，2試料が5,500BP程度の値，2試料が6,200BP程度の値，2試料が9,500BP程度の値を，それぞれ示した．280BP，1,500BP，3,600BP，13,000BP程度の値を示したのが各1試料ずつである．このことから，過去13,000年間に，少なくとも計10回の崩壊イベントが発生したと見積もられる．単純計算だと崩壊発生間隔は10^3年オーダーとなるが，過去約300年間の発生頻度が，それ以前より顕著に高い．

3.3 崩壊発生頻度に関する考察

以上の集計結果をまとめて表2に示す．境川では，最新イベント個数が4個と少ないものの，過去イベントも6回識別されている．それに対し那智川では，最新イベントが47個と多いのに対し，過去イベントは15回と少ない（年代値で集計したイベント回数は上述のように10回だが，複数の渓流で同時期の年代値が得られているため，渓流ごとにカウントしたイベント回数は15回となっている）．この理由は次のように考えられる．境川では，谷底に厚さ5～10mの厚い堆積物からなる段丘を形成するような，供給土砂量の多いイベントの記録（深層崩壊？）を抽出している可能性が高いのに対し，那智川では，河床側壁に厚さ数mの土砂を堆積させる程度の土砂供給イベントの記録（表層崩壊？）を抽出している可能性が高い．段丘を形成する土砂供給イベントは，地形・地質的に保存されやすいのに対し，表層崩壊起源の堆積土砂は，その後の渓流の侵食により，地形・地質的物証が失われやすいことを示す．そのため，付加体堆積岩と熊野酸性岩（花崗斑岩）との地質の違いが崩壊発生頻度に及ぼす影響について検討する上で，那智川の4,600BP以前のデータを用いた議論は難しいといえる．4,600BP以降に限ると，最新イベント47個に対し，過去イベント10回となり，4,600BP以前より捕捉率が高い．

なお，那智川と同様に，河床堆積物の^{14}C年代測定を行った山口県防府市の測定結果（白亜紀花崗岩類）では，2009年に生じた土石流と類似した規模の土砂移動イベントは，ほぼ10^2年オーダー（145～370年に1回．ただし，1,000BP以前の測定値は得られていない）と見積もられている [7]．

那智川の4,600BP以降のデータと比較すると，那智川でも280BP以降に3回のイベントが識別されており，防府市の花崗岩地帯とオーダーがほぼ等しい．しかし，那智川では，280BP以前のデータが1,500BPまで離れており，その間の年代値が得られていない．このことから，近世以降の那智川では，それ以前に比べて，崩壊発生頻度が何らかの原因で高まった可能性も考え得る．

これについては，那智川流域で，近世以降に採掘が本格化した妙法鉱山（現在は閉山）の鉱山開発による影響の有無を検討する必要がある．筆者らの現地調査では，金山谷川・尻剣谷川の流域に採掘坑道・選鉱施設やズリが点在するほか，1976年撮影の空中写真判読では，蛇ノ谷川・尻剣谷川流域に裸地が広がっている（2007年以降の空中写真判読では，その裸地はほぼ森林化している）．広範囲にわたる採掘に伴う森林伐採・坑道の掘削・ズリの廃棄といった人為的植生・地形改変は，森林斜面の不安定化に影響した可能性も考えられることから，崩壊発生頻度の検討に当たっては，これらの影響についての検討も必要となろう．

参考文献：1) 檜垣，1987，第四紀研究，26，27-45；2) 磯ほか，1980，地理学評論，53，699-720；3) 吉永・小岩，1996，地形，17，285-307；4) 西山ほか，2011，京都大学防災研究所研究集会「深層崩壊の実態，予測，対応」研究報告書，77-82；5) 西山・若月，2013，土木学会四国支部フォーラム講演論文集；6) 鈴木，2000，古今書院，652-932；7) 杉原ほか，2010，砂防学会誌，63-3，27-33

P27. 平成23年度の直轄国道斜面災害の特徴

Features of Slope Disasters in 2011 FY on National Roads under direct control of Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism

○浅井健一（(独)土木研究所），宮本浩二（(独)土木研究所），佐々木靖人（(独)土木研究所）
Ken-ichi ASAI, Koji MIYAMOTO, Yasuhito SASAKI

1. はじめに

道路斜面防災は道路ネットワークの信頼性向上のために重要であり，そのためには発生しうる災害現象を科学的に予測し，戦略的に対応する必要がある．その際に基本となるのは過去の災害の蓄積と分析であることから，国土交通省と土木研究所が協力し，体系的・継続的な道路斜面災害事例の蓄積・分析と防災事業への活用の取り組みを平成20年度から始めている．本報告はその一環として，平成23年度に発生した直轄国道斜面災害の事例を収集・分析した結果を報告するものである．

2. 災害の特徴

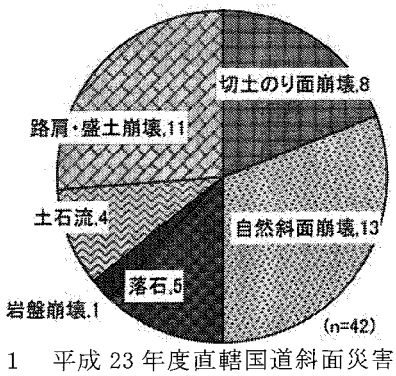
2.1 全体的特徴

収集した平成23年度の直轄国道斜面災害は42事例であり，平成20年度[1]および21年度[2]に比べて多く，22年度[3]とほぼ同じである。平成23年度の災害形態の内訳を図－1 に示す。切土のり面崩壊，自然斜面崩壊および路肩・盛土崩壊の3形態で4分の3を占めており，平成20年度以降の傾向[4]と調和的である．これらの発生時期を図－2に示す．9月が23件と過半数を占めており，これらは台風と活発化した前線による降雨を誘因として発生したものである．また，5～6月の災害が例年より多く，これらも台風と活発化した前線による降雨が誘因である．これらの降雨を誘因とする事例が平成23年度の災害全体の約9割を占める．一方，落石では無降雨（3件）または少雨（1件）での事例が多い．平成23年度の災害のうち事前通行規制区間内での発生事例は約3割（13件）と平成20年度以降の傾向[4]と調和的であり，そのうち規制実施中が10件，規制実施前が3件であった．また，道路防災点検との関係では要対策箇所が6件（14%），カルテ対応箇所が11件（26%）であり（図－3），平成20年度以降の傾向[4]と同様に約6割が道路防災点検で対策不要または点検対象外とされた箇所で発生している．

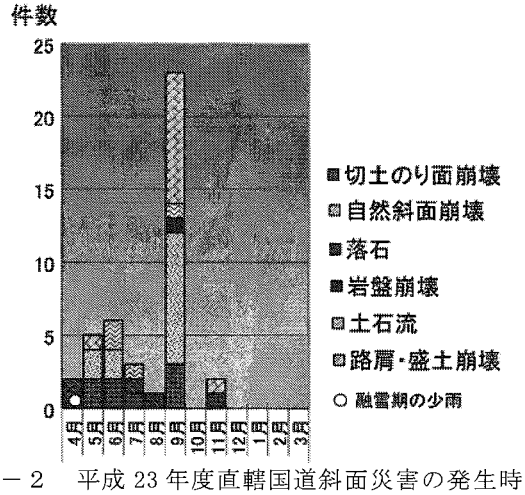
平成23年度の災害発生時の連続雨量と最大時間雨量の関係を図－4 に示す．これらの災害の雨量の領域のグループ分け（「豪雨」「多雨」「短時間の集中豪雨」「少雨」）は浅井ほか[3]による便宜的な分けによる．件数は「豪雨」が17件（40%），「多雨」が12件（29%），「短時間の集中豪雨」が3件(7%)，「少雨」が10件(24%)であり，台風と活発化した前線による降雨が誘因となった災害が多いことを反映している．一方で「少雨」（融雪期の少雨を含む）での災害も4分の1を占めており，それらについては個々の災害の形態や原因等を詳細に分析し，それに応じた対応方法を検討する必要がある．

2.2 個別事例の特徴

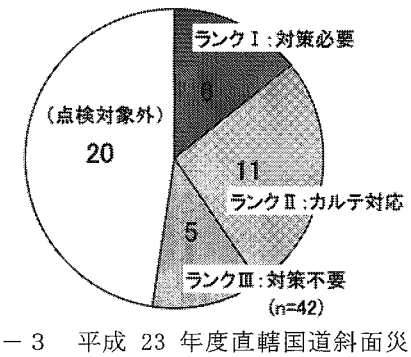
平成23年度の災害の個別事例の特徴としては，以下のようなものが挙げられる（複数に該当する箇所も



図－1　平成23年度直轄国道斜面災害の形態



図－2　平成23年度直轄国道斜面災害の発生時期



図－3　平成23年度直轄国道斜面災害の道路防災点検による評価の内訳

あるので合計数は 42 に一致しない).

①災害前に変状や災害履歴があった（または想定される）箇所の崩壊（切土のり面崩壊 3 件，路肩・盛土崩壊 1 件）

②古い崩壊跡地や滑落崖などの変状地形箇所付近の自然斜面崩壊（4 件）

③完成後数年～10 年の比較的新しい切土のり面の崩壊・変状（4 件）

④軟質な地山からなる切土のり面の崩壊（6 件）

⑤流れ盤の弱層をすべり面とした切土のり面の崩壊（1 件）

⑥集水地形による崩壊（崩壊箇所自体が集水地形の場合と背後地が集水地形の場合を含む：切土のり面崩壊 2 件，自然斜面崩壊 9 件，土石流 4 件，路肩・盛土崩壊 4 件）（写真－1）

⑦急勾配のゆるみ岩盤の崩壊（岩盤崩壊 1 件）

⑧オーバーハング部からの落石（2 件）

⑧尾根部の浮石の落石（1 件）

⑨砂防堰堤が満砂となり土砂流出（土石流 2 件）

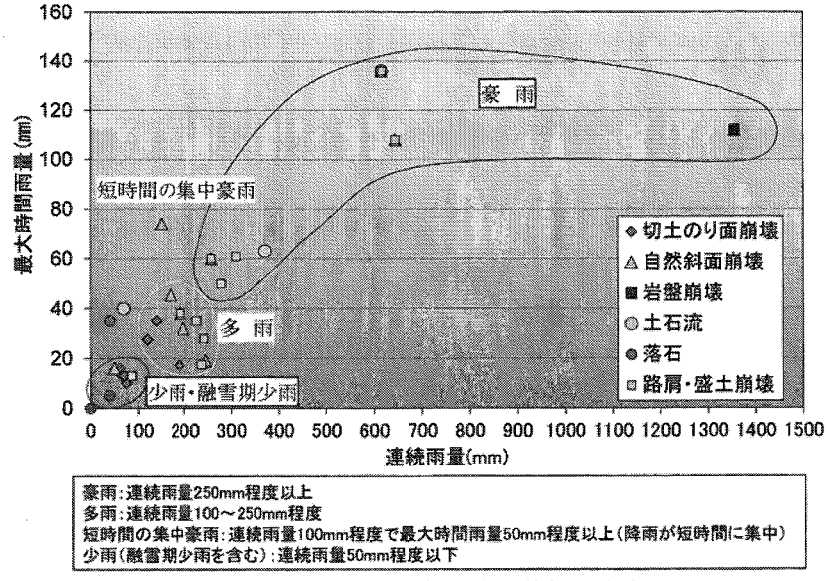
⑩砂防堰堤が未設置のため土砂流出（土石流 2 件）

⑪道路・水路等の集水による崩壊（路肩・盛土崩壊 6 件）

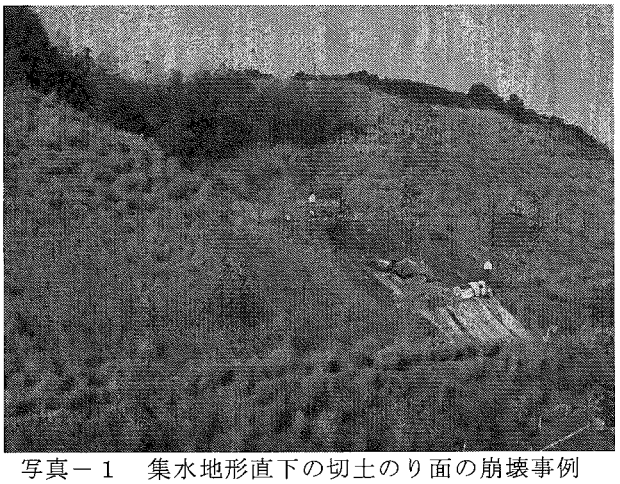
⑫河川の増水による浸食・崩壊（路肩・盛土崩壊 3 件）

これらの災害のほとんどは平成 20～22 年度の災害事例[1)2)3)]でも見られた要注意な災害形態であり，例えば以下に挙げるように災害の形態をふまえた適切な点検・調査と被災原因の究明，対策の検討が必要である．

・災害要因地形の的確な抽出（変状地形，集水地形等）
・災害や変状の履歴の確認
・工事記録等による地山状況の確認および災害要因となる地質・地質構造の的確な抽出（強風化部，時代の新しい地質，流れ盤等）
・対策工の状況の確認（砂防堰堤の堆砂状況，ロックネットの状態，排水施設の不具合など）
・道路や地形改変地等による集水の影響の確認



図－4　平成 23 年度直轄国道斜面災害における連続雨量と最大時間雨量の関係



写真－1　集水地形直下の切土のり面の崩壊事例
連続雨量 615mm，最大時間雨量 136mm の豪雨で発生した．背後の谷からの表流水および浸透水が集中し，崩壊したと推測される．なお，当該道路は平成 20 年 3 月供用開始であり，新しい切土のり面の崩壊にも該当する．

3．まとめ

平成 23 年度の直轄国道斜面災害の事例を収集し，災害の特徴を分析した．災害の誘因については台風と活発化した前線による降雨が誘因となったものが多かった．また，23 年度災害のほとんどは平成 20～22 年度の災害事例でも見られた要注意な災害形態であり，これらの災害の形態をふまえた適切な点検・調査と被災原因の究明，対策の検討が必要である．今後はこのような災害事例とともに点検，調査，工事等の記録を確実に蓄積・分析し，維持管理・対策へ活かしていく体制づくりが望まれる．

文献

1）浅井健一・林浩幸・佐々木靖人（2009）：平成 20 年度の直轄国道斜面災害の特徴，日本応用地質学会平成 21 年度研究発表会講演論文集，pp127-128.

2）浅井健一・林浩幸・佐々木靖人（2011）：平成 21 年度の直轄国道斜面災害の特徴，日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演論文集，pp145-146.

3）浅井健一・林浩幸・宮本浩二・佐々木靖人（2012）：平成 22 年度の直轄国道斜面災害の特徴，日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会講演論文集，pp141-142.

4）佐々木靖人・浅井健一（2013）：点検・災害データの蓄積と活用による道路のり面・斜面管理の高度化への取組み，土木技術資料，Vol.55, No.8, pp30-33.

P28. 東北地方太平洋沖地震で発生した宮城県内の道路斜面災害

Slope Disasters on Roads Occurred in Miyagi Prefecture Caused by The 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

○宮本浩二，浅井健一，佐々木靖人（独立行政法人　土木研究所）
Koji MIYAMOTO, Ken-ichi ASAI, Yasuhito SASAKI

1. はじめに

平成 21 年東北地方太平洋沖地震(M=9.0)は東日本各地において道路斜面災害をもたらし，通行機能の低下や消失等の影響を及ぼした．このような大規模地震の発生に備え，道路斜面災害のリスクを極力低減するためには，過去の災害事例を体系的に収集・分析し，災害弱点箇所の要因的特徴や災害の教訓を蓄積し，施策に反映することが必要である．本稿では，東北地方太平洋沖地震による宮城県内の県管理道路の災害事例を対象として，災害の形態や分布，要因的特徴，道路防災上留意すべき特徴的な災害等について報告する．

2. 宮城県内の道路斜面災害

2.1 災害の発生形態と分布

(1) 災害の発生形態

宮城県内で収集された通行規制を伴う災害は計 53 事例であり，災害形態は，路肩・盛土崩壊が約半数を占め，次いで岩盤崩壊が多い（**図-1**）．落石，地すべり，土砂災害の事例は少数であり，道路土工以外の盛土崩壊が 3 事例発生している．

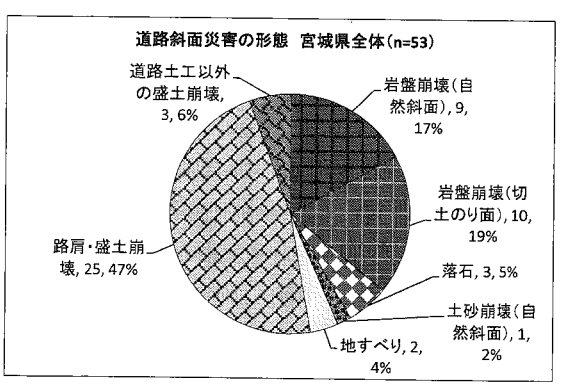


図-1　宮城県内の道路斜面災害の発生形態

(2) 災害発生箇所の分布

被災箇所の分布は県内全域に散在するものの，県北部にまとまって分布する傾向がみられる（**図-2**）．北上山地～牡鹿半島（地質は中生代～古生代堆積岩）では岩盤崩壊が卓越し，路肩・盛土崩壊もやや多い．県央・県北西部の北上低地帯（未固結層）では路肩・盛土崩壊が多く，県南部（主に花崗岩）では落石が発生している．被災箇所近傍の観測点から得られた震度は，すべて 5 強以上であり，特に震度 6 弱以上の場合で被災が多い．また，被災斜面の方位については，南北方向は少なく東西方向を示す場合が多くなっており，異方性が認められる．

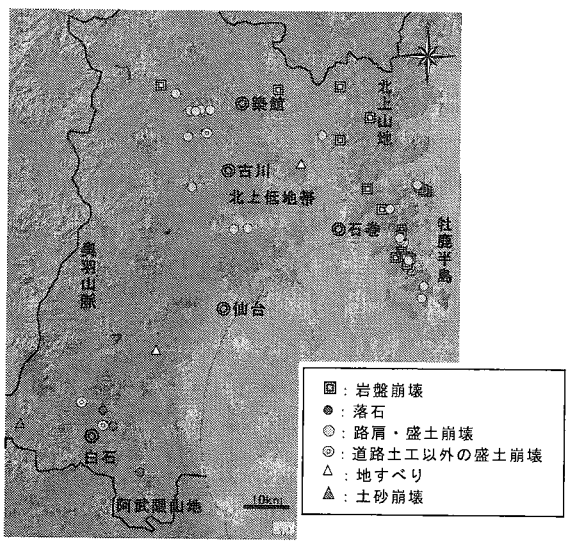


図-2　宮城県内の道路斜面災害箇所

2.2 道路斜面災害の特徴

(1) 岩盤崩壊（19 事例）

岩盤崩壊は急傾斜（傾斜 35° 以上）の斜面や尾根地形で多く発生しており，崩壊深は 5m 未満が主体である．被災箇所の多くは中生代～古生代の堆積岩類（砂岩，泥岩）からなる亀裂性岩盤からなり，層理面構造は流れ盤ないし受け盤の場合が多い（**写真-1**）．被災箇所の斜面表層の弾性波速度は 1.0km/s 以下と低く，表層岩盤のゆるみが進行していたと考えられる．災害形態毎の発生土量をみると，尾根地形でかつ流れ盤構造であると，特に発生土量が大きくなる傾向が認められる（**図-3**）．

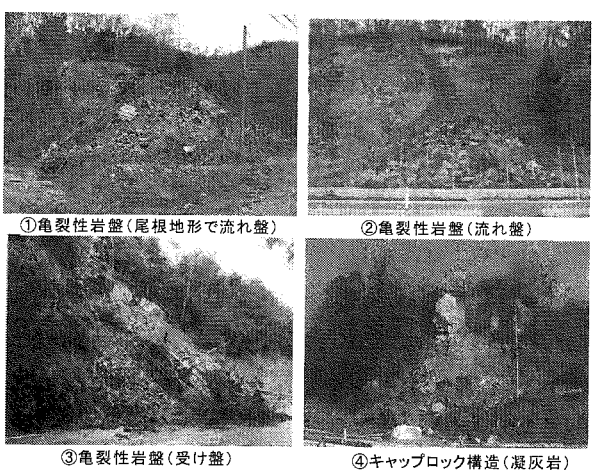


写真-1　岩盤崩壊の事例（管轄事務所提供）

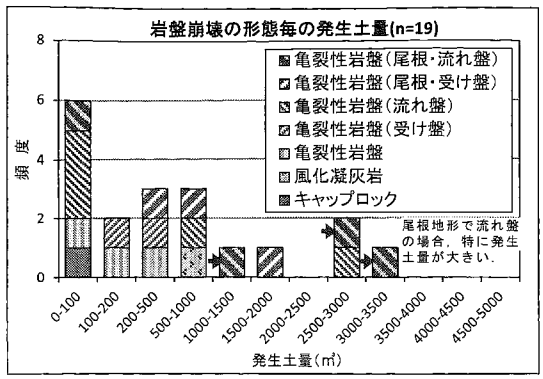


図-3　岩盤崩壊の形態毎の発生土量

(2) 路肩・盛土崩壊（25 事例）

路肩・盛土崩壊は，谷埋め盛土や背後に集水地形のある盛土等，盛土に浸透水が供給されやすい地形条件で発生している場合が多い．谷頭部などの崖錐斜面上の擁壁が被災した事例も発生しており，谷底低地等の軟弱地盤上の平地盛土が被災している事例も多い（**写真-2**）．被災事例の中には「平成 20 年岩手・宮城内陸地震」で被災した盛土が再度被災している事例が 2 件確認された．

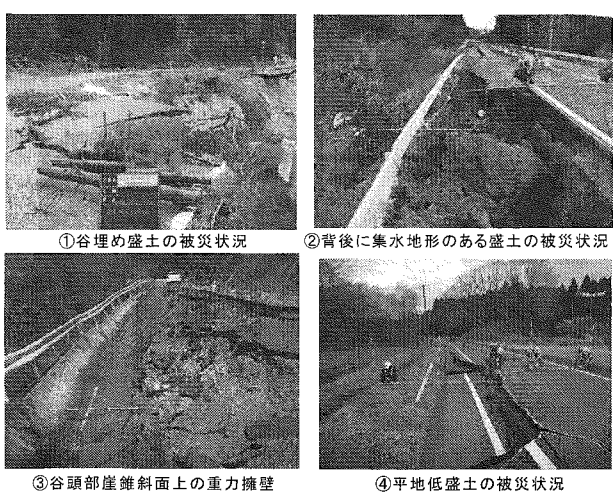


写真-2　路肩・盛土崩壊の事例（管轄事務所提供）
②，④の箇所は H20 年岩手・宮城内陸地震においても被災

(3) 地すべり（2 事例）

地すべりは事例は少ないものの，新第三紀層の低角度流れ盤の層理面をすべり面とする切土のり面での地すべりや，浅い谷状地形をなす崩積土斜面で発生した地すべりの事例など特徴的な災害が確認された．

2.3道路防災点検の実施状況

被災箇所のうち，道路防災点検箇所に該当する事例は約 10%（5 事例）にとどまっており，被災箇所の多くは点検対象区間外で災害が発生していた．

2.4道路防災上留意すべき特徴的な災害事例

(1) 山間部の地形改変斜面が崩壊

山間部の緩斜面（牧草地）において地すべり性の崩壊が発生し，崩落土砂が道路に到達した事例が確認された．過去の空中写真の判読から，旧谷地形を人為的に埋め土した箇所が崩壊したとみられる（**写真-3**）．このような箇所は地形的特徴が乏しいため，市街地の造成盛土と比較すると抽出が困難である．そのため，山間部においても地形改変の履歴を考慮した地形判読を行い，危険箇所を抽出することが必要である．

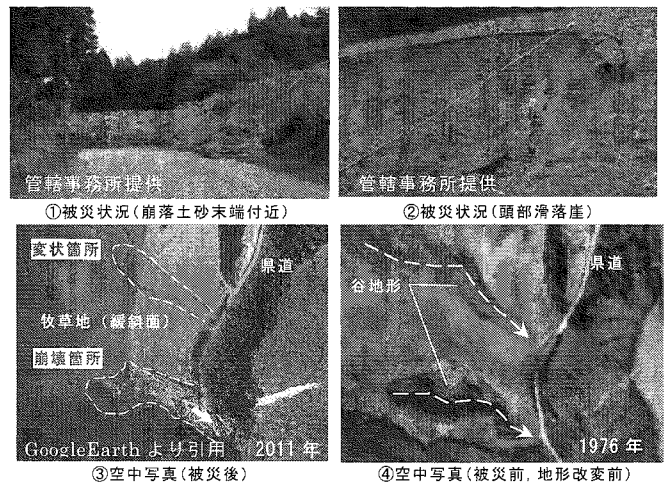


写真-3　山間部の地形改変箇所の災害事例

(2) 傾斜地上の古い混合擁壁が被災

山岳道路区間の傾斜地上に構築された混合擁壁が被災した事例が 4 件確認された．被災した混合擁壁は約 40 年前に構築されたと推測され，いずれも直高は 10m 以上と高く（道路土工－擁壁工指針[1]では直高 8m 以上の場合は地震時の安定検討が必要），のり勾配も指針の標準値よりも急であった（**図-4**）．このような混合擁壁に対しては，道路の重要度に応じて耐震性の照査を実施し，対策を検討する必要がある．

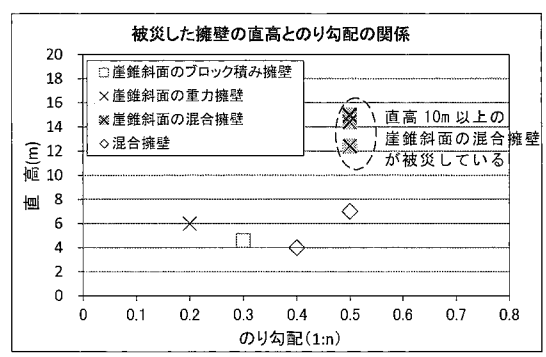


図-4　被災した混合擁壁の直高とのり勾配

3.まとめ

東北地方太平洋沖地震による宮城県内の道路斜面災害の事例分析を行った．岩盤崩壊，路肩・盛土崩壊等でみられる要因的特徴の多くは，過去の震災事例と共通しているが，道路防災上留意すべき知見も得られた．東北地方太平洋沖地震のような海溝型巨大地震に起因する道路斜面災害の報告事例は少なく，道路防災上における研究意義は大きい．今後も道路斜面災害の事例を継続して収集・分析し，得られた教訓を道路点検や維持管理等の施策に反映することが重要である．

文献

1）社）日本道路協会：道路土工－擁壁工指針，平成 24 年 7 月

P29. 岡山県倉敷市北村地域で発生した土石流災害の特徴と要因

Characteristics and factors of the debris flow disaster occurred in Kitamura area,Kurashiki,Okayama Prefecture

○木村裕貴　(岡山大学)，鈴木茂之　(岡山大学)
Yuki Kimura, Shigeyuki Suzuki

1.はじめに

岡山県倉敷市北村地域では 2011 年 9 月 2 日から 3 日にかけてこの地域を襲った台風 12 号による降雨を誘因として土石流災害が発生し、他に 11 か所で表層崩壊が発生した。この周辺は山頂の標高が 150m～250m 程度の低い山地であり、土石流災害発生時の積算雨量も 280 mmとさほど甚大な量ではないにも関わらず土石流は発生している。民家が一軒崩壊し、小学校の一階部分が土砂に埋まる被害があった。崩壊地の全貌を写真-1 に示し、崩壊位置の概要を図-1 に示す。

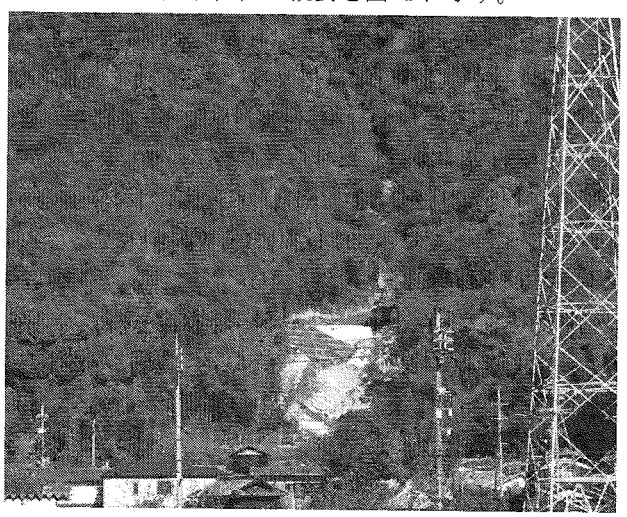


写真-1　崩壊地の全貌

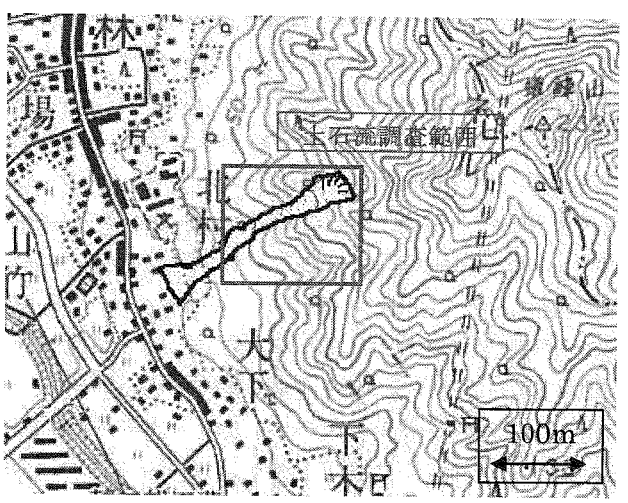


図-1　北村地域崩壊位置の概要

本研究では、北村地域の地形的特徴と地盤の応用地質学的特徴に着目し、土石流災害が発生した素因を追求した。さらに表層崩壊についても調査を行った。これは地盤が花崗岩か流紋岩かの違いが斜面崩壊にどう関わるのか検討するために試みた。

2.調査方法

調査地域は、岡山県の倉敷市・岡山市・玉野市が含まれる東西約 10km、南北約 6km の地域である。この地域の地質は、中生代白亜紀後期深成岩類に属する中粒花崗岩類と中生代白亜紀後期酸性火山岩類に属する流紋岩類からなる [1]。調査方法としては表層崩壊地も含めた計 12 か所において岩盤の岩種と風化程度、斜面の傾斜などに着目し、なぜ本地域で土石流や斜面崩壊が発生したか、その原因について検討・考察した。岩盤分類に関してはいくつかの既存の文献に基づいて主に節理間隔に着目し、判定を行った [2]。

3.土石流災害の特徴と要因

図-2 は崩壊・土石流発生地の源頭部から土石流が流下した渓床部を示している地質状況について整理した現地調査平面図である。傾斜は滑落崖以外では 20°程度の場所が多いのに対し、滑落崖付近では 30°を超えていた。地質は花崗閃緑岩であり一部花崗斑岩の岩脈が存在する。中流域の花崗閃緑岩はマサ土化している。

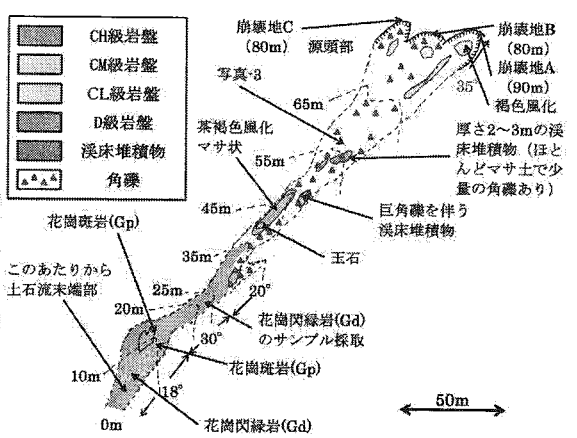


図-2　現地調査平面図

北村地域の崩壊規模は崩壊長約 250m、崩壊幅は約 10～50m である。土石流発生地は谷地形であり土石流末端部は扇状地になっていた。土石流災害地では谷地形と扇状地からなる地形が普遍的に認められることからこれまで繰り返し発生していたと考えられる。また小規模の土石流であったとはいえ、土石流末端部では家屋が 1 軒倒壊している。

源頭部の崩壊部は 3 か所ですべて小規模である。3 か所の崩壊地をそれぞれ崩壊地 A、B、C とした。崩壊地 A は表土の部分が崩壊しており、崩壊地 B は表土と風化して礫状になった岩盤の一部が崩壊していた。また崩壊地 C に関しても表土と岩盤の風化した表層部分

が崩壊しており、3か所とも表層崩壊である。源頭部付近の岩盤は内部まで風化し節理間隔は 20cm 以下であり CL 級と判別できる。写真-2 は土石流源頭部の例である。

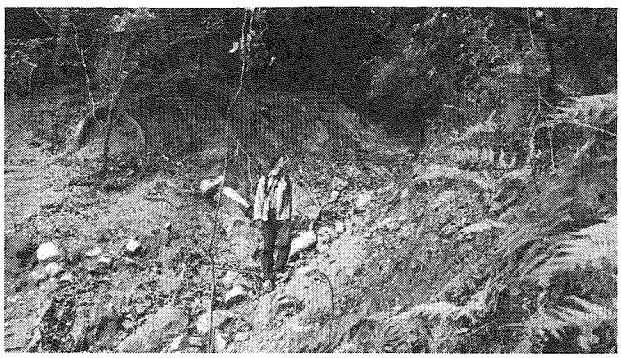


写真-2　土石流源頭部（崩壊地 A）

渓床部には地盤の花崗岩が風化してできたマサ土や花崗岩礫からなる渓床堆積物の一部が残っていた。おそらく幅が数 m～10m 余りの渓床に厚いところで 2m に達する渓床堆積物が埋まっていたと考えられる。このことから流域上流部から中流部において土石流が谷底や谷の斜面を侵食して移動し、土石流はその渓床堆積物を取り込んで末端部に向かうにつれて、なだれのように拡大しながら流下したと考えられる（写真-3）。

写真-3　主沢中流域

また土石流末端部には扇状地が広がっており、過去の土石流による地層も確認できる。土石流は旧式の砂防ダムを破壊していた。これらのことから何度もこのような土石流が発生していたと考えられる。（写真-4）

写真-4　土石流末端部（上流側から撮影）

写真-5 は家屋に付着した土石流の水位痕跡である。この水位痕跡から土石流末端部では約 1m の水位上昇があったことが確認できた。

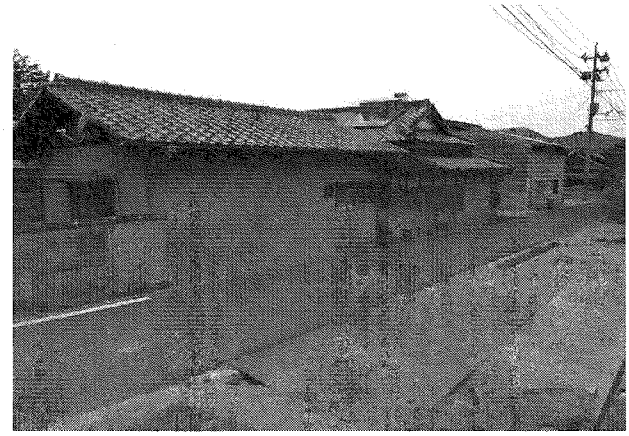


写真-5　土石流の水位痕跡

4.小規模斜面崩壊

本研究では、小規模斜面崩壊が 11 箇所で確認できた。これらはすべて表層崩壊であり、高さ 2～4m、幅 8～12m で斜面の傾斜は 30° 以上である。また表層崩壊地の地質は花崗岩類地域が 9 箇所、流紋岩類地域が 2 箇所である。このことから本地域において花崗岩類地域は流紋岩類地域に比べ斜面崩壊が起こりやすいと考えられる。

5.まとめ

花崗岩は風化して土砂状になり流れやすいため、30° を超える傾斜の斜面の存在が素因となって今回のような積算雨量 280 ミリ程度の比較的小規模な雨量で土石流が起こったと考えられる。表層の花崗閃緑岩は風化し一部はマサ土化していた。ほとんどがマサ土からなる渓床堆積物の方が流紋岩分布域の角礫のそれよりも移動しやすいことが考えられる。これらの風化した土砂状の渓床堆積物の存在が土石流災害の素因として重要である。つまり降雨により比較的傾斜が急であり風化が進行している花崗岩類地域で表層崩壊が起こり、腐植を含む表土と風化した岩石を巻き込むことにより土石流が起こり、一部の渓床堆積物を残し、流下したと考える。また小規模な谷でも、急傾斜地の存在、地盤の風化、渓床堆積物の蓄積などによって土石流を引き起こすことが考えられる。

文献

1) 西部技術コンサルタント株式会社：岡山県内表層地質図
http://www.seibuct.jp/chishitsuzu/index.html

2) 応用地質学会：応用地質学会特別号「岩盤分類」(1984)
応用地質株式会社：応用地質年報「ジオトモグラフィ手法によるダムサイトにおけるグラウチング効果の判定」(1994)

P30. すべり面粘土と断層ガウジを識別する複合面構造

―秩父帯の地すべりを例として―

Composite Planar Fabrics which Distinguish Slip Surface Clay from Fault Gouge

—An Example of a Landslide Located in the Chichibu Belt —

○山根 誠・山田政典・仙石昭栄（応用地質株式会社）・脇坂安彦（(独) 土木研究所）・赤松 薫（国土交通省）

Makoto Yamane, Masanori Yamada, Akiyoshi Sengoku, Yasuhiko Wakizaka, Kaoru Akamatsu

1. はじめに

近年，高品質コアによって地すべり移動体内部の地質構造に関する知見が得られ，例えば，脇坂ほか[1]は，無構造な角礫岩の分布位置と頻度が，地すべり移動体を地質学的に認定する指標になるが，すべり面を構成する細粒な破砕岩（crushed rock）には，すべり面起源でも複合面構造が認められることがあるなど，テクトニックな断層起源の破砕岩との区別がつかないことも指摘した．そこで，地すべりのすべり面とテクトニックな断層を識別することを目的に，すべり面の高品質ボーリングコアを用い，樹脂固定法によるコア半割標本を作製し，詳細な観察を行った．その結果，地すべり面を認定する上では，すべり面内部の微細構造などによるせん断センスの把握が有効であることが判明したので報告する．

2. 地すべりの概要

対象とした地すべりは四国山地中央部の山地斜面にあり，平坦面をなす移動体と馬蹄形の滑落崖の地すべり地形は明瞭である．地すべり周辺の基盤地質は，ジュラ紀付加体秩父帯北帯，柏木ユニット[2]の中の，厚層で連続性の良いチャート岩体が下位に緑色岩を伴う海洋性岩石から構成されるサブユニットと，これを挟んだ上位と下位の混在岩層（Me-2，Me-1）から構成される(図-1)．サブユニット下底は低角度断層で，境界付近の混在岩は断層ガウジを有する小断層を伴い，SW 傾斜で，地形に対し流れ盤をなしている．

地すべり移動体は，上位の混在岩(Me-2)，チャートを主体とするサブユニットの基盤岩層序を保ったまま，斜面下方の下位の混在岩（Me-1）が基盤をなす領域へ移動している．

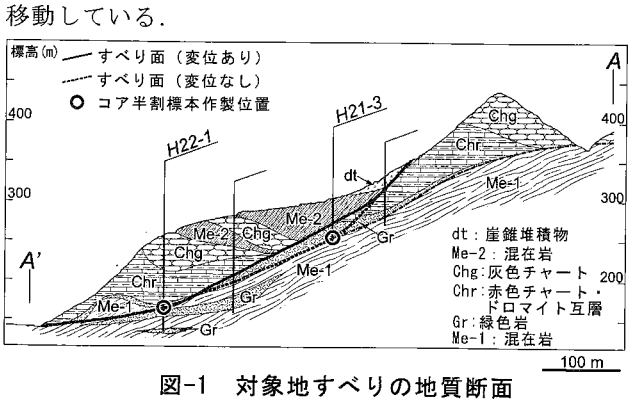


図-1　対象地すべりの地質断面

3. ボーリングコアの概要

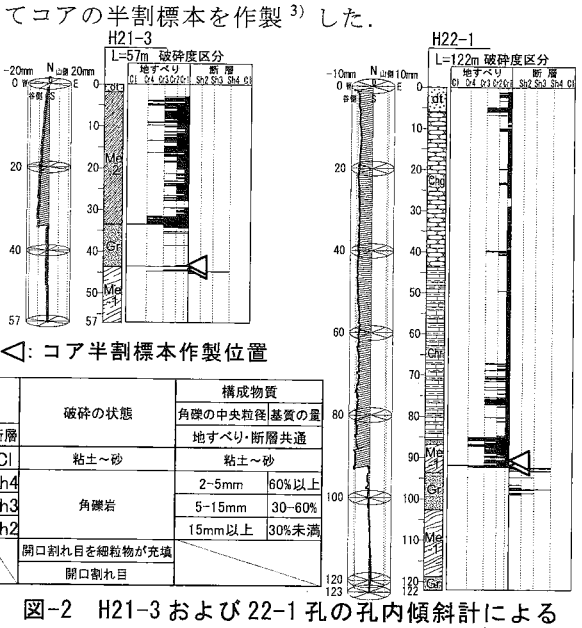
検討に用いたボーリングコアは，H21-3，H22-1 孔で採取されたものである．ボーリングは LWLP 工法と気泡式ボーリング工法を併用し，掘削孔径 86mm，コア径 70mm，鉛直孔によって高品質コアを採取した．

H22-1 孔は掘進長 122m で，孔内傾斜計観測によって得られた累積変位区間は 91.70～92.20m で，特に細粒化が進んだ91.72～91.82mの10cm間の粘土～砂をすべり面粘土であると推定した．平面的な変位方向は地形の最大傾斜方向とほぼ一致している（図-2)．

H21-3 孔（掘進長 57m）のすべり面位置は，孔内傾斜計観測の変位区間 33.20～34.70m の中にあり，粘土～砂からなる細粒化の進んだ破砕区間のうち風化の下限を移動体の下底とし，33.55mをすべり面と推定した．さらにすべり面の下位の，サブユニット下部を構成する緑色岩と混在岩の境界に相当するサブユニット下底境界のテクトニックな断層には，部分的に無構造角礫や褐色を帯び風化の影響を受けていることから 43.50～43.64m は，断層区間において，過去に地すべり変位によって形成されたすべり面粘土であると推定した．

4. コア半割標本の作製と観察の方法

すべり面粘土や断層の内部構造の詳細観察を可能にするため，高品質コア試料を用いて，樹脂固定法によってコアの半割標本を作製[3]した．



記号		破砕の状態	構成物質	
			角礫の中央粒径	基質の量
地すべり	断層		地すべり・断層共通	
Cl	Cl	粘土～砂	粘土～砂	
Cr4	Sh4	角礫岩	2-5mm	60%以上
Cr3	Sh3		5-15mm	30-60%
Cr2	Sh2		15mm以上	30%未満
Cr1b		開口割れ目を細粒物が充填		
Cr1a		開口割れ目		

図-2　H21-3 および 22-1 孔の孔内傾斜計による変位図と地質および破砕度区分

H22-1 孔での標本の作製位置は，すべり面粘土（91.72～91.82m）を挟んだ 91.00～93.00m の 2m 区間である．すべり面粘土の孔壁画像撮影による傾斜は SW 方向 20 度で，ほぼ斜面の最大傾斜方向の流れ盤となって，孔内傾斜計で観測された変位方向と一致している．コア半割標本の姿勢は，灰色粘土の最大傾斜方向としたため，観察面で灰色粘土が左側へ傾斜する半割片では，観察面に向かって左側が谷側（SW 方向），右側が山側（NE 方向）に相当する．H21-3 孔の標本作製位置は，傾斜計で累積変位が確認されている位置よりさらに深部で，サブユニット下底面のテクトニックな断層にすべり面が形成されていると推定した位置である．

コア半割標本の観察では，10 倍程度のルーペを用いた観察のほか，実体鏡によって最大 20 倍程度まで拡大した観察も行った．また，観察部分を広範囲に拡大し，可視化するために，標本の研磨面を一般的なスキャナーで読み込み（350dpi），画像化した．

5. コア半割標本の観察結果

H22-1 孔 91.72～91.82m のすべり面粘土を含む 91.67～91.87m の半割コア標本を図-3 に示す．標本の b および c 領域には，葉片状組織とせん断面の組み合わせからなる面構造群の発達があり，それぞれ P 面 [4]と R_1 面 [4]に対応する複合面構造が観察された．また，a~d 領域境界は P 面および R_1 面を含むせん断帯全体の方向を画する主せん断面であり，この面が Y 面 [4]である．これらの複合面構造の配置から，標本観察面でのせん断センスは，左ずれ，標本の上下方向を考慮すると正断層である．

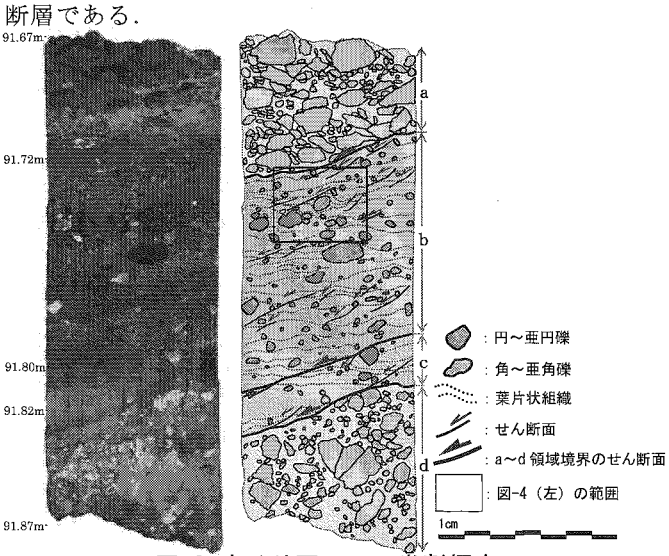


図-3 すべり面のコア半割標本

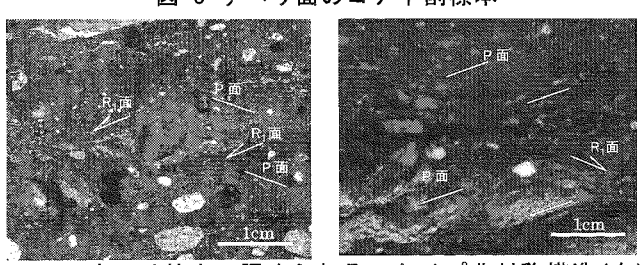


図-4 すべり粘土に認められるσタイプ非対称構造（左）すべり面より下位の断層内部の複合面構造（右）

そのほかの微細変形構造として，葉片状組織の非対称褶曲，粘土中の細礫～砂粒子の周囲に正断層センスを示すσタイプの非対称構造が観察された（図-4（左図））．

一方，H22-1 孔のすべり面粘土（91.72～91.82m）の下位の深度 93.35m の破砕部には，複合面構造をせん断センス指標とすると，右ズレの逆断層センスが観察された（図-4（右図））．また，初生的にはサブユニット下底境界のテクトニックな断層を推定した H21-3 孔の標本（43.50～43.64m）の複合面構造からは，風化度から地すべり面と推定された箇所ではデュープレックス構造から正断層センス，すべり面以外の箇所では逆断層センスが観察された．

6. まとめ

孔内傾斜計の累積変位，粒度構成，風化度から地すべり粘土と推定された部分(H22-1 孔 91.72～91.82m)では，複合面構造およびσ構造から正断層センスが確認され，粒度構成，風化度から地すべり粘土と推定された部分（H21-3 孔 43.50～43.64m）では，デュープレックス構造から正断層センスが確認された．以上の他の箇所（H21-3 孔 44.75～44.80m, H22-1 孔 93.35m）には，複合面構造から逆断層センスが確認された．

地すべりのすべり面は，末端部が山側傾斜になる場合を除くと，正断層センスが一般的であり，他方，秩父帯のような付加体のテクトニック断層は，逆断層が多いとされている．したがって，今回観察した標本のうち，正断層センスを示す箇所はすべり面粘土，逆断層センスを示す箇所はテクトニックな断層ガウジと判断される．すなわち，樹脂固定したコア半割標本の微細な複合面構造などを観察し，せん断センスを評価すれば，これまでコア表面の肉眼観察のみでは識別が困難であったすべり面粘土と断層ガウジを識別することが可能であると考えられる．

文献

1) 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,pp.231-247.

2) 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎(1998): 付加体地質の観点からみた秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質．地質学雑誌，Vol.104, pp.634-653.

3) （独）土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチーム（2012）：樹脂固定法によるすべり面標本の作成マニュアル（案），土木研究所資料，第 4227 号，18p.

4) Rutter,E.H., Maddock,R.H., Hall,S.H. and White,S.H. (1986): Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges, Pure and Applied Geophysics, Vol.124, No.3, pp.3-30.

P31. 花崗岩分布域における地形区分ごとの表土層深の特徴

Characteristic of surface layer depth by topographic classification in the granite area

○窪田安打（応用地質㈱），井上善夫（㈱蒜山地質年代学研究所）
Yasu'uchi Kubota, Yoshio Inoue

1. はじめに

兵庫県，沖村他[1]は斜面の表層崩壊に対する危険度予測システムを構築した結果，地盤モデルの入力条件の設定が，斜面の危険度評価結果に大きく影響することが判っている．窪田他[2]は，この入力条件のうち表土層深を地形区分（頂部小起伏面，谷壁斜面，谷底斜面）ごとに現地調査して，表土層深と地形区分の関係を検討したが，地盤モデルを構築する上で次の課題を示した．表土層深は地形区分ごとの測定実測データをもとに，表土層深と斜面勾配の関係を整理して，広域の表土層深を推定するため，各地形区分内の地形変化による表土層深の変化の評価ができていない．特に谷壁斜面は斜面崩壊の主な発生場であるため，地形変化が顕著である．また，現地は山地内のため，通常のボーリング調査や簡易貫入試験による調査が難しい場合がある．

この課題に対して，表土層深は谷壁斜面の地形変化として代表的な0次谷や崩壊地に着目した現地踏査と表土層深の調査を実施した．その際，その他の簡易で多数の試験を行える方法も併せて実施した．

2. 調査方法

本調査の対象地は，兵庫県神戸市住吉川上流の六甲山の自然斜面である．地質は六甲山に広く分布する後期白亜紀の深成岩（山陽帯）である六甲花崗岩（主に中～粗粒の黒雲母花崗岩）である．

現地調査は，斜面崩壊が発生しやすい谷壁斜面を対象とした．まず，航空写真による地形判読により，調査地周辺の地形区分を行う．更に現地踏査により，調査地の0次谷や崩壊地などの微地形や露岩分布を把握して，地形変化を把握する．これにもとづいて表土層深の調査を行う．調査では，簡易貫入試験および土層強度検査棒[3]を利用した．沖村他[1]は簡易貫入試験やボーリングデータを用いた表土層深の検討を行っているが，より簡便に測定できる土層強度検査棒[3]を実施して，沖村他[1]の表土層深と比較した．この試験では，礫あたりなどの可能性を考慮して，調査箇所毎に10点の試験を実施して，最大値と平均値を整理した．

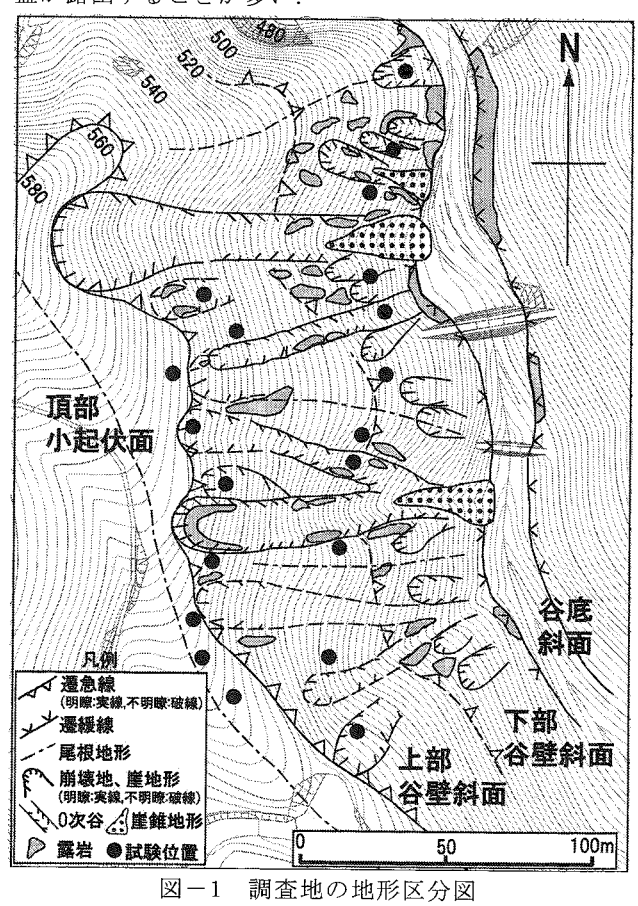
沖村他[1]の表土層深は，表六甲地域のマサ土層の表層崩壊について，簡易貫入試験のNd値が12以下の深度までの土層が表層崩壊の深度に概ね対応することから，簡易貫入試験の打撃回数が12以下の深度を表土層深としており[4]，本論もこれに従った．

3. 調査結果

（1）調査地の地形区分

調査地周辺は，谷深く，遷急線が山頂近くに分布するため，谷壁斜面が広い面積を占める．このため，頂部小起伏面や谷底斜面は幅狭くなっている．

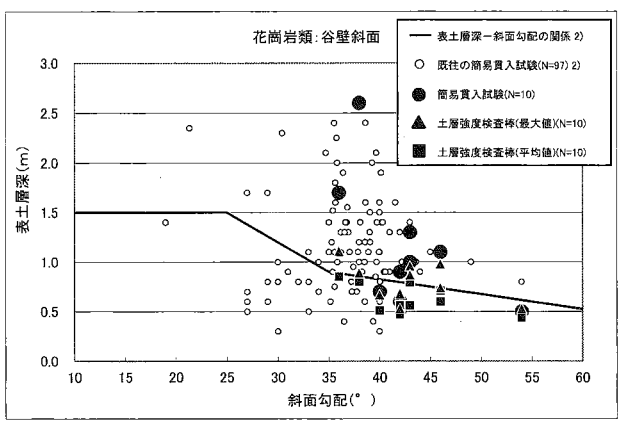
図－1 に示す調査地は，山頂付近の明瞭な遷急線と谷底付近の遷緩線の他に，谷壁斜面の中腹には，不明瞭な遷急線が分布するため，谷壁斜面を上部と下部に区分することができる．0次谷は，谷壁斜面の上端付近から下端にかけて数条分布する．崩壊地は，上部谷壁斜面において，0次谷の頭部に斜長20m程度，幅10m程度で分布しており，過去の昭和13，36，42年に発生した広域の豪雨災害による崩壊が多い．下部谷壁斜面では，上部・下部谷壁斜面の境界である遷急線付近から小規模な崩壊が発生し，谷底へ土砂が筋状に流下したものが多く，斜長10m程度，幅5～8m程度，深さ1.0m前後の崩壊地が密に分布する．このため，下部谷壁斜面の地形面は凹凸が激しく，崩壊地内に基盤の岩盤が露出することが多い．



図－1　調査地の地形区分図

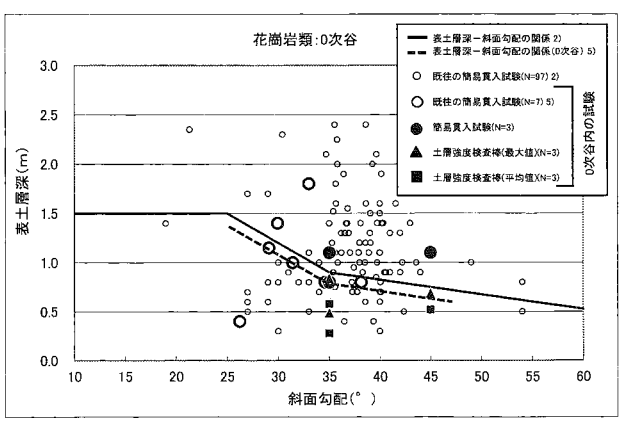
(2) 地形区分ごとの表土層深

試験結果を表土層深と斜面勾配の関係として整理した．以下では，谷壁斜面とは0次谷と崩壊地を除いた範囲として整理する．図－2 に，谷壁斜面における既往調査 [2]と本論の調査結果を示すとともに，既往調査による表土層深と斜面勾配の関係の折れ線 [2]を示した．簡易貫入試験の試験値は，既往調査 [2]と同様に表土層深が 0.5～2.5m の範囲でばらつきが大きい．特に極端に厚い表土層深が測定されるケースは，深度 1.0m 前後で打撃回数が 12 付近まで上昇しても，これ以深で再び低下することで，厚い試験値が得られるケースが多い．また，土層強度検査棒の試験値は，表土層深が 0.5～1.1m の範囲でプロットされる．土層強度検査棒の平均値の上限付近は，既往の表土層深と斜面勾配の関係 [2]に相当する．また，最大値の平均が同関係に相当する．簡易貫入試験に比べて，土層強度検査棒は，斜面の平均的な表土層深を把握しやすいと考えられる．



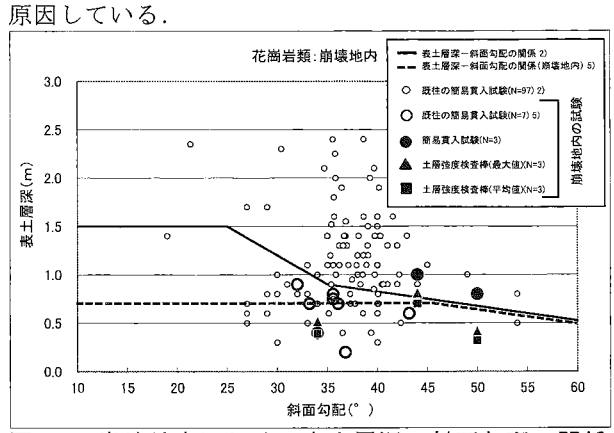
図－2　谷壁斜面における表土層深－斜面勾配の関係

また，0 次谷における試験結果を表土層深と斜面勾配の関係として整理した．図－3 に，0 次谷における既往調査 [5]と本論の調査結果を示すとともに，既往調査による表土層深と斜面勾配の関係の折れ線 [5]を示した．0 次谷の簡易貫入試験の試験値はばらつきがあるが，谷壁斜面に比べて表土層深は相対的に薄い．土層強度検査棒の試験値の一部は極端に薄いケースがあるが，これは 0 次谷沿いに砂礫の表土が堆積する場合が多いため，礫あたりの影響を受け易いことが原因している．



図－3　0 次谷における表土層深－斜面勾配の関係

崩壊地内における試験結果を表土層深と斜面勾配の関係として整理した．図－4 に，崩壊地内における既往調査 [5]と本論の調査結果を示すとともに，既往調査による表土層深と斜面勾配の関係の折れ線 [5]を示した．崩壊地内における簡易貫入試験の試験値のばらつきは比較的小さく，谷壁斜面に比べて表土層深が相対的に薄い．土層強度検査棒の試験値の一部は極端に薄いケースがあるが，これは崩壊地内に砂礫の表土が堆積する場合が多いため，礫あたりの影響を受け易いことが原因している．



図－4　崩壊地内における表土層深－斜面勾配の関係

4. まとめ

谷壁斜面に比べて，0 次谷や崩壊地内の表土層深は相対的に薄い．このため，危険度予測システムの地盤モデルの入力条件である表土層深の検討に際しては，0 次谷や崩壊地の位置とその表土層深を調査で把握することが必要である．また，土層強度検査棒は，谷壁斜面の表土層深の平均的な層厚分布の把握には有効であることを確認した．一方，0 次谷や崩壊地内では，現地で的確に把握する方法を更に検討したい．

文献

1) 沖村　孝・鳥居宣之・尾﨑幸忠・南部光広・原口勝則(2011)：豪雨による土砂災害を対象としたリアルタイムハザードシステムの構築，砂防学会誌，Vol.63, No.6, pp.4-12.

2) 窪田安打・野口良彦・岡本由貴・中川　渉(2013)：豪雨による土砂災害を対象としたリアルタイムハザードマップシステムの検討－地形地質条件のモデル化－，応用地質技術年報，No.32, pp.57-66.

3) 独立行政法人土木研究所(2010)：土層強度検査棒による斜面の土層調査マニュアル（案），土木研究所資料，p40.

4) 沖村　孝・田中　茂(1980)：一試験地における風化花こう岩斜面の土構造と崩壊発生深さに関する研究，新砂防，No.116, pp.7-16.

5) 沖村　孝・鳥居宣之・松本正利・南部光広・原口勝則・安武由貴(2011)：豪雨時における土砂災害を対象としたリアルタイムハザードシステムの改良，平成 23 年度砂防学会研究発表会講演概要集，pp.114-115.

P32. 御荷鉾帯地すべりにおける地質性状と地下水分布の検討

A distribution of groundwater and geological properties at landslide in the Mikabu Zone

○清水　豊，田村浩行，市原　健（応用地質株式会社）
Yutaka Shimizu, Hiroyuki Tamura, Takeshi Ichihara (OYO Corporation)

1. はじめに

地すべりにおける地下水排除工は，地下水の分布を考慮し，その効果や経済性の面で効率的となるように配置する必要がある．

怒田・八畝地区地すべりは，古くから地すべり対策事業が進められており，調査ボーリングと各種動態観測が実施され，非常に多くの地質情報が蓄積された．また，集水井工を中心とする地下水排除工により，地下水位の低下と共に，地すべり変位速度の大幅な低下が確認されている．

このデータをもとに地下水解析が行われ，地すべり変位と地下水位の関係や，地下水変動特性と地下水排除効果との関係が見出されている[1]．また水収支に着目した地下水の定量的評価を試みる例もあり，地下水排除工の効果的配置に寄与する重要な情報を得ている．

このような解析をさらに進めていくにあたり，重要なのは地盤のモデル化であり，地下水挙動の諸条件を左右する地質性状の把握がポイントとなる．本研究では，地すべり土塊の地質性状分布を明らかにし，地下水位変動状況や地下水排除工による効果発現状況について検討を行った．

2. 対象地すべりと地質概要

怒田・八畝地区地すべりは，四国山地中央部の高知県大豊町に位置する．北流する南大王川を挟んで右岸に怒田地区，左岸に八畝地区と立野地区があり，地すべり防止区域面積は約 410ha に及ぶ．

基盤地質は，立野地区は三波川結晶片岩類の泥質片岩が分布するが，今回対象とする怒田地区と八畝地区には御荷鉾緑色岩類が分布する．対象地周辺には，弱い変質を受けた塊状の玄武岩質溶岩，凝灰岩，枕状溶岩，火砕岩（ハイアロクラスタイト等）が分布する[2]．また，断層運動により著しく破砕するとともに，風化が進行し，地すべり土塊の粘土化が著しい[3]．

地すべり土塊に含まれる粘土鉱物は，基盤岩中にもともと生成していた初生粘土鉱物の緑泥石と，破砕によって著しく粘土化した部分に二次粘土鉱物の膨潤性緑泥石が確認され，地表からの風化が及ぶ部分にスメクタイトの生成が報告されている[4]．

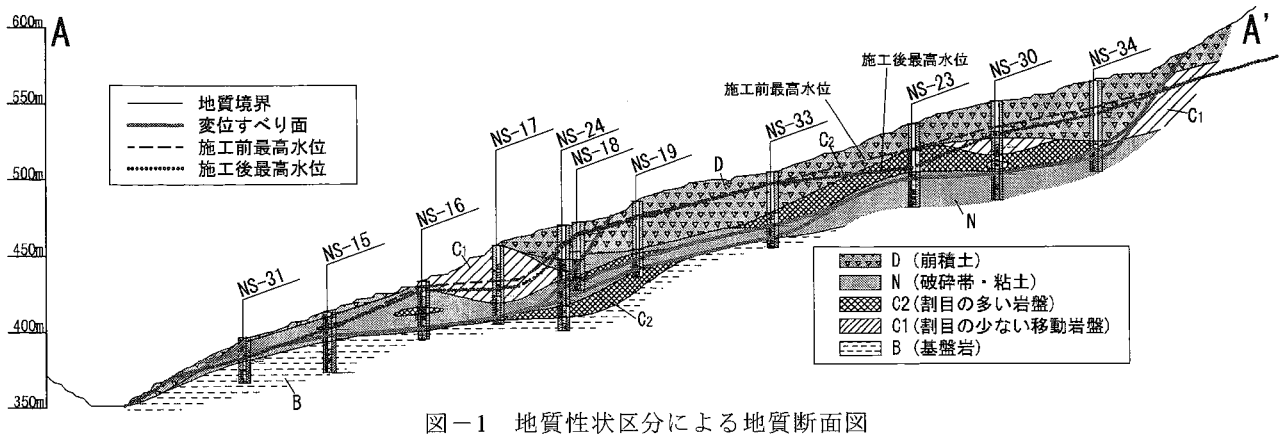
3. 地すべり土塊内部の地質性状

地すべり土塊内部の地質性状を把握するため，既往のボーリングコア写真および柱状図の見直しを行った．ボーリングコアは調査年次が古いものが多く，軟質な部分が乱れたものや，細粒基質が流失しコア採取率が悪いものが少なくない．しかし，調査年次が新しく採取率の高いボーリングコアと対比させると，崩積土，粘土化した破砕帯，亀裂が発達した岩盤，亀裂のない基盤岩等の大まかな地質性状区分が可能である．そこで，コアの状態から地質性状を想定した（表－1）．また，各地質性状に対して相対的な透水性を評価した．

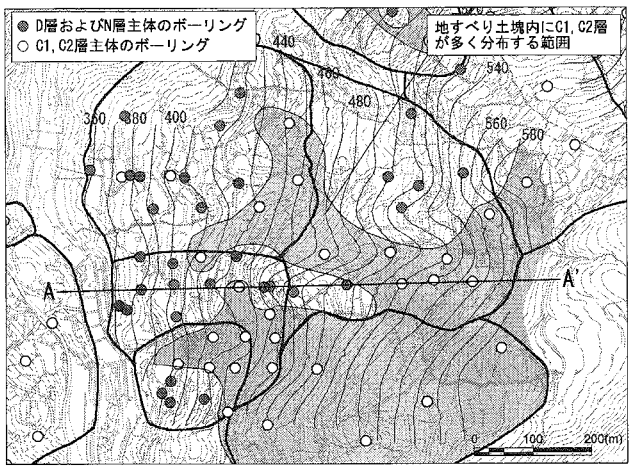
ボーリングコア再評価結果から，怒田地区の地質断面図を作成した（図－1）．この断面では地すべり中央から上部にかけて厚い崩積土の D 層を冠し，変位すべり面は粘土状に破砕した N 層に沿って発達する．変位すべり面の直上には岩盤状を呈す C1，C2 層が分布する．地すべり下部では，N 層が地すべり土塊の大部分を占める．これは地すべり発達の過程で，上位の N 層が剥ぎ取られて集積したものかもしれない．また C1 層の巨大ブロックが N 層内に取り込まれている．

表－1　ボーリングコア再評価区分

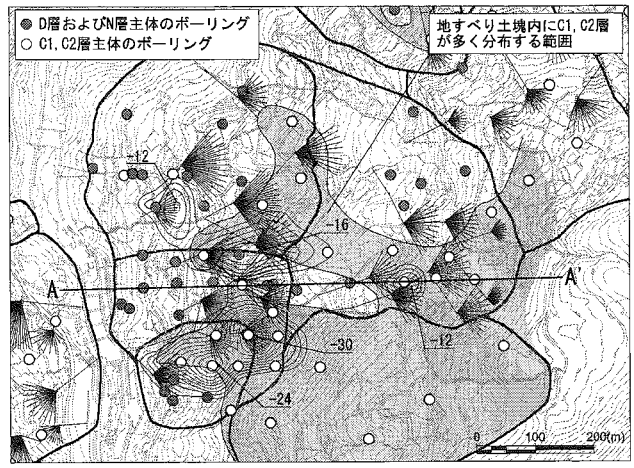
記号	コアの状態		想定地質性状	
	採取率が高いコア試料	採取率が低いコア試料	想定される地質	相対的な透水性
D	・褐色の砂混り粘土を基質とし，径数cm～数10cm（最大3m程度）の大小様々な亜角礫が混在する．礫の岩相や風化度が多様である．	・長さ数10cmの新鮮な短棒状岩片と，褐色粘土が付着した角礫状コアまたは褐色の土砂状のコアが互層する．	・崩積土，崖錐堆積物	粘土基質に径3mの巨大な岩塊を含み，透水性に関して不均質と考えるが，全体としては透水性は高くないと予想される．
N	・白色～緑灰色の粘土からなり，径数cmの亜円礫が混入．縞状構造やせん断構造が認められる場合がある． ・葉片状の片理が密に発達し，非常に軟質な岩盤．または大部分が粘土化し，所々に変状組織が残存する．	・白色～緑灰色の粘土状コア．所々に葉片状の岩片が残存する． ・コア表面に白色粘土の付着が著しいが，葉片状の岩芯が見え隠れする．	・断層破砕帯，ガウジ ・風化変質により粘土化した凝灰岩や火砕岩 ・地すべり面粘土 ・これらが集積した岩屑	粘性土を主体とする地質であるため，透水性は低いと予想される．
C2	・割れ目が密な岩盤．割れ目の開口と細粒分の充填，岩片の回転が認められるが，岩盤組織は残る．	・角礫状コアで，コア外周が認められないものがある．細粒分はほとんど認められない．	・割れ目の発達した岩盤（移動岩盤） ・角礫状に破砕した岩盤	開口した亀裂が発達するため，透水性は高いと予想される．
C1	・棒状コアを主体とし，岩片は硬質．割れ目沿いの風化，開口亀裂，流入粘土の充填が顕著．	・棒状コアを主体とし岩片は硬質．割れ目沿いに風化し，開口亀裂が発達．流入粘土が付着する場合がある．	・岩盤（移動岩塊）	
B	・割れ目の開口がなく，新鮮硬質な岩盤．	・割れ目の開口がなく，新鮮硬質な岩盤．	・基盤岩 ※断層破砕帯を除く	透水性は低いと予想するが，局所的に透水性の高い割れ目が存在する可能性がある．



図－1　地質性状区分による地質断面図



図－2　降雨時の地下水位コンターと C1・C2 層分布



図－3　集水井施工前後の地下水位差分コンター

4. 地質性状と地下水分布の関係

図－1 において，集水井施工前後の地下水位（降雨時）をみると，地すべり土塊に C1・C2 層が分布する箇所で，地下水位が大きく低下している．また，NS-17 孔付近では，C1 層岩塊の分布に沿って，水面形状が大きく低下している．このことは，C1・C2 層で地下水流下速度が速いことを示唆する．

図－2 は，ボーリングコア再評価から，地すべり土塊内部に C1・C2 層が多く分布する箇所を平面的に示し，集水井施工前における降雨時の地下水位コンターを重ねた．C1・C2 層が分布する箇所では，地下水位コンターは谷形状となる．これも C1・C2 層にて地下水流下が促進しているためと考えられる．

図－3 は，降雨時の地下水位コンターを集水井施工前後で比較し，差分コンターとして地下水位低下量を示したものである．C1・C2 層が分布する箇所で地下水位が大きく低下し，その効果が周辺の N 層や D 層にも及んでいる．

5. まとめ

地すべり内部の地質性状と地下水の流下特性に関係があり，以下のことを示唆する．

- 地下水は，C1・C2 層を選択的に流下する可能性が高い．この場合，地下水コンターは谷形状を示す．
- C1・C2 層分布域では，集水井工による地下水位低下高が大きい．

地すべり内部の地質性状を把握することは，地すべり機構やその形成史の理解，すべり面の特定に有効であるとともに[5]，その水理特性を把握する手がかりにもなり，効率的な対策工配置計画に寄与すると考える．

文献

1) 白石　央・岡本　敦・岩男忠明・矢田部龍一・吉村和司（2004）：怒田・八畝地すべりの地下水流下機構と地すべり移動への影響，日本地すべり学会誌，Vol.41，No.1，pp.49-56.

2) 武田賢治・佃　栄吉・徳田　満・原　郁夫（1977）：三波川帯と秩父帯の構造的関係．秀　敬編，「三波川帯」，広島大学出版会，pp.107-151.

3) 吉松弘行・福井義隆・白石吉信（1983）：下地蔵時，怒田地すべりから見た御荷鉾緑色岩地帯の地すべりの特性について，地すべり，Vol.19，No.3，pp.19-26.

4) 宮原正明・地下まゆみ・北川隆司・矢田部龍一（1999）：善徳・怒田・八畝地すべりと粘土鉱物，日本応用地質学会中国四国支部平成 11 年度研究発表会，講演概要集，pp.25-30.

5) 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.

P33. 2011年東北地方太平洋沖地震津波後2年間の気仙沼港内における地形変化

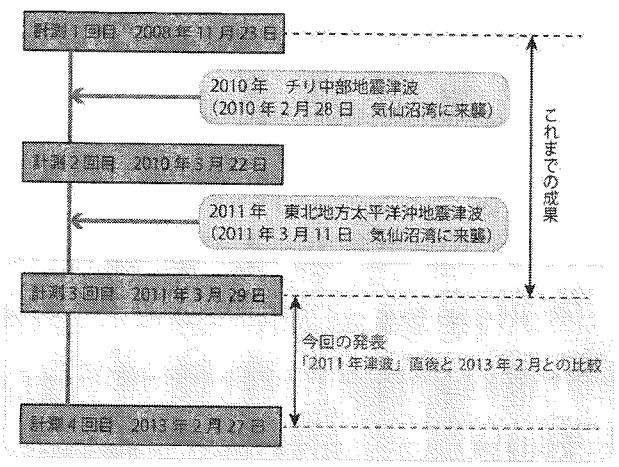
Geomorphic changes of 2 years at Kesennuma Port after 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and Tsunami

○川崎千晴（アーク・ジオ・サポート），原口強（大阪市立大学），
渡邊康司・佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート），高橋智幸（関西大学）
Chiharu Kawasaki, Tsuyoshi Haraguchi, Yasushi Watanabe, Masataka Sato, Tomoyuki Takahashi

1. はじめに

筆者らは，2008年より気仙沼港内における地形計測調査を継続的に行い，これまでの成果として，「2010年チリ中部沖地震津波」及び「2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下，「2011年津波」とする）」に伴う地形変化を比較してきた[1),2)]．

そこで本発表においては，「2011年津波」直後と約2年後にあたる2013年2月下旬に新たに取得した地形データを用い，通常波浪に伴う定常的な地形変化を比較することを目的とした（**図－1**）．



図－1　気仙沼湾における計測と津波の来襲

2. 比較方法

気仙沼港内全域において3次元サイドスキャンソナー（以下，C3Dとする）による地形計測を行い，取得データより差分図（**図－3**），断面図（**図－4~6**），鳥瞰図，等深線図，水深図等の詳細地形図を作成し，双方を比較した．

3. 使用機材

C3Dは，米国Benthos社製のインターフェロメトリ方式のスワス音響測深機である．水深に対し5～8倍のスワス幅での計測が可能であり，従来の測深機よりも広範囲を面的に計測できる．また，測深データと同時にサイドスキャンデータの取得も可能である点に特徴がある（**表－1**）．

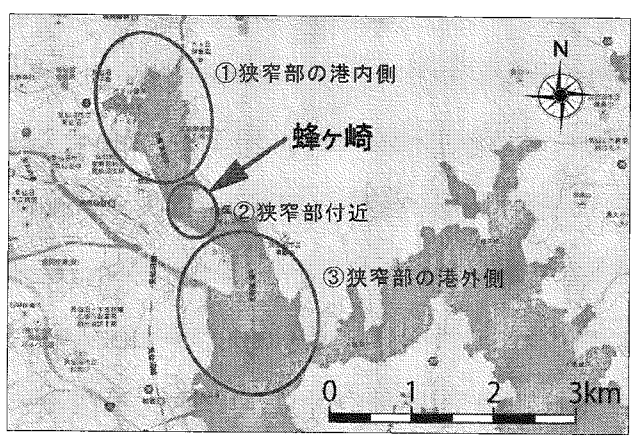
C3Dの測深精度は，国際水路機関（International Hydrographic Organization, IHO）の「IHO Standards for Hydrographic Surveys, 5th Edition, February 2008, Special Publication No. 44」における「Special Order」に適合しており，日本国内においては「海上保安庁告示102号」の「特級」水域における使用が認定されたスワス音響測深機である．

表－1　3次元サイドスキャンソナー（C3D）の仕様

項目	仕様
周波数	200kHz
レンジ（ビーム）	25～300m（片側）
計測レンジ	水深の5～8倍
解像度	サイドスキャンソナー：4.5cm
測深分解能	5.5cm（レンジに依存）
測深点数	最大2000点
ビーム幅	1°
パルス長	25usec～1msec（レンジに依存）
発信間隔	30pings / sec

4. 計測範囲

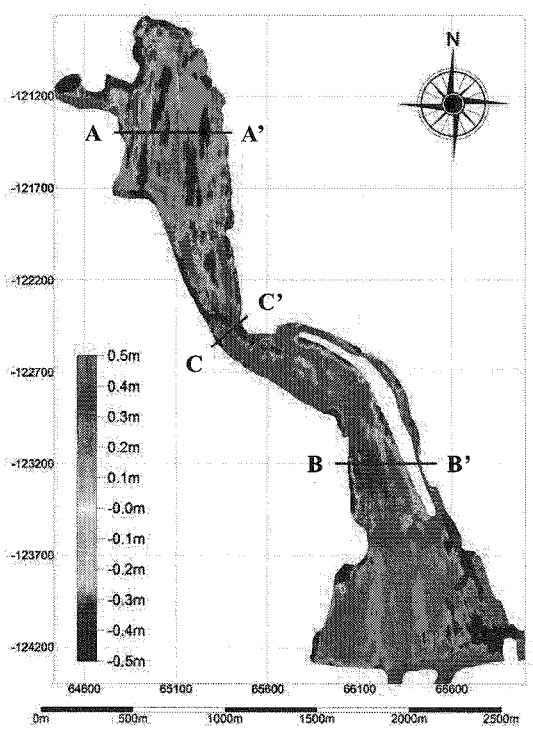
調査対象範囲は，宮城県気仙沼市の気仙沼港内全域とした．気仙沼港の港内から気仙沼湾の間には，蜂ヶ崎と呼ばれる狭窄部のある特徴的な地形がみられる．本稿では，「①狭窄部の港内側」，「②狭窄部付近」，「③狭窄部の港外側」の3地点において地形の面的な比較を行った（**図－2**）．



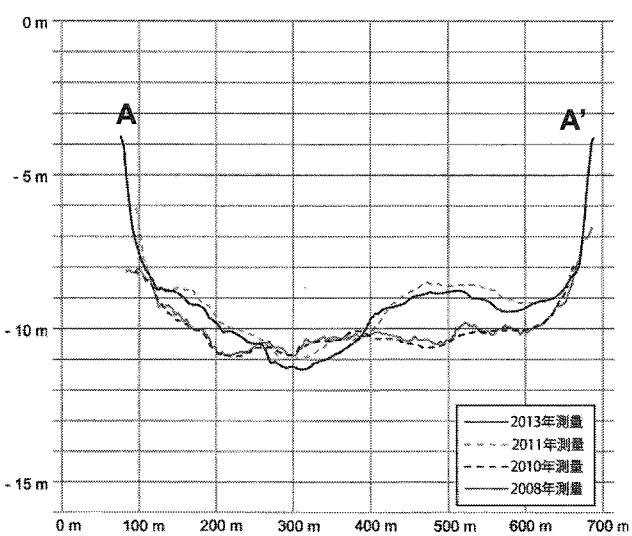
図－2　気仙沼港内（調査対象範囲）
（Google Mapをもとに加筆）

5. 計測結果

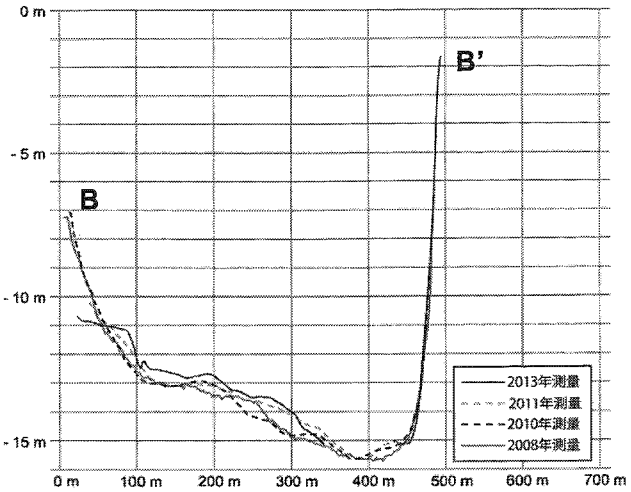
「2011 年津波」直後と 2013 年 2 月の地形の差分図（**図－3**）と断面図（A-A'：**図－4**，B-B'：**図－5**，C-C'：**図－6**）を作成し，2008 年，2010 年，2011 年，2013 年の地形を比較した．A-A'及び B-B'の断面については東西方向にて，C-C'については狭窄部の断面を作成した．その結果，**図－2** の①及び③の地点では，2011 年津波の影響で浸食又は堆積した箇所においては，通常波浪によって平滑化されている状況が明らかになった．一方，②地点では，津波により最大で約 7m 浸食されていたが，2013 年においては津波直後よりも西側斜面部で約 1m の堆積状況が見られた（**図－6**）．



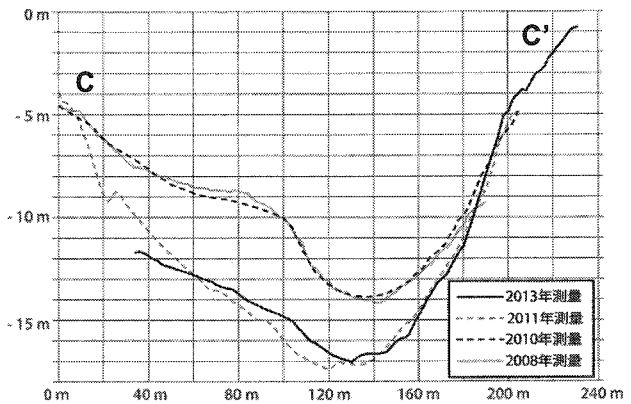
図－3　気仙沼港内における差分図
（「2011 年津波」直後と 2013 年 2 月を比較）



図－4　気仙沼港内における断面図(A-A')



図－5　気仙沼港内における断面図(B-B')



図－6　気仙沼港内における断面図(C-C')

6. 考察及び結論

本調査では，C3D を使用した港内全域の地形計測を行い，断面図及び詳細地形図等の比較から，2011 年 3 月と 2013 年 2 月の地形変化を検討した．

その結果，津波により最大で約 7m 浸食された狭窄部において，津波直後よりも 1m 程度の堆積が見られた．さらに共にわずかではあるが，狭窄部より港内側で全体として浸食傾向，港外側で堆積傾向がみられた．

なお，本研究は（独）原子力安全基盤機構からの委託業務「平成 22～23 年度 土砂移動解析手法の高度化」「平成 24 年度 津波堆積物に基づく津波波源推定法の開発」の成果の一部を取りまとめたものである．

文献

1）原口 強，高橋 智幸，久松 力人，森下 祐，佐々木 いたる（2012）：2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol. 68, No. 2, pp. 231-235.

2）高橋 智幸，原口 強，佐々木 いたる，佐藤 正孝，柳瀬 洋輝（2012）：気仙沼災害海底地形計測，海洋調査，No. 109, pp. 27-30.

P34. 2011年東北地方太平洋沖地震津波により変化した気仙沼「十八鳴浜・九九鳴き浜」前面の海底地形調査

Geomorphic changes of the bathymetric features at Kugunari-hama (beach) and Kukunaki-hama (beach) before and after 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

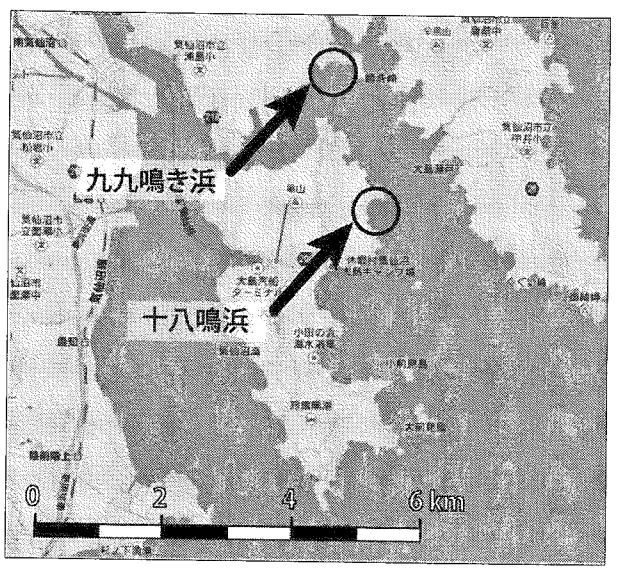
○柳瀬洋輝（アーク・ジオ・サポート），原口強（大阪市立大学），
渡邊康司・川崎千晴・佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート）
Hiroki Yanase, Tsuyoshi Haraguchi, Yasushi Watanabe, Chiharu Kawasaki, Masataka Sato

1. はじめに

宮城県気仙沼湾には2つの鳴き砂浜がある．一つは，気仙沼大島の東側に位置する十八鳴浜（くぐなりはま），そしてもう一つが，十八鳴浜の北約2kmの対岸に位置する九九鳴き浜（くくなきはま）である（図－1）．

筆者らは，十八鳴浜においては2008年より，九九鳴き浜においては2010年より，鳴き砂浜前面における海底地形をスワス音響測深機にて計測してきた．

本稿においては，2008年（十八鳴浜のみ），2010年，2011年（2011年東北地方太平洋沖地震津波直後），2013年の地形データの比較結果について報告する．



図－1　気仙沼湾（調査対象範囲）

2. 国指定天然記念物への指定

2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下，2011年津波とする）の直前，気仙沼市の教育委員会は「十八鳴浜及び九九鳴き浜」の天然記念物指定に向けての申請を行っている最中であり，我々の研究グループも指定に必要な浜の詳細海底地形調査などに協力していた．その審査の最中である2011年3月11日，2011年津波が2つの浜に来襲したため，鳴き砂の流出や鳴き砂が鳴らなくなるのではないかと懸念された．しかし，「十八鳴浜及び九九鳴き浜」は大津波に耐え，2011年9月21日に天然記念物に指定されている[1]．

3. 計測方法

十八鳴浜及び九九鳴き浜前面の海底地形を把握するために，3次元サイドスキャンソナー（以下，C3Dとする）による地形計測を行った．C3Dは，米国Benthos社製のインターフェロメトリ方式のスワス音響測深機であり，従来の測深機よりもスワス幅が広く，効率よく計測可能である．取得したデータはノイズ処理を行った後，数値地形モデルを作成し，これをもとにして鳥瞰図（図－2，3），断面図（図－4，5）等の詳細地形図を作成し，比較した．

4. 十八鳴浜の計測結果

十八鳴浜は長さ約200m，幅約20mで，尾根とその延長にある海食崖により囲まれた円弧状の形態をなす．

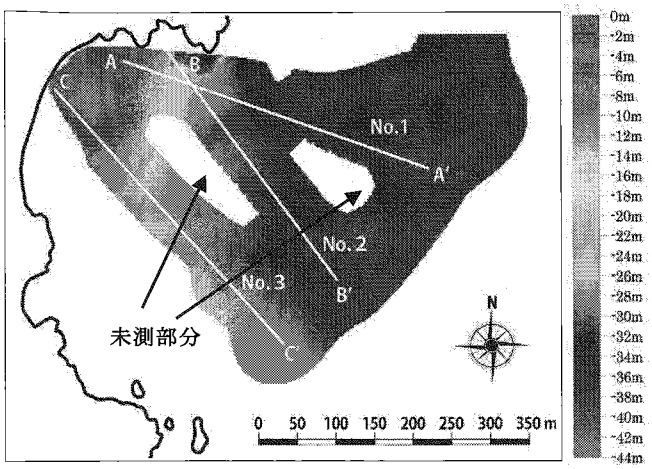
2013年の計測時には調査域内に漁具が設置されており，図－2のように中央部に未測部分が発生したため，2013年の測線方向に合わせて，4ヶ年分（2008年，2010年，2011年，2013年）の比較断面を作成した．3断面（図－2のA-A', B-B', C-C'断面）で比較したところ，2010年チリ中部地震津波後に計測したデータでは，斜面部分においてわずかな堆積が見られた．また，2011年津波の来襲を受けた直後の計測では，わずかに浸食されている傾向が見られた．本稿においては，紙面の都合上A-A'及びB-B'断面のみ掲載する（図－4）．

5. 九九鳴き浜の計測結果

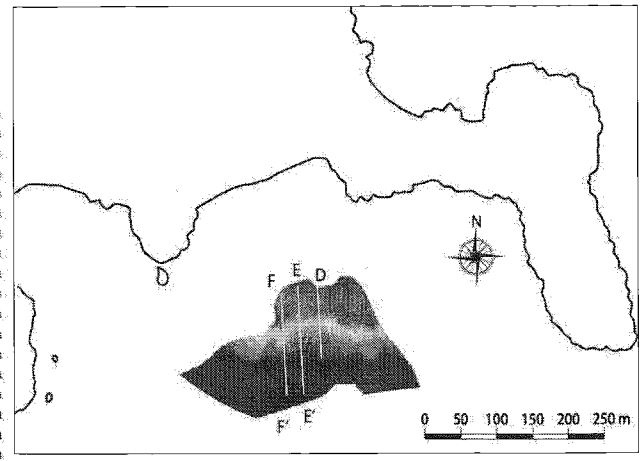
九九鳴き浜は，長さ約230m，幅約10～15mであり，東西を海食崖に挟まれた地形で，気仙沼大島との間の海峡に位置する海浜である．

九九鳴き浜においては，3ヶ年分（2010年，2011年，2013年）の断面図（図－3のD-D', E-E', F-F'断面）を作成し，断面線は浜に対して直交する方向で設定した．

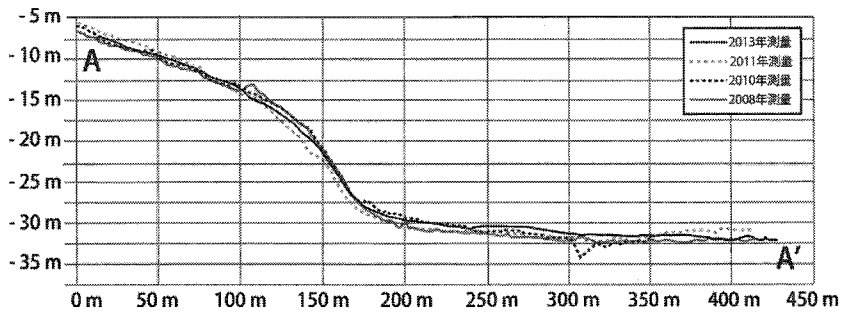
その結果，2010年津波前と2011年津波直後の計測では，D-D'及びF-F'断面において約2.5mの堆積が見られ，約2年後の2013年の計測時においても，その堆積状況が維持されていた．E-E'断面については，2010年と2011年津波後を比較すると，2011年津波直後では約1mの堆積状況が見られた．本稿においては，D-D'及びF-F'断面のみ掲載する（図－5）．

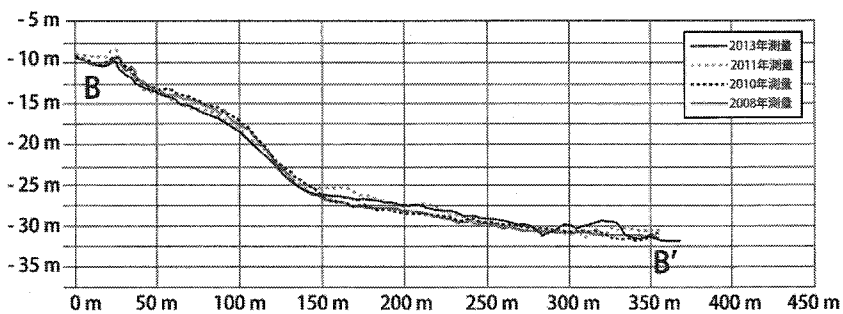


図－2　十八鳴浜の鳥瞰図（2013 年）

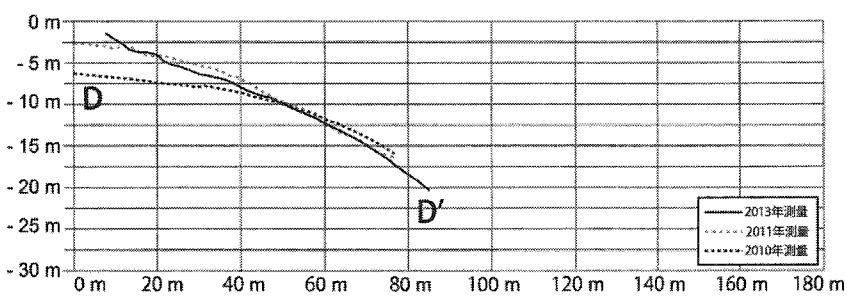


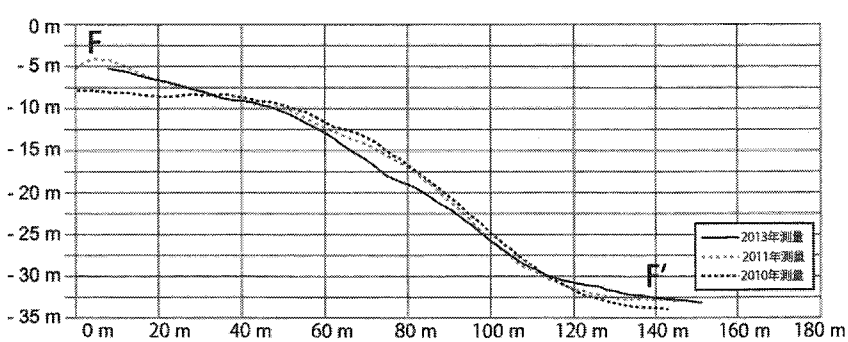
図－3　九九鳴き浜の鳥瞰図（2013 年）





図－4　十八鳴浜の断面図





図－5　九九鳴き浜の断面図

6. 結論と今後の課題

十八鳴浜においては 4 ヶ年分，九九鳴き浜においては 3 ヶ年分の計測データにより作成した断面図を用いて，浜前面の海底地形を比較・検討した．

その結果，十八鳴浜においては 2011 年津波来襲後も大きな地形変化は見られなかった．

一方，九九鳴き浜では浅海域の棚状海底地形部で最大 2.5m の堆積が見られた．その理由としては，津波により堆積物が移動し，棚状部分に付加したことが考えられる．

今回のデータは，津波時の土砂移動を考える貴重な資料となった．

両方の浜は，国指定の天然記念物「十八鳴浜及び九九鳴き浜」であり，その保全には浜の前面海域の情報が極めて重要なため，今後共その動向をモニタリングしていく必要がある．

謝辞

調査には気仙沼市教育委員会，使用船舶は熊谷浩典氏，操船は畠山幸雄氏の協力を得た．これらの方々に謝意を表します．

文献

1）　原口 強，岩松 暉（2011）：東日本大震災津波詳細地図（上巻），古今書院，pp. 167.

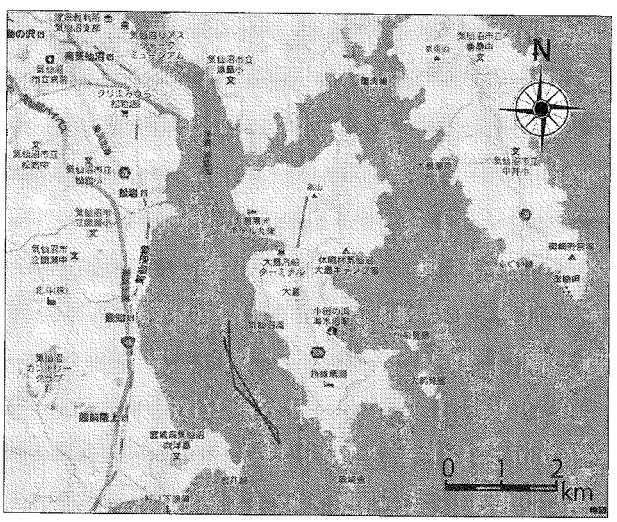
P35. 2011年東北地方太平洋沖地震津波で形成された気仙沼西湾口部デューンの経時変化

Temporal Changes of Dunes at the Mouth of Kesennuma Bay After 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and Tsunami

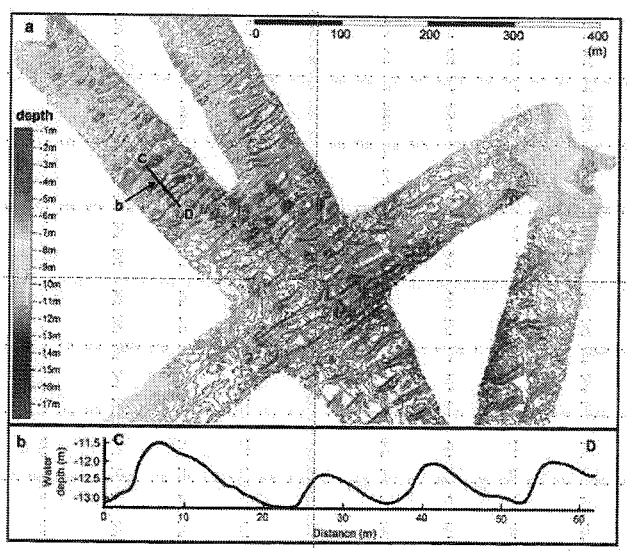
○佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート），原口強（大阪市立大学），
渡邊康司・川﨑千晴（アーク・ジオ・サポート），高橋智幸（関西大学）
Masataka Sato, Tsuyoshi Haraguchi, Yasushi Watanabe, Chiharu Kawasaki, Tomoyuki Takahashi

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下，2011年津波とする）の20日後に気仙沼西湾内の海底地形を計測中，湾口部（**図－1**）において津波の強い流れによって形成されたデューン（Large bedform）（**図－2**）を発見した[1),2)]．この発見を契機に，通常波浪による海底地形の経時変化を捉えることを目的として，同地点で地形計測を実施した．本稿では，2011年津波直後，2012年，2013年の計3回の計測データから，地形の経時変化について述べる．



図－1　気仙沼西湾と計測測線（Google Mapに加筆）



図－2　津波直後の気仙沼西湾の海底地形[1)]

2. 調査方法

（1）現地における地形測量

海底地形の調査方法は，調査船の舷側にインターフェロメトリ方式のスワス音響測深機を搭載し，GNSSの誘導により行った．調査船の動揺補正はモーションセンサーを使用し，方位の補正にはジャイロコンパスを使用した．

（2）取得データの解析

取得したデータは，パッチテストで得たデータ，水中音速度データ（AML-svps）及び計測時の潮位データにより補正した後，解析を行った．取得データの解析については，水路測量解析ソフトウェアを使用し，気泡及び機械的ノイズ等のエラーデータを除去してから，3次元メッシュデータを作成した．

（3）データから得られる成果物

現地調査にて取得した面的な地形データを解析することによって得られた3次元メッシュデータをもとに断面図，詳細地形図（鳥瞰図）等を作成し，同一箇所における縦断面の比較・検討した．

3. 比較結果と考察

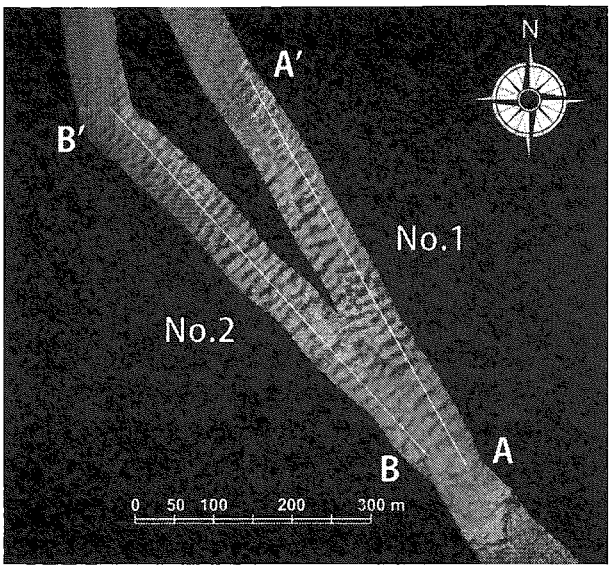
2013年の計測結果で得られた海底地形の鳥瞰図を**図－3**に示し，過去3年間の各縦断面をNo. 1（A-A'）及びNo. 2（B-B'）として**図－4**及び**図－5**に示す．

比較した結果，2011年の時点では比高差約1.8mあったデューン地形の山部分が，翌2012年には約0.6m程度となり，2013年2月末には約0.3mと変化していた．また断面の形状は，当初の非対称な形状から次第に左右対称となり，山部分が低くなると同時に谷部分が高くなることで比高差が少ない緩やかな形状に変化した．

当該地点の水深は平常時約11～13mであるが，津波来襲時はその浸水痕跡[3)]から一時的に20m程度まで増水したと推定される．その2011年津波時に，西湾湾口付近には比高差約1.8m，波長約20mのデューン地形が形成された．沖側が緩やかで湾奥が急な非対称の断面形態から，その形成要因は津波の強い流れによる沖からの一方向流で形成されたカレントリップルと判断される．

一方，この地形は津波後約2年で平滑化し，かつ左

右対称の断面形態のウェーブリップルへと変化している．これは波浪によって海底面付近に働く波浪に伴う振動流によるもので，その要因は太平洋から気仙沼湾に入る外洋波浪に起因するものと考えられる．



図－3　気仙沼西湾口部の海底地形鳥瞰図（2013 年）

4. 結論

3 ヵ年の地形データを比較した結果，2011 年津波により形成されたカレントリップルは，ウェーブリップルへとその形状が変化すると共に，その起伏も時間と共に平滑化されていることが明らかになった。

すなわち，津波時に海底地形に記録された津波の痕跡は，波による移動限界水深より浅い海域では次第にその姿が消失していくことを示している．

謝辞

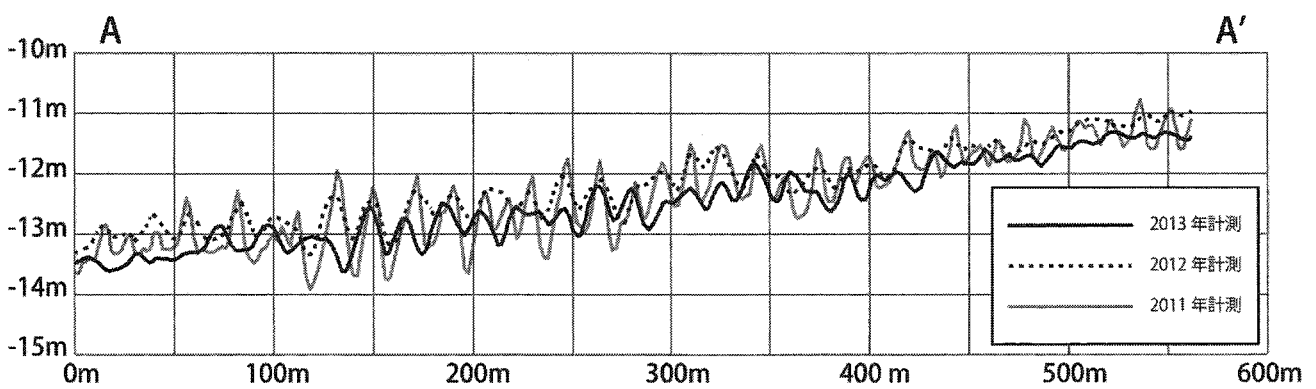
本研究の費用の一部は，（独）原子力安全基盤機構委託業務「平成 22～23 年度 土砂移動解析手法の高度化（研究代表者：高橋 智幸）」，平成 24 年度科学研究費基盤研究（B）：「河口海岸域における洪水堆積物の再配分と砂浜地形の形成・涵養過程（研究代表者：関口 秀雄）」を使用した．ここに謝意を表する．

文献

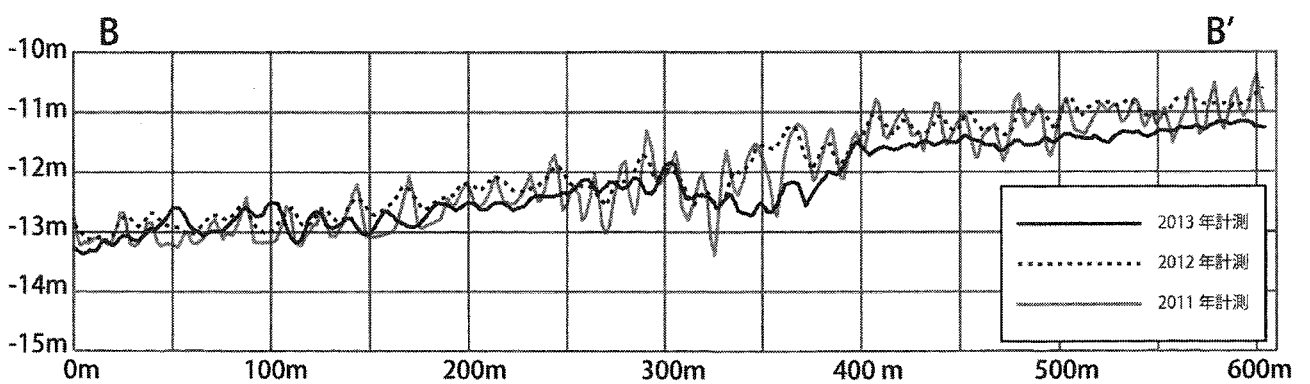
1) Haraguchi, T., Goto, K., Sato, M., Yoshinaga, Y., Yamaguchi, N., Takahashi, T. (2013): Large bedform generated by the 2011 Tohoku-oki tsunami at Kesennuma Bay, Japan., Marine Geology, Vol. 335, pp. 200-205.

2) 原口 強，高橋 智幸，久松 力人，森下 祐，佐々木 いたる（2012）：2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査，土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. 231-235.

3) 原口 強，岩松 暉（2011）：東日本大震災津波詳細地図（上巻），古今書院，pp. 167.



図－4　測線 No. 1, デューン地形縦断面図（A－A'）



図－5　測線 No. 2, デューン地形縦断面図（B－B'）

P36. 2011 東北津波に伴う気仙沼内湾津波堆積物の内部構造

Sedimentary structure of tsunami deposit at an inner bay formed by the 2011 Tohoku Tsunami, Kesennuma ,Japan

○木村圭吾・原口強（大阪市立大学），日高公広（日本ミクニヤ），高橋智幸（関西大学），
松崎琢也・村山雅史（高知大学海洋コア総合研究センター）
Keigo Kimura, Tuyoshi Haraguti, Kimihiro Hidaka, Tomoyuki Takahasi, Takuya Matuzaki, Masashi Murayama

1. はじめに

陸上に遡上した津波堆積物に関しては，2011 東北津波を含め多くの研究例がある．陸域は基本的に浸食域であり，海域は堆積域である。津波の主な挙動は海域である内湾の堆積物に痕跡が残される可能性が高い．

このような背景から本研究では 2011 東北津波で形成された内湾津波堆積物の内部構造を明らかにすることを目的とした．

2. 研究場所と研究方法

(1) 研究場所

対象としたのは，2011 東北津波襲来前後の詳細な海底地形データが存在する宮城県気仙沼湾[1)]で，地形変化から確実に堆積場とされた地点でコアを採取した．

(2) コアの採取方法

2011 東北津波襲来から約 2 年後の 2013 年 2 月末に，湾内の 3 地点（図-1)においてコアを採取した．コアは VCS（バイブレーションコアサンプラー：図-2）方式で採取した．VCS 方式によるコア採取方法は，全長 4m のコアパイプ上部に圧縮空気で作動する振動機を取り付け，作業船より圧縮空気を送ることで，コアパイプが振動させなら海底にコアパイプを押し込み，柱状コアを採取する方式である．

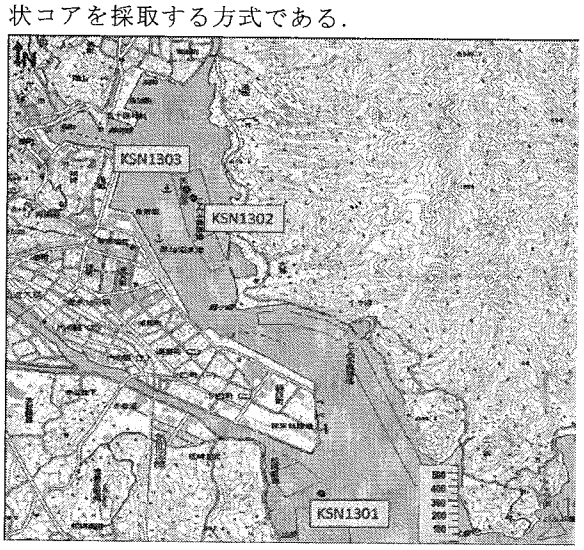


図-1 コア採取地点

(3) コアの分析

コアは高知コアセンターに運搬して分析した．分析は X 線 CT による非破壊撮影後，コアを半割した．その後コア連続画像撮影装置による写真撮影，1cm の分解能でのマルチセンサーコアロガーによる密度および帯磁率の測定，同様のピッチでの分光測色計による

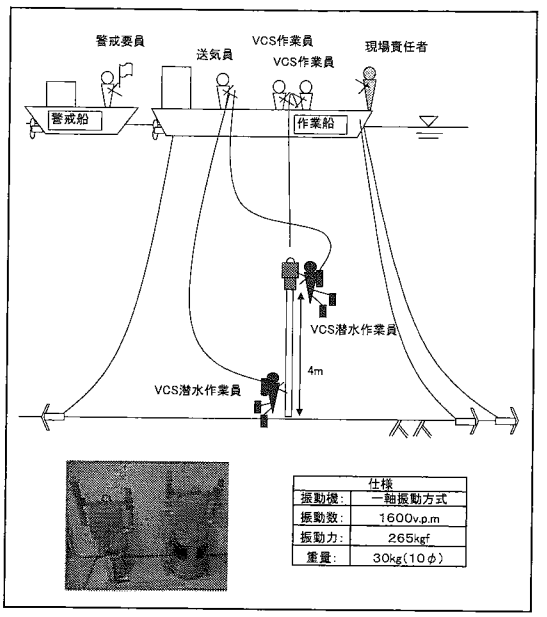


図-2，VCS 概略図

明度（L*），色度（a*，b*）を計測した．X 線 CT 画像上での明暗は，GIS ソフト「GRASS GIS」を用いて約 0.1cm の分解能，グレースケール 256 段階で数値化した．さらに含砂率を 1cm 間隔で求めた．

3. 分析結果

(1) KSN1301（図-3)

コア採取長は 350cm, 32cm 付近に明瞭な浸食跡があり，以深は泥質となる．32cm より上部に水平構造を持つ砂層がみられる．津波前後の地形変化から想定される堆積量は約 60cm 程度である．

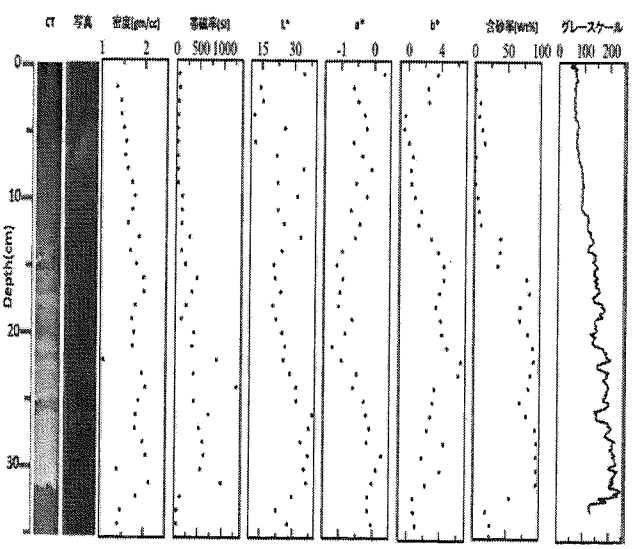


図-3，KSN1301 における分析結果

表層 12cm は緩い泥質層で津波後大川からの供給された津波後の堆積物と判断され，採取から分析までの運搬中に乱れ流動化した部分も含まれる．

この結果，12～32cm が 2011 東北津波による堆積物である．堆積物の内部構造をみると CT 画像でみる堆積構造とこれに対応するグレースケール，含砂率の変動パターンが少なくとも 4 回繰り返す．この変動は津波の動的変動に対応すると考えられる．

(2)　KSN1302-1･2, KSN1303

KSN1302，KSN1303 は地形変化から 2m 以上の津波堆積物の分布が想定された．しかし全地点で 2m までの貫入ができなかった．それぞれの地点から半径 10m 程度複数箇所で場所を変えて同様の作業を実施したが，採取できたのは KSN1302-1 : 1.35m, KSN1302-2 : 1.75m, KSN1303 : 1.05m で，最長 1.75m であった．

実作業にあたった潜水夫によると，「貫入が停止した先端部は硬いものに当たったのではなく，感触としては柔らかいものがあって貫入できない」とのこと．港内には津波時に多量の瓦礫が流れ込んだことから，港内に流れ込んだ板材等が特定の層準に水平方向に広がりをもってサンドイッチ状に挟まって分布するために，これが障害となり貫入できなかった可能性が高い．

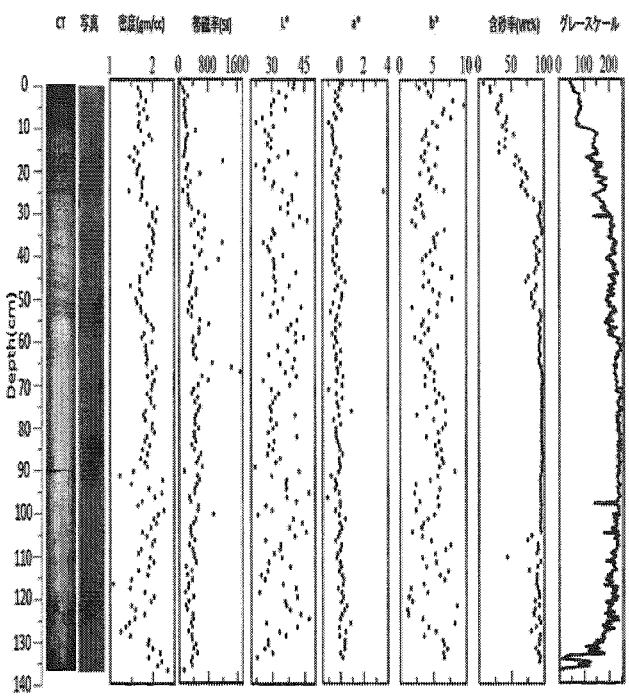


図-4　KSN1302-1 における分析結果

一方，採取コアの 3 地点すべてが類似の堆積構造を示す．まず，共通して表層部に津波後の通常堆積物である泥質層が分布する．その下位 50cm 程度には厚さ数 cm～10cm 程度の明瞭な水平なラミナが繰り返し，堆積構造が不明瞭な砂層へと続く．津波前にはこれらの地点には泥が堆積していたため，2011 東北津波によって少なくとも表層 1m 以上が砂層に置換されていることが確認された．

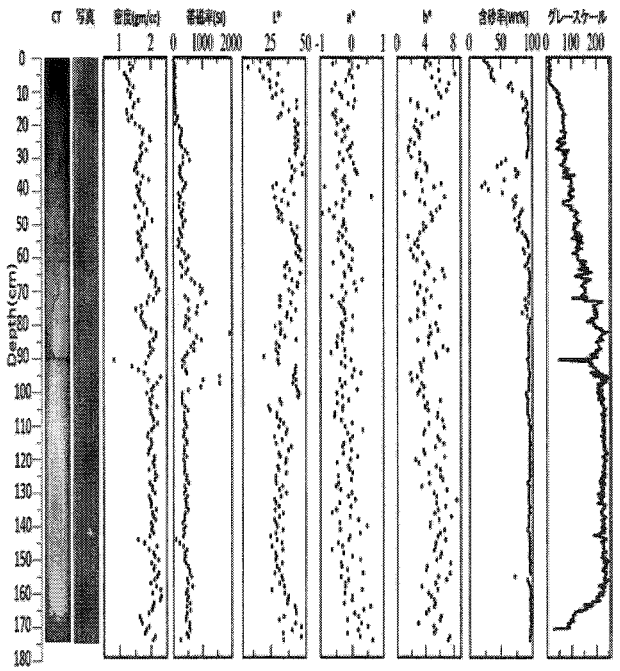


図-5　KSN1302-2 における分析結果

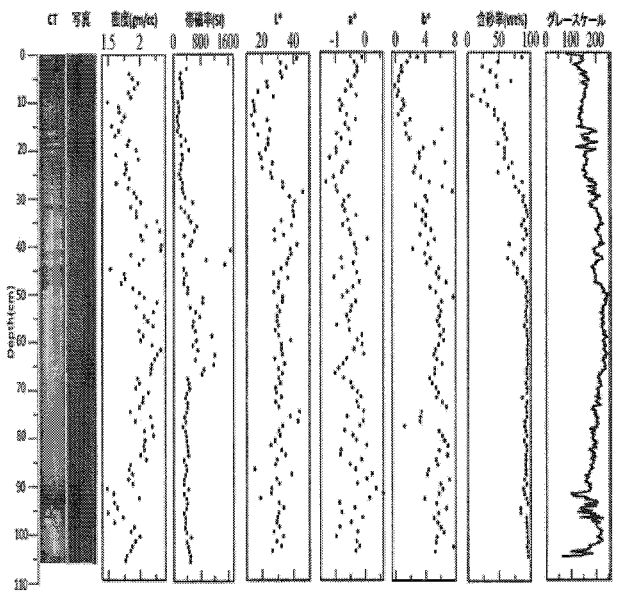


図-6，KSN1303 における分析結果

4. まとめ

気仙沼湾で採取した 2011 東北津波による内湾津波堆積物の分析を行った．その結果，津波前の底質が泥から砂に置換され，さらに堆積物には津波の挙動を反映した堆積構造が確認された．今後津波の動態と堆積構造との関係についてさらに検討する予定である．

なお，本研究で使用した採取コアは，（独）原子力安全基盤機構からの委託業務「平成 24 年度　津波堆積物に基づく津波波源推定法の開発」を使用した．

文献

1)　原口強ほか（2012）：2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.68，No.2，I_231-I_235

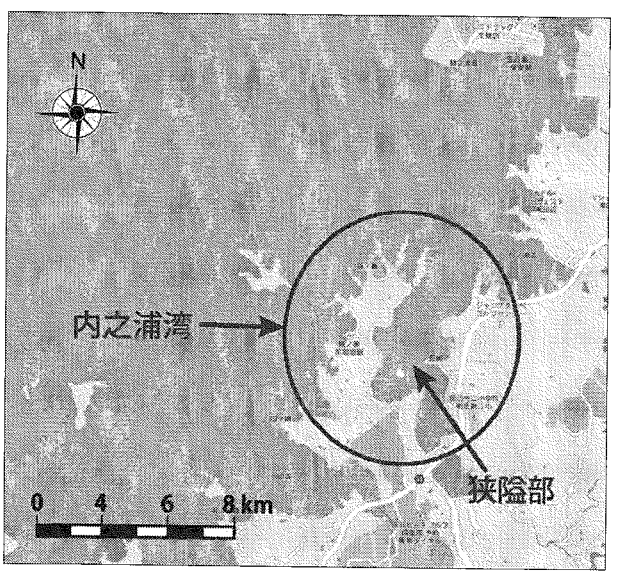
P37. 2010年チリ地震津波および2011年東北地方太平洋沖地震津波による南紀白浜内之浦湾の海底地形変化

Geomorphic changes of the bathymetric features at Uchinoura cove in Tanabe Bay after 2010 off Chilean Tsunami and 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and Tsunami

○渡邊康司（アーク・ジオ・サポート），原口強（大阪市立大学），
川崎千晴・佐藤正孝（アーク・ジオ・サポート）
Yasushi Watanabe, Tsuyoshi Haraguchi, Chiharu Kawasaki, Masataka Sato

1. はじめに

和歌山県内之浦湾は，1946年昭和南海地震津波をはじめとして津波の被害を過去に何度も繰り返し受けてきた地域である（**図－1**）．内之浦湾の海底地形の特徴を捉えるため，2008年にマルチビーム音響測深機による計測を行った．その結果，内之浦は開口部で水深12～14m，浦奥で10m以深であり，湾軸が屈曲し，かつ岩礁の存在による狭隘部が形成され，浸食地形が残存していることが明らかになった[1]．



図－1　内之浦湾（Google Mapに加筆）

2008年以降当該地域において，2010年チリ中部地震津波（白浜町堅田験潮所：0.3m），2011年東北地方太平洋沖地震津波（同験潮所：1.13m）が襲来した．特に2011年東北地方太平洋沖地震津波では，湾内の養殖施設が被害を受けている．

これらの津波による海底地形への影響を評価することを目的として2012年10月に同一海域で同様の調査を実施し，2008年及び2012年の2時期のデータから，この期間の地形変化について，比較・検討した．

2. 計測方法

2008年は3次元サイドスキャンソナー（以下，C3Dとする）による地形計測を行った．C3Dは，米国Benthos社製のインターフェロメトリ方式のスワス音響測深機であり，従来の測深機よりもスワス幅が広く，効率よく計測可能である．2012年の計測ではマルチビーム音響測深機 Sonic2024 を使用した．Sonic2024 は，米国R2Sonic 社製のクロスファンビーム方式のスワス音響測深機である．

3. 計測結果

2012 年の調査にて取得した面的な海底地形データをもとに数値地形モデル（DTM）を作成し，これを用いて鳥瞰図を作成した（**図－2**）．さらに，同一箇所における過去2時期のデータを重ねた比較断面図（**図－3**：A-A'，**図－4**：B-B'，**図－5**：C-C'）と津波前後の差分図及び等深線比較図（**図－6，7**）を作成した．

4. 結論

南海地震津波を繰り返し受けてきた内之浦湾を対象に，同湾に来襲した2010年チリ中部地震津波と2011年東北地方太平洋沖地震津波による海底地形への影響について評価することを目的として，津波前（2008年）と津波後（2012年）の地形を比較した．

その結果，海底地形を顕著に変化させるような変動は見られず，その影響は軽微であると判断される．

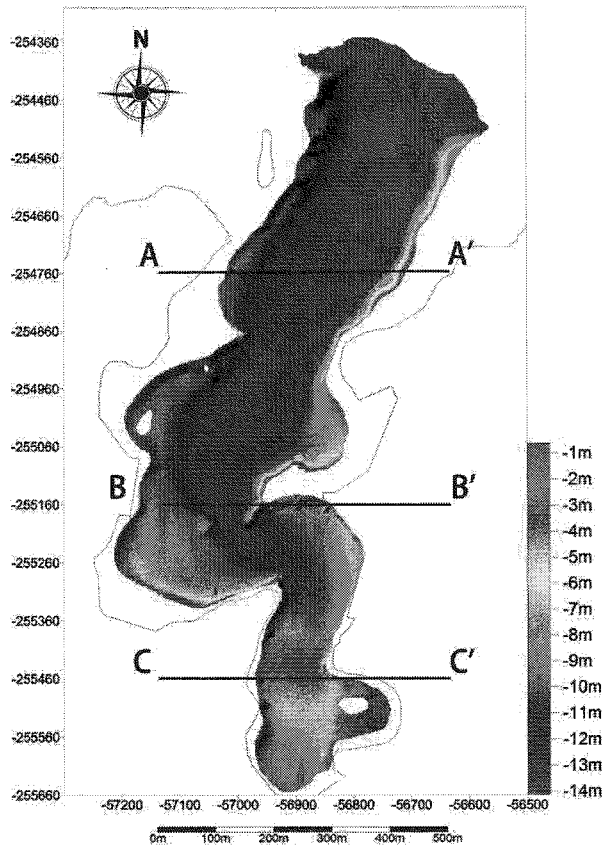
今後，津波の特性（周期，波長など）と湾内の海底地形に働いた波力に伴うせん断力等についても検討する予定である．

謝辞

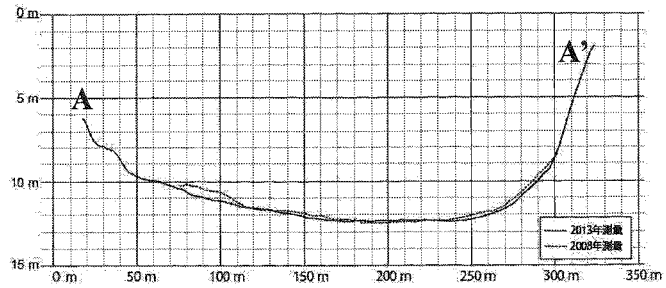
本研究の費用の一部は，京都大学防災研究所一般共同研究「地球化学的手法による沿岸堆積物中に記録された津波，洪水イベントの歴史的評価（研究代表者：山崎秀夫）平成23年4月～平成25年3月」を使用した．ここに謝意を表する．

文献

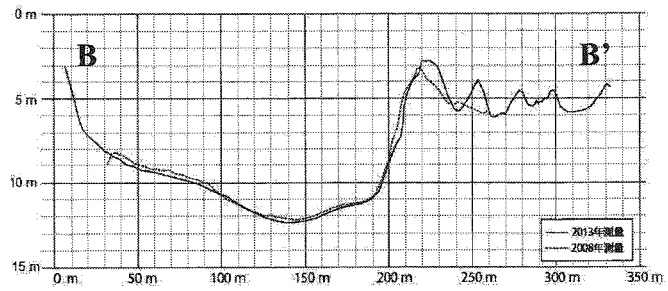
1）吉永佑一，原口 強，関口秀雄，鳥居和樹，東 良慶（2009）：内湾海底谷の堆積環境と津波洗堀リスク－和歌山県内之浦を例に－，土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 65, No. 1, pp. 746-250.



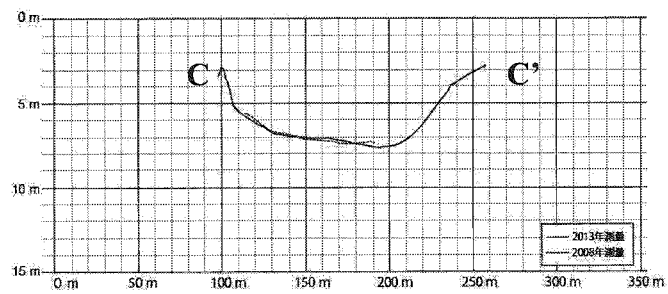
図－2　内之浦湾の鳥瞰図（2012 年）



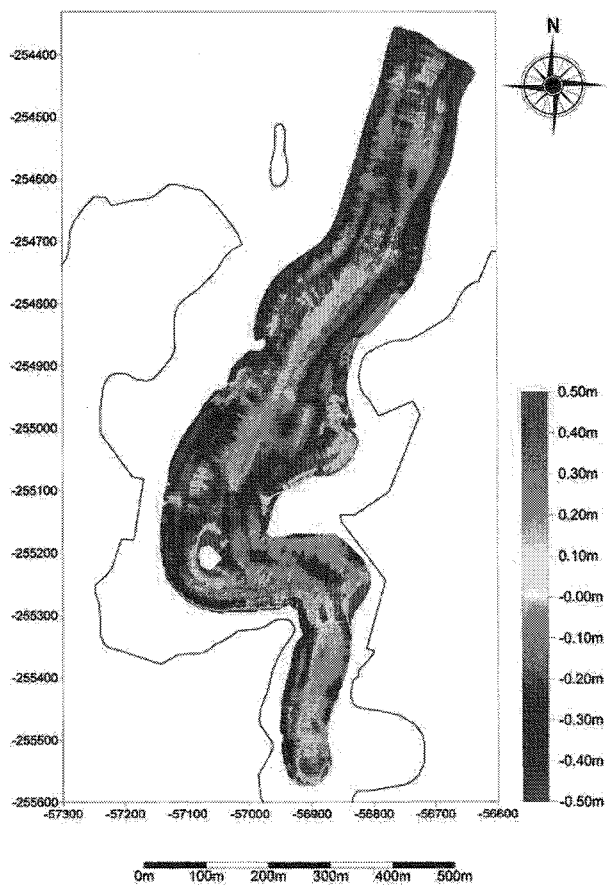
図－3　A-A'横断面図



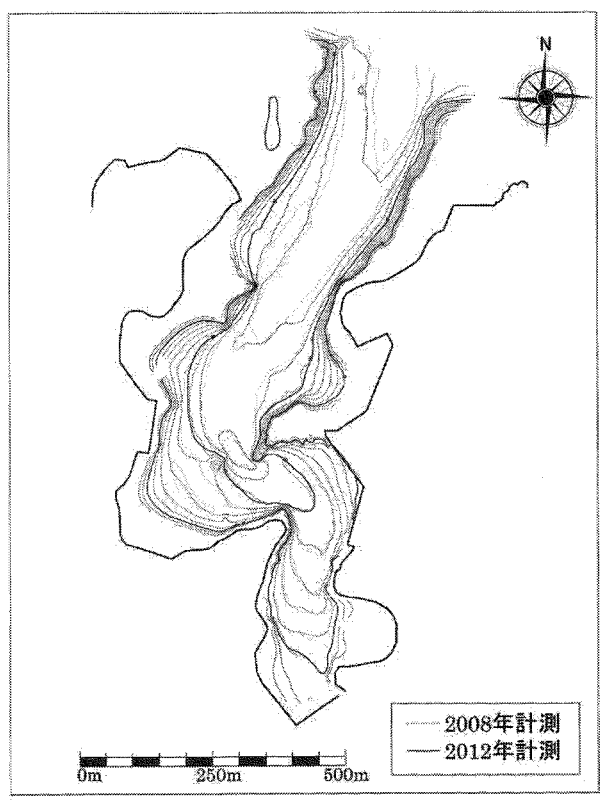
図－4　B-B'横断面図



図－5　C-C'横断面図



図－6　内之浦湾の差分図（2008 年－2012 年）



図－7　内之浦湾の等深線比較図

P38. 大阪府河内長野市千代田駅付近の河川争奪地形とその成因

The Origin of River Capture at Osaka Kawachinagano

○中山成・原口強（大阪市立大学），千葉達郎（アジア航測），南雄一郎（住鉱資源開発）
Joe Nakayama , Tsuyoshi Haraguchi ,Tatsuro Chiba Yuichiro Minami

1．はじめに

河川争奪は隣接する2つの河川で，一方の河川が他方の河川の流域の一部を奪う現象である．

大阪府河内長野市南海高野線千代田駅付近にはウインドギャップ地形が存在し，河川争奪が現在も進行中である．奪う側の河川は急勾配で東流し大和川水系石川に注ぐ．奪われた側は標高 110m 前後の丘陵で西に緩く傾斜し，表流水は天野川に合流後，狭山池から西除川，東除川を経て共に大和川に注ぐ（図-1）．

本研究は，この河川争奪地形とその成因解明を目的とする．

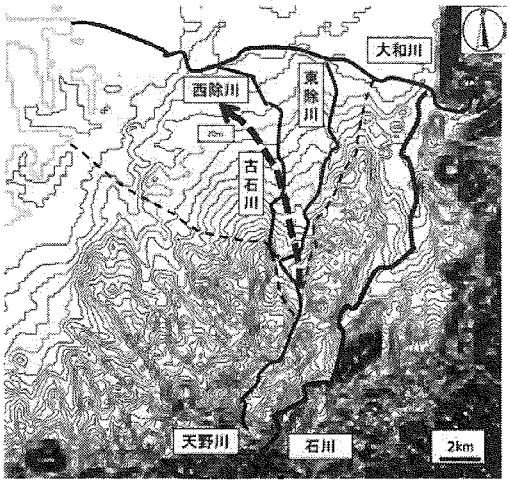


図-1　調査地域の地形

2．古期扇状地と河川争奪

調査地付近から西側の地形を見ると，狭山池下流域には千代田駅付近を扇頂とし，北北西に 0.5%前後で緩やかに傾斜する古期扇状地が広がる（図-1）．その広がりは，仁徳天皇陵から大和川左岸あたりまでの幅 10km 程度，面積約 95 km^2 に及ぶ．

現在，この扇状地に流入する河川は大和川水系天野川であるが，扇状地形成時には天野川に大和川水系石川が流入し，現在よりも巨大な水系の河川を形成していた可能性が指摘されている[1]．ここではこの扇状地を形成した河川を「古石川」と定義する．

天野川・石川間において分水界が非常に不明瞭である上に，石川水系において水系の発達が乏しい．特に石川左岸でその傾向が顕著である．これは，現在の石川左岸にそって西側が隆起，すなわち，下流側が隆起することで水が流れなくなり現在の石川へと流路が変更した[1]とされている（図-2，図-3）．

石川左岸には直線的な線構造がみられ，これは羽曳野背斜構造[2]とされたものとほぼ一致し，ピンク火山灰層の深度分布によって基盤に変位が確認されている．さらにこの線構造は，羽曳野起震断層の富田林セグメントと命名されている[3]．

富田林セグメントは，西側隆起の逆断層で，前回の活動は 2.1 万年前，変位量は石川流域の段丘面の左岸と右岸の高度不一致から西側が 2.1m 隆起したと推定されている[3]

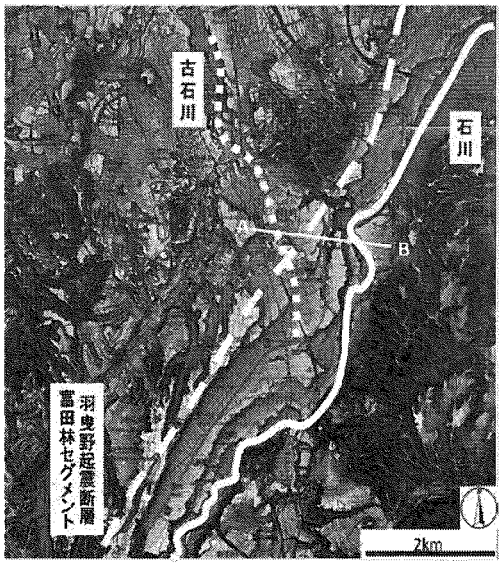


図-2　調査地付近のウインドギャップ地形

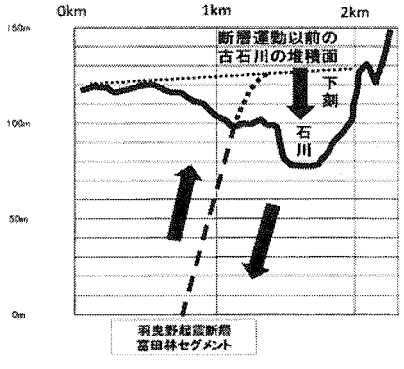


図-3　河川争奪を起こした推定断層運動

3．地質分布から見た地下構造

調査地付近の地質分布[4]を見ると，南東側では下位より花崗岩類，和泉層群，火山岩類が分布し，これを不整合に覆って大阪層群下部，大阪層群上部が西側に広く分布する．

すなわち，西側ほど新しい地層が分布する地質構造から，少なくとも大阪層群堆積時には東側が高く（隆起），西側が低い（沈降）の地盤構造が読み取れる．

図 - 4　調査地付近の地質分布[4]を簡略化

4．微動探査による地下構造

地質分布から読み取れる基盤構造と河川争奪を起こした新しい地質構造とは，全く逆センスの構造である．このため，断層を挟んだ両側の地下構造確認を目的に，河内長野市立千代田中学校グラウンド，汐ノ宮公園で SPAC 法による微動探査を行った．（図-5）

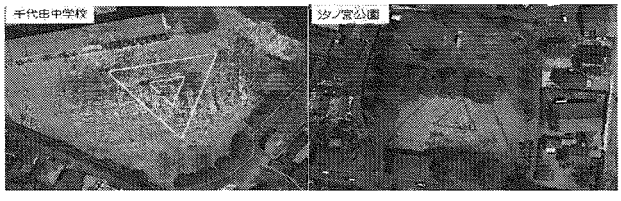


図-5　SPAC 法による微動探査配置

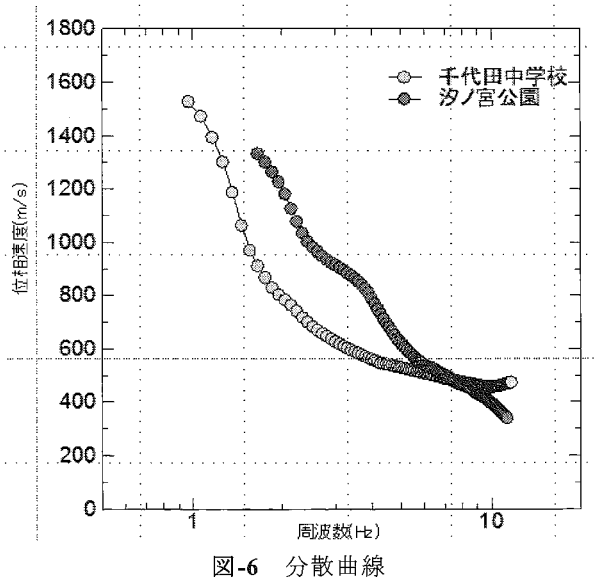


図-6　分散曲線

その結果，2 地点の分散曲線（図 - 6）を見ると地下構造に明瞭な違いがあり，汐ノ宮公園の方が浅い基盤深度が予想される．速度構造解析の結果，両地点とも地震基盤までは達しないが，S=1700m/s 以上の地層上面深度が千代田中学校 360m（標高-245m），汐ノ宮公園 150m（標高-78m）とされる．(図-7) さらに，速度層 S=660m/s を境に上位で両地点間の標高が逆転する．

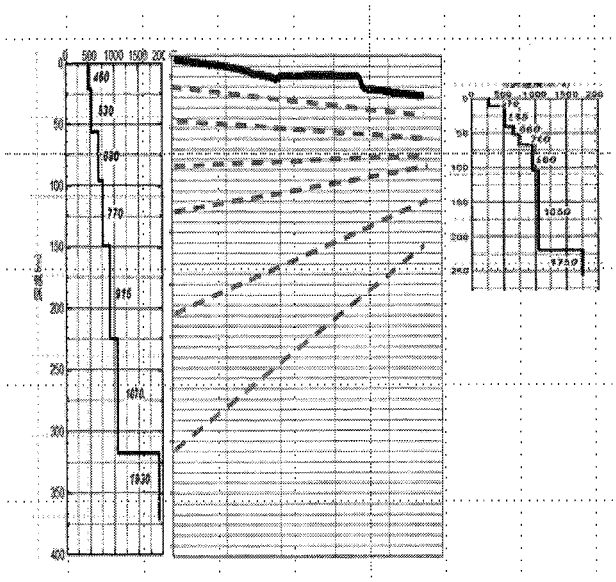


図-7　微動探査による S 波速度構造断面

5.まとめ

従来の知見と今回の解析結果から千代田駅付近に見られるウインドギャップ地形は河川争奪によるもので，その成因は石川左岸に連続する羽曳野起震断層富田林セグメントの活動と関連すると考えられる．

微動探査から求めた S 波速度構造は地質分布から読み取れる東側隆起の基盤構造と調和的で，S=660m/s より浅い表層部の速度構造は西側隆起の新しい地質構造に一致する．

したがって，これらの関係は，かつて正断層として活動し大阪層群を西側に堆積させた構造が現在は逆断層として活動するインバージョンテクトニクスと判断される．この結果，羽曳野背斜は逆断層運動に伴う断層関連褶曲として評価される．

石川流域，天野川流域，大阪平野南部扇状地いずれにも中位段丘堆積層が見られるが，低位断層堆積層は石川流域のみに見られ天野川流域及び扇状地内には見られない．このことから，河川争奪を起こす引き金となった断層変位は中位段丘堆積中以降が起こったと考えられる．今後，これらの事象を総合的に検討し、周辺地域のテクトニクスを解明していく予定である．

謝辞

微動探査にあたっては水落幸広氏（住鉱資源開発），木村圭吾氏・和田庸介氏（大阪市大学生）に協力頂いた．千代田中学校グラウンド，汐ノ宮公園の使用に際しては関係者に許可を頂いた．ここに謝意を表します．

引用文献

1）羽曳野市史編纂委員会（1997）：構造運動と石川の流路，羽曳野市史第一巻，pp40-48，1030pp..

2）吉川周作（1973）：大阪南東部の大阪層群，地質学雑誌，第 79 巻，第 1 号，pp.33-45.

3）岡田篤正　東郷正美（2000）：大阪東南部，近畿の活断層，pp.304-309.

4）市原実（1993）：大阪盆地南部，大阪層群，pp.49-67.

P39. 琵琶湖西岸断層帯における湖底断層の分布・位置・形状

Distribution and an activity of the Lake bottom fault on the west coast of Lake Biwa Fault Zone

○和田庸助・原口強（大阪市立大学），竹村恵二・釜井俊孝（京都大学）
Yosuke Wada ， Tsuyoshi Haraguchi ， Keiji Takemura ， Toshitaka Kamai

1. はじめに

琵琶湖西岸断層帯(図 - 1) は，滋賀県高島市から大津市に至る 9 つの断層から構成され，断層帯全体の長さは約 59km，過去の活動時期の違いから，断層帯北部と断層帯南部に区分されている．琵琶湖西岸断層帯南部では全体が 1 つの区間として活動する場合マグニチュード 7.5 程度の地震が発生すると推定され，その際に断層の近傍の地表面では，断層の西側が東側に対して相対的に 6～8m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある．[1] このように琵琶湖西岸断層帯の陸域では，活断層調査からその位置，分布形状，活動度等が明らかにされてきた．

一方，南部に区分される湖底断層は約 13 kmにわたって湖内に分布する(図 - 1) とされるものの，形状や活動度など未解明な部分が残されている．

本研究の目的は，琵琶湖形成に大きな影響を与えてきた琵琶湖西岸断層のうち，湖底断層の詳細構造を確認し，活動度評価を行うための資料を得ることである．

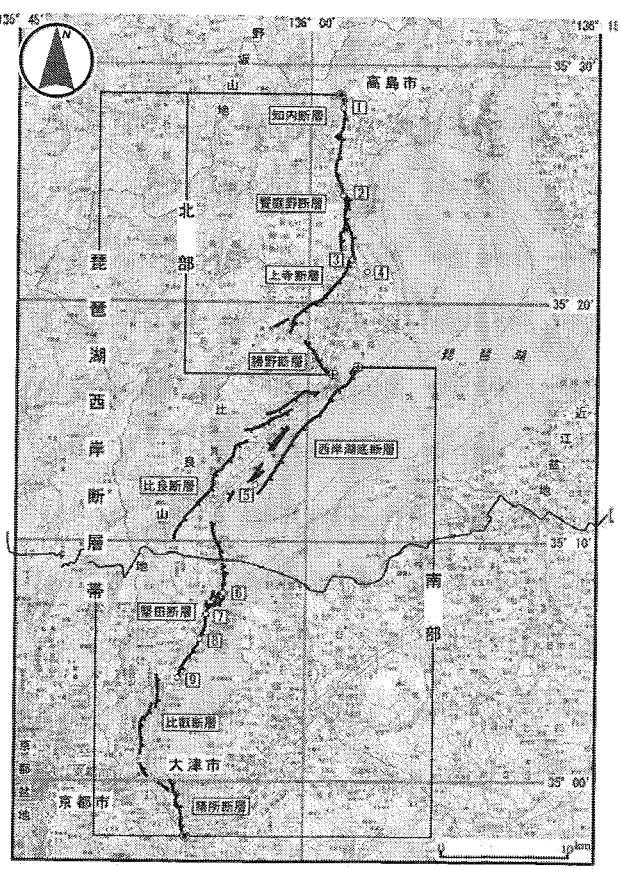


図-1 琵琶湖西岸断層帯の位置[1]

2. 調査内容

調査は断層の詳細構造確認のための音波探査と，湖底の詳細地形を把握するためのマルチビーム音響測深を実施した(図 - 2) ．

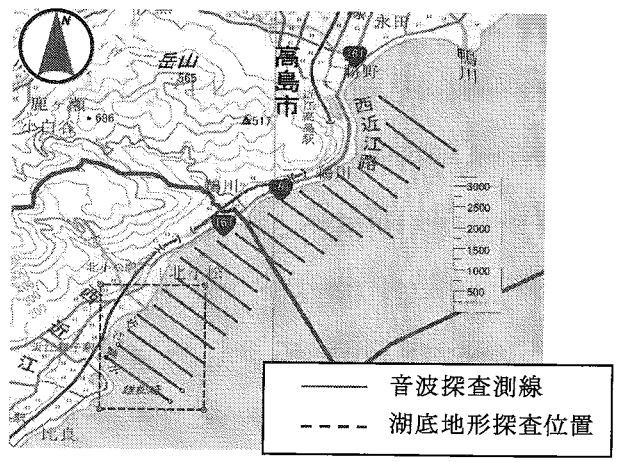


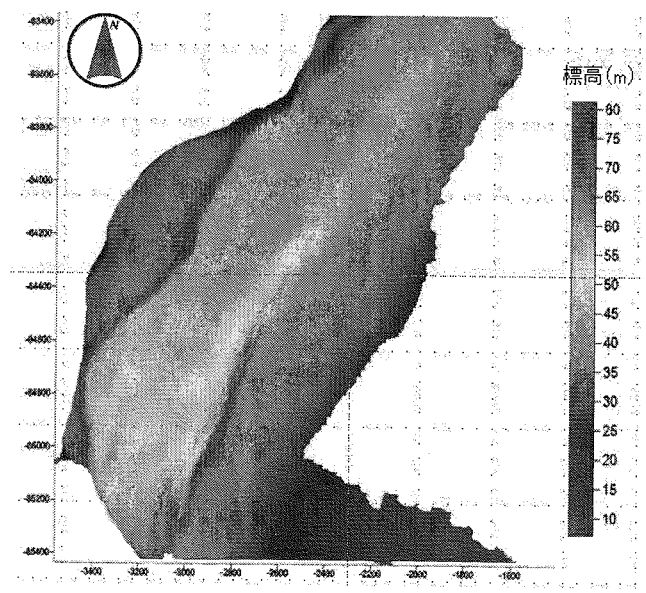
図-2 音波探査測線および湖底地形探査位置

音響測深は，米国 R2Sonic 社製のクロスファンビーム方式のスワス音響測深機 Sonic2024 を，音波探査は西岸湖底断層を横断する約 400m 間隔 22 測線(図 - 2) で探査した．音波探査には Ocean Data Equipment 社製の Strata Box（周波数 3.5KHz）を使用した．

4. 調査結果

（1） 音響測深結果

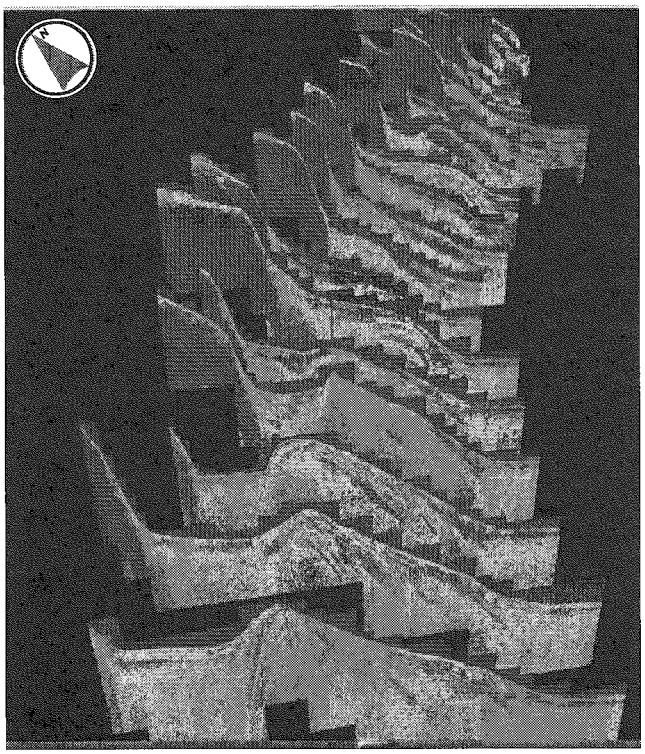
音響測深は近江舞子沖を中心に行った．その結果，湖岸斜面の途中に，北東－南西方向に延びる細長いリッジ(図 - 3) を確認した．



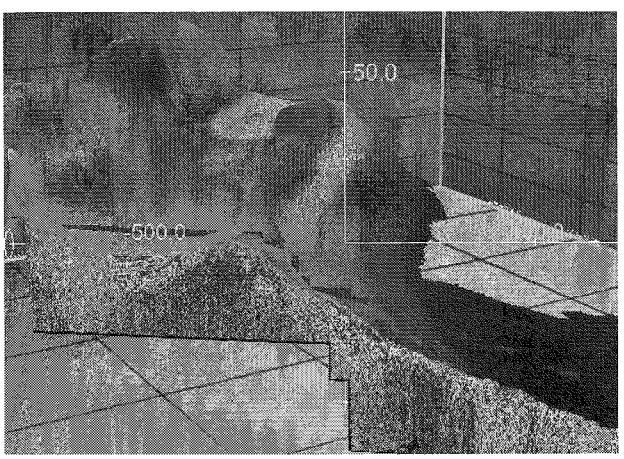
図－3 測深結果（標高表示，湖面は 84m)

(2)　音波探査結果

音波探査で得られた時間断面を深度距離断面に変換し画像処理を行った後，3 次元ソフト（フレダーマウス）を使って可視化（図－4）した．その結果，湖岸斜面途中に見られる北東－南西方向に延びる細長いリッジの直下で地層変形（図－5）が確認された．地層変形の程度は変化するものの，変形部分はリッジに沿って連続している．



図－4　音波探査結果の表示例

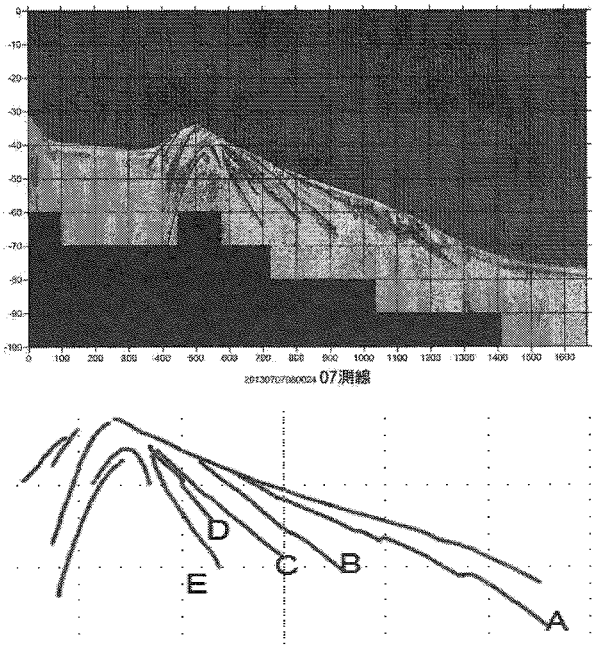


図－5　湖底地形と音波探査結果の３Ｄ表示例

5．琵琶湖西岸湖底断層の活動性

一連の音波探査断面のうち代表断面を用いて湖底断層の活動性について検討する．

探査断面から A～E の 5 つの反射面（地層）をトレース（図－6）できる．下位の反射面ほど傾斜が急となるが，B層とC層，D層とE層はほとんど平行である．このことから，E 層に引き続き D 層が堆積した後に変形したこと，さらに C 層，B 層が堆積したのちに変形し，最後に A 層堆積後に変形していることが読み取れる．実際には層と層の間の変動が 1 回ずつと限らないが，D 層と E 層は 3 回の変動，B 層と C 層は 2 回の変動，A 層は 1 回の変動をしていると推定できる．



図－6　反射断面のトレース（縦方向に 10 倍拡大）

6．まとめ

琵琶湖西岸湖底において音波探査と音響測深を実施したところ，断層関連褶曲とそれに伴う変動地形が連続してみられた．反射断面からは少なくとも 3 回のイベントが読み取れ，変位が累積していることから，活断層運動に伴う関連褶曲とみなすことができる．

これらのデータは，琵琶湖西岸湖底断層の運動像と活動履歴を示す資料となった．

琵琶湖内では火山灰層序と音響反射面とのデータ[2)]が揃っている．今後，これらのデータとの対比を行うことで反射面の年代を特定し，湖底断層の活動時期と活動間隔を求め，湖底断層の評価を行う予定である．

謝辞

本研究の費用の一部は，京都大学防災研究所一般共同研究「詳細湖底地形調査に基づく琵琶湖湖底断層位置の特定および湖内急斜斜面の地震時安定性評価（研究代表者:竹村恵二）平成 25 年 4 月～平成 27 年 3 月」を使用した．音響測深は渡邊康司氏（アーク・ジオ・サポート），音波探査作業では平倉瑶子氏・山田圭太郎氏（京大院生）に協力頂いた．ここに謝意を表する．

文献

1）地震調査研究推進本部　地震調査委員会（2009）：琵琶湖西岸断層帯の長期評価の一部改訂について

2）竹村恵二，岩部智紗，林田明，檀徹，北川浩之，原口強，佐藤智之，石川尚人「琵琶湖における過去 5 万年間の火山灰と堆積物」第四紀研究，49，3，147-160，2010.

P40. マイクロフォーカスX線CTを用いた断層ガウジの3次元構造解析
—南下浦断層の事例—

Three-dimensional Fabric Analysis of Fault Gouge Using Micro Focus X-ray CT —Case Study on Minamishitaura Fault—

○佐藤 稔（筑波大学），竹村貴人（日本大学），高橋 学（産業技術総合研究所），柴山 愛（首都大学東京）
Minoru Sato, Takato Takemura, Manabu Takahashi, Ai Shibayama

1. はじめに

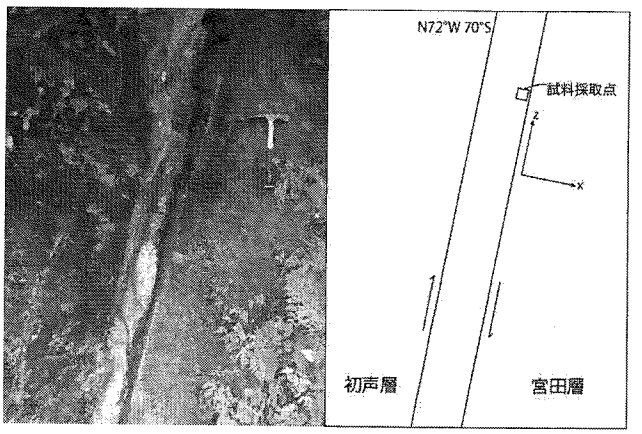
断層の変位方向の決定は，断層の運動履歴や古応力を推定するために必要であり，従来の研究方法では断層が形成する線構造（slickenline）や，研磨片や薄片を用いた複合面構造の観察などが行われてきた．一方で，断層ガウジを伴うような断層で風化の進んでいる地表付近で観察される断層の場合，運動の方向を示す痕跡を探すことは困難である．しかしながら，断層ガウジ内には破砕時に粘土粒子サイズにならなかった石英や岩片などが残されており，これらの粒子は断層ガウジを形成した断層の運動履歴を保持していると考えられる．例えば，近年の研究では，X線CTを利用して試料中のせん断域を3次元的に視覚化したうえで，SEMを利用してせん断域の粘土鉱物の配向を確認した例もある[2]．本研究では神奈川県三浦半島に位置する，南下浦断層に見られる断層ガウジを研究対象とし，断層ガウジを形成した際の断層運動の方向を推定することを目的として，マイクロフォーカスX線CTを利用しファブリック解析を行った．マイクロフォーカスX線CTを用いる利点としては，試料を乱さずに内部構造の情報を3次元的に得られることが挙げられ，断層ガウジのような軟弱な試料の内部構造を観察する際には適していると考えられる．

2. 南下浦断層について

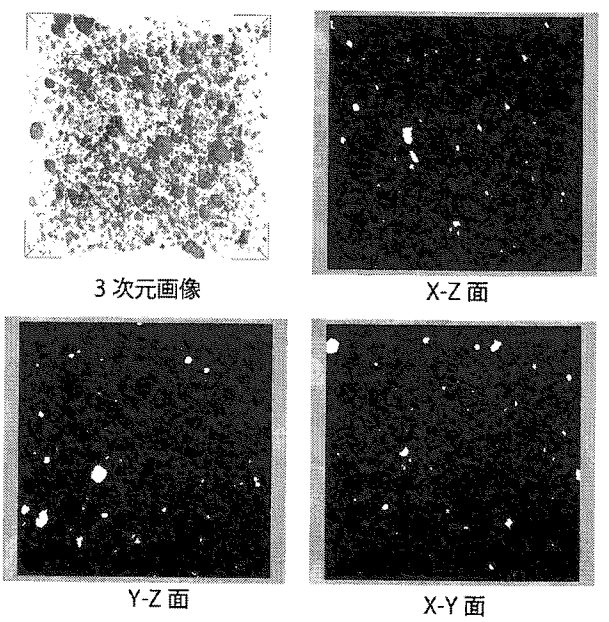
南下浦断層は三浦半島南部を東西方向に横切る断層であり，一部逆断層変位を示しているが，周囲の地形的特徴や，断層傾斜が地下で垂直に近いことなどから，全体としては右横ずれ断層であるとされている[3]．一方，松島（1976）[4]では右ずれを示す構造的特徴は明らかでないとしているなど，断層全体の変位方向を求めるのは困難である．本研究では，断層運動によって形成されたガウジ中の岩片が，断層の最新の変位方向を記憶していると仮定し，軟弱な断層ガウジが残されている断層露頭を選択した．この露頭では下位の初声層が上位の宮田層にオーバーラップする，南上がり北落ちの高角逆断層（N72° W，70° S）であった（図—1）．なお，本研究ではCT画像を用いたファブリック解析の便宜上，断層面の法線方向をX軸，走向方向をY軸，傾斜方向をZ軸とする．

3. マイクロフォーカスX線CT観察

断層露頭の軟弱なガウジ部分をプラスチックキューブで採取し，その試料をテスコ(株)社製のHMX225で撮影した．撮影条件はXY平面の画像解像度が25μm/pixelで，Z軸方向には20μmごとに750枚撮影した．画像取得後，3次元に構成されたデータから10mm cubeを抜き出して解析対象とした．図—2は3次元のCT画像を2値化したときの図である．画像の黒色の領域は粘土鉱物，粒径の細かい粒子もしくは空隙であり，白色の領域は比較的密度の高い岩片である．



図—1 断層露頭写真と試料採取点の位置



図—2 3次元画像から抽出した断面図

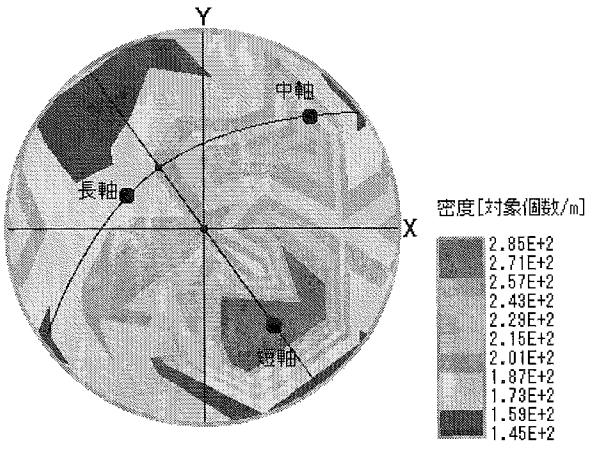
4. ファブリック解析

得られた 3 次元の CT 画像を用いて断層ガウジ中に含まれる岩片の作るファブリックの解析を行った．本研究では，Takemura et al.（2007）[5] による方法を用いて，石英や岩片などの粒子の長軸方向の作るファブリックをステレオネットで表示することを行った．解析の手順は以下に示す通りである．

- XYZ 空間上に 2 値化により抽出された粒子のデータを構築しデータセットとする（2 値の際の閾値の値は配向を議論する限りにおいては，大きな影響はないとされている[5]）．
- X-Y，X-Z，Y-Z 面内でそれぞれ 18 方向，その他の複数の面内で合計 90 方向に走査線を引き，走査線に交わる岩片の個数を算出し，岩片が走査線に交わる個数の密度（個数密度）を求めた．
- それぞれの方向での個数密度をプロットし，3 つの主軸を求め，それぞれを最大，中間，最小とした．

5. 解析結果

図－3 にファブリック解析の結果得られたステレオネットを示す．粒子が XYZ 空間上に分布している場合，粒子の形状が球体でランダムに分布していれば，走査線に交わる粒子の個数密度はあらゆる方向で同じである．従って，粒子が楕円体や円盤上である場合，粒子が走査線に交わる個数密度が高い方向は，粒子の短軸方向に一致し，逆に個数密度が低い方向に岩片の長軸方向が卓越している[6]．本研究で用いた試料では，長軸は，断層面と一致する Y-Z 平面内に射影すると鉛直方向である Z 軸から約 20° Y 軸に傾斜する方向となる．長軸，中軸，短軸はそれぞれ互いに直行するため，中軸と短軸は，断層の傾斜方向である Z 軸と法線とする面から 20-30° Z 軸方向に傾斜している．



図－3　ファブリック解析結果

6. 考察

最新の断層運動によって，ガウジ中の粒子の配向が決定されると仮定すると，長軸が X-Y 平面から約 70° 傾いているという結果は，逆断層成分が卓越していると言える．この結果は図－1 で示される通り，露頭状況と一致する．この逆断層成分のすべり方向と，ファブリック解析で得られた岩片の長軸方向の関係は，逆断層に形成される複合面構造の P 面[1] に相当する．また，長軸方向が X 軸から 150° の方向に向いているため，断層の最新の運動方向は，全体的には右横ずれ成分を含む逆断層であったと考えられる．今回のマイクロフォーカス X 線 CT によるファブリック解析結果からより詳細を考察するためには，薄片などと照らし合わせる必要があり，今後の課題とする．

7. おわりに

本研究ではマイクロフォーカス X 線 CT を用いて試料を乱さずに，断層ガウジの内部構造を 3 次元画像で視覚化し，ファブリック解析で定量的な評価を行った．これにより，断層の変位方向を認識でき，研磨片や薄片観察だけでなく，あらゆる研究で試料の断面を切り出す際の参考データとして用いることができる．また，調査する試料数を増やすことや，今後の技術の進展により，現在より広領域の解析が可能になれば，さらに精度の良い結果が得られると考えられる．また，断層ガウジである粘土内の粒子の回転運動に関するメカニズムについて，実験・理論の両側面から明らかにしていく必要がある．

文献

1）高木秀雄，小林健太．（2009）：断層ガウジとマイロナイトの複合面構造―その比較組織学，地質学雑誌，Vol.102，No.3，170-179.

2) Anders Samstad Gylland, Håkon Rueslåtten, Hans Petter Jostad, Steinar Nordal.（2013）: Microstructural observations of shear zones in sensitive clay. Engineering Geology, Vol. 163, 75-88.

3）垣見俊弘，平山次郎，岡 重文，杉村 新.1971: 南下浦断層の変位の性格，とくに垂直変位量について．第四期研究, 10, 45-74

4）松島義章，（1976）：三浦半島の南下浦断層の新露頭．地質学雑誌, Vol. 82, No. 3, 211-214.

5）Takemura T., Takahashi M., Oda M.（2007）Three-Dimensional Fabric Analysis for Anisotropic Material Using Multi-Directional Scanning Line — Application to X-ray CT Image—, Material Transactions, 48, 1173-1178

6）DeHoff R.T. & Rhines F.N.（1968）Quantitative Microscopy, McGraw-Hill Book Company, New York.

P41.日本刀研磨における天然砥石としての風化泥岩の摩擦機構に関する研究

A Study on Friction Mechanism of Weathered Mudstone as Natural Whetstone in polishing Japanese swords.

○廣瀬佳苗（日本大学・院）,竹村貴人（日本大学文理学部）
Kanae Hirose,Takato Takemura

1.はじめに

刃物を研ぐ石を砥石という.世界各地で産出する天然砥石は古くから人類の文化を支えてきた.砥石による研磨の作業は刃物の製造工程に不可欠である.また,衰えた刃物の切れ味をよみがえらせたり,美術品に仕上げることもできる.

砥石は密度や構造により粗砥（形状創成）,中砥（形状仕上げ）,仕上げ砥（表面仕上げ）に大別され,それぞれ砥粒,砥粒を繋ぎ合わせる結合剤,空隙から成る.天然砥石の仕上げ砥を特に合砥と呼び,微小な粘土粒子から構成され,異方性を持つ層状構造[1]をしている.

日本刀の研師は,粗砥や中砥は人造砥石で十分に代用が可能になってきたが,未だ研磨の仕上げだけは天然砥石でなければできないという.人造砥石で研ぐと鏡面になってしまうためである.

東京国立文化財研究所（2001）[2]によれば,現在,日本刀を研磨する際には,『刃文を実際の刃文よりも大きく白く仕上げる「化粧研ぎ」の技法が主に行われ』,日本刀は,『砥石を使用した「下地研ぎ」6～7 工程,砥石の小片や金属粉を用いた「仕上げ研ぎ」5～6工程を経て,地鉄の持つさまざまな文様・景色,焼き入れにより生じた刃文の美しさを最大限に引き出され,無駄な贅肉を極限までにそぎ落とした,機能美の極致を表すことができる.』とある.日本刀の部位名称を図 1,研磨の流れの一例を図 2 に示す.

また,日本刀研磨について次のような記述がある.「焼き入れが終わった刀身は,研磨を施される事により,刃先を鋭く研ぎ整えられ,山や波・川の流れなどに似た刃文が現れる.地鉄も木の肌に見られるような,板目や杢目の美しい鍛え肌を見る事ができる.」[2]仕上げ研ぎでは経験的に内曇や鳴滝などの天然砥石が使用されている.硬い天然砥石でなければ地肌が出ず,内曇でなければ刃文が浮き上がらないといわれ,特に内曇の代わりは存在しない.本研究では内曇と中心とする天然砥石の摩擦機構の解明を目的とする.

2.調査方法

研究材料には,現在でも採掘が続いており,優れた天然砥石として定評のある京都産出の合砥（丹波帯砥石型珪質泥岩）[3]を用いる.被加工材には内曇と人造砥石それぞれで研磨した豆鉋（刃文なし）を使用する.

ここで,豆鉋の研磨は天然砥石による刃物の研磨を専門としている人に依頼して行った.

まず実体顕微鏡で天然砥石の表面を観察し,エネルギー分散型 X 線分光法（EDX : Energy Dispersive X-ray Spectroscopyray）で元素マップを作成する.次に,走査型電子顕微鏡（SEM : Scanning Electron Microscope）で天然砥石と人造砥石のそれぞれで研がれた面の豆鉋を観察した.

3.結果

実体顕微鏡により観察した結果,天然砥石は積層構造で,表面に近づくほど小さく重なり,上の層は不規則な構造をしていた（図 3 上）.また,窪みの一部には銀

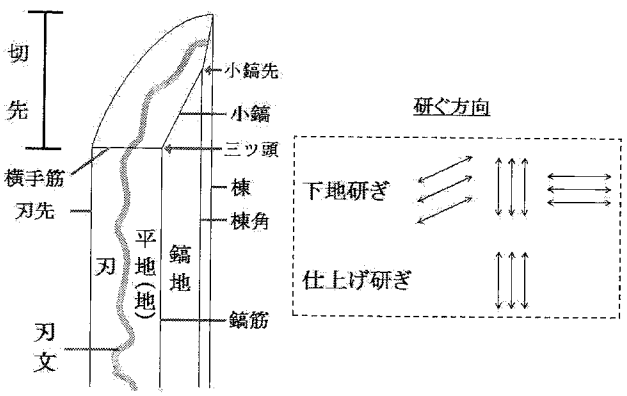


図 - 1.日本刀部位名称

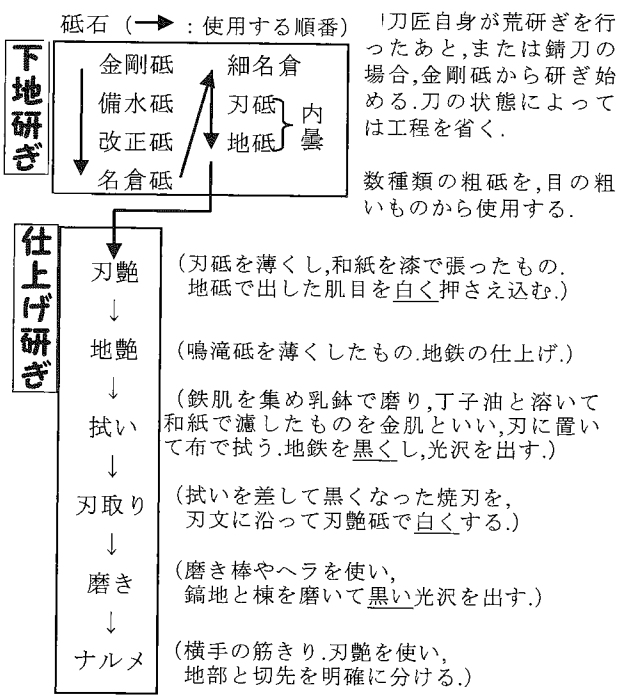


図 - 2.日本刀研磨の流れ（関鍛冶伝承館展示参考）

色の球状粒子が詰まっており,球状酸化鉄[4]（図 3 下,○印）と考えられる.

EDX-SEM での天然砥石の内曇である刃艶の定性分析を行った結果,構成元素は Mg,Al,Si,K であることがわかった.大部分は Al,Si であり,さらに少量の Na,Ti,Fe が含まれている.

豆鉋の SEM 観察結果を図 4 に示す.天然,人造砥石で研磨した双方に異なる方向の条痕があることが確認できた.その違いとして,天然砥石で研いだ場合,条痕は 2 方向に大方限られており,細かい疵が多く,条痕と条痕の間隔が狭い.一方,人造砥石で研いだ場合,条痕は 3 から 5 方向あり,条痕と条痕の間隔は広く,より平面に近くなっている.

4.考察

日本刀研磨で最も重要なことは,刃や地を白く見せ,見た目を美しくすることである.白くなるメカニズムとしては,不均一な煎餅型の砥粒を持つ天然砥石により異なる方向の疵をつけることであるといわれる.実際,人造砥石で刃文を研ぐと刃文は浮き出ず,刃先と平地（地）が同じようになってしまう.これは,異なる金属の刃先と平地が人造砥石の強い研削力により均一に研がれるためであると考えられる.一方で,天然砥石の場合は条痕をつくる砥粒のサイズが様々であると同時に,粘土により表面を平面に磨き上げるという２つの機能を持ち合わせているものと考えられる.従って,天然砥石の日本刀をはじめとする金属との間の摩擦機構として,様々なサイズの砥粒があり,それらの砥粒は粘土に保持されているため,削られるという現象と磨かれるという現象が混在しているものと考えられる.

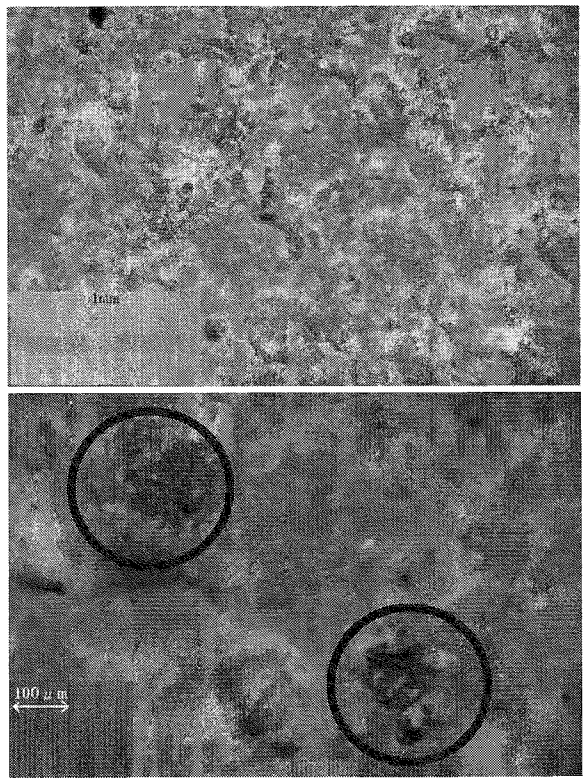


図 - 3.刃艶（実体顕微鏡）（上：4 倍,下：11.5 倍）

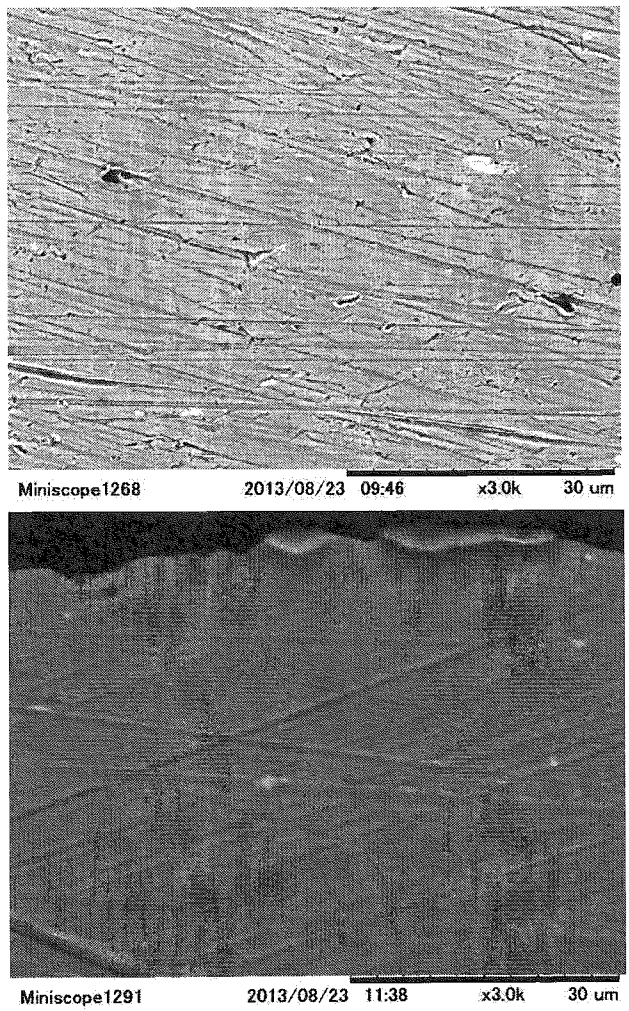


図 - 4.豆鉋（SEM 画像）
（上：天然砥石で研磨　下：人造砥石で研磨）

謝辞

本研究を行うにあたり,天然砥石の砥取屋さん,並川平兵衛商店さん,研師の玉置さんには天然砥石と研ぎについてのアドバイスをいただいた.記して感謝致します.

文献

1）竹村貴人,斉藤奈美子,池野順一,高橋学（2009）：応用地質学的な視点から見た天然砥石の特徴とその産業技術への展開,応用地質,Vol.50,No.3,pp.160-164.
2）東京国立文化財研究所（2001）：在外日本古美術品修復協力事業修理報告書平成 12 年度　工芸品／絵画,pp.7-10.
3）Imoto,N.（1984）：Late Paleozoic and Mesozoic Cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan part 2. Bull. Kyoto Univ., Education, no.65, pp.15-71.
4）斉藤奈美子,池野順一,河西敏雄,畠山実（2002）：天然砥石に学ぶ超精密研削用砥石に関する研究－第 2 報：内曇砥の構造解析－,2002 年度精密工学会秋季大会学術講演会講演論文集,p.83.

P42. 割れ目充填物中に観察される層状構造とその ^{14}C 年代値

^{14}C age of layered fillings in rock fracture

○ 松下 智昭，長田 昌彦 (埼玉大学)
Tomoaki Matsushita, Masahiko Osada

1 はじめに

岩盤中の割れ目や空隙が二次的な物質で充填されていることは広く知られている．こうした充填物質内に層状構造が発達している場合，それらは断続的な沈殿が起きたことを示しており，過去の地質学的・水理学的変遷に関する情報を保持していることが期待できる．

著者らは，これまで屋久島沿岸域の岩盤露頭に分布する割れ目充填物質を調査してきた．これらは，主に炭酸カルシウムであり，これまで7本の割れ目から計23個の試料に対して放射性炭素年代測定を実施し，5,000年前以降に固結したことが明らかとなっている[1]．さらに，単一の割れ目であっても，2,000年以上の幅を持つ．年代幅の要因は未だ明らかとなっていないが，その後の現地踏査で，明瞭な層状構造を持つ充填物質が見出された．こうした層状構造は，過去数千年間の地球史変動に関係している可能性がある．そこで本研究では，充填物質の年代値と層状構造の関係を明らかにすることを目的として，充填物質の各層から試料を採取し放射性炭素年代測定を実施した．さらに，充填物質の充填構造を調べるために薄片観察も行った．

2 調査対象とした割れ目充填物質

屋久島の南に位置する尾之間海岸に，対象とする割れ目充填物質がある．露頭の高さは海面から約3 mで，母岩は黒色の泥質岩である．図1は，割れ目壁面上の白色充填物質を撮影したものである．割れ目の走向傾斜は，N50°W46°SWである．この充填物質は，固結後に割れ目に対して上側の楔形の岩盤ブロックが滑落し，露出したものと考えられる．現在観察される充填物質の厚さは最大1 cm程度で，その表面には，数mm程度の黒色の岩石片が多数含まれている．特に，黒色の岩石片を多く含む層とほとんど含まない白色の層 (以後，それぞれ黒色層と白色層と呼ぶ) が交互に繰り返す層状構造が発達している．各層の厚さは約2 cmで，割れ目壁面との交線方向はほぼ水平であった．ただし，一部に斜交層理のような構造も観察される (図中の矢印の位置)．

年代測定用の試料は，比較的層状構造がはっきりしている範囲で，6箇所の白色層から採取した (図の○印)．このとき，隣り合う上下の層の試料が混入しないように留意した．それぞれの層の位置は，現地で観察される充填物質の最も高い位置を基準として，そこから割れ目の傾斜方向に0.28~0.30 m，0.32~0.33 m，0.38~0.40 m，0.44~0.47 m，0.49~0.51 m，0.53~0.54 mの位置である．また，薄片用の試料は，両方の層が含まれるように，図の下方の点線内を定方位で採取した．なおここでは，割れ目の走向方向をx軸，割れ目の傾斜方向をy軸と定義し，それぞれの軸に直交する充填物質の断面をx面，y面と呼ぶ．

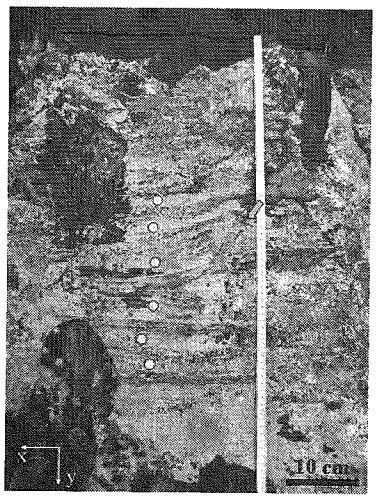


図 1: 割れ目壁面上の白色充填物質

3 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定は，AMS (加速器質量分析計) 法によった．図2に，年代測定結果を示す．横軸は試料の採取位置 (充填物質の上端から割れ目傾斜方向の距離)，縦軸は ^{14}C 年代である．^{14}C 年代は，$\delta^{13}C$ 補正した値であり，標準偏差はすべての試料で20-40年であった．図から，最も若いものは1,900年前，最も古いものは5,030年前であった．しかし高さ方向の年代値の系統的な変化は見られない．

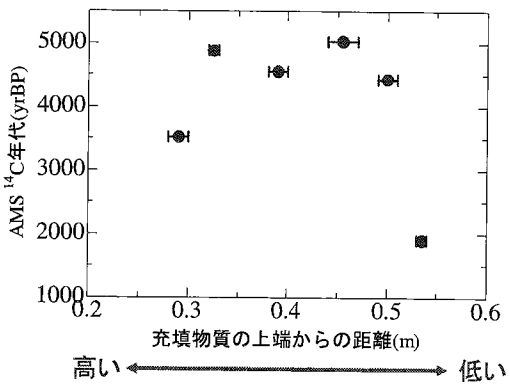


図 2: 放射性炭素年代測定結果

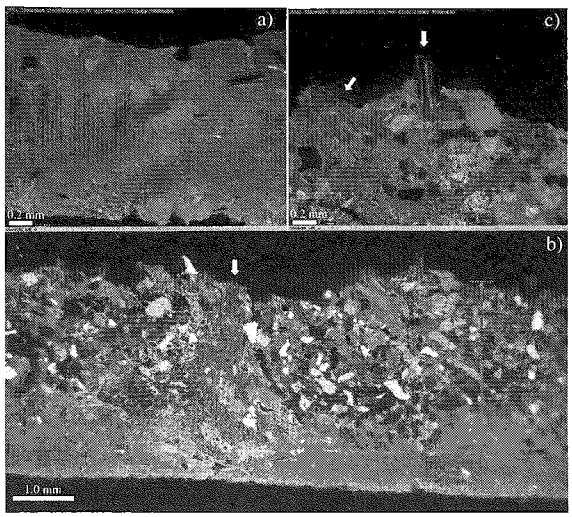


図 3: 充填物質の y 面の薄片写真 (クロスニコル). a) 白色層, b) 黒色層：割れ目壁面と平行な方向の層状構造と凸状構造, c) セメント物質から突き出た砕屑物

4 薄片観察

充填物質の x 面と y 面でそれぞれ薄片を作成した．一例として，図 3 に y 面の薄片写真を示す．

図 a) は，白色層内である．0.2 mm 程度の粒径を持つ砕屑物がわずかに観察されるが，ほとんどがセメント物質である．一方で，図 b) に示す黒色層は，周辺の母岩に由来する泥質岩片や花崗岩片，有孔虫や貝殻などの生物遺骸が多数含まれている．また粒径が 1 mm 程度の比較的大きなものも観察される．これらの砕屑物の一部は，図 c) の矢印に見られるように，充填物質の表面においてセメント物質から突き出ている．また図 b) から，割れ目壁面と平行な方向に砕屑物の粒径や量の異なる二つの層が観察される．割れ目壁面に近い層は砕屑物がほとんど含まれておらず，一方で表面側の層は多くの砕屑物が含まれている．従って，現地で観察された黒色層内の砕屑物は，充填物質の表面側にのみ存在していたことになる．また，割れ目壁面に近い層は，その一部が凸状に発達し，充填物質の表面にまで達している (図の矢印位置)．こうした構造の形成過程は不明だが，白色層と黒色層の境界の近傍に発達していることが多い．

5 考察

充填物質は主に海水起源 [1] であるため，その沈殿・硬化過程は過去の海水面変動に関係していると考えられる．図 4 は，日本各地の後期完新世の相対的な海水面変動曲線である．多くの場合，6,000-5,000 年前頃に海水面が最高位に達し (縄文海進)，その後は上下変動を繰り返しながら現海水面に達している．年代測定結果から，充填物質は縄文海進以降の海面低下に伴い割れ目内で硬化し始め，約 2,000 年前頃まで続く．これは，昨年報告した同一露頭内の別の割れ目内物質の結果 [2]

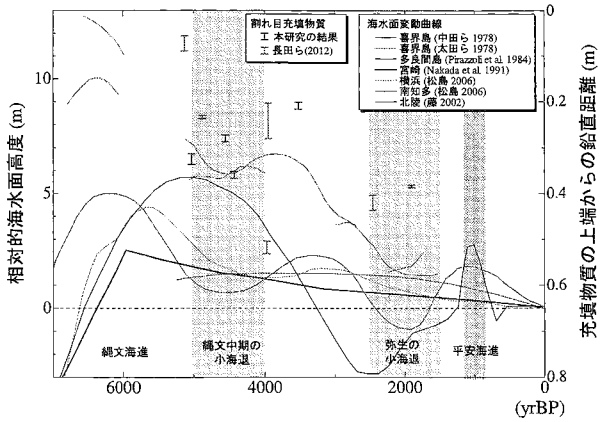


図 4: 後期完新世の相対的海水面変動と割れ目充填物質の年代値-高さの関係

と一致する．2,000 年前以降は，海水面が低下したためか，あるいは割れ目内がシーリングされたため，新たな物質の供給はなかったと考えられる．

次に，現地で観察された層状構造の姿勢から，充填物質の沈殿は割れ目内で鉛直方向に起きたと推定される．特にこうした層状構造は，充填物質の沈殿が連続的ではなく，断続的に起きたことを示している．しかし，充填物質の高さと年代値に明瞭な相関関係は見られない．このことは，充填物質の硬化が単純な鉛直方向ではないことを示唆しており，割れ目内での物質の沈殿と硬化の時期が異なると考えられる．また，薄片観察から明らかなように，充填物質は割れ目壁面と平行な方向にも層状構造が発達しており，年代値が異なる可能性がある．これに関しては，現在調査中である．

6 まとめ

層状構造を持つ割れ目充填物質の年代値を測定したところ，縄文海進以降から弥生の小海退までの約 3,000 年間に硬化したことが明らかとなった．しかしながら，充填物質の年代値に高さ方向の系統的な変化は見られず，充填物質の沈殿と硬化の時期が異なる可能性がある．今後，硬化過程が明らかになれば，充填物質の層状構造と年代値の関係から過去の地球史変動に関する情報を抽出でき，また炭酸カルシウムの析出速度に関する実証データを提供できる可能性がある．

引用文献

1) Matsushita, T., Osada, M. and Takahashi, M.: AMS ^{14}C ages and petrological features for solidified fractures with carbonates at coastal outcrops of Yakushima Island, Japan, *Environmental Earth Sciences*, Vol. 68, pp. 577–584, 2013.

2) 長田昌彦, 松下智昭, 高橋学：割れ目充填物を用いた過去の津波再来周期の推定法に関する一考察, 応用地質学会研究発表会講演論文集, pp. 115–116, 2012.

P43. 道路下に残存する明治期採炭坑道の空洞調査

Introduction of cave investigation of Meiji period coal mining gallery remaining under a road

○安元和己，人見美哉，西塚大（ドーコン）
Kazumi Yasumoto, Yoshiya Hitomi, Dai Nishizuka

1. はじめに

北海道では明治初期から 1960 年代にかけて盛んに石炭の採掘が行われており，近年になって，炭鉱跡の周辺の地盤で大規模な陥没が発生している．また道外の炭田地域においても地盤に浅所陥没や沈下等が発生し，地表にある家屋や道路への被害が報告されている[1]．沈下や陥没現象は採炭後に取り残された坑道が原因と考えられ，坑道上の土被り層が長期間にわたる劣化により緩みや崩落が進行することで引き起こされている．

今回，道内の産炭地において，道路脇の 3 箇所で陥没が発生した（写真－1）．当地域は，北海道中央部に位置し，古第三紀の夾炭層が分布する地域である．対象の道路は，工事用道路として施工されている．

写真－1　道路脇で確認された陥没

筆者らは，文献調査，地表踏査に基づき，陥没の原因が明治期に採炭された坑道跡であることを特定した．また，物理探査，ボーリング調査を行い，道路下に分布する坑道の位置を把握し，道路陥没の要因を検討した．本論では，調査手法および結果を報告し，石炭坑道調査への適応性について述べる．

2. 陥没の状況

確認された 3 箇所の陥没は，長さ 2.5m～3m，幅 2.5～3m，深さ，1m～3.2m の規模である．その内 2 箇所の陥没は道路に面し，空洞の一部が舗装路面下まで達していた（写真－1）．

3. 調査手法

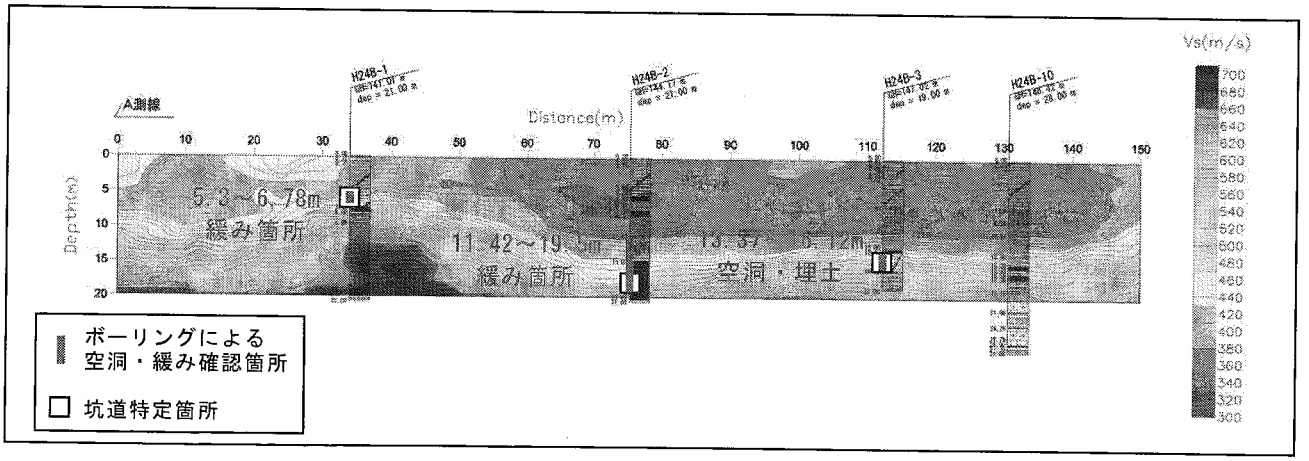
道路陥没を検討するため，「坑道の平面分布」，「坑道の深度（勾配）」，「坑道の状態（周囲の岩盤状態）」を把握するため以下の調査を行った．

［文献調査］：文献調査の結果，明治～昭和初期の坑道図が残存していたことから，坑道名や平面形状，坑道間の位置関係が把握できた．ただしこの平面図から正確な坑口の位置や坑道の方向は分からなかった．

［空中写真判読］：空中写真判読の結果，1960 年代の空中写真に坑道の延長方向と考えられる凹地列が確認された．この凹地列は，坑道沿いの陥没もしくは地表面からの試掘跡であると推察された．今回確認された 3 箇所の陥没はこの凹地列の延長上に位置する．

［地表地質踏査］：地表地質踏査の結果，石炭層等の岩相分布，層序，地質構造が明らかとなり，併せて一部の坑口跡が確認された．また，文献調査結果と対比することで，坑道図の坑口の位置関係，坑道の方向，採炭対象層を想定することが出来た．

［表面波探査］表面波探査の結果，坑道や崩落による空洞と考えられる低速度箇所の抽出を行った．この結果をもとにボーリング位置を検討した（図－1）．

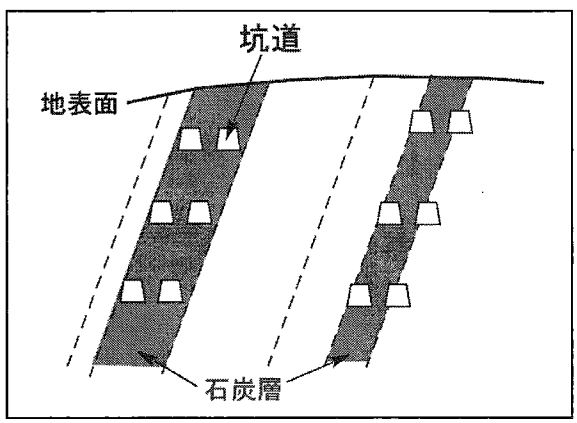


図－1　道路下の速度構造と坑道跡との位置関係

［ボーリング調査］: ボーリング調査の結果，数箇所で坑道跡，ゆるみ箇所を確認できた．また表面波探査の結果との比較で，分布深度は一致しないが，低速度ピーク箇所の深部に坑道跡やゆるみ箇所があることが判明した（図－1）．

4. 坑道の特徴

文献調査の結果から，当該地には 5 箇所の坑口が分布し，水平坑，斜坑として交差・合流していることが判明した．坑道の形状は，落盤を防ぐために支保柱として残す「残柱式」であり，2 本の坑道が並列する形状となっている．また，深さ方向に複数の坑道が配列しており（図－2），最大 9 段の配列が確認された．



図－2　深さ方向の坑道分布の模式図

またボーリング調査の結果から，坑道の現状として坑道箇所とその上位 5m 程度には部分的に空洞があること，坑道底盤には炭質片混じり岩塊が堆積していることが判明した．

5. 各調査手法における石炭坑道調査への適用性

石炭坑道の把握を行う上で，各調査手法の適用性を以下に示す．

［文献調査］: 炭鉱が存在する地域には，炭田地質図等の比較的精度の高い地質図が作成されている．さらに炭層には名称付けられ，層厚や地質構造などの地質状況が示されている．また，炭鉱資料には，坑口や坑道内の写真があり，坑道の規模，断面形状等が推定可能で，これら資料が充実していれば坑道位置の把握が容易となる．問題点は，開発が古い炭鉱ほど資料が乏しく，明治期の坑道については採炭に関する情報が不明なことが多いことである．

［空中写真判読］: 採炭時期～閉山直後の空中写真には，炭鉱施設，軌道，坑口等が撮影されている場合があり，坑道や坑口の特定に非常に有効な情報源となる．今回の調査においても，軌道等による地形改変跡，試掘跡による凹地もしくは陥没の線状配列が確認され，坑道の平面分布を把握するために有効な資料となった．

［地表地質踏査］: 地表地質踏査は，坑口や凹地形の確認が可能となる他，今回の調査では岩相の分布や地質構造を把握することで層序を確立し，層序と文献調査で得られた地質情報を対応させることで，坑道の推定に有効な情報となった．

［表面波探査］: 表面波探査は，道路などの地表に導電性の構造物がある場合やアスファルト等の電極設置が困難な場合に有効な探査手法である．ただし，探査深度は表層から 20m 程度が限界となるため，それ以深の調査には不向きとなる．本調査においても探査限界の深度 20m 付近に坑道が存在したため，探査精度が低くなった．

［ボーリング調査］: 坑道調査におけるボーリングは，坑道の残存状況，坑道上のゆるみ状況が把握できるため，有効な手段である．ただし点での調査であるため，坑道からずれる可能性がある．そのため，調査位置の選定には物理探査，石炭層の三次元的分布，坑道の標高等の情報を参考にすることが重要である．

6. まとめ

今回確認された陥没は，土被り層が 15～20m 程度の場所で発生している．この坑道は掘削後約 100 年が経過しており，長期間かけてゆるみが進行し，陥没に至ったものと考えられる．

今回の調査で，文献調査，空中写真判読，地表地質踏査が坑道の位置を推定するための，有効な手段であることが判明した．ただし，調査には以下の課題が明らかとなった．

- ボーリング調査により坑道を確認しても，坑道の形状を特定することが困難である．そのため，対策工の検討には開削や坑内カメラによって坑内形状を把握する必要がある．
- 人道坑や立坑は地質構造と無関係に分布しているため，文献等で明らかとならない場合は，施工時に開削等によって確認する必要がある．
- 表面波探査であるが，低速度のピークが，坑道よりも浅い深度で確認されることが判明した．このずれを考慮して今後検討する必要がある．

文献

1)　一般社団法人充填技術協会（2010）: 新版　空洞充填調査施工マニュアル，174p.

P44. 細密な数値標高モデルを用いた斜面型区分手法の検討

A study about classification method of slope types using Digital Elevation Models

○長谷川 淳・太田 岳洋（鉄道総合技術研究所）
Atsushi Hasegawa, Takehiro Ohta

1. はじめに

航空レーザ測量により作成される細密かつ高精度な数値標高モデル（Digital Elevation Model: DEM）の利用が進み，従来は大縮尺な等高線図がなければ判読できなかった小規模な傾斜変換線，ガリー，崩壊地，集水地形などの斜面形状，崖すい等も比較的容易に判読することが可能になった．しかしこれらの微地形を客観的かつ自動的に抽出するのは依然として困難であり，1:25,000 の等高線図をディジタル化したデータを用いて斜面型[1]を区分するアルゴリズムを開発した事例[2]などがあるのみで，近年の細密な DEM を用いた検討事例はない．本論では，格子点間隔が 1m の DEM を用い，簡易な手順で斜面型を区分する手法について検討した結果について記述する．

2. 検討地域

本検討では，長野県塩尻市の JR 贄川駅周辺（以下，贄川地区と称する）と，愛媛県新居浜市の JR 多喜浜駅周辺（以下，新居浜地区と称する）において航空レーザ測量を行い，格子点間隔が 1m の DEM（以下 1m-DEM と称する）を作成した．贄川地区は主に領家変成岩類からなり急峻な山地地形を呈する．一方，新居浜地区は和泉層群の堆積岩類からなり，比高が低い低山地地形を呈する．

3. 斜面型の区分

本検討で対象とした斜面型とは，斜面の垂直断面と水平断面の形状（凹凸）の組合せで斜面の形状を図 - 1 のように幾何学的に 9 つに区分したものである．一方，DEM から求められる地形量のうち，斜面の水平断面と垂直断面の凹凸を表すものとしては，平面曲率と縦断曲率[3]がある（図 - 2）．ここで平面曲率が負の値の場合は水平断面が凹，正の値の場合は凸を示す．また縦断曲率が負の値の場合は垂直断面が凸，正の値の場合は垂直断面が凹である．またいずれの曲率も値が 0 の場合は凹凸がない（直線状である）ことを示す．このことから，各曲率を負の値，0，正の値に 3 値化して組み合わせることで斜面型を区分できる可能性がある．しかしこれらの曲率は対象格子点に隣接する 8 点から算出するため，格子点間隔が 1m の DEM を用いる場合は 1 辺が 2m の正方形の範囲内という極めて小さい領域の凹凸を表すことになる．本検討で対象としている斜面型は数 m～数十 m 程度の面的な広がりを有するため，これらの曲率をそのまま組み合わせても斜面型を的確に区分できないと考えられる．

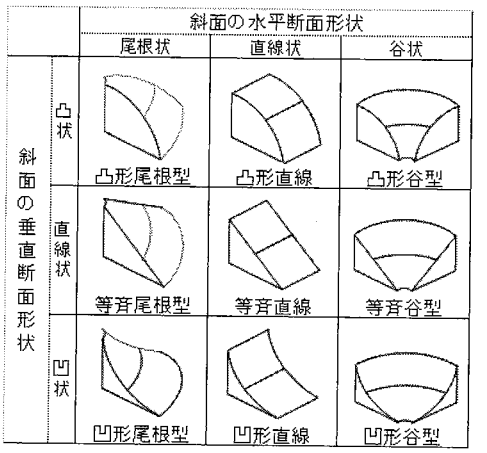


図 - 1　斜面型の区分[1]

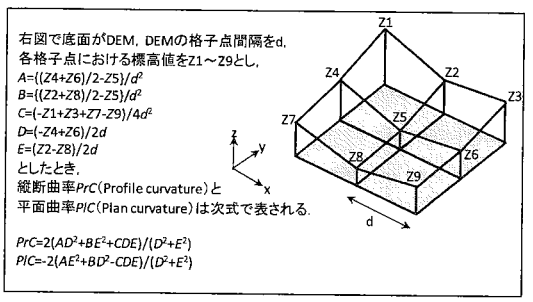


図 - 2　平面・縦断曲率の定義[3]

3.1 DEM の格子点間隔による曲率分布の変化

1m-DEM をリサンプルして格子点間隔が 3m，5m，

図 - 3　格子点間隔による曲率分布の変化（格子点間隔が 3m，7m，11m の場合）

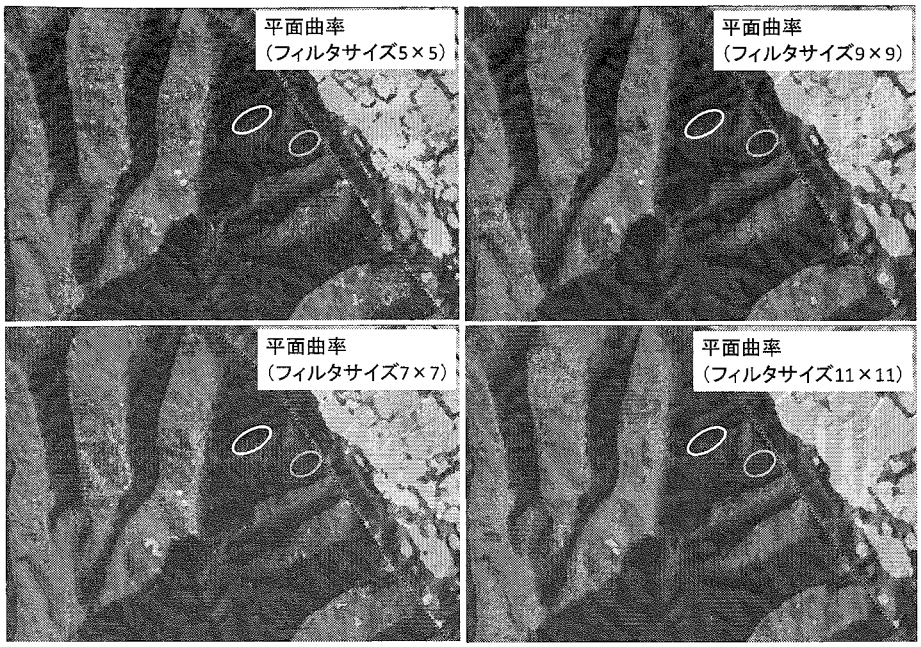


図 - 4　フィルタサイズによる曲率分布の変化

7m，9m，11m の DEM を作成し，各曲率の計算結果と等高線とを比較した．平面曲率をみると，3m-DEM では地形の小さな凹凸が表され大局的な斜面の形状を表現できていない一方で，格子点間隔が大きくなると画像上の 1 セルの大きさも大きくなり，等高線から「谷」と判読される範囲に平面曲率で「尾根型」のセルが混じるようになる（ジャギーが目立つようになる）傾向がある（図 - 3）．このことから斜面型を的確に区分するためには，尾根と谷の境界が滑らかになるよう格子点間隔が小さい DEM を使用し，その上で地形の微細な凹凸を除去する手法をとる必要があるといえる．そこで，空間フィルタリング[4]に着目した．

3.2　空間フィルタリングの適用

空間フィルタリングとは画像処理手法のひとつで，注目するセル（画素）に近傍セルの値の統計値等を返すという処理を行うもので，ノイズの除去や画像の特徴を抽出する際などに用いられる．今回はある程度広範囲における地形の凹凸の傾向をみるため，フィルタ内に含まれる値の最頻値を中央のセルに返すという空間フィルタリングを適用した．フィルタのサイズは 5×5，7×7，9×9，11×11 とし，それぞれの画像と等高線図を比較し，どのフィルタサイズが適当か検討した．例えば平面曲率についてみると（図 - 4），白丸で囲った部分は谷型斜面内に存在する小規模な尾根型斜面であり，等高線（5m 間隔）にも表れる明瞭なものである．フィルタサイズが 5×5 や 7×7 では当該箇所を尾根型斜面と区分しているが，9×9 では尾根型斜面と区分される部分が少なくなり，11×11 ではほとんどが谷型斜面に区分されている．一方橙色で囲った部分は等高線図では尾根型斜面または直線斜面と判断されるが，フィルタサイズが 5×5 や 7×7 の場合，谷型斜面に区分されている．ノイズをある程度除去するためには，本処理におけるフィルタサイズは 9×9 が適当であるといえる．そこで平面曲率と縦断曲率を組み合わせ，これに 9×9 のフィルタ（最頻値）を適用した（図 - 5）．定性的な比較にとどまるが，等高線間隔が 2m の等高線図と比較すると，いわゆる尾根や谷を表す凸形尾根型斜面や凹形谷型斜面だけでなく，小規模な凸形谷型斜面も区分されているなど良好な区分結果が得られた．

4. まとめ

本稿では，細密な DEM を用いて簡易な手順で斜面型を区分する手法を検討した結果について記述した．比較的勾配が緩くなだらかな地形を呈する新居浜地区と，より起伏が大きい贄川地区の両地区で同様に良好な区分結果が得られたことから，本手法は地形の起伏の程度にかかわらず汎用的に使用できる手法であると考えられる．

なお，本研究は国土交通省の鉄道技術開発費補助金を受けて実施した．

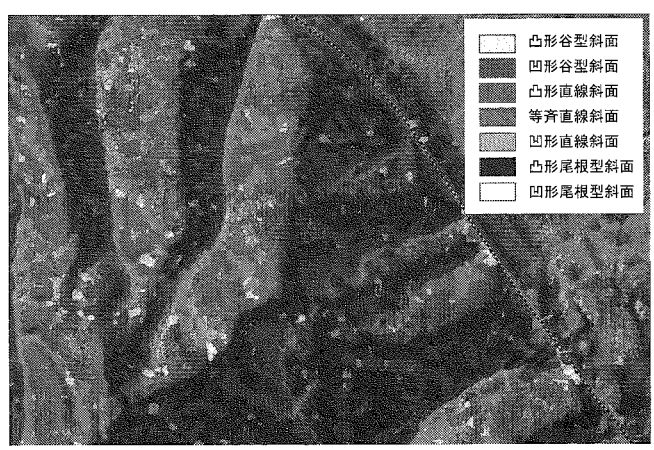


図 - 5　斜面型区分結果

文献

1）鈴木隆介（1997）：建設技術者のための地形図読図入門 第 1 巻 読図の基礎，古今書院, p.122.
2）水越博子・安仁屋政武（2002）：数値等高線データを用いた斜面計測手法，国土地理院技報，No.99, pp.77-84.
3）Peter A. Burrough and Rachael A. McDonnell（1998）：Principles of Geographical Information System, Oxford University Press，p.191.
4）長谷川均（1998）：リモートセンシングデータ解析の基礎，古今書院，p.76.

P45. 航空レーザ計測とγ線探査による活断層の検出と活動度評価
～未知の活断層および短い活断層について～

Geophysical Method for Detecting Active Faults and Evaluating their Activity by Airborne Lidar and Gamma-ray Intensity Survey

○吉村辰朗（復建調査設計），平川泰之・田中　信（アジア航測），杉山光徳（国土交通省雲仙復興事務所）
Tatsuro Yoshimura, Yasuyuki HIrakawa, Makoto Tanaka, Mitsunori Sugiyama

1. はじめに

東日本大震災後にマグニチュード６前半の内陸地震がしばしば発生し，活断層の位置や活動性の把握が重要になっている．内陸地震の原因として，未知の活断層や短い活断層が挙げられる場合がある．活断層の位置の把握は，活断層の長さに関する情報に関連し，活断層から発生する地震の長期評価に大きな影響を与える．これまで活断層の位置把握は主として空中写真判読によっていたが，植生に覆われる斜面が広く分布する地域では，微細な断層変位地形を認定することが困難な場合が少なくない．この問題を解決する手法として，航空レーザ計測データからの判読と現地でのγ線探査を組み合わせて活断層を検出するという，新たな手法を試みた．さらに検出した活断層の規模から活断層長を推定し、破砕幅による活動度の評価を試みたので，以下に報告する．

2. 調査方法

調査フローを図１に示す．まず 1m メッシュの航空レーザ計測データから赤色立体地図[1)]を作製した．赤色立体地図は単画像で地形が立体的に見えるように加工した画像である．画像解像度は航空レーザデータのメッシュサイズと同じ 1m となるため，活断層判読のキーとなる微地形も十分に判読できる．赤色立体地図に既知の活断層[2) 3)]を移写した上で，それ以外の活断層地形を判読した．

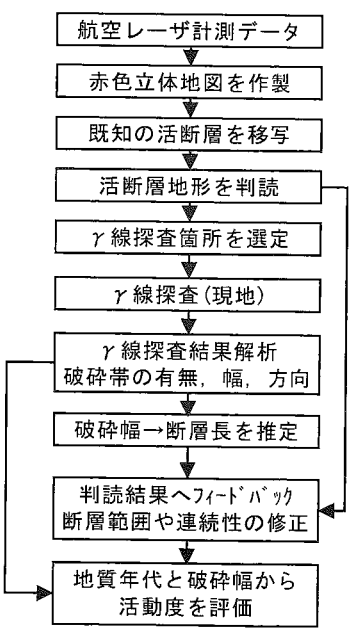


図１　調査フロー

次に，活断層の存在を現地で確認するため，γ線探査を行った．γ線探査箇所数は計６カ所である．

γ線探査の計測方法は全計数法で，シンチレーションサーベイメータ（アロカ社製 TCS-151 型）を用いて測定した．測点間隔は 3m で，γ線強度異常値が出現した地点では 10cm 間隔で測定し，γ線強度異常値範囲（破砕帯）を詳細に求めた．この測定法で異常値範囲境界点（α点）を求め，測線より 50cm～1m 程シフトさせて同様境界点（β点）を 10cm オーダーで求め，α点とβ点を結んだ方向を破砕帯の走向とした．走向に直交するγ線強度異常値範囲を破砕幅とし，破砕幅（FW）と断層長（L）の比例関係[4)]から，各断層の長さを算出した．

$$L(km) = 0.36FW(m) + 0.62 \quad \cdots\cdots ①$$

以上のγ線探査結果によって，活断層の「存在の確認」と「長さの推定」ができたことになるので，これを判読結果にフィードバックし，活断層の範囲や連続性を見直した．

3. 調査地の地形・地質

調査地は雲仙普賢岳の図２に示す範囲である．雲仙地溝は別府－島原地溝の西端，島原半島中央部に位置する．東西約 20km，南北約 10km ほどの広がりをもつ．雲仙地溝は北側を千々石断層，南西側を金浜断層に，南東側を深江断層・布津断層などによって限られる．地溝を限るこれらの比較的長い活断層のほかに，地溝内部には山地斜面や扇状地を変位させる短い活断層が数多く認められている．調査地に分布する雲仙火山岩類は角閃石安山岩・デイサイトからなり，噴出年代に基づき古期雲仙火山岩類（約 500～300ka），中期雲仙火山岩類（約 300～150ka）と新規雲仙火山岩類（＜150ka）に区分される．

4. 調査結果

調査結果による断層分布図を図２に示し，γ線測定結果による破砕幅・走向および推定断層長を表１に示す．γ線測定では，調査した６箇所全てにおいてγ線強度異常値を確認した．

今までに記載のない活断層 26 本を新たに判読し，うち図中Ａについてはγ線測定でその存在と破砕幅を確認できた．図中 F は既知の不連続な活断層群だが，γ線探査から推定された断層長により連続のものであると判断した．図中Ｅは，松岡ほか（2005）に記載されている国見岳北断層（断層長 0.5km）の西側に分布する短い活断層である．

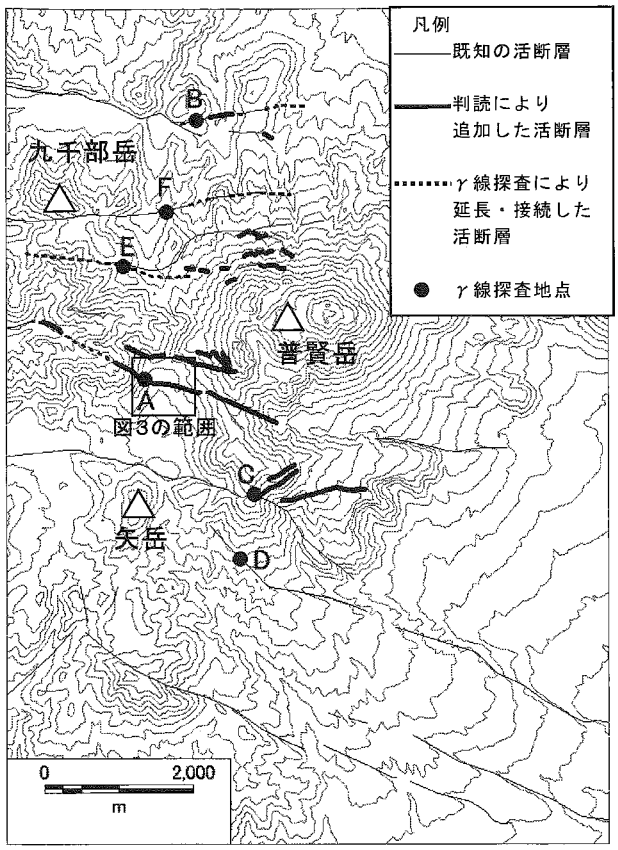


図２　活断層分布図

表１　破砕帯の規模・方向（雲仙地区）

破砕帯名	断層名	破砕幅	走　向	断層長
破砕帯 A	未知の活断層	8.8m	N64° W	3.8km
破砕帯 B	千々石断層	20.7m	N72° E	8.1km
破砕帯 C	鷲ノ池断層	5.7m	N72° W	2.7km
破砕帯 D	深江断層	7.8m	N40° W	3.4km
破砕帯 E	短い断層	4.4m	N80° W	2.2km
破砕帯 F	九千部断層東部	5.0m	N81° E	2.4km

5. 考察

(1)赤色立体地図による活断層調査の有効性

今回新たに発見した未知の活断層（A）について，赤色立体地図を含めた３種類の平面図での見え方と縦断図を，図３に示す．赤色立体地図では周辺と異なる色調が線形に並ぶため断層地形が明瞭に判読できる．これに対して等高線図では，等高線の間の情報がないために連続性の追跡が（地形スケールが微小であるほど）難しい．このようなことから赤色立体地図は，微地形判読が重要なキーとなる活断層調査において非常に効果的であると考える．

(2)活断層の破砕幅による活動度評価

破砕幅［FW(m)］と断層変位を受けた最新の地層年代［T(万年)］の間には下式の関係が認められる[5]．

FW=a・T　a:平均破砕幅拡張速度(m/万年)　・・・②

これを適用して破砕帯 A～F の a を算出した結果を表２に示す．a は A 級活断層で 1.0，B 級活断層で 0.3，C 級活断層で 0.1 程度とされており[5]，この活動度評価結果は松岡ほか（2005）と一致する（表２）．一方，

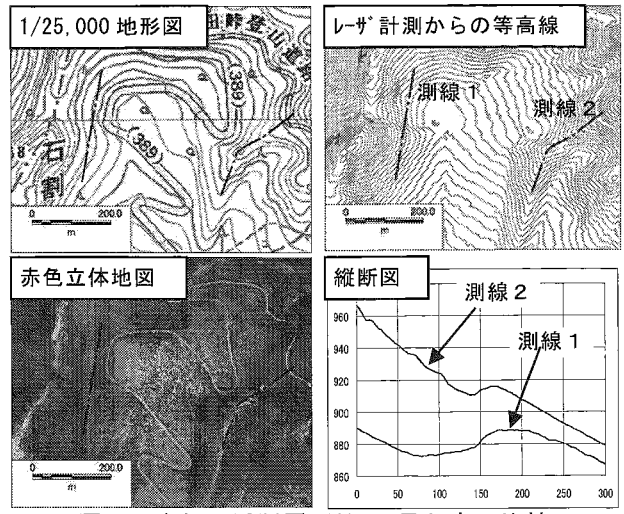


図３　未知の活断層（A）の見え方の比較

表２　雲仙断層群の活動度

断層名	破砕幅(m)	断層長(km)	分布地質(地層年代)	a	活動度	松岡ほか(2005)
未知の活断層	8.8	3.8	古期火山岩(50万年)	0.18	B～C	
千々石断層	20.7	8.1	古期火山岩(50万年)	0.41	B	B
鷲ノ池断層	5.7	2.7	新期火山岩(12万年)	0.48	B	B
深江断層	7.8	3.4	新期火山岩(12万年)	0.65	B～A	B～A
短い活断層	4.4	2.2	古期火山岩(50万年)	0.09	C	
九千部断層東部	5.0	2.4	古期火山岩(50万年)	0.10	C	C

a：平均破砕幅拡張速度（m／万年）

松岡ほか（2005）に示されていない未知の活断層と短い活断層の活動度はそれぞれB～CおよびCとなった．

6. おわりに

赤色立体地図判読とγ線探査を組み合わせた新たな調査手法によって，雲仙普賢岳付近の活断層分布図を作成した．その結果，未知の活断層と短い活断層を検出することができ，手法の有効性を確認できた．また破砕幅を指標として活動度評価を試みた結果，既往研究によるそれと一致した．一方，本調査で検出した未知の活断層の活動度はＢ級～Ｃ級であった．

文献

1) 千葉達朗・鈴木雄介・平松孝晋(2007)：地形表現手法の諸問題と赤色立体地図，地図，Vol.45, No.1, pp.27-36.

2) 九州活構造研究会(1989)：九州の活構造，財団法人東京大学出版会，pp.302-307.

3) 松岡　暁・堤　浩之・竹村恵二・星住英夫・松本哲一(2005)：雲仙断層群の変位速度と活動史，活断層研究，Vol.25，pp.135-146.

4) 吉村辰朗(2010)：破砕幅を尺度とした活断層の活動度評価－破砕幅と断層長の関係式－，活断層研究，Vol.33，pp.39-49.

5) 吉村辰朗(2006)：破砕幅の成長過程から推定される活断層の発生数と発生時期-破砕幅の累積性とべき乗則-，活断層研究，Vol.26，pp.7-14.

P46. 鳥取県指定文化財・赤碕塔に見られるハニカム状風化

Honeycomb-like weathering of Akasaki Pagoda, a designated cultural property in Tottori Prefecture, Japan.

○朽津信明・森井順之・佐藤円香（東京文化財研究所）・西山賢一（徳島大学）
Nobuaki Kuchitsu, Masayuki Morii, Madoka Sato, and Ken'ichi Nishiyama

1. はじめに

鳥取県指定文化財である赤碕塔は、鳥取県琴浦町の花見潟墓地にある総高 3m 程の凝灰岩製石塔で、南北朝時代頃に造られたと考えられている（図1）が、現在、同塔の塔身南西側には、夥しい数の数センチ大の穴が空いた状態にある。石塔にこのような無数の穴が自然に形成されることは稀であり、仮にこれが現在も進行しているものであれば、同塔の保存を考えるためにその進行を軽減する方法について検討する必要が生じる。本研究では、このような観点からこうした穴について解析を行い、形成原因について検討するとともに、同塔の今後の保存対策について考察していく。

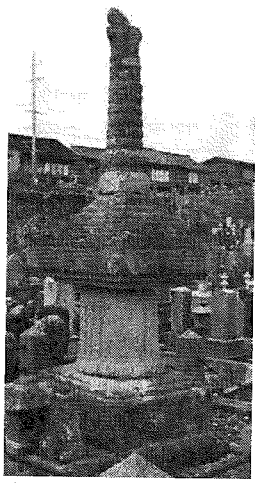


図1. 鳥取県指定文化財・赤碕塔

2. 赤碕塔と花見潟墓地

赤碕塔とは、通常の石造宝塔の笠部が、石造宝篋印塔の笠に置き換わったような外観の石塔で（図1）、鳥取県の旧赤碕町（現琴浦町）周辺にのみ集中して存在が知られていることから名付けられた名称である[1)]。特に、琴浦町の花見潟墓地内に存在する赤碕塔は現存最大規模であり、1935 年にその存在が記載され、1956 年には鳥取県指定文化財となって今日に至っている[2)]。花見潟墓地は、旧赤碕町の海岸線に沿って立地する東西約 350m の自然発生による墓地としては西日本最大規模の墓地とされており[2)]、中世以降現在に至るまで継続して約 2 万基の墓が造られ続けてきた。現在の墓地内に草木はほぼ存在せず、広大な敷地の中に人為的に建てられた墓石が林立しているのみである。

花見潟墓地の鳥取県指定文化財・赤碕塔（以下、単に赤碕塔とする）は、墓地の中で海岸線から 50m 程南に離れた位置で石造基壇の上に建てられており、他の墓石に比べてやや高まった立地にある。現時点で銘は確認できないが、その様式から南北朝時代頃（14 世紀後半？）のものではないかと推測されている[3)]。

3. 赤碕塔の現状

現在の赤崎塔には、上から相輪、笠、塔身、基礎の四つの石材が確認され、いずれも同種の凝灰岩と見られる。相輪や笠では、物理的欠損は認められるものの石材の風化はそれ程顕著ではなく、大きな穴も存在していない。塔身には、南西側面を中心に夥しい数の穴（地形学で言うハニカム）が存在している（図2）。穴の形状は一定ではなく深さもまちまちで、穴の内部にはもともとの石材とは異なる白色物質が析出しているのが認められ、表面は著しく風化している。基礎は一石から基礎部と基壇部が刻出されているが、その基壇部上面には方位依存性はなく各面にほぼ均等に擂り鉢状の穴が認められる（図3）。穴の内部に白色物質は見られず、また表面風化も顕著には認められない。

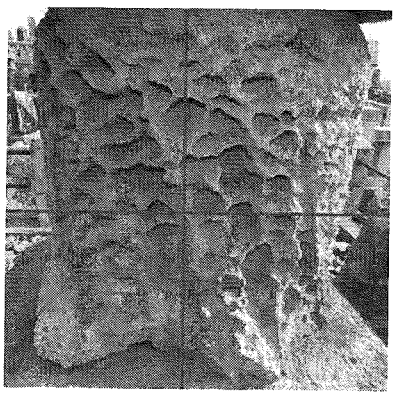


図2. 赤碕塔塔身の現状と測線

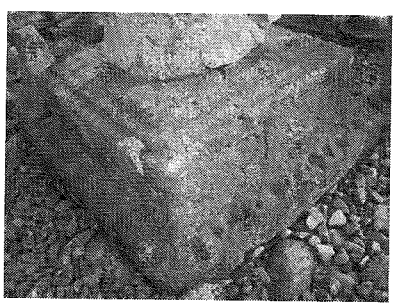


図3. 赤碕塔基壇部に見られる穴

4. 計測方法と結果

4.1. 方法

塔身の中央部に測線を作り（図2）、その側線に沿ってハニカム状の穴の存在位置と深さを記載した。また、塔身の形状について、表面の装飾が残存する部位に基づいて当初の形状を推測し、仮想される原形と現状との差から各部位における侵蝕の程度を検証した。さらに、2013 年 6 月の時点でハニカム内に析出している塩類を県の許可の下で採取し、X 線粉末回折により分析した。

また、鳥取県教育委員会に保管されていた過去の写真（1974 年頃撮影。詳細日時は不明）の提供を受け、それと現状とを比較して差異点を検討した（図4）。

4.2. 結果

全体的な形状としては、塔身南西側で最大 11cm の侵蝕が推測され、方位的にはそこから離れるに従って侵蝕量が減少

図 4. 1974 年頃の赤碕塔(左：鳥取県教育委員会)と現状(右)の比較

して、反対側の南東面から北西面にかけてはほぼ侵蝕は存在しない状況であることが確認された（図 5）。また侵蝕の激しい南西側で高さ方向に観察すると、中下部で侵蝕量が大きく、上部では減少して最上部ではほぼ侵蝕が存在しない（図 6）。すなわち、もともとは円柱形に近い塔身形状を想定すると、南西側面中下部にマクロにタフォニ状の侵蝕地形が形成されたような状態となっている。ハニカム状の数センチ大の穴は、このタフォニの内部のみに観察され、侵蝕が乏しい方位には穴は認められない。穴の深さは侵蝕量の大きい南西側中下部で深く、そこから離れるに従って浅くなるという、マクロな侵蝕形状と類似した傾向を示す（図 5）。また、分析の結果、塩類試料からは石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）が検出された。

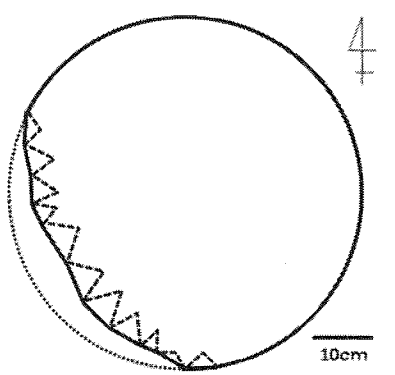


図 5. 測線での計測に基く、赤碕塔塔身の横方向断面図

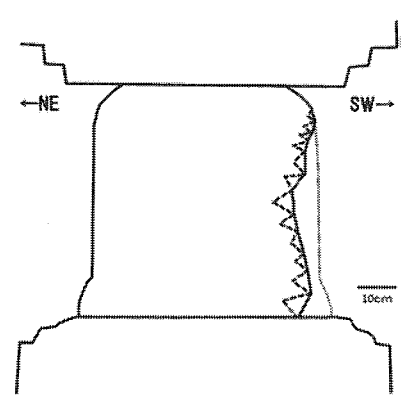


図 6. 測線での計測に基く、赤碕塔塔身の縦方向断面図

古写真と現状とを比較すると、塔身のマクロな形状には大きな差異は見られないものの、各穴を細かく検証すると、所々で過去にあった二つの穴の境界壁がその後崩落して、一つの大きく深い穴へと変化しているような部位が 10 カ所程度見られた（図 4 の○部分）。

5．考察

凝灰岩におけるハニカムの形成には、塩類風化の関与が指摘されている[4]。赤碕塔においても、穴の内部には石膏が形成されており、その析出がハニカムの形成に関与した可能性が示唆される。凝灰岩の表面に塩類が形成されることに伴う劣化現象は、各地で報告されており、特に蒸発が大きい箇所で劣化が進行しやすい傾向が指摘されている[5]。このことから、赤碕塔でここまで顕著な風化が起きた要因の一つとして、中世以降、周辺が墓地として継続的に管理されてきたことが関係しているかと考えられる。現状のような、草木や建造物等の日射や風を遮るものが周辺に存在しない状況は、赤碕塔が造られてから現在に至るまで続いていたと判断され、蒸発の促進に大きく寄与したことだろう。特に南側は日射を受けやすく、また近傍の気象観測所での冬場の卓越風向が西南西から南西であることから、塔身の中では南西側で特に蒸発が盛んになって塩類が析出しやすいと判断され、これが方位に依存した極端な侵蝕を促したと考えられる。これに対して基壇部の穴（図 3）は存在状態が全く異なるためこれとは別の要因が想定され、各地で民俗事例が報告されている、信仰上の理由で人為的に刻み込まれた盃状穴[6]である可能性がある。

ハニカム状の穴の存在状態と、マクロに見た塔身におけるタフォニ状の侵蝕状態は、その分布範囲や進行度合いが類似しており、両者の成長は一連の現象として進行した可能性が考えられる。例えば古写真から、ハニカムの境界壁がここ 40 年の間に崩落していることが確認されたが、いくつもの穴が合併すればそこが地形的な窪みとなり、マクロなタフォニの形成に繋がるだろう。そうした地形的な窪み内に塩類が析出すると雨で洗い流されにくいので成長しやすく、内部には再びハニカムが形成されやすくなるだろう。このようにして穴の形成と崩落とが繰り返されて、塔身の現状が与えられたと考えられる。

最後に赤碕塔の今後の保存を考えると、塩類の析出には水の供給と蒸発とが関与していると考えられ、また水分蒸発を促進させている主要因が日射と風である場合には、覆屋のような構造物を周辺に構築することが有効な対策となるかも知れないと考えられる。ただし、墓地の景観など、様々な要素を考慮した慎重な対応が必要となるだろう。

引用文献

1) 川勝政太郎(1935)，赤碕塔，考古学雑誌，25，437-442.
2) 鳥取県教育委員会(1970) 鳥取県の文化財.
3) 池上悟（1989）伯耆赤碕塔考，立正史学，66，37-61.
4) 西山賢一・吉田 顕・横田修一郎（2009）和歌山県に分布する中新世凝灰岩の急崖に発達するタフォニの分布と形状，徳島大学総合科学部自然科学研究，23，44-60
5) 朽津信明・高 東亮・秋山純子・森井順之（2003）鎌倉のやぐらに見る凝灰質砂岩の風化とそれに与える温度・湿度の影響．地形，24，169-181.
6) 国領駿・小早川成博編（1990）盃状穴考：その呪術的造形の追跡，慶友社

P47. 大深度・原位置の物理化学状態の採取に対応した電動駆動タイマー式地下水採水装置の開発

A Novel System with Electrical-Timer Valve for In-Situ Sampling and Physicochemical Assessment of Deep Groundwater

○吉岡正光（サンコーコンサルタント株式会社），丸井敦尚，井川怜欧，町田功（産業技術総合研究所）
越谷賢，萩原育夫（サンコーコンサルタント株式会社），海老博（有限会社 秋栄製作所）
○Masamitsu Yoshioka（Suncoh Consultants Co., Ltd.），Atsunao Marui，Reo Ikawa，Isao Machida（GSJ，AIST）
Masaru Koshigai，Ikuo Hagiwara（Suncoh Consultants Co., Ltd.），Hiroshi Ebi（Shuei-Factory Co., Ltd.）

1. はじめに

地下に賦存する地下水や溶存ガスの性状は物理化学条件によって変化する．そのため，実情に即した地下水や溶存ガスの性状の把握には，ボーリング孔等から可能な限り原位置の物理化学状態を保持した試料を採取する必要がある．これまでに大深度・原位置の物理化学状態を保持した試料を採取する採水装置がいくつか開発されてきた[1)2)]．ただし，対象以外の地下水・溶存ガスの混入，大規模・複雑な構成・操作，十分な試料量を確保するにはコストが増加する等の課題が挙げられた．そこで，我々は連結可能な採水容器とその上下位に接続される電動駆動のタイマー式開閉弁を有するバルブユニットから構成される採水装置を開発した（特許出願中）．本報では開発した地下水採水装置の概要と，深度 500m を超える大深度ボーリング孔における適用事例を紹介する．

2. 採水装置の概要

採水装置は，手動の開閉弁を有し複数連結することが可能な採水容器（514cc）と，採水容器の上下位に接続する電動駆動のタイマー式開閉弁を有するバルブユニットで構成される（図-1）．バルブユニットは，制御信号を伝送するためのケーブル等を用いずに，それぞれが独立して稼動する．試料を取り込む採水孔は，バルブユニットの側面に設けられており，バルブユニットの軸方向に対して水平方向に回転する構造である．バルブユニットのタイマーは開放と閉鎖の各作動時間を設定できる．基板にはバルブの開閉した時間を記録する機能がプログラムされており，作業プロセスとバルブの時刻歴から採水の品質を担保する仕組みである．

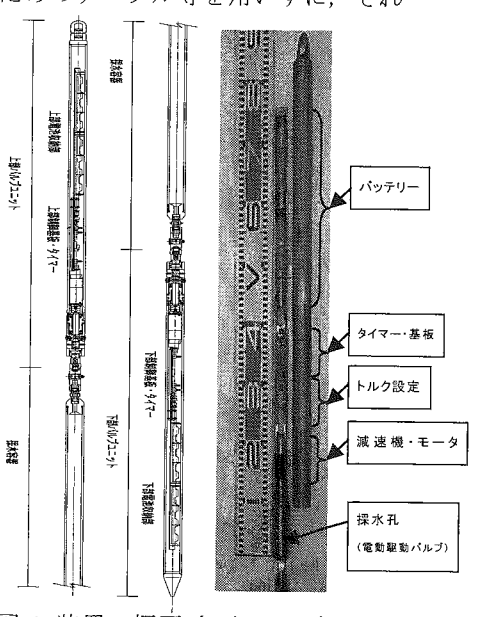


図-1 装置の概要(左)とバルブユニット(右)

3. 採水手順

本報による採水手順を図-2 および以下に示す．採水装置の操作は採水容器の手動開閉弁とバルブユニットのタイマーの設定のみで，装置の昇降に専用ウィンチ等を必要としない．また，上下位のバルブユニットは時間差をつけて作動させ，採水容器内の空気を排除しつつ，容器内に試料を採取する手順とした．

【1】バルブユニットの開放・閉鎖時刻を設定
【2】採水容器の上下位に閉鎖したバルブユニットを接続後，対象深度まで採水装置を降下
【3】下位バルブユニット開放
【4】上位バルブユニット開放
【5】下位バルブユニット閉鎖
【6】上位バルブユニット閉鎖
【7】採水装置を地上に回収
【8】地上にて採水容器上下端のバルブを閉鎖
【9】採水容器と上下位のバルブユニットを切り離す
【10】バルブユニットの作動時刻・作動状況を確認

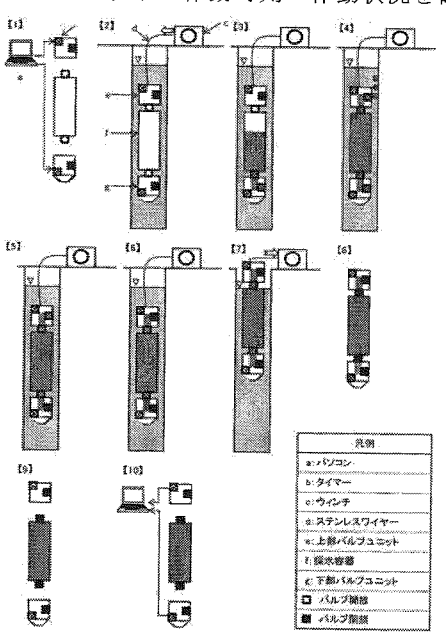


図-2 採水手順の概念図

4. 大深度ボーリング孔における採水装置の適用例

(1) 試験孔の概要および採水状況

試験孔は，深度 1,203m であり，ジェットパーフォレーションによって計 7 深度に 1m 長のスクリーン区間が設けられている[3]（図-3）．採水は，それらのうち深度 943m で実施した．当該深度では，事前にダブルパッカー・揚水ポンプを用いた約 7 日間の連続揚水を行っており，掘削水の影響の少ない地下水が揚水されることを，掘削水に添加した蛍光染料の濃度と地下水の地化学パラメータの経時変化から確認した．

採水装置は，採水容器を 3 つ連結し，その上位と下位にバルブユニットを接続した編成とした．バルブユニットのタイマーは，作動開始 30 分後に開放し，作動開始 40 分後に閉鎖するとともに，下位バルブユニットの作動 25 秒後に上位バルブユニットが作動するように設定した．採水装置を深度 943m に設置するのに要した時間は，バルブユニットのタイマー設定・組立および採水容器への接続などの降下準備に 7 分，深度 943m までの降下に 17 分の計 24 分であった．

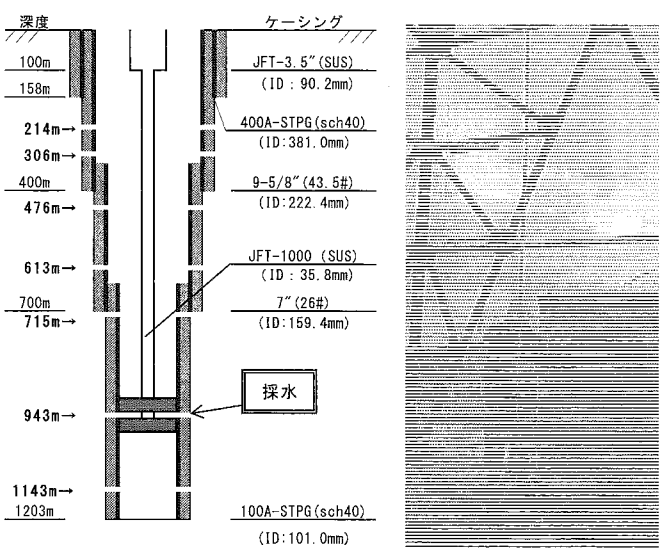


図-3　試験孔の概要および採水状況

(2) 採水装置および揚水ポンプによる溶存ガス組成の比較

採水装置および揚水ポンプによる試料中の溶存ガスの比較を表-1 に示す．両者の溶存ガス組成は異なり，採水装置による試料では CH_4 が 23.6%大きく，CO_2 が 20.4%，N_2 が 3.2%，O_2 が 0.05%小さな値を示した．分析値は，空気の組成とは大きく異なっており，空気等が混入せずに採水装置によって採水対象の地下水が確実に採取できたと考えられる．

なお，採水装置と揚水ポンプによる溶存ガス組成の差異は，揚水ポンプのキャビテーションによって O_2 が上昇したこと，連続揚水の終了から採水装置による採水までに資機材の回収等で約 7 時間を要し試験孔内の溶存ガスが飽和したことなどの要因が推測される．

表-1 溶存ガスの分析結果

溶存ガス組成	943m	
	連続揚水	地下水採水装置
CH_4 (%)	70.86	94.48
CO_2 (%)	22.46	2.06
N_2 (%)	5.86	2.68
O_2 (%)	0.82	0.77

5. まとめ

対象以外の地下水・溶存ガスの混入を防ぎ，簡便な構成・操作で十分な試料量を確保しつつ，大深度・原位置の物理化学状態を保持したままの地下水試料を採取するため，手動の開閉弁を有し複数連結することが可能な採水容器と，採水容器の上下位に接続する電動駆動のタイマー式開閉弁を有するバルブユニットで構成される新たな採水装置を開発した．

開発した採水装置を大深度ボーリング孔の深度 943m において適用した結果，必要最小限の作業量で，対象以外の地下水・溶存ガスが混入せずに採水対象の試料を確実に採取できた．

本報の採水後に実施した深度 1,000m 以深における動作テストでは，バルブユニットの動作不良が認められた．これは，バルブ内外の差圧によって回転トルクが不足したためと考えられ，バルブユニットの必要回転トルクの低減措置を講じるとともに，高トルクモーターへの改良を行っている．

謝辞

本報告は，経済産業省資源エネルギー庁からの委託研究「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発」の研究成果の一部である．本研究を行うにあたり，幌延町と日本原子力研究開発機構幌延深地層研究ユニットの関係各位にお世話になった．ガス組成の分析では，幌延地圏環境研究所の玉村修司氏にお世話になった．ここに記して謝意を表します．

文献

1) 中央開発株式会社 (2006)：特開 2006-188857 号　地下水採水装置および地下水採水方法

2) 一般財団法人電力中央研究所（2010）：特開 2010-048021 号　地下水採水装置

3) 丸井敦尚・光畑裕司・町田　功・井川怜欧・横田俊之・上田　匠・越谷　賢・伊藤成輝・小原直樹・楠瀬勤一郎・古宇田亮一・吉澤拓也・西崎聖史・樽沢春菜・小野昌彦・森山哲郎（2013）：沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成 24 年度成果報告書，521p，産業技術総合研究所．

P48. 年間数mmの緩慢な斜面変位の計測と応用地質学的考察

Measurement of The Slow Slope Movement About Several mm/year

○久野春彦，小早川博亮（電力中央研究所）
Haruhiko Kuno, Hiroaki Kobayakawa

1. はじめに

我が国の平野部を除く地域に，なんらかの人工構造物を建設する場合に，多くの場所で航空写真判読などにより地すべり地として抽出されている地形や，自治体により地すべり防止区域・急傾斜地崩壊危険区域などとして指定されている地域を，開発地域に含んだり隣接したりすることがある．その場合には，開発を計画している構造物の維持・管理の観点から，あるいは第三者被害を想定し，極力そのような場所への立地は回避されるのが一般的である．しかしながら，たとえば道路，送電線，水路などのような線形構造物の場合には，ルート経過地すべてで上記のような地すべり地や地すべり防止区域等指定区域を回避することが難しい場合がある．また日本のような変動地域においては，まだ地すべりとして滑動した履歴を持たない，地すべり地形として抽出されないような地域でも，建設後に構造物に変状が発生し，地形・地質調査や伸縮計，ボーリング孔を利用した孔内傾斜計による地盤変位調査を実施すると，年間数mm～十数mm程度のわずかな地盤の変位の累積が確認されることがある．

一般に管理基準値は個々の斜面の挙動に応じて設定されており，地盤の変位に対する管理基準値として，変位量や変位速度を対象としたものが用いられている．

変位速度を対象としたものとして高速道路の維持管理段階の管理基準[1]を例にとれば，変位速度の小さい方から，「点検・要注意または観測強化」「対策の検討」「警戒・応急対策」「厳重警戒・一時退避」の各段階の対応区分がある．実際に構造物に変状が認められて，地盤の変位を計測した斜面において，この管理・基準を参考にして管理区分を作成した場合，この中で最も小さな変位速度である「点検・要注意または観測強化」でも，すべり面付近の変位速度（挿入型地中傾斜計）で日変化 1mm 以上であり，その基準に満たない速度である場合が非常に多い．そのような斜面の場合，至近に滑動する危険性は極めて低いとはいうものの，斜面管理のための計測を継続するべきか否かの判断に窮する．

斜面変動に対する崩壊予測や危険度評価に対する考え方として，斎藤の方法[2]が用いられることがある．斎藤は土のクリープ実験結果からひずみ速度と崩壊時刻との関係を把握したうえで，崩壊時刻を予測する方法を提案している．この方法では，すべり面（φ75mm以下で構成される砕屑物の集合体）がすでに存在していることを前提とし，予測する手法であるが，年間数mm～十数 mm の変位を示す地盤がどのような変形をしているのかの詳細なメカニズムは非常に曖昧である．

著者らは，地盤中の年間数mm～十数mm程度の変位をより精度よく計測する方法として，FBG光ファイバセンサを用いた孔内傾斜計を開発し，変動斜面にセンサを設置して計測を実施した．本論では，FBG光ファイバセンサの仕組みと，計測値から得られた地盤の変状と地質の関係について紹介すると同時に，崩壊予測に関する応用地質学的考察について述べる．

2. FBG光ファイバセンサによる孔内傾斜計の概要

FBG センサは，光ファイバ上に構築された回折格子を利用したひずみの測定方法である．回折格子の部分に光を入射すると，特定の波長の反射光が戻ってくる．センサが伸縮することにより，反射光の波長が変化するため，波長の変化する量と伸縮量との関係をあらかじめ求めておけば，波長からひずみを求めることが可能となる．このような原理に基づき，ひずみセンサとして利用するものである．

今回開発し計測した FBG センサユニットは，FBG センサを多数配置した光ファイバを塩化ビニル製中実棒に 120 度ごとに区切った 3 方向で，回折格子が 10cm 間隔に配置されるように，光ファイバを折り返し往復させて貼り付けた．FBG センサによる孔内傾斜計は，従来の孔内傾斜計と同様の計測の概念，すなわち地盤内に鉛直方向に設置し，主に深度毎の平面的な動きをとらえるための計測機器である．今回対象とする年間数mm程度の緩慢な地盤の動きに対しては，具体的にどのような区間で，どのように地盤が変位しているかが明らかでないことから，できるだけ計測間隔を短くすることとした（図-1）[3]．

3. 結果

(1) 計測対象斜面の概要

地質は，四万十帯に属する堆積岩類から構成されており，基盤層としてすくなくとも3 枚の泥岩層あるいは泥岩優勢互層，1 枚の厚い砂岩および3 枚の砂岩優勢砂岩・泥岩互層が分布している．さらに，これらの基盤の層を覆って，崖錐堆積物層，現河床堆積物が分布している．孔内傾斜計による変位計測により，最大1.1mm/年の非常に緩慢な地盤の変位が認められている箇所にFBGセンサユニットを設置した．

(2) 計測結果

1年間の計測を実施した結果を図-2に示す．計測の結果から，従来の孔内傾斜計での計測では変位が生じているとしていた4m区間のうちの1m区間に変位が集中していることが明らかになった．また高品質ボーリングコア技術を用いたコア採取により，もっとも変位の大きい箇所では，地すべり粘土は認められず，地塊の移動による礫の回転が認められ，年間数mm程度の変位を生じさせる箇所の地盤の性状を明らかにした（写真-1）．

4. 考察

斜面変動の形成過程は，野崎（2010）[4]に示されているように，地質体が地表に現れた時点から重力の作用を受けて不安定化が開始され，風化・変質作用などの素因型の変動因子と，地震や大量降雨のような短期的な誘因型の変動因子により，臨界状態（安全率=1.0）を下回ったときに初生変動が発生すると考えられ，初生変動発生後には，すべり面（せん断面）が概ね全面にわたって連結するが，その前駆段階では，必ずしもせん断破壊だけでなく，圧縮破壊や引っ張り破壊も生じていると考えられている．前出の斎藤の崩壊時刻の予測手法では，すべり面が存在することを前提とした予測手法であるが，実際には，上述したように，斜面変動には，臨界状態になる以前の，地盤内にさまざまな破壊が生じている段階と，臨界状態以降のすべり面が形成された段階との2つの過程があり，その各々の段階によって崩壊予測の考え方が全く異なることになる．変位が生じている箇所の詳細を解明することは，この段階を解明することであり，より的確な崩壊予測時刻の推定が可能になると考える．

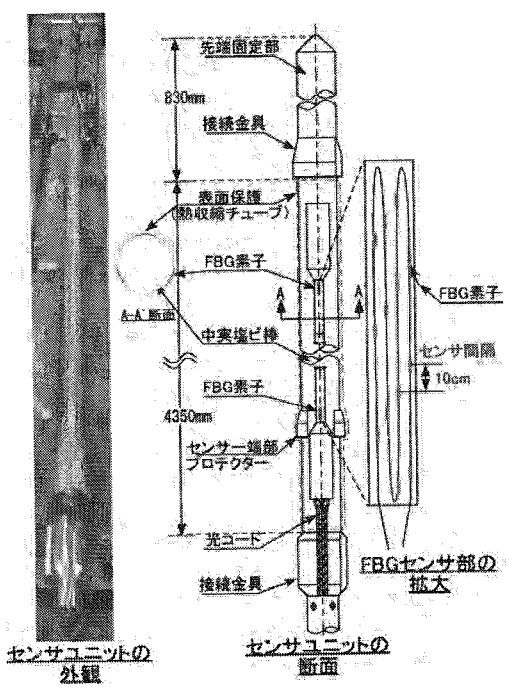


図-1 FBG光ファイバセンサによる孔内傾斜計

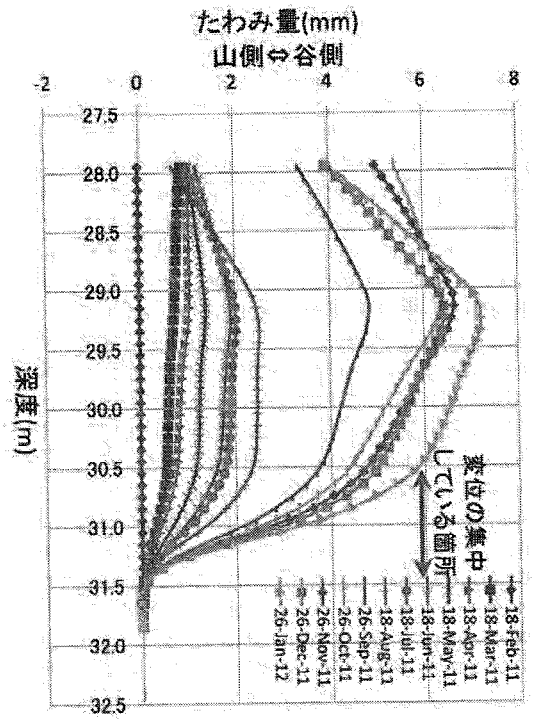


図-2 傾斜変動図（山谷方向）
（変位は30.5-31.5mの谷側への累積が顕著）

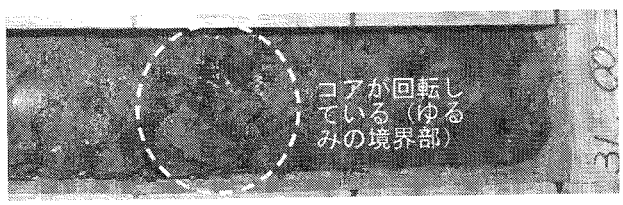


写真-1 高品位ボーリングコア写真
（累積変位が認められた対象深度で礫の回転が認められるが，明瞭な粘土は認められない）

文献

1) (財) 高速道路調査会：地すべり危険地における動態観測施工に関する研究（その3）報告書, 1988.
2) 斎藤迪孝，上沢弘：斜面崩壊時期の予知，地すべり，Vol2, No.2, pp.7-12, 1966.
3) 小早川博亮，久野春彦：年間数mm程度の緩慢な斜面変動の安定性に関する一考察，土木学会第67回年次学術講演会，Ⅲ-338，pp.675-676，2012.
4) 野崎保：初生地すべりとその発生プロセスに関する概念，平成22年度特別講演及びシンポジウム予稿集「地すべりの初生と初生地すべりについて」，日本応用地質学会，pp.1-8，2010.

平成 25 年度研究発表会 講演論文集

平成 25 年 10 月 24 日発行

編集発行　一般社団法人 日本応用地質学会
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　株式会社　サンワ
東京都千代田区飯田橋 2-11-8
TEL　03-3265-1816

ご注意　当該出版物の内容を複写したり，他の出版物へ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.