

東北地域災害科学研究

第 62 巻 令和 8 年 3 月

論説	頁
1964 年新潟地震と福島県一福島民報・福島民友新聞の記事からの考察一	1
青森県陸奥湾下の地震の S 波スプリッティング解析	7
岩手県北部における周波数依存性を考慮した S 波スプリッティング解析	13
Epidemic-Type Aftershock Sequence モデルを用いた新潟県中越地方の地震活動の時空間解析	19
東北地方米沢一喜多方地域における S 波反射面の空間分布	25
東北地方日本海東縁の地震における S 波エンベロープ拡大現象	31
八戸市低地部 2 箇所の地震基盤までの地下構造推定	37
機械学習による即時地震動スペクトル予測：残差分析	43
GNSS 観測データに基づく箱根火山周辺における非正常地殻変動のパターン分類	47
干渉 SAR 解析による津軽平野の地盤沈下	53
干渉 SAR 解析による愛媛県千町地すべりの挙動とメカニズム	59
UAV とスマートフォンを利用した海岸地形の把握	65
衝突条件の違いによる津波漂流物の挙動	71
潮位・波浪の d4PDF 気象場推算値の累積確率特性	77
気乾シルト床下の氾濫流抵抗則に関する実験	83
馬場目川における UAV 空撮と植生の変化に関する研究	87
しなりを有する植生モデルを用いた水理実験	93
令和 5 年 7 月秋田豪雨時の浸水調査データの検討	99
通常型および改良型通気工法外壁システムに求められる耐風圧性能	105
補剛間隔の異なる並列 H 形鋼梁の横座屈性状の把握	111
PLA 装置を用いた圧力載荷実験による薄板の応力分布の把握	117
円弧型独立上屋の設計用風荷重に関する研究	123
連続補剛された H 形鋼梁の数値解析モデルの構築と梁の横座屈による屋根折板の影響	129
住民主体の防災まち歩きに必要な不可欠な詳細地形分類図とその意義	135
大雨経験を踏まえた学校防災の展開：酒田市と鶴岡市の大雨時学校対応	141
津波避難交通シミュレーションによる歩車相互作用を考慮した避難交通流への影響分析	145
地域における防災活動プロモーターの交代支援に関する実践	151
若年被災者の声を活用した震災伝承活動	157
津波避難ゲームの提案と教育効果	161
学校防災マニュアルの自校化へ向けた災害ハザードの認識と地域社会との対話	167

Tohoku Journal of Natural Disaster Science

Volume 62

March, 2026

ARTICLES

	Page
The 1964 Niigata Earthquake and Fukushima Prefecture – A Consideration of Articles from the Fukushima Minpo and Fukushima Minyu Shimbun –Toshihiko MIZUTA and Hiroshi KAGAMI	1
Shear Wave Splitting Observed for the 2024 Earthquake Swarm Beneath Mutsu Bay, Aomori Prefecture, Northeastern Japan Tomomi OKADA, Ryotaro FUJIMURA, Harumi UCHIDA, Shu'utoku KIMURA, Ryota Takagi, Martha SAVAGE, Ayaka TAGAMI, Sumire MAEDA, Takuto MAEDA, Shinako NOGUCHI, and Shintaro ABE	7
Frequency Dependence on Shear Wave Splitting Observed in the Northern Iwate Prefecture, Northeastern Japan Ryotaro FUJIMURA, Tomomi OKADA, Harumi UCHIDA, Martha SAVAGE and Ayaka TAGAMI	13
Spatiotemporal Analysis of Seismicity in Niigata Chuetsu Region Using the Epidemic-Type Aftershock Sequence Model..... Harumi UCHIDA, Tomomi OKADA, Ryotaro FUJIMURA and Ayaka TAGAMI	19
Spatial Distribution of S-Wave Reflectors Beneath Earthquake Swarm in Yonezawa-Kitakata Area, NE Japan Manami SUZUKI, Tomomi OKADA, Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake	25
S-Wave Envelope Broadening for Earthquakes in the Eastern Margin of the Sea of Japan in Tohoku Region Kazutaka KUSUMI et al.	31
Estimating Sub-Soil Structure at Two Stations in the Lowland of Hachinohe, Aomori, Japan Shunichi KATAOKA	37
Realtime Prediction of Strong-Motion Spectra Using Machine Learning: Residual Analysis Susumu OHNO	43
Pattern Classification of Transient Crustal Deformation Around Hakone Volcano Based on GNSS Observational Data Soichiro TASHIRO, Ryosuke DOKE, Ryo KURIHARA	47
InSAR Analysis of Subsidence in the Tsugaru Plain Keigo KOIWA and Ryosuke DOKE	53
Behavior and Mechanism of Senjo Landslide in Ehime Prefecture Inferred from InSAR Analysis Hiroto MITSUI, Ryosuke DOKE and Shintaro YAMASAKI	59
Investigation of Coastal Topographic Change Using UAV and Cell Phone Sakuya YAMAGATA, Noritoshi SAITO, Kazuya WATANABE, Ryo HIROTA, Doryoku SEKIYA, Mitsunari KAMIHARAKO and Syoya ISII	65
Behavior of Tsunami Debris Under Different Impact Conditions ... Kenya OTA, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE	71
Cumulative Probability Characteristics of Tide and Wave Estimates Obtained from d4PDF Weather Fields Mikio SASAKI and Masato MINAMI	77
Experiments on a Frictional Resistance Law of Inundation Flow Over a Dry Silt Bed Hideo MATSUTOMI and Taro ARIKAWA	83
Study on Vegetation Changes Based on UAV Aerial Surveys in Babame River Kohei YAMADA, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE	87
Hydraulic Experiments Using Flexible Vegetation Models Keita MUROHASHI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE	93
Analysis of Flood Survey Data During the July 2023 Akita Heavy Rain Yuki YAMAZAKI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE	99
Wind Resistant Performance Required for the Ordinary and Improved Ventilated Exterior Wall Systems Yasushi UEMATSU and Keijiro HOSOKAWA	105
Lateral Buckling Characteristics of Parallel H-Shaped-Beams with Different Brace Spacing Haruki KOMURO and Yuki YOSHINO	111
Investigation of Stress Distribution in Thin Plates Via Pressure Loading Tests with a PLA Apparatus Shinto SHIBATA, Yuki YOSHINO	117
Discussion of Wind Force on a Vaulted Free Roof Wei DING, Yuki FUJISAWA, Yasushi UEMATSU	123
Development of Numerical Model of Continuously Braced H-Shaped Beams and Effects of Roof Folded Plates on Lateral Buckling Behavior Tatsuya HIDAKA, Yuki YOSHINO	129
The Significance of Detailed Topographic Classification Maps for Conducting Disaster Prevention Town Walks: A Case Study of the Nishitaga District in Sendai City, Northeast Japan. Tadaki MIZUMOTO	135
School Disaster Prevention Initiatives Based on Heavy Rain Experiences: Responses to Heavy Rain in Sakata City and Tsuruoka City Yoshiyuki MURAYAMA, Makoto KUMAGAI, Tsubasa SATO and Yosuke HONMA	141
Analysis of the Effect on Evacuation Traffic Flows Considering Pedestrian-Vehicle Interactions Using Tsunami Evacuation Traffic Simulation Shin-ya HORIAI and Makoto OKUMURA	145
Practices for Supporting Leadership Transitions Among Community-Based Disaster Preparedness Promoters Makoto KUMAGAI	151
Disaster Legacy Activities Utilizing the Voices of Young Disaster Victims Yumiko SAITO, Takeshi SATO	157
Development of a Tsunami Evacuation Board Game and Educational Effects of Active Learning Shun KEGOYA and Makoto OKUMURA	161
Recognition of Disaster Hazards and Dialogue with Local Communities for Individualizing a School Disaster Management Manual Takahisa FURUICHI, Yukimi KASE, Hiroki ENDO and Masashi MITSUI	167

1964年新潟地震と福島県

—福島民報・福島民友新聞の記事からの考察—*

秋田大学情報データ科学部 水田 敏彦
北海道大学 鏡味 洋史

1. はじめに

1964年新潟地震は新潟県北部沖で発生した M=7.5 の地震で被害は新潟県のみならず日本海沿岸の山形県・秋田県、内陸の福島県にも被害が及んでいる。筆者らはこの点に着目し新潟県以外の被害について文献調査を進め^{1), 2)}、福島県については被害の大きかった会津地方について議論している³⁾。また被害の大きかった塩川町(現喜多方市)で30周年を記念して刊行された体験談集⁴⁾から被害及び影響について読取っている⁵⁾。本論では福島県全県について地元の新聞記事を読み直し、福島県に及ぼした影響を考察してみる。

2. 福島県の地方新聞

福島県の全県をカバーする地方新聞には福島民報と福島民友新聞がある。福島県新聞史⁶⁾を参照し両新聞の系譜をたどる。福島民報は1892年の創刊で現在に至る。福島民友新聞は1895年創刊の福島実業新聞を母体に1927年福島民友新聞に改題、1941年戦時統制により廃刊になる。戦後1946年に復刊し現在に至っている。本社は共に福島市にあり全県をカバーしている。

3. 会津地方の被害

会津地方の被害について、筆者らは各種被害報告書、福島民報および福島民友新聞の記事を参照しまとめている³⁾。要点を記すと、住家の全壊は喜多方市、塩川町、会津坂下町、湯川村、三島町で見られ、被害のほとんどは会津盆地中西部であり、特に日橋川沿いに集中している。会津地方の17名の人的被害の発生状況が確認でき、昼間の地震の特徴として野外での落下物、落石、塀や灯籠の倒壊および家具の転倒による負傷が報じられている。

4. 福島県全域の市町村別の被害

本論では範囲を福島県全県に広げて、福島民報と福島民友新聞の地震に関する記事を読み直した。当時の市町村別に一覧表にして表1に示す。会津以外での被害は、中通りの福島市、信夫郡信夫村、伊達郡桑折町、同伊達町、浜通りの平市で軽微な被害が報告されている。

人的被害については福島市、伊達郡伊達町で避難中の転倒等が報じられている。

*The 1964 Niigata Earthquake and Fukushima Prefecture
—A consideration of articles from the Fukushima Minpo and Fukushima Minyu Shimbun— by Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagami

表1 1964年新潟地震による福島県内市町村別被害記事の一覧

凡例：新聞【日付，朝/夕，紙面】，[地名，施設名等]記事，人的被害 年令性別				
郡	市町村名	福島民報	福島民友新聞	現市町村
信夫郡	福島市	【16夕1】[市内] タクシー出庫 昼食客 [本町] セトモノ店被害 10万円 [渡利 舟場] ボヤ油鍋出火鎮火 [早瀬町] 高圧 線破断 [学校被害] 15-6校で壁崩薬品漏 【17朝2】[学校被害] [商業高] 2教室 傾斜 [工業高] 壁崩水道管破裂 [女子高] 調理室天井下垂 [北信中] 6教室壁落 [第 一小] 講堂 [第二小] 講堂被害 5 [第四 小] 旧校舎欄干 [杉妻小] 体育館 [花園 町] 鹵検定所煙突折 [本町] セトモノ店， 10万円被害 【17朝7】[市内] 市役所避難，転倒軽 傷 3	【16夕1】[市内] ボヤ 煙突折損 ビル 避難下水溝溢 電線スパーク 鹵検定所 煙突折損 [霜降] 磐梯吾妻幼少イイ落石 3 [森合] ろう学校避難 [清明町] 幼稚園プール水 溢 [福島駅] つばさ立往生 混雑状況 [霞 町] 解体中旧福島授産所倒潰	福島市
	信夫村	【17朝7】[大森北内町] 土蔵崩		
伊達郡	桑折町	【17朝7】[桑折公民館] 屋根瓦壁崩 [加 美町] 洋品店石塀崩 電話ボックス天井 破損土 [桑高] 石塀崩		桑折町
	伊達町	【17朝7】[沓形] 67F煙突ケガ10日	【16夕1】ケガ1	
安積郡	郡山市	【16夕1】[市内] ビル避難 [映画館] 関東大震災を上演中		郡山市
南会津郡	下郷町	【16夕1】[中山小沼沼崎] 土砂崩通行 止 [湯ノ上中山] 土砂崩 [倉村] 地割 【7朝3】[沼尾地区] 42M 落石重傷 42M 顔面骨折	【16夕1】[湯ノ上中山] 土砂崩 【17朝7】[枝松南居平] 42M 落石重傷 3月 [大沢] 石顔面打撲 3週	下郷町
	田島町	【16夕1】[田島病院] ガラス戸破損		南会津町
	館岩村	【17朝7】[館岩小 上郷小] 新潟に修学 旅行亀田に宿泊	【16夕1】[館岩小 上郷小修学旅行] 新 潟 12:57 着，安否確認 【17夕3】修学旅行生無事	
	只見町	【17朝2】[福沢] 只見線鉄橋桁ズレ [只 見高] 防火壁傾斜		只見町
北会津郡	会津若松市	【16夕1】[市内] 棚落下物 屋外避難 [馬 場一之堅町] 図書館壁落瓦ズレ [堅三日 町内] 電線出火 【17朝2】[若松女子高] 体育館ガラス 壁破損 【17朝7】[材木町] 30F 瓦落下重傷 1 月	【17朝7】[市内] 住宅 2 非住家 21 破損 [磐越西線下り会津只見線] 全線不通 [材木町] 51F 倉庫瓦落下重傷 1月	会津若松市
摩耶郡	猪苗代町		【17朝7】土蔵半壊 3 壁落 20 商店ガラ ス破損 10 水道破裂 20 【17夕3】粟島で消息不明釣人 16 人無 事	猪苗代町
	北塩原村	【17朝7】[裏磐梯櫛ヶ嶺] 崩壊 [裏磐 梯小中学校] 授業打切 [毘沙門沼] パン ガロー水没	【16夕1】[裏磐梯] 砂煙 [小中校] 避 難 【17朝7】[裏磐梯小中学校] 下校	北塩原村
	喜多方市	【17朝2】[喜多方女子高] 防火壁亀裂 【17朝7】[慶徳町豊岡] 住家全壊 [松 山町] 住宅半壊 [新仲町] ビル防火壁亀 裂 [県摩耶事務所] 壁崩れ [前田酒] 煙 突ヒビ [寺町 栄町 南町] 酒蔵煙突倒潰 酒蔵タンク溢れ 10 石 [慶徳中学] 14M 瓦落下ケガ 2 週	【18朝7】[岩月町無行 慶徳地区 真木 松山 八方 関柴下藤 貯水池] 亀裂 漏水 のおそれ	喜多方市
	塩川町	【17朝7】[大木田] 住家全壊 2，土蔵 全壊 2 半壊 1 [大沢] 全壊 4 [赤崎] 土 蔵半壊 1 [堂島大木] 73M タンス倒ケガ 2 週 [姥堂利根川] 61F 瓦落ケガ 2 週		
	西会津町	【17朝2】[西会津高] 薬品破損 防火壁 体育館屋根亀裂 廊下教室壁落 [奥川中] 外壁崩 [新郷小] 外壁崩 校庭亀裂 [西 会津中] 校庭亀裂	【18夕7】[野沢] 大山祇神社参拝団体 客 1050 人列車不通で野沢駅にとまり 17 日帰郷	西会津町

河沼郡	河東村	【17朝7】〔第三小学校〕体操場映画鑑賞中蛍光灯落下児童2ケガ	【16夕1】〔第三小〕講堂映画鑑賞中蛍光灯落下11F2名ケガ1週	会津若松市
	湯川村	【17朝2】〔勝常小〕防火壁傾斜	【17朝7】〔熊目村中〕住家倒壊〔浜岡〕住家倒壊	湯川村
	会津坂下町	【16夕1】各地で崖崩 【17朝2】〔会津農林高〕鴨居外 家畜舎傾 【17朝7】〔市中〕母屋全壊, 71Fブロック塀下敷重傷, 1F頭にけが〔牛山中〕58F 灯籠笠石落下腰骨折	【17朝7】〔新富町〕土蔵倒壊〔市中新富町〕土蔵倒壊〔市中二番〕土蔵 木造家屋倒潰〔駅前農業倉庫〕土蔵壁落〔柳町〕坂下農協土蔵壁落〔本町〕土蔵壁落〔市中二番〕71Fブロック塀重傷2月〔牛河牛沢〕59F 灯籠笠石下敷骨折重傷3月 【17夕3】被害数更新: 負傷4 全壊家屋5 半壊5 非住家全壊2 半壊3, 小中学校公民館建物被害21 〔青木〕55F 孫, 地震で飛出しバイクと衝突軽傷〔中沢地区〕軽四輪キレツで事故 打撲傷15日	会津坂下町
柳津町	【17朝7】〔新富町〕土蔵倒壊3〔国道49〕地盤沈下	【7朝7】〔藤字長窪〕住家半壊	柳津町	
大沼郡	会津高田町		【18朝7】家屋壁落下12 その他6, 土蔵壁落90 亀裂25 その他8	会津美里町
	本郷町	【17朝7】土蔵1棟倒壊, ケガなし	【16夕1】土蔵倒壊 【18朝7】二階建土蔵倒潰	
	新鶴村		【18朝7】住家64 土蔵77 その他11被害	
	三島町	【17朝7】宮下一西方間鉄橋桁ねじれ	【17朝7】川井上原: 崖崩住家危険避難	三島町
	金山町	【17朝2】〔横田中〕講堂傾斜〔川口高〕地割 煙突折損 ガラス 【17朝7】〔横田地区〕灌漑水道破裂〔水沼地区〕道路亀裂		金山町
磐前郡	平市	【17朝7】〔大通〕道路地割れ 病院煉瓦塀崩 ショーウィンドー破損		いわき市

5. 県都, 地方中心都市での地震時の様子

新聞記事を要約して以下に示す。括弧内は〔見出〕, 『引用部分』, 《筆者の注》である。

福島市および近郊: 県都福島市の地震時の様子を報じた記事は多い。福島民報の記事では, 地震発生日16日の夕刊面に〔電車もストップ 路上に飛び出す“青い顔”〕と題し福島の様子を『ユラユラとくると市内の目抜き通りは強い地震に驚いて路上に飛出す人たちや買い物客などが青い顔してオロオロ・運行中の自動車や電車《福島交通線》はストップして地震のやむのを待ち電車の乗客は窓から顔を出して電柱や広告塔の揺れるのを見上げ不安な表情だった。各地タクシー会社は家屋が倒れても大丈夫のように一斉に自動車を路上に出したので, 道路はまるで車の見本市』と報じ, さらにセトモノ店の被害, 昼食中の客の様子, 飲食店のボヤ, 高圧電線の切断等を報じている。

福島民友新聞の16日夕刊1面には同じく, 〔飛び出す市民 福島 おおゆれにみんな青い顔〕と題し『ゴーッという音とともにほんの一瞬, 物すごい雨が降ったと思ったら地震が大ゆれにゆれだした』『福島市では県庁でさえビリビリとふるえたほどで, 県庁マンたちはわれさきにと飛出し, 電車通りはデパート, 商店, 銀行, 証券会社などから逃げだした人でうずまった』『下水溝の水はゴボン, ゴボンと音を立て, 波を打って路上にあふれ出し, 停車していた乗用車はまるでゆりカゴのようにゆれ出した』『県立高校会館前の電線は大ゆれのためにゆれだしてせん光を放ってスパーク。みんな真っ青な顔で人と人が手を握り合いながら市庁舎を見守るばかり』『同市花園町の県薊検定所では30年前につくった長さ24メートル, 太さ60センチのエントツが地震のため地上4メートルのところからポツンと折れた。幸い空地に落ちたためケガ人はなかった』『磐梯吾妻スカイラインで

は霜降り付近3カ所に落石があったがケガ人はないもよう。この落石で高湯ゲートは閉鎖した。森合の福島盲ろう学校ではちょうど授業中だったが、あまりの激震から大あわて、非常タイコを鳴らして生徒を校庭に避難させた』『同市の清明幼稚園でも、ちょうへや会《町部屋会：方言？》の最中だったが、事故を未然に防ごうとプールわきに避難。ところが大きな揺れからプールの水があふれ出し、園児たちはおろおろしていた』と報じている。福島民友新聞にはこれ以降、福島市内の様子を伝える記事は表れない。

翌17日福島民報朝刊2面には、市内の学校の被害の詳細、同7面には市役所での避難の様子が、コラム欄に掲載されている。『市役所ではちょうど改装中とあって倒壊を心配した職員たちが全員屋外に避難。高いハイヒールを履いていた女子職員は階段につまづいて見事にステーン。全治5日間の怪我をしたほか足を踏まれたり、押されたりで軽傷3人がでるといふ大さわぎ』と報じている。福島市の北郊の伊達町、桑折町の市街地の被害の様子が17日朝刊7面に掲載されている。

図1にこれらの記事から場所の特定できる記事を地図上に示した。背景地図は1960年(福島)発行20万分の1の地勢図を用いた。

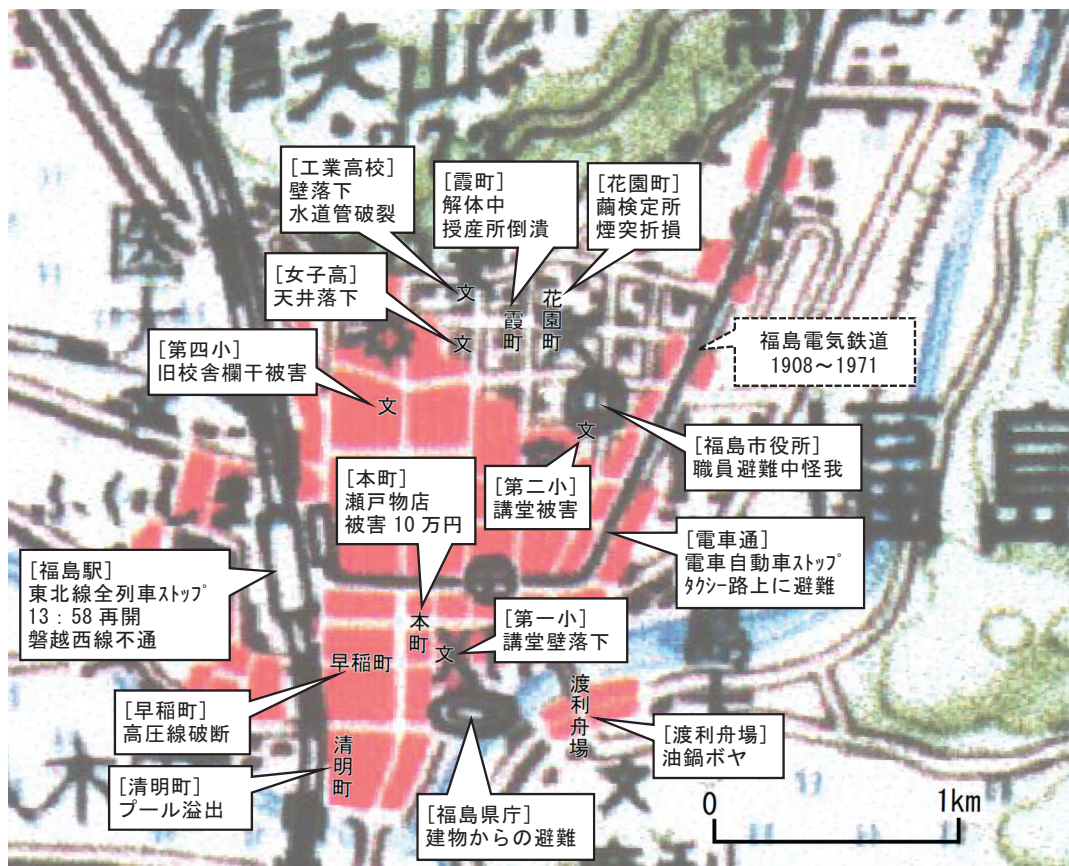


図1 福島市中心部の被害記事(1960年発行1/20万地勢図に地名・施設名と吹出を加筆)

郡山市：郡山市の様子は福島民報の当日 16 日夕刊 1 面に掲載されている。市内の官公庁、病院の建物から慌てて飛び出す様子が報じられている。映画館では先を争い外へ避難の様子、ある映画館ではたまたま関東地震の映画を上演していたことを報じている。

平市：浜通りで市内の様子を報じているのは平市のみで、福島民報の 17 日朝刊 3 面で大通りの地割れ、病院の煉瓦塀の崩壊、商店街の被害を報じている。

6. 国鉄の被害と復旧に関する報道

ライフラインの報道の中でも鉄道の被害とその復旧に関する報道は多く、駅での混雑の様子などが併せ報じられている。福島県内の地震発生当日 18 時現在の不通箇所は、磐越西線野沢－新津間、会津線柳津－郷戸および川ロー只見間で、磐越西線は急行は会津若松、普通は野沢止り、会津線は柳津止まりであった。東北本線、常磐線、磐越東線は 1 時間ほどの遅れで当日 15 時には平常ダイヤに戻っている。磐越西線、会津線は翌 17 日夜までに応急復旧している。

道路、電気、電信・電話などのライフラインの被害及び復旧状況は逐次報道されている。件数も多いが断片的である。被害・復旧の詳細は報告書、例えば土木学会の報告書⁷⁾に詳しい。

7. 団体旅行の消息に関する話題

新聞記事の中には地震に関連した話題が多く掲載されている。団体旅行の消息に関する 3 つの話題について紹介する。また、これらの話題については前述の体験談の中で話題にされているものもあるので併せ記す。

新潟への修学旅行生の安否：南会津郡舘岩村舘岩小学校と上郷小学校生徒約 100 人がこの日午後零時 57 分新潟着列車で修学旅行に行っており、安否が気づかわれている。県警本部では新潟県警を通じて調べている【民友 16 夕】。翌日の新聞では、舘岩小と上郷小の児童約 100 人は 16 日午後零時 57 分新潟到着で修学旅行に行っており学校関係者や家族は安否を心配していたが、同日夕、一行全員は無事隣の亀田町に宿泊していることがわかった【民報 17 朝】と報じている。

地震の発生は、13 時 01 分であるので新潟駅に到着直後であるが、亀田の宿への移動等についての記載はない。

大山祇神社参詣団体：〔野沢駅で立往生 新潟からの参拝客千人〕との見出しで『16 日新潟県から西会津町野沢の大山祇神社にきた団体客 1050 人は、新潟地震により磐越西線が不通となりかえることができず、同夜は野沢駅構内にとまり国鉄と同町婦人会の炊き出しを受け、17 日帰郷した。この団体は新潟県巻市 300 人、三条市 750 人となっている』と報じている【民友 18 朝】。体験談集³⁾には、西会津町野沢在住者で民友新聞社の特通記者の手記がある。当日は私用で現地の上棟式の手伝いをしていたが、地震の発生により取材に入ったとしている。『野沢駅には普通列車 2 本が停車しており、臨時列車ともども運航停止となった。臨時列車の 750 人は車中宿泊になることを告げられ、刻々入ってくる新潟地震の情報に右往左往するばかりだった。(中略) 8 時前に、国鉄が駅前通りの旅館組合に依頼した炊き出しのおにぎりが差し出され参拝客は 30 度近い寝苦しい悪夢の夜を過ごした、車内の国鉄職員と町の観光協会の人達の奮闘ぶりをカメラに収め、(中略) 若松支社電送、原稿は専用電話で送ることになりバイクで飛ばした。臨時列車は翌日下りは復興の見込みなく、郡山－福島－米沢から坂町を通り新津を経て 2 日を要して

長岡駅に無事帰った』と詳述している。《写真記事は見当たらなかった》

大山祇《おおよまづみ》神社について、福島民報社の電子版⁸⁾に『毎年6月に催される春の例大祭には多くの新潟県民が訪れる。神社によると、鉄道開通前の明治初頭、神主が馬に乗って県境を越え、神徳を広めたことが参拝者を増やすきっかけとなった。昭和40年代ごろをピークに、磐越西線は参拝のための重要な足となった』としている。

粟島への釣り人：猪苗代町の釣り天狗たち16人が震源地の新潟沖「粟島」で消息を絶ち心配されたが、17日朝「全員無事」の連絡があった【民友17夕】。体験談集³⁾には『そのころ、義父は釣り仲間4・5人で粟島に釣りに出かけていた。しばらくして新潟地震のことがテレビで放映されたが、猪苗代町にある義父の家で不安な一夜を過ごした。(中略)国鉄の電話で全員無事の知らせが入り留守番家族全員が安堵した。3日後、バスや列車で乗継して、米沢まわりのスカイバレーラインの山越えで帰れた』と北塩原村在住の手記が載せられている。

8. まとめ

1964年新潟地震の福島県の被害について、地元新聞の福島民報・福島民友新聞の記事を読み直し、当時の市町村別に被害および地震の影響について一覧表を作成した。県都である福島市およびその周辺では軽微な建物被害や煙突の折損などが報じられると共に、昼時の地震で市中での驚愕、建物等からの避難の様子が報じられていることを紹介した。また、旅行団体の消息についての記事を体験談集の手記を交え紹介した。

規模が大きな地震の被災地周辺部の被害と影響については、貴重な履歴にも拘わらず余り議論されていない場合が多い。今後とも同様な地震災害の例についても取り上げていきたい。

文献

- 1) 水田敏彦・鏡味洋史：1864年新潟地震による秋田県の被害に関する文献調査，日本建築学会技術報告集，26-63，814-1396，2020.
- 2) 水田敏彦・鏡味洋史：1964年新潟地震による新潟県以外の被害に関する広域的考察，日本建築学会技術報告集，28-69，1072-1077，2022.
- 3) 水田敏彦：1964年新潟地震の福島県会津地方における被害に関する文献調査，日本建築学会大会学術講演梗概集（近畿），709-710，2023.
- 4) 佐藤一男：激震 会津を襲った新潟地震：80人の証言，歴史春秋出版，228pp，1995.
- 5) 鏡味洋史・水田敏彦：地震体験記から読み解く，福島県会津での1964年新潟地震，歴史地震，40，186，2025.
- 6) 佐藤民實：福島県新聞史，地方別日本新聞史，59-68，1956.
- 7) 土木学会新潟震災調査委員会：昭和39年新潟地震震害調査報告，904pp，1965.
- 8) 福島民報社：【鉄路と生きる（1）】<https://www.minpo.jp/news/moredetail/20221210103129>（閲覧2026.1.1）

青森県陸奥湾下の地震の S 波スプリッティング解析*

東北大学理学研究科 岡田知己・藤村遼太郎・内田晴海・木村洲徳・高木涼太
ヴィクトリア大学ウェリントン Martha SAVAGE
産業技術総合研究所 田上綾香・前田純伶
弘前大学理工学研究科 前田拓人
地震予知総合研究振興会 野口科子・阿部信太郎

1. はじめに

青森県陸奥湾下では、2024年11月に地震活動が活発化し、2024年11月16日にはM4.6（最大震度4）の地震が、20日にはM5.1（最大震度4）の地震が発生した。これらの地震の発震機構解はいずれも東北東—西南西方向に圧縮軸を持つ逆断層型の解であった（気象庁, 2025）。この地域の応力場を検討した Maeda et al. (2020)によれば、2011年東北地方太平洋沖地震後のこの地域の応力場は、東北東—西南西方向に圧縮軸を持つ逆断層型の応力場であり、今回の地震活動と概ね調和的であった。一方、陸奥湾付近の陸域においては、およそ南北方向の走向を持つ断層が確認されている（例えば、工藤・他, 2021）。なお、このような地震活動は火山活動に関連している可能性もあるが、阿部・他（2002）によれば震源域付近で火山活動を想起されるような構造は確認されていない。ただし、これらの地震活動の震央付近では、これまで顕著な地震活動が発生していなかったため2024年に活発化した地震活動付近での断層や火山活動については不明である。

地震を起こす断層の向きや応力場は地震活動の理解の上で重要である。断層の向きや応力場に関する情報を得るための手段の1つにS波スプリッティングと呼ばれる現象がある（例えば、Cragin, 1985）。通常、地球内部は、地震波速度が地震波の振動方向や進行方向によらない等方的な弾性体として取り扱われるが、実際には断層や微小亀裂（クラック）等が存在している。それらの断層やクラックが一定方向に卓越している、または配列した場合には異方的な弾性体として振る舞う。例えば、地下の応力は非等方的であるため、クラックは最大水平圧縮軸方向に法線を持つクラックのみが選択的に開いていると考えられる。また、断層構造や褶曲構造はそれらの特徴的長さより十分大きな波長の波に対して、異方性弾性体として振る舞う。そのような異方性弾性体内を地震波が通過する場合、S波が異なる速度を持つ2つのS波に分かれて伝搬する。特に、速い速度を持つS波は開いたクラックや断層の走向に並行な振動方向を持つことが期待される。例えば、能登半島北東部では、応力起因の異方性とその南部に、断層起因の異方性が北部に分布しており、南部で始まった群発地震活動が断層構造の発達した北部に広がることで地震活動が活発化したことが指摘されている（Okada et al., 2024）。

*Shear wave splitting observed for the 2024 earthquake swarm beneath Mutsu Bay, Aomori Prefecture, northeastern Japan by Tomomi Okada, Ryotaro Fujimura, Harumi Uchida, Shu'utoku Kimura, Ryota Takagi, Martha Savage, Ayaka Tagami, Sumire Maeda, Takuto Maeda, Shinako Noguchi, and Shintaro Abe

そこで本研究では、S 波スプリッティングを観測することにより、この地域の応力場や断層に関する知見を得ることを目的とする。

2. 手法

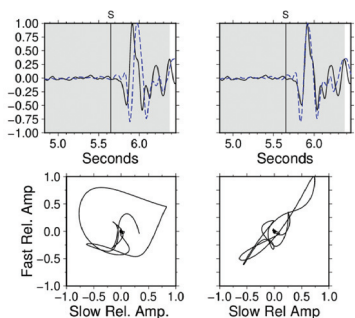
S 波スプリッティングは震源から射出された 1 つの S 波が異方性弾性体中で 2 つの S 波に分裂する現象である。震源から射出された 1 つの S 波は一定方向に振動していたはずであるため、分裂した 2 つの S 波を正しく震源から射出された状況に補正すれば、補正した S 波は一定方向に振動しているはずである。ここでの補正のために必要なパラメータは速い S 波の振動方向と分裂した 2 つの S 波の到着時間差である。言い換えれば、速い S 波の振動方向と分裂した 2 つの S 波の到着時間差の組み合わせを変えて、最も一定方向に振動するように補正した際の速い S 波の振動方向と分裂した 2 つの S 波の到着時間差を求めることになる。そのための手法として Silver and Chan (1991)の手法が知られている。

一方、実際の S 波は地動ノイズやコーダ波と呼ばれる散乱波等の後続波の影響を受ける。そのため、S 波スプリッティングを求める際のタイムウインドウの取り方によっては、地動ノイズや後続波の影響を強く受けてパラメータを正確に推定することが難しい場合がある。そのためには、複数のタイムウインドウを取って、それぞれのタイムウインドウから推定されたパラメータからクラスター処理等により最も安定に求められるパラメータを選択することが必要となる。そのための手法として、本研究では、Silver and Chan (1991)の手法を基礎とした、Savage et al. (2010)の方法を採用した。

3. データ

本研究では、気象庁一元化震源カタログによる震源位置と S 波到着時刻を解析に用いた。なお、本研究の研究対象領域では、地震予知総合研究振興会により、AS-net と呼ばれる地震観測網が整備されており、他の地域と比べると密な観測網となっている（例えば、野口, 2025）。解析期間は 2000 年 10 月 1 日から 2025 年 5 月 5 日までである。

S 波スプリッティングを求める際には、地表での S 波臨界角を考慮する必要がある。臨界角よりも浅い角度で S 波が地表に入射すると、S 波が P 波に変換するため位相の変化が生じ、S 波スプリッティングが正確に推定できない。そこで臨界角よりも浅い角度で S 波が地表に入射する場合を除く必要がある。本研究では JMA2001 の地震波速度構造（上野・他, 2002）を用い、



入射角を計算した。

図 1. 得られた S 波スプリッティングの例。上図は波形の時系列。実線は速い S 波。波線は遅い S 波。左図は到着時間差の補正前。右図は補正後。下図は S 波の振動軌跡。左図の補正前では S 波スプリッティングによる楕円状の振動軌跡であるのに対し、右図の補正後は直線的な振動軌跡となっている。

4. 結果

本解析の結果、11 観測点において、計 1081 件の S 波スプリッティングの推定が行われた。図 1 は得られた波形例を示す。

図 2 (a)に観測点 A.HGTZ, (b)に観測点 A.STDJ の結果を、それぞれ示す。どちらの観測点においても概ね北北西-南南東方向に速い S 波の異方性が観測された。異方性による 2 つの S 波の到着時間は概ね 0.1 秒以下であった。震源の深さが 10 km 程度のもので多いため、深さ依存性は確認できなかった。なお、地震活動の活発な期間は短かったため、時間変化は確認できなかった。S 波の異方性の向きを地震の震央位置に表示すると、異方性の向きが場所によって異なる傾向が見られた。

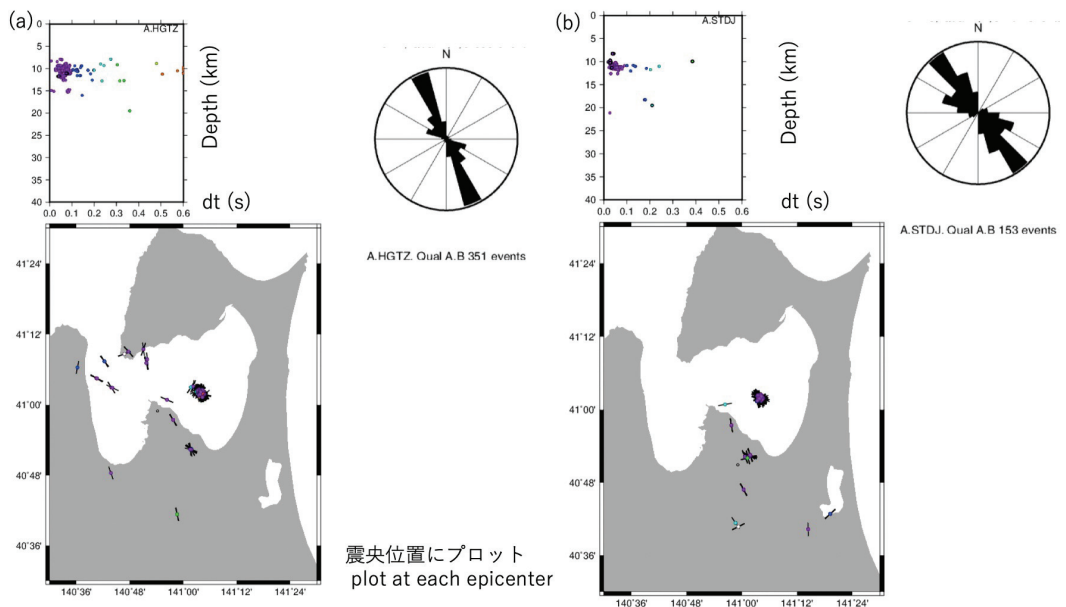


図 2. 速い S 波の振動方向。(a)A.HGTZ 観測点。(b)A.STDJ 観測点。それぞれの地震の震央位置にプロットしている。観測点位置は丸で示す。左上は地震の深さと時間差の関係。右上は速い S 波の振動方向の方向別頻度分布（ローズダイアグラム）。

そこで、S波の異方性の向きの空間平均を表示したものを図3 (a) に示す。ここでは、Johnson et al (2011)を使用した。陸奥湾西部 (A 領域) では異方性の方向が複雑に分布していた。下北半島西部では、東西方向が、今回の陸奥湾の地震から夏泊半島にかけては北西—南東方向が確認された。一方、下北半島東部 (B 領域) では、概ね南北方向の異方性が確認された。

次に、異方性の大きさを平滑化して表示したものを図3 (b) に示す。ここでは Pastori et al. (2019)と同様に、GMT(Wessel et al., 2014)の nearestneighbor コマンドを利用して作成した。陸奥湾西部 (A 領域) では、大きさが比較的小さめであるが、空間的に不均質であり、局所的に大きな場所も確認された。一方、下北半島東部 (B 領域) では、全体として比較的大きな異方性が確認された。

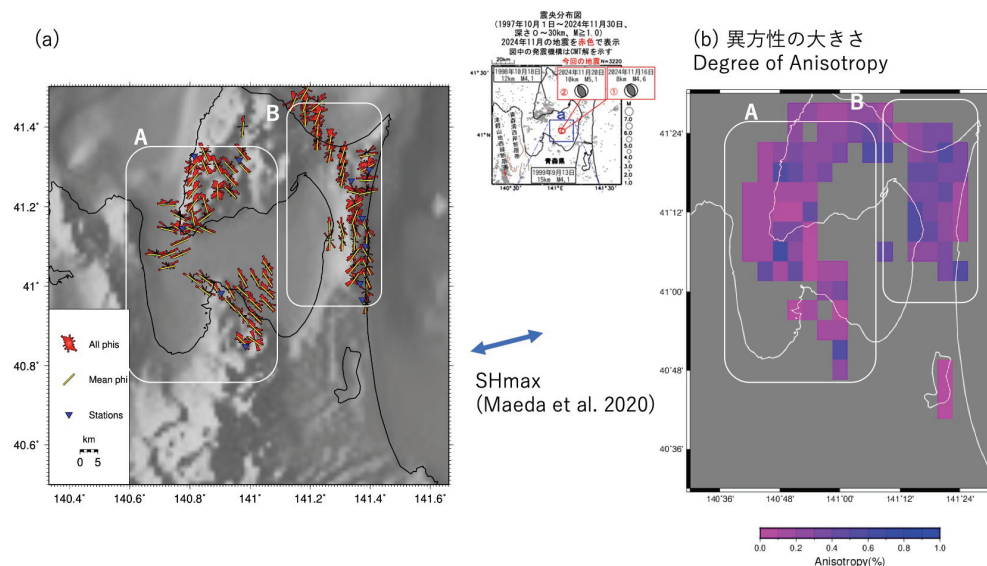


図3. (a) 速いS波の振動方向の空間平均。(b) 異方性の大きさの空間平均。3分毎とした。気象庁(2025)による震源分布・メカニズム解の分布図と Maeda et al. (2020)による SHmax (最大水平圧縮軸) 方向を併せて示す。

5. 議論

得られた異方性方向について検討を行う。この地域の応力場は、東北東—西南西方向に圧縮軸を持つ逆断層型の応力場と報告されている。一方、陸奥湾付近の陸域においては、およそ南北方向の走向を持つ断層が確認されている。下北半島西部でのおよそ東西方向の異方性は応力起因による異方性である可能性がある。一方、今回の陸奥湾の地震から夏泊半島にかけての北西—南東方向や、下北半島東部での、概ね南北方向の異方性は断層構造に起因する異方性である可能性がある。

6. まとめ

青森県陸奥湾下で、2024年11月に活発化した地震活動の地震波形データを用いてS波スプリッティング解析を行い、同地域の応力場や断層との関係を検討した。その結果、青森県陸奥湾下で2024年11月に活発化した地震活動は既存断層に関係する可能性が示唆された。

今後、より広い範囲のS波スプリッティング解析を行うことで、東北地方北部の応力場や断層との関係の検討を進める予定である。

謝辞：本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第3次）」の支援を受けました。

参考文献

- 1) 気象庁: 3-1 東北地方とその周辺の地震活動 (2024年11月~2025年4月), 地震予知連絡会会報, 114, 32-52, https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou114/03_01.pdf, 2025.
- 2) Maeda, S., Matsuzawa, T., Okada, T., Katao, H., Yoshida, T., Kosuga, M., Otsubo, M.: Spatiotemporal variations in the stress field in the northeasternmost part of the NE Japan arc: constraints from microearthquakes. *Earth, Planets Sp.* 72, 117. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01245-8>, 2020.
- 3) 工藤 崇, 小松原純子, 内野隆之, 昆 慶明, 宮川歩夢: 野辺地 (第2版), 20万分の1地質図幅, 産総研 地質調査総合センター, <https://www.gsi.jp/Map/JP/geology2-2.html>, 2021.
- 4) 阿部 信太郎, 徳山 英一, 坂井 眞一: 東北日本弧最北部を横断する反射法地震探査, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 107, 276-279, 2002.
- 5) Crampin, S.: Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting, *GEOPHYSICS* 50, 142-152. <https://doi.org/10.1190/1.1441824>, 1985.
- 6) Okada, T., Savage, M.K., Sakai, S., Yoshida, K., Uchida, N., Takagi, R., Kimura, S., Hirahara, S., Tagami, A., Fujimura, R., Matsuzawa, T., Kurashimo, E., Hiramatsu, Y.: Shear wave splitting and seismic velocity structure in the focal area of the earthquake swarm and their relation with earthquake swarm activity in the Noto Peninsula, central Japan. *Earth, Planets Sp.* 76, 24. <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01974-0>, 2024.
- 7) Silver, P.G., Chan, W.W.: Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.* 96, 16429. <https://doi.org/10.1029/91JB00899>, 1991.
- 8) Savage, M.K., Wessel, A., Teanby, N.A., Hurst, A.W., Automatic measurement of shear wave splitting and applications to time varying anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 115, B12321. <https://doi.org/10.1029/2010JB007722>, 2010.
- 9) 野口 科子: [SSS12-P02] 地域地震観測網 AS-net による 2024 年 11 月の陸奥湾の地震：地震活動と震源分布, 日本地球惑星科学連合 2025 年大会, <https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2025/subject/SSS12-P02/advanced>, 2025.

- 10) 上野寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎淳, 浜田信生: 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, 65, 123-134,
https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/catalog/refer/ref_3.pdf, 2002.
- 11) Johnson, J.H., Savage, M.K., Townend, J., Distinguishing between stress-induced and structural anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 116, B12303.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008308>, 2011.
- 12) Pastori, M., Baccheschi, P., Margheriti, L., Shear Wave Splitting Evidence and Relations With Stress Field and Major Faults From the “Amatrice - Visso - Norcia Seismic Sequence.” *Tectonics* 38, 3351–3372. <https://doi.org/10.1029/2018TC005478>, 2019.
- 13) Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F.: Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409–410. <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>, 2014.

岩手県北部における周波数依存性を考慮した S 波スプリッティング解析

東北大学理学研究科 藤村遼太郎・岡田知己・内田晴海
ヴィクトリア大学ウェリントン Martha SAVAGE
産業技術総合研究所 田上綾香

1. はじめに

岩手県北部では 2024 年 7 月 19 日に M4.0 (最大震度 4) の地震が、7 月 28 日に M4.2 (最大震度 4) の地震が発生した。またそれぞれの地震に付随して、M1-2 程度の余震が 2 週間で約 60 回発生するなど、地震活動が一時的に活発化した。発震機構解はともに西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった(気象庁, 2024)¹⁾。東北地方の地震の発震機構解(岡田・他, 2015)²⁾を使用し、応力テンソルインバージョン法(Michael, 1987)⁴⁾によって得られた岩手県北部-青森県南東部の広域応力場は東北東-西南西方向の圧縮軸を示した。誤差範囲を加味しても、今回の地震の発震機構解はこの結果と 30° 前後異なることから、この地域で局所的な応力場のゆらぎがあると推測される。また今回の地震活動の震源域の北東部には活断層と評価されている折爪断層が存在する。最大の長さ 47km、西傾斜・西側隆起の逆断層であるが、過去の活動時期や活動間隔は不明であり(地震調査研究推進本部, 2004)⁵⁾、折爪断層での地震の発生数も少ない。

S 波スプリッティング解析は地殻内の応力場や、断層などの微細な地殻構造の推測に有効な手法である。S 波はその振動方向によって伝搬速度が異なる(S 波偏向異方性)場合がある。特に 1 つの S 波が異方性媒質中で異なる伝搬速度をもつ 2 つの S 波に分裂する S 波スプリッティングという現象は、S 波偏向異方性を直接的に示す現象として知られている。この 2 つの S 波は互いに直交する振動方向をもつが、速い方の波の振動方向は異方性の方向を示すパラメータとして扱われる。上部地殻においては、応力による微小亀裂の選択的配向や地震活動に伴う断層フラクチャが異方性の原因となり、そのような場合異方性の方向は最大水平圧縮応力(SHmax)方向や断層走向に平行となることから、S 波の波形から S 波スプリッティングを検出することで応力場や地殻構造の推測をすることができる。

S 波スプリッティング解析の最大の長所は、最少で 1 組の地震と観測点のペアから異方性パラメータを得られる点にある。このため地震波を検出した観測点が少ないような微小地震も用いる

*Frequency dependence on shear wave splitting observed in the northern Iwate Prefecture, northeastern Japan by Ryotaro Fujimura, Tomomi Okada, Harumi Uchida, Martha Savage, and Ayaka Tagami

ことができる他、地震の発生間隔がそのまま時間分解能となるため、他の地震学的手法と比較しても高い時間分解能を持つ。またS波スプリッティングのパラメータには、フラクチャの幅や異方性媒質の特徴的長さ、深さ方向の分布などが原因となって周波数依存性を示すことが知られている(例えば、Mizuno et al., 2001⁶⁾; Huang et al., 2011⁷⁾)。ただし実際に周波数依存性に着目したスプリッティング解析を行った例は少ない。

本研究では2024年に微小地震が多く発生した岩手県北部においてS波スプリッティング解析を行い、局所応力場や断層走向との関係を推測する。また周波数依存性の考慮を加えることで異方性の原因について従来の解析より詳細な検証を行う。

2. 手法

S波スプリッティングは、高速成分の振動方向 ϕ と2つの波の到着時刻差 δt で表現される。それぞれ異方性の方向と大きさを示す。時間領域での元のS波の波形を $u_0(t)$ とし観測点に対して鉛直入射する場合を考えると、S波スプリッティングによって分裂した後の高速・低速成分の波形はそれぞれ以下の式で表される。

$$u_{fast} = \cos(\phi - \theta_0)u_0(t + \frac{1}{2}\delta t), \quad u_{slow} = -\sin(\phi - \theta_0)u_0(t - \frac{1}{2}\delta t)$$

ただし、 θ_0 はS波の初期振動方向である。最終的な観測波形の水平2成分(一般には南北、東西方向)は高・低速成分の波の重ね合わせの南北・東西成分への投影であるため、次のように表される。

$$\begin{pmatrix} u_{NS} \\ u_{EW} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \phi & -\sin \phi \\ \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{fast} \\ u_{slow} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \phi & -\sin \phi \\ \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos(\phi - \theta_0)u_0(t + \frac{1}{2}\delta t) \\ -\sin(\phi - \theta_0)u_0(t - \frac{1}{2}\delta t) \end{pmatrix}$$

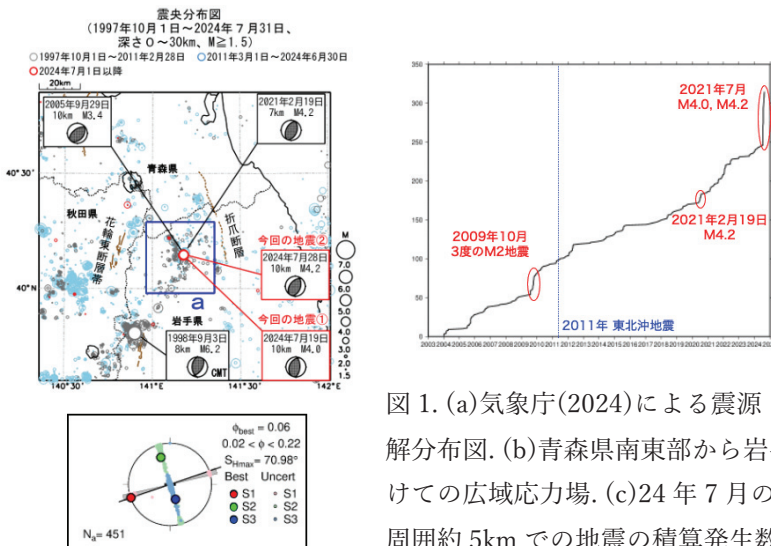


図1. (a)気象庁(2024)による震源・メカニズム解分布図. (b)青森県南東部から岩手県北部にかけての広域応力場. (c)24年7月の地震の震源域周囲約5kmでの地震の積算発生数

この水平 2 成分の観測波形を ϕ 方向への軸回転で高速・低速の 2 成分に変換し、両成分の波形の到達時刻差を打ち消すように $\mp \frac{1}{2} \delta t$ の時間補正を加えると、高速・低速成分の波形をそれぞれ以下のような形に戻すことができる。

$$u_{fast} = \cos(\phi - \theta_0)u_0(t), \quad u_{slow} = -\sin(\phi - \theta_0)u_0(t)$$

これは一定方向 θ_0 に振動する波形 $u_0(t)$ を示すのと同義であり、スプリットिंगが生じる前の S 波を再現した状態である。このように適切に S 波スプリットिंगの除去ができている場合、高速・低速成分の波は波形がよく似ることや振動が一定方向に定まる。一般的な S 波スプリットिंग解析ではこの性質を利用し、高速・低速成分の波形相関が高くなる、もしくはパーティクルモーションが線型化される (Silver & Chan, 1991)⁷⁾ パラメータ $(\phi, \delta t)$ の組み合わせをグリッドサーチで求める手法が用いられる。

また S 波スプリットिंग解析においては、ノイズやコーダ波の影響を取り除くために直達 S 波を適切に取り出すことが重要視される。Savage et al. (2010)⁸⁾にて開発された手法は、フィルタや時間窓の設定からパーティクルモーションの線型化を用いたスプリットिंग解析、得られた異方性パラメータの品質評価までを各地震波形に合わせて自動で行うため、多くの地震波形を効率的にかつ客観的に処理することができる。本研究は Savage et al. (2010)の手法を用いたが、周波数依存性の考慮のために別途 1-4, 2-6, 4-10 Hz のフィルタを設定しそれぞれの帯域でスプリットिंग解析を行った。

3. データ

S 波スプリットिंग解析を行うにあたり、防災科学技術研究所の Hi-net の 5 観測点で得られた波形を用いた。解析に用いた地震波は、2024 年 7 月 19 日から 31 日まで、 $M \geq 1$ 以上のものである。また解析の際に気象庁一元化震源カタログによる震源位置を使用したほか、時間窓の自動設定の基準となる S 波到着時刻にも同カタログの読み取り値を用いた。また観測点における S-P 変換波の影響を除去するため、Hasegawa et al. (1978)⁹⁾の地震波速度構造を用いて入射角の計算を行い、観測点への入射角が 35° 未満の地震波形のみを解析に用いた。

4. 結果

5ヶ所の観測点で、24 年 7 月の岩手県北部の地震活動から S 波スプリットिंगを検出した。震源のすぐ南に位置する観測点 N. IHEH と北西部の N. TTKH では異方性の方向は周波数によらずほぼ一定であった。対して折爪断層近傍の 2 観測点 N. NHEH, N. KHEH と震源域西部の N. ASRH では異方性の方向に顕著な周波数依存性が見られた。

震源のすぐ南に位置する観測点 N. IHEH と北西部の N. TTKH では異方性の方向は周波数によってほとんど変化しなかった。観測点 N. IHEH は NNE-SSW 方向の異方性が優勢であるが、この方向は起震断層の走向に平行である。この観測点は震源位置に近く、波線経路長に対する起震断層の破碎帯の広がり相対的に大きいことから、その異方性を直接的に反映していると考えられる。対して

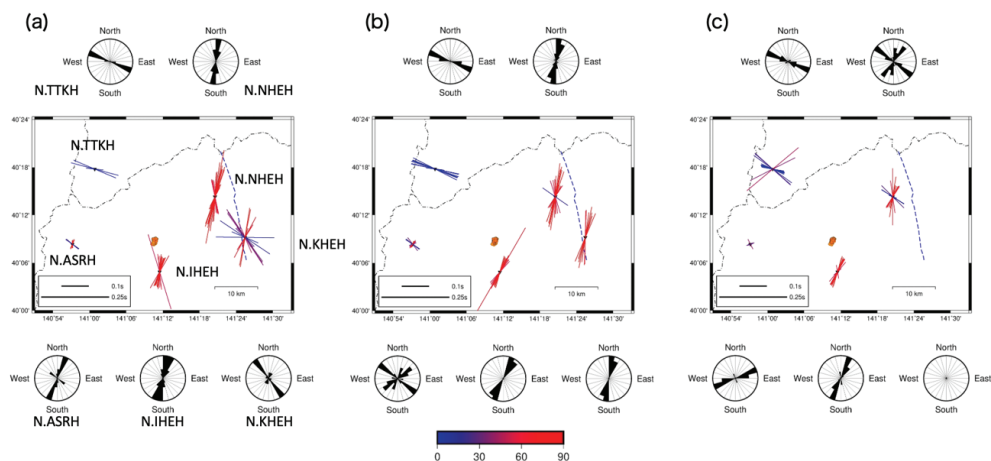


図 2. (a)1-4 Hz (b)2_6 Hz (c)4-10 Hz のバンドパスフィルタを用いて得られた異方性と観測点毎の頻度分布. シンボルの色は SHmax 方向との差[°]を示す.

観測点 N. TTKH は WNW-ESE 方向の異方性が優勢であるが、この方向はメカニズム解の圧縮軸方向に平行である。この観測点への波線経路長は長く、経路長に沿って応力起因の異方性が継続的に作用するために、その異方性をよく反映していると考えられる。

折爪断層近傍について、観測点 N. NHEH では 1-4、2-6 Hz では概ね南北方向の異方性が顕著に見られた。また観測点 N. KHEH では 1-4 Hz では北西-南東方向、2-6 Hz では南北方向の異方性が優勢であった。これらの方向は圧縮軸方向(およそ東西方向)に直交し、折爪断層の走向に近い。また他観測点と比較して遅延時間が長い。対して 4-10 Hz の波形からは、観測点 N. NHEH では異方性方向のばらつきが強くなり、遅延時間が比較的短くなった。観測点 N. KHEH では採用基準を超える高品質なスプリッティングパラメータが得られなかった。

震源域西部の観測点 N. ASRH での異方性方向について、1-4 Hz では北北東-南南西方向の異方性が優位に見られた。また北西-南東方向の異方性も少数であるが見られた上、比較的長い遅延時間を示した。4-10Hz では東北東-西南西方向の異方性が顕著に見られた。2-6 Hz での異方性の最頻方向は NW-SE 方向であったが、1-4、4-10Hz で優勢であった異方性方向に対応するピークも見られるなど、ばらつきが大きい。また遅延時間は総じて 0.02 秒程度と小さい。

5. 議論

この地域の地質図(図 3; 産業総合技術研究所・20 万分の 1 日本シームレス地質図 [https://gbank.gsj.jp/seamless/])¹⁰⁾では、折爪断層と走向が平行な層状構造が地表付近、幅数 km にわたって大規模に発達していることが確認できる。この構造は中世代の付加体に由来し、東

方向の傾斜の層構造が推察される。今回の震源域から伝搬するS波は、東部の2観測点N.NHEH, N.KHEHへは層状構造を貫くような経路で入射する。低周波、長波長の波は比較的大きいスケールの異方性媒質でもスプリットिंगを生じる。1-4, 2-6 Hzで顕著なN-S方向の大きい異方性は折爪断層に付随する大規模な層状構造を示唆していると考えられる。対して4-10 Hzでは、異方性方向のばらつきや検出数の極端な低下が見られた。高周波帯の波形は波長が短く、反映しやすい異方性媒質の特徴的長さも短くなる。そのためより小さいスケールの局所的な異方性媒質を反映しやすい。その場合に考えられることとして、波線経路上の複数の異方性媒質を反映する可能性に加え、互いに直行に近い方向の異方性媒質が存在している場合、スプリットINGが打ち消される可能性がある。

観測点N.ASRHでは1-4, 2-6HzでNNE-SSW方向の異方性とNW-SE方向の異方性がよく見られた。この異方性の原因としてはWNW-ENE方向の圧縮軸とNNE-SSW方向の走向をもつ起震断層のフラクチャが考えられる。一方4-10 Hzおよび2-6 Hzのサブピークとして見られるENE-WSW方向の異方性については応力場や起震断層では直接的には説明できない。また遅延時間が短く、検出数も少ないことから、スケールの小さい異方性の影響が考えられる。この震源域西部は火山帯に近く、このような環境下では火山由来の局所的な異方性媒質が形成されうる(例えば, Johnson et al., 2011)¹¹⁾。高周波、短波長の波が局所的な異方性媒質を反映しやすいことを考えると、この波線経路上に火山性の小規模な地殻構造に起因する異方性が局在する可能性がある。

6. 結論

2024年7月に活発化した岩手県北部の地震波形を用いて、周波数依存性を考慮したS波スプリットING解析を行った。折爪断層近傍の2観測点N.NHEH, N.KHEHと震源域西部のN.ASRHでは異方性の方向に顕著な周波数依存性が見られたが、それぞれ折爪断層に起因する大規模な異方性、火山帯の局所的な異方性を反映している可能性がある。また震源域のすぐ南の観測点N.IHEHと北西部のN.TTKHでは周波数依存性が見られなかったが、それぞれ起震断層の走向や応力場を反映した複数の異方性媒質を伝播しており、それぞれを通る波線経路の長さによって優勢な方向が変わっている可能性がある。

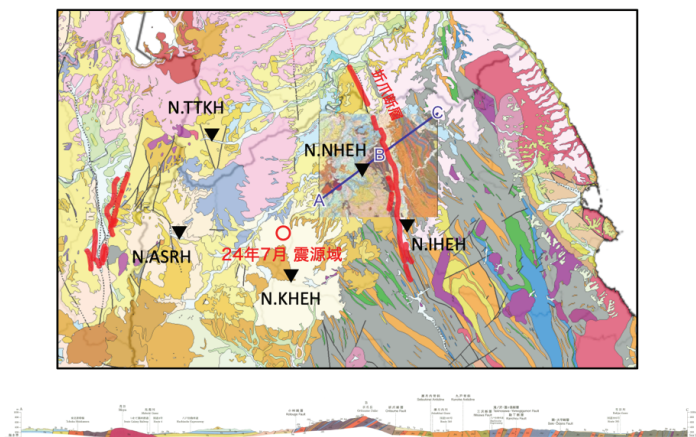


図3. 岩手県北部地域の地質構造および折爪断層近傍の断面図。震源域と観測点の位置を追記。

謝辞

本研究では気象庁一元化震源カタログを使用しました。

参考文献

- 1) 気象庁, 2024, 東北地方とその周辺の地震活動 (2024 年 5 月~10 月), 地震予知連絡会会報, 113, 51-58, https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou113/03_01.pdf
- 2) 岡田知己・中山貴史・平原聡・立岩和也・堀内茂木・勝俣啓・大園真子・小菅正裕・前田拓人・山中佳子・片尾浩・松島健・八木原寛・2011 年東北地方太平洋沖地震緊急観測グループ, 2022, 東北地方中南部における臨時地震観測, 東北地域災害科学研究, 58, 19-24, <http://nds-tohoku.in.arena.ne.jp/ndsjournal/volume58/58-4.pdf>
- 3) Michael, A. J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. J. Geophys. Res. 92, 357. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00357>
- 4) 地震調査研究推進本部, 2004, 折爪断層の長期評価について, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/11_oritsume.pdf
- 5) Mizuno, T., Yomogida, K., Ito, H., Kuwahara, Y., 2001. Spatial distribution of shear wave anisotropy in the crust of the southern Hyogo region by borehole observations. Geophys. J. Int. 147, 528-542. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01534.x>
- 6) Huang, Z., Zhao, D., Wang, L., 2011. Shear wave anisotropy in the crust, mantle wedge, and subducting Pacific slab under northeast Japan. Geochemistry, Geophys. Geosystems 12, <https://doi.org/10.1029/2010GC003343>
- 7) Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. J. Geophys. Res. 96, 16429. <https://doi.org/10.1029/91JB00899>
- 8) Savage, M.K., Wessel, A., Teanby, N.A., Hurst, A.W., 2010. Automatic measurement of shear wave splitting and applications to time varying anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand. J. Geophys. Res. 115, B12321. <https://doi.org/10.1029/2010JB007722>
- 9) Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A., 1978. Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. Tectonophysics 47, 43-58.
- 10) 産業総合技術研究所, 2025, 20 万分の 1 日本シームレス地質図, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>
- 11) Johnson, J.H., Savage, M.K., Townend, J., 2011. Distinguishing between stress-induced and structural anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand. J. Geophys. Res. 116, B12303. <https://doi.org/10.1029/2011JB008308>

Epidemic-Type Aftershock Sequence モデルを用いた新潟県中越地方の地震活動の時空間解析*

東北大学理学研究科 内田晴海・岡田知己・藤村遼太郎・田上綾香

1. はじめに

新潟県中越地域は日本海東縁地域でインバージョンテクトニクスが見られる領域であるとともに、新潟-神戸ひずみ集中帯に属する地域で、度々大規模な地震が発生している地域である(図1)。特に2004年10月に発生した新潟県中越地震は本震規模がM6.8であるのに対し、M6以上の余震が複数回見られ、余震活動が非常に活発な地震であった。一方で2007年に発生した新潟県中越沖地震は中越地震と同じM6.8の本震規模であったが、余震は中越地震ほど活発ではなかった(図2)。

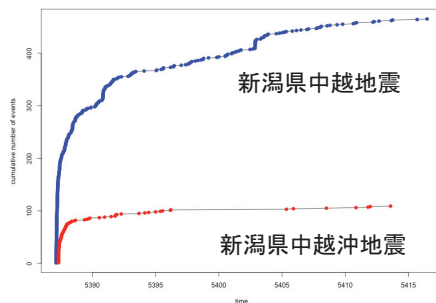
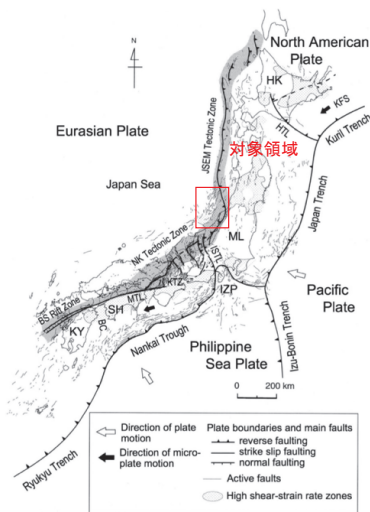


図2 本震後1ヶ月間の震源域でのM3以上の地震積算回数(気象庁カタログより作成)

青:新潟県中越地震 赤:新潟県中越沖地震

図1 日本列島のテクトニクス

(Terakawa & Matsu'ura, 2010 に加筆)

このような地震ごとの特徴は領域のテクトニクスや応力を反映していると考えられる。例として、クーロン応力変化(式1)がある。

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma \tag{1}$$

τ は剪断応力, μ' は間隙水圧を考慮した見かけの摩擦係数, σ は法線応力を示す。レシーバー断

*Spatiotemporal analysis of seismicity in Niigata Chuetsu region using the Epidemic-Type Aftershock Sequence model by Harumi Uchida, Tomomi Okada, Ryotaro Fujimura, and Ayaka Tagami

層のクーロン応力が正の時、レシーバー断層の滑りが促進され地震が活発になり、負の時には滑りが抑制され、地震が静穏化する (King et al., 1994)。

本研究では、ローカルなテクトニクスや応力の変化と地震活動の関係を明らかにするために、地震活動を統計的に表す Epidemic-Type Aftershock Sequence (ETAS) モデル (Ogata, 1988; 1998) を新潟県中越地方で発生した地震に適用し、モデルのパラメータの時空間変化やモデルと実際の地震活動との比較を行う。そして領域内の物理的な特徴と地震活動がどのように関係し、時空間変化しているかを考察する。

2. 手法

ETAS モデルとはある領域でランダムに発生する地震と、それによって誘発される余震を重ね合わせることで地震活動を表すモデルで、全ての地震が余震を持つという前提に基づいたものである。今回使用する時空間 ETAS モデルでは余震数の時間減衰に加えて距離減衰を考慮したモデルで、以下の式で表される。

$$\lambda_{\beta,\theta}(t, x, y, m|\mathcal{H}_t) = \nu_{\beta}(m)\lambda_{\theta}(t, x, y|\mathcal{H}_t) \quad (2)$$

$$\nu_{\beta}(m) = \beta \exp[-\beta(m - m_0)] \quad (3)$$

$$\lambda_{\theta}(t, x, y|\mathcal{H}_t) = \tilde{u}(x, y) + \sum_{i:t_i < t} \kappa_{A,\alpha}(m_i)g_{c,p}(t - t_i)f_{D,q,\gamma}(x - x_i, y - y_i; m_i) \quad (4)$$

ここで、

$$\tilde{u}(x, y) = \mu u(x, y) \quad (5)$$

$$\kappa_{A,\alpha}(m) = A \exp[\alpha(m - m_0)] \quad (6)$$

$$g_{c,p}(t - t_i) = \begin{cases} \frac{p-1}{c} \left(1 + \frac{t-t_i}{c}\right)^{-p} & t - t_i \geq 0 \\ 0 & t - t_i < 0 \end{cases} \quad (7)$$

$$f_{D,q,\gamma}(x - x_i, y - y_i; m_i) = \frac{q-1}{\pi D \exp[\gamma(m_i - m_0)]} \left(1 + \frac{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}{D \exp[\gamma(m_i - m_0)]}\right)^{-q} \quad (8)$$

ある時刻 t 、ある地点 (x, y) での地震発生確率が $\lambda(t, x, y, m|\mathcal{H}_t)$ で表され、 \mathcal{H}_t は実際の地震活動を表す項である。また今回は Gutenberg-Richter 則 (式 3) (Gutenberg & Richter, 1944) を考慮したモデルを考える。

ETAS パラメータは、 μ が背景地震活動率、 A が余震の生産性、 α が本震のマグニチュードに余震数がどの程度依存するかを表す係数、 c は本震発生後に地震が余震系列に乗るまでの時間、 p は余震の時間減衰の強さを表し、 c, p は大森-宇津則に基づく。また、 K, q, γ は余震数の距離減衰を示し、本震から距離が離れるほど地震数が少なくなるという仮定を表している。今回使用するモデルでは余震の距離減衰は本震から等方的であると仮定する。

この ETAS パラメータの推定には A. Jalilian (2019) のパッケージを使用し、Davidon-Fletcher-Powell (DFP) 法 (Fletcher & Powell, 1963) を用いて ETAS モデルの最尤推定を行った。データは新潟県中越地震が領域の中心付近にくるような $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ の領域で 1990-2020 年に発生した M3 以上、深さ 0-40 km の気象庁一元化震源を使用した (図 3)。

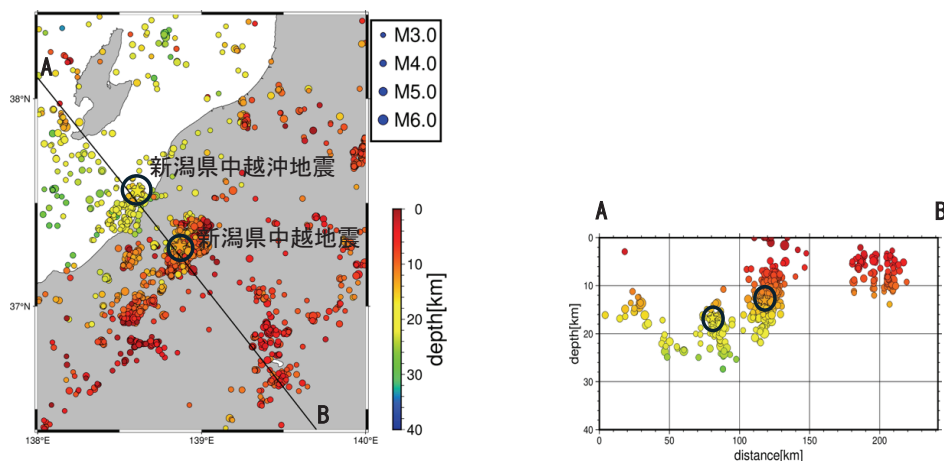


図3 使用した震源の分布

また、今回パラメータを推定するターゲット期間の前10年間分は補完イベント期間として扱い、補完イベント期間に発生した地震がターゲット期間に地震を誘発すると仮定して推定を行った。クーロン応力の変化の推定には Toda et al. (2011) の Coulomb 3.3 を使用した。

3. 結果

本解析の結果、新潟県中越地震以前では実際の地震活動と ETAS モデルはよく合う結果であったが、新潟県中越地震を含む時系列・新潟県中越沖地震を含む時系列では実際の地震活動に対してモデルが大きく下回る結果となった。東北地方太平洋沖地震が発生した 2011/03/11 を含む期間には、その翌日に長野県北部で M6.7 の地震が発生し、2011/03/11 以降に栃木県北部や福島県北西部で群発的な地震活動が見られた。上記の活発な地震活動が見られて以降、モデルは実際の地震活動を過小評価した (図 4)。また、ETAS パラメータの時間変化について、中越地震が発生した期間では b 値および背景地震活動率の低下が見られ、中越沖地震が発生した期間では余震の生産性の低下と α, q, γ の上昇が見られた。2010-2014 年の、長野県北部地震や栃木県・福島県での群発的な地震活動が発生した期間では背景地震活動率・余震の生産性の上昇が見られた (図 5)。

4. 議論

新潟県中越地震を含む期間でのモデルの過小評価について考察する。図 5 [b] に示すように、新潟県中越地震発生直後には本震周辺で M6 以上の余震が複数回発生したことで b 値が一時的に大きく低下している。一方で、本研究では 2003 年 10 月から 2007 年の中越沖地震が発生する前までの期間をターゲットとしており、比較的長期間でパラメータを推定していることから、本震直後の b 値が小さい期間の地震を過小評価している可能性がある。

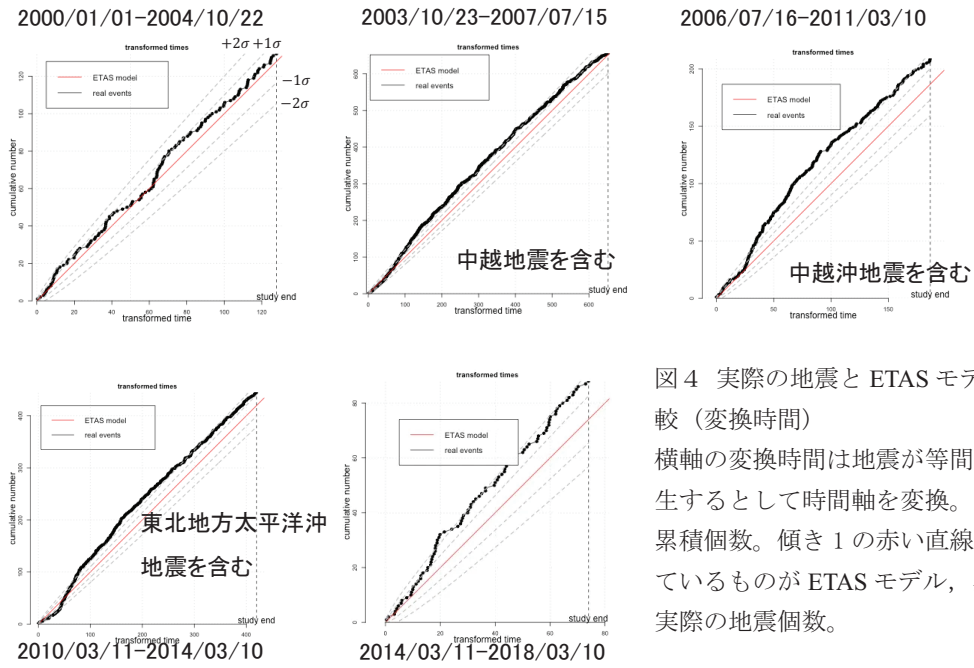


図4 実際の地震と ETAS モデルの比較 (変換時間)

横軸の変換時間は地震が等間隔に発生するとして時間軸を変換。縦軸は累積個数。傾き 1 の赤い直線で示しているものが ETAS モデル、黒点が実際の地震個数。

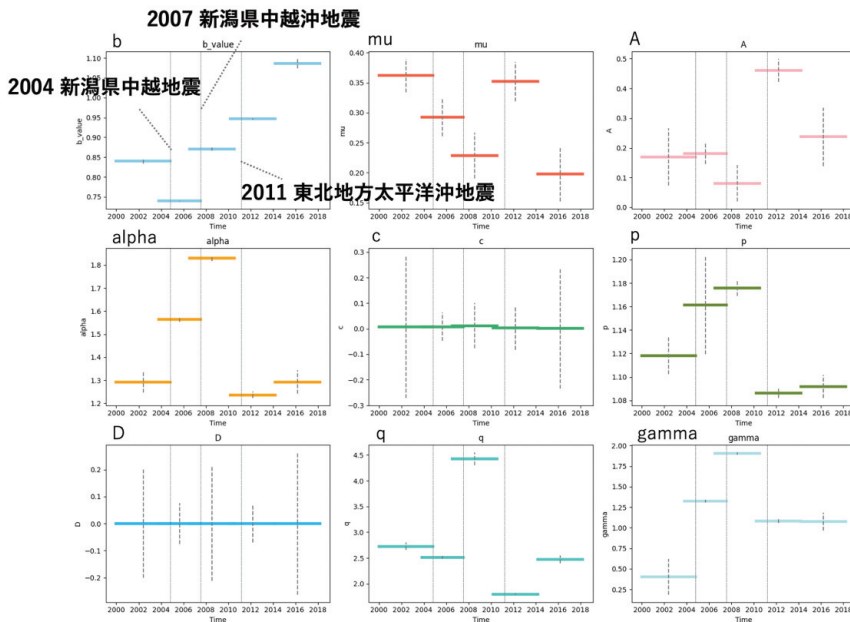


図5 ETAS パラメータの時間変化

新潟県中越沖地震は新潟県中越地震に比べて余震数が少ないが、余震の生産性 (図5 [A]) が新潟県中越沖地震を含む期間で低下したことを反映していると考えられる。これについて、中越地震の断層による中越沖地震の断層面 (国土地理院, 2007) 上でのクーロン応力の変化を調べる

と、中越沖地震の震源域周辺の地震発生層では負となることがわかった（図6）。

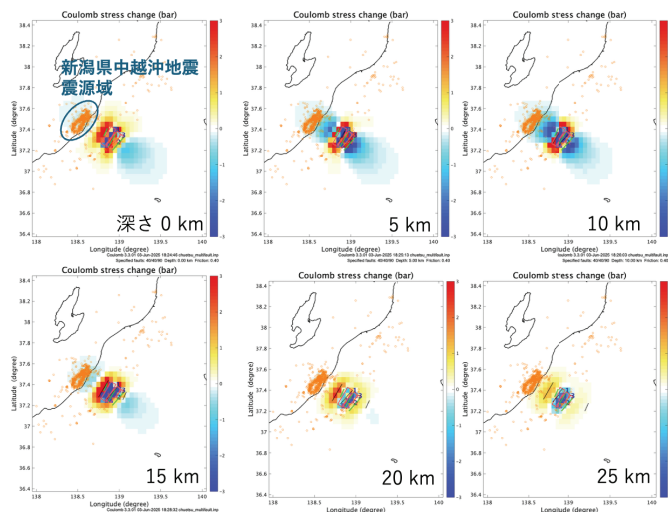


図6 新潟県中越沖地震の最大断層面をレシーバーとした時の
中越地震の断層滑りによる深さごとのクーロン応力変化

2011/03/11 を含む期間については、地震活動が活発化した長野県北部地域、栃木県北部地域、福島県北西部地域に対してそれぞれ ETAS モデルをフィッティングした。結果として、長野県北部地域はモデルと実際の地震活動はよく合ったが、栃木県北部・福島県北西部地域ではモデルが実際の地震活動に対し大きく下回ることが明らかになった。これは群発地震が発生している期間において背景地震活動率が増加している場合、背景地震活動率を定常とするモデルではモデルが実際の地震個数を過小評価するという Llenos et al. (2009) の結果と整合的であり、一方で長野県北部地域のような本震-余震系列を ETAS モデルがよく表すことができることを示す。

5. 結論

本研究では、新潟県中越地震、新潟県中越沖地震、および東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発化した地域を対象に、ETAS モデルによる地震活動の再現性とクーロン応力変化との関係を検討した。

新潟県中越地震では、 b 値の一時的な低下に伴う余震活動の活発化に対して、ETAS モデルが地震活動を過小評価する傾向が認められた。一方、震源域では背景地震活動率および余震の生産性の上昇が推定され、これらはクーロン応力の上昇と整合的である。新潟県中越沖地震の余震域は、中越地震によってクーロン応力が低下した領域に位置し、背景地震活動率および余震の生産性はいずれも中越地震に比べて低く推定された。この結果はクーロン応力低下の影響を反映している可能性がある。また、中越地震を補完イベント期間として設定した場合には、活発な余震活動が定常的な背景地震として扱われ、地震活動の過大評価が生じ得る点に注意が必要である。東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発化した地域では、群発地震を含む時系列において、広域・長期間で推定したモデルと実際の地震活動が一致しない期間が確認された。群発的な活動が卓越する領域では背景地震活動率の増加が推定され、この傾向は先行研究と整合的である。

謝辞：本研究では、気象庁による一元化震源データを使用しました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 1) King, G. C. P., Stein, R. S., & Lin, J. (1994), Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935–953.
- 2) Ogata, Y. (1988), Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *Journal of the American Statistical Association*, 83(401), 9–27.
- 3) Ogata, Y. (1998), Space–time point-process models for earthquake occurrences, *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50(2), 379–402.
- 4) Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944), Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185–188.
- 5) Terakawa, T., & Matsu'ura, M. (2010), The 3-D tectonic stress field in Japan inferred from centroid moment tensor data inversion, *Geophysical Journal International*, 181(2), 1068–1086.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04539.x>
- 6) Jalilian, A. (2019), ETAS: An R package for fitting the Epidemic-Type Aftershock Sequence model, R package.
- 7) Fletcher, R., & Powell, M. J. D. (1963), A rapidly convergent descent method for minimization, *The Computer Journal*, 6(2), 163–168. <https://doi.org/10.1093/comjnl/6.2.163>
- 8) Toda, S., Stein, R. S., Sevilgen, V., & Lin, J. (2011), Coulomb 3.3: A MATLAB package for calculating stress changes on faults and earthquake triggering, *Seismological Research Letters*, 82(4), 520–530.
<https://doi.org/10.1785/gssrl.82.4.520>
- 9) 国土地理院 (2004). “2004 (平成 16) 年新潟県中越地震”, <https://www.gsi.go.jp/cais/topics-topic041023.html>
- 10) 国土地理院 (2007) “平成 19 年新潟県中越沖地震 推定された主要な滑り面の概念図”, <https://www.gsi.go.jp/common/000040143.pdf>
- 11) Llenos, A. L., McGuire, J. J., & Ogata, Y. (2009), Modeling seismic swarms triggered by earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 114, B05301. <https://doi.org/10.1029/2008JB005939>

東北地方米沢-喜多方地域における S 波反射面の空間分布*

東北大学大学院理学研究科 鈴木真奈美 岡田知己
2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ

1. はじめに

地殻内には密度や地震波速度が不連続な面が存在し、これらの不連続面で反射した地震波は観測波形の P 波や S 波の後続波中に反射波として見出される。この反射波を用いて地下構造を推定する試みがなされてきた。特に自然地震を用いる手法は人工地震より深い位置・強いエネルギーが起源となるため、条件が揃えば地下数 km までの正確なイメージングが期待できる¹⁾。

火山地域または内陸地震震源断層付近における自然地震の反射波を用いた研究はよく行われており、特に振幅の大きい S 波反射波は流体または流体を含む物質からなる面状の薄い層によって反射されたものと解釈されてきた²⁾⁻⁵⁾。本研究の対象地域である山形県と福島県の県境に位置する米沢-喜多方地域では、同地域で発生した自然地震の S 波後続波中に反射波が確認されている⁶⁾。この地域では 2011 年東北地方太平洋沖地震発生から約 7 日後に群発地震が発生しており、大きな地震をきっかけに流体が断層面に流入することで摩擦強度が低下し、群発地震活動が誘発されたと考えられている⁷⁾。また、震源域直下には第三紀火山の大峠カルデラが存在し⁸⁾、マグマだまりが冷却される過程で流体が排出された可能性がある。

以上を踏まえ、本研究では米沢-喜多方地域で発生した群発地震の反射波を用いて地殻内の地震波反射面分布を求め、内陸地震を誘発させる地殻流体との関連性を考察する。

2. 使用するデータ

解析に用いた地震の震源と観測点を図 1 に示す。対象とするのは 2011 年 5 月 1 日から 2012 年 2 月 28 日の期間で、防災科学技術研究所 Hi-net の定常観測点 2 点 (N. YNZH, N. ATKH) と、群発地震発生後に 2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループによって展開された稠密臨時地震観測網 10 点⁹⁾の計 12 点で観測された 4368 個の地震である。正確な反射面位置を求めるためには正確な震源位置情報が必要となるため、本研究では Double Difference 法¹⁰⁾で再決定した高精度な震源位置情報を使用した。震源分布はだまかに北東部、中央部、南西部、西部の 4 つのクラスターに分けられる (図 1)。

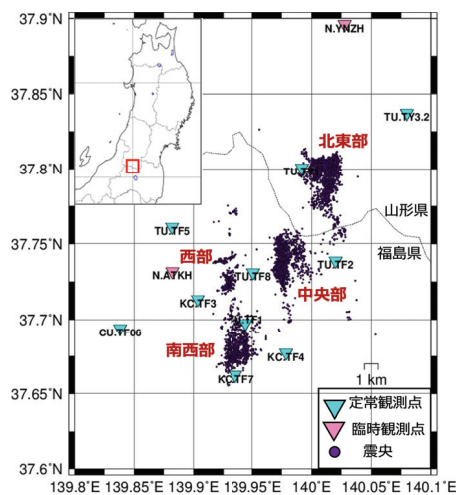


図 1. 本研究で使用した震源と観測点の位置関係。波線は山形県と福島県の県境を示す。

*Spatial distribution of S-wave reflectors beneath earthquake swarm in Yonezawa-Kitakata area, NE Japan by Manami Suzuki, Tomomi Okada, Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

3. 地震波形の特徴

観測された地震波形は地下構造の不均質性の影響で複雑な形となっており、個々の波形のみで反射波を検出することは難しいため、任意の測線を設定しそれに沿った地震波記録断面図を作成してコヒーレントな反射波を検出した(図2)。図2aは、図2bの赤枠で囲まれた震源について緯度を縦軸、S波到達時刻を横軸として波形を並べた記録断面図である。この図から、S波の3-5秒後に反射波と考えられる波を確認できる。

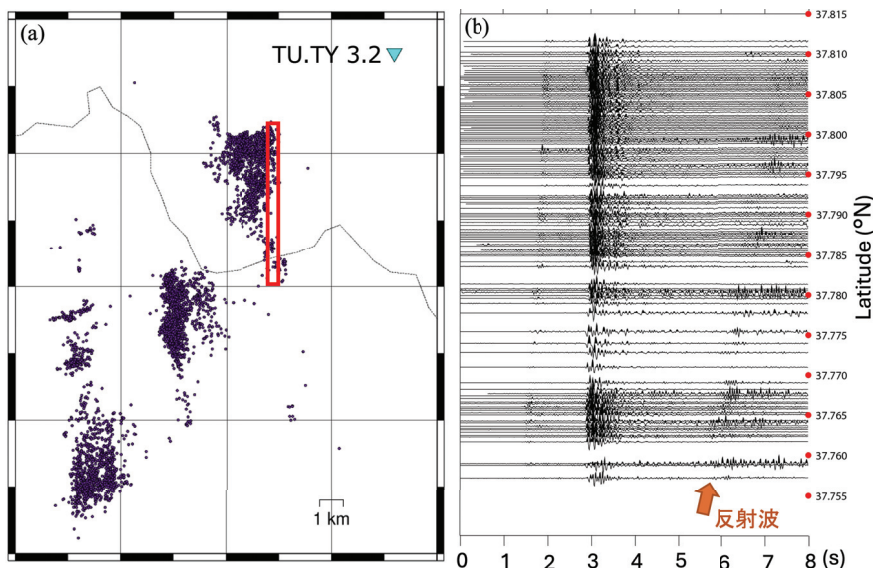


図2. 波形の記録断面図の例。観測点はTU.TY3.2、震源は赤枠で囲まれたものを使用した。波形はS波到着走時で揃え、4-16Hzのバンドパスフィルターをかけた。

この反射波と考えられる後続波について、同じ観測点で違う成分の波形を比較して種類を検討した。TU.TY3.2(図2b)で観測した北東部のクラスターに対し北緯37.805°を通る東西測線を設定し、その測線に沿って上下、南北、東西成分の記録断面図をそれぞれ作成したところ、いずれもS波到達から3-5秒後に反射波が確認できるが、上下動成分は水平成分よりも振幅が小さいことが分かった。このような性質はS波的であり、反射波はS波反射波と考えられる。

4. 反射波の読み取り

反射波の読み取りのため、当該地域の一次元地震波速度構造¹¹⁾を用いて地震波形の時間軸を深さに変換する処理を行った³⁾。この手法では水平な反射面を仮定し、S波直達波を震源の深さとして深さ z の反射面で反射した波の走時 T_z を計算し、各 T_z における地震波形振幅を深さ z に対応させてプロットする。上記の処理に加えてAutomatic Amplitude Controlを適用した³⁾。これは時刻 n における絶対値振幅を U_n 、 n より前の任意の時間幅の絶対値振幅平均値を A_n として、補正振幅 $F_n = U_n/A_n$ を計算する。この処理によって振幅の小さい後続波部分が強調され、反射波の読み取りが容易になる。本研究では波形に4-16 Hzのバンドパスフィルターを適用し、任意の時間幅を0.75秒に設定した。

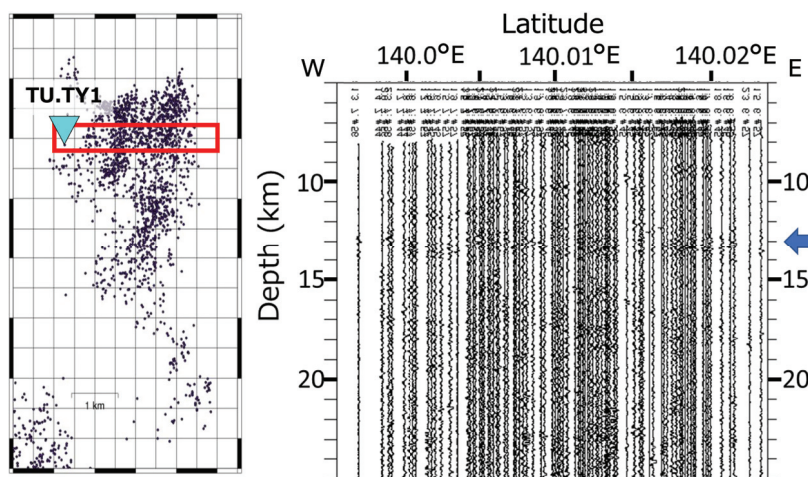


図 3. 北東部クラスターの 37.80°N を通る震源と観測点 TU.TY1 で得られた記録断面図。

これらの処理を施した波形を用いて記録断面図を作成した。代表的な例を図 3 に示す。測線はクラスターごとに設定し、全波形を表示すると波形同士が重なり合い読み取りが困難になるため使用するイベントを間引きした。クラスターごとに結果を総括すると、北東部では深さ約 13–14 km、中央部では深さ約 13–15 km、南西部では深さ約 19–21 km、西部では約 12–14 km に顕著な反射面を確認できた。ただし、観測点と震源の位置関係によって反射波の見え方に違いが生じるケースもあり、原因として反射面の広がりや狭いことや、反射面が傾いていることなどが考えられる。

反射面が特に顕著に確認できた北東部のクラスターの全ての観測点での記録断面図 108 枚から反射波の走時を読み取った。読み取りは複数の地震波形で同じ深さに到達し、かつ振幅が大きい反射波に絞った。読み取った反射波の走時を使用して、各観測点と震源の位置から反射点の位置を計算し、空間分布図を作成した (図 4)。この図より北東部の反射点は深さ 10–15 km に位置していることが分かる。また、この解析では反射点が水平に広がっていることを仮定しているが、観測点 YNZH (黄土色) や TU.TY3.3 (茶色) では反射点の広がりが傾斜しているような結果が得られた (図 4 青矢印)。

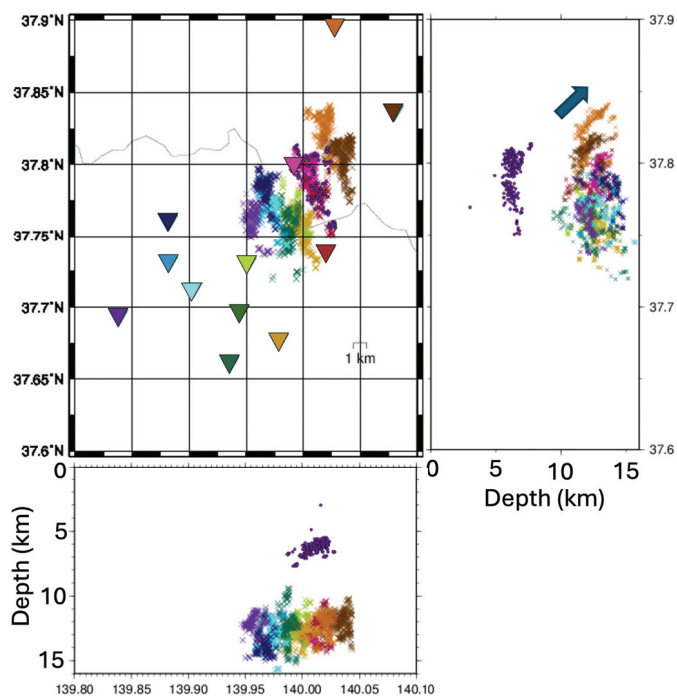


図 4. 北東部クラスターの震源を使用し反射面を水平と仮定した場合の反射点分布。観測点 (▽) と反射点 (×) の色は対応している。

5. 反射面の空間分布

前章では観測点-震源の組み合わせ全てにおいて反射点位置を計算した結果、反射点分布が一枚の面のような形状を見せたことから (図 4)、本章では観測点一つにつき各クラスターの震源全てを使用して一枚の反射面を推定する。前章で読み取った反射波の走時を最もよく説明できる反射面の走向傾斜を鏡像観測点法で求めた¹²⁾。鏡像観測点とは、反射面を対称面とした場合の観測点の面对称の位置であり、地震波線を直線と仮定すると、震源から反射面で反射し観測点に到達する経路の距離を震源と鏡像観測点の距離として幾何学的に計算できる。具体的には、理論走時 (t_{cal}) と観測走時 (t_{obs}) の差 (t_{omc}) の二乗平均平方根 (sdd) が最小となる鏡像観測点を地震ごとにグリッドサーチで求めた：

$$sdd_m = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(t_{omc}^N)^2}{N-1}} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(t_{obs}^N - t_{cal}^N)^2}{N-1}}$$

ここで m は設定した鏡像観測点の番号、 N は地震の数を示す。本研究では地震速度構造は一律に 3.4 km/s と仮定して理論走時を計算した。また鏡像観測点の仮位置となるグリッドは経度・緯度を 0.005° 間隔、深さを 0.5 km 間隔に設定した。グリッドの範囲は震源域周辺の 139.80°E – 140.10°E , 37.65°N – 37.90°N , 深さ 0 – 30 km に設定し、グリッドサーチの結果 sdd が最小となった位置が、設定した範囲の下限

や上限になった場合は範囲を広げて再計算した。鏡像観測点の位置を求めた後に、反射面の位置と走向傾斜を幾何学的に計算した。上記の処理を北東部のクラスターと観測点 N.YNZH, TU.TY1, TU.TF8, TU.TF1 の組み合わせ、中央部のクラスターと観測点 TU.TF2, TU.TY1, TU.TF8, TU.TF1 の組み合わせ、南西部のクラスターと観測点 KC.TF7 の組み合わせの計 9 通りで行った。また、記録断面図のなかに複数の反射面が見える場合は、それぞれ読みとり、反射面ごとに計算を行った。

結果を図 5 に示す。 139.90°E より西側の地域では反射面の走向が南北方向を向いているものが多い。一方、東側では走向が 140.00°E , 37.75°N 付近を中心に

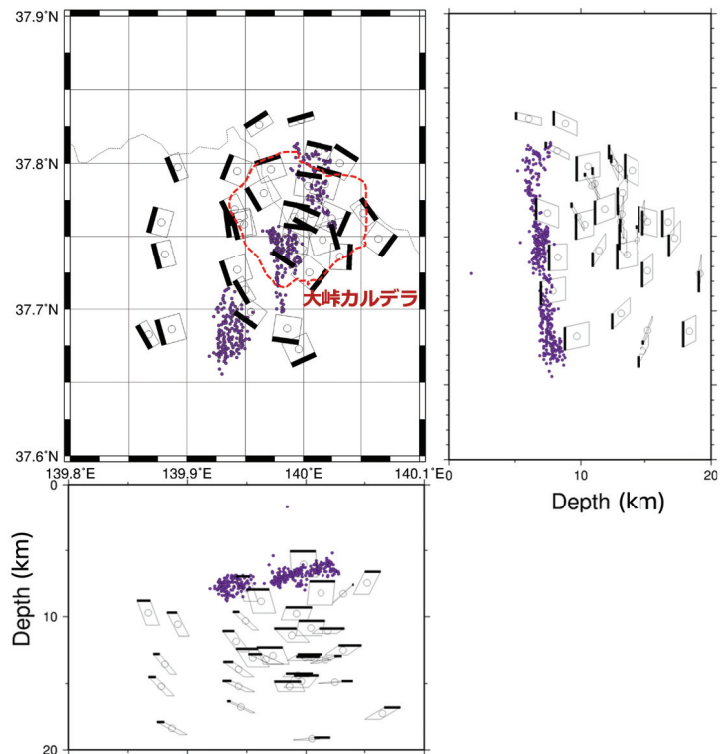


図 5. 推定した反射面の空間分布と使用した震源の分布。反射面は浅い方の辺が太くなるようにしている。赤線は大嵯カルデラの概形を示す。

円を描くように分布する様子が見られた。南北断面図では、反射面の深さが北部に向けて浅くなるような傾向が見られた。東西断面図も合わせると、震源域直下の 140.00°E, 37.75°N 付近の反射面は傾斜が小さく、遠い西側の反射面では傾斜角が大きくなる傾向が見られた。震源域直下では、おおむね深さ 13-15 km に反射面が分布しているように見える。

6. 考察と今後の展望

今回求めた反射面は群発地震震源域直下に位置し、広がり小さな反射面が複数存在すると考えられる。反射面の空間分布を S 波地震波速度構造⁹⁾と比較すると、推定された反射面は地震波低速度域の直上に位置している。この低速度域は大峠カルデラ直下のマグマだまりに対応している可能性があり、メルトの冷却・固化によって排出・上昇した水などの流体が反射面を形成していると解釈できる。また反射面が分布している領域は低い V_p/V_s を示しており⁷⁾、水やガスで満たされている可能性が高い¹³⁾。以上より、米沢-喜多方地域の S 波反射面は大峠カルデラのマグマだまりに由来する流体が原因であり、この流体の流入により群発地震活動が誘発されたと考えられる。

次に流体の上昇経路を検討する。米沢-喜多方地域の地質図¹⁴⁾から推定した大峠カルデラの概形(図 5 赤破線)と反射面の分布を比較すると、震源域周辺で弧を描いている反射面の走向がカルデラ外輪と一致しているように見える。そのため、流体がカルデラ断層等の既存の地質構造を通して上昇してきた可能性が考えられる。ただし、地質図は地表付近における情報であり、深さ方向に同様に分布しているとは限らない。

本研究の解析手法では、観測点と震源の位置関係によって検知能力に偏りがある点に注意が必要である。反射面の傾斜角は、震源域直下はほぼ水平、離れると大きくなるように見えるが、観測点と震源の位置を考えるとそのような面がより検出されやすくなってしまう。今後は使用する観測点の範囲を広げることや、今回読み取りを行わなかった観測点と震源の組み合わせで解析を行い、検知できる範囲を増やすことが必要と考えられる。また、同じ観測点のデータを使用しても震源の位置によって反射面の見え方が異なる場合があり、反射面が傾斜していることが理由の一つとして考えられる。水平な反射面も見出されているが、他の測線で見えないのは反射面の広がり狭いことが可能性として挙げられるだろう。今後、反射波のスペクトル解析と理論計算によって反射面の内部構造を推定し、地震活動および周囲の地質構造との関連性を議論したい。

7. 謝辞

本研究では 2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測のデータおよび防災科学技術研究所 Hi-net のデータを使用した。本研究は東北大学環境・地球科学国際共同大学院プログラムおよび次世代火山研究者人材育成プログラムの支援を受けた。長谷見晶子名誉教授には研究に対する、村松弾博士には原稿に対する、有益な助言を頂いた。記して謝意を表す。

8. 引用文献

- 1) Aoki, S., Iio, Y., Katao, H., Miura, T., Yoneda, I., and Sawada, M. (2016) Three-dimensional distribution of S wave reflectors in the northern Kinki district, southwestern Japan. *Earth, Planets and Space*, 68(107).
- 2) Mizoue, M., Nakamura, I., and Yokota, T. (1982) Mapping of an Unusual Crustal Discontinuity by Microearthquake Reflections in the Earthquake Swarm Area near Ashio, Northwestern Part of Tochigi Prefecture, Central Japan. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 57, 653–685.
- 3) Inamori, T., Horiuchi, S., and Hasegawa, A. (1992) Location of Mid-Crustal Reflectors by a Reflection Method Using Aftershock Waveform Data in the Focal Area of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake. *Journal of Physics of the Earth*, 40(2), 379–393.
- 4) Umino, N., Ujikawa, H., Hori, S., and Hasegawa, A. (2002) Distinct S-wave reflectors (bright spots) detected beneath the Nagamachi-Rifu fault, NE Japan. *Earth, Planets and Space*, 54(BF03353295), 1021–1026.
- 5) Matsumoto, S., Iio, Y., Matsushima, T., Uehira, K., and Shibutani, T. (2005) Imaging of S-wave reflectors in and around the hypocentral area of the 2004 mid Niigata Prefecture Earthquake (M6.8). *Earth, Planets and Space*, 57(6), 557–561.
- 6) 長谷見晶子, 高橋承之, 岡田知己 (2016) 山形県米沢-福島県会津の誘発地震域における反射波の検出. 日本地球惑星科学連合大会予稿集, SSS26-P02.
- 7) Okada, T., et al. (2015) Hypocenter migration and crustal seismic velocity distribution observed for the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in NE Japan: Implications for crustal fluid distribution and crustal permeability. *Geofluids*, 15, 293-309.
- 8) 吉田武義, 中島淳一, 長谷川昭, 佐藤比呂志, 長橋良隆, 木村純一, 田中明子, Prima, O.D.A., 大口健志 (2005) 後期新生代, 東北本州弧における火成活動と地殻・マントル構造. *第四紀研究*, 44(4), 195–216.
- 9) 岡田知己, 中山貴史, 平原聡, 堀修一郎, 佐藤俊也, 松澤暢, 2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ (2018) 稠密地震観測で見た東北沖地震後の内陸誘発地震, 日本地震学会 2018年大会, S22-03.
- 10) Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L. (2000) A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368.
- 11) Hasegawa A., Umino N., and Takagi, A. (1978) Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, 47(1–2), 43–58.
- 12) Horiuchi, S., Hasegawa, A., Takagi, A., Ito, A., Suzuki, M., and Kameyama, H. (1988) Mapping of a Melting Zone near Mt. Nikko-Shirane in Northern Kanto, Japan, as inferred from SxP and SxS Reflections. *Tohoku Geophysical Journal*, 31(2), 43–55.
- 13) 堀修一郎, 長谷川昭. (1991). 微小地震反射波から推測される秋田県森吉山直下の地殻深部溶融体. *地震 第2輯*, 44(1), 39-48.
- 14) 産総研地質調査総合センター (2025) 20万分の1日本シームレス地質図 V2, オリジナル版. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2026年1月12日)

東北地方日本海東縁の地震における S 波エンベロープ拡大現象*

弘前大学大学院理工学研究科 楠美 紀公・前田 拓人・平野 史朗

1. はじめに

震源から放射される地震波はインパルス的であるが、地球内部の不均質性に起因する地震波散乱によりその形状が崩れて紡錘形を呈した地震波形がしばしば観測される。このような地震波包絡線の S 波領域拡大（以下、S 波エンベロープ拡大）が、短波長不均質構造に起因することがわかってきている(e.g., Sato, 1989)。この短波長不均質構造はしばしばランダムな速度揺らぎを示すモデルで記述される。S 波エンベロープ波形から地球内部の不均質性を評価する試みは複数存在する(e.g., Obara and Sato, 1995; Takahashi et al., 2007)。東北地方におけるその解析はもっぱら沈み込む太平洋プレート周辺の地震に対して行われており、東北地方の日本海東縁で発生した地震についての解析例は存在しないようである。したがって、背弧および、日本海下における S 波エンベロープ拡大の特性については十分に理解が進んでいない。そこで本研究は、東北地方日本海東縁で発生した地震の観測波形を用いて、S 波エンベロープ拡大の地域性を調査した。

2. データ・手法

本研究では、気象庁一元化震源カタログ、防災科学技術研究所の Hi-net 高感度地震観測網の速度波形データを使用した。解析対象の地震は、2004 年 4 月から 2023 年 4 月の間に東北地方の日本海東縁変動帯下浅部で発生したものである。マグニチュードの範囲は 3.0 から 5.5 とした。震源の深さは深発地震を解析から除外する目的で、70 km 以浅のものをを用いた。解析対象の地震は 337 個である。

Hi-net 観測点は東北日本の 149 地点を選び、水平動 2 成分の速度波形を用いた。このうち、それぞれの地震からの震源距離が 100 km から 250 km にあたるデータのみを解析に用いた。これは散乱による地震波エンベロープ拡大が短距離では卓越せず、かつ長距離では異なった特性をもつためである(Sato, 1989)。また、Hi-net の速度型地震計は 1 Hz

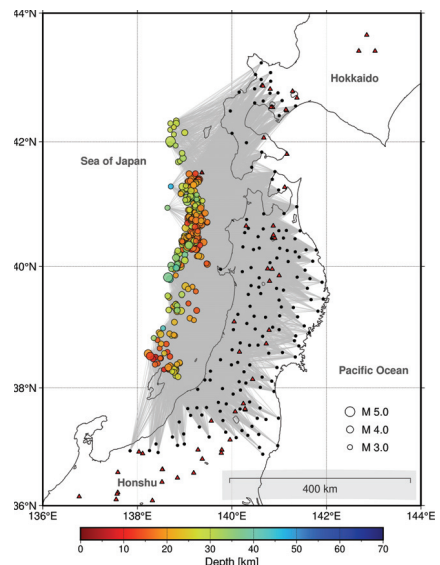


図 1 | 使用した Hi-net 観測点（黒点）と震央（円）の分布。三角形は火山の位置である。円の色は震源の深さを表し、大きさはマグニチュードを表す。灰線は波線経路である。

*S-wave envelope broadening for earthquakes in the eastern margin of the Sea of Japan in Tohoku region by Kazutaka Kusumi et al.

が自然周波数である (Okada et al., 2004) が、本研究では 2 Hz 以上の高周波数帯を解析したため、地震計の応答特性の補正は行わないこととした。震源と観測点、波線経路は図 1 に示す。

S 波エンベロープ拡大を特徴づける指標はいくつか存在するが、従来の指標よりもばらつきが小さく安定した指標であるエンベロープ継続時間 (T_{90}) (e.g., Tripathi et al., 2010) を用いた。 T_{90} は次のように計算される量である。まず、波形のトレンドを除去し、水平動 2 成分の波形にそれぞれ 2-4, 4-8, 8-16, 16-32 Hz の 4 つの周波数帯のバンドパスフィルタをかける。各周波数帯で水平動 2 成分の波形の 2 乗和を計算し、2 乗振幅の中心周期の 2 倍のサンプル数で移動平均をとって各周波数帯におけるトレースを平滑化する。このようにして得られた Mean Square (MS) エンベロープ波形を時間積分し、全積分量の 5% から 95% に至る時間が T_{90} である。時間積分の範囲は JMA2001 の速度構造モデルから計算される S 波の理論到達時刻から、先行研究の手法を参考に、S-P 時間の 2 倍の時間を指定した。P 波走時においても JMA2001 の速度構造モデルで計算される理論到達時刻を用いた。計算例を図 2 に示す。

3. 結果

3.1. T_{90} の震源距離依存性

各周波数帯における T_{90} を震源距離に対してプロットしたものを図 3 に示す。図中の白線は震源距離に対する回帰直線であり、

$$\log_{10} T_{90}^{\text{pred}} = B_{\text{dis}} \log_{10} R + A_{\text{dis}} \quad (1)$$

で表される。 $\log_{10} T_{90}^{\text{pred}}$ は回帰直線から得られる任意の震源距離での T_{90} について常用対数をとったものである。 A_{dis} は回帰直線の切片、 B_{dis} は回帰直線の傾き、 R は震源距離である。

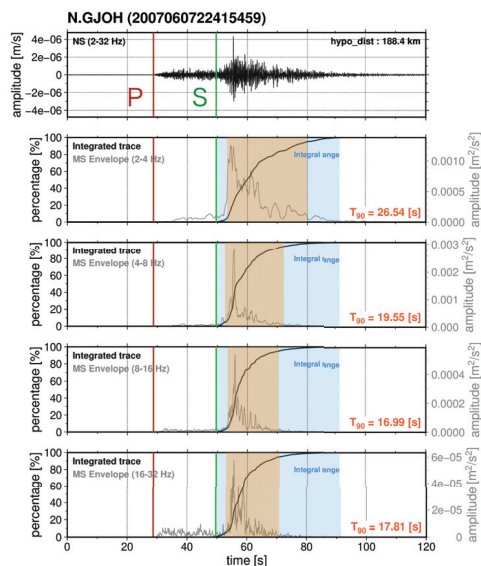


図 2 | T_{90} の計算方法の例。エンベロープ波形は灰色 (右縦軸に振幅 [m^2/s^2]) で、時間積分トレースは黒色 (左縦軸に割合 [%]) である。時間積分の範囲は Integral range の文字を付した領域である。計算された T_{90} は橙色の領域である。

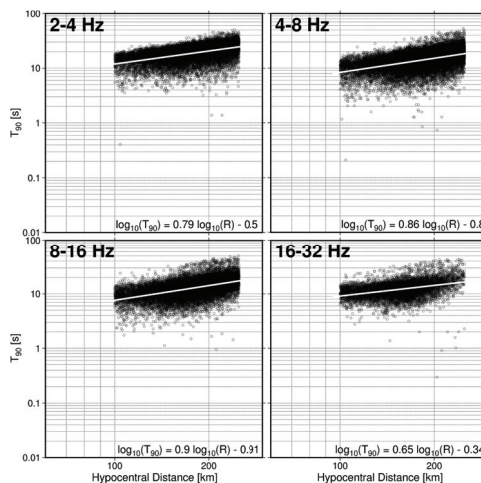


図 3 | 各周波数帯における震源距離に対する T_{90} の両対数プロット。横軸が震源距離 [km], 縦軸が T_{90} [s] である。黒点が各観測点での T_{90} で、白線は回帰直線である。

T_{90} はすべての周波数帯で回帰直線が右上がりの傾向を示していることが確認された。傾き B_{dis} は 0.65 から 0.9, A_{dis} は-0.34 から-0.91 と大きな違いは確認されない。このような S 波エンベロップ拡大の指標の震源距離依存性については複数の先行研究で報告されており (e.g., Obara and Sato, 1995; Takahashi et al., 2007), 東北地方の背弧側の内陸地殻内を対象に T_{90} を計算した Tripathi et al. (2010) による報告では, B_{dis} が 0.581 から 0.803 であり, 本研究の結果はこの先行研究とよく一致している。

3.2. T_{90} の波線経路依存性

波線経路ごとの S 波エンベロップ拡大の違いについて言及する。図 4 は 2016 年 1 月に秋田県沖で発生したマグニチュード 3.7, 深さ 22.06 km の地震と, 2019 年 5 月に佐渡付近で発生したマグニチュード 3.9, 深さ 19.14 km の地震について 2 つの観測点で解析したものである。同一地震について, 図 4(a, b)の波形を比較すると, 後者のエンベロップ波形の崩れが顕著である。(b)の観測点は震源距離が(a)の観測点よりも短いにもかかわらず, 全周波数帯において T_{90} が大きい値をとる。また, (b)の N.CHKH 観測点について, 別イベントである(c)の波線経路と比較すると, 後者はパルスの形状を示している。このように, 同一地震で異なる観測点においてエンベロップ拡大の様相が違うこと, 同一観測点で異なる地震においてもエンベロップ波形の形状に違いが確認されることから, 波線経路依存性が現れた例であると考えられる。

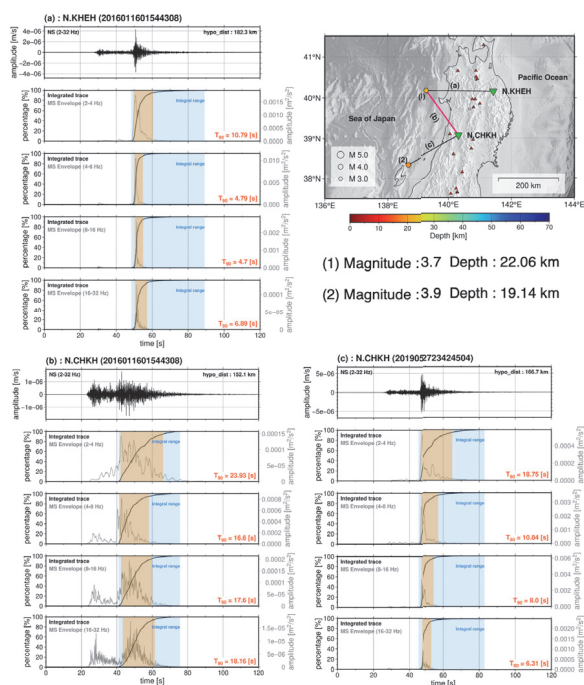


図 4 | 日本海沖における S 波エンベロップ拡大の波線経路依存性の例。3 つの波線経路は(a)–(c)でラベリングされている。エンベロップ波形が拡大している波線経路については赤太線で表されている。

3.3. T_{90} の対数偏差の空間分布

第 3.2 節で示した S 波エンベロップ拡大の地域性を調べるため, Takahashi et al. (2007) の手法を参考にして空間分布図を作成する。まず, 各観測点で計算された T_{90} から, 観測点の震源距離において回帰直線から計算される T_{90} ((1)式参照) を差し引いて, $\Delta \log_{10} T_{90}$ を求めた ((2)式)。

$$\Delta \log_{10} T_{90} = \log_{10} T_{90}^{\text{obs}} - (B_{\text{dis}} \log_{10} R + A_{\text{dis}}) \quad (2)$$

これは震源距離依存性を考慮した各観測点固有の T_{90} を表す。そして, 対象地域を 10 km ごと

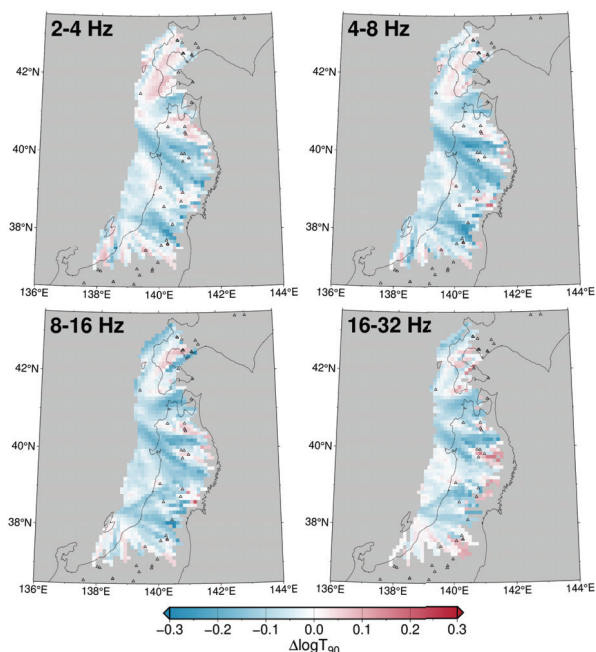


図 5 | 各周波数帯における $\Delta\log_{10}T_{90}$ の下位 25%分布。グリッドの赤色が濃くなるほど、偏差の正の値が大きいかを示す。調査対象外のグリッドは灰色で示される。三角形は火山の位置である。

は、S 波エンベロープ拡大を生じさせる不均質構造や減衰構造が存在する可能性がある。ただし、対象領域の端においてはグリッドを通過する波線数が相対的に少ないことが予想されるため、震源の選び方によっては傾向が変わる可能性があると考えられる。

4. 議論

S 波エンベロープ拡大の地域性と奥羽脊梁に位置する火山との対応関係については、東北日本を対象とした先行研究でも示されており (Takahashi et al., 2007), 本研究でも同様の傾向が得られた地域では火山に関連した直下の地下不均質構造が要因でエンベロープが拡大している可能性がある。また、日本海沖で相対的に指標値が大きくなった領域を通過する波線経路では、インパルスが崩れた波形を複数確認することができ、複雑な波形を生成する不均質構造に富んでいる可能性が考えられる。対象地域における S 波エンベロープ拡大は短波長不均質構造で生じる散乱波のみならず、別の構造的要因によっても生じている可能性が考えられる。図 6 は青森平野周辺に位置する Hi-net 観測点、地震予知総合研究振興会が管理する AS-net 観測点の解析波形を比較したものである。(a) の N.AOMH 観測点において、低周波側でエンベロープ波形が拡大し、 T_{90} も大きくなっていることがわかる。周辺の AS-net 観測点においてはパルス的な形状を示しており、 T_{90} も他の周波数帯と同程度の値が得られている。N.AOMH 観測点はサイ

のグリッドに分割して、各グリッドを通過するすべての波線の $\Delta\log_{10}T_{90}$ のうち、最小値の外れ値を回避するために下位 25%をその空間グリッドの代表値とし、S 波エンベロープ拡大の地域性を見積もった。このとき、グリッドを通過する波線が 5 本未満または、震源距離が 70 km 以上の波線が通過する本数が 5 本未満のグリッドは解析対象外とした。

結果を図 5 に示す。十和田周辺、岩手山周辺、栗駒山周辺、鳥海山周辺などの火山地帯で相対的に $\Delta\log_{10}T_{90}$ が大きくなり、火山の間隙に相当する領域で比較的小さい値を示す傾向が確認された。また、北海道南西部や青森県では低周波側で値が大きくなった。加えて、空間変化は小さいものの、男鹿半島沖から鳥海山に至る地域でも相対的に大きな値が確認された。このように相対的に大きな $\Delta\log_{10}T_{90}$ が得られた地域で

ト効果などの観測点固有の効果によって、S波エンベロープ拡大が生じている可能性がある。

Tripathi et al. (2010) によると、地殻内地震のS波エンベロープ拡大はランダムな速度不均質による散乱だけでなく、地殻内の低速層を介した多重反射にも起因すると述べている。地殻内にトラップされたSg波、あるいは反射波・屈折波が生じる長波長成分の不均質構造によってS波エンベロープ拡大が起きている可能性は大いに考えられる。

Takemura et al. (2015) は地震波伝播数値シミュレーションによる実験から、地殻内地震における地震波散乱は地殻内の速度不均質（短波長不均質構造）の効果と表層地形の双方が寄与するとの見解を示している。本研究でも OpenSWPC (Maeda et al., 2017) を用いた数値シミュレーション

によって地形の有無などいくつかのモデルを検証した。その結果、地形がある場合、海水がある場合にはSコードの振幅が大きくなる傾向が得られた。地形などの効果は各観測点ごとに異なるが、本研究で得られた空間分布図からはその影響を明確に分離して取り出すことはできていない。しかしながら、図4に示した例のように、同一観測点（N.CHKH）であるにも関わらずS波エンベロープ拡大の様相が異なる場合が存在する。このような例では、少なくとも、観測点周囲の地形によって散乱されてS波エンベロープ拡大が生じているわけではないと推測される。以上より、得られた空間分布については、単一の物理過程を直接反映したものではなく、これらの要因が重畳した結果として解釈する必要がある。

今後の課題として、同一観測点において別のイベントでの解析波形を目視で確認することで観測点特有の効果について議論できるであろう。また、数値シミュレーションにおいて、長波長成分と短波長成分からなる不均質構造をそれぞれ個別に、あるいは組み合わせて仮定し、その影響を対照的に評価しつつ、実際の観測波形に近づけていくことで対象領域におけるS波エンベロープ拡大の特性を定量的に議論できる可能性がある。

5. 結論

本研究では東北地方の日本海東縁の浅部地殻内地震について、S波エンベロープ拡大を特徴づける指標 T_{90} を用いて、S波エンベロープ拡大の地域性を見積もった。波線経路によってエン

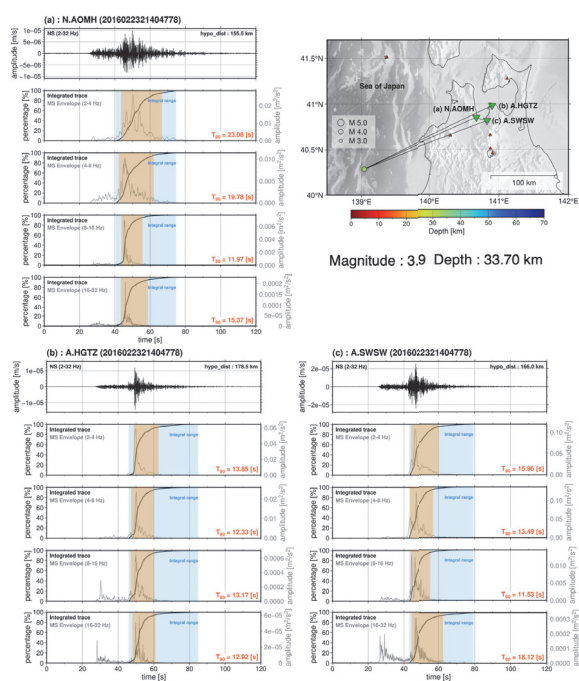


図6 | 青森平野周辺の観測点におけるフィルタリングされた南北成分の波形と解析波形。3つの波線経路は(a)-(c)でラベリングされている。

ベロープ波形の形状や T_{90} が異なることが確認された。これを網羅的に調査するために空間分布図を作成した。その結果、日本海沖の一部地域や奥羽脊梁の火山近傍などで指標が相対的に大きくなる傾向が得られた。このような地域では、S波エンベロープ拡大をもたらす不均質構造や減衰構造が存在する可能性がある。一方で、対象領域ではS波エンベロープ拡大の要因が複数考えられ、長波長不均質構造や地形散乱、観測点固有の効果について検証する必要がある。

謝辞

本研究を実施するにあたり、防災科学技術研究所高感度地震観測網 Hi-net の速度波形記録、地震予知研究総合振興会 AS-net の速度波形記録ならびに、気象庁一元化震源カタログを使用しました。また、数値シミュレーションには OpenSWPC (Maeda et al., 2017)を、その実行には東京大学地震研究所日本列島モニタリング研究センターの計算機システム、東京大学情報基盤センターに設置されている富士通スーパーコンピュータ PRIMEHPC FX1000 および 富士通サーバー PRIMERGY GX2570 (Wisteria/BDEC-01) を使用しました。感謝申し上げます。

参考文献

- Maeda, T., S. Takemura, and T. Furumura (2017), OpenSWPC: an open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, *Earth, Planets and Space*, 69(1), 102, doi:10.1186/s40623-017-0687-2
- Obara, K. and H. Sato (1995), Regional differences of random inhomogeneities around the volcanic front in the Kanto - Tokai area, Japan, revealed from the broadening of S wave seismogram envelopes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2103–2121, doi:10.1029/94JB02644.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—, *Earth, Planets and Space*, 56(8), xv–xxviii, doi:10.1186/BF03353076.
- Sato, H. (1989), Broadening of seismogram envelopes in the randomly inhomogeneous litho-sphere based on the parabolic approximation: southeastern Honshu, Japan, *Journal of Geo-physical Research: Solid Earth*, 94(B12), 17735–17747, doi:10.1029/JB094iB12p17735.
- Takahashi, T., H. Sato, T. Nishimura, and K. Obara (2007), Strong inhomogeneity beneath Quaternary volcanoes revealed from the peak delay analysis of S -wave seismograms of microearthquakes in northeastern Japan, *Geophysical Journal International*, 168(1), 90–99, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03197.x.
- Takemura, S., T. Furumura, and T. Maeda (2015), Scattering of high-frequency seismic waves caused by irregular surface topography and small-scale velocity inhomogeneity, *Geophysical Journal International*, 201(1), 459–474, doi:10.1093/gji/ggv038.
- Tripathi, J. N., H. Sato, and M. Yamamoto (2010), Envelope broadening characteristics of crustal earthquakes in northeastern Honshu, Japan, *Geophysical Journal International*, 182(2), 988–1000, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04657.x.

八戸市低地部 2 箇所の地震基盤までの地下構造推定*

弘前大学 片岡俊一

1. はじめに

1968 年十勝沖地震の際に、八戸港湾において観測された強震記録には周期約 3 秒の成分が卓越していた。その後、その成分の生成理由を探るために、屈折法探査¹⁾が行われ、その結果を踏まえて、微動を利用して S 波速度構造^{2,3)}が推定されている。さらに、単点微動を八戸測候所から北側の海岸線に沿って行い、それらをまとめて坂尻は中新世基底部までの S 波速度構造を推定している⁴⁾。彼らが求めた地下構造には八戸港湾観測点直下も含まれている点で大変有益であるが、内陸側の地下構造は調べられていない。

今回、八戸港湾観測点 (以下、HC_KWN または KWN 地点) から内陸に 6.5km 入った地点 (以下、HC_JGB または JGB 地点) で地震観測をする機会を得た。そこで、八戸港湾地点と合わせて Kawase et al. の考え⁵⁾を用いて、地震基盤以浅の構造を推定した。地下構造を推定した 2 地点と八戸測候所 (現在の観測点名は八戸市湊町観測点) の位置関係を図 1 に示す。

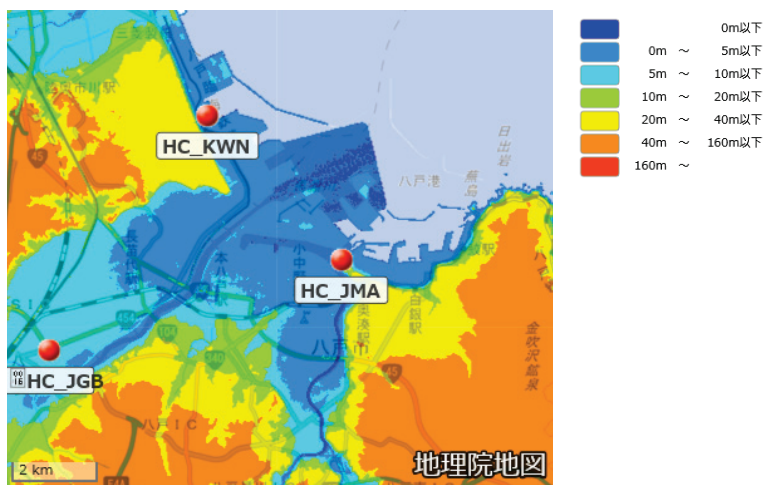


図 1 地下構造を推定した八戸港湾観測点 (HC_KWN) と HC_JGB 地点および気象庁が設置している八戸市湊町観測点 (HC_JMA)

2. 地下構造の推定方法

文献²⁾によると、地震動の S 波部分の水平動と上下動とのスペクトル比 $H(f)/V(f)$ は拡散波動場理論に基づいて、式 (1) のように地震基盤からその地点の地盤に鉛直入射する S 波と P 波の増幅特性 (それぞれ、 $TF_h(f)$ 、 $TF_v(f)$) に定数を乗じたものと等しくなる (以下、 $z(f)$)。

$$\frac{H(f)}{V(f)} = \sqrt{\frac{\alpha_B}{\beta_B} \frac{TF_h(f)}{TF_v(f)}} = z(f) \quad (1)$$

ここで、 α_B 、 β_B は地震基盤の P 波速度、S 波速度である。この考えを逆に使い地下構造を推定する。つまり、ある地下構造から $z(f)$ を算出し、それと観測地震動の水平動上下動スペクトル比 (以下、 $EHVR(f)$) とが一致すれば、その地下構造がその観測点直下の地下構造である。

このような逆解析手法では初期モデルがあると良い。その際には、水平方向の連続性が確保さ

* Estimating sub-soil structure at two stations in the lowland of Hachinohe, Aomori, Japan by Shunichi Kataoka

れていた方がよいと考え、日本全国の地震基盤までの地下構造を统一的にモデル化したもの⁹⁾を参照した。このモデルは地震ハザードステーション (J-SHIS) ⁷⁾で公開されているので、以下ではJ-SHISモデルと呼ぶ。しかしながら、J-SHISモデルの最表層のS波速度は実際の地盤と対応しない。今回対象とした2地点では表層付近の地震波速度分布が調査されているので、それをJ-SHISモデルの表層に組み込んだものを初期モデルとする。

3. 当該地点の地下速度構造

KWN地点の速度構造はホームページ⁸⁾で公開されている。一方、JGB地点では青森県の施設を建設するためにPS検層が行われている。2地点のS波、P波速度分布を図2の(a)に示す。

KWN地点では深さ18mまで調査されており、深さ13m以深のN値は50となっている。最浅部のS波速度は170m/sであり、最深部ではそれが340m/sとなる。文献4)では最表層のS波速度を0.39km/sとしているが、KWN地点の最深部の速度はそれに対応しているように思える。

JGB地点では深さ64mまで調査が行われている。表層のS波速度は200m/sを超えているが、深さ4mから38mまでは200m/sを下回る。深さ38mから60mまでは400m/s程度の値であり、最深部は750m/sとなっている。文献4)では第2層、第3層の0.45km/s、0.72km/sとしており、JGB地点の深さ40m以深はそれに対応しているように思える。

J-SHISモデルを図2の(b)に示す。J-SHISモデルの最表層のS波速度は650m/sであり、KWN地点の最深部のS波速度よりは早く、JGB地点の最深部の速度よりは遅い。2地点を比較すると、同一の物性値をもつ層はJGB地点の方が浅いので、海がある東に向かって深くなることになる。地震基盤の深度で言うと、JGB地点では約2400mであるが、KWN地点では約3100mである。

4. 地震動記録の収集と水平上下動比の算出

KWN地点における地震動記録はインターネット上で公開されている⁹⁾。そこで、2022年10月から2024年10月までの期間を対象に、深さ100km以浅、震央距離300km以下の地震記録を収集したところ13記録が該当した。この13地震の震央位置を図3(a)に示す。青森県東方沖で起きた地震の数が相対的に多いが、震源方位は北から南まで分布していることが分かる。

JGB地点では、2024年6月から2ヶ月間白山工業製のJU210を用いて、S造3階建て建物の1階において地震観測を行った。データは連続で取得し、

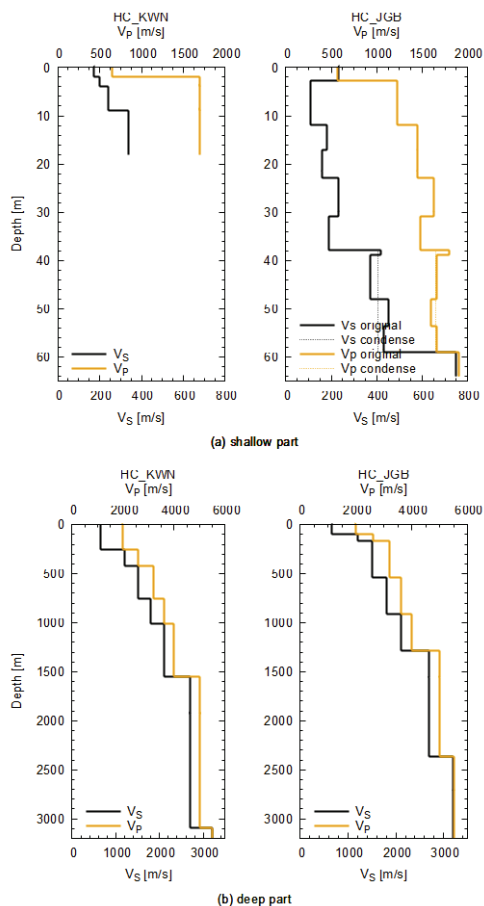


図2 地盤調査が発表されている表層の速度分布 (a)、J-SHISモデル (b)

GPS 信号を用いて時刻校正を行った。この期間中に青森県内のいずれかの震度観測点で震度 1 以上を観測した 24 個の地震を対象に、震源時刻から 10 分間のデータを連続記録から切り出した。このうち、目視で振幅が十分大きく、上述した深さ 100km 以浅、震央距離 300km の 12 記録を対象とすることとした。この 12 地震の震央位置を図 3(b)に示す。短い期間であったため、震源方位が等方的とはならないが、狭い範囲ではない。

地震動の水平動上下動スペクトル比 (EHVR) は S 波を対象とする必要がある。KWN 地点の地震動記録には時刻情報がないことから、目視で S 波初動を判定し、JGB 地点では理論走時を参考に判定した。スペクトル解析には、S 波初動の前 2 秒から 40.96 秒のデータを利用した。このタイムウィンドウの前後 2 秒はコサイン型のテーパーを施した。また、Hanning ウィンドを 3 回施すことでスペクトルの平滑化を行った。

得られたスペクトルから水平上下動比 (EHVR) を求め、それらを平均した。各々の EHVR と平均値とを図 4 に示す。図 4 の左側が KWN 地点、右側が JGB 地点で最上段が NS 成分を上下動で除したもので、中段が EW 成分を UD 成分で除したものであり、各記録から求めたスペクトル比を灰色で表し、平均値を赤、青の実線とし、変動係数を破線で示してある。KWN 地点では 0.3Hz 付近にピークがある。水平 2 成分でピーク形状がやや異なり、ピーク振動数もやや異なるが有意な違いであるか否かは分からない。変動係数は EHVR がピークとなる振動数よりも低い振動数帯域で大きくなるが、最低次のピーク振動数から 10Hz の間ではほぼ一定値である。JGB 地点のスペクトル比は約 1Hz 付近でピークとなり、その値は KWN 地点よりもかなり大きい。この地点でも水平 2 成分でピーク付近の形状が異なり、NS/UD ではピークが二つに割れているが、EW/UD では一つになっており、その為と考えられるが、EW/UD の方が比の値は大きい。また、この地点では屋内に地震計を設置しているために、高振動数成分においては構造物応答の影響が含まれていると思われるが、EHVR のピーク付近では構造物の影響はないと判断している。

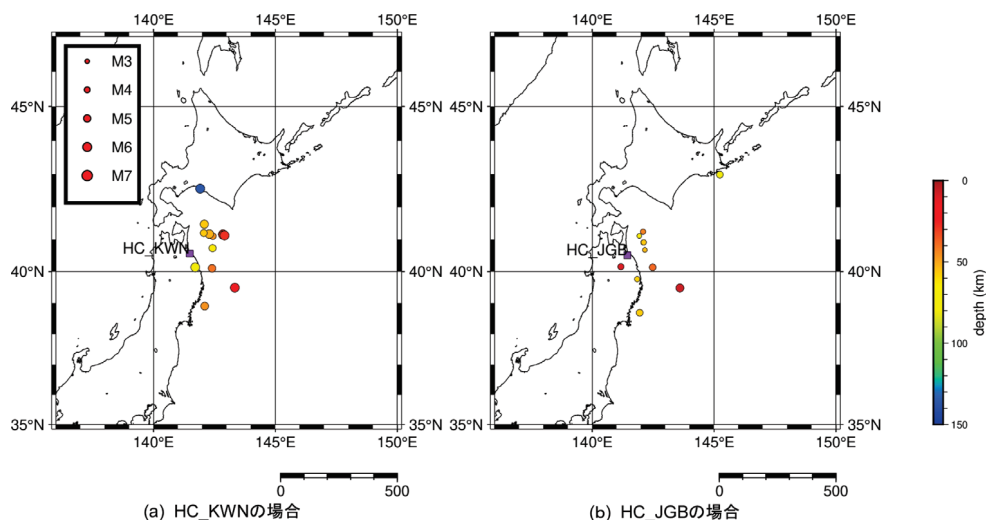


図 3 検討に用いた地震記録に対する震央位置

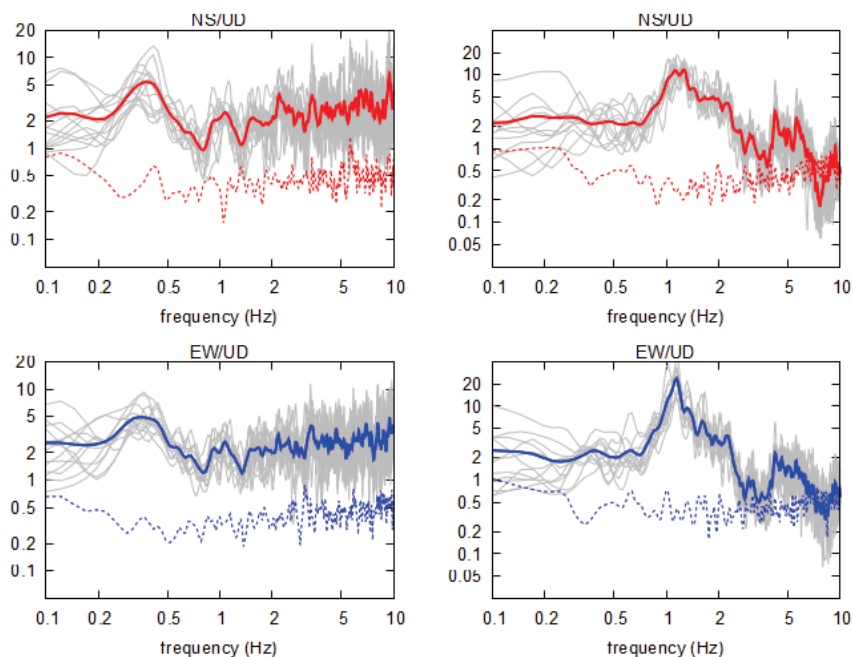


図4 地震動の水平動上下動比 (EHVR) とその平均値。左はKWN地点、右はJGB地点。各々上からNS/UD, EW/UDで灰色線は個々の地震のEHVRであり、実線は算術平均、破線は変動係数で成分によって色を変えている。

5. 地盤のモデル化と逆解析の方法

ここでは初期モデルの設定に当たって J-SHIS モデルを基本とし、最表層（以下、J1層）の上部に地盤調査結果を挿入する。しかしながら、J1層の物性値は地盤調査結果の最深部のそれとは異なっている。そこで、初期モデル設定に当たっては以下のように考えた。

KWN地点では、調査結果のS波速度は340m/sであり、J1層のS波速度650m/sに比べて遅い。そこで、最深部の構造がある程度続いてからJ1層になると仮定し、切り替わる深さを20m, 40m, 80m, 160mと変化させて $z(f)$ を算出したところ、160mがもっとも良かった。そこで、初期モデルとしては、J1層が深さ160mで表れるとした。初期モデルを表1に示す。

JGB地点では、最深部のS波速度は720m/sと報告されている。この値は、J-SHISモデルと対応しないので、720m/sの層をJ1層と考え、物性値はJ1層のものを用いることとした。また、それ以浅の深さ38mから59mでは3つの層に分けられており、S波速度が400m/s前後の値をとるが、初期モデルではこれらの層を一つの層と扱った。その際、速度は走時平均とし、密度は単純平均とした。初期モデルを表1に示す。

地下構造を求めるに当たっては、各層の層厚を総当たりに変化させ、観測値にもっとも近いものを選んだ。具体的には、第1層の層厚 th_1 を式(1)のように変化させ、式(2)に記す

$misfit$ が最小となる地下構造を最適な地下構造とした。ここで、 th_{i_0} は第1層の層厚の初期値であり、 r は変化の度合いを決める定数で、各層毎に指定する。式(1)中の i は、式にあるよ

うに、 $-n$ から n まで変化するので、結局、初期値の r^{-n} 倍から r^n 倍の間を $2n+1$ 個に分けた層厚モデルを作成して、理論値を計算することになる。表1に計算に用いた r と n を記す。

$$th_l = th_{l_0} r^i \quad (i = -n, -n+1, \dots, -1, 0, 1, \dots, n-1, n) \quad (1)$$

$$misfit = \sum_i \left\{ \frac{SPR(f_i) - z(f)}{z(f)} \right\}^2 \quad (2)$$

6. 逆解析の結果と考察

両地点ともに水平2成分でEHVRが異なることから、KWN地点ではEW/UDをターゲットとし、JGB地点ではNS/UDを対象とした。 $misfit$ 値を計算する区間は、KWN地点では0.2Hzから1.2Hz、JGB地点では0.3Hzから2.5Hzとした。最適モデルで計算した $z(f)$ を観測結果と合わせて図6に示す。図には参考のために、初期モデルから算出した $z(f)$ も描いてある。KWN地点では初期モデルよりも0.3Hz付近のピークが低振動数側に移行し、それ以外も合致度が高い。JGB地点では初期モデルでも最低次のピークは対応しているが、最適モデルの方が2Hz前後において観測値に近くなっている。

参考のために、全ての計算における $misfit$ を検討したところ、KWN地点ではよく収束していたが、JGB地点では同程度の値をもつ極小値が多数存在していた。今回は機械的に最小値となったものを最適モデルとしているが、さらなる検討が必要であることが分かった。

最適モデルの層厚は表1に記してある。KWN地点では地震基盤の深度は4.2km、JGB地点では3.0kmとなった。この深さは文献4)で示されている基盤深度よりも深い。

7. まとめ

八戸港湾とそれよりも南西方向に6.5kmほど内陸に入ったJGB地点で拡散波動場理論を利用して、J-SHISモデルを参照して地下構造を推定した。八戸港湾地点は観測された地震動から求めた水平動上下動スペクトル比とよく合致する地下構造となり、地震基盤の深さは4.2kmとなった。JGB地点では水平動上下動スペクトル比との対応は悪くないが、それを説明する地下構造が多数あることが分かった。

謝辞

青森県にはJGB地点において臨時地震観測を許可していただいたばかりか、地盤調査結果も公開していただいた。八戸港湾の記録と地盤構造は、港湾地域強震観測から入手した。この報告は、弘前大学理工学部地球環境防災学科令和6年度卒業研究として金子大起君が行ったものを再整理したものである。記して謝意を示す。

参考文献

- 1) 岡田広：弾性波による八戸の基盤探査，北大地物研究報告，26，147-166．1971．
- 2) 成瀬聖慈・他：やや長周期の微動観測と地震工学への適用（2）－微動の卓越周期と地下構造の関卓－．地震第2輯，29，25-32．1976．

表 1 地盤モデルと逆解析のパラメータ

KWN								JGB							
No.	Vp	Vs	密度	初期層厚	r	n	最適層厚	No.	Vp	Vs	密度	初期層厚	r	n	最適層厚
1	650	170	1.46	2.0	1.0	0	2.0	1	570	230	1.46	2.8	1.0	0	2.8
2	1700	200	1.42	2.0	1.0	0	2.0	2	1220	110	1.42	9.1	1.0	0	9.1
3	1700	240	1.66	5.0	1.0	0	5.0	3	1450	180	1.66	5.2	1.0	0	5.2
4	1700	340	1.63	151.0	1.0	0	181.2	4	1450	160	1.63	5.8	1.0	0	5.8
5	2000	650	1.95	71.0	1.2	3	122.7	5	1630	230	1.69	8.0	1.0	0	8.0
6	2600	1200	2.15	164.3	1.2	3	95.1	6	1480	190	1.50	6.9	1.0	0	6.9
7	3200	1500	2.25	336.3	1.2	3	581.1	7	1650	406	1.73	21.2	1.0	0	21.2
8	3600	1800	2.35	248.0	1.2	3	428.5	8	2000	650	1.95	41.6	1.2	3	59.9
9	4000	2100	2.40	546.5	1.2	3	944.4	9	2600	1200	2.15	67.3	1.2	3	67.3
10	5000	2700	2.50	1544.8	1.2	3	1853.3	10	3200	1500	2.25	371.7	1.2	3	535.2
11	5500	3200	2.65	inf.			inf.	11	3600	1800	2.35	376.1	1.2	3	217.7
	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m)			(m)	12	4000	2100	2.40	373.2	1.2	3	216
								13	5000	2700	2.50	1078.8	1.2	3	1864.2
									5500	3200	2.65	inf.			inf.
									(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m)			(m)

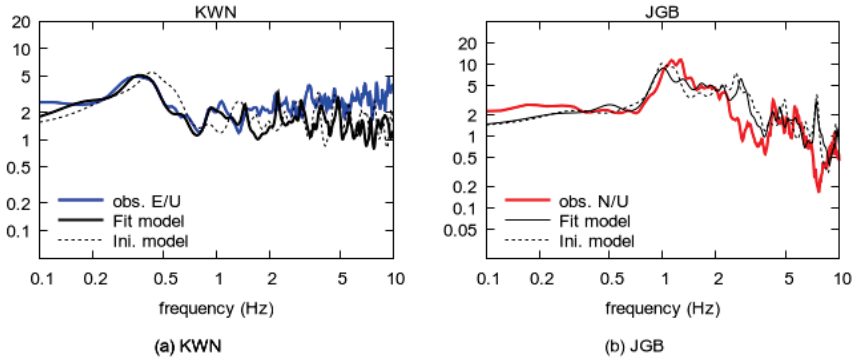


図 5 観測 EHVR と最適モデルから算出した $z(f)$ 、参考のために初期モデルから算出した $z(f)$ も描いてある。

- 3) 工藤一嘉・他：やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (4) - Array 観測による微動伝播性の検討 -。地震第 2 輯, 29, 323-337, 1976.
- 4) 坂尻直巳：やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (7) - 八戸測線 (52km) 上の卓越周期と地下構造 -。地震第 2 輯, 36, 466-469, 1983
- 5) Kawase, H., F.J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima: The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse Field Theory for Plane Waves, Bull. Seismo.Soc.Am.,101,2001-2014, 2011.
- 6) 防災科学技術研究所：強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, No.337, 2009.
- 7) 地震ハザードステーション. <https://www.j-shis.bosai.go.jp/> (2026 年 1 月 10 日確認)。
- 8) 港湾地域強震観測地点情報, <https://www.eq.pari.go.jp/kyosin/data/pnt/hachinohe-o.htm> (2026 年 1 月 10 日確認)
- 9) 港湾地域強震観測, <https://www.eq.pari.go.jp/kyosin/> (2026 年 1 月 10 日確認)

機械学習による即時地震動スペクトル予測：残差分析*

東北大学災害科学国際研究所 大野 晋

1. はじめに

著者らは、地震時の構造物応答の即時予測を目指して、機械学習を用いて、震源に近い前線観測点のスペクトルから目標観測点のスペクトルを逐次的に更新推定することで、地震動スペクトルの即時予測を行う手法を提案している¹⁾²⁾³⁾。ここでは Nested Cross Validation (Nested-CV)⁴⁾ による残差分析の結果を報告する。

2. データ

前線観測点として防災科研 K-NET⁵⁾の MYG011(牡鹿)、目標観測点として同じく K-NET の MYG013(仙台)を用い、2004/1/30 から 2025/3/31 までのマグニチュード 5.0 以上の 189 地震を対象とした。図 1 に観測点位置と震源位置及び F-net によるメカニズム解を示した。

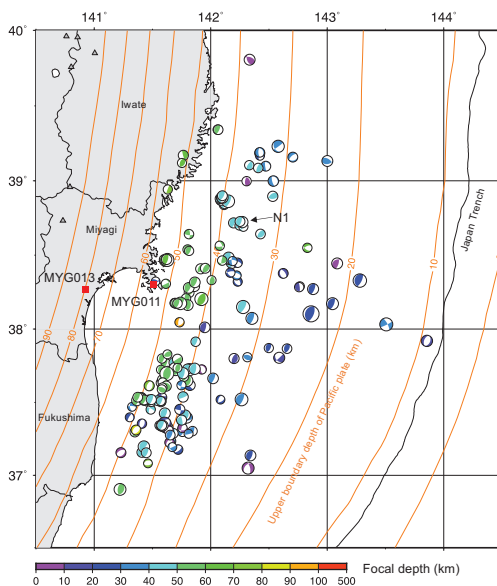


図 1 観測点・震源位置及びメカニズム解（プレート境界深さは文献 6,7）

3. 解析手法

機械学習モデル¹⁾を図 2 に示す。連続観測記録がリアルタイムで得られることを前提として、震源に近い前線観測点（複数可）と予測対象とする目標観測点を設定し、前線観測点は P 波到達以降、目標観測点は S 波到達以降について、時間窓を延長更新して、前線-目標観測点間の各

*Realtime Prediction of Strong-motion Spectra using Machine Learning: Residual Analysis by Susumu Ohno

時間窓のスペクトル (0.2-20Hz 間で対数等間隔でサンプリングした周波数におけるフーリエ振幅の常用対数値) の関係を CNN (特徴量抽出) と LSTM (時間変化学習) モデルを用いて学習させている。なお、文献 3) では震源位置情報を入力別のチャンネルに追加していたが、ここでは文献 1) の前線観測点のスペクトルのみを入力とした場合についてのみ検討している。

なお、図 2 に示したハイパーパラメータ (CNN の層数(1), カーネルサイズ(3*12), フィルタ数(1), LSTM のセル数(400), 層数(1)) は目標観測点の PGA で 5 つに層別分割(Stratified K-fold split) した Inner-Cross Validation (Inner-CV) により決定している。

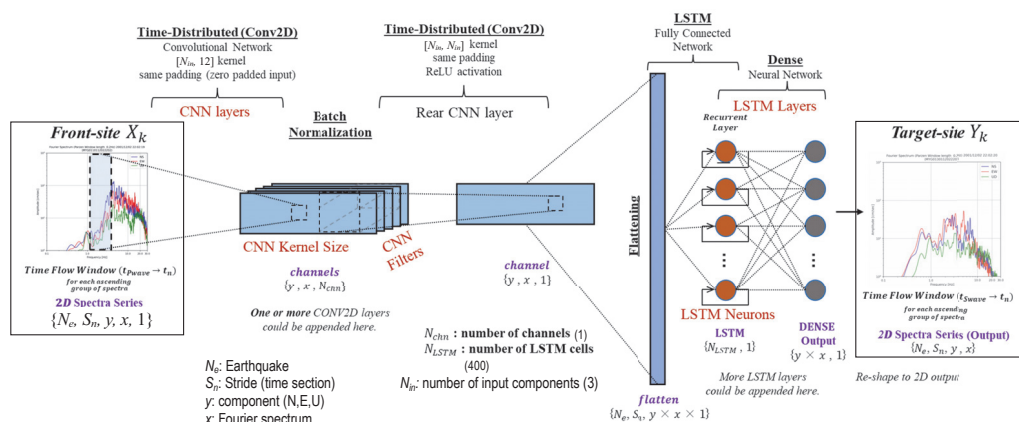


図 2 CNN-LSTM モデル (文献 1)を修正)

4. 解析結果

前述の通り、5 分割したデータについて Inner CV でハイパーパラメータを決定したのち、Outer-Cross Validation (Outer-CV) で各地震に対する予測値を求めた。図 3 に評価結果の例を示す。(a)が評価誤差、(b)がフーリエスペクトルを示している。(c)(d)は前線観測点と目標観測点の波形で、時刻を揃えて示している。

地震ごとの残差平均(各周波数の予測値-観測値の平均)の分布を図 4, 図 5 に示す。Nested-CV により、分割ごとにニューラルネットの重み自体は異なるものの、各地震を、学習に用いた Training-Validation Dataset から独立したテストデータとして扱うことが可能となる。図 4 では残差平均を震央位置に示しているが、海岸に近い西側で負の値を取っており、過小評価が多いことがわかる。図 5 では残差平均の M_w 依存性および目標観測点の水平 PGA 依存性を示しているが、 M_w に対しては依存性は少ないものの、PGA に対してはその値が大きいほど過小評価になる傾向が読み取れる。原因としては、振幅依存性の学習が不十分なことが考えられる。

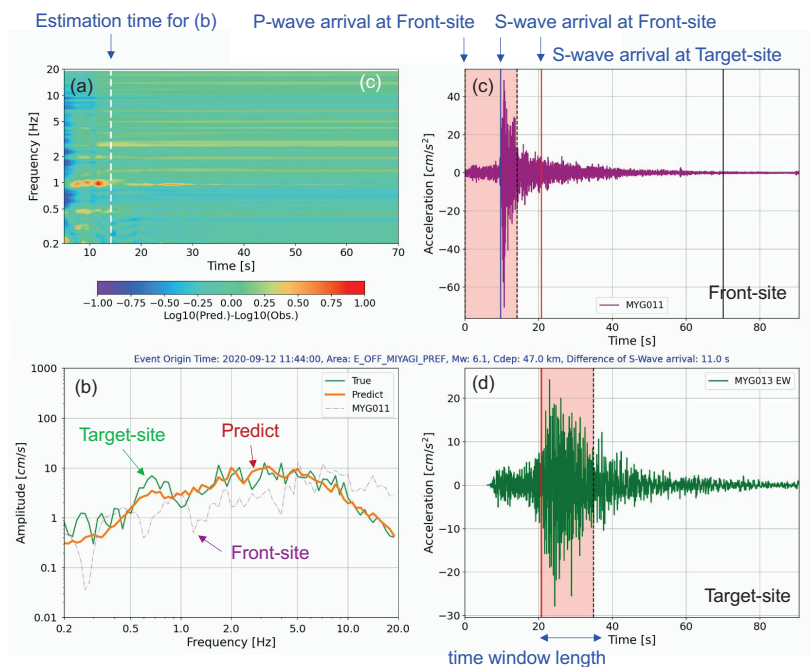


図3 評価結果例 (図1中のN1地震)

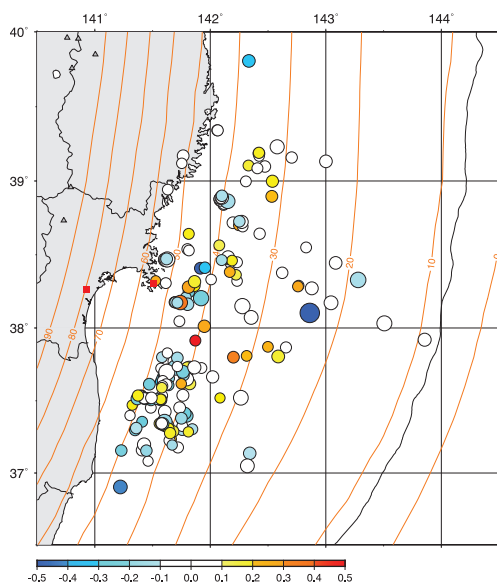


図4 各地震の残差平均の分布

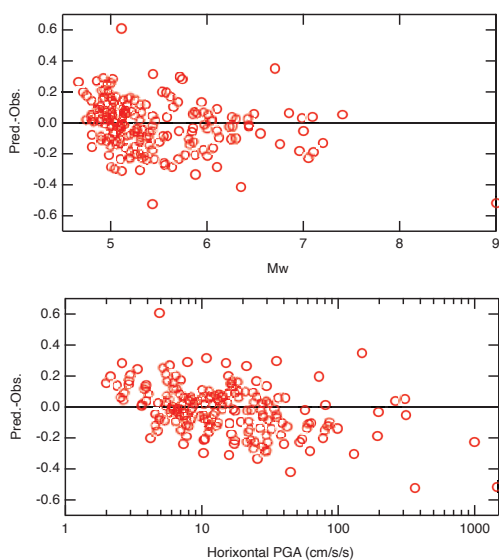


図5 各地震の残差平均の Mw, 目標観測点 PGA との関係

5. まとめ

機械学習を用いて、震源に近い前線観測点のスペクトルから目標観測点のスペクトルを逐次的に更新推定することで、スペクトルの即時予測を行う手法に対し、Nested Cross Validation を適用することで、データに用いた全地震に対する予測誤差を評価した。その結果、振幅依存性の学習が不十分な可能性を指摘した。

地震記録のように少ないデータに機械学習を適用する場合、精度向上のための要因分析が難しいことがあるが、Nested-CV は有効な手段と思われる。今後は、文献 3)の震源情報や海域観測網の利用等により、精度向上に取り組む予定である。

謝辞

防災科研 K-NET のデータ³⁾を利用させていただきました。本研究では British University of Egypt の Torky 博士（元東北大学大学院生）のプログラムを修正して用いています。対象地震の選定には東北大学工学部 4 年茶之原琉斗氏に協力いただきました。深層学習には Tensorflow⁸⁾, Keras⁹⁾, scikit-learn¹⁰⁾, Keras-tuner-cv¹¹⁾を用いました。本研究は JSPS 科研費 JP23K04102 の助成を受けたものです。

参考文献

- 1) A. Torky & S. Ohno (2024) A FREQUENCY-BASED SITE FORECASTING METHOD USING DEEP LEARNING, Proc. 18WCEE.
- 2) S. Ohno & A. Torky (2024) SOURCE DEPENDENCY OF SPECTRAL TRANSFER CHARACTERISTICS FOR REALTIME SPECTRAL FORECASTING, Proc. 18WCEE.
- 3) 大野晋 (2025) 機械学習による東北地方の地震の即時スペクトル予測, 東北地域災害科学研究, 61, pp.17-21
- 4) Varma, S., Simon, R. (2006) Bias in error estimation when using cross-validation for model selection. BMC Bioinformatics 7, 91. <https://doi.org/10.1186/1471-2105-7-91>
- 5) National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (2019) NIED K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, doi:10.17598/NIED.0004
- 6) Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima, and T. Matsuzawa (2010), Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, Earth Planet. Science Lett., 290, 415-426.
- 7) Nakajima, J., and A. Hasegawa (2006), Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, Geophys. Res. Lett., 33, L16309, doi: 10.1029/2006GL026773.
- 8) TensorFlow: doi: 10.5281/zenodo.4724125
- 9) Keras: <https://keras.io>
- 10) scikit-learn: <https://scikit-learn.org/stable/>
- 11) keras-tuner-cv: <https://github.com/VZoche-Golob/keras-tuner-cv/tree/kerastuner146>

GNSS 観測データに基づく箱根火山周辺における 非定常地殻変動のパターン分類*

田代惣一郎・道家涼介（弘前大学）・栗原亮（神奈川県温泉地学研究所）

1. はじめに

箱根火山はフィリピン海プレートの北端部に位置する活火山であり、しばしば群発地震が発生し、それに伴う非定常地殻変動が GNSS 観測によって捉えられている。従来の研究では、これらの非定常変動は、山体全体の変動成分は深部点圧力源で、局所的な成分は浅部開口割れ目を用いて説明されている¹⁾。しかし、同一イベントでも推定されたパラメータにはばらつきがあり²⁾³⁾⁴⁾、モデルの不確実性まで含めて評価した研究は限られている（表 1）。さらに、近年の観測能力向上により、火山活動以外の要因が箱根周辺の地殻変動に寄与し得ることが示唆されている。例えば 2023 年イベントでは、火山中心部の変動に先行して足柄平野が東向きに変位したことが確認されており、この変動は平野地下の水平に近い逆断層のゆっくりとしたすべりである可能性が指摘されている⁵⁾。

本研究の目的は、近年得られた新たな知見に基づき過去の GNSS 観測データを見直し、箱根火山活動由来の変動とそれ以外に由来する変動を分類し、箱根火山周辺の非定常地殻変動メカニズムの理解に資することである。具体的には、箱根を東西に横断する 3 基線長時系列変化から非定常変動を抽出し、基線長変化の組合せに基づく変動パターン分類を実施した。さらに、得られた分類の妥当性を補強するため、変動パターンの代表例として 2015 年および 2019 年イベントを対象に、マルコフ連鎖モンテカルロ（MCMC）法により不確実性を考慮した変動源モデル推定を暫定的に実施した。

2. データ

2.1 基線長時系列（変動パターン分類）

パターン分類には国土地理院 GEONET の F5 解を用い、箱根火山を東西に横断する 3 観測点（950230：小田原，93068：箱根，960621：裾野²⁾）間の基線長を算出した。小田原-裾野 2 基線は山体全体の変動を、箱根-裾野 2 および箱根-小田原基線は中央火口丘周辺の局所的変動を捉える目的で設定した。

2.2 2015 年・2019 年イベント変動源モデル推定

2015 年および 2019 年イベントのモデル推定には、神奈川県温泉地学研究所（温地研）の定常解析によるデータセット⁶⁾を用いた。データは GEONET 観測点に加えて、気象庁および温地研の観測点を含む。解析には箱根周辺の観測点のみを用いた。モデル推定に用いた非定常変動期間は、温地研データセットにおける GEONET 小田原-裾野 2 基線に対して後述する 3 区間折

* Pattern classification of transient crustal deformation around Hakone volcano based on GNSS observational data by Soichiro Tashiro, Ryosuke Doke, Ryo Kurihara

れ線モデル当てはめにより決定し、2015 年は 2015/4/5–2015/7/29、2019 年は 2019/2/24–2019/8/4 とした。

3. 手法

3.1 基線長時系列（変動パターン分類）

各観測日ごとに二点間の距離を求め、その距離を基線長として扱った。本研究では、基線長そのものではなく、初めて観測された日の基線長から各観測日における基線長を引いた値を時系列データとして用いた。

3.2 3 区間折れ線モデルによる非定常変動期間の推定

非定常変動の開始・終了日を客観的に決定するため、小田原–裾野 2 基線長時系列に対し「定常変動期間（変位速度 0）→非定常変動期間（速度≠0）→定常変動期間（速度 0）」の 3 区間折れ線モデルを当てはめた。時刻 t に対するモデルは、開始日 t_1 と終了時刻 t_2 を用いて次式で与えられる。

$$y(t) = \begin{cases} c_1 + \varepsilon, & t \leq t_1 \\ c_1 + v(t - t_1) + \varepsilon, & t_1 < t \leq t_2 \\ c_1 + v(t_2 - t_1) + \varepsilon, & t > t_2 \end{cases}$$

ここで、 c_1 は変動前の基線長、 v は非定常期間中の変位速度、 ε は誤差である。 t_1 、 t_2 の候補を総当たりで計算し、全候補の (c_1, v) を最小二乗法で求めて残差平方和を計算し、それが最小となる t_1 、 t_2 を非定常変動期間として採用した。

3.3 2015 年・2019 年イベント変動源モデル推定

変動源モデル推定には、Python ベースのオープンソース解析フレームワーク VMOD⁷⁾を用いた。単一の深部点圧力源（茂木モデル）のみを仮定し、観測された変位速度ベクトルに対して MCMC 法で逆解析を行った。MCMC 法の設定は、ウォーカー数 10、総ステップ数 110 万、バーンイン 10 万とし、得られた事後総サンプル数は 100 万である。推定したモデルパラメータは位置 (X_0, Y_0) 、深さ D 、体積変化量 ΔV である。

4. 結果

3 基線長時系列を図 1 に示す。基線は群発地震活動に伴って伸長する傾向が認められる。箱根–裾野 2 基線も群発地震活動に伴って伸長し、2001 年および 2015 年イベントで伸長量が顕著に大きく、小田原–裾野 2 基線の伸長量を超える。箱根–小田原基線は 2001 年および 2015 年イベントで短縮し、2006 年イベントでは伸長した。また、イベントごとに変位速度が異なり、2006 年・2008–2009 年・2017 年・2021 年・2023 年イベントは相対的に遅い傾向が示唆される。これらの特徴に基づき、以下の 3 つの変動パターンに分類した。

- ① 小田原–裾野 2（図 1 における赤の基線）と箱根–裾野 2（緑）が伸張し、箱根–小田原（青）が短縮するパターン（図 1 における青帯；2001 年、2015 年）
- ② 3 つすべての基線が伸張するパターン（緑帯；2006 年）
- ③ 小田原–裾野 2 と箱根–裾野 2 が伸張するパターン（赤帯；2008–2009 年、2013 年、2017 年、2019 年、2021 年、2023 年）

推定したそれぞれの非正常変動イベントの発生期間と変位速度は表 2 に示す。またモデル推定結果は表 3 および図 2・図 3 に示す。

表 1 主なイベントの変動源モデル

イベント年	文献	点圧力源		開口割れ目	
		深さ[km]	体積変化量[$\times 10^6 \text{ m}^3$]	深さ[km]	開口量[m]
2001	原田ほか, 2024 ²⁾	5.2	8.2	-	-
2015	Kobayashi et al. 2018 ³⁾	4.8(± 1.1)	3.5(± 1.0)	0.6(± 1.1)	0.10(± 0.10)
	原田ほか, 2024 ²⁾	5.4	5.5	-	-
2019	道家ほか, 2019 ⁴⁾	-9.596	2.4	-1.866	0.054
	原田ほか, 2024 ²⁾	10.2	8.5	-	-

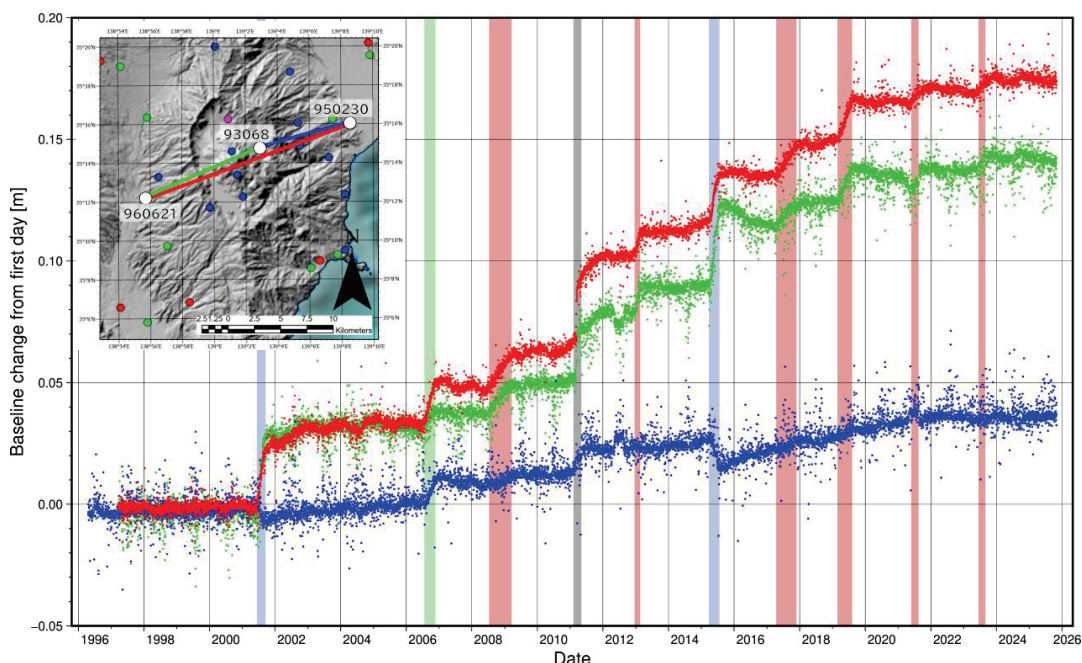


図 1 GEONET 箱根 (93068)・小田原 (950230)・裾野 2 (960621) 3 基線長の時系列変化
灰色帯は 2011 年東北地方太平洋沖地震による変位

表 2 3 区間折れ線モデルによって推定した非正常変動期間と変位速度

開始	終了	変位速度 [mm/年]	変動 パターン	開始	終了	変位速度 [mm/年]	変動 パターン
2001/06/12	2001/09/17	96.1	①	2015/03/27	2015/07/22	63.3	①
2006/07/22	2006/11/22	51.5	②	2017/04/15	2017/11/26	20.7	③
2008/07/12	2009/03/09	20.4	③	2019/02/26	2019/08/08	36.8	③
2011/02/07	2011/05/05	140		2021/05/28	2021/08/17	24.5	③
2012/12/19	2013/02/13	59.3	③	2023/06/16	2023/08/30	23.9	③

表 3 2015 年・2019 年イベントのモデル推定結果の正規化誤差 (NRMSE)

イベント	NRMSE			
	東西	南北	上下	3 成分合計
2015	0.71	0.69	1.10	0.92
2019	0.81	0.73	1.07	0.99

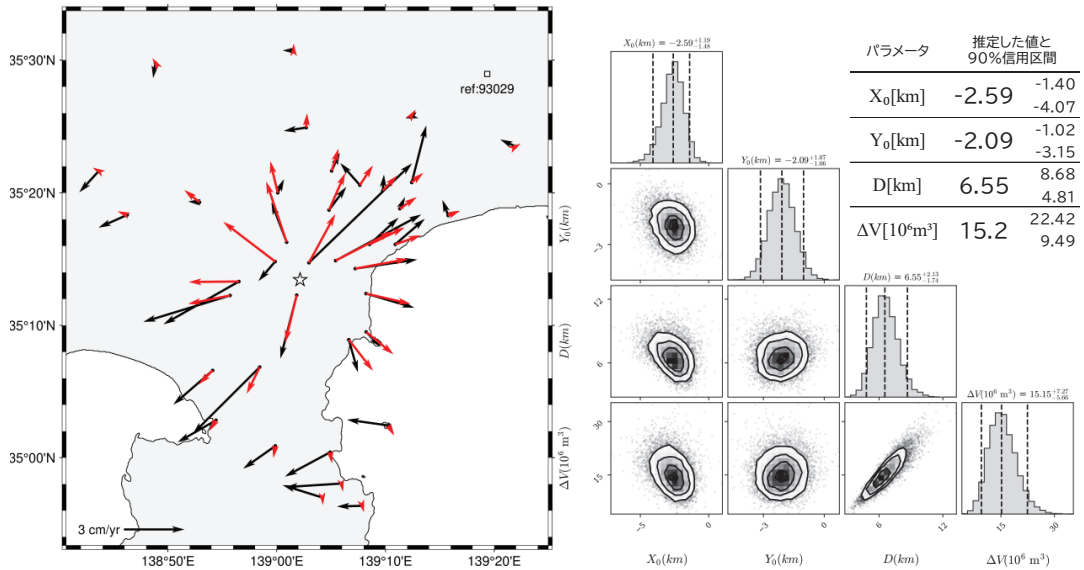


図2 2015年イベントのモデル推定結果

(左) 変位速度ベクトルおよびモデル計算結果 黒矢印は観測された変位速度ベクトル 赤矢印はモデルから計算した変位速度ベクトル 星は推定した点圧力源の位置
 (右) モデルパラメータの事後確率分布 ヒストグラムの点線は中央値と90%信用区間
 (右上表) 推定されたモデルパラメータの中央値と90%信用区間

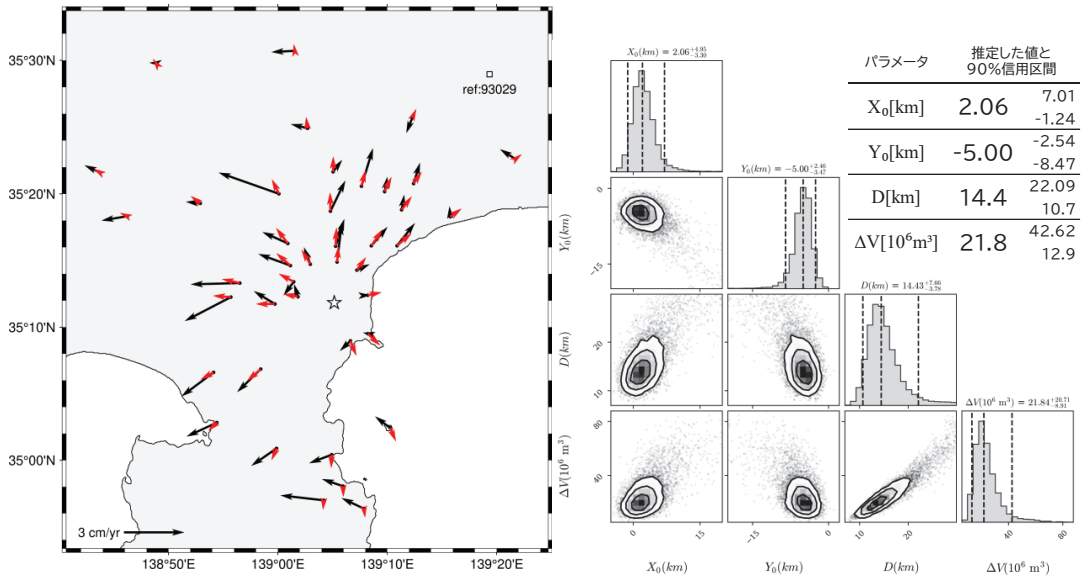


図3 2019年イベントのモデル推定結果

図の見方は図2と同様である

5. 議論

5.1 変動パターン分類

パターン①に関しては、顕著な群発地震活動など他の様々な観測項目でも非定常的な現象がみられた時期と一致しているため、火山活動に関連した変動である。小田原 - 裾野 2 基線が大きく伸張していることから、広域にはマグマ/流体だまりによる膨張する変動が見えていると考えられる。また小田原 - 箱根基線が短縮し、箱根 - 裾野 2 基線の伸長が小田原 - 裾野 2 より大きいことは、箱根観測点周辺の局所的な変動源によるものと考えられるため、パターン①は従来の研究通り、箱根火山活動による点圧力源と浅部開口割れ目により説明できると考えられる。パターン②に関しては、すべての基線長が伸張していることから、比較的広範に影響を与える箱根火山深部のマグマ/流体だまりの膨張を反映していると考え、これは点圧力源で説明できる可能性がある。

一方、パターン③は、小田原 - 裾野 2 と箱根 - 裾野 2 の伸張は山体全体が膨張していることを示唆するが、箱根 - 小田原に変化が見られないため、箱根火山東部が一体となって東に変位したものと考えた。このパターン③は、従来のモデルにおける点圧力源のような、箱根火山全体に変化をもたらす変動源によるものではなく、火山活動以外の変動源、例えば断層すべりのような、別の変動源が含まれるイベントである可能性がある。

5.2 2015 年・2019 年イベント変動源モデル推定とその残差

2015 年イベントの推定結果を図 2 に示す。点圧力源の位置は中央火口丘の海拔下 6.55 km 付近に推定された。2019 年イベントの推定結果は図 3 に示す。点圧力源の位置は中央火口丘のやや南東、海拔下 14.4 km に推定された。

推定された両イベントの点圧力源深さの事後確率分布が重ならないことが示された (図 4)。これは、2015 年と 2019 年で最も尤もらしい変動源深さが異なることを示唆し、基線長時系列変化に基づく変動パターン分類において両イベントを別パターンに分類したことと整合的であり、2019 年イベントを含むパターン③の変動については、断層すべり等の広域の変動源を候補に加え、モデル比較により妥当性を評価する必要がある。

一方で、本研究の推定深さは先行研究より相対的に深い傾向を示し、とくに浅部開口割れ目を同時に仮定した研究と比較した場合に差が大きい。本研究では暫定的に深部点圧力源のみでモデル化しているため、中央火口丘付近の局所の変位を十分に表現できず、その寄与が点圧力源のパラメータに吸収されることで、見かけ上、点圧力源が深めに推定され得る。残差の規格化指標 (NRMSE) でも、水平成分は両イベントで 1 未満に収まる一方、上下成分は両イベントで 1 を上回り (表 3)、点圧力源のみでは再現できない成分が残存していることを示す。これらは、両イベントにおいて浅部開口割れ目を含むモデル化が必要である可能性と整合的であり、特に 2015 年は噴火を伴う活動であったことから、浅部の熱水活動に起因する局所の変位の寄与が増大した可能性が考えられ、浅部開口割れ目を含むモデル化の必要性は両イベントで想定されるとともに、2015 年でより高い可能性がある。よって本研究のモデル推定は変動パターン分類を補強する位置づけにとどめ、深さの絶対的解釈には留意が必要である。

今後は、浅部開口割れ目を含むモデルとも比較して先行研究との深さの差の要因を検討し、パターン③では断層すべり等の広域源モデルも候補に加え、その妥当性を評価する必要がある。

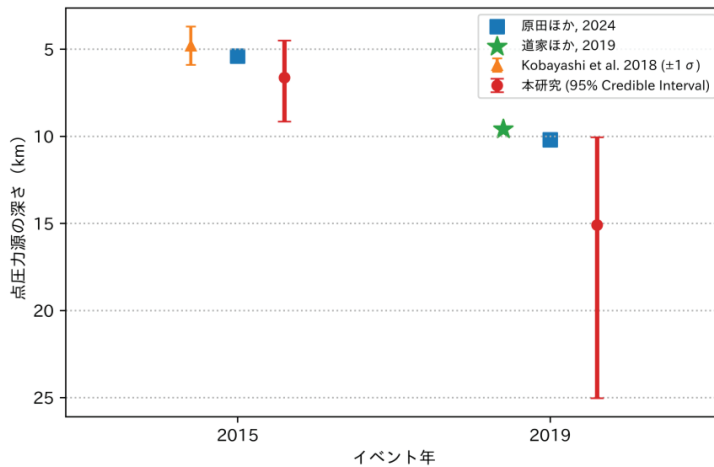


図 4 先行研究と本研究で推定された 15 年・19 年イベントの点圧力源の深さ

6. 結論

本研究は、箱根を東西に横断する GNSS 基線長時系列変化から、箱根火山周辺の地殻変動には、少なくとも 3 つのパターンが存在することを明らかにした。うち 1 つは、変位のパターンから深部の点圧力源と異なる断層すべり等の広域的な変動源が必要である可能性が示唆される。また MCMC 法による 15 年・19 年モデル推定結果は、推定深さの事後確率分布が重ならず、不確実性を考慮しても両イベントで代表的な変動源が異なる可能性が示唆された。

7. 引用文献

- 1) 国土地理院 (2002) : 箱根山とその周辺地域の地殻変動, 火山噴火予知連絡会会報, 第 80 号, p34-p40.
- 2) 原田昌武, 吉田明夫 (2024) : 箱根火山活動における膨張源の深さ —火山活動監視の視点から—, 地学雑誌, 第 133 巻, 第 2 号, p.91-100.
- 3) Tomokazu Kobayashi, Yu Morishita, Hiroshi Munekane (2018) : First detection of precursory ground inflation of a small phreatic eruption by InSAR, *Earth and Planetary Science Letters*, 491, p244-p254.
- 4) 道家涼介, 原田昌武, 板寺一洋, 加藤照之 (2019) : GNSS 観測による箱根火山 2019 年群発地震活動に伴う地殻変動, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 51 巻, p1-p9.
- 5) 道家涼介, 本多亮, 萬年一剛 (2024) : 稠密 GNSS 観測より推定される箱根火山周辺の非定常地殻変動と新たな活動像, 日本地球惑星科学連合 2024 年大会, MTT37-04.
- 6) 道家涼介, 原田昌武, 板寺一洋, 加藤照之, 中村康弘 (2020) : 温泉地学研究所における新たな GNSS 解析戦略について, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 52 巻, p.63-68.
- 7) Mario Angarita, Ronni Grapenthin, Scott Henderson, Michael Christoffersen, Kyle Anderson (2024) : Versatile modeling of deformation (VMOD) inversion framework: Application to 20 years of observations at Westdahl Volcano and Fisher Caldera, Alaska, US, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25(4), e2023GC011341.

干渉 SAR 解析による津軽平野の地盤沈下*

弘前大学 小岩圭吾・道家涼介

1. はじめに

津軽平野は青森県西部に位置し、東を津軽山地、西を岩木山に囲まれている。平野の中央部には岩木川が流れ、北流して十三湖へと注ぐ。津軽平野中部では、新第三系から第四系にかけての未固結な堆積物の厚さが数百 m に及んでいる¹⁾。また、同平野における国土地理院による昭和 43 年以降の一等水準測量において、弘前市から五所川原市に至るまで様々な場所で地盤沈下が認められている²⁾。地盤沈下は、建物の損壊を引き起こすとともに、洪水リスクを増大させる災害要因であり、十分にモニタリングされる必要がある。近年の人工衛星による観測では、国土地理院が全国を対象に実施している ALOS-

2/PALSAR-2 データの南行軌道における干渉 SAR 時系列解析の結果において、鶴田町と藤崎町で、衛星から遠ざかる顕著な変位 (約 3cm/yr) が観測されている³⁾。しかし、上記の観測結果より前の期間においては、ALOS/PALSAR データの南行軌道での 2006 年 4 月 27 日と 2007 年 4 月 30 日の干渉ペアでは、鶴田町での変位は殆ど見られず⁴⁾、観測時期による沈下傾向に差異が見られる。これらの観測結果から、津軽平野の地盤沈下は、時間的および空間的に変動的であることが示唆される。したがって、地盤沈下の実態を把握するためには、近年取得された衛星データを用いたより詳細な解析が不可欠である。本研究では、直近の衛星データを解析することで近年の地盤沈下の挙動を詳細に把握し、沈下傾向の差異をもたらす要因を検討することで、沈下のメカニズムを解明することを目指す。

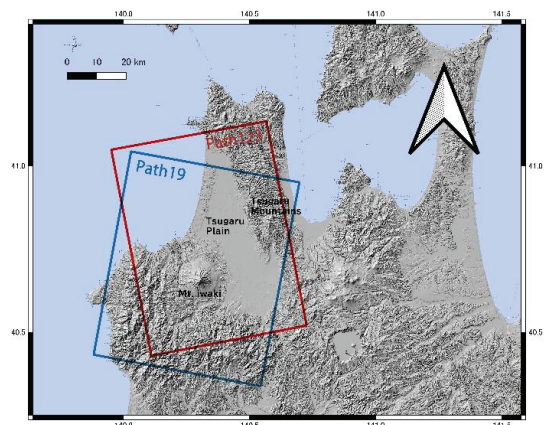


図 1 津軽平野の位置および解析に使用したデータ。図中の赤枠 (Path123) および青枠 (Path19) は解析に使用した ALOS-2/PALSAR-2 データの範囲を示す。地理院地図のタイルデータ (陰影起伏図) を基図に使用。

2. 使用データと解析方法

2.1. 干渉 SAR 解析

本研究では、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が開発した L-band マイクロ波の合成開口レーダである PALSAR-2 によって撮像された津軽平野周辺のデータである Descending 右観測の Path19 (SM1) と Ascending 右観測の Path123 (フルポラリメトリ) のデータを使用した (図 1)。この 2

* Insar analysis of subsidence in the Tsugaru Plain by Keigo Koiwa and Ryosuke Doke

条件の観測データについて、2015年-2018年、2018年-2021年、2021年-2023年の各期間で干渉ペアを作成し、RINC⁵⁾を用いて干渉処理を行い、その結果に対して2.5次元解析を適用した。また、地殻変動の時系列変化を捉えるために、Descendingのデータを用いてSBAS法による時系列解析を行った。解析にはLiCSBAS⁶⁾を使用し、PALSAR-2の観測が開始された2014年から2025年前半までの期間において、観測期間が2年以内となるペアを選定した。なお、広域的かつ長期的なトレンドを抽出するために、空間フィルター(2km)と時間フィルター(365日)を適用している。

2.2. 圧力源パラメータの逆解析

時系列解析の結果に基づき、MCMCを用いたベイズ推定に基づくモデリングを実施するプログラムであるVMOD⁷⁾を使用し、圧力源推定を行った。干渉SAR画像は膨大なデータ点を持つため、全画素を用いた逆解析は計算コストの観点から困難である。そのため、quadtreeアルゴリズムを用いてデータ数を削減した⁸⁾後、解析を行った。モデルには回転楕円体圧力源を仮定するYangモデル⁹⁾を採用した。本解析におけるYangモデルの逆解析では、圧力源の中心座標(x,y)、深さ、回転楕円体の長軸半径、短軸半径、走向(北から時計回り)、傾斜(水平面から時計回り)、圧力変化、およびオフセットの計9項目を推定パラメータとした。

3. 解析結果

3.1. 干渉SAR解析結果

図2に2.5次元解析における準上下成分を、図3に準東西成分を示す。解析期間は2015年-2018年(図2a)、2018年-2021年(図2b)、2021年-2023年(図2c)である。なお、AscendingとDescending軌道の双方が揃う期間の制約から、図2cのみ解析期間が約2年になっていることを留意されたい。準上下成分(図2)では、2地点における顕著な沈下に加え、さらに南部でも1箇所、小規模な沈下が確認された。顕著な沈下がみられた2地点では、2015年-2018年および2018年-2021年の両期間において、約9cmの変位が認められた。一方で、北部の沈下域についてのみ、2021年-2023年の変位量は約4cmとなり、年あたりの沈下速度が減少していることが確認された。図3の準東西成分を確認すると、これら3地点において変位の向きが沈下の中心域を境に反転しており、いずれも沈下の中心域に向かって収束する傾向が確認された。これらの2.5次元解析による結果は、地下の圧力源の収縮によって生じる地殻変動パターンを示し、本地域における沈下も圧力源の収縮で説明できることが示唆される。

干渉SAR時系列解析の結果(図3)、2.5次元解析と同様に、B地点およびC地点における顕著な変位に加え、C地点南部のD地点でも有意な変位が検出された。D地点では、期間を通じて衛星から遠ざかる線形な変位が見られ、C地点においても同様の傾向が確認された。一方で、B地点では2021年頃から変位速度の鈍化傾向が認められる。対照的に、A地点では2020年頃から変位速度が増大傾向であることが明らかになった。このようなB地点の鈍化とA地点の加速という対照的な変化は、沈下の中心域あるいは変動源が、時間の経過とともに局所的に移動している可

能性を示唆している。前述の通り、これら A・B 地点は近年変動が顕著になった地域である。今後、周辺地域への変位域の拡大やトレンドの変化が生じる可能性があるため、継続的なモニタリングが必要である。

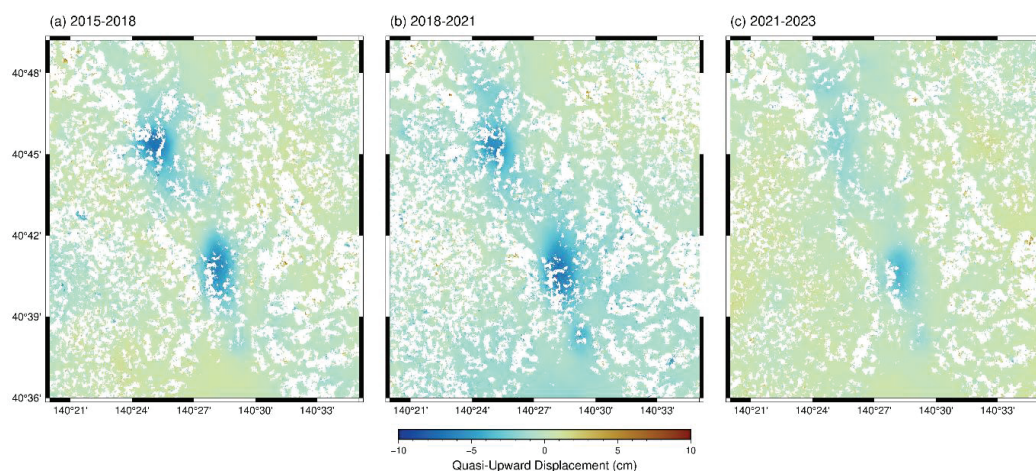


図2 2.5次元解析における準上下成分。(a) 2015年-2018年の干渉ペア (b) 2018年-2021年の干渉ペア (c) 2021年-2023年の干渉ペアの解析結果。各図において、正の値は下向きおよび負の値は上向き変位を示す。

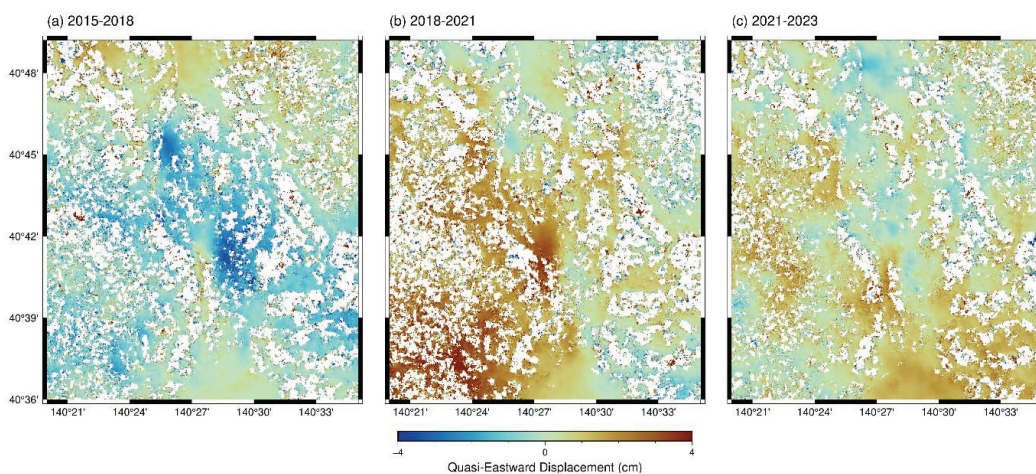


図3 2.5次元解析における準東西成分。各図の期間は図2の説明を参照。正の値は東向きおよび負の値は西向き変位を示す。

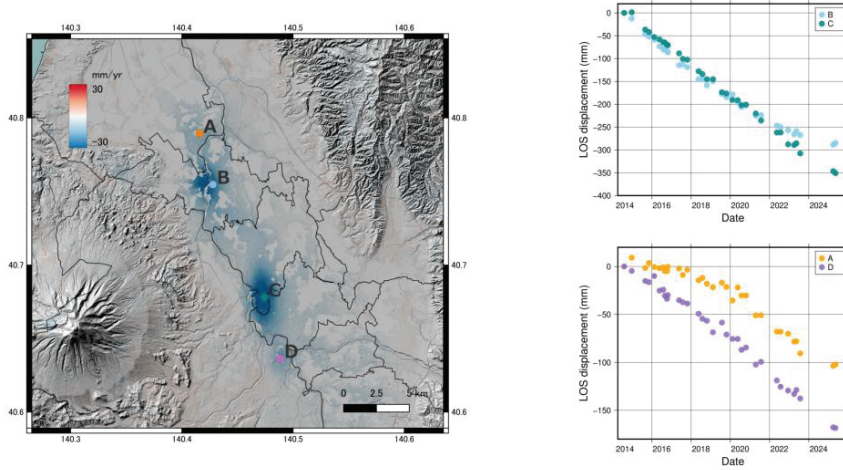


図4 2014年から2025年2年以内の干渉ペアを使用した時系列解析による平均変位速度図(左図)。右図は各地点の累積変位量を示す。

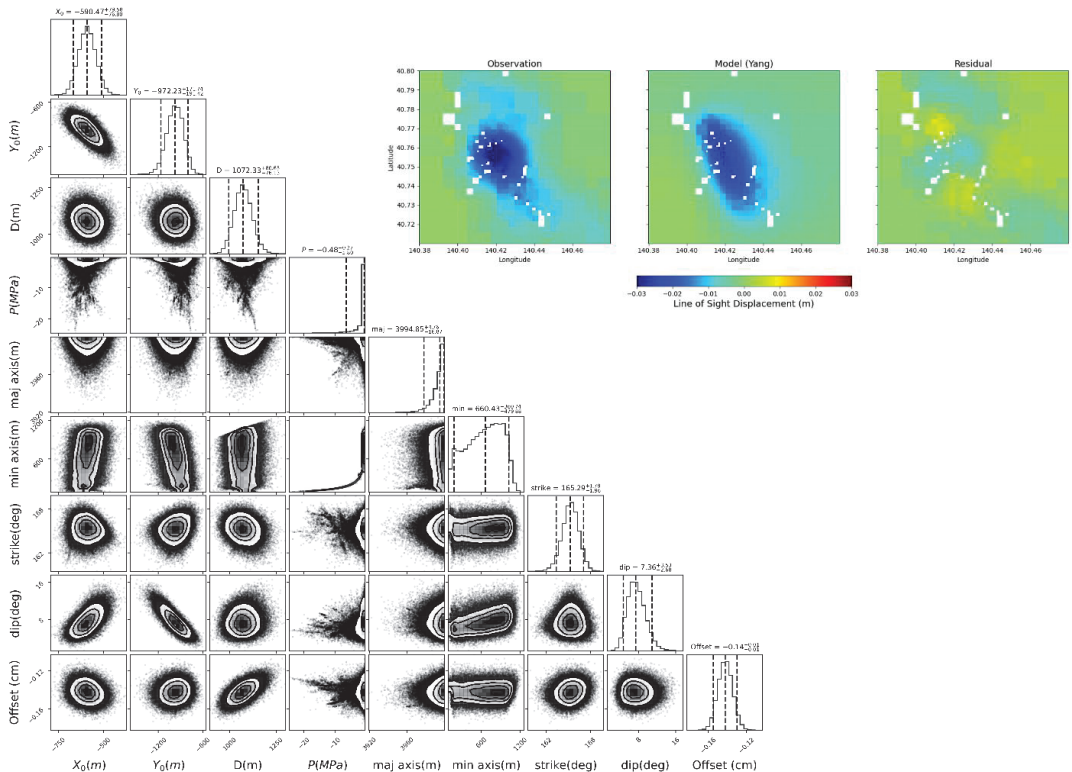


図5 左図はMCMC法によって推定されたモデルパラメータの事後確率分布。ヒストグラム上の破線は90%信用区間と中央値を示す。右上図は衛星視線方向の変位を示しており、左からB地点の観測値、モデルによる推定値、残差を表している。

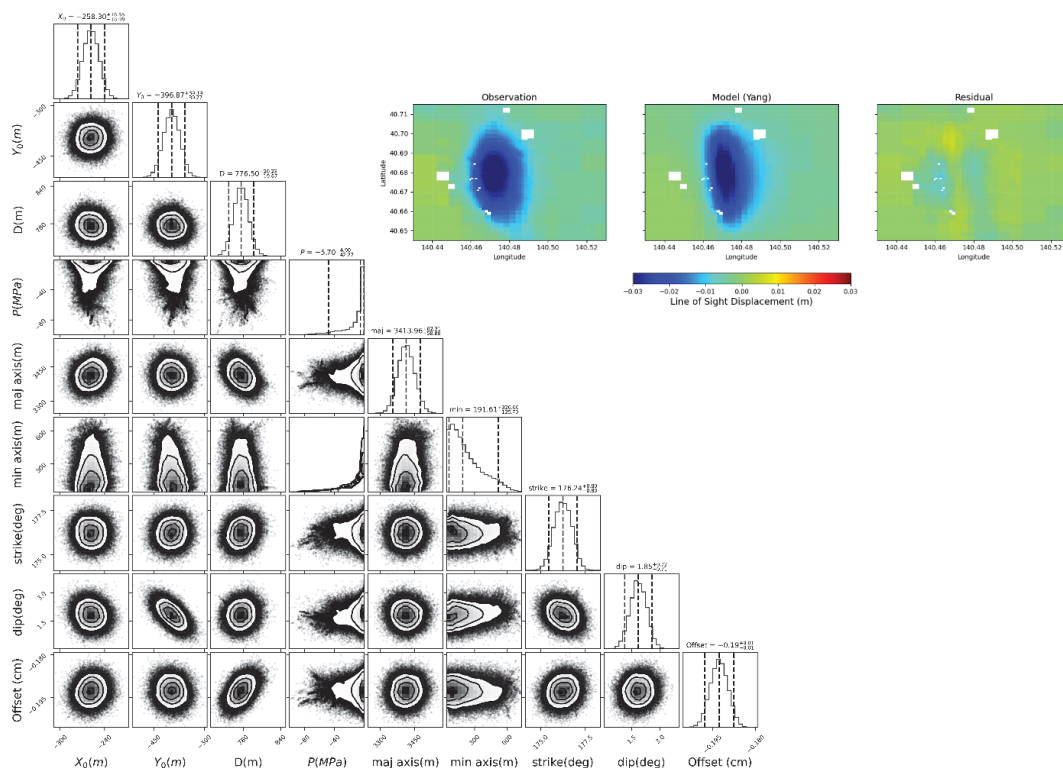


図6 図5の説明を参照。観測値はC地点の変位を示している。

4. 議論

図4に示す変位速度分布において、特にA・B地点北部では変位挙動の空間的な不均質性が顕著であった。この傾向は、先述した未固結堆積物の層厚変化や地質学的な不均一性に起因することが示唆される。また、観測された沈下は限定的な範囲に留まっており、周辺の広域的な変位傾向からは独立した現象であると言える。

圧力源パラメータの逆解析の結果（図5）、B地点における圧力源の深度は約1000m、短軸半径（厚さ）は約660mと推定された。青森県による温泉地質断面図¹⁰⁾によると、この地域は軟質層と硬質層が互層を成す多様な地層構成であり、複数の帯水層が存在することで地下水の流動経路が複雑化していると考えられる。また、本地点は、他地点と比較して長いストレーナー区間を有している特徴がある。この長尺のストレーナーを通じて、帯水層の上位やストレーナー区間に挟在する軟弱層からも脱水が生じ、沈下が発生した可能性が示唆される。この解釈は、解析で得られた圧力源の厚みが約660mと大きく推定された結果と整合的である。一方で、当該地域の北部、深度約1000m付近には正断層の上端が存在することが知られている¹¹⁾。しかし、これは活断層ではなく、現在活動しているものではない。圧力源深度との一致から何らかの構造的な関与も否定できないが、現時点ではその関連性は明らかではない。

C地点の逆解析（図6）では、深度約770m、短軸長約190mと推定された。温泉地質断面図に

よれば、本地域の深度 550m 以浅は軟弱な未固結層であり、深部地下水は涵養の乏しい油田かん水の性状を示すとされる。これは、揚水による水位回復が見込めない非可逆的な環境であることを意味する。したがって、推定深度での揚水が上位軟弱層からの脱水を誘発し、沈下を招いていると考えられる。

また、両地点ともに揚水井戸の水温が高い傾向にあり¹⁾、温泉利用に限らず一般の生活用水等においても深部起源の地下水が汲み上げられている可能性が高い。したがって、これら深層地下水の長期的な揚水が、近年の顕著な沈下を引き起こした主要因であると推察される。

参考文献

- 1) 尾崎次男, 菅野敏夫: 津軽平野の被圧地下水—東北地方総括調査研究— (1965), 地質調査所月報, 第 16 巻, pp.25-35.
- 2) 環境省: 青森県津軽平野 令和 5 年度,
<https://www.env.go.jp/water/jiban/directory/tsugaru.html>, (2025 年 11 月 04 日閲覧)
- 3) 森下 遊, 鈴木 啓, 雨貝知美, 唐沢正夫, 藤原みどり (2010): 干渉 SAR を活用した効率的な水準測量の実施へ向けた取り組み, 国土地理院時報, 第 120 集, pp.17-22.
- 4) Ozawa T. Fujita T. and Ueda H. (2016): Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effects on the magma system of Aso volcano, *Earth, Planets and Space*, 68(186). doi: 10.1186/s40623-016-0563-5
- 5) Morishita, Y.; Lazecky, M.; Wright, T.J.; Weiss, J.R.; Elliott, J.R.; Hooper, A. (2020): LiCSBAS: An Open-Source InSAR Time Series Analysis Package Integrated with the LiCSAR Automated Sentinel-1 InSAR Processor. *Remote Sens.* 12, 424, <https://doi.org/10.3390/RS12030424>.
- 6) Angarita, M., Grapenthin, R., Henderson, S., Christoffersen, M., Anderson, K. R. (2024): Versatile Modeling Of Deformation (VMOD) Inversion Framework: Application to 20 Years of Observations at Westdahl Volcano and Fisher Caldera, Alaska, US. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25(4). doi: e2023GC011341.
- 7) Jónsson, S., Zebker, H., Segall, P., & Amelung, F. (2002). Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1377–1389. <https://doi.org/10.1785/0120000922>
- 9) Yang, X. M., Davis, P. M., & Dieterich, J. H. (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4249–4257. <https://doi.org/10.1029/jb093ib05p04249>
- 10) 青森県 (1997): 青森県温泉地質誌, 16p, 337p, 348p.
- 11) 佐藤比呂志, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子, 岩崎貴哉, 越谷 信, 戸田 茂, 豊島剛志, 小林健太: 沿岸海域および海陸統合構造調査, 令和 2 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 2021.

干渉 SAR 解析による愛媛県千町地すべりの挙動とメカニズム

弘前大学 三井 洸, 道家 涼介
京都大学防災研究所 山崎 新太郎

1. はじめに

ここでの地すべりとは地下水等の影響によって長期間にわたり広範囲の地盤がゆっくりと下方へ動き続ける現象を指す。地すべりによってインフラや住居等の構造物のある箇所に変形が集中することで甚大な被害につながる恐れがある。したがって、地すべり被害の防止および軽減のためには、その挙動とメカニズムを推定し、継続的なモニタリングを実施することが重要である。

本研究では、愛媛県西条市南部に位置する千町(せんじょう)地すべりを対象とする。本地域は人家や農地が点在する生活基盤であり、さらに重要道路と河川が下方にあることから高精度な監視が求められる地域である。当該地域は三波川帯の結晶片岩類を基盤とし、地すべりの規模は長さ約 2.1km, 幅約 1.0km, 標高差は 100~800 m に及ぶ。また、延長 2km にわたって北西へ向かう緩斜面と東側と北側の比高差 200m 以上の急崖から成る。濱岡ほか (2005) によれば、地すべりブロックの下部において変状が著しいとされる。

近年、干渉 SAR 解析を用いて地すべりを検出・モニタリングする事例は増加しており (例えば, Usami et al., 2024 など), 面的な把握が可能な本手法の有用性が示されている。国土地理院 (2025) が全国を対象に実施している ALOS-2/PALSAR-2 を用いた干渉 SAR 時系列解析の結果は、全体として西向きに年間 1 cm 程度の変位を示すが、解析上の地上解像度が 90m であることから、地すべり内部の詳細な変形パターンを議論するには解像度が十分とは言えない。

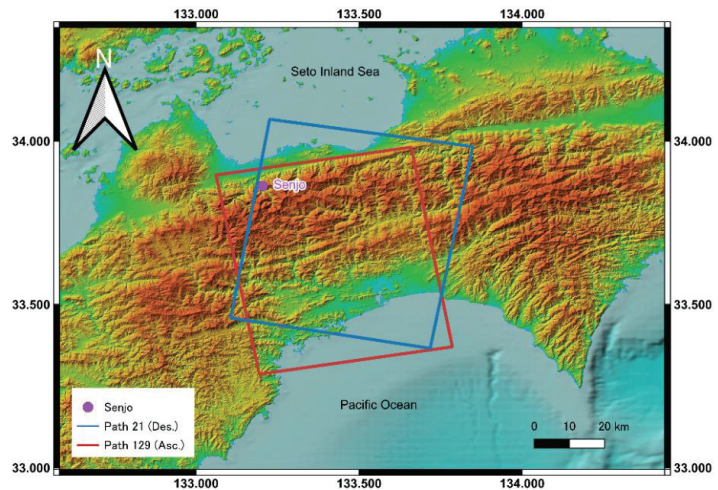


図 1 千町地すべりの位置および解析に使用したデータ。図中の赤枠 (Path129) および青枠 (Path21) は、解析に使用した ALOS-2/PALSAR-2 データの範囲を示す。地理院地図の陰影段彩図を基図に使用。

Behavior and Mechanism of Senjo Landslide in Ehime prefecture inferred from InSAR Analysis by Hiroto Mitsui, Ryosuke Doke and Shintaro Yamasaki

そこで本研究では、ALOS-2/PALSAR-2 データを用いた干渉 SAR 解析をより高い解像度で実施し、千町地すべりの詳細なモニタリングおよびメカニズムの検討を行うことを目的とする。また、対象地内には京都大学防災研究所による GNSS 観測点が存在するため、データの比較を通じて、手法の有効性についても検証する。

2. データおよび解析方法

本研究では、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が運用する ALOS-2/PALSAR-2 の観測データの内、千町地すべり周辺を撮像した Descending 右観測の Path21 と Ascending 右観測の Path129 のデータを使用した。いずれも高分解能モード (分解能 3 m) で取得されたものである (図 1)。これらの観測データについて、2014 年の観測開始から 2025 年 3 月までのデータを取得し、観測日の間隔が 1 年以内の干渉ペアをとり、RINC (Ozawa et al., 2016) を用いて差分干渉解析を実施した。解析はグラウンドレンジが約 10m となるようにピクセルの平均化処理を行い実施した。また、国土地理院の 10 m DEM から作成された楕円体高モデルを使用し地形縞をシミュレートし、初期干渉画像から差し引くことにより初期干渉画像を得た。加えて、数値気象モデル (WRF) を用いた大気遅延補正、Split-Spectrum 法 (Gomba et al., 2016) による電離層遅延補正を適用した。時系列解析には、LiCSBAS (Morishita et al., 2020) を用い、気象などに起因するノイズと考えられる 1 年未満の短周期の変動成分および空間波長 2 km 以上変動を除去するフィルタを適用することで、当該期間の変位速度分布および変位の時間変化を抽出した。

3. 解析結果

図 2 に Ascending 右観測 (以下, Asc.) および Descending 右観測 (以下, Des.) の干渉 SAR 時系列解析結果を示す。両軌道において、地すべりブロック全体、特に下部において明瞭な変位が検出された。衛星視線方向 (Line of Sight : LOS) の変位速度分布を見ると、Asc. では暖色系 (衛星に近づく方向の変位速度) が卓越して分布している。一方、Des. では寒色系 (衛星から遠ざかる方向の変位速度) が分布する傾向が認められた。この結果は、各図の破線範囲に示す地すべり土塊全体が西向きに変位していることを示唆するものである。

図 3 に 2.5 次元解析の結果を示す。準東西成分においては、地すべり全体が青色 (西向き) の変動を示し、その速度は広範囲で 10 mm/yr を超えていることが明らかとなった。これも地すべりが定常的に西側へ滑動していることを示している。一方、準上下成分においては、上部 (東側) の急斜面域周辺を中心として青色 (沈降) の傾向が卓越していることが確認された。これに対し、地すべり末端部付近では相対的に隆起または水平移動が起きていると考えられる。以上の結果から地すべりは西方への土塊の移動、そして末端部の大変形を示していると推定される。

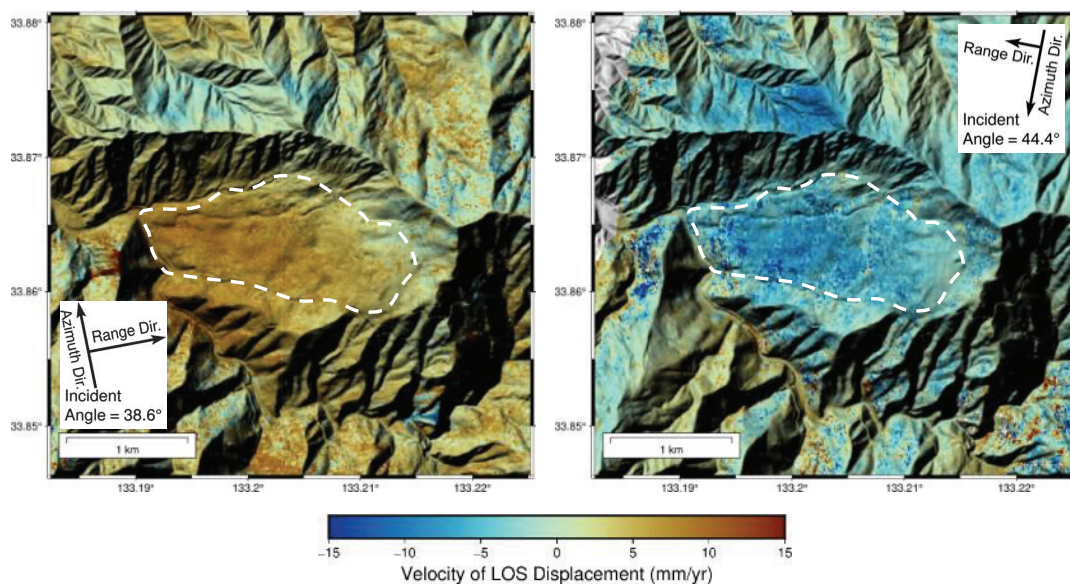


図2 千町地すべりを対象とした干渉 SAR 時系列解析結果（2015/10~2025/03）と地すべりの範囲（破線）。左が Asc., 右が Des. 正の値（暖色系）が衛星に近づく方向，負の値（寒色系）が衛星から遠ざかる方向の変位速度を表す。国土地理院の陰影起伏図を基図に使用。

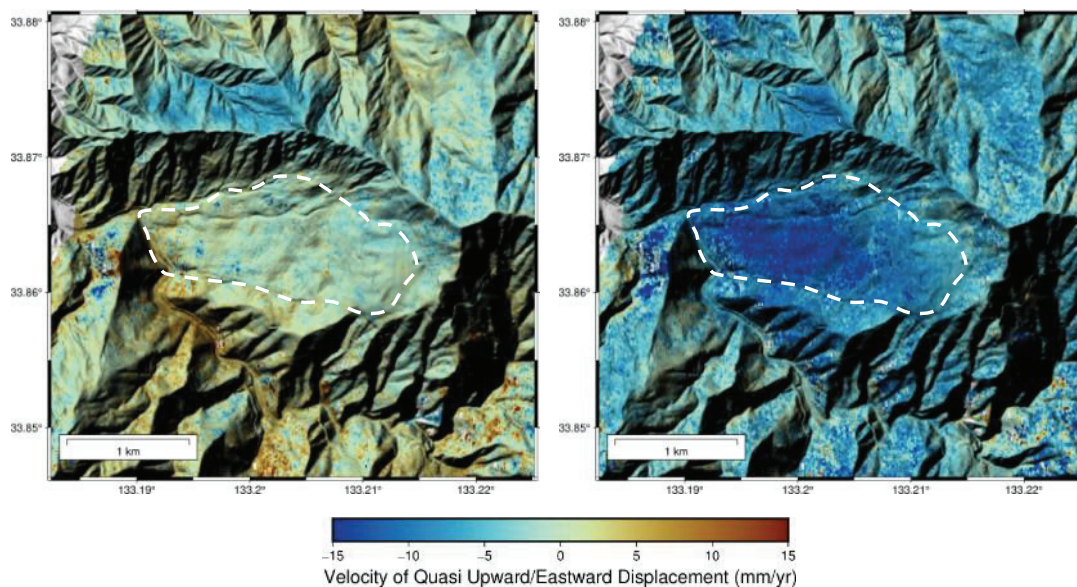


図3 2.5次元解析による準上下成分（左）および準東西成分（右）の変位速度図と地すべりの範囲（破線）。各図において，正の値（暖色系）は上向き方向および東向き方向，負の値（寒色系）は下向きおよび西向き方向の変位速度を示す。

4. 考察

4.1 GNSS 観測データとの比較検証

本解析手法の妥当性を検証するため、京都大学防災研究所が地すべり地内 2 地点 (G-1, G-2) に設置した GNSS 観測点のデータ

(2024 年 1 月～) と比較を行った。

GNSS 観測から得られた東西成分 (ΔEW) の変位速度は、G-1 地点で -10.92 mm/yr 、G-2 地点で -13.25 mm/yr (いずれも西向き) であった。

これに対し、同地点における干渉 SAR 解析の準東西成分 (ΔQEW) は、G-1 地点で -13.02 mm/yr 、G-2 地点で -16.01 mm/yr といずれも西向きの変位を示した。

SAR 解析値は GNSS 計測値と比較して若干大きめの値を示しているものの、変動の方向およびオーダーは極めて良く整合している。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

このことから、本研究で適用した時系列干渉 SAR 解析は、千町地すべりの定常的な挙動を高い精度で捉えていることが確認された。

4.2 降水量と地すべり変位の相関

変位の時系列変化と降水量との関係に着目すると、2016 年頃までは比較的緩やかな変動であったが、2017 年夏頃から変位が加速する傾向が見られた。特に 2018 年秋以降、変位の傾き (速度) が顕著に増大し、その加速傾向は 2022 年頃まで継続していることが確認された。

この時期は、2018 年 7 月の西日本豪雨 (平成 30 年 7 月豪雨) を含む複数の豪雨イベントが発生した時期と重なる。国土交通省四国地方整備局 (2019) によれば、有瀬地すべりにおいても、西日本豪雨後に変位が加速した報告があることから、千町地すべりにおいても、台風や豪雨などの大きな降水イベントがトリガーとなり、地下水位の上昇や間隙水圧の変化を通じて地すべり活動が活発化・加速した可能性が高いと考えられる。

これは、突発的な降雨だけでなく、降雨イベントの累積的な影響が地すべりの長期的挙動に影響を与えていることを示唆している。

これは、突発的な降雨だけでなく、降雨イベントの累積的な影響が地すべりの長期的挙動に影響を与えていることを示唆している。

これは、突発的な降雨だけでなく、降雨イベントの累積的な影響が地すべりの長期的挙動に影響を与えていることを示唆している。

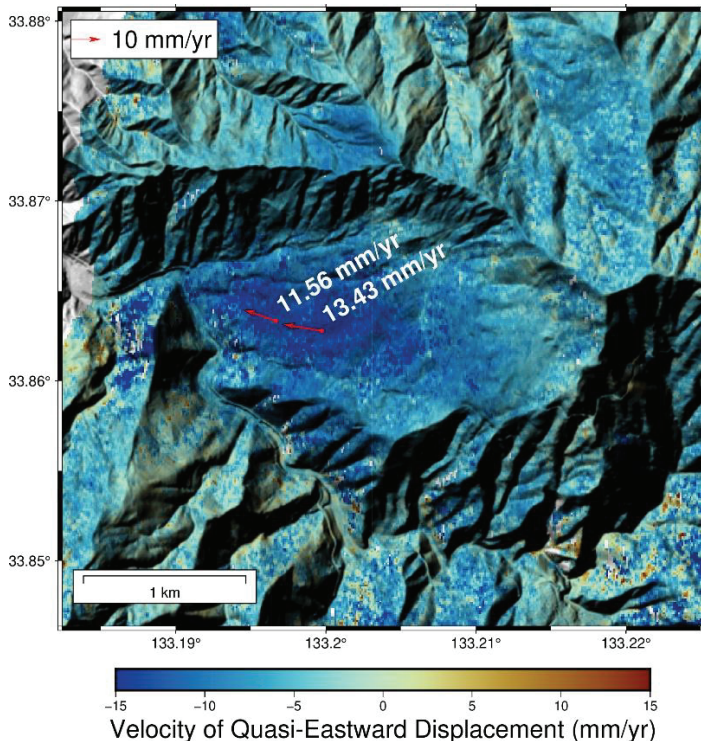


図4 図3に示した2.5次元解析の準東西成分の変位速度図にGNSS観測点の観測期間(2024/01/30~2025/09/19)における変位速度ベクトルをプロットした。

4.3 変形集中箇所と現地状況の対応

準東西成分の変位速度を東西方向に空間微分することにより変位勾配(ひずみ)の分布を得た(図5)。この結果によれば、変形が集中しているエリアが地すべりブロックの縁辺部、特に地すべり下部に分布している。

現地調査において、干渉 SAR 解析で大きな変位勾配が確認された箇所の状況を確認したところ(図6)、南側のブロックの上端付近では道路のアスファルトに変形(起伏)が、ブロックの下端付近ではコンクリート水路に圧縮によるものとみられる亀裂の変状が確認された。これらの現地で確認された変状位置は、干渉 SAR 解析によって抽出された変形集中箇所と空間的によく一致している。このことは、干渉 SAR 解析が地すべりブロック内部の局所的な応力集中や境界を詳細に可視化できており、本解析手法がブロック境界や局所的な活動度の特定に有効であると言える。

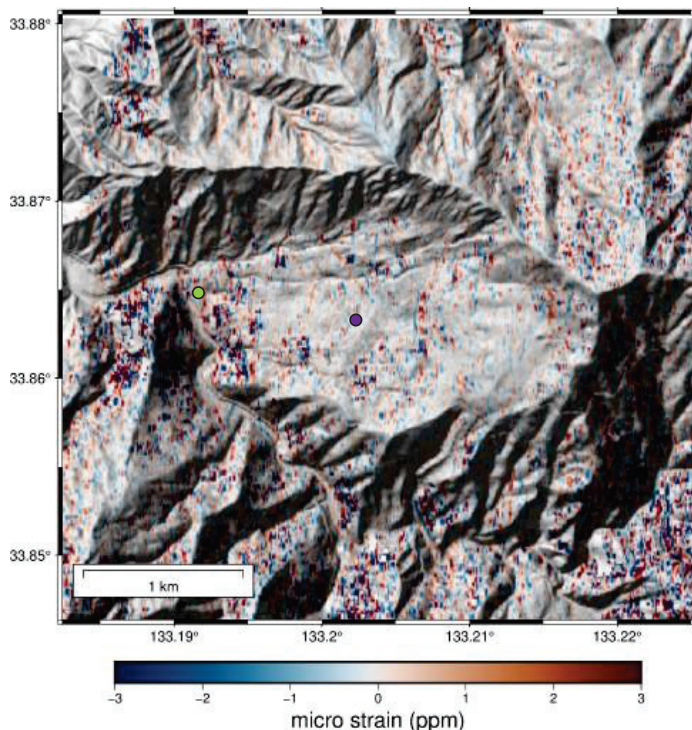


図5 準東西成分における東西方向の変位勾配。値が0から離れる(赤青が濃くなる)ほど変形が集中していることを示す。



図6 変形集中箇所。ブロック上端における道路の起伏(左、図5の黄緑の地点)と下端部の水路の亀裂(右、図5の紫の地点)。



5. まとめ

本研究では、ALOS-2/PALSAR-2 データを用いた時系列干渉 SAR 解析を実施し、千町地すべりの詳細な挙動を明らかにした。本地域は全体として年間 10 mm を超える速度で西向きに変位しており、その傾向は GNSS 観測結果と整合的である。また、抽出された変形集中箇所は、現地調査で確認された道路や水路の変状位置と明瞭に対応しており、本手法の有効性が実証された。今後は変形・非変形箇所の詳細比較や地下すべり面のモデル化を進める予定である。

6. 謝辞

本研究で用いた PALSAR-2 データは PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) において共有しているものであり、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) と PIXEL との共同研究契約に基づき JAXA から提供されたものである。PALSAR-2 データの所有権は JAXA にある。また、本研究は公益財団法人前田工学記念財団の研究助成 (土木分野) および東京大学地震研究所共同利用 (2024-B-02) の援助をうけた。

7. 引用文献

- Gomba G, Parizzi A, De Zan F, Eineder M, Bamler R (2016) Toward Operational Compensation of Ionospheric Effects in SAR Interferograms: The Split-Spectrum Method. *IEEE, Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54 (3), 1446-1461. doi:10.1109/tgrs.2015.2481079
- 濱岡浩・池田仁和・細沼紀康・中司龍明 (2005) 愛媛県の地すべり, 地すべり技術,32(1), 3-14.
- 国土交通省四国地方整備局 (2019) 平成 30 年 7 月豪雨土砂災害対応の記録
<https://www.skr.mlit.go.jp/sabo/magazine/7gatugouusaigaitaiou.pdf> (2025 年 12 月 10 日参照)
- 国土地理院 (2025) 地理院地図. <https://maps.gsi.go.jp> (2025 年 11 月 17 日参照)
- Morishita Y, Lazecky M, Wright T.J, Weiss J.R, Elliott J.R, Hooper A (2020) LiCSBAS: An Open-Source InSAR Time Series Analysis Package Integrated with the LiCSAR Automated Sentinel-1 InSAR Processor *Remote Sensing*, 12(3), 424. doi:10.3390/rs12030424
- Ozawa T, Fujita E, Ueda H (2016) Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano. *Earth, Planets and Space*, 68. doi:10.1186/s40623-016-0563-5
- Usami S, Ishimaru S, Tadono T (2024) Advantages of High-Temporal L-Band SAR Observations for Estimating Active Landslide Dynamics: A Case Study of the Kounai Landslide in Sobetsu Town, Hokkaido, Japan. *Remote Sensing*, 16(15), 2687. doi:10.3390/rs16152687

UAV とスマートフォンを利用した海岸地形の把握*

秋田大学工学部

秋田大学大学院理工学研究科

ビーコン

ENEOS リニューアル・エネルギー 関谷 努力・上原子

山形 朔矢

齋藤 憲寿・渡辺 一也

廣田 諒

満成・石井 翔也

1. はじめに

秋田県では平成 23 年 5 月に、秋田県新エネルギー産業戦略を策定、平成 27 年 5 月には、「あきた洋上風力発電関連産業フォーラム」を設立するなど、本格的に洋上風力について整備を進めている¹⁾。そのため、波浪や気象条件などの影響を受けて変化する海岸地形の把握やモニタリングは、環境保全や今後の施設計画において重要な役割を持つことから、地形変化を定期的に観測、定量的に把握をすることが重要となる。

従来は深淺測量（断面測量等）や汀線測量（GNSS 測量）等が行われ、画像解析技術（定点観測、UAV 撮影、衛星画像解析等）を用いた汀線の抽出や植生境界の把握にも活用されている²⁾³⁾。従来の UAV（Unmanned Aerial Vehicle：無人航空機）撮影や衛星画像解析には撮影頻度の制約や天候条件による影響、機材の初期導入や運用にかかるコスト、所要時間による制限、技術の専門性といった問題点⁴⁾が表-1 のようにあると言える。そのため本研究では、より身近で低コストであるスマートフォンを用いた撮影を行うことでこれらの問題点を改善、または代用

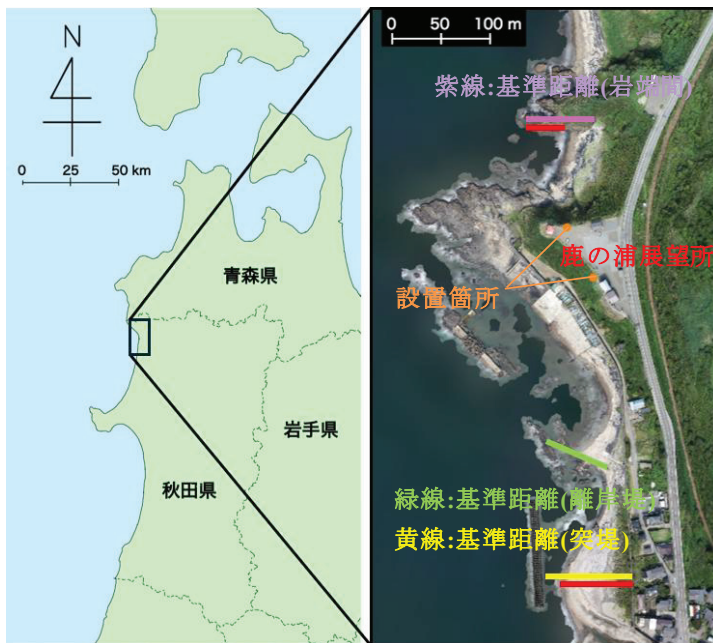


図-1 鹿の浦展望所と周辺の海岸

表-1 それぞれの手法の比較

撮影手段	初期・運用コスト	所要時間	天候	専門性
UAV	機体・バッテリー交換などコスト高	準備・飛行計画・大量処理が必要	風・雨・視界不良で飛行不可	操縦訓練・安全管理が必要
スマートフォン	特別な機材や維持管理が不要	撮影即時・処理軽量と短時間	風の影響小・小雨対応可	非専門家でも撮影可能

*Investigation of coastal topographic change using UAV and cell phone by Sakuya YAMAGATA, Noritoshi SAITO, Kazuya WATANABE, Ryo HIROTA, Doryoku SEKIYA, Mitsunari KAMIHARAKO and Syoya ISII

が可能であるかの検討を目的とする。

2. 対象海岸

本研究の観測を行う場所である鹿の浦展望所と観測する対象である周辺海岸の位置関係、海岸の汀

線までの距離、観測の基準である構造物や地形要素を含めたものを図-1に示す。

鹿の浦展望所は青森県との県境である秋田県北部八峰町に位置しており、展望所に対し砂浜海岸が北側、南側にそれぞれ形成されている。特に南側の海岸は突堤と泊川の河口部の間に位置しており離岸堤により保護されている。

3. 撮影高度の決定

平地にて基準地点を設置、メジャーを用いて基準点からの水平距離 L が 30 m, 60 m, 100 m 地点に対空標識を設置、その中心にプリズムを設置し基準点から光波測距(トータルステーション, TS) を用いて距離を測定、その後図-2のように UAV を高度 h が 50 m,

100 m, 150 m で鹿の浦展望所と同じオーバーラップ率で自動飛行を行い、それぞれの高度での基準点からの水平距離 L が 30 m, 60 m, 100 m の地点までの距離をそれぞれの地点に設置した対空標識を目安に測定、三次元点群データを作成し対空標識の中心間の距離を計測、比較をした。

光波測距で求めた距離と UAV を用いて求めた距離はそれぞれ表-2 となった。また、誤差の比較を行った結果のグラフを図-3 のように示した。光波測距との誤差の値が最も大きい高度 150 m, 水平距離 60 m での誤差は 0.07 m, 誤差率は 0.12 % となる。実際に鹿の浦展望所にて実測を行い光波測距と UAV を用いた三次元点群データをもとに突堤の距離を測定した。その結果光波測距は 65.07 m, UAV では 65.30 m となり、誤差は 0.23 m, 誤差率は 0.35 % となるため、十分に小さいものといえる。さらに、鹿の浦展望所での UAV 撮影を自動飛行で行う際に必要な撮影枚数や撮影時間を表-3 のように示し比較を行った。50 m は他に比べ撮影枚数が圧倒的に多く、撮影時間が 3 倍以上かかってしまう点があるため除外、100 m と 150 m は撮影時間が 1 分程度しか変わらないものの、撮影枚数が 100 m のほうが 1.5 倍近くあるため SfM 処理に

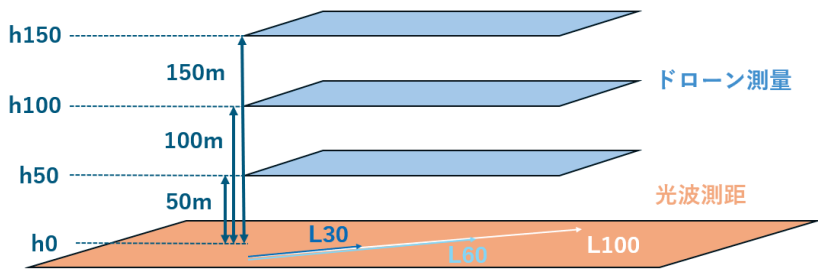


図-2 TS・UAVでの測量概略

表-2 TS・UAVの計測値

測量手段	L30[m]	L60[m]	L100[m]
h0(TS)	30.0174	60.0282	100.0309
h50(UAV)	30.0000	60.0000	100.0000
h100(UAV)	30.0000	60.0000	100.0000
h150(UAV)	30.0000	60.1000	100.0000

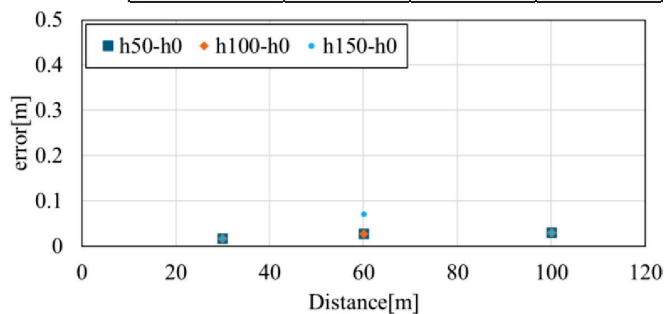


図-3 計測値(UAVとTS)の撮影高度別の誤差

表-3 撮影コストの比較

撮影高度	撮影枚数	撮影時間
50 m	333枚	15分00秒
100 m	103枚	4分45秒
150 m	65枚	3分28秒

かかる時間が数時間単位で変わることや 150 m でも誤差が十分に小さいなどのことから撮影高度を 150 m に決定した。

UAV 測量の概略図は図-4 のように表すことが出来る。撮影高度 150 m の場合における 1 画素あたりの地上寸法を式(1)のように算出すると、使用した Phantom 4Pro V2.0 のセンサーのサイズ、レンズの焦点距離 (8.8mm) から 0.041 m と算出できる。

$$D = \frac{H \times PS}{f} \quad (1)$$

ここで、 D は 1 画素あたりの地上の長さ (m)、 H は UAV の飛行高度 (m)、 PS は UAV に搭載されたセンサーの 1 画素あたりの 1 辺の大きさ (mm)、 f は UAV の焦点距離 (mm) を示している。

4. 研究手法

1) UAV

UAV (Phantom 4Pro V2.0) に搭載されているカメラ (センサー : 5472px×3648px, センサーサイズ : 13.2mm×8.8mm) を用いて鹿の浦展望所と北側・南側の海岸を含む周辺地形の撮影を行った。上空 150 m から撮影範囲が約 215 m×115 m (5472px×3648px) の鉛直方向の写真をオーバーラップ率 75 % で複数枚撮影した。次に、撮影された写真を用いて SfM 処理を行い図-5 のように三次元点群データを作成し、鹿の浦展望所を含む周辺海岸の形状を復元した。そのデータを用いて、北側は図-6 のように基準の岩石から汀線までの距離を、南側は図-7 のように海岸堤防から汀線までの距離を計測した。

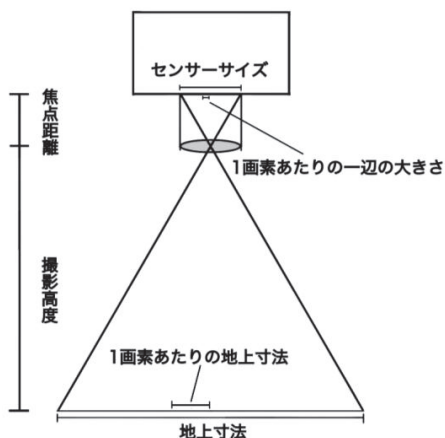


図-4 UAV 測量の概略図



図-5 作成した三次元点群データの例



図-6 汀線までの距離 (北側)



図-7 汀線までの距離 (南側)

表-4 撮影手段ごとの器具仕様比較

撮影手段	重量	対角寸法	連続稼働時間	画素数	センサーサイズ	レンズ焦点距離
UAV(Phantom 4Pro V2.0)	1375 g	350 mm	約30分	5472 px × 3648 px	13.2 mm×8.8 mm	8.8 mm
スマートフォン(iPhone14)	172 g	155 mm	最大20時間	4032 px×3024 px	7.4 × 5.6 mm(一般仕様)	5.7 mm

2) スマートフォン

スマートフォン (iPhone 14) の外側の広角カメラ (4032px×3042px) を用いて鹿の浦展望所から北側、南側の海岸撮影をそれぞれ行った。標高約 20 m の展望所の柵上にある設置箇所にて図-8 のように設置し、倍率 1 倍で斜め写真を撮影した。この設置箇所は下部に海岸線の記録の重要性を記述し、来訪者に撮影の協力をお願いしている。この写真を用いて南側は人工物の距離 (海岸堤防と離岸堤の距離、突堤の距離) と海岸堤防から汀線までの距離を図-9 のように比較し算出した。また、岩石を人工物と同様の剛性、耐久性と位置づけ、波浪による浸食が極めて小さいとみなし不変の長さとして設定、北側の岩石間の距離と岩石から汀線までの距離を図-10 のように比較し算出した。

その後、UAV とスマートフォンで求めた数値の比較をそれぞれ行った。また、撮影手段ごとの器具仕様の比較を表-4 にまとめた。

5. 結果

観測期間 (2025/5/16~2025/10/14) における南側の海岸を UAV で求めた距離と、スマートフォンで撮影した斜め写真で求めた突堤の距離、堤防から離岸堤までの距離比率、それぞれを基準に定めて求めた距離の経時変化をまとめて図-11 に示した。また、南側の海岸を UAV で求めた距離と離岸堤までの距離を基準にした斜め写真で求めた距離の関係を図-12 に示した。つぎに、北側の海岸を UAV で求めた距離と、斜め写真で求めた距離の経時変化をまとめて図-13 に示した。そして、北側の海岸を UAV で求めた距離と斜め写真で求めた距離の関係



図-8 スマートフォン設置箇所



図-9 斜め写真での距離比較の目安 (南側)



図-10 斜め写真での距離比較の目安 (北側)

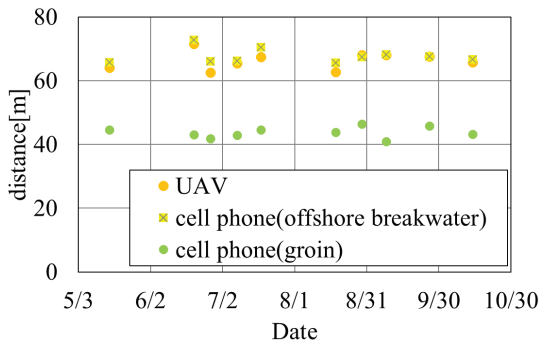


図-11 UAV・斜め写真の計測距離の経時変化（南側）

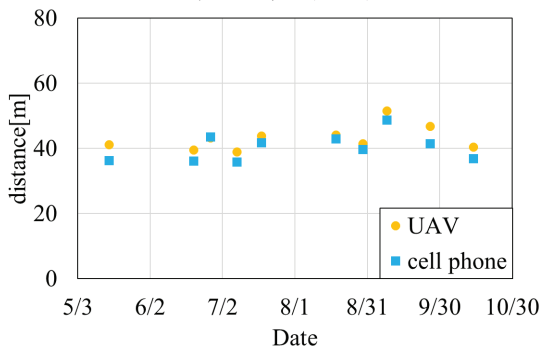


図-12 UAV・斜め写真の距離の関係（南側）

を図-14 に示した。

南側の海岸を対象にした距離の計測では突堤を基準にしたものと比べ、海岸堤防から離岸堤までの距離を基準に用いて測定した距離のほうがより精度が高いという結果となった。その原因として基準とする長さであるスケールを計測対象より手前の人工物に設定したため、透視投影に伴う遠近縮小効果の影響で距離換算の際に誤差が生じてしまい実際の距離より小さい値が算出されたと考えられる。

さらに、南側・北側の海岸を UAV で求めた距離と斜め写真で求めた距離の関係をそれぞれまとめて図-15 に示した。

それぞれの求めた距離の関係として南側は近似直線 $Y=1.04x-4.41$ 、決定係数 $R^2=0.75$ となった。この近似直線に基づく、UAV で求められる距離が 62 m では斜め写真が 63.61 m、誤差率 2.60 %となり、UAV で求められる距離が 72 m では斜め写真が 73.19 m、誤差率 1.65 %であることが予想される。

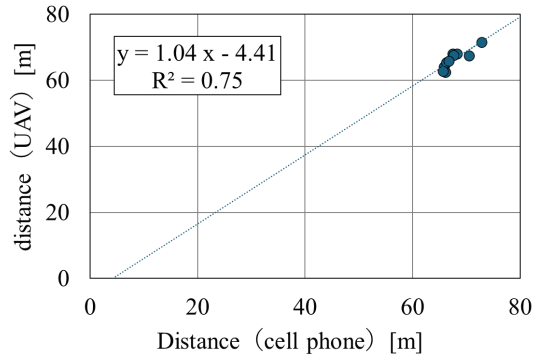


図-13 UAV・斜め写真の計測距離の経時変化（北側）

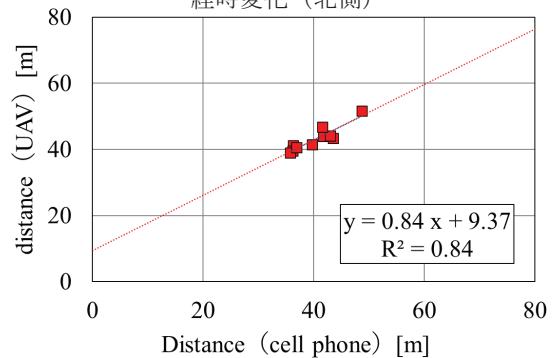


図-14 UAV・斜め写真の距離の関係（北側）

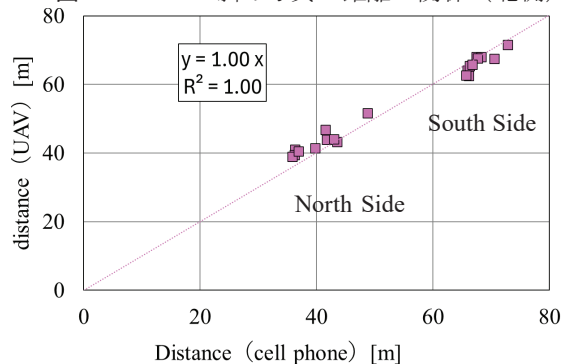


図-15 UAV・斜め写真の距離の関係（北側・南側）

それに対し、北側は近似直線 $Y=0.84x+9.37$, 決定係数 $R^2=0.84$ となった。この近似直線に基づくと、UAV で求められる距離が 40 m では斜め写真が 36.46 m, 誤差率 8.84 % となり、UAV で求められる距離が 50 m では斜め写真が 48.37 m, 誤差率 3.26 % であることが得られる。

南側・北側の切片なしでの関係としては近似直線 $Y=1.00x$, 決定係数 $R^2=1.00$ となった。この近似直線に基づくと、十分代用が出来ると言える。

6. トレースによる海岸変形

2025/1/20~2025/7/18 の約 6 か月間, 2025/7/18~2025/10/14 の 3 か月間の汀線変化を求めため, 三次元点群データを用いて

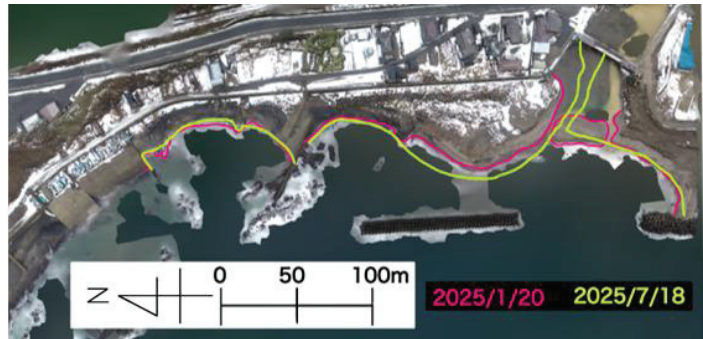


図-16 汀線トレース(2025/1/20~7/18)

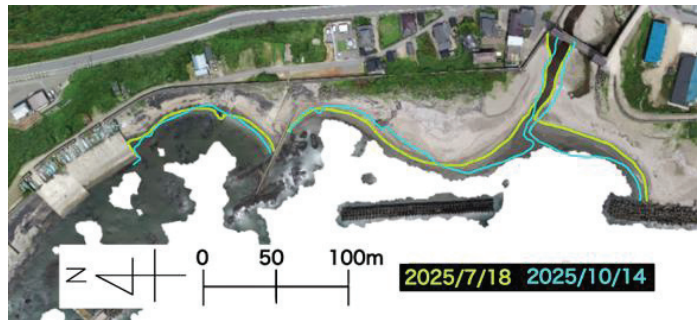


図-17 汀線トレース(2025/7/18~10/14)

海岸地形のトレースを行い, 図-16, 17 のように比較を行った。トレース画像を見ると, 1 月から 7 月にかけて全体的に海岸が大きく拡大していることが分かる。また, 7 月から 10 月にかけての変化は泊川の河口周辺の海岸が僅かに拡大, 突堤から離岸堤の間の海岸は減少するなど, 対象の海岸の最大汀線の位置が突堤側から泊川の河口方向へ移動していることが分かる。

7. おわりに

本研究では鹿の浦展望所周辺の砂浜海岸を対象とし, UAV を用いた三次元点群データとスマートフォンを用いた斜め写真の異なる手法についてそれぞれ手法を選定し, 距離を算出, その値について比較検討を行った。結果として南側の海岸は近似直線 $Y=1.04x-4.41$, 決定係数 $R^2=0.75$, 北側の海岸は近似直線 $Y=0.84x+9.37$, 決定係数 $R^2=0.84$, 南側・北側の切片なしでの関係としては近似直線 $Y=1.00x$, 決定係数 $R^2=1.00$ となった。UAV の問題点であるコストや簡便性に対し, スマートフォンが評価できるため代替的手段の一つとして活用が期待できる。ただし, データ数が少なく個々のデータによりばらつきが出やすいため今後も追加データを取得し精度の検証を続けていく必要がある。

参考文献

- 1) 菅原喬: 秋田県における風力発電に係る取組について, 風力エネルギー, Vol.41, No.4, pp.590-593, 2017.
- 2) 山中玲, 青木賢人: 加越海岸における汀線の時空間変動とその要因—GISを用いた汀線変化の定量的解析—, 日本海域研究, Vol.52, pp.13-30, 2021.
- 3) 辻本剛三, 澁谷容子: 鳥取砂丘海岸の汀線の時空間変動特性に関する研究, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol.75, No. 2, I 613-I 618, 2019.
- 4) 黒崎弘司, 由比政年, 石田啓: 画像情報を活用した海浜地形変動の簡易モニタリングシステムの構築と珠洲市鉢ヶ崎海岸への適用, 日本海域研究, Vol.42, pp.9-25, 2011.

衝突条件の違いによる津波漂流物の挙動*

秋田大学工学部

太田 賢文

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤 憲寿・渡辺 一也

1. はじめに

2011年に発生した東日本大震災は、津波により東北地方を中心に甚大な被害をもたらした。この地震ではコンテナや家屋の一部、流木などが津波漂流物として流出¹⁾し、被害の悪化につながった。今後も想定される南海トラフ地震においても津波災害が発生する可能性が指摘されており、被害を軽減するためコンテナ模型が洋上風力発電施設の模型に衝突を想定した実験²⁾が行われた。

秋田港にはコンテナ群や陸上風力発電施設の他に、令和5年1月に4.2 MW×13基の商業運転が開始された洋上風力発電施設が存在³⁾し、今後、大地震により津波が発生し、コンテナが津波漂流物として各種風力発電施設に衝突する可能性があると考えられる。

既往研究として著者ら²⁾は洋上風力発電施設にコンテナが衝突した際の衝突力を算出し、タワーに作用する衝突力の評価を行った。しかし、想定された津波条件が少なかった。また、池野ら⁴⁾は流木の衝突実験を行い、角度による衝突力の変化を実験していた。本研究では、より多様な津波パターンを設定し、風力発電施設のタワー模型とコンテナ模型の衝突実験を行った。また、コンテナの回転によって挙動や衝突力にどのような影響が起こるのかを評価した。

2. 実験概要

図-1にタワー模型（以降タワー）、図-2にコンテナ模型（以降コンテナ）の概要を示す。模型の縮尺は1/25に設定されており、タワーは塩ビパイプで作製し、コンテナはPLA樹脂を材料とした3Dプリンタで作製した。コンテナの上面には画像解析に用いる3色の球を取り付けた。画像解析には画像処理・画像解析ライブラリであるHSV OpenCV⁵⁾使用しており、撮影した動画を1フレームずつ読み込ませ、コンテナ模型上の赤、緑、黄の3点だけを抽出し、軌跡として描画し、1フレームごとの時間で割ることによって速度、加速度の算出を行った。実験装置の概略は図-3に示す。実験水路は幅0.30 m、

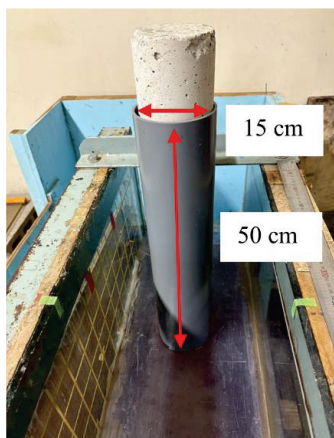


図-1 タワー模型

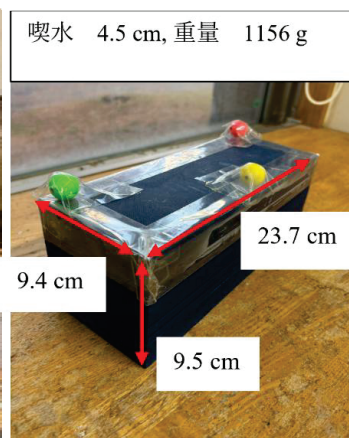


図-2 コンテナ模型

*Behavior of Tsunami Debris under Different Impact Conditions by Kenya OTA, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

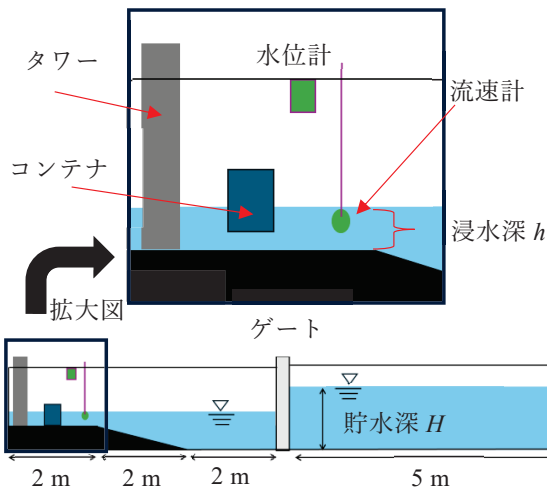


図-3 水槽の概略

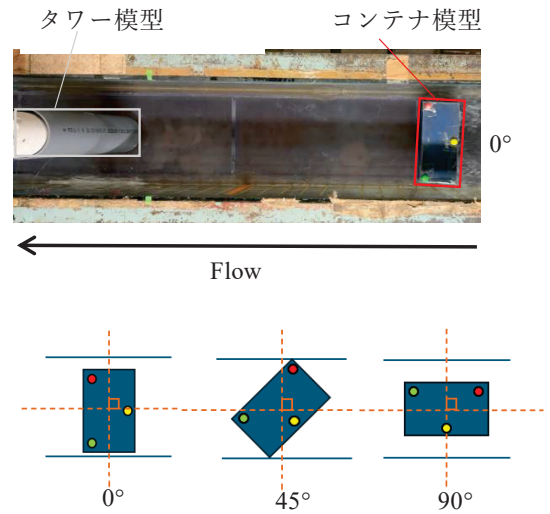


図-4 コンテナの設置角度

高さ 0.50 m，全長 11.0 m であり，右側が海側で長さ 5.0 m，左側が陸側で長さ 6.0 m で斜面勾配が 1/26 の鋼製矩形水路を使用した。その他に測定装置として超音波水位計とプロペラ流速計を設置した。プロペラ流速計は一点法で測定し，コンテナに津波が衝突する前から 20 秒間の流速を測定した。

カメラを水槽の上部と側面部に設置し，それぞれ 120 fps で撮影した。得られた画像と OpenCV を用いて画像解析を行い，コンテナ上部の 3 点の中心を重心と置き，その位置での速度と加速度を算出した。加速度を算出した後，コンテナとタワーの衝突によって起こった衝突力を式(1)により算出した。

$$F = ma \quad (1)$$

ここで， F ：力 (N)， m ：コンテナの質量 (kg)， a ：重力加速度 (m/s^2) である。

実験条件は貯水深 H を 25 cm，浸水深 h を 0 cm，7.5 cm（以降貯水深 25 cm： $H=25$ cm，浸水深 0 cm： $h=0$ cm，浸水深 7.5 cm： $h=7.5$ cm とする）とし 2 パターンの水理条件で実験を行った。図-4 は実験を上から撮影した，コンテナの設置角度 0° （横向き）の状態を示している。水路の進行方向に対しコンテナを横向きに置いた状態を設置角度 0° とした。また，この状態から時計回りに 45° （斜め）， 90° （縦向き）と置き，3 パターンの設置角度で津波を起こし実験を行った。これらの水理条件及び設置角度を組み合わせ，合計 6 パターンの実験条件で実験を行った。また，本研究では実験条件ごとに 3 回ずつ実験を行い，今回示すデータは代表の 1 つを用いている。図-5 に津波の流速と水位の経時変化を示す。流速，水位ともに同じような波形を示しているため，同じ実験ができていることが確認された。

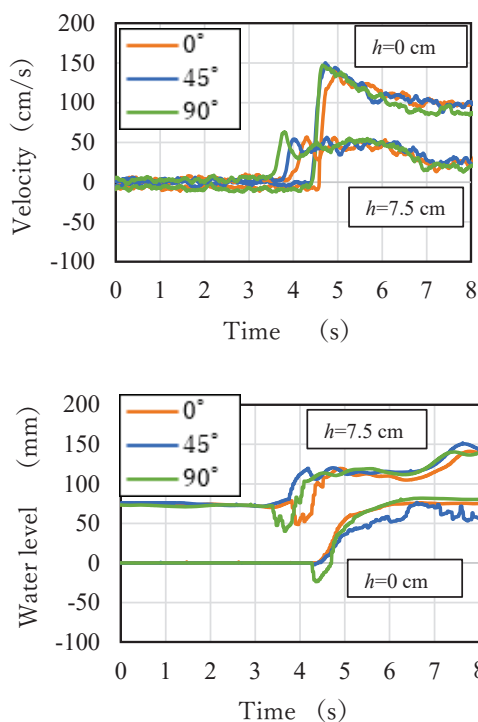
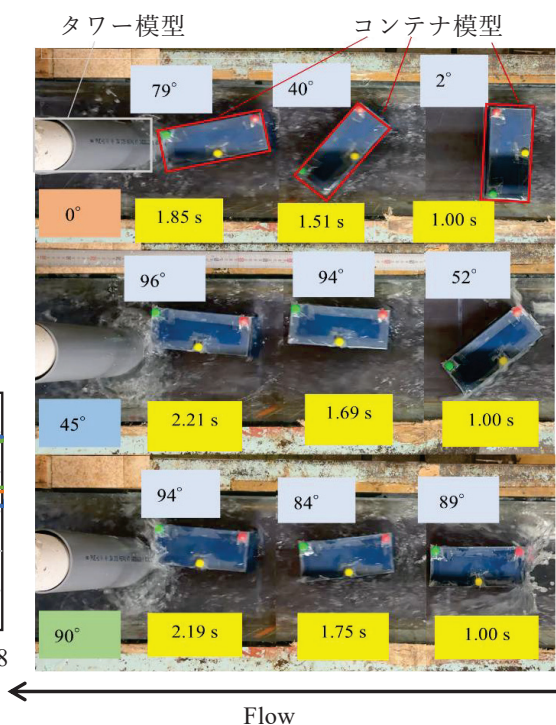


図-5 津波の流速および水位の経時変化

図-6 コンテナの挙動 ($H=25$ cm, $h=0$ cm)

3. 実験結果

(1) 浸水深 0 cm の場合

$H=25$ cm, $h=0$ cm における設置角度 0° , 45° , 90° の結果を示す。図-6 に上から撮影したコンテナの挙動を示す。設置角度は上から順に 0° , 45° , 90° である。

$h=0$ cm の場合、コンテナは水路を滑るように移動し、設置角度の違いによって挙動が異なった。設置角度 0° では、コンテナは時計回りに回転し、縦の姿勢でタワーに衝突した。一方、設置角度 45° では、時計回りに回転しながら右方向へ移動した後、縦の姿勢となった。その後、水路の側面付近を通過する際に進行方向が左へ変化し、縦の姿勢のままコンテナに衝突した。これに対し、設置角度 90° では、姿勢の変化は小さく、ほぼ初期姿勢を保ったままタワーに衝突した。

図-7 に $h=0$ cm における各設置角度のコンテナの角度経時変化を示す。設置角度 0° の場合、津波が衝突してからコンテナは回転し続けた。設置角度 45° では、津波に流される途中に回転した。これに対し、設置角度 90° では回転量は小さいことが確認できる。これらの結果から、コンテナが流れる際、 90° (縦向き) の姿勢をとろうとする傾向があると考えられる。設置角度 0° , 45° の条件でコンテナが回転して縦向きに衝突した理由として、コンテナの面に対する水の押す力が働いていることが影響していると考えられる。コンテナ模型は流れの中で抵抗が小さくな

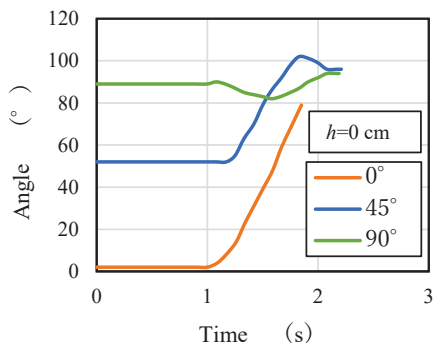


図-7 コンテナの角度経時変化 ($h=0$ cm)

るように動き、最も抵抗が小さいと考えられる面積の一番小さい面を流れの向きに対して正面にすることがコンテナにとって流れやすい姿勢だったのではないかと考える。

図-8 は $H=25$ cm, $h=0$ cm における速度及び加速度の経時変化を示すグラフである。コンテナが津波に衝突した瞬間を 1.00 s とし、

タワーにコンテナが衝突した瞬間を×で示している。速度のグラフを確認すると、グラフの波形は角度によって違うことが分かる。これはコンテナに津波が当たるときの面が違うということが関係しているのではないかと考える。

設置角度 0° の場合、コンテナの速度は一番大きく、グラフの傾き方も大きいため、姿勢が横向きの際の速度が大きいことを示している。一方、設置角度 90° では、コンテナが津波に衝突した瞬間のグラフの傾きは緩やかで、タワーに衝突する瞬間が一番大きな速度となっている。これに対し、設置角度 45° では、コンテナが津波に当たる瞬間のグラフの傾きは緩やかで、その後タワーに衝突するまでの速度変化は小さい。これはコンテナが右方向に進行した後、左方向に蛇行している部分であり、速度のベクトルが水路の進行方向に対してまっすぐではなかったからと考える。

(2) 浸水深 7.5 cm の場合

$H=25$ cm, $h=7.5$ cm における設置角度 0° , 45° , 90° の結果を示す。図-9 に上部から撮影したコンテナの挙動を示す。設置角度は上から順に 0° , 45° , 90° である。また、図-10 に設置角度 0° における側面から撮影したコンテナの挙動を示す。側面の角度の測定は、コンテナの上面が水路に対し平行な状態を 0° とし、反時計回りの回転を正として定義した。 $h=7.5$ cm の場合、コンテナは波に乗りながら移動し、設置角度から大きく変化することなくタワーに衝突した。タワーへの衝突面はそれぞれの設置角度の姿勢で平行移動した状態に近かった。また、時間経過

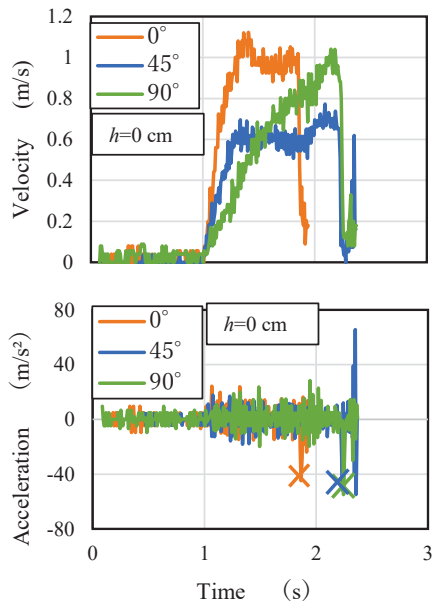


図-8 コンテナの速度及び加速度の経時変化 ($h=0$ cm)

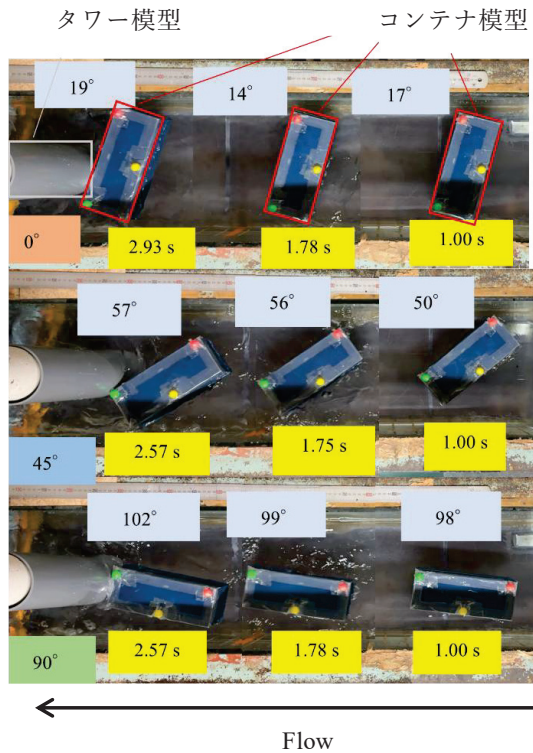


図-9 コンテナの挙動 ($H=25$ cm, $h=7.5$ cm)

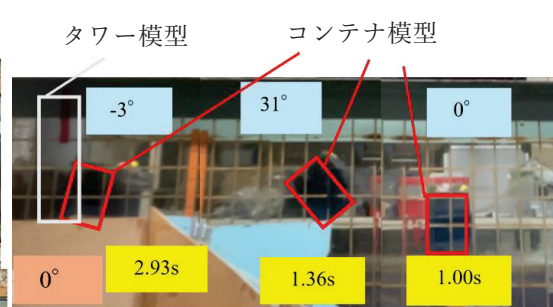


図-10 側面から撮影したコンテナの挙動 ($h=7.5$ cm)

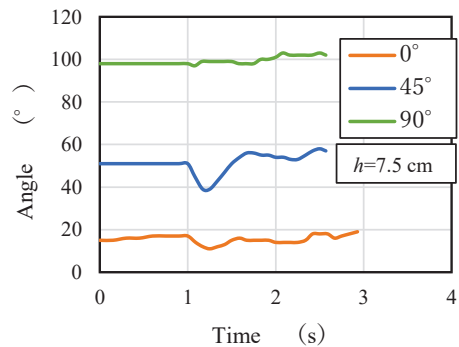


図-11 コンテナの角度経時変化($h=7.5$ cm)

とともに振り子運動も小さくなり、コンテナの前面が衝突するケースと辺が衝突するケースの2つのパターンが確認された。

図-11に $h=7.5$ cmにおける各設置角度のコンテナの角度経時変化を示す。 $H=25$ cm, $h=0$ cmの条件と異なり、設置角度にかかわらず、顕著な回転は確認されなかった。コンテナが回転しなかった理由として、浸水深の存在が挙げられる。水の抵抗によりコンテナの動きが制限されるのではないかと考える。

図-12に速度及び加速度の経時変化を示す。速度のグラフは津波がコンテナにぶつかった瞬間に速度が大きく上昇し、途中で下降した後、再び上昇と下降を繰り返している。これは波の水面の上下動が関係していると考えられる。また、時間経過とともに速度は全体として減少する傾向を示した。側面から観察したコンテナの振り子運動も時間経過とともに減衰しており、コンテナの前後の傾きが速度に影響を与えるのではないかと考える。

図-13に衝突力と設置角度の比較を示す。これは各設置角度における衝突力の全18データの平均値と最大値、最小値を示したものである。衝突力は浸水深の有無によって大きく変化していることが確認された。これは既往研究²⁶⁾に示す通りの結果となっている。一方、各設置角度における平均の衝突力は概ね同程度であり、設置角度による衝突力の変化は小さいといえる。

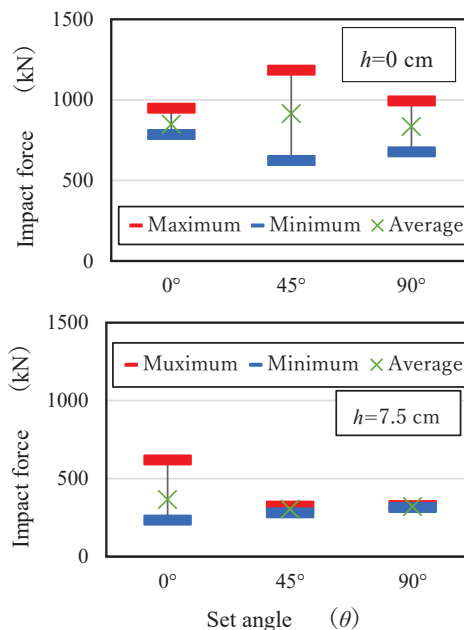
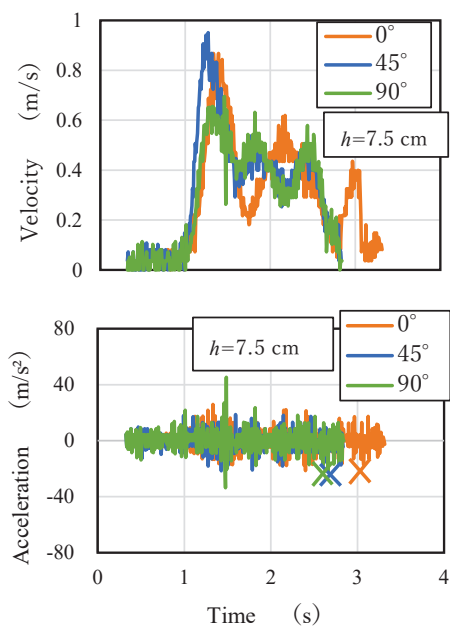


図-12 コンテナの速度及び加速度の経時変化 ($h=7.5$ cm) 図-13 衝突力と設置角度の比較

4. おわりに

本研究では $H=25$ cm における $h=0$ cm 及び $h=7.5$ cm の 2 種類の水理条件を設定し、設置角度 0° , 45° , 90° のコンテナとタワーの衝突実験を行った。実験の結果、 $H=25$ cm, $h=0$ cm における設置角度 0° 及び 45° では、コンテナが回転し、タワーに縦向きに衝突した。一方、 $h=0$ cm における設置角度 90° と $h=7.5$ cm の条件では、コンテナは顕著に回転せず、設置角度から大きく変化することなくタワーに衝突した。また、衝突力は浸水深の有無により大きく変化し、浸水深が存在すると衝突力が小さくなる傾向が確認された。この結果は、既往研究で報告されている知見と同じになった。一方、今回の結果からは設置角度によって衝突力に変化が出るとは言い切れないと考える。今後は、水の重さによってコンテナの見かけ上の重さが増える付加質量の現象や、側面から観察したコンテナの速度と姿勢の関係について詳細な検討を行う必要がある。

参考文献

- 1) 海洋政策 内閣府：東日本大震災による洋上漂流物 Q&A, <https://www8.cao.go.jp/ocean/policies/hyouryuu/q_and_a.html> (2025 年 12 月アクセス)
- 2) 齋藤憲寿・渡辺一也・池ヶ谷翼：港湾における着床式洋上風力発電施設と津波漂流物の衝突荷重に関する検討, 土木学会論文集 Vol.81, No18, 25-18056, 2025.
- 3) 国土交通省 東北地方整備局 港湾空港部：秋田県の港湾と空港, <<https://www.pa.thr.mlit.go.jp/s002/020/040/20200101113000.html>> (2025 年 12 月アクセス)
- 4) 池野正明・高島大輔・木原直人・甲斐田秀樹・宮川義範・柴山淳：津波・氾濫流水路を用いた流木衝突実験と衝突力推定式の改良, 土木学会論文集 (海岸工学) Vol.71, No.2, I_1021-I_1026, 2015.
- 5) OpenCV 公式サイト：<<https://opencv.org/>> (2025 年 12 月アクセス)
- 6) 齋藤憲寿・渡辺一也：洋上風力発電設備と津波漂流物の衝突に関する検討, 土木学会論文集, Vol.79, No18, 23-18095, 2023.

潮位・波浪の d4PDF 気象場推算値の累積確率特性*

八戸工業大学 佐々木 幹夫
八戸工業高等専門学校 南 将人

1. 緒言

前報 (佐々木・南 (2025) ¹⁾) では潮位・波浪の実測値は対数正規分布に従って生起していることを示した。また、潮位・波浪の d4PDF 気象場推算値継足し 6000 年標本は対数正規分布をなしていないこと、そのため実現象と異なる確率分布に従って生起していることを示し、それ故 d4PDF 潮位・波浪 6000 年標本は再現値の予測に使用してはいけないことを明らかにした。すなわち、d4PDF 継足し 6000 年標本の使用は意味をなさないことを示した。しかし、未だに d4PDF 過去実験について、「過去 6000 年分」²⁾ という表現が使用されており、あたかも d4PDF 過去実験が過去 6000 年間の気象場を与えているような印象を与えている。d4PDF 過去実験は 1951 年～2011 年の期間を対象に気候モデルを使用して異なる条件で 100 メンバーの気候状態についてモデル実験出力したものであり、60 年の期間の実験出力であり、過去 6000 年の連続期間の気候状態を示しているわけではない。そこで、本論文では、前報の繰り返しとなるところもあるが、d4PDF 継足し標本が実測値の確率分布とは異なる分布となっていることを示し、その標本値を用いての再現期間等の検討ではその使用自体が誤りとなることを明らかにし、潮位・波浪の d4PDF 推算値の正しい利用方法について詳述している。

1. 確率紙の座標と対数正規分布

波浪や潮位偏差等の水文値 x が対数正規分布に従うときは横軸が対数目盛の確率紙を利用することになる。いま、対数正規分布をなす水文値 x の対数 $\ln(x)$ をとり、その標本の平均値を μ 、標準偏差値を σ とするとき、この標本の確率密度関数 $f(z)$ は次式のように示される。

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left(-\frac{(z-\mu)^2}{2\sigma^2}\right), \quad \text{ここに、} \quad z = \ln(x) \quad (1)$$

確率変数 z は正規分布に従い生起しているので、この確率密度関数 $g(z)$ は次式で表される。

$$g(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left(-\frac{(z-\mu)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (2)$$

さらに、新たな変数 y を次のように導入して

$$y = \frac{z-\mu}{\sigma}, \quad (3)$$

とすると、 y は標準正規分布をなしている。確率変数 y の確率密度関数 $f(y)$ は次式となる。

$$f(y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{y^2}{2}\right), \quad (4)$$

確率変数 y の累積確率 $F(y)$ は次式で表せる。

* Cumulative probability characteristics of tide and wave estimates obtained from d4PDF weather fields by Mikio Sasaki and Masato Minami

$$F(y) = \int_{-\infty}^y f(t) dt, \quad \text{ここに、} f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}t^2} \quad (5)$$

確率紙の縦軸の目盛は式(5)に示す累積確率 $F(y)$ であり、この $F(y)$ の確率紙における縦軸の位置は式(5)で定義される確率変数 y となる(図1参照)。

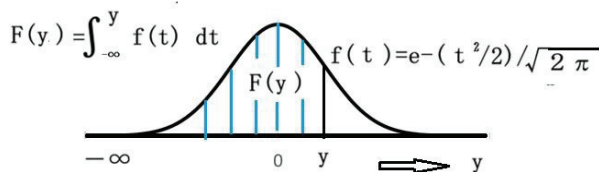


図1 累積確率 F と確率紙縦軸座標となる標準正規分布の確率変数 y

確率紙では前述のように累積確率 $F(y)$ が縦軸の目盛になり、これらの目盛線位置は式(5)に示した確率変数 y となっている。したがって、横軸が対数目盛の確率紙にプロットした標本値が直線となればその水文値は対数正規分布に従っていることを意味しており、直線にならないのであれば対数正規分布とは異なる分布に従って水文値が生起していることになる。その確率分布は図1に示した確率密度関数からみればどこかで出たり下がったりしている分布形状となっていることを意味している。

表1 確率紙の縦軸目盛(累積確率) F とその位置(確率変数) y

累積確率 F	確率変数 y
%	NORMSINV(F)
0.01	-3.7190
0.1	-3.0902
1	-2.3263
10	-1.2816
50	0.0000
90	1.2816
99.9	3.0902
99.99	3.7190
99.999	4.2649

率分布は図1に示した確率密度関数からみればどこかで出たり下がったりしている分布形状となっていることを意味している。

表1に確率紙の縦軸の目盛を示した。ここに、表1の累積確率 F は%で示されており、確率変数 y はエクセルのNORMSINV(F)で求められている。ここに、NORMSINVはエクセルの組み込み関数で標準正規分布の累積分布関数の逆関数の値を返す関数である。各累積確率の目盛位置は表1に示した確率変数 y で与えられる。機械で確率紙を作成するときは各累積確率の縦軸目盛は表1に示した y の位置にあるのでそれ

ぞれその位置 y に縦軸の目盛線が引かれる。

確率紙へのプロットは、昔は手作業で行っていたが今は機械で行っている。この作図には累積確率 F を与える確率変数 y の値が必要になる。表2に後述の図2に示した深浦の有義波高の実測値を示した。表には実測値が昇順に並び換えられている。表3に示した累積確率 F はThomasプロット法により求められている。すなわち、標本総数を N 、データを昇順に並び換えたときの i 番目の水文値 x の累積確率 F は次式で与えられる。

$$F = \frac{i}{N+1} \quad (6)$$

ここに、 i : 水文学の小さい方からの順位, N : データ総数
 この水文学の縦軸の位置は累積確率 F を与える確率変数 y の値となる。ここに y の値はエクセルの $NORMSINV$ 関数で求めている。手書きで確率紙に水文値 (波高) をプロットするときは表 2 の F の値を使用するが機械でプロットするときは表 2 の y の値を使用している。

表 2 実測値深浦有義波高の累積確率とその縦軸座標 (確率変数 y)

No	生起年月	有義波高 $H_{1/3}$ (m)	累積確率 F	確率変数 y
1	2019/01/18 03:00	7.10	0.059	-1.565
2	2011/11/24 21:00	7.38	0.118	-1.187
3	2008/12/28 15:00	7.55	0.176	-0.929
4	2009/02/21 03:00	7.63	0.235	-0.722
5	2010/12/25 21:00	7.77	0.294	-0.541
6	2023/10/06 09:00	7.93	0.353	-0.377
7	2020/03/20 15:00	8.25	0.412	-0.223
8	2018/03/02 15:00	8.45	0.471	-0.074
9	2017/12/26 03:00	8.86	0.529	0.074
10	2014/12/18 09:00	9.28	0.588	0.223
11	2022/01/12 21:00	9.45	0.647	0.377
12	2021/02/16 21:00	9.54	0.706	0.541
13	2015/03/11 09:00	9.59	0.765	0.722
14	2012/11/02 09:00	10.04	0.824	0.929
15	2013/02/08 15:00	10.17	0.882	1.187
16	2016/12/23 21:00	10.35	0.941	1.565

2. 潮位・波浪の d4PDF 推算値継足し 6000 年標本の累積確率特性

図 2 に深浦における波高実測値 (修正後)、d4PDF 過去実験気象場推算値継足し 6000 年標本、および 2°C 上昇実験気象場推算値継足し 3000 年標本の累積確率を示した。前報 (佐々木・南 (2025))¹⁾ では修正前の波高を用いて実測値の対数正規分布特性を示した。図より修正した実測値 (修正前の約 1.2 倍増) もプロットは直線性を示し、実現象は対数正規分布に従って生起していることがわかる。図には過去実験気象場推定値が 6100 年の標本値で示されている。当初、d4PDF 過去実験は 1951 年 1 月～2011 年 8 月の 60 年間の気象場が示されていたがその後 2011 年 12 月までの気象データになっているのでここでは 61 年の期間で 100 メンバー、継足し 6100 年標本で示している。しかし、呼び方は継足し 6000 年標本としている。2°C 上昇未来実験も気象場は 2031 年～2091 年 12 月までの 61 年間となっており、54 メンバーあるので継足し標本は 3294 年標本となり、この期間の累積確率で図示されている。

過去 6000 年に及ぶ継足し標本を受け入れるには何らかの根拠が必要となる。少なくとも実測値で数千年に及ぶ標本値を用いることは現段階では不可能といえる。d4PDF の過去実験およ

び 2℃上昇実験の各メンバ同士の連続性はないので継足し標本作成には無理があるが、それぞれのメンバが全てエルゴード性を有すると仮定できるならば過去実験において継足し 6000 年標本を作成できることになる。継足し 6000 年標本を用いて再現期間や再現値の検討をしている研究がみられる(例えば 3)、4) 他。これらの研究の成果はエルゴード性の仮定が妥当であったかどうかで左右されることになる。

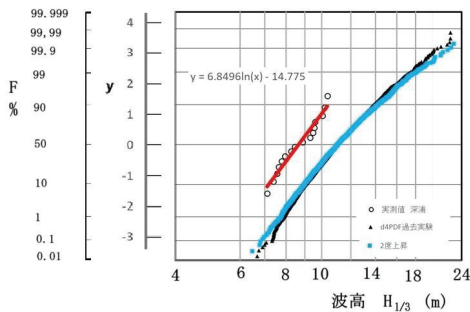


図2 深浦波浪累積確率

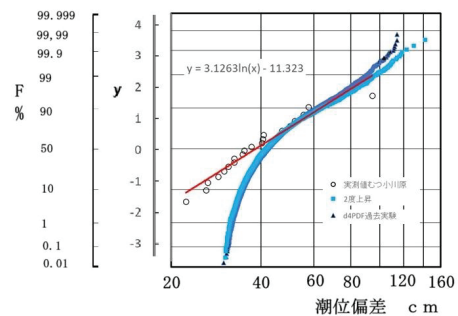


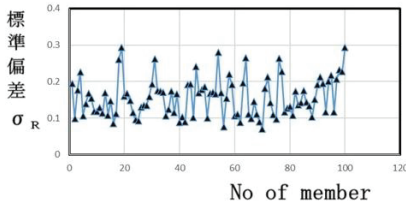
図3 むつ小川原潮位偏差累積確率

図2より以下のことが言える。過去実験と2℃上昇未来実験気象場波浪推算値の継足し標本はほぼ重なっており、水文値の小さい方と大きい方の端部に近い領域で違いが生じており、値の大きい方では2℃上昇気象場波浪がわずかに大きくなっている。実測値の直線性と比較すると過去実験および2℃上昇実験継足し標本は緩やかな曲線形状となっており、直線性を示していない。すなわち、実測値は明らかに対数正規分布に従って生起しているが、d4PDF継足し標本は対数正規分布とは異なる分布に従って生起しており、実現象とは異なる現象となっている。したがって、d4PDF過去実験および未来実験継足し標本を用いて再現期間や再現値を検討することは妥当とは言えず、誤った使用になるものと考えられる。

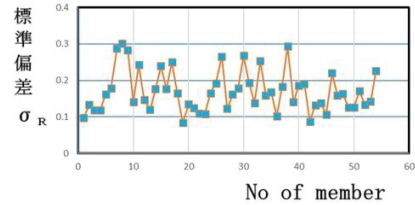
図示は省略したが青森の波浪のd4PDF過去実験および2℃上昇未来実験継足し標本は深浦よりもさらに直線に近い曲線の形状となっている。太い鉛筆だとプロットはその陰に入るので直線とみなせるがその陰の中で明確な曲線を描く分布となっており、直線ではないと見なした方が無理のない見方となる。

図3は青森県太平洋沿岸むつ小川原の潮位偏差について、実測値、過去実験および2℃上昇未来実験気象場推算値継足し標本の累積確率を示している。図3も図2と同様のことが言える。異なる点は以下の2つとなる。実測値には極端に大きな値が1つあり、直線分布から少し外れているがだいたい直線上にある。ここに、大体の程度は鉛筆の陰に隠れるプロットであれば直線とみなせるという意味である。過去実験6000年(標本は6100年)および未来実験3000年(標本は3294年)継足し標本は深浦波浪よりも大きく曲がる曲線形状となっている。過去実験6000年継足し標本は小さい標本値領域で下に曲がる形状、大きい標本値領域では上に曲がる形状となっている。これは前者小値領域では長い期間に相当する十分に小さい値が生起していないこと、および、後者大値領域では長い期間に相当する十分に大きい値が生起していないこと

に起因している。これは各メンバ内で生起している現象はエルゴード性を有しているという仮定が崩れていることを意味している。すなわち、エルゴード性の仮定は妥当で無かったことになる。エルゴード性を有する仮定の元に継足し 6000 年標本を作ったが継足しには無理があったことになる。実現象とは異なる確率分布に従い生起しているため、再現期間、並びに再現値の予測に d4PDF 気象場潮位偏差推定値継足し 6000 年標本を用いるのは誤りといえる。

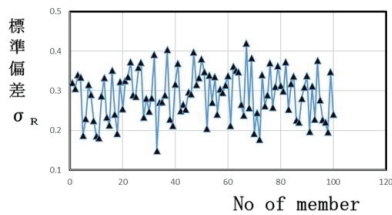


(a) 過去実験

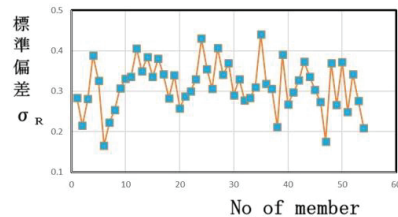


(b) 2°C上昇未来実験

図4 深浦波浪 対数正規分布適合度 最適メンバ m070 & fm019



(a) 過去実験



(b) 2°C上昇未来実験

図5 むつ小川原潮位偏差 対数正規分布適合度 最適メンバ m033 & fm006

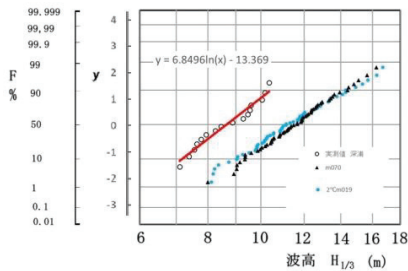


図6 深浦波浪 メンバの累積確率

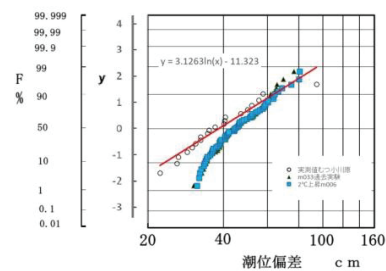


図7 むつ小川原潮位偏差 メンバの累積確率

4. 潮位・波浪 d4PDF 気象場推算値の使用方法

著者らは前報1)で過去実験 100 メンバの中に対数正規分布をなすメンバがあることを示した。すなわち、各メンバそれぞれ 60 個 (現在は 61 個) の年最大値があるのでこの 60 個の推算値に合う直線を最小二乗法で見出し、この回帰直線と各推算値の差を算出し、その差が最も小さいメンバが採用されるメンバとなる。各メンバ 60 個の推算値の回帰直線の傾き a および切片 b は最小二乗法により与えられる。

メンバ番号 i における 60 個の年最大値 x の確率紙における回帰直線は次式により与えられ

る。

$$y = a z + b, \quad \text{ここに, } z = \ln(x) \quad (7)$$

$$\text{ここに, } a = \sigma_{zy} / \sigma_z^2, \quad b = y_m - a z_m, \quad \sigma_{zy} \text{ は } z \text{ と } y \text{ の共分散,}$$

$$\sigma_z^2 \text{ は } z \text{ の分散 } z_m \text{ と } y_m \text{ はそれぞれの変数の平均値}$$

ここに、式(7)のyおよびxは確率紙の縦と横の座標であり、分散 σ_z^2 、共分散 σ_{zy} 、および平均値 z_m & y_m は60個の年最大値xより与えられる標本値 $z = \ln(x)$ 、並びに、式(6)で計算される累積確率Fの逆関数値yよりなる標本値で算定される。

回帰直線とメンバ内各推定値との差の二乗和 R_i は次式により与えられる。

$$R_i = \sum_{j=1}^{60} (y_{ij} - (a_i z_{ij} + b_i))^2 \quad \text{ここに, } z_{ij} = \ln(x_{ij}) \quad i=1, 100 \text{ (or } 54) \quad j=1, 60 \quad (8)$$

二乗和 R_i はデータ数により変わるので次式で定義する標準偏差 σ_{Ri} をとる。

$$\sigma_{Ri} = \sqrt{\frac{R_i}{M}}, \quad \text{ここに, } M: \text{水文値の総数} = 60 \quad (9)$$

上記式(9) σ_{Ri} の値が小さいほどメンバの累積確率分布は直線的になる。確率紙における推算値が直線上にあれば標準偏差 σ_{Ri} は0となる。

図4および5に深浦波浪およびむつ小川原潮位偏差の各メンバの直線性適合度を式(9)による標準偏差で調べた結果を示した。図より、深浦波浪は過去実験がメンバ m070、2°C上昇未来実験がメンバ fm019、むつ小川原潮位偏差は m033、および fm006 が最適となっている。図6および7にそれらの累積確率を示した。深浦波浪は鉛筆の陰に入る直線とみなせる推定値となっている。むつ小川原潮位偏差は、30 cm代前半は鉛筆の陰から外れるがそれより上部は直線性を示しており、そこを用いれば再現期間および再現値の予測に使用できるようである。もし、この解釈が許されないならばここむつ小川原では潮位偏差の再現期間や再現値の検討にはd4PDFは使用できないことになる。

5. 結言

本研究では以下のことを明らかにしている。

(1) 潮位・波浪のd4PDF気象場推算値の累積確率を調べた結果、6000年継足し標本の再現期間等検討への使用は妥当とはいえない。

(2) 潮位・波浪のd4PDF気象場推算値には実測値と同じ対数正規分布に従うメンバが存在し、それは式(9)で示す標準偏差で見出すことが可能である。

謝辞 本研究実施に際し青森県河川砂防課より多大なご協力いただいた。ここに深甚なる謝意を表す。

参考文献

- 1) 佐々木幹夫・南将人；気候モデルd4PDF気象場より得られた潮位・波浪推算値の累積確率特性について、東北地域災害科学研究、pp. 59-64, 第61巻、2025.
- 2) <https://www.miroc-gcm.jp/d4PDF/about.htm>
- 3) 五十嵐 雄介他 6名, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 78, No. 2, 1-967T_972, 2022.
- 4) 五十嵐 雄介 他 6名, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 78, No. 2, 1_973-I_978, 2022.

気乾シルト床下の氾濫流抵抗則に関する実験*

中央大学研究開発機構 松富 英夫
中央大学理工学部 有川 太郎

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震津波時に話題となった「黒い津波」¹⁾以降、日本でも移動床下の土砂を含む津波の研究が開始された²⁾。

松富・有川³⁾は気乾シルト床下の氾濫流抵抗則を限られた実験データに基づいて提示した。本研究は、新たに中央粒径 d_{50} を変えたシルト床下の氾濫流実験を行い、氾濫水密度 ρ などに関する実験データを蓄積し、提示した氾濫流抵抗則の妥当性確認を目的とする。

2. 気乾シルト床下の氾濫流実験

(1) 実験水路

実験水路は幅0.3mのすべり台状の直線開水路で、すべり台斜面の下端にはシルトを敷くために透明アクリル板製の水平部(底面は合板)、その下流端には氾濫流先端部の氾濫水(土砂水)量を調節して採水するために短く緩い上り斜面部(合板製)を設けた。実験水路の概略、測定器具などの配置と諸記号の定義などを図-1に示す。図中、 h_D は水平部底面からすべり台上端に水平に設置した貯水槽(高さ0.5 m、幅0.3 m、長さ1.8 m)底面までの高さ、 h_U は貯水深、 L_U は貯水長、 S_1 はすべり台斜面の勾配、 L_S は水平部の初期土砂層域長、 h_T は初期土砂層厚、 h_S と S_2 は短く緩い上り斜面部の水平部底面からの上端高さとし勾配である。津波氾濫流はゲート急開流れで模擬した。

(2) 水理量の測定と評価

初期土砂層域の上・下流端における入射氾濫水深を測定するため、上・下流端に容量式水位計を設置した。水位計間の距離は3.79 mまたは3.84 m、各水位計位置の初期水路底面位は同じで、水位(水深)のサンプリング時間間隔は0.01 sである。

水平部における氾濫流先端移動速度(≒入射氾濫流速 u_i と仮定)は上・下流端に設置した水位計間の距離と氾濫流先端が水位計間通過に要する時間から評価した。

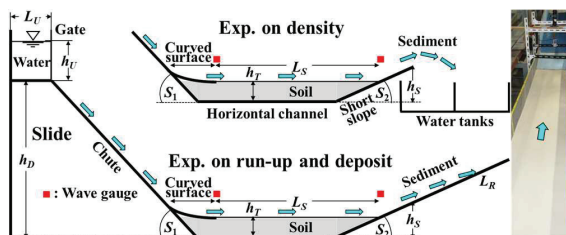


図-1 実験水路の概略(水路側壁は省略)、水路写真(右端)、測定器具などの配置と諸記号の定義。すべり台斜面下端の曲面で水平流を確保

* Experiments on a frictional resistance law of inundation flow over a dry silt bed by Hideo MATSUTOMI and Taro ARIKAWA

表-1 実験条件

実験ケース	h_D (m)	L_U (m)	h_U (m)	S_1 (°)	L_S (m)	h_T (m)	h_S (m)	S_2 (°)	M_{SD} (kg)	使用土砂
Case 1	0.20	1.8	0.20	6.3	3.84	0.06	0.13	7.4	42.0	Silt 1
Case 2			0.20		3.79				42.6	Silt 2
Case 3			0.25		3.84				48.3	Silt 2
Case 4			0.20		3.84				45.7	Silt 2
Case 5			0.18		3.84				41.9	Silt 2
Case 6	0.16	1.8	0.20	5.1	3.79	0.10	7.0	50.9	Silt 3	
Case 7			0.20					50.5	Silt 3	
Case 8			0.20					51.2	Silt 3	
Case 9			0.25					51.7	Silt 3	
Case 10			0.20					51.2	Silt 3	
Case 11			0.20					51.6	Silt 1	

表-2 実験結果（実験条件を含む。- は未評価）

実験ケース	d_{50} (mm)	均等係数	曲率係数	h_i (cm)	F_{ri} (-)	ρ (g/cm ³)
Case 1	0.008	-	-	4.4	2.24	1.096
Case 2	0.018	2.39	0.74	4.4	2.25	1.095
Case 3	0.018	2.39	0.74	5.1	2.36	1.088
Case 4	0.018	2.39	0.74	5.4	2.00	1.091
Case 5	0.018	2.39	0.74	4.5	2.09	1.088
Case 6	0.024	2.89	1.30	5.8	2.03	1.098
Case 7	0.024	2.89	1.30	5.5	2.03	1.082
Case 8	0.024	1.96	1.03	5.9	1.96	1.105
Case 9	0.024	1.96	1.03	7.0	2.10	1.096
Case 10	0.024	1.96	1.03	6.5	1.97	1.089
Case 11	0.008	-	-	4.5	1.98	1.098

初期土砂層域中心部における入射氾濫水深 h_i と入射フルード数 F_{ri} はそれぞれ上・下流端の水位計から得られる最大入射氾濫水深 (h_{iu} , h_{id}) を平均した水深 h_{im}^4 、 h_{im} と上述の氾濫流速 u_i 、重力加速度 g を用いて $u_i/\sqrt{gh_m}$ から評価した。

水平部における流況観察並びに氾濫流先端移動速度と初期土砂層域中心部における氾濫水深を予備的に評価するため、水平部の透明アクリル側壁の片面にはスケールを配置して、上方と側方からビデオ撮影も行った。

(3) 氾濫水密度の評価方法

水路水平部でシルトを巻込んだ氾濫水は下流端の短く緩い上り斜面を駆け上がり、空中に飛出す。飛出した氾濫水はほぼ全量はその落下域に設置した立方体の透明水槽群（辺長30 cm、板厚0.3 cm、秤量 $29.4 \times 29.4 \times 29.7 \approx 2.57 \times 10^4$ cm³の水槽を流れ方向に2個、水路横断方向に2個の計4個。図-1参照）へ飛込む。あらかじめ各水槽の重量を量り、氾濫水が飛込んだ後の各水槽の重量を量れば、氾濫水体積は水槽四隅の湛水深を測ることで評価できるので、氾濫水密度 ρ の評価ができる。

(4) 実験の条件と結果

表-1に新実験の条件を示す。 M_{SD} は各実験で使用したシルトの全質量である。使用したシルトは市販⁵⁾のもので、紙袋に入った気乾状態で水路水平部へ投入された後、その表面は水平に均された。その後、時間を置くことなく、実験を行った。実験は各ケース1回である。

表-2に実験前シルトの粒度特性例 (d_{50} は中央粒径)⁵⁾、入射氾濫水深 h_i 、入射フルード数

F_{ri} , 水槽へ飛込んだ氾濫水の全量から評価した氾濫水密度 ρ に関する実験結果を示す。

3. 気乾シルト床下の氾濫流抵抗則

松富⁶⁾は移動床下の氾濫流では氾濫水密度 ρ と摩擦損失係数 K の連動が重要と指摘し、両者の連動式として次式を提示した。

$$\rho = \rho_w / (1 - KF_{ri}^2) \quad (1)$$

式(1)を用い、松富・有川⁴⁾の津波氾濫流理論に適用可能な気乾の砂質土床下の氾濫流抵抗則として次式を提示した。

$$K = 0.00255F_{ri}^{-1}(h_i/d_{50})^{0.5} \quad (2)$$

式(2)については妥当性の照査が行われている⁷⁾。

気乾のシルト床下に関しては、限られた実験データに基づいて、氾濫水比重 ρ/ρ_w が常に砂質土床下のものを含むこれまでの全実験データの上限值あたりで、 F_{ri} と相対入射氾濫水深 h_i/d_{50} にあまり依存しないことを確認後、次式を提示した³⁾。

$$K = (1 - \rho_w/\rho)F_{ri}^{-2} = \mu F_{ri}^{-2} \quad (3)$$

ここで、式(3)提示時の実験係数 μ は0.1008である³⁾。後述の図-4中の実線は式(3)である。

式(2)と(3)は移動床下の氾濫流先端部平均の氾濫水密度 ρ の実験値を用いて導出されており、先端部空間平均の移動床下の氾濫流抵抗則と言える。今後、実験データの蓄積により

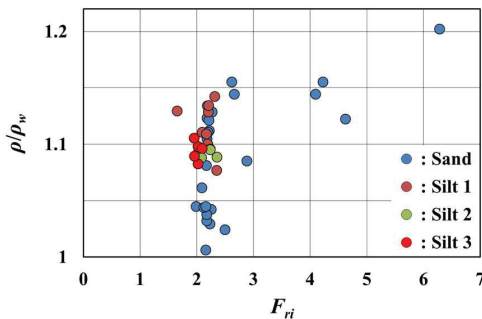


図-2 入射フルード数 F_{ri} と氾濫水比重 ρ/ρ_w の関係

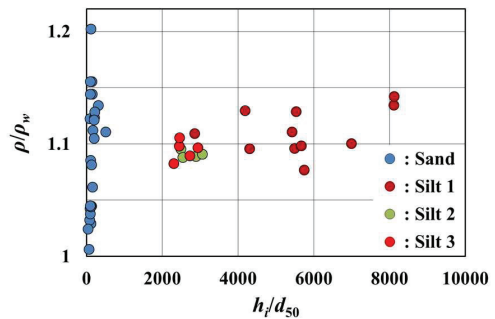


図-3 相対入射氾濫水深 h_i/d_{50} と氾濫水比重 ρ/ρ_w の関係

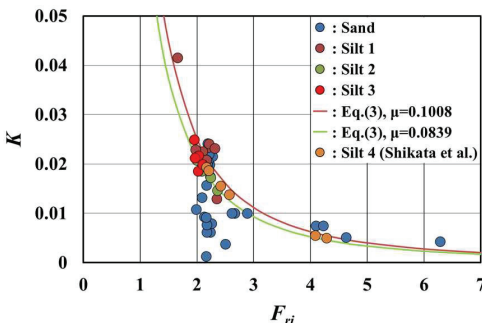


図-4 入射フルード数 F_{ri} と摩擦損失係数 K の関係 (志方ら⁸⁾の実験値を含む)

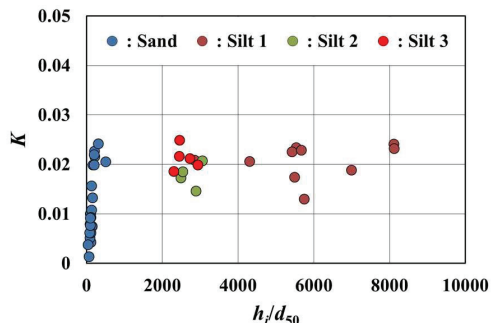


図-5 相対入射氾濫水深 h_i/d_{50} と摩擦損失係数 K の関係

実験係数が更新されるかもしれないが、式形は不変と考えている。この状況は氾濫水比重 ρ/ρ_w の評価式⁴⁾も同じである。

図-2～5に既報 (Sand, Silt 1) と本研究の新実験 (Silt 2, Silt 3) で得た全実験データを用いた場合の氾濫水比重 ρ/ρ_w および摩擦損失係数 K の入射フルード数 F_{ri} と相対入射氾濫水深 h_i/d_{50} への依存性を示す。図-4には参考として志方⁸⁾のシルトにおける実験値も示している。 K の導出過程と実験における評価法はそれぞれ参考文献6)と4)を参照されたい。また、気乾シルト床下の実験データは F_{ri} が2強以下に限られていることに注意を要する。これらの図から、1) ρ/ρ_w は気乾砂質土床下では F_{ri} と h_i/d_{50} の両方へ依存し、気乾シルト床下では砂質土床下を含めた ρ/ρ_w の全実験データの上限值あたりで、大きく散らばっているが、 h_i/d_{50} へ依存していない (図-2と3)、2) K は F_{ri} に対して気乾の砂質土床下とシルト床下で同様な依存傾向を示し (図-4)、 F_{ri} が同じ (例えば2強) であれば、気乾シルト床下では気乾砂質土床下の K の上限值あたりで (図-4)、 h_i/d_{50} へ依存していない (図-5)、3) 気乾シルト床下の ρ/ρ_w と K の h_i/d_{50} への依存性 (ほぼ一定) はこれまでと同じ傾向であるが (図-3と5)、実験係数 μ は d_{50} に少し依存する傾向にある (図-4) ことが判る。

式(3)は、気乾シルト床下の氾濫流において取り得る最小や最大などの氾濫水比重 ρ/ρ_w が決まれば、 μ や K が決まることを示している。これまでの気乾シルト床下の全実験データから推して、最小と最大の ρ/ρ_w は1.08程度と1.15程度で、 μ は0.074～0.130と考えればよからう。 μ は津波の遡上高や波力の評価といった検討課題項目毎に危険側を想定して決めればよからう。

4. おわりに

移動床土砂として市販のシルトを用いた氾濫水密度 ρ に関する水理実験を新たに行い、松富・有川の津波氾濫流理論に適用可能な気乾シルト床下の氾濫流抵抗則 (摩擦損失係数 K の評価式(3)) の妥当性確認を行った。その結果、実験係数 μ は中央粒径 d_{50} に少し依存する傾向にあるが、式(3)の式形が妥当であることが判った。

謝辞：本研究の遂行にあたり科研費 (基盤研究(C), 24K07988) の補助を受けた。新データの取得実験では中央大学の大学院生と学部生の助力を得た。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 例えば、狩野智彦：閉伊川左岸を越流する黒い津波の写真，2011年3月11日15時20分頃。
- 2) 例えば、松富英夫，川島 峻：津波氾濫流の密度に関する基礎実験，土木学会論文集B2 (海岸工学)，Vol.71, No.2, pp.355-360, 2015。
- 3) 松富英夫，有川太郎：移動床斜面を遡上する津波氾濫流理論の汎用化，土木学会論文集B2 (海岸工学)，Vol.80, No.17, 24-17049, 2024。
- 4) 松富英夫，有川太郎：氾濫水密度の時間変化を考慮した津波遡上，土木学会論文集B2 (海岸工学)，Vol.78, No.2, pp.247-252, 2022。
- 5) 丸中白土株式会社：白土(シルト)製品，<https://marunakahakudo.co.jp/products/index.html>，2025年11月15日参照。
- 6) 松富英夫：津波氾濫水密度の簡易評価法，土木学会論文集B2 (海岸工学)，Vol.75, No.2, pp.385-390, 2019。
- 7) 松富英夫：氾濫流抵抗則実験式の照査，土木学会東北支部技術研究発表会講演概要集，II-66, 2022 (CD-ROM)。
- 8) 志方建仁，新井田靖郎，木原直人，加藤勝秀：シルト・粘土を含む津波による波力に関する水理模型実験，土木学会論文集，Vol.79, No.17, 23-17112, 2023。

馬場目川における UAV 空撮と植生の変化に関する研究*

秋田大学理工学部 山田晃平

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤憲寿・渡辺一也

1. はじめに

近年、日本では異常気象による集中豪雨によって全国的に洪水被害が多発しており、令和 7 年度の秋田県においても 9 月上旬に局地的に激しい大雨が降り、氾濫が生じた河川が多く確認されている。それに伴い道路が一時全面通行止めになった箇所やある住家の一部破損、床下・床上浸水の被害が報告されている¹⁾。洪水による被害を減らすために河床変動の特性を把握し、管理していくことは重要である²⁾。植生域の拡大は微細土砂の堆積、高水敷の形成など河道地形に影響を与える³⁾ため特性を把握するにあたって重要な要素の一つである。そこで本研究では秋田県にある馬場目川を対象とし水位データ⁴⁾と過去⁵⁾⁶⁾の横断測量、UAV を用いた空中写真にデータを追加し、それらのデータを用いて河床変動について調査した。

2. 研究対象および研究方法

馬場目川は秋田県南秋田郡五城目町馬場目岳（標高 1037 m）に発し、幹川流路延長 47.5 km、流域面積が 910.5 km²の秋田県内最大の 2 級河川である。本研究では図-1 の様に平ノ下地区を流れる箇所の調査を行った。また、図-1 には横断測量の測線を上流側から測線 1、測線 2、測線 3 と設定し位置を示している。本研究では 2019 年から 2022 年、2025 年はトータルステーションを用いた光波測量、2023 年、2024 年は RTK 測量を図-2、図-3 の様に実施した。

さらに、UAV の空撮データから三次元点群データを作

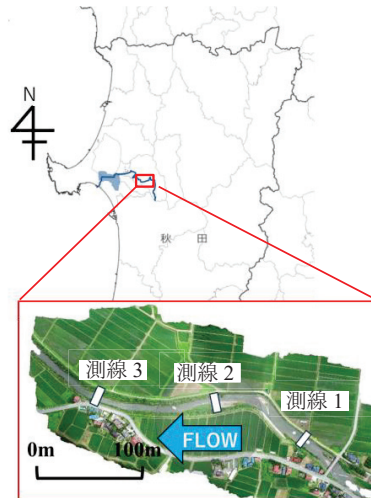


図-1 対象河川



図-2 RTK 測量の様子



図-3 光波測量の様子

* Study on Vegetation Changes Based on UAV Aerial Surveys in Babame River by Kohei YAMADA, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

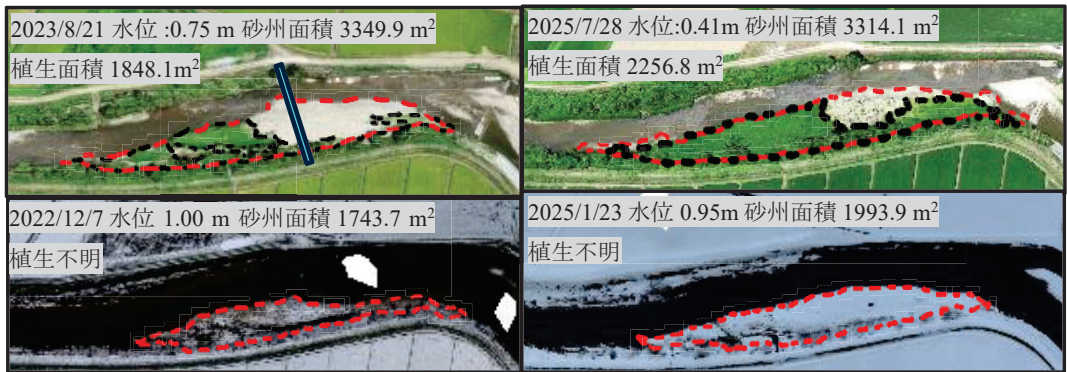


図-4 対象領域

水色線 : 測線 2	赤点線枠 : A_s	黒点線枠 : A_v
------------	--------------	--------------

成し、そのデータを基に図-4 の範囲のように砂州面積 (A_s)、植生面積 (A_v)、砂州長 (L)、砂州幅 (B) を求め、それに水位 (η) を加えそれらの関係を比較検討した。冬の雪が積もっている時期は植生の観測が難しいため、植生不明として検討を行った。また、対象砂州から深さ毎に表層、30 cm、50 cm、70 cm の土砂を採取した。土砂は各 6000 g ずつ採取し、JIS A1204 に則りふるい分け試験を行った。

3. 横断面

図-5 から図-7 は 2019 年～2025 年の横断測量から作成した横断面図であり左側が左岸、右側が右岸を示している。測線 1 では 2019 年～2025 年を比較すると左岸側が堆積傾向にあることが分かる。また、2020 年から 2021 年にかけて川幅が減少しているがこれは堤防の改修工事が行われた影響が考えられる。測線 2 では左岸側に堆積傾向が見られた。これは 2022 年と 2023 年を比較すると、最大で 2 m 以上河床が上がっている箇所がある。2025 年に少し下がっているものの 2022 年以降に比べると左岸側の河床高が高くなっている。右岸側については 2019 年から 2022 年までは河床高が低く変化していったが、2023 年には河床が上がり、2025 年にはまた、河床高が下がっている。測線 3 に関しては右岸側が堆積傾向であり、2023 年に大きく堆積したものの、2024 年に侵食が行われ、2025 年は 2024 年と同様な河床を示していた。

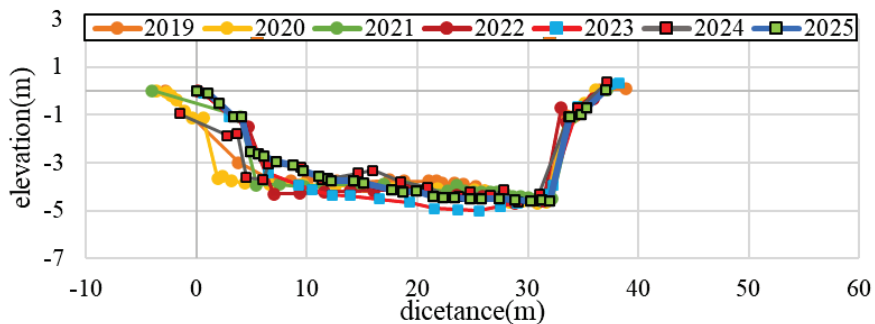


図-5 測線 1 横断面図

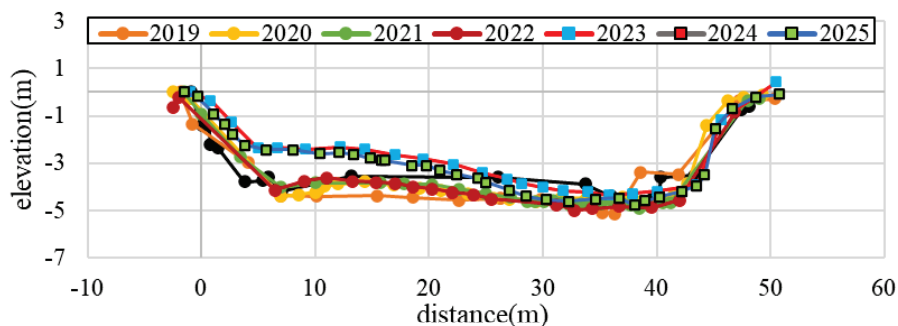


図-6 測線 2 横断面

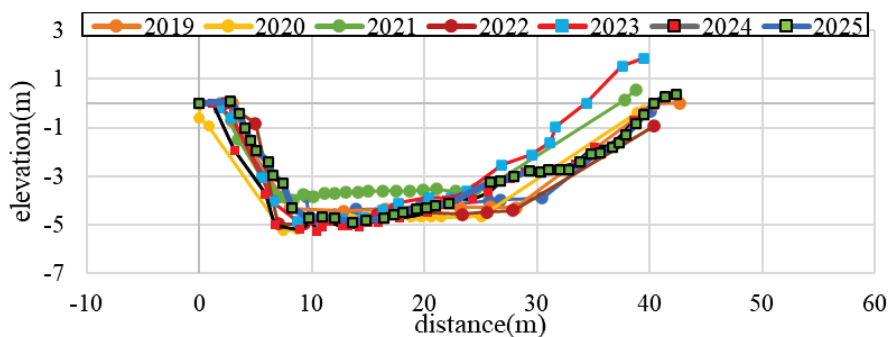


図-7 測線 3 横断面

4. 粒度分析

測線 2 に位置する砂州から土砂を採取し、粒度分析を行い 2025 年 8 月初めに発生した洪水前後である同年 6 月と 10 月の粒径加積曲線を図-8、図-9 の様に作成した。これを見ると表層が粗く変化しており、30 cm 地点では粒径が大きく変化していた。一方で、50 cm、70 cm 地点の粒径に関しては変化があまり見られなかった、このことから 50 cm、70 cm 地点の土砂の交換が行われなかったことが分かる。また、どの粒径範囲がどれだけ多いかを示すために図-10、図-11 の様に占有率で示した。表層の洪水前は 0.106~0.25 mm が 80 % を占めていたが、洪水後には 0.106~0.25 mm

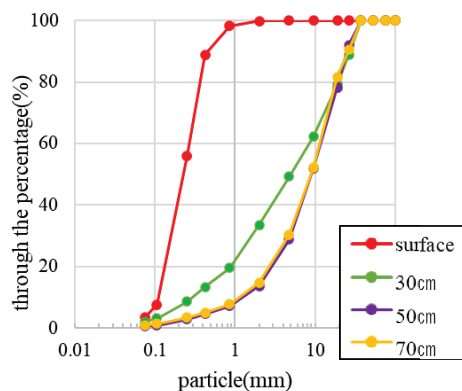


図-8 粒径加積曲線(洪水前, 2025 年 6)

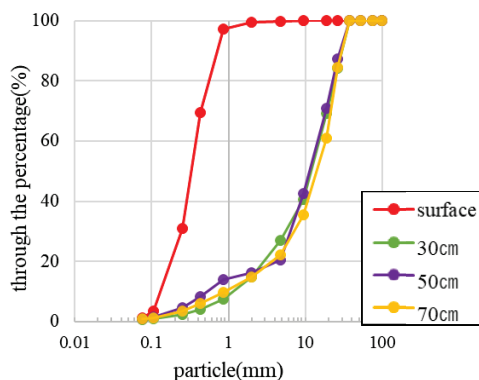


図-9 粒径加積曲線(洪水後, 2025 年 10 月)

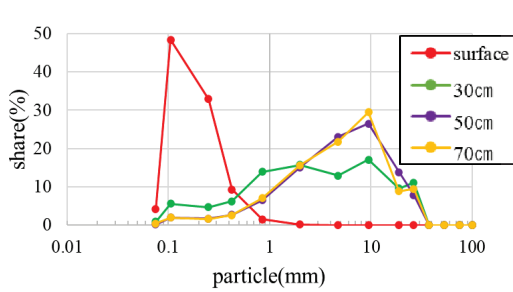


図-10 占有率(洪水前, 2025年6月)

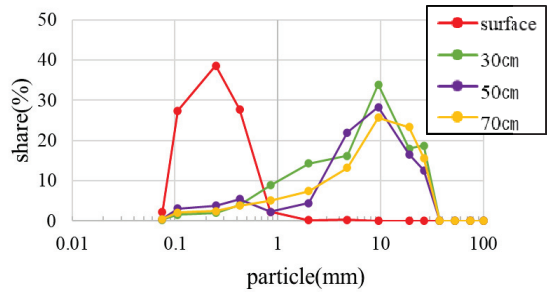


図-11 占有率(洪水後, 2025年10月)

の粒径が 65%に減少して、0.425 mm が 27%増加していた。このことから表層の粒径は洪水後から粗くなったことが分かった。また、30 cm 層の洪水前は 0.85 mm~26.5 mm の範囲に粒径が点在しており、洪水後は 0.85 mm 以下の粒径が減り、9.5~26.5 mm の粒径は増えており粒径が粗くなっているのが確認できた。深さ 50 cm から 70 cm の深さの粒度分布は洪水前後で大きな違いは見られなかった。また、粒径加積曲線の図からふるいを通った土砂の中央値から D50 を算出した。その D50 のグラフと、UAV 空撮から SfM 処理を行いそこから三次元点群データ得て砂州の各パラメーター算出した As, Av, L, B と D50 に水位データを時系列にまとめたグラフが図-12 である。2023 年の 7月に馬場目川の氾濫危険水位である 3.4 m を大幅に越えた大規模な洪水が生じた。

5. 砂州の挙動変化

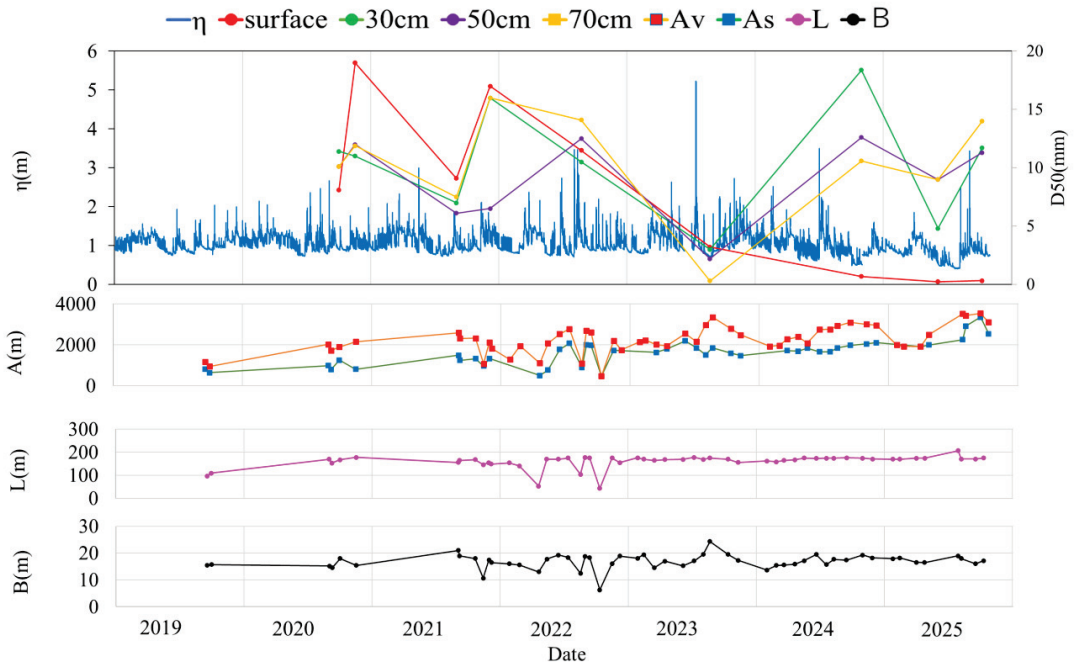


図-12 水位と対象砂州パラメーター

砂州面積と植生面積，砂州幅，砂州長を三次元点群データから算出し，**図-12**の様に砂州の各パラメーターの時間軸を合わせ時系列変化を示した図を作成した。これを見ると砂州面積，植生面積は年々増加傾向に見られる事が分かり，2019年に1200 m²弱程度だった砂州面積が3000 m²を超えている観測日も見られた。加えて，植生面積についても同様に調査を行った。2019年の最初の観測では800 m²程度であった植生が2025年には2000 m²を超えて観測できる日が多数見受けられた。また，2022年の4月頃から植生が伸びているが，これは表層の粒径が小さくなり始めた2022年の12月の時期から植生面積が大きくなっているため，粒径の変化が植生面積に影響を与えたと考えられる。砂州長，砂州幅について多少の変動は見られるが，2019年から2025年まで全体を通してみるとあまり変化が生じていないことが分かった。砂州幅と砂州長が極端に下がっている箇所は実測日の水位が高く砂州が浸水していることが原因と言える。砂州長，砂州幅の最大の長さは変化していないが，砂州全体の面積が増加していることから，砂州幅が全体的に増えその結果，砂州面積が増えるといったように砂州が変動していると考えられる。

砂州範囲と植生範囲の変動を詳しく見ていくために**図-13**，**図-14**の様に砂州範囲，植生範囲を線で囲み比較をした。観測日の選定方法として水位が同様に，一年間隔毎になるように選定をした。具体的には，水位が0.9 m±0.05 m，観測日を夏季の7月から9月の範囲を基準として選定を行った。また，2025年の観測日については，現在3月までのデータまでしか整理が出来ていないため3月のデータを使用している。砂州範囲は全体的に増加している事が**図-13**から分かり，特に上流側と下流側の増加が顕著である。植生域においては**図-14**から上流側と下流側に，植生範囲の増加が見られたが中央部にはあまり変化が見られなかった。砂州範囲については2020年から2021年に範囲が大きくなっており，植生範囲については，2022年から2023年にかけて大きく増加してい

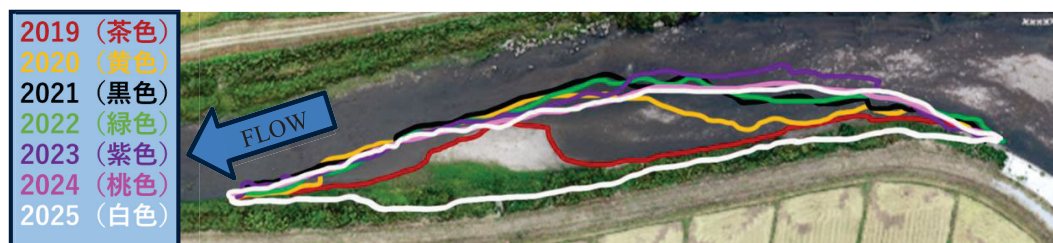


図-13 砂州範囲の重ね合わせ



図-14 植生範囲の重ね合わせ



図-15 浸水時の砂州の様子

ることが分かった。一方で、植生の変化があまり見られなかった砂州の中央部においては、図-15を見ると洪水が生じた際の砂州中央部の浸水の様子だが植生変化があまり見られなかった砂州中央部が浸水している様子が見られる。

このことから、浸水時に砂州交換が中央部で行われて植生の発達がしにくい環境になり、中央部では増加があまり見られなかったことが考えられる。また、植生が上流側に発達したことにより、砂州の侵食抵抗が強まり、砂州の上流部の面積が増加したと考えられる。また、砂州面積の増加が生じてから植生面積の増加が見られるため、植生面積の増加は砂州面積の増加が影響していると考えられる。

5. おわりに

本研究では馬場目川における河床変動に関して、横断測量により河床変化、UAV 空撮を基とした三次元点群データや砂州上の土砂を採取し粒度分析を行い砂州の挙動について検討した。その結果、横断図から測線 1 と測線 2 の左岸側、測線 3 の右岸側が堆積傾向にあることが分かった。そして、測線 2 に関しては 2023 年の大洪水の影響で 2 m の堆積が生じた。測線 2 の測線上に位置している砂州土砂の粒度分析では、2022 年から 2025 年にかけて表層の粒径が細かく変化していた。UAV 測量では最大の砂州長、砂州幅の変動は全体を通して見るとあまり変動は見られなかったが、砂州面積、植生面積では増加が見られた。砂州範囲では上流側と下流側に堆積するように増加が見られた。また、植生範囲に関しても上流側と下流側を中心に増加が見られたが、中央部分の変化はあまり見られなかった。洪水時の様子を確認すると中央部が浸水している様子が見られたことから、中央部分は浸水が生じ易く土砂の交換が行われ植生が発達しにくい環境であったためと考えられる。

参考文献

- 1) 秋田地方気象台：秋田県災害時気象資料，<https://www.jma-net.go.jp/akita/dada/saigai/pdf/saigai_20250901_03a_kita.pdf>(2025年11月9日アクセス)
- 2) 国土交通省：国土砂防技術基準（調査編），<https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/gijutsu/gijutsukijunn/chousa/pdf/04.pdf>(2025年6月18日アクセス)
- 3) 藤田光一, John A. MOODY, 宇田高明, 藤井政人：ウォッシュロードの堆積による高水敷の形成と川幅縮小，土木学会論文集, No.551/II-37, pp.47-62, 1996.
- 4) 秋田県建設部河川砂防課：秋田県河川砂防情報システム，<<https://kasen.pref.akita.lg.jp/pc/>>（2025年10月18日アクセス）
- 5) 自見寿孝, 齋藤憲寿, 渡辺一也：2023年秋田県豪雨における馬場目川の河床変動特性，東北地域災害科学研究，第60巻, pp.88-89, 2024.
- 6) 秋葉海志, 自見寿孝, 齋藤憲寿, 渡辺一也：令和5年7月豪雨時の馬場目川における洪水について，東北地域災害科学研究，第60巻, pp.77-82, 2024.

しなりを有する植生模型を用いた水理実験*

秋田大学理工学部

室橋 慧太

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤 憲寿・渡辺 一也

1. はじめに

近年、河川では大雨による水害が増加している。その一例として、2023年7月に秋田県五城目町にて馬場目川の氾濫が発生した。水害を引き起こす要因として考えられるのが流木と植生である。斜面崩壊や土砂崩れにより、河道周辺の樹木が河道内に供給され、堆積することで氾濫を発生させる¹⁾。河道内の植生は流水抵抗の働きをし、水位が上昇することで洪水が発生する²⁾。既往研究として、植生が流れに与える影響に関する研究、流木の挙動に関する研究などが行われているが、植生と流木が相互作用する際の研究は行われていなかった。それを踏まえて、剛体植生³⁾を用いたもの、柔軟植生⁴⁾を用いたもので、流木が相互作用する際の検討が行われたが、材料や形状によってしなり方が異なるという問題があった。そこで、しなり後の形状を固定させた植生を用いることで、しなりによる影響に着目して実験を行った。

2. 研究対象

本研究では、秋田県五城目町に位置する、県内最大級の二級河川である馬場目川を対象とした。馬場目川圏域河川整備計画より、流路長 47.5 km、流域面積 910.5 km² である。中流部に存在する富津内川合流点（西の橋～保呂瀬）の川幅は 30～50 m となっている。川幅 30 m の河川とし、縮尺を 1/100 として実験を行った。馬場目川を対象とした理由として、柔軟植生であるヤナギ類が豊富でしなりの影響を考慮し易いためである。

3. 実験条件

(1)水路

実験で用いる造波水路の概略（側面）を図-1 に示す。幅 0.30 m、高さ 0.50 m、水路長 12.0 m、勾配 1/300 である。水路内には植生層を設置し、0.80 m 上流側から流木 40 本を毎秒約 3 本ずつ投下して行った。これは、秋田県の荒川に流入した流木数⁵⁾を参考としている。水路壁面の影響を抑制するため水路中央に投下した。流木長、植生の密生度、流量の3種類のパラメータを変更し、流木堆積時の流木の挙動、流木堆積率、水位上昇率について検討を行った。各実験は5回ずつ行っている。

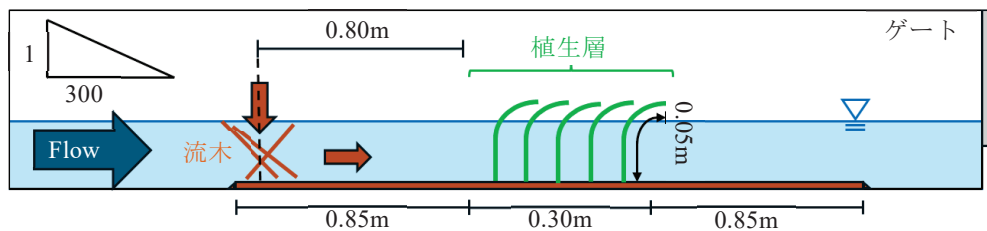


図-1 造波水路の概略（側面）

* Hydraulic experiments using flexible vegetation models by Keita MUROHASHI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

(2)流木模型

流木模型を図-2 に示す。植生として秋田県に多く存在する杉を対象としており、長さ 10 m, 15 m, 20 m の 3 種類で、直径 0.5 m を想定している。実験では、1/100 スケールの長さ 100 mm, 150 mm, 200 mm で直径 5 mm のものを使用した。比重は乾燥状態で 0.40~0.48, 湿潤状態で 1.06~1.22 である。既往研究の直立植生では、乾燥状態で 0.42~0.50, 湿潤状態で 0.81~0.88 である。

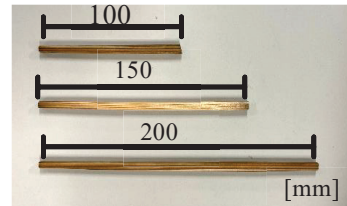


図-2 流木模型

(3)植生模型

図-3 に植生模型を示す。これは、積層式 3D プリンター (Creality Ender3 V3 SE) で印刷をしたものであり、材料として PLA 樹脂を使用している。高さ 5 m の柔軟植生を対象とし、全長を 1/100 スケールの 50 mm として半分の 25 mm の位置でしなり始めるように設計をした。材料によってしなり方が異なるが、しなり形状を固定することでしなりによる影響に着目することができる。なお、既往研究では、直立の剛体植生として直径 6 mm, 長さ 50 mm の真鍮を使用していた。

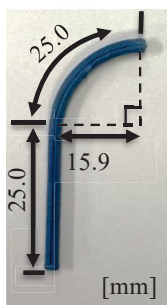


図-3 植生模型

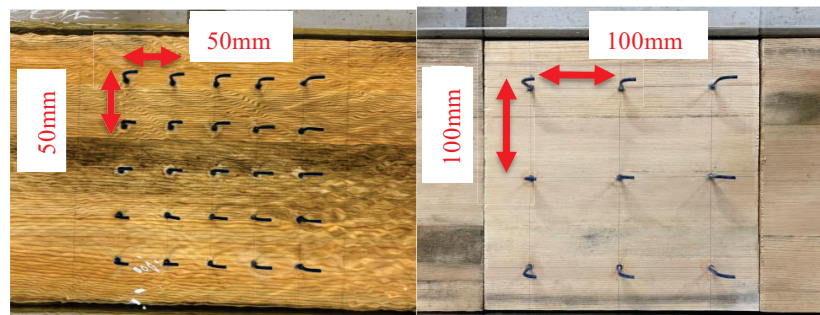


図-4 植生の密生度(左：高密度度，右：低密度度)

図-4 に植生の密生度を示す。植生層の範囲は 300 mm×300 mm の正方形であり、配置として高密度度、低密度度の 2 種類を使用した。高密度度は 50 mm 間隔で 25 本 (5 本×5 列)、低密度度は 100 mm 間隔で 9 本 (3 本×3 列) の植生模型を設置している。これは既往研究の大森ら³⁾と同様の配置である。密生度の計算式⁶⁾を式(1)に示す。

$$a_s(\%) = n_s D_s / S_s^2 \quad (1)$$

a_s は密生度 (%), n_s は単位領域中の植生本数, D_s は植生の直径 (m), S_s は単位領域一辺の長さ (m) である。密生度について、赤堀ら⁶⁾は 0.30 を粗, 0.70 を中, 2.50 を密としている。大森ら³⁾は、高密度度を 1.67, 低密度度を 0.60 として植生を作成。本研究では、高密度度を 0.80, 低密度度は 0.30 として植生模型を作成した。

(4)流量

秋田県五城目町馬場目川の計画高水流量 (680 m³/s) を基準とし、洪水流量 (833 m³/s), 平水流量 (558 m³/s), 低水流量 (286 m³/s) に設定した。縮尺より, 0.0083 m³/s, 0.0056 m³/s, 0.0029 m³/s である。算出にはフルードの相似則を用いている。

(5) 植生模型の選定実験

植生の直径を決める段階で、外力の影響で形状変化しない植生模型を選定した。高密度度の一列を用意し、洪水流量 $0.0083\text{m}^3/\text{s}$ 、流木長 200mm を 40 本束ねたものを用いて行った。直径を 0.5mm 間隔で変化させていった結果、直径 3.0mm で元の形状からそれ以上変形しなかったため、これを採用した。また、植生前後の水位変化についても検討した。図-5 に選定時の水位の測定位置（上面）を示す。左側が流木なし、右側が流木堆積時の様子である。手前の方から、植生前後に①～⑤と番号を振っており、その位置の水位を計測した。

選定時の水位変化の様子（側面）を図-6 に、選定時の水位変化を図-7 に示す。赤は上流、水色は下流であり、点線は流木なしのとき、実線は流木堆積時の水位を表している。上流の平均水位は 24.1mm 増加、下流の平均水位は 18.8mm 減少した。これは、植生と流木だけでなく、板材の段差による影響も大きいと考える。下流（流木堆積時）では①と⑤のみほとんど水位変化していない。これは、流木の端部と壁面の間を通る水が影響しているためであると考えられる。

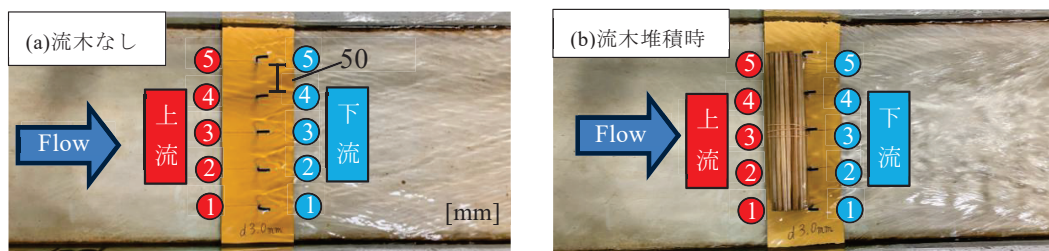


図-5 選定時の水位の測定位置（上面）

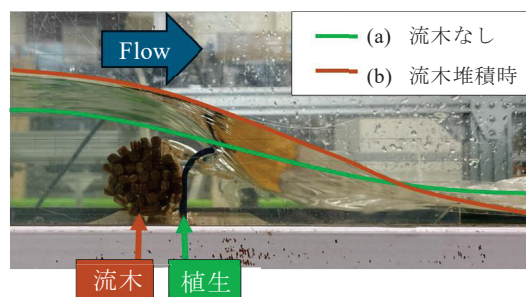


図-6 選定時の水位変化の様子（側面）

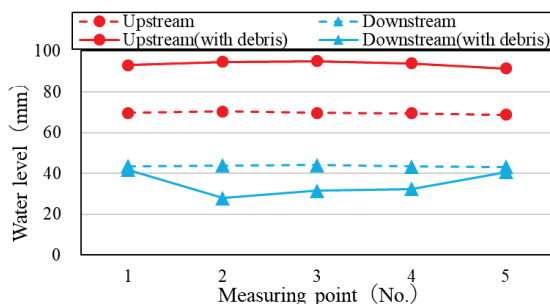


図-7 選定時の水位変化

4. 実験手法

植生模型の選定時、板材の段差と壁面による流れへの影響があることが確認できた。それを踏まえ、 0.3m の植生層前後に 0.85m の板材を設置し、段差の部分にはスロープ材を設け、流れに影響が出ないように実験を行った。

流木堆積時の①流木の挙動、②流木堆積率、③水位上昇率について検討した。①流木の挙

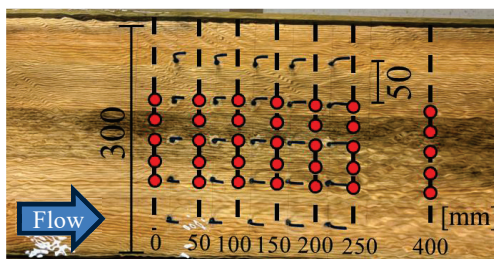


図-8 高密度植生層の水位測定位置（上面）

動では、水路の上面および側面から、植生層に堆積する流木の挙動を、写真や動画を用いて観察した。②流木堆積率では、全流木本数（100%）とし、植生層に堆積した流木の本数を堆積率として式（2）で算出した。③水位上昇率では、流木堆積時の植生各列の水位を平均で算出し、

$$\text{流木堆積率(\%)} = \frac{\text{植生に堆積した流木本数}}{\text{全流木本数}} \times 100 \quad (2)$$

$$\text{水位上昇率(\%)} = \frac{\text{流木堆積時の水位(mm)}}{\text{流木なしの水位(mm)}} \times 100 - 100 \quad (3)$$

それぞれの水位上昇率を式(3)で算出した。高密度植生層の水位測定位置（上面）を図-8に示す。植生各列の前後（0～250 mm の位置）、植生層後方（400 mm の位置）で水位の測定位置を5か所ずつ設けた。水位の測定にはポイントゲージを用いている。壁面側の植生は、壁面による流れの影響を受けてしまうため、中央側の水位を測定し、その平均を算出して水位上昇率を求めた。

5. 実験結果

高密度植生層を用いて流量3種類、流木長3種類で計9パターンの実験を行った。また、大森ら³⁾の剛体植生との比較を行った。流木なしのときの各流量の水位を図-9に示す。既往研究と本研究において、どの流量でも上流側から下流側にかけて水位が右肩下がりになっている。植生層のみでも水位に影響を与えていることが分かる。これを基準に流木堆積時の水位変化を評価した。

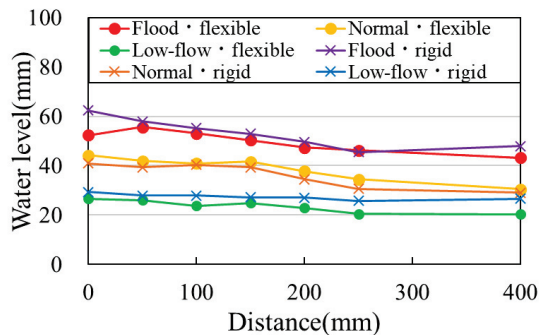


図-9 流木なしの各流量における水位

(1)流木の挙動

高密度・洪水流量における流木堆積率の様子を図-10に示す。上段が本研究のしなりを有する植生、下段が既往研究の剛体植生であり、それぞれ側面から観察したものである。剛体植生において、流木長200 mmでは上流部に、150 mmと100 mmでは植生層後方に堆積する傾向にある。しなりを有する植生では、流木長にかかわらず一列目に堆積しやすい傾向にあった。流木長が短くなるにつれて、植生層後方にも堆積していることが確認できる。どちらの植生で

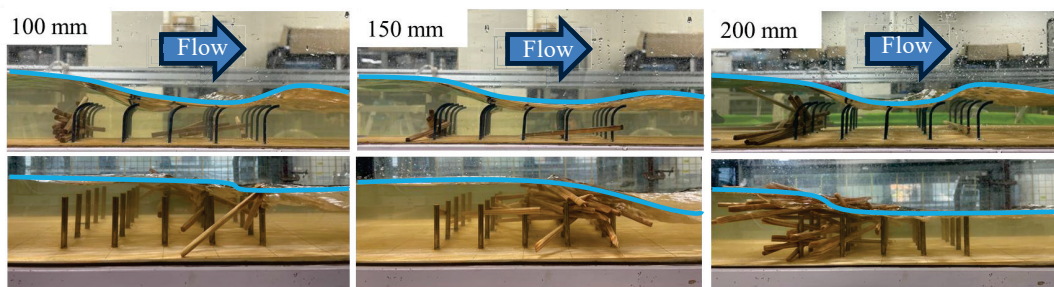


図-10 高密度・洪水流量における側面から見た流木堆積時の様子
上段：しなりを有する植生，下段：剛体植生

も流木は植生上部を通過していったが、しなりを有する植生では後方に堆積する流木は少なく流下していくものが多かった。また、図-10を見ると、それぞれの植生で流れが異なっている。剛体植生では、流木の堆積前後で水位が上昇および減少しているが、しなりを有する植生では、堆積位置を起点に上昇と減少を繰り返すような波形となっている。低水流量時、平水流量時では、流木長にかかわらず、どちらの植生でも同様に一列目に堆積する傾向にあった。また、低水流量では、植生層に到達しない留まる流木が確認できた。

(2)流木堆積率

各流量の流木堆積率を図-11に示す。上段が洪水流量、中段が平水流量、下段が低水流量の結果である。剛体植生では、洪水流量、平水流量において流木長が長くなるほど堆積率が高くなる傾向にあるが、低水流量では流木長が長くなるほど堆積率は低くなる傾向にある。しなりを有する植生では、傾向は概ね同じであるが、150 mmのみ傾向から外れている。洪水流量では、剛体植生に比べてしなりを有する植生の方が堆積率を半分かそれ以下に抑えていた（剛体植生：約50～80%，しなりを有する植生：約19～45%）。また、平水流量、低水流量では、しなりを有する植生の方が流木堆積率は大きくなっていた。

(3)水位上昇率

各流量の水位上昇率を図-12に示す。洪水流量において、剛体植生は上流部や中流部の水位が上昇している（約15～37%）。しなりを有する植生では植生層の一列目で水位が上昇しており（約15～27%）、どの流木長でもグラフの形状が近似した。また、大きな水位上昇はなく、緩やかになっている。平水流量において、剛体植生は植生層の一列目で水位上昇しており、しなりを有する植生は、流木長200 mm、100 mmでは植生層の一列目で水位上昇しているが、150 mmのみ上流部や中流部で水位上昇している。また、400 mmの位置において、剛体植生はどの流木長でも約30%水位が上昇しているのに対し、しなりを有する植生では0%に近づくように水位が上昇している。低水流量において、どちらの植生でも一列目で水位が上昇している。洪水時、平水時と比べて水位上昇率が非常に大きく、しなりを有する植生の流木長200 mmと150 mmでは約100%の上昇率となっている。上昇と減少を終えてから（150 mmの辺りから後方）はどちらも水位が安定している。上昇率は異なるが、どちらの植生においてもグラフの形状が近似している。

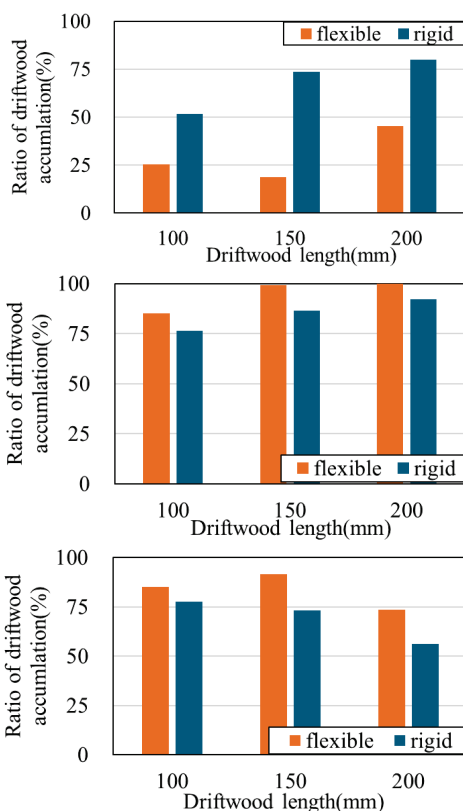


図-11 各流量の流木堆積率
上段：洪水流量，中段：平水流量，
下段：低水流量

6. 考察

(1)流木の挙動

どちらの植生においても、植生上部を越えるように流下したが、しなりを有する植生の方が後方に堆積しにくい結果となった。これは、水位が植生高さよりも高く、しなり部分による影響で流木が堆積せずに後方へ流下しているためであると考えられる。

(2)流木堆積率

洪水流量において、しなりを有する植生の方が堆積率は小さくなっていた。(剛体：約 50～80%，しなり有：約 20～40%)。平水流量、低水流量では、本研究の方が堆積率は大きくなっているが、これは既往研究で使用した流木の比重よりも値が大きくなっているため、堆積本数が増加したのが要因として考えられる。

(3)水位上昇率

しなりを有する植生の方が、水位上昇している位置から後方に与える影響が小さくなっており、水位が安定している。これは、しなりの形状によって越流を繰り返すことで流速が低下していることが要因として考えられる。

7. おわりに

今回、高密度植生模型を用いて合計 9 パターンの実験を行った。洪水流量では、しなりによる影響で流木の堆積を抑制しており、水路の後方に与える影響を小さくすることが分かった。また、流量が小さいほどしなりを有する植生の方では水位が上昇しやすいことが分かった。今後の展望として、同様のパラメータを利用して低密度でも実験を行い、高密度との結果の比較および考察を行う。

参考文献

- 1) 国土交通省, 土砂・洪水氾濫時に流出する流木の対策計画の基本的な考え, <dosyakouzuihanran_ryuuboku_r0508.pdf (mlit.go.jp)>(2025 年 7 月アクセス)
- 2) 吉田圭介, 前野詩朗, 藤田駿佑, 松山悟, 岩城智大, 平井康隆: 旭川における植生分布の経年変化を考慮した洪水流の数値解析, 土木学会論文集 B1(水工学), 第 71 巻, 第 4 号, pp.1_1039-I_1044, 2015.
- 3) 大森蒼士, 齋藤憲寿, 渡辺一也, 自見寿孝: 植生および流木の相互作用が洪水流に与える影響, 東北地域災害科学研究, 第 59 巻, pp.63-68, 2023.
- 4) 坂入海帆, 齋藤憲寿, 渡辺一也, 自見寿孝: 柔軟性を有する植生および流木が洪水流に与える影響について, 東北地域災害科学研究, 第 60 巻, pp.107-112, 2024.
- 5) 松林 由里子: 2017 年秋田豪雨によって水田に堆積した流木の特徴: 東北地域災害科学研究, 第 56 巻, pp.1-6, 2020.
- 6) 赤堀 良介, 春日井 勇輝: 植生内の流れの構造と浮遊砂堆積状況の関連について, 土木学会論文集 A2 (応用力学), Vol.70, No.2(応用力学論文集 Vol.17), I_753-I_760, 2014.

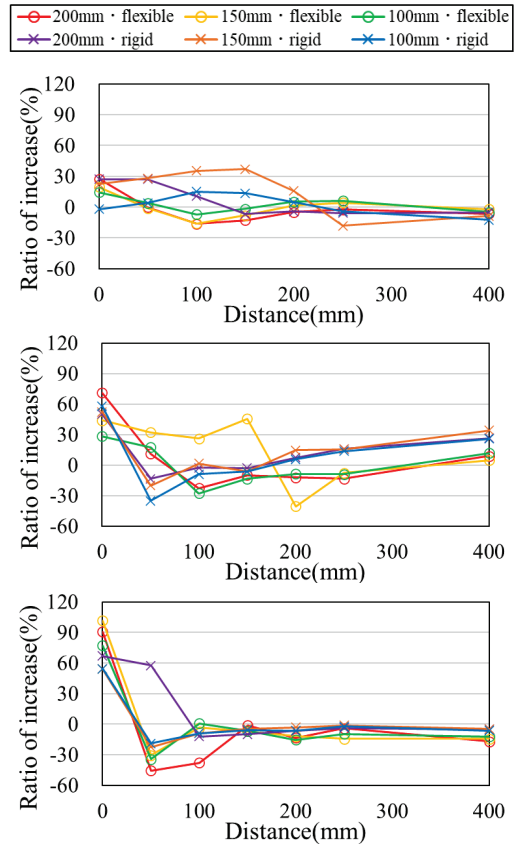


図-12 各流量の水位上昇率

上段：洪水流量，中段：平水流量，
下段：低水流量

令和5年7月秋田豪雨時の浸水調査データの検討*

秋田大学工学部

山崎 悠輝

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤 憲寿・渡辺 一也

1. はじめに

近年、全国的に停滞性の前線による大雨の被害が相次いでいる。秋田県では令和5年7月14日から16日にかけて複数の観測所で24時間降水量が観測史上最大を記録するなど、県内各地で内水・外水氾濫等の被害が起きた。この豪雨災害に対する既往研究¹⁾⁴⁾では、浸水深調査データの基準がバラバラで統一されていない。そこで本研究では、それぞれの調査データの基準を揃え、統一性を持たせたデータで被害の状況を一つのマップにまとめることで災害の全体像の把握と今後の防災対策に活かすことを目的として検討した。

2. 研究対象

本研究では、令和5年7月14日から16日にかけての秋田豪雨災害で氾濫が起きた秋田市を対象とした論文¹⁾⁴⁾を基に浸水調査データをまとめた。また、対象河川として旭川（流域面積223 km²、幹線流路延長21.8 km）・太平洋（流域面積143.4 km²、幹線流路延長26.3 km）・猿田川（流域面積39.1 km²、幹線流路延長11.4 km）を挙げる。いずれも雄物川水系の1級河川である。それぞれの河川の洪水時の河川水位と危険氾濫水位を図-1に時間雨量と総雨量を図-2として示す。それぞれの河川の水位と氾濫危険水位についてみていくと、旭川の中島観測所は7月14日15:00から水位が増え始め、18:20に再び増え、その後7月15日3:00から水位が急増し同日11:40に氾濫危険水位360 cmを超えている。旭川では16日2:50~3:10の間に最大432 cmの水位を観測しており、3:20を境に水位が減少し始め同日5:40に氾濫危険水位を下回っている。太平洋の牛島観測所では、中島観測所と同様に14日15:00から水位が増え始め、15日9:10に氾濫危険水位350 cmを上回っている。太平洋では15日22:50~23:30までの間と16日0:00に最大504 cmを観測しており、16日3:50を境に水位が減少し始め同日11:00に氾濫危険水位を下回っている。猿田川の仁井田観測所では、14日14:40から水位が増え始め、14日19:30と15日1:40に水位が急増し、15日9:10に氾濫危険水位270 cmを上回っている。猿田川では15日23:20から16日1:50までと16日2:20~2:30に

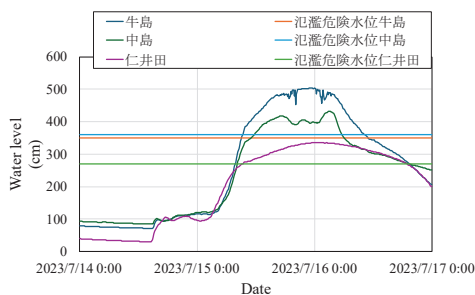


図-1 河川水位と危険氾濫水位⁵⁾

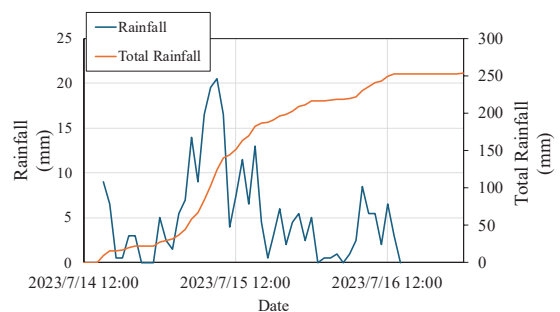


図-2 秋田観測所の雨量データ⁶⁾

* Analysis of Flood Survey Data during the July 2023 Akita Heavy Rain by Yuki YAMAZAKI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

最大 335 cm を観測しており、同日 2:40 を境に水位が緩やか減少し 19:00 に氾濫危険水位を下回っている。浸水調査データに用いた論文¹⁾⁴⁾の調査範囲を図-3に、調査方法を表-1に示す。

3. 研究方法

本研究では、表-1に示した松富ら¹⁾のデータを基準に浸水深を東京湾平均海面の高さ T.P.(m)にし、齋藤ら²⁾、中野ら³⁾、長谷川ら⁴⁾の図から浸水深(地面からの高さ, T.P.)と標高、座標を国土地理院などからそれぞれ求め、Excelと Google Earth Pro を用いて一つにまとめたものを図-4、図-5として示す。

4. 調査結果

図-4から浸水深は 0 m~0.75 m の浅い箇所が広範囲に分布する一方で、局所的に 1.0 m~2.0 m 以上の深い箇所が集中しているということがわかる。

図-4と図-5を比較すると基準を T.P.(m)に揃えたことにより、異なる浸水深でも近い場所では概ね同じ高さ

の浸水被害が起きているということがわかる。太平洋で起きた外水氾濫と雨と排水不良による内水氾濫の複合的は洪水が広範囲で浸水被害を起こした。地形的特徴が浸水被害の分布に影響をもたらしていると考えられる。

表-1 調査方法

	松富ら ¹⁾	齋藤ら ²⁾	中野ら ³⁾	長谷川ら ⁴⁾
調査方法	自動レベル・標尺を用いた現地調査	地域住民へのヒアリング, 画像解析	メジャーを用いた現地調査	レベルを用いた現地調査
調査範囲	秋田駅南西	太平川から秋田駅	太平川周辺	太平川周辺
データ数	104	154	42	140
浸水深の基準	T.P.(m)	地面からの高さ(m)	地面からの高さ(m)	地面からの高さ(m)
調査期間	2023年7月29日 ~10月4日	-	2023年8月5日 ~11月4日	-
測定精度	0.001	0.5	0.1	0.2

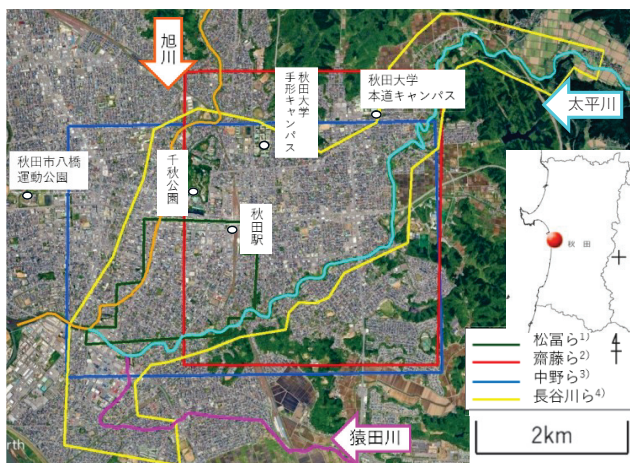


図-3 調査範囲

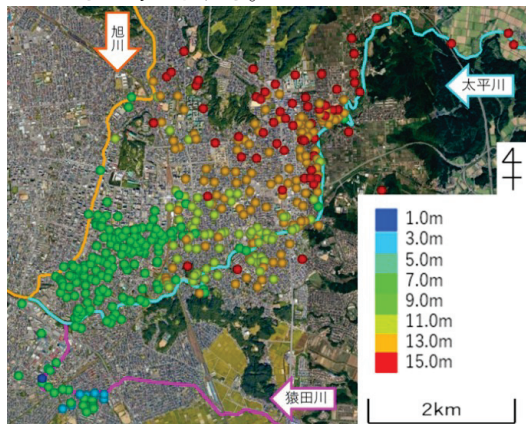


図-4 浸水深分布図(地面からの高さ)

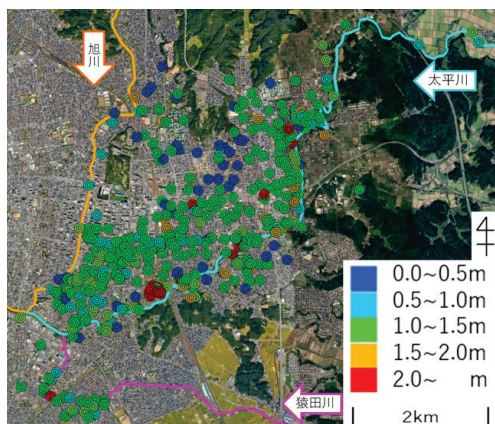


図-5 浸水深分布図(T.P.)

このことから、図-6に示すように標高と浸水の関係について地域の特徴ごとに6つの地区分けを行い検討した。それぞれの地区の特徴は以下の表-2の通りである。

千秋公園周辺地区(図-7)では、北部に浸水深が1.5m~2.0mの地点が見られる。ここは旭川の旧流路(図-7中の北側の白い枠線の範囲)であり、周辺より標高が低くなっていることがわかる。周辺より土地が低いことで周囲から水が流れ込み被害が大きくなったのだと考えられる。北東方面では標高が高めで氾濫を起こした太平川から離れているため、内水による浸水深が0m~1.0m以下の小さな被害が起きたと考えられる。また、秋田駅から東の方向にある浸水深が2.0m以上の星マーク(図-7中の黄色の丸)の地点は、秋田駅の東西を結ぶ秋田中央道路があり、駅の下を通過する地下道の入り口付近を測定しているため浸水深が高く出ている。

広面地区(図-8)は太平川の右岸側の地区で、太平川の旧流路(図-8中の白い枠線の範囲)に深い浸水深が集中していることがわかる。齋藤ら¹⁾の図によると太平川の氾濫箇所はこの旧流路部分に集中しており、越水による流入により旧流路沿いに被害が大きくなったと考えられる。広面1号橋のある図-8中の赤丸の一番北側では、15日11:10頃から氾濫している様子が確認されている。河川改修を行った跡地で氾濫が起きていることから、少ない流量だと洪水は起きないが、大雨に対しては許容流量が不足していたことがわかる。また、比較的周囲の地形との標高差がないのに浸水深が局所的に2.0m以上となっている箇所(図-8中の黄色の丸)のうち、西側の星マークは先ほど述べた秋田中央道路である。東側の星マークは城東十字路の地下道があるため浸水深が2.0m以上と高く出ている。

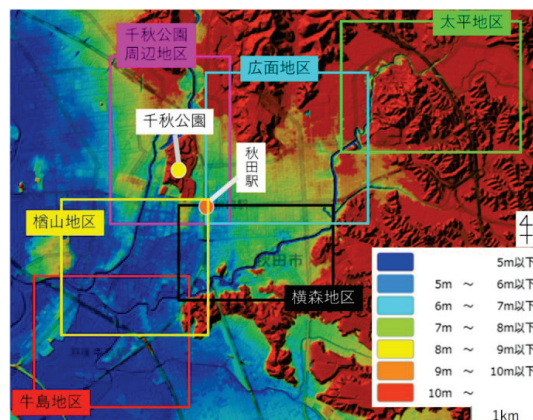


図-6 色別標高図(国土地理院データに加筆)

表-2 選定地区の特徴

地区名	特徴
千秋公園周辺地区	江戸時代にあった久保田城の跡地。城下町とその周辺。
広面地区	他地区と比べ広域で平地。現在は住宅とお店が立ち並んでいる。
榎山地区	旧久保田城の南側で旭川と太平川の合流地点がある。住宅街になっている。
横森地区	大平川と山地に囲まれている。住宅で浸水被害が大きかった。
牛島地区	猿田川と太平川の合流地点がある。比較的標高が低く、浸水被害は大きい。
太平地区	大平山の麓で田畑が広がっている。

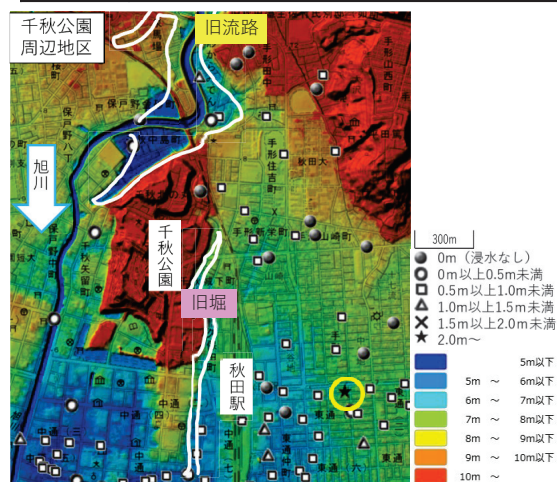


図-7 千秋公園周辺地区

楢山地区(図-9)は、比較的深い浸水深分布が見られるが、局所的に被害がない箇所がある。このような現象となったのは旧久保田城の堀として用いられていた場所(図-9中の中央の白い枠線の範囲)が標高の低い地点で、松富ら³⁾によるとこの低地の連なり(みず道)を氾濫水が卓越的に流れているように判断され、旭川の左岸崩落地点(図-9中のピンク色の丸)はみず道に沿った氾濫水が流れ込むところに位置している。氾濫流が図の矢印のように流れ込むことで被害の大きい地点と少ない地点が生じたと考えられる。

また、2.0m以上の浸水被害が多発している三方向を太平洋川と秋田新幹線と奥羽本線に挟まれている箇所は、秋田新幹線のすぐ脇から太平洋川が氾濫し、溢れた水が線路のアンダーパスを通過して太平洋川の旧流路に流れ込んだことが、2.0m以上の浸水被害を出した原因と考えられる。

横森地区(図-10)は、氾濫箇所(図-10中の赤丸)が多く、床上や床下浸水の被害が多かった。中野ら³⁾によると、7月15日の午前中から浸水深が上昇し始め、14時以降に上昇速度が速くなったことから、ここでの被害は内水で始まった後に外水の影響で被害が拡大している。秋田市によると図-10の南側の範囲で住宅被害状況の約2割の被害が出ているが土砂災害の被害は出ていないため、被害の原因は外水氾濫が主であると考えられる。

また、太平洋川の右岸側では東通りから秋田駅の南側にある明田地下道方面に向けて緩やかな勾配となっており、道路を伝って明田地下道の西方面へと氾濫水が流れていったために、明田地下道の西側で2.0mを超える浸水被害が出たのだと考えられる。

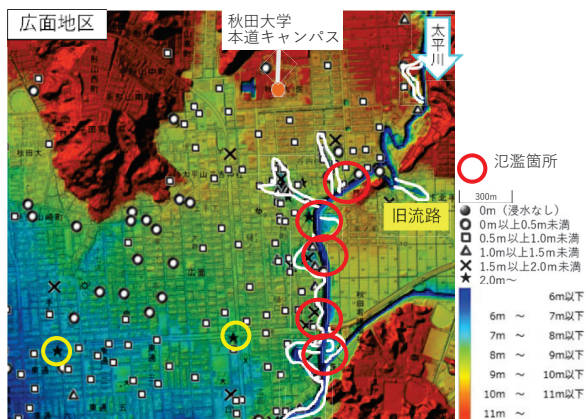


図-8 広面地区

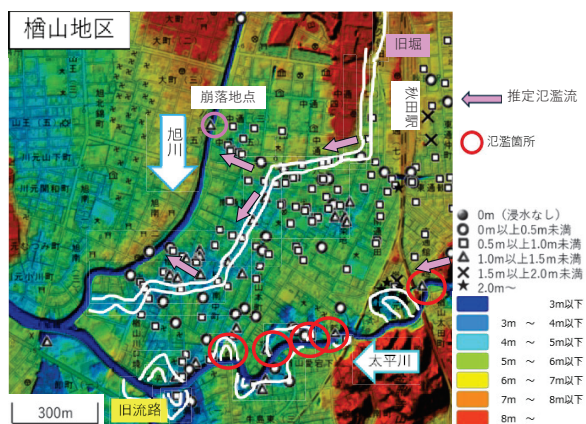


図-9 楢山地区

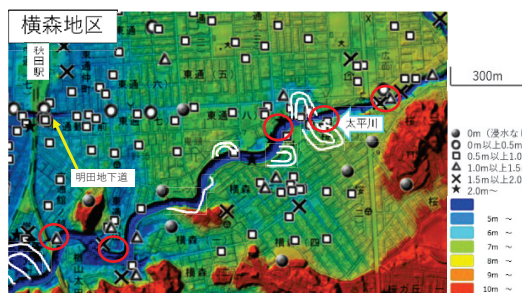


図-10 横森地区



太平川
(広面広面)



秋田昭和線
(広面宮田)



城東十字路口
(広面樋ノ沖)



スーパーマーケット
(東通り)



明田地下道
(東通観音前)



広面近隣公園
(下北手桜宮ケ沢)

図-11 災害前後の様子

図-11 に災害前後の洪水の様子を示す。7月16日の太平川の氾濫の様子や、7月17日の主要道路の冠水状態、地下道や駐車場水没の状態、氾濫流の影響で流され堆積したごみ、8月3日の災害ごみの集積場となった公園の様子である。

牛島地区(図-12)は、猿田川と太平川の合流地点で越水した可能性はあるがほとんどの地点で内水氾濫が起きている⁴⁾。牛島地区も猿田川の旧流路(図-12 中の下側の白い枠線の範囲)の土地が低く被害も大きいことがわかる。また、線路と猿田川の湾曲部に囲まれているところの浸水被害が2.0mを超える地点は猿田川と古川の合流地点も近く、河川の合流で猿田川の流量が多くなった影響と線路に阻まれたことにより内水の排水ができていなかったことが原因だと考えられる。猿田川では古川方面への逆流を防ぐ目的で樋門の設置計画が立てられたことから、猿田川から古川への逆流により水位の上昇とそれに伴った浸水被害が引き起こされたと考えられる。牛島地区は猿田川の水位上昇に伴い、排水機構が機能しなかったことが被害の大きくなった要因であると考えられる。

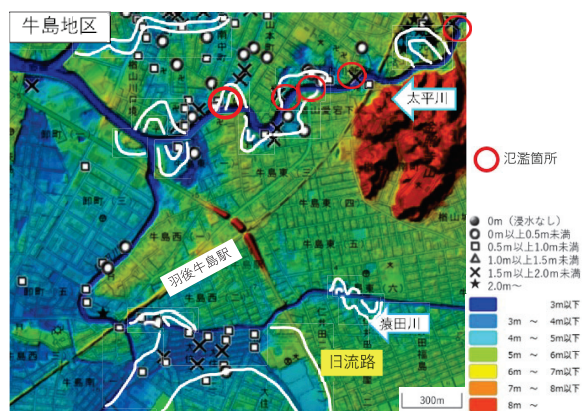


図-12 牛島地区

太平地区(図-13)は山地で比較的標高が高く、外水氾濫の影響が大きい。特に、太平川の旧流路付近で浸水深が1.5 m~2.0 mと大きな被害がでている。この周辺には田畑が広がっていることから、水はげが悪かったことで浸水深が1.0 mを超える被害を引き起こしたと考えられる。しかし、実際に被害の状況を確認できていないことや情報が少ないことにより、原因は明確ではないが太平地区

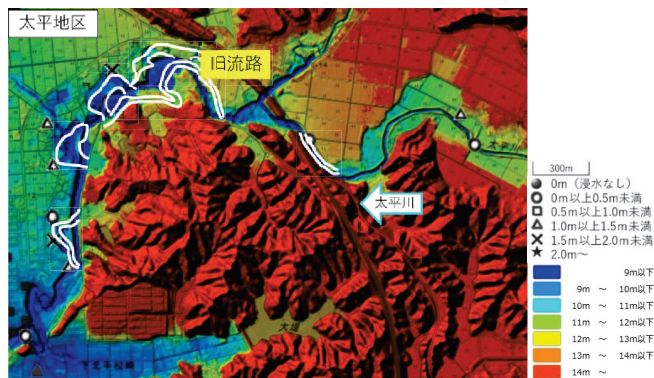


図-13 太平地区

でも土砂による住宅被害が報告されていないため、氾濫水が排水出来ずに滞留したことが被害を大きくした原因であると考えられる。太平川では氾濫危険水位の375 cmを大幅に超える最大504 cmの水位が観測され、秋田市の広い範囲で外水氾濫の影響があり、特に旧流路ではすべての地区で氾濫が起きていることから太平地区でも同じように被害が起きたと考えられる。

5. おわりに

本研究では、令和5年7月秋田豪雨における複数の浸水調査データの基準を統一し浸水深分布図を作成した。その結果、浸水の深さや広がり方が把握しやすくなり地形的構造が浸水被害に大きく関わっていることがわかった。河川の氾濫が起きた場所が改修工事をした旧流路と一致していることが大きな特徴として挙げられ、河川の許容流量の不足により越水が起き、旧流路に沿って氾濫流が流れ込むことが被害を拡大させる原因となることがわかる。旧流路や旧堀といった窪地や地下道やアンダーパスといった周辺より標高が低い道路に氾濫流が流れ込むことも被害を大きくする要因であると言える。また、その窪地に氾濫流が流れ込むことで下水道などの排水が追いつかず、その付近で内水氾濫が起きているという特徴が見られた。

実際のハザードマップと得られたデータを比較し防災対策に活かしていく方法を提起することなどを今後の検討課題としていく。

参考文献

- 1) 松富英夫, 鎌滝孝信, 今野史子: 2023年7月秋田豪雨による秋田市中心市街地の氾濫について, 東北地域災害科学研究, 第60巻, pp.67-70, 2024.
- 2) 齋藤憲寿, 渡辺一也: 2023年秋田豪雨における秋田市駅東地区の被害について, 東北地域災害科学研究, 第61巻, pp.71-76, 2025.
- 3) 中野晋, 蔣景彩, 金井純子, 西村実稔, 渡辺一也, 徳永雅彦, 榎本誠一: 令和5年7月豪雨における秋田市内の浸水被害と避難情報発令の課題, 令和6年度自然災害フォーラム論文集, pp.19-28, 2024.
- 4) 長谷川兼一, 石戸脩斗, 二瓶泰雄, 窪田利久: 浸水被害住宅の真菌汚染と復旧手法に関する調査研究 その4 2023年7月の大雨による秋田市内の住宅関連の被災状況, 日本建築学会大会学術講演梗概, Z-1 分冊, 9p, 2024.
- 5) 秋田県河川砂防情報システム<<https://kasen.pref.akita.lg.jp/pc/jsp/csvZipDI.jsp>>, 2025/11/21 アクセス.
- 6) 気象庁<<https://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>>, 2025/11/14 アクセス.
- 7) 国土交通省: 雄物川下流圏域水災害対策プロジェクト ~流域のあらゆる関係者が一体となった、安全で安心が確保できる治水対策の推進~<https://www.thr.mlit.go.jp/bumon/b00037/K00290/river-hp/kasen/kinkyutisuitaisaku/sozai/240404_omonogawamizupuro.pdf>, 2025/12/26 アクセス.

通常型および改良型通気工法外壁システムに求められる耐風圧性能*

東北大学未来科学技術共同研究センター 植松 康
NTT 都市開発(株) 細川敬士郎

1. はじめに

我が国では低層住宅にサイディングを用いた通気工法外壁システムがよく用いられる。これは図 1 に示すようにサイディングの裏側に通気層を設け、湿気を外気に放出することで壁体内の結露やカビを防止するものである。この工法については、環境面での研究は多く為されているが(例えば Rahiminejad et al.¹⁾)、風荷重や耐風性能に関する研究はこれまでほとんど為されていない。そこで、渡部・植松²⁾は金属サイディングを用いた通気工法外壁システムを対象とし、風洞実験による多点風圧同時測定結果と非定常ベルヌーイ式に基づく数値シミュレーションを組み合わせることで通気層内の圧力(「層内圧」と呼ぶ)を推定する手法を提案した。そこでは壁面上下端の開口だけでなく、サイディング嵌合部のわずかな隙間の影響も考慮している。これにより、隙間流れによる等圧効果によってサイディングに作用する風力の低減が示された(詳細については渡部³⁾を参照されたい)。

次に、植松・細川⁴⁾は外壁に図 2 に示すような意図的な開口(隙間)を設けることで等圧効果を促し、サイディングの更なる風荷重低減を試みた。検討の結果、隙間幅 g (図 2 では 1mm)が大きいほど、また隙間間隔 s が小さいほどサイディングに作用するピーク風力が低減することが示された。しかし、同時に層内圧の最大・最小ピーク値の大きさが増大することも示された。この層内圧は内壁には外圧として作用するため、内壁の耐風性能を考える上で重要となるが、通気工法システムの内壁に作用する風力やその耐風性能の検討はこれまで全く為されていない。サイディングは通常外側から留め付けられるので、負のピーク風力係数 $\hat{C}_{f,out}$ (外向き)が設計上重要となる。一方、内壁は一般に室内側から留め付けられる上、室内圧係数は一般に負となるので⁵⁾、内壁にとっては正の層内圧係数 \hat{C}_{pl} (内向き)が設計上重要となる。つまり、外壁に意図的な開口を設けることはサイディングにとっては有利に働くが、内壁にとっては不利に働くことになる。したがって、通気工法外壁システムの耐風性能を向上させるためには、 \hat{C}_{pl} の上昇を抑えつつ $|\hat{C}_{f,out}|$ をできるだけ低減させるような g と s の組合せを見出すことが課題となる。植松・細川⁴⁾は一連のシミュレーション結果に基づき、検討した範囲内ではあるが、 $g = 1\text{mm}$, $s \approx 0.8\text{m}$ の組合せが最適であるとした(詳細については細川⁶⁾を参照されたい)。

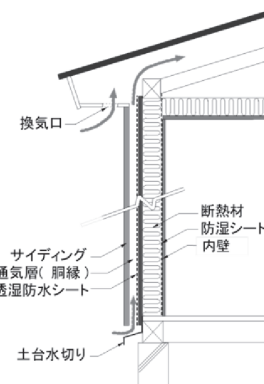


図 1 通気工法外壁システム

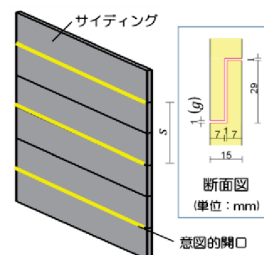


図 2 意図的な開口

* Wind resistant performance required for the ordinary and improved ventilated exterior wall systems
by Yasushi Uematsu and Keijiro Hosokawa

以上の成果を受け、本研究では通常の通気工法外壁システムと上記のような意図的開口を設けた改良型通気工法外壁システムについて、サイディングおよび内壁に求められる耐風圧性能を信頼性理論に基づいて考察する。

2. 対象とする建物および外壁システム

本研究では前報⁴⁾で扱った図3に示すような低層住宅の桁行面を対象とする。外壁は金属サイディング(厚さ15mm, 幅400mm)の横張りとし、サイディングを留め付ける縦胴縁(幅45mm, 厚さ18mm)の中心間距離は455mmとする。壁面下端(地上高さ500mm)の開口幅は10mm, 上端(軒高)は小屋裏に開放されている。小屋裏の換気条件は「軒下+妻面換気」(図4)とする。すなわち、小屋裏換気口が軒下および妻面上部に取り付けられている。この場合、前報⁴⁾によれば、全風向中絶対値が最大の $\check{C}_{f,out}$ および \hat{C}_{pl} の値は表1のようである。これより、外壁に開口を設けることで $|\check{C}_{f,out}|$ は小さくなるが \hat{C}_{pl} は逆に増大することが分る。

内壁に作用する風力は層内圧(外圧に相当する)と室内圧の差である。建設省告示第1458号によれば、ピーク内圧係数は外圧が正の場合-0.5, 負の場合0と規定されている。そこで、ここでは内壁の最大ピーク風力係数 $\hat{C}_{f,in}$ を $\hat{C}_{f,in} = \hat{C}_{pl} + 0.5$ で与える。

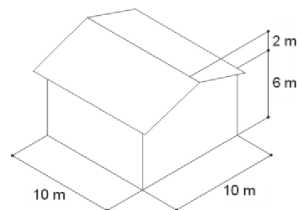


図3 対象建物

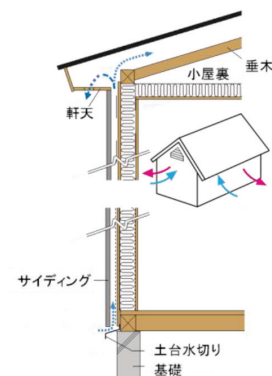


図4 小屋裏換気条件(AT-cg)

表1 サイディングに作用する最小ピーク風力係数 $\check{C}_{f,out}$ と最大ピーク層内圧係数 \hat{C}_{pl}

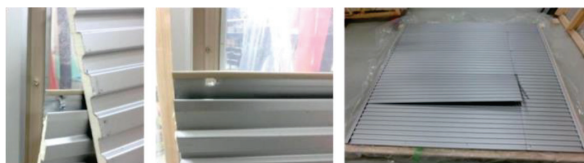
意図的開口	$\check{C}_{f,out}$	\hat{C}_{pl}	$\hat{C}_{f,in}$
なし	-2.36	1.03	1.53
あり	-2.00	1.44	1.94

3. サイディングおよび内壁の耐力

ガヴァンスキラ⁷⁾は低層住宅によく用いられる金属サイディングを対象とし、実変動風荷重装置⁸⁾を用いた載荷試験を実施した(図5)。載荷形式は風洞実験結果に基づく不規則な実変動風荷重と多段階荷重の2種類である。試験結果によれば、多段階荷重による載荷は実変動風荷重に対するサイディングの耐力を過小評価(設計上安全側に評価)することが示された。また、破壊モードには「ビス抜け」、「サイディングの頭抜け」、「嵌合部外れ」の3種類が見られたが(図6)、ビス径および頭径が比較的大きい場合(実験ではそれぞれ3.8mmと7.5mm)「嵌合部外れ」が主であった。



図5 金属サイディングの載荷試験



(a)ビス抜け (b)頭抜け (c)嵌合部外れ

図6 金属サイディングの破壊モード

しかし、「サイディングの頭抜け」が「嵌合部外れ」のトリガーとなった可能性も考えられる。破壊荷重の平均値と変動係数はそれぞれ 3.52kPa および 0.11 であった。実験の詳細については高橋⁹⁾を参照されたい。

内壁(石膏ボード)の耐力試験は本研究において独自に行った。試験方法は上記サイディングの場合と同様である。試験体の寸法を図 7 に示す。厚さは 9.5mm であり、留め付け用ビスの径、長さ、頭径はそれぞれ 3.8mm, 25mm, 8.2mm である。ビス間隔は、石膏ボード工業会の石膏ボード施工マニュアル⁹⁾では周辺部 200mm 以下、中央部 300mm 以下と規定されているが、ここでは実務でよく用いられる値として、周辺部 150mm, 中央部 200mm とした。試験体は 6 体である。载荷(負圧)は図 8 に示すような多段階荷重である。6 体の試験体の破壊荷重の平均値は 2.95kPa, 変動係数は 0.15 であった。破壊モードは図 9 に示す「中央部の割れ」(4 体)と「頭抜け」(2 体)の 2 種類であった。ビス留めの施工精度が悪い場合には「頭抜け」が発生し、破壊荷重が「中央部の割れ」の場合に比べて小さい傾向にあった。実験の詳細については細川⁹⁾を参照されたい。

4. 信頼性理論に基づく通気工法外壁システムの耐風圧性能評価

サイディングおよび内壁に作用する風力(S で表す)とそれらの耐力(R で表す)はいずれもばらつきを有する確率変数であり、破壊は $S > R$ となった場合に発生する。いま、 S および R の確率分布がいずれも対数正規分布で表されるとすると、信頼性理論より破壊確率 P_f は次式で与えられる。

$$P_f = \Phi \left(\frac{\ln \left(\frac{(\mu_S / \mu_R) \sqrt{(V_R^2 + 1) / (V_S^2 + 1)}}{\sqrt{\ln((V_R^2 + 1)(V_S^2 + 1))}} \right)}{\sqrt{\ln((V_R^2 + 1)(V_S^2 + 1))}} \right) \quad (1)$$

ここに、 μ_S および μ_R は S および R の平均値、 V_S および V_R はそれらの変動係数を、 Φ は標準正規確率分布関数を表す。単位面積あたりの荷重 S は風力係数を C_f で表すと、次式で与えられる。

$$S = q_H \cdot C_f, \quad q_H = \frac{1}{2} \rho U_H^2 \quad (2)$$

ここに、 U_H 、 q_H は屋根平均高さ H における平均風速、平均速度圧であり、 ρ は空気密度を表す。 C_f はサイディングの荷重を計算する場合には $|\hat{C}_{f,out}|$ 、内壁の荷重を計算する場合には $\hat{C}_{f,in}$ とする。風荷重の変動係数 V_S は Davenport¹¹⁾を参考に 0.3 とする。サイディングおよび内壁の耐力の

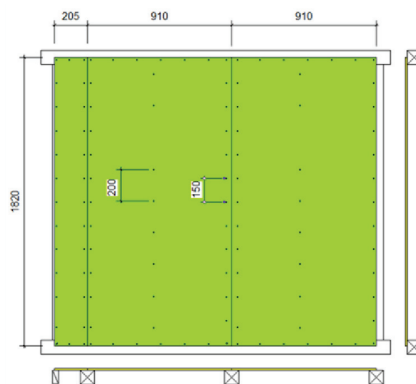


図 7 石膏ボード载荷試験体寸法

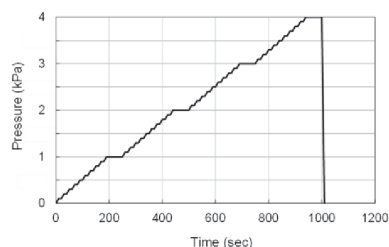


図 8 载荷プログラム



(a) 中央部での割れ (b) 頭抜け
図 9 石膏ボードの破壊モード

変動係数 V_R は前述の耐力試験結果に基づき、0.11 および 0.15 とする。したがって、(1)式より P_f は μ_R/μ_S (β と表す)のみの関数となる(図9)。外装材の耐風設計では、载荷試験で得た平均破壊荷重の1/2~1/1.5(1/ ξ)倍の荷重を許容耐力とし、設計荷重との比較で安全性を検討することが多い¹²⁾。 ξ は安全率を表す。(1)式を用いて許容荷重(=許容耐力)に対する破壊確率を求めると表2のようなのである。逆に、 $P_f=0.05$ および0.01に対する β を求めると表3となる。これより、 $\xi=2$ として許容耐力を与え、設計荷重をこれ以下とすれば、破壊確率を概ね0.01以下となる。

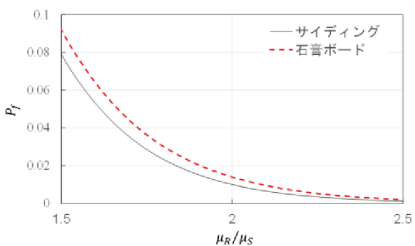


図9 破壊確率 P_f と μ_R/μ_S の関係

破壊確率を $P_f=0.05$ あるいは0.01とするには、耐力の平均値 μ_R を(2)式で与えられる風荷重の平均値 μ_S の β 倍とする必要がある。そこで、サイディングおよび内壁に対して $P_f=0.05$ および0.01を与える必要耐力の平均値 μ_R を求め、 q_H に対してプロットすると図10および11のようである。ここに、 $q_H=250\text{Pa}$ および 1000Pa は $U_H=20\text{m/s}$ および 40m/s に概ね相当する。図には3.で述べたサイディングおよび石膏ボードの耐力も併せて示した。次に、 $P_f=0.05$ および0.01を与える荷重が耐力に一致する速度圧 q_{Hf} および風速 U_{Hf} を求めると表4のようである。

表2 安全率と破壊確率の関係

部材	$\xi = 1.5$	$\xi = 2.0$
サイディング	0.079	0.0099
石膏ボード	0.092	0.014

表3 破壊確率と β の関係

部材	$P_f = 0.05$	$P_f = 0.01$
サイディング	1.61	2.00
石膏ボード	1.67	2.08

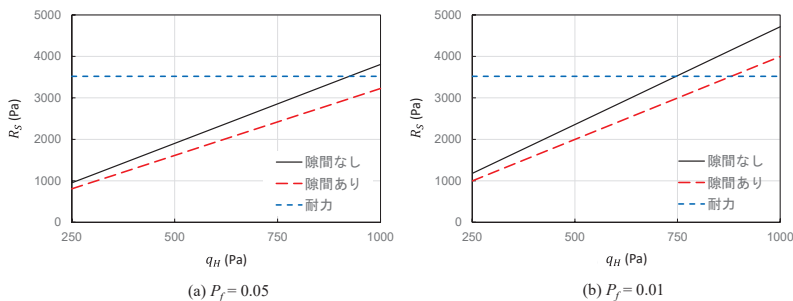


図10 サイディングの必要耐力の平均値

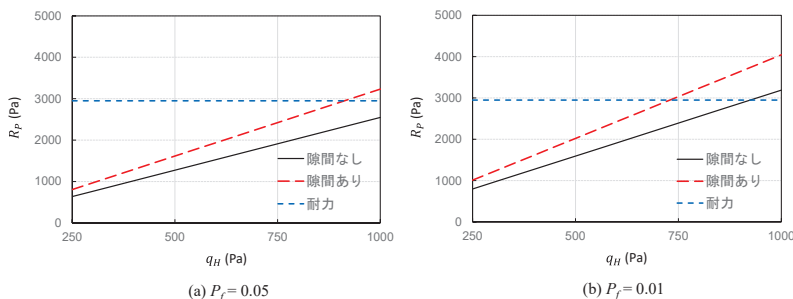


図11 内壁(石膏ボード)の必要耐力の平均値

表 4 破壊確率 $P_f=0.05$ および 0.01 を与える荷重が破壊荷重に一致する速度圧 q_{Hf} および風速 U_{Hf}

部材	破壊確率 P_f	意図的開口	q_{Hf} (Pa)	U_{Hf} (m/s)
サイディング	0.05	なし	925	39.3
		あり	1091	42.6
	0.01	なし	747	35.3
		あり	881	38.3
内壁 (石膏ボード)	0.05	なし	1158	43.9
		あり	913	39.0
	0.01	なし	925	39.3
		あり	730	34.9

建設省告示第 1454 号には設計風速 U_H (屋根平均高さ H での値)を計算するための基準風速 V_0 が規定されている。この V_0 は地表面粗度区分Ⅱの平坦な地形における地上高さ 10m での再現期間 50 年の 10 分間平均風速である。沖縄県や諸島部を除く地域における最大値は 40m/s である。いま、地表面粗度区分を低層住宅が一般に建てられるⅢとして、 $V_0 = 40\text{m/s}$ のときの対象建物 ($H = 7\text{m}$) の設計風速を計算すると $U_H = 29.6\text{m/s}$ となる。この時の速度圧は $q_H = 526\text{Pa}$ であり、これによって与えられる風荷重は建築基準法が規定する限界耐力計算における「損傷限界荷重」に対応する。表 1 に示したピーク風力係数を用いて設計荷重を計算し、3. に示した部材の破壊荷重に対して安全率を $\xi = 2.0$ としたときの許容耐力と比較したものが表 5 である。いずれも許容耐力が設計荷重を 1.5 倍程度上回っており、本研究で対象とした仕様では 3.0 程度の安全率が確保されていると考えられる。次に、「安全限界」を与える速度圧は「損傷限界」の 1.6 倍であり、 $q_H = 841\text{Pa}$ ($U_H = 37.5\text{m/s}$) と計算される。これを表 4 に示した $P_f = 0.01$ に対する q_{Hf} と比較すると、意図的開口のない場合のサイディングと意図的開口のある場合の石膏ボードの値は 1 割程度下回っている。設計において破壊確率をいくらに設定するかについては、明確な指針はなく議論の余地はあるが、いま、「安全限界荷重に対して破壊確率 $P_f = 0.01$ 以下とする」を設計条件とした場合、それを満たす方法として以下の 2 つが考えられる。

- ① 意図的開口を設けない場合は、サイディングの耐力がクリティカルとなる。3. で述べたように、サイディングの主たる破壊モードは「嵌合部のはずれ」であるが、これはサイディングの頭抜けがトリガーになっていると考えられる。このような破壊を防止するためには、頭径の大きなビスを用いることが有効であろう。
- ② 意図的開口を設ける場合は、石膏ボードの耐力がクリティカルとなる。本研究において行った耐力試験では、厚さ 9.5mm の石膏ボードを用い、留め付けビスの間隔を周辺部で 150mm、中央部で 200mm としたが、耐力を高めるためには、より厚い石膏ボード(例えば、12.5mm)を使うか、ビス間隔を狭くする(例えば、周辺部 100mm、中央部 150mm)ことが有効であろう。

表 5 設計荷重と許容耐力(安全率 $\xi = 2.0$) の比較

部材	許容耐力 (Pa)	意図的開口	ピーク風力係数	設計荷重 (Pa)
サイディング	1760	なし	-2.36	1241
		あり	-2.00	1052
石膏ボード	1475	なし	1.53	805
		あり	1.94	1020

6. おわりに

通常の通気工法外壁システムと筆者らが既報⁴⁾で提案した意図的開口を有する改良型通気工法外壁システムについて、サイディングと内壁(石膏ボード)に求められる耐風圧性能について信頼性理論に基づき検討した。具体的には、破壊確率 $P_f = 0.01$ および 0.05 に対してサイディングおよび内壁に求められる耐力を示した。また、一般に用いられるサイディングと内壁を対象に、現在一般的な耐風設計を行った場合、どの程度の安全性が確保されているのか具体的に検討した。損傷限界荷重については、3 程度の安全率が確保されている。安全限界荷重については、破壊確率が 0.01 程度となることが示された。最後に、意図的開口のない通常のシステムと意図的開口を有する改良型システムについて、耐風圧性能の更なる改善を図る方法を提案した。

参考文献

1. Rahiminejad, M., Paris, A.L.M., Ge, H., Khovalyg, D.: Performance of lightweight and heavyweight building walls with naturally ventilated passive and active facades, *Energy and Buildings*, 256, 111751, 2022.
2. 渡部 慶, 植松 康: 通気工法を用いた外壁システムの風荷重評価に関する研究, *日本風工学会論文集*, 44 (2), 23-32, 2019.
3. 渡部 慶: 等圧効果による風力低減と荷重再配分を考慮した通気工法外壁システムの風荷重評価に関する研究, *東北大学修士学位論文*, 2017.
4. 植松 康, 細川敬士郎: 等圧効果を利用した通気工法外壁の風荷重低減の試み, *東北地域災害科学研究*, 61, 2025.
5. 日本建築学会: 動的外乱に対する設計—現状と展望—, 1999.
6. 細川敬士郎: 低層住宅の通気工法外壁システムに作用する風荷重に及ぼす開口の影響に関する研究, *東北大学修士論文*, 2019.
7. ガヴァンスキ江梨, 高橋麻衣, 植松 康: 複合金属サイディングを対象とした耐風性能評価法の妥当性検討, *日本建築学会構造系論文集*, 81 (720), 377-383, 2016.
8. ガヴァンスキ江梨, 高橋麻衣, 植松 康, モリソンマリー: 実変動風荷重装置の性能評価, *日本建築学会技術報告集*, 21(49), 1075-1080, 2015.
9. 高橋麻衣: 金属サイディングを用いた外壁システムの実変動風圧下における挙動と耐風性能評価法に関する研究, *東北大学修士論文*, 2015.
10. 一般社団法人 石膏ボード工業会: 石膏ボード施工マニュアル 平成 25 年版, 2013.
11. Davenport, A.G.: On the assessment of the reliability of wind loading on low buildings, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 11, 21-37, 1983.
12. 日本建築学会: 実務者のための建築物外装材耐風設計マニュアル, 2013.

補剛間隔の異なる並列 H 形鋼梁の横座屈性状の把握*

仙台高等専門学校 小室 陽輝

仙台高等専門学校 吉野 裕貴

1. 序

体育館などの避難所となる大空間建築物において、地震時に柱や梁などの主要構造部材に応力が発生した際、それらを介して母屋や屋根折板等の非構造部材に伝達することで損傷が生じ、地震後に避難所として即時利用できなくなる事例が多くみられた^{1),2)}。

一方で、梁の横座屈時に非構造部材が補剛材として機能する可能性があることが示されている。しかし、現行の設計基準・指針³⁾では非構造部材の影響は考慮されておらず、補剛効果も規定されていない。実構造物では梁上部に多くの非構造部材が取り付けられており、横座屈時にこれらに拘束されることで座屈挙動に変化が生じると考えられる。したがって、より正確な梁の横座屈挙動および耐力を把握するためには非構造部材の補剛効果を明らかにする必要がある。

非構造部材の補剛効果に関する既往研究は、屋根折板を連続補剛材とみなした連続補剛 H 形鋼梁の部分架構荷実験を行った研究⁴⁾から、勾配曲げを受ける H 形鋼梁の横座屈変形に対する連続補剛効果を明らかにしているが、単一の梁を対象としている。一方で、実構造物では複数の梁に渡り非構造部材が取り付けられており、特定の梁が座屈することで非構造部材を介して応力が伝達し、骨組全体で予期しない挙動を誘発する可能性がある。また、縮小ラーメン骨組の振動台実験を行った既往の研究⁵⁾では、無補剛の梁、屋根折板の取り付け連続補剛の梁を対象としており、非構造部材の有無による横座屈挙動の違いおよびラーメン骨組に及ぼす屋根折板の補剛効果を明らかにしている。一方で、実構造物では屋根折板が直接梁に取り付く事例は少なく、梁には母屋が取り付けられているため、母屋の補剛効果も把握する必要がある。

本研究では、母屋により離散補剛された縮小ラーメン骨組を用いた縮小模型振動台実験を行い、ラーメン骨組における母屋の有無および異なる補剛間隔による H 形断面梁の横座屈性状の違いを把握することを目的とする。

2. 並列 H 形断面梁の荷重実験概要

図 1 に実験装置概要図を示す。実験装置は、図 1(a)~(c)に示すように、長手方向(z 方向)が 600 mm、短手方向(x 方向)が 400 mm、高さ方向(y 方向)が 355 mm の柱-梁-(母屋)で構成された単層の大空間構造物を模した 1 層 1 スパンの縮小ラーメン骨組である。繰り返し荷重の際に水平力(質量と加速度の積)を作用させるために、試験体となる梁の直交方向の梁(以下:直交梁)に錘(質量:9kg)を設置している。柱脚部分は x 軸周りのみ回転可能な一方向ピンとする。

図 1(b),(c)に母屋の配置方法および断面形状を示す。離散補剛の場合、図 1(b)に示すように、母屋を試験体の直交方向(x 方向)に取り付ける。母屋断面は図 1(c)に示すように、0.3 mm 厚の溝形鋼とし、接着方法は母屋と試験体の接触面を接着剤等で強固に接着した。

*Lateral buckling characteristics of parallel H-Shaped-Beams with different brace spacing
by Haruki KOMURO and Yuki YOSHINO

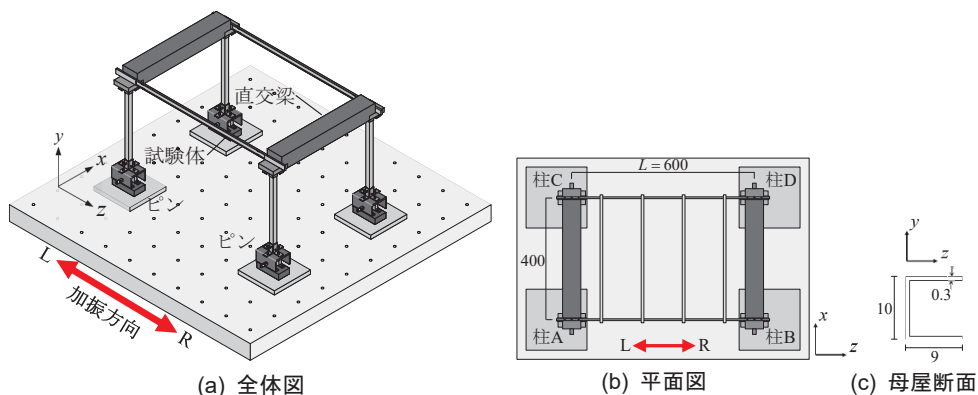


図1 実験装置概要図

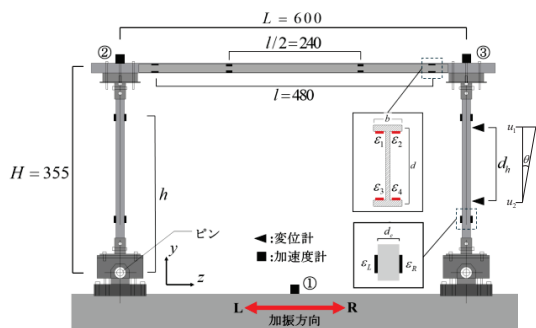


図2 計測位置詳細図

表1 材料特性

	材料	断面	E (10^3N/mm^2)	σ_y (N/mm^2)
柱	A6063	■-15×15	67.9	186
梁(試験体)	A6063	H-17×6×0.8×1.25	68.8	202.7

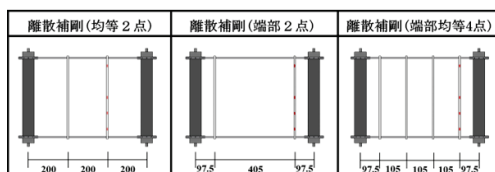


図3 補剛形式

表1に材料特性を示す。梁材および柱材はアルミ A6063 を用いている。梁材は 13B 号試験片を 3 本切り出し、行った引張試験結果の平均値であり、柱材は既往研究と同様であるため、文献 5) にて示されている数値を参照した。

図2に骨組の計測位置詳細を示す。ラーメン骨組に作用する水平力は図中の■プロットで示す、直交梁に設置した加速度計②,③により計測された応答加速度と質量の積から算出する。また、骨組の傾きによって生じる部材角は、図中の◀プロットで示す柱 B, 柱 D の柱頭および柱脚付近に設置した変位計により算出する。図中の黒プロットは柱梁における歪ゲージの貼付位置を示している。柱の歪ゲージは柱頭柱脚に生じるモーメントを算出するために $H=355\text{mm}$ を基準とし、柱の中央より $\pm 0.25H$ の位置に貼付する。梁の歪ゲージは材長方向(z 方向)の応力分布を明らかにするために、 $L=600\text{mm}$ を基準とし、部材中央より $\pm l/4=0.2L$ および $l/2=0.4L$ の位置に貼付する。梁断面内の貼付位置は、横曲げ歪を算出するため、図中に示すように上下フランジともにフランジ内側かつフランジ端部とする。なお、フランジ内側に貼付する理由として、歪ゲージ貼付位置に母屋材を接着した場合を考慮している。また、後述する応答加速度や載荷履歴曲線は、骨組が R 側に傾いたときを正載荷(正值)としている。

図3に母屋の補剛形式を示す。本研究では、離散補剛の補剛形式として図3に示す3パターンを検討する。図3の左から順に、 $L=600\text{mm}$ を基準とし、3等分するように2点に配置する均等2点補剛、無補剛載荷時に横座屈変形量が最大となる梁両端部に配置する端部2点補剛、端部2点補剛の内側にさらに均等に2点配置した端部均等4点補剛としている。なお、比較対象として無補剛の場合も検討する。

図4に振動台の载荷プログラムを示す。縦軸は入力加速度 $a(\text{G})$ 、横軸は時刻歴 $t(\text{sec})$ である。本研究では、入力加速度として各補剛形式時に自由振動実験にて計測した実験装置の固有振動数近傍に合わせた漸増する正弦波振動を与え、 z 方向に加振することにより試験体に逆対称曲げモーメントを作用させる。

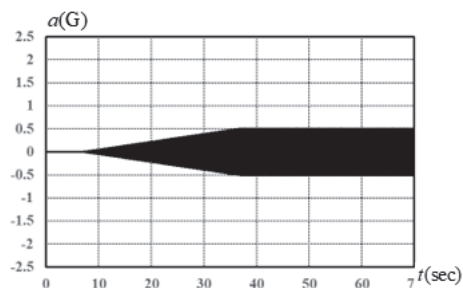


図4 入力加速度

3. 並列 H 形断面梁の载荷実験結果

3.1 補剛間隔の異なる H 形断面梁の荷重変位関係

図5に加速度と時刻歴の関係を示す。縦軸は図2の■プロットで示す加速度計①～③によって得られた応答加速度 $a(\text{G})$ 、横軸は時刻歴 $t(\text{sec})$ である。なお、図中の離散補剛は端部均等4点補剛の場合である。

図5より、振動台の応答加速度(①)は $t=35\text{s}$ まで上昇している。一方で、骨組の応答加速度(②,③の平均値)は $t=7\text{s}$ 付近から応答加速度が急激に上昇し、無補剛は $t=17.8\text{s}$ 、離散補剛は $t=23.3\text{s}$ に加速度最大を迎えた。離散補剛の最大応答加速度は無補剛よりも大きく、骨組により大きな水平力が作用した。最大加速度到達後は、振動台の応答加速度が上昇しているのに対し、骨組の応答加速度は急激に低下した後一定をたどっている。

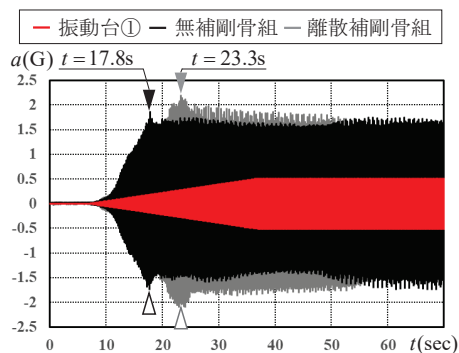
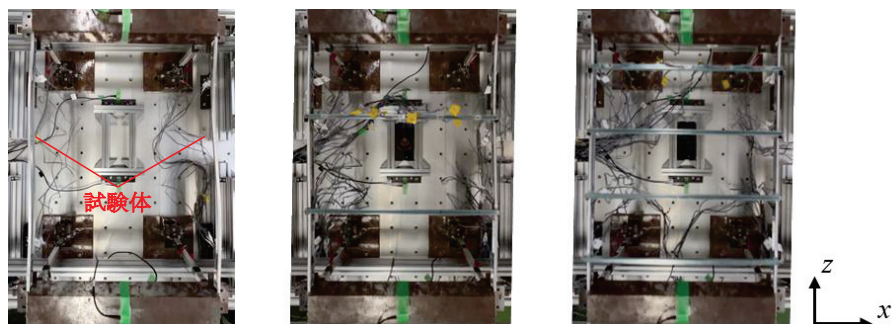
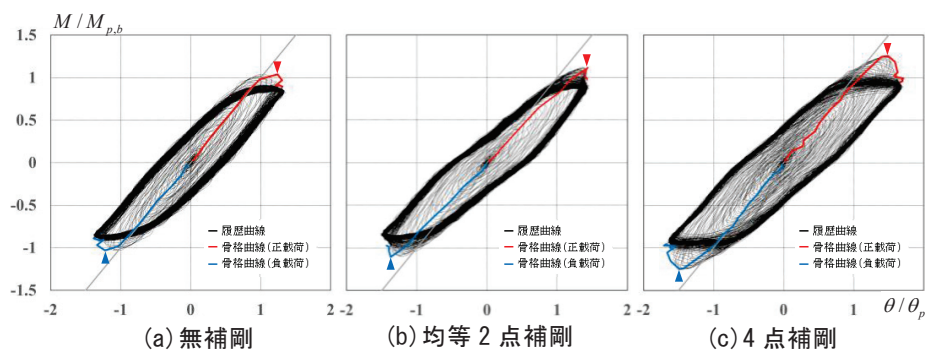


図5 時刻歴応答加速度

離散補剛された場合に作用する水平力が上昇した要因として、無補剛時に振動台の応答加速度が上昇する一方で、試験体の面外方向(x 方向)の変形を伴う横座屈現象により、骨組の耐力が低下したが、離散補剛によって、面外変形を拘束したことにより横座屈による耐力の低下を遅らせることができたためである。写真1は無補剛最大加速度直後における各補剛形式の試験体の変形の様子を示したものである。写真から見ても離散補剛により試験体の横座屈変形が拘束されていることがわかる。また、最大加速度到達後に骨組の応答加速度が低下した要因として、骨組の耐力低下に伴った固有振動数の変化により、入力固有振動数に対する骨組の共振域のズレが影響している考えられる。



(a) 無補剛 (b) 均等 2 点補剛 (c) 4 点補剛
写真 1 試験体の変形の様子(無補剛最大加速度直後)



(a) 無補剛 (b) 均等 2 点補剛 (c) 4 点補剛
図 6 載荷履歴曲線

図 6 に載荷履歴曲線を示す。縦軸は柱から換算した材端曲げモーメント M を梁の全塑性モーメント $M_{p,b}(\sigma_y \times Z_p)$ で除した値である。 M は図 2 に示す各柱の軸歪を用いて(1)式より求めた曲げモーメントを材端の位置に換算したものである。ここで、梁降伏時に柱に生じる軸歪は柱の降伏歪の 1/4 程度となり、柱は弾性と想定できるため、柱の軸歪による換算値を用いた。なお、弾性域において梁の軸歪より求めた梁端曲げモーメントと柱の軸歪により求めた材端曲げモーメントが等しくなることを確認している。

$$M = \frac{\varepsilon_L - \varepsilon_R}{d_c} E_c I_c \left(\frac{H}{H-h} \right) \quad (1)$$

ここで、 ε_L 、 ε_R ：柱左右の軸歪、 $E_c I_c$ ：柱の曲げ剛性、 d_c ：柱の歪計測間距離である。横軸は図 2 ◀プロットで示す水平変位の差を計測間距離で除した部材角 $\theta = (u_1 - u_2)/d_b$ を梁の全塑性モーメント $M_{p,b}$ 時の柱の部材角 θ_p で除した値である。 θ_p は(2)式より求めた。

$$\theta_p = \frac{M_{p,b} L}{6 E_b I_b} \left(1 + \frac{E_b I_b H}{2 E_c I_c L} \right) \quad (2)$$

ここで、 $E_b I_b$ ：梁の強軸回りの曲げ剛性、 $E_c I_c$ ：柱の曲げ剛性である。図 6 中の ▼プロットは正負載荷時の最大荷重の位置を示している。また、赤、青線は後述する骨格曲線を示している。

図 6 より、無補剛の場合は、 $\theta/\theta_p = 1.18$ に最大荷重に到達後、急激に耐力低下している。一方、離散補剛された骨組は最大荷重および部材角比が無補剛よりも上昇しているが、最大荷重到達後は無補剛と同様に急激な耐力低下が発生している。これは、写真 1 にもあるように横座屈変形は試験体全体に連続して発生するが、母屋は離散的に配置されており、梁を連続的に拘束できないためであると考えられる。

図 7 に正載荷時の骨格曲線を示す。縦軸および横軸は図 6 と同様であり、縦軸は履歴曲線における周期ごとの最大モーメントをつなぎ合わせた値である。横軸は縦軸の周期ごとの最大モーメント時の柱の部材角比 θ/θ_p である。▼プロットは無補剛時、▽プロットは離散補剛時の最大荷重位置を示している。

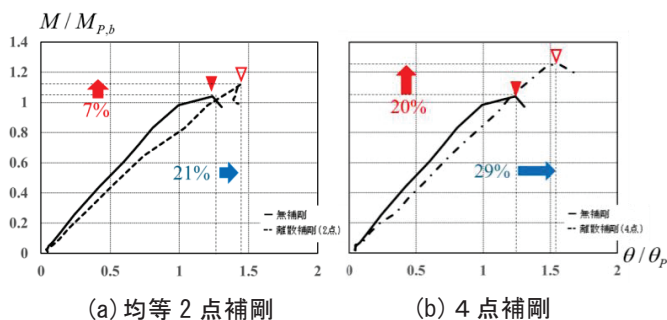


図 7 骨格曲線

各補剛条件による耐力の違いは、無補剛は $\theta/\theta_p = 1.18$ のとき $M/M_{p,b} = 1.04$ 、離散補剛は 2 点補剛の場合が $\theta/\theta_p = 1.43$ のとき $M/M_{p,b} = 1.11$ 、4 点補剛の場合が $\theta/\theta_p = 1.52$ のとき $M/M_{p,b} = 1.25$ であった。無補剛と比較して、2 点補剛の場合、最大荷重は 7% 程度、最大荷重時の部材角は 21% 程度大きくなり、4 点補剛の場合、最大荷重は 20% 程度、最大荷重時の部材角は 29% 程度大きくなった。離散補剛により最大荷重および塑性変形性能がともに向上した。また、補剛本数が多くなることで、最大荷重が大幅に向上することを把握した。

3.2 補剛間隔の異なる H 型断面梁の横座屈性状

図 8 に試験体梁端部に発生する横曲げ歪と部材角比の関係を示す。縦軸は正負載荷時に圧縮応力が生じる上下フランジに生じた横曲げ歪の値であり、図 2 中に示す上下フランジに貼付した歪の差 ($\varepsilon_M = ((\varepsilon_1 - \varepsilon_2)/b)$ もしくは $(\varepsilon_3 - \varepsilon_4)/b$) により算出した。横軸は周期ごとの最大モーメント時の柱の部材角比 θ/θ_p である。また、▼プロットは最大荷重時の部材角比を示しており、▽プロットは無補剛における最大荷重時の部材角比を示している。

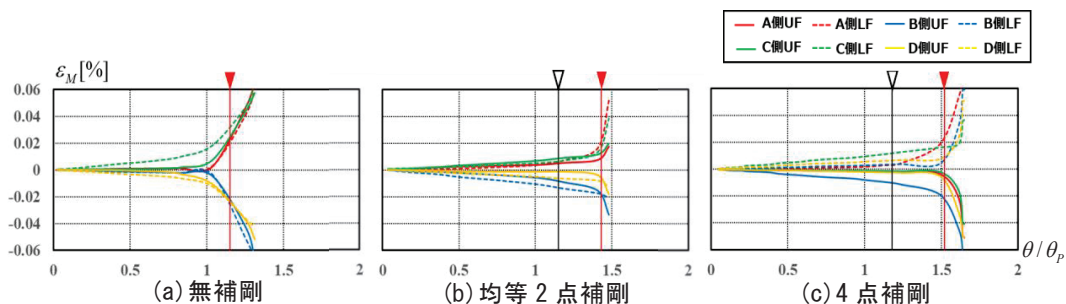


図 8 横曲げ歪-部材角比関係

図 8 より、無補剛時は $\theta/\theta_p=1.0$ を以降に横曲げ歪が緩やかに上昇していき、骨組の最大荷重時には $\varepsilon_M=0.02\%$ を示している。一方、離散補剛では 2 点,4 点ともに無補剛最大時の横曲げ歪は無補剛よりも小さく、4 点補剛においてはほとんど発生していない。

これは先述した通り、試験体の面外方向(x 方向)の変形を伴う横座屈現象に対して、母屋により横曲げ変形を拘束したためであり、母屋による拘束効果が確認できた。

また、骨組の最大荷重時の横曲げ歪は無補剛と同様に $\varepsilon_M=0.02\%$ を示しているが、離散補剛では最大荷重到達後に横曲げ歪が急激に上昇している。なお、母屋の取り付く上フランジと下フランジの横曲げ歪に大きな違いは確認できなかった。

4. 結

本研究では、離散補剛された並列 H 形断面梁の横座屈性状を把握した。無補剛と比較して最大耐力は均等 2 点補剛の場合 7%程度、端部均等 4 点補剛の場合 20%程度向上した。部材角比は均等 2 点補剛の場合 21%程度、端部均等 4 点補剛の場合 29%程度向上した。

また、離散補剛の場合、母屋により無補剛時の座屈変形を拘束できているため最大耐力および部材角比が上昇した。しかし、離散補剛は部分的な補剛しかできないため、最終的な座屈変形の拘束はできない。

参考文献

- 1) 吉敷祥一, 仲田章太郎, 黒澤未来: 東北地方太平洋沖地震等による被災を経て補強・補修された屋内運動場の地震被害調査, 日本建築学会 技術報告集, 第 28 巻, 第 70 号, pp.1230-1235, 2022.10
- 2) 吉敷祥一ほか: 令和 6 年(2024 年)能登半島地震にて被災した鉄骨造文教施設の被害調査の概要, 日本建築学会技術報告集, 第 31 巻, 第 77 号, pp.264-269, 2025.2
- 3) 日本建築学会: 鋼構造限界状態設計指針・同解説, 2010
- 4) 吉野 裕貴, 廖 望, 木村 祥裕: 部分架構荷重実験による連続補剛 H 形鋼梁の横座屈性状に及ぼす補剛効果, 日本建築学会構造系論文集, 第 87 巻, 第 797 号, pp.634-645, 2022.7
- 5) 久保理博飛, 吉野裕貴, 木村祥裕: 縮小ラーメン模型における連続補剛 並列 H 形鋼梁の横座屈挙動, 日本建築学会東北支部研究報告集, 第 86 号, pp.9-12, 2023.6

PLA 装置を用いた圧力載荷実験による薄板の応力分布の把握

仙台高等専門学校 柴田 清眺

仙台高等専門学校 吉野 裕貴

1. 序

体育館などの大空間構造物の屋根部材には、平板や屋根折板というような薄板部材が用いられている。近年、地球温暖化に伴う台風の大規模化や強風災害の頻発により、建築物や構造物の薄板部材の被害が多く報告されている。薄板構造は軽量で経済的である一方、風圧などの面的荷重を受ける際に局部的な応力集中や大変形を生じやすく、その力学的挙動を正確に把握することが求められる。

本研究では、東北大学が所有する PLA (Pressure Loading Actuator) 装置を用いて平板・屋根折板に圧力を載荷し、面的荷重を受ける際の応力分布および変形挙動を実験的に明らかにすることを目的とする。PLA 装置による圧力載荷実験の有効性を検証し、面的に圧力を受ける薄板の応力分布に関する知見を得ることを目指す。

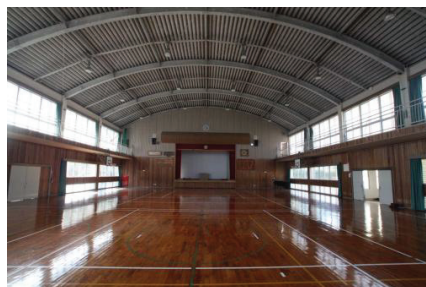


写真1 折板の取り付け (体育館)

2. PLA 装置による圧力載荷実験概要

圧力載荷には、東北大学が所有する PLA 装置を用いる。図1に示す流れで実験を行う。載荷する圧力のデータ列を Excel で作成し、PC を介して PLA 装置に情報を送る。PLA 装置は入力された圧力を圧力箱に載荷する。載荷された圧力は圧力計、試験体に発生した歪値はデータロガーにより値を得ている。

圧力の計測には、長野計器製 KP15 圧力トランスミッターを使用する。圧力載荷プログラムは、図2に示す負圧の漸増載荷とする。負圧を 0 kPa から -9 kPa まで載荷した後、5 秒間保持する。その後、同一の載荷速度で 0 kPa まで除荷し、試験を終了する。

表1に試験体概要を示す。試験体には、平板および屋根折板の2種類の薄板部材を用いる。断面二次モーメント I には、図3に示す一山分の値を用いる。

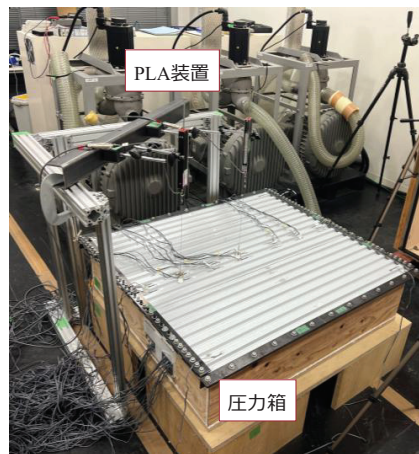


写真2 圧力載荷実験の様子

図4に圧力箱の詳細を示す。圧力箱本体は木材板を用いて製作した。前述した圧力計は圧力箱側面の板に取り付けている。圧力箱における試験体の設置について、四辺の境界条件は完全固定とするために四辺を鉄板で挟み込み、ボルト接合とする圧力荷重中における試験体端部の浮きを抑制し、圧力箱内部の密閉性を確保する。折板の場合には断面形状より隙間が生じてしまうため、治具を設置し上から抑え込むことで空気漏れを防ぐとともに端部を剛接合としている。

歪の計測には、株式会社東京測器製マルチレコーダひずみ測定ユニット TMR-221 を用いる。

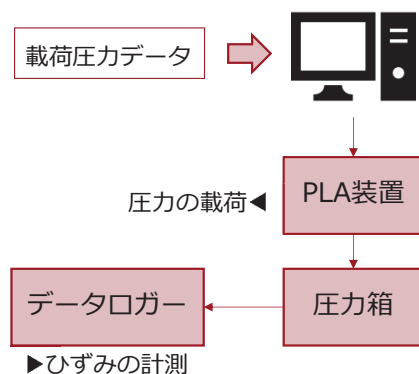


図1 計測の流れ

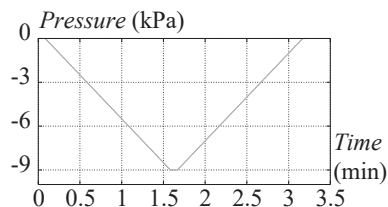


図2 圧力荷重プログラム

表1 試験体概要

	板厚 d (mm)	断面二次モーメント I (一山分) (mm^4)
平板	0.5	0.5
屋根折板		512.4

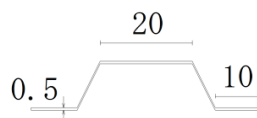
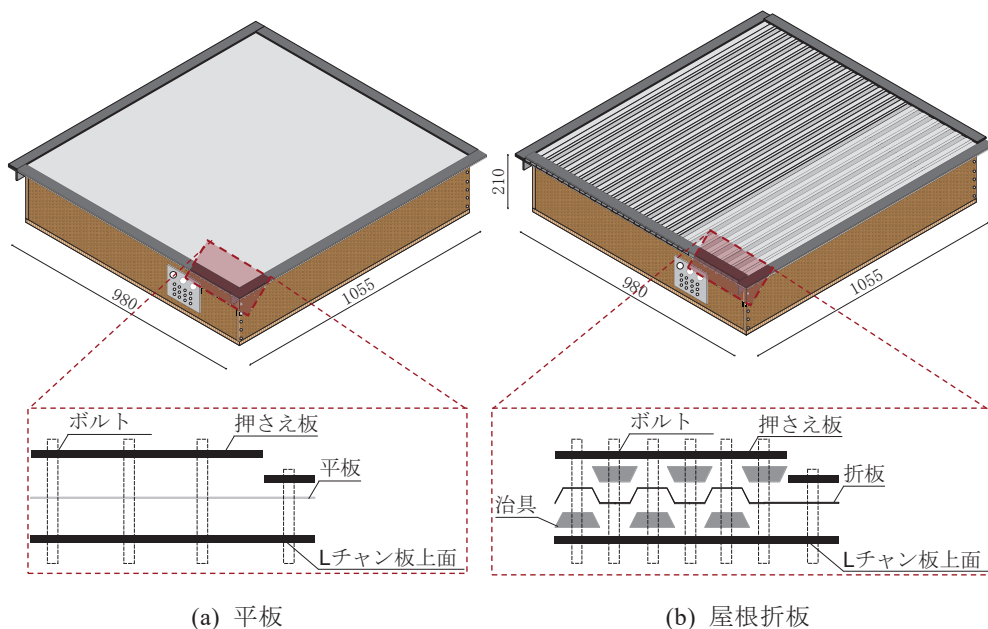


図3 一山断面



(a) 平板

(b) 屋根折板

図4 圧力箱詳細

3. 圧力載荷実験結果

3.1 PLA 実験による圧力載荷の妥当性

図4に、PLA 装置による載荷圧力とひずみゲージにより得た歪値の履歴を示す。縦軸左は歪ゲージより得た歪値で縦軸右は載荷圧力、横軸は経過時間である。PLA 装置による載荷圧力は約 1.63 分で最大値である -9 kPa に到達し、各計測点の歪は約 1.68 分に最大値を示している。お互いの最大値がほぼ同タイミングであり、本実験によるデータ取得の整合性を確認した。

図5に、試験体に作用している圧力の荷重形状を示す。試験体は平板である。縦軸は歪値、横軸は試験体上の位置を示している。グラフ中の実線は、両端固定部材に等分布荷重が作用すると仮定した場合の理論歪分布である。中央部から端部にかけての分布を比較するため、中央部の理論値を実験値に一致させた。その後、端部に向かう理論歪分布の勾配を作成した。すべての測定値は理論曲線付近に分布している。この結果から、PLA 装置による圧力載荷は、面的な等分布荷重として試験体に作用していることが確認できる。これは、実際の風圧によって生じる荷重状態を適切に再現できていることを示している。したがって、本装置は風圧による影響を検討する手法として有効であるといえる。

圧力箱の片側には空気圧を調整するプレートを設置している。また、吸気口は圧力箱底面の中央付近に配置している。空気圧調整プレートの有無による圧力分布の差異はなく、吸気口付近において圧力の偏りが生じていないことを確認している。

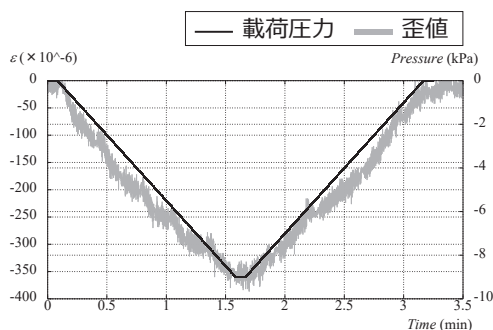


図4 載荷圧力と歪値の履歴

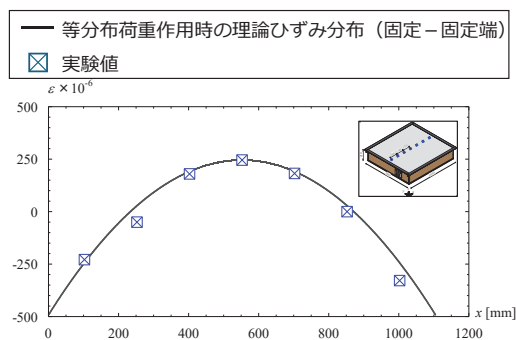


図5 載荷圧力の荷重形状

3.2 屋根折板におけるモーメント分布及び部材中央たわみ

図6に屋根折板に圧力を載荷した際のモーメント分布を示す。縦軸はモーメント M で横軸は試験体における位置を示している。実験値は各測定点の軸歪を用いて次式より求めた。

$$M = \frac{2EI(\varepsilon_U - \varepsilon_L)}{d} \quad (1)$$

なお、 E : ヤング率 ($=1.99 \times 10^5$ (N/mm²)), $\varepsilon_U, \varepsilon_L$: 屋根折板の谷及び山フランジの軸歪, d : 屋根折板のせい ($=10$ mm) である。また、黒の実線は両端部が固定条件における理論モーメント分布であり、点線は端部がピン-ピンローラである際の理論モーメント分布である。実験値は二つの理論線の間プロットされている。これは端部の固定度が両端固定条件より下がっていることが起因している。圧力載荷前に比べて負圧最大時に吸い込む方向に端部の機構が回転し

ていることを確認しており、この回転が原因で端部付近の実験値が両端固定の理論値よりも下がっている。

図7に、平板および屋根折板における部材中央部のたわみの比較を示す。縦軸はたわみ δ 、横軸は経過時間である。グレー線は平板の履歴を示し、黒線は屋根折板の履歴を示している。最大たわみは、平板で約 25 mm、屋根折板で約 35 mm である。屋根折板のたわみは、平板の約 1.4 倍となった。これは平板に発生した張力による影響、前述した端部の回転による影響、屋根折板の断面形状による異方性が起因している。断面二次モーメントの観点において、弾性範囲における折板のたわみは、平板の約 1/1000 に抑えられる。この剛性は、面外方向を軸とした回転剛性によるものである。面内方向を軸とした回転剛性は発揮されにくい。さらに、屋根折板は、ウェブ部に高さを持たせることで剛性を高めている。風圧を受ける際には、受圧面積の増加により風圧の影響を大きく受ける。風圧のような面的な荷重が複数方向に作用する場合は、屋根折板の断面異方性によって意図しない損傷・変形につながる恐れがある。加えて、平板は材厚が薄く、張力の影響を強く受ける。その結果、たわみが抑制される傾向があり、この点も本比較結果に影響している。

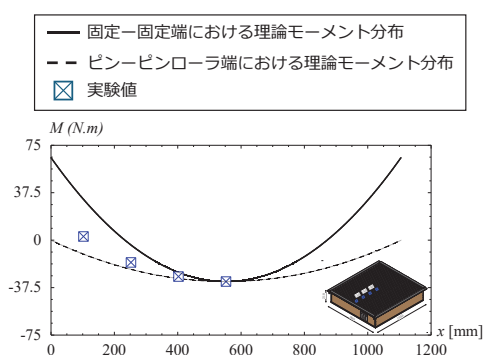


図6 モーメント分布

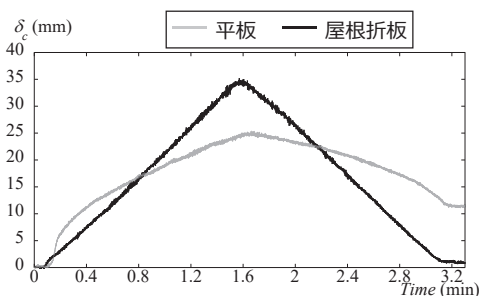


図7 部材中央部のたわみ

4. 結

本論文では、PLA 装置を用いた圧力荷重実験より、薄板部材の応力分布を把握した。以下に得られた知見を示す。

- 1) 本実験手法により PLA 装置による圧力荷重に対応する任意の点の歪の値を得ることが出来る。
- 2) データロガーから得た歪値より、PLA 装置かつ圧力箱による圧力荷重は、試験体に対して面的な等分布荷重として荷重される。
- 3) 試験体中央部のたわみについて、屋根折板は平板に対して約 1.4 倍のたわみを示した。これは平板に生じる張力の影響及び屋根折板特有の断面形状の異方性によるものである。

謝辞

PLA 装置の荷重には東北大学工学部・工学研究科技術職員の丸山暁氏より多大な協力を得た。ここに記して謝意を表す。

参考文献:

- 1) ガヴァンスキ江梨, 高橋麻衣, 植松康 (2016) 「複合金属サイディングを対象とした耐風性能評価法の妥当性検討」『日本建築学会構造系論文集』第 81 卷, 第 720 号, pp.377-383.

円弧型独立上屋の設計用風荷重に関する研究*

秋田工業高等専門学校 丁 威
 秋田工業高等専門学校 藤沢 優輝
 東北大学 植松 康

1. 研究の背景・目的

円弧型独立上屋はイベント会場や公園の休憩所などに用いられている。円弧型独立上屋とは壁がなく、屋根と柱のみで形成されていて、屋根の形が円弧型の建物である（図1に参照）。このような建物は軽量であるため、風荷重が設計上重要な指標になる。しかし、建設省告示や日本建築学会「建築物荷重指針」¹⁾には設計用風力係数は示されていない。閉鎖型の建物については様々な研究がされているのに対して、円弧型独立上屋は既往の研究が少ない。これは屋根の上下面の風圧を同時に測定する必要があること、壁がないため多くの導圧管を風洞床下まで導くことが困難であること等の理由により、風洞実験模型の製作は極めて困難であるためと考えられる。



図1 円弧型独立上屋

そこで、本研究では圧力測定孔を屋根全面にわたって多数配置した実験模型を3Dプリンタにより製作し、風洞実験を行い、屋根面に作用する平均風力の特性を明らかにする。最大の荷重効果を与える風向についてLRC法²⁾に基づき等価静的風力係数を求める。最後に従来のガス影響係数法の枠組みで設計用風荷重を評価できるように構造骨組用風力係数を提案する。

2. 対象建築物と風洞実験概要

2.1 対象構造物

既往研究に基づき、本研究ではライズスパン比 $f/B=0.1, 0.2, 0.3$ のB=15\text{m}、桁行長さ $W=15\text{m}$ の円弧型独立上屋を対象とする（図2に参照）。構造骨組は図3に示すような柱と梁のフレームであり、ラーメン構造とし、柱脚は固定と仮定する。使用した部材については柱・梁ともにSN400を用いる。断面については許容応力度の範囲に収まるように設定した。柱は角型鋼管 $300\times 300\times 30\times 12$ 、梁はH型鋼 $300\times 200\times 8\times 12$ を使用する。単位面積当たりの風荷重は速度圧 $(q_H=1/2\rho U_H^2)$ 、風洞実験で得られた平均風力係数 C_f 、ガス影響係数 $G_f=2.5$ の積で求められる。

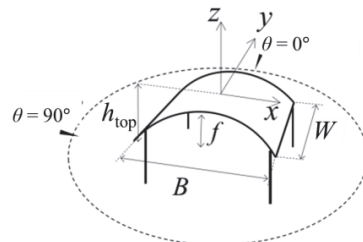


図2 対象建築物と風向



図3 フレームの荷重負担

* Discussion of wind force on a vaulted free roof

2.2 風洞実験模型

風洞実験は東北大学大学院工学研究科都市・建築学専攻所有のエッフェ型境界層風洞を用いて行った(図4に参照)。本研究では、図5のようにライズスパン比 $f/B = 0.1, 0.2, 0.3$ の風圧測定用の模型を3Dプリンタで作製した。屋根の平均高さは f/B によらず 80mm である。設計風速を設定するにあたり、荷重指針における「基本風速」 U_0 を、特に風の強い地域を除けば日本全国をほぼカバーできる値として $U_0 = 36\text{ m/s}$ とした。また、地表面粗度区分をIIIと仮定した。風圧のサンプリング周波数は 500Hz とし、全点同時測定した。風向 θ は図2に示すように定義し、 $0^\circ \sim 90^\circ$ の範囲を 10° ごとに変化させ、更に $\theta = 45^\circ$ を加えた 11 風向である。実験に関する詳細は、参考文献[3]に詳述されている。

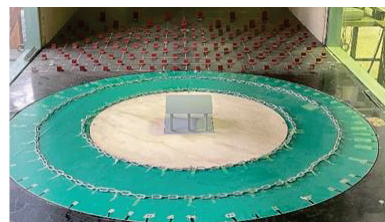


図4 風洞実験の様子

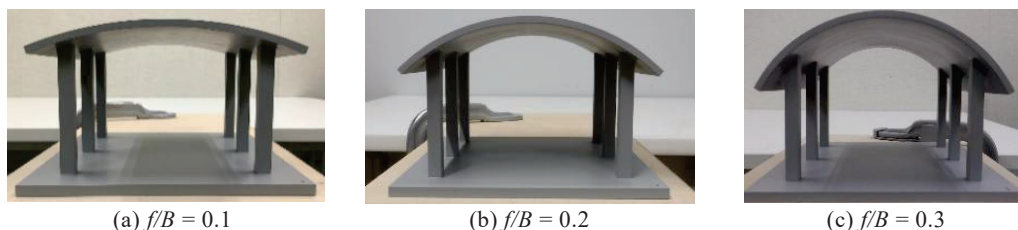


図5 風洞実験の模型

3. 平均風力係数分布

本研究では、屋根面には上面と下面の風圧の差が風力として作用する。ここで風圧係数 C_p を $C_p = \frac{p - p_s}{q_H}$ で定義する。 q_H は屋根平均高さ H での速度圧、 p は屋根面に作用する風圧、 p_s は風洞内の静圧である。 $q_H (= 1/2 \rho U_H^2)$ で基準化した風力係数 C_f は $C_{pt} - C_{pb}$ で表される。 C_{pt} および C_{pb} は屋根上下面の風圧係数を示す。風力係数の符号は屋根面を押し方向を正とする。

図6, 7, 8は、ライズ・スパン比 $f/B = 0.1, 0.2, 0.3$ の平均風力係数 \bar{C}_f の分布をコンター図で示したものである。いずれの f/B でも、 \bar{C}_f の分布は類似している。風向 $\theta = 0^\circ$ の時、風上側端部付近では負値を示すが、それ以降の領域ではほぼゼロとなっている。これは上面の風圧と下面の負圧が相殺されるためと考えられる。風向 $\theta = 60^\circ$ のように斜め方向から風が吹く時、平均風力係数は風上角部領域で大きな正の値(下向き)を示している。一方、風下端部(けらば)領域で絶対値が大きな負の値(上向き)となる。これは屋根端部(けらば)での流れの剥離によって屋根上面に円錐渦が生成され屋根上面に大きな負圧が発生するためである。更に、 $f/B = 0.1$ の屋根の風上端部(けらば)領域における正の値と風下端部(けらば)領域での負の値の絶対値も $f/B = 0.2$ および 0.3 の結果より小さいことが分かる。風向 $\theta = 90^\circ$ の時、平均風力係数は風上側端部にはが正の値(下向き)、それ以降のほとんどの領域には負の値(上向き)示している。屋根頂部付近で絶対値が最大の負の値となる。また、 $f/B = 0.1$ の風上側端部での正の値と屋根頂部付近

の負の値の絶対値は $f/B = 0.2$ および 0.3 の結果より小さいことが確認される。

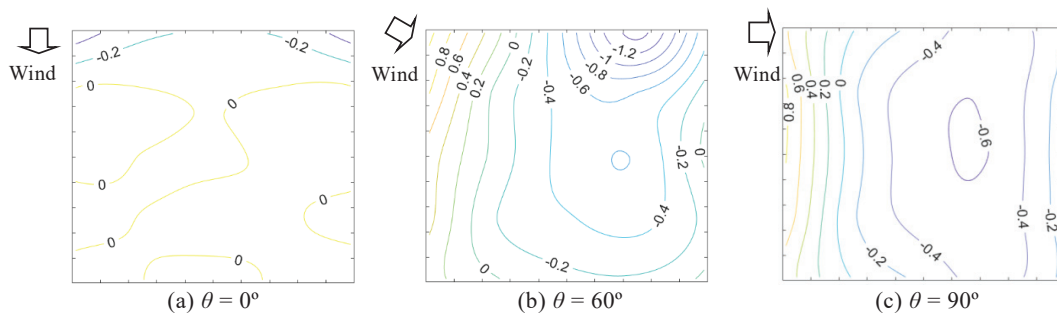


図 6 平均風力係数分布 ($f/B = 0.1$)

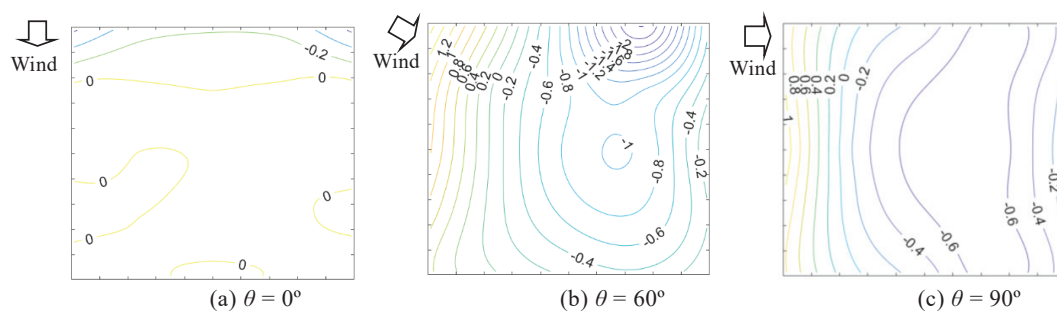


図 7 平均風力係数分布 ($f/B = 0.2$)

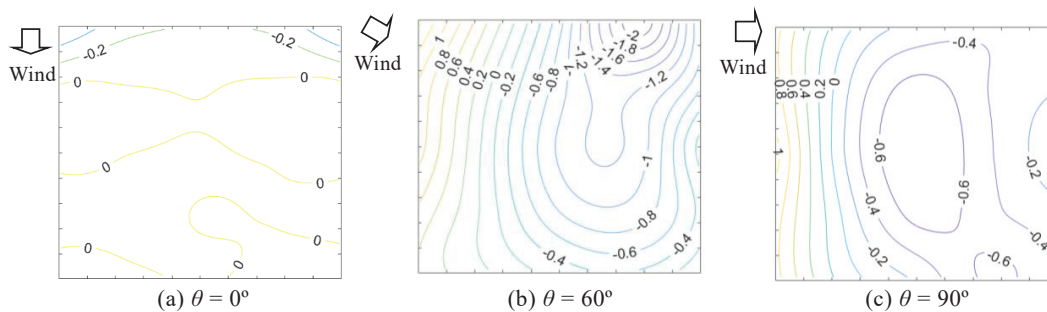


図 8 平均風力係数分布 ($f/B = 0.3$)

4. 構造骨組用風力係数

4.1 着目する荷重効果

本研究で対象としているような比較的小規模で剛な低層建造物の場合、平均風力を作用させたとき構造上最もクリティカルとなる応力に着目すればよい(植松ら⁴⁾)。図3に示すように屋根は2つのフレームにより支えられており、屋根の1/2領域に作用する風力をそれぞれのフレームが負担するものとする。まず、風洞実験によって得られた平均風力係数を用いて計算される平均荷重を屋根に作用させて構造解析を行い、最も重要な荷重効果を選択した。風荷重は風洞実験模型における桁行方向の圧力測定ラインに対応する5点に作用する集中荷重で与えた。風向 $0^\circ \sim 180^\circ$ の範囲における解析結果より、風上柱脚曲げモーメント M と風下柱の軸力(引張

力) N が構造設計上クリティカルであることが示された。そこで、本研究では荷重効果として M および N に着目する。

4.2 最大荷重効果をもたらす条件

M と N の時刻歴 $M(t)$, $N(t)$ は次式で与えられる。

$$M(t) = q_H \sum_{j=1}^5 \alpha_j C_{fj}(t) A_j \quad N(t) = q_H \sum_{j=1}^5 \beta_j C_{fj}(t) A_j \quad (2)$$

ここに、 q_H は速度圧、 α_j および β_j は M および N に対する影響係数 (点 j に単位の力をかけたときの M および N の値)、 $C_{fj}(t)$ は圧力測定点 j での風力係数の時刻歴、 A_j は荷重負担面積。 $M(t)$ および $N(t)$ は以下のように無次元化され、それぞれ $M^*(t)$ および $N^*(t)$ で表される。図 10 は M^*_{\max} と N^*_{\max} の風向 θ による変化を示す。風向斜めの方向 ($\theta = 60^\circ, 70^\circ$) から風が吹く場合に最大荷重効果が発生することが分かる。

$$M^*(t) = \frac{M(t)}{q_H \cdot B^2 \cdot L/2} \quad N^*(t) = \frac{N(t)}{q_H \cdot B \cdot L/2} \quad (3)$$

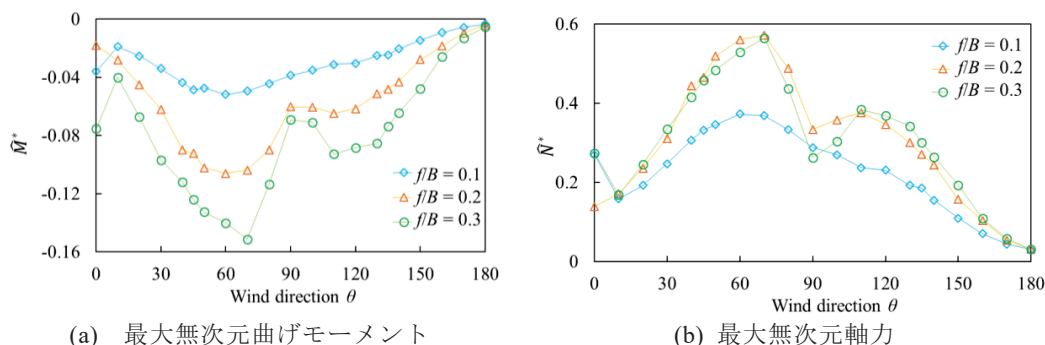


図 10 最大無次元曲げモーメントと軸力の風向による変化

4.3 等価静的風力係数

本研究では、風荷重評価に Kasperski²⁾が提案した LRC 法を用いる。着目する荷重効果と風力との相関を考慮し、最大荷重効果を再現できる等価静的風力係数 C_{f_LRC} が次式で与えられる。

$$C_{f_LRC} = \bar{C}_f + g_r \cdot C'_f \cdot \rho_{rf} \quad (1)$$

ここに、 \bar{C}_f = 平均風力係数、 C'_f = 風力係数の標準偏差、 g_r = 荷重効果のピークファクター、 ρ_{rf} = 風力と荷重効果の相関係数。

最大荷重効果を与える風向に対し、LRC 法による等価静的風力係数分布 (C_{f_LRC}) のほか、条件付きサンプリングによる最大荷重効果をもたらす瞬間の風力係数分布 (C_{f_cond})、更に平均風力係数 C_{f_mean} とガスト影響係数 G_f の積 (ガスト影響係数法) で与えられる風力係数分布 (C_{f_gust}) を求めた。なお、 G_f は M および N の時刻歴に基づき設定した。3 つの方法による風力係数分布を図 11, 12 に示す。平均風力係数分布もあわせて示した。いずれの荷重効果についても、 C_{f_LRC}

と C_{f_cond} の分布はよく一致している。これはLRC法が最大荷重効果をもたらす風力係数分布を推定する方法であり、条件付きサンプリングの結果の平均値に対応するからである。また、ガスト影響係数法による分布もそれらと概ね一致しており、本研究で対象とした $f/B = 0.1, 0.2, 0.3$ の場合には簡便なガスト影響係数法が有効であるといえる。

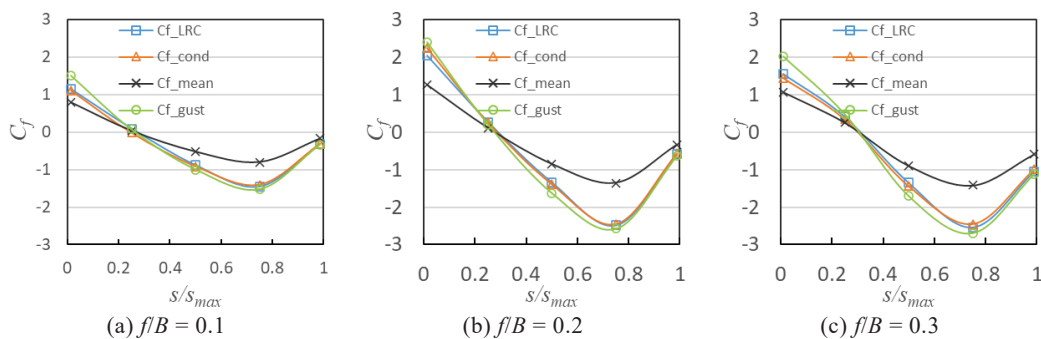


図 11 等価静的風力係数分布 (曲げモーメントに着目)

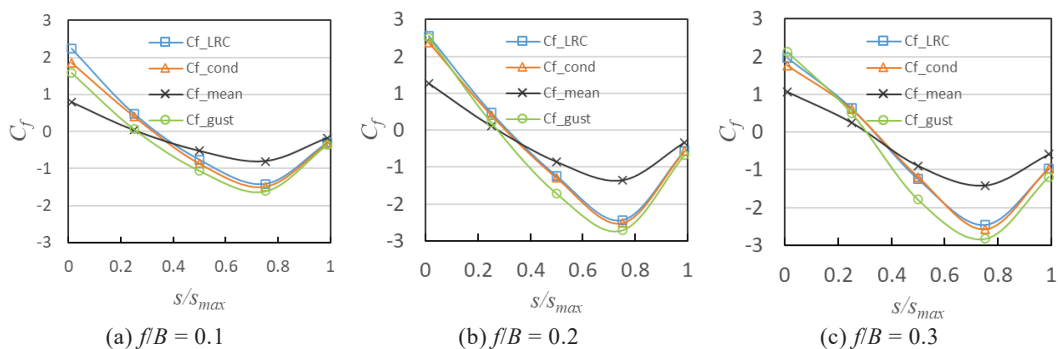


図 12 等価静的風力係数分布 (柱軸力に着目)

4.4 構造骨組用風力係数

図 12 に示した C_{f_LRC} 分布をそのまま設計で用いることは困難である。そこで、基標準と同様、屋根をいくつかの領域を分けて、領域ごとに一定値を与える方法で構造骨組用風力係数を提案する。建設省告示や荷重指針に示されている円弧屋根をもつ閉鎖型建築物の外圧係数の規定を参考に、図 13 に示すように屋根を R_a (風上側)、 R_b (中央部)、 R_c (風下部)の3領域に分割した各領域に対して C_{f_LRC} の面平均値を求める。これらには乱れの効果が含まれているため、基標準でのガスト影響係数法の枠組みで設計用風荷重を評価できるように、これらの値をガスト影響係数で除した値を構造骨組用風力係数($C_{f_LU}^*$, $C_{f_LM}^*$, $C_{f_LL}^*$)として提案する。結果を表 1 に示す。基礎の設計の場合には風下側柱軸力(引張力) N に着目した構造骨組

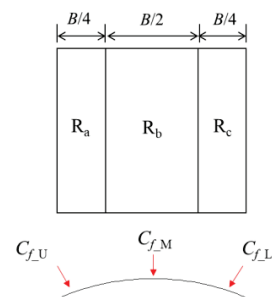


図 13 平均風力係数の領域分け

用風力係数を，フレームの応力を検討する場合には風上側曲げモーメント M に着目した値を用いればよい。

表 1 構造骨組用風力係数の提案

荷重効果	f/B	$C_{f,U}^*$	$C_{f,M}^*$	$C_{f,L}^*$
M	0.1	0.94	-0.46	-0.43
	0.2	1.13	-0.77	-0.75
	0.3	1.00	-0.86	-0.95
N	0.1	0.49	-0.84	-0.47
	0.2	0.94	-0.86	-0.81
	0.3	0.83	-0.97	-1.06

5. まとめ

本研究では，円弧型独立上屋を対象とし，風洞実験により屋根に作用する風力分布を測定した。屋根は2つのアーチ型ラーメンによって支持されると仮定し，設計上最も重要な荷重効果として風上柱脚曲げモーメント M と風下柱の軸力(引張力) N に着目した。風力係数の時刻歴を用いて最大荷重効果を与える等価静的風力係数分布を LRC 法により求めた。また，時刻歴解析を用いた条件付きのサンプリングも行い，最大荷重効果が発生する瞬間の風力分布を求め，両者がよく一致することを示した。従来のガスト影響係数法で評価できるような構造骨組用風力係数を提案した。これらの提案値は構造設計者に設計根拠を提供すると期待される。

謝辞

本研究の一部は(財)能村膜構造技術振興財団の令和6年度助成金によるものである。

参考文献

- 1) 日本建築学会: 建築物荷重指針・同解説, 2015
- 2) M. Kasperski: Extreme wind load distributions for linear and non-linear design, Engineering Structures, Vol.14, No.1, pp. 27-34, 1992.
- 3) 藤沢 優輝, 丁 威, 植松 康: 円弧型独立上屋の構造骨組用風力係数に関する検討, 東北地域災害科学研究, Vol.61, pp. 117-122, 2025
- 4) 植松 康, 織茂俊泰, 渡部俊一郎, 北村周治, 岩谷 賢: 翼型に似た断面形状を持つ鉄骨ハウスの設計用風荷重, 第18回風工学シンポジウム論文集, pp.347-352, 2004.

連続補剛された H 形鋼梁の数値解析モデルの構築と 梁の横座屈による屋根折板の影響*

仙台高等専門学校 日高 達哉
仙台高等専門学校 吉野 裕貴

1. 序

地震災害のリスクが高い日本において、体育館等の大空間構造物は避難所等の防災拠点としての社会的役割を担っている。2011年に発生した東北地方太平洋沖地震では、大空間構造物の被害が発生した¹⁾。大空間構造物が避難所としての役割を果たすためにも安全性の確保は急務である。体育館等の構造物は、経済性や軽量化を目的として主に H 形鋼梁が用いられており、屋根折板や母屋のような非構造部材が梁の材長方向に連続して取りつくことで、梁の横座屈に対する補剛効果が期待できる。しかし、実構造物における梁と屋根折板の接合方法はタイトフレームを介したボルト接合となっており、接合部の塑性化に伴い補剛剛性が低下し、梁の横座屈変形時に生じる面外変形や捩れ変形を十分に拘束できない可能性がある^{2),3)}。

既往の研究⁴⁾では、図 1 に示すような屋根折板が取りついた梁を対象とし、逆対象曲げモーメントを受ける梁の部分架構繰り返し載荷実験が行われ、屋根折板が梁の横座屈に対して補剛効果を発揮することが示された。しかし、実験だけでは梁の材長方向に沿った接合部全域における屋根折板の影響を十分に把握できていない。

本研究では、既往の載荷実験で用いた実験装置⁴⁾を基準とし、屋根折板を考慮した数値解析モデルを構築する。解析モデルの妥当性は、横座屈性状について実験⁴⁾と解析を比較することにより検証する。また、本解析モデルを用いて、梁の横座屈による屋根折板の影響及び屋根折板厚の違いによる梁の横座屈性状について把握する。

2. 連続補剛された H 形鋼梁の数値解析モデルの構築

2.1 数値解析モデル概要

図 2 に数値解析モデルを示す。数値解析は有限要素法汎用プログラム ABAQUS2021⁵⁾による弾塑性大変形解析である。図 1 の実験装置⁴⁾において、基礎梁にとりつくピンより上部の試験体（梁、柱、屋根折板）及びフレームをモデル化する。試験体は 4 節点シェル要素として構築する。フレームは 2 節点はり要素で構築し、実験と同様な断面を与える。各要素はコネクタ要素を用いて、剛接合の箇所は接合タイプ（はり）で、ピン接合の箇所は接合タイプ（ヒンジ）で接続する。境界条件は、A 点で示すフレーム内のピンが x 、 y 軸方向と z 軸回転を自由とする。B 点で示すモデル下部のピンが z 軸回転を自由とする。C 点で示す屋根折板端部が x 、 z 軸方向と x 軸回転を自由とする。試験体梁の初期不整は、文献 6)を参考にして図 2 の解析モデルを用いた弾性固有値解析か



図 1 既往の実験装置⁴⁾

* Development of numerical model of continuously braced H-shaped beams and effects of roof folded plates on lateral buckling behavior by Tatsuya HIDAKA, Yuki YOSHINO

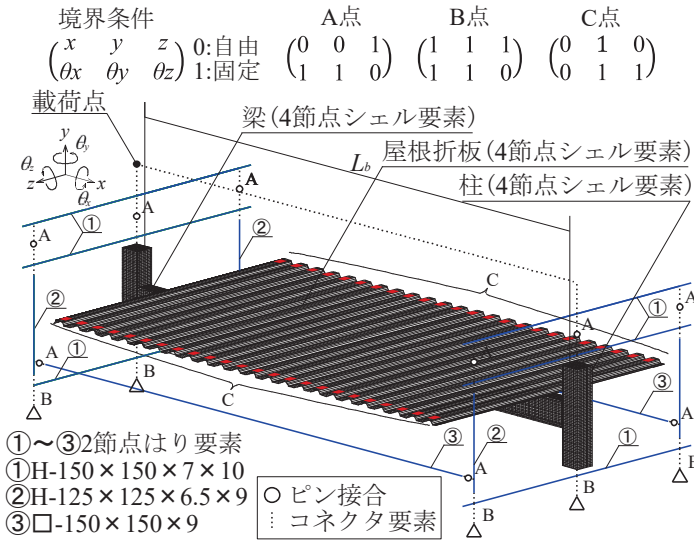


図2 数値解析モデル

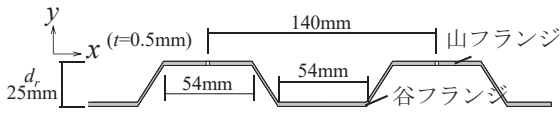


図5 屋根折板断面

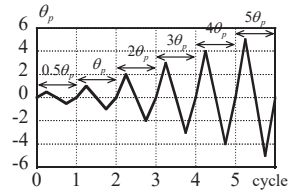


図3 载荷プログラム

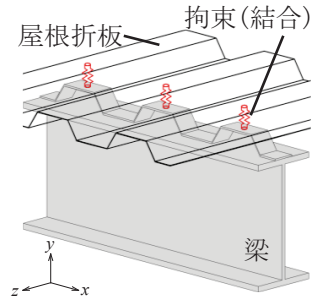


図4 梁-屋根折板接合部

表1 実験試験体一覧

試験体名称	補剛形式	柱断面 [mm]	梁断面 [mm]	梁長 L_b [mm]
NS	無補剛	□-125×125×9	H-175×90×5×8	3725
CS	連続補剛	□-125×125×9	H-175×90×5×8	3725

ら得られる1次モード ($L_b/2500$ 倍) 及び2次モード ($L_b/10000$ 倍) を重ね合わせたモードとして与える。初期不整形の違により横座屈性状に影響を与えないように、試験体によらず同じモードに設定する。材料特性は、試験体梁を弾塑性として塑性化後の硬化則には移動硬化則と等方硬化則を合わせた複合硬化則を用い、その他の部材を弾性とする。ここで、試験体柱は実験⁴⁾において、最大耐力時における軸歪が降伏歪以下であったため弾性とする。

荷重条件は、図3の载荷プログラムに準じて時間変化を用いた強制変位を载荷点(図2)の水平方向(x 方向)に与える。载荷プログラムは正負交番漸増繰り返し载荷とする。強制変位量は、試験体梁の全塑性モーメント $M_{p,b} (= \sigma_{y,b} \cdot Z_{p,b}, \sigma_{y,b}$: H形鋼梁の降伏応力, $Z_{p,b}$: H形鋼梁の塑性断面係数) 時の梁端部の回転角 θ_p から換算し、回転角 θ_p の倍数として $\pm 0.5\theta_p, \pm \theta_p, \pm 2\theta_p, \pm 3\theta_p, \dots$ の各振幅で1回ずつ行う。回転角 θ_p は次式から求めた。

$$\theta_p = \frac{M_{p,b}}{6EI_b} \left(1 + \frac{I_b H}{2I_c L_b} \right) \tag{1}$$

ここで、 E : ヤング率 ($=2.05 \times 10^5 \text{ (N/mm}^2\text{)}$), I_b : 梁の強軸回りの断面二次モーメント, H : 柱高(図7), I_c : 柱の断面二次モーメント, L_b : 梁長である。

図4に梁と屋根折板の接合方法について示す。実験⁴⁾では梁に溶接されたタイトフレームと屋根折板をボルト接合している。この機構を再現するため、解析モデルではタイトフレームと屋根折板の両方に空いたボルト孔の円周を結合により拘束する。また、タイトフレームと屋根折板の距離は0にしている。

図5に屋根折板断面を示す。実験⁴⁾と同様な断面を与えており、隣り合う山同士の孔間距離(単位幅)が140mm、屋根折板せい $d_r=25\text{mm}$ 、屋根折板厚さ $t=0.5\text{mm}$ である。

表1に数値解析モデルを構築した実験試験体一覧を示す。パラメータは補剛形式とし、梁断面がH-175×90×5×8、柱断面が□-125×125×9とする。柱梁接合部には板厚9mmのダイアフラムを設ける。

2.2 連続補剛されたH形鋼梁の横座屈性状

図6に実験⁴⁾及び数値解析から得られた材端曲げモーメントと梁面内の材端回転角の荷重履歴を示す。縦軸は柱に生じる曲げモーメントから換算した材端曲げモーメント M を全塑性曲げモーメント $M_{p,b}$ で除した値である。材端曲げモーメント M は柱の軸歪を梁端に換算した値として求められ、両柱の平均とする。 M は次式から求めた。

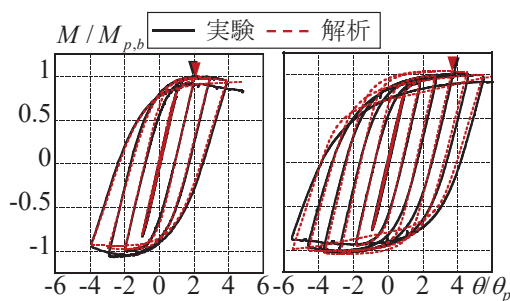
$$M = EI_c \left(\frac{U\varepsilon_c - L\varepsilon_c}{h_c} \right) \frac{l_H}{l_H - l_h} \quad (2)$$

ここで、 $U\varepsilon_c, L\varepsilon_c$: 柱の上下フランジの軸歪、 h_c : 柱せい、 l_H : 柱梁接合部と上下ピン位置までの距離、 l_h : 柱梁接合部と歪測定位置までの距離(図7)である。なお、梁の軸歪より求めた梁端曲げモーメントと柱の軸歪により求めた材端曲げモーメント M の初期勾配は等しくなることを確認しており、最大耐力時において弾性である柱の軸歪より換算した。横軸は梁面内方向の材端回転角であり、図7に示す変位測定位置の x 方向変位より求めた柱の回転角 θ を回転角 θ_p で除した値である。▼プロットは正載荷時の最大耐力を示している。補剛の有無によらず最大耐力時までの荷重履歴が実験と数値解析でよく対応している。

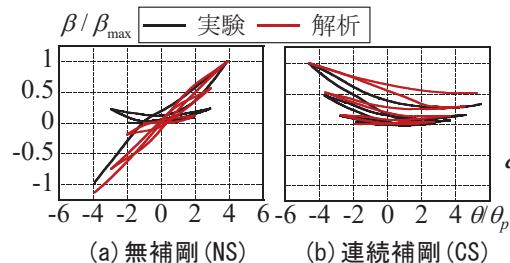
図8に梁ウェブの捩れ変形と梁面内の材端回転角の荷重履歴を示す。

縦軸は図9に示す梁の上下フランジ(UF:上フランジ, LF:下フランジ)の水平変位 u_{UF}, u_{LF} (z 方向)の差をフランジ間距離 d で除した捩れ変位 β ($= (u_{UF} + u_{LF}) / d$)を最大捩れ変形 β_{max} で除した値である。横軸は図6と同様に θ / θ_p である。補剛の有無によらず、繰り返しの捩れ変形の傾向を実験と数値解析で十分に捉えることができる。

図10に正載荷時における梁の曲げモーメントの骨格曲線を示す。縦軸は図6と同様な $M / M_{p,b}$ であり、荷重履歴において $+0.5\theta_p$ 以降梁が始め



(a) 無補剛(NS) (b) 連続補剛(CS)
図6 材端曲げモーメント-回転角関係



(a) 無補剛(NS) (b) 連続補剛(CS)
図8 捩れ変形-回転角関係

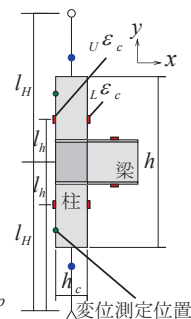


図7 柱梁接合部の測定位置

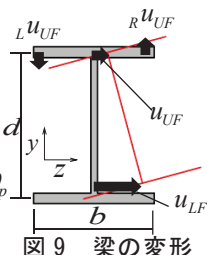


図9 梁の変形

て経験する曲げモーメントをつなぎ合わせた値である。最大耐力以降は、各サイクルの最大耐力から除荷時までをつなぎ合わせている。また、最大耐力時の回転角 θ/θ_p が変形性能と定義される。横軸は図6と同様に θ/θ_p である。補剛の有無によらず、実験と数値解析で最大耐力及び変形性能がよく対応している。

図11に荷重終了後の梁の変形状態を示す。連続補剛された試験体では、下フランジ側に横座屈変形が確認されたため、下フランジを上面として示す。実験および解析の両方で、補剛されていない下フランジの圧縮域において面外変形が最大となりよく対応している。以上より、数値解析モデルの妥当性が示された。

3. 梁の横座屈による屋根折板の影響

本章では2章で構築した解析モデルを用いて、屋根折板に生じる軸歪や補剛モーメントについて把握する。

図12に軸歪測定位置を示す。軸歪は梁の横座屈が生じた際にもっとも応力がかかる梁と屋根折板の接合部に着目し測定する。梁の測定位置は(a)で示す梁中心から35mm離れた位置とする。屋根折板の測定位置は接合部付近の損傷による影響を受けないように、(b)で示す梁中心から100mm離れた位置とする。

図13に梁及び屋根折板の梁面内方向(x軸方向)の軸歪分布を示す。+1 θ_p 時の値である。縦軸は(a)が梁の上下フランジの軸歪 $U\varepsilon_{x,b}$, $L\varepsilon_{x,b}$ であり、(b)が屋根折板の山及び谷フランジの軸歪 $A\varepsilon_{x,r}$, $B\varepsilon_{x,r}$ である。横軸は図12に示す梁長 L_b に対する梁面内方向における計測位置 x/L_b である。軸歪は各材の表裏の軸歪の平均値とする。(a)の梁の上下フランジに軸歪が生じて、(b)の

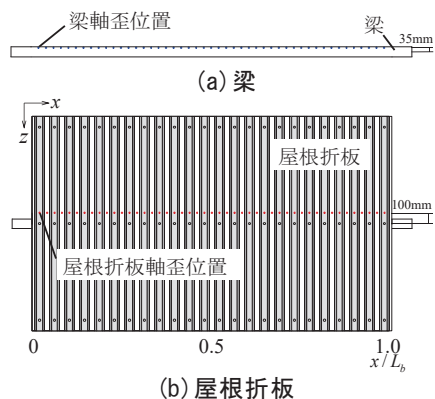


図12 軸歪測定位置

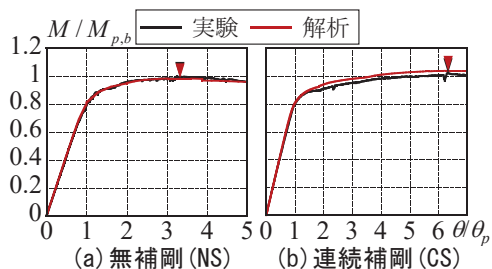
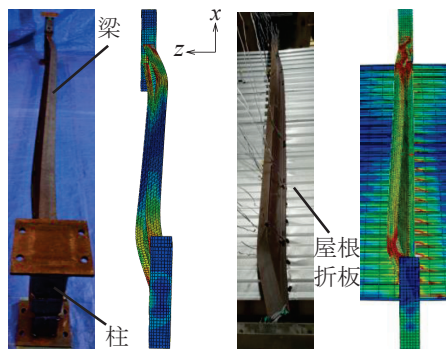


図10 骨格曲線(正荷荷)



(a-1)実験(a-2)解析(b-1)実験(b-2)解析
(a)無補剛(NS) (b)連続補剛(CS)

図11 荷重終了後の梁の変形状態

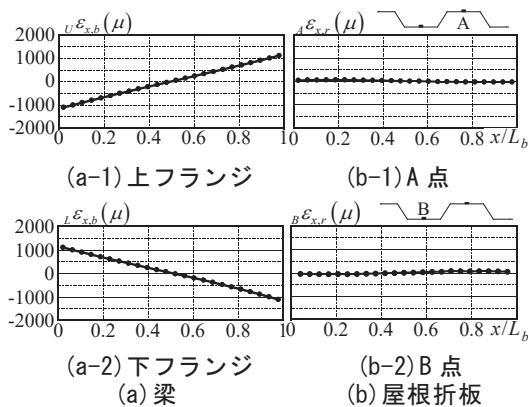


図13 梁・屋根折板の面内歪分布

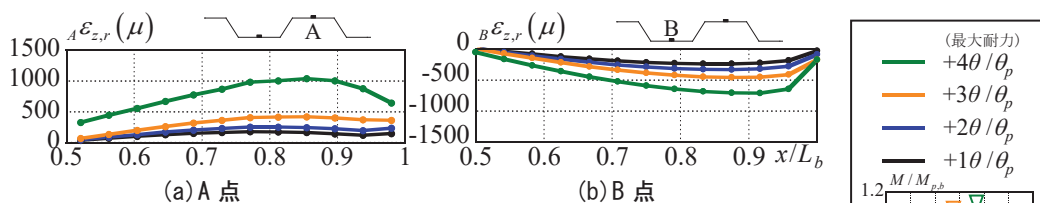


図 14 屋根折板の面外歪分布

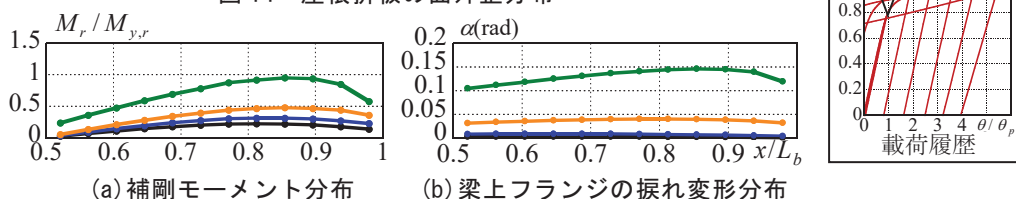


図 15 補剛モーメントと振れ変形の関係

屋根折板の軸歪は山及び谷フランジによらず小さくなっている。これは、梁が横座屈変形をしても屋根折板が波打つように変形をするからである。以上より、屋根折板は接合部全域において梁の横座屈による面内の応力を負担していないことが示される。

図 14 に屋根折板の梁面外方向 (z 軸方向) の軸歪分布を示す。縦軸は山及び谷フランジの軸歪 $A\varepsilon_{z,r}$ 、 $B\varepsilon_{z,r}$ である。横軸は図 13 と同様な計測位置 x/L_b であり、正載荷時において補剛されていない下フランジが圧縮領域となる計測位置が 0.5 から 1 の範囲を示す。梁と接合されている山フランジ側 (A 点) だけでなく、谷フランジ側 (B 点) にも歪が生じている。また、山及び谷フランジによらずサイクルが大きくなるほど歪量が大きくなっている。以上より、屋根折板は接合部全域において、面内方向とは異なり梁の横座屈による面外の応力を負担していることが示される。

図 15 に屋根折板に生じる梁面外方向の補剛モーメントと梁上フランジの振れ変形の関係を示す。縦軸は(a)が屋根折板に生じた単位幅当たりの振りモーメント (補剛モーメント) M_r を屋根折板の単位幅当たりの降伏モーメント $M_{y,r} (= \sigma_{y,r} \cdot Z_r)$ 、 $\sigma_{y,r}$: 屋根折板の降伏応力、 Z_r : 単位幅当たりの屋根折板の断面係数) で除した値である。 M_r は図 14 に示す正載荷時における屋根折板の山及び谷フランジの面外軸歪 $i\varepsilon_{z,r}$ を用いて次式より求めた。

$$M_r = \frac{2EI_r (A\varepsilon_{z,r} - B\varepsilon_{z,r})}{d_r} \quad (3)$$

ここで、 I_r : 単位長さ 1mm あたりの屋根折板の断面二次モーメントである。また、軸歪が図 6 の $+4\theta/\theta_p$ 時 (最大耐力) において屋根折板の降伏歪 ($\varepsilon_{z,r} = 1545 \times 10^{-6}$) 以下となっていることから、屋根折板は最大耐力まで弾性と想定し、弾性理論式である(3)式を用いて補剛モーメントを算出した。(b)が図 9 に示す上フランジの鉛直変位 RU_{UF} 、 LU_{UF} (y 方向) の差をフランジ幅 b で除した振れ変形 $\alpha (= (RU_{UF} + LU_{UF})/b)$ である。横軸は図 14 と同様な計測位置 x/L_b である。補剛モーメントと振れ変形は計測位置 0.85 付近で最大となり、接合部全域において同等な分布となっている。以上より、梁の振れ変形に追従して屋根折板に補剛モーメントが生じており、屋根折板は山フランジのみで接合されても、断面全体で梁の横座屈変形を補剛することが示される。

4. 屋根折板厚の異なる H 形鋼梁の横座屈性状

本章では 2 章で構築した解析モデルを用いて、連続補剛された H 形鋼梁の横座屈性状について検討する。表 2 に試験体一覧を示す。屋根折板厚をパラメータとする。

図 16 に曲げモーメントと捩れ変形 β の骨格曲線を示す。縦軸は実線が図 10 と同様な正載荷時の曲げモーメントをつなぎ合わせた値であり、点線が曲げモーメント時の梁ウェブの捩れ変形 β をつなぎ合わせた値である。横軸は図 10 と同様に θ/θ_p である。実構造物に使用されている屋根折板厚 0.5mm~1.2mm の範囲では、屋根折板が厚くなるほど、最大耐力や変形性能が向上し、捩れ変形を抑制する。しかし、屋根折板厚 1.5mm 以上では最大耐力時の捩れ変形がほぼ同等となっている。これは、最大耐力時において屋根折板の接合されていない梁端部で局部座屈が生じたからである。

表 2 試験体一覧

試験体名称	屋根折板厚 [mm]
CS-t0.5	0.5mm
CS-t0.8	0.8mm
CS-t1.0	1.0mm
CS-t1.2	1.2mm
CS-t1.5	1.5mm
CS-t2.0	2.0mm

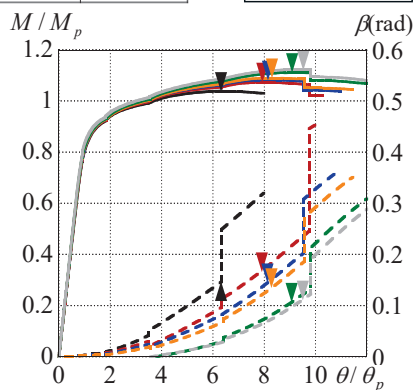


図 16 骨格曲線（正載荷）

5. 結

- 1) 連続補剛された H 形鋼梁の数値解析モデルは、補剛の有無によらず荷履歴、骨格曲線、変形状態がよく対応しており、数値解析モデルの妥当性が示された。
- 2) 屋根折板は接合部全域（梁の材長方向）において、梁の横座屈による面内の応力は負担しないが、面外の応力は負担する。また、山フランジのみで接合されても、断面全体で梁の横座屈変形を補剛する。
- 3) 実構造物に使用されている屋根折板厚の範囲では、厚くなるほど最大耐力や変形性能を向上させ、捩れ変形を抑制することができる。

参考文献

- 1) 吉敷祥一，仲田章太郎，黒澤未来：東北地方太平洋沖地震等による被災を経て補強・補修された屋内運動場の地震被害調査，日本建築学会技術報告集，第 28 巻，第 70 号，pp1230-1235，2022.10
- 2) 吉野裕貴，木村祥裕：宮城県，岩手県における大スパン鉄骨構造物の構造調査とデータベースの構築，日本建築学会東北支部研究報告集，第 84 号，pp.23-26，2021.6
- 3) Yuki Yoshino and Yoshihiro Kimura "Rotational Stiffening Performance of Roof Folded Plates in Torsion Tests and the Stiffening Effect of Roof Folded Plates on the Lateral Buckling of H Beams in Steel Structures", Buildings2024, 14, 1158.
- 4) 吉野裕貴，廖望，木村祥裕：部分架構荷重実験による連続補剛 H 形鋼梁の横座屈性状に及ぼす補剛効果，日本建築学会構造系論文集，第 87 巻，第 797 号，pp.634-645，2022.7
- 5) ABAQUS/Standard User's Manual version2021
- 6) 木村祥裕，杉田弥生，吉野裕貴：等曲げモーメントと圧縮軸力を受ける上フランジ連続補剛 H 形鋼梁の横座屈性状と連続補剛材の水平・回転拘束効果，日本建築学会構造系論文集，第 81 巻，第 726 号，pp.1321-1331，2016.8

住民主体の防災まち歩きに必要な不可欠な詳細地形分類図とその意義

— 仙台市太白区西多賀地区を事例として —

東北福祉大学 水本 匡起

1. はじめに

地域防災力の向上には、住民が主体となる防災活動の重要性が指摘され（重岡ほか，2017 など），最近では ICT を活用した防災まち歩きなども行われている（田島ほか，2018；吉田・岡田，2025 など）。しかし，これらの地域防災活動は，現行のハザードマップ情報に依存し，防災まち歩きも危険箇所の点検のみに終始している現状がある。これらの問題点を踏まえて，水本（2023a）は，地域の危険箇所確認の防災まち歩きではなく，楽しく地形の成り立ちを知る防災まち歩きが，住民主体の地域防災活動に寄与することを明らかにした。さらに水本（2023b）は，住民が容易に入手できる既往地形情報の活用法を提示し，ハザードマップに依存しない地域防災活動の可能性を示した。このような意味で，国土地理院がウェブで提供する地形分類図（図2）は，ハザードマップ情報に過度に依存することなく，自然災害の主要因である地形変化や地域全体の地形環境を住民自らが手軽に把握するために有効である。ただし，実際に日本各地で見られる地形は，図2の分類よりも，形成時代を異にするさらに多くの地形から構成されていることが多い。よって，住民が生活圏で日常的に感じているわずかな地形の高低差の理由を説明し，地域防災力向上に資する「住民満足度の高い防災まち歩き」を行ったり，「我が家のリスクも知りたい」という住民の要求に応えたりするためには，1m程度の地形面の比高にも注目し，時空間スケールの解像度をさらに高めた「詳細な地形分類図」が必要となる。

本研究は，宮城県仙台市太白区の西多賀地区において，個々の建物が判別可能な縮尺 1/2,500 の都市計画基本図を基図とし，より精度の高い詳細地形分類図を作成した。そして，自然災害の中でも相対的に発生頻度の高い「水害」が起こり得る場所の情報を地域住民と共有するために，住民とともに詳細地形分類図を用いた防災まち歩きを行った。その結果，実際に住民が過去に水害を経験した場所と，詳細地形分類図が示す水害リスクの高い場所が高精度で一致し，住民の高い満足度を得ることができた。以下では，詳細地形分類図から初めてわかる「真の水害リスク」を具体的に示し，防災まち歩きにおける詳細地形分類図の意義と今後の可能性について若干の考察を行う。

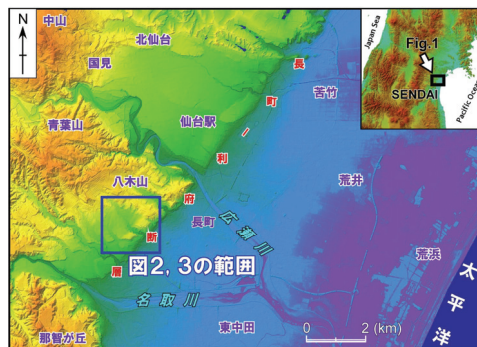


図1 対象地域位置図
国土地理院のDEMデータを用いて作成

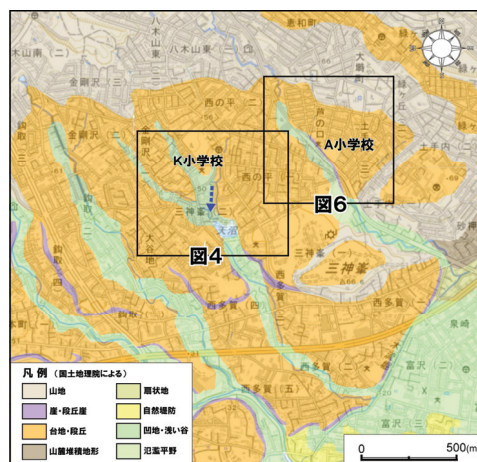
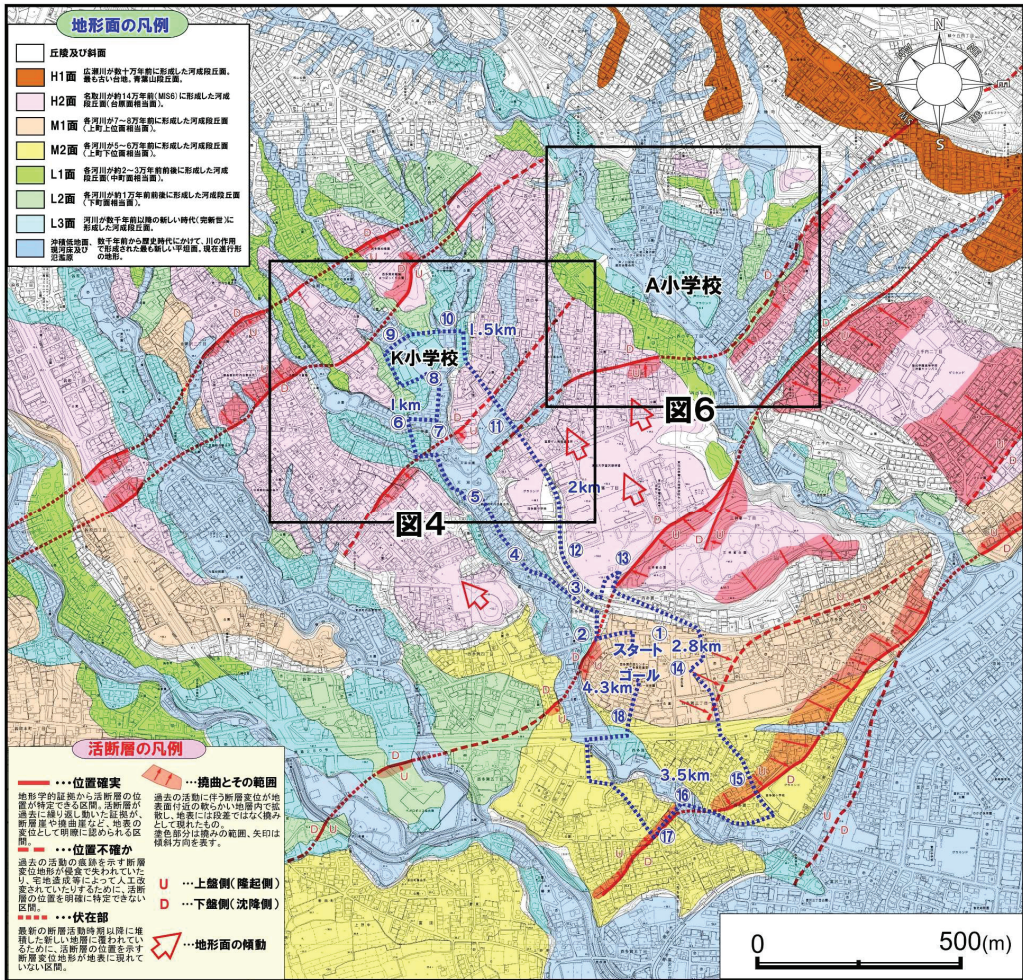


図2 国土地理院作成，西多賀地区の地形分類図
（地理院地図に加筆。破線矢印は，1986年8月の豪雨時に濁流が川となって流れた道路（図4と同じ。））

* The Significance of Detailed Topographic Classification Maps for Conducting Disaster Prevention Town Walks: A Case Study of the Nishitaga District in Sendai City, Northeast Japan. - by Tadaki MIZUMOTO

2. 対象地域と研究方法

研究対象地域は、水本（2023b）が示した様々な既往地形情報との差を比較するために、仙台市太白区西多賀地区とした（図1）。本地域には、広瀬川や名取川が形成した古い段丘面群が、長町-利府線活断層帯による隆起や変形を受けながら広く発達している。これらの古い段丘面は、東流する複数の小河川によって開析を受けている（図2）。1948年米軍撮影縮尺約1/10,000 空中写真を用いて本地域の詳細な地



比較的確るやかな 富沢川コース **コースの主な見どころとワンポイント解説** **全コース約4.3km** (養生路までのハーノコースは約2.8km) (水本 匡起)

- ① 昭23年9月のアイオン台風で天沼が決壊。養殖していた鮭が、生協入口にあった呉服屋さんまで流されたとか。
- ② 活断層が作った崖を確認。
- ③ 垂度のトロッコ列車は水害リスクを知っていた？(谷底より高い場所を走っています)
- ④ 80年前の空中写真を見て、西多賀の先人たちが、谷底の土地に家を建てなかった理由を考えてみてください。
- ⑤ 天沼の土手から、富沢川が削った谷の幅を確認。さらに、「天沼がここにある理由」を地形から考えてみましょう。その理由は、「複数の谷が1本になる場所、自然とたさんの水が集まる場所だから」つまり大雨が降ると…
- ⑥ 金剛沢児童館や横森ひかり公園から流れてくる沢を確認。この沢も台地を削って谷を作り、天沼へと続きます。
- ⑦ 谷底の道、川の道です。昭61年8月5日台風10号で、この道は濁流が流れる川となり、大きな被害が起きました。この道の行き止まり部分には、これら大雨の際に流れてきた水を地下に流す溝溝が作られました。確認してください。
- ⑧ 小学校校庭の水が、この川の道へ流れてきます。小学校が大雨時避難所ではない看板を確認してください。
- ⑨ 小学校付近の凹凸の理由は？地形分類図を見て謎を解明してください。そうです！小学校は水の通り道である谷底に位置しています。昭61年の水害では、崖の高さまで水に浸かったそうです。
- ⑩ 地形の凹凸を確認。沢水も見えます。
- ⑪ 皆さんが良く知るバス通りが凹凸になっている理由は？
- ⑫ 太白山が見えます。下を流れる富沢川の谷底地形よりも、一段上にある富沢中は安全な避難所ですね！
- ⑬ 三神堂公園と東北大の敷地は、元々は同じ高さ。活断層が高低差を作りました。活断層のずれ(断層崖の高さ)を現地で確認しましょう。
- ⑭ 傾斜がやや急になっていることを確認しながら、生協で一旦休憩です。
- ⑮ 西多賀小学校の北側だけが「急傾斜」になっています。活断層が動いて、地面が「ぐにゃつ」と曲げられてきた崖で、「機曲崖(とうきょくがし)」と呼ばれる崖です。現地では、傾斜の急な坂に見えます。
- ⑯ 豪雨時に富沢川が溢れると、谷幅いっぱい水が流れます。どこからどこまでが谷なのか、現地で確認しましょう。これだけ幅広い谷を作る富沢川の正体は、「暴れ川」といふことがわかります。
- ⑰ 活断層が動いてできた崖(断層崖)を確認しましょう。
- ⑱ R246号から上る階段状の地形は、川が削った段丘崖です。

図3 防災まち歩きで実際に使用した詳細地形分類図、コース図および各地点の解説 (図2の国土地理院地形分類図と比較すると、解像度の高い地形分類図であることがわかる)

形分類図を作成し、水害リスクの高い小川沿いの段丘面を L1~L3 と沖積低地面 (=谷底面, 現河床および氾濫原) に区分した (図 3)。L1 面は MIS2 前後の地形面, そして特に L3 面は、離水した最下位の地形面で現河床との比高が数 m 以下とわずかであることから、完新世後期の地形面と考えられる。

これらの詳細な地形分類を個々の住宅が判別可能な都市計画基本図 (縮尺 1/2,500) 上に示し、住民とともに 1m 前後のわずかな高低差も意識しながら身近な地形を知る防災まち歩きを行うと同時に、住民に対して過去の水害に関する聞き取り調査を行った。本地域は 1986 年 8 月の台風 (仙台市, 1987) で甚大な浸水被害を受けており、古くからこの地域に住む住民は当時の被害状況を今も克明に記憶している。そこで、現行ハザードマップで指定避難所となっている 2 つの小学校 (K および A 小学校) とその周辺に注目し、まち歩きを通して「ハザードマップには示されていないが、地形が示す水害リスクの高い場所」と、「1986 年 8 月の台風や近年の豪雨で水害を受けた場所」との対応関係を住民とともに確認した。そしてこれらの情報に基づいて、今後の地域防災活動に資する詳細地形分類図の意義を検討した。

3. 結果と考察

(1) K 小学校周辺の地形と詳細地形分類図からわかる水害リスクについて

図 4 は、K 小学校周辺の詳細地形分類図である。L3 面と沖積低地面との比高は 1~2 m とわずかである。しかし、このわずかな高低差が実際の浸水域の境界となったり、床上・床下浸水被害の境目となったりするため、これら 1~2m の比高は住民にとって極めて重要な意味を持つ。

K 小学校は、現行のハザードマップで浸水想定区域になっていないが、過去に何度も洪水被害を受けている (佐藤邦郎氏私信)。事実として、K 小学校の開校十周年記念誌には、1974 年 9 月の豪雨時に濁流によって校内では膝下まで水に浸かり、北側 (図 4, 地点 A) と南側 (図 4, 地点 B) の通学路が通行不可能になったと記されている。また、同校開校二十周年記念誌には、1986 年 8 月の豪雨時に小学校の北側 (図 4, 地点 A) から校地へ濁流が流入し、大量の水がしぶきをあげて校庭へ流れ落ち茶一色の沼と化した、と記されている。この 1986 年 8 月豪雨の際に、学校の北側 (図 4, 地点 A, 図 5 (a) の写真

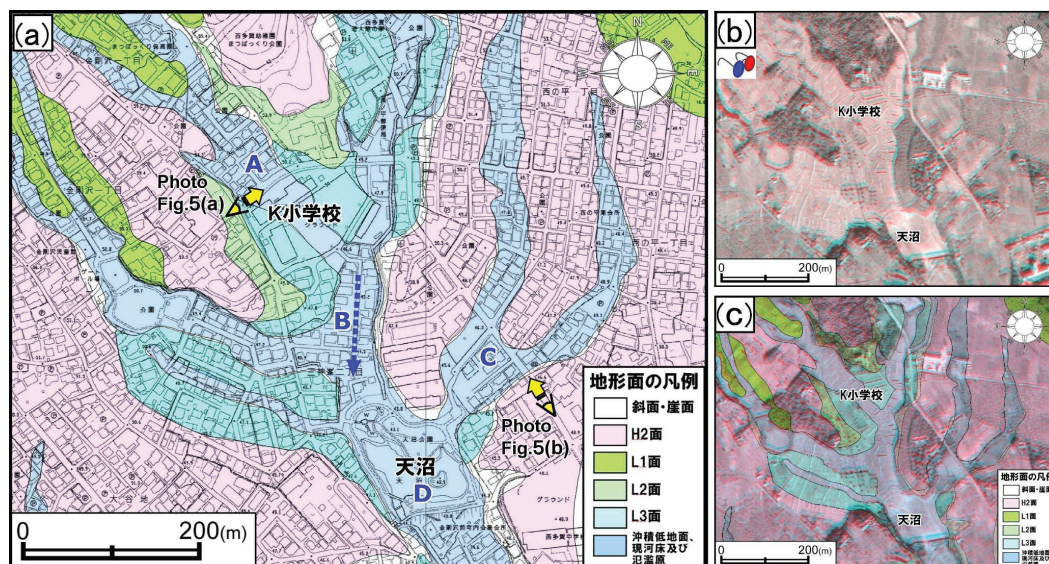


図 4: (a) K 小学校周辺の詳細地形分類図 青点線の矢印は 1986 年 8 月の豪雨時に濁流が流れた道路 (図 2 と同じ)。基図は仙台市発行都市計画基本図。 (b) 1948 年米軍撮影空中写真 USA-R349-48, 49 から作成したアナグリフ立体画像 (c) 1948 年米軍撮影の空中写真上に示した地形分類図

撮影地点)から流下してきた濁流の浸水範囲は、住民の聞き取りによると図4の沖積低地面の範囲に限られ、L3面は浸水しなかったことが明らかになった。

K小学校の南側には、谷の中心部に沿うように道路が敷かれている(図2, 図4の破線矢印)。本地区で町内会長を務めた住民によると、1986年の豪雨時にこの道路は濁流が流れる川と化し、犠牲者も出たとのことである。図2では、K小学校から南の天沼へ続く谷がより幅広く描かれているため、破線矢印の道が谷の東側に寄っているように見える。しかし、実際の谷(沖積低地面)の範囲は図4の通りであり、「川と化した道路」はまさに「谷の中心部」に位置している。また、地点Bの西側は、谷(沖積低地面)よりも2m程度標高の高いL3面に分類される。以上より、水害リスクが高いのは、実際に濁流の流れる川と化した道路(破線矢印)を中心とした沖積低地面である一方、L3面は沖積低地面よりもリスクが低い土地となるが、図2からはこれを読み取ることができない。

さらに、図2には示されていないが、図4の地点C付近には明瞭な開析谷(沖積低地面)が存在する(図5(b)の写真撮影地点)。住民によると、豪雨時にはたびたび浸水する場所とのことである。このような谷(沖積低地面)が全て集まる場所に天沼(図4, 地点D)が位置する。昭和23年の豪雨時に、複数の谷から流下した水が一気に天沼へ流れ込んだことで天沼の土手が決壊し、養殖の鯉が全て下流へ流れ出た(西多賀まち物語作成委員会, 2019)。天沼の決壊による洪水流が流下した下流域の沖積低地面(図3)は、当然ながら今も水害リスクが極めて高い場所であるが、現行ハザードマップには浸水想定区域として示されていない(図7(a))。

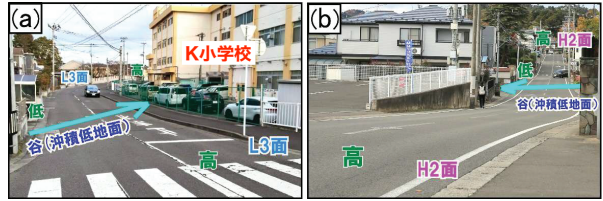


図5 K小学校とその周辺の微地形を示す現地写真
(撮影場所と方向は図4(a)を参照。水色矢印は流下方向を示す。)

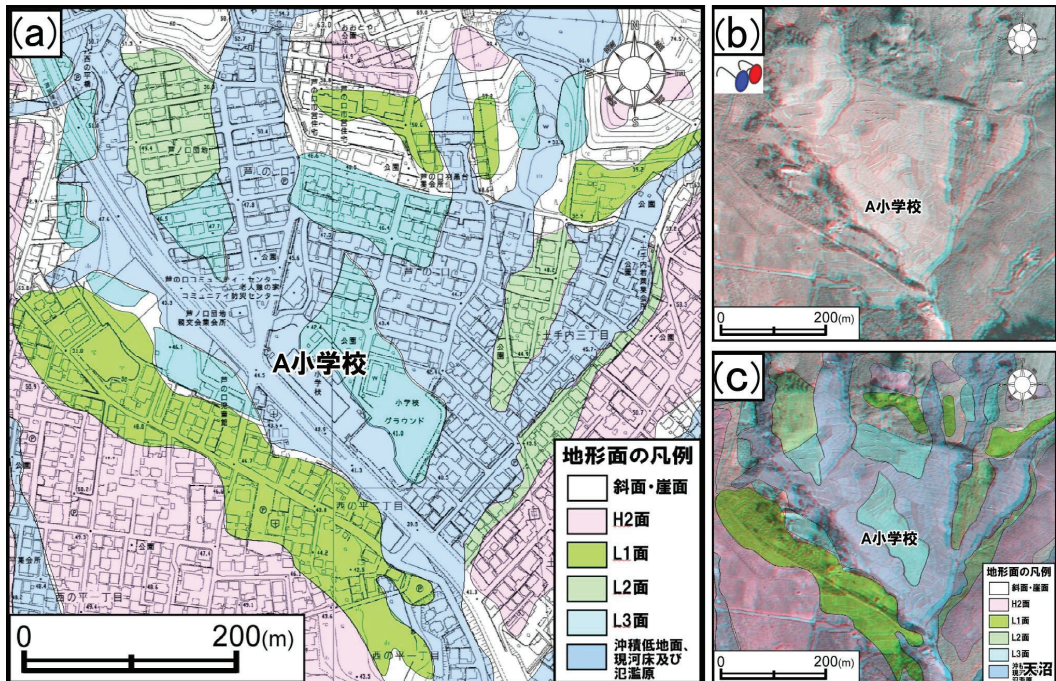


図6: (a) A小学校周辺の詳細地形分類図 基図は仙台市発行縮尺1/2,500都市計画基本図 (b) 1948年米軍撮影空中写真 USA-R349-48, 49から作成したアナグリフ立体画像 (c) 1948年米軍撮影の空中写真上に示した地形分類図

(2) A小学校周辺の地形と詳細地形分類図からわかる水害リスクについて

図2の国土地理院による地形分類図を見る限り、A小学校は台地・段丘上に位置しているため、水害リスクは低いように思われる。加えて、現行ハザードマップにおいても、大雨時にも安全な指定避難場所となっている(図7(a))。しかし、住民からの聞き取りによると、「A小学校は大雨時にたびたび浸水するため、この地域に古くから住む住民は大雨時にA小学校には避難しない」とのことである。この矛盾点を解決するために、図6(b)の空中写真を用いて図6(c)のように地形を判読し、図6(a)の詳細地形分類図を作成した上で、地形学の視点から検討を行った。図6(b)の地形立体画像から明らかなように、長町-利府線断層帯の活動により南東側(小河川の下流側)が隆起したため、A小学校周辺は相対的な低地(窪地)となっている。その中でもA小学校は現河床にごく近く、かつ沖積低地面に位置している。さらに詳しく見ると、A小学校の校舎は沖積低地面上に位置している一方で、グラウンドは一段高いL3面上に造られていることが明らかである。よって、地形学的視点からも、大雨時に最も水害リスクが高いのは、グラウンドではなく校舎であることがわかる。これらのリスクは、図2のスケールの地形分類図には表れないが、完新世など比較的新しい時代に形成された地形の成り立ちを丁寧に分析して初めてわかる情報であり、近隣住民にとっても必要不可欠な防災情報となる。以上より、古くからこの地域に住む住民が「大雨時にはA小学校に避難しない」とする“地域の経験知”は、ハザードマップに依存しない、住民主体の正しい地域防災情報と言えよう。本地域でこれらの“正しい経験知”を住民間で語り継いでいくためにも、図6に示した高解像度の詳細地形分類図は極めて有効な図であることが示される。

(3) 現行ハザードマップとの対応について

令和3年7月の水防法改正により、これまで指定対象でなかった中小河川も想定最大規模降雨による浸水想定区域の指定対象に追加された。令和6年度より、市のハザードマップにはK小学校の約500m西方を流下する小河川の浸水想定区域が追加されたが、K小学校やA小学校付近の沖積低地面を形成した小河川の浸水想定区域は、未だに示されていない(図7(a))。そこで、図3の詳細地形分類図のうち、水害リスクが相対的に高い場所を示すL3面と沖積低地面を図7(a)のハザードマップに重ねて図示したものが図7(b)である。想定最大規模降雨の浸水想定区域は、おおむね1,000年に1度程度の確率で発生する豪雨の浸水想定区域であるため、数千年前に離水したと想定されるL3面も「水害の可能性がある

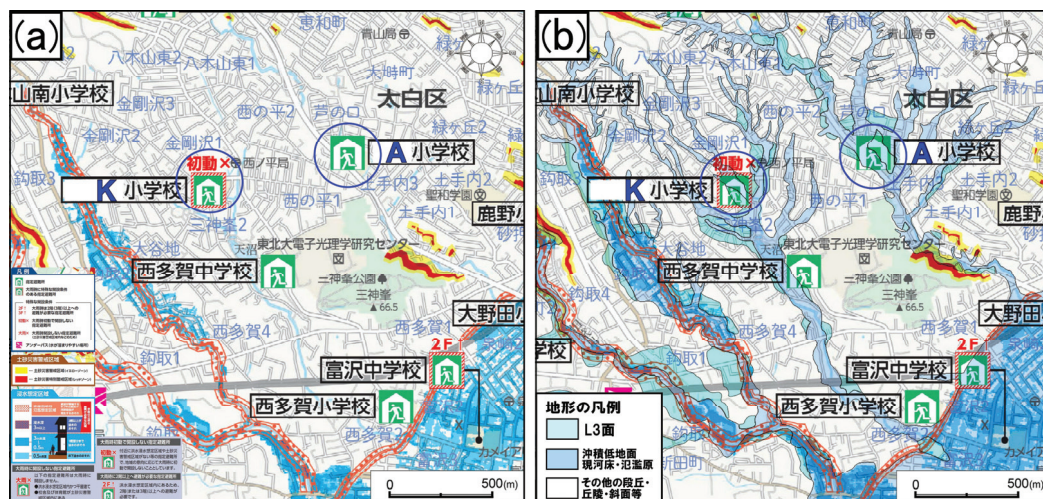


図7:(a) 仙台市令和7年度防災マップ (b) 仙台市令和7年度防災マップにL3面と沖積低地面を重ねたもの

(a)は元図にK, Aの文字と青丸印を加筆したもの。(b)は、住民の過去の経験知も含めてハザードマップに示されていない水害リスクの高い場所が明瞭。

場所」として図 7 (b)に示した。図 7 (a)と(b)の比較から、沖積低地面に位置する K 小学校が「大雨時初動で開設しない避難場所」である理由が改めて明確にわかる。一方、同じ沖積低地面上に位置する A 小学校は、前述のように地形的に見ても明らかに水害リスクが高く、かつ、住民の経験知も同様であるにも関わらず、未だに大雨時の指定避難場所とされていることは憂慮すべき事実である。早急に現行ハザードマップの記載を修正すべきだろう。ただし、近い将来に K 小学校や A 小学校付近の浸水想定区域が示されたとしても、同区域が正しく示される可能性は極めて低い。その理由は、K 小学校西方の小河川の浸水想定区域(図 7 (a))は、近年追加されたにも関わらず詳細な地形の成り立ちを考慮せずにコンピュータのシミュレーションによって作成されており、図 7 (b)に示したような実態を表していないためである。今後も同じ方法で中小河川の浸水想定区域を示していく限り、真の浸水想定区域を正しく表すハザードマップにはなり得ない。したがって、このような意味においても、今回示した詳細な地形分類図は、地域の「真の水害リスクが正しく示されている図」として今後益々重要になるだろうと考えられる。

4. まとめと今後の課題

ハザードマップは、あくまでも将来起こり得る自然災害の一部を示しているに過ぎない。被害想定が変わればハザードマップの内容も変更されるため、熟慮無しに現行ハザードマップを用いた地域防災活動は、発災時に思わぬ危険を招く。よって、将来起こり得る自然災害リスクを正しく把握するためには、現行ハザードマップに依存することなく「その地域における地形の成り立ちを知ること」が必要不可欠である。ただし、防災まち歩きなどを通して、住民が「我が家」の自然災害リスクを知るためには、本研究が示したように、1m程度の高低差にも注目し、完新世など新期の地形の成り立ちを丁寧に分析した「詳細な地形分類図」が必要となる。本地域の事例では、いずれもハザードマップに示されていない場所において、詳細地形分類図が示す水害リスクの高い場所と実際に住民が過去に水害を経験した場所とがほぼ一致することがわかった。さらに、大雨時の指定避難所も早急に再検討すべき必要性が示された。防災まち歩きなどを通して「我が家」の自然災害リスクが正しくわかる詳細地形分類図の重要性を住民が認知し、生活の舞台である地形の成り立ちを楽しく知ることが、まさに「ハザードマップに依存しない、住民が主体となった本物の地域防災」と言えるだろう。今後はこれらの詳細地形分類図を用いて、住民とともに各町内会のハザードマップ作成を推進していく予定である。

謝辞： 仙台市西多賀市民センター館長の大平和典氏ならびに同センター職員の皆様、西多賀連合 SBL 会の皆様、西多賀まち物語作成委員会副委員長の佐藤邦郎氏、NHK 仙台放送局の飯田耕太氏、西多賀地区社会福祉協議会会長の伊藤篤子氏、西多賀連合町内会の皆様、仙台市社会学級研究会の皆様には、防災まち歩きに際して大変お世話になりました。ここに記して御礼申し上げます。

参考文献

- 重岡徹・吉迫宏・福本 昌人 (2017) 我がこと防災意識の醸成による地域防災力の維持・向上. 農業農村工学会誌, 85, 12, 1127-1130.
- 仙台市市民局市民生活部防災対策課 (1987) 昭和61年台風10号大雨洪水記録. 146p.
- 田島祥・村上祐治・内田理・梶田佳孝 (2017) スマートフォンを活用した防災マップ作成支援システム. 日本教育工学会論文誌41, 85-88.
- 西多賀まち物語作成委員会・西多賀地区町内会連合会 (2019) 縄文人の営みもあつた西多賀まち物語. 122p.
- 水本匡起 (2023a) 地域防災力向上を目的とした水害リスク・コミュニケーションの実践的手法 ～地形発達史の観点を取り入れた防災まち歩き～. 東北福祉大学研究紀要, 47, 55-71.
- 水本匡起 (2023b) ハザードマップを補完する既存地形情報の活用とその意義について -仙台市西多賀地域の事例-. 感性福祉研究年報 24, 51-66.
- 吉田大介・岡田大爾 (2025) リアルな仮想災害体験が可能な AR アプリの開発と地域防災における活用. 日本科学教育学会第 49 回年会論文集, 281-284.

大雨経験を踏まえた学校防災の展開:酒田市と鶴岡市の大雨時学校対応*

○村山良之(東北大学災害科学国際研究所), 熊谷誠(山形大学地域教育文化学部),
佐藤翼(酒田市教育委員会), 本間洋亮(鶴岡市教育委員会)

1. はじめに

2011年東日本大震災の際は、児童生徒の多くが在籍している時間帯に地震が発生し、その後津波が襲来した。岩手、宮城、福島県の津波被災地域の小中高校、特別支援学校では、学校から保護者等に引き渡された後に多くの児童生徒が犠牲になった(毎日新聞, 2011年8月12日)。東日本大震災の経験を踏まえて、津波注意報、警報等が発表されている状況下では引き渡しをしないで児童生徒および引取者の安全を確保するということが、沿岸地域の学校現場の常識としてかなり共有されてきていると期待できる。

一方、近年大雨の頻度が高まっており、台風と異なり予めの対応が困難な梅雨前線等による突然の大雨に対しても適切な対応が求められる。2024年7月に山形県北部において、児童生徒在籍時に大雨が発生し、学校現場等は対応を迫られた。その際の酒田市における大雨対応経験を基に、酒田市と鶴岡市の両教育委員会は、児童生徒在籍時の突然の大雨に対して、学校現場が、各種情報を収集しそれを基に学校待機、引き渡し等を適切に判断できることを目指す、大雨対応の学校防災マニュアル(ひな形)を作成し、2025年度から運用している。本発表は、酒田市における2024年7月の大雨と学校対応の実態と課題を明らかにして、2025年度に運用を開始した大雨対応の学校防災マニュアル(ひな形)の枠組について報告するものである。

2. 酒田市における2024年7月の大雨と学校等の対応

酒田市には、大雨注意報は7月24日に発表されていたが、7月25日朝8時台のちょうど児童生徒登校直後に、大雨警報(土砂、浸水)と土砂災害警戒情報が立て続けに発表された。酒田(市西部の低地)と酒田大沢(市東部の山間地)のAMeDASで記録された時間雨量(および3日間雨量)は図1のとおりである。この大雨によって市内各所で内水氾濫が発生し、また酒田大沢付近では荒瀬川の氾濫や土砂災害も発生した。

酒田市長は、8時29分山間部が広がる市の東部地区に避難指示を発令し、さらに11時12分には全市に避難指示を拡大した。これを受けて、教育委員会は、市立学校に対して引き渡し等をしないよう情報提供した。その後、教育委員会は、学校とのやり取りを経て、雨が弱まった14時頃に、14時半から引き渡しとの情報を学校に提供した。そして、17時半頃に全児童生徒の引き渡しが完了した。最上川の水位上昇はその後も続き、26日午前2時すぎに、最上川氾濫の影響を受ける地区に緊急安全確保が発令された。最上川の水位は朝まで上昇が続いたが、越水は辛うじて免れた。全市に発令されていた避難指示および一部地区の緊急安全確保は、26日17時03分に解除された(以上は酒田市提供資料等による)。

* School Disaster Prevention Initiatives Based on Heavy Rain Experiences: Responses to Heavy Rain in Sakata City and Tsuruoka City by Yoshiyuki Murayama, Makoto Kumagai, Tsubasa Sato and Yosuke Honma

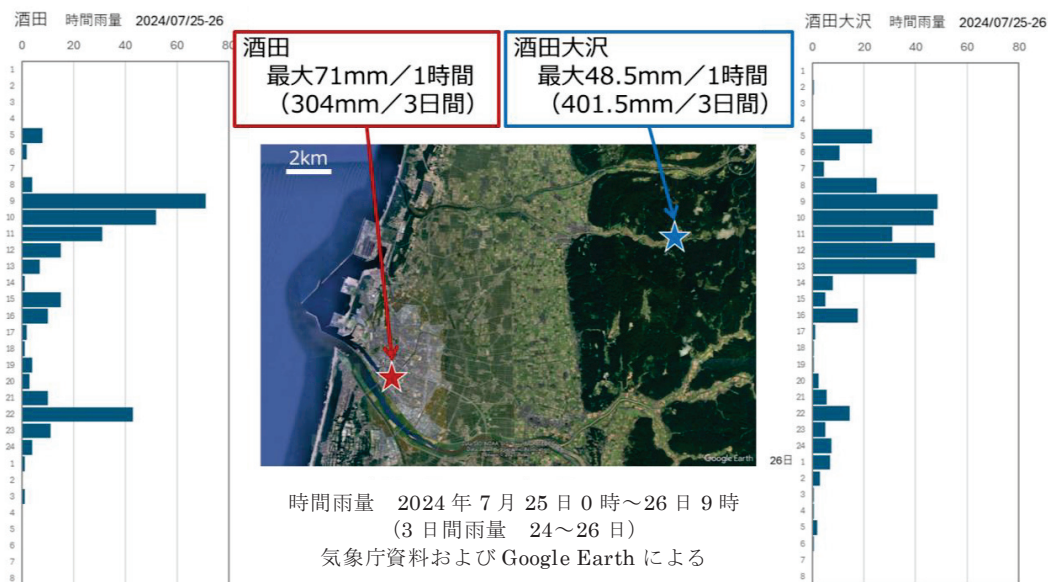


図1 2024年7月25-26日酒田および酒田大沢における時間雨量

児童生徒の登校時ないしその直後から発生したこの大雨と対応のポイントは、以下のようにまとめることができる。①大雨警報の発表は避難指示までのリードタイムが（ほとんど）ない等のため事前に避難情報の示唆を与えるのが困難な大雨であった。②発令された避難情報は、警戒レベル3高齢者等避難がスキップされ、いきなり警戒レベル4避難指示だった。③降雨がほぼ止んだ後で最上川越水の危険性が高まった。④この大雨事例において、児童生徒、保護者、教職員に人的被害はなかったが、引き渡された後に自宅周辺で被災しかけた生徒がいたことを著者らは確認している。⑤土砂災害や河川氾濫、内水氾濫という困難な状況の地区もある中で引き取りに向かわざるを得なかった保護者等がいたと考えられる。⑥全市に避難指示、一部地区には緊急安全確保が発令されている状況下、そして多くの学校には避難所が開設されている状況下で、引き渡しが行われた。

3. 酒田市と鶴岡市における大雨対応マニュアル改定

この経験を踏まえて、酒田市教育委員会は、児童生徒在校時を含む大雨への対応について、基本方針を決めて学校現場にも共有することが必要であると判断した。そこで、酒田市および隣接する鶴岡市の教育委員会は、大雨時の学校対応の基本方針を示すべく、学校防災マニュアル（ひな形）の改定案を学校現場に提示することになり、著者4人がその原案を作ることとなった。その原案は、各市の教育委員会、防災担当部局での検討を経てそれぞれ修正された後、2025年度の梅雨期の前までに、2025年度版として各市の学校現場に提示された。

その結果、既存の学校防災マニュアル（ひな形）のうち大雨対応部分が大幅に拡充され、その中で新たに引き渡しや集団下校等の可否を学校現場が判断するための情報収集チェックリス

トが提示された（図2）。このチェックリストは、石巻市教育委員会の防災主任研修プログラム開発に際して、著者ら同市学校防災支援チームがリアルタイム防災情報として整理、提示したもの（一部改変）であり、本件はその応用例として位置づけられる。

- | |
|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ① 今後の状況への見通し 早期注意情報（警報級の可能性） 気象庁 ② 学区周辺の気象情報 気象庁 ③ 学区周辺のキキクル（土砂，浸水，洪水） 気象庁 ④ 学区内にある河川の氾濫情報（指定河川のみ該当） 気象庁，国土交通省，山形県 ⑤ 市ホームページの災害情報 ⑥ 学区内の道路冠水しやすい場所等の目視確認（教職員，地域住民） ⑦ その他の地域住民（CS 設置校は運営委員住民，消防団・主防等）等からの情報 ⑧ 市教育委員会からの情報 ⑨ 近隣の学校との相談 |
|--|

図2 各種判断のための情報収集チェックリスト
 (2025年版酒田市学校防災マニュアル（ひな形）による)

このチェックリストに基づいて、引き渡しができるのは、警戒レベルおよび警戒レベル相当情報（チェックリストの②～④）の全てがレベル3以下という厳しい条件が設定された（図3）。同様に、通常下校または集団下校ができる条件として、警戒レベルおよび警戒レベル相当情報（チェックリストの②～④）の全てがレベル2以下という条件が設定された（図4）。

○引き渡しができる条件

警戒レベル3（高齢者等避難）以下 かつ 以下の全てを確認できること

- | |
|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ① 今後，天候回復が見込まれること 引き渡し開始後に避難指示発表の懸念がないこと ② 学区周辺の気象情報が土砂災害警戒情報（レベル4相当：紫）になっていないこと ③ 学区周辺のキキクル（土砂，浸水，洪水）が危険（レベル4相当：紫）になっていないこと ④ 学区内にある河川が氾濫危険情報（レベル4相当：紫）になっていないこと（指定河川のみ該当） ⑤ 市ホームページの災害情報で学区内に浸水等がないこと
学区内に避難指示が出ていないこと ⑥ 学区内の道路冠水しやすい場所等が冠水していないこと：目視確認（教職員，地域住民） ⑦ その他地域住民（CS 設置校は運営委員住民，消防団・自主防等）等から浸水等の情報がないこと ⑧ 市教育委員会から，学校待機の指示がないこと ⑨ 近隣の学校で学校待機の判断がないこと |
|--|

図3 引き渡しができる条件（同上による）

○通常下校または集団下校ができる条件

警戒レベル2（大雨注意報等）以下 かつ 以下の全てを確認できること

- ① 今後、天候回復が見込まれること 下校開始後に高齢者等避難以上の発表の懸念がないこと
- ② 学区周辺の気象情報が大雨警報等（レベル3相当：赤）になっていないこと
- ③ 学区周辺のキキクル（土砂、浸水、洪水）が警戒（レベル3相当：赤）になっていないこと
- ④ 学区内にある河川が氾濫警戒情報（レベル3相当：赤）になっていないこと（指定河川のみ該当）
- ⑤ 市ホームページの災害情報で学区内に浸水等がないこと
学区内に高齢者等避難以上が出ていないこと
- ⑥ 学区内の道路冠水しやすい場所等が冠水していないこと：目視確認（教職員、地域住民）
- ⑦ その他地域住民（CS 設置校は運営委員住民、消防団・自主防等）等から浸水等の情報がないこと
- ⑧ 市教育委員会から、学校待機の指示がないこと
- ⑨ 近隣の学校で学校待機の判断がないこと

図4 通常下校または集団下校ができる条件（同上による）

鶴岡市教育委員会の防災マニュアル（ひな形）も基本的には同じ骨格であるが、②の気象情報が広域にわたる全市対象で発表されるため、学区にあてはまるかを③のキキクルなどで検討したうえで判断するといった違いがある。このように、両市教育委員会が学校現場に提示した判断基準は、警戒レベルおよび警戒レベル相当情報の主旨を（ほぼ）そのまま学校現場の判断に適用することを目指すものである。

4. おわりに

東日本大震災以降、学校現場では津波に対しては引き渡し等を慎重に判断することが常識化していると考えられる。しかし、大雨時の対応についてはそうではなく、上記の2024年の酒田市の事例やこれに先行する2020年の山形県内の事例りからも明らかのように、何か事があればできるだけ早く児童生徒を保護者等にお返しするという学校現場の古くからの常識は、山形県内に限らず根強く存在すると考えられる。酒田市と鶴岡市の教育委員会が提示した「判断基準」は、これを打破しようとする試みと位置づけられ、他地域への展開も期待される。

2025年度は幸いにも両市においてこのマニュアルが必要な事態は発生しなかったが、2025年度版のマニュアルを2024年7月大雨時に当てはめると、7月25日～26日夕方まで児童生徒は学校待機となる。両市教育委員会や学校では、宿泊を含む長時間の学校待機への備えや、大雨時の情報伝達の仕組みづくり、さらに2026年度5月下旬から変更される防災気象情報への対応も含めて、2026年度版への改定について検討を継続している。

津波避難交通シミュレーションによる歩車相互作用を考慮した 避難交通流への影響分析*

東北大学災害科学国際研究所 堀合 紳弥
東北大学災害科学国際研究所 奥村 誠

1. はじめに

2011年東日本大震災では、避難車両による渋滞などの課題が浮き彫りとなり、震災以前より提唱されていた原則徒歩避難が改めて推奨されてきた。その後、令和2年に千島海溝・日本海溝地震による津波浸水想定が公表¹⁾され、やむを得ない場合の車両避難を容認²⁾する動きが増加している。しかし、車両避難が多数発生した場合、歩道が整備されていない細街路などの路線では、歩行者と車両の接触機会が増加し、交通流の悪化が懸念される。

本研究では、津波発生時の歩車混在避難による相互影響が、交通流へ与える影響を分析するため、追従走行モデル(以下、走行モデル)を歩行および走行速度の制御に応用し、他者との相互影響を考慮したマルチエージェントシステムによる歩車混在避難交通モデル(以下、本モデル)を構築する。また、構築した本モデルに基づいて、図-1に示す青森県八戸市中心市街地を対象とし、歩車間の影響を考慮した避難シミュレーションを行う。

2. 津波避難計画における避難交通問題

現行の津波避難計画では、地域の居住エリアから避難地点までの避難可能距離を算定し、避難経路や避難困難区域の設定が行われている。しかし、距離算定で用いられる計算条件は、歩行者や車両は互いに影響を受けずスムーズな移動を仮定した歩車分離避難であり、避難可能時



図-1 研究対象地域(左)と計算対象範囲(右)

* Analysis of the Effect on Evacuation Traffic Flows Considering Pedestrian-Vehicle Interactions Using Tsunami Evacuation Traffic Simulation by Shin-ya Horiai and Makoto Okumura

間と速度から避難可能距離を算出している。この算定方法では、歩行者間および車両間の混雑や、歩車混在の状況下での相互影響による交通流の悪化は考慮されていない問題がある。

そこで、歩行者と車両が相互に与える影響を考慮し、歩車の分離避難と混在避難での交通流全体へ与える影響を把握するため、表-1 に示す5 ケースを設定する。

まず、共通条件として、車両は先行車両の追越しを認めず、接近した場合には後方で追従走行を行う。また、歩行者からは影響を受けないケース A と、様々な理由から歩行者と車両が同一の車線を使用する状況を想定し、接近時には減速のち追越しを行うケース B を設定した。

さらに、ケース B に加えて、歩行者は地域の様々な身体能力の住民が徒歩避難した場合の個体差の影響や、渋滞時などの車両との交錯による影響を受ける。そこで、ケース B を基準として、先行車両のみの追越しを認めないケース C、先行歩行者のみの追越しを認めないケース D、先行車両および歩行者両方の追越しを認めないケース E と条件を設定した。

3. モデル構築と計算方法

著者ら³⁾は避難車両の交通流を検討するため、車両走行に対して歩行者への接近による影響を考慮した、避難車両交通モデルを構築している。このモデルでは、車両が先行する歩行者を追越す際の行動を考慮し、歩車交錯の影響を求めるモデル構造となっている。車両速度のみの制御を行い、歩行速度の制御は行われていない。すなわち、歩行者間の混雑や歩行者に対する車両からの影響は考慮せず、歩行者は一定速度での行動を行うものと考えていた。

本モデルでは、上述の各ケースを分析できるように、設定した走行速度に加え歩行速度の制御にも走行モデルを応用した歩車混在避難交通モデルへと拡張する。避難者相互の接近状況や個々の速度変化による交通流全体への影響を把握するため、マルチエージェントシステム NetLogo6.4.0 を使用したマイクロシミュレーションモデルとした。

計算アルゴリズムを図-2 に、詳細な計算条件およびパラメータを表-2 に示す。歩行者および車両の各エージェントは、避難開始時間から順次道路ネットワーク⁴⁾を移動し避難目標地点へと向かう。避難開始時間は東日本大震災での避難行動に関する調査結果⁵⁾を参照し、A*アルゴリズム法に基づく最短経路探索によって経路を探索したのち、避難を開始する。歩行者は地震発生 15 分後から、車両は同じく 25 分後から順次避難を開始する。歩行者および車両は自身の

表-1 ケース設定

ケース	相互作用の設定
ケース A	車両は歩車間と歩行者間の影響を受けない。先行車両には後方追従。
ケース B	車両は先行歩行者を減速のち追越しできる。先行車両には後方追従。
ケース C	ケース B + 歩行者は先行車両を追越しできない。
ケース D	ケース B + 歩行者は先行歩行者を追越しできない。
ケース E	ケース B + 歩行者は先行歩行者および車両を追越しできない。

周辺を通行する最直近の他エージェントを検知した場合、走行モデル⁶⁾(式(1))に基づき、相対距離および速度から加速度を計算し、加減速を行う。

歩行速度は、小坂ら⁷⁾の計算パラメータを参照し、高齢者の有無を踏まえた家族構成別に基準速度を設定したうえで、個別のエージェントごとにばらつきを与えている。

加速度の最大値として、最大歩行加速度は山田⁸⁾による室内実験結果に基づき 0.5m/s^2 、最大車両加速度は市街地加速度の計算式⁹⁾に基づき、軽自動車(4輪駆動)の車両特性値を用いた $0.9\text{m/s}^2(3.24\text{km/h/s})$ を設定して速度を制御する。

周囲のエージェントを視認する視距および視野角は、歩行者は視距=20m、視野角=90°を与えている。車両は道路ネットワークの属性情報に応じて視距を設定し、視距=50~20m、視野角=30°を与える。この視認範囲内で自らの行動に影響を受ける最近傍のエージェント

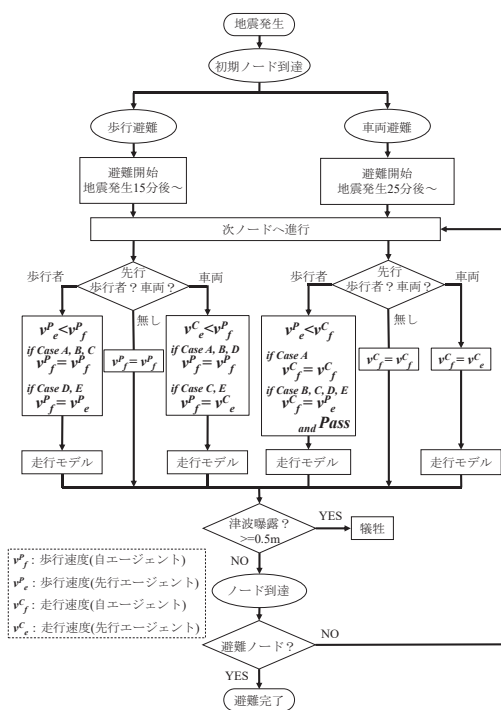


図-2 計算アルゴリズム

$$a_f^t = \alpha \left[\frac{(v_f^t)m}{(x_e^{t-\Delta t} - x_f^{t-\Delta t})l} \right] (v_e^{t-\Delta t} - v_f^{t-\Delta t}) \quad \dots(1)$$

ここに、 a_f^t : 加速度、 v : 速度、 x : 位置、 α, l, m : モデルパラメータ、 t : 時間、 Δt : 反応時間、 e : 先行エージェント、 f : 自エージェント

表-2 計算条件

計算実行環境	NetLogo6.4.0
計算ステップ	1ticks(step)=1sec
総エージェント数	648 世帯 (歩行 296 世帯 : 車 352 世帯)
歩行者 エージェント区分 : 基準歩行速度	<ul style="list-style-type: none"> ・ 高齢世帯 : 1.14m/s ・ 非高齢世帯 : 1.3m/s ・ 非高齢者世帯(高齢者含) : 1.25m/s
基準運転最高速度	50km/h
加速度	歩行速度 : 0.5m/s^2 , 車両 : $0.9\text{m/s}^2(3.24\text{km/h/s})$
経路探索法	A*アルゴリズム法
速度制御モデル	GM 追従走行モデル ⁶⁾

を検知対象とし、走行モデルでの相対距離および速度を算出するためのパラメータを取得する。また、交通流の評価指標として、視認範囲の中で検知している最近傍のエージェントの割合である車両検知率および歩行者検知率を以下の2式でエージェントの種類ごとに定義する。この指標から、歩行者エージェントの歩行者検知率の高さは歩行者間での混雑状態、車両エージェントからの歩行者検知率の高さは歩車混在での混雑状態を表している。

$$\text{車両検知率(\%)} = \frac{\text{最近傍の検知対象が車両である種類別エージェント数}}{n\text{時点で避難中の種類別エージェント数}} * 100$$

$$\text{歩行者検知率(\%)} = \frac{\text{最近傍の検知対象が歩行者である種類別エージェント数}}{n\text{時点で避難中の種類別エージェント数}} * 100$$

4. 計算結果

5 ケースの計算結果について、時点毎の平均移動速度の時間推移を図-3 に、視認範囲に基づく車両検知率および歩行者検知率を図-4、図-5 に示す。

車両が歩行者を追越す際の減速行動の影響を比較するケース A および B において、図-3 右の車両の平均移動速度の推移では、車両の避難開始直後に2倍程の速度差が生じている。追越し前後の減速と再加速が必要となることから、車両走行性が大きく低下していることが分かる。

図-3 左に示した歩行者の平均移動速度の推移では、歩行者が車両を追越せないケース C で、車両避難が開始する 1500sec 以降で速度低下が生じ、1900sec 周辺は小刻みに歩行と停止を繰り返している。この同期間の検知状況として、図-4 左の歩行者エージェントの車両検知率が検知と非検知を繰り返している一方で、図-5 右の車両エージェントによる歩行者検知率は比較的低い状態で推移している。これは、歩行者が車両を追越せず、車両の混雑下で車両が走行と停止を繰り返し、歩行者の停止をもたらした歩行速度の低下につながったと表される。

次に、図-3 左のように左歩行者相互で影響が生じるケース D, E では、歩行者間の影響がないケース A, B, C に比べて避難開始直後から歩行速度の低下が見られる。歩行者が減少する終盤までは低い状態で推移し、最後の歩行者の目標地点の到達時間は他の3ケースと比較して500sec ほどの遅延が生じている。図-5 左の歩行者エージェントの歩行者検知率は、60%近い値を持続しており、歩行者間での混雑が生じていることが分かる。これに伴い、ケース D, E では図-3 右の車両の平均移動速度も、歩行者と同様に避難開始直後から低い水準で推移しており、図-5 右の車両エージェントによる歩行者検知率も比較的高い検知状態が持続していることから、車両もスムーズに移動ができていない状態となっている。特に、ケース D の車両速度(図-3 右)では、1800sec 以降、ケース E より速度が下回っている。車両エージェントの車両検知率の推移は、この時間帯では図-4 右に示した車両エージェントの車両検知率が最も高くなっている。速度は低く、検知率は高い状態であることから、混雑により形成された車列を歩行者集団が追越すものの、車両が走行再開の際に、再度歩行者集団を追越す必要が生じるため、後続車両にも悪影響が波及した結果、歩行者が車両を追越さないケース E よりもさらに交通状態が悪化したと考えられる。

これらの結果から、歩行者間の相互影響は歩行避難者存在数や混雑箇所の増加をもたらし、車両が歩行者を追越す機会を増加させるため、車両の交通流に間接的な影響を及ぼすことが定量的に確認された。このことは、津波避難計画検討時に歩車混在影響を考慮する必要性を示している。

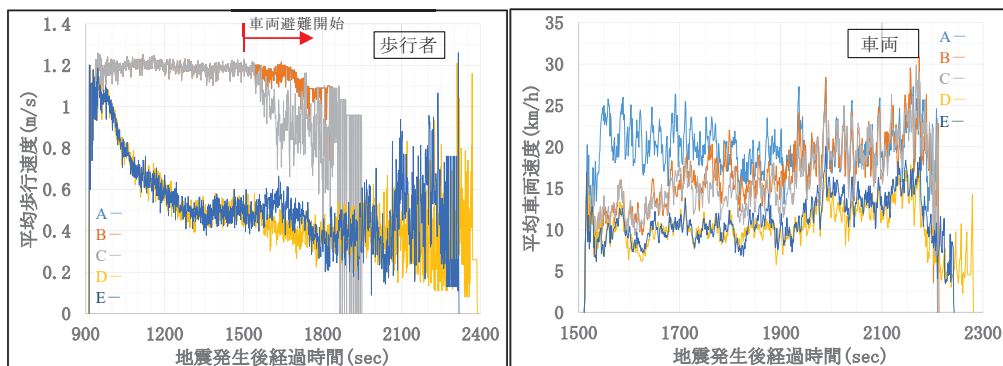


図-3 歩行者・車両の平均移動速度の推移

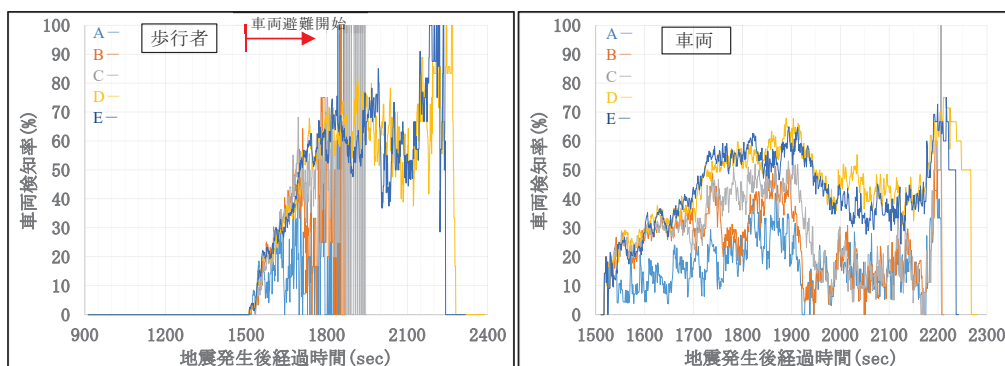


図-4 歩行者・車両の車両検知率の推移

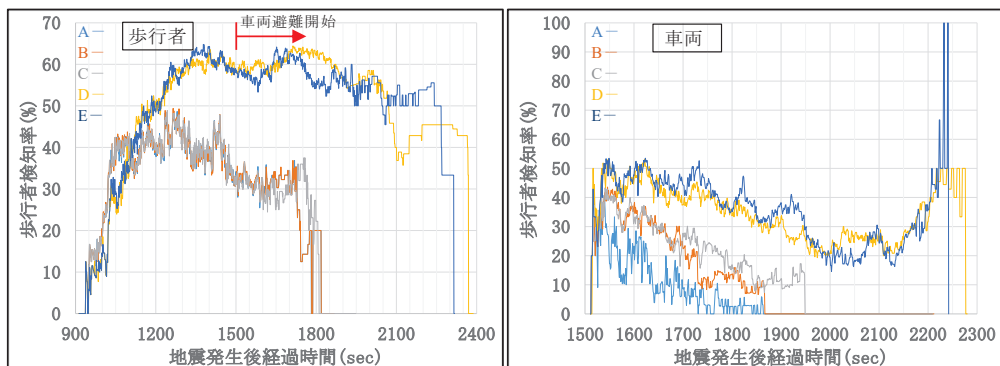


図-5 歩行者・車両の歩行者検知率の推移

5. おわりに

本研究では、歩行者と車両の混在による影響の重要性を把握するため、相互作用が異なるケースを想定し、走行モデルを車両および歩行者の速度制御に応用した歩車混在避難交通モデルを構築した。構築したモデルを用いて混在条件下のシミュレーションを行い、歩行者および車両の交通流への影響を分析した。

計算結果から、歩行者間の影響のみが生じる場合でも、歩行者集団の形成によって、車両が歩行者を追越す機会の増加など、車両へ波及する影響が生じることが確認された。今後の津波避難計画を検討する場合には、車両相互の影響による渋滞問題だけでなく、歩行者の車両への影響にも注意する必要がある。車両避難を容認する場合には、車両走行を妨げない歩行避難者側のルール作りや、歩行者と車両の避難経路を分離させる対策などが必要であると考えられる。

参考文献

- 1) 中央防災会議防災対策実行会議 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震対策検討ワーキンググループ：日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震の対策について 報告書，2022.
- 2) 八戸市役所：八戸市津波避難計画
https://www.city.hachinohe.aomori.jp/soshikikarasagasu/kikikanrika/keikaku_plan/4435.html. 2022.
- 3) 堀合紳弥，奥村誠：降積雪期における歩行者への追従を考慮した津波避難車両交通シミュレーション，東北地域災害科学研究，第 61 卷，2025.
- 4) OpenStreetMap:八戸市道路ネットワークデータ，
<https://www.openstreetmap.org/export#map=15/40.51956/141.50451>.
- 5) 内閣府防災対策推進検討会議：東日本大震災時の地震・津波避難に関する住民アンケート調査（主な調査結果），津波避難対策検討ワーキンググループ(東日本大震災における地震・津波時の避難に関する実態調査)，2012.
- 6) Prakash RANJITKAR, Takashi NAKATSUJI, Youichi AZUTA, Motoki ASANO and Akira KAWAMURA : A CONTEMPORARY REASSESSMENT OF GM CAR-FOLLOWING MODEL USING RTK GPS DATA, J.Infrastructure Plan. and Man., JSCE, No.793, IV-68, pp.121-132, 2005.
- 7) 小坂陽介，野村尚樹，大藤愛子，宮島昌克：マルチエージェントシステムを用いた津波避難に関する解析-輪島市臨海地域を対象とした事例研究-，土木学会論文集 A1(構造・地震工学)，Vol.73, No.4(地震工学論文集第 36 卷)，pp.I1010-I1017, 2017.
- 8) 山田昇吾：歩行空間評価を目指した歩行加速度の性状把握と歩きやすさとの連関に関する基礎的研究，大林組技術研究所報，No.84, 2020.
- 9) 環境省:四輪車の加速走行騒音規制について(乗用車・小型車)，PDF 資料 13-3-1, 2013.

地域における防災活動プロモーターの交代支援に関する実践*

○熊谷 誠 (山形大学地域教育文化学部)

1. はじめに

地域における防災活動は、同種の防災の取り組みである消防団活動や、地域における自治会活動・福祉・みまもりなどの互助活動と同様、地域住民の手による取り組みである。そして、これらの取り組みは全国で進む人口減少と高齢化、若年層の不在による担い手不足から自治会活動と同様に維持・継続の危機に直面している。

また、地域では上記のような担い手不足のほか住民の高齢化に伴い災害時要配慮者が増加し、地域の防災活動では辛うじて高齢者等の参加は望めるものの活動を精力的に主導・けん引するプロモーターが不在というケースが少なくない。

地域における防災人材の育成では、各地の自治体が防災士等の養成研修を開講しており、大学などでも防災知識の取得や活動実践をカリキュラムとした防災リーダー育成などに取り組んできた。組織に対する働きかけでは地域における消防団による防災力を補完する目的から町内会・自治会の自主防災組織化や組織の新規立ち上げが進み、令和6年度には全国で85.4%¹⁾と高い組織率となっている。しかしながら、防災士等の取得者数、自主防災組織の組織率は年々増加傾向にあっても地域の活発な活動の充実化には結びついていないと言え、その効果は限定的なものにとどまっている。

地域における防災活動の活発化にはそのけん引役、すなわちプロモーターの存在の有無が大きく関わってくる。既述のような防災士の養成講座や大学等が行う防災リーダーの育成プログラムでは自然災害の知識や地域防災の仕組み、身の回りの防災活動につながる実践的な技能を習得できる。しかし、防災研修や講演会・訓練といったイベントや行事の要素を持つ活動には活動の企画立案、関係者への協力要請・参加交渉、協議体の形成協議・運営といった企画・運営能力と、それらを支える事務処理能力が必要となるが、もちろん防災に関する研修・講座はこれらの資質能力を育てるものとはなっていない。そのため、養成された防災士や防災リーダーといった人材が地域での防災活動を推進できるかどうかは、自身が地域や関係者に対してコーディネートや調整の能力と事務処理能力とを發揮して活動を進められるかどうか、あるいはこれら企画・運営の役割を果たす地域活動のけん引役・すなわちプロモーターと協働できるかによるところが大きい。そして、この地域におけるプロモーターは、自治会組織や会議体を支える中間支援組織やその人材がこれを担う場合が多く、当然、異動・交代が生じる。そして、プロモーター人材の異動・交代時にはしばしば活動の中断・停滞が起こるため、それまでに地域で積み上げられてきた取り組みがいかにか損なわれず後任者に受け継いでいけるか、また、これを地域の内外からどのように支えていけるか、が重要となる。

* Practices for Supporting Leadership Transitions among Community-Based Disaster Preparedness Promoters by Makoto Kumagai

2. 研究の目的

こうした背景がある中、本研究は、筆者がこれまで長期間にわたり地域の防災活動について伴走支援してきた岩手県釜石市中妻地区（以下、中妻地区）と山形県鶴岡市三瀬地区（以下、三瀬地区）において、それぞれ令和7年冬から令和8年春にかけて長年プロモーターを務めてきた人材の異動・交代が生じることが取り組みのきっかけとなった。そして、これら現在のプロモーターを含む関係者らと筆者の間では、後任者への引き継ぎ後も取り組みが継続し、状況に応じて後任者の意思で改善、展開されることが関心事となっており、令和8年初頭の現在は、後任者に対する引継ぎ・伴走支援の準備を急いでいる。

そこで、本研究では、地域防災の活動・展開が軌道に乗っている地域において取り組みをプロモートしてきた人材の異動・交代が生じる際に、後任者が円滑に活動を引き継ぎ、また状況に合わせて自身の考えの基に活動の改善、進展に取り組めるよう、中間支援組織等による外部支援の留意点やその在り方について検討することを目的とする。

3. 研究の方法

本研究では、主にモノグラフ調査の手法を用いる。まずは、これまでの防災事業や活動の際に作成された各種資料と活動体制の整理を行う。また、活動時の参与観察、新・旧プロモーター、活動への参加者、連携機関などへのインタビューを行い、プロモーター交代前後の取り組みを詳細に記録する。そして、これらの調査結果の分析を通じて交代時の留意点や外部支援の在り方などについて検討していく。

各種資料の整理ではそれぞれの対象地のこれまでの地域防災の取り組み状況の取りまとめを行う。また、プロモーターと協議しながら、今後取り組む見込みであった活動を挙げたロードマップと、その目安となる実施目標を検討する。そのほか、これまでの取り組みの実施にかかる事務手続きについて「書類の発行」、「関係者への周知・調整」、「参加交渉」といった具体的な事務作業を洗い出し、これら作業の手順・フロー化の整理を進める。これらの作業を令和7年度末までに行い、令和8年度の後任者引継ぎに備える。

後任者引継ぎの初年度には、定例化して軌道に乗っている取り組みの実施に重点を置いた引継ぎ・伴走支援を行う予定である。そして、2年度以降は、初年度の取り組みの振り返りを行い、留意点や課題に合わせた取り組みの見直しに加え、上記のロードマップに整理した活動内容についても、後任プロモーターと協議しながら必要に応じて修正を加え、その実践をサポートしていく。

伴走支援の効果検証と支援時の課題や留意点の抽出については、モノグラフ調査の途中結果などを用いて年度ごとに支援活動の振り返りを行っていく予定である。なお、課題や留意点については、岩手県と山形県の2つの地域間比較も踏まえながら、必要に応じて他地域の事例等も踏まえ、をそれぞれの支援活動の参考材料としていく。

4. 各地区の活動体制

ここでは、現時点までに取り組んだ中妻地区と三瀬地区のプロモーターを取り巻く活動体制の整理結果について報告する。

(1) 各地区の概要

主な各地区の概要は表1の通り。釜石市中妻地区は、太平洋に面する釜石市中心部の西側の範囲に位置し、住宅地、商業施設、事業所、工場、学校、官公署を抱える地域²⁾で世帯数も多く1,800世帯に上る。³⁾ 地区内には、復興公営住宅の上中島復興住宅も立地しており、この住宅の1階部分に地区の拠点である中妻地区生活応援センターがある。鶴岡市三瀬地区は、鶴岡市中心部から南西部に約20km離れた日本海に臨み、かつては豊浦村の中心部であり住宅と小、中学校が所在しており、校外の単一の自治会であるものの世帯数は約500世帯に上る。⁴⁾

災害のリスクについては、両地区とも津波と河川氾濫による浸水、そして地区内にある急傾斜地などからの土砂災害の危険が想定されている。

表1 各地区の概要

釜石市中妻地区 (R7.3現在)	鶴岡市三瀬地区 (R7.11現在)
人口 (人)	
3,299	1,157
世帯数	
1,823	486
地区拠点	
中妻地区生活応援センター	三瀬地区コミュニティセンター
主な災害リスク	
洪水・土砂災害・津波	洪水・土砂災害・津波
近年の災害・避難履歴	
2016年 台風10号 浸水害 2025年 カムチャツカ半島沖地震・津波避難 2025年 青森県沖地震による津波避難	2019年 山形県沖の地震 津波注意報 2021年 大雨による河岸侵食・斜面崩壊 2024年 能登半島地震・津波避難
主な防災の取り組み	
津波新想定に対応した避難訓練 津波避難ビル・避難場所アセス 災害時要配慮者対応の検討 幼保園・学校・福祉事業所連携避難訓練 カムチャツカ半島沖地震・津波避難機関対応調査	山形県沖地震被害・津波避難行動調査 津波避難訓練・初期消火訓練 防災講習会 津波避難路・避難路照明整備 能登半島地震・津波住民避難行動調査

(2) 中妻地区のプロモーターと活動体制

中妻地区では社会福祉協議会の生活支援コーディネーター（以降、SC）⁵⁾が防災活動のプロモーターの役割を果たしている。釜石市では2017年度から社会福祉協議会がSCを市内8つの地域⁵⁾に配置し、各地域のセンターと連携して地区センター会議の運営、様々な福祉課題・地域課題に取り組んでいる。地区センター会議で扱う課題⁶⁾は、見守りや介護予防・サロン活動、世代間交流、お風呂難民、防災・防犯など多岐にわたり、SCも福祉課題に限らず、安心

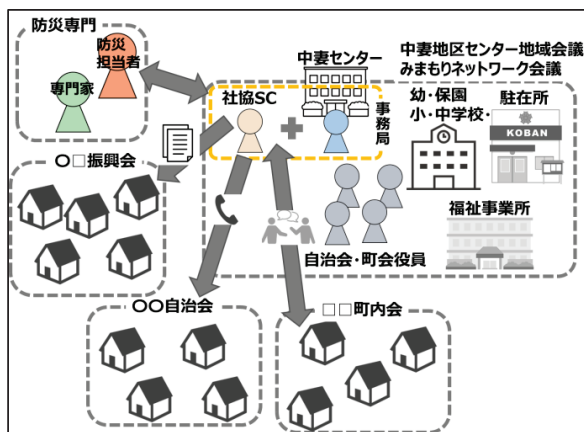


図1 中妻地区センター会議の体制図

して生活できる地域づくりを目指して世代間交流や防災・防犯といった地域課題も対象とした活動を行っている。

また、各センターには複数名の市職員と保健師が配置されており、住民の諸手続きを受け付ける窓口機能を果たすほか、地区内の自治会・町内会の連合体で組織され市に地域の要望を届ける機能を持つ「地域会議」⁷⁾と、この「地域会議」よりもさらに参加団体を拡充して、安心して生活できる地域づくりを目指す会議体である「センター会議」の運営を担っている。中

妻地区ではこれらの会議に加えて「中妻地区見守りネットワーク会議（以下、見守りネットワーク会議）」を設けられており、センターとSCが運営の中心となって自治会・町内会、交番、学校・園、民生児童委員、福祉事業所などが協働する地域の福祉と安全・みまもり活動にあたる仕組みが作られている。中妻地区では、毎月のこれら「センター会議」、「見守りネットワーク会議」の開催時には、高齢者の福祉・みまもり活動の報告と、地区内にある幼・小・保、こども園、中学校の子どもたちを見守るスクールガードの活動報告、不審者、野生動物出没情報等の共有・注意喚起が行われており、2022年度からは新たな津波新想定⁸⁾による住民避難訓練も議題に加えられることとなった。

(3) 三瀬地区のプロモーターと活動体制

三瀬地区では、三瀬自治会事務局長が防災活動のプロモーターを担っている。三瀬地区はコミュニティセンター（以降、コミセン）⁹⁾を擁する広域コミュニティ組織と自治会の範囲が同一となっており、自治会事務局の長は、地区の活動拠点でもある三瀬コミセンの事務局長も務める。また、鶴岡市ではコミセンの指定管理を自治振興会（広域自治会）に委ねており、その管理委託料には要員費が含まれコミセン事務局＝自治会事務局の要員はこの費用で確保されている。三瀬自治会には事務局長を含め3名の事務局員がおり、上述のコミセン運營業務を担っている。コミセンは生涯学習、地域交流・文化活動、防災・防犯、福祉・子育て支援、地域課題解決を目的とした拠点施設¹⁰⁾となっており、事務局はこの活動主体である自治会の活動支援も担っている。

三瀬地区は先に述べた通り、中心市街から離れた旧村部に位置しており、住宅地の他に小・中学校が所在しており、地域における防災活動の際には、これら学校が主な連携先となる。また、自治会・コミセンの役割の中には子育て支援や防災・防犯も含まれることから、平時よりこれらの学校とは児童・生徒の見守り、育成、地域行事での協働での連携がなされているほか、自治会長などは各校の学校運営協議会（CS）の委員にもなるなど、組織的な結びつきも有している。

三瀬地区では、2019年の山形県沖地震と2024年能登半島地震による津波避難、2021年の大雨による河川侵食や住宅敷地内の斜面崩壊などの経験があり、住民の防災意識が高まるきっかけを捉えて毎年度の津波避難訓練の実施と避難路整備、防災研修会の実施による各家庭の自助力の向上を図っている。¹¹⁾

その他、鶴岡市では各地域の住民組織による持続可能な地域づくりや安全・安心な暮らしの確保を目指す地域ビジョン・集落ビジョン¹²⁾の策定を推進する中で、この発展形として事業予算が措置される「鶴岡地域まちづくり未来事業」¹³⁾が広域コミュニティ組織を対象に展開されており、三瀬自治会では令和7年度に事務局を中心に安心のまちづくりに関する企画を応募、採択されており、この事業を利用した住民による避難所運営能力向上に取り組んでいる。

5. 今後の研究の取り組み

本報告では、対象の2地区とそのプロモーターについて活動体制を整理した。今後の取り組みでは、引き続き防災事業や活動の際に作成された各種資料の整理を進め、今後の活動見込み

を挙げたロードマップの作成，その目安となる実施目標の検討，そのほか，これまでの取り組みの実施にかかる事務手続きについて「書類の発行」，「関係者への周知・調整」，「参加交渉」といった具体的な事務作業を洗い出し，これら作業の手順・フロー化の整理を進め，令和8年度の後任者引継ぎに備える。

- 1) 消防庁 2025 資料 4-1 自主防災組織の都道府県別結成状況 令和6年版 消防白書
<https://www.fdma.go.jp/publication/hakusho/r6/document/68765.html> (2026年1月5日閲覧)
- 2) 岩手県 釜石市 山形大学 2023 釜石市中妻地区自主防災組織育成・活性化支援事例報告 令和4年度 岩手県自主防災組織活性化モデル事業
https://www.pref.iwate.jp/_res/projects/default_project/_page_/001/073/515/nakaduma.pdf (2026年1月5日閲覧)
- 3) 釜石市 2025 釜石市の人口・世帯(令和7年3月末現在) 令和7年3月末世帯数及び人口
https://www.city.kamaishi.iwate.jp/docs/2024050100068/file_contents/2025040101.pdf (2026年1月5日閲覧)
- 4) 鶴岡市 2026 住民基本台帳人口 世帯数 町別世帯数人口集計 令和7年11月末の町別世帯人口集計表
<https://www.city.tsuruoka.lg.jp/shisei/gaiyo/tokei/shimin01jinkousetai.files/R7.11.pdf> (2026年1月5日閲覧)
- 5) 釜石市 2024 釜石市重層的支援体制整備事業 実施計画
https://www.city.kamaishi.iwate.jp/docs/2024032500039/file_contents/jyuusou0325.pdf (2026年1月5日閲覧)
- 6) 社会福祉法人釜石市社会福祉協議会 令和7年度人・つながり・地域づくり関係職員等研修講座事例発表 釜石発!～100年住めるおらほの街～未来型地域づくり塾 <https://manabinet.pref.iwate.jp/wp-content/uploads/2025/11/071125happyoushiryo-obara.pdf> (2026年1月5日閲覧)
- 7) 釜石市 地域会議～市民一人ひとりが地域の担い手に～
<https://www.city.kamaishi.iwate.jp/docs/2019040100197/> (2026年1月5日閲覧)
- 8) 岩手県 最大クラスの津波浸水想定 釜石市
https://www.pref.iwate.jp/_res/projects/default_project/_page_/001/053/312/10_kamaishi.pdf (2026年1月5日閲覧)
- 9) 鶴岡市 コミュニティセンター等について 鶴岡市三瀬コミュニティセンター
<https://www.city.tsuruoka.lg.jp/kurashi/katsudo/chiiki/suishin03.html> (2026年1月5日閲覧)
- 10) 鶴岡市 鶴岡市コミュニティセンター設置及び管理条例 https://www1.g-reiki.net/city.tsuruoka/reiki_honbun/r243RG00000082.html (2026年1月5日閲覧)
- 11) 鶴岡市 【まち活掲示板】地域のまちづくり活動についてお知らせします みんなでつくる安全・安心なまちを目指して 三瀬地区自治会会長 加藤 勝さん
<https://www.city.tsuruoka.lg.jp/kurashi/katsudo/chiiki/keijiban.html#cms9DD47> (2026年1月5日閲覧)
- 12) 鶴岡市 地域ビジョン・集落ビジョン
<https://www.city.tsuruoka.lg.jp/kurashi/katsudo/chiiki/chiikivision/index.html> (2026年1月5日閲覧)
- 13) 鶴岡市 鶴岡市鶴岡地域まちづくり未来事業について
<https://www.city.tsuruoka.lg.jp/kurashi/katsudo/chiiki/miraijigyuu.html> (2026年1月5日閲覧)

若年被災者の声を活用した震災伝承活動*

東北大学災害科学国際研究所 齋藤由美子, 佐藤健

1. 研究の経緯

仙台市が掲げている学校教育に関する主要施策「杜の都の学校教育」の中で、令和4年度から仙台市の全小学校で震災遺構荒浜小学校の見学が位置付けられ、各学校において事前・事後学習を含めた震災伝承活動が進められてきた。各学校で工夫した取り組みが見られるものの、事後学習については、震災遺構荒浜小学校の見学の感想を共有することにとどまり、十分な活動とは言えない学校がまだ多いと筆者は感じている。そこで、10代で東日本大震災（以下：震災）を体験した若者達が現在の思いや願いを綴った書籍「声を掬う」を活用した新たな視点からの震災伝承活動の開発を試みた。

2. 研究の目的

- 同世代の震災体験や現在の思いを知ることが、災害を自分事として考えを深める契機となり、震災の伝承活動のひとつとしてどのような効果があるかを調査する。
- 若年被災者をロールモデルのひとつととらえ、自分の生き方や考え方、人との関わり方を考える契機となり得るか調査する。

3. 実践方法

震災遺構荒浜小学校の見学を終えた仙台市内の小学校第5学年に「声を掬う」を読ませた。「声を掬う」は、震災当時荒浜地区に居住していた小中学生7名（以下A~Gと示す）と当時の荒浜小学校の校長先生（以下Hと示す）に、2021年から2023年にかけてインタビューした内容を書籍化したものである。A~Hは、震災当時のこと、自宅跡のこと、荒浜を訪れる人へ伝えたいことなどについて、現在の心境を語っている。各自が語った主な内容は表1に示すとおりである。

表1 「声を掬う」A~H各自の内容

A 当時 7 歳	友達や親戚の葬式に出席した。震災後に病気で祖父と父を亡くした。荒浜のことをもっと二人から聞いておけばよかった。自宅跡は草刈りすらできず、もどかしい。もう一度、あの場所に住めるのならば住みたい。現在は教師を目指しており、震災のことを子供たちに伝えたいと考えている。
B 当時 12 歳	荒浜はキャッチボールをしたなど、楽しい思い出の場所だ。ここに来ると震災のことを思っ、悲しい気持ちになる人が多いが、楽しい場所であったことを知って欲しい。
C 当時 16 歳	学生時代は出身地を聞かれるのが辛かった。周りにかわいそうな人と見られなくなかった。自宅が復興モニュメントの場所になったことに複雑な思いがあり、買い取れるなら、借金をしてでもまたここに住みたいと思う。荒浜に生まれてよかったと思う。震災後、荒浜を好きで来てくれる人もいるから、そういう人たちと何かできたらと思う。
D 当時 15 歳	同級生を震災で亡くした。亡くなった友人のことは忘れないし、自分が忘れてしまったら、彼が生きた証が亡くなってしまおうと思う。荒浜にまた人が戻って来てくれるきっかけ作りとして、灯籠流しの日に打ち上げ花火や正月のイベント企画に携わっている。

* Disaster legacy activities utilizing the voices of young disaster victims by Yumiko Saito & Takeshi Sato

E 当時 15 歳	同級生を震災で亡くしたが、なかなか受け入れられなかった。現在は毎年、墓参りに行っている。自宅跡がかさ上げ道路になってしまったことは、まだ心が追いつかない。荒浜に恩返しできることがあれば参加したい。3月11日は「再会の場」荒浜へ行けば知人に会うことができる、大切な時間だと感じている。子供たちへ伝えたいこと、家族や友人と過ごせる時間を大切にしてほしい。
F 当時 12 歳	震災後に何か残っているものがないか、何度も自宅周辺を訪れた。震災後に新しい物が作られているが、旧住民に知らされずにどんどん進んでいくところは切なく感じている。荒浜を「被害を受けた町」とだけ見るのではなく、地域のつながりが深い場所だと知ってほしい。自分にとって大切な場所である。
G 当時 10 歳	震災の2日後が11歳の誕生日で、避難所でみんなが祝ってくれた。今は受け入れているが、自宅跡がかさ上げ道路になった直後は、思い出の場所がなくなったような、自分の家を踏んでいるような気持ちだった。自分の体験を伝えるには教師になるのが良いと思い、仙台市内の小学校教員になった。
H 当時の 校長先生	荒浜小に避難して助かった方が多くいるものの、この地区では約190名の方が亡くなっており、もっと何かできたのではと思うことがある。震災遺構に訪れる人には、このような事実があったことを見てほしい。見るだけでなく、どう行動したらいいか考え続けてほしい。

実践した仙台市内の小学校第5学年児童には、①共感したところ②心に響く言葉や出来事③自分の生き方に取り入れたいことの3点について、学習アプリ「ロイロノート」を用いて回答させた。児童にA～Hのうち、一番心に残った人をあげさせ、前述の3つの項目から、筆者が感じ取った主旨や頻出単語をキーワードとして集計した。

4. 実践結果

A～Hのそれぞれについて、筆者が感じ取った主旨や頻出単語をキーワードとして集計したものが表2である。A, B, C, Fの記述が一番心に残ったとする児童の多くが、「震災に焦点化してこの地区はかわいそうな場所と位置付けてほしくない。可能ならばもう一度荒浜で暮らしたい。」という記述から、自分も故郷を大切にしたいという感想をまとめていた。Dは友人を亡くした悲しみを吐露しており、それに自分を重ねて考えた児童が見られた。Eは様々な内容を語っていたことから、児童の回答内容にもばらつきが見られた。Gを挙げた児童は、避難所で誕生日を祝ってもらったエピソードに共感していた。Hは備えや避難の重要性を語っており、児童はそれを受け止めた記述をしていた。また、家財の喪失や身近な方を亡くすといった非常に困難な状況乗り越え、現在、A～Hらが前向きに自分の道を切り開こうとしているところに共感する児童が多く見られた。

全回答数に対する割合に整理したものが表3である。A～Hがそれぞれ故郷に対する思いを語っていることから、それに対する共感がもっとも高く36.9%にあたる。しかし「困難を乗り越える強さ・前向きな気持ちを見習いたい」(14.6%)「命の大切さ・今を大切に生きたい」(9.9%)などの感想が多かった。

5. 考察

A～Hらは、震災から今日に至るまで様々な葛藤があったものの、現在は前向きにそれぞれの道を歩んでいる。その背景として、家族、友人、地域の人など、様々な人と関わることで立ち直るきっかけや、心の拠り所を得ることができたことが挙げられる。荒浜地区では、運動会や防災訓練など地区単位で参加する活動や、祭りなどの年中行事もさかんに行われていた。また、貞山堀や松林、海岸での活動もA～Hらにとって思い出深いことから、これらの場所を介して日常的に地域の結び付きが強まっていたことがうかがえる。地域の結び付き

が強ければ立ち直りが早いとは一概には言えないが、地域での活動に積極的に参加したり、結び付きを持っていたりしたことが A～H らのレジリエンスに繋がっている面は確かに感じられる。災害は継続的・連続的なものであると筆者は考えており、「声を揃う」の読書活動は震災遺構を見学しただけでは得られない、地域の方の思いに触れることができる好事例ではないかと考えている。

表 3 の結果からも、「困難を乗り越える強さ・前向きな気持ちを見習いたい」「命の大切さ・今を大切に生きたい」などの感想が 30.4% になることから、児童は、震災遺構の見学だけでは知り得なかった旧住民の思いを感じ取っており、自分の生き方や人との関わり方を見つめ直す契機となったと考えられる。

6. まとめ

自分の生き方、考え方、人との関わり方について、児童の変容を評価することは難しいが、指標のひとつとして仙台市内で小学校全校へ毎年実施している「仙台市標準学力検査および仙台市生活・学習状況調査」が挙げられる。生活に関する質問紙の中で、将来についての考えを問うものやキャリア教育に関わる内容に関わる項目がある。(表 4) これらの項目は仙台市全体では、学年が上がるにつれて下降する傾向にある。

今後は、複数の学校にて実践・調査を重ね、これらの項目の 28「将来の夢や目標」、64「地域の行事に参加したいか」などについて差異が見られるかなど、キャリア教育につながる効果があるか検証を重ね、震災伝承活動の新たな視点として価値を見出していきたい。

表 2 児童の感想の中から筆者が感じ取った主旨や頻出単語

選択した割合	筆者が感じ取った主旨や頻出単語について回答数に対する割合
A 22.5%	故郷への思い (45.3%), 災害の脅威 (13.2%), 震災伝承 (13.2%) 命を大切に (9.4%), 前向きな気持ち (7.5%)
B 12.7%	故郷への思い (40.0%), 前向きな気持ち (26.7%), 災害の脅威 (10.0%), 訓練 (6.7%), 命を大切に (6.7%)
C 8.9%	故郷への思い (52.4%), 前向きな気持ち (19.0%), 災害の脅威 (14.3%) 命を大切に (9.5%), 訓練 (4.8%)
D 2.5%	亡くなった友達について (66.7%), 前向きな気持ち (16.7%) 命を大切に (16.7%)
E 5.1%	故郷への思い (33.3%), 前向きな気持ち (16.7%), 命を大切に (16.7%) 人との関わり (16.7%), 日常生活のありがたみ (16.7%)
F 8.9%	故郷への思い (38.1%), 前向きな気持ち (19.0%), 復興に対する戸惑い (14.3%), 命を大切に (9.5%), 災害の脅威 (4.8%)
G 9.3%	命を大切に (22.7%), 故郷への思い (18.2%), 前向きな気持ち (18.2%) 亡くなった友達について (13.6%), 個人のエピソードに関して (13.6%)
H 5.1%	備え (25.0%), 前向きな気持ち (25.0%), 災害の脅威 (16.7%) 故郷への思い (16.7%), 適切な避難 (16.7%)

表3 全回答数に対する割合

故郷を大切に思う気持ち	68	36.9%
困難を乗り越える強さ・前向きな気持ち	30	16.3%
命の大切さ・今を大切に生きたい	20	10.9%
災害の脅威	17	9.2%
死者への思い・悲しみに共感	11	5.9%
震災伝承	9	4.9%
備えや訓練の大切さ	8	4.3%
復興への戸惑いに共感	5	2.7%
個人のエピソードに触れた内容	5	2.7%
今後の人との関わり方	6	3.2%
日常生活のありがたみ	4	2.2%

表4 「仙台市標準学力検査および仙台市生活・学習状況調査」内の関連する項目

質問番号	質問内容
10	人の気持ちがわかる人間になりたいと思う
11	人の役に立つ人間になりたいと思いますか
28	将来の夢や目標を持っていますか
29	自分の将来を考えると、楽しい気持ちになりますか
30	自分の将来について、家の人と話し合っていますか
64	地域の行事に参加したいと思いますか
65	地域の歴史や自然について、興味や関心がありますか

本研究は公益財団法人上廣倫理財団の支援を受けました。

津波避難ゲームの提案と教育効果

東北大学大学院工学研究科 家護谷駿
東北大学災害科学国際研究所 奥村誠

1. はじめに

自然災害からの避難に関する従来の研究は、危険性を伝えて人々にいかに避難行動を取らせるのかという避難前の段階に焦点を当てたものが多かった。しかし東日本大震災を契機として、少なくとも津波に関しては「沿岸部で地震を感じたら直ちに避難する」という意識が高まり、「多数の住民が避難行動をとる」ことが多く、その後には生じる課題に着目した研究が必要となる。すなわち、多数の避難者が同時に移動して道路容量を超過し、渋滞が発生して避難に長い時間がかかるという問題の解決策を研究し、安全な避難に繋げていく必要がある。ただし、この避難問題には、「避難の究極の目的は、全ての人々の命を守ることであり、各個人が最適と考える行動をとるのでは、この全体的な目的が達成できない可能性がある」、さらに「地震による道路の寸断や堤防等の破損による浸水域の変化が起こる可能性があり、状況に応じて臨機応変に対応することが不可欠となる」という特性があり、「一部の専門家が検討しても、個人的な目的と全体的な目的を両立させるような避難方法を示せるわけではない」。そのため、住民に、これらの問題の特性に加えて、「各自が事前によく考えて、迅速かつ適切に行動をとる必要がある」ことを理解させるような教育が必要となる。

教育学分野では、学習過程の中で失敗を経験させることが、より自分の問題として対応策を深く考えることにつながり、高い教育効果が期待できることが報告されている。実際の津波避難の中で失敗を経験させることは生命に直結する危険を伴うため、その代わりに仮想的に失敗を安全に体験できるボードゲームを用意し、失敗を繰り返しながら効果的に学習させることを目指す。

ここでの教育効果としては、上述した理解してもらいたい特性、すなわち「避難行動の重要な目的は全体としての安全性の達成であること」、「その達成のために、個人的な安全性の追求を目指すだけではうまくいかない場合があること」、「道路の通行可能性や渋滞の発生などの状況に応じて臨機応変に判断する必要があること」、「あらかじめ複数の避難経路を持つておくことが有効であること」などの認識を、ゲームの参加者が持つようになることであると考える。

9	8	7	6	5	4	3	2	1	
緑	緑	緑	緑	緑	緑	緑	緑	緑	一
緑	緑	オレンジ	緑	緑	オレンジ	緑	緑	緑	二
緑	オレンジ	オレンジ	オレンジ	緑	オレンジ	オレンジ	オレンジ	緑	三
オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	四
オレンジ	オレンジ	オレンジ	赤X	オレンジ	赤X	オレンジ	オレンジ	オレンジ	五
オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	六
オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	オレンジ	七
オレンジ	オレンジ	オレンジ	1	2	2	2	1	オレンジ	八
オレンジ	1	2	2	2	2	2	1	オレンジ	九

図 1 ゲームの盤面と駒の初期配置

2. ボードゲームの内容

本研究で提案した津波避難ゲームは、9×9の盤面上の下部に設定された居住地域に初期配置された20の住民駒を、高台の安全地帯へいかに迅速に避難させるかに挑戦させるものである。

盤面構成を図1に示す。盤面下が海岸側、上が内陸側である。黄色および黄土色のマスは沿岸の居住地域で、ここに住民を表す20個の駒を初期配置する。緑色のマスは安全地帯であり、他の色の全てのマスは危険地帯である。赤色のマスは通行止めを意味する。1ターンにつき、全ての駒を前後左右のいずれか1マス分だけ移動させることができる。各マスには最大2つまでしか駒を配置できないという制約により、道路の交通容量制約を表現している。このゲームの目的は、全ての駒を緑色の安全地帯に入れるまでに必要なターン数の最小化である。

図1の盤面によるゲームを標準ゲーム。赤い通行止めマスの存在しない、操作方法を確認するためのゲームを予備ゲームと呼称する。なお、予備ゲームでは、7九、3九の住民は安全地帯までに8ターンを要することから、予備ゲームの最適解は8ターンである。

標準ゲームでは、個人にとって最適な移動と全体にとって最適な移動が一致せず、一部の個人を最適とは異なる移動をさせることの必要性を体験的に理解できるようになっている。

図1の盤面において、それぞれの住民が他者

9	8	7	6	5	4	3	2	1	
									一
		1				1			二
	1	2	1		1	2	1		三
1	2	3	2	1	2	3	2	1	四
2	3	4	×	2	×	4	3	2	五
3	4	5	4	3	4	5	4	3	六
4	5	6	5	4	5	6	5	4	七
5	6	7	6	5	6	7	6	5	八
6	7	8	7	6	7	8	7	6	九

図2 プレーヤーが個人最適な移動に期待する所要ターン数

9	8	7	6	5	4	3	2	1	
									一
		1				1			二
	1	2	1		1	2	1		三
1	2	3	2	1	2	3	2	1	四
2	3	4	×	2	×	4	3	2	五
3	4	5	4	3	4	5	4	3	六
4	5	6	5	4	5	6	5	4	七
5	6	7	6	5	7	7	6	5	八
6	7	8	9	8	10	8	7	6	九

図3 個人最適な移動により実現する所要ターン数

9	8	7	6	5	4	3	2	1	
									一
		1				1			二
	1	2	1		1	2	1		三
1	2	3	2	1	2	3	2	1	四
2	3	4	×	2	×	4	3	2	五
3	4	5	4	3	4	5	4	3	六
4	5	6	5	4	5	6	5	4	七
5	6	7	8	5	8	7	6	5	八
6	7	8	7	8	8	8	7	6	九

図4 全体最適な移動により実現する所要ターン数

の存在を考慮せずに経路を選択できると考える場合に期待する所要ターン数を図2に示す。赤枠で囲われている中央6マスの住民の個人的な最短経路は、中央の5五地点を通過する経路である。彼らの全てがこの最短経路を通過しようとするすると5六地点で競合が発生し、図2のターン数での避難は実現できない。渋滞の結果実現する各住民の所要ターン数の一例を図3に示す。6八、4八、および5九の位置にいる住民は、同時に5六地点を通過できないため、ここでは6八、4八、5九の順で通過させている。同様に6九、4九も同時に通過できないため、6九、4九の順で通過させている。最終的に避難が完了するのは4九の住民の10ターンである。

一方で、全体最適な移動により8ターンで避難は終了する。各住民の所要ターン数を図4に示す。相対的に余裕がある6八および4八の住民に5五地点を避けた迂回経路を使わせることで、渋滞の発生を避けることができる。これらの住民には迂回による+2ターンの悪影響が出るが、これにより6九、4九の住民の避難を迅速に行うことが可能になり、全員の避難が8ターンで完了する。なお、迂回させる住民の選びからには注意が必要である。仮に余裕の小さい6九及び4九の住民を迂回させると+2ターンの悪影響があり、避難完了するのは9ターンとなって全体最適は実現できない。

この渋滞の問題は中央6マスの住民によってもたらされており、どの住民が相対的な余裕を持っているかを考えて迂回させることが、標準ゲームの本質となっている。そこで、本質的な中央6マスの住民のみを初期配置した簡略化ゲームを作成した。この簡略化ゲームを行わせることで、標準ゲームの全体最適解に到達することが容易となる。

標準ゲームの最適解に到達した段階で時間的余裕がある場合には視点を反転させ、立入禁止マスを複数個配置して、終了ターン数を増加させる反転ゲームを行わせた。

3. 最適化モデル

教育実践の中でプレーヤーへの指導を行う上で、あらかじめゲームの最適解を把握しておくことが有用である。そこで、前章で説明した津波避難ボードゲームにおいて、任意の安全地帯のマス目配置、任意の初期人口配置、及び任意の通行禁止制約に対して最小ターン数を求めるための最適化モデルを定式化する。

まず添字として、マス目の位置を i 列、 j 段で、ターンを t 時点で表す。定数としてマス目危険度: $R_{i,j} \in \{0,1\}$, 初期人口配置: $D_{i,j}$, 人口収容容量: $C_{i,j}$, および断面交通容量: $S_{i,j}$ を与える。

操作変数は t 時点のマス目 i,j から方向 $k \in \{F,R,L\}$ の移動量: $m_{k,i,j,t}$ であり、その他の内生変数として、 t 時点のマス目 i,j 内人口: $p_{i,j,t}$, t 時点のマス目 i,j からの出発人口: $u_{i,j,t}$, t 時点のマス目 i,j への到着人口: $v_{i,j,t}$, および避難の終了時刻 (ターン数): f を考える。

以上を用いて、以下のような線形計画問題を定式化できる。

目的関数: 避難終了時刻の最小化

$$\min f \quad (1)$$

避難終了時刻後の危険領域人口不在:

$$\sum_i \sum_j R_{i,j} p_{i,j,t} \leq 0, \quad \forall t \geq f \quad (2)$$

避難終了時刻後の移動の禁止:

$$\sum_i \sum_j u_{i,j,t} \leq 0, \forall t \geq f \quad (3)$$

人口の連続条件：

$$p_{i,j,t+1} = p_{i,j,t} - u_{i,j,t} + v_{i,j,t}, \quad \forall i,j,t \quad (4)$$

移動人口の連続条件：

(添字が領域外に出ないように調整が必要)

$$u_{i,j,t} = m_{F i,j,t} + m_{R i,j,t} + m_{L i,j,t}, \quad \forall i,j,t \quad (5)$$

$$v_{i,j,t} = m_{F i,j-1,t} + m_{R i-1,j,t} + m_{L i+1,j,t}, \quad \forall i,j,t \quad (6)$$

マス目の人口収容容量制約：

$$p_{i,j,t} \leq C_{i,j}, \quad \forall i,j,t \quad (7)$$

移動量制約：

$$m_{k i,j,t} \leq S_{i,j} = 2, \quad \forall i,j,k,t \quad (8)$$

初期人口：

$$p_{i,j,1} \geq D_{i,j}, \quad \forall i,j \quad (9)$$

式 (2), (3) の制約条件は、適用範囲が内生変数 f に依存する制約条件であり、標準的な LP 計算ツールではサポートされないが、数理計画ソルバー Gurobi では Index 変数を用いた制約式として扱うことができる。

4. 子供行事における教育実践

2025 年 10 月中旬に、3 日間にわたり本ゲームを小学生にプレイさせる機会を得た。

(1) 10 月 11 日 片平まつり災害研の体験ブース

東北大学の附置研究所・研究センターでは、一般市民向けの研究紹介行事「片平まつり」を隔年に実施している。災害科学国際研究所では、4 つの研究部門から子供を対象とする企画を出展している。今回、5 つの企画の 1 つとして「津波ひなんゲームで遊ぼう」という企画を出展し、9:30 から 16:00 の間に研究所に来場した来客者に呼びかけて、ゲームへの参加を促した。

参加者の多くは小学生で、未就学児のきょうだいと 2 人並んで参加するという例も多かった。また来場者が途切れた時間帯には、災害研のスタッフにも参加していただいた。1 組ごとに学生 AA が対応し、約 40 組の参加を得た。

平均的には約 30 分の中で、予備ゲーム 5 分、標準ゲームが 2 回程度で 20 分、簡略化ゲームとまとめて 5 分を使うことが多かった。多くの参加者は標準ゲームの 2 回のプレイでは最適解に辿り着けなかった。その一方で、ルールを確認して若干の思考したのちに 1 回のプレイで最適解に辿り着いた小学生が 2 人、大人の参加者が 2 人居た。

研究所の行事全体の運営方法との関係で、本ゲームへの個別の感想を得ることや学習効果の確認を行うことはできなかったが、終了時の口頭の感想としては、「面白かった」、「案外難しい

と感じた」という意見が多かった。

(2) 10月14日 秋休み子供科学キャンパス（1日目）

仙台市では小中学校を2学期制としており、10月中旬の連休に連続して学期間の秋休みを設けている。仙台市教育委員会は、この秋休みの期間中に小学6年生の児童を対象に大学での研究活動を体験させる「秋休み子ども科学キャンパス」行事を東北大学工学部と共催している。工学部の5学科から合計6つの体験学習（2時間程度）のテーマを提供し、市内の各小学校で参加者を募り、10月14日の午後と15日の午前にそれぞれ72名の児童を受け入れ、テーマごとに12名の児童に参加してもらった。本テーマでは、12名の児童を2名ずつの6組に分け、2組ごとに1名の学生をAAとして配置した。

2時間の体験学習時間を前後半に分け、前半では主催者のあいさつと概要説明に10分、予備ゲーム10分、標準ゲームが2回程度で20分、簡略化ゲームと確認のための標準ゲーム1回で5分ののち、図-2を用いた標準ゲームの最適解の解説を5分程度で行った。5分の休憩を挟み後半の55分間では、35分程度で反転ゲームを実施し、当方のまとめと関連する実際の研究活動の紹介を10分で行ったのちに、10分程度で市教委担当者からの挨拶と感想アンケートの記入してもらった。

全体として、(1)の行事に比べて意識が高い子供が多く、理解度は高く、最適解を見出す速度も速かった。ただし、組ごとに進捗速度にばらつきがあり、前半時間内に反転ゲームに移行した組や、簡略化ゲームによる復習が後半時間にずれこんだ組もあった。

参加者からの感想アンケートは市教委が回収し、全体行事の閉会式でテーマごとに1名が代表して発表した。

(3) 10月15日 秋休み子供科学キャンパス（2日目）

2日目も12名の児童に対し、同様の内容でゲームを実施した。時間配分も同様としたが、理解の早い児童が多かったこと、ターン内での駒の移動ルールが理解できた後に迅速に駒を移動させた組が多かったこと、ゲームの途中で残る移動が前進のみになった段階で、必要ターン数を数えて避難終了ターン数を確認する組が多かったことから、前日より進行スピードは早くなった。

前日の段階で反転ゲームの禁止マス4までの最適値が明らかになっていたため、この日の後半では、禁止マス数を5以上のケースについての最適解の探索も行わせた。

最後の口頭での感想では、「面白かった」「案外簡単だった」という声が多く、「難しいと感じた」という意見はなかった。

(4) 市教委によるアンケートの結果

(2)(3)のイベント終了時に市教委が実施したアンケートについて、後日自由記述式の回答内容を入手することができた。参加した児童24名のうち、約8名が、「避難行動は個人だけでなく全体を考える必要もあるため容易ではなく、状況に応じて慎重に判断する必要がある」といった趣旨の回答を記述した。この結果から、本ゲームを通じて、避難における全体的視点の重要

性に対する理解が深まったことが示唆された。

5. まとめ

(1) 本研究の成果

以上、本研究では、避難計画問題のエッセンスを取り込んだボードゲームを用いた能動的な学習を提案した。2025年10月中旬の3回のこども行事における教育実践を通して、小学生でも無理なく理解できる平易なルールとなっていることを確認した。さらに、想定経路の利用可能性が不確実であること、同時に避難する避難者との競合で交通混雑・渋滞が発生する可能性があること、これらの問題を回避するために事前に複数の避難経路を準備しておくべきことなどを、本ゲームを楽しむ中で理解させることができたと考える。

渋滞を想定した避難計画問題は、行政だけの力では解決が難しく、市民一人一人の意識を変えていく必要がある問題である。すべての市民が全体最適につながる避難方法を考え、実際に最適な避難を実現することは容易ではないが、まずは、ボードゲームを通じて、多くの市民が津波避難計画に対する関心を持ち、この問題が抱える本質的な難しさや全体最適の考え方を知る機会となることを目指していく。

(2) 今後の展望

最後に、本研究の今後の展望について述べる。これまで3回の試行的な実施に限られ、アンケートやテストによる教育効果の定量的評価には至っていない。今後、本研究の教育効果の明確化と測定方法の検討が必要である。また、ボードゲームを実際にプレイしてもらう場を設けることが重要である。そのため、ゲームの電子化を進め、プレイ機会をより容易に確保できるようにしたいと考えている。

さらに、一部の自治体は津波避難において自動車避難を容認していることを踏まえ、自動車避難の導入について検討している。歩行者に比べて高速な自動車の動きを表現する方法や、自動車に乗り込むために必要なターン数を考えていきたい。

学校防災マニュアルの自校化へ向けた 災害ハザードの認識と地域社会との対話*

宮城教育大学防災教育研修機構 古市 剛久
宮城教育大学附属小学校 加勢 幸美
宮城教育大学附属小学校 遠藤 宏紀
宮城教育大学附属小学校 三井 雅視

1. はじめに

東日本大震災における石巻市立大川小学校での痛ましい事故は、それ以降の災害に対する学校安全（安全教育，安全管理，組織活動）を考える出発点となっている（村山ほか 2015）。災害に対する学校安全についてそれまでの取組みを振り返り，転換すべき点として指摘されたことの一つは，「科学的・専門的な知識」に根差して，「その学校に及ぶであろう災害危険の種類を具体的に想定するなど，学校を取り巻く災害環境を十分に確認」することである（大川小学校事故検証委員会，2014）。こうした指摘に対して，災害に対する学校安全を災害発生メカニズムまで遡って包括的に再構築し，科学的・専門的な知識に根差して防災の技術や枠組みをより深く理解し，そのことを通じて災害への備えに関する合理的な動機付けを進める試みが，学校現場や大学教育における教員養成の現場において続けられてきた（小田ほか，2020；佐藤ほか，2023；村山ほか，2025）。

学校での安全管理と安全への組織活動の主軸をなす学校防災マニュアルについては，文科省や各自治体の教育委員会が優れたガイドライン（作成指針，ハンドブックなど）を整え，学校現場ではガイドラインを参照して防災マニュアルの整備や更新が進められている（文部科学省，2021；宮城県教育委員会，2022）。各学校でのそうした対応に当たって強調されるべきことの一つは，各学校・学区の立地や特徴，地域との関係などに応じてマニュアルを「自校化」することである（村山 2015）。

そこで本稿では，筆者らが関わる宮城教育大学付属学校の防災マニュアルの一層の「自校化」へ向けた検討について，「災害ハザードの特定」と「地域との対話」に関する進捗を報告する。

2. 学校防災マニュアルの自校化

一般に多くの学校防災マニュアルは災害や危険が発生した際の対応における利便性が重視され，専らフローチャートや関係者リストによって簡潔に構成されていることが多い。学校現場において利便性は極めて重要な視点であり，対応の内容が簡潔にまとめられている必要性は確かに高い。しかし，簡潔な内容だけで学校防災マニュアルが十分であるかどうかには議論があるだろう。すなわち，フローチャートや関係者リストの背後にあるもの，例えば，そもそもその学校の災害ハザードとは何か，その災害の発生リスクはどの程度あるのか，地域との連携の経緯・理由・考え方はどうなのか，などが記載されていなければ，防災マニュアルを自校の自然環境上の立地や地域社会上の特徴に応じて固有のものにする（あるいは，固有のものにした際の）根拠が分からず，自校化へ向

* Recognition of disaster hazards and dialogue with local communities for individualizing a school disaster management manual by Takahisa Furuichi, Yukimi Kase, Hiroki Endo and Masashi Mitsui

けた検討の経緯が引き継がれないことにもなりかねない。

こうした意識の下、筆者らは大学事務とも協力しつつ、宮城教育大学附属学校上杉地区と青葉山地区でどのような災害ハザードがあると言えるのか、そのリスクはどの程度なのか、また地域避難所（指定緊急避難場所）に指定されている上杉地区は地域との相互理解や連携をどのように進めていけば良いのかなどについて調べ、その内容を防災マニュアルへ記載する方向で検討している。

3. 附属学校の災害ハザード

(1) プレート境界地震と内陸地震

東北日本太平洋沿岸東方沖合の日本海溝で沈み込む太平洋プレートと陸側の北米プレートとの境界で起こる地震、あるいは沈み込む太平洋プレート内で起こる地震は、宮城教育大学附属学校を含め、仙台市に立地する多くの学校における災害ハザードである。加えて、広瀬川の河成段丘分布域と仙台平野とを分け、宮城県の村田町から仙台市を経て利府町にかけて概ね南西―北東方向に延びる長町-利府線（断層帯）で発生する可能性がある内陸の浅い地震も認識されるべき災害ハザードである。「長町-利府線断層帯」は全体として長さ 21~40 km、西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層であり（図 1）、過去 40,000-50,000 年間に少なくとも 3 回活動したと推定され、最も新しい活動は約 16,000 年前以後にあったと考えられている。断層帯全体が一つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.0~7.5 程度の地震が発生する可能性があると予想され、今後 30 年の間に地震が発生する可能性は日本の主な活断層の中ではやや高いグループに属するとされている（地震調査委員会, 2002）。長町-利府線断層帯で内陸直下型の地震が発生すれば、仙台市市街地一帯、そしてその地に立地する宮城教育大学附属学校でも激しい揺れが生じると考えられる。

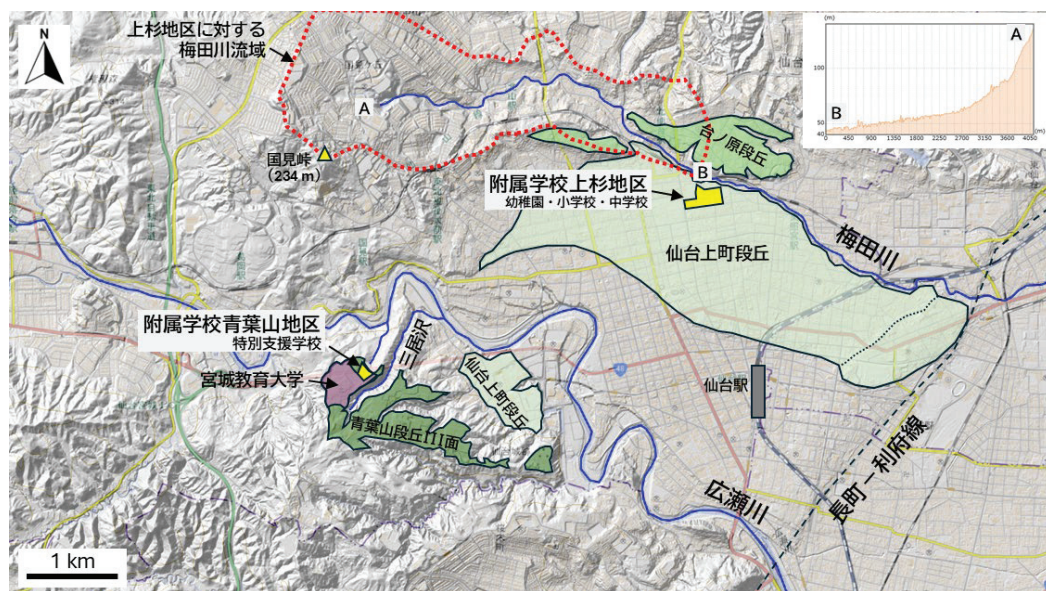


図 1. 宮城教育大学附属学校上杉地区及び青葉山地区の立地とその周辺の地形概要（陰影図は地理院地図）。右上グラフは梅田川の河床縦断面図（図中 A-B で示した区間）。

(2) 附属学校上杉地区での洪水

附属学校上杉地区は広瀬川の河成段丘である台ノ原段丘（上位）と仙台上町段丘（下位）（北村ほか, 1960；豊島ほか, 2001）の崖線に近い仙台上町段丘上に立地し（西城, 2022），敷地の北側を梅田川が東流する。梅田川流域の最高点は標高 234 m（国見峠），上杉地区の附属小学校校庭の標高は 44～45 m であり，従って上杉地区から上流の流域比高は約 190 m，同流域面積は約 5 km² である（図 1）。この流域は広範に住宅地として開発され，地表面は広範囲にコンクリート等の人工物で覆われ，また人工の排水網が高度に張り巡らされているため，形状が類似する自然流域に比べ降雨流出は早く，ピーク流量は高くなる可能性が高い。上杉地区付近の梅田川は，概ね川幅約 8 m，深さ約 3 m の横断面を呈し，この区間での勾配から Manning 式により計算された想定流量は，水深 3 m，1 m，0.5 m でそれぞれ 122.8 m³/s，24.6 m³/s，8.3 m³/s であるが（図 2-A），流域に対して降雨流出の数値モデルを適用し，定量的な洪水発生危険度（災害リスク）を分析することも可能であろう。

梅田川流域の洪水史によれば，1987 年の台風 10 号の大雨（仙台市での総雨量 402 mm）に伴って梅田川は氾濫し，附属学校上杉地区の周辺は浸水した（仙台市, 1987；図 2-B）。仙台市まちづくり政策局まちのデジタル推進課が提供する地理情報システム「せんだいくらしのマップ」では，附属学校上杉地区は梅田川浸水想定区域に含まれている（図 2-C）。附属学校上杉地区周辺の地形は平坦な河成段丘面であって，洪水時には僅かな凹凸が浸水程度に影響すると考えられる。附属学校の敷地は（恐らくは盛土によって）周囲の地表面より相対比高で最大 50～70 cm 程度高くなっており（図 2-D），梅田川が氾濫した場合でも附属学校での浸水深は周囲より浅くなると考えられる。

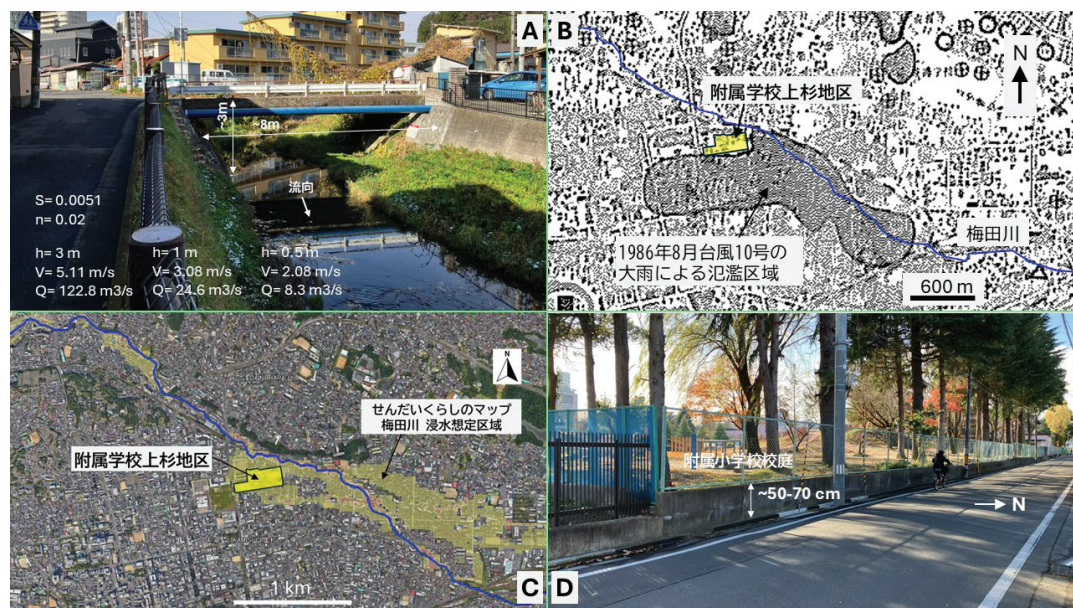


図 2. A: 附属学校上杉地区の北側約 100 m 付近を流れる梅田川。図中の数字は計算された水深毎の想定流速と想定流量。B: 1986 年(昭和 61 年)台風 10 号の大雨による梅田川の氾濫区域(仙台市, 1987)。C: せんだいくらしのマップによる梅田川浸水想定区域(薄い黄色の部分)。D: 附属学校上杉地区の北縁の道路を東側から見た写真。校庭は道路より 50～70 cm 程度高い。

(3) 附属学校青葉山地区での斜面崩壊

附属学校青葉山地区は広瀬川の右岸にあり、台ノ原段丘より更に高い青葉山 III 面（大月，1987）に立地している。附属学校の敷地の南東側は三居沢が青葉山 III 面を深く切り込み、北東側と北西側にも沢が見られる。附属学校を通る地形断面を見ると、三居沢の谷の深さは 35 m 程度、北東側の沢谷（校庭になっている場所）の深さは 15 m 程度、北西側の沢谷の深さは 25 m 程度である（図 3-A）。最も急峻な三居沢の谷斜面の傾斜は概ね 25° 程度であるが、空間的に均一ではない。この斜面の脇に附属学校へのアクセス道路があり、道路沿いには駐車場が設置されている（図 3-B）。仮にこの駐車場が盛土地であるなら、この場所の斜面崩壊の危険度はアクセス道路沿いの他の場所よりも高いと言えるであろう。北西側の沢谷の斜面では 2011 年の東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）時に斜面崩壊が起こった（図 3-C）。青葉山地区はこのように斜面崩壊（土砂災害）の危険度に関して検討すべき場所が複数あると考えられるが、現状のハザードマップでは附属学校青葉山地区の敷地周辺には土砂災害警戒区域（イエローゾーン）及び土砂災害特別警戒区域（レッドゾーン）は設定されていない（図 3-D）。土砂災害警戒区域は、傾斜が 30° 以上、高さが 5 m 以上の区域に適用され、附属学校青葉山地区の敷地周辺の斜面はその条件（傾斜）を満たさないためであろう。斜面崩壊は斜面の傾斜だけではなく、斜面上の位置や局所的な形状、土層の厚さや構造、地表植生などにも大きく影響されることは良く知られている。大川小学校津波被害賠償訴訟における仙台高等裁判所による第二審判決（2018 年（平成 30 年）4 月 26 日）が指摘する通り（村山・小田，2021），ハザードマップの信頼性を独自に検討して自らの判断で災害ハザードを特定することが求められていることの一例を、附属学校青葉山地区の状況は示しているようにも思われる。



図 3. A: 附属学校青葉山地区の立地及びその周辺の起伏（陰影図及び地形断面は地理院地図にて作成）。B: 附属学校青葉山地区（特別支援学校）へのアクセス道路脇の駐車場。C: 附属学校青葉山地区北西側の崖（2011 年東北地方太平洋沖地震で崩落）。D: 仙台防災ハザードマップ（青葉区 3）。附属学校青葉山地区周辺には土砂災害警戒区域及び土砂災害特別警戒区域は設定されていない。

4. 地域との対話

宮城教育大学附属小中学校（上杉地区）は1997年（平成9年）9月から仙台市地域防災計画に基づく地震災害時の「地域避難場所」（災害対策基本法第49条の4における「指定緊急避難場所」）に指定されている。地域避難場所（指定緊急避難場所）とは、居住者等が災害から命を守るために緊急的（一時的）に避難する施設又は場所であり、避難広場のみの機能を有する場所（すなわち、使用するのは校庭のみ）である（内閣府防災担当, 2017）。しかし、地域住民は「地域避難場所」の制度上の（言うなれば「限定的な」）機能を正確に理解している訳では必ずしもなく、避難時に戸惑う住民がこれまでもいたとの指摘がある。そうした状況に学校側が対応する考えがある場合でも、地域避難場所に対して仙台市から制度を越えた人的支援や財政支援が提供されることは基本的にない。なお、仙台市は豪雨や停電などで帰宅困難者が生じた際は、仙台駅、長町駅、泉中央駅周辺に設置される一時避難施設（多くは民間施設への委託）で受け入れることにしており、地域避難場所での受け入れは想定していない。

一方、避難した居住者等が災害の危険がなくなるまで一定期間滞在し又は災害により自宅へ戻れなくなった居住者等が一時的に滞在する施設は「指定避難所」と呼ばれ、地域避難場所とは区別される（内閣府防災担当, 2017）。市街地に立地する附属小中学校（上杉地区）の周辺に設置されている指定避難所は少なくない（図4）。ここで重要な点は、地域避難場所の運営は別途指定される指定避難所の運営に紐づけられているということである。指定避難所の運営は「地域住民（町内会等）」、「仙台市」、及び「施設管理者」により構成される「避難所運営委員会」が担っており、地域避難場所としての宮城教育大学附属小中学校（上杉地区）は付近の指定避難場所の避難所運営委員会での議論や意向を踏まえて準備することが求められていることになる。

従って、いかなる地域避難場所であっても、その運営を検討する際はどの指定避難所運営委員会に紐づいているのかを特定し、その委員会と対話していくことが欠かせない。特に、指定避難所運営委員会で地域住民の意向を代表する地元町内会等との意思疎通が重要となる。自主防災組織や町内会のリスト化は学校防災マニュアル自校化への鍵の一つでもある（村山, 2015）。

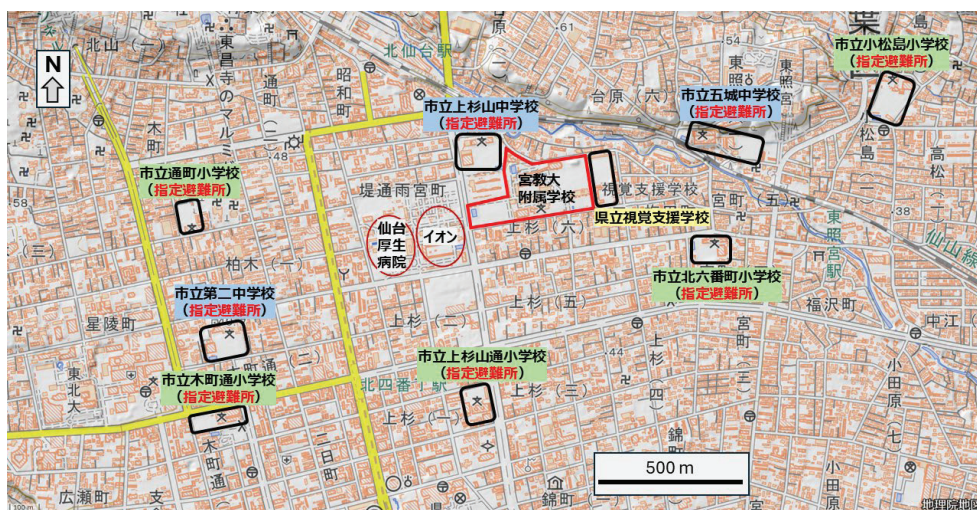


図4. 附属学校上杉地区周辺の仙台市立学校と指定避難所の立地(背景図は地理院地図)

但し、学校が地域との対話や連携を図る際には生徒たちが住む地域としての学区の住民（いわば、地元の住民）との関係性が基本となるが、附属小中学校の生徒の居住地は、仙台市全域、更には仙台市近郊の宮城県内市町村に亘っており、市立小中学校での枠組み（空間スケール）での「学区の住民」が基本的には存在しない。地元住民との関係性をその子供たちの通学を通じて構築することが附属小中学校の特殊性から基本的に難しい中で、附属小中学校が地域避難場所として運営されることには市立小中学校とは異なる難しさがあることも事実であろう。

5. おわりに

附属学校の災害ハザードは本稿で指摘した地震、洪水、斜面崩壊に留まらず、暴風・竜巻・雷・雹・夏の猛暑と言った気象現象や大規模な火事（市街地及び山林）なども含まれることに留意が必要であるが、本稿での検討を通して、まずは、平坦な台地上に立地し、主要河川（広瀬川）や海岸からも遠く、比較的安全であると考えられる上杉地区にも梅田川の氾濫による洪水という災害ハザードが存在すること、青葉山地区にはハザードマップでは特定されていない災害ハザード（斜面崩壊の危険性）が存在することが認識された。また、地域避難場所に関する枠組みが明確化され、今後の検討を進める際の要点が見えてきた。

本稿で示した事例は、学校自らが災害ハザードと災害リスクを探知し、地域社会の一員として適切に対応する（すなわち、マニュアルを自校化する）ためには、マニュアルの背後にあって注目されるのが乏しかった立地環境に関する情報や知見を整備すること（すなわち、危険判断能力の一層の向上）、更には、地域との関係性を構築して日頃からの対話の機会を持つこと、などが重要になるということを示していると言えるだろう。

謝辞

仙台市危機管理局防災・減災部防災計画係の富樫昌太係長、森谷和尋主事には地域避難場所制度についてご教示頂いた。宮城教育大学自然地理学研究室の西城潔教授には附属学校の災害ハザードに関してご助言を頂き、青葉山地区の斜面崩壊を記録した写真をご提供頂いた。宮城教育大学附属学校室の古関竜也室長には防災マニュアルについてご教示頂き、仙台市からの聞き取りに際してご協力頂いた。

引用文献

- 大川小学校事故検証委員会 (2014)：大川小学校事故検証報告書。
 大月義徳 (1987)：宮城県中南部の中期更新世示標テフラ。東北地理 39, 268-282。
 小田隆史・桜井愛子・村山良之・佐藤健・北浦早苗・加賀谷碧 (2020)：教員の地図リテラシー育成とハザード理解に向けた学校防災研修－宮城県石巻市における試行から－。安全教育学研究 20(1), 27-36。
 西城潔 (2022)：崖線の土地利用に着目する－宮城県仙台市。地理 67(1), 118-124。
 佐藤健・橋本雅和・桜井愛子・北浦早苗・藤坂雄一・村山良之・熊谷誠・小田隆史・李泰榮・池田真幸 (2023)：洪水災害を対象とした学校の防災管理の充実化と防災教育の実践－石巻市立大谷地小学校における事例－。安全教育学研究 22(2), 37-48。
 地震調査委員会 (2002)：長町－利府線断層帯の評価。地震調査研究推進本部。
 仙台市 (1987)：昭和 61 年台風第 10 号大雨洪水災害記録。146 pp。
 内閣府防災担当 (2017)：指定緊急避難場所の指定に関する手引き。46 pp。
 中川久夫・小川貞子・鈴木養身 (1960)：仙台付近の第四系および地形(1)。第四紀研究 1(6), 219-227。
 豊島正幸・早田勉・北村繁・新井房夫 (2001)：仙台地域における台ノ原段丘面の形成時期。第四紀研究 40(1), 53-59。
 宮城県教育委員会 (2022)：改訂版 学校防災マニュアル作成ガイド。57pp。
 村山良之・八木浩司・川邊孝幸・齋藤英敏 (2015)：山形大学の教員養成における学校防災教育。環境保全 (山形大学環境保全センター) 18, 111-116。
 村山良之 (2015)：防災教育ノート－災害論・学校防災・防災教育－。環境保全 (山形大学環境保全センター) 18, 77-87。
 村山良之・小田隆史 (2021)：大川小津波訴訟判決の意義。日本地理学会 2021 年春季大会発表要旨集, 59。
 村山良之・桜井愛子・佐藤健・北浦早苗・熊谷誠・小田隆史 (2025)：学校防災の基盤となる災害特性を把握整理する表の提案。日本地理学会 2025 年秋季学術大会要旨集, 115。
 文部科学省 (2021)：学校の「危機管理マニュアル」等の評価・見直しガイドライン。