

東北地域災害科学研究

第 53 卷 平成 29 年 3 月

論説

	頁
秋田県南部沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物	鎌滝孝信・安部訓史・金澤慎・松富英夫
青森県鰹ヶ沢町にみられるイベント堆積物	熊谷秀平・梅田浩司・鎌滝孝信・小岩直人・藤田奈津子
深浅データを用いた津波後の仙台湾海浜地形の回復過程に関する研究	三枝信太郎・田中仁・三戸部佑太
津波氾濫水密度に関する定量的実験	今野史子・松富英夫・後村晃基・今藤晃太
浮体式津波避難シェルターの挙動に関する検討～第二波目以降が最大津波となるケースを想定した検討～	藤井龍也・渡辺一也
波浪推算モデル WAM におけるエネルギー逸散に関する研究	琴浦毅・田中仁
漁港港口における堆砂と侵食の発生	堀江岳人・野坂弥寿二・田中仁
秋田県南部海岸における汀線位置変化動向と海域構造物規模の関係に関する実証研究	鍵主佳飛・松富英夫
Analysis of erosion and accretion waves on Cua Dai Beach in Central Vietnam	Dinh Van Duy・田中仁・三戸部佑太・Nguyen Trung Viet, Le Thanh Binh
UAV を用いた高頻度海浜モニタリング	鈴木形容・三戸部佑太・田中仁
三沢海岸 2016 年地形変動特性	佐藤航・佐々木幹夫
Observation of sand spit development at Cua Lo River mouth, Central Vietnam	Dinh Van Duy・田中仁・三戸部佑太・Nguyen Trung Viet
小川原湖汽水環境調査	古村朋也・佐々木幹夫・功刀智
子吉川を対象とした塩分週上に関する検討	古仲陽穂・渡辺一也
植生のある高レイノルズ数流れにおける $\kappa \cdot \epsilon$ モデルの提案	平田吉成・吳修一・有働恵子・真野明
貯水池における濁水現象の将来予測に関する研究	安松陸史・梅田信
水温成層した貯水池における流速変動計測	水田直樹・梅田信・小堀文裕
Applicability of the Curve Number Method for estimating flow duration curves in the Humid Tropics	Chris Leong・横尾善之
蔵王火山での無人観測装置の冬季運用試験	谷島諒丞・山内元貴・大丸拓郎・大塚光・久利美和
830 年天長地震についての一考察	野越三雄・中村亮一・王寺秀介
1896 年陸羽地震の温泉被害に関する文献調査	水田敏彦・鏡味洋史
1896 年陸羽地震の踏査報告の足跡をたどって	鏡味洋史・水田敏彦
東北地方太平洋沖地震後の秋田県内の誘発地震活動の推移	小菅正裕
岩手大学でアレー観測された三成分微動記録への地震波干渉法解析の適用可能性について	139
アレー観測された水平微動の周波数波数解析法による Love 波の位相速度の推定	山本英和・金崎慶次・齊藤剛
浅部 2 次元 S 波速度構造推定を目的とした リニアアレイで観測された短周期微動の地震波干渉法解析 - 岩手大学構内における試み -	145
福島県の広域域リニアアレイで観測された常時微動の地震波干渉法解析 (その 2)	山本英和・佐々木恭輔・齊藤剛
園芸用パイプハウスの耐風・耐雪性能と補強効果	植松康・高橋和也
瞬間的な開口発生時の室内圧変化に及ぼす開口面積と風速の影響	今野大輔・植松康・ガヴァンスキ江梨
通気工法外壁システムにおける通気層内圧のシミュレーションによる予測	渡部慶・植松康
大気下層の強風特性	渡邊明
積雪寒冷地の木造住宅を対象とした小屋組の垂木・軒桁接合部の強風被害予測に関する研究	吉田早智子・今野大輔・ガヴァンスキ江梨・植松康
近年の東北地方豪雨災害の概要と減災に向けた今後の取り組み	吳修一・森口周二・佐藤翔輔・有働恵子・地引泰人
2016 年台風 10 号による岩泉町乙茂における洪水・氾濫痕跡から見えること	松富英夫・今野史子・鎌滝孝信
平成 28 年台風 10 号による仙台海岸の地形変化	三戸部佑太・田中仁・鈴木形容・梅田信・小森大輔・岡嘉哉
秋田県沿岸市町における中学生の防災意識に関する研究	安田慎吾・鎌滝孝信・渡辺一也
山形大学地域教育文化学部における防災教育 -これまでの実績と学部改組への取組-	村山良之
スーパーサイエンスハイスクールにおけるグループ活動による災害研究の取組と設定テーマの変遷	安倍祥・宮城県仙台第一高等学校 SSH 研究部
東北地方太平洋沖地震後の大学理学分野からの情報発信における企画の主旨・形態・規模：潜在的関心層の動向	久利美和

Tohoku Journal of Natural Disaster Science

Volume 53

March, 2017

ARTICLES

	Page
Event deposits recorded in coastal lowland on the southern part of Akita Prefecture, the eastern margin of Japan Sea	1
Takanobu Kamataki, Norifumi Abe, Shin Kanazawa and Hideo Matsutomi	
Event deposits recorded in coastal lowland areas of Ajigasawa Town, Aomori Prefecture	7
Shuhei Kumagai, Koji Ueda, Takanobu Kamataki, Naoto Koiwa and Natsuko Fujita	
Study on Recovery Process of Bathymetry of Sendai Bay after the 2011 Tsunami	15
Shintaro Saegusa, Hitoshi Tanaka and Yuta Mitobe	
Quantitative experiments on the density of tsunami flooding water	21
Fumiko KONNO, Hideo MATSUTOMI, Koki ATOMURA and Kota KONDO	
Investigation of Tsunami Evacuation Using Floating Type Tsunami Evacuation Shelter on the Building	27
Ryuya Fuji and Kazuya Watanabe	
Study on energy dissipation in WAM model	33
Tsuyoshi Kotoura and Hitoshi Tanaka	
Channel Sedimentation at a Fishery port in FUNKA BAY, JAPAN	39
Takehito Horie, Yasushi Nozaka and Hitoshi Tanaka	
An empirical study on the relationship between the trend of shoreline position change and the scale of sea area structures on the Akita Southern Coast	47
Kai KAGINUSHI and Hideo MATSUTOMI	
Analysis of erosion and accretion waves on Cua Dai Beach in Central Vietnam	53
Dinh Van Duy, Hitoshi Tanaka, Yuta Mitobe, Nguyen Trung Viet and Le Thanh Binh	
High-frequency UAV monitoring of beach and wave	59
Akihiro Suzuki, Yuta Mitobe and Hitoshi Tanaka	
Characteristics of Shoreline in Misawa Coast in 2016	65
Wataru Sato and Mikio Sasaki	
Observation of sand spit development at Cua Lo River mouth, Central Vietnam	71
Dinh Van Duy, Hitoshi Tanaka, Yuta Mitobe and Nguyen Trung Viet	
Study on salt water movement in Ogawara Lake	77
T.Komura, M.Sasaki and S.Kunugi	
Investigation of Salinity Intrusion at the Koyoshi River	83
Akiho Konaka and Kazuya Watanabe	
Proposal of $\kappa - e$ Turbulent Model in High Reynolds Number Flow with Vegetation	89
Yoshinari Hirata, Shuichi Kure, Keiko Udo and Akira Mano	
Study on prediction of turbidity in reservoirs under future environmental changes	95
Rikushi Yasumatsu and Makoto Umeda	
Measurement of current velocity variations in a thermally stratified reservoir	101
Naoki Mizuta, Makoto Umeda and Humihiro Kobori	
Applicability of the Curve Number Method for estimating flow duration curves in the Humid Tropics	107
Chris Leong and Yoshiyuki Yokoo	
Winter operational test of unmanned observation devices in Mt. Zao	113
Ryosuke Yajima, Genki Yamauchi, Takuro Daimaru, Hikaru Otsuka and Miwa Kuri	
On the 830 Tencho Earthquake	121
Mitsuo NOGOSHI, Ryouichi NAKAMURA and Shusuke OHJ	
Literature survey on damage of hot springs due to the 1896 Rikuu earthquake	127
Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagami	
Tracing for footprints on reconnaissance reports of 1896 Rikuu earthquake	133
Hiroshi Kagami and Toshihiko Mizuta	
Spatiotemporal variation of triggered seismicity in Akita prefecture after the Tohoku-oki earthquake	139
Masahiro Kosuga	
Applicability of seismic interferometry analysis to array records of three-component microtremors observed in Iwate University	145
M.Hiraka, H.Yamamoto, T.Saito, K.Keiji and F.Sato	
Estimation of phase velocities of Love wave from array records of horizontal microtremor by using FK analysis	151
H. Yamamoto, K. Kanezaki and T. Saito	
Seismic interferometry analysis of short-period microtremors observed with a linear seismometer array for estimating two-dimendional shallow S-wave velocity structures - An experiment in a ground of Iwate University -	157
H. Yamamoto, K. Sasaki and T. Saito	
Seismic interferometry analysis of microtremors observed in linear array with broadband seismometers in Fukushima Prefecture Part 2	163
F. Sato, H. Yamamoto and T. Saito	
Collapse procedure under wind or snow loading and effect of reinforcement on the wind and snow resistance of pipe-framed greenhouses	169
Yasushi Uematsu and Kazuya Takahashi	
Effect of opening size and wind speed on the internal pressure of a low-rise building caused by sudden opening	175
Daisuke Konno, Yasushi Uematsu and Eri Gavanski	
Numerical simulation of internal pressure of vent layer in ventilated exterior wall systems of a low-rise building	181
Kei Watanabe and Yasushi Uematsu	
Characteristics of strong wind in the lower atmosphere	187
Akira Watanabe	
Development of a stochastic model for predicting wind-induced damage to wooden houses in snowy cold region based on the wind-resistant performance of roof frame joints	193
Sachiko Yoshida, Konno Daisuke, Eri Gavanski and Yasushi Uematsu	
Review of recent water-related disasters in Tohoku region and future challenges for disaster risk reduction	199
Shuichi Kure, Shuji Moriguchi, Shosuke Sato, Keiko Udo and Yasuhito Jibiki	
Flow situations inferred from the watermarks of flooding at Otomo area and its upstream reach in Iwaiizumi caused by the Typhoon No.10 in 2016	205
Hideo MATSUTOMI, Fumiko KONNO and Takanobu KAMATAKI	
Beach morphological changes on Sendai Coast induced by Typhoon No. 10, 2016	211
Yuta Mitobe, Hitoshi Tanaka, Akihiro Suzuki, Makoto Umeda, Daisuke Komori and Yoshihi Touge	
Investigation on disaster prevention awareness of the junior high school students in the coastal area of Akita Prefecture	217
Shingo Yasuda, Takanobu Kamataki and Kazuya Watanabe	
Disaster education in Faculty of Education, Arts and Science in Yamagata University: its achievements and challenges.....	223
Yoshiyuki Murayama	
Changes in disaster research theme by group activities at Super Science High School	229
Yoshi Abe and SSH Research Division of Sendai Daichi High School	
Instruction for writing a manuscript of Tohoku Journal of Natural Disaster Science	235
Miwa Kuri	

Tohoku Research Group for Natural Disaster Science

秋田県南部沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物*

秋田大学地方創生センター	鎌滝 孝信
秋田大学工学資源学部	安部 訓史
秋田大学工学資源学部	金澤 慎
秋田大学大学院理工学研究科	松富 英夫

1. はじめに

秋田県では 1983 年 5 月 26 日に発生した日本海中部地震で、県北部沿岸を中心に 79 人が犠牲になるなど大きな津波被害を受けた。秋田県内においてこの津波で大きな被害を受けた地域は男鹿半島以北で、県中部以南の地域ではそれほど大きな遡上高は観測されていない（土木学会日本海中部地震震害調査委員会、1986 など）。秋田県中一南部地域は、1983 年日本海中部地震と 1833 年庄内沖地震の震源域の間にあたり、大きな津波を伴うような海域を震源域とするような地震が知られていない地域、すなわち地震空白域とされる（石川、2002；大竹、2002）。一方、この地域における過去の津波記録をみると、前述の海域における地震に比べると地震規模は一回り小さいが、1804 年象潟地震により秋田県南部のにかほ市沿岸部に津波被害があつたとされる（羽鳥、1986 など）。1804 年象潟地震は、秋田県にかほ市の象潟から金浦にかけて地盤を隆起させた地震として知られ、海陸の境界部にある活断層による地震と考えられている。秋田県地震被害想定調査報告書（2013）では、秋田県が設定した想定津波の中で最大クラスの津波が発生すると、にかほ市沿岸域で浸水深が 10m 規模の津波が襲来することが想定されている。しかしながら、この地域でそのような地震が発生したことを裏付ける古文書等の記録はない。したがってにかほ市のみならず秋田県中一南部や山形県北部の防災施策を考える上でも、この地域における過去の津波による浸水履歴や浸水範囲を明らかにすることは重要である。そこで我々は、古地震・古津波に関する証拠を集め、地震・津波被害の将来予測に資する情報を整備することを目的として、秋田県沿岸域において古津波痕跡に関する調査を進めている。鎌滝ほか（2015）は、にかほ市北部の三森地区（図 1C の NK1 地点）で津波堆積物の可能性があるイベント堆積物を 3 層報告しているが、その詳しい形成要因は特定されていない。本研究では、秋田県にかほ市北部の沖積低地で実施した群列ボーリング調査により、過去の津波によって形成された可能性があるイベント堆積物が見出されたので報告する。

2. 調査地域および調査方法

調査地域は秋田県南部のにかほ市三森地区で、鳥海山北麓で白雪川と大沢川に囲まれた沖積低地に位置する。ボーリング調査を実施した地点は海岸から約 100～400m までの沖積低地で、浜堤の内側の後背湿地にあたる標高約 2～3m の水田である。この地域からは鎌滝ほか（2015）によって複数のイベント堆積物が報告されているが、それらの成因を明らかにするためには、

*Event deposits recorded in coastal lowland on the southern part of Akita Prefecture, the eastern margin of Japan Sea by Takanobu Kamataki, Norifumi Abe, Shin Kanazawa and Hideo Matsutomi

海陸方向におけるイベント堆積物の層厚変化など詳しい分布様式を調べる必要がある。そこで本研究では、この地域で海岸線に直交した測線を設定し、それに沿って群列ボーリング調査をおこなった（図 1）。この地点は秋田県地震被害想定調査（秋田県, 2013）によると、秋田沖の地震空白域（石川, 2002；大竹, 2002）を中心とした海域の想定地震および青森沖から山形沖まで震源域を拡げた最大クラスの想定地震（秋田県, 2013 による海域 A+B+C の連動地震）による津波で、5~10m の浸水深が想定されている。

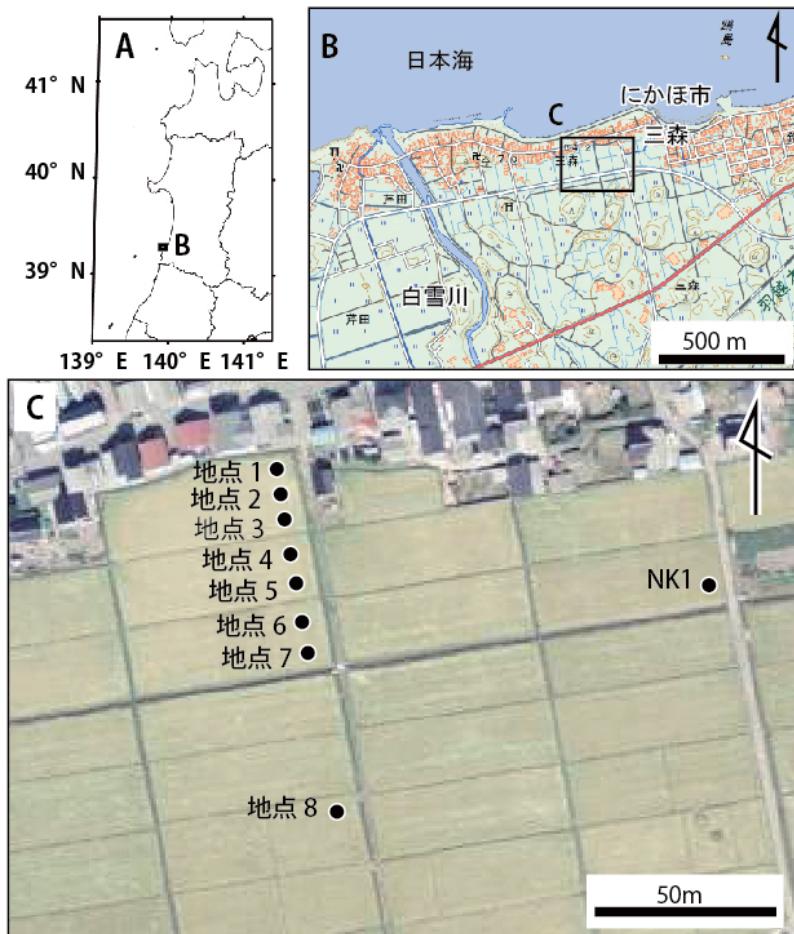


図 1 調査位置図

A : 全体図, B : 調査地点周辺, C : ボーリング掘削地点. B の地形図は国土地理院発行の電子地形図 25,000 「平沢」を使用. C の空中写真は国土地理院発行約 1 万分の 1 「1976 年撮影, CTO769-C4A-4」を使用. 地点 1~8 は本研究の調査地点, NK1 は鎌滝ほか (2015) のボーリング掘削地点を示す.

ボーリング掘削は、径 30mm 程度のハンドコアラーと小型ジオスライサー (高田ほか, 2002)

を使用し、深さ 1~2m 程度のコア試料を計 8 地点で採取した（図 1）。試料は現地にて半裁し、堆積物の観察、記載および放射性炭素年代測定を実施した。調査地点の標高は、トータルステーションを用いた水準測量によって求めた。放射性炭素年代測定は株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic 社に依頼し、加速器質量分析法でおこなった。年代値の曆年較正は、IntCal13 (Reimer et al., 2013) のデータセットを用いた Beta Analytic 社の較正プログラム (BETACAL) を使用した。

3. ボーリングコアの層相と堆積環境

にかほ市三森地域から得られたボーリングコア試料は、構成物、粒径、堆積構造、地層境界の形状などに着目して観察した。その結果、それぞれの掘削地点における深度 2m よりも上位の地層は、湿地で形成された堆積物と耕作土からなることがわかった。以下にその詳細を、地点 2 および 5 のボーリングコア試料に基づいて述べる（図 2）。

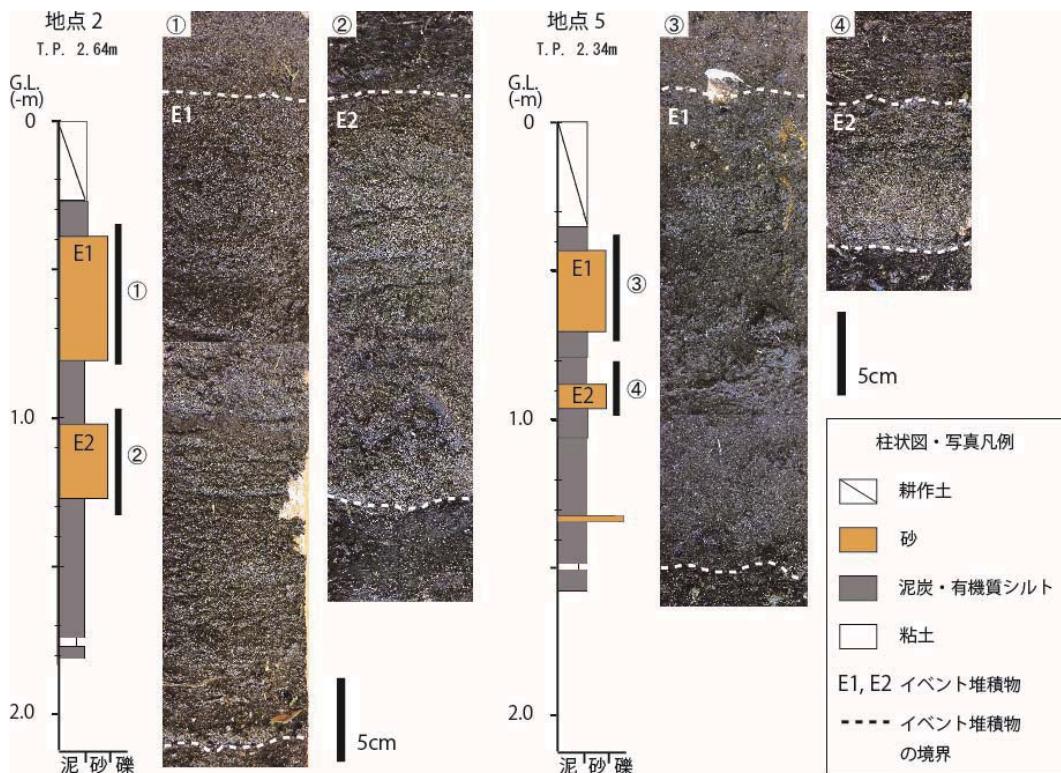


図 2 地点 2 および 5 における堆積柱状図およびイベント堆積物 E1 層および E2 層の写真

海側の地点 2 では地表面から深度 0.3m 程度まで耕作土からなり、耕作土の下位はコア試料の下限まで主に泥炭もしくは有機質シルトを中心とした細粒堆積物からなる。この細粒堆積物の深度 0.38~0.81m と 1.02~1.27m には、基底部が侵食面を呈する淘汰の良い細粒～中粒砂層

が挟まれる（前者を E1 層、後者を E2 層とする）。E1 層および E2 層は、共に下位の泥炭層を侵食し、侵食した泥炭層の偽礫（リップアップクラスト）を含む。砂層の中部は平行層理や斜交層理が発達し、全体に上方細粒化し、最上部には植物の葉などを中心とした植物遺骸が多くみられる（図 2）。また、地点 2 から 30m 程度内陸側に位置する地点 5 でも、地点 2 と同様の層序がみられる（図 2）。この地点における E1 層は深度 0.43～0.68m に、E2 層は深度 0.87～0.96m に現れる。また、地点 2 と地点 5 における E1 層と E2 層の厚さを比べると、共に陸側の地点 5 の方が地点 2 よりも薄くなっていることがわかる（図 2）

4. イベント堆積物の認定と形成要因および堆積年代について

秋田県にかほ市三森地区で採取されたボーリングコア試料から、湿地堆積物の中に 2 枚のイベント堆積物が挟まることが明らかになった（図 2 および 3）。図 3 に、本調査測線におけるイベント堆積物 E1 層および E2 層の層厚変化と堆積年代を示す。

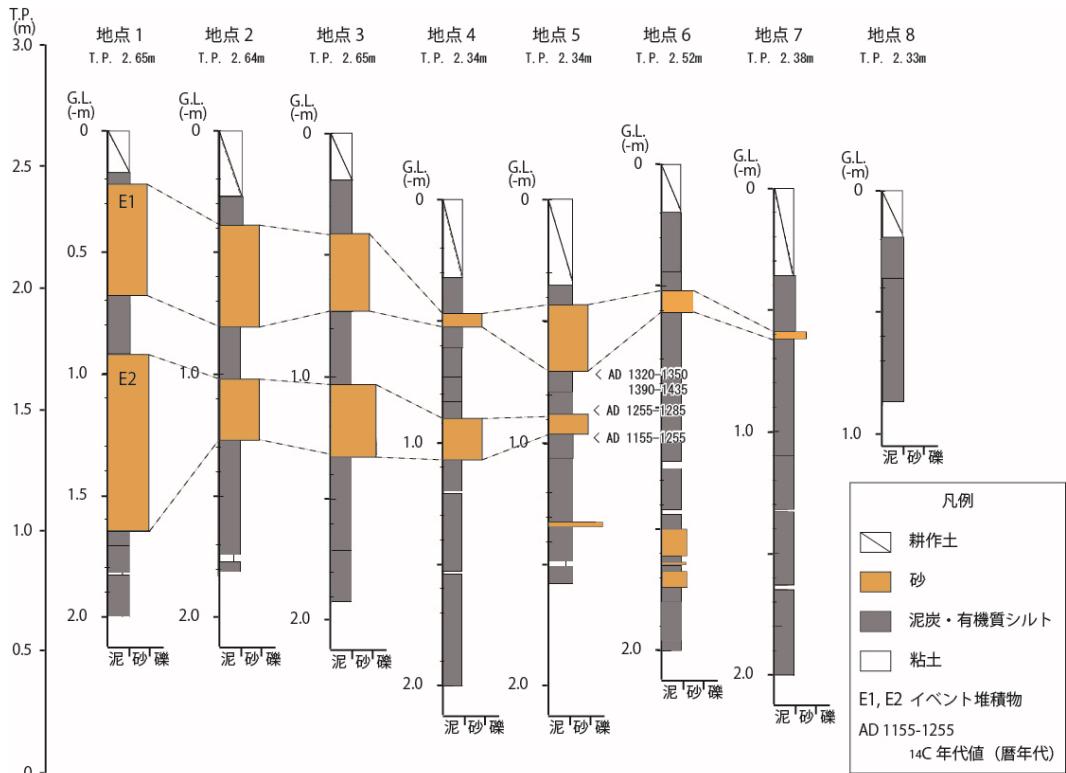


図 3 調査測線におけるイベント堆積物 E1 層および E2 層の空間分布と堆積年代

調査測線の地下浅部に分布する 2 枚の粗粒堆積物 E1 層および E2 層は、1) 基底部がシャープな侵食面を呈すること、2) 侵食面の上部の堆積物に下位の地層を侵食し取り込んだ有機質シルトや泥炭のリップアップクラスト（偽礫）が含まれること、3) 内部に平行層理、斜交層理等

の初生堆積構造が見られること、4) 上部には材や植物片が密集すること、などの特徴がみられる。したがってこれらの粗粒堆積物は、平常時には有機質シルトや泥炭を主体とした細粒の堆積物が堆積する湿地環境下に、強い水流を伴った突発的なイベントによって砂質堆積物が流入し、その強い水流の影響下で形成されたイベント堆積物（志岐、1988）と解釈した。

これらイベント堆積物の海岸付近から内陸方向への厚さの変化をみると、最も海側の地点で最も厚く、陸側に向かって薄くなり消滅するという特徴が確認できた（図3）。すなわち、E1層は地点1から地点7まで、E2層は地点1から地点5までそれぞれ追跡できる（図3）。また、イベント層を構成する砂の粒径も中粒砂を主体としたものから細粒砂を主体としたものへと陸側に若干細粒化する。したがってこれらのイベント堆積物は、海からの強い流れによってたらされたと解釈することができる。現時点では、これらのイベント堆積物は津波もしくは高潮によって形成された可能性が高いと考える。

ここで、イベント堆積物E1層およびE2層が堆積した年代について、表1および図3に示す放射性炭素年代値から考えてみる。

表1 AMS ^{14}C 年代測定結果

調査地点	試料番号	試料採取深度 (GL- m)	Lab. ID	測定試料	放射性炭素年代 (yr BP)	$\delta\text{13C} (\text{\textperthousand})$	較正(暦)年代 (2σ , 信頼度95%)
にかほ市 三森地区 地点5	111202071-1	0.71 (E1層の直下)	Beta-454471	植物片	540 ± 30	-25.8	AD 1320 - 1350 AD 1390 - 1435
	111202085	0.85 (E2層の直上)	Beta-454473	植物片	750 ± 30	-25.9	AD 1225 - 1285
	111202097	0.97 (E2層の直下)	Beta-454474	材	850 ± 30	-27.5	AD 1155 - 1255

E1層直下の泥炭層から得られた年代値をみると、14～15世紀以降に形成されたと解釈できる。E2層に関しては、イベント堆積物の上下の泥炭層から得られた年代値をみると西暦1200年前後に形成されたと推定できる。しかしながら、E1層およびE2層が形成されたと考えられる13～15世紀頃の地震に関する歴史記録（宇佐見ほか、2013）をみると、調査地域周辺に津波堆積物を残すような巨大地震、津波の記述はみられない。一方、山野井ほか（2016）は、本研究地域から南に25～60km程度離れた庄内砂丘で、西暦700年代後半から800年代および1000年代から1100年代前半に形成されたと考えられる2層のイベント堆積物を報告している。現時点では、本研究におけるイベント堆積物とこれらとの対比はつけられないが、今後の検討課題したい。なお、本研究のE1層はその層相と堆積年代から、鎌滝ほか（2015）のEn1層に対比できる。一方E2層は、鎌滝ほか（2015）のボーリングコア試料からはそれに相当するイベント堆積物はみいだされていない。

5.まとめ

秋田県南部に位置するにかほ市三森地区の沖積低地から、2層のイベント堆積物の分布様式がわかった。今後、イベント堆積物の形成要因を明らかにし、日本海側における古津波に関する情報を得るために、イベント堆積物のより広範囲への分布調査および試料の各種分析等を進

める予定である。

謝辞

本研究には、文部科学省「地（知）の拠点整備事業」平成28年度補助金を使用した。秋田県にかほ市農業委員会事務局の方々には、調査用地の借用等に際して便宜を図っていただいた。現地調査に際しては、秋田大学工学資源学部の安田慎吾氏および弘前大学理工学部の熊谷秀平氏に協力いただいた。ここに記して関係各位に深く感謝の意を表します。

引用文献

- 秋田県：秋田県地震被害想定調査報告書，553pp., 2013.
- 土木学会日本海中部地震震害調査委員会編：1983年日本海中部地震震害調査報告書，土木学会，933p, 1986.
- 羽鳥徳太郎：文化元年（1804年）象潟地震の震度および津波調査，地震研究所彙報，61, 143-157, 1986.
- 石川有三：日本海東縁の地震活動からみた歪み集中帯，大竹政和・太田陽子・平 朝彦編，日本海東縁の活断層とテクトニクス，pp.155-165, 2002.
- 鎌滝孝信・阿部恒平・黒澤英樹・三輪敦志・今泉俊文：秋田県沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物，第四紀研究，54, pp.129-138, 2015.
- 大竹政和：日本海東縁の地震発生ポテンシャル，大竹政和・太田陽子・平 朝彦編，日本海東縁の活断層とテクトニクス，pp.175-185, 2002.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J.: IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, Radiocarbon, 55, pp.1869-1887, 2013.
- 志岐常正：序論；イベント堆積物と非イベント堆積物，月刊地球，7, pp.438-440, 1988.
- 高田圭太・中田 高・宮城豊彦・原口 強・西谷義数：沖積層調査のための小型ジオスライサー（Handy Geoslicer）の開発，地質ニュース，579, pp.12-18, 2002.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子：日本地震被害総覧 599-2012, pp.694, 2013.
- 山野井 徹・門叶冬樹・加藤和浩・山田 努・鎌田隆史・今野 進：山形県庄内砂丘に挟まれる2層の古津波堆積物，地質学雑誌，122, 637-652, 2016.

青森県鰺ヶ沢町にみられるイベント堆積物*

弘前大学 理工学部 熊谷秀平・梅田浩司
 秋田大学 地方創生センター 鎌滝孝信
 弘前大学 教育学部 小岩直人
 日本原子力研究開発機構 土岐地球年代学研究所 藤田奈津子

1. はじめに

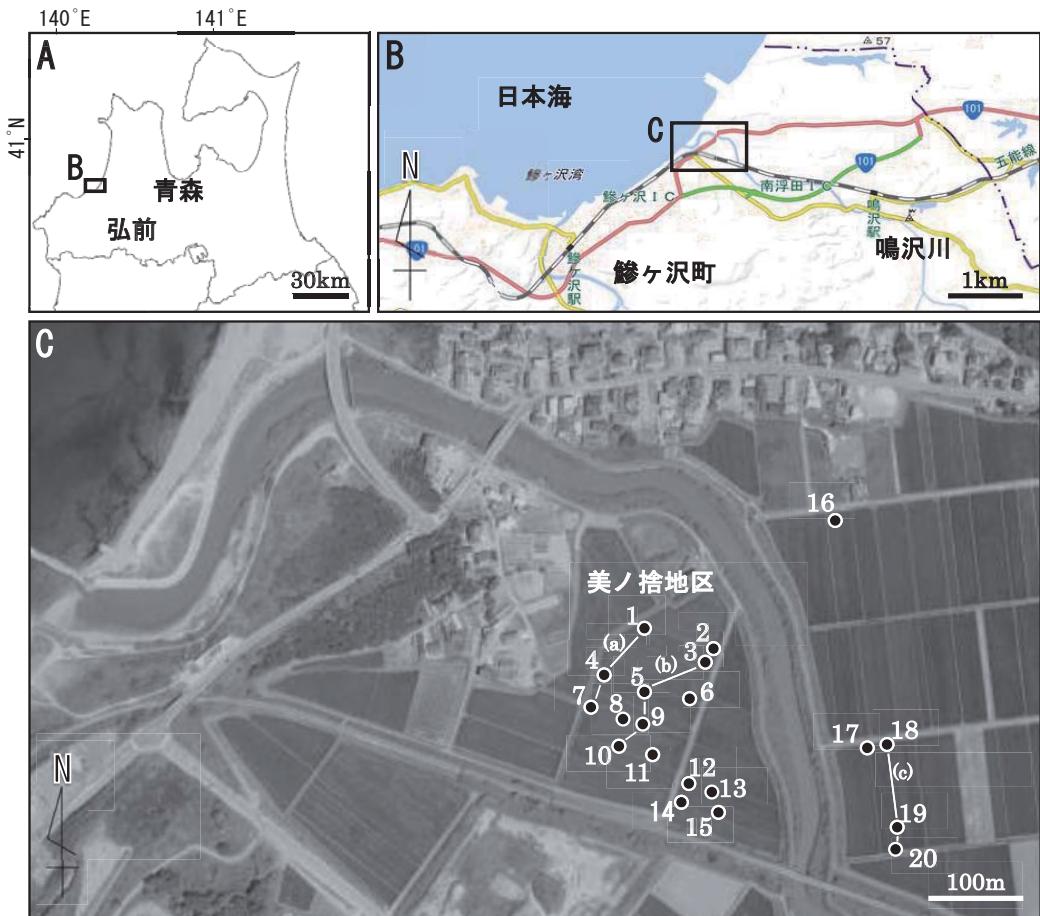
2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震に伴う津波では、岩手県・宮城県・福島県を中心に約2万人が犠牲となった。太平洋沿岸のみならず日本海沿岸においても19世紀から20世紀にかけて1833年庄内沖地震、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震などマグニチュード7.5を超える巨大地震が発生し、沿岸各地に津波による被害を経験している。こうした地震・津波被害の低減は自治体や住民にとって非常に重要な課題であり、防災・減災意識を高めていくために過去に発生してきた地震や津波の頻度や規模、被害の種類や大きさ等の情報を、古文書等の記録に加えて科学的な根拠によって示すことが重要である。このうち、津波堆積物は、地層中に保存された過去の津波痕跡であり、その分布調査や年代分析を行うことによって過去の津波による浸水範囲や発生時期を推定することが可能となる。最近では津波堆積物を使った古地震・古津波研究が国内外で数多くなされるようになった。しかし我が国における研究例はそのほとんどが太平洋沿岸のものであり、日本海沿岸からの報告は、箕浦ほか(1987)、平川ほか(2013)、鎌滝ほか(2015)等に限られる。筆者らは日本海沿岸の古地震・古津波研究の一環として、青森県の日本海沿岸における過去の津波痕跡に関する調査を実施している。本年度に実施した青森県鰺ヶ沢町鳴沢川周辺での津波堆積物調査の結果、有機質シルト層の中に水流によって運ばれてきたと考えられるイベント堆積物（砂層）が見出されたのでこれについて報告する。

2. 調査地域および調査方法

調査地点の選定にあたっては、津波による浸水が推定される場所およびその周辺であること、人口改変の影響が少ない場所、過去の研究例などを基準とし、空中写真、地形図等で調査地点を抽出した後、現地確認を行い、ハンドコアラーにて事前調査を行った。その結果、青森県鰺ヶ沢町北部に位置する鳴沢川下流部でボーリング調査を実施した（図1）。この周辺は、鳴沢川が形成した冲積平野（標高約5m以下）の最下流部となっている。この地域における冲積平野は、臨海部に位置しており、さらに標高が低いため津波被害を受けやすいと考えられている。鳴沢川最下流部付近には標高5~10m前後の砂丘上の高まりが存在し、それを切って鳴沢川が日本海へ流れている。津波が鳴沢川を遡上する際には、この砂丘上地形の北端、鳴沢川の低所を遡上すると推定されている（小岩、2012）。この地域における過去の調査によると、海岸線からの直線距離が約400m、鳴沢川左岸沿いの氾濫原上に位置する美ノ捨という地域で、津波堆積物と思われる砂層が見つかっている（小岩、2012）。また、この堆積物は2,300年前以降に形成されたと推測されている（葛西、2014）。しかしながら、その堆積物の成因や正確な形成年代はわかつていない。

* Event deposits recorded in coastal lowland areas of Ajigasawa Town, Aomori Prefecture by Shuhei Kumagai, Koji Umeda, Takanobu Kamataki, Naoto Koiwa and Natsuko Fujita

そこで今回、美ノ捨とその周辺をボーリング地点として選定し、イベント堆積物の空間分布の調査および年代測定を行い、津波堆積物の可能性に関するより詳細な検討を実施した。なお、ボーリングは、ハンドコアラーとジオスライサーを使用して計 20 カ所を行い、長さ 1~2m 前後のコア試料を採取した。採取したコア試料は層相観察および記載を行い、材や植物片の放射性炭素年



代測定、砂質堆積物および海浜砂の検鏡観察と粒度分析を実施した。

図 1 調査位置図

A: 全体図、B: 調査地点周辺、C: ボーリング掘削地点.C 中の数字はボーリング掘削地点、(a), (b), (c)は図 4 の調査測線を示す。B は国土地理院のホームページより引用。空中写真は国土地理院発行 3 万分の 1 「2004 年国土地理院撮影, C6-4」を使用。

3. 美ノ捨コアの層相変化

採取されたほとんどの地点でのボーリングコア試料には、沖積低地に堆積した有機質シルトや泥炭を主体とした細粒堆積物中に砂を主体とした粗粒堆積物が数枚挟まれることが明らかになった。ここでは代表的な試料として、地点5（図1C）で得られたボーリングコアの柱状図および写真を図2に示す。

地表面から深度0.24mまでは耕作土からなる。深度0.24～0.42mは極細粒砂混じり有機質シルトからなり、この中の深度0.26mには、パッチ状に褐色テフラが挟まれ、深度0.39～0.41mには細粒砂の薄層（①層）がみられる。深度0.42～0.46mは暗灰色粘土からなる。深度0.46～0.58mは細粒砂からなり（②層）、下層に有機質シルトを多く含む。この地層と下位の地層との境界は侵食面を呈する。深度0.58～0.85mは有機質シルトからなり、下層ほど植物片を含む。深度0.85～1.15mは泥炭からなり、植物片が密集している。またこの中の深度1.07～1.09mには細粒砂の薄層（③層）がみられる。深度1.15～1.25mは細粒砂からなり（④層）、この中の深度1.23mには層厚5mmほどの泥炭の薄層がみられ、軽石や植物片もみられる。また、この地層と下位の地層との境界は侵食面を呈する。深度1.25～1.40mは再び泥炭からなり、材や植物片が密集している。深度1.40m以深では細粒砂層（⑤層）と有機質シルトまじり泥炭層の互層がみられる。

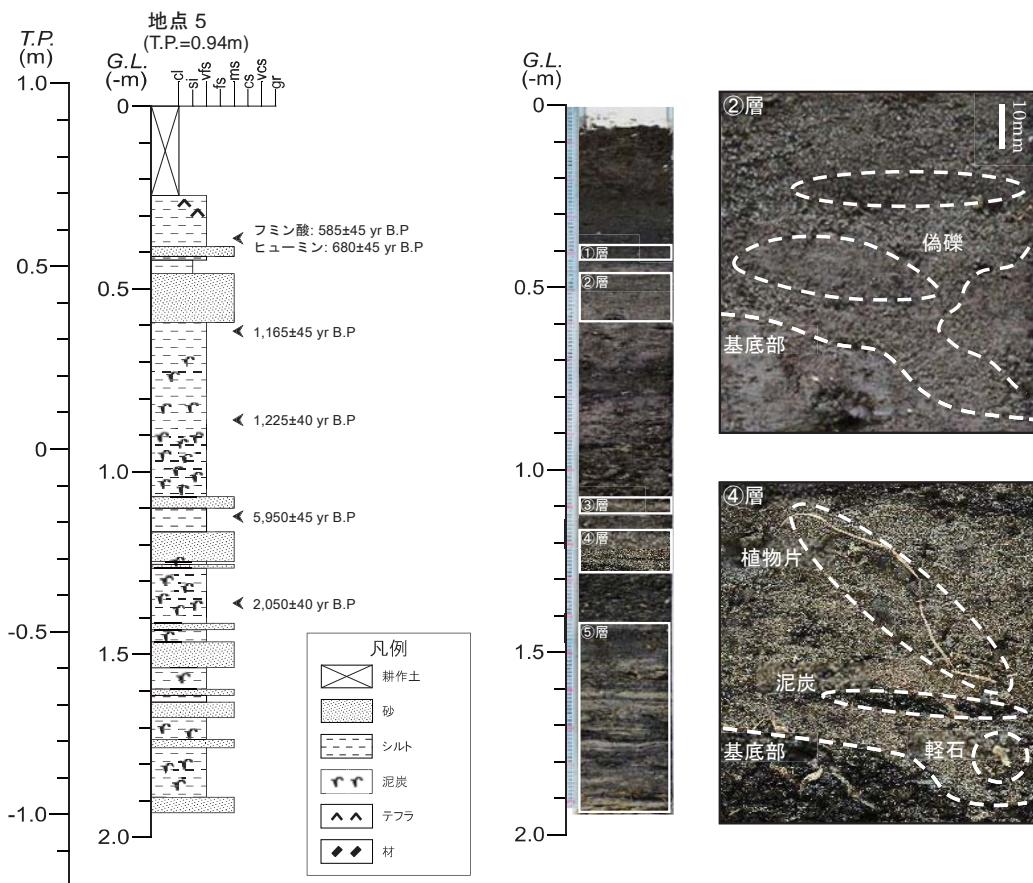


図2 地点5におけるボーリング柱状図、コア写真および②、④層の写真

4. 検鏡観察及び粒度分析結果

図2に示した砂層①～⑤それぞれについて、砂の検鏡観察と粒度分析を実施した。その結果、①および②層と③～⑤層で異なった特徴がみられた。それぞれ代表的な②層と④層及び鳴沢川の河口付近で採取した海浜砂の顕微鏡写真と粒度分析結果を図3に示す。それぞれの鉱物組成（図3上）をみると、②層では石質岩片と石英を主体とするのに対し、④層では石質岩片と斜長石が卓越していることがわかる。また、海浜砂は円磨された石質岩片、石英粒子を多く含むが、斜長石をほとんど含まないことを特徴としている。粒度組成（図3下）については、②層では0.01mm前後、及び0.3mm前後、④層では、0.01mm前後、及び0.2mm前後にピークを有し、いずれも二峰性を有するものとなっており、淘汰の悪い砂層であることがわかる。一方、海浜砂は0.3mm前後にピークを有しており、淘汰が良いことがわかる。また、②層と海浜砂には、共に0.3mm前後にピークがあるという類似性がある。

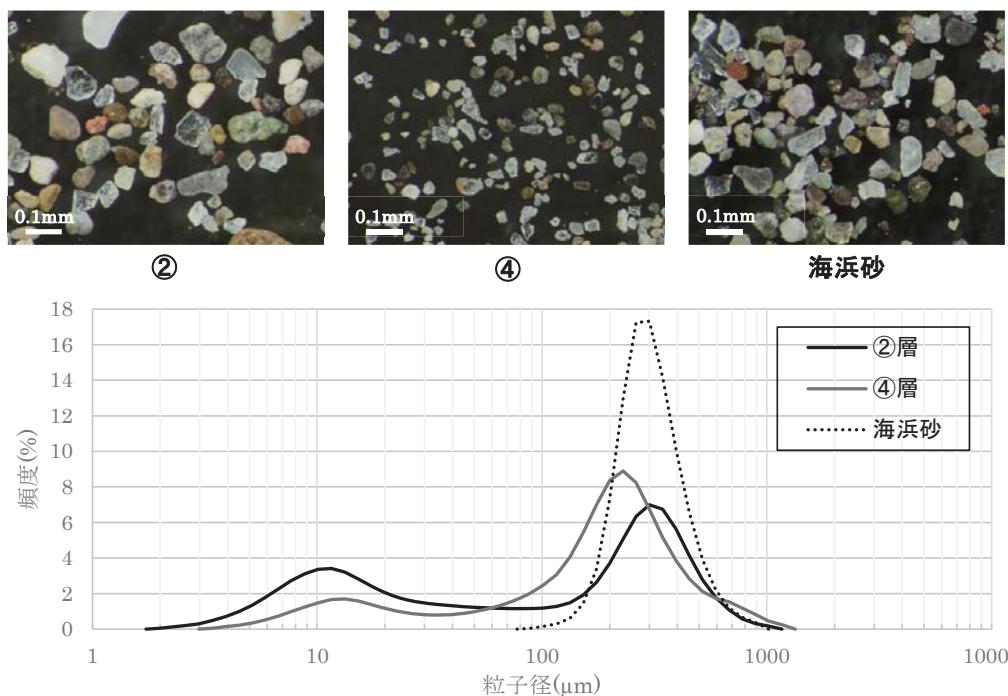


図3 顕微鏡写真(上)、粒度組成(下)

5. イベント堆積物の認定とその堆積年代および空間分布

以上の結果をふまえ、以下に本調査地点で見出されたイベント堆積物に関する考察を行う。①層および②層の細粒砂層には、1) 基底部が侵食面であること、2) 堆積物の下部に下位の地層を侵食し取り込んだものと思われる有機質シルトが含まれているという特徴がある。したがってこれらの堆積物は、有機質シルトや泥炭を主体とした細粒の堆積物が堆積する湿地環境に、強い水流を伴った突発的なイベントが発生することで形成されたイベント堆積物と解釈した(図2)。このイベント堆積物は、前述のように海岸と調査地点との間に砂丘上の高まりが存在しており、海岸線からもある程度離れていることから高潮堆積物の可能性は低いと考えられる。なお、調査地点の近傍には鳴沢川が流れているため、洪水堆積物の可能性もあるが、3) 鉱物組成と粒度組成の特徴が海浜砂と一致している(図3)ことから、これらのイベント堆積物は現段階では津波による可能性が高いと考えられる。これらのイベント堆積物の形成年代は、放射性炭素年代値から、約600~1200年前と考えられる(表1)。一方、①~③層の細粒砂層には、1) シルトサイズの砕屑物を多く含むこと、2) 淘汰が悪いこと、3) 海浜砂の組成と異なる特徴を持つこと、4) 植物片や泥炭、軽石などの陸源物質を多く含むという特徴から、洪水堆積物の可能性が高いと考えられる。これらのイベント堆積物の形成年代は、放射性炭素年代値から約1200年前よりも古いと考えられる(表1)。また、美ノ捨地区で得られた各イベント堆積物の空間分布をみると、津波堆積物と考えられる②層の層厚は南側ほど薄くなり、洪水堆積物と考えられる④層の層厚は北側ほど薄くなっていることがわかる(図1-C、図4)。このことから、津波は美ノ捨地区的北側から押し寄せ、逆に洪水は南側から押し寄せ、それぞれ堆積物を残すような規模で発生していたと解釈することができる。

表1 AMS ^{14}C 年代測定結果

放射年代測定の試料は土壌および材を用いた。土壌については1Mの塩酸により炭酸塩などを除去した後、1Mの水酸化ナトリウムによる処理を行い、アルカリ可溶成分(フミン酸)及び不溶解成分(ヒューミン)をそれぞれ測定試料とした。材については、埋没中に付着した不純物を取り除くために、同様に塩酸処理と水酸化ナトリウム処理を行い、その後さらに塩酸により処理して測定試料とした。測定は、土岐地球年代学研究所のJAEA-AMS-TONOにて測定した。

調査地点	試料番号	深度 (GL-m)	Lab. ID	測定試料	放射性炭素年代 (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
地点5	16101601-1 フミン酸	0.35	UNK-126071	土壌	585±45	-24
	16101601-1 ヒューミン	0.35	UNK-127051	土壌	680±45	-26
	16101601-2	0.60	UNK-126081	植物片	1165±40	-26
	16101601-3	0.85	UNK-126101	材	1225±40	-26
	16101601-4	1.12	UNK-126111	材	5950±45	-25
	16101601-5	1.35	UNK-126121	材	2050±40	-24

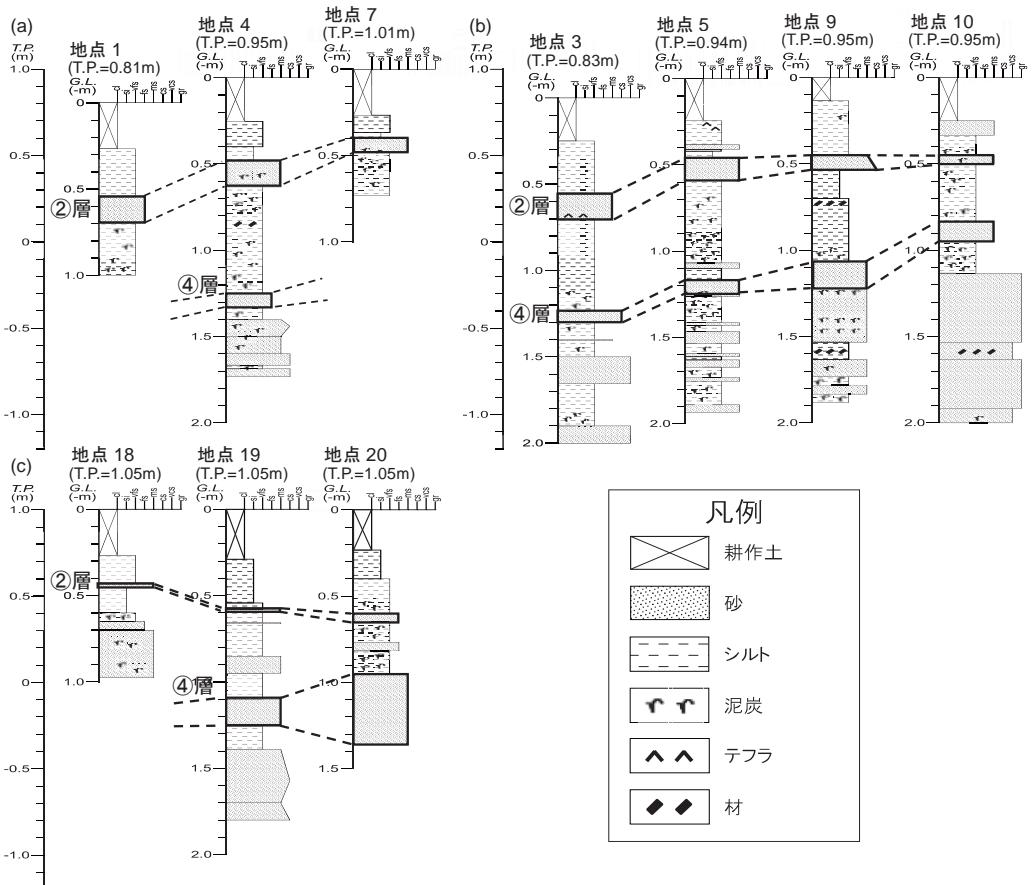


図4 イベント堆積物の空間分布

6. おわりに

今後、同地域におけるさらなるイベント堆積物調査やイベント堆積物のより広範囲への分布を明らかにするための調査を進めていき、歴史地震津波との対応や当地域における津波履歴、影響範囲等について明らかにしていきたい。

謝辞

本研究を進めるにあたり、弘前大学理理工学部の藤澤一樹氏、高橋健太氏および秋田大学工学資源学部の安部訓史氏、金澤慎氏には現地調査に際して大変お世話になった。ここに記して関係各位に対し深謝いたします。

引用文献：平川ほか、第30回歴史地震研究会講演要旨集、41p.；鎌滝ほか、2015、第四紀研究、54、129-138.；小岩、2012、鳴沢地区の歴史時代の津波堆積物に関する地質調査（鰺ヶ沢町役場受託研究）；葛西、2014、地域社会研究（弘前大学地域社会研究会）、7、73-77.；箕浦ほか、1987.,

地震 2, 40, 183-196.

深浅データを用いた津波後の仙台湾海浜地形の回復過程に関する研究*

東北大工学部建築社会環境工学科 三枝 信太郎
 東北大大学院工学研究科土木工学専攻 田中 仁
 東北大大学院工学研究科土木工学専攻 三戸部 佑太

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖津波により、仙台湾南部海岸の海浜・河口部では大規模な地形変化が生じた。これらの被災地の内一部は急速な地形回復を示しているが、津波来襲から5年経過した現在でも大規模な地形変化が残存している箇所も多く存在する。これは津波以前の同海岸における土砂収支のバランスが崩れたままであることを意味している。これまで仙台湾南部海岸の震災後の海浜地形の回復過程については有働ら(2013)や、田中ら(2012)が空中写真や深浅測量データを用いた研究を行ってきたが、現在でも地形変化を残存する場所があり継続的な調査は不可欠である。本研究では2010年夏季から2015年冬季までの5年間の仙台湾南部海岸における深浅測量データを用いて広域的な海浜地形の回復過程を明らかにすることを目的とする。今回の研究では深沼海岸から阿武隈川河口まで広域的な地形の回復過程を解析するとともに、山元海岸については局所的な地形の変化を解析した。

2. 研究対象地域の概要

今回の研究対象領域である仙台湾南部海岸は宮城県仙台市から福島県境までの3市2町にまたがる延長約65kmの海岸(図-1)で、背後地は商業、工業などの産業の集積も著しく、東北地方の中核拠点となっている。仙台湾南部海岸は福島県の崖侵食による北向きの沿岸漂砂と、阿武隈川等の河川からの供給土砂により形成されたものと推定されている。しかし近年北向きの沿岸漂砂の連続性を遮断する海岸構造物の建設、阿武隈川等の河川からの供給土砂の減少、福島県の崖海岸の侵食対策による沿岸漂砂の減少等により海岸侵食が激的に進んだ(東北地方整備局、2012)。東北地方太平洋沖地震津波により仙台湾南部すべての区間において甚大な被害が生じた。

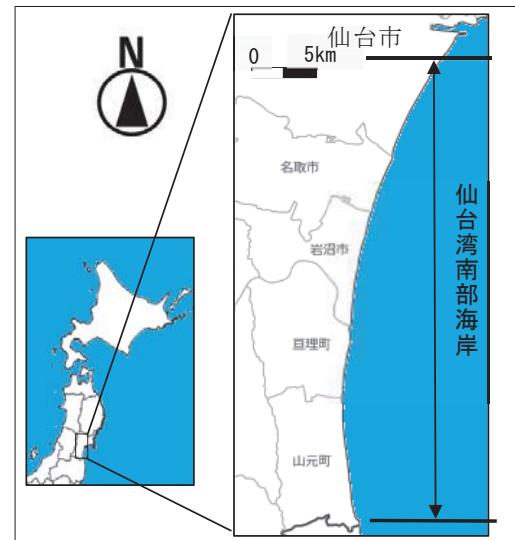


図-1 対象海岸

*Study on Recovery Process of Bathymetry of Sendai Bay after the 2011 Tsunami
 by Shintaro Saegusa, Hitoshi Tanaka and Yuta Mitobe

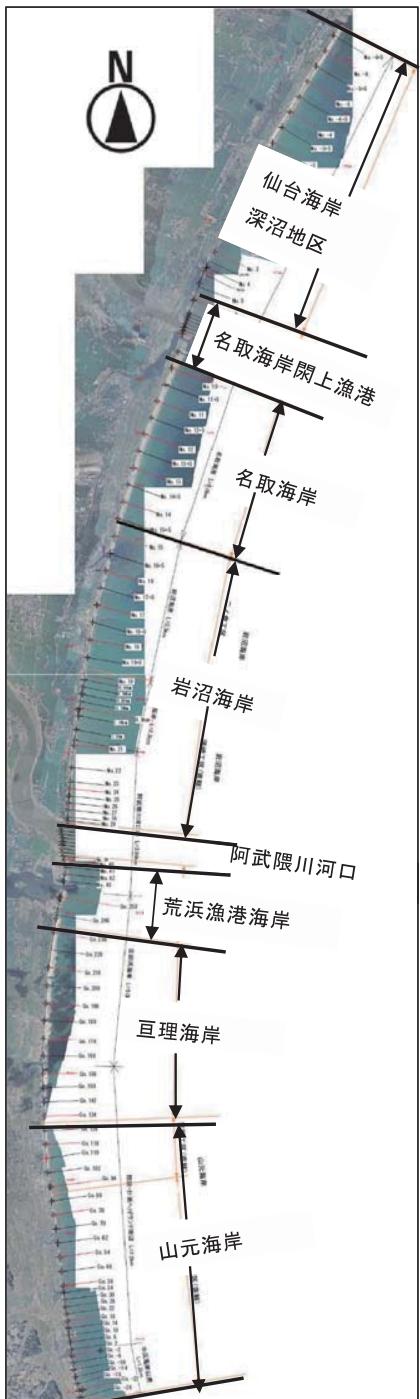


図-2 対象海岸の詳細と側線位置図

3. 研究方法

今回用いた深浅測量データは国土交通省東北地方整備局より提供を受けた。測線の位置図と対象領域の詳細を図-2に示す。津波以前の2010年8-9月のデータから2015年12月までのデータを用いて解析を行った。測量はおおむね夏季と冬季の年2回行われている。岸沖方向測線（間隔100m～500m）のデータを用い、設定された基準位置を原点として沖方向に100m毎の地点（100m～1000m）を設定し、同一地点における水深 h の経年変化に次式の最小二乗法を当てはめた。

$$h=a t + b \quad (1)$$

ここで、 t ：時間、 a 、 b 定数である。この a 値より水深の変化率を求めた。すなわち、 $a>0$ は水深の増加を表す。水深の変化率はすべての地点で津波以降のデータのみを用いて求めた。

4. 解析結果

(1) 仙台海岸深沼地区

図-3、図-4に測線新No.-6における水深の経年変化とそこから求めた水深の変化率の棒グラフを示す。図-5に測線上の水深の変化率(-0.3m/year～+0.1m/year程度)の棒グラフを測線上にまとめたものを示す。この地区においては津波以前の深浅測量データはない。汀線付近での全体的な侵食傾向が見られる。七北田川河口付近の測線No.-6+5においては唯一汀線付近においても堆積傾向が見られ、七北田川の流れによる影響が見られる。

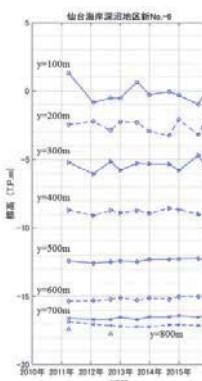


図-3 水深の経年変化

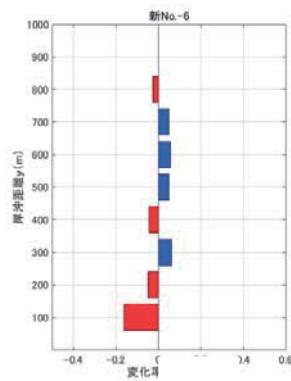


図-4 水深の年変化率

名取川河口付近（井戸浦）ではバリアー地形の大きな地形変化が見られ（図-6）、2014年時点でも160m後退したままであった（蘆ら、2014）。名取川河口付近においては汀線付近では大きな侵食傾向が見られ、津波による地形変化が現在でも残存していることがわかる（図-5）。

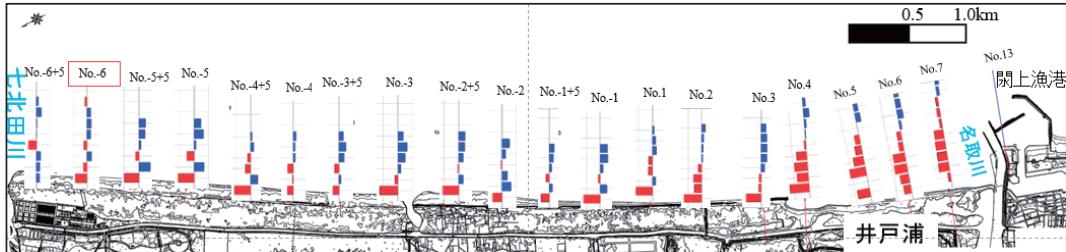


図-5 仙台海岸深沼地区における水深の年変化率



図-6 井戸浦の津波による地形変化

(左 2010 年 4 月 4 日、右 2011 年 3 月 14 日 Google Earth)

(2) 名取海岸・岩沼海岸

図-7にこの海岸における水深の変化率 (-0.3m/year～+0.5m/year程度)を示す。前述したように仙台湾南部海岸では北方向の沿岸漂砂が卓越しており名取海岸、特に閑上漁港周辺では防波堤の影響により沿岸漂砂が遮断され堆積傾向を示している（図-7）。また閑上漁港から南側に遠くなるにつれ次第に汀線付近で侵食傾向を示している。この様に、閑上港防波堤による漂砂の遮断効果は構造物近くの2km程度に限定されている。

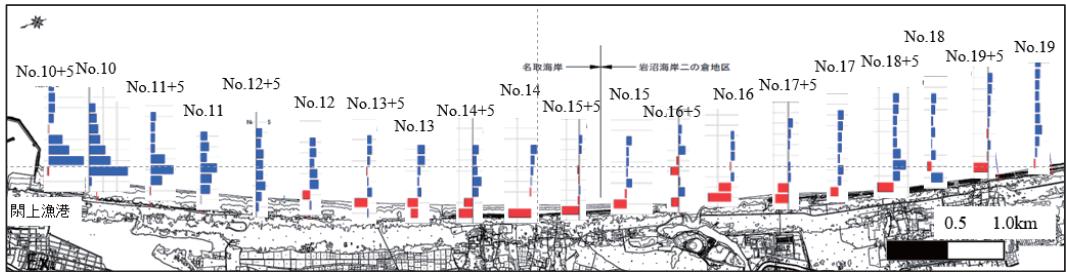


図-7 名取海岸・岩沼海岸における水深の年変化率

(3) 阿武隈川河口左岸

図-8に阿武隈川河口左岸での水深の年変化率 (-0.2m/year～+0.3m/year 程度) を示す。河口左岸では阿武隈川河口から約 2km まで図-8 中に破線で示したような帯状の侵食域が形成されている。

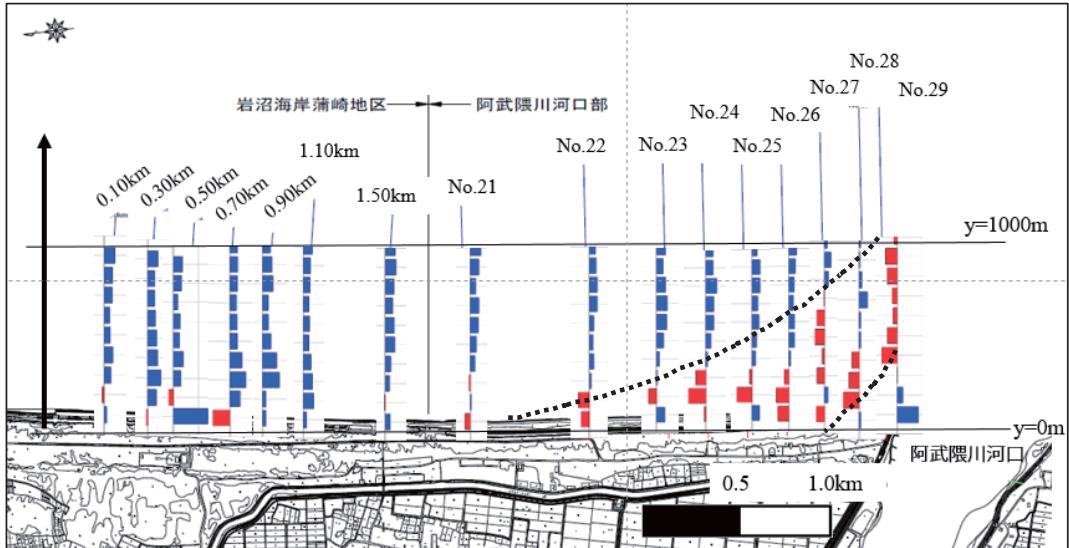


図-8 阿武隈川河口左岸における水深の年変化率

(4) 山元海岸坂元川付近

山元海岸は特に大きな地形変化が生じた地域で代表的な地形変化の例として津波湾（図-9）の形成がある（Hoang ら、2016）。本研究では津波が形成された坂元川河口上の測線（Co.34）における地形変化を解析する。津波直後のデータ（2011年4月）によると汀線付近で侵食、200～300m 沖で若干の堆積が生じた。その後汀線付近では急速に地形の回復が生じた（図-10）。



図-9 山元海岸坂元川付近の津波湾
(Google Earth)

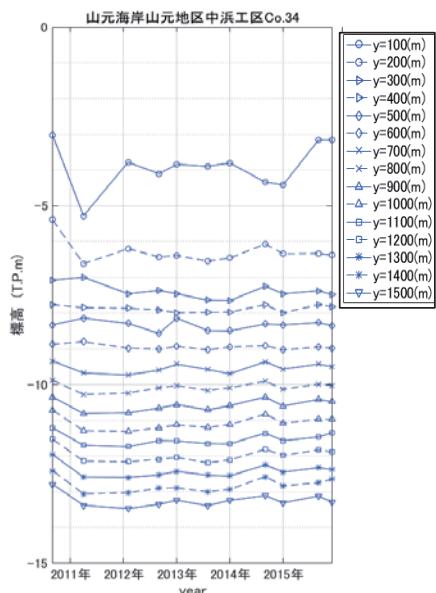


図-10 津波湾上の測線 Co.34 の水深の経年変化

5. おわりに

閑上漁港周辺の名取海岸など地形の回復傾向の見られる場所はあったが、広域的に見ると侵食傾向を示したところが多く、津波による地形変化の残存や海岸の侵食が生じていた。今後、対象地域広域の土砂収支を算出することで海浜地形の回復過程を評価する予定である。

謝辞

本研究を行うにあたり、(財) 河川環境管理財団河川整備基金の助成を受けた。また、国土交通省東北地方整備局より貴重な資料の提供を受けた。ここに記して、関係機関に深甚なる謝意を表する。

参考文献

- 有働恵子・田中 仁・真野 明・武田百合子 (2013) : 東北地方太平洋沖地震津波による宮城県仙台南部海岸の海浜変形特性, 土木学会論文集B2(海岸工学), 第69巻, pp.I_1391-I_1395.
- 国土交通省東北地方整備局 (2012) : 平成24年度事業評価監視委員会(第5回)資料, 海岸事業再評価仙台湾南部海岸直轄海岸保全施設整備事業,
<http://www.thr.mlit.go.jp/bumon/b00097/k00360/h13jhyouka/2405hpsiryou/2405hpsiryou.htm>
- 田中 仁・Mohammad Bagus Aditywan・真野 明 (2012) : 東北地方太平洋沖地震津波後の七北田川河口閉塞とその後の地形変化, 土木学会論文集B2(海岸工学), 第68巻, pp.I_601-I_605.
- 盧 敏・三戸部佑太・田中 仁 (2014) : 東日本大震災津波後の名取川河口の地形回復と課題, 土木学会論文集B2(海岸工学), 第70巻, pp.I_511-I_515.
- Vo Cong Hoang・田中 仁・三戸部佑太・有働恵子・真野 明 (2016) , 山元海岸における津波湾の形成機構に関する研究, 自然災害科学, Vol.34-4, pp.309-317.

津波氾濫水密度に関する定量的実験*

秋田大学 今野史子 松富英夫 後村晃基 今藤晃太

1. はじめに

津波氾濫水の密度 ρ は津波荷重に対して線形的に影響を及ぼし、津波荷重評価の重要な因子である。しかし、その最大密度は定性的な実験的検討に止まっている¹⁾、よく判っていない。密度は津波の遡上距離（遡上高）、土砂堆積距離と遡上距離の比や土砂堆積厚（分布）にも影響を及ぼし、土砂堆積距離を基礎データとして評価される歴史津波の規模に影響するが、これらの密度依存性も定性的な実験的検討に止まっている²⁾。

本研究は、津波荷重評価や津波規模評価の高度化への寄与を目指して、津波氾濫水密度の各種水理量への依存性を工夫した水理実験に基づいて定量的に検討することを目的とする。

2. 実験

2.1 土砂

土砂は図-1に示す秋田県にかほ市の平沢海水浴場で採取したものを「予備実験」と「本実験」の両方で使用した。表-1に「本実験」における実験ケース毎の実験前土砂の粒度特性例を示す。粒径加積曲線は後に示す（図-6参照）。

2.2 実験方法

実験水路は簡易に高シールズ数を得るためにすべり台状の開水路とした。ただし、すべり台斜面の下端には土砂を敷詰める水平水路部を設け、水平水路部の下流端には土砂を含む氾濫水



図-1 実験土砂の採取地（一部の出典はGoogle earth）

表-1 実験前土砂の粒度特性例

実験 ケース	土砂 採取地	中央粒径 (mm)	均等 係数	曲率 係数
Case 1	平沢	0.25	2.08	0.92
Case 2	海水浴場	0.25	2.15	0.89

*Quantitative experiments on the density of tsunami flooding water by Fumiko KONNO, Hideo MATSUTOMI, Koki ATOMURA and Kota KONDO

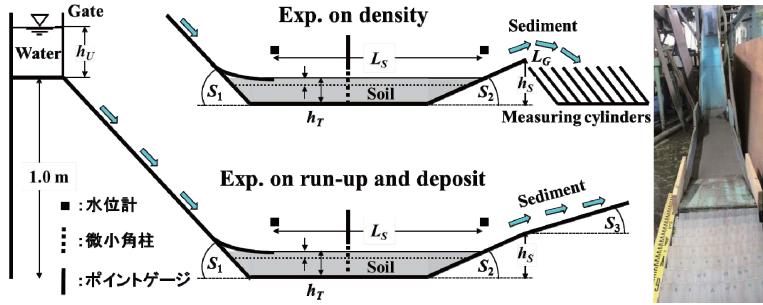


図-2 実験水路と測定器機の配置

を制限して捕捉するために高さの低い上り勾配のジャンプ台を設けた。さらに、すべり台斜面と水平水路部を滑らかに接続するため、両者の接続部に曲面部を設けた。実験水路の概略（水路側壁は省略）、測定器機（メスシリンダ一群や水位計）の配置などを図-2に示す。

津波氾濫流はすべり台上端の水平部にゲート付きの貯水槽を設置し、ゲート急開流れで模擬した。ゲートはすべり台上端の水平部の斜面開始点直背後に位置する。その水平部の高さは水平水路部底面から1.0 m、水路幅は0.3 m、貯水槽の諸元は高さ0.5 m、幅0.3 m、奥行0.45 mとし、貯水深 h_U はすべり台の斜面勾配 S_1 、斜面と水平水路接続部の曲面部の長さ、水平水路部の初期土砂層長 L_S 、初期土砂層厚 h_T 、上り勾配のジャンプ台の高さ h_S と斜面勾配 S_2 、ジャンプ台下流端とメスシリンダ一群の先端間の距離 L_G は「予備実験」を通して決定した。

水理量の定量的評価のため、初期土砂層域の上下流端に水位計（高精度超音波式変位センサー）を設置した（図-2参照）。水位計間の距離は1.65 m（Case 1は1.50 m）で、上下流端の底面高は同じである。また、氾濫流にマッハ波を形成させ、マッハ角から入射氾濫流のフルード数 F_r や氾濫流速 u を評価するため、初期土砂層域中心の土砂層表面から1.5 cm上方にポイントゲージの先端とその横の水路側壁に幅0.2 cm、奥行0.4 cmの微小角柱を設置した。さらに、水平水路部や緩斜面部における流況観察と氾濫流先端移動速度、ポイントゲージ設置位置における非先端部の氾濫水深、マッハ角を評価するため、水路沿いにスケールを配置し、上方と側方からビデオ撮影を行った。

2.3 解析方法

氾濫水はすべり台を流下し、水平水路部に敷詰められた土砂を巻込んで下流端の低いジャンプ台を駆け上がり、空中に飛出す。空中に飛出した土砂を含む氾濫水（土砂水）のかなりの部分は土砂水の落下域に手前側へ傾けて（1行目は鉛直に対して20°、2行目以降は35°）格子状に密に設置したメスシリンダ一群（1行目は幅88 mm、奥行75 mm、秤量1,250 cm³の自作したもの）を水路横断方向に4本、2行目以降は直径40 mm、秤量250 cm³のものを流れ方向の列（Column）に6本、水路横断方向の行（Row）に8本の計48本）へ飛込む。あらかじめ各メスシリンダーの重量を量り、土砂水が飛込んだ後の各メスシリンダーの重量を量れば、土砂水の体積はメスシリンダーから直接読み取ることができるので、メスシリンダー内の土砂水の密度とその空間分布（土砂濃度の鉛直分布を反映していると考えられる）が評価できることになる。

入射氾濫流のフルード数と氾濫流速は上方からのビデオ撮影により得られるマッハ角（ポイントゲージと微小角柱）、氾濫流先端移動速度と上下流端の水位計から得られる平均氾濫水深または側方からのビデオ撮影により得られる非先端部の氾濫水深を用いて評価する。フルード

数については3種類の方法から得られるものをクロスチェックする。

2.4 実験条件

「予備実験」後の「本実験」の実験条件を表-2に示す。表中, M_{SD} は初期に敷詰めた土砂の全質量で、その他の記号は図-2を参照されたい。実験では炉乾燥後に自然放置して冷ました土砂を水平水路部に敷詰めた。実験回数は各ケース1回である。

3. 実験結果と考察

3.1 密度

図-3に実験ケース毎の氾濫水の採水体積（左）と密度（右）の空間分布を示す。各図、左側（Row 1）が海側、右側（Row 7）が陸側である。1行目の採水体積が一定値となっている。これはメスシリンダーの秤量が $1,250 \text{ cm}^3$ と大きく、メスシリンダーの採水体積が 250 cm^3 を超えていたためである。表-3に主な実験結果をまとめて示す。()内の数値はメスシリンダー毎に評価した密度を算術平均した値で、採水した全量から評価したものに比べてやや小さい。これは密度が高く評価されたメスシリンダーの採水体積が平均より大きいことを示している¹⁾。これら

表-2 「本実験」の実験条件

実験ケース	土砂採取地	h_U (cm)	S_1 (°)	L_S (cm)	h_S (cm)	S_2 (°)	S_3 (°)	L_G (cm)	h_T (cm)	M_{SD} (g)
Case 1	平沢	25	16	145	23	12	7.3	0	6	40,000
		25	16	145	23	12	7.3	0	6	40,000

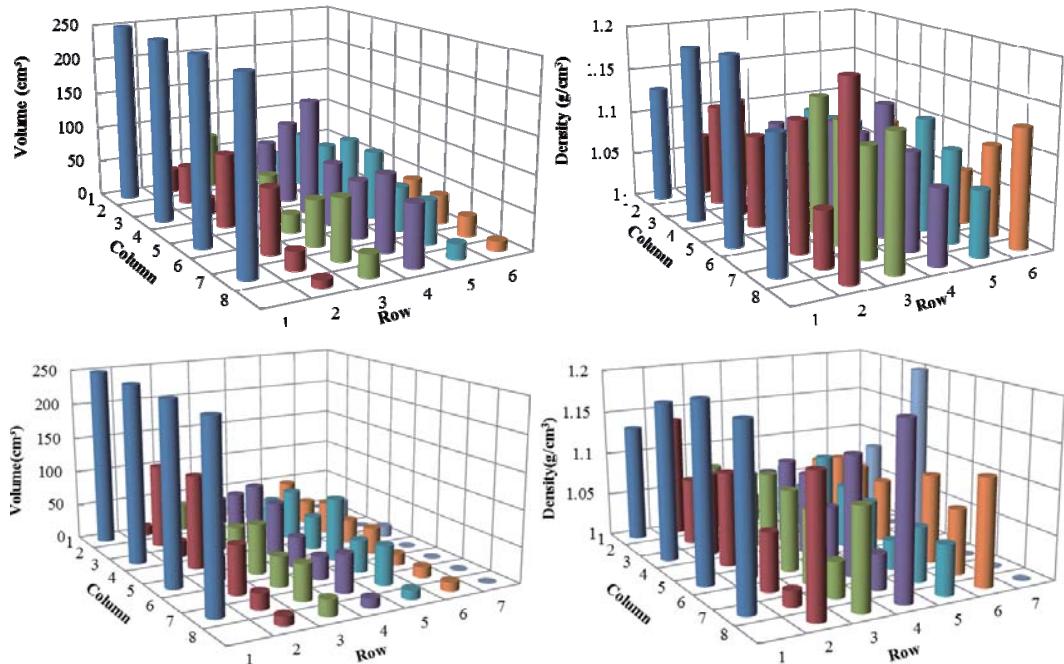


図-3 土砂を含む氾濫水の採水体積（左）と密度 ρ （右）の空間分布（上段：Case 1, 下段：Case 2）

表-3 沈没水密度 ρ に関する「本実験」の結果

実験 ケース	土砂 採取地	h_T (cm)	初期貯 水体積 (cm ³)	土砂 質量 (g)	飛込み土 砂水質量 (g)	飛込み土 砂水体積 (cm ³)	平均飛込み 土砂水体積 (cm ³ /本)	平均沈没 水密度 (g/cm ³)
Case 1	平沢	6	33,750	40,000	7,713	6744	156.8	1.144 (1.100)
Case 2	海水浴場	6	33,750	40,000	7,935	6,869	149.3	1.155 (1.093)

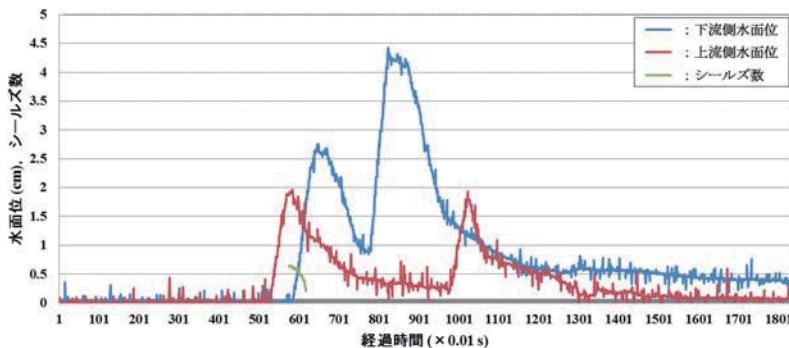


図-4 上・下流側の水面位とシールズ数の経時変化例 (Case 1。水位計の設置位置の間違いにより下流側の水路底面位は上流側のものより 0.6 cm 低い)

の図表から、既報実験¹⁾に比べて流勢が弱いため、沈没水密度は既報の平均値 1.2 g/cm³ 程度に比べて低いことが判る。

3.2 シールズ数

図-4に初期に敷詰めた土砂層域の上下流端における水面位 (=水深) と両水面位の中間位置におけるシールズ数の経時変化例を示す。ここで、シールズ数は上下流端の水面位を直線で結んだ線の勾配を水面勾配 I とし、その水面勾配と径深 R (広矩形を仮定し、上下流端の平均水深を採用) を用いて評価される摩擦速度 ($=\sqrt{gIR}$, g は重力加速度) から評価している。土砂の水中比重と代表粒径として採用した中央粒径 d_{50} は各々 1.65 と 240 μm としている。

これまでの津波を想定した土砂移動実験におけるシールズ数の実現範囲は 0.4~9 (藤井ら³⁾) や 0.2~5 (高橋ら^{4), 5)} 程度である。これらに比べると著者らの実現範囲は 0.21~0.65 程度と小さく、狭い。図-4から評価される高さ 1 (1.5) cm 位置の波形伝播速度は 2.46 (3.19) m/s 程度で、この速度の割にシールズ数が小さい。上述した水面勾配からシールズ数を評価していることに問題があるのであろう。

3.3 密度とフルード数の関係

表-4に本実験における3種類の方法に基づいたフルード数を示す。表から、水路側壁の微小角柱から発生したマッハ波に基づく評価値がポイントゲージから発生したマッハ波に基づくものより小さく、意外にも⁶⁾、沈没流の先端移動速度と水路側面からのビデオ撮影による非先端部の沈没水深に基づく評価値が最小となることが判る。角柱からの評価値がポイントゲージからのものより小さい理由は側壁の影響により沈没流速が小さくなるためと考えられる。矩形断面水路の定常流における水表面のマッハ波に基づくフルード数は流量と水深に基づくものに比べてやや大きいことが予備実験で確認されている⁷⁾。

表-4 各種方法に基づくフルード数

実験 ケース	土砂 採取地	マッハ角 (側壁)	マッハ角 (中央)	先端移動 速度 (m/s)
Case 1	平沢	4.37	4.62	4.10
Case 2	海水浴場	4.26	4.85	4.23

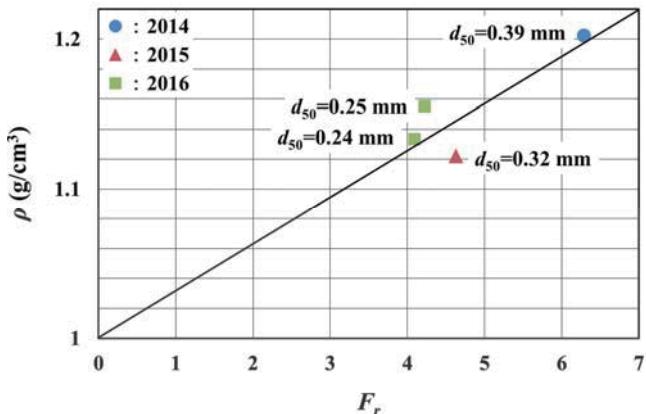


図-5 密度とフルード数の関係

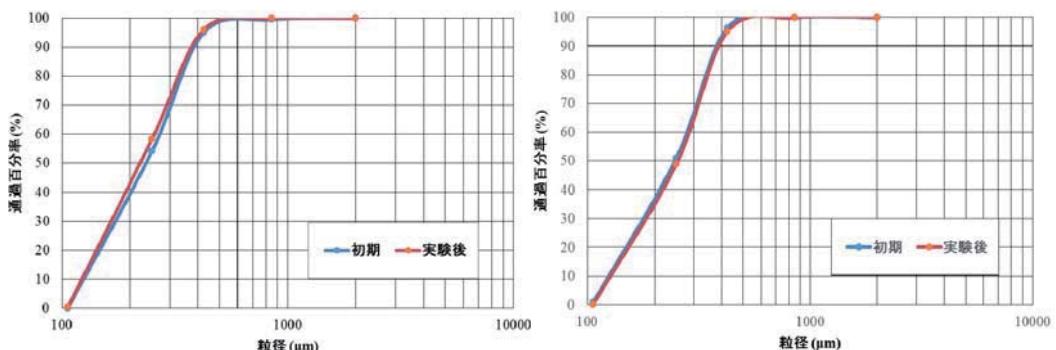


図-6 実験前土砂と氾濫水土砂（全メスシリンドラーの土砂を集めたもの）の粒径加積曲線の比較例（左：Case 1, 右：Case 2）

図-5に既報^{1), 2)}の実験結果も含めて氾濫水密度とフルード数の関係を示す。ここで、フルード数は一貫性から全て氾濫流の先端移動速度と非先端部の氾濫水深に基づいて評価したものが採用されている。図から、本実験の範囲内では、フルード数が大きくなるにつれて、密度も大きくなることが判る。式(1)が両者の近似関係である。

$$\rho = 0.0314F_r + 1 \quad (1)$$

2016年（本研究実験）の密度が、フルード数が小さいにもかかわらず、2015年のものより大きい。これは2016年の使用土砂の中央粒径が2015年のものに比べて小さいためと考えられる。したがって、氾濫水密度はフルード数ばかりでなく、土砂の粒径（分布）にも依存すると言える。

現段階では津波氾濫水の最大密度（最大飽和濃度）がどのくらいまで達するかは判らない。

3.4 粒径分布

図-6に実験前土砂（初期）とメスシリンダーで採取した氾濫水土砂（実験後）の粒径加積曲線の比較例を示す。図中、実験後のものは実験値として有意なメスシリンダー全ての土砂を集めて混合した場合に対するものである。図から、既報^{1), 2)}と同様、実験前土砂と氾濫水土砂の粒径加積曲線に大差がないことが判る。

4. おわりに

本研究の実験で発生させた氾濫流はシールズ数が0.65程度、フルード数が3程度で、まだ津波氾濫流とは言えないかも知れないが、主な結果として以下を得た。

- ①本実験でも既報²⁾と同程度の氾濫水密度 ρ を得た（**図-5**）。
- ②本実験の氾濫水密度に対するシールズ数とフルード数を評価した。
- ③氾濫水密度はフルード数（シールズ数と言ってもよい）ばかりでなく、土砂の粒径（分布）にも依存することを確認した。
- ④実験前土砂と氾濫水土砂の粒度に大差がないことを再確認した。これは土砂が氾濫流により粒径に関係なく移動し、メスシリンダーに捕捉されたことを示している。
- ⑤津波氾濫計算では、より正確な津波荷重や氾濫域の評価を行うため、これまでのように流体運動と土砂運動を分離して交互に計算するのではなく、両運動の連成計算（氾濫水密度の考慮とも言える）が必要な場合がある。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 松富英夫, 今野史子, 斎川 聖, 鎌滝孝信, 渡邊一也: 津波氾濫水密度の土砂堆積や遡上高への影響, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.72, No.2, pp.397-402, 2016.
- 3) 藤井直樹, 大森政則, 高尾誠, 金山進, 大谷英夫: 津波による海底地形変化に関する研究, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.376-380, 1998.
- 4) 高橋智幸, 首藤伸夫, 今村文彦, 浅井大輔: 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.606-610, 1999.
- 5) 高橋智幸, 黒川貴博, 藤田将孝, 島田広昭: 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.67, No.2, pp.231-235, 2011.
- 6) Matsutomi, H. and Okamoto, K.: Inundation flow velocity of tsunami on land, Island Arc, Vol.19, Issue-3, pp.443-457, 2010.
- 7) 高尾駿介: 建築物前面における津波の反射段波発生条件, 秋田大学卒業研究論文予備資料, 2016.

浮体式津波避難シェルターの挙動に関する検討* ～第二波目以降が最大津波となるケースを想定した検討～

秋田大学工学資源学部 藤井 龍也
秋田大学大学院理工学研究科 渡辺 一也

1. はじめに

2011年の東日本大震災の発生を受けて、従来想定よりも巨大な津波が来襲されることが予測されている。今後、南海トラフ地震や首都直下型地震などの巨大な地震が予測される中で、防潮堤や高所避難などでは防ぎきれないような津波から身を守るために対策に加えて、避難後の対策も必要となっている。また、東日本大震災や2010年に発生したチリ地震のように、津波の第二波目以降が最大波となるケースもあり、その対応が求められている。そのため、高所避難と浮体式津波避難シェルターを利用したハイブリッドな避難に注目した。この手法は従来手法と組み合わせることにより生存率の向上を図るものである。避難者の安全面の観点から、津波作用時のシェルターの強度や挙動を再現するのは非常に重要な課題である。既往研究では、低地に設置した場合における津波作用時のシェルターの基礎的な運動特性が明らかにされた^{1) 2)}³⁾。また、建物上に設置した場合のシェルターの挙動や波力についても検討が行われている^{4) 5)}⁶⁾。しかし、それらは第一波目を対象としたものが多く、そのため、必ずしも最大波を対象としていない可能性がある。

そこで、本研究では、特に第二波目以降が最大津波となる場合を想定した水理実験を行い、シェルターの挙動や波高についての検討を行った。

2. 実験方法

水理模型実験は津波避難シェルターを建物上に設置したものと仮定して行った。建物模型の材料はアクリル板を使用し、中にはおもりとしてコンクリート片と粘土を使用した。大きさは奥行30cm、高さ15cm、幅14cmとし、開口部がないものとした。建物模型を図-1に示す。シェルター模型は6人乗りを想定しており、大きさは、直径8.6cm、重さ78.9gの球形の模型となっている。重量は相似則によって算定した。材質は塩化ビニルを使用しており、安定性と重量確保のため、模型の下部に油粘土を敷き詰めている。シェルター模型を図-2に示す。



図-1 建物模型

*Investigation of Tsunami Evacuation Using Floating Type Tsunami Evacuation Shelter on the Building by Ryuya Fuji and Kazuya Watanabe



図-2 シェルター模型

津波を模した模擬段波はゲートを急開することによって発生させた。実験水路の概略と機器については図-3に示す。超音波式波高計を建物模型前面から20cmのものを15ch, 9cmのものを14ch, 建物模型後背面から30cmのものを13chとする。実験水路は高さが0.50m, 幅が0.30m, 全長11.0m, 貯水長5.0m, 斜面勾配1/26の両面ガラス張り鋼製矩形水路である。縮尺は1/20とし、波高(H_o)や挙動等を計測して、シェルターを使った避難に対する評価を行った。

本研究では津波の第二波目以降を想定しており、第一波目の津波については建物模型付近に貯水することで表している。また、実験条件は表-1に示した様に、各ケース3回ずつ計54回実験を行った。

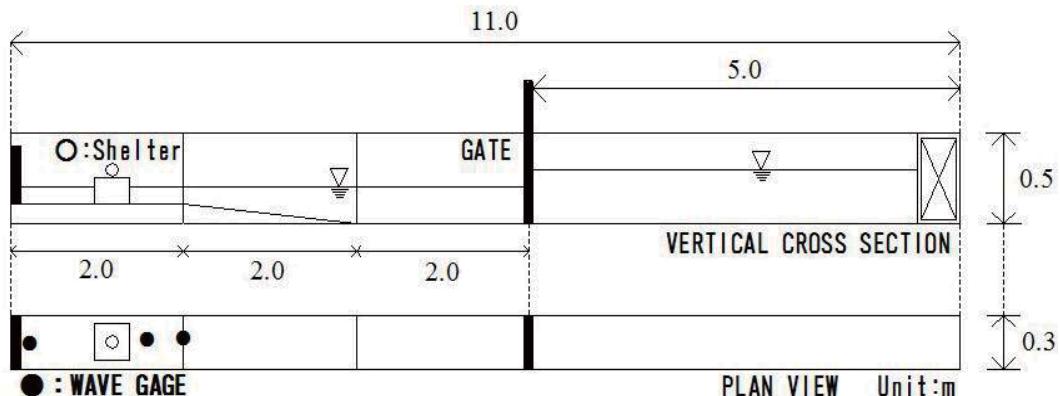


図-3 実験水路

表-1 実験条件

	止水板(大)	止水板(小)
貯水深(cm)	40.0 35.0 30.0	
静水深(cm)	15.0	7.5
斜面勾配		1/26
設置位置(cm)	建物模型前面から 3.0 15.0 27.0	

3. 実験結果

今回の実験の一例として、静水深 7.5cm、貯水深 30cm で発生させた段波を入射させた際に計測した超音波式波高計の計測結果を図-4 に示す。建物模型の前後での波高の違いが見られ、建物模型前面(13ch, 14ch)では波高は急激に上昇し、建物模型後背面(15ch)では徐々に上昇していた。ピークの差は 1cm 前後見られ、建物模型前面の方が高い傾向が見られた。また、静水深を 15cm にした場合の超音波式波高計の計測結果を図-5 に示す。建物模型前面では波高は緩やかに上昇していて、水面からの水位の差は静水深 7.5cm の場合と比較すると約 4cm 見られた。

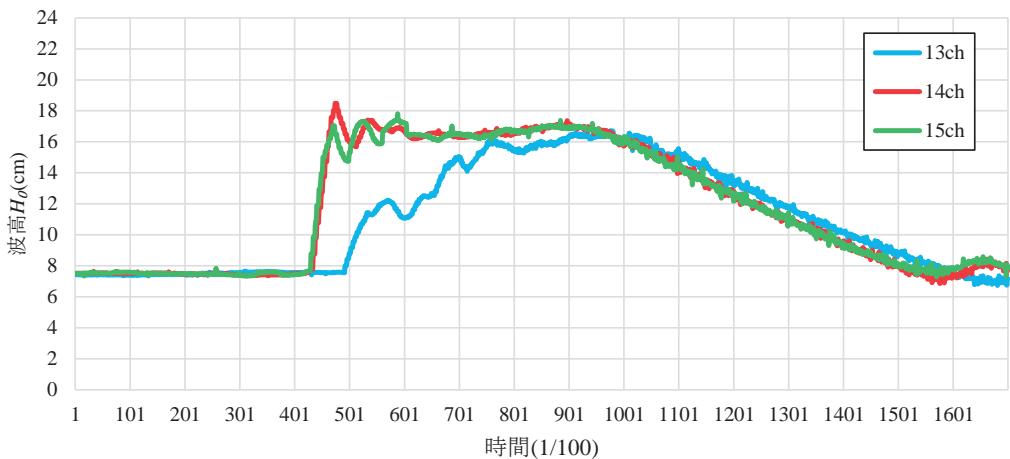


図-4 波高の経時変化例(静水深 7.5cm)

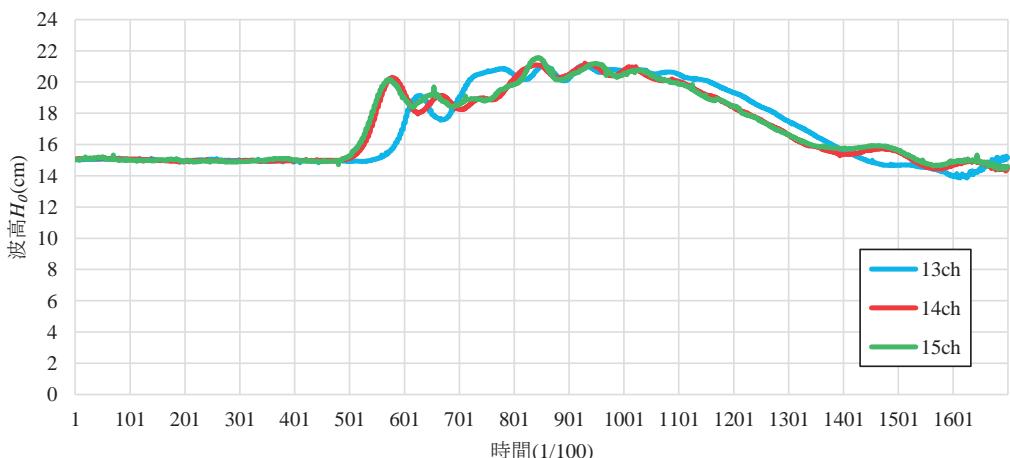


図-5 波高の経時変化例(静水深 15cm)

また、ビデオ解析の結果、シェルターの挙動を6パターンに分類した。それぞれの挙動の詳細について表-2に示す。静水深7.5cmの場合はパターンA, D, E, F, の挙動が見られ、静水深15cmの場合はパターンB, Cの挙動が見られた。このことから、静水深が挙動に大きく影響していると考えられる。

本研究では、球体シェルターの挙動を点プロットし、 x 成分と y 成分について移動距離を読みとった後、合成することによって球体速度とした。今回の実験で一番多かった挙動であるパターンCのキャプチャーを一例として図-6に示す。パターンCは静水深を15cm、貯水深が35cmと40cmの場合に見られた挙動で、球体速度やシェルター模型の傾きが大きく、不安定な挙動であった。

表-2 シェルターの挙動

	シェルターの挙動	54回	100%
A	建物模型から落下後、建物模型の後ろで回転する	11回	20%
B	水に浮き、安定な状態で流される	9回	17%
C	水に浮き、不安定な状態で流される	18回	33%
D	波と共に回転しながら流される	7回	13%
E	建物模型から落下後流され、回転しながら建物模型へ戻る	6回	11%
F	建物上に残る	3回	6%

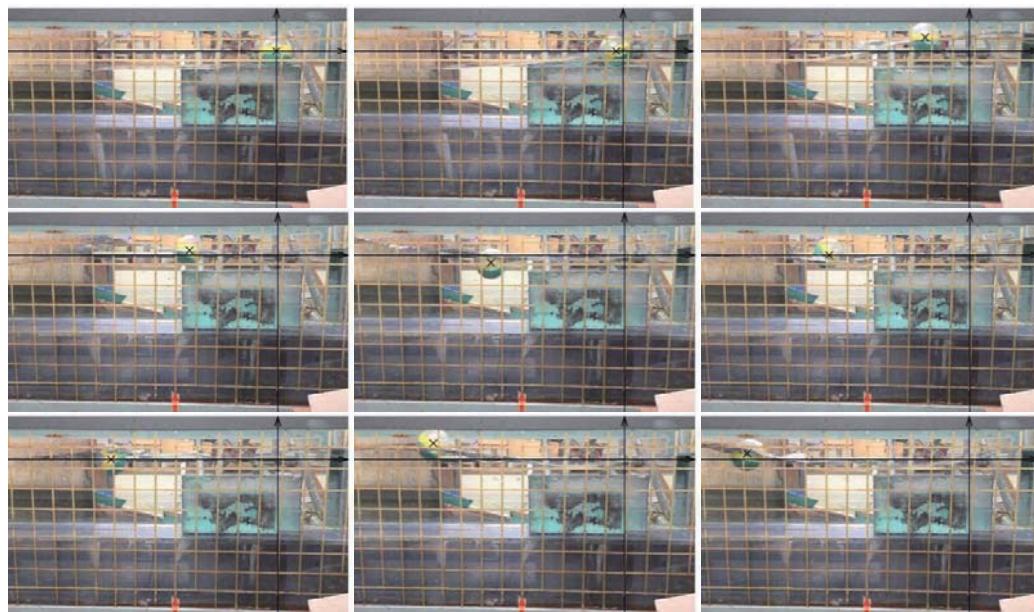


図-6 プロット写真(パターンC)

ここで、貯水深 40cm、静水深 15cm、シェルターの設置位置を建物模型前面から 27cm にした場合の球体速度を図-7 に示す。また、貯水深 35cm、静水深 7.5cm、シェルターの設置位置を建物模型前面から 15cm にした場合の球体速度を図-8 に示す。図-7 ではシェルター模型の挙動は 3 回ともパターン C に分類され、球体速度に大きな変動は見られなかった。図-8 では同じパターンであるが 3 回目のみ変化が見られた。

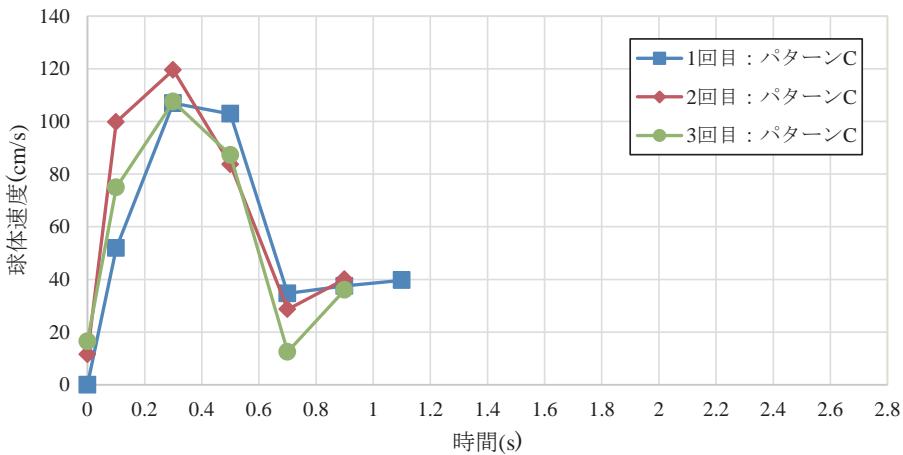


図-7 球体速度(パターン C)

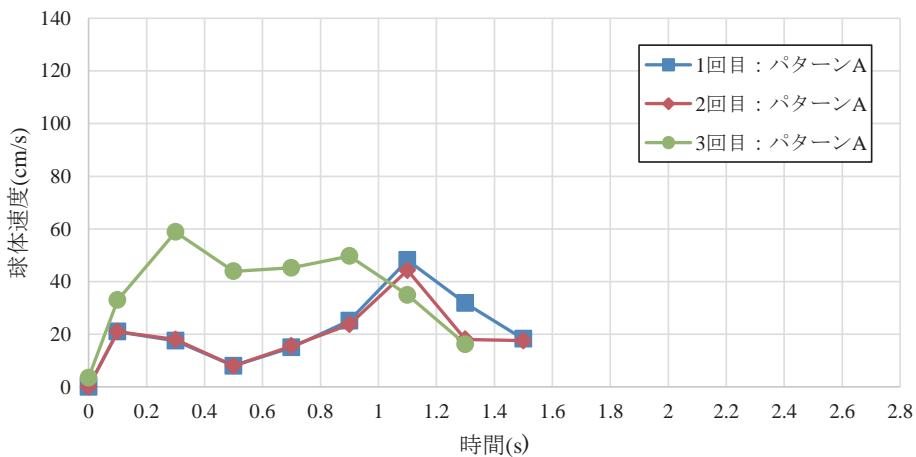


図-8 球体速度(パターン A)

次に、貯水深 30cm、静水深 7.5cm、シェルターの設置位置を建物模型前面から 27cm にした場合の球体速度を図-9 に示す。このケースではシェルター模型の挙動は 3 回とも違う挙動を示し、球体速度にもばらつきが見られた。

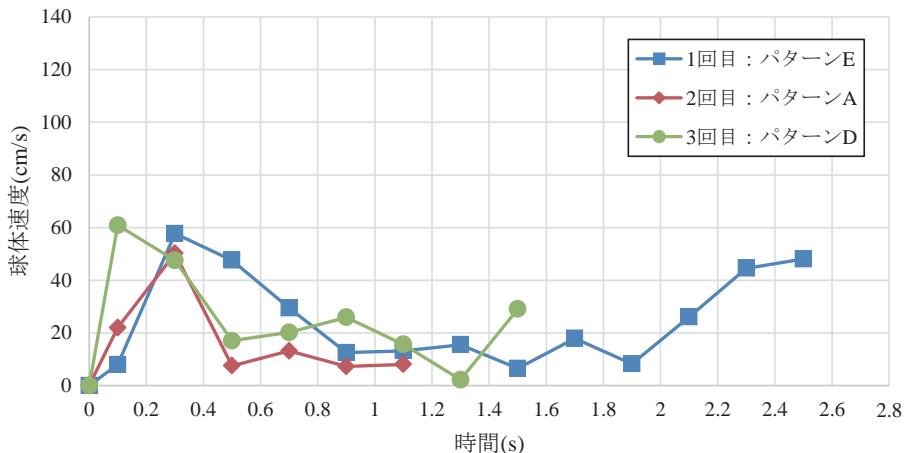


図-9 球体速度(パターン A, D, E)

3. おわりに

今回の実験ではビデオ解析による結果から、シェルターの挙動を6パターンに分類することができた。また、静水深の変化がシェルターの挙動に大きく関わっていることが確認できた。同じ条件でも異なる挙動を示す場合もあったため、今後はシェルターの移動速度についての検討や波高、流速などと合わせた解析を行っていく必要がある。今回の検討から、第二波目以降を想定した場合においても、浮体式津波避難シェルターは災害時の一時的な避難として有効であると考えられる。

謝辞

本研究を行うにあたり、秋田大学水工学研究室のメンバーの協力を得た。ここに記し、謝意を表する。

参考文献

- 1) 重松孝昌：浮体式津波避難シェルターの開発に関する基礎的実験、海洋開発論文集、第24卷、pp.105-110、2008.
- 2) 重松孝昌・中東大輔：二重式浮体式津波避難シェルターの運動特性に関する実験的研究、土木学会論文集B2（海岸工学）、Vol.67, No.2, pp.I_751-I_755, 2011.
- 3) 松本弘史・重松孝昌：浮体式津波避難施設の運動予測に関する研究、土木学会論文集B3（海洋開発）Vol. 70, No. 2, pp. I_319-I_324, 2014.
- 4) 渡辺一也・金子祐一：津波避難ビル上に設置した浮体式津波シェルターの挙動に関する検討、土木学会論文集B3（海洋開発）、Vol. 71(2), I_701-I_706, 2015. (CD-ROM)
- 5) 遠野雄樹・渡辺一也：建物上に設置した浮体式シェルターの挙動分析と流速・波力に関する検討、土木学会東北支部技術研究発表会講演概要、2016 (CD-ROM)
- 6) 松谷和明、渡辺一也：浮体式津波避難シェルターを利用した津波避難に関する検討、土木学会東北支部講演概要集、II-63, 2014. (CD-ROM)

波浪推算モデル WAM におけるエネルギー逸散に関する研究*

五洋建設株式会社 琴浦 賀
東北大学 大学院工学研究科 田中 仁

1. はじめに

海で四方を囲まれた日本では船舶による海上輸送が国民の生活を支えると共に、国際競争力を維持するためには港湾整備が欠かせない。港湾整備には海上工事が必要となるが、雨や風が主要な原因となり作業中止となる陸上の建設現場とは異なり、海上工事ではそれらに加えて波浪条件による作業中止も発生する。特に海上工事では大型の作業船の近傍の海中で潜水士が作業していることも多く、船舶の動搖などが施工安全管理、品質管理に直結する。船舶の動搖の多くは外洋から来襲する波浪によって引き起こされるため、これまでにも波浪観測結果¹⁾や波浪予報情報の入手をおこなったうえで、これまでの経験を踏まえ、作業の可否判断を行ってきた。

近年では、波浪予報情報の元になる波浪推算モデルの高度化が進んでおり、波浪推算モデルによる予測結果をリアルタイムに配信するシステムも構築され²⁾、作業可否判断に利用され始めている。しかし、これまでの波浪推算モデルに関する研究は高波浪に着目したものが多く、施工可否判断への適用に着目している事例は少ない^{3)~6)}。また、筆者らはこれまでの検討から低波浪時に波浪推算モデルの精度が低下する要因を検証し、高周波数側のエネルギー過大評価が予測精度の低下要因であることを示した^{7),8)}。

そこで、本研究では高周波数側のエネルギー過大評価の改善を目的とした、エネルギー逸散に関する基本的な検証を実施した。

2. 波浪推算モデルWAMの概要

第3世代波浪推算モデルであるWAMは、波浪スペクトルに関するエネルギー平衡方程式を基礎方程式として、波浪スペクトルの時空間変動を数値的に求める方法であり、深海条件の球面座標系での基礎方程式は以下の通りとなる。

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\phi} \cos \phi E) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\dot{\lambda} E) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\dot{\theta} E) = S \quad (1)$$

ここで、 E ：波浪方向スペクトル、 ϕ 、 λ 、 θ ：緯度、経度、波向き、 S ：エネルギーソース項であり、エネルギーソース項については一般的に次式のように示される。

$$S = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (2)$$

ここで、海上風外力項 S_{in} 、碎波散逸項 S_{ds} 、成分波間同士の非線形相互作用 S_{nl} の3つのソース項である。

海上風からのエネルギーを S_{in} で評価して波の発達を計算し、風波からうねりへのエネルギー

* Study on energy dissipation in WAM model by Tsuyoshi Kotoura and Hitoshi Tanaka

変換については S_{nl} により評価される。また、過剰なエネルギーについては S_{ds} に基づき計算されたエネルギー逸散により低減されるのが基本的なモデルの思想である。

しかし、現状では図-1 に示すように低波浪時に高周波数側でエネルギーを過大評価することがあることが確認されている。この要因としては、海上風から過剰にエネルギーを授与していることや、エネルギー散逸が不足しているなどが考えられるが、風波の発達時には計算精度が良いことを考慮して、エネルギー逸散に着目して検討を行った。

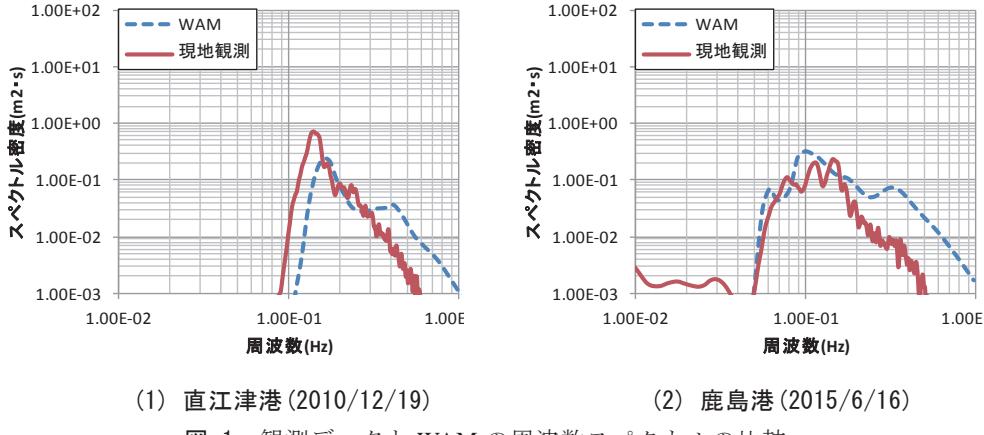


図-1 観測データと WAM の周波数スペクトルの比較

3. エネルギー逸散項

WAMにおいてエネルギー逸散項は Hasselmann の白波理論に基づく Komen et al. の理論が採用されており⁹⁾、高周波数域での適切なエネルギーバランスを得るために、 k^2 に関する項を加えられ、下式で評価される。

$$S_{ds} = (-\gamma_d) E \quad (3)$$

$$\gamma_d = 0.5 C_{ds} \langle \omega \rangle \langle k \rangle^2 \bar{E}^2 \left(\frac{k}{\langle k \rangle} + \left(\frac{k}{\langle k \rangle} \right)^2 \right) \quad (4)$$

$$\bar{E} = \iint E(f, \theta) df d\theta \quad (5)$$

ここで、 C_{ds} ：定数、 k ：波数、 $\langle \omega \rangle$ ：代表角周波数、 $\langle k \rangle$ ：代表波数である。

碎波は複雑な物理過程によって発生することから、WAM を含む数値解析モデルで実現象の碎波を表現するのは非常に難しく、多くの碎波モデルが提案されている。WAM を含む第3世代波浪推算モデルにおいてもいくつかのエネルギー逸散項が提案されているが¹⁰⁾、WAM におけるエネルギー逸散項は全体的なエネルギーバランスを調整して、多様な波浪条件において精度が向上するように調整されている。したがって、本研究の目的である低波浪時の精度に着目した場合、現状のモデルでは不十分である可能性が考えられる。

WAMにおいてエネルギー逸散項の計算を実施する上式において、オリジナルモデルと、ECMWFが現在運用しているモデルでは使用している C_{ds} , $\langle\omega\rangle$, $\langle k\rangle$ が異なっている¹¹⁾。ここで, $\langle f\rangle$ を代表周波数, $\langle T\rangle$ を代表周期とし、深海モデルの条件を考慮すると下式のようになる。

$$\langle k\rangle = \langle\omega\rangle^2/g, \quad \langle\omega\rangle = 2\pi\langle f\rangle = 2\pi/\langle T\rangle \quad (6)$$

また、周波数 f に対する n 次モーメントを以下のように示す。

$$m_n = \int_0^\infty f^n E(f) df \quad (7)$$

ここで、WAM オリジナルモデルの代表周期 $\langle T \rangle_{org}$, ECMWF の現行モデルの代表周期 $\langle T \rangle_{ECMWF}$ は以下のように計算される。

$$\langle T \rangle_{org} = T_{1/3} = m_{-1}/m_0 \quad (8)$$

$$\langle T \rangle_{ECMWF} = \bar{T} = m_0/m_1 \quad (9)$$

既往の研究から上記の周期については以下の関係を有している。

$$\langle T \rangle_{org} = T_{1/3} = (1.1 \sim 1.3)\bar{T} = (1.1 \sim 1.3)\langle T \rangle_{ECMWF} \quad (10)$$

したがって、ECMWF の現行モデルは $\langle k\rangle$ がオリジナルモデルより大きくなるため、オリジナルモデルの $C_{ds}=4.5$ に対し、 $C_{ds}=1.33$ を採用し、 S_m に関連するパラメタも調整している。

ここで、本研究では以下の式を用いて検討することとした。

$$\gamma_d = 0.33C_{ds}\langle\omega\rangle(\langle k\rangle^2 \bar{E})^2 \left(\frac{k}{\langle k\rangle} + \left(\frac{k}{\langle k\rangle} \right)^2 + \left(\frac{k}{\langle k\rangle} \right)^3 \right) \quad (11)$$

$$\langle T \rangle = T_p \approx 1.1T_{1/3} = 1.1\langle T \rangle_{org} \quad (12)$$

この式は代表周期に T_p を採用することで ECMWF モデルとは逆に $\langle k\rangle$ が小さくなり、高周波数側において $k/\langle k\rangle$ の値がオリジナルより大きくなる。また、それに加え、 $(k/\langle k\rangle)^3$ の項を追加することで、ピーク周波数より外れた高周波数になるほどエネルギー逸散が大きくなる。したがって、高周波数側のエネルギー逸散をオリジナルモデルより顕著にすることを目的とした式である。ただし、 $\langle\omega\rangle\langle k\rangle^4$ がオリジナルより小さくなるため、 $C_{ds}=8.0$ とすることで全体のバランスを取ることとした。

4. 提案式の検証

本研究の提案式(11), (12)の検討は、ソース項のみを評価することが望ましい。したがって、WAM の基礎方程式(1)の伝播項である左辺第 2, 3, 4 項は除外した簡易的な式を用いて、表-1 の条件においてオリジナル WAM と比較検証を行った。

表-1 提案モデルの比較条件

ケース名	初期状態	風速・継続時間	計算時間
Case1	$H_{1/3}=0.8m, T_{1/3}=10s$	なし	10 日間
Case2	$H_{1/3}=0.5m, T_{1/3}=5s$	なし	10 日間
Case3	なし	10m/s・24 時間	10 日間
Case4	$H_{1/3}=0.8m, T_{1/3}=10s$	10m/s・24 時間	10 日間
Case5	$H_{1/3}=0.8m, T_{1/3}=10s$	5m/s・24 時間	10 日間

図-2は低波浪のうねりが存在するものの、外部からのエネルギーの入力が無い条件である。この場合、10日後にはいずれのモデルも波高の変化はほとんど無く、提案モデルは周期が若干増加していることが確認できる。

図-3は低波浪の短周期波が存在するものの、外部からのエネルギーの入力が無い条件である。この場合、10日後にはいずれのモデルも波高が低下し、周期は増加していることが確認できる。エネルギーの低減は Sds 、周期の増加は SnI のそれぞれの作用による結果であると考えられる。

図-4は初期に波浪が無い条件で、外部からのエネルギーが入力する条件である。この場合、風が吹いている間の波高の立ち上がりはほぼ同等である一方で、風が停止した後の波高の減衰はオリジナルのほうが早い。しかし、周期は提案モデルの方が大きめに出ている。これは、提案モデルの方は高周波エネルギーがオリジナルモデルより効果的に逸散するのに加え、低周波数側へのエネルギーシフトの作用が大きいことを意味している。しかし、低周波数側へのシフトが顕著である結果、高周波数側でのエネルギー逸散が顕著でなくなっている可能性がある。

図-5は初期に低波浪のうねりが存在し、外部からのエネルギーが入力する条件である。この場合は、風が吹いている間は提案モデルの方が波高は小さく、周期が長い。しかし、風が停止した後の波高の減衰はオリジナルのほうが早い。また、周期は提案モデルの方が大きめに出ている。これは、波発達時から高周波数側のエネルギー逸散が大きく、風停止後では低周波数側へのエネルギーシフトが顕著となり、高周波数側でのエネルギー逸散が顕著でなくなっていると考えられる。

図-6は初期に低波浪のうねりが存在し、外部から弱いエネルギーが入力する条件である。この場合は、風が吹いている間は、オリジナルモデルは波高の増大し、周期が低減している一方で、提案モデルの波高の増加は小さく、周期の変動も小さい。また風が停止後についても、提案モデルは高周波成分の低減が早く、波高が初期条件に近い状態に戻るのが早い。

図-1のWAMのスペクトル形状を見ると、図-6のオリジナルモデルに近い形状となっている。このとき、提案モデルのスペクトル形状は、高周波成分のエネルギーは逸散していることから現地観測のスペクトル形状に近くなることが期待できる。

なお、図-4、5の提案モデルの24時間後のスペクトル形状は、高周波数側のエネルギーが大きく低減している。これは、ピーク周波数から離れた高周波周波数で、エネルギー逸散が顕著となるようにした目的通りであるが、現地観測では高周波数側は f^5 になることが多く、提案式が物理過程を表現しているわけではない点には留意が必要である。

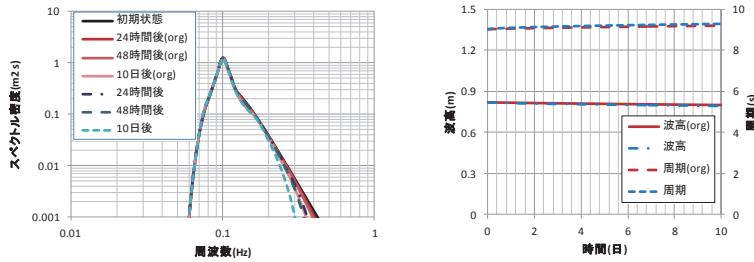


図-2 周波数スペクトル, 波高, 周期の比較(case1)

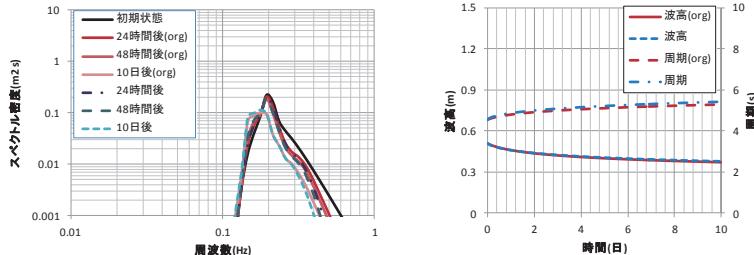


図-3 周波数スペクトル, 波高, 周期の比較(case2)

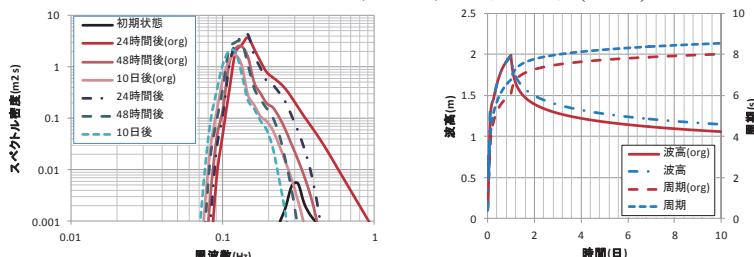


図-4 周波数スペクトル, 波高, 周期の比較(case3)

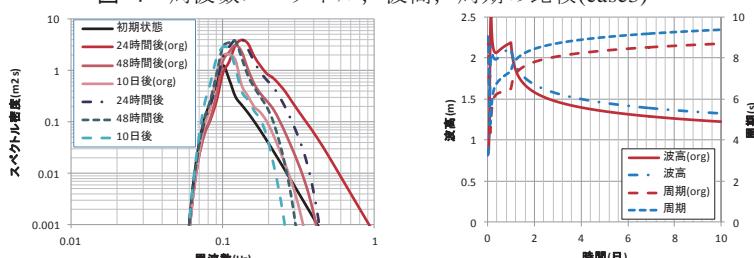


図-5 周波数スペクトル, 波高, 周期の比較(case4)

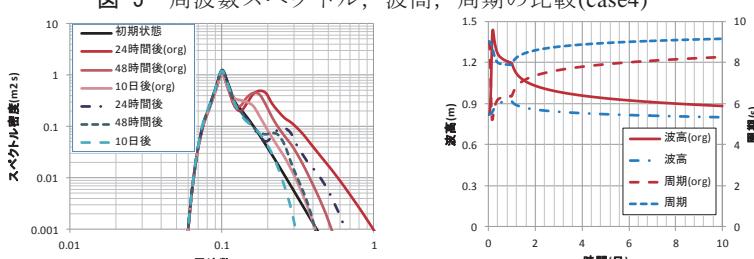


図-6 周波数スペクトル, 波高, 周期の比較(case5)

5. おわりに

WAM で計算されるソース項のエネルギー逸散項を提案して検証を行った。その結果、WAM のオリジナルモデルと比較して、特にうねりが存在する波浪場に弱風が作用する気象場において高周波数エネルギーの過大評価が改善されることを確認した。ただし、検証を実施したのは伝播項を除いた簡易的な方程式であるため、伝播を含めた平面的な計算での適用性は今後の課題ではあるが、エネルギー逸散項に本研究の提案式を用いることで低波浪時の計算精度が向上することが期待できる。

参考文献

- 1) 川口浩二, 櫻庭敏, 藤木峻: 全国港湾海洋波浪観測年報 (NOWPHAS 2014), 港湾空港技術研究所資料, No.1319, 2016, 126p.
- 2) 江口一平, 岡田弘三, 中田琢志, 内田洋平, 崎田和彦, 宇都宮 好博: 沿岸気象海象情報配信システムの高度化, pp.61-66, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), 2014.
- 3) 森屋陽一, 琴浦毅, 関本恒浩: 日本海における波浪推算モデルを用いた海上・潜水作業可否の予測精度, 海洋開発論文集, 第 26 卷, pp.447-452, 2010.
- 4) 琴浦毅, 森屋陽一, 関本恒浩: 波浪推算の計算領域が海上作業可否の判定精度に及ぼす影響, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 67, No. 2, pp.I_880-I_885, 2011.
- 5) 琴浦毅, 森屋陽一, 関本恒浩:瀬戸内海における波浪推算モデルを用いた海上作業可否の判定精度, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 68, No. 2, pp.I_959-I_964, 2012.
- 6) 琴浦毅, 片山 裕之: リーフ地形周辺の海上作業可否に着目した波浪予測モデルの検討, 土木学会論文集 B3 (海洋開発) Vol. 71 (2015) No. 2 p. I_215-I_220.
- 7) 琴浦毅, 田中仁: 冬期日本海における波浪推算精度の検証, 土東北地域災害科学研究 第 52 卷 (2016) p. I_115-I_120.
- 8) 琴浦毅, 田中仁: 波浪推算モデルによる低波浪時の有義波推算精度を低下させる要因の検討, 土木学会論文集 B3 (海洋開発) Vol. 72 (2016) No. 2 p. I_271-I_276.
- 9) The WAMDI Group : The WAM model – A third generation ocean wave prediction model, Journal of physical oceanography, pp1775-1810, 1988.
- 10) 田村 仁, William M. DRENNAN, Erik SAHLEE, Hans C. GRABER : 短波重力波領域におけるスペクトル形状とソースバランス, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70 , No. 2 p. I_111-I_115, 2014.
- 11) IFS Documentation CY41R2 PART VII: ECMWF WAVE MODEL, p.83 ECMWF, 2016.

漁港港口における堆砂と侵食の発生*

株式会社アルファ水工コンサルタンツ 堀江 岳人
 北海道水産林務部水産局漁港漁村課 野坂 弥寿二
 東北大学大学院工学研究科 田中 仁

1. はじめに

近年、内浦湾内に位置する漁港では、湾外の太平洋沿岸と比較して湾内での「来襲波のエネルギーは低い」にも関わらず、港口埋没が顕著に発生している状況にある。その内の1港である黒岩漁港は、内浦湾の奥部に位置している北海道二海郡八雲町の第1種漁港である(図-1)。本漁港は、平成10年度に供用を開始し、平成12年度に東防波堤(L=100m)を整備し、現在の港形に至っている。しかし、本漁港では、波高は小さいが港口周辺の循環流による砂の移動が起りやすく、また砂の堆砂が顕著であることから、浚渫の回数も年々増加している状況にある。本研究では、現地調査、既往の測量結果による地形分析ならびに数値シミュレーションを実施して、当該漁港の漂砂特性を把握することを目的とした。

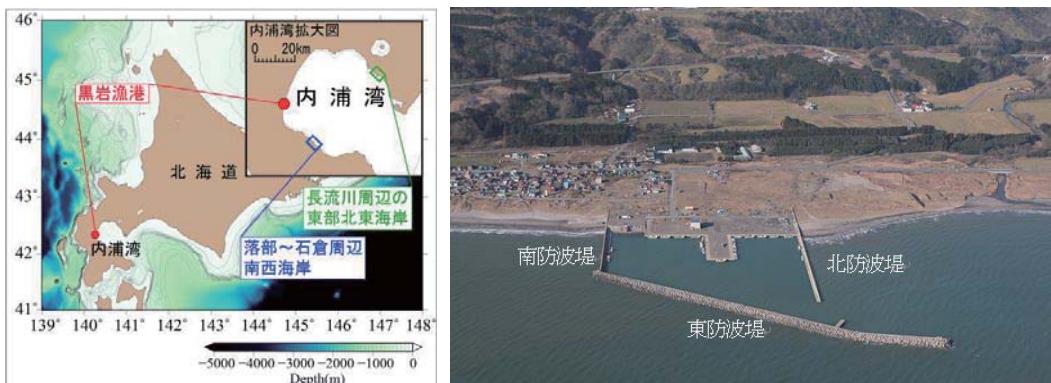


図-1 内浦湾と黒岩漁港の位置（左図）、黒岩漁港の港形（平成21年撮影）（右図）

2. 自然環境特性

本漁港周辺における波浪特性および後述する現地観測期間における地形変化を以下に示す。

(1) 波浪特性

内浦湾内では継続した波浪観測が行われていないため、気象庁 GPV 沿岸波浪データ（2009年1月～2013年12月）を用いた(図-2)。なお、本データは、3時間間隔の推算であるため必ずしも擾乱のピークの状況を捉えていないことに留意が必要である。波浪の卓越方向はENE方向であり、湾口方向と一致する。波浪エネルギーは台風期の秋季に最も大きく冬季に最も小さい。これより、本漁港沖については冬季の北西の風では波浪は発達しないと考えられる。

*Channel Sedimentation at a Fishery port in FUNKA BAY, JAPAN by Takehito Horie, Yasuji Nozaka and Hitoshi Tanaka.

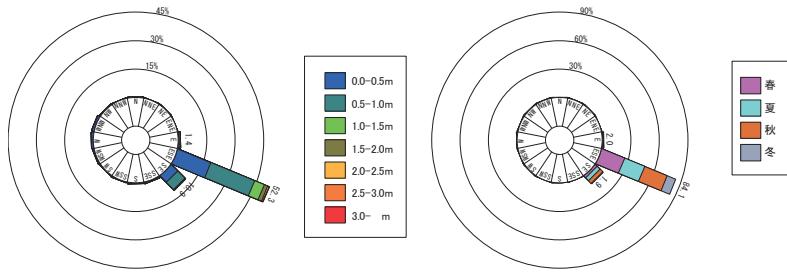


図-2 GPV 沿岸波浪データによる波高出現頻度(左), エネルギー出現頻度(右)

(2) 地形変化特性

後述する現地調査期間前後(平成 25 年 10 月→12 月)における地形変化特性を以下に示す(図-3)。漁港の右岸側・左岸側では、共に岸沖漂砂のような地形変化が確認された。また、航路・港内において、土砂の堆積が確認された。

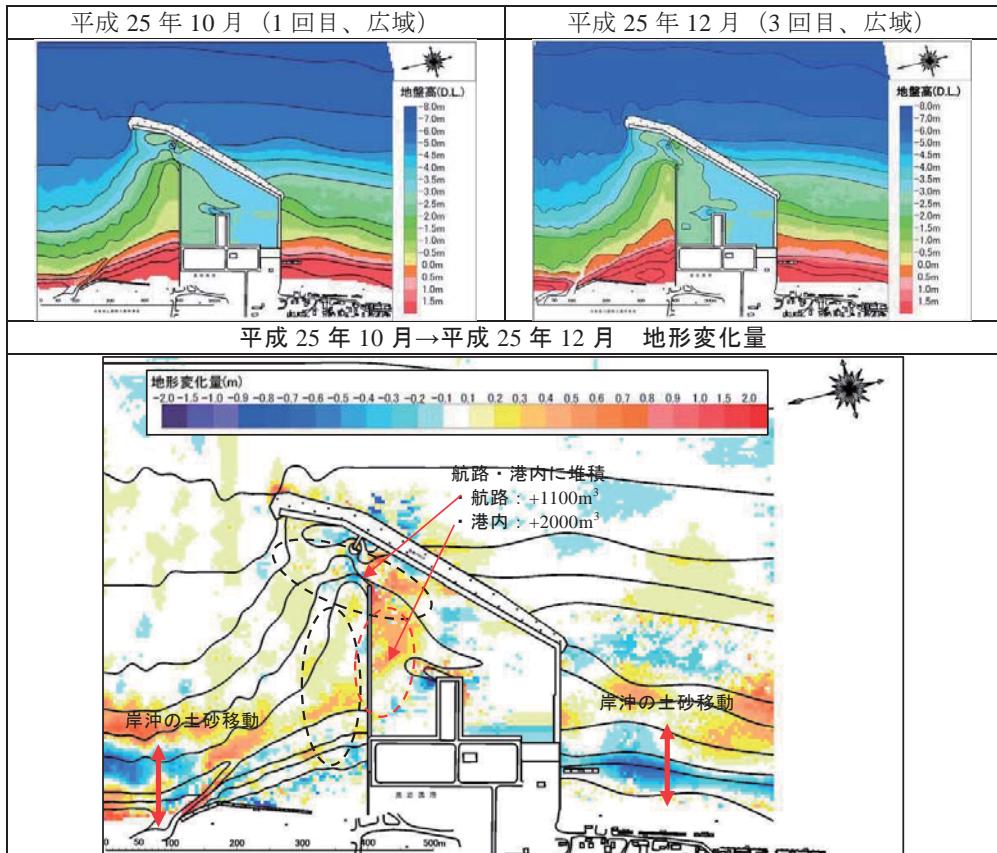


図-3 平成 25 年 10 月→平成 25 年 12 月の地形変化

3. 漂砂特性

黒岩漁港における港口での土砂堆積メカニズムを把握するため、波浪・流況観測、港口付近において砂面変動調査、粒径調査を実施した。調査期間は、台風の来襲頻度が高い 2013 年 9 月 27 日～11 月 2 日の約 37 日間である。観測期間の前後において、漁港周辺域を対象に深浅測量も実施した（図-3）。

（1）現地調査の概要

① 波浪流況調査

波浪流況調査は、St.1, St.2 及び St.4 の 3 地点で実施した（図-4）。本調査では、3 地点共に波浪と流況を同時に計測可能である波高計付電磁流速計を使用した。また、波高の観測方式は St.1 及び St.2 では水圧式、St.4 では超音波式を採用した。観測仕様は 0.5 秒間隔の連続観測とした。

② 砂面変動調査

砂面変動調査（St.3）で使用した超音波式砂面計は、底質の地盤高変動とともに流況観測が可能なため、両方の観測を併せて行った（図-4）。設置に際して、機器が転倒することが無いように架台を海底に打ち込み、その架台に機器を固定した（図-5）。観測仕様は、20 分毎に 3 分間の観測とした。観測中は 1 秒間隔で地盤高及び流速を記録し、3 分間の平均値を算出した。



図-4 波浪流況調査地点

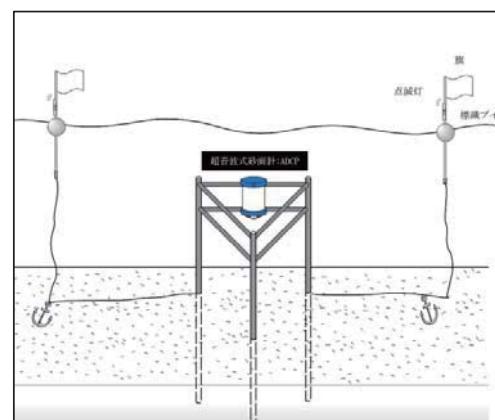


図-5 砂面計の設置模式図

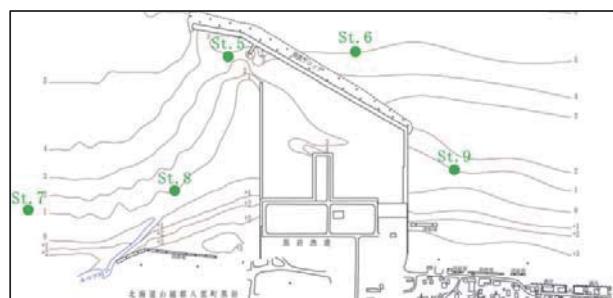


図-6 底質調査地点

③底質調査

底質調査は、平成 25 年 12 月 8 日に実施した（図-6）。採泥は採泥器を用いて底質の表層部を採取し、分析を行った。分析試験項目は粒度試験（ふるい沈降試験 JIS A 1204）と密度試験（JIS A 1202）の 2 項目とした。

（2）砂面変動に関する考察

①流速と砂面変動

St.1 における流速と St.3 における地盤高の経時変化の関係について考察した（図-7）。

- St.1 における流速の内、港口に向かう流速の発生時期と St.3 において地盤高の低下が発生した時期は良く一致していた。
- St.1 付近で行った底質調査の結果と併せて、限界シールズ数 (=0.07) を超える底面摩擦速度を算定したところ 0.02m/s 程度であることが分かった。この値を目安にすると、St.1 で流速が 0.1m/s を超えた場合には底質の巻き上げが起こっていたと推察され、またその時に流向は S・SSE・SE が高頻度で出現していたことから、土砂が港口方向へ輸送されていたと考えられる。

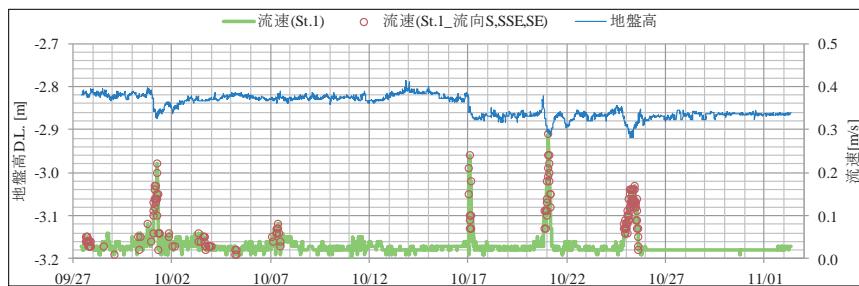


図-7 St. 1 における流速と St. 3 における地盤高の経時変化

②波浪と砂面変動

上述の流速と砂面変動の関係より、沖合 St.4 で高波浪が発生した場合、底質が巻き上がり漁港側へ輸送されることが示唆された。そこで、高波浪時が発生した時に着目して、沖合 St.4 の波浪場と砂面変動との関係を整理した（図-8）。

- 2m 以上の有義波波高が観測された 10 月 1 日、10 月 21 日、10 月 25 日は、共通して高波浪が 2~3 日継続していた。これらの時期には、St.3 の地盤高は一度低下するものの、その後回復している状況が経時変化から確認できた。
- 砂面変動の顕著な 10 月 17 日では有義波高は 1.0m を超えているものの、その継続時間は上述の 3 激乱に比べ、短く半日程度であった。しかしながら周期を見ると、10 秒以上の周期が 3 日程度継続していることが確認できる。気圧配置から、太平洋側を大型の台風第 26 号が北上していることが確認でき、この台風通過により外海から内浦湾に「周期の長いうねり性の波浪が侵入」してきたと考えられる（図-8）。

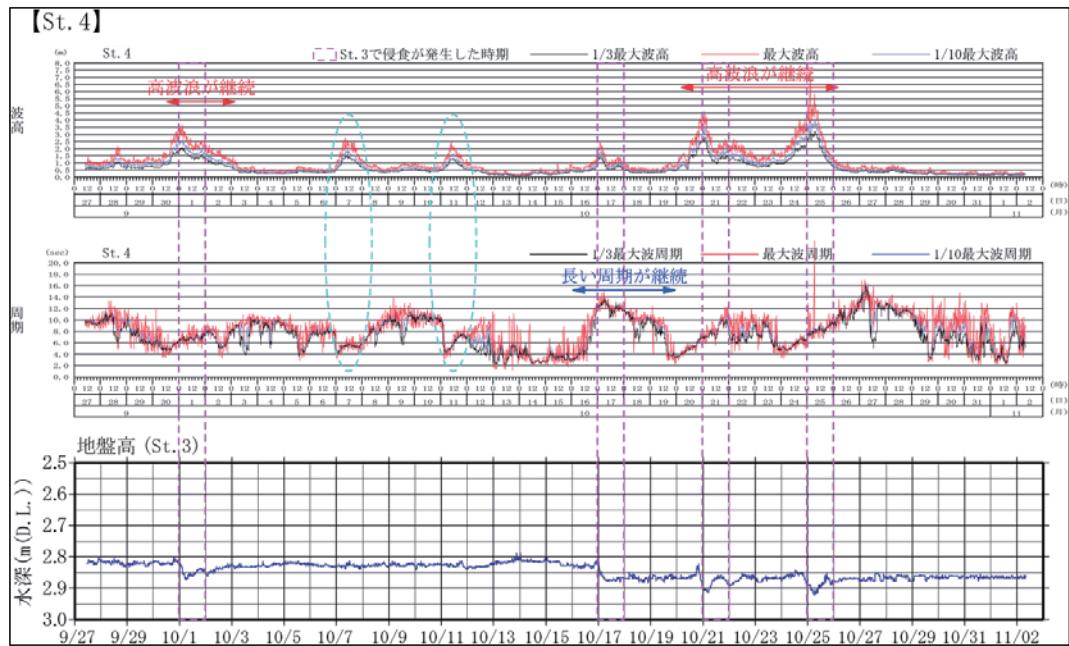


図-8 沖合 St. 4 の波高・周期の経時変化及び St. 3 の地盤高の経時変化

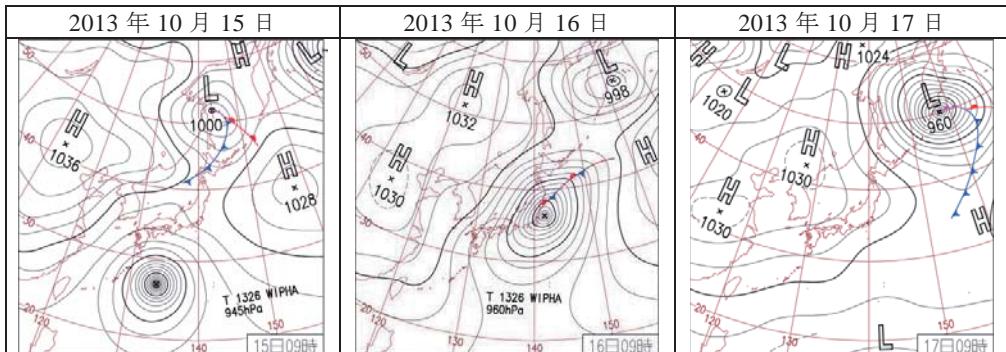


図-9 2013年10月15日～17日の気圧配置

4. 港口埋没時の再現計算

うねり性波浪の来襲に伴う港口埋没時の地形変化について、現地観測結果を基に再現計算を行った。本再現計算では、平面波浪場の計算には多方向不規則性・分散性が精度良く計算が可能であり、波・流れ・地形変化が同時に再現可能なブシネスクモデルを用いた。

(1) 計算条件

再現計算での計算条件を表-1に示す。初期地形は、平成25年10月地形を用いた。波浪条件は、観測結果のうち「うねり性の波浪(H25.10.17)」を対象とした。潮位条件は本漁港の平均海面(M.W.L.=D.L.+1.0m)を用いた。漁港周辺の底質特性として、航路での中央粒径が周辺海

岸よりも小さかったことから、仮定の段階だが比較的粒径の小さな砂が選択的に航路まで輸送されていることが考えられる。本解析では航路埋没時の再現を目的としていることから、調査結果の内、航路（St.5）での中央粒径を用いた。

表-1 再現計算の条件

再現期間	H25.10～H25.12
波浪条件	$H=1.51m$, $T=12.5s$, 波向 E (うねり性の波浪, H25.10.17)
潮位条件	M.W.L.=D.L.+1.0m (本漁港の平均海面(M.W.L.))
初期地形	H25.10月地形 (測量結果)
底質条件	中央粒径 : $d_{50}=0.16mm$, 土粒子密度 : $\rho_s=2.8g/cm^3$

表-2 黒岩漁港周辺の底質条件

2013/12/8 採取	St.5	St.6	St.7	St.8	St.9
土粒子の密度(g/cm^3)	2.776	2.783	2.784	2.728	2.666
中央粒径 $d_{50}(\text{mm})$	0.16	0.15	0.22	0.20	0.24
粒度分類	細砂	細砂	細砂	細砂	細砂

(2) 再現計算結果

波浪観測を実施した St.1 および St.2 での有義波波高の観測結果 (St.1 : 1.31m, St.2 : 1.67m) と計算での有義波波高 (St.1 : 1.21m, St.2 : 1.41m) を比較した結果、概ね良好に再現できていると判断した (図-10)。また、流況分布についても、概ね良好に再現できていると判断した (図-11)。地形変化の計算結果は、漁港左岸側および右岸側での岸沖方向の土砂移動の傾向を再現できている。ただし、航路堆砂量は、実測の 1100m³に対して計算は 500m³と計算結果の方が小さくなっている。本計算は一時化を対象としたシミュレーションを実施しており、当該期間にはうねり性の波浪が 2 回来襲していることを勘案すると、堆砂量として概ね妥当なオーダーであると考えられる (図-13)。

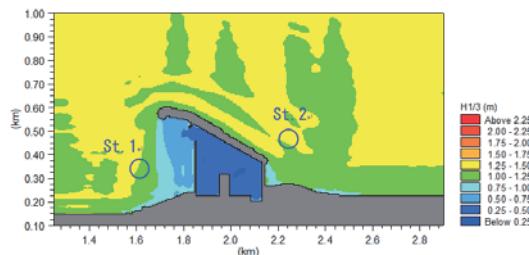


図-10 波高分布(計算)

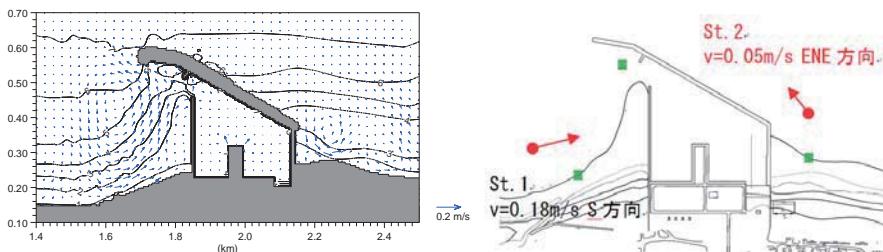


図-11 流速分布(計算)と流況パターン(実測)

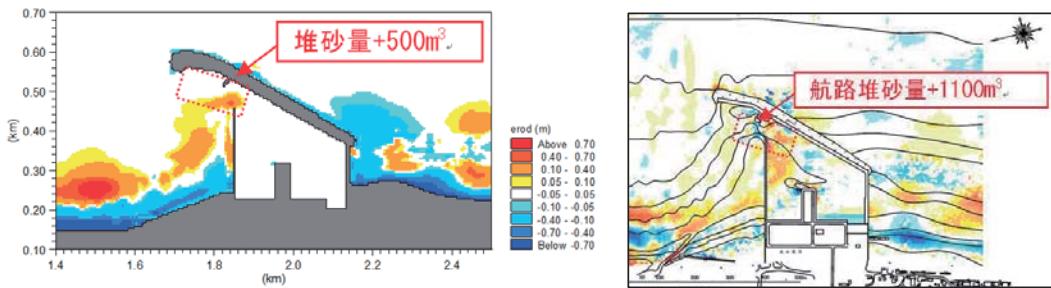


図-13 地形変化(計算)と地形変化(実測:H25.10~H25.12)

5. 主要な結論

本調査では、波浪流況観測、砂面変動観測、底質調査および漂砂シミュレーションを実施して、黒岩漁港における漂砂特性を把握した。主要な成果は以下のとおりである。

- ・ 波浪観測の結果、黒岩漁港への来襲波浪は波向 E～SE が卓越し、沿岸には屈折や回折の影響により一方向から入射する。
- ・ 砂面高観測の結果、高波浪の継続によって港口脇の砂面高が低下し、その後回復していた。また、「波高は小さくとも周期が長いうねり性の波浪」が継続していた時にも、砂面高が低下していた。
- ・ 底質調査の結果、漁港周辺の底質は細砂と中砂で組成されており、秋季と冬季の差異は小さかった。
- ・ 漂砂特性としては、高波浪来襲に伴って漁港左岸から港口に向かう循環流によって、北防波堤前面に堆積した土砂が港口に輸送され、埋没が発生していると考えられる。
- ・ 砂面変動量が大きくなるのは、主に秋季に代表される流況パターンによるため、うねり性の波浪を対象として再現計算を実施した。再現計算は、波高が小さく周期の長いうねり性波浪が、土砂変動に影響を及ぼす外力となることを確認できた。

参考文献

- 1) 北海道開発局土木試験所: 内浦湾における海岸侵食の現況とその成因について、土木試験所報告、第 43 号、1966.
- 2) 堀江岳人、小畠雄大、橋本孝治、野坂弥寿二、田中 仁: 漁港航路の埋没時における波浪・流況特性、土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.72, No.2, 印刷中, 2016.

秋田県南部海岸における汀線位置変化動向と海域構造物規模の関係 に関する実証研究*

秋田大学 鍵主佳飛 秋田大学 松富英夫

1. はじめに

松富ら¹⁾は秋田市の雄物川河口（放水路口）からにかほ市平沢漁港までの延長約45 kmの秋田県南部海岸（図-1）の汀線位置変化を1991年8月から月に2回（13年4ヶ月間），2005年1月からは月に1回（11年11ヶ月間）の頻度で現地調査している。また、日本海側で初の島式漁港である道川漁港（沿岸方向幅約270 m, 初期の離岸距離約340 m）の背後2地点（St.6"とSt.6。以下、調査点をSt.と略記）と漁港南端から約350 m南側に位置し、2014年から南西沖に離岸堤が築造されている地点（St.6'）の計3地点で汀線位置変化を現地調査している。漁港南側の調査点St.6'は1998年5月から、漁港北端の調査点St.6"は2015年4月からの調査である。後者の調査目的は、①大規模海域構造物の背後地汀線位置変化への影響、②同一波浪条件下における海域構造物の規模による汀線位置変化への影響差と③本海岸における卓越沿岸漂砂方向の検討にある。

そこで、本研究は秋田県南部海岸における海域構造物規模の汀線位置変化動向への影響を、これまでの汀線位置変化に関する現地調査データの巨視的かつ微視的な解析を通して実証的に論じるものである。

2. 現地調査とデータ解析の方法

汀線位置変化などの全調査点を図-1に示す（St.6"とSt.6'は略されている）。図中の数値は調査点番号で、s付きは斜め写真撮影のみを行う調査点を示す。汀線位置変化量の評価は各調査点に設けた自前の基準点（杭）から汀線位置までの距離測量に基づいている。汀線位置は調査時の水際線の最も海側と陸側位置の平均位置と定義している。この汀線位置に対して、潮位やwave setup, 地殻変動の補正は行っていない。参考までに、秋田県南部海岸における通年の最高潮位と最低潮位の潮差は0.5 m程度で、日々の潮差は最大で30 cm強である。

秋田県南部海岸全体の汀線位置変化動向を理解する一助として、各調査点における汀線位置Yの経年変化を図-2に示す。St.6では島式漁港の段階的な築造により調査初期の4年間は季節的な変動を示しながら単調的に汀線位置が沖へ前進している。

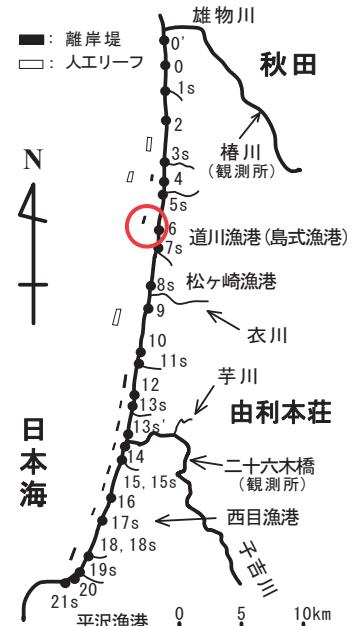


図-1 対象海岸と調査点

*An empirical study on the relationship between the trend of shoreline position change and the scale of sea area structures on the Akita Southern Coast by Kai KAGINUSHI and Hideo MATSUTOMI

3. 海域構造物規模の影響

(1) 汀線位置変化の巨視的動向

図-3に各調査地における調査点と海域構造物や陸域構造物との位置関係を示す。各調査点における諸構造物の設置状況は**表-1**の通りである。**表-1**の情報段階で海域構造物の汀線位置変化への影響が心配される調査点はSt.4, St.6'', St.6, St.6', St.9, St.14, St.16である。

図-4に各調査点における1年毎の汀線位置変化を示す。St.6については調査開始初期の4年間分を除いた1996年からのものを示している。

(**図-2**参照)

表-2に**図-3**と**図-4**、秋田沿岸海岸保全施設台帳²⁾から判断した各調査地における海域構造物の有無、設置位置、規模と通年の巨視的な汀線位置変化動向を示す。表中、凸とは汀線位置が夏季に前進、冬季に後退、凹とは夏季に後退、冬季に前進傾向であることを示す。

表-2から、海域構造物がない場合、通年の汀線位置変化動向は凸である。また、St.4, St.9, St.16など、近場に単堤の離岸堤のような小規模な海域構造物があっても、本海岸の汀線位置は波の穏やかな夏季に前進、波の荒い冬季に後退（凸）の傾向である。この傾向は大規模な道川漁港の北端背後St.6''と南端の南側に位置するSt.6'でも同じである。ただし、St.6''はSt.6'に比べて通年の汀線位置変化の振幅が大きい傾向にある。

一方、St.6は大規模な海域構造物である道川漁港の配後に位置し、汀線位置は夏季に後退、冬季に前進傾向（凹）で、St.14を除く他の調査点と逆の変化動向を示す。これは、(1)夏季は波が小さいため（周期が短いため）、回折による漁港背後の波と漁港周辺への直接波との絶対的な波諸元差が小さく、(2)冬季は波が大きく（周期が長く）、回折による漁港背後域への波と漁港周辺への直接波との絶対的な波諸元差が大きいためと考えられる。

表-1 各調査点における諸構造物の設置状況

調査点	諸構造物の設置状況
St.0'	海域構造物なし
St.0	海域構造物なし
St.2	海域構造物なし
St.4	ほぼ正面に潜堤、北側に離岸堤、背後に消波護岸
St.6''	島式漁港の北端背後に位置し、北側に離岸堤群
St.6	島式漁港の背後に位置
St.6'	島式漁港南端から約350 m南に位置。2014～2015年にかけて南西沖に離岸堤が出現。背後に消波護岸
St.9	北側に離岸堤、背後の消波工に波が当たることあり
St.14	防砂堤の付け根に位置。最近南に離岸堤群を設置
St.15	海域構造物なし。南に西目川河口、背後に消波工
St.16	北側に離岸堤、南側に消波護岸、背後は階段護岸。階段護岸に波が当たることが多い
St.18	直接に影響を与えるような海域構造物なし

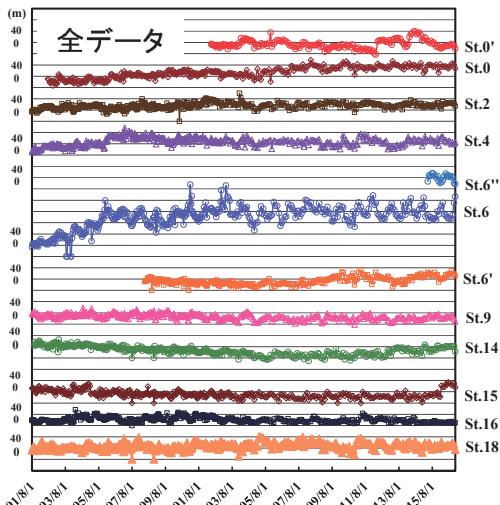


図-2 各調査点における汀線位置の経年変化

表-2 海域構造物の有無、設置位置、規模と通年の汀線位置変化動向の関係

調査点	海 域 構 造 物	設 置 位 置	規 模	通 年 の 変 化 動 向
St.0'	無	—	—	凸
St.0	無	—	—	やや凸
St.2	無	—	—	凸
St.4	有	正面	小	やや凸
St.6''	有	南北	大・小	凸
St.6	有	正面	大	凹
St.6'	有	南北	大・小	凸
St.9	有	北	小	凸
St.14	有	南北	大・小	やや凹
St.15	無	—	—	やや凸
St.16	有	北	小	凸
St.18	無	—	—	やや凸

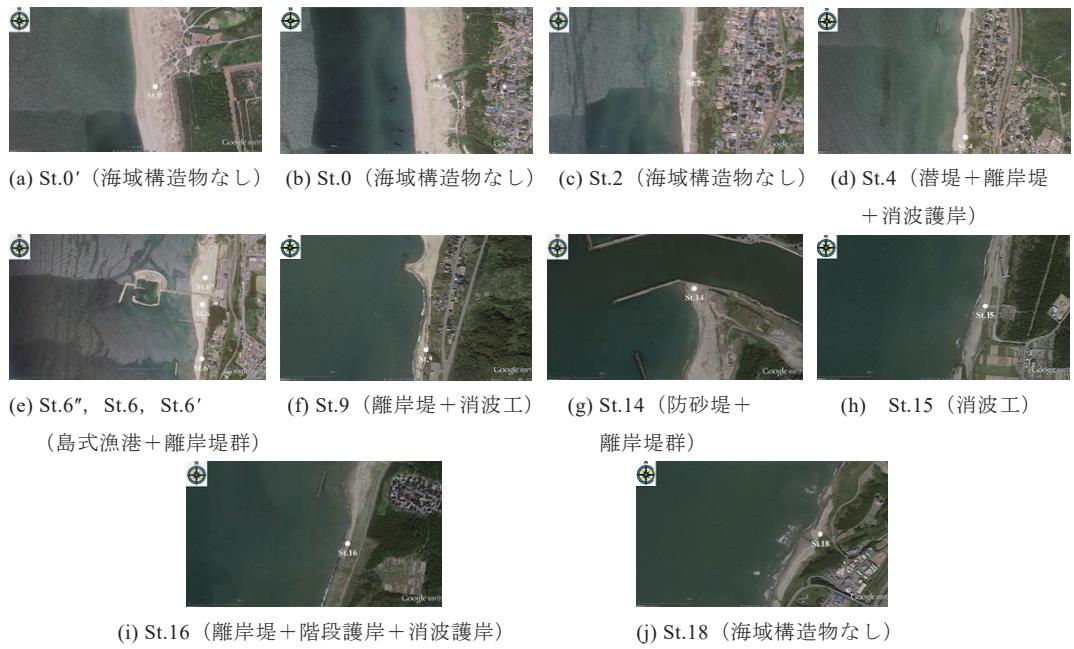


図-3 調査点と海域と陸域構造物の位置関係 (Google earth)

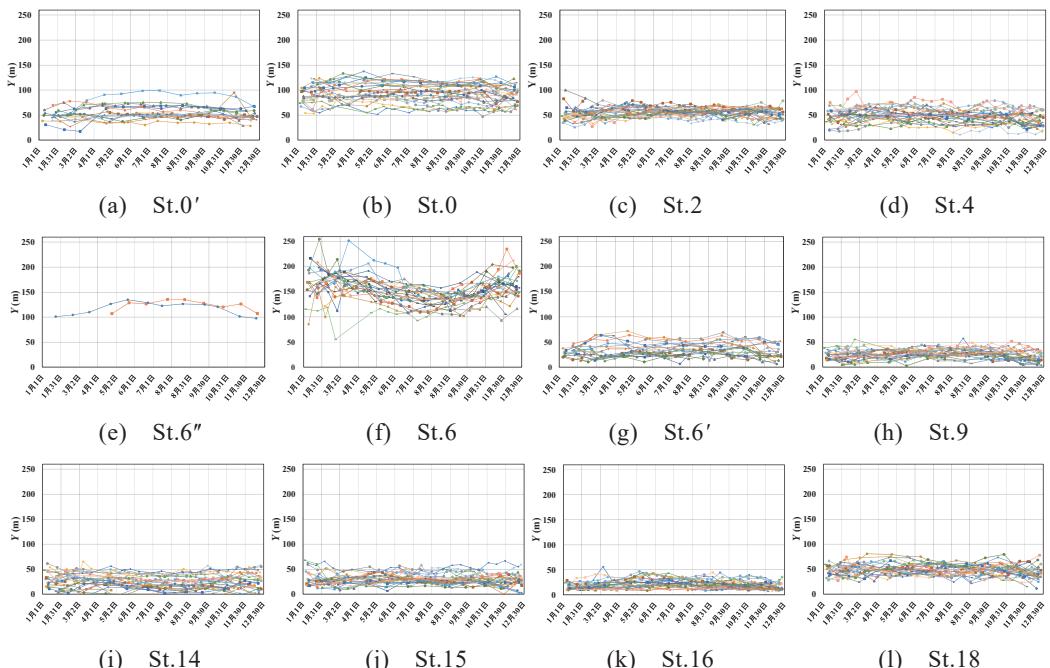


図-4 各調査点における1年毎の汀線位置変化

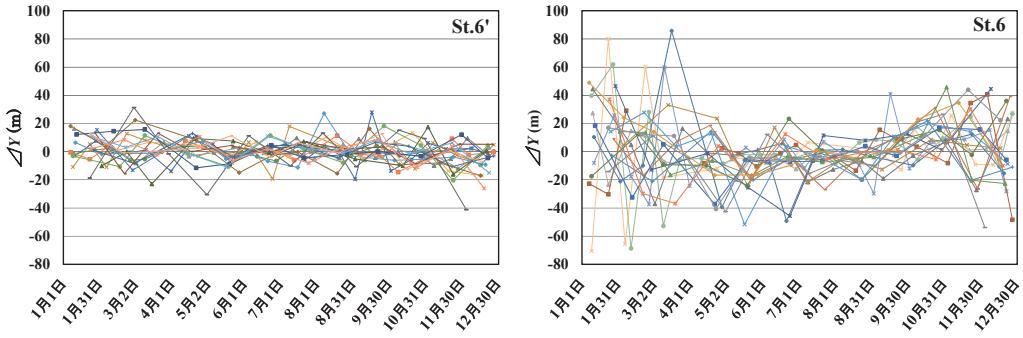


図-5 1年毎の前回調査からの汀線位置変化量例（St.6とSt.6'）

また、St.6"と同様に、通年の汀線位置変化の振幅が大きい傾向にある。さらに、冬季は前回調査からの汀線位置変化量が他の調査点（例えばSt.6'）に比べて大きい傾向にある（図-5）。

St.14は子吉川左岸防砂堤（総延長は480 m程度で、調査点から先端までの延長は340 m程度）の付け根に位置し³⁾、最近南側に離岸堤群が設置されているところで、通年の汀線位置変化動向はSt.6と同様であるが、その振幅は小さい。

これらは、(1)島式漁港や延長340 m程度の防砂堤のような大規模な海域構造物の背後や付け根でない限り、通年の巨視的な汀線位置変化動向は海域構造物の影響を受けないこと、(2)大規模な海域構造物でもその直背後でなければ、通年の汀線位置変化動向は海域構造物がない場合と同じであることを示している。

St.6とSt.14が他の調査点と逆の汀線位置変化動向であることが判った。したがって、両変化動向が近場で生じているSt.6, St.6'とSt.6"における汀線位置変化の対応関係を調べることで、大小海域構造物の汀線位置変化動向への影響をよりきめ細かく判断できると考えられる。

(2) 汀線位置変化の微視的動向

図-4(f), (g)や図-5から、道川漁港背後にあるSt.6の各調査回間（例えば、今回と前回）の汀線位置変化量は、漁港南端から南側に離れ、最近西南西沖に離岸堤が設置されたSt.6'（図-3）のものと比べて大きい傾向にあることが判る。これはSt.6の前面にある島式漁港が大規模であるためと考えられる⁴⁾。

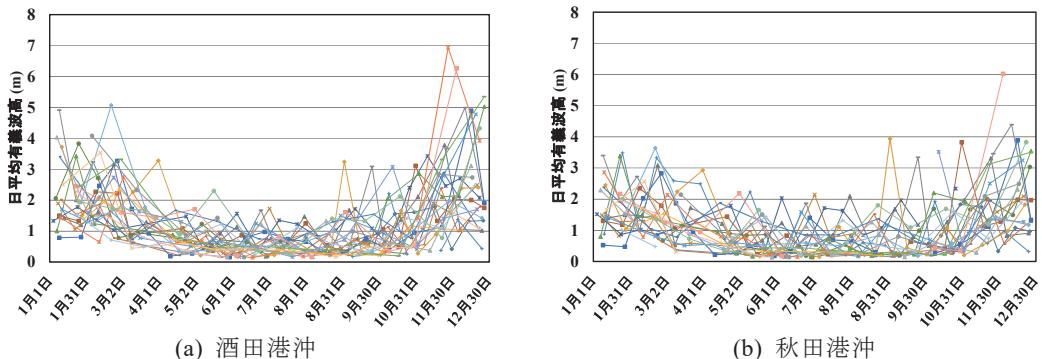


図-6 1年毎の調査日の日平均有義波高変化

図-6に酒田港沖と秋田港沖における1年毎の調査日の日平均有義波高変化を示す⁵⁾。対象海岸の汀線位置変化に対しては秋田港沖の波浪データが望ましいが⁶⁾、酒田港沖のものも示した理由は秋田港沖の波高には欠測が多いからである。図から、酒田港沖と秋田港沖の日平均有義波高は通年の観点では冬季に大きく、夏季に小さい凹型の変化動向であることが判る。これはSt.6の汀線位置変化やその変化量（図-5）の動向と同じで、St.6"とSt.6'の汀線位置変化動向と逆である。波高の直接の影響は大規模海域構造物背後で現れ易いことが判る。

図-7にSt.6", St.6とSt.6'の3調査点における最近の汀線位置変化を示す。図によると、St.6"とSt.6'の汀線位置変化は年間を通して同傾向で、既述のように上に凸である。これは両調査点における通年の汀線位置変化傾向に隣接する大規模海域構造物が基本的に影響していないことを示している。

St.6"とSt.6の汀線位置変化は5月下旬～10月初旬までの約5ヶ月間は平衡傾向、10月初旬～5月下旬までの7ヶ月間は逆傾向である。酒田港沖と秋田港沖の日平均有義波高（図-6）は4月下旬～9月下旬までの5ヶ月間は低く、12月中旬～1月初旬をピークに9月下旬～翌年の4月下旬までの7ヶ月間は高い。波高増加の海域構造物背後の影響度の違いがまとめて現れている。

図-8に波浪観測値の重み（道川漁港と波浪観測点間の距離の逆数に比例）を考慮した道川漁港沖における26年間の各月平均の日平均波向を示す。

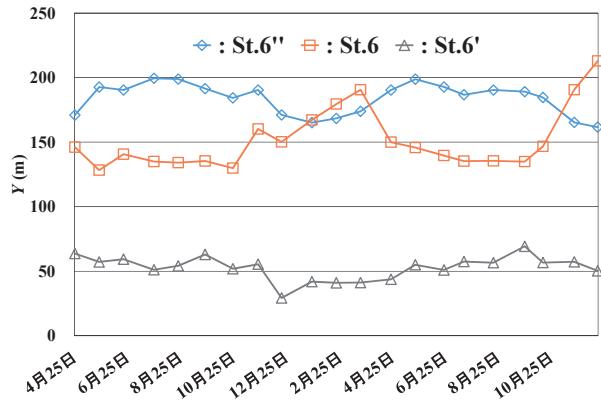


図-7 St.6", St.6とSt.6'における最近の汀線位置変化

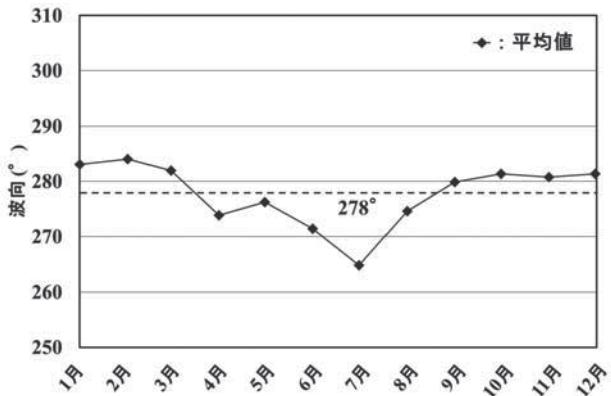


図-8 道川漁港沖における重みを考慮した26年間（1991年～2016年）の各月平均の日平均波向

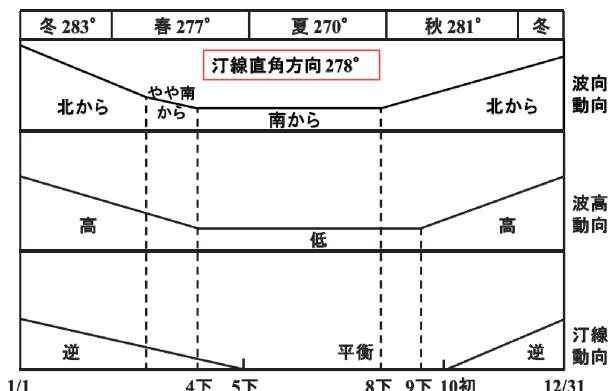


図-9 St.6"と6における汀線位置、波高と波向の変化動向模式図

表-3 重みを考慮した道川漁港沖における季節毎の波諸元

季節	日平均波向 (°)	日平均有義 波高 (m)	汀線直角 方向 (°)
春 (3-5)	277	1.06	278
夏 (6-8)	270	0.54	278
秋 (9-11)	281	1.08	278
冬 (12-2)	283	1.86	278

す。図中には破線で海岸線と直角方向の向き (=278°) も示している。ここで、北から時計周りに8°⁵⁾～188°の陸から沖に向かう波向は除いている。また、酒田港沖の波向は秋田港沖のものに比べて欠測が多いことを断つておく。採用した重みは酒田港沖の観測地が0.26、秋田港沖の観測地が0.74である。図から、道川漁港沖における26年間の月平均の日平均波向は4月～8月までの5ヶ月間は海岸線に対して南側から波が入射し、9月から次第に北向きとなり、翌年の4月に南側からに戻ることが判る。

表-3に重みを考慮した季節毎の日平均の波向と有義波高（共に26年間平均）を示す。**図-9**にSt.6"とSt.6における汀線位置、波高と波向の変化動向の模式図を示す。図から、外力（波）が大きくなるとき、両調査点の汀線位置の差（**図-7**参照）の応答は1ヶ月程度遅れ、小さくなるときは1ヶ月程度戻りが遅いことが判る。また、St.6"とSt.6の汀線位置変化、波高、波向の動向から、通年の卓越沿岸漂砂方向は北から南と判断される。これは既報⁴⁾の判断と変わらない。

4. おわりに

海域構造物がない地点と小規模海域構造物背後の地点、大規模海域構造物背後の地点、そして大規模海域構造物と小規模海域構造物の両方の影響を受けると思われる地点の汀線位置変化データを用いて、大規模海域構造物や小規模海域構造物がそれらの背後の汀線位置変化動向や漂砂動向に与える影響を論じた。

謝辞：現地調査にあたり、秋田大学水工学研究室のこれまでの院生や卒研生から助力を得た。また、酒田港沖と秋田港沖の波浪データを利用した。ここに記して関係各位に謝意を表する。

参考文献

- 1) 松富英夫、工藤 崇、池田正人：秋田県南部海岸での漂砂動向、海岸工学論文集、第39巻、pp.341-345、1992.
- 2) 秋田県河川砂防課：海岸保全施設台帳、2016年参照。
- 3) 松富英夫、川島照史：子吉川河口部地形の変遷と変化特性、海岸工学論文集、第38巻、pp.356-360、1991.
- 4) 松富英夫、金光紀代太、富樫宏二：秋田県南部海岸における汀線位置変化の基礎的検討、海岸工学論文集、第47巻、pp.666-670、2000.
- 5) 国土交通省港湾局 (1991-2016) : NOWPHAS, <http://nowphas.mlit.go.jp/index.html>, 2016.11.24参照。
- 6) 富樫宏二、金光紀代太、松富英夫：秋田県南部海岸における代表波の決定法と海浜応答、海岸工学論文集、第49巻、pp.521-525、2002.

Analysis of erosion and accretion waves on Cua Dai Beach in Central Vietnam

Dinh Van Duy¹, Hitoshi Tanaka², Yuta Mitobe³, Nguyen Trung Viet⁴ and Le Thanh Binh⁵

Abstract: Propagation of erosion wave was observed along Cua Dai Beach in Central Vietnam with the propagation speed is 54m/y from 1990 to present. The significant coastal erosion on Cua Dai Beach in recent years is presumed as a result of insufficient sediment supply to this beach as well as constructions of seawalls along the beach. In addition, new method has been introduced to determine the diffusion coefficient expressing time scale shoreline change based on the propagation of the erosion waves.

1. Introduction

In recent years, beach erosion has occurred at almost all delta coastlines in Vietnam. Cua Dai Beach located on the left coastline of Thu Bon River delta in Central Vietnam is also one of such cases (Figure 1). Because of significant beach deformation at Cua Dai Beach, there have been many studies related to this problem such as simulating the morphological change on Cua Dai Beach based on analytical solution (Hoang et al., 2015) or discussing the shoreline change in a wide area on both sides of Cua Dai River mouth (Tanaka et al., 2016). In addition, Duy et al. (2016) applied the analytical solution of one-line model for delta formation proposed by Larson et al. (1987) to find the diffusion coefficient expressing time scale shoreline change at Cua Dai Beach, which is denoted by ε . However, the study of Duy et al. (2016) is just one approach for finding the value of ε . Therefore, it is necessary to find further approach for the estimation of the constant ε . For that reason, an analysis of erosion and accretion waves on Cua Dai Beach will be performed in this study to clarify the value of ε .

2. Study area and data collection

Cua Dai Beach is a 5km long coastline on the left of Thu Bon River mouth (also known as Cua Dai River mouth) (Figure 1). Cua Dai Beach used to be one of the most beautiful beaches in Vietnam. However, severe erosion has resulted in the disappearance of this white sandy beach. Moreover, the erosion zone is proceeding northward to the neighbor beaches (from A to B in Figure 1) and this phenomenon can be observed clearly from the recent field

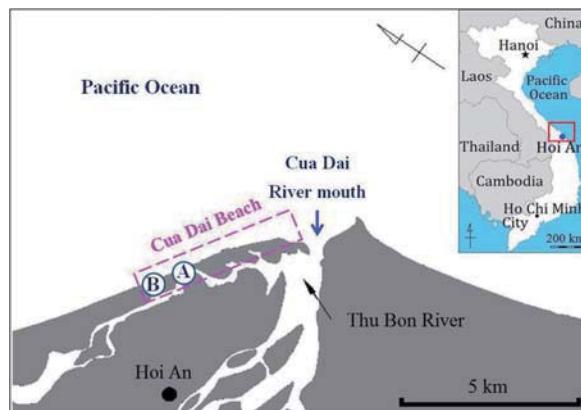


Figure 1. Study area

¹Graduate student, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

²Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

³Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

⁴Associate Professor, Thuyloi University, 175 Tay Son, Dong Da, Hanoi, Vietnam

⁵Vietnam Hydraulic Engineering Consultants Corporation, 95/2 Chu Ba Boc, Dong Da, Hanoi, Vietnam.

trips.

Concerning the data set used in this study, beside the photos taken during the field trips, Landsat images from 1995 to 2016 were utilized (Figure 2). Those images are rectified to the same coordinate system in the World Geodetic System 84 (WGS-84) with the coordinates of the origin are 217,298.08 E and 1,754,078.07 N. The baseline is set at 144.94 degrees counter clockwise from the north. In this study, tidal correction was not performed since the maximum difference between shoreline positions before and after tidal correction is still smaller than the resolution of Landsat images. Spatial moving average was applied to reduce the effect of big scatter in shoreline positions due to low resolution of the Landsat images.

3. Results and discussion

3.1. Propagation of the erosion zone on Cua Dai Beach through the field observations

Photos in Figure 3 represent the erosions at point A and B in Figure 1. These photos were taken during the field trips on Dec 24, 2014 and Dec 20, 2016. From Figure 1 and Figure 3, it is easy to recognize that the erosion zone extended 700m to the north from Dec 24, 2014 to Dec 20, 2016. This value well agrees with the analysis of Tanaka et al. (2016). According to Tanaka et al. (2016), the alongshore movement of the erosion end from Dec 24, 2014 to Oct 10, 2016 is around 500m. The difference can be resulted from the short term effect such as Typhoon Sarika (Oct 16, 2016) because the period from October to December is the storm season in Vietnam.

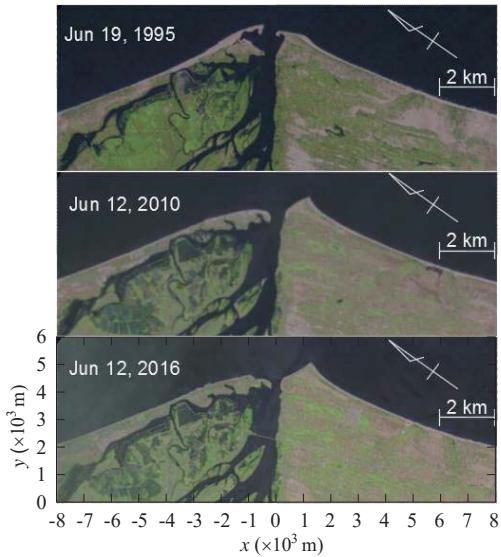


Figure 2. Typical Landsat images



a) Dec 24, 2014 (Tanaka et al., 2015)

b) Dec 20, 2016

Figure 3. Erosion ends correspond to point A and B in Figure 1

Nagasawa et al. (2016) indicated that the constructions of countermeasures against coastal erosion at Cua Dai Beach such as groins, shore protections, bamboo fences have caused the further erosion downstream of these structures and the erosion is propagating to the northern area.

3.2. Beach erosion measured from Landsat images

Shoreline positions extracted from Landsat images between 1990 and 2016 can be seen in Figure 4 with the significant retreat of shorelines at the river mouth (1,200m). As mentioned previously, one of the main purposes in this study is to determine the diffusion coefficient expressing the time scale shoreline change. In order to determine the value of diffusion coefficient, comparison will be made between measured data and analytical results. Therefore, it is necessary to simulate the shoreline evolution using analytical solution as in the following section.

3.3. Beach erosion measured from analytical solution

In order to observe the propagation of erosion zone on Cua Dai Beach using analytical solution, shoreline retreat in this area must be simulated. Beach erosion can be explained by the unbalance of sand income and outgo (Matsuki, 2016). Cua Dai Beach is a part of the Thu Bon River delta coastline formed by alluvial sand supply from Thu Bon River. Therefore, beach erosion is the reaction to insufficient sediment supply from the river. With regard to simulating beach erosion due to decrease of sediment supply, a model, which was simplified from one-line model by Hoang et al. (2015) can be used with the governing equation as follows:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (1)$$

In which, y : shoreline positions; x : longshore coordinate with the origin at the river mouth; t : time. In order to derive Eq. (1) from one-line model, assumptions such as small angle of wave breaking crest to local shoreline and constant breaking wave height along the coastline have been made (Hoang et al., 2015).

In the study of Hoang et al. (2015), they divided the evolution of Thu Bon River delta coastlines into two phases. The first phase represents the formation process of the delta with the advance of shoreline position. After that, beach erosion happens because of insufficient sediment supply from the river.

The formation process of Thu Bon River delta was mathematically expressed in the following equation with the river mouth is located at $x=0$ m:

$$y = \frac{q_0}{D} \sqrt{\frac{t}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/(4\varepsilon t)} - \frac{q_0}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \operatorname{erfc}\left(\frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon t}}\right) \quad (2)$$

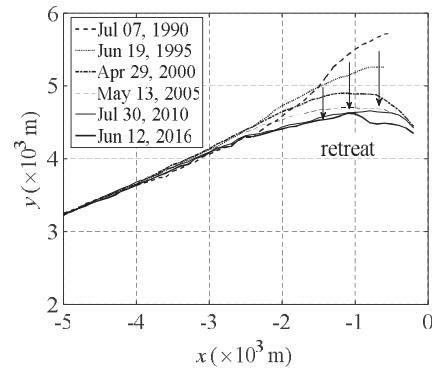


Figure 4. Shoreline evolution obtained from Landsat images

In which, q_0 : sediment supply rate from the river, $D=D_B+D_C$ (D_B : berm height, D_C : depth of closure), erfc: complementary error function;

After the formation of delta coastlines, beach erosion due to reduction of sediment supply can be simulated using the following equation:

$$y = \frac{q_0}{D} \sqrt{\frac{t}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/(4\varepsilon t)} - \frac{q_0}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \text{erfc}\left(\frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon t}}\right) - \left\{ \frac{R \cdot q_0}{D} \sqrt{\frac{(t-t_0)}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/[4\varepsilon(t-t_0)]} - \frac{R \cdot q_0}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \text{erfc}\left[\frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon(t-t_0)}}\right] \right\} \quad (3)$$

In which, t_0 : starting time of sediment reduction, R : reduction rate of sediment supply from Thu Bon River. This should be noticed that the right side of Eq. (3) consists of two parts; the first part is the formation term as in Eq. (1) and the remaining part represents the shoreline evolution after t_0 with the reduction of sediment supply by neglecting the existence of shoreline positions formed before t_0 . Since Eq. (1) is linear, these terms can be combined (linear superposition) to express a more complex situation such as beach erosion at Cua Dai Beach. Values for variables in Eq. (3) are taken from Duy et al. (2016) as in the following table:

Table 1. Calculation conditions (Duy et al., 2016)

Diffusion coefficient	$\varepsilon=125 \text{ m}^2/\text{day}$
Sediment supply from the river	$600,000 \text{ m}^3/\text{y}$
Formation time	$t_0=500 \text{ years}$
Erosion duration (erosion at Cua Dai Beach started from 1990)	27 years
Depth of closure	$D_C=6 \text{ m}$
Berm height	$D_B=2 \text{ m}$
Reduction rate of sediment supply from Thu Bon River	$R=0.8$

Figure 5 shows the shoreline evolution on Cua Dai Beach from 1990 to 2016 using Eq. (3). As can be seen from the diagram, shoreline retreat at the river mouth shows similar configuration with the shoreline position obtained from Landsat images. However, the retreat is just 600m compared to 1,200m of shoreline retreat in Figure 4. The difference of shoreline retreat can be caused by the assumptions to simplify the model.

3.4. Propagation of erosion waves and new method to determine the diffusion coefficient

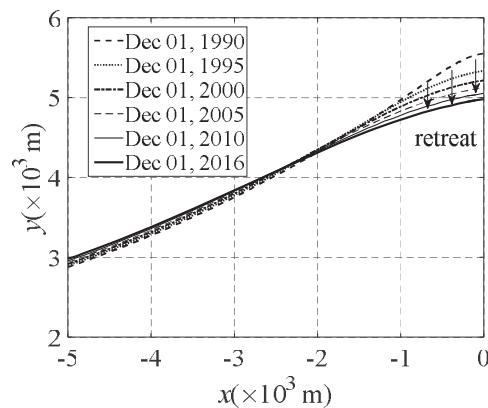


Figure 5. Shoreline evolution obtained from theory

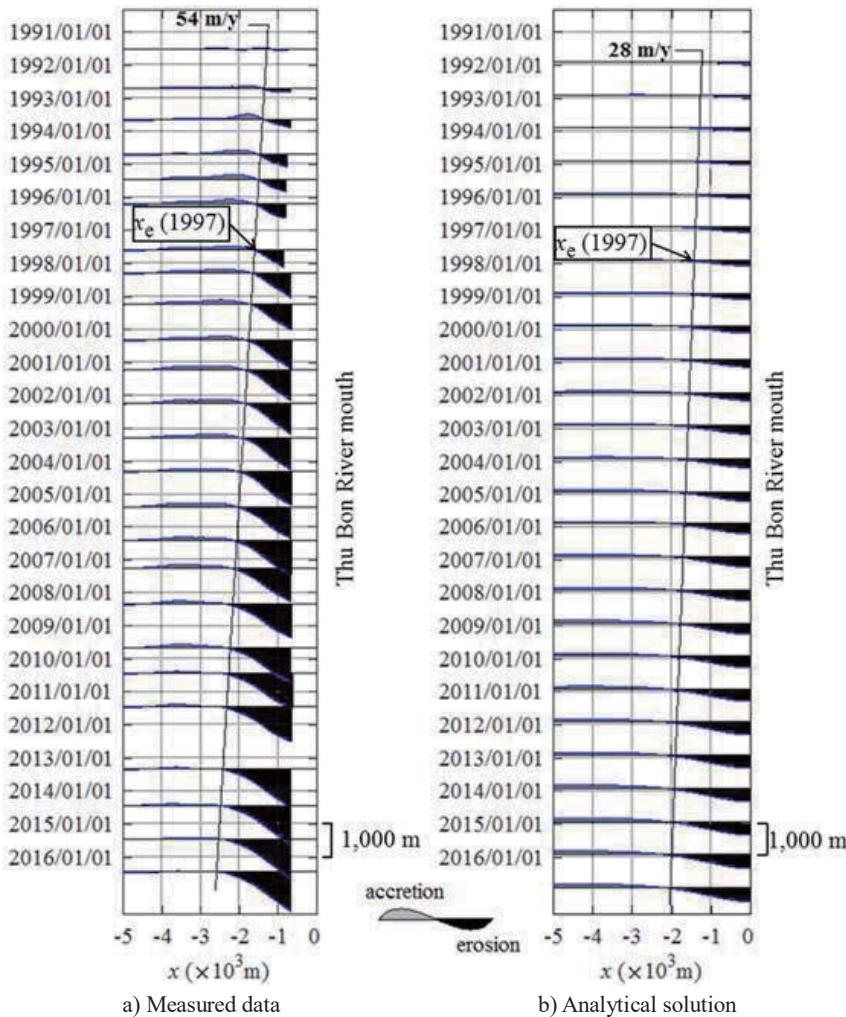


Figure 6. Comparison between measured data and analytical solution

Figure 6a and 6b show the shoreline changes with reference to the shoreline position in 1990 obtained from the Landsat images and the analytical results, respectively. Intersections between shoreline changes and the horizontal axes are the ends of erosion zones denoted by x_e (m). Thu Bon River mouth is located at the right end of each figure. As can be seen from Figure 6, the propagation speed of the erosion waves measured from Landsat images is about two times higher than the value obtained from the theory. Higher value of propagation speed from measured data indicates that erosion is more severe in reality.

In addition, ending positions of erosion zones are plotted to clarify this severe erosion as can be seen in Figure 7. This diagram shows good agreement between theory and measured data from 1990 to 1999.

From 1990 to 1999, there was no construction activity on Cua Dai Beach, which means the model of Hoang et al. (2015) is sufficient to study natural beach morphological change. Furthermore, this good agreement indicates the reliability of $\varepsilon=125\text{m}^2/\text{day}$. However, from 2000, the erosion at Cua Dai Beach has become more serious compared to the predicting trend from analytical solution. The seawalls along the coastlines, which block the longshore sediment transport and cause further erosion in the down drift side, have resulted in this difference. Therefore, it is highly required to improve the model by including the effect of seawall in the next study.

4. Conclusions

Propagation of erosion waves on Cua Dai Beach has been analyzed using Landsat images from 1990 to 2016. The propagation velocity is 54m/y, which is higher than the result obtained from analytical solution (28m/y). Seawalls on Cua Dai Beach have caused excess erosion along the beach. Furthermore, a new approach has been introduced to determine the diffusion coefficient by making comparison between analytical results and measured data in terms of the propagation of the erosion waves. The result shows that diffusion coefficient expressing time scale shoreline change on Cua Dai Beach is $\varepsilon=125\text{m}^2/\text{day}$.

5. References

- Duy D.V., Tanaka H., Mitobe Y., Hoang V.C. and Viet N.T. (2016). Study on river mouth delta formation and recent beach erosion on Cua Dai Beach, Vietnam. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, Vol. 72(2), pp. I_1657-I_1662. (in Japanese).
- Hoang V.C., Viet N.T. and Tanaka H. (2015). Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part II theoretical analysis. *Tohoku Journal of Natural Disaster Science*, Vol. 51, pp. 87-92.
- Larson M., Hanson H. and Kraus N.C. (1987). Analytical solutions of the one-line model of shoreline change. *Technical Report CERC-87-15, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station*, 72p.
- Matsuki, H. (2016). Beach erosion control at Cua Dai in the central Vietnam, *KASEN, April Issue*, pp. 57-62. (in Japanese).
- Nagasawa T., Thuy M.T.T., Viet N.T. and Tanaka H. (2016). Analysis of the effects of countermeasures for coastal erosion in Cua Dai Beach, Central Viet Nam. *Proceedings of the Vietnam-Japan Workshop on Estuaries, Coasts, and Rivers 2016*, USB.
- Tanaka H., Duy D.V. and Viet N.T. (2016). Shoreline change in a wide area on both sides of the Cua Dai River mouth, Vietnam. *Proceedings of the Vietnam-Japan Workshop on Estuaries, Coasts, and Rivers 2016*, pp. 13-22.
- Tanaka H., Viet N.T., Hoang V.C. and Duy D.V. (2015). Erosion mechanism on Cua Dai Beach, Central Vietnam. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B3 (Ocean Engineering)*, Vol. 71(2), pp. I_449-I_454. (in Japanese).

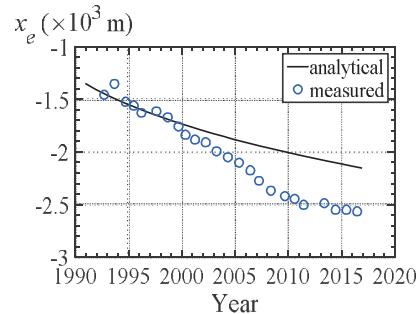


Figure 7. Comparison between measured data and analytical solution

UAV を用いた高頻度海浜モニタリング*

東北大学工学部土木工学専攻 鈴木彰容
東北大学大学院土木工学専攻 三戸部佑太
東北大学大学院土木工学専攻 田中仁

1. はじめに

海浜形状データは海岸部における土砂輸送や地形変化を把握するための基礎的なデータとして必要不可欠である。空中写真は広域の地形情報を一度に捉えることができ、海岸を対象とした研究にも大いに活用されてきている。一方河口地形は複雑な外力のもと絶えず変化し続けるため、この変形過程を分析するには、高頻度にデータを取得することが必要になる。しかし従来の空中写真測量は高価であることから、高頻度に実施することには難しさが伴う。一方で近年、小型の UAV (Unmanned Aerial Vehicle) の普及が進み、その簡便さから海岸部のモニタリングにも適用され始めている（例えば、松原ら、2016）。そこで本研究では、一週間に一度という高い頻度での UAV を用いた空撮及び空中写真解析を実施し、河口の変形過程について分析を行った。

2. 対象地域

本研究では仙台市の二級河川・七北田川河口付近を対象とした（図-1）。七北田川は、仙台市北西部の泉ヶ岳に源を発し、仙台市蒲生地先で仙台湾にそそぐ二級河川であり、幹川流路延長は 45km、流域面積は 229.1km² であり（澤本ら、2010），これまで数多くの研究がなされてきた（例えば田中ら、2004）。川はもともと現河口近くで約 1km 北上してから仙台湾にそいでいた。これは仙台海岸において北上する漂砂が卓越することを示している。1965 年の仙台港建設を受け、導流堤によって現位置に固定された。近年においては、河口砂州の形状は沿岸漂砂の影響により右岸が伸長する傾向にあるが、波向等の波浪条件により絶えず細かい変形を繰り返している。最近では 2016 年 8 月末に東北に上陸した台風 10 号及び 11 月 22 日の福島県沖地震に伴って発生した津波により、河口砂州の形状が明瞭に変化した。

3. 使用器具

本研究では、SwellPro 社製の Splash Drone を用いた。内蔵 GPS による完全自律飛行が可能である。また自律飛行に際して、同社が提供しているソフトウェアを使用した。飛行時間は 10 分から 15 分程度で飛行速度は約 5km/s（自律飛行時）であり、完全防水仕様なので雨天時での航行や水面への離着陸が可能となっている。カメラには GoPro 社製の GoProHERO4 を適用した。解像度は 12Mp (3000×4000) であり、広角レンズが適用されているため、撮影された画像には樽状の歪みが発生する。

* High-frequency UAV monitoring of beach and wave by Akihiro Suzuki, Yuta Mitobe and Hitoshi Tanaka

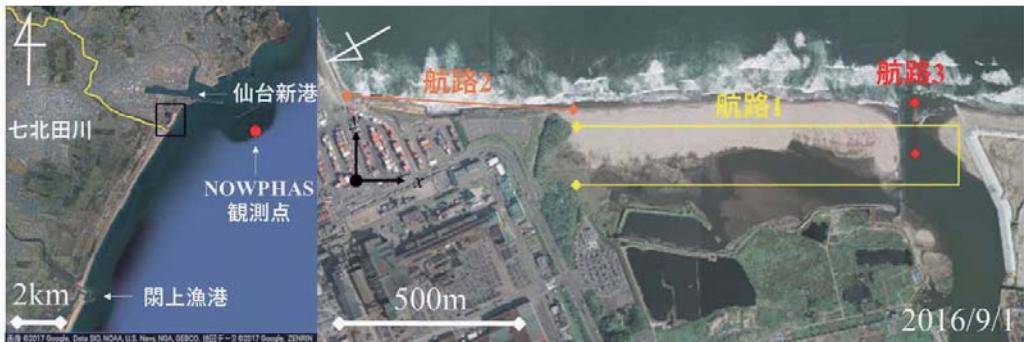


図-1：対象地域及び撮影航路

表-1：航路ごとの撮影日時

	9月17日	9月25日	10月1日	10月7日	10月22日	10月28日	11月4日	11月11日	11月18日	11月22日	11月23日	11月25日	11月27日	12月3日
航路1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
航路2	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
航路3							○			○	○	○	○	○

4. 研究手法

今回対象地域において、UAV の空撮は図-1（右）に示した 3 航路で実施した。航路 1 では対象地域北部にある駐車場及び港湾施設のある盛り土の法面部を撮影、航路 2 は航路 1 の末端から七北田川河口部までの海浜及び手前の干潟地形をそれぞれ往路・復路で撮影、航路 3 では七北田川河口部を撮影した。また撮影期日を表 1 に示した。9 月 17 日より基本的に一週間間隔で 12 月 3 日までとしたが、11 月 22 日に太平洋沖で発生した地震に伴い対象地域を越流する津波が発生したことから、この期間においては詳細な変化を見るために 2 日間隔で空撮を実施した。航路 3 については 11 月 4 日及び津波後からの実施となっている。また撮影高度は航路 1 及び 2 では 80m、航路 3 では 145m として行い、地上解像度はそれぞれおよそ 4.1cm と 7.4cm となっている。本研究では特に河口部の変形過程を分析することを目的としたので、航路 3 から得られた画像群及び航路 2 から得られた画像群から河口部のみを抽出し解析を実施した。解析に際しては、今回使用した GoPro 社製カメラには広角レンズが適用されているため、画像に樽状の歪みを生じたが、これは同社が提供しているソフトウェアを用いて除去した。次に画像の幾何補正を行ったが、海浜の様な特徴的なものが少ない場所において UAV を用いた空撮を行うときは、後の幾何補正等のために地上基準点を人工的に設置し、GPS 機器等を用いて事前に任意の座標系での緯度経度を測量しておくことが一般的であるが（例えば Comcalves ら, 2015），今回の測量では測量コスト低減のために、地上基準点を設置せずに空撮を行った。このため、別途航空機により撮影し、事前に幾何補正された写真（図-1 右）を用いることで、幾何補正を行った。アルゴリズムとしては二つの画像両方に写っている特徴物を選択し、関連付けることによる幾何補正を行うというものである（HOANG ら, 2016）。ここで画像の原点及び座標軸は図-1（右）に示した通りである。その後画像の輝度を参照することで汀線を抽出し、最後に砂浜勾配に代

表値として 0.11 を与えることで潮位補正を行った（黒澤ら, 2001）。

5. 結果

上記期間において撮影した 13 日間の汀線データに、9 月 1 日に撮影された航空写真から抽出した汀線データを加えた計 14 日間を、9/1~10/22, 10/22~11/18, 11/18~12/3 というように区切った。これは一つ目の期間では砂州が後退傾向、二つ目の期間では砂州が前進傾向にあり、三つの期間においては 11/22 に発生した津波前後の変化の傾向を、それぞれ分析するためである。以下それぞれの期間における汀線変化を波浪情報等と合わせて分析していく。

5-1. 9/1~10/22

8 月 30 日に東北に上陸した台風 10 号の影響で、対象地域において明瞭な侵食が観測された。

この汀線変化も分析するために、UAV で撮影した写真とは別に 9 月 1 日に撮影された航空写真からも汀線を抽出し、これを加えたものが図-2 となっている。また NOWPHAS による有義波高、周期及び波向を図-3 として示した。図-2 の x 軸が北から 210° の方向を向いているので波向が 120° より大きければ波は図-2 の右上から入射してくることになり、逆に 120° より小さければ左上から入射してくることとなる。

9 月 1 日~9 月 17 日の間に、両岸とも砂州

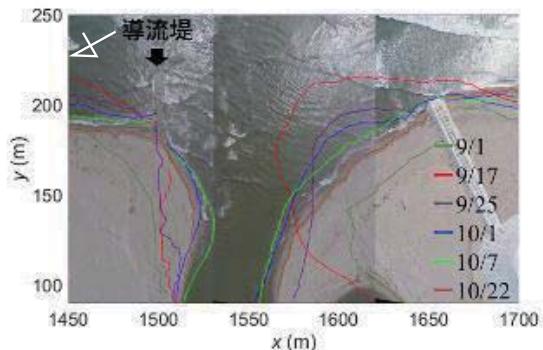


図-2：9/1~10/22 の汀線変動

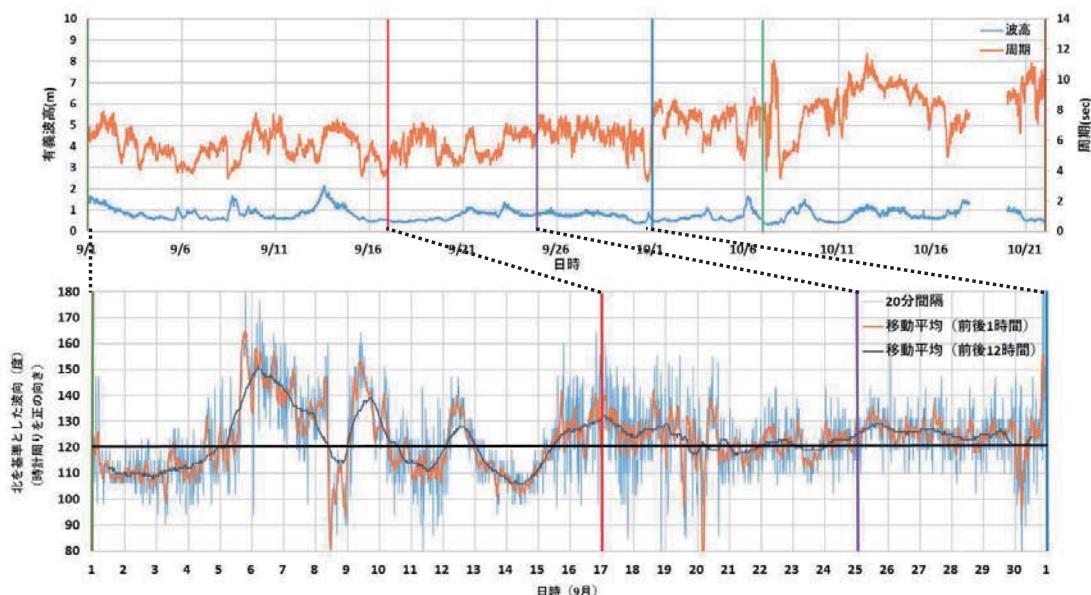


図-3：9/1~10/22 の波浪情報（上）、9 月の波向変化（下）

が急激に前進していることが見て取れる。これは台風によって浸食された部分に、沿岸漂砂によって砂が堆積したことが原因の一つだと考えられる。そして9月17日からは左岸導流堤 ($x=1500\text{m}$) より左側は後退、右側は前進する傾向がみられ、一方右岸では回復した汀線が河口奥へ押し込まれていることが分かる。ここで、図-4を見てみるとこの期間は波向きが基本的に 120° 以上であることが分かり、結果として砂州が奥に押し込まれたと考えられる。

5-2. 10/22~11/18

図-4から、この期間においては9/17~10/22の期間とは逆に、両岸とも堆積傾向を示していることが読み取れる。右岸に関して、まず10/22~11/4の期間に右岸導流堤先端部 ($x=1650\text{m}$) より右側に砂が堆積し、その後導流堤の左側が堆積していることがわかる。これは河川の流れによって沿岸漂砂が遮られ、その上手側に砂が堆積したからだと考えられる。一方左岸に関して、右岸が堆積傾向を見せていた10/22~11/4の期間では特徴的な変化は見られないが、砂州が右岸導流堤より左側に張り出してきた11/4~11/18の期間で堆積傾向がみられるが、この変化も沿岸漂砂によって堆積したものと考えられる。

5-3. 11/18~12/3

先述の通り、11月22日に福島県沖で発生した地震に伴い対象地域を越流する流れが発生したことを受け、この期間においては津波発生1日後、3日後、5日後、11日後と撮影間隔を短くした。興味深い点は津波そのものによる汀線変動がほとんど見られないことである。続いて図-6から読み取ることとして、河口左岸は時間の経過とともに砂が河口奥に押し込まれている一方、河口右岸ではほとんど変化がないことであ

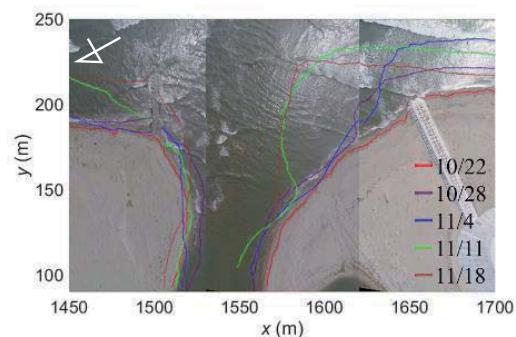


図-4：10/22～11/18 の汀線変動

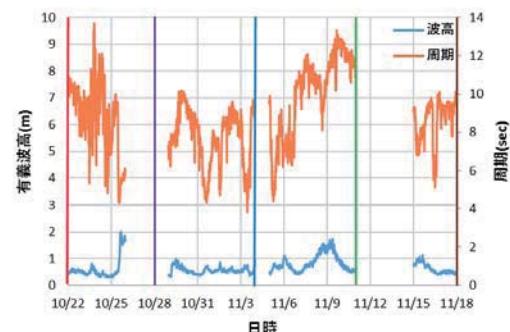


図-5：10/22～11/18 の波浪情報

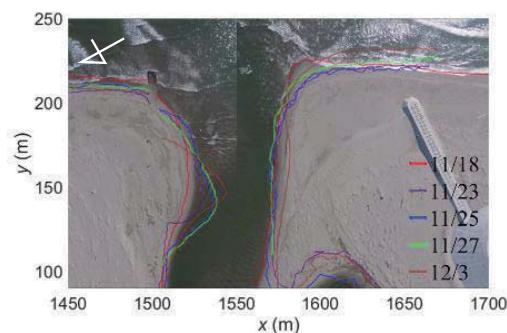


図-6：11/18～12/3 の汀線変動

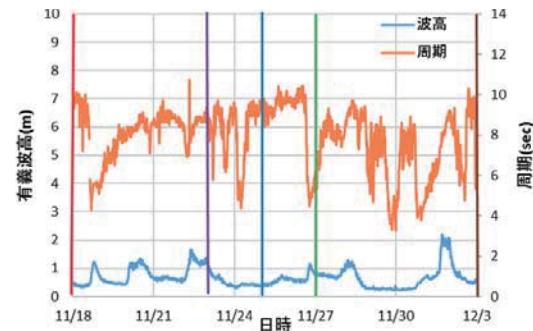


図-7：11/18～12/3 の波浪情報

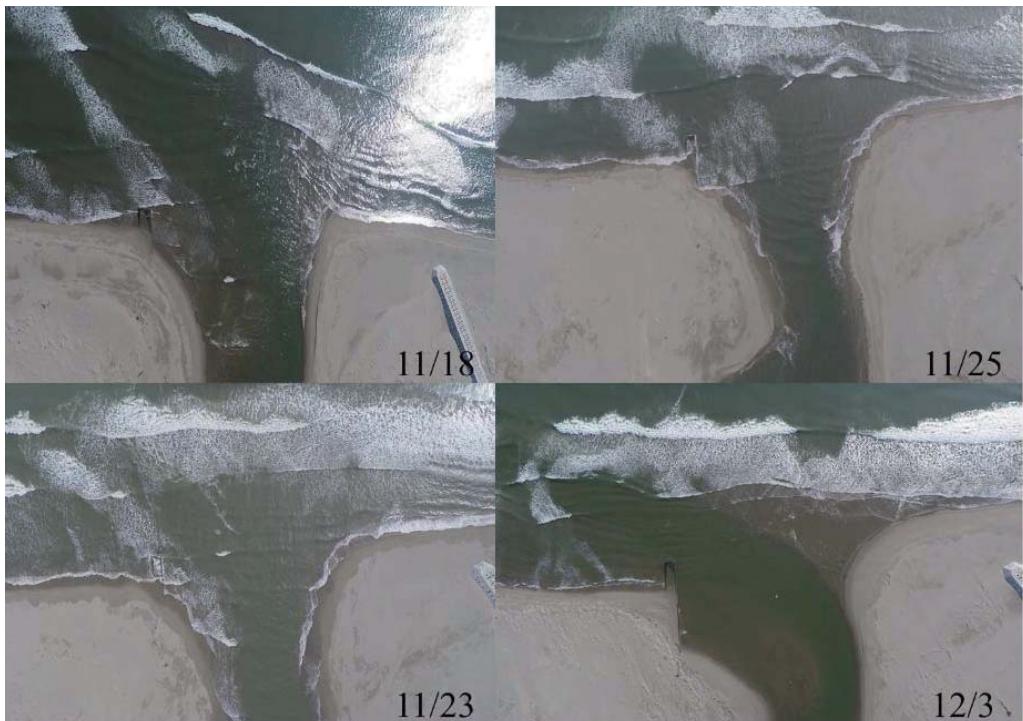


図-8：津波前後の河口への入射波向の変化

る。河口付近での波向の変化を図-8に示した。津波襲来前後の11/18と11/23の画像を比較してみると、波の入り方が大きく変わっていることが分かる。津波襲来以前は河口前面に砂が堆積し、水深が浅く、河口周辺において大きく波が屈折していたが、津波後はこのような屈折が見られないことから、津波により河口前面の砂が削られたと推察できる。その結果、津波襲来後は波が河口に対して垂直に、かつ比較的大きなエネルギーを保持して入射してきたため、左岸が河口奥に押し込まれたと考えられる。一方右岸に関しては、18日の段階で砂州が図のx軸と平行になっていることが分かり、津波後の波向と垂直になったため、ほとんど汀線に変化が見られなかったと考えられる。またこの期間において11/27~12/3における変化が比較的大きいのは、12/2頃に波高が2mを超える有義波が発生していたことが要因の一つであると考えられる。以上より津波襲来後の河口地形の変形過程には、河口への入射波向の変化が大きく関わってきていると結論付ける。

6. 終わりに

本研究では、UAVを用いることで従来よりも高頻度に空撮を実施することで、河口地形の変形過程を明らかにすることを目的とした。一週間に一度という頻度で実施することで、波向など波浪条件の変化に応じて刻々と変化する河口地形の様子が観察された。しかし津波後を例に挙げると、津波によってどの程度海底が削られ、それがどの程度波向の変化に寄与しているの

かなど、まだわからない点が多い。また津波後、右岸では汀線こそ明瞭な変化は見られなかつたが、越流により砂浜の三次元的な形状は大きく変化していることが推察される。今後は波向の変化をより定量的に分析していくとともに、砂浜の三次元形状の復元も実施していくことで、河口地形の変形過程を明らかにしていく。

参考文献

- 1) 黒澤辰昭、田中仁：空中写真による海浜汀線形状の判読に関する研究、海岸工学論文集、第48巻、pp. 586- 590、2001.
- 2) 田中仁：第11章 七北田川、日本の河口（澤本正樹・眞野明・田中仁編著），古今書院、pp.104-114、2010.
- 3) 松葉義直、佐藤慎司、波多野景治：静岡県福田浅羽海岸サンドバイパス吐出口周辺におけるUAVを用いた地形変化監視手法の適用、土木学会論文集B2(海岸工学)、Vol.72、No.2、PP.I_851-I_858、2016.
- 4) Concalves J.A., Heriques R. : UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing , Vol.104, pp.101-111, 2015.
- 5) Patchanok Srivihok, 田中仁：高頻度空中写真撮影による七北田川河口砂州の動態の検討、海岸工学論文集、Vol.51、pp.531-535、2004.
- 6) Vo Cong HOANG, 田中仁、三戸部佑太：東日本大震災後の仙台海岸広域漂砂系の回復状況、土木学会論文集B2(海岸工学)、Vol.72、No.2、pp.I_769-I_774、2016.

三沢海岸 2016 年地形変動特性

八戸工業大学工学部 佐藤 航、佐々木 幹夫

1. はじめに

三沢海岸では、三沢漁港防波堤の建設以来、その北側海岸において侵食が急激に進んでいた。三沢海岸の侵食を防ぎ砂浜を残すための対策としてヘッドランド工法が用いられている。ヘッドランド工周辺の海岸地形を定期的に調査することで、地形変動の傾向を把握でき、海岸の地形変動の特性を明らかにすることができます。また同時に、ヘッドランド工法の効果を確認することが可能となる⁽¹⁾。本研究では、2016年4月から2017年1月までの汀線位置を調べることにより地形の変動特性を明らかにしてみる。

2. 現地観測

観測は、GPS、小型パソコンを一枚の板に固定してB1～B13HL区間（14 km）を汀線に沿って歩き、汀線位置を2016年4月から2017年1月を対象期間として月に1度の割合で測定した。気象条件により観測実施日は左右されたがおおむね月1回の観測は実施できた。写真1に汀線位置を測定しているところを示した。汀線位置の測定は波が高い時は真の汀線位置より陸側に一定距離後退したところを汀線に平行に沿って移動し測定している。写真に示した4月25日は陸側に25m後退したところを測定し、作業終了後に真の汀線位置に補正している。表1は今年度の観測日時と波の状況、汀線測定位を示したものである。観測は波が穏やかで、雨の降らない日に実施することを原則とし、表にあるとおり波がやや高い日に観測を行なった月もあったが、無事観測を行なった。

3. 三沢海岸における侵食対策と海岸の現況

三沢海岸では、三沢漁港の北側において、海岸侵食対策工としてヘッドランド工の建設が進め



写真1 汀線観測 2016年4月25日

* Characteristics of Shoreline in Misawa Coast in 2016 by Wataru Sato and Mikio Sasaki

られており、
2016年3月時
点で図に示す
ように13基中
10基が計
画通り堤長
200m、設置
間隔1kmで設
置されており、
残り3基のヘ
ッドランドが
延伸中となっ
ている。これ
らのヘッドラ
ンドには南か
ら北へ順に

表1 汀線観測日

回	対象月	実・日	碎波波高	波向き	汀線測定位 置
1回目	4月分	4月25日	1.5m	東北東	後退25m
2回目	5月分	6月3日	1.2m	東北東	後退20m
3回目	6月分	6月29日	1.5m	東南東	後退20m
4回目	7月分	7月26日	1.3m	東北東	後退15m
5回目	8月分	8月25日	2.3m	南東	後退25m
6回目	9月分	9月20日	1.5m	東	後退20m
7回目	10月分	10月14日	1.1m	北	後退15m
8回目	11月分	11月2日	1.2m	東南	後退20m
9回目	12月分	11月30日	1.0m	東南	後退15m
10回目	1月分	12月26日	1.5m	北	後退25m

B1、B2、…、B13HLと名前が付けられている。

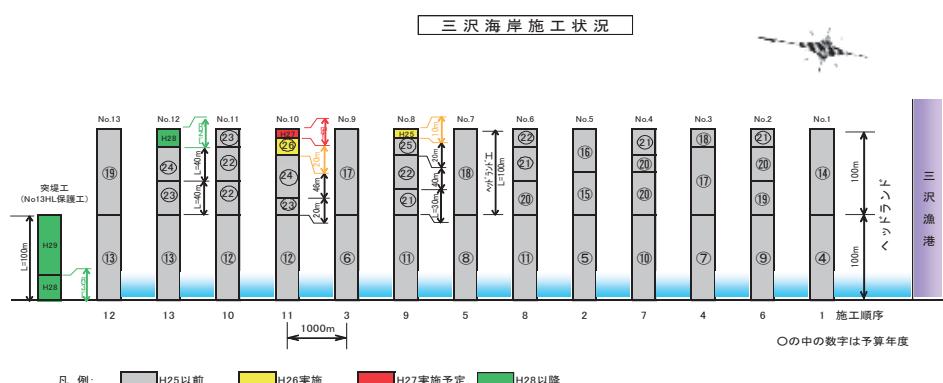


図1 三沢海岸ヘッドランド工設置状況 2015年3月堤長200m、間隔1km13基中、3基
延伸中

4. 地形変動特性

図2には2000年4月29日、2015年12月24日、2016年4月25日における汀線位置を示している。図において点線は2000年4月29日の汀線位置を示し、細線は2015年12月24日の汀線で、太線は2016年4月25日の汀線を示している。図より、B6HLからB7HL海岸において太線が2015年12月24日汀線より南側で前進、北側では、ほぼ同位置にあることがわかる。また2000年4月29日汀線と比較すると、前進と後退を繰り返しながら、ほぼ同位置にある。汀線形状は、円弧状を示し、この海岸は安定化が進んでいると考えられる。一方、B7HLからB8HL海岸では、2016年4月25日の汀線が、2000年4月29日と2015年12月24日の汀線位置より前進していることがわかる。この海岸でも形状は円弧状を示し、海岸の安定化が進んでいると考えられる。

図3は2000年4月29日、2016年4月25日および11月2日のB6HLからB8HL間の汀線位置を示す。点線は2000年4月29日汀線を示し、細線は2016年4月25日汀線を、太線は2016年11月2日の汀線位置を示している。図よりB6HL～B7HL海岸において、2016年11月2日の太線が2016年4月25日、2000年4月29日汀線より全体的に後退していることがわかる。B7HL～B8HL海岸も2000年4月29日、2016年

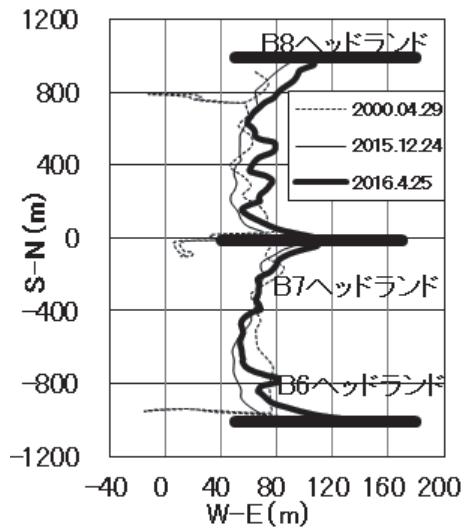


図2 汀線位置の比較 2000年4月29日～2016年4月25日における汀線位置

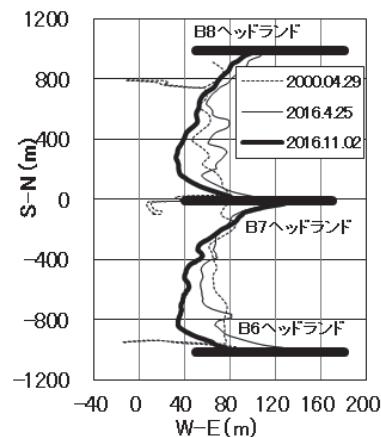


図3 汀線位置の比較 200年4月29日～2016年11月2日における汀線位置

4月25日汀線より、後退している。しかし、この後退は、海岸の侵食を意味するものでなく、年変動の範囲内の後退である。すなわち、汀線は春期4~6月に前進し、冬期11~12月に後退する傾向にあり、4月汀線（2000年4月28日汀線点線、2016年4月25日汀線細線）と11月汀線の位置の差は図では、後退となっているだけであり、海岸侵食を意味する汀線後退ではない。

図4は2016年における4月25日から11月2日にまでのB6HL～B8HLまでの各月の汀線位置を示している。一番前進しているのが4月25日の汀線であり、一番後退しているのは、8月25日の汀線である。他の月はこれら二つの汀線間に位置している。汀線形状はヘッドランドの近くが海側に位置、ヘッドランド間中央部が陸側に位置している形状となっており、その形は円弧に近くなっている。この形状は海岸がヘッドランド工法により安定化が進んでいることを示していると言える。

図5に2000年4月28日、および2016年4月25日から2016年11月30日におけるB1南側海岸～B2HL間汀線位置を示した。B1ヘッドランドは最初に建設されたヘッドランド工であり、この箇所の海岸侵食が対策開始当時最も深刻で対策が急がれていた。海岸の侵食は激しく進んでいたが、この海岸侵食もヘッドランド工の設置により止まり、砂浜は年々復元

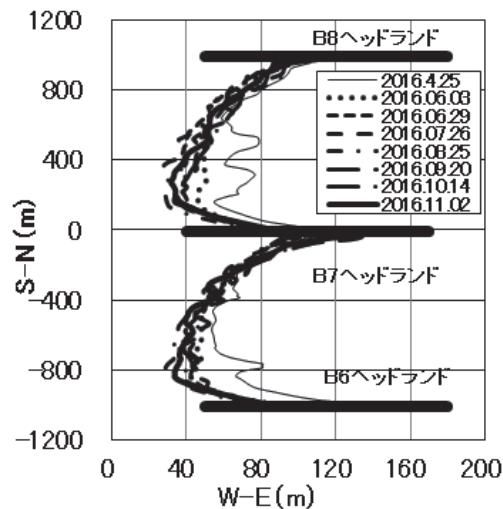


図4 汀線位置の比較 2016年4月25日～2016年11月30日

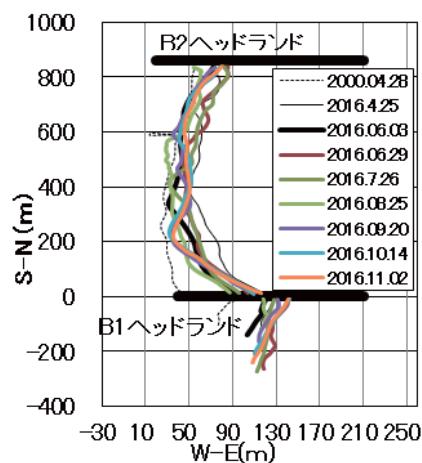


図5 2000年4月25日の汀線と2016年4月25日～2016年11月30日における汀線

してきている。汀線形状はきれいな円弧状を示しており、海浜の安定化が進んでいることを示している。海岸侵食は、ヘッドランド工の設置により止まり、砂浜は復元してきている。この海岸には青森県農林課の事業で海岸護岸が設置されているが護岸の傾斜は緩く、ヘッドランド工法により捕捉されている漂砂を砂浜に留めていることが認められる。

図6に2016年4月25日から2016年11月30日までのB4HL～B6HL海岸の汀線位置を示した。図において、右側が海で、左側が陸となっている。B4HL～B5HLの汀線形状は円弧状に近く、安定化が進んでいることが図よりわかる。しかし、2000年4月28日の汀線と2016年4月から2016年12月と比較すると、この海岸南側でやや後退していることがわかる。B5HLからB6HL間では、2000年4月28日の汀線と2016年4月から2016年12月までの汀線と比較すると、2000年4月28日よりも全体的に前進していることがわかる。また汀線形状は、円弧状を示しており、海岸の安定化が見られる。

図7は2003年4月と2016年4月25日全海岸前進量を示した。図の縦軸の0は2003年4月汀線位置を示しており、負の値は汀線の後退を意味している。図より、2016年4月25日汀線は前進しているところが多く見られ、全般的に海岸は前進していることがわかる。

図8は2000年1月から2016年11月（2016年11月30日測定）までのB4HL～B5HL海岸の長期地形変動を汀線の平均位置で示したのであり、図9は2000年1月から2016年11月までのB5HL～B6HL海岸の長期地形変動を汀線の平均位置で示したのである。これらの図では平均汀

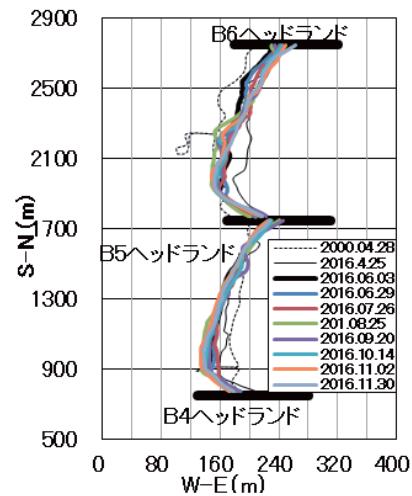


図6 2000年4月28日の汀線と2016年4月25日～2016年11月30日の汀線

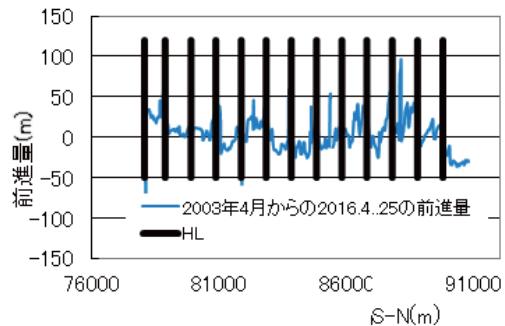


図7 2003年4月～2016年4月全海岸前進量

線の位置を黒の実線で表し、移動平均を青の実線で表している。両図より汀線位置は月ごとに変動しているが、B4HL～B5HL海岸においては、2003年ころよりほぼ同位置にあり、また、B4HL～B5HL海岸においては、2002年までは後退を続け、それ以降2003年から2009年まではほぼ同位置、2010年からは約50m前進した位置で月変動を繰り返しながらほぼ同位置にあり、両海岸ともに侵食ではなく、安定しているといえる。平均汀線位置は、上に凸部分（前進）が4月～7月頃であり、下に凹部分（後退）が11月～1月頃である。平均汀線に両図とも月変動が見られるのは、前述のとおり三沢海岸の汀線位置が4月～7月頃に前進、11月～1月頃に後退する傾向があるためである。年間の地形変動の傾向は4月～7月頃に前進、11月～1月頃に後退し、この地形変動が1年ごとに繰り返されている。

5.結論

本研究により以下のことが明らかとなった。（1）B4HL～B6HL間ににおいて汀線形状は円弧状を示しており、地形変動の安定化が進んでいる。また、B3～B4HLを除いた他の海岸でも汀線形状は円弧状となっており海岸の安定化が進んでいる。（2）汀線は季節毎に、また月毎に変動している。汀線は、過去の2000年～2003年の汀線位置と比較するとほぼ同位置にあり、近年の三沢海岸では海岸侵食がとまり、海岸の安定化が進んでいる。

6. 謝辞

この調査は青森県上北地域県民局（局長 山田 裕）からの委託研究により実施したものである。ここに深甚なる敬意を表する。

参考文献 (1)対馬央人、佐々木幹夫：三沢海岸2015年度地形変動特性、東北地域災害科学的研究 vol.52,2016,pp.127-132.

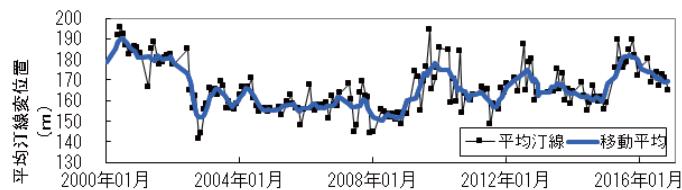


図8 B4～B5HL海岸平均汀線位置 2000年1月～2016年12月



図9 B5～6HL海岸平均汀線位置 2000年1月～2016年12月

Observation of sand spit development at Cua Lo River mouth, Central Vietnam

Dinh Van Duy¹, Hitoshi Tanaka², Yuta Mitobe³ and Nguyen Trung Viet⁴

Abstract: The development of a sand spit at Cua Lo River mouth in Central Vietnam is causing complex beach morphological change and affecting the local people activities. Satellite images were used to observe the migration of this sand spit. Shoreline positions extracted from Landsat images show that the sand spit has shifted 1.7 km from 1973 to 2016. As a result, the protrusion of this sand spit is causing beach erosion on the downdrift side. In addition, long-term sediment deposition rate on the sand spit evaluated based on temporal variation of the sand spit's area is $0.16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$.

1. Introduction

Cua Lo River mouth locates in Central Vietnam, which is about 650 km southward from the Capital Hanoi (Figure 1). Beach morphological change at this river mouth is happening with the development of sand spit on one side and erosion of the opposite side (Figure 2). This problem is getting attention of local authorities as well as scientists since it is affecting the local people activities such as aquaculture and tourism. Although problem at Cua Lo River mouth has been stated, there are still few studies about this issue. Binh (2014) studied the geomorphic conditions at Cua Lo River mouth and concluded that shoreline retreat at this location is mainly caused by wave activities in the northeast monsoon season. Cong et al. (2016) made analysis to investigate the erosion and deposition mechanism at Cua Lo River mouth using

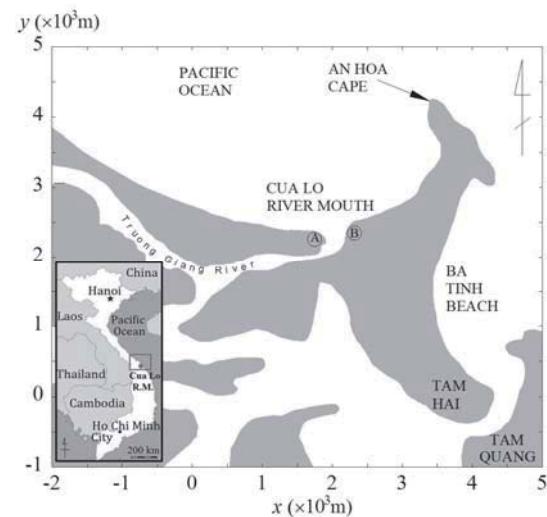


Figure 1. Study area



Figure 2. Beach morphological change at Cua Lo River mouth (Point A and B are specified in Figure 1)

¹Graduate student, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

²Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

³Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

⁴Associate Professor, Thuyloi University, 175 Tay Son, Dong Da, Hanoi, Vietnam

CERC formula and numerical model.

The development of the sand spit, which is important to understand and predict morphological change at inlet system (Tung et al., 2009), has not been studied at Cua Lo River mouth. Therefore, this study will focus on the movement of the sand spit at Cua Lo River mouth using sequential aerial photographs from 1973 to 2016.

2. Study area and data collection

This study focuses mainly on an area around the sand spit on the left of Cua Lo River mouth as shown in Figure 3. Truong Giang River is 70 km long, which is actually a branch of Thu Bon River running along the coastline from the northwest (the whole map of Truong Giang River can be seen in Tanaka et al., 2016).

Landsat images from 1973 to 2016 were utilized to observe the movement of the sand spit at Cua Lo River mouth as can be seen in Figure 3. Those images are rectified to the same coordinate system in the World Geodetic System 84 (WGS-84) with the coordinates of the origin are 246,998.99 E and 1,712,461.66 N. The baseline is set at 90 degrees counter clockwise from the north. Extracted shoreline positions from rectified photos are not corrected to tidal levels since the maximum difference of shoreline positions due to tidal effect is still



Figure 3. Typical Landsat images show the migration of the sand spit

smaller than 1 pixel of the Landsat image (usually from 25 m to 40 m per pixel).

3. Results and discussion

3.1. Migration of the sand spit

The migration of the sand spit can be seen clearly in Figure 3. The migration process has led to the disappearance of the beach on the right hand side

of Cua Lo River mouth as well as the eastward shifting of this river mouth. To quantitatively investigate the migration of the sand spit, shoreline positions of several years during the surveying period are plotted in Figure 4 to show the migration of the sand spit. As can be seen from the figure, the sand spit has extended approximate to 1.7 km to the east in 43 years.

The development of sand spit at Cua Lo River mouth is simmilar to the Inlet Migration Spit Breaching Model introduced by FitzGerald et al. (2000) as in Figure 5. In their report, they stated that during the migration process, longshore sediment transport adds sand predominantly to updrift side of the river mouth which inturn results in the erosion of the downdrift side and causes the shifting of the river mouth. FitzGerald et al. (2000) also discussed about the formation of a new inlet besed on the

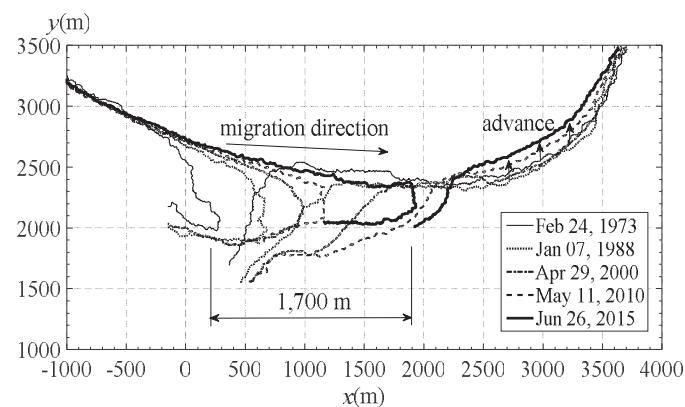


Figure 4. Shoreline positions of several years

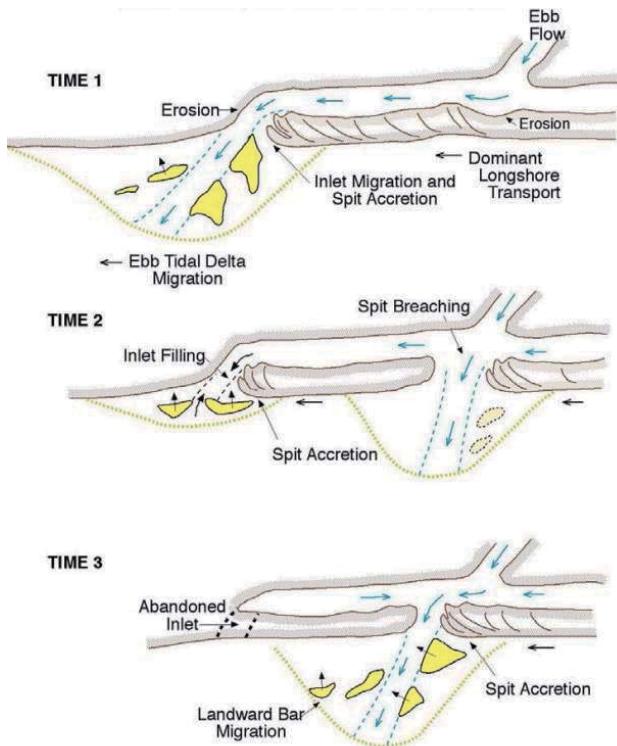


Figure 5. Migration and spit breaching model
(FitzGerald et al., 2000)

breaching of the sand spit at a location updrift of the sand spit where the tidal prism is easily accessed (Figure 5). In their model, the ebb flow from the river impinges on the backbarrier side of the spit to reduce the width of the spit and determines the favourable location for breaching.

However, in case of Cua Lo River mouth as can be seen in Figure 1, Truong Giang River runs along the coast line which indicates that the effect of the river flow on the sand spit to erode the back side of the sand spit can be neglected. As a result, the tip of the spit will develop and entrench into the right side of the river mouth without any breaching. Finally, Cua Lo River mouth will be closed and Truong Giang River will discharge to the ocean through the inlet between Tam Hai and Tam Quang villages. This argument can be confirmed by the composition of the An Hoa Cape, which mainly consists of basalt (Binh, 2014) and will impede further migration of the sand spit.

3.2. Temporal variation of shoreline positions at some positions along the coastline.

Temporal variations of shoreline positions at $x=-500$ m, 0 m, 500 m and 3,000 m along the coastlines are shown in Figure 6. According to the figure, among four observing locations, there is only one location where the shoreline position remained stable from 1973 to 2016. Shoreline advance at $x=3,000$ m together with the erosion of beach on the right side of Cua Lo River mouth indicates that sediment in this area is moving predominantly to the east. This moving direction of sediment well agrees with the development direction of the sand spit.

3.3. Long-term sediment deposition on the sand spit.

Figure 7 defines the sand spit's area, A (m^2), which will be used to calculate the long-term sediment deposition on the sand spit of Cua Lo River mouth. The estimation of long-term sediment deposition is based on a theory, which was introduced by Tanaka et al. (2006).

With regard to the determination of the sand spit's area, a fixed boundary on the left side of the sand spit must be determined since the sand spit is developing to

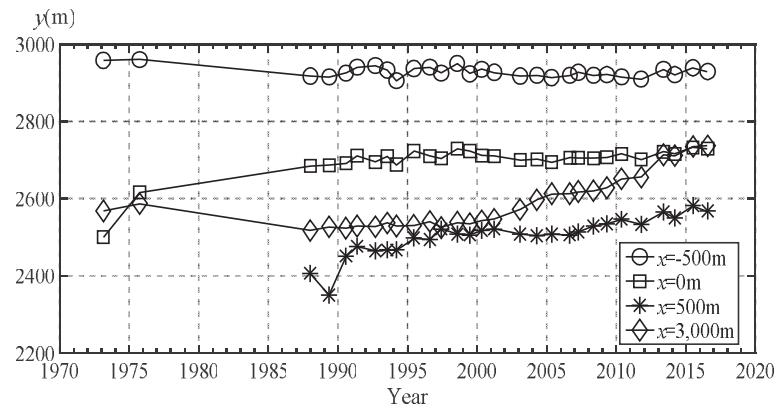


Figure 6. Temporal variations of shoreline positions at some positions

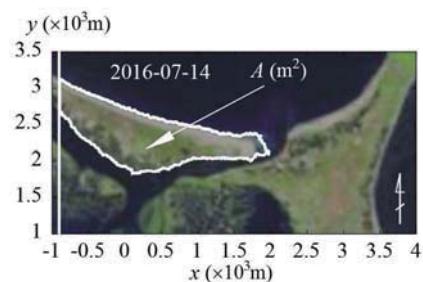


Figure 7. Area of the sand spit

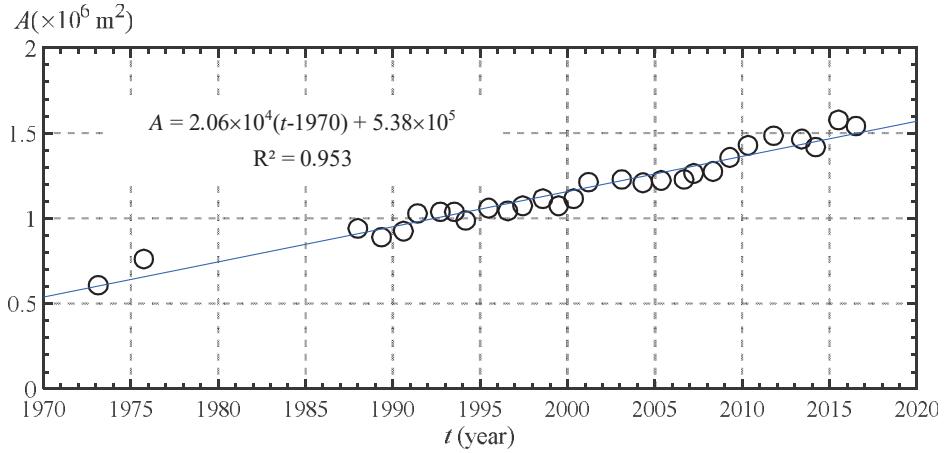


Figure 8. Temporal variation of the sand spit's area

the right. According to Figure 4 and Figure 6, there is almost no change of shoreline position over the surveying period at $x \leq -500$ m. Therefore, a vertical line will be set at $x = -900$ m as a demarcation on the left to calculate the area of the sand spit.

After calculating all the areas of the sand spit from 1973 to 2016, these values are plotted in Figure 8. Using linear regression method, temporal variation of the sand spit's area shows a developing trend at a speed of $2.06 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{y}$ as in Eq. (1):

$$A = 2.06 \times 10^4(t - 1970) + 5.38 \times 10^5 \quad (1)$$

Where t : time.

From the values of the spit's area change rate, the long-term sediment deposition rate can be calculated as follows (Tanaka et al., 2006):

$$Q = (D_B + D_C) \frac{\Delta A}{\Delta t} \quad (2)$$

In which, Q : long-term sediment deposition rate, D_B : berm height, D_C : depth of closure, $\Delta A/\Delta t$ indicates the area change rate of the sand spit. Values of D_B and D_C can be taken as 2 m and 6 m, respectively, from Cua Dai Beach (Duy et al., 2016), which is located on the same coastline and about 50 km to the northwest from Cua Lo River mouth. Using Eq. (2), the long-term sediment deposition on the sand spit can be estimated as $0.16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$.

4. Conclusions

The development of the sand spit on the left of Cua Lo River mouth has been studied using satellite images from 1973 to 2016. The analyzing results show that the sand spit has been elongated about 1.7 km by the sediment deposition during the survey period. As prediction, this sand spit will entrench to the rocky beach at An Hoa Cape and Truong Giang River will enter the ocean through another inlet between

Tam Hai and Tam Quang villages. Finally, long-term sediment deposition on the sand spit is estimated at the rate of $0.16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$.

5. References

- Binh T.V. (2014). Study on geomorphic conditions for beach environment management in Quang Nam Province. *Master thesis, VNU University of Science, Vietnam*, 131p (in Vietnamese).
- Cong M.V., Anh N.Q.D., Hieu B.Q. and Giang H.T.L. (2016). Analysis of coastal erosion and sedimentation issues in vicinity of Cua Lo River mouth, Quang Nam Province. *Proceedings of the Vietnam-Japan Workshop on Estuaries, Coasts, and Rivers 2016*, pp. 60-70.
- Duy D.V., Tanaka H., Mitobe Y., Hoang V.C. and Viet N.T. (2016). Study on river mouth delta formation and recent beach erosion on Cua Dai Beach, Vietnam. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, Vol.72(2), pp. I_1657-I_1662 (in Japanese).
- FitzGerald D.M., Kraus N.C. and Hands E.B. (2001). Natural mechanism of sediment bypassing at tidal inlets. *ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS*, 10p.
- Tanaka H., Duy D.V. and Viet N.T. (2016). Shoreline change in a wide area on both sides of the Cua Dai River mouth, Vietnam. *Proceedings of the Vietnam-Japan Workshop on Estuaries, Coasts, and Rivers 2016*, pp. 13-22.
- Tanaka H., Takahashi G., Matsutomi H. and Izumi N. (2006). Application of old maps for studying long-term shoreline change. *Proceedings of 30th International Conference on Coastal Engineering*, pp. 4022-4034.
- Tung T.T., Walstra D.J.R., Graaff J. van de and Stive M.J.F. (2009). Morphological modeling of tidal inlet migration and closure. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), pp. 1080-1084.

小川原湖汽水環境調査

八戸工業大学 古村 朋也・佐々木 幹夫、鉄建建設㈱ 功刀 智

1. はじめに

本研究では、青森県の東部に位置する小川原湖を調査対象地としている(図 1)。小川原湖は湖沼面積 62.12km^2 、水面の標高は 2014 年の年平均水位が 0.291m となってい る。小川原湖は、日本の湖沼では 11 番目の面積規模を有している(汽水湖の中では 5 番目)。青森県では、最大の湖である。また、流入河川は七戸川や花切川などで流出河川は高瀬川となっている。小川原湖の水質が平成 16 年から平成 26 年にかけて急激に悪化している。水質悪化の原因として塩分進入量の増加や、よれによる塩淡境界面の上昇が考えられている。そこで、本研究では、湖における汽水環境特性を明らかにすることを最終的な研究目的とし、今年度は、遡上塩水の現地観測を行い、遡上塩水の鉛直構造を検討してみる。観測は、平成 28 年 10 月 6 日から平成 28 年 11 月 10 日に実施した。

2. 観測方法

観測は自記式の塩分水温計、流向流速計を用いて、前述のように 10 月 6 日から



図 1 小川原湖位置



図 2 観測機器設置位置 (● 印) 図 3 設置位置

11 月 10 日にかけて行った。図 2 に観測地点を示す(図 2、●印)。塩分水温計、流向流速計に観測中貝類がつかないようにビニールテープ巻き、重りとロープをつけた。写真 1 に現地観測で使用した水温・塩分計示す。流向流速計は底面から 48cm の高さに設置した。計器設置は観測地点に船で行き船上よりロープに固定した塩分計(写真 1)を鉄パイプに縛り付けて固定した(写真 2)。塩分計の位置は湖の底より 10/6 から 10/24 までは 16 cm で 10/24 から 11/10 までは 32 cm に設置した。

* Study on salt water movement in Ogawara Lake by T.Komura, M.Sasaki, and S.Kunugi



写真1 現地観測に使用した塩分計

写真2 計測機器設置完了後の様子
左側下：流向流速計 右側下：水温塩分計

3. 結果と考察

3. 1 塩水遡上状況

図4に、観測値と計算値を示した。ここに、計算値は、次式より求めている。

$$V = 0.122 \sqrt{2g \Delta z} \quad \Delta z > 0 \quad (\text{順流}) \quad (1)$$

$$V = 0.22 \sqrt{2g |\Delta z|} \quad \Delta z < 0 \quad (\text{逆流}) \quad (2)$$

ここに、 $\Delta z = Z_0 - Z_1$ Z_0 ：小川原湖の水位 Z_1 ：高瀬川河口の水位

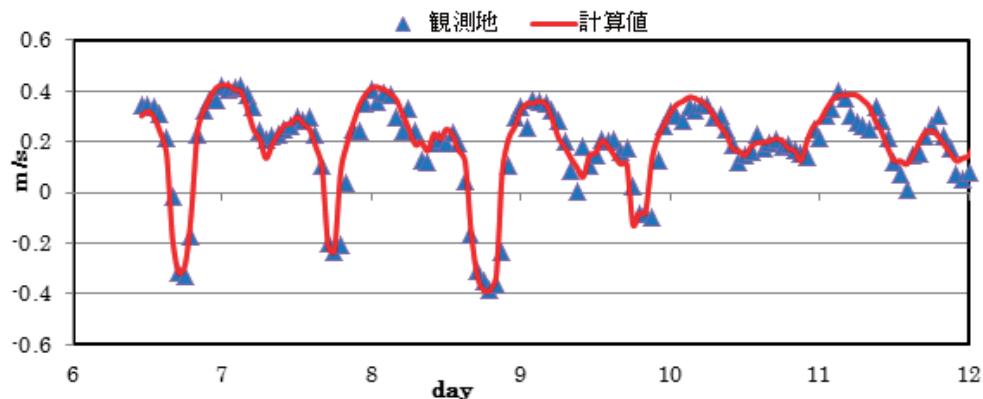


図4 観測値と計算値の比較

図に示すように、順流の時は、 $V = 0.122 \sqrt{2g \Delta z}$ (式(1))で、逆流の時は、 $V = 0.22 \sqrt{2g |\Delta z|}$ (式(2)) とすると計算値と実測値の一一致は良いようである。

図 5 に高瀬川の流速を示す。図において縦軸の値がプラスの時は順流（湖から海へ）の速度 (m/s) で、マイナスの時は逆流（海から湖）の速度 (m/s) を示している。6 日から 10 日までに 4 回規模の大きい逆流があって、10 日から 12 日の朝まで逆流はない。12 日夜からは 23 日の夜までの 11 日間で 21 回の規模の大きい逆流が生じている。

図 6 に湖底から 16cm の高さの塩分観測結果を示す。図の縦軸は塩分濃度を示し、単位は psu である。

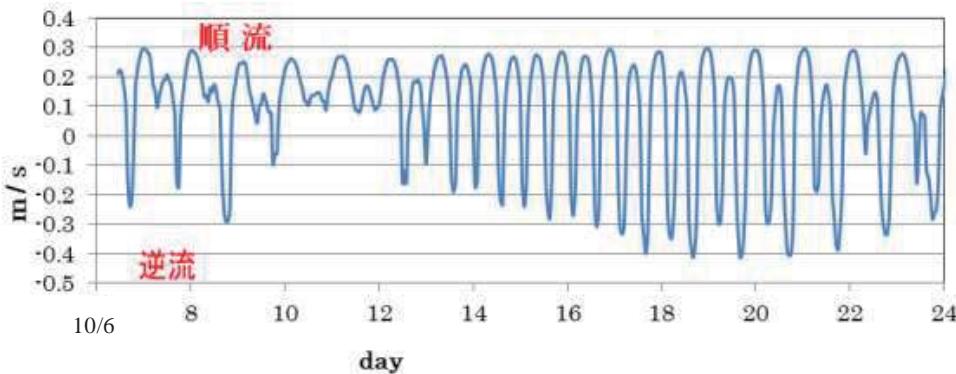


図 5 高瀬川の流速 計算値

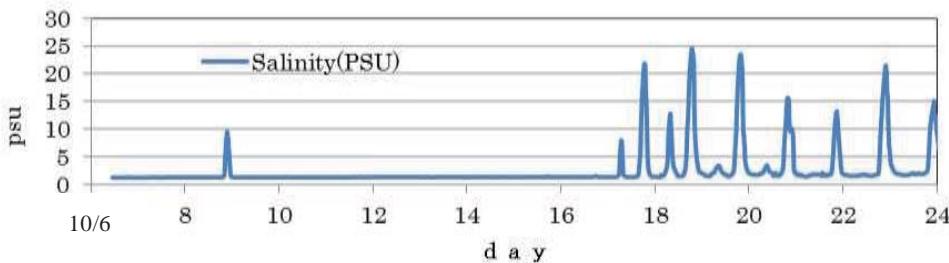


図 6 塩分観測結果 上層(Z=16cm、Z=底面からの距離)

図 6 に示すように湖底 16 cm (下層) の時は、10/8、20:00 から 23:00 に高い濃度となりすぐに減少し、10/17 から 10/24 の期間は、塩分濃度の高い上昇が 9 回みられる。塩分濃度は 10/18、19 : 20 に最大となっている。10/8 の塩分上昇に対応する流速を見ると図 5 より 10/8 の夜の逆流に対応している。しかし、その前後の逆流では塩分上昇は生じていない。10/17 から 10/23 の夜までの間に逆流が生じているが、この期間の逆流では海水が遡上しており、逆流と塩分上昇の対応はみられる。しかし、逆流があっても塩分濃度の上昇がみられないときもあり逆流があったから塩水が進入するとは限らない。

図 7 に 10/24 から 11/10 までの式(1)および(2)による高瀬川における流速推定値を示した。10/26 から逆流が生じている。6 日の朝と 7 日の朝並びに 10 日の午前中は逆流が生じていない。

図 8 に底面から 32cm の高さの塩分濃度を示した。図 8 より 10/26、10/29 は少しだが塩水が来ているときがある。11/1、11/3 から 11/4 には最大 20psu までの上昇がみられる。しかしこの

期間には逆流は 12 回生じているのに対して、塩分上昇は 10 回しか見られず、塩分上昇の回数が少ない。11/8 の夜から 11/9 の朝までは 10psu 程度までの塩分上昇がみられる。11/5 夜には塩分濃度が最大となり、26psu 程度まで上昇している。流速は図 7 に示すように逆流は 1 日に 1~2 回生じているが、逆流があっても塩分上昇がない場合もある。すなわち、逆流が生じてはいるが上層までは塩水が到達していない場合もあることを示している。

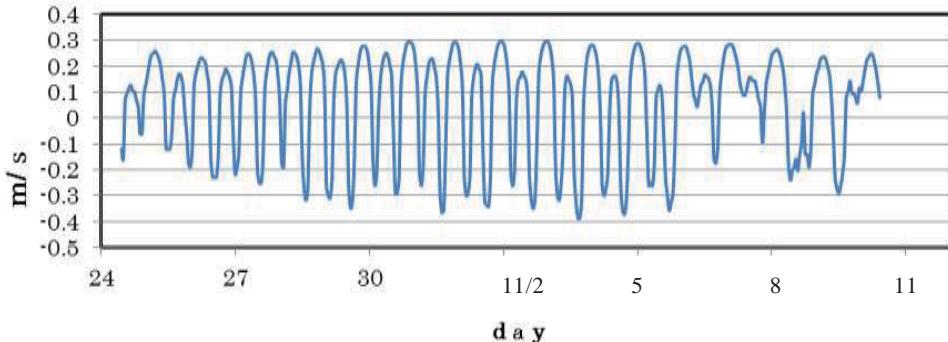


図 7 高瀬川の流速 計算値

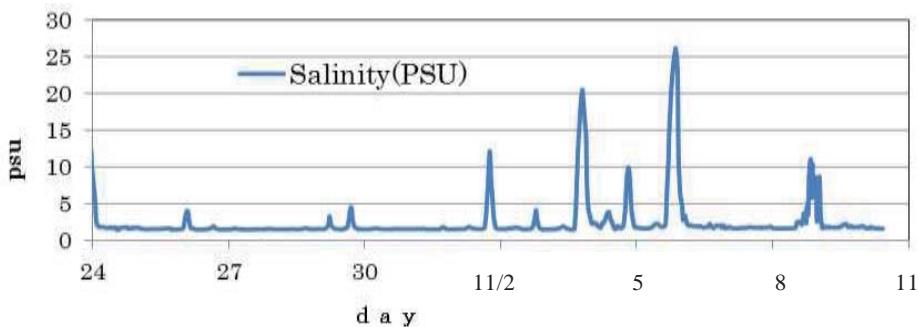


図 8 塩分観測結果($Z=32\text{cm}$ 、 $Z=\text{底面からの距離}$)

3. 2 塩分濃度の予測

塩水の動きは塩分濃度の変化で推定される。塩分濃度は Sasaki, Tanaka & Umeda(2012)⁽¹⁾⁽²⁾によれば以下のように与えられる。すなわち、逆流時には鉛直方向に分割した各層の塩分濃度 c は水底から水面までの全水層を n 分割した時の k 番目の水層内において次式(2)で与えられる。

$$c_k = (C_{\max k} - C_{\min k}) \{1 - \exp(-\alpha_{1k} \xi_k)\} + C_{\min k} \quad (1) \quad c_k = C_{\min k} \quad \text{at} \quad \xi_k = 0 \quad (2)$$

$$c_k = C_{\max k} \quad \text{at} \quad \xi_k = \infty \quad (3) \quad \xi_k = \beta_{1k} \int |u_k| dt / l_o + \beta_{2k} x_k / l_o + l_{o1k} / l_o \quad (4)$$

式 (4)において、 t 、および x は時間、および流路に沿う陸から海へ向かって取られた座標、 u_k は流速、 l_o は場の代表的な長さであり、ここでは $l_o = 3600\text{m}$ としており、 β_1 および β_2 は任意の定数であり、逆流時に $\beta_1 = 1$ 、 $\beta_2 = 3$ 、順流時に $\beta_1 = 1$ 、 $\beta_2 = -3$ 、 L_{o1} は逆流開始時の塩水フロントの位置に相当する距離である。

順流時には塩分濃度は次式(5)により与えられる。

$$c_k = (C_{pk} - C_{\min k}) \exp\{-\alpha_{2k}(\xi_k - \xi_{ok})\} + C_{\min k} \quad (5) \quad c_k = C_{pk} \quad \text{at} \quad \xi_k = \xi_{ok} = \xi_k|_{t=0} \quad (6)$$

$$c_k = C_{\min k} \quad \text{at} \quad \xi_k = \infty \quad (7)$$

ここに、時間 t は順流開始時に 0 となる。また、式(5)において、 C_{pk} は順流開始時の塩分濃度である。式 (1) および (5) より、逆流および順流時の塩分が計算される。

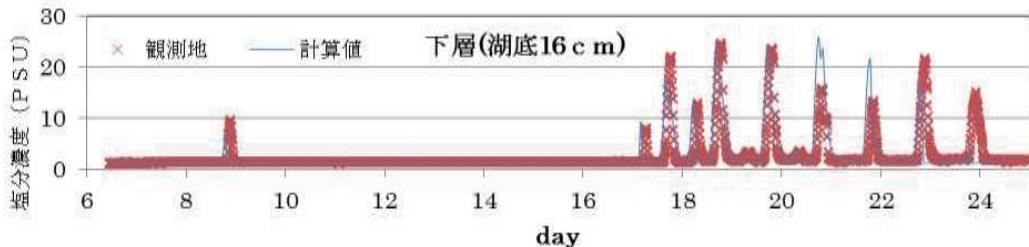


図 9 2016 年 10 月 6 日から 10 月 24 日 $z = 16 \text{ cm}$ における塩水遡上の予測

$$\alpha_1 = 3.2, \alpha_2 = 1.5, x_{01} = 1200, x_{02} = 0, Cm = 33.5, C_1 = 1.3$$

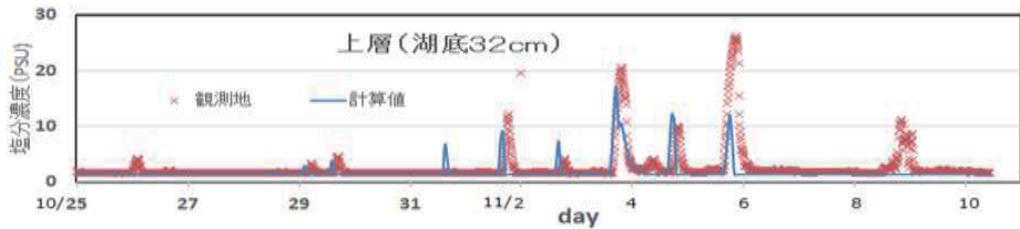
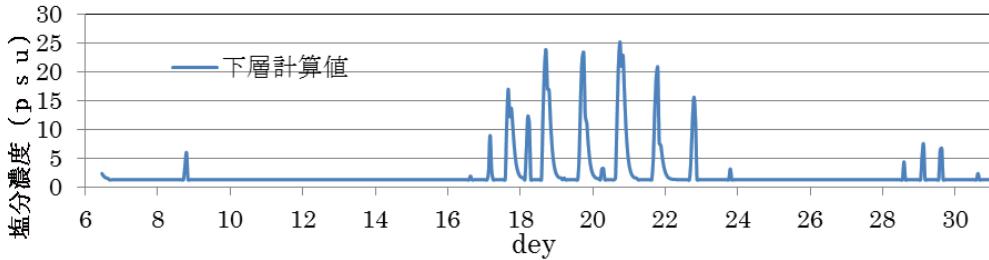


図 10 2016 年 10 月 24 日から 11 月 10 日 $z = 32 \text{ cm}$ における塩水遡上の予測

$$\alpha_1 = 2.7, \alpha_2 = 1, x_{01} = 1300, x_{02} = 0, Cm = 33.5, C_1 = 1.3$$

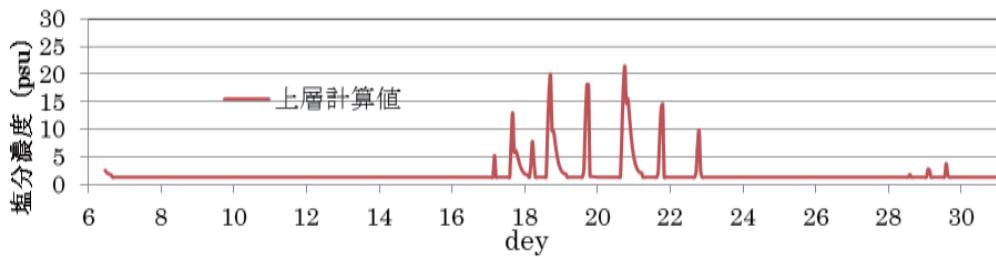
図 9 および図 10 に式 (1) および式 (5) を用いて湖底から 16cm、32cm における塩水遡上の予測を行った計算結果を示した。図 9 は湖底から 16cm の位置における塩分予測値であり、 $\alpha_1 = 3.2, \alpha_2 = 1.5, x_{01} = 1200, x_{02} = 0, Cm = 33.5, C_1 = 1.3$ とした結果である。10/22 夜に塩分濃度が観測されているが計算値が小さくなっている。しかし、10/20 と 10/21 夜の塩分は計算値の方が観測値よりも大きくなっている。

図 10 は湖底から 32cm の位置における塩分予測値であり、計算は $\alpha_1 = 2.7, \alpha_2 = 1, x_{01} = 1300, x_{02} = 0, Cm = 33.5, C_1 = 1.3$ にしたところ、観測値と計算値には多少の差異が認められるがだいぶ良い結果となっている。11/8 の午後から 11/9 の朝にかけて計算値には塩分上昇がみられない。この原因としては底地形の影響が考えられるが現時点では原因が不明である。32cm の高さでは、上層(最小全水深 63cm のため上層)ということもあって塩分濃度が大幅に大きくなることが少ない。



$\alpha_1=3.2$ 、 $\alpha_2=1.5$ 、 $x_{01}=1200$ 、 $x_{02}=0$ 、 $Cm=33.5$ 、 $C_1=1.3$

図 11 下層計算値 2016 年 10 月 6 日から 31 日



$\alpha_1=2.7$ 、 $\alpha_2=1$ 、 $x_{01}=1300$ 、 $x_{02}=0$ 、 $Cm=33.5$ 、 $C_1=1.3$

図 12 上層計算値 2016 年 10 月 6 日から 31 日

図 11 は下層における塩分計算値で、図 12 は上層における塩分計算値を示す。17 日から 22 日夜までの 6 日間で塩水進入がみられるが塩分濃度は上層の方が低くなっている。8 日の夜、16 日の昼、23 日の夜、30 日の夜は下層では塩分濃度が上がっているが(図 11)、上層では塩分上昇はみられず(図 12)、これらの日には塩水は上層には到達していない。28 日夜から 29 日の午後までは上層でも塩水の進入がみられる。

4. 結論

湖付近の高瀬川河道に自記式の水温・塩分計と流向・流速計を設置し、現地観測を実施し遡上塩水の鉛直構造を調べた結果、以下のことがわかった。

- ① 逆流があつても塩分濃度の上昇がみられないときもあり逆流があつたから塩水が進入するとは限らない。
- ② 塩分濃度を佐々木等(2012)の式を用いて、順流、逆流の混合係数 α_1 、 α_2 、ならびに塩水塊フロントの位置 X_{01} の値を見出すことで予測することが可能となった。

参考文献

- (1) 佐々木幹夫・梅田 信・田中 仁 (2013.3) : 岩木川河口における塩淡水交換特性、東北地域災害科学研究、第 49 卷、pp.139-144.
- (2) Mikio Sasaki, Hitoshi Tanaka and Makoto Umeda : THEORY ON SALT-WATER MOVEMENT IN IWAKI RIVER MOUTH, ICHN, November 4-7, 2012 in Orlando, Florida.

子吉川を対象とした塩分遡上に関する検討*

秋田大学工学資源学部 古仲 陽穂
秋田大学大学院理工学研究科 渡辺 一也

1.はじめに

本荘平野において子吉川は古くから農業用水として利用されてきた。子吉川は良質な米を作り出す水として知られている。また、割合は少ないものの、他には水道および工業用水として利用されている。しかし、子吉川では時おり渇水による水不足に見舞われており、特に流量の低下時において、塩分の遡上も発生している。その遡上距離は河口から10km近くまであり、塩分遡上時においては本荘市子吉地区までが揚水不能となっている。そのため、塩水の遡上に関してその状況を把握し、遡上の条件について検討することは非常に重要である。

そこで、本研究では秋田県の一級河川である子吉川を対象として塩分遡上と流量・波高などの外力との関係について検討を行った。

2.研究対象河川

子吉川は図-1に示されるように秋田県南西部に位置している。その幹川流路延長は61kmであり、流域面積は1190km²となっている。笛子川、鳥海川、石沢川、芋川等の支川を合流させ本荘市街地を迂回し、日本海に注ぐ一級河川であり、感潮区間は、河口から8km地点の二十六木橋の付近で、感潮区河床勾配は1/6509と緩やかな勾配になっている。

3. 塩分観測

塩分濃度の現地観測を行った(写真-1)。観測は2013年から行っており、データの取得については既往の研究(例えば^{1) 2) 3)}を参考に多項目水質計を使用した。他河川においても塩分の鉛直分布は取得されている^{4) 5)}。子吉川の観測地点を図-2に示す。写真-1、図-2に示されるように橋上から観測機器を下して塩分の測定を行った。それらのデータと秋田河川国道事務所が観測したデータを併せて検討を行った。子吉川において塩分の遡上が見られた一例として、2016年9月2日における塩分の様子を図-3に示した。2016年9月2日は本荘大橋、由利橋、芋川橋の3地点で塩分の遡上を確認できた。同年の9月15日、10月27日においても塩分観測を行った。その結果、9月15日は、本荘大橋、由利橋、芋川橋、飛鳥大橋の4地点で塩分が確認され、10月27日は本荘大橋、由利橋で塩分が観測された。9月2日は前日までの流量が大きく、塩分の遡上距離が例年より短かった。



図-1 研究対象領域

*Investigation of Salinity Intrusion at the Koyoshi River by Akiho Konaka and Kazuya Watanabe



写真-1 観測の様子

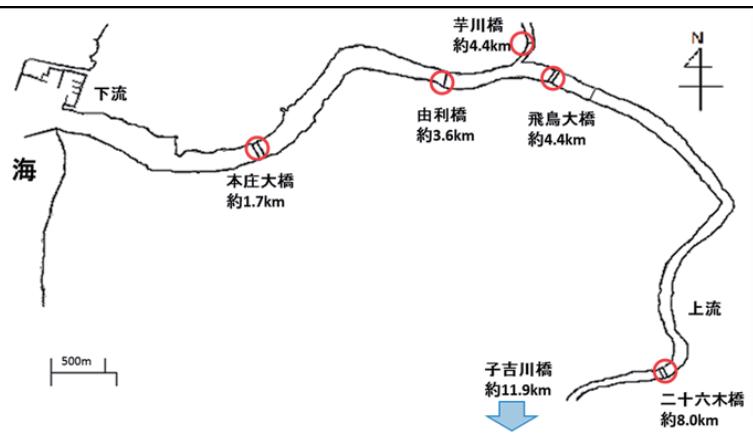
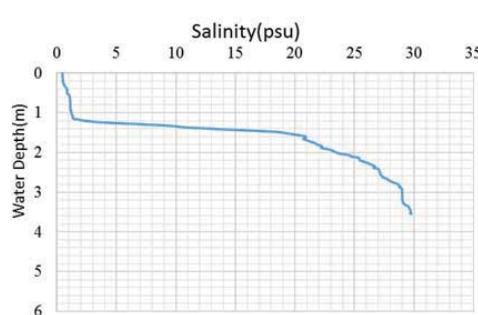


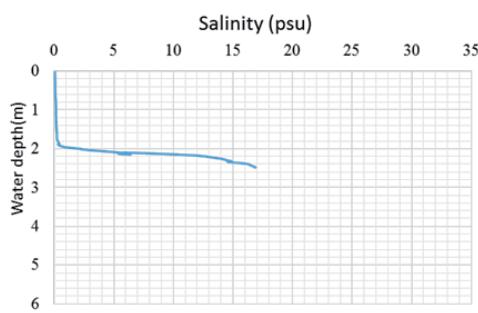
図-2 子吉川 (観測地点)



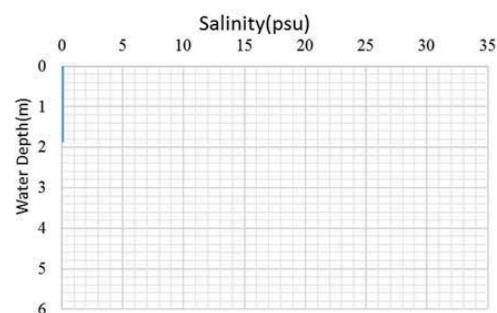
本庄大橋



由利橋



芋川橋



飛鳥大橋

図-3 塩分の鉛直分布

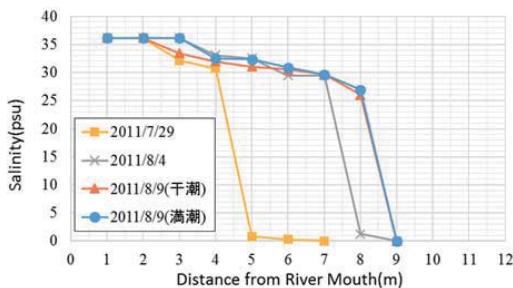


図-4 塩分遡上距離(2011年)

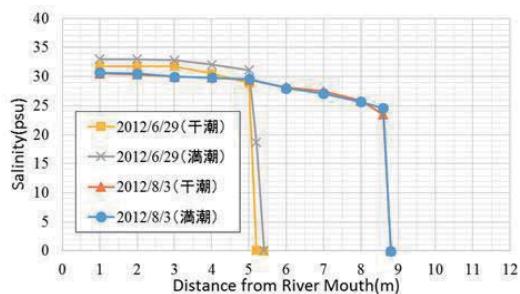


図-5 塩分遡上距離(2012年)

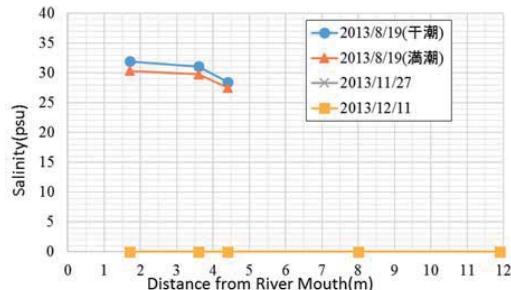


図-6 塩分遡上距離(2013年)

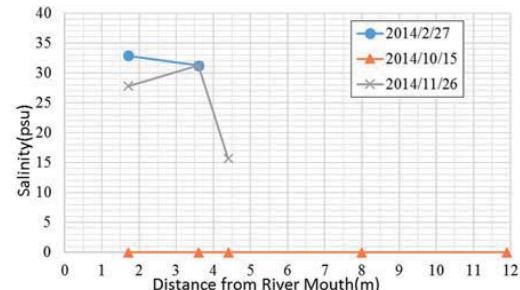


図-7 塩分遡上距離(2014年)

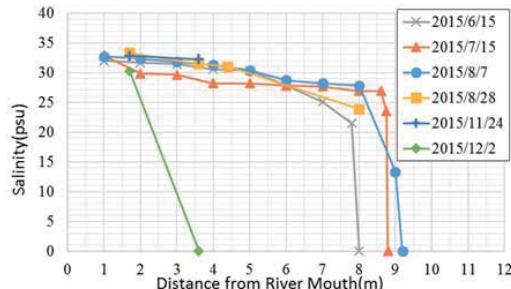


図-8 塩分遡上距離(2015年)

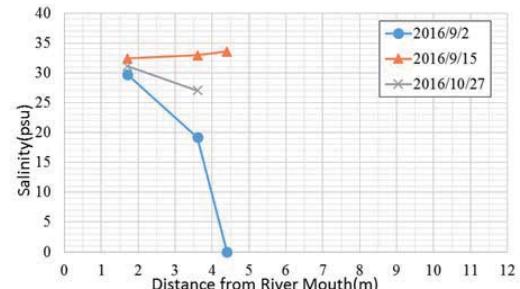


図-9 塩分遡上距離(2016年)

各年に行った塩分観測のデータから塩分濃度と河口からの距離とのグラフを図-4, 図-5, 図-6, 図-7, 図-8, 図-9に示す。

これらのデータを見ると、夏季に顕著に塩分の遡上が見られ、最大で河口から9km地点まで塩分の遡上が見られた。これらは弱混合系の他河川と同様の傾向であった(例えば⁶⁾)。ただし、冬季に塩分の遡上が観測された原因としては、wave set-up が一因であると考えられる。また、子吉川において塩分が観測された2011年8月9日と2012年6月29日の水位： η_R と潮位： η_0 のグラフをそれぞれ図-10, 図-11に示す。2011年8月9日と2012年6月29日の観測時は上げ潮時と下げ潮時のそれだけで観測している。図-4における2011年8月9日のグラフと図-10を、図-5における2012年6月29日のグラフと図-11を合わせてみると、上げ潮時の塩分濃度が下げ潮時の塩分濃度に比べてわずかに大きくなっていることが認められる。

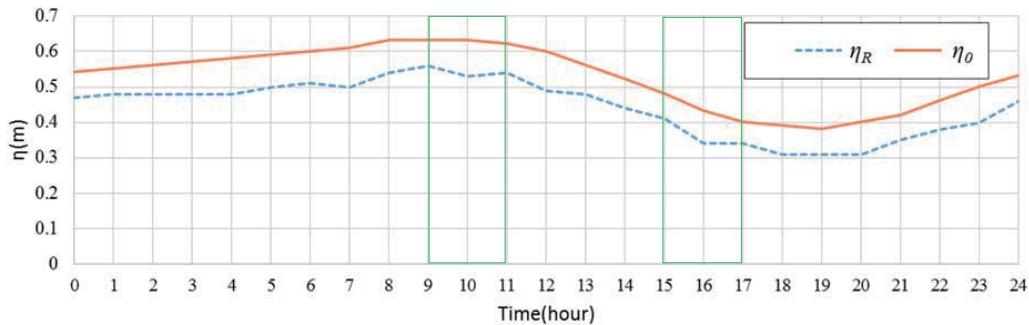


図-10 2011年8月9日の水位と潮位のグラフ

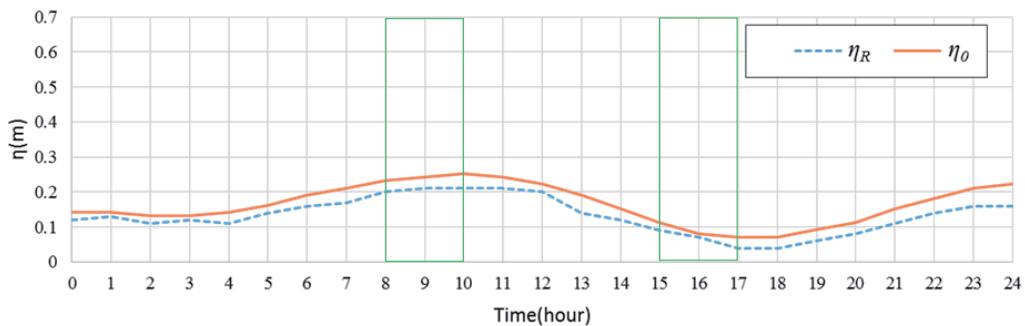


図-11 2012年6月29日の水位と潮位のグラフ

また、塩分濃度を河川流量： Q ， η_R ，水位差： $\Delta\eta$ ，波高： H_0 から関係性を調べ、図-12，図-13，図-14，図-15，図-16に示した。 $\Delta\eta$ は次の式(1)のように定義する。

ここで、 Q は河口より約 8km に位置する二十六木橋における実測値を用い、 η_R は、河口より約 3.6km に位置する由利橋観測所における実測値を用いた。また η_0 は深浦港のデータを、 H_0 は秋田港(欠測箇所については酒田港)を用いた。

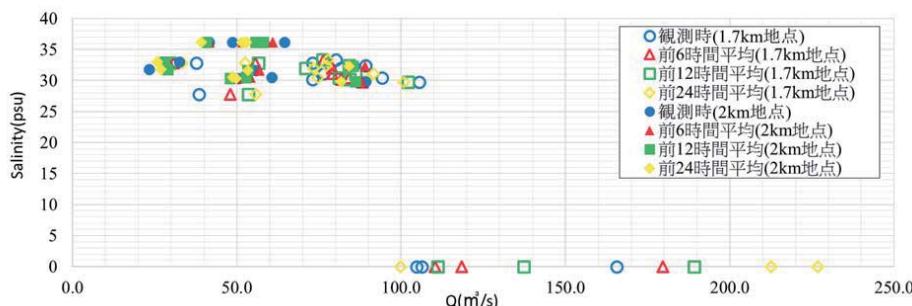


図-12 塩分濃度と河川流量 O の関係(各時間平均)

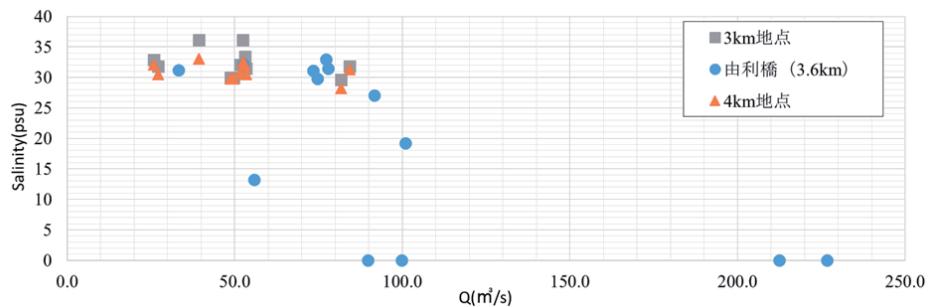
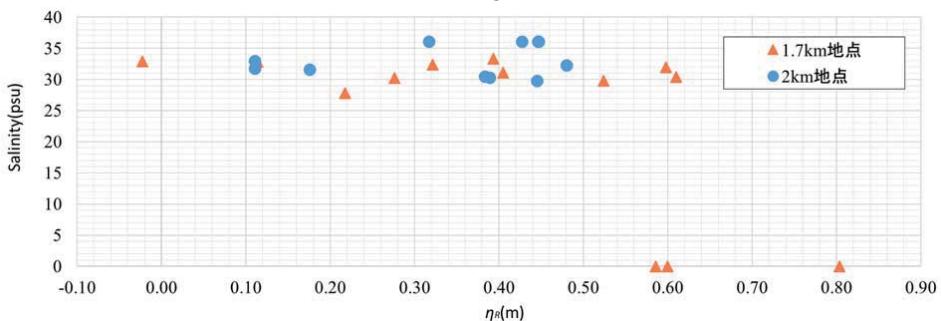
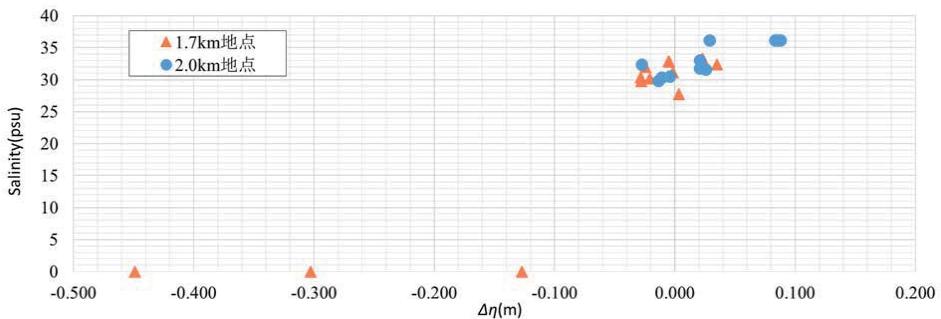
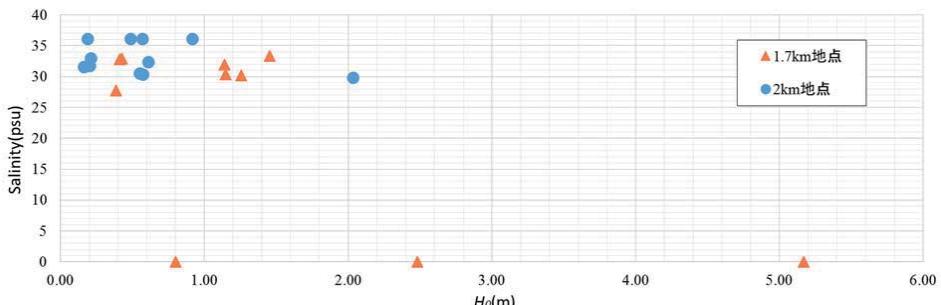
図-13 塩分濃度と河川流量 Q の関係(前 24 時間平均)図-14 塩分濃度と水位 η_R の関係図-15 塩分濃度と $\Delta\eta$ の関係図-16 塩分濃度と波高 H_0 の関係

図-12 は観測時間における流量の値と塩分濃度の関係である。図-13 は流量の値と塩分濃度の関係であるが、図-12 と異なり流量は観測時から 24 時間前の平均値を用いたものとなっている。図-12 から河川流量が約 $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下の場合に高濃度の塩分が遡上していることが認められる。図-13 からは河川流量が約 $90\text{ m}^3/\text{s}$ 以下の場合に高濃度の塩分が遡上していることが分かる。また、図-14 の塩分濃度と水位の関係から見ると、水位が約 0.60m 以下までは高濃度の塩分が観測されている。次に、図-15 の塩分濃度と $\Delta\eta$ の関係を見ると、 $\Delta\eta$ の値が -0.028m 以上の値では塩分が観測されている。さらに、図-16 の塩分濃度と波高 H_0 の関係を見ると、波高の値が小さい場合でも河口付近において高濃度の塩分が観測されており、波浪との関係性はあまり認められなかった。

4. まとめ

今回の研究では、子吉川において夏季に塩分の遡上が多く見られることが分かった。二十六木橋で観測される河川流量を基準とすると、流量が約 $100\text{ m}^3/\text{s}$ を超えると塩分が観測されないことが分かった。次に、水位を基準とすると由利橋における水位が約 0.60m を超えると塩分が観測されなかつた。潮位と河口水位の差 $\Delta\eta$ が -0.028m までは、塩分の観測が見られるが、塩分の遡上が見られない場合のデータが少ないため、塩分遡上を精度よく捉えるためには、観測回数を増やす必要がある。また、波高と塩分濃度に関しては明らかな関係性が見られなかつた。

そのため、今後はデータを増やすとともに使用するデータの精度について検討を続けていく必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたり国土交通省東北地方整備局秋田河川国道事務所、港湾局から貴重な現地データの提供を受けた。また、東北大学から研究機材の提供を受けた。ここに記して関係機関に対し謝意を表する。

参考文献

- 1) 渡辺一也, 小此木啄哉, 今井勇士 : 河口形状の異なる日本海側河川を対象とした塩分遡上と入退潮量に関する検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.71, (2), pp.409-414, 2015 (DVD-ROM).
- 2) 渡辺一也, 神成寿樹, 伊東緋音 : 日本海側河川を対象とした冬季高波浪時の wave set-up と入退潮量に関する検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 第 70(2)巻, pp.401-405, 2014.
- 3) 三浦雄大, 渡辺一也 : 秋田の一級河川を対象とした河口水理に関する検討, 土木学会東北支部技術研究発表会講演概要, 2016 (CD-ROM).
- 4) 久保成隆, 平野亜希子, Kwon Sungill, Hoang Nagn Giang, 大里耕司 : 多摩川河口における塩水遡上の現地観測と遡上特性, 農業土木学会全国大会講演会講演要旨集, pp.674-675, 2004.
- 5) 藤原広和, 梶沢正樹, 石川忠晴, 西田修三, 沢本正樹, 西塙純一 : 小川原湖の塩分鉛直分布と河口水位変動に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第 46 卷, pp.416-420, 1999.
- 6) 横山勝英, 大村拓, 鈴木伴征, 高島創太郎 : 筑後川河口域における塩水遡上特性と汽水環境について, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 67, No. 4, pp.I_1453-I_1458, 2011.

植生のある高レイノルズ数流れにおける $k-\varepsilon$ モデルの提案*

平田吉成 福島県山口土木事務所
 呉修一 富山県立大学工学部
 有働恵子 東北大学災害科学国際研究所
 真野明

1. はじめに

開水路の流れは治水、利水、親水等の目的から数多くの研究がされてきた。その多くは緩勾配流れに関する研究であり、急勾配流れを対象とした研究は多くない。しかし、近年において気候変動による豪雨の頻発により堤防を越える程の洪水の発生が増加し、その場合堤防裏法面のような急勾配に大量の水が流れる事から急勾配流れのような高レイノルズ数流れに対する研究への需要は高まると考えられる。また、実河川の河床には植生群落がしばしば見られ、堤防の裏法面は自然環境への配慮や緑化推進の取り組みから、芝生などが張られていることが多い。これらの植生は洪水時の疎通能力阻害といった負の面もあるが、河床や堤防の洗掘防止、植生による自浄作用の促進、水辺に生息する生物の棲息場の保全、親しみやすい親水環境などの正の面も多々あるため、植生の絡む水理現象の研究が望まれている。

植生のある開水路流れを予測する研究^{1,2,3)}では、多くの数値モデルが提案されている。これらのモデルの多くが実験室スケールのデータを用いて開発されている。しかし実験室スケールのデータの多くは、実スケールのデータに比べレイノルズ数が小さいという欠点がある。多くのモデルは経験的にそのモデル係数の値が決められたため、レイノルズ数によって値が違うことが考えられる。また植生の影響は抗力により表されるが、抗力を決めるパラメータのひとつである抗力係数はレイノルズ数の関数であり、高レイノルズ域にある臨界レイノルズ数以降において値が急落することがわかっている。そのため、実験室スケールに基づいて提案されたモデルが実スケールにおいて適用が難しい状況が考えられる。

本研究では、実スケールで使用可能な乱流モデルを提案することを目的とする。すなわち、高レイノルズ数流れにおける植生のある緩急勾配流れの流速、乱れを $k-\varepsilon$ モデルを用いて予測するモデルを提案する。その際、高レイノルズ数の計算に伴い $k-\varepsilon$ モデルの係数値が既往研究で推奨されている値から変化すると考えられるため、係数を実験ケースに応じて同定を行い、これらの結果からレイノルズ数と係数の値の関係を導き出し、モデルの改良を試みる。

2. 計算モデル

本研究のモデルは清水らのモデルにKatul⁴⁾の手法を適用させた1次元 $k-\varepsilon$ モデルである。また比較する計算モデルとして清水のモデルを使用した。それぞれ清水のモデルは水流に、Katulのモデルは気流に対応したモデルになっている。水流に適用させたモデルを気流に対応させる研究は岡部ら⁵⁾が行っており、モデルの係数と境界条件を変更することによって可能としている。しかしながら、どのような条件によって係数が変化するかについては調べられていない。以下に本研究で用いたモデルを示す。

*Proposal of $k-\varepsilon$ Turbulent Model in High Reynolds Number Flow with Vegetation, Yoshinari Hirata, Shuichi Kure, Keiko Udo, and Akira Mano

$$\frac{\partial U}{\partial t} = g \sin \theta + \frac{\partial}{\partial y} \left((\nu_t + \nu) \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial k}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{\nu_t}{\sigma_k} + \nu \right) \frac{\partial k}{\partial y} \right) + \nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 - \varepsilon + C_{fk} \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2} \right) U - \frac{1}{2} C_{dx} \beta_d \lambda U k \quad (2)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} + \nu \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) - C_5 \frac{1}{2} C_{dx} \beta_d \lambda U k \varepsilon + \frac{\varepsilon}{k} \left[C_1 \nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 - C_2 \varepsilon + C_{fe} \left(\left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2} \right) U \right) \right] \quad (3)$$

$$C_5 \beta_d = C_{\mu}^{\frac{1}{2}} \left(\frac{2}{\alpha'} \right)^{\frac{2}{3}} \left(C_{fk} C_{fe} - \frac{C_2 - C_1}{2} \right) + \frac{6}{\sigma_k} \quad (4), \quad \beta_d = C_{\mu}^{\frac{1}{2}} \left(\frac{2}{\alpha'} \right)^{\frac{2}{3}} C_{fk} + \frac{3}{\sigma_k} \quad (5)$$

ここに, U は流下方向の時間平均流速, y は底面からの鉛直方向距離, k は乱れエネルギー, ε は乱れエネルギーの散逸率, ν は動粘性係数, ν_t は渦動粘性係数を表し, 係数 C_{μ}, C_1, C_2 はそれぞれ 0.09, 1.44, 1.92, λ は植生密度 (流れの単位容積当たりの遮蔽面積) である. 佐藤は係数 $C_{dx}, C_{fk}, C_{fe}, \sigma_k, \sigma_\varepsilon$ をそれぞれ 1.3, 0.07, 0.16, 1.0, 1.3 とし, Katul は係数 C_5 を 1.5, β_d を 4.0 として計算している.

本研究のモデルと清水のモデルの違いは(2)式右辺最終項, (3)式の右辺第 2 項である. これらの項は植生抗力により伴流が生じる際にできる, 急速に拡散する小さな渦が持っているエネルギーを表している. ここで係数 $\sigma_k, \sigma_\varepsilon$ はそれぞれ乱流拡散による乱れ運動エネルギー k とエネルギー散逸率 ε の輸送を表す項に含まれており, 2 つの係数は輸送を補正する意味を持っている. この係数は渦動粘性係数を物質の乱流拡散係数 α_{MT} にて除した値で定義される. 物質の乱流拡散係数は流れの種類によって数値が決まる係数であるが, 渦動粘性係数は流れによって変化する値であるため, $\sigma_k, \sigma_\varepsilon$ は変数である.

係数 C_{fk}, C_{fe} は植生の形状抵抗が乱れエネルギーの生成と散逸に及ぼす効果を示す係数である. この係数は Sanz⁶ によって $\sigma_k, \sigma_\varepsilon$ との関係式が提案されており, C_{fk}, C_{fe} は $\sigma_k, \sigma_\varepsilon$ と同様に流れによって値が変わる係数であると考えられる. よってモデル係数 $C_{fk}, C_{fe}, \sigma_k, \sigma_\varepsilon$ は予測する流れに応じて値を変更すべきである. 本研究ではモデル係数について係数の同定を行なう. その際, Sanz が提案した係数の関係式を用いて計算負荷の減少を図る. 以下に Sanz の提案した式を示す.

$$C_{fe} = C_{\varepsilon 4} C_{fk} \quad (6), \quad C_{\varepsilon 4} = \sigma_k \left\{ \frac{2}{\sigma_\varepsilon} - \frac{C_{\mu}^{\frac{1}{2}}}{6} \left(\frac{2}{\alpha'} \right)^{\frac{2}{3}} (C_2 - C_1) \right\} \quad (7)$$

底面境界条件については岡部ら⁷のモデルを参考にしている. つまり, 水路床に最も近い格子点の流れが水路床上での摩擦速度 u_{*B} に規定される平衡壁面乱流になるものと仮定し, 次のように設定した.

$$(\nu_t + \nu) \frac{dU}{dy} = \alpha u_{*B}^2 \quad \text{at } y = \frac{y_B}{2} \quad (8), \quad k = \beta u_{*B}^2, \quad \varepsilon = \frac{u_{*B}^2}{\kappa y_B} \quad \text{at } y = y_B \quad (9)$$

ここで, κ はカルマン定数, α 及び β は係数である. α 及び β の値は水路床が粗面の場合, $\alpha = 1$, $\beta = 4$ とするのが適当だとされている. 水面境界条件については補津・中川⁸のモデルを参考にし, 次のように設定した.

$$U_{iend} - U_{iend-1} = \frac{u_{*0} \Delta y}{\kappa h_n} \quad (10), \quad k_{iend} = \frac{2}{3} k_{iend-1}, \varepsilon_{iend} = \frac{2}{3} \varepsilon_{iend-1} \quad (11)$$

ここで、 $iend$ は水面上に位置する計算格子点の番号、 Δy は格子点間隔である。 U の条件式は、 u_{*0} に規定される対数型流速分布から導かれている。また k および ε の条件は、禰津・中川と同様に、水面付近で乱流構造はほぼ等方性と仮定し、水面上では水深方向の変動流速のみなくなると仮定した。また水深は実験で得られたものを使用した。

以上のモデルを時間に関しては前進差分、空間については中央差分で離散化し計算を行った。また、実験から得た等流水深 h_n を既知量として与え、未知変量 U 、 k 及び ε の変動量がひとつ前の時間ステップに対して0.1%以内に収まる条件で収束解を求めた。なお、計算対象領域は実験開水路長と同等とし、 $y = y_B \sim h_n$ の範囲で、計算格子点をこの間に等間隔(y_B)で配置した。ここで y_B は、粒径 d を用いて $y_B = 2d$ とした。次に摩擦速度だが、これは林⁹⁾が用いた流体塊に対する力のつりあい式を水没植生に対応できるよう拡張した式を用いて算出した。以下に式を示す。

$$NF_x Bdx + \tau_b Bdx(1-S_v) + \tau_v BdxS_v = \rho g h_v Bdx I_e (1-S_v) + \rho g (h_n - h_v) Bdx I_e \quad (12)$$

ここで S_v は河床単位面積に占める円柱断面積の比、 F_x は円柱に作用する抗力、 τ_b は河床単位面積に作用する平均せん断応力、 B は水路幅、 dx は水路長、 I_e はエネルギー勾配、 τ_v は円柱単位面積に作用する時間平均せん断応力、 h_n は水深を表す。以上のモデルを時間に関して前進差分、空間については中央差分で離散化、計算を行い未知変量 U 、 k 及び ε の変動量がひとつ前の時間ステップに対して0.001%以内に収まる条件で収束解を求めた。

乱れ強度は、計算された乱流エネルギー k を以下に示すRodi¹⁰⁾の代数応力関係を用いて評価した。

$$\overline{u'^2} = k \left\{ \frac{2}{3} + \frac{(1-\gamma) \left(-\frac{2}{3} \frac{P_K}{\varepsilon} \right)}{c_\gamma + \frac{P_K}{\varepsilon} - 1} \right\}, \quad P_K = \nu_t \left(\frac{du}{dy} \right)^2 \quad (13)$$

ここに、 γ と c_γ はそれぞれ0.6、1.5である。本研究では係数 C_{fk} 、 C_{fe} 、 σ_k 、 σ_ε を同定する際、流速と乱れ強度のナッシュ指標の合計が最大となるような係数を採用した。

3. 実験ケース

本研究においては佐藤ら、辻本ら¹¹⁾、Wilsonら¹²⁾、Amiro¹³⁾が行なった実測を再現した。佐藤の実験は、水路長、水路幅、勾配はそれぞれ4.2 m、0.2 m、1/10としている。直径3 mm、高さ3 cmの模擬植生を2 cm間隔で正方ひし形状に水路に設置している。本実験の植生密度 λ は0.075 cm⁻¹である¹⁴⁾。流量は5 L/s、8 L/s、11 L/sの3種類の条件で実験を行なっている。

辻本らの実験は水路長、水路幅、勾配は各々12 m、0.4 m、1/1000から7/1000としている。高さ4.6 cm、直径1.5 mmの模擬植生を水路幅方向・流下方向とも2 cm間隔で配置し、実験を行なっている。

Wilsonらの測定は25 haのcorn canopyにて行なわれた。植生の高さは225 cm、直径5 cm、1 haあたり59000本密生しており、風速の測定を行なっている。

Amiroはカナダの寒帯森林にて風速測定を行った。植生はクロトウヒと呼ばれる種類であり、1ha当たり7450本あり、植生の平均高さは12 m、直径は平均8 cmである。

4. 計算結果

佐藤らの実験の流量 8 L/s における流速分布、乱れ強度分布をそれぞれ図-1、図-2 に示す。縦軸が底面からの距離、横軸が流速と乱れ強度を表し、実測値が実験による実測結果、本研究、清水モデルがそれぞれのモデルによる計算結果を示す。(係)は、係数を実測値にあうよう調整した計算結果である。流速分布は 4 つのモデルの計算結果に大きな違いではなく、全てのモデルにおいて流速分布形が概ね一致しているといえる。同じ実験条件における乱れ強度分布は清水のモデル、Katul のモデルにおいては植生高付近である底面からの距離が 3 cm 部分において過大評価となっているが、本研究モデルによる計算では過大評価部分が大きく改善され、実測値に近い値を再現する事ができている。流量 5 L/s、11 L/s においても同様の結果を得た。Wilson らの実験における流速分布、乱れ強度分布をそれぞれ図-3、図-4 に示す。流速分布は良好に再現できており、植生による流速の減速や植生高付近から始まる加速も再現されている。乱れ強度分布もまた、再現できている。他の実験条件においても同様の結果を得た。これらの計算結果における本研究のモデルと清水のモデルとの比較から、係数値の同定がモデル予測精度の向上において有効な手段である事が示される。

各実験での植生内レイノルズ数と、それぞれの実験におけるモデル係数 $C_{fk}, C_{fe}, \sigma_k, \sigma_e$ の値をプロットしたものを図-5 から図-8 に示す。縦軸が各係数の値、横軸が植生内レイノルズ数、佐藤(計算)辻本(計算)、Wilson、Amiro はそれぞれの実験を再現した場合の係数値、清水、岡部は清水ら、岡部らが既往文献において使用した値をプロットしたものである。

図-5、図-6 の C_{fk}, C_{fe} についてのプロットであるが、低レイノルズ数の場合では値に大きなバラつきがあり、一定の値を取っていない。しかしレイノルズ数が大きくなるに従って C_{fk} は 0.02 から 0.03 程度に、 C_{fe} は 0.05 程度に収束していく傾向が見て取れる。これはレイノルズ数が大きくなつた

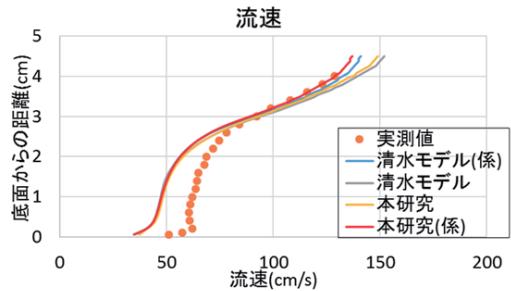


図-1 佐藤らの実験($Q=8\text{L/s}$)の流速分布

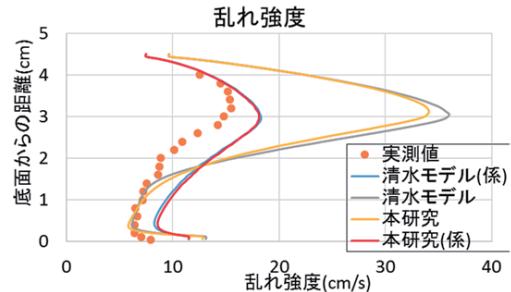


図-2 佐藤らの実験($Q=8\text{L/s}$)の乱れ強度分布

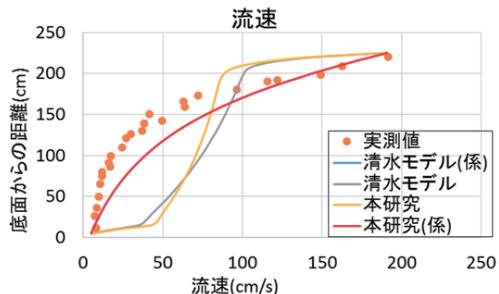


図-3 Wilson らの実験の流速分布

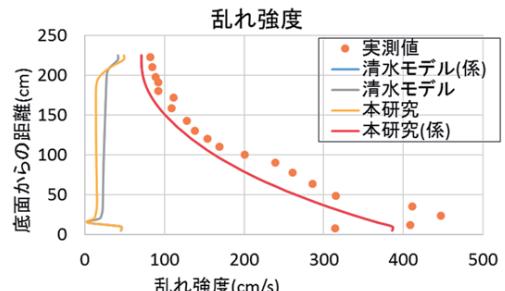
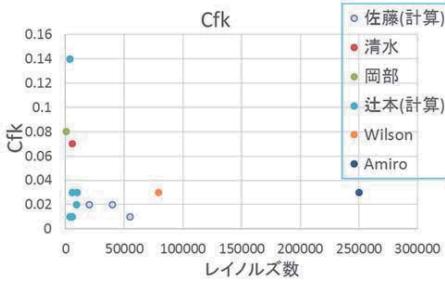
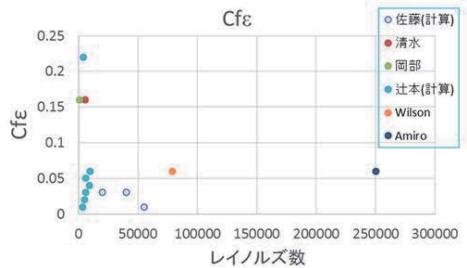
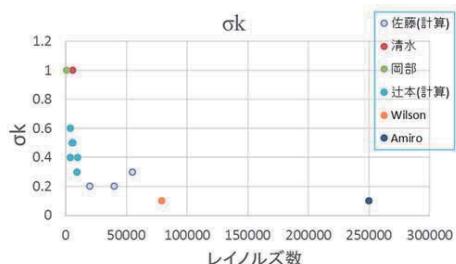
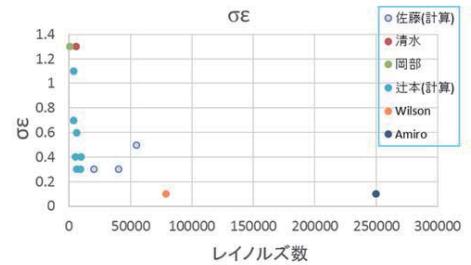


図-4 Wilson らの実験の乱れ強度分布

図-5 係数 C_{fk} と Re 数についてのプロット図-6 係数 $C_{f\epsilon}$ と Re 数についてのプロット図-7 係数 σ_k と Re 数についてのプロット図-8 係数 σ_ϵ と Re 数についてのプロット

ことで流れが安定したために、バラつきがなくなったと考えられる。係数の持つ意味から考察すると高レイノルズ数においては、植生の影響による乱れエネルギーの生成効率と散逸効率が $1/2$ から $1/3$ になることを意味している。これは高レイノルズ数において抗力係数の低下が反映された結果であり、現地流れに対応できる可能性を示したものと考えられる。図-7、図-8 の $\sigma_k, \sigma_\epsilon$ についてのプロットでは、低レイノルズ数の場合では値が大きく、レイノルズ数が大きくなるに従って小さくなり、最終的には 0.1 から 0.2 程度に収束していく傾向が見て取れる。係数の持つ意味から考察すると高レイノルズ数においては、渦運動による乱れエネルギーとその散逸率の輸送が活発になることを意味している。

最後に本研究で提案したモデル・係数を用いて実河川の流れの再現を試みた。実地観測データは2005年北海道美唄川出水時に計測された流速分布¹⁵⁾を使用する。計測地点付近は、低水路及び高水敷にかけてヤナギ類の河畔林が分布しており、調査断面においては、低水路幅50mの内右岸側約10m、左岸側約15mにかけてヤナギ林が繁茂していた。また、調査箇所の河床勾配は1/1250(計画 1/1159)、観測時の水位はEL 12.623mであり、低水路満杯の状態であった。本研究では文献に記載されている計測点の内、植生が分布している地点で計測を行なっている1つの計測点のデータを使用した。

計算結果と実測値の比較を図-9に示す。計算値は高レイノルズ数で一定になった係数を使用し算出されている。計算値は実

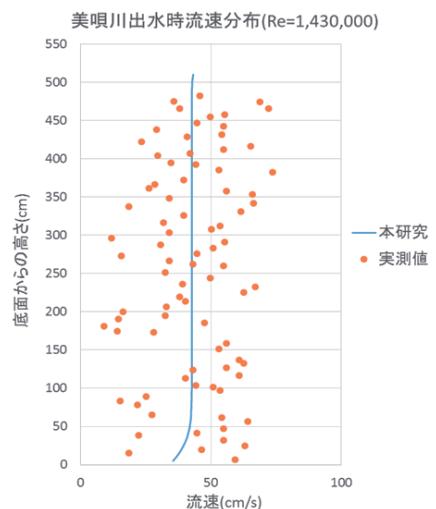


図-9 美唄川での計算結果

測に近い値を取り、植生のある高レイノルズ流れを再現できているといえる。以上により、実河川スケールの高レイノルズ数流れを対象とした数値計算でも、一定のモデル係数を用いて計算が可能である。

5. 結論

清水らの用いた $k - \varepsilon$ モデルを参考にした計算モデルにおいて、植生のある流れ場の実験データの再現を試みた。その際モデル係数の同定を行い、係数の値と実験条件の関係を見出す事を目的とした。流速及び乱れ強度を数値計算より再現することで同定を行なった係数により乱れ強度の予測精度を向上することが出来た。また、モデル係数 $C_{fk}, C_{fe}, \sigma_k, \sigma_\varepsilon$ はレイノルズ数が大きくなるに従い各々 0.03, 0.05, 0.2, 0.2 程度に収束していく事を明らかにした。レイノルズ数増加に伴う C_{fk}, C_{fe} の低下は、高レイノルズ数における抗力係数の低下を反映したものであり、現地対応に成功したと考えられる。一定となった係数を用いることにより本研究において使用したモデルは現地高レイノルズ数流れの再現に成功することが出来た。よって本研究で使用したモデル・係数は現地の高レイノルズ数流れである実河川流れに適用可能であると考えられる。

謝辞：本研究は、JSPS 科研費(26289158, 代表：真野明)の助成を受けたものである。ここに謝意を表する。

参考文献：

- 1) 清水義彦, 辻本哲郎, 中川博次, 北村忠紀 : 直立性植生層を伴う流れ場の構造に関する実験的研究, 土木学会論文集, No.438, II-17, pp.31-40, 1991.
- 2) 清水義彦, 辻本哲郎, 中川博次 : 直立性植生層を伴う流れ場の数値計算に関する研究, 土木学会論文集, No.447, II-19, pp.35-44, 1992.
- 3) 佐藤元泰, 真野明, 有働恵子 : 越流による堤防裏法面侵食に及ぼす植生の影響に関する基礎的研究, 東北大学修士論文, 2012.
- 4) Katul G. G.: One-and two equation models for canopy turbulence, Boundary-Layer Meteorol., 113, pp.81-109, 2004.
- 5) 岡部健士, 吉村毅, 湯城豊勝, 竹林洋史 : 樹木群生を伴う河床上の水流と気流の相似性と数値解法について, 水工学論文集, 2003.
- 6) Sanz C.: A note on $k-\varepsilon$ modelling of vegetation canopy air-flows, Boundary-Layer Meteorology 108, 2003.
- 7) 岡部健士, 湯城豊勝, 児島眞 : 植生を伴う河床上の掃流砂量に関する研究, 水工論文集第 41 卷, 1997.
- 8) 祢津家久, 中川博次 : 修正 $k - \varepsilon$ 乱流モデルによる開水路乱流の数値計算, 土木学会論文集 No.387, 1987.
- 9) 林健二郎 : 開水路中に設置された直立円柱群の河床せん断応力評価, 水工学論文集, 2010.
- 10) Rodi W.: A new algebraic relation for calculating the Reynolds stress, ZAMM, Vol.56, pp.219-221, 1976.
- 11) 辻元哲郎, 北村忠紀 : 直立型植生を有する開水路流れ, 土木学会中部支部, 1990.
- 12) Wilson et al.: Statistics of atmospheric turbulence within and above a corn canopy, Boundary-Layer meteorology, 1982.
- 13) Amiro B. D.: Comparison of turbulence statistics within 3 boreal forest canopies, Boundary-Layer meteorology, 1990.
- 14) 平田吉成, 真野明, 有働恵子, 呉修一 : $k - \varepsilon$ モデルによる植生のある急勾配流れの乱れ予測, 土木学会論文集 B1, Vol.70, No.4 pp. I_859-I_864, 2014.
- 15) 阿部修也, 渡邊康玄, 桑村貴志 : 2005 年美唄川出水の樹木群落を含む流速鉛直分布の観測, 水工学論文集, 2010.

貯水池における濁水現象の将来予測に関する研究*

東北大学 工学部 建築・社会環境工学科 安松 陸史
東北大学 大学院工学研究科 梅田 信

1. はじめに

近年、気候変動の影響により局所的豪雨が頻発するようになり、貯水池内の濁度の上昇や高濁度現象の長期化が問題となっている。いくつかの地域では、集中豪雨により濁度が短期間に急激に上昇した結果、浄水施設の処理能力が追いつかずには断水が起こるなどの問題も顕著になりつつある。このようなことを踏まえると、特に水源となっている貯水池における濁水現象の発生状況に関する将来予測を行うことは、今後の安定した水供給の実現のために必要である。ところで、貯水池内での濁質挙動は、水温成層の状態によって大きな影響を受けることが知られている。また流入水に含まれる浮遊懸濁物質(SS)の沈降速度は粒度や濁質の組成によって異なると考えられているが、これを考慮に入れた予測計算は難しい。そこで本研究では鉛直一次元モデルを用いて、気候変動下における将来の貯水池内の水温構造の変化を考慮した貯水池内濁水現象に関する将来予測を行った。

2. 研究対象地域の概要

秋田県にある皆瀬ダムを対象とした。皆瀬ダムは秋田県雄勝郡に位置し、雄物川の支川である皆瀬川上流部のダム湖である。総貯水容量は $3.16 \times 10^7 m^3$ である。皆瀬ダムの平面形状を図1に示す。皆瀬ダムでは、オリフィスゲート及びクレストゲート(2門)から放流を行っているほか、シリンダーゲート(最低飲み口 E.L.224m)を通して発電用の取水も行っている。発電用水は、灌漑期(5月10日～9月6日)では表層取水(水深2.5m)、非灌漑期は最低飲み口で取水している。

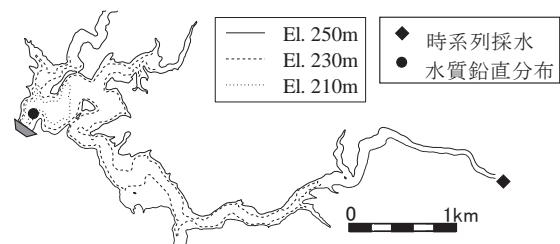


図-1 対象貯水池

3. 解析方法

貯水池の水質に関する数値シミュレーションは、1970年ごろから盛んに行われている。精度やパラメータ数、計算量が異なる様々な手法が開発されてきたが、それらは貯水池内空間の分割の仕方により、ボックス・一次元・二次元・三次元に大別できる¹⁾。これらのモデルは扱える現象や精度が異なるため、数値解析を行う際は、対象とする現象や計算負荷量に応じて使い分ける必要がある。本研究では貯水池を一定の厚さの層を積み重ねたものと考え、鉛直方向の

*Study on prediction of turbidity in reservoirs under future environmental changes, by Rikushi Yasumatsu, Makoto Umeda.

みの変化を考慮する鉛直一次元モデルを採用したが、これは、貯水池内の水温分布は水平方向に一様であり、濁度分布も水平方向への変化に対して鉛直方向への変化が卓越するという見解に基づいた。

鉛直一次元モデルの計算フローについて述べる。まず、初期条件として計算開始時の水位と、各層の水温、濁質を設定する。その後、タイムステップごとの流入量、放流量、気象条件を基に水温、濁質の鉛直拡散計算を行った。なお、タイムステップは60秒とした。

モデルの基礎方程式について、まず、貯水量の収支式は以下の式で表される。

$$\frac{dV}{dt} = Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}} \quad (2.1)$$

ここで、 V は貯水量 (m^3)、 Q_{in} は流入量 (m^3/s)、 Q_{out} は放流量 (m^3/s) である。(2.1) 式および皆瀬ダムの貯水量と貯水位の関係より水面の位置が計算される。

各層の水温、濁質の変化は以下の式(2.2)の拡散方程式によって表される。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K_z}{A} \frac{\partial^2 AT}{\partial z^2} + S \quad (2.2)$$

ここで、 T は水温 ($^{\circ}\text{C}$)、 K_z は各層の拡散係数 (m^2/s)、 A は各層の面積 (m^2) である。S は生成項で、流入出に伴う収支および気象条件から受ける熱収支 ϕ_s を表す。 ϕ_s は、以下の式(2.3)で表される。

$$\phi_s = (1-r)b\phi_I - \phi_L - \phi_e - \phi_c \quad (2.3)$$

ここで、 r は水面の反射率、 b は水面吸収率、 ϕ_I は下向き短波放射量 (日射量) (W/m^2)、 ϕ_L は長波放射量 (W/m^2)、 ϕ_e は潜熱輸送量 (W/m^2)、 ϕ_c は顕熱輸送量 (W/m^2) である。

SS の動きについては、式(2.2)に表した拡散に加えて、沈降および湖底への堆積を考慮する必要があるため、以下の式で表現した。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + w_{sf} \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{K_z}{A} \frac{\partial^2 AC}{\partial z^2} + S_{inout} + S_{sed} \quad (2.4)$$

ここに、 C は各層の SS(mg/L)、 w_{sf} は堆積せずに下層へ移動する SS の沈降速度(m/s)、 S_{inout} は流入出にともなう SS の収支を表す。 S_{sed} は湖底への堆積による湖水中からの SS の減少を表す項で、以下の式(2.5)で表される。

$$S_{sed} = \frac{C w_{sd}}{A} \frac{\partial A}{\partial z} \quad (2.5)$$

ただし、 w_{sd} は堆積する SS の沈降速度(m/s)である。SS の沈降速度の与え方に関しては、密度成層した湖水中における浮遊懸濁物質の沈降挙動について、単純な方法による表現が困難であるということが従来指摘されており、本洪水を対象とした計算においても、実測された鉛直分

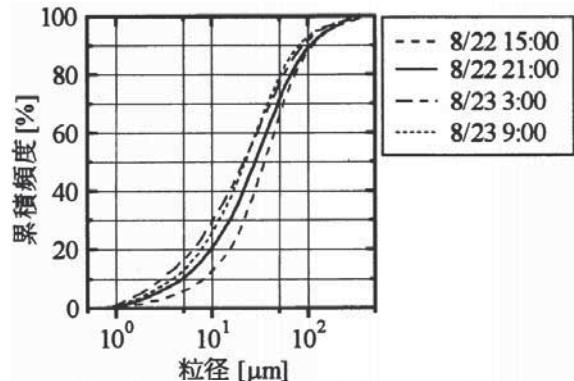


図-2 洪水時の流入地点における濁質の粒度組成 (梅田ら、2004)

布の変動を十分に表現することが難しかった。そこで、本検討では、湖水中を浮遊している間の沈降速度と堆積する際の沈降速度に異なった値を仮定することで、実測された変動を経験的に再現する方法を探った。浮遊している際の SS の沈降速度 w_{sf} については、水温躍層上での SS の沈降速度が遅いということが経験的に知られている。そこで、現地で計測された濁水の鉛直挙動をもとに、 $w_{sf} = 3.80 \times 10^{-8}(\text{m/s})$ と設定した。一方、堆積する SS の沈降速度 w_{sd} については、流入水の粒度組成の分析結果（図 2）から、ストークスの沈降速度式(2.6)を用いて設定した。その際、流入してくる SS を粒径の大きさに応じて 3 グループに分け、小さい方から $2.87 \times 10^{-6}(\text{m/s})$, $7.17 \times 10^{-5}(\text{m/s})$, $1.15 \times 10^{-3}(\text{m/s})$ の三つの代表沈降速度を設定した。

$$w_{sd} = \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{18\mu} d^2 \quad (2.6)$$

ここで、 ρ_s , ρ_w はそれぞれ SS 密度 (kg/m^3), 水の密度 (kg/m^3), g は重力加速度 (m/s^2), μ は粘度 ($\text{Pa}\cdot\text{s}$), d は SS の粒径 (m) である。図 2 の粒径軸を三区間に等分し、それぞれの区間の中間値を各グループの代表粒径とした。

次に、将来予測の手法について述べる。地球温暖化により平均気温が上昇すると、貯水池への流入水の水温も上昇し、その結果水温躍層の水深が変化する可能性があることが指摘されている。また、濁質の鉛直分布と水温躍層には深い関係があることが知られている。以上のことから、本検討では地球温暖化が進行した将来の気候条件を想定して、水温、SS の貯水池内挙動の解析を行った。IPCC の第五次報告書では、放射強制力の大きさに応じた複数のシナリオを用意し、それぞれのシナリオについて将来予測がなされた結果が示されている。本論文では、2100 年以降にも放射強制力の上昇が続く「高位参照シナリオ」(RCP8.5)を想定し、貯水池の水環境に関する将来予測を行った。東京大学などが開発している全球気候モデル MIROC(Model for Interdisciplinary Research on Climate)で RCP8.5 シナリオについて将来の気候変化を解析した結果によると、東北地方においては、2050 年ごろまでに平均で約 2.1°C 気温が上昇することが示されている。このことから、本検討では、現在に比べて気温が 2.1°C 上昇する条件を設定して解析を行い、既往の気象条件による解析結果との比較検討を行った。

基準条件のシナリオとして、前章で解析モデルの再現を検討した洪水が発生した 2001 年の実績条件を設定した。これについては、皆瀬ダムの近傍におけるアメダスの気象データおよび皆瀬ダムの実績流入量、放流量を用いて 2001 年の 1 月 1 日から 12 月 31 日までの解析を行った。水瀬ダムでの実績の流入量、貯水位の時系列データを図 3、図 4 に示した。将来条件としては、基準条件に対して気温の上昇のみを仮定した条件を設定した。貯水池への濁質流入負荷量は、東北地方の 3 つのダム（皆瀬ダム、三春ダム、七ヶ宿ダム）において発生したいくつかの洪水時における流量と濁質の実測データをもとに比流入量を用いた LQ 式(2.7)を作成し、SS の流入時系列を推定した。

$$L = 734.89Q'^{2.0047} \quad (2.7)$$

ここで、 L は比負荷量 ($\text{mg} \cdot \text{m}^3/\text{s} \cdot \text{L}/\text{km}^2$), Q' は比流入量 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$) であるので、

$$L = \frac{CQ}{A}$$

と表される。ここに、 C は濁質 (mg/L), Q は流入量 (m^3/s), A は流域面積 (km^2) である。

また流入河川の水温については過去の皆瀬ダムにおける採水データを用いて、気温からの推定式を作成した。これが将来の気温上昇時にも同じ関係であると仮定し、将来条件における流入水温を推定した。

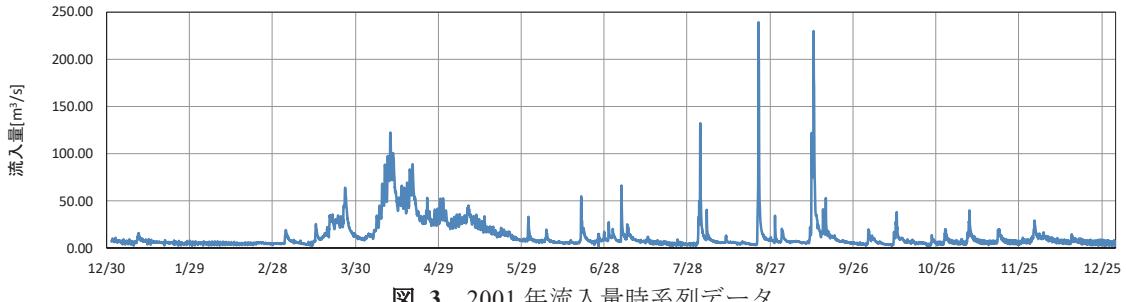


図 3 2001 年流入量時系列データ

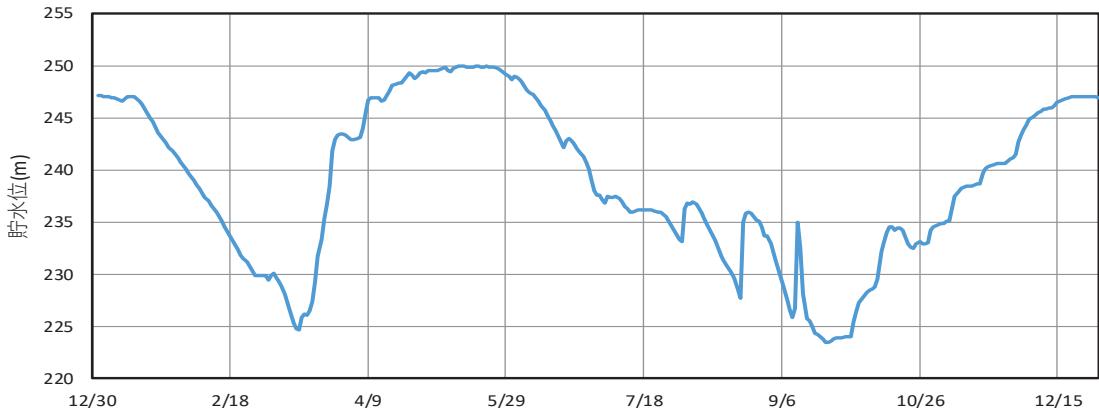


図 4 2001 年貯水位時系列データ

4. シミュレーションモデルの再現計算

鉛直一次元モデルの再現性検証は、2001 年 8 月 22 日に発生した洪水を対象として行った。なお、対象とした洪水時の流入・放流水の採水と分析が梅田ら¹⁾によって行われており、本研究でもこのデータを使用した。その現地観測データを、図 5、図 6 に示した。

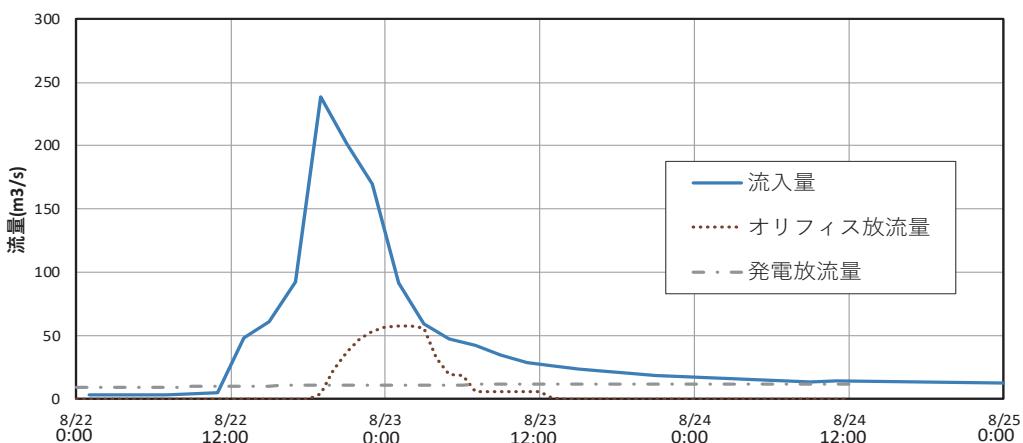


図 5 洪水時流入・放流量時系列データ

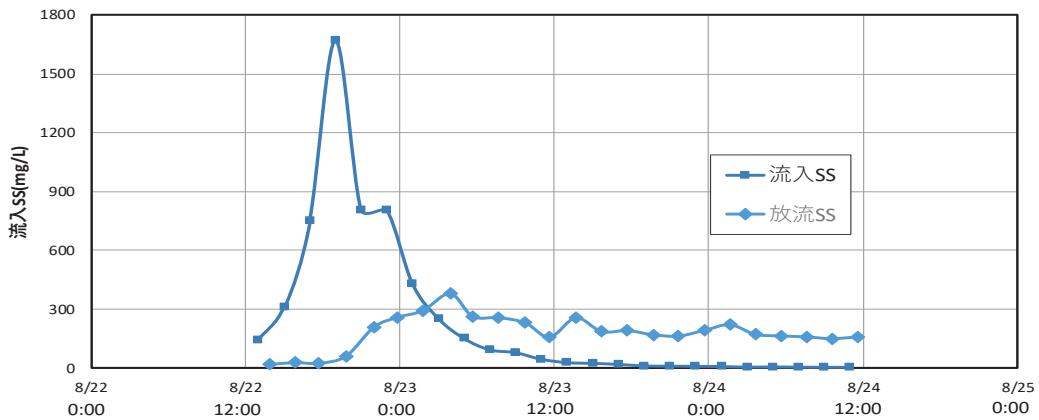
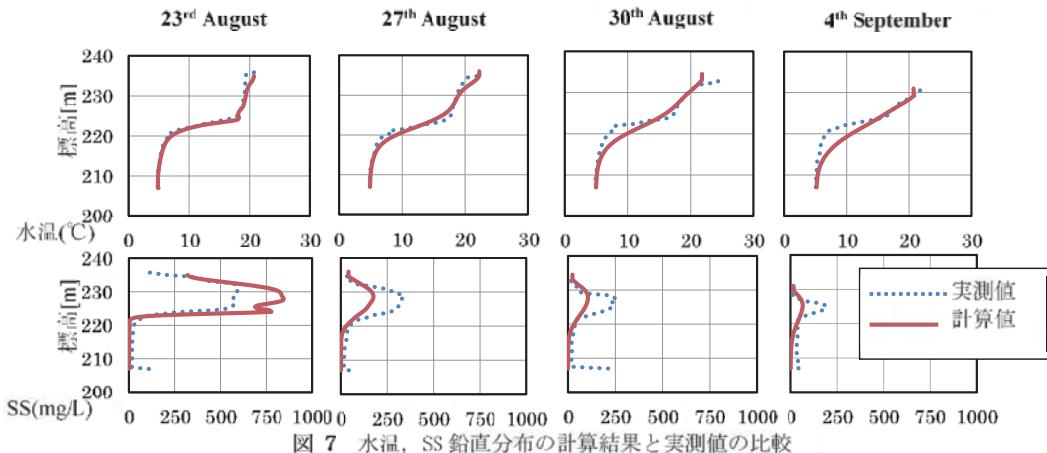


図 6 洪水時流入・放流量時系列データ



再現計算の結果を図 7 に示した。図 7 から、水温の鉛直分布については、良好な精度で再現できているといえる。一方、SS の清澄化過程については、実測値と計算値で誤差が生じていることが読み取れる。しかし、SS が最大になる水深については実測値とよく一致していることから、将来予測を行った際に重要となってくる、鉛直分布の概形の現状と将来との差を考える上では十分だと判断し、将来予測を行った。

5. 将来予測

基準条件および将来条件における計算結果を図 8 に示す。将来条件では、基準条件に比べて同標高地点で水温が 0.5°C～1.5°C 程度上昇しており、変化は表層に近い方が大きかった。本解析では、数値拡散の影響により水温躍層がかなり鈍った形状となっているものの、温暖化影響下では水温躍層の位置が下がるということも示唆される。一方で、濁質の鉛直分布と、洪水後の清澄化過程については、温暖化による影響はほとんど見られなかった。

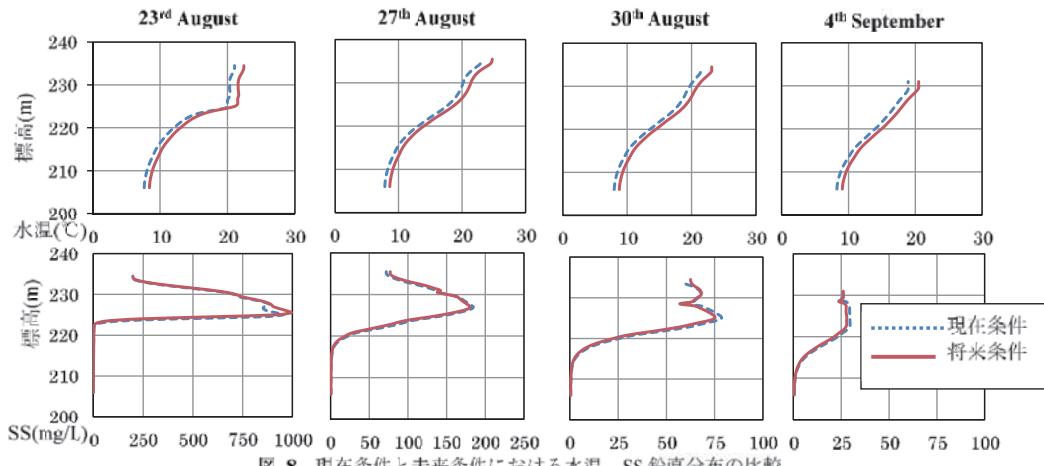


図 8 現在条件と未来条件における水温, SS 鉛直分布の比較

6. 考察

本論文では、貯水池における水温と濁質の鉛直分布を、鉛直一次元モデルにより解析し、温暖化による影響について検討した。将来条件としては、平均気温が 2.1°C 上昇した条件を仮定し予測計算を行った。その結果、貯水池内水温は $0.5^{\circ}\text{C} \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 程度上昇したが、濁質の鉛直分布には気温、水温の上昇の影響は小さかった。これは、今回の検討では温暖化による気象条件の変化として気温上昇のみを考慮しており、日射量など水温の鉛直分布に影響を与えるその他の要素を考えていないこと、また、降雨量について温暖化の進行に伴って無降雨期間の長期化や集中豪雨の強度増加が予測されているが、これらについて考慮していないため、流入量の入力値が現在条件と将来条件で変化していないことが原因であった可能性もある。そのため今後の研究において、気象条件に関して全球気候モデルなどを用いてより正確な将来の条件を設定することで、解析の精度向上を目指す必要がある。

謝辞：本研究は、文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）の援助を受けて実施された。記して謝意を表する。

7. 参考文献

- 1) 国土交通省湖沼技術研究会：湖沼における水理・水質管理の技術 資料集, 第4章 湖沼の水理・水質解析技術, 2007.
- 2) 梅田信, 池上迅, 石川忠晴, 富岡誠司：ダム貯水池における洪水時濁水挙動に関する数値解析, 水工学論文集, 第48巻, pp1363-1368, 2004.

水温成層した貯水池における流速変動計測*

○東北大学工学部建築社会環境工学科 水田 直樹

東北大学工学研究科 梅田 信

株式会社建設環境研究所 小堀 文裕

1. はじめに

ダムは、治水・利水の面で欠かす事のできない存在である反面、いくつかの短所もある。その一つに、出水・渇水の際、下流に長期に渡って濁水を放出してしまうという濁水長期化現象が挙げられる。それにより下流域の景観が損なわれたり、魚等の水産資源に悪影響を及ぼしたりするため、これまで濁水長期化現象に関する多くの研究(例えば、柴田ら, 2009)が行われてきた。しかし、水温成層した環境における湖水の流動と微細粒子の沈降・浮遊過程についての詳細な研究事例は少なく、この観点からの現象解明が必要と考えられる。そこで本研究では、現地での流速計測を通して、濁水長期化現象の詳細なメカニズムを解明していくことを目的とする。

2. 研究方法

2-1. 対象地域の概要

本研究では、一級河川・北上川水系胆沢川に建設された、岩手県奥州市に位置する胆沢ダム(奥州湖)を対象とした。奥州湖は流域面積 185.0km^2 、総貯水容量 $1.43 \times 10^8\text{m}^3$ の貯水池である。貯水池の年平均回転率が約 3 と比較的小さいこともあり、夏季には水温成層が形成される。奥州湖の平面形状を図-1 に示す。

2-2. 流速変動計測

現地観測は、2016 年 9 月 12 日に行った。観測実施前の 8 月 22 日には、台風 9 号によりピーク流入量が約 $474\text{m}^3/\text{s}$ の比較的大きな洪水が生じていた。またその後にも $100\text{ m}^3/\text{s}$ を超える洪水が 2 回流入していた。

流速変動の計測には、超音波ドップラー式 3 次元精密流速計(Nortek 社製、VECTOR)を用いた。この流速計(全長 0.82m 、水中重量約 0.5kg)を、水中での測定時に姿勢を安定させ、また動搖を出来る限り小さくするために、図-2 に示すような仕掛けを用いて設置した。流速計は、小

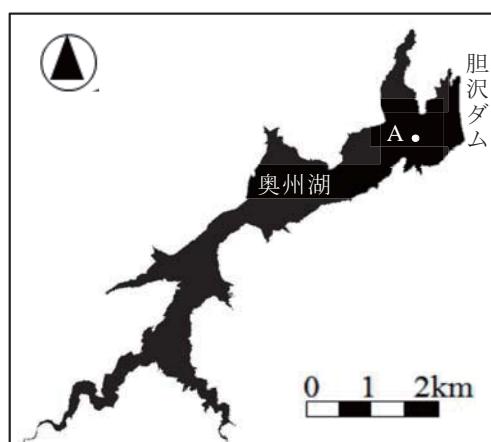


図-1 奥州湖の平面図

*Measurement of current velocity variations in a thermally stratified reservoir by Naoki Mizuta, Makoto Umeda and Humihiro Kobori

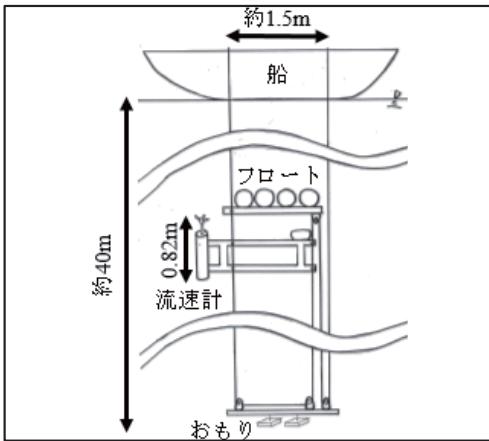


図-2 流速変動計測装置

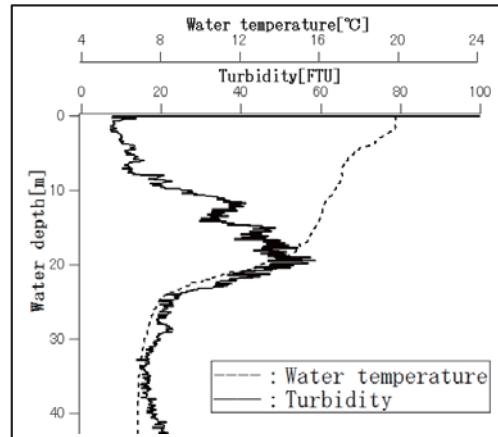


図-3 水温, 濁度の鉛直分布

型のフロート等を用いて、流速計自体を含めた水中重量が概ねゼロになるように調整した架台に取り付けた。これを、浮力約 10kgf の水中フロートおよび約 20kg の重りで、計測深度で固定するようにした。なお、フロートや架台をつないでいるロープは、片側固定が可能な滑車により、任意の深度で停止させながら、表層から底層まで計測できる仕組みとしてある。

図-3 は、多項目水質計(JFE アドバンテック社製, RINKO-Profiler)を用いて、観測当日に計測した地点 A 付近における水温と濁度の鉛直分布である。水深 20m 付近に水温躍層が形成され、また、この上層には、事前に発生した洪水で流入した濁水が滞留している状況であった。このような成層条件に対して、表水層、水温躍層、深水層という分布を考慮しながら、計 16 水深を設定して、流速変動を計測した。各水深での計測は、サンプリング周波数 16Hz で約 10 分間行った。また、流速計の設置地点での全水深は約 37m であった。

2-3. 測器の水中動搖の影響推定

本研究で用いた流速計には、計測時の流速計の姿勢等を把握できるよう、水圧計および加速度計が内蔵されており、1 秒間隔で水深および測器姿勢(3 成分の角度)が記録される。傾斜角度の各成分の定義は図-4 の通りであり、流速計に固定された座標軸に対して、横揺れ(Roll), 縦揺れ(Pitch)および回頭(Heading)が定義されている。前節に示した通り、本研究での流速計の設置方法では、流速計の多少の動搖は避けられない。そこで、測定器の姿勢計測の結果から、どの程度の動搖が計測時の水中で生じていたかを推測し、計測された流速に対する測器動搖の影響を調べた。

流速計の座標は、湖底上の架台おもりの固定点を原点として、次のように近似して表すことができる。

$$\begin{cases} x_t = (37 - h_t) \times \sin(\text{Pitch}_t) \\ y_t = (37 - h_t) \times \sin(\text{Roll}_t) \\ z_t = 37 - h_t \end{cases} \quad (1)$$

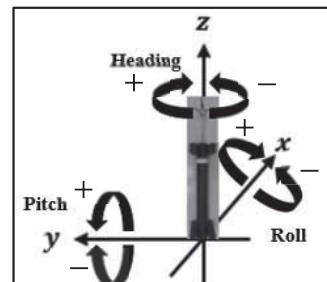


図-4 傾斜の定義

ここで、 x_t, y_t, z_t は時刻 t におけるそれぞれの座標での位置[m]であり、 h_t は流速計の水深[m]、 $\text{Roll}_t, \text{Pitch}_t$ はそれぞれ時刻 t における x 軸 y 軸回りの傾斜[deg]、37 は観測地点 A の全水深[m]である。その後、

$$\begin{cases} E_t = -x_t \times \sin(-\text{Heading}_t) - y_t \times \cos(-\text{Heading}_t) \\ N_t = x_t \times \cos(-\text{Heading}_t) - y_t \times \sin(-\text{Heading}_t) \\ U_t = z_t \end{cases} \quad (2)$$

を用いて、xyz 座標から East-North-Up(以下 ENU)座標へ変換する。ここで、 E_t, N_t, U_t は時刻 t におけるそれぞれの座標での位置[m]であり、 Heading_t は時刻 t における z 軸回りの傾斜[deg]である。これらの値から流速計の軌跡を求める。

3. 結果

3-1. 測器の水中動揺の影響推定

図-5 に水深約 19m(水温成層付近)での計測時における、流速計の水深と傾斜の測定結果を示す。この図から、測器は約 0.05m 幅を小刻みに上下しているが、この変動は圧力センサーの誤差によるものと考えられ、測定中概ね水深が一定である。また、傾斜の結果からは、Pitch と Roll がほぼ一定であったことから、測器は水平方向に概ね静止していたと言える。また、変動量を時間積分し、測定中の測器の軌跡を求めた結果を図-6 に示す。この結果から、流速計は測定中に、水平方向に東西・南北それぞれに約 0.2m の範囲で移動していたことが分かる。

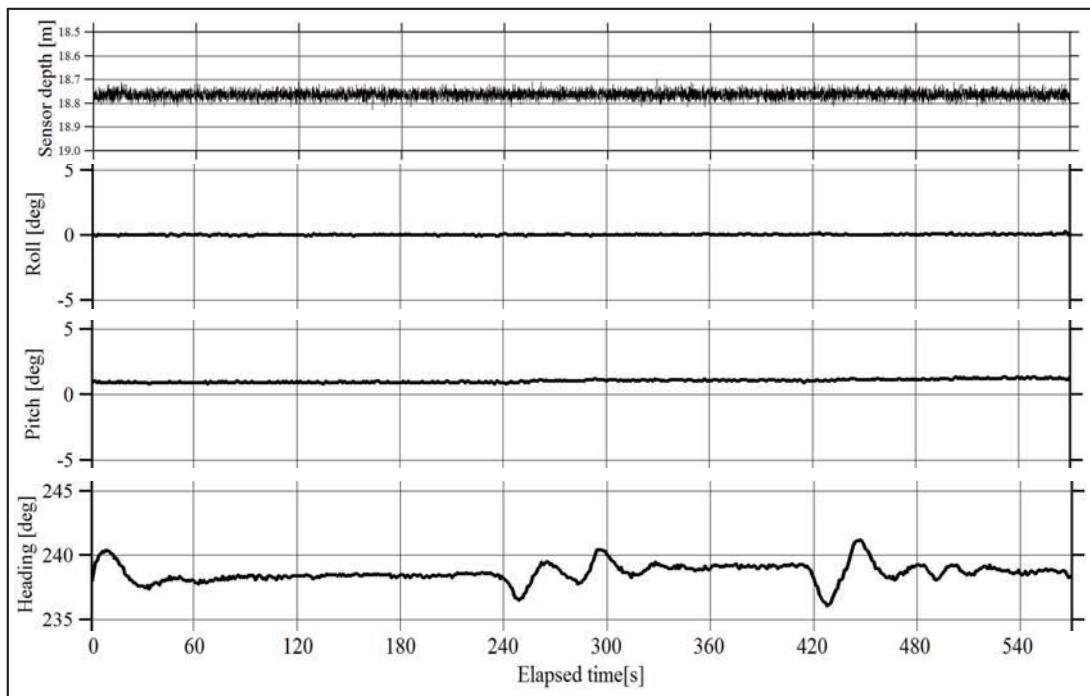


図-5 水深約 19m(水温成層付近)での流速計の水深と傾斜

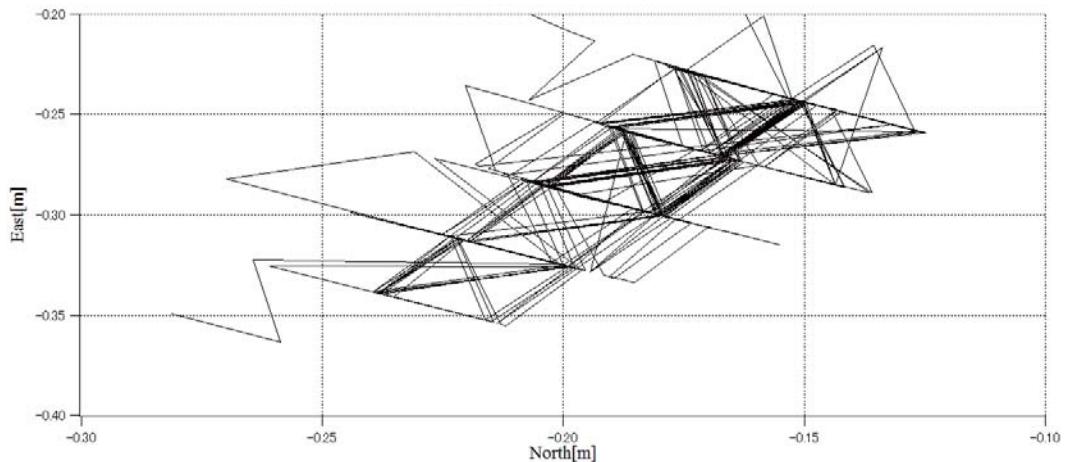


図-6 水深約 19m(水温成層付近)での水平方向の流速計の軌跡

3-2. 流速変動計測

図-7~9 にそれぞれ、水深 5m(表層)，水深 19m(水温成層付近)，水深 31m(深層)の 3 次元流速の計測結果を示す。水平方向の流速について、水深 5m の結果に注目してみると、測定中に南西寄の風が吹いていた影響もあり、東西方向では東向きに、南北方向では北向きに、一方向の流動があったことが分かる。それと比較して、深層ではほとんど流動が見られないが、水温成層付近では東方向だけでなく西方向、また、北方向だけでなく南方向にも流動が見られる。また、上下方向の流速について、深層ではほとんど流動が見られないのに対して、水温成層付近では 0.01m/s 程度の変動がいくつか見られる。

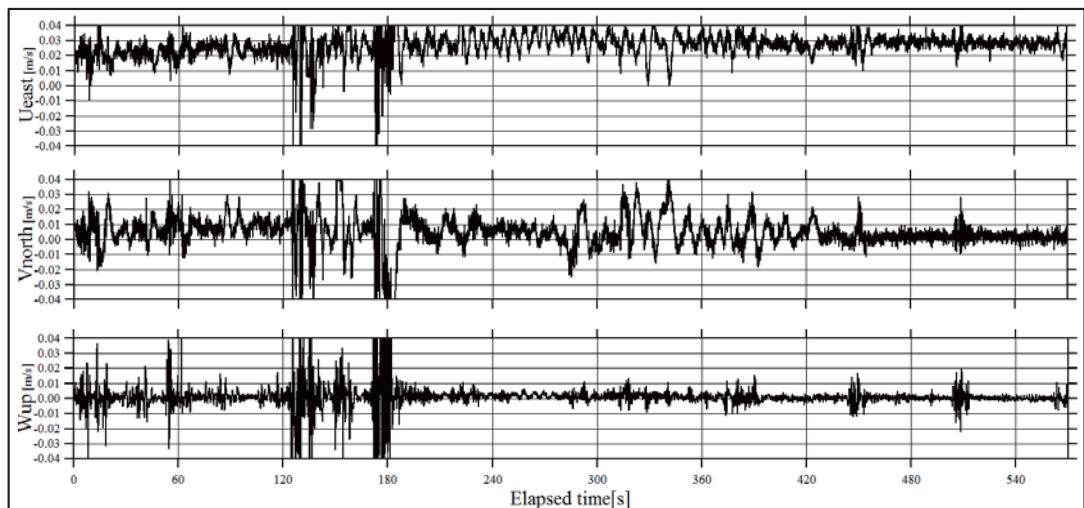


図-7 水深 5m(表層)での 3 次元流速

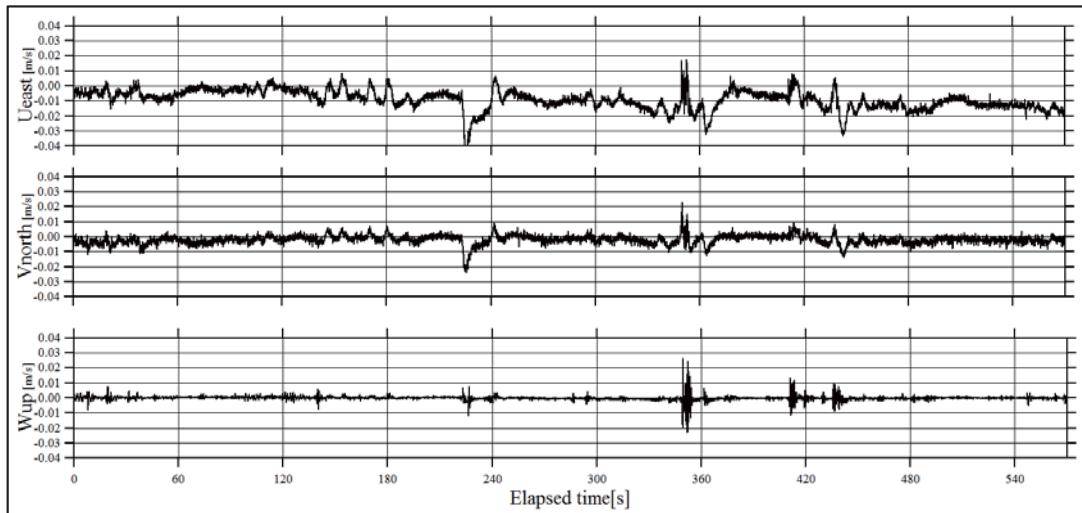


図-8 水深 19m(水温成層付近)での 3 次元流速

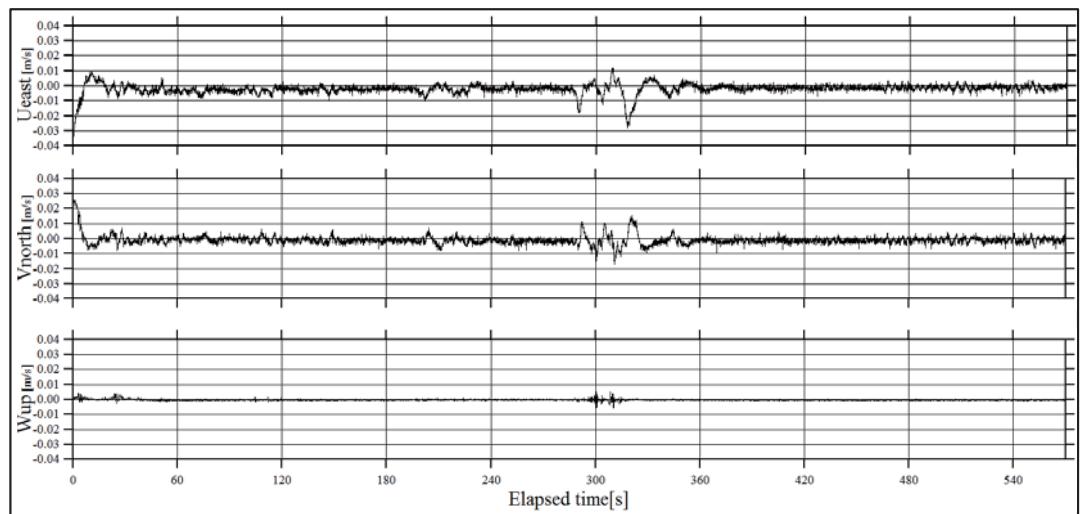


図-9 水深 31m(深層)での 3 次元流速

4. おわりに

本研究では、濁水長期化現象のメカニズム解明を目的として、胆沢ダム貯水池の洪水後に流動観測を実施した。本計測結果から、今後、濁質挙動との関連について、より詳細な解析を行っていく必要がある。

謝辞：本研究は、JSPS 科研費（16K14308）の助成を受けて実施された。謝意を表する。

参考文献

- 1)柴田光彦, 梅田信, 田中仁 : ダム貯水池の洪水時放流操作による濁質挙動への影響, 水工学論文集, 第 53 卷, pp.1315-1320, 2009

Applicability of the Curve Number Method for estimating flow duration curves in the Humid Tropics

Chris Leong* and Yoshiyuki Yokoo*

1. Introduction

Most islands are developing countries with poor hydrological data availability which causes stress on hydrological resources due to unmonitored human influence and negligence. There is a need to understand these stresses and influences by building block research specifically targeting islands. Model simplicity must be applied before transitioning to complex ones. The strengths and weaknesses of these simple models have to be identified before full usage.

The flow duration curve (FDC) is one such tool that can be used for estimating runoff in island catchments as it has a simple yet vital role in displaying catchment behavior and overall flow pattern. Its simplicity includes sorting streamflow data in descending order without regard for sequence or occurrence. (Searcy, 1959; Mohamoud, 2008). Another simple model is the curve number (CN) model, developed in agricultural catchments for flood mitigation (Rallison and Miller, 1982). The CN method is convenient and easy to use (Tedela *et al.*, 2012), unfortunately its simplicity is also its weakness (Ponce and Hawkins, 1996). Unifying the CN method and the FDC to make estimates will require some alterations. Therefore this study aims to identify an exceedance probability threshold of which the CN method can be used for estimating FDC in the humid tropics.

The first alteration is to consider the FDC as a 2-part system (high and low flows) rather than a single unit. Past researchers have identified the high flows to be generally governed by precipitation which coincides with the reason for development of the CN method to estimate runoff from storm rainfall (Ponce and Hawkins, 1996), this in turn works in favor of the CN method. The low flows of the FDC are controlled by geology, soil and baseflow (Mohamoud, 2008; Yaegar *et al.*, 2012) or by evapotranspiration as mentioned by Yokoo and Sivapalan (2011). In the case of evapotranspiration, the CN method does not consider it and therefore may hinder its performance at low end flows.

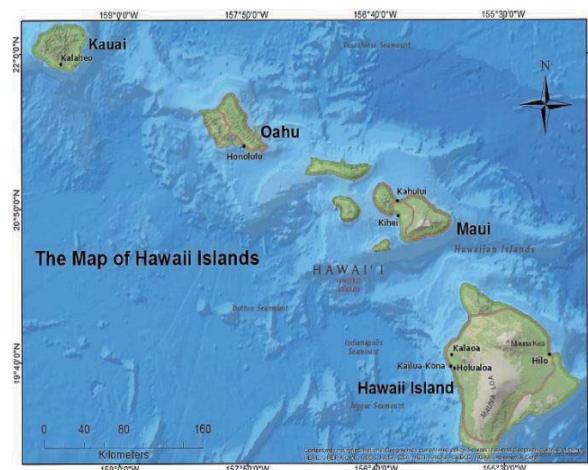


Fig. 1. The Hawaiian Islands

*Graduate School of Symbiotic Systems Science, Fukushima University, Japan

2. Study area and method

2.1. Study area

This study is based on nine catchments in Hawaiian Islands (Figure 1) because it has sufficient data and can relate to similar natured catchments. The catchments are from different areas on the islands of Kauai, Maui, Oahu and Hawaii. The daily and monthly runoff and rainfall data were downloaded from USGS (USGS, 2012) which contains United States catchments water data. Catchments annual rainfall and area ranges from 1500 to 9000 mm and 1.5 to 569.8 km² respectively. To identify a catchments CN a soils map was obtained from ArcGIS SSURGO Downloader 2014 (ESRI, 2014). The CN model was then used to estimate runoff.

2.2. The Curve Number Method

The CN model relates rainfall and runoff with the following equation,

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (1)$$

where Q is runoff, P is precipitation, S is potential retention and I_a is the initial abstraction.

The initial abstraction is defined as,

$$I_a = \lambda S \quad (2)$$

where λ is from 0.00 to 0.3 commonly set at 0.05 (Ponce and Hawkins, 1996; Woodward *et al.*, 2010).

The value of S can be defined as,

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (3)$$

where CN ranges from 0 ≤ CN ≤ 100 (USDA, 1986).

2.3. Hydrologic Soil Group (HSG) and Weighted CN

Where catchments have multiple HSG, the average weighted CN (WCN) was calculated by the following equation,

$$WCN = \frac{\sum_{i=1}^n CN_i \times A_i}{A_T} \quad (4)$$

where CN_i is a CN for a type of soil group in the catchment, A_i is the soil area of CN_i that intersects within the catchments area and A_T is the total catchment area. (Detailed information on HSG can be found in USDA-NRCS Technical Report (USDA, 1986).

2.4. Calibration of CN model

Initially, WCN and λ are set as 0.2 and 0.05 but after analysis of the Q_{est} , the WCN and λ parameters are calibrated with the least squares method (LSM, Equation 5) and the solver function in Microsoft Excel software to improve estimated runoff. In Equation 5, Q_m is the measured streamflow and Q_{est} is the

estimated streamflow. The ability to achieve stable parameter estimations is one reason this formula is often used (Huang *et al.*, 2006).

$$\text{LSM} = \min \sum_{i=1}^n (Q_m - Q_{est})^2 \quad (5)$$

3. Results

Figure 2 shows a comparison of measured runoff (Alakahi Qm), calibrated estimated runoff (Alakahi LSM) and uncalibrated estimated runoff (Alakahi WCN-Lambda 0.05 and 0.2) for Alakahi catchment. The uncalibrated runoff are seen to overestimate runoff, therefore the Q_m is calibrated to improve estimations. Majority of the catchments had inconsistencies at the low end where at times the estimated curves bend up implying an error in estimations. After the calibration of the CN model to achieve better runoff estimates, the accuracy of the estimates were measured by setting the error bound of $\pm 30\%$ of Q_m . If the Q_{est} values were within this range then it was considered accurate and assigned a value of 1 (true), otherwise it was given a zero value (false). Figure 3 confirms the Q_{est} accuracy. The estimated values are sorted in descending order on the vertical axis. If a value is within $\pm 30\%$ then it is automatically placed at 1 on the horizontal axis and if out of range it is placed at zero on the same axis. In the figure, the poor runoff estimates (out of range) are concentrated at the low end. Figure 4 shows a transformation of figure 3 as a complete FDC. The low end is observed to have values out of range thus inaccurate estimates. Two high end data points also are out of range but this was not consistent for all catchments. Furthermore the calibrated values of WCN and λ were less than the ones initially used.

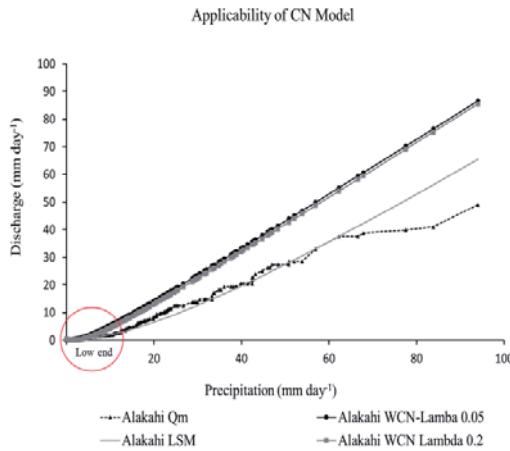


Fig. 2. Applying the CN method to Alakahi catchment. Alakahi WCN-Lambda 0.02 and 0.05 are the estimated runoff at $\lambda = 0.2$ and 0.05 respectively. Qm is the measured runoff and LSM is the calibrated estimated runoff

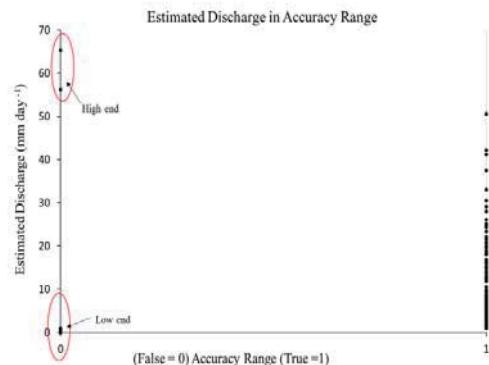


Fig. 3. The point on the 1 value represent the data within the $\pm 30\%$ range. Those on the 0 value represent out of range values

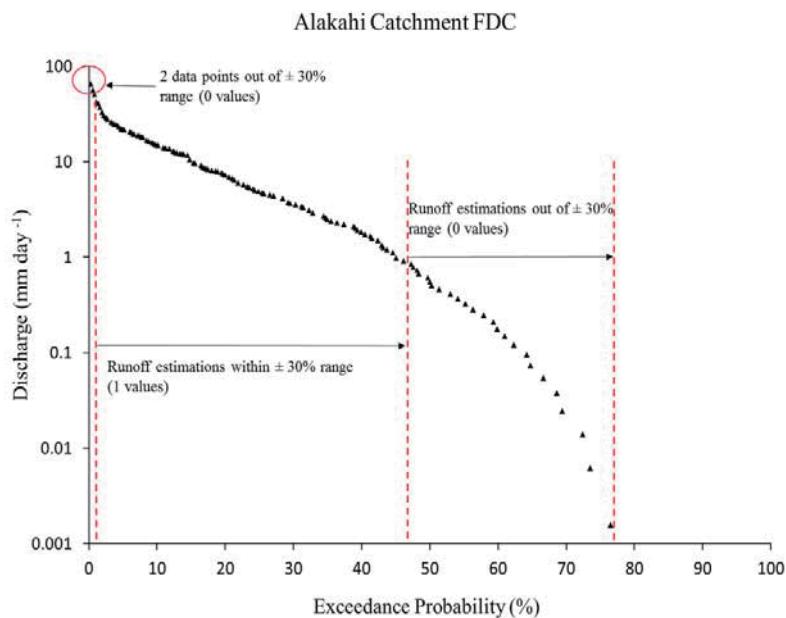


Fig. 4. The transformation of figure 3 as a FDC

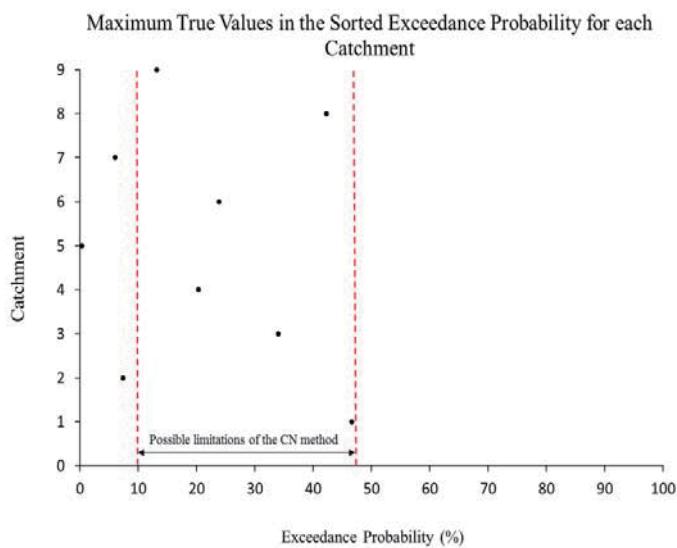


Fig. 5. Each catchment showing the maximum percentage that the CN method can estimate runoff within the $\pm 30\%$ range from its FDC

4. Concluding Discussion

Past researchers have identified possible dominant controls of the FDC shape and based on these we can identify the applicability of the CN method to the FDC. The CN method was developed to estimate runoff from storm rainfall (Ponce and Hawkins, 1996) thus it may function well in the top end of the FDC where precipitation is dominant. At the low end, geology, soil and base flow control the low tail of the FDC (Mohamoud, 2008; Yaegar *et al.*, 2012). Furthermore the CN method does not consider evapotranspiration which is a dominant control in the low flows (Yokoo and Sivapalan, 2011). Figure 5 shows each catchments maximum exceedance probability for accurate estimates when using the CN method. Based on this, the calibrated CN method can possibly only make stable estimations in FDCs up to approximately 50% exceedance probability. The accuracy of the estimations was set at $\pm 30\%$ of Q_m . The need to calibrate runoff in forested mountainous catchments is almost certain based on studies done by Tedela *et al.* (2012) and Ajmal *et al.* (2016) in US and Korean forested mountainous catchments respectively. The former suggested to calibrate the CN to reduce uncertainty and the latter showed that when $\lambda = 0.2$ or 0.05 the results were poor, however when $\lambda = 0.01$ or 0.0 , it showed improved results which was consistent with his study.

References

- Ajmal M, Kim T, Ahn J. (2016). Stability assessment of the curve number methodology used to estimate excess rainfall in forest-dominated watersheds. *Arabian Journal of Geosciences* 9: 1-14. DOI: 10.1007/s12517-016-2421-y.
- ESRI. (2014). SSURGO DOWNLOADER 2014. <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=4dbfecc52f1442eeb368c435251591ec>. Last access May 3, 2016.
- Huang M, Gallichand, J, Dong C, Wang Z, Shao M. (2007). Use of soil moisture data and curve number method for estimating runoff in the Loess Plateau of China. *Hydrological Processes* 21: 1471-1481. DOI: 10.1002/hyp.6312.
- Mohamoud Y. (2008). Prediction of daily flow duration curves and streamflow for ungauged catchments using regional flow duration curves. *Hydrological Sciences Journal* 53: 351 706-724. DOI: 10.1623/hysj.53.4.706.
- Ponce V, Hawkins R. (1996). Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering* 1: 11-19. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:1(11).
- Rallison R, Miller N. (1982). Past, present, and future SCS runoff procedure. *Proceedings of the International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling* May 18-21, 1981 Mississippi State University, USA. 353-364.
- Searcy J. (1959). Flow duration curves, manual of hydrology. Part 2. *US Geological Survey Water Supply Paper 1542-A*, Low flow techniques. <http://pubs.usgs.gov/wsp/1542a/report.pdf>. Last access May 22, 2016.

- Tedela N, McCutcheon S, Rasmussen T, Hawkins R, Swank W, Campbell J, Adams M, Jackson C, Tollner E. (2011). Runoff Curve Numbers for 10 small forested watersheds in the mountains of the Eastern United States. *Journal of Hydrologic Engineering* 17: 1188-1198. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000436, 1188-1198.
- USDA. (1986). *Urban hydrology for small watersheds*, Technical Release No. 55 (TR-55). http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/stelprdb1044171.pdf. Last access May 18, 2016.
- USGS. (2012). National Water Information System, USGS Water Data for the Nation. <http://waterdata.usgs.gov/nwis/>. Last access April 2, 2016.
- Woodward D, Van Mullem J, Hawkins R, Plummer A. (2010). *Curve number completion study*. Consultant's Report to USDA, NRCS, Beltsville.
- Yaeger M, Coopersmith E, Ye S, Cheng L, Viglione A, Sivapalan M. (2012). Exploring the physical controls of regional patterns of flow duration curves—Part 4: A synthesis of empirical analysis, process modeling and catchment classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16: 4483-4498 DOI :10.5194/hess-16-4483-2012.
- Yokoo Y, Sivapalan M. (2011). Towards reconstruction of the flow duration curve: development of a conceptual framework with a physical basis. *Hydrology and Earth System Sciences* 15: 2805-2819. DOI: 10.5194/hess-15-2805-2011.

蔵王火山での無人観測装置の冬季運用試験*

東北大学大学院 工学研究科 航空宇宙工学専攻 谷島諒丞・山内元貴・大丸拓郎・大塚光
東北大学大学院 災害科学国際研究所 リーディング大学院 久利美和

1. はじめに

気象庁は、2014年9月27日に発生した御嶽山の噴火災害を踏まえ、火山噴火予知連絡会「火山観測体制等に関する検討会」において取りまとめられた「御嶽山の噴火災害を踏まえた活火山の観測体制の強化に関する緊急提言」（2014年11月28日）に基づき、火山観測体制の強化に必要な観測機器等を整備している。仙台管区気象台も、火口の状況を視覚的に観測することを目的とした火口監視カメラの整備を開始したが（仙台管区気象台, 2016），積雪の多い冬季の北日本の火山での安定した観測が課題となっている。特に、樹氷で有名な冬季の蔵王山頂は、低温、着氷及び着雪（以下、「樹氷化」）により、カメラの視界が遮断される。このため、通年観測を実現するためには、火口監視カメラへの樹氷化対策が必要である。

そこで、本研究では、冬季の火山における安定した火口観測の実現を目的とし、樹氷化対策を施した独立電源型観測装置（以下、独立電源型）と外部電源型観測装置（以下、外部電源型）を開発し、蔵王山において冬季運用試験を行った。

2. 無人火山観測装置の開発と樹氷化対策

本研究では、商用電源の利用の可否で条件を分け、2種類の無人火山観測装置を開発した。

2.1. 独立電源型観測装置

独立電源型は、バッテリを搭載し、商用電源が利用できない環境でも使用可能な観測装置である。全体図とシステム構成を図-1と図-2に示す。バッテリと制御回路が入った防水ケース（Pelican 製 1500 Case），カメラが入ったアクリルドーム、アルミフレームから構成され、サイズはL660 x W470 x H850 mm、重量は11 kgである。これは、無人ヘリコプタでの運搬と積雪を想定した仕様である。バッテリは、塩化チオニール・リチウム電池（FieldPro 製 LB1240, 12 V 480 Wh）とリチウムイオン電池（IDX 製 DUO-150, 14.8 V 146Wh）を併用する。PCと通信機は必要な時のみマイコンで起動させ、使用電力をできる限り少なくしている。

アクリルドームの樹氷化対策については、独立電源型はバッテリ駆動で電源容量が限られているため、電源を必要とする対策は観測期間を短くする。そこで、電力を必要としない対策として、プラスチック専用コーティング剤（プレクサス社製プレクサス）を塗布した。

2.2. 外部電源型観測装置

外部電源型は、商用電源で駆動する観測装置である。全体図とシステム構成を図-3と図-4に

* Winter operational test of unmanned observation devices in Mt. Zao by Ryosuke Yajima/Genki Yamauchi/Takuro Daimaru/Hikaru Otsuka/Miwa Kuri



図-1 独立電源型観測装置

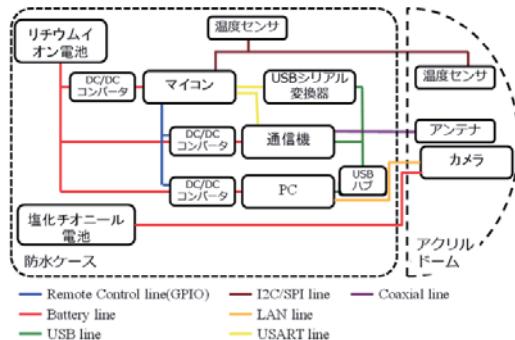


図-2 独立電源型のシステム構成



図-3 外部電源型観測装置

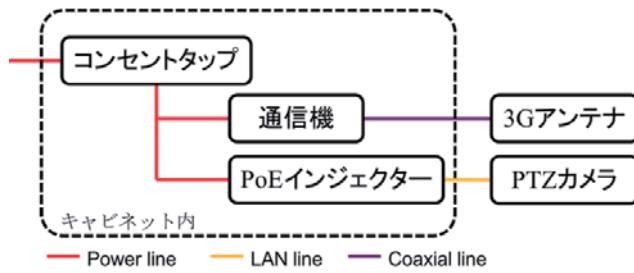


図-4 外部電源型のシステム構成

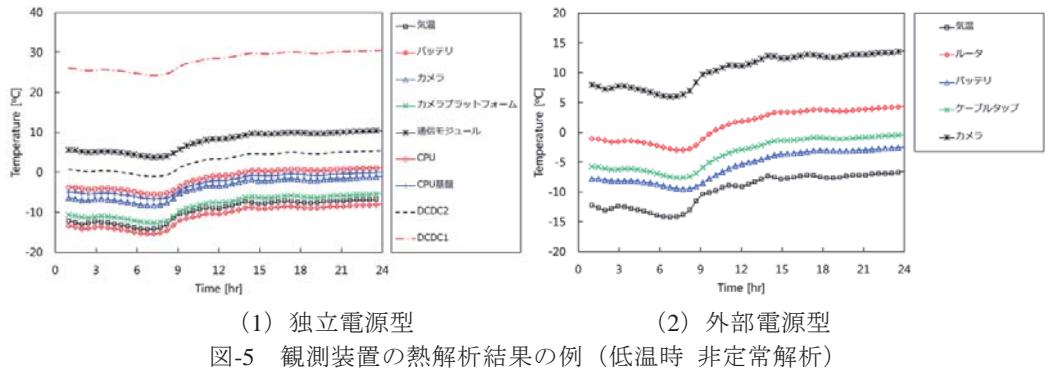
示す。外殻が回転可能なPTZカメラ(Axis製Q6115-E),3Gモバイルルータ(サン電子製RX210),防水防塵キャビネット(Axis製),PoEインジェクター(Axis製),ワイヤプレードから構成され,サイズはL450 x W250 x H490 mm,重量は9 kgである。総使用電力は60 w未満である。

カメラの樹氷化対策には,仙台管区気象台のヒータ(600 w)による樹氷化対策(仙台管区気象台,2016)と比較するため,ワイヤ方式を採用した。この装置では,ワイヤプレードは固定されており,カメラの外殻が回転すると,雪が扱われる。ワイヤプレードは,厚さ2 mmのポリカーボネート板で,仙台管区気象台の「布粘着テープでふさいだ蔵王刈田嶺神社の社務所の窓だけが樹氷化していなかった」との証言に基づき,表面に布粘着テープを張り付けている。

2.3. 観測装置の熱設計

観測装置には,厳しい環境での長期間の安定した動作が求められるため,設計段階で熱解析を行った。熱解析には,C&R社のThermal Desktopを用いた。外気温モデルは,過去10年間の山形市(標高153 m,緑町,山形地方気象台)の温度データと山形市内と蔵王お釜付近(標高1550 m)の温度差の実測値を参考に推定した。各観測装置を構成する機器の熱特性および作動温度範囲を表-1と表-2に示す。

熱解析の結果の例として,低温時の非定常解析の結果を図-5に示す。許容温度付近に近づいている機器もあるが,いずれも許容温度範囲内に収まっていることが確認できた。また,どの場合も,外気温の変化が緩やかで,熱的な平衡状態を保持しているため,各機器の温度が外気温に対してほぼ同じ温度差を保ったまま推移しているが,独立電源型と外部電源型では,全体



の温度差が異なっている。これは、DC/DC コンバータのような高温化する機器が影響している。

2.4. モニタリングシステム

観測装置が取得した情報の発信を目的とし、web ページを利用したモニタリングシステムを構築した。このシステムは、観測装置、携帯電話回線、サーバ、ユーザの端末により構成される。観測装置が取得した観測データは一定時間間隔でサーバへ送信され、サーバは観測データを蓄積・管理する。ユーザは、観測データの表示と検索、観測装置の詳細説明等にアクセスできる。実験のため、関係者のみアクセス可能としたが、一般公開も可能である。

3. 冬季運用試験

開発した観測装置の性能を検証するため、実際に冬季の蔵王山に観測装置を設置して、観測を継続できるかを確認する冬季運用試験を実施した。

3.1. 試験環境と試験期間

試験環境は、気象環境が蔵王山頂に近く、商用電源が利用でき、実験期間中の経過の確認および維持管理が比較的容易な場所として、山形蔵王スキー場の蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅の駅舎屋上（図-6、標高 1661 m、蔵王山最高峰の熊野岳の標高は 1841 m）を選択した。ここは、

表-1 独立電源型 搭載機器の熱特性

および許容温度範囲

機器名	主な材質	発熱量 [W]	許容温度範囲 [°C]
カメラ	アルミ	5.38	-45～85
CPU	アルミ	0 or 1.25	-20～45
USB HUB	プラスチック	-	-
DC/DC コンバータ 1	アルミ	1.32	-40～85
DC/DC コンバータ 2	アルミ	0.0025	-40～85
マイコン	アルミ	0.125	-40～85
3G 通信モジュール	アルミ	2.5	-20～45
バッテリ	バッテリ電解質	0.2	-20～50

表-2 外部電源型 搭載機器の熱特性

および許容温度範囲

機器名	主な材質	発熱量 [W]	許容温度範囲 [°C]
カメラ	アルミ	2	-40～50
ルータ	アルミ	2	-20～60
PoE インジェクター	プラスチック	0.5	10～45
ケーブル タップ	プラスチック	0.2	-



図-6 冬季運用試験の試験場所
(電子版国土地理院地図に加筆)



図-7 観測装置の設置状態



図-8 試験開始 20 日後の
観測装置の状態

冬季は気温が氷点下で悪天候の日が続き、樹氷も形成される厳しい環境である。

また、試験は、2016年12月3日から2016年4月8日（通信契約終了）まで行った。蔵王ロープウェイ（株）による気象観測データ（蔵王ロープウェイ（株），2014, 2015, 2016）に基づくと、この期間（2015年12月～2016年3月）は、前年（2014年12月～2015年3月）と比較すると、気温、風速、視程は同程度だが、積雪は半分以下であった。

3.2. 観測装置の設置状態

観測装置は、地蔵山頂駅屋上の展望デッキに設置した（図-7、仙台管区気象台，2016）。独立電源型は、製作したアルミフレームからは取り外し、フレームの中心に製作時と同様の配置で固定した。外部電源型は、フレームの端に立てたポールに専用のポールマウントを用いて固定した。どちらの観測装置も、樹氷化の影響を低減し、長期間観測するために、カメラを樹氷の成長方向とは逆の風下である東に向かた。また、通信用アンテナは、布粘着テープを貼ったプラスチックケースに収納し、フレームに固定した。

3.3. 試験結果

観測装置は、開始から20日後には、図-8のように外部電源型のカメラ以外ほぼ樹氷に覆われていた。観測状況のまとめを図-9に示す。また、各観測装置の詳細な結果を以下に述べる。なお、本試験では、データの送信間隔を独立電源型は30分毎、外部電源型は5分毎とした。

3.3.1. 独立電源型観測装置

伝送された画像（図-10）より、設置3日目には、アクリルドームが樹氷化したことが分かった（図-10右上）。天候回復により、一時的に回復することはあったが、すぐに再樹氷化した。この結果から、コーティング剤のみによる樹氷化対策では不十分であることが分かる。

また、観測日数は、バッテリ容量からの推定では48日間であったが、実際は2015年12月2日から2016年1月7日19時までの36日間であった。想定よりも短くなった原因としては、①低温によるバッテリ性能の想定以上の低下、②天候等が原因と考えられる携帯電話回線の電波状況の悪化によるデータ伝送時間と消費電力の増加が考えられる。

通信は、天候不良時に一時的に通信不能になることはあるものの、自動的に回復し、概ね良

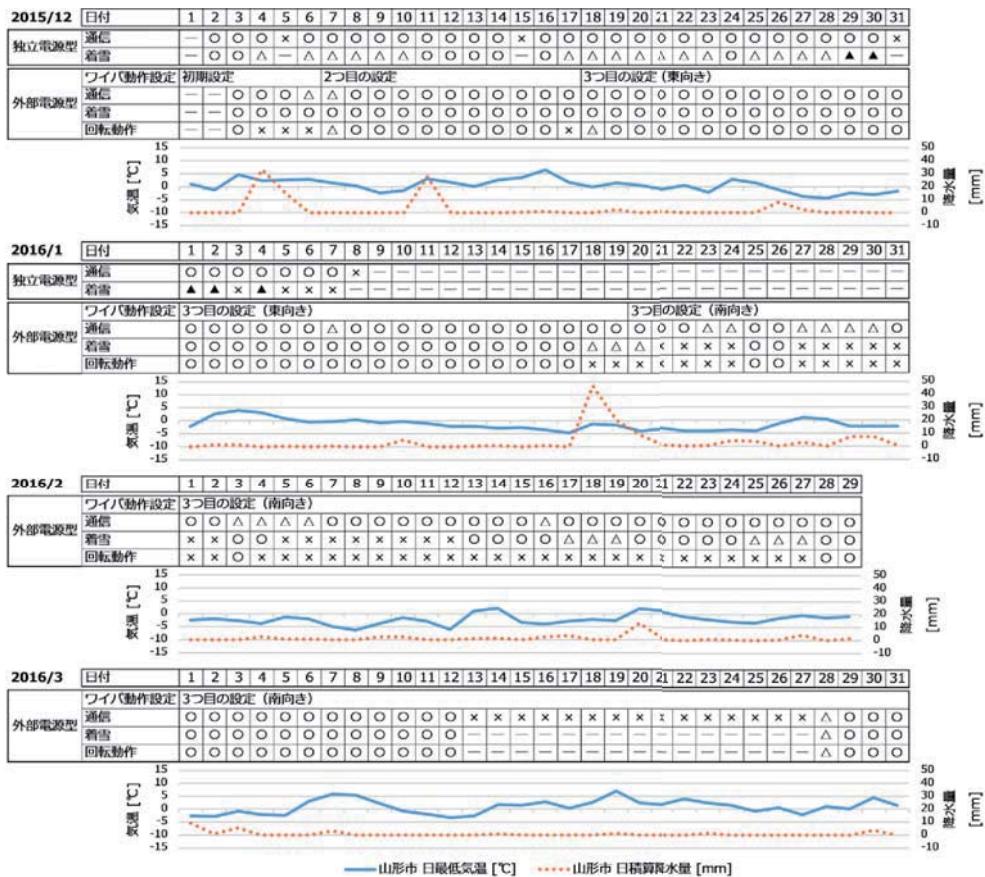


図-9 観測装置の観測状況と山形市の気象状況

(○：良好, △：やや良好, ▲：やや不調, ×：不調, -：不明)

好であった。

3.3.1. 外部電源型観測装置

樹氷化対策については、まず、初期設定として、大学のサーバから自動でコマンドを送信し、5分毎にWPAを動作させたが、WPAが動作しない時間が長いため、1日で凍結し、カメラが回転しなくなった。2つ目の設定として、時間間隔を短くして1分毎に同様の動作をさせたが、10日後に凍結した。これは、2時間ほど通信不能時間があり、コマンドを受信できず、WPA動作ができなかったことが原因である。そこで、3つ目の設定として、コマンド送信なしで、観測装置が自動で1分毎にWPA動作するように変更したところ、1月18日に大雪が降るまでの1か月にわたり観測を継続できた。さらに、同じ設定で、カメラを風下に垂直な南に向けて観測する試験も行ったが、1日で凍結した。以上の結果から、カメラを風下に向かって、1分毎に自動でWPA動作させることが樹氷化対策として有効であることが分かった。

通信については、概ね良好で、図-11のような画像が得られたが、3月に2週間にわたり通信不能となった。観測装置を確認したところ、この原因はアンテナのゆるみであったことから、



図-10 独立電源型の撮影画像



図-11 外部電源型の撮影画像

強風等にも耐える十分なアンテナの固定が必要であると言える。

4. おわりに

本研究では、独立電源型観測装置と外部電源型観測装置を開発し、蔵王山において冬季運用試験を行った。試験の結果、独立電源型は、コーティング剤による樹氷化対策は効果なかったが、36日間、外部からの給電なしで観測を継続できた。外部電源型のワイヤによる樹氷化対策は、カメラを風下側に向け、1分毎に自動回転させることで、概ね良好であることがわかった。また、通信は、天候不良時に一時的な通信不能はあるが、冬季の火山でも概ね使用できることが分かった。

今後の課題としては、独立電源型に実装可能な無電力または低電力の樹氷化対策を再検討する必要がある。また、ワイヤによる樹氷化対策は、ワイヤブレードへの局所的なヒータの取り付けによって、最低限の電力増加で、さらに観測期間を延長できる可能性がある。これらを実施することで、冬季の火山における安定した火口観測の実現に近づくと考えられる。

執筆分担

本研究では、筐体及び機構設計を谷島諒丞が、制御設計を山内元貴が、熱解析を大丸拓郎が、モニタリングシステム開発を大塚光が、運用評価を久利美和が担当した。

謝辞

本研究は、仙台管区気象台の冬季運用試験機器の比較機として採用され、気象台の監督下で実施の機会を得た。運用試験にあたり、設置場所の蔵王ロープウェイ株式会社より多大な協力を得た。装置開発は、東北大学学位プログラム推進機構リーディングプログラム部門グローバル安全学トップリーダー養成プログラムの支援を得た。開発コンセプトについて、同プログラムの海野徳仁博士、齋藤雅典氏、松本恵子氏、柳田泰宏氏より有益な意見を得た。記して感謝する。

参考文献

- 仙台管区気象台蔵王山火口カメラ通年化に係る検討チーム（2016）：蔵王山火口監視カメラ冬季運用に係る実証実験（概報）
山形地方気象台：地上気象観測原簿

蔵王ロープウェイ（株）（2014, 2015, 2016）：地蔵山頂駅気象観測日誌

830年天長地震についての一考察

秋田大学地方創生センター地域防災部門 野越三雄

東電設計（株）中村亮一

中央開発（株）王寺秀介

1. はじめに

有史以来における秋田県周辺の被害地震環境は 2016 年 12 月現在までマグニチュード (M) 6 以下も含めて 39 個に達するがその中で最も古いのが 830 年天長地震である。その震央分布図を図 1¹⁾ に示す。図から分かれるよう秋田県周辺の有史以来の地震環境は秋田県に被害を及ぼす

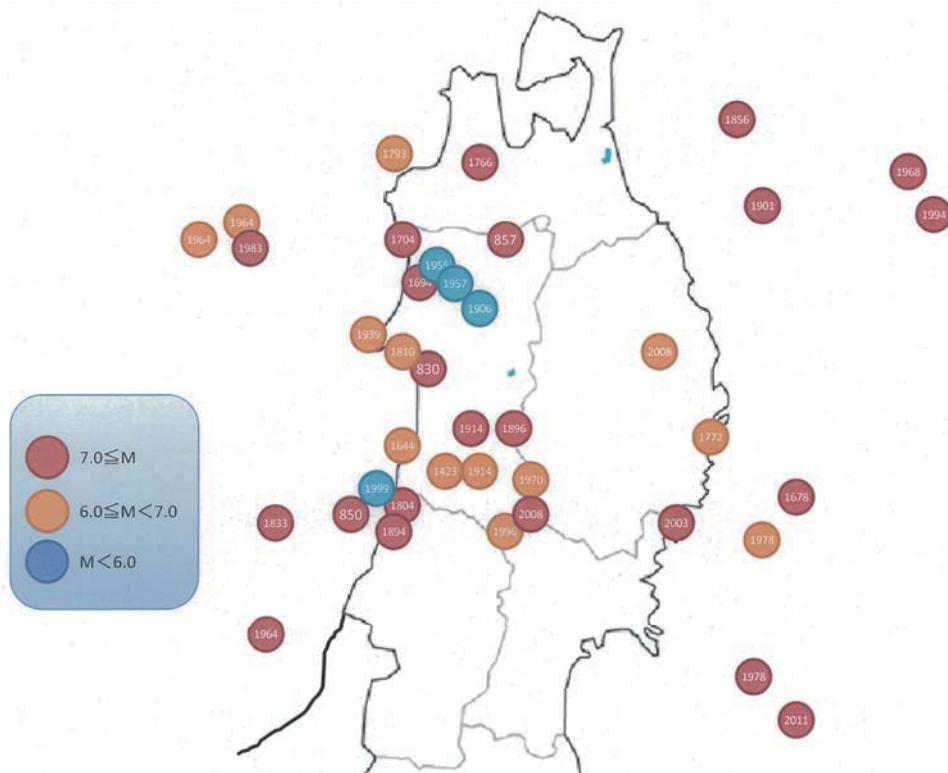


図 1 秋田県に被害を与えた地震分布図

地震の分布からは日本海側沿岸・内陸での地震が多く、約 6 割を占め次いで太平洋海域、日本海域と分かれている。太平洋海域での地震は遠距離ではあるが、M が大きく巨大地震からのエネルギーが秋田県の八郎潟干拓地周辺の軟弱な地盤に達することにより起こる。一方日本海域の地震は 1900 年代の地震が殆どであり、1983 年日本海中部地震発生により判明した日本海東

*On the 830 Tencho Earthquake by Mitsuo NOGOSHI, Ryouichi NAKAMURA and Shusuke OHJ

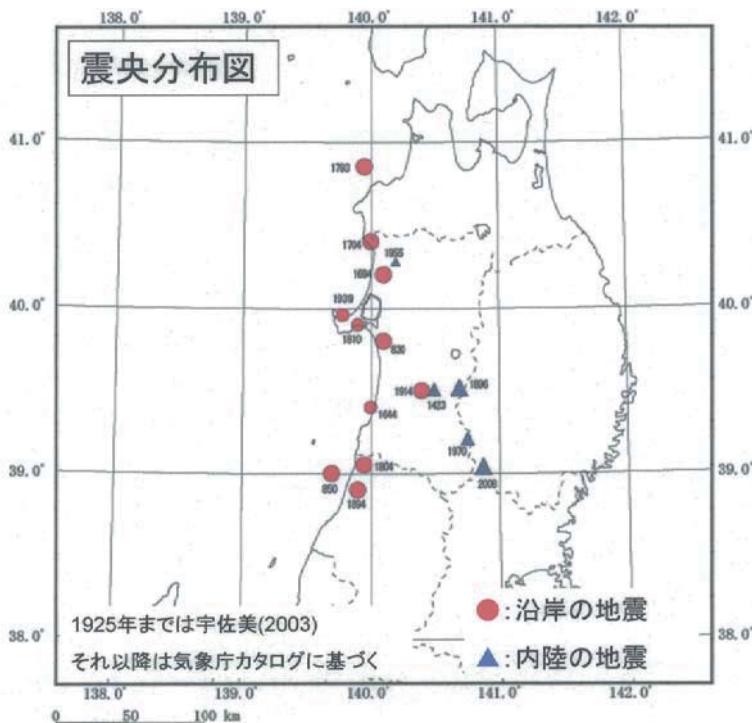


図2 北日本海沿岸の被害地震と内陸の被害地震分布

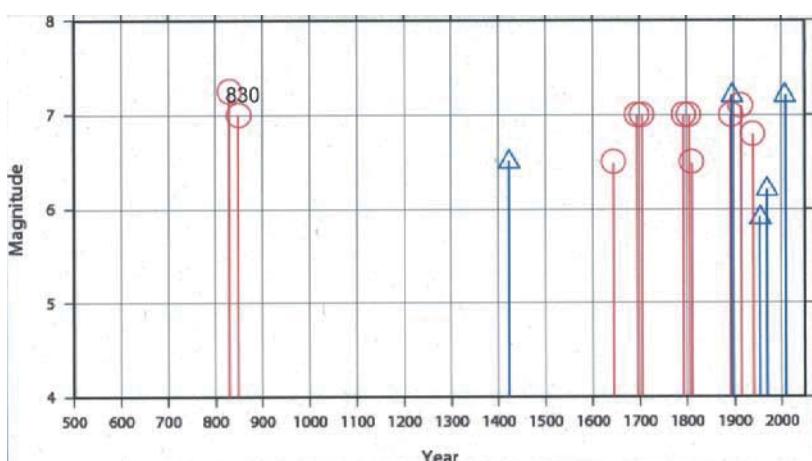


図3 北日本海沿岸の被害地震と内陸の被害地震の時間分布

縁部のプレート境界での活動による一連の活動と見られる²⁾。ここで注目する830年天長地震は秋田県の有史以来最古の地震であるが、日本海沿岸・内陸に位置するとされる地震である³⁾。よって日本海沿岸・内陸の地震のみのM6以上は11個（図2中赤丸）で内陸では5個（図2中青三角形）となり、これらの分布は図2のようになる。図中の数字は地震発生時の年数を示す。830年天長地震は沿岸に属している。又地震発生の現在までの時間的分布は図3となる。1423年の羽後における地震とされるが正史になく疑わしいとされる。全体的な傾向としては800年代から1600年代にかけてほぼ空白となっているのが興味を引く。このことについては2011年東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）のM9.0の巨大地震発生に伴いクローズアップされた896年の貞観11年の三陸沿岸における巨大地震（M8.3±1/4）等々を考慮して9世紀集中の地震発生と17世紀からの地震増加は秋田県¹⁾も全国的傾向⁴⁾と同じと理解される。

2. 830 年天長地震について

以上のような地震状況において 830 年天長地震の発生の位置付けが理解できるが、その歴史地震としては秋田では奈良平安時代で最古のため研究状況としては困難となっている。

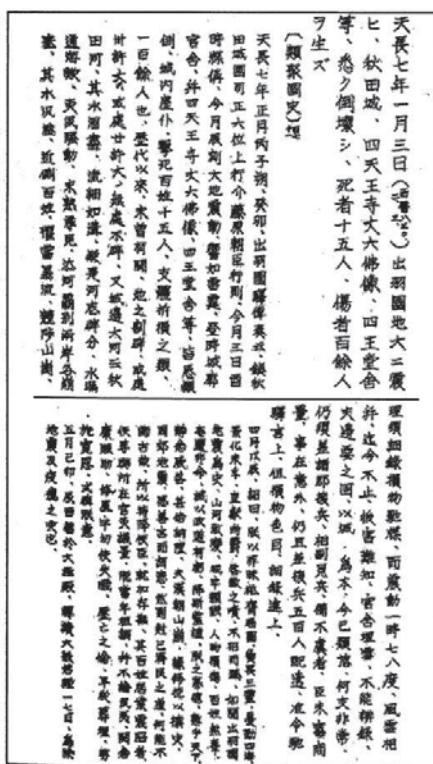


図 4 「類聚国史」の関連部分

2011 年東日本大震災を契機にして日本海側でも巨大地震の発生を危惧して、秋田県は 1997 年の被害想定を全面的に見直す方針を立て、内陸と海域について考え得るだけの運動も含めて、地震・津波の被害想定を 2012 年に着手し野越も専門委員として参画し 2013 年 8 月に報告書⁸⁾が発表された。また、一方被害の中心であった秋田城跡については 1959 年か掘が始められ、その調査成果を基に 1989 年から復元整備され、現在も進行中である。したがって、現在はこれらの事象の比較を行う時期と判断され、830 年天長地震の実情にどのくらい迫れるかを試みた。

以上の 2. については第 30 回歴史地震研究会（2013 年）で口頭発表した⁹⁾。そしてやや論を進めた結果を平成 26 年度東北地域災害科学研究集会（2014 年）に口頭発表した¹⁰⁾。

3. 方法と結果

図 5 に秋田城跡、旧雄物川らの位置関係を簡単な地質構造と共に示した。尚、図中の「将軍野」方向が北方に当たる。想定した 830 年天長地震の断層モデルの走行は 1997 年の被害想定時

しかしこの地震について唯一の古文書「類聚国史」に牒として簡単ではあるが記載されており、その関連部⁵⁾を図 4 に示した。宇佐美ら³⁾によれば被害については概略「秋田城郭・官舎等悉く倒れる。百姓の圧死 15、肢体折損 100 余名、地割れ多く、雄物川の水涸れて溝のごとなり他の川も岸崩れ、塞ぎ、氾濫した。」と記載されている。マグニチュード (M) と震央は推定されていて M は 7.0~7.5、震央は北緯 39.8 度、東経 140.1 とされているが、誤差はあるものと思われる。一方、秋田県は 1994 年に秋田県地震被害想定に着手し、筆者の一人野越も委員長として参画し県から報告書⁶⁾が出されている。この際に県都秋田市に近い 830 年天長地震を被害想定の震源断層モデルとして設定し、地下構造などを定めて、当時では最先端の方式（翠川・小林（1979））⁷⁾によって震度分布（その頃発表されたばかりの計測震度法を取り入れて計算された）等を算出した。この時、前述した古文書からの被害と想定断層モデルからの計算された震度との比較をしたいというのが、今回の仕事の最初の動機である。その後 19 年を経た現在、被害想定における想定地震の断層モデルによる計算は格段に進歩したものと思われるが、

の断層モデル(M7.2)と同じで秋田城跡の直下を通り秋田市から北東に北5km付近とする震央へ向け長さは26kmとした³⁾。しかし、断層モデル近辺には活断層は確認されていない⁶⁾。この断層モデルでM7.2として計測震度分布(250mメッシュ)を算出し、今回の注目している秋田城跡周辺について調べた。その結果を図6に示した。秋田市中央など全体的に震度6強が多く出現しており、注目している秋田城跡周辺も震度6強に達していて、古文書からの被害とほぼ調和的である。しかも直ぐ近くの空素沼・鶴ノ木から南側へ約1kmの幅で震度6弱を示しているのは興味深い。すなわち、城内の政府近辺は震度6強におよび、城外東側の鶴ノ木周辺ではやや低く震度6弱となった。この違いは両地の地質地形地盤の違いにあることを明瞭に示しているが、鶴ノ木に建造された四天王寺等が悉く転倒したことはあるいは建築に原因があると推測される。また、百姓15人の死亡も大半がこの地域にある建造物によって圧死したものと考えられる。以上のように想定された地震断層モデルからの震度等と古文書記載の被災の関連は秋田城近辺については調和的と考えられる。しかし、古文書における雄物川等との被害状況は秋田城の北側に存在するとされた地殻変動の確認がされず、古文書が指摘する雄物川周辺の被災地域は秋田城の南方とのことが妥当と考えられる。このことは古文書「類聚国史」の記載文を基礎に秋田城跡と天長地震との関係を論じた幾つかの文献をまとめた福留¹²⁾の論文があり、その論旨は一致する。



図5 秋田城跡の位置と周辺地質

れた地殻変動の確認がされず、古文書が指摘する雄物川周辺の被災地域は秋田城の南方とのことが妥当と考えられる。このことは古文書「類聚国史」の記載文を基礎に秋田城跡と天長地震との関係を論じた幾つかの文献をまとめた福留¹²⁾の論文があり、その論旨は一致する。

天長地震 M=7.2

- 震源～深部地盤：距離減衰式(司・翠川1999)
- 浅部地盤：速度増幅率(藤本・翠川2006)

長さ (km)	マグニチュード	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層モデル			
				上端深さ (km)	長さ (km)	幅 (km)	
26	7.2	東傾斜	45	90	3	26	20

※新編日本地図被災地図を参考にM=7.2と設定し、地形より陸上の断層位置を推定した。

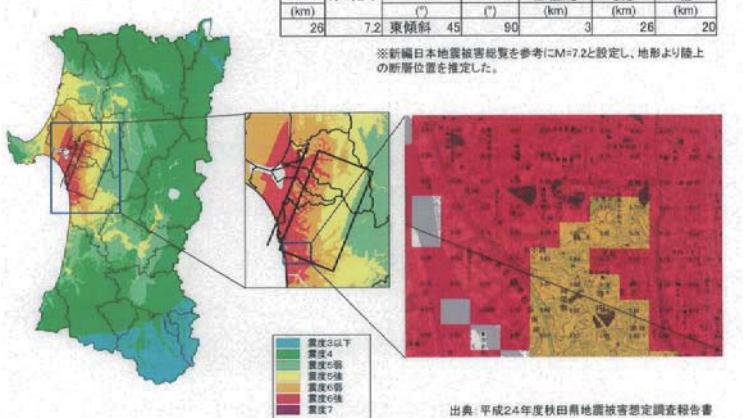


図6 想定天長地震断層モデルと震度分布

4. 830年天長地震についての一考察

前記福富も指摘するように秋田城の北側に震源断層を考えるのはやや問題があるとするし、断層モデルとしては南側に、しかも海岸よりも妥当と思われる。すると古文書の被害現場は秋田城跡の海岸寄りに流れる雄物川（現旧雄物川）の流域の被害に適応が可能にするのが秋田市海岸を由利本荘への方向を走行する震源断層が想定されよう。これに現実化するのが北由利断層である。この断層は伏在断層としてよく知られており、1995年阪神淡路大震災直後から地震調査研究推進本部による活断層の全国調査対象の断層として秋田県から挙げられた経緯がある。2002年から調査が開始され2005年3月に秋田県から報告書¹³⁾が出されている。現雄物川河口南から由利本荘市方向へ約30kmの断層が存在しているが、堆積層が厚く地表にまで断層が表出していない。断層の長さ30kmとするとMは7.3と見込まれ大きな被害が想定される。

2003年の秋田県地震被害想定調査でも断層モデルを想定し、地下構造を設定し震度分布を推定しているのでその結果を図7に示す。図から分かるようにこの場合も天長地震の場合と同じく秋田城跡付近は震度6強を示し鶴ノ木周辺も震度6を示している。旧雄物川も震度6強を示しているのも示唆的である。このように細かい検討は今後の課題であるが、秋田城の南側の古文書からの被害状況を説明される実証的研究として今後も続行していきたいと考えている。

北由利断層 M=7.3

- 震源～深部地盤：距離減衰式（司・翠川1999）
- 浅部地盤：速度増幅率（藤本・翠川2006）

長さ (km)	マグニチュード	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層モデル		
				上端深さ (km)	長さ (km)	幅 (km)
30	7.3	東傾斜	45	90	3	32

※地震調査研究推進本部の長期評価を参考に設定

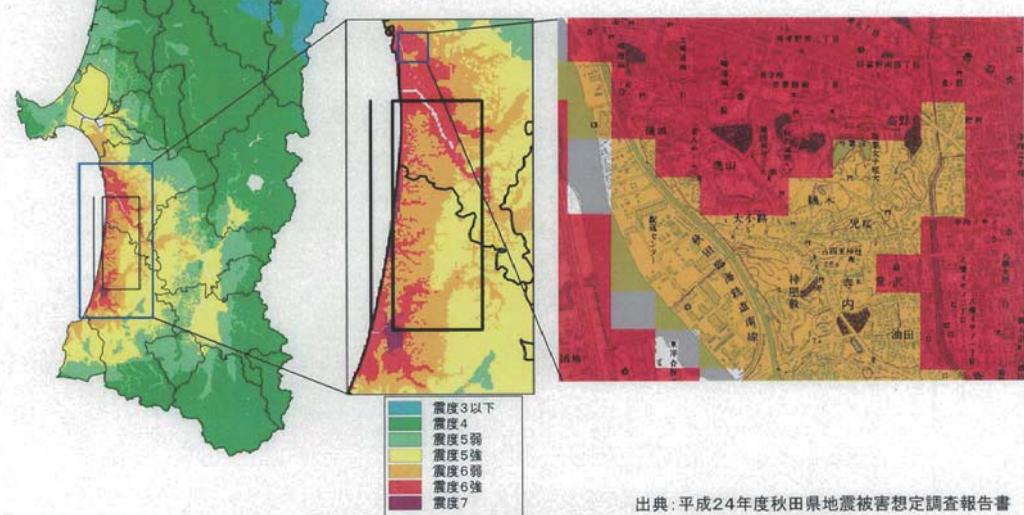


図7 想定北由利断層モデルと震度分布

謝辞 図面作成等につき地方創生センター地域防災部門事務職員安井幹子氏にお世話をなった。ここに記し感謝申し上げる。

参考文献

- 1) 野越三雄、1984、過去の被害地震、昭和 58 年（1983 年）日本海中部地震の記録—被災要因と実例一、秋田県、25-33。を加筆したものである。
- 2) 中村一明、1983、日本海東縁新生海溝の可能性、地震研究所彙報、58、711-722。
小林洋二、1983、プレート“沈み込み”の始まり、月刊地地球、5、510-518。
- 3) 宇佐美龍夫他 4 名、2013、日本被害地震総覧 599-2012、東京大学出版会。
- 4) 武田信弘、2016、9 世紀地震集中について、歴史地震研究会[musha:04757]。
- 5) 増訂大日本地震史。
- 6) 秋田県、1997、秋田県地震被害想定調査報告書。
- 7) 翠川三郎・小林啓美、1979、地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定、日本建築学会論文報告集、282。
- 8) 秋田県、2013、秋田県地震被害想定調査報告書。
- 9) 野越三雄・中村亮一・王寺秀介、2014、秋田最古の 830 年天長地震を探る、歴史地震、第 27 号、267。
- 10) 野越三雄・王寺秀介、2014、830 年天長地震について、平成 26 年度東北地域災害科学研究集会講演予稿集、24-25。
- 11) 秋田城跡調査事務所、2013、秋麻呂通信、秋田市教育委員会
- 12) 福留高明、1997、古代秋田城下の大地震、出羽路 No. 119。
- 13) 秋田県、2005 年、北由利断層に関する調査成果報告書。

1896年陸羽地震の温泉被害に関する文献調査*

秋田大学 地方創生センター 水田 敏彦
北海道大学 名誉教授 鏡味 洋史

1. はじめに

1896年（明治29年）陸羽地震は横手盆地東縁断層帯の北部とその東方の真昼山地東縁断層帯の一部で発生したM7.2の内陸地震であり、秋田県を中心に死者209、負傷者779の人的被害や、住家全潰5792、山崩れ9899（山崩れは秋田県側のみの統計）の被害が発生した。筆者らはこの地震をとりあげ当時の被害調査報告や新聞記事などによる文献調査を進め、被害分布や被災状況、震災対応などを明らかにしてきた^{例えば1)～3)}。陸羽地震に関する新聞記事を見てみると、温泉湯治場での被災、避難、湯量の変化、客離れの影響など温泉関係の被害が多く報じられている。最近の内陸被害地震、例えば2016年熊本地震、2016年鳥取県中部地震を見ても温泉地の被害が関わっている例が多い。ここでは陸羽地震と温泉の関わりについて考察してみる。

2. 被災地域における当時の温泉

1896年陸羽地震当時被災地域に存在した温泉を図1に示す。国会図書館デジタルコレクションに所蔵されている温泉関係の文献を検索し、1896年に近いものとして「秋田県温泉のしるべ（1894年）」⁴⁾と「岩手県地誌要略（1904年）」⁵⁾を見つけ図示した。1927年開業の花巻温泉はまだない。当時の鉄道・主要道路と既報¹⁾で求めた住家全潰率の分布も併せて示す。陸羽地震の被害の範囲は広く、秋田県側は秋田市、南秋田郡、河辺郡の日本海側にまで達している。岩手県側の被害は零石から花巻を結ぶ線より西側地域で多くみられる。当時の温泉地への交通手段は徒歩が中心であったが、岩手県側の志度平や鉛温泉などへは盛岡から花巻駅までは鉄道で花巻からは馬車や人力車などの交通の便があった。陸羽地震当時の温泉の概要について、後述する被害が記載されている温泉のみ岩手県地誌要略⁵⁾から引用して以下に記す。

帝釈(大釈)温泉：帝釈温泉は岩手県滝沢村字帝釈【西山村の誤記】に在り（中略）網張といへる所に湧出する鉱泉を1280余間の土管以て此地に引き下げ浴場を建設したるものなり（中略）網張は和銅年間の発見に係り満地硫氣充滿し両條の白烟天に沖せり危険にして久しく人を舍くべからず故に旧時は網を張りて入浴を禁せしにより此名ありと明治19年に至り村人沢村亀之助官林を借用し巨額の資を投じ道路を開き車馬を通せしめ浴場を設くるに至れるなり

繫温泉：岩手郡御所村大字繫にあり盛岡を距る4里12町余なり承平3年9月の発見にして其名称は源義家安倍貞任を追撃して此に至り軍馬を繫留して沐浴したるに基つくと云ふ

鳶宿温泉：岩手郡御所村字鳶宿に在り盛岡を距る6里余なり伝へ云ふ天正年間加賀国の中農某の発見する所なりと又曰く往昔偶一羽の黄鳥あり傷きて起ふこと能はず瀧水に沐浴すること數日遂に全治して飛び去る就きてみれば温泉なり其奇効あるを覺り名くるに鳶宿の名を以てすと

*Literature survey on damage of hot springs due to the 1896 Rikuu earthquake by Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagami

稗貫郡温泉：花巻より西方湯口村を経て秋田県に通ずる道路あり中山街道と云ふ此街道に沿ひ同村内の豊沢河畔ナルヲ志戸平温泉といひ此より21町にして大沢温泉あり又35町30間にして鉛温泉有り鉛温泉の西3町ナルヲ西鉛温泉と云ふ道路広潤にして且平坦なれば皆車馬の便あり（中略）同郡湯本村大字台村字湯ノ沢に台温泉あり（中略）台温泉は国道を去ること凡そ2里車馬を通ずべし（中略）泉源13ヶ所あり（中略）浴場10個旅亭10有浴客の数5千余に及ぶと云ふ
湯田温泉：和賀郡湯田村字湯本に在り此地東北は山岳連り西南は耕地に接し川尻、新町の両駅より共に凡1里半を隔て道路平坦にして車馬を通ずべし（中略）同村湯川にも亦一の温泉場あれども道路不便にして湯本の如く浴客多からずと云ふ

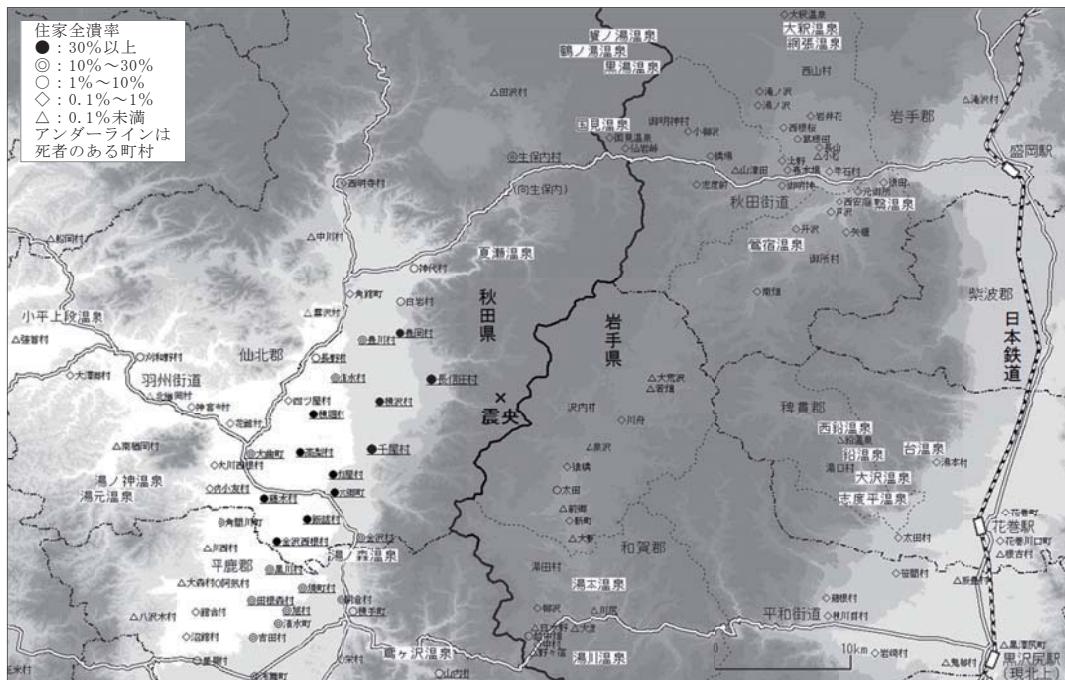


図1 1896年当時の温泉・鉄道・主要道路と陸羽地震の被害

3. 温泉被害に関する文献調査

3.1 温泉被害に関する史料

これまでに収集した史料に温泉被害が記載されているものを次に示す。

震災予防調査会報告：第11号山崎の報告⁶⁾に『陸中の鶯宿、繫、大沢等の温泉は全く其湧出を絶ち鉛、湯田【現湯本温泉】等は其幾分を減少せり』とある。なお、秋田県側の記載はなかった。その他、巨智部の報告⁷⁾の中で『長信田、千屋両村界川口川の上流で数個の冷泉湧出』と記されている。

秋田震災誌⁸⁾：被災状況が書かれた「各地報告」があり、生保内村『字向生保内たる渓間の冷泉7月ごろより少しく白色に変じ且つ湿氣を帯びるを発見せる村老あり』と記されている。

地方新聞：当時の岩手県の代表的な新聞に「岩手公報」がありマイクロフィルムを参照した。

温泉被害に関する多くの記事が残されている。詳細については次節で述べる。一方、地震発生前後の秋田県の地方紙は全て欠号となっている。新聞切抜帳⁹⁾から「秋田魁新報」と「秋田日日新聞」を参照したが、温泉被害に関する記事を見つけることはできなかった。

3.2 新聞記事

地震発生の1896年当時の岩手県内の代表的な地方紙として「岩手公報」がある。この新聞は翌1897年他紙を合併し岩手日報になり、今日に至り岩手県の代表的方新聞になっている。岩手県立図書館所蔵のマイクロフィルムを閲覧複写し資料とした。地震に関する新聞記事は地震発生の翌々日の9月2日付紙面から表れる。その後6日までは毎日地震関連の記事が続くが、それ以降は毎日ではなくなり、記事の内容も山間部の被災地の探訪記事、地質学者の山崎直方の断層踏査の記事、温泉の変状などと変化し、10月上旬まで記事が断続的に継続する。温泉被害に関する記述を順を追って見出で示すと、以下のようなになる。●印は大見出し、◎は小見出し、『』は記事の引用を示す。

【9月2日】1面：●花巻警察署（9月1日午前6時発電）『鉛、大森山崩れ湧湯止まり台も湧湯止まり何れも人畜に別状なし』●安庭村震況『同村にては潰家1戸、破損数戸、道路の中築立に属する分破壊、繫村温泉湧口は一時湧湯止り』

【9月3日】3面：●各地震災彙報『南岩手郡内西山村大沢温泉地方並に滝沢村附近の震災景況は大沢より西南に方れる高倉山の内三角山傾斜面の岩石数ヶ所墜落し激震の際は人馬全く歩行叶はず大沢温泉に入浴の為諸所より滞留中の者120余名ありしが80余名は劇震後忽々引揚げたり（但し大沢温泉湧口には異状なし）当市よりの通路にある城川橋（長さ2間横1間）は全部墜落し岩手山渓谷に突屹せる岩石は墜落せるもの多きも噴火等は更に之れなしと温泉場附近家屋等転落破損頗る多し滝沢村字姥屋敷にては石碑標柱悉く転倒し家屋土蔵等に亀裂を生じたるも人畜には死傷なし全郡内御明神村字志戸前なる砥石山は決壊し零石村より望む其の欠陥部分45間四方は認めへらるると云ふ』『西和賀郡内に於ては全部崩壊の家屋沢内村大字大田18戸同新町3戸同前郷1戸同湯田14死者2名負傷者11名駆馬3頭にして同郡湯田村大字湯本湯川の温泉客には異状なきも微震今に止まず川尻警察署は殆ど使用に堪へざる程に破損し川尻橋も亦破損せりと一昨日午後11時発の電報に見ゆ』

【9月5日】3面：◎繫温泉付近の震災実況『南岩手郡繫温泉付近の劇震は31日午後5時に起り震後アラ湯は泉源の最大なるもの3間四方噴孔穴30箇は一滴も湧き出でずゴミの湯センキの湯は一時止まりしも目下は少量ながらも湧き出でたり新湯は無事且つ地盤固きを以て亀裂を見ず井水は白色に変じ飲用すべからざるに至りしも只一井のみは依然たりしと繫を去る半里猿田1丁余の間亀裂地盤1尺程陥落の処あり同1里10丁穴口川岸は処々亀裂然れども猿田の如く甚だしからず戸沢は震動激しく簾箭などは倒れ家屋の傾斜したもの少からず』●劇震当日の鉛温泉実況『稗貫郡鉛温泉に赴き同所新湯宿に投じ一浴の上3階の自室に戻り携帯の手回り品を排列着手中に俄然轟然たる響音と共に彼の劇震起りアワヤ3階も崩れやせんと30余名の浴客は人心地もなく戸外に飛び出したるが此時近山何れも一種すさまじき響きして多少の欠壊を生じたるもの如く之れと同時に硫黄の臭気ある暖風吹き來り凄況云ふべからざる程なれば又もや劇震の襲来せぬ中と某を始め浴客一同は周章狼狽取るものも取り敢へず先を争つて花巻指して逃げ延びたる其の途中志戸平と大澤温泉との間なる一方は川一方は山の道路は処々に欠裂を生

じ大小石塊の狼藉非常にて何れも歩行の困難一方ならず辛くして花巻に着し見れど同所も非常の惨況を呈し人心洶々の折から宿すべき宿もあらざれば呆々の体にて帰盛したりと云ふ』

【9月6日】3面：●西和賀郡震災続報『湯田村字湯本及び湯川の両温泉の湧口止まり湯本には400余名湯川には200余内外の浴客ありしも幸ひにして共に異状なかりしも何れも再震を気遣ひまた家元の安否を気遣ひ翌1日に至り悉皆帰村の途に就きたり湯本温泉は大湯と称する1ヶ所は翌1日より湧出でしも其他は今に噴孔歇まりたり同郡内の各鉱山には之れぞと云ふ異状なく平和街道は街道筋の岩石処々に崩壊し湯田村字上遠平及び下遠平の2ヶ所は其の崩壊最も甚しく之を旧形に復せしめんには多額の費用と長日の労力とを要する』

【9月8日】4面（広告）：陸中志戸平温泉御案内『今回の震災に付き各温泉其災を蒙り一切湧出せざるやの風評も有之候処幸に当浴場は些少の災害なく道路も安然人馬車の通行如旧に御座候間御休神被下度此段申上候也 稔貫郡湯口村 志戸平温泉主敬白』広告『去月31日の地震の為本県各温泉中湧湯停滞或は山岳崩壊等にて填塞せし向きも有之趣に候処弊館所有の温泉は勿論当台各温泉は依然として変動無之却て多量の温泉湧出するに至れり殊に当地は地盤硬堅にして当日の激震も僅かに震動を感じる位にて豪も危険等の憂ひ無之候間御疑念なく陸続御来浴の程奉希上候謹白 稔貫郡湯本村台温泉 旅館 阿部豊年』網張温泉場無事広告『去る8月31日地震有之候得共當温泉場に於て湧き口及温泉引下げの土管並家屋等に豪も異状無之候且と岩手山にも変状無之候間聊も御心配なく四方諸君陸続御来浴伏て奉希候以上 南岩手郡網張温泉主 9月4日 沢村亀之助』

【9月9日】2面：●南岩手郡震災被害続報『国見温泉地方は危険なりとし通行する者なし同温泉の番人田宮某の言に依れば石飛び木倒れて危険測られざれば勿々御明神村に引き揚げたりと但し4日迄は同温泉にも前に異状なかりしと小柳沢には70丁余の手前往年大地震の際出来しと云ふ沼3ヶ所なり今回の劇震にて此の沼2ヶ所の水非常に濁り且つ幅二三尺の亀裂を生じたり概して該地方は震動の度劇しかりしものの如く近傍の山崩れ諸所に亀裂を生じ樹木倒れ鳴動の音ものすごし仙岩崎県界より秋田街道は大凡そ30丁許りの内二三ヶ所の大破を生じあれども通行には差支なしと云へり』 4面（広告）：《網張温泉場無事広告，台温泉営業人一同，陸中志戸平温泉御案内，広告 稔貫郡湯本村台温泉》

【9月10日】4面（広告）：『網張温泉場無事広告』『台温泉営業人一同』

【9月13日】2面：●管内震災詳報『（前略）湯本に至れば噂の如く劇震ありしものとも思はれず却て他に比して格別の異状を見る事なく家屋の破損人畜の死傷もなく唯屋内外の壁落ち或は戸障子の曲がみたるものあるのみ当所名代の温泉も亦格別の異状なし唯湧口の閉塞せるもの二三ヶ所あるも又旧湧口より一二尺乃至一二間を隔てて新たに湧出づるものあり旧湧口も日ならずして再び沸出するならんと村老談じ居れり』

【10月20日】2面：●繫温泉の変状『南岩手郡御所村繫温泉は去る8月31日大地震後自然湧出停滯し一時入浴全く出来ざる惨状の所幸に佐藤茂所有温泉薬師湯は湧出増加したれば是のみ将来営業の見込なれば茂氏は新湯も湧出減少し入浴し難きを憂ひ是れより一致共同主義を取り即ち旧湯新湯の区別なく和合せよとは付ては営繕費は勿論諸税金に至るまで茂にて負担し他には1銭だも出金させず入湯料も領せず丸で恩恵主義を以て新湯営業者へ申込みしに何の理由ありてか之れに応ぜず拝借の官地泉源を変更するとか湯坪を据替へるとか却て騒ぎ立ち人

足七八十人出で幸に湧き出でたる薬師湯附近を掘りたる為めか茂氏が折角1人児の如く大切になし置きたる薬師湯の湧出は少しく減少せりと云ふ如斯有益なる協同を拒み防害をなすは他に何か事情ある可しと中間に立ちたるひとは苦言し居れりと』

4. 温泉被害のまとめ

岩手公報、震災予防調査会報告、秋田震災誌に記載されている陸羽地震の温泉被害について、湯治客、湧湯変化、被害、新聞広告の状況を温泉地別に整理し表1に示す。新聞記事については掲載日を右側に示し、〔 〕内は引用した史料名を記した。

表1 陸羽地震における温泉被害のまとめ

県	郡	町村名	温泉名	湯治客	湧湯変化	道中の被害	広告
岩手県	岩手郡	西山村	大沢	120余名、 80余名引揚9/3	異状なし9/3	温泉場付近家屋等 軒落破損多し9/3	
							無事広告9/8、9/9
		御所村	繫		一時止まる9/2 アラ湯一時止まる、 新湯は無事9/5 変状10/20 湧出を絶ち[震災予 防調査会報告 ^⑨]		
					湧出を絶ち[震災予 防調査会報告 ^⑩]		
		御明神	国見			危険なり通行する 者なし、温泉の番人 御明神村に引揚9/9	
	稗貫郡	湯本村	台	人畜に別状なし9/2	止まる9/2 異状なし唯湧口の 閉塞せるもの二三 ヶ所ある9/13	家屋の破損人畜の 死傷もなく9/13	無事広告9/4、9/9
		湯口村	志度平			道路处处々欠裂9/5	無事広告9/8、9/9
			大沢		湧出を絶ち[震災予 防調査会報告 ^⑪]	道路处处々欠裂9/5	
			鉛	人畜に別状なし9/2 30余名の浴客戸外に 飛び出す9/5	止まる9/2 幾分減少[震災予防 調査会報告 ^⑫]	大森山崩れ9/2	
	和賀郡	湯田村	湯田	400名、翌一日帰村 9/6	湧口止まる 大湯翌一日より湧 出9/6 幾分減少[震災予防 調査会報告 ^⑬]	平和街道は街道筋 の岩石处处々に崩壊 9/6	
				湯川	温泉客異常なし9/3 200名、翌一日帰村9/6	湧口止まる9/6	
秋田県	仙北郡	長信田 千屋			両村界川口川の上 流数個の冷泉湧出 [震災予防調査会報 告 ^⑭]		
		生保内			溪間の冷泉7月ご ろより白色に変じ 且つ湿気を帯ぶる [秋田震災誌 ^⑮]		

地震発生時には多くの湯治客が訪れており、岩手郡西山村の大糸温泉で120余名、和賀郡湯田村の湯田温泉で400名、湯川温泉で200名が滞在していたことが報じられている。温泉宿の被害は軽微であり、また道中の被害も一部を除いて少なく多くの客が温泉地から脱出している。避難状況については、多くの客が温泉地から脱出しており、例えば地震発生5日後（9月5日）の記事に『劇震当日の鉛温泉実況 三十余名の浴客は人心地もなく戸外に飛び出したる（中略）先を争つて花巻指して逃げ延びたる（中略）途中志戸平と大沢温泉との間なる（中略）山の道路は処々に欠裂』とある。温泉については、湧出の一時停止、変化が多く報告されている。また、震災対応については、風評被害があり岩手郡西山村網張温泉、稗貫郡湯本村台温泉、湯口村志度平温泉では温泉への来浴を呼びかける新聞広告を繰り返し掲載している。

5.まとめ

陸羽地震について被害調査報告、新聞から温泉被害を整理した。明らかにされた主な項目は以下の通りである。

- 1) 地震発生時には多くの湯治客が訪れていた。温泉宿の被害は軽微であり、また道中の被害も一部を除いて少なく、多くの客が温泉地から脱出している。
- 2) 温泉については、湧出の一時停止、変化が多く報告されている。また震災対応については、風評被害があり新聞には温泉への来浴を呼びかける広告が多く掲載されている。

参考文献

- 1) 水田敏彦・鏡味洋史：1896年陸羽地震による家屋および人的被害の整理と震度分布の推定、東北地域災害科学研究、45巻、pp.111-116、2009.
- 2) 水田敏彦・鏡味洋史：1896.8.31 陸羽地震による各町村被害状況に関する風俗画報からの文献調査、日本建築学会技術報告集、22巻、50号、pp.373-376、2016.
- 3) 水田敏彦・鏡味洋史：1896.8.31 陸羽地震の秋田県における震災対応に関する文献調査、日本建築学会技術報告集、16巻、34号、pp.1207-1210、2010.
- 4) 金永堂：秋田県温泉のしるべ、pp.56-79、1894.
- 5) 岩手県連合教育会：岩手県地誌要略、pp.56-86、1904.
- 6) 山崎直方：陸羽地震調査概報、震災予防調査会報告、11号、p64、1897.
- 7) 巨智部忠承：秋田県震災概査報告、震災予防調査会報告、11号、p81、1897.
- 8) 秋田震災救済会：秋田震災誌、p86、1897.
- 9) 地震調査研究推進本部：明治大正昭和戦前期新聞切抜帳、<http://www.herpl.adep.or.jp/>

1896年陸羽地震の踏査報告の足跡をたどって*

北海道大学 名誉教授 鏡味 洋史
秋田大学 地方創生センター 水田 敏彦

1. はじめに

被害地震の際に行われる踏査報告の多くは調査行程など被害情報の収集の過程についての記載を含まない。しかし、中には調査行程を詳細に日誌風に記載しているものもあり、当時の交通事情を始め被害の少なかった道中の記載などを含め多くのことを読み取ることができる。筆者らは 1894 年庄内地震について、文献調査を進める中で関野貞の手書きの未定稿の踏査日誌を見出し紹介した¹⁾。地震発生当時、日本海側への鉄道ではなく、東北線の黒沢尻（現北上）から、人力車、徒歩で横手、秋田を回り酒田までの踏査行が詳細な日誌として残されている。道中の軽微な被害状況などから始まり他の被害報告には見られない多くの状況明らかにすることができた。さらに、文献調査を進める中で鶴岡市郷土資料館に『庄内大地震実見誌』と題する個人の手書きの日誌を見つけた²⁾。鶴岡から酒田まで徒歩で日帰りする紀行文であり集落ごとの被害の様子が克明に描かれており、他の被害報告や被害統計に表れない内容を多く明らかにすることことができた。

庄内地震の 2 年後の 1896 年陸羽地震については日誌風に綴った踏査報告は見つかっていないが、本論では各種の踏査報告を読み直すとともに当時の新聞記事等を参考し各調査者の踏査の足跡を明らかにすることを試みる。

2. 1896年陸羽地震の調査報告

1896 年陸羽地震の調査報告書は中央気象台の報告と震災予防調査会報告がある。他に同一著者による各学会誌での報告があるがいずれも震災予防調査会報告の再録である。中央気象台の報告は地震に関する年次報告の一節として報告されている³⁾。被害報告の後半に、現地踏査を行った中央気象台員の池上技手の復命書よりの摘録を掲載している。震災予防調査会報告第 11 号に陸羽地震に関する一連の報告が掲載されている。震災予防調査会嘱託の当時大学院学生であった山崎直方の報告『陸羽地震調査概報』⁴⁾ では地質学の立場から報告しており、特に断層の探索について述べている。農商務技師の巨智部忠承の『秋田県震災概査報告』⁵⁾ は秋田県側の調査概要を報告している。中村達太郎の『陸羽地震震災一巡回報告』⁶⁾ は建築物の被害について報告している。曾祢達蔵の『岩手秋田両県下家屋調査報告』⁷⁾ では被災地域の家屋構造との関係から建築物被害の詳細について論じている。

3. 地震発生当時の時代背景

陸羽地震発生当時の時代背景の概略を述べておく。陸羽地震は地震発生の 2 か月前の 6 月に

*Tracing for footprints on reconnaissance reports of 1896 Rikuu earthquake by Hiroshi Kagami and Toshihiko Mizuta

は明治三陸地震津波があり、その影響が継続する中で発生している。また、2年前の1894年庄内地震の記憶の新しい中の地震である。

当時の鉄道は上野から青森まで1891年9月に開通した私鉄の日本鉄道があり、青森から秋田方へは、国鉄奥羽北線が1895年10月に碇ヶ関まで達したものの秋田県には到達していなかった。奥羽南線の福島・米沢間の開通は地震後の1899年であり、山形へも達していなかった⁸⁾。従って東京から秋田県側に入るためには黒沢尻（現北上）で下車し平和街道沿いに平鹿郡横手に入るか、盛岡で下車し零石を経由し仙岩峠を越え仙北郡生保内に入るルートであった。地震当時の上野青森間の直通列車は一日往復便しかなく下りは上野14時30分発、黒沢尻に翌朝7時10分、盛岡8時30分着であった⁹⁾。

4. 各報告から読み解く踏査行程

各報告を読み解き調査行程を明らかにする。

4.1 中央気象台員池上技員の報告³⁾

中央気象台の年次報告の陸羽地震の項の後半に『本台員池上技手の巡見したる陸中国稗貫和賀両郡及羽後国仙北郡内に於ける震災の概況を復命書中より摘録して左に記載す』とあり、被害概要が踏査行程に沿って記載されており、多くの集落、地名を追うことができる。踏査ルートを図1に示す。

調査は稗貫郡花巻町から始まり低湿地に広がる市街地の被害状況を述べている。次いで、秋田方面に向かう順路として、平和街道方面は山岳の崩壊が著しいことから中山街道に従い黒沢川を遡り大杉沢岳を越え和賀谷に至る順路を選んでいる。花巻を辞し黒沢川に沿って鉛村、桂沢を経て、大杉沢嶺を越え西和賀郡大志田村に至り、ここより大荒沢、八ツ又、川舟街道、を裁断する断層線を観察している。9月3日川舟駅に一泊している。翌日は川舟より猿橋、太田に至り、新町、大野村に至り、黒森峠を越え羽後国仙北郡六郷町に入っている。これより先、宿泊地の記載はないが、訪問地が詳細に記載されている。六郷西根、六郷町、郡役所、畠屋、千屋村、浪花、黒沢、太田、椿村、白岩、生保内村、角館、国見、横沢、六郷町、金沢西根、杉沢川、角間川街道、三本柳、横手町、浅舞、沼館、角間川、大曲となっている。六郷町に引き返していることから、六郷町に宿泊し生保内まで往復しその後大曲町に到達したものと推測される。帰路についての記載はない。

4.2 曽祢達蔵の報告⁷⁾

曾祢達蔵の被害建物の実況調査報告では、冒頭に調査地が述べられているが踏査行程については言及されていない。調査地は秋田県横手、黒川、角間川、六郷、刈和野、荒川、秋田等、岩手県川尻、里川口、花巻等としている。

4.3 中村達太郎の報告⁶⁾

中村達太郎の建築物被害の報告の中では、冒頭で9月2日東京発、黒沢尻、川尻、横手、大曲、六郷、角館、生保内、を巡回し、盛岡から14日帰京したことを述べている。

4.4 山崎直方の報告⁴⁾

山崎の地質、断層調査報告では、9月尽日（30日）調査終了帰京したことが冒頭に述べられているのみで調査行程についての記載は一切ない。

4.5 巨智部忠承の報告⁵⁾

巨智部忠承の報告は秋田県庁と震災救済会の要請により行った調査で他の調査に比べ遅く5旬(50日)後に出発したもので9日間の調査としている。同行者は農商務技師の巨智部忠承、秋田県技師の熊野義輔、秋田県震災救済会評議員の三浦盛徳、秋田魁新報記者 山方石之助である。調査範囲は山崎の踏査範囲との重複を避け秋田県側の雄物川流域を対象とするが比較のため最烈震部の仙北郡千屋等から調査を始めている。調査行程として、秋田、大曲、角館、仙北郡白岩、豊岡、長信太、千屋、六郷、金沢、横手、醍醐、明沢岳、増田、湯沢、駒形、湯沢、駒形、湯沢、貝沢、柳田、角間川、大曲、秋田が記載されているが宿泊地などの日程は不明である。ルートを図2に示す。柳田、角間川間、大曲、秋田間は雄物川を舟で移動している。

5. 新聞記事等に取り上げられた調査者の動向

当時の新聞記事に取り上げられた各方面から派遣された調査者の動向を探ってみる。参照した新聞は岩手の地方紙として『巖手公報』、全国紙として『朝日新聞』、『報知新聞』、『東京日日新聞』、『時事新報』のマイクロフィルムを参照した。秋田の地方紙については現存するものが見つからなかったので、地震調査研究本部のデータベース『新聞切抜帳』¹⁰⁾を参照し、『秋田魁新報』、『秋田日日新報』の記事を参照した。以下に各調査者の動向を記した記事を日付順に記す。日付の《 》内は昨日、本日などの記載から推定した日付を示す。【 】内は掲載の新聞名、掲載日、丸数字で掲載紙面を示す。

◎池上技手 中央気象台

昨日午後2時上野発【報知9/2②】、昨日《1日》午後2時30分発の汽車にて技手2名秋田へ向出発【朝日9/2①】

◎曾禰、中村、山崎

午後3時《2日》上野発、秋田へ向け【日日9/3③】

◎山崎直方

明日《3日》午後2時零石方面へ【巖手9/4①】、3日午後零石方面に向け出発【魁9/8、朝日9/6①】、5日御明神村橋場、荒川出水のため検疫所に一泊【巖手9/9②】、6日減水に乗じて同川を渡り小柳沢安栖上野を実検し零石へ、零石泊【巖手9/9②】、翌日《7日》山伏峠を経て西和賀太田地方【巖手9/9②】、15日生保内村某旅館に特派員が訪問【魁9/20】、17日田沢湖巡査、角館から六郷へ《予定》【魁9/20】、24・25日平鹿郡へ《予定》【魁9/20】、一昨日《28日》秋田より盛岡県庁、尋常中学校で演説【巖手9/30②】、30日帰京【読売10/2】

官報に掲載の 山崎直方からの電報

9月7日 中央山脈付近甚し仙岩峠山崩多し路総て破壊温泉皆止る、9月11日 断層線発見す陸中西和賀郡ワカタテ川舟特に善く現る、9月15日 川舟断層の外尚ほ一線あり、六郷の東一里・・・

◎巨智部忠承

昨日《18日》当市【秋田市】震災救済会【魁10/20】、昨日《21日》午後4時より県会議事堂にて地震談【魁10/22】、同上の講演内容【魁10/28】、昨日《30日》視察を終り大曲へ、小宴、一両日滞在【魁10/31】、昨日《11月2日》大曲発雄物川を舟にて南下来秋【秋日日11/3】、昨

日《11月2日》秋田尋常師範学校で講演会【魁11/03】

6. 各調査の踏査行程の比較

4章で示した各調査者の足跡を5章で示した新聞記事で補い表1に示す踏査行程の一覧表を作成した。括弧（ ）書は推定したものである。電は官報に記載の電報の発信である。

表1 踏査行程の一覧表

月日	池上	曾祢	中村	山崎	月日	巨智部
8月31日						
9月1日	上野発					
9月2日	花巻着	上野発	上野発	上野発		
9月3日	川舟泊		(黒沢尻)	雲石へ		
9月4日	(六郷)					
9月5日	(六郷)			御明神泊		
9月6日	(大曲)			雲石油電		
9月7日				太田		
9月8日						
9月9日						
9月10日				川舟断層電		
9月11日						
9月12日						
9月13日			(盛岡発)			
9月14日		(帰京)	帰京	六郷電		
9月15日				生保内泊		
9月16日						
9月17日				田沢湖		
9月18日				角館、六郷	10月18日	秋田着
9月19日					10月19日	
9月20日					10月20日	
9月21日					10月21日	
9月22日					10月22日	秋田講演会
9月23日					10月23日	
9月24日				平鹿郡	10月24日	
9月25日				平鹿郡	10月25日	
9月26日					10月26日	
9月27日					10月27日	
9月28日				盛岡、講演会	10月28日	
9月29日					10月29日	
9月30日				帰京	10月30日	大曲小宴
					10月31日	大曲
					11月1日	大曲
					11月2日	秋田講演会

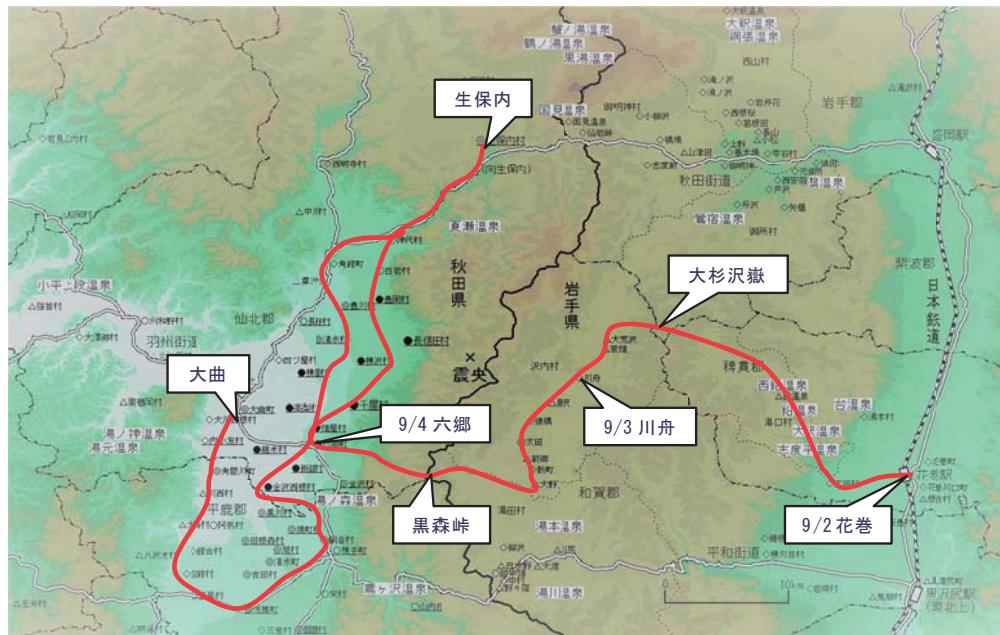


図1 池上の踏査行程



図2 巨智部の踏査行程

地震の発生は8月31日17時過ぎであり、翌9月1日の午後2時半の列車で中央気象台の池上は現地に向かっており、曾祢、中村、山崎は翌々日の同列車であり、迅速な対応であったことがわかる。池上の帰京については明らかにできなかつたが1週間程度の調査と推定される。曾祢、中村はともに建築物の被害調査であり調査地も重なることから、おそらく同じ行程で調査したものと推察される。山崎の調査は地質学の立場から断層の探索を丹念に行っており1か月に及んでいる。踏査の行程はすべて明らかにできないが断片的に新聞記事で追うことができた。巨智部忠承の調査は前述のように秋田県庁、震災救済会の要請によるもので、新聞記事によれば、巨智部忠承は北秋（田）の某無煙炭山踏査のついでに秋田に到着したとしている。

調査結果の現地報告会は山崎、巨智部が盛岡、秋田で行っている。池上、曾祢、中村については新聞記事に講演会の記載はない。

7. まとめ

1896年陸羽地震の被害調査報告を再読し著者らの踏査行の足跡をたどることを試みた。次いで踏査の行程を当時の新聞記事などで補い、比較して一覧表にまとめた。足跡をたどることで明らかにできたことは少なくないが、さらに特筆すべき項目として以下があげられる。

- 1) 中央気象台の調査は地震発生の翌日発の夜行列車で現地しているなど、調査行の立ち上がりは早い。
- 2) この地震の断層の発見は重要な意味を持っており、山崎は踏査を1か月程度かけ、岩手県側から秋田県側にかけ丹念に行っている。
- 3) 岩手県側から秋田県側への山越えの様子、大曲秋田間の舟運の利用など、当時の交通事情を垣間見ることができる。

参考文献

- 1) 鏡味洋史・水田敏彦：1894年庄内地震の文献調査 2) 関野貞の「両羽庄内震災調査日誌」，日本建築学会大会学術講演梗概集B構造II，1047-1048，2010.
- 2) 水田敏彦・鏡味洋史：1894年庄内地震の文献調査 3) 「庄内大地震実見録」に記された鶴岡一酒田間の被害，日本建築学会大会学術講演梗概集B構造II，267-268，2013.
- 3) 中央気象台：明治29年地震報告，48-62，1900.
- 4) 山崎直方：陸羽地震調査概報：震災予防調査会報告，11，84-91，1896.
- 5) 巨智部忠承：秋田県震災概査報告，震災予防調査会報告，11，75-83，1896.
- 6) 中村達太郎：陸羽震災巡回報告，震災予防調査会報告，11，84-91，1896.
- 7) 曾祢達蔵：岩手秋田両県震害家屋調査報告，震災予防調査会報告，11，92-104，1896.
- 8) 鉄道百年略史編さん委員会：鉄道百年略史，鉄道図書刊行会，463pp，1977.
- 9) 三宅俊彦：東北・常磐線120年の歩み，グランプリ出版，232pp，2004.
- 10) 地震調査研究推進本部：明治大正昭和戦前期新聞切抜帳，<http://www.herpl.adep.or.jp/>

東北地方太平洋沖地震後の秋田県内の誘発地震活動の推移*

弘前大学理工学研究科 小菅 正裕

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震後、震源から離れた内陸地域での誘発地震活動が活発になった [例えば, Hirose *et al.* (2011)]。東北地方太平洋沖地震の発生から5年以上が経過しても誘発地震活動は依然として継続しているが、活動には時空間変化がある。この変化は誘発地震活動の原因を探る上での重要な情報となる可能性がある。そこでここでは、秋田県北部と南部での誘発地震活動の時空間変化を調べ、秋田県北部については、誘発地震の波形解析から推定される地震波散乱源の分布や異方性解析の結果とも併せて、誘発地震活動の原因について議論する。

2. 誘発地震の震源分布と時空間変化

図1は、東北地方太平洋沖地震発生後から2016年までの期間における秋田県内の浅発地震（深さ30km以浅）の震源分布を示したものである。データは気象庁一元化震源要素を用いている。誘発地震活動は、四角で囲んだ2つの領域と、北秋田市付近及び男鹿半島周辺において活発になった。ここでは活動が特に活発であった前者2箇所の領域、すなわち、秋田県北部の森吉山付近と、南部の仙北市から大仙市にかけての領域（以下では大仙市周辺と呼ぶ）を取り上げる。

図2と図3は、大仙市周辺と森吉山周辺の震央分布の拡大図と、震源の緯度の時間変化を示したものである。両地域の誘発地震の震源分布の特徴は、小さな地震活動域（以下ではクラスターと述べる）が集まって大きな活動域を形成していることである。大仙市周辺のクラスターは、大仙市の北西から田沢湖の南にかけて東西に分布するものと、地震数は少ないが、大仙市の西側から南北に伸びるものとが

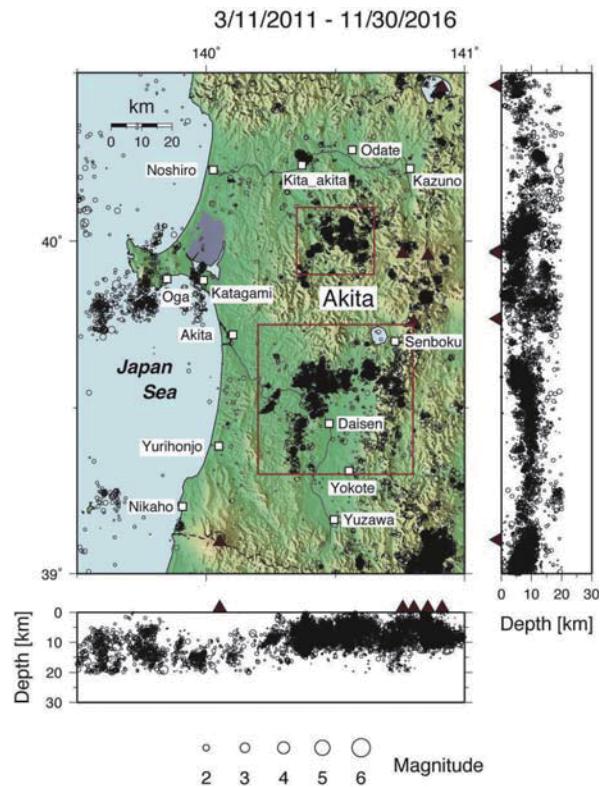


図1 2011年～2016年の期間における秋田県内の浅発地震（深さ30km以浅）の震源分布。三角印は活火山の位置を示す。四角で囲んだ領域の震央分布の時空間変化を図2と図3に示す。

* Spatiotemporal variation of triggered seismicity in Akita prefecture after the Tohoku-oki earthquake by Masahiro Kosuga

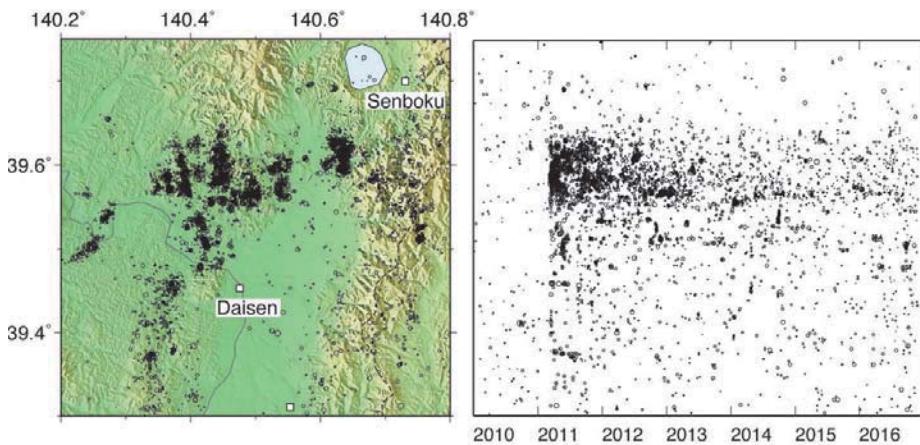


図2 2010年1月～2016年11月の期間における大仙市周辺での浅発地震(深さ30km以浅)の震央分布(左)と、震源の緯度の時間変化。

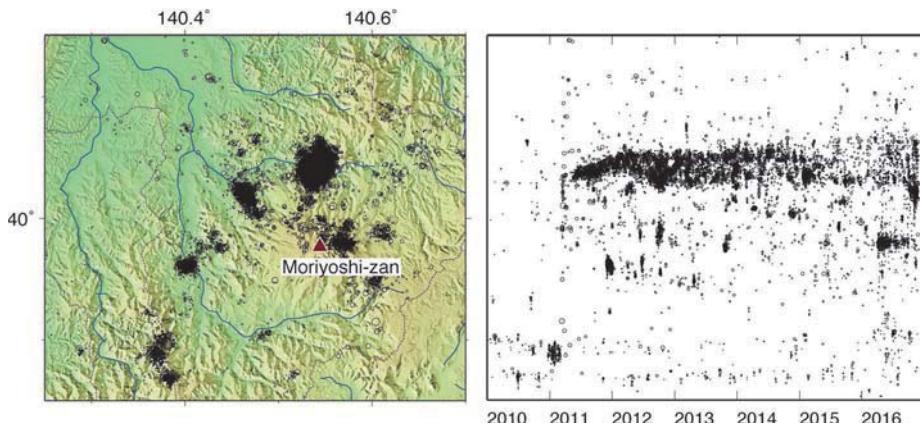


図3 2010年1月～2016年11月の期間における森吉山周辺での浅発地震(深さ30km以浅)の震央分布(左)と、震源の緯度の時間変化。

ある。前者の個々のクラスター内の震源は南北に伸びた分布を示すものが多い。森吉山周辺においては、森吉山の北約5kmの領域に最も大きなクラスターがある。その他には、このクラスターから南西及び南南東方向に分布するクラスター群がある。

時間変化について見ると、大仙市周辺での地震活動は、2011年には森吉山付近よりも広範囲で活発であったが、時間とともに活動が低下してきている。一方、森吉山付近での活動度は全般的にはあまり時間変化していないが、震源のクラスターの消長がある。最も活発であった森吉山の北側のクラスターでの活動は2015年後半からやや低下し、2016年からは森吉山の東に位置する新たなクラスターでの活動が活発になった。このクラスターでの震源の深さは5km

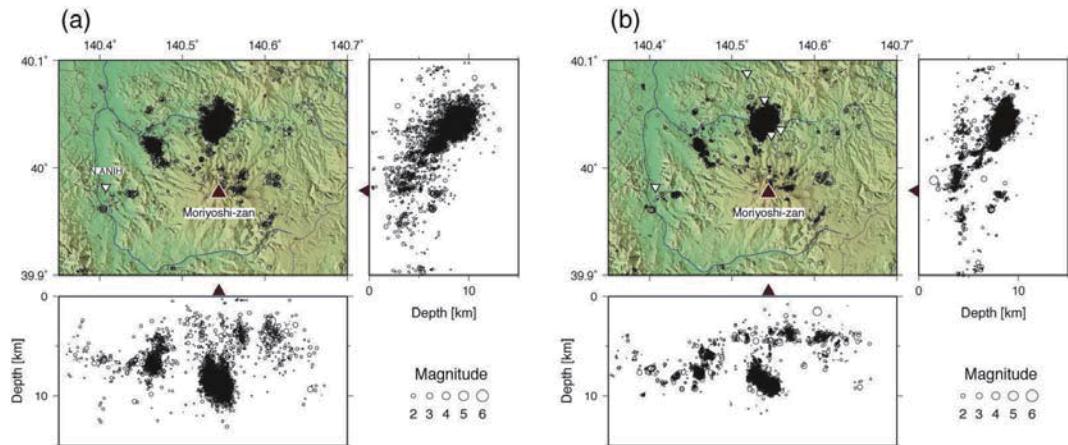


図4 2011年3月～2016年11月の期間における森吉山周辺での震源分布。(a)は気象庁一元化震源によるもので、(b)はDouble-Difference法で再決定した震源。白い逆三角形は観測点の位置を示す。

未満のものが多く、森吉山の北側のクラスターの震源に比べて系統的に浅い。

3. 森吉山周辺で発生した地震の震源再決定

一般に、震源の直上付近に観測点が存在しないと、震源の深さを精度良く決定することはできない。森吉山周辺での定常観測点は防災科学技術研究所 Hi-net の阿仁観測点 (N.ANIH) だけで、最大のクラスターからは南西に 13 km 程度離れている（図4(a)）。従って、そのクラスターの震源深さの精度は十分ではない。そこで我々は、最大のクラスター近傍において 2012 年 9 月から臨時地震観測を継続している。観測点の位置を図 4(b)に示す。観測点の配置は期間によって異なるが、臨時観測開始後は 1・2 点のデータは継続して震源決定に使用できる。

震源の精度をさらに高めるため、Double-Difference 法 [Waldhauser and Ellsworth (2000)] による震源再決定を行った。対象とした期間は 2011 年 3 月～2016 年 11 月である。データは P 波と S 波の検測値のみを用い、定常観測点については著者による検測値と気象庁による検測値、臨時観測点については著者による検測値を用いた。地震波速度構造は、東北大大学におけるルーチン処理に用いられている構造 [Hasegawa et al. (1978)] を近似したもの用いた。

再決定した震源の分布を図 4(b)に示す。震源分布域に近い観測点のデータと Double-Difference 法を用いたことから、最大クラスターの震源深さが浅くなるとともに、各クラスターの震源がより小さくまとまるようになった。これらのことから、再決定によって震源精度が向上したと判断できる。最大のクラスターについては、図 4(a)の東西断面図では鉛直方向にやや長い分布となっているが、再決定震源では東に向かって傾斜する分布となるといった違いが生じた。また、クラスター内の震源分布は断層面を示唆するような面状分布は示さず、体積を持った分布となっていることが特徴である。

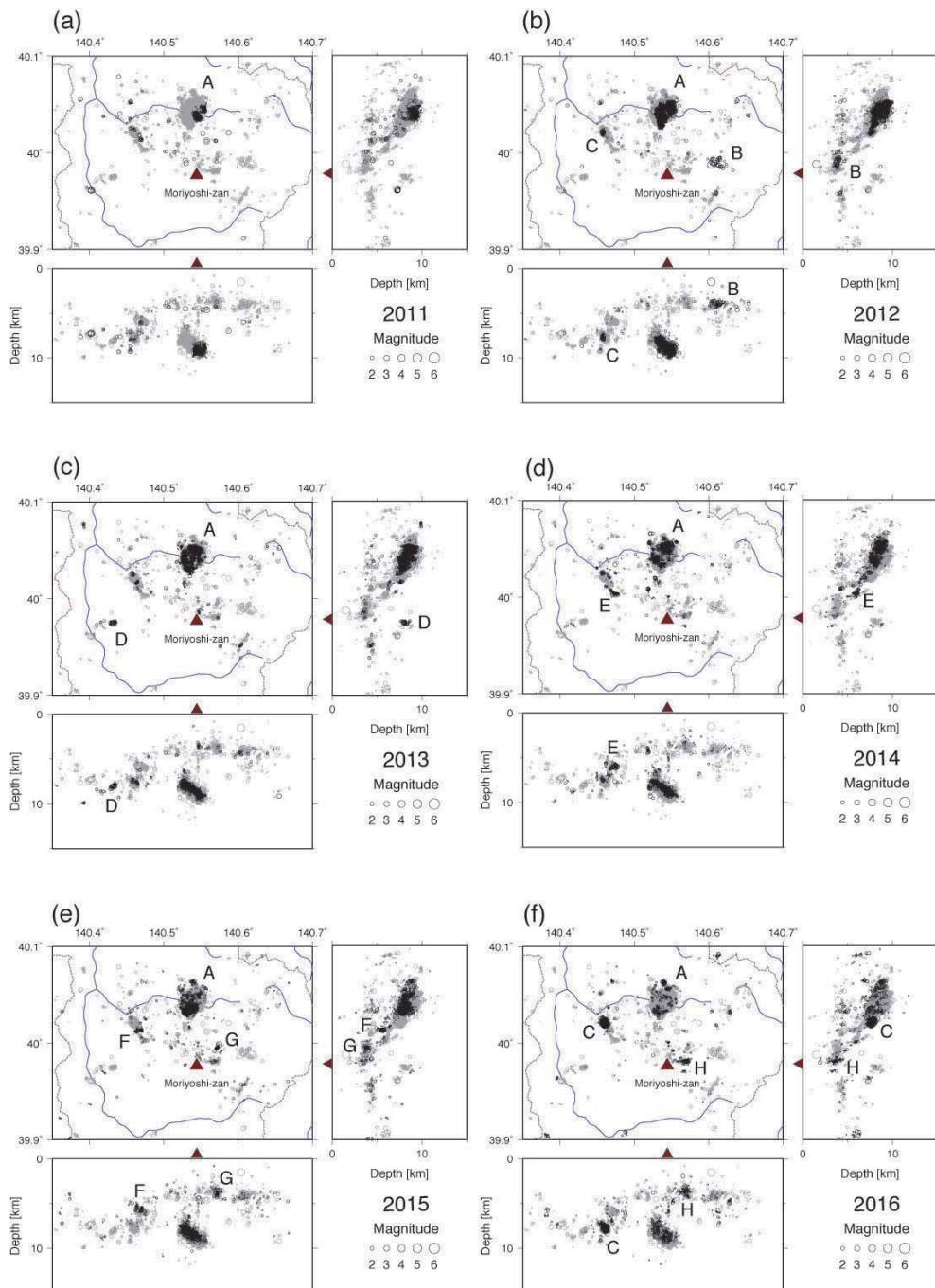


図 5 2011 年～2016 年の期間の森吉山周辺での震源分布。灰色の丸は全期間での震源を、黒丸は 1 年ごとの震源を示す。A～H はクラスターの名称。

4. 森吉山周辺の震源分布の時空間変化

再決定震源を用い、森吉山周辺の震源分布の時空間変化を検討する。図5は、2011年～2016年の期間の震源分布を1年ごとに示したものである。

誘発地震活動は森吉山の北に位置する最大のクラスター（クラスターA）から始まった。2011年の活動はそのクラスターの南東側深部に限られる。2012年での震源はクラスターA内に広がったが、深さ分布では深部から中央部にかけての分布となっている。その他に、森吉山から東方のクラスターB及び西北西のクラスターCにおいて地震が発生した。Bの震源の深さは3km程度と浅い。2013年にはクラスターA内全体での活動が活発になったが、深さ方向には浅部及び深部での活動は見られない。その他に、Hi-net阿仁観測点に近いクラスターDでの活動があった。2014年には、クラスターA内の活動が2つに分かれてその中間での地震発生数が少なくなり、2012年に活動したクラスターCに近いクラスターEにおいて地震活動が見られた。2015年のクラスターA内では北部での活動が小クラスターに分かれたようになり、前年に活動したクラスターEに隣接するクラスターFでの活動があった。また、森吉山から北東のクラスターGでの活動が見られた。ここでの震源深さは、2012年のクラスターBと同程度の3km程度と深いことが特徴である。2016年にはクラスターA内の活動は低下したが、森吉山の東方の深さ3km程度のクラスターHでまとまった地震発生があった他、2012年に活動したクラスターCでの活動が顕著に活発になった。

森吉山は活火山ではなく第四紀火山であるが、クラスターHが森吉山近傍浅部に位置するため、火山活動に関する地震かどうかに关心が持たれる。クラスターHで発生した地震の波形を図6に示す。森吉山を通過する経路にあたるHi-net阿仁での観測波形（上段）はPコーダ波、Sコーダ波とともに複雑であるが、森吉山を通過しない経路での波形（下段）は、極めて単純である。このことは、震源から放射された波は下段のように通常のテクトニックな地震と同様で

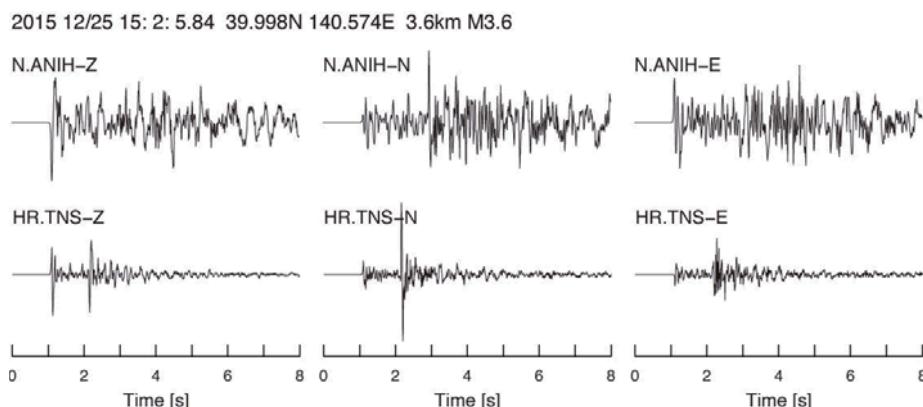


図6 2015年12月25日に森吉山東方の浅部（図5(f)のHクラスターの位置）で発生した地震の波形。上段は定常観測点のHi-net阿仁（図5(c)のクラスターD付近）、下段は丹瀬沢臨時観測点（図5のクラスターA付近）での3成分波形。振幅は3成分の最大値で規格化されている。

あることを示すが、阿仁での波形は森吉山の浅部に存在する不均質構造の影響を受けたことを示している。

4. 議論とまとめ

図5に示されたように、森吉山周辺の誘発地震活動は長期間に渡って継続し、クラスターの消長が見られる。これらの現象を、2011年東北地方太平洋沖地震発生時の応力変化に起因すると考えることは困難である。また、誘発地震活動そのものが周辺の応力場を乱していると考えるには、誘発地震の規模は小さすぎる。Kosuga (2014)は、森吉山周辺で発生した地震のS波の後に見られる顕著な後続波をS-S散乱波と解釈し、散乱源は森吉山の北西の深さ13km付近に存在すると推定した。また、この散乱源は、深部低周波地震を伴って上昇した地殻流体の分布域である可能性を指摘した。小菅(2016)は森吉山周辺の誘発地震を用いてS波偏向異方性の解析を行い、速いS波の振動方向が震源メカニズム解の節面方位に調和的であることから、異方性は誘発地震の断層面に起因すると考えた。この場合も、断層面に流体が存在すると考えると、より効果的に異方性が生じることになる。

これらのことから、誘発地震は流体の存在による地殻強度の低下によって発生し、地震活動の時空間変化は流体分布の時間変化を反映するというのが、一つの可能性として考えられる。しかし、地震活動が地殻流体の存在を直接示すわけではないので、地震波形の時間変化等の情報から、流体の存在と移動の証拠を得るための研究は引き続き行う必要がある。

文献

- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43–58.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura, 2011, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0)—Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—, *Earth Planets Space*, **63**, 513–518.
- Kosuga, M., 2014, Seismic activity near the Moriyoshi-zan volcano in Akita Prefecture, northeastern Japan: implications for geofluid migration and a midcrustal geofluid reservoir, *Earth Planets Space*, **66**, 77–88.
- 小菅正裕, 2016, 東北地方太平洋沖地震の誘発地震による秋田県北部のS波偏向異方性, 日本地震学会2016年秋季大会予稿集.
- Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.

謝辞

本研究では、気象庁一元化震源要素と観測値、及びHi-net観測点の波形データを使用した。関係機関に厚く御礼申し上げます。

岩手大学でアレー観測された三成分微動記録への地震波干渉法解析の 適用可能性について

岩手大学 山本英和, 平賀恆人, 齊藤剛, 金崎慶次
岩手大学大学院工学研究科 佐藤史佳

1. はじめに

地震時の揺れやすさを評価するためには地盤の S 波速度構造を把握する必要がある。地盤の S 波速度を推定するには微動アレー探査が用いられることが多い。また、最近 2 点で観測された常時微動の相互相関関数を長期間重合することによりグリーン関数が得られるという地震波干渉法解析が盛んに試みられている。長周期領域では得られたグリーン関数のマルチプルフィルター解析 (Dziewonsky et al, 1969) により表面波の群速度を得ることに成功し、群速度トモグラフィーなどの成果が出されている (例えば, Nishida et al, 2008)。本研究では、微動アレー探査を用いて測定した微動記録に地震波干渉法解析を適用し、浅部地盤探査へ干渉法の適用可能性を調査することを目的とし、通常の探査より若干長めの測定時間である数時間程度の微動アレー記録に対し重合相互相関関数を算出し、群速度を求め、微動アレー記録から S 波速度構造探査の情報量を増やすことについて可能性を調査する。

2. 微動観測

図 1 に岩手大学理工学部グラウンド内での観測地点を示す。No.1を中心とし、No.1 から No.2 への方向を磁北に設定した。中心に 1 台、半径 15m の円周上に正三角形型配置で 3 台、半径 45m の円周上に正五角形型配置で 5 台の計 9 台を設置した。使用した微動計は白山工業株式会社製の三成分加速度計 JU310 である。サンプリングは 200Hz とした。本観測は 2016 年 10 月 24 日 9:50~17:50 と 31 日 9:30~17:30 に実施した。

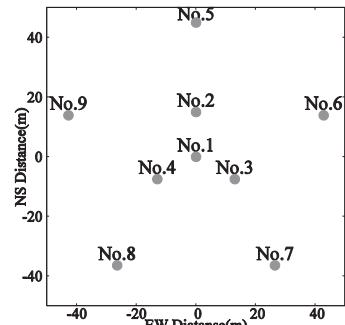


図 1 観測点位置

3. 相互相関関数の計算と重合

ノイズの影響の軽減と周波数範囲の規格化を目的とし、観測される上下動微動に前処理として二値化、スペクトルホワイトニングを行った (Bensen et al., 2007)。前処理を行ったデータを FFT 处理によりクロススペクトルを算出し、相互相関関数を計算した。EW, NS 成分から radial, transverse 成分を計算し、RR, TT, ZZ の三成分についてそれぞれ周波数 1.0Hz から 40Hz のバンドパスフィルタを施し、相互相関関数を重合し、グリーン関数を導出した。重合した時間は

*Applicability of seismic interferometry analysis to array records of three-component microtremors observed in Iwate University by M.Hiraka, H.Yamamoto ,T.Saito, K.Keiji and F.Sato

30分, 1時間, 2時間, 3時間, 8時間, 16時間とした。図2に示す通り, 8時間重合した相互相關関数と16時間重合した相互相關関数を比較すると16時間重合したもののがよりノイズが軽減されていたため, 今回は16時間重合した相互相關関数を用いて群速度の推定を行った。

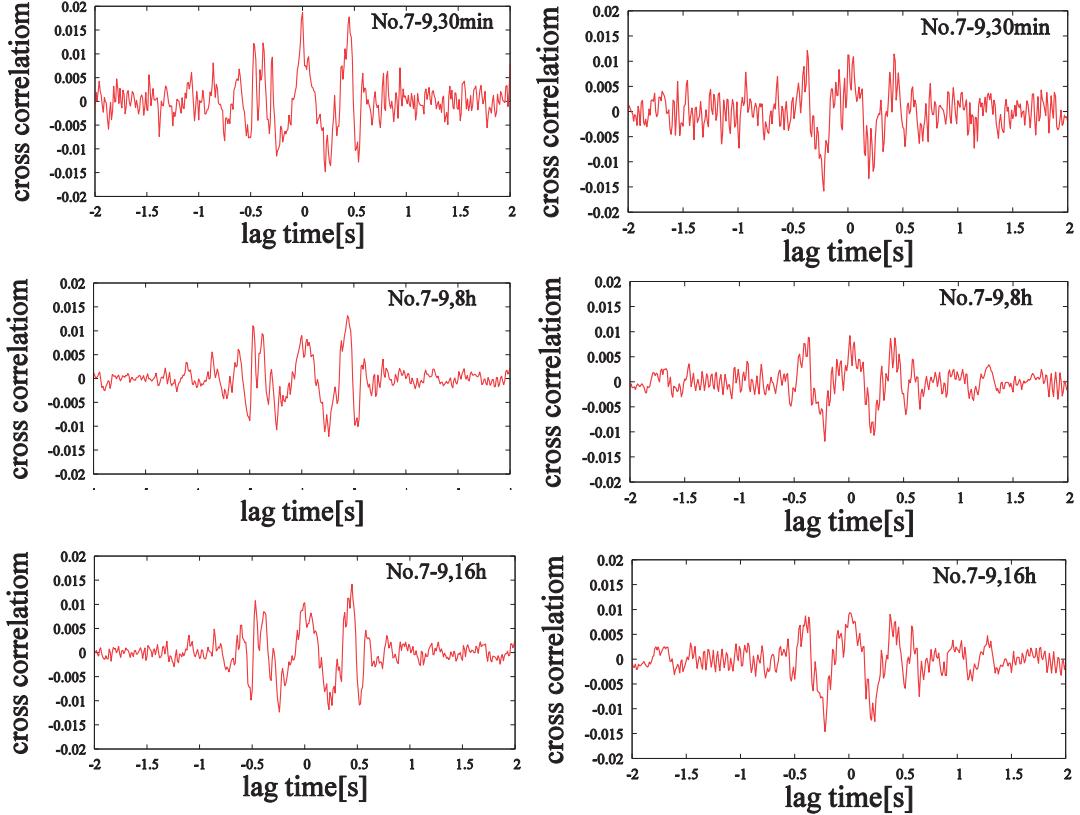


図2 No.7-9間の重合相互相關関数(左側がRR成分, 右側がTT成分)

4. 群速度の推定

相互相關関数のマルチプルフィルター解析を行い, 包絡線を規格化し最大値の時間遅れを読み取ることで群速度を算定した。また, 信頼性の高い群速度の周期範囲を定量的に検証するためにSN比を用いた。包絡線のピーク時の振幅を全体の8割から10割の区間における平均値絶対振幅のノイズで除すことにより周期ごとにSN比を算出した。また, SN比が10以上を信頼度の高い群速度と判断し, 閾値を10として検討を行った。今回, 3成分微動計を使用し群速度の算定を行ったが, 図3に示す通り5から10Hzの周波数帯での群速度のうちSN比10以上での方位角ごとの群速度を比較するとRR成分において方位角ごとに群速度が異なり, ZZ成分に

おいてどの値も近かった。そのため今回は、Rayleigh 波の例として RR 成分、Love 波の例として TT 成分に関して検討を行うこととした。

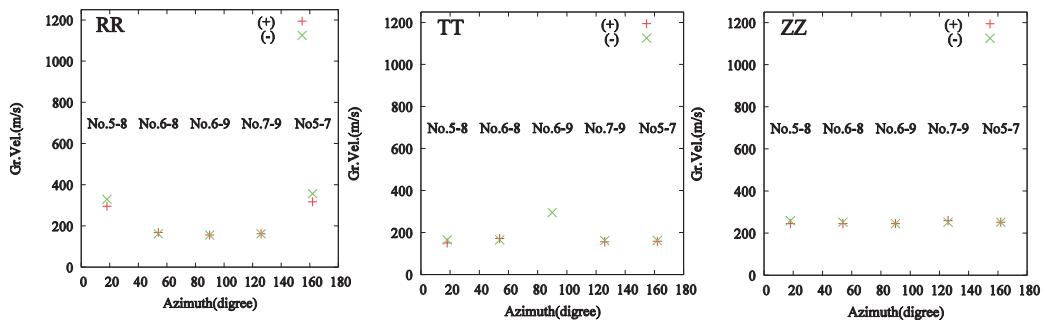


図 3 8Hz における方位角ごとの群速度分布

組み合わせによって得られた群速度に違いが見られたため、観測点間距離が等しく方位角の異なる場合、方位角が等しく観測点間距離の異なる場合のそれぞれについて比較検討を行った。また、群速度の妥当性を評価するため、図中の青線で示されている山本(2000)により推定された S 波速度構造モデルから計算された群速度と比較を行った。図中の赤点で示される+は、観測点番号の数字の小さい方から大きい方への向きでの群速度を表し、緑点で示される-はその逆の向きによる群速度を表す。

まず方位角の違いに着目し比較した。南北方向の例として方位角 18° である No.5 と No.8 の二点間と、東西方向の例として方位角 126° である No.7 と No.9 の二点間において、RR 成分について比較した。図 4 に示す通り計算群速度よりも No.5 と No.8 の二点間ではやや速く、No.7 と No.9 の二点間では同程度の値を取った。TT 成分については図 5 に示す通りどちらの群速度も計算群速度と近い値を取った。

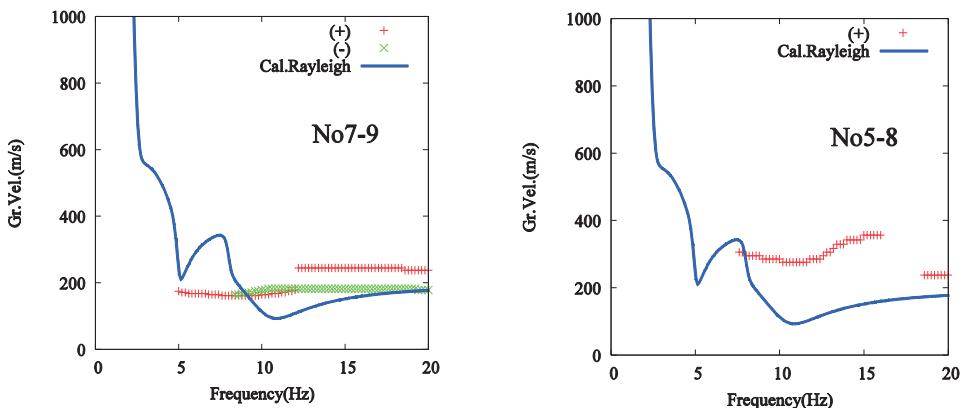


図 4 RR 成分における SN 比 10 以上の群速度と計算群速度

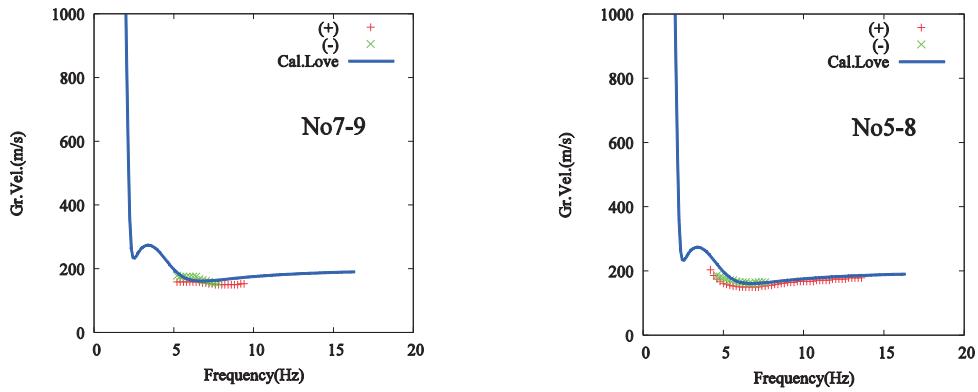


図 5 TT 成分における SN 比 10 以上の群速度と計算群速度

次に、No.7 と No.9 の 2 点間での群速度がより計算群速度の値に近かったため、この測線間を No.4 で 2 つに分け、2 つの異なる距離の組み合わせを用いて、観測点間距離の違いによる群速度の変化について RR 成分に絞り比較検討を行った。方向に一貫性を持たせるため、今回は No.7 から No.4 の向き、No.4 から No.9 への向きを+とした。RR 成分において図 6 に示す通り距離 37m である No.4 と No.9 の二点間と距離 49m である No.4 と No.7 の二点間において、どちらも計算群速度に近似した値を取ったが No.4 と No.7 の二点間の方が計算群速度により近い値をとった。

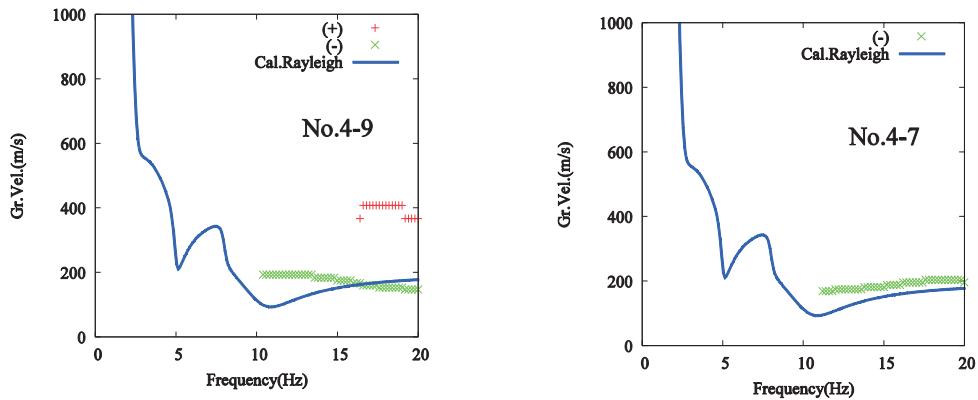


図 6 RR 成分における SN 比 10 以上の群速度と計算群速度

以上の結果より、RR 成分において南北方向の観測点の組み合わせでは群速度が速くなり、東西方向の観測点の組み合わせではより計算群速度と近い値を取ることが分かった。また観測点間距離の検討より、短い距離であっても方位角が南北方向であれば計算群速度と近い値を取ることが分かった。微動の到来方向に偏りがあることが推測されるため、微動源の偏りを確かめ、より正確な群速度を求めるために、斎藤(2007)による手法である周波数波数解析(FK スペクトル)法を用いて微動の到来方向を調べた。FK スペクトル法では、FK スペクトルの最大値を示す波数からどのような波数ベクトルを持つ波がどの方向から到来しているかを把握することが出来る。群速度を算出するために用いた 16 時間重合した時間帯と同一の時間において微動アレー記録の FK スペクトルを算出し、微動の到来方向を推定した。

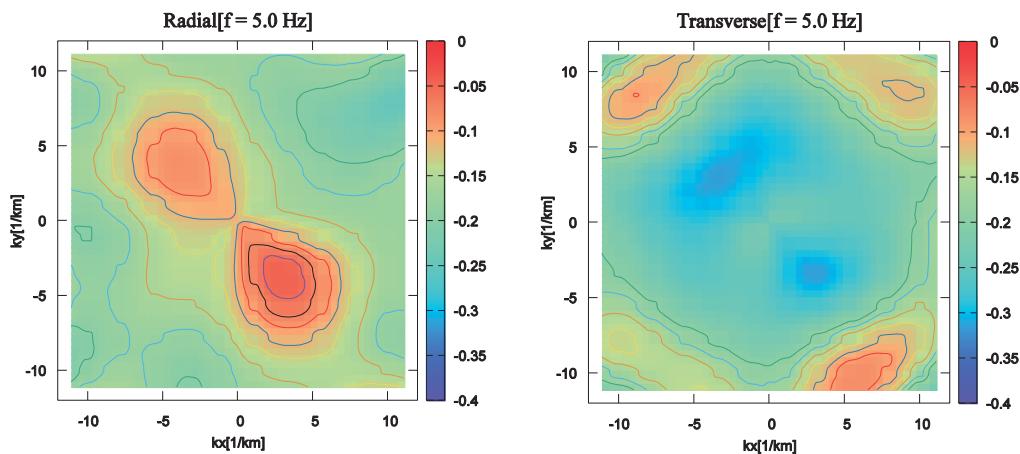


図 7 5Hz における FK スペクトルの 16 時間分平均(左から Radial 成分, Transverse 成分)

図 7 に示す 5Hz の FK スペクトルより、Radial 成分の FK スペクトルにおいて北西方向と南東方向から強い微動が到来していることが確認できる。方位角 18° である No.5 と No.8 の組み合わせにおいて群速度が速くなり、方位角 126° である No.7 と No.9 の組み合わせにおいて群速度が妥当な値となることの裏付けとなった。また、Transverse 成分において全方位から微動が到来していることが確認でき、方位角の違いによる群速度の変化がないことの裏付けとなつた。従って、RR, TT 成分において計算群速度と近似した値を取った No.7 と No.9 の組み合わせが最も妥当な群速度であったと言える。

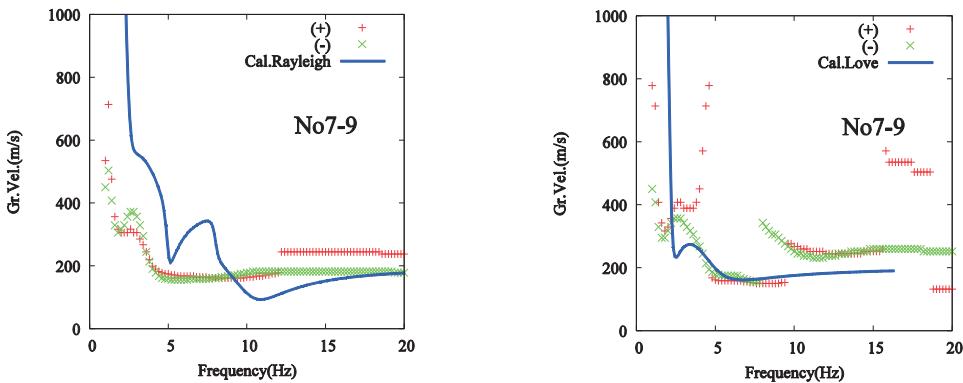


図 8 No.7 と No.9 の組み合わせにおける群速度(左から RR 成分, TT 成分)

5. まとめ

通常の地震波干渉法よりも若干長めの数十時間の相互相関関数を重合させることで、2 地点間のみでの Rayleigh 波, Love 波の群速度分散曲線を得ることが可能であった。5 角形配置にし、角度の違うそれぞれの組み合わせについて検討することで、群速度のバイアスは微動源の偏りに起因していることが分かり、あらかじめ微動源の偏りが想定される場合は微動源に対し直交する観測点配置をすることにより、より精度の高い群速度分散曲線を求めることが可能であることが分かった。TT 成分において高周波数帯で群速度が推定された理論群速度よりも速い値を取ったが、SN 比が 10 未満であったため 16 時間以上の重合をすることにより推定理論群速度に近づくことが想定される。

今後、推定された理論群速度と今回求められた群速度分散曲線を比較しながら、より正確な群速度を求めていくことについて検討を行う。

謝辞

(国研) 防災科学技術研究所より微動計 JU310 をお借りしました。記して感謝致します。

参考文献

- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- Dziewonski, A.S., Bloch, and M. Landisman(1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, (2008), Threedimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, 113, B10302, doi: 10.1029/2007jb 005395.
- 齋藤正徳 (2007), 水平二成分アレーを用いた縦波・横波成分の分離, *物理探査*, 60, 297-304.
- 山本英和 (2000), 3 成分微動アレー観測による Love 波の位相速度の推定の試み, *物理探査*, 53, 153-166.

アレイ観測された水平動微動の周波数波数解析法による

Love 波の位相速度の推定*

岩手大学 山本英和, 金崎慶次, 齋藤剛

1. はじめに

地震時の揺れやすさを評価するために、地盤の S 波速度構造を把握することが重要である。現在、浅部地盤の S 波速度を把握するために、微動アレイ探査がよく利用されている。微動アレイ探査では、微動の上下動成分を利用することが多く(Okada, 2003), 水平動成分はあまり利用されていない。これは、微動に含まれる表面波のうち Rayleigh 波の分散曲線を利用して S 波速度構造を求めるためである。微動の水平動に含まれる Love 波は識別することが容易ではなく、ほとんどの探査の実用レベルでは利用されていない。しかし、Rayleigh 波は地盤の S 波速度だけでなく P 波速度の影響も受けたため、純粹に S 波速度だけの影響を受ける Love 波の利用が実用化されれば単純に精度向上が期待されるだけでなく、構造の逆解析時の不確定さを減らすことが期待される。水平動解析には齋藤(2007)による水平動微動に周波数波数(fk)解析法を適用した手法がある。この手法は上下動解析に依存せず、純粹に水平二成分から Radial 方向および Transverse 方向に伝播する波動の位相速度を推定可能である。ただし、三成分微動の研究報告は微動計の台数制限の理由などから少なく(藤根ほか, 2014), 観測・解析事例を増やして、機器の配置方法、解析方法などの改良が必要とされる段階である。本研究では、齋藤(2007)の水平動 fk の適用をさぐるため、岩手大学構内で水平動微動を測定し、水平動の位相速度を算定し、手法の適用性を検討する。

2. 微動アレイ観測

微動アレイ観測は、微動を平面的に展開したアレイで同時に観測し、微動に含まれる表面波の位相速度を算出し、その分散関係を満足する地下 S 波速度構造を逆解析する手法である。3 成分微動観測では 4 台の微動計を用いて異なる半径の三角形アレイを別々に観測する方法、7 台の微動計を用いた二重三角形アレイで観測する方法、また、その半径の大きさは 2 倍ごとに変化させて観測するのが主流であった。本研究ではより広範囲で、より幅広い波長をカバーするために 10 台の微動計を使用し、半径の大きさを 3 倍ごとに変化させ三重三角形型に微動計を設置した。三角形の半径はそれぞれ 45m, 15m, 5m である。図 1 にアレイ配置を

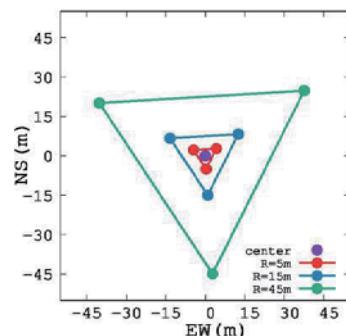


図 1 アレイ配置図

*Estimation of phase velocities of Love wave from array records of horizontal microtremor by using FK analysis by H. Yamamoto, K. Kanezaki and T. Saito

示す。観測場所は岩手大学理工学部グラウンド、2016年9月4日の8:25-16:25までの8時間観測を行った。本来は三角形の頂点を磁北に合わせる予定であったが、グラウンドの敷地面積の関係上、三角形の頂点を磁北より東方向に $56^{\circ} 32'$ ずらした配置となっている。使用した微動計は白山工業株式会社製の三成分加速度計(JU310)である。サンプリング周波数は200Hz、時刻はGPSにより同期している。

3. 周波数波数解析法

本論文で用いた解析法は、Capon(1969, 1973)が考案した最尤法(MLM)によるfkスペクトルの推定法を斎藤(2007)が多成分に拡張し、水平動二成分のアレイ観測から縦波成分と横波成分を分離する方法である。

・最尤法(MLM)

空間フィルターの係数を $a_j, b_j(j=1,\dots,N)$ とする。ただし、 N は観測点数である。これらの係数を観測された直交する水平二成分にかけると、出力 w は、

$$w(\omega) = \sum_{j=1}^N (a_j u_{xj}(\omega) + b_j u_{yj}(\omega)) \quad (1)$$

と表される。ここで、 u_x, u_y は観測される微動の水平二成分の x 成分、 y 成分を表している。ラグランジェ乗数法を用いて条件付最小問題として解くと、求まるfkスペクトル $P(\omega, k)$ は、

$$P(\omega, k) = (\{e\}^T [S]^{-1} \{e\}^*)^{-1} \quad (2)$$

で表現できる。ただし、*は転置して複素共役を取るというエルミート転置を意味している。クロススペクトル行列[S]はRadial成分、Transverse成分どちらの場合も

$$[S] = \begin{bmatrix} E[u_{xj}\bar{u}_{xl}] & E[u_{xj}\bar{u}_{yl}] \\ E[u_{yj}\bar{u}_{xl}] & E[u_{yj}\bar{u}_{yl}] \end{bmatrix} \quad (3)$$

で表される。—は複素共役を意味している。

Radial方向の場合、 $\{e\}$ は

$$\{e\} = [(k_x/k)e^{-ik \cdot r_1}, \dots, (k_x/k)e^{-ik \cdot r_N}, (k_y/k)e^{-ik \cdot r_1}, \dots, (k_y/k)e^{-ik \cdot r_N}]^T \quad (4) \\ (j=1, \dots, N, l=1, \dots, N)$$

Transverse成分の場合、 $\{e\}$ は

$$\{e\} = [(-k_y/k)e^{-ik \cdot r_1}, \dots, (-k_y/k)e^{-ik \cdot r_N}, (k_x/k)e^{-ik \cdot r_1}, \dots, (k_x/k)e^{-ik \cdot r_N}]^T \quad (5) \\ (j=1, \dots, N, l=1, \dots, N)$$

となる。また、 T は転置行列を意味している。詳しくは斎藤(2007)を参照されたい。

・成分

微動はEW、NS方向で観測するが、Vertical成分、Radial成分、Transverse成分の三つの成分

の伝播を推定する。Vertical 成分では上下動方向に振動する微動の Rayleigh 波が得られる。Radial 成分では水平動微動のうち進行方向に対して平行な方向に振動する微動の Rayleigh 波を, そして Transverse 成分では水平動微動のうち進行方向に対して垂直な方向に振動する微動の Love 波を得られる。本研究では三成分のうち水平二成分に着目して研究を行った。図 2 に水平二成分の波の種類を示す。青い点は微動計を, L は Transverse 成分の Love 波を, R は Radial 成分の Rayleigh 波を示す。微動計の向きは北に合わせており, またこの図では北から ϕ ずれた方向から振動が微動計に向かってきていると仮定している。

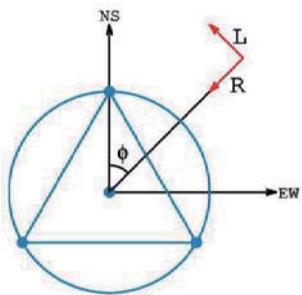


図 2 水平二成分の波の種類

4. fk スペクトル

本研究では水平二成分において基本区間 40.96 秒ごとに FFT によりクロススペクトルを求め, 斎藤(2007)の手法により, (2)式を用いて fk スペクトルを計算した。fk スペクトルは k_x 軸方向, k_y 軸方向に $\pm k_{max}$ の範囲において計算される。

$$k_{max} = \frac{1000}{2 \times \text{最小地震計間隔}[m]} \quad [1/km] \quad (6)$$

また, fk スペクトルのピークを示した波数から, その周波数における位相速度 V は

$$V = \frac{f}{|k|} \quad (7)$$

で表される。なお, f は周波数, k は波数である。fk スペクトルのピークの位置から, 波の到来方向とどのような強さの波が来ているのかを読み取ることができる。

5. fk スペクトルの比較

本研究では, 計算された fk スペクトルを 30 分ごとに平均し, 図示した。図 3 は 10 点三重三角形アレイの 6Hz, 10Hz における水平各成分の fk スペクトルを示している。本研究で行ったアレイ半径に応じた求まる周波数帯の範囲は, 半径 5m では約 10Hz 以上が, 半径 15m では約 5Hz-10Hz 程度, 半径 45m では約 5Hz 以下の範囲の結果を見ることができる。これは地震計間隔が大きいほどより長い波長をとらえることができるためである。10 点三重三角形アレイにおいて, 6Hz においては 10 点三重三角形アレイでは綺麗に方位の分解ができるおり, 様々な方向から微動が来ていること

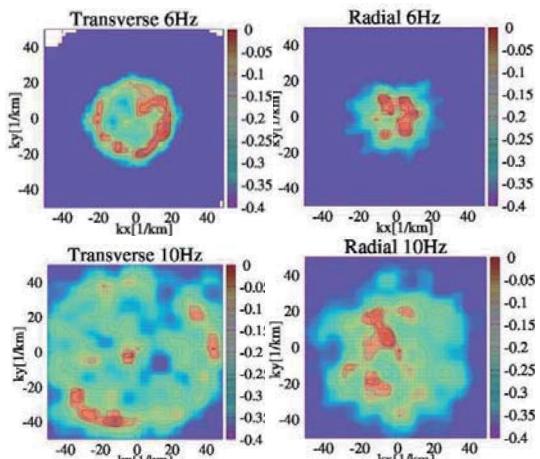


図 3 10 点三重三角形アレイの水平各成分の 6Hz, 10Hz における fk スペクトル

がわかる。しかし、10Hzにおいてはかろうじて方位の分解が出来てはいるものの6Hzに比べて方位の解像度が悪いことがわかる。

6. 水平二成分における位相速度の推定

図4、図5は周波数波数解析法により求めたRadial成分の位相速度分散曲線とTransverse成分の位相速度分散曲線である。位相速度分散曲線は各周波数のピークを読み取り、位相速度の変化を読み取ることができる。また、本研究で用いたアレイ配置が、より広い周波数帯でより広い波長をカバーできているかを確かめるために、10点三重三角形アレイの解析結果と、従来の方法である違った大きさの半径ごとの4点三角形アレイの解析結果を組み合わせたものを比較する。理論位相速度は山本(2000)のS波速度モデルを利用して、位相速度の基本モードを計算した。また微動アレイ観測で求めた位相速度分散曲線では、最小地震計間隔の2倍程度から最大地震計間隔の2-3倍程度の波長の範囲が期待される範囲である。

• Transverse 成分

図4にTransverse成分における位相速度分散曲線を示す。左の図は5m, 15m, 45mの半径ごとの4点三角形アレイの位相速度分散曲線、右の図は10点三重三角形アレイの位相速度分散曲線の図である。黒の曲線は山本(2000)のS波速度構造を利用して計算されたLove波の理論位相速度、期待される範囲は波長10mの青色の線(最小地震計間隔の2倍)から波長234mの紫色の線(最大地震計間隔の3倍)の範囲である。どちらの位相速度分散曲線も約3Hz-4Hzの低周波数帯では観測された位相速度がやや速くなっている。5Hz以上の周波数帯では、4点三角形アレイでは観測Love波と理論Love波が一致しているものの、観測Love波のばらつきが激しい。このことについて、10点三重三角形アレイではばらつきがほとんどなく、理論Love波と観測Love波が広い周波数範囲で一致していることがわかる。

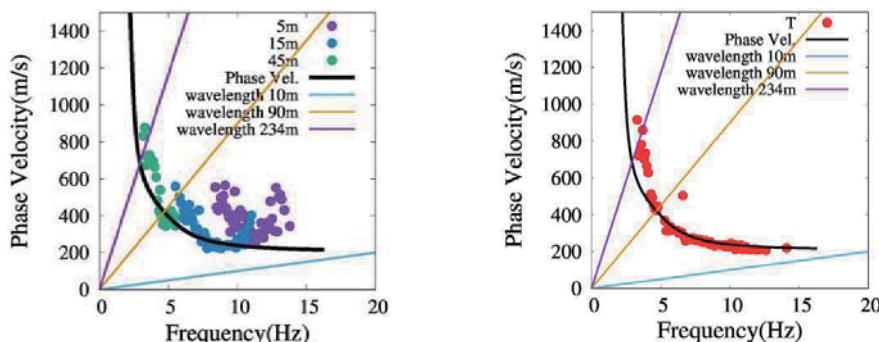


図4 Transverse成分における位相速度分散曲線

左図(半径 5m, 15m, 45m ごとの4点三角形アレイ) 右図(10点三重三角形アレイ)

• Radial 成分

図5にRadial成分における位相速度分散曲線を示す。図の配置はTransverse成分と同様に左が4点三角形アレイ、右が10点三重三角形アレイの位相速度分散曲線である。黒の曲線は山本(2000)のS波速度構造を利用して計算されたRayleigh波の理論位相速度、期待される範囲は波長10mの青色の線(最小地震計間隔の2倍)から波長156mの紫色の線(最大地震計間隔の2倍)にはさまれた範囲である。5Hz-12Hzに関しては4点三角形アレイと10点三重三角形アレイどちらも理論Rayleigh波と観測Rayleigh波が一致しているが、4点三角形アレイはばらつきが激しく、10点三重三角形アレイでは比較的まとまった位相速度が検出している。しかし、13Hz以上の周波数帯においてはどちらも理論Rayleigh波には一致しておらず、より速い位相速度が検出されていることがわかる。

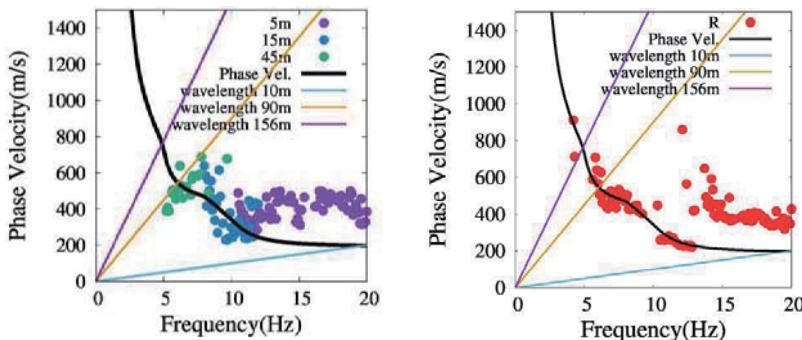


図5 Radial成分における位相速度分散曲線

左図(半径 5m, 15m, 45m ごとの 4 点三角形アレイ) 右図(10 点三重三角形アレイ)

7. 考察とまとめ

本研究では斎藤(2007)の手法を用いて、Radial成分とTransverse成分のfkスペクトルおよび位相速度を求め、従来の観測方法である4点三角形アレイ観測で得た解析結果と、新たな試みである10点三重三角形アレイ観測で得た解析結果の比較を行った。

10点三重三角形アレイでは広い周波数帯においてfkスペクトルを算出することができた。しかし、周波数によって精度が劣るところもあった。これは、10点三重三角形では、違う半径のアレイを同時に用いているので、本来その半径の大きさでは結果が期待できない周波数帯と期待される周波数帯の結果が影響しあっていると考えられる。今後は、fkスペクトルをより吟味し、アレイ配置や微動計の個数との関係や、周波数ごとの到来方向と波動場との関係を探る必要がある。

位相速度については、10点三重三角形アレイにおいて、Transverse成分においてより広い周波数帯で、より連続性の高いLove波位相速度を観測することができた。しかし、低周波数帯

では多少のずれがみられたので、今後はその原因を探る必要がある。

Radial 成分においても 10 点三重三角形アレイにおいて連続性の高い Rayleigh 波位相速度を観測することができた。しかし、高周波数帯においては速い位相速度が観測された。今回は理論 Rayleigh 波として、基本モードだけを用いたが、今後はこの速い位相速度が基本モードではなく、高次モード Rayleigh 波である可能性を検討する必要がある。

また、本研究では斎藤(2007)の fk 法を用いたアレイ観測の有効性を示せたが、より信頼性を高めるために、土田ほか(2016)などの他の fk 法の手法も用いて今後検討していく必要もある。

謝辞

(国研) 防災科学技術研究所から微動計をお借りしました。記してここに謝意を表します。

参考文献

- Capon, J. (1969) : High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 1408-1418
- Capon, J. (1973) : Signal Processing and Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis for a Large Aperture Seismic Array, in *Method in Computational Physics*, 13, 1-59
- 藤根友博・山本英和・齊藤剛・高倉恵(2014) : 周波数波数法と空間自己相関法による水平微動に含まれる Love 波の位相速度推定の検討～岩手大学における例～公益財団法人 物理探査学会第 131 回学術講演会論文集 126-128
- Okada. H. (2003) : *The Microtremor Survey Method*, Geophysical Monograph Series, No. 12, Society of Exploration Geophysicists. p.135
- 斎藤正徳(2007) : 水平二成分アレーを用いた縦波・横波成分の分離, 物理探査, 60, 297-304
- 土田琴世・堀家正則・伊藤信一・羽田浩二(2016) : 二種類の最尤法に基づく水平動 f-k スペクトル解析法の比較, 公益財団法人 物理探査学会第 135 回学術講演会論文集 101-104
- 山本英和(2000) : 三成分微動アレー観測による Love 波の位相速度の推定の試み, 物理探査, 53, 153-166

浅部 2 次元 S 波速度構造推定を目的としたリニアアレイで観測された 短周期微動の地震波干渉法解析 一岩手大学構内における試み—*

岩手大学 山本英和 佐々木恭輔 齊藤剛

1. はじめに

最近、浅部地盤の S 波速度を探査するために、地震波干渉法という新しい手法が提案されている。これは常時微動記録の相互相關関数を長時間重合すると 2 地点間のグリーン関数が得られるものである。(例えば, Shapiro and Campilo, 2004)。Nishida et al(2008)は、Hi-net の傾斜計で記録された常時微動を解析し、地震波干渉法に基づいて日本全域の S 波速度トモグラフィーを実施した。ただし、この研究では長周期の解析を行った深部の S 波速度構造であり、地震工学的に重要な浅部での探査事例はまだ数多くない。そのため、本研究では、短周期微動を利用して浅部の 2 次元 S 波速度構造探査の新たな手法開発を目的に、Pan et al(2016)を参考に、3 成分微動計の直線配置による長時間の微動測定を実施し、地震波干渉法解析により、上下動および水平動の波動伝播が確認できるかどうかを試みた。もし、波動伝播が明瞭に観測されるなら、直線配置という実務的には労力が少ない配置で、2 次元的な構造探査への展開が開ける可能性が出てくることが期待される。

2. リニアアレイによる微動観測

岩手大学理工学部のグラウンドにおいて、長さ 100m の測線を南北に設定し、南端を 0m 地点、北端 100m 地点とした。微動計は白山工業株式会社製の 3 成分加速度計 JU310 を 11 台使用した。微動計間隔は 10m である。サンプリング周波数は 200Hz である。また、0m 地点が No.1, 100m が No.11 となるように順番に名前をつけ、観測点 No.1 から No.11 の向きを正、No.11 から No.1 の向きを負とした。JU310 の場合、ch1 が radial 方向、ch2 が transverse 方向、ch3 が UD 方向となる。観測は平成 28 年 10 月 15 日の 9 時 25 分

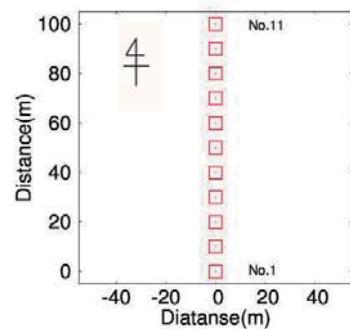


図 1 観測点配置図

から 14 時 25 分に実施した。図 1 は観測点配置図である。図 2 に 10 時 25 分から 10 時 54 分までに観測された 3 成分加速度波形を示した。上から下に No.1, No.2 と並んでいる。また、図 3 に図 2 と同時刻で、それぞれの観測点の ch1, ch2, ch3 のスペクトルと H/V スペクトル比を示した。図 2, 図 3 から、波形、各方向のスペクトル、H/V スペクトル比は場所による差異がなく、形状が類似しているため、今回の微動観測データの質が良いことが確認できた。

* Seismic interferometry analysis of short-period microtremors observed with a linear seismometer array for estimating two-dimensional shallow S-wave velocity structures - An experiment in a ground of Iwate University - H. Yamamoto, K. Sasaki and T. Saito

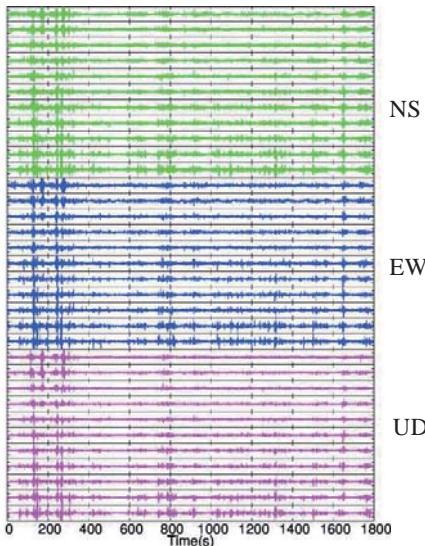


図2 観測された3成分加速度波形
(10時25分から10時54分)

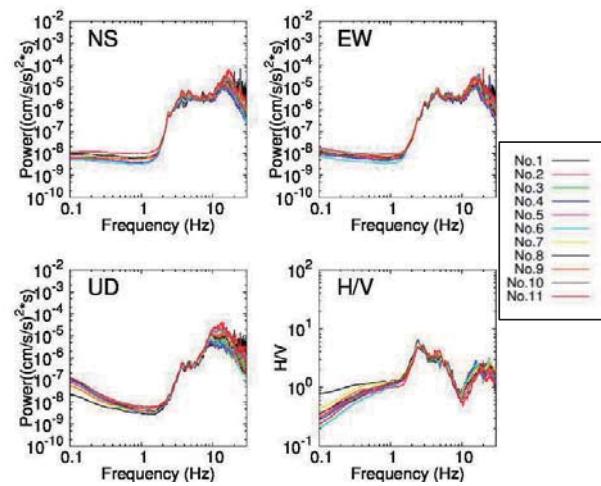


図3 観測された3成分スペクトルと
H/Vスペクトル比(10時25分から10時54分)

3. 重合相互関解析

基本解析区間を 20.48 秒とし, FFT によるスペクトル解析により相互相關関数を計算する。Bensen et al. (2007)の解析方法に習い, 観測された微動に対して周波数規格化, 二値化をおこなってからそれぞれの成分に対して相互相關関数を計算し, 重合した。図 4 に NS 方向の相互相關関数の重合時間の比較を示す。この図から, 今回の観測では, 相互相關関数は約 30 分間以上重合することで, 位相が明瞭となることが分かる。次に, 図 5 に全観測時間である 9 時 25 分から 14 時 25 分の 5 時間重合した相互相關関数の全組み合わせを距離ごとに並べた。この図から, 100m の距離で特徴的な位相のラグタイムが transverse(EW)方向では約 0.5 秒であるのに対して, radial(NS)方向, UD 方向では, 約 0.3 秒であり, transverse 方向のラグタイムが長いことが分かる。このことから transverse 方向の伝播速度が遅いことが予想される。

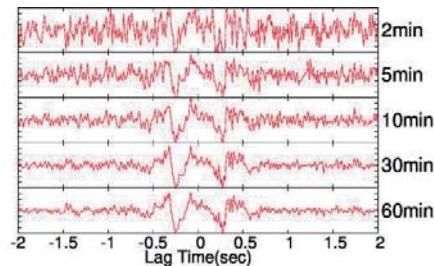


図4 NS 方向の相互相關関数の
重合時間の比較

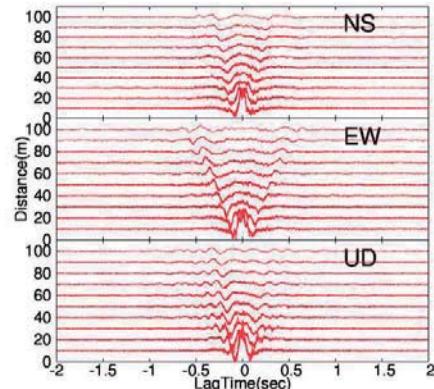


図5 距離ごとの全組み合わせ
相互相關関数

4. 群速度の推定

Dziewonsky et al. (1969)の解析方法に習い、マルチプルフィルター解析を行い、群速度の推定を行った。例として観測点 No.1 と No.10 の群速度を図 6 に示す。plus が本研究の正の方向、minus が負の方向である。各方向ごとに比較すると、群速度が EW 方向では 200m/s より少し遅く、UD 方向では、200m/s より少し速く、NS 方向では 300~400m/s である。成分によって群速度が異なっている。また、NS、UD 方向では、周波数によって正負方向で群速度が若干異なっていた。次に、SN 比を図 7 に示す。SN 比は、狭帯域フィルタ波形の包絡線の最大値をラグが十分大きい平均自乗振幅で除したものである。EW、UD 方向では、低周波数から高周波数まで負の方向の方が信頼できる値であることが分かる。NS 方向に関しては、周波数によって SN 比が正方向の方が高い場合や負方向のほうが高い場合があることや、他の方向に比べ、SN 比が低いことが分かる。

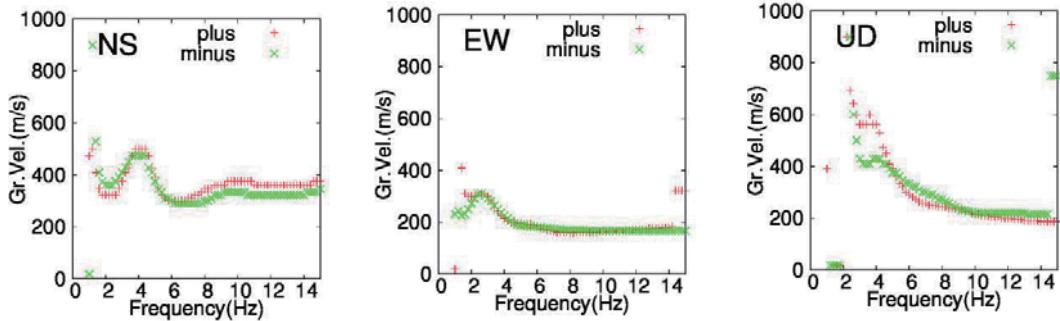


図 6 観測点 No.1 と No.10 における観測された群速度

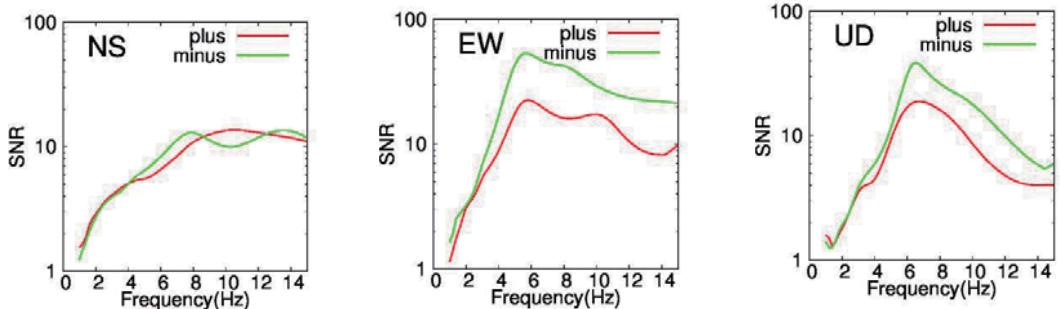


図 7 観測点 No.1 と No.10 における SN 比

5. 既存のモデルから計算した群速度と観測群速度の比較

山本(2000)による S 波速度モデルと、このモデルから計算した群速度を図 8 に示す。また、SN 比が 10 よりも大きいものを使った観測群速度と計算群速度を比較したものを図 9 に示す。EW 方向は観測値と計算値がほぼ一致していた。しかし、NS 方向と UD 方向では観測値が計算値よりも少し速くなっていた。

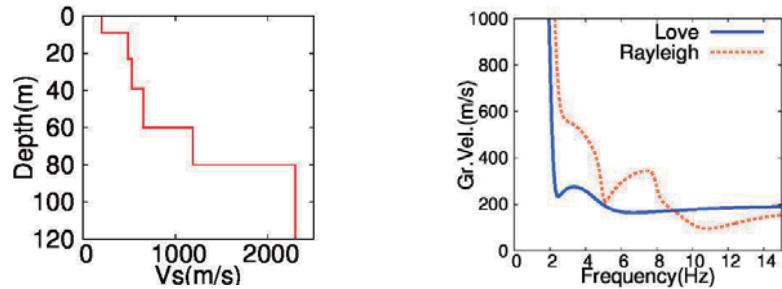


図 8 山本(2000)による S 波速度モデルと計算された群速度

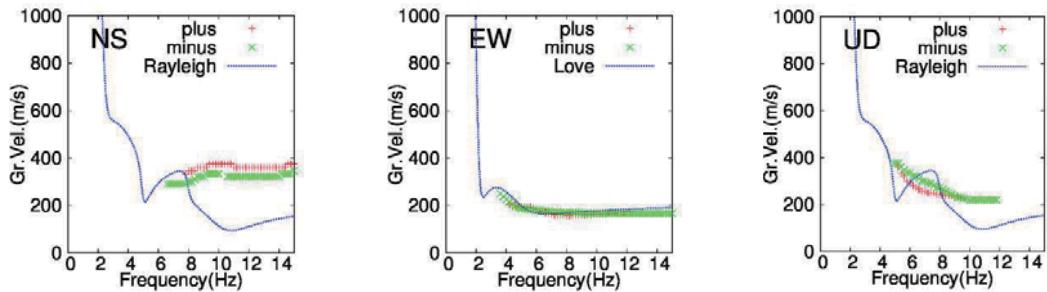


図 9 観測された群速度と(SN>10)と計算された群速度の比較

6. 観測点間距離ごとの群速度の比較

計算値に近い EW 方向の SN 比が高い負の方向の同じ距離ごとに分散曲線を重ね合わせ、図 10 に示した。各距離ごとに比較すると、観測点間距離 50m のとき、高周波数で場所により群速度が少し違っているが、全体的に見ると、どの観測点間距離でも場所による群速度のずれがほとんどないことがわかる。

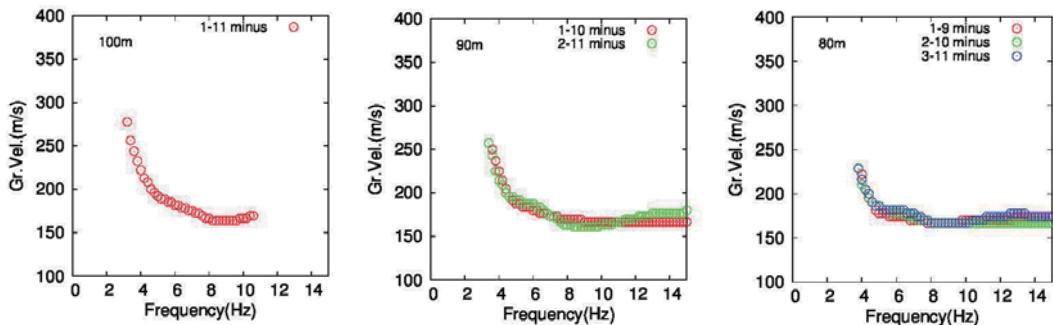


図 10 EW 方向の負方向における観測点間距離ごとの群速度

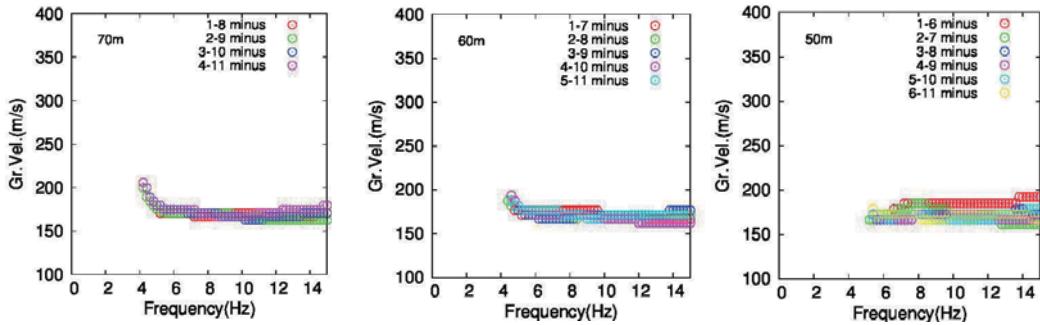


図 10 続き

図 11 に EW 方向の負方向における観測点間距離ごとの SN 比を示した。観測点間距離が短くなるにつれて、SN 比のピークの周波数が高くなっていることが分かる。また、観測点間距離が同じ場合でも、場所によって、SN 比のピークの周波数が異なっていることも分かる。

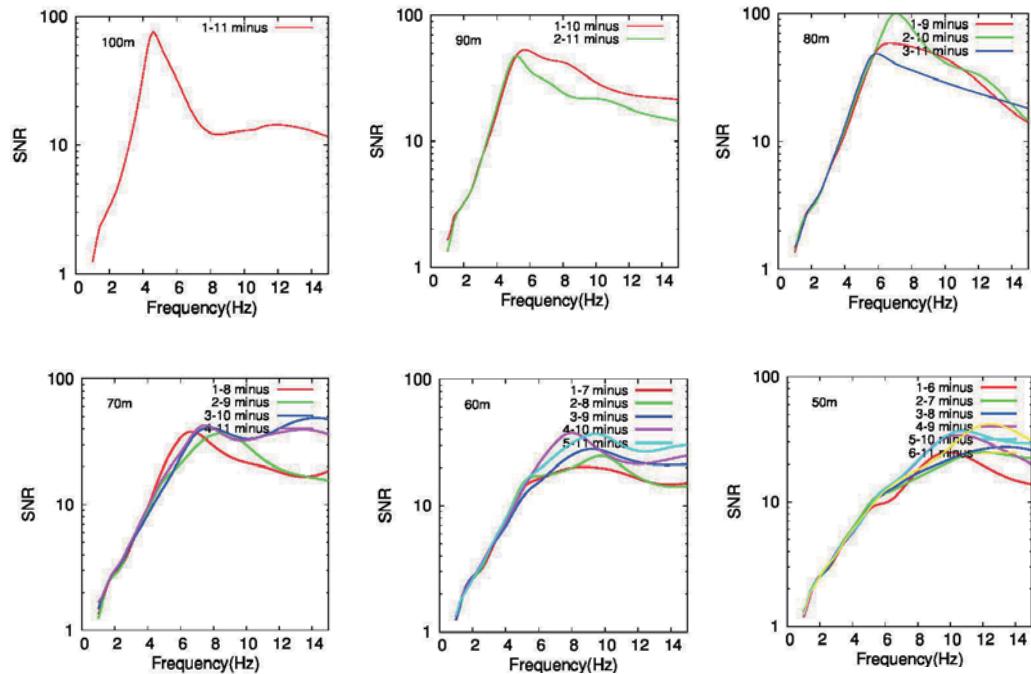


図 11 EW 方向の負方向における観測点間距離ごとの SN 比

7. 考察

重合相互関解析では、波動の伝播を確認することができた。正負の方向で位相を観察する

と、負の方向の特徴的な位相の伝播がはっきりとしている。これは、振動源に偏りがあるためで、微動の主な振動源が岩手大学理工学部グラウンドの北側にある国道4号線であるためだと考えられる。また、重合時間が十分でないことも考えられる。

群速度の推定では、例としてNo.1とNo.10のペアで比較したが、特にNS方向でSN比が最高でも10~15であり、正しい群速度の推定が難しかった。それに対して、EW方向では、SN比が10より大きい周波数範囲が広いうえに、ピークのSN比は50を超えていて、既存モデルから計算したものとの比較でも分かるように正しい群速度の推定ができたと考えられる。これは、振動源の方向に偏りがあり、群速度の推定に影響を及ぼしたためであると考えられる。山本ほか(2017)では、FKスペクトル解析により、微動の到来方向が北西-南東であることが示唆されている。そのため、直線配置の方向や間隔を修正することで、よりよい結果がでるのではないかと考える。

今回の観測では2次元変化を検出するために直線上に多数の微動計を設置して群速度を推定したが、結果として同一周波数ならほぼ同程度の速度が得られた。このことから岩手大学理工学部グラウンドはほぼ均質な構造であることが予想できる。

謝辞

(国研)防災科学技術研究所から微動計をお借りしました。記してここに謝意を表します。

参考文献

- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- Dziewonski, A., S.Bloch, and M. Landisman(1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, (2008), Threedimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, 113, B10302, doi: 10.1029/2007jb 005395.
- Pan, Y., J.Xia, Y.Xu, Z.Xu, F.Cheng, H.Xu, and L.Gao(2016), Delineating Shallow S-Wave Velocity Structure Using Multiple Ambient-Noise Surface-Wave Methods: An Example from Western Junggar, China, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 106, pp. 327–336, doi: 10.1785/0120150014.
- Shapiro, N.M. and M. Campillo(2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res Lett.*, 31, L07614,doi:10.1029/2004GL019491,2004.
- 山本英和(2000),3成分微動アレー観測によるLove波の位相速度の推定の試み,物理探査,53,153-166.
- 山本英和,平賀征人,齊藤剛,金崎慶次,佐藤史佳(2017),岩手大学でアレー観測された三成分微動記録への地震波干渉法解析の適用可能性について,東北地域災害科学研究第53巻,掲載予定

福島県の広帯域リニアアレイで観測された

常時微動の地震波干渉法解析(その2)*

岩手大学大学院工学研究科 佐藤史佳
岩手大学理工学部 山本英和 齋藤剛

1. はじめに

前回の報告では地震予知振興会により福島に設置された 10 点の臨時観測点の上下動データに、国立研究開発法人防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 F-net の観測点 HRO と観測点 SBT の上下動データを加えて地震波干渉法解析を行った(山本ほか, 2016)。本研究では、観測点 No.1～No.10 の水平動データを用いて地震波干渉法により Radial 成分と Transverse 成分の相互相関関数の算出と、得られた相互相関関数から群速度の算定を行うことを目的とする。また、RZ と ZR を用いて表面波と実体波を分離する Takagi et al.(2014)の手法を用いて表面波の分離を試みる。

2. 広帯域リニアアレイ観測

広帯域リニアアレイ観測は地震予知総合研究振興会により平成 23 年 8 月から平成 26 年 2 月まで福島県で実施された。リニアアレイ測線の配置を図 1 に示す。黒い点は各観測点を示す。観測機器は広帯域速度計 (Trillium Compact : Nanometrics 製)、データロガー (LS-8800 : 白山工業株式会社製) を用いた。また、本解析では観測点 No.1 から No.10 の向きを正、No.10 から No.1 の向きを負の向きと設定した。

3. 相互相関関数の算定

観測点の位置関係に基づき、時間領域で EW 成分、NS 成分から Radial 成分、Transverse 成分を計算したのち、山本ほか(2016)と同様の手法で相互相関関数を重合し、グリーン関数を算出した。図 2 に Radial, Transverse の 1 日平均相互相関関数、1 ヶ月平均相互相関関数を示す。1 ヶ月平均は重合が少ないためシグナルが小さいが、特徴的な位相が確認できる。図 3 に 2012 年 1 月の 1 ヶ月平均相互相関の全観測点の組み合わせを示す。縦軸は観測点距離を示す。Radial, Transverse 双方で正と負の両方の時間遅れ方向に顕著な位相が見られる。観測点距離の増加とともに位相が遅れていることがわかる。また、図 4 に 2012 年 1 月における No.1 と各観測点の組み合わせの Radial (RR), Transverse (TT), Vertical (ZZ) の相互相関関数の比較を示す。RR と ZZ を比較すると遅れ時間はほぼ同じであるが、RR と TT の遅れ時間を比較すると TT の方がわずかに速いことが分かる。

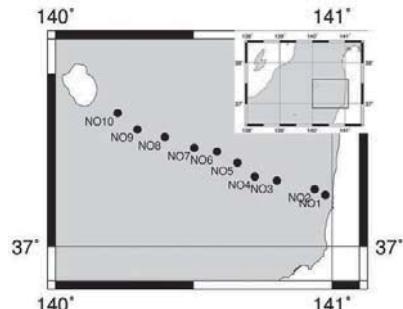


図 1 観測点位置図

*Seismic interferometry analysis of microtremors observed in linear array with broadband seismometers in Fukushima Prefecture Part 2 by F. Sato, H. Yamamoto and T. Saito

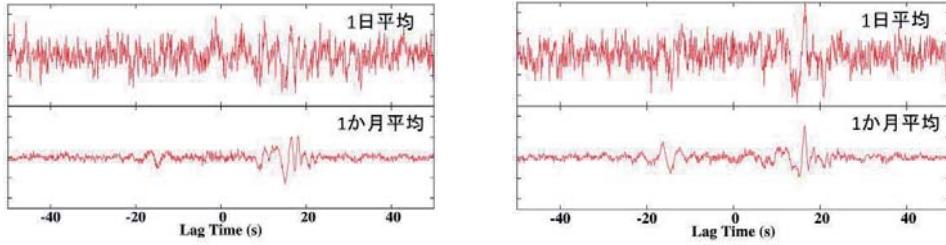


図2 No.2とNo.7の1日平均相互相関関数と1ヶ月平均相互相関の比較
左図がRadial, 右図がTransverse相互相関関数を示す。

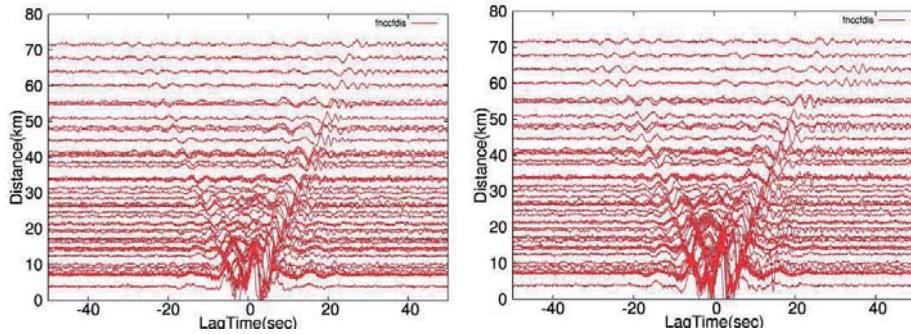


図3 2012年1月の全観測点の組み合わせ1ヶ月平均相互相関関数
左図がRadial(RR), 右図がTransverse相互相関関数(TT)を示す。

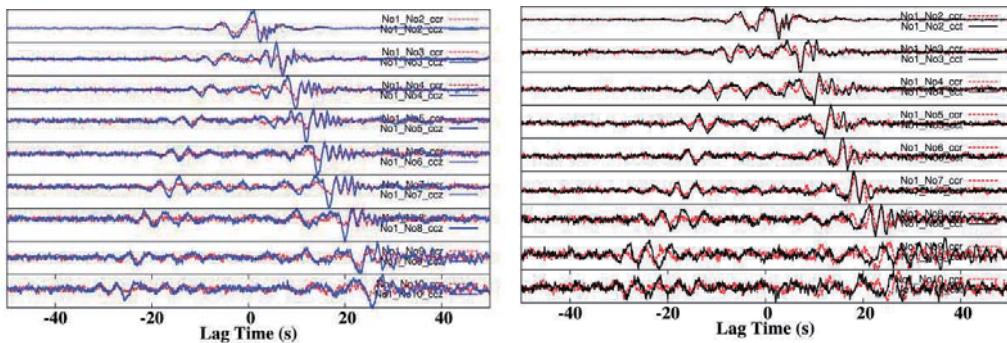


図4 2012年1月におけるNo.1と各観測点の組み合わせのRR(赤), ZZ(青), TT(黒)の1ヶ月平均相互相関関数の比較

4. 群速度とSN比の算定

得られた相互相関関数に対し、マルチプルフィルタ解析 (Dziewonsky et al., 1969) により周期ごとの群速度を算出した。また、同時にSN比も算出し、信頼性の高い群速度の周期範囲を定量的に検証するために用いた。SN比が大きいことは算定された群速度の信頼性が高いことを意味する。例として、図5に観測点No.5とNo.10の2012年10月のRRの相互相関

関数から計算された群速度分散曲線と同時に計算される周期ごとの SN 比を示す。SN 比の閾値は前報と同様 10 以上と設定すると、正の方向の周期 2~7 秒の群速度が利用可能であり、約 3km/s で分布することが分かる。

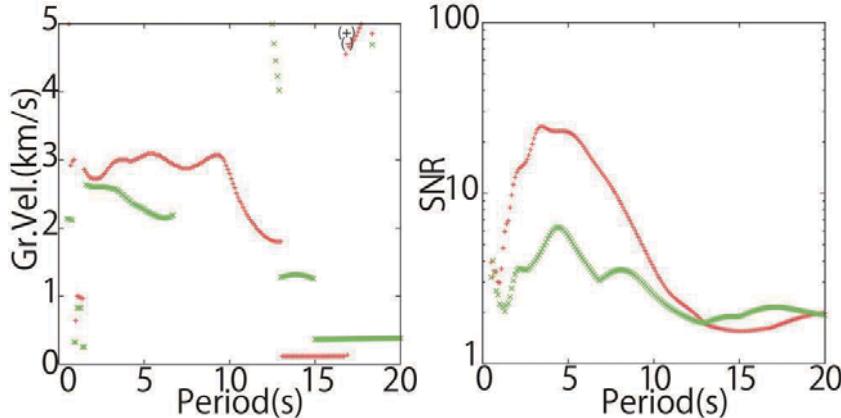


図 5 観測点 No.5 と No.10 の 2012 年 10 月の RR 群速度分散曲線(左図)と SN 比(右図)
赤が正の方向、緑が負の方向の群速度と SN 比を示す。

また、全観測点で 1 ヶ月のデータが全て存在する、2012 年 1 月、4 月、9 月、10 月、11 月、12 月、2013 年 1 月、3 月、4 月、9 月、12 月、2014 年 1 月の 1 ヶ月平均相互相關を平均することで 12 ヶ月平均相互相關関数を計算し、群速度と SN 比を算出した。図 6 に観測点 No.1 と No.8 における RR と TT の 12 ヶ月平均相互相關関数から計算された正の方向の群速度分散曲線と SN 比を示す。SN 比 10 以上の周期範囲では、RR、TT 双方の群速度が約 2~3km/s で連続的に分布している。また、周期 5 秒以下では RR より TT の群速度がわずかに遅いが、5 秒以上では TT が RR の群速度よりも速い値を示すことが分かる。

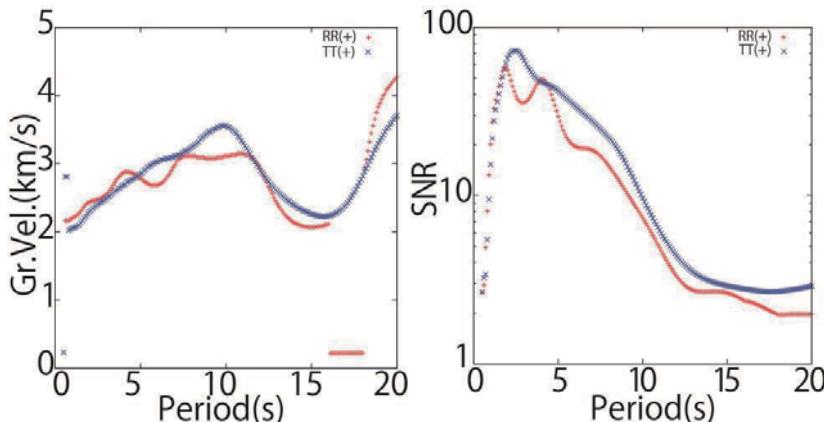


図 6 観測点 No.1 と No.8 の RR(赤)と TT(青)の 12 ヶ月平均相互相關関数から
計算した群速度分散曲線(左図)と SN 比(右図)

さらに、Nishida et al.(2008)のモデルと観測による群速度の比較を行った。図7にNo.5の地点のNishidaモデルによる群速度とNo.1とNo.8におけるRRとTTの12ヶ月平均相互相關関数から計算されたSN比10以上の正の方向の群速度分散曲線の比較を示す。NishidaモデルはNo.6地点の構造を用いた。比較すると、全体的にNishidaモデルによる群速度よりも観測による群速度が遅く分布しており、最大で約0.6km/s遅いことが分かる。これは、Nishidaモデルの速度構造よりも浅部の速度構造が遅いためであると考えられる。

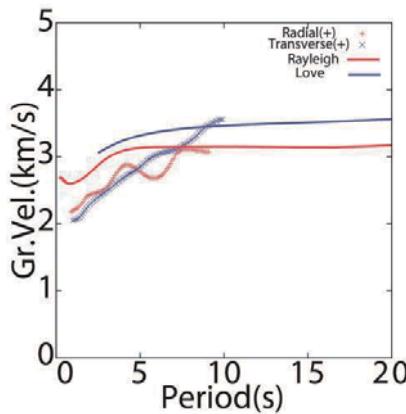


図7 観測点No.1とNo.8のRRとTTの12ヶ月平均相互相關から計算した群速度分散曲線とNishidaモデルの比較

5. Takagiの手法の適用

Takagi et al.(2014)では、Vertical-Radial相互相關関数(ZR), Radial-Vertical相互相關関数(RZ)を求め、ZRとRZは表面波が異符号、実体波が同符号という特徴をもつことを利用し、ZRとRZの差をとることで表面波を、和をとることで実体波をそれぞれ分離する。図8に2012年1月のZRとRZの差(表面波)と和(実体波)の1ヶ月平均相互相關の全観測点の組み合わせを示す。比較すると表面波成分の相互相關関数は正と負の双方で明瞭な特徴的位相が見られ、観測点距離の増加とともに位相の遅れも確認できるが、実体波成分の相互相關関数は特徴的な位相が確認できない。このことから、観測された微動の主成分は表面波であることが分かる。また、ZRとRZの差から得られた表面波の相互相關関数に対し、マルチプルフィルタ解析により群速度とSN比の算定を行った。図9に観測点No.5とNo.10におけるZRとRZの差とRR, ZZの12ヶ月平均相互相關関数から計算された正の方向の群速度分散曲線とSN比を示す。比較するとZRとRZの差はZZとはSN比が同程度であるが、RRよりSN比が向上することが分かる。また、SN比10以上の周期の群速度を比べると3つの群速度がほぼ一致しており、約2~3km/sで連続的に分布している。さらに、No.5~10の区間を小区間に分割し、小区間の距離をNishidaモデルから計算される小区間の群速度で除することで小区間の遅れ時間を求めた。その後、小区間の距離の合計を小区間の群速度の合計で除することでNishidaモデルによる平均的群速度を求め、観測による群速度と比較した。図10にNishidaモデルによる平均群速度とNo.5とNo.10におけるZRとRZの差とRR, ZZの12ヶ月平均相互相關関数から計算されたSN比10以上の

正の方向の群速度分散曲線の比較を示す。比較すると、全体的に Nishida モデルによる平均群速度と観測による群速度が一致していることが分かる。

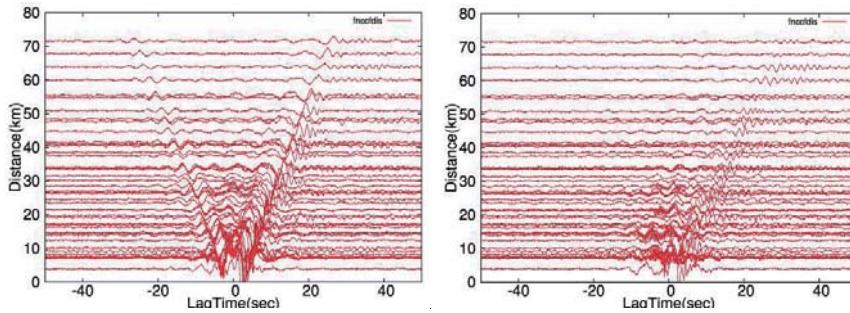


図 8 2012 年 1 月の全観測点の組み合わせ 1 ヶ月平均相互相関関数
左図が ZR と RZ の差(表面波), 右図が ZR と RZ の和(実体波)を示す。

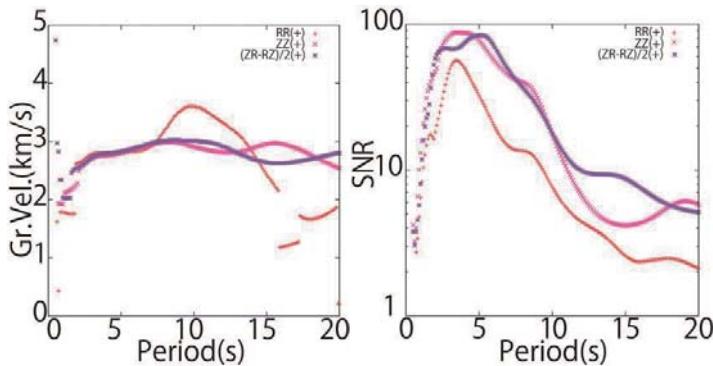


図 9 観測点 No.1 と No.8 の ZR と RZ の差(紫)と RR(赤), ZZ(ピンク)の 12 ヶ月
平均相互相関関数から計算した群速度分散曲線(左図)と SN 比(右図)

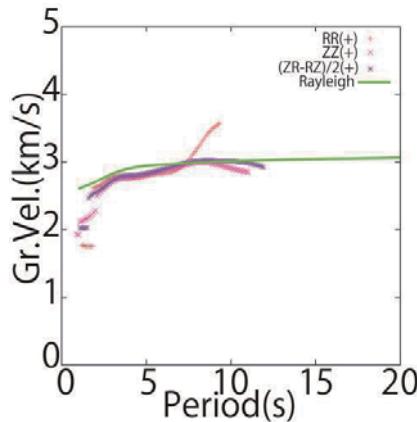


図 10 観測点 No.5 と No.10 の ZR と RZ の差(紫)と RR(赤), ZZ(ピンク)の 12 ヶ月
平均相互相関から計算した群速度分散曲線と Nishida モデルの(緑)比較

5.まとめ

本研究では、Radial 成分と Transverse 成分の相互相關関数の算出と、得られた相互相關関数から群速度の算定を行うことを目的とし、地震波干渉法により広帯域リニアアレイの水平動観測記録の解析を行った。相互相關関数を算出すると RR より TT がわずかに速い結果となった。さらに、SN 比の閾値を 10 以上とすると RR と TT の双方の群速度が約 2~3km/s で連続的に分布し、Nisdida モデルよりも最大で約 0.6km/s 遅いことが分かった。また、Takagi の手法を用いて表面波と実体波の分離を行ったところ、微動の主成分は表面波であることが分かった。得られた表面波の群速度を算出し、RR と ZZ と比較すると、SN 比 10 以上の周期範囲では 3 つの群速度がほぼ一致した。今後の課題として、観測点距離より短い波長の群速度の抜出しや、観測点間の群速度の算出、S 波速度構造の逆解析を行うことなどが挙げられる。

謝辞

地震予知総合研究振興会から広帯域リニアアレイ観測データを提供していただきました。一部の図の作成には、GMT を用いました。記して感謝致します。

参考文献

- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman(1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Nishida K., Kawakatsu H., Obara K.(2008), Three-dimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters. *J. Geophys. Res.*, 113, B10302. doi:10.1029/2007JB005395.
- Takagi R., Nakahara H., Kono T., Okada T. (2014), Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise. *J. Geophys. Res.*, 10.1002/2013JB010824.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith(1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- 山本英和, 佐藤史佳, 斎藤剛(2016), 福島県の広帯域リニアアレイで観測された常時微動の地震波干渉法解析, 東北地域災害科学研究 第 52 卷, 263-268.

園芸用パイプハウスの耐風・耐雪性能と補強効果*

東北大学 植松 康・高橋和也

1. はじめに

我が国では、植物生産施設として、設置費用が安く施工も容易であることから、パイプハウスが広く用いられている。温室との機能上多くの透過光量を必要とするため、骨組部材寸法と部材数が最小限に抑えられている上、作業性の観点から支柱等の補強はなされない。そのため、通常の建築物に比べて耐風・耐雪性に乏しく、台風等の強風や大雪による倒壊もしばしば発生している(図1, 2)。このような被害を低減するためには、パイプハウスの耐風・耐雪性能を正確に把握するとともに、効果的な補強方法を明らかにすることが重要である。

本研究においては、まず典型的なパイプハウスの二次元フレームモデルを対象とし、風荷重あるいは雪荷重が作用した際の崩壊過程を幾何学的並びに材料非線形を考慮した有限要素解析により明らかにする。風荷重については、パイプハウスが比較的変形しやすいこと、変形に伴って作用する風圧分布が変化することを考慮し、数値流体解析(CFD)と構造計算を連成させた解析を行う。ただし、ここでは時間平均成分のみに着目する。また、雪荷重については、風の影響で偏分布になることを考慮し、雪荷重分布がハウスの最大耐力や崩壊性状に及ぼす影響についても検討する。次に、パイプハウスの設計で一般的に用いられる許容応力度(降伏応力度)あるいは許容限界変形に基づき、各種補強方法が耐風・耐雪性能に及ぼす影響を把握する。



図1 強風被害例(長崎件提供)



図2 豪雪被害例(群馬県提供)

2. 解析モデル

解析モデルを図3に示す。アーチパイプの特性は、外径 $\phi=22.2\text{mm}$ 、厚さ $t=1.2\text{mm}$ 、ヤング係数 $E=2.05 \times 10^5 \text{ N/mm}^2$ 、ポアソン比 $\nu=0.3$ 、降伏応力度 $\sigma_y=175 \text{ N/mm}^2$ であり、応力度ーひずみ度関係は(c)でモデル化されている¹⁾(第二勾配 $=E/420$)。柱脚は固定とする。複数のアーチパイプが45cm間隔で平行に配置され、棟および肩の位置において繋ぎ材(アーチパイプと同じ部

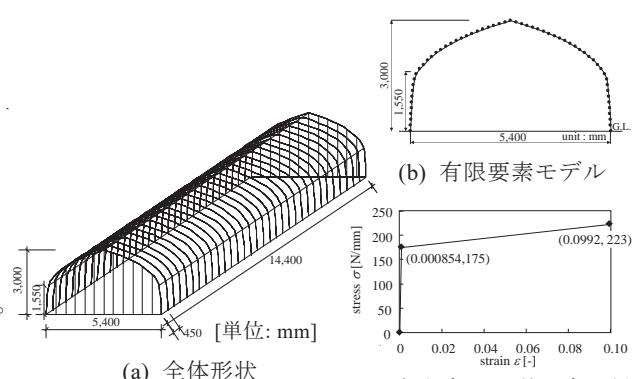


図3 解析モデル

*Collapse procedure under wind or snow loading and effect of reinforcement on the wind and snow resistance of pipe-framed greenhouses
by Yasushi Uematsu and Kazuya Takahashi

材)で連結されている(連結部は固定)。

本論文で検討した補強方法を図4に示す。補強部材はアーチパイプと同じとし、端部境界条件は「ピン」または「剛」とする。Case 5では、強風や大雪が予想されるとき、7フレームごとに鉛直支持部材を応急的に設置したものである。Case 6では斜めのアーチが面内に設置されている。

3. 解析方法

3.1 構造解析方法

構造解析には、汎用構造解析ソフト ABAQUS 6.13 を用いる。幾何学的非線形と材料非線形を考慮する(図3(c))。アーチパイプは、図3(b)に示すように 58 個の梁要素に分割されており、各節点に荷重負担面積に応じた荷重を集中荷重として作用させる。風荷重については、数値流体解析によりパイプハウスの変形を求め、その法線方向(内向き正)に作用させる。一方、雪荷重では、荷重の作用方向はアーチパイプの変形に拘らず常に鉛直下向きとする。雪荷重分布は図5に示す3パターンを想定する。Type 2, 3 は風による雪粒子の移動に伴う不均等分布をモデル化したものであり、全積雪重量はいずれのパターンでも同じである。例えば、Type 2の場合、風上および風下屋根の積雪深は、それぞれ $0.5d_{ref}$ および $1.5d_{ref}$ となる(d_{ref} は基準値を表す)。

3.2 数値流体解析

アーチパイプが風圧によって変形すると外圧分布も変化するので、CFD と構造解析の連成計算を行う(図6)。すなわち、風速を徐々に増大させ(本解析では 0.1m/s ステップ)、変形に応じた平均外圧係数分布を CFD で求め、その結果を新たな荷重計算に用いる。解析にはオープンソースコード OpenFOAM (ver2.1.0) を用いる。乱流モデルは改良型 k - ε モデルである。内圧係数は 0 とする。

ここでは、妻面に平行な風向のみを対象とし、2次元解析を行う。図7に解析領域、図8にモデル近傍の解析メッシュ分割を示す。流入風は、既往の風洞実験²⁾の気流を模擬したものとする。解析の詳細については文献3)を参照されたい。

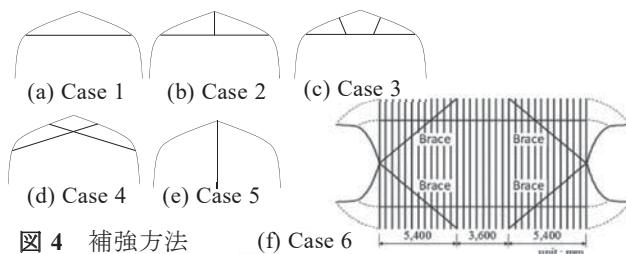


図4 補強方法

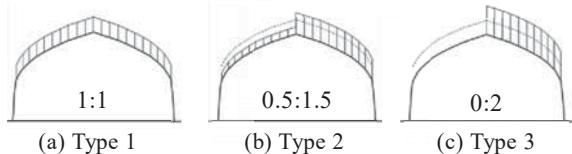


図5 雪荷重の載荷パターン

1:1
0.5:1.5
0:2
(a) Type 1
(b) Type 2
(c) Type 3

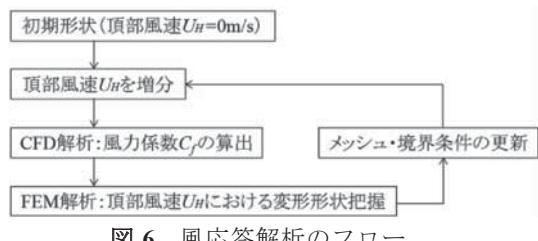


図6 風応答解析のフロー

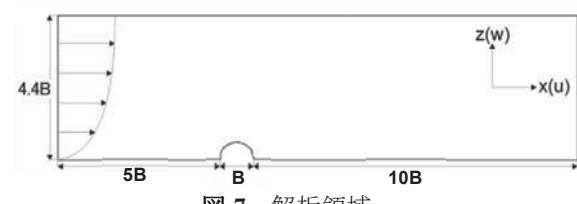


図7 解析領域



図8 モデル近傍のメッシュ分割

4. 崩壊過程に関する解析結果

4.1 風荷重の場合

ハウス初期形状に対する平均外圧係数分布について、CFDと風洞実験結果の比較を図9(展開図)に示す。 s は風上柱脚を原点とし、フレームに沿った座標であり、 s_{max} は最大値(フレームの長さ)を表す。ここに、外圧係数 C_{pe} はハウス頂部高さ H での速度圧 $q_H (=1/2\rho U_H^2; \rho=\text{空気密度}, U_H=\text{高さ } H \text{ での平均風速})$ で定義されている。図9より、風下壁面での C_{pe} についてはCFDと風洞実験の結果の差はやや大きいが、全体としてはよく一致しており、本解析方法は概ね妥当であると判断できる。次に、風速を徐々に増大させたとき、アーチパイプの一部が地面に接する(崩壊)までの変形の変化を図10に示す。図中の破線はハウスの肩部および頂点の軌跡を表している。風荷重が崩壊荷重に近づくと、風上側の壁面や屋根面が正圧によって押し倒されるように変形していく様子が見られ、図1に示したような典型的な崩壊状態をよく再現している。また、変形に伴う流れ場や風力分布の変化を図11(流線)および図12(平均外圧係数分布)に示す。図11から分るように、初期形状では頂部で流れの剥離が生じているのに対し、変形が大きく進むと、風上側の側面が押し倒されることによって相対的に頂部より高い位置にきた風下側屋根面で剥離が生じている。変形に伴い、風上側の側面や屋根面では正圧領域が拡大し、崩壊を助長させていることが分る。現行の設計⁴⁾における許容応力度および許容変形限界を与える風速は、それぞれ、 $U_H=14.9$ および 15.1m/s であり、両者には大きな差は見られない。また、図10から分るように、許容応力度や許容変形限界に至るまでのアーチパイプの変形は小さい。したがって、通常の設計においてはハウスの変形に伴う風圧係数分布の変化は考慮する必要はない。しかし、それ以降の塑性域においては、変形を考慮した場合としない場合では結果に大きな差が見られた。変形に拘らず C_p 分布を不变とすると、図1や10に示すような崩壊形状は得られなかつた。それは、初期形状に対する C_p 分布では負の領域が広いためアーチパイプに引張力が作用しフレームが膨張するような変形が生じるためと考えられる。

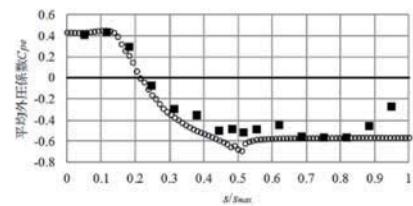


図9 平均外圧係数分布

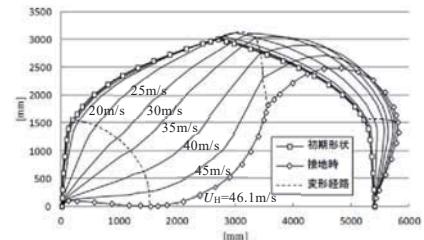


図10 風荷重による変形課程

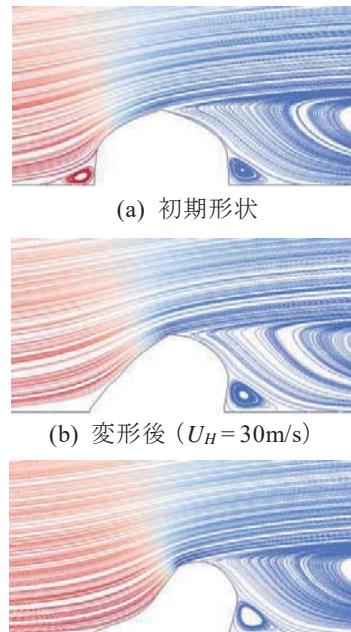


図11 変形に伴う流れ場の変化

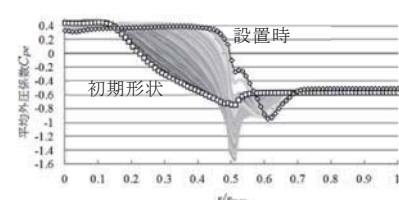


図12 変形に伴う C_{pe} 分布の変化

4.2 雪荷重の場合

荷重分布が Type 1(均等分布)の場合について、崩壊に至るまで荷重を徐々に増大させたときのフレーム変形の変化を図 13 に示す。なお、荷重は単位積雪重量 $9.8\text{N}/\text{cm} \cdot \text{m}^2$ に積雪深 $d(\text{cm})$ を乗じて与えている。図 13において○印のついた曲線は、フレームの一部が許容応力度(降伏応力度)に達したときの変形である。前節に示した風荷重の場合と同様、この時点での変形は小さい。フレーム、荷重分布いずれも中心線に関して対象であるため、変形も対象となっている。この崩壊形状は図 2 に示した実被害状況によく一致している。なお、座屈解析を行ったところ、弾性座屈荷重はここで得られた崩壊荷重より大きいことが分った。次に、フレームに座屈モードに比例するわずかな初期不整(最大変位 0.01ϕ)を与えたときの結果を図 14 に示す。この場合、変形は中心線に関して非対称になる。類似の性状は、図 15、16 に示すように、非対称な荷重分布の場合にも見られる。実被害調査でも、このような非対称な崩壊形はしばしば見られる。

上記 4 ケースについて、降伏応力度および最大荷重(崩壊荷重)を与える積雪深 $d_{\text{ref},a}$ および $d_{\text{ref},u}(\text{cm})$ を表 1 に示す。これより以下に示す特徴が伺える。

- 1) $d_{\text{ref},a}$ は荷重分布の影響を強く受け、不均等分布に対する値は均等分布に対する値に比べてかなり小さい。これは、不均等分布荷重がアーチパイプに大きな曲げモーメントを発生させることに起因している。一方、 $d_{\text{ref},u}$ は $d_{\text{ref},a}$ に比べて荷重分布に対して鈍感である。
- 2) $d_{\text{ref},u}/d_{\text{ref},a}$ の値は、均等分布荷重の場合 1.3 程度、不均等分布荷重の場合 1.5 程度である。したがって、降伏応力度を許容応力度として設計を行った場合、崩壊に至るまでの安全余裕度は一般の建築物に比べて低く、荷重分布に大きく依存する。

5. 補強効果

5.1 風荷重の場合

図 4 に示した各種補強方法について、許容応力度もしくは許容変形限界を与える風荷重を計算し、無補強時の値と比較することで補強効果を検討した。

表 1 許容応力度および崩壊荷重を与える積雪深

荷重	初期不整	積雪深(cm)	$d_{\text{ref},a}$	$d_{\text{ref},u}$	$d_{\text{ref},u}/d_{\text{ref},a}$
Type 1 無			14.7	19.8	1.35
Type 1 有			14.7	19.7	1.33
Type 2 無			11.9	18.1	1.52
Type 3 無			10.1	15.0	1.48

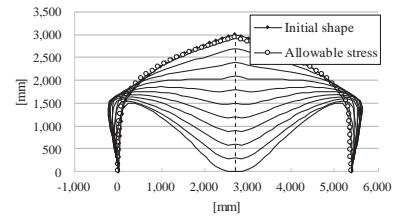


図 13 積雪荷重による崩壊過程
(完全系, Type 1)

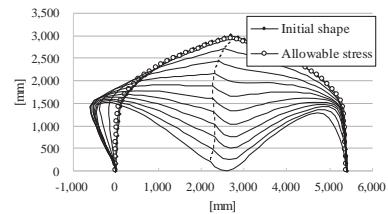


図 14 積雪荷重による崩壊過程
(初期不整あり, Type 1)

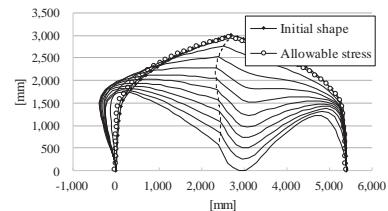


図 15 積雪荷重による崩壊過程
(完全系, Type 2)

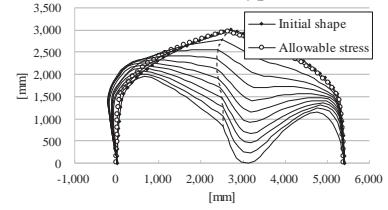


図 16 積雪荷重による崩壊過程
(完全系, Type 3)

まず、Case 1~4について、2次元フレーム解析の結果を表2に示す。表中の値は、許容応力度および許容変形限界を与える風速 $U_{H,st}$ および $U_{H,df}$ (m/s)であり、4.1節の結果に基づき、気流と構造物との相互作用は考慮していない。補強材の端部境界条件については、「ピン」より「剛」の方が一般に大きな風速値を与えるが、両者の差は小さい。これは、補強部材が細長い上、主として引張力が作用するためと考えられる。いずれのケースでも、補強によって $U_{H,st}$ および $U_{H,df}$ が増大するが、Case 4 が最も効果的である。非補強に対して、1.3~1.4倍となっている。したがって、耐力は1.7~2倍となる。

Case 5, 6の場合、基本的に3次元解析が必要となる。ハウスに作用する風圧分布は桁行方向に変化するが、ここでは2次元解析の結果を用い、桁行方向には一定と仮定する。 $U_{H,st}$ および $U_{H,df}$ に関する結果を表3に示す。Case 0は非補強フレームに関する結果である。なお、桁行方向の繋ぎ材とアーチパイプとの接合部は「剛」と仮定した。非補強フレームの場合、三次元効果によって、 $U_{H,st}$ および $U_{H,df}$ は増大するが、増加の割合は1割程度である。Case 5 および 6 は、ハウスの耐力向上に効果は見られるが、上で検討した Case 1~4 の方が効果は大きい。

5.2 雪荷重の場合

Case 1~4について、2次元フレーム解析の結果を表4に示す。表1と比べると、補強によって耐雪性は大幅に向上去ることが分る。特に、均等分布荷重(Type 1)の場合、フレームをタイビームで繋いだ Case 1 および 2 で耐力の向上が著しい。これは、タイビームが雪荷重によるスラストに抵抗し、フレームに作用する曲げモーメントの増大を抑えるからである。しかし、不均等分布荷重(Type 2, 3)に対する効果はかなり限定的である。タイビームを取り付けると、内部の作業性が悪くなってしまうので、その位置を上げたのが Case 3 であるが、Case 1 や 2 に比べると、耐力向上効果は小さい。Case 4 では、均等分布荷重に対して Case 1 や 2 のような大幅な耐力向上はないが、不均等分布荷重に対しても同等の効果が見込める。 $d_{ref,u}/d_{ref,a}$ の値は、いずれの補強ケース、荷重分布についても約 1.2 とほぼ同程度の値を示しており、非補強の場合に比べて小さい。

表2 許容応力度および崩壊荷重を与える風速(2次元フレーム解析)

Case	$U_{H,st}$ (m/s)	$U_{H,df}$ (m/s)
(a) 補強材端部が「剛」の場合		
1	19.2	19.5
2	19.6	20.1
3	18.0	18.1
4	21.3	24.6
(b) 補強材端部が「ピン」の場合		
1	18.5	18.1
2	18.8	18.6
3	17.6	17.4
4	19.8	21.0

表3 許容応力度および崩壊荷重を与える風速(3次元フレーム解析)

Case	$U_{H,st}$ (m/s)	$U_{H,df}$ (m/s)
0	16.2	16.2
(a) 補強材端部が「剛」の場合		
5	18.0	17.9
6	16.9	16.9
(b) 補強材端部が「ピン」の場合		
5	17.7	17.5
6	16.8	16.8

表4 許容応力度および崩壊荷重を与える積雪深(2次元フレーム解析)

補強	荷重	$d_{ref,a}$ (cm)	$d_{ref,u}$ (cm)	$d_{ref,u}/d_{ref,a}$
Case 1	Type 1	47.1	58.7	1.25
	Type 2	29.5	35.4	1.20
	Type 3	19.4	24.1	1.24
Case 2	Type 1	56.5	65.1	1.16
	Type 2	34.3	41.2	1.20
	Type 3	21.4	29.1	1.36
Case 3	Type 1	28.5	33.7	1.18
	Type 2	21.0	24.0	1.15
	Type 3	16.1	18.9	1.18
Case 4	Type 1	28.1	35.8	1.27
	Type 2	28.7	35.1	1.22
	Type 3	27.8	34.2	1.23

次に、非補強およびすべての補強ケースについて、3次元フレーム解析の結果を表5に示す。ここでも、桁行方向の繋ぎ材とアーチパイプとの接合部は「剛」と仮定している。非補強フレーム(Case 0)に対する結果は、4.2節で示した2次元フレーム解析の結果とほとんど変わらない。このことは、妻面による拘束効果はほとんど期待できないことを意味している。また、 $d_{ref,a}$ は補強ケースや荷重分布に強く影響されるが、 $d_{ref,u}$ はそれらの要因に対して比較的鈍感である。Case 5の場合のように、3次元フレーム解析による $d_{ref,a}$ の値が2次元フレーム解析結果より小さいこともある。これは、3次元モデルにおいて、アーチフレームより先に繋ぎ材が許容応力度に達することによる。

表5 許容応力度および崩壊荷重を与える積雪深(3次元フレーム解析)

補強	荷重	$d_{ref,a}$ (cm)	$d_{ref,u}$ (cm)	$d_{ref,u}/d_{ref,a}$
Case 0	Type 1	14.6	20.4	1.40
	Type 2	11.8	18.9	1.60
	Type 3	10.0	15.4	1.54
Case 1	Type 1	45.3	58.9	1.30
	Type 2	29.5	35.7	1.21
	Type 3	19.4	24.2	1.25
Case 2	Type 1	55.2	65.5	1.19
	Type 2	33.3	41.5	1.25
	Type 3	22.5	29.3	1.30
Case 3	Type 1	28.1	33.8	1.20
	Type 2	20.9	24.5	1.17
	Type 3	14.8	19.4	1.31
Case 4	Type 1	27.0	36.1	1.34
	Type 2	27.6	35.6	1.29
	Type 3	25.8	34.9	1.35
Case 5	Type 1	12.5	39.7	3.17
	Type 2	12.3	28.4	2.32
	Type 3	12.1	19.8	1.63
Case 6	Type 1	15.2	22.1	1.45
	Type 2	13.2	20.1	1.51
	Type 3	11.4	16.3	1.44

6. おわりに

本研究では、わが国で一般的に用いられているパイプハウスを対象として、その耐風性並びに耐雪性を、幾何学的並びに材料非線形を考慮した有限要素解析によって検討した。まず、2次元フレームを対象とし、荷重を徐々に増大させ、崩壊に至るまでの過程を詳細に解析した。得られた結果は実被害状況によく対応している。許容応力度(降伏応力度)あるいは許容変形限界を与える荷重は、荷重分布や補強方法によって大きく変化するが、崩壊荷重はこれらの要因に対して比較的感度が鈍い。したがって、降伏応力度ではなく、最大耐力に基づいて許容耐力を設定する方が合理的である。次に、現行の許容応力度あるいは許容変形限界に基づき、各種補強方法の効果を検討した。その結果、本論文で検討した中では、図4に示すCase 4の補強方法が、様々な荷重条件に対して効果的であることが分った。

参考文献

- 豊田裕道・森山英樹・瀬能誠之・前川孝昭(1998)：園芸用プラスチックハウス等の風害発生事例とその特徴、農業施設、29(1), 21-30
- 植松 康・中原浩一・森山英樹・佐瀬勘紀(2008)：園芸用パイプハウスの構造骨組用風荷重に関する研究－閉鎖型構造の外圧係数について－、農業施設、39(2), 35-46
- 高橋和也・植松 康(2016)：園芸用パイプハウスの風荷重および雪荷重による崩壊過程、農業施設、47(1), 1-8
- 日本施設園芸協会(1997)：園芸用施設安全構造基準(暫定基準)-平成9年版-

瞬間的な開口発生時の室内圧変化に及ぼす開口面積と風速の影響

東北大学大学院工学研究科 今野 大輔, 植松 康
大阪市立大学大学院工学研究科 ガヴァンスキ 江梨

1. はじめに

台風や竜巻等の強風災害においては、飛来物により窓ガラス・ドアといった開口部被害が多く見られる。強風時における開口部の破壊は、内部への風の吹込みによる室内圧上昇の原因となり、屋根葺き材など外装材の飛散や、構造骨組の破壊といった甚大な二次被害をもたらす恐れがある。

建物の開口部が瞬間に開放された場合の室内圧変化の性状については、開口部分の空気塊の運動による Helmholtz 共鳴によって内圧変動が説明できるとした Holmes¹⁾の研究が最も有名である。近年では、松井ら²⁾や染川ら³⁾は、風洞実験や理論解析により、区切られた室内空間内の開口部破壊による圧力変化や、開口発生直後のオーバーシュート現象に関する検討を行った。しかし、それらは限定的な開口寸法や風速を対象としたものであり、開口面積や風速を変化させて実験的な検討を行った例は見られない。そこで、本研究においては、開口面積や風速が内圧変動に及ぼす影響を検討することを目的として、様々な大きさの開口を持ち、さらにはその開口を瞬間に開放させることのできる模型を用いた風洞実験を行った。

2. 実験概要

風洞実験模型は、外法で 100mm(B) × 100mm(D) × 50mm(H)の陸屋根模型であり、厚さ 2mm のアクリル板で作製されている。幾何学的縮尺率 λ_L は 1/100 と仮定する。その場合、対象建物は実寸で 10m × 10m × 5m となる。Holmes¹⁾によれば、風洞実験により内圧変動を適切にシミュレートするためには内部空間の容積に対して以下に示す相似条件を満たす必要がある。

$$V_m = \frac{\lambda_L^3}{\lambda_v^2} V_f \quad (1)$$

ここで、 V_m は模型容積、 V_f は実建物の容積、 λ_L は模型の幾何学的縮尺率、 λ_v は風速のスケールである。すなわち、室内容積を $(\lambda_L^3/\lambda_v^2)$ 倍する必要がある。そこで、本研究では図 1 に示すように本来の建物の下にダミー空間を有する模型を用いる。空気層を取り付けた模型写真を図 1 に示す。この模型を風洞内の測定部に設置すると、図 2 に示すように測定対象とする部分のみが現れる。

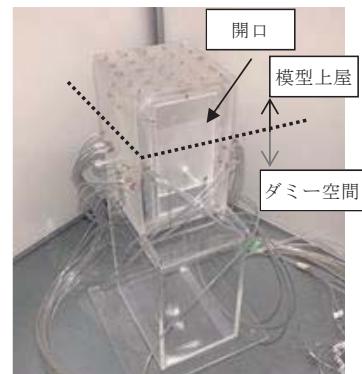


図 1 実験模型(全体)



図 2 実験模型(風洞設置)

模型の側面には大きさの異なる開口部を設けており、それぞれの開口は瞬間に開放することが可能である。開口時間は約 0.03 秒で、実スケールに換算すると約 1 秒である。それぞれの開口の寸法および壁面に対する開口率は表 1 に示すとおりである。1 つの開口を対象として測定を行う際には、他の 3 つの開口は粘着テープで塞ぎ、他の開口による影響が出ないようにする。また、風圧測定点位置と開口位置の詳細を図 3 に示す。測定点は、外圧測定用が屋根面に 25 点、開口に 3 点(4 面で 12 点)、内圧測定用が 4 点の、計 41 点である。

実験には、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ル型境界層風洞を使用した。実験に用いた気流の平均風速 U_z および乱れ強さ I_u の鉛直プロファイルを図 4 に示す。ここで、平均風速 U_z は基準高さ 600 (mm) における平均風速 U_{600} によって無次元化されている。平均風速の鉛直プロファイルを表すべき指数 α は 0.21 であり、日本建築学会建築物荷重指針⁴⁾の定める地表面粗度区分 III に概ね相当する。また、本実験では異なる風速の影響も把握するために、設計風速 U_H を実スケールで $U_H = 25.4$ (m/s) および 10 (m/s) の 2 種類に設定した。実験では、使用した風洞の性能より、 $U_{H_model} = 9$ (m/s) (高風速) および 3.5 (m/s) (低風速) と設定した。従って、風速の縮尺率 λ_V は 1/2.82 となり、幾何学的縮尺率 $\lambda_L = 1/100$ より、時間の縮尺率は $\lambda_T \approx 1/35.5$ となる。

実験ケースの詳細を表 2 に示す。「開口瞬間開放」は測定開始時には開口が閉じている状態で、測定途中で開口を開放させるケースであり、「開口常時開放」では測定開始時から開口を開放させている。測定はサンプリング周波数を 500Hz として、実時間で 20 分相当のデータを取得し、統計値は同条件で 5 回ずつ測定した結果のアンサンブル平均で評価する。風向角は窓面に正対する方向($\theta=0^\circ$)から 90° まで 13 風向である。

表 1 各開口面積と開口率

開口	開口面積	開口率
A	20mm × 25mm	10%
B	30mm × 25mm	15%
C	40mm × 25mm	20%
D	60mm × 25mm	30%

※本報においては、開口 A~C の結果を用いて、検討を行う

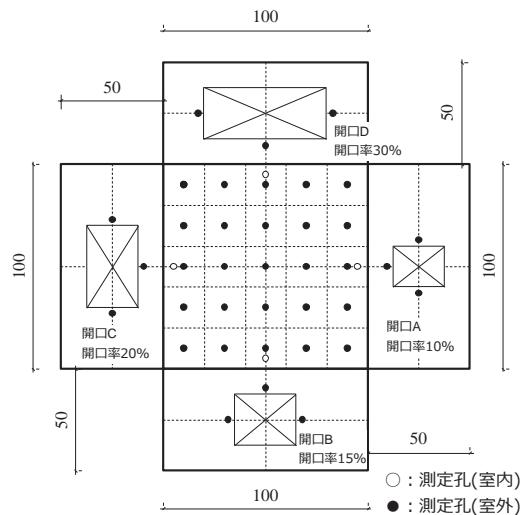


図 3 測定点と開口の位置

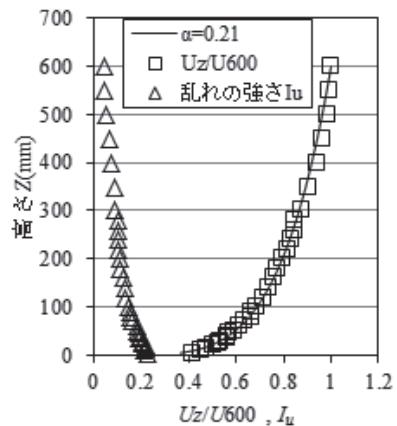


図 4 気流のプロファイル

表 2 実験ケース、風向角

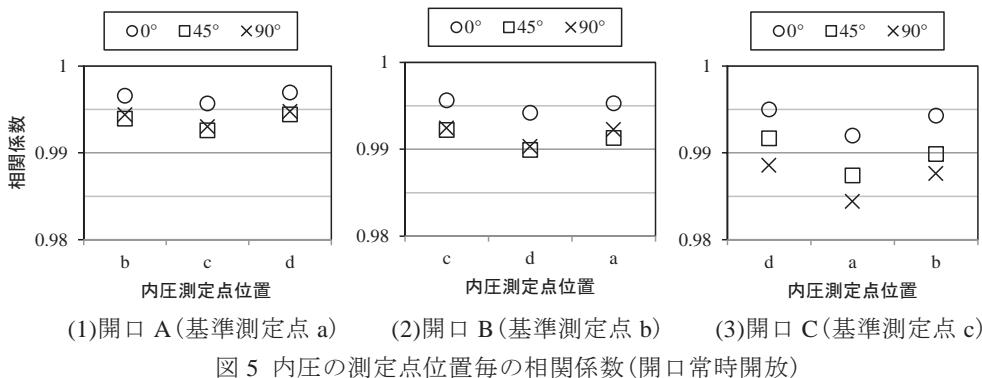
実験ケース	開口	目標風洞風速(m/s)	風向角(°)
1	開口瞬間開放	低風速 : 3.5	0,5,10,15,20,30,40,45, 50,60,70,80,90
2		高風速 : 9.0	
3	開口常時開放		

3. 実験結果

3.1 内圧の相関

内圧の空間分布を検討する為、各内圧測定点で得られた風圧係数時刻歴を用いて相関係数を計算した。図3に示す各開口A~Dに最も近い内圧測定点をそれぞれa~dとして、各測定点での内圧を基準とし、他の測定点での内圧との相関係数を計算した。

図5に計算された相関係数を代表風向ごとに示す。風向角が大きい場合や、基準とした測定点の反対側の測定点との相関係数は、他の場合よりも若干小さいが、概ね1に近い値を示しており、内圧は測定点位置にはほとんど依存せず、一体として同時に変動しているといえる。



3.2 開口瞬間開放の影響

開口が瞬間に開放された場合の影響を把握するために、「開口瞬間開放」、「開口常時開放」のそれぞれのケースにおける最大内圧係数を図6に示す。これより、各ケース間に最大内圧係数の大きさに差はほとんど見られない。差が見られない原因としては、最大内圧係数の評価時間として実スケールで20分相当の時刻歴を用いたため、開口開放直後とは異なる時刻で最大内圧係数が取得されたことで、開口開放の影響が反映されなかったものと考えられる。そこで、開口開放前後の時刻歴に着目することで、開口瞬間開放の影響の検討を行った。

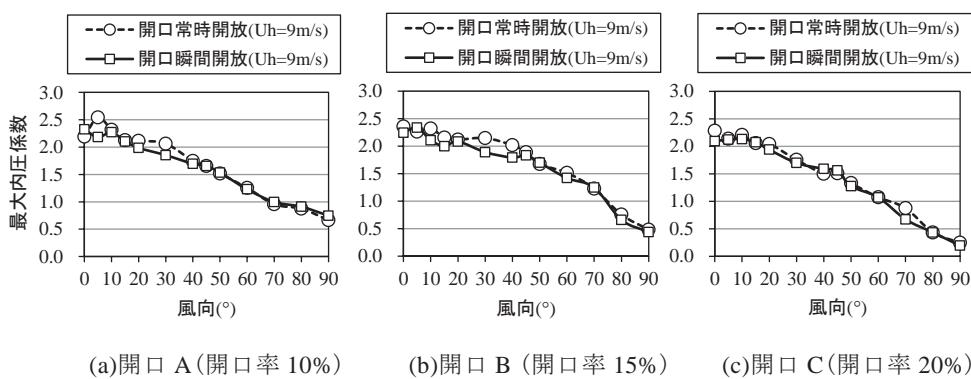


図 7 に、開口開放前後の 15 秒間における内圧係数の時刻歴、及び開口部上部の測定点で計測された外圧係数の時刻歴の比較を示す。実験ケースは、低風速($U_H=3.5\text{ (m/s)}$)の開口瞬間開放であり、矢印で示した点で開口を開放している。風向角は 0° ，対象とした開口は開口 C(開口率 20%)である。図 7(a), (b)はそれぞれ同一条件のもと測定された 5 回の結果のうちの 2 つであるが、開口開放直後の内圧の変動性状に差異が見られる 2 つの例を抽出したものである。

(a), (b)に共通してみられる傾向としては、開口開放直後に内圧の過渡振動が見られる。これは、既往の研究にも示される Helmholtz 振動によるものと考えられる。その後、内圧の過渡振動が減衰し、外圧変動と同様の変動となっていることが分かる。

一方で、両者の間に見られる差異としては、最大内圧係数の発生点が異なることが挙げられる。図に示した 15 秒間の区間ににおいて(a)の最大内圧係数は開口開放直後に生じており、その際には外圧を上回るオーバーシュート現象が確認できる。一方(b)においては、開口開放直後に内圧が外圧を上回っているものの、最大内圧係数は開口開放直後よりも後に生じている。これは、開口開放とは関係なく、外圧のピークが生じた際に、内圧が外圧に追従してピークを生じたものと考えられる。つまり、開口発生により内圧が外圧を上回る現象は確認できるが、その時点の外圧の大きさが小さければ、対象とする評価時間内における最大内圧係数は開口開放とは関係のない時刻で発生する。よって、図 6 において開口瞬間開放と開口常時開放の最大内圧係数に差異が見られなかった原因としては、今回の各条件 5 回の測定において開口開放時の外圧が必ずしも大きくなかったためであると考えられる。

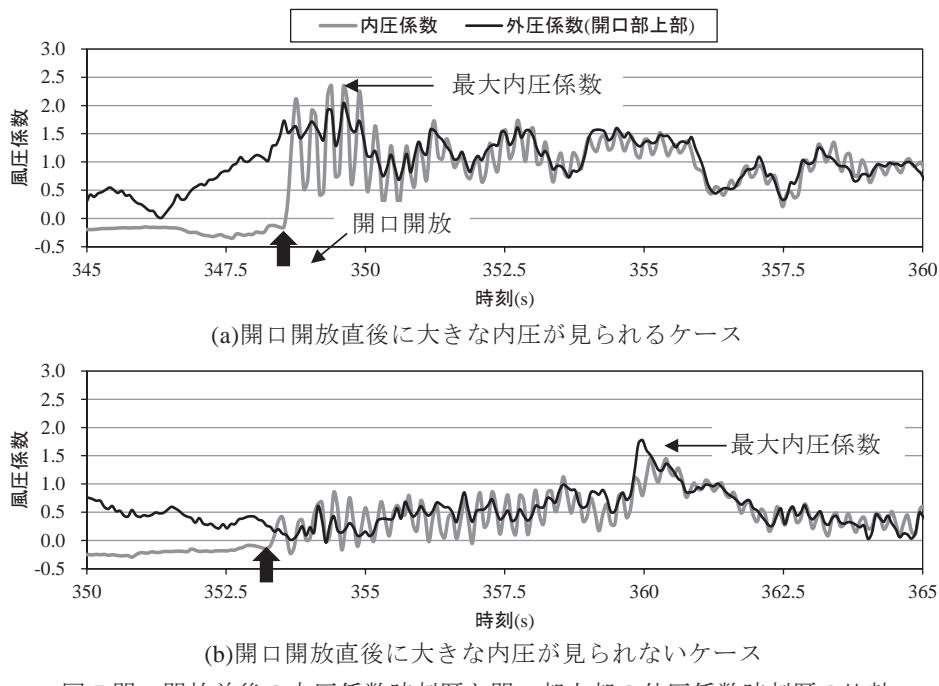


図 7 開口開放前後の内圧係数時刻歴と開口部上部の外圧係数時刻歴の比較
(開口 C(開口率 20%), 低風速, 風向角 0°)

3.3 開口開放後の内圧変動性状に及ぼす開口面積と風速の影響

(1)時刻歴に基づくによる検討

開口開放後の内圧変動に、開口面積と風速がどのような影響を及ぼすか検討する為に、風速と開口面積を変化させたケース毎に、前節と同様、開口開放前後の内圧係数時刻歴と開口部上部の外圧係数時刻歴の比較を行った。図8に風速と開口率を変えたときの時刻歴の比較を示す。風速に関しては、低風速の場合には開口開放直後に顕著な過渡振動が見られたが、高風速の場合には見られない。開口面積に関しては、開口率が15%、20%と大きい場合には顕著な過渡振動が見られる。

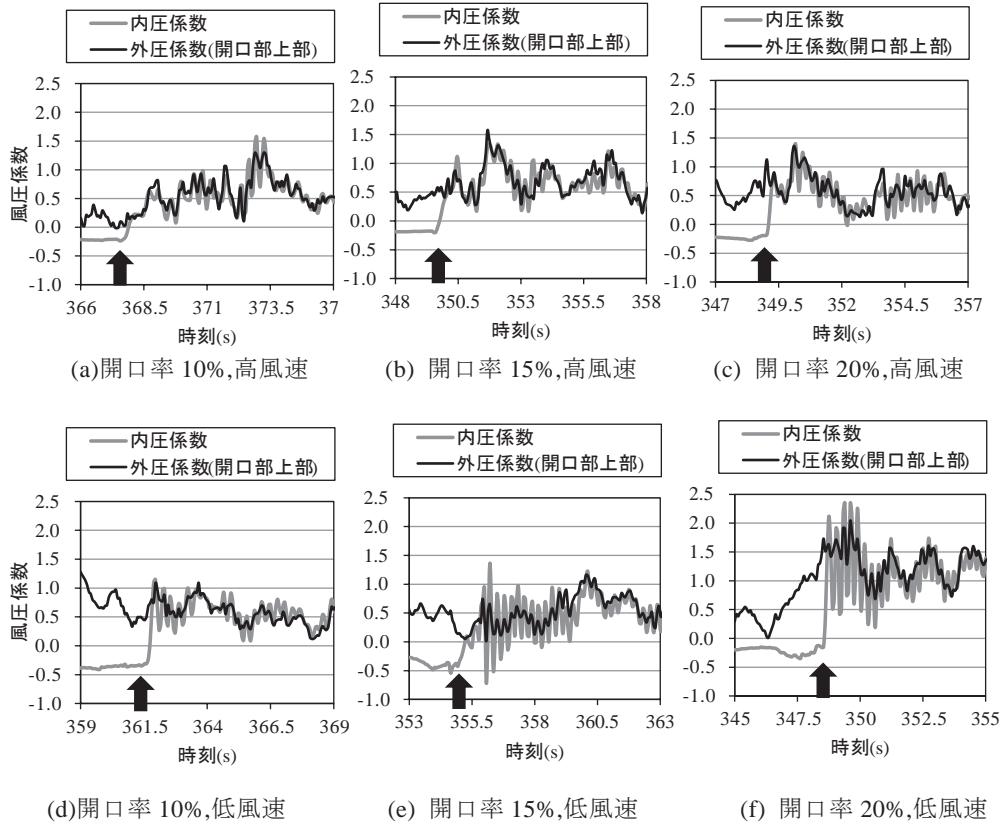


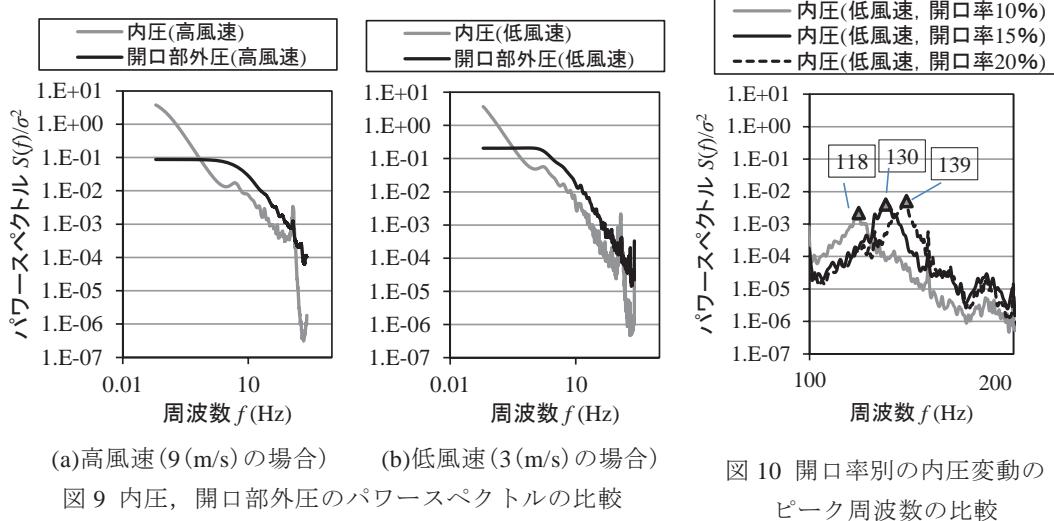
図8 風速と開口率別の開口開放前後の内圧係数時刻歴と外圧係数時刻歴の比較

(2)パワースペクトルに基づく検討

次に、開口面積や風速の影響を定量的に評価する為、風圧係数時刻歴のパワースペクトルを用いて周波数領域での比較を行った。まず、風速の影響を検討する為に、高風速、低風速における測定結果を用いた内外圧のパワースペクトルの比較を図9に示す。内圧のパワースペクトルに着目すると、高風速、低風速いずれにおいても120Hz付近にピークが見られる。このピーク周波数は模型寸法から計算されるHelmholtz振動数の理論値と概ね一致しており、内圧の過渡振動がHelmholtz振動により発生していることが確認できる。一方で、前節の時刻歴の比較においては、低風速時にのみ顕著な過渡振動が見られたが、パワースペクトルのピークは高風

速においても見られる。それにも関わらず、高風速時に時刻歴として内圧の過渡振動が見られなかつた原因としては、風速が速くなることで、外圧変動の大きさが内圧変動の大きさに対してより大きくなつたことや、減衰効果の増大によって内圧変動の共振現象が抑制されたものと考えられる。

さらに、開口面積の大きさの影響を検討する為に、開口率別の内圧変動のパワースペクトルを図10に示す。図10はピーク付近の周波数帯(100~200Hz)に着目して描画している。これより、開口面積が大きくなるほどピーク周波数の値は大きくなり、さらにはパワースペクトルの大きさも増加していることが分かる。以上のような風速、開口面積に関する傾向は既往研究の理論解析結果とも一致しており、瞬間的な開口開放が内圧変動性状に及ぼす影響を実験的に確認することが出来た。



(a)高風速(9(m/s)の場合) (b)低風速(3(m/s)の場合)

図9 内圧、開口部外圧のパワースペクトルの比較

(開口率 10%, 風向角 0°)

図10 開口率別の内圧変動の
ピーク周波数の比較

4.まとめ

開口を瞬間的に発生させることのできる模型を用いた風洞実験を行い、瞬間的な開口開放や、その時の開口面積、風速が内圧の変動性状に及ぼす影響について検討した。

- 瞬間的に開放されることで、内圧は過渡振動を生じ、外圧変動を上回る大きさの内圧が生じることが確認できた。また、生じる内圧の大きさは、開口を開放させる瞬間の外圧の大きさに強く影響を受けることが確認できた。

- 開口開放後の過渡振動は Helmholtz 振動によるものであり、風速が遅く、開口が大きいほど、振動の周波数は大きく、減衰は小さくなり、より大きなオーバーシュート現象が生じる可能性があることが示唆された。

参考文献

- Holmes, J. D. (1978). Mean and fluctuating internal pressures induced by wind (pp. 435-450). Department of Civil and Systems Engineering, James Cook University of North Queensland.
- 松井正宏, 田村幸雄, 吉田昭仁. (2005). 強風時の建物内圧の非定常性に関する風洞実験. 理論応用力学講演会 講演論文集, 54(0), 199-199.
- 染川大輔, 川口彰久, 谷口徹郎, 谷池義人. (2008). 内圧のオーバーシュートを考慮した外装材設計用風荷重. 日本建築学会構造系論文集, 73(628), 867-873.
- 日本建築学会 建築物荷重指針・同解説 (2015)

通気工法外壁システムにおける通気層内圧のシミュレーションによる予測*

東北大大学院工学研究科 渡部慶, 植松康

1. はじめに

近年、低層建物の外壁工法として、サイディングを用いた通気工法が普及している。通気工法は、サイディングの裏に通気層を設けて換気を行い、壁体内の結露やカビの発生を抑制する目的で用いられる。図1に通気工法外壁システムの例を示すが、通気層は外部に直接通じているため、通気層内の圧力(以下、層内圧)が外圧とともに変化する「等圧効果」が生じる。サイディングに作用する風力は、外圧と層内圧の差圧であるから、等圧効果によって低減されるが、残りの荷重を通気層より室内側の部材が負担することになる。よって、外壁の合理的な耐風設計のためには、外圧だけでなく層内圧を把握することで、各部材が負担する風力を適切に評価することが重要であると考えられる。しかし、これまでに通気工法外壁システム内の通気性状や等圧効果の影響について、風荷重の観点から検討した例はなく、外圧と層内圧の関係も明らかにされていない。そこで、本研究では、金属サイディングを用いた外壁システムを対象として、非定常ベルヌーイ方程式を用いたシミュレーションにより、壁面に作用する外圧の時刻歴データから層内圧を予測し、各部材に作用する風力についての検討を行う。

2. 本研究の概要

サイディングを用いた外壁では、通気層の厚さ(=胴縁の厚さ)は18mm程度¹⁾であるが、この幅の狭い隙間を風洞実験で用いられる縮尺模型で再現し、層内圧を直接測定することは困難である。そのため、本研究では、壁面に設けられる通気層を再現したシミュレーションモデルを作成し、層内圧の計算を行う。通気層のモデル化のために、まず、実物大の通気層の一部を模した試験体に風洞実験から取得した壁面の変動外圧を作用させて層内圧を測定する実験(以下、実物大動風圧載荷実験)を行う。次に、この実験結果を適切に再現できる数値シミュレーションモデルを作成する。さらに、それを壁面全体のモデルへ拡張し、壁面に作用する空間的・時間的に変動する外圧を入力値として、層内圧を予測する。

通気層のもつ隙間の流れをモデル化するために、実物大動風圧実験では、嵌合部のみに着目した単室試験体と上下端の開口と胴縁隙間の形状を変化させたアセンブリ試験体を用いた2種類の実験を行う。また、通気層の施工方法には複数の仕様があるため、いくつかのパラメータを変化させて、通気層内の流れと層内圧への影響を検討する。

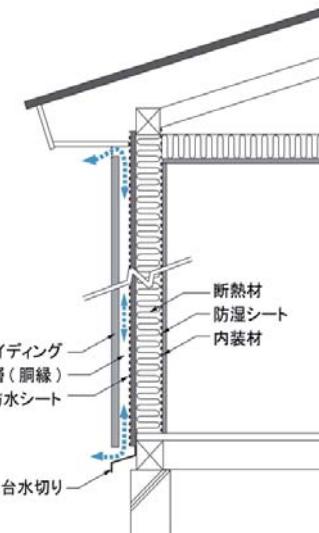


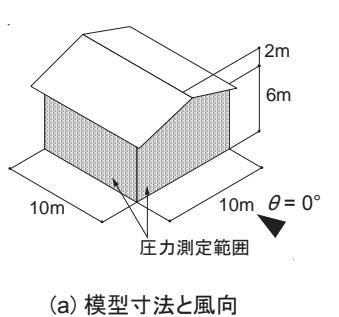
図1 通気工法外壁システムの例

*Numerical simulation of internal pressure of vent layer in ventilated exterior wall systems of a low-rise building
by Kei Watanabe, Yasushi Uematsu

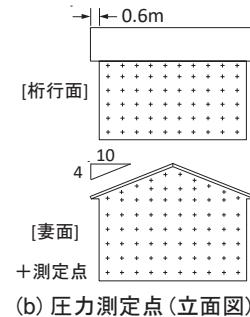
3. 壁面風圧測定実験

実物大動風圧実験の荷重および層内圧シミュレーションの入力値として、壁面に作用する外圧係数の時刻歴を取得するために、風洞実験を行う。対象とする建物は、図2に示すような切妻型軒付きの低層建物とし、幾何学的縮尺率 $\lambda_L=1/100$ として製作した模型の壁面に作用する風圧を測定する。圧力測定点は、妻面に60点、桁行面に72点設けた(図2(b))。

実験気流の風速比 U_z/U_{600} (ピト一管高さ600mmの風速で基準化)と乱れ強さ I_u の鉛直プロファイルを図3に示す。平均風速のべき指数は $\alpha=0.21$ であり、建築物荷重指針に示される地表面粗度区分IIIの境界層乱流に概ね相当する。風向は、妻面に正対する風向を 0° とし、各面について 360° 分のデータが得られるように、対称性を考慮して 10° ピッチの19風向で測定した。また、実スケールでの評価時間は10分(600sec)とする。本実験では、実スケールでの設計風速を $U_{H_fullscale}=27.8\text{m/s}$ と仮定し、模型高さでの風速を $U_{H_modelcale}=9\text{(m/s)}$ と設定したため、風速の縮尺率は $\lambda_T \approx 1/3$ となる。これと $\lambda_L=1/100$ より、時間の縮尺率は $\lambda_T \approx 1/32$ であるから、1風向につき測定時間を185秒することで、10分間相当のデータを10組取得した。



(a) 模型寸法と風向



(b) 圧力測定点(立面図)

図2 風洞実験模型(縮尺1/100)

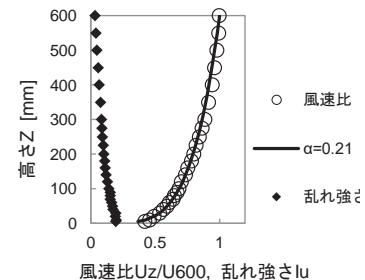


図3 実験気流のプロファイル

4. 実物大動風圧載荷実験

4.1 入力荷重と載荷方法

風洞実験で得られた全測定点の風圧時刻歴の内、ピーク風圧係数の絶対値が大きい点の時刻歴を負圧と正圧の1組ずつ選定し、これを実スケールの風圧時刻歴に換算したものを入力荷重とする。入力荷重の1例として、図4に負圧条件(風向 0° 、桁行面)の風圧時刻歴を示す。

本実験での載荷に用いる、東北大学所有のPLA(Pressure Loading Actuator)を用いた動風圧載荷装置²⁾を写真1に示す。試験体を圧力箱に設置し、ホースを介して圧力箱に接続したPLAによって空気を吸排気することで、圧力を試験体の表面に作用させる。この装置は、計測された圧力箱内の圧力値を用いてフィードバック制御を行い、吸排気量を瞬時に変化させることにより、目標とする入力荷重を精度よく再現することができる。

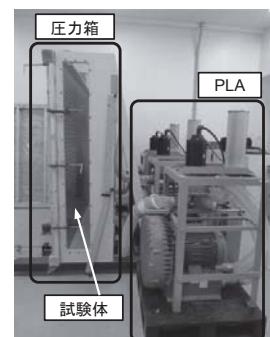
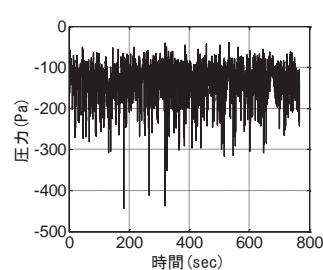


図4 入力荷重(負圧) 写真1 動風圧載荷装置

4.2 試験体

サイディングは、図5のようにビス止めと嵌合によって胴縁に固定される。そのため、まず嵌合部から通気層への空気の流出入に着目し、嵌合部の隙間での流れのみを生じる単室試験体(図6)を用いた実験を行う。試験体には裏面空間があり、嵌合部以外の隙間はシールされている。実験では、サイディング表面に作用する外圧(圧力箱内の圧力)の変動に伴って変動する裏面空間の内圧を、図6に示す圧力測定点で測定する。

次に、通気層上下端の開口、通気層内の胴縁間の隙間にも流れが生じるアセンブリ試験体(図7)を用いた実験を行う。アセンブリ試験体のパラメータを表1に示す。サイディングを施工する際、下地である胴縁は、横張りでは縦方向に、縦張りでは横方向に入るが、胴縁間の隙間形状の相違は通気層内の鉛直方向の流れへの抵抗を変化させるため、縦張りと横張りの試験体を用いる。ただし、縦張りの場合には、鉛直方向の通気を確保するため、一般に横胴縁の長さ2000mm以下の間隔ごとに30mm程度の隙を空けることになっている¹⁾。

また、実際の施工現場では、この隙間を空ける代わりに、断面に切欠きを設けた胴縁(以下、切欠き胴縁)が用いられることがある。よって、鉛直方向の隙間の開口率の影響を検討するため、胴縁の切欠きの有無をパラメータに加える。さらに、切欠きのない場合には、胴縁の間隔Cを30mm、60mmと変化させる。

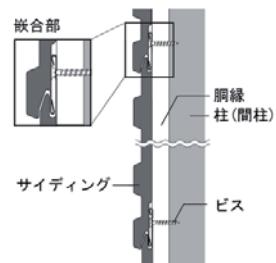


図5 サイディング嵌合部

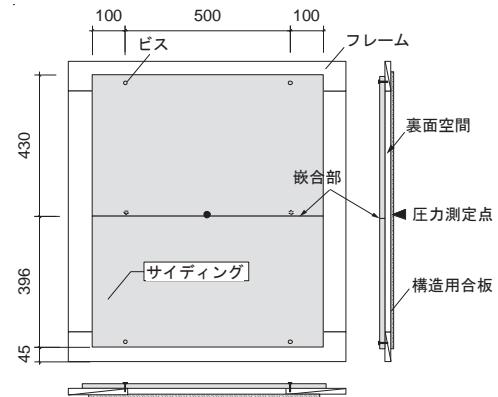


図6 単室試験体

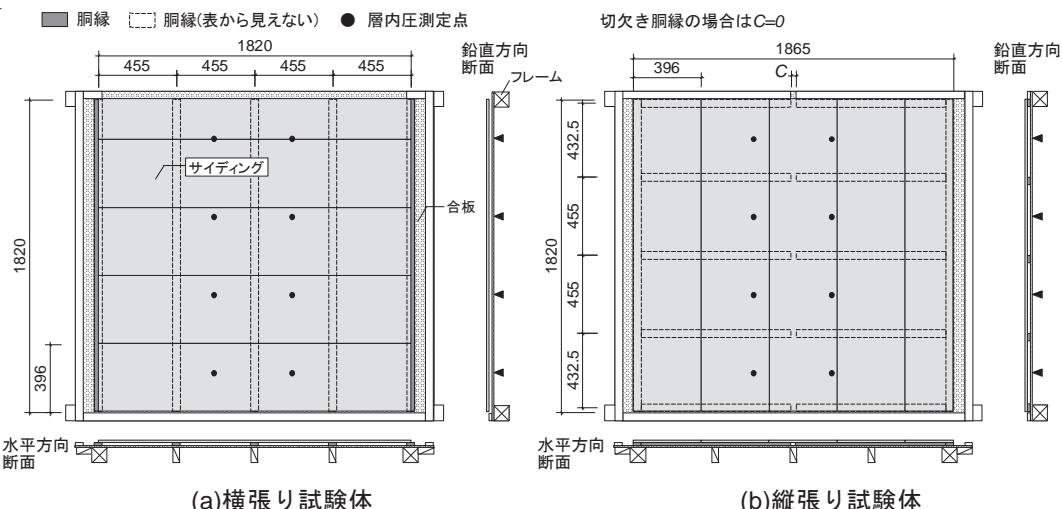


図7 アセンブリ試験体

表 1 アセンブリ試験体のパラメータ

サイディングの張り方	
	縦張り
胴縁の切欠き	
	有り
横張り	無し
	胴縁間隔 C
	30mm
	60mm

また、アセンブリ試験体を用いた実験では、通気層内に鉛直方向の流れを生じさせるために、通気層の下端を圧力箱内(外圧)に開放し、上端を室内(基準圧)に開放する。なお、外圧および層内圧は、室内圧を基準圧としたゲージ圧として測定する。

5. 層内圧シミュレーションにおける通気層のモデル化

5.1 シミュレーション手法

層内圧のシミュレーションには、非定常ベルヌーイ方程式に圧力損失を考慮した Oh et al.³⁾ の方法を用いる。まず、通気層内をいくつかの仮想室に分割し、各仮想室の圧力は一様であると仮定する。そして、仮想室(i, j)の内圧を $P_{i,j}$ 、外圧または隣接する仮想室の内圧を P とし、開口部および仮想室間の流れを層流と仮定すると、 $P_{i,j}$ と P の関係は、式(1)のように表される。

$$\rho l \dot{U} = P_{i,j} - P - \left(\frac{1}{k}\right)^{\frac{1}{n}} \cdot \left(\frac{\rho}{2}\right)^{\frac{1}{2n}} U |U| - \frac{64\nu}{Ud} \cdot \frac{l}{d} \frac{\rho}{2} U |U| \quad (1)$$

ρ : 空気密度 [kg/m³] l : 隙間の深さ [m] U : 流速 [m/sec] (· は時間微分)

k : 流量係数 [-] n : 流れ指数 [-] ν : 動粘性係数 [m²/sec]

d : 隙間の代表寸法 [m] (通気層の厚さまたは切欠き深さ)

また、仮想室について質量保存則より、式(2)が導かれる。

$$\dot{P} = \frac{\gamma P_0}{V_0} \sum_{m=1}^N k_m A_m U_m \quad (2)$$

γ : 比熱比

P_0 : 大気圧 [Pa]

V_0 : 仮想室の体積 [m³]

A : 開口面積または仮想室間の隙間の断面積 [m²]

N : 仮想室数

ここで、通気層内の水平方向、鉛直方向の流れをそれぞれ x, z 方向流れ、嵌合部を通る外部から通気層への流れを y 方向流れと定義する。まず、各方向の流れに式(1)を適用し、Runge-Kutta 4th order 法により時間刻み Δt ごとの流速変化を計算し、次に、全方向の流速を式(2)に代入することによって得られた圧力変化から、次ステップの仮想室内圧を計算することを繰り返す。

通気層のモデル化のためには、各隙間の圧力損失の程度を表す流れの特性値を設定する必要がある。通気層において外部からの流れまたは通気層内での流れが生じる部分は、①嵌合部の隙間、②通気層上下端の開口、③胴縁間の隙間であるが、嵌合部の有効隙間幅や流れ指数、各隙間の流量係数が不明である。そこで、実物大動風圧実験の試験体を再現したモデルを用いたシミュレーションを行い、層内圧が実験値と近くなるように特性値を決定する。このようにして決定した特性値を用いて、風洞実験模型の壁面全体に設置された通気層を想定したモデルに拡張し、各測定点での外圧時刻歴を入力値としたときの層内圧の時刻歴をシミュレーションする。以下、5.2, 5.3 では、各隙間のモデル化の方法について述べる。

5.2 嵌合部のモデル化

まず、流れ指数 n を決定するために、サイディングの前後に差圧を与える、嵌合部を流れる空気の流量を測定した。ここで、隙間の前後に差圧 ΔP が生じたとき、流れ指数 n と流量 Q の間には、式(3)のような関係がある。流量測定実験の結果を図8に示すが、 $n=0.65$ とすると、式(3)で実験結果を概ね近似できる。よって、嵌合部の隙間の流れ指数は、0.65に決定した。

$$Q = \alpha A \left(\frac{2\Delta P}{\rho} \right)^n \quad (3)$$

Q : 隙間を通過する空気の流量 [m^3/h] αA : 等価な隙間面積 [m^2]

さらに、嵌合部の隙間は、図5のように複雑な形状であるため、矩形状の隙間と同様に流れを計算するために、等価な隙間幅 d_e 、流量係数 k_y を決定する必要がある。そこで、単室試験体の実験を再現した y 方向流れのみを生じる単室モデルとして、嵌合部隙間の流れに(1)式を適用し、 d_e 、 k_y を変化させながら外圧から裏面空間を計算した。そして、シミュレーション値と実験結果を概ね一致させる値である $d_e=2[\text{mm}]$ 、 $k_y=0.035$ を嵌合部の隙間の特性値に決定した。

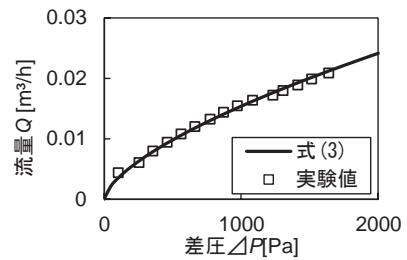


図8 流量測定実験結果

5.3 通気層内の隙間のモデル化

同様に、通気内の鉛直方向(z 方向)流れが通過する隙間のモデル化を行う。アセンブリ試験体を用いた動風圧載荷実験を再現した、4室モデルを図9に示す。

図9の L_V は仮想室高さであり、層内圧測定点間隔の 455mm とした。 L_H は、縦胴縫間の内法長さであり、横張りでは 410mm、縦張りでは 1755mm となる。各仮想室には、 y 、 z 方向の流れが生じるものとし、 y 方向の流れには 5.2 で求めた隙間の特性値を用い、 z 方向の隙間の流量係数を変化させて、実験を再現できる値を検討する。なお、実際には 1 つの室内に複数ある嵌合部の隙間は、その総長さ分の開口を 1 か所にまとめた。また、上

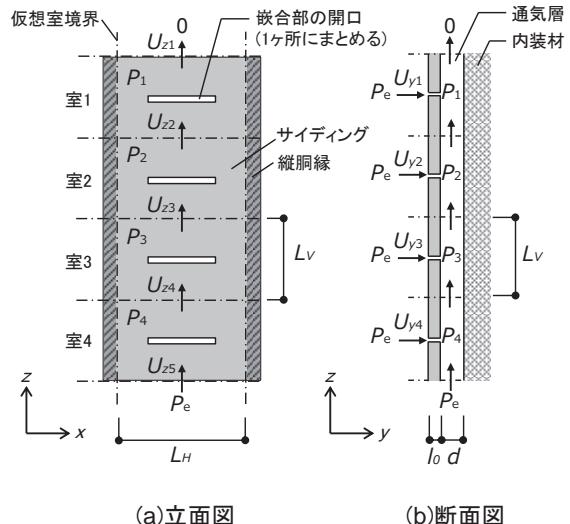


図9 シミュレーションモデル (4室モデル)

下端開口部と胴縫間の隙間(または切欠き部)は通気層に対して卓越開口とみなせるため、流れ指数は $n=0.5$ を用いる。また、実験では上端が基準圧に開放されているため、上部は常に 0Pa の空間に開放されているものとして計算を行った。

決定した各条件の流量係数 k_z を表2にまとめた。表2のように、上端開口、胴縫間、下端開

口のそれぞれに k_z の値を与えることで、実験値の層内圧の波形を概ね再現できた。これらの隙間は開口形状が同様であるが、流れの性状の相違により圧力損失の程度が変わることから、流量係数の値が異なっているものと推測される。

表 2 z 方向流れの流量係数 k_z

	縦張り				横張り
	C=30	C=60	切欠き	横張り	
上端開口	0.25	0.25	0.18	0.36	
脇縁間	0.90	0.90	0.65	0.90	
下端開口	0.40	0.40	0.70	0.30	

6. 壁面の層内圧シミュレーション

以上のようにモデル化した通気層を風洞実験の対象建物の壁面全体に配した壁面モデルを作成し、各仮想室には近傍の測定点の外圧値を入力して層内圧を計算する。縦張りモデルの場合には、仮想室間の x 方向流れには圧力損失が生じない($k_x=1$)と仮定する。なお、通気層の上端が屋外に開放される場合を想定し、最も軒に近い測定点の外圧を上端の圧力として用いる。

次に、シミュレーション結果に基づき、風力についての検討を行う。層内圧 C_{pi} は内装材の負担する風力 $C_{f_interior}$ であり、(外圧)-(層内圧)の力がサイディングの負担する風力 C_{f_siding} となる。外圧と層内圧の変動には位相差が生じ、ピークが同時に発生しないため、外圧と風力のそれぞれに 10 分間中の負と正の最大ピークを求める。そして、外圧の最大ピークが発生する風向において外圧と風力のピーク値の比を取ったものを図 10 に示す。ただし、ピーク値は 10 組のアンサンブル平均で評価した。サイディングにとってクリティカルな荷重は負圧であるが、図 10(a)を見ると、等圧効果によって負の外圧ピークに対して風力が 3 割程度低減されている。一方で、内装材は室内側から固定されるため正圧がクリティカルな荷重となるが、図 10(b)より、内装材に外圧と同程度か外圧を超える正の風力が作用する場合もあり、内装材についても十分な耐風性能の検討が必要であると言える。

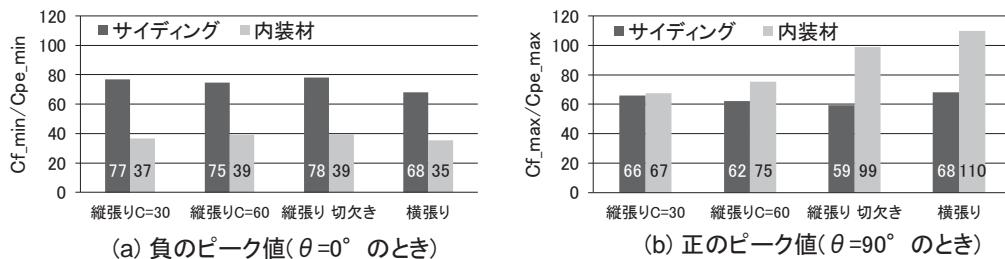


図 10 外圧に対する各部材の負担風力の比（桁行面）

7. おわりに

本研究では、数値シミュレーションにより壁面に作用する外圧から層内圧を予測し、層内の隙間形状が異なるいくつかの場合について、各部材の負担するピーク風力について検討した。

参考文献

- 日本建築学会：建築工事標準仕様書・同解説 JASS 27 乾式外壁工事、2011.
- ガヴァンスキ 江梨、高橋 麻衣、植松 康、モリソン マリー：実変動風荷重載荷装置の性能評価、日本建築学会技術報告集、21, 49, pp.1075-1080, 2015.
- Oh et al. : The UWO contribution to the NIST aerodynamic database for wind loads on low buildings: Part3.Internal pressures, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 2007.

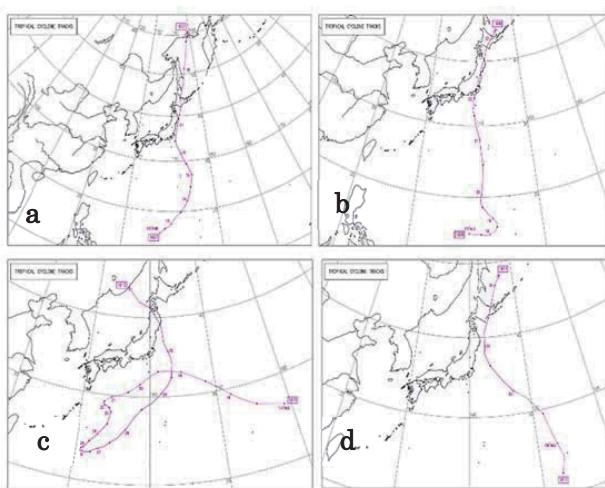
大気下層の強風特性*

福島大学 渡邊 明

1.はじめに

再生可能エネルギーの振興に伴い、風力発電システムの設置に関わる風況特性が重要な課題になっている。特に、プロペラ型風車は、稼働率に関する平均風速だけではなく、ヨー制御やピッチ制御に伴う、風向変動量や風速変動量が風力発電システムの設置場所の選定や、安全確保の観点から重要になっている。数秒以内の風速変動はピッチ制御が間に合わず、抵抗が拡大し、タワーの振動を通して劣化や倒壊に関与する。また、短時間の風向変動はヨー制御が間に合わず、発電効率の低減だけではなく、タワー等の負荷になる。こうした観点から、複雑地形域での風向・風速特性を理解することは重要な課題になっている。渡邊、佐藤(2014)は台風時の突風特性を2秒毎の風速観測から解析し、おおよそ突風率はこれまで指摘してきた1.5から2.0付近に収束することを示した。また、Watanabe and Takahashi (2014)は、1秒ごとの1年間の風速変動を地上4.22m, 7.12m, 10.02mの3高度で観測し、1秒間の風速変動の標準偏差が下層2高度で0.5m/s, 10.02mで0.2m/sと小さくなること、及び風向変動では、逆に下層から6.5°, 9.5°, 11.5°と大きくなることを示した。風速計の設置場所にも依存すると考えられるが1秒内で10度以上の風向変動があることは、発電効率を低下させることになる。こうした観点から、特に強風が発生する台風通過時の強風特性について解析を行った。

2. 台風通過時の上層風の特性

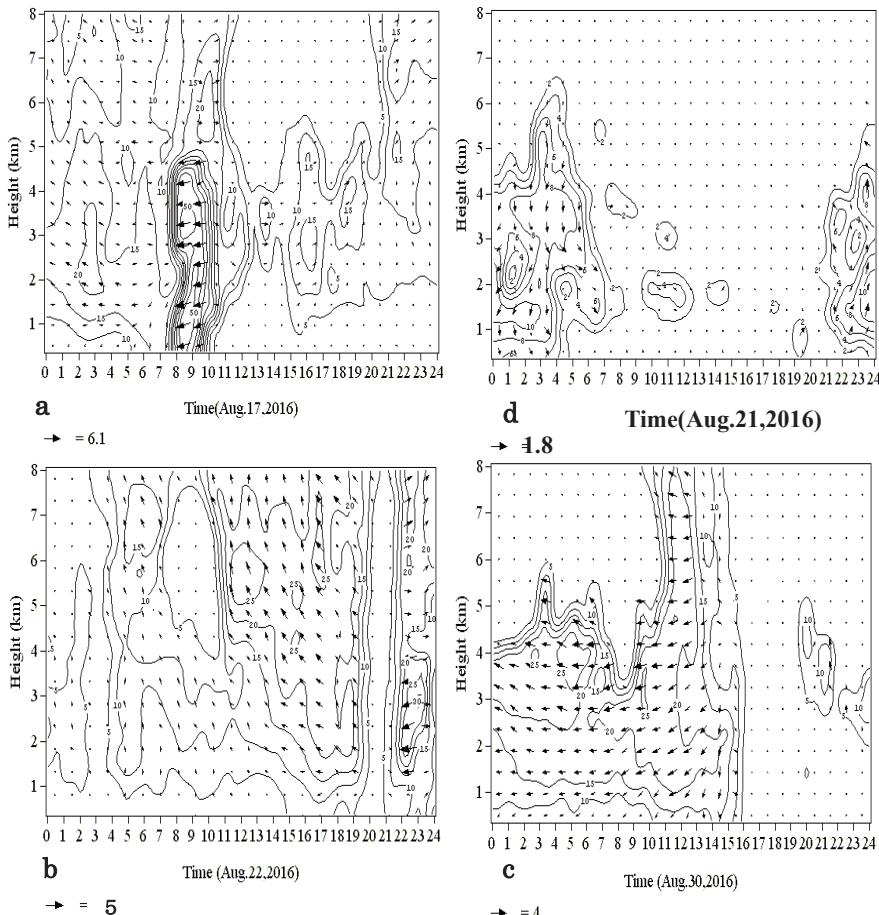


第1図 2016年8月の台風経路 a:201607号, b:201609号,
c:201610号, d:201611号

2016年8月は4つの台風が本州に上陸または接近し、暴風雨災害をもたらした。特に、台風10号のように、北緯30°付近で台風になり、発達をして東北地方に上陸するなど、これまで観測されなかった経路や発達状況を示した。第1図は2016年の8月に本州に接近または上陸した台風7号、9号、10号、11号の経路を示したものである。台風201607号が最も観測地点に接近したのは17日8時ごろで、中心気圧が980hPa、また、台風201609号は8月22日20

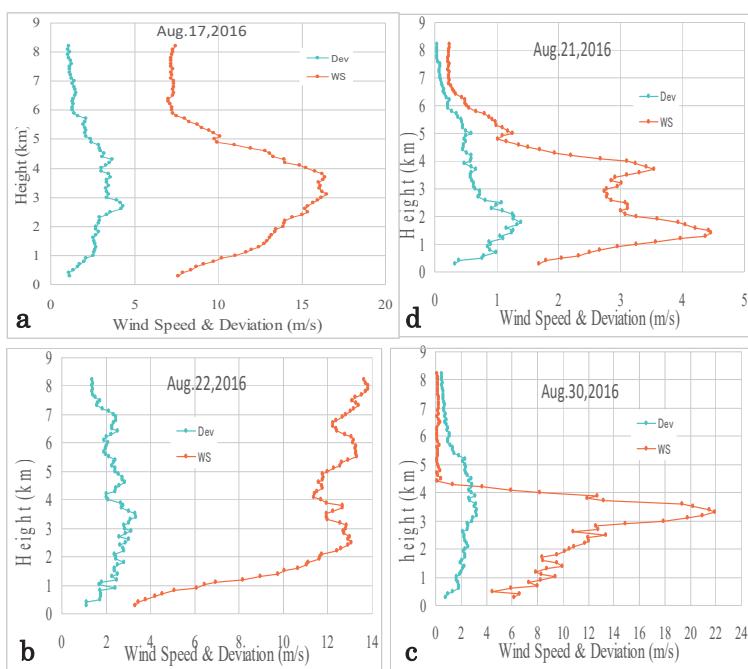
* Characteristics of strong wind in the lower atmosphere
by Akira Watanabe

時ごろで、中心気圧は 990hPa、台風 201610 号は 8 月 30 日 11 時ごろで、中心気圧は 965hPa、そして台風 201611 号は 8 月 21 日 3 時ごろで、中心気圧が 996hPa と推定される。各台風の中心は基本的に観測地点の東側を北上しており、観測地点付近を通過した時、最も中心気圧が低かったのは台風 201610 号で、次いで 201607 号、201609 号、201611 号の順になっている。第 2 図は、福島大学に設置した L-band Doppler radar で観測した高度 0.3km から 8km までの風の高度一時間断面を示したものである。4 事例の台風で最も強風が出現したのは、台風 201607 号で、地上付近から高度 3km 付近まで 50m/s の風速が出現している。また、台風 201609 号でも地上 1.5km 付近から 3km までの間に 30m/s の風速が出現している。他の 2 事例では 10m/s から 20m/s の強風域が出現している。これらの強風域は、いずれの事例でも上空ではなく、高度 4km 以下の下層域に出現している共通点を有している。また、風向・風速の時間変動特性を理解する観点から、これらの観測値から 10

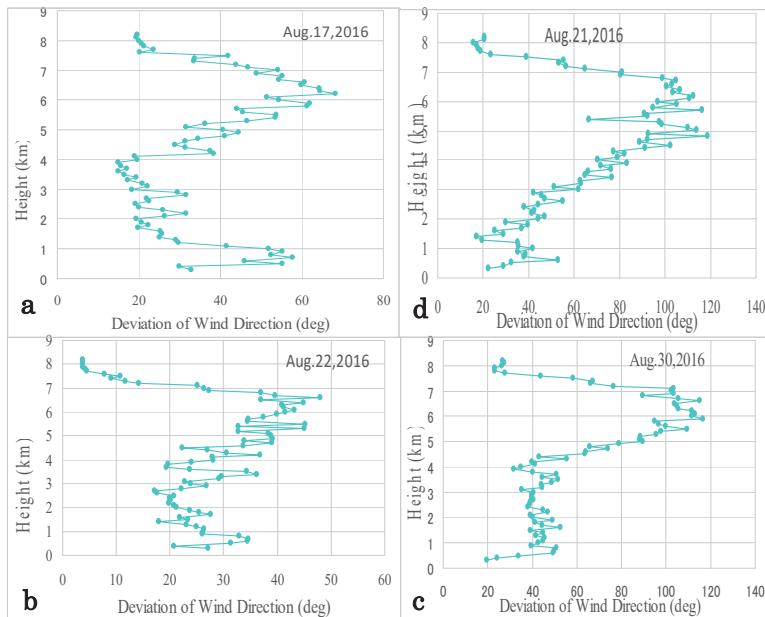


第 2 図台風通過時の L-band Doppler radar による上層の風向・風速分布

センターは風速(m/s)を示す。a:201607 号, b:201609 号, c:201610 号, d : 201611 号



第3図 台風通過時のL-band Doppler radarによる上層の平均風速(ws)と偏差(Dev)の鉛直分布 a:201607号, b:201609号, c:201610号, d:201611号



第4図 台風通過時のL-band Doppler radarによる上層の平均風向偏差の鉛直分布 a:201607号, b:201609号, c:201610号, d:201611号

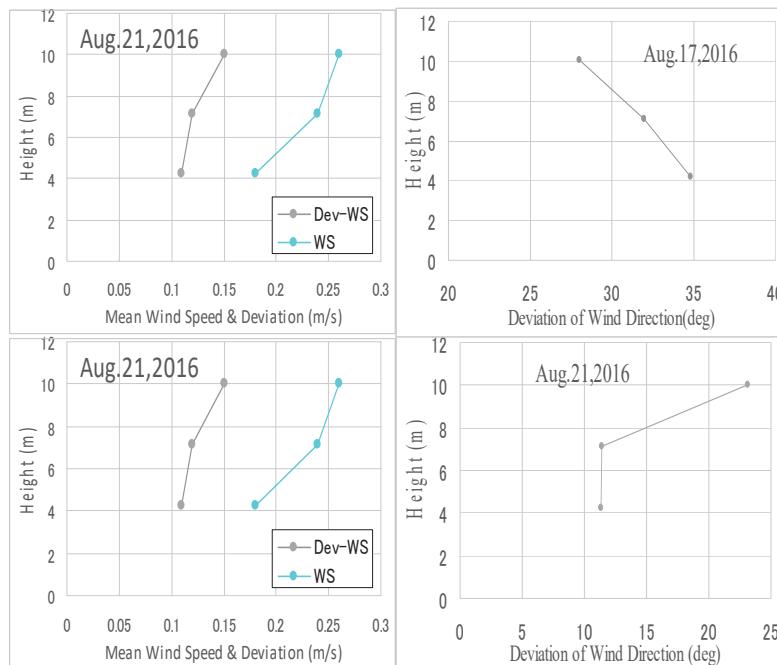
分間毎の平均風向・風速の時間偏差の平均値の鉛直分布を求めた。第3図は10分間毎の平均風速の鉛直分布と風速偏差の分布を示したものである。台風201607号では高度3km付近に最大値が出現しており、10分間平均風速の偏差の最大値はその直下に出現在している。この層では10分間毎に平均4.3m/s程度の風速変動が出現していたものと考えられる。また、台風201609号では最大風速出現高度の直上で3.5m/sの平均風速偏差が出現しており、さらに、台風201610号も高度3.2km付

近に最大風速が出現し、その直下で 3.5m/s 程度の最大風速偏差が、台風 201611 号では、高度 1.3km の下層で最大風速が出現し、その直上で 1.3m/s 程度の最大風速偏差が出現している。すなわち、平均風速の強弱に関係せず、風速偏差の最大値は最大風速出現付近で出現していることが分かる。最大風速が出現している上下層では鉛直 shear が大きくなることは当然のことであるが、その近傍で時間的変動も大きいことは、鉛直 shear が大きいことで乱流が形成され、時間偏差も大きくなると示している。

第 4 図は各事例の 10 分間ごとの風向偏差の鉛直分布を示したものである。10 分毎の風向の平均偏差は、相対的に強風域で小さく、弱風域で大きくなっている。その極大値は台風 201607 号で高度 1km 以下と 6km 付近に出現し、凡そ 60° と大きな値になっている。また、台風 201609 号でも同じ構造を示し、高度 1km 以下と 7km 付近で最大を示し、その値は 40° 程度となっている。さらに、台風 201610 号では、下層の極大値は出現していないが、高度 6km 付近で 120° という大きな平均偏差を示している。台風 201611 号では下層 500m 付近に平均偏差 55° 程度の領域が出現しているが、前述と同様に最大値は 5km 付近で 120° と大きくなっている。これらの例では比較的低風速の上空で風向変化が大きいことを示し、地上付近の摩擦層や接地面では比較的風向偏差が小さいことを示している。

3. 台風通過時の接地面での風の特性

一般に接地面での風速分布は指数法則に従い、風向は上層の風向と一致することが知られている（竹内、近藤：1981、近藤：1999）。従って接地面では鉛直方向に指數関数的な



第 5 図 平均風速(ws)と風速偏差(Dev-WS), 風向偏差の鉛直分布

上段が 201607 号, 下段が 201611 号

風速変動はあっても、風向変動は理論的に小さいと考えられる。ここでは垂直軸風車に設置した、高さ 4.22m, 7.12m, 10.02m の 3 段の 1 秒毎の風向・風速偏差を求め、台風通過時の接地面層の風向・風速変動特性を解析した。

図 5 は 3 高度に接地面した

台風 201607 号通過時と台風 201611 号通過時の平均風速、平均風速偏差および平均風向偏差を示したものである。台風 201607 号では平均風速が下層の 4.22m で 1.7m/s、中層で 1.9m/s、上層で 2.0m/s と上層ほど風速が大きくなっている。風向・風速計の設置場所にも依存するが、風速は基本的に指數分布をしていると考えられる。この分布に對数法則

$$U = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right)$$

を適応すると、摩擦速度 u^* は 0.14m/s から 0.15m/s、疎度定数 Z_0 は 0.033m から 0.045m となり、誤差はあるものの凡そ對数分布をしていることが分かる。なお、 k は Kármán 定数で 0.40 である。また、台風 201611 号ではやや観測点から遠いところを台風が通過したこともあり、平均風速が下層で 0.18m/s、中層で 0.24m/s、上層で 0.26m/s と非常に弱い風速になっている。この場合の摩擦速度 u^* は 0.04m/s から 0.05m/s、疎度定数 Z_0 は 0.60m から 0.88m となり、同じ場所での測定結果としては大きな差が生じている。原理的には摩擦速度は安定度に依存するが、疎度定数は測定場所で一定のはずであるが、観測場所には観測小屋や観測鉄塔があるため、風向によって疎度定数が異なっているものと考えられる。台風 201607 号では北西方向が主体であるが、台風 201611 号では南東から北西まで変化をしており、南東方向にある森林などによる影響と考えられる。

また、同図に示した風速偏差では、台風 201607 号で 0.4m/s 前後、台風 201611 号で 0.1m/s から 0.15m/s と小さいことが分かった。

さらに、風向変化を 1 秒間の平均偏差でみると、台風 201607 号で 35° から 28° 、台風 201611 号で 11° から 23° となっている。台風 201607 号では上空ほど平均風速偏差は小さく、台風 201611 号では特に上空で大きくなっている。風向偏差は風力発電システムにとってヨー制御に関連して発電量に直結し、層流で評価しているパワー係数などの値と異なってくる。従って、風力発電システムの設置場所の選定には風速による評価に併せて、ピッチ制御やヨー制御の時定数を考慮して、風速偏差や風向偏差の評価をすることが重要である。ここで示した風力発電システムは垂直軸風車のため、これらの変動特性を考慮する必要が無いが、プロペラ型風力発電システムでは最大の 35° の偏差で約 20% 効率が減少することになる。

4. まとめ

特に強風をもたらす台風時に L-band Doppler radar を用いて、10 分間ごとの高度 300m から 8km までの風向・風速を観測し、その変動を観測時間ごとの偏差を解析することによって特徴を調べた。その結果、時間的な風速偏差は、風速の極値が出現している上下層で極大を示していること、また、風向偏差は上層弱風域で出現していることが明らかになった。

さらに、気象観測露場に設置した垂直軸風力発電システムの 3 高度の超音波風向・風速計から 1 秒ごとの風向偏差、風速偏差を求め、風向・風速偏差の特徴を解析した。その結果、接地境界層内の風速分布は凡そ對数法則に従うものの、風向変化が大きく、1 秒間に 20° から 30° あることが分かった。Watanabe and Takahashi(2014)は同様な解析を 1 年

間のデータをもとに実施しているが、風速偏差が0.5m/s以下、風向偏差が約10°以下となつていて、今回対象とした台風通過時に比べて風速変動は類似しているが、風向変化は台風通過時の方が大きく約3倍になっていることが分かった。近年台風などでプロペラ型風力発電システムが倒壊することが報告されているが、台風時の強風と合わせて、風向偏差が予想以上に大きく、抗力としてタワーの負荷になっている可能性を示した。

引用文献

- 近藤純正, 1999 : 大気境界層の気象, 天気, Vol.46, No.9 5 8 5 – 594.
竹内清秀, 近藤純正, 1981 : エクマン層の構造, 地表に近い大気, 東京大学出版会, 42–70.
渡邊 明, 佐藤彩花, 2014 : 台風時の突風特性について, 東北地域災害科学的研究, Vol.50, 1 - 6.
Watanabe.A and Takahashi, M., 2014: Development of Small Size Wind Power Generation System and Characteristics of Wind Situation at the Living Environment in Fukushima, Grand Renewable Energy 2014, CD, OP-Pv-2.

積雪寒冷地の木造住宅を対象とした 小屋組の垂木・軒桁接合部の強風被害予測に関する研究*

東北大大学院工学研究科 吉田 早智子
 東北大大学院工学研究科 今野 大輔
 大阪市立大学大学院工学研究科 ガヴァンスキ 江梨
 東北大大学院工学研究科 植松 康

1. はじめに

本研究では積雪寒冷地にある木造住宅の屋根を対象とし、部材耐力と部材に作用する風外力の確率モデルに基づいた強風被害予測モデルを提案することを目的としている。

積雪寒冷地では住宅の設計時に積雪や地震に比べ、強風に対する配慮に欠ける場合が多く¹⁾、過去の強風被害調査結果では屋根部に多くの被害が発生している。屋根部の被害は図1のような大きな構造被害も報告されており、本研究では小屋組の被害に着目する。以上より、本研究では小屋組の被害シナリオを想定するとともに、被害に影響を及ぼすと予想されるパラメータを選定し、耐力と風外力の確率モデルに基づく強風被害予測モデルを構築することを目指す。このような被害予測モデルを用いることで、各パラメータが被害に及ぼす影響を明らかにし、有効な被害低減対策を講じることが可能になると考えられる。

強風被害予測に関して、屋根に作用する風外力は日本建築学会「建築物荷重指針・同解説(2015)²⁾」(以後、「荷重指針」と称す)等によりある程度定められているが、屋根部の耐力に関する系統的な研究はほとんど行われていない。そこで、本研究では特に耐力モデルに着目する。



図1 小屋組の強風被害

積雪寒冷地における木造住宅の強風被害について、植松ら³⁾は、屋根葺き材の耐力を過去の強風時における風速記録と被害率に基づいて推定しているが、この手法は特定地域の平均的な被害率を推定するものであり、個々の建物特性は反映されない。そこで、本研究では既往の文献や実物大耐力試験の結果に基づき耐力を推定することで、被害に対する各因子の影響評価や個々の住宅に必要な耐風性能を把握することを可能とする被害予測モデルの構築を試みる。

2. 本研究で対象とする小屋組の強風被害のシナリオと検討パラメータ

既往の文献調査に基づいて、積雪寒冷地にある木造住宅の小屋組の強風被害のシナリオと被害に影響を及ぼすと予想されるパラメータを設定する。文献調査の結果、積雪寒冷地にある木

**Development of a stochastic model for predicting wind-induced damage to wooden houses in snowy cold region based on the wind-resistant performance of roof frame joints by Sachiko Yoshida, Konno Daisuke, Eri Gavanski, Yasushi Uematsu

造住宅の強風被害の特徴および屋根の構造的・形態的特徴として以下のように挙げられる。

- 1) 積雪寒冷地では一般に屋根葺き材として金属板葺きが用いられている⁴⁾。瓦葺きの最低勾配が4寸勾配(約21.8°)程度であるのに対し、金属板葺きの最低勾配は2寸勾配(約11.3°)であり⁵⁾、金属板葺きが一般的に用いられる積雪寒冷地では緩勾配の屋根も施工可能である。そのため、積雪寒冷地では緩勾配屋根の住宅が比較的多くみられる。屋根に作用する局部風圧の大きさは屋根勾配によって大きく変わり、隅角部や棟端部の局部風圧は比較的緩勾配(屋根勾配20°程度以下)のときに大きくなるため²⁾、緩勾配屋根の住宅では屋根部の被害が多くなると考えられる。
 - 2) 積雪寒冷地の住宅では、雨戸やシャッター等が用いられることがほとんどなく、飛散物によって開口部が破損することが多い。開口部が飛散物によって破損すると、室内圧が高まる。屋根には全体的に負圧が作用するので、室内圧が正圧になると、屋根には大きな上向きの風力が作用することとなる。そのため、小屋組を構成する各部材間の接合部が破壊し、大きな構造被害に結びつくことが多い¹⁾。
 - 3) 小屋組の破壊には、柱・梁接合部あるいは垂木・軒桁接合部の破壊が考えられるが、過去の被害調査結果においては垂木・軒桁接合部の破壊が多く発生している⁶⁾。
- 以上より、本研究では小屋組の強風被害のシナリオを以下のように想定する(図2)。
- 「強風による飛散物により開口部が破損」→「内圧の上昇により屋根に大きな風力が作用」→「垂木・軒桁接合部の破損」→「屋根の飛散」

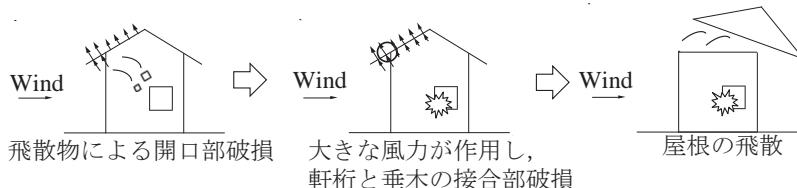


図2 小屋組の強風被害のシナリオ

また、強風被害予測において被害に影響を及ぼすと予想されるパラメータは屋根勾配、屋根葺き材の種類および開口部の破壊の有無の3点とする。

3. 強風被害予測モデルの概要

本研究では耐力 R と風外力 S が対数正規分布に従うと仮定し、次式より被害確率 p_f を計算することとする⁷⁾。

$$p_f = P[R \leq S] = 1 - \Phi\left[\frac{\ln(\mu_R/\mu_S)}{\sqrt{\nu_R^2 + \nu_S^2}}\right] \quad (1)$$

ここで、 μ_R : 耐力 R の平均値、 μ_S : 風外力 S の平均値、 ν_R : 耐力 R の変動係数、 ν_S : 風外力 S の変動係数である。また、 $\Phi[\cdot]$ は標準正規分布の確率分布関数を表す。

4. 小屋組の垂木・軒桁接合部の耐力モデル

小屋組の垂木・軒桁接合部の耐力は文献⁸⁾の実物大耐力試験の結果の値に基づき推定する。実物大耐力試験の結果を表1に示す。既往の研究⁹⁾においては、試験結果から得られる最大荷重に施工性の影響等によって想定される耐力低減の要因を考慮した補正係数 α を乗じることによって最大耐力を求めている。以上より、耐力 R の平均値 μ_R および変動係数 v_R をそれぞれ(2)式および(3)式のように与える。

$$\mu_R = \mu_\alpha \cdot \mu_{\hat{R}} \quad (2)$$

$$v_R = \sqrt{v_\alpha^2 + v_{\hat{R}}^2} \quad (3)$$

ここで、 $\mu_{\hat{R}}$ および $v_{\hat{R}}$ はそれぞれ実物大耐力試験における最大荷重の平均値、変動係数を表す。また、 μ_α および v_α は補正係数 α の平均値および変動係数であり、それぞれ0.8および0.2とする⁹⁾。また、屋根勾配が2.5寸である場合では、破壊性状として垂木の割れと垂木の釘の引き抜けの2つがみられたため、全試験体に対するそれぞれ破壊性状がみられた試験体数の割合を重みづけして破壊確率を求める。

5. 小屋組の垂木・軒桁接合部の風外力モデル

本研究では小屋組の垂木・軒桁接合部を対象とすることから、比較的狭い範囲に作用する風力が対象となる。そこで、そのような風力を荷重指針の「外装材用風荷重」に基づき推定する。

外装材等に作用する風荷重 W_C は次式で与えられる。

$$W_C = q_H \hat{C}_C A_C \quad (\text{N}) \quad (4)$$

ここで、 q_H ：速度圧(N/m^2)、 \hat{C}_C ：ピーク風力係数、 A_C ：外装材等の荷重負担面積(m^2)であり、 q_H と \hat{C}_C はそれぞれ(5)式、(6)式で与えられる。

$$q_H = \frac{1}{2} \rho U_H^2 \quad (5)$$

ここで、 ρ ：空気密度($=1.22 \text{ kg}/\text{m}^3$)、 U_H ：屋根平均高さ H における風速(m/s)である。

$$\hat{C}_C = \hat{C}_{pe} - C_{pi}^* \quad (6)$$

ここで、 \hat{C}_{pe} ：ピーク外圧係数、 C_{pi}^* ：外装材用の内圧変動の効果を表す係数である。 \hat{C}_{pe} は屋根の形状や勾配、対象部位の場所によって変化する。また、 C_{pi}^* については、ここでは外圧として負圧を考えているため $C_{pi}^*=0$ とおく。

垂木・軒桁接合部に作用する風外力 S の平均値 μ_S は、図3のように垂木をねだしの単純梁と仮定し、荷重負担面積から次式を用いて推定する。

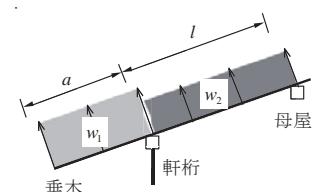


図3 屋根に作用する風外力

$$\mu_s = \left(w_1 a + \frac{w_1 a^2}{2l} + \frac{w_2 l}{2} \right) \cdot r \quad (7)$$

ここで、 a ：軒先長さ、 l ：軒桁と母屋の距離、 w_1 ：軒先部の単位面積あたりの等分布荷重、 w_2 ：軒先部以外の屋根部の単位面積あたりの等分布荷重、 r ：垂木間隔である。

垂木・軒桁接合部の被害では、軒先部における下からの風の吹き上げ、並びに、開口部の破壊が発生した場合には正の大きな室内圧を考慮する必要がある。

軒先部における下からの風の吹き上げについては、下面のピーク外圧係数が直下の壁面の正のピーク外圧係数 \hat{C}_{pe} に等しいと仮定する¹⁰⁾。なお、 \hat{C}_{pe} は荷重指針より次式で与えられる。

$$\hat{C}_{pe} = k_z (1 + 7I_z) \quad (8)$$

ここで、 k_z ：高さ方向分布係数、 I_z ：乱れの強さである。軒先部のピーク風力係数 \hat{C}_c は、軒先部のピーク外圧係数と壁面の正のピーク外圧係数の差から求める。

飛散物によって窓ガラス等の開口部が破損すると、正の大きな内圧が発生する。そのような場合のピーク内圧係数の値については、荷重指針には規定はないが、平成 12 年建設省告示第 1458 号には +1.5 と定められているので、ここではこの値を用いる。

また、風力とともに固定荷重による押さえ効果も併せて考慮する。したがって、単位面積あたりの屋根部の等分布荷重 w は次式で与えられる。

$$w = \frac{1}{2} \rho U_H^2 |\hat{C}_c| - w_D \cdot \cos \theta \quad (9)$$

以上より、垂木・軒桁接合部に作用する風外力 S の平均値 μ_s は(7)式より推定する。荷重指針によれば固定荷重、風荷重のばらつきは、変動係数で評価するとそれぞれ 0.05~0.1, 0.32~0.35 程度の値である。したがって、変動係数 v_s については少し大きめの値として 0.36 と仮定する。

6. 小屋組の垂木軒桁接合部を対象とした強風被害予測

4 章および 5 章から推定される垂木・軒桁接合部の耐力と風外力を用いて、(1)式により被害確率を推定する。なお、計算における仮定、計算対象とする住宅は以下の通りとする。

- 1) 2 階建てを想定し屋根平均高さ H は 7.5 m とする。
- 2) 屋根は切妻屋根とする。また、屋根勾配は 15°(2.5 寸), 20°(3.5 寸), 30°(6 寸) とし、4 章に示した方法により推定する。
- 3) 軒先長さ a 、軒桁と母屋の距離 l 、垂木間隔 r はそれぞれ 0.60 m, 0.91 m, 0.455 m とする。
- 4) 荷重指針より局部風圧低減係数 k_c は 1 とする。また、地表面粗度区分 III を想定し、計算対象とする住宅における高さ方向分布係数 k_z と乱れの強さ I_z はそれぞれ 0.91, 0.26 とする²⁾。したがって、壁面の正のピーク外圧係数は 2.58 となり、この値を用いて軒先部における下からの風の吹き上げを考慮する。また、このときの屋根の部位ごとのピーク風力係数 \hat{C}_c の絶対値と屋根勾配の関係を図 4 に示す。
- 5) 屋根葺き材は薄鉄板葺き(下地あり)を想定し、荷重指針と

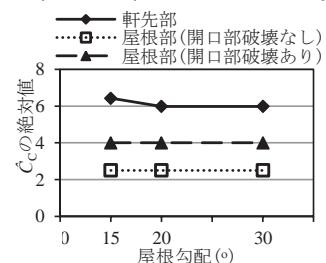


図 4 屋根勾配との \hat{C}_c 関係

文献 11) より、(9)式の w_D は 256 N/m^2 とする。

以下に各パラメータを変化させたときの予測結果を示す。また、具体的な被害のイメージを示すために積雪寒冷地で過去に観測された風速として、1991 年台風 19 号において青森県青森市で記録した最大風速 $29.0 \text{ m/s}^{12)}$ 、2004 年台風 18 号において北海道札幌市で記録した最大風速 $21.7 \text{ m/s}^{13)}$ に対する結果の比較を行い、それぞれの風速における被害確率を表 2 に示す。

(1) 屋根勾配の影響

図 5 に開口部の破壊を想定しないとき、屋根勾配 θ が 15° 、 20° および 30° の場合について、被害確率が風速によってどのように変化するかを示す。図 4 より、 $\theta=15^\circ$ の場合、軒先部のピーク風力係数は想定した屋根勾配の中では最も大きい値を示しており、最も大きな風力が作用することになるが、被害確率は最も小さいという結果になる。このような結果が得られた要因としては、想定した屋根勾配の中では $\theta=15^\circ$ における耐力値が最も大きく、屋根勾配の変化が風外力に与える影響よりも耐力に与える影響が大きかったためであると考えられる。さらに、表 2(a) より $U_H=21.7 \text{ m/s}$ ではほとんど被害が見られず、 $U_H=29.0 \text{ m/s}$ においてもどの屋根勾配でも被害確率は 0.10 以下であることが分かる。しかし、図 5 より $U_H=25 \text{ m/s}$ 程度から被害確率が急激に増加し始めることから、このような風速範囲では、わずかな風速増加でも被害確率が大きく増大する結果となる。

(2) 屋根葺き材の種類による影響

前述のように、積雪寒冷地の木造住宅では屋根葺き材として金属板葺きが多く用いられている。そこで、図 6 に屋根勾配 θ を 20° とし、開口部の破壊を想定しないとき、屋根葺き材が金属板葺きおよび瓦葺きの場合の被害確率と風速の関係を示す。ここで、瓦葺きの場合については、荷重指針より和形粘土瓦葺き(ふき土あり)を想定した固定荷重 930 N/m^2 を用いた。表 2(b) より、 $U_H=21.7 \text{ m/s}$ および $U_H=29.0 \text{ m/s}$ いずれにおいても被害確率は 0.10 以下と小さいものの、 $U_H=29.0 \text{ m/s}$ では金属板の場合の被害確率が瓦葺きの場合の約 6 倍になっている。小屋組の被害が発生する前に屋根葺き材の被害が発生し屋根部の固定荷重や風荷重が変化する可能性は考えられるものの、今回の計算結果では、屋根葺き材として金属板等の軽い材料が用いられるといった積雪寒冷地における木造住宅の特徴は被害を増大させているといえる。

(3) 開口部の破壊による影響

積雪寒冷地における木造住宅の特徴として、雨戸やシャッターがほとんど用いられていないことが挙げられる。図 7 に屋根勾配を 20° としたとき、飛散物による開口部の破壊により正の大きな室内圧が発生すると被害確率がどのように変化するかを示す。表 2(c) より、 $U_H=21.7 \text{ m/s}$ ではほとんど被害がみられない。しかし、 $U_H=29.0 \text{ m/s}$ では開口部の破壊がある場合の被害確率が開口部の破壊がない場合の約 1.5 倍となっている。

以上より、今回の予測結果では積雪寒冷地の強風被害を低減させる方法として、屋根葺き材として重い部材を用いることや開口部の保護を行うことが示された。しかし、積雪寒冷地において瓦葺き等の重い屋根を用いることは地震や積雪の影響を考慮すると、適切ではない。したがって、屋根葺き材の留め付け強度を高めることや垂木・軒桁接合部の強度の向上、開口部の保護を行なう等の強風時の対策の徹底が望まれる。

表2 風速 29.0 m/s および 21.7 m/s のときの被害確率

(a) 屋根勾配の影響

風速	被害確率		
(m/s)	$\theta=15^\circ$	$\theta=20^\circ$	$\theta=30^\circ$
21.7	0.000	0.001	0.001
29.0	0.034	0.070	0.058

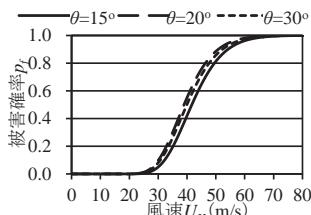


図5 屋根勾配による被害確率の変化

(b) 屋根葺き材の種類の影響

風速	被害確率	
(m/s)	瓦葺き	金属板葺き
21.7	0.000	0.001
29.0	0.012	0.070

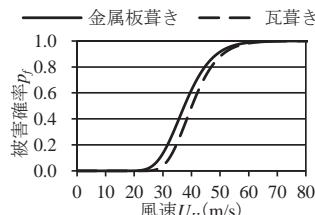


図6 屋根葺き材の種類による被害確率の変化

(c) 開口部の破壊による影響

風速	被害確率	
(m/s)	破壊なし	破壊あり
21.7	0.000	0.001
29.0	0.070	0.116

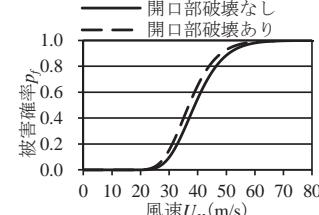


図7 開口部の破壊による被害確率の変化

7.まとめと今後の展望

本研究では、積雪寒冷地の木造住宅を対象とし、住宅の構造的・形態的特徴や強風被害の特徴を考慮した強風被害予測モデルを提案することを最終目標としている。本報では、小屋組の強風被害に着目し、文献調査や現地調査、耐力試験に基づき、強風被害予測モデルを提案した。部材の劣化の評価方法や連鎖的な被害を十分に考慮できていないこと等の課題は残るが、それらの検討を行うことで予測精度を向上できると考えられる。

謝辞

本研究を実施するに当たり、北海道立北方建築総合研究所主査・堤拓哉氏、日本住宅・木材技術センター長・岡田恒氏および大和ハウス工業株式会社総合技術研究所・西塔純人氏、藤井雅也氏より有益な助言を得た。

また、本研究は、日本学術振興会科学研究費・若手B「強風災害に対する日本住宅のリスク評価と台風性能向上度の可視化(2015~2017)(課題番号 15K20861)」(研究代表者・ガヴァンスキ江梨)、および(公財)LIXIL住生活財團 2014年度研究助成「高齢化の進行する積雪寒冷地における空き家等老朽化住宅の強風被害ポテンシャルに関する研究」(研究代表者・植松康)の助成による。ここに記し、謝意を表する。

参考文献

- 植松 康, 佐々木 和彦, 野澤 壽一, 「自治体および消防署における住宅の強風被害調査の実態と建築工学的観点からの提案案」, 日本国工学会誌, 第 83 号, pp. 57-64, (2000)
- 日本建築学会, 「建築物荷重指針・同解説」, 日本建築学会, (2015)
- 植松 康, 三吉 拳志, 佐々木 和彦, 山田 大彦, 吉田 正邦, 「東北地方における台風と住宅の強風被害予測モデルに関する研究」, 日本建築学会構造系論文集, 第 525 号, pp. 27-32, (1999)
- 千葉 隆弘, 苦米地 司, 高橋 徹, 植松 武是, 「積雪地域の都市部における木造住宅の屋根雪処理別の地震対策について」, 日本雪工学会誌, 第 23 卷, 第 5 号, pp. 327-335, (2007)
- 原田 秀昭, 「ゼロからはじめる「木造住宅」入門」, 彰国社, (2009)
- 高橋 章弘, 堤 拓哉, 南 慎一, 「2006 年 11 月 7 日に北海道佐呂間町で発生した竜巻による被害: その 1 建築物の被害状況」, 日本建築学会北海道支部報告集, 第 80 号, pp. 179-184, (2007)
- 柴田 明徳, 「確率的手法による構造安全性の解析」, 森北出版株式会社, (2005)
- 吉田 早智子, 今野 大輔, ガヴァンスキ 江梨, 植松 康, 「積雪寒冷地の木造住宅の強風被害予測に関する研究一小屋組接合部の耐力評価ー」, 東北地域災害科学研究, 第 52 卷, pp. 85-90, (2016)
- 喜々津 仁密, 河合 直人, 「構成部材の引張載荷試験に基づく木造小屋組の耐風性能評価に関する研究」, 日本建築学会構造系論文集, 第 74 卷, 第 646 号, pp. 2181-2188, (2009)
- 一般社団法人 日本金属屋根協会, 「風荷重算定に対する考え方」, <http://www.kinzoku-yane.or.jp/technical/pdf/special-13.pdf>, (2016.10)
- (財)日本住宅・木材技術センター, 「木造の設計—木造建築物の構造設計の手引きと計算例ー」, 新日本法規出版株式会社, (1983)
- 気象庁, 「最低海面気圧, 最大風速, 最大瞬間風速観測表(平成 3 年 9 月 25 日 ~ 9 月 28 日)」, http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/1991/19910912ty/199109254_b2.html, (2016.10)
- 気象庁, 「最低海面気圧, 最大風速, 最大瞬間風速観測表(平成 16 年 9 月 4 日 ~ 9 月 8 日)」, http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2004/20040904/20040904_b2.html, (2016.10)

近年の東北地方豪雨災害の概要と減災に向けた今後の取り組み*

呉 修一 富山県立大学環境工学科
森口周二, 佐藤翔輔, 有働恵子, 地引泰人 東北大学災害科学国際研究所

1. はじめに

東北地方では、2013年山形豪雨、秋田・岩手豪雨、2014年山形豪雨での被害に加え、2015年関東・東北豪雨では鳴瀬川水系渋井川で堤防決壊が生じた。2016年8月の岩手豪雨では、2級河川小本川の洪水で20名以上の死者が生じるなど、洪水氾濫や土砂災害が多発している。このような洪水災害は高頻度に毎年各地で発生している。しかしながら、大災害の頻度は人間のタイムスケールに対して長く、被災地の住民にとっては初の体験となることも稀ではなく、適切な対応が出来ないのが問題である。よって、本論文は最近の東北豪雨災害の課題等を整理し、今後の減災に向けてどのような対応が必要か議論を行う事を目的とする。

2. 近年の東北地方の豪雨災害の概要と課題

2013年7月山形豪雨：

2013年7月18日の明け方の豪雨に伴い、行方不明者1名、建物被害約500棟、総額約300億円の被害が山形県南陽市等で生じた。本豪雨では、1)夜間から早朝の避難の難しさ、2)河川合流部や蛇行部、旧河道上の被害、3)流木の橋脚閉塞からの迂回流の問題、4)先行降雨に伴い流域の初期水分状態が湿潤であった、5)洪水氾濫汚泥に伴う農地の被害、等の課題が明らかになっている¹⁾。

2013年8月秋田・岩手豪雨：

2013年8月9日に線状降水帯に伴う豪雨により洪水・土砂災害が発生し、死者8名、建物被害約1300棟、総額約300億円の被害が生じた。死者7名は秋田県仙北市で生じた土砂災害に伴うものである。本豪雨では、1)本川での被害は少なく支川や2級河川での被害、2)過去80年以上も豪雨被害がなかったので油断につながった、3)局所的な豪雨のため市役所等で大きな雨がなく油断につながった、4)河川水位の急激な上昇、等の課題が明らかになっている²⁾。

2014年7月山形豪雨：

2014年7月9日から10日にかけて、台風8号が梅雨前線を刺激することで豪雨が生じた。山形県南陽市では最上川水系吉野川で洪水氾濫が生じ、2年連続の洪水被害となった。建物被害約750棟、総額約200億円の被害が生じた。本豪雨では、1)流木の橋脚閉塞からの迂回流の問題、2)住民・企業の自助努力の重要性、3)樹木を伐採した山腹の斜面災害の危険性、等の課題が明らかになっている³⁾。

2015年9月関東・東北豪雨：

2015年9月の台風17,18号の豪雨により宮城県大崎市を流れる鳴瀬川水系多田川の支川である渋井川で堤防

*Review of recent water-related disasters in Tohoku region and future challenges for disaster risk reduction, Shuichi Kure, Shuji Moriguchi, Shosuke Sato, Keiko Udo, and Yasuhito Jibiki

決壊に伴う洪水氾濫等が生じ、宮城県では死者2名、建物被害約1800棟、被害額約330億円の被害が生じた。本被害では、1) 河川合流部の背水効果に伴う水位上昇、2) 堤防の浸透破壊の問題、3) 県管理河川の脆弱性、4) 夜間の洪水氾濫への対応の難しさ、等の課題が明らかになっている⁴⁾。

2016年8月岩手豪雨：

2016年8月30日に観測史上初めて東北地方から上陸した台風10号に伴う豪雨により、岩手県の2級河川の小本川で洪水が発生し、20名以上の死者、1000億円以上の被害が生じた。本被害では、1) 2級河川であり洪水ハザードマップの整備が行われず、2) 流木の橋脚閉塞からの迂回流の問題、3) 先行降雨に伴い流域の初期水分状態が湿潤であった、4) リスクの高い河道内に多くの住家が存在した、5) 1階建ての高齢者グループホームで9名の災害弱者が亡くなる、等の課題が生じている。

近年の洪水災害の共通課題：

近年の洪水災害で共通の課題として挙げられるのは、1) 本川での被害は少なく支川や2級河川での被害、2) 夜間から早朝の避難、水位が急激に上昇時の避難の難しさ、3) 河川合流部や蛇行部、旧河道での被害、4) 流木の橋脚閉塞からの迂回流の問題、5) 先行降雨に伴い流域の初期水分状態が湿潤であった、等があげられる。以下に平成28年8月の岩手県小本川の雨量・水位の時系列や課題等を記すが、上記の共通課題が全て関連している。

3. 2016年8月岩手豪雨の概要

図-1に、岩手県岩泉町を流れる2級河川小本川(731 km^2)における本イベント中(8/28-31)の累積雨量を示す。本累積雨量は気象庁の再解析雨量より作成している。被害の大きかった乙茂地区上流の支川等で大きな雨量が観測されていることがわかる。

図-2に、小本川の雨量(岩泉地点)・水位(赤鹿地点)の時系列を示す。8月28日の午後から初期降雨が開

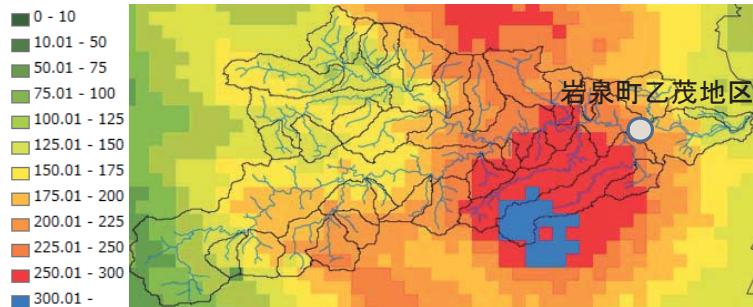


図-1 小本川流域における累積雨量[mm] (8/28-31)

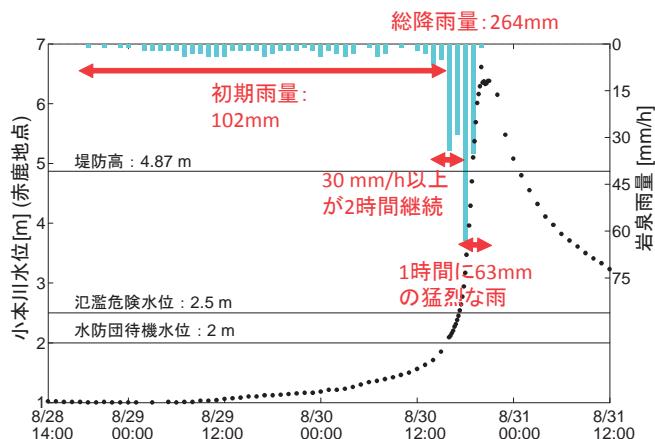


図-2 小本川における水位・雨量の時系列

始し、30日の16:00、17:00に30mm/hの強い雨を観測した後、18:00に時間63mmの猛烈な雨が生じている。更に本豪雨以前の2週間に累積で252mmの先行降雨が存在した。このような豪雨イベント前の先行降雨および28日の初期降雨で流域土壤が湿潤状態で強降雨が3時間程度継続し、土壤が飽和状態に近い状態で降雨流出が生じたものと考えられる。これにより、小本川水位の17:00以降の急激な上昇が生じている。

小本川赤鹿地点では30日17:20に氾濫危険水位2.5mに到達しているが、その後堤防高を超えるまで1時間40分程度しか時間的余裕が存在せず、最大20分で80cmの水位上昇が生じている。また、著者らのヒアリング調査では18:00には洪水氾濫が生じており、もし仮に避難指示等が17:20に出されていても、安全な避難が即时に実施されることは困難であったと思われる。このような後期強降雨型の降雨パターンで河川水位が短時間で急激に上昇するタイプが、最も避難勧告等の発令や避難の実施が難しい典型的なタイプである。

上記のような後期強降雨による出水パターンは、洪水発生時の通常のケースであり特異性を見出すことは難しい。しかしながら、小本川は山地河川であり、山地河川特有の急勾配に伴う氾濫流速の早さなどは特筆すべきであろう。岩手豪雨災害の詳細に関しては森口の調査速報⁵⁾を参考にされたい。橋脚部の閉塞からの迂回流が報告されている。今後、洪水氾濫計算等を行ったうえで本イベントの詳細を報告する予定である。

4. 今後の減災に向けた取組

上記したように、高頻度災害である洪水氾濫や土砂災害は毎年のように生じ、今後は温暖化等の影響により規模・頻度の更なる増加が懸念されている。多くの水害の課題は共通であり、同様の問題が毎年のように繰り返される。これは、水害リスクを我が事と認識できないため、当事者意識が欠如しているためと思われる。片田⁶⁾は、このような自分や自分の町は大丈夫という考え方を『正常化の偏見』として警告している。また、土木学会⁷⁾は平成27年関東・東北豪雨の報告書で、水害を我が事として認識する必要があると提言している。よって、著者らは以下のような取組を実施することで、今後の減災に向けたフレームワークの構築を目指す。

可能最大洪水氾濫の推定：

平成27年に水防法が一部改正され、最大規模の洪水・内水・高潮への対策が必要となり、洪水に係る浸水想定区域について、想定しえる最大規模の洪水に係る区域に拡充して公表することとなった⁸⁾。このように、計画規模を超過するような最悪規模の洪水を物理的に算定し、その地域が潜在的に抱える最大の洪水リスクを明示することで、最悪シナリオを想定した防災対策を考えることが可能となる。著者らが実際に宮城県大崎市を対象に算定した⁹⁾可能最大洪水氾濫の一例を図-3に示す。しかしながら可能最大洪水の算定には多くの不確

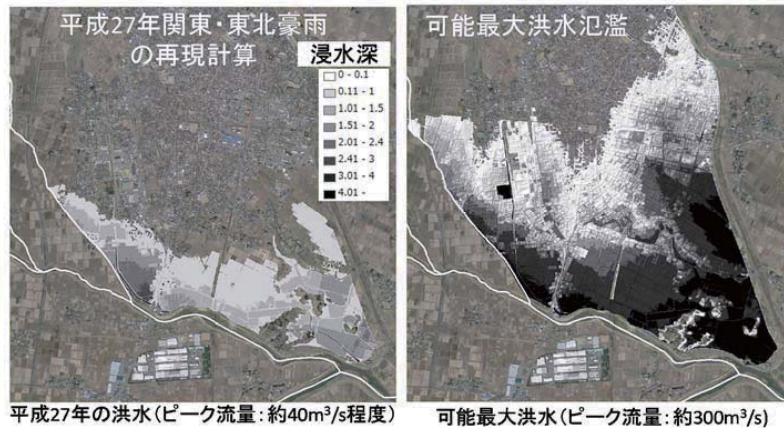


図-3 H27年9月の洪水(左)と最悪洪水(右)の比較(呉ら, 2016)

実性が伴うものであり、今後、不確実性評価を行うとともに住民への周知方法やハザードマップの見せ方等についても検討を行う予定である。

災害情報の有用性評価：

内閣府は平成 28 年度台風第 10 号災害を踏まえた課題と対策の在り方¹⁰⁾での議論を通じ、避難情報の名称を変更した。避難指示は避難指示（緊急）に変更され、避難準備情報は避難準備・高齢者等避難開始に変更された。これは、台風 10 号の際に避難準備情報の意味が明確に伝わらなかった事に起因する。

他にも気象庁は、多くの気象情報の高度化・公表を平成 29 年度中に達成する予定である。既に公表されている、高解像度降水ナウキャスト、土砂災害警戒メッシュ情報や予測雨量(メソ数値予報モデル:MSM)等に加え、平成 29 年度には高解像度の流域雨量指数や浸水状況を表現する表面雨量指数の運用・公開を目指している¹¹⁾。これらの精度向上や新たな指標等の公開に伴い、大雨警報（浸水害）や洪水警報の精度向上や、市長村の防災担当者や地域住民に危険な地域を視覚的に確認してもらう事が可能になる。

今後著者らは、2016 年台風 10 号および 2015 年関東・東北豪雨災害の宮城・岩手県での被害を分析し、現地調査で得られた知見も踏まえ、発災前後の行政対応や災害情報の発信状況と実被害との関係を明らかにする予定である。これにより、どのような情報・対策が災害時に有効かを整理し理解しやすい洪水指標・避難情報等の改善への展開を試みる。

上記以外にも様々な取り組を実施・統合することで、発災前後の対応や有効な災害情報の発信のための知見を整理し、有効なタイムラインの策定支援やわかりやすい情報発信方法の提案等を今後行う予定である。

謝辞：

本研究は、JSPS 科研費(15K18120, 代表：吳修一)の助成および一般財団法人河川情報センターの平成 28 年度研究助成を受けて実施されました。本研究は、東北大学災害科学国際研究所における共同研究により実施したもので、ここに記して謝意を表します。

参考文献：

- 1) 梅松理美・吳修一・真野明・有働恵子：2013 年 7 月山形集中豪雨被害特徴～月布川流域を一例として～、東北地域災害科学研究, Vol.50, pp.75-80, 2014.
- 2) 吳修一・森口周二・久利美和・安倍祥・Carine Yi・有働恵子・真野明：2013 年 8 月秋田・岩手豪雨災害の特徴、東北地域災害科学研究, Vol.50, pp.81-86, 2014.
- 3) 吳修一・森口周二：平成 26 年 7 月山形豪雨・土砂災害緊急調査報告（速報），2014.
http://irides.tohoku.ac.jp/media/files/topics/yamagata-flood_201407_v3.pdf (2017 年 1 月 11 日アクセス)
- 4) 吳修一・森口周二・堀合孝博・小森大輔・風間聰・田中仁, 2015 年 9 月東北豪雨による渋井川洪水氾濫の特徴、自然災害科学, Vol.35, No.2, pp.87-103, 2016.
- 5) 森口周二：台風 10 号の被害に関する緊急調査～岩手県泉町乙茂地区～, 2016.
http://irides.tohoku.ac.jp/media/files/_u/topic/file2/20160902_2016typhoon10_surveyreport.pdf
 (2017 年 1 月 11 日アクセス)
- 6) 片田敏孝：災害時、住民はなぜ避難しないのか？, 2006. <http://dsel.ce.gunma-u.ac.jp/doc/n121.pdf>
- 7) 2015 年関東・東北豪雨災害土木学会・地盤工学会合同調査団関東グループ：平成 27 年 9 月関東・東北豪

- 雨による関東地方災害調査報告書, 2016.3.
<http://committees.jsce.or.jp/report/node/118> (2017年1月11日アクセス)
- 8) 国土交通省:「水防法等の一部を改正する法律」が施行されました, 2015.
<http://www.mlit.go.jp/river/suibou/suibouhou.html> (2017年1月11日アクセス)
- 9) 呉修一・林晃大・森口周二・堀合孝博・田中仁, 2015年9月渋井川洪水氾濫を対象とした可能最大流体力の算定, 河川技術論文集, Vol.22, pp. 297-302, 2016.
- 10) 内閣府:平成28年台風第10号災害を踏まえた課題と対策の在り方(報告), 2016.12.
http://www.bousai.go.jp/oukyu/hinankankoku/guideline/guideline_2016.html (2017年1月11日アクセス)
- 11) 気象庁予報部:配信資料に関する技術情報 第446号, 2016.12.
<http://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/446.pdf> (2017年1月11日アクセス)

2016年台風10号による岩泉町乙茂における洪水・氾濫痕跡から見えること*

秋田大学 松富英夫 今野史子 鎌滝孝信

1. はじめに

2016年8月30日の台風10号豪雨による岩手県の被害は2016年9月30日現在で死者・行方不明者23人、全壊住家379棟、半壊住家2,120棟、一部破損住家509棟、床上浸水住家147棟、床下浸水住家890棟、非住家被害1,671棟と甚大であった¹⁾。人的被害が目立った岩手県の二級河川小本川における洪水・氾濫の理由として以下が考えられ、指摘されている。

- ①岩手県東部の岩盤は粘板岩や砂岩、花崗岩といった硬い岩石からなり、深さ1~5 mの表土層は長年の風化で無数の亀裂が走り、透水性が高い状態で、保水能力が低い²⁾。
- ②8月22~23日の台風9号の影響で流域の保水能力が低下していた³⁾。
- ③8月30日の台風10号（岩手県大船渡市付近に上陸）による記録的な大雨（先ず、河川上流域で大雨。その後、河川が増水状態のときに中流域で大雨⁴⁾）。
- ④乙茂地区中心部（道の駅。後述の図-2参照）から直線距離で約2 km上流に位置する河川の大蛇行による河川水位の上昇（著者）。
- ⑤その直下流における増水状態での洪水流の高速化とそれに起因する河畔林の流木化（著者）。
- ⑥洪水流の高速化に起因する河畔林の流木化と流路侵食による洪水流や氾濫流の流向変化³⁾。
- ⑦橋梁などでの流木滞留による河積（流積）の減少^{3), 5)}。
- ⑧川幅が約180 mの乙茂橋地点における左岸側から河川の流心方向へ約50 m突き出た乙茂橋へのアクセス道路の盛土と橋梁での流木滞留による河積の減少（著者）。
- ⑨支川猿沢川との合流直下の右岸側に位置する岩崖による流向の変化^{3), 6)}。
- ⑩乙茂地区下流部における90°近い河川の曲がり³⁾。

そこで、本研究は小本川沿いの乙茂地区とその上流約3 km区間ににおける洪水流や氾濫流の最大痕跡水面位や地盤高、浸水深を実測し、上記④、⑤、⑧などの理由を実証することとする。

2. 小本川、降水、流出の概要

2.1 小本川の概要

図-1に小本川の水系図を示す⁷⁾。小本川は流域面積が731 km²、幹川流路延長が65 kmの二級河川である。流域の年間降水量は1,200 mm程度である。河川整備基本方針の治水安全度は1/50で、現状はこれ以下（1/5程度）の治水安全度と考えられる。本研究の現地調査対象地区である乙茂地区の上流に位置する清水川下流の計画高水流量（基本高水流量でもある）は2,400 m³/s、乙茂地区下流の赤鹿における計画高水流量は3,000 m³/sである。小本川は山地河川であり、洪水を調節するところがなく、川沿いの平坦部の全てを氾濫域（高水敷）と考えるべき川である。

図-2に現地調査対象域の地形図（国土地理院）を示す。標高TP 40 m~30 m（丸破線）間の平均河床勾配は約1/290、TP 30 m~20 m間は約1/470である。ただし、図中に加筆した沿川距離は折線近似によるものであり、実際の勾配はもう少し緩いと考えられる（例えば、TP 40 m~30 m間の沿川距離はGoogle earthのパスでは2,988 m）。乙茂地区の中心部（道の駅）から直線距離で約9.1 km下流の小本川河口近くには対津波用の天端高13.3 mの河川水門があるが、この水門に起因する洪水氾濫は、水門直上流の洪水位が河川堤防の天端高より低く、認められなかった。

2.2 降水の概要

図-3に小本川流域における台風10号による降水状況を示す⁸⁾。最大期間降水量は岩泉（県）で260 mm、最大時間降水量（8月30日18:21まで）は同じく岩泉（気象庁）で70.5 mm/h（観測史

* Flow situations inferred from the watermarks of flooding at Otomo area and its upstream reach in Iwaizumi caused by the Typhoon No.10 in 2016 by Hideo MATSUTOMI, Fumiko KONNO and Takanobu KAMATAKI

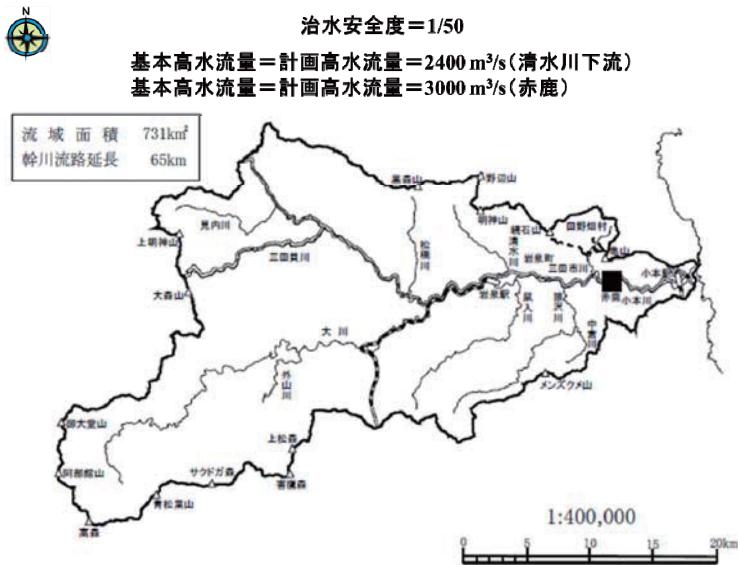
図-1 二級河川小本川の水系図⁷⁾

図-2 現地調査対象域の地形図（国土地理院）

上最大）である。先ず、流域上流部で大雨が降り、河川が増水状態となっていたときに流域中流部で大雨が降ったため、流域中・下流部の河川で急激な増水が発生したと言われている⁴⁾。しかし、図-3のハイエトグラフ（観測記録）を見る限り、この状況は読み取りにくい。小本川流域では小本観測点（気象庁）を除き、どこも15時～19時の間に強い雨が降っている。

2.3 基準点赤鹿における流出

図-4に乙茂地区の中心部から直線距離で約2 km下流に位置する基準点赤鹿（図-1参照）における今回の洪水のハイドログラフを示す。小本川における唯一の観測記録で、他地点は欠測や未観測である（図-3参照）。図-4によると、水位上昇速度は18時～19時で1.93 m/h、19時～20時で1.51 m/hであり、水位が急激に上昇し、最大水深は6.6 m程度に達したことが判る。洪水が右岸堤防（堤防高4.87 m）を越流した後、水位上昇速度がやや鈍っている。右岸堤防がもっと高くて洪水が氾濫していなければ、水位上昇速度は氾濫前より大きかったかもしれない。ただし、最近は一級河川でも3.31 m/hといった水位上昇速度が観測されており（秋田県を流れる子吉川の矢島地点における2013年7月洪水。子吉川の流域面積は1,190 km²、幹川流路延長は61 km。矢島における平均河床勾配は約1/150で、赤鹿におけるものより3倍程度大きい），今回の急激な水位上昇事例は決して例外ではない。

3. 現地調査

現地調査は2016年9月12, 16, 18, 21, 22, 29日と10月9日の計7日間行った。主な調査項目は洪水・氾濫の最大痕跡水面位の水準測量である。水準測量点は明瞭かつ不動な目印があるところ

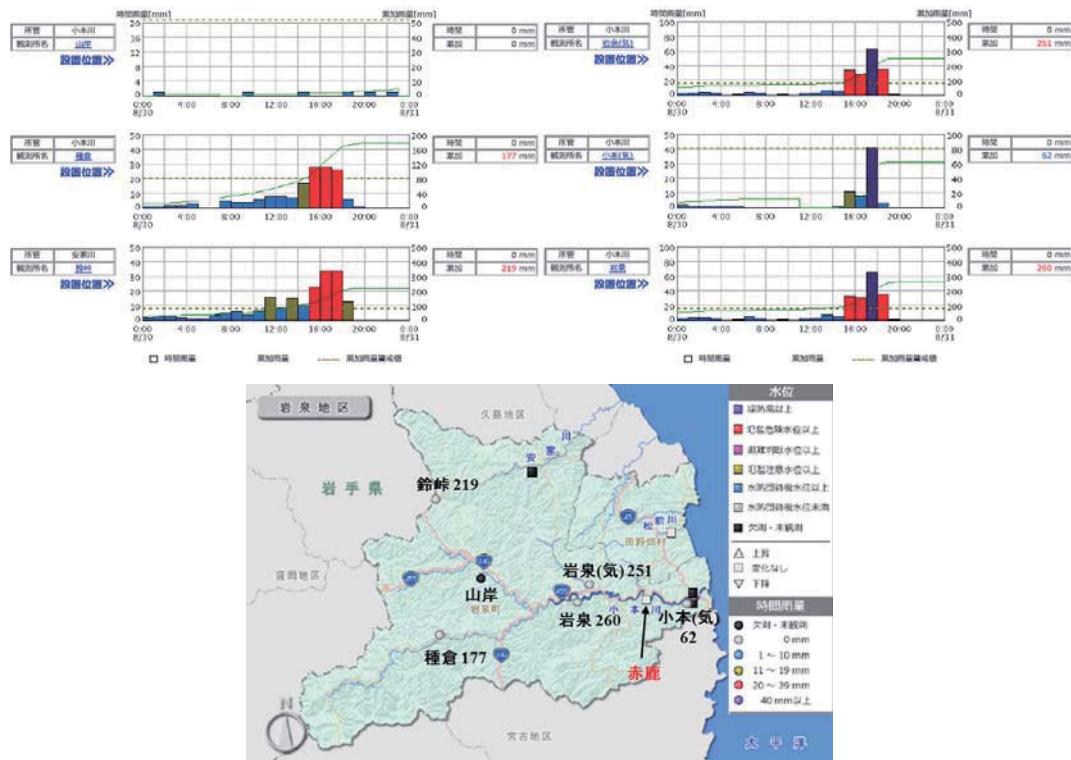


図-3 小本川流域における降水状況（岩手県河川情報システム⁸⁾から入手したものに加筆）

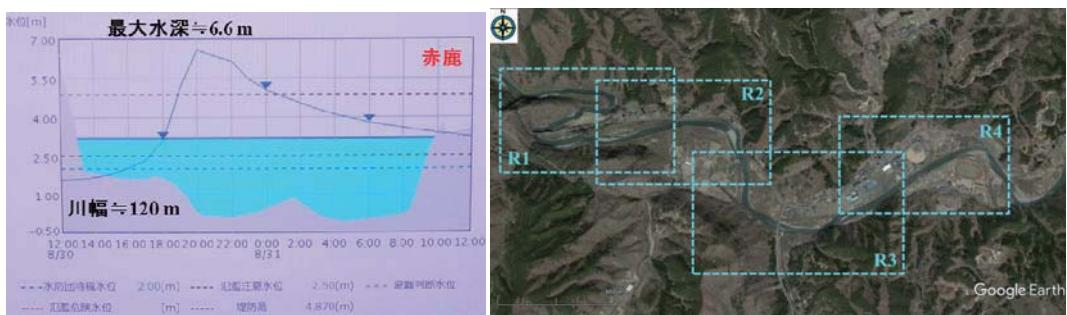


図-4 赤鹿における水位の経時変化⁸⁾(氾濫 注意水位は2.5 m)
図-5 洪水・氾濫の最大痕跡水面位などの調査域とその分割 (Google earthに加筆)

るとし、水準測量点相互の位置関係や距離はGoogle earthから把握・評価することとした。水準測量には自動レベルと長さ5 mの標尺を用いた。

4. 調査結果と考察

4.1 最大痕跡水面位などの空間分布と流況

現地調査域は東西に細長い。そこで図-5に示す4領域（R1～R4）に分割して洪水・氾濫の最大痕跡水面位と地盤高の調査結果を示す。

図-6(a)～(d)に最大痕跡水面位（○地点）と地盤高（△や▲地点）の調査結果を示す。数値は水色が最大痕跡水面位（上段：建築物の前面または側面、下段：側面または背面）で、白色

が地盤高である。○地点の白色数値も地盤高で、この地点では浸水深が評価できる。さらに、黄色数値は氾濫域中に堆積した漂流物（漂流ゴミを含む）の上端を最大痕跡水面位としたものである。これらの水面位や地盤高はグループホーム「楽ん楽ん」から北西側約60 mに位置する国道455号沿いの三級基準点（図中の☆地点、基455-29、TP約32.0 m）と対応付けられている。

表-1に最大痕跡水面位と地形図（基盤地図情報⁹⁾）から評価した水面勾配や河床勾配などの調査結果を示す。水平距離はGoogle earthから評価しており、高低差に比べて精度はよくない。

表-2にManningの流速式に基づく常流と射流（網かけ）の判定例を示す。表の h は水深、 g は重力加速度、 I は（河床）勾配で、Manningの粗度係数 n は0.03、河川断面形は広矩形としている。

図-7に**図-6**と**表-1**に基づく川沿いの最深河床高、最大痕跡水面位と下述の推定流況を示す。

図-6、7と表-1、2から以下が判断される。

- ①A-B間の水面勾配は1/250、河床勾配は1/585で、水面勾配が河床勾配より大きい。B-C間の水面勾配は逆勾配、河床勾配は1/248で、C地点は湾曲部の始点（一般に最大水深となる地点）である。洪水の水深を5~9 m、Manningの粗度係数を0.03、エネルギー補正係数を1.0、河川断面形を広矩形としたときの限界勾配は1/194~1/236（**表-2**参照）であり、A-B間の河床は緩勾配、B-C間の河床は限界勾配程度と判断される。したがって、A-B間の水面形は M_2 （低下背水）曲線、B-C間の水面形は C_1 （場合によっては S_1 ）曲線と推定される。B-C間の水面形はB-F間における160°近い湾曲による流れの堰止め効果のためと考えられる。
- ②C-D間の水面勾配は1/164と大きく、D-E間の水面勾配は1/397と緩い。C-D間の大きな水面勾配はC-F間の河床勾配が限界勾配より大きいことやD地点で川幅が広くなることから（C-D間は S_2 曲線）、D-E間の緩い水面勾配はE-F間が湾曲部の始点であること、D-H間における170°近い湾曲とF地点における狭窄（川幅約75 m）による堰止め効果から（D-E間は S_1 曲線）、理解できることである。したがって、C-E間で跳水が形成されたと考えられる。
- ③E-H間の水面勾配は1/116、河床勾配は1/241で、水面勾配が河床勾配より大きい。D-F間の水面勾配を一定としたとき（E-F間の水位低下は0.19 m）、F-H間の水面勾配は1/105、河床勾配は1/259で、河床はかろうじて緩勾配である。したがって、F-H間の水面形は M_2 曲線と判断され、川幅の増加を考慮しなければならないが、この間で流速が大きくなつたと考えられる。
- ④H-J間の水面勾配は1/417、河床勾配は1/599の緩勾配で、水面勾配が河床勾配より大きい。これは氾濫域幅が増加したためと考えられる。したがって、H-J間の水面形は M_1 （堰上げ背水）曲線で、H-K間における80°近い湾曲による流れの堰止め効果によると考えられる。
- ⑤J-K間の水面勾配は1/266、河床勾配は1/228で、水面勾配が河床勾配よりやや緩い。J-M間で見れば、水面勾配は1/310（備考欄）、河床勾配は1/248で、この傾向は明瞭となる。河床は限界勾配よりやや緩く、水面形は M_1 曲線と判断される。これには下流に位置する乙茂橋へのアクセス道路の盛土や盛土・橋梁部での流木滞留による流れの堰止め効果が関係しているよう。
- ⑥乙茂橋路面上の最大痕跡水位（5.80 m）が周辺に比べて目立つて高い。左岸側にある橋梁へのアクセス道路の盛土や盛土・橋梁部での流木滞留による流れの堰止め効果が認められる。
- ⑦乙茂橋左岸側における流れの堰止めや比較的急な下り勾配（0.93/75=1/81）を有する局所陸上地形の影響もあってか、M-N間とN-P間の水面勾配（各々1/113と1/166）がE-H間のものに劣らず大きい。乙茂橋左岸側の国道455号上やその左側（川から離れる方向）で支配断面（限界水深）が形成され、その下流で局所的な跳水が形成されたと考えられる。
- ⑧最大痕跡水面位の空間分布から乙茂橋直下流の氾濫に猿沢川の洪水が影響したと思われる。
- ⑨左岸側のP-R間の水面勾配は1/334で（備考欄）、1/313の河床勾配（緩勾配）よりやや緩い。右岸側のT-V間はP-R間と逆の傾向である。この理由として左岸側の広い平坦な氾濫域（勾配例は後述）の存在、Q-S間における90°近い湾曲による流れの堰止め効果と氾濫域幅の増加が考えられる。実際、広い平坦な氾濫域の存在と湾曲による流れの堰止め効果でR-S間の水面勾配は1/1,088と非常に緩く、C-D間やF-H間、J-K間の水面形状況と異なる。一方、右岸側の水面形は氾濫域幅の増加に起因するだけでなく、 M_2 曲線の可能性がある。実際、直下流のV-W間やS-W間（河川横断方向）の水面勾配が非常に大きくなっている。

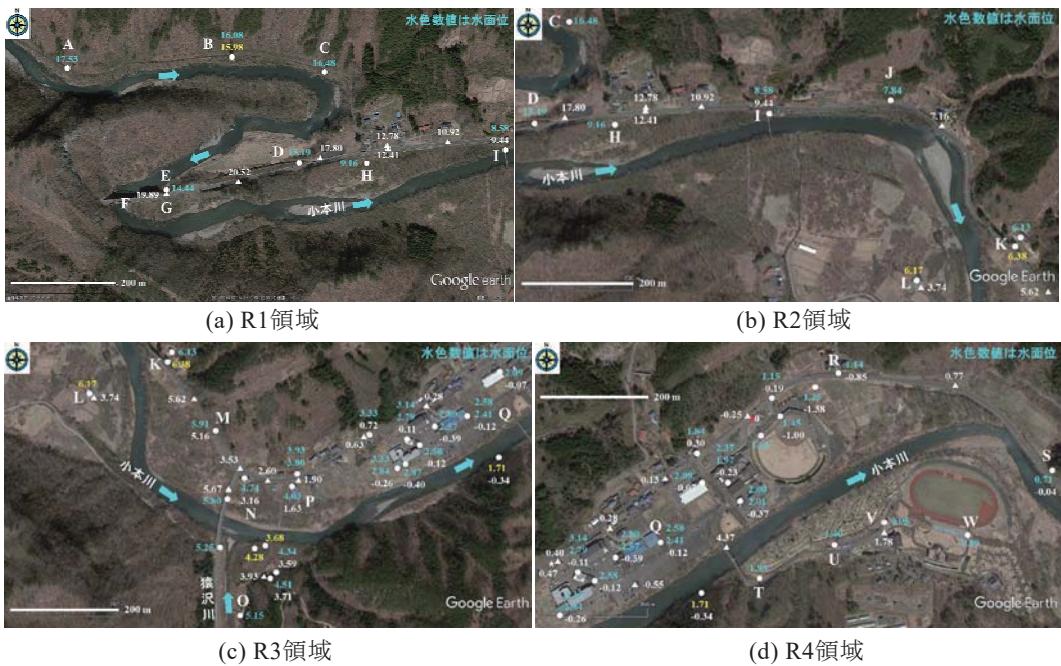


図-6 最大痕跡水面位などの空間分布 (Google earthに加筆)

表-1 現地調査結果

対象 区間	水平距 離 (m)	積算距 離 (m)	水深 (m)	高低差 (m)	水面 勾配	2地点の河 床高 (m)	河床高 差 (m)	河床 勾配	平均河 床勾配	備 考
A-B	363	363	A:8.24	1.45	1/250	40.82, 40.20	0.62	1/585		A-C 1/532
B-C	196	559	B:7.41	-0.40	-1/490	40.20, 39.41	0.79	1/248		C-E 1/250
C-D	212	771	C:8.20	1.29	1/164	39.41, 38.46	0.95	1/223		
D-E	298	1,069	D:8.26	0.75	1/397	38.46, 36.95	1.51	1/197		
E-F	75	1,144	E:9.02	5.28	1/116	36.95, 36.48	0.47	1/160	地形図 (1/283)	0.19 m
F-G	70	1,214	-			36.48, 36.20	0.28	1/250		1/105
G-H	466	1,680	-			36.20, 34.41	1.79	1/260		
H-I	287	1,967	H:6.28	0.58	1/495	34.41, 33.99	0.42	1/683	基盤図 (1/283)	1/417
I-J	264	2,231	I:6.12	0.74	1/357	33.99, 33.49	0.50	1/528		1/310
J-K	388	2,619	J:5.88	1.46	1/266	33.49, 31.79	1.70	1/228		
K-M	210	2,829	K:6.12	0.47	1/447	31.79, 31.08	0.71	1/296		
K-L	220	-	L:3.30	0.21	1/1,048	31.79, 34.40	-2.61	-		横断方向
M-N	132	2,961	M:6.36	1.17	1/113	31.08, 30.36	0.72	1/183	地形図 (1/465)	1/133
N-P	118	3,079	N:5.91	0.71	1/166	30.36, 29.87	0.49	1/241		猿沢川
O-P	340	-	-	1.12	1/304	33.20, 29.87	3.33	-		
P-Q	472	3,551	P:5.69	1.45	1/326	29.87, 27.70	2.17	基盤図 (1/388)	1/334	
Q-R	493	4,044	Q:6.41	1.44	1/342	27.70, 26.79	0.91			
R-S	468	4,512	R:5.88	0.43	1/1,088	26.79, 25.49	1.30	1/360		
Q-U	328	3,879	-	1.18	1/278	27.70, 26.84	0.86	1/381		
T-U	152	3,727	T:6.07	0.58	1/262	27.44, 26.84	0.60	1/422	-	
U-V	118	3,997	U:6.09	0.45	1/262	26.84, 26.80	0.04		-	1/262
V-W	161	4,158	V:5.68	1.84	1/88	26.80, 25.49	1.31	1/123	-	W:5.15 m
S-W	216	-	S:6.75	1.60	1/135	25.49, 25.49	0	-	-	横断方向

※太字は基盤地図情報⁹⁾から評価したもの。

表-2 常流・射流の判定例 ($n=0.03$)

h (m)	\sqrt{gh} (m/s)	I	u (m/s)	h (m)	\sqrt{gh} (m/s)	I	u (m/s)
5	7.00	1/100	9.73	8	8.85	1/100	13.33
		1/194	7.00			1/200	9.43
		1/200	6.88			1/227	8.85
		1/300	5.62			1/300	7.70
		1/400	4.87			1/400	6.67
6	7.67	1/100	11.00	9	9.39	1/100	14.43
		1/200	7.85			1/200	10.21
		1/206	7.67			1/236	9.39
		1/300	6.35			1/300	8.33
		1/400	5.50			1/400	7.22
7	8.28	1/100	12.20			1/200	8.71
		1/200	8.71			1/217	8.28
		1/300	7.04			1/400	6.10
		1/400	6.10				

注) 網かけは射流

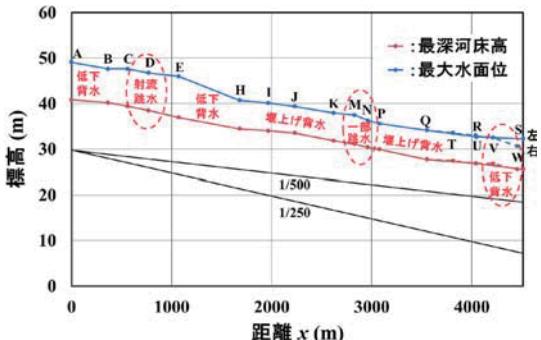


図-7 洪水・氾濫痕跡に基づく推定流況

4.2 乙茂中心部左岸側における氾濫流速

乙茂中心部左岸側 (R3, R4領域) の最大痕跡水面位時における建築物の前面と側面での水位差は上流から順に「ふれんどり一岩泉」で0.49 m (=3.33-2.84), 「楽ん楽ん」で0.35 m (=3.14-2.79), 「岩泉乳業」で0.23 m (=2.80-2.57), 「道の駅」で0.40 m (=2.37-1.97) である。ただし、側面水位は最大痕跡水面位生起時でない可能性がある。最大痕跡水面位時の前面浸水深 h_f を用いる式(1)¹⁰⁾から評価される氾濫流速 u (建築物などが無いときのもの) は順に3.8, 3.7, 3.5, 3.1 m/s である。風間ら⁶⁾は乙茂中心部左岸側の氾濫水深が2 m以上のところでの氾濫流速は3 m/s以上であることを数値解析により示しており、著者らの評価結果と整合している。式(1)は水平床上の津波氾濫流を対象として導かれたものである。国道455号沿いの路面勾配は約1/710の下り勾配であるが、この程度の勾配であれば式(1)は洪水氾濫流にも適用できることが判った。

$$u = 0.66\sqrt{gh_f} \quad (1)$$

5. おわりに

現地調査から乙茂地区とその上流約3 km区間の洪水・氾濫の状況に関して次の結果を得た。

- ①乙茂地区中心部（道の駅）から直線距離で約2 km上流に位置する河川の大蛇行部で水位が上昇し、最大水深は深いところで9 m以上に達した。残りの対象区間における最大水深は6 m前後で、乙茂地区の下流に位置する基準点赤鹿における最大水深約6.6 mよりやや小さい。
- ②この結果、大蛇行部の直下流で洪水流が高速化し、河畔林が流木化した。
- ③乙茂橋左岸側から河川流心方向 (川幅は約180 m) へ約50 m突き出たアクセス道路の盛土と盛土・橋梁部における流木滞留により、乙茂橋左岸側橋台付近で水位が局所的に上昇した。
- ④今回の洪水・氾濫災害は小本川のような山地河川で、洪水を調節するところもない川沿いの平坦地は全てが氾濫域（複断面河川の高水敷に相当）であることを改めて示した。

参考文献

- 1) 内閣府：平成28年台風10号による被害状況等について、平成28年9月30日, p.57, 2016.
- 2) 河北新報：岩泉 土石流1000カ所超で発生か, <http://www.kahoku.co.jp/tohokunews/>, 2016.10.02参照.
- 3) 小笠原敏記：岩泉 小本川からの氾濫・水理状況、土木学会東北支部台風10号水害調査団緊急報告会資料, 2016.09.08参照.
- 4) NHKニュース : 2016.09.30放送.
- 5) 今村文彦, 佐藤翔輔：岩泉 向地区・乙茂地区での被害状況、土木学会東北支部台風10号水害調査団緊急報告会資料, 2016.09.08参照.
- 6) 風間聰, 峰 嘉哉, 高橋範仁：平成28年台風10号による二級河川小本川での洪水発生状況の考察、土木学会論文集B1 (水工学), Vol.73, No.4, 2017. (印刷中)
- 7) 岩手県：小本川水系河川整備基本方針, https://www.pref.iwate.jp/dbps_data/_material/_files/, 2016.09.15参照.
- 8) 岩手県：岩手県河川情報システム, <http://kasen.pref.iwate.jp/iwate/servlet/Gamen30Servlet>, 2016.09.02参照.
- 9) 国土地理院：基盤地図情報サイト, <http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>, 2016.12.16参照.
- 10) Matsutomi, H. and Okamoto, K.: Inundation flow velocity of tsunami on land, Island Arc, Vol.19, Issue-3, pp.443-457, 2010.

平成 28 年台風 10 号による仙台海岸の地形変化*

東北大大学 大学院工学研究科 三戸部 佑太

東北大大学 大学院工学研究科 田中 仁

東北大大学 工学部 鈴木 彰容

東北大大学 大学院工学研究科 梅田 信

東北大大学 大学院環境科学研究科 小森 大輔

東北大大学 大学院工学研究科 峠 嘉哉

1. はじめに

平成 28 年 8 月 30 日に太平洋沖を通過し東北地方に上陸した台風 10 号は東北地方から北海道の各地において甚大な被害をもたらした。太平洋側沿岸部においては各地で高潮および高波浪が観測されており、これにより構造物の損壊を含め多数の港湾・海浜施設の被害が報告されている¹⁾。本台風は観測史上初めて太平洋側から東北地方に上陸した台風であり、台風通過以前から大きな被害の発生が危惧されたため、台風通過時から直後にかけて仙台海岸において現地調査を実施した。本論では仙台海岸において実施した高潮・高波実態調査の結果を報告とともに、同地域の空中写真を元に行った今次台風による地形変化およびその後の回復過程の調査結果を述べる。

2. 対象領域

今回実施した調査は仙台海岸北部の名取川河口から仙台新港までの約 12km の砂浜海岸を対象とした(図-1)。台風 10 号が東北地方太平洋沖を通過している 2016 年 8 月 30 日 16 時～18 時および通過翌日の 8 月 31 日 9 時 30 分～14 時の 2 度にわたって現地調査を実施した。仙台海岸では 1992 年から約 1~2 か月間隔の高頻度で定期的に航空写真を撮影しており、台風 10 号来襲前の 2016 年 7 月 12 日と直後の 9 月 1 日、10 月 1 日および 11 月 5 日に空中写真が撮影されている。本領域は 2011 年東日本大震災津波により大規模な地形変化が生じており、津波来襲から 5 年以上が経過した現在においてもその影響が残存している²⁾。また、名取川河口周辺や七北田川河口周辺においては現在も津波により破壊された海岸堤防の復旧工事が進められており、海浜変形について継続的に調査が必要とされている。なお対象領域の北側に位置する仙台新港において台風通過時の

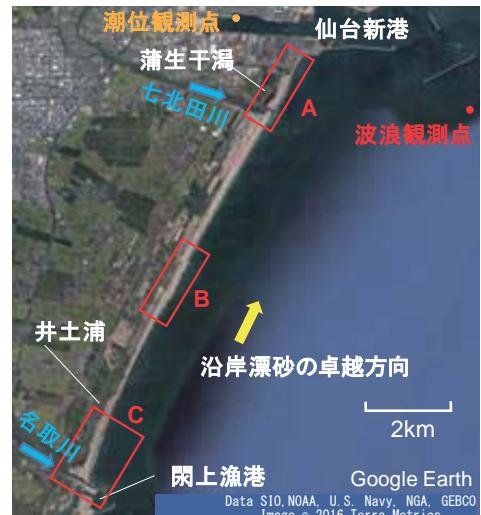


図-1 対象領域(画像は Google Earth より)

*Beach morphological changes on Sendai Coast induced by Typhoon No. 10, 2016 by Yuta Mitobe, Hitoshi Tanaka, Akihiro Suzuki, Makoto Umeda, Daisuke Komori and Yoshiya Touge

8月30日15時頃に潮位偏差が最大値50cmを記録している。また、全国港湾海洋波浪情報網（ナウファス）の観測記録（図-2）によると、2016年8月は複数の台風により高波浪が発生しており、特に台風10号通過時には有義波高で6m、最大波高10m程度の高波浪が観測されている。

3. 現地調査結果

3.1 仙台新港～七北田川河口

図-3は台風通過時の8月30日17時頃に仙台新港付近（図-1:A）にある高台の駐車場から撮影した写真である。高潮および高波浪の影響で駐車場部分の盛土の法先まで波浪が到達している様子が確認できる。また七北田川河口左岸側に位置する蒲生干潟ではその前面に位置する砂丘を高波浪が越波する様子が確認された。

仙台新港付近の盛土箇所においては今回の台風来襲以前から海岸侵食が進んでおり、その盛土背後にはすぐに道路やコンテナヤードが位置することから防災上問題となっていた

（図-4:写真③）。北端部においてはすでに護岸工事が開始されていたが、8月に来襲した一連の台風によって工事箇所を含め大きく侵食が進んでいることが確認された（写真④）。



写真③:台風通過前(8/8)



写真④:台風通過翌日(8/31)

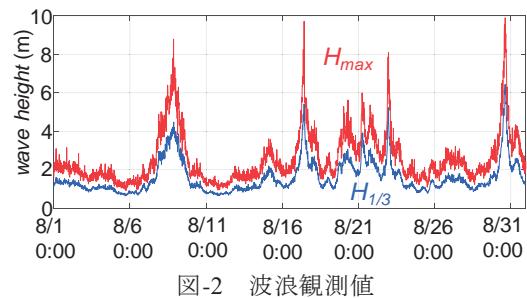


図-2 波浪観測値



図-3 仙台新港～七北田川河口周辺における写真撮影箇所および台風通過時の様子



写真⑤:台風通過翌日(8/31)



写真⑥:台風通過翌日(8/31)

図-4 仙台新港付近における海岸侵食の様子

図-5 蒲生干潟および河口周辺の様子

また、蒲生干潟前面の砂丘の干潟側では越波した流れにより干潟側に倒された植物の根元が砂で埋没しており（図-5：写真⑤），高波浪の越波により干潟側へ土砂が輸送されていることがわかった。また七北田川河口右岸側の河川堤防において確認された痕跡から河口部ではおよそ T.P. 2.6 m まで水位が上昇していたことがわかった（写真⑥）。

3.2 荒浜海岸

荒浜海岸（図-1:B）においては 6 基の離岸堤が設置されているが、台風通過時には高波浪がこれらの離岸堤を乗り越えている様子が確認された（図-6：写真⑦）。現地で確認された漂着物の集積箇所から最大で T.P. 4 m 程度まで波浪が遡上したものと推定される（写真⑧）。本海岸においては 2011 年津波後の復旧工事において海岸堤防天端高が T.P. 7.2m までかさ上げされているが、以前の海岸堤防高さである T.P. 5.2 m でも防護可能なレベルの高潮および高波浪であったものと考えられる。

3.2 名取川河口

名取川河口左岸側（図-1:C）に位置する井土浦の前面においても台風通過時に高波浪が砂丘を越波する様子が確認された（図-7：写真⑨）。なお河口付近の閑上第二観測所では 8 月 30 日 15 時に最大水位である T.P. 2.05 m を観測している。現地における目視の観察では明瞭な地形変化は確認されなかったが、同地域は現在、砂丘上において海岸堤防の復旧工事が実施されていることから、今回の台風による海浜変形への影響についてより詳細な調査が必要である。

4. 空中写真解析結果

図-7 は台風来襲以前の 2016 年 7 月から 2016 年 11 月までの仙台新港から七北田川河口までの空中写真および抽出した汀線位置を示している。なお汀線位置については仙台海

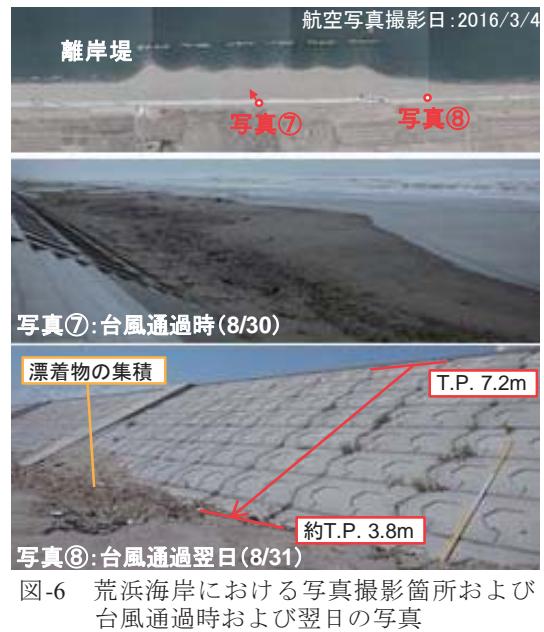


図-6 荒浜海岸における写真撮影箇所および台風通過時および翌日の写真

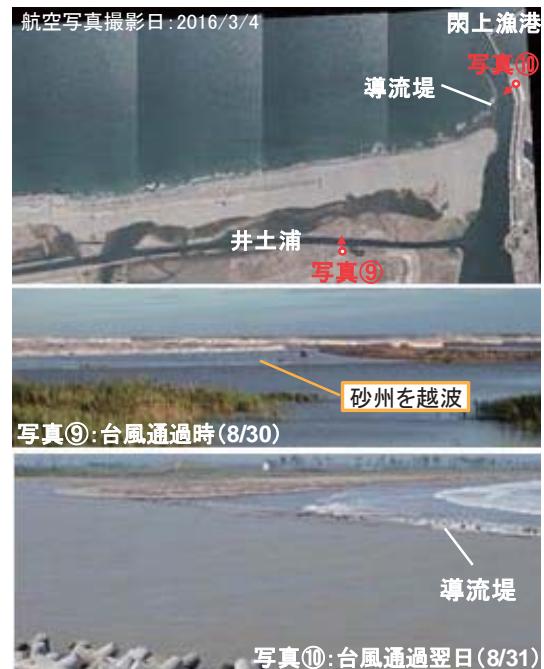


図-6 名取川河口周辺における写真撮影箇所および台風通過時および翌日の写真

岸における平均的な勾配をもとに潮位補正済みの値を示している。台風直後の9月1日では7月のものと比べて全体的に汀線が数十m後退しており、北端部の仙台新港付近では汀線が盛土まで達している。また、七北田川河口部では右岸側からの沿岸漂砂が卓越し右岸側からの河口砂州の発達が顕著であるが、これが大きく侵食され、右岸側に設置されている導流堤が海岸線から突出した。その後全体として汀線位置は回復傾向にあるが、特に河口右岸側において汀線の前進が速い。南から北へ向かう沿岸漂砂が卓越するため、これが河口部で遮断され右岸側において堆積傾向が強いものと考えられる。また、前述のように現地調査から蒲生干潟前面の砂丘部に越波が生じたことが確認されているが、空中写真から抽出した干潟部の水域の水際線には台風前後で明瞭な差が見られず(図-8)、水域面積には大きな差を生じていない。ただし、現地調査において砂丘の干潟側において砂の堆積が確認されており、今回のイベントによる干潟環境への影響を評価するにはより詳細な調査が必要である。

荒浜海岸においては離岸堤背後においてトンボロの発達がみられたが、汀線が後退するとともにやや平坦な汀線形状となっている(図-9)。同海岸においては20m程度の汀線後退が生じているが、1か月後の10月1日の段階で概ね元の汀線位置まで回復している。

名取川河口部周辺においても全体的に20m程度の汀線後退が生じており、また河口砂州の先端部100m程度が侵食された(図-10)。名取川河口左岸側には導流堤が設置されており、2011年東日本大震災津波時には河口砂州のフラッシュにより導流堤と砂州の先端が離れ、その後4年以上にわたりその間が流路の一部となっていた²⁾。このような河口砂州のフラッシュは2011年以前も大規模な洪水により度々生じていたことが知られているが³⁾、今回生じた侵

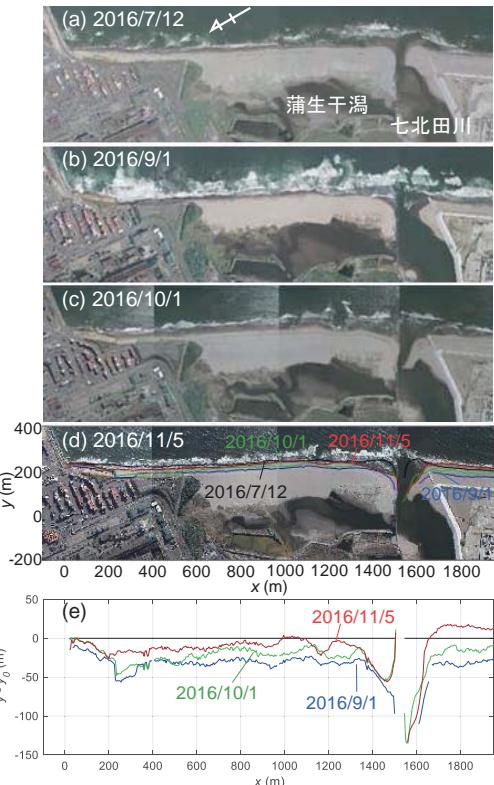


図-7 仙台新港～七北田川河口周辺における空中写真および汀線位置(a)～(d)。(e)は台風前(2016/7/12)の汀線位置(y_0)からの変化量

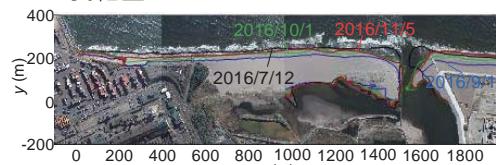


図-8 仙台新港～七北田川河口周辺における水際線(潮位補正なし)

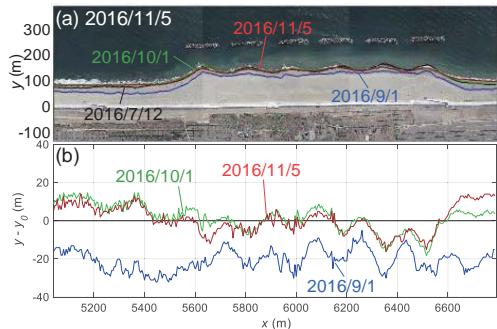


図-9 荒浜海岸における空中写真(a)および汀線位置の変化量(b)

食では河口砂州と導流堤間に隙間を生じるほどの大規模な地形変化には至らなかった。また、井戸浦よりも北側の領域（約 $8000m < x < 9400m$ ）では2011年の津波およびその後の侵食によって砂浜が消失し、海岸堤防前面に設置されている直立壁や消波ブロックが海岸線に露出している。そのため今回の台風では海岸線に変化は見られなかった。漂砂の下手側に位置する井戸浦の北端部周辺では汀線の回復が早く、1か月後の10月1日には台風来襲以前の汀線位置まで回復している。また河口砂州の回復も早く、台風前と比較してより伸長した状態となっている。

対象領域全体をみると、台風来襲以前から砂浜が消失していた部分（約 $8000m < x < 9400m$ ）を除いて概ね一様に20~30m程度汀線が後退している。その後の回復を見ると領域中央の荒浜海岸周辺では1か月間で汀線位置が台風来襲前と同程度まで前進している。構造物等から離れている領域（約 $3000m < x < 5000m$ ）においては沿岸方向に概ね一様に汀線の前進がみられるため、岸沖方向の砂移動が汀線回復に支配的であると推察されるが、荒浜海岸の離岸堤南側および七北田川河口の南側において特に汀線の前進傾向が大きい。これらの領域は離岸堤および河口に対し沿岸漂砂の上手

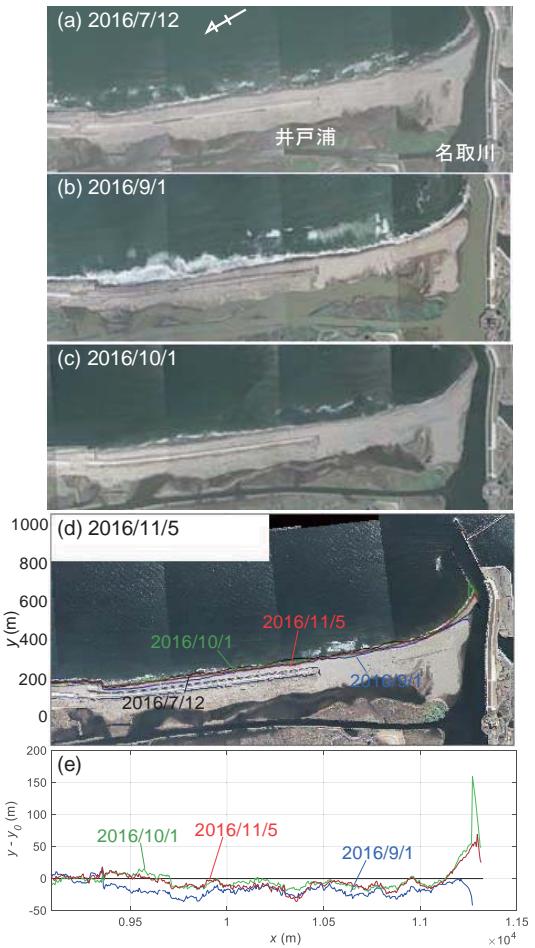


図-10 名取川河口周辺の空中写真および汀線位置(a)~(d)。(e)は台風前（2016/7/12）の汀線位置(y_0)からの変化量

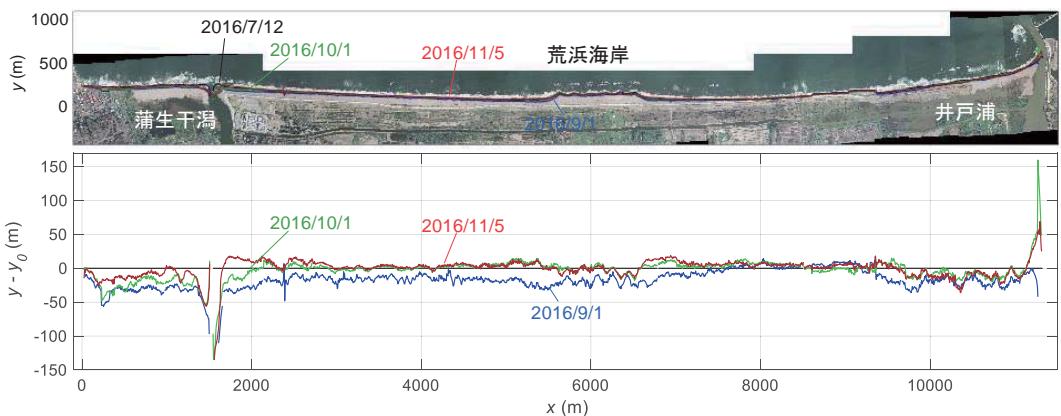


図-11 対象領域全域での汀線位置および台風前（2016/7/12）の汀線位置(y_0)からの変化量

側に位置しており、沿岸漂砂の捕捉効果^{4) 5)}が寄与していると考えられる。一方で井戸浦や蒲生干潟の前面においては汀線の回復が遅い。井戸浦および蒲生干潟前面の砂丘部は台風時に越波が生じており、これに伴い、干潟側へ砂が流入している。より詳細に今次台風による漂砂系への影響を議論するためには越波による土砂輸送量を考慮する必要がある。

5. おわりに

本論文では平成28年台風10号について仙台海岸での高潮・高波実態調査の報告をするとともに、台風10号による地形変化とその後の回復過程に関して空中写真をもとに解析を行った。仙台海岸では観測記録を上回るような大規模な高潮や高波浪は生じなかつたが、対象領域全域にわたり数十m程度の大規模な汀線後退が生じていた。七北田川河口左岸側や名取川河口左岸側など一部の領域では台風来襲以前の状態まで回復しておらず、さらにこれらの領域では2011年の東日本大震災津波の海浜地形への影響もいまだ残存している。また海岸堤防の復旧工事や導流堤の改修等、海岸構造物の状況も変化している状態にあるため、今後より詳細に漂砂系への影響の評価を行い、継続的な海浜地形モニタリングを行うことは重要である。

参考文献

- 1) 内閣府：平成28年台風10号による被害状況等について（平成28年11月16日14時00分現在），
<http://www.bousai.go.jp/updates/h28typhoon10/>
- 2) Vo Cong Hoang, 田中 仁, 三戸部佑太：東日本大震災津波後の仙台海岸広域漂砂系の回復状況, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.72, No.2, pp.I_769-I_774, 2016.
- 3) 渡辺一也, 田中 仁: 第12章 名取川, 日本の河口 (澤本正樹・真野 明・田中 仁編著), 古今書院, pp.115-122, 2010.
- 4) 姜 炫宇, 田中 仁, 坂上 肇: 長期現地観測資料に基づく仙台海岸汀線変動特性・土砂收支の検討, 海岸工学論文集, Vol.51, pp. 536-540, 2004.
- 5) Eko Pradjoko, 田中 仁: 沿岸漂砂系に流入する河口左右岸の汀線変動特性に関する研究, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp.541-545, 2012.

秋田県沿岸市町における中学生の防災意識に関する研究*

秋田大学工学資源学部

安田 慎吾

秋田大学地方創生センター

鎌滝 孝信

秋田大学大学院理工学研究科

渡辺 一也

1.はじめに

2011年3月11日の東日本大震災以降、大規模な自然災害が起きた際に一人一人が主体性を持った減災行動をとることが必要と、様々な場面で唱えられている。また、近年では太平洋側と日本海側における住民の防災意識の違いが問題になっており、相対的に太平洋側では防災意識が高く、日本海側では低い傾向にあるとされる（内閣府、2016）。このような背景から、秋田県内では、小学生を対象とした防災意識に関するアンケート調査が実施され、アンケートそれぞれの質問に対する回答の単純集計およびクロス集計結果を基に検討が行われてきた（佐藤ほか、2016）。一方、地域の過疎化、高齢化が進む秋田県の各自治体では、中学生や高校生が地域防災における次世代のリーダーとして活躍していくことが期待されている。そこで本研究では、日本海側に位置する秋田県沿岸市町の中学生の防災意識に関するアンケート調査を行った。また、比較対象として、今後南海トラフでの大きな地震が想定される愛知県と三重県の中学生との防災意識の違いを比較し、秋田県の中学生が意識すべき課題について検討する。

2. 調査実施学校

調査対象とした中学校は、秋田県内では八峰町1校、能代市7校、男鹿市4校、潟上市3校、秋田市2校の計17校である。秋田県以外では、愛知県愛西市と三重県桑名市でそれぞれ1校ずつを対象とした。また、秋田県能代市の5校と愛知県愛西市および三重県桑名市の中学校は、それぞれ米代川と木曽川すなわち一級河川の下流部かつ沿岸の周辺に立地していることから、それぞれの周辺地域特性が似ていると判断し比較対象とした。

3. 調査方法

アンケート調査は2016年7月～10月に実施し、実施校の教員を通じて生徒にアンケートを配布し、その場で記入および回収を行った。アンケートの回収は秋田県、愛知県、三重県合わせて19校、4827人である。回収したアンケートは、それぞれの質問的回答に対する単純集計を行い、さらに2つ以上の質問的回答を組み合わせたクロス集計を行った。また、学校周辺の地域特性が似ていると考えられる秋田県能代市と愛知県愛西市および三重県桑名市にある中学校における集計結果の比較を行うことによって、秋田県の生徒が今後意識していかなければならない課題について検討した。

*Investigation on disaster prevention awareness of the junior high school students in the coastal area of Akita Prefecture by Shingo Yasuda, Takanobu Kamataki, and Kazuya Watanabe

4. 結果とその解釈

以下に、「避難に関する知識とハザードマップの認知度」、「秋田県で起こり得る災害の認知度について」および「東日本大震災前後での避難用グッズについて」のアンケート集計結果とその解釈について述べる。

4-1 避難に関する知識とハザードマップの認知度

4-1-1 秋田県全学年の集計結果：

ここでは、「避難に関する知識」と「ハザードマップの認知」についての結果を示し、考察を行う。「住んでいる所のハザードマップを見たことがありますか?」という質問で得られた回答別に、「避難の方法を知っていますか?」という質問に対する回答の集計結果は以下のとおりである。

住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒で避難の方法を知っている生徒は91%である(図-1)。また、住んでいる所のハザードマップを見たことがない生徒で避難の方法を知っている生徒は82%である(図-2)。以上の結果から、住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒は、見たことがない生徒に比べて、避難の方法を知っている割合が高くなることがわかる。

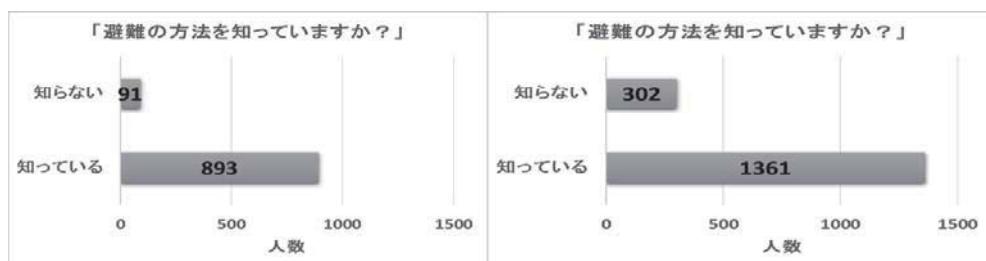


図-1 ハザードマップを見たことがある生徒 図-2 ハザードマップを見たことがない生徒
の集計結果 の集計結果

4-1-2 秋田県各学年の集計結果:

- (1) 1年生では、住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒で避難の方法を知っている生徒は92%である。また、住んでいる所のハザードマップを見たことがない生徒は84%である(図-3, 4)。

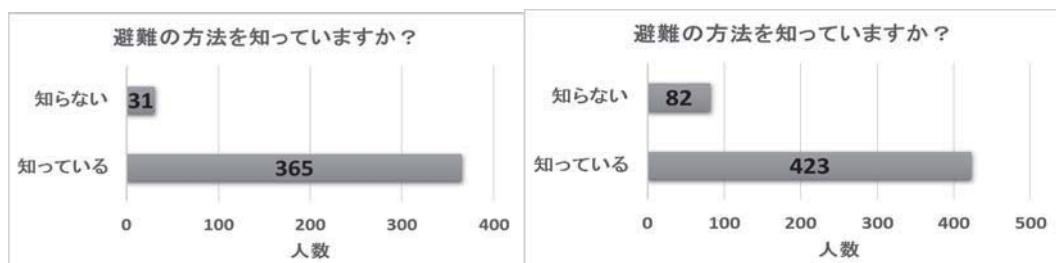


図-3 ハザードマップを見たことがある生徒の 集計結果 (1年生) 図-4 ハザードマップを見たことがない生徒の
集計結果 (1年生)

(2) 2年生では、住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒で避難の方法を知っている生徒は89%である。また、住んでいる所のハザードマップを見たことがない生徒は80%である(図-5, 6)。

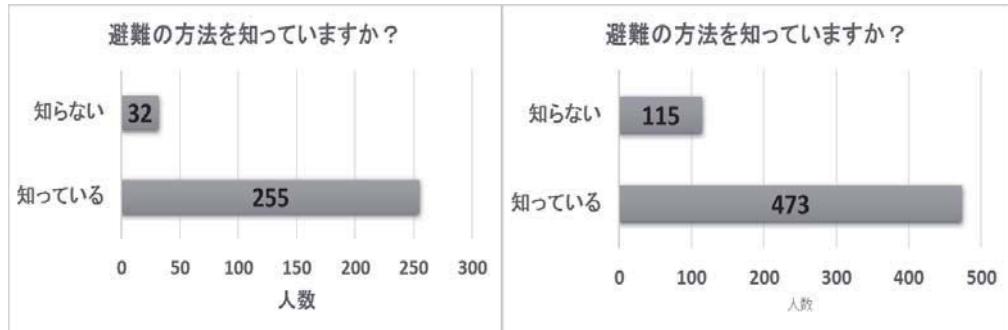


図-5 ハザードマップを見たことがある生徒の集計結果(2年生)

図-6 ハザードマップを見たことがない生徒の集計結果(2年生)

(3) 3年生では、住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒で避難の方法を知っている生徒は91%である。また、住んでいる所のハザードマップを見たことがない生徒は82%である(図-7, 8)。

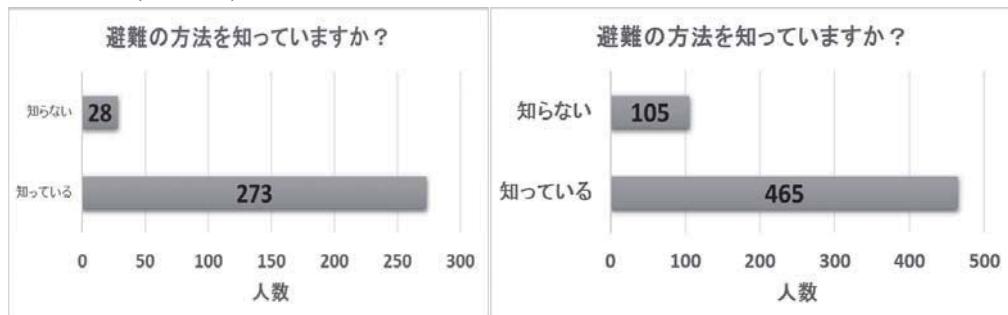


図-7 ハザードマップを見たことがある生徒の集計結果(3年生)

図-8 ハザードマップを見たことがない生徒の集計結果(3年生)

以上の結果から、1, 2, 3年生であまり変化がなく、学年に関係なく比較的に避難の方法を知っている生徒が多いことがわかる。しかし、本来は年齢が上がるにつれてハザードマップの認知度が上がることが望ましいと考える。

4-1-3 能代市と愛西市および桑名市の生徒の集計結果の比較

(1)能代市全学年のみの集計結果

能代市5校では住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒で避難の方法知っている生徒は89%である。また、住んでいる所のハザードマップを見たことがない生徒は80%であ

る。(図-9, 10)

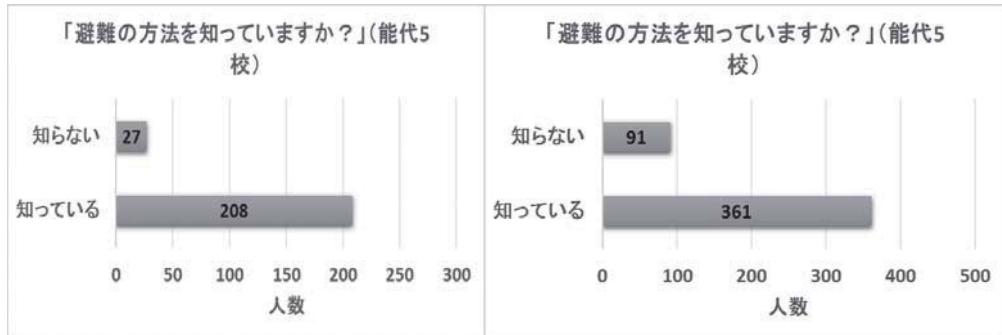


図-9 ハザードマップを見たことがある生徒 集計結果
 図-10 ハザードマップを見たことがない生徒の
集計結果

(2)愛知・三重県全学年の集計結果

愛知・三重県では住んでいる所のハザードマップを見たことがある生徒で避難の方法を知っている生徒は 82%である。また、住んでいる所のハザードマップを見たことがない生徒は 73%である。(図-11, 12)

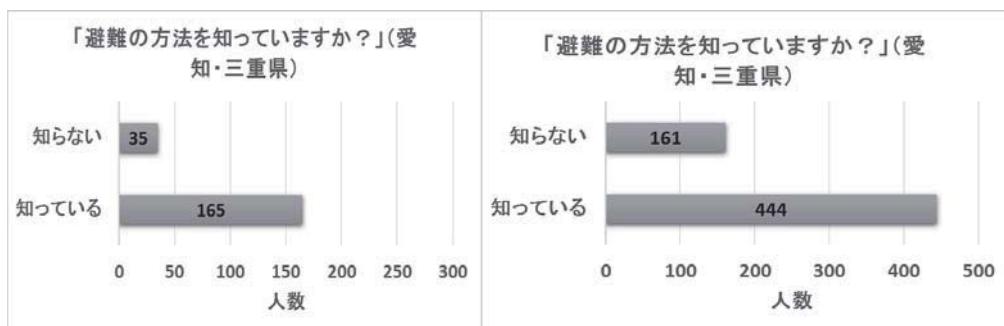


図-11 ハザードマップを見たことがある生徒 集計結果
 図-12 ハザードマップを見たことがない生徒の
集計結果

(3)能代市と愛知・三重県の集計結果についての解釈

以上の結果から、地域特性が似ていながらも、愛知・三重県より能代市の方が避難の方法の認知度が高いことがわかる。

4-2 秋田県で起こり得る自然災害の認知度について

「今後秋田県沿岸部で大きな地震災害が起こると思いますか？」という質問で「思う」と回答した生徒が「地震災害が起きた際に、どのような被害が生じると思いますか？」という質問に回答した集計結果は以下のとおりである。

「地震などの揺れによる被害」と回答した生徒は 45%で、「津波による被害」と回答した生

徒は33%である(図-13)。この結果から、秋田県沿岸部で大規模な地震災害が起きた際に、地震の揺れが最も大きな被害が生じると思っている中学生が多いことがわかる。よって、この結果は1983年日本海中部地震を知っている生徒が多いことと関係があると考える(図-14)。

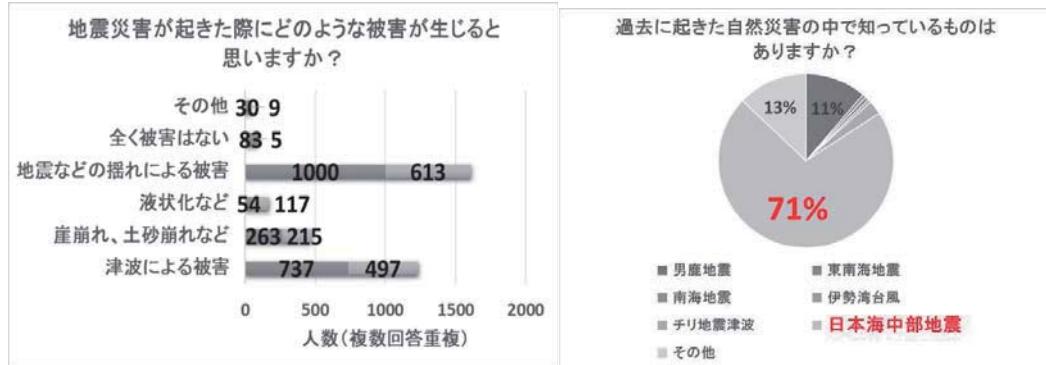


図-13 秋田県で起こり得る災害の認知度についての集計結果

図-14 過去に起きた自然災害についての集計結果

4-3 東日本大震災前後での避難用グッズの有り無しについて

「東日本大震災前、避難用グッズはありましたか?」という質問と「東日本大震災後、避難用グッズはありますか?」という質問に対する回答の集計結果は以下のとおりである。

東日本大震災前は「あった」と回答した割合が多いが、東日本大震災後では「わからない」と回答した割合が最も多くなった。また、「わからない」と回答した割合が増えており、東日本大震災前後で防災意識について変化がないことがわかる。

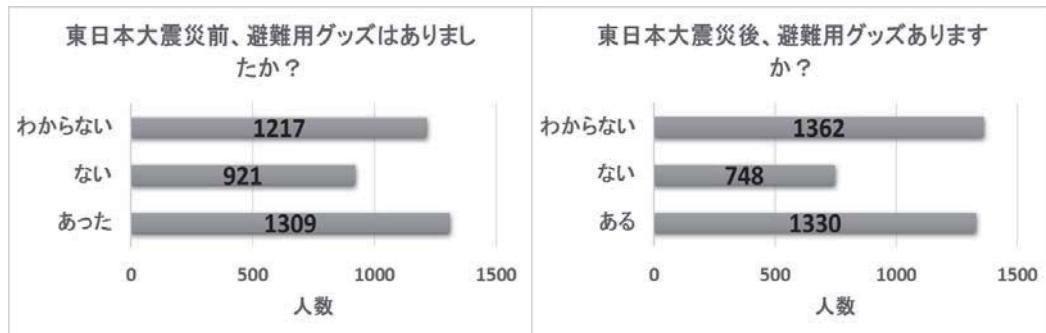


図-15 東日本大震災前のデータ

図-16 東日本大震災後のデータ

5.まとめ

(1)避難の方法の認知度について

どの学年でも「住んでいる所のハザードマップを見たことがある」と回答した生徒は、「住んでいる所のハザードマップを見たことがない」と回答した生徒に比べて避難の方法を知っている割合が高くなることがわかる。しかし、1年生が最も「避難の方法を知っている」結果にな

ったことから、学年が上がるにつれて防災意識が上がるとは言えないことがわかる。

また、ハザードマップは自然災害が起きた際、避難する上で重要かつ有用なものであるため、普段の学校の授業で防災教育を行うことや、防災に関するイベントなどを開催することでハザードマップの認知度をさらに向上させる取り組みを行っていく必要がある。そして、ハザードマップを生徒に自ら作る機会を与え、自発的に防災に関して意識を持たせることが必要であると考える。

(2)秋田県で起こり得る災害の認知度について

アンケートをとった生徒たちの多くは、今後秋田県沿岸部で地震災害が起きた際に「地震の揺れによる被害」や「津波による被害」が生じる可能性があると思っていることがわかる。そこで、今後秋田県で自然災害が起きた際に、どんな場所にいても自発的に避難できるような教育を行っていくことが必要である。また、自治体が積極的に防災教育を行い、中学生たちを地域防災における次世代のリーダーとして育てていくことも必要と考える。そのためには、2011年東日本大震災や1983年日本海中部地震などの過去に起きた自然災害を教訓にして子供たちに伝えていくことが必要である。

(3)東日本大震災前後での避難用グッズについて

東日本大震災前後で共に「わからない」と回答した生徒が多く、防災意識について変化が見られない結果となった。しかし、避難用グッズは自然災害が起きた際、避難してから安全を確認して、救援物資が届くまでの生活を助けるのに必要なものである。また、大規模な自然災害が起きた際は交通ネットワークが断絶する可能性があり、すぐに救援物資が届かなくなる可能性もある。そこで、いつ起こるかわからない自然災害に備え、全ての人々が避難用グッズを用意できるようにする必要がある。そのためには、防災教育を充実させることが必要であると考える。

謝辞

アンケート調査を実施するにあたり、秋田県教育庁保健体育課および八峰町、能代市、男鹿市、潟上市、秋田市の各教育委員会、秋田県内17校、愛知県内1校および三重県内1校の中学校の校長をはじめとする教職員および生徒の方々に多大なる協力を頂いた。この場を借りて深く感謝いたします。

参考文献 :

- 1)伊村則子ほか、千葉県市原市立小学校における小学生と保護者を対象とした防災に関する調査報告書、2009；
- 2)内閣府、平成28年度版防災白書、2016；
- 3)佐藤ほか、秋田県内の小学生および保護者の防災意識に関する研究、土木学会東北支部講演要旨、CD-ROM、2016.

山形大学地域教育文化学部における防災教育

—これまでの実績と学部改組への取組—*

山形大学大学院教育実践研究科 村山 良之

1. はじめに

山形大学地域教育文化学部では、2015年度から児童教育コース（小学校教員養成課程）において、防災教育科目「教員になるための学校防災の基礎」（2単位）を3年生以上向けに開講している。2015年度入学生が3年生となる2017年度からは、同コース必修科目として本格開講することになっている。本稿は、この授業科目の試行期間ともいえる選択科目としての開講2年間の実績を踏まえて、その成果と課題について検討するものである。

またこの間、学部改組が決まり、2017年度入学生からは新たな学部での教育、研究が開始されることになった。新学部は従来の5コースから2コースとなり、児童教育コースはそのまままで、文化創生コースが新設されることとなった。これにともない、学部全体として防災教育が充実されることとなった。現在検討中の防災教育科目について報告する。

2. 「教員になるための学校防災の基礎」開講2年の成果と課題

この授業科目では、地球科学的内容を授業時数の約半分を割いて前半に8コマ、後半に防災教育と防災管理の実際的内容を6コマ置いている。また授業担当者として、筆者を含む大学教員3名の他、現職校長と山形地方気象台から、いずれも無償で支援していただいている。この授業科目の構想から開講初年度までについては、村山ほか（2015）および村山・八木（2016）で既に報告しており、開講初年度までの以下の記載はこれらに基づいている。

開講初年度（2015年度）については、学部実施の授業改善アンケート等によれば受講生からは全体としてかなり肯定的に受け取られたことがわかる。一方で、最終回授業時のコメント（自由記述）等から、以下のこと等が明らかになった。①前半（地球科学的内容）について否定的に言及したもの（難しい）が多くった一方で、②肯定的に言及したもの（必要性や有効性等）も同数あった。そして、③それらのなかに両方指摘したもの（難しいが必要である等）が多くあった（後述、表3）。また、④外部講師への高い評価と継続の希望、⑤授業方法の改善への要望（一方的講義でない授業方法、振り返りの時間確保等）も得られた。

開講2年目にあたる2016年度は、気象台から派遣していただいた担当者の変更等があったものの、前年度とほぼ同様の計画に基づいて授業を実施した（表1）。そして、初年度の反省を踏まえて、以下のような改善を行った。

まず、前半に地球科学的内容を配置することについて、第1回授業（オリエンテーション）で、地球科学的な知識が自校化（ローカライズ）の土台でありひいては学校防災の鍵であることをなわち前半を学習する意義をていねいに説明し、また内容が難しくないよう配慮されたも

*Disaster education in Faculty of Education, Arts and Science in Yamagata University: its achievements and challenges by Yoshiyuki Murayama

のであることを伝えて受講生を激励した。さらに後半の最初となる第10回目の授業では、ハザードと土地条件に関する情報の把握方法について、事例地域を示しつつ前年度以上に説明した。前半の内容が後半の学校防災の基礎になることを改めて示した。

表1 「教員になるための学校防災の基礎」 2016年度実績

日付	回	テーマ	担当者
04/08	01	オリエンテーション 受講生の3.11経験紹介 担当:村山	
04/25	02	地質学の基礎 低地(沖積低地) 担当:川邊(村山)	
05/02	03	水害:沖積低地の地形と土地利用 担当:川邊(村山)	
05/09	04	地形学の基礎 地形の成り立ちと災害の痕跡 担当:八木	
05/16	05	土砂災害 担当:八木	
05/23	06	火山のしくみと火山災害 担当:山形地方気象台 阿部	
05/30	07	地震・津波の基礎 担当:山形地方気象台 高橋	
06/06	08	気象の基礎 担当:山形地方気象台 丹野	
06/13	09	気象災害 担当:山形地方気象台 上野	
06/20	10	学校の防災管理① 前提としてのハザード・土地条件 担当:村山	
06/27	11	学校の防災管理② 学校保健安全法, 東日本大震災の教訓 担当:村山	
07/04	12	防災教育の実践例① 釜石東中, 北六番丁小 担当:村山	
07/11	13	防災教育の実践例② 教科や特別活動, 防災教育計画 担当:村山	
07/25	14	防災教育の実践例③ 防災ゲーム, クロスロード 担当:村山	
08/01	15	学校の防災管理③ 学校地域連携, 危機管理 担当:山形七小 斎藤	

表2 授業全体への感想・コメント 前半の地球科学的内容への言及の例

- ・授業の前半はかなり辛かった。(否)
- ・全体を通して、地形や気候などの難しい専門分野が多いと感じた。来年は学校を対象にした学校防災の分野をもう少し増やしても良いと感じる。(否)
- ・専門的な学習(地盤, 地層など)は難しく、あまり理解できなかつたものもあった。教員が専門的な部分をしっかり知っておくことは大切なことであるが、もう少しかみくだいてわかりやすいものであると理解しやすいように思う。(否+肯)
- ・最初は難しいことも多くてわかんない,,,、早く対処法が知りたいと思っていました。でも、予測するにはメカニズムを知らないとできないし、起きた時に次にどんな危険があるのかわかつていないと動けないのだなあと思いました。「教員になるための」だけみんな学んでいた方が絶対いいと思いました。地震が来たらどうしよう、噴火したらどうしようと言っているならまず学んだ方が安心するなと思います。(否+肯)
- ・初めは私自身地理が苦手ということもあり、難しくて内容を理解するのに苦労していましたが、どんどん回を重ねていくうちに、この地理の授業がなかったらその後の防災教育を深く理解することができなかつただろうなと実感しました。どうしてそういう対応をするのか、どうすれば危機管理ができるのかは、地理的条件をしっかり理解していなければ分からることだなと思いました。(否+肯)

2016年8月1日最後の授業時、抜粋、一部改変、全コメント数は46、()内は筆者判断で書込

第15回目（最終回）の授業の最後に10分程度時間を取りていただき、この授業全体に対する感想、コメントを求めた。全部で46のうち、前半（地球科学的内容）について言及したもの（表2）が、否定的（難しい）8、肯定的9、その他（もっと充実を要望、自らの知識不足反省）2、それぞれあった（表3）。このうち、否定的と肯定的の重複した内容のものが4あるので、単に難しいことに言及したコメントは4であった。前年度は、肯定との重複を含む否定的コメントが16で全コメント数39の4割強に達したのに対して、2016年度は全コメント数46のうち8で2割を大きく割り込んだ。さらに、前半の各回授業後の感想および第10回授業後の感想も合わせてみても、2016年度は前半の地球科学的内容の授業が、前年度よりもわかりやすかったと受講生から捉えられたといえよう。第1回オリエンテーションも寄与したかも知れない。

授業全体への感想・コメントにおいても、記名ありなので割り引いて考えるべきであるが、肯定的なものが前年度同様に多く得られた（表4）。また、学部実施の授業評価アンケート（無記名）結果によると、回答数46（前年度36、以下同様）で、「総合的に判断すると良い授業か」の問い合わせに対する、5はい～1いいえの得点平均は4.65（4.64）であった。これは、2016年度前期開講で回答数30以上の授業69（61）のうち、21位（13位）に相当する。前年度とほぼ同様に、授業全体としてかなり肯定的な評価を得たことがわかる。

表3 前半（地球科学的内容）への言及数と内容

年度	全数	否定的	肯定的	重複（内数）
2015	39	16	16	9
2016	46	8	9	4

表4 授業全体への感想・コメント

- ・この講義を受ける前の私の考え方として、ひたすら学校で避難訓練を行うための知識や実践を身につけることができると思っていました。しかし実際は違っていました。地理学などの視点から防災の基礎から学び、「どうして地震や津波が起こるのか？」「どうして土砂崩れがおこるのか？」など、子どもたちに説明するための知識を理解しました。知識を理解したら実際に学校現場でどのような実践が行われているのか、防災ゲームの実践例など本格的な防災教育を学びました。防災教育の意義は、子どもたちがこれからを生き抜くために必要な教育だと、15回の講義を通して思いました。
- ・これまで防災について考えてきて、災害がおこった時の対応はもちろんだが、災害がおこる前にやっておくことがたくさんあり、それがとても重要になってくることがよくわかりました。災害がおこった時の対応は、事前に予測していたり、考えておいたりしておかなければ、冷静に対応することができません。（中略）今後、教育にたずさわっていく上で、さらに知っていかなければならないなと思いました。
- ・この講義を受け、自分の中で考えていた防災教育が変化し、新たな発見も多くあった。特に2つある。1つ目は防災教育は日常生活の中でも、教科の中でも、少し付け加えるだけでも効果があるということである。避難訓練の時だけ防災を意識するのではなく、理科の地形の授業や国語の古典でも防災につながるようなことを意識していくことで、教師も子どもも、さらに身に付いていくことを学んだ。2つ目は、防災マップやハザードマップなど、危険を予想するには、地形を把握することが大切ということだ。地形を理解することは避難する場所は被害が出る場所を想定できる可能性が広がると感じた。

- ・15回の授業を受けて、学校の防災について「何だか難しそう」という認識が「自分にもできる」というふうに変わりました。というのも防災という抽象的なボヤッとしたものが、回を重ねるごとに色々な方向から知ることができ、具体性がまして、はつきりしてきたからです。
- ・全15回を通して、防災を考える上で大事なことは、地域の地形的特徴を理解しておくことと、日頃から危機管理識をもって行動することの2つにまとめられるのではないかと感じた。事前にマニュアル作成等を含む準備をきちんとしておくことで実際に災害等が起きた時に迅速に対応することができる。それが結果的に多くの人々の命を救うことにつながるのである。防災教育の重要性を再認識することができてよかったです。
- ・学校防災と聞くと、日頃の備えや訓練などの取り組みが思い浮かんでいたが、その前に、地域の土地などの状態や自然災害の発生のメカニズムを知っておく必要があることを初めて知った。そうしなければ、確かに学校の近くを想定したマニュアルは作れないし、防災の大切さについて、子どもたちに根拠を持って伝えられないと思う。だが、授業でその部分を学ぶ時、難しく感じて大変であった。また、後半で多く扱っていたのだが、学校での取組をもう少し学びたかった。
- ・自分が教員になったら、もし地震や津波などの災害にあった時にどのように対応すべきか不安があった。しかし、この授業を受けることによって少しづつ不安が解消できた。しっかり事前に準備して連携を図ることで、子どもたちの命を守れる。準備の仕方なども具体的に授業の内容に盛り込まれていてありがたかった。また、地理学、地形学を分かりやすく学べたこともよかったです。自分が現場に出て、子どもらに防災教育をどのように指導すべきかイメージを持つことができた。
- ・気象台の方々や現職の先生方から防災という視点でお話を聞いていただく機会は今までにあまりなく、とても貴重な経験をさせていただきました。(中略) 全15回の講義で、私が一番印象に残っているのは「防災のスパイス」です。今まで防災学習は総合などを使ってしっかりと学ばなければいけないものという意識でしたが、普段の授業の随所に組み込むことが大切だということを学びました。日常的に子どもたちに習慣として防災の意識を身に付けさせることによって、とっさに対応する力が身に付くのだと感じました。時間を多くかけずとも、子どもたちが防災を学ぶことができるという点で、私の意識は大きく変わったように思います。
- ・東日本大震災とはいっても比較的被害の少なかった山形県で、隣の宮城、岩手、福島がまだまだ復興最中のにだんだん記憶が風化していくことに少し危機感を感じていました。津波も原発もないし,,, みたいな意識もありました。しかしこの授業で、やはり日本は災害大国だということが分かりました。教員として出来ること、そんなに専門的な知識はないけど知っておくことが鮮明になりました。
- ・他人の震災時の話をきけてよかったですし、自分も話せてよかったです。知ってもらいたい気持ちもあるが、べらべら話すような内容ではないし、相手も遠慮して聞いてこなかったので、なかなか話す機会がなかった。みんなに真剣に聞いてもらえてよかったですし、私も米沢市の様子を聞いてびっくりした。

2016年8月1日最後の授業時、抜粋、一部改変、全コメント数は46

以上より、この授業科目の開講2年については、学生から概ね良好な評価を得ることができ、また若干改善したともいえよう。ただし、学生からの記名コメントを主たる根拠とするという限界は明らかであるし、授業内容の定着について試験で問うこと等もしていない。本来は、卒業生が実際に学校現場で防災教育や防災管理に取り組むことと、それが児童生徒に浸透するかどうかや学校現場で活かされるかどうかでもって評価されるべきである。少なくともあと数年の時間と調査方法の工夫が必要となろう。

3. 学部改組とともになう防災教育科目の新設

学部改組によって新設される文化創生コースは、『地域社会における文化的な豊かさの保持と健やかで安心な生活の維持に寄与する「地域課題解決のスペシャリスト」を養成』することを目的とするもので、その必修科目として「地域防災論」が開設され、筆者が担当することとなった。同科目は、2年生後期に置かれるため、2018年度後期からの開講となる。

同コースは、定員95名で、「心身健康支援」と「芸術文化創生」の2つのプログラムからなり、前者は心理学、食物学、スポーツ科学を、後者は音楽芸術学、造形芸術学を中心とするプログラムである。このような多様な専門性を持つまたは志向する学生を対象とし、必修科目としての防災教育科目の設計は大きな課題である。

まず、既設防災科目が教員養成課程対象であるために学校防災に焦点を当てたものであったのに対して、新規科目では、地域課題としての防災の課題解決に取り組む人材の養成のための、より幅広い内容が求められる。一方で、上記のような多様な受講生を対象にかつ必修科目として設置されることから、地域防災に対する必要感の醸成と、最低限の地球科学的内容の理解および同内容への興味を喚起することが基盤となる。かなり高いハードルが想定される。

いまのところ表5のような授業計画を検討中であるが、さらに多くの自治体で行われている地域の防災リーダー養成講座のカリキュラム等も参考にして、検討を続けたい。

表5 2018年後期開講予定「地域防災論」授業計画案

回	テーマ
01	ガイダンス／本授業の目的、方法、概要について説明する。
02	地域防災の課題／受講生の体験や『記録集』等をもとに、東日本大震災等で明らかになった防災の課題を把握する。
03	地震と津波による災害／プレートテクトニクス、活断層、地盤、液状化
04	気象災害／梅雨、台風、前線、水害、風害、雪害
05	地形と水害／沖積低地
06	火山災害／火山灰、火碎流、火山泥流
07	前回までの内容をふまえて、地域防災に取り組む際に把握すべきハザードと土地条件について検討する。
08	災害の一般的構造／誘因（ハザード）と素因、災害過程
09	防災法規と制度／地域防災計画、自助、共助、公助、自主防災組織
10	地域の防災課題／「DIG」
11	災害場面での行動選択／「クロスロード」
12	避難と避難所／学校地域連携、防災訓練
13	ボランティア／
14	災害復興／心のケア（サポート）、教育支援
15	まとめ／地域防災の課題と受講生が果たすべき役割

いまだ検討中の計画であるが、上記のようなコースの目的と受講生の状況を踏まえると、各回の授業内容（テーマ）と配置（順番）の検討を継続するとともに、授業方法の工夫が必要である。受講生につながる題材を適確に取り上げることや、受講生の活動を授業に多く取り入れること等が求められよう。これらは、教育効果の向上に寄与し、ひいては既存の学校防災授業科目の改善にもつながることが期待される。

4. おわりに

山形大学地域教育文化学部では、地域課題解決に取り組む人材養成を目指す新コースにおいても必修科目として防災教育に取り組むことになる。一方、学部改組でも変わることなく設置される児童教育コースでは、引き続き現行の学校防災科目が必修科目として開講される。2017年度からは改組前の入学生についても必修となる。児童教育コースの定員（80名）を踏まえると受講生数は2倍程になると想定され、さらにもともとは受講を希望していない学生、防災に関心の薄い受講生が多数含まれる授業クラスになることが予想される。これまでの2年間とは別物になると想定される既存の授業科目についても、新設科目と同様に、授業方法改善に務める必要がある。

2016年度は「私の3.11とその後」を予め課題として提示し、第1回の授業時にはそれを基に近くの座席の学生同士で紹介し合う場面を設定した。これは、前年度の試みを発展させたもので、さらに提出された中から特徴的なものを選んで第2回目の授業時に発表してもらった。受講生の中に被災地域出身者が複数いること、場所によって被災状況がまったく異なること等が、受講生に共有された。授業計画から一部逸脱したことになるこの取組は、授業時の感想でも高く評価されたが、第15回授業時のコメントの中にも言及されたものがあった（表4）。受講生の活動場面設定がいかに重要かがわかる事例である。前年度の反省から、このような取組をもっと増やすべきだったが十分に果たせなかつた。来年度は、受講生が活動的に学習できる場面を増やす等の改善を継続したい。

文献

- 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, 18, 111-116.
- 村山良之・八木浩司 2016. 教員養成課程における学校防災教育－山形大学地域教育文化学部の取組－. 環境保全, 19, 147-154.

スーパーサイエンスハイスクールにおける グループ活動による災害研究の取組と設定テーマの変遷*

東北大学災害科学国際研究所 安倍 祥
宮城県仙台第一高等学校 SSH 研究部

1. はじめに

宮城県仙台第一高等学校（仙台市若林区）は、2012 年に文部科学省からスーパーサイエンスハイスクール（SSH）の指定を受け、第 1 学年および第 2 学年の生徒全員と第 3 学年の理系生徒全員を主対象に、2016 年度まで 5 年間の取り組みを進めてきた。第 1 学年では、数学および理科に学校設定科目を設けているほか、総合的な学習の時間を発展させた「学術研究基礎（1 単位）」を設け、海洋生物をテーマとした課題研究と、自然災害をテーマとした課題研究「災害研究」を行ってきた。校外の専門家や大学関係者・大学院生等も講師やティーチングアシスタントとして参加し、講演会や研究活動の取り組みを支援してきた。本稿では、5 箇年にわたり実施された災害研究から生徒らが設定した研究テーマとその変遷について分析して報告する。

2. 学術研究基礎における災害研究

第 1 学年の生徒（各年度約 320 名）は、4～5 名程度のグループを編成し、表 1 に示す 4 研究部門 64 グループ体制（初年度 2012 年度においては 5 研究部門 80 グループ）で、それぞれ自主的に研究テーマを設定して調査研究活動とポスター発表、そしてレポート作成に取り組んできた。災害研究は、東日本大震災の地震、津波、液状化等による被害状況、復旧・復興計画と進捗状況、今後の防災計画および災害における人間の行動特色を分析するなど、自然科学分野の研究テーマから、人文・社会科学にわたるテーマまで幅広く取扱い、東日本大震災の対応や災害研究に携わる大学教職員や大学院生もティーチングアシスタントとして参加し高大連携してグループ研究活動に取り組んできた。

表 1 第 1 学年災害研究の研究部門体制（毎年度 9 月～1 月に研究実施）

部門	大テーマ	研究内容
A	災害記録研究 ～災害と記録～	災害教訓を語り継ぎ、大震災の記録を国内外で活用することで、地域の歴史や文化を災害から守り、次の世代に受け渡していくための方法論を探求する。
B	災害に対する人間と社会の対応研究 ～人と災害～	歴史的視点での災害サイクル・復興の再評価を行い、災害をあらかじめ織り込んだ社会を考える。被災地のニーズに応える被災地支援や災害対応型救急医療などを研究する。また、国内外の災害の歴史や文化の違いを踏まえ、人間の災害認知と行動を研究する。
C	防災・減災・復興のための科学技術研究～技術と災害～	東日本大震災の教訓と復興メカニズムの解明に基づき、防災・減災のための技術の再構築を考える。地震や津波の変形過程および地域の被災過程を明らかにし、災害リスクの軽減や防災・減災技術等を研究する。また、歴史、文化、環境、産業に配慮した復興計画を研究する。
D	災害理学研究 ～災害と現象～	地震やそれによる津波をはじめ、火山噴火、気候変動などの自然災害の発生メカニズム解明に取り組む。また震災後の被災地の環境や生態変化を調査・観察し、災害が環境や生態へ与えた影響を研究する。

*Changes in disaster research theme by group activities at Super Science High School by Yoshi Abe and SSH Research Division of Sendai Daiichi High School

3. 災害研究における研究手法

5箇年のグループ研究活動について、主たる研究手法別に分類してグループ数を図1に示す。年度が進むごとに「実験」に取り組むグループ数が年々増加し、津波・地震・液状化・土砂災害等の現象・メカニズムや、被害防止・軽減策等を探る実験が取り組まれてきた。

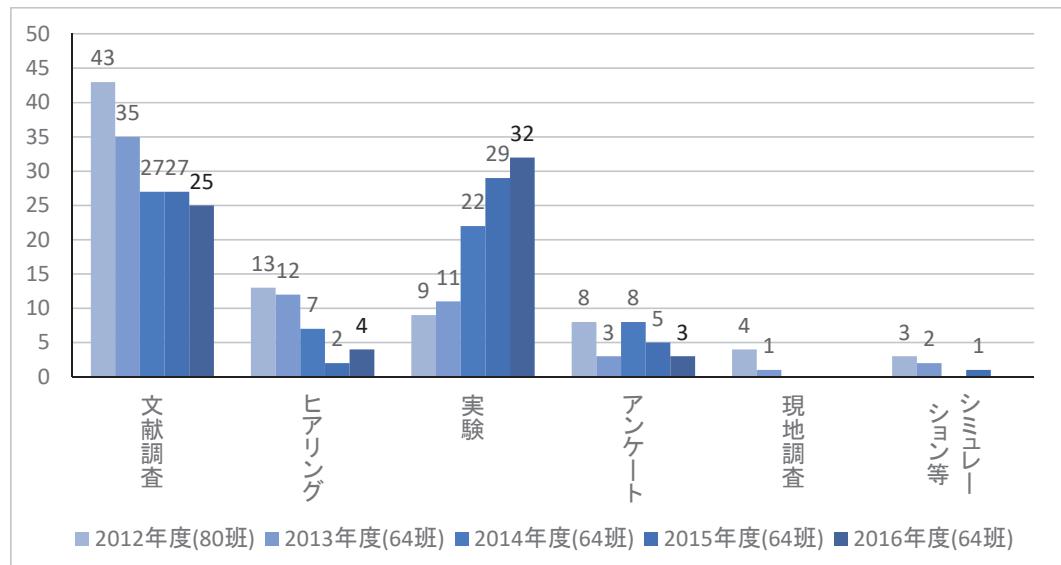


図1 災害研究の主たる研究手法（※文献調査と他の手法を組み合わせた研究グループについては、他の手法についてカウントしている。）

4. 災害研究の対象ハザードおよび災害事例

研究対象やテーマ設定の動機等に挙げられた災害事例を表2に示す。生徒らにとって最も身近で、情報量の多い東日本大震災（2011年）が最も多い、東日本大震災の事例に強い問題意識を示す研究活動が数多くあった。その他の地震・津波の事例を引用する研究グループも多く、研究対象に選ばれたハザード（災害の種別；図2）も、津波、地震の順に多い。

2013年10月の台風26号による伊豆大島での土砂災害をきっかけに、2013年度は土砂災害を研究対象とするグループ数が増加し、翌2014年8月豪雨による広島市土砂災害など翌年度も土砂災害を研究テーマに選ぶ例も見られた。同様に、2014年9月に御嶽山噴火災害が発生し登山者などが災害に巻き込まれたほか、同年に蔵王山の火山活動活発化が報じられたことなども契機に、2014年度から火山噴火災害をテーマに研究に取り組むグループ数も増加した。2016年4月には活断層による直下型地震が大きな被害をもたらした熊本地震があり、熊本地震も含む地震災害が研究活動に取り上げられている。社会に大きな影響を与えた災害や大きく報じられた事例は、生徒らが取り組む災害研究のテーマ設定にも強く反映されていることがわかる。

その他に、2004年インド洋大津波災害、2008年四川大地震、米国のハリケーンカトリーナなど、海外の災害に目を向けた研究も一部に見られた。

表2 災害研究で取り扱われた災害事例（※複数の災害事例を取り上げる
グループがあり、各年度の合計はグループ数を超える。）

	2012年度(80班)	2013年度(64班)	2014年度(64班)	2015年度(64班)	2016年度(64班)					
地震	東日本大震災 阪神・淡路大震災	69 3	東日本大震災 阪神・淡路大震災	54 5	東日本大震災 阪神・淡路大震災	46	東日本大震災 阪神・淡路大震災	49	東日本大震災 阪神・淡路大震災	36
	想定南海トラフ地震	1	想定南海トラフ地震	2	想定南海トラフ地震	1	想定南海トラフ地震	1	想定南海トラフ地震	1
	想定活断層長町-利府線 1978宮城県沖地震	1 3	2008岩手・宮城内陸地震 1978宮城県沖地震	1 1		1	想定相模トラフ地震	1	想定活断層長町-利府線	1
	2000鳥取県西部地震 昭和三陸地震	1 1	1993北海道南西沖地震 関東大震災	1 1	1885安政江戸地震	1	明治三陸地震 1763宝磨八戸沖地震	1	1766津軽地震	1
			1611慶長地震津波 869真観地震津波	1 1		1	1611慶長地震津波	1		
			1960チリ地震	2	2010チリ地震	1	2014チリ地震津波	1		
			2008四川地震 2004インド洋大津波	1 1	1755リスボン地震	1				
噴火	蔵王山噴火灾害	1	蔵王山火山活動 2014御嶽山噴火 阿蘇山噴火 桜島噴火	2 5 1 1	蔵王山火山活動 2014御嶽山噴火	2 1	蔵王山噴火灾害 2014御嶽山噴火 2013桜島噴火 1993雲仙普賢岳噴火 伊豆大島噴火	1 2 1 1 1		
台風 風水害	平成24年7月九州北部豪雨 平成24年台風17号	1	2013伊豆大島土砂災害 平成25年台風 平成25年台風30号 竜巻災害	2 1 1 1	2014広島市土砂災害 平成26年台風19号	1	2015関東・東北豪雨 ハリケーンカトリーナ 平成16年台風23号 平成17年台風14号 平成27年台風18号	3 1 1 1 1	平成28年台風7号 平成28年台風9号 平成28年台風10号 平成28年台風11号	1 1 1 1
その他			2013ロシア隕石落下	1						
計		82	70	66			63		64	

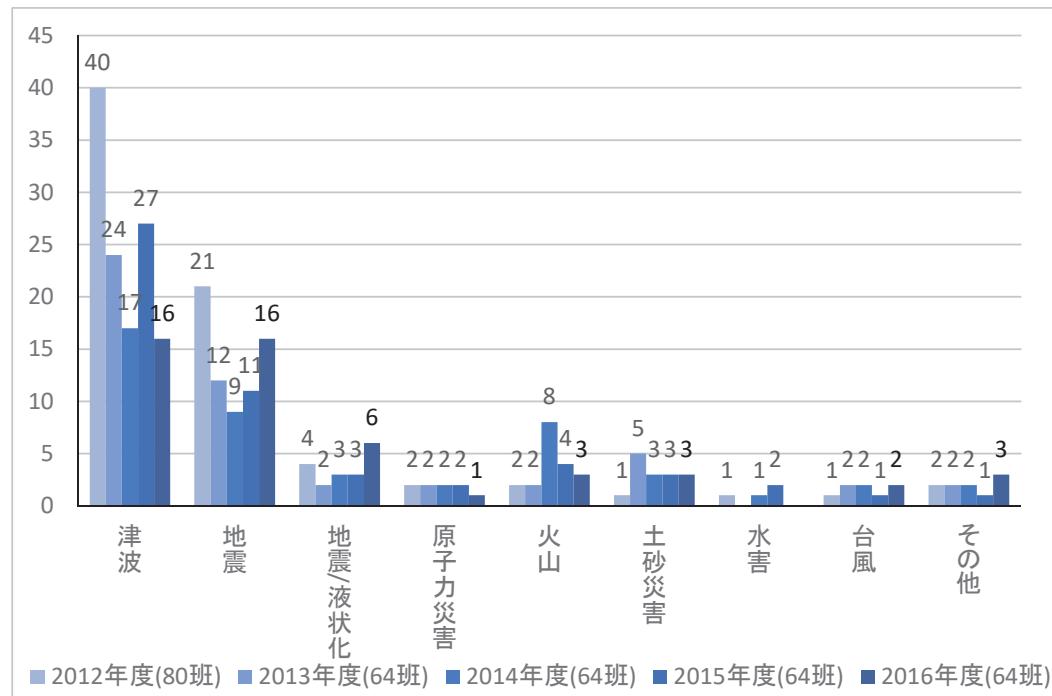


図2 研究対象に選ばれたハザード（※該当するハザード無し、あるいは複数ハザードが該当するグループがあり、各年度の合計はグループ数に合わない。）

5. 「実験」を題材にした研究テーマの動向例

「津波」および「液状化」のハザードについて、実験を取り入れた研究テーマの設定が各年度とも多く見られた。各年度の研究トピックを整理し、研究内容の変遷を比較する。

5.1 津波に関する実験の研究テーマ動向（図3）

水理実験を行って、津波の挙動や海底や陸上の地形による波の変形を観察したもの、そして海岸堤防や防波堤、建築物などの陸上の構造物や海岸林などに津波が作用した場合の影響や耐津波性能、浸水被害の軽減方法などを追究する実験研究が毎年度数多く見られた。

そのほかに、生物を題材に津波後の塩害やその対策に着目した研究や、震災がれきからの塩分溶出に着目した研究など、東日本大震災の被災地に見られた課題にフォーカスした研究活動も行われた。

2012年度(7グループ) ①水理実験(建物、堤防模型等):3 ②生物への影響(塩害、貝類へのストレス等):3 ③避難実験:1	2013年度(6グループ) ①水理実験(海岸林・堤防模型):2 ②生物への影響(塩害):2 ③水理実験(水深と波形の関係):1
2014年度(11グループ) ①水理実験(堤防・海岸林等・地形効果・エネルギー集中、その他):9 ②塩害対策:1 ③避難実験:1	2015年度(13グループ) ①水理実験(防波堤・地形効果・エネルギー集中、その他):9 避難実験:1 ②塩害対策:2 ③震災がれきからの塩分溶出:1
2016年度(9グループ) ①水理実験(防波堤形状・地形効果・対策や被害の検討・防潮林、その他):7 ②塩害対策:1 ③津波地震:1	

図3 津波を題材にした実験研究の設定テーマ分類

5.2 液状化現象に関する実験の研究テーマ動向（図4）

液状化の発生条件を探るため、土の種類や粒径、土中の水分量等に着目して条件比較を行う研究が数多くあり、前年度の先行研究も取り入れればさらに発生条件を絞り込めた可能性があった。このほか、液状化対策の効果を検討する研究も行われた。

2012年度(2グループ) ①砂の粒径と液状化の関係 ②粒径・水分量と液状化の関係	2013年度(1グループ) ①水分量・締め固め有無と液状化の関係
2014年度(3グループ) ①土(赤玉土)・砂の種類および水分量と液状化の関係 ②砂の粒径と液状化の関係 ③水分量と液状化の関係	2015年度(3グループ) ①液状化対策の効果比較 (杭・スポンジ埋没・対策無) ②土の種類(赤土・腐葉土・校庭)および水分量と液状化の関係 ③粒径・水分量と液状化の関係
2016年度(5グループ) ①液状化対策の効果比較 ②砂の粒径と液状化の関係 ③粒径・水分量と液状化の関係 ④地下水塩分濃度と液状化の関係	

図4 液状化現象を題材にした実験研究の設定テーマ分類

6. 災害研究における研究活動テーマの変遷等の分析

5 箇年にわたり取り組まれた災害研究から、研究活動を通じて生徒らが明らかにしようとした研究テーマについて要約・分類を試み、表 3 に整理した（最終ページに掲載）。表 2 とともにテーマ設定の傾向と変遷を以下分析する。

初年度 2012 年度の研究活動は、東日本大震災に注目するグループが多く、地震・津波の実態を明らかにしようしたり、被災地の課題や被害軽減方法に迫ろうとした研究、東日本大震災と過去の災害事例を比較分析するテーマ等も多く見られた。

2013 年度以降は、各年度に発生した風水害や噴火災害等をきっかけに、研究の対象とするハザードにも広がりが見られたほか、2016 年に発生した熊本地震を契機に、地震災害への備えや被害軽減方法、あるいは被災生活や被災地支援の問題点（健康、医療活動、支援物資等々）に迫る研究テーマも増加し、社会の対応やソフト的な対策にも再び関心が集まつたことがうかがえ、社会の関心や被災地域に見られた課題が、災害研究の研究テーマ設定にも反映されてきたことがわかる。

7. まとめ

5 箇年のグループ研究による災害研究活動により、合計 336 件にわたる各分野の研究成果を得ることができた。それぞれの研究テーマや、研究手法、仮説設定、考察、結論などに生徒らのオリジナリティが見られた。実験や観察を通じて現象やメカニズム、あるいは効果的な防災対策に迫ろうとした研究活動のほか、文献調査を積み重ねた上で、社会学、行政学、歴史学、医学など多様なアプローチで校外の専門家や災害対応の実務者からもアドバイスや情報を得ながら、問題点や対策を考える研究活動も行われた。高校生がそれぞれの視点で自然災害に向かい、現象を解明し、解決を導くグループ研究活動のプログラムを、SSH 事業を通じて構築・実践することができた。

参考文献

宮城県仙台第一高等学校(2016) 平成 27 年度 SSH 研究開発実施報告書（第 4 年次）

<http://www.sendai1.myswan.ne.jp/pdf/H27SSH.pdf>

表3 災害研究で取り組まれた研究テーマの概要・要約と、各年度の取り組み数（※各年度の合計は、研究班数。）

	2012年度(80班)	2013年度(64班)	2014年度(64班)	2015年度(64班)	2016年度(64班)
ライフラインの復旧方法	5 津波被害の緊急減方法	6 津波被害の緊急減方法	5 津波被害の緊急減方法	4 災害報道の実態	8 地震被害の緊急減方法
心のケアの方法	5 地震被害の復旧方法	4 支援物資の問題点	4 災害報道の伝達方法	6 地震被害の発生条件	6 津波被害の緊急減方法
過去の災害との被害の比較	4 ライフラインの復旧方法	3 地震被害の緊急減方法	4 灾害情報の伝達方法	4 津波化の発生条件	3 津波化の発生条件
災害時の医療対策	4 過去の災害との被害の比較	3 地震化の発生条件	3 地震被害の緊急減方法	4 過去の災害との被害の比較	3 地震被害の緊急減方法
災害時の栄養バランス	4 灾害難道の実態	3 過去の災害との被害の比較	3 灾害時の栄養バランス	3 土砂災害の問題点	3 土砂災害の発生条件
がれき処理の実態	3 灾害難道の実態	3 灾害時の栄養バランス	3 津波からの避難方法	3 土砂災害の発生条件	3 ライフラインの復旧方法
災害後の疾患の分析	3 土砂災害の発生条件	3 灾害難道の実態	3 土砂災害の発生条件	3 津波化の対策	3 津波化の対策
地震被害の緊急減方法	3 滞状化の発生条件	2 津波の地形変化	3 東日本大震災の津波避難行動	3 東日本大震災の津波避難行動	2 灾害時の医療対策
津波からの避難方法	3 灾害記憶の伝達方法	2 ライフラインの復旧方法	2 滞状化の発生条件	2 灾害時の医療対策	2 灾害時の医療対策
津波被害の緊急減方法	3 灾害時の栄養バランス	2 ライフラインの復旧方法	2 滞状化の発生条件	2 灾害時の医療対策	2 灾害時の医療対策
東日本大震災の津波避難行動	3 灾害地名の分類	2 灾害時火の仕組み	2 滞状化の発生条件	2 灾害時の医療対策	2 灾害時の医療対策
復興まちづくりの分析	3 灾害地名の実態	2 人々の防災意識	2 河川堤防の保護方法	2 心のケアの方法	2 心のケアの方法
滞状化の発生条件	3 植物への塩害の影響	2 津波の拳動の分析	2 過去の災害との復旧方法	2 被災文化財の修復方法	2 被災文化財の修復方法
台風の特徴	3 植物への塩害	2 土砂	2 灾害後の疾患の分析	2 ビル風の影響調査	1 塗壁被害の復旧方法
災害ボランティアのあり方	2 津波による塩害の実態	2 土砂	2 津波への塩害の影響	2 塗壁被害の復旧方法	1 塗壁被害の復旧方法
植物への塩害の影響	2 東日本大震災の津波避難行動	2 噴火災害の被災緊減方法	2 噴火災害の予測方法	2 学校の災害対策	1 活断層直上の地震被害
津波による塩害の実態	2 被災者の支援方法	2 噴火災害の予測方法	2 がれき処理の実態	1 活断層直上の地震被害	1 活断層直上の地震被害
津波による被災の実態	2 がれき処理の実態	1 塗壁被害の復旧方法	1 ライフラインの復旧方法	1 感染症の実態	1 感染症の実態
被災地の対策	1 火山噴火の仕組み	1 応急仮設住宅のあり方	1 滞状化の対策	1 個人の復興感染の把握	1 個人の復興感染の把握
被災地地域の土地利用	1 大震震後の金額の変化	1 火山の恩恵	1 原子力災害の避難と帰還の現状	1 効果的な除染方法	1 効果的な除染方法
塗壁被害の復旧方法	1 教育施設の復旧方法	1 帰宅困難者の対策	1 灾害ボランティアのあり方	1 灾害記憶の伝承方法	1 灾害記憶の伝承方法
応急仮設住宅のあり方	1 災害運営や駆逐施設の役割	1 教育施設の被災状況	1 灾害地名の分類	1 灾害後の健康管	1 灾害後の健康管
火山灰の組成分析	1 灾害後の被災の分析	1 灾害ボランティアのあり方	1 支援物資の問題点	1 灾害時の水の確保	1 灾害時の水の確保
学校の災害対策	1 灾害時の医療対策	1 灾害時の医療対策	1 心のケアの方法	1 灾害情報の伝達方法	1 灾害情報の伝達方法
活断層の活動状況	1 灾害時の警察組織の役割	1 灾害地名の分類	1 地震保険の加入状況	1 灾害地名の分類	1 灾害地名の分類
豪雨災害の特徴	1 灾害情報の伝達方法	1 除染作業の実態	1 地盤と地震被害の関係	1 寺社等と津波被災地域の位置関係	1 寺社等と津波被災地域の位置関係
災害情報の伝達方法	1 灾害運営の実態	1 水産業の復興方法	1 津波による被災の実態	1 灾害後の健康管	1 灾害後の健康管
災害情報の分類	1 住家再建の実態	1 台風被害の分析	1 津波による被災の実態	1 灾害時の水の確保	1 灾害時の水の確保
災害地名の問題点	1 住家再建の実態	1 津波からの避難方法	1 津波の影響	1 雪崩被害の緊減方法	1 雪崩被害の緊減方法
地盤と地震被害の関係	1 震災前後の防災意識比較	1 津波からの避難方法	1 津波の地形変化	1 台風災害による野菜価格の高騰メカニズム	1 台風災害による野菜価格の高騰メカニズム
自衛隊災害派遣の必要性	1 地盤と震度との関係	1 津波による被災の実態	1 被災地からの人口流出と対策	1 被災地所生のストレス	1 被災地所生のストレス
水産業の復興方法	1 津波からの避難方法	1 伝統工芸品への震災影響	1 避難所生活のストレス	1 津波による被災の実態	1 津波による被災の実態
生物への環境変化の影響	1 津波による塩害の被害予想	1 土砂災害の発生条件	1 津波による被害緊減方法	1 津波による被害緊減方法	1 津波による被害緊減方法
台風の特徴	1 津波の地形変化	1 東日本大震災前後の防災対策の比較	1 土砂災害の発生条件	1 津波による被害の実態	1 津波による被害の実態
地盤と震度との関係	1 津波が策の変化	1 農作物と放牧生物質の関係	1 地盤と地震被害の関係	1 津波地盤の発生メカニズム	1 津波地盤の発生メカニズム
地盤と地震被害の関係	1 被災文化財の修復方法	1 被災地復興の方法	1 防災林の防風効果	1 備蓄のあり方	1 備蓄のあり方
東日本大震災の観光への影響	1 風景被害の影響	1 防災林の防風効果	1 隕石災害の被害規模	1 復興予算の使途	1 復興予算の使途
被災者の現状分析	1 噴火災害の爆発余力の評価	1 隕石災害の被害規模	1 噴火災害の被害規模	1 噴火災害の影響範囲	1 噴火災害の影響範囲
被災者の支援方法	1 章巻の起こりやすさ	1	1	1 噴火災害の被害規模	1 噴火災害の被害規模
復興まちづくりの改善策の立案	1				
噴火災害の被害緊減方法	1				
防災対策の普及方法	1				

東北地方太平洋沖地震後の大学理学分野からの情報発信における企画の主旨・形態・規模：潜在的関心層の動向

東北大大学災害科学国際研究所 久利 美和

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震に関する東北大学大学院理学研究科（以下、理学研究科）の情報発信の企画主旨・形態・規模の時系列変化について、発災前との比較において本稿にまとめる。

近年、大学や研究機関などでは、地域の初等・中等教育との連携や社会貢献の視点から、広報室などの充実がはかられている。東北大学大学院理学研究科は2009年度よりアウトリーチ支援室（以下、支援室）を設置し、科学普及活動ニーズの調査と、ニーズに応じた活動を展開していたことから、本稿ではそのデータを解析対象とした。

大学から地域に向けた科学普及活動が活発化する一方で、発災以前より各種調査の回答者が科学の高関心層に偏っていることが指摘されていた（中村、2008）。そのような中、発災後理学研究科が主催した講演会では、同様の企画周知を行った講演企画の4-5倍の来場者があったことから、本稿では、東北地方太平洋沖地震直後は通常は大学開催の企画に足を運ぶ機会の少ない参加者があったと考え、発災前後の講演会や出前講座などでのアンケート内容を解析し、平常時より企画に参加し回答実績のある者（顕在的関心層）と、発災直後に企画に参加した、それまで回答実績が希な者（潜在的高関心層）の動向の対比を試みた。

2. 東北地方太平洋沖地震以前からの取り組み

久利・村上（2015）によれば、理学研究科の教育普及活動は高校からの出前授業依頼を中心に増加傾向にあった。発災以降、出前授業は従前からの増加傾向範囲内であるが、一般講演は倍増している。本稿では、「放射線」「地震」「防災・科学と社会」の3テーマに焦点を当てた。表-1は3テーマの企画数を示す。「放射線」は発災前から少数の講演依頼があったが、発災後、依頼が増加している。東北地方太平洋沿岸部は、発災以前から「宮城県沖地震（想定）」に関する教育普及活動が盛んな地域であり、地震・噴火予知研究観測センター教員が中心となって講演などが行われていた。発災後、東北地方太平洋沖地震のメカニズム解説依頼も増加するが、発災前からのテーマへの依頼も継続していた。図-1は3テーマへの参加者数（入力値は実数と概数が混在）を示す。発災前後ともに、小中高の出前授業や市民センターなどの講演会が主体であるため、企画規模は50名前後のものが多いが、発災直後の5月19日主催企画へは400名以上の参加者があった。「科学と社会」の10名以下の企画は、高校での課題研究に関するもので、発災前から増加傾向にあったが、発災以降さらに増加した。

*Instruction for writing a manuscript of Tohoku Journal of Natural Disaster Science by Miwa Kuri

表-1 東日本大震災に関する代表的なテーマの発災前後の件数変化（久利・村上, 2015 に加筆）。

2010 年度の#の件数は発災後開催を、*は、調査対象期間中に理学研究科外へ異動した研究者の話題を含むことを示す。

年度別依頼件数 テーマ（担当分野）	2009 年度 14 件	2010 年度 19 件	2011 年度 54 件	2012 年度 56 件
「放射線とは」「原子核とは」「霧箱」など（物理学専攻）		2 件	6 件	4 件
「仙台にふった放射能とそのリスク」「放射線測定実習」「土壤放射線量」など（物理学専攻）		#1 件	18 件	2 件
「大気による放射性物質拡散」「海洋での放射性物質拡散」（地球物理学専攻）		#2 件	8 件	*3 件
「地球物理学のススメ～地震について考える～」「地震研究最前線」「地震ってなんだ」など（地球物理学専攻）	13 件	11 件	3 件	3 件
「東日本太平洋沖地震」など（地球物理学専攻）		#1 件	13 件	17 件
「活断層」など（地学専攻）	1 件		2 件	1 件
JAMSTEC「ちきゅう」343 航海（地球物理学専攻ほか）				12 件
緊急地震速報解説・災害情報など（支援部）		2 件	3 件	9 件
「科学と社会」など（支援部ほか）			3 件	*6 件

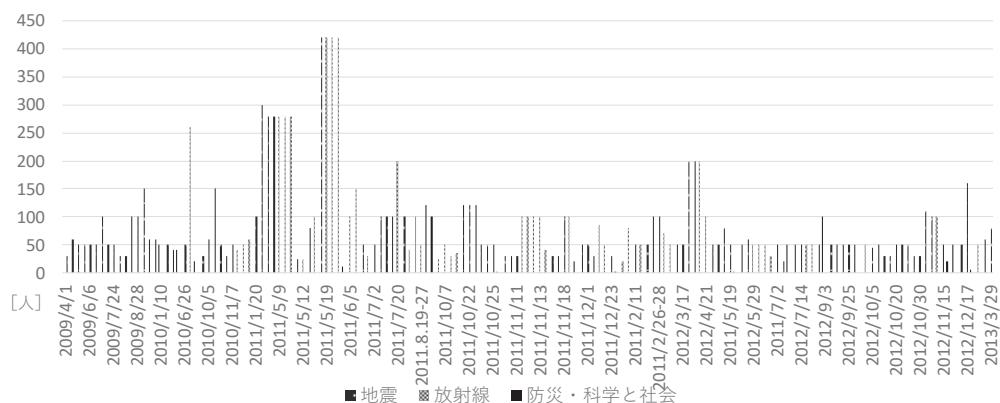


図-1 東日本大震災に関するテーマの科学普及活動の実施時期と参加者数。主催企画、学内連携企画、講師派遣などのすべてを含む。ただし、各企画の参加者数は概数を含む。

3. 東北地方太平洋沖地震直後の企画参加者の関心の動向

発災後約 1 年間の理学研究科が実施・協力した東北地方太平洋沖地震に関する情報発信企画については、東北大学大学院理学研究科 評価分析・研究戦略室(2013)が報告している。その内訳は、理学研究科主催企画・学内連携企画・学外講師派遣に大別される。

5 月 9 日学内向け企画（約 280 名参加）および 5 月 19 日市民向け企画（約 420 名参加）を実施した。5 月 19 日の企画は東北大学サイエンスカフェ特別版とし、それに準じた周知を行った。上記 2 件について、質問紙にて、参加者の属性（居住域、職業など）、公演情報入手法、情報必要度（震災についての日常的な話題の取り扱い程度）、情報参考度、テーマ別関心度、および、

自由記述について、調査を行った。結果、属性によらず、7-8割が「参考になった」と回答しており、「参考にならなかった」とする理由はほかの話題への関心であった。また、情報公開の迅速性（タイムリー）が高く評価された（久利, 2011）。上記2件質問紙の自由記述についてより詳細な解析を行い、他テーマへの関心について、学生企画では、内容が参考になったので、他のテーマ（津波・原子力工学など）も聞きたいという主旨であったが、市民向け企画では、マスメディア等で発信されていた行動指針に関する特定の意見と講演会での研究者の意見の相違を指摘の上での、情報不足感（医療・食品・放射線除去など）であった。両者、多方面の知識を得ようとする積極性で共通していた（久利, 2017投稿中）。

4. 東北地方太平洋沖地震半年後から1年後の企画参加者

発災半年以降の国大協シンポジウム（主催企画）2件の質問紙調査結果を表-2に示した。

国大協シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震はどのような地震だったのか？」（地震企画）を10月22日に実施し、80名の参加者があり、質問紙への回答は37名（内訳：一般22名、大学関係者8名、地域防災関係者3名、報道関係者4名）であった。来場目的は、「震災を経験して地震について知りたいと思った」「地域防災に生かすため」が顕著であった（問1）。また、7割が震災前から地学に関心があったと回答した（問2）。

国大協シンポジウム「放射性物質の拡散予測と大学人の役割」（放射線企画）を11月13日に実施し、77名の参加があった。5月19日の市民向け企画参加者で、勉強会継続参加の希望者に案内を送ったが、その中の参加者は10名以下であった。欠席返信者の理由は「選挙日のため」であった。質問紙調査回答者は47名（内訳：一般14名、大学関係者28名、食品関係者3名、保育関係者1名、報道関係者1名）であった。放射線企画への参加目的（問1）は、報道内容のより高い理解のためであり、地震企画に比べて、学術的興味よりも、研究者への関心が高かった。また、9割以上が「大変参考になった・かなり参考になった」と回答した（問3）。

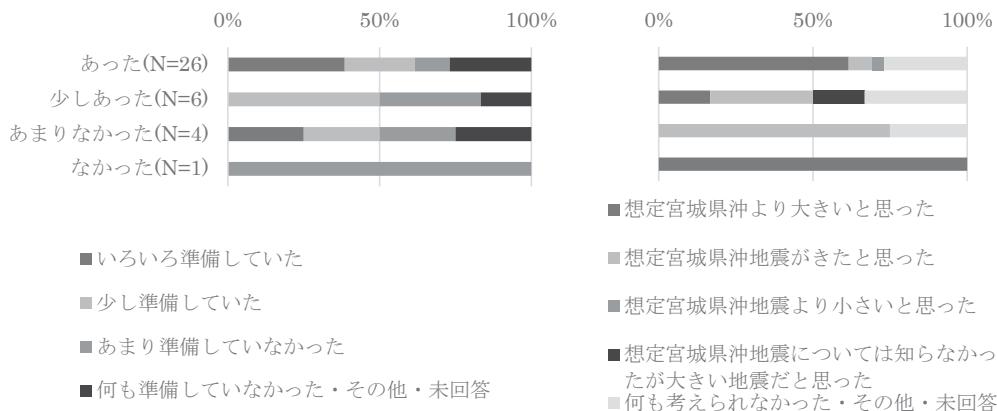
5. 潜在的高関心層の推定

5月19日の来場者の発災前の自然災害や防災への関心については未調査のため、直接比較できない。5月19日は、地震の話題が1件、放射線の話題が3件であったことから、放射線の話題目的とした来場者が多かったことが予測され、国大協放射線企画との比較が必要かつ関心度の幅のある集団での調査が必要である。そこで、地学を専門としない東北地域の大学2年相当の高等専門学校生（高専生178名、2011-2013年度東北地方太平洋沖地震および津波についての講義）、および、東北地域沿岸部高台に立地する高等学校生（高校生784名、2013年度の災害情報に関する出前講義）を対象に質問紙調査を行ない、国大協企画2件の結果と比較、検討した（表-2）。また、高専生、高専生と高校生の合算の地震規模認知（問4）の回答分布と問4に対するその他の問い合わせの回答分布を参照値として、高専生および高校生での調査実施のない問1と問3を除く各対照群の回答分布を試算した（表-2網掛け欄、高専生/合算）。放射線企画の未調査項目について注目すると、参照した回答分布周辺に試算値が偏る傾向が確認されたものの、未回答が多い項目を除き、参照回答分布からの増減傾向はよく一致していた。

表-2 国大協シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震はどのような地震だったのか?」と「放射性物質の拡散予測と大学人の役割」での質問紙調査および工学系学生と沿岸部高校生の防災意識などに関する質問紙調査の結果比較一覧。網掛け欄は試算値(参照値は、高専生/高専生と高校生の合算)。

問	質問項目	回答選択肢	回答結果[%]				
			地震企画 37名	放射線企画 47名	高専生 178名	高校生 784名	高専生・ 高校生 962名
1	地震企画への来場目的(複数選択可能)	地域防災に生かすため	29	-	-	-	-
		東北大学でどのような研究や社会貢献が行われているか興味があったから	19	-	-	-	-
		講演者(地震研究者)に興味があったから	6	-	-	-	-
		震災を経験して地震について知りたいと思った	40	-	-	-	-
	放射線企画への来場目的(複数選択可能)	その他	6	-	-	-	-
		地域の安全に生かすため	-	16	-	-	-
		東北大学でどのような研究や社会貢献が行われているか興味があったから	-	26	-	-	-
		講演者(物理研究者)に興味があったから	-	26	-	-	-
2	発災前の地学への関心	報道などの内容をより理解するため	-	23	-	-	-
		その他	-	8	-	-	-
		あった	70	8/-	7	10/-	-
		少しあつた	16	27/-	26	24/-	-
3	参考度	あまりなかった	11	38/-	38	37/-	-
		まったくなかった・未回答	3	27/-	28	33/-	-
		かなり参考になった・まあまあ参考になった	-	92	-	-	-
		あまり参考にならなかった・ならなかった・未回答	-	8	-	-	-
4	地震時にどう感じましたか	想定宮城県沖地震より大きいと思った	48	38	28	17	19
		想定宮城県沖地震がきたと思った	19	32	36	24	26
		想定宮城県沖より小さいと思った	3	2	2	1	1
		想定宮城県沖地震については知らなかつたが大きい地震だと思った	3	17	22	16	17
		何も考えられなかつた	3	7	8	10	10
		その他・未回答	21	4	3	31	26
5	震災前に防災に備えていましたか	いろいろ準備していた	30	14/9	13	6	7
		少し準備していた	27	32/30	29	21	22
		あまり準備していなかつた	16	33/36	33	27	28
		何も準備していなかつた	5	23/21	24	18	19
		未回答	22	0/5	0	28	23
6	震災後に防災に備えましたか	しっかり準備した	19	28/22	26	19	20
		最低限準備した	49	53/49	53	36	39
		ほとんど準備していない	11	13/14	14	11	12
		何も準備していない	0	7/5	7	5	5
		未回答	21	0/6	0	29	23
7	震災前、地震が来ると津波が来るかも知れないことを知っていましたか	どんな地震がおきると津波が来るか知っていた	17/18	15/18	13	17	16
		どんな地震かは知らなかつたが、地震が来ると津波が来るかもしれないことを知っていた	64/52	66/56	66	50	53
		聞いたことはあったが忘れていた	8/12	11/14	11	16	15
		まったく知らなかつた	6/10	8/10	8	14	13
		未回答	4/3	1/2	1	3	3
8	引き波がなくても津波が来るかも知れないことを知っていましたか	津波が押し波から来る場合も引き波から来る場合もあることを知っていた	19/25	18/24	17	24	22
		津波についての知識はなかつた	38/38	40/41	42	44	44
		津波の前は必ず潮が引くと思っていた	39/32	42/34	40	28	31
		未回答	4/2	1/2	1	4	3

地震企画参加者



高専生

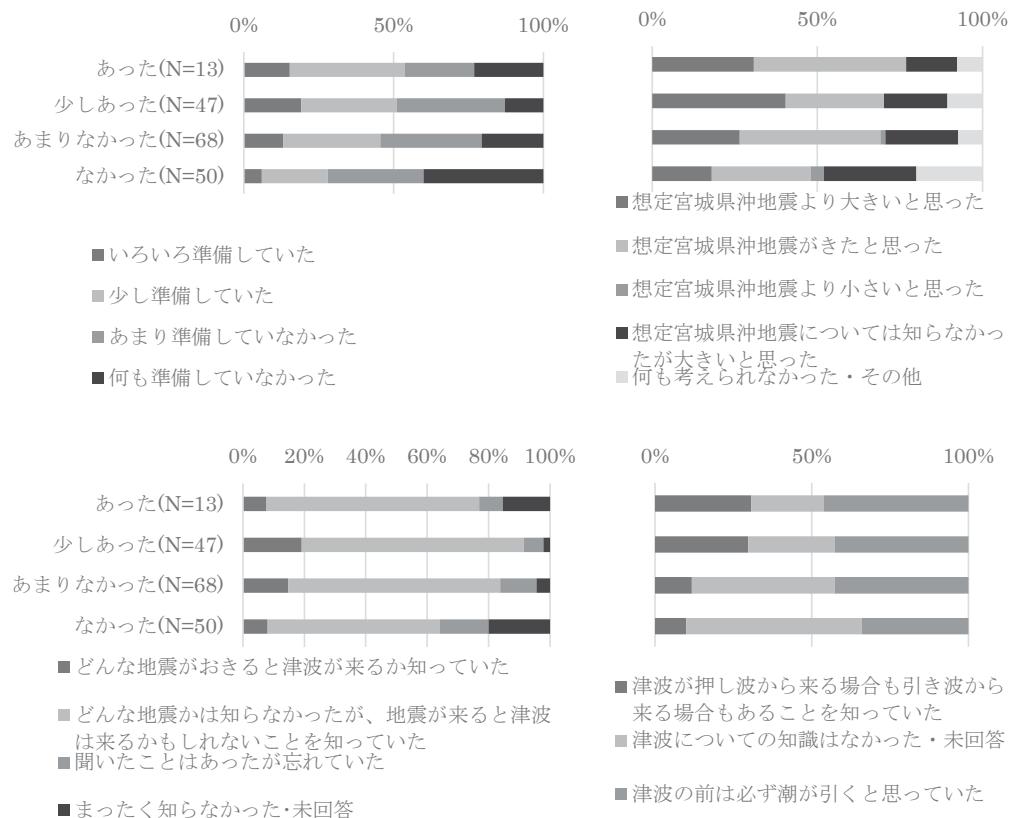


図-2 地震企画参加者および高専生の発災前の地学への関心度別の回答結果分布。

地震規模認知（問4）に注目する。地震後の津波の危険性（問7），津波と潮位の関係（問8）にゆるやかな相関を示しており，定量化の困難な項目ながら，地震・津波の総合的な知識量の定性的な指標とみなせる。「想定宮城県沖地震より大きいと思った」の割合は，高校生，高専生，放射線企画参加者，地震企画参加者の順に増加し，「何も考えられなかった」の割合が逆に減少する（表-2）。このことは，高専生より地震企画来場者が震災前から地学への関心が高く（問2），より規模を適切に認知できたと解釈して矛盾しない。

発災前からの地学の関心度に注目する（図-2）。地震企画参加の回答者数が少なく，定量評価は困難ながら，事前関心度は高く，地震規模の認知もより適切であるが，防災意識（問5，問6）は未回答率が高く，必ずしも高いとは言えない（表-2，図-2）。多様な関心度を持つ高専生の「あった（8%）」と「少しあった（26%）」の回答比は1:3.6で，前者より後者の方が，防災意識，地震の規模感覚，地震後の津波の危険性の認知，津波と潮位の関係すべてで，災害対応の視点でより望ましい回答傾向にあり，事前関心と知識が単純には相関しないことが示された。

地震後の津波の危険性（問7）については，高専生の9割，高校生の8割が認識していたが，津波と潮位の関係（問8）は，正答率（2割程度）よりも誤認率（3～4割）が高く，高専生では事前の関心と正の相関にあり，高関心層がより誤った知識を有していることが示された（図-2）。詳細は不明ながら，講義中，学校ではなく，地域で聞いたことがあるとの挙手があった。

6. おわりに

地震企画参加回答者の7割が発災前から地学に関心があり，顕在的高関心層に相当する。また，地震企画参加者は特定分野の関心を示したが，放射線企画参加者の関心は分散していた。5月19日は，通常のサイエンスカフェには参加率の低い30代，40代の参加者が多く，多方面への関心を持っており，潜在的高関心層に相当する。関心度は個人内の相対的評価であるため，特定分野への関心者が「ある」，広領域関心者が「少しある」と回答する傾向を考慮すると，関心度と知識の結果について説明可能である。広領域関心者が発災をより総合的に適切に認知した可能性がある。限られた事例での結果であるが，「ある」と「少しある」を合わせた4割の層には，学術からの発信が何らかの方法で伝達され，発災時には災害情報が活用され得る。

今後は，顕在的/潜在的高関心層と特定分野/広領域分野関心層の動向の対比が課題である。

参考文献

- 久利美和・村上祐子・立花浩司（2011），科学的不確実性を伝える企画としてのサイエンスカフェ，日本地震学会ニュースレター，Vol. 23, No. 4. p30-32.
- 久利美和・村上祐子（2015），高等学校課題研究支援からみる地学と地震災害の科学，日本地震学会モノグラフNo.4「学校・社会教育による地震知識の普及」，p139-143.
- 久利美和（2017），被災経験からの防災教育：理科教育・論理的思考教育との融合への流れ，「東日本大震災と<復興>のモノグラフ」，（刊行予定）。
- 東北大学大学院理学研究科 評価分析・研究戦略室（2013），東北大学大学院理学研究科・理学部 2011年東日本大震災後の記録。
- 中村征樹（2008）サイエンスカフェ現状と課題，科学技術社会論研究，第5号，p31-43.

日本自然災害学会東北支部役員（平成 28 年度）

支 部 長 佐 藤 健 (東北大学・災害研)
幹 事 長 柴 山 寛 (東北大学・災害研)
評 議 員 片 岡 俊 一 (弘前大学・理工)
松 富 英 夫 (秋田大学・工資)
川 辺 孝 幸 (山形大学・教育)
山 本 英 和 (岩手大学・工)
千 葉 則 行 (東北工業大学・工)
中 村 晋 (日本大学・工)
源 栄 正 人 (東北大学・災害研)
会計監査員 飯 藤 將 之 (仙台高等専門学校)

平成 29 年 3 月 1 日 発行

東北地域災害科学研究 第 53 卷
(平成 28 年度)

編 集 者 自然災害研究協議会東北地区部会
部 会 長 佐 藤 健

日本自然災害学会東北支部
支 部 長 佐 藤 健

発 行 者 東北大大学災害科学国際研究所
東北地区自然災害資料センター
センタ一長 今 村 文 彦
〒 980-0845 仙台市青葉区荒巻字青葉 468-1
TEL 022 (752) 2099

印 刷 所 有限会社 明 優 社
〒 983-0842 仙台市宮城野区五輪二丁目 9-5
TEL 022 (295) 8211