東北地域災害科学研究

第51巻 平成27年3月

論説	百
2004 ~ 2014 年の豪雨災害による人的被害の原因分析	1
台風 1330 号 (Haiyan) によるフィリビン・レイテ島の人・建物被害の定量的評価 加藤丰悟・呉 修一・有働恵子・真野 明	7
日本列島全域を対象とした十石流危険淫流のポテンシャル評価・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	13
福島県沿岸域の隆雨弾度推計と土砂冻出の関係性・パートーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーー	19
回望野川济域の諸雲分布統代の調査。	25
「コメリアがしないないな」がしてはないない。 コンドレン しょうしょう 30 号の被害が十英田なとバ祖母の予防策の問題もの姓名にはパイ	
ノイッビン米部ビッイ地方における2013 平白風 00 分の板音拡大安因ねよい気小の丁切床の内超点の特定に向けて	31
日本 学・ラガス軸・破回 医 2004 年スマトラ地震津波被災地域および 2013 年台風ハイエン被災地域への出前授業実施速報	01
保田具理・今村又彦・サッハンー アナリット・野内 類・イ グリーン 保田具理・今村又彦・サッハンー アナリット・野内 類・イ グリーン	37
2011年4月1日に秋田県北部で起きた地震の地震朝評価用震源モテル	41
秋田県森吉川で発生している誘発地震の後続波・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	47
山形市中心部の地盤振動特性について	53
中国マグニチュード 6.5 雲南省昭通地震現地調査報告	59
大規模海域構造物の背後と隣接海岸における汀線位置変化の連動性 -秋田県道川海岸の例	65
三沢海岸における侵食対策と地形変動特性	69
Shoreline change analysis through images from camera monitoring on Nha Trang coast, Vietnam.	
Tran Minh Thanh • Yuta Mitobe • Vo Cong Hoang • Nguyen Trung Viet • Hitoshi Tanaka	75
Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part I image analysis Nguyen Trung Viet • Vo Cong Hoang • Hitoshi Tanaka	81
Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part II theoretical analysis	
Vo Cong Hoang • Nguyen Trung Viet • Hitoshi Tanaka	87
Analysis on morphological recovery of tsunami-induced concave shoreline Vo Cong Hoang · Hitoshi Tanaka · Yuta Mitobe	93
Pre-and post-tsunami morphology changes on Kodanohama Beach	
Hoang Dong Hai•Yuta Mitobe•Vo Cong Hoang•Nguyen Trung Viet•Hitoshi Tanaka	99
島嶼を有する湾における津波高の概算法 -松島湾を例に-	105
開口部を有する RC 造建築物前面における最大浸水深の簡易推定法	109
津波による離岸堤周辺の沿岸漂砂環境の変化	115
津波による地形変化と構造物の被災の解析	121
汽水湖と海域を結ぶ中小河川における護岸の被災要因	127
北上川を対象とした河川溯上連波の数値計算	133
組み合わせ最適化手法を利用した歴史津波の波源推定法 - 1611 年慶長奥州地震の事例-	
今井健太郎・前田拓人・飯沼卓史・蝦名裕一・菅原大助・今村文彦・平川 新	139
津波避難ビル上に設置したシェルターの挙動に関する検討	145
立体解析に基づく鉄骨置屋根構造物の損傷メカニズムの検討	151
1894 年庄内地震の住家被害と常時微動特性との関係 旅行 おおお からし おお から かんしょう かんしょう かんしょう かんしょう かんしょう かんしょう かんしょう おお おお かんしょう おお かんしょう かんしょう かんしょう かんしょう しんしょう かんしょう しんしょう しんしゃ しんしょう しょう しんしょう しんしょ しんしょ	155
常時微動測定による東北大学青葉山免震建物群の振動特性 大野 晋・上野山裕之・鶴田涼介・石塚博基・小池 悟	159
2014年2月14~16日の大雪による構造物の被害 - 群馬県におけるカーボート並びに農業用ハウスの被害を中心として 植松 康	165
泥火山噴出物流入後のボロン川下流部地形変化田中 仁・森 文章・梅田 信・呉 修一・三戸部佑太・Suntoyo	171
泥火山の噴火がインドネシア・ポロン川および周辺環境に与えた影響 呉 修一・梅田 信・田中 仁・有働恵子・真野 明・Suntoyo	177
流域スケールの雨水貯留量の推定法を利用した降雨流出過程のスケール依存性の検討	183
下水処理場の集水域における Cs 137 の流出過程の推定	189
降雨流出過程における主要プロセス数の推定	195
裏磐梯毘沙門沼の上流域における雨水の貯留・流出過程の推定	201
裏磐梯毘沙門沼への流入表流水の起源推定に向けた水質データ解析	207
流域地形の法則性に関する研究	213
秋田県の一級河川を対象とした塩分遡上と入退潮量に関する検討	219
Study of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia… Gabriela Sossa Ledezma • 田中 仁 • 三戸部佑太	225
十三湖の湖内環境とヤマトシジミの成長に関する研究西村亜紀・梅田 信・田中 仁・佐々木幹夫	231
十三湖における遡上塩水の鉛直構造市沢明裕・佐々木幹夫・田中 仁・梅田 信・西村亜紀	237
貯水池のアオコ原因藻類の季節的動態に関する観測と解析 佐藤洋人・梅田 信・堀井貴之	243
伊豆沼における湖内植牛に関する現地観測	249

文部科学省研究開発局 自然災害研究協議会東北地区部会 日本自然災害学会東北支部 東北地区自然災害資料センター

Tohoku Journal of Natural Disaster Science

Volume 51

March, 2015

n malysis of victime caused by heavy rainful disatters in Jagan from 2001 to 2014	RTICLES	Pε
Jaunitative evaluation of human and building damage in the Leyte island of the Philippnes by typhoon No. 1330 (Hayaon). Keigo Koto, Akara Mano, Keilo Udo and Shuichi Kare kiki evaluation of mot floot potential for Japanese Islands. Editoship between rainful density and sediment transportation in Folkushima sesside area. Selik Kawageo Sues of career upreventive measures against expansion of the damage due to Typhoon Hayan in Ratern Vakaya, the Philippines ————————————————————————————————————	An analysis of victims caused by heavy rainfall disasters in Japan from 2004 to 2014	a
Keige Kuto, Akira Mano, Keiol Kuto, and Kuto, Akira Mano, Kuto, Kuto, Mano, Keisuka Eu, Haruan Wakabayakai and Seki Kawagoe kalationahi potexeen rainfail density and sediment transportation in Fokushima seaide area. Seki Kawagoe, Yuma Manakhat and Hirokhi Tanura and an extensity distribution base on field areasy in Agano river — Kota Inoue, Ayami Suzuki and Seki Kawagoe and externet preventive measures against expansition of the damage due to Typhone Hayan in Eastern Viayas, the Philippines — Jun Yanhiha, Daiwake Konno and Tadashi Jostaki Francisal Education program in affected areas for improving response capability to survive from tsurani and atoms marge — Jun Yanhiha, Daiwake Konno and Tadashi Jostaki Konno and Tadashi Jostaki Konno and Tadashi Jostaki Konno and Tadashi Jostaki Francisal Education program in affected areas for improving response capability to survive from tsurani and atoms marge — Jun Yanhiko Imauro, Anawat Suppasri, Rui Nouchi and Carine Yi Suesonoon ground motice characteristics of estral area of Yanngata city. — Makairo Konago motice datase and the adago and the Again and Kawago and Tadashi Jostaki Kanya and Bao Wa distabishi between the aboreline positics of estral area of Yanngata city. — Makairo Konago motice and the Ada and the adago and pass in the baker fing on citik Kangion and Jung seale diffuor structures and its adjuent cast at the conterneosure for beach region of large seale diffuor structures and its adjuent cast and Miko Susaki howline a huge seane canditry and the structure and and Miko Susaki howline a huge seane canditary and the structure and the shares and the Miko Susaki howline a huge seane and the conterneosure for beach revison — Tom Miki and Miko Susaki howline a huge seane canditary and the structure and Miko Susaki howline a hange and pass and physio monophological review of Susami induced once we shareline in huge and and Miko Susaki howline an	Quantitative evaluation of human and building damage in the Leyte island of the Philippines by typhoon No.1330 (Haiyan)	
iki evaluation of mod floot potential for Japanese Islands	Keigo Kato, Akira Mano, Keiko Udo and Shuichi Kur	e
Editional poteresen rainfall density and sediment transportation in Pukushima seanid area	Risk evaluation of mud flood potential for Japanese Islands	е
 kinated anow characteristic distribution base on field survey in Agno river Kon Ianoe, Aparoti Porvative measures against expansion of the damage due to Typhon Haiyan in Batter Vasayas, the Pollippines Jun Yaehida, Daisuke Konno and Tadashi Isozaki 'ractical Education program in affected areas for improving response capability to survive from tusmani and storm areas, and the structure in the structure of the structure of the structure of Yamagata city. Mare Yasada, Pumihiko Imamura, Anawat Suppasri, Rui Nouchi and Carine Yi ource model for the 2011 North Akin earthquake to evaluate storag ground motions Mare indication or ground motion characteristics of contral area of Yamagata city. Miteuji Kasaya hasia triggered enthquakes near the Moryake, Yunana, China Nin Wang, Qiang Ma, Hongiros Ski, Ju Bang and Hao Wa Education proof of the AG-S Zhondeg Earthquake, Yunana, China Tina Mith Thanh, Yuta Mitolo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trug Viet and Hitsohi Tanaka forphological change on Casa Dia Beach, Vietama: Tran Mith Thanh, Yuta Mitolo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trug Viet and Hitsohi Tanaka anglysis don engo and Dai Beach, Vietama: Tran Mith Thanh, Yuta Mitolo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trug Viet and Hitsohi Tanaka anglysis anong on Casa Dia Beach, Vietama: Tran Mith Thanh, Yuta Mitolo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trug Viet and Hitsohi Tanaka anglysis and probalogical changes on Casa Dia Beach, Vietama: Tran Mith Thanh, Yuta Mitolo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trug Viet and Hitsohi Tanaka anglysis and probalogical changes on Casa Dia Beach, Vietama: Tranka Mitolo Yuta Mitolo, Vietama Yuta Mitolo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trug Viet and Hitsohi Tanaka anglysis and probalogical changes on Casa Dia Beach, Vietama and Hitsohi Tanaka anglysis and probalogical changes on Casa Dia Beach, Vietama and Hitsohi Tanaka anglysis anongo polytic change and Mitolo Mitanaka Mitolo Mitola Mitola	Relationship between rainfall density and sediment transportation in Fukushima seaside area Seiki Kawagoe, Yuma Munakata and Hiroaki Tamur	a
asses of current preventive measures against expansion of the damage due to Typhoon Hayan in Bastern Visayan, the Philippines	Estimated snow characteristic distribution base on field survey in Agano river	е
Jun Yobida, Davisels Korno and Tadashi Isozaki Tractical Education program in affected areas for improving response capability to survive from tsurani and storm surges Mar Yasada, Fumikio Imanuru, Answa Supparei, Rui Nouchi and Carine Yi ource model for the 2011 North Akita earthquake to evaluate storang ground motions. Shunichi Kataoka and Sh	Issues of current preventive measures against expansion of the damage due to Typhoon Haiyan in Eastern Visayas, the Philippines	
rateizel Education program in affected areas for improving response capability to survive from tsunami and storm surge Mar i Yaanda, Pumihio Imamura, Anawat Suppaeri, Rui Nouchi and Carine Yi ource model for the 2011 North Akita earthquake to evaluate stora ground motions	Jun Yoshida, Daisuke Konno and Tadashi Isozal	:i
Mari Yasuda, Pumikito Imamura, Anwari Supperi, Rui Nouchi and Carine Yi Moree model for the 2011 North Akita earthquake to evaluate streng ground motions	Practical Education program in affected areas for improving response capability to survive from tsunami and storm surge	
ouces model for the 2011 North Aktia earthquake to evaluate strong ground motions		ï
ater phase from the triggered earthquakes near the Moriyoshi-ran volcano in Akita Prefeture	Source model for the 2011 North Akita earthquake to evaluate strong ground motions	0
bieusions on ground motion characteristics of central area of Yanngata city	ater phase from the triggered earthquakes near the Moriyoshi-zan volcano in Akita Prefecture	a
h-site investigation report of the M6.5 Zhonorg Earthquake, Yunnan, China Xin Wang, Qiang Me, Hongjun Shi, Ji Dang and Hao Wu telatistinship between the shoreline position changes in the back region of large scale offshore structure and its adjacent coast	Discussions on ground motion characteristics of central area of Yamagata city	a
Ideltionship between the shoreline position changes in the back region of large scale offshore structure and its adjacent coast — Hideo Matsutomi and Kai Kaginushi haracteristics of shoreline in Mixaw coast after countermeasures for beach erosion	Dn-site investigation report of the M6.5 Zhaotong Earthquake, Yunnan, China Xin Wang, Qiang Ma, Hongjun Shi, Ji Dang and Hao W	u
 – Example on the Michikawa coast in Akita	Relationship between the shoreline position changes in the back region of large scale offshore structure and its adjacent coast	
haracteristics of shoreline in Misawa coast after countermeasures for beach crossion	- Example on the Michikawa coast in Akita	i
hareline change analysis through images from camera monitoring on Nha Trang Coast, Vietnam. Tran Minh Thanh, Yuta Mitobo, Vo Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka forphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part II theoretical analysis wo Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka forphological recovery of sumami induced concave shoreline. Wo Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka tough method for estimating tsunami induced concave shoreline. Wo Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka tough method for estimating tsunami induced concave shoreline. No Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka tough method for estimating tsunami induced concave shoreline. No Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka tough method for estimating the maximum inundation depth at the front of wide RC building with aperture Hideo Matsuttoni imple method for estimating the maximum inundation depth at the front of wide RC building with aperture Hideo Matsuttoni Hideo Matsuttoni imple method for estimating the maximum inundation depth at the front of wide RC building with aperture Hideo Matsuttoni Hideo	Characteristics of shoreline in Misawa coast after countermeasures for beach erosion	ci
Tran Minh Thanh, Yuta Mitobe, Vo Cong Hoang, Nguyen Trung Viet and Hitoshi Tanaka forphological change on Cua Dai Beach, Vietam: Part I image analysis	Shoreline change analysis through images from camera monitoring on Nha Trang coast. Vietnam.	
forphological change on Cuu Dai Beach, Vietnam: Part I image analysis		a
torphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part II theoretical analysis	Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part I image analysis Neuven Trung Viet, Vo Cong Hoang and Hitoshi Tanak	a
bit on prophological recovery of sumani-induced concave shoreline	Appropriate the second se	9
mere and post-business interfects of version in relation in the network of the set of the summinor phology changes on Kodanohana Beach	na priorigent entre de la participa de la constance de la constanc	
The ana poor 'stimuting 'steaming' chings to in Adaption for the analysis of the adaption for the adaption of the adaption adaption of the adaption of the adaption of the adaption adaption adaption of the adaption adapt	har so in not provide a recovery of estimation material control and the store material states and the store material states and the store transmission of the store transmissi	0
ougn method for estimating bunnam negati na iang win siankas located at the day mouth – Case of the sustaination line of the day mouth – Case of the sustaination and the substaination of the maximum innundation depth at the front of wide RC building with aperture — Hideo Matsutoni and Nanko Ono hange in Longshore Sediment Transport behind Detached Breakwaters due to Tsunami … Fumiaki Mori, Yuta Mitobe and Hitoshi Tanaka nalysis of the geomorphic change and the structural damage due to Tsunami … Tauyoshi Nagasawa and Hitoshi Tanaka fufer example of river wall in tidal river Takehito Horie, Keisuke Shimzaki and Hitoshi Tanaka futershi anaka isof of view main tidal river Takehito Horie, Keisuke Shimzaki and Hitoshi Tanaka futershi aleo tsunami source estimation by using combination optimization algorithm - Case study of The 1611 Kechico earthquake tsunami	the and post standard intervention of Rotanonama beach	a
mpie method for estimating the maximum inundation depth at the iront of wide RC building with aperture	ougn method for estimating isunami neight in a bay with Islands located at the bay mouth – Case of the Matsushima bay –	1
hange in Longshore Sediment Transport behind Detached Breakwaters due to Tsunami	imple method for estimating the maximum inundation depth at the front of wide KC building with aperture	0
nalysis of the geomorphic change and the structural damage due to Tsunami	hange in Longshore Sediment Transport behind Detached Breakwaters due to Tsunami Fumiaki Mori, Yuta Mitobe and Hitoshi Tanak	a
uffer example of river wall in tidal river. Takehito Horie, Keisuke Shimazaki and Hitoshi Tanaka lumerical simulation of run up tsunami in the model of Kitakami River Aoyama Yasuhisa, Mohammad Bagus Adityawan, Mitobe Yuta and Tanaka Hitoshi aleo tsunami source estimation by using combination optimization algorithm - Case study of The 1611 Kicho earthquake tsunami - 	nalysis of the geomorphic change and the structural damage due to Tsunami	a
Jumerical simulation of run up tsunami in the model of Kitakami River	uffer example of river wall in tidal river	a
aleo tsunami source estimation by using combination optimization algorithm - Case study of The 1611 Keicho earthquake tsunami :	Jumerical simulation of run up tsunami in the model of Kitakami River Aoyama Yasuhisa, Mohammad Bagus Adityawan, Mitobe Yuta and Tanaka Hitosh	i
K. Imai, T. Maeda, T. Innuma, Y. Ebina, D. Sugawara, F. Imamura and A. Hirakawa. Nestigation of Tsunami Evacuation using Floating Type Tsunami Evacuation Shelter on the buildingYuichi Kaneko and Kazuya Watanabe tudy on Damage Mechanism of RC Frame with Steel Roof Structure based on 3D analysis 	aleo tsunami source estimation by using combination optimization algorithm - Case study of The 1611 Keicho earthquake tsunami -	
nvestigation of Tsunami Evacuation using Floating Type Tsunami Evacuation Shelter on the building		ι.
tudy on Damage Mechanism of RC Frame with Steel Roof Structure based on 3D analysis Masayuki Handou, Tomomi Fujita, Atsushi Suzuki and Junichi Shibuya Relation between damage of wooden houses during the 1894 Shonai earthquake and H/V spectral ratio of microtremors Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagani ibition characteristics by microtremor measurements at new base isolation buildings in Aobayama campus of Tohoku University Susumu Ohno, Hiroyuki Uenoyama, Ryosuke Tsuruta, Hiroki Ishizuka and Satoru Koike Damage to structures due to heavy snow during February 14 to 16, 2014 · Mainly on the damage to carports and greenhouses in Gunma Prefecture · Yasushi Uematsu Nownstream morphology change along the Porong River after discharging mud from volcano eruption Hitoshi Tanaka, Fumiaki Mori, Makoto Umeda, Shuichi Kure, Yuta Mitobe and Suntoyo Steets of Mud Volcano Eruption on Porong River Environment, Indonesia Shuichi Kure, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, Keiko Udo, Akira Mano and Suntoyo Avestigating scale dependency of rainfall-runoff process in terms of watershed-scale storage estimation method Takahiko Chiba and Yoshiyuki Yokoo Stimating runoff processes of Cs-137 in catchment area of wastewater treatment plant in Fukushima prefecture Yushi Kanno and Yoshiyuki Yokoo Stimating rainwater storage and discharge processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima Daiki Fujimoto and Yoshiyuki Yokoo Ind rainy of Japanese watershel topography Takahiro Suzuki and Yoshiyuki Yokoo And the regularity of Japanese watershed topography Yushi Imai, Takuya Okonogi and Kazuya Watanabe tudy of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia Gabriela Sossa Ledezma, Hitoshi Tanaka, and Yuta Mitobe and ustantio diventori of and analysis for estimating runoff processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima Takahiro Suzuki and Yoshiyuki Yo	nvestigation of Tsunami Evacuation using Floating Type Tsunami Evacuation Shelter on the building Yuichi Kaneko and Kazuya Watanab	e
	tudy on Damage Mechanism of RC Frame with Steel Roof Structure based on 3D analysis	
Relation between damage of wooden houses during the 1894 Shonai earthquake and H/V spectral ratio of microtremors Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagami fibration characteristics by microtremor measurements at new base isolation buildings in Aobayama campus of Tohoku University	Masayuki Handou, Tomomi Fujita, Atsushi Suzuki and Junichi Shibuy	a
Susunu Ohno, Hiroyuki Uenoyama, Ryosuke Tsuruta, Hiroki Ishizuka and Satoru Koike Susunu Ohno, Hiroyuki Uenoyama, Ryosuke Tsuruta, Hiroki Ishizuka and Satoru Koike Susunu Ohno, Hiroyuki Uenoyama, Ryosuke Tsuruta, Hiroki Ishizuka and Satoru Koike Samage to structures due to heavy snow during February 14 to 16, 2014 - Mainly on the damage to carports and greenhouses in Gunma Prefecture	elation between damage of wooden houses during the 1894 Shonai earthquake and H/V spectral ratio of microtremors 🛛 Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagam	i
Susumu Ohno, Hiroyuki Uenoyama, Ryosuke Tsuruta, Hiroki Ishizuka and Satoru Koike banage to structures due to heavy snow during February 14 to 16, 2014 - Mainly on the damage to carports and greenhouses in Gunma Prefecture - 	ibration characteristics by microtremor measurements at new base isolation buildings in Aobayama campus of Tohoku University	
anage to structures due to heavy snow during February 14 to 16, 2014 - Mainly on the damage to carports and greenhouses in Gunma Prefecture - Yasushi Uematsu bownstream morphology change along the Porong River after discharging mud from volcano eruption		e
Yasushi Uematsu Yasushi Vakaba Yasushi Yakaba Yasushi	amage to structures due to heavy snow during February 14 to 16, 2014 - Mainly on the damage to carports and greenhouses in Gunma Prefecture -	
Nowstream morphology change along the Porong River after discharging mud from volcano eruption	Yasushi Homats	
Hitoshi Tanaka, Fumiaki Mori, Makoto Umeda, Shuichi Kure, Yuta Mitobe and Suntoyo Hitoshi Tanaka, Fumiaki Mori, Makoto Umeda, Shuichi Kure, Yuta Mitobe and Suntoyo Streets of Mud Volcano Eruption on Porong River Environment, Indonesia Shuichi Kure, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, Keiko Udo, Akira Mano and Suntoyo nvestigating scale dependency of rainfall-runoff process in terms of watershed-scale storage estimation method	humstream morphology change along the Porong River after discharging mild from volcano equation	
Thread and the searce of the seasonal dynamics of algae caused water bloom in reservoir	Hitashi Tanaka Funishi Makata Umada Shuishi Kuwa Yuta Mitasha and Suntar	~
Shuichi Kure, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, Keiko Udo, Akira Mano and Suntoyo	These of Mud Velence Emotion on Descon Diver Environment Ledencies	0
Sulten Kure, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, Keiko Udo, Akira Mano and Suntoyo Neestigation of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia	The city of Mud Volcano Eruption on Forong River Environment, indonesia	
avestigating scale dependency of rainfall-runoff process in terms of watershed-scale storage estimation method	Shuichi Kure, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, Keiko Udo, Akira Mano and Suntoy	0
Stimating runoff processes of Cs-137 in catchment area of wastewater treatment plant in Fukushima prefecture	nvestigating scale dependency of rainfall-runoff process in terms of watershed-scale storage estimation method	0
Stimating the number of dominant processes in rainfall-runoff processes	stimating runoff processes of Cs-137 in catchment area of wastewater treatment plant in Fukushima prefecture	0
Stimating rainwater storage and discharge processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima	stimating the number of dominant processes in rainfall-runoff processes	0
lydrological monitoring and data analysis for estimating runoff processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima Shoya Hirose and Yoshiyuki Yokoo In the regularity of Japanese watershed topography	stimating rainwater storage and discharge processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima	0
In the regularity of Japanese watershed topography	Iydrological monitoring and data analysis for estimating runoff processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima Shoya Hirose and Yoshiyuki Yoko	0
nvestigation of Tidal Discharge and Salinity Intrusion due to Winter Storm Waves at the River Mouth of Akita Prefecture Yushi Imai, Takuya Okonogi and Kazuya Watanabe tudy of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia	n the regularity of Japanese watershed topography	0
Yushi Imai, Takuya Okonogi and Kazuya Watanabe tudy of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia	nvestigation of Tidal Discharge and Salinity Intrusion due to Winter Storm Waves at the River Mouth of Akita Prefecture	
tudy of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia	Yushi Imai, Takuya Okonogi and Kazuya Watanab	е
nfluence of water environment on growth of Corbicula japonica in Lake Jusan	tudy of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia	е
erpendicular structure of salt water moved into Lake Jusan Akihiro Ichizawa, Mikio Sasaki, Hitoshi Tanaka, Makoto Umeda and Aki Nishimura ubservation and analysis of the seasonal dynamics of algae caused water bloom in reservoir	nfluence of water environment on growth of Corbicula japonica in Lake JusanAki Nishimura, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka and Mikio Sasal	ci
beservation and analysis of the seasonal dynamics of algae caused water bloom in reservoir	Perpendicular structure of salt water moved into Lake Jusan	a
ield measurements on macronhyte vegetation in Lake Izununa Makota Umeda Shinya Nakada Tetsuro Shimada and Vasufumi Fujimota	bservation and analysis of the seasonal dynamics of algae caused water bloom in reservoir Hiroto Sato Makoto Umoda and Takavuki Hor	ii
MUNUAL VIII AND A VIIII AND A VIII AND A VII	Field measurements on macrombyte vegetation in Lake Izunuma. Makata Umeda Shinya Nakada Tetsuro Shimada and Vaerafumi Evijima	0

Tohoku Research Group for Natural Disaster Science

2004~2014年の豪雨災害による人的被害の原因分析*

牛山素行(静岡大学防災総合センター)

1. はじめに

自然災害による犠牲者の軽減には、基礎調査として犠牲者の発生状況についての客観的な分 析が欠かせない。地震災害による人的被害に関しては、その発生状況、発生場所、個人属性な どについての基礎調査¹⁾²⁾、外力規模と被害の関

係など³⁾⁴⁾、古くから様々な分析がなされている。 これに対して、豪雨災害の犠牲者に関しては必ず しも十分な検討がなされていない。このため、定 性的な解釈や、特定で限定的なエピソードにもと づく問題提起や検討がなされることもある。豪雨 災害による被害(犠牲者)が、具体的にどのような 場所で生じているのかを、定量的に示すことが重 要である。筆者らはこの問題意識にもとづき、検 討事例を増やしつつ、豪雨災害による犠牲者の発 生状況、属性等に関しての定量的・実証的な解析 を進めている⁵⁾。本報告では、2004~2014年の 11 年間の集計結果を、2004~2013年の集計結果と 対比しつつ報告する。

2. 調査手法

利用資料は、これまでに筆者らが構築した 2004 年以降の豪雨災害による犠牲者のデータベースで ある。この資料は、新聞記事、各種文献、インタ ーネット上の公的機関の文書などの検索を中心に、 主要事例については現地調査結果を加味して構築 している。対象犠牲者は、総務省消防庁がホーム ページ上で「災害情報」として公表している災害 事例別の被害状況に収録された事例のうち、台風、 大雨に関係する事例による犠牲者である。本報で 集計対象としたのは、2004~2014年で犠牲者の発 生した 42 事例、712 人である。

表1 調查対象事例

事例名(消防庁資料名)	死者・行 方不明者
2004年	
平成16年7月新潟·福島豪雨	16
平成16年7月福井豪雨	5
平成16年台風第10号, 台風第11号及び関連する大雨	3
平成16年台風15号と前線に伴う大雨	10
平成16年台風16号	13
平成16年台風18号	19
台風第21号と秋雨前線に伴う大雨	26
平成16年台風第22号	9
平成16年台風第23号	98
平成16年11月11日~12日にかけての大雨 2005年	1
北陸地方等の大雨	1
平成17年7月1日からの梅雨前線による大雨	5
平成17年7月8日からの梅雨前線による大雨	6
平成17年台風第14号と豪雨	29
2006年	
平成18年の梅雨前線による大雨	32
平成18年台風第13号と豪雨	9
2007年	
平成19年7月5日からの梅雨前線及び台風	5
台風第9号による大雨・暴風	3
東北地方の大雨	4
2008年	
平成20年7月28日からの大雨等	6
平成20年8月5日の大雨	5
平成20年8月末豪雨	2
2009年	
平成21年7月中国・九州北部蒙雨	34
平成21年台風第9号	27
2010年 	01
<u> 平成22年梅雨期(6月11日以降)における天雨</u>	21
2011年 五十四年 () 国際6日	0
平成23平台風弗0方	3
平成23年(月利尚・福局家府 東古99年4月第10日。	07
平成23平百風第12万 亚虎99年厶周第15只	97
十成23十日風景135 9019年	19
2012年 亚成24年台周第4号	1
〒///24〒口//// 197 7日11日からの梅雨前線に上る大雨	3.9
2013年	
島根県及75山口県の大雨	4
8月9日からの東北地方を中心とすろ大雨	8
8月23日から28日までの大雨等によろ被害状況等について	2
台風第18号によろ被害状況等について	7
台風第26号による被害状況等について	43
2014年 シロ省第9日 氏 78 株 天 芸 釣 の 影響 に か る 7日 6日 か こ の 十 天 英	
ロ風知0万及び博附削線の影響に伴り(月0日からの人附等 ム国第10旦長78ム国第11旦	3 6
ロ風易12万及い冒風易11万 0月15日からの十五英	6
0月10日からの大雨英	0
0月17日//*977人附守 - ム国第10旦始	7
口風労10万守 	2
<u>ロ/34/713/7 オ</u> 合計	712
	114

* An analysis of victims caused by heavy rainfall disasters in Japan from 2004 to 2014. Mototyuki Ushiyama

3. 調査結果

3.1 原因外力による犠牲者分類

筆者らは、特に豪雨に関する災害情報と人的被害の関係を検討する観点から、これまで何回 か検討を経て、原因外力については、高波、強風、洪水、土砂、河川、その他、として定義し てきた(表 2)。なお、「洪水」は河道外に溢れた水に起因する犠牲者で、「河川」は河道内の水に 起因する犠牲者である。この定義に従い、得られた情報を元に筆者自身が判定している。

分類名	定義	例
	沿岸部での犠牲者全般. 高潮に	高波による家屋損壊による死
宣油	よる浸水に伴うものは含まな	亡.
1FQ 12X	い.	沿岸で作業中・見物中に波にさ
		らわれた.
	風による犠牲者全般. 竜巻等も	屋根などで作業中風にあおられ
裕岡	含む.	て転落.
		飛来物に当たった.
		強風による倒木等に当たった.
	在宅中、又は移動や避難の目的	屋内浸水で溺死.
进水	で行動中に、河道外で、浸水、	歩行中,自動車運転中に流され
~~~	洪水流に巻き込まれ死亡した	た.
	者. 高潮による浸水も含む.	
	在宅中、又は移動や避難の目的	土砂によって倒壊した家屋の丁
	で行動中に、土石流・崖崩れな	敷きになった.
+ 70	ど、あるいはそれらに破壊され	土石流・がけ崩れによって堆積
	た構造物によって生き埋めとな	した土砂に巻き込まれた.
	り死亡した者.	土石流等の流れに巻き込まれ
	在宅中、又は移動や避難の目的	田や用水路の見回りに行き水路
	で行動中に、溢水していない河	
河川	川や用水路の河追内に転落して	水路の障害物を除去しようとし
	死亡した者.	て転洛.
		河 通 沿いの 通 を 歩 行, または ま
	体索八線に会たったの理論を厳	行中に水路に転落.
1	他の分類に言むことが困難な犠	情報か極めてこしい犠牲者.
その他	役者・	四川敷生活者の死し.
	外刀に起因しない犠牲者(いわ	避難中や復旧作業中に心筋梗
	ゆる関連死).	基.

表2 原因外力の定義



図1 原因外力別犠牲者

原因外力別犠牲者数を図1に示す。最も多いのは「土砂」で348人(48.9%)を占める。以下「洪水」(18.4%)、「河川」(19.1%)と続き、これらで全体の8割以上に達する。「洪水」と「河川」 は言い方を変えると溺死者である。溺死は浸水によって生じているイメージが持たれるが、実際にはそのような遭難形態は「洪水」のみであり、溺死者の半数程度である。

なお、2004~2013 年の集計では、「土砂」43.5%、「洪水」21.1%、「河川」20.3%などだった。 2004~2013 年と 2004~2014 年の集計結果をそれぞれ「土砂」とその他の2分類として独立性 の検定(χ²検定)を行ったところ、危険率 5%で「土砂」の比率に有意差は認められなかった。

#### 3.2 年代別の傾向

65 歳以上を高齢者と見なして分類すると、65 歳以上の犠牲者は385人(54.1%)、65 歳未満324人(45.5%)だった(図2)。2010年国勢調査では、65 歳以上の人口は全人口の23.0%であり、犠牲者中の高齢者率は人口構成比に比べ極めて高い。原因外力別に見ると、高齢者率は「その他」(強風・高波・その他の合計)でやや高く、他は相対的に低い傾向がある。ただし、「洪水」や「河川」の場合も人口構成比と比べれば明らかに高齢者の比率が高い。犠牲者の占める高齢者の比率は高いものの、歩行困難だったなど、明らかに「避難行動要支援者」と見なすことができる犠牲者は30人(4.2%)にとどまっている。また、65歳以上で同居者がおらず屋内で遭難した犠

牲者は 44 人(6.2%)が確認されるのみで あり、「一人暮らしの高齢者に被害が集中 している」といった傾向は認められない。 すなわち、避難行動要支援者対策が重要 であることは言うまでもないが、高齢者 への犠牲者偏在を改善するためには、一 般的に避難行動要支援者とみなされにく い、日常生活を営む上では特に大きな支 障のない高齢者に注意を向けることが、 より効果的と思われる。

なお、2004~2013 年の集計では、「65 歳以上」56.0%だった。2004~2013 年、 2004~2014 年の集計結果をそれぞれ「65 歳以上」とその他の2分類として独立性



の検定を行ったところ、危険率5%で「65歳以上」の比率に有意差は認められなかった。

#### 3.3 犠牲者の遭難場所

犠牲者の遭難場所を「屋内」(なんらか の建物の中)と、「屋外」(建物の外に滞在、 歩行中、車等で移動中)に大別すると、「屋 内」365人(51.3%)、「屋外」343人(48.2%) とほぼ同程度である(図3)。原因外力別で みると、「土砂」のみは「屋内」が多い (86.5%)が、他の外力では「屋外」が多く、 外力別に明瞭な相違がある。すなわち、

「土砂」の犠牲者軽減のためには、一般 的によくイメージされるような「自宅か らの早期避難」という対応が有効である ことが示唆される。一方、「洪水」、「河川」



「その他」の犠牲者は、主に「屋外」で遭難しており、これら犠牲者の軽減のためには、単に 自宅にいる人の早期避難の促進のみでは大きな効果は期待できず、風雨が激しいときの屋外で の行動を抑制することが有効であると示唆される。

なお、2004~2013年の集計では、「屋内」は47.3%だった。2004~2013年、2004~2014年の 集計結果をそれぞれ「屋内」とその他の2分類として独立性の検定を行ったところ、危険率5% で「屋内」の比率に有意差は認められなかった。

#### 3.4 避難行動の有無

避難行動を取ったにもかかわらず遭難したというケースもしばしば見られる。このような遭

難形態を大別すると、(a)避難の目的で移動中に 土石流、洪水などに見舞われた、(b)避難先が土 石流・洪水などに見舞われた、(c)いったん避難 場所へ移動したが、そこを離れて遭難した、な どが挙げられる。ここでは(a)を「避難途中」、(b)、 (c)を「行動有」と表記する。集計結果を図4に 示す。「避難途中」37人、「行動有」26人で、合 わせると 63人(8.8%)が何らかの避難行動を行 っていた。なお、2004~2013年の集計では、「避 難途中」(35人)、「行動有」(25人)の合計が 60 人(9.8%)だった。2004~2013年、2004~2014年 の集計結果をそれぞれ「避難途中および行動有」



の集計結果をそれぞれ「避難途中および行動有」とその他の2分類として独立性の検定を行ったところ、危険率5%で「避難途中および行動有」の比率に有意差は認められなかった。

(a)や(b)は、積極的な避難行動をとったが遭難したケースである。遭難場所についての集計からは、「土砂」以外の外力では、屋外行動中の犠牲者が圧倒的多数であることも示されており、 豪雨災害においては水平移動を伴う避難行動が、必ずしも最善の行動とは限らないことが示唆 される。(c)は、一度は避難場所に到着したものの犠牲となったケースで、避難場所への避難完 了が災害時の対応行動における「ゴール」ではないことも認識しなければならない。

#### **3.4 犠牲者の能動性**

犠牲者の行動として、以下の行動のうちいずれかが該当したケースを、「能動的に危険に接近 した」(能動的犠牲者)と定義し、集計した。

防災行動:何らかの防災対応行動を取っていた。行政職員、消防団員、警官、記者等の殉職。 自宅付近の土嚢積み、雨戸点検、屋根修理、船の固定、他人の救助、倒木片付けなど。 様子を見に:川の様子を見に、裏の崖を見に、など、防災行動以外で様子を見に行った。 水田・水路見回り:水田、畑、用水路の見回り、水路付近のゴミの除去作業をしていた。 屋外レジャー:屋外で遊んでいた、レジャー中だった。散歩をしていた。

建設作業:防災目的以外の建設作業など、居住地等より危険性の高い箇所で作業をしていた。 集計結果を図5に示す。全体では174名(24.4%)が能動的犠牲者と分類された。原因外力別で は明瞭に差があり、「河川」は7割以上、「その他」は半数が能動的犠牲者だが、「洪水」と「土 砂」では1割以下である。なお、2004~2013年の集計では、「能動的」が25.9%だった。2004 ~2013年、2004~2014年の集計結果をそれぞれ「能動的」とその他の2分類として独立性の検 定を行ったところ、危険率5%で「能動的」の比率に有意差は認められなかった。

能動的犠牲者の内訳を見ると図6のようになる。「防災行動」が68人(38.9%)を占めているが、 行政職員、消防団員の職務中、あるいは遭難者の救助中といった、緊急性が明瞭な状況下での 犠牲者は15名ほどで、多くは強風の際に屋根の修理をしていた、海岸で船の係留をしていたな ど、どちらかと言えば緊急性が低い「防災行動」中に遭難している。能動的犠牲者は、災害に 対して何らかの対応をとっていたところ遭難したものであり、その行動が何らかの危険を伴う ことは認識していたと考えられる。したがって、このタイプの犠牲者に関しては、単なる災害 情報の伝達による被害軽減を期待することは困難と考えられる。屋外行動中の犠牲者が少なく ないことからも示唆されるように、風雨の激しいときの無理な行動を抑制することが重要であ ることがわかる。



3.5 遭難時間帯との関係

犠牲者が遭難した時刻を夜間(18:00 ~05:59)、昼間(06:00~17:59)に大別し、 原因別に集計した結果が図7である。 夜間が356人(50.0%)、昼間が316人 (44.4%)で、昼夜間で大きな違いは見ら れない。「洪水」、「土砂」では夜間の犠 牲者が多く、「河川」「その他」では昼 間の犠牲者が多い。なお、2004~2013 年の集計では、「夜間」が44.8%だった。 2004~2013年、2004~2014年の集計結 果をそれぞれ「夜間」とその他の2分 類として独立性の検定を行ったところ、



危険率5%で「夜間」の比率に有意差は認められなかった。

「夜間であったので大きな被害になった」のか、「大きな外力が加わった時間帯がたまたま夜 間だった」のかについてはさらに検討が必要だが、少なくとも実数で見る限り「犠牲者の発生 は夜間に集中している」ことはない。夜には夜、昼には昼の、異なった危険性が存在するので はなかろうか。

#### 4. おわりに

2004~2014 年の 11 年間の風水害による犠牲者 712 人の集計結果から読み取れる主な特徴を

整理すると以下のようになる。

- ・ 「土砂」の比率が最も多く 48.9%、「洪水」、「河川」がこれに次ぐ。
- ・ 65 歳以上が 54.1%で、人口構成比と比べ高齢者に偏る。歩行困難者は 4.2%で「日常生活に 支障の無い高齢者」が大多数。
- ・ 遭難場所は「屋内」犠牲者が 51.3%で、土砂災害は「屋内」が多数だが、他は「屋外が多数 で、外力により明瞭な差がある。
- 何らかの避難行動をとったにもかかわらず犠牲となった人が8.9%。遭難場所の結果と合わせ、水平移動を伴う避難行動が、必ずしも最善の行動とは限らないことが示唆される。
- 昼間、夜間の犠牲者構成比はほぼ同程度で、夜間に犠牲者が集中しているわけではない。

これらの特徴は、2004~2013年の犠牲者 611 人を元にした集計結果と比べ、その構成比に有 意な差は見られなかった。2014年は、犠牲者の原因外力、発生時間帯、遭難場所などの特徴が 偏在した広島豪雨災害⁷⁾が発生したが、これを合算しても集計結果の大局的な傾向に大きな変 化は見られず、2013年までの集計結果から得られていた特徴は,近年の風水害の犠牲者の特徴 を表していると見て大きな間違いはないものと考えられる。

**注** 本稿は,既発表論文⁶の一部を最新の集計結果に書換え,さらに加筆したものである.

**謝辞** 本研究の一部は、環境省環境研究総合推進費(S-8)、科学研究費補助金「客観的根拠に基づく津波防災情報及び豪雨防災情報のあり方に関する研究」(研究代表者・牛山素行)、「2014 年8月豪雨により広島市で発生した土石流災害の実態解明と防災対策に関する研究」(研究代表者・山本晴彦)によるものである。

#### 参考文献

- 宮野道雄・村上ひとみ・西村明儒・村上雅英:1995 年兵庫県南部地震による人的被害:その
   2 神戸市東灘区における聞き取り調査、日本建築学会近畿支部研究報告集 計画系、36、 pp.325-328、1996。
- 2) 村上ひとみ・縄田光雄・瀧本浩一:2000 年鳥取県西部地震の人的被害に関する調査、日本 建築学会中国支部研究報告集、24、pp.301-304、2001。
- 3) 呂恒倹・宮野道雄: 地震時の人的被害内訳に関するやや詳細な検討、大阪市立大学生活科学 部紀要、41、pp.67-80、1993。
- 宮野道雄・呂恒倹:地震による人的被害と家屋被害の関係に対する震源距離の影響、自然災害科学、13、3、pp.287-296、1995。
- 5) 牛山素行・高柳夕芳・横幕早季:年齢別にみた近年の豪雨災害による犠牲者の特徴,自然災害 科学,Vol.30,No.3,pp.349-357,2011。
- 6) 牛山素行・横幕早季:発生場所別に見た近年の豪雨災害による犠牲者の特徴,災害情報,,No.11, pp.81-89,2013。
- 7) 牛山素行:平成 26 年 7 月豪雨広島市における犠牲者の特徴、第 33 回日本自然災害学会学術 講演会,(臨時セッションのため概要集無し),2014 年 9 月 25 日。

# 台風 1330 号 (Haiyan) によるフィリピン・レイテ島の

# 人・建物被害の定量的評価*

#### 東北大学工学部 加藤圭悟

#### 東北大学災害科学国際研究所 呉 修一,有働恵子,真野 明

#### 1. はじめに

2013 年 11 月 8 日 AM4:40 に台風 1330 号(Haiyan) が強風や高潮を伴いフィリピンの東サマ ール島に上陸した。上陸時の勢力は中心気圧 895hPa,最大風速 65m/s,瞬間最大風速 90m/s と いう最大規模の台風であり死者・行方不明者が 7000 人以上,建物被害も全壊が 55 万棟以上, 半壊も 55 万棟以上と人・建物の被害も甚大なものであった(呉ら,2014)。本研究ではフィリ ピン内でも人的被害が大きかったレイテ島を対象とし,人・建物被害を定量的に評価する。こ れにより,各地域の人・建物被害の特徴,地域差を明らかにすることで,今後の減災に向けた 課題を抽出することを目的とする。

#### 2. 対象地域及び使用データ

今回対象とするレイテ島はフィリピン中部のビサ ヤ地域東部に位置する。本研究ではレイテ島でも特 に被害が大きかったタクロバン市,パロ町,タナウ アン町の三市町を対象とした。それらレイテ島と隣 接するサマール島,三市町の位置を図-1に示す。図 中における標高データは USGS (1993)の GTOPO30 データより得たものを用いた。

本研究で使用した高潮の浸水高のデータは、土木 学会・フィリピン土木学会合同台風 30 号高潮災害調 査グループ(Tajima ら,2014)の調査結果及び、フィ リピン気象天文庁(PAGASA)、2013 年フィリピン 高潮合同調査,呉ら(2014)の調査データを使用し た。それらをレイテ島に関してまとめたものを図-2 に示す。また、三市町の人口データは、フィリピン 統計局(National Statistics Office[NSO])より提供さ れた Census of Population and Housing 2000 データ (NSO, 2002)を用いており 2000 年の人口調査データ



* Quantitative evaluation of human and building damage in the Leyte island of the Philippines by typhoon No.1330 (Haiyan), Keigo Kato, School of Engineering, Tohoku University, and Akira Mano, Keiko Udo and Shuichi Kure, International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University



に基づいている。死者・行方不明者のデータは 2014 年 2 月 25 日の時点で各市町で身元確認済 みの数であり,各市町より提供された資料より算定したものを用いた。建物被害に関するデー タは JICA フィリピン国台風ヨランダ緊急災害緊急復旧支援プロジェクトより提供されたデー タを用いた。

#### 3. 高潮被害と死者率の関係

図-2 に示した高潮と緯度の関係より 北部にあるサン・ペドロ湾奥に近づくほ ど高潮が大きくなっている傾向が見て取 れる。しかし,北緯11.25°にあるタクロ バン市付近では浸水高の計測結果に大き なばらつきが見られた。この要因として は建物が密集している影響や高波の影響 が混在している可能性等が考えられる。

図-3 は三市町の浸水域内にある各村 (バランガイ)ごとの浸水高と死者率の 関係を示したものである。浸水域の策定 は東北大より提供されたデータを用いた。

図-3より浸水高が大きくなると死者率

25 20 €15 ∦ ٥ 者10 ▼ タクロバン ∎n⊓ 5 ▲ タナウアン 0 3 3.5 4 4.5 5 5.5 6 6.5 7 7.5 浸水高(m)

#### 図-3 三市町における浸水高と死者率の関係

も大きくなる傾向があることが見て取れる。しかし,浸水高が小さいが死者率が約20%と非常 に高い地域や,浸水高が大きいにもかかわらず死者率が低い地域が存在するなど,ばらつきが 存在することがわかる。

#### 4. 過去の日本における水害被害との比較

図-4 に台風 1330 号と東北太平洋沖地震・津波の浸水高と死者率の関係を,図-5 に台風 1330 号と過去の日本の台風被害における平均浸水深と死者率の関係を示す。各村ごとの平均浸水高から平均標高を引くことで村一様の平均浸水深を求めた。算出に用いた標高データは JICA フィリピン国台風ヨランダ緊急災害緊急復旧支援プロジェクトより提供されたデータを用いた。 また,比較する日本の二つの台風および台風 1330 号の規模や被害に関してまとめたものを表-1 に示す。東北太平洋沖地震・津波のデータは Suppasri ら(2012,2013)のものを,過去の日本の台風のデータは独立行政法人防災科学技術研究所自然災害情報室の防災基礎講座で公表されているデータを使用した。

	ジェーン台風	伊勢湾台風	ハイエン
上陸日時	1950年9月3日	1959年9月26日	2013年11月8日
陸上の観測気圧(hPa)	940	930	938(計測不能)
最大風速(m/s)	36.5	45	53(計測不能)
瞬間最大風速(m/s)	46	60	53(計測不能)
死者、行方不明者(人)	539	5098	7354
全半壊(棟)	120923	153890	1140332
高潮最大潮位(m)	2.7	5.9	7

表-1 各台風の規模と被害の概要



図-4より,東北太平洋沖地震・津波,特にリアス式海岸部と比べると浸水高が小さい地域が 多いことが見て取れる。しかし,死者率が15%以上である地域は台風1330号の方が多いこと が明らかになった。

図-5より台風1330号の値に注目すると平均浸水深が約2.5mを超えた際に死者率も高くなる 地域が増えることが明らかになった。また日本の台風と比較すると、ジェーン台風とは全ての 地域で、伊勢湾台風とも多くの地域で同じ浸水深でも台風1330号の方が死者率が高く、被害の 規模が大きかったことがわかる。今回の比較から台風1330号の被害は過去の東北地方太平洋沖 地震・津波、伊勢湾台風、ジェーン台風よりも人的被害率が大きいことが明らかになった。台 風1330号に伴い発生した高潮の規模は、津波の浸水高よりも小さい。それにもかかわらず人的 被害が大きくなった要因は、日本と比べて防潮堤などの沿岸部の水害対策が十分ではなかった 事や、高潮に対する知識不足などが原因で事前避難が十分に行われなかった可能性等が推測さ れる。

#### 5. 浸水高と建物被害の関係

図-6 にレイテ島東部における建物全壊率の分布を 示す。図より高潮の影響が大きかったレイテ島の南東 部にあるパロ町やタナウアン町付近では全壊率も大き い傾向がある。しかし,浸水高がより大きい北東部の タクロバン市付近では全壊率が非常に低い地域が多い ことが読み取れる。この要因はタクロバン市の建物の 強固性にあるものと推測される。また高潮の影響が小 さい内陸部において全壊率が大きい地域は,強風の影 響と考えられる。

図-7 は各村ごとの浸水高と建物損壊率の関係を示 したものである。図より、タナウアン町とパロ町では 全ての地域において 90%以上という高い建物損壊率 である一方、タクロバン市では比較的低い建物被害 率の地域が多いことが見て取れる。この事よりタク ロバン市における建物は、パロ町、タナウアン町に 比して、強固であったと言える。実際に著者らが 2014年11月20日に行った現地調査では、タクロバ ン市の建物(図-8)はコンクリート構造や二階建て以 上と強固な建物が多く、パロ町やタナウアン町の沿 岸部(図-9)では脆弱な建物が非常に多く見られた。



図-6 レイテ島における全壊率の分布



図-7 三市町における建物損害率



図-8 タクロバン市沿岸部の建物の様子



図-9 パロ町,タナウアン町の沿岸部の建物の 様子

#### 6. まとめ

本研究より,高潮の人的被害に関して,浸水高や浸水深の増加と共に死者率が増加する傾向 にある一方,浸水高が大きいが死者率が低い地域や,浸水高が小さいのに死者率が高い地域が 存在するなどのばらつきが存在する事が明らかとなった。また,過去に発生した東北地方太平 洋沖地震・津波や伊勢湾・ジェーン台風の高潮被害よりも人的被害率が大きい事が明らかとな った。建物被害に関しては全壊率と一部損壊率の双方において南部のパロ町,タナウアン町と 比べて,北部のタクロバン市では被害が小さい地域が多いことが明らかになった。

今回明らかとなった人的被害の地域差や被害拡大要因は,防潮堤などの災害対策の不足や, 災害に対する知識が不十分なため各村で避難に差が生じた点,建物の強固性の違いなどが考え られる。今後はより正確な要因を定量的に考察するため,各村に対して実施したアンケート調 査結果の解析や土地利用の相違などといった,より細かい観点からの解析を進めていく予定で ある。

**謝辞**:本研究は、平成 26 年度東北大学総長裁量経費および災害科学国際研究所平成 26 年度特 定プロジェクト(代表:呉修一)の支援を受けて実施された。本論文で使用した高潮浸水高の データは、土木学会・フィリピン土木学会合同台風30号高潮災害調査グループ,2013 年フィ リピン高潮合同調査隊、PAGASA が測定したデータを使用している。また、各村(Barangay) の死者・行方不明者データは、タクロバン市、パロ町、タナウアン町より、人口データはフィ リピン統計局に、建物被害に関するデータは JICA のフィリピン国台風ヨランダ災害緊急復旧 復興支援プロジェクトより提供頂いたものである。ここに記して関係各位に謝意を表します。

#### 参考文献

 Tajima et al. (2014) :INITIAL REPORT OF JSCE-PICE JOINT SURVEY ON THE STORM SURGE DISASTER CAUSED BY TYPHOON HAIYAN, Coast. Eng. J. DOI: 10.1142/S0578563414500065.
 Mori et al. (2014) :Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf, Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, 10.1002/2014GL060689. 3)JICA:フィリピン国台風ヨランダ災害緊急復旧復興支援プロジェクト.

4)呉ら(2014):台風ハイエンに伴うレイテ島沿岸部の人的被害状況,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No2, pp.I 1446-I 1450.

5)独立行政法人防災科学技術研究所自然災害情報室:防災基礎講座

http://dil.bosai.go.jp/workshop/index.html

6)Suppasri b(2012) :Damage and reconstruction after the 2004 Indian Ocean tsunami and the 2011 Great East Japan tsunami, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 34, No.1, pp.19-39.

7)Suppasri b(2013): Lessons learned from the 2011 Great East Japan Tsunami: Performance of tsunami counter measure, coastal buildings, and tsunami evacuation in Japan, Pure and Applied Geophysics, Vol. 170, pp.993-1018.

8) National Statistics Office (2002): Census of Population and Housing 2000,

http://www.census.gov.ph/statistics/census/population-and-housing/2000-CPH 参照 2014-5-21.

9) U.S. Geological Survey (1993): Digital elevation models, data user guide 5, Reston, Virginia, pp.50.

# 日本列島全域を対象とした土石流危険渓流の

## ポテンシャル評価*

福島大学共生システム理工学研究科 伊藤圭祐

福島大学共生システム理工学類 若林初美

#### 福島大学大学院共生システム理工学類 川越清樹

#### 1. はじめに

地球温暖化に関連付けられる気温上昇に伴う大気中の飽和水蒸気圧の増加,海水温上昇に伴う 台風強度の増大等より短時間の降雨量増大と豪雨の頻度増加が見込まれている。IPCC Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptationは、「世界の多くの地域で21世紀中における強い降雨の発生頻度, あるいは総降水量に占める強い降雨の割合が増加する」ことを報告しており¹⁾,既に日本でも、 短時間の降雨量増大傾向²⁾と、列島各地で降雨量の極値更新が認められている³⁾。極値更新に 示される未曽有の豪雨発生は、現在までの気象事象で設計基準を設定して対策を整備してきた 領域、および対策不要と評価された領域の災害危険度の増加を示唆する。社会基盤における雨 量の設計基準の超過や、複合的災害を誘発させる複数現象の同時発生に伴い更なる甚大な災害 が引き起こされる可能性を有している。これに対し、社会の安全を確保するために構造物や防 災体制を整備して災害の被害軽減に努めることが必要である。

日本列島は、環太平洋造山地域に属しており、急峻な地形、脆弱な地質を呈する。そのため、 降雨等の外的な営力の発生に伴いマスムーブメント現象が活発になる特徴を有している。総じ てマスムーブメントに関連する災害は、現象の起動域が地中であるため挙動を可視しにくい特 性をもち、危険を予知、判断することも困難である。そのため、人的被害が生じやすいことも 明らかにされている⁴。そのため、予め降雨に対する潜在的なマスムーブメントの危険度を明 らかにすることと、また、こうした地域に災害に対する適応策を整備する必要がある。

本研究では、日本列島を対象領域に設定し、降雨変動に対する土石流発生ポテンシャルの危険 度を求める解析に取り組んだ。土石流の主たる土砂生産源を斜面崩壊と仮定した評価を試みて いる。災害実績、地形、地質、降水量等の数値地理情報、および数値地理情報化されたデータ を利用し、降雨量に感度をもった斜面崩壊危険領域を流域による空間情報で示した。また、降 雨に対する危険度を求める段階で各流域の降雨感度に対するリスク影響線を作成し、降雨量に 対する斜面崩壊発生確率の推移の可視化を試みた。広範領域を対象に降雨に伴う斜面崩壊と河 道勾配の情報を重ね合わせることで危険流域の土石流ポテンシャルを評価した。

2. 解析方法,およびデータセット

日本列島を対象領域に設定した降雨変動に対する土石流発生ポテンシャルの評価を行うため, 以下の①から④の解析を進めた。

*Risk evaluation of mud flood potential for Japanese Islands by Keisuke Ito

- ① 斜面崩壊発生確率モデル 5を利用し、雨量に応じた斜面崩壊の発生確率を3次メッシュ(空間解像度1km×1km)のグリッドサイズで得た。
- ② 3次メッシュの斜面崩壊発生確率を2次谷までの流域情報で統合し、流域に関して河道の 最大流路延長、最大標高、および最低標高の差による比高差より河床勾配を得た。
- ③ 流域に対して降雨量と斜面崩壊発生確率の関係によるリスク影響線を作成し、流域毎にリ スク上昇率の高まる降雨量情報を取得した。
- ④ 斜面崩壊(土砂生産)に関してリスク上昇率の高い降雨量、土砂運搬に関して河床勾配を基 に土石流発生ポテンシャルの危険度を求めた。

以下に各解析の方法、およびデータセットを説明する。

(1) 斜面崩壊発生確率モデル

斜面崩壊発生確率モデルは、多重ロジスティック回帰分析を用いて開発されており、日本列島 全域に対する斜面崩壊のリスクを求める評価への適用事例を有している⁶。モデルのベースは、 「1」と「0」の二項分布に対して、斜面崩壊実績の有を「1」、無を「0」に設定し、これらを ロジスティック曲線で連結させることより連続的線形の関係の成立させることである。ロジス ティック曲線を重回帰式で解くことでモデル式は構築され、説明変数として地形の要素、水文 量の要素を用いている。地形要素として起伏量、水文量の要素として動水勾配を利用し、地質 に応じてモデル式の係数が求められている。式(1)は斜面崩壊発生確率モデル式である。

$$P = \frac{1}{1 + \exp[-(\beta_0 + \beta_h Y_h + \beta_r Y_r)]}$$
(1)

ここで、 P:斜面崩壊発生確率、  $eta_0$ :切片、 $eta_h$ :動水勾配係数、  $Y_h$ :動水勾配、  $eta_h$ :起

伏量係数, Y:: 起伏量である。斜面崩壊発生確率モデルより求められる結果は、「0」から「1」 で推移するまでの発生確率であり、ある条件下を基に現象が生起する条件付確率として定義さ れることとなる。また,このモデルに用いられるデータは3次メッシュの数値地理情報である。 モデルに利用される地形の要素である起伏量は、国土数値情報 G04-a-11_地図図幅番号 -igd_GMLに格納された3次メッシュ内の最高標高と最低標高の差より求められている。 モデルに利用される水文量の要素である動水勾配は、国土数値情報 G05-54M-48-01 に格納さ れた土壌と国土数値情報 G04-a-11 地図図幅番号-jgd GML の斜面傾斜度を用いて擬似二次元 化した斜面に 24 時間降雨量を入力し, Richards による飽和不飽和浸透解析を行い, 降雨発生 後の最大傾斜を示す浸潤線から発生確率に用いる動水勾配を得ている。動水勾配は、単位距離 当りの地下水水頭の変化率であり,降雨量が多くなるほど急勾配を呈する。急な動水勾配は, 土塊の有効応力を減少させるため、斜面は不安定化する要因となる。本解析では降雨条件とし て、Case①:0mm(地形要素にのみ依存した結果)、Case②:50mm、Case③:100mm、Case ④: 150mm, Case⑤: 200mm, Case⑥: 250mm, Case⑦: 300mm, Case⑧: 500mm を検 討した。これら8パターンの降雨量変化に応じた危険度の推移を求めることに取り組んだ。浸 透解析について,1時間毎に等分配して降水を与えた条件より計算を行った。 地質条件には国土数値情報 G05-54M-48-01 に格納されたデータを利用した。 (2) 流域情報の設定

土石流の単位を示す流域情報は、2次谷までを区分することとした。塚本らの調査より、谷成 長の幼年期に相当する凹型斜面(0次谷)に多くの山崩れが集中していることが明らかにされて いる⁷⁾。本解析では、0次谷を斜面崩壊集中する主動領域として捉え、1次谷を斜面崩壊した崖 錘体積物も残存し0次谷からの土砂流出より侵蝕影響も受ける領域、2次谷を運搬、もしくは 堆積しうる領域と仮定し、2次谷までを土石流評価の流域と設定した。なお、この流域情報は、 日本地図センター監修の数値地図 50m による空間解像度 50m×50m の標高情報を基に作成し た。中心グリッドとそれに隣接する 8 つのグリッドの比較による最低標高位置を連続的に求め ることで河道網を作成し、2次谷までを区分することで流域情報を整備した。区分された流域 の河道における最大延長、最大標高と最低標高の差による比高差を取得し、これらの比より河 床勾配を求めた。流域情報と3次メッシュの情報として求められた斜面崩壊発生確率の統合に ついては、リスクの高まるグリッドセルの数量の傾向が明らかになるため、流域に含まれる 3 次メッシュの平均値を集計することとした。

本解析の評価対象は 44,105 流域であり,流域の規模情報として面積平均値 15。32km²,最長 を示す流域内の河道延長の平均値 5。91kmの情報が取得されている。

(3) 降雨量と斜面崩壊発生確率によるリスク影響線

流域に応じて 3 次メッシュの斜面崩壊発生確率平均値を求めるが,この値は降雨条件の Case ①から⑧までの8パターンで取得される。雨量と斜面崩壊発生確率の関係連動することでリス ク影響線は求められる。リスク影響曲線は、3 次メッシュの解析がロジスティック曲線をベー スとしているため曲線に近似した形状で示される。リスク影響曲線より,発生確率の高まる降 雨量が定量的に把握でき,流域毎のリスク上昇率の高い降雨量を特定することが可能となる。 本解析では、日本列島中の対象流域について、斜面崩壊発生確率 50%超過する範囲中で、最も 発生確率増加量の大きな降雨量の範囲を求め、リスク上昇率の高い降雨量として抽出する試み を行った。なお、多雨量になっても斜面崩壊発生確率が 50%に満たない流域については、対象 外とした。このリスク影響線に基づき取得される最大の発生確率増加量に対する降雨量の解析 結果を斜面崩壊(土砂生産)に対するリスク評価の基準として用いた。

(4) 河床勾配による危険度ランクの分類と土石流危険度のポテンシャル評価

流域区分された流域の河道における流路延長,最大標高と最低標高の差による比高差を取得し, これらの比から河床勾配を求めた。河床勾配より求められる危険度は土砂の流下しうる運動, 運搬に対してのものとなる。河道勾配を把握することで土砂の推進力と土砂氾濫が波及しうる 範囲を推計することもできる。本解析では、土石流発生ポテンシャルを評価するため、土砂運 搬に関して河床勾配をランクで設定した。勾配のランクは、国土技術政策総合研究所資料の砂 防基本計画策定指針(土石流・流木対策編)解説 ®に示される土砂移動の形態の渓床勾配による 目安に準拠して土砂動態に応じてランクを分類(レベル 1 から 5)した。判別について、特に勾 配 1/3 以上のレベル 5,勾配 1/3 未満から 1/4 以上のレベル 4 は、土砂生産に匹敵するレベル のため高い危険度に属する。落下、堆積の運動過程を示すレベル 3,2 も土砂波及する領域のた め災害として被害が甚大になる可能性を含んでいる。運動過程が掃流に相当するレベル 1 に変 化することで危険度が低いものとなる。なお、土砂と水の混合率、および土石の粘性や流域の 植生等の諸条件によっては土砂動態に変化する可能性もあるため、広域評価の次段階の精査で これらの影響は慎重に調査解析しなけれ ばならない。本章の(3)にて求められた

「斜面崩壊発生確率最大増加量に対する 降雨量」との統合に関しては,斜面崩壊 について降雨量レンジの低い値をリスク 大(少降雨量でも斜面崩壊発生確率が高 まる),高い値をリスク小(多降雨量で斜 面崩壊発生が高まる)というランクに設 定し,各々のランクに河床勾配による危 険度のレベルを当てはめる方法とした。 土石流の主導になる生産側(斜面崩壊)を 中心に計 30 レベルによる危険度を設定 した。

#### 3. 斜面崩壊発生確率の解析結果と考察

図-1より,降雨量増加にしたがって高い



#### 図-1 流域の斜面崩壊発生確率評価マップ

斜面崩壊発生確率を示す領域が拡大する傾向と,24時間降雨量 500mm に達することで平野を 除く日本列島の概ねが斜面崩壊発生確率 95%から 100%に達することがみてとれる。発生確率 として高位に属する 95%から 100%に含まれる流域数に着目すると、降雨影響なし(Case①)の 場合は0ヶ所, 100mm (Case③)時は1,776ヶ所, 200mm (Case⑤)時は4,018ヶ所, 300mm (Case⑦)時は 6,628 ヶ所, 500mm (Case⑧)時は 10,243 ヶ所(列島全流域の 23。3%)となる。概 ね降雨量に応じて 95%から 100%に含まれる流域数は線型的に増加する傾向を示す(24 時間降 雨量 1mm あたりの変化で 20 ヶ所)。降雨条件 Case⑧時において 95%から 100%に含まれない うちの 24,311 ヶ所の流域は平地に属し,列島全流域の 55.2%を占めることが求められた。な お,地形分類が平地に属する全流域の平均発生確率1.3%となり,降雨に対する斜面崩壊の影響 度の小ささが示されている。降雨条件 Case⑧時に 95%から 100%に含まれる流域, 95%から 100%に含まれない地形分類を平野とする流域で総計 78.5%が抽出されているが,残りの 21.5% に属する地形区分は丘陵地急斜面及び緩斜面、山地緩斜面に属するものがほとんどである。こ れら地形の平均発生確率は7.6%であり、平地よりも相対的に高い危険度を示す。したがって、 500mm 以上の降雨量でも斜面崩壊のリスクの高まる流域が残されていることに留意しなけれ ばならない。なお、列島の斜面崩壊の高まりの空間的な特徴としては、50mm/24h時に朝日山 地・飯豊山地で95-100%の領域が出現する。降雨量増加にしたがって朝日山地・飯豊山地を中 心に 95-100%の領域が日本海側の山岳地西側の山麓に拡大し、更に 300mm/24h 時には日本海 側の山岳地東側の山麓に広がる傾向が示された。その他に、200mm/24h になることで関東山 地の南側、赤石山脈、木曽山地の東海エリア山地群一体、紀伊山地、四国山地に斜面崩壊発生 確率 95-100%の領域が認められる。降雨量増加によりその領域が拡張する傾向が明らかにされ た。図-5に示すリスク影響曲線の最大傾斜降雨量の流域マップより、少雨でもリスク上昇しや すい領域が6ヶ所で集中することが見てとれる。これらの領域は、①出羽-越後-飛騨山地群 (日本海側北部側), ②中国山地北側山麓部, ③日高山脈西側山麓部, ④関東-赤石-木曽山地 群(東海側),⑤紀伊山地南側山麓部,⑥ 九州山地南側山麓部である。とくに①出 羽一越後一飛騨山地群(日本海側北部側) に関しては領域自体の範囲も広いが,少 雨に分類される 0-50mm/24 時間, 50-100mm/24 時間の領域規模も大きい 傾向が示される。少雨に対する土砂生産 の感度の高い斜面崩壊ポテンシャル量の 大きい領域であるため,社会基盤の状況 と見合わせて平常的な降雨にも斜面動向 を注視しなければならない。

#### 4. 河床勾配の分析結果と考察

急峻な河床勾配を呈するレベル5に属す る流域は,糸魚川-静岡構造線,中央構 造線を周辺に集中した。これらの急峻な



河床勾配は断層変位地形に関連して形成されていると推測される。これらの地域は,総じて土 砂を流出させるエネルギー量が大きく,土砂流出の高さを示している。この結果は,長谷川に よる研究成果 %に示されるダム堆砂データの傾向とも一致しており,糸魚川一静岡構造線,中 央構造線の周辺に位置する北陸,東海,および四国地方のダム比堆砂量は相対的に大きな値を 示す。なお,糸魚川一静岡構造線,中央構造線を周辺ほど集中していないが,日高山地西側山 麓部,東北地方日本海側(出羽山地中心),北上山地東側山麓,中国山地北側山麓もレベル5に 属する流域が多く認められている。なお,日本列島の河床勾配ランクの占拠率としては,レベ ル1が25.3%,レベル2が25.7%,レベル3が10.4%,レベル4が7.9%,レベル5が30.7% となる。そのため,運動過程が掃流に相当するレベル1以外の日本列島の74.7%が土砂運動の 活発に波及する領域に当てはめられる。

#### 5. 土石流危険流域のポテンシャル評価と考察

図・2 に土砂生産を斜面崩壊によるものとし、河床勾配による土砂流出の推力として見積もり、 これらの評価を重ね合わせて危険度を評価した土石流危険度のポテンシャル評価マップを示す。 土石流発生ポテンシャルの危険度の高い流域を抽出すると、①朝日山地・飯豊山地、②糸魚川 一静岡構造線周辺に位置する関東-赤石-木曽山地群、③飛騨高地、④紀伊山地、⑤四国山地、 ⑥九州山地が挙げられる。これら領域には降雨レベル Level-R6, R5, R4, そして河床勾配レ ベル 5,4 が集中している。①から⑥に含まれる流域に関しては、降雨量増加に対して土石流影 響範囲も拡大すると見積もられるため、社会基盤情報と重ね合わせた統合的な解析を進める必 要がある。現行進められている精度の高い調査と比較しながら降雨量増加に対する対策検討を 進めることが望まれる。

なお、参考として、2014年8月20日に発生した広島市内近辺に着目すると前述に示した土石 流危険度ポテンシャルの高い流域よりも規模は小さいが、降雨レベル Level-R6, R5, R4, そ して河床勾配レベル5,4 が点在した。本災害により広島市内には甚大な被害が認められたが、 こうした降雨に対する災害までを評価するためには社会基盤,人口との比較が必須になる。近 年の降雨変化の傾向を踏まえても,降雨から災害に至るまでの一連を評価する方法を早急に確 立させなければならない。

#### 6. おわりに

日本列島を対象領域に設定し,降雨変動に対する斜面崩壊を土砂生産源に仮定した土石流発生 ポテンシャルの危険度を求める解析に取り組んだ。結果として,日本列島で降雨に対して敏感 に土石流危険度の増す領域が空間情報として明らかにされた。具体的に土石流危険度ポテンシ ャルの高い流域の集中する領域を抽出すると,①朝日山地・飯豊山地,②糸魚川一静岡構造線 周辺に位置する関東-赤石-木曽山地群,③飛騨高地,④紀伊山地,⑤四国山地,⑥九州山地 という結果を得た。

ただし、この結果は相対的な土石流発生ポテンシャルを空間情報として示し、危険流域を領域 で抽出しているにとどまる。①地域固有の雨量特性との比較を行う。②表流水の流出量を推計 する。③保全対象(家屋、人口等)との関係性を評価する。これらの①から③を検討し、土石流 物理過程も求めて社会基盤との関わりまで評価を試み、降雨に対する被害の危険性までを明ら かにする取り組みを進めなければならない。

謝辞:本研究は環境省地球環境研究総合推進費(S-8)の研究助成によって行われた。ここに 記して謝意を示す次第である。

#### 参考文献

1) 例えば IPCC: Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, http://ipcc-wg2。gov/SREX/, 2011。

2) 例えば藤部文昭:日本の気候の長期変動と都市化,天気, Vol。58, pp。 5-18, 2011。

3) 鬼頭昭雄: 防災影響評価のための極端気象現象の将来変化予測,自然災害科学, Vol。28, pp。 281-282,2010。

4) 牛山素行・横幕早季:発生場所別に見た近年の豪雨災害による犠牲者の特徴,災害情報, No。11, pp。81-89,2013。

5) S_o Kawagoe, S_o Kazama, and P_o R_o Sarukkalige : Probabilistic modeling of rainfall induced landslide hazard assessment, Hydrology and Earth System Sciences, Vol_o 14, pp_o 1047-1061, 2010_o

6) 川越清樹・江坂悠里:気候システムの温暖化による斜面崩壊と影響人口の関係に関する推計,
 土木学会論文集G(環境), Vol。68, I_287-I_296, 2012。

7) 塚本良則・平松伸二・篠原斉四郎: 侵蝕谷の発達様式に関する研究(III)—0 次谷と山崩れとの関係—,新砂防, Vol。89, pp。14-20, 1973。

8) 国土交通省国土技術政策総合研究所:砂防基本計画策定指針(土石流・流木対策編)解説,国 土技術政策総合研究所資料, No。364,2007。

9) 長谷川浩一・若松和寿江・松岡昌志:ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布,自然災害科学, Vol。24, pp。287-301, 2005。

# 福島県沿岸域の降雨強度推計と土砂流出の関係性

- 福島大学共生システム理工学類 川越 清樹
  - 田村 裕亮
- 福島大学大学院共生システム理工学研究科 宗像 佑磨

1. はじめに

国土の約7割を山 地で形成する日本列 島は,大陸プレート の収束域に属するこ とより断層発達した おり,強に転動した よる気象に関連した イベントにあわせて 斜面の浸食や崩壊等 に示されるマスムー



図-1 東北地方太平洋沖地震直後の地表面移動量 (※国土地理院データを加工 基準:2011/3/1-9, 比較:2011/3/11-13)

ブメントの活発化しやすい地域といえる。流域という領域で生じるマスムーブメントは、地表 の表面流出や河道の流動過程にあわせて運搬され、分散、もしくは収束される。このプロセス を考慮すると、流域は、土砂堆積の再配分を担う機能を有した地形といえる。土砂堆積の再配 分は、生物の生態系を構成や海岸地形の維持等にも関連深いものであるため、河川を介した自 然や社会の将来像を予測する上で重要な項目として挙げられる。ただし、流域に建設される水 制施設、および水管理体制の変化、流域に含まれる土地被覆変化、もしくは地形自体の改変等 の要因で敏感に土砂の再分配の影響を受ける。この再分配変化を示す事例として、高度成長時 代の 1960 年頃より治水、発電、用水確保等を目的に多くのダム建設を進め、土砂流下経路の 遮断に伴う河床低下、河口や海岸での砂浜侵食が問題視されたことが挙げられる。流砂系のア ンバランスによる顕在化から、1998 年 7 月に当時の建設省河川審議会総合土砂管理小委員会 は流砂系の総合的な土砂管理に向けた取り組みを求める報告を提出し、その後、2006 年よりス タートした第 3 期科学技術基本計画では、「流砂系全体の土砂動態予測技術、土砂対策および それが流砂系全体に及ぼす影響を評価する技術」を社会基盤分野の戦略重点科学技術として取 り上げるに至っている。流砂系問題の解決に向けてダムからの排砂を含め、流砂系全体にわた る治水、利水および環境面の調和がとれた土砂収支のバランスを図る取り組みが進められてい

る。このバランスを見積もる上で、水制施設、および水管理体制の変化、流域に含まれる土地 被覆変化、もしくは地形自体の改変を捉えていくことが重要である。こうした流砂の問題と現 状に加えて、2011年3月に生じた東北地方太平洋沖地震は、地殻変動(図-1参照)とともに地盤 沈下や津波に伴う河道への遡上を生じさせた。そのため、特に東日本エリアの河道域の地形は 大きく変化している。また,東北地方太平洋沖地震は,こうした地形的の変化にとどまらず土 地被覆面でも大きな変化を与えている。原発事故に伴い伴う放射性物質の拡散は放射量を帯び た土壌を分布させるに至っている。アカホヤ、黒ボクなどの粘土は負荷電による陽イオン吸着 より Cs を保持する特性を持つことより、生活する空間において受ける放射線の量を減らす目 的で放射性物質の付着した表土を削除する除染を進めている。東北地方太平洋沖地震に伴い認 められる地形変化、土地被覆改変は流砂系に影響を及ぼすものであり、土砂収支に係わる今後 の自然と社会環境を見積もる上で着実に変化の状況を把握し、土砂同行の将来像を見積もる必 要がある。将来像の予測においてタイムスケールを考慮することが肝要だが、放射量に着目し た場合, Cs137の滞留半減期が30年(水田作土で9~24年,畑作土で8~26年)で,この期間, 放射量を帯びた土砂が移動しながら陸域,沿岸域に波及することが見込まれる。そのため,30 年というタイムスケールは社会実装上でターゲットになりうるものとなる。その一方で、世界 的に気候変動の問題も含まれており,温暖化による降水の極端化,海面上昇,水温変化も予測 されている 1)。そのため、気候変動による影響も踏まえた検討も含めなければならない。こう した背景を踏まえ,土砂動態の将来像を予測できるモデル開発に資することのできる土地被覆, 地形、およびマスムーブメントの誘因となる降雨に関するデータを分析し、整備することを進 めた。

#### 2. 先行研究と本研究の関係

河道域の土砂動態を見積もるための先行研究は多数存在する。例えば、砂田らは数値地理情 報を利用し、富士川水系早川の河道地形を再現して流出モデルと合わせた土砂の動態を見積も る研究を進めた ²⁾。日本の河川を対象とした空間的な土砂動態を見積もるための基盤になる先 駆的な研究といえる。その後、擬河道網の要素スケールの影響、河道の横断面形状、土砂生産 域の分布の効果、不規則な川幅の影響までを議論できるモデルまで発展し³⁾、より着実な土砂 動態が見積もられるモデルが開発されるに至っている。その後、土砂の固有的な河道にとどま らず湖沼等の水域の影響も踏まえた地形に言及したモデルが開発されるようになり⁴⁾、流域の 固有特性や着目すべきポイントを重視した解析が進められている。近年では、竹内らが、黒部 川を対象に河道域に分布する土砂の有効粒径を基に土砂動態のプロセスを整理し、芦田らのモ デル³⁾と合わせて土砂輸送過程を求め、土砂管理上の留意点まで言及した結果を示している⁶⁾。 こうした緻密な調査で空間的な土砂堆積特性を明瞭に示すことは土砂輸送の系統化を図る上で 有効な手段といえる。また、こうした河道の土砂だけではなく流末の河口に到達しうる移動性 の高いウオッシュロード、浮遊砂に着目し、河口域地形とのかかわりを求める研究も進められ ており^{例えば7,8)}、包括的に土砂の特性分布の調査に伴う移動特性の把握は予測への重要なマーカ ーになる可能性は高い。例えば、福島県の河口を対象にした場合、既に山崎、長林らは、福島 県沿岸域の河口砂州の変動特性を明らかにしている ⁹。こうした先行研究の知見を利用するこ とでより着実な調査結果を示すことができる。その一方で、今まで列挙した研究事例は、検証 に用いられる土砂動態モデルであり予測に関して発展すべき点を含む。Tao Peng らによれば、 降雨強度、土地被覆の変化が土砂生産に支配的になることも明らかにされており ¹⁰, 今後の降 雨量と土地被覆の状況も見積もるための取り組みが必要といえる。

こうした先行研究も踏まえて、本研究では、河川より観測された浮遊物質と降雨量と土地被 覆との基礎データを収集して分析を行い、今後、解析に必要とされる要因の検証を進めている。

#### 3. 研究対象領域,および方法

福島県沿岸域の降雨強度推計と土砂 流出の関係性を検討するため対象に設 定した領域は,福島県沿岸域の河川群 である(図-2 参照)。沿岸域に分布す る河川群は,流域面積 50km2 以下の もの 60%,流路延長 20km 以下のもの 70%であるため,中小の河川を多く含 んでいる。相対的に小さな規模を示す 河川が多いため,陸域のマスムーブメ ントが海岸に到達しやすい条件を含み, 土砂に伴う敏感な流域環境の変化を伴 う様相が推測される。また,当該河川



群は、原子力発電所の近傍に分布していることから、放射性物質の降下も多いことが見積もられ、土砂の流出特性を見積もることが重点的な課題となっている。

最終的な研究目標を流域内の土砂移動・堆積に着目し,現況から除染・温暖化を含めた将来 の環境影響を予測することとしているが,この予測に資する基礎データを整備,分析すること が本研究の目的となる。基礎データの整備として浮遊物質量の実績,土地被覆,降雨強度に着 目して以下の取り組みを進めた。

- 浮遊物質量の特徴把握
- 流域毎の土地被覆条件比較
- 流域毎の降雨強度分析

また、本書では①に対する②、③の結果を比較することで考察を示している。

浮遊物質量の特徴把握として,各河川で観測されている SS 濃度データ,河川流量データ(福 島県水質年報,観測期間:1980-2012年,観測頻度:月1回)を用いて各流域の浮遊物質量を求 め,各河川の物質量を比較することで特徴把握を進めた。なお,この分析は対象領域である浜 通りだけではなく,福島県内全体も包括したものとなっている。なお,浮遊物質量は以下の(1) 式より求めている。

ここで, TS: 浮遊物質量(m3/24h), 0.0864:時間重量換算値係数 (1000*60*60*24*0.000001*0.001), SS:浮遊砂量(mg/l), DS:河川流量(m3/s), 2.65:砂相当 (g/cm3)¹¹⁾である。計算式より得られた各河川の浮遊物質量について平均値,最大値を抽出し, 最大値と平均値の比率を導出する。同様に各河川の流量における最大値,平均値も抽出して最 大値と平均値の比率を導出する。これら浮遊物質量の比率と流量の比率の関係を各河川で示す ことにより,浮遊物質量(土砂流出)の高まる領域の把握を検討した。

流域毎の土地被覆条件比較と して,国土数値情報土地利用細 分メッシュデータ(空間解像度 250m×250m:平成21年)を基 に流域毎の土地被覆を分析し, 各流域の土砂生産ソース側の特 徴を求めた。

流域毎の降雨強度分析として, AMeDAS より観測された既往 の短時間降雨量データ(観測期 間:1976-2013年)を整備すると ともに,空間内挿することで流 域毎の空間情報に応じた降雨強 度特性を求めた。

#### 4. 浮遊物質量の特徴把握

図-3 は全県の浮遊物質量の 最大値分布,図-4 は全県と浜通 り河川における浮遊物質量の比 率と流量の比率の関係を示した ものである。

全県の浮遊物質量の最大値よ り,阿武隈川水系では,郡山(阿 久津橋;305.8m³)で浮遊物質量 が多くなること,松川(81.6m3), 摺上川(29.2m3)の福島市に分 布する支流群の浮遊物質量が多 い結果が示された。なお,郡山







図-4 浮遊物質量の比率と流量の比率の関係

(阿久津橋;305.8m3)から福島(蓬莱橋;84.5m3)に浮遊物質量が減少する特徴が認められるが, これは、本川中に建設されている信夫ダム、飯野ダムの土砂捕捉の影響と示唆される。阿賀野 川水系では、最大浮遊物質の流出の著しい支川として、只見川(42.6m3)、および只見川支川伊 南川(26.8m3)が挙げられる。最大量では伊南川の浮遊砂割合が大きく、阿賀野川の土砂流出の 支配要因になりうる河川になることが示唆される。こうした会津地方、中通りを流下する河川 と比較して、浜通りの河川は、夏井川以外(最大浮遊物質量の流出 49.6m3)は、相対的に流出量 の低い河川が分布している。ただし、浜通りのみを緻密に分析すると一概に浮遊物質量の流出 が少ないとはいえない。図-4 に浜通り河川における浮遊物質量の比率と流量の比率を示すが、 流量比率と比較して浮遊砂比率が上回り(※ 流量と浮遊物質量が均等であれば、図中に示す TYPE-A のラインをたどるが、すべて浮遊物質量が上回る結果を示している)、流出イベントに 応じて浮遊物質は過剰に供給される過程が示唆される。図-4 中で示される各データの近似曲線 (TYPE-B のライン)より、流出量比率に比較して 1.45 倍の多さになることが明らかにされた。 なお、各河川の浮遊物質量データで TYPE-A(浮遊物質量と流量の比率が均等)、TYPE-B(各デ

ータの近似曲線)の差を求め た結果が、図-5である。図-5 より、相対的な浮遊物質量の 高まる河川を特定できるが、 総じて双葉アリアの河川群と 夏井川の浮遊物質量が顕著で あることが確認された。一方、 北部に位置する相馬エリアの 浮遊物質量の少なさがみてと れる。



図-5 各河川の TYPE-A,B と比率差の関係



# 5. 土地被覆と降雨強度の特 徴把握

流域中の土地被覆を区分し た結果が図-6 である(比較参 考にするため福島県内の阿武 限川と阿賀野川の結果も示 す)。概ね森林領域は70-90%, 農用地は新田川で著しく大き な値を示すが(23.2%),その他 の河川は 10-15%である。市 街地は 5%以内であり,荒地 は 1%に満たない結果を得た。 特に流域全体としては変化が なく,浮遊物質量の流出に関連付けることのできる結論を得ることができなかった。ただし, 現在の解析は巨視的なものであるため今後,土地被覆の空間規模を変えて流域の支川との関連 を検討していく予定である。

図-7に流域別の降雨解 析結果を示す。なお,内 挿は重み付き距離平均法 より求めた結果である。 沿岸域南側で強雨になる ことが明瞭に示されてお り浮遊物質量と大小の関 係と似ていることが明ら かにされた。なお強度の 数値的には 沿岸域のみ で約 4mm 以内(30 年確 率,60 分継続時間)にな



ることが明らかにされた。今後,流域の空間規模に合わせた検討を進め,関係性を明らかにす る予定である。

6. おわりに

今後は空間規模を変えることと、地形地質情報も追加したデータ整備も行い検討を進める。

謝辞:本研究は,福島大学環境放射能研究所,環境省地球環境研究総合推進費(S-8)の研究助成 で行われました。ここに記して謝意を示す次第である。

#### 参考文献

1) 環境省:気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第 5 次評価報告書(AR5)について, http://www.env.go.jp/earth/ipcc/5th/, Cite viewed2015/1/13.

 2)砂田憲吾・長谷川登:河川水系全体における土砂動態のモデル化に関する基礎的研究,水工学論文集, Vol. 37, pp.841-844, 1993.

3) 砂田憲吾・小松勝彦・柴田高教・杉浦信男:数値地形情報に基づく水系土砂動態モデルの構成に関する検 討,水工学論文集, Vol. 43, pp. 551-556, 1999.

4) 山崎裕介・二瓶泰雄・大関雅丈:河川・湖沼結合モデルに基づく手賀沼における土砂輸送シミュレーション, 水工学論文集, Vol. 49, pp.1225-1230, 2005.

5) 芦田和男・道上正規:移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究,土木学会論文報告集,第 206 号, pp.56-69, 1972.

6) 竹内正信・村田文人・岩見収二・細井寛昭: 有効粒径集団からみた黒部川流砂系土砂動態変化の分析,土 木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 68, I_925-I_930, 2012.

7) 佐々木章允・渡邊康玄:常呂川における地形と植生による土砂輸送への影響,土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 67, I_889-I_894, 2011.

8) 山下俊彦・松本光矢・伊東祐一郎・清水康行・古路一哉: 尻別川の粒径別流出土砂特性と河口沿岸域での 土砂収支の試み,土木学会海岸工学論文集, Vol. 48, pp.646-650, 2001.

9) 山奇雅洋・長林久夫・木村喜代治・堺茂樹・平山健一:東北地方における中小河川の河口変動特性,水工 学論文集, Vol. 42, pp.1135-1140, 1998.

10) Tao Peng, Shi-jie Wang : Effects of land use, land cover and rainfall regimes on the surface runoff and soil loss on karst slopes in southwest China, CATENA, Vol.90, pp.53-62, 2012.

11) 坊野聡子・清水康行・斎藤大作・吉田義一:ダムを含む沖積河川の土砂輸送について,水工学論文集, Vol. 43, pp.581-586, 1999.

# 阿賀野川流域の積雪分布特性の調査

福島大学共生システム理工学類 井上 浩太

鈴木 絢美

川越 清樹

1. はじめに

数値気候モデルによる大気、水循環の推計より、気候変動に起因した将来の降雨事象の極端 化が見積もられており, IPCC Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation は,「世界の多くの地域で 21 世紀中に おける強い降雨の発生頻度、あるいは総降水量に占める強い降雨の割合が増加する」ことを報 告している¹⁾。しかしながら、こうした極端的な事象発生は、降雨にとどまらず降雪も同様と 推測され, Gorman も「これまでのモデルでは, 冬期における平均降雪量を注目してきたが, 温暖化が進行すると毎年生じる降雪の振幅幅が拡大することで極端な豪雪になる可能性がある ことが見過ごされている」と指摘している²⁾。2014 年 12 月 11 日に気象庁,および環境省は, 今世紀末に予測される日本列島の降雪量変化を公表し、東日本・日本海側で最大-146cm の変 化の結果を報告した。① 本州の日本海側は世界有数の積雪地帯に属するが,日本列島自体が 巨視的に雪氷圏の境界に付近に位置するため、気候変動に応じて敏感に積雪変化する可能性を 含んでいる。② 東北地方日本海側から北陸地方は,冬季西高東低の気圧配置よりシベリア, 中国大陸から乾燥、かつ寒冷な気団の流れ込みやすい地域であり、東進する寒冷・乾燥な気団 が日本海上空を通過することで大量の水蒸気を含み冬季に降雪を与える雲を発達させる 3が、 地上の温暖化より降雪から降雨に変化する。これら①,②を原因に降雪現象が求められたと推 測される。しかしながら、気象庁、および環境省の報告は、日本列島を7区域に大別した平年 的なトレンドを示しており、極端な事象を評価したものではない。着実な気候変動の影響を見 積もる上では、巨視的な領域のトレンドを見積もることと並行して、局所的な地域、極端な事 象の発生の可能性を推計していくことも重要といえる。気候変動に伴う降水現象に依存して生 じる水資源,水災害,水環境に係わる問題を捉える場合,社会実装も踏まえて中小領域の特性 を把握する試みが切望される。こうした中小領域の特性を考慮することで、水資源の代替、水 災害のリスク回避策、水環境の改善等の具体的な気候変動の適応策の議論が可能になる。

中小規模領域の現象を見積もる方法として,数値気候モデルのアウトプットをダウンスケー リングが挙げられる⁴⁾。しかし,ダウンスケーリングの実施に関しては,数値計算上の循環を 系統化して求めるだけではなく,小領域に対する地域固有性を把握するアプローチも必要にな る。地域固有性を把握する上で降雪,積雪の現象を検討する場合,積雪は地上での貯留(もしく は蓄積)過程を含むため降雪時もしくは降雪後の形跡を残存させる特徴を有している⁵⁾。そのた め、積雪内の含有物質を分析することで、地域固有性と周辺環境の影響を分析することも可能 である。こうした背景を踏まえ、気候変動に対する積雪の地域固有性、および周辺環境との関 係を明らかにすることを目

的に、積雪のイオン組成を 分析して地域固有性を求め る研究に取り組んだ。

#### 2. 研究対象流域

研究対象流域として,北 日本の列島の脊梁をなす急 峻かつ高標高の出羽山地, 奥羽山脈を東西方向に貫く ことで低地が広く形成され,



図-1 研究対象領域(阿賀野川)

流域全体まで寒冷気の流入しやすい地形状況を呈する阿賀野川流域を設定した(図-1 参照)。 阿賀野川は、上流域に只見川、阿賀川、および猪苗代湖も含む長瀬川一日橋川の3つの支川を 含む全長210km、流域面積7,710km2の流域である。当該河川は、栃木県、福島県、新潟県の 急峻な山岳地を水源とし、この領域に分布する豊富な積雪を集水すること、比較的に大きな流 域面積であることより日本最大級の年間流量(年平均12,671×106m3,日本4位)を流出させて いる。また、積雪に寄与される安定かつ豊富な流出をもつことから、数多くの水力発電所が分 布し、多様な水利用がなされている流域である。こうした特徴を持つため、気候変動に従う自 然、社会環境の影響も甚大な流域といえる。

#### 3. 先行研究との関係

阿賀野川の積雪調査解析は既に経年で取り組んでいる Ø。現在までの取り組みの結果として、 阿賀野川流域内の AMeDAS 観測地点の積雪深と日本海北冬季東部平均海面水温温度データの 比較検証の結果を示す。この比較検証は、安田らによる只見川流域を対象にしたものの拡張版 であり、只見川では、日本海の海表面平均温度上昇に従う積雪量減少の強い相関が認められて いる 7。阿賀野川全域を対象にすると、海面水温の上昇に従って積雪深増加を示すのは猪苗代 のみで、その他は全て海面水温上昇に従う減少が明らかにされた。近年になり日本海東北部の 水温は上昇傾向にあることが明らかにされている 7が、この海面水温温度の上昇は、従来より も多くの蒸発を促す要因にもなるため、実際には東北地方日本海側から北陸地方には多降雪を 生じさせる可能性を有している。Hori らによる 2009-2010 年の日本海沿岸域の豪雪の研究成 果でも、豪雪時に日本海の海面水温が記録的な高温異常が生じていたと報告されている 8。水 温上昇と積雪深の関係に対する物理的解釈と逆の関係が示されることに関しては、以下の①、 ②の原因が考えられる。① 寒候期の降水量自体は海面水温の影響により増加するが、陸域も 温暖化しているため降雪量が減少して降雨量が増加する過程が生じる。降雨発生は積雪の融解 も促すため、積雪深も減少する。② 平均的海水温の時間に関わり短期の豪雪イベントを再現 できていない。また、こうした流域全体の傾向に対して、猪苗代周辺は、地域的な地形、もし くは地形に依存する気象要因が積雪過程に影響している可能性も示唆された。

#### 4. 調查分析方法

積雪のイオン組成を 分析して地域固有性を 求める研究を進めるた め, 阿賀野川流域内の 多点で採雪を行い, 各々の試料についてイ オン組成を分析し,空 間的な広がりを同定す ることを試みた。こう した研究のアプローチ から積雪の空間的特徴 を把握する取り組みは 日本各地で実施されて いる 9が, 本研究では, 阿賀野川沿いに交通路 として整備されている ① 国道 49 号線沿線 (新潟県新潟市一福島 県猪苗代町,観測ポイ ントは R49〇〇), ② 国道 252 号沿線(福島 県柳津町-福島県只見 町, 観測ポイントは R252〇〇), ③ 磐梯







スカイバレー近辺(福島県磐梯町―北塩原村,観測ポイントはSKY〇〇),④ 裏磐梯五色沼周辺(北塩原村,観測ポイントB1,H1)で積雪を採取し,積雪のイオン組成の分析を実施した(図-2参照)。調査ゾーン①,②の採雪をもっとも積雪深が最大になる2月(実施日:平成26年2月21-22日)に,調査ゾーン③の採雪を磐梯スカイバレーの通行止めの解除される4月(実施日:平成26年4月26日)に実施した。また,調査ゾーン③については,平成26年1月から4月まで月1回の頻度で採雪を行った。いずれも,道路沿線を調査ポイントとしているが,車両排気

ガスの到達しない範囲,自然積雪地点を抽出しながら採雪は実施されている。また,採雪は積 雪の上層,中層,下層で行なうが,積雪高 15-40cm の場合は2ポイント(上下のみ,中はなし), 積雪高 15cm 未満の場合は1ポイントでの実施としている。この積雪高による基準は器具の直

径により規定されている。イオン組成の 分析は,採雪試料を低温融解し,イオン クロマトグラフィーを用いて行われた。 採雪時の積雪状況,および標高的な位置 関係を図・3に示す。図・3より,新潟・福 島県境で約160cm,只見川流域で110~ 190cm の積雪が認められている一方で, 新潟平野,会津盆地の平地の積雪量は 50cm 未満の状況であることが理解でき る。平地に関する積雪は,根雪でない可 能性も示唆される。

#### 5. イオン組成の分析

図・4 に積雪のイオン組成を上中下層 で分析した結果を、イオン総量で示す。 図のポイントは概ね左側が海側、右側が 陸側を示している。結果は以下の①から ③に示すとおりである

- ① 基本的に海側ポイントの上層は海水に由来するマイナスイオン(湿性沈着の要因が大きい)が多く,海岸距離に従ってイオンが減少する。ただし,新潟・福島の県境もマイナスイオンが上昇する傾向があり,個の領域までは海水の影響が強いと示唆される。
- ② 只見川側ではマイナスイオンが多い 傾向を示す。そのため、地形的に山 地に囲まれ海域と隔たりはあるが、 海に関連深いことが示唆される。
- ③ 長瀬川側(裏磐梯)では、マイナス イオンが少なく、海水の影響は小さ いことが示唆される。
- これら①から③の結果を更に分析するた



図-5 採雪ポイントのマイナスイオンと Cl-/Na+の関係

め、上層のマイナスイオンの推移と Cl-/NA+比の推移を検証した。Cl-/NA+比については、富 山海域の海水で Cl-/NA+=1.8 になることが呉らの報告 10より示されており、海水の影響を推 測できる指標になりうる。この検証結果は図-5 に示されるとおりである。図-5 より以下の①、 ②の結果が得られた。

- ① 内陸側になるにしたがい Na+, Cl-が減少, SO4-, NO3-が増加する傾向を把握した。Na+, Cl-の減少に関しては、海塩起源の含む降雪は落下速度が大きいため沿岸域付近で落下する 形態が示されていると推測される。
- ② Cl-/NA+比で海水(Cl-/NA+:1.8)と比較すると只見側はここでも Cl-/NA+=1.8 と海に近い 値を示すが、猪苗代エリアは 1.8 とかけ離れた値を示す

こうした結果より,磐梯スカイバレー近辺,裏磐梯五色沼周辺を含む長瀬川流域には日本海水 の波及影響が少ないことが示される。

#### 6. 考察

イオン組成の分析について考察を加えるため、降雪に影響を及ぼしやすい気象事象である冬季の風況(過去5年,および平年のAMeDASデータ)と平成25年2月20日に実施された採雪のイオン分析の比較を行った。

#### 6.1 風況による分析

阿賀野川流域の風況の結果を図-6 に示 す。流域の中には概ね3つの風況の傾向が 認められ、沿岸域は北東方向、只見川流域 内は南方向、流域全体は南東方向に卓越し た風向が認められる。沿岸域に関しては, 日本海南側の海水が到達しやすいが、流域 内は河道に沿って上流側への海水流入が生 じることを示唆している。したがって、海 域のイオンは流域全体に拡散する様相が明 らかにされた。ただ、5章で示した長瀬川 流域は海水の到達が少ないため、降雪に伴 うイオン降下が新潟・福島の県境で活発で ある過程が推測される。その一方で、長瀬 川流域に関すれば,道路が冬季通行止めさ れるほどの積雪になるため,海水由来とは 別の降水発生源の存在も考えられる。地形 的に猪苗代湖も介しているため,猪苗代湖 に起因する水循環の存在も示唆される。一



方,只見川流域は南方向が卓越するが,流域を伝った海水由来の降雪が生じているのではなく 日本海北陸エリアからの降雪も想定される。 100 _____

#### 6.2 平成25年とのイオン比較

阿賀野川流域の平成 25 年との積雪イオ ンとの比較結果を図-7 に示す。平成 25 年 は,会津盆地より上流以降に認められる不 安定な Cl-/NA+比が認められてなく, Cl-/NA+=1.8 でほぼ安定する。阿賀野川流 域の積雪は総じて,平成 25 年が多いこと が示され(図-8 参照),積雪,およびの大



図-8 会津若松の積雪深

小により,海水由来ものも変化し,固有的特徴が認められなくなることも示唆される。積雪量 が多い場合は,海由来の影響大になっている可能性が見てとれる。

#### 7. おわりに

積雪によるイオン組成の調査分析より,長瀬川流域への日本海からの波及影響の少ない地域 固有性が明らかにされた。ただし,当該流域は多雪地帯であるため,固有の水循環の存在も示 唆される。今後は長瀬川流域の流末に存在する猪苗代湖との関係性についても調査分析する意 向である。また,降雪の大小により海水由来の影響度の変化も示唆されたため,今後,短期降 雪イベントの影響も見積もる予定である。

謝辞:本研究は,文部科学省特別経費(プロジェクト)「遷移途中にある自然環境を自然遺産 として良好に保全するための研究モデルの策定 磐梯朝日国立公園の人間 ―自然環境系(生物 多様性の保全)に関する研究」,環境省地球環境研究総合推進費(S-8)の研究助成で行われた。 ここに記して謝意を示す次第である。

#### 参考文献

1) IPCC : Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, http://ipcc-wg2.gov/SREX/ , 2011.

2) Paul A. O'Gorman : Sensitivity of tropical precipitation extremes to climate change, Nature Geoscience Vol.5, pp.697–700, doi:10.1038/ngeo1568, 2012.

3) 例えば Akiyama, T. : Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Seacostal region. Part II: Large-scale situations for typical spatial distribution of heavy snowfalls classified by EOF. Journal of Meteorological Society of Japan, 59, pp.591-590, 1981.

4)例えば Iizumi, T., M. Nishimori and F. Uno: Climate downscaling as a source of uncertainty in projecting local climate change impacts. Journal of Metrological Society Japan, Vol.90, pp.83-90.

5) 鈴木啓助:わが国における雪氷化学研究,雪氷, Vol.62, pp.185-196, 2000.

6) 中村光宏・佐藤佑哉・川越清樹:気候変動による裏磐梯地域の水環境変化の予測,地球環境シンポジウム 講演集, No.21, pp.167-172, 2013.

7) 安田正次:只見における積雪量と日本海海表面温度との長期的関係,海洋バイオシステム研究, Vol.24, pp.1-6, 2010.

8) Hori, M. E., J. Inoue, T. Kikuchi, M. Honda, and Y. Tachibana, 2011: Recurrence of Intraseasonal Cold Air Outbreak during the 2009/2010 Winter in Japan and its Ties to the Atmospheric Condition over the Barents-Kara Sea. SOLA, Vol.7, pp. 25-28

9) 鈴木啓助:季節積雪地域の雪氷化学,低温科学, Vol..70, pp.119-129, 2012.

10) 呉 佳紅・佐竹 洋:富山の降水における Na/Cl 比と塩素同位体比の関係,日本地球化学会年会要旨集,No.51,55-55,2004

### フィリピン東部ビサヤ地方における2013年台風30号の

## 被害拡大要因および現状の予防策の問題点の特定に向けて

### 東北大学大学院 工学研究科 吉田 惇,今野大輔 東北大学大学院 文学研究科 磯崎 匡

#### 本論文の目的

2013 年 11 月 4 日に発生した 2013 年台風第 30 号 (アジア名 Haiyan, フィリピン名 Yolanda) は,風速 65m/sec,最大瞬間風速 90m/sec,中心気圧 895hPa の猛烈な台風となってフィリピン 南西部の Samar 島に上陸し,Leyte 島, Panay 島とフィリピン東ビサヤ諸島を横断した (気象庁, 2013)。台風 30 号は,竜巻並みの暴風雨や高潮を伴って,甚大な被害をもたらした。表1に被 害概要を示す (NDRRMC, 2014)。

筆者らの最終的な目的は、2013 年台風 30 号の事例における人的被害を拡大させた要因およ び現状の予防策の問題点の導出することである。さらに、この事例の一般化を試みて、自然災 害に対して脆弱な発展途上国における有効な災害対応を考察することを企図している。本稿で は、最も被害の大きかったフィリピン東ビサヤ地方における筆者らの調査結果の報告を行うこ とを主な目的とする。

#### 2. 分析方法

初めにフィリピンの社会的背景として,過去の災害,災害対応システムなどについて文献調 査を行った。次に,2014年5月にフィリピンの東部ビサヤ地方 Leyte 島および Samar 島にて現 地調査を行い,フィールド調査とインタビュー調査により,被害概要,復興の現状,住民の避 難時の行動,災害前後の意識変化等の調査を行った。その調査結果を基に,被害拡大要因や予 防策の問題点の抽出を行い,今後の方針の検討を行う。

#### 3. 文献調査の要点:フィリピンの過去の災害と災害対応システム

フィリピンの行政区分は、全国 15 の地方、1 自治区およびマニラ首都圏の全部で 17 の行政 管区に分けられており、その下に州、市、町、バランガイの三層で構成されている(図1)。

<u> </u>	→国 30 - 日 袖 実 栖 亜	東部ビサヤ地方 ────
死者	6201人	ビリラン 北サマール 東サマール 西サマール レイテ 南レイテ
行方不明者	1785 人	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
避難者 被災者	約410万人約1608万人	Marabut <b>m n</b> Tacloban
家屋損壊	約 114 万棟	Hernani $tz$ Ormoc $tz$
経済被害額	約 964 億円	バランガイ
		図1 フィリピンの行政区分(東ビサヤ地方の例)

Issues of current preventive measures against expansion of the damage due to Typhoon Haiyan in Eastern Visayas, the Philippines by Jun Yoshida, Daisuke Konno, Tadashi Isozaki, Tohoku University

バランガイは 50~100 世帯の集落からなるフィリピンで最小の地方自治体で、市や町はこの バランガイの集合体であり、地域レベルの政策を計画し実行する上で基本となる組織である。

フィリピンは台風をはじめ、地震や洪水など様々な自然災害の影響を受けている国である。 表2に1900年以降フィリピンで発生した自然災害における発生件数,死亡者数,被害額を示す (ベルギーカトリックルーベン大学 CRED「EM-Dat」より抜粋)。特に台風は最も発生件数が 多く,死亡者数,被害額ともにその他に比べて大きい。

上述のように自然災害のリスクが高いフィリピンでは、防災に関する法令として 1978 年に 大統領令 1566 が制定され、災害対策委員会が設置された。この枠組みは、バランガイレベルか ら危機管理機能があり、災害の規模に応じて町、市、州、地方レベルで対応するものである(中 須、2011)。

現在においても政府レベルからバランガイレベルまで一貫した災害対応の体制は変化して おらず、「国家災害リスク削減・管理協議会 (NDRRMC)」が、防災対策、災害対応、管理・復 興活動に関して計画立案をしている (JICA,2012:図2)。

中期国家開発計画(MTPDP: 2004-2010)によって、コミュニティベースの防災メカニズムを 制度化する方針が打ち出されている(JICA, 2012)。災害時にはバランガイリーダーの指揮お よび責任のもと予警報,避難を指示するとともに、平常時においてもバランガイレベルでの防 災訓練の実施がされる必要があることが記載されている。

以上のように、過去に非常に多くの台風を経験し、政府レベルからコミュニティレベルまで の災害対応が進められているにも関わらず、今回対象とする台風 30 号においてもフィリピンは 大きな被害を受けた。その原因としては、過去の教訓が生かされていないことや、コミュニテ ィ防災が機能していないこと挙げられる。2009 年台風 16 号の際には、市町村レベルでの機材 や資源の不足、住民のリスク意識の低さに関する地域格差が被害拡大の要因であることが指摘 されている(中須、2011)。また、防災に関して自治体が業務を行う責任・権限を有しているこ とすら認識していない自治体が存在する(JICA、2012)。しかしながら、2013 年台風第 30 号の 台風に対して、バランガイレベルでの防災対策がどのように機能しているのか、どのような問 題点があるのかについて明らかではない。

災害種類	発生件数	死亡者数	被害額
人口压灰	(件)	(人)	(1000\$)
台風	257	36,490	6,569,775
洪水	38	188	113 233
(台風除く)	50	-00	115,255
鉄砲水	29	1,113	833,496
地すべり	27	2,398	-
火山噴火	24	2,996	231,961
地震津波	23	9,612	-
高潮	11	149	2,617
干ばつ	8	8	64,453

- A - 1000 十分件/1 / L / C ルエ 0 に ロ 流久	ミZ 1900 年以降ノイリヒンで発生	しに日然災
--------------------------------------	---------------------	-------

図2 フィリピンの災害対策委員会

#### 4. フィールド調査とインタビュー調査の報告

現地調査では2013年台風第30号によって最も大きな被害にあった Tacloban を拠点に, Hernani, Guiuan, Ormoc, Marabut にて2014年5月に調査を行った。図3に各調査地域の位置関係および2013年台風第30号の進行方向を示す。Hernaniは、海岸に沿った住宅密集地であり、被災後も多くの住民が海岸沿いに住む地区であった。Ormocは他の3地区と比較して人口規模が大きく、市場やリゾートホテルもあり商業従事者が多かった。GuiuanにはPAGASA (Philippine Atmospheric, Geophysical and Astronomical Services Administration)の気象観測施設があり、気象関係者に台風の規模や被災当時の様子を聴き取りを行った。Marabutは農業従事者や漁業従事者が多く、また台風による建物被害が甚大であり、多くの民家や商店その他施設が再建途中であった。



#### 図3 調査対象地域および台風 30 号の進路

#### 4.1 フィールド調査による被害要因の分類

図3に示したように調査範囲は広範囲であり、その地理条件によって被害要因は大きく異なる。被害要因は主に、台風がもたらす「強風」と「高潮」である。強風被害は全調査箇所において確認されたが、高潮は地理条件によって発生の有無、発生した場合においてもその規模の大きさに違いが見られた。

#### (強風被害)

全調査箇所において見られた強風による被害は,建築物への直接的な被害,飛来物による間 接的な二次被害の促進,ココナッツヤシ等の作物への被害が多く見られた。 住家や商業施設といった建築物の被害で共通して見られた被害は、屋根や外壁といった建物 外装材の剥離被害であった。写真1はOrmocにある市場として使われる建築物であるが、屋根 材が全てなくなっており、被災から半年経った調査の際にも修復の目処は立っていない状態で あった。写真2は飛散、もしくは剥離して被災後に撤去された屋根材である。材料としては、 非常に薄肉なトタンが用いられており、これが建物の屋根架構に釘で固定されていたものと見 受けられる。材料そのものの強度としても強風に対して脆弱であると考えられるが、さらに、 その釘穴等を観察すると留め間隔が均一ではない等、その施工性にも問題があると考えられる。



写真1 Ormoc の市場(筆者ら撮影)



写真2 屋根材(筆者ら撮影)

#### (高潮被害)

竜巻並みの暴風雨による建物損壊に加え,高潮の発生が被害を拡大したと考えられる。甚大 な高潮被害の発生は、気圧の低下に伴う吸い上げ効果と、強風による吹き寄せ効果が地形的条 件によって増大したためと考えられる。特に吹き寄せ効果が強くなるのは、台風の進行方向右 側にあるときである。図3から分かるように、台風進行方向に対して右側にあり、なおその方 向に面した海岸を持つ、Hernani、Guiuan、Taclobanにおいては高潮とその吹き寄せ効果による被 害が見られた。Leyte 島では最大 5~6m、Samar 島では 5~8m の高潮が発生したと報告されて いる(Tajima et al., 2014)。

写真3はTaclobanの南側の町であるPaloにある宿泊施設の被害の様子である。屋根材は先ほ ど示した強風被害と同じように剥離,もしくは飛散している。一方,1階部分は鉄筋コンクリ ート造の躯体のみを残し,外壁や開口部,内装等は全て高潮によって流されている。このよう な宿泊施設のように正しく設計し施工されたと考えられる建物については,海岸沿いにあって も躯体は残るといった被害に留まっている。しかし写真4のように同じ鉄筋コンクリート構造 の建物であっても,土台と一部の柱を残し全て流されてしまった例も見受けられる。この差は, 高潮の強さや方向等の違いによるものとも考えられるが,写真4では柱と思われる部材から鉄 筋が抜けている様子が観察される。このことから,コンクリート打設の方法や使用できる材料 に,何らかの不備やあったのではないかと考えられる。つまり,強風被害と同様に,建物の施 工性の悪さが,被害拡大要因の一つであると推察される。


写真3 Paloの宿泊施設被害(筆者ら撮影)



写真4 Guiuanの住家被害(筆者ら撮影)

# 4.2 インタビュー調査

インタビュー調査は、図4に示した調査箇所のうち、Hernani, Guiuan, Ormoc, Marabut におい て、2014年5月25-28日の4日間、計16回のインタビューを行った。インタビュー対象は、 住民、商業従事者、農業・漁業従事者、バランガイ関係者(幹部)であり、対象年代は幅広くな るようにした。質問は年齢や性別、職業と言った回答者の属性のほかに、災害前・災害時・現 在(=災害後約半年)という3つの時間軸で回答者と地域の様子やバランガイがはたした役割 などについて、表3のような質問内容で行い、調査手法としては回答者の反応によってさらに 詳細に質問を行う半構造化インタビューを

採用した。本稿ではインタビュー結果のう ち,被害拡大要因に関連する結果のみを報 告する。

【災害前】

○避難所について

・古くからある大きな家に逃げると決めて いた。(古くから残る家だから強いという考 え)

・学校などの頑丈な建物はあるが遠い。

○高潮について

- ・高潮(storm surge)という言葉を知らない。
   〇過去の災害の伝承について
- ・祖父から台風の恐ろしさは聞いていた.
- ・過去の台風の伝承はあったが、今回の台 風が起こるまで忘れていた。
- 【災害時】

○情報の入手先

・テレビ, ラジオ, バランガイリーダー

# 表3 主な質問内容

	(災害前についての質問)								
1	過去の災害の言い伝えや伝承はあったか?								
2	避難訓練など防災の試みはあったか?								
3	もしあったのならば、参加はしたか								
	(災害時についての質問)								
4	台風に関する情報をどのように入手した								
4	のか								
5	「高潮(storm surge)」を知っていたか								
6	台風上陸時どこにいたのか								
7	被害状況(どのくらい浸水したのか、風で								
/	何が飛ばされたのか)								
8	どのように避難したか (避難の手段, 人数)								
0	どこに避難したのか, 避難場所は決まって								
9	いたか								
	(現在についての質問)								
10	復興の状況(政府への要望)								
11	防災意識・防災活動の変化(個人/地域)								
	(バランガイについての質問)								
12	バランガイの存在								
13	バランガイの日常的な活動内容								
14	バランガイの防災に関する活動								
15	災害時におけるバランガイの役割								

○避難先

・政府の警報があったが避難しなかった。避難所が混雑のため自宅にとどまった。
 【災害後】

○支援について

 ・支援物資が政府やNGOからあった。バランガイが物資を分配することが役立った例と偏りを 生んだ例があった。

○避難訓練等の防災活動について

・避難訓練を開催したいと思うが、やり方が分からない。開催しても、参加者が少ない。 ○復興の状況

・施設の再建に際して台風で倒れた木材を使って作っている。経験則による建築。

5. まとめ

2013 年台風 30 号により大きな被害を受けたフィリピン東ビサヤ地方を対象として,文献調査および現地でのフィールド調査,インタビュー調査を行った。

文献調査によれば、フィリピンでは過去にも多くの台風被害を受けており、災害対応体制は 各行政レベルにおいて確立されていることが明らかとなった。しかし、その体制の実質は不明 であり、何度も大きな被害を受けていることから、システムが機能しているとは言い難い。

フィールド調査では、地理条件により被害要因(強風・高潮)に大きな違いがあることを確認 した。また、建物の施工性が被害拡大要因の一つである可能性が示唆された。

インタビュー調査の結果,被害拡大要因として,避難所や警報システムといったハード面の 不足,避難方法や高潮という言葉を知らないといった防災知識や意識の欠如,さらにフィール ド調査と同様に不適切な建築技術があることがわかった。また,災害時の情報入手先について の意思決定要因としてバランガイ関係者が強く関わっていることが明らかとなった。

今後は,住民の避難時の行動や意思決定要因などについて,さらに調査を行う予定である。 **謝辞** 

本稿の取組みは,東北大学グローバル安全学トップリーダー育成プログラムの一環として実 施された。ここに記して,謝意を表する。

### <u>参考文献</u>

(1) JICA (2012): 国別防災台帳 アセアン地域防災協力に関する基礎情報収集・確認調査

(2)EM-Dat (2010) : The OFDA/CRED International Disaster Database (http://www.emdat.be/database 2010.08.02)

(3)Republic of the Philippines, National disaster risk reduction and management council (NDRRMC) (2014): SitrepNo.92 re Effects of Typhoon YOLANDA

(4)Tajima, Y., Yasuda, T., Pacheco, B, M., Cruz, C., Kawasaki, K., Nobuoka, H., Miyamoto, M., Asano, Y., Arikawa, Y., Oritigas, N, M., Aquino, R., Mata, W., Valdez, J., and Briones, F. (2014): INITIAL REPORT OF JSCE-PICE JOINT SURVEY ON THE STORM SURGE DISASTER CAUSED BY TYPHOON HAIYAN, Coastal Engineering Journal, Vol. 56, No. 1,

(5)気象庁, 2013 年台風経路図(http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/route_map/bstv2013.html)

(6)中須正(2011):台風オンドイおよびペペン災害における人的被害拡大と災害対応-マニラ首都圏およびバ ギオ市の事例-,防災科学技術研究所主要災害調査45号

# 2004年スマトラ地震津波被災地域および2013年台風 ハイエン被災地域への出前授業実施速報

東北大学災害科学国際研究所 保田真理・今村文彦・サッパシー アナワット 野内 類・イ ケリーン

はじめに 2013年度から、宮城県内の被災地域で減災意識啓発活動をはじめていたが、
 2013年スーパー台風ハイエンにより甚大な被害を出した、フィリピンレイテ島のタクロバン市パロ市、タナウアン町への減災意識啓発のための出前授業を行った。スマトラ地震津波から10周年の節目の年でもあり、海外の被災地および今後の被害が予想される地域への減災意識普及活動の重要性を強く感じている。

被災直後のフリピンはまだ記憶が鮮明であるが、スマトラ地震津波で壊滅的な被害を受けたタイの プーケット島やインドネシアのアチェ地域では、津波の話を親から聞いていない子どもも多く、そ の風化の速度に驚きを隠せない。日本の経験と教訓を発信し、その国々の文化と融合させた減災意 識啓発を行ってもらうように、日本のプログラムをその地域の特性を加えた形で実施する事にした。 本研究では状況認知能力、判断力、危機回避行動力の三つの力を育成して行く事を目標として学習 ツールを使用し、その効果を検証して行く。

2. 減災学習の手法 小学校で出前講座を開催した。前半の自然災害のメカニズムや災害の実態を座学で学習するパートは、基本は英語で作製し、通訳を介して現地の言語で説明をした。印象に残る部分はどの国も共通で、津波を表現する CG や比較実験映像などが、強い印象を残したようだ。後半では Google map を使用し、自分が避難するべき位置をマーキングさせ、現地のハザードマップと重ねて、判断が正しかったかどうかを確認させた。自分が住んでいる地域でも、海抜表記などがないために、高さの確認などに苦慮していた。フィリピンでは台風のときの備えや避難方法を4 択のクイズ形式(表-2)にして行った。最後に「減災ポケット結」英語版(表-1)を使用して、まとめを行い、その後、避難訓練も行った。最初の意識付けとして、前半では災害が地球の自然の営みの中で発生する仕組みを分かりやすく、備える、避難する等の行動をとれば、命の危険は回避できる事を伝えた。

後半では、地域のハザードマップを知り活用する事を学習する。減災ポケットやクイズでは、自分 の知識や判断した行動が正しいかどうかを確認する事ができた。グループごとの気づきの発表は、 自分たちの非常時の行動を整理してまとめる事と、人の意見を聞き、自分の考えを述べる。このよ うなグループワークを繰り返し行う事により、災害を身近な物としてとらえさせる事ができると感 じている。

また、その後に行った避難訓練により、知識と判断する事、行動する事が実体験となり、より深く 減災を捉えさせ記憶に残る手法をとった。

Practical Education program in affected areas for improving response capability to survive from tsunami and storm surge.

Tohoku Univ. IRIDeS Mari Yasuda, Fumihiko Imamura, Anawat Suppasri, Rui Nouchi, Carine Yi

### 表-1減災ポケット「結」英語版の特長

内容	自然災害の基礎知識と代表的な対処方法、東日本大震災の教訓、日常の備えと心構え
使用方法	広げてディスカッション、たたんでクイズ、頭に巻く、物を包む、避難訓練に使用

### 表-2 災害模擬体験ゲームブックの特徴

目的	自分の知識、家庭での備え、避難行動が正しいかどうか確認させる
内容と方法	それぞれの設問に答えさせ、正しい知識、備え、判断、避難行動に導く

3. 減災学習の結果 図-1 に示すように学習前と学習後でとったアンケートの比較で、 自然災害に備えた家族の決め事は必要だと<u>強く思う</u>児童が学習前の 63.9%から 79.9%に増加した。 特にどちらでもないと回答していた児童の数が 0.7%まで減り、自分で考え意思決定をした点は、 地震・津波のメカニズム理解し減災する意識を持ち始めた結果(表-3)と捉える。

また、講座は自分にとって役立つ内容であると強く思う児童が授業前は 75.0%であったが、学習 後は 82.6%に増加している。<u>思わない群は 0%</u>となっている。今後もこのスタイルの出前授業を行 う事により、児童の状況認知能力、判断力、危機回避行動力と家庭での減災力を育てて行く事が期 待できる。特にスマトラ地震津波を経験した地方では10年後の現在、既に何も聞いていない子ど もが多く見られ、今後も繰り返し減災意識啓発学習を実施する事が重要である。

### 表-3 アンケートからの児童のコメント

認知:津波の破壊力は、思っていたよりとても大きいことがわかった。津波は他の国に影響する事がわかった。
認知:ストームサージがいつもの台風の影響とはちがうことがわかった。
行動:家族の集合場所は決めておく。地震が起きたらすぐに高台に避難する。台風が来たらすぐに避難する。
行動 : 家の工夫、 <b>自分の命は自分で守る</b> 。今日知った事を教える。近くの人に声をかけて避難する。

## 図-2 a. 自然災害に備えた家族の決め事は必要か?



# b. 出前授業は自分にとって役立つ内容か?



c. 自分の住んでいる地域は自然災害が起きやすい場所だと思うか?



プーケット(タイ)

タナウアン (フィリピン)



プーケットでの出前授業風景





フィリピン レイテ島での出前授業











参考論文: Effects of Disaster Education for Elementary School Children on Their Guardians' Disaster Preparedness Action: Changes in Children's Affect and Cognition TOYOSAWA JUNKO, KARASAWA KAORI, FUKUWA NOBUO, 教育心理学研究 58(4), 480-490, 2010-12-30

# 2011年4月1日に秋田県北部で起きた地震の強震動評価用震源モデル*

弘前大学 片岡俊一

地震地盤研究所 福元俊一

# 1. はじめに

2011 年 4 月 1 日 19 時 49 分に秋田県内陸北部で発生した地震では、大館市早口で震度 5 強が観 測され、軽微な被害が出た¹⁾。この地震の震央は北緯 40°15.41'、東経 140°21.84'、深さ 12km であ り、マグニチュードは 5.0 とされている²⁾。

この地域は一般的に地震活動度が低く、1997年10月以降、今回の地震の震央付近(約20km四方)ではM3.0以上の地震は発生していない²⁾。しかしながら、1923年8月以降の活動を見ると、 今回の地震の震央付近(約70km四方)ではM5.0を超える地震が時折発生している。1955年に今回の地震の震央の西方約20km地点で発生した地震はマグニチュード5.9であり、被害を伴った。

今回の地震では、図1に示すように震源近傍でも多くの地震記録が方位分布よく得られている。 直下の地震による長大構造物の応答を考えると、震源から射出される波動が有する放射特性によ り入力する地震動が一様でないことが考えられる。さらに、震源近傍であることから、一般に仮 定されている平面波入射の妥当性も確認されている訳ではない。また、震源近傍にある長大構造 物は断層滑りに伴う残留変形の影響も考えられる。現在では数値計算でこのような影響を確認す ることはできよう。しかしながら、一般的なモデルではパラメータが数多くあることから、影響 評価は容易でない.一方、現実の結果に基づいた計算の方であれば、よりイメージを描きやすい と思われる。そこで、今回の地震を対象に、地震動観測地点とその近傍で、地震動がどの程度変 化するのかを検討することを考えた。そのためにまず、観測記録をある程度再現できる震源モデ ルを作成し、ついで観測点と観測点近傍の地震動を理論計算で求め、両者を比較検討することを



Source model for the 2011 North Akita earthquake to evaluate strong ground motions by Shunichi Kataoka and Shunichi Fukumoto

考えている。本報告では、このプロセスの前段について述べる。

震源モデル作成のために,まず震源スペクトルと地下構造を評価した。さらに後述するように 震源深さについては2つの提案があることから,深さについての検討を行った。

### 2. 震源パラメータ

防災科学技術研究所の F-net による CMT 解を表1に示す。なお,この CMT 解が得られた際の震 央は、40.3°N、140.4°E であり、最終の震央位置に比べて北東側に位置している。また、気象庁の 震源深さ(12km)に比べて CMT 解は 5km と浅く求まっている。気象庁のカタログによると、深 さ方向の誤差の標準偏差は 7km であり、気象庁の震源深さと F-net の震源深さは丁度、この標準 偏差分だけ異なっていることになる.なお、表1にあるように、CMT 解の品質はあまり良くな い。

理論計算にあたっては,表1にある地震モーメント(M₀)の値をそのまま用いることとした。 走向傾斜は,走向150°,傾斜60°とした。深さについては,後述する。

走向	傾斜	すべり角	モーメント	深さ	マグニチュード	品質	
				km	(Mw)		
150	60	54	$2.16 \times 10^{16}$	5	1.0	06 20	
26	46	135	2.10X10	5	4.9	80.38	

表1 防災科学技術研究所 F-net による CMT 解

### 3. 震源スペクトルの推定

ついで、野津・菅野の方法^{33,4})に基づいて計算した地震動が K-NET の AKT007 の記録を説明で きるようにコーナー振動数 f_cを決めた。野津・菅野の方法は、震源スペクトルに伝播に伴う減衰を 掛け合わせ、さらに別途求められている K-NET 地点の増幅特性⁴⁾を乗ずることで、対象地点の地 震動スペクトルを求める。これに、対象地点で得られた観測記録の位相特性を考慮してフーリエ 逆変換を行い時系列のデータとするものである。ここで、伝播に伴う減衰については、文献 5)に ならい、*Q=163f⁶⁷³を*用いた。結果を図2に示すが、理論値と観測値はよく対応していている。ただ し、AKT005 に対して同様の試みを行うと、*Q=100f⁶⁷³の方*が適切であった。

コーナー振動数 $f_c$ を1.75Hzとし、式(1)の関係から $V_s$ を3.4km/sとして断層面積Sを求めた。結局断層面積は1.64km²となり、断層を正方形とすることで、長さと幅を決めた。

$$f_c = 0.66 V_S / \sqrt{S} \tag{1}$$

このコーナー振動数は次式において、応力降下量を25.0MPa(250bar)に対応し、不自然な値でないことも確認できる。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s \left(\frac{\Delta \sigma}{M_0}\right)^{1/3}$$
⁽²⁾



# 4. 一次元地下構造

離散化波数法で地震動を計算するためには、一次元地下構造が必要である。本報告では、震源 に近く、比較的深くまで構造が分かっている KiK-net 田代の地下構造を参照し、さらに KiK-net 田 代地点での J-SHIS の深部地下構造の下に地殻構造を加えたモデルを作成した。その結果を表2に 示す。

		I			
深度(m)	層厚	S波速度	P波速度	密度	備考
	(m)	(km/s)	(km/s)	$(g/cm^{3)}$	
0 - 100	100				KiK-net と同じ
100 - 259	159	600	2000	1.90	
259 - 403	144	1100	2500	2.15	
403 - 688	285	1400	3000	2.25	
688 - 844	156	2100	4000	2.40	J-SHIS の構造
844 - 1286	442	2700	5000	2.50	
1286 - 2487	1201	3100	5500	2.60	
2487 - 7487	5000	3300	5700	2.70	
7487 - 22487	15000	3800	6600	2.90	推定值
22487 - 37487	15000	4300	7600	3.00	

表2 推定した地下構造

このモデルから Rayleigh 波の基本モードにおける理論楕円率を計算し, KiK-net 田代で得られた 2008 年岩手宮城内陸地震の記録の水平上下スペクトル比と比較してみた。地震動のスペクトル解 析においては, 解析区間長を163.84 秒とし, 50%オーバーラップの複数区間を取った.水平2 成 分のフーリエスペクトルの二乗和平均を上下成分で除して H/V スペクトル比を求めた。その結果 を図3に示す。図からは, 両者はよく一致していることが分かり, 前述の地下構造の妥当性が示 されたと考えている。



図3 2008 年岩手宮城内陸地震の際の KiK-net 田代での H/V スペクトル比と KiK-net 田代で推定した地下構造から算出される Rayleigh 波の理論振幅比

### 5. 震源深さの検討

前述したように、この地震の震源深さは気象庁によって 12km とされているが、F-net の CMT 解では CMT の深さは 5km となっている。両者は異なる概念のものであるので、一致する必要は ないが、震源断層の大きさを 1.4km 四方としているので、気象庁の震源深さでは CMT 解の深さは 断層面内に収まらず、適切な深さを設定する必要がある。

図4は震源の深さを12kmとして離散化波数法のにより気象庁花園観測点の波形を計算した結果である。なお、理論と観測のS波初動のタイミングを合わせて表示している。また、計算に当たっての詳細な条件は後述する。図からS-P時間が理論と観測で合わず、観測の方が短いことが分かる。観測記録からはS-P時間はおよそ1.3秒と見て取れる.そこで、震源付近の地震波速度を有する半無限弾性体とした時のS-P時間を計算してみた.震源の深さは12kmであり、気象庁花園観測点の震央距離は3.9kmであるのでS-P時間は1.4秒となり、深さ12kmは妥当でないことになる。他の地点は花園観測点よりもやや離れており、震央距離8km以上であるので、これほど顕著ではないが、深さ12kmよりは浅い方が望ましいと考えられる。本来ならば、震源深さも探索すべきであるが、以下ではCMT 解の5kmを利用することとする。なお、図示しないが震源深さを5km



とすると、花園観測点での S-P 時間はうまく説明できている。

### 6. 観測記録との比較

地下構造を決める際に用いた KiK-net 田代(AKTH09)と震央の北西方向に位置する K-NET 藤 里(AKT003)においても理論波形を算出した。その際に必要な震源時間関数は,目視により三角 形近似とし,破壊形式は同心円状で破壊伝播速度は2.45km/sとした。計算結果と観測結果を比較 して図5と図6に示す。

図5に示すKiK-net田代に対しては、P波初動からS波初動付近までの理論と観測の位相の対応 は良いが、振幅が異なっている.また、短周期成分が十分に再現できないが、震源時間関数の限 界であると考えている。一方、図6に示すK-NET藤里では上下動の位相は対応しているが、S波 初動では全く異なっており、断層面の走向傾斜を変化させる必要があると思われる。

### 7.まとめ

2011年4月1日に秋田県北部で起きた M5.0 の地震では、震央近傍で方位分布よく強震記録が 得られた。そこで、震源近傍の地震動の空間的な相違について検討するために震源モデルの作成 を試みた。F-net の CMT 解に基づき、離散化波数法により理論波形を計算したが、一部の観測記録 が全く説明できなかった。今後、地下構造および断層面の調整を行う予定にしている。

### 謝辞

防災科学技術研究所が公開している K-NET, KiK-net および気象庁が公開している強震記録を 利用した。また,防災科学技術研究所の F-netの CMT 解を参考にした.図面は GMT を利用した。 記して謝意を示す。



# 参考文献

1) 秋田県災害警戒部:秋田県内陸北部を震源とする地震の被害状況等について、平成23年4月2日、11時00分現在

2) 気象庁:地震・火山月報(カタログ編) 2011

3) 野津厚・菅野高弘:経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法-内陸活断層地震 および海溝型地震への適用性の検討-,港湾空港技術研究所資料,No.1120,2006

4) 野津厚・長尾毅:スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112,2005

5) 日本建築学会編,最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法, p39, 2009

 6) 久田嘉章、J. Bielak, 断層食違い変位による永久変形を考慮した震源近傍における効率的な強 震動計算法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 2002 http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/Member/ Boss/Paper/2002/33.pdf

# 秋田県森吉山で発生している誘発地震の後続波*

#### 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 (M9.0) の発生後, 余震活動に加えて, 震源域から離れた東北 地方内陸や関東地方での地震活動, すなわち誘発地震活動が活発になった [例えば, Hirose *et al.* (2011), 小菅・他 (2012b), Okada *et al.* (2011)]。東北地方北部においては秋田県内での活動が活 発で, 中部の大仙市周辺と北部の森吉山周辺が主な活動域となっている (図 1)。これらの地域 の地震活動については, 小菅・他 (2012a), Terakawa *et al.* (2013), Kosuga (2014), Okada *et al.* (2014) などによって詳細に調べられている。

森吉山周辺での地震活動は、震源のマイグレーションが明瞭で、観測波形のS波の後には顕 著な後続波が見られる [Kosuga (2014)]。また、この地域では過去に群発的な地震活動が繰り返 し発生していることや、森吉山の西方 15 km 程度の領域が深部低周波地震の発生域となってい

ることも、地震活動に地殻流体が関与しているこ とを示唆する。Hasegawa et al. (2005)や長谷川・ 他 (2012)は、深部プレート境界から上昇したマ グマがモホ付近に定置し、マグマから分化した地 殻流体の上昇に伴って深部低周波地震が発生し、 流体の停留によって地殻中部の地震波反射面が形 成され、流体の付加によって軟化した地殻での変 形が促進されて脊梁山脈の短縮と隆起がもたらさ れ、山脈と平野の境界部での歪の蓄積によって大 地震が発生するというモデルを提案している。従 って、内陸大地震の発生機構を理解する上でも、 地殻深部での流体の振る舞いを把握することが重 要である。

そこで本論文では,森吉山周辺で発生した地震 から観測される後続波に焦点を絞り,波形の特徴 把握,後続波を用いた散乱体の位置推定,及び後 続波の波形の時間変化について述べる。波形の時 間変化の検討は,散乱体が固体であれば変化が期 待されないのに対し,流体の移動があれば変化が 期待されることから,地殻深部での流体の存在と 移動に関する新たな証拠となる可能性があると考



図1 秋田県とその周辺で発生した地震 の震央分布。気象庁一元化震源を用い, 期間は2011年3月11日~2014年7月 31日。四角は図4の範囲を示す。

*Later phase from the triggered earthquakes near the Moriyoshi-zan volcano in Akita Prefecture by Masahiro Kosuga

えて行った。

### 2. 後続波の特徴と散乱源の位置推定

森吉山周辺で発生した地震の波形には、S波の後に顕著な後続波が見られる(図2)。この地 域での地震は連発する傾向があるが、S波と後続波の時間差は観測点ごとにほぼ一定であるの で、後続波は引き続き発生した地震の波を見ているのではないことは明らかである。後続波の 振動極性の解析によれば、振動は水平動に卓越して震央方向とは直交し、線形性が高い。この

結果は,後続波がS波であることを示している。 また,S波と後続波の時間差は,震源クラスタ ーと観測点の組み合わせによって異なる。そこ で,後続波をS-S散乱波と仮定し,S波との時 間差を利用して散乱体の位置推定を行った。方 法は back-projection 法で,散乱体の位置を仮定 した時に期待される到達時刻における地震波振 幅を散乱体の位置に与えるものである。等時間



図2 森吉山周辺で発生した地震の波形 例。2観測点の3成分波形を示す。Xが 後続波を表す。



図3 平均残差エンベロープをデータと して,back-projection 法で推定した相対 的な散乱強度(brightness)の分布。断面 図はP-Qに沿うもの。用いた観測点は白 抜きの逆三角形で,震源クラスターをA ~Eで表す。破線は堀・長谷川(1991) が推定した地震波反射面の位置を示す。

面は震源と観測点を焦点とする楕円体となるので、複数の地震及び観測点を用いることが必要 である。地震波形としてエンベロープ波形を用い、一様・ランダムな散乱体の分布を仮定した 時に期待される理論振幅を観測振幅から差し引いた残差振幅を用いた。また、残差振幅は地震 クラスターごとにスタックした平均波形から求め、5 クラスターに対する 3 観測点でのデータ を用いて back-projection を行った。方法の詳細は Kosuga (2014) に述べられている。

結果を図3に示す。濃淡で示しているのが back-projection により重ね合わせた振幅で,色の 濃い部分に散乱体が存在すると考えられる.その位置は,森吉山の北西約5km,深さ13km 付 近である。図中に破線で示しているのは,1982年の群発地震の際に観測された後続波をS-S反 射波と仮定して推定した反射面の位置である[堀・長谷川 (1991)]。反射面のうちで a と記し たものの位置が,今回推定した散乱体の位置に近い。なお,図2に示したような後続波の継続 時間はS波パルスの継続時間よりも長いことから,今回は散乱波と考えての解析を行った。図 3の散乱体や反射面の深さは,森吉山付近の深部低周波地震の震源深さの上限にほぼ対応する。 このことも,森吉山周辺での地震活動が地殻流体にトリガーされていることを示唆する。

#### 3. 後続波の波形の時間変化

後続波の波形の時間変化を検討するためには、震源位置が同じ地震を抽出する必要がある。 ここでは、森吉山北方の最も活発な地震クラスターの中から、東西・南北方向に約1km、深さ 方向には約2kmの範囲内(図4の白枠)で2011年6月~2014年5月の期間に発生した地震を 抽出した。次に、地震波形の相関を基に、震源が近いと考えられる地震を選び出した。地震波 形が同一になる条件は、震源位置と震源メカニズム解が同じであることである。地震波形は震

源に最も近い定常観測点である Hi-net 阿仁 (N.ANIH) の3成分波形を用い, 相関を計算する時間ウィンドウはS波 到着前 0.1 秒から到着後 0.5 秒の範囲, 周波数帯域は4,8,16 Hz とした。次に, 波形の相関係数を基に地震のグループ 分けを行った。相関係数が最大となる ペアの地震を親地震とし、それぞれと 相関の高い地震を子地震として選び出 す。次に子地震との相関の高い孫地震 を探してグループを形成する。この作 業を、相関係数の値が設定したしきい 値未満になるまで繰り返す。これで第 1 グループが決まったので, 次に, グ ルーピングされていない地震に対して 同じことを繰り返し, 第2グループ以 下を検出した。



図4 森吉山周辺で発生した地震の震源分布。震源 要素は気象庁による。白い枠内の地震について、 N.ANIHで観測された波形の時間変化を調べた。

後続波の波形の時間変化は、地震数が最大のグループについて調べた。図5は16 Hz 帯についての結果を示したものである。横軸が0.5秒の位置にS波の到達を揃え、上段は個々の波形の重ね描き(水色)とスタック波形(赤)、下段は振幅を色で表して地震の発生順に並べたものである。S波到着後約1秒までの時間帯での波形は、発生時期が変わってもあまり変化していないことがわかる。しかし、後続波が現れている時間帯(横軸が2.2~3.5秒程度の範囲)では、スタック波形の振幅が顕著に小さく、個々の波形の位相が揃っていないことを示している。この不揃いの原因は位相の時間変化にあることが判明した。大まかに見ると、2012年10月以降



図 5 16 Hz 帯の地震波形の時間変化。S 波を 0.5 秒の位置としている。上段は,水色が 個々の波形で,赤がスタックした波形を表す。下段は色と濃淡で極性と振幅を表し,地 震の発生順に並べたもの。右の数値は日付と時刻を表す。



図 6 4 Hz 帯 (左) 及び 8 Hz 帯 (右) での地震波形の時間変化。

の期間では、後続波の到達が約0.1 秒遅れている。また、その後2014年5月までの間にも位相の細かな変動があるが、それはランダムではなく、特定の位相の時間変化を連続的に追うことができるように起こっている。このことは、観測された波形の変化がS/N比が低いことによる見かけ上のものではないことを示唆する。後続波の特徴として、1.2 秒程度の継続時間をもつことが挙げられる。この時間はS波主要動の継続時間よりも長いので、後続波を散乱波と解釈した理由となっている。この継続時間についても時間変化があり、2012年10月以降はやや長くなっている。なお、図5において南北動と東西動を比べると、後続波は南北動において目立っている。これは後続波の振動が卓越する方向があることを示している。

図6は4Hz及び8Hzについて、南北動の波形の時間変化を見たものである。8Hzについては16Hzの場合と同様な変動が認められるが、4Hzの場合には後続波部分の位相の時間変化はほとんど見られない。

### 4. 議論とまとめ

後続波の波形の時間変化は、位相の出現時刻と継続時間の変動として現れており、波形その ものが大きく乱されているわけではない。そのような変動をもたらす要因としては、震源また は散乱体の位置変化と、経路での地震波速度の変化が考えられる(図7)。本研究では、波形相 関を用いて震源が同一と考えられる地震を選んで波形を比較したが、1 観測点の波形しか用い ていないので位置の分解能が低く、震源位置の時間変化が位相の時間変化として現れている可 能性は否定できない(図7(a))。散乱体位置の時間変化(図7(b))も位相の時間変化をもたらす。 一方、森吉山北方の地震クラスターでは活発な地震活動が長期に渡って継続しているので、震 源付近での破砕の進行に伴って地震波速度の低下が起こった可能性もある(図7(c))。さらに、 散乱体から上方へ流体の移動が起これば、それによる地震波速度の低下も考えられる。このよ うにいろいろな可能性が考えられるが、それらのうちのどの可能性が高いかを今回の解析結果 から絞り込むことは困難である。

秋田県での誘発地震活動についての研究で, Terakawa et al. (2013) は震源メカニズムの時間

変化から, Kosuga (2014) は震源 のマイグレーションと散乱体の 位置(図3)から, Okada et al. (2014) はやはりマイグレーシ ョンと地震波速度構造から, い ずれも地殻流体が地震活動に関 与していると考えている。本研 究で示した後続波の波形の時間 変化が図7のいずれによるもの であるかを明らかにするには, より広い範囲の地震について多 点の記録を解析する必要がある。



図7 後続波の波形の時間変化の要因。

それは次の課題となるが、本研究においては、後続波の波形の時間変化の解析が地殻流体の存 在の有無や移動に関する新たな知見をもたらす可能性を示すことができた。

## 文献

- Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino, and S. Miura, 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, Tectonophysics, 403, 59– 75.
- 長谷川 昭・中島淳一・内田直希・他,2012,沈み込み帯の地震の発生機構―地殻流体に規定 されて発生する沈み込み帯の地震―,地学雑誌,121,128-160.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, et al., 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.
- 堀 修一郎・長谷川 昭, 1991, 微小地震反射波から推定される秋田県森吉山直下の地殻深部 溶融体, 地震 2, 44, 39-48.
- 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, 77–92.
- 小菅正裕・増川和真・千葉正堯・渡邉和俊, 2012a, 秋田県森吉山周辺の誘発地震活動の時空間 変動,東北地域災害科学研究, **49**, 11–16.
- 小菅正裕・渡邉和俊・橋本一勲・葛西宏生, 2012b, 2011 年東北地方太平洋沖地震後の東北地方 北部での誘発地震活動, 地震 2, 65, 69-83.
- Okada, T., K. Yoshida, S. Ueki, *et al.*, 2011, Shallow inland earthquakes in NE Japan possibly triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, **63**, 749–754.
- Okada, T., T. Matsuzawa, N. Umino, *et al.*, 2014, Hypocenter migration and crustal seismic velocity distribution observed for the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in NE Japan: implications for crustal fluid distribution and crustal permeability, Geofluids, doi: 10.1111/gfl.12112.
- Terakawa, T., C. Hashimoto, and M. Matsu'ura, 2013, Changes in seismic activity following the 2011 Tohoku-oki earthquake: Effects of pore fluid pressure, Earth Planet. Sci. Lett., **365**, 17–24.

# 謝辞

解析には,防災科研 Hi-net で収録された地震波形データと気象庁一元化震源カタログを利用 した。一元化震源は,国立大学,防災科学技術研究所等の地震観測データを気象庁が収集し, 一元的に処理して得られた結果である。これらの関係機関に厚くお礼申し上げる。本研究の経 費の一部は科研費(課題番号 21109002)の助成によるものである。

# 山形市中心部の地盤振動特性について*

### 山形大学 三辻 和弥

### 1. はじめに

山形市は東に蔵王連峰,西に出羽丘陵に挟まれた南北に細長い形状をした盆地に位置している。いままでに大きな地震被害に見舞われた記録は見当たらないが,山形盆地西縁には活断層が存在することが知られている。東側は扇状地であり比較的堅固な硬質地盤で構成されているが、近年、市街地が拡大する西側に向かうに従って沖積層が堆積した軟弱地盤となっている(図1)。本報では山形市中心部で行った常時微動観測記録及び市内で観測された地震記録に基づいて山形市中心部の地盤振動特性を検討した例を報告する。



図 1. 山形盆地(@Google)と深部地盤構造 (山野井, 1986)

### 2. 常時微動観測記録による検討

市内中心部で常時微動観測を実施し,得られた結果から地盤の卓越振動数を推定した。各観 測点の位置を図2に示す。ローマ字3文字で表わされているのが観測点名を表わしている。市 内中心部の約5km四方の範囲に南北及び東西に通るように2本の測線を設定して定点観測を行 った。市中心部東部は扇状地であり硬質地盤であることが知られている。観測点の配置は大き く3つのグループに分け,扇状地から沖積平野境界にまたがる範囲をAreaA,市西部の沖積平 野で軟弱地盤である範囲をAreaB,市北部でやはり沖積平野の軟弱地盤であり,近年,都市化 の著しい範囲をAreaCとした。観測については、サンプリング周波数100Hzで10分間の速度 波形を観測し,40.96秒間の区間に分割して全観測時間を小区間の半幅でオーバーラップさせ ながらH/V スペクトル比の平均特性を求めた。

図3には各観測点のH/Vスペクトル比をAreaAからAreaCに分けて示す。これらH/Vスペクトル比の結果から推定した各観測点の地盤の卓越振動数を表1にまとめて示す。 観測点 KND は明瞭なピークが見られなかったために,表層に堅固な砂礫層が存在する硬質地 盤であると考えられる。これは入手したボーリングデータの情報でも表層2m程度で硬質地盤 が現れる結果となっており,常時微動観測の結果から推定した傾向と一致している。

*Discussions on ground motion characteristics of central area of Yamagata city by MITSUJI Kazuya



図 2. 常時微動観測点および地震観測点(星印) (@2014 Google, ZENRIN)



図 3. H/V スペクトル比

表 1. 常時微動観測結果より推定した各観測点の卓越振動数(単位:Hz)

Area A				Area B			Area C			
KGT	ARD	MNM	KND	TRO	NSK	MNH	ASH	OKN	NSD	MEM
1.34	1.46	2.22	—	1.34	0.68	0.64	1.15	0.61	0.81	0.90

常時微動観測の結果から卓越振動数を読み取ると、いずれの観測点でも低振動数側のピーク が卓越する傾向はあるが、扇状地から沖積平野の境界付近にある Area A の結果は 1~2Hz を超 えるあたりの振動数にピークが見られる。一方、軟弱地盤である Area B や Area C の観測点で は 1Hz 以下の低振動数側にピークが見られる観測点が多く、特に市西部の Area B ではより軟 弱地盤である傾向が見られる。

### 3. 地震観測記録による検討

市内中心部には K-NET 山形(以下,YMT010 と呼ぶ)と山形県震度計(以下,HTG と呼ぶ) による,公的な強震観測点が2ヶ所存在する。図2に黄色の星印で示した点がこれら2ヶ所の 観測点位置である。これらの観測点は距離的に近く,前節の常時微動観測の結果や市内で求め られているボーリングデータとの比較などから,いずれも比較的硬質な地盤上にあるものと考 えられる。これら2ヶ所の観測点で共通に得られた地震記録として,2011 年3月11日東北地 方太平洋沖地震本震の記録があり,観測記録の時刻歴波形を図4に示す。最大加速度はいずれ も 50gal 程度であるが,YMT010のほうがやや最大加速度が大きくなっている。

図 5 には得られた観測記録のフーリエスペクトルを、図 6 には 2 点の伝達関数から求めた HTG/YMT010の振幅比を示す。フーリエスペクトルを見る限りは、いずれの観測記録にも水平 成分で1Hz以下から6Hz程度までの比較的広い範囲にわたって振動数成分が含まれているよう に見える。また振幅比の結果を見ても全体に YMT010 の振幅が HTG よりも大きい結果となっ ている。振幅比の結果から HTG と YMT010 の地盤特性を比較することは難しいが,この結果 を見る限りでは HTG のほうが YMT010 よりもやや硬質地盤の傾向が読み取れる。これについ ては,YMT010では表層 3m程度に Vs=140m/s の層が存在することになっており(K-NET),そ の影響が現れていることも考えられる。このように市内中心部の公的な地震観測点は軟弱地盤 上に存在しているわけではないため、市内西部及び北部の軟弱地盤であると考えられる沖積平 野地帯に新たに独自の地震観測点を設置した。観測点の位置は図2の赤い星印に示す,SHTと TKM の 2 ヶ所である。観測は SHT が 2014 年 4 月, TKM が 2014 年 5 月に開始した。2 ヶ所の 観測点で共通に観測できた地震は 2014 年 7 月 12 日の福島県沖を震源とする M=7.0, 震源深さ 33km の地震である(K-NET による)。K-NET 山形(YMT010)の観測記録によると, YMT010 までの震央距離が 161km,最大加速度 12gal となっている。図 7 に SHT と TKM での観測記録 の時刻歴波形を示す。図8はこれら得られた観測記録のフーリエスペクトル、図9には2点の 伝達関数から求めた SHT/TKM の振幅比を示す。図7の時刻歴波形より, TKM の最大加速度は 10gal 程度で YMT010 の記録とも対応しているが, SHT の最大加速度が 10gal に達していない ため、地震計の設置状況等を確認する必要があると考えている。





図 5. HTG と YMT010 のフーリエスペクトル (2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震本震)



図 6. HTG と YMT010 との振幅比(2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震本震)

したがって、図8のフーリエスペクトル及び図9の振幅比については再検討の余地が残され ているが、それでも定性的な傾向を検討すると、図8のフーリエスペクトルからは、2つの観 測点とも1Hz及び2Hz付近に明瞭なピークが現れていることが特徴的である。一方で、常時微 動観測結果で見られた1Hz以下のピークは見られないため、この傾向の違いについては今後、 検討しなくてはならない。図9の振幅比についても同様に、SHTの加速度の値が小さいことの 影響が現れているため、地震計の設置状況等の確認を行う必要がある。





図 9. SHT と TKM の振幅比(2014 年 7 月 12 日の地震)

謝辞:強震記録は K-NET 及び山形県震度計によって観測されたものを使用しました。市内2ヶ所に新たに設置した観測点での地震観測を含め、関係各位に感謝いたします。また、常時微動観測を実施するにあたり、田所麻衣さん、古郡由子さん(いずれも当時、山形大学地域教育文化学部学生)の協力を得ました。

参考文献:山野井徹,山形盆地の形成とその自然環境の変遷,山形大学特定研究経費成果報告書, 1986

# 中国マグニチュード 6.5 雲南省昭通地震現地調査報告

〇東北大学災害科学国際研究所 王 欣

中国地震局工程力学研究所 馬 強

東京大学地震研究所 司 宏俊

埼玉大学理工学研究科 党 紀

#### 愛知工業大学地域防災研究センター 呉 浩

### 1. はじめに

2014 年 8 月 3 日 16 時 30 分(北京時間)に中国雲南省昭通市警甸県龍頭山鎮付近(27.110N、 103.330E)でマグニチュード 6.5 の地震が発生した。中国地震局から公表した地震情報により 本震の震源深さが 12kmで、浅発内陸型地震である。震源位置は図 1 に●印で表示している。 図 2 に中国地震局地球物理研究所から公表した本震と余震の震源分布およびマグニチュード 4.0 以上の地震の震源メカニズム¹⁾を示す。余震の震源分布から見ると、今回の地震は図 2 に示 す主断層(実線)と副断層(破線)に発生したことが推定できる。本震と余震の震源メカニズ ムがほぼ同じで、左横滑り断層である。図 3 に中国地震局工程力学研究所から公表した震度分 布図²⁾を示す。震度分布図の走向は図 2 に示す主断層の方向とほぼ一致である。最大震度が震 央付近で IX(中国震度階、JMA震度の 5 強と相当)である。最大加速度は震央から約 8km を 離れた龍頭山鎮で 949gal を記録した。

死者数が 617人(2014 年 8 月 8 日 15 時現在)で、2008 年中国四川地震後人的被害が一番多い地震だと言われる。図 4 に示す死者数分布図から見ると、死者数の約 85%(526 人)は震源付近の龍頭山鎮に集中することが分かった。死因を従来の内陸地震(1995 年神戸地震や 2008年四川地震など)の人的被害の原因を参考すると、ほとんどは倒壊建物や家具の下敷きになったために、圧死もしくは窒息死であると考える。人的被害の直接原因が建物倒壊であるが、根本的な原因は建物耐震性能の不足および強震動のレベルと周期特性の両面である。根本的な原因を究明するため、被害現場の建物被害状況および地盤の増幅と周期特性が不可欠である。著者らは 2014 年 11 月 9 日~12 日に現地調査を実施した。



*On-site investigation report of the M6.5 Zhaotong Earthquake, Yunnan, China by Xin Wang, Qiang Ma, Hongjun Shi, Ji Dang, and Hao Wu



図-3 震度分布図



図-4 死者数分布図

### 2. 現地調査の内容

現地調査の内容は主に断層付近の強震動観測点および昭通市内での建物被害調査および地盤 常時微動観測である。現地調査を実施した強震動観測点を図5に示す。本震時に図5に示す強 震動観測点の記録の最大加速度(PGA)が昭通市15gal、茨院45gal、龍頭山949gal、鉛場137gal、 馬樹135galである。強震動観測点の地盤常時微動観測は強震動観測点の建屋の床に実施した。 常時微動観測は高感度速度計で100Hzのサンプリングレートで各地点に30分で実施した。強 震動観測点の様子を写真1に示す。

龍頭山鎮は扇状地の上に建てたので、地盤条件と建物被害の関係を詳細に分析するため、図 6 に示すように三つの地点で地盤常時微動を観測した。昭通市は平野に建てた。地盤状況を検 討するため図7に示すような11地点で地盤常時微動を観測した。



図5 現地調査を実施した強震動観測点(●印)



図6 龍頭山鎮での常時微動観測点(●印)

図7 昭通市内の常時微動観測地点(●印)



写真1 強震観測点の様子(左から:龍頭山、鉛場、馬樹)

## 3. 建物被害調查

被災地では粘土資源が豊富であるので、レンガ造 建物がよく使用される。龍頭山鎮ではレンガ造建物 の倒壊が多く見られる。鉛場と馬樹の強震動観測点 の周辺ではひび割れが生じた建物が少数見えるが、 倒壊建物が殆どない。茨院と昭通市内では建物被害 が殆ど見えない。代表的なレンガ造建物の被害を写 真2に示す。図8に王らが提案した2008年四川地震 の建物の被害関数³⁾を示す。この被害関数に基づく 予測した龍頭山鎮の倒壊率は79%である。この予測 値は今回の建物被害現地調査の結果とよく一致する ことが分かった。



関数に基づく建物倒壊率の予測



(1 階が傾き)

(1 階が全体崩れた) (長軸方向の壁にせん断ひび割れ)写真 2 代表的なレンガ造建物の被害例

### 4. 地盤常時微動観測

図5に示す強震動観測点の表層地盤の増幅特性を解明するため、地盤の常時微動を観測した。 常時微動記録のH/Vスペクトルの解析結果を図9に示す。H/Vスペクトルにより龍頭山鎮の強 震動観測点の地盤の卓越振動数は3.5Hz で、他の強震動観測点の卓越振動数はほぼ同じで、 4.3Hz である。龍頭山鎮の強震動観測点の卓越周期は他の観測点より少し長いが、増幅率が高 くない。したがって、龍頭山鎮の高いレベルの強震動記録は地盤増幅が大きいわけではないと 判断できる。図10に龍頭山の地震前後の衛星写真を示す。地震前後の衛星写真を比較すると、 山側と河側の建物被害程度が異なることが分かった。図10に建物被害の地理境界を破線で見分 けている。図 11 に龍頭山鎮で①~③の観測点の常時微動記録の H/V スペクトルの解析結果を 示す。観測点①と②の卓越周期は約 4Hz であるが、観測点③の卓越周期は 10Hz である。龍頭 山の建物被害が地盤状況によって異なることが明らかになった。図 7 に昭通市内の 11 地点の地 盤の卓越振動数が示されている。昭通市の地盤卓越周期が他の強震動観測点の卓越周期より長 くて、南西から北東までの地盤の卓越周期がのびる傾向が見える。



図9強震動観測点の地盤常時微動のH/Vスペクトル(卓越周期を読み取るピークは〇で標記)







図 11 龍頭山の①~③の常時微動観測点の H/V スペクトル

# 5. 強震動特性と距離減衰式

現地調査を実施した震源付近にある強震動観測点で記録された加速度記録の波形を図 12 に 示す。震源から約 8km を離れた龍頭山鎮では PGA が 949gal、約 30km を離れた観測点(鉛場) では PGA が 135gal、約 50km を離れた観測点(昭通市)では PGA が 15gal を記録した。図 2 に示す主断層からの最短距離を用いて作成した PGA の距離減衰式を図 12 に示す。断層最短距 離の増大と共に PGA が急速に減少することが分かった。茨院と昭通の加速度波形には長周期成 分が見える。図 14 に示す加速度記録のランニングスペクトルから見ると、茨院と昭通の加速度 波形には1秒より長い振動成分があることが分かった。図15 に強震動観測点の速度波形を示す。 龍頭山の最大速度(PGV)が 99cm/sec であるが、他の地点では 10cm/se 以下である。



図 15 龍頭山、昭通市および茨院の加速度記録のランニングスペクトル



図 14 強震観測点の速度波形

5.まとめと今後の課題

中国 M6.5 雲南省昭通地震の震源近傍の強震動観測点(龍頭山、鉛場、馬樹、茨院および昭 通市)を中心に、建物被害調査と地盤の常時微動観測を実施した。人的被害が集中する龍頭山 鎮では建物被害が極めて甚大でした。被害建物の構造タイプは主にレンガ造建物である。2008 年四川地震の建物被害関数を用いて予測した龍頭山鎮の建物被害率は現地調査の結果とよく一 致する。今回の地震における龍頭山鎮では最大加速度が約1Gの高いレベルの地震動が襲われ て、レンガ造の建物が 80%の倒壊率が生じることがリーズナブルである。しかし、人的被害と 建物被害を軽減するため、地震多発地では耐震性能が低いレンガ造建物の使用を抑えることか レンガ造建物の耐震性能を向上する取り組みが必要である。強震動観測点の地盤常時微動の H/V スペクトルを解析した。龍頭山の H/V スペクトルの卓越周期および増幅率は他の強震観測 点の解析結果と大きいな違いがないことが分かった。したがって、龍頭山の強震動観測点で高 いレベルの強震動が生じた原因は地盤増幅のためではないことが判断できる。他の強震動観測 点の強震動レベルが龍頭山鎮よりはるかに低くなる原因は、PGAの距離減衰が速いことを判明 した。龍頭山の高いレベルの強震動の生成原因は、今後経験グリーン関数法と統計グリーン関 数法を用いて、Directivity effects および地形の影響を検討する必要がある。

# 参考文献

- 1) 余震分布図:http://www.csi.ac.cn/manage/eqDown/31RollingTop/aftershocks.html
- 2) 震度分布図: ttp://www.cea.gov.cn/publish/dizhenj/464/478/20140807085249557322083/index.html
- 3) Building Damage Criteria from Strong Ground Motion Characteristics during the 2008 Wenchuan Earthquake, Xin

Wang, Kazuaki Masaki, Kojiro Irikura, Journal of Earthquake Engineering Vol.15, No. 7, 2011, pp.1117-1137, 2011. 謝辞:現地調査は中国地震局工程力学研究所および雲南省地震局の同僚のご協力をいただき、実施しました。

ここに感謝の意を表します。

# 大規模海域構造物の背後と隣接海岸における汀線位置変化の連動性*

-秋田県道川海岸の例-

秋田大学 松富英夫 秋田大学 鍵主佳飛

## 1. はじめに

著者らは秋田市の雄物川河口(放水路口)からにかほ市の平 沢漁港までの延長約45kmの秋田県南部海岸(図-1)の汀線位 置変化を1991年8月以来,月に2回(13年4ヶ月間),2005 年1月からは月に1回(10年間)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270 m)の直背後とその南約350mに位置する海岸(図-2)におけ る汀線位置変化の連動性を16年7ヶ月間現地調査している。後 者の調査目的は,①大規模海域構造物の背後地への影響と②本 海岸における漂砂動向をより多面的に検討することにある。

本研究は道川漁港における調査データの解析結果を報告する 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調査点(以下, St.と略記)を図−1 に示す。 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と最低潮位の 潮差は0.5 m程度である。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の 経年変化(全データ)を図-3に示す。



図-2 St.6 と 6′の位置関係

 Relationship between the shoreline position changes in the back region of large scale offshore structure and its adjacent coast – Example on the Michikawa coast in Akita – by Hideo MATSUTOMI and Kai KAGINUSHI



図-1 対象海岸と調査点

### 3. 結果と考察

図-4 に St.6 と St.6' における汀線位置 の経時変化を抜出して示す。図から,漁 港直背後の汀線位置は春季と秋季に大き く前進,夏季と冬季に大きく後退する傾 向にあることが判る。

**図−5** に両調査点の汀線位置変化パタ ーンの出現状況を示す。凡例の「前-前」 は St.6 と St.6'の汀線位置が前進,「後-後」は両調査点の汀線位置が後退,「前-後」は St.6 の汀線位置が前進, St.6'の汀 線位置が後退,「後-前」は St.6 の汀線位 置が後退,St.6'の汀線位置が前進のパタ ーンを示す。()内の数値はデータ数を示 す。図から次のことが判断される。 「前-前」または「後-後」の漂砂の「 トンボロ域流入・流出型」パターンが多 く、「前-後」または「後-前」の「自己 調整型(後述)」パターンの倍の頻度で ある。この理由として,本海岸は岸沖漂 砂が優勢であることが考えられる¹⁾。 ②漁港直背後の方が汀線位置変化幅は大 きい。

Ē

図-6と7にそれぞれ汀線位置変化調査 日の平均波向と日平均有義波高²⁾,平均 波向と日平均有義波周期から見た両調査 点の汀線位置変化パターンを示す。波浪 データは酒田港のものである。波向につ いては北から時計回りに8³³~188°の陸岸か ら沖方向に向かうものは除いている。汀線位 置変化のデータ数に比べて波向のデータ数が 少ない。これは波向については欠測が多いた めである。両図から次のことが判断される。 ①酒田港の波向はNW~Wのものが多い。酒 田港における全波浪データの季節毎の波向と 日平均有義波高の関係を図-8 に示す(図-9 は参考)。両者の波向頻度分布は同傾向であ ることが判る。



図-3 各 St.における汀線位置変化



図-5 汀線位置変化パターンの出現状況



②「前-前」のパターンは N~WSW の幅広い波向で生じ,有義波高が大きくも,小さくもない ときに生じている。自ずと有義波周期は長くも,短くもないものとなっている。これは図-4の 考察と図-8から春季と秋季に対応していよう。

③「後-後」のパターンは波向,有義波高,有義波周期ともに幅広い範囲で生じている。大きな 有義波高,長い有義波周期の波は海岸線にほぼ直角に入射するときに生じている。これらは図 -4 の考察と図-8 から夏季と冬季に対応していよう。

④「前-後」のパターンはほぼ NW~W の波向に限られ,有義波高が大きくも,小さくもないと きに生じている。自ずと有義波周期は長くも,短くもないものとなっている。これは図-4 の考 察と図-8 から秋季に対応していよう。秋季の波向分布は春季のものに比べて冬季のものに近い (図-8)。このパターンは St.6'が大規模海域構造物背後のやや南側に位置していることとも関 係があろう。卓越沿岸漂砂方向は北から南となり,波がそれほど大きくないため,トンボロの 北側に砂が溜まり,下手への漂砂が遮断されることが考えられる。

⑤「後-前」のパターンもほぼ NW~W の波向に限られているが,有義波高が小さく,有義波周 期が短いときに生じている。これは図-4 の考察と図-8 から春季から夏季に対応していよう。 このパターンは St.6'が大規模海域構造物背後のやや南側に位置していることとも関係があろ う。図-8によると、春季から夏季はW~WSWの波も多く、トンボロの付け根部に入ってきた 砂がそこに溜まり、波が小さい(波長が短い)分大規模海域構造物背後への回折が強く、その 直背後のトンボロ先端部への波あたりが強くなることが考えられる。

### 4. おわりに

大規模海域構造物の直背後と隣接海岸における汀線位置変化の連動性について事例を通して 論じた。合せて対象海岸における漂砂動向も論じた。その漂砂動向は既報¹⁾の判断と大局的に 一致するものであった。

謝辞:酒田港沖の波浪データを利用させていただいた。ここに記して感謝の意を表する。

### 参考文献

- 1) 松冨英夫・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.
- 2) 松冨英夫・藤田未祐:秋田県南部海岸における長期的な汀線位置変動と波高変動の対応性の 実証, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, pp.731-735, 2014.
- 3) 富樫宏二・金光紀代太・松冨英夫: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.

# 三沢海岸における侵食対策と地形変動特性

八戸工業大学工学部土木建築工学科 齊藤 知来、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。 漁港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することができ、海岸 の地形変動の特性を明らかにするこ

とができる。これにより、ヘッドラン ド工法の効果を確認することが可能 となる。また、海岸の安定化および復 元を促し、自然豊かな潤いのある海岸 にするための方策を示すことができ る。本研究では、2014 年 4 月から 12 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検討してみる。

## 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(14km)を汀線に沿って歩き
 汀線位置を月に1度の割合で測定し



写真1 汀線観測風景 2014年12月25日



た。本研究では、2014 年 4 月から 2015 年 1 月において月に 1 度の割合で汀線位置を測定する

* Characteristics of shoreline in Misawa coast after countermeasures for beach erosion by Tomoki Saito and Mikio Sasaki

計画で現地観測を実施した。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。しかし、4月および5月は計画準備と波浪条件(静穏時に測定)により6月に 実施することになってしまった。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 の測定は冬季や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。この日は陸側に10m後退したところを平行移動測定して作業終了 後に内業で真の汀線位置に補正している。図1に同位置の点の測定を100分間行った時の揺れ (測定値一平均値)を示した。図2に同位置個所での測定中に捉えている人工衛星が変わった 時の測定値の揺れを示した。機械の測定誤差は0.5m以内である(図1)が、捉えている人工衛

星が変わるときに座標系がずれるために最大4mの誤差(図2)を伴っている。この誤差はG PSを2台使えば消去できる。本測定では測定誤差を0.5m以内に収めるようにしている。

### 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られており、2013 年 3 月時点で図に示すように 13 基中8 基が計画通り堤長 200m、設置間隔1kmで設置されており、残り7 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B1、B2、・・、B13HLと名前が付けられている。



図3 三沢海岸ヘッドランド工設置状況 2013 年 3 月 堤長 200m、間隔 1 km、8 基完 成、7 基延伸中

写真2~7 に三沢漁港から北側の空中写真(青森県上北地域県民局地域整備部撮影)を示したもので写真はいずれも南から北に向かって撮られている。写真2は三沢漁港の南北の海岸の


写真2 三沢漁港の南北の海岸



写真3 B1~B10HL海岸



写真4 B5~B11HL海岸



写真5 B7~B13HL海岸



写真6 B10~B13HL海岸



写真7 B12~高瀬川放水路海岸

状況を示したもので、写真下側が漁港の南、上部が漁港の北を示しており、漁港の南海浜は堆 積により広い砂幅となっているが北側は砂浜が消失し、狭い海浜となっている。写真3、4、 5、6、および7はヘッドランド工B1~B10HL海岸、B5~B11HL海岸、B7~B 13HL海岸、B10~高瀬川放水路、B12~高瀬川放水路までの海岸を示している。写真 に示されているようにヘッドランド工の北側は三沢漁港北側海浜のように侵食されていない。 漂砂卓越方向は南から北であり、ヘッドランド堤長200mがこの海岸において釣り合いのと れた長さとなっていることを 意味しているものといえる。

## 4. 地形変動特性

図4は2000年4月29日か ら2014年6月10日における 汀線位置を示す。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 2013 年 12月25日の汀線で、太線は 2014 年 6 月 10 日の汀線を示 している。図より太線が B12HL から B13HL 海岸にお いて、2013年12月25日汀線 より前進しているが、2000年 4月29日汀線に比べると南側 で後退、北側で前進している。 しかし、汀線形状は円弧状を 示し、この海岸でも海岸の安 定化が進んでいると考えら れる。一方、B13HL 以北の海 岸では、2000年4月より汀線 が後退しているものの 2013 年12月より前進している。 この海岸でも一方的な汀線 後退の地形変動とはなって いない。

図5も2000年4月29日から2014年6月10日のB8HL からB10HLの汀線位置を示している。点線は2000年4月 29日を示し、細線は2013年 12月25日汀線で、太線は 2014年6月10日の汀線である。図よりB8HL~B9HL海 岸の南側は後退しているが 北側はやや前進している。



図4 地形変動特性 2000 年4月29日から2014年6 月10日における汀線位置



図5 地形変動特性 B8HLからB10HL海岸の汀線変化

B9HL~B10HL 海岸も南側は後退しているが北側は前進している。

図6は2014年における6月10日か ら 11 月 5 日までの B10HL~B12HL 海 岸の汀線位置を示している。最も前進 しているのは、6月17日の汀線であ り、後退しているのは、11月5日の汀 線となっており、他の月はこれら二つ の汀線の間に位置している。ヘッドラ ンド北側直後においては、汀線の前進 が見られ、一方的に沿岸漂砂による地 形変動とはなっていない。汀線形状は ヘッドランドの近くが前進、ヘッドラ ンド間中央部で相対的に後退してい る形状となっており、その形は円弧に 近くなっている。この形状は海岸がへ ッドランドにより安定してきている ことを示している。

図7に 2014 年4月から12月まで の各月の汀線位置を示した。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、この個所の海岸侵食 が対策開始当時最も深刻であり、対策 が急がれていた。三沢漁港の影響が激 しく、500mの砂幅も急速に消失し、 コンクリートブロックが海岸全体に 置かれようとしていた。海岸の侵食は 激しく進んでいた。この海岸侵食もへ 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。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。 この海岸には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、ヘッドランドにより捕捉され ている漂砂を砂浜に留めている。ここ で設置されている傾斜以上に急にす ると砂浜は消失するものと考えられ る。この海岸の北側、B3~B4HL 海岸には急傾斜で消波ブロックが置



図6 地形変動特性 2014年6月10日から11月 5日における汀線位置



図7 B1~B2HL海岸2014年汀線変動

かれており、反射波を 生じさせ、底質を浮遊 させ、ヘッドランド工 により留められてい る漂砂を沖へ移動さ せており、ヘッドラン ドエの効果を消失さ せている。

図8および9に平 均汀線の位置を2000 年1月~2014年1月 の期間で示した。図よ り、汀線位置は月ごと に変動しているがB9 -B10 海岸は2000 年、B8-B9海岸は 2011年ころよりほぼ 同位置の周りにあり、 侵食はなく、安定して きているといえる。

## 5. 結論

本研究では、2014 年4月から月に1度 の割合で汀線位置を 測定する計画で現地 観測を実施した。その







図 9 B8~B9HL海岸長期地形変動 2000年1月~2014年1月

結果、ヘッドランドの建設により、三沢海岸は安定してきていることを示すことができた。本 研究により以下のことを明らかにできた。(1)侵食は止まり、B3~B4HL海岸を除いたB 1~B13HL海岸には地形変動の安定化が認められる。(2)B3~B4HL海岸が安定化し ないのは汀線近傍に設置されている急傾斜をなす消波ブロックのためであり、緩傾斜の護岸堤 防に設置しなおすことにより海浜の安定化が進むものと考えられる。(3)侵食対策を早く実施 した海岸には円弧状の汀線形状が形作られ、砂浜の安定化が進み、ヘッドランド工の効果が認 められる。

## 参考文献

1. 服部邦彦·佐々木幹夫(2010):三沢海岸地形変動特性、平成21年度土木学会東北支部技術研究発表会、2010年3月6日、2-75。

# Shoreline change analysis through images from camera monitoring on Nha Trang Coast, Vietnam

Tran Minh Thanh¹, Yuta Mitobe², Vo Cong Hoang¹, Nguyen Trung Viet³ and Hitoshi Tanaka⁴

## Abstract

Over the past 5 years, anomalous erosion has been occurred on Nha Trang Coast, Khanh Hoa province, Vietnam. The erosion of several hundred meters sandy beach leads to beach loss in several months. The trends in shoreline change both erosion and accretion have been analyzed through extracted continuous images from camera monitoring system. The shift of shoreline, which was observed from mid-2013 to the first five months of 2014, was related to wave conditions. High waves induced by the northeast monsoon have caused the significant retreat of shoreline from the end of September 2013 to the beginning of February 2014. Sandy beach was eroded severely when shoreline reached to sea dyke; the concave shape of the beach was formed. On the other hand, the advance of shoreline can be observed in the remaining time series due to the fact that calm waves were dominant during these periods. The quantitative analysis of shoreline evolution at various longshore positions is also shown in this study.

## 1. Introduction

Vietnam has 3260 km in length of the coastline from the north to the south. It plays a vital role in social-economic activities of the country. However, in recent years, coastal erosion and accretion have become anomalous and widespread in the coastal zone of Vietnam. At the south central region, Nha Trang coast is also no exception.

Nha Trang city is one of the most popular destinations in Vietnam's tourism map with a wonderful bay that has been known as one of the most beautiful bays in the world. Nha Trang coast is located in the central area of this city. The location of this coast is shown in Fig. 1.

In the north of Nha Trang coast, Cai River was considered as the principal source of the sediment to the coast (Inman et al., 1973, Szczuci ñ ski et al., 2005). In 2009, the embankment along the Cai River mouth was



Fig.1 Location map of Nha Trang coast

constructed as an important infrastructure for the disaster prevention project of this province. However, after this embankment was constructed, erosion on the part of sandy beach has been observed. On the right side of the Cai River mouth embankment, the protrusion of beachside hotel which is playing a role similar to a groin at coastal area, can be considered as one of the reasons of erosion in this area (Viet et al., 2014). The erosion of sandy beach causes significant negative impacts on the coastal environment or the increase of the costs of disaster mitigation. Finding methods to reduce erosion are necessary for the community interest. In order to find sustainable solutions about this matter, one of the important steps is to get more insight about the evolution of shoreline positions. Through a coastal surveillance system by video-camera technique, the changes of shoreline on Nha Trang coast were extracted based on analyzing images from this system.

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

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

³ Associate Professor, Thuyloi University, 175 Tay Son, Dong Da, Hanoi, Vietnam.

⁴ Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

### 2. Study area and data collection

Nha Trang coast with 4.3km in length is located in the southeast coastline of Vietnam with about 450km to the north of Ho Chi Minh city. This coast is limited by the Cai River mouth with the protrusion of the hotel as a groin in the north and a breakwater of the military port in the south (Fig. 1). The existence of many islands including Hontre island, the largest island on the southeast of the coast, can be seen as obstacles to the wind and waves impacting on Nha Trang coast. The study area has a tropical monsoon climate with two monsoon seasons per year; the northeast monsoon and the east-southeast monsoon.

This study focuses on a part of Nha Trang coast, which is located approximately 350 m to the southwest of the Cai River mouth as can seen in Fig. 2. It is also the area on the right side of hotel which occurs the most serious erosion on Nha Trang beach. Along the beach, the local government constructed sea dyke to stop the intrusion of sea water.

In order to describe the change of shoreline positions, video-camera system has been used. Recently, camera monitoring technique for shoreline observation, is commonly applied (Almar et al., 2012). This technique differs from the traditional aerial-photo of a single photograph analysis because the video system allows the use of continuous sequence images. Through protocol research project "Study on hydrodynamic regime and sediment transport in estuarine and coastal zones of Nha Trang bay, Khanh Hoa province" supported by Ministry of Science and Technology (MOST), Vietnam and Institute of Research and Development (IRD), France, a camera monitoring system with two cameras was installed in May 2013 (Viet et al., 2014). The first camera has been used for shoreline observation in the northern area of Nha Trang Coast (near the Cai River mouth) and the second one has been applied for the south area (Fig. 3). Images from the northern camera were used for this study.

From 26th May 2013 to 31st May 2014, the video-camera system captured images in every second from 06:00am to 05:15pm every day. All images taken in each 15 minutes interval were combined to make time-averaged images (Fig. 4). So, there were about 46 time-averaged images every day. In order to ignore the influence of sea level change on the selected images, the tidal level, which was collected at the nearest hydro-meteorological station, was calculated with respect to mean sea level in many years.



Fig.2 Study area



Fig. 3 Camera position, (a) Northern camera,(b) Southern camera (Background photograph is Google Street View image taken in June 2014)



Fig. 4 Time-averaged image from video-camera system

This study utilizes time-averaged images at the time when the tidal level was 0. A set 98 time-averaged images of 98 days during the period of this study was used to extract shoreline.

All collected time-averaged images were rectified into World Geodetic System 1984 (WGS84) based on 12 Ground Control Points that were selected along sea dyke to have approximately the same elevation. The point, which has coordinates 303958.65 m E and 1355572.95 m N on WGS84 (dated February 01st, 2014), is selected as the initial shoreline position (x=0). Besides, x-axis and y-axis were performed based on sea dyke, the positive direction of y-axis is seaward as seen in Fig. 5. From rectified images, shoreline positions  $y_s(x, t)$  were detected in every 5m and then corrected with sea level.

On this coast, two aerial photographs were collected from Google Earth image during the period of this study. The comparison of extracted shoreline positions from camera images and the Google Earth images can be seen in Fig. 5. The detected shoreline on February 01st, 2014 (Fig. 5a) and



Fig. 5 Comparison between shoreline positions from camera images analysis and Google Earth images

on March 03rd, 2014 (Fig. 5b) have good agreement with shoreline which can be observed from the Google Earth images on the same days.

### 3. Results and discussion

The shift of about 310 m in length of shoreline every two months is shown in Figure 6. Besides, the study area was divided into four regions (Fig. 6), from the left side (region 1) to the right side (region 4). In this area, the protrusion of beachside hotel and concrete blocks (pink solid-line) plays a role similar to a groin at this coastal area.



Fig. 6 Shoreline change on Nha Trang coast from May 26th, 2013 to May 31st, 2014 (Back ground photograph is Google Earth image taken on February 01st, 2014)

In the overview, the retreat of shoreline formed the concave shape from November 2013 to February 2014. And from May to September 2013 and from March to May 2014, shoreline advanced. Beach erosion and deposition can be observed clearly along the first 180m in length of coastline on the right side of hotel.

Besides, shoreline positions in May 2014 (purple dotted-line) are similar to that in May 2013 (yellow solid-line).

From the extracted shoreline positions in one year, the overall trend of the shoreline evolution on Nha Trang coast in 3D manner is shown in Fig. 7.



Fig. 7 Shoreline positions  $y_s(x, t)$  in 3D manner

In Fig. 7, it is clear that the beach on the close side of the hotel (x = 0 - 150 m) has more significant erosion than the beach on the far side (x = 250 - 300m). Another interesting point is the seasonal variation of shoreline can be observed. The period of the retreat or the advance of shoreline is mentioned above as in Fig. 6. Looking at the detail of Fig. 7, the deposition can be most clearly observed from the beginning of July to September 2013. In contrast, the most erosion occurred during November 2013 to January in the next year.

The relationship between behavior of shoreline and wave conditions is shown in Table 1. With the climate characteristics in the south central region of Vietnam as well as at Nha Trang coast, the high waves and the calm waves are dominant during winter monsoon (northeast monsoon) and summer monsoon (east-southeast monsoon), respectively (Nagai et al., 1998, Almar et al., 2014, Viet et al., 2014).

Time	2013	2014	Wave conditions
January		<b>x</b> 🔶	High waves (Northeast monsoon)
February		<b>x</b> <	
March			Calm waves (East – Southeast monsoon)
April			
May			
June			
July			
August			
September			
October	x		High waves (Northeast monsoon)
November	<b>x</b> <		
December	<b>x</b> <		

Table 1 The shift of shoreline in the study area

■ Shoreline advance

Shoreline retreat up to sea dyke

♦ Sandy beach disappear in front of sea dyke

Furthermore, this area is frequently affected by typhoons that often occur from October until January, hence this also contributes to the increase of wave-height during this period. It can be considered that the erosion or deposition of sandy beach in front of sea dyke is related to the change of wave-height and wave direction.

The northeast monsoon waves with high waves have caused the severe erosion of sandy coast in front of sea dyke on Nha Trang coast. The sandy beach in this area disappeared. Only from the end of September to October, although high waves induced by the northeast monsoon or typhoons can be observed, the amplitude of beach erosion increased gradually during this period and sandy beach was still remained in front of sea dyke.

The east – southeast monsoon with medium wind speed is generally expected to begin around March and fade away by the end of September. Besides, the islands which are located in the southeast of Nha Trang Bay can be considered as obstacles to the wind and waves as mentioned above in Fig. 1. So, calm waves can be observed. The beach was accreted in the same period.

The detailed view about the temporal variation of shoreline positions at some longshore positions is shown in Fig. 8. In 2013, during non-monsoon period of this study, from May 26th 2013 to the beginning of September, shoreline advanced in all regions. Especially, in region 1 and region 2, shoreline advanced about more than 10m (Fig. 8a, b) while the slight advance of shoreline was about 4m in region 3 (Fig. 8c).



Fig. 8 Temporal variation of shoreline positions

However, the opposite trend can be observed from October to December, when Northeast monsoon waves occurred (Viet et al., 2014), shoreline positions retreated remarkably to sea dyke with about 30m in region 1 (Fig. 8a), 20m in region 2 (Fig. 8b) and about 7m in region 3 (Fig. 8c). It can be said that the erosion occurred, and it was concentrated in region 1 and region 2 that were adjacent to the hotel and the concrete blocks.

A glance at the Fig. 8 describes that the width of sea dyke is about 5m from the seawall to the farthest seaward positions of sea-dyke slope. The line of  $y_s=0$  is the positions of seawall. These structures help to prevent overtopping by sea water. Thus, after shoreline retreated up to sea dyke in the beginning of December 2013, shoreline positions were stable in the next 2 months (Fig. 8a, b, c) before seeing a gradual

advance of shoreline. Generally the distance between the seawall and shoreline positions was about 3m - 5m in region 1 and region 2 during this period.

In 2014, from February to May, the shoreline recovered more than 6 m in both region 1 and region 2 (Fig. 8a, b) and about 3m in region 3 (Fig. 8c). Referring to the Fig. 8d, the stability of almost shoreline positions in region 4 during the period of this study can be observed.

## 4. Conclusion

In this study, through a video-camera monitoring system on Nha Trang coast, time-averaged images have been extracted to analyze the continuous change of shoreline. The shoreline in the study area appears to be especially sensitive to climate fluctuations. Under the influence of the northeast monsoon over the coastal areas of Nha Trang, the retreat of shoreline is induced by the high waves, the concave shape is formed as well as a part of sandy beach with more than 180m in length disappear in a long time, about 4 months. Besides, the most severe erosion is occurring in the area near the hotel. The recovery of shoreline is followed by an extended period of shoreline retreat, it is most common during east-southeast monsoon when the waves are comparatively calm. These detailed values in one year of shoreline change could be applied for estimation of longshore sediment transport in the future.

## Acknowledgment

This study is supported by the protocol project "Study on hydrodynamic regime and sediment transport in estuarine and coastal zones of Nha Trang bay, Khanh Hoa province", under the co-operation between Ministry of Science and Technology (MOST), Vietnam and Institute of Research and Development (IRD), France. We wish to express our deep appreciation to Thuyloi University, Vietnam for their kindness in the provision images from camera monitoring.

### References

- Almar, R., Ranasinghe, R., Sénéchal, N., Bonneton, P., Roelvink, D., Bryan, K, R., Marieu, V., Parisot, J, P. (2012). Video-Based Detection of Shorelines at complex meso-marco tidal beaches. *Journal of Coastal Research. COAS*_49646, Vol. 28(5), pp.1040-1048.
- Almar, R., Lefebvre, J-P., Bonneton, N., Bonneton, P., Uu, D, V., Viet, N, T., Binh, L, T., Duc, N, V. (2014). Swash hydro-morphodynamics at a low-tide terrace beach during post-typhoon recovery period, Nha Trang bay, Vietnam. Proceedings of the 19th Congress of the Aisa and Pacific Division of the International Association of Hydraulic Engineering and Research.
- Birrien, F., Castelle, B., Dailloux, D., Marieu, V., Rihouey, D., Price, T. (2013). Video observation of megacusp evolution along high-energy engineered sandy beach: Anglet, SW France. *Proceedings 12th International Coastal Symposium, Journal of Coastal research*, No.65, pp.1727-1732, ISSN 0749-0208.
- Gegar, P., (2006). Protection from coastal erosion. *Proceedings of the Regional Technical Workshop*, pp.103-131.
- Inman, Douglas L., and Charles E.Nordstrom, Scripps Institute Oceanography, University California (1973). Sedimentation in Nha Trang Bay, South Vietnam.
- Nagai, K., Kono, S., Quang, D, X. 1998. Wave characteristics on the central coast of Vietnam in the South China sea. *Journal of Coastal Engineering. Vol.* 40(4), pp.347-366.
- Szczuciński, W., Jagodziński, R., Thanh, N, T., Kubicki, A., Stattegger, K. (2005). Sediment dynamics and hydrodynamics during low river discharge conditions in the Nha Trang Bay, Vietnam. *Meyniana* 57, pp.117-132, ISSN 0076-7689.
- Tung, T, T., Cat, V, M., Thanh, L, D. (2006). Conceptual model of seasonal opening/closure of tidal inlets and estuaries at the central coast, Vietnam. *Vietnam-Japan Estuary Workshop 2006*, pp.157-162.
- Viet, N, T., Duc, N, V., Hoang, V, C., Tanaka, H., Uu, D, V., Tung, T, T., Lefebvre, J, P., Almar, R. (2014). Investigation of erosion mechanism on Nha Trang coast, Vietnam. *Proceedings of the 19th Congress of the Aisa and Pacific Division of the International Association of Hydraulic Engineering and Research.*

## Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part I image analysis

## Nguyen Trung Viet¹, Vo Cong Hoang^{2,3} and Hitoshi Tanaka⁴

### Abstract

Severe erosion has been occurred on Cua Dai Beach, Hoi An City, Quang Nam Province which is located in the central part of Vietnam. The erosion has been getting more serious in recent years. In this study, the changes of morphology are presented through analysis of satellite images. Sandy beach has been eroded severely. The propagation to the north of sandy beach wedge toe can be observed. Tourist facilities such as hotel, embankment, etc. have significant influence to the evolution of surrounding morphology. The reduction of sediment supply from river due to the construction of reservoirs upstream and sand mining along the river or at the river mouth has been pointed out as the highly possible mechanism of erosion.

#### 1. Introduction

Hoi An is a city in the central part of Vietnam which is located about 600km on the north of Ho Chi Minh City. Its ancient town is UNESCO World Heritage site. Thu Bon River, which is one of the largest rivers in the central part of Vietnam, crosses this city and pours into the Pacific Ocean at the Cua Dai River mouth. In recent years, the erosion has been occurred severely on Cua Dai Beach which is located on the left side of the river mouth. That caused significant effect to the morphology, the tourism industry and the developing of this city.

Vietnam has the coastline of about 3260 km in length. The erosion of beach is commonly observed at places. However, there have been few studies on the erosion of coastal areas. Viet et al. (2014) present the mechanism of seasonal erosion of sandy beach on the right hand side of the Cai River mouth, in Nha Trang City, central Vietnam. Moreover, similar effect as groin in the coastal area of the hotel has been also presented in that study. Duc et al. (2012) analyze the evolvement and physical mechanism of the erosion at the estuary areas of Red River system, northern part of Vietnam. That is caused by the unequally distribution of river sediment. For the basin of Thu Bon River as well as Vu Gia River, there have been studies regarding to the flooding assessment, land use changes, environmental changes, etc (Nam et al,

2014; Loan and Umitsu, 2011). However, there have been lack studies for the estuary, and adjacent coasts.

Hence, in this study the morphological changes on Cua Dai Beach in recent years are investigated through the analysis of satellite images.

## 2. Study area and data collection

This study focuses on the beach of about 6km in length around the Cua Dai River mouth, Hoi An City, Quang Nam Province, Vietnam (Fig. 1). Thu Bon River has the average annual discharge of about 327m³/s and the length of about 152km. It pours into the Pacific Ocean at the Cua Dai River mouth, Hoi An City. The Vu Gia River has many tributaries. The length of this river is about 204km. Its mouth is located in Da Nang City where is about 30km on the north side from the Cua Dai River mouth. In the downstream area, there are connected rivers between these two



Fig. 1 Location map of study area

¹Associate Professor, Department of Civil Engineering, Thuyloi University, Hanoi, Vietnam

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

³ Lecturer, Department of Civil Engineering, Thuyloi University- 2nd Base, Ho Chi Minh City, Vietnam

⁴ Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

rivers, Quang Hue River and Vinh Dien River. Quang Hue River diverts apart of flow from the Vu Gia River into the Thu Bon River, whereas, Vinh Dien River diverts apart of flow back to Vu Gia River. Total catchment area of Vu Gia-Thu Bon River system basin is about 10,350km².

Satellite images, which are used in this study, are collected from Google Earth. The satellite images cover the period from 2004 to 2014. All collected images are re-rectified into WGS-84 (World Geodetic System – 84). The line, which is 122.06 degree to the north, is selected to be the baseline for the measurement of shoreline. The point, which has coordinates 215004.27 E and 1761422.52 N on WGS-84, is selected as the initial shoreline position (x=0m). Detected shoreline positions are extracted from rectified satellite images in every 20m in direction along the beach. They are not corrected to tidal level due to the lack of exact time of satellite image capturing.

### 3. Results and discussion

## (1) Morphological changes on Cua Dai Beach in recent years

Various coastal mapping techniques have been developed over the last decades. Moore (2000) synthesizes the existing information into a comprehensive guide to shoreline mapping. Elizabeth et al. (2005) give review on the shoreline definition and detection from images. More details about the image analysis technique, which is used in this study, can be found in Pradjoko and Tanaka (2010).

In this study, position of shoreline is extracted from satellite image. Satellite images of study area in recent years are shown in Fig. 2[(a), (b), (c) and (d)]. Detected shoreline positions, which are extracted from those images, are plotted in Fig. 2(d). Based on the specific characteristics of each sub-area, this study area is divided into four zones as below.

Zone 1 (x=7500-9200m) – The beach on the right side of river mouth

Zone 2 (x=5000-7500m) – The beach adjacent to the left side of river mouth



Fig. 2 Aerial photographs and detected shoreline positions of study area (Google Earth)(a) Nov 10, 2004; (b) Feb 8, 2011; (c) Apr 10, 2012; (d) Aerial photograph on Mar 1, 2014 and detected shoreline positions. (white arrow showing the location of sandy beach wedge toe at each time)



(b) Temporal variation of shoreline positions in Zone 1

Fig. 3 Detected shoreline positions and temporal variation of shoreline positions in Zone 1

Zone 3 (x=3000-5000m) – The beach on the left side of river mouth Zone 4 (x=0-3000m) – The beach on the left side of river mouth Morphological changes in each zone are presented as below.

## Zone 1 – The beach on the right side of the Cua Dai River mouth (x=7500-9200m)

Figures 3(a) and 3(b) show detected shoreline positions and temporal variation at transections of shoreline position of the beach on the right side of the Cua Dai River mouth, respectively. According those figures, shoreline position in this zone has been retreated about 500m in the period from 2004 to 2012. However, it has been stable after that, in the period from 2012 to 2014. In addition, it can be observed that the tip of this sandy coast is migrated to the south.

### Zone 2 – The beach adjacent to the left side of the Cua Dai River mouth (x=5000-7500m)

Figures 4(a) and 4(b) show detected shoreline positions and temporal variation at transections of shoreline position of the beach adjacent to the left side of the Cua Dai River mouth, respectively. Shoreline position in this zone has been retreated about 200m in the period from 2004 to 2014. The erosion in this zone has been occurred since a long time, and it has most serious erosion compared to other zones. The beach on the close side of river mouth has more significant erosion than the beach on the far side. The beach on the left side of Cua Dai River mouth is the famous place for tourist. Hence, since 2004, resort hotels have been constructed along this beach [Fig. 2(a)]. At that time, sandy beach was still remained in front the hotels. However, after the severe erosion these hotels are now locating protrusion into the seawater body, for instance, Sunrise Hoi An Beach Resort. The sandy beaches vicinity to this hotel are eroded severely. The hotel plays the role as groin in the coastal area. It is similar to the case of the hotel on Nha Trang Beach which reported by Viet et al. (2014). For the safety of tourism facilities in this area, some



Fig. 4 Detected shoreline positions and temporal variation of shoreline positions in Zone 2

parts of the beach have been protected by sheet pile seawall. At these locations, the erosion of the sandy beach on the back side of seawall due to overtopping waves is very serious. It caused collapsing of resort hotels. At the locations without protection of hard-structures, severe retreat of shoreline can be observed.

### Zone 3 – The beach on the left side of the Cua Dai River mouth (x=3000-5000m)

Zone 3 is adjacent to the north side of Zone 2. The right boundary of this zone is about 2500m to the left side of the Cua Dai River mouth. Detected shoreline positions and temporal variation at transections of shoreline position of the beach in this zone are presented in Figs. 5(a) and 5(b), respectively. The amplitude of beach erosion is decreasing from the right side to the left side in this zone. It is about 120m on the right, whereas about 30m on the left.

### Zone 4 – The beach on the left side of the Cua Dai River mouth (x=0-3000m)

Figures 6(a) and 6(b) show the detected shoreline position and temporal variation at transections of shoreline position of the beach in Zone 4. This zone is located adjacent to the north side of zone 3. Shoreline data in 2011 is not available for this zone. According to the results presented in Figs. 6(a) and 6(b), shoreline positions in this zone are rather stable. Only slightly advance of shoreline can be observed at some locations on the north side of the zone.

## (2) Movement to the north of sandy beach wedge toe

According to the satellite images analysis, very interesting results showing that the wedge toe of sandy beach on the left side of river mouth propagates to the north. Location of wedge toe at each time is represented by white vertical arrow in Fig. 2. In addition, according to the field observation data in December, 2014, the location of beach wedge toe is shifted about 900m toward to the north from the







(b) Temporal variation of shoreline positions in Zone 4

Fig. 6 Detected shoreline positions and temporal variation of shoreline positions in Zone 4

location of wedge toe in the beginning of March, 2014. Shoreline was retreated about 30m in this period. The movement of sandy beach wedge toe is also one of the indicators of the reduction of the sediment supply to river mouth area.

## (3) Highly possible mechanism of severe erosion on Cua Dai Beach

Thu Bon River is ranked fourth in Vietnam for potential hydropower generation capacity after the Da, Dong Nai and Se San river systems. In responding to the highly energy demand on fast economic growing in the past decade, several hydropower reservoirs have been constructed in the upstream of Thu Bon River. In addition, reservoirs have been also constructed for irrigated and flooding storage purposes. The operation of these reservoirs can interrupt the sediment movement in the river flow. Besides the reduction of sediment to the downstream induced by the construction of reservoirs, the sand mining from river channels also can reduce the sediment supply to the downstream. This activity is commonly observed along Thu Bon River (ICEM, 2008). Due to the effect to the transportation of fishing boats, the dredging sediment deposition at the river mouth area is conducted frequently. All above actions can remarkably reduce amount of sediment supply to the river mouth area. Thus, the reduction of sediment supply could be the highly possible mechanism of erosion of the Cua Dai Beach. The reduction amount and more details on the mechanism of erosion of shoreline will be discussed in Part II of this study (Hoang et al., 2015).

It is noted that, the highly erosion mechanism mentioned above is presented based on quite general information and past experiences. Hence, in order to obtain proper mechanism of the erosion, more data such as wave, bathymetry, water level, etc. are required to acquire and further analysis need to be done.

## 4. Conclusions

This study has investigated the changes of morphology on Cua Dai Beach. Shoreline has been retreated severely in recent years. The erosion of sandy beach is more severe in the zones which are closer to the river mouth. Coastal structures have significant influences to adjacent beaches. The wedge toe of sandy beach on the left side of river mouth propagates to the north. Highly possible erosion mechanism of the Cua Dai Beach has been presented. The reduction of sediment supply from river is considered as the highly possible mechanism of erosion. Details in the sediment reduction amount and the erosion phenomenon induced by the reduction of sediment will be presented in Part II of this study (Hoang et al., 2015).

### References

Duc, D. M., Nhuan, M. T. & Ngoi, C. V. (2012). An analysis of coastal erosion in the tropical rapid accretion delta of the Red River, Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences, Vol.* 43(1), pp. 98-109.

- Elizabeth, H. B. & Ian, L. T. (2005). Shoreline definition and detection: A review. Journal of Coastal Research, Vol. 21(4), pp. 688-703.
- Hoang, V. C., Viet, N. T. & Tanaka, H. (2015). Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part II theoritecal analysis. *Journal of Natural Disaster Science, Vol. 51 (in press)*.
- Loan, H. T. K. & Umitsu, M. (2011). Micro-landform classification and flood hazard assessment of the Thu Bon alluvial plain, central Vietnam via an integrated method utilizing remotely sensed data. *Applied Geography, Vol. 31*(3), pp. 1082-1093.
- Moore, L. J. (2000). Shoreline mapping techniques. Journal of Coastal Research, Vol. 16(1), pp. 111-124.
- Nam, D. H., Mai, D. T., Udo, K. & Mano, A. (2014). Short-term flood inundation prediction using hydrologic-hydraulic models forced with downscaled rainfall from global NWP. *Hydrological Processes, Vol.* 28(24), pp. 5844-5859.
- Pradjoko, E. & Tanaka, H. (2010). Aerial photograph of Sendai Coast for shoreline behavior analysis. *Proceedings of 32nd International Conference on Coastal Engineering.*
- Viet, N. T., Duc, N. V., Hoang, V. C., Tanaka, H., Uu, D. V., Tung, T. T., Lefebvre, J. P. and Almar, R. (2014). Investigation of erosion mechanism on Nha Trang Coast, Vietnam. *Proceedings of the 19th IAHR-APD Congress*.

# Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part II theoretical analysis

## Vo Cong Hoang^{1,2}, Nguyen Trung Viet³ and Hitoshi Tanaka⁴

## Abstract

In the past decade, severe erosion has been occurred on Cua Dai Beach, Hoi An City, Quang Nam Province which is located in the central part of Vietnam. The highly possible mechanism of this erosion is the reduction of sediment supply from river. There are several factors causing that reduction such as the construction of irrigated and hydropower reservoirs, and sand mining along the river or at the river mouth area. The formation process of river delta from river sediment and the erosion regarding to the reduction of sediment supply are presented through the analytical solutions of one-line model. The reduction amount of sediment supply is discussed. The erosion propagating of sandy beach is reproduced. The prediction for future recovery when the amount of sediment recovered to the amount before the reduction is also conducted.

### 1. Introduction

Cua Dai Beach and the ancient town play very important roles in the economic development of Hoi An City and Quang Nam Province, Vietnam. However, severe erosion of Cua Dai Beach in recent years has caused significant changes of the morphology. That affects to the tourism and raises safety concern of local people. Viet et al. (2015) present the erosion happing on this beach in recent years. The highly possible mechanism of this erosion is regarding to the reduction of sediment supply from river. The reduction can be related to several reasons such as the construction of irrigated and hydropower reservoirs and sand mining along the river or at river mouth area.

The formation of river delta from river sediment has been investigated by many researchers. Komar (1973) studies the equilibrium form of a cuspate river delta through application of numerical computer simulation models. Ashton and Murray (2006) utilize one-line model and includes a simplified representation of barrier overwash to examine the high-wave-angle instability on the evolution of wave-dominated deltas. For the past decades, the erosion of river delta coast regarding to the reduction

sediment supply has been also topics for many studies worldwide. Huang (2011), Miyahara et al. (2010) present the erosion of Tenryu River Delta Coast in Japan after the construction of reservoirs upstream. Andredaki et al. (2014) discuss on the erosion of shoreline adjacent to the Nestos River mouth, in Greece due to the reduction of river sediment after the construction of big reservoirs upstream in the 2000s.

In Vietnam, in the past decades, in order to respond to the high demand of power on the fast economic growing, there have been several hydropower dams constructed in the upstream of rivers. Vu Gia-Thu Bon River system is the fourth potential power river in Vietnam. Besides irrigated dams, there are several small and large hydropower dams have been constructed in the upstream of Thu Bon River (ICEM, 2008). Hence, it is necessary to study how the erosion is occurring due to the reduction of sediment and the possible recovery if the sediment supply





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

² Lecturer, Department of Civil Engineering, Thuyloi University- 2nd Base, Ho Chi Minh City, Vietnam

³ Associate Professor, Department of Civil Engineering, Thuyloi University, Hanoi, Vietnam

⁴ Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

recovered. This study attempts to present the theoretical analysis of the erosion occurred on Cua Dai Beach and the possible recovery through the analytical solutions of one-line model.

## 2. Study area and data collection

This study focuses on the beaches adjacent to Cua Dai River mouth, Hoi An City, Quang Nam Province, Vietnam (Fig. 1). Cua Dai is the name of river mouth where Thu Bon River pours into the Pacific Ocean. Thu Bon River has the length of 152km, the basin area of 4100km². Average annual discharge of Thu Bon River is about 327m³/s. There is Vu Gia River basin which is next to the north side of Thu Bon River basin. There are two small rivers connecting and exchanging water between these two rivers. They are Quang Hue River and Vinh Dien River which are located about 30km and 20km upstream from the Cua Dai River mouth, respectively. Quang Hue River diverts apart of flow from Vu Gia River to Thu Bon River, and Vinh Dien River returns apart of flow back to Vu Gia River. Thus, Vu Gia River and Thu Bon River are commonly considered as a river system.

Detected shoreline positions are extracted from satellite images which are collected from Google Earth. Detailed analysis and results have been presented in Part I of this study (Viet et al., 2015).

### 3. Results and discussion

## (1) Annual sediment yield of Thu Bon River and reduction amount

Sediment supply from river basin to river mouth area is the sediment source for the advancement of river delta shoreline. In the case of Thu Bon River, the sediment yield per square kilometer basin area per year is about 146m³/km²/year (ICEM, 2008). This value is adopted from Vu Gia River which has similar geographical features with Thu Bon River. According to that data, the total sediment yield per year from the basin of Thu Bon River is obtained as about 600,000m³/year. This value is assumed to be constant over the years before the reduction, and utilized for the computation in the next parts.

The reduction of sediment supply to river mouth area can be related to several factors such as the construction of reservoir in the upstream, or the sand mining along the river, or the dredging sediment deposition at river mouth area. These factors have been observed in the Thu Bon basin and at the Dai River mouth area. As several hydropower reservoirs have been constructed in the upstream. Hence, it could be the main factor to reduce the sediment supply to the downstream. However, in order to obtain the high accuracy about how much contribution from each factor, it needs to conduct more study and more data also need to acquire. In this study, only the reduction amount is concerned. The reduction of sediment can be varied from around 25% (Miyahara et al., 2010) to around 85% (Andredaki et al., 2014) of the total sediment yield. In this study, the reduction amount is considered about 60% (reduction rate, R=0.6). This value is roughly selected based on past experiences, further investigation need to be done in order to obtain more accurate value.

## (2) Formation of the Thu Bon River Delta

Figure 2 shows the morphology of the Thu Bon River Delta. The delta is formed when sediment from Thu Bon River deposits at the river mouth area. That formation process has been being occurring continuously over several centuries. The deposition of the sediment makes the advancement river delta



Fig. 2 Morphology of the Cua Dai River delta

shoreline. The length of the advancement over the past several centuries is roughly estimated as in Fig. 2 (L=2900m). During the formation process, sediment is transported from river mouth to both sides. In this case the longshore sediment transport is predominant. Hence, it can be described by one-line model. Governing equation of one-line model can be simplified as diffusion equation, Eq. (1), based on the following simplifications. The angle of wave breaking crests to local shoreline is supposed to be small, and breaking wave height is assumed to be constant along the coast.

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \tag{1}$$

where x is the space coordinate along the axis normal to the trend of river; y is the shoreline position; t is the time;  $\varepsilon$  is the diffusion coefficient

Analytical solution of one-line model for the case of river delta formation is given by Larson et al. (1987) as Eq. (2). In this case, river mouth acts as a point source, and is assumed locating at x=0m.

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

where  $q_0$  is the steady sediment discharge from river; *D* is the total of depth of closure and height of berm  $(D=D_C+D_B)$ . In applying to the case of Thu Bon river, values of  $\varepsilon$ ,  $q_0$ ,  $D_C$  and  $D_B$  are to be assumed of  $340m^2/day$ ,  $600,000m^3/year$ , 5m and 3m, respectively. Values of these parameters are adopted from other study area which has similar features. Thus, it is requested that the accurate values of these parameters of this study area for future study need to be estimated.



Fig. 4 Temporal variation of simulated shoreline positions in the formation of the Thu Bon River Delta

Figure 3 shows the simulated results of Thu Bon River Delta developing. The sediment from river mouth is transported to the beach on both sides; hence the shoreline is gradually advanced. Fig. 4 shows the temporal variation of shoreline positions at several transections on the left side. According to those results, the formation time of the Thu Bon River Delta is considered as about 600 years.

## (3) Shoreline retreat induced by the reduction of sediment supply from river

The reduction of sediment supply from river is considered as the factor causing the erosion of shoreline of river delta coast. From the results of latter part, the reduction is considered starting after the time  $t_1 = 600$ years of delta formation. Eq. (3) is the analytical solution of one-line model describing the evolution of shoreline when the reduction of sediment happening  $(t > t_1)$ . It is the combination of Eq. (2), which describes the evolution of shoreline when  $t \le t_1$ , and the term representing for the reduction of sediment (the term in parenthesis in Eq. (3)). Since Eq. (1) is linear, thus the combination of Eq. (2) and the reduction term, Eq. (3), is also a solution.

$$\mathbf{y}(x,t) = \frac{q_0}{D} \sqrt{\frac{t}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/(4\varepsilon t)} - \frac{q_0}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \operatorname{erfc} \frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon t}} - \left(\frac{q_0 R}{D} \sqrt{\frac{t-t_1}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/[4\varepsilon(t-t_1)]} - \frac{q_0 R}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \operatorname{erfc} \frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon(t-t_1)}}\right)$$
(3)



Viet et al. (2015) indicate that structures such as hotels and sheet pile seawall which were constructed

Fig. 5 Simulating the erosion of shoreline of Thu Bon River Delta induced by the reduction river sediment supply



Fig. 6 Temporal variation of simulated shoreline positions of Thu Bon River Delta when occurring reduction of river sediment supply

along the beach, have influence on the surrounding morphology. Nevertheless, in this computation that influence is not taken into account.

Figures 5 and 6 show the evolution and the temporal variation at transections of river delta coast shoreline after a certain amount of sediment supply from river reduced, respectively. These results indicate that the erosion is most severe on the beach near the river mouth. It is reduced on the beach located farther from the river mouth. In addition, the deposing of sediment causing the advancement of shoreline can be observed on the beach far from the river mouth. The results discussed above are agreement with results of shoreline evolution from Viet et al. (2015).

# (4) Shoreline advance when sediment supply from river recovery back to the condition before the reduction

Results in the previous parts indicate that the erosion of shoreline of Thu Bon River Delta Coast can be explained by the reduction of sediment supply from river. However, after some time when the solutions or policies have been applied and taken effect, the sediment supply from river can be recovered. Ideally case in this situation is the case which sediment supply recovers back to the condition before the reduction. It is assumed that the recovery back to the condition before the reduction takes place after 30 years of reduction ( $t_2$ =630years). The evolution of shoreline position of river delta coast when the sediment supply recovered ( $t > t_3$ ) can be described by the analytical solution of one-line model as Eq. (4). It is noted that the evolution of shoreline positions when  $t \le t_1$  and  $t_1 \le t \le t_2$  are described by Eqs. (2) and (3), respectively.



Fig. 7 Simulating the advance of shoreline of Thu Bon River Delta after river sediment supply recovering to the condition before the reduction



Fig. 8 Temporal variation of simulated shoreline positions of shoreline of Thu Bon River Delta after river sediment supply recovering to the condition before the reduction

$$y(x,t) = \frac{q_0}{D} \sqrt{\frac{t}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/(4\varepsilon t)} - \frac{q_0}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \operatorname{erfc} \frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon t}} - \left(\frac{q_0 R}{D} \sqrt{\frac{t-t_1}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/[4\varepsilon(t-t_1)]} - \frac{q_0 R}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \operatorname{erfc} \frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon(t-t_1)}}\right) + \left(\frac{q_0 R}{D} \sqrt{\frac{t-t_2}{\pi\varepsilon}} e^{-x^2/[4\varepsilon(t-t_2)]} - \frac{q_0 R}{D} \frac{|x|}{2\varepsilon} \operatorname{erfc} \frac{|x|}{2\sqrt{\varepsilon(t-t_2)}}\right)$$
(4)

Figure 7 shows the simulated result of shoreline positions of Thu Bon River Delta Coast when sediment supply recovered to the condition before the reduction. According to those results, shoreline is advanced again after the retreat due to the reduction of sediment supply.

Figure 8 shows the temporal variation of shoreline position at several transections. Evolution of shoreline near river mouth shows clearly the retreat in the period of sediment reduction and the recovery after the amount sediment supply get back to the previous condition. Whereas, shoreline on the beach farther side of river mouth get weaker erosion effect during the reduction period, and also shows weaker recovery. In contrast, shoreline position, which is far enough from the river mouth, e.g., x=-7000m, is advance in the reduction and recovery periods. That advancement even is accelerated in the reduction period due to the deposition of sediment which is transported from erosion area at the river mouth.

### 4. Conclusions

This study has made discussion on theory of the erosion of shoreline around the Cua Dai River mouth, Hoi An City, Vietnam. The amount of sediment supply from Thu Bon River is discussed. The formation of Thu Bon River Delta is reproduced through the analytical solutions of one-line model. The erosion mechanism owing to the reduction of sediment supply from river is presented based on analytical solution of one-line model. Moreover, it also simulates the recovery of river delta coast after the recovery of sediment supply. In this study, there are some parameters and data such as diffusion coefficient, depth of closure, annual sediment yield, sediment reduction amount, etc. are assumed quantitatively, however the simulated results of shoreline evolution is agreement with the measured data of shoreline change. For future study, the investigation on these parameters and data for this study area need to be done in order to obtain more details on the mechanism of the erosion.

### References

- Andredaki, M., Georgoulas, A., Hrissanthou, V. & Kotsovinos, N. (2014). Assessment of reservoir sedimentation effect on coastal erosion in the case of Nestos River, Greece. *International Journal of Sediment Research, Vol. 29*(1), pp. 34-48.
- Ashton, A. & Murray, B. (2006). Delta simulations using a one-line model coupled with overwash *Coastal Dynamics 2005*. American Society of Civil Engineers.
- Huang, G. (2011). Time lag between reduction of sediment supply and coastal erosion. *International Journal of Sediment Research, Vol. 26*(1), pp. 27-35.
- ICEM. (2008). Strategic environmental assessment of the Quang Nam Province hydropower plan for the Vu Gia-Thu Bon River Basin. *Prepared for the ADB, MONRE, MOITT & EVN, Hanoi, Viet Nam.*
- Komar, P. D. (1973). Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society of America Bulletin, Vol. 84*, pp. 2217-2226.
- Larson, M., Hanson, H. & 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.
- Miyahara, S., Uda, T., Furuike, K. Serizawa, M., San-nami, T. & Ishikawa, T. (2010). Effect of sand bypassing at Sakuma Dam in Tenryu River as a measure against erosion of Tenryu River Delta Coast. *Proceedings of 32nd International Conference on Coastal Engineering*.
- Viet, N. T., Hoang, V. C. & Tanaka, H. (2015). Morphological change on Cua Dai Beach, Vietnam: Part I image analysis. *Journal of Natural Disaster Science, Vol. 51 (in press)*.

## Analysis on morphological recovery of tsunami-induced concave shoreline

## Vo Cong Hoang¹, Hitoshi Tanaka² and Yuta Mitobe³

## Abstract

The 2011 tsunami caused concave shoreline around the Nanakita River mouth area, Sendai Coast, Miyagi Prefecture, Japan. The recovery process of morphology in this area is much depended on the longshore sediment which is transported from adjacent sandy coasts. Coastal structures on both sides of the concave portion are considered as rigid boundaries, and have significant influence on the evolution of shoreline. Analytical solutions of one-line model, which describe the evolution of shoreline around the concave portion in cases without and with rigid boundaries, have been discussed. The obstruction to the shoreline evolution is revealed through the analysis of analytical solutions. Results show that dimensionless recovery time from two solutions is asymptotic when the ratio of concave width to the total length of sandy coasts bounded by two rigid boundaries is small. Analytical solution of one-line model for estimating the area of sand deposition in the concave portion is introduced.

## 1. Introduction

Concave shoreline at river mouth areas is the common morphology observed right after the 2011 tsunami. It was formed after the flushing of river mouth sand spit and the eroding of sand barrier adjacent to the river mouth by the tsunami (Tanaka et al., 2012). The recovery process of this kind of morphology has been presented by Hoang et al. (2015). In that study, the evolution of shoreline positions after the tsunami at the Nanakita River mouth and the Akaiko Breaching areas has been reported. Analytical solution of one-line model, which describes the evolution of shoreline in case without rigid boundaries on both sides of the concave portion, is given by Larson et al. (1987). Moreover, an analytical solution of one-line model describing the evolution of concave shoreline on the coast bounded by rigid boundaries has been introduced by Hoang et al. (2015). Dimensionless recovery time of morphology, which is depended on the ratio of total length of adjacent sandy coast to the concave width,

has been presented. However, the correlation between these solutions hasn't been discussed yet. Moreover, the obstruction of rigid boundaries such as jetty, breakwater on the evolution of shoreline hasn't been discussed clearly.

During the recovery process, longshore sediment is transported into the concave portion. This sediment is supplied from the adjacent sandy coasts. Volume of sediment transported into the concave portion in corresponding to elapsed time is necessary to evaluate. This theory is important not only for coastal management but also for the engineering. It can be applied in the field of beach nourishment. Dean (2003) mentions that the evolution of shoreline position on the beach nourishment in case of pocket beach is not important, because the final equilibrium state is known in advanced. However, knowing the volume of sediment remained after a certain time of nourishment is important and useful.

Hence, this study would like to discuss





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

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

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

further on analytical solutions for the recovery process of concave shoreline formed after the tsunami, and estimate the volume of sediment deposition in the concave portion through the analytical solution of one-line model.

### 2. Study area and data collection

This study focuses on area around the Nanakita River mouth which is located on the northern part of Sendai Coast, Miyagi Prefecture, Japan (Fig. 1). There are a long breakwater of Sendai Port at north and drainage of waste water treatment plant at south. These structures are considered as rigid boundaries.

In addition, the Akaiko Breaching, which is located approximately 16.5km south of the Nanakita River mouth, is also taken as the study area. This breaching was formed by the tsunami at the location of an old river mouth. Although this area was not river mouth strictly, this breaching was temporarily playing the geographical features as a river mouth after the tsunami.

Aerial photographs of study area have been taken frequently in every one or two month since 1990. All raw aerial photographs are georeferenced to the World Geodetic System (WGS-84). In addition, aerial photographs of the Akaiko Breaching were collected from Geospatial Information Authority of Japan (GSI) and Google Earth.

## 3. Results and discussion

## (1) Morphological recovery after the tsunami

Aerial photographs in Fig. 2 show the recovery of morphology at the Nanakita River mouth area. Before the tsunami, shoreline on both sides of the Nanakita River mouth is in dynamic equilibrium (Pradjoko and Tanaka, 2010). Morphology in this area was severely damaged by the tsunami. The concave shoreline can be observed after the tsunami [Fig. 2(b)]. The width of concave poriton is about 1km. There is sufficient sediment supply from adjacent sandy coasts, the recovery of this concave area was quite fast. The dimensionless recovery time has been presented depending on the ratio of total length of adjacent sandy coasts to the concave width (Hoang et al., 2015). The closure of the Nanakita River mouth was observed in September 2011 [Fig. 2(d)]. Aerial photographs in Fig. 3 show the



(a) Mar 6, 2011



(c) Apr 6, 2011

Fig. 2 Morphological recovery at the Nanakita River mouth after the tsunami



(d) Sep 7, 2011



(e) Apr 8, 2012

Fig. 2 Continued



(e) Apr 10, 2012

Fig. 3 Morphological recovery at the Akaiko Breaching after the tsunami

recovery process of morphology at the Akaiko Breaching. The breaching was induced by the tsunami at the old river mouth location. The width of concave portion is more than 100m. The recovery time in this area is shorter than at the Nanakita River mouth area.

## (2) Analysis on analytical solution describing the evolution of concave shoreline

During the recovery of morphology, sediment on adjacent sandy coasts is transported to the concave portion. In this case the longshore sediment is predominant, thus, the evolution of shoreline can be described by one-line model. Governing equation of one-line model can be simplified as diffusion equation, Eq. (1), based on following simplifications. The angle of wave breaking crests to local shoreline is supposed to be small, and breaking wave height is assumed to be constant along the coast.

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \tag{1}$$

where x and y are the coordinates which are defined as in Fig. 4; t is the time;  $\varepsilon$  is the diffusion coefficient.



Fig. 4 Schematic diagram of bounded rectangular beach cut

The evolution of shoreline position around the concave portion can be described by analytical solution of one-line model. Larson et al. (1987) and Hoang et al. (2015) introduce solutions for cases without and with rigid boundaries at both ends as Eqs. (2) and (3), respectively.

$$y = \frac{1}{2} Y_0 \left[ \operatorname{erfc} \left( \frac{B - 2x}{4\sqrt{\varepsilon t}} \right) + \operatorname{erfc} \left( \frac{B + 2x}{4\sqrt{\varepsilon t}} \right) \right]$$
(2)

$$y = Y_0 \left[ 1 - \frac{B}{L} - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin \frac{n\pi B}{L} \exp\left(-\frac{4\varepsilon n^2 \pi^2 t}{L^2}\right) \cos \frac{2n\pi x}{L} \right]$$
(3)

where  $Y_0$  is the cross-shore distance of beach cut region from the initial shoreline. This distance is estimated based on the actual condition of shoreline right after the tsunami; *erfc* is the complementary error function; *B* is the width of concave portion; *L* is the total length of sandy coast bounded by two rigid boundaries.

Eqs. (2) and (3) are expressed in dimensionless form as Eqs. (4) and (5), respectively.

$$y^* = \frac{1}{2} \left[ \operatorname{erfc}\left(\frac{1-2x^*}{4\sqrt{t^*}}\right) + \operatorname{erfc}\left(\frac{1+2x^*}{4\sqrt{t^*}}\right) \right]$$
(4)

$$y^{*} = 1 - B^{*} - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \operatorname{sinn} \pi B^{*} \exp\left(-4n^{2} \pi^{2} t^{*} B^{*2}\right) \cos 2n \pi x^{*} B^{*}$$
(5)

where the dimensionless parameters are defined as follows.

$$y^* = \frac{y}{Y_0} \tag{6}$$

$$x^* = \frac{x}{B} \tag{7}$$

$$t^* = \frac{\varepsilon t}{B^2} \tag{8}$$

$$B^* = \frac{B}{L} \tag{9}$$

The recovery time,  $T_{E_1}$  is defined to be the time when shoreline position at central line (*x*=0m) becomes 99% of the equilibrium shoreline position. The equilibrium shoreline positions of cases without and with rigid boundaries are  $Y_0$  and  $Y_1$ , respectively. Value of  $Y_1$  is obtained from the Eq. (10).

$$Y_1 = \frac{Y_0(L-B)}{L}$$
(10)

By utilizing Eqs. (4) and (5) and above conditions, relationship between the dimensionless concave width



Fig. 5 Relationship between  $T_E^*$  and B/L

and the dimensionless recovery time of two solutions is given by the following equations.

$$0.99 = \operatorname{erfc}\left(\frac{1}{4\sqrt{T_E^*}}\right) \tag{11}$$

$$0.99(1-B^*) = 1-B^* - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \operatorname{sinn} \pi B^* \exp\left(-4n^2 \pi^2 T_E^* B^{*2}\right)$$
(12)

where the dimensionless recovery time is defined as follows.

$$T_E^* = \frac{\varepsilon T_E}{B^2} \tag{13}$$

In this study, the dimensionless parameters  $x^*$ ,  $t^*$ ,  $B^*$  and  $T_E^*$  are defined in different way compared to Hoang et al. (2015).

Figure 5 shows the relationship between the ratio of concave width to the length of the coast bounded by rigid boundaries (B/L) with the dimensionless recovery time. The dimensionless recovery time, which is obtained from the solution for the case without rigid boundaries, is always constant, whereas, the dimensionless recovery time is getting smaller when B/L value is getting larger in the case of solution with rigid boundaries. However, the recovery time obtained from these solutions is asymptotic when the ratio of B/L is rather small. It is common to observe in the beach nourishment that fixed boundaries are constructed on both sides of the nourishment area to prevent the leaving out of sediment. Thus, results in Fig. 5 are also valid for this case.

### (3) Sediment movement into the concave portion

The volume of sediment, which is transported into the concave portion, can be obtained by multiplication the area of sand deposition and the depth of closure. The area of sand deposition,  $A_D$ , is the area on the concave portion plane where sediment has been deposited. Equations for estimating the area of sand deposition for the case with rigid boundaries is given as the following equation.

$$A_D = 2Y_0 \frac{L}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \sin^2 \frac{n\pi B}{L} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{4\varepsilon n^2 \pi^2 t}{L^2}\right) \right]$$
(14)

The concave shoreline at the Nanakita River mouth (Case 1) and the Akaiko Breaching (Case 2) areas are typical cases of concave shorelines after the tsunami. Eq. (14) is utilized for these cases. The values of *B*,  $Y_0$ , *L* and  $\varepsilon$  for these cases are 1040m, 68m, 2350m, 320m²/day and 120m, 270m, 1600m, 340m²/day, respectively.



Fig. 6 Evolution of the area of sand deposition in the concave portion at the Nanakita River

#### mouth and the Akaiko Breaching areas

On the other hand, the area of sand deposition when shoreline position getting equilibrium state for the case with rigid boundaries is given as the following equation.

$$A_E = \frac{Y_0(L-B)}{L}B \tag{15}$$

Figure 6 shows the simulated results of the area of sand deposition corresponding to elapsed time for Case 1 and Case 2. In the early period, the area of sand deposition is increasing. When increasing time, it approaches the equilibrium area of sand deposition ( $A_E$ ). The area of sand deposition of Case 1 is larger than Case 2.

It is interested to note that, by changing the side of  $Y_0$ , Eq. (14) can estimate the area (or volume) of sand remaining after a certain time of beach nourishment.

### 4. Conclusions

This study has discussed on the analytical solutions of one-line model which describe the evolution of shoreline around the concave portion in case without and with rigid boundaries. The dimensionless recovery times obtained from analytical solutions of one-line model for the cases without and with rigid boundaries are asymptotic when the ratio of B/L is small. An equation for estimating the area (or volume) of sand deposition in the concave portion is introduced. This is very important not only for researching but also for engineering. Simulated results of the area of sand deposition corresponding to elapsed time on cases of the Nanakita River mouth and the Akaiko Breaching areas are presented.

## References

Dean, R. (2003). Beach nourishment - theory and practice, World Scientific.

- Hoang, V. C., Tanaka, H. & Mitobe, Y. (2015). Theoretical study on the recovery process of the concave landform after the tsunami, *Journal of JSCE, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)*, Vol. 59, (in printing).
- Larson, M., Hanson, H. & 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.
- Pradjoko, E. & Tanaka, H. (2010). Aerial photograph of Sendai Coast for shoreline behavior analysis. Proceedings of 32nd International Conference on Coastal Engineering.
- Tanaka, H., Tinh, N. X., Umeda, M., Hirao, R., Pradjoko, E. Mano, A. & Udo, K. (2012). Coastal and estuarine morphology changes induced by the 2011 Great East Japan earthquake tsunami, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 54(1), (25 pages).

## Pre- and post- tsunami morphology changes on Kodanohama Beach

Hoang Dong Hai¹, Yuta Mitobe², Vo Cong Hoang³, Nguyen Trung Viet⁴ and Hitoshi Tanaka⁵

## Abstract

Kodanohama Beach is a famous sightseeing and tourism spot on Oshima Island, Kessennuma City, Miyagi prefecture, Japan. The Tsunami in 2011 caused severe erosion on it. This beach located in a closed area with very little or no sediment supplies hence its recovery processes are expected to be different from that of other sandy beaches. The purposes of this study are: investigating the behaviors of the shoreline of Kodanohama Beach before and after the 2011 tsunami, discussing about these behaviors by analyzing the aerial photographs taken in this area. The results obtained show that morphology of this pocket beach was mainly influenced by the constructions of the port and the breakwater before the catastrophic tsunami in 2011. After being hit by the tsunami, severe erosions on the beach could be clearly observed. At some points, the erosion was so severe that the shoreline retreated close to the position of the dyke. The period from the tsunami event to present day, the beach has showed recoveries but doesn't reach the shoreline position before the tsunami.

## 1. Introduction

Kodanohama Beach is a sandy pocket beach (According to MacLennan et al. (2011) pocket beach is defined as a beach that is contained between two bedrock headlands that essentially function as a closed system in term of littoral sediment transport) located on Oshima Island, off shores from Kessennuma City, Miyagi Prefecture, Japan (Fig. 1). This beach is about 500 m in length, facing the Pacific Ocean. In the North part of the beach, from left to right are the port and the breakwater. The South part of the beach is adjacent to the bedrock headland. There is a sea-dyke built along the sandy coast.

Before the tsunami, the harbor and the breakwater were constructed in the area. The roles of these structures on the morphological changes of Kodanohama Beach in this period will be discussed in the following chapters in this study.

## On 11th March 2011, a huge earthquake of



Fig. 1 Study area

magnitude 9.0 occurred off the coast of Japan, resulted in an enormous tsunami which the maximum wave height reached 39.7 m (Mori et al., 2012). This extreme event caused a significant number of beaches in the coastal areas in Japan to harshly erode. Kodanohama Beach was not an exception. The Great East Japan Earthquake and Tsunami totally changed the morphology of Kodanohama Beach. The erosion could be easily witnessed.

Many researches have been conducted on morphological changes and recoveries of coastal and estuarine areas after disasters. Liew et al. (2010) and Choowong et al. (2009) studied about the damages and recovery processes in the coastal areas of Thailand using aerial images after the 2004 Indian Ocean Tsunami. Tanaka et al. (2014), Mitobe et al. (2013), Udo et al. (2012), Tanaka et al. (2012) and Tappin et al. (2012), Hoang et al. (2013), etc., conducted researches about the recoveries of coasts and estuaries in Japan after the 2011 Tsunami utilizing aerial photographs. In these studies, researchers investigated the recovery processes in long sandy beach with river mouths as sediments supplies. There are few

¹ Undergraduate Student, Water Resources University, Ha Noi, Viet Nam

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

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

⁴ Associate Professor, Water Resources University, Ha Noi, Viet Nam

⁵ Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

researches about the recovery processes in small pocket beach with no or little sediment supplies. Therefore this study aims to investigate the recoveries of this pocket beach after the tsunami event (2011-2014) along with its long-term morphological changes before the tsunami (1966-2001) and how these changes were influenced by the harbor and the breakwater by analyzing aerial photographs taken in this area by airplanes and satellites.

### 2. Data collection and analysis

This study utilizes aerial photographs taken by airplanes and satellites from 2 main sources: GSI (Geospatial Information Authority of Japan) and Google Earth. Google Earth provides images taken in 13 March 2011, 2 day after the tsunami, and a variety of photos taken in different time of the year 2011, 2012 and 2014. In order to investigate the behaviors of shoreline of Kodanohama Beach before the tsunami event and to have more data in the period after this catastrophe, this study also uses images from GSI which provides photographs taken in 1966, 1967, 1977, 1978, 1981, 2000, 2001, 2011 and 2013.

Collected images were rectified to the same coordinate system using a set of 55 Ground Control Points (GCPs). GCPs were selected in approximately the same elevation and close to the sea level. Due to the images qualities, the visibilities of the features of the beach in different times etc., some aerial photographs may use more or less than 55 GCPs. All the photographs collected from Google Earth and GSI haven't been justified for the tidal level due to the lack information of exact time of taking.



Fig. 2 Rectification and shoreline detection processes

The beach is divided into 3 sections. In each section, one baseline is chosen such that it is nearly parallel to the shorelines to minimize the errors when plotting temporal variation of shoreline positions. The baseline of each section is oriented an angle  $\alpha$  clockwise from the North. In section 1  $\alpha$  equals 151°. In section 2  $\alpha$  is 182° and in section 3  $\alpha$  equals 24° (Fig. 2). Shoreline can be defined as the physical interface between land and sea (Boak and Tunner, 2005). Shoreline positions ys(x,t) were extracted every 5m with respect to the baselines in each section (Fig. 2).

## 3. Results and discussions

### 3.1 Morphology changes before the tsunami (1966-2001)

As a pocket beach, located in a geographically closed area (Fig. 1), the morphology of Kodanohama Beach is predicted to be stable with time. Nonetheless the temporal variations of shoreline positions in this period show that the shoreline positions weren't stable. (Fig. 3) shows the evolution of shoreline position in this period. As we can see, from 30th August 1966 to 9th October 1967, it retreated in all sections. From 9th October 1967 to 18th October 1977, it generally advanced. From 3rd October 1978 to 24th June 1981, the shoreline accreted in section 2 and section 3 and forwarded in section 1. From 1981





Fig. 3 temporal variations of shoreline positions before tsunami

As can be seen from Fig. 3, the shoreline position in section 1 changed more dramatically than shoreline position in section 3. In section 1 the maximum amplitude of ys(x,t) is approximately 25 m while in section 3 the maximum amplitude is only 10 m. There are many factors that may cause the phenomenon. One of the possible causes can be the constructions and extensions of the harbor and the breakwater. Wave direction is also needed to take into account.

## 3.2 Morphological changes under the influence of the harbor and the break water.

From 9th October 1967 to 18th October 1977, the breakwater was constructed (Fig. 1, Red square). In the same period, the shoreline was almost the same in section 1, retreated in and 3 and advanced in



Fig. 4 Rectified images with shoreline positions before tsunami

section 2 (Fig. 4a). From 3rd October 1978 to 24th June 1981, the breakwater was extended and the part of the harbor was built (Fig. 1, Blue squares). In the same period, it can be observed that the shoreline advanced in section 1 and retreated in section 3 (Fig. 4b). The similar phenomenon was pointed out in Tanaka and Srivihok (2004); Tanaka (1983) and Uda (2010). From 24th June 1981 to 31th October 2000, the harbor was extended to its current size (Fig. 1, Green square). At the same time, it can be seen that the shoreline advanced in section 1 and retreated in section 2 and section 3 (Fig. 4c).

The results obtained show that the constructions of the harbor and the breakwater influenced the morphological changes of the beach. The long-term morphology changes of the beach are related to the sediment transportation in along-shore direction which is caused by the constructions of the harbor and breakwater whereas the short-term morphological changes are the changes related to the sediments transportations in cross-shore direction which are seasonal changes caused by tidal levels, wind and wave directions, storm events, etc., (Horikawa, 1988). Due to the lack of photos taken in high frequency, tidal and wave data from the study area, this research cannot explain these variations.

### 3.3 The recovery of the Shoreline after the 2011 tsunami (2011-2014)

The attack of the tsunami reformed the shape of kodanohama Beach. Overall, more severe erosion can be observed in section 3. As can be seen from Fig. 5, the shoreline positions are separated into 2 groups. The upper group consists of shoreline positions before the tsunami (dash line) and the lower group contains shoreline positions after that (continuous line). The separation is not clear in section 1 but becomes visible in section 2 and can be clearly seen in section 3. It also can be observed from Fig. 5 that the lower group of shoreline positions is shorter than the upper group.



Fig. 5 Shoreline positions

After being smashed by the tsunami (13th March 2011), Kodanohama Beach was heavily damaged (Fig. 6 and Fig. 7a). The shoreline retreated from 10 m (C6, Fig. 6b) to more than 40 m (C9, Fig. 6c). At some points, the beach eroded so severely and shoreline reached to the position of the sea dike. In section 1, a part of the harbor and the sea-dyke were exposed (Fig. 7a). In section 3, shoreline retreated nearly 100m to the center of the main road and it can be seen that the road was ruined. 76 days after the tsunami (26th May 2011), the beach recovered in section 1 and section 3, and the shoreline already became smooth (Fig. 7b). From 26th May 2011 to 18th October 2013, the shoreline fluctuated but in general it retreated (Fig. 6). In the period between 18th October 2013 to 14th April 2014, Shorelines advanced in section 1 and retreated in section 2 and 3 (Fig. 6). Especially in section 2, shoreline erosion was more severe than in 13th March 2011. Three year after the tsunami, it can be observed that, the shoreline reaches the dynamic equilibrium state in section 1 and gradually retreats section 3 and section 2. Especially, in section 2 the shoreline reaches to the position of the sea-dyke (Fig. 7e). It can be said that the shoreline of the Kodanohama Beach will not recover to its prior state any time soon.



Fig. 6 Temporal variations of shoreline position after the tsunami



Fig. 7 Rectified images with shoreline positions after tsunami

### 4. Conclusions

After analyzing data, the conclusions can be made as follows: Before tsunami, the constructions and extensions of the harbor and the breakwater influenced the morphological changes of Kodanohama Beach. By the earthquake and tsunami event, the beach was severely damaged. Morphological characters of the area were changed dramatically. Three years after this catastrophe, the shoreline recovered but far from reaching its position before the tsunami. Results from the most recent aerial images show that sediments were transported from section 2 and section 3 to section 1. Further studies need to be conducted in order to give more suitable explanations about the past behaviors of the beach and make more precise predictions of the future morphological changes.

## References

- Boak, E.B. and Turner, I.L. (2005). Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*, Vol. 21, No. 4, pp. 688–703.
- Choowong, M., Phantuwongraj, S., Charoentitirat, T., Chutakositkanon, V., Yumuang, S. and Charusiri, P. (2009). Beach recovery after 2004 Indian Ocean tsunami from Phang-nga, Thailand. *Journal of Geomorphology*, 104(3-4), 134-142.
- Hoang, VC., Mitobe, Y. and Tanaka, H. (2014). Changes in morphology on Sendai Coast and its problems after the 2011 tsunami. *Journal of Natural Disaster Science*. 50 (in press).
- Horikawa, K. (1988). Near Shore Dynamic and Coastal Process. University of Tokyo Press.
- Liew, SC., Gupta, A., Wong, PP. and Kwoh, LK. (2010). Recovery from a large tsunami mapped over time: The Aceh coast, Sumatra. Journal of Geomorphology, 114(4), 520-529.
- MacLennan, A., MS. and Williams, S. (2011). Pocket Beach Mapping in San Juan County. *Coastal Geologic Services, Inc.*
- Mitobe, Y., Hoang, VC., Adityawan, MB. and Tanaka, H. (2013). Beach recovery processes on Sendai Coast after the 2011 Great East Japan Earthquake Tsunami. *Proceedings of the HYDRO 2013 International*, 88-95.
- Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T. and Yanagisawa, H. (2011). Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical Research Letters*, 38(7), L00G14 (6 pages).
- Pradjoko, E. and Tanaka, H. (2010). Investigation of Shoreline Change Trends around the Nakakita Rivermouth Using Aerial Photograph. *Proceedings of 32nd International Conference on Coastal Engineering*.
- Tanaka, H. and Srivihok, P. (2004). Impact of port construction on coastal and river mouth morphology: a case study at Sendai port. *Proceedings of the 9th International Symposium on River Sedimentation*, pp.406-415.
- Tanaka, H., Adityawan, MB. and Mano, A. (2014). Morphological changes at the Nanakita River mouth after the Great East Japan Tsunami of 2011. *Coastal Engineering*, 86, 14-26.
- Tanaka, H., Nguyen, XT., Umeda, M., Hirao, R., Pradjoko, E., Mano, A. and Udo, K. (2012). Coastal and estuarine morphology changes induced the 2011 Great East Japan Earthquake Tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 54(1), 1250010 (25 pages).
- Tanaka, N. (1983). A study on characteristics of littoral drift along the coast of Japan and topographic change resulted from construction of harbors on sandy beach. *Technical Note of the Port and Harbor Research Institute*, Ministry of transport, no.453. (In Japanese).
- Tappin, DR., Evans, HM., Jordan, CJ., Richmond, B., Sugawara, D. and Goto, K. (2012). Coastal changes in the Sendai area from the impact of the 2011 Tohokuoki tsunami: Interpretations of time series satellite images, helicopter-borne video footage and field observations. *Sedimentary Geology*, 282(30), 151-174.
- Uda. T, (2010). Japan's Beach Erosion: Reality and Future Measures, *Advanced Series on Ocean Engineering*, Vol. 31. World Scientific Publishing Company.
- Udo, K., Sugawara, D., Tanaka, H., Imai, K. and Mano, A. (2012). Impact of the 2011 Tohoku Earthquake and Tsunami on beach morphology along the northern Sendai Coast. *Coastal Engineering Journal*, 54(01), 1250009 (15 pages).

## 島嶼を有する湾における津波高の概算法*

# - 松島湾を例に-

秋田大学 松冨英夫

## 1. はじめに

宮城県の松島湾内における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の高さ(浸水高,遡上高)は島 噢の沖側や周辺海岸のものに比べて目立って低かった。津波被害も島嶼の沖側や周辺海岸の被 害に比べて小さかった。この理由として湾口島嶼の存在が考えられる¹⁾。

本研究は湾口に島嶼を有する湾内における津波高の概算法を提示し、その有用性と上記理由 の妥当性を確認するものである。本概算法の有用性が確認され、沿岸域の地殻変動量などから 簡易に沿岸域の津波高(津波周期は対象外)の予測が可能になれば²⁾、湾口に島嶼を有する湾 内における津波高が数値シミュレーションを実施することなく概算できることになる。

### 2. 簡易理論

松島湾の平面形状(出典:Google Earth)と湾口部の遠景,松島湾内と湾外周辺海域における 水深分布を図-1と2に示す。また,松島湾内,島嶼部,湾外のモデル化,各モデル領域におけ る入射波(*f*, *I*, *K*)と反射波(*g*, *J*)の表示記号を図-3に示す。本モデル化は主に島嶼部のモ デル化とその一体化の2段階からなっている。これは断面急変による波の変形に関するLamb の近似理論³⁾の拡張版である。



図-1 松島町双観山(矢印始点)から松島湾口を 図-2 松島湾内と湾外周辺海域の水深分布 望む(上段: Google earth)

Rough method for estimating tsunami height in a bay with islands located at the bay mouth – Case of the Matsushima bay – by Hideo MATSUTOMI



🕂 モデル化



図-3 湾口に島嶼を有する湾内外のモデル化

Lamb と同様に線形長波理論で論じる。入射波と反射波の位相差,エネルギー損失は考えない。湾外と湾内の波高比(低減率)は波周期にも依存するが⁴⁾,津波を対象とし(周期帯を限定),潮汐のような長周期の波は対象としない。このとき,島嶼域における入射波成分 I と湾 内域における入射波成分 K,湾外域における入射波成分 f と島嶼域における入射波成分 I,湾外 域における入射波成分 f と反射波成分 g の和と湾内域における入射波成分と反射波成分の和 2K の比(低減率) A として近似的に次式群を得る。

$$I = \frac{b_2 c_2 + b_3 c_3}{2 b_2 c_2} K$$
(1)

$$f = \frac{b_1 c_1 + b_2 c_2}{2b_1 c_1} I$$

$$= \frac{(b_1 c_1 + b_2 c_2)(b_2 c_2 + b_3 c_3)}{4b_1 b_2 c_1 c_2} K$$
(2)

$$A = \frac{2K}{f+g} \cong \frac{K}{f} = \frac{4b_1b_2c_1c_2}{(b_1c_1 + b_2c_2)(b_2c_2 + b_3c_3)}$$
(3)

ここで、 $b_1$ は島嶼沖側の影響海域幅、 $b_2 = \sum_{\substack{i=1\\p}}^{n+1} b_{2i}$ は島嶼部海域の湾軸方向投影幅、 $b_3$ は湾内海域 平均幅、nは島数、 $c_1 = \sqrt{g}h_1$ 、 $c_2 = \sqrt{g}h_2$ 、 $c_3 = \sqrt{g}h_3$ はそれぞれ島嶼沖側海域、島嶼部海域、湾内海 域における波速、gは重力加速度である。島嶼の沖側や湾奥の津波高は入射波と反射波が行交 って形成される部分重複波的なものと考えられる。本研究は線形長波理論で論じており、第 1 波目が最大波で、島嶼部海域幅が島嶼沖側の影響海域幅や湾内海域平均幅に比べて狭い場合、 島嶼沖側と湾奥の津波高の比は式(3)に示すように両海域における入射波成分の比(低減率)で 近似されると考えられる。これは $J \cong 0$ を仮定しているとも言える。


**図-4** 現地調査に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の松島湾奥と島嶼の沖側,周辺海 岸における津波高

	<i>b</i> ₁ (km)	$h_{1}(m)$	<i>b</i> ₂ (km)	$h_2(\mathbf{m})$	<i>b</i> ₃ (km)	$h_{3}(m)$	低減率
概算法	14	15	1.3	3	10.6	4	0.369
				4			0.417
		20	1.3	3	10.6	4	0.371
				4			0.420
実 測	備考 湾外: 8.26 m (平均), 湾内: 2.88 m (平均)						0.349

表-1 概算値(式(3))と現地実測値(平均)の比較例

### 3. 概算事例

宮城県の松島湾を対象として式(3)の概算事例を示すとともに,その有用性を実測値との比較 を通して検討する。2011年東北地方太平洋沖地震津波の湾奥(水色矢印),島嶼の沖側(赤色 矢印),周辺海岸(赤色矢印)における津波の浸水高(I)と遡上高(R)の例⁵⁾を図-4に示す。 島嶼の沖側と周辺海岸における平均津波高は8.26 m,湾奥における平均津波高は2.88 m で,両 者の比は 0.35 程度である。各海域の幅や水深の条件を変化させたときの概算値(式(3))と現 地実測値(平均)の比較結果を表-1に示す。表から,概算値は実測値に比べてやや大きめであ るが,本概算法はある程度有用であることが判断される。

### 4. おわりに

湾口に島嶼を有する湾内における津波高を数値シミュレーションの実施なしに概算する方法 を提示し、その有用性を検討・確認した。また、松島湾内における津波高が島嶼の沖側や周辺 海岸のものに比べて低かった理由を実証できたと考えている。今後は本概算法を他の湾へ適用 し、その適用性・有用性を幅広く検討したい。 謝辞:科学研究費補助金(挑戦的萌芽研究, 26560169) (代表:弘前大学 片岡俊一)の補助 を受けた。ここに記して謝意を表する。

## 参考文献

1) 読売新聞:「松島が守ってくれた」対岸の町,死者1人,2011年3月23日.

- 2) 片岡俊一:地震関連資料と津波高さとの関係,科学研究費補助金 沿岸域の地殻変動量を利 用した津波予測の可能性に関する研究打ち合わせ資料,2015年1月9日.
- 3) Lamb H.: HYDRODYNAMICS, 6th ed., pp.262-263, 1932.
- 4) 梶浦欣二郎: 湾水振動におよぼす防波堤の効果, 東京大学地震研究所彙報, 第41号, pp.403-418, 1963.
- 5) The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group: ttjtoriginaldata_20121003.

# 開口部を有する RC 造建築物前面における最大浸水深の簡易推定法*

秋田大学 松富 英夫

秋田大学 小野奈那子

## 1. はじめに

建築物への津波の水平力や鉛直力は建築物の開口率  $O_p$ に大きく依存する^{1),2)}。限られた条件下であるが、模型実験によりその検討が行われており^{2),3)}、両力は開口部を有する建築物の前面浸水深が評価できれば、ある程度の精度で評価できる状況となってきている。

そこで、本研究は入射津波条件を用いた開口部を有する RC 造建築物の前面浸水深の簡易推 定法を提示し、実験値との比較を通して提案推定法の有用性を論じる。

#### 2. 模型実験

津波氾濫流はゲート急開流れで模擬した。実験水路の概略,測定機器の配置と諸記号の定義 を図-1 に示す。実験水路は高さが 0.50 m,幅が 0.30 m,貯水長 L_Uが 5.0 m,一様水深部(静水 深 h₀=0.067 m),一様勾配斜面部(勾配 S=1/26),平坦な陸上部(地盤高 h_G=0.01 m)が各 2.0 m,全長が 11.0 mの両面ガラス張り鋼製矩形水路である。

建築物模型を図-2 に示す。高さ H=14 cm の模型の外形は 2011 年東北地方太平洋沖地震津波のときに被災した宮城県女川町の4 階建て旅館を模擬している。建築物の開口率 Op は仮想的な



* Simple method for estimating the maximum inundation depth at the front of wide RC building with aperture by Hideo MATSUTOMI and Nanako ONO

<b>表−1</b> 実験条件			
貯水深 h _U (cm)	25.5, 27		
静水深 h ₀ (cm)	6.7		
斜面勾配 S	1/26		
地盤高 h _G (cm)	1		
床 高 h _B (cm)	0		
開口率 Op (%)	0, 25		
模型の高さ <i>H</i> (cm)	14		



図-3 前面浸水深hの簡易推定モデル

「窓なし(窓があっても,壊れない)」(開口率 0%)と実際的な「窓(開口部)あり」(開 口率は海側と陸側の上部または下部が同一の 25%,両側が共に 0%)の3 種類とした。縮尺は 1/100で,模型重量(模型材料の種類と厚さ)はフルードの相似則⁴⁾と実際の RC 造建築物が 1.3 tf/m²/階程度であることから決めた。

実験条件を表-1にまとめて示す。 $h_U$ は初期ゲート上流域の貯水深, $h_B$ は平坦な陸上部の底面から模型底面までの床高で、今回は開口率を正確にするため 0 cm とした。実験は各ケース 3 回行った。

測定項目は模型の前面から 25 cm と 5 cm, 背面から 7.5 cm の 3 位置における超音波式変位計 ((株) KEYENCE 社製, UD-500) による氾濫水深 h₂₅, h₅, h_{7.5}, 四分力計((株)SSK 社製, 定格容量 1000 gf (9.8 N)) による水平力 F_xと鉛直力 F_z, 模型の前面左端から水路横断方向へ 5 cm 離れた位置におけるプロペラ流速計(中村製作所製, 直径 3 mm) による氾濫流速 u(一点 法) である。模型が設置されていない場合の模型設置位置における入射氾濫水深と入射氾濫流 速の測定も行った。模型周辺の流況観察のため,水路の上方と側方からビデオ撮影も行った。 ただし,本研究では氾濫水深と氾濫流速の結果,およびビデオ映像のみを利用する。

#### 3. 前面浸水深の簡易推定法

開口部を有する RC 造建築物前面における浸水深を入射津波条件で評価することを考える。 水平床上の定常的な津波氾濫流(サージ)を考える。圧力は静水圧分布とする。建築物の影響 を受けていない入射津波の氾濫水深と氾濫流速を各々*h_i*, *u_i*,入射津波衝突後の建築物前面にお ける浸水深と断面平均流速を各々*h*, *u_f*,建築物背面における浸水深と断面平均流速を各々*h_r*, *u_rとする。建築物の前面かつ背面や側面に窓などの開口部があれば、u_fと u_rは零ではない。本 研究のモデルを図-3 に示す。* 

津波は建築物の存在によりその前面で反射段波や跳水を形成し,開口部を通過することによりエネルギーを失うとともにエネルギーを流出させるが,このときの建築物の前面と背面間の エネルギー保存則は式(1)のように表現してもよかろう。

$$h + \frac{u_f^2}{2g} = h + \left(\frac{u_f}{u_i}\right)^2 \frac{u_i^2}{2g} = h_r + \left(1 + \varsigma'\right) \frac{u^2}{2g} = h_i + \left(1 + \varsigma\right) \frac{u_i^2}{2g}$$
(1)

ここで、gは重力加速度、C はエネルギー損失係数、uはC の定義流速⁵⁾、C は広義(新定義) のエネルギー損失係数で、反射段波または跳水の形成、開口部通過、非静水圧分布や非定常の 効果などによるエネルギー得失も含んでいる。u_f=0、つまり O_p=0 のとき、式(1)は松冨・飯塚 の式⁵⁾に他ならず、本理論はこれまでの著者らのものと一貫性を有する。

式(1)の2番目と4番目から次式を得る。

$$\frac{h}{h_i} = 1 + \frac{1}{2} \left\{ 1 + \varsigma - \left(\frac{u_f}{u_i}\right)^2 \right\} \frac{u_i^2}{gh_i} = 1 + \frac{1}{2} \left\{ 1 + \varsigma - \left(\frac{u_f}{u_i}\right)^2 \right\} F_{ri}^2$$
(2)

式(2)から理解されるように、無次元前面浸水深(水深係数) $h/h_i$ は $\zeta$ , 無次元前面流速 $u_f/u_i$ や入射津波のフルード数 $F_{ri}$ (以下,入射フルード数)の値次第で入射津波の無次元全水頭 $h_{BE}/h_i$ (=1+ $F_{ri}^2/2$ )より大きくなったり、小さくなったりする。 $\zeta や u_f/u_i$ は $F_{ri}$ , $O_p$ ,建築物の形状, 建築物への津波入射角などに依存する。

入射津波(サージ)が定常的で,圧力が静水圧分布する場合, ζは Stoker 理論⁶⁾やその理論を 開口部がある場合へ拡張することで評価可能である。この拡張理論は2次元直立壁や建築物間 の開放部,建築物の開口部を想定して,各々岩崎・富樫⁷⁾,富樫・古賀⁸⁾と池谷ら^{9),10)}が提示 しており,基礎式(質量と運動量の保存則)は式(3)と(4)である。

$$h_i(\omega - u_i) = h(\omega - u_f) \tag{3}$$

$$h_{i}(\omega - u_{i})u_{i} - h(\omega - u_{f})u_{f} = \frac{1}{2}gh_{i}^{2} - \frac{1}{2}gh^{2}$$
(4)

ここで、 $\omega$ は反射段波伝搬速度で、 $\omega \leq 0$ である。

式(3)と(4)から次の *h/h_i*に関する 3 次式が得られ, 岩崎・富樫⁷⁾, 富樫・古賀⁸⁾と池谷ら⁹⁾ が解を導いている。

$$\left(\frac{h}{h_i}\right)^3 - \left(\frac{h}{h_i}\right)^2 - \left\{1 + 2F_{r_i}^2 \left(1 - \frac{u_f}{u_i}\right)^2\right\} \frac{h}{h_i} + 1 = 0$$
(5)

ただし、富樫・古賀は k を実験定数 (=0.23) として、 $u_{i}/u_{i}=kh_{i}/h$ の関係を導入して式(5)を解いている。

前面浸水深は建築物の開口率が同じであっても、開口部の位置や形状、内部などの状況次第 で異なるはずである。式(5)は u_f/u_i と F_{ri}をパラメータとして解くことになるが、u_f/u_i と開口率 や開口部の位置などの関係は不定で、無数考えられる。そこで、個々の建築物の諸元に対応で きる近似解法を以下に提示する。

建築物の開口部における質量と運動量の保存則は式(6)と(7)である。

$$hu_f = h_p u_p \tag{6}$$

$$g(h - y_p)h_p + h_p u_f^2 \cong h_p u_p^2 + f D u_p^2 + g A$$
⁽⁷⁾

ここで、*h*pは開口部の換算高さ(単数または複数の任意形状の開口部を1つの矩形開口部に換算したときの高さ。換算法は今後の課題),*u*pは開口部内の流速,*y*pは地面から開口部中心ま

での高さ、fは合成摩擦係数(開口部の換算に起因),Dは建築物の奥行幅で、開口部内の壁面 せん断応力 toの定義とAはpを流体密度として次式である。

$$\tau_{0} = \frac{1}{2} \rho f u_{p}^{2} = \frac{1}{2} \rho f \left( \frac{h u_{f}}{h_{p}} \right)^{2} = \frac{1}{2} \rho f \left( \frac{u_{f}}{O_{p}} \right)^{2}$$
(8)

$$A = (h_{i} - y_{p})h_{p} \qquad h_{i} > y_{p} + \frac{h_{p}}{2}$$

$$= \frac{1}{2} \left(h_{i} - y_{p} + \frac{h_{p}}{2}\right)^{2} \qquad y_{p} + \frac{h_{p}}{2} \ge h_{i} > y_{p} - \frac{h_{p}}{2}$$

$$= 0 \qquad h_{i} \le y_{p} - \frac{h_{p}}{2}$$
(9)

式(6)と(7)から h と u_fの関係として式(10)または(11)を,式(10)または(11)を式(5)に代入 すると式(12)を得る。

$$u_{f} = \sqrt{\frac{g(h - y_{p})h_{p}^{3} - gAh_{p}^{2}}{(h_{p} + fD)h^{2} - h_{p}^{3}}}$$
(10)

$$\frac{u_f}{u_i} = \frac{1}{F_{ri}} \sqrt{\frac{\left(\frac{h}{h_i} - \frac{y_p}{h_i}\right)h_j^3 - A\frac{h_p^2}{h_i^3}}{\left(\frac{h_p}{h_i} + f\frac{D}{h_i}\right)h_i^2 - \frac{h_p^3}{h_i^2}}}$$
(11)

$$\left(\frac{h}{h_{i}}\right)^{3} - \left(\frac{h}{h_{i}}\right)^{2} - \left\{1 + 2\left(F_{ni} - \sqrt{\frac{\left(\frac{h}{h_{i}} - \frac{y_{p}}{h_{i}}\right)\frac{h_{p}^{3}}{h_{i}^{3}} - A\frac{h_{p}^{2}}{h_{i}^{3}}}{\sqrt{\left(\frac{h_{p}}{h_{i}} + f\frac{D}{h_{i}}\right)\frac{h^{2}}{h_{i}^{2}} - \frac{h_{p}^{3}}{h_{i}^{3}}}}\right)^{2}\right\}\frac{h}{h_{i}} + 1 = 0$$
(12)

式(12)の解析解を得ることは難しいので、本研究では逐次計算により解を得ることにする。式(2)と(11)の組合せの場合でも逐次計算により解を得ることになる。

 $u_{f}u_{i}=0$ (2次元直立壁)の場合の $h/h_{i}$ に関する式(2)の理論値と実験値の比較例を図-4に示す。 図中の松富ら²⁾の実験値は床高 $h_{B}$ が5 mm,開口部なしの孤立建築物模型に対するもので、2 次元直立壁に対するものではない。Stokerの理論値や富樫・古賀の実験値(値域表示)より値 が小さいのはこのためと考えられる。図から、 $\zeta$ が適切に推定されれば、式(2)は実験値の変化 傾向をよく説明できることが判る。図中の有川・大家¹¹⁾の実験値と同じ変化傾向の実験値・数 値計算値を加藤ら¹²⁾が報告している。

開口部を有する場合の *h*/*h*_{*i*} に関する式(12)の理論値と本研究実験値との比較例を図-5 に示 す。ただし, *f*=0.02 を採用している。理論値が実験値より平均的に 1.2 倍程度大きい。この理 由の一部として静水圧分布や定常の仮定が考えられる。

式(2)(式(2)と(11)の組合せでもよい)を利用する場合,現状では直面する状況(条件)毎 に *ζ* や *u_fu_i* を推定した後(式(2)と(11)の組合せを用いる場合は *u_fu_i* を必要としない), *h/h_i* を評価することになる。式(5)を利用する場合,現状では直面する状況毎に *u_fu_i* を推定した後, *h/h_i* を評価することになる。式(12)はパラメータが多いが,実際の建築物に対応できる点で有 用と思われる。だだし,静水圧分布や定常の仮定を採用する限り,理論値は実験値に対して Stoker 理論や式(5)と同様の傾向を持つことは免れない。



図-5 h/h_iの理論値(式(12))と実験値の比較

4. おわりに

入射津波条件を用いた開口部を有する RC 造建築物の前面浸水深の簡易推定法を提示した。 広義のエネルギー損失係数  $\zeta$  (非静水圧分布や非定常の効果を含めることが可能) が適切に推 定され得るならば,式(2)または式(2)と(11)の組合せによる推定法が推奨される。ただし, $\zeta$ を適切に推定するには経験を積み重ねる必要がある。

謝辞:本研究を実施するにあたり科学研究費(基盤研究(C),24510244)(代表:松冨英夫)の補助を受けた。記して謝意を表する。

## 参考文献

- 1) 国土交通省国土技術政策総合研究所:津波避難ビル等の構造上の要件の解説,国総研資料 No.673, 2012.
- 2) 松冨英夫・決得元基・齋藤雅大:開口部を有する鉄筋コンクリート造建物に働く津波流体力 に関する基礎実験,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.326-330, 2013.
- 3) 松冨英夫・決得元基・嶋津 朋・長沼駿介・桜井 亮:開口部を有する RC 造建物における 津波の水平力と鉛直力の低減,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, pp.371-375, 2014.
- 4) 松冨英夫・大沼康太郎・今井健太郎: 植生域氾濫流の基礎式と植生樹幹部の相似則, 海岸工 学論文集, 第 51 巻, pp.301-305, 2004.

- 5) 松冨英夫・飯塚秀則:津波の陸上流速とその簡易推定法,海岸工学論文集,第45巻,pp.361-365, 1998.
- 6) Stoker, J. J.: Water Waves, Interscience Publishers, Inc., New York, pp.326-333, 1957.
- 岩崎敏夫・富樫宏由: 遡上津波に対する陸堤の効果に関する研究,第14回海岸工学講演会 講演集, pp.179-181, 1967.
- 8) 富樫宏由・古賀克志:直立壁による反射津波段波の水理と波力のメカニズム,第30回海岸 工学講演会論文集, pp.332-336, 1983.
- 9) 池谷 毅・秋山義信・岩前伸幸:陸上構造物に作用する津波持続波圧に関する水理学的考察, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.816-820, 2013.
- 10)池谷 毅・岩前伸幸・秋山義信・福山貴子・末長清也・鈴木紀雄・舘野公一:開口影響を考 慮した陸上構造物に作用する津波持続荷重の評価法,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, pp.386-390, 2014.
- 11) 有川太郎・大家隆行: 防潮堤背後の建物に作用する津波力に関する実験的検討, 土木学会論 文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, pp.806-810, 2014.
- 12)加藤広之・米山正樹・成田賢仁・大村智宏・八木 宏・中山哲嚴・中村克彦・門 安曇・岩 瀬浩之:漁港海岸の胸壁に作用する津波波力に関する研究,第14回日本地震工学シンポジウ ム論文集, pp.2610-2619, 2014.

## 津波による離岸堤周辺の沿岸漂砂環境の変化*

## 東北大学 大学院工学研究科 森 文章

#### 東北大学 大学院工学研究科 三戸部 佑太

#### 東北大学 大学院工学研究科 田中 仁

## 1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東日本大震災は東北地方を中心に甚大な被害を及ぼした。特に 東日本大震災により発生した津波は砂浜海岸が多い仙台海岸において大きな地形変化をもたら した。2015 年 1 月現在,このような地形変化は回復傾向を示している地域もある一方で地形変 化が残存している地域もある。同海岸における津波発生前の漂砂環境に関する研究は行われて いるが、この大規模かつ急激な地形変化により漂砂環境は津波発生前後において異なっている と考えられる¹⁾。このことは海岸堤防の海岸保全施設を整える上で問題となるため、津波発生 前後における土砂収支を定量的に評価する必要がある。東日本大震災津波による家屋の被害状 況調査等の研究は数多く行われているが、長期的な漂砂環境の変化を検討した研究は少ない²⁾。 本研究では津波発生前後の地形変化回復過程を土砂遮断効果のある離岸堤周辺の地域に着目し、 空中写真を用いた研究を行った。

#### 2. 研究対象

本研究の研究対象領域は宮城県仙台市に位置する荒浜海岸であり,全長約4.5kmの範囲を研 究対象とした(図-1参照)。荒浜海岸は砂浜海岸であり,6基の離岸堤が設置されている。離岸 堤背後では土砂が堆積し、トンボロが形成されている。また、仙台海岸全域において沿岸漂砂 の卓越方向は北向きである。津波発生以前の同海岸における研究により、離岸堤より南側で土 砂が堆積し、北側で浸食される傾向にあることがわかっている³⁾。この離岸堤周辺の沿岸漂砂 は名取川から流出する土砂によって堆積している。



^{*} Change in Longshore Sediment Transport behind Detached Breakwaters due to Tsunami by Fumiaki Mori, Yuta Mitobe, and Hitoshi Tanaka

### 3. 使用データ

本研究では、津波発生以前から約 1~2 ヶ月に 1 度の頻度で撮影されている空中写真を用い て解析を行った。ただし、津波発生後の 2011 年 3 月 12 日は国土地理院が撮影した空中写真を 用いた。2009 年 3 月から 2014 年 9 月までの空中写真より汀線を抽出し、抽出した汀線位置の 解析を通して地形変化回復過程を定量的に評価した。尚、抽出した汀線位置の補正は潮位と wave run-up を考慮した。潮位については標高 0m を基準とし、各空中写真の撮影時刻における 潮位に基づいて潮位補正を行った。補正における海岸の勾配は一様とし、その勾配は 0.11 とし た⁴⁾。尚、津波発生以前は鮎川港における観測潮位を用いたが、津波直後は観測潮位が存在し ないため、2011 年 1 月から現在までの潮位は鮎川港における天文潮位を用いた。Wave run-up の補正については次式で求め、勾配を乗じることにより波の遡上距離を求め補正を行った。た だし、波高データが存在しない期間については波高データが存在する期間における遡上距離の 平均値を用いた。

$$\frac{R}{H_0} = \xi_0 \tag{1}$$

ここで, R は遡上高,  $H_0$ は沖波波高(有義波高),  $\xi_0$ は surf similarity parameter である。

#### 4. 解析結果

#### 4.1 **津波前後の汀線**

図-2に津波発生直前(2011年3月6日)と津波発生直後(2011年3月12日)の空中写真から抽出 した汀線を示す。津波発生前に比べ津波発生後の汀線は後退しており,離岸堤背後に存在して いたトンボロが消失している。また,離岸堤以外の領域では汀線が約10m程度後退しており, x=1300m及び x=2100m付近においては砂浜が浸食され貞山運河まで海水が流入している。この ように短期間で急激な地形変化により津波発生後の沿岸漂砂環境に影響を与えていると考えら れる。

各地点における汀線変動の時間変化を図-3 に,各汀線位置から津波発生以前の汀線位置の平 均を差し引いた汀線変動量と時間の関係を図-4 に示す。図-4 より汀線の前進・後退傾向は離岸 堤北側,背後,南側の3つに分けることができる。離岸堤より北側(図-3(a))において,津波発 生前は汀線が長期的に安定していたが,津波発生以後では汀線が後退傾向に変化している。離 岸堤背後(図-3(b))において,津波発生前の汀線は緩やかな前進傾向にあり、トンボロが成長し



図-2 津波発生直後の汀線変化



ていることを示している。津波発生以後の汀線は津波の影響により一時的に後退したものの, 2011年10月以降の汀線は回復傾向にあり,2015年現在では汀線が安定していると考えられる。 離岸堤南側(図-3(c))において,沿岸漂砂により汀線は前進傾向にあり,津波発生後も汀線が緩 やかに前進している。

## 4.2 汀線変化速度

津波前後の汀線変動を y=ax+b とし最小自乗法を用い, 汀線変化速度 a(m/year)を求めた(図-5 参照)。津波発生以前の汀線変化速度は 2000~4500mにおいてほぼ全域で正の値を示しており, 汀線は前進傾向を示している。500~2000mにおいて汀線変化速度は負値であるものの, ほぼ 0 であることから汀線は安定していると考えられる。離岸堤南側と北側で汀線変化速度が異なることは南東からの波向により南側で沿岸漂砂が捕捉され, 北側で土砂の供給が減少しているためである。津波発生後の汀線変化速度は津波発生前と比べ全体的に減少しており, このことは土砂の供給量が少なくなっているためであると考えられる。離岸堤北側では汀線変化速度は負の値を示しており, 汀線は後退傾向を示している。離岸堤背後の変化速度は他の領域に比べ大きくなっており, トンボロは回復傾向にあると考えられる。

#### 4.3 経験的固有関数解析

汀線位置について経験的固有関数(EOF)解析を行うことにより津波発生前後における汀線変動の違いを抽出した。この解析方法は汀線位置 y(x,t)を地形データ等の時空間分布を空間の固有 関数 e_n(x)と時間の固有関数 c_n(t)の積で表す,主成分分析の一種であり,これらの固有関数はデ ータを基に経験的に決定される⁵⁾⁶。本研究では平均汀線位置からの距離とし次式のように表す。

$$y^{*}(x,t) = y(x,t) - \bar{y}(x) = \sum_{n=1}^{k} c_{n}(t) e_{n}(x)$$
(2)

ここで、 $y^*(x,t)$ は平均江線からの変動量、y(x,t)は江線位置、 $\bar{y}(x)$ は平均江線、 $c_n(t)$ は各モードにおける時間関数、 $e_n(x)$ は各モードにおける空間関数、nはモード数である。また各モードの寄与率 $R_n$ は対応する固有値  $\lambda_i$ から次式のように計算できる。

$$R_n = \frac{\lambda_n}{\sum_{i=1}^k \lambda_i}$$
(3)

固有関数 $c_n(t) \ge e_n(x)$ は寄与率 $R_n$ の大きい順にモード1: $c_1, e_1, = 1$ 、モード2: $c_2, e_2, \cdots \ge e_n$ ぶこととする。

図-6に津波発生前の空間関数と時間関数を,図-7に津波発生後の空間関数と時間関数を示す。 津波発生前について,モード1の寄与率は50.0%である。モード1の空間関数e₁(x)は全領域で





図-8 各モードによる汀線位置の変動量. (a)津波発生前 モード1,(b)津波発前 モード2, (c)津波発生後 モード1,(d)津波発生後 モード2

正値である。このことは時間関数*c*₁(*t*)の変化に応じて全領域内の汀線が前進・後退することを 意味する(図-8 参照)。モード1は高波浪時に汀線が前進,低波浪時に汀線が後退することを 説明することができる。モード2の寄与率は21.2%である。空間関数*e*₂(*x*)は離岸堤南側で正値, 離岸堤北側で負値であり,離岸堤背後の中央で正負が入れ替わっている。また,時間関数*c*₂(*t*)は 減少傾向である。離岸堤は沿岸漂砂を遮断する機能を持つため,離岸堤の左右で汀線の前進・ 後退が異なる。したがって,モード2は沿岸漂砂により離岸堤南側で汀線が前進,北側で汀線 が後退することを表している。

津波発生後について、モード1の寄与率は 57.4%である。モード1の空間関数e₁(x)は全領域 で正値である。このことは、津波発生前のモード1と同様に時間関数c₁(t)の変化に応じて汀線 が前進・後退することを意味する。モード2の寄与率は 21.5%である。空間関数e₂(x)は離岸堤 背後で負値が大きく、北側では正値である。このことは離岸堤背後で沿岸漂砂が捕捉され、北 側への土砂の供給が少ないことを説明できる。したがって、モード2は沿岸漂砂を捕捉するこ とで消失したトンボロの回復過程を表している。

## 5. おわりに

津波発生により汀線は後退しており,離岸堤背後のトンボロは消失した。津波発生以後,離 岸堤北側では汀線が後退傾向にあるものの,離岸堤背後のトンボロは回復傾向にある。EOF 解 析によりモード1は岸沖漂砂に起因し,モード2は沿岸漂砂に起因すると考えられる。モード 1において津波発生前後での空間関数の変化はほとんどみられなかったが,モード2において 津波発生前後での沿岸漂砂による汀線変動の変化がみられた。津波発生後のモード2は沿岸漂 砂が捕捉されることでトンボロの回復過程を表していることが確認された。

#### 参考文献

- 1) 永澤豪,田中仁:等深線距離を用いた三次元経験的固有関数展開による仙台海岸海浜変形 解析,海岸工学論文集, Vol.47, pp.621-625,2000.
- 2) 鷲見浩一,山清太郎,大淵啓介,朝香智仁,落合実:千葉県旭市における 2011 年東北地方 太平洋沖地震による津波被害調査,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68, No.2, pp. I_1411-I_1415, 2012.
- 姜炫宇,田中仁,坂上毅:長期現地観測資料に基づく仙台海岸汀線変動特性・土砂収支の 検討,海岸工学論文集,Vol.51, pp. 536-540, 2004.
- 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, Vol.48, pp. 586-590, 2001.
- 5) 加藤一正,吉松晃:三次元の経験的固有関数による深浅図解析法,港湾技術研究所 報告,第23巻,第2号,pp.27-47,1984.
- 6) 栗山善昭, 伴野雅之, 岸 弘之, 佐藤敏文, 水内邦夫: 江線変動モデルと経験的固有関数 法を用いた潜堤背後の地形変化の検討, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 68, pp.561-I_565, 2012.

# 津波による地形変化と構造物の被災の解析*

パシフィックコンサルタンツ株式会社 永澤 豪

## 東北大学大学院工学研究科 田中 仁

## 1. はじめに

東北地方太平洋沖地震およびそれに伴う津波よる土木構造物の被災は、大規模かつ広域に渡 り、我国の歴史上、類をみないものであり、現在、復旧・復興に向けて国を挙げた対応が行わ れている.この津波は、陸上への遡上に伴って沿岸部で巨大な波力・流速を発生し、多くの沿 岸部の構造物を破壊したと考えられる.したがって、その影響を正しく理解し、構造物破壊等 のメカニズムを把握することは重要である.著者ら(2012,2013)は、東北地方太平洋沖地震津 波により発生した構造物の被災について、宮城県気仙沼市御伊勢浜海水浴場の護岸について現 地踏査および津波の平面計算・断面計算を行って被災要因の推定を行った.その結果、当該海 岸では引き波時の強い流れの作用により、護岸が倒壊したことが推測された.また、著者らは 前報(2014)において、数値波動水路に地形変化計算機能を付与したモデルで当該海岸の引き 波時の地形変化について検討した.

本研究は,前報(2014)と同様のモデルを用いて,引き波発生前に発生したと思われる押し 波時の護岸陸側の地形変化を検討するとともに,引き波時の沖側の侵食について検討したもの である.

#### 2. 検討対象箇所

研究対象箇所は,宮城県気仙沼市御伊勢浜海水浴場 である.被災後の空中写真を写真-1に示す.御伊勢浜 海水浴場は,被災前は護岸前に数10m幅の砂浜,背後 地にはマツの海岸林を有する弓なりの海岸であったが, 東北地方太平洋沖地震津波で護岸が数100mに渡って 倒壊・流出し,汀線が50~200m程度後退した.津波浸 水高は,15~16m(東北地方太平洋沖地震津波合同調査 グループによる速報値)であり,被災前の護岸背後の 地盤高は3~4m前後であったと考えられることから, 約10m程度の深さで越流が発生したと考えられる.背 後地は,海岸林と田圃と街道沿いの集落であり,浸水 範囲内の海岸林・家屋はその多くが流出した.



写真-1 御伊勢浜海水浴場被災後写真 (国土地理院撮影)

被災前後の測量結果の比較を図-1 に示す. 被災前の 測量データ図-1(a)については,海域は海上保安庁の海底地形図,陸域は被災前の空中レーザー

^{*} Analysis of the geomorphic change and the structural damage due to Tsunami by Tsuyoshi Nagasawa, Hitoshi Tanaka

測量データから作成した.被災後の測量データ図-1(b)については,宮城県が実施したもの(2011 年10月測量)である.図-1(c)の水深変化量は,図-1(a),(b)の差分値であるが,津波流によ る地形変化を見るため,地震に伴う地盤沈下量(当該海岸では約80cm)を正味の差分値から差 し引いて作成した.

これから,地震に伴う地盤沈下による影響を考慮した場合でも,沖合で約1m,汀線~護岸法 線付近で3~4mも地盤高が低下しており,護岸周りの地形(浜堤)と汀線付近の砂浜が完全に 流出したことがわかる.



## 3. 検討方法

対象海岸に代表的な断面(写真-1一点鎖線)を設定し,断面地形モデルを作成した.その地 形モデルを断面水路として数値波動水路(CADMAS-SURFver.5.1)を用いて津波解析を行った. 入力波は平面津波計算モデルの結果から得られた数値を入力した.

2.1 地形変化の計算方法

地形変化の計算は、数値波動水路による流体の解析と地形変化計算を相互に行うことにより 実施した.地形変化計算に用いた計算方法について以下に示す.単位幅の微小区間 $\delta_x$ における 微小時間 $\delta_t$ での底面高さ $Z_B$ の変化は、流砂の連続式として次式で得られる.

ここに、 $Z_B$ :地盤高、 $\lambda$ :土砂の空隙率、 $q_B$ :掃流砂量、 $q_S$ :浮遊砂量、 $C_b$ :浮遊砂濃度、 $w_S$ :浮遊砂の沈降速度である.

掃流砂量 q_Bは, M.P.M.公式を用いた.

ここに, *τ**:無次元せん断力, *u**:摩擦速度, *τ***c*:無次元限界せん断力, *u**:限界摩擦速度, *s*:砂の水中比重, *g*:重力加速度, *d*:粒径である.無次元限界せん断力については, 岩垣公式を用いた.また,摩擦速度については,次式で算定した.

ここに、urefは、本検討においては、数値波動水路の底面流速とし、Cは 0.06 とした.

浮遊砂量 qsは、津波による土砂移動について検討した高橋ら(1999)に基づき、以下の式を 適用した.

 $q_{\rm S} = 0.012\tau_*^2 \sqrt{sgd} \qquad (4)$ 

浮遊砂濃度 C_bは,流体解析を行う数値波動水路において浮遊砂濃度の移流拡散方程式を解く ことで求めた.

また,砂の沈降速度 ws は Rubey (1933) の式から求めた.

ここに, ν:動粘性係数である.

2.2 計算モデル

数値波動水路の計算モデルを図-2 に示す.地形条件は,護岸法線より海側については,海底 地形図や護岸等構造物図面より侵食の影響を受けていない断面を作成した.護岸より陸側背後 地形については,現地の背後地形の平均的な勾配に合わせて一様勾配とした.地形変化の計算 対象範囲(移動床)の範囲は,押し波時には護岸より陸側とし,護岸より海側は固定床とした. なお、引き波検討時は,固定床・移動床の範囲を押し波検討時の逆とした.



2.2 計算条件

数値波動水路の計算条件を表-1に示す.

2.3 入力波

入力波については、津波の平面計算を行い検討断面上で得られた水位を入力した.入力波形 を図-3 に示す.本稿では、護岸に大きな力が作用すると考えられる押し波時(約890~900秒) を含む 940 秒間(図-3 Period-1)の計算結果および引き波時(400秒間,図-3 Period-2)の 計算結果について報告する.

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·					
項目	設定				
乳管府は	X方向; -952,536m~14,665m				
司 昇 唄 坝	Z方向;-30~80m				
水深h	29.662m(初期水位T.P0.338m)				
$\Delta \mathbf{x}$	0.2m~276m				
$\Delta z$	0.2m~1m				
$\Delta t$	1.0D-6~0.1sec				
差分スキーム	VP-DONOR				
ポーラス下限値	0.1				
造波モデル	造波ソース(津波波形入力)				
右端側	開境界				
境界条件	SLIP				
SubLoop	2回				
地形変化	砂粒の水中比重 1.65				
関係	砂粒の粒径 0.3mm				

表-1 数値波動水路の計算条件



#### 4. 押し波時の護岸背後の流況と地形変化

押し波時の護岸背後の水位変化と流速変化を図-4 に、地形変化の計算結果を図-5 にそれぞ れ示す.

図-4から,900 秒を過ぎた時点で護岸背後まで浸水し,護岸から 5m,10m 地点のそれぞれの 水位が上昇している (Onshore05m, 10m).一方,流況としては,910 秒頃から,陸側護岸に接 続する盛土法面背後に斜め下向きの早い流れが生じており (Onshore05m),これに対応して,護 岸背後地盤の侵食が発生している (図-5).さらに陸側の護岸より 10m 付近では,陸側へ向かう 水平の流れが生じており (Onshore10m),これによっても,侵食が発生し,洗掘範囲が陸側へ広 がっていくのがわかる.

本研究で計算した地形変化と現地の地形変化状況(図-1)を比較すると,護岸背後地域にも 1~2mの侵食(地盤高の低下)が見られるものの、津波により護岸および周辺地盤全体が流出 しており,護岸背後にできる押し波時の特徴的な侵食については評価が難しい.ただし,一般 に,護岸(堤防)高と背後地盤高に落差がある場合には,津波の押し波時には,盛土背後で図 -5に現れているような洗掘が発生する事例が多く,本研究対象箇所においても押し波時にも津 波による侵食が発生したと推測される.

124



図-5 護岸背後の洗掘状況計算結果(押し波)

## 5. 引き波時の沖合地形変化

前報(2014)では、引き波時の地形変化について比較的短い期間(図-3,1,280 秒から 265 秒間)の護岸前面の侵食状況について検討した.本報では、計算時間を 400 秒まで伸ばした場合の試算を行った.その結果を図-6 に示す.その結果、護岸海側前面が 4m 以上侵食され、その範囲が沖合広範囲、非常に深い領域(水深 10m 以上の領域)まで広がった.この結果は、護岸の倒壊を考慮してなく、深浅測量調査から推測される侵食量と比較しても過大評価といえるが、津波による侵食により海浜が失われた場合、通常波浪による漂砂が生じにくい深い領域まで侵食される点でその影響は非常に大きいといえる.



図-6 護岸前面の洗掘状況計算結果(引き波)

#### 6. まとめ

東北地方太平洋沖地震津波を対象に数値波動水路による押し波時の津波挙動の再現計算と 地形変化モデルでの侵食(洗掘)の検討を行った.その結果,検討対象海岸では,現地状況お よび前報までの検討結果から,引き波時の護岸倒壊が推測されているが,押し波時にも護岸背 後が侵食された可能性があることが示唆された.

津波による構造物の被災に関しては、押し波・引き波両方の影響を受けることから、破壊の タイミング等、その被災メカニズムの実態について詳細に明らかにすることは極めて難しい. しかし、各々の影響の大きさについて把握し、評価することが、適切な対策の立案につながる と考える.

#### 参考文献

- 永澤 豪・田中 仁(2012): 津波による大規模地形変化とそれに伴う構造物の被災要因の分析,土木学会 論文集 B2(海岸工学), Vol.68,No.2, pp.1361-1365.
- 永澤 豪・田中 仁(2013):東北地方太平洋沖地震津波を対象とした護岸への作用外力と被災要因の分析, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69,No.2, pp.I_981-I_985.
- 3) 永澤 豪・田中 仁・大久保陽介(2014):東北地方太平洋沖地震津波を対象とした護岸まわりの地形変化 の解析,東北地域災害科学研究(論文集)
- 4) 「東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ」による速報値
- 5) 平成 23 年(2011 年)東日本大震災 2.5 万分 1 浸水範囲概況図(宮城県版)国土地理院技術資料 D·1-No.589, No.77
- 6) 土木学会(1999): 水理公式集[平成 11 年版], 丸善
- 7) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999): 掃流砂層・浮遊砂層間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.
- Rubey, W. W. (1933) : Setting velocities of gravel, sand and silt particles, American Journal of Science, Vol.25, pp.325-338.

# 汽水湖と海域を結ぶ中小河川における護岸の被災要因*

### (株)アルファ水エコンサルタンツ,東北大学大学院工学研究科 堀江 岳人

(株)アルファ水エコンサルタンツ 島崎 恵介

#### 東北大学大学院工学研究科 田中 仁

#### 1. はじめに

河川出水時における護岸被災時の力学的要因として,河床洗掘により基礎部に空洞が発生し 護岸裏の土砂が流出することによる被災,流体力の直接的な作用によるブロックの移動やめく れによる被災,護岸裏法部の土砂が吸い出しを受けて流出することによる被災,洪水時など土 中に浸透水が取り残されることにより発生する残留水圧が要因となる被災などが挙げられる。 被災した護岸の適切な復旧エ法の選定にあたっては,保全復元が図られる適切な工法を検討す るため,被災した護岸やその周辺箇所における河道特性および被災要因となった外力を適切に 把握することが必要不可欠である。特に,河床洗掘が要因の場合の護岸の被災は,その要因や 想定される最大掘削深などを分析し,再度の災害防止に留意することが重要である。

本研究において対象とした護岸の被災は、北海道網走市に位置する濤沸湖とオホーツク海を 結ぶ全長約400mの浦士別川上流部における左岸側護岸部である(写真-1,写真-2)。濤沸湖は、 周囲 27.3km、面積約9.3km²のオホーツク海に注ぐ感潮湖であり、湖内は牡蠣の養殖やスジェ ビ漁など、内水面漁業の漁場として利用されている。また、1年を通して230種以上の野鳥が 見られること、更に冬季にはオオハクチョウが飛来するなど生物生息に貴重な湖沼であること から、2005年11月にラムサール条約の指定を受けており、網走市における観光名所の1つと なっている。一方、湖岸すなわち河岸において護岸施設および遊歩道などが整備されているが、 護岸の沈下や遊歩道のクラックなどの施設の変状が顕著となっており、観光客や地元の漁業者 への安全面に支障を来している状況にある。

本論では、浦士別川の上流左岸側に位置する護岸の被災要因を把握するため、クラック、コ ンクリート目地開きなどの発生位置や大きさの計測、基礎部の水中目視調査などの簡易的な現 地調査を実施した。更に、護岸の現地調査結果と護岸被災箇所前面での河道内流況調査および 流況・漂砂シミュレーション結果を付け合せ、本対象護岸の被災要因について検討を行った。



写真-1 浦士別川における左岸側護岸部

*Suffer example of river wall in tidal river by Takehito Horie, Keisuke Shimazaki and Hitoshi Tanaka



写真−2 浦士別川および濤沸湖の航空写真(右図の拡大写真に水文調査箇所を記載)

#### 2. 浦士別川および濤沸湖の概要

1977年の浦士別川河口導流堤の整備後,濤沸湖内の浦士別川上流端側において,湖内砂州の 発達が著しい状況下にある(写真-2)。近年に実施された河道における水文調査結果より,砂 州の堆積要因は海域の土砂が浦士別川を通過し湖内側への移動していることが要因と判明した

(Horie et al. (2013))。また、浦士別川の河口部では冬季に河口閉塞がしばしば発生し、それ に伴って河川氾濫が発生するなど、治水上問題となっている。一方、濤沸湖の上流側では、浦 士別川を始めとする小河川が濤沸湖に流入しているが、常時の流量は数 m³/秒と非常に少ない ため、出水による河川水位の急激な上昇は、近年においてほとんど見られない。

対象とする浦士別川の河道幅は、河口部では約25mであり、上流側に向かうにつれて河幅は 広くなっている(写真-2)。河道内の粒径は、海岸から連続する形で海浜砂が堆積しており上 流側に向かうにつれて砂~中砂と徐々に細粒化する傾向が認められた。河道内の中央粒径は、 約0.35mmである。河床勾配は約1/500であり、左側に凸の緩やかな蛇行河川である。

## 3. 護岸の被災状況の把握

## (1) 護岸の形状

浦士別川上流における既設護岸の標準断面形状 は、場所打式コンクリートの表面に化粧板を施し た形状である(図-1)。

## (2) 護岸の現地調査

護岸の被災要因の検証を目的として,護岸本体 部の変状を把握するため平面測量および縦断測量, クラック位置の平面位置の計測,基礎部の水中目 視調査などの簡易的な現地調査を実施した。なお, 本体正面部の水中法面については,牡蠣や藻など の付着生物が多く,細部のクラック等の把握が困



図-1 既設護岸の標準断面図

難な場所も一部あった。具体的な現地調査方法については、本論では割愛する。

#### (3) 護岸の変状

ほとんどの護岸全面における水叩き部において、クラックが確認された(写真-3)。また、 コンクリート部や積みブロックの目地部の開きや、ブロックの剥離などが確認された(写真-4)。 これらの被災要因については、築造年次が古いことから経年変化による老朽化や地震などが被 災要因の一つと考えられるが、明確な要因の把握までは至らなかった。

一方,河道 SP400 (写真-2)の周辺では,基礎コンクリートの下端部において洗掘が顕著に 見られた (写真-5)。また,一部では護岸裏法部の土砂が吸い出しを受けて流出し,護岸その ものが沈下している箇所があった。河道 SP400 の河道横断形状は,年間を通して河道断面は安 定しており,最深の河床位置が左岸側に位置して右岸側に向けて徐々に浅くなっている特性を 有している (図-2)。



写真-3 護岸の天端コンクリート劣化状況(左:水叩き部のクラック、右:上部工段差)



写真-4 護岸の目地開き状況 (左:コンクリート、右:積みブロック)

写真-5基礎部の洗掘状況(SP400 周辺)



(測量日: 2010 年 8 月下旬, 2010 年 12 月下旬および 2011 年 12 月下旬)

#### 4. 護岸の被災要因に関する考察

上述したように、河道SP400の周辺では護岸基礎コンクリートの下端部において洗掘が顕著 に見られた。本要因を検証するため、SP400周辺の河道特性の把握を目的として、既往の現地 水文調査(Horie et al. (2013))の再検証および流況・漂砂数値シミュレーションを実施した。

## (1)水文調査

## a) 定点流況調査

河道内における流況特性の検証には、Wave-Hunter(街アイオーテクニック製,以下,WH)を 用いた SP400 での定点流況観測結果を用いた。WHは、左岸から約 10m 地点に鋼製の架台を用 いて固定し、WHの流速センサーが河床から約 0.5m の高さになるように設定されていた(写真 -2)。データサンプリング時間は、1 時間毎に 0.5 秒で 20 分間の連続観測とし、観測期間は 2011 年 11 月 23 日~12 月 24 日であった。

調査結果より,順流と逆流の流速(絶対値)に着目すると,全観測期間中において基本的に 順流よりも逆流の方が速かった(図-3)。特に,大潮時において速く,11月25日8:00では約 1.0m/秒の逆流が発生していた。一方,観測期間中の12月4日に7mm以上の降雨があったが, 河道内の流況にほとんど変動が見られなかった。これは,濤沸湖が大きな貯留効果を有してい ることに起因すると考えられる。以上の結果より,河道内は潮流の影響が支配的な外力と考え られる。



#### b) 断面流況観測の概要

護岸の変状が著しかった河道 SP400 周辺における河道横断方向の流況構造の検証には,河道 SP400 周辺の1 断面付近(写真-2)にて実施されていた多層式流速計(Teledyne RD Instruments 社製,以下,ADCP)によるボトムトラッキングでの断面流況調査(以下,BT 調査)を用いた。 BT 調査は,河床面に向けた ADCP を観測船に固定し,河道両岸にロープを渡した上で観測船 を移動させ実施されていた(写真-6)。BT 観測は,大潮時の12月23日において1時間間隔で 実施し,データサンプリング時間は0.2s,観測層厚0.2m,ピング数は3であった。

調査結果より、上げ潮時では右岸側と比較して左岸側の流速が速く、1.0m/秒を超えていた。 なお、図は割愛するが、下げ潮時では上げ潮時と比較して流速は低いが、同様に右岸側と比較 して左岸側の流速が卓越していた。

以上の定点流況観測および断面流況観測の結果より, SP400 における基礎部の洗掘は, 潮流の作用で発生した可能性が高いことを示唆していた。



図-4 断面流況図(St. 400, 2011 年 12 月 23 日 13:00)

### (2) 流況・漂砂シミュレーション

潮流の作用による河道内での土砂移動特性を把握するため、図-3の鱒浦漁港における潮位変動を外力とした流況・漂砂シミュレーションを実施した。

a)流況計算モデル

流況計算モデルは,非粘性・非圧縮性ナビエ-ストークス方程式を基に,連続の式および運動 量保存の式を鉛直方向に積分することによって得られるサン-ベナンの式を用いた。本モデルの 支配方程式を,以下に示す。

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{g}{C^2} \frac{p\sqrt{p^2 + q^2}}{h^2} \cdots (1) \qquad \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{pq}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{q^2}{h} \right) + gh \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{g}{C^2} \frac{q\sqrt{p^2 + q^2}}{h^2} \cdots (2)$$

$$= h \frac{\partial}{\partial x} \left( E \frac{\partial(p/h)}{\partial x} \right) + h \frac{\partial}{\partial y} \left( E \frac{\partial(p/h)}{\partial y} \right) \qquad = h \frac{\partial}{\partial x} \left( E \frac{\partial(q/h)}{\partial x} \right) + h \frac{\partial}{\partial y} \left( E \frac{\partial(q/h)}{\partial y} \right)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = 0 \cdots (3)$$

ここに, x, y:平面座標, p, q:それぞれx, y方向の質量フラックス, C: Chezy数, E: 渦動 粘性係数である。河川流曲部では,遠心力の不均衡により遠心力の不均衡により,底面近くで は内側へ水面近くでは外側へと向かう二次流が発生する。特に,河川の流曲部の河床変動では 二次流の効果が重要であることから,底面摩擦力の偏向角として考慮した。また,底面摩擦力 および浮遊土砂移動を求めるために必要な鉛直方向の流速分布は,対数分布を仮定した分布関 数により流線方向x軸方向の流速uの鉛直分布を与えた。

## b) 河床変動計算モデル

河床変動モデルは、浮遊砂量と掃流砂量を算出し、流砂の連続式より地形変化量を算出した ファン ラインのモデルを用いた。掃流砂量 $S_{bl}$  (m²/s),浮遊砂量 $S_{sl}$  (m²/s) は、それぞれ次式で 与えられる。

$$S_{bl} = 0.053 \frac{T^{2.1}}{D_*^{0.3}} \sqrt{(s-l)g \cdot d_{50}^{-3}} \cdots (1) \qquad D_* = d_{50} \left(\frac{(S-l)g}{v^2}\right)^{\frac{1}{3}} \cdots (2) \qquad S_{sl} = f \cdot c_a \cdot u \cdot h \cdots (2)$$

ここに, *s*:相対的な砂の比重 (*ρ*/*ρ_s*), *d*₅₀:土砂の中央粒径, *T*:無次元移動段階パラメータ, *D**:無次元粒子パラメータである。*T*は,限界摩擦速度と有効摩擦速度で定義され, *D**の関 数として限界シールズを求めている。ここで, *c_a*:底層濃度, *f*:浮遊砂量の修正係数である。 c) 計算条件

上流端境界における河川流量は、観測期間中の降雨が河道内の流速にほとんど影響が無かったことを考慮し、ゼロとした。土砂粒径は、0.35mmとした。地形モデルは、2011年12月実施の河道横断測量および海域深浅測量結果を基に、計算格子を縦断方向に80個、横断方向に245個としたカーブリニアグリッドモデルとした。

#### d)計算結果

地形変化量は、横断測量データが少なく定量的な評価は困難であるため、定性的な評価に留めた。潮流の作用により、河道SP400の左岸側の河岸は侵食傾向となっており、これは蛇行に伴う二次流の影響が大きいものと考えられる(図-5)。本結果より、河道SP400の周辺における 護岸基礎コンクリートの下端部の洗掘は、潮流の作用により生じた可能性が高いと考えられる。



図-5 断面流況図(St. 400, 2011 年 12 月 23 日 13:00)

## 5. 考察

浦士別川における土砂の主要な供給源は、海域からの土砂であると考えられる(Horie et al. (2013))。そのため、沿岸漂砂に伴う河道内への土砂の押し込み量によって、河道内の土砂 形態が決定すると考えられる。河道内への土砂供給量が減少した場合は、洗掘深がより深く なることが示唆されるため、それに応じた護岸構造とすることに留意すべきである。

## 参考文献

 Takehito HORIE, Hideto KAMADA, Keishou NIREI, Kazuki YAGISAWA, Masaki SAWAMOTO, Hideo KONDO(2013): THE DEVELOPMENTAL PROCESS OF SHOALS BASED ON OBSERVATIONS IN TOUFUTSU LAKE, JAPAN, The 7th International Conference on Asian and Pacific Coasts 2013.

# 北上川を対象とした河川遡上津波の数値計算*

# 東北大学 工学部 建築・社会環境工学科 青山 恭尚 東北大学 大学院工学研究科 Mohammad Bagus Adityawan 東北大学 大学院工学研究科 三戸部 佑太 東北大学 大学院工学研究科 田中 仁

#### 1. はじめに

2011年3月宮城県沖で発生した東北地方太平洋沖地震津波により河口や河道内に津波が侵入し, 堤防を越流し堤内地へ流れ込み,堤内地で多くの被害が生じた。被害を最小限に抑えるためにも河 川遡上津波の挙動を解析し,把握することが重要である。津波のように静止状態での水域に入射す る波動下においてはその急激な加速効果により規則性波とはまったく異なる特性を示す。津波河川 遡上に関する研究は多くなされているが¹⁾,その正確な挙動は未だに明らかになっていない部分が 多い。特に本研究では地形が津波遡上に与える影響を調査していく。既往の研究で北上川を対象と した河川遡上津波を実験的に検討しているが²⁾,本研究では北上川を対象として,河口部および河 道内の津波の挙動を調査・評価していく。北上川には河口砂州,河口付近の中州,S字河道など特 徴的な地形が多くみられる。これらの存在そのものが与える影響も調査・考察していく。

## 2. 研究方法

#### (1)研究対象について

本研究の研究対象は北上川(図-1)であり,岩手県および宮城県を流れる一級河川である。北上 川は河口部に砂州やS字型河道を有しており津波の河川遡上において,その地形が与える影響は非 常に大きく見られる。固定床にて計算を行う。今回は河道の両端に津波が超えることのない高さの 鉛直な壁を設置すると仮定して,この条件のなかでの挙動を調査していく。2011年の東北太平沖地 震では河道内から津波が堤防を越流し堤内地に被害をもたらしたため,津波が河道内から外に出る ことのない条件での河川遡上津波の挙動について調査・考察するためである。

入力波としては実際の津波と波形は異なるが、単純な波形のもの(図-2)を採用する。最大波高 は case1 として東北太平洋沖地震, case2 として L1 津波と東北太平洋沖地震の中間波をそれぞれ模 擬している。case2 の中間波は実際には存在しないが、「仮想の施設建設上想定内の波」として用い ている。

^{*}Numerical simulation of run up tsunami in the model of Kitakami River, by Aoyama Yasuhisa, Mohammad Bagus Adityawan, Mitobe Yuta, and Tanaka Hitishi





## 図-2 入力波

## (2)シミュレーションについて

計算方法は二次元浅水流方程式モデルを用いて、McCormack法^{3),4)}により離散的に解く。

h は水深[m], u は x 方向の速度[m/s], v は y 方向の速度[m/s], t は時間[s], g は重力加速度[m/s²], S_{fx}は x 方向の摩擦勾配, S_{fy}は y 方向の摩擦勾配, z は地盤高[m], n はマニングの粗度係数をそれ ぞれ表す。McCormack 法にて,空間差分を用いる。予測子段階では上流方向に向かって,修正子 段階では下流方向に向かって空間差分を用いる。10m メッシュで北上川河口 9kp を含む 10km*8km を含む範囲(図-3)で計算している。計算条件として,地形データは海域では日本水路協会から海 底地形デジタルデータ,河道内では東北太平洋沖地震前の定期横断測量結果にそれぞれ基づき,地 震による地盤沈降量を考慮したものを用いている。マニングの粗度係数は海域 0.025 陸域 0.03,境 界条件は,右側は入力要件であり,左側は初期水位の鉛直な壁があり,その壁以下の水位の水は跳 ね返り,それ以上の水位の水は開放条件で流れ出るように設定している。

また本研究では、簡易的な条件として津波が超えることのない高さの鉛直な壁を河道の両端に設置して(図-4)考察を行う。津波が河道の外に漏れることのない条件での、河道内の津波遡上の挙動を調査・考察していく。



図-4 鉛直堤防設位置

## (3)実験について

本研究では実際の津波の測定がなされていなく測定値がないことや,仮想の津波を想定している ため,実験での測定値を計算値と比較してモデルの再現性の検討を行う。国土技術政策総合研究所 で行われた北上川河口津波遡上実験の測定値を用いる。スケールは 1/330,計算範囲や計算条件は モデルと同様に設定している。この段階にて実際の津波の複雑な波形を再現することが困難なため 単純な波形にて代用している。

## 3. 結果および考察

(1) 遡上速度について

各 case の時間毎の津波到達点を図示する(図-5,図-6)。河口部では津波の規模,最大水位による遡上スピードの違いはないことが示される。河道の 2.5km 地点ほどからは規模の大きい津波の方が遡上スピードが大きくなっている。これはエネルギーの減衰により,大きい津波ではまだエネルギーが消失されずにいて,規模の小さい津波ではほとんどのエネルギーが消失されて遡上スピードが小さくなっているためと考察できる。また,河口部の急激に川幅が狭くなる地点で河口砂州や河口の壁にぶつかって津波の勢いが減衰される。津波の規模が大きいほうが河口部の堤防の影響を大きく受けている。



図-5 case1の時間毎の津波到達点

図-6 case2 の時間毎の津波到達点

(2)水位について

下に各計測地点での水位変化を示す(図-7,図-8,図-9)。水位 η=h+z[m]と定 義する。また誤差についても以下の定義のもと議論を進めていく。

$$s = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i}^{N} \frac{(\eta_{cal,i} - \eta_{exp,i})^2}{(\eta_{exp,i})^2}} * 100 \ (\%) \quad \cdots \quad \cdots \quad (6)$$

s は誤差(%), N は時間ステップの総数,  $\eta_{cal,i}$ は計算値の水位,  $\eta_{exp,i}$ は実験値の水位をそれぞれ 表す。時間ステップは津波により水位が上昇し始める時間から、 $\models 120[sec]$ の範囲で計算する。

## ・地点 O2

地点 O2 は海域の一地点であり, 津波 が河川に流入していく前の地点である。誤 差は casel にて s=25.5%, case2 にて s=6.4% となっていて case2 においては再現性は高 いものとなっている。 case1 にて計算が過 大評価をしているのは,反射を過剰に計算 しているためであると思われる。河道に侵 入する前なので, 津波の減衰は起こってい ない。



・2km 地点

2km 地点は、河道に津波が侵入し、S字形の曲がり始める直前の部分である。

誤差は casel 右岸で *s*=50.0%, case2 左岸で *s*=14.4%となっている。casel 右岸で誤差が大きいのは 実験値の方で落ち着いた後の水位が約 4m で一定となるという不自然な値をとっているためである。 これは水位計の誤作動によるものと思われ,その部分を除くと誤差は *s*=7.3%となる。再現できて いないのは波の非定常性を考慮していないためであると考えられる。この地点では,河口部での津 波の河道への入射のよる減衰を受けた後の地点である。最大水位を比べると casel では 12.89m か ら 8.84m (約 31.4%減少) へと, case2 では 8.46m から 6.19m (約 26.8%の減少) へと小さくなって いる。規模の大きい津波のほうが河口部分の影響は大きく受けることが分かる。



図-8 2km 地点,時間-水位グラフ

・4.2km 地点

4.2km 地点はS字河道の一つ目の曲がり部分を通過した後の地点である。

誤差は casel 右岸で s=30.3%, case2 左岸で s=15.3%となっている。casel 右岸のほうで、誤差が大きいものとなっていて、全体的に過大評価している。計算値と実験値の差については同様に波に非定常性を考慮していないことや実験での表面張力の影響を適切に考慮できていないことが原因として挙げられる。また,S 字河道の曲がり部分の影響を受けて,津波が減衰し最大水位が減少している。2km 地点と比べると casel では 7.28m から 6.28m へと(約 12.4%減少), case2 では 4.69m から約 4.21m へと(約 10.2%減少)している。比較すると規模の大きい津波のほうが曲がった河道の影響を受けやすいといえる。



図-9 4.2km 地点,時間-水位グラフ

## 4. おわりに

本研究では、北上川を対象とし浅水流方程式モデルを用いて津波の河川遡上における地形による 影響を調査した。北上川における浅水流方程式の再現性を確かめることができた部分がある。計算 値と実験値の差は波の非定常性を考慮していないためであるといえる。また、堤防を超えることの ない規模の津波では、最大水位の大きい津波のほうが河口部や河道の曲がりによる減衰を大きく受 けることが示された。

謝辞:本研究で使用した水理実験データは国土技術政策総合研究所河川研究室より提供を受けたものである。また、本研究は国土交通省河川砂防技術研究開発の助成を受けて実施された。ここに記して深甚なる謝意を表する。

#### 参考文献

- 1) 村嶋陽一, 越村俊一, 岡 秀行, 村田泰洋, 今村文彦: 非線形理論に基づく実用的な津波の河 川遡上モデルの開発, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.66, No.1, pp.201-205, 2010.
- 福島雅紀,松浦達郎,服部 敦:河川津波の特性把握に関する実験的検討,土木学会論文集
   B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.I 261-I 265, 2013.
- M.S.B. Kusuma, M.B. Adityawan, and M. Farid: Modeling two dimension inundation flow generated by tsunami propagation in Banda Ache City, *International Conference on Earthquake Engineering and Disaster Mitigation*, pp.407-414, 2008.
- 4) S.A. Yost, P. Rao: A non-linear filter for one- and two-dimensional open channel flows with shocks, *Advances in Water Resources*, 24, pp.87-193, 2001.

# 組み合わせ最適化手法を利用した歴史津波の波源推定法 - 1611 年慶長奥州地震の事例 -*

東北大学災害科学国際研究所 今井健太郎

- 東京大学地震研究所 前田 拓人
- 東北大学災害科学国際研究所 飯沼 卓史
- 東北大学災害科学国際研究所 蝦名 裕一
- 東北大学災害科学国際研究所 菅原 大助
- 東北大学災害科学国際研究所 今村 文彦

## 宮城学院女子大学 平川 新

1. はじめに

1611 年 12 月 2 日 (グレゴリオ歴) に岩手県北部から福島県北部に至る東北地方沿岸域に津 波被害をもたらした巨大地震が発生した. 岩手県小本や山田町船越などの三陸沿岸の一部では 2011 年東北地方太平洋沖地震に匹敵する規模であったことを示す津波痕跡が残されている(首 藤・後藤, 1985; 蝦名・高橋, 2014).

本地震津波に関する史料の再精査(蝦名,2014)とそれに基づいた現地調査(蝦名・今井, 2014)から、津波被害地域は岩手県北部から福島県中部に至る広範囲であったことが再認識さ れた.このことから、本地震津波の波源域は三陸沖から仙台湾沖まで広がっていた可能性があ り、本地震と2011年東北地方太平洋沖地震は、プレート境界面の同一の領域が破壊した繰り返 し地震であることが示唆される.

相田(1977)は羽鳥(1975)による推定波源域から,1933年昭和三陸地震津波タイプの波源 断層に準えた波源モデルを提案している.この波源モデルでは三陸沿岸の津波痕跡高を説明す ることができるが,仙台湾沿岸の津波高はせいぜい1~2 m であり,仙台湾沿岸部における史 料に記された津波痕跡高や津波堆積物の存在(例えば,宍倉ら,2007)を十分に説明すること ができないといった課題が存在し,再評価の余地が残されている.

歴史地震・津波の波源推定手法に関する課題もある。潮位記録などが存在する近代以降の地 震津波の規模評価には逆解析手法(Satake, 1989)による波源推定が有用である。一方で,歴 史地震・津波の波源推定には津波痕跡や地殻変動などの限定的かつ断片的な情報を用いて推定 せざるを得ない。相田(1977)は波源断層の断層パラメータを試行錯誤的に変更しながら,計 算津波高と津波痕跡高によって規定される幾何平均 K,幾何標準偏差 κによって最適波源を選 択している。この方法だと K および κ の最適指標を満足する波源を一義的に決定することにな り,波源の不均質性の評価や波源規模に関する信頼性評価を行う事は難しい。今井ら(2013) は 2011 年東北地方太平洋沖地震津波を対象として,津波痕跡高とその分布による波源推定から 得られる地震規模 M_wと現代観測網によって評価される M_wの偏差について検討を行った。波

^{*} Paleo tsunami source estimation by using combination optimization algorithm - Case study of The 1611 Keicho earthquake tsunami - by K. Imai, T. Maeda, T. Iinuma, Y. Ebina, D. Sugawara, F. Imamura, and A. Hirakawa.

源長さと同等の津波痕跡分布範囲を有し,波 源長さの 5%の間隔で痕跡情報を得られる場 合に *M*_w との偏差は抑制され,地殻変動の拘 束条件を入れることでさらに *M*_wの偏差が抑 制されることを示した.ただし,単純グリッ ドサーチによる波源推定は計算負荷が高く, 津波痕跡高分布による波源推定に含まれる誤 差の定量評価が課題として残されていた.

本研究では、津波痕跡高のみを用いた波源 推定に組み合わせ最適化手法を適用し、津波 痕跡高を用いた波源推定に含まれる誤差評価 を行う.そして、史料の再精査と最新の現地 調査結果による 1611 年慶長奥州地震の津波 痕跡高とその分布を用いて波源推定を行い、 波源像について再検討することを目的とする.



図-1 慶長奥州地震の津波痕跡高分布

## 2. 1611 年慶長奥州地震の津波痕跡高

蝦名・今井(2014)は、1611年慶長奥州地震津波について新たな史料の検証とこれまで用い られてきた史料の再精査を実施し、その信頼性や史料成立時の時代背景を考慮した上で、津波 痕跡地点を特定し、津波痕跡高の計測を実施した.図-1に津波痕跡高分布を示す.図中の痕跡 高には羽鳥(1975)、都司・上田(1995)、都司ら(2011)、都司ら(2012)による測量値も含ま れる.なお、20mを越える津波痕跡高は、山奈宗真(1903)による1896年明治三陸地震津波 の際に聞き取り調査で得られた慶長奥州地震を含む過去の巨大津波の伝承に基づく.詳細につ いては蝦名・今井(2014)を参照されたい.

津波痕跡点は,青森県下北半島大沼及び宮城県鮫浦湾における津波堆積物調査結果と史料精 査および現地調査に基づく岩手県北部から福島県北部に至る28点である.ただし,宮古湾周辺 に津波痕跡点が集中しているため,この地点における痕跡高はその平均値と標準偏差を用いて 代表させた.そのため,解析に用いた痕跡点は18点となる.なお,青森県下北半島大沼におけ る津波堆積物調査結果では,慶長年間と同時代の津波堆積物を確認することができなかったた め,大沼海側の浜堤高(≒湖面標高)を越えないとして津波高を評価し,宮城県鮫浦では津波 堆積物が確認された標高値を津波遡上高として取り扱った.

図-1から,三陸部においては,宮古市を中心として南北に減衰する傾向が確認できる.また, 1896 明治三陸地震津波や 1933 年昭和三陸地震津波の痕跡高分布(羽鳥, 1975)と異なり,仙 台湾沿岸においてもそれほど減衰していない様子がわかる.痕跡点数そのものは極限られるが, この傾向は 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高分布と同様である.このことから,本地 震の波源断層は三陸沖から仙台湾沖であった可能性が示唆される.これらを踏まえて波源域を Maeda et al. (2011)に倣い,図-2のように想定した.仮定した地震発生形態としてはプレート境 界面における深部逆断層と海溝軸付近の浅部逆断層の組み合わせの場合(以下, Case 1)と,



プレート境界面における深部逆断層と海溝軸 外縁の西傾斜正断層(以下, Case 2)とした. 海溝軸外縁の正断層のメカニズムは Tsuru et al.(1999)による観測結果を参考に設定した.

## 3. 組み合わせ最適化アルゴリズム

組合せ最適化手法は,厳密解を求めること が難しい問題に対して,その問題の解空間を 効率よく探索して高精度な近似解を求める手 法である.単純グリッドサーチ法のように, すべての組み合わせを解く方法もあるが,解





く問題によっては膨大な計算量となり、現在の計算機性能では現実的とはいえない.本研究では、組み合わせ最適化手法の一つである Sim E アルゴリズム (Kling and Banerjee, 1990)を適用した. Sim E アルゴリズムは、さまざまな組み合わせ最適化問題を解くための汎用的な探索手法であり、最適化評価指標を適切に選択することにより、近似的ではあるが精度の高い解を得ることができる.本研究では、津波痕跡高と計算津波高の誤差ノルムを最適化指標とした.

計算津波高については、図-1に示す計算領域において、空間格子間隔は135m,時間間隔は 0.2sとし、各小断層による津波の Green 関数を線形長波理論に基づいて求めた.各痕跡点近傍 (水深約10m)における合成波形の最大振幅を計算津波高とした(図-3).津波痕跡高の誤差 ノルムが最小となる波源断層のすべり量分布を Sim E アルゴリズムにより求めた.

1611 年慶長奥州地震津波の痕跡高分布を用いた波源推定を行う前に、本解析手法の適用性と



図-5 1611 年慶長奥州地震の推定波源

解析結果に含まれる誤差について検討を行った.誤差評価の対象はすべり量分布とし,図-2に おける各波源断層の初期すべり量を一様乱数により与え,津波痕跡位置における計算津波高を 計算する.さらに,図-1に示す各痕跡点に含まれる誤差を一様乱数で計算津波高に与える.こ の計算津波高を誤差評価における仮想の津波痕跡高として,波源断層のすべり量分布を推定し








図-7 津波痕跡高と推定波源による計算津波高の比較

た. 試行回数は 100,000 回とし,初期すべり量分布に対する推定すべり量の平均誤差を評価した. 図-4 に推定すべり量の平均誤差と発生頻度の関係を示す.津波痕跡高分布とそれに含まれる誤差を考慮したとしても,推定される波源断層の平均すべり量誤差は 35~40%に収まる.

### 4. 推定波源とその解釈

図-5に推定波源を示す. 津波痕跡高に含まれる誤差を乱数で考慮し 100,000 回試行による解 析結果であり,図中左は平均的な各波源断層のすべり量,右は各断層のすべり量とその頻度分 布を示す.両ケースともに,三陸沖の海溝軸付近に非常に大きなすべりが生じており,その頻 度分布も鋭い傾向となる. 仙台湾沖の深部プレート境界においては,広域にすべりが生じてい るが,その頻度分布は鈍く平坦な傾向となり,三陸沖の海講軸付近に比べて信頼性が若干劣る ことがわかる.本解析による地震規模は,剛性率を 30 GPa とした場合に各々*M*w 8.4~8.7 とな り,従来の波源モデルによる*M*w 8.1 (相田, 1977)よりも大きい. これは,本解析で推定した 波源域が三陸沖の海講軸付近だけでなく仙台湾沖に至る広域となったことによる.

行谷・矢田(2014)は、中世史料の解析から慶長奥州地震以前に発生した東北地方太平洋沿岸に巨大津波をもたらしたイベントとして1454年享徳地震、あるいは1455年康正地震である可能性を示した.本領域におけるプレート境界の歪み蓄積量は3~9 cm/yearと見積もられている(Hashimoto et al., 2009).図-6に1454年から1611年の157年間におけるすべり遅れ分布を示す.本解析により推定したプレート境界におけるすべり量とその分布は、これらの検討結果と調和的といえる.一方で、海溝軸付近における逆断層や海溝軸外縁における正断層の大きなすべりについては、すべり遅れ分布に基づいて説明することは困難であり、深部逆断層の運動が海溝軸付近の逆断層や海溝軸外縁正断層に与える力学的影響を検討する必要がある.

図-7 に津波痕跡高と推定波源による計算津波高の比較を示す.本研究で推定した各々の波源 による津波高は痕跡高と調和的といえるが、20 m 以上の津波痕跡高を説明することはできない ため、κ=1.51±0.05 となる.詳細な空間分解能での氾濫解析による検証が必要と考えられる.

#### 5. おわりに

津波痕跡高を用いた波源推定を行うために組み合わせ最適化手法を適用した.津波痕跡高の みを用いた波源推定に含まれる誤差について検討し,1611 年慶長地震津波の痕跡高分布などの 本解析条件では,推定滑り量に 30~40%程度の誤差が含まれることを示し,それらを踏まえて 波源推定を行った.さらに,推定波源と固着域の関連性について検討した.

謝辞:本研究は H24 および H25 年度東北大学災害科学国際研究所特定プロジェクト研究(課題番号 A-2,代表:今村文彦)と JSPS 科研費 25350492,24720290の助成を受けて実施されました.ここに記して,感謝の意を表します.

#### 参考文献

- 蝦名裕一・高橋裕史:『ビスカイノ報告』における 1611 年慶長奥州地震津波の記述について,歴史地震, 29, 195-208, 2014.
- 首藤伸夫・後藤智明:三陸大津波痕跡調査報告 -越喜来湾(三陸町)-,津波工学研究報告,2,46-53,1985. 蝦名裕一:慶長奥州地震津波と復興 四百年前にも大地震と大津波があった,蕃山房,69p,2014.
- 蝦名裕一・今井健太郎: 史料や伝承に基づく 1611 年慶長奥州地震の津波痕跡調査, 津波工学研究報告, 31, 139-148, 2014.
- 相田勇:三陸の古い津波のシミュレーション,地震研究所彙報,52,71-101,1977.
- 羽鳥徳太郎:三陸沖歴史津波の規模と推定波源域,地震研究所彙報, 50, 397-414, 1975.
- 宍倉正展・澤井裕紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原治・藤野滋弘:石巻平野における津波堆積物の分布と年代,活断層・古地震研究報告,7,31-46,2007.
- Satake, K. : Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes, J.Geophys.Res., 94, 5627-5636, 1989.
- 今井健太郎・堀内滋人・今村文彦:波源推定における津波痕跡高分布の依存性に関する検討,土木学会論文集 B2(海岸工学), 69-2, 431-435, 2013.
- 都司嘉宣・上田和枝:慶長16年(1611),延宝5年(1677),宝暦12年(1763),寛政5年(1795),および安 政3年(1858)の各三陸地震津波の検証,歴史地震,11,75-106,1995.
- 都司嘉宜・馬淵幸雄・大家隆行・今村文彦:岩手県を対象とした慶長 16 年三陸地震津波の痕跡調査,津波工 学研究報告, 28, 173-180, 2011.
- 都司嘉宜・今井健太郎・馬淵幸雄・大家隆行・岡田清宏・岩渕洋子・今村文彦:宮城県及び福島県の沿岸での 延宝五年(1677)房総及び慶長十六年(1611)三陸地震津波の痕跡調査,津波工学研究報告,29,189-208,2012. 山奈宗真:岩手県沿岸大海嘯取調書,1903.
- Maeda, T., T. Furumura, S. Sakai, and M. Shinohara, Significant tsunami observed at the ocean-bottom pressure gauges during the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63(7), 803-808, doi:10.5047/eps.2011.06.005, 2011.
- T. Tsuru, J.O. Park, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kido, Y. Kaneda, and Y. Kono, Tectonic features of Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data, J. Geophys.Res., 105, 16403-16413, 2000.
- Kling, R. M. and P. Banerjee, Optimization by Simulated Evolution with Applications to Standard Cell Placement, Proc. of 27th Design Automation Conference, 20-25, 1990.

行谷佑一・矢田俊文: 史料に記録された中世における東日本太平洋沿岸の津波, 地震 2, 66-4, 73-82, 2014.

Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T., and Matsu'ura, M., Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, Nature Geoscience 2, 141-144, 2009.

# 津波避難ビル上に設置したシェルターの挙動に関する検討*

# 秋田大学工学資源学部 金子 祐一

### 秋田大学工学資源研究科 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、従来想定よりもかなり巨大な津波が来襲することが 予測されるようになっている。特に南海トラフ地震による被害が予測される地域では、以前よ りも約4倍近く大きな津波の来襲が予測されている場合もある。

そのため、津波からより確実に身を守るために従来の高所避難に加えて、高所避難後の対策 も必要となっている。本研究では、浮体式津波避難用シェルターの使用¹⁾を含めたハイブリッ トな避難に注目した。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。

本研究では縮尺 1/20 での水理実験を行い,模型を用いてシェルターの安全性を評価した。各 測定器を使用して,波高や流速等の物理量を計測するとともに,ビデオカメラを用いた挙動解 析を行い,シェルターを使った避難に対する評価を行う。

## 2. 実験方法

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。実験水路の概略と測定 機器の配置,諸記号の定義を図-1に示す。実験水路は高さが 0.50m,幅が 0.30m,全長 11.0m, 貯水長 5.0m,静水深 0.067m,斜面勾配 1/26 の両面ガラス張り鋼製矩形水路である。



図-1 実験水路略図

^{*}Investigation of Tsunami Evacuation using Floating Type Tsunami Evacuation Shelter on the building by Yuichi Kaneko and Kazuya Watanabe

実験で用いたシェルター模型を図-2,建物模型を図-3に示す。シェルター模型²は,4人 乗りと6人乗りの2種類を想定した。大きさは,4人乗りのものが,直径6.3cm,重さ48.5gと なっており,6人乗りのものは直径8.6cm,重さ78.9gである。重量はFroudeの相似則によっ て算定した。建物模型は,高さ15cm,幅14cm,奥行15cmとした。また,比較として,長さが 異なる奥行30cmの建物模型も使用した。実験条件の詳細については表に示した。



4人乗りのタイプ



6人乗りのタイプ







図-3 建物模型

表-1 実験条件

	平地	奥行15cm	奥行30cm			
貯水深(cm)		40.0, 35.0				
静水深(cm)	6.7					
斜面勾配	1/26					
設置位置(cm)	ゲートから流れ方向に420	建物前面から3.0,7.5,12.0	建物前面から3.0,15.0,27.0			

模型の材質は塩化ビニルであり、シェルター模型の中には安定性向上と重量確保の目的で、 底面側に油粘土を敷き詰めてある。図-2より、シェルター模型は吃水が半分以下であること が確認できる。また建物模型に開口部は無く、中には油粘土とコンクリート片を重りとして詰 めている。

測定項目は建物模型の前面から 20cm と 9cm, 背面から 30cm の 3 位置における超音波式変 位計による氾濫水深と,模型の前面横 3cm と背面 30cm の 2 位置においてプロペラ流速計によ る氾濫流速である。この他にビデオカメラを使用し,挙動解析も同時に行った。

### 3. 実験データ

今回の実験の一例として、6人乗りシェルターを 30cm 建物模型上に建物前面から 3cm の位 置で設置し、貯水深 35.0cm で発生させた段波を入射させた際に、建物前面から 20cm の位置に おいて計測された波高経時変化の例を図-4 に示す。建物前面で急激に波高が大きくなってい ることが確認できる。



また,図-5には6人乗りシェルターを30cm 建物模型上に建物前面から3cmの位置に設置 し,貯水深35.0cmで発生させた段波を入射させた際に,建物前面横3cmの位置で測定された 流速の経時変化例を,図-6には同条件でシェルター模型のみを使用しなかった場合での,建 物模型背面から30cmの位置で測定された流速の経時変化の例を示す。





図-6 流速の経時変化例(2)

# 4. 考察

本研究では、各測定器を用いた物理量の計測の他に、ビデオを使った挙動解析によって、 主に3パターンの挙動に分けることができた。以下にパターン別の図と考察を示す。

# (1) パターン1:波とともに移動

主に貯水深が大きいときにみられる挙動である。シェルターが波にさらわれ,滑らかに移動 する。回転や落下,浮き沈み等の挙動の乱れは少ないが,球体自身の移動速度が大きい。ここ では1コマ1/10秒となっており,図には2/10秒ごとの写真を示している。



図-7 シェルターの挙動(1)

# (2) パターン2:回転後, 落下

貯水深が低い条件でよく見られた。また,貯水深が大きい場合は設置位置が建物上中間と後 方の条件のときによく見られるパターンで,波の衝撃によってシェルターが回転し,建物上か ら落下後,波に流されていく。この場合は,落下後浮き沈みを繰り返しながら流されることが 多く,回転等の挙動の乱れも大きかった。



図-8 シェルターの挙動(2)

# (3) 落下後,滞留

主に、貯水深が小さいときにみられ、回転等により建物から落下した後、建物後背面でしば らく滞留するパターン。短いときは 0.2 秒程度、長いときは 1 秒程度滞留する場合もあった。 滞留中は揺れが激しく、シェルターは不安定な状態であった。また、流されるときは、急加速 して流されていく場合が多く、比較的危険性が高いパターンであると考えられる。



図-9 シェルターの挙動(3)

### 5. まとめ

シェルターの挙動は主に3種類に分けることができたが、各物理量との明確な関わりはまだ 明らかとなっていない。また、既往研究³⁾ではシェルターが動かない場合も確認されたので、 今後も調査を続けていく必要がある。また、挙動には大きな乱れが生じる場合もあるため、浮 体式シェルターは一時的な避難場所としては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に協力を得た。ここに記し、謝意を表する。

# 参考文献

- 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 巻,pp.105-110,2008.
- 2) TAJIMA MOTOR CORPORATION: 浮揚式津波対策用シェルター「SAFE+」, 〈http://www.tajima-motor.com/safeplus/shelter/index.html〉(2015 年 1 月 15 日アクセス)
- 3) 松谷和明: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.

# 立体解析に基づく鉄骨置屋根構造物の損傷メカニズムの検討

# 仙台高專 飯藤將之 仙台高專 藤田智己 東北大学大学院 鈴木敦詞 仙台高專名誉教授 渋谷純一

# 1. はじめに

東北地方太平洋沖地震おいて, RC 下部構造の上に置屋根状に鉄骨屋根が設置された鉄骨置 屋根構造で構造被害が確認された¹⁾。被害は RC 下部構造と鉄骨屋根の接合部(以降, 置屋根 支承部と呼ぶ)で発生し,過去に同様な被害として RC 柱頭の側方破壊が起きている²⁾。今回 の地震被害調査では,それに加えてアンカーボルトの破断,敷きモルタルの圧壊の被害が見ら れた¹⁾。著者らはこれまでに地震被害を受けた体育館の解析を通して被害発生メカニズムを検 討してきた^{3),4)}。本論では,既往の解析モデル³⁾を再評価した立体モデルによる静的増分解析を 行い,これまでに得られた知見と総合して置屋根支承部の損傷メカニズムについてまとめる。

### 2. 解析対象建物および被害の概要

解析対象建物は,1979年設計,1981年竣工の地上2建ての体育館である。本建物の平面図を図1に示す。本建物は1通り,11通りにほぼ全面が耐力壁で構成された妻構面を有し,6通りに代表される中央構面は,2階のギャラリー部から約9mに及ぶ片持ち柱により構成される。 置屋根の主架構は鋼管トラス構造で南北方向に架けられている。置屋根はC,M通りのRC柱の柱頭部分で露出柱脚形式として4本のアンカーボルト(22¢)で結合されている。

置屋根支承部の損傷は、C、M 通り中央部分とM 通り西端を除く箇所で4本中すべてのアン カーボルトが破断した(図-1)。破断を免れた箇所においても、アンカーボルトの伸びは確認 されている。また、C 通りの支承部には高さ調整用の7~10cmの敷モルタルが設けられていた が、すべて圧壊していた。被害写真を写真1、写真2に示す。



Study on Damage Mechanism of RC Frame with Steel Roof Structure based on 3D analysis By Masayuki HANDOU, Tomomi FUJITA, Atsushi SUZUKI, Junichi SHIBUYA

# 3. 解析モデルの概要とモデルの変更点

解析には弾塑性解析プログラム Frame-D⁵⁾を用いた。解析モデルは,図2に示す部材モデルで 構成された既往モデル³⁾についてトラス屋根の曲げ剛性の再評価を行い,図3のようにモデル 化した。

既往モデル³⁾は、トラス屋根の曲げ剛性 をトラスの上弦材・下弦材・束材を考慮し た図心に関する断面 2 次モーメントを用い て定めていた。しかし、トラス屋根部分に ついて有限要素解析ソフト ABAQUS6.8.2 を用いて解析した結果⁴⁾、置屋根支承部に 曲げモーメントが作用する場合の屋根トラ スの曲げ抵抗はトラスの下弦材に大きく依 存することが確認され、曲げ剛性は既往モ デル³⁾の 1/30 程度となることがわかった。





図3 解析モデル

### 表1 曲げばね履歴モデル: Takeda モデル

部 ひび割れ耐力 _B M _c		終局耐力	変形角 [rad]			降伏後
材	[N]	$_{B}M_{y}$ [N]	ひび割れ _B R _c	終局 BRy		剛性
柱	$0.57\sqrt{\sigma_{_B}}Z_e + ND/6$	$\overline{\tau_n} Z_{,+} ND / 6 \qquad 0.8 a_i \sigma_y D + 0.5 ND \left( 1 - \frac{N}{bDF_c} \right) $	$_{R}M_{C}/200K_{0}$	$\left\{\left(1/\alpha_{y}-1\right)-1\right\}M_{y}/K_{0}$	$(0.043+1.64np_t + 0.43a / D + 0.33\eta_0) (d / D)^2$	K ₀ /1000
梁		$0.9a_t\sigma_y d$	5 6 6			

# 表2 せん断ばね履歴モデル:原点指向型モデル

部	ひび割れ耐力	最大耐力	終局耐力	変形角 [rad]		
材	${}_{s}Q_{c}$ [N]	_s Q _y [N]	$_{s}Q_{u}$ [N]	ひび割れ sdc	最大耐力 sdy	終局 sdu
柱	$\frac{0.065k_c\left(500+\sigma_B\right)}{M/Qd+1.7}bj$	$\left\{\frac{0.052 p_t^{0.023} \left(18 + \sigma_B\right)}{M / Qd + 0.12} + 0.85 \sqrt{p_w \sigma_y} + 0.1 \sigma_0\right\} bj$		_s Q _c /GA	1/250	1/25
梁		$\left\{ \frac{0.052 p_i^{0.23} \left(18 + \sigma_B\right)}{M / Qd + 0.12} + 0.85 \sqrt{p_w \sigma_y} \right\} bj$	・ _s Q _c と同値			

部材モデルの耐力等は設計図書に示された部材リストについて鉄筋コンクリート構造設計 基準⁶⁰に基づき表 1,表 2の式で算定している。なお,各記号については文献 5),6)を参照さ れたい。

置屋根支承部の復元力モデルとして、せん断については終局せん断耐力  $Q_U$ とせん断剛性  $GA_b$  を用いた完全弾塑性型のバイリニアモデルを C, M 通りに配置した。終局せん断耐力  $Q_U$ は置 屋根支承部の全アンカーボルトの本数の強度に形状係数を考慮した値として、

$$Q_U = \frac{\sigma_u \cdot A_b \cdot n_b}{\sqrt{3}\kappa} \qquad \cdots (1)$$

により求めている。ここで、 $\sigma_u$ はアンカーボルトの引張強さ[N/mm²]、 $A_b$ はアンカーボルトの 軸断面積[mm²]、 $n_b$ は全アンカーボルトの本数、 $\kappa$ は形状係数(円形断面の場合は 4/3)である。

曲げについては回転剛性  $K_{BS}$ および終局曲げ耐力  $M_U$  を用いた完全弾塑性型のバイリニアモデルを C, M 通り側に配置した。 $K_{BS}$ および  $M_U$ は鋼構造接合部設計指針⁷⁾の露出柱脚として,

$$K_{BS} = \frac{E \cdot n_t \cdot A_b \cdot (d_t + d_c)}{2 \cdot l_b} \quad \cdots (2) \qquad M_U = T_U d_t + \frac{(N + T_U)D}{2} \left(1 - \frac{N + T_U}{N_U}\right) \quad \cdots (3)$$

により求めている。なお、各記号については文献 7)を参照されたい。

### 4. 解析結果および既往知見との比較

解析結果として、本解析モデルを用いた場合を図4に、既往のモデルを用いた場合を図5に 示す。いずれも横軸は6通り柱頭変位を階高で除した6通り全体変形角である。(a)には支承部 に作用するせん断力(以降,柱頭せん断力と呼ぶ。)との関係,(b)には支承部に作用する曲げ モーメント(以降,柱頭曲げモーメントと呼ぶ。)との関係、そして(c)には2階床から立ち上 がるRC柱の柱脚に作用する曲げモーメント(以降,柱脚曲げモーメントと呼ぶ。)との関係を 示す。各図には終局せん断耐力,降伏モーメント,終局モーメントを併記している。

本解析モデルと既往モデル³の結果を比較すると、柱頭せん断力、柱脚モーメントに関して は同様の傾向を示すことが確認できる。しかし、柱頭モーメントについて、各通りで柱頭せん 断力が終局耐力に達した際、既往モデルでは中央構面に向かうほど線形的に曲げ応力が上昇す るのに対して、本解析モデルの結果ではすべての通りで終局モーメントの3割程度に留まって いる。即ち、トラス屋根の曲げ剛性の違いにより支承部に作用する曲げ応力が変化することが わかる。同時に、本解析モデルの結果に基づけば、実際の建物ではトラス屋根が曲げ変形する ことで置屋根支承部に作用する曲げ応力が軽減されると言うことができる。

どちらの解析モデルの結果からも、1~3 通りの置屋根支承部では柱頭せん断力が終局耐力に 達する際の柱頭モーメントが3割程度のため、せん断力が卓越して損傷に達すると言うことが できる。しかし、4~6通り構面に着目すると、トラス屋根の曲げ剛性が高い場合には柱頭モー メントが終局耐力の6割程度まで作用しており、置屋根支承部はせん断のみではなく曲げとの 複合的作用により損傷に至る。従って、損傷時期が早くなる可能性がある。但し、置屋根支承 部が妻構面から損傷が発生しはじめ、徐々に隣り合う構面が応力を負担しながら順に中央構面 に向けて進行する損傷進展メカニズムに変わりはない。



図5 各応力と6通り全体変形角の関係:既往モデル³⁾

### 4. まとめ

本論では再構築を行った解析モデルによる静的増分解析の結果を示し,既往モデルの結果を 勘案して,鉄骨置屋根構造の置屋根支承部の損傷メカニズムを検討した。

本解析モデルの結果より、1)既往モデルの結果と同様、置屋根支承部の損傷が妻構面から中 央構面にむけて進行する、2)置屋根支承部には曲げ応力はほとんど作用せず、せん断が卓越し て損傷に至ることが明らかとなった。加えて、既往モデルとの比較より、トラス屋根の曲げ剛 性の大きさで置屋根支承部に作用する曲げ応力が変化し、トラス屋根の曲げ剛性が高い場合、 中央構面の置屋根支承部ではせん断と曲げの複合的作用により損傷することを示した。

### 参考文献

- 1) 一般社団法人 建築研究振興協会:東日本大震災における鉄骨置屋根構造の被害調査報告, 2012.8
- 2) 梶川鉄平 他:既存屋内運動場における RC 柱と鉄骨屋根梁との定着部コンクリート破壊に関する研究,日本建築学会学術講演梗概集, pp.805-806, 2002.8
- 3) 永井一磨 他:鉄骨置屋根構造を有する空間構造物の地震被害に関する研究 その3 簡易解析モデルによ る柱頭損傷メカニズムの検討,日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2, PP. 1351-1352-, 2014.9
- 4)藤田智己 他:静的増分解析による鉄骨置屋根空間構造物の損傷メカニズムの検討,鋼構造年次論文報告集 第 22 巻, PP.447-452, 2014.11
- 5) 志賀敏男 他:東北大学工学部建設系研究棟の強震応答実測とその弾塑性応答解析,日本建築学会論文報告集,第301号, pp.119-128, 1981.3
- 6) 日本建築学会:鉄筋コンクリート構造計算基準・同解説, 2010
- 7) 日本建築学会:鋼構造接合部設計指針, 2012.3

# 1894年庄内地震の住家被害と常時微動特性との関係*

# 秋田大学 地域創生センター 水田 敏彦

#### 

# 1. はじめに

1894年(明治27年) 庄内地震は山形県の北西部,庄内平野で発生したM7.0の内陸地震であり,庄内平野全域および秋田県を含む周辺地域に被害が発生した。平野部の内陸地震として 1948年福井地震に次ぐ被害を発生した地震である。

筆者らは秋田県下の明治以降の被害地震,1894 年庄内地震,1896 年陸羽地震,1914 年秋田 仙北地震,1939 年男鹿地震などについて既往の被害調査報告書,新聞記事,郷土資料の文献調 査を進め,被害の詳細および分布,行政機関の震災対応を明らかにしてきた。また1896 年陸羽 地震と1914 年秋田仙北地震について,全潰率10%以上の旧町村集落を対象に常時微動観測を

行い,それら地域での微動 H/V スペクトル比 の卓越周期を求めて住家全潰率と比較し,住 家被害と常時微動特性との関係を明らかにす ることができた¹⁾。庄内地震は 1891 年濃尾地 震を契機に発足した震災予防調査会にとって 始めての大規模地震で詳細な現地調査が行わ れ多くの報告を残している。庄内平野の飽海, 東田川,西田川,3 郡には震災予防調査会²⁾ による被害報告書があり,状況は町村別に統 計が示され,広範囲の町村について大字ごと の被害統計が残されている。本地震の被害は 最上川下流部両岸の低平地に集中し壊滅的な 被害を受けた大字も多く,被害地域の立地条 件を明らかにすることは地域の防災を考える 上で重要であると考えられる。

ここでは庄内地震における被害が大きい飽 海郡南平田村,北平田村,市條村,西田川郡 袖浦村,東郷村,東田川郡押切村について大 字単位で単点微動観測を行い,これまで明ら かにした大字別の細かな被害分布³⁾と微動 H/V スペクトル比を比較し,住家被害と常時 微動特性との関係を検討する。



 * Relation between damage of wooden houses during the 1894 Shonai earthquake and H/V spectral ratio of microtremors
 by Toshihiko MIZUTA and Hiroshi KAGAMI

### 2. 庄内地震の被害と常時微動観測の概要

本研究では、地盤特性の違いを把握することを目的として微動観測を実施した。調査地域と 住家全潰率を基本に推定した庄内地震の大字別震度分布図³⁾を図1に示す。震度7については、 全潰率30%~50%を●、全潰率50%~80%を◆、全潰率80%以上を■に分けて示している。

庄内平野の地形は低く平坦な平野面と,海岸に沿ってのびる庄内砂丘とが特徴的である。最 上川は庄内平野を刻み込むように流下し,日本海に注いでいる。また,平野東縁にはなだらか な丘陵地帯が広がっている。全潰以上の被害が発生した地域は庄内平野全域に広がっている。 震度7の地域は最上川流域や庄内平野東縁部の大字に多く,最上川と赤川の間に震度7の集落 が散在する。その中でも被害が大きい場所は南平田村で,ほとんどの大字で全潰率が50%を超 えている。最上川沿いの平地でこれに次ぐ被害が発生しており,多くの大字が震度7と推定さ れる。荘内新報⁴⁾の記事に東田川郡の震況として『被害の最とも甚しきは新堀押切及余目の最 上川又は赤川に接したる処又は池沼等の土質柔なる土地』と記されており,地盤条件によって 被害が大きくなったことが考えられる。また,庄内平野中央部より南側は震度の高い地域が面 的に広がっていることに対して,北側では震度6+以上の地域が東縁部に帯状に分布する特徴が ある。微動観測地点は前述した旧6村を対象とし,観測は2014年11月10日~12日の3日間, 図1の太い点線の内側に位置する大字計46点で実施した。観測機材にはサーボ型速度計(東京 測振製 VSE-15D-6)を用いた。計測は5分間行い,サンプリング周波数は100Hzとした。

### 3. 観測結果

微動の解析方法は、ノイズの少ない区間 20.48 秒のデータを3 つ選び出し、フーリエスペクトル(平滑化 10 回, Hanning Window)を求めた。NS 成分と EW 成分のフーリエスペクトルをベクトル合成して水平成分のフーリエスペクトルを求め、水平成分を上下成分で除すことで H/V スペクトル比を算出し3 区間を相加平均した。

微動観測を実施した観測点と全地点の微動 H/V スペクトル比を図2,図3,図4に示す。背 景地図は 1913 年発行の5万分の1の地形図を用い、全潰率30%以上の観測点は実線(全潰率 30%~80%は黒,80%以上は茶),10%~30%は一点鎖線(赤),10%未満は点線(青)で示して いる。低地上の観測点では卓越周期は0.6秒~1.2秒の間でピークが明瞭に現れ、また、平野 東部の丘陵地や西部の砂丘上では0.15秒~0.4秒であり、特に砂丘地帯ではピークがなだらか になるという傾向が見られた。最も被害の大きい地域は南平田村であり飛鳥、泉興野、堀野内、 郡山の各大字は全潰率80%以上とほぼ全滅に近い。図2の南平田村の微動 H/V スペクトル比を 見ると、住家被害と H/V スペクトル比の卓越周期は良い対応を示し、被害の大きい平野部では 表層地盤が厚く、被害の小さい山側では薄いことが示唆される。南平田村より北側の北平田村 や市條村では(図3),北平田村布目、庄内平野東縁部に位置する市條村法連寺、大嶋田の各大 字で全潰率が大きくなっている。これらについても卓越周期が長く、比較的被害の大きい周辺 の大字も卓越周期が長く被害と常時微動特性と高い相関が見られる。しかしながら、微動特性 のみでは説明できない結果も得られた。庄内平野西部の砂丘地帯に位置する袖浦村黒森、板野 辺新田、宮野浦の各大字は全潰率30%以上となっているが、ほとんど被害を受けていない十里 塚や濱中との H/V スペクトル比の違いは少なかった(図4)。



図2 南平田村の観測点(左)と各大字の微動 H/V スペクトル比(右)





市條村



図3 北平田村と市條村の観測点(上)と各大字の微動 H/V スペクトル比(下)



# 図4 袖浦村,東郷村,押切村の観測点(左)と各大字の微動 H/V スペクトル比(右)

# 4. おわりに

庄内地震における被害が大きい旧南平田村,北平田村,市條村,袖浦村,東郷村,押切村を 対象に大字単位で単点微動観測を行い,大字別の住家被害と常時微動特性との関係を検討した。 今後は各観測点での微動記録を詳細に分析し,庄内平野の地盤構造との関係を探っていきたい。

### 参考文献

- 1) 水田敏彦・藤井摩弥・鏡味洋史:1896 年陸羽地震と1914 年秋田仙北地震における住家被害と地盤特性の 検討-全潰率と微動 H/V スペクトル比の比較-,東北地域災害科学研究,第47巻, pp.19-24, 2011.
- 2) 大森房吉: 明治 27 年 10 月 22 日庄内地震概報告, 震災予防調査会報告, 3, pp. 79-106, 1895.
- 3)水田敏彦・鏡味洋史:1894.10.22 庄内地震の大字別の被害分布に関する文献調査、日本建築学会技術報告集、第19巻、第43号、pp.1235-1238、2013.
- 4) 荘内新報:明治27年10月31日第1091号, 鶴岡市郷土資料館蔵, 4pp, 1894.

# 常時微動測定による東北大学青葉山免震建物群の振動特性*

### 東北大学 大野晋・上野山裕之・鶴田涼介・石塚博基・小池悟

#### 1. はじめに

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震により、東北大学青葉山キャンパスでは人間環境系, 電子情報システム・応物系,マテリアル・開発系3系の建物が大破となり,解体され本年免震 建物として建設された。また,災害科学国際研究所の新棟も免震構造で建設された。これらの 新設建物の竣工時の振動特性を把握するために,常時微動測定と人力加振による振動計測を本 年度実施中であり,ここでは計測済みの3建物について測定概要と基本的な振動特性を報告す る。

### 2. 対象建物と常時微動測定

今までに計測済みの建物は表1の3建物である。いずれも地上 5-6 階建の RC,SRC 造基礎免 震建物で,竣工直後,什器や実験機器搬入前に計測した。このうち災害研新棟については地震 観測装置も設置しており,什器搬入後に再度計測予定である。

各建物の常時微動の計測点を図1から図3に,表2に測定概要を示す。3成分一体型ロガー 内蔵加速度計(応用地質 McSEIS-MT-NEO)を5台用い,1F中央を基準点(共通観測点),他 4点を同一階におくパターンを基本ケースとし,各ケース20分間で階を移動する計測を行った。 上記の他,電子情報システム・応物系と災害科学国際研究所では最上階での人力加振を行って いる。

#### 3. 伝達関数の算定

本稿では、基礎階から最上階までの建物中央での同時計測と、最上階での平面内の同時計測 の結果を用いて、並進モードとねじれモードについて基本的な検討を行った。伝達関数算定の 際は、表2に示した通り、20分間のデータから20.48s1区間を10.24sずつオーバーラップさせ て各区間を切り出し、FFTとアンサンブル平均によりパワースペクトルとクロススペクトルを 求めた。伝達関数の算定にはいくつか方法があるが、ここでは振幅をパワースペクトルの比、 位相をクロススペクトルで定める HV もしくは HR¹⁾と呼ばれる方法で算定した。

#### 4. 建物の振動特性

マテリアル・開発系新棟において,建物中央の短辺・長辺・上下成分間の伝達関数を図4に 示す。左は 1F に対する上部の,右は基礎階に対する上部の伝達関数であり,それぞれ免震層 固定時と基礎固定時に対応する。図にはいくつかのピーク周波数の値を示した。上部構造では

^{*} Vibration characteristics by microtremor measurements at new base isolation buildings in Aobayama campus of Tohoku University, by Susumu Ohno, Hiroyuki Uenoyama, Ryosuke Tsuruta, Hiroki Ishizuka, and Satoru Koike

短辺の方が長辺よりもピーク周波数が高いが、これは短辺方向の耐震壁の影響と思われる。免 震層からの伝達関数では方向による差は小さくなっている。図5には5F(最上階)の平面内4 点のパワースペクトルと向かい合う2辺間の伝達関数を示した。2.4Hzで位相が反転しており、 ねじれモードが確認できる。

電子情報システム・応物系新棟において,同じく建物中央各階間伝達関数と最上階平面内で の伝達関数を求めた結果を図6,図7に示す。特徴的な点としては,マテリアル・開発系より も短辺方向でねじれ成分(2.5Hz)の振幅が大きく,かつ東側の方が西側よりも大きく揺れてい る。これは,図2平面に示すように,新棟西側が階段を介して既存建物とつながっているため と思われる。

災害科学国際研究所新棟において、同じく建物中央各階間伝達関数と最上階平面内での伝達 関数を求めた結果を図8、図9に示す。この建物は不整形な平面をしており、建物中央の伝達 関数にも1.6-1.7Hzと1.9Hzの2つの隣接したピークが見られる。図9の平面内伝達関数の位相 特性から、前者が長辺に対して短辺が同位相で大きく揺れる並進(片揺れ)モード、後者が逆 位相で揺れるねじれモードであると確認できる。

### 5. まとめ

東北大学青葉山キャンパスに建設された免震建物3棟について,常時微動測定から求めた低 次モードについて報告した。得られた固有振動数を表3に示す。免震層を含む1次周期は,マ テリアル・開発系と電子情報システム・応物系で2Hz程度,災害研で1.7Hz程度であり,微小 振幅であるため大地震時の設計固有周期(3-4s)よりも高周波である。今後は計測済みの建物 について立体振動特性の検討及び減衰を含むモードパラメータ評価を進めるとともに,未計測 の建物や什器搬入後の再測定,地震観測との比較を行う予定である。

		免震層固定時	基礎階固定時		
		(上階/1F)	(上階/BF)		
		並進	並進	ねじれ	
マテリアル・	短辺	3.0Hz	2.05Hz	2 4 4 -	
開発系	長辺	2.6Hz	2.0Hz	2.402	
電子情報システム	短辺	3.1Hz	2.15Hz	2 5 1 -	
・応物系	長辺	3.0Hz	2.1Hz	2.5HZ	
災害科学	南北	2.2Hz	1.7Hz	1 04-7	
国際研究所 東西		2.2Hz	1.6Hz	1.982	

表3 常時微動測定から求めた低次固有振動数

謝辞 測定の際には,東北大学工学研究科小野一隆特任准教授および古川幸助教にご協力いた だきました。

参考文献

1) 理論地震動研究会:地震動-その合成と波形処理-, 鹿島出版会, 1994





# 図1 マテリアル・開発系新棟の計測点

5F-N

8 M M

8 8 A



図3 災害科学国際研究所新棟の計測点

図2 電子情報システム・応物系新棟の計測点

表1 計測建物概要

r	1		I		
	階数	構造	基礎		
		RC,SRC造	杭基礎+		
マテリアル・	地上5階建+	短辺:ラーメン構造	基礎免震		
開発系新棟	基礎免震	長辺:耐震壁付	(RB+LRB+		
		ラーメン構造	OD+CL)		
電子情報		建+ RCラーメン構造	杭基礎+		
システム・	地上6階建十 基礎免震		基礎免震		
応物系新棟			(SB+RB)		
			地盤改良基礎 +		
災害科学国際	地上5階建+ 基礎免震	RCラーメン構造	基礎免震		
研究所新棟			(RB+SB+		
			OD+CL)		
PP·王鉄ゴムズ珪屋ゴム主張 」PP·狄プラグ)り珪屋ゴム主張					

RB: 揚プラグ入積層ゴム支承 OD: オイルダンパー CL: 直動転がり支承

表 2 計測·伝達関数算定概要

機器	応用地質McSEIS MT-NEO		
	(携帯型加速度計3成分)		
時刻	GPSロック後内部時計		
≡⊥xau	100Hz sampling, 1ケース20分間。		
	1F中央を基準点とした移動計測		
	1 区間20.48s,半区間オーバーラップで,		
伝達関数	振幅をHV(パワースペクトル比),		
	位相をクロススペクトルから計算		
計測時期	竣工直後(機器・什器搬入前)		







図5 マテリアル・開発系新棟の建物 5F 平面内の伝達特性



図6 電子情報システム・応物系新棟の建物中央部の伝達特性(赤:6F,青:4F,緑:1F)



図7 電子情報システム・応物系新棟の建物 6F 平面内の伝達特性





図9 災害科学国際研究所新棟の建物 5F 平面内の伝達特性

# 2014年2月14~16日の大雪による構造物の被害*

# - 群馬県におけるカーポート並びに農業用ハウスの被害を中心として-

### 東北大学 植松 康

### 1. はじめに

2014年2月14日から16日にかけて太平洋沿岸を進んだ低気圧の影響で関東甲信地方から東 北地方太平洋沿岸地域にかけて大雪となり,関東地方では14日夜から15日朝にかけて,東北 地方では16日に様々な構造物に被害が発生した。この一連の大雪による被害は表1のようであ る。死者26名のうち,カーポート屋根の折損やベランダ倒壊による死者は5名であった。構造 物では,スパンの大きい膜構造や鉄骨構造のほか,農業(園芸)用ハウスやカーポートの被害が 甚大であった。この豪雪災害に対し,文部科学省平成25~26年度科学研究費・特別研究促進費 「2014年2月14-16日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究」(研究代 表者:新潟大学・和泉薫教授)を受け,広範囲の調査が行われた¹⁾。筆者もその調査団に加わり, 主として群馬県を対象に,建築物のほか農業用ハウスとカーポートの被害状況を調査した。本

報ではその調査結果に基づき、被害の実態と原因について述べる。

人的被害			住家被害			
死者	行方不明者	負傷者	全壊	半壊	一部破損	
26	0	701	16	46	585	

表1 大雪による人的被害と住家被害(消防庁, 2014年3月6日現在)

### 2. 降・積雪および積雪荷重

前橋地方気象台(群馬県)並びに熊谷地方気象台(埼玉県)における2月14~15日にかけての積 雪深(cm)と降り始めからの累積降水量(mm)の変化を図1に示す。降雪の場合,風によって降 水量計の捕捉率が変化するが²⁾,その補正は行っていない。なお,高橋³⁾によれば,補正を行 うと累積降水量は10%程度大きくなるようである。いずれの気象台においても、2月14日の昼 頃雪が降り始める前には積雪はない。その後雪は降り続け、15日の朝7時頃から雨に変わった。 それまでに前橋で73cm,熊谷で62cmの積雪があり,雨はほとんどすべて雪にしみ込んだもの と考えられる。したがって,非暖房の構造物においては,融雪や滑雪による荷重低減はほとん どなく,累積降水量がそのまま荷重として作用したものと考えられ、その最大値は前橋で約1.4 kN/m²,熊谷で約1.5kN/m²と推定される。群馬県や埼玉県北部における構造物被害はほとんど 15日の早朝に発生している。なお、1週間前の2月8~9日にかけても大雪が降り、前橋で33cm, 熊谷で43cmの積雪深を記録した。累積降水量から推定される最大積雪荷重は、前橋で約0.3 kN/m²程度、熊谷で約0.4kN/m²であり、2月14~15日の大雪による値に比べて1/4程度である。 この大雪により、群馬県内で約60棟、埼玉県内で約20棟のパイプハウスが倒壊したが、建築

*Damage to structures due to heavy snow during February 14 to 16, 2014

- Mainly on the damage to carports and greenhouses in Gunma Prefecture - by Yasushi Uematsu

物の大きな被害は報告されていない。建築基準法で定められている積雪荷重は群馬県前橋市や 高崎市で 0.7kN/m²(積雪深 35cm),埼玉県熊谷市で 0.6kN/m²(積雪深 30cm)である²⁾。したがっ て、2回の大雪による荷重を設計荷重と比較すると、2月 8~9日の大雪では 1/2 程度であった のに対し、2月 14~15日の大雪では 2~2.5倍に達したものと考えられる。



(b) 熊谷地方気象台

図1 前橋および熊谷における積雪深と累積降水量(データ提供:千葉大学・高橋徹教授)

# 3. 建築物の被害

群馬県および埼玉県北部において発生した比較的大規模な建築物の被害の例を以下に示す。 図2は熊谷ドームの被害である。このドームは、平面形が長径250m、短径135mの楕円形をし た屋内運動施設である。屋根材にはフッ素樹脂膜と金属板が用いられているが、膜の部分が多 数破損した。設計用雪荷重は990N/m²(積雪深45cm×単位積雪重量20N/m²・cm×安全率1.1) である。膜部分の屋根には凹凸があるため滑雪しにくく、被災時には設計荷重の約1.5倍の雪 荷重が作用したものと推測される。図3は富士見市民総合体育館の被害である(写真提供:千葉 大学・高橋徹教授)。RC造躯体の上に鉄骨造の屋根が載ったいわゆる「置き屋根」である。富 士見市民総合体育館屋根崩落事故調査委員会に提出された報告書(埼玉建築設計監理協会)によ れば、ラチス梁上弦材の横座屈耐力が想定荷重時の応力を下回っていたと考えられている²⁾。 図4はJA伊勢崎あずま野菜集配所の被害である。建物の性格上,壁面は2面だけで他の2面 は開放されており,大スパンであるにもかかわらず,開放された側は2本の柱だけで支えられ ている。詳細は不明であるが,梁トラス斜材(鋼管)の端部(溶接部)の破断が多数確認された。 設計荷重を上回る雪荷重が作用したことは間違いないが,冗長性に乏しく短期許容応力度を超 えて終局耐力に至るまでの余裕度が低いことがこのような大きな被害をもたらしたと考えられ る。



図2 熊谷ドーム 図3 富士見市民総合体育館 図4 JA伊勢崎あずま野菜集配所

### 4. 農業用ハウスの被害

農業用ハウスを大別すると、図5に示すように、パイプハウス、鉄骨補強パイプハウス(エコ ノミーハウスとも呼ばれる)、鉄骨ハウス(被覆材はプラスチックフィルム)、ガラス室である。 パイプハウスには、単棟型と連棟型があるが、鉄骨補強パイプハウス、鉄骨ハウス、ガラス室 は連棟型の方が一般的である。また、屋根形状は鉄骨補強パイプハウスでは円弧型、鉄骨ハウ スは円弧型あるいは切妻型、ガラス室は切妻型が一般的である。



(a)パイプハウス



(c)鉄骨ハウス・ガラス室

(1) パイプハウスの被害

単棟のパイプハウスでは、フィルムが比較的新しい場合には滑雪するが、フィルムが古い場 合や、ばたつき防止用フィルムが展張されていたり、頂部に換気用のフィルム巻き上げ装置が 付いていたりすると滑雪が起こらず、過大な雪荷重によってアーチパイプが座屈する場合が多 い(図 6)。図 6 に示すハウスと同一設計のハウスが近くに建っていたが、それにはフィルム巻 き上げ装置が付いておらず被災を免れている。一方、連棟型パイプハウスでは、屋根谷部に雪 が溜まり過大な力がかかってアーチパイプの谷部近傍に塑性ヒンジが発生して崩壊に至ること が多い(図 7(a))。谷部には排水のために樋が取り付けられているが(図 7(b))、縦樋部分が雪に よって閉塞してしまって排水ができず、融雪水と降雨がほとんどそのまま荷重として作用した と考えられるものが多く見られた。また、比較的風の強い場所では、風下側のアーチパイプの みが陥没している例も見られた。これは、風による吹き溜まり効果によるものと考えられる。







(b)排水用の樋

図6 単棟型パイプハウスの被害

図7 連棟型パイプハウスの被害

# (2) 鉄骨補強パイプハウスの被害

鉄骨補強パイプハウスとは、柱・梁を 50mm 角程度の角型鋼 管で構成し、屋根部分にアーチパイプを用いたもので、4~10 連棟のものが多い(図 8)。柱、梁はアングルや帯板を用いてボ ルトで接合されている(図 9)。円筒形やコーン形の独立基礎が 用いられ、ベースプレートにも比較的薄い鋼板が用いられるこ とが多い。柱脚や柱・梁接合部の剛性は概して低い。作業性の ため鉛直ブレースは用いられず、水平剛性も低い。そのため、 図 10(a)、(b)に示すように、屋根は形を保ったまま中央部が陥 没したり、全体として水平方向に倒壊したりするケースが多い。 被害状況は、①基礎の浮き上がり、②基礎の沈下、③柱・ベー スプレート溶接部の破断、④アンカーボルトの破断、⑤ベース プレートの塑性変形や頭抜け、⑥アーチパイプの座屈、⑦柱や 梁の局部座屈、⑧柱・梁接合部の破断などである(図 10 参照)。



(a)中央部の陥没



(d)ベースプレートの頭抜け



(b)倒壊



(e)アーチパイプの座屈
 図 10 鉄骨補強パイプハウスの被害例



図8 鉄骨補強パイプハウス



図9 柱・梁接合部の例



(c)基礎の浮き上がり



(f)柱・梁接合部の破断

### (2) 鉄骨ハウス・ガラス室の被害

被害例を図11に示す。鉄骨ハウスやガラス室では,鉄骨補強パイプハウスに比べてスパンが 大きい。骨組も比較的太い鉄骨で構成され,梁にはフルウェブのH形鋼や鉄骨トラスが用いら れる。布基礎が用いられることも多いが(特にガラス室),柱脚部は比較的軽微である。柱・梁 接合部に溶接が用いられることもあるが,ボルト接合が多い。鉄骨補強パイプハウスと同様, 鉛直ブレースは用いられないため,水平剛性は低く,全体的に傾斜・倒壊したものも多い。ま た,鉄骨補強パイプハウスにも共通して言えることであるが,柱脚部の腐食の著しいものも多 く見られた。



(a)倒壊した鉄骨ハウス



(d)梁の横座屈と塑性変形



(b)傾斜したガラス室



(e)柱・梁接合部ボルトの破断

図 11 鉄骨ハウスおよびガラス室の被害



(c)完全に倒壊したガラス室



(f)アンカーボルトの破断

5. カーポート

カーポートは住宅等建築物の付属物であるがことが多い。新築時の確認申請の図面に描かれ ていない限り,建築確認を受けることはない。独自に設計・施工されることもあるが,最近で はアルミ製の工業製品が多い。様々な部材を組み合わせて様々な形状,大きさ,構造形式のも のが作られる。屋根ふき材にはポリカーボネートが一般に用いられる。カーポートのフレーム 部材については,JIS A6604(金属製簡易車庫用構成材)により基本的な品質が確保されている。

カーポートの構造は一般に片側支持タイプと両側支持タイプに大別される。片側支持タイプ では、強風や大雪が予想される場合、仮設の補助柱が取り付けられるようになっているものも ある。構造的にみると、柱・梁を剛接合として曲げで荷重を伝達するもの、屋根を柱から吊っ ているもの、両者を併用しているものに大別される。

群馬県内では多くのカーポートが被害を受けたが、前橋市、伊勢崎市、桐生市、太田市などでは、カーポートの被害に対して見舞金(例えば、前橋市や伊勢崎市では1件当たり2万円)が 支給されている。申請件数は、前橋市で約7500件、伊勢崎市で約5800件に上っている。

片側支持タイプおよび両側支持タイプについて、被害状況を整理すると以下のようにまとめ

られる(図 12, 13 参照)。

(1)片側支持タイプ:①基礎の回転,②柱脚部の破断や塑性化,③柱の局部座屈・塑性化・破断, ④柱・梁接合部の塑性化や破断,⑤方杖の座屈,⑥吊り材の破断,⑦梁端部の局部座屈・塑 性化,⑧梁継手の破断,⑨補助柱の座屈

(2)両側支持タイプ:①梁の座屈・塑性化による屋根の反転,②吊り材の破断,③柱の局部座屈・ 塑性化

(3)両タイプ共通:①屋根ふき材・二次部材の破損







(a)基礎の回転
 (b)柱の局部座屈
 (c)梁継手の破
 図 12 片側支持タイプのカーポートの被害例(写真提供:群馬県前橋市)







(a)屋根の反転
 (b)柱脚と頂部の塑性化(3 ヒンジ)
 (c)吊り材の破断
 図 13 両側支持タイプのカーポートの被害例(写真提供:群馬県前橋市)

# 6. おわりに

農業用ハウスやカーポートは農林水産省や経済産業省が管轄する構造物であり,建築基準法 の適用を一般には受けない。そのため,安全性に関する明確な構造基準がなく,大雪や強風に よる被害がこれまでにも多発している。今回の群馬県や埼玉県北部での構造物の被害の多くは, 設計荷重以上の雪荷重が作用したことが原因である。設計荷重の見直しとともに,各種構造物 の崩壊形態を考慮した耐力評価や安全性に関して,より詳細な検討が必要がある。

# 参考文献

- 1. 和泉 薫(研究代表者)ほか:2014年2月14-16日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災 害に関する調査研究,平成25-26年度科学研究費助成事業(特別研究促進費)研究成果報告書.
- 2. 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上 聡, 川方俊和: 冬期における降水量計の捕捉特 性, 雪氷, 65, 303-316, 2003.
- 3. 高橋 徹:2014年2月に発生した関東甲信地方の大雪と建物被害に関する一考察,日本建築学会大会学術講演梗概集,構造 I, pp.95-96,2014.

170

# 泥火山噴出物流入後のポロン川下流部地形変化*

東北大学大学院工学研究科 田中 仁 東北大学大学院工学研究科 森 文章 東北大学大学院工学研究科 梅田 信 東北大学災害科学国際研究所 呉 修一 東北大学大学院工学研究科 三戸部佑太 Institut Teknologi Sepuluh Nopember Suntoyo

## 1. はじめに

2006年5月29日にインドネシア・シドアルジョ市で泥火山が発生し、大量の汚泥が噴出した. 泥火山とは 水を多量に含む粘土が地下からのガスによって押し上げられガス噴出孔のまわりにできる1~2mの円錐形の 丘のことである. インドネシアのジャワ島は世界有数の地殻変動帯であり、泥火山の発生は多くの場所で起こ っている. 泥火山は数年~数十年に一回程度の間隔で爆発的に活動し、一回の活動で泥火山からの汚泥噴出量 は最大数十万m³になる可能性がある. 泥の噴出量が約18万m³/day に達したシドアルジョ市の泥火山は現在 も活動を続けている.

著者らは2012年からポロン川における泥火山噴出物の堆積・侵食状況^{1,2},ならびに河道内の水質環境³に 関する調査・研究を行っている.本論文においては、これまでのポロン川での泥火山災害に関して詳述すると ともに、河口部における地形変化について報告を行う.

### 2. ポロン川の概要

全長 320km, 流域面積 12,000m²/km のジャワ島第二の河川であるブランタス川は下流域でスラバヤ川とポロ ン川に分流している(図-1). ポロン川は全長約 60km の河川であり,インドネシア・ジャワ島東部のスラ バヤから約 30km 南に位置している.河川幅は 150m~300m,河川勾配は 1/3500~1/8000 であり,天井川区間 が多く存在している. 流域の年間雨量は 1500~2000mm 程度であり,明瞭な雨期(概ね 10 月~4 月)と乾期 (概ね 5 月~9 月)が存在する(図-2¹).

もともとはスラバヤ川が本川であったのを19世紀末にポロン川を洪水排水路として開削した。雨期にはス ラバヤ川下流に位置するスラバヤを洪水から守るため、洪水流のすべてをポロン川へ流している。一方で乾 期は新レンコンダム地点の水量はすべてスラバヤ川とブランタス・デルタ灌漑水路に取水され、ポロン川へは ほとんど供給されない。ブランタス川流域の中央に位置するクルド山は活火山であり、過去100年間、約15 ~30年周期で噴火を繰り返しており噴火により生産された土砂はブランタス川へ流入し、0.105mm以下の土 砂は河床に堆積することなしに河口に堆積している⁴.第二次マスタープランによると噴火直後5年間は大量 の土砂が河道へ流出し河床上昇や河口部の堆積に影響を及ぼしている。クルド山は20世紀に1901年、1919 年、1951年、1966年、1990年の5回噴火し、1回の噴火で平均約2億m³の土砂が噴出されている⁵. この

^{*} Downstream morphology change along the Porong River after discharging mud from volcano eruption, Hitoshi Tanaka, Fumiaki Mori, Makoto Umeda, Shuichi Kure, Yuta Mitobe and Suntoyo



図-1 ポロン川の概要



図-2 ブランタス川流域における月平均雨量¹⁾

様な多量の土砂生産の影響により、ポロン川河口では年々陸地が進んでいる.一方で、近年の泥火山による土 砂供給の増加が河口部における陸地化を加速させている.

### 3. ポロン川泥火山災害の経緯

泥火山発生後から2006年6月21日までの噴出量は110万m³と推定された.2006年7月には泥をせき止めるための堤防を設置したが、堆積・貯蔵限界に達したため、汚泥の一部を2006年11月22日以降ポロン川へ排出している.泥火山の噴出を止めるために対策委員会は2007年7月に応急処置として以下の3つの対策を行った.

i)泥噴出事故現場に最も近いバンジャル・パンジ天然ガス田に噴出泥より重い泥を注入する.

ii)ガス田付近からガス田に横穴を掘り、より重い泥を注入する.

iii)ガス田近くに新たに緊急田を掘り、そこから重い泥を注入する.

しかし、これらの対策はすべて失敗に終わった. 泥火山発生による被害は拡大し、2007 年までに 12 の村を含  $t_{0}^{6}$ .

泥火山発生前に,泥噴出が起きた鉱区で民間企業 PT Lapindo Brantas(ラピンド・ブランタス社)がガス採掘を 行っていた.泥火山発生の原因として主に2つ考えられる.ひとつはラピンド・ブランタス社がガス採掘を行 ったことによる人為的な原因,ひとつはシドアルジョから約250km離れたジョグジャカルタで2006年5月27 日に発生した地震による自然的な原因である.

泥火山から噴出している泥には重金属や硫黄成分等の有害物質が含まれており、かつ大量の汚泥の河川流入 により溶存酸素が減少し河床の嫌気化が進行することで、河川環境に影響を及ぼす可能性がある.また泥火山 から噴出する泥の粒径は一般に 10μm 程度以下の粒子と非常に小さく粘着性土砂と呼ばれ、水流に取り込ま れるとウォッシュロードを形成し、流速が遅くなる河口付近で沈降・堆積する.土砂が河口付近に堆積するこ とで河口閉塞や内水氾濫リスクが増加する.

ブランタス川の流域は、日本政府の協力により策定された「ブランタス総合開発計画」に基づき、1959 年 から数多くの事業が行なわれてきた. ポロン川は流域における治水・灌漑を行なうことを目的に1978 年に総 合開発計画の一部として、日本政府の協力により改修事業が行われた⁷⁾. しかしながら、その後、ポロン川流 域では建設用資材に用いることを目的とした土砂の過剰採掘により、土砂流出、護岸・築堤等の侵食、洗掘、 漏水等の洪水被害が起こった. 1994 年に東ジャワ州では「ブランタス川、スラバヤ川、ポロン川、マルモヨ 川における川砂利採取の禁止及び川砂利採取活動のクルド山、スメル山への移行」、1995 年に「水資源総合開 発局の許可なくブランタス川において川砂利採取活動を行なうことの禁止」、1997 年に「許可なくブランタス 川流域において川砂利採取活動を行なうことの禁止」などの規制を出しているが、砂利採取は現地に数千万人 規模の雇用を創出する一大産業とも言え、十分に効果を発揮していないようである⁸⁾. このような被害の更な る発生を未然に防ぐため、ポロン川の改修事業が引き続き必要とされ、1988 年~1994 年にポロン川改修事業 が行われた. 事業実施以前は事業地域で度々洪水が記録されていたものの、事業完成後の1994 年から2000 年 の間において洪水の公式記録はされていない、事業後の調査では河床低下は洪水制御マスタープランで設定さ れた予測値よりもポロン川の下流で 2m、上流で 5m 低くなっていることが確認されている. このような河床 低下の要因として主に2 つ考えられる.

i)上流に建設されたダムや堰により河川への土砂の供給が減少したこと

ii)ポロン川の本流であるブランタス川における過剰な川砂利採取

護岸の数ヵ所が河床低下のため損傷を受けており、崩壊や滑落が引き起こされている.また、水流が河道に ぶつかる箇所では河床低下により堤防が侵食・洗堀され、河床が不安定な状態となっている.これら損傷を受 けた堤防や河川構造物は、50年確率洪水を超す規模の洪水に対する耐久性がないと推測されている.

シドアルジョ市の泥火山では泥の噴出量が最大で約18万m³/dayにも達し、その後除々に噴出量が減少して いるが、発生から7年以上経過した現在も噴出が続いている¹⁾. この災害により避難住民が4万人に達した2006 年7月に泥をせき止めるための堤防を設置したが、一部の堤防では決壊や泥の越流が生じ、これにより公共機 関への影響も生じている. 堆積・貯蔵限界に達した泥は2006年9月19日以降ポロン川へ排出されており、現 在でも大量の汚泥がポロン川に排出されている. ポロン川の汚泥流入地点は二箇所あり、どちらも河口からお よそ22km地点に存在している. 汚泥を排出させているパイプは汚泥をそのまま流すとパイプが詰まってしま うため、ポロン川の水を用いて流れやすくさせている. 流量がない乾期にはポロン川へ汚泥を排出させること ができない. この汚泥堆積物を除去するために2007年~2008年では汚泥流入地点で雨期の前に浚渫・攪拌が 行われた. 流入口付近では主に攪拌が行われ、河口では浚渫が行われており浚渫した泥で人口島を造成してい る¹⁾.

# 4. ポロン川河口地形変化

図-3は澤井・江頭⁹により報告されているポロン川河口地形の変化を示している.澤井・江頭⁹によれば、1914年から1954年までの40年間にわたるポロン川河口での堆積土砂量は280,000,000m³におよび、河口 デルタが約4km前進している.さらに、1945年から1964年の間には3km、1964年から1970年の間には2km のデルタの前進が見られた.

図-4, 図-5には Google Earth をもとに図化したポロン川河口地形を示す. それぞれ, 2007 年および 2013 年の地形を示している. この二つの地形の間で大きな差違は見られないが,図-3と比べるとショートカット された河口部において顕著な陸域の拡大が見られる. また,図-5に示した矢印は上述した浚渫された泥を用 いて造成された人工島である. 人工島は河口内への波浪の進入を妨げており,河口部デルタの成長を助長する





図-5 ポロン川河口地形 (2013年)

効果を有するものと考えられる. さらに、人工島にはマングローブ林が成長しつつあり¹⁰、消波効果・堆砂効果を増している.

### 5. おわりに

本論文においては、インドネシア・ポロン川流域における泥火山噴出物が河川に及ぼした影響を述べるとと もに、堆積土砂による河口部の地形変化について検討を行った。同河口においては泥火山の噴出以前から多量 の土砂生産・土砂輸送により顕著な河口デルタの前進が見られたが、さらに泥火山噴出物の流出が河口土砂堆 積を加速化していることが明らかになった。

謝辞:本研究を行うに際して、科学研究費補助金基盤研究(B)(海外調査)「泥火山噴出物流入に伴うインドネシア・ポロン川の変化と河川環境の改善に関する研究」(代表:田中 仁)の助成を受けた.また、BPLS (Badan Penanggulangan Lumpur Sidoarjo - Sidoarjo Disaster Recovery Agency)より貴重な現地データの提供を受けた.ここに記して深甚なる謝意を表する.

### 参考文献

- 呉 修一・Bambang Winarta・武田百合子・有働恵子・梅田 信・真野 明・田中 仁: インドネシア・ポ ロン川における泥火山噴出物の流出・堆積状況, 土木学会論文集 G (環境), Vol.69, No.5 p. I 183-I 190, 2013.
- 2) 森 文章・三戸部佑太・呉 修一・Suntoyo・梅田 信・田中 仁・有働恵子・真野 明: 泥火山噴出物流 入に伴うインドネシア・ポロン川の河床変動, 東北地域災害科学研究, 第 50 巻, pp.235-240, 2014.
- 3) 梅田 信・森 文章・田中 仁・呉 修一・Suntoyo: 泥火山噴出物の流入部下流におけるポロン川の水質 環境, 東北地域災害科学研究, 第50巻, pp.241-244, 2014.
- 4) 日本工営コーエイ総合研究所: ブランタス河の開発, 山海堂, 385p, 1997.
- 5) ARESTアジア流域水政策シナリオ研究チーム:アジアの流域問題, pp.86-103, 2008.
- Putro, P.B.S: Social and economic impacts of the Sidoarjo mudflow: Community resettlement after disaster. http://www.jahss.org/2012/papers/2-A-4.pdf
- 7) 独立行政法人国際協力機構 (JICA):ポロン川改修事業, 2002. http://www.jica.go.jp/activities/evaluation/oda loan/after/2002/pdf/project 41 allj.pdf
- Pahlevi, A.M. and Wiweka: Analisa sedimentasi di muara kali porong akibat pembuangan lumpur lapindo menggunakan data citra satelit aster, Jurnal Ilmiah Geomatika Vol. 16, No. 2, 2010.
- 9) 澤井健二・江頭進治: ブランタス川の土砂流出と河床変動に関する研究,第4回河道の水理と河川環境に 関するシンポジウム論文集,pp.315-320,1998.
- 10) 呉 修一・武田百合子・有働恵子・梅田 信・真野 明・田中 仁: 泥火山噴出物の流入がインドネシア・ ポロン川に与えた影響評価,東北地域災害科学研究,第49巻,pp.115-120,2013.

東北大学災害科学国際研究所 呉 修一

東北大学大学院工学研究科 梅田 信・田中 仁

東北大学災害科学国際研究所<br />
有働恵子・真野<br />
明

Institut Teknologi Sepuluh Nopember Suntoyo

### 1. はじめに

2006年5月、インドネシア・シドアルジョ市で発生した泥火山、LUSI(Lumpur Sidoarjo [Lumpur とはインドネシア語で汚泥を意味する])は、周辺地域さらにはポロン川の河川環境に大きく影響を与えている(呉ら、2013a, 2013b, 森ら, 2014, Kureら, 2014)。噴出当初、その堆積域を堤防で囲む対策が取られたが、その後も泥の噴出は収まらず、2014年12月1日現在も噴出が継続している。堆積・貯蔵限界を超えた汚泥は、隣接するポロン川へ導水路を通じ排出される。著者らは、2012年からの継続的な解析、現地調査等を通じて、泥火山からの噴出汚泥の流入がポロン川の河川環境に与えた影響を評価している。本論文は、これまでに明らかと

なったポロン川の河川環境状況を報告すると ともに、著者らが2014年12月1日に実施した 現地視察より明らかとなったポロン川周辺環 境の現状を報告する。

### 2. ポロン川の概要

ポロン川は、インドネシア・ジャワ島の東部 に位置するインドネシア第2の都市スラバヤか ら南に約30 km に位置する(図-1)。ポロン川 の上流はブランタス川であり、ブランタス川の 下流でスラバヤ川とポロン川に分流する。ブラ ンタス川は全長約320 km,流域面積約12,000 km²のジャワ島第2位の河川である。ブランタ ス川流域の年平均雨量は1500~2000 mm 程度 であり(図-2)、明瞭な雨期(10月~4月)と 乾期(5月~9月)に区別される。ポロン川へ の泥火山噴出物の流入により、1)河道への土 砂の堆積に伴う洪水疎通能力の低下(洪水リス クの増大)と、2)河川水質の悪化と生態系への 影響の2つの問題が懸念されている。



図-1 ポロン川および汚泥噴出口の位置(呉ら, 2013b)





* Effects of Mud Volcano Eruption on Porong River Environment, Indonesia by Shuichi Kure, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, Keiko Udo, Akira Mano, and Suntoyo

## 3. 泥火山噴出の概要

2006 年 5 月 29 日,シドアルジョ市近郊の天然 ガス田の試削現場より高温の汚泥(約 100 °C)およ び有害ガスが噴出を始めた。汚泥の噴出量は最大 で 180,000 m³/day と膨大であり (Davies ら, 2011), 現在も噴出が続いている。2007 年の秋の時点で噴 出量は累計で 3000 万 m³ 以上にのぼり (USGS, 2008),周辺地域への堤防の建設にも関わらず 6.5 km²以上が汚泥で完全に埋め尽くされている。

図-3 に、泥火山噴出後の周辺地域の衛星画像 ((a)2006年7月および(b)2010年7月、Google Earth より)を示す。図に示されるよう、汚泥の氾濫・ 堆積が広範囲に拡大してきたことがわかる。この 汚泥の周辺居住地、工場地域、農場地域、高速道 路への堆積に伴い30,000人以上の住民に影響を与 えるとともに甚大な経済被害をこの地域に与えて いる。

# 4. 現在(2014年12月)のポロン川の状況

著者らは、2014 年 12 月 1 日にシドアルジョ市 およびポロン川を対象とした現地視察を実施し、現 在の LUSI 泥火山の噴出状況およびポロン川周辺状 況を確認した。上述したように汚泥噴出区域周辺に は、汚泥の氾濫を防ぐため堤防が建設されている(**写 真**-1)。この堤防には階段が敷設されており、堤防内 の噴出汚泥の堆積状況を見ることが可能である。**写 真**-2 に示すよう、家屋が汚泥に埋没した状況が現在 も残っており、汚泥噴出規模・被害の大きさを見る ことが出来る。また堤防内の堆積汚泥上には、**写真** -3 に示すようなオブジェが建造されている。このオ ブジェは、ポロン川への汚泥の流入に対する金銭的 補償をインドネシア政府に求める漁民たちの姿を表 現したものであり、汚泥の噴出が生じた 2006 年から



図-3 LUSI 泥火山噴出後の周辺地域の汚泥堆積状況(呉ら, 2013b)



**写真-1** 汚泥氾濫を防ぐために建設された仮設堤防 (2014年12月1日著者が撮影)

8年以上が経過した現在でも、金銭補償の要求が続いていることがわかる。また、写真-4に示すよう LUSI 泥 火山の噴出口からは 2014 年 12月1日現在も噴煙が上がっており、汚泥が噴出している状況が確認できる。

図-4 に、2012 年 11 月、2013 年 11 月、2014 年 12 月におけるポロン川への汚泥放流用パイプの状況を示す。 2013 年 11 月までは汚泥がポロン川へ放流されている状況が確認されたが、2014 年 12 月 1 日には汚泥の放流 は確認されなかった。現地漁民によると、インドネシア政府が金銭補償を行わない対抗処置として、ポロン川


**写真-2** 汚泥の堆積状況 (2014年12月1日に著者が仮設堤防上より撮影)

への放流を現在認めておらず,汚泥を放流できない状 況だという。しかしながら,上述したように未だに汚 泥の噴出は継続しており,堤防内の許容貯留量を越え た場合には汚泥をポロン川に放流する必要が生じるで あろう。

ポロン川河口域には堆積した土砂を利用し建設した 人工島が存在する(呉ら, 2013a)。人工島の沿岸には, 図-5 に示すよう,マングローブ林が植樹されている。 図より,マングローブ林の経年的な成長を見る事が出 来る。この人工島内には,海老の養殖用の池等が敷設 されており,汚泥のポロン川への流入の影響を調べる ため,水質検査や海老の養殖実験が実施されている。 インドネシア政府の報告によると,この人工島で実施 された検査等では,水質や海老の養殖に問題は生じていない。



写真-3 堆積汚泥の上に建造されたオブジェ (2014年12月1日に著者が仮設堤防上より撮影)



写真4 噴出口から立ち上る噴煙の様子 (2014年12月1日に著者が仮設堤防上より撮影)



図4 ポロン川への汚泥の流入部(河口から26km地点)(左:2012年11月14日,中:2013年11月13日,右2014年12月1日撮影) (右岸より左岸を撮影)



図-5 ポロン川河口に位置する人工島に植樹されたマングローブ林の経年変化(左:2010年10月,中:2012年11月14日,右:2013年11 月13日撮影)(人工島上で著者らが撮影)

#### 5. 汚泥の流入がポロン川の河床形状に与えた影響

先述したように、ポロン川への汚泥の流入は河道への土砂の堆積を促進させ、洪水疎通能力の低下が懸念される。呉ら(2013b)は、BPLS (Badan Penanggulangan Bencana Sidoarjo - Sidoarjo Disaster Recovery Agency)の現地 調査データを解析することで、汚泥の流入がポロン川の河床形状に与えた影響を評価している。図-6 にポロ ン川の平均河床高および月雨量・流量の時系列を示す。図-6 に示されるよう、汚泥流入地点下流部の横断面 で降雨の無い乾期に汚泥流入に伴い平均河床高が増加するが、雨期の降雨による流量増加に伴い堆積土砂が流 出し、平均河床高が低下していることがわかる。これは、乾期に堆積した汚泥の土砂粒径が小さく河床に層状 に堆積しているため、洪水の掃流力に伴い汚泥が侵食され流出するためと考えられる。このように、汚泥の堆 積がポロン川の洪水疎通能力に与えた影響は小さく、汚泥の堆積に伴う洪水リスクの増加は生じていない事が 明らかとなった。

## 6. 汚泥の流入がポロン川の河川水質環境に与えた影響

汚泥のポロン川への流入で最も懸念される事は、河川水質や生態系に与える影響である。Sidoarjo Fisheries and Marine Department の調査によると、ポロン地域等での漁獲量は2007年の7339tから2008年には5467tに減少したことが報告されている(Fitrianto, 2012)。また、高濃度のフェノールや水銀等の有害物質がポロン川で検出された事も報告されている(McMichaerl ら、2009、USGS, 2008)。しかしながら、Pohl (2007)の分析によると汚泥に毒性や危険性はないものと判断されている。

著者らは、汚泥の流入がポロン川の河川水質環境に与えた影響を評価するため、現地水質調査を実施している(梅田ら、2014)。梅田ら(2014)の調査により、ポロン川河床付近で溶存酸素濃度が極端に低い貧酸素水域が存在することが明らかとなった。これは、塩水の流入による影響や、堆積汚泥による酸素消費の影響等が考えられる。しかしながら、貧酸素の主要因を明らかにするとともに、上記様々な水質状況や問題等を定量的に評価し、汚泥の流入がポロン川の水質や生態系に与えた影響に関して明確な結論を得るためには、今後更に多くの調査を実施する必要がある。

## 7. まとめ

本研究は、インドネシア・ジャワ島東部のシドアルジョ市で生じた、LUSI 泥火山の噴出が周辺環境および ポロン川に与えた影響を定量的に評価する事を目的としている。汚泥のポロン川への流入は、1) 汚泥の河床 への堆積に伴うポロン川の洪水疎通能力の低下(洪水リスクの増加)、2) 河川水質・生態系への影響と、二つ の問題が懸念されていた。

著者らは、2012 年から 2014 年までの現地調査 およびデータの解析から、1)の洪水リスクの問題 に関しては、堆積汚泥が雨期の出水に伴い侵食さ れ流出するため、洪水リスクの増加は生じていな い事を明らかにした。また、2)の水質問題に関し ては、現地調査よりポロン川の河床部に貧酸素域 が存在することを明らかにした。この貧酸素水域 が汚泥の堆積のよるものなのか、塩水の遡上等に よるものなのかを明らかにするためには、更に多 くの調査が必要となる。また、他の水質問題の有 無を明らかにするためにも今後多くの水質項目を



調査する必要がある。このような科学的な調査を積み重ねる事が,現在も金銭的補償をめぐって漁民とインド ネシア政府が対立するような状況を改善するとともに,ポロン川の水質環境の改善に向けた取り組みを開始す るため必要不可欠である。

今後は、更なる水質調査を実施するとともに、数値解析モデルを使用することで現地観測より得られた知見 を更に定量的に評価していく予定である。このような泥火山の噴出は世界では珍しい現象であるが、インドネ シア・ジャワ島では多く生じている現象であり、再度他の場所でLUSI規模の泥火山噴出が生じる可能性が無 いとは断言できない。よって、このLUSI 泥火山の噴出が周辺地域やポロン川に与えた影響を評価する事は、 今後の同様の自然災害への対応に向けても非常に重要である。

### 謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(B)「泥火山噴出物流入に伴うインドネシア・ポロン川の変化と河川 環境の改善に関する研究」(24404014,代表:田中仁)の支援を受けて実施されたものである。本研究で使用 したデータの収集にあたって、BPLSには非常に多くの情報を提供して頂いた。また、現地調査では、スラバ ヤ工科大学の学生諸子に多大な協力を得た。ここに記してスラバヤ工科大学およびBPLSへの協力に謝意を表 する。

### 参考文献

梅田信,森文章,田中仁,呉修一,Suntoyo,泥火山噴出物の流入部下流におけるポロン川の水質環境,東北 地域災害科学研究,第50巻, pp.235-240, 2014.

- 呉修一,武田百合子,有働恵子,梅田信,真野明,田中仁,泥火山噴出物の流入がインドネシア・ポロン川に 与えた影響評価,東北地域災害科学研究,第49巻, pp.115-120, 2013a.
- 呉修一, Bambang Winarta, 武田百合子, 有働恵子, 梅田信, 真野明, 田中仁, インドネシア・ポロン川にお ける泥火山噴出物の流出・堆積状況, 土木学会論文集G(環境), Vo. 69, No.5, pp.I 183-I 189, 2013b.
- 森文章, 三戸部佑太, 呉修一, Suntoyo, 梅田信, 田中仁, 有働恵子, 真野明, 泥火山噴出物流入に伴うイン ドネシア・ポロン川の河床変動, 東北地域災害科学研究, 第50巻, pp.235-240, 2014.

Davies R.J., Mathias S.A., Swarbrick R.E., and Tingay M.J. (2011): Probabilistic longevity estimate for the LUSI mud

volcano, East Java, Journal of the Geological Society, Vol.168, pp.517-523.

- Fitrianto, A. R. (2012): Shrimp Farmers' Innovation in Coping with the Disaster (A Case Study in Sidoarjo Mud Volcano Disaster Toward Shrimp Farmer's Responses), Procedia Economics and Finance, Vol. 4, pp.168-176.
- Kure S. et al. (2014): Effects of Mud Flows from the LUSI Mud Volcano on the Porong River estuary, Indonesia, Journal of Coastal Research, Special Issue, No. 70, pp. 568-573.
- McMichael, H. (2009): The Lapindo mudflow disaster: environmental, infrastructure and economic impact. Bulletin of Indonesian Economic Studies, Vol.45, No.1, pp.73-83.
- Pohl,C. 2007. Lapindo Brantas and the mud volcano sidoarjo, Indonesia. available from: http://www.foeeurope.org/publications/2007/LB_mud_volcano_IndonesIn.pdf (accessed Nov. 27, 2013)
- US Geological Survey (2008): Preliminary Analytical Results for a Mud Sample Collected from the LUSI Mud Volcano, Sidoarjo, East Java, Indonesia, available from: <u>http://pubs.usgs.gov/of/2008/1019/pdf/OF08-1019_508.pdf</u> (accessed Dec.6, 2012)

# 流域スケールの雨水貯留量の推定法を利用した 降雨流出過程のスケール依存性の検討*

# 福島大学共生システム理工学類 千葉 宇彦

## 福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

## 1. はじめに

現在の水文学において未解決の問題のうち、「空間スケール問題」は最も重要な問題である。 「空間スケール問題」を包括的に取りまとめた Kalma and Sivapalan (1995) は、(1)小さな流域 間に発現する降雨流出過程の多様性がより大きな空間スケールではそれらの平均的振る舞いを 示す「空間代表性」が発現する「代表要素面積 (Representative Elementary Area: REA)」が存在 すること、(2) "流域内の主要な降雨流出過程が空間スケールの増加とともに変化する「空間ス ケール依存性」"が存在すること、等の極めて重要な知見を報告している。Asano and Uchida (2010)は、河川の水質データを利用して「空間スケール問題」を検討する方法を示した。しか し、現地観測研究で重要な「空間代表性」が発現する空間スケールについて未確定であり、モ デリング研究で重要な降雨流出過程の空間スケール依存性の発現要因についても現在説明でき ていない。

降雨流出現象における空間スケール依存性を検討するには、これまでの研究では事前に降雨 流出過程を主観的に決定しており、空間スケール依存性をモデル定数のみで評価してきた。一 方,Kobayashi and Yokoo (2013)は、河川流量の観測データから降雨流出過程を逆推定する日 野・長谷部 (1985)の成分分離と貯留量の推定のKirchner (2009)の手法を組み合わせた手法を 改良した雨水貯留量推定法(この雨水貯留量推定法の「貯留量」とは河川の地表水、地下水、 土壌水分、表土の氷や積雪などをすべて含めたものを指す)を提案している。この手法には、 観測データに基づいて客観的に主要な降雨流出過程を特定し、モデリングすることができる特 徴があるため、空間スケール依存性をモデルの構造と定数の両方で客観的に評価をすることが できる可能性がある。そこで本研究は、河川流量データから流域内の主要な降雨流出過程を抽 出できるこの雨水貯留量推定法を利用して空間スケール依存性の発現要因を解明することを目 指している。

#### 2. 方法

本研究は一級河川の北上川の 上流・中流・下流の流域を対象 – とし,流量と雨量のデータを用 – いた(図-1および表-1)。具体的 –

	表-	-1 流域面積	
	上流	中流	下流
流域面積	2579.8 km²	6398.9 km²	7862.5 km²

には国土交通省の水文水質データベース(http://www1.river.go.jp/)から,流量観測所の毎時の 流量データおよび雨量観測所の雨量データを 2008~2010 年の期間について取得した。

*Investigating scale dependency of rainfall-runoff process in terms of watershed-scale storage estimation method by Takahiko Chiba and Yoshiyuki Yokoo

日野・長谷部 (1985) が提案した成分分離手法では, まず流出高データを片対数プロットし,流出高の逓減 部から傾きの異なる複数の逓減部を特定する。

次に、この逓減部に指数関数をあてはめて逓減係数 を決定し、この逓減係数の逆数である時定数 T_cを求め る。ここで得られた T_cを式(1)-(2)に代入する。Tc は小 数点以下を四捨五入し, 整数として取り扱った。

$$c_0 = (2.1/T_c)^2$$
 (1)  
 $c_1 = 2.1^2/T_c$  (2)

ただし、本研究では  $\delta$  =2.1 に固定している。なお、 $\delta$ の値が本研究の成分分離結果にほとんど影響しないこ とは事前に確認している。

数値フィルターの核となる ωは次式で与える。次式 の τ は数値フィルター開始からの経過時間を示す。



図-1 対象流域の位置図



この式を次式に代入して遅い流出成分 Q'を分離する。成分分離前の流出高 Q と分離する流出 高 Q'の差が負とならないように式(4)における重み係数 a を 0.1< a <1 の範囲で設定した。

$$Q'(t) = \alpha \sum_{\tau=0}^{k} \omega(\tau) Q(t - \tau)$$
(4)

本研究は Kobayashi and Yokoo (2013) にならい, k は成分ごとに異なる  $T_c$ の5 倍の値 ( $k=5T_c$ ) とした。成分分離には日野・長谷部 (1985) の手法を利用したが、分離する成分数やパラメー タの決定には解析者の裁量がどうしても反映されてしまう。この点については、西山・横尾 (2013) が提案した河川流量の逓減部から降雨流出過程における主要成分数を同定する方法を 採用した。本研究では、河川流量逓減部の違いから、この成分分離をT_cの大きいものから順に あてはめ、上流・下流では5成分、中流では4成分に流量を分離することができた。また、河 川流量の観測では、伏流水などの地下水として観測されない分が存在する。地下水として観測 されない成分に関しては観測する手段がないため、その成分を無視して解析を行った。

Kobayashi and Yokoo (2013) が用いた Kirchner (2009)の手法の概略を説明する。まず式(5)で示 す流域スケールの水収支式を式(6)のように代入し、貯留高と流出高の関係を導く。

$$dS/dt = P - ET - Q \tag{5}$$

$$\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}z} = \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{\mathrm{d}z/\mathrm{d}t} = \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{P} \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{P}$$
(6)

式(6)に夜間・無降雨の条件を付すことで降雨と蒸発散量が流量よりもはるかに小さいと仮定することができ、降雨と蒸発散量を無視する。貯留高と流出高の関係は式(7)のように近似する。

$$g(Q) = \frac{dQ}{dS} \approx \frac{dQ/dt}{-Q} \bigg|_{P \ll Q \ ET \ll Q}$$
(7)

これにより,流域スケールの貯留高と流出高の関係が流量データのみから決定できることになる。なお,本研究では19時から翌日6時までを夜間と定義した。Kirchner (2009) は式(8)のような逓減モデルが対象流域に適用できる場合,式(7)と式(8)から式(9)の関係が導ける。

$$-dQ/dt = aQ^b$$
(8)

$$\int dS = \int \frac{dQ}{g(Q)} \int \frac{1}{a} Q^{1-b} dQ$$
⁽⁹⁾

この式(9)を積分すると, 式(10)のように貯留高を計算できる。 なお, a, b はパラメータである。

$$S - S_0 = \frac{1}{a^2 - b} Q^{2-b} \tag{10}$$

ここで、*S*₀は積分定数であるため、流域スケールの貯留高の絶対値はある基準面からの高さとして算出される。本研究は式(8)-(10)の*b*を1とした式(11)の線形モデルを新たに仮定する。

$$-dQ/dt = aQ \tag{11}$$

これは、式(12)のような指数関数モデルで逓減部を表現することに相当する。

$$Q = Q_0 \cdot \exp(-at) \tag{12}$$

これにより、日野・長谷部 (1985) のフィルター分離手法との論理的整合性が保持される。パ ラメータ a は成分分離した各流量成分に対して-dQ/dt と Q の関係を図示し、その関係を式(11) で近似することで決定した。添え字の付いた Q と S は成分分離で得られた流量とその流量を用 いて求めた貯留高に相応する。

### 3. 結果

### 3.1 流量と流量減少量の関係

北上川の流域における流量と流量減少量の関係について比較を行った。図-2~3 は成分分離で 得られた各流量成分のうち夜間・無降雨時の流量逓減部のデータを用いて流出高Qと流出高減 少量 -dQ/dt の散布図を示している。図中,  $Q_1$ が最も遅い成分であり,  $Q_5$ が最も速い成分であ る。西山・横尾 (2013) が提案した河川流量の逓減部から降雨流出過程における主要成分数を 同定する方法を採用したことで中流は,  $Q_4$  が最も速い成分になった。また, 基底流  $Q_1$ のよう に遅い成分ほど-dQ/dt の変動幅に比べて Q の変動幅が小さくなる傾向がある。本研究は, 図

-2, 図-4, 図-6の関係より線形近 似を用いて式(11)のパラメータ a を成分別に決定した。決定したパ ラメータは表-2にまとめ,これら のパラメータを用いて貯留量の推 定を行った。

表-2 利用したパラメータ

	上流	中流	下流
$Q_1$	a=0.0002	0.0005	0.0003
$Q_2$	a=0.0011	0.0034	0.0017
$Q_3$	a=0.0065	0.0137	0.0050
$Q_4$	a=0.0279	0.0546	0.0196
$Q_5$	<i>a</i> =0.0833		0.0603



## 3.2 プロセス数と時定数

上流,中流,下流における流域面 積の差を区分流域面積とし**表-2** 

	表−2 ▷	区分流域面積	
	上流	中流	下流
区分流域面積	2579.8 km²	3819.1 km²	1463.6 km²



にまとめる。図-8より、区分流域面積の増加に伴って $T_{c3}$ と $T_{c4}$ が減少し、区分流域面積3819.1 km²ではプロセス数が減少することがわかる。図-8に示す貯留量 $S-S_0$ は区分流域面積3819.1 km²で急激な減少が確認できた。これらのことから本研究の手法で推定するプロセス数と $T_c$ が区分流域面積に関係している可能性がある。

#### 4. 考察

本研究は、河川流量データから北上川流域内の主要な降雨流出過程を抽出できる可能性があ る「雨水貯留量推定法」を利用して空間スケール依存性の発現要因を解明に取り組んだ。その 結果、区分流域面積の増加に伴う主要な降雨流出過程のプロセス数と逓減時定数の変化を確認 することができた。他の河川でも同様の結果が得られれば、モデル構造と定数の両面が空間ス ケール依存性に影響することを示すことができると考えられる。

しかし,空間スケールについての発現要因の可能性は示すことができたが,さらに多くの事 例を検討する必要がある。特に,空間スケール依存性の発現メカニズムをより明確に解明する には,空間代表性が発現する流域面積(REA)の特定や入れ子上流域における空間スケール依存 性の発現形態を確認することが求められると考えている。これに向け,まずはこれまでの既往 研究をもとに空間代表性が発現する流域面積である代表要素面積(REA)を定める必要がある。 Woods *et al.* (1995) は河川流量データの空間代表性を検討し,REA は 1 km²程度になると示して いる。他にも,Gomi *et al.* (2002) は有機物生産量について,Asano & Uchida (2012) はシリカ濃 度について同様の報告をしている。このため,REA のサイズは 1 km²程度になると考えられる が,ドイツの流域の低水域のシリカ濃度に関する調査では 1~100 km²程度になるでしたが指摘 されている。これらのことを考慮して REA のサイズ,またはサイズの範囲の特定に取り組む必 要がある。REA のサイズが特定できれば,その REA を基準とし異なる流域面積の流域を含む 入れ子上流域を対象に雨水貯留量推定法を適用させる。この解析を通して主要な降雨流出過程 に関する空間スケール依存性の発現を,降雨流出モデルが反映する主要なプロセス数やパラメ ータの大きさの変化を通じて確認することができると考えられる。

### 5. 結論

本研究では、河川流量の観測データから降雨流出過程を逆推定する日野・長谷部 (1985)の 成分分離と貯留量の推定の Kirchner (2009)の手法を用いた雨水貯留量推定法 (Kobayashi and Yokoo, 2013)を使用して空間スケール依存性の発現要因を解明することを目指した。その結果、 流域面積の増加に伴う主要な降雨流出過程のプロセス数と逓減時定数の変化を確認することが できた。しかし、本研究の結果では空間スケール依存性の発現要因の全容解明には至っていな い。代表要素面積 (REA) と空間代表性についての発現を確認する必要があり、今後はこれら の課題について検討を進める必要があると考えられる。

#### 謝辞

本研究は,科学研究費補助金(若手B,24760388),環境省環境研究総合推進費 S-8-1(4),科 学研究費補助金(基盤研究B,22360192)の成果の一部である。また国土交通省の水文水質デー タベースを活用した。ここに謝意を記す。

## 参考文献

- Asano, Y and Uchida T. (2010), Is representative elementary area defined by a simple mixing of variable small streams in headwater catchments?, *Hydrol. Process.*, pp.666-671.
- Asano, Y. and Uchida, T. (2012), Flow path depth is th main controller of mean base flow transit times in a mountainous catchment, *Water Resour. Res.*, Vol.48, W03512, doi: 10.1029/2011WR010906.
- Gomi, T., Sidle, R.C. and Richardson, J. S. (2002), Understanding processes and downstream linkages of headwater systems, *BioScience*, Vol.52, pp.905-916.
- Kalma, J.D. and Sivapalan, M. (eds) (1995), *Scale issues in hydrological modelling*, John Wiley and Sons, 504 pp.
- Kirchner, J.W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resour. Res.*, Vol.45, W02429, doi: 10.1029/2008WR006912.
- Kobayashi, S. and Yokoo, Y. (2013), Estimating watershed-scale storage changes from hourly discharge date in mountainous humid watersheds: toward a new way of dominant process modeling, *Hydrol. Res. Lett.*, Vol.7, pp.97-103, doi: 10.3178/hrl.7.97.
- Woods, R. and Sivapalan, M., (1995), Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data, *Hydrol. Process.*, 9,291-312.
- 西山光・横尾善之 (2013),降雨流出過程の地域性に関する研究,東北地域災害科学研究,第 49 巻,pp.145-150.
- 日野幹雄・長谷部正彦(1985), FORTRANと BASIC による 水文流出解析, 森北出版, 254 pp.

# 下水処理場の集水域における Cs-137 の流出過程の推定*

# 福島大学共生システム理工学類 鹿野 雄大

# 福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

## 1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東日本大震災による東京電力株式会社福島第一原子力発電所の 事故発生後,福島県内の下水処理場にて下水汚泥等から放射性物質が検出された。測定されて いる放射性物質は I-131, Cs-134, Cs-137 の 3 種類であり,脱水汚泥中の濃度 (Bq/kg) として 公開されている。検出された放射性物質の変動傾向が河川流量の変動傾向と類似していること から,三浦・横尾 (2014) は日野・長谷部 (1985)の成分分離手法を用いて,測定されている放 射性物質の中で半減期が最長である Cs-137 を水文学的に解析した。しかし,三浦・横尾 (2014) の研究では,日野・長谷部 (1985)の成分分離手法だけでは流出成分が何に起因しているかを 特定することは難しいとされている。本研究では、下水処理場の集水域における Cs-137 の流出 過程を推定することを目的とし、使用するデータを 2014 年 9 月 30 日までに増やすとともに、 新たに Kirchner (2009)の手法を加えることで貯留量の推定を行い、Cs-137 の時系列データを解 析した。

#### 2. 方法

### 2.1. 使用データ

本研究では、福島県内の下水処理場の脱水汚泥中の放射性物質濃度 (Bq/kg) と1日に発生する脱水汚泥量 (kg/d) を掛け合わせ、1日に発生する脱水汚泥に含まれる Cs-137 の放射性物質の量 (Bq/d) の値を算出し使用した。また、解析に用いたデータの期間は 2011 年 5 月 13 日から 2014 年 9 月 30 日までである。

#### 2.2. 時定数 Tc の算出

放射性物質の総量 (Bq/d) の片対数グラフを作成し, 逓減部分に直線を引いた。直線を引いた た逓減部分の放射性物質の総量のデータを抽出し,指数近似を行った。指数近似で得られる式 は式(1)のような形であり,式(2)のように指数の逆数をとることで時定数 *Tc* を算出した。

$$Q = Q_0 \exp(-at) \tag{1}$$

$$T_c = 1/a \tag{2}$$

## 2.3. 成分分離手法

^{*}Estimating runoff processes of Cs-137 in catchment area of wastewater treatment plant in Fukushima prefecture by Yudai Shikano and Yoshiyuki Yokoo

算出した Tc を用いて式(3), (4)よりパラメータc₀, c₁を求めた。

$$c_0 = (2.1/T_c)^2 \tag{3}$$

$$c_1 = 2.1^2 / T_c \tag{4}$$

求めた $c_0$ ,  $c_1$ を式(5)に代入し数値フィルター $\omega(\tau)$ を求めた。

$$\omega(\tau) = \begin{cases} c_0 \exp\left(-\frac{c_1}{2}\tau\right) \frac{1}{\sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_0}} \sinh\left(\tau \sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_0}\right) & (\tau \ge 0) \\ 0 & (\tau < 0) \end{cases}$$
(5)

求めた数値フィルターω(τ)を式(6)に代入し流出成分が遅い成分を分離した。

$$Q'(t) = \alpha \sum \omega(\tau) Q(t - \tau)$$
(6)

ここで $\alpha$ は $0.1 \le \alpha \le 1$ の範囲で調整した。求めた成分を全体の流量から引いて残流量を求め、次に傾きの小さい成分で分離した。最も流出成分が遅い成分は、残流量が負の値とならないよう に $\alpha$ の値を決めた。

#### 2.4. 貯留量推定手法

式(7)で表される水収支式を式(8)のように代入し貯留量 Sと流量 Qの関係を導いた。

$$dS/dt = P - ET - Q \tag{7}$$

$$\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}s} = \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{\mathrm{d}s/\mathrm{d}t} = \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{P - ET - Q} \tag{8}$$

式(8)に夜間・無降雨条件を適用することで降雨 P と蒸発散量 ET が流量よりもはるかに小さい と仮定することができ,降雨と蒸発散量を無視できる。したがって,貯留量及び流量の関係は 式(9)のように近似できる。

$$g(Q) = \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}s} \approx \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{-Q} \tag{9}$$

$$\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t = -aQ^b \tag{10}$$

$$\int dS = \int \frac{dQ}{g(Q)} = \int \frac{1}{a} Q^{1-b} dQ$$
(11)

$$S - S_0 = \frac{1}{a} \frac{1}{2 - b} Q^{2 - b}$$
(12)

本研究では,式(10)-(12)に b=1 を代入した式(13)の線形モデルを仮定する。これは,成分分離の もととなる式が式(1)のような指数関数モデルで表されるためである。

$$\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t = -aQ \tag{13}$$

本研究において、Qは放射性物質の量とする。したがって、式(7)を物質収支式ととらえ、放射性物質は蒸発しないので蒸発散量は 0,降雨は降下物量とみなし、下水管に降下物が直接入ってくるとは考えにくいので無降雨条件のみを適用した。

## 3. 結果

#### 3.1. 時定数の算出結果および Cs-137 総量の成分分離結果

算出した時定数 Tc は表-1 のようになった。

### 表-1 算出した時定数

時定数	<i>Tc</i> 1	Tc 2	
	23 (day)	2.0 (day)	

本研究では,時定数 Tc の 5 倍の値まで初期値の影響を受けるとしたため,本研究の解析は 2011 年 9 月以降のデータから行った。

Cs-137の総量と降下物量のグラフを図-1に示す。Cs-137の総量を見ると、事故後に比べ値は 低くなっている。また、降下物量は事故後も観測されており、複数回にわたりピークが生じて いる。降下物量は2014年4月以降の観測回数が月1回と変更になったため、2014年3月31日 までのデータを使用している。成分分離の結果を図-2に示す。成分Q₁,Q₂,Q₃は、この順に流 出速度が速くなる。流出速度が速いものほど変動が激しくなっている。



#### 3.2. 貯留量推定結果

各成分における Cs-137 の量と減少量の関係を図-3 に示す。これにより算出されたパラメータ *a*を表-2 に示す。パラメータ*a*により算出した貯留量と Cs-137 の総量の関係を図-4 に示す。流 出速度が遅い成分ほど貯留量が高いことがわかる。



表-2 算出されたパラメータ

	Q1	Q2	Q3		
а	0.0118	0.1631	1.1206		

各成分で求まった貯留量の時系列変化をそれぞれ図-5,図-6,図-7 に示す。ここで貯留量が0 となっているのは,成分分離の誤差により算出できない貯留量が生じるためである。また,Q の添え字番号とSの添え字番号は対応している。図-8に各成分を合計した貯留量を示す。流出 成分の速い成分ほど変動が激しくなっており,複数回ピークが生じていることがわかる。



## 4. 考察

三浦・横尾 (2014) では Cs-137 の流出成分は 4 成分に分離されていたが、本研究では 3 成分 に分離することができた。本研究では時定数の算出において逓減部分を細かく見ているのに対 し、三浦・横尾 (2014) は大まかに見ている。このことが時定数の違いに影響を及ぼした。そ の結果,4 成分で成分分離を行っても流出特性に明確な違いが生じなかったため、本研究では 3 成分に分離された。對馬ら (2013) の研究で下水処理場に流入した放射性セシウムは SS と同様 の挙動を示すことが示唆されていること、下水管内の流速に差異は生じないと考えられること から、各成分は下水管に流入する前の成分を表していると考えられる。最も流出速度が速いQ₃ の成分については、三浦・横尾 (2014) の研究から降雨による流出であると考えられる。貯留 量の時系列変化において複数回のピークが生じているため、この要因について調べる必要があ る。具体的には、ピークが生じているときに雨が降っているかどうか、下水処理場の集水域に おける降下物量はどうなっているのかについて調べることで要因がわかると考えている。また、 脱水汚泥の処理工程での遅れ時間について調べるとともに、遅れ時間を反映したデータ解析に 更新する必要がある。

### 5. 結論

本研究は下水処理場の集水域の Cs-137 の流出過程を推定することを目的として,日野・長谷部 (1985)の成分分離手法および Kirchner (2009)の手法を用いて Cs-137の時系列データを水文 学的に解析した。得られた結果を以下にまとめる。

①この処理場における Cs-137 の流出成分は 3 成分である。

②貯留量時系列データを見ると複数回ピークが生じている。

今後は、降雨および降下物量と貯留量時系列データの関係性を調べるとともに、雨由来の Cs-137 について解析する予定である。また、対象とする処理場を1箇所追加し、同様の解析を 行っていく。

#### 謝辞

本研究は、CREST「安全で持続可能な水利用のための放射性物質移流拡散シミュレータの開発」,国立大学改革強化推進事業「環境放射能の動態と影響を解明する先端研究拠点の整備」, 科学研究費補助金(若手研究 B,24760388)の成果の一部である。また、本研究では福島県土 木部下水道課の愛川薫様、福島県下水道公社の方々にご協力いただき、データを提供していた だくとともに、福島県ホームページの「流域下水道終末処理場における下水汚泥等の放射性物 質濃度・空間線量結果について」および「降下物モニタリング結果情報」を使用した。ここに 謝意を記す。

#### 参考文献

- Kirchner, J.W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resources Research*, Vol.45, W02429, doi:10.1029/2008WR006912.
- 對馬育夫・小越眞佐司・山下洋正・原田一郎 (2013), 下水処理場における放射性セシウムの挙 動調査および溶出試験,水環境学会誌, Vol.36, No.1, pp23-28.
- 日野幹雄・長谷部正彦 (1985), FORTRAN と BASIC による 水文流出解析, 森北出版.
- 三浦尚也・横尾善之 (2014), 脱水汚泥中の Cs-137 の変動特性とモデリング, 東北地域災害科学 研究, 第 50 巻, pp.217-222.

# 降雨流出過程における主要プロセス数の推定*

## 福島大学共生システム理工学類 菅野 裕嗣

## 福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

## 1. はじめに

降雨流出モデルは数多く提案されているが,モデル構造やモデルパラメータはモデルの解析 者の試行錯誤によって決定されている場合が多く,一般に降雨流出モデルには不確実性がある。 一方,Barnes (1939) は流量データを対数プロットすると,逓減部の勾配変化は2つまたは3つ の直線部分からなることを示し,引けた直線の数が降雨流出プロセス数に対応していると仮定 して,勾配の急な直線から順に表面流,中間流,地下水流であるとした。西山・横尾 (2013) は Barnes (1939) の手法を用いて成分分離をして解析を行った。

日野・長谷部 (1985) は Barnes (1939) の手法を利用して,片側作用フィルターによる成分分 離法を提案した。その手法では観測流量から地下流出成分を引くと,表面流と中間流の和とな りさらに中間流に対して同じ操作を繰り返すと,中間流出成分,そして残りとして表面流出成 分がそれぞれ求まると示した。そのことから観測流量の逓減部分はいくつもの流出成分が重な ってできている。西山・横尾 (2013) は逓減部の勾配変化はいくつかの直線部分からなること を示し,引けた直線の数が降雨流出プロセス数に対応していると仮定して成分分離を行ってい るが,引いた直線部分は求める流出成分とは違った成分を含んでいるので,そこから求めた時 定数 *T* に数学的に正確とはいえない。

そこで本研究では日野・長谷部 (1985) の手法であるフィルター分離法を用いて日本の一級 河川 109 水系と沖縄県の2水系を対象に成分分離を行い,降雨流出プロセス数を統一的に決定 する手法を検討するとともに,降雨流出プロセス数の成因について考察する。フィルター分離 法を用いることで,全体の流量から流出の遅い成分が引かれ,逓減部分を直線で表す際に求め る流出成分に近い直線を引くことができる。

#### 2. 方法

#### 2.1 対象流域および使用データ

本研究は日本の第一級河川 109 流域と沖縄県の2 流域を対象としている。それぞれの流域の 中で、人間活動の影響が少ないと考えられる上流部に位置していること、数年から数十年分の 時間流量データが存在していることを条件に観測所を選定し、国土交通省の水文水質データベ ースから時間流量データを取得した。また西山・横尾 (2013)の成分分離結果と比較するため に対象となる流域の観測所は、データが欠損している場所を除いて同じ観測所にした。時間流 量データは観測所の流域面積で除し、単位を mm/h と変換して利用した。

# 2.2 成分分離

^{*} Estimating the number of dominant processes in rainfall-runoff processes by Yushi Kanno and Yoshiyuki Yokoo

流量の成分分離では、まず対数表示した流量の逓減部分をいくつかの直線で表現し、その直線の傾きの範囲を抽出した。そしてその抽出した範囲を Boussinesq (1904)の河川流量逓減部の式(1)で表し、式(1)の逓減係数 a の値の逆数がその流量の逓減部分の時定数 T_cである。

$$Q(t) = Q_0 \exp(-\alpha t) \tag{1}$$

$$T_c = 1/a$$
 (2)

この  $T_c$ を式(3), (4)に代入し、パラメーター $c_0$ ,  $c_1$ を求めた。

$$c_0 = (2.1/T_c)^2 \tag{3}$$

$$c_1 = 2.1^2 / T_c$$
 (4)

求めたパラメーター $c_0$ ,  $c_1$ を式 (5)に代入し,数値フィルター $\omega(\tau)$ を求めた。

$$\omega(\tau) = \begin{cases} c_0 \exp\left(-\frac{c_1 \tau}{2}\right) \frac{1}{\sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_0}} \sinh\left(\tau \sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_0}\right) & (\tau \ge 0) \\ 0 & (\tau < 0) \end{cases}$$
(5)

数値フィルター $\omega(\tau)$ を式 (6)に代入し,流出成分 Q'求めた。式 (6)の a は重み係数であり, 0.1<a<1の範囲でQ'が成分分離前の流量Qに重なるようにaを決定した。最も遅い流出成分 を求める成分分離は残流量が負の値にならないようにaの値を調整した。

$$Q'(t) = \alpha \sum \omega(\tau) Q(t - \tau) \tag{6}$$

成分分離したら、全体の流量から先に分離して求めた流出成分を引いて算出した残流量を使って、次に傾きの小さい逓減から時定数*T*。を求め成分分離した。

## 3. 結果

研究対象の111 水系のうち3 水系は流量データが欠損していたため他の108 水系を成分分離 した。図-1 は流域ごとに直線の本数を求めた結果である。Barnes (1939) は直線の本数が降雨流 出プロセス数を表すと仮定していたため、横軸は降雨流出プロセス数とした。72 流域は降雨流 出プロセス数が4 つである。これは対象とした流域全体の約7割を占める。さらに降雨流出プ

ロセス数は最小で2つ,最大で5つある ことがわかった。

図-2 は流域ごとに算出した時定数  $T_c$ の結果である。横軸の降雨流出プロセス 番号は小さいほど流出が速いプロセスに 相当する。この結果から、時定数  $T_c$ は最 小で 2 (h) ,最大で 7692 (h) であった。 この図から,縦軸を対数軸とすると時定 数  $T_c$ が直線的にプロットされることが わかる。しかし、勾配の急な直線から順 に番号を付けたために、同じ時定数であ



図-1 降雨流出プロセス数と対象流域数の関係

っても一方の流域では1番目のプロセス であるのに対し,他方の流域では2番目 のプロセスであるなど,プロセス番号と 時定数の関係が一意に決まらないことが わかる。

この結果から,降雨流出プロセスに対 応するように時定数 T_C の範囲が明確に なれば、統一的に降雨流出プロセスを時 定数Tcから決定できると考えられる。そ こで著者らは、時定数 Tc について底を5 とした対数値  $(\log_5 T_{\rm C})$  とした図を作成 し、縦軸の値の 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5 を降雨流出プロセスの境界値と定め、 その境界値の間がそれぞれ下から順に 1, 2,3,4,5と降雨流出プロセス番号に対 応するとした。図-2より、43水系の流 域ではプロセス数は最大で5つであるこ とから本研究では日本の降雨流出プロセ ス数は最大5つのプロセスに分かれると 仮定して研究を進める。境界値を決める 対数値は底を5としたときが算出した時 定数 T_C を最も均等に分けることができ たので対数値は log₅T_Cを用いて境界値を 求めた。この境界値に従って図-2のデー タをプロットし直したのが図-3 であり, これにより降雨流出プロセスを決定でき るが、この結果の正確性についてはまだ 検討が必要である。

図-4 は降雨流出プロセス番号のデー タ区間を流出が速い順で1,2,3,4,5 の5区間として流域数についてヒストグ ラム解析をした結果である。図-1の結果 の降雨流出プロセス数が最大5つあった ことに対応させてデータ区間を5区間と





図-2 時定数 T。と降雨流出プロセスの関係

図-4 降雨流出プロセスのヒストグラム解析

した。この結果では、プロセス5を除いてそれぞれの区間についてほぼ均等な頻度で時定数*T*c が割り振られていることがわかる。しかし西山・横尾 (2013) で求めた時定数*T*cは、それぞれ の区間についてほぼ均等な頻度で割り振られていたという違いがみられた。この結果だけでは 降雨流出プロセスに関係する有意な結果であるとするかはまだ検討が必要であるが、このデー タ区間が降雨流出プロセスの境界となる値に近いと考え、図-3を作成した。

図-5は、成分分離の結果から水系毎にどの段階でプロセスが抜けているのかが視覚的に分か る表である。プロセスが存在しているところに色をつけ、プロセスが存在しないところを空白 にした。北海道はプロセス5がほかの地域に比べて多く、逆にプロセス1は少ない。東北は北 海道に次いでプロセス5が多い。北海道、東北以外の地域ではプロセス5がほとんど確認でき なかった。特に近畿はプロセス5が全て無かった。全体としてみると、必ずプロセス1から始 まるわけではなく、順番通りにプロセスが進むわけでもないことがわかるが、中部や四国など プロセスがほとんど1から順に埋まっている地域も存在している。



図-5 一級河川の主要プロセスの有無

### 4. 考察

図-1 で分かった降雨流出プロセス数の最小が 2 つで, 最大が 5 つであるという結果は, 西山・ 横尾 (2013)の結果とは異なる。西山・横尾 (2013)は降雨流出プロセス数の最小が 3 つで, 最 大が 5 つである。また, 時定数 *T*_cは本研究では最小で 2 (h), 最大で 7692 (h)であったのに対 し西山・横尾 (2013)では最小で 2.5 (h), 最大で 12500 (h)であった。同じ観測所での成分分 離でも,本研究と西山・横尾 (2013)でプロセス数と時定数 *T*_cの範囲が異なるのは,フィルタ 一分離法で観測流量から分離した成分を引いてから次に流出の速い成分を求めていた本研究に 対し, 西山・横尾 (2013)では流出成分を抽出しないで次に流出の速い成分を求めていて,そ のことから,本研究は成分が抽出されるたびに逓減部の傾きが大きくなっていくので西山・横 尾 (2013)で求めた時定数 *T*_cよりも小さい時定数 *T*_cが求まるからであると思われる。

しかし,図-2の結果から降雨流出プロセス番号と時定数*T*cの関係が一意に決まらないことがわかったため,著者らは,降雨流出プロセスに対応するように時定数*T*cの範囲が明確になれ

ば、統一的に降雨流出プロセスを時定数 *T*_cから決定できると考え、図-4 の結果をもとに図-3 を考案した。これにより降雨流出プロセスを明確に決定できる可能性を見出せたが、この結果の正確性については検討が必要である。時定数 *T*_cの範囲を定めることで降雨流出プロセスを決定するという研究事例はまだない。そのため、まずは時定数 *T*_cと流域の気候・地質地形条件との関係性を明らかにしていくことが今後の課題である。

### 5. 結論

本研究は降雨流出プロセス数を統一的に決定する手法を検討することと,降雨流出プロセス 数の成因について考察することを目的として,日野・長谷部 (1982)の手法である片対数プロ ットの逓減曲線によるフィルター分離法を用いた成分分離を利用して日本の第一級河川 109 流 域と沖縄県の2流域について河川流量の成分分離を行った。得られた結果を以下にまとめる。

- ① 日本の流域の降雨流出プロセス数は3つまたは4つの割合が高かったが、北海道、東北では5つの割合が高いことや北海道、東北以外ではプロセス5がほとんど確認されなかったことなど異なる特徴を持つ流域が存在した。プロセスは必ずプロセス1から始まるわけではなく、順番通りにプロセスが進むわけでもないことがわかったが、中部や四国のようにプロセスがほとんど1から順に埋まっている地域も存在していた。
- ② 成分分離した結果によると、降雨流出プロセス番号と時定数 T_cの関係が一意に決まらないことがわかった。そこで著者らは log₅T_cによる時定数 T_cの範囲を定めて、降雨流出プロセスを統一的に決定する手法を提案した。具体的には、log₅T_cの値の 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5 を降雨流出プロセスの境界値と定め、その境界値の間が降雨流出プロセスの各プロセスであり、値が小さい方の範囲(流出が速いプロセス)から 1, 2, 3, 4, 5 と番号を付けて、この番号が降雨流出プロセス番号と対応するとした。この境界値に従って時定数 T_cから降雨流出プロセスを明確に決定できるが、この手法についてはまだ検討が必要である。
- ③ 今後は標高・表層地質などの地質地形条件や、降雨量などの気候条件について降雨流出プロセス数との関係を整理する必要がある。

本研究では、降雨流出プロセス数の成因を見つけることはできなかった。今後は、降雨流出 プロセス数と気候・地質条件との関係を整理し、何が降雨流出プロセス数に影響しているかを 調べていく必要がある。その上で、log₅T_Cによる時定数T_Cの範囲を定めて、降雨流出プロセス を統一的に決定する手法について、さまざまな検証のもとにこの手法の適用可能性について検 討していく必要がある。

#### 謝辞

本研究は科学研究費補助金(若手研究 B, 24760388),科学研究費補助金(基盤 B, 22360192), 環境省環境研究総合推進費 S-8-1(4)の成果の一部である。本研究の実施にあたり,国土交通省 の水文水質データベース,数値地図情報を活用した。ここに謝意を記す。

## 参考文献

Barnes, B. S. (1939), The Structure of Discharge-Recession Curves, Trans. American Geophysical

Union, 20(4), pp.721-725.

- Boussinesq, J. (1904), Recherches the oriques sur l'e coulement des nappes d'eau infiltre es dans le sol et sur le de bit des sources, *J. Math. Pure Appl.*, 10, pp.5–78.
- 西山光・横尾善之 (2013),降雨流出過程の地域性に関する研究,東北地域災害科学研究,第49 巻,pp.145-150.
- 日野幹雄・長谷部正彦 (1982), フィルター分離 AR 法による非線形流出系の同定と予測(時間単位), 土木学会論文報告集, No.324/II-8, pp.83-94.
- 日野幹雄・長谷部雅彦 (1985), FORTRAN と BASIC による 水文流出解析, 森北出版, 254pp.

# 裏磐梯毘沙門沼の上流域における雨水の貯留・流出過程の推定^{*}

# 福島大学共生システム理工学類 藤元 大季

# 福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

## 1. はじめに

裏磐梯五色沼湖沼群は 1888 年の磐梯山噴火によって,土石流がせき止められたり,噴火の 影響でできた窪地に降雨が溜まったりすることによって形成された。今日まで,裏磐梯五色沼 は特異な水質によりこれまで様々な研究が行われてきた。たとえば千葉ら(1986)は水質形成 要因についての研究し,温泉水などの複数の水質起源が存在することを指摘している。三浦ら (2014)は現地観測から得られた水質データから融雪期におけるトレーサーを発見した。この

ように水質に関する研究は様々おこなわれている一方で,水の量については研究があまり行わ れておらずデータが不足している。たとえば,渡辺(2014)によって表流水に関する水収支は 明らかになったが,そのほかの流量に関する研究は不足している。そこで,本研究では裏磐梯 五色沼湖沼群の毘沙門沼の流量や,各成分量,貯留量を算出することによって毘沙門沼の上流 域における水の動態を把握することを目的としている。

## 2. 方法

本研究は毘沙門沼の流入地点および流出地 点において,毎月の表流水量を電磁流速計に よって現地観測するとともに,自記水位計(応 用地質,S&DL mini 5 m レンジ)を設置して 水位の連続観測を行った。毘沙門沼の流入地 点と流出地点を図-1に示す。また,観測デ ータから算出した流量と水位を用いて水位流 量(*H-O*)曲線式を累乗近似より作成した。

$$Q = a H^n \tag{1}$$

なお,Q:流量 (m³/s),H:水位 (m),a:定数 (m²/s), n:定数 (無次元)である。求めた水位流量(H-Q) 曲線式に毎時の計測した水位を代入すること により毎時の流量を算出した。



図-1 毘沙門沼の地図と流入地点,流出地

次に,求めた流量を日野・長谷部(1985)のフィルター分離法を用いることで成分分離し, 各成分量を求めた。成分分離では,まず流量の逓減部分をいくつかに分け,その傾きの逆数で ある *T*。を求める。この *T*。を式(2)に代入し数値フィルターω(*k*)を求める。ω(*k*)を(3)式に代入 することで各成分量が求められる。

^{*}Estimating rainwater storage and discharge processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima by Daiki Fujimoto and Yoshiyuki Yokoo

$$\omega(k) = c_0 \exp\left(-\frac{c_1 k}{2}\right) \frac{1}{\sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_1}} \sinh\left(\sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_1}k\right) = 0$$
(2)

$$Q'(t) = a \sum \omega(k)Q(t-k)$$
(3)

さらに、分離した各流量に Kirchner (2009)の手法を適用することで貯留量を算出した。 Kirchner (2009)の手法では、まず流量 Qが貯留量 Sの関数とし、式(4)で表す。式(4)の 両辺を Sで微分することで式(5)を得る。式(5)に水収支式(6)を代入することで式(7) 得る。式(7)は降水量 Pと蒸発散量 ET が Qより十分小さいという条件下で式(8)のように 近似できる。逓減部分の流量 Qと流量変化 dQ/dt との関係を式(9)のように表現し、これを積 分して式(10)を得る。この式(10)の積分値を求めることで式(11)を得て、流量データか ら貯留量変動 S- $S_0$  ( $S_0$ は積分定数)を求める。しかし Kirchner (2009)の式(11)は非線形であ るが、成分分離では線形の式を用いているので、bに1を代入することで理論的不整合がなく なる。式(11)にb=1を代入すると式(12)となる。

$$Q = f(\mathbf{s}) \tag{4}$$

$$\frac{dQ}{dS} = f(s) = g(Q) \tag{5}$$

$$\frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}t} = P - ET - Q \tag{6}$$

$$g(Q) = \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}S} = \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{\mathrm{d}S/\mathrm{d}t} = \frac{\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{P - ET - Q} \tag{7}$$

$$g(Q) = \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}S} = \frac{-\mathrm{d}Q/\mathrm{d}t}{Q} \tag{8}$$

$$-\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t} = aQ^b \tag{9}$$

$$\int dS = \int \frac{dQ}{g(Q)} = \int \frac{1}{a} Q^{1-b} dQ$$
(10)

$$S - S_0 = -\frac{1}{a} \frac{1}{2-b} Q^{2-b}$$
(11)

$$S - S_0 = \frac{1}{a}Q\tag{12}$$

### 3. 結果

## 3.1 水位流量 (H-Q) 曲線式

求めた水位流量(H-Q)曲線式を式(14),(15),(16),(17)にそれぞれ示す。流出口では、毎

年融雪の時期を中心にと堰操作を行っており、人工的に水位が操作されているのでその都度水位流 量曲線を変更させる必要がある。2012年の10月から実測を行っているが、流入口に関しては3つ の水位流量曲線が求められた。2012年10月~2013年3月までを式(14)、2013年4月~2014年3 月までを式(15)、2014年4月~現在までを式(16)に示した。また、水位操作の影響を受けない 場所で測定している流出口の水位流量曲線式は式(17)に示した。

$Q = 1.3084 H^{1.6563}$	(14)
$Q = 7.5177 H^{3.0882}$	(15)
$Q = 4.2947 H^{2.6047}$	(16)
$Q = 9.5272 H^{2.4884}$	(17)

ここでQ:流量, H:水位である。

#### 3.2 流量

図-2 に年間の毘沙門沼の流出入量と雨量の経時変化を示す。図-2 から、降雪期になると降水 量の減少により流入量、流出量どちらも徐々に減少していることが確認できる。また、2 月初 旬から3月中旬にかけては流入量と流出量の差がほとんどなくなり、融雪期になると積もった 雪が溶け出し流量が大きく増加するのが確認できる。夏季になると台風などの影響により集中 豪雨が発生し、急激な流量の増加により普段の2倍から3倍にまで増加しているのが確認でき る。1 年を通してみると、融雪期や集中豪雨時以外の時期では流入量流出量ともに大きな変化 は確認できない。



3.3 成分分離結果

図-3 に毘沙門沼の入入寮流水の成分分離結果を示す。毘沙門沼の流入水は4つの成分に分離 することができた。この図から、表面流ほど降雨に対して敏感な反応をし、降雨が多い時期ほ ど表面流の割合が高くなっていることが読み取れる。また、中間流も降雨や融雪に対して反応 はしているが、表面流ほど敏感ではなく緩やかな反応を示している。地下水量は安定しており 降雨が少ない時期では、表面流や中間流の割合が少ないのに対して地下水量の割合が非常に高 いことが分かった。また、地下水量は年間を通してほぼ一定の値を保っていることが分かった。



## 3.4 各成分の流量と流量減少量の関係

成分分離した各流出成分における Kirchner (2009)の条件に従って,流量と流量減少量の関係 を図-4~7 に示した。この図から各流出成分のうち,表面に近い成分ほど-dQ/dt が大きな値を 示していることが確認できる。





#### 3.5 貯留量

図-8に毘沙門沼の貯留量を示す。 貯留量のピークは降水が多くなる 夏季で,その時期から徐々に減少 し始め,降雪を境に急激な減少を 示し,融雪の始まりとともに急激 に増量していることが分かった。

全成分合計の貯留量は平均で 840 mm となり,そのうち地下水 流出成分(Q1)の平均貯留量(S1) は747 mm で,全体の約9割を占 めることから,地下水流出成分の



貯留量の重要性が確認できる。遅い中間流(Q2)の平均貯留量は80 mm であり,その増減か ら土壌からの流出成分の貯留量である可能性が示唆される。全貯留量はこの2つの貯留量で説 明できるため、本流域では地中流の成分が主要な成分であると言える。一方、地表に近い成分 ほど貯留量が少ないことが読み取れ、Q3 およびQ4の貯留量が無視できる量である。

## 4. まとめ

本研究は、裏磐梯毘沙門沼の流入水量の長期モニタリングを行い、集水域内における雨水の 貯留・流出過程の推定に初めて取り組んだ。日野・長谷部(1985)のフィルター分離法によっ て流入表流水データをその逓減特性によって分離した結果、集水域内の主要な貯留・流出過程 は4つあることが判明した。さらに、Kobayashi and Yokoo (2013)にならい、Kirchner (2009)の手 法によって主要な4成分それぞれの雨水貯留量を推定した結果、逓減率が小さい2つの流量成 分に関する貯留量で流域内の雨水貯留量変動が説明できることが分かった。この結果は、比較 的新しい噴火によって形成された同流域では雨水が浸透しやすく、地中を流れて流出する成分 が多いことを示している。その逆に、降雨に対する応答が早い2成分は流量増加時のハイドロ グラフの形成するものの,滞留時間は短く,流域スケールの貯留量への寄与率は低いことがわ かる。今後は,流域内の雨水の滞留時間の推定に取り組み,雨水の貯留・流出過程の解明に取 り組む予定である。

### 謝辞

本研究は福島大学共生システム理工学研究科プロジェクト研究「遷移途中にある自然環境を自然 遺産として良好に保全するための研究モデルの策定-磐梯朝日国立公園の人間-自然環境系(生物多 様性の保全)に関する研究-」[文部科学省特別経費(プロジェクト)採択事業],科学研究費補助金 (若手研究 B, 24760388)科学研究費補助金(基盤 B, 22360192)の成果である。気象データには 気象庁のデータを利用した。ここに謝意を表す。

### 参考文献

- Kirchner, J. W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resour. Res.*, 45, W02429, doi: 10.1029/2008WR006912.
- Kobayashi, S. and Yokoo, Y. (2013), Estimating watershed-scale storage changes from hourly discharge data in mountainous humid watersheds: toward a new way of dominant process modeling, *Hydrol. Res. Lett.*, 7, 97-103, doi: 10.3178/hrl.7.97.
- 千葉茂・朝倉誠司・松本仁志 (1986), 裏磐梯五色沼の水質とその成因について, 福島大学教育学部 論集理科報告, 38, pp.19-29.

日野幹雄・長谷部正彦 (1985), FORTRAN と BASIC による 水文流出解析, 森北出版, pp.84-93. 三浦淳・渡辺泰世・横尾善之・薮崎志穂 (2014), 裏磐梯毘沙門沼融雪期の流入表流水量と水質 の関係, 東北地域災害科学研究, 第 50 巻, pp.254-250.

渡辺泰世 (2014), 裏磐梯毘沙門沼における表流水量観測と水収支に関する研究, 福島大学大学 院共生システム理工学研究科修士論文, 24 pp.

# 裏磐梯毘沙門沼への流入表流水の起源推定に向けた水質データ解析^{*}

# 福島大学共生システム理工学類 廣瀬 将也

# 福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

# 1. はじめに

五色沼湖沼群は 1888 年の会津磐梯山の噴火による岩屑雪崩により,長瀬川とその支流が堰 き止められ形成された。五色沼湖沼群は大小様々な湖沼で形成されており,國井ら(2013)の報 告よると,銅沼→緑沼→瑠璃沼→青沼→弁天沼へ続く銅沼系と呼ばれる水系と,もうせん沼→ 弥六沼→父沼・母沼→柳沼→石倉沼と続く柳沼系と呼ばれる水系が竜沼で合流し,竜沼→深泥 沼→毘沙門沼へ続く竜沼系となり長瀬川へと水が流れているとしている。また,毘沙門沼に流 れる途中で赤沼からの流入もあると示唆している。五色沼湖沼群の水質は金属成分を多く含む 硫酸酸性の水や磐梯山の深層地下水になどから構成されており,毘沙門沼や弁天沼,青沼では ケイ酸アルミニウムの微細粒子によって,美しい青色が見られる。

「裏磐梯五色沼湖沼群の環境調査中間報告書」(福島大学大学院共生システム理工学研究科研究プロジェクト型実践教育推進センター自然共生・再生プロジェクト部・裏磐梯の湖沼環境を考える会議,2012)において,裏磐梯五色沼湖沼群における周辺環境の悪化や水色の変化が指摘されている。水環境変化を理解するためには水が流域内のどこを流れているか,つまり流出過程を知ることが重要になってくる。千葉ら(1986),国井ら(2013)など多くの水質調査はされてきたが流出過程についての研究は,三浦ら(2014)の融雪期における流出過程の研究のみである。三浦ら(2014)は毘沙門沼に流入する水量と水質の関係から,融雪出水が卓越する五色沼湖沼群において,イオンと電気伝導率が融雪の始まりを示すトレーサーになる可能性を見出した。しかし,三浦ら(2014)の研究では融雪期のみの解析であり,他の期間の解析は行われていない。そこで,本研究では年間の毘沙門沼表流入水の流出過程について,表流水量と水質の関係から推定することを目的とする。

#### 2. 方法

## 2.1 調査地点

本研究では福島県裏磐梯地域五色沼湖沼群 の一つである毘沙門沼の流入口で調査を行って いる(図-1)。

#### 2.2 水質測定

平成 25 年 4 月 9 日から自記水質計(ワイエ スアイ・ナノテック株式会社, EXO-2)を設置 し, 毎時の水質(イオン以外)を測定している



図-1 毘沙門沼の調査地点

*Hydrological monitoring and data analysis for estimating runoff processes of inflow to the Bishamon pond in Fukushima by Shoya Hirose and Yoshiyuki Yokoo

(写真-1, 2)。さらに, 平成 26 年 6 月 20 日から同様の自己水質計でイオンの計測も行っている。 現在計測している水質項目は, 水温, pH, 電気伝導度(EC), 溶存固形物量(TDS), 濁度, 蛍光 溶存有機物(fDOM), 酸化還元電位(ORP), 溶存酸素量(DO), 塩分, 塩化物イオン, アンモニウ ムイオン, 硝酸イオンがある。

### 2.3 解析方法

水質と流量の時系列変化から両者の関係を調べた。また,藤元・横尾(2015)が行っている日 野・長谷部(1984)を参考にしたフィルター分離法を用いての流量を成分分離した結果と,計測 している各水質成分を比較し相関解析を行った。また,流量についても藤元が計測し算出した データを使用した。



写真-2 自己水位計 (ワイエスアイ・ナノテック株式会社, EXO-2)



写真-3 毘沙門沼流入口における 計測の様子

3. 結果

# 3.1 流量データと各水質成分の比較

流量データと各水質成分の変動グラフを図-2,3 に示す。データの掲載期間については、イ オン以外の水質項目では平成25年4月9日から平成26年10月20日まで、イオンについては 平成26年6月20日から平成26年10月20日までである。水温は8月が最高点となり2月~3 月が最低点となっており、気温と同様に夏季に高くなり、冬季に低くなる。pHは6.5~7.0の値 でほぼ一定値である。ECとTDSは4月上旬をピークとする変動があり、流量の増減に伴う関 係性が見られる。fDOMは4月上旬から10月までは流量と同様の変動が見られるが、冬季は流 量と逆の変動がある。DOは水温と逆の変動を示し、8月~9月を最低点とし1月~2月が最高 点となる。



図-2 流入水量と水温, pH, EC, TDS の関係 図-3 流入水量と濁度, pH, EC, TDS の関係

## 3.2 フィルター分離法を用いた成分分離結果と水質成分の相関解析

フィルター分離法を用いての成分分離結果を図-4 に示す。この場合,流量は4 成分に分離することができ,地下水流出に近い成分がQ1 であり,表面流出に近い成分がQ4,その中間成分がQ2,Q3 である。Q1 とはQ2 比較的に緩やかな変動であり,夏季に上昇し,冬季に下降する。Q3,Q4 成分は観測流量に近く変動幅が大きい。

流量成分分離結果と各水質成分の相関係数を表-1 に表す。最も緩やかで流量変動の少ない Q1と相関があった水質はpH, DO である。Q2 成分と相関があるのは水温, EC, DO であった。



図-4 フィルター分離法を用いた成分分離結

	Q1	Q2	Q3	Q4
Temperature	0.366	0.701	0.218	0.149
pH	-0.482	0.217	0.284	0.196
EC	-0.048	-0.650	-0.255	-0.182
TDS	0.160	-0.583	-0.331	-0.242
fDOM	0.058	-0.088	-0.104	-0.087
DO	-0.538	-0.482	-0.017	-0.012

表-1 フィルター分離法を用いての流量成分分離結果と各水質成分の相関解析





図-6 Q1とpHの相関図

0.09

0.09



Date(2013~2014) 図-9 Q2 と水温の時系列変化

図-10 Q2 と水温の相関図

Q2(mm/h)



図-5~14 は分離した流量成分と水質変動の関係を経時変化と相関図で示したものである。時 系列変化と流量成分分離結果を比較すると、流量に敏感に反応している水質と、そうでない水 質があることがわかる。前者は、図 7(Q1 と DO)や図 11(Q2 と EC)の関係である。後者はそれ以 外の水質ある。また、流量のピーク時と各水質のピーク時が対応していない図 7(Q1 と DO)の ような水質もあった。相関図では、分散してプロットされている図が多いが、図 12 のように線 で繋がったような形状の図もあり、ヒステリシスの存在を示唆する関係もある。

### 4. まとめ

本研究は、毘沙門沼に流入する表流水の起源推定を目的として、表流水量データおよびそれ を逓減特性の異なる複数の成分に分離して得られる流量成分と流入表流水の水質変動の関係を 調べた。まず成分分離前の表流水量データと水質データの時系列変化を比べた結果、ECやTDS は流量の増減に敏感に反応し、水温やDOは流量の増減に関係なくデータが推移することが分 かった。次に、成分分離結果と水質の相関解析した結果、Q1はpHとDO、Q2は水温とEC、 DOと相関があった。Q1、Q2ともに、夏季に比較的高い値を示し、冬季に減少する傾向がある。 水温とDOは年間を通して単純な変動であり、これらは図-2より逆の変動を示している。Q2 成分は夏季に増加し、冬季にはほとんど流出のない時期もある。Q1、Q2 成分とDO が負の相 関を示した。Q1、Q2 成分は比較的に穏やかな変動があり、地下水流出に近い成分である。DO は表流水の方が、地下水よりも空気に触れる時間が多く高い値を示すと思われる。したがって、 地下水増加時に DO の値が低くなり,図-7 および図-13 のようなグラフになったと考えられる。 また,図-11の EC と Q2 の相関でも負の関係性が見られた。EC の増加はイオン量の増加を示 しており,Q2 が減少すると EC は増加するので,地下水にイオン量は少ない事が考えられる。

Q1 と Q2 については相関のある水質が見つかったが Q3, Q4 については相関のある水質が見 つからなかった。毘沙門沼に水が流入するまでの流出過程について理解するためには、変動幅 の大きい Q3, Q4 成分を説明できる水質を見つけることが重要になる。藤元ら(2014)によると 毘沙門沼の地下水流入量は、毘沙門沼全体の水収支の中でわずかな割合であることを示してい る事より、地下水流出成分に近い Q1 成分よりも表面流出に近い成分である Q3, Q4 を把握す ることが流出過程の推測に繋がると考えられる。したがって、相関係数のみに着目し解析する のではなく、より多くのデータを集めて相関図をさらに解析する事で Q3, Q4 成分を説明でき る水質を見つけることが今後は必要であると考えられる。

#### 謝辞

本研究は福島大学共生システム理工学研究科プロジェクト研究「遷移途中にある自然環境を 自然遺産として良好に保全するための研究モデルの策定-磐梯朝日国立公園の人間-自然環境系 (生物多様性の保全)に関する研究-」[文部科学省特別経費(プロジェクト)採択事業],科学研 究費補助金(若手研究 B, 24760388)の成果である。また,気象データには気象庁のデータを 利用した。水質モニタリングにあたり,ワイエスアイ・ナノテック株式会社の小菅將史様なら びに福島県庁の皆様にご支援いただいた。ここに謝意を表す。

### 参考文献

- 國井芳彦・渡邉稔・佐久間智彦 (2013), 裏磐梯五色沼湖沼群の湖水の化学的な成分に関する調 査結果 (第 2 報), 磐梯朝日遷移プロジェクト 裏磐梯五色沼湖沼群の環境調査報告書, pp.26-35.
- 千葉茂・朝倉誠司・松本仁志 (1986), 裏磐梯五色沼の水質とその成因について, 福島大学教育 学部論集理科報告, 38, pp.19-29.
- 福島県 (2012), 猪苗代湖及び裏磐梯湖沼水環境保全推進計画(中間整理案), http://www.cms.pref.fukushima.jp/download/1/keikaku.pdf
- 福島大学大学院共生システム理工学研究科研究プロジェクト型実践教育推進センター自然共 生・再生プロジェクト部・裏磐梯の湖沼環境を考える会議 (2012), 裏磐梯五色沼湖沼群 の環境調査中間報告書,福島大学大学院共生システム理工学研究科研究プロジェクト型 実践教育推進センター自然共生・再生プロジェクト部,72 pp.

日野幹雄・長谷部正彦 (1985), FORTRAN と BASIC による 水文流出解析, 森北出版, pp.84-93. 藤元大季・廣瀬将也・渡辺泰世・三浦淳・横尾善之 (2014), 裏磐梯毘沙門沼の水量・水質調査:

年間の水収支および融雪期の水量と水質の関係,磐梯朝日遷移プロジェクト 裏磐梯五 色沼湖沼群の環境調査報告書, pp.46-54.

三浦淳・渡辺泰世・横尾善之・薮崎志穂 (2014), 裏磐梯毘沙門沼融雪期の流入表流水量と水質の関係, 東北地域災害科学研究, 第 50 巻, pp.254-250.

# 流域地形の法則性に関する研究*

# 福島大学共生システム理工学類 鈴木 貴大

# 福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

### 1. はじめに

水循環モデルや河道モデルを作成する際,河川をどこまで細かく再現すればよいか,という 点が未だ解決していない。荒い河道網を作成すると現実の河川から遠ざかってしまい,細かい 河道網を作成しようとするとその細かさに際限がない上に,計算機への負担が大きくなってし まう。

この問題に対し, Moussa ら(2011)は河道が発生する地点の最上流部の流域面積の法則性に着 目し,解決策を模索した。彼らのフランス国内の18 流域を対象とした研究によると,河道が存 在しないと定義する面積 (カットオフエリア=A) を 0.5~5km²とする場合,流域内の河道が存在 しない最上流部の面積の合計は流域面積や流域地形によらず流域全体の 0.29±0.03 程度になる ことを発見した。この知見は流域地形や河道網をモデルで再現する際の指標になる可能性があ る。また,既往研究である三浦ら(2013)の研究では,日本の河川の阿武隈川と荒川を対象に Moussa ら(2011)の結果を適用し,同様の結果を得た。

本研究は三浦ら(2013)の知見の妥当性をさらに検討するため, Moussa ら(2011)の方法を日本 の一級河川で適用し,フランスおよび日本の両国における適用結果の類似性および相違点を検 討した。

## 2. 方法

本研究は全国の一級河川の流域 (図-1) を対象とした。これらの流域において,ま ず,国土交通省の国土数値情報ダウンロー ドサービスから全国の河川データと行政区 域データを取得し,地理情報システム (Geographic Information System: GIS)上に 取り入れた。その後,50m×50mのメッシュ で表示し,一つ一つのセルに標高を与えた。 河川は標高の高いほうから低いほうへ流れ ることから,囲まれたセルの中で標高が一 番低いセルへ流れることから,囲まれたセ ルの中で標高が一番低いセルに向かって矢 印を書いた。このときに描かれた矢印はセ ルごとの流向を示している。



* On the regularity of Japanese watershed topography by Takahiro Suzuki and Yoshiyuki Yokoo

次に、流域全体の流向を求めるためにセルの中の矢印を足した。なお、このセルの中の値が 大きいほどより多くの水が集まることになる。そこでカットオフエリアを設定した(カットオ フエリアは GIS 上で累積流量として表す)。カットオフエリアに設定した値より大きいセルは河 道網を表し、河道が発生するセルに流れ込んだセルは最上流部を表すことになる。このカット オフエリアを変えていくことで、河道が発生するセルの位置が変わり、最上流部の面積が変化 する。このような手順を全国の一級河川に用いて、流域全体に占める最上流部の面積の割合を 算出した。



図-2 尻別川流域におけるカットオフエリアと河道網の関係
#### 3. 結果

# 3.1 カットオフエリアと流域面積の関係

図-2 は北海道の尻別川流域を示す。①は流域の位置を示す。図-2 の横軸 a は式(1)で示すように、流域面積 A₀に占めるカットオフエリア A の割合である。縦軸の u(a)は、式(2)で示される流域面積 A₀に占める最上流部の総面積 U(A)の割合である。

$$a = \frac{A}{A_0} \tag{1}$$

$$u(a) = \frac{U(A)}{A_0} \tag{2}$$

図-2の②,③,④,⑤,⑥はそれぞれカットオフエリア(A)を流域面積(A₀)の100%,10%,1%,0.1%,0.1%,0.01%に設定したときの河道網である。カットオフエリアが流域面積と等しいとき、②のように流域すべてが最上流部となる。そこから③~⑥のようにカットオフエリアを小さくしていくことによって、最上流部の集水域の面積が小さくなりつつその数が増えていることがわかる。

# 3.2 カットオフエリアと最上流部の面積の関係

図-3 は全国の一級河川において計算したカットオフエリアの割合 a と最上流部の総面積の割 合 u(a)の関係を示す。



図-3 流域面積に占めるカットオフエリア a と最上流部の総面積 u(a)の関係



図-4 カットオフエリアと最上流部の総面積の関係

図-3より,それぞれの流域で,カットオフエリアの設定値を小さくしていくと,aの値が1~0.01 のとき,値の変動が大きくなることが分かる。また a の値が0.001 以降は変動が小さくなり, u(a)の値が約0.25 と一定値に近づいた。しかし,図-3 では流域面積の違う河川をまとめたもの なので,それぞれのカットオフエリアの実面積との対応関係は読み取れない。そこで,横軸に カットオフエリアの実面積をとったものを図-4 に示す。

図-4 より,カットオフエリアの値が 0.5~5km²の範囲で約 0.25 となることがわかる。また,これらの結果より,グラフの形状が緩やかなものと変動が激しいものがあることがわかる。これらの違いが生じる原因を探るには,流域の地形データそのものを見る必要があると考えられる。

図-5 として、グラフの形状が緩やかな流域(①十勝川,②馬淵川)と変動の激しい流域(③ 由良川,④関川)の勾配を示している。この図より、グラフの形状が安定している河川は河川形 状が放射状流域のものに近く、変動が激しい河川は羽状流域のものに近いように読みとれる。 このため、図-3 および図-4 のグラフの形状の違いは、河道網形状(およびその逆である標高の 空間分布)の違いに関係がある可能性がある。この点はもう少し丁寧な検討が必要である。

# 4. 考察

本研究は Moussa ら(2011)の方法を全国の一級河川で適用し、フランスおよび日本の両国にお ける適用結果の類似性および相違点を検討した。その結果、カットオフエリアが 0.5~5km²の範



③ 由良川

④ 関川

# 図-5 河川グラフの緩やかな流域と変動の激しい流域の比較

囲において u(a)の値が約 25%に一定になった。この結果は, Moussa ら(2011)や三浦ら(2013)の ように, u(a)の値が約 30%になるというものではなかったが, 同様の傾向を示している。しか し, 日本の河川において u(a)値が約 25%に一定になる原因についてはまだわからなく調査中で ある。

また,図-3 や図-4 から読みとれるように a の値が 0.01 に至るまでの u(a)の変動がおおきく,0 付近までとるように変動している。これは Moussa ら(2011)や三浦ら(2013)ではなかったものである。この変動については三浦ら(2013)の研究でも触れられている。三浦ら(2013)は、放射状流域では河道網を作成する際に、河口に近づくにつれて徐々に流向セルの値が大きくなるのに

対し,羽状流域では急に流向セルが大きくなる。そのことから放射状流域では集水域ができや すく,羽状流域では集水域ができにくいとし,流域形状の違いからグラフ形成に影響を与えて いると考えている。本研究で示した図-5の流域の地形図をみると,三浦ら(2013)の考察と同様 の傾向があるように考えられ,この点をデータを示して定性的に議論した点も本研究の新しい 知見であると言える。

### 5. 結論

本研究は、Moussa ら(2011)の研究を全国の一級河川に適用し、その結果の違いの有無とその 原因を確認した。その結果、多くの一級河川でカットオフエリアが 0.5~5km²の範囲において、 Moussa ら(2011)や三浦ら(2013)のように、u(a)の値が約 30%になるというものではなかったが、 u(a)の値が約 25%と一定となり同様の傾向となった。しかし、考察で述べたように、u(a)値が約 25%に一定になる原因がわかっていない状態である。また、u(a)値の変動についても不明である。

これらの原因は現在調査中だが、これらが明らかになることによって、降雨流出モデルを構築する際に河道が発生する点の上流部の面積が 0.5~5km²の範囲になるように設定すれば、流域の地域特性を同程度に安定して反映したモデル構築が可能になると考える。

今後は、u(a)値の変動が三浦ら(2013)の考えが正しいのかの確認、u(a)値が約 25%に一定になる原因について調べていくことが課題である。

# 謝辞

本研究は,科学研究費補助金(若手研究 B, 24760388),科学研究費補助金(基盤 B, 22360192), 環境省環境研究総合推進費 S-8-1(4)の成果の一部である。また,本研究は国土交通省の水文水 質データベース,数値地図情報を活用した。ここに謝意を記す。

#### 参考文献

Moussa, R., Colin, F., and Rabotin, M. (2011), Invariant morphometric properties of headwater subcatchments, *Water Resour. Res.*, 47, W08518, doi:10.1029/2010WR010132.

三浦優樹・菅野理恵・横尾善之 (2013),降雨流出過程に影響する地域地形特性に関する研究, 東北地域災害科学研究,第49巻,pp.157~162.

# 秋田県の一級河川を対象とした塩分遡上と入退潮量に関する検討*

# 秋田大学工学資源学部 今井 勇士,小此木 啄哉 秋田大学工学資源学研究科 渡辺 一也

# 1. はじめに

河口では河川や海岸からの外力を受けてその地形が大きく変化している。河口域では淡水と 海水が混合し、そのために複雑な環境となっている。そのため、独特の生態系が発達している。 河川の淡水は豊富な水資源として我々の生活に恩恵を与えている。しかし、近年増加している 異常気象は、海面上昇や沿岸災害だけでなく、波高の増加や渇水も引き起こすと予想されてお り、その影響により河川への塩水の侵入が増加するとことが懸念されている。そのため、塩水 の遡上に関して精度よく観測、推定することは重要である。

そこで、本研究では河口タイプの異なる秋田県の一級河川である米代川,子吉川,雄物川を 対象として塩分遡上と入退潮に着目した。

# 2. 研究対象領域

本研究の研究対象領域である米代川,子吉川,雄物川は秋田県を流れる一級河川である。研 究対象領域の概要を図-1に示す。

米代川は秋田県北部を流れ,能代市において日本海に注ぐ一級河川である。流域面積 4100 km²,幹川流路延長 136 km となっている。米代川河口部の地形は,冬季の季節風による高波浪

に起因した砂州の発達,並びに,冬季に発達した砂州 が,春季の融雪出水や夏季の洪水流により消失すると いう季節的な変化を有する。この米代川特有の河口閉 塞は右岸側によく発達し,その大きさは全長 400 m を 越えることもある。

子吉川は,秋田県南西部に位置し,源流は鳥海山で, 笹子川,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る。流域 面積が1190 km²,幹川流路延長は61 kmで,子吉川の 感潮区間は,河口から8 km 地点の二十六木橋の付近 であり,感潮区河床勾配は1/6509 と緩やかな勾配にな っている。

雄物川は、南半分を流域とし、秋田の市街地である 秋田市に流れる一級河川である。流域面積が4710 km², 幹線流路延長は133 km となっている。



四 1 切几内家顶墩

*Investigation of Tidal Discharge and Salinity Intrusion due to Winter Storm Waves at the River Mouth of Akita Prefecture by Yushi Imai, Takuya Okonogi and Kazuya Watanabe

# 3. 塩分観測

それぞれの河川において塩分濃度の現地観測を行った(**写真-1**)。観測には多項目水質計(クロロテック)を使用した。



写真-1 観測の様子

図-2 塩分観測の結果(子吉川)

**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を測定した。その結果,子 吉川において,本庄大橋,由利橋の二地点で塩分を観測した。その時の塩分の様子を図-3 に 示す。



図-3 塩分の鉛直分布

子吉川において塩分が観測された 11 月 26 日の水位と潮位のグラフを図-4 に示す。観測された日は河川流量が小さく塩分が遡上し易い条件となっていた。

また,同様に雄物川,米代川においてもそれぞれ 10 月と 11 月に観測を行ったが,塩分の観 測は出来なかった。



#### 4. Wave set-up の定量評価

wave set-up による水位上昇量  $\Delta \eta$  は有義波高  $H_o$ を用いて表現することができる。¹⁾²⁾

水位上昇を洪水起源と波浪起源のものと分類するため、波高  $H_o>2m$  データ及び、河口部における水位変動に河川流量が影響を及ぼさない流量をそれぞれ子吉川、雄物川では 100m³/s 以下, 米代川においては 500m³/s 以下のデータを抽出 ³⁾することで、河口水位  $\eta_R$  と潮位  $\eta_T$  から wave set-up 量を得る。

式(1) と式(2)を用いて係数 α を求めることにより, wave set-up 量 Δη を定量的に評価する。 各河川における 2012 年の水位と潮位,水位上昇量,波高,流量のデータを図-5,図-6,図-7 に示した。また,係数 α の変化を図-8,図-9,図-10 に示す。





図-5,図-6,図-7から米代川,雄物川,子吉川の全ての河川において春先から夏季にかけて出水が認められる。また,波浪のデータを見ると,流量のデータと同様に全ての河川において,冬季に大きな傾向を示し,図-8,図-9,図-10から約10%程度の wave set-up による水位上昇が認められた。

# 5. 入退潮量の算定

次に, wave set-up の影響を評価するために入退潮量の計算を行った。wave set-up による流量 と潮汐による流量,河川流量による影響に分けて,それぞれの流量を計算した⁴⁾。

$$A_R \frac{d(\eta_{omeas} + \alpha H_0)}{dt} = Q_T + Q_W + Q_R \cdots \cdots \cdots (4)$$
$$A_R \frac{d\eta_{omeas}}{dt} = Q_T + Q_R \cdots \cdots \cdots (5)$$
$$Q_W = \alpha A_R \frac{dH_0}{dt} \cdots \cdots \cdots \cdots (6)$$

 $\eta_{0meas}$ を実測潮位,  $A_R$ を感潮面積,  $H_O$ を波高,  $Q_T$ を潮汐流量,  $Q_W$ を wave set-up 流量,  $Q_R$ を河川流量とした。図-11, 12, 13 は 2012 年 1 月及び 8 月の潮汐流量  $Q_T$ と河川流  $Q_R$ , wave set-up による流量  $Q_W$ の算出結果である。米代川では感潮面積が子吉川に比べて大きいため、潮汐流 量の影響が大きくなっている。また, wave set-up による流量も 10m³/s と大きな値を示した。





これらのことから、米代川は子吉川と比べて wave set-up の影響を大きく受けていると考えられる。

# 6. 写真解析による河口幅の変遷

米代川河口部に設置されている固定点カメラのデータを用いて写真解析を行った。写真デー タから得られた河口幅の変遷を図-14に示す。



カメラは中島閘門に設置されており、河口部を定点撮影している。データは 2013 年 5 月 20 日から 12 月 27 日、2014 年 4 月 25 日から 10 月 31 日の期間に 1 週間毎に撮影されたものであ る。また、実際の河口幅と写真から得られた河口幅はオーダー的に一致することが分かってい る⁵⁾。それにより、河口幅は夏季に最長で冬季に最短となり、最短で約 40m まで閉塞すること が分かった。

# 7. まとめ

今回の研究では、子吉川の 3.6km 地点にある由利橋まで、塩分が遡上している事が確認できた。また、wave set-up は冬季に大きくなり、米代川、雄物川、子吉川においては波高の約1割であることが分かった。米代川では wave set-up 流量は 10m³/s と大きな値を示し、他河川に比べwave set-up の影響を大きく受けている事が確認できた。さらに米代川では冬季において河口幅は最短で 40m まで閉塞することが写真解析から明らかとなった。しかし、どの河川においてもデータは未だ少なく、河口閉塞の影響による塩分遡上をさらに精度よく捉えるためには、今後も観測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,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

- Nguyen Xuan Tinh,田中仁,長林久夫(2007):2006 年秋冬季低気圧来襲時に観測された河口 感潮域 wave set-up 高さ,海岸工学論文集,第54巻,pp.321-325.
- Nguyen Xuan Tinh,田中仁,梅田信,佐々木幹夫(2008):日本海に面した河口感潮域における 冬季の wave set-up 高さ,海岸工学論文集,第 55 巻, pp.366-370.
- 3) 名倉華子,田中仁,梅田信(2010):米代川における冬季 wave set-up と塩水遡上に関する研究,土木学会論文集 B2(海岸工学),vol.66,No.1,pp.316-320.
- 第田栄輝,田中仁,名倉華子,梅田信,佐々木幹夫(2009):日本海に面した河川感潮域における冬季高波浪時の wave set-up と入退潮量,土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.65, No.1, pp.391-395.
- 5) 神成寿樹, 伊東緋音, 渡辺一也(2014):現地観測と写真解析における米代川の wave set-up と 入退潮量について, 土木学会東北支部講演概要集, Ⅱ-15.

# Study of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, Bolivia

#### Gabriela Sossa Ledezma¹, Hitoshi Tanaka², Yuta Mitobe³

#### Abstract

This study is directed toward the analysis of the morphological development around river mouth in Lake Tuni, and attempt to be linked with an evaluation of present reservoir sedimentation. This analysis will be expressed in terms of rate of sediment deposition, evaluating three different methodologies and comparing our results with the rate of sediment yield reported by Kawagoe (2014).

#### 1. Introduction

Most sediment enters reservoirs as a consequence of rainfall erosion and subsequent transport by streams.

Furthermore, because eroded sediments may be flushed downstream trough stream channels over a period of decades or longer, it is essential to differentiate between the volumes of material eroded from the land surface and the amount which is actually transported into a reservoir.

Though that the most representative amount of sediment introduced in a reservoir is located in the sediment deposit, around the river mouth. Surveys performed directly on this area can derive in an interesting overview of the reservoir sedimentation processes.

The first methodology analyzed in this paper is the comparison of topographical information in the sediment deposits for different periods. Fujita et al. (2004) exposed a morphological comparison around the river mouth, giving interesting sights on the relevance of a morphological comparison. Unfortunately investigations have often suffered from poor spatial and temporal sampling resolution morphologic data. However Milan et al. (2007) has proposed the implementation of topographical surveys with a 3D laser scanner to evaluate this kind of studies. The second methodology is based on the approach of Hashimoto et al. (2013), where data collection about the thickness of a sediment deposition of Meyer Peter Muller bed load sediment transport equation, a worldwide applied equation. In addition Hippe et al. (2012), Kawagoe (2014), Kothyari et al. (1994) and Walling (1999) provided important information that helped us to understand the linkage of the erosion and deposition processes.

These studies are valuable in quantifying either sediment yield or sediment deposition by different methodologies, but they do not address the relationship between the two parameters nor the final impact on the reservoir. Therefore the purpose of this paper is to present an evaluation of the reservoir sedimentation based on the analysis of the morphological development around river mouth.

#### 2. Study area

Lake Tuni is a very precious water resource that provides water resources to two major cities of Bolivia, La Paz and El Alto. Hence there is a big concern about global climate change not only will accelerate glacier retreat, but also it may result in accelerate sediment deposit, reducing the capacity of the lake.

Lake Tuni is located in the prefecture of La Paz, at the north-west part of Bolivia. The main source of sediment inflow to the reservoir is Tuni River, which originates in Tuni Glacier. Tuni River flows for 5.5 [Km] before draining into Lake Tuni, it has a contributing catchment area of 10 [Km²], and at the river mouth, was formed a sediment deposit, which surface area is 0.035 Km². This sediment deposit is our target area (Fig.1).

¹ Graduate student, School of Engineering, Tohoku University (6-6-6, Aoba, Aoba-ku, Sendai, 980-8579), Japan.

² Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University (6-6-6, Aoba, Aoba-ku, Sendai, 980-8579), Japan.

³Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University (6-6-6, Aoba, Aoba-ku, Sendai, 980-8579), Japan.



Fig. 1 Location of Lake Tuni and Tuni River's sediment deposit

#### 3. Results and discussion

#### 3.1 Comparison among topographical information

Tuni sediment deposit was surveyed with a 3D laser scanner in August 2012, October 2013 and August 2014. The instrument combines reflectorless laser measurement technology with high-speed automatic robotic surveying to obtain topographical accurate measurements, with a resolution of 1[cm] and a high definition of 0.20 [m] (vertical and horizontal interval between each observation). The effective area of analysis was delimited by the maximum and minimum water levels of the lake, 4440.5 [m.a.s.l.] and 4437.5 [m.a.s.l.] respectively. The grid size was set at 0.5[m] x 0.5 [m]. Later the topographical data was averaged regionally inside each grid cell. Last each grid point was compared by the subtraction of height, for each period respectively (Fig. 2-3), where the positive difference of volume among both periods represents the rate of sediment deposition. In these figures is appreciable the trend of the sediment deposition, right close to the river mouth. The results are summarized in Table 1.

The correction of the topographical data took place simultaneously by the rotation of the data about the three coordinate axes "x", "y" and "z". For example 2012's topographical data was set as the base for the correction and 2013's data was rotated until get the least difference on subtract elevation at the unmovable area, the terrain that is not affected by the water level of the lake. The already mentioned procedure was applied to correct the 2014's topographical data as well.



Fig.2 Subtract Elevation of the regional averaged (Tuni 2012-2013)



Fig.3 Subtract Elevation of the regional averaged (Tuni 2013-2014)

Table1 Thickness, volume and of sediment deposition rate

Period	Rate of sediment deposition [m ³ /year]		
2012-2013	$1.2 \times 10^2$		
2013-2014	$1.3 \times 10^{2}$		

#### 3.2 The sediment layer thickness

Thus through the analysis of excavation points (Fig. 4) was possible to recognize the presence of bed forms, which are the organization of grains into morphologic elements. Below bed forms the composition of the sediment suddenly changed from gravel to clay, making easier to recognize the total thickness of the sediment layer.



Fig.4 Excavation points at the sediment deposit of Tuni River

Plotting the relationship between sediment layer thickness and radial distance from the river mouth (Fig. 5), can be concluded that the sediment is deposited until a radial distance from the river mouth of 128 [m] approx. and the average thickness is 0.94 [m]. Thus the volume for each sediment deposit was calculated

assuming a constant sediment thickness of 0.94[m] and multiplying for the area covered until 128[m] radial distance. This deposition trend was verified after the analysis of the grain size distribution of sediment samples that were taken in situ. The mean diameter of the particles is inversely proportional to the radial distance from the river mouth.

Finally the rate of sediment deposition is the result of dividing the volume per 35 years, the time that the dam is functioning (1978-2014). The values of thickness, volume and sediment deposition rate are summarized in Table2.



Fig.5 Relationship between sediment layer thickness and radial distance from the river mouth

Table 2 Thickness, area, volume and rate of sediment deposition

Thickness [m]	Area [m ² ]	Volume [m ³ ]	Rate of sediment deposition [m ³ /year]
0.94	$17x10^{3}$	16x10 ³	$4.6 \times 10^2$

#### 3.3 Meyer-Peter and Müller equation

Meyer-Peter and Müller based on data obtained from a considerable number of experiments suggested that the bedload discharge by weight per unit time and width can be determined by

$$\gamma_1 \frac{Ks}{Kr}^1 \frac{1}{r} RS_1 \tau_1^{*1} \gamma_1 \tau_1 \gamma_1 d_1 \frac{0.25\rho_1^{-}q_1^{-}}{\iota \frac{\gamma_1}{\gamma_1 \tau_1} \tau_1}$$

Where  $\gamma$  and  $\gamma_1$  = specific weights of water and sediment, (in metric tons/m³), respectively, R the Hydraulic radius (in m), S the energy slope, d the mean particle diameter (in m),  $\tau_1^*$  = the Shields critical parameter (0.06),  $\rho$  the specific mass of water (in metric tons-sec/m4),  $q_1$  the bedload rate in weight per unit time and width [in (metric tons/sec)/m], and  $1\frac{1}{1}$  S the kind of slope, which is adjusted such the only portion of the total energy loss, namely, that due to the grain resistance is responsible for the bedload motion.

Applying this equation was computed the bed load sediment transport in Tuni River. The data of instantaneous discharge (every 10 min) used corresponds to almost the whole hydrological year (Nov 2012-Aug2013). The period that has bedload sediment transport is from November to March, which represents almost one third of the year (Fig. 6).

The hydraulic ratio was assumed as equal to the Normal depth which was calculated trough manning equation. Finally the total amount of bedload sediment transport computed for the hydrological year (2012-2013) is 190 [m³/sec]. However this equation is very sensitive to changes in the hydraulic ratio, which is largely limited by small changes in the manning coefficient of roughness.



Fig.6 Bedload transport on Tuni River.

# 3.4 Comparison

Kawagoe (2014) reported that the current rate of sediment yield of Tuni catchment area is  $1.7 \times 10^2$  [m³/year].

The amount of sediment deposited to a reservoir depends on the amount of sediment yield produced by the upstream watershed. Thus the proportionality factor between the rate of sediment deposition and the rate of sediment yield must be lower than 1. The methodology that has a better agreement with this principle is the "Comparison among topographical information" (Table 3). As well as the difference of the results obtained between the two periods analyzed is just 10%. However the other two methodologies analyzed support the theory that in general terms the rate of sediment deposition is low.

Table3 Comparison among different methodologies to calculate the rate of sediment deposition

Period	Comp. among topographical inf. [m ³ /year]	The Sediment Layer Thickness [m ³ /year]	Meyer-Peter and Müller equation [m ³ /year]
2012-2013	$1.2 \times 10^2$	$4.6 \text{x} 10^2$	$1.9 \times 10^{2}$
2013-2014	$1.3 x 10^{2}$	-	-

According to Hippe et al. (2012) the study area belongs to the formation of Paleozoic which indicates a stronger resistance to weathering and erosion processes. Moreover the gradient of precipitation varies monthly from 120 mm in rainy season (Jan-Mar) to 18 mm in dry season (Jun-Aug), which is characterized by episodic, heavy and short duration. Thus the sediment particles removal and the fluvial sediment transport are largely limited to the rainy season. In addition the vegetation on Lake Tuni catchment area is limited to grass and small bushes. This is consistent with results obtained in many different areas of the world, which have already provided evidence that slight land use leads to low erosion rates. Therefore taking into account these factors can be explained the low rates of sediment yield and sediment deposition.

#### 4. Conclusions

The rate of sediment deposition obtained through topographical comparison for different periods showed the best results among the methodologies analyzed. In addition was established that parameters such as: precipitation soil coverage and type of soil formation are leading into a low rate of Tuni reservoir sedimentation.

#### Acknowledgment

The authors would like to express our greatest gratitude to JST/JICA, SARTREPS (Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development) for supporting financially this study. It would not have been possible without its help.

#### References

- Fujita, Y. & Tanaka, H., 2002. Shoreline change around the mouth of Nagase River in Lake Inawashiro, Proceedings of 13th APD-IAHR Congress:853-858.
- Hashimoto, K., Goto, K., Sugawara, D., Imamura, F., 2013. Consideration of tsunami deposits distribution in Sendai plain evaluated by sediment transport model, in 2ndG-EVER International symposium and The 1st IUGS&SCJ international workshop on natural hazards, Japan.
- Hippe, K., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Maden, C., Wacker, L., Kubik, P.W., Wieler, W., 2012. Quantifying denudation rates and sediment storage on the eastern Altiplano, Bolivia, using cosmogenic 10Be, 26Al, and in situ 14C. Geomorphology 179: 58-70.
- Kawagoe, S., 2012. Sediment production in Lake Tuni catchment due to climate change, in Grande Congress, October 5th, Japan.
- Kothyari, U.C., Tiwari, A.K., Singh, R., 1994. Prediction of sediment yield. Journal of Irrigation and Drain Engendering 120:1122-1131.
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river, Journal of Earth Surface Process and Landforms: 1657-1674.
- Walling, D.E., 1999. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins, Journal of Hydrobiology: 223-240.

# +三湖の湖内環境とヤマトシジミの成長に関する研究^{*}

### 東北大学 工学部建築・社会環境工学科 西村 亜紀

#### 東北大学 大学院工学研究科 梅田 信

東北大学 大学院工学研究科 田中 仁

#### 八戸工業大学 工学部環境建設工学科 佐々木 幹夫

#### 1. はじめに

青森県北西部に位置する十三湖は、浅い汽水湖であり、国内有数のヤマトシジミ(Corbicula japonica)の名産地である. 十三湖では、漁獲される 90%以上がヤマトシジミであり、青森県の 漁業の一角を担っている. そのため、十三湖におけるヤマトシジミの漁獲量は地域の漁業に大 きな影響を与える. しかし、漁獲量は経年的に大きく変動し、ヤマトシジミの漁獲量の減少も 懸念されている(図・1). その原因の一つとして、塩分や水温、クロロフィルといった湖内の水 環境条件の変動が関連していると考えられる. ヤマトシジミの生息は、汽水条件や水質条件、 さらには底質の条件を大きく受ける.安定した漁業資源を獲得するためには、十三湖内の塩分、 水温、水質などの環境条件と、ヤマトシジミの成長とにどのような関係があるのかを把握する ことが必要である. 本研究では、十三湖内の水質シミュレーションを行い、既往研究により求 められたヤマトシジミの幼生数との関連性について議論した.

#### 2. 研究対象地域の概要

本研究の研究対象である十三湖は,青森県北部,津軽半島内に位置し,岩木川の最下流部に ある面積 18.6km²,集水面積 2,544km²,湖央部の最大水深が約 2m の浅い汽水湖である.十三 湖の平面形状を図 2 に示す.一級河川である岩木川からの淡水流入と,十三湖と日本海を繋ぐ 水戸口から流入する海水が,十三湖の汽水環境を左右する.十三湖への流入河川は,岩木川, 山田川,鳥谷川などがあるが,岩木川が全集水面積の 78%を占める.湖の容積に対して,十三 湖の集水面積が大きいため,湖水の平均滞留時間が 1 日程度と非常に短く,水質悪化の懸念が 少ないのが特徴である.汽水湖におけるヤマトシジミに関連した研究は,十三湖と同じ青森県 に位置する小川原湖や (久保田ら, 2006),島根県の宍道湖(高田ら, 2001)において多くなされ ているが,十三湖においては,環境水理学的な観点からなされた研究は未だあまり多くない.

# 3. 研究の方法

+三湖内の解析には,鉛直1次元の数値シミュレーションを行い,十三湖の水理環境の考察 を行った.基礎式は(1)で表される通りである.

$$\frac{\partial c(t,z)}{\partial t} = K \frac{\delta^2 c(t,z)}{\delta z^2} + S_c(t,z)$$
(1)

^{*} Influence of water environment on growth of Corbicula japonica in Lake Jusan , by Aki Nishimura, Makoto Umeda, Hitoshi Tanaka, and Mikio Sasaki.



ここに *c*は,低次生態系モデルにおける水質などの各要素(クロロフィル a,無機態窒素,無 機態リン,有機態窒素,有機態リン)を示し,*K*は鉛直拡散係数である.また,*S_c*は,それぞれ の要素に対応した生成項である.

まずクロロフィル a(Chl-a)についての生成項S_{chla}は、つぎのようである.

$$S_{chla} = (G_p - D_p)C_{chla} \tag{2}$$

ここで、 $G_P$ は植物プランクトンの増殖率、 $D_P$ は減少率を示し、下記のように表される.まず  $G_P$ は、

 $G_P = F_I F_S F_{IP} F_t$ 

であり、ここに $F_I$ は日照による影響補正係数、 $F_S$ はスペース効果係数、 $F_N$ は栄養塩濃度による影響補正係数、 $F_t$ は水温による影響補正係数である。それぞれ以下の通りで表現される。

$$F_I = \frac{I_y}{I_s} exp\left(1 - \frac{I_y}{I_s}\right) \tag{3}$$

$$F_s = \exp(-\mu_s C_{chla}) \tag{4}$$

$$F_N = \frac{c_{IN}}{K_{IN} + C_{IN}} \frac{c_{IP}}{K_{IP} + C_{IP}}$$
(5)

$$F_t = \left[\frac{T}{T_s} \exp\left(1 - \frac{T}{T_s}\right)\right]^n \tag{6}$$

ここに、 $I_y$ は照度、 $I_s$ は最大比増殖率を与える最適照度、 $\mu_s$ はスペース効果係数、 $K_{IN}$ 、 $K_{IP}$ はそれぞれ無機態窒素、無機態リンの半飽和係数、 $T_s$ は最適水温である. また、

$$D_P = R_{chla} \theta_{chla}^{T-20} + \frac{w_{chla}}{\Lambda_Z}$$
(7)

である.ここに,  $R_{chla}$ は20℃における植物プランクトン死滅率, $\theta_{chla}$ は死滅率の温度補正係数,  $w_{chla}$ は植物プランクトンの沈降速度である.

計算期間は、2012年1月1日から2012年12月31日までの1年間とした.この時期を選択した理由としては、既往研究により、実測データが豊富にあるためである.計算条件は、鉛直格子間隔0.05mとし、初期条件は2001年1月1日のものを用いたが、今回のシミュレーショ

ンにおいては計算期間が長いこと、さらには、十三湖は滞留時間が1日と短いことから、初期 条件の影響はそれほど大きくないと考えた.河川から十三湖への流入流量は、主な流入河川で ある岩木川の上流に位置する五所川原地点の流量に、十三湖と五所川原地点それぞれの流域面 積の比を乗じることにより求めた.

$$Q_R = Q_G \frac{A_a}{A_c} \tag{8}$$

ここで, Q_R: 十三湖への河川流入量[m³/s], Q_G; 五所川原地点における岩木川流量[m³/s], A_a: 流 入河川の流域面積[m²], A_g: 五所川原地点の流域面積[m²]である.また,水戸口の通過流量は, 河川からの流入流量と,水戸口を通過する流量との差は,十三湖の湖水位の変動に等しいとい う連続条件から推定した.

$$Q_M = Q_R - A_L \frac{dh}{dt} \tag{9}$$

ここで、 $Q_M$ :水戸口通過流量 $[m^3/s]$ 、 $A_L$ 十三湖面積 $[m^2]$ 、h:十三湖水位[m]である. さらに、河川流入水温は、市浦地点での気温と河川流入水温との関係性(Atas ら、2012)から求めた.

$$T_R = 0.8231T_4 + 3.0384 \tag{10}$$

ここで、 $T_R$ :流入水温[ $\mathbb{C}$ ]、 $T_A$ :市浦地点気温[ $\mathbb{C}$ ]である.気象条件は十三湖近傍の気象庁による測定値を用いた.気温、風向風速は市浦地点、湿度および日射量は青森地点の値を用いた.河川流量および湖水位は国土交通省により提供されたものである.海水の流入水質条件に関しては、栄養塩および植物プランクトンは 0.0[mg/L]とし、塩分は 33[psu]で一定とした.

#### 4. 研究の結果

2012年7月8日から2012年9月16日において、A地点(標高0.0m)、B地点(標高-0.23m)、 E地点(標高-0.4m)、F地点(標高0.16m)における水温と塩分の計算結果と、既往研究において 求められた実測結果を図-3、図-4に示す.水温については、A地点、B地点、E地点、F地点と すべての地点において、良好に再現されている.塩分についても、どの点も良好に再現されて いる.標高が一番低いE地点(標高-0.4m)では、塩分は大きな値をとっており、海水と同レベ ルである33psuとなる期間が多く見られる.B地点(標高-0.23m)、A地点(標高0.0m)と、標高 が高くなるにつれて、塩分が減少しており、標高が一番高いF地点(標高0.16m)においては、 塩分が20psuを上回る期間がほとんど見られないという結果となり、十三湖の汽水状況は、標 高が低い部分では塩分が高く、標高が低い部分では塩分が浅いという層的な状態が見て取れる.

また、これらの計算で得られた水温とクロロフィルの、標高-1.45m地点における計算結果と、 既往研究により求められた幼生数の関係性をそれぞれ図-5、図-6に示した.水温と幼生数の関 係については、計算期間中、水温が最も高い8月中旬において幼生数の観測値が最大となり、 水温が比較的低い値をとっている6月、7月においては、幼生数がほとんどみられないという 結果となった.8月中旬を過ぎると、再び水温が低下するために8月25日に観測された幼生数 は8月11日に観測された幼生数の約半数となったと考えらえる.9月中旬には、水温が急激に 落ち込み、9月15日には幼生数がほとんど見られないという結果となった.クロロフィルと幼 生数に関しては、7月7日、7月21日に幼生数が観測された時には、クロロフィルは低い値を 示していた.8月に入り、クロロフィルの量が上昇し、幼生数も増加した.観測された8月11 日を過ぎるとクロロフィルの値は最大値をとるが、8月25日の観測の直前にはクロロフィルは 再び低い値をとったため、幼生数も減少したのではないかと考えられる.その後クロロフィル の量は大幅に増加することなく低い値を取り続け、幼生数もほぼみられなくなった.

## 5. おわりに

2012年における十三湖の湖内状況のシミュレーションを行った.水温,塩分ともに良好な 結果が得られた.水温において,標高の違いによる水温の大きな違いは見られなかった.塩分 においては,標高が最も低い E 地点(標高-0.4m)では,塩分が高くほぼ海水状態となる期間も 見られた.標高が高くなるにつれて塩分が減少し,4地点の中で最も標高が高い F 地点(標高 0.16m)においては,平均塩分が10[psu]を下回るまでに減少した.

+三湖の湖水状況とヤマトシジミの幼生数の関連性について議論したが、幼生数が多く見ら れたときには水温は高い値を示しており、水温が大きく減少した際には、幼生数もほぼ見られ なかった.幼生数とクロロフィルの関係においては、幼生数が多くみられた時には、ある程度 のクロロフィルが存在しており、幼生数があまり見られなかった時にはクロロフィルの量も少 なかった.今後は、十三湖の湖水状況と、ヤマトシジミの成長過程との関連性について議論し ていく.



図-3 2012 年夏季の湖内水温の計算値と実測値の比較





図-4 2012年夏季の湖内塩分の計算値と実測値の比較





図-6 2012 年夏季のクロロフィルの計算値と幼生数の実測値

# 参考文献

1)松根駿太郎,梅田信,田中仁:十三湖における汽水環境の変動要因とヤマトシジミ個体数動 態に関する研究.

2) 久保田光彦,藤原広和,長崎勝康,吉田由孝,細井崇:小川原湖における水質・底質環境およびヤマトシジミの生息状況について,海岸工学論文集,第53巻,pp.1091-1095,2006
 3)社団法人 日本水産資源保護協会:わが国の水産業やまとしじみ.

4)久保田光彦,藤原広和,長崎勝康,吉田由孝,細井崇:小川原湖における水質・底質環境お よびヤマトシジミの生息環境について,海岸工学論文集,Vol53, pp1091-1095, 2006.

5) 梅田信,小西絵里子,田中仁,佐々木幹夫:浅い汽水湖における塩分変動解析,水工学論文 集,第54巻, pp.1423-1428, 2010

6)高田芳博,園田武,中村幹雄,中尾繋: 宍道湖のヤマトシジミ個体数の成長および着底稚貝, Nippon Suisan Gakkaishi, Vol67, pp678-686, 2001.

# 十三湖における遡上塩水の鉛直構造

# 八戸工業大学 市沢 明裕・佐々木 幹夫、東北大学 田中仁・梅田信・西村亜紀

# 1. はじめに

十三湖は岩木川の河口に位置し、十三湖河口から岩木川からの淡水が日本海に注がれている。 十三湖の河口を現地では水戸口と呼んでおり、水戸口への導流堤建設が始まったのが大正 15 年であり、完成は昭和 22 年である。この導流堤建設により、この湖には定期的に塩水が遡上す るようになり、湖の汽水湖環境は以前の河口閉塞時に比べると安定するようになってきている。

この湖に生息するシジミも自然産卵、 自然繁殖するようになり、シジミは 安定して獲れるようになっている。 しかし、漁獲量は年変動を繰り返し ており、汽水環境のどの変化がシジ ミ漁に影響を与えているかについて は未だに未解明といえる。そこで本 研究では、この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。



#### 2. 観測方法

観測は自記式の塩分計、流向流速

計を用いて、7月から8月上旬にかけて行った。図1に観 測地点を示す。観測地点は湖の中央部に設置し、流行流速 計を下層に、塩分計をおよそ20cm間隔に4個使用し、観測 を行ってみた。写真1に流向流速計の固定状況を示す。流 向流速計は底面から57cmの位置に設置した。写真2は塩 分計の設置状況を示す。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を鉄パイプに縛り付けて固定し た。塩分計の位置は湖の底より30cm(東北大塩分計)、 70cm(八工大塩分計)、90cm(東北大塩分計)、120cm (東北大塩分計)の位置に設置した。写真3は計測器設置完 了後の様子を示す。左に塩分計4個、右に流向流速計を設 置した。



写真1 現地観測の状況

* Perpendicular structure of salt water moved into Lake Jusan by Akihiro Ichizawa, Mikio Sasaki, Hitoshi Tanaka, Makoto Umeda and Aki Nishimura



写真2 計測器の設置状況



写真3 機械設置完了後の様子 右側:流向流速計、左側:塩分計4個

## 3. 結果と考察

# 3. 1 塩水遡上状況

図3に塩分の観測結果を示す。観測は7月12日から8月5日に行った。縦軸は塩分濃度を 示し、単位はpsuである。横軸は時間で単位は日である。塩水は14日の朝から上昇したのち、 すぐに減少したが昼から夜にかけてまた上昇した。15日は朝に塩水が上昇しすぐに減少した が、昼から16日にかけて塩分濃度が高い時間が続いていた。16日になってからすぐに塩水

が減少したがすぐに上昇し、17日に かけて塩分濃度が高い時間が続いた。 図4に水戸口の順流と逆流を示す。縦 軸は流量を示し、単位はm³/sである。 横軸は時間で単位は日である。流量が プラスのときは順流、マイナスのとき は逆流を示す。14日には午前と午後 に2回逆流が生じている。午前および 午後の逆流は図3の塩分濃度が高くな っている観測に対応している。15日 も14日と同様午前と午後に逆流が生 じている。この逆流は図3の塩分濃度 に示すように、湖央での塩分濃度上昇 に対応している。水戸口の逆流は湖の 中央まで塩水を溯上させており、塩水 の遡上は水戸口の流れで概略判断でき る。しかし、15日の午後の逆流は規 模が小さいが図3の塩分濃度の変化は 塩水の遡上が大規模であったことを示



している。この高濃度現象は水戸口の流れに対応していない。湖内における塩水塊の独特の動きによるものと考えられる。



図2に水戸口の流量と岩木川の流量を示す。縦軸は流量を示し、単位はm³/sである。横軸は 時間で単位は日である。観測を始めた日から流量は上昇と減少を繰り返していることがわかる。 7月19日の午後から20日にかけ岩木川の流量が上昇している。この時間と同じときの水戸 口では逆流が無くなっていた。同じく7月23日の午後から岩木川の流量が上昇しているが、 19日のときのように水戸口の逆流が無くなっていることがわかる。8月1日にも午後から少 しだが流量が上昇しているが、このときは水戸口の流量に影響はしていないことがわかった。 7月27日の12時ごろに大きく逆流し、19時ごろにかけて観測期間中もっとも水戸口の流 量が増えていることがわかる。これは、図5の(1)や(2)の期間日16日ごろに観測値の塩 分濃度が上昇しすぐに減少していくのと対応している。

#### 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)によれ ば以下のように与えられる。

逆流時には鉛直方向に分割した各層の塩分濃度cはk番目の層内において次式で与えられる。

$$c_{k} = (C_{\max k} - C_{\min k})\{1 - \exp(-\alpha_{1k}\xi_{k})\} + C_{\min k} \qquad (1) \qquad c_{k} = C_{\min k} \quad at \quad \xi_{k} = 0 \qquad (2)$$

$$c_{k} = C_{\max k} \qquad at \quad \xi_{k} = \infty \quad (3) \qquad \xi_{k} = \beta_{1k} \int |u_{k}| dt / l_{o} + \beta_{2k} x_{k} / l_{o} + l_{o1k} / l_{o} \qquad (4)$$

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,1₀は場の代表的な長さであり、ここでは1₀=3600mとしており、 $\beta_1$  および  $\beta_2$ 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、L₀1 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により与えられる。



図5 塩分濃度理論値と観測値の比較 2014年7月12日~8月5日

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

 $c_k = C_{\min k}$  as  $\xi_k = \infty$  (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5に式(1)および式(5)を用いて塩分の予測を行った湖底から30cm、70cm、 90cm、および120cmにおける計算結果を示した。図5の(1)は湖底から高い位置にある ため塩分濃度は全体的に低いことがわかる。16日ごろの観測結果に計算値を合わせてみた。 1日から11日までの計算値と観測値はあまりうまく予測することが出来なかったが、11日 から18日は観測値に計算値を近づけることが出来た。しかしそのあとの18日から21日ま では、あまり観測値に合わせられなかった。次に(2)は湖底から90 cmの位置にあり、(1) よりはやはり全体的に塩分濃度は高くなっていることがわかる。(2)は(1)と同様に16日の塩 分濃度が高くなっているところに計算値をあわせた。1日から11日までは計算値はあまり合 わせられなかった。12日から26日までは全く同じではないが、だいたい合わせることが出 来た。次に(3)は、湖底から70 cmの位置にあり塩分濃度も高くなってきていることがわか る。(3)では10日から20日を見ながら計算値を合わせた。1日から3日までは計算値は合 っていないがその後の3日から26日はうまく予測することが出来ている。最後に(4)は湖底 から30 cmの位置にあり、今回の調査でもっとも低い位置にあるため、4つのグラフの中で 一番塩分濃度が高い時間がながいことがわかる。計算値は塩分変動の変化をよく表していると 考えられる。

### 3.3 塩淡水の混合

下層から上層まで塩分変化がみられるのは、7月27日の1日だけであり、この時の鉛直方向の塩水と淡水の混合を拡散係数で評価してみる。塩水遡上時の境界面を通しての混合は次式(8)で与えられるものとすることができる。

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_z \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \qquad (8) \qquad D_z \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} = D_z \frac{\frac{\partial c_{t,z+1}}{\partial z} - \frac{\partial c_{tz-1}}{\partial z}}{2\nabla z} \approx D_z \frac{c_{t,z+1} - 2c_{t,z} + c_{t,z-1}}{2\nabla z^2} \qquad (9)$$

ここに、Dzは拡散係数である。いま、式(8)右辺は式(9)のように差分表示できるものと する。ここに、式(9)は最初の微分が中央差分、2回目の差分は前進差分および後退差分で 示されている。時間に関しては中央差分をとると、式(8)は次式で与えられる。

$$\frac{c_{t+1,z} - c_{t-1,z}}{2\nabla t} = D_z \frac{c_{t,z+1} - 2c_{t,z} + c_{t,z-1}}{2\nabla z^2}$$
(10)

よって、式(10)を用いることにより、観測は鉛直方向に 4 点取られているので観測値より拡散係数D z が求まる。ただし、Z = 70 c mの観測値は z = 60 c mの地点とほぼ同一の値である としている。

7月27日の塩水遡上時の拡散係数を示したのが図6および7であり、図6は水深が150cm 程度なので中層の下部、図7が中層の上部を示している。図より、中層下部では拡散係数Dz が5~20 cm²/sにあり、中層上部では1~10 cm²/sにある。これらの平均値は、次の ようになっている。

中層下部 遡上時 D z = 3.24 cm²/s 後退時 D z = 6.67 cm²/s 中層上部 遡上時 D z = 2.31 cm²/s 後退時 D z = 1.31 cm²/s 中層上部で  $1 \sim 3$  cm²/s 、中層下部で  $3 \sim 7$  cm²/s の塩淡水の鉛直混合が生じているようであ



#### 4. 結論

湖の中央部に自記式の塩分計を設置し、塩分の現地観測を実施し、遡上塩水の鉛直構造を調 べてみた。本研究により以下のことが明らかとなった。

(1) 湖中央での塩分濃度の予測が式(1) および(5) を用いることにより可能になった。

(2) 遡上時の塩淡水の混合は中層部で10cm²/sのオーダーで生じており、おおよそ、下部で1~20cm²/sで平均3~7cm²/s,上部で1~10cm²/s で平均1~3cm²/sで混合が生じていた。

#### 参考文献

- 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巻、pp.139-144.
- 2. Mikio Sasaki, Hitoshi Tanaka and Makoto Umeda(2012) : THEORY ON SALT-WATER MOVEMENT IN IWAKI RIVER MOUTH, ICHN, November 4-7, 2012 in Orland, Florida.

# 貯水池のアオコ原因藻類の季節的動態に関する観測と解析*

東北大学大学院工学研究科 佐藤 洋人

#### 東北大学大学院工学研究科 梅田 信

# 東北大学大学院工学研究科 堀井 貴之

応沢 田

## 1. はじめに

ダム貯水池などの閉鎖性水域の水質管理では、アオコや異臭味の発生など藻類が原因で生じ る問題の解決が大きな課題となっている。近年、夏の藻類増殖の原因として藻類の生活環が大 きく関与している可能性が指摘されている^{1),2)}。藻類の生活環による藻類の挙動の概略図を図-1 に示す。藻類の生活環とは、水中の藻類が夏の終わり頃から沈降を始め、湖底上で休眠細胞に なり越冬し、春から夏にかけて栄養細胞となり水中に浮上するものである³⁾。このような藻類 の挙動が、貯水池におけるアオコの発生に大きく影響していると考えられている。

本研究では、藻類が原因で水質問題が生じている、三春ダムを対象に藻類の生活環に関する 現地観測を複数回・複数地点で行い、藻類の時間的・空間的な挙動を調査し、藻類の季節的挙 動の解明を目的としている。

# 2. 研究対象領域

本研究では、福島県の阿武隈水系大滝根川上に位置する三春ダムを対象とした。三春ダムは 総貯水量 4.28×10⁷ m³, 湛水面積 2.9km²のダムであり, 平成 9 年度に完成した比較的新しいダ ムである。図-2に三春ダム貯水池の平面図を示す。三春ダム流入量の85%を大滝根川が占めて いる。また、三春ダムはやつで状の複雑な形状をしているために水の流れが滞留しやすく、入 り江ではアオコの発生が顕著に見られる。三春ダムでは利水上の問題は発生していないが、湖 内負荷の蓄積による水質悪化が懸念されている⁴⁾。



藻類の生活環による藻類の挙動の概略図 図-1

* Observation and analysis of the seasonal dynamics of algae caused water bloom in reservoir, by Hiroto Sato, Makoto Umeda, and Takayuki Horii

#### 3. 観測の概要

本研究では、藻類の季節的挙動の解明を目的とし、 三春ダム貯水池での水質状況の把握や藻類生活環によ る藻類挙動の定量化のために、湖内複数地点において 水質と藻類の鉛直分布観測、底泥採取による底質中の 藻類量の調査、採水による水中の藻類量調査、沈降ト ラップによる藻類沈降量調査を実施している。現地観 測は、2013年6月19日、7月4日、7月17~18日、8 月22日、10月9日、12月5日の計6回実施した。

実測の内容は、まず水質計2つを用い水質の鉛直分 布調査を行った。水質計は多項目水質計(JFE アドバ ンテック製 RINKO-Profiler)と多波長励起蛍光光度計





図-3 水質観測の仕掛けの概略図

この2 つの水質計を括り付け,0.1 秒間隔の連続観測によって鉛直分布観測を実施した。観測 地点は図-2 に示したように貯水池の全域で測定を実施した。多項目水質計の測定項目は水温, 濁度,Chl-a,DO,EC25 である。また,多波長励起蛍光光度計は,波長の異なる励起光を植物 プランクトン群集に照射し,波長ごとの蛍光強度を検出し,励起蛍光スペクトルを測定する測 器である。このスペクトルの特性は,色素組成に依存するため,この情報から藍藻類,珪藻類, 緑藻類等のプランクトン群集の種組成推定を行うことができる。多波長励起蛍光光度計の種組 成推定項目は, 珪藻,緑藻,藍藻 (*Microcystis*),藍藻 (*Microcystis aeruginosa*)の Chl-aの4 項目である。

また、湖底付近での藻類量の長期観測を行うため、図-2 に示したダムサイト地点と大滝根下 流地点において、多波長励起蛍光光度計を湖底から 0.6m 地点に設置した。水質観測の仕掛け の概略図を図-3 に示す。測定は 2013 年の 10 月 9 日から開始し 30 分に 1 回測定するように設 定した。測定項目は珪藻、緑藻、藍藻の 3 つである。

採泥は図-2 に示した地点で実施した。船上からエクマン・バージ採泥器を下ろして採泥し, 採取された泥の表面 lcm 程度を採取した後,ホルマリン固定をし,冷温を保ったまま実験室に 持ち帰った。実験室において図-4 に示したように静置沈殿と遠心分離により泥と藻類の分離, 濃縮を行った後に,検鏡し,*Microcystis* 群体数の計数を行った。



図-4 採取した底泥からの藻類の分離過程図

水中の藻類種と藻類量を調査するために,図-2に示した 地点で採水を行った。2013 年 7 月 4 日,7 月 17~18 日,8 月 22 日,10 月 9 日に水深 0.5m,16m と湖底から 2m 上に おいて水を採取したのち,プランクトンネット(目開き 50μm)を用いてろ過し,ホルマリン固定して冷蔵保存した。 また,同じ水深で水を 2L 採取しホルマリン固定して冷蔵 保存した。その後,実験室で顕鏡を行い水中のプランクト ン数を計測した。

また,水中から底質へと生息場を移行する藻類量を計測 するため,図-2に示したダムサイト地点と大滝根下流地点 に沈降トラップを設置した。沈降トラップの概略図を図-5 に示す。沈降物を捕捉するためのトラップには1L採水ビ ンを用い,底上2m地点に採水ビンを4つ固定して設置し た。実測ごとにトラップの回収と再設置を行った。



図-5 沈降トラップ概略図

# 4. 結果と考察

図-6 に 2013 年のダムサイト地点における鉛直水質の結果を示す。結果を見ると、どの時期 も *Microcystis* が優占種となっている。季節的変動は、6 月から8 月にかけて表層付近で藍藻の *Microcystis* が増加していることがわかる。8 月には *Microcystis* が表層でピークを迎え、8 月か ら 12 月にかけて、日が進むにつれて減少していくという特徴が見られた。



図-6 ダムサイト地点における多波長計の鉛直水質(2013年)



図-7 2013年の各川筋地点における鉛直水質(Microcystis)の比較

表-1 沈降トラップ結果

設置期間	7/18-8/22		8/22-10/9		10/9-12/5	
設置日数(日)	35		48		57	
設置個所	ダム堤体	大滝根川筋	ダム堤体	大滝根川筋	ダム堤体	大滝根川筋
層厚(cm)	1.6	1.4	2.0	14.3	3.7	7.4
体積(ml)	80	70	100	870	205	440
藻類量(群体/ml)	95.0	15.0	165.1		327.6	4.6
日平均沈降層厚(cm/日)	0.046	0.040	0.042	0.298	0.065	0.130
日平均体積(ml/日)	2.286	2.0	2.083	18.125	3.596	7.719
日平均藻類量(群体/ml/日)	2.7	0.4	3.4		5.7	0.1



図-7 に 2013 年の各川筋地点における鉛直水質(*Microcystis*)を比較した結果を示す。結果を 見ると、どの観測時期も川筋間では大きな差はなかった。しかし、8 月 22 日の蛇沢地点の表層 付近では *Microcystis* の Chl-a が大きくなるという特徴が見られた。

表-1 に 2013 年のダムサイト地点と大滝根地点での沈降トラップの結果を示す。沈降物の堆 積が 8 月以降の大滝根地点で大きいという特徴が見られた。これは,9 月中旬の出水の影響で 濁水が流入したのが影響していると考えられる。また、ダム堤体付近において夏から秋にかけ て沈降藻類量が増加しているという特徴が見られ、これは、夏に表層で増殖していた *Microcystis* が沈降したことが影響していると考えられる。

図-8 に底泥中の Microcystis 群体数の計測結果を示す。7 月後半までは Microcystis 群体がほとんど見られなかったが、8 月からは Microcystis 群体が泥中で見られるようになった。10 月~12 月に特に泥中の Microcystis 群体が多くなった。これは、8 月に表層で増殖した Microcystis 群体 が泥中に沈降し、生息場を底質中へと移動していることが影響していると考えられる。

## 5. まとめ

2013 年の 6 月から 12 月に三春ダムで藻類の季節的挙動に関する現地観測を行った。水質の 鉛直観測では藍藻の Microcystis が 1 年を通して優占種であった。また、表層での Microcystis のピークは 8 月でありその後減少していった。沈降トラップでの Microcystis は夏から秋にかけ て増加していき、底質中の Microcystis は 10 月から 12 月に特に多くなった。このことから、8 月に表層でピークを迎えた Microcystis が夏から秋にかけて沈降していき底質中に生息場を移し ていると考えられる。

# 参考文献

1) S Suikkanen, H Kaartokallio, S Hallfors, M Huttunen, M Laamanen : Life cycle strategies of bloom-forming, filamentous cyanobacteria in the Baltic Sea, Deep-Sea Research II 57, 199–209, 2010.

2) 芹沢浩,雨宮隆,伊藤公紀:相模湖と津久井湖におけるアオコ異常発生現象の数理モデル 解析,技術マネジメント研究,第09号, pp.1-14,2010

3) Hense, I., Beckmann , A. : Towards a model of cyanobacteria life cycle-effects of growing and resting stages on bloom formation of  $N_2$ -fixing species. Ecological Modelling 195, 205-218, 2006.

4) 梅田信,柴田光彦,牛島健,田中仁:三春ダムの植物プランクトンと濁質堆積を中心とした物質循環解析,環境工学研究論文集,第47巻, pp.175-183, 2010.

# 伊豆沼における湖内植生に関する現地観測*

東北大学大学院工学研究科 梅田信

東北大学大学院工学研究科 仲田信也

# 宮城県伊豆沼・内沼環境保全財団 島田哲郎

# 宮城県伊豆沼・内沼環境保全財団 藤本泰文

#### 1・はじめに

宮城県北部に位置する伊豆沼は、湖面積 2.89km²、最大水深 1.6m、平均水深 0.76m の浅い湖 である。図-1に伊豆沼の平面図を示す。伊豆沼および周辺の湿地環境は、多様な動植物の生息 地になっており、国内有数の渡り鳥の飛来地としてラムサール条約に登録されている。しかし、 家庭排水の流入、水鳥などの影響により水質が悪化し、富栄養化が問題となっている¹⁾。

1978年の調査によると、伊豆沼の沈水植物群落の面積は約 0.8km²であったが、湖内環境の 変化に伴い激減した²⁾。現在の伊豆沼では、抽水植物であるハス(*Nelumbo nucifera*)が優占す る湖内植生となっている。近年では、ハス群落が増加傾向であり、湖面の面積に対するハス群 落の面積は 2006年の 23%から 2008年の 44%へと拡大している³⁾。ハスの枯死体が底質中に堆 積することで、富栄養化を促進する可能性がある。本研究では、ハス群落が伊豆沼の水環境へ 及ぼす影響を評価することを目的とした現地観測を実施している。



図-1 伊豆沼の平面図と観測地点

#### 2·観測方法

現地観測はハスの調査に加え、ハスの生長に影響する因子であると考えられる底質の調査も 同時に行った。ハスの調査は、まずコドラート(1m×1m)を設定し、コドラード内の地上部 のハス(花,葉,茎)および地下茎、枯死体の部分を採取した。底質の調査は、エクマン・バ ージ採泥器を用いて、底質を採泥した。観測地点は図-1に示した2地点(St.1, St.2)を設定し た。観測期間は、2013年6月から12月で、観測頻度は、おおよそ月1回程度とした。 採取したハスは部位別に、全湿重量を測定した後に、乾燥重量を計測した。ただし、乾燥機

^{*} Field measurements on macrophyte vegetation in Lake Izunuma by Makoto Umeda, Shinya Nakada, Tetsuro Shimada and Yasufumi Fujimoto

の大きさの制約から,採取した全試料を乾燥させるのが困難だった。そこで,まずハスを細分 化しよく混合し,全体が均一になるように調整した。次に細分化したハス試料の一部を採取し, 湿重量を測定した後,60℃で2日間の乾燥後に,乾燥重量を測定した。ハスと底質のリンおよ び窒素の含有率測定は,それぞれの乾燥試料10-20mgに対して,水酸化ナトリウムとペルオキ ソニ硫酸カリウムを混合した分解液10mlを加え,121℃で1時間,オートクレーブした後,分 析装置 Auto Analyzer II (BLTEC(株)製)を用いて測定した。

## 3・ハスの現存量および栄養塩の含有率

図-2 にハスの現存量に関する部位別の測定結果を示す。葉と茎の重量は6月から7月にかけ て急激に増加した。しかし、7月末の比較的大きな出水による湖水位上昇のため、大部分のハ スが枯れた。その後、新しいハスが生えてきたものの、例年は最も繁茂する8月において現存 量は減少した。また、8月は開花が顕著な時期であるが、この年は、ほとんど咲かず、調査地 点では全く見られなかった。8月から9月にかけてハスは生長したが、葉と茎の現存量は、出 水前に測定をした7月で最大となった(St.1で303.0gm⁻²、St.2で310.3gm⁻²)。ハスが枯れ始 める10月以降は、現存量が減少した。また、12月には葉は完全に消失した。ハスの枯死体の 堆積量は、7月末の大雨の際、ハスの大部分が枯れたため、8月に増加した。10月には、大雨 によって枯れたハスに加え、新しく生えてきたハスが枯れ始めたことで現存量が最大となった (St.1で746.6gm⁻²、St.2で559.8gm⁻²)。



図-2(a) 2013年6月から12月の植物体(葉,茎)の現存量の測定結果


図-2(b) 2013年6月から12月の枯死体の現存量の測定結果

図-3 は、部位別に計測したリンと窒素の含有率の経月変化を示したものである。葉および枯 死体は、初夏から秋の間で、栄養塩含有率にほとんど変動が見られない。しかしながら、茎お よび地下茎には、減少傾向が見られる。また地点1と地点2では、大きな差は見られなかった。



4. 底質中の栄養塩含有率および炭素含有率

底質中の栄養塩含有率は、St.2 より St.1 が高い値を示した。また、6 月から 10 月にかけて、 わずかであるが減少している。根付いた抽水植物は、主に底質から栄養塩を得て、補助的な栄 養塩を水中から吸収することが知られている⁵⁾。そのため、ハスが底質から栄養塩を吸収した ため、底質中の栄養塩が減少したと考えられる。一方、炭素含有率は、6月から10月にかけて、 わずかに増加している。これは枯死したハスが分解されたことで、底質中の有機物量が増加し たと考えられる。このように、ハス群落が底質組成に影響を与えていることが示唆された



図-4 2013 年 6 月から 10 月における底質の窒素およびリンの含有率

## 5・おわりに

伊豆沼を対象として、ハスの現存量および栄養塩に関する観測を行った。葉や茎の現存量は、 出水による冠水の影響で7月に最大となり、枯死堆積量は10月に最大となった。葉、茎およ び地下茎の栄養塩含有率は、6月から10月にかけて減少傾向であるのに対し、枯死堆積物の栄 養塩含有率は、大きな季節変化は見られなかった。観測結果より、栄養塩貯蓄量を算出したと ころ、生きたハス(葉、茎)の栄養塩貯蓄量は、7月に最大となり、枯死堆積物の栄養塩貯蓄 量は、10月に最大となった。底質に関しては、6月から10月にかけて、栄養塩含有率が減少 した。一方、炭素含有率は増加した。これらの結果より、ハス群落が底質組成に影響を与えて いることが示唆された。

謝辞:本研究は,河川整備基金(26-1211-001)および JSPS 科研費(24404015, 25289151)の 援助を受けた。記して謝意を表す。

## 参考文献

- 梅田信,別当雄亮,進東健太郎:伊豆沼における底質の巻き上げと湖面風の関連,土木学 会論文集 A2(応用力学), Vol.67, No.2, pp. I 615-I 623, 2011。
- 2) 宮城県:伊豆沼·内沼自然再生事業実施計画書, 2010
- 3) 鹿野秀一, 菊地永祐, 嶋田哲郎, 進東健太郎: 伊豆沼・内沼のハス群集の生育拡大状況, 日本陸水学会講演要旨集, 73:208, 2008。