

2 国内外で頻発、激甚化する水災害に対するリスクマネジメント支援技術の開発

研究期間：平成 28 年度～令和 3 年度

プログラムリーダー：水災害研究グループ長 澤野久弥

研究担当グループ：水災害研究グループ、寒地水圏研究グループ（水環境保全チーム）

1. 研究の必要性

時間雨量が 50 mm を上回る豪雨が全国的に増加しているなど、近年、雨の降り方が局地化・集中化・激甚化してきており、地上気温は 21 世紀に渡って上昇、多くの地域で極端な降水が強くなり、頻繁となる可能性も予測されている。(IPCC 第 5 次報告書 (2013)) また、積雪量が減少し、積雪・降雪期間が短くなることも予測されている。

国内では、「国土強靱化基本計画」の閣議決定 (2014 年 6 月) に加え、国土交通省より「新たなステージに対応した防災・減災のあり方」が公表 (2015 年 1 月) され、1) 「状況情報」の提供による主体的避難の促進、広域避難体制の整備、2) 国、地方公共団体、企業等が主体的かつ、連携して対応する体制の整備を目指している。

第 3 回国連防災世界会議 (2015 年 3 月) では、今後 15 年間に「災害リスク及び損失の大幅な削減」を目指す仙台防災枠組が採択されるとともに、我が国の防災の知見と技術による国際社会への貢献をさらに力強く進めるため「仙台防災協カイニシアティブ」が発表された。

社会資本整備審議会からの答申「水災害分野における気候変動適応策のあり方について」(2015 年 8 月) においても、激甚化する水災害に対応し気候変動適応策を早急に推進すべきとされている。

さらに、同じく、社会資本整備審議会からの答申「大規模氾濫に対する減災のための治水対策のあり方について～社会意識の変革による「水防災意識社会」の再構築に向けて～」(2015 年 12 月) において、施設の能力には限界があり、施設では防ぎきれない大洪水は必ず発生するものとされ、「水防災意識社会 再構築ビジョン」(2015 年 12 月) が策定されたところである。

また、「中小河川等における水防災意識社会の再構築のあり方について」(2017 年 1 月) において、中山間地域特有の洪水被害軽減に向け、避難判断のための雨量情報の活用や、流木や土砂の影響への対策の研究強化を進めるべきとされている。

これらのことから、今後一層、集中豪雨などの観測や予測等技術向上、気候変化等も考慮したリスク評価・防災効果が適切に把握されるとともに、防災対策に役立つ防災情報が提供されるようリスクマネジメント支援技術開発が必要である。

2. 目標とする研究開発成果

本研究開発プログラムでは、データ不足を補完する技術開発やリモートセンシング技術により、地上観測が不足している地域等において予測解析の精度を向上させること、様々な自然条件、多様な社会・経済状況に応じ、多面的な指標で水災害リスクを評価する技術を開発すること、これらの技術により、例えば地上観測データなどが不足する地域においても気象・地形地質等の自然条件、社会経済条件など地域の実情に合った水災害リスクマネジメントが実行できるよう支援することを研究の範囲とし、以下の達成目標を設定した。

- (1) 洪水予測並びに長期の水収支解析の精度を向上させる技術・モデルの開発
- (2) 様々な自然・地域特性における洪水・渇水等の水災害ハザードの分析技術の適用による水災害リスク評価手法及び防災効果指標の開発
- (3) 防災・減災活動を支援するための、効果的な防災・災害情報の創出・活用及び伝達手法の開発

このうち、平成 30 年度は(1)、(2)、(3)について実施している。

3. 研究の成果・取組

「2. 目標とする研究開発成果」に示した達成目標に関して、平成 30 年度に実施した研究の成果・取組について要約すると以下のとおりである。これらの研究課題を統合させることにより、洪水予測、リスク評価、対応策等を総合的に支援する技術の開発が期待される。

(1) 洪水予測並びに長期の水収支解析の精度を向上させる技術・モデルの開発

河川水位の予測精度向上を目的に、RRI モデルにデータ同化の一種である粒子フィルタ (PF) を適用して平成 29 年 7 月九州北部豪雨における筑後川水系花月川を対象に再現計算等を行い、その有効性について検証した。当時の観測雨量を予測雨量とした完全予測の条件下で予測シミュレーションした結果、各粒子の評価に履歴誤差を考慮した RMSE による尤度評価関数を用いることで予測精度が向上した。また、降水短時間予報を使用し、PF あり・PF なしで比較した結果、PF ありの場合には予測先行時間によらず河川水位の予測精度は向上し、特に 3 時間先までの平均予測水位誤差が 0.24m 以内に改善されたことから、粒子フィルタを適用した RRI モデルの有効性が確認できた。

さらに、河川の土砂動態をモデル化する上で、河道縦断方向の分級現象を評価することは極めて重要であることから、ネパール国ウエストラプティ川を対象に、河床材料の評価方法として掃流砂層厚を、また無次元掃流力の $5/2$ 乗に比例する掃流砂量式を導入して河床変動計算を行い、流砂及び河床材料の縦断分級現象を評価出来ることを明らかにした。

加えて、冬期に立ち入りが困難である山間部のダム流域を対象に、航空レーザ測量等のリモートセンシング技術を用いて積雪を計測し、積雪深と地形との関係、積雪分布のパターンの類似性について分析し、これらの結果からダム流域における積雪分布を簡易に精度良く推定する手法を開発した。北海道旭岳周辺において、冬期に日本海側から進入する降雪に対し、風衝斜面及び風背斜面に跨る範囲の積雪分布を航空レーザ測量により計測した。樹林帯においては尾根の遮蔽により風背斜面の積雪が少ないこと、森林限界以上の高山帯においては遮蔽による影響が明瞭ではないことを示した。また、2 カ年の計測結果から、積雪分布の関するこれらの特徴が毎年確認されることを示した。

(2) 様々な自然・地域特性における洪水・渇水等の水災害ハザードの分析技術の適用による水災害リスク評価手法及び防災効果指標の開発

衛星マイクロ波輝度温度のデータ同化により表層から根茎層までの土壤水分量プロファイルと、それを吸収して成長する植生の動態を表す蒸発散量・葉面積指数 (LAI) を精度良く推定する植生動態-陸面結合データ同化システム (CLVDAS) を用いて、2012 年からの数年間に深刻な渇水が発生したブラジル北東域を対象に長期解析 (2003 年~2017 年) を行い、その出力値である LAI から穀物生産高と目標とする生産高を得るために必要とされる灌漑水量を推定する手法を考案した。

また、ベトナムの都市を対象に将来気候条件の予測とその不確実性の評価、及び対象流域における氾濫条件の変化について検討を行うため、CMIP5 のモデルセレクション、バイアス補正、統計的ダウンスケーリングを行い季節降雨特性の異なる北部と中部を対象にモデル間での影響を考察した。また、力学的ダウンスケーリングを用いて、同様に北部と中部を対象とした降水量の将来の影響調査を行うとともに、詳細シナリオの降雨条件を作成した。作成された詳細シナリオをもとに、降雨流出氾濫解析モデル (RRI) を用いて現在と将来における同一生起確率 (1/100) 規模の洪水による氾濫域の計算を行うことにより洪水リスクの変化について検討した。

さらに、多面的な災害リスクの高精度・高度な推計手法の検討のため、茨城県常総市をケースステディー地域として、災害後の地域社会の機能回復状況に関して調査研究を行ってきており、住民及び事業所へのヒアリング調査の結果、浸水した住家の補修が完了し、住民が日常生活や地域が元に戻ったと感じるまでには約 1-2 年強程度の期間を要すること、更なる災害の発生への懸念や経済的な心配、地域の活気の低下など、様々な長期的な課題も見られることを明らかにした。また、統計データに基づく分析からも地域全体の影響を把握した。

(3) 防災・減災活動を支援するための、効果的な防災・災害情報の創出・活用及び伝達手法の開発

「ICHARM 災害リスク情報共有システム (ICHARM Disaster Risk Information System: IDRIS)」の普及に

2 国内外で頻発、激甚化する水災害に対するリスクマネジメント支援技術の開発

向けたシステムの基礎仕様の整理、洪水カルテ自動作成ツールの検討を行うとともに、洪水カルテ自動作成ツールに関しては、岩泉町の洪水リスク評価に適用を行い、洪水カルテの簡便な作成を実現し、地区防災への有用性を確認した。

DEVELOPMENT OF TECHNOLOGY TO SUPPORT RISK MANAGEMENT FOR WATER-RELATED DISASTERS OCCURRING MORE FREQUENTLY AND SEVERELY IN JAPAN AND OVERSEAS

Research Period : FY2016-2021

Program Leader : Director of Water-related Hazard Research Group
FUKAMI Kazuhiko

Research Group : Water-related Hazard Research Group,
Cold-Region Hydraulic and Aquatic Environment Engineering Research
Group (Watershed Environmental Engineering Research Team)

Abstract :

In this research project, we aim to develop technologies to characterize water-related disasters in terms of meteorology, hydrology and resulting damage. We will also develop technologies for various organizations to cope better with disasters using technologies for collecting and providing information.

In the third year of this program (FY2018), we proceeded (1) the development of technologies and models for improving accuracy of flood forecasting and long-term water balance analysis, (2) the development of technologies for analyzing water disaster hazards in various natural and local conditions, methods for water-related disaster risk assessment using highly accurate, advanced estimation approaches, and (3) the development of methods for producing, utilizing and communicating useful information on disaster prevention and disaster status to assist efforts in disaster prevention and mitigation

These technologies and methods will be used to establish systems to estimate damage and risk using real-time observation information. Such systems will make reliable disaster information readily available for municipal disaster management personnel, who will thus be able to make well-informed decisions for effectively fighting floods and leading safe evacuation in time of disaster.

Key words : water-related disaster, RRI model, IFAS, national resilience, risk information system

2.1 洪水予測並びに長期の水収支解析の精度を向上させる技術・モデルの開発

2.1.1 データ不足の補完等を考慮したリアルタイム流出氾濫予測精度向上技術に関する研究

担当チーム：水災害研究グループ

研究担当者：伊藤弘之、菊森佳幹、江頭進治、原田大輔、中村要介

【要旨】

近年、日本各地で未曾有の規模の洪水が発生し、多数の死者・行方不明者等を含む甚大な被害が発生している。このような状況に鑑み、河川水位の予測精度向上を目的し、RRI モデルにデータ同化の一種である粒子フィルタ(PF)を適用して、その有効性を検証した。粒子フィルタは RRI モデルの斜面水深を状態量とし観測水位に対して逐次データ同化させた。平成 29 年 7 月九州北部豪雨における実証実験では花月川(136.1km²)を対象に予測雨量の的中度 100%となる降雨完全予測の条件下で予測シミュレーションした結果、履歴誤差を考慮した RMSE による尤度評価関数を用いることで予測精度が向上した。また、予測雨量を降水短時間予報に置き換え PF あり・PF なしで比較した結果、予測先行時間によらず河川水位の予測精度は向上し、特に 3 時間先までの平均予測水位が 0.24m 以内に改善されたことから、粒子フィルタを適用した RRI モデルの有効性が確認できた。

キーワード：中山間地河川、RRI モデル、粒子フィルタ、データ同化、リードタイム

1. はじめに

2016 年 8 月台風 10 号により岩手県小本川流域において発生した洪水災害では、流域全体で死者 19 名、行方不明者 2 名の犠牲者を出している。同様の災害は、2017 年 7 月の九州北部豪雨災害、2014 年 8 月豪雨等においても見られており、近年中山間地における水災害が顕在化している。

しかしながら、リアルタイム水位予測の予測精度は十分なものではない。その要因には中山間地河川における短期洪水予測は様々な誤差要因を含んでおり、水文モデリングの課題や観測・予測技術の課題などが挙げられる。

先行研究¹⁾では、平成 29 年 7 月九州北部豪雨における筑後川水系花月川(A=136.1km²)を対象とし、リアルタイム水位予測の精度を定量的に評価している。イベント単位での洪水波形やピーク水位の再現性は高いものの、水位上昇部で過小評価されているため防災上危険側の予測情報となり得ることが結論の一つとして挙げられている。

本研究では流出解析モデルの持つ潜在的な誤差が初期値にあると考え、その誤差を粒子フィルタでフィルタリングしながら、空間状態量を逐次推定することを考える。具体的には、RRI モデルにおける斜面水深を逐次修正することで観測水位に逐次同化させることで、リードタイムの短い中山間地河川を対象としたリアルタイム水位予測の予測精度向上を目的とした。

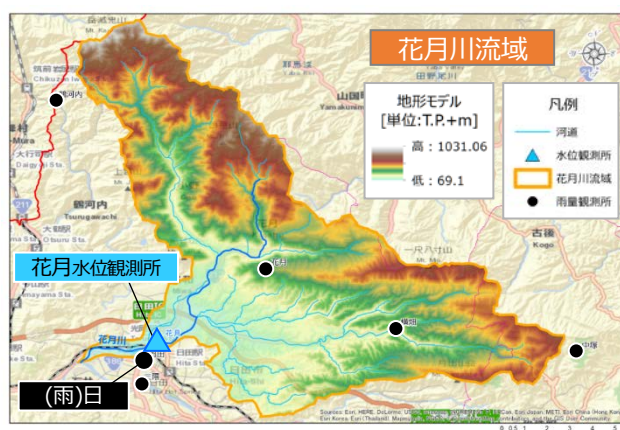


図-1 花月川流域図

2. 対象河川と降雨イベント

本研究では、降雨流出の応答が早く水文モデルや予測雨量の精度が直接的に洪水予測の精度に影響する中山間地河川に着目し、大分県日田市に位置する筑後川水系花月川を対象とする。花月川は図-1 に示すように、流域面積 136.1[km²]、流路延長 16.6[km]、流域の 81[%]が森林に覆われる典型的な中山間地河川である。

花月川における RRI モデルは、空間解像度を 2 秒: 約 50m とし、メッシュ数は 39,489 となる。斜面メッシュは中間流・表面流一体モデルを仮定し、中間流については飽和層・不飽和層を区別している。詳細な条件設定やパラメータについては先行研究¹⁾を参照されたい。

3. 粒子フィルタ

(1) 状態空間モデル

粒子フィルタは追跡対象となる状態を N 個の独立した状態ベクトル $x_t^{(i)}$ とそれに対応する重み $w_t^{(i)}$ を持つ多数の粒子 $\{x_t^{(i)}, w_t^{(i)}\} (i = 1, 2, \dots, N)$ を用いて逐次的に推定する手法である^{2)~4)}。

一般に状態空間モデルは、状態ベクトル x_t と観測ベクトル y_t の関係を非線形関数 F_t 、 H_t 、システム方程式と観測方程式のパラメータベクトルを θ_{s_t} 、 θ_{o_t} 、そしてシステムノイズと観測ノイズを u_t 、 v_t を用いて(1)式と(2)式のように表す。

[システム方程式]

$$x_t = F_t(x_{t-1}, \theta_s, u_t) \quad (1)$$

[観測方程式]

$$y_t = H_t(x_t, \theta_o, v_t) \quad (2)$$

システムノイズ u_t と観測ノイズ v_t はそれぞれ非ガウスの確率密度関数 $q(u)$, $r(v)$ に従う。本研究ではこれをホワイトガウスノイズとして扱う。観測ベクトル y_t が得られた後、フィルタリングされた状態ベクトル x_t の確率分布はベイズの定理により(3)式で推定する。

$$p(x_t | y_{1:t}) = \frac{p(y_t | x_t) p(x_t | y_{1:t-1})}{p(y_t | y_{1:t-1})} \quad (3)$$

(2) アルゴリズム

粒子フィルタでは条件付き確率分布（事前分布）を独立な実現値とみなせる多数の粒子 N を用いて(4)式のように近似する。

$$p(x_t | y_{1:t-1}) \cong \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta(x_t - x_{t|t-1}^{(i)}) \quad (4)$$

ただし、 $\delta(\cdot)$ はディラックのデルタ関数である。

事後分布は(3)式と観測ベクトル y_t を加え、5)式となるように $x_{t|t}^{(i)}$ を設定する。

$$p(x_t | y_{1:t}) \cong \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta(x_t - x_{t|t}^{(i)}) \quad (5)$$

(4)式、5)式を表現する粒子 $x_{t|t-1}^{(i)}$ 、 $x_{t|t}^{(i)}$ は(1)式、2)式に従い、**図-2** に対応した以下の手順に従い逐次的に求める。

[Step 1: 初期化 Initialization]

現時刻を $t-1$ とし、 i 番目の粒子 ($i = 1, 2, \dots, N$) についてフィルタリング後の状態量 $x_{t-1|t-1}^{(i)}$ が得られているとする。ただし、計算開始時点の初期の状態空間ベクトルは $u_t \sim N(1, 0.4^2)$ に従うガウス分布として生成する。

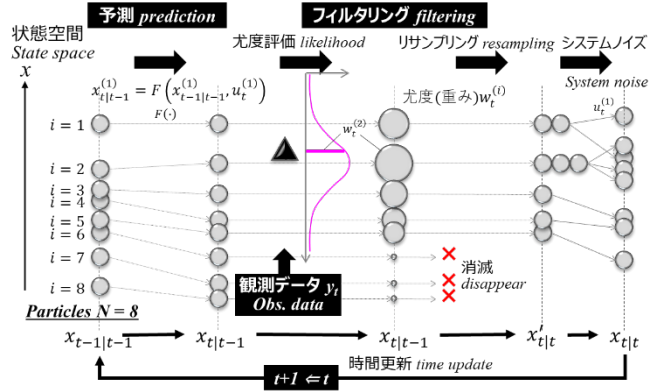


図-2 粒子フィルタにおけるアルゴリズムの概念図

[Step 2: 予測 Prediction]

l 次元の乱数 $u_t^{(i)} \sim q(u)$ を生成し、(1)式のシステムモデルを用いて i 番目の粒子 ($i = 1, 2, \dots, N$) の予測値 $x_{t|t-1}^{(i)}$ を計算する。これにより事前分布が(3)式によって求まる。

[Step 3: フィルタリング Filtering]

(3)式の $p(y_t | x_t)$ は状態ベクトル x_t のときに観測ベクトル y_t を得る確率（尤度）であり、(2)式の観測方程式から求まる $R_t(y_t | x_{t|t-1}^{(i)})$ の条件付き確率分布によって得られる。(3)式の $p(y_t | y_{1:t-1})$ は、

$$p(y_t | y_{1:t-1}) \cong \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R(y_t | x_{t|t-1}^{(i)}) \quad (6)$$

となり、(4)式と(6)式を(3)式に代入すると事後分布は

$$p(x_t | y_{1:t}) \cong \sum_{i=1}^N w_t^{(i)} \delta(x_t - x_{t|t-1}^{(i)}) \quad (7)$$

として得られる。ここで $w_t^{(i)}$ は正規化した尤度である。

$$w_t^{(i)} = R_t(y_t | x_{t|t-1}^{(i)}) / \sum_{i=1}^N R(y_t | x_{t|t-1}^{(i)}) \quad (8)$$

[Step 4: リサンプリング Resampling]

正規化した尤度（重み） $w_t^{(i)}$ に比例する割合で $x_{t|t-1}^{(i)}$ を復元抽出し、抽出した粒子を $x_{t|t}^{(i)}$ とする。本研究ではドント方式で粒子を復元抽出し、パターン固定化による衰退を防ぐため、抽出後の状態ベクトル $x_{t|t}^{(i)}$ に対し固定粒子を除く全粒子に $u_t \sim N(0, 0.4^2)$ に従う摂動を与える。

(3) システム方程式: RRI モデル

本研究ではシステム方程式に RRI モデル^{5)~7)}を用いた。RRI モデルは、**図-3** に示す概念図のように、降雨を入力として河道流量から洪水氾濫までを流域スケールで一体的に解析できるモデルである。斜面や河道の追跡は Diffusive wave 法で近似し、適応時間ステッ

ブルンゲクッタ法やOpenMPのスキームを導入することでリアルタイムシミュレーションを実現できる水文モデルとなっている。洪水の再現性では近年国内での適用報告が増えており、例えば山本ら⁸⁾は兵庫県千種川水系を詳細にモデリングし、複数の水位観測所においてその再現性を確認している。なお、本研究では最新バージョンの RRI モデル Ver.1.4.2.3⁷⁾を用いている。

4. RRI モデルへの粒子フィルタの実装

(1) 推定すべき状態量

先行研究⁷⁾では立ち上がりでの予測精度に課題があり、これは洪水初期において水文モデルに起因する流域内の土壌水分条件の推定誤差が一因と考えられ、本研究で対象とする短期洪水予測においてこの部分の改善が必要と考える。そこで表面流・中間流を一体的に解析する RRI モデルの長所を活かし、リアルタイムに得られる観測値を利用して、洪水初期における流域湿潤状態や立ち上がりでの水位誤差を改善する手法の開発が求められる。

本研究では、図-4 に示すように、RRI モデルの斜面の水文過程に着目し、メッシュ毎の斜面水深 hs に対する係数 α を状態空間として更新する。ただし、花月川における RRI モデルの再現精度は $NS=0.97$ と高いため、固定粒子として $\alpha=1$ を保持した特別な粒子を用意する。また、時間更新後 t における RRI モデルの初期状態量は、尤度（重み） $w_{t-1}^{(i)}$ が最大となる粒子が保有する斜面水深 $hs_{t-1}^{(i)}$ を引き継ぎ、システムノイズ $u_t^{(i)}$ を摂動として与えられた $x_{t-1|t-1}^{(i)}$ からなる。

(2) 尤度評価関数

一般に粒子フィルタにおいては最新の観測情報を利用して状態量やパラメータを推定していくが、土中水分量は直接観測されていないことが多いため、本研究では花月川下流に位置する花月水位観測所の観測水位で粒子毎の尤度を評価する。

尤度については、履歴誤差を考慮し、過去3時間遡った時間から現時刻までに観測した水位で評価した。このとき目的関数は(10)式に示す RMSE とした。

[履歴誤差評価式]

$$R(y_t | x_{t|t-1}^{(i)}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_{ye}} \exp\left(-\frac{(RMSE_t^{(i)})^2}{2\sigma_{ye}^2}\right) \quad (9)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (h_{t,calc} - h_{t,obs})^2} \quad (10)$$

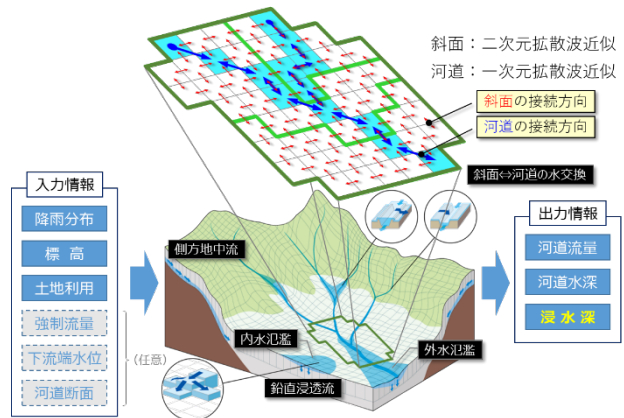


図-3 RRI モデルの概念図

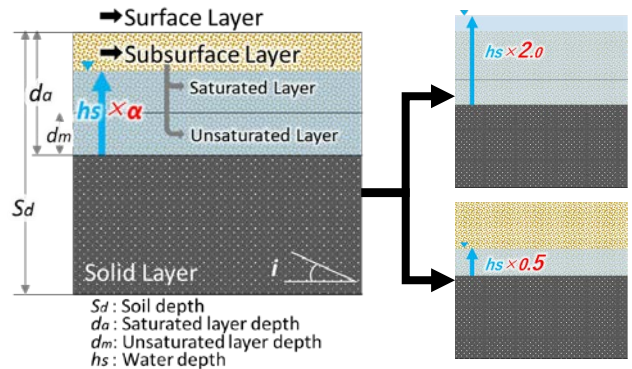


図-4 RRI モデルにおける単一メッシュのモデル構造と粒子化する状態量のイメージ。例えば、右上は時間発展後に斜面水深 hs を 2.0 倍に状態修正したことを表す。

ここで、 $R(y_t | x_{t|t-1}^{(i)})$ は粒子 $x_{t|t-1}^{(i)}$ の尤度、 $h_{t,calc}^{(i)}$ は時刻 t の i 番目粒子の計算水位、 $h_{t,obs}$ は時刻 t の観測水位、 σ_{ye}^2 は観測水位の分散である。RMSE の分散 σ_{ye}^2 はモデル誤差から $\sigma_{ye}^2 = 0.5^2$ として設定される。(10)式の N は遡り時間内における観測水位のデータ個数である。

5. 実証実験

(1) 降雨完全予測による実証実験

ここでは RRI モデルが粒子フィルタによって適切に状態修正できているかを議論するため、降雨完全予測（予測降雨的中率 100%）の条件下で解析雨量を用いた実証実験している。図-5 には粒子フィルタを適用した 6 時間先までの予測水位ハイドログラフと図-6(青色)には予測誤差分布を示す。この結果、RRI モデルと解析雨量によって連続計算された計算水位に比べ、予測水位は観測水位に対して良く追従していることがわかる。特に 7/5 14:00~17:00 の水位上昇部では予測水位の精度が向上していることがわかり、前述した粒子フィルタのアルゴリズムによって河川水位の予測精度が向上していることを証明している。

(2) 実降雨予測による実験

次に実際に気象庁がリアルタイムで配信していた降水短時間予報を用いて6時間先までの予測シミュレーションを実施し、短期洪水予測における本手法の予測精度について議論する。図-7には粒子フィルタを適用した場合の予測水位と、粒子フィルタなしの予測結果を重ねた。

a) 現時刻の水位誤差

まず現時刻に着目する。粒子フィルタを適用しない場合、現時刻の予測水位は必ずRRIモデルの計算水位から出発するが、粒子フィルタを適用した場合、概ね観測水位付近から出発している。これは観測水位にデータ同化していることを示しており、本手法によって実現に近い現時刻の流域状態量や河川水位を再現できていると考えられる。なお、観測水位と完全に一致しないのは、履歴誤差を考慮したことがその一因であり、本手法の社会実装にあたっては現時刻のバイアス補正など、実運用面での課題は残る。

b) 予測水位誤差

次に予測水位に着目する。図-6では粒子フィルタの有無に関わらず予測水位は実績水位に対して過小評価されている。これは図-7に示す降雨完全予測と比較すれば予測雨量が過小評価されていることは言うまでもない。このような現状であっても、粒子フィルタを適用した場合、特に水位上昇部において概ね2時間先までの予測水位は実績水位を良く追従している。また、予測先行時間が長くなるほど粒子フィルタあり・なしで予測水位の差が小さくなっていく。例えば、7/5 15:00 時点の予測水位(図-7 矢印)は粒子フィルタあり・なしに関わらず17:30付近まではほぼ並行して水位上昇を予測し、その後は両者が漸近するように水位低下していく。この漸近は花月川の流域面積が小さいため、流域状態量を修正したとしても予測先行時間が長くなるほど、粒子フィルタによる修正効果が小さくなり、2時間先以降の河川水位は流域状態量より予測雨量が支配的になったためと考えられる。

c) 予測水位の誤差分布

最後に、図-7に各予測時刻の水位誤差を予測先行時間別にまとめた。図中には、①降雨完全予測によるPFあり(青)、②降水短時間予報によるPFあり(赤)、③降雨完全予測によるPFなし(グレー)の3ケースとし、それぞれ本イベントにおける最大誤差・最小誤差・平均誤差を分布図として表している。この結果、粒子フィルタを適用することによって誤差分布の広がり小さくなっていることがわかる。特に現時刻での平

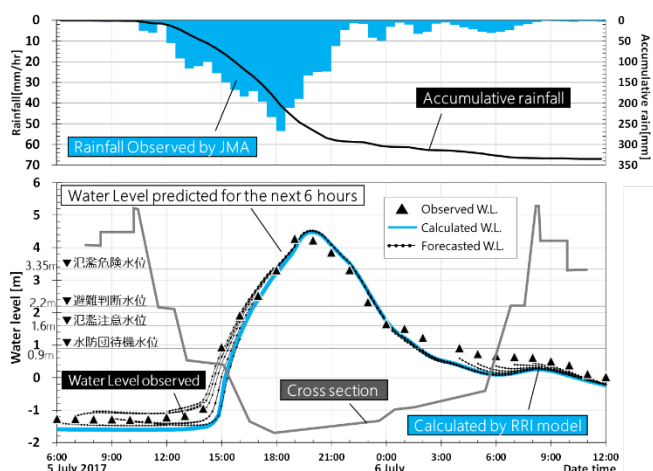


図-5 降雨完全予測による粒子フィルタを適用したRRIモデルの6時間先の予測水位

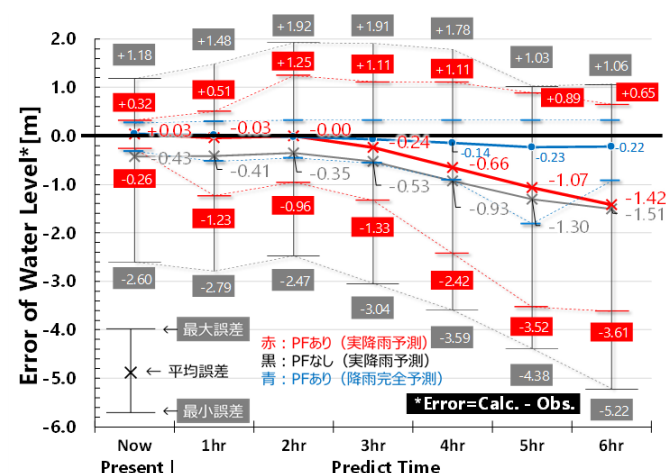


図-6 粒子フィルタあり・なしにおける予測誤差分布図

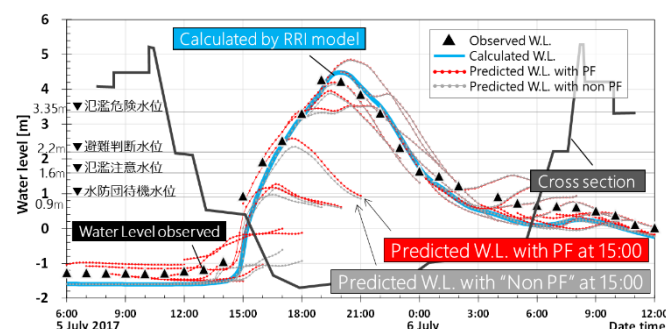


図-7 RRIモデルと気象庁の降水短時間予報を用いた6時間先までの実予測結果。図中赤線:粒子フィルタによるデータ同化あり、図中グレー線:データ同化なしを表す。

均誤差は、PFなしの場合に-0.43mであったが、PFありでは+0.03mと絶対誤差で0.4mの改善が見られる。一方、6時間先の予測平均誤差は0.09mであり、前述した状態修正の効果が小さくなっていることを裏付けている。

また、雨完全予測と降水短時間予報の誤差を比較した場合、明らかに誤差が大きくなっており、依然とし

て予測雨量の精度が低いこともわかる。これは本手法の有効性が示しているものの、リードタイムの確保には予測雨量の精度向上が喫緊の課題であるとも言える。

5. まとめ

本研究では、中山間地河川における河川水位の予測精度向上を目的とし、RRIモデルの斜面水深を状態量とする粒子フィルタを適用してその有効性を検証した。

降雨完全予測で実証実験した結果、特に水位上昇部で精度良く観測水位に同化され、本論で提案する粒子フィルタのアルゴリズムの有効性が確認できた。

次に本アルゴリズムを適用し、実際に当時配信された降水短時間予報を用いてその有効性を検証した。粒子フィルタによる効果を検証するため粒子フィルタなしと比較した結果、実降雨予測においても粒子フィルタを適用することで特に水位上昇部の予測精度が向上した。また、予測誤差の平均値は予測先行時間に依らず改善され、本イベントでは3時間先までは0.24m以内で予測できることがわかった。一方で、予測先行時間が長くなるほど粒子フィルタの効果が小さくなっていくことも明らかになった。これは花月川の流域面積が小さいことから、3時間先以降の予測水位は流域状態量より予測雨量が支配的になったためと考えられる。逆を言えば、数百km²オーダーの中小河川に本手法を適用した場合、より長いリードタイムを確保できる可能性も同時に示唆している。

以上より、RRIモデルと粒子フィルタによる河川水位の予測技術は短期洪水予測において予測精度の改善に有効であることが示された。

参考文献

- 1) 中村要介、池内幸司、阿部紫織、小池俊雄、江頭進治: 中山間地河川における洪水予測と予測水位誤差—平成 29 年 7 月九州北部豪雨を例として—、土木学会論文集 B1(水工学) Vol.74, No.4, pp. I_1177-I_1182, 2018
- 2) 樋口知之: 予測にいかず統計モデリングの基本、講談社、2011
- 3) 樋口知之: 粒子フィルタ、電子情報通信学会誌, Vol.88 No.12, pp.989-994, 2005
- 4) 中村和幸、上野玄太、樋口知之: データ同化: その概念と計算アルゴリズム、統計数理研究所、特集「計算推論—モデリング・数理・アルゴリズム—、第 53 巻 第 2 号、pp.211-229, 2005
- 5) Sayama, T.: Rainfall-Runoff-Inundation(RRI) Model Technical Manual, Technical Note of PWRI, No.4277, 2014
- 6) 佐山敬洋、岩見洋一: 降雨流出氾濫(RRI)モデルの開発と応用、土木技術資料、平成 26 年 6 月号、pp.18-21, 2014
- 7) RRI Model ダウンロードサイト: 土木研究所水災害・リスクマネジメント国際センターホームページ、http://www.icharm.pwri.go.jp/research/rri/rri_contract_j.html, バージョン 1.4.2.3, 2017/9/15 現在
- 8) 山本浩大、佐山敬洋、近者敦彦、中村要介、三宅慎太郎、寶馨: 千種川流域を対象にした RRI モデルによる降雨流出・洪水氾濫統合型解析、自然災害科学 J.JSND36 特別号、日本自然災害学会、pp.139-151, 2017

2.1 洪水予測並びに長期の水収支解析の精度を向上させる技術・モデルの開発

2.1.2 人工衛星及び土砂水理学モデルを活用した水災害ハザード推定技術の開発に関する研究

担当チーム：水災害研究グループ

研究担当者：伊藤弘之、原田大輔、南雲直子、郭 栄珠、江頭進治

【要旨】

河川の土砂動態をモデル化する上で、河道縦断方向の分級現象を評価することは極めて重要である。本研究は流砂機構の違いに着目して、ネパール国ウエストラプティ川における現地調査と数値解析によって分級現象を説明しようとするものである。一般に適用されているような流砂量式を用いてウエストラプティ川で見られるような河床材料及び流砂の縦断分級を説明することは難しい。そこで、河床材料の評価方法として掃流砂層厚を、また無次元掃流力の $5/2$ 乗に比例する掃流砂量式を導入して、河床変動計算を行い、流砂及び河床材料の縦断分級現象を評価した。その結果、本手法を用いて縦断分級現象を評価できることが分かった。

キーワード：土砂・洪水氾濫、土砂動態モデル、縦断分級、河床変動、粒度分布、土砂輸送

1. はじめに

河川の縦断分級現象を正しく評価することは、河川管理や河道計画を行う上で基本となる重要な問題である。例えば 2017 年に発生した九州北部豪雨による赤谷川の災害では、わずか数 km の範囲内で大礫から細砂へと河床材料が変化するという著しい縦断分級が生じている¹⁾。このような河床材料の縦断変化を適切に評価することは、出水時の河道の変化を予測し、河床変動を考慮した河道計画を立てる上で極めて重要である。

河床材料の縦断分級現象は、水工学の重要な課題であり、古くから数多くの研究が行われている。その多くは河床材料の縦断分級について、掃流力の変化による選択的分級^{2) 3)}、もしくはこれに土砂流送中の摩擦・破碎作用による効果を加えた説明が行われている^{4) 5)}。ところが、本研究で対象としたネパール国のウエストラプティ川で行われた調査の結果、わずか 30km 程度の対象区間内で、掃流力が急激に減少するような顕著な河床勾配の変化を伴わずに大礫から細砂への縦断分級が生じている。対象区間の下流側においては、礫が十分に輸送され得る掃流力であるにも関わらず、礫は全く見られず河床は細砂から構成されている。この状況は従来の選択的分級とは異なる考え方、手法によらなければ説明することができない。本研究はこれらの状況を説明し得る考え方及び解析手法について新たに提案し、これを用いてウエストラプティ川の縦断分級現象を説明しようとするものである。

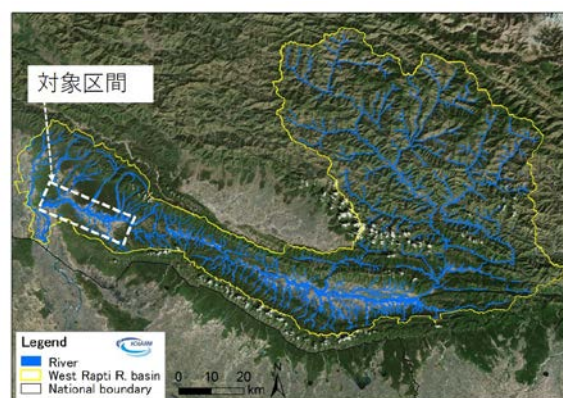


図-1 ウエストラプティ川流域（ネパール国）

2. 対象河川と現地調査の結果

ネパールの南西部に位置するウエストラプティ川は、ヒマラヤ山脈に端を発し、山間部と盆地部を繰り返しながら流下し、下流域の平野部に流下する。流域にダムはなく、堤防の整備箇所も限られているため、ほぼ自然河川の状態といつてよい。著者らが流域全体を踏査したところ、河床材料の粒径は上流域から中流域にかけて、また図-1 に示す対象区間の上流端までは、ほぼ同様であった。しかし、そこから約 30km 地点より下流域では、河床はほぼ細砂及びシルトで覆われている。このような顕著な分級現象が、数百 km に及ぶ河川のうちの僅かな区間で生じていることから、この区間を対象として河床材料及び縦断水面形について詳細な調査を行った。

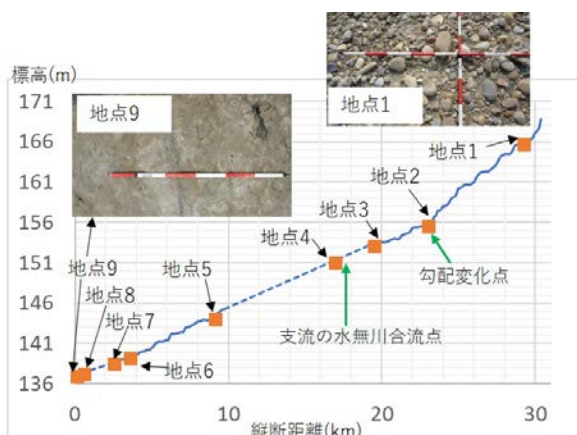


図-2 縦断水面形（点線はデータ未取得区間）

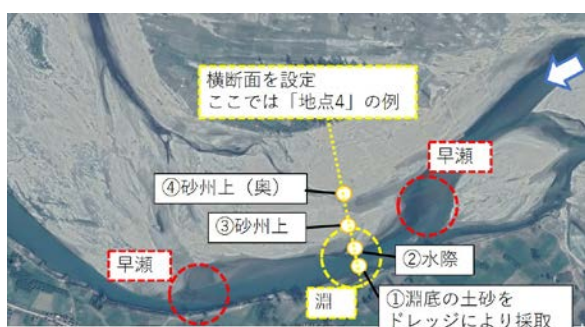


図-3 河床材料の調査方法（地点4の例）

縦断水面形は、ボートに乗船して GPS 装置(Global-DGPS)を保持し、対象区間内を移動して計測した。なお、調査は乾期である 2017 年 11 月に行っている。その結果を図-2 に示す。図-2 中の各地点で河床材料を調査している。対象区間内では主として瀬と淵が連続している。そこで各調査地点では、淵を起点として河道横断方向に図-3 に示す 4 か所で河床材料を調査した。画像解析による面積格子法と表層から 20cm 程度を掘削して持ち帰った細粒土砂のふるい分けにより、箇所の粒度分布を求めている。①～④でそれぞれ算出した粒度分布を合わせて各地点の粒度分布としたものが図-4 である。

図-2 において、点 2 の付近で勾配が変化しており、の上流側の勾配は 1/700 程度、一方下流側では 1/1100 程度である。床材料については、地点 3 を除き、地点 1 から地点 7 までかなり類似している。地点 3 で河床材料が一度細かくなっているが、これは地点 2 付近の勾配変化や、地点 4 の少し上流で支流が合流することによる影響等が考えられる。その一方、地点 8 と地点 9 の河床材料は 250 μm 以下が大半を占めていることから、地点 7 よりも下流には大きい材料は輸送されていないことが分かる。地点 9 の付近には河床を掘削した土砂が積まれていたが、下層

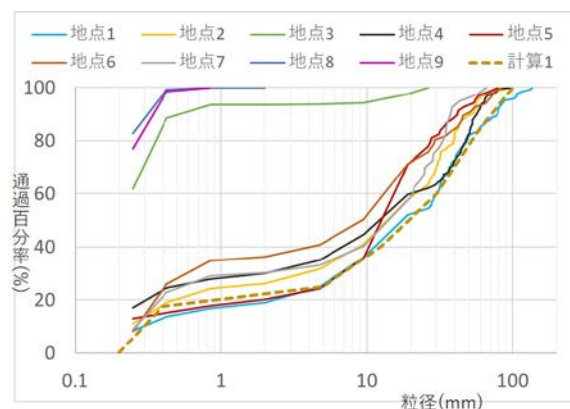


図-4 粒度分布（採取位置は図-2 と対応）

にも粗い材料はほとんど含まれていなかった。この分級は地点 7 と 8 の間での勾配の顕著な変化が見られない区間において生じていることから、大きい河床材料がこの地点よりも下流に輸送されない理由について検討する。

3. 既存の手法による数値計算

(1) 計算条件

ウエストラプティ川の分級現象について検討するために、まず既往の解析手法を用いて、一次元河床変動計算を行った。解析方法は水理公式集⁶⁾と同様であり、掃流砂量式として芦田・道上式⁷⁾を用い、河床材料の粒度分布は交換層を設定し、平野の方法⁸⁾によって評価している。限界掃流力の評価には、文献⁷⁾の修正 Egiazaroff 式を考慮している。河床材料については、初期の粒度分布を、対象区間の上流端「地点 1」を模擬した図-4 の「計算 1」とした。また、交換層厚は最大粒径と同じ 100mm とした。なお、河床材料は 6 粒径階に分けて計算を行っており、最も小さい粒径階の中央粒径は 300 μm である。本来この粒径であれば掃流砂と同時に浮遊砂を考慮するべきだが、ここでは簡単のため掃流砂のみの計算を行う。

河床勾配は、地点 2 よりも下流側の平均勾配である 1/1100 とし、川幅はウエストラプティ川対象区間の平均的な川幅である 400m としている。流量について、対象区間の直上流に位置する Kusum 観測所では、2003 年～2014 年の平均年最大流量が 2,570(m^3/s)、最大流量が 7,270(m^3/s)であった。上記の河道において、平均年最大流量であれば 40mm 程度の粒径まで動き得る計算となるが、ここでは最大粒径まで十分に動き得る掃流力となるよう、流量を 10,000(m^3/s)としている。この流量は数十年に一度程度の規模に相当する。なお、流れの計算において河床のマニングの粗度係数は、現地地の地味状況を考慮して 0.04 としている。計算区間は縦断方向に 50km とし、計

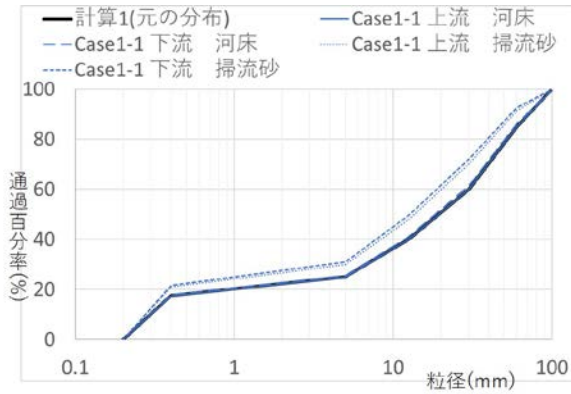


図-5 Case1-1 の計算結果

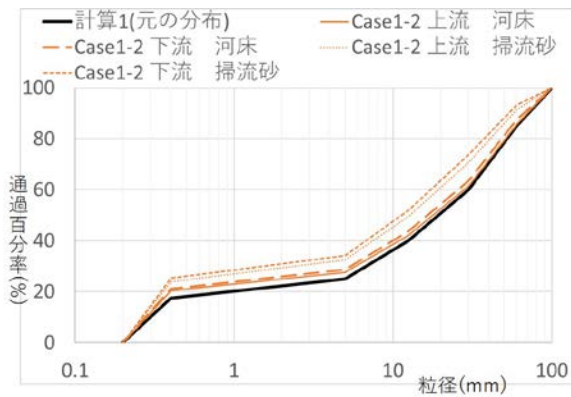


図-6 Case1-2 の計算結果

算間隔は 1km、計算時間の間隔は 1 秒、下流端水位は等流条件としている。上流端から平衡流砂量を給砂し、勾配の変化のない様な河道とした場合には、流入する土砂量と流出する土砂量が全く同じとなってしまう、粒度分布の変化が生じない。そこで、勾配変化点を有し、多量に細粒土砂が供給されているという現地の状況に鑑み、以下の解析ケースを設定した。①給砂量は平衡流砂量として、解析区間内に勾配の変化点を設ける場合 (Case1-1)、②平衡流砂量を給砂するが、細粒分 (最も小さい粒径階) については平衡流砂量の 20%多く供給する場合 (Case1-2) の解析を行った。Case1-1 において、勾配は図-2 の状況を想定して、上流端から 8km の区間は勾配を 1/700 として、それより下流では 1/1100 としている。計算時間について、どのケースでも 1000 日程度の計算を行えば粒度分布の観点から概ね平衡状態に達していると判断されたため、全てのケースで 1000 日間の計算を行った。なお、後述するものを含めて本論文での全計算ケースを表-1 に示す。

(2) 計算結果

Case1-1、Case1-2 の計算結果について、粒度分布をそれぞれ図-5、図-6 に示す。ここでは上流と下流で河床材料

表-1 計算ケース

| | 掃流砂量式 | 掃流砂層厚 | 計算条件 |
|----------|----------------------|----------------------|------------------|
| Case1-1 | 芦田・道上式 ⁷⁾ | 平野の方法 ⁸⁾ | 勾配変化点あり |
| Case1-2 | 芦田・道上式 ⁷⁾ | 平野の方法 ⁸⁾ | 細粒分を20%多く供給 |
| Case1-2' | 芦田・道上式 ⁷⁾ | 竹林の方法 ¹⁰⁾ | 細粒分を20%多く供給 |
| Case1-3 | 芦田・道上式 ⁷⁾ | 竹林の方法 ¹⁰⁾ | 図-11を参照 |
| Case1-4 | 芦田・道上式 ⁷⁾ | 平野の方法 ⁸⁾ | 細粒分+50%, 勾配変化点あり |
| Case2-1 | 江頭らの式 ⁹⁾ | 竹林の方法 ¹⁰⁾ | 勾配変化点あり |
| Case2-2 | 江頭らの式 ⁹⁾ | 竹林の方法 ¹⁰⁾ | 細粒分を20%多く供給 |
| Case2-3 | 江頭らの式 ⁹⁾ | 竹林の方法 ¹⁰⁾ | 図-11を参照 |
| Case2-4 | 江頭らの式 ⁹⁾ | 竹林の方法 ¹⁰⁾ | 細粒分+50%, 勾配変化点あり |

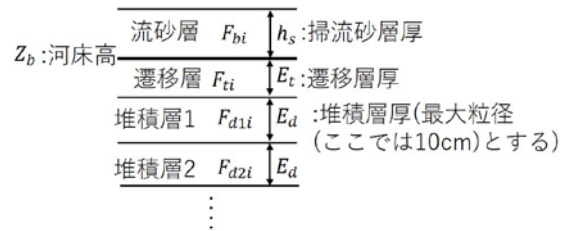


図-7 流砂層, 遷移層, 堆積層の模式図

及び流砂に分級が生じているかに着目しているため、計算区間の上流側と下流側の河床材料及び流砂の粒度分布を比較している。図-5、図-6 において、計算区間の上流端から 2km の地点を「上流」とし、下流端から 2km の地点を「下流」としている。図には河床と掃流砂の粒度分布を示しているが、上流と下流で粒度分布にほとんど差が見られず、選択的輸送による分級とは異なる機構による分級現象の説明が必要であることが分かる。

4. 本研究で提案する新たな手法による数値計算

(1) 計算手法

分級現象を説明するために、江頭らの連続体手法による掃流砂量式⁹⁾及び竹林による掃流砂層厚を用いた粒度分布の評価法¹⁰⁾を導入する。

河床材料の粒度分布については、掃流砂層厚を江頭らの式⁹⁾ (1) によって評価する。掃流砂層と遷移層における各粒径階の砂粒子の質量が保存されるよう、竹林の方法¹⁰⁾に基づいて、式(2)~(5)により粒度分布を決定する¹¹⁾。

$$\frac{h_s}{d} = \frac{1}{\bar{c}_s \cos \theta \tan \phi_s - \tan \theta} \tau_* \quad (1)$$

$\partial z_b / \partial t > 0$ の場合 (河床上昇時)

$$\bar{c}_s h_s \frac{\partial F_{bi}}{\partial t} = -(1 - \lambda) F_{bi} \frac{\partial z_b}{\partial t} - \frac{\partial q_{bi}}{\partial x} \quad (2)$$

$$\frac{\partial (E_t F_{ti})}{\partial t} = F_{bi} \frac{\partial E_t}{\partial t} \quad (3)$$

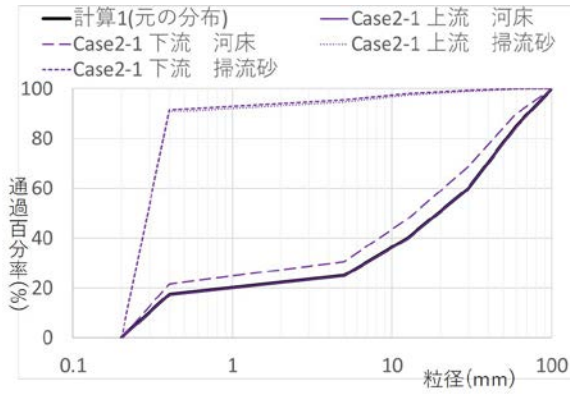


図-8 Case2-1 の計算結果

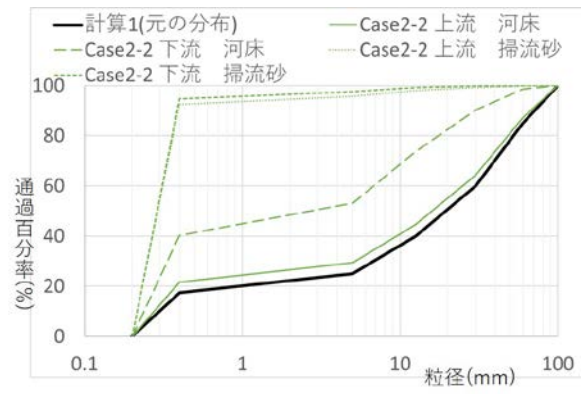


図-9 Case2-2 の計算結果

$\partial z_b / \partial t < 0$ の場合 (河床低下時)

$$\bar{c}_s h_s \frac{\partial F_{bi}}{\partial t} = -(1 - \lambda) F_{ti} \frac{\partial z_b}{\partial t} - \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} \quad (4)$$

$$\frac{\partial (E_t F_{ti})}{\partial t} = F_{ti} \frac{\partial E_t}{\partial t} \quad (5)$$

ここに、 h_s : 掃流砂層厚、 \bar{c}_s : 掃流砂層内の土砂濃度、 d : 掃流砂層の平均粒径、 τ_* : d に対する無次元掃流力、 θ : 河床勾配、 ϕ_s : 土粒子の内部摩擦角、 F_{bi} , F_{ti} : 掃流砂層及び遷移層における i 粒径階の存在率、 λ : 空隙率、 q_{bi} : i 粒径階の掃流砂量である。

F_{ti} , E_t については $\partial E_t / \partial t = \partial z_b / \partial t$ の関係に基づいて式(3)、(5)より導かれる。掃流砂層と遷移層の概念は図-7のようであり、 F_{di} , E_d については、多数の層を予め用意し、河床低下時に $|\partial z_b / \partial t| > E_t$ の場合に下位の堆積層を遷移層として用い、河床上昇時に $E_t > E_d$ の場合には堆積層を一つ追加する。掃流砂量式としては、江頭らの式⁹⁾を用いる。

$$q_{b*i} = \frac{4}{15} \frac{K_1^2 K_2}{\sqrt{f_d + f_f}} \tau_{*i}^{5/2} p_i \quad (6)$$

ただし、 q_{b*i} : i 粒径階の無次元掃流砂量、 τ_{*i} : i 粒径階の無次元掃流力、 p_i : i 粒径階の存在割合である。

式(6)中のその他のパラメータについては、文献^{9), 12)}と同じものを用いた。式(6)は掃流砂量が τ_* の 5/2 乗に比例する形式であり、 i 粒径階の掃流砂量 q_{bi} について、式(6)を変形すれば以下のように表される。

$$q_{bi} = \frac{4}{15} \frac{K_1^2 K_2}{\sqrt{f_d + f_f}} \frac{u_*^5}{s^2 g^2} \frac{1}{d_i} p_i \quad (7)$$

ただし、 u_* : 摩擦速度、 s : 土粒子の水中比重、 g : 重力加速度、 d_i : i 粒径階の粒径である。式(7)より、 q_{bi} は d_i

に対して反比例の関係となっている。大きい粒径ほど流砂量が小さく評価されるために、掃流砂量が τ_* の 5/2 乗に比例する流砂量式を用いることによって、縦断分級が表現されることを意味する。

移動限界粒径 d_{cr} の判定は、式(1)により算出された h_s を用いて、式(8)により判定を行い、 $d_i > d_{cr}$ の場合には河床材料の移動が生じないようにしている。

$$d_{cr} = \bar{c}_s \cos \theta (\tan \phi_s - \tan \theta) h_s \frac{1}{\tau_{*c}} \quad (8)$$

ただし、 τ_{*c} : 無次元限界掃流力であり、岩垣の式¹³⁾により求めている。

(2) 計算条件

式(1)~(8)を用いて先に述べたものと同様の数値計算を実施する。計算条件は、Case1-1、1-2 と同様とする。解析の流量は $10,000(\text{m}^3/\text{s})$ とし、この流量であれば式(8)により移動限界粒径を算出しても、全ての粒径の河床材料が十分に動き得る。計算ケースとしては、先の計算と同様に、①給砂量は平衡流砂量として、解析区間内に勾配の変化点を設ける場合 (Case2-1)、②平衡流砂量を給砂するが、細粒分 (最も小さい粒径階) については平衡流砂量の 20% 多く供給する場合 (Case2-2) の解析を行う。

(3) 計算結果

Case2-1、Case2-2 の計算結果について、粒度分布をそれぞれ図-8、図-9に示す。各図の「上流」、「下流」については図-5、図-6と同様である。図-8、図-9から、掃流砂のほとんどは細粒分から構成されている。その違いは図-5、図-6と比較すると顕著である。河床材料については、Case2-2 では上下流でかなり異なっている。Case2-1 についても、掃流砂のほとんどが細粒分から構成されていることから、全粒径が移動し得る条件下において、少なくとも粗い粒径の土砂が下流にほとんど輸送されていないことは確認される。

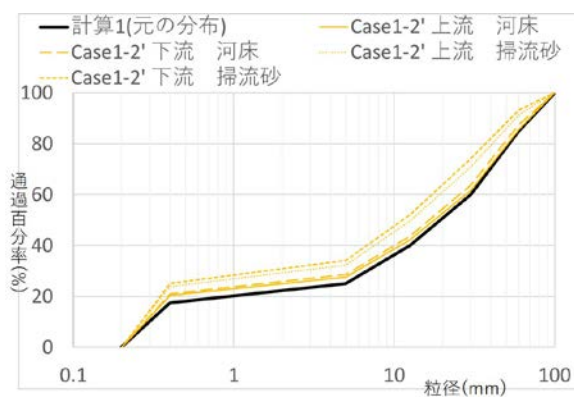


図-10 Case1-2'の計算結果

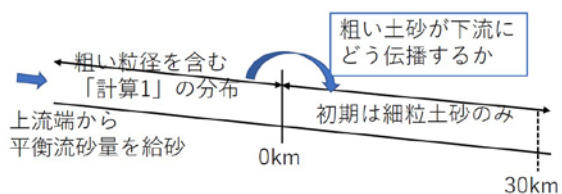


図-11 Case1-3, Case2-3の思考実験

(4) 掃流砂層厚の影響

Case1-1、1-2とCase2-1、2-2の違いに関しては、掃流砂量が τ_* の5/2乗に比例する式(6)を採用していることに加え、粒度分布の評価において式(1)を掃流砂層厚として採用している影響が考えられる。本計算で式(1)から計算される h_s は凡そ23mm程度であり、Case1-1、Case1-2で設定した100mmと比較すると小さい。そのことによって河床材料粒度分布の変化が顕著に生じている可能性がある。

その影響を見るため、Case1-2(平衡流砂量を給砂するが、細粒分については平衡流砂量の20%多くを給砂するケース)について、流砂量式は芦田・道上式⁷⁾を用いて、粒度分布の評価について式(1)を掃流砂層厚として採用した計算を行う(Case1-2'とする)。その結果について、図-10に示しているが、図-6と比較して大きくは異なっていない。このことから、十分に平衡状態に至った段階では、粒度分布に対する掃流砂層厚の影響は小さく、Case1-2とCase2-2の違いは流砂量式の違いに起因していることが分かる。

(5) 流砂量式による流砂の伝播の特性

式(7)によれば、粗い粒径の流砂量は細粒土砂に比べて小さく、粗い土砂が細粒土砂の存在する区間に流入しても、これらの土砂の下流への伝播は遅いはずであり、この点について検討する。図-11のように勾配変化点のない一様な水路を想定し、上流端から一定の区間は粗い土砂を含む「計算1」の分布を初期河床材料として与える。区

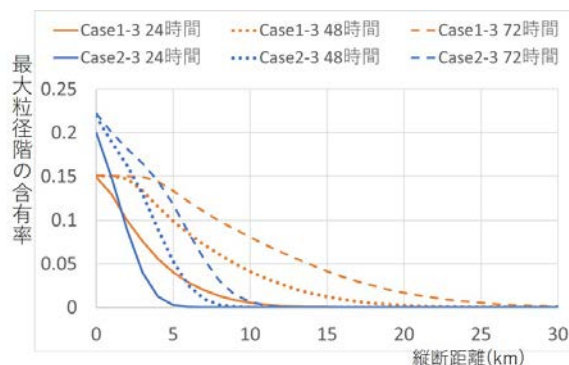


図-12 Case1-3, Case2-3について
縦断方向最大粒径階含有率の時間的变化

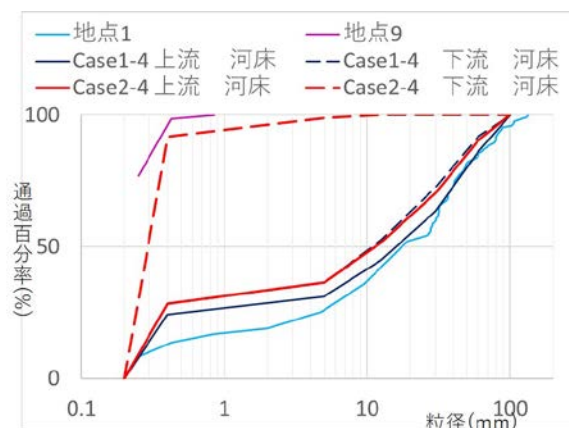


図-13 Case1-4, Case2-4の結果

間の途中に河床材料が変化する地点を設定し、それよりも下流側では細粒土砂のみを初期河床材料として与える。掃流砂層式の違いによって、図-11の「0km」地点よりも下流側にどのように粗い土砂が輸送されるか、その違いを見る。芦田・道上式⁷⁾によるものをCase1-3、江頭らの式⁹⁾によるものをCase2-3とする。ただし、掃流砂層式の違いによる差異に着目するために、掃流砂層厚についてはCase1-3、Case2-3共に式(1)の h_s を用いる。

図-12には、河床材料のうち最も大きい粒径階について、その含有率が時間と共に縦断方向にどのように変化するかについて示している。時刻0では、両ケース共に含有率が0.15となっている。Case1-3では、粗い土砂と細かい土砂の移動性が変わらないため、粗い土砂は下流にそのまま輸送される。その一方Case2-3では、粗い土砂が移動しにくいために、粒度分布の変化点(0km地点)付近にこれらの土砂が滞留して含有率が増加し、あまり下流に移動していないことが分かる。粗い土砂が下流に輸送されにくい状況が、式(6)によって表現されている。

(6) ウエストラプティ川の状態を想定した計算

実際のウエストラプティ川は、図-2の「地点2」に見られるように勾配が変化する場所が存在し、また流域に多くの土砂供給源が存在しているため、上流から多量の細粒分が供給されている可能性がある。そこでここでは、給砂量について、平衡流砂量を給砂し、細粒分(最も小さい粒径階)については平衡流砂量の50%多く供給し、かつCase1-1と同様の勾配変化点を初期河床に設定している。この条件下でCase2-1、Case2-2と同様に式(1)~(8)で表される江頭らの連続体手法による掃流砂量式⁹⁾及び竹林による掃流砂層厚を用いた粒度分布の評価法¹⁰⁾を導入する。新しい方法による計算をCase2-4として、その比較のためにCase1-1、Case1-2と同様に芦田・道上式⁷⁾による計算を行い、これをCase1-4とする。

図-13は、これらの計算結果について、ウエストラプティ川における「地点1」及び「地点9」の粒度分布(図-4参照)と比較したものである。既存の計算方法によるCase1-4では縦断分級を表現できていないのに対して、本研究の手法を用いることで、全粒径階の粒径が移動し得る条件であっても、Case2-4のように下流側の細粒化を再現することができている。なお、紙面の都合上地点2~8の計算結果を掲載できないが、計算結果は地点7と8に見られるような急激な変化というよりもむしろ上流から下流に向かい徐々に変化している。

5. 結論

河川の縦断分級現象を評価するために、ネパール国ウエストラプティ川を対象として土砂動態の一次元モデルを構築した。既存の手法による河床変動計算を行った結果、現地調査で明らかになったような顕著な分級はほとんど再現できなかった。そこで、掃流砂層厚を江頭らの式に基づいて決定し、無次元掃流力の $5/2$ 乗に比例する掃流砂量式を導入した新たな手法を提案し、検討を行った。掃流砂層厚は分級の進行の速度に影響を与えるものの、最終的な分級結果に与える影響は限定的である。その一方、無次元掃流力の $5/2$ 乗に比例する掃流砂量式を用いることで、水流の土砂輸送能力は粒径に反比例する形となるため、河床材料の細粒土砂の割合が増えるにつれ、粗い粒

径の土砂は輸送されにくくなる。この掃流砂量式を用いることによって、ウエストラプティ川で生じているような顕著な縦断分級を評価できることが分かった。

参考文献

- 1) 原田大輔、江頭進治：流砂・流木を伴う洪水流の解析—2017年7月九州北部豪雨による赤谷川洪水を対象として—、土木学会論文集B1(水工学) Vol. 74、No. 4、pp. I_937-I_942、2018
- 2) 山本晃一、藤田光一、赤堀安宏：沖積河道縦断形の形成に関する研究、水工学論文集、第37巻、pp. 681-686、1993
- 3) 清水康行：沖積河川の縦断形と河床材料分布形の形成について、土木学会論文集、No. 521、II-32、pp. 69-78、1995
- 4) Parker, G. : Selective sorting and abrasion of river gravel. I: Theory. Journal of Hydraulic Engineering, 117(2), pp. 131-147, 1991
- 5) 五島暢太、田代喬、辻本哲郎：流域地質の異なる河川における石礫の磨耗・破碎現象のモデル化に基づく河床材料の縦断変化に関する研究、土木学会論文集B1(水工学)、Vol. 68、No. 4: pp. I_907-I_912、2012
- 6) 水理公式集 例題プログラム集 平成13年度版、2001
- 7) 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、Vol. 206、pp. 59-69、1972
- 8) 平野宗夫：Armoringをとまなう河床低下について、土木学会論文報告集、vol. 195、pp. 55-65、1971
- 9) 江頭進治、宮本邦明、伊藤隆郭：掃流砂量に関する力学的解釈、水工学論文集第41巻、pp. 789-794、1997
- 10) 竹林洋史：河川中・下流域の河道地形、日本流体力学会誌「ながれ」、24.1: pp. 27-36、2005
- 11) 原田大輔・江頭進治：流砂・流木を伴う洪水流の解析—2017年7月九州北部豪雨による赤谷川洪水を対象として—、土木学会論文集B1(水工学) Vol. 74、No. 4、pp. I_937-I_942、2018
- 12) 芦田和男、江頭進治、中川一：21世紀の河川学：安全で自然豊かな河川を目指して、京都大学学術出版会、2008
- 13) 岩垣雄一：限界掃流力の流体力学的研究、土木学会論文報告集第41号、pp. 1-21、1956

2.1 洪水予測並びに長期の水収支解析の精度を向上させる技術・モデルの開発

2.1.3 リモートセンシング技術を用いた融雪期の水資源管理の高精度化に関する研究

担当チーム：寒地水圏研究グループ（水環境保全チーム）

研究担当者：村山雅昭、谷瀬敦、西原照雅

【要旨】

積雪寒冷地では、融雪水をダムに貯留して水需要を賄っている。一方で、融雪水は融雪出水や土砂災害の要因となる。このことから、融雪が始まる直前の積雪ピーク期における積雪状況を正確に把握することは、水資源管理及び防災の面で重要である。本研究では、冬季に立ち入りが困難である山間部のダム流域を対象に、航空レーザ測量等のリモートセンシング技術を用いて積雪を計測し、積雪深と地形との関係、積雪分布のパターンの類似性について分析し、これらの結果からダム流域における積雪分布を簡易に精度良く推定する手法を開発した。

キーワード：積雪深、航空レーザ測量、地形、類似性、高山帯

1. 積雪分布のパターンの類似性からダム流域の積雪分布を簡易に推定する手法の検討

1.1 はじめに

積雪寒冷地においては、融雪水をダムに貯留して夏にかけての水需要をまなかっている。加えて、融雪水は融雪出水及び土砂災害の原因となる。このため、融雪期が始まる前に山間部の積雪分布をできるだけ正確に把握することは、水資源管理及び融雪期における防災の両面で非常に重要である。

山間部の積雪分布に関しては、1970年代頃から、調査者が厳冬期に入山して行う積雪調査が日本全国で行われてきた。いくつかの例を挙げると、山田ら¹⁾は北海道大雪山系の旭岳、松山²⁾及び島村ら³⁾は新潟県の巻機山において積雪調査を行い、樹林帯においては標高の増加とともに積雪深及び積雪相当水量が線形に増加することを報告している。また、森林限界以上の高標高帯においては、積雪深及び積雪相当水量と標高との間に樹林帯において見られたような関係はなく、山田ら¹⁾は、高標高帯においては強い風が高頻度で吹いているため、積雪の堆積と剥離及び再堆積が活発に起こり、積雪は凹部では多く、凸部では少なく、全体として地表面の凹凸を平坦化するように堆積することを報告している。樹林帯における標高と積雪相当水量との関係は、ダム管理の実務において、流域における春先の積雪量を推定する際の標準的な手法⁴⁾とされており、現場への適用がなされている。しかし、積雪調査は厳冬期に行われ、雪崩等の危険を伴うことから、調査可能な地点は限られており、得られるデータには限界がある。

近年、リモートセンシング技術が発達し、冬季に立ち入

りが困難な範囲についても、積雪分布を計測することが可能となった。中でも、航空レーザ測量は三次元空間データを高密度にかつ高精度で得ることが可能な手法である。航空レーザ測量による積雪分布の計測例として、花岡ら⁵⁾が富山県立山、鈴木ら⁶⁾が長野県上高地、西原ら⁷⁾が北海道大雪山系の旭岳において計測を行い、積雪深と地形との関係を分析した例が挙げられる。西原ら⁷⁾は、同一範囲を対象として2回（2012年3月及び2015年3月）実施した計測結果を基に、過去に積雪調査により解明した積雪分布の特徴を検証するとともに、森林限界以上の高標高帯においては、地表面の凹凸を表現するパラメタである地上開度の増加とともに積雪深が線形に減少すること、強風時に積雪が移動して再堆積する影響により、地上開度が同じ場合でも風衝斜面と比較して風背斜面の積雪深が大きいことを報告している。さらに、計測年が異なる積雪分布の間に類似したパターンが見られたことを報告している。

これまで、同一範囲を対象とした複数回の航空レーザ測量による積雪分布の計測例が無かったため、積雪分布のパターンの類似性に着目した研究例は無いが、パターンの類似性を活用することにより、簡易に積雪分布を推定できる可能性がある。そこで本研究では、航空レーザ測量により計測した積雪分布のパターンを分析し、この結果を用いて積雪分布を推定する手法の検討を行った。具体的には、2回の航空レーザ測量により計測された積雪分布から、対象範囲の積雪分布を支配している基礎的な成分を抽出し、この基礎的な成分を用いて航空レーザ測量範囲の積雪分布を再現すること、航空レーザ測量範囲における基礎的な成分から、ダム流域を対象とした基礎的な成分を作成し、こ

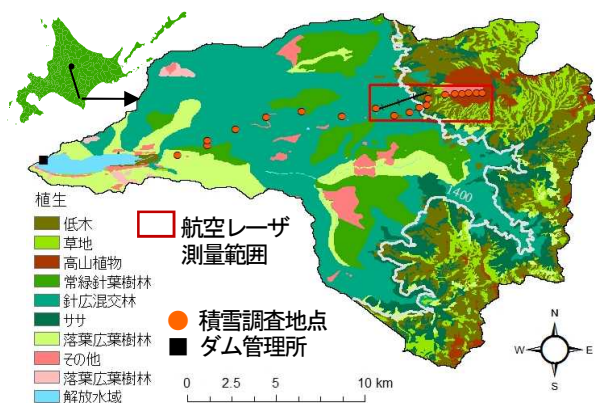
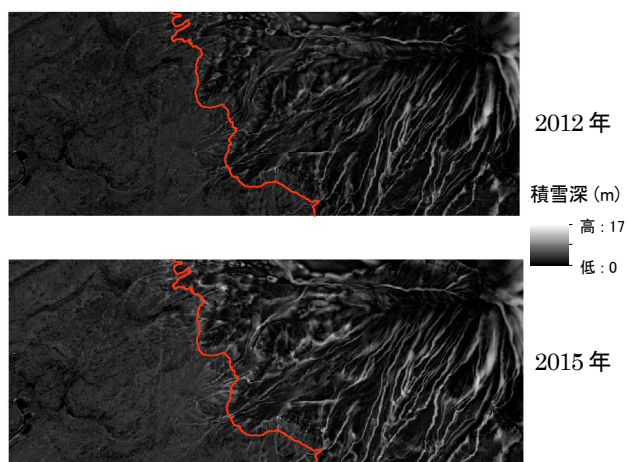


図-1.1 対象ダム流域（忠別ダム流域）

図-1.2 計測された積雪分布⁸⁾

れよりダム流域における積雪分布を推定してその推定精度を検証することである。

1. 2 対象流域及び基礎資料

対象流域は図-1.1 に示す忠別ダム流域である。忠別ダムは、石狩川水系忠別川流域の上流部に位置し、流域面積は239km²、流域の標高帯は400m～2300m付近である。図-1.1には、自然環境保全基礎調査の結果を用いて10分類した植生を示している。図中の白線は標高1400mの等高線であるが、標高1400m付近を境に主たる植生が森林から草地やササといった森林以外に変化する。流域面積の約6割が森林、約4割が森林以外である。

次に、分析に使用した資料を示す。航空レーザ測量は図-1.1の赤枠で示す範囲で実施した。測量範囲の面積は10km²、標高帯は1100m～2300m付近の主に西向き斜面である。測量範囲の植生は標高1450m付近を境に森林と森林以外に分かれ、標高1450m以上の範囲では、98%が森林以外である。航空レーザ測量は、無積雪期の2009年9月22日～25日、積雪期の2012年3月10日及び2015年

3月27日に実施し、積雪深は積雪期及び無積雪期の二時期の標高差として求めた。データの水平解像度は5mである。測量に使用した機器の計測精度を基に算出した積雪深の計測精度は±30cmである。

忠別ダム流域における積雪分布の推定にあたっては、地形情報として水平解像度が10mである基盤地図情報の数値標高モデル及び毎年行われている積雪調査の結果を用いた。また、水収支はダム管理所において連続観測されている気象・水文データを用いて計算した。

1. 3 積雪分布の類似性及び基礎的な成分の抽出

航空レーザ測量を用いて2012年及び2015年に計測した積雪分布を図-1.2に示す⁸⁾。図中の赤線は森林限界であり、赤線の左側が樹林帯、右側が森林限界以上の高標高帯である。両年の図を概観すると、樹林帯と高標高帯の積雪分布が異なること、樹林帯においてはほとんどが暗色であることから積雪深が小さく、狭い範囲に分布しているのに対し、高標高帯においては明暗が明瞭であることから積雪深が幅広く分布し、尾根に沿って積雪の少ない箇所、谷に沿って積雪の多い箇所が分布していることといった両年の積雪分布に同様のパターンが見られる⁸⁾。また、西原ら⁷⁾は図-1.2のデータを用いて標高と積雪深との関係、地表面の地上開度⁹⁾と高標高帯における積雪深との関係、斜面方位別の積雪深等の分析を行っているが、両年の傾向が概ね一致したことを報告している。

以上のように同一範囲における積雪分布に類似性が見られる要因として、両年の積雪分布に共通する1つの基礎的な成分があり、この基礎的な成分に対して各年の降雪量等を反映した成分が作用して、各年の積雪分布が決まっていることが考えられる。本稿では、簡単のため、各年の全メッシュの積雪深を定数で除した場合に、両年に共通する基礎的な成分が抽出できると考え、試行錯誤の上、後述するRMSEが最小となった、航空レーザ測量を実施した範囲における各年の積雪の総量を、各年の全メッシュの積雪深を除く定数とした。ここで、積雪の総量は各メッシュの積雪深にメッシュの面積(25m²)を乗じて航空レーザ測量範囲にわたり合算したものであり、2012年は2.12590×10⁷m³、2015年は2.70945×10⁷m³である。ただし、数mである積雪深に対して、扱いやすい桁数の結果を得るために、2012年は2.12590、2015年は2.70945(以降、これらの定数を「積雪倍率」をいう)で除した。以降、全メッシュの積雪深を積雪倍率で除した分布を「積雪基礎ラスタ」、積雪基礎ラスタの各メッシュの値を「積雪基礎ラスタ値」という。なお、上記の方法により求めた積雪基礎ラスタ値は

次元を持つが、本稿では、積雪基礎ラスタ値に積雪倍率を乗じるといった、簡易に積雪分布を推定する手法の検討を重視し、各パラメタの次元については追求しない。

2012年及び2015年のデータより抽出した積雪基礎ラスタの類似性は、積雪基礎ラスタ値の総量の相対差及び積雪基礎ラスタ値の対象範囲におけるRMSEを用いて評価した。はじめに、積雪基礎ラスタ値の総量の相対差は航空レーザ測量範囲全体で -8.02×10^{-7} であり、樹林帯及び高標高帯における総量の相対差はそれぞれ 1.59×10^{-2} 、 1.22×10^{-2} であった。次に、RMSEは航空レーザ測量範囲全体で0.331であり、樹林帯及び高標高帯におけるRMSEはそれぞれ0.183、0.407であった。樹林帯と比較して高標高帯において積雪基礎ラスタの一致度が若干低い。試みに2015年のデータから作成した全積雪基礎ラスタ値に0.01から0.01きざみに2.00まで増加させた値を乗じ、RMSEが最少となる値を求めると0.99であった。以上より、積雪倍率を用いることにより、両年に共通する1つの積雪基礎ラスタを概ね抽出できたと考えられる。

1. 4 積雪基礎ラスタを用いた積雪分布の推定

3節では積雪基礎ラスタの抽出を試みた。高標高帯において積雪基礎ラスタの一致度が低いといった課題が残るものの、本節ではこのような簡易な方法で抽出した積雪基礎ラスタを用いて、どの程度の精度で積雪分布の推定が可能であるかを検討する。

はじめに、他年の積雪基礎ラスタを用いた積雪分布の再現である。2015年の積雪分布の再現を例にすると、2012年の航空レーザ測量結果から作成した積雪基礎ラスタに2015年の積雪倍率を乗じて2015年の積雪分布を再現することであり、2012年の積雪分布を再現する場合は両年のデータを入れ替えた手順となる。航空レーザ測量により計測された積雪深を真値として求めた、各年の積雪深の推定値の総量の相対誤差及びRMSEを表-1.1及び表-1.2にそれぞれ示す。積雪の総量が非常に高い精度で再現されている。各メッシュの相対誤差を見ると、樹林帯においては両年の平均で79%のメッシュが相対誤差 $\pm 20\%$ 以内であったのに対し、高標高帯では39%のメッシュが相対誤差 $\pm 20\%$ 以内であった。

ここまで、水平解像度が5mのデータを用いて積雪基礎ラスタの抽出及び積雪分布の推定を行ったが、融雪・流出モデルに適用されるメッシュの大きさは1km程度が多いこと、水平解像度を小さくすることにより正負の誤差が打ち消され、積雪深の推定誤差を小さくすることが期待されることから、水平解像度を小さくした場合の検討を行った。

表-1.1 推定した積雪の総量の相対誤差

| | 全体 | 樹林帯 | 高標高帯 |
|------|------------------------|------------------------|------------------------|
| 2012 | -8.02×10^{-7} | 1.59×10^{-2} | -1.22×10^{-2} |
| 2015 | 8.12×10^{-7} | -1.57×10^{-2} | 1.24×10^{-2} |

表-1.2 推定した積雪深のRMSE

| | 全体 | 樹林帯 | 高標高帯 |
|------|-------|-------|-------|
| 2012 | 0.705 | 0.389 | 0.865 |
| 2015 | 0.899 | 0.496 | 1.102 |

表-1.3 水平解像度と推定した積雪深のRMSEの関係

| 水平解像度 | 2012 | 2015 |
|-------|-------|-------|
| 10m | 0.667 | 0.850 |
| 20m | 0.613 | 0.782 |
| 50m | 0.503 | 0.641 |
| 100m | 0.409 | 0.521 |
| 200m | 0.313 | 0.399 |
| 500m | 0.183 | 0.233 |
| 1000m | 0.124 | 0.158 |

ち消され、積雪深の推定誤差を小さくすることが期待されることから、水平解像度を小さくした場合の検討を行った。水平解像度を小さくする際、対象とする水平解像度の各メッシュに含まれる5mメッシュの積雪深の平均値を各メッシュの積雪深とした。また、メッシュの境界線が航空レーザ測量範囲に一致するよう、水平解像度は10m、20m、50m、100m、200m、500m、1000mとした。このため、水平解像度を小さくした場合でも積雪の総量(積雪倍率)は変化しない。これまでと同様に、各解像度の航空レーザ測量により得られた積雪分布を積雪倍率で除して積雪基礎ラスタを作成し、積雪基礎ラスタに他年の積雪倍率を乗じて他年の積雪分布を再現した。前述のとおり、解像度を小さくしても積雪の総量は変化しないことから、積雪の総量の推定精度は変化しない。水平解像度別に、航空レーザ測量結果を真値とし、推定した積雪分布のRMSEを求めた結果を表-1.3に示す。水平解像度を小さくすると積雪深の局所的な変動が平均化されるため、水平解像度を小さくするに伴い、RMSEが小さくなったと考えられる。融雪・流出モデルに適用する積雪分布を推定する際は、水平解像度を小さくし、簡易に積雪分布を推定することが可能であると考えられる。

1. 5 ダム流域における積雪分布の推定手法の検討

4節までは、航空レーザ測量を実施した範囲を対象に積雪分布の推定手法を検討した。同手法をそのままダム流域

に適用する場合、流域全域の積雪分布を複数回にわたり航空レーザ測量により計測し、積雪基礎ラスタを作成する必要があるが、コストが高く現実的ではない。そこで、航空レーザ測量を行った忠別ダム流域を対象に、流域内の一部において行われた航空レーザ測量の結果からダム流域の積雪基礎ラスタを作成する方法を検討する。

既往研究によると、樹林帯における積雪深は標高との間に線形の関係があること、森林限界以上の高標高帯における積雪深は地上開度との間に線形の関係があることが報告されている⁸⁾。4節までに作成した積雪基礎ラスタは、積雪深を定数で除しただけであり、得られた積雪基礎ラスタ値と標高及び地上開度との間には線形の関係が保持されている。また、ある地域全体の積雪分布を把握する方法の一つに、代表的な地点の積雪深と標高との間の関係式を作成し、この関係式から求めた標高帯別の積雪深にその標高帯の面積を乗じて、流域面積について合算する方法がある¹⁰⁾。この方法は、標高を地上開度に置き換えても適用可能である。そこで、2012年及び2015年の両年の積雪基礎ラスタ値を用い、樹林帯については積雪基礎ラスタ値と標高、高標高帯については積雪基礎ラスタ値と地上開度との関係からそれぞれ線形式を作成し、ダム流域を樹林帯及び高標高帯に分け、これらの式を適用することとした。

はじめに、線形式の作成であるが、データ数が多いため、全メッシュのデータを図にプロットすると傾向を捉えることが困難である。そこで、データを標高25mのような区間に区切り、この区間に含まれる平均値を用いて、標高及び地上開度と積雪基礎ラスタ値との関係式を作成することとした⁸⁾。また、4節において示した通り、水平解像度を小さくすると、積雪分布の推定誤差が小さくなることが期待されること、積雪分布を簡易に推定できるようになることから、水平解像度を小さくした複数のケースの線形式を併せて作成する。なお、水平解像度を小さくするとサンプル数が少なくなるため、水平解像度を小さくするに伴い、区分する幅を大きくしている。また、サンプル数が少なく、線形式の作成が困難になったため、水平解像度は200mを上限とした。図-1.3に樹林帯における標高と積雪基礎ラスタ値との関係、図-1.4に高標高帯における地上開度と積雪基礎ラスタ値との関係をそれぞれ示す。図には、水平解像度を変化させた6ケースの結果をプロットしている。樹林帯においては、標高と積雪基礎ラスタ値の間に線形の関係があること、高標高帯においては地上開度と積雪基礎ラスタ値の間に線形の関係があることが確認できる。さらに、水平解像度を変化させた場合でも、ほぼ同一の線形式を作成することが可能であることがわかる。しか

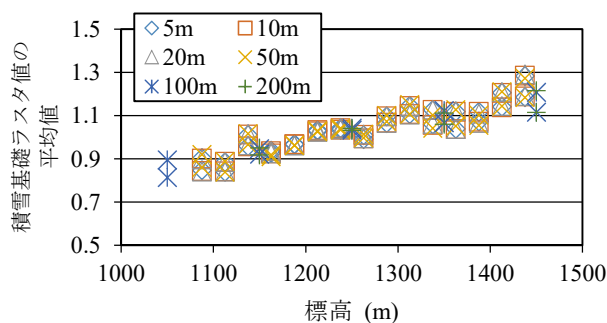


図-1.3 標高と積雪基礎ラスタ値の関係 (樹林帯)

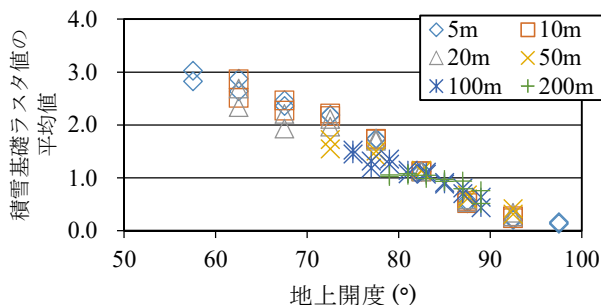


図-1.4 地上開度と積雪基礎ラスタ値の関係 (高標高帯)

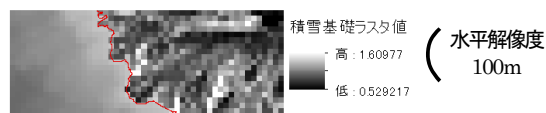


図-1.5 線形式から作成した積雪基礎ラスタ

し図-1.4を見ると、水平解像度を小さくするにともない地形の凹凸が平滑化されるため、地上開度のとり得る範囲が狭くなる。例えば、水平解像度を200mとした場合、地上開度がとり得る範囲は概ね80°~90°となっており、地上開度が80°以下の範囲において、低解像度のデータから作成した線形式と高解像度のデータから作成した線形式の間に差が出る可能性がある。例として図-1.5に水平解像度を100mとした場合の積雪基礎ラスタを示す。図中の赤線は森林限界であるが、ここを境に樹林帯及び高標高帯において異なる作成方法を適用したため、積雪基礎ラスタ値の分布が大きく異なる。各解像度の積雪基礎ラスタに各年の積雪倍率を乗じて航空レーザ測量を実施した範囲における積雪分布を推定し、航空レーザ測量の結果を真値として、推定した積雪分布の総量の相対誤差及びRMSEを算出した結果を表-1.4に示す。水平解像度を小さくするに伴い、総量の相対誤差、RMSEともに小さくなっており、総量の相対誤差は数%である。このことから、図-1.3及び図-1.4から作成した線形式を用いて積雪基礎ラスタを作成した場合にも積雪分布を精度良く推定できることが確認された。

表-1.4 水平解像度と RMSE の関係

| 水平解像度 | 総量の相対誤差 | | RMSE | |
|-------|---------|--------|-------|-------|
| | 2012 | 2015 | 2012 | 2015 |
| 5m | 0.061 | 0.061 | 1.345 | 1.487 |
| 10m | 0.032 | 0.032 | 1.397 | 1.493 |
| 20m | 0.020 | 0.020 | 1.189 | 1.326 |
| 50m | 0.013 | 0.013 | 1.010 | 1.123 |
| 100m | -0.012 | -0.012 | 0.835 | 0.904 |
| 200m | -0.026 | -0.047 | 0.741 | 0.695 |

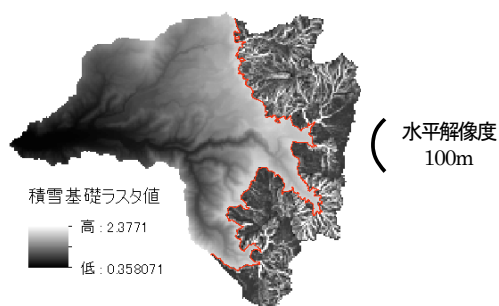


図-1.6 線形式から作成したダム流域の基礎ラスタ

次に、航空レーザ測量範囲において作成した線形式を用いて、ダム流域を対象に積雪基礎ラスタを作成する。なお、水平解像度は、基盤地図情報の数値標高モデルと同一の10m及び図-1.3及び4から低解像度のデータを用いた場合とほぼ同等のラスタが得られると考えられた100mの2ケースとした。なお、ダム流域のうち標高400m～1050m付近は航空レーザ測量範囲に含まれていないが、この標高帯は樹林帯であるため、図-1.3から作成した線形式を適用した。例として、水平解像度を100mとした場合の積雪基礎ラスタを図-1.6に示す。図-1.5に示した積雪基礎ラスタと同様に、赤線で示した森林限界を境に分布の傾向が異なり、高標高帯においては尾根及び谷が確認できる。この積雪基礎ラスタに各年の積雪倍率を乗じればダム流域の積雪分布を推定することができるが、テレメータにより積雪深を連続観測している地点等の観測値を積雪倍率として適用できれば、実務にとって有用である。忠別ダム流域においては、ダム管理所地点において積雪深が連続観測されており、毎年3月に19地点において積雪調査が行われている。2012年及び2015年の観測値を概観すると、積雪調査地点No.8の観測値は、2012年に2.31m、2015年に2.78mであり、航空レーザ測から得られた積雪倍率に近い値が得られている。そこで、積雪調査地点No.8の観測値を積雪倍率とし、2008年～2015年の積雪分布を推定した。推定した積雪分布は、この分布からダム流域全体における

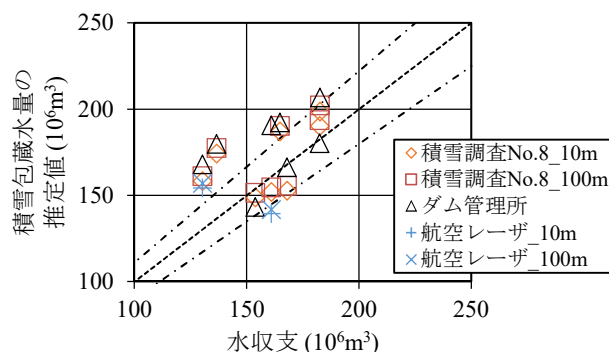


図-1.7 ダム流域の積雪包蔵水量と水収支

積雪相当水量の総量(積雪包蔵水量)を求め、水収支と比較することにより評価する。積雪相当水量を計算するには積雪密度が必要になるが、国内各地で行われた積雪調査結果から、積雪密度は観測時期が同じであれば標高に関わらずほぼ一定値となる(例えば小池ら¹¹⁾)ことが示されているため、ダム管理所が実施した積雪調査から、森林内に位置する11地点の平均値を用いた。水収支はダム流入量から降水量を除き、Hamon法による可能蒸発散量を加えることにより求め、期間は積雪調査の翌日から同年の6月30日までとした。詳細は、ガイドライン⁴⁾を参照されたい。結果を図-1.7に示す。図には、積雪調査の結果を基に標高をパラメータとする手法を用いてダム管理所が推定した値、2012年及び2015年については航空レーザ測量結果から得られた積雪倍率を用いて推定した値を併せて示す。図中の斜線は水収支を真値とした場合に相対誤差が10%である範囲を示している。図より、水平解像度を変化させても積雪包蔵水量の推定値はほとんど変化していない。また、水収支と比較すると、積雪基礎ラスタに積雪調査地点No.8の観測値を積雪倍率として推定した値は、ダム管理所が推定した値と比較してほぼ同等もしくは高い精度となっている。積雪基礎ラスタの抽出方法及び積雪倍率の設定方法に検討の余地はあるが、本手法により、簡易にかつ低コストで精度良く積雪分布を推定することができる可能性があることが示された。

1.6 定山溪ダムへの適用

1.6.1 流域の概要と使用データ

定山溪ダム流域の概要を図-1.8に示す。定山溪ダム流域は豊平川流域の上流部に位置し、流域面積は104km²、流域の標高帯は概ね300m～1300mである。

図-1.8には、環境省による自然環境保全基礎調査の結果を用いて9分類した植生を示したが、流域の多くが森林である。しかし、図中の丸で囲んだ範囲のように、標高が

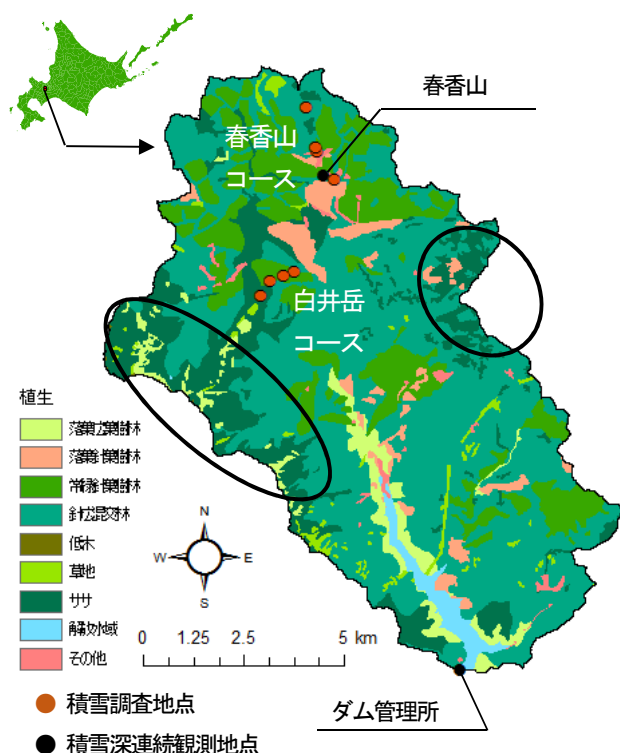


図-1.8 定山溪ダム流域と積雪深観測地点

高く、尾根に近い範囲においては、草地やササといった森林以外の植生が主たる植生となっている。

流域内における積雪深の観測は、テレメータによる連続観測及び毎年3月に行われる積雪調査により実施されている。このうちテレメータによる観測は、図-1.8の黒丸で示した2地点において行われ、積雪調査は図-1.8のオレンジ丸で示した2コース計8地点において行われている。いずれの地点も樹林帯に位置し、標高は概ね400mから850mである。流域の積雪分布の推定の際に必要な地形データは、国土地理院が公開している基盤地図情報数値標高モデル（水平解像度10m）を用いて求めた。また、積雪分布の推定、水収支の計算及びダム流入量の計算には、ダム管理所において観測されている気象・水文データ及び積雪調査の結果を用いた。

1. 6. 2 積雪分布を推定する手法の概要

定山溪ダム流域においては、複数回の航空レーザ測量による積雪分布の計測が行われていないことから、北海道大雪山系の旭岳において行われた航空レーザ測量結果から作成された線形式（図-1.3及び図-1.4）をそのまま定山溪ダム流域に適用する。また、水平解像度を変化させても積雪分布の推定精度がほとんど変化しないことから、積雪基礎ラスタの水平解像度は100mとする。線形式は樹林帯

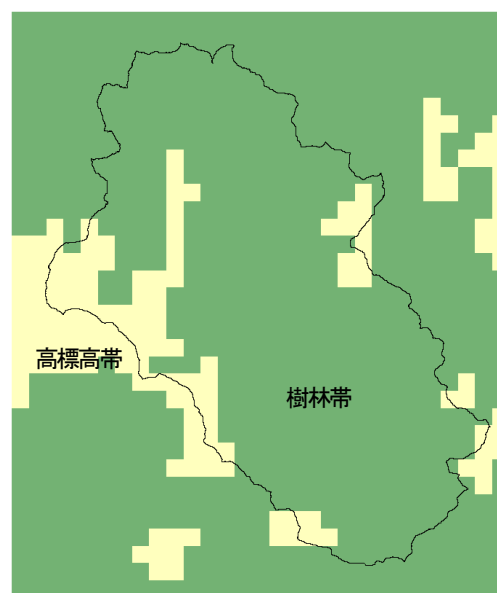


図-1.9 樹林帯と高標高帯に区分後のダム流域
(目視による区分後)

及び高標高帯に分けて適用する必要があることから、図-1.8に示した植生分布を用いてダム流域を樹林帯及び高標高帯の2つに区分する。区分する方法は1.6.3に示す。樹林帯においては基盤地図情報数値標高モデルから求めた地表面の標高、高標高帯においては同モデルから求めた地上開度をを用い、前述した線形式からダム流域の積雪基礎ラスタを作成する。積雪倍率を計算する地点は4地点選定し、これらを用いて求めた積雪分布の推定精度を6節において評価する。

1. 6. 3 ダム流域を樹林帯と高標高帯に区分する方法

図-1.8に示した定山溪ダム流域の植生分布を概観すると、ある標高により明瞭に樹林帯及び高標高帯に区分されるような特徴を有していない。積雪分布の特徴は、樹林帯と高標高帯において異なるが、局所的な植生の変化に対応して積雪分布の特徴が変化するとは考えにくく、ある程度まとまった範囲を対象として樹林帯及び高標高帯を区分すれば良いと考えられる。また、融雪・流出モデルに用いられるメッシュの大きさは数100mから1km程度である。これらを踏まえ、ダム流域を樹林帯と高標高帯に区分する際に使用するメッシュの水平解像度は500mとした。図-1.8に示した植生分布から各メッシュに占める各植生の面積の割合を計算し、最も面積が多い植生の属性を基に、樹林帯と高標高帯に区分した。具体的には、最も面積が多い植生が低木、草地及びササの場合は高標高帯、これら以外の場合は樹林帯に区分した。なお、同手法により区分し

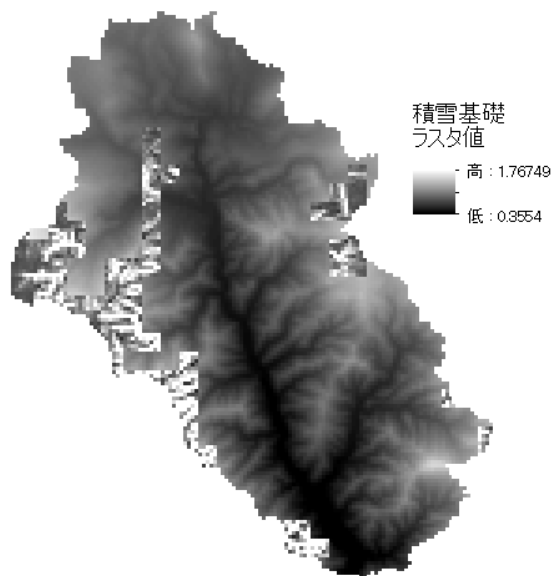


図-1.10 定山溪ダムの積雪基礎ラスタ
(水平解像度 100m)

表-1.5 積雪深観測地点の積雪基礎ラスタ値

| ダム管理所テレ | 春香山テレ |
|----------|----------|
| 0.371 | 0.501 |
| 春香山 No.9 | 白井岳 No.5 |
| 0.721 | 0.619 |

た結果、最も面積の多い植生が解放水域もしくはその他となったメッシュや広範囲の樹林帯の中に 1 メッシュだけ高標高帯に区分されたメッシュがあった。このため、最終的には目視による確認を行い、例えば、周辺のメッシュがすべて樹林帯に区分されている中に、最も面積の多い植生がその他であるメッシュや高標高帯に区分されたメッシュがある場合、当該メッシュは樹林帯に区分した。

図-1.9 に定山溪ダム流域を樹林帯及び高標高帯に区分した図を示す。これは、目視による確認後の図である。図を見ると、流域の大部分は樹林帯に区分され、図-1.8 の丸で示した標高が高く、尾根に近い範囲において高標高帯に区分されたメッシュがある。

1. 6. 4 積雪分布の推定方法

別ダム流域における積雪分布を推定する際に積雪倍率を求めることとした地点は、標高約 1100m の樹林帯に位置しており、毎年 3 月の積雪深が 2m を超える地点である。また、積雪倍率を求める地点は、テレメータにより積雪深を観測している地点のように、継続して観測が行われている地点や、冬季における立ち入りが容易である地点と

することが望ましい。そこで、定山溪ダム流域において積雪深を観測している地点から、テレメータにより積雪深を観測している 2 地点（ダム管理所地点：標高 393m、春香山地点：標高 568m）、積雪調査が行われている 2 コースそれぞれの最も標高が高い地点（白井岳コース No. 5：標高 700m、春香山コース No.9：標高 850m）の計 4 地点を、積雪倍率を計算する地点に選定した。なお、積雪調査は毎年 3 月に 1 回行われているのみであることから、積雪倍率を求める地点をテレメータにより積雪深を連続観測している地点とする場合を含め、積雪調査が行われた日の積雪分布を求める。

1.6.3 節及び 1.6.4 節に示した方法により作成した定山溪ダムの積雪基礎ラスタを図-1.10 に示す。図-1.9 の区分に従い流域を樹林帯及び高標高帯に区分したため、それぞれの区域において積雪基礎ラスタの特徴が異なる。積雪倍率を計算する 4 地点の積雪基礎ラスタ値を表-1.1 に示す。すべての地点が樹林帯に位置しているため、標高が高い地点ほど積雪基礎ラスタ値の値は大きくなっている。各地点の積雪調査日における積雪深を表-1.5 に示した積雪基礎ラスタ値で除すことにより、積雪倍率が得られる。この積雪倍率を図-1.10 に示した積雪基礎ラスタの全メッシュの値に乘じることにより、流域の積雪分布が求まる。

1. 6. 5 推定した積雪分布の評価

はじめに、6.4.において設定した各地点を、積雪倍率を求める地点として設定し、その他 3 地点における積雪深を求め、その推定精度を評価する。対象日は 1997 年から 2016 年までの 20 年間の積雪調査日である。表-1.6 に結果を示す。表中の相対誤差は積雪深の観測値を真値として積雪基礎ラスタから推定した積雪深の相対誤差を求め、その絶対値を 20 年間で平均したもの、RMSE は 20 年間の RMSE である。表を見ると、積雪倍率を計算する地点を白井岳 No.5 もしくは春香山 No.9 とした場合に相対誤差及び RMSE が小さく、他の 3 地点における積雪深の推定精度が高い。また、積雪倍率を求める地点としてダム管理所を選定した場合も、前述した 2 地点と比較して若干劣るが、比較的高い精度で他の 3 地点における積雪深を推定している。

次に、各地点を、積雪倍率を求める地点として設定して推定した積雪分布を用いてダム流域における積雪包蔵水量（ダム流域全体における積雪相当水量の合計値）を求め、その推定精度を評価する。対象期間は 1997 年から 2016 年までの 20 融雪期である。積雪包蔵水量は推定した積雪分布の各メッシュの積雪深に積雪密度を乘じて各メッシュの積雪相当水量を求め、ダム流域全体にわたって合算して

表-1.6 積雪深の推定精度

| 積雪倍率：ダム管理所テレ | | |
|--------------|-------|----------|
| | 相対誤差 | RMSE (m) |
| 春香山テレ | 0.216 | 0.618 |
| 春香山No.9 | 0.106 | 0.411 |
| 白井岳No.5 | 0.144 | 0.512 |
| 平均 | 0.156 | 0.514 |
| 積雪倍率：春香山テレ | | |
| | 相対誤差 | RMSE (m) |
| ダム管理所テレ | 0.288 | 0.457 |
| 春香山No.9 | 0.214 | 0.781 |
| 白井岳No.5 | 0.122 | 0.470 |
| 平均 | 0.208 | 0.569 |
| 積雪倍率：白井岳No.5 | | |
| | 相対誤差 | RMSE (m) |
| ダム管理所テレ | 0.185 | 0.307 |
| 春香山 | 0.103 | 0.381 |
| 春香山No.9 | 0.106 | 0.374 |
| 平均 | 0.131 | 0.354 |
| 積雪倍率：春香山No.9 | | |
| | 相対誤差 | RMSE (m) |
| ダム管理所テレ | 0.125 | 0.211 |
| 春香山 | 0.170 | 0.542 |
| 白井岳No.5 | 0.093 | 0.321 |
| 平均 | 0.129 | 0.358 |

求めた。なお、積雪密度に関しては、国内各地で行われた積雪調査結果から、観測時期が同じであれば標高に関わらず積雪密度はほぼ一定値となる（例えば小池ら¹¹⁾）ことが示されている。定山溪ダム流域において1997年から2016年までの20年間に行われた積雪調査の全結果を確認したところ、積雪調査日における積雪密度は概ね300 kg/m³から450kg/m³の間に分布していた。各年では、8地点の積雪密度の平均値は概ね320 kg/m³から430kg/m³の間に分布し、標準偏差は概ね7kg/m³から24kg/m³の間に分布していた。8地点の積雪密度の標準偏差は平均値と比較して数%であることから、定山溪ダム流域においても、標高に関わらず積雪密度がほぼ一定値となっていると考え、積雪密度は対象とした年に行われた積雪調査の結果から8地点の平均値とした。

推定した積雪包蔵水量は、ダム管理所において観測している気象・水文データより求めた水収支を真値として評価する。水収支はダム流入量から降水量を除き、Hamon法

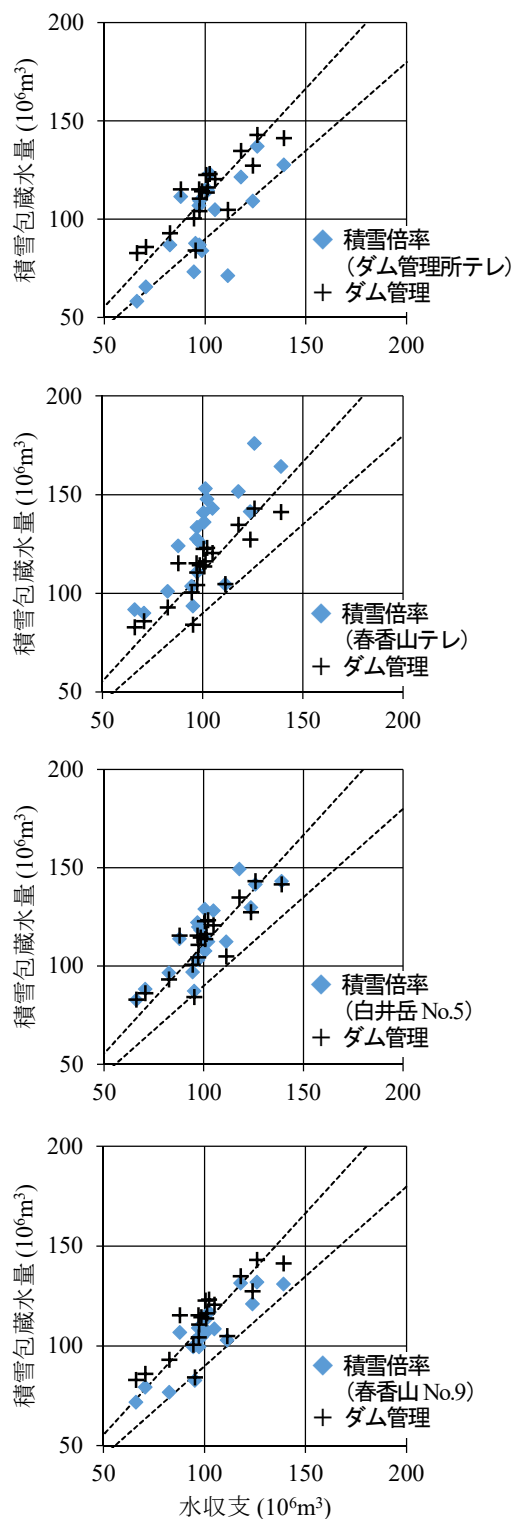


図-1.11 積雪包蔵水量の推定値と水収支との比較

による可能蒸発散量を加えることにより求めた。各年の計算期間は積雪調査の翌日から6月30日までとした。詳細はガイドライン⁴⁾を参照されたい。図-1.11に水収支と推定された積雪包蔵水量をプロットした図を示す。比較のため、ダム管理所が積雪調査の結果から標高と積雪相当水量の直線の関係を用いて推定した積雪包蔵水量を併せて示

表-1.7 積雪包蔵水量の推定値のRMSE (10⁶m³)

| ダム管理所テレ | 春香山テレ |
|----------|----------|
| 15.580 | 31.530 |
| 春香山 No.9 | 白井岳 No.5 |
| 9.458 | 17.399 |
| ダム管理 | |
| 15.207 | |

表-1.8 ダム流入量の計算精度

| | ダム管理所テレ | | 春香山テレ | |
|------|----------|----------------|----------|----------------|
| | Nash | E _v | Nash | E _v |
| 2003 | 0.862 | -0.035 | 0.679 | -0.200 |
| 2004 | 0.721 | 0.133 | 0.514 | -0.011 |
| 2005 | 0.702 | 0.149 | 0.828 | -0.023 |
| 2006 | 0.940 | 0.061 | 0.855 | -0.128 |
| 2007 | 0.883 | -0.037 | 0.851 | -0.264 |
| 2008 | 0.461 | -0.271 | 0.071 | -0.526 |
| 2009 | 0.865 | -0.162 | 0.487 | -0.424 |
| 2010 | 0.871 | -0.154 | 0.632 | -0.349 |
| 2011 | 0.807 | -0.097 | 0.720 | -0.333 |
| 2012 | 0.896 | -0.139 | 0.870 | -0.192 |
| 2013 | 0.864 | -0.121 | 0.600 | -0.308 |
| 2014 | 0.757 | -0.295 | 0.436 | -0.488 |
| 2015 | 0.800 | -0.132 | 0.552 | -0.306 |
| 2016 | 0.704 | -0.286 | 0.389 | -0.427 |
| 平均 | 0.795 | 0.148 | 0.606 | 0.284 |
| 標準偏差 | 0.126 | 0.146 | 0.231 | 0.164 |
| | 白井岳 No.5 | | 春香山 No.9 | |
| | Nash | E _v | Nash | E _v |
| 2003 | 0.735 | -0.162 | 0.856 | -0.049 |
| 2004 | 0.649 | 0.073 | 0.751 | 0.188 |
| 2005 | 0.791 | 0.088 | 0.727 | 0.135 |
| 2006 | 0.905 | -0.062 | 0.931 | -0.010 |
| 2007 | 0.795 | -0.316 | 0.861 | -0.252 |
| 2008 | 0.136 | -0.501 | 0.349 | -0.390 |
| 2009 | 0.695 | -0.321 | 0.850 | -0.190 |
| 2010 | 0.725 | -0.289 | 0.708 | -0.301 |
| 2011 | 0.780 | -0.280 | 0.758 | -0.300 |
| 2012 | 0.900 | -0.132 | 0.912 | -0.097 |
| 2013 | 0.851 | -0.143 | 0.878 | -0.094 |
| 2014 | 0.813 | -0.225 | 0.795 | -0.255 |
| 2015 | 0.574 | -0.294 | 0.740 | -0.190 |
| 2016 | 0.778 | -0.237 | 0.767 | -0.246 |
| 平均 | 0.723 | 0.223 | 0.777 | 0.192 |
| 標準偏差 | 0.200 | 0.165 | 0.146 | 0.173 |

す。図中の点線は水収支に対して相対誤差が 20%以内の範囲を示している。表-1.7には20融雪期を対象とした積雪包蔵水量の推定値のRMSEを示した。これらの図表を概観すると、積雪倍率を計算する地点を春香山 No.9とした場合に積雪包蔵水量の推定精度が最も良く、次いで積雪倍率の計算地点を白井岳 No.5もしくはダム管理所とした場合に積雪包蔵水量の推定精度が良い。図-1.11を見ると、積雪倍率を計算する地点をダム管理所とした場合に積雪包蔵水量を過小推定している年が散見され、積雪倍率を計算する地点を白井岳 No.5とした場合に積雪包蔵水量を過大推定している年が散見されるが、このことが積雪倍率を計算する地点を春香山 No.9とした場合との精度の差の要因と考えられる。積雪倍率を計算する地点を春香山 No.9とした場合、20融雪期の積雪包蔵水量の推定値は、水収支と比較して相対誤差が概ね 20%以内となっている。ダム管理所が推定した積雪包蔵水量の精度と比較すると、積雪倍率の計算地点を白井岳 No.5もしくはダム管理所とした場合に精度が同程度であり、積雪倍率の計算地点を春香山 No.9とした場合に精度が良くなっている。

最後に、各地点を、積雪倍率を求める地点として設定して推定した積雪調査日における積雪分布を初期値として融雪・流出モデルに入力し、ダム流入量を求め、その精度を評価する。使用した融雪・流出モデルは、白谷ら¹²⁾が開発したモデルである。融雪・流出モデルにおいては、ダム流域を 1km メッシュに分割し、メッシュ毎に標高が与えられ、融雪量が計算される。このため、春先に気温が高くなるのが早い標高の低い範囲から、気温が高くなるのが遅い標高の高い範囲に向かって融雪が進行し、消雪となる過程が反映されることから、積雪分布の推定精度が高いほどダム流入量が精度良く計算される傾向があると考えられる。積雪密度は、積雪包蔵水量を推定した際と同様に、対象とした年に行われた積雪調査の結果から 8 地点の平均値とした。対象とした期間は、計算に必要なデータが電子化されている 2003 年から 2016 年の 14 融雪期とした。結果を表-1.8に示す。表中の「Nash」は Nash-Sutcliffe 指標、

「E_v」は流出ボリューム誤差¹²⁾である。流出ボリューム誤差は、ダム流入量の総量の相対誤差を表す指標であり、計算された総流入量が観測値された総流入量と比較して過大の場合に負、過小の場合に正となる。両指標は積雪調査

日の翌日からモデル計算における消雪日までを計算期間とした。また、流出ボリューム誤差の平均は、各年の値の絶対値の平均である。表を見ると、積雪倍率を計算する地点をダム管理所とした場合にダム流入量の計算精度が最も良く、次いで積雪倍率の計算地点を春香山 No.9 とした場合が続く。Nash-Sutcliffe 指標は 0.8 を超えていれば精度が高いと判定される指標であるが、この 2 地点を積雪倍率の計算地点とした場合は、2008 年を除き Nash-Sutcliffe 指標が 0.7 を超えていること、標準偏差が小さいことから、毎年安定して精度良くダム流入量が計算されている。

以上、北海道大雪山系の旭岳において行った航空レーザ測量の結果を基に、定山溪ダム流域の積雪基礎ラスタを作成し、複数の積雪倍率を計算する地点を設定し、推定した積雪分布の精度を評価したところ、積雪倍率を計算する地点を春香山 No.9 もしくはダム管理所地点とした場合に、積雪分布を精度良く推定できることがわかった。試行錯誤が必要な点はあるが、対象とするダム流域において航空レーザ測量により積雪分布を計測しなくても西原らの方法⁹⁾を適用できる可能性があることが示された。ダム流域のような山間部を対象とした場合、地形が変化することはほとんどないと考えられることから、積雪基礎ラスタは長期にわたって使用が可能であると考えられる。また、定山溪ダム流域においては、積雪倍率を計算する地点をダム管理所とした場合にも比較的精度良く積雪分布を推定することができるが、この場合、積雪調査を実施する必要が無い。積雪密度は流域内においてはほぼ一定値と考えて良いことから、アプローチが容易な安全な箇所において計測を行えば良い。本手法の適用により、多大な労力と危険を伴う作業を回避した上で、簡易に低コストで精度良く積雪分布を推定できる可能性がある。

なお、北海道大雪山系の旭岳において実施した航空レーザ測量は、3 月下旬の積雪深が概ねピークの時期に実施したことから、本手法はピークの時期の積雪分布を推定する際に適用するものと考えている。積雪倍率を計算する地点を、テレメータにより積雪深を連続観測している地点とすれば、本手法により融雪期における積雪分布の変化を簡易に追跡できる可能性があるが、これは今後の課題である。

1. 7. まとめ

航空レーザ測量により計測された 2 カ年の積雪分布の類似性に着目し、ダム流域における積雪分布の推定方法を検討した。結果、複数年の積雪分布から共通する積雪基礎ラスタを抽出し、これに積雪を観測している地点の積雪深を積雪倍率として乗じることにより、積雪分布を精度良く

推定できることを示した。本手法を札幌市近郊の定山溪ダムに適用し、積雪分布の推定精度を評価したところ、多大な労力と危険を伴う積雪調査を行わずに、簡易に低コストで精度良く積雪分布を推定できる可能性があることがわかった。

謝辞: ワカサリゾート(株)旭岳事業部、国土交通省忠別ダム管理支所及び豊平川ダム統合管理事務所に協力を頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献 (1 章)

- 1) 山田知充、西村寛、水津重雄、若浜五郎: 大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程、低温科学物理篇37、pp.1-12、1979
- 2) 松山洋: 巻機山における積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布、水文・水資源学会誌、第11巻、2号、pp.117-127、1998
- 3) 島村雄一、泉岳樹、松山洋: スノーサーベイとリモートセンシングに基づく山地積雪水資源量の推定、水文・水資源学会誌、第18巻、4号、pp.411-423、2005
- 4) (独) 土木研究所寒地土木研究所: ダムにおける積雪包蔵水量推定ガイドライン(案)、15p、2012
- 5) 花岡正明、本間信一、渡正昭、飯田肇: レーザ計測を用いた積雪深分布解析、平成19年度砂防学会研究発表会概要集、pp.524-525、2007
- 6) 鈴木啓助、佐々木明彦: 上高地梓川流域における積雪深分布推定、2012年雪氷研究大会概要集、p.145、2012
- 7) 西原照雅、谷瀬敦、渡邊和好: 森林限界以上の高標高帯における積雪分布と融雪・流出計算に適用する降雪分布について、土木学会論文集B1(水工学) Vol.72、No.4、pp.I_475-I_480、2016
- 8) 西原照雅、谷瀬敦: 2カ年の航空レーザ測量結果を用いた山間部における積雪分布と地形の関係に関する研究、北海道の雪氷第35号、pp.131-134、2016
- 9) 横山隆三、白沢道生、菊池祐: 開度による地形特徴の表示、写真測量とリモートセンシング、第38巻、4号、pp.26-34、1999
- 10) 日本雪氷学会編: 積雪観測ガイドブック、136p、2010
- 11) 小池俊夫、高橋裕、吉野昭一: 融雪量分布のモデル化に関する研究、土木学会論文集、第363号/II-4、pp.165-174、1985
- 12) 臼谷友秀、中津川誠、星清: 積雪浸透を考慮した実用的融雪流出モデルの開発、水文・水資源学会誌、第20巻、第2号、pp.93-104、2007

2. 風衝斜面及び風背斜面における積雪分布の特徴の解明

2.1 はじめに

積雪寒冷地においては融雪水をダムに貯留して夏にかけての水需要をまかなう等、水資源を融雪水に依存している。一方、融雪水は融雪出水や土砂災害の要因となる。このことから、融雪が始まる直前の積雪ピーク期までに山間部に蓄積された積雪分布を正確に把握することは、水資源管理及び防災の面で重要である。Yamada¹⁾は、北海道各地の山間部において積雪調査を行い、樹林帯においては、標高の増加とともに積雪相当水量が線形に増加することを示した。標高と積雪相当水量の線形の関係を用いれば、積雪調査の結果から山間部における積雪分布を簡易に推定できることから、ダム管理の現場において、流域における積雪包蔵水量を推定する手法に用いられている。しかし、冬季に直接入山する積雪調査は、雪崩等の危険を伴うことから、調査可能な地点が限られる。特に、冬期に立入りが困難である、森林限界以上の高山帯においては、積雪深の観測例が少なく、積雪分布の特徴が明らかになっていない。

近年、航空レーザ測量が普及してきたことから、航空レーザ測量により積雪分布を計測し、地形や植生との関係を分析した例が国内外で報告されている。西原ら²⁾は北海道大雪山系旭岳周辺の風衝斜面において積雪ピーク期に積雪分布を計測し、樹林帯においては標高の増加とともに積雪深が線形に増加すること、森林限界以上の高山帯においては地表面の凹凸を表現するパラメタである地上開度の増加とともに積雪深が線形に減少することを示した。Zheng et. al.³⁾は樹林帯において積雪期に実施した航空レーザ測量から得られた点群データを用い、樹林の開空率に類似した指標としてキャノピーの Penetration fraction を提案した。これを用い、樹林帯においては、Penetration fraction が大きくなる（開空率が大きくなることに相当）に伴い、積雪深が増加することを示した。Tennant et. al.⁴⁾は、積雪深に最も影響するパラメタは、森林限界以下の範囲においては標高及び斜面方位であり、森林限界以上の範囲においては斜面方位であることを示した。Grünwald et. al.⁵⁾は、高山帯においては標高、傾斜及び斜面方位が積雪深に強く影響するものの、その影響の程度は調査範囲によって異なり、すべての調査範囲に適用可能なモデルの構築は困難であったことを報告している。最近では、高山帯の尾根周辺における積雪分布を計測し、その特徴を分析した結果が報告されている。流域スケールにおいては、尾根の遮蔽効果により風背斜面と比較して風衝斜面における積雪深が大きい傾向がある⁶⁾が、局所スケールにおいては、局所地形の影響を受けた地表面近傍の風場が影響し、積雪分布は

複雑になる。Mott et. al.⁶⁾は、荒天時における卓越風向と直角に交わる尾根の上には強い降雪をもたらす雲が形成されること、風衝斜面及び尾根近傍は風速が早いために積雪が堆積しにくく、風衝斜面に風速が遅く積雪が堆積しやすい箇所が形成されることを示し、尾根周辺の積雪分布はこれらの相互作用に支配されていることを示した。一方、Schirmer et. al.⁷⁾は、積雪期に数回発生する荒天時における卓越風向が、積雪ピーク期の積雪分布に強く影響し、積雪ピーク期には毎年類似した積雪分布のパターンが見られることを示した。このため、積雪ピーク期における積雪分布の特徴を分析することは、積雪深を支配している要因の特定及び積雪深を精度良く推定する手法の開発につながると考えられる。

日本列島は、中央部に日本海側と太平洋側を分ける脊梁山脈が位置し、積雪期の荒天時における卓越風向に対し風衝斜面である日本海側と風背斜面である太平洋側において、積雪分布の特徴が異なると考えられる。しかし、両斜面を含む範囲の積雪深を広範囲に計測し、その特徴を分析した例はない。そこで、北海道大雪山系旭岳において、流域界である尾根を跨ぐ範囲を対象に、航空レーザ測量により、積雪ピーク期に計測した積雪深と地形及び植生との関係を分析し、風衝斜面及び風背斜面における積雪分布の特徴を明らかにすることを目的とする。

2.2 航空レーザ測量

図-2.1 に航空レーザ測量を実施した範囲を示す。測量範囲は、北海道大雪山系に位置し、石狩川上流域に位置する忠別ダム及び大雪ダムの流域に含まれる南北に2km、東西に15km、面積30km²の範囲である。図-2.2 に測量範囲の標高分布を示す。忠別ダム側の標高帯は概ね1100m～2300m、大雪ダム側は概ね1000m～2300mであり、旭岳山頂を含む。図-2.3 に測量範囲の植生分布を示す。これは、環境省の自然環境保全基礎調査を用い、植生を10分類したものである。特定した方法は後述するが、忠別ダム側の森林限界は標高1450m、大雪ダム側の森林限界は標高1700mである。忠別ダム側は測量範囲の23%が樹林帯、78%が高山帯に位置し、大雪ダム側は70%が樹林帯、30%が高山帯に位置している。測量範囲においては、積雪期の荒天時における卓越風向は北西から西である⁸⁾。このため、流域スケールにおいては、荒天時の卓越風向に対して、忠別ダムと大雪ダムの流域界である尾根が概ね直角に交わり、忠別ダム側が風衝斜面、大雪ダム側が風背斜面となる。以降、流域スケールにおいて区分した風衝斜面を「忠別ダム」、風背斜面を「大雪ダム」と表記する。



図-2.1 航空レーザ測量範囲

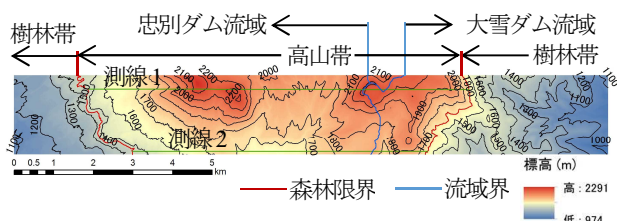


図-2.2 航空レーザ測量範囲の標高分布

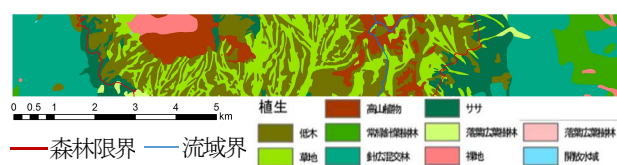


図-2.3 航空レーザ測量範囲の植生分布

大雪ダムの流域界である尾根が概ね直角に交わり、忠別ダム側が風衝斜面、大雪ダム側が風背斜面となる。以降、流域スケールにおいて区分した風衝斜面を「忠別ダム」、風背斜面を「大雪ダム」と表記する。

航空レーザ測量は、無雪期である 2008 年 9 月 12 日～10 月 16 日及び積雪ピーク期である 2017 年 3 月 13 日に行った。無雪期における測量データから地表面の DEM (Digital Elevation Model) を、積雪ピーク期における測量データから積雪表面の DEM をそれぞれ作成する。DEM の水平解像度は 5m とした。積雪深は積雪ピーク期における DEM から無雪期における DEM を引いた値とした。なお、傾斜が 55°以上の斜面には積雪が堆積しない⁹⁾ことが報告されていることから、当該斜面における積雪深は 0 とした。計測機器の誤差 (±15cm) から算出した積雪深の計算精度は±21cm である。

2.3 積雪深の分析方法

樹林帯及び高山帯における積雪分布は特徴が異なる²⁾、⁴⁾、¹⁰⁾ ことから、測量範囲における森林限界を特定し、測量範囲を樹林帯及び高山帯に区分する。森林限界は、積雪ピーク期における航空レーザ測量から得られた点群データを用いて求めた、樹木のキャノピーの Penetration fraction³⁾から特定する。この点群データは、主に積雪表面及び樹木から反射したものである。しかし、測量範囲のう

ち、森林限界以上の高山帯においては、植生の高さと比較して積雪深の方が大きく、植生は積雪下に埋没している。このため、高山帯においては、ほとんどのレーザが積雪表面から反射していると考えられる。Penetration fraction は、このような点群データの性質を利用し、水平解像度 5m のメッシュ内において、反射した全点数に対する積雪表面から反射した点数の比とする。この定義により、樹木や樹冠の密度が大きいほど Penetration fraction は小さくなり、植生が積雪下に埋没している高山帯においては、Penetration fraction がほぼ 1 になると想定される。森林限界は、標高に対する Penetration fraction の変化から特定する。

積雪分布の分析は、分布の特徴が異なる範囲に区分して行う。基本は、忠別ダム側及び大雪ダム側の斜面をそれぞれ樹林帯及び高山帯に区分した 4 斜面とする。水平解像度 5m の積雪深データはサンプル数が多く、そのままでは積雪分布の特徴を捉えることが困難である。このため、地形パラメタを幅を持った区間 (例えば標高 25m ピッチ) に区分し、この区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値と地形パラメタの中央値との関係を分析する²⁾。また、西原ら²⁾は、忠別ダム側の斜面のうち、樹林帯においては標高の増加とともに積雪深が線形に増加すること、高山帯においては地表面の地上開度の増加とともに積雪深が線形に減少することを示している。ここで地上開度とは、横山ら¹¹⁾が開発した指標であり、着目する地点が周辺に比べて地上に突き出ている程度及び地下に食い込んでいる程度を数量化したものである。着目地点が谷の場合に地上開度 $\phi < 90^\circ$ 、尾根の場合に $\phi > 90^\circ$ となる。測量範囲における地上開度は概ね $45^\circ \sim 115^\circ$ に分布し、 $80^\circ \sim 90^\circ$ の出現頻度が高い。本研究では、西原ら²⁾の報告を踏まえ、標高及び地上開度と積雪深との関係を中心に分析を行う。また、樹林帯においては樹木が積雪深に与える影響や標高と降雪量との関係を分析するため、Penetration fraction を用いて樹林帯を樹木や樹冠の密度に応じて 5 つに区分し、標高と積雪深との関係を分析する。加えて、高山帯においては、局所地形が積雪分布に影響することから、尾根を跨ぐ測線を設けて積雪深と地形との関係を分析する。

2.4 結果と考察

2.4.1 森林限界の特定

図-2.4 に測量範囲の Penetration fraction の分布を示す。なお、積雪表面から反射した点が無い (Penetration fraction=0) メッシュの数は全メッシュの 0.7% であった。図-2.4 を見ると、ある境界線を境に、Penetration fraction のばらつきが大きい範囲とほぼ 1 の値が多く分布している



図-2.4 航空レーザ測量範囲の Penetration fraction

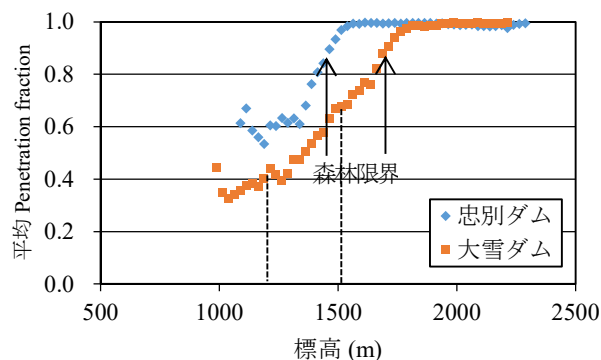


図-2.5 標高と Penetration fraction の関係

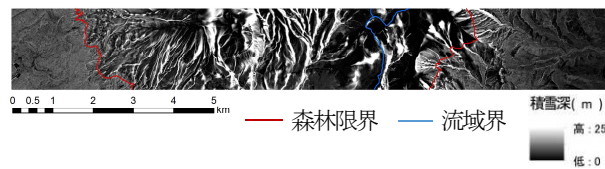


図-2.6 航空レーザ測量データから求めた積雪分布

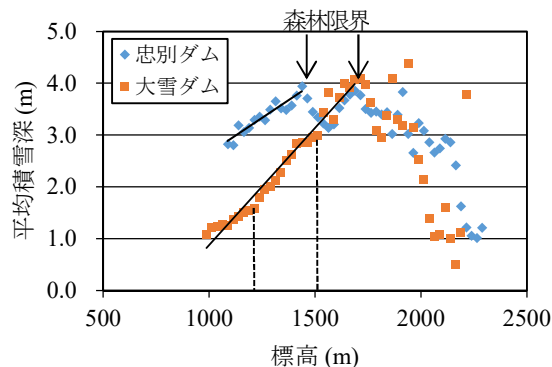


図-2.7 標高と積雪深の関係

範囲に分かれているように見える。樹林帯においては、常緑樹と落葉樹との間の樹幹密度の差や局所的な空地の存在により Penetration fraction がばらつくと考えられること、高山帯においては、植生が積雪下に埋没しており Penetration fraction がほぼ 1 になると考えられることから、この境界線が森林限界と考えられる。標高 50m 毎にこの境界線に近い等高線を探索したところ、忠別ダム側においては標高 1450m、大雪ダム側においては標高 1700m の等高線が境界線に最も近い線であった。このことから、忠別ダム側においては標高 1450m を、大雪ダム側においては標高 1700m を森林限界と特定した。

図-2.5 に標高と Penetration fraction との関係を示す。図示した Penetration fraction は標高 25m ピッチの区間に含まれるメッシュの Penetration fraction の平均値である。図中の矢印は森林限界とした標高を示す。図を見ると、標高が高くなるに伴い Penetration fraction が増加し、森林限界における Penetration fraction は 0.8~0.9 である。森林限界以上の高山帯全域における Penetration fraction の平均値は、忠別ダム側が 0.99、大雪ダム側が 0.99、標準偏差は忠別ダム側が 0.049、大雪ダム側が 0.070 であり、高山帯においては、1 に近い値が多く分布している。一方で、樹林帯における Penetration fraction は流域間で差が見られる。同じ標高帯において比較すると、忠別ダム側に比べて大雪ダム側の Penetration fraction が小さい傾向があり、標高の増加に対して Penetration fraction が緩やかに増加している。

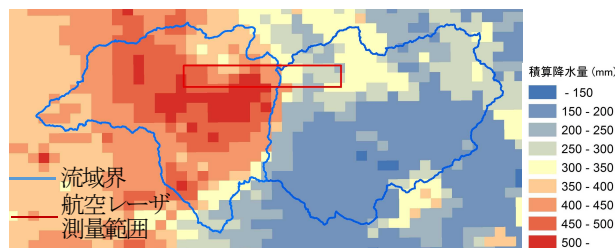


図-2.8 積雪期 (2016.11~2017.3) における積算降水量の分布

2. 4. 2 積雪分布の特徴

図-2.6 に航空レーザ測量データから求めた積雪深の分布を示す。図より、樹林帯における積雪分布の特徴と高山帯における積雪分布の特徴が異なることが明瞭である。樹林帯においては、1m~5m の積雪深が全体の 60% の出現頻度を占め、積雪深のばらつきが小さい。一方で、高山帯においては、積雪深が 0 の箇所や積雪深が 10m を超える箇所が見られ、積雪深のばらつきが大きい。森林限界付近の積雪分布に着目すると、概ねこの付近において積雪分布の特徴が変化しており、Penetration fraction から特定した森林限界は妥当であると考えられる。

2. 4. 3 標高と積雪深の関係

図-2.7 に標高と積雪深との関係を示す。図示した積雪深は標高 25m ピッチの区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値である。図には、樹林帯における標高と積雪深との間の回帰直線を併せて示す。図を見ると、樹林帯においては、既往研究²⁾において報告されている通り、標高の増加とともに積雪深が線形に増加している。回帰式の決定係数は、忠別ダム側が 0.90、大雪ダム側が 0.97 であった。一

方、森林限界以上の高山帯においては、標高と積雪深との間に線形的な関係は見られず、標高の増加に対して積雪深が不規則に増減している。両ダムの樹林帯同士と比較すると、忠別ダム側と比較して大雪ダム側の積雪深が小さい。Yamada¹⁾は旭岳周辺の忠別ダム側における斜面（風衝斜面）と本研究において航空レーザ測量を実施した範囲の北側を東西に通過している国道 39 号沿いのオホーツク海側に位置する斜面（風背斜面）における積雪相当水量を比較すると、オホーツク海側の斜面における積雪相当水量が小さいことを示した。これは、日本海側とオホーツク海側を分ける脊梁山脈により、日本海側から侵入する降雪が遮蔽されたことが要因であると指摘している。また、図-2.8 に気象庁の解析雨量を用いて、測量範囲における積雪期と考えられる 2016 年 11 月～2017 年 3 月までの 5 カ月間の積算降水量を示したが、流域界を境界として、忠別ダム側の降水量と比較して大雪ダム側の降水量が少ない。

以上より、忠別ダムと大雪ダムの流域界である尾根により日本海側から侵入する降雪が遮蔽され、忠別ダム側と比較して大雪ダム側の積雪深が小さくなったと考えられる。一方で、高山帯における積雪深には、樹林帯における積雪深に見られたような尾根の遮蔽による影響が明瞭ではない。

2. 4. 4 樹木と積雪深の関係

図-2.7 に示した樹林帯における標高と積雪深との関係を詳細に見ると、忠別ダム側においては標高が増加するとともに概ね一定の割合で積雪深が増加している。対して、大雪ダム側においては、標高 1200m までの区間と比較して標高 1200m～1525m までの区間は標高の増加に対する積雪深の増加率が若干大きくなり、標高 1525m～1700m の区間においては、標高の増加とともに積雪深が増加する傾向があるものの、積雪深のばらつきが大きくなる（図中点線）。標高に対する同様の傾向は図-2.5 に示した Penetration fraction にも現れており（図中点線）、標高の増加に対する Penetration fraction の増加率が、標高の増加に対する積雪深の増加率に影響している可能性がある。大雪ダム側においては、標高 1200m までの区間と比較して、標高 1200m～1525m の区間は標高の増加に対する Penetration fraction の増加率が若干大きいことから、標高の増加に対する積雪深の増加率が大きくなったと考えられる。Penetration fraction の増加に伴い積雪深が増加することは、Zheng et. al.³⁾の報告と一致する。標高の増加とともに降雪量が増加することが、標高の増加とともに積雪深が増加する一因と考えられるが、標高の増加とともに Penetration fraction が増加することは、地表面においても標

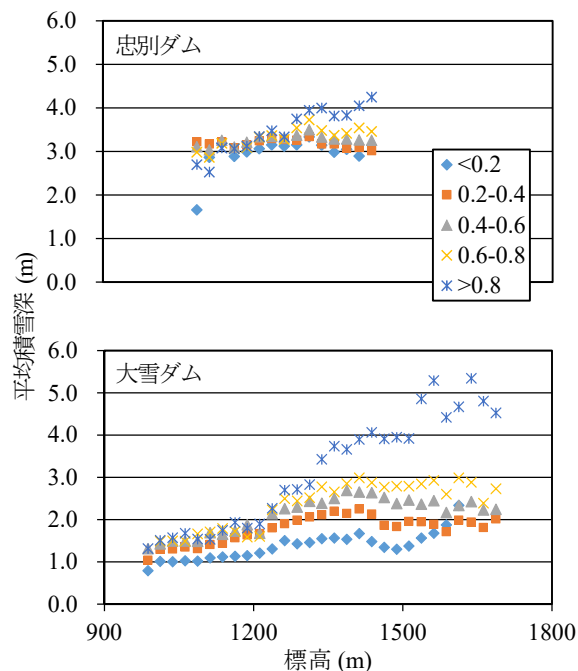


図-2.9 標高と積雪深の関係（樹林帯・Penetration fraction 別）

高の増加とともに積雪が堆積しやすい環境になることを示しており、このことが標高の増加とともに積雪深が増加する一因と考えられる。森林限界に近い標高帯においては、忠別ダム側と比較して大雪ダム側の Penetration fraction が標高に対して緩やかに変化している。このため、大雪ダム側においては樹林帯及び高山帯における積雪分布の特徴の両方を併せ持った区間、つまり、標高の増加とともに積雪深が増加するものの積雪深のばらつきが大きい区間を挟み、積雪分布の特徴が樹林帯における特徴から高山帯における特徴に変化したものと考えられる。

図-2.9 には、Penetration fraction を 0.2 以下、0.2～0.4、0.4～0.6、0.6～0.8、0.8 以上の 5 区間に区切り、区間ごとの標高と積雪深との関係を示した。図を概観すると、Penetration fraction が大きいほど積雪深が大きくなっており、この傾向は Zheng et. al.³⁾が示した傾向と一致する。また、Penetration fraction が 0.8 以下の範囲においては積雪深のばらつきが小さく、0.8 以上の範囲においては積雪深のばらつきが大きい。Penetration fraction が 0.8 を境に積雪深のばらつきが大きくなることは、前述したように森林限界における Penetration fraction が 0.8～0.9 であったことに対応していると考えられる。

2. 4. 5 樹木帯における標高と降雪量の関係

Penetration fraction を用いて区分すると、区分した区間においては、樹木が積雪深に与える影響が一定になると考えられることから、図-2.9 には標高と降雪量との関係が

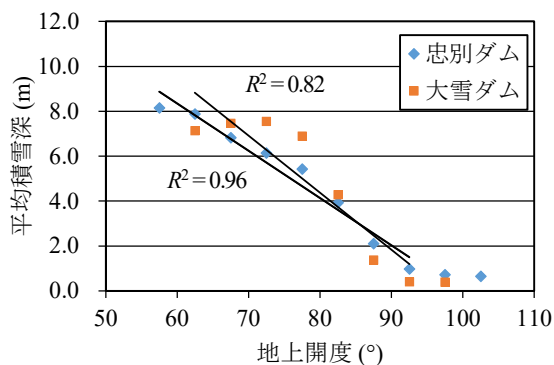


図-2.10 地上開度と積雪深の関係 (高山帯・流域別)

強く現れていると考えられる。Penetration fraction が0.8 以下の範囲では、忠別ダム側においては標高 1300m 付近、大雪ダム側においては標高 1400m 付近において、標高の増加に対する積雪深の増加が概ね頭打ちになっている。Penetration fraction が小さい範囲においては、風の影響が少なく、積雪は最初に降雪した地点に留まりやすいと考えられることから、これらの標高帯において標高に対する降雪量の増加が頭打ちになっている可能性が示唆される。しかし、大雪ダム側の Penetration fraction が0.8 以上の範囲のように、積雪深が大きく増加するケースも見られることから、今後の検証を要する。

2. 4. 6 高山帯における積雪分布

森林限界以上の高山帯における地表面の地上開度と積雪深との関係を図-2.10 に示す。図示した積雪深は地上開度 5°ピッチの区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値である。図には、地上開度と積雪深との間の回帰直線を併せて示す。回帰式の決定係数は忠別ダム側が0.96、大雪ダム側が0.82 である。図を見ると、地上開度が増加する、つまり地形が谷から尾根に変化するに伴い、積雪深が線形に減少している。また、地上開度が90°を超えると、積雪深がほぼ0 になっている。これは、高山帯においては強風が吹き抜けるため、積雪は尾根に堆積しづらいことを示す。図-2.10 の線形回帰直線を見ると、大雪ダム側の地上開度70°~80°の範囲において、残差が大きい。この要因を特定するため、荒天時の卓越風向に概ね平行で、積雪深が10m を超えた箇所を通る2 測線(図-2.2) に沿って標高、積雪深、地上開度、傾斜の関係を分析する。

図-2.11 及び図-2.12 に測線1 及び測線2 の標高、積雪深、地上開度、傾斜をそれぞれ示す。測線1 は旭岳山頂付近を通過し、旭岳山頂付近及び忠別ダムと大雪ダムの流域界付近に2 つの尾根があり勾配が急である。一方、測線2 は緩やかな傾斜が続く。地上開度は地表面及び積雪表面の値を示したが、高山帯における積雪は地表面の凹凸を

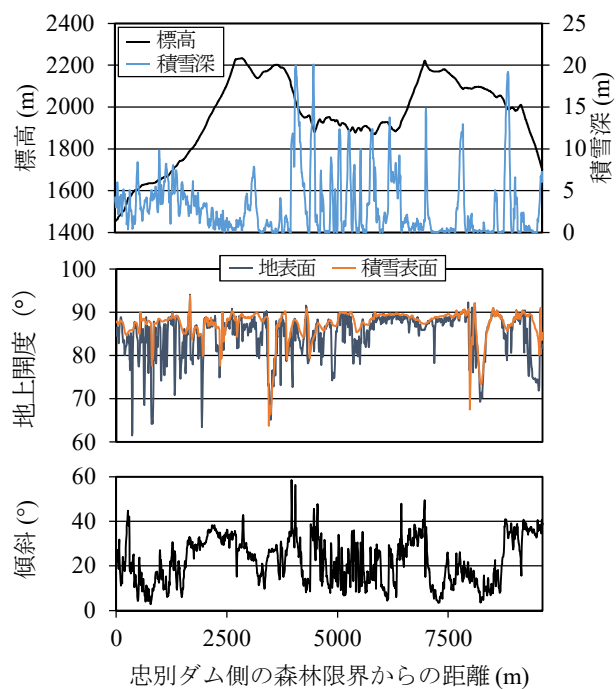


図-2.11 積雪と地形の関係 (測線1)

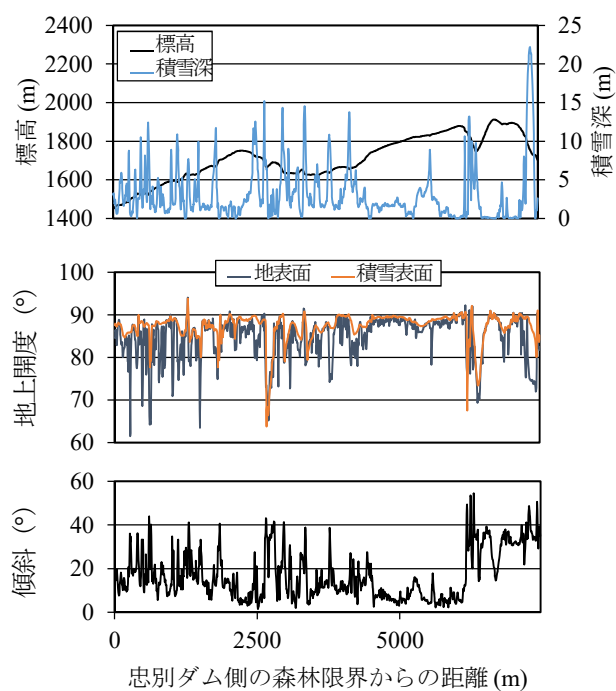


図-2.12 積雪深と地形の関係 (測線2)

平坦化するように堆積する¹⁰⁾ため、積雪が堆積するに伴い積雪表面の地上開度が90°に近づく傾向がある。両図を見ると、小さな浅い窪地においては、積雪表面の地上開度が概ね90°になっており、これらの窪地は積雪により概ね埋まっていると考えられる。全体的な傾向として、風衝斜面に大きな積雪が見られないこと、尾根にほとんど積雪が見られないこと、風背斜面に大きな積雪が見られること

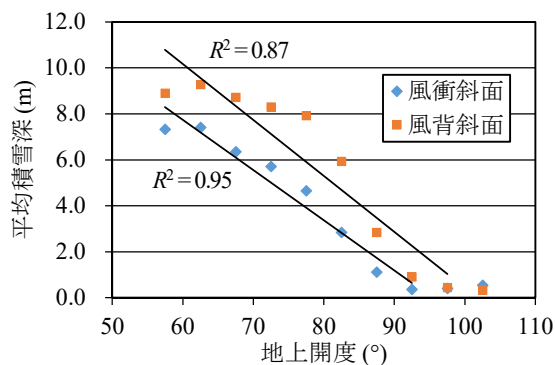


図-2.13 地上開度と積雪深の関係（高山帯・風衝風背斜面別）

がわかる。図示した範囲の標高差は800 m程度であるが、Grünewald et. al.⁹⁾の報告と同様に、標高による積雪深の差は見られない。両図の積雪深には、図-2.8に見られた尾根による遮蔽効果が見られないが、Scipión et. al.¹²⁾は、高山帯における積雪分布は風の影響を受けるため、高解像度の気象レーダーが捉えた降雪分布と比較した場合においても傾向が一致しないことを示している。10mを超える極端に大きい積雪深は、風背斜面の傾斜が大きい箇所によく見られる。この箇所は概ね地上開度が70°~80°の範囲にあり、図-2.10において線形式の残差が大きい範囲と対応する。流域スケールにおいては、忠別ダム側は風衝斜面、大雪ダム側は風背斜面であるが、局所的には忠別ダム側に風背斜面が、大雪ダム側に風衝斜面が存在しており、これらの斜面における積雪深が図-2.10に示した平均積雪深に影響したと考えられる。

このため図-2.13に、両流域に跨る高山帯全体を風衝斜面及び風背斜面に区分して地上開度と積雪深との関係を示した。図には地上開度と積雪深との間の回帰直線を併せて示したが、回帰式の決定係数は風衝斜面が0.95、風背斜面が0.87である。しかし、風背斜面の地上開度が70°~80°の範囲において残差が大きい傾向は解消されなかった。風背斜面においては、地上開度に加えて傾斜を考慮し、傾斜が大きく極端に大きい積雪が堆積する箇所の影響を考慮する必要があることが示唆される。

2.5 まとめ

2017年3月に北海道大雪山系旭岳周辺において、航空レーザ測量により風衝斜面及び風背斜面に跨る範囲の積雪分布を計測し、地形及び植生との関係を分析した。

- ・ 樹林帯における標高と積雪深との線形の関係及び高山帯における地上開度と積雪深との線形の関係は、風衝斜面及び風背斜面の両方において確認された。ただし、高山帯の風背斜面においては、地上開度に加えて傾斜

を考慮し、極端に大きい積雪が堆積する箇所の影響を考慮することが必要と示唆された。

- ・ 流域スケールにおいては、尾根の遮蔽効果により、風衝斜面と比較して、風背斜面における積雪深が小さいことを定量的に示した。
- ・ 樹林帯においては、樹木や樹幹の密度が大きいほど積雪深が小さいことを定量的に示した。

参考文献（2章）

- 1) Yamada, T.: Studies on accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A31, pp.1-33, 1983
- 2) 西原照雅、谷瀬敦: 3回の航空レーザ測量結果から分析した山間部における積雪分布の特徴、雪氷研究大会講演要旨集、p.237、2017
- 3) Zheng, Z., Kirchner, P. B. and Bales, R. C.: Topographic and vegetation effects on snow accumulation in the south-em Sierra Nevada: a statistical summary from lidar data, The Cryosphere, 10, pp.257-269, doi: 10.5194/tc-10-257-2016, 2016
- 4) Tennant, C. J., Harpold, A. A., Lohse, K. A., Godsey, S. E., Crosby, B. T., Larsen, L. G., Brooks, P. D., Van Kirk, R. W. and Glenn, N. F.: Regional sensitivities of seasonal snowpack to elevation, aspect, and vegetation cover in western North America, Water Resour. Res., 53, doi: 10.1002/2016WR019374, 2017
- 5) Grünewald, T., Stötter, J., Pomeroy, J. W., Dacic, R., Moreno Baños, I., Marturià, J., Spross, M., Hopkinson, C., Burlando, P. and Lehning, M.: Statistical modeling of the snow depth distribution in open alpine terrain, Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, pp.3005-3021, doi: 10.5194/hess-17-3005-2013, 2013
- 6) Mott, R., Scipión, D., Schneebeli, M., Dawes, N., Berne, A. and Lehning, M.: Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain, J. Geophys. Res. At-mos., 119, pp.1419-1439, doi: 10.1002/2013JD019880, 2014
- 7) Schimer, M., Wirz, V., Clifton, A. and Lehning, M.: Per-sistence in intra-annual snow depth distribution: 1. Measurements and topographic control, Water Resour. Res., 47, W09516, doi: 10.1029/2010WR009426, 2011
- 8) 菊地時夫、金田安弘、山田知充: 大雪山における積雪期の気象状況について、天気、26, pp.751-757、1979
- 9) Farinotti, D., Magnusson, M., Huss, M. and Baudar, A.: Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modeling, Hydrol. Processes, 24, pp.2087-2097, doi: 10.1002/hyp.7629, 2010
- 10) 山田知充、西村寛、水津重雄、若浜五郎: 大雪山旭岳西斜面

における積雪の分布と堆積・融雪過程, 低温科学物理編, 37, pp.1-12, 1979

- 11) 横山隆三、白沢道生、菊池祐: 開度による地形特徴の表示、写真測量とリモートセンシング、第 38 巻 4 号、pp.26-34、1999
- 12) Scipión, D. E., Mott, R., Lehning, M., Schneebeli, M. and Beme, A.: Seasonal small-scale spatial variability in alpine snow fall and snow accumulation, Water Resour. Res., 49, pp.1446-1457, doi: 10.1002/wrer.20135, 2013

3. 風衝斜面及び風背斜面における積雪分布の類似性の説明

3. 1 はじめに

積雪寒冷地においては融雪水をダムに貯留して夏にかけての水需要をまかなっており、水資源を融雪水に依存している。一方、融雪水は融雪出水や土砂災害の要因となる。このため、融雪が始まる直前の積雪ピーク期までに山間部に蓄積された積雪の量及びその分布を正確に把握することは、水資源管理及び防災の面で重要である。

過去には北海道各地の山間部において積雪調査が盛んに行われ、現在でもダム管理の現場において流域の積雪量を推定するために積雪調査が行われているが、同調査は冬季に直接入山する必要があることから、調査可能な地点が限られ、雪崩等の危険と多大な労力を伴う。

近年、航空レーザ測量技術の普及により、広範囲における地表面を、高解像度で高精度に計測できるようになった。これにより、冬季に立ち入りが困難な山間部における積雪分布を広範囲に計測できるようになったことから、航空レーザ測量により積雪分布を計測し、地形や植生との関係を分析した例が報告されている。国内の例を挙げると、西原ら²⁾は、北海道大雪山系旭岳周辺において、流域界である尾根を挟み風衝斜面及び風背斜面に跨がる範囲の積雪分布を航空レーザ測量により計測し、積雪分布と地形及び植生との関係を分析した。結果、樹林帯における標高と積雪深との線形の関係及び高山帯における地表面の地上開度³⁾と積雪深との線形の関係は、風衝斜面及び風背斜面の両方において確認されたことを報告している。

最近では、航空レーザ測量により積雪深を計測したデータの蓄積が進み、積雪期における積雪分布の時間的な変化や、複数年の積雪のピーク期における積雪分布を分析した例がある^{4) 5) 6)}。Schirmer et. al.⁴⁾は、積雪期に数回発生する荒天時における卓越風向が、積雪ピーク期の積雪分布に強く影響し、積雪ピーク期には毎年類似した積雪分布の

パターンが見られることを示した。国内においては、西原ら^{5) 6)}は、北海道大雪山系旭岳周辺の風衝斜面の同一範囲において、3カ年の積雪ピーク期に航空レーザ測量により計測された積雪分布を比較し、積雪分布の類似度が高いことを示している。

日本列島は、中央部に日本海側と太平洋側を分ける脊梁山脈が位置し、積雪期の荒天時における卓越風向に対し風衝斜面である日本海側と風背斜面である太平洋側において、積雪分布の特徴が異なると考えられる。しかし、両斜面を含む範囲の積雪深を広範囲にわたって複数回計測し、その特徴を分析した例はない。本研究は、北海道大雪山系旭岳周辺において、流域界である尾根を跨ぐ範囲を対象に、2カ年のピーク期に、航空レーザ測量により計測された積雪分布を分析し、その特徴を明らかにすることを目的とする。

3. 2 航空レーザ測量

図-3.1 に航空レーザ測量を実施した範囲を示す。測量範囲は、北海道大雪山系に位置し、石狩川上流域に位置する忠別ダム及び大雪ダムの流域に含まれる南北に2km、東西に15km、面積30km²の範囲である。図-3.2 に測量範囲の標高分布を示す。忠別ダム側の標高帯は概ね1、100m～2、300m、大雪ダム側は概ね1、000m～2、300mであり、旭岳山頂を含む。図-3.3 に測量範囲の植生分布を示す。これは、環境省の自然環境保全基礎調査を用い、植生を10分類したものである。忠別ダム側の森林限界は標高1、450mであり、大雪ダム側の森林限界は標高1、700mである。忠別ダム側は測量範囲の23%が樹林帯、78%が高山帯に位置し、大雪ダム側は70%が樹林帯、30%が高山帯に位置している。測量範囲においては、積雪期の荒天時における卓越風向は北西から西である⁷⁾。このため、流域スケールにおいては、荒天時の卓越風向に対して、忠別ダムと大雪ダムの流域界である尾根が概ね直角に交わり、忠別ダム側が風衝斜面、大雪ダム側が風背斜面となる。以降、流域スケールにおいて区分した風衝斜面を「忠別ダム」、風背斜面を「大雪ダム」と表記する。

航空レーザ測量は、無雪期である2008年9月12日～10月16日、積雪ピーク期である2017年3月13日及び2018年3月21日に行った。無雪期における測量データから地表面のDEM (Digital Elevation Model) を、積雪ピーク期における測量データから積雪表面のDEMをそれぞれ作成した。DEMの水平解像度は5mとした。積雪深は積雪ピーク期におけるDEMから無雪期におけるDEMを引いた値とし、この値がマイナスとなったメッシュはデータ

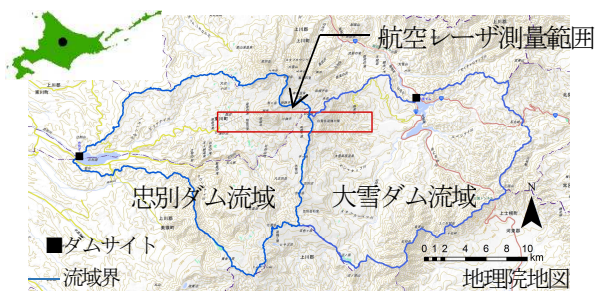


図-3.1 航空レーザ測量範囲

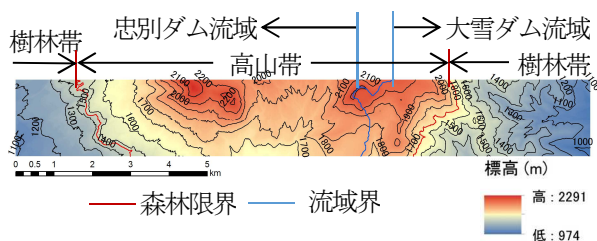


図-3.2 航空レーザ測量範囲の標高分布

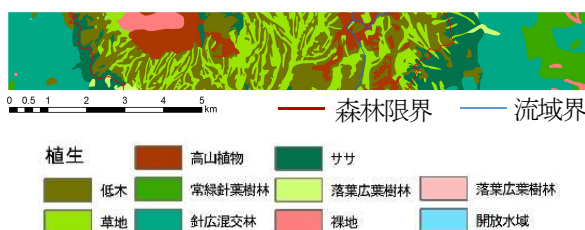


図-3.3 航空レーザ測量範囲の植生分布

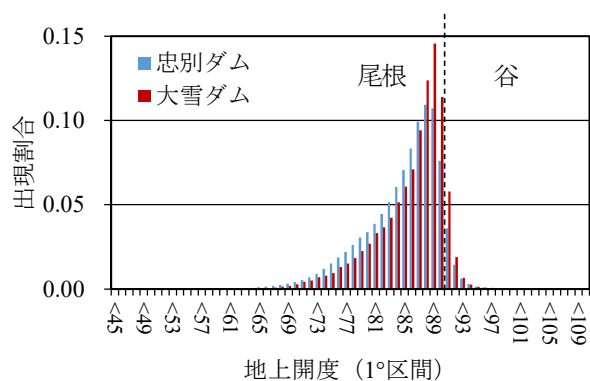


図-3.4 地表面の地上開度の出現割合

から除外した。なお、傾斜が55°以上の斜面には積雪が堆積しない⁸⁾ことが報告されていることから、該当するメッシュにおける積雪深は0とした。加えて、人工構造物が多い旭岳温泉地区及び旭岳ロープウェイの施設周辺をデータから除外した。なお、測量範囲に含まれる旭岳温泉に国土交通省が設置している積雪深計によると、航空レーザ測

量日における積雪深は、2017年が3.18m、2018年が3.03mであった。

3.3 積雪深の分析方法

積雪分布の分析は、分布の特徴が異なる範囲に区分して行う。樹林帯及び高山帯における積雪分布は特徴が異なる^{1) 2) 5) 6)}ことから、測量範囲を風衝斜面(忠別ダム)及び風背斜面(大雪ダム)に区分し、さらに、それぞれの斜面を樹林帯及び高山帯に区分する。水平解像度5mの積雪深データはサンプル数が多く、そのままでは積雪分布の特徴を捉えることが困難である。このため、地形パラメタを幅を持った区間(例えば標高25m区間)に区分し、この区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値と地形パラメタの中央値との関係を分析する²⁾。また、西原ら²⁾は、対象範囲においては、風衝斜面及び風背斜面ともに、樹林帯においては標高の増加とともに積雪深が線形に増加すること、高山帯においては地表面の地上開度の増加とともに積雪深が線形に減少することを示している。ここで地上開度とは、横山ら³⁾が開発した指標であり、着目する地点が周辺に比べて地上に突き出ている程度及び地下に食い込んでいる程度を数量化したものである。着目地点が谷の場合に地上開度 $\phi < 90^\circ$ 、尾根の場合に $\phi > 90^\circ$ となる。測量範囲の高山帯における地表面の地上開度の出現割合を図-3.4に示す。出現割合は、忠別ダム及び大雪ダムのそれぞれ高山帯の面積に対する、それぞれの範囲において地上開度1°区間に含まれたメッシュの面積の割合である。忠別ダム流域においては、地上開度が45°~110°、大雪ダムにおいては地上開度が59°~105°に分布している。両ダム流域ともに80°~90°の出現頻度が高く、忠別ダム流域においては74.1%、大雪ダム流域においては77.2%がこの区間に含まれる。本研究では、西原ら²⁾の報告を踏まえ、標高及び地上開度と積雪深との関係を中心に分析を行うこととする。積雪分布の類似度に関しては、同一メッシュにおける2カ年の積雪深の関係に対して、原点を通る(切片=0)の直線を当てはめる回帰分析を行った結果から評価する。

また、高山帯を対象に、地上開度の出現割合が大きい範囲を対象とした直線回帰式から、積雪深を推定する手法を検討し、推定した積雪深の精度を評価する。

3.4 結果と考察

3.4.1 積雪分布の特徴

図-3.5に航空レーザ測量データから求めた積雪深の分布を示す。図の白抜きとなっている範囲は、積雪期にお

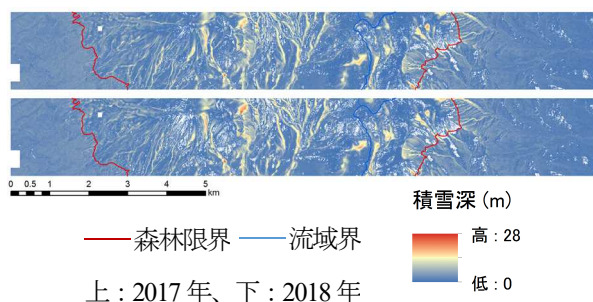


図-3.5 航空レーザ測量データから求めた積雪分布

るDEMから無雪期におけるDEMを引いた際に値がマイナスとなったメッシュ、旭岳温泉地区及び旭岳ロープウェイの施設周辺の分析から除外したメッシュである。対象範囲(30km²)に対する除外したメッシュの割合は、2017年が5.7%、2018年が7.6%であった。

図より、樹林帯における積雪分布の特徴と高山帯における積雪分布の特徴が異なることが明瞭である。樹林帯においては、2017年及び2018年、忠別ダム流域及び大雪ダム流域いずれの場合も、1m~6mの積雪深が全体の95%以上の出現割合を占め、積雪深のばらつきが小さい。一方で、高山帯においては、積雪深が0の箇所や積雪深が10mを超える箇所が見られ、積雪深のばらつきが大きい。2017年及び2018年の積雪分布を概観すると、同様のパターンが見られており、積雪が堆積しにくい箇所及び積雪が堆積しやすい箇所は年によらず同じである可能性がある。

3. 4. 2 標高と積雪深の関係

図-3.6に標高と積雪深との関係を示す。図示した積雪深は標高25mの区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値である。図には、樹林帯における標高と積雪深との間の回帰直線を併せて示している。図を見ると、樹林帯においては、風衝斜面及び風背斜面ともに、標高の増加とともに積雪深が線形に増加している。回帰式の決定係数は、忠別ダム側の2017年が0.77、2018年が0.72、大雪ダム側は2017年及び2018年ともに0.96であった。一方、森林限界以上の高山帯においては、標高と積雪深との間に線形の関係は見られず、標高の増加に対して積雪深が不規則に増減している。両年の航空レーザ測量日に旭岳温泉において観測された積雪深より、両年の積雪深は概ね同等であると考えられるが、図-3.6に示した標高に対する両年の積雪深は概ね同等であり、積雪深の増減の傾向も概ね一致している。

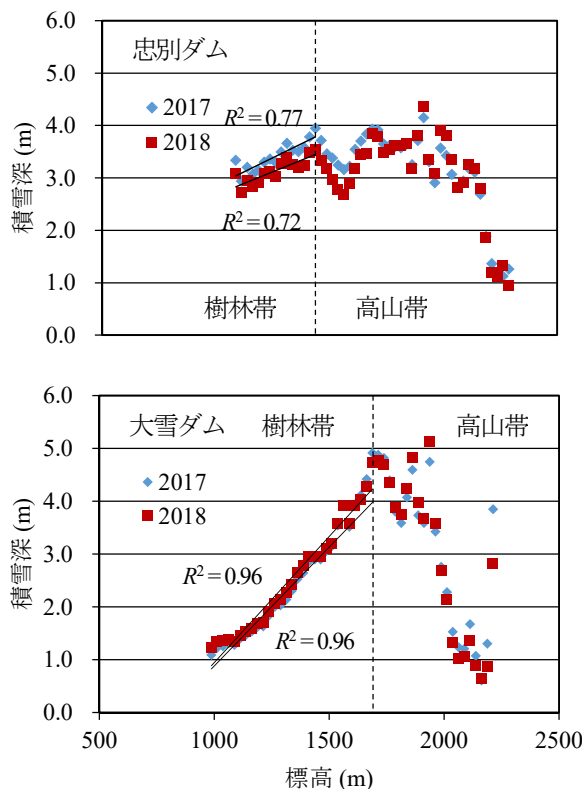


図-3.6 標高と積雪深の関係

3. 4. 3 高山帯における地上開度と積雪深の関係

森林限界以上の高山帯における地表面の地上開度と積雪深との関係を図-3.7に示す。図示した積雪深は地上開度1°の区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値である。サンプル数が少ない場合、積雪深が極端に大きい値や小さい値となることがあるため、概ね100サンプルが得られた区間を図示している。図の黒線は、図示した全区間を対象とした回帰直線である。図を見ると、風衝斜面及び風背斜面ともに、地上開度が増加する、つまり地形が谷から尾根に変化するに伴い、積雪深が線形に減少している。回帰式の決定係数は、忠別ダム側は2017年が0.95、2018年が0.92、大雪ダム側は2017年が0.88、2018年が0.89であった。また、地上開度が90°を超えると、積雪深がほぼ0になっている。航空レーザ測量により積雪深を計測した高山帯においては、計測時に植生が積雪下に完全に埋没しており、荒天時に強風が吹き抜けることから、積雪は谷に堆積しやすく、尾根に堆積しにくいと考えられる。標高の場合と同様に、地上開度に対する両年の積雪深は概ね同等であり、積雪深の増減の傾向も概ね一致している。

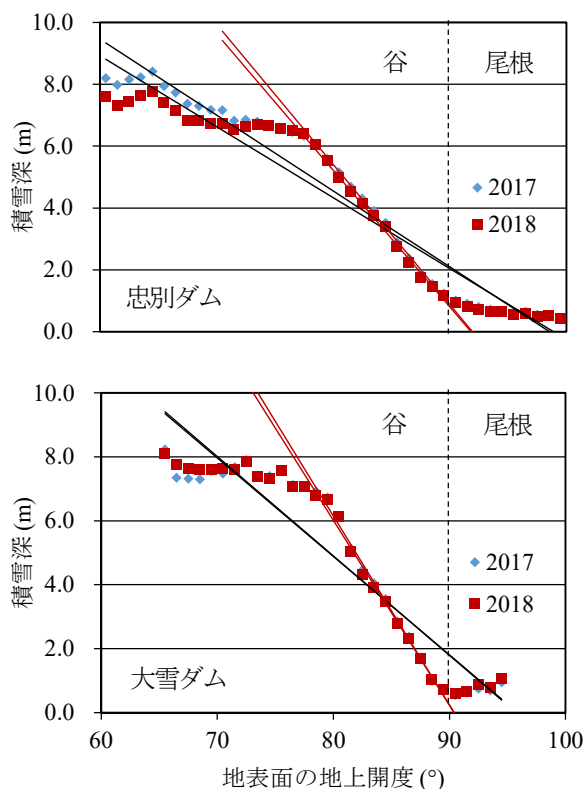


図-3.7 高山帯における地上開度と積雪深の関係

表-3.1 積雪分布の類似度

| 決定係数 | 忠別ダム | 大雪ダム |
|------|------|------|
| 樹林帯 | 0.84 | 0.96 |
| 高山帯 | 0.91 | 0.92 |

| 傾き | 忠別ダム | 大雪ダム |
|-----|------|------|
| 樹林帯 | 0.93 | 1.11 |
| 高山帯 | 0.98 | 0.99 |

3. 4. 4 積雪分布の類似度

同一メッシュにおける2カ年の積雪深について、2017年の積雪深をx軸、2018年の積雪深をy軸とし、切片=0の直線を当てはめる回帰分析を行った結果（決定係数 R^2 及び直線の傾き）を表-3.1に示す。決定係数（上表）は0.84~0.96となっており、風衝斜面及び風背斜面ともに、両年の積雪分布のパターンの類似度が高いことを示している。また、両年の積雪深が概ね同等であるため、直線式の傾き（下図）は0.84~1.11となっており、風衝斜面及び風背斜面ともに、1に近い値となっている。

表-3.2 高山帯における積雪深の推定結果

| 積雪の総量の相対誤差 | | 2017 | 2018 |
|------------|----|---------|---------|
| 忠別ダム | 黒線 | 0.0379 | 0.0193 |
| | 赤線 | 0.0087 | 0.0101 |
| 大雪ダム | 黒線 | 0.0877 | 0.0934 |
| | 赤線 | -0.0244 | -0.0267 |

| RMSE | | 2017 | 2018 |
|------|----|------|------|
| 忠別ダム | 黒線 | 2.93 | 3.20 |
| | 赤線 | 2.85 | 3.11 |
| 大雪ダム | 黒線 | 3.25 | 3.43 |
| | 赤線 | 3.11 | 3.31 |

の傾き（下図）は0.84~1.11となっており、風衝斜面及び風背斜面ともに、1に近い値となっている。

3. 4. 5 高山帯における積雪深を推定する手法の検討

図-3.7の黒で示した線形回帰直線を見ると、決定係数は大きいものの、地上開度78°付近及び90°付近において残差が大きくなっている。これら残差が大きい範囲には、地上開度の出現割合が大きい範囲（図-3.4）が含まれる。西原ら²⁾は、傾斜が大きく、極端に大きい積雪が堆積している箇所が影響している可能性を示唆しているが、本研究では、地上開度の出現割合が大きい範囲を対象とした回帰式から、簡易に積雪深を推定する手法を検討し、推定した積雪深の精度を評価する。

図-3.7の赤で示した直線は、出現割合が大きい地上開度が80°~90°を対象に作成した回帰直線である。決定係数は、0.98~0.99である。赤色の直線をそのまま積雪深の推定に適用すると、地上開度が小さい範囲における積雪深が過大に計算されてしまうが、図を見ると、概ね地上開度80°以下の範囲においては、積雪深がほぼ一定になっている。図より、赤色の直線は地上開度78°程度までの適合度が高いと考えられることから、地上開度78°未満の範囲については、積雪深を一律7mとした。また、地上開度が90°を超える範囲に赤色の直線を適用すると、積雪深がマイナスとなる場合があるが、積雪深がマイナスとなったメッシュの積雪深は0とする。

表-3.2に航空レーザ測量データから計算した値を真値とし、忠別ダム及び大雪ダムのそれぞれの高山帯全域について、積雪の総量の相対誤差（上表）及びメッシュの積雪深のRMSE（下表）を算出した結果を示す。積雪の総量を算出する場合、積雪深を合算する際に正の誤差と負の誤差が相殺されるため、黒線の式を用いた場合も総量を精度良

く推定しているが(相対誤差1.9%~9.3%)、赤線の式を用いた場合は、相対誤差が-2.7%~1.0%となっており、若干精度が向上している。RMSEは、赤線を適用した場合に、黒線を適用した場合と比較して若干の精度向上が見られるが、高山帯の積雪深は変動幅が大きく、これを平均化して推定式を作成しているため、RMSEのようにメッシュ単位で誤差を評価した場合、誤差が小さくなり、くいと考えられる。

3. 5 まとめ

北海道大雪山系旭岳周辺において、流域界である尾根を跨ぐ範囲を対象に、2カ年のピーク期に、航空レーザ測量により計測された積雪分布を分析した。

- ・ 樹林帯における標高と積雪深との線形の関係及び高山帯における地上開度と積雪深との線形の関係は、風衝斜面及び風背斜面の両方において2カ年とも確認された。
- ・ 風衝斜面及び風背斜面の両方において、積雪ピーク期における2カ年の積雪分布の類似度が高いことが確認された。
- ・ 高山帯を対象に、地上開度の出現割合が大きい範囲を対象とした回帰式から、簡易に積雪深を推定する手法を検討し、推定した積雪深の精度を評価したところ、地上開度の出現範囲全域を対象に作成した回帰式から推定した場合と比較して、積雪深の推定精度が向上した。

謝辞: ワカサリゾート(株)旭岳事業部に測量場所を提供して頂いた。無雪期の航空レーザ測量データは国土交通省に提供して頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献 (3章)

- 1) Yamada, T.: Studies on accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A31, pp.1-33, 1983
- 2) 西原照雅、谷瀬敦: 航空レーザ測量を用いた風衝斜面及び風背斜面における積雪分布の分析、土木学会論文集B1(水工学)、Vol.74、No.4、pp.I_883-I_888、2018。
- 3) 横山隆三、白沢道生、菊池祐: 開度による地形特徴の表示、写真測量とリモートセンシング、第38巻4号、pp.26-34、1999
- 4) Schimer, M., Wirz, V., Clifton, A. and Lehning, M.: Persistence in intra-annual snow depth distribution: 1. Measurements and topographic control, Water Resour. Res., 47, W09516, doi: 10.1029/2010WR009426, 2011
- 5) 西原照雅、谷瀬敦: 3回の航空レーザ測量結果から分析した山間部における積雪分布の特徴、雪氷研究大会講演要旨集、p.237、2017
- 6) 西原照雅、谷瀬敦: 航空レーザ測量データを用いた山間部における積雪分布の統計的解析、土木学会北海道支部平成29年度年次技術研究発表会、B53、2017
- 7) 菊地時夫、金田安弘、山田知充: 大雪山における積雪期の気象状況について、天気、26、pp.751-757、1979
- 8) Farinotti, D., Magnusson, M., Huss, M. and Baudar, A.: Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modeling, Hydrol. Processes, 24, pp.2087-2097, doi: 10.1002/hyp.7629, 2010

2. 2 様々な自然・地域特性における洪水・渇水等の水災害ハザードの分析技術の適用による水災害リスク評価手法及び防災効果指標の開発

2.2.1 データ不足の補完等を考慮したリアルタイム流出氾濫予測精度向上技術に関する研究

担当チーム：水災害研究グループ

研究担当者：伊藤弘之、望月貴文、Abdul Wahid Mohamed Rasmy、宮本守、筒井浩行、Maksym Gusyev

【要旨】

衛星マイクロ波輝度温度のデータ同化により表層から根茎層までの土壌水分量プロファイルと、それを吸収して成長する植生の動態を表す蒸発散量・葉面積指数(LAI)を精度良く推定する植生動態-陸面結合データ同化システム(CLVDAS)を用いて、2012年からの数年間に深刻な渇水が発生したブラジル北東域を対象に長期解析(2003年~2017年)を行った。そして、その出力値である LAI から穀物生産高と目標とする生産高を得るために必要とされる灌漑水量を推定する手法を考案した。

キーワード：渇水、植生動態-陸面結合データ同化システム(CLVDAS)、葉面積指数(LAI)、穀物生産量、灌漑水量

1. はじめに

ブラジル北東域では、2012年から数年間続く深刻な渇水が発生した。特に Ceará 州における貯水池では、総貯水容量の約 6%にまで貯水量が落ち込んだ。加えて、ブラジル北東域では、降雨に依存する天水農業が大規模に展開されているため、このような長期の渇水は、環境・社会・経済に大きな被害を与えた¹⁾。そのような中、Marengo et al.²⁾は、雨季と渇水期における DDN(The number of days with water deficit)の傾向を分析し、渇水条件下では、穀物への水の供給が阻害され、その生産性を低下させるというメカニズムを議論した。しかし彼らの気象学的な解析のみでは、成長から枯死までの植生動態を土壌水分量の変化と共に評価するまでには至らなかった。そこで本研究では、マイクロ波衛星観測を統合してマイクロ波輝度温度を同化し、植生動態と土壌水分量を同時、かつ高精度に推定するよう開発された植生動態-陸面データ同化システム [Coupled Land and Vegetation Data Assimilation System (CLVDAS)]³⁾~⁵⁾を適用し、ブラジル北東域を対象とした長期(2003年-2017年)渇水解析を実施した。さらに CLVDAS の出力値である LAI(葉面積指数、 m^2/m^2)推定値からの穀物生産高 [t/ha]推定の可能性と深刻な渇水年において本来必要とされた灌漑水量推定の可能性について検討を行った。

2. CLVDAS による数値計算法

2.1 モデル

CLVDAS では、植生動態と土壌水分量の変化を推定するために EcoHydro-SiB⁶⁾ [植生動態モデル (Dynamic vegetation model)と Simple Biosphere model 2 の水文モジュールが改良された Hydro-SiB⁷⁾ が結合されたモデル]が陸面モデルとして用いられている。Hydro-SiB により計算された炭素固定量と土壌水分量鉛直プロファイルが植生動態モデルに渡される。その後、植生動態モデルは、土壌水分量鉛直プロファイルに応じた水ストレスに基づく炭素減少量を計算し、炭素固定量から差し引くことによりバイオマス量を計算・更新する。またマイクロ波輝度温度を計算するためにマイクロ波放射伝達モデル [RTM;植生における放射伝達プロセスを評価する ω - τ モデル⁸⁾と地表面における表面散乱を評価する Shadowing effect を考慮した Advanced Integral Equation Model (AIEM)⁹⁾が結合されたモデル]が適用されている。

2.2 対象領域

本研究では、最も深刻な渇水被害を受けた Ceará 州と Piauí 州を含むブラジル北東域 (空間分解能0.25度)を対象領域に設定した (図-1)。

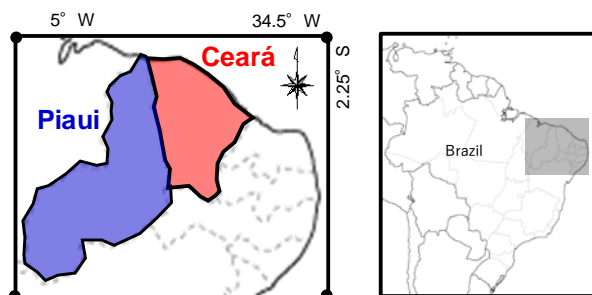


図-1 CLVDAS 対象領域：Ceará・Piauí 州を含むブラジル北東域：空間分解能 0.25 度、48×36 グリッド(南緯 2.25° -11.25°，西経 46.5° -34.5°)

2.3 入力データ

CLVDAS の入力データとして International Satellite Land Surface Climatology Project 2 全球土性データなどの静的全球データの他、陸面モデルの入力データとなる気象データとデータ同化に用いる衛星観測マイクロ波輝度温度データの動的全球データが必要となる。気象データとしては、降水量(mm/s)、気温(K)、気圧(mbar)、短波放射量 (W/m^2)、長波放射量 (W/m^2)、風速 (m/s)、比湿(kg/kg)が必要であるが、本研究では、これまでの CLVDAS シミュレーション⁹⁾において、その有効性が示された Global Land Data Assimilation System version 2.1 (GLDAS 2.1) 全球気象データセットを適用した。また衛星観測マイクロ波輝度温度データには、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) より提供されている Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (AMSR-E)・高性能マイクロ波放射計 2 (AMSR2) のマイクロ波輝度温度[6.925GHz・10.65GHz・18.7GHz (水平・垂直偏波)]を適用した。なお 2010 年 12 月 31 日以前は AMSR-E の観測データ、さらに 2013 年 1 月 1 日以降は、AMSR-E の後継機である AMSR2 の観測データを適用し、その移行期間である 2011 年・2012 年は対象から外した。

2.4 最適パラメータ

CLVDAS は、RTM によって計算されたマイクロ波輝度温度と衛星観測マイクロ波輝度温度を比較し、モデルの状態量の推定精度を向上させる機能を持つ。未知パラメータの推定に関しては、International Satellite Land Surface Climatology Project 2 全球土地利用マップ(空間分解能 1 度)等から得られる陸面パラメータ(土壌の間隙率、砂・粘土の割合や透水係数など)の文献値を第一推定値として、Sawada and Koike (2014)³⁾における最適パラメータの選択手法

[Variance-based global sensitivity analysis (GSA) によるマイクロ波輝度温度に対する水文・生態モデルパラメータの感度試験]の 2 種の感度指数を基に 3 年間の時間積分結果を用いて、Cost 関数で表現した「推定輝度温度と衛星観測輝度温度との差」が可能な限り小さくなるように最適なパラメータを Schuffled Complex Evolution 法により決定する。本研究では、Sawada and Koike (2014)³⁾の感度試験において最も重要と判定された葉(天頂)の Maximum rubisco capacity (V_{max} , mol/m²/s)、しおれ点における Soil matric potential (ψ_{wilt})、RMS height (δ) の最適値を CLVDAS の最適パラメータとして求めた(図-2)。さらに次のステップとして、決定した最適パラメータを用い、また衛星観測マイクロ波輝度温度を粒子フィルタ (Genetic Particle Filter) 同化手法により逐次的に同化することによりモデルの植生動態と土壌水分量を推定する。

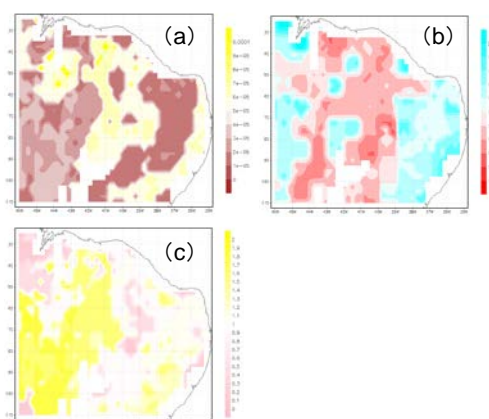


図-2 最適パラメータ：(a) 葉(天頂)の Maximum rubisco capacity (V_{max} , mol/m²/s), (b) しおれ点における Soil matric potential (ψ_{wilt}), (c) RMS height (δ)

3. 数値計算結果

3.1 数値計算による渇水の描像

CLVDAS は、決定した最適パラメータを用い、また衛星観測マイクロ波輝度温度を逐次的に同化することにより、モデルの植生動態と土壌水分量の推定精度を高める。そのために同化手法として粒子フィルタ (Genetic Particle Filter)¹⁰⁾を用いている。既存の陸面モデルは初期条件や境界条件に強く影響を受け、またマイクロ波衛星プロダクトは土壌表面の水分量しか推定できなかった。これに対して CLVDAS は、表層の土壌と植生の両方の水分量に感度を持つマイクロ波輝度温度を同化することによって土壌水分量と植生水分量の精度を同時に改善することができるという利点を持つ。本研究では、このような利点を

持つ CLVDAS により数値計算を行い、Ceará 州全体の空間平均の表層(0-5cm)土壌水分量[m³/m³]・根茎層[5-20cm]土壌水分量[m³/m³]・植生水ストレスファクター[-]・蒸発散量[mm/day]・LAI[m²/m²]を推定した。なお、シミュレーション期間は、AMSR-E・AMSR2 による1年を通した観測データの無い2011年・2012年を除いた2003年から2017年までの13年間を対象とした。図-3には、その中のLAI[m²/m²](上段)を示す。また下段は13年間の平均値に対する正規化した値をプロットしたものであるが、降雨が地表から表層土壌水分・根茎層土壌水分へと浸透し、その多寡に応じて植生水ストレスが定まり、それに伴った蒸発散量が発生して植生動態が評価され、その結果がLAIとして現れる。偏差が正から負に転じるタイミングが降水量→表層土壌水分→根茎層土壌水分→植生水ストレスファクター→蒸発散量→LAIの順に拡大していることが分かる。このようにLAIは、植生動態評価の最終的な指数としてCLVDASにより出力されるが、2004年・2007年・2008年・2009年などの豊水年には高い値が示されるものの2005年・2010年と2013年以降は低く、渇水状態にあったことを示している。ただし2017年には深刻な渇水状態から抜け出していることが分かる。

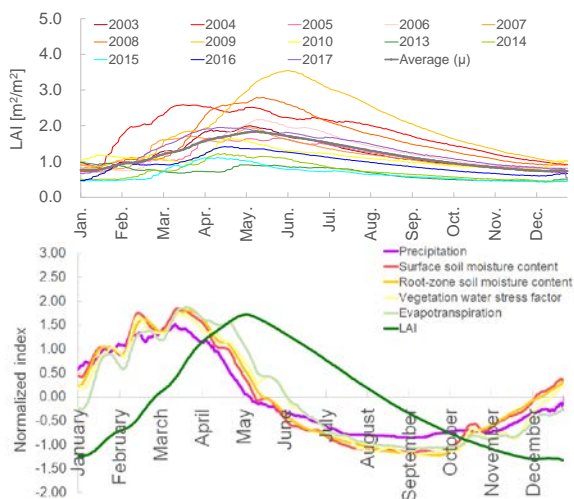


図-3 CLVDAS による数値計算結果：(上段) LAI [m²/m²]、(下段) 降水量(GLDAS2.1)と各要素(降水量・表層土壌水分量・根茎層土壌水分量・植生水ストレスファクター・蒸発散量・LAI)の13年間の平均値に対する正規化した値(Normalized index)

3.2 推定精度検証

これまで多くの地域 [アメリカ合衆国, モンゴル, オーストラリア連邦, マリ共和国, モロッコ王国・アルジェリア民主人民共和国・チュニジア共和国]

において CLVDAS の高い性能と推定精度(土壌水分表層および根茎層 : RMSE 0.05m³/m³以下・bias 0.045 m³/m³以下、LAI : RMSE 0.16 m²/m²以下、bias 0.13 m²/m²以下)を得ている。さらに前節で CLVDAS においてLAIが最終的な指数として出力されることを確認した。そこで本研究においても LAI を CLVDAS の推定精度検証の対象に選定し、2013年から2015年までの3年間の8日間平均・Ceará州全体の空間平均のMODIS LAI (Maryland 大学)との比較検証を行った。その結果、RMSE : 0.072 m²/m²、bias : 0.15 m²/m²の高い推定精度を備えていることを確認した(図-4 a)。また2003年の16日間平均ではあるが、Ceará州全体の空間平均(μ)とそのμ±1σ(標準偏差)を図-4(b)に示す。

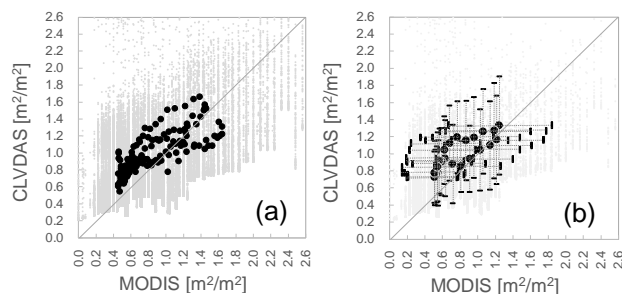


図-4 CLVDAS 推定精度検証：(a) LAI [m²/m², 2013年から2015年までの3年間の8日間平均、(黒色マーク)Ceará州全体の空間平均 : RMSE : 0.072 m²/m², bias : 0.15 m²/m²・(灰色マーク)Ceará州内全グリッド、縦軸 CLVDAS、横軸 MODIS、(b) 2003年の16日間平均、Ceará州全体の空間平均(μ)とそのμ±1σ(標準偏差)

4. 穀物生産量推定の可能性検討

植生動態や土壌水分量の監視だけでは無く、それに基づき穀物生産量をも同時に推定された情報は、渇水によって穀物生産に多大な被害を受けた現地の農業従事者にとって重要な情報となる。ここではLAI推定値と穀物生産量との関係から簡易モデルを導き、LAIからの穀物生産量推定の可能性について検討する。図-5は2003年から2017年までの13年間(2011年・2012年を除く)の降水量(a)とLAI偏差(b)を示したものである。ブラジル北東域の農事歴は、10月~12月が播種期、1月~4月(雨季)が成長期、5月~9月(乾季)が収穫期であるが、10月~12月に植えられ、1月~4月の雨季に成長した植生のLAI偏差の大小が5月はじめにほぼ決定し、5月~9月の乾季、かつ収穫期にそのまま推移することが分かる。またそのLAI偏差の年々変動が図-5(b)に現れている。そこで毎年4月のLAI偏差平均値と年間穀物生

産量との関係を調査した。

IBGE-SIDRA(<https://sidra.ibge.gov.br/pesquisa/pam/tabelas>)からブラジル Ceará 州の穀物生産量(t)と作付面積(ha)を調査し、単位面積当たりの穀物生産高(P, t/ha)を求め、2003年から2013年までの9年間(2011年・2012年を除く)における4月のLAI偏差平均値との関係から簡易的な線形モデルを導いた(図-6)。なお穀物としては、Ceará州において主要なカシューナッツ(P_{Cashew}), フェジヨン豆(P_{Beans}), キャッサバ(P_{Cassava}), コーン(P_{Corn})を対象とした。

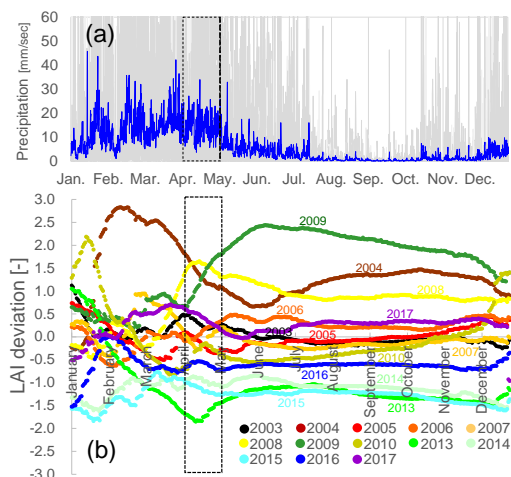


図-5 (a) 2003年から2017年までの13年間(2011年・2012年を除く)の降水量(青色:平均, 灰色:各年), (b) 2003年から2017年までの13年間(2011年・2012年を除く)のLAI偏差

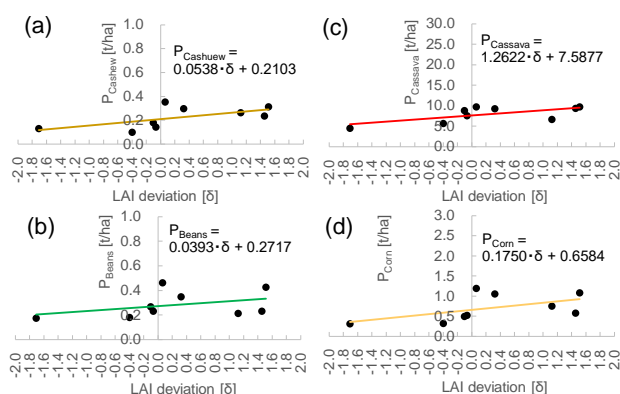


図-6 9年間[2003年~2013年(2011年・2012年を除く)]の穀物生産高(P, t/ha)と4月平均LAI偏差(σ)からの簡易線形モデルの導出: (a)カシューナッツ(P_{Cashew}), (b)フェジヨン豆(P_{Beans}), (c)キャッサバ(P_{Cassava}), (d)コーン(P_{Corn})

次に各年の4月のLAI偏差平均値を、導いた各穀物の簡易線形モデルに入力し、2003年から2017年までの13年間(2011年・2012年を除く)の穀物生産高(P, t/ha)を計算した(図-7・表-1)。フェジヨン豆・コーンは0.6, カシューナッツ・キャッサバは0.7とその相関係数は、やや低いものの、統計値であ

る穀物生産高との比較であるにも関わらず、2012年からの深刻な農業的渇水による穀物への影響を評価できているものと考えられる。また、このように簡易的な線形モデルであっても、雨季終盤4月の平均のLAI推定値からその年の穀物生産高[t/ha]を推定することができる可能性を確認することができた。

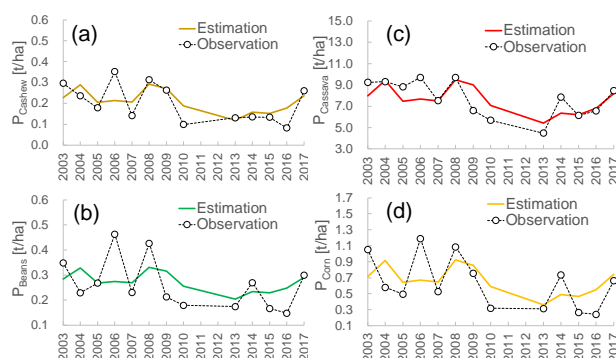


図-7 13年間[2003-2017年(2011年・2012年を除く)]の4月平均LAI偏差(σ)と簡易線形モデルによる穀物生産高(P, t/ha)の推定: (a)カシューナッツ(P_{Cashew}), (b)フェジヨン豆(P_{Beans}), (c)キャッサバ(P_{Cassava}), (d)コーン(P_{Corn})

表-1 簡易線形モデル導出期間を除く4年間[2014-2017年]の4月平均LAI偏差(σ)と簡易線形モデルによる穀物生産高(P, t/ha)の推定精度

| | RMSE [t/ha] | bias [t/ha] |
|-------------------------------|-------------|-------------|
| カシューナッツ(P _{Cashew}) | 0.05 | 0.03 |
| フェジヨン豆(P _{Beans}) | 0.06 | 0.03 |
| キャッサバ(P _{Cassava}) | 0.78 | -0.37 |
| コーン(P _{Corn}) | 0.22 | 0.09 |

5. 最適灌漑水量推定の可能性検討

前章では、雨季の終盤4月平均LAI推定値からその年の穀物生産高[t/ha]を推定することのできる可能性を確認することができたが、推定した穀物生産量が渇水により目標とする収穫高に達しないような場合、現地の農業従事者にとって、その目標を達成するために必要な灌漑水量を推計することが非常に重要な課題となる。9年間(2003年~2013年)における簡易線形モデルを検証した2012年から続いた渇水は2014~2016年になっても継続し、大規模農場では、毎日、灌漑が実施されたことを現地におけるヒアリングを通じて確認した。そこで本研究では、対象領域全域に、数ケース [1, 2, 3, 4, 5 (mm/day)] の灌漑水量をGLDAS降水量データに加えた。なおGLDAS降水量データは3時間データであるため、日灌漑水量を8分割して降水量データに加算した。また灌漑期間は不明であるため年間を通して本灌漑

水量を降水量データに加算した。灌漑水量が加算された降水量データを CLVDAS に入力し、LAI を計算し、LAI 偏差を灌漑水量ケース毎に求めた。そして灌漑水量ケース毎に算定した 4 月平均の LAI 偏差をカシューナッツ、フェジヨン豆、キャッサバ、コーンの簡易線形モデルに入力して、それぞれの穀物生産高[t/ha]を推定した。その後、13 年間[2003 年～2017 年(2011 年・2012 年を除く)]の穀物生産高[t/ha]の平均値を農業従事者の目標生産高と仮定して、その目標を達成するために必要となる灌漑水量を推定することができるか、その可能性について検討を行った。その検討結果を図-8・表-2 に示す。2014 年が最も多くの灌漑水量を必要とした深刻な渇水状態にあったことが分かる。その後、2015 年、2016 年と次第に渇水が弱まり、必要灌漑水量が減少するという結果になった。このように CLVDAS 出力の LAI 偏差(4 月平均)を用いることで、目標とする生産高を得るために必要な灌漑水量を推定できる可能性を確認することができた。しかし、この結果に対して現地カウン

表-2 深刻な渇水年(2014～2016 年)を対象とした目標穀物生産高[t/ha(2003-17 年の平均相当)]を収穫するために必要な灌漑水量[mm/day]の推定

| | 目標穀物生産高[t/ha(2003-17 年の平均相当)]を収穫するために必要な灌漑水量 [mm/day] | | |
|---------|---|------|------|
| | 2014 | 2015 | 2016 |
| カシューナッツ | 1.94 | 1.45 | 0.16 |
| フェジヨン豆 | 1.86 | 1.38 | 0.06 |
| キャッサバ | 2.70 | 2.10 | 1.07 |
| コーン | 2.02 | 1.52 | 0.25 |

ターパートより「2016 年も 2014 年・2015 年と同様、深刻な渇水年であり、灌漑水量も多かったはずである」という指摘を受けた。

そこで CLVDAS により出力された 2016 年の降水量と根茎層土壌水分量を 2014 年・2015 年の平均と比較した。その結果、図-9 に示すように 2014 年・2015 年は 4 月に 1 度だけ降水ピークが発生し、穀物(LAI)は、それが浸透した根茎層土壌水分を吸収して 4 月中旬にピークを迎える。それに対して 2016 年には、1 月と 4 月に 2 度の降水ピークが発生する。穀物(LAI)は根茎層土壌水分を吸収して 1 月に一度成長し、それを消費しながら 3 月一杯持ちこたえ、4 月の降水ピークとそれが浸透した根茎層土壌水分を吸収して、もう一度さらに成長していることが分かる。2016 年は、このような降水パターンの違いにより穀物が 2014 年・2015 年に比べて成長したために生産高が多くなり、また必要とされる灌漑水量も少なくて済んだという結果が得られたことが分かった。

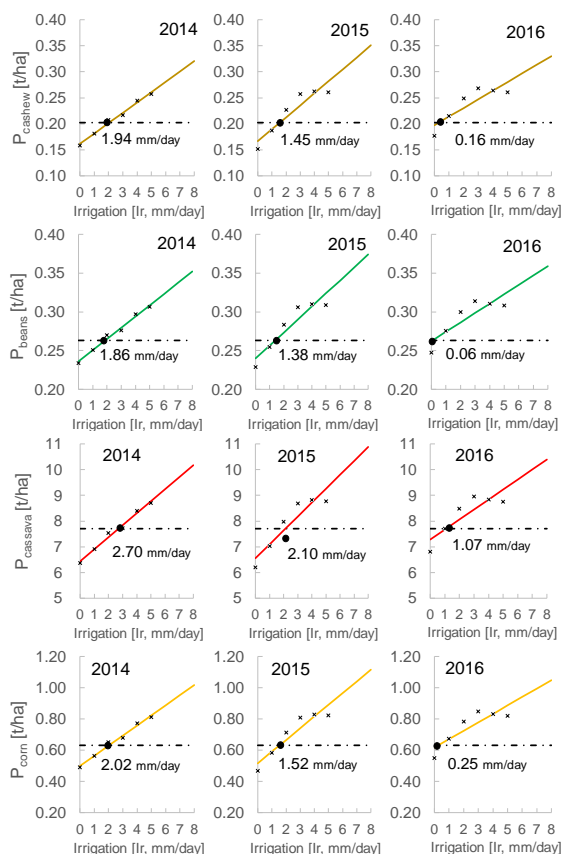


図-8 13 年間[2003～2017 年(2011・2012 年を除く)]の穀物生産高[t/ha]の平均値を得るために必要な 2014 年(左)・2015 年(中央)・2016 年(右)灌漑水量推定の可能性：上からカシューナッツ(P_{Cashew}), フェジヨン豆(P_{Beans}), キャッサバ(P_{Cassava}), コーン(P_{Corn})

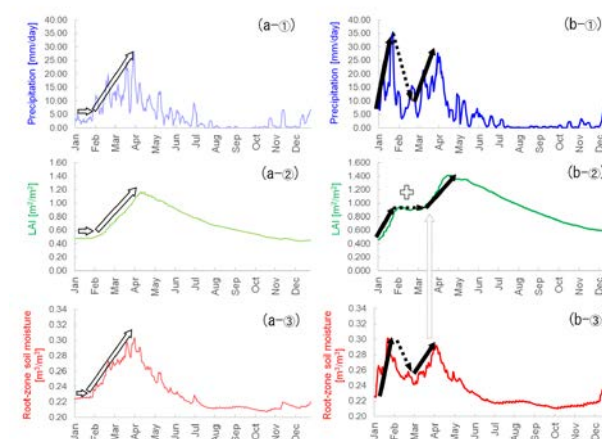


図-9 2014 年・2015 年の平均と 2016 年の GLDAS 出力値の比較：a は 2014 年・2015 年の平均値, b は 2016 年、①は降水量[mm/day]、②は LAI[m²/m²]、③は根茎層土壌水分量[m³/m³]

6. まとめ

本研究において、2012年以降数年間続いたブラジル北東域における深刻な渇水を対象としたCLVDAS解析(2011年・2012年を除く2003年から2017年までの13年間)を行ない、CLVDASにより推定されたLAI偏差からその年の穀物生産高と現地の農業従事者の望む生産高を得るために必要であった灌漑水量を推定する手法を考案することができた。また現地カウンターパートの指摘に基づき検討した2014年・2015年の平均と2016年との比較検討により得られた「降水パターンの相違に伴うCLVDAS出力値(根茎層土壌水分量・LAI)の変化」は、灌漑水のCLVDASへの与え方により穀物生産高が大きく変化することを示している。すなわち、本研究におけるCLVDAS出力であるLAI偏差に基づく穀物生産高・必要灌漑水量の推定手法は、最適な灌漑手法(水量・頻度・時期など)を見出し、さらに別途開発したCLVDAS渇水季節予測システムと併用することにより3カ月前の穀物の成長状況や最適な灌漑方法を現地の農家に提案できる可能性を持っている。

参考文献

- 1) Lewis, S.L., Brando, P.M., Phillips, O.L., van der Heijden, G.M.F., and Nepstad, D.: The 2010 Amazon Drought, *Science*, Vol. 331, Issue. 6017, p. 554, DOI: 10.1126/science.1200807, 2011
- 2) Marengo, J.A. and Bernasconi, M.: Regional differences in aridity/drought conditions over Northeast Brazil: present state and future projections, *Clim Change*, Vol. 129, pp.103-115, 2015
- 3) Sawada, Y. and Koike, T.: Simultaneous estimation of both hydrological and ecological parameters in an eco-hydrological model by assimilating microwave signal, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, Vol.119, pp.8839-8857, 2014
- 4) Sawada, Y., Koike, T. and Walker, J. P. : A land data assimilation system for simultaneous simulation of soil moisture and vegetation dynamics, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, Vol. 120, pp.5910-5930, 2015
- 5) Sawada, Y. and Koike, T.: Towards ecohydrological drought monitoring and prediction using a land data assimilation system: a case study on the Horn of Africa drought (2010-2011), *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, Vol. 121, pp. 8229-8242, 2016
- 6) Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, G.J., Berry, J. A., Field, C. B., Dazlich, D. A., Zhang, C., Collelo, G. D. and Bounoua, L. : A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation, *J. Clim.*, Vol. 9, pp.676–705, 1996
- 7) Wang, L., Koike, T., Yang, D. and Yang, K. : Improving the hydrology of the Simple Biosphere Model 2 and its evaluation within the framework of a distributed hydrological model, *Hydrol. Sci. J.*, Vol. 54(6), pp.989–1006, 2009
- 8) Mo, T., Choudhury, B. J., Schmugge, T. J., Wang J. R. and T. J. Jackson: A Model for Microwave Emission From Vegetation-Covered Fields, *J. Geophys. Res.*, Vol. 87, pp.11 229-11 237, 1982
- 9) Kuria, D., N., Koike, T., Lu, H., Tsutsui, H. and Graf. T. : Field-Supported Verification and Improvement of a Passive Microwave Surface Emission Model for Rough, Bare, and Wet Soil Surfaces by Incorporating Shadowing Effects, *IEEE Trans. Geosci. Remote.*, Vol. 45, pp.1207-1216, 2007
- 10) Qin, J., Liang, S., Yang, K., Kaihotsu, I., Liu, R. and Koike, T. : Simultaneous estimation of both soil moisture and model parameters using particle filtering method through the assimilation of microwave signal, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, D15103, doi: 10.1029/2008JD011358, 2009

2. 2 様々な自然・地域特性における洪水・濁水等の水災害ハザードの分析技術の適用による水災害リスク評価手法及び防災効果指標の開発

2.2.2 様々な自然・地勢条件下での長期の統合的水資源管理を支援するシミュレーションシステムの開発に関する研究

担当チーム：水災害研究グループ

研究担当者：伊藤弘之、菊森佳幹、吉野広郷、Abdul Wahid Mohamed Rasmy、宮本守、海野 仁、玉川勝徳、牛山朋來、Maksym GUSYEV

【要旨】

本検討ではベトナムの都市を対象に将来気候条件の予測とその不確実性の評価、及び対象流域における氾濫条件の変化について検討した。まず、CMIP5 のモデルセレクション、バイアス補正、統計的ダウンスケーリングを行い季節降雨特性の異なる北部と中部を対象にモデル間での影響を考察した。次に、力学的ダウンスケーリングを用いて、北部と中部を対象とした降水量の将来変化について調査した。さらに、力学的ダウンスケーリングから得られた詳細シナリオの降雨条件をもとに、降雨流出氾濫解析モデル(RRI)を用いて現在と将来における同一生起確率（1/100）規模の洪水による氾濫域を計算し、洪水リスクの変化について検討した。

キーワード： ベトナム、気候変動、ダウンスケーリング、洪水氾濫

1. はじめに

現在、地球温暖化は確実に進行しており、近年の豪雨・大雨災害の激甚化も地球温暖化現象が大きく影響しているものと考えられる。このため、気象災害の激甚化は今後さらに顕在化するものと考えられ、安全・安心な国土・社会の形成のためには、将来の気候条件を予測し、社会全体で適応していく必要がある。一方で、将来(例えば21世紀末)の気候条件を正確に予測することは今日の科学をもってしても不可能である。様々な予測結果に関わる不確実性について認識・把握しながら、将来シナリオの想定やリスク評価を行うことが重要である。

本研究では、ADB プロジェクト¹⁾の一環として行ったベトナム(図-1 参照)を対象に、将来気候条件の予測とその不確実性の評価、及び対象流域における氾濫条件の変化について検討した。

2. 気候変動予測と予測に関わる不確実性について

気候変動予測については、一般に全球を対象とした気候モデル(GCM: Global Climate Model)による予測シミュレーションが行われている(図-2 参照)。この予測シミュレーションには様々な不確実性が内在する。代表的なものとして、①将来までの温室効果ガスの排出量シナリオによるもの、②使用する予測方法によるものがある。



図-1 ベトナムの対象都市 (Ha Giang, Vinh Yen, Hue) と対象流域 (Red River, Perfume River)

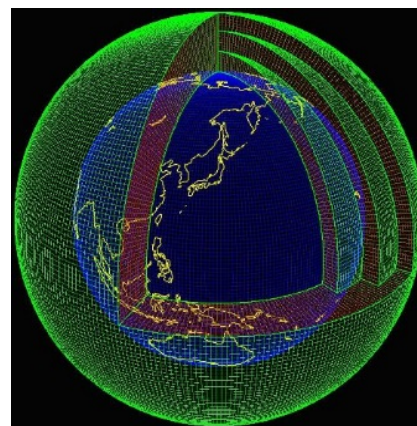


図-2 GCM の一般的構造

このうち①については、政策的な温室効果ガスの緩和策を前提として、将来の温室効果ガス安定化レベルとそこに至るまでの経路のうち代表的なものを選んだシナリオが作られており、RCP(Representative Concentration Pathways)シナリオと言われる(図-3参照)。

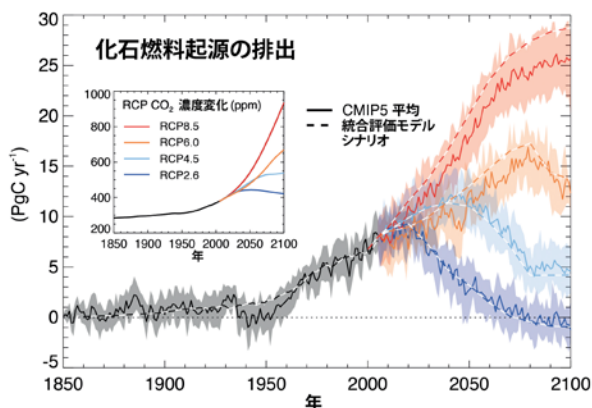


図-3 RCP シナリオ

RCP シナリオでは、2100 年以降も放射強制力の上昇が続く「高位参照シナリオ」(RCP8.5)から2100 年までにピークを迎えその後減少する「低位安定化シナリオ」(RCP2.6)の範囲に 4 シナリオが立案されている。②は使用するモデルや境界条件等の与え方に依存するものである。世界各国の複数の機関が GCM を開発し、予測計算を行っているが、細かな現象の扱い方や解像度、初期条件や境界条件の設定方法はそれぞれ異なり、そのため計算結果に差異が生じる。ここでは、①についてRCPシナリオの最上位、最下位に位置付けられる RCP8.5,2.6 を使用し、②については GCM の違いによる予測結果の幅を把握した詳細シナリオの立案方法について述べる。

2.1 GCM の選定

世界には数多くの GCM とその予測結果があるが(例えば CMIP5)、利用できる全ての GCM について詳細に分析するのは非効率であり、対象地域の気候特性を良好に表現するモデルを予め選定することが有効である。選定基準としては、対象地域を含む周辺エリアの気候特性を代表する気象要素である降雨、上向き長波放射、海面気圧、気温(850hPa 面)、東西風(850hPa 面)、南北風(850hPa 面)について、観測データとの相関係数及び RMSE により個々に適合性を評価し、これらを合算した総合点数の高い GCM を選定する。この作業においては、CMIP5 に提供された 31 機関の 61 種類のモデルを対象とし、観測値としては GPCP、JRA55 や NOAA の観測データを使用した。モデル選定においては、これらのデータや相関解析等を行うツールが整備された DIAS²⁾を利用した。結果として、CESM1(CAM5)、

MPI-ESM-LR、CNRM-CM5、GFDL-CM3 の 4 モデルが選定された。

2.2 ダウンスケーリング

一般に、GCM の計算結果は現実の気候条件を表現するものではなく、100km 程度の解像度による平均的な気候特性値が算出される。このため、GCM の気候特性値から対象地域の将来気候条件を想定するためには、ダウンスケーリング(DS)という方法により、空間解像度を高めるとともに、バイアス補正を行い日平均降雨量や日平均気温等を算出する必要がある。この方法には一般に力学的 DS と統計的 DS があるが、力学的 DS は GCM で表現できないマイクロスケール現象の補完を含む力学的整合性において、統計的 DS は計算負荷の少なさに長所を有しており、それぞれの特徴を活用することにより、将来降雨シナリオの立案と不確実性の評価を行う。

2.2.1 統計的 DS による GCM 間の不確実性の評価

統計的 DS とは、「広域の気象場とローカルな気象要素との経験的あるいは統計的關係を仮定し、その関係式に基づいて GCM のデータから空間解像度の高いデータへの変換を行う方法」である。GCM で表現できない高解像度の地形や大気運動等を考慮できないため、力学的整合性に劣るが、簡便かつ計算負荷が少ないため、複数の GCM や多数の地点への適用等が可能である。統計的バイアス補正については、Nyunt³⁾等の方法を使用した。この方法では、観測地点において日降雨量の大小で順に並べ、無降雨、大雨(極端現象)、平常時降雨の三領域においてそれぞれ GCM の計算結果の補正を行うものである(図-4 参照)。

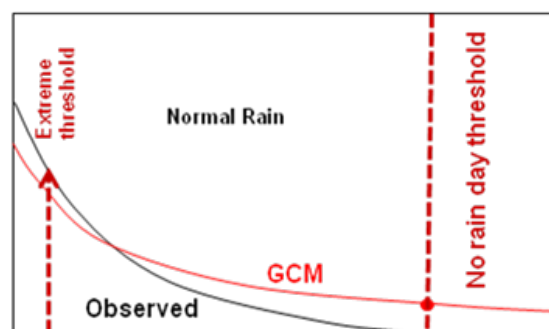


図-4 統計的バイアス補正の方法

統計的バイアス補正の手順の概要
日降雨量の観測値及び計算結果について、最大値から最小値までを順に並べる。

- 無降雨：観測データより無降雨日数を設定し、その期間の雨量をゼロとする。
- 大雨：上位 1%程度を極端事象とし、極値分布(一般パレート分布)を適合させる。※(20 年間約 7300 日のうち、1%の 73 日をデフォルトで豪雨としている)
- 平常時：上記 a), b) 以外の平常時の降雨について、ガンマ確率累積関数を適合させる

図-5に示すベトナム全土で利用可能な降雨観測地点に対して統計的バイアス補正を行い、その結果を内挿することによりDSした結果を示す(図-6参照)。

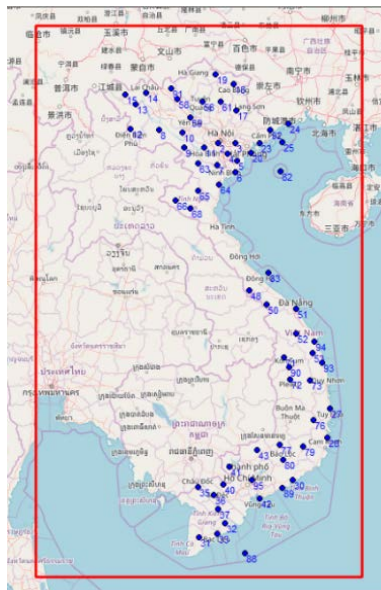


図-5 ベトナム全土の利用可能な雨量観測地点

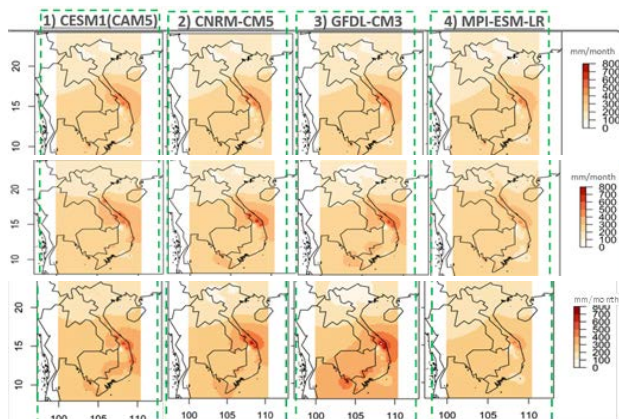


図-6 降雨の統計的DSの結果
(上：過去，中：将来RCP2.6，下：将来RCP8.5)

RCPの違い、GCMモデルの違いにより、特に中部沿岸域や南部において将来の降雨条件に不確実性が見られる。また、南北方向の代表3地点における統計的バイアス補正結果を図-7に示す。いずれのモデルもHa Giangで降雨が少なく、Hueで多いという地域的傾向を示した。将来気候においては、極端事象(大雨)ほど結果の幅が大きくなり、1/100相当の降雨規模では、RCP8.5はRCP2.6の1.5~2倍程度の大きな予測結果を示している。

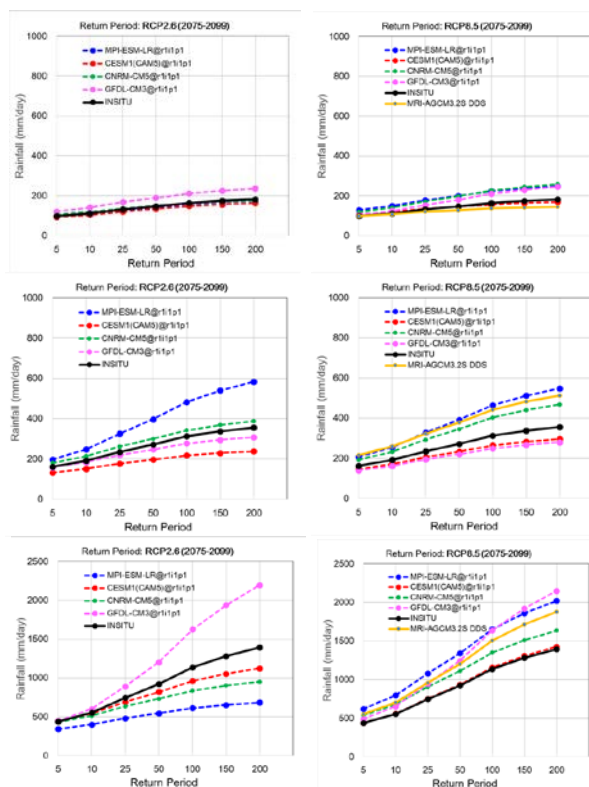


図-7 バイアス補正により得られた代表地点
(左段：RCP2.6，右段：RCP8.5)

上:Ha Giang(Bao Lac), 中:Vinh Yen(Ha Dong), 下:Hue
における将来(2075~2099)の日降雨量の発生頻度

2.2.2 力学的DSによる詳細シナリオの作成

力学的DSは、対象地域を包含する領域に解像度の高い気象モデルを作成し(図-8参照)、GCMの計算結果を境界条件とすることにより、GCMでは表現できない小規模スケールの物理現象を補完し、解像度の高い計算結果を得ることができる。

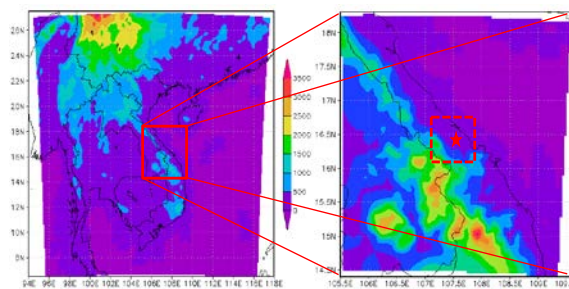


図-8 力学的DSの計算領域
(Pefume River流域を対象とした場合)

一方で、計算量が膨大になるため、利用できる計算機により適用ケース数が限定される。また、境界条件の設定のため、対象とするGCMの全ての出力結果を取得する必要がある。このため、本手法は適応策検討等における詳細シナリオの作成に使用するものとし、必要なデータが得られる

MRI-AGCM モデルによる RCP8.5 の結果について行った。力学的 DS の結果に、必要に応じてバイアス補正(観測値の確率関数に合わせて計算結果を補正)することにより、過去の降雨条件を概ね再現できた(図-9 参照)。

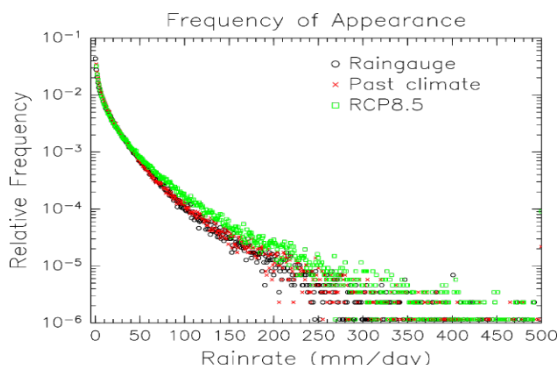


図-9 力学的DSの結果(バイアス補正後)

力学的 DS の結果では、図-10 に示す通り夏季(6~8月)に南部において、冬季(10~12月)に中部海岸部において降雨量の増加が予想されている。また地点毎に見ると、北部の Ha Giang では豪雨の発生頻度の減少が、一方で Hue、Vinh Yen では増加が予測されている(図-11 参照)。なお、不確実性を評価した統計的 DS との比較では、図-7 (黄色) に示す通り、北部・中部では比較的高位、南部では比較的低位に位置し、モデル間の範囲に収まっている。

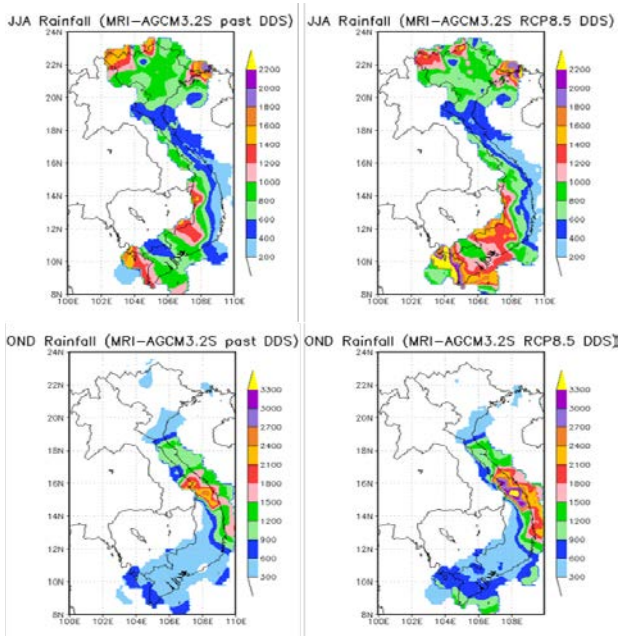


図-10 力学的DSによる降雨(3ヶ月雨量)の将来予測
上: 夏季(6~8月)、下段: 冬季(10~12月)、左: 過去(1979~2003)、右: 将来(2075~2099)

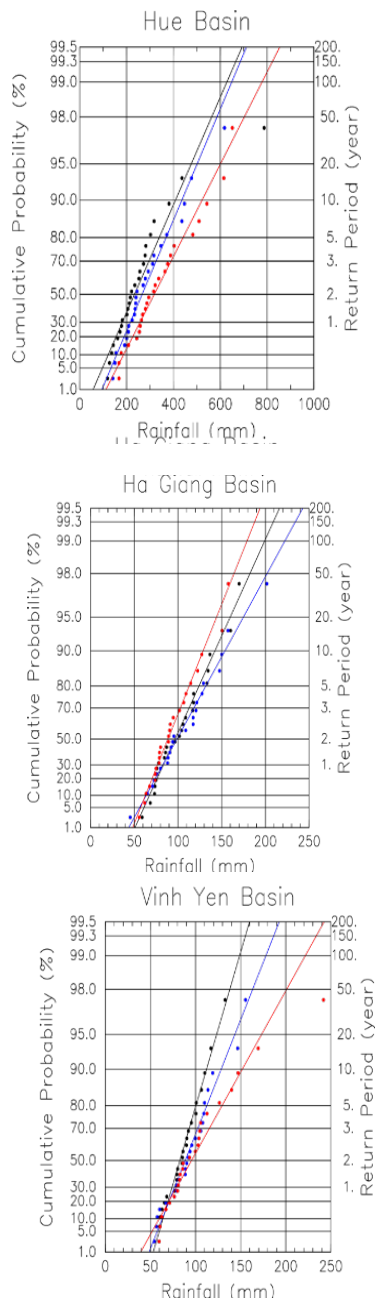


図-11 日降雨量の発生確率の将来予測
黒(観測値)、青(計算: 過去)、赤(計算: 将来)

2.3 将来の洪水予測の変化

水災害対策の観点からは、降雨等の気候条件だけでなく、洪水等による浸水域の変化について予測することが重要となる。このため、力学的 DS から得られた詳細シナリオの降雨条件をもとに、佐山等が開発した降雨流出氾濫解析モデル RRI(Rainfall Runoff Inundation)モデルを使用して現在と将来における同一生起確率(1/100)規模の洪水による氾濫域を計算した。

力学的 DS 結果より現在と将来における 1/100 相当の流域平均日雨量を設定し、現在と将来で流出流量が最大となる 1983 年と 2088 年の洪水を、それぞれ現在および将来の降雨パターンとした。

Hue 市を含む Perfume 川流域を対象に流域スケールの RRI モデルを構築し上記の降雨条件を与えることにより洪水流出量を計算する。次に Hue 市を中心とした地域(Hue Province)スケールの RRI モデルを構築し(図-12 参照)、上記で算定した洪水流量を境界条件として与えることにより、Hue 市周辺の浸水状況を詳細に計算した(図-13 参照)。

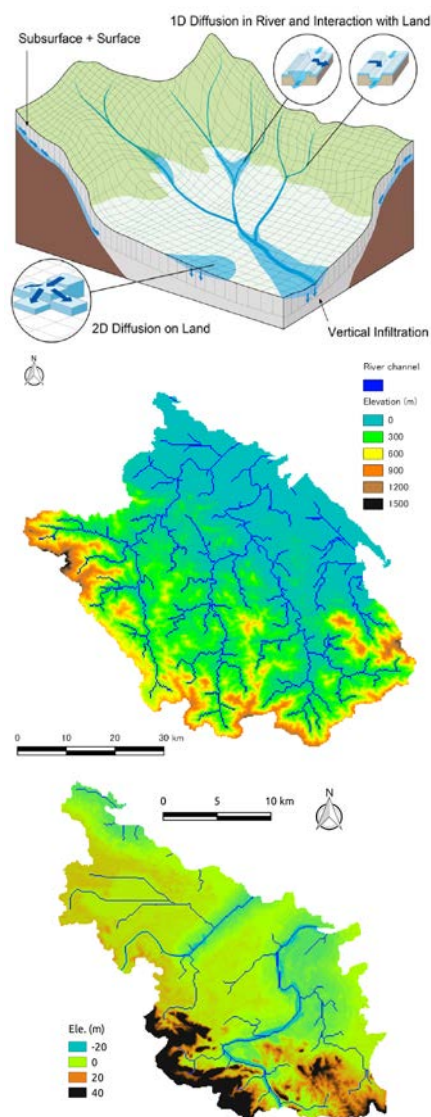


図-12 上:RRI モデル概念図、中:流域スケールモデル
下:地域スケールモデル

Hue における浸水域と浸水深の計算結果を示す。1m 以上の浸水面積が拡大し、4m 以上の浸水する箇所が生じている。

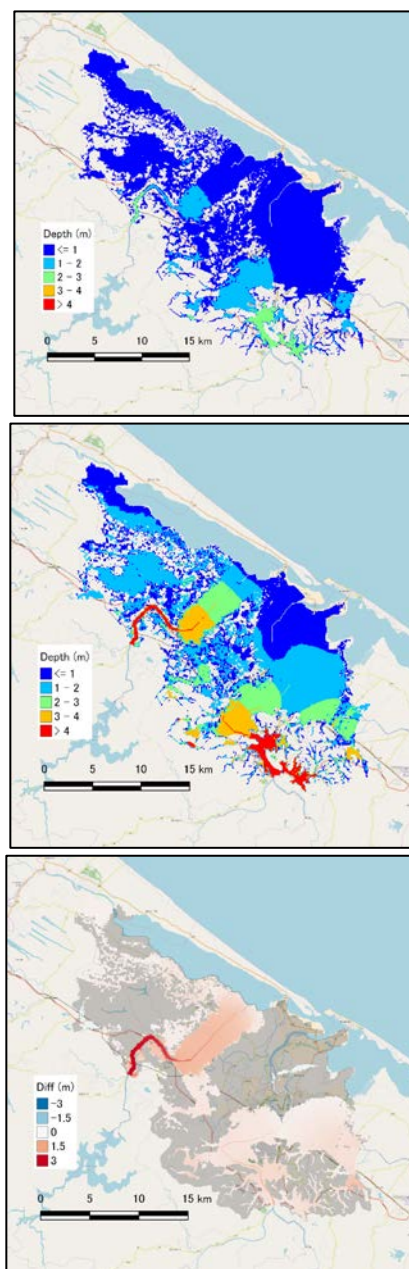


図-13 Hue 市周辺の浸水域及び浸水深の比較
(上: 過去、中: 将来、下: 将来と過去の差分)

3. まとめ

本検討ではベトナムの都市を対象に将来気候条件の予測とその不確実性の評価、及び対象流域における氾濫条件の変化について検討した。まず、CMIP5 のモデルセレクション、バイアス補正、統計的ダウンスケーリングを行い季節降雨特性の異なる北部と中部を対象にモデル間での影響を考察した。次に、力学的ダウンスケーリングを用いて、同様に北部と中部を対象とした降水量の将来の影響を調査した。さらに、力学的ダウンスケーリング DS から

得られた詳細シナリオの降雨条件をもとに、降雨流出氾濫解析モデル(RRI)を用いて現在と将来における同一生起確率(1/100)規模の洪水による氾濫域を計算した。その結果、次に示す結果を得た。

(1) 統計的DSによるGCM間の不確実性の評価

RCPの違い、GCMモデルの違いにより、特に中部沿岸域や南部において将来の降雨条件に不確実性が見られる。いずれのモデルもHa Giangで降雨が少なく、Hueで多いという地域的傾向であった。将来気候においては、極端事象(大雨)ほど結果の幅が大きくなり、1/100相当の降雨規模では、RCP8.5はRCP2.6の1.5~2倍程度の大きな予測結果を示している。

(2) 力学的DSによる詳細シナリオの作成

力学的DSの結果では、夏季(6~8月)では南部において、冬季(10~12月)では中部海岸部において降雨量の増加を示した。北部のHa Giangでは豪雨の発生頻度の減少、一方でHue, Vinh Yenでは増加を示した。

(3) 将来の洪水予測の変化

Hueにおける浸水域と浸水深の計算結果より、1m以上の浸水域の拡大、また、4m以上の浸水箇所を示した。

参考文献

- 1) Asian Development Bank (ADB) Report : SC 109094
REG : Climate Change and Flood Hazard Simulation
Tools for ADB Spatial Application Facility, 2018
- 2) 山本昭夫, 喜連川優: マルチ気候モデルによる気候変動予測のための可視化・解析システムの構築、情報処理学会第74回全国大会、pp.4-401-4_402, 2012.03
- 3) Nyunt, C. T., Koike, T., Yamamoto, A., Nemoto, T., and Kitsuregawa, M. : Application of statistical bias correction method to the Yoshino river basin, Annual Journal of Hydraulic Engineering (JSCE), Vol. 58, pp.I_193-I_198, March 2014

2. 2 様々な自然・地域特性における洪水・濁水等の水災害ハザードの分析技術の適用による水災害リスク評価手法及び防災効果指標の開発

2.2.3 グローバルに通用する多面的な水災害リスクの評価及び評価に基づく強靱な社会構築手法に関する研究

担当チーム：水災害研究グループ

研究担当者：徳永良雄、大原美保、栗林大輔

【要旨】

「グローバルに通用する多面的な水災害リスクの評価及び評価に基づく強靱な社会構築手法に関する研究」では、達成目標の一つとして「多面的な災害リスクの高精度・高度な推計手法の提案」を掲げている。2015年9月の鬼怒川水害発生後の2016年～2018年度にかけて、この達成目標に向けて、茨城県常総市をケーススタディー地域として、災害後の地域社会の機能回復状況に関する調査研究を行ってきた。常総市内の住民及び事業所へのヒアリング調査の結果、浸水した住家の補修が完了し、住民が日常生活や地域が元に戻ったと感じるまでには約1～2年強程度の期間を要したことがわかった。一方で、更なる災害の発生への懸念や経済的な心配、地域の活気の低下など、様々な長期的な課題も見られた。また、統計データに基づく分析からも地域全体の影響を把握した。
キーワード：災害リスク、レジリエンス、社会的影響、鬼怒川水害

1. はじめに

プロジェクト研究「グローバルに通用する多面的な水災害リスクの評価及び評価に基づく強靱な社会構築手法に関する研究」は、達成目標として、以下の3つを掲げている。

- ・多面的な災害リスクの高精度・高度な推計手法の提案
- ・各種の防災施策・投資による減災効果を総合的に評価するリスク指標の提案
- ・国内外における強靱な地域社会の構築手法の提案

災害による社会的影響は、図1に示す通り、時間軸に沿って変動する。発災直後は、主に物理的被害により、社会的機能の稼働率が低下する。構造物の対策などの「致命的な被害を負わない強さ」を向上させる対策により、これらの稼働率の低下に歯止めをかけることが必要である。その後、復旧対応等により、これらの稼働率は徐々に回復する。この際、「速やかに回復するしなやかさ」を向上させる対策により、稼働率が低下している時間を短縮させることが必要である。さらに、「よりよい復興」を目指した施策により、社会的機能の稼働率100%を上回る地域の発展を達成することも望まれる。一方、水災害のように予警報の発表がありえる災害の場合は、避難や工場等の生産ラインの事前停止などの緊急対応により、社会的機能の稼働率を人為的に低下させ

るものの、被害を未然に防止することができる。

災害による社会的影響とは、図1において、社会的機能の稼働率が100%を下回る領域を時間軸に沿って積分した面積に相当する。よって、望ましい施策を検討するにあたり、評価すべき「多面的な水災害リスク」とは、図1に示した社会的機能の稼働率がいかにして変動・回復・向上するかに対応する。

本プロジェクト研究においては、達成目標の一つ目として「多面的な災害リスクの高精度・高度な推計手法の提案」を掲げており、この目標に向けて、茨城県常総市をケーススタディー地域として、災害後の地域社会の機能回復状況に関する調査研究を行ってきた。水害から3年目となる2018年度は、これらの成果を取りまとめた。分析にあたっては、住民・事業所へのヒアリング調査に基づく分析、及び統計データを用いた分析という2つの観点からの検討を行った。

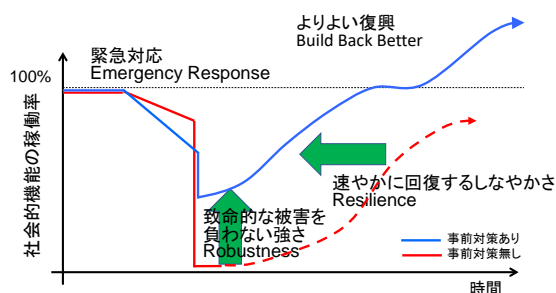


図1 水災害による社会的影響と対策の効果

2. 住民・事業所へのヒアリング調査に基づく分析

2.1 調査の概要

住民・事業所へのヒアリング調査の概要を表1に示す。2015年9月の水害発生から1年後となる2016年秋に事業所へのヒアリング調査を実施した。その後、水害から2年後となる2017年秋に住民へのヒアリング調査を実施した。事業所への調査結果については、2016年度のプロジェク研究の成果報告書にて報告済である。

事業所調査では、常総市商工会の協力のもと、商工会名簿から対象事業所をランダムにサンプリングして依頼を行い、ヒアリングの際は「事業所の基本的な状況、浸水時の状況、被害状況、事業所活動の再開・継続状況、浸水前後での水害対策の状況」についての質問を行った。調査では、商工会会員であり、かつ鬼怒川東側で被災した582社のうち、約1割相当へのインタビューを行うこととして依頼を行い、最終的には鬼怒川東側に立地する56社からの回答を得た。また、比較のために、広域浸水していない鬼怒川西側の4社からも回答を得た。

住民調査は、中央大学理工学部河川・水文研究室が2015年11月に調査を行った常総市内の516世帯に対して、同研究室の協力を得て、これらの世帯を再度訪問する形式で実施した。なお、中央大学の2015年11月の調査では持ち家ではない世帯も含まれていたため、そのうち、持ち家かつ浸水を受けた世帯のみに対して、調査依頼を行った。調査では、「被災後の住家の状況、水害前後での日常生活の変化や困ったこと、水害前後での水害対策の状況」などについての質問を行った。

表1 住民・事業所調査の概要

| | 住民調査 | 事業所調査 |
|-------|---|------------------------------|
| 実施期間 | 2017. 11. 23-26 | 2016. 9. 1-11. 30 |
| 対象 | 住民 | 常総市商工会所属の事業所 |
| 調査方法 | 中央大学理工学部河川・水文研究室が2015年11月に調査を行った常総市内の516世帯のうち、持ち家かつ浸水を受け、今回の調査への協力が得られた世帯 | 商工会名簿からのランダムサンプリング後に、インタビュー。 |
| サンプル数 | 218 (補修済142、建て替え済4、計画中2、何も行わず59) | 60 (鬼怒川東側56、西側4) |

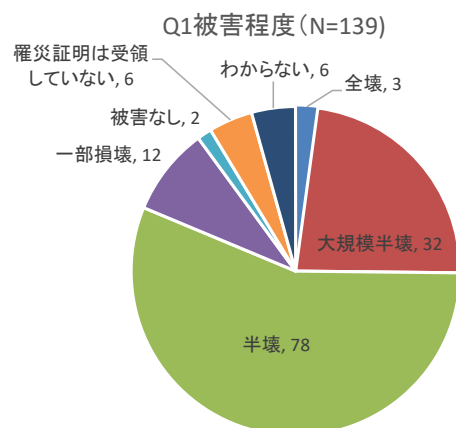


図2 住民調査での補修済世帯の住家の被害程度

調査の結果、218世帯からの有効回答を得た。自宅を補修済の世帯が142、建て替え済が4、計画中が2、何も行っていない世帯が59となった。補修済の142世帯に対して、常総市からの罹災証明に記載されている被害程度を尋ねたところ、図2の通りとなった。なお、内閣府の住家の被害認定基準によれば、住家の主要な構成要素の経済的被害の割合が50%以上、40-50%、20-40%、20%未満の場合に、全壊・大規模半壊・半壊・半壊に至らない（一部損壊）となる。

2.2 調査結果

調査結果の抜粋を図3に示す。図には、住民調査で得られた回答のうち、「住家の補修を完了した割合、住民が毎日の生活が元に戻ったと思っている割合、住民が地域活動が元に戻ったと思っている割合」、および事業所調査で得られた回答のうち、「売上が100%に戻った事業所の割合」の時間的な推移を示した。これらのグラフは、調査時点までに完了または元に戻ったか否かを尋ねるとともに、調査時点までに完了または元に戻っていた場合にはいつ完了または元に戻ったかを尋ねることにより、これらの回答を集計して作成したものである。

この結果、住家補修に関しては、全壊・大規模半壊の場合は、90%の世帯が完了するには14ヶ月、50%の世帯が完了するには5ヶ月を要したことがわかった。半壊では90%の世帯が完了するのに10ヶ月、一部損壊では13か月となった。一部損壊の場合は、水害発生の当月中に補修を完了した世帯も見られるものの、補修工事を待たされた、又は畳の裏側がカビていたのに1年後くらいになってから気が付いて補修を行った、などの多様な事情があり、90%の完了までには1年以上を要した。

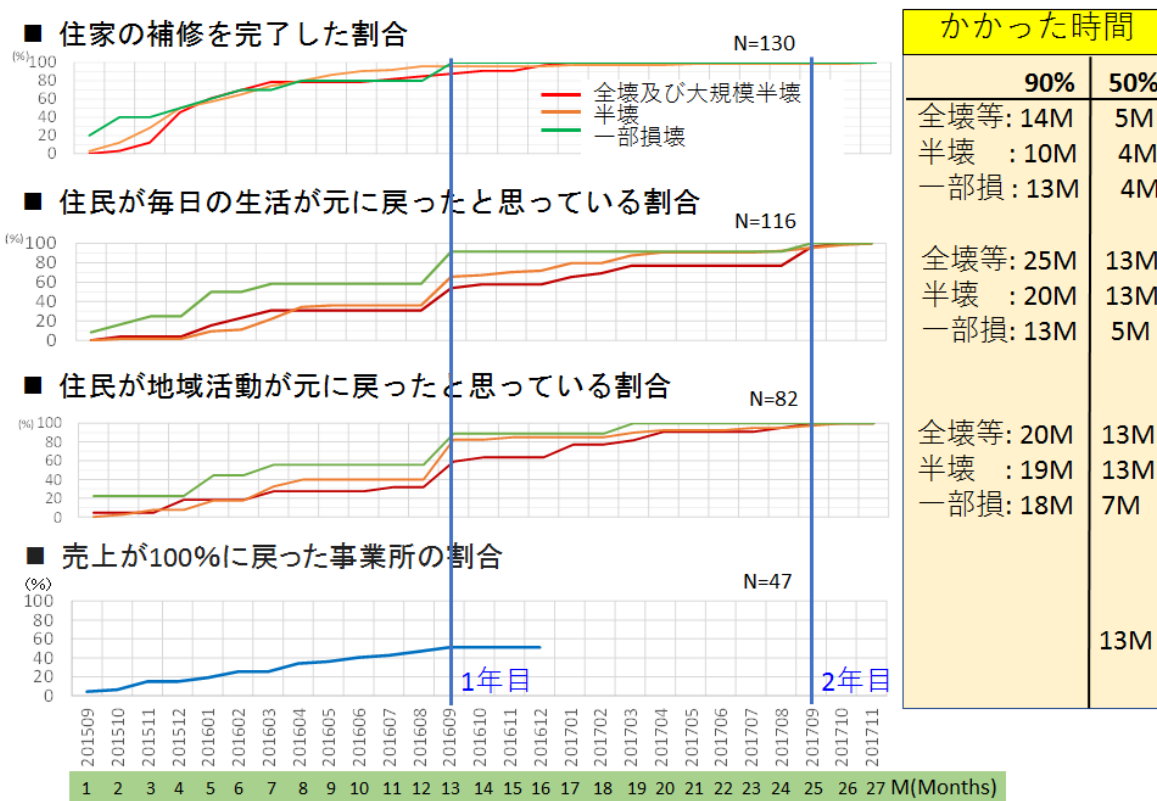


図3 回復に要した時間

住民が毎日の生活が元に戻ったと思っているかどうかを尋ねたところ、全壊・大規模半壊の場合は、90%の世帯がこのような実感を持つには25か月かかり、一部損壊では13か月かかった。一部損壊は、床下浸水相当であり、室内の被害は生じていない被害程度であるものの、1年以上は生活が元に戻ったと感じられなかった点が把握できた。

地域活動が元に戻ったと思っているかどうかを尋ねたところ、全壊・大規模半壊では90%の世帯がこのような実感を持つには20ヶ月、一部損壊でも18ヶ月かかった。全壊・大規模半壊と一部損壊とでは、それほど大きな時間差ではなく、自らの家屋が一部損壊であっても、地域活動全体で見ると元に戻ったと感じるには時間を要したことがわかった。

事業所調査における、売上が100%に戻った事業所の割合は、被災後1年経った13か月後においても、まだ約半分となった。この値は、多種類の業種が含まれた回答を集計したものであるため、業種によっては、元に戻るのに更なる時間を要した事業所も含まれる。

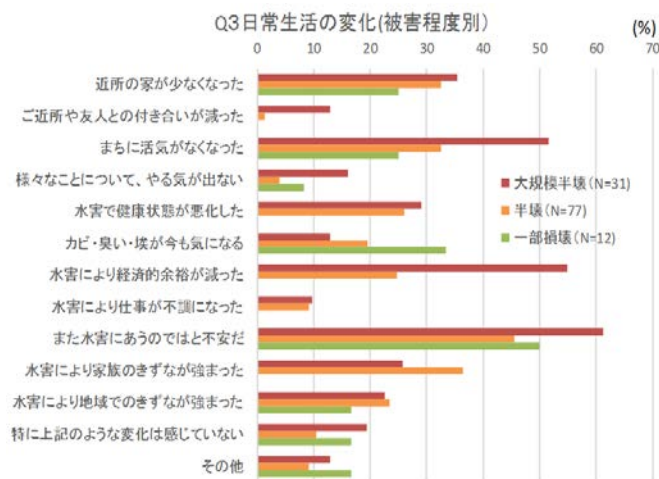


図4 日常生活で感じている変化

以上の結果より、浸水被害にあった世帯において住家の補修が完了し、さらに住民が日常生活や地域が元に戻ったと感じるまでには、被害程度に応じて1~2年強程度かかったことがわかった。

また、水害前後での日常生活の変化も尋ねたところ、図4に示した通りとなった。いずれの被害程度の回答者でも多かったのは「また水害にあうのではないかと不安だ」という回答である。その他、被害

程度が大きい場合は、「水害により経済的余裕が減った」「まちに活気がなくなった」との回答も多い。なお、調査に協力した回答者は、どちらかというところ、地域の中では前向きな考えの持ち主であり、不安や懸念が大きい住民は、水害当時のことを思い出したくないという理由から調査に協力していない可能性が高い。よって、本調査結果は、回答者における現状を示したものに過ぎず、実際の状況は更に不安や懸念が大きい住民が多い可能性がある点に留意する必要がある。一方で、「水害により地域でのきずなが強まった」「水害により家族のきずなが強まった」という前向きな影響も若干見られた。

3. 統計データに基づく分析

3.1 災害後の人口変動の分析

前章で述べたヒアリング調査は、あくまで常総市内に住み続けている住民が回答した結果であるが、被災地では深刻な人口流出も発生している。図5は、常総市H29統計書の地区別人口の表に基づいて作成した水害前後での人口変動である。2015年4月1日の人口を1として各年の値を算出して図示した。人口は住民基本台帳に基づく各年4月1日現在の値であるため、2016年の値が水害後に相当する。鬼怒川決壊に加えて八間堀川の決壊も影響を受け、浸水深さが最大で約3mに達し、約10日程度浸水が継続した大生地区では、2015年人口に対する人口比が、2016年度は0.942、2017年度は0.947となり、人口の減少が確認された。水海道駅周辺の水海道地区も、浸水し、2016年度には人口が大きく減少したものの、2017年度には人口が若干増加して影響が軽減されつつある。

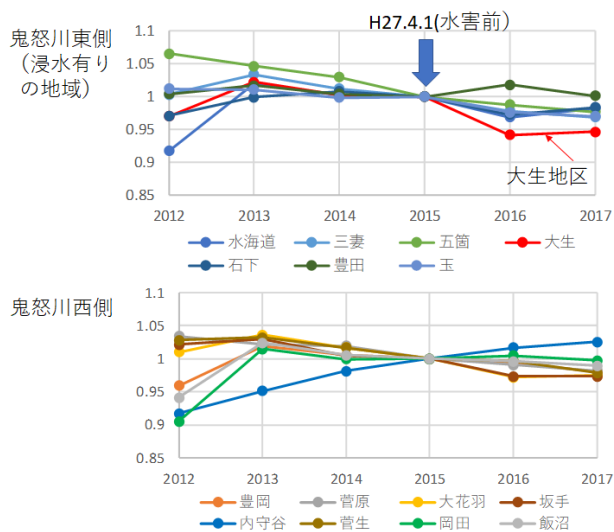


図5 常総市内の水害前後での地区別の人口変化

3.2 産業別災害後の人口変動の分析

前章で述べた事業所の売上の推移は、あくまで調査対象とした限られた数の事業所の回答でしかない。よって、より面的な影響を把握するため、茨城県が毎年3月に公表している茨城県市町村民経済計算¹⁾のデータの分析も行った。図6は、経済活動別の総生産(名目)について、水害前の平成26年(2014年)を1として表示したものである。平成27年(2015年)の製造業の総生産は、9月の水害後の多数の事業所での休業等のため、前年の29%減となった。一方で、建設業は23%増、電気等・廃棄物処理業は16%増となり、業種による差が確認された。

図7は、茨城県・県西地域・常総市での総生産(名目)について、水害前の平成26年(2014年)を1として表示したものである。市全体の総生産は、前年の14%減となり、リーマンショック後の平成21年度と近くなった。なお、県西地域で見ると若干の減少は見られるが、茨城県全体では総生産は増加した。

以上の結果は、常総市での結果に過ぎないため、今後、他の被災地の事例分析も行う予定である。

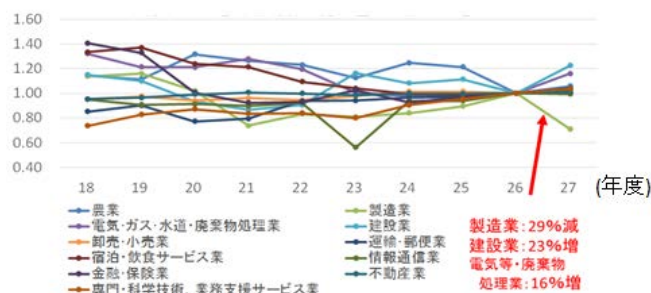


図6 常総市内の経済活動別の総生産(名目)の推移

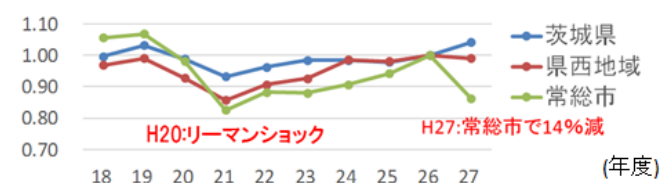


図7 県・地域・市の総生産(名目)の推移

4. まとめ

本研究課題では、茨城県常総市をケーススタディ地域として、災害後の地域社会の機能回復状況に関する調査研究を行った。常総市内の住民及び事業所へのヒアリング調査の結果、災害発生から約1~2年強程度の期間をかけて、浸水した住家の補修が完了し、住民が日常生活や地域が元に戻ったと感じる

ようになってきていることがわかった。一方で、住民が更なる災害の発生への懸念や経済的な心配を有していること、地域の活気が低下しているなどの様々な長期的な課題も顕在化していることも確認された。今後は、これらの調査結果を踏まえて、達成目標の一つである「多面的な災害リスクの高精度・高度な推計手法の提案」に向けた検討を進めていく予定である。

謝辞：ヒアリング調査に際してご協力いただいた関係各位および対象地域の事業所・住民の皆様には感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 茨城県：市町村民経済計算のページ（2019.10.24 閲覧）
<https://www.pref.ibaraki.jp/kikaku/tokei/fuky/tokei/betsu/keizai/keizai.html#keizai02>

2. 3 防災・減災活動を支援するための、効果的な防災・災害情報の創出・活用及び伝達手法の開発

2.3.1 水災害情報が乏しい地域での防災・減災活動を支援する水災害リスク情報提供システムに関する研究

担当チーム：水災害研究グループ

研究担当者：徳永良雄、栗林大輔、大原美保

【要旨】

本研究では、わが国の中山間地や途上国など、気象・水文に関するリアルタイム情報や予測情報が乏しい流域において、水災害に対する防災担当者や住民の防災・減災活動を支援するために、氾濫モデルによる解析結果などを考慮した新たな水災害リスク評価指標を設定する。さらに、それらの情報を防災担当者や住民と共有し、防災・減災活動で利活用するため、「水災害情報共有システム」を開発する。本年度は、「ICHARM 災害リスク情報共有システム (ICHARM Disaster Risk Information System: IDRIS)」の普及に向けたシステムの基礎仕様の整理、洪水カルテ自動作成ツールの検討を行った。洪水カルテ自動作成ツールに関しては、岩泉町の洪水リスク評価に適用を行い、洪水カルテの簡便な作成を実現し、地区防災への有用性を確認した。

キーワード：防災・減災、ICHARM 災害リスク情報共有システム (IDRIS)、洪水カルテ自動作成ツール、岩泉町

1. はじめに

洪水・土砂災害などの水災害は近年激甚化・多様化しているが、降雨開始から発災に至るまでには、ある程度の時間が見込める。そのため、発災前に様々な情報を収集・分析し、発災までの時間を考慮しながら活用することで、防災担当者や住民が効果的に防災・減災活動を実施し、被害を軽減できる可能性が高い。特に、中山間地の市町村においては、以下の課題を抱えているため、防災情報の有効活用と、それを活用した地区防災計画策定が求められている。

- 構造物対策に多額の予算をかけられない。
- 急峻な地形で降雨発生から流出までの時間が比較的短いため、入手した情報を整理し、避難行動や防災活動につなげる時間的余裕が少ない。
- 洪水予報などが行われていない区間が多い。
- 市町村防災担当部局は、防災対応の経験が乏しく、防災の詳しい知識を持つ防災担当者が少ない。
- 平成大合併で市域が拡大し、担当者が馴染みのない地域が多くなるとともに、現地の状況把握により時間がかかるため、対応策の決定（優先順位付け）に手間取ることがある。
- 中山間地のコミュニティでは高齢者が多く、

いざという際の避難活動に、より多くの配慮が必要で、共助のニーズが高い。

以上の背景を踏まえ、本研究では、我が国の中山間地や途上国など、気象・水文に関するリアルタイム情報や予測情報が乏しい流域において、防災担当者や住民による防災・減災活動を支援する、「災害情報共有システム」(ICHARM Disaster Risk Information System :IDRIS)を開発し、地域防災計画などへの利活用方法について検討することを目的とする。

平成 29 年度は、IDRIS の開発と新潟県東蒲原郡阿賀町（以降、「阿賀町」と記述する。）における適用研究・実証実験 HP である ARIS (Aga town Risk Information System) を通して、IDRIS(ARIS)の有効性の確認を報告した¹⁾。同時に、「洪水カルテ」(地区単位で洪水リスク評価が可能な表)の開発とその有効性を報告した²⁾。

平成 30 年度は、IDRIS の普及に向けたシステムの基礎仕様の整理、「洪水カルテ」の簡便な作成方法の検討を行った。2 章において IDRIS の普及に向けたシステムの基礎仕様の整理、3 章において、「洪水カルテ」の自動作成ツール³⁾の概要を報告する。

2. IDRIS の普及に向けたシステムの基礎仕様整理

図-1 に IDRIS のシステム構成と ARIS の実装サーバの仕様を示す。IDRIS は、クラウド上に仮想サーバを生成し、仮想サーバ内に IDRIS のサイトを構築する。IDRIS は、国立研究開発法人防災科学研究所が提供する e コミュニティ・プラットフォームをベースに、情報共有システムサイトを構築している。IDRIS は、多くの観測施設・情報配信サイトへのリンクが可能である。

現在、一般公開中の ARIS では、阿賀町に關係する防災情報として、気象業務支援センターから降水量の配信データの受信・保管や、北陸地方整備局阿賀川河川事務所 HP からの河川に関する CCTV カメラ、河川の水位等、東北電力からのダム放流量へのリンク・表示等行っている。阿賀町の浸水想定区域図・土砂災害警戒区域図等の災害リスク情報の蓄積も可能となり、阿賀町にとって災害情報を一元的に管理できる。従来技術においては、地方自治体ごとにサーバが必要となったが、今後、多くの地方自治体に IDRIS の導入がされた場合にも、クラウド化は、遠隔地におけるサーバの保守作業を軽減でき、効率的なシステム構成となっている。

今後は、IDRIS に必要なシステム仕様を整理し、基本的なサーバ構造仕様を作成する予定である。

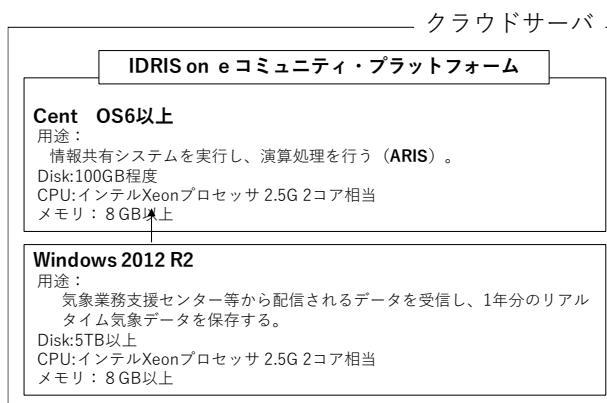


図-1 IDRIS のシステム概要図

3. 浸水過程を考慮した地区単位での簡便な洪水リスク評価システムの開発（洪水カルテ自動作成ツールの検討）

3.1 中山間地市町村における課題と目的

中山間地の市町村においては、急速な高齢化や避難できない高齢者などの要配慮者の増加、産業の衰退及び限られた予算や土木系職員の減少などにより、地域防災対応力が衰退している。

中山間地における効果的・効率的な減災対策には、一つの視点として、住民が災害リスクを「我がこと」として認識できるように配慮する必要がある。例えば、住まいの地区（集落）の時系列的な浸水深変化

表-1 「洪水カルテ」の8つの指標と指標値算出に必要なデータ

| 評価軸 | 評価地点 | 指標 | 危険度(配点) | 閾値 | 指標値算出に必要なデータ | |
|----------------|--------|-------------------------------|---------|---------------|--------------|-------------|
| ①地区の浸水危険度 | 地区内指定点 | 最大浸水深 | d (0) | < 0.1m | 地区の人口データ | |
| | | | c (1) | 0.1m ≤ < 0.5m | | |
| | | | b (2) | 0.5m ≤ < 1.7m | | |
| | | | a (3) | 1.7m ≤ < 3.2m | | |
| ②浸水最大孤立者数 | 地区全体 | 0.5m以上の浸水域に居住し、かつ避難しない人数 | d (0) | 0 | | |
| | | | c (1) | < 10人 | | |
| | | | b (2) | 10 ≤ < 50人 | | |
| | | | a (3) | 50人 ≤ | | |
| ③浸水の影響を受ける要配慮者 | 地区全体 | 0.3m以上の浸水域に居住する要配慮者の人数 | d (0) | 0 | | |
| | | | c (1) | < 10人 | | |
| | | | b (2) | 10 ≤ < 50人 | | |
| | | | a (3) | 50人 ≤ | | |
| ④本格浸水開始までの余裕時間 | 地区内指定点 | 浸水深が0.1mから0.5mに達するまでの時間 | d (0) | (0.5m以下の浸水) | 氾濫解析結果 | |
| | | | c (1) | 6時間 < | | |
| | | | b (2) | 3時間 ≤ ≤ 6時間 | | |
| | | | a (3) | < 3時間 | | |
| ⑤避難が必要な期間 | 地区内指定点 | 浸水深0.5m以上の継続時間 | d (0) | < 0.1日 | | |
| | | | c (1) | 0.1日 ≤ < 0.5日 | | |
| | | | b (2) | 0.5日 ≤ < 1.0日 | | |
| | | | a (3) | 1.0日 ≤ | | |
| ⑥避難所の危険度 | 避難所 | 避難所の最大浸水深 | d (0) | < 0.1m | 避難所データ | |
| | | | c (1) | 0.1m ≤ < 0.3m | | |
| | | | b (2) | 0.3m ≤ < 0.5m | | |
| | | | a (3) | 0.5m ≤ | | |
| ⑦地区と役場支所との交通途絶 | 地区内指定点 | 地区と町役場・支所を結ぶ道路の最大浸水深 | d (0) | < 0.1m | | 役場・支所の位置データ |
| | | | c (1) | 0.1m ≤ < 0.3m | | |
| | | | b (2) | 0.3m ≤ < 0.5m | | |
| | | | a (3) | 0.5m ≤ | | |
| ⑧洪水後の廃棄物 | 地区全体 | 0.5m以上の浸水域に存在する家屋数から換算される廃棄物量 | d (0) | 0 | 建築物のデータ | |
| | | | c (1) | < 50 t | | |
| | | | b (2) | 50 ≤ < 150 t | | |
| | | | a (3) | 150 t ≤ | | |

を示すなど、わかり易い氾濫状況とそれに伴うリスク情報を提供する必要がある。

そこで、ICHARM では、市町村よりもさらに細かい地区単位で洪水リスク評価が可能な「洪水カルテ」の提案を行ってきた⁴⁾。「洪水カルテ」とは、想定 of 氾濫解析結果を用い、複数の評価軸での各地区の洪水リスク（危険度）を指標値として表したものである。阿賀町での「洪水カルテ」を作成するために、今回は 8 つの評価軸（表-1）に対応する指標値を算出することとしたが、既往研究においては、これらを手作業で地区別に指標値算出を行っていたため、多くの労力がかかるのが課題であった。また、土木工学が専門ではない自治体の防災担当職員が「洪水カルテ」を自力で算出することは困難であった。

上述のような課題がある中で、近年、内閣府、国土地理院、国土交通省及び市町村等により、洪水リスク評価に関連する様々な統計値や氾濫計算結果をインターネットにより提供するオープンデータの取り組みが進んでいる。これらの様々な情報を効果的に活用することで、全国の市町村を対象に簡易に洪水リスク評価を行うことが可能となると考えられる。

このような背景から、平成 30 年度においては、市町村の防災担当職員や一般の方が、氾濫解析結果と様々な統計・GIS データを活用して「洪水カルテ」の各種指標を自動的に計算し、地区ごとの洪水リスク評価を簡便に効率的に行うことが出来る『洪水リスク自動評価システム』（ICHARM Flood Risk Assessment System: IFRAS（仮名））のプロトタイプ構築を行った。また、構築したシステムを岩手県岩泉町に適用し、システムの有用性を検証した。

3.2 岩手県岩泉町の概要

岩手県下閉伊郡岩泉町（以下、「岩泉町」と記述する。）は、岩手県の中央部からやや北側の北上山地の東部に位置し、太平洋に面している。面積は 992.36km² で、本州で最も広い町として知られている。林野率が 93%（全国平均 67%、岩手県平均 76%）と高い中山間地の自治体で、人口は約 9,300 人、約 4,400 世帯である⁴⁾。

岩泉町においては、平成 28 年 8 月の台風 10 号により期間総降水量（8 月 26 日～31 日）285.5mm を記録し、小本川の急激な増水により広域で氾濫が発生した。高齢者施設「楽ん楽ん」では、居住していた高齢者 9 名全員が亡くなり、全壊棟数は約 1,000 棟、被害額は土木施設や農業施設など合わせて約 328 億円に上った⁵⁾。

3.3 「洪水リスク自動評価システム」の開発

(1) システムの特徴

本研究で開発する『洪水リスク自動評価システム』の 3 つの特徴を、以下に取りまとめる。

① 指標値計算の自動化

「洪水カルテ」作成において、これまでは氾濫解析結果から手作業にて地区内指定点の浸水開始時間や浸水継続時間を、また自治体が提供する人口データ等から浸水の影響を受ける要配慮者数などを算出していた。浸水開始時間や浸水継続時間は、避難開始のタイミングや避難を継続する時間を検討できる重要な指標であるが、一般的な氾濫解析システムからは自動的に算出されない。そのため、地点を指定すればこの 2 つの指標を氾濫計算結果から自動算出できるようにシステム設計を行った。

② 様々な統計・GIS データの活用

表-2 に政府が整備している主な統計・GIS データ一覧を示す。

政府統計の総合窓口「e-Stat」は、日本の政府統計関係情報のワンストップサービスを提供する政府統計のポータルサイトである⁶⁾。人口・産業など様々な統計情報が、表形式やシェイプファイル形式で提供されている。

表-2 政府が整備している主な統計・GIS データ一覧

| データベース の名称 | 整備主体 | 収録されている 主なデータ |
|-------------------|-------------------------|--|
| 政府統計の総合窓口「e-Stat」 | 総務省統計局 | 各種統計情報（人口・産業・物価など） |
| 国土数値情報 | 国土交通省 国土政策局 国土情報課 | 国土に関する基礎的情 報データ（地形・土地利 用・公共施設など） |
| 基盤地図情報 | 国土地理院 | 国内の地理空間情報（標 高・行政区画建築物の外 周線など） |
| （参考） 河川氾濫解析 | 国土交通省 河川局、 都道府県 | 想定最大規模洪水や計 画規模洪水に応じた氾 濫域や継続時間 |

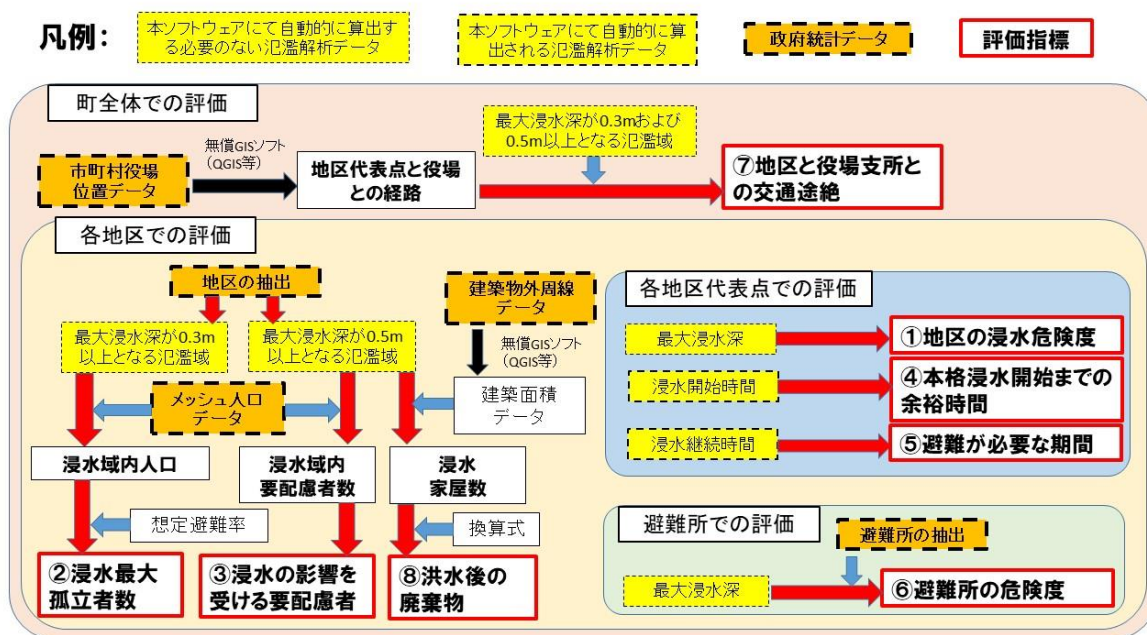


図-2 各評価指標値に必要なとなるデータ (政府統計・GISデータを用いる場合)

「国土数値情報」は、国土に関する基礎的な情報 (地形・土地利用・行政区域・避難施設等) がインターネットで提供されている⁷⁾。国土地理院では、様々な国内の地理空間情報を同じ位置の基準を持った情報とする「基盤地図情報」の整備が進められている⁸⁾。

国土交通省では、破堤点を指定すれば最大浸水深や浸水域だけでなく、氾濫到達時間や浸水継続時間などが表示される「地点別浸水シミュレーション検索システム (浸水ナビ)」を構築している⁹⁾。氾濫解析は、国土交通省河川事務所などが、「浸水想定区域図データ電子化ガイドライン (第2版)」(国土交通省 平成27年7月) に沿って実施しているものであり、氾濫解析結果そのもの全ては公開されていないが、事務所等に依頼することで入手可能な場合もある。

これら日本全国で整備されている様々な統計・GISデータを活用することで、全国の市町村において、同じ精度で、効果的にかつ簡易に地区レベルでの洪水リスク評価を行うことが出来る。また市町村では、土地や建物などの固定資産の評価を行うための固定資産課税台帳データや、集落ごとの人口統計データを整備しており、これらのデータを活用したより詳細な洪水リスク評価も可能である。本システ

ムでは、これら多種多様なデータを利用可能とするようシステム設計を行った。

③ 閾値を容易に変更可能

本システムの大きな特徴の一つが、自動化によって表-1 に挙げる各指標の閾値を容易に変更できる点である。既往研究においては、他地区との相対比較を行うために、指標によっては客観的でない閾値を設定している場合があり、そのためリスク評価結果の信頼性が多少損なわれることとなっていた。本システムによって、閾値を変動させながらのリスク評価が比較的簡便に変更可能となるため、結果の信頼性が向上する。

(2) システムの構築

本研究で提案する『洪水リスク自動評価システム』におけるリスク評価手法は、前述の通り「洪水カルテ」によるものとしている。図-2 に「洪水カルテ」の8つの指標値と各種政府統計データの関連を示す。以下、政府統計・GISデータを活用する場合の、本システムにおける「洪水カルテ」各指標値の作成方法と流れを示す。

① 対象地区の設定

各指標値の計算に先立ち、まず対象地区や地区代表地点の設定を行う。「政府統計の総合窓口 (e-Stat)」には、国勢調査の小地域の地区区分が収録されてい

るため、地理院地図（電子国土 Web）上に図示できる。

② 基礎データベースの作成

前節で紹介した各種データベースから（表-2）、各種統計データや氾濫解析結果やダウンロード後、メッシュ毎に各種データ（最大浸水深、避難所であるか否か、人口、家屋数など）を紐づけた基礎データベースを作成する。本システムは、計算の過程でこの基礎データベースを参照しながら、各地区の「洪水カルテ」を計算する。

③ 基礎データベースを用いた各指標値の作成

各指標値の算出については、「地区の浸水危険度」や「本格浸水開始までの余裕時間」のように氾濫解析結果のみから作成できる指標値もあれば、「浸水最大孤立者数」や「洪水後の廃棄物」のように、氾濫解析結果に人口データや建築物データを重ね合わせて算出する必要がある指標値もある。

④ 閾値による各指標値のランク評価と図上表示

③において指標値の算出の後、自由に設定できる閾値に応じて、指標値に対して危険度評価を行い、結果をエクセルにおいて一覧表で出力する。また、より視覚的に理解できるよう、Google Earth®上に表示できる。

3.4 岩泉町への適用

作成したシステムを用いて、岩泉町において各地区の洪水リスクを評価した。なお、本研究では各地区の代表地点は、各地区における最大浸水深を記録したメッシュとしているため、本研究において作成される「洪水カルテ」の値は、洪水リスク評価としては最も危険側の評価となっている。

システムによるアウトプットの例として、Google Earth®上に各地区の「②浸水最大孤立者数」によるリスク評価結果を重ねた例を図-3に示す。プロトタイプ

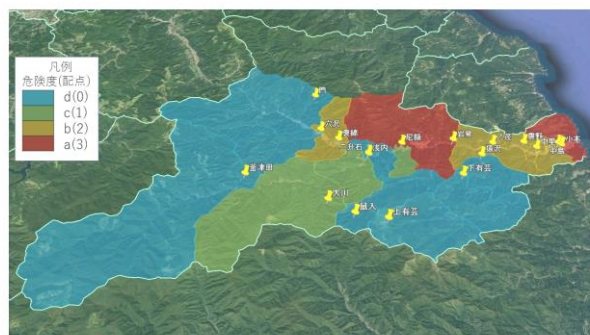


図-3 自動作成ツールによるアウトプット例（「②浸水最大孤立者数」によるリスク評価）

タイプの適用結果は良好であり、他自治体への展開も可能と考えている。

4. まとめ

平成 30 年度においては、過年度に提案した、① IDRIS の普及化のための基礎仕様の整理、②地区ごとの洪水リスク評価手法である「洪水カルテ」の手法を適用し、既存の氾濫解析結果や政府による統計・GIS データなどを活用して、簡便に地区単位の洪水リスクを評価できるシステムのプロトタイプを提案した。

参考文献

- 1) 栗林大輔、大原美保、岩崎貴志、徳永良雄：「平常時から緊急時までのシームレスな利用を考慮した自治体向け災害情報共有システムの提案」、地域安全学会論文集、Vol. 33、pp. 247-257、2018
- 2) 「洪水カルテ」による地区危険度評価手法の提案、栗林大輔、大原美保、近者敦彦、澤野久弥、地域安全学会論文集 No. 31、pp. 299-307、2017
- 3) 栗林大輔、崔国慶、大原美保、藤兼雅和：浸水過程を考慮した地区単位での簡便な洪水リスク評価システムの開発、地域安全学会梗概集 No. 44、pp. 35-38、2019. 5
- 4) 岩手県下閉伊郡岩泉町：岩泉町ホームページ、<https://www.town.iwazumi.lg.jp/>（2019年3月閲覧）
- 5) 平成 28 年台風 10 号豪雨災害「復旧の記録」ふるさと岩泉の再生、岩手県岩泉町、（2019年3月閲覧）
- 6) 総務省統計局：政府統計の総合窓口「e-Stat」、<https://www.e-stat.go.jp/>（2019年3月閲覧）
- 7) 国土交通省国土政策局国土情報課：国土数値情報ダウンロードサービス、<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>（2019年3月閲覧）
- 8) 国土交通省国土地理院：基盤地図情報サイト、<https://www.gsi.go.jp/kiban/>（2019年3月閲覧）
- 9) 国土交通省：地点別浸水シミュレーションシステム検索システム（浸水ナビ）、<https://suiboumap.gsi.go.jp/>（2019年3月閲覧）