

長岡技術科学大学

博士学位論文

アジアモンスーン地域における
各種雨量情報の水文・気象学的応用に関する研究



上米良 秀行

2014年12月3日

論文審査

主	査	陸	旻	皎	教	授
副	査	細	山	田	得	三
副	査	熊	倉	俊	郎	准
副	査	高	橋	一	義	准
副	査	浅	沼	順	教	授

外部発表

- 上米良 秀行・陸 旻皎・早川 典生, 2004: GAME 再解析データを用いた 1998 年長江・松花江洪水の流出解析. 水工学論文集, 48, 19–24, doi:10.2208/prohe.48.19.
- 浅沼 順・上米良 秀行・陸 旻皎, 2004: 我が国におけるパン蒸発量の長期変動と水循環変動との関わり. 天気, 51, 667–678.
- 上米良 秀行・陸 旻皎, 2007: モンゴル東部ヘルレン川流域の水収支. 水工学論文集, 51, 397–402, doi:10.2208/prohe.51.397.
- H. Kamimera, S. Mori, M. D. Yamanaka, and F. Syamsudin, 2012: Modulation of diurnal rainfall cycle by the Madden–Julian oscillation based on one-year continuous observations with a meteorological radar in west Sumatera. *SOLA*, 8, 111–114, doi:10.2151/sola.2012-028.

目次

第 1 章	はじめに	1
第 2 章	ベトナム中部地域における各種観測雨量情報の性能調査	3
2.1	緒 論	3
2.1.1	雨量計観測	3
2.1.2	レーダー観測	4
2.2	データ	4
2.2.1	雨量計観測データ	4
2.2.2	レーダー観測データ	5
2.2.3	衛星雨量プロダクト	5
2.2.4	河川流量データ	6
2.3	レーダー雨量データの作成と性能調査	7
2.4	衛星雨量プロダクトの性能調査	8
2.5	降雨流出モデルを用いた性能調査	8
2.6	まとめ	9
第 3 章	インドネシア・ジャワ島中部地域における衛星雨量の性能調査	19
3.1	背景と目的	19
3.1.1	雨量計観測の歴史と実情	19
3.1.2	気象レーダー観測網の整備状況	20
3.2	対象地域・期間及び使用データ	21
3.3	結果及び考察	22
3.3.1	雨量計観測と衛星雨量 MVK の比較	22
3.3.2	雨量計観測と衛星雨量 MVK-A の比較	23
3.4	まとめ	24
第 4 章	モンゴル東部ヘルレン川の水収支	33
4.1	緒 論	33
4.2	観測資料	34
4.2.1	現業観測資料	34
4.2.2	実験観測資料	35
4.3	地表面水収支モデル	35
4.3.1	水収支モデルの構築	35
4.3.2	水収支モデルの同定	37
4.4	流域各地の地表面水収支と流域水収支	37
4.5	部分流域ごとの河道水収支	38
4.6	まとめ	39

第 5 章	インドネシア・スマトラ島西岸域の降雨日変化と季節内変動の連関解析	49
5.1	背景と目的	49
5.2	観測・データ解析方法	50
5.3	結果及び考察	51
5.3.1	MJO 不活発時の降雨日周期変化	51
5.3.2	MJO の位相別にみた降雨日周期変化	52
5.3.3	MJO に伴う日雨量極大の「後戻り」	53
5.4	まとめ	53
第 6 章	再解析データを用いた中国長江・松花江の流出解析	59
6.1	はじめに	59
6.2	対象流域の特徴	59
6.2.1	長江流域	59
6.2.2	松花江流域	60
6.3	分布型水文モデル	60
6.3.1	メッシュ水文モデル	60
6.3.2	河道追跡モデル	60
6.4	使用データ	61
6.4.1	流路網データ	61
6.4.2	入力気象データ	61
6.5	流出解析方法	62
6.5.1	モデルパラメータの設定	62
6.5.2	初期値の作成	62
6.5.3	ポテンシャル蒸発量の計算	63
6.6	結果と考察	63
6.7	まとめ	64
第 7 章	まとめ	73
7.1	雨量計雨量の空間代表性とそれを考慮した水文解析応用	73
7.2	レーダー観測の有効活用法	74
7.3	衛星観測に基づく雨量の現状	75
7.4	再解析データの応用可能性	76
7.5	各雨量情報の重要性和求められる将来像	76
付録 A	新安江モデルの概要	79

目次

2.1	ベトナム中部ダナン (Da Nang) 市周辺の地形 (濃淡が標高分布)。点線はトゥボン・ヴザ川の流域界、太い実線はノンソン (Nong Son) 水文観測所 (黒丸) の集水域界。黒丸及び中抜き丸は雨量計、黒の星印はタムキー (Tam Ky) レーダー観測所の位置。レーダーを中心とする小・大の2つの円の半径はそれぞれ 50 km, 100 km。	10
2.2	ノンソン集水域及びその周辺 6 地点の実験観測 (横軸) と現業観測 (縦軸) の 12 時間雨量の比較 (2007 年 11 月 9 日から 15 日までの 7 日間)。	11
2.3	ノンソン水文観測所における 2007 年 11 月の河川流量 (横軸) と水位 (縦軸) の観測値の関係 (赤の中抜き星印)。黒の中抜き丸は、ループ状の水位流量曲線に基づいて推定された河川流量 (横軸) と観測水位 (縦軸) の関係。	12
2.4	ノンソン水文観測所における 2007 年 11 月の河川流量の時系列。赤はループ状の水位流量曲線を適用した場合、青はひと月間の観測からべき乗型の 1 本の水位流量曲線を求めて適用した場合。	13
2.5	2007 年 11 月の雨量計観測 (横軸) と 4 種類のレーダー雨量 (縦軸) の比較 (全 6 地点)。上段から順番に RO、RG1、RG2、RG3、左列から順番に時間、日、月の各単位での比較。各図中左上の数値は雨量計観測とレーダー雨量の差の二乗平均平方根 (RMSD) を示す。	14
2.6	2007 年 11 月の雨量計観測 (横軸) と衛星雨量 (縦軸) の比較 (全 6 地点)。上段は MVK、下段は MVK-A。左列から順番に時間、日、月の各単位での比較。	15
2.7	2007 年 11 月の 1 時間毎の衛星雨量 MVK (横軸) を、マイクロ波放射計観測に基づく雨量 (MWIS、左図) とそれを内挿することにより求めた雨量 (Non-MWIS、右図) に区別し、それぞれ個別に雨量計観測 (縦軸) と比較。区別しないで全て一緒に比較したものが、図 2.6 の上段左端の図。	16
2.8	2007 年 11 月ひと月間のノンソン水文観測所における流出解析結果。上の 4 つの図は 4 種類の雨量の集水域平均値の時系列 (上から順番に、雨量計雨量、レーダー雨量 (RG3)、衛星雨量 MVK, MVK-A)。一番下の図は河川流量の時系列。黒が観測流量、赤、黄、緑、青はそれぞれ雨量計雨量、レーダー雨量、MVK, MVK-A を与えて求めた流量。右端の数値は月雨量又は月流出量を示す (単位 $\text{mm} (\text{month})^{-1}$)。	17
3.1	ジャワ島中部ソロ川流域 (薄い緑の領域) と雨量計観測網。中抜きの赤丸及び青と緑のバツ印はいずれも雨量計の位置を示す。赤の地点のみ本研究の解析に使用。青の地点は年単位の欠損を含み、緑の地点は明らかな異常値を含むため、本研究では使用しない。	25
3.2	雨量計観測に基づく月平均雨量の地点別時間変化。横軸は雨量計観測地点の通し番号 (順序に特段の意味なし)、縦軸は時間の進行を示す (進行方向は上から下)。各ます目の色は雨量の多寡を示す (寒色: 多雨、暖色: 寡雨)。雨量の単位は mm d^{-1} 。年間を通じて観測値が完全に欠損している場合に黒の実線を引いて強調。	26
3.3	雨量計観測 (横軸) と衛星雨量 MVK (縦軸) の散布図。上段は雨量計観測地点毎の比較、下段は広域平均 (全地点平均) 雨量の比較。左から順番に日単位、月単位、年単位、及び累年 (8 年) 平均の雨量。	27

3.4	雨量計観測地点の分布。赤は上流域とみなした地点、青は下流域とみなした地点。 . . .	28
3.5	月平均雨量の月別度数分布 (左: 雨量計観測、右: MVK)。黒は全地点の集計、赤と青は上流域と下流域に区別して個別に集計した結果。	29
3.6	月平均雨量の月別度数分布 (左: 上流域、右: 下流域)。赤は雨量計観測、青は MVK。	30
3.7	累年平均した 4 種類の雨量の空間分布。(a) 雨量計雨量、(b) GBA、(c) MVK、(d) MVK-A。雨量は 2002 年から 2009 年までの 8 年間の平均。	31
3.8	GBA の各ます目に含まれる雨量計の数の空間分布。左: 東南アジア域、右: ソロ川流域周辺。ます目の大きさは緯度経度 0.5 度。雨量計の数は 2002 年から 2009 年までの 8 年間の最大値。	32
4.1	ヘルレン川流域と現業気象・水文及び実験観測所。太い実線は流域界、細い点線は部分流域間の境界を示す。気象観測所 (MS、丸) には観測所番号、水文観測所 (四角) と実験観測所 (星印) には略称を付してある。	40
4.2	暖候期 (5–9 月) 積算の降水量と流出量 (正味の河川流量) の年々変化 (1993–2003 年)。降水量・流出量共に部分流域毎の領域平均値 (mm (5 month)^{-1})。 (a) 上流域、(b) 中流域、(c) 下流域。	41
4.3	草原域の $C_H U-U$ 関係 (KBU 地点、2004 年)。	42
4.4	年蒸発量の等値線図。	43
4.5	平均化時間と蒸発量算定 RMSE。	44
4.6	中・下流域における各年の 5 か月積算の河川流量の平方根 (河川水位) と河道底面からの浸透損失量の関係。	45
5.1	スマトラ西岸に設置された気象レーダー (XDR) の位置。右図の破線は半径 166 km の観測視野を示す。バツ印は雨量計の位置を示す (スマトラ島 5 地点)。地形は SRTM の観測 [4] に基づく。	55
5.2	MJO が不活発の場合 (中央の図) 及び MJO の 8 つの位相別の降雨日周期変化の極大時刻 (地方時、UTC+7) の地理的分布。	56
5.3	MJO が不活発の場合 (中央の図) 及び MJO の 8 つの位相別の相対雨量の距離時間断面図。	57
5.4	平均日雨量が最大となる MJO 位相番号の地理分布。	58
6.1	長江 (Changjiang)・松花江 (Songhuajiang) 各流域の位置。	66
6.2	長江 (Changjiang)・松花江 (Songhuajiang) 各流域の流路網及び水文観測所。(a) 長江流域の流路網。3 つの黒丸は上流からそれぞれ、宜昌 (Yichang)、沙市 (Shashi)、漢口 (Hankou) の水文観測所を示す。(b) 松花江流域の流路網。3 つの黒丸は上流からそれぞれ、富拉爾基 (Fulaerji)、大賚 (Dalai)、哈爾濱 (Harbin) の水文観測所を示す。	67
6.3	哈爾濱 (Harbin) における降水量 (上段)、気温 (中段)、風速 (下段) の時系列変化。実線は GAME 再解析値、黒丸は観測値を示す。	68
6.4	長江流域での計算結果。(a) 宜昌 (Yichang)、(b) 沙市 (Shashi)、(c) 漢口 (Hankou)、各点における河川流量時系列。実線は計算値、点線は観測値を示す。	69
6.5	松花江流域での計算結果。(a) 富拉爾基 (Fulaerji)、(b) 大賚 (Dalai)、(c) 哈爾濱 (Harbin)、各点における河川流量時系列。実線は計算値、点線は観測値を示す。	70
A.1	新安江モデルの概念図。対象領域内における貯留容量の空間分布を示している。	80

表目次

4.1	ヘルレン川流域内・近傍の気象観測所 (MS) 一覧。観測所番号は WMO の定める番号に対応。IMH 作成の観測所一覧表より引用。	46
4.2	ヘルレン川流域の水文観測所一覧。緯度・経度・標高は簡易 GPS (Garmin 社) を用いて計測。集水面積は HYDRO1k をもとに計測。	46
4.3	ヘルレン川上・中・下流の各部分流域における暖候期 5 か月 (5–9 月) 積算の降水量 (P)・蒸発量 (E)・流出量 (R)・正味の河川流量 (Q_N) の累年平均 (1993–2003 年) 及び標準偏差 (括弧内の数字)。単位は mm (5 month)^{-1} 。	47
4.4	ヘルレン川上・中・下流の各部分流域の総面積及び河道面積。括弧内の数字は総面積に占める河道面積の割合。	47
4.5	部分流域ごとの暖候期 (5–9 月) の河道水収支各項の累年平均と標準偏差 (1993–2003 年、単位: $10^6 \text{ m}^3 (5\text{-month})^{-1}$)。 Q_I : 上流域から流入する河川流量、 Q_P : 河道水面への降水量、 Q_R : 河道周辺の集水域からの河川への流入量、 Q_O : 下流域へ流出する河川流量、 Q_E : 河道水面からの蒸発量、 Q_S : 河道底面 (潤辺) からの浸透量、 Q_{Ex} : 河道と周辺域との水交換量 ($Q_R - Q_S$)。	47
6.1	長江・松花江の水文観測所の位置と集水面積。	71
6.2	長江・松花江の各水文観測所における計算 (上段)・観測 (下段) 河川流量の最大値とその出現日 (括弧内)、及び Nash–Sutcliffe (NS) の効率係数。	72

第1章 はじめに

本論文では、熱帯から中緯度の広域にまたがり、多様な雨の降り方をするモンスーンアジアにおいて、インドネシア、ベトナム、中国、モンゴルという湿潤域から半乾燥域にわたる複数の地域を対象に、各国各地域における利用可能性や特徴を踏まえた雨量情報の水文・気象学的応用について論じる。

我々が利用できる雨量情報は、大きく分けて、観測に基づく情報、数値モデルに基づく情報、両者を組み合わせた情報の3通りである。観測に基づく雨量情報は、陸上や海上(ブイや船の上)に設置された雨量計や気象レーダーによる観測、人工衛星に搭載されたレーダーや赤外・マイクロ波放射計による観測があり、それぞれを組み合わせた情報もある。数値モデルに基づく雨量情報として、気象数値モデルによる数時間から数日程度先の予測雨量がある。客観解析・再解析による雨量は、観測と数値モデルを組み合わせた雨量情報である。

アジアモンスーン地域における雨量情報の利用可能性や特徴を考えると、雨量計の観測は、他の雨量情報にくらべて観測原理が単純で古くからのデータの蓄積がある一方で、点の情報であるが故の制約、主流の手動・目視観測にともなう様々な種類の間違いを含みやすいという問題、資料・データがきちんと収集・整理されにくいという問題があり、雨量の情報としてすぐに利用できる状態にない場合がある。気象レーダーの観測は資金や人手の不足により観測を維持することが難しい場合や、観測そのものは実施されたとしても、取得されたデータが十分に収集・整理・蓄積されず、実利用まで至らない場面を目にすることがある。衛星観測に基づく雨量としては、研究目的の利用を除けば、単一センサーに基づく情報が利用されることは少なく、複数センサーの観測を組み合わせることで地球のほぼ全体を隈無くカバーする情報が作成・公開されている。雨量計や気象レーダーの観測が充実していない地域にとって衛星観測に基づく雨量情報はたいへん有用である。しかし、観測原理上の制約や観測頻度の不足により、雨量情報としての正確さが必ずしも保証されていない。従って、どのくらい正確な雨量なのかを調査し、性能をよく把握した上で適切に利用する必要がある。他に利用できる雨量情報としては、客観解析・再解析による雨量があるが、この情報は衛星観測にも増して、性能をよく把握した上で利用する必要がある。

まず第2章では、ベトナム中部地域を対象に、雨量の地上観測が充実していない、或は、観測値を安定して取得できない河川流域であっても、取得される雨量計やレーダーの観測を最大限に活用することで、正確な洪水流出解析が可能となることを実証的に示す。第3章では、インドネシア・ジャワ島中部を対象に、地上観測と比較することにより衛星雨量の性能を調査し、その結果を踏まえて衛星雨量の有効・適切な活用方法について議論する。第4章では、雨量計その他の地上気象の観測値の空

間代表性を考慮して、長期の観測を時間的空間的に積分して利用することで、モンゴル東部を流れるヘルレン川流域の水収支、水循環の概略を明らかにする。第5章では、海陸両上にわたる広い範囲で特徴的な降雨変動を示すインドネシア・スマトラ島西岸域を対象に、気象レーダーの長期連続観測を基に降水日変化の地理的分布及び季節内変動との連関を記述する。第6章では、大陸規模河川である中国の長江・松花江を対象に、地上観測や衛星観測の雨量情報が取得・利用できないとしても、再解析による雨量情報を利用することで流出解析が可能となることを実証的に示す。

第2章 ベトナム中部地域における各種観測雨量情報 の性能調査

2.1 緒 論

ベトナムの中部地域は、約 1,500 km に渡って南北に細長く延びる同国にあって、年間の雨量が最も多い地域のひとつである [31]。その同国最多の年間雨量の殆どは、北東モンスーンが卓越する雨季の僅か 3, 4 か月間 (概ね 9 月から 12 月) にもたらされる [31]。インドシナ半島の東端に位置し、ラオス・カンボジアとの国境を成す西側のチュオンソン (Truong Son) 山脈と東海岸線に挟まれた東西幅約 100 km の急峻地形上を、南シナ海に向かって多数の急流河川が東流している。その様は、日本海に向かって北流する我が国北陸地方の急流河川群を連想させる。この様に、同国最多の雨が降り、そしてその殆どが 1 年のうち僅か 3, 4 か月間に集中して降るといふ降水特性と、降水から出水までの応答が速い (時間差が短い) という地形学的な特徴の両方を有するために、この地域では、大雨、洪水、土砂崩れ等を誘因 (ハザード) とする水関連災害の発生が、程度の差はあれど、毎年の様子に報告されている。その一方で、大雨によってもたらされる豊富な水を資源として活用すべく、水力発電や農業水利のための貯水池の建設が国策として進められている。従って、この地域の雨量の時空間分布を正確に把握することは、地域の治水・利水の問題を考える上で、誠に重要であると言える。

本章の研究目的は、ベトナム中部地域を流れるトゥボン・ヴザ川の部分流域を対象に、利用可能な雨量情報、即ち、雨量計、レーダー、衛星の各観測に基づく雨量を直接、間接に比較して、各データの性能を明らかにすることである。ここでいう間接比較とは、真値の分からない雨量ではなく、降雨流出モデルを用いて雨量を河川流量に変換して、その数値と観測された河川流量を比較することをさす。第 3.2 節に進む前に、まずはベトナムの雨量計と気象レーダーの観測について、以下もう少し詳しく現状を述べる。

2.1.1 雨量計観測

ベトナムにおける現業の雨量計観測は、天然資源環境省 (MONRE) 傘下の水文気象局 (NHMS) によって実施されている。NHMS は日本では国土交通省の気象庁と旧河川局 (現水管理・国土保全局の一部) をひとつにした様な組織である。雨量計観測を実施している観測所は、雨量を含む地上気象全般を観測する気象観測所、雨量と共に河川の水位や流量を観測する水文観測所、雨量だけを観測する雨量観測所の 3 種類である。2013 年発行の世界銀行と国際連合国際防災戦略事務局 (UNISDR)

による報告 [58] によると、雨量計観測を実施している観測所の総数は 764 である。その内訳は、気象・水文観測所 371 地点、雨量観測所 393 地点とある。後者の 393 という地点数は、2002 年の松本・山中の報告 [74] に示されている 390 とほぼ一致する。前者の 371 という数は、報告 [58] にある気象観測所 176 地点、水文観測所 232 地点 (松本・山中の報告 [74] にある数と一致) の和 (408) と一致しない (37 少ない)。37 の気象又は水文観測所では雨量計観測を実施していないと解釈すべきかもしれない。

各観測所は全国に 9 つある管区水文気象台の何れかに属している。気象・水文観測所では専門知識を持った正規の職員が観測業務に従事している。雨量観測所では NHMS の委託を受けた者が本業本務の傍ら観測を行っている場合が殆どである。観測露場を持たず、役場の敷地や民家の庭先に雨量計を設置しているため、雨量計観測に適していない場合がある。雨量計観測の公式記録は、貯留式雨量計を用いた手動・目視の観測によって、1 日 2 回、朝 7 時 (ベトナム地方時 = 協定世界時 (UTC) + 7 時間) と夜 19 時に取得される 12 時間雨量である。日雨量として記録・公表される数値は、7 時と 19 時の観測値の和、即ち、前日 19 時から当日 19 時までの 24 時間雨量である。紙ベースの観測原簿では、無降水 (zero precipitation) と微量降水 (trace precipitation) は区別して記録されるが、残念ながら、その記録を電子化する際に区別が無くなる (どちらも零 (0) と入力されてしまう) 場合がある。貯留式雨量計のそばに半自動の自記紙型や完全自動の転倒ます雨量計が併設されている観測所もあり、そのような場合、6 時間や 3 時間、或は 1 時間単位の雨量記録も作成されている。筆者が現地で見聞きした限りでは、NHMS の職員はひじょうに真面目で、手動・目視による雨量計観測値は極めて正確である。

2.1.2 レーダー観測

気象レーダーはベトナム全国 7 箇所に配備されており、全土を隈無く覆うほどの数ではないが、ほぼ等間隔に南北の偏りなく配置されている [29]。ベトナム中央政府の決定 (Quyết Định 16/2007/QĐ-TTg) によると、2020 年までに 8 基追加して、合計 15 基から成る観測網が整備される予定である [29, 58]。運用中の 7 基のうち、北部の 3 基はフランス製で古く、中部・南部の 4 基はアメリカ製で比較的新しい。NHMS の高層気象台が各地の管区水文気象台と協力しながら管理・運用している。

2.2 データ

2.2.1 雨量計観測データ

本研究で用いる雨量計観測は、ノンソン (Nong Son) 集水域及びその周辺の 6 地点 (図 2.1 の黒丸及び中抜き丸、黒丸はノンソン水文観測所、太い実線で囲まれた領域はその集水域) に設置された転倒ます式の自記雨量計により、実験的に取得された数値を 1 時間単位に集約したものをを用いる。6 地点のうち 5 地点 (図 2.1 のダナン (Da Nang) 以外) の雨量計 (34-T, Ota Keiki Seisakusho, Japan)

は感度 0.5 mm であり、アジアモンスーンエネルギー・水循環観測研究計画 (GAME)¹、或はその後継、モンスーンアジア水文気候研究計画 (MAHASRI)² の活動の一環として設置された [32]。残り 1 地点 (ダナン) の雨量計 (製造者、型番不明) は NHMS が独自に設置したものである。

これらの雨量計 (厳密には、図 2.1 のチャミー (Tra My) の西にあるカムドゥック (Kham Duc) の雨量計を除く) は、NHMS の現業の貯留式雨量計に併設するかたちで設置されたため、各地点で実験観測と現業観測の雨量を比較することにより、観測値の品質を確認できる。そこで、図 2.2 に示すように 12 時間ごとの雨量を比較したところ、カムドゥックを除けば、実験観測と現業観測の雨量は寡雨時から多雨時までよく一致しており、実験観測の雨量を以後の解析に活用しても問題はないと考えられる。カムドゥックでは実験観測の雨量が現業観測の雨量よりもやや少ない傾向を示す。カムドゥックは 6 地点中唯一の雨量観測所、即ち委託観測所であり、かつ、他の 5 地点とは異なり、実験観測の雨量計は現業観測の雨量計から 1 km 程度離れた場所に設置された³ ため、これらの事情が影響していると思われる。

2.2.2 レーダー観測データ

レーダー観測は、タムキー (Tam Ky) レーダー観測所 (図 2.1 の黒の星印、気象観測所を兼ねている) に設置されていた、単一水平偏波の気象レーダー (DWSR-93C, EEC, USA) によって取得された現業の観測値を用いる。電波の波長は約 5.3 cm、観測可能距離 (range) は 240 km である。本研究の対象とする 2007 年 11 月のひと月間においては、7 仰角 (0.5°, 1°, 2°, 3°, 4°, 5° 及び 6.5°)、10 分間隔 (無降水時は 3 時間間隔) のレーダー反射強度 (dBZ) がほぼ連続して取得された。仰角 2° 以下の観測値には、主としてグランドクラッターに起因する異常値が多数含まれているため、本研究では仰角 3° の観測値のみを解析に用いる。

2.2.3 衛星雨量プロダクト

本研究で用いる衛星雨量プロダクトは、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が作成・公開している国産プロダクト “Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)”⁴ である。標準プロダクト GSMaP_MVK [52] の 5.222.1 版 (以降 MVK と呼ぶ)、及び、これをアメリカ気象局の気候予測センター (CPC) が作成した雨量計雨量プロダクト “CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation”⁵ [60, 1] (以降 GBA と呼ぶ) で補正した GSMaP_Gauge [23] (以降 MVK-A と呼ぶ) を

¹<http://game.hyarc.nagoya-u.ac.jp>

²<http://mahasri.cr.chiba-u.ac.jp>

³2008 年の夏に現地を訪問した。その際、訪問の数か月前に現業観測の雨量計が移設されたことを知った。現業観測雨量計の 2007 年 11 月当時の設置場所を委託観測員にたずねたところ、当時の設置場所は実験観測の雨量計から 1 km 程度離れていたとの回答を得た。

⁴<http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/>

⁵http://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CPC_UNI_PRCP/

用いる。MVK, MVK-A 共に、全球南北緯 60 度以内の海陸両上、0.1 度 (約 10 km) 格子、1 時間毎の雨量データであり、2000 年 3 月から 2010 年 11 月まで作成されている。

GBA は全球陸域 0.5 度格子の日雨量プロダクトである。その原データは、主として全球通信システム (GTS) を通じて公開・共有された現業の雨量計観測値であり、不規則に配置された観測点の雨量を最適内挿法で空間的に内挿することで、ほぼ実時間で毎日毎の雨量が作成 (データ作成者はこの作業を解析 (analysis) と呼んでいる)・公開されている。1979 年から 2005 年までのプロダクト (retrospective version) は過去に遡って収集された雨量計観測値を、2006 年以降のプロダクト (real-time version) は実時間で取得された雨量計観測値のみ用いて作成されている。そのため、2005 年以前と 2006 年以降とで、プロダクトの質が時間的に不連続である可能性がある。また、プロダクトに添えられている日雨量の観測時刻の情報 (日界及びその意味、即ち日界の前 24 時間の雨量なのか、後 24 時間の雨量なのかの定義) が、国や地域によっては不正確であるため、プロダクトの取扱い方に注意する必要がある。

2.2.4 河川流量データ

本研究の対象集水域の出口にあたる NHMS のノンソン (Nong Son) 水文観測所 (集水面積 3,155 km²) の河川流量データを用いる。観測所の職員は 24 時間体制で観測業務に従事している。河川水位の観測値は、低水時は 2, 3 時間に 1 回、高水時には 1 時間に 1 回の間隔で、水位標の目盛りに対応する水位を目視で読み取ることにより取得されている。一方、河川流量の観測は、低水時は数日おきに、高水時には概ね 1 日 3, 4 回という頻度で実施されている。観測所の付近には橋梁が無く、浮子投下設備も持たないため、浮子法は適用できない。従って、水位の高低に関わらず、観測船とプロペラ式の流速計 (羽根 2 枚、製造者、型番不明) を用いた観測が実施されており、特に高水時には命がけの仕事だと言える。横断面上に配置された測線毎に、一点法による断面平均流速と断面積を掛け算することにより流量を求めている。測線数は一定でなく、安全確保の観点から、高水時の測線数は低水時よりも少ない。

河床勾配は定かではないが、洪水時の水位と流量の関係には顕著な二価性 (同じ水位に対して増水時と減水時で流量が異なる) が認められる (図 2.3)。そのため、NHMS の職員はループ状の水位流量曲線を洪水事象毎に作成し、それらを滑らかに接続することで、上述の水位標の水位の観測値から 1-3 時間毎の流量を推定している。こうして求められた推定流量の時間間隔が一定でないため、線形内挿により 1 時間間隔の河川流量時系列を作成した。本研究では、この時系列を観測河川流量と呼び、以降の解析に用いる。

ループ状の水位流量曲線に基づく観測河川流量と、一価関数の曲線 ($Q = aH^b$) を独自に求めて水位 (H , m) を流量 (Q , m³ s⁻¹) に変換した数値を比較すると (図 2.4)、2007 年 11 月ひと月間の流出量は、前者で 1,826 mm (month)⁻¹、後者の場合、2,033 mm (month)⁻¹ (線形内挿により 1 時間間隔の水位時系列を作成し、その後流量に変換) であり、一価関数を適用した場合、二価関数の場合より

も月流出量を1割程度多く見積もる。河川流量の波形で比較すると、一価関数を適用した場合、二価関数の場合よりも波形の位相が数時間後ろにずれ(流量極大が遅れて生ずる)、11月11, 12日頃の極大を除けば極大時の流量は減り、減水期の流量は増える。

2.3 レーダー雨量データの作成と性能調査

レーダーの観測値を雨量に換算するためには、地上雨量 R と上空のレーダー反射因子 Z の関係を知る必要がある。10分というレーダー観測の時間間隔で R と Z の散布図を描いてもばらつきが大きく、両者の間に関係を見いだすことは難しいが、 R と Z の数値をそれぞれ1時間単位に集約すれば、両者の間に明瞭な関係が認められる [13]。ただし、本研究の対象地域では、雨量計観測もレーダー観測も1時間単位という高時間分解能のデータは、現業の観測値として定常的には取得されていないため、両データの利用可能性と Z - R 関係の時間変動性を考慮して(空間変動性についても検討すべきであるが、雨量計の数が十分でないため、本研究では議論しない)、次に示す4通りの方法により、レーダー雨量データを作成し、それぞれ雨量計観測値と比較した。

- RO (radar-only) 雨量: 雨量計観測を用いることなく、伝統的に広く用いられてる Z - R 関係 ($Z = 200R^{1.6}$ [21]) を全地点・全期間に適用。
- RG1 (radar-rain-gauge combined) 雨量: 最も規模の大きな大雨時(2007年11月9日から14日までの6日間)の観測値から求めた単一の Z - R 関係を全地点・全期間に適用。
- RG2 雨量: ひと月間の観測値から求めた単一の Z - R 関係を全地点・全期間に適用。
- RG3 雨量: ひと月間の観測値から大雨の事象別に求めた複数の Z - R 関係を、事象毎に個別に全地点に適用。

すなわち、RO雨量はレーダー観測の視野内で1時間間隔の高時間分解能の雨量計観測を全く利用できない場合、RG1雨量は限られた期間のみ雨量計観測を利用できる場合、RG2雨量はレーダー観測と同じ期間の雨量計観測を利用できる場合、そして、RG3雨量はレーダー観測と同じ期間の雨量計観測を利用して、かつ、 Z - R 関係の時間変動性を考慮した場合を想定した雨量である。

以上4種類のレーダー雨量を雨量計雨量と比較した結果(図2.5)、つぎのことが明らかとなった。雨量計雨量が正確だとすれば、その雨量と比べて極端に小さな値を示すという意味において、RO雨量の性能は低い。6日間だけの雨量計観測であっても、それを用いて Z - R 関係を求めて適用すれば(RG1雨量)、ひと月分のレーダー雨量の性能は向上する(雨量差の二乗平均平方根(RMSD)が小さくなる)。全期間の雨量計観測を用いれば(RG2雨量)、性能は更に向上する。全期間の雨量計観測を用いて、かつ大雨の事象毎に Z - R 関係を求めて個別に適用すれば(RG3雨量)、もっとも良い性能を示す。

以上の結果から、雨量情報としてレーダーの観測値を活用するためには、高時間分解能の雨量計観測の取得と合成が必要であること、レーダー観測と同じ期間の雨量計観測を合成することが望ましいが、限られた期間の雨量計観測でも有効に活用できる可能性があること、十分なデータが利用できる場合には、大雨の事象別に $Z-R$ 関係を求めることが望ましいことが示唆される。

2.4 衛星雨量プロダクトの性能調査

つぎに衛星雨量プロダクト MVK, MVK-A と雨量計雨量を比較した (図 2.6)。時間、日、月の各単位で、MVK と雨量計雨量、MVK-A と雨量計雨量をそれぞれ比較すると、MVK, MVK-A は何れも雨量計観測よりも雨量を少なく見積もっていることが明らかである。この過小評価の傾向は、雨量の集計時間間隔を長くとっても変わらない。雨量計観測の日雨量が大きい数値を示す場合や月雨量が大きい数値を示す場所で、過小評価の程度はより大きい。MVK を補正した MVK-A には、雨量の少ない場合や場所では、雨量計の観測値に近づいているという意味で、若干の性能向上が認められる。

1 時間毎の MVK の雨量は、マイクロ波放射計の観測値から直接推定した雨量 (仮に A 雨量と呼ぶ) と、マイクロ波放射計の観測値が得られない場合に、可視赤外放射計の観測値をもとに、前後周辺のマイクロ波放射計観測に基づく雨量 (A 雨量) を内挿することにより求めた雨量 (仮に B 雨量と呼ぶ) に区別できる。A 雨量と B 雨量をそれぞれ個別に雨量計雨量と比較したところ (図 2.7)、両者に大きな違いは認められない。すなわち、B 雨量を含む MVK 全体の性能向上のためには、マイクロ波放射計の観測値から A 雨量を推定する手法をまず改善しなければならないと言える。ベトナム中部地域において MVK が雨量を少なく見積もることは先行研究 [30, 38] でも確認されており、[30] の解析結果によると、この地域の雨季に卓越する北東モンスーンの風上側地形上で過小評価の傾向が顕著である。従って、MVK の性能を向上させるためのひとつの手掛かりは、地形性降水時の雨量の見積りを良くすることであり、そのための A 雨量推定手法改善の研究が精力的に続けられている (例えば、[61])。

2.5 降雨流出モデルを用いた性能調査

前節までは、レーダー観測、衛星観測に基づく雨量の性能を調べるために、雨量計観測に基づく雨量との直接比較により、分析を行った。しかしながら、雨量計観測は点の観測であり、広範囲の雨量の真値として扱うことが難しい場合もある。従って、雨量計、レーダー、衛星の各雨量を降雨流出モデル (IFAS [7]) に与えて河川流量に変換することで、各雨量を間接的に相互に比較すると共に、計算流量と観測された河川流量を比較することにより、各雨量の性能について検討した。

雨量計雨量、レーダー雨量 (RG3)、及び MVK, MVK-A を与えた流出計算を行い、2007 年 11 月のひと月間について 1 時間刻みで計算したノンソン地点の河川流量の時系列と、観測流量の時系列を

比較した(図 2.8)。その結果、レーダー雨量を与えた場合、ひと月間を通じて計算流量は観測と概ね一致することが明らかとなった。雨量計雨量を与えた場合も、11月11-12日頃に流量の極大を示す洪水を除けば、計算流量は観測と概ね一致する。11-12日頃に極大を示す洪水については、雨量計雨量とレーダー雨量の差異の影響が如実に現れた。即ち、レーダー雨量に比べて雨量が少ないことと降雨開始の遅れが計算流量の立ち上がりの遅れをもたらし、その一方で、11日正午頃を中心とする過大な雨量が、計算流量の極大の出現を早めた。かつ、流量の極大値も観測に比べて極端に大きい。衛星雨量を与えた場合、各洪水の極大出現のタイミングはそれらしく表現されるものの、計算流量はひと月間を通じて観測を大幅に過小評価する。

水収支の観点からひと月間の総量で比較すると、雨量計雨量とレーダー雨量はほぼ同じ(それぞれ 1,685, 1,660 mm (month)⁻¹)であった。MVK と MVK-A もほぼ同じ(それぞれ 512, 620 mm (month)⁻¹)で、雨量計雨量、レーダー雨量よりも遥かに少ない。雨量計雨量とレーダー雨量は空間的、時間的に積分又は平均すると同程度の性能であると言える。他方、観測された河川流量を積分し流出量に換算すると 1,826 mm (month)⁻¹ であり、雨量計雨量、レーダー雨量よりも 1 割ほど多い。蒸発(散)による損失を考慮して雨量を河川流量に変換すると、雨量計雨量とレーダー雨量の数値は更に小さくなることが予想される。その一方で、2007年11月よりも前に降った雨が直接成分又は基底成分として流出する分が観測流量だけに含まれているため、厳密な比較は難しい。それでも、衛星観測に基づく MVK, MVK-A の雨量が実際の雨量よりも少ないことについては、この解析結果から、おそらく間違いないと考えられる。

2.6 まとめ

雨量計、レーダー、衛星の各観測に基づく雨量を直接・間接的に相互比較することにより、レーダー雨量、衛星雨量の性能を調査した。その結果、雨量計観測とレーダー観測は広域、ひと月平均で見ると性能に大きな違いがないこと、地点毎、1時間や日単位での比較でも概ねよい一致を示すことが分かった。両者の性能に差が出るのは、雨量計では捉えきれない降水事象が生じる場合であり、そういう場合でも、降雨流出モデルを用いた検討(雨量を河川流量に変換し観測流量と比較)から、レーダー観測に基づく雨量はもっとも現実に近い雨量分布を表現していると考えられる。衛星雨量 MVK, MVK-A は性能に大差がなく、いずれも雨量計観測に比べて雨量を少なく見積もっていることが分かった。河川流量に変換して観測流量と比較しても同様に少なく、雨量計観測、レーダー雨量が観測流量とよく一致する結果と対照的である。

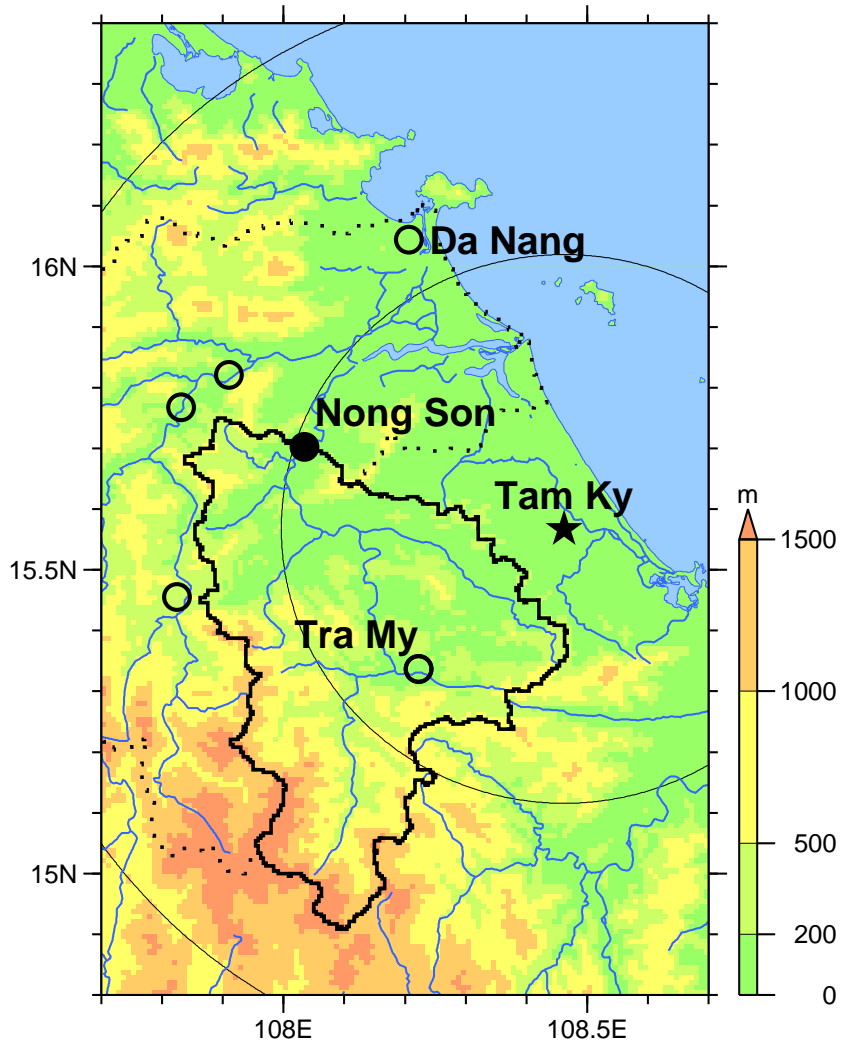


図 2.1: ベトナム中部ダナン (Da Nang) 市周辺の地形 (濃淡が標高分布)。点線はトゥボン・ヴザ川の流域界、太い実線はノンソン (Nong Son) 水文観測所 (黒丸) の集水域界。黒丸及び中抜き丸は雨量計、黒の星印はタムキー (Tam Ky) レーダー観測所の位置。レーダーを中心とする小・大の2つの円の半径はそれぞれ 50 km, 100 km。

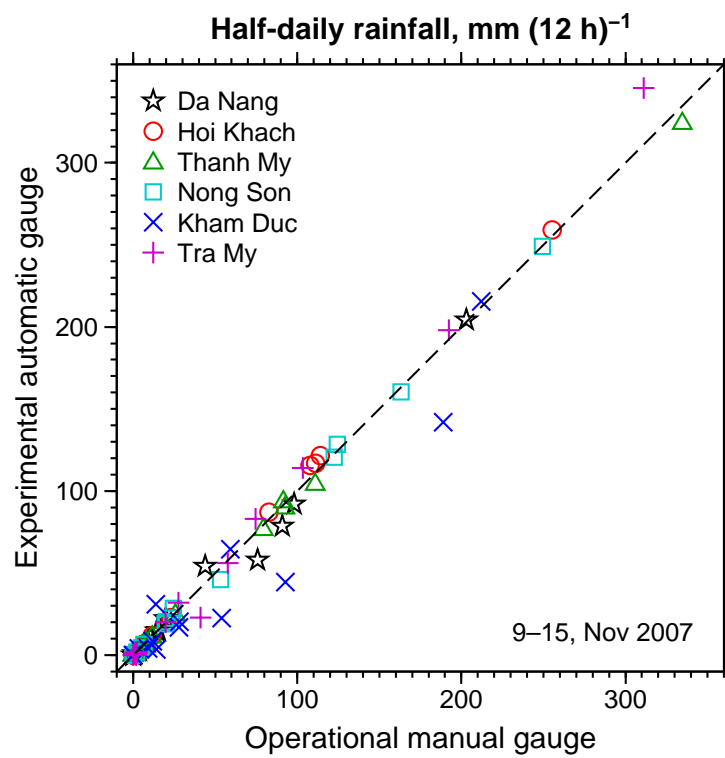


図 2.2: ノンソン集水域及びその周辺 6 地点の実験観測 (横軸) と現業観測 (縦軸) の 12 時間雨量の比較 (2007 年 11 月 9 日から 15 日までの 7 日間)。

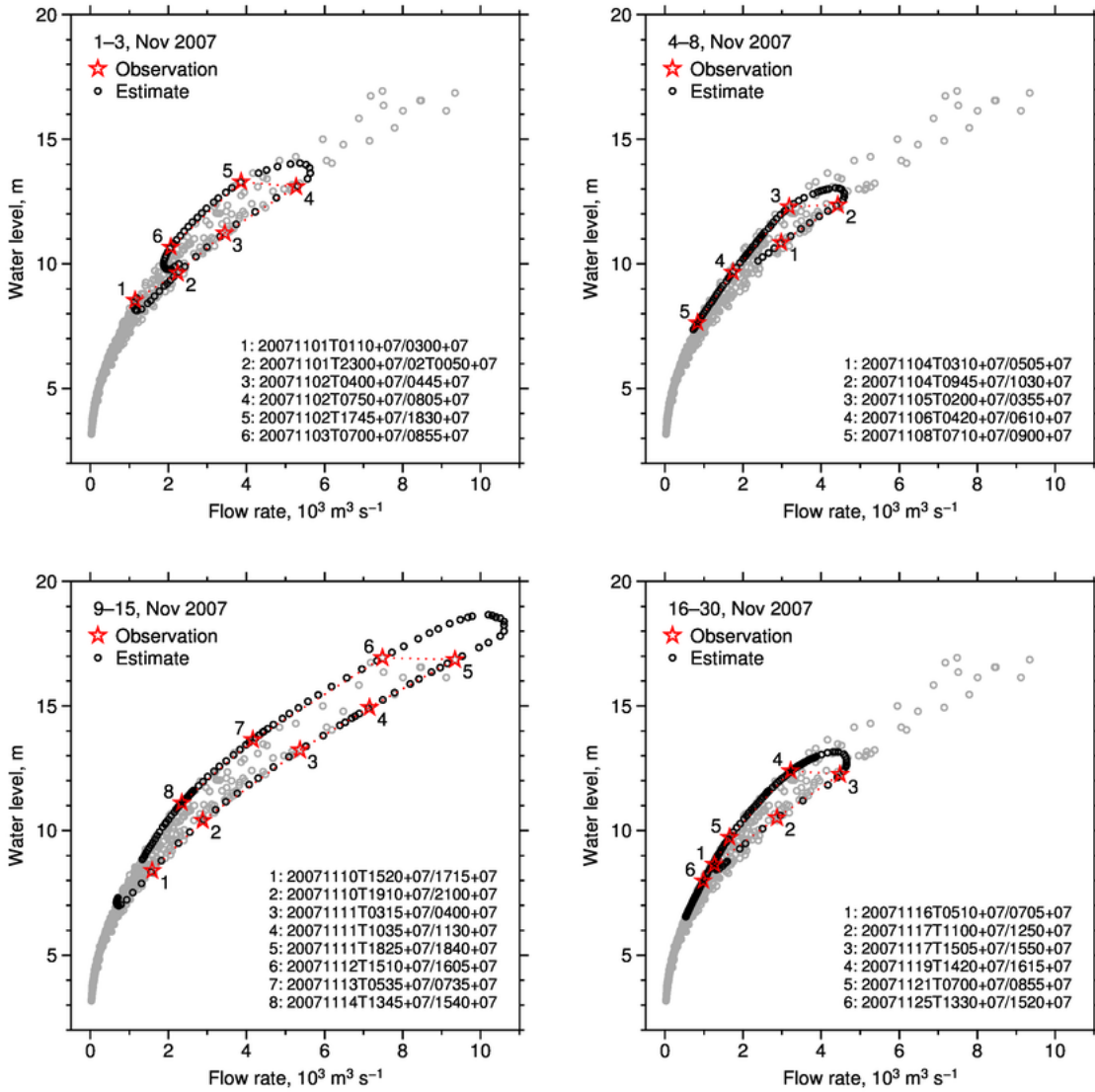


図 2.3: ノンソン水文観測所における 2007 年 11 月の河川流量 (横軸) と水位 (縦軸) の観測値の関係 (赤の中抜き星印)。黒の中抜きの丸は、ループ状の水位流量曲線に基づいて推定された河川流量 (横軸) と観測水位 (縦軸) の関係。

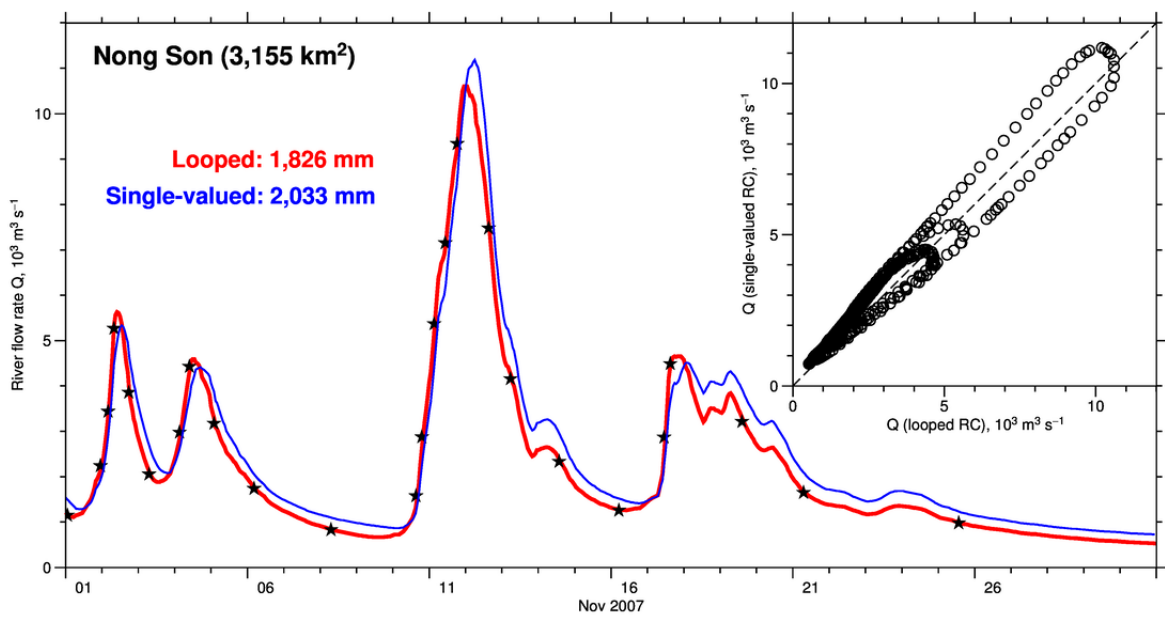


図 2.4: ノンソン水文観測所における 2007 年 11 月の河川流量の時系列。赤はループ状の水位流量曲線を適用した場合、青はひと月間の観測からべき乗型の 1 本の水位流量曲線を求めて適用した場合。

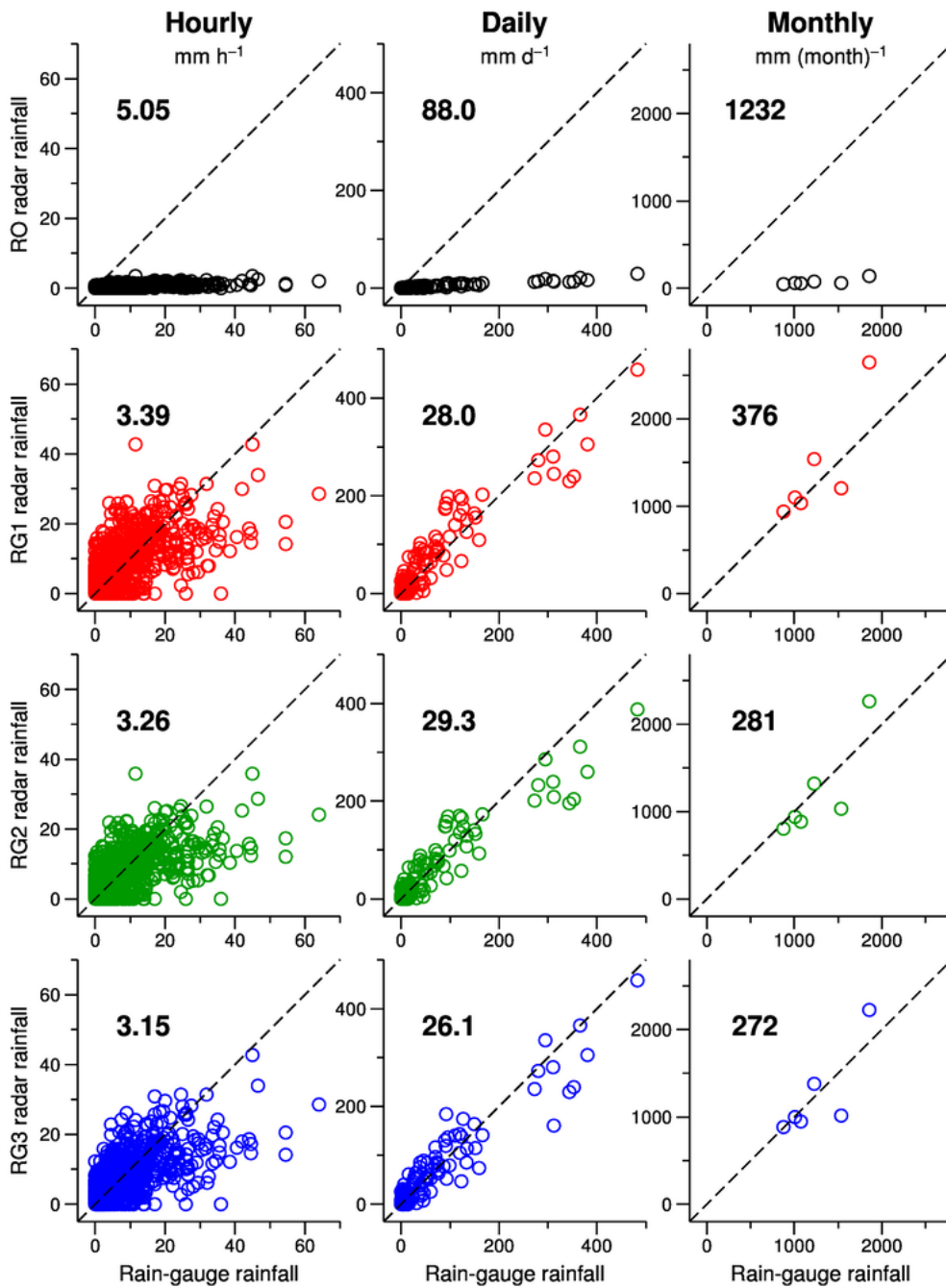


図 2.5: 2007 年 11 月の雨量計観測 (横軸) と 4 種類のレーダー雨量 (縦軸) の比較 (全 6 地点)。上段から順番に RO、RG1、RG2、RG3、左列から順番に時間、日、月の各単位での比較。各図中左上の数値は雨量計観測とレーダー雨量の差の二乗平均平方根 (RMSD) を示す。

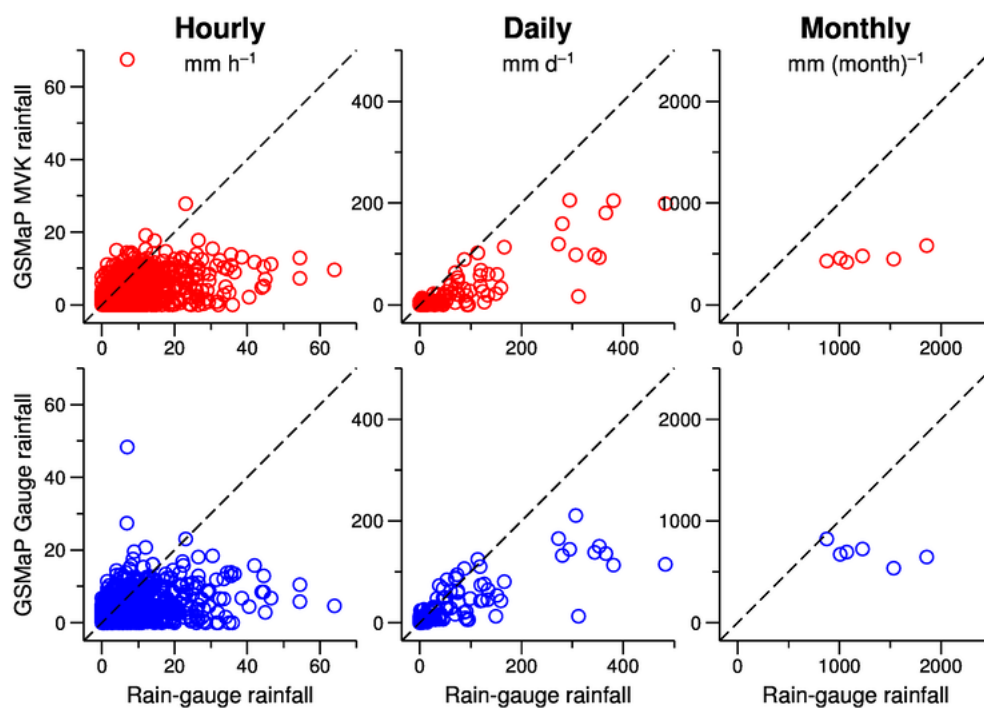


図 2.6: 2007 年 11 月の雨量計観測 (横軸) と衛星雨量 (縦軸) の比較 (全 6 地点)。上段は MVK、下段は MVK-A。左列から順番に時間、日、月の各単位での比較。

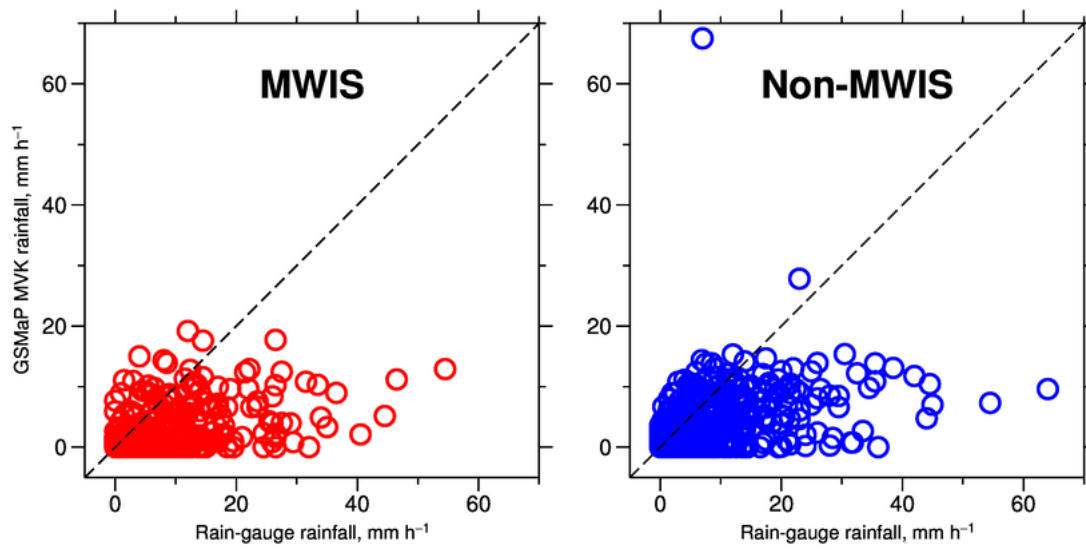


図 2.7: 2007 年 11 月の 1 時間毎の衛星雨量 MVK (横軸) を、マイクロ波放射計観測に基づく雨量 (MWIS、左図) とそれを内挿することにより求めた雨量 (Non-MWIS、右図) に区別し、それぞれ個別に雨量計観測 (縦軸) と比較。区別しないで全て一緒に比較したものが、図 2.6 の上段左端の図。

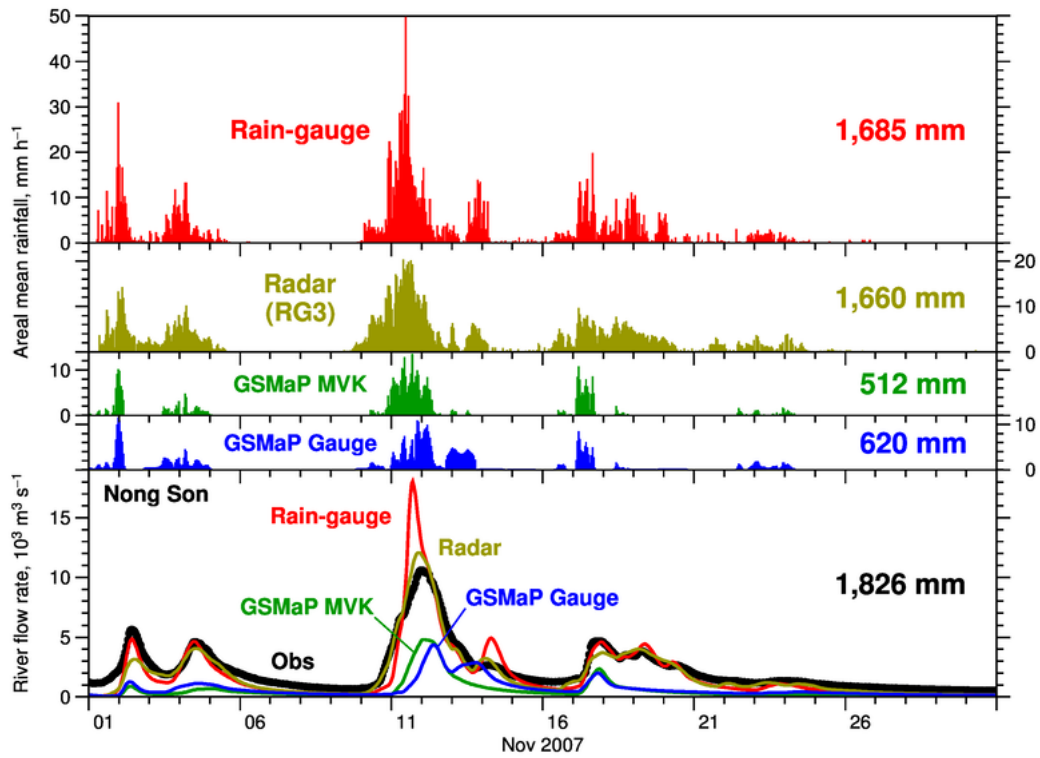


図 2.8: 2007 年 11 月ひと月間のノンソン水文観測所における流出解析結果。上の 4 つの図は 4 種類の雨量の集水域平均値の時系列 (上から順番に、雨量計雨量、レーダー雨量 (RG3)、衛星雨量 MVK, MVK-A)。一番下の図は河川流量の時系列。黒が観測流量、赤、黄、緑、青はそれぞれ雨量計雨量、レーダー雨量、MVK, MVK-A を与えて求めた流量。右端の数値は月雨量又は月流出量を示す (単位 $\text{mm} (\text{month})^{-1}$)。

第3章 インドネシア・ジャワ島中部地域における 衛星雨量の性能調査

3.1 背景と目的

大小多数の島嶼と周辺海域で構成され「海大陸」とも呼ばれる広大なインドネシアにおいて、雨量計や気象レーダー等の地上観測に基づく雨量情報を直ちに活用できる状況にはない。同国の雨量計観測は世界的に見ても歴史が古くかつ全土で実に約 4,000 地点 [72] あるとされるが、取得される情報が膨大かつ多種多様であるが故に、特に近年の観測データは収集・整理が十分に進んでいない。松本・山中 [74] の表現を借りれば、インドネシアは正に「気候学上の空白領域」だと言える。一方、近年ではレーダー観測の充実が目覚ましく、2013 年 11 月の時点で 31 基のレーダーが全土を隈無く覆うように配備されているが、観測が度々中断したり、観測値を雨量に換算する技術が成熟していないため、上述の雨量計観測と同様にやはり観測データを十分に活用できる状況にはない。こうした状況下において、衛星観測に基づく雨量情報が非常に重要であり、その性能を調査し、よく把握した上で、有効適切に活用してゆくことが重要である。本章では、インドネシア・ジャワ島のソロ川流域を対象に、高空間密度の地上雨量計観測との比較により、衛星雨量 GSMaP の性能を調査し、その結果に即した活用方法について議論する。第 3.2 節に進む前に、まずはインドネシアの雨量計と気象レーダーの観測について、以下もう少し詳しく現状を述べる。

3.1.1 雨量計観測の歴史と実情

インドネシアにおける雨量計観測の歴史は古く、松本・山中の調査報告 [74] によれば、オランダ統治時代の「19 世紀後半において既に 1,000 を越す気象観測点が設けられ」ていた。1914, 1916 年発行の「蘭領東印度事情」によると「瓜哇(ジャワ島)」に「約 700 の測候所」[67, 68]、「其他(その他)の諸島」に「127 の測候所」[68] が存在していた。また、浜田ら [72] の記述によると、オランダの地球物理学者 H. P. Berlage が 1879 年から 1941 年の間に観測された 4,339 地点の月単位の雨量を収集・整理した成果を報告¹ しており、1942 年の日本軍の進攻いわゆる蘭印作戦の前までに既に 4,000 を超える地点で観測が実施されていたようである。

近年においてもインドネシア全土で約 4,000 地点の観測がある [72] とされており、国土面積 1,904,569

¹Berlage, H. P., 1949: Regenval in Indonesië (Rainfall in Indonesia). *Verhandelingen, Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia*, no. 37. オランダ語文献のため内容未確認。

km² (アメリカ中央情報局 (CIA) の “The World Factbook”² に記載の数値) に対して 4,000 地点なので、概ね 22 km 四方に 1 地点という密度で観測が展開されていると理解してよい。同国における雨量計観測の実施主体は主として 2 つあり、そのひとつは日本の気象庁に相当する気象気候地球物理庁 (BMKG) であるが、浜田ら [72] も述べているように、各地の行政・公共施設、例えば、農業試験場、役所、学校や病院、或は貯水池管理者、電気事業者等に委託するかたちでの観測も多い。また、もうひとつの雨量計観測実施主体である公共事業省 (PU) との相互協力による観測もあり、それが 4,000 地点という数字にどの程度反映されているのか不明である。各観測所では貯留式雨量計を用いた手動・目視による観測が基本で、観測値はやはり人の手によって紙又は電子ファイルの月報や年報というかたちに整理される³。しかし、特に委託の観測所で作成される月報・年報は、日本式に言えば気象庁の管区气象台や国土交通省の地方整備局、或は更に上部の本庁・本省のデータ管理者まで到達しない場合がある。このような事情もあって、管区や地方、地域毎に状況や程度は異なるが、多数の地点で取得された長期にわたる膨大かつ貴重な雨量計観測資料が十分に整理・活用されていないというのが現状のようである。

3.1.2 気象レーダー観測網の整備状況

インドネシアでは近年、気象レーダーによる観測網の整備が進んでいる。特に最近 4, 5 年の間に急速に観測網が充実してゆく様には目を見張るものがある。2010 年の春に調査したときには、BMKG が同国主要各島の計 11 箇所に C 帯 (波長約 5 cm) の単一偏波レーダーを展開していて、今後さらに 12 箇所に新規導入を進めてゆくという状況であった。丁度時を同じくして、BMKG のウェブサイト⁴ で各レーダーの観測値が地図上に可視化された画像として公開される様になった。最近では別のウェブサイト⁵ で全国合成画像を見ることもできる。2013 年には新たに 4 基追加され、その年の 11 月の時点で合計 31 基のレーダーがインドネシア全土を隈無く覆うように配備されるに至っている。ただし、単一偏波レーダーの観測値を雨量情報として活用するには、レーダー反射強度から地上雨量を推定する技術が必要であるが、BMKG ではその技術の開発・適用が進んでいない模様である。一方、技術評価応用庁 (BPPT) がジャカルタ首都圏を含むジャワ島西部地域を対象にしてレーダー観測に基づく雨量分布図の作成・公開を進めており⁶、両庁その他関係機関が手を取り合って協力すれば、レーダー観測網に基づく全国合成雨量や短時間予測雨量の作成も可能となるだろう。

²<https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/>

³故に、観測資料には手動・目視観測に伴う観測値取得時の間違いの他に、誤記や読取り不能記入、或は誤入力による記録時の間違いが含まれやすいという問題もある。

⁴<http://radar.bmkg.go.id/>

⁵http://www.bmkg.go.id/bmkg_pusat/Meteorologi/Citra_Radar.bmkg

⁶<http://neonet.bppt.go.id/sijampang/>

3.2 対象地域・期間及び使用データ

インドネシア・ジャワ島中部を流れるソロ川 (図 3.1) を対象に衛星雨量の性能を調査する。ソロ川は日本の利根川とほぼ同じ流域面積を持つ (ソロ川: 16,100 km² [47, 46]、利根川: 16,840 km² [9])。

調査対象の衛星雨量は宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が作成・公開している国産プロダクト “Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)”⁷ である。標準プロダクト GSMaP_MVK [52] の 5.222.1 版 (以降 MVK と呼ぶ)、及び、これをアメリカ気象局の気候予測センター (CPC) が作成した雨量計雨量プロダクト “CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation” [60, 1] (以降 GBA と呼ぶ) で補正した GSMaP_Gauge [23] (以降 MVK-A と呼ぶ) の性能を調査する。MVK, MVK-A とともに 0.1 度格子、1 時間毎のデータであり、2000 年 3 月から 2010 年 11 月まで作成されている。調査対象の期間は、衛星雨量と比較する雨量計観測値 (後述) にあわせて、2002 年から 2009 年までの 8 年間とする。なお、GBA は 1979 年以降現在までの期間を対象に主として全球通信システム (GTS) に通報された雨量計観測値を最適内挿法で空間的に内挿して作成された全球陸域 0.5 度格子の日雨量プロダクトである。2005 年までは過去に遡って収集された雨量計観測を (retrospective version)、2006 年以降は実時間で取得された雨量計観測のみ (real-time version) 用いている。

衛星観測と比較するために、2002 年から 2009 年までの 8 年間について 129 地点の日単位の雨量計観測値を PU 傘下のソロ川流域管理事務所 (BBWS Bengawan Solo)⁸ から入手した。BMKG 主体の観測と同様に委託観測による雨量も含まれるが、129 地点のどの地点が委託観測なのかということは明らかではない。衛星雨量との比較には 129 地点のうち 103 地点 (図 3.1 の赤丸) のデータを用いる。図 3.2 を作成して確認した年単位の欠損又は異常値を含む残り 26 地点 (図 3.1 の青及び緑のバツ印) のデータは用いない。雨量は 1 日 1 回、地方時で毎朝 7 時 (00 UTC) に観測された数値である。すなわち、各日の雨量は前日朝 7 時 (00 UTC) から当日朝 7 時 (00 UTC) までの 24 時間総雨量である。入手した観測値は貯留式雨量計を用いた手動・目視の観測で得られた数値であり、人為的な間違いを含んでいる可能性がある。また、特に委託観測の場合、雨量計の設置場所が観測に適さない場合がある。各雨量計の位置情報もどの程度確からしいのか不明である。解析するにあたって以上のことを念頭にしておく必要がある。

⁷<http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/>

⁸ソロ川流域及び周辺域を管轄する流域管理事務所 (River Basin Organization, BRO)。中部ジャワ州スラカルタ市に本拠をおく。BRO は中央政府直轄の河川流域 (日本で言う一級河川のような位置付け) に設置されている PU 傘下の組織で、インドネシア全土に合計 31 ある [46]。31 の BRO のうち、重点域を管轄する 12 の事務所をインドネシア語で Balai Besar Wilayah Sungai (BBWS)、その他の 19 の事務所を Balai Wilayah Sungai (BWS) と呼んで区別している (besar は「大きな」の意)。

3.3 結果及び考察

3.3.1 雨量計観測と衛星雨量 MVK の比較

まず、103の地点毎に雨量計観測と衛星雨量 MVK を比較した(図 3.3 上段)。日単位の比較では両者はほとんど一致しない(図 3.3 上段左端)が、月単位、年単位、累年(8年)平均という具合に雨量の集計時間を長くとるほど両者の一致度は順を追って次第に高まる。また、広域平均(全地点平均)の雨量で比較すれば(図 3.3 下段)、日単位の比較であっても、地点毎に比較した場合よりも遥かによく一致する(図 3.3 下段左端)。月単位で比較すれば雨量計観測と MVK は概ね近い値を示す。厳しく見れば、雨量計観測の月雨量が $200 \text{ mm (30 d)}^{-1}$ を上回るときに MVK は雨量をやや過大に見積り、 $200 \text{ mm (30 d)}^{-1}$ を下回るときにはやや過小に見積もる。年単位や累年平均ではさらによく一致する。

次に、流域を地理的特徴の異なる上流と下流に区別して(図 3.4)、月単位で雨量計観測と MVK を比較した。上流は地形の急峻な内陸の山間部、下流は平坦な地形が一面に広がる平野部である。雨量計観測の月別の度数分布(図 3.5 左)を見ると、上流域では下流域よりも雨季(11月から4月)に多雨の出現度数が高く、上下流間のコントラストが明瞭である。他方、MVK の度数分布(図 3.5 右)はこの特徴を示さず、むしろ上流域よりも下流域で多雨の出現度数が高い(1月から3月)。また、雨量計観測は上下流共に季節を問わず通年で少雨を捉えているが(図 3.5 左)、MVK は上下流共に雨季の少雨を表現できていない(図 3.5 右、12月から3月)。ただし、雨量計観測も上流域では雨季の少雨の出現度数は低い(が度数ゼロではない)。

雨量計観測と MVK の度数分布を直接比較すると(図 3.6)、上流域では MVK の度数分布の右裾野の広がりが年間を通じて雨量計観測よりも狭い(雨季のうち12月から3月にかけては左裾野の広がりも狭いが、雨量計観測も少雨の出現度数は低い)。すなわち、MVK は季節を問わず通年で雨量計観測よりも雨量を少なく見積もる傾向にある。下流域でも雨季の11月から3月を除く時期には、やはり MVK の度数分布の右裾野の広がりが雨量計観測よりも狭い。12月から3月にかけては左裾野の広がりが狭く、しかし右裾野の形状は MVK と雨量計観測とでよく似ている。つまり雨季の MVK の度数分布は雨量計観測のそれに比べて重心が右側にずれている。従って、MVK は乾季には雨量計観測よりも雨量を少なく見積もり、雨季には多く見積もる傾向にある。

雨量計観測は「点」の情報、他方、衛星雨量 MVK は 0.1 度格子、約 10 km 四方のます目内で空間的に均された「面」の情報であり、両者が代表する空間の規模は異なる。また、雨量計観測と MVK の両方にそれぞれ様々な種類の誤差が含まれる。従って、103の地点毎に日単位の雨量計観測と MVK を比較した場合に両者は一致しない。一方、日単位の比較であっても両者を流域平均(全地点平均)すれば、あるいはさらに月単位で比較すれば、雨量計観測と MVK はよく一致する。両者を空間的、時間的に平均(積分)することで、広域・ひと月間の雨量としてはそれぞれ正確な見積りとなり、その結果、両者の一致度が高まったと考えられる。

雨量計観測と MVK を空間平均せず月単位、年単位、累年平均と時間的に平均して比較したとこ

る、平均する時間を長くとるほど両者の一致度は高まるものの、一致の程度にはばらつきがあることから、MVKの空間パターンは現実を上手く表現できていないと考えられる。しかしながら、両者を空間平均し、かつ時間的にも平均すれば、月単位、年単位、累年平均で両者はよく一致する。すなわち、本研究の対象であるソロ川流域くらいの空間規模(100 km 四方のます目2つ分くらい)で広域平均された雨量の長期平均値、年々変動、季節変化を論じるような用途であれば、MVKを活用できると考えられる。また、日単位や月単位の空間平均雨量がある程度確からしいとすれば、その空間的・時間的に集約された情報を、空間的・時間的に詳細な他の情報、例えば、インドネシアで今後利用が進むと期待されるレーダー観測(正確な雨量に換算されてなくとも、空間・時間パターンが現実と合っていればよい)と組み合わせてダウンスケールするといった、現地の実情に即した活用の仕方が考えられる。つまり、雨量計観測を利用できない状況でも、MVKとレーダー観測が共に利用可能であれば、両者を組み合わせて空間的・時間的に詳細で正確な雨量分布を求めることも可能となるかもしれない。

対象流域を上流の山間部と下流の平野部にわけてそれぞれ月単位で雨量計観測とMVKを比較したところ、MVKは上流では過小に下流では過大に雨量を見積もることがわかった。地形の急峻な上流域でMVKが雨量を過小評価することについては、MVKが地形性の雨を少なく見積もる問題[42, 48]が関係している可能性があるため、地形性上昇流や水蒸気収束等の変数で規定される気象条件との対応を確認する必要がある。

3.3.2 雨量計観測と衛星雨量MVK-Aの比較

衛星雨量MVKは空間・時間平均することで雨量計観測とよく一致することが示されたが、MVKを補正したMVK-Aは、累年平均しても雨量計観測(図3.7(a))とは一致せず、流域全体にわたって雨量が過大に見積もられている(図3.7(d))。補正に用いたGBA(図3.7(b))とも一致しない。補正することでMVK(図3.7(c))よりも雨量計観測との対応がよくなることが期待されたが、補正の効果はみられない。

補正の成功の鍵となるのは、補正に用いるデータ(雨量計プロダクトGBA)の性能、及び、補正手法そのものの良し悪し、の2点である。

前者については、補正に用いたGBAが現実の雨を適切に表現できていない可能性が考えられる。GBAは主としてGTSに通報された雨量計観測値を解析して作成されたプロダクトである。解析に用いられたソロ川流域とその周辺の雨量計の数は最大で10地点(図3.8右)であり、その数は時間の経過と共に大きく変動する。特に2005年以降は最大でも流域外のわずか5地点の情報しか解析に取り込まれていない。累年平均したGBAの雨量が本研究で収集した雨量計観測と一致しない(図3.7)ことから、GBAが現実の雨を表現できていないと考えられる。また、インドネシアにおいてGTSに通報される雨量計観測に基づく日雨量は前日朝7時から当日朝7時までの24時間総雨量であるが、GBAの雨量は当日朝7時から翌日朝7時までの総雨量として扱われており、MVKの補正にGBAを

用いる際にこの1日の時間のずれが考慮されていない。このことがMVK-Aの性能に影響していることも考えられる。

後者については、本研究で収集した103地点の雨量計観測をもとに、インドネシアだけでなく他の国や地域も念頭にして、補正に用いるデータの与え方を変更した実験を行いながら、すなわち、雨量計の数や組合せ(配置)を様々に変更したり、意図的に各雨量のタイムスタンプを過去や将来に一律にずらすことで補正結果にどのような影響をもたらすかを確認しながら、適切に補正できているかどうかを検討してゆく必要があるだろう。

3.4 まとめ

インドネシア・ソロ川流域を対象に、2002年から2009年までの8年間の雨量計観測を用いて、衛星雨量MVK, MVK-Aの性能を調査した。その結果、地点毎、日単位での比較ではMVKと雨量計観測はほとんど一致しないが、しかし、空間的、時間的に平均することで両者の一致度は高くなることが分かった。すなわち、流域平均雨量の年々変動や季節変化を論じるような用途にはMVKを活用できる。一方、MVK-Aは空間的、時間的に平均しても雨量計観測と一致せず、かつ補正前のMVKよりも性能が向上していないことが分かった。

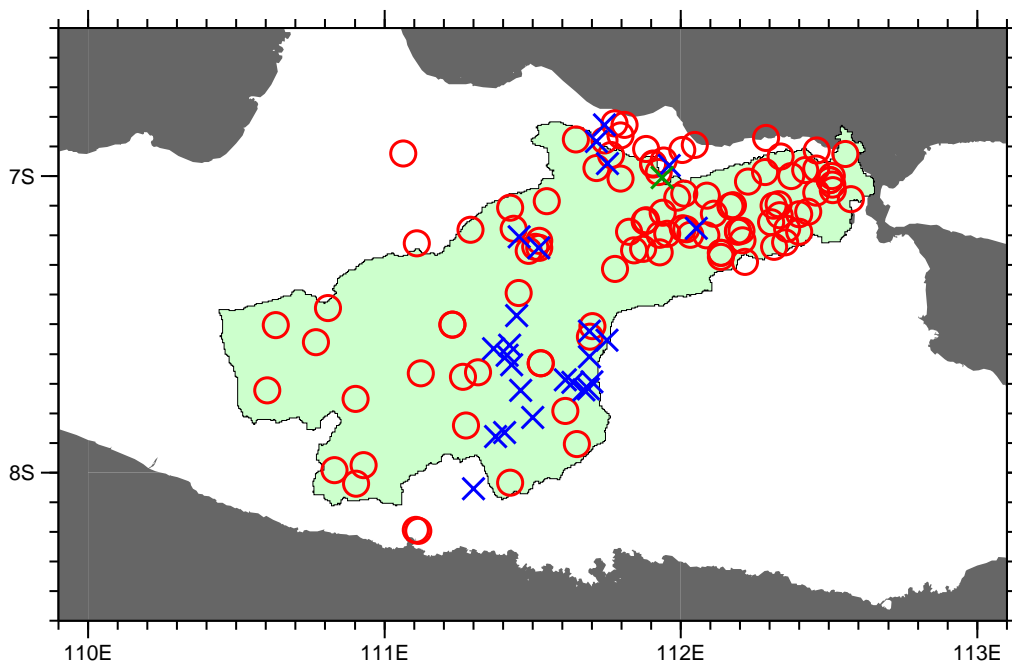


図 3.1: ジャワ島中部ソロ川流域 (薄い緑の領域) と雨量計観測網。中抜き赤丸及び青と緑のバツ印はいずれも雨量計の位置を示す。赤の地点のみ本研究の解析に使用。青の地点は年単位の欠損を含み、緑の地点は明らかな異常値を含むため、本研究では使用しない。

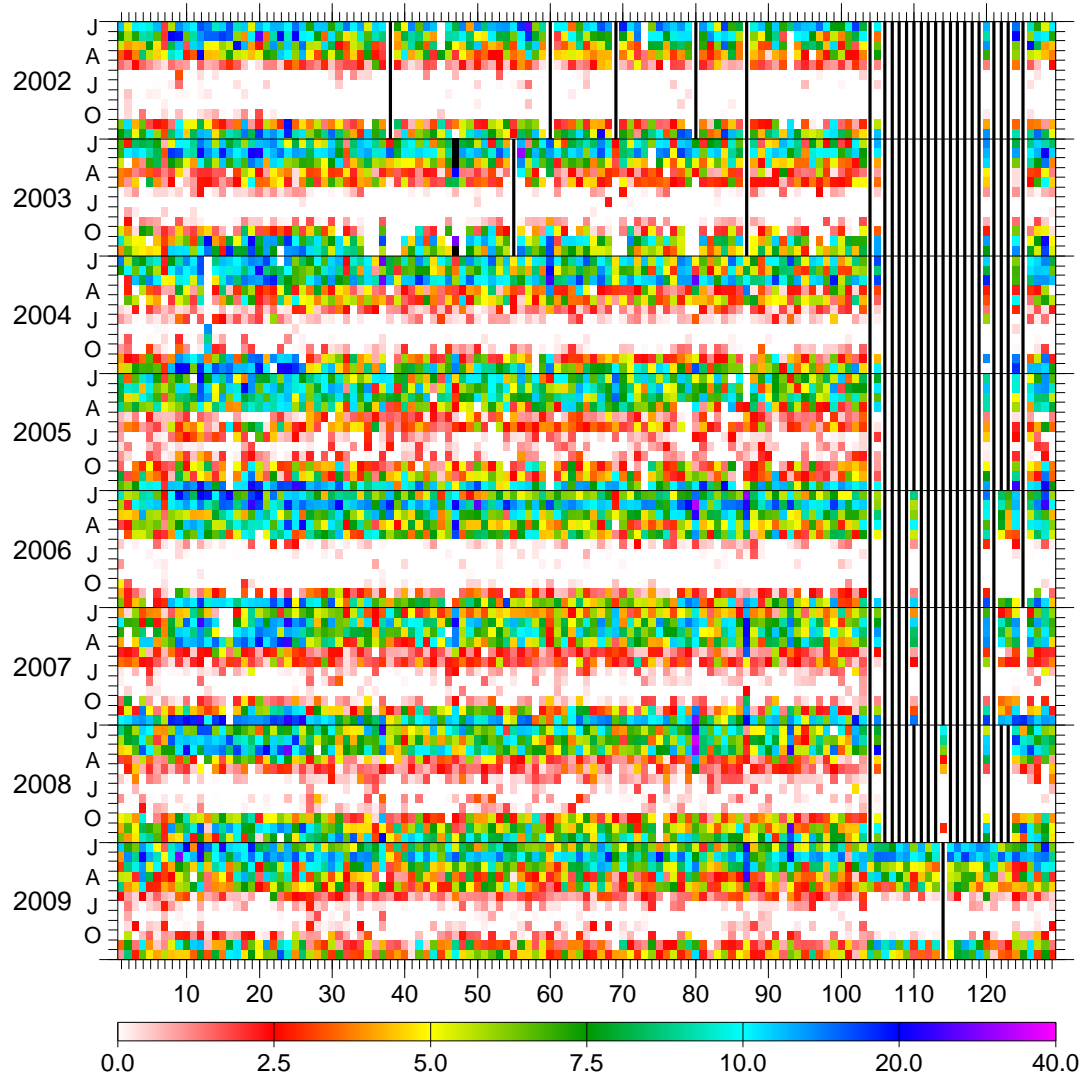


図 3.2: 雨量計観測に基づく月平均雨量の地点別時間変化。横軸は雨量計観測地点の通し番号 (順序に特段の意味なし)、縦軸は時間の進行を示す (進行方向は上から下)。各ます目の色は雨量の多寡を示す (寒色: 多雨、暖色: 寡雨)。雨量の単位は mm d^{-1} 。年間を通じて観測値が完全に欠損している場合に黒の実線を引いて強調。

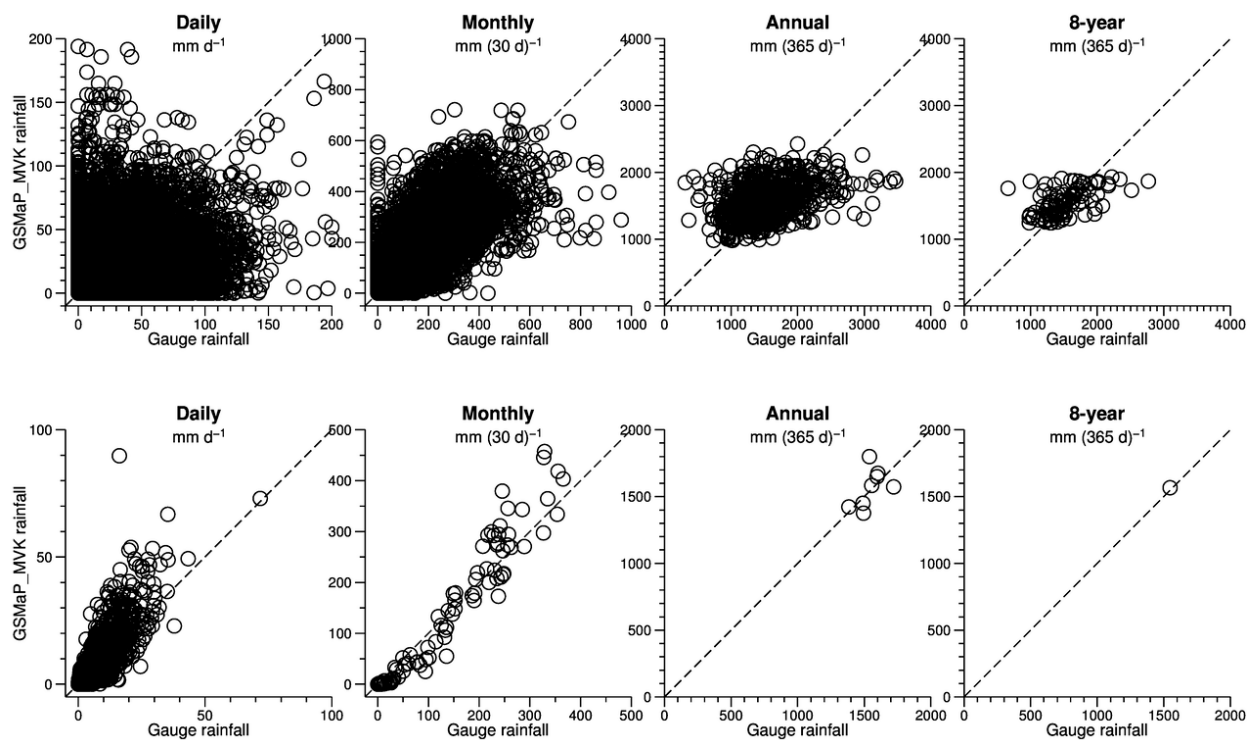


図 3.3: 雨量計観測 (横軸) と衛星雨量 MVK (縦軸) の散布図。上段は雨量計観測地点毎の比較、下段は広域平均 (全地点平均) 雨量の比較。左から順番に日単位、月単位、年単位、及び累年 (8 年) 平均の雨量。

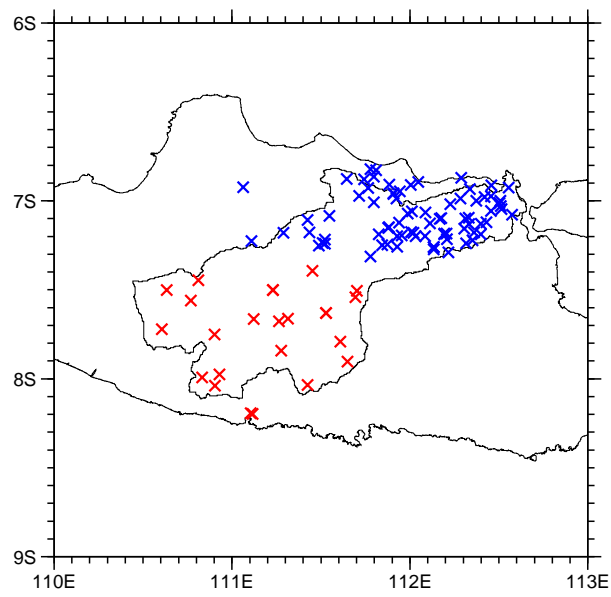


図 3.4: 雨量計観測地点の分布。赤は上流域とみなした地点、青は下流域とみなした地点。

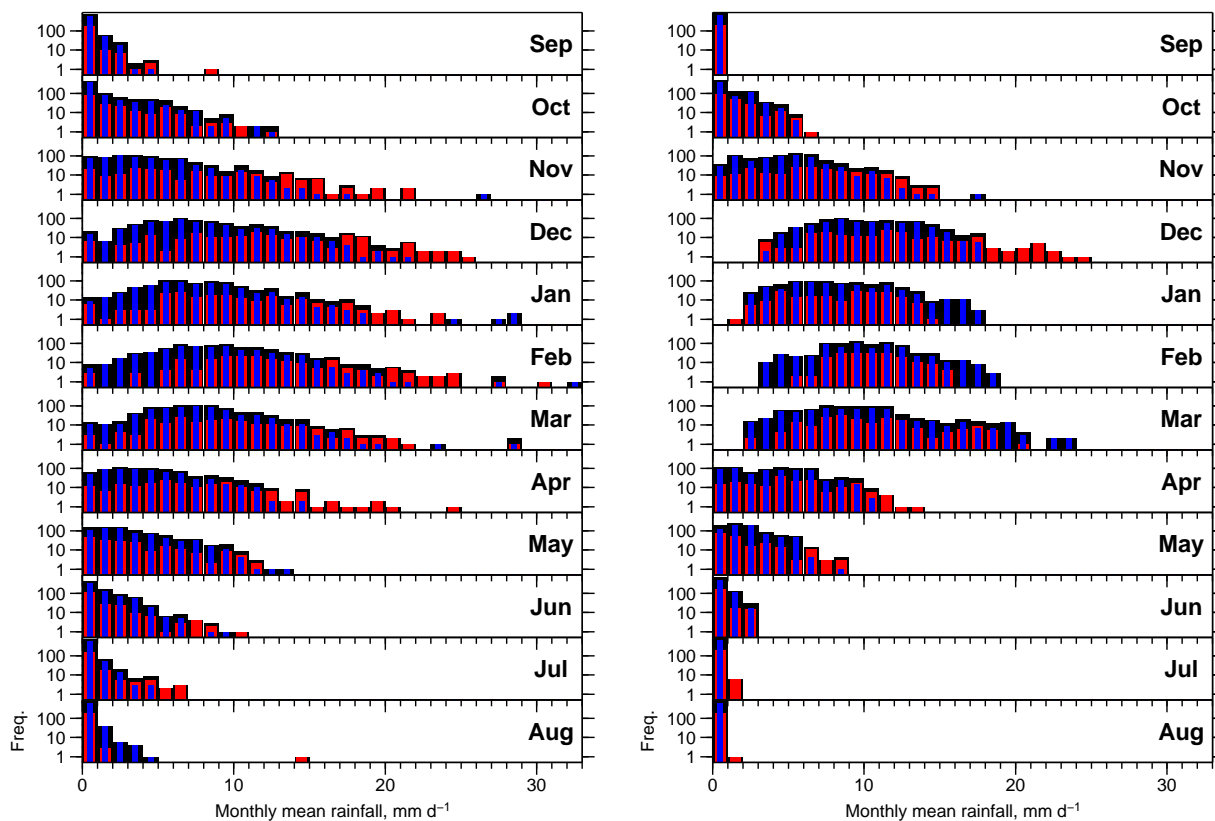


図 3.5: 月平均雨量の月別度数分布 (左: 雨量計観測、右: MVK)。黒は全地点の集計、赤と青は上流域と下流域に区別して個別に集計した結果。

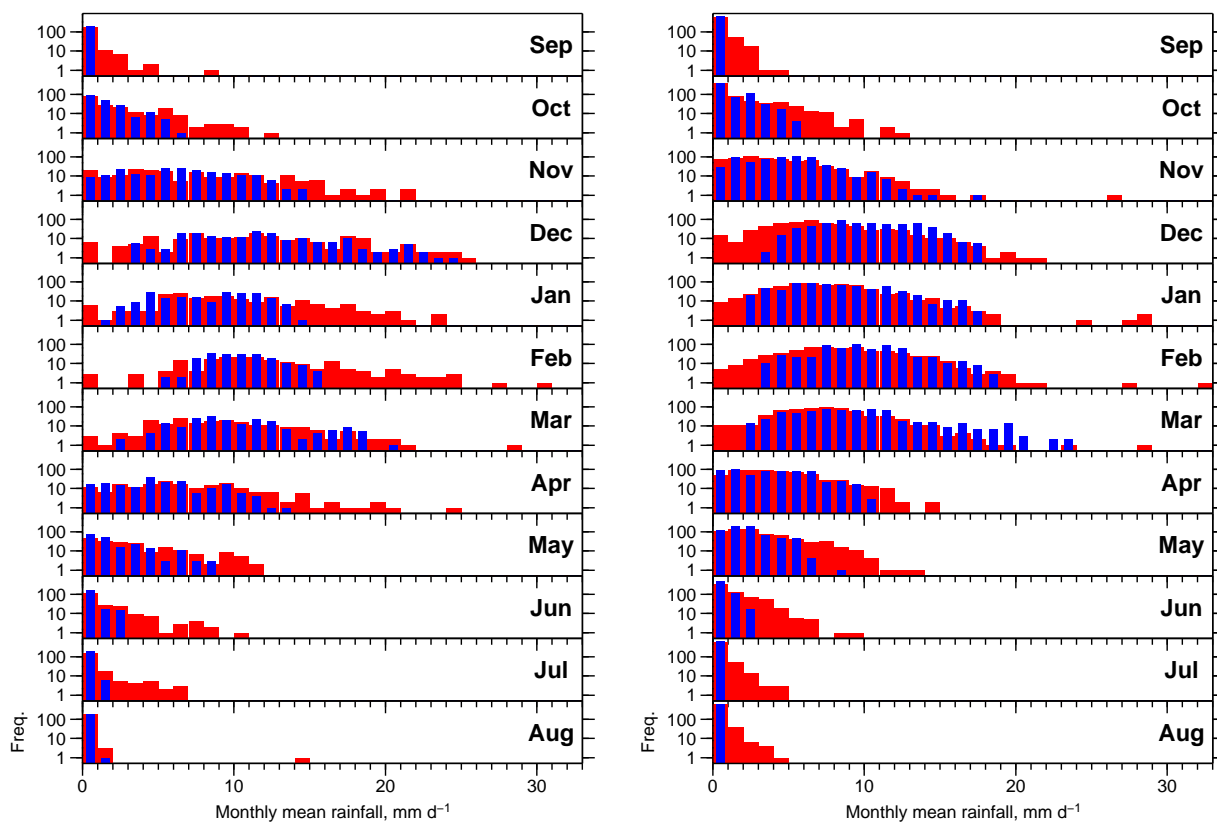


図 3.6: 月平均雨量の月別度数分布 (左: 上流域、右: 下流域)。赤は雨量計観測、青は MVK。

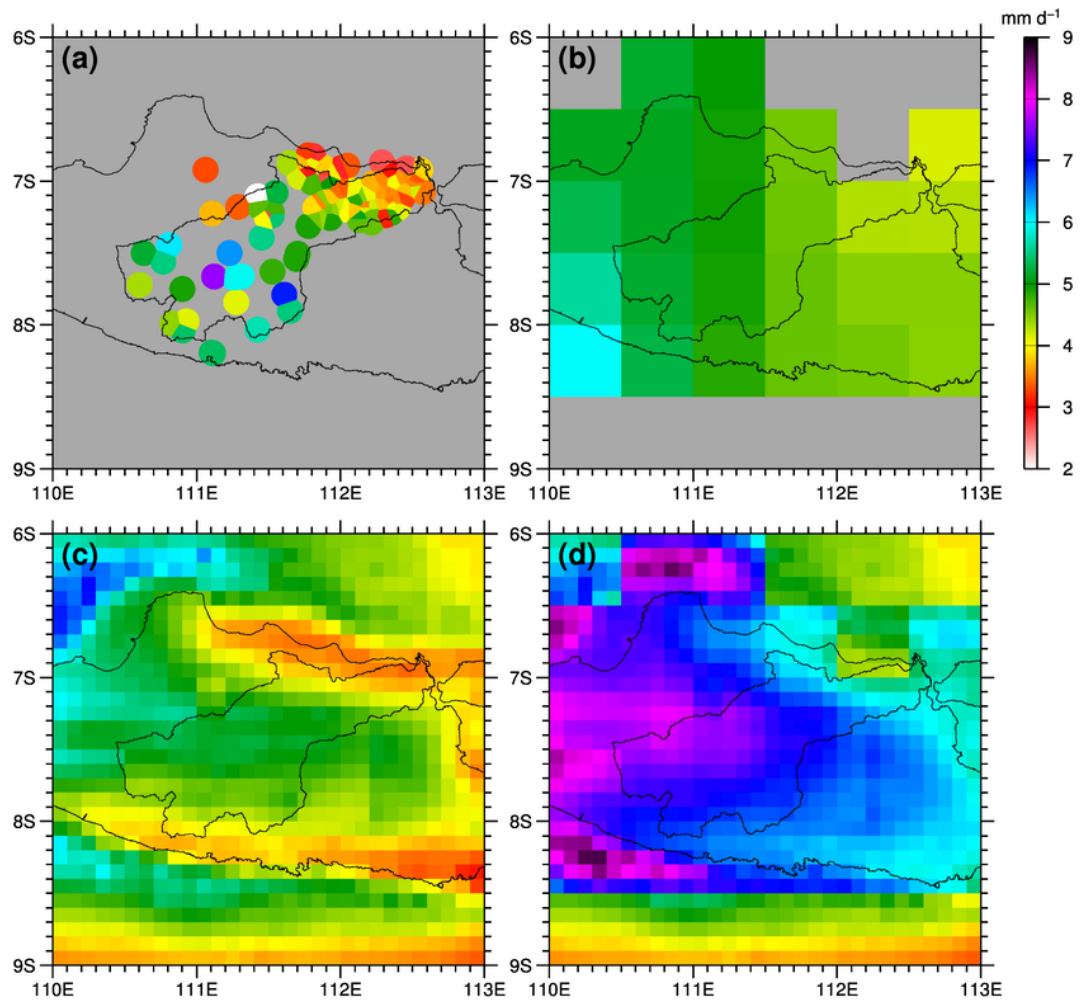


図 3.7: 累年平均した 4 種類の雨量の空間分布。(a) 雨量計雨量、(b) GBA、(c) MVK、(d) MVK-A。雨量は 2002 年から 2009 年までの 8 年間の平均。

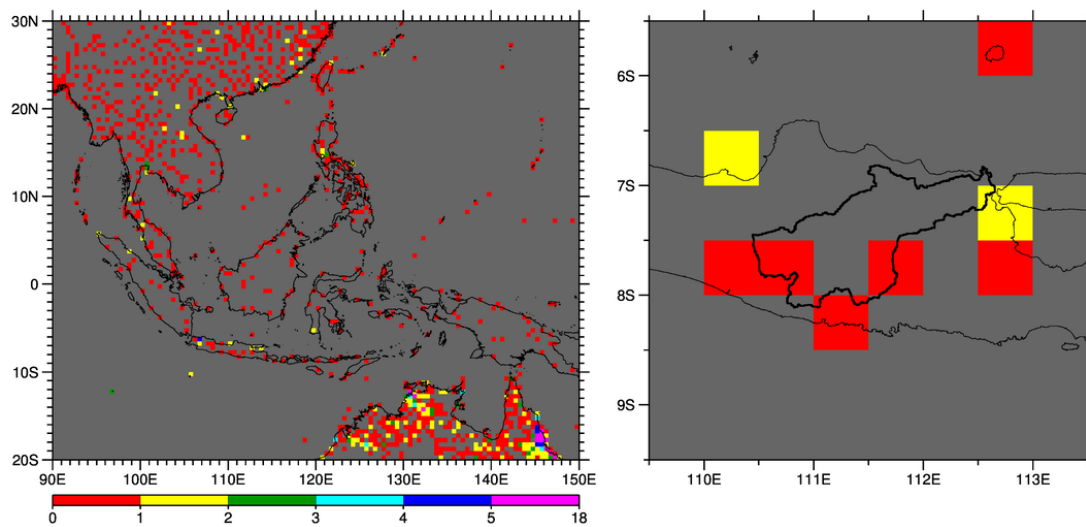


図 3.8: GBA の各ます目に含まれる雨量計の数の空間分布。左: 東南アジア域、右: ソロ川流域周辺。ます目の大きさは緯度経度 0.5 度。雨量計の数は 2002 年から 2009 年までの 8 年間の最大値。

第4章 モンゴル東部ヘルレン川の水収支

4.1 緒 論

乾燥・半乾燥域を流れる河川では、水面からの蒸発や河床からの浸透が卓越する結果、流下にもなると徐々に流量を減じてゆくことが知られており、このような河川は失水河川と呼ばれる。本研究で対象とするヘルレン (Kherlen) 川 (図 4.1) は、モンゴル東部の半乾燥域を流れる失水河川の典型であり、中・下流での流量減少が観測事実として認められている [12]。この事実を明確に示しているのが図 4.2 である。流域を上・中・下流の3つの部分流域に分け (分割方法は後述)、部分流域ごとに領域平均された暖候期 (5–9 月) 積算の降水量と流出量 (正味の河川流量) の年々変化を示している。これによると、上流では降水と流出のあいだに関係性が見て取れるが、中・下流では降水はあるが流出はほとんど生ずることなく、時には負の流出、すなわち流量の減少となる。この観測事実が示唆することは2つの可能性である。ひとつは、中・下流域では降水はほとんどすべて蒸発し、河川流出はほとんど発生しないことである。もうひとつの可能性は、中・下流域では河川への流入があっても、それとほぼ同量の水が河道水面からの蒸発や河道底面からの浸透などによって河川から損失していて、実質的には河川流量の増減に寄与しないことである。

中流の草原域にある Kherlenbayan-Ulaan (KBU) 地点 (図 4.1) では実験的に微気象観測が実施されており、渦相関法によって蒸発量が計測されている [44, 16, 17]。この観測資料を解析した結果として、2003 年 3 月 25 日から翌年 3 月 24 日までの1年間の蒸発量は $163\text{--}203\text{ mm y}^{-1}$ (降水量 268 mm y^{-1}) とする報告 [17] や、2004 年1年間の蒸発量は 130 mm y^{-1} (降水量 161 mm y^{-1}) とする報告 [69] がある。それぞれの解析では手法や対象期間が異なるが、この地点では、どうやら年間降水のうち約 60–80% が蒸発し、残りが土壌水として貯留されたり地下水を涵養して、最後には河川流出に至るようである。

このことからすると、先に述べた2つの可能性のうち、後者がより有力な仮説であると考えられる。本研究では、この仮説の確からしさを検証するために、上・中・下流の各部分流域の河道について水収支を考え、気象・水文観測資料と単純な地表面水収支モデルを用いて水収支各項を求めて考察を行った。

4.2 観測資料

4.2.1 現業観測資料

モンゴルでは全国約 320 地点から成る気象観測網と約 120 地点から成る水文観測網が整備されている。観測の歴史は古く、1940 年代に観測が開始されて以来、約 60 年の歴史がある。これらの観測網は、気象水文環境監視庁 (NAMHEM) の所管であり、観測の実務は気象水文研究所 (IMH) が担っている。気象観測所は Meteostation, Meteopost と呼ばれる 2 種類の観測所に分類される (以下 MS, MP と略記)。MS では毎日 00 時から 3 時間おきに 8 回、MP では毎日 02 時から 6 時間おきに 4 回という頻度で、標準的な気象変数が定常観測されている (ただし降水量は 1 日 2 回観測。MS は 09, 21 時、MP は 08, 20 時)。水文観測所では 1 日 1 回河川水位が観測されており、年ごとの水位・流量関係に基づいて河川流量が求められる。各年の水位・流量関係は、約 10 日間隔で実施される流量観測に基づいている。河川結氷期間の水位・流量は観測されない。ヘルレン川流域の場合、例年 10 月下旬から翌年 4 月上旬まで結氷する。

降水量は Tretyakov 型の降水量計を用いて計測されている。風よけ付きの貯水型降水量計で、受水口が地上高 2 m になるように設置されている。貯水びんに溜まった降水を 12 時間おきにますに移して計量する。この降水量計は、強風時の捕捉率低下の結果、特に寒候期の降雪量を過小評価する問題が指摘されている [63] が、ここでは暖候期を対象としているので、補正はせず計測値をそのまま用いる。気温・湿度は 2 本の棒状水銀温度計から成る乾湿計で計測する。これは露場内の百葉箱の中に地上高 2 m となるように設置されている。地表面温度は棒状水銀温度計を地面と水平に寝かせて半分ほど埋めた状態で設置されている。埋設場所は部分的に裸地面状態となっている。風向風速の観測高度は 10 m で、板状風速計と矢羽根で計測される。測風ポールの先端にある矢羽根で風向を計測し、垂直に吊るされた短冊状の板の傾斜角度を風速に換算する。目視観測で 2 分間の平均値を得る。気圧は水銀気圧計で計測される。これは観測露場近傍の事務所内に設置されている。

本研究に先立って、1993–2003 年の MS 12 地点、MP 24 地点、水文観測所 4 地点の観測資料を入手した。MS の資料に比べて、MP の資料は欠損率が非常に高く、観測頻度が少なく、MS と MP とで観測時刻も一致しない。資料の統一的な扱い易さと均質性を考慮して、本研究では、MS 12 地点 (表 4.1) の資料のみを利用する。MP 24 地点の資料をどのように活用すべきかは、今後の課題とした。MS の資料にも欠損が含まれているが、品質検査による異常値の検出・除去の過程を経て、観測時刻ごとに MS 12 地点を相互参照して、欠損でない最近傍の観測所の計測値で置換する方法で欠損を補完した。水文観測資料は下流側 3 地点 (表 4.2) を利用する。この 3 地点を基準にして流域を上・中・下流の 3 つの部分流域に分割した。上述の河川結氷の問題から、解析対象は 1993–2003 各年の暖候期 5 か月間 (5–9 月) とする。

4.2.2 実験観測資料

研究課題「北東アジア植生変遷域の水循環と生物・大気圏の相互作用の解明」(RAISE) [44] の一環として、2003年3月に Henti 県の KBU 地点 (図 4.1) に微気象観測所が設けられた。以来、この観測所では水・熱・二酸化炭素フラックスの実験観測が継続されている。植生は *Stipa krylovii* (イネ科の多年生草本) などの C3 植物が優占する草原帯 (ステップ) である [66]。土壌の種類は Kastanozem (栗色土、食糧農業機関 (FAO) の分類に基づく) であり、2002年8月に観測所近傍で実施された土壌断面調査の結果 [66] によれば、土性 (粒径組成による区分) は、地表から順に砂質埴壤土 (SCL, 0.00–0.07 m)、砂壤土 (SL, 0.07–0.38 m)、壤質砂土 (LS, 0.38–1.10 m) と変化する。

本研究で利用するのは、降水量、気温、湿度、風速 (地上高 3 m)、気圧、地表面温度、顕熱・潜熱輸送量 (渦相関法) である。これらは 30 分ごとの平均値として取得されている。各変数の計測やデータの統計処理の方法については、文献 [16, 17] に詳しく記述されている。地表面熱収支の不均衡の観点から、渦相関法で計測された顕熱・潜熱輸送量は過小評価される傾向にあるとの議論 [51] があり、この理由から、顕熱・潜熱輸送量を補正する取組み [16, 17, 51] もあるが、本研究ではこれを実施せずに観測値をそのまま利用する。

4.3 地表面水収支モデル

4.3.1 水収支モデルの構築

地表面の水収支は、土壌層に出入りする水の質量収支を考えて、次式で与える。

$$\Delta W = P - E - R \quad (4.1)$$

すなわち、降水量 P から蒸発量 E と流出量 R を差し引いた分だけ、土壌の水分貯留量は変化する (ΔW) と考える。各項の単位は、時間間隔 Δt あたり・単位面積あたりの質量として mm で表す。時間間隔 Δt ごとに、 P とポテンシャル蒸発量 E_p を与えて、 E , R を評価し ΔW を求める。(4.1) 式を差分形式で表すと、

$$W_{n+1} = W_n + P - E - R \quad (4.2)$$

であるが、まず、 P と W_n から流出量 R を評価し、 $W_{n+1/2}$ を求める。次に、 E_p と $W_{n+1/2}$ から蒸発量 E を評価し、 W_{n+1} を求める。すなわち、

$$W_{n+1/2} = W_n + P - R \quad (4.3)$$

$$W_{n+1} = W_{n+1/2} - E \quad (4.4)$$

である。

流出量の評価には、新安江モデル [64] を適用する。モデルの概要は付録 A に記述してあるので、ここでは詳しく説明しない。

蒸発量 E はポテンシャル蒸発量 E_p に貯留量 W の関数である係数 $f(W)$ を乗じて求める。

$$E = f(W)E_p \quad (4.5)$$

$f(W)$ は文献 [15] を参考にして、次のように与える。

$$f(W) = \frac{1}{4} \left[1 - \cos \left(\frac{W}{W_m} \pi \right) \right]^2 \quad (4.6)$$

また、 E_p は地表面・大気間の潜熱交換に関する次のバルク式をもとに与える。

$$lE = l\rho C_E U [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (4.7)$$

ここに lE は潜熱輸送量、 l は水の蒸発潜熱、 ρ は空気の密度、 $C_E U$ は潜熱の交換速度、 $q_{\text{sat}}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和比湿、 q_a は大気の比湿である。地表面が十分に湿っているとき、 $C_E U$ は顕熱の交換速度 $C_H U$ に等しいとみなせるので、 E_p は次式で与える。

$$E_p = \rho C_H U [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (4.8)$$

これは (4.7) 式の $C_E U$ を $C_H U$ に置き換えて、両辺を l で除した形式となっている。この式に気温・湿度・風速・気圧・地表面温度を与えることで、ポテンシャル蒸発量が求まる。

顕熱の交換速度 $C_H U$ は次に示す地表面・大気間の顕熱交換に関するバルク式に、顕熱輸送量 H 、地表面温度 T_s 、気温 T_a を代入すれば求まる。

$$H = \rho c_p C_H U (T_s - T_a) \quad (4.9)$$

ここに c_p は定圧比熱である。この式に気温・地表面温度・顕熱輸送量の観測値を代入して求めた $C_H U$ と地上高 3 m で観測された風速 U_3 の関係を図 4.3 に示す。 U_3 の関数として求めた $C_H U$ の実験式は以下の通りである。

$$C_H U = 0.00428 + 0.00131U_3 \quad (4.10)$$

これは、KBU 地点の 2004 年 1 年間の 30 分平均の観測値から求めた実験式である。この実験式を全地点に適用する。すなわち、実験観測所のある KBU 地点の気候条件や植生状態をヘルレン川流域の大部分を占める草原域の代表とみなすことに相当する。

4.3.2 水収支モデルの同定

ヘルレン川流域について、新安江モデルのパラメータ W_m , b の適切な値が知られていないため、上述の水収支モデルを用いた蒸発量算定値に対する W_m , b の感度実験を行った。 W_m を 10–200 mm、 b を 0–1 の間で変更することにより年蒸発量の等値線図 (図 4.4) を作成した。この等値線図に基づいて、渦相関法で観測された年蒸発量 130 mm y^{-1} に一致するように W_m , b を決定する。従来、湿潤域で適用されてきた $W_m = 120 \text{ mm}$, $b = 0.2$ を採用すれば年蒸発量 148 mm y^{-1} となるが、 W_m を固定して $b = 0.91$ を採用すれば年蒸発量 130 mm y^{-1} となり、年水収支を適切に評価できる。次に $W_m = 120 \text{ mm}$, $b = 0.91$ で算定された蒸発量の時系列を様々な時間単位で集計して、観測値に対する算定誤差として平均 2 乗誤差の平方根 (RMSE) を求めた。

時間単位を長くすれば積分効果により RMSE は減少する (図 4.5)。平均化時間が 1 日より短い場合は、RMSE が極端に大きい、それより長い場合は数 W_m^{-2} の誤差となる。すなわち、このモデルは、日周期変動を表現できるほどの短い時間単位での蒸発量算定は困難であるが、旬・月・年などの長い時間単位では精度よく蒸発量を算定できることが確認された。

4.4 流域各地の地表面水収支と流域水収支

前節の通り同定された水収支モデルを用いて、流域各地 (各 MS) の地表面水収支を求める。それに先立ち、各 MS の気温・湿度・風速・気圧・地表面温度の観測値 (すべて瞬時値) を用いて、毎日 00 時から 3 時間おきに瞬時のポテンシャル蒸発量を求め、例えば 00 時と 03 時の平均値を 00–03 時の 3 時間のポテンシャル蒸発量とみなした (なお、各気象変数について 00 時と 03 時の平均値を求めてから、それら平均値からポテンシャル蒸発量を求めても、結果はほぼ同じである)。

このとき、各地の MS で計測される風速は地上高 10 m の風速 U_{10} であるから、風速の鉛直分布は対数則にしたがうとみなして、次式で補正して地上高 3 m の風速 U_3 を求めた。

$$U_3 = U_{10} \frac{\ln(z_3/z_0)}{\ln(z_{10}/z_0)} \quad (4.11)$$

ここで $z_{10} = 10 \text{ m}$ (高度)、 $z_3 = 3 \text{ m}$ (高度)、 $z_0 = 0.01 \text{ m}$ (地表面粗度、草丈 0.1 m の草原を想定) を与える。

また、降水量は毎日 09, 21 時に計測された前 12 時間の積分値であるので、各計測時刻の前 12 時間にわたって均等に降水があると仮定して、例えば 09 時の降水量は 4 で割り算して、前日 21–24 時、当日 00–03 時、03–06 時、06–09 時の各 3 時間の降水量とした。

観測所ごとに得られた降水量 P 、蒸発量 E 、流出量 R を Thiessen 法によって集計し、上・中・下流の部分流域ごとに暖候期 5 か月間 (5–9 月) の P , E , R の累年平均を求めた (表 4.3)。 Q_N は観測された流出量 (正味の河川流量) である。上・中・下流の各部分流域で降水の約 7 割は蒸発し、残りの約

3割は流出している。 R と Q_N を比較すると、上流域では両者はよく一致するが、中・下流域では推定された R が観測結果 Q_N よりかなり大きな値を示す。ただし、ここでは蒸発や浸透といった河道からの損失が考慮されていない。

4.5 部分流域ごとの河道水収支

次に、部分流域ごとに河道に出入りする水の質量収支を次のように考える。

$$\Delta S = (Q_I + Q_P + Q_R) - (Q_O + Q_E + Q_S) \quad (4.12)$$

すなわち、河道への流入量は、上流域から流入する河川流量 Q_I 、河道水面への降水量 Q_P 、河道周辺の集水域から河川への流入量 Q_R の3成分であるとみなす。また、河道からの流出量は、下流域へ流出する河川流量 Q_O 、河道水面からの蒸発量 Q_E 、河道底面(潤辺)からの浸透量 Q_S の3成分であるとみなす。この流入量と流出量の収支の結果、河道の貯留量は変化する(ΔS)。 Q_R と Q_S の差を河道と周辺域との水交換量 Q_{Ex} と定義して一つの項として扱えば、(4.12)式は次のようになる。

$$\Delta S = (Q_I + Q_P) - (Q_O + Q_E) + Q_{Ex} \quad (4.13)$$

式(4.12)の右边各項を求めるに先立ち、Landsat TM画像をもとに各部分流域について河道域とその他の領域を判別して河道面積を計測した。その結果を表4.4に示す。

Q_I 、 Q_O は水文観測所の資料から算定した。 Q_P は河道域を小区間に分解し、小区間ごとに最近隣の気象観測所の降水量を参照し集計した。 Q_E も同じく、小区間ごとに最近隣の気象観測所の風速・気温・湿度・気圧・地表面温度を参照し、(4.7)式のバルク式に水面蒸発時の係数($C_E = 1.2 \times 10^{-3}$)を与えて、蒸発量を計算し集計した。ただし、河川の水面温度ないし表層水温が不明のため、代わりに地表面温度を与えたので厳密な計算ではない。 Q_R は各地のMSごとに求めた流出量をもとに、部分流域のうち河道域以外の領域についてThiessen法で集計して算出した。このとき、河道周辺の集水域で発生した流出は、途中で損失することなくすべて河道に達すると仮定した。 $\Delta S = 0 \text{ m}^3 (5 \text{ month})^{-1}$ を仮定すると、河道底面からの浸透損失量 Q_S が推定される。

表4.5に結果を示す。各部分流域の Q_{Ex} はいずれも正值である。 Q_{Ex} を Q_R の最小値($Q_S = 0$ の場合の Q_R)と解釈すれば、各部分流域で少なくとも Q_{Ex} の河川流出があることを示している。

流域各地の流出量を集計して求めた Q_R について考える。上流域では $Q_R < Q_{Ex}$ なので過小評価であるといえる。その結果 Q_S が負値となり矛盾する。中・下流域では $Q_R > Q_{Ex}$ なので水収支の上では矛盾していない。ただしその絶対量が大きく、求められた値がどの程度確からしいのかは判断できない。

次に、 Q_S について考える。河道底面からの浸透損失量の大小は、河道の断面形状や流水潤辺の長

さ、底側面の土壌の種類や土性などで決まると想像できる。河川水位の変化にくらべて、その他の要因の時間的変動性は微小であるから、浸透量の変化は河川水位の変化で説明できると考えられる。そこで、各部分流域の河道について、河川水位の近似値として上・下流端平均の河川流量の平方根を求めて、 Q_S との関係調べた (図 4.6)。これによると、河川流量の平方根が大きいほど、つまり河川水位が高いほど、浸透量 (河道の単位長さあたり) は大きくなる傾向にあり、両者は比例関係にあることが見て取れるため、定性的な解釈として、河道底面から浸透損失が生じていると考えられる。

4.6 まとめ

本研究では、モンゴル東部ヘルレン川流域の上・中・下流の各部分流域の河道について水収支を考え、気象・水文観測資料と単純な地表面水収支モデルを用いて、水収支各項を求めた。その結果、各部分流域で河道と周辺域との水交換量 Q_{Ex} は正值であり、少なくとも Q_{Ex} の河川流出があることが示された。また、河道底面からの浸透量 Q_S と河川流量の平方根 (河川水位) の関係性から河道底面から浸透損失が生じていると考えられる。これらの解析結果は、ヘルレン川の中・下流域では河川への流入があっても、それとほぼ同量の水が河道水面からの蒸発や河道底面からの浸透などによって河川から損失していて、実質的には河川流量の増減に寄与しないという仮説を支持するものである。

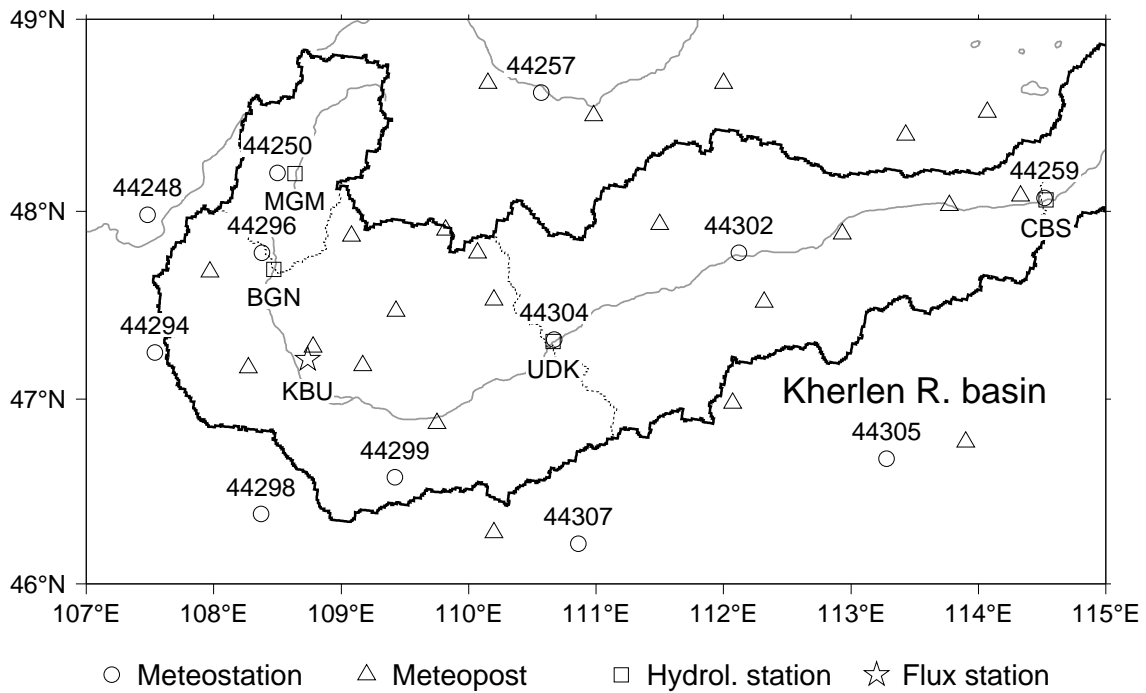


図 4.1: ヘルレン川流域と現業気象・水文及び実験観測所。太い実線は流域界、細い点線は部分流域間の境界を示す。気象観測所 (MS、丸) には観測所番号、水文観測所 (四角) と実験観測所 (星印) には略称を付してある。

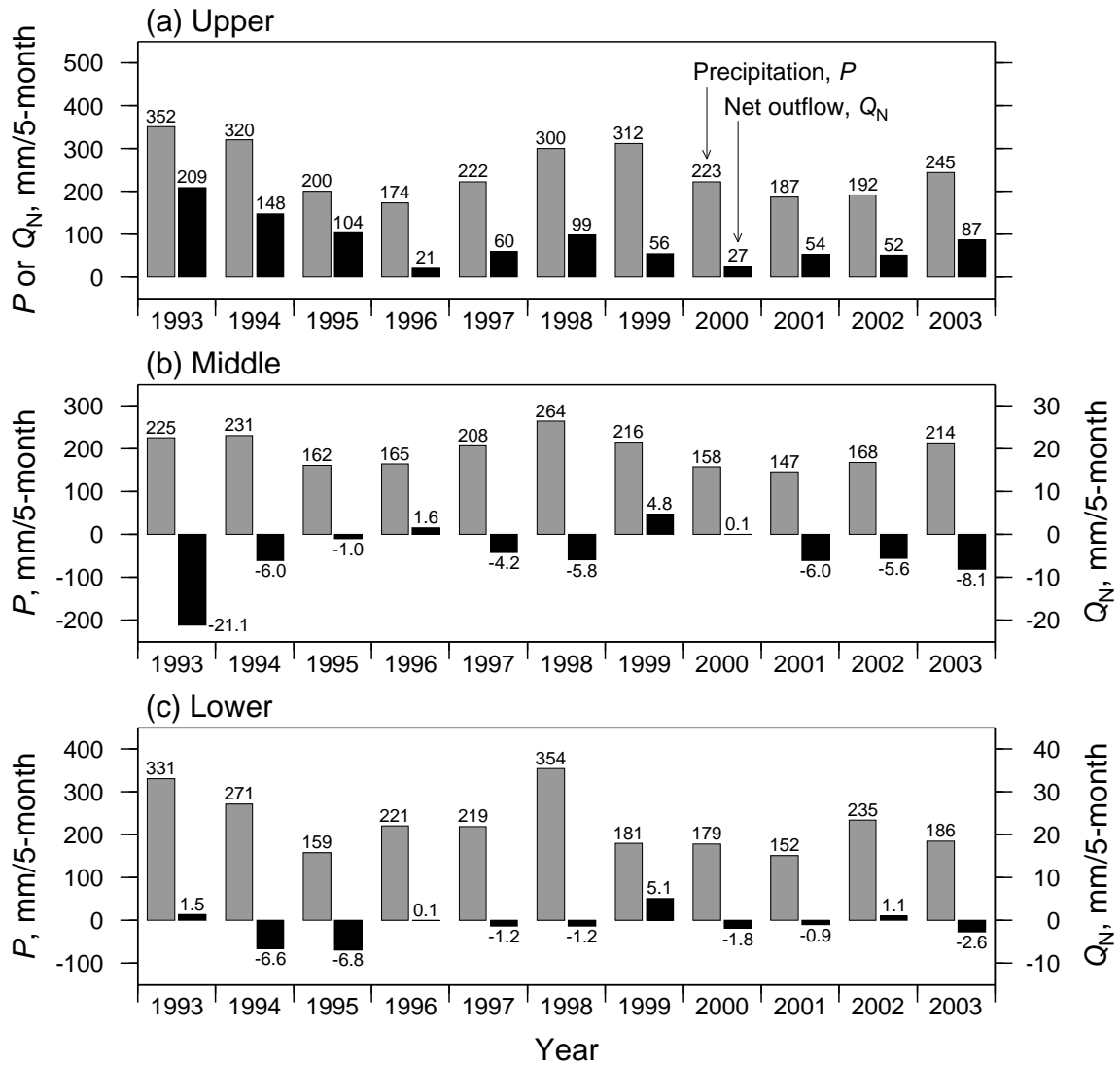


図 4.2: 暖候期 (5-9 月) 積算の降水量と流出量 (正味の河川流量) の年々変化 (1993-2003 年)。降水量・流出量共に部分流域毎の領域平均値 (mm (5 month)⁻¹)。 (a) 上流域、 (b) 中流域、 (c) 下流域。

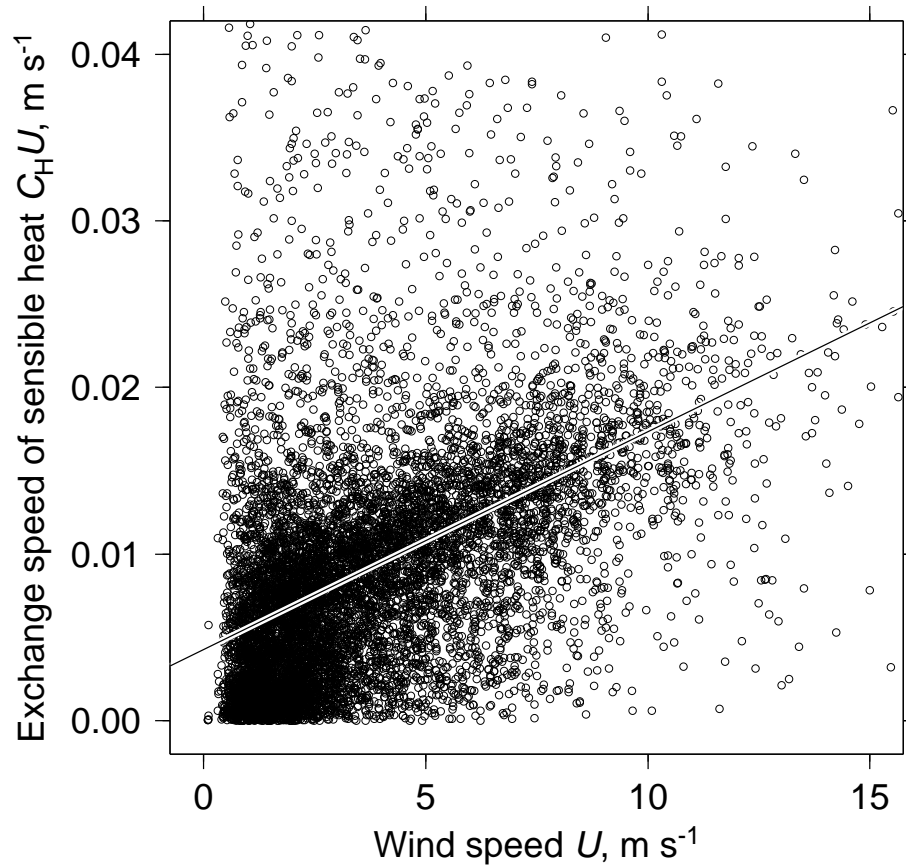


図 4.3: 草原域の $C_H U-U$ 関係 (KBU 地点、2004 年)。

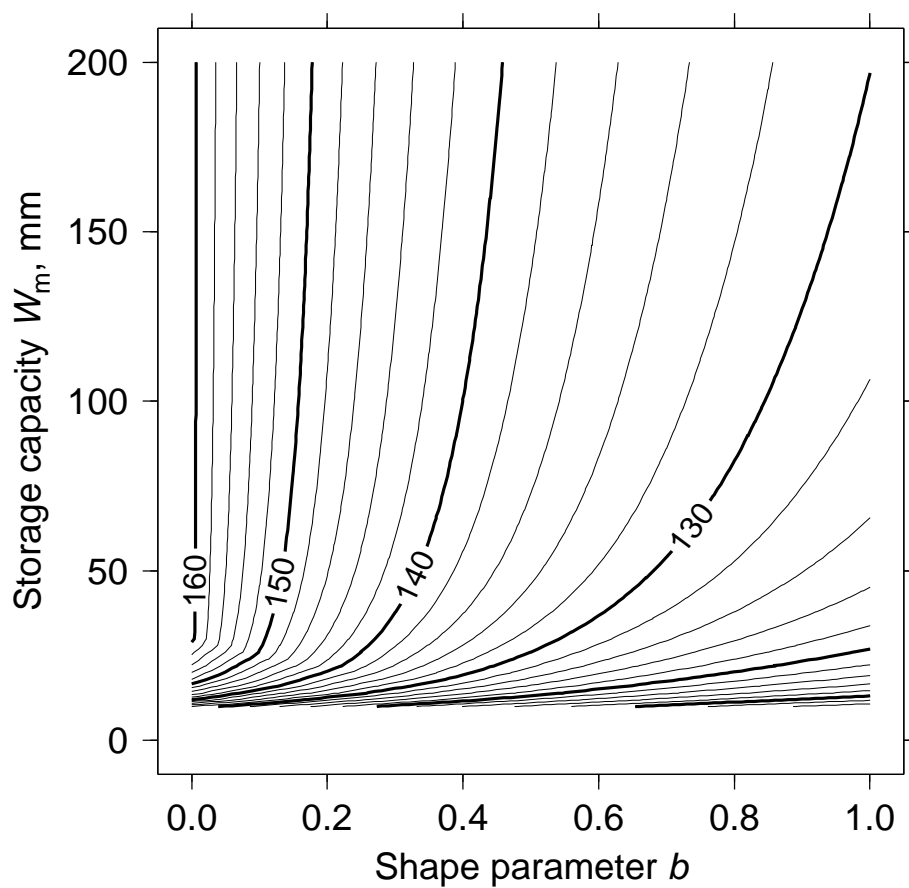


図 4.4: 年蒸発量の等値線図。

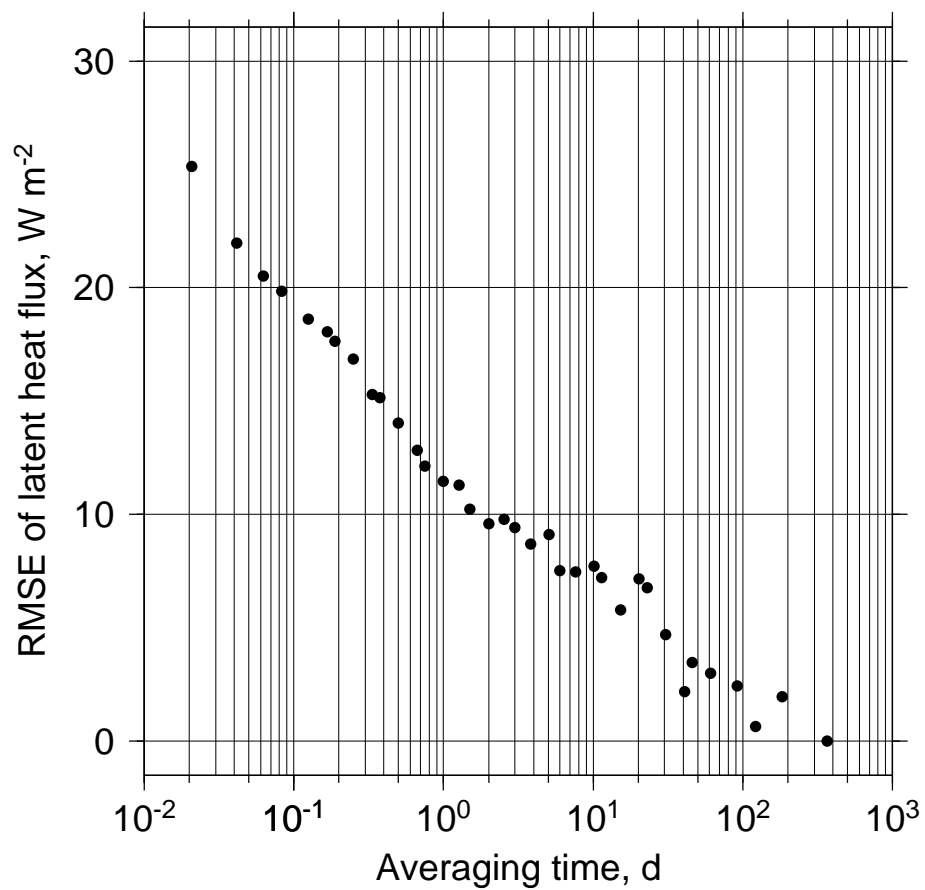


図 4.5: 平均化時間と蒸発量算定 RMSE。

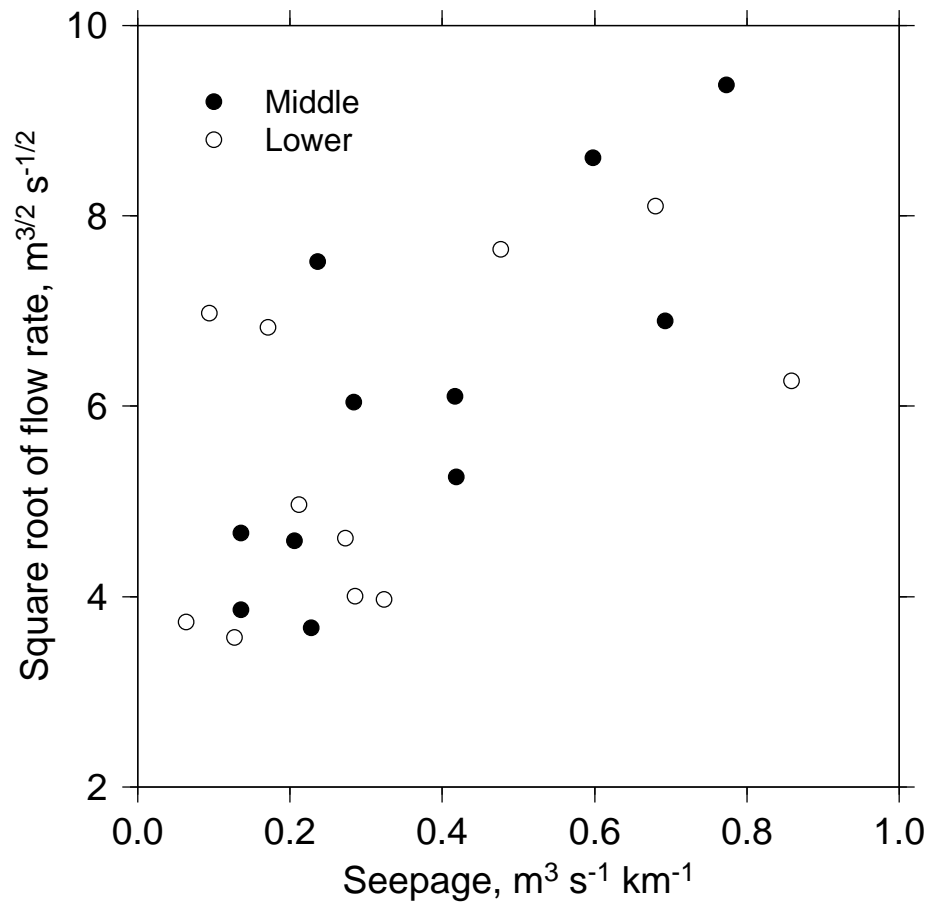


図 4.6: 中・下流域における各年の5か月積算の河川流量の平方根(河川水位)と河道底面からの浸透損失量の関係。

表 4.1: ヘルレン川流域内・近傍の気象観測所 (MS) 一覧。観測所番号は WMO の定める番号に対応。IMH 作成の観測所一覧表より引用。

観測所 番号	観測所名	緯度 (° N)	経度 (° E)	標高 (m)
44248	Terelj	47.98	107.48	1532
44250	Mungunmorit	48.20	108.50	1000
44257	Binder	48.62	110.57	1033
44259	Choibalsan	48.07	114.52	759
44294	Maanit	47.25	107.54	1430
44296	Baganuur	47.78	108.38	1272
44298	Choir	46.38	108.37	1284
44299	Orgil	46.58	109.42	973
44302	Bayan-Ovoo	47.78	112.12	813
44304	Underkhaan	47.32	110.67	1033
44305	Baruun-Urt	46.68	113.28	996
44307	Galshir	46.22	110.86	1200

表 4.2: ヘルレン川流域の水文観測所一覧。緯度・経度・標高は簡易 GPS (Garmin 社) を用いて計測。集水面積は HYDRO1k をもとに計測。

観測所名 (略称)	緯度 (°N)	経度 (°E)	標高 (m)	集水面積 (km ²)
Mungunmorit (MGM)	48.20	108.64	1404	3994
Baganuur (BGN)	47.69	108.47	1319	7329
Underkhaan (UDK)	47.31	110.66	1040	40095
Choibalsan (CBS)	48.06	114.53	749	72528

表 4.3: ヘルレン川上・中・下流の各部分流域における暖候期 5 か月 (5–9 月) 積算の降水量 (P)・蒸発量 (E)・流出量 (R)・正味の河川流量 (Q_N) の累年平均 (1993–2003 年) 及び標準偏差 (括弧内の数字)。単位は mm (5 month)^{-1} 。

部分流域	P	E	R	Q_N
上流域	247 (62)	166 (26)	75 (34)	83 (56)
中流域	196 (38)	141 (20)	47 (15)	-4.7 (6.7)
下流域	226 (67)	160 (33)	57 (30)	-1.2 (3.4)

表 4.4: ヘルレン川上・中・下流の各部分流域の総面積及び河道面積。括弧内の数字は総面積に占める河道面積の割合。

部分流域	総面積 (km^2)	河道面積 (km^2)
上流域	7,329	82 (1.12 %)
中流域	32,766	315 (0.96 %)
下流域	32,433	318 (0.98 %)

表 4.5: 部分流域ごとの暖候期 (5–9 月) の河道水収支各項の累年平均と標準偏差 (1993–2003 年、単位: $10^6 \text{ m}^3 (5\text{-month})^{-1}$)。 Q_I : 上流域から流入する河川流量、 Q_P : 河道水面への降水量、 Q_R : 河道周辺の集水域からの河川への流入量、 Q_O : 下流域へ流出する河川流量、 Q_E : 河道水面からの蒸発量、 Q_S : 河道底面 (潤辺) からの浸透量、 Q_{Ex} : 河道と周辺域との水交換量 ($Q_R - Q_S$)。

		上流域河道	中流域河道	下流域河道
流入量	Q_I	—	610 (408)	457 (268)
	Q_P	20 (5)	62 (12)	72 (21)
	Q_R	547 (248)	1552 (503)	1848 (966)
流出量	Q_O	610 (408)	457 (268)	418 (257)
	Q_E	92 (29)	578 (98)	589 (95)
	Q_S	-132 (227)	1189 (713)	1370 (1066)
交換量	Q_{Ex}	681 (389)	364 (280)	478 (169)

第5章 インドネシア・スマトラ島西岸域の降雨日 変化と季節内変動の連関解析

5.1 背景と目的

熱帯インド洋上では季節内変動の主要モードである約 30–60 日周期の Madden–Julian 振動 (MJO) に伴って大規模な雲集団が発生し赤道に沿って東進する [19]。そして、この MJO に伴う大規模な雲集団は多数の島嶼と周辺海域から成るインドネシア海大陸 (IMC) の西端に到達するころ不明瞭となる [34]。一方、IMC 上では積雲対流活動及び降水の日周期変化が支配的であり、それら日周期変化の極大は陸上では日中午後から深夜にかけて、海上では深夜から早朝にかけて出現する [33, 25, 40]。

IMC における対流活動の日周期変化と MJO の関係は、これまで主に衛星観測に基づいて議論されてきた [45, 26, 41, 49, 10, 6]。インド洋上で発生し赤道上を東進する MJO の最初の上陸地、すなわち IMC の西端に位置するスマトラ島の西岸域では、陸上の年間雨量が 2,600–6,300 mm y^{-1} に達する (地上雨量計観測) [8]。一方、沿岸海上においても海岸線に沿って多雨域が形成され、その雨量は西岸域陸上のそれに匹敵する (熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 観測に基づく) [25]。西岸域に多雨をもたらす積雲対流活動は日周期変化を伴って海陸間を移動することが知られており、対流雲の西向き (スマトラ島西岸から沖合に向かう) 移動は一年を通じて全季節でみられ (静止気象衛星 (GMS) 観測に基づく) [40]、MJO に伴う雲集団がスマトラ島に到達するころより顕著になる (GMS 及び TRMM 観測に基づく) [6]。

以上のように、先行研究では GMS や TRMM による衛星観測をもとに、MJO と対流活動の日周期変化の関係を調べられてきたが、衛星観測であるが故の制約がある。GMS に搭載された可視赤外放射計による雲頂温度の観測をもとに、温度が低いほど雲頂が高く深い対流であるとみなすことで、広域の対流活動を高時空間分解能で詳細に分析できる (例えば文献 [33])。しかし、雲頂が高くてもそれに対応して地表で降水があるとは限らない (例えば文献 [35]) ため、可視赤外放射計の観測から雨量を正確に見積もることは容易ではない。一方、TRMM に搭載された降水レーダー (PR) によって地表近くの雨滴を検出し、いくつかの仮定のもとに降雨強度を推定できるが、観測頻度が低いため寿命の短い対流雲がもたらす雨量を正確に把握することは難しい。

それ故、本研究ではスマトラ島の西岸域に設置された気象レーダーによる海陸両上の観測値を解析する。このレーダーはバリサン山脈の西側からメンタワイ海峡を経てシベル島までの広範囲 (図 5.1 参照) の降水現象を 5 年以上に渡って観測し続けてきた (現在観測中断)。いくつかの先行研究 [39, 14, 5, 24]

でこのレーダーの観測値が活用されたが、最大でひと月間の解析であった。本研究では1年間の連続した観測値を活用し、MJOと降水日周期変化の連関及びその地理分布を記述する。

5.2 観測・データ解析方法

2006年10月下旬、文部科学省・地球観測システム構築推進プランの一課題「海大陸レーダーネットワーク構築」(HARIMAU) [62] によって、スマトラ島西岸パダン市郊外にあるミナンカバウ国際空港(MIA)のごく近傍(100.30 E, 0.79 S; 図5.1)に一基の気象レーダーが設置された。これはX帯単一偏波レーダー(日本無線製JMA-237B)であり、本研究では2006年10月28日から2007年11月1日までほぼ連続して取得された全季節を含む丁度1年分のレーダー反射因子の観測値を用いる。(1)レンジ166 kmで0.6度単一仰角の全方位走査(一定仰角で水平方向にアンテナを一周させる方式)、これに引き続いて、(2)レンジ83 kmで0.6度から50度まで18仰角の全天走査(英語ではvolume scanningと呼ばれ、仰角を少しずつ変更しながら全方位走査を繰り返す方式)、以上計2種類の走査を6分間隔で繰り返すことにより、長期・広域・高時空間分解能の観測値が取得された。運用の詳細については[24]に記述がある。

2種類の走査による6分単位のレーダー反射因子の観測値をもとに、レーダーから半径166 km以内の高度2 km(準一定高度水平断面)、0.02度(約2 km)格子のデータを作成し、次に、各格子点で30分毎に観測値が4つ以上(8割以上)存在する場合に(真数値)を算術平均した(観測値が3つ以下の場合、欠損とみなした)。そして、2006年11月ひと月間について、レーダー観測視野内の全5地点の雨量計による30分雨量と直上の反射因子との経験的な関係を求めた。すなわち、 Z と R の30分値に対して非線形の最小二乗法により関数 $R = (Z/a)^{1/b}$ をフィッティングし、 $a = 6.21$ 及び $b = 2.22$ を得た。これら係数を基に、30分毎の反射因子を雨量に変換した。格子点毎にある日の30分雨量の値が44以上(9割以上)存在する場合にその日の雨量を以降の解析に用いた。また、解析対象全期間の平均雨量が 6.5 mm d^{-1} 未満の場合、その格子点では降雨減衰の影響や、地形、樹木、建築物等に遮られて正常な観測値が得られていないとみなし解析対象外とした。

MJOの位相と振幅は、実時間多変量MJO指数(all-season real-time multivariate MJO index) RMM1及びRMM2 [56]から求めた。RMM1とRMM2は気圧面850 hPa(大気下層)と200 hPa(上層)の風速東西成分、及び、衛星観測に基づく外向き長波放射量(OLR)をもとに経験的直交関数解析(多変量解析のひとつである主成分分析と同じ)によって算出される第一及び第二主成分である。毎日のRMM1とRMM2をオーストラリア天気気候研究センター(Centre for Australian Weather and Climate Research)のウェブサイト¹から取得し、MJOの振幅($\equiv [(RMM1)^2 + (RMM2)^2]^{1/2}$)が1以上の場合にその日のMJOは活発であるとみなし、そうでない場合を不活発とみなした。MJOが活発であるとみなした場合、文献[56]の方法に従ってRMM1とRMM2からMJOの位相を8つに

¹<http://cawcr.gov.au/staff/mwheeler/maproom/RMM/>

区分し、位相番号が2又は3の場合にMJOに伴う雲集団(対流活動の中心)はインド洋上、4又は5の場合にIMC上、6又は7の場合に西太平洋上、そして、8又は1の場合に西半球又はアフリカ大陸上にあるとみなした。

MJOが不活発の場合とMJOの8つの位相別に、各格子点の平均日雨量及び30分ごとの平均雨量(平均された日周期変化)を求めた。また、スマトラ島の海岸線からの距離と降雨の日周期変化の関係を調べるため、各格子点から最も近い海岸線までの距離を求めた。距離の計算にはハワイ大学のPaul Wesselとアメリカ海洋大気庁(NOAA)のWalter H. F. Smithが開発したGeneric Mapping Tools(GMT, 4.5.2版)[55]²と海岸線データGlobal, Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline(GSHHS, 2.0.2版)[54]³を用いた。

5.3 結果及び考察

5.3.1 MJO不活発時の降雨日周期変化

MJO不活発時の降雨日周期変化の極大時刻(地方時、UTC+7)の空間分布(図5.2の中央)によると、スマトラ島西岸近傍では、海岸線に沿ってほぼ並行に同時刻の極大が出現する。これは、海岸線からの距離に依って、海岸線に沿って極大が同時に出現することを意味する。陸上の広範囲にわたって16時ごろの極大が分布しており、海岸線の近傍では20–00時の極大が分布する。この特徴は、MJO不活発時の雨量の距離時刻断面(図5.3の中央)でも同様に確認できる。

TRMM衛星の降水レーダー(PR)の観測に基づく先行研究によると、陸上内陸では18時ごろに最も雨量が多く、海岸線近傍では21–03時ごろ[25]あるいは18–22時ごろ[53]に最も雨量が多い。静止気象衛星の観測によると、背の高い(輝度温度の低い)雲は、陸上ではやはり18時ごろに、海岸線近傍では21–24時ごろに最も出現しやすい[40]。XDRの観測による陸上の極大は先行研究が示す衛星観測による極大よりも早い時刻に出現する。メンタワイ海峡上の降雨極大は東部では00–04時ごろ、西部では04–08時ごろ出現する。スマトラ島の約130 km沖合に位置するシベル島上では午後の早い時間帯に出現する。これはスマトラ島西岸陸上の極大出現時刻とほぼ同じである。TRMM PR観測に基づく先行研究[25, 53]では、海峡上では05時ごろ極大だが、シベル島上の午後の早い時間帯の極大はみられない。

地上雨量計の観測(4か月平均)によると、シベル島では1日に2回、02時ごろと14時ごろ降雨極大が出現する[59]が、XDRの観測では午後の早い時間帯の降雨極大は確認できるが、夜半すぎの極大は確認できない(図5.2, 図5.3の中央)。

²<http://www.soest.hawaii.edu/gmt/>

³<http://www.soest.hawaii.edu/pwessel/gshhg/>

5.3.2 MJO の位相別にみた降雨日周期変化

スマトラ島西岸陸上とシベル島では、MJO の位相に依らず、午後の早い時間帯に降雨極大が出現する(図 5.2)。メンタワイ海峡上では、MJO の位相に応じて、降雨極大の出現時刻は概ね 20 時から 08 時まで変化する。MJO に伴う雲集団がスマトラ島に到達するまで(位相番号 8, 1-3)は、前節で述べた MJO 不活発時の状況と同様に、メンタワイ海峡上の降雨極大の出現時刻は海岸線からの距離に対応している。即ち、降雨極大の出現時刻は沖合(西)に向かって遅くなる。但し、遅くなる程度は、雲集団がスマトラ島に向かって東進している時(位相番号 8,1,2)よりも、スマトラ島に到達する直前(位相番号 3)に弱くなる。MJO に伴う雲集団がスマトラ島を通過した後(位相番号 4-7)は、海峡上の降雨極大は海岸線からの距離に対応しなくなる。

図 5.3 に MJO の位相別に規格化した雨量の距離時間断面を示す。MJO の位相別に格子点毎に 30 分毎の雨量を日雨量で割り算することで規格化した雨量を、スマトラ島の海岸線からの距離別(10 km 刻み)に平均した。MJO の位相番号 8, 1-3 のとき、降雨極大の沖合へと向かう(西向き)移動が明瞭である。位相番号 3 の時に特に明瞭でありより連続的である。

スマトラ島とシベル島間の各距離で、規格化雨量の極大値は 5% に達し、この数値は MJO の他のどの位相番号の場合よりも大きい。つまり、メンタワイ海峡上を西進する降雨極大が位相 3 のときに増幅されている。MJO の位相番号 8, 1-3 の場合について、海峡上の降雨極大時刻と海岸線からの距離(-130 km から 0 km まで)に対して、最小二乗法により一次関数をフィッティングすることで、降雨極大の移動速度を求めた。その結果、降雨極大は日没直後の 19-21 時ごろスマトラ島西岸を出発し、 $3-5 \text{ m s}^{-1}$ 程度の速度で沖合に向かって海峡上を西進する。この移動速度は先行研究 [24] が報告した 4 m s^{-1} とほぼ一致する。

MJO の位相番号 4-7 の場合、他の位相番号の場合に比べて、降雨極大の西進は相対的に不明瞭で不連続となる(図 5.3)。位相番号 4, 5 のとき、降雨極大は陸上では日中午後に出現するのに対して海上では夜中に出現する。海陸間の極大出現時刻は不連続である。位相番号 6 のとき、海峡上の降雨極大西進は二度確認できる。ひとつは 20 時ごろもうひとつは 02 時ごろスマトラ島西岸を出発する。位相番号 7 のとき、スマトラ島西岸の海岸線近傍で日没(18 時)から夜半(00 時)にかけて見られる降雨極大はその後沖合に向かって西進するが、シベル島まで到達しない。このように、MJO の位相番号 4-7 の場合に、海上における降雨極大の地理分布は複雑なものとなる。スマトラ島及びその東のジャワ海や他の島々の上空を日変化を伴う雲集団が東進すること、そして、それは MJO を含む季節内変動が卓越するとき特に顕著であるという報告もある [25, 40, 10]。本研究で用いた XDR の観測範囲はスマトラ島西岸域のみであるが、インドネシア政府が配備を進めている他地域の多数のレーダーを活用することで、IMC の多地域・広域で本研究と同様の研究を実施することが可能となるだろう。

5.3.3 MJO に伴う日雨量極大の「後戻り」

シベル島では、MJO の位相や振幅に依らず一年を通じて日中後に降雨極大が出現し、MJO に伴う大規模な雲集団がインド洋上を東進している時、及び、スマトラ島に上陸する前後 (位相番号 8, 1-4) には、もうひとつの降雨極大が夜半から未明、明け方にかけて (00-04 時) 出現する (図 5.3)。これら 2 つの降雨極大の出現時刻は、地上雨量計の観測 [59] 及びシベル島を含むメンタワイ諸島における GPS 水蒸気観測 [6] によって確認された 02 時と 14 時という極大出現時刻と一致する。本研究の解析結果 (図 5.3) は、MJO の位相番号 8, 1-4 の場合に、スマトラ島西岸陸上の日中後の降雨極大が日没後にメンタワイ海峡上を西進横断して日の出の数時間前にはシベル島に到達することを明確に示している。即ち、シベル島の夜半から明け方にかけての降雨極大は、スマトラ島西岸陸上の日中後の降雨極大にその起源を辿ることができると考えられる。

MJO の位相別に求めた平均日雨量は、位相番号 3 の場合にスマトラ島西岸陸上とメンタワイ海峡上で最大となり、シベル島では位相番号 4 の場合に最大となる (図 5.4)。位相番号 3 の場合にスマトラ島で雨量が最大となる結果は、パダン市にあるタビン観測所における地上雨量計の観測結果 (濱田純一氏私信) と一致する。シベル島はスマトラ島の西に位置し、MJO は東進するにも関わらず、位相番号 3 のときにスマトラ島で雨量が最大となる数日後、即ち、位相番号 4 のときに、シベル島の雨量は最大となる傾向にある。平均日雨量の極大がスマトラ島からシベル島へと西進するこの解析結果を、本研究では日雨量極大の「後戻り」と呼ぶことにする。

西進する降水現象に類似する観測事実として、MJO に伴って西太平洋や IMC の上空を東進する大規模な雲集団に、より規模の小さい西進雲集団が内在するという報告がある [27, 41]。一方、本研究は、MJO に伴う大規模な雲集団がインド洋上を東進しスマトラ島に上陸する直前 (位相番号 3) に、メンタワイ海峡上を西進する降雨極大が増幅され、海峡を含むスマトラ島西岸域の多くの地点で平均雨量が最大になることを示している。この解析結果は、本研究が着目する日周期変化を伴う降水現象は上述先行研究で議論された西進雲集団に比べて水平空間規模が小さいものの、MJO に伴って東進する大規模な雲集団とそれに内在する時間的空間的により小規模な西進降水現象との相互作用を示唆するものである。

5.4 まとめ

スマトラ島西岸域に設置された気象レーダーの 1 年間の連続した観測値を活用して、MJO と降水日周期変化の連関について解析した。スマトラ島西岸陸上とシベル島では午後に降雨極大が出現し、両島に挟まれたメンタワイ海峡上では夜間・早朝に出現する。MJO に伴う大規模な雲集団がインド洋上を東進しているときに、メンタワイ海峡上では日周期降雨極大の沖合 (西) に向かう移動が明瞭で、大規模な雲集団がスマトラ島を通過した後は不明瞭となる。大規模な雲集団がスマトラ島に到達する直前に、日周期変化の振幅は増幅され、スマトラ島西岸陸上とメンタワイ海峡上では日雨量の最

大値が出現しやすくなる。また、MJOに伴う大規模な雲集団がインド洋上を東進しているときに、スマトラ島西岸陸上を起源とする降雨極大が海峡上を西進してシベル島に到達するため、沖合のシベル島では午後と夜半すぎの二つの降雨極大が認められる。夜半過ぎの極大は、午後の極大よりも明瞭である。

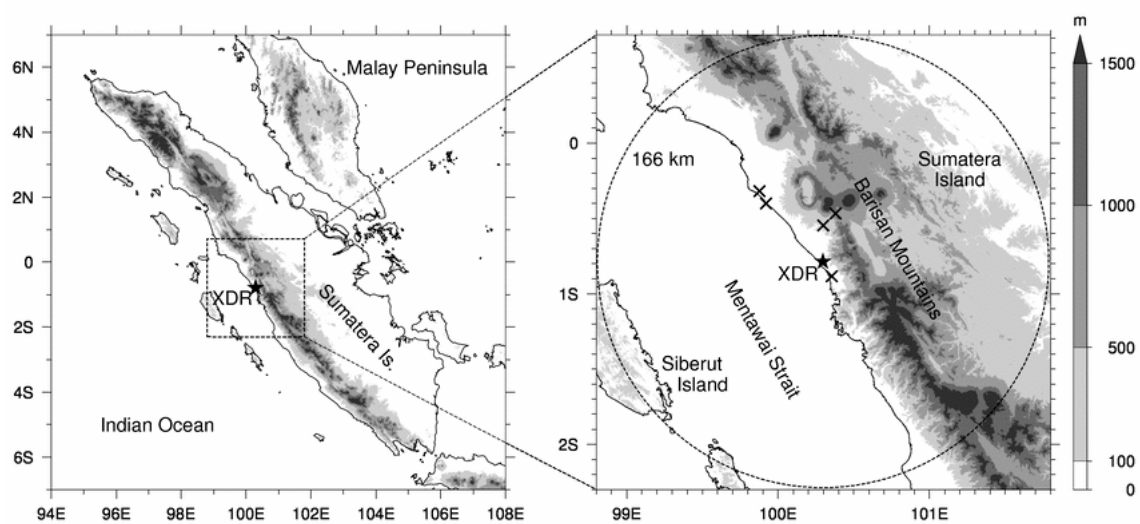


図 5.1: スマトラ西岸に設置された気象レーダー (XDR) の位置。右図の破線は半径 166 km の観測視野を示す。バツ印は雨量計の位置を示す (スマトラ島 5 地点)。地形は SRTM の観測 [4] に基づく。

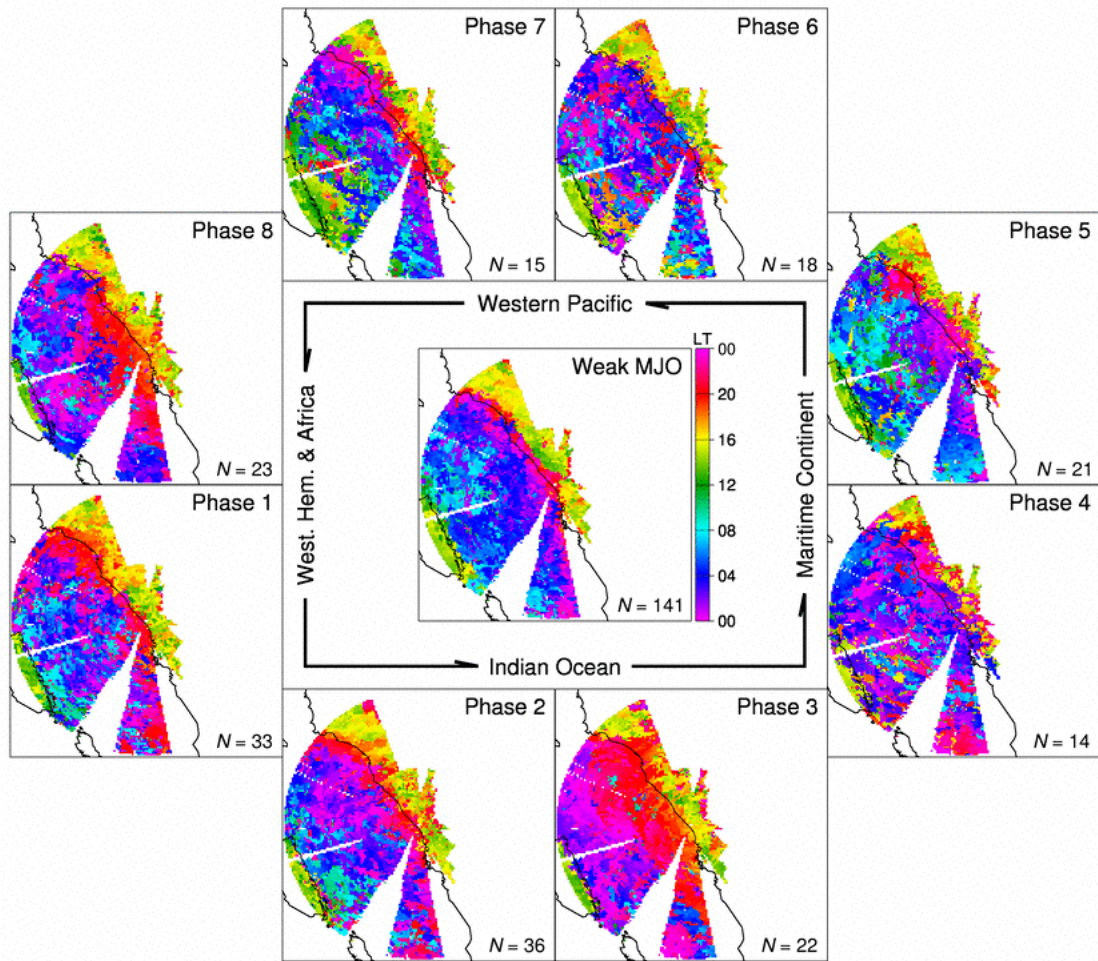


図 5.2: MJO が不活発の場合 (中央の図) 及び MJO の 8 つの位相別の降雨日周期変化の極大時刻 (地方時、UTC+7) の地理的分布。

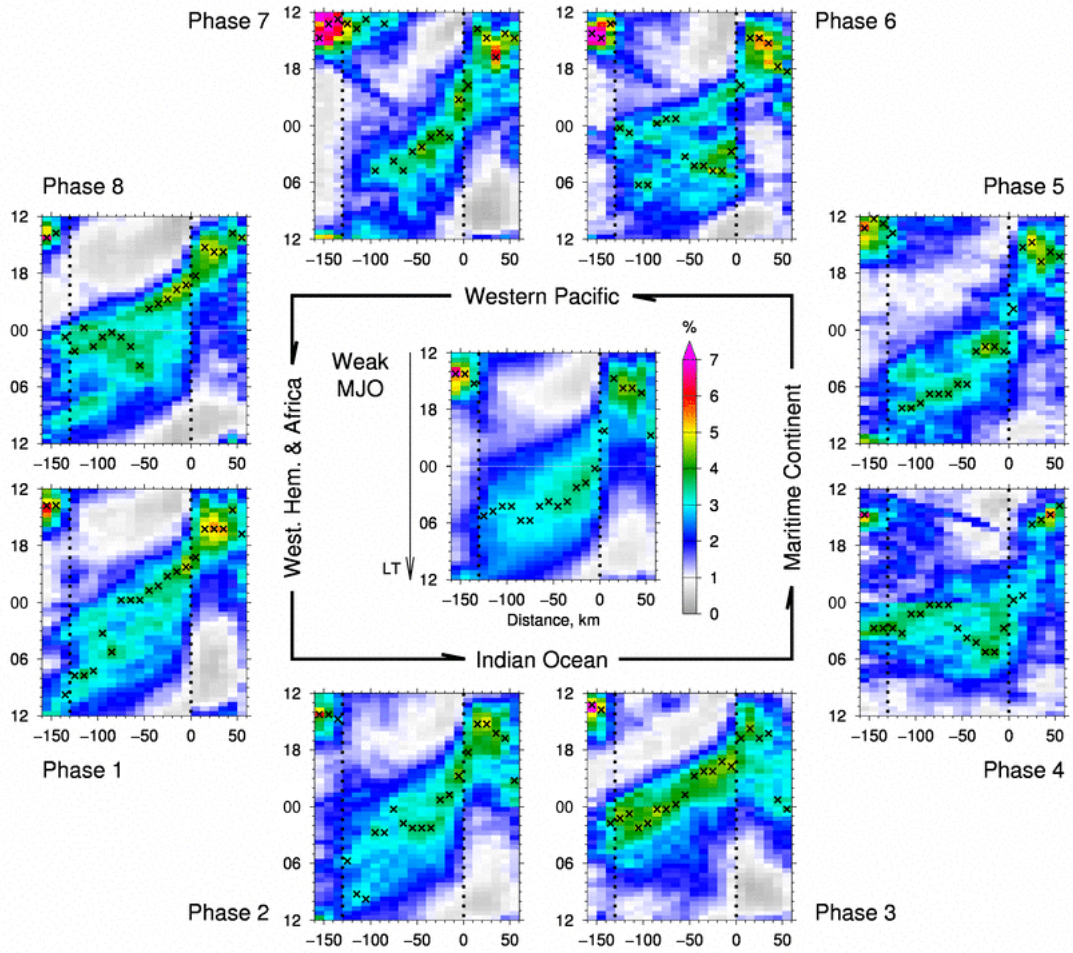


図 5.3: MJO が不活発の場合 (中央の図) 及び MJO の 8 つの位相別の相対雨量の距離時間断面図。

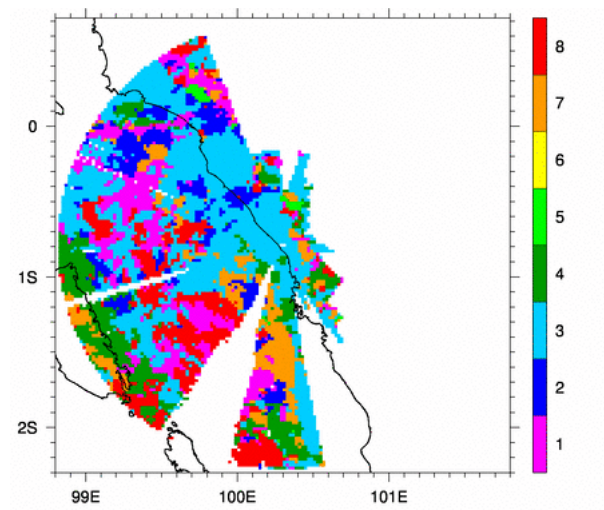


図 5.4: 平均日雨量が最大となる MJO 位相番号の地理分布。

第6章 再解析データを用いた中国長江・松花江の 流出解析

6.1 はじめに

1998年夏、中国の長江・松花江では未曾有の大洪水が発生し、甚大な被害が生じた。これを受けて、同年11月、土木学会水理委員会(現水工学委員会)は長江、松花江両流域に調査団を派遣した[71, 73]。長江・松花江のような大陸規模河川における洪水現象、すなわち、時空間規模の大きい洪水現象を予測するためには、先行時間の長い気象モデルによる大気場の変動予測と、その結果を入力とする分布型水文モデルの併用が有効な手段の一つとして考えられる。このとき、気象モデルによる大気場の時空間変動予測の確からしさの重要性もさることながら、分布型水文モデルを用いて過去の事例に対する流出解析を行い、実測河川流量を用いてその再現性を検証しておくことが重要である。

本研究では、全球又は広域気象モデルとの連携を念頭にし、大陸規模河川における洪水予測への再解析データの利用可能性を検討することを研究目的とした。緯度経度0.5度という比較的粗い空間解像度へと内挿処理を施したGAME再解析データ[75]を入力データとして用い、大陸規模河川長江・松花江における1998年の洪水事象を対象として、分布型水文モデルによる流出解析を行って河川流量の再現性を検証した。なお、本研究で対象とする流域よりも空間規模は小さいが、GAME再解析データ他を入力データを用いた類似の検討は、中国淮河流域においても実施されている[43]。

6.2 対象流域の特徴

6.2.1 長江流域

図6.1に示すように、長江(Changjiang)は流域面積約181万km²の中国第一の大河である。国土面積の約19%を占める長江流域には中国総人口の約1/3が暮らしている。宜昌からポーヤン湖の出口にあたる湖口にかけての中流域には広大な平原が広がり、世界有数の穀倉地帯が形成されている。ひとたび洪水が発生すれば、甚大な被害が生じることは想像に難くない。

6.2.2 松花江流域

図 6.1 に示すように、松花江 (Songhuajiang) は中国北東部に位置し、中国とロシアの国境を流れる黒龍江 (アムール川) に注ぐ支川である。支川とはいえ約 55 万 km² もの流域面積を有する流域の中央部には松嫩平原が広がっている。河床勾配は 1/10000 と極めて緩やかで、河道は著しく蛇行している。都市域を流れる区間を除いては河川整備が充分でないこともあり、洪水が発生する度に、流域に暮らす人、社会、経済に甚大な被害をもたらしている。松花江における大規模な洪水は 10 年に 1 度以上という頻度で発生していることから、本研究で取り扱うような課題が重要視されている。

6.3 分布型水文モデル

本研究で用いた分布型水文モデルは、対象流域をます目状に分割し、各ます目における流出量を評価するメッシュ水文モデルと、ます目間を結ぶ仮想河道群として構成される流路網を介して任意地点での河川流量を評価する河道追跡モデルから構成されている。以下、各モデルを概説する。

6.3.1 メッシュ水文モデル

各ます目における流出量を評価するモデルには、中国で開発され適用実績も多数あり、かつ良好な結果を得ている新安江モデル [64] を用いた。モデルの概要は付録 A に記述してあるので、ここでは詳しく説明しない。

新安江モデルはバケツモデル [20] に類似する単純な貯留型の降雨流出モデルである。土壌表層の水分貯留量の初期条件と降水量及びポテンシャル蒸発量の時系列を与えることにより、蒸発量・流出量の時間変化を求めることができる。

6.3.2 河道追跡モデル

長江・松花江の河床勾配は極めて緩やかで、河道流の拡散効果が大きいことを考慮し、河道追跡モデルとして、開水路流れの St. Venant 式を拡散波近似する Muskingum-Cunge 法 [2] を適用した。

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^{n+1} + C_2 Q_j^n + C_3 Q_{j+1}^n \quad (6.1)$$

ここで、添字 j, n はそれぞれ空間、時間インデクスである。追跡係数 C_1, C_2, C_3 は次式で与えられる。

$$C_1 = \frac{-1 + C + D}{1 + C + D} \quad (6.2)$$

$$C_2 = \frac{1 + C - D}{1 + C + D} \quad (6.3)$$

$$C_3 = \frac{1 - C + D}{1 + C + D} \quad (6.4)$$

ここで、 C は Courant 数、 D は cell Reynolds 数である [36]。Courant 数は次式で与えられる。

$$C = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (6.5)$$

ここで、 c は洪水波の水理伝播速度である。また、cell Reynolds 数は次式で与えられる。

$$D = \frac{Q}{SBc\Delta x} \quad (6.6)$$

ここで、 Q は平均流速、 B は河道幅、 S は河床勾配である。平均流速は Manning の抵抗則に従うとして、河道断面を広幅矩形と考えた場合、洪水波の水理伝播速度は次式のように記述できる。

$$c = \frac{5}{3} \frac{S^{3/10} Q^{2/5}}{n^{3/5} B^{2/5}} \quad (6.7)$$

ここに、 n は Manning の粗度係数である。なお、ここでは平均流量 Q は 4 点平均収束法 [37] により求めた。

6.4 使用データ

6.4.1 流路網データ

流路網データは、HYDRO1k をもとに作成された経緯度 0.5 度格子の DDM30 [3] を用いた。これに対応する地形情報として経緯度 30 秒 (約 1 km) 格子の GTOPO30 を用いて各单位河道を特徴付ける河道長、河道幅、河床勾配等の情報を作成した。図 6.2 に DDM30 から抽出した長江・松花江流域の流路網と各流域の 3 つの水文観測所を示す。また、表 6.1 に長江・松花江流域の水文観測所の経緯度及び集水面積を示す。

6.4.2 入力気象データ

本研究では GAME 再解析データ [75] の 1.5 版を用いた。これは、1998 年 4 月から 10 月までの 7 か月間の強化観測期間 (IOP) 中に取得された高層大気観測等を用いた 4 次元同化解析データで、6 時間毎の格子データが利用可能である。経緯度 1.25 度格子の全球物理量データに含まれる降水量、短波・長波放射量、経緯度 0.5 度格子のアジア域解析値に含まれる気温、比湿、気圧、風速データをもとに、時空間内挿処理を施し、経緯度 0.5 度格子、1 時間単位の入力データを作成した。

GAME 再解析データには蒸発 (散) 量も収録されているが、本研究で適用する分布型水文モデルと独立に求められた蒸発量を用いると地表面水収支が閉じないという不具合を生ずるため、これを用いることは避けて、気温、比湿、気圧、風速、短波・長波放射量データを用いてポテンシャル蒸発量を算出 (方法後述) し、降水量と共に新安江モデルに与えて流出計算を行った。

図 6.3 は、ハルビン (Harbin) における降水量、気温、風速について、地上観測値と GAME 再解析値の時系列変化を比較したものである。解析値である気温、風速は観測と概ね一致するが、降水量は観測に比べて過小傾向であり、点とます目の値の比較であることもあり、時間分布も一致しているとは言い難い。

6.5 流出解析方法

長江・松花江における流出解析は、GAME 再解析と同じ、1998 年 4 月から 10 月までの 7 か月間を対象とした。計算時間間隔は 1 時間とした。

6.5.1 モデルパラメータの設定

新安江モデルのパラメータは、経験的な値として、 $F_{\text{imp}} = 0.02$, $b = 0.3$, $W_m = 120 \text{ mm}$ を用いる。即ち、特段のパラメータ調整は実施していない。

Muskingum–Cunge 法のパラメータは、河道長 L 、河床勾配 S 、河道幅 B 、Manning の粗度係数 n である。 L , S については、流路網データとこれに対応する標高データから算定した。地点 (i, j) における $B_{i,j}$, $n_{i,j}$ はその地点での集水面積 $A_{i,j}$ に応じて、次式 [76] に従い算定した。

$$B_{i,j} = B_0(A_{i,j}/A_0)^\alpha \quad (6.8)$$

$$n_{i,j} = n_0(A_{i,j}/A_0)^\beta \quad (6.9)$$

ここで、 A_0 は基準点 (流域最下流の格子点) における集水面積である。 B_0 , n_0 は基準点における河道幅、Manning の粗度係数である。それぞれ $B_0 = 2500 \text{ m}$, $n_0 = 0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ とした。また、文献 [76] にならい、 $\alpha = 0.5$, $\beta = -0.314$ とした。

6.5.2 初期値の作成

流出解析に先立ち、土壌表層の水分貯留量及び河川流量の初期値を得る必要がある。そこで、ISLSCP Initiative I CD-ROM [22] に収録されている経度緯度 1 度格子、6 時間毎、1987–1988 年 2 年間の気温、露点温度、地表面気圧、風速、降水量、地表面下向き短波・長波放射量のデータを用いて、1987, 1988 年各年の 12 月 31 日 24 時 (UTC) の全格子点の水分貯留量及び河川流量が各年 1 月 1 日 00 時 (UTC) の値に対して相対誤差 1% 以下になるまで繰り返し計算し、両者の 4 月ひと月間の平均値を平均し初期値とした。

6.5.3 ポテンシャル蒸発量の計算

新安江モデルが必要とするポテンシャル蒸発量は、次式の地表面熱収支が閉じるように収束計算することで算定した。

$$R_n = H + lE + G \quad (6.10)$$

ここで、 R_n は正味放射量、 H , lE , G はそれぞれ顕熱、潜熱、地中伝導熱フラックスである。正味放射量は次式のように記述できる。

$$R_n = (1 - A)S_d + L_d - \epsilon\sigma T_s^4 \quad (6.11)$$

ここで、 S_d , L_d は下向き短波・長波放射量、 ϵ は射出率、 σ は Stefan-Boltzmann 定数、 A はアルベド、 T_s は地表面温度である。顕熱・潜熱フラックスは、以下のバルク式で表現する。

$$H = \rho c_p C_H U (T_s - T_a) \quad (6.12)$$

$$lE = l\rho\beta C_H U (q_s - q_a) \quad (6.13)$$

ここで、 T_a は気温、 q_s , q_a は地表面および大気の比湿、 ρ は大気密度、 l は蒸発潜熱、 c_p は定圧比熱、 β は蒸発効率、 U は風速、 C_H はバルク輸送係数である。 C_H は Louis [18] の手法に基づいて設定した。蒸発効率 $\beta = 1$ として計算した E をポテンシャル蒸発量とした。

なお、地中伝導熱フラックスは便宜的に次式で近似した。

$$G = G_0 \cos\left(\omega t + \frac{1}{4}\pi\right) \quad (6.14)$$

$$G_0 = \Delta T_s \omega^{1/2} (c_g \rho_g \lambda_g)^{1/2} \quad (6.15)$$

ここで、 ΔT_s は地表面温度の日変化振幅、 c_g は土壌比熱、 ρ_g は土壌密度、 λ_g は土壌熱伝導率であり、 $\omega = 2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$, $c_g \rho_g \lambda_g = 2 \times 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ とした。

6.6 結果と考察

長江・松花江両流域の各水文観測所における河川流量の計算時系列及び観測時系列を図 6.4 及び図 6.5 に、河川流量最大値とその出現日、及び Nash-Sutcliffe の効率係数を表 6.2 に示す。河川流量の計算時系列が観測時系列とどの程度一致するかを示す Nash-Sutcliffe の効率係数 e [28] は次式により

求めた。

$$e = 1 - \frac{\Sigma(Q_o - Q_s)^2}{\Sigma(Q_o - \bar{Q}_o)^2} \quad (6.16)$$

ここで、 Q_s は計算流量、 Q_o は観測流量、 \bar{Q}_o は観測流量の平均である。 e の値が 1 に近いほど計算結果が良好であることを意味する。

長江流域では最大河川流量の出現日は宜昌、沙市、漢口の各水文観測所で計算と観測がほぼ一致する(表 6.2)。しかしながら、洪水波形全体でみると、3 点のうち最上流の宜昌では期間を通じて過小評価しており、増水の開始が観測(5月下旬)より半月程度早い(図 6.4 上段)。宜昌より少し下流の沙市では宜昌でみられた過小評価は解消されているが、やはりここでも増水の開始が観測より半月程度早く、加えて沙市では観測に比べて減水が 10 日程度遅い(図 6.4 中段)。宜昌及び沙市の観測洪水波形には短時間の変動成分が観察されるが、その様子は計算波形にはみられない。一方、最下流の漢口では計算時系列と観測時系列はよく一致する(図 6.4 下段)。宜昌及び沙市の集水面積は 10^5 km^2 程度なのに対して、漢口でのそれは約 1.5 倍(表 6.1)なので、流域の規模は異なるものの本研究と同様に GAME 再解析データを与えた先行研究[43]でも確認されたように、集水面積が大きいほど計算結果が向上している。

松花江流域でも長江流域と同様に最大河川流量の出現日は富拉爾基、大賚、哈爾濱の各水文観測所で計算と観測がほぼ一致する(表 6.2)。洪水波形全体でみても各水文観測所でそれぞれ計算と観測で特徴がよく一致する(図 6.5)。最上流の富拉爾基では河川流量の極大がふたつみられ(図 6.5 上段)、大賚では最初の極大が崩れて不明瞭となり(図 6.5 中段)、最下流の哈爾濱では極大がひとつになる(図 6.5 下段)。これら観測の特徴が計算でよく再現されている。ただし、富拉爾基及び哈爾濱ではいずれも極大値が観測に比べて過小である。最下流の哈爾濱では極大値は観測とほぼ一致するものの、波形の立上がり、増水の開始が観測よりひと月程度も早く、期間全体の総流量でみると過大評価である。この過大評価の理由として、洪水発生当時、大賚から哈爾濱にかけて大規模な氾濫が生じたが、この過程が計算では考慮されていないことが一因と考えられる。松花江の各観測所の集水面積は長江の各観測所に比べて軒並み小さいが、それでも流量極大の出現日は長江と同程度に、洪水波形の特徴は長江よりも上手く再現されている。

6.7 まとめ

本研究では、大陸規模河川である中国の長江・松花江を対象に、経度緯度 0.5 度格子の分布型水文モデルを作成し、GAME 再解析データを入力として洪水流出解析を行った。長江・松花江両流域のそれぞれ 3 つの地点で、河川流量の計算時系列と観測時系列を比較した。その結果、流量最大値の出現日は計算と観測でほぼ一致した。集水面積が大きい最下流の地点では特に、極大の出現日だけでな

く流量そのものも観測とほぼ一致した。一方、相対的に集水面積の小さな上流側の地点では、洪水波形の特徴は一致するものの流量極大値を過小評価したり、洪水波形や期間全体の総流量が観測と一致しない等の結果も併せて示した。

洪水予測の観点からは、洪水流量の極大がいつ出現し、その流量がどの程度であるかを知ることが重要であり、本研究の結果はこうした要求に応えるものである。気象学・気候学的な解析だけでなく、長江や松花江のような大陸規模の河川流域においては、水文学的な応用にも再解析データが有用であることを示した。

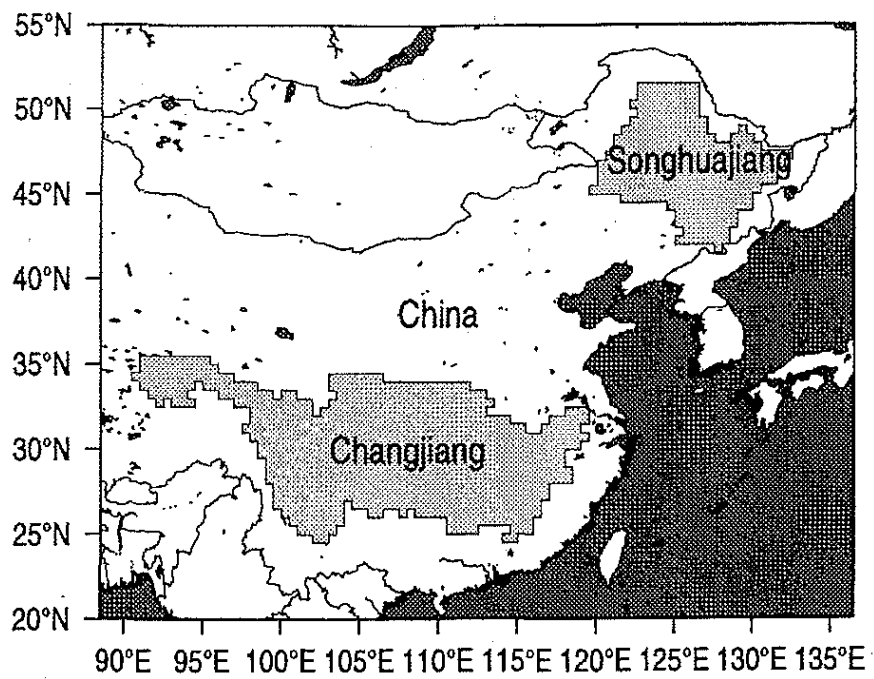


図 6.1: 長江 (Changjiang) ・松花江 (Songhuajiang) 各流域の位置。

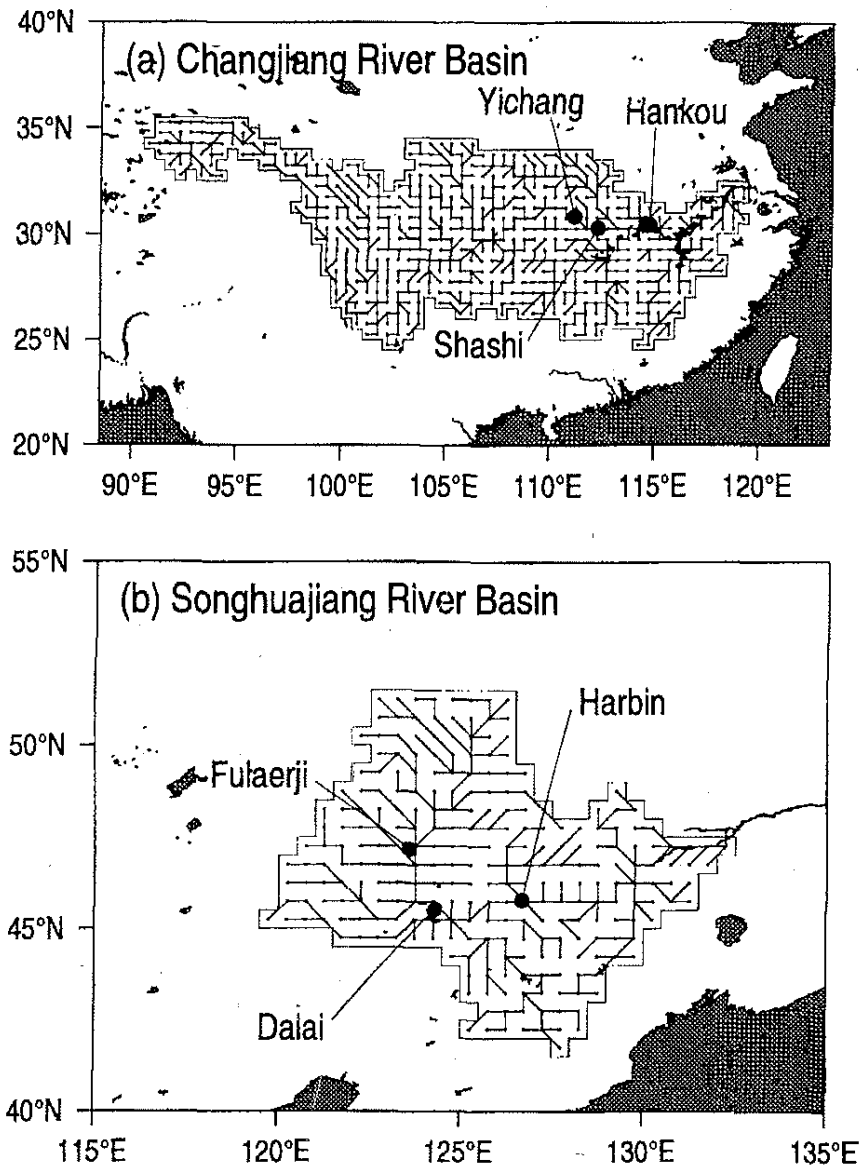


図 6.2: 長江 (Changjiang)・松花江 (Songhuajiang) 各流域の流路網及び水文観測所。(a) 長江流域の流路網。3つの黒丸は上流からそれぞれ、宜昌 (Yichang)、沙市 (Shashi)、漢口 (Hankou) の水文観測所を示す。(b) 松花江流域の流路網。3つの黒丸は上流からそれぞれ、富拉爾基 (Fulaerji)、大賚 (Dalai)、哈爾濱 (Harbin) の水文観測所を示す。

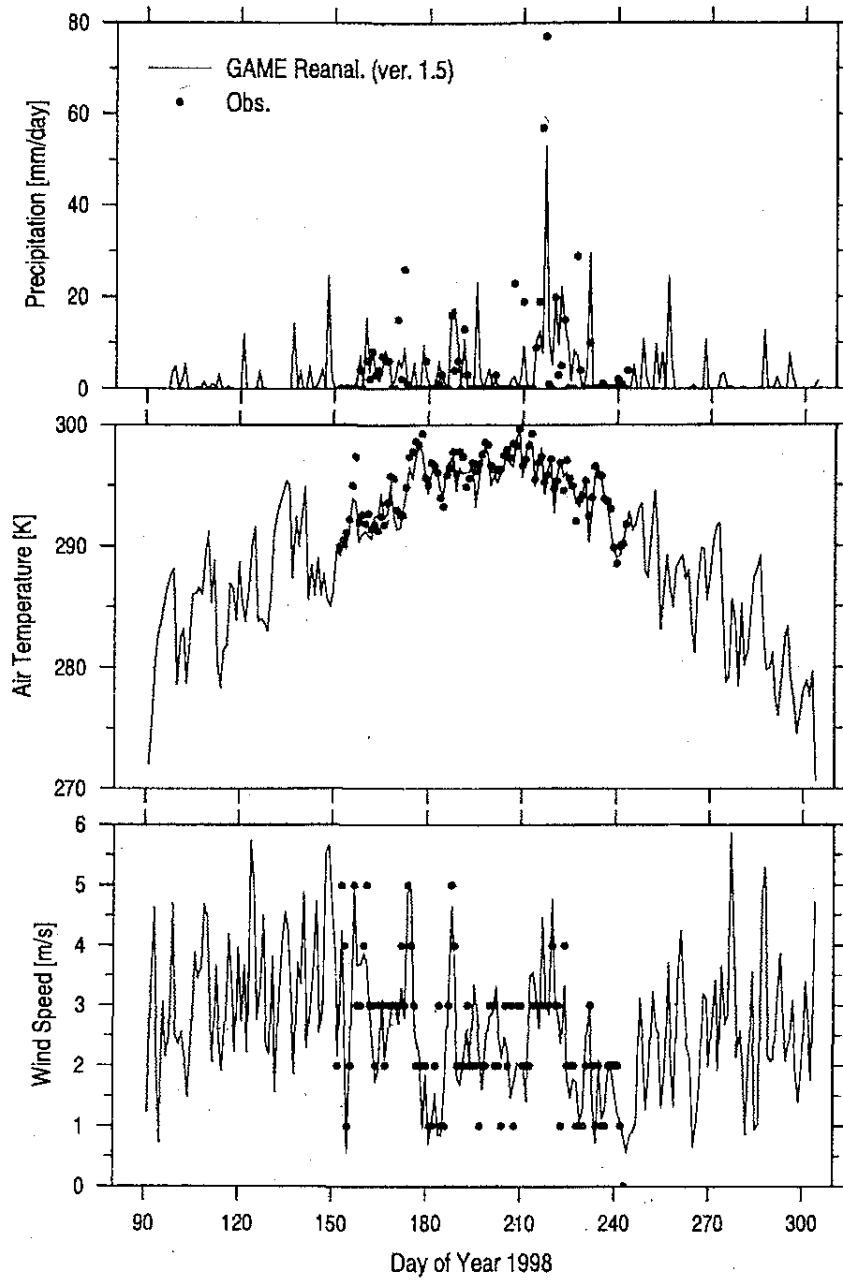


図 6.3: 哈爾濱 (Harbin) における降水量 (上段)、気温 (中段)、風速 (下段) の時系列変化。実線は GAME 再解析値、黒丸は観測値を示す。

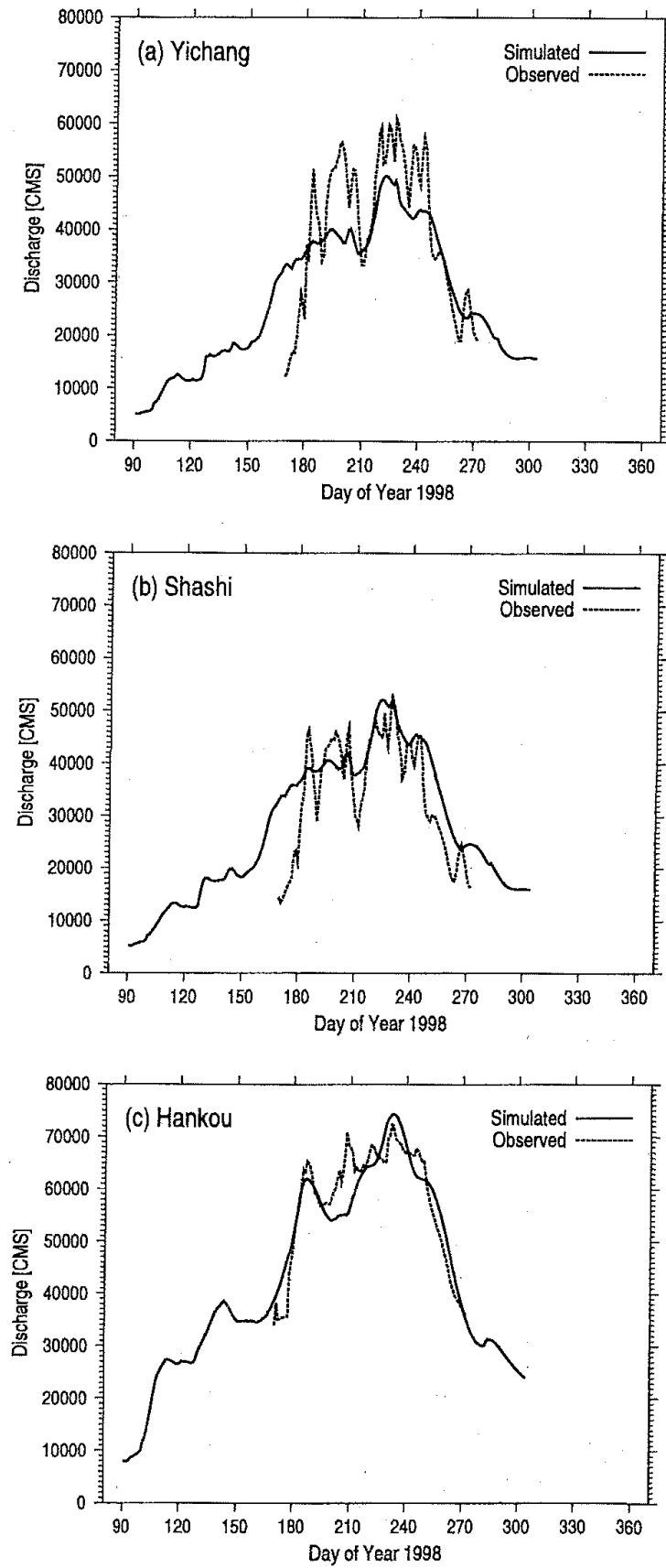


図 6.4: 長江流域での計算結果。(a) 宜昌 (Yichang)、(b) 沙市 (Shashi)、(c) 漢口 (Hankou)、各点における河川流量時系列。実線は計算値、点線は観測値を示す。

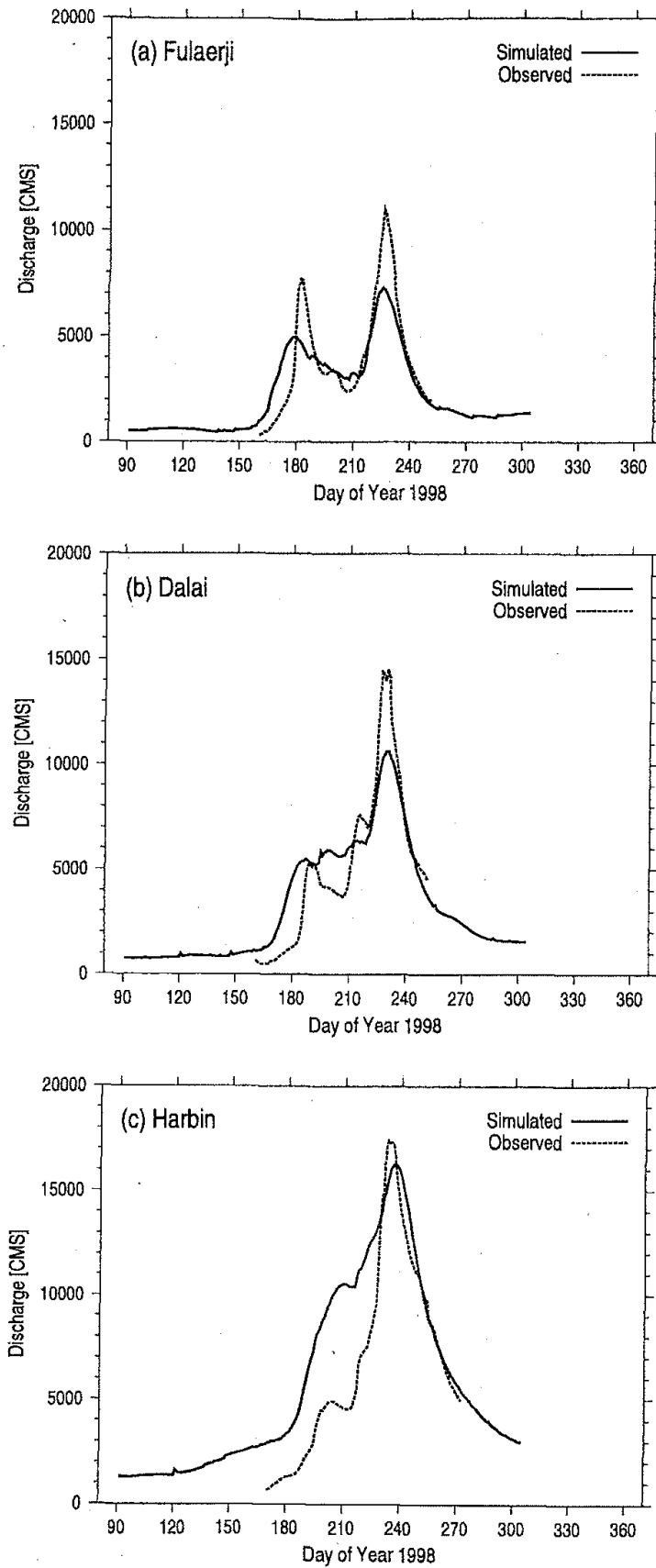


図 6.5: 松花江流域での計算結果。(a) 富拉爾基 (Fulaerji)、(b) 大賚 (Dalai)、(c) 哈爾濱 (Harbin)、各点における河川流量時系列。実線は計算値、点線は観測値を示す。

表 6.1: 長江・松花江の水文観測所の位置と集水面積。

流域	観測点名	緯度経度	集水面積
長江	宜昌	111.18°E, 30.83°N	$98.5 \times 10^4 \text{km}^2$
	沙市	112.30°E, 30.29°N	$10.2 \times 10^5 \text{km}^2$
	漢口	114.78°E, 30.43°N	$14.9 \times 10^5 \text{km}^2$
松花江	富拉爾基	123.58°E, 47.17°N	$15.2 \times 10^4 \text{km}^2$
	大賚	124.28°E, 45.53°N	$25.4 \times 10^4 \text{km}^2$
	哈爾濱	126.67°E, 45.78°N	$43.4 \times 10^4 \text{km}^2$

表 6.2: 長江・松花江の各水文観測所における計算(上段)・観測(下段)河川流量の最大値とその出現日(括弧内)、及び Nash-Sutcliffe (NS) の効率係数。

流域	観測点名	ピーク流量 [m^3s^{-1}]	NS 係数
長	宜昌	50134 (98/08/11)	0.543
	(Yichang)	61000 (98/08/16)	
江	沙市	52148 (98/08/12)	0.465
	(Shashi)	53300 (98/08/17)	
江	漢口	74276 (98/08/21)	0.817
	(Hankou)	72300 (98/08/20)	
松	富拉爾基	7300 (98/08/14)	0.682
	(Fulaerji)	11040 (98/08/14)	
花	大賚	10660 (98/08/19)	0.778
	(Dalai)	14560 (98/08/18)	
江	哈爾濱	16285 (98/08/25)	0.520
	(Harbin)	17400 (98/08/21)	

第7章 まとめ

熱帯から中緯度まで広域にわたるアジアモンスーン地域において、雨量計や気象レーダーに基づく地上観測、衛星観測、そして再解析に基づく各種雨量情報の長短や利用可能性は各国各地域で様々である。本論文では、各雨量情報の特徴とそれを踏まえた利用方法について論じた。

7.1 雨量計雨量の空間代表性とそれを考慮した水文解析応用

ベトナム中部の研究(第2章)では、雨量の地上観測が充実していない、或は、観測値を安定して取得できない河川流域、所謂 ungauged basin であっても、しかし活用し得る観測値を最大限に活用することで、正確な洪水流出解析が可能となることを実証的に示した。

最も単純で手法として客観性が保証されているため伝統的に広く用いられる Thiessen 法により雨量計の観測値を空間内挿して格子型雨量データを作成し、分布型の降雨流出・河道追跡モデル IFAS に与えて河川流量に変換し観測流量と比較することにより、作成した雨量データの確からしさを検証した。雨量データの作成には、3,000 km² 程度の集水面積に対して4地点の雨量計観測を用いた。これは約 27 km 四方に1地点という観測密度であり、例えば、本邦気象庁の AMeDAS 雨量計網の約 17 km 四方に1地点という密度より低い。かつ、雨量計の配置は空間的に偏っている。それでも、計算対象の2007年11月ひと月間に生じた3つの大雨・洪水事象のうち2つの事象について、河川流量計算の結果は1時間間隔の時間変化としても期間総流量としても観測とよく一致した。残り1つの事象については空間的集中度の高い線状の大雨域が時間の経過と共に流域内を移動してゆく降雨形態であったため、雨量計が降雨を捉えていない期間には過小に、捉えている期間には過大に流域平均雨量を見積もったことにより、入力雨量のこの特徴を反映して河川流量計算の結果も時系列としては観測流量を過小又は過大に評価した。しかしながら、期間総流量としては観測と概ね一致しており、即ち、少数地点の雨量計観測であっても、時間的に積分することにより点観測である雨量計観測値の空間代表性が高まり、空間時間平均雨量としては実際を上手く表現できることを示している。

雨量計観測のこの特徴を踏まえて、インドネシア・ジャワ島ソロ川の研究(第3章)では、約 16,000 km² という流域面積に対して流域内とごく近隣の 103 地点に高空間密度で配備された雨量計による 8 年間の長期連続観測値を活用して、衛星観測に基づく本邦国産の雨量データ GSMaP の標準プロダクト GSMaP-MVK、及びそれを地上雨量計の観測に基づいて補正した GSMaP-Gauge の性能を調査した。その結果、地点毎、日単位での比較では衛星雨量は雨量計観測とほとんど一致しないが、日単位

の比較であっても両者を流域平均すれば、あるいはさらに月単位で比較すれば、GSMP-MVKと雨量計観測はよく一致することが分かった。年単位や累年(8年)平均では更によく一致する。空間代表性の問題の他にも観測原理上、雨量計観測には複数の理由により誤差が含まれるのと、衛星観測にも主として遠隔観測であるが故の観測原理上避けられない問題や観測頻度の問題による誤差が含まれるが、雨量計と衛星の観測をそれぞれ空間的、時間的に平均することで、両観測に基づく雨量の見積りがそれぞれ正確になり、その結果として両者の一致度が高まるため、衛星雨量の検証が可能となる。

モンゴル東部のヘルレン川の研究(第4章)では、雨量計観測のみならず他の気象変数についても空間代表性を考慮して、毎年の暖候期5か月間の水収支を分析し、水文気候学的に流域の水循環を論じた。上・中・下流の各部分流域の河道について水収支を考え、長期の雨量計・気象水文観測資料と単純な地表面水収支モデルを用いて、水収支各項を求めた。その結果、各部分流域で河道と周辺域との水交換量は正值であり、少なくともその分だけの河川流出があることが示された。また、河道底面からの浸透損失量と河川流量の平方根(河川水位)の関係から河道底面からの浸透による失水の可能性が示された。これらは、ヘルレン川の中・下流域では河川への流入があっても、それとほぼ同量の水が河道水面蒸発や河道底面浸透などによって河川から損失して、実質的には河川流量の増減に寄与しないという仮説を支持するものである。

7.2 レーダー観測の有効活用法

東南アジア各国では、経済成長と水防災・減災意識の高まりを背景に、タイやマレーシア、インドネシアを中心に、ODAによる支援を得ながら、各国現業機関による気象レーダー網の充実が図られつつある。近年、日本や欧米諸国で急速に導入が進んでいる二重偏波レーダーではなく、単一偏波のレーダーが主流ではあるが、広域高空間分解能かつ高頻度で取得されるレーダー観測値の存在価値は極めて大きい。地上雨量計観測と組み合わせて活用することにより、レーダー観測値を雨量に換算でき、洪水対策その他への応用が可能となるため、その価値は一段と高まる。

その具体例として、ベトナム中部を対象に、レーダーと雨量計の観測を組み合わせることで、レーダー単独よりも雨量の見積りが正確で、雨量計単独よりも空間分布が詳しい雨量情報を作成できることを実証的に示した(第2章)。即ち、雨量計観測だけを用いて Thiessen 法により作成した雨量、古くから広く使われている $Z-R$ 関係式 ($Z = 200R^{1.6}$) に基づいてレーダー観測だけを用いて作成した雨量、そして、レーダーと雨量計の観測を組み合わせで作成した雨量、これら3通りの格子型データを用意し、それぞれ降雨流出モデルに与えて河川流量を計算し、観測流量と比較した。その結果、レーダーと雨量計の観測を組み合わせた雨量を与えて求めた河川流量が観測と最もよい一致を示した。

また、第5章では、インドネシア・スマトラ島中部の西岸域を対象に、1年分のレーダー・雨量計観測を組み合わせ、広域・長期・高時間空間分解能の雨量情報を作成し、対象地域に顕著な日周期変化と季節内変動という時間スケールの異なる降雨変動の連関及びその海陸両上の地理的分布を分析し

た。その結果、季節内変動の主要なモードである MJO に伴ってインド洋上で発生し赤道上を東進する雲集団がスマトラ島に到着するころ、スマトラ島西岸域では降雨日周期変化の極大の西向き移動が強化され、それに伴ってスマトラ島及びメンタワイ海峡上では他の時期よりも雨量が大きくなりやすいことが示された。また、スマトラ島の沖合にあるシベル島では夜半すぎと日中午後の一泊二回の降雨極大を持ち、このうち日中後の極大はスマトラ島と同じ特徴であり、また夜半すぎの極大は対岸スマトラ島から伝播した極大に起因することが分かった。

7.3 衛星観測に基づく雨量の現状

本邦国産の GSMaP をはじめ、世界の複数機関により、衛星に搭載された降水レーダー、マイクロ波放射計、赤外放射計の観測値を合成して、ほぼ全球をカバーする所謂衛星雨量プロダクトの開発・改良が進められている。衛星観測に基づく雨量は、雨量計やレーダーによる地上観測の整備が十分でない地域における唯一の雨量情報であり、また、地上観測が配置されていても、安定的に取得できない地域においては、それを補完するために、やはり重要な雨量情報である。特に GSMaP は、南北緯 60 度以内のほぼ全球海陸両上を対象に、緯度経度 0.1 度格子、1 時間間隔という、世界最高水準の時空間分解能を有しており、かつ、実時間版は、観測の僅か 4 時間後に取得できるため、水文予測や農業水利の分野で各国の期待が大きい。

しかしながら、第 2 章や第 3 章で示したように、GSMaP の性能は必ずしも十分とはいえない。インドネシア・ジャワ島のソロ川流域の場合、月単位、流域平均の雨量としては衛星雨量は多数の雨量計観測と同程度の数値を示しており、流域平均雨量の季節変化を論じるような用途においては、活用することができると言える。他方、ベトナム中部のトゥボン川流域の場合、月単位、流域平均でも観測を大幅に過小評価しており、現実の雨量を表現できていない。また、標準プロダクト GSMaP-MVK を雨量計で補正した GSMaP-Gauge は補正前の GSMaP-MVK と大きな違いがなく、雨量計補正の効果が十分に得られていない。ジャワ島ソロ川の場合、補正した GSMaP-Gauge は雨量計観測に比べて大幅に過大であり、補正によって雨量が正確でなくなっている。どちらの流域も、補正に用いた雨量計データに観測が十分に反映されておらず、それが理由で補正の恩恵が得られていないものと思われる。

GSMaP の場合、同じ場所を観測する間隔が平均して 3, 4 時間程度のマイクロ波放射計に基づいて雨量を推定し、観測がない時点の雨量は、赤外放射計の観測による雲移動ベクトル情報に基づく内挿により推定される。従って、第 2 章のベトナム中部のように、マイクロ波放射計に基づく推定雨量がそもそも地上観測と一致しない場合は、内挿による雨量も性能がよくないのは当然である。

衛星雨量の性能は、地形条件や降水特性によって、場所や季節によってまちまちであると予想されるが、できるかぎり多数の地域や時期について、地上観測との比較により、性能の実態を把握、知識を蓄積し、それをもとに適切な使い方をしてゆく姿勢が利用者には必要である。また、そういう知識

をプロダクト開発者と共有し、性能向上に貢献する態度も必要である。

7.4 再解析データの応用可能性

第6章では、雨量を降雨流出モデル(新安江モデル)に与えて河川流量に変換し観測流量と比較する手法により、中国を流れる大河、長江・松花江両河川流域を対象に、これら所謂大陸規模の河川流域においては広域にわたる均一・均質・高密度な情報として取得・活用することが容易でない観測雨量ではなく、その代替情報として、データ同化・再解析により算定された雨量情報の利用可能性を検討した。

長江・松花江いずれの流域においても、流量最大値の出現日は計算と観測でほぼ一致した。集水面積が大きい下流の地点では特に、極大出現日だけでなく出現時の流量も観測とほぼ一致した。洪水予測や水資源管理の観点からは、洪水流量の極大がいつ出現し、その流量がどの程度であるかを知ることが重要であり、上述の結果はこうした要求に応えるものである。その一方で、相対的に集水面積の小さな上流側の地点では、洪水波形の特徴は一致するものの流量極大値を過小評価したり、洪水波形や期間全体の総流量が観測と一致しない等の結果も得られており、実利用においてはこうした点に注意する必要がある。

7.5 各雨量情報の重要性和求められる将来像

地上の雨量計やレーダー、衛星による各観測と再解析・客観解析に基づく各雨量情報はそれぞれ重要であり、互いに補完し合う関係にある。

雨量計やレーダーをあらゆる場所に偏り無く配置して雨量の地上観測の空白域を地球上から無くすることは恐らく不可能である。少なくとも海上の空白域を無くすことは不可能である。こうした雨量計やレーダーの観測空白域を補完するために、衛星観測に基づく雨量は非常に重要である。また、たとえ雨量計やレーダーが配備されていても、自動観測で無い場合や、観測機器の故障やデータ転送機能の不具合により、観測値を安定的に取得することが難しい地域では、やはり衛星観測の価値は非常に高い。しかし、正確な雨量を得るという意味において衛星観測を活用するには、今後のさらなる研究・技術開発が必要である。実利用の現場では、それでも当面の解決策として、雨量計によって補正しながら衛星観測を上手く活用することが求められている。現在、我が国や米国等で開発が進められている衛星雨量プロダクトは、WMOのGTSを通じて実時間で国際的に共有されている極めて限られた雨量計観測を用いた補正にとどまっている。しかしながら、国際共有されているデータ以外にも全国各地では充実した観測が行われており、それらを含む全観測値の取得状況、利用可能性に応じて全国各地個別に最適な補正方法を開発し適用してゆくことを指向すべきである。そのためには、例えば、雨量計データそのものを共有することは難しいとしても、補正技術を提供・共有することで、各

国各地において補正された衛星雨量を国際共有する気運が高まるような働きかけが必要である。技術が向上し補正しなくても正確な衛星雨量が得られる時代が到来したとしても、そのことを検証、性能保証したり、不具合により衛星雨量が得られない場合には、やはり地上観測が必要である。再解析の雨量についても、補正や検証のために、地上や衛星の観測が必要である。雨量の将来予測を活用するにあたっては、過去の雨量が正しく再現されているかを観測により検証するべきであり、やはり地上や衛星の観測が必要である。

付録 A 新安江モデルの概要

新安江モデル [64, 65] はバケツモデル [20] に類似する単純な貯留型の降雨流出モデルである。土壌表層の水分貯留量の初期条件と降水量の時系列を与えることにより、貯留量と流出量の時間変化を求めることができる。蒸発損失が無視できない場合には、第 4 章の適用例のようにポテンシャル蒸発量の時系列を与えて貯留量の関数として蒸発量の時間変化も併せて評価することが多い。

新安江モデルは、バケツモデルのように貯留量が容量（貯留能力、簡単に言えばバケツの深さ）を超えたときに初めて流出が生ずると考えるのではなく、貯留量つまり土壌表層の乾湿の程度に応じて流出量が決まるように工夫されている。バケツモデルでは対象領域内の貯留容量が一定であると考え¹が、新安江モデルでは貯留容量 W'_m の空間分布を次の累積分布関数²で与える。

$$F(W'_m) = 1 - (1 - F_{\text{imp}}) \left[1 - \frac{W'_m}{W_{\text{mm}}} \right]^b \quad (\text{A.1})$$

ここで、 F_{imp} は対象領域に占める不透水域（貯留容量ゼロの領域）の面積率、 b は透水域の貯留容量分布の形状 (shape) を決定するパラメータ（形状母数）である。また、 W_{mm} は領域内の最大貯留容量であり、次のように $1 - F(W'_m)$ を積分すれば領域平均の貯留容量 W_m との関係が求まる。

$$\begin{aligned} W_m &= \int_0^{W_{\text{mm}}} [1 - F(W'_m)] dW'_m \\ &= \frac{1 - F_{\text{imp}}}{b + 1} W_{\text{mm}}, \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

すなわち、

$$W_{\text{mm}} = \frac{1 + b}{1 - F_{\text{imp}}} W_m \quad (\text{A.3})$$

W_m は貯留容量分布の尺度 (scale) を決定するパラメータ（尺度母数）である。すなわち、新安江モデルのパラメータは F_{imp} , b , W_m の 3 つである。 $F_{\text{imp}} = 0$ かつ $b = 0$ のとき、新安江モデルはバケツモデルに等しい。

図 A.1 に示すように、ある時刻における水分貯留量が W であるとき、対象領域において貯留容量

¹貯留容量の空間分布を考慮した新バケツモデル [70] も提案されている。

²同様の関数は VIC モデル [57] や ARNO モデル [50] でも採用されている。また、関数形を double parabolic curve に変更した研究 [11] もあり、乾季の計算に影響がであると報告されている。

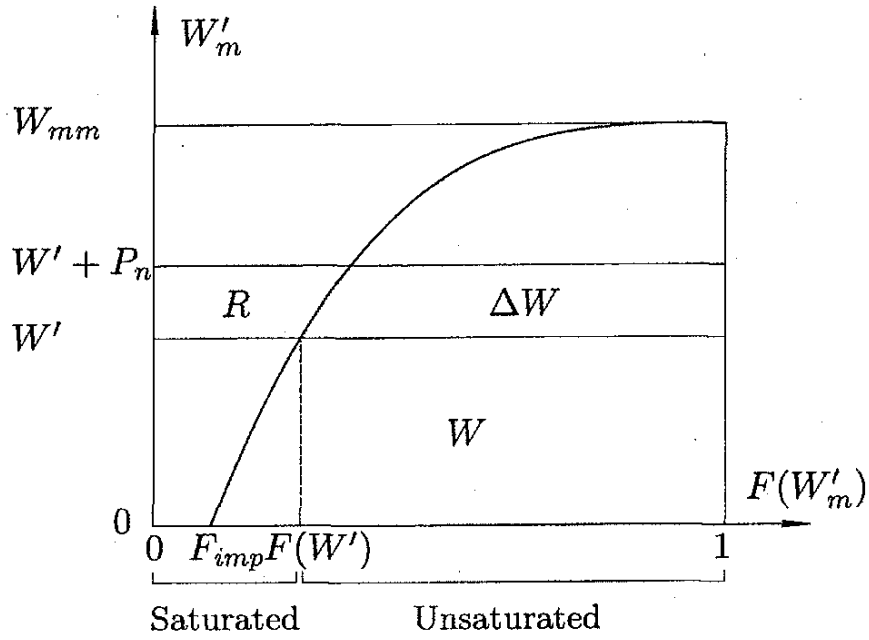


図 A.1: 新安江モデルの概念図。対象領域内における貯留容量の空間分布を示している。

が W' 以下の領域 (面積率 $F(W')$) では貯留量が飽和状態にある。

$$W' = W_{mm} \left[1 - \left(1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{1+b}} \right] \quad (\text{A.4})$$

このとき、ある期間 Δt の降水量 P が与えられると、流出量 R は次式により求まる。

$$R = \int_{W'}^{W'+P} F(W'_m) dW'_m = \begin{cases} P - W_m + W + W_m \left[1 - \frac{W'+P}{W_{mm}} \right]^{1+b}, & W' + P < W_{mm} \\ P - W_m + W, & W' + P \geq W_{mm} \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

この結果、期間 Δt の降水のうち $\Delta W = P - R$ が新たに貯留される。

参考文献

- [1] Chen, M., W. Shi, P. Xie, V. B. S. Silva, V. E. Kousky, R. Wayne Higgins, and J. E. Janowiak, 2008: Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D04110, doi:10.1029/2007JD009132.
- [2] Cunge, J. A., 1969: On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum model). *J. Hydraulic Res.*, 7, 205–230.
- [3] Döll, P., and B. Lehner, 2002: Validation of a new global 30-min drainage direction map. *J. Hydrol.*, 258, 214–231.
- [4] Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, and D. Alsdorf, 2007: The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, **45**, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- [5] Fudeyasu, H., K. Ichiyanagi, K. Yoshimura, S. Mori, J.-I. Hamada, N. Sakurai, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, and F. Syamsudin, 2011: Effects of large-scale moisture transport and mesoscale processes on precipitation isotope ratios observed at Sumatera, Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 49–59.
- [6] Fujita, M., K. Yoneyama, S. Mori, T. Nasuno, and M. Satoh, 2011: Diurnal convection peaks over the eastern Indian Ocean off Sumatra during different MJO phases. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 317–330.
- [7] Fukami, K., T. Sugiura, J. Magome, and T. Kawakami, 2009: *Integrated Flood Analysis System (IFAS Version 1.2) User's Manual*, Technical Note of PWRI No. 4148 (ICHARM Publication No. 14).
- [8] Hamada, J.-I., M. D. Yamanaka, S. Mori, Y. I. Tauhid, and T. Sribimawati, 2008: Differences of rainfall characteristics between coastal and interior areas of central western Sumatera, Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 593–611.

- [9] Ibbitt, R., K. Takara, M.N.b.M. Desa, and H. Pawitan (eds.), 2002: *Catalogue of Rivers for Southeast Asia and the Pacific: Volume IV*. UNESCO-IHP Regional Steering Committee for Southeast Asia and the Pacific.
- [10] Ichikawa, H., and T. Yasunari, 2007: Propagating diurnal disturbances embedded in the Madden-Julian Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L18811, doi:10.1029/2007GL030480.
- [11] Jayawardena, A. W., and M. C. Zhou, 2000: A modified spatial soil moisture storage capacity distribution curve for the Xinanjiang model. *Journal of Hydrology*, **227** (1–4), 93–113, doi:10.1016/S0022-1694(99)00173-0.
- [12] Kamimera, H., M. Lu, H. Doi, D. Oyunbaatar, and G. Davaa, 2005: Spatial variation and long-term change of hydrological regime of Kherlen River basin, Mongolia. *Bull. TERC, Univ. Tsukuba*, No. 5 Suppl., 50–53.
- [13] Kamimera, H., T. Ngo-Duc, K. Masuda, Le V. X., Nguyen T. T. T., and J. Matsumoto, 2010: Building a radar-raingauge combined gridded rainfall data set over central Vietnam for the heavy rainfall event in November 2007. *Scientific and Technical Hydro-Meteorological Journal*, no. 601, 43–47 (in Vietnamese).
- [14] Kawashima, M., Y. Fujiyoshi, M. Ohi, S. Mori, N. Sakurai, Y. Abe, W. Harjupa, F. Syamsudin, and M. D. Yamanaka, 2011: Case study of an intense wind event associated with a mesoscale convective system in west Sumatera during the HARIMAU2006 campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 239–257.
- [15] Lee, T. J. and Pielke, R. A., 1992: Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.*, 31 (5), 480–484.
- [16] Li, S.-G., Asanuma, J., Eugster, W., Kotani, A., Liu, J.-J., Urano, T., Oikawa, T., Davaa, G., Oyunbaatar, D. and Sugita, M., 2005: Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biol.*, 11 (11), 1941–1955.
- [17] Li, S.-G., Asanuma, J., Kotani, A., Davaa, G., Oyunbaatar, D. and Sugita, M., 2005: Water balance for a Mongolian steppe and its environmental constraints. *Bull. TERC, Univ. Tsukuba*, No. 5 Suppl., 92–94.
- [18] Louis, J.-F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, 17, 187–202.

- [19] Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- [20] Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation: I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth’s surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97** (11), 739–774.
- [21] Marshall, J. S., W. Hirschfeld, and K. L. S. Gunn, 1955: Advances in radar weather. *Advances in Geophysics*, **2**, 1–56.
- [22] Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K.-J. Sun, D. J. Sunday, and P. J. Sellers, 1995: ISLSCP Initiative I — Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987–1988. Volumes 1–5, Published on CD-ROM by NASA.
- [23] Mega, T., T. Ushio, T. Kubota, M. Kachi, K. Aonashi, and S. Shige, 2014: Gauge adjusted Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP-Gauge). doi:10.1109/URSIGASS.2014.6929683.
- [24] Mori, S., J.-I. Hamada, N. Sakurai, H. Fudeyasu, M. Kawashima, H. Hashiguchi, F. Syamsudin, A. A. Arbain, R. Sulistyowati, J. Matsumoto, and M. D. Yamanaka, 2011: Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island, Indonesia, observed with an X-band Doppler radar during the HARIMAU2006 campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 61–81.
- [25] Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land–sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021–2039.
- [26] Murata, F., M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Mori, M. Kudsy, T. Sribimawati, B. Suhardi, and Emrizal, 2006: Dry intrusions following eastward-propagating synoptic-scale cloud systems over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 277–294.
- [27] Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823–839.
- [28] Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**, 282–290.
- [29] Ngo-Duc, T., and H. Kamimera, 2010: Using digital elevation model (DEM) for weather radar network planning in Vietnam. *Scientific and Technical Hydro-Meteorological Journal*, no. 600, 34–39 (in Vietnamese).

- [30] Ngo-Duc, T., J. Matsumoto, H. Kamimera, and Hoang-Hai B., 2013: Monthly adjustment of Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) data over the VuGia–ThuBon River basin in central Vietnam using an artificial neural network. *Hydrological Research Letters*, **7** (4), 85–90, doi:10.3178/hrl.7.85.
- [31] Nguyen V. P. (ed.), 1994: *Vietnam Hydrometeorological Atlas*, Vietnam National Committee for IHP, Ha Noi.
- [32] Nguyen T. T. T., Dinh D. T., T. Ngo-Duc, Hoang M. T., Nguyen V. V., Hoang T. L., Le V. X., H. Kamimera, and J. Matsumoto, 2010: Results of cooperation with MAHASRI/AMY in the period from 2006 to 2010. *Scientific and Technical Hydro-Meteorological Journal*, no. 600, 6–14 (in Vietnamese).
- [33] Nitta, Ts., and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627–641.
- [34] Nitta, Ts., T. Mizuno, and K. Takahashi, 1992: Multi-scale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 447–466.
- [35] Ohsawa, T., H. Ueda, T. Hayashi, A. Watanabe, and J. Matsumoto, 2001: Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 333–352.
- [36] Ponce, V. M., 1989: *Engineering Hydrology*. Prentice-Hall.
- [37] Ponce, V. M., and P. V. Chaganti, 1994: Variable-parameter Muskingum-Cunge method revisited. *J. Hydrol.*, 162, 433–439.
- [38] Ryo, M., O. C. Saavedra Valeriano, S. Kanae, and T. Dang Ngoc, 2014: Temporal downscaling of daily gauged precipitation by application of a satellite product for flood simulation in a poorly gauged basin and its evaluation with multiple regression analysis. *Journal of Hydrometeorology*, **15** (2), 563–580, doi:10.1175/JHM-D-13-052.1.
- [39] Sakurai, N., S. Mori, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, J.-I. Hamada, S. Shimizu, H. Fudeyasu, Y. Tabata, W. Harjupa, H. Hashiguchi, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, Emrizal, and F. Syamsudin, 2011: Migration process and 3D wind field of precipitation systems associated with a diurnal cycle in west Sumatera: Dual Doppler radar analysis during the HARIMAU2006 campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 341–361.

- [40] Sakurai, N., F. Murata, M. D. Yamanaka, S. Mori, J.-I. Hamada, H. Hashiguchi, Y. I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, 2005: Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 835–850.
- [41] Shibagaki, Y., T. Shimomai, T. Kozu, S. Mori, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, S. Fukao, and M. D. Yamanaka, 2006: Multiscale aspects of convective systems associated with an intraseasonal oscillation over the Indonesian Maritime Continent. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1682–1696.
- [42] Shige, S., S. Kida, H. Ashiwake, T. Kubota, and K. Aonashi, 2013: Improvement of TMI rain retrievals in mountainous areas. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 242–254, doi:10.1175/JAMC-D-12-074.1.
- [43] Shrestha, R., Y. Tachikawa, and K. Takara, 2002: Effects of forcing data resolution in river discharge simulation. *Annual J. Hydraulic Eng., JSCE*, **46**, 139–144.
- [44] Sugita, M., J. Asanuma, M. Tsujimura, S. Mariko, M. Lu, F. Kimura, D. Azzaya, and Ts. Adyasuren, 2007: An overview of the Rangelands Atmosphere–Hydrosphere–Biosphere Interaction Study Experiment in Northeastern Asia (RAISE). *J. Hydrol.*, **333** (1), 3–20.
- [45] Sui, C.-H., and K.-M. Lau, 1992: Multiscale phenomena in the tropical atmosphere over the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 407–430.
- [46] Sukardi, S., B. Warsito, H. Kisworo, and Sukiyoto, 2013: *River Management in Indonesia*.
- [47] Takeuchi, K., A. W. Jayawardena, and Y. Takahasi (eds.), 1995: *Catalogue of Rivers for Southeast Asia and the Pacific: Volume I*. UNESCO-IHP Regional Steering Committee for Southeast Asia and the Pacific.
- [48] Taniguchi, A., S. Shige, M. K. Yamamoto, T. Mega, S. Kida, T. Kubota, M. Kachi, T. Ushio, and K. Aonashi, 2013: Improvement of high-resolution satellite rainfall product for Typhoon Morakot (2009) over Taiwan. *J. Hydrometeorol.*, **14** (6), 1859–1871, doi:10.1175/JHM-D-13-047.1.
- [49] Tian, B., D. E. Waliser, and E. J. Fetzer, 2006: Modulation of the diurnal cycle of tropical deep convective clouds by the MJO. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L20704, doi:10.1029/2006GL027752.
- [50] Todini, E., 1996: The ARNO rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology*, **175** (1–4), 339–382, doi:10.1016/S0022-1694(96)80016-3.

- [51] Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J. and Wesely, K. L., 2000: Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteorol.*, **103** (3), 279–300.
- [52] Ushio, T., K. Sasashige, T. Kubota, S. Shige, K. Okamoto, K. Aonashi, T. Inoue, N. Takahashi, T. Iguchi, M. Kachi, R. Oki, T. Morimoto, and Z.-I. Kawasaki, 2009: A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 137–151, doi:10.2151/jmsj.87A.137.
- [53] Wang, Y., L. Zhou, and K. Hamilton, 2007: Effect of convective entrainment/detrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 567–585.
- [54] Wessel, P., and W. H. F. Smith, 1996: A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8741–8743.
- [55] Wessel, P., and W. H. F. Smith, 1998: New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.
- [56] Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.
- [57] Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, and V. G. Zartarian, 1992: A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **97** (D3), 2717–2728.
- [58] World Bank and UNISDR, 2013: *Country Assessment Report for Viet Nam: Strengthening of Hydrometeorological Services in Southeast Asia*.
- [59] Wu, P., S. Mori, J.-I. Hamada, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, and F. Kimura, 2008: Diurnal variation of rainfall and precipitable water over Siberut Island off the western coast of Sumatra Island. *SOLA*, **4**, 125–128.
- [60] Xie, P., A. Yatagai, M. Chen, T. Hayasaka, Y. Fukushima, C. Liu, and S. Yang, 2007: A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 607–626, doi:10.1175/JHM583.1.
- [61] Yamamoto, M. K., and S. Shige, 2014: Implementation of an orographic/nonorographic rainfall classification scheme in the GSMaP algorithm for microwave radiometers. *Atmospheric Research*, in press, doi:10.1016/j.atmosres.2014.07.024.

- [62] Yamanaka, M. D., H. Hashiguchi, S. Mori, P.-M. Wu, F. Syamsudin, T. Manik, J.-I. Hamada, M. K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooma, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, Y. S. Djajadihardja, and J. T. Anggadiredja, 2008: HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *Journal of Disaster Research*, **3**, 78–88.
- [63] Zhang, Y., Ohata, T., Yang, D. and Davaa, G., 2004: Bias correction of daily precipitation measurements for Mongolia. *Hydrol. Process.*, 18 (16), 2991–3005.
- [64] Zhao, R.-J., 1992: The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrol.*, 135 (1–4), 371–381.
- [65] Zhao, R.-J., Y.-L. Zuang, L.-R. Fang, X.-R. Liu, and Q.-S. Zhang, 1980: The Xinanjiang model. *Hydrological Forecasting, Proceedings of the Oxford Symposium*, IAHS Publ. 129, 351–356.
- [66] 浅野眞希, 2004: モンゴル国ヘルレン川流域のステップに分布する土壌の諸性質に関する研究. 修士論文, 筑波大学大学院生命環境科学研究科.
- [67] 大阪市役所, 1914: 蘭領東印度事情.
- [68] 外務省通商局, 1916: 蘭領東印度事情.
- [69] 上米良 秀行・陸 旻皎, 2006: 半乾燥草原域に適用できる単純な地表面水収支モデル. 日本気象学会 2006 年度春季大会講演予稿集, (89), 453.
- [70] 近藤 純正, 1993: 表層土壌水分量予測用の簡単な新バケツモデル. *水文・水資源学会誌*, **6** (4), 344–349.
- [71] 中川 一・玉井 信行・沖 大幹・吉村 佐・中山 修, 1999: 1998 年中国長江の洪水災害について. *京都大学防災研究所年報*, **42** (B-2), 273–290.
- [72] 浜田 純一・山中 大学・Tien Sribimawati, 2002: インドネシアにおける雨季の地理・経年変動. *気象研究ノート*, 202 号, 243–270.
- [73] 早川 典生・富所 五郎・宇治橋 康行・高村 誠・武田 臣弘・坂上 三雄・王 本徳・趙 偉民・段 立忠, 1999: 中国松花江における 1998 年洪水調査報告. *長岡技術科学大学研究報告*, **21**, 173–182.
- [74] 松本 淳・山中 大学, 2002: 東南アジアにおける気候学・気象学研究事情と気象局の現状. *気象研究ノート*, 202 号, 303–320.

- [75] 山崎 信雄・釜堀 弘隆・谷田貝 亜紀代・高橋 清利・植田 宏昭・青梨 和正・隈 健一・竹内 義明・多田 英夫・福富 慶樹・五十嵐 弘道・藤波 初木・梶川 義幸, 2000: GAME 再解析データの公開. 天気, 47 (9), 659–663.
- [76] 陸 旻皎・小池 俊雄・早川 典生・益倉 克成, 1991: 分布型流出モデルのための河道特性の評価. 水工学論文集, 35, 161–166.

謝 辞

本論文の主査の労を賜りました陸旻皎教授に心より御礼申し上げます。また、副査をお引き受け下さいました細山田得三教授、熊倉俊郎准教授、高橋一義准教授、そして浅沼順教授に心より御礼申し上げます。長岡技術科学大学在学時、海洋研究開発機構在職時に御指導下さいました早川典生教授、小池俊雄教授、松本淳教授、増田耕一博士、山中大学教授、森修一博士、勝俣昌己博士、里村雄彦教授に心より御礼申し上げます。これまで応援し励まして下さいましたすべての皆様に心より御礼申し上げます。そして、いつも支えてくれた家族に深く感謝致します。