

極端降水・極端洪水の推定における
最近の進歩-
物理学に基づく視点からの考察

M.L. カバス、井芹慶彦
カリフォルニア大学デービス校土木環境工学科
水文研究室
(95616 米国カリフォルニア州デービス市)

極端洪水推 定へのアプ ローチ :

I. 極端洪水の推定に対する純粋な統計的アプローチ ;

II. 極端降水の統計解析を入力とした降雨流出解析の結果としての極端洪水の推定 ;

III. 従来 of 可能最大降水量 / 可能最大洪水の推定 ;

IV. 重要な大気-水文プロセスの数値モデリングに基づく最大洪水の推定

I. 利用可能な過去の水文データに基づく極端洪水の推定に対する純粋な統計的アプローチ：

A. 洪水ピーク流量をランダム変数とみなすことに基づく方法論：

標準的な手順は、経験的な頻度分布図を構築すること。

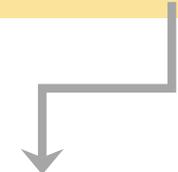
- a) 年最大洪水事象のピーク流量（Gumbel 1941, Dalrymple 1960, Stedinger 1983, Smith J. 1987, WMO 1989, Madsen et al.1997, Katz et al.2003, Robson and Reed, 2008, and others）、または
- b) 利用可能な水文データから、指定された閾値を超えるピーク流量（WMO 1989, Smith RL 1989, Katz et al.2003, Robson and Reed 2008, and others）を算出する。

- 経験的頻度分布を、Log Pearson Type III 分布、一般化極値分布、Gumbel 分布などの理論的確率分布に当てはめ、このヒストグラムを大きなリターンピリオドまで外挿する。
- そして、理論的確率分布の尾から、指定されたリターンピリオドの極端洪水流量を推定する。

I. 利用可能な過去の水文学データに基づく極限洪水の推定に対する純粋な統計的アプローチ：

B. 洪水ピークを確率過程として考える方法論：

- このアプローチは、主にPOT理論のフレームワークに基づく。
- 閾値を指定した後、その閾値以上の洪水ピーク流量の発生は、ポイント確率過程として、次のようにモデル化される：

- 
- 洪水ピークの発生が相互に独立していると仮定したポアソン過程（Todorovic and Zelenhasic, 1970; RL Smith, 1989 and others）、または
 - ポアソン・クラスター過程(Cervantes et al. 1983)である。

II. 統計的アプローチにより推定される極端降水量を入力とする降雨流出シミュレーションに基づく極端洪水量の推計

i. 特定期間の過去データから、確率変数とみなした極端降水量（可能最大降水量）の頻度曲線の作成；

この方法は Herschfield (1961, 1965) によって広められたもので、地理的位置と降水時間の関数として最大降水量を推定するものである。これは Ven-Te-Chow (1951) の頻度因子の定式化に基づく。この推定方法は、最近になって様々な著者によって改良された(Koutsoyiannis 1999, Papalexiou and Koutsoyiannis 2013, Nerantzaki and Papalexiou 2021)。

ii. 降水量および降水量と相関のある他の大気変数の時系列のための確率論的気象発生装置（WG）の開発；

WG は、ある地点で観測された気象の統計的特徴に基づき、その地点の気象データの合成時系列を作成する (Hutchinson 1987, Richardson 1991)。WGの開発における最初のステップは、日降水量をマルコフ連鎖または交互更新過程の観点からモデル化することである。第二段階は、対象となる残りの気象変数（気温、日射量、湿度、風速など）を降水発生を条件としてモデル化することである。

II. 統計的アプローチにより推定される極端降水量を入力とする降雨流出シミュレーションに基づく極端洪水量の推計

iii. 確率モデルによる降水量のモデル化 ;

このアプローチでは、降水は、降水量によってマークされる確率的な点プロセスとして、事前に指定された閾値を超える降水イベントの発生時間でモデル化される (Todorovic 1979, Cervantes et al. 1983, Waymire et al. 1984, Smith 1989, Rodrigues-Iturbe et al. 1988, Kavvas et al. 1988, Cowpertwait 1998, 等)

iv. 降水確率場をフラクタルでモデル化する ;

このアプローチでは、降水場はその時空間スケーリングに対応するためにフラクタル場あるいはマルチフラクタル場として解析・モデル化される (Schertzer and Lovejoy 1987, Gupta and Waymire 1993, Lovejoy and de Lima 2015, 等)

v. 統計的な暴風雨の位置移動による極端降水量のモデル化 ;

この方法では、過去の降水場の空間形状をある幾何学的形状 (円形や楕円形) で近似し、その重心を確率分布にしたがって移動させる (Gupta 1972, Foufoula-Georgiou 1989). そして、豪雨域の重心位置の確率分布によって降水域のアンサンブルを生成し、そこから指定された再現期間に対応する流域降水量を得ることができる。しかし、この過去暴風雨域の位置移動の方法は、過去の豪雨システムの質量、運動量、エネルギーを保存するものではない。また、豪雨域重心位置の不確実性は、年代的な不確実性と異なる。

上記の方法で降水場をシミュレーションした後、降雨流出モデルに入力することで、指定したリターンピリオドの降水場に対応する洪水イベントを生成することができる。

上記統計手法の問題点

1. 降水量や洪水量を推定する上記の統計的手法は、いずれも過去の豪雨システムの質量や運動量、エネルギーを保存しないという点で物理学的な根拠がない。
2. 上記の方法は、降水-洪水事象をクラスターとして扱う研究を除き、極端な洪水事象を単一の極端なピーク流量を持つ事象として考えるが、初期の研究（WMO 1989）では、洪水を一連の事象として扱うことの重要性を強調しているものもあった。しかし、ダムへの流入の連続として洪水事象をクラスター化することは、ダム破壊のための最も重大な条件を作り出す。
3. 降水をクラスター過程として扱うそれらの確率的ポアソン・クラスターモデルは、これらの降水場クラスターから生じる洪水のモデル化には対処していない。
4. 上記の統計的アプローチはいずれも、異なる豪雨メカニズム（大気河川による洪水、温帯低気圧による洪水、メソスケール対流系による洪水、熱帯低気圧/ハリケーン/台風による洪水など）に関して洪水を区別し明示的にモデル化していない。しかし、洪水事象は、異なる激しい暴風雨のメカニズムの下で非常に異なる挙動を示す可能性がある。
5. どの統計手法も、豪雨メカニズムの違いによって大きく変化する極端降水の現実的な空間配置を作り出すことはできなかった。

可能最大降水量（PMP）と可能最大洪水量の従来の推定方法（Paulhus and Gilman 1953, Hansen et al.1977, Schreiner et al.1978, WMO 1989, 2009, and various Hydrometeorological Reports of US NWS）：

PMPとPMFの定義（世界気象機関（WMO）、2009年）

- 可能最大降水量（PMP）とは、起こりうる気象条件のもとで、ある期間中の理論上の最大降水量と定義される。
- 可能最大洪水（PMF）とは、特定の河川流域や地理的位置（ダム流入位置や橋の位置など）におけるPMPによる理論上の最大洪水をいう。

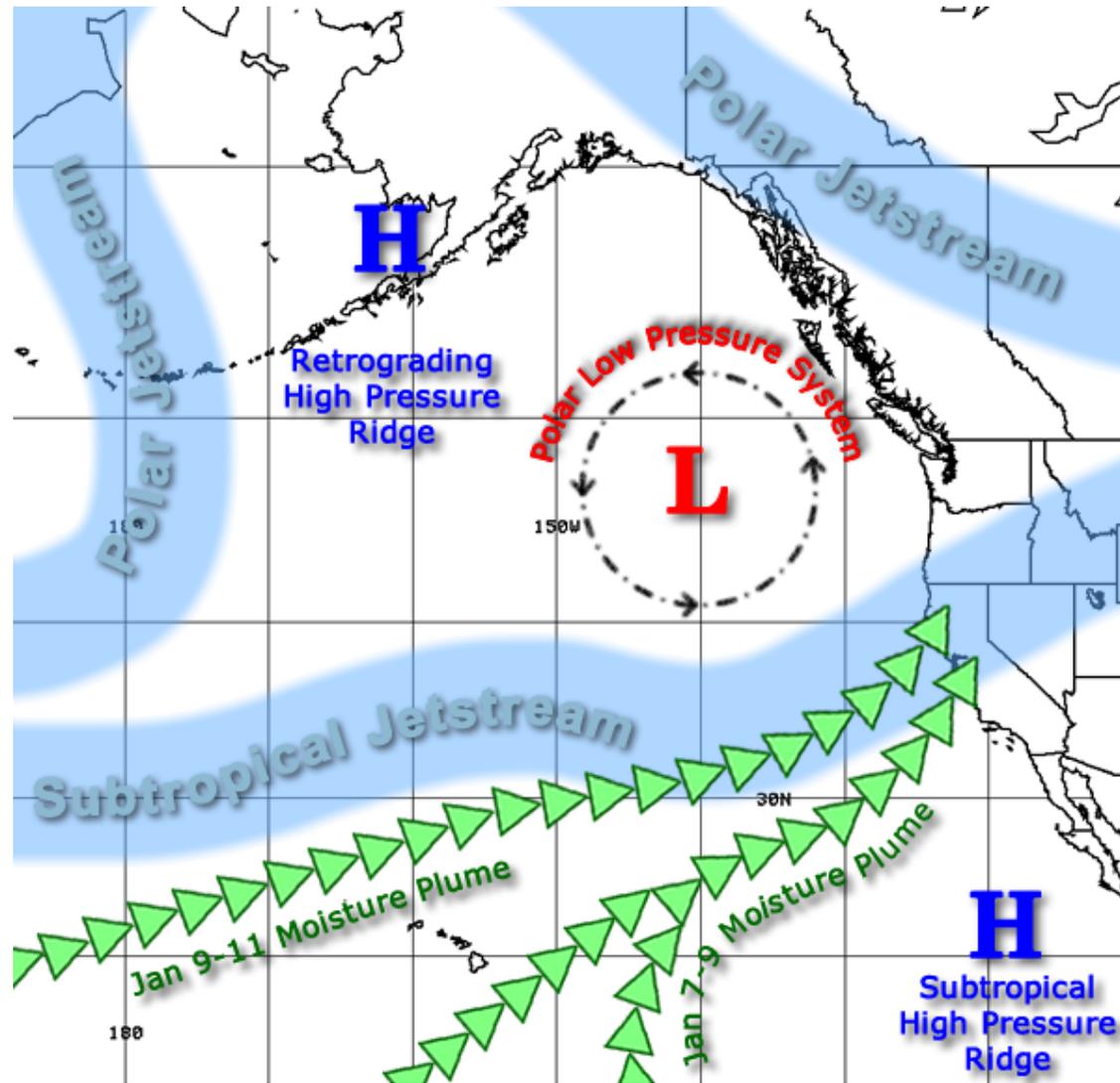
従来のPMP推定手順（WMO, 2009）：

- i. 過去の代表的な極端豪雨イベントを選択する；
- ii. 選択した豪雨の深度-面積-継続時間（DAD）曲線を計算する；
- iii. 豪雨の地形性成分から収束部分を切り離す；
- iv. 可能降水量に関して、豪雨の収束成分の湿度を最大にする、
- v. この最大化された豪雨を、対象流域の降水量を最大化するために仮想的に転置する；
- vi. 地形性成分について推定値を調整する（標高とバリアの調整）、期間と面積に関して推定値を調整する。

従来のPMPの推定方法の近似値：

- 1.従来のPMP推定法では、豪雨を非地形性（収束）成分と地形性成分に人為的に分離していたが、実際には豪雨はそのような成分に分離することは不可能な全体集システムである；
- 2.降水量は、水分フラックスの寄与を無視して、可能降水量に比例するとされる；
- 3.豪雨位置の移動は、特定の豪雨特性を調整することで、実際ではなく仮想的に行われる；
- 4.従来のPMPの豪雨量最大化計算では、豪雨システムの質量、運動量、エネルギーの保存が確保されない。

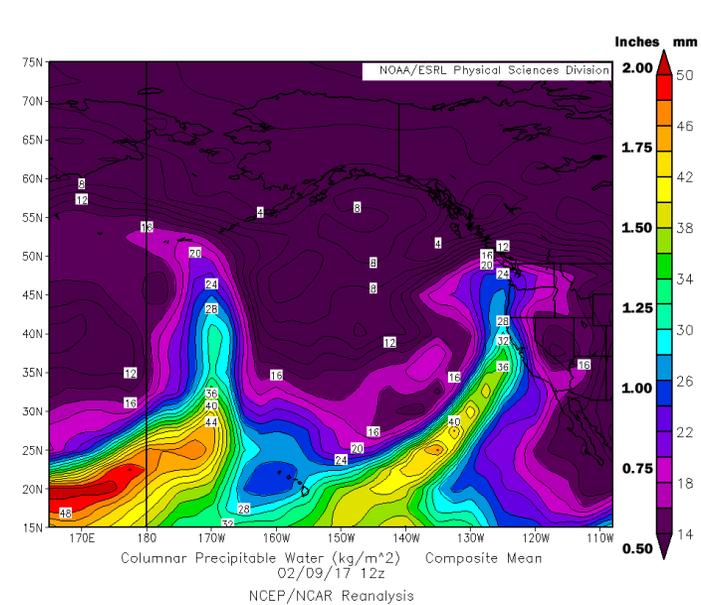
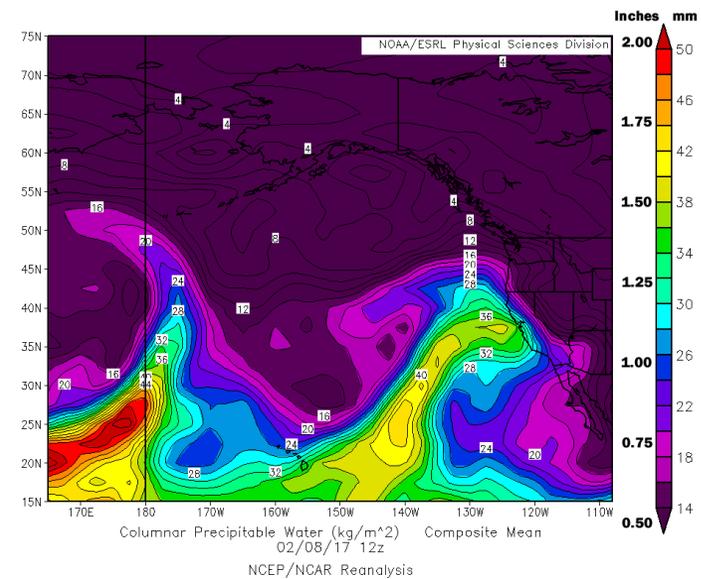
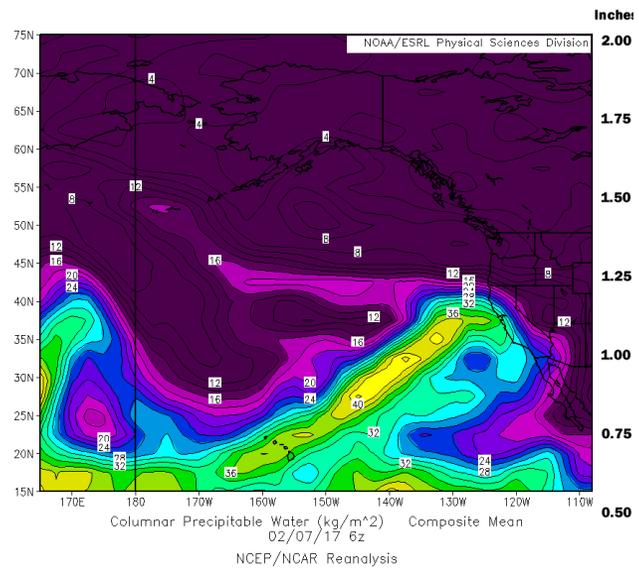
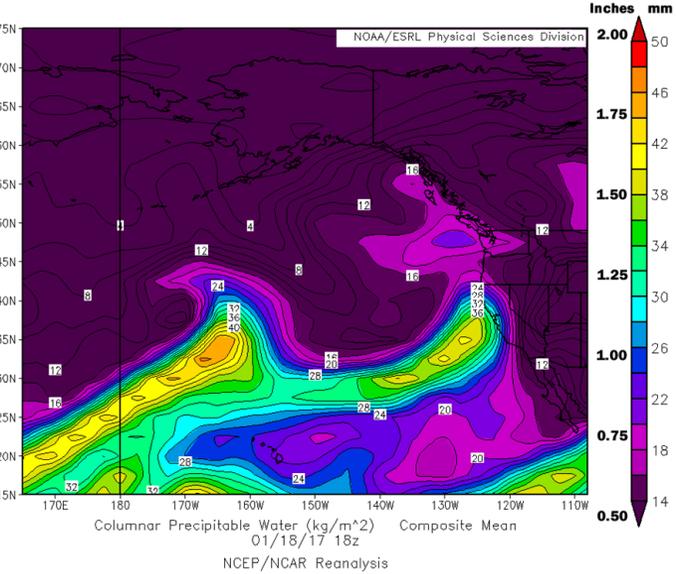
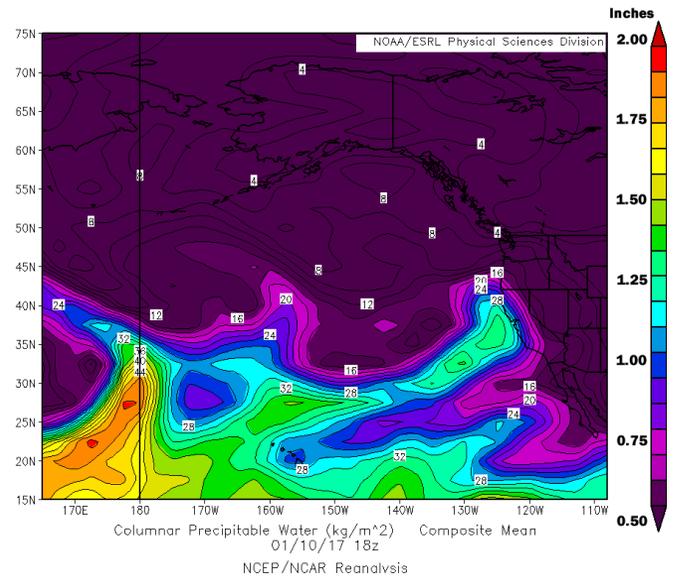
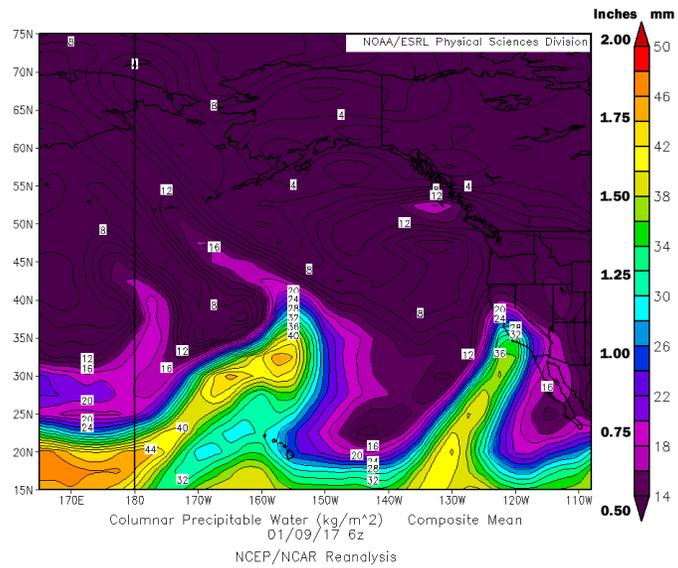
2017年1月1日～2月28日 カリフォルニア州で激しい雨と洪水が発生。



東太平洋と西海岸における一般的な天候パターン。
2017年1月と2月（CNRFC, 2017）。

大気の河川

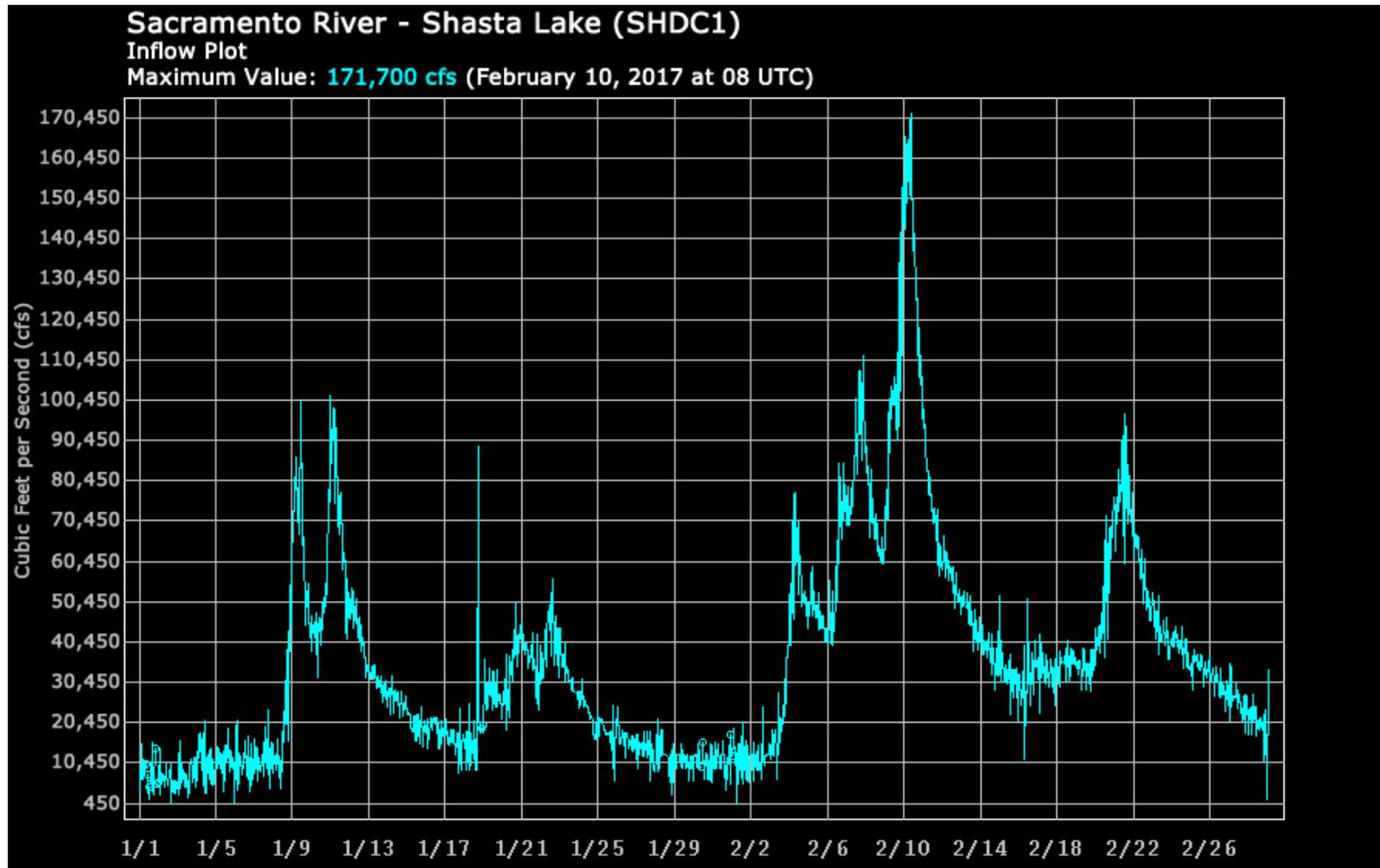
アメリカ西海岸の豪雨は、主に太平洋の熱帯域から流れてくる高湿度の大気流によって引き起こされ、「大気の河川（AR）」と呼ばれる。



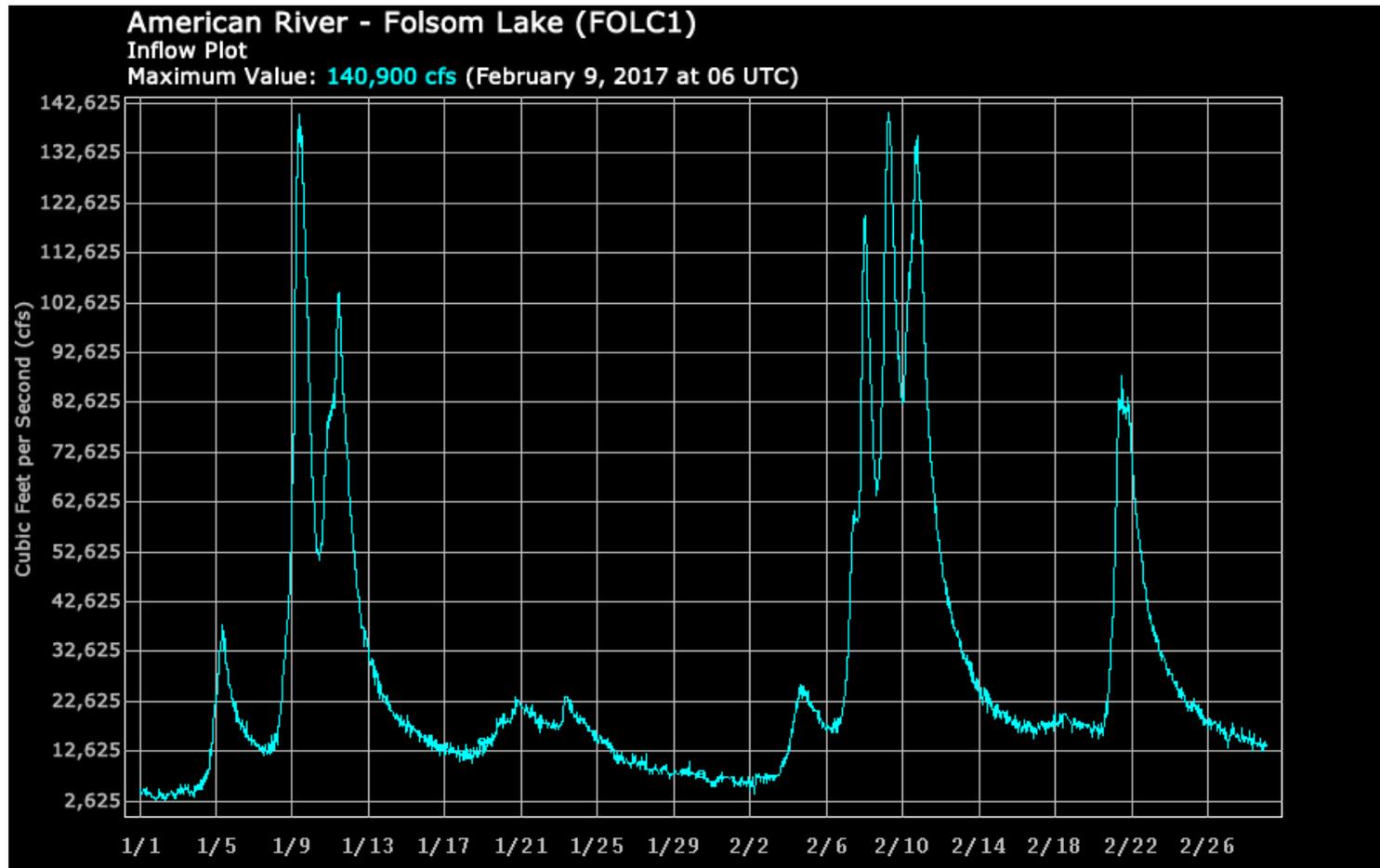
2017年1月～2月のカリフォルニア州沿岸付近の太平洋上の降水量水域 カリフォルニア洪水



カリフォルニアの河川ネットワークと流域



カリフォルニア州シャスタ湖流域における2017年1月1日～2月28日の洪水時のシャスタ湖への流入ハイドログラフ。



2017年1月1日～2月28日の洪水時にカリフォルニア州アメリカンリバー流域の
フォルサム湖に流入した量

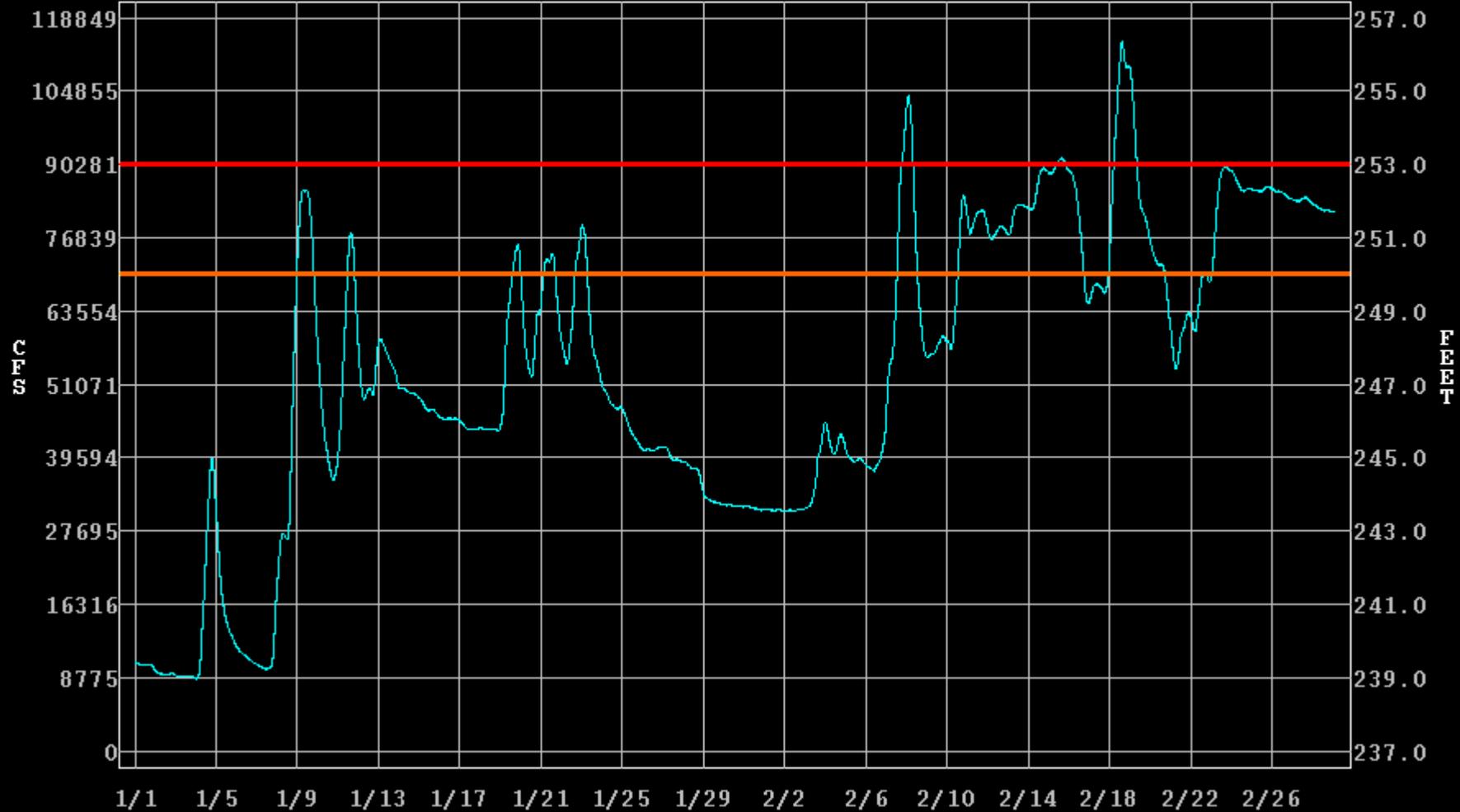
Sacramento River - Red Bluff (RDBC1)

River Stage / Flow Plot

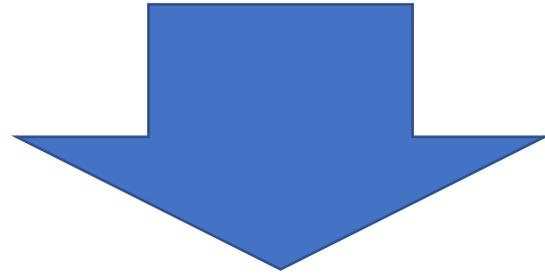
Maximum Value: 256.4 Feet / 114,232 cfs (February 18, 2017 at 14 UTC)

Monitor Stage: 250.0 Feet

Flood Stage: 253.0 Feet



アメリカ西海岸地域の最大降水量を考えるにあたって、
大気の河川（AR）による降水量をいかに最大化するかを考える
ことが重要。



大気の河川による降水量を最大化する
物理ベース手法の開発。

大気河川(AR)豪雨の数値大気モデルによる 降水量最大化の試み

- I. 対象流域の歴史的降水量記録の再構築から、過去の激しい豪雨イベントを選択する。
- ✓ 選択した過去の激しい豪雨イベントのそれぞれにおいて、指定した流域を襲った大気の河川を特定する。

II. 選択された過去の豪雨嵐イベントに対する大気場の擾乱。

II-1. 大気境界条件の移り変わり

II-2. 相対湿度の最適化

III. 対象流域の可能最大降水量(PMP)

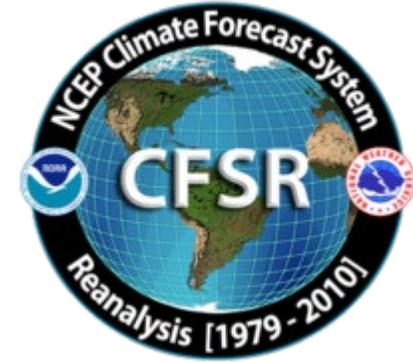
I. 対象流域で再構成された過去の降水量記録から、過去の豪雨イベントを選択する；

降水量の観測データを使用する際の限界；

- 対象調査地域の観測局数、記録期間が不足している。
- PRISM日次データセット（Daly et al 2008, 2013）は、1981年から現在までの米国大陸を4kmグリッド分解能でカバーしている（PRISM Climate Group, 2016）。
- 対象流域で記録された過去の洪水の多くは、1981年以前に起こったものである可能性がある。

一方、過去の大気再解析データの中には、1851年までさかのぼったものもある。

グローバル再解析データ



NOAA/CIRES 20世紀再解析 (20CR) バージョン2c

- 1851 - 2014
- 水平解像度2度 (T62)、垂直解像度24段階

ECMWF20世紀再解析(ERA-20C)

- 1900 - 2010
- 水平解像度125km (T159)、垂直解像度37レベル

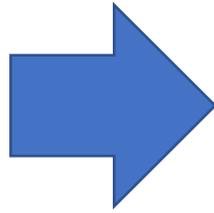
NCEP気候予測システム再解析 (CFSR)

- 1979 - 2016
- 水平解像度0.5度 (T382)、垂直解像度64レベル

- 米国NCARやECMWFなど、世界中の様々な大気機関が提供する再解析グローバルデータセットにより、世界中の任意の対象流域の過去の大気状態を再現することが可能。
- そのため、**PRISMの日次データで校正・検証した後、数値大気モデルで1時間単位またはそれ以上の細かい間隔で過去の大気状態を再現する必要がある。**

気象研究・予測モデル（WRF）

グローバル・グリッド・データ



対象地域・領域への力学的なダウンスケール

WRFおよびWRF前処理システム

WPS (WRF Preprocessing System) :

- データフォーマット変換
- 内挿
- 静的データ処理



WRF :

全球再解析の高解像度地域
大気データへの力学的ダウ
ンスケーリング

I. 対象流域での過去降水量記録の復元から、過去の豪雨イベントを選択する。

数値大気モデル（WRF）を使って大気場を復元する；

豪雨の水分条件（豪雨の期間中に降水高や最大IVTが特定の閾値を超えるなど）に基づき、最も厳しい過去の豪雨を選択；

大気の河川が対象流域に最適な位置、最適な方向で衝突し、流域に最大降水量をもたらすように、大気場を移動させる。

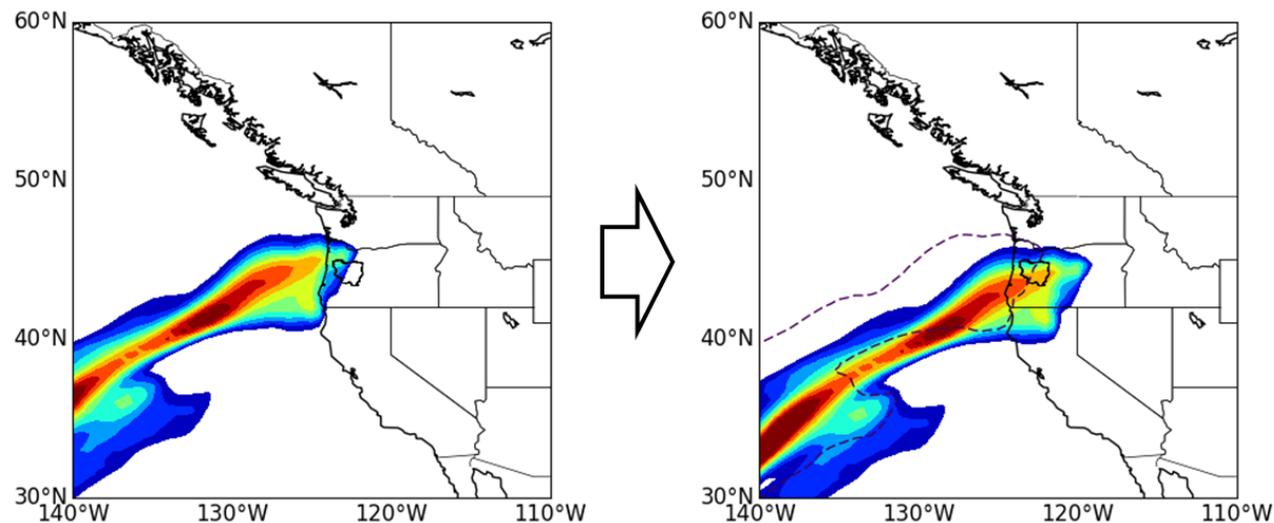
II. 選択された過去の豪雨イベントに対する大気場の擾乱。

II-1. 大気境界条件移動法

1. 大気中の境界条件を緯度のみに関してシフトし (Shift1D)、さらに経度に関して移動する (Shift2D) (Ohara et al 2011, Ishida et al 2015) .
2. 流域平均降水量が最大になり、その後減少し始めるまで、特定した大気の河川に沿って大気中の境界条件を移動させる。

従来のPMPアプローチとの違い

- 物理ベースの数値大気モデルを採用
- 指定された豪雨に関連するすべての大気変数情報 (降水量のほか、風場、湿度場、温度場、放射場など) を生成する。



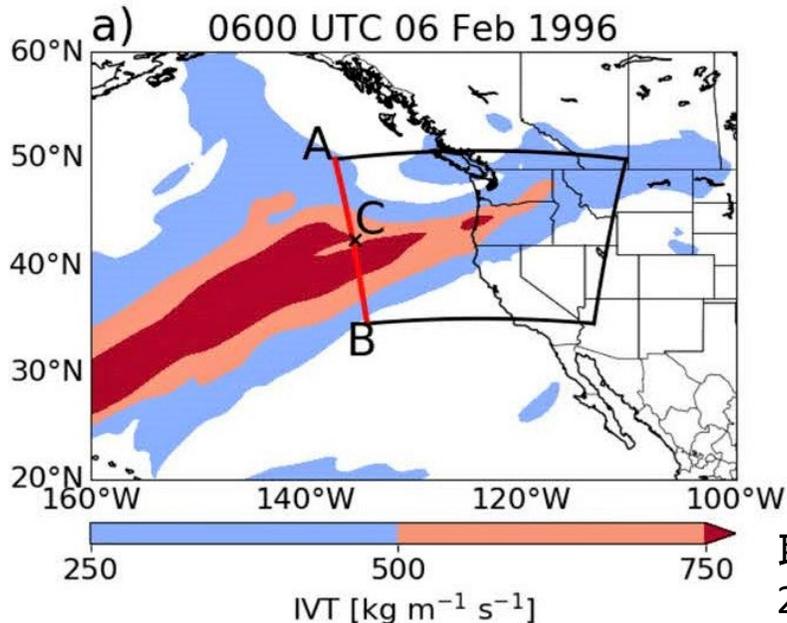
II. 選択された過去豪雨イベントに対する大気場の擾乱

II-2. 相対湿度の最適化

相対湿度 (RH) 摂動法 (RHP-IVT法 ; Toride et al, 2019) は、物理的に現実的な大気場を持つ豪雨イベントを最大化するために、高いIVT値が観測される境界部分でRHを比例して増加させる。

$$IVT = \frac{1}{g} \int_{1000}^{300} \bar{q} \bar{U} dp$$

g : 重力加速度 ($m s^{-2}$) , \bar{q} : 平均層比湿度 ($kg kg^{-1}$),
 \bar{U} : 平均層水平風速 (ms^{-1}) , p : 圧力 (hPa) 。



取手ら
2019

左図：
大気河川の経路に沿った水分擾乱の例：a)1996年2月6日0600UTCの統合水蒸気輸送(IVT) [$kg/m-sec$]。黒枠は外側のモデル化領域を示している。

II. 選択された過去豪雨イベントに対する大気場の擾乱

II-2. 相対湿度の最適化

$$RH = \begin{cases} \min(\beta RH_0, 97), & \text{if } RH_0 < 97\% \\ RH_0, & \text{if } RH_0 \geq 97\% \end{cases}$$

ここで、 RH_0 は元の相対湿度（%）、 β は RH の増分を決定するための乗算係数。

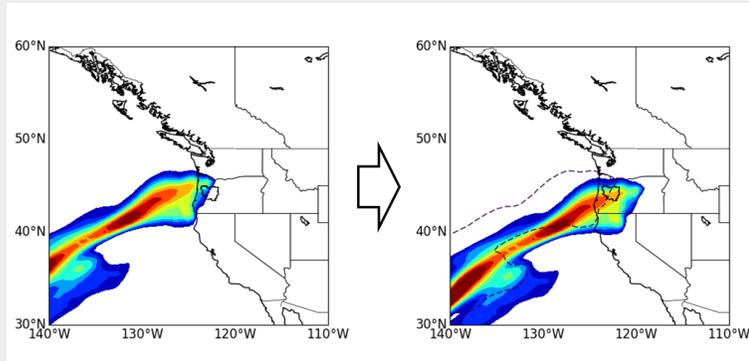
上式では、モデル化境界付近での急激な飽和を避けるため、 RH の上限閾値を97%に設定している（Zhao et al, 1997）。

- 相対湿度（IVTが250kg/m/s以上の地域）は、盆地平均の降水高が最大になるまで、境界条件移動とともに徐々に増加させる。
- 流域平均の降水深が最大になるような大気条件を得るために、100回に及ぶ広域大気数値シミュレーションが行われる。

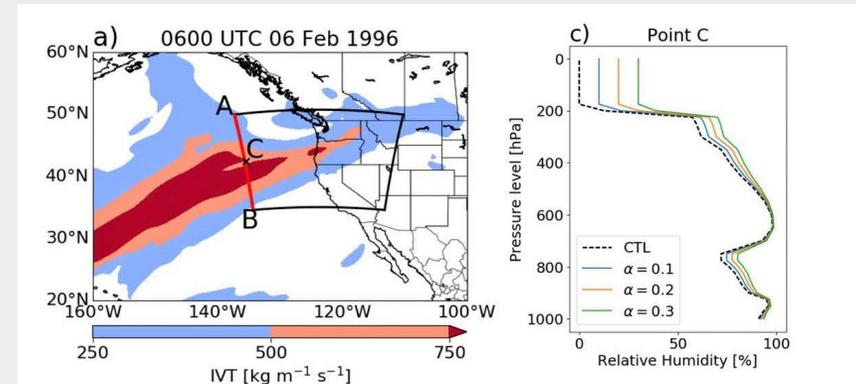
II. 選択された過去豪雨イベントに対する大気場の擾乱

選択された過去豪雨イベント大気場の再現

II-1. 大気境界条件移動



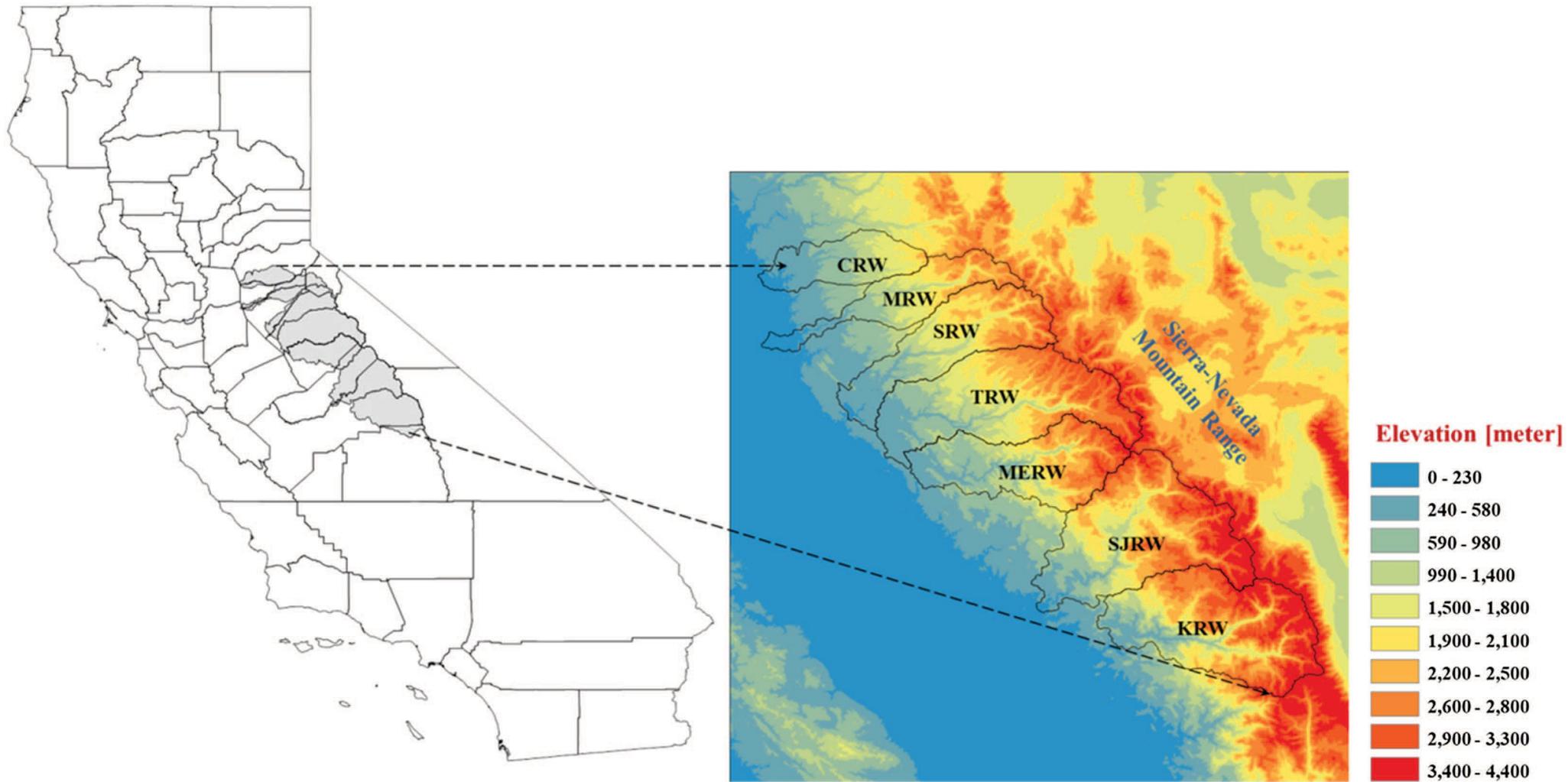
II-2. 相対湿度の最適化



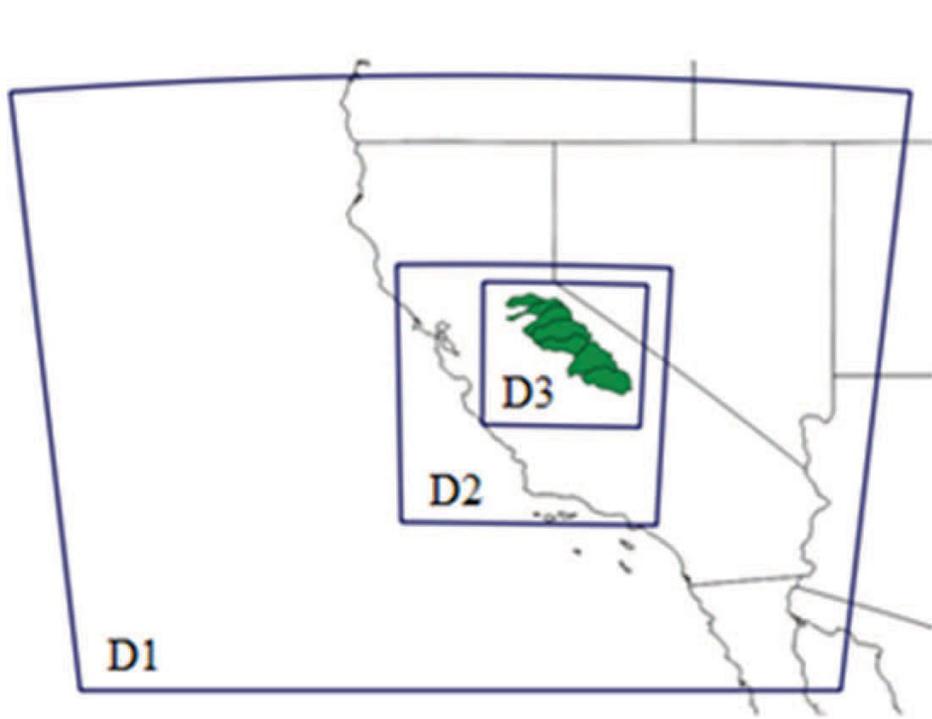
&

III. 対象流域の確率的最大降水量(PMP)

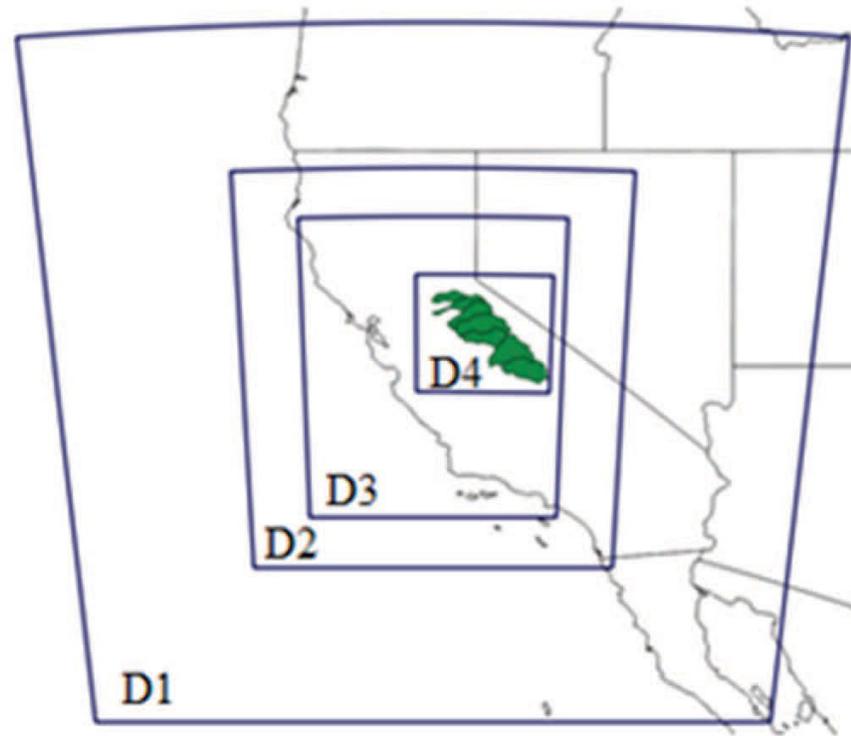
物理学に基づいたPMP/PMF推定例 南カリフォルニアの7つの流域



対象流域 (Cosumnes (CRW) 、 Mokelumne (MRW) 、 Stanislaus (SRW) 、 Tuolumne (TRW) 、 Merced (MERW) 、 Upper San Joaquin (SJRW) 、 Upper Kings (KRW) の位置と標高図

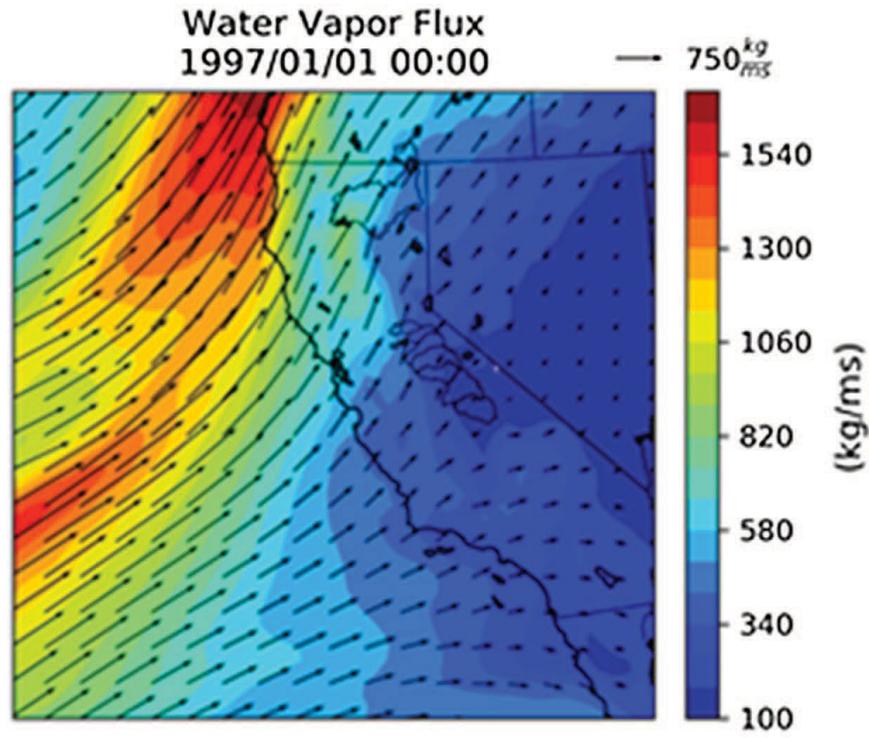


(a)

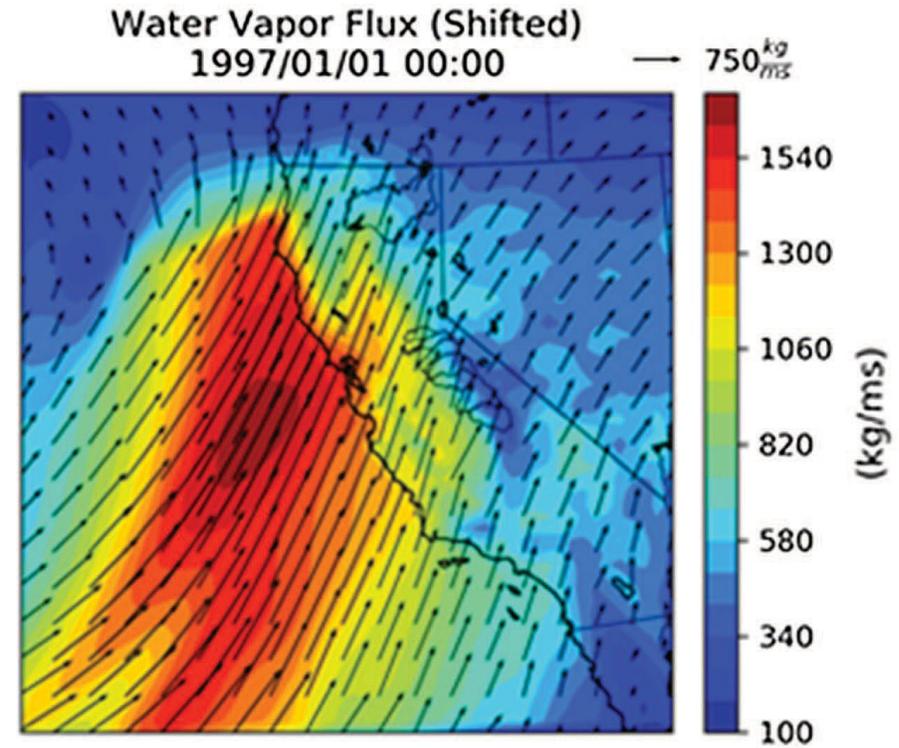


(b)

WRFシミュレーションで使用した、(a) CFSR再解析とERA-20Cデータセット、(b) 20CRv2c再解析データセットのネスティング領域。

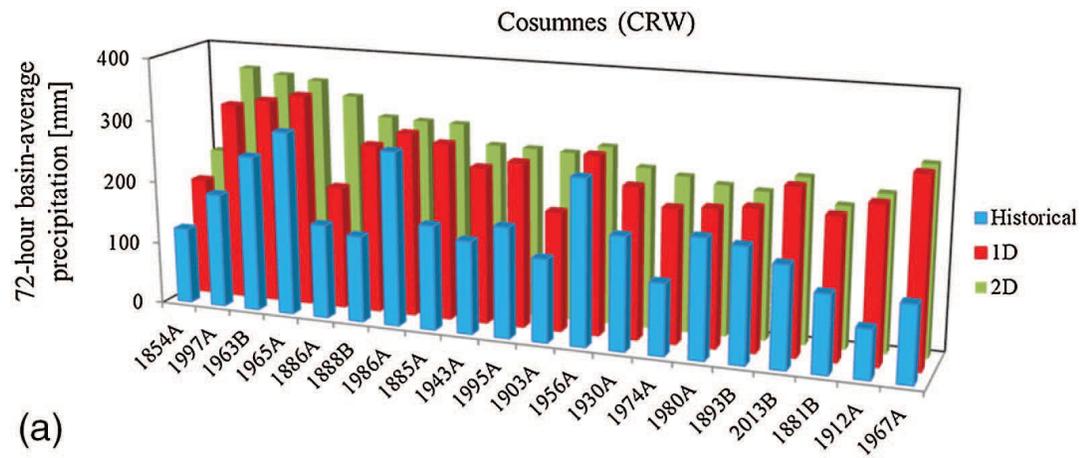


(a)

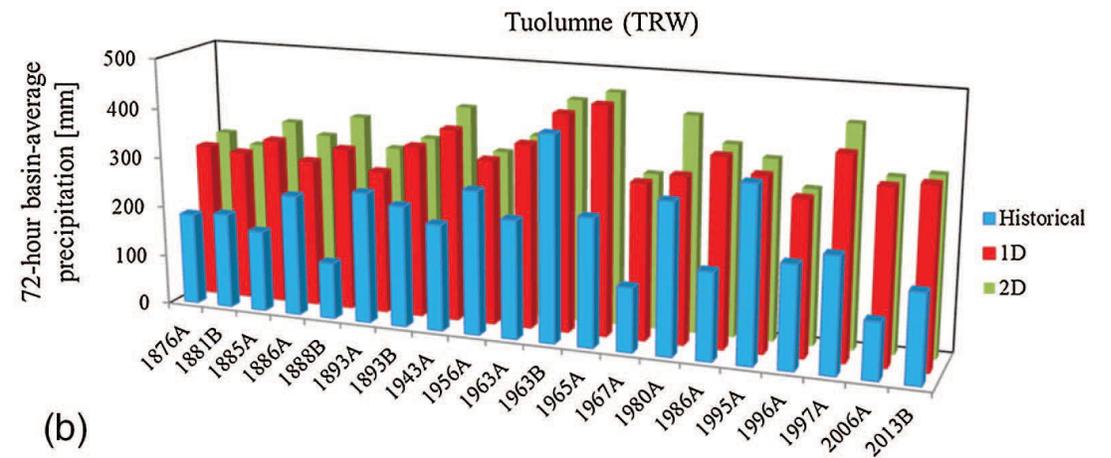


(b)

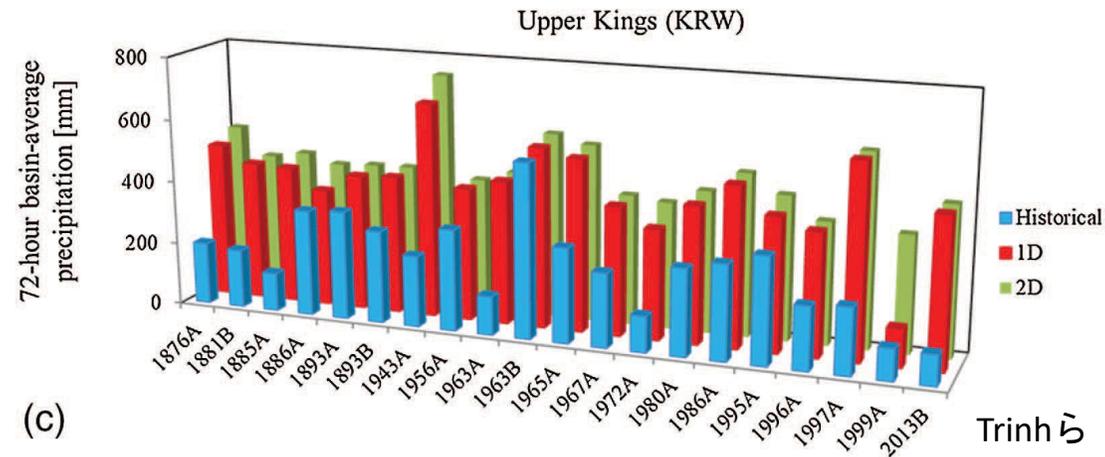
IVTをベースにした大気の河川 (AR) 位置：
(a)シフト前、(b)大気境界条件シフト後



(a)



(b)



(c)

Trinhら (2021年)

72時間降水高 (mm) の最大化イベントの上位20件 (日付で識別)、過去再現 (青)、72時間降水量深さの1次元最大化 (赤)、72時間降水高の2次元最大化 (緑) : (a) Cosumnes (CRW)流域、(b) Tuolumne (TRW)流域、(c) Upper Kings (KRW) 流域。

| Watershed | Event | Historical precipitation depth (mm) | 1D shifting precipitation depth (mm) | 2D shifting precipitation depth (mm) | Shift to north (°) | Shift to east (°) |
|------------|-------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------|-------------------|
| Cosumnes | 1997A | 183.74 | 317.05 | 366.53 | -5 | 1 |
| | 1963B | 250.22 | 328.51 | 359.38 | 2 | 1 |
| | 1965A | 294.17 | 340.55 | 353.47 | -2 | -1 |
| | 1886A | 150.82 | 196.66 | 332.30 | 5 | 1 |
| | 1888B | 138.24 | 269.62 | 302.54 | -5 | 1 |
| Mokelumne | 1965A | 299.59 | 428.88 | 428.88 | -4 | 0 |
| | 1997A | 240.38 | 377.01 | 415.46 | -5 | 1 |
| | 1963B | 339.35 | 396.00 | 397.43 | 2 | 1 |
| | 1963A | 160.77 | 391.32 | 391.32 | -1 | 0 |
| | 1986A | 312.30 | 343.43 | 361.24 | -1 | -1 |
| Stanislaus | 1965A | 270.07 | 433.08 | 439.01 | -5 | -1 |
| | 1997A | 241.08 | 410.27 | 434.75 | -5 | 1 |
| | 1963B | 366.97 | 402.76 | 403.31 | 2 | 1 |
| | 1963A | 180.49 | 394.64 | 394.64 | -1 | 0 |
| | 1943A | 190.41 | 337.81 | 368.72 | -5 | -1 |

| Watershed | Event | Historical precipitation depth (mm) | 1D shifting precipitation depth (mm) | 2D shifting precipitation depth (mm) | Shift to north (°) | Shift to east (°) |
|-------------------|--------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------|-------------------|
| Tuolumne | 1965A | 253.80 | 450.16 | 460.00 | -5 | 1 |
| | 1963B | 406.24 | 428.05 | 440.14 | 1 | 1 |
| | 1997A | 226.64 | 394.00 | 433.32 | -5 | 1 |
| | 1980A | 298.72 | 327.38 | 426.68 | -5 | 1 |
| | 1943A | 211.80 | 380.75 | 409.58 | -5 | -1 |
| Merced | 1965A | 214.81 | 478.16 | 490.13 | -5 | -1 |
| | 1963B | 402.18 | 411.91 | 411.91 | 1 | 0 |
| | 1943A | 191.70 | 378.77 | 407.93 | -5 | -1 |
| | 1980A | 254.42 | 291.40 | 403.95 | -5 | 1 |
| | 1986A | 205.71 | 387.86 | 402.89 | -2 | -1 |
| Upper San Joaquin | 1943A | 224.51 | 521.43 | 560.79 | -4 | -1 |
| | 1997A | 190.05 | 494.14 | 494.14 | -5 | 0 |
| | 1965A | 253.50 | 475.13 | 475.13 | -5 | 0 |
| | 1963B | 442.29 | 434.20 | 465.32 | 1 | 1 |
| Upper Kings | 1995A | 381.82 | 407.61 | 429.89 | 1 | 1 |
| | 1943A | 225.72 | 678.20 | 745.59 | -5 | -1 |
| | 1963B | 551.20 | 568.44 | 585.70 | 0 | 1 |
| | 1997A | 209.51 | 608.97 | 608.97 | -5 | 0 |
| | 1965A | 300.17 | 544.08 | 560.46 | -5 | 1 |
| 1876A | 197.02 | 490.49 | 525.53 | -5 | -1 | |

ABCS (Atmospheric BC Shifting) を用いた降水高最大化後の上位5事象

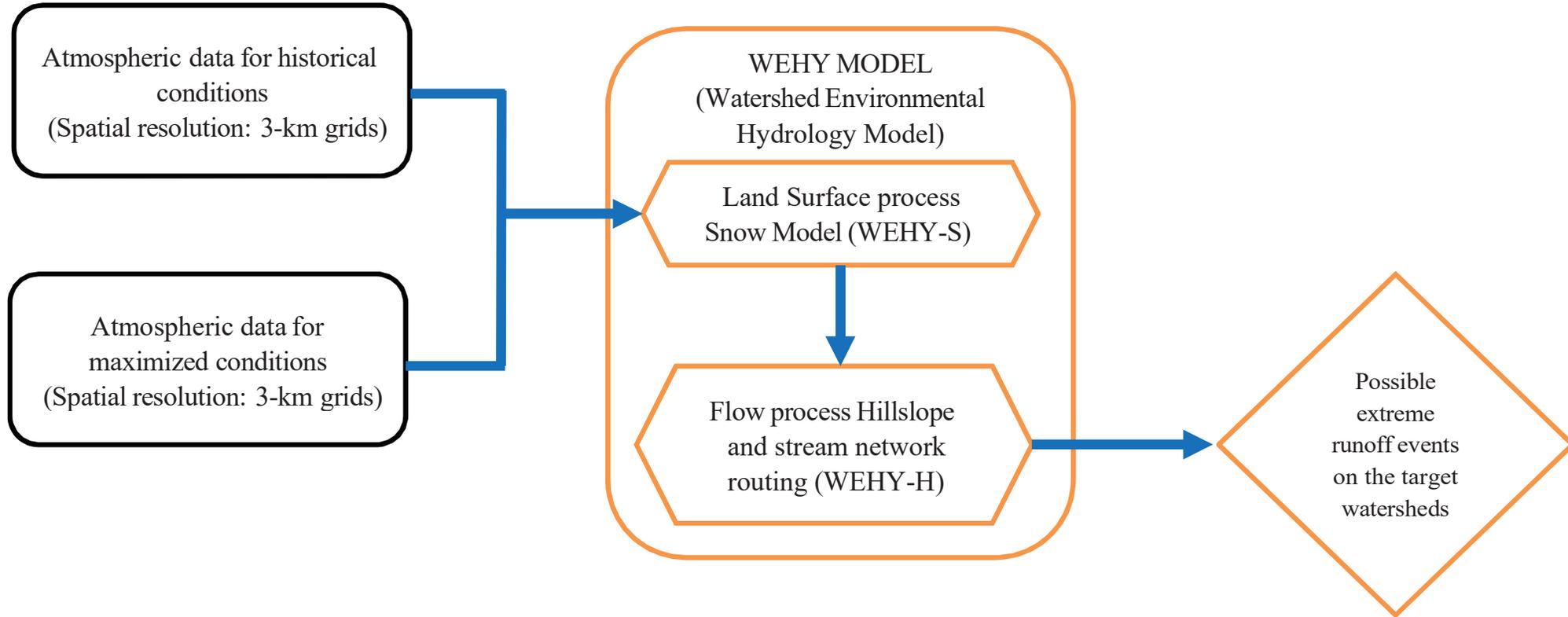
| Watershed | Event | Historical precipitation depth (mm) | 1D shifting precipitation depth (mm) | 2D shifting precipitation depth (mm) | RHP-IVT precipitation depth (mm) | Shift to north (°) | Shift to east (°) | Increase in RHP-IVT (%) |
|-------------------|-------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|--------------------|-------------------|-------------------------|
| Cosumnes | 1965A | 294.17 | 340.55 | 353.47 | 424.27 | -1 | -1 | 14 |
| | 1997A | 183.74 | 317.05 | 366.53 | 416.60 | -5 | -1 | 18 |
| | 1886A | 150.82 | 196.66 | 332.30 | 409.28 | 5 | 1 | 20 |
| | 1963B | 250.22 | 328.51 | 359.38 | 387.87 | 2 | 1 | 12 |
| | 1986A | 278.06 | 293.50 | 300.85 | 354.48 | 1 | 1 | 12 |
| Mokelumne | 1886A | 210.24 | 270.31 | 306.79 | 533.44 | 5 | 1 | 20 |
| | 1997A | 240.38 | 377.01 | 415.46 | 500.77 | -5 | 0 | 20 |
| | 1965A | 299.59 | 428.88 | 425.99 | 479.52 | -3 | 0 | 20 |
| | 1963B | 339.35 | 396.00 | 397.43 | 452.76 | 2 | 1 | 12 |
| | 1885A | 172.79 | 316.61 | 323.73 | 365.57 | -2 | 0 | 14 |
| Stanislaus | 1997A | 241.08 | 410.27 | 434.75 | 517.49 | -5 | 0 | 20 |
| | 1886A | 227.42 | 284.55 | 303.74 | 513.10 | 5 | 1 | 20 |
| | 1965A | 270.07 | 433.08 | 439.01 | 491.86 | -5 | -1 | 20 |
| | 1963B | 366.97 | 402.76 | 403.31 | 436.79 | 2 | 1 | 12 |
| | 1986A | 312.58 | 339.70 | 347.60 | 397.97 | 1 | 1 | 20 |
| Tuolumne | 1886A | 241.13 | 293.71 | 330.37 | 556.09 | 5 | 1 | 20 |
| | 1997A | 226.64 | 394.00 | 433.32 | 524.71 | -5 | 0 | 20 |
| | 1965A | 253.80 | 450.16 | 460.00 | 491.51 | -5 | 1 | 20 |
| | 1963B | 406.24 | 428.05 | 440.14 | 477.85 | 2 | 1 | 12 |
| | 1980A | 298.72 | 327.38 | 426.68 | 427.03 | -5 | 1 | 20 |
| Merced | 1886A | 226.21 | 252.89 | 300.34 | 559.41 | 5 | 1 | 20 |
| | 1965A | 214.81 | 478.16 | 490.13 | 546.11 | -5 | -1 | 20 |
| | 1997A | 162.44 | 398.35 | 394.88 | 491.78 | -5 | 0 | 20 |
| | 1963B | 402.18 | 411.91 | 410.93 | 470.92 | 2 | 1 | 12 |
| | 1986A | 205.71 | 387.86 | 402.89 | 441.69 | 1 | 0 | 16 |
| Upper San Joaquin | 1886A | 293.53 | 323.83 | 376.18 | 654.31 | 5 | 1 | 20 |
| | 1997A | 190.05 | 494.14 | 488.82 | 607.81 | -5 | 1 | 20 |
| | 1943A | 224.51 | 521.43 | 560.79 | 560.91 | -5 | -1 | 10 |
| | 1965A | 253.50 | 475.13 | 472.78 | 527.72 | -5 | -1 | 20 |
| | 1963B | 442.29 | 434.20 | 465.32 | 494.33 | -2 | 0 | 20 |
| Upper Kings | 1943A | 225.72 | 678.20 | 745.59 | 794.26 | -5 | -1 | 20 |
| | 1997A | 209.51 | 608.97 | 567.79 | 723.37 | -5 | -1 | 20 |
| | 1886A | 335.88 | 371.94 | 430.53 | 719.60 | 5 | 1 | 20 |
| | 1963B | 551.20 | 568.44 | 585.70 | 640.23 | -2 | 0 | 20 |
| | 1965A | 300.17 | 544.08 | 560.46 | 626.04 | -5 | 1 | 20 |

各流域のRHP-IVTを用いた降水高最大化後の上位5イベント

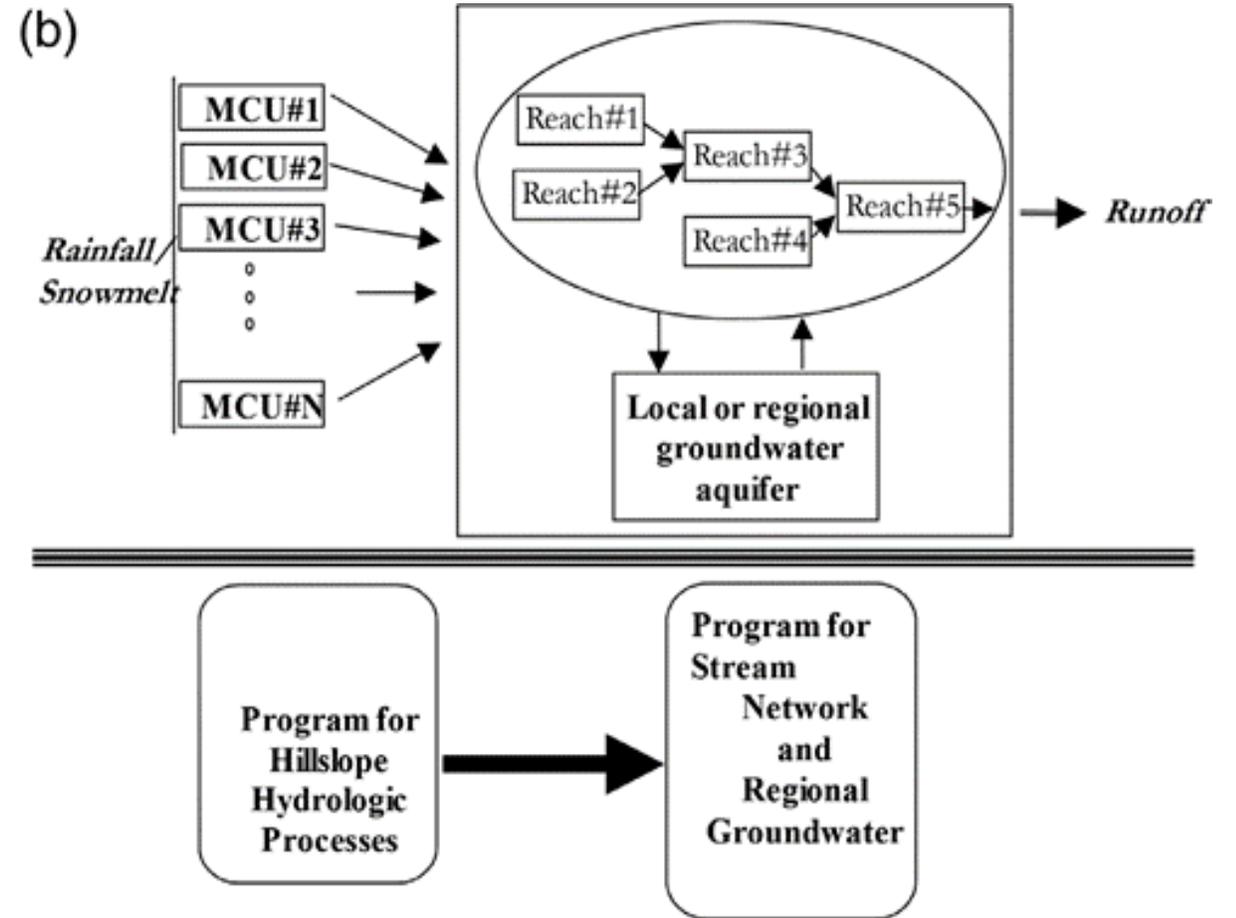
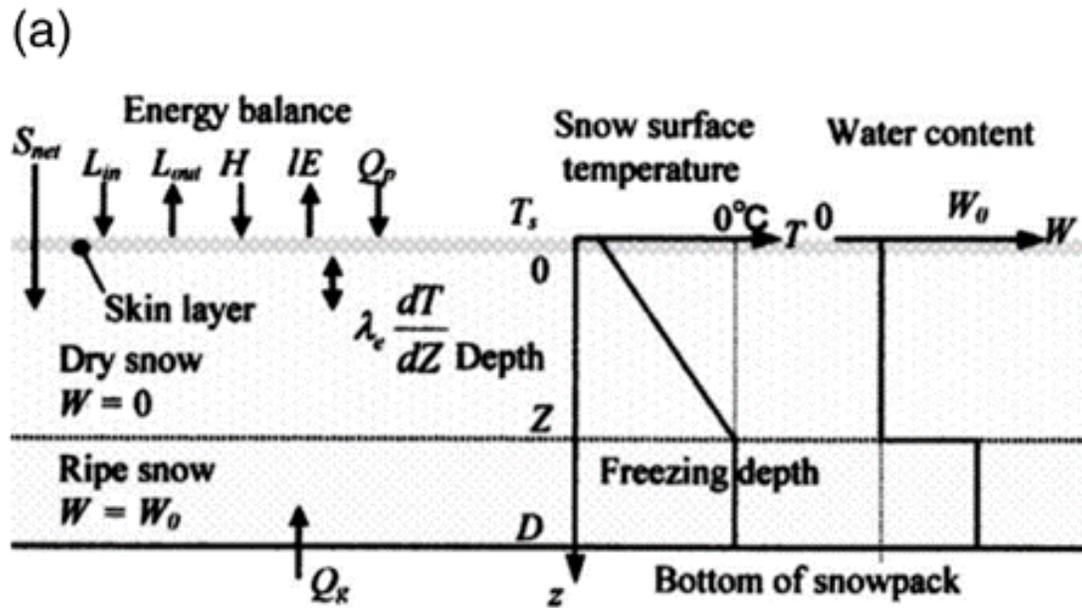
過去観測と最大化された大気場

WEHY (雪氷プロセスを含む水理モデル)

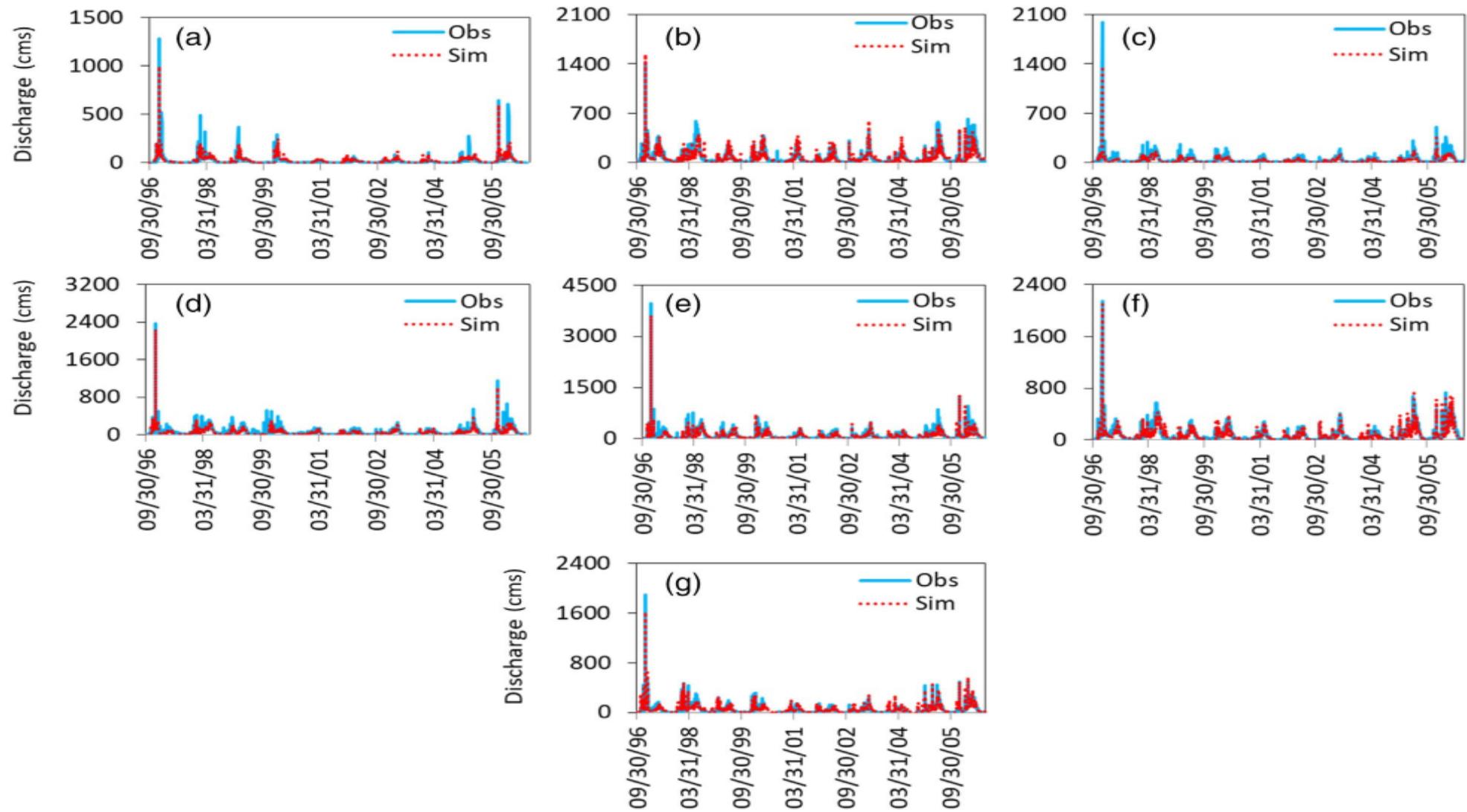
PMFの推定



提案手法の概略説明
最大規模の洪水を再現するために



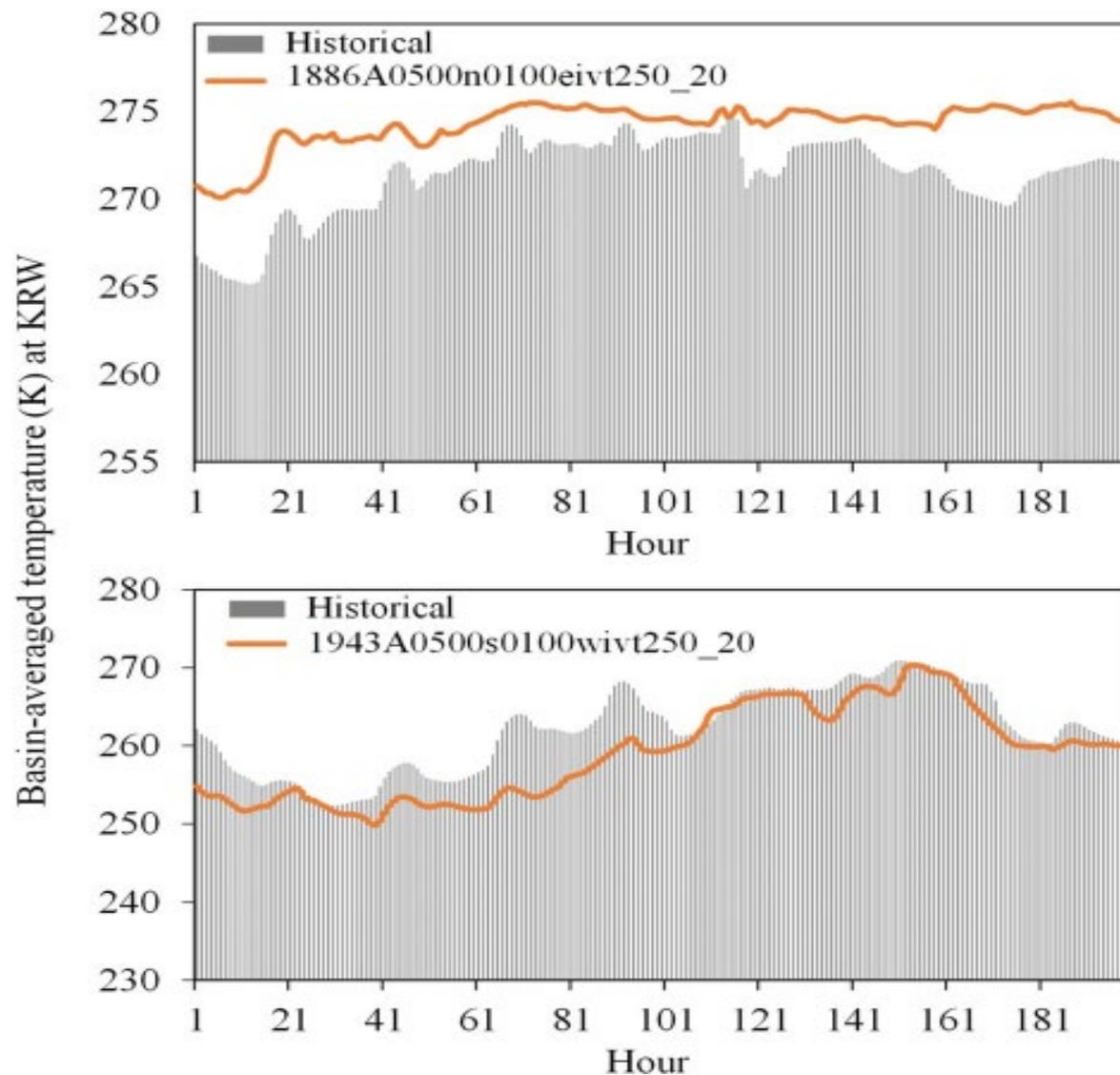
(a) 積雪内外の温度プロファイル、水分プロファイル、エネルギーバランスのWEHY-S概念図、(b) WEHY-Hの構造記述 (Kavvas et al., 2013) .



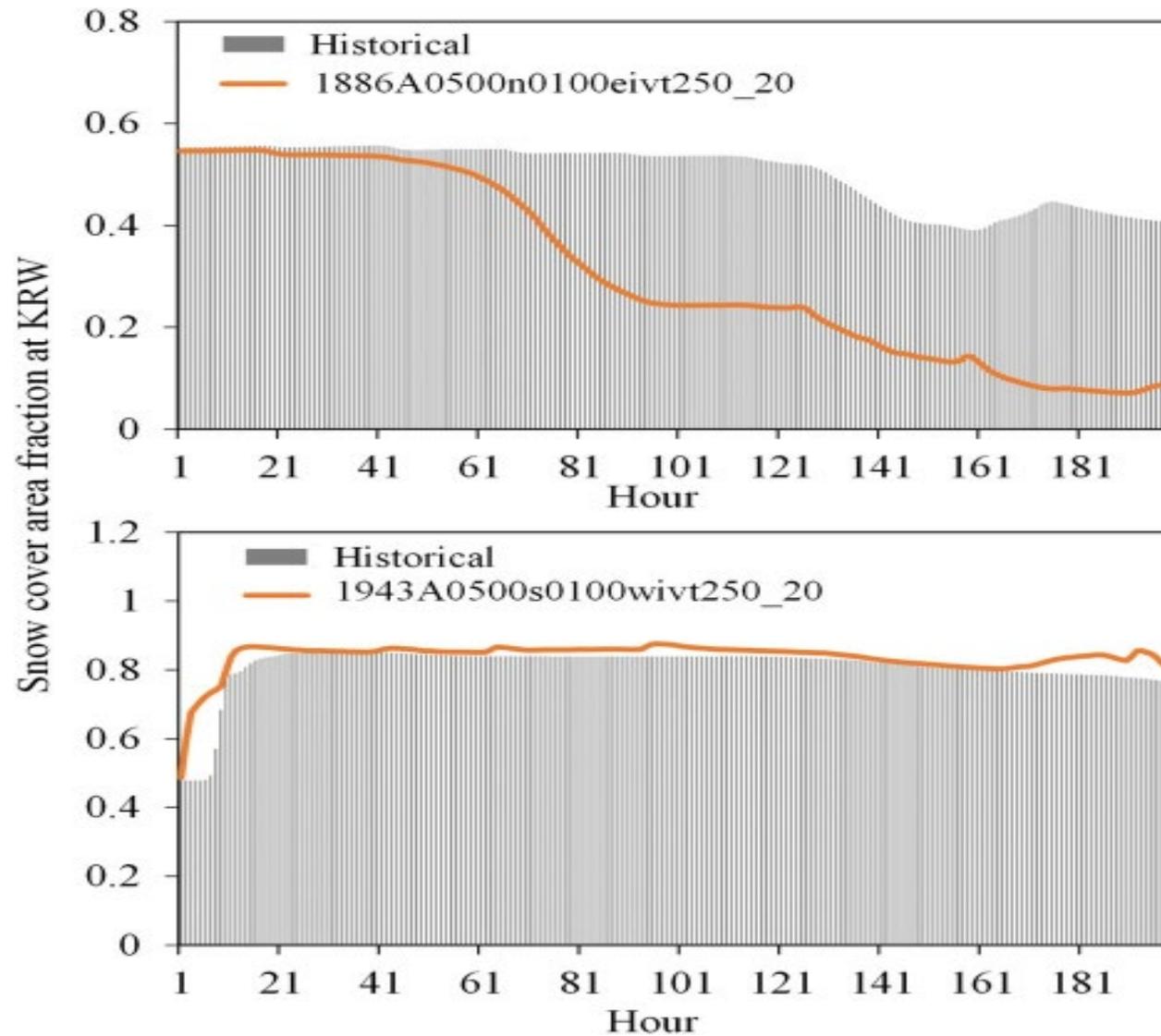
1997年から2006年の10年間における各流域でのWEHYシミュレーションによる日平均流出量と対応する観測値の検証比較：(a) Cosumnes River流域、(b) Upper Kings River流域、(c) Mokelumne River流域、(d) Stanislaus River流域、(e) Tuolumne River流域、(f) San Joaquin River 流域、(g) Merced River流域。

| Ranked events over KRW (top 10) | | | | |
|---|-----------------------------------|----------------------|------------------------------------|--|
| | | | | |
| a. Ranked PMP events over KRW (top 10) | | | | |
| Kings River Watershed (KRW) | | | | |
| Event ID | Maximized 72-h precipitation (mm) | Rank | Historical 72-h precipitation (mm) | |
| 1943A0500s0100wivt250_20 | 794.26 | 1 | 225.72 | |
| 1943A0500s0100wivt250_10 | 745.83 | 2 | 225.72 | |
| 1997A0500s0100wivt250_20 | 723.37 | 3 | 209.51 | |
| 1886A0500n0100eivt250_20 | 719.59 | 4 | 335.88 | |
| 1963B0200s0000eivt250_20 | 640.22 | 5 | 551.2 | |
| 1965A0500s0100eivt250_20 | 626.03 | 6 | 300.17 | |
| 1965A0500s0100wivt250_20 | 588.67 | 7 | 335.88 | |
| 1963B0100n0100e | 570.94 | 8 | 551.2 | |
| 1963B0200n0100eivt250_12 | 542.89 | 9 | 551.2 | |
| 1885A0200s0100eivt250_20 | 516.06 | 10 | 121.35 | |
| | | | | |
| b. Ranked stream flow events with input from PMP events over KRW (top 10) | | | | |
| Kings River Watershed (KRW) | | | | |
| Event ID | Flow volume rank | Event flow peak (cm) | Historical flow peak (cm) | Event volume (m ³ x 10 ⁸) |
| 1886A0500n0100eivt250_20 | 1 | 7035.7 | 2005.1 | 12.02 |
| 1943A0500s0100wivt250_20 | 2 | 4515.5 | 2058.2 | 4.96 |
| 1963B0200n0100eivt250_12 | 3 | 3176.8 | 2767.4 | 4.44 |
| 1943A0500s0100wivt250_100 | 4 | 3356.3 | 2058.2 | 4.4 |
| 1965A0500s0100eivt250_20 | 5 | 2836.8 | 1135.8 | 4.25 |
| 1963B0100n0100e | 6 | 3038.6 | 2767.4 | 4.21 |
| 1963B0200s0000eivt250_20 | 7 | 2955.2 | 2767.4 | 4.16 |
| 1885A0200s0100eivt250_20 | 8 | 2505.5 | 583.43 | 3.8 |
| 1965A0500s0100wivt250_20 | 9 | 2461.9 | 1135.8 | 3.7 |
| 1995A0000n0100e | 10 | 2256.2 | 1378.3 | 2.83 |

Upper Kings River Watershed (KRW)のPMPおよびPMFイベントランキング（上位10位）



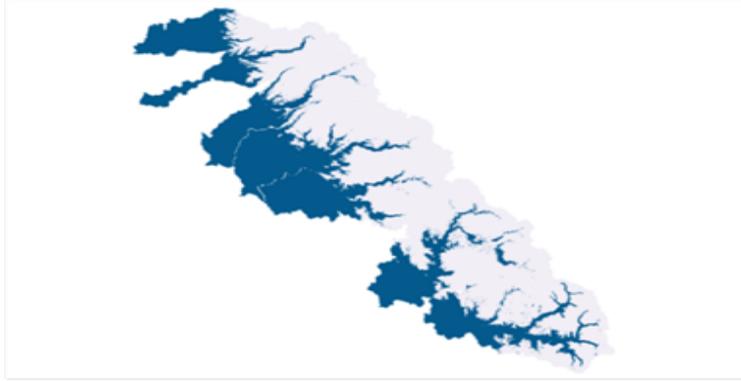
1943年と1886年のイベントにおける過去降水量と最大降水量条件下でのKRW（King川流域）流域平均気温の比較



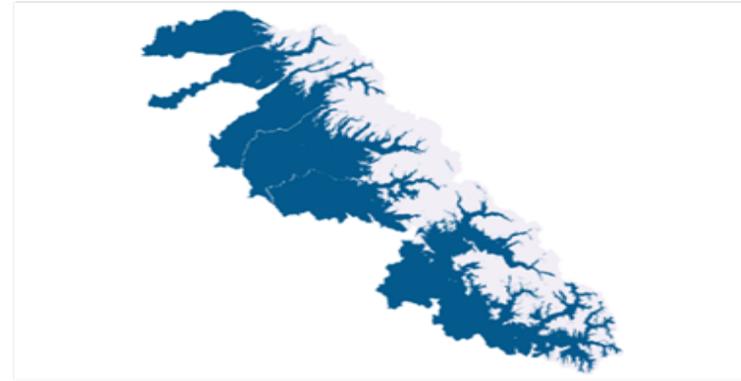
1943年と1886年のイベントにおける過去降水量と最大降水量条件でのキング川流域平均フラクタル積雪域の比較

1886

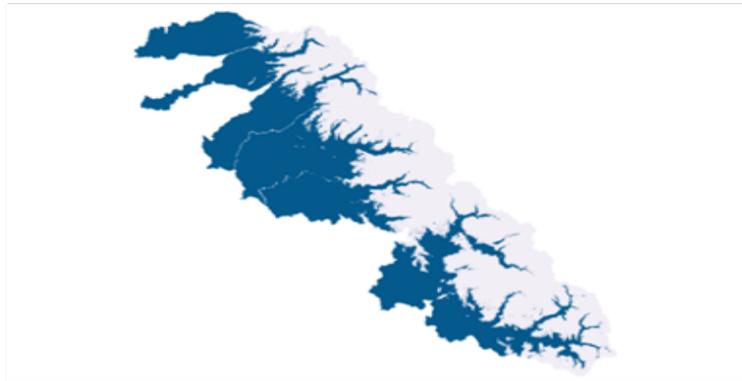
cP



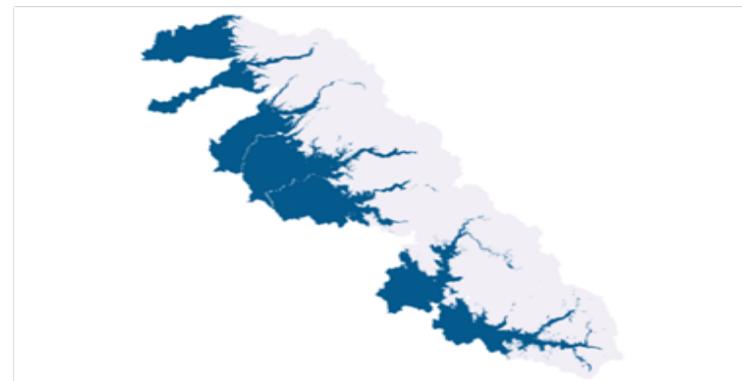
cPT



cT



Historical



1886年イベント時の降水量-温度条件（ATMvar1886AcP、ATMvar1886AcPT、ATMvar1886AcT）と、過去の条件との積雪量の比較。

南カリフォルニアの7つの流域で極端な洪水の最大化を示した：

- 1) 最大降水量イベントによる洪水は、必ずしも最大洪水になるとは限らない；
- 2) 降水量と気温の最適な組み合わせが、雪に覆われた流域で最大の洪水事象をもたらす。

降水場と洪水のクラスターとしての物理学に基づく大気水文学的数値モデリングは、最近になって取り組まれるようになった（平賀ら 2021, 2022; Kavvasら 2021, 2023）。このトピックはまだ実質的に新しい研究が必要である。

熱帯低気圧・台風

熱帯低気圧（TC）は、暖かい熱帯の海の上で形成される激しい大気の渦（Chan and Kepert（2010））。

世界中で毎年約80本の熱帯低気圧が形成されている（De et al., 2004）。

熱帯低気圧の寿命は1日から数週間と非常に長く、その寿命は非常に多様。

また、熱帯低気圧は水平方向に数百kmの広がりを持つが、強い風や降水、深い対流は半径100km程度の範囲に存在する。その結果、熱帯低気圧はメソスケールシステムとみなすことができる（Holton and Hakim, 2013）。

より正確には、直径が20～100km、気圧が周囲の大気の10%程度まで低下した穏やかな目の周囲を、対流圏全体に広がる深い対流雲の斜めのリングが取り囲んでいる。このリングは「アイウォール」と呼ばれる。

高気圧の一次循環は豪雨中心付近のサイクロン流からなり、弱い二次循環は「境界層に集中する流入、アイウォールと渦巻き状のレインバンドでの上昇流、対流圏界面下の薄い層での流出」（Chan and Kepert, 2010; Holton and Hakim, 2013）からなる。二次循環は熱帯低気圧のエネルギー源であり、その働きはカルノーサイクルで理想化される（Cram et al. 2007; Emanuel, 1991）。

2004年9月、3つの強力なハリケーン、ハリケーン・フランシス、ハリケーン・アイバン、ハリケーン・ジャンヌが3.5週間のうちにアメリカ東部を襲った。

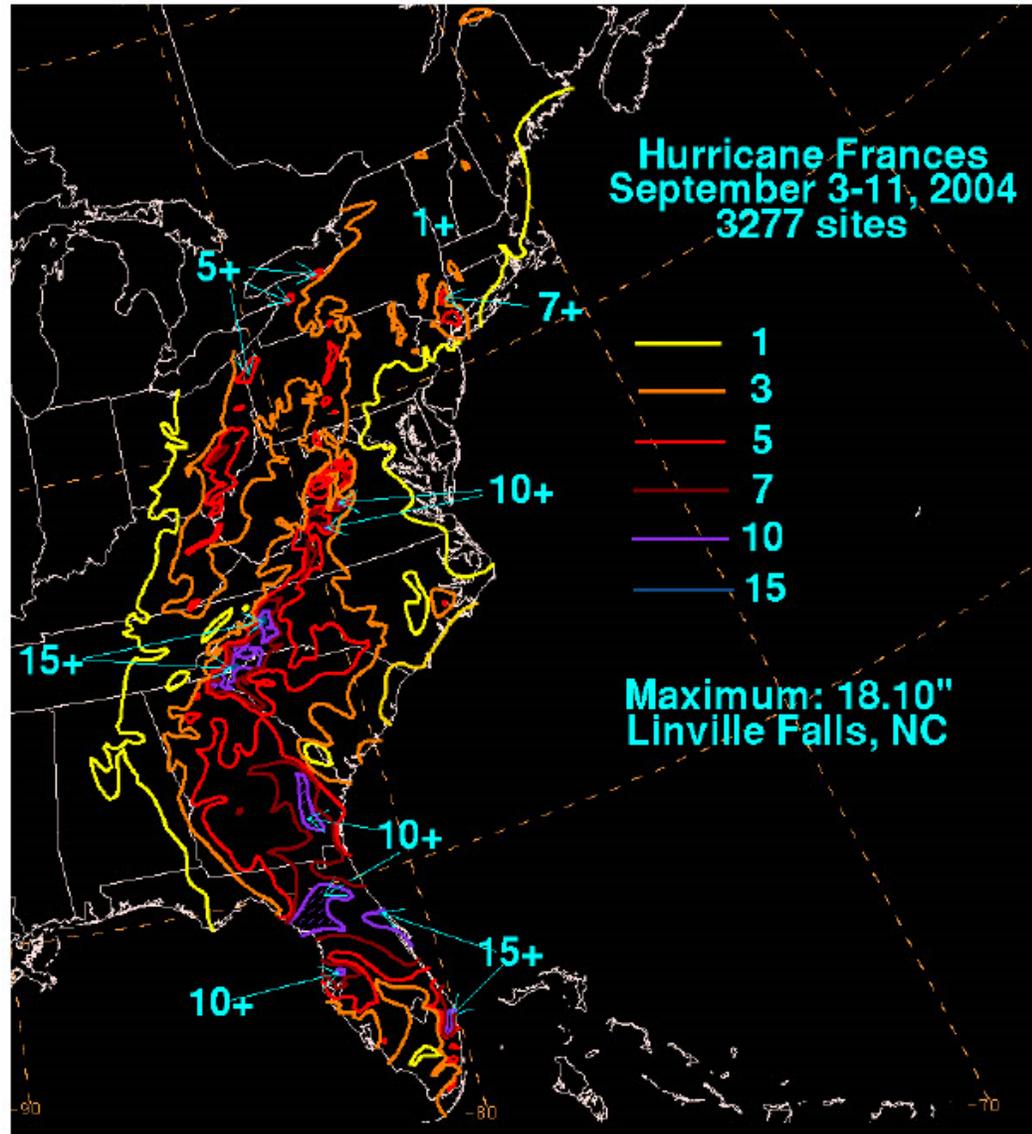
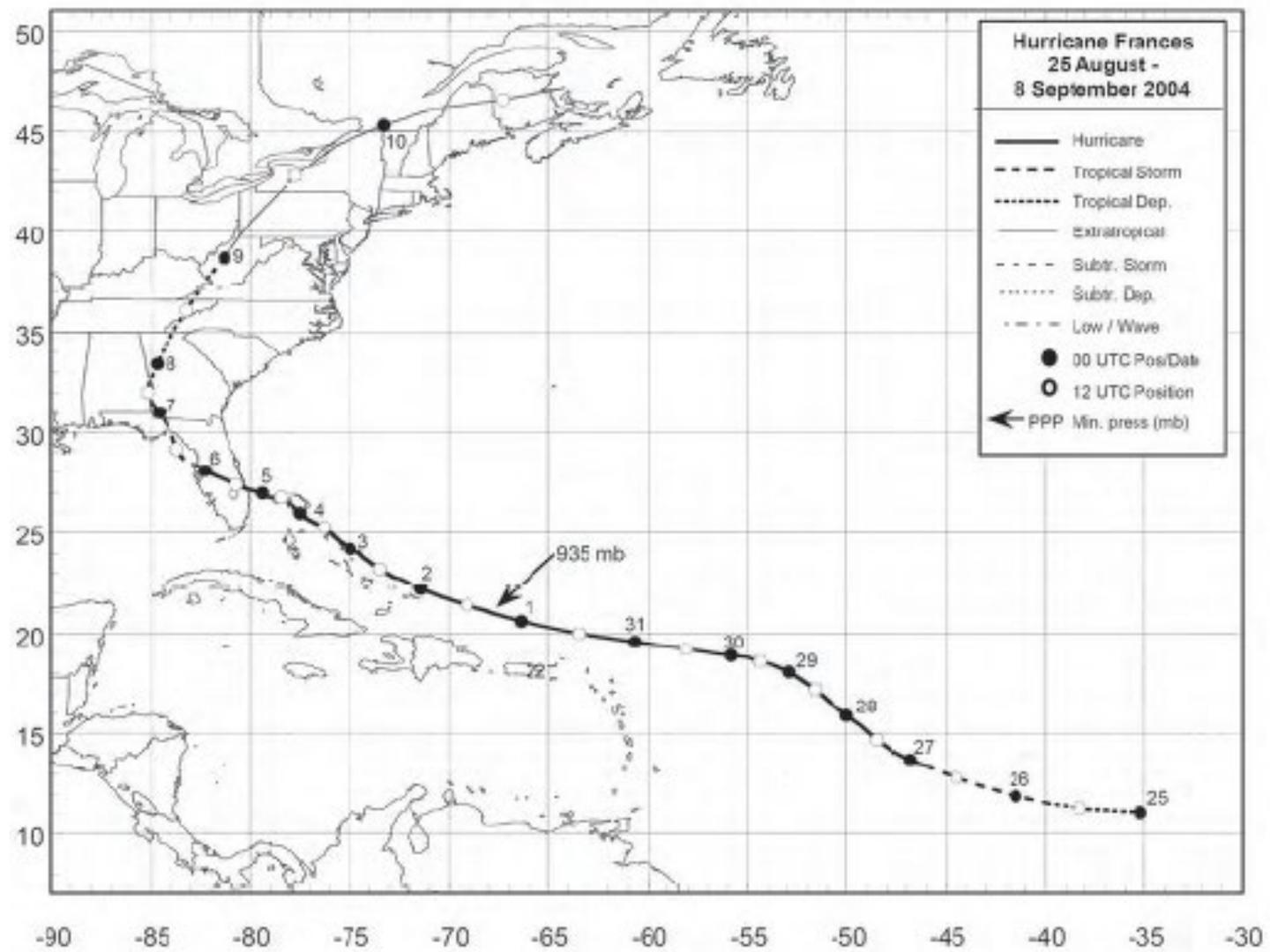


Figure 4. Storm-total rainfalls for Hurricane Frances, 25 August – 8 September 2004. Figure courtesy of David Roth of the Hydrometeorological Prediction Center.



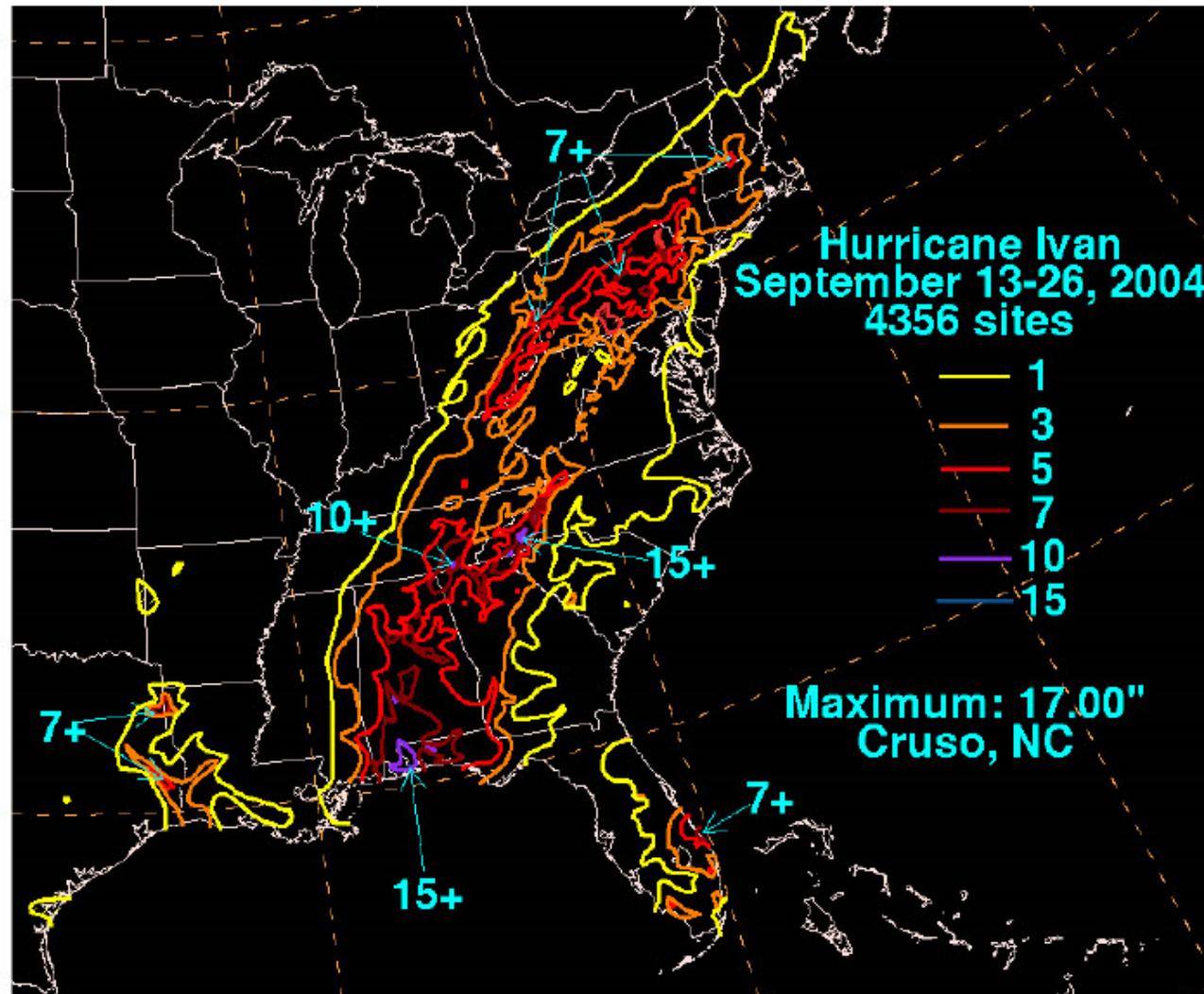
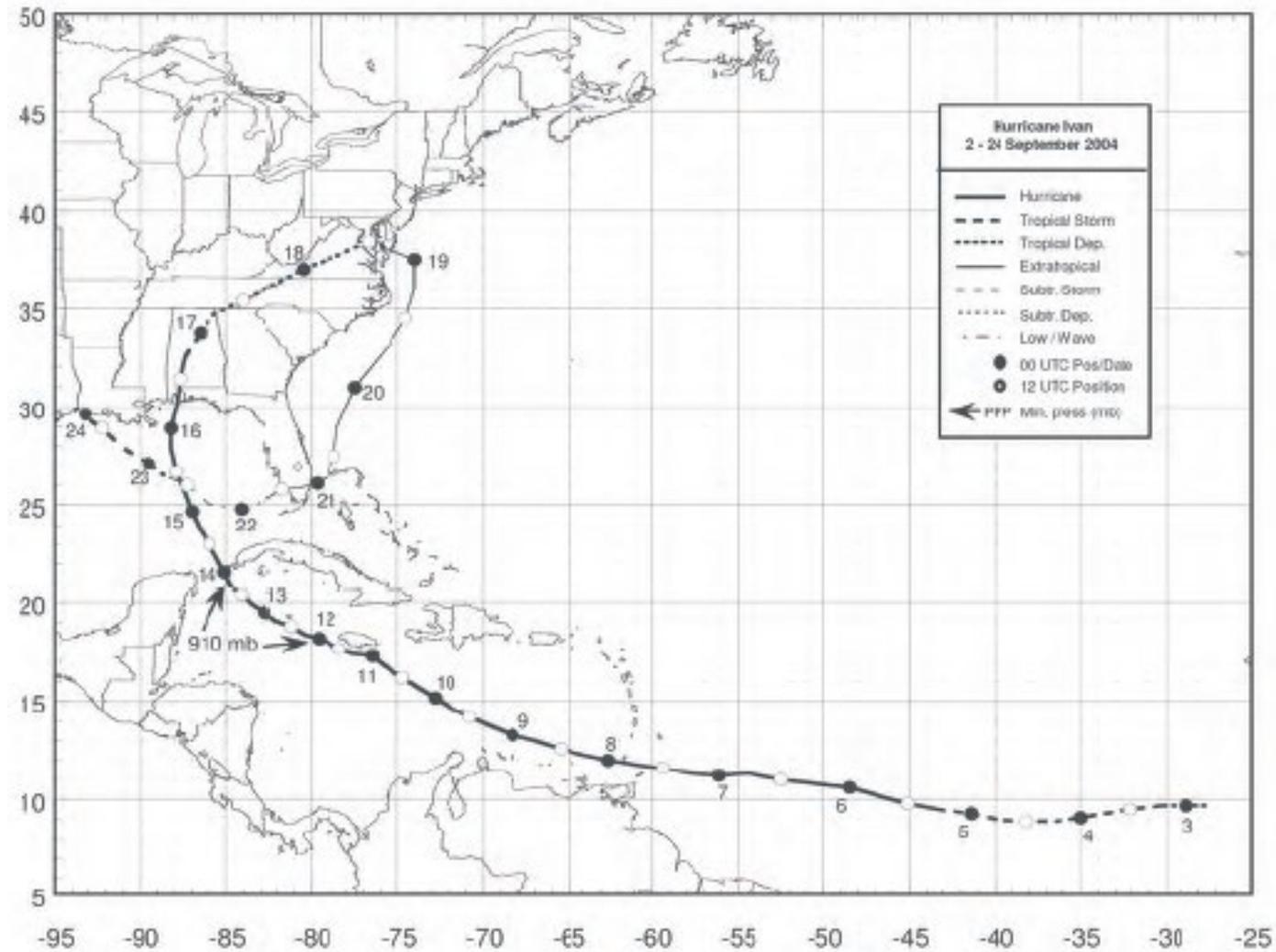
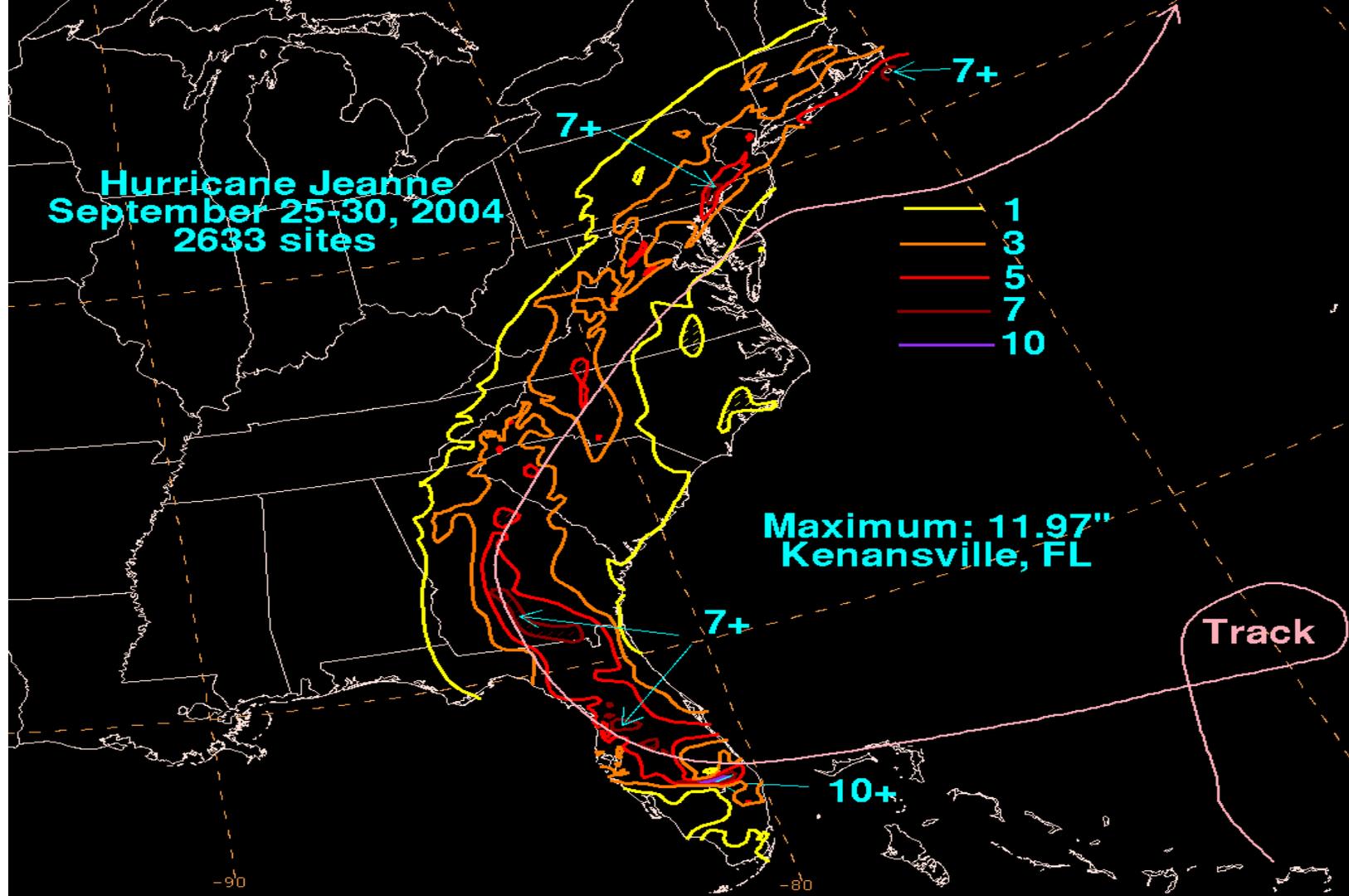


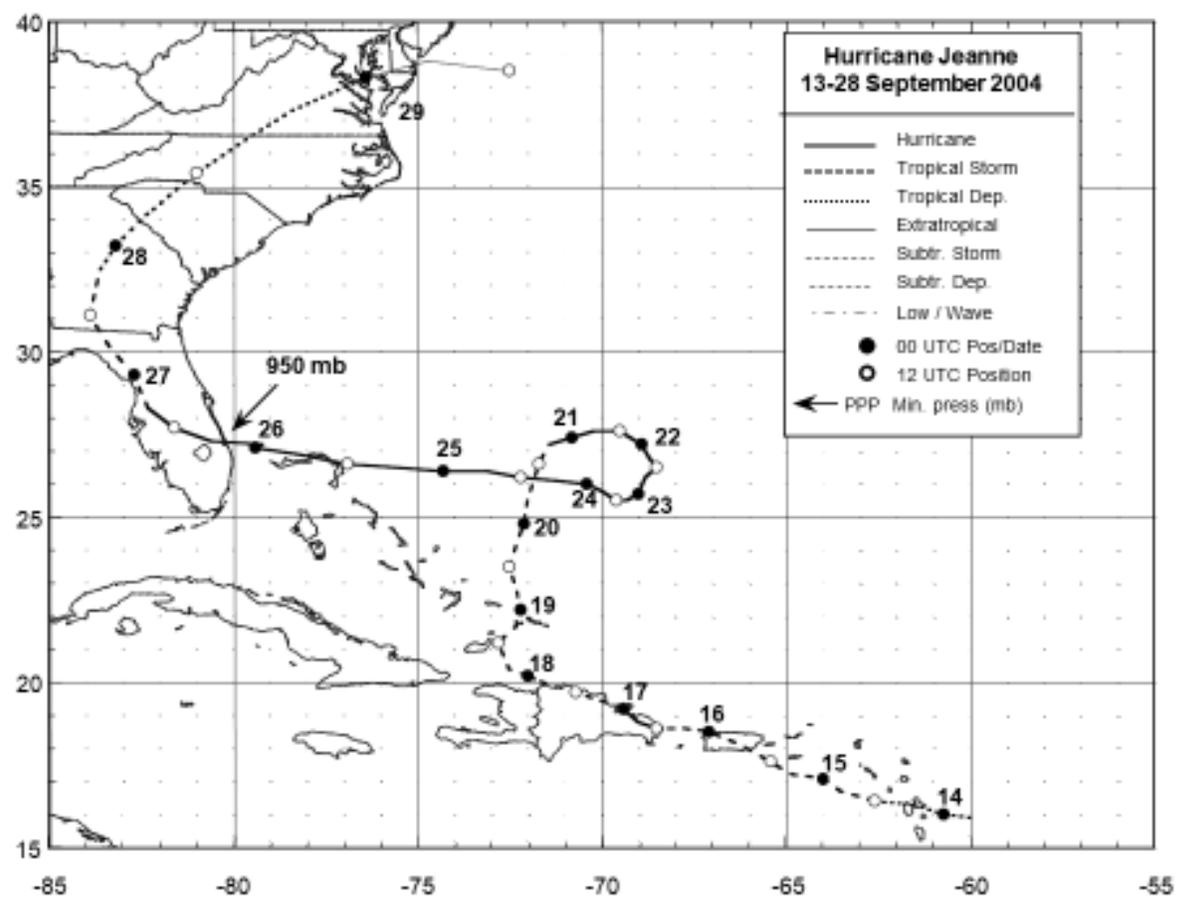
Figure 6. United States rainfall totals for Hurricane Ivan (image courtesy of NOAA Hydrometeorological Prediction Center).



2004年9月3日～24日のハリケーン「アイバン」の目の最良軌道位置（Stewart, 2005から転載）。（熱帯低気圧(Tropical Dep.)、Subtr.Storm、亜熱帯性暴風雨；Subtr.Dep.、亜熱帯性低気圧；UTC、協定世界時；mb、ミリバール）。

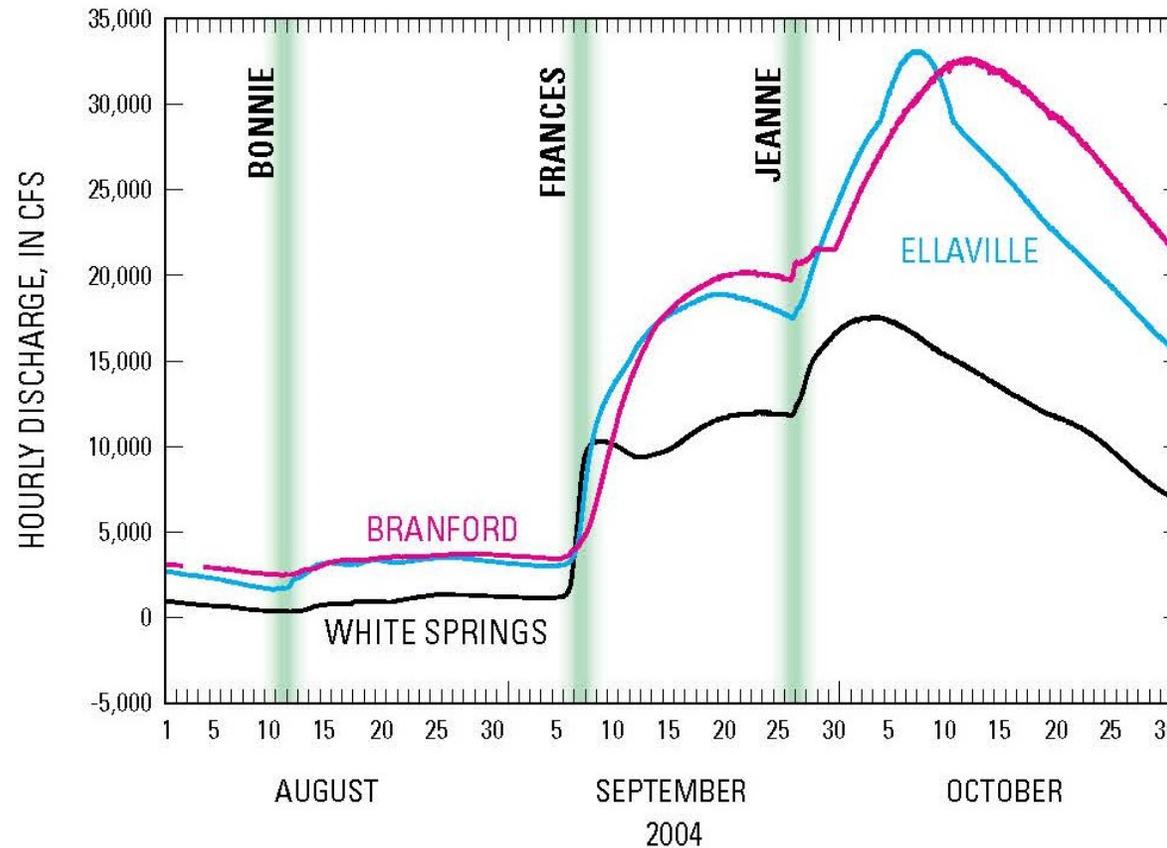


ハリケーン「ジャンヌ」の暴風雨総雨量高マップ（インチ）



Best track positions for Hurricane Jeanne, 13-28 September 2004.

Figure 16. Discharge hydrograph of the Suwannee River at White Springs, Fla.; Suwannee River at Ellaville, Fla.; and Suwannee River at Branford, Fla., showing increased discharge due to rainfall from Tropical Storm Bonnie, and Hurricanes Frances and Jeanne.



R.J.Verdi著「Hydrologic Effects of 2004 Hurricane Season in NW Florida」 (USGS Open-File Rept. より) 。 2005-1277

ハリケーン・アイバン

ハリケーン「アイバン」が大西洋熱帯域で発生した。9月16日、アイバンの中心は、アラバマ州ガルフショアーズの西にカテゴリー3のハリケーンとして上陸した。フロリダ州ペンサコーラに架かる州間高速道路10号線の橋の一部は、10～15フィートの高潮に加え、激しい波浪により大きな被害を受けた。高潮は、アイヴァンの上陸地点から約500マイル離れたフロリダ州タンパ湾まで到達した。

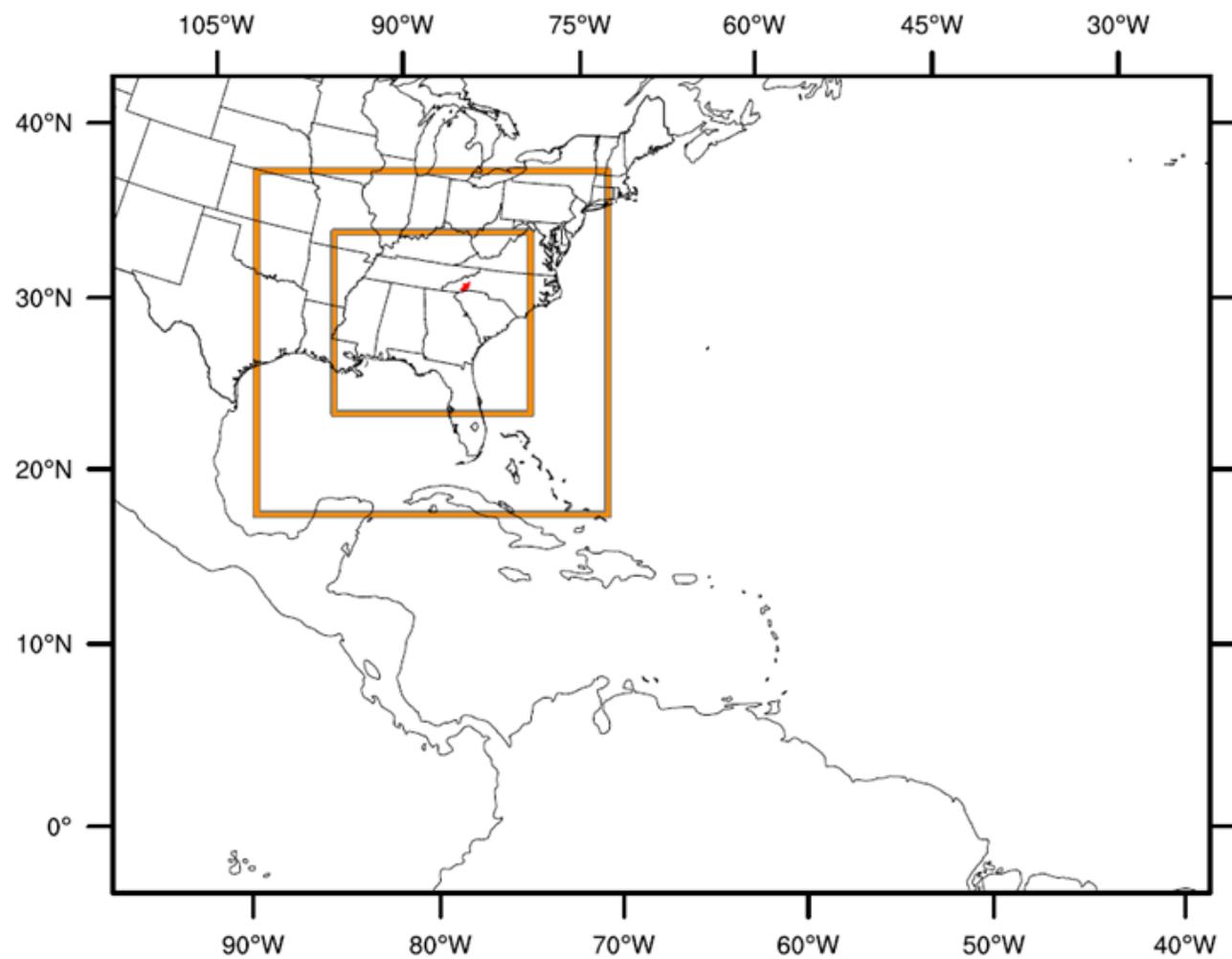
2004年9月16日、ハリケーン「アイバン」がカテゴリー3のハリケーンとして、アラバマ州とフロリダ州の州境のガルフコーストに上陸した。その後、アラバマ州へ北東に移動した。9月16日夜、ハリケーン「アイバン」は北東に移動し、風は弱まり、アラバマ州中部で熱帯低気圧に分類された。

9月17日早朝、風が弱まり続けたため、「アイバン」はアラバマ州北東部で熱帯低気圧に分類された。

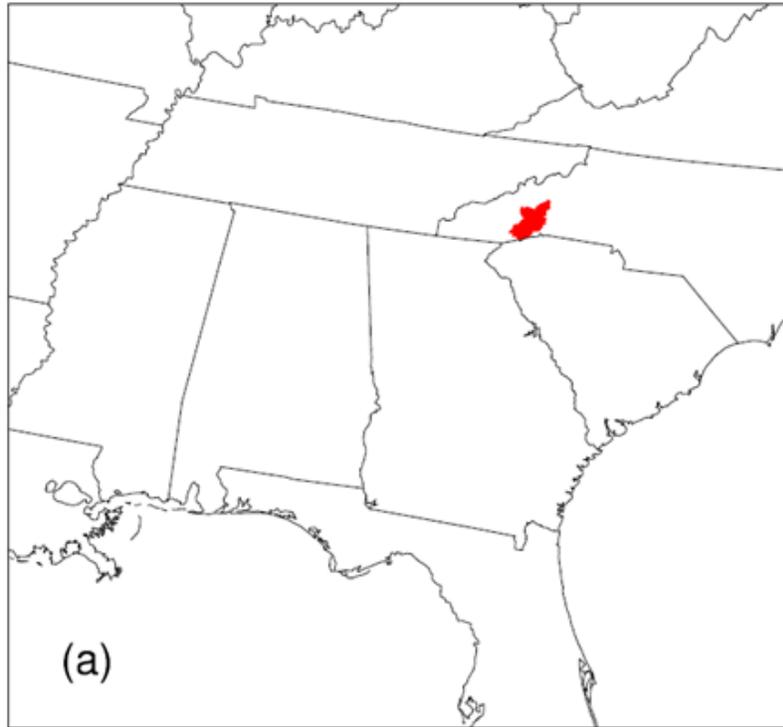
「アイバン」はテネシー州とバージニア州を北東に進み、18日午後にデルマーバ半島で亜熱帯化した。

8月28日から9月27日のハリケーン「フランシス」と「アイバン」の期間中、オハイオ州東部の7つの地質調査所の流量観測所で、再現間隔500年以上の洪水が発生した。

ハリケーン「フランシス」、ハリケーン「アイバン」に続くハリケーン「ジャンヌ」は、幸いにもアメリカ東部の大部分で激しい豪雨に発展することはなく、大きな被害を免れた。



ハリケーン「アイバン」のシミュレーションに使用したネスティング領域。ノースカロライナ州西部の赤い小さな領域が対象流域



TCシフトによる降水量最大化で使用した対象領域。(a)モデル内部領域内の赤色で示された領域。(b) 対象地域は、ノースカロライナ州アッシュビル市の流域に相当する。

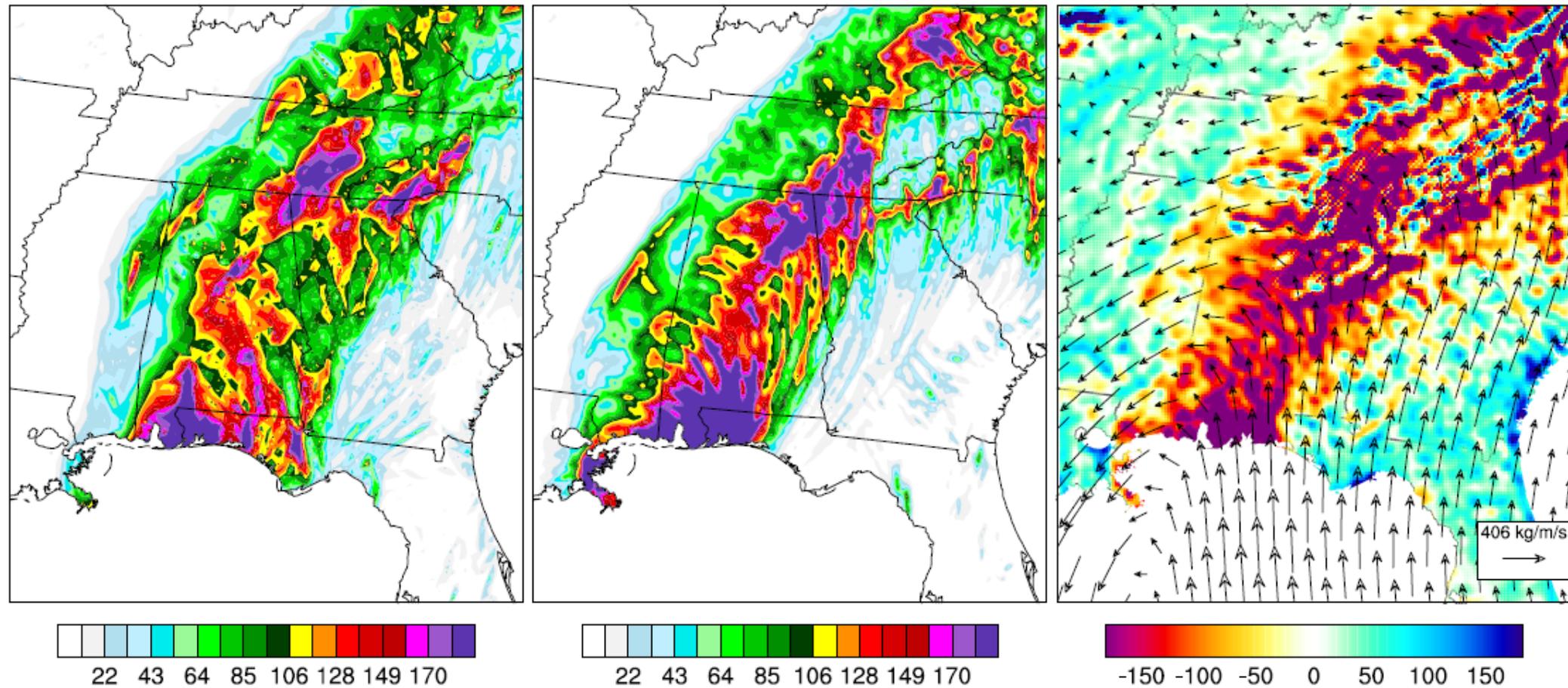
ハリケーン「アイバン」の数値シミュレーション：

シミュレーションには、異なるドメイン（外側、中間、内側）を同時に実行し、相互作用を意味する2ウェイネスティングが使用された。モデルの上部は50 mbarで、合計38の垂直層をとり、3分の時間ステップを使用した。

Pollard et al. (1972)に従い、単純な1次元海洋混合層モデルを使用した。ハリケーン「アイバン」のシミュレーションに使用したパラメータ化スキームは下表の通りである。このパラメタリゼーションスキームの組み合わせは、ハリケーン「アイバン」の再現のためのWRFモデルの構成に由来する。積雲のパラメータ化は、外側と中間領域でのみ使用された。シミュレーションの開始日は、2004年9月6日00:00UTC。その時、ハリケーンIvanはフランス領ギアナとスリナムの沖合に位置していた。

ハリケーン「アイバン」のシミュレーションに使用されたパラメータ化スキーム

| | |
|-----------------------|-------------------------|
| 微物理 | WRF ダブルモーメント6クラス (WDM6) |
| 積雲パラメタライズ (ドメイン1、2のみ) | 新簡易荒川シューベルト(SAS) |
| 大気境界層 | メラー・ヤマダ・ジャンビック (MYJ) |
| 長波放射 | ラピッド放射伝達モデル (RRTM) |
| 短波放射 | ドウディア |
| 地表 | 統一ノア地表モデル |
| 表面層 | イータ類似性スキーム |



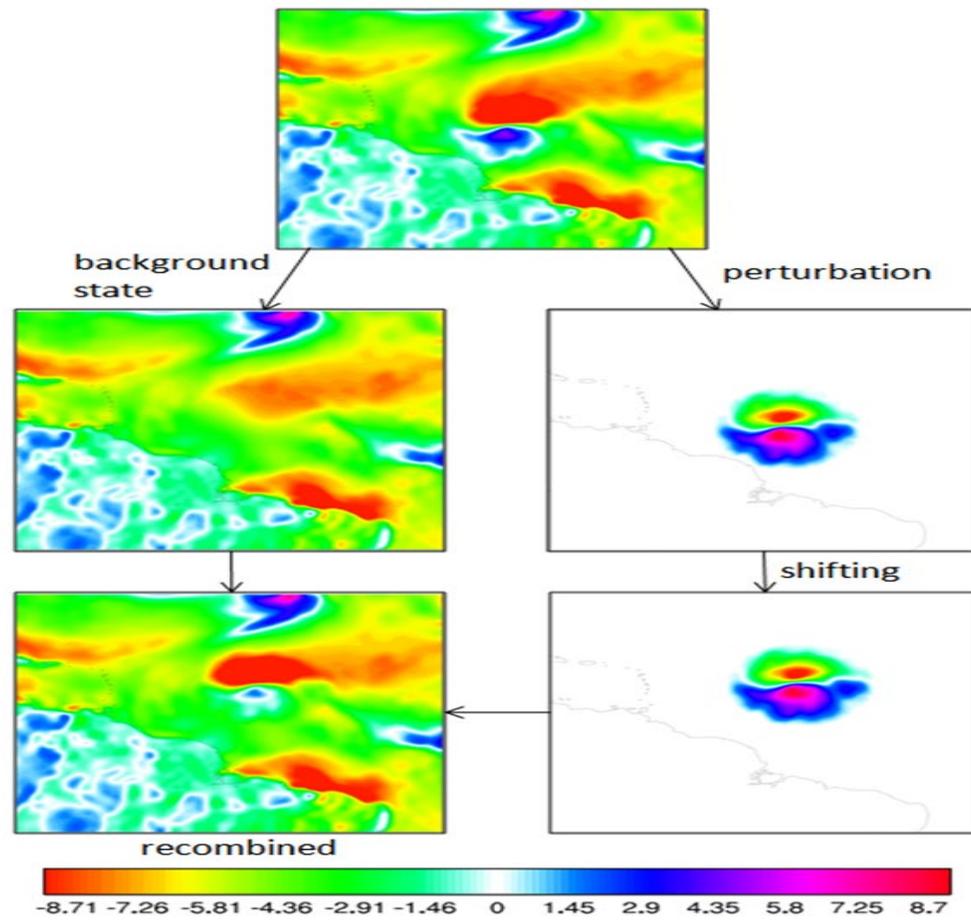
(a) 内部領域におけるハリケーンアイバンの観測積算降水量場 (09/14 00:00 UTCから09/19 00:00 UTCまで)。 (b) 内部領域WRFシミュレーションによる積算降水量場 (09/14 00:00 UTCから09/19 00:00 UTCまで)。 (c) 矢印図: 時間平均した積算蒸気輸送量($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) (09/14 00:00 UTC から 09/19 00:00 UTC まで)。 カラープロット: 時間平均した積算水蒸気輸送量の発散度 (mm)。

熱帯低気圧/ハリケーン/台風ストームのトランスポジション(シフト)法の説明

地域大気モデル(RAM)による力学的ダウンスケーリングに用いられる初期条件や境界条件は、通常、大循環モデル(GCM)の出力や再解析データから得られる。ここでは、初期条件における熱帯低気圧の位置をずらす方法を紹介する。この移行の目的は、豪雨の軌道を修正し、その降水場が指定された目標領域上を移動するようにすることである。

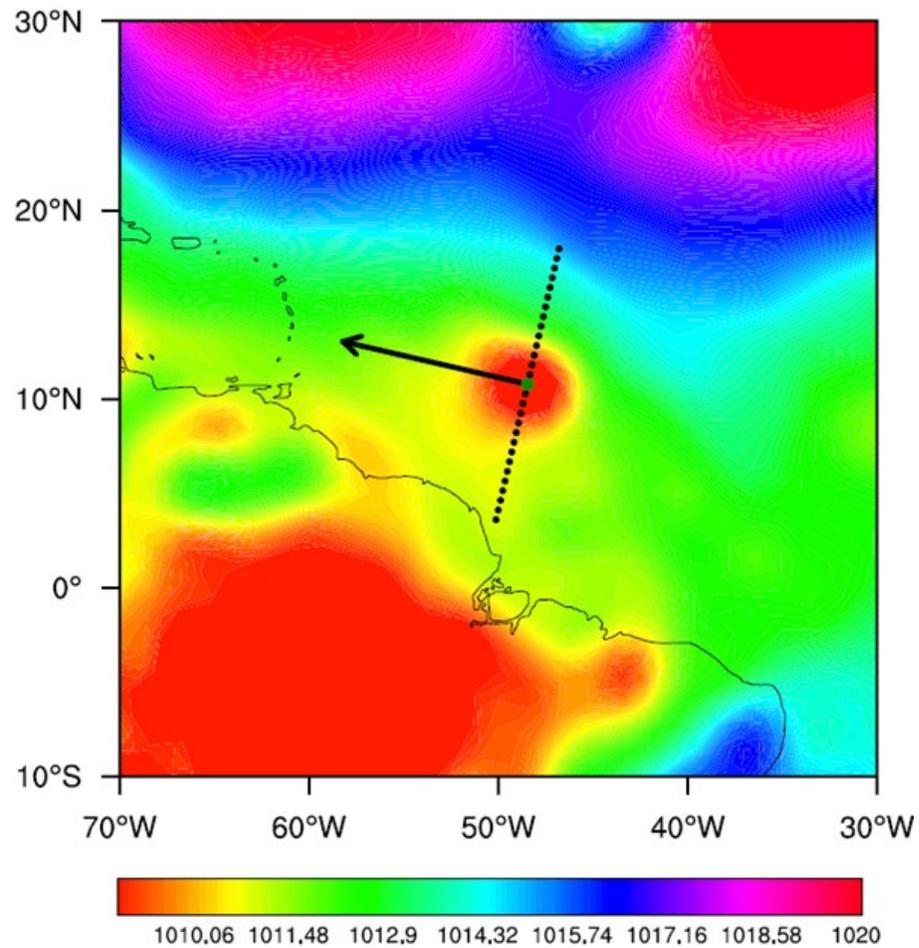
初期条件におけるTCの転置は、以下の手順を実行することで行われる：

1. 低気圧の中心の位置(x_c, y_c)を特定する；
2. サイクロンの半径 R を特定する；
3. 元の大気場から中心(x_c, y_c)、半径 R の円の内側を切り取って、背景大気場から熱帯低気圧を除去する；
4. 背景のフィールドを円の内側に補間する；
5. ステップ4で得られたバックグラウンドフィールドをオリジナルフィールドから減算することにより、摂動フィールドを計算する。摂動場は、円の内側を除くすべての場所でゼロである；
6. 摂動フィールドをシフトさせる；
7. ステップ4で得られた対応するバックグラウンドフィールドに、シフトした摂動フィールドを加える。

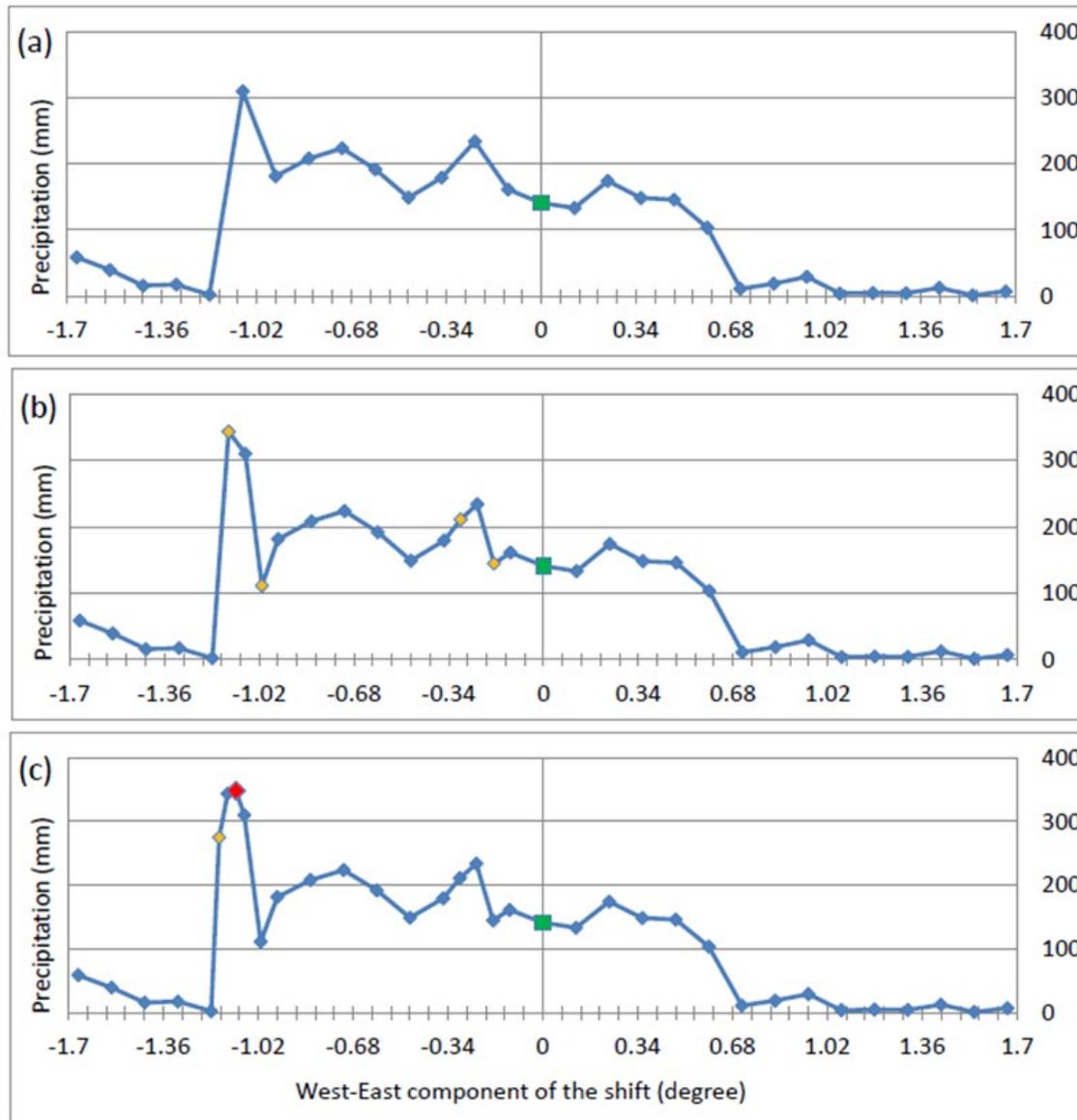


ハリケーン「アイバン」の初期地表帯状風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) に対する転置 (シフト) 手順の適用。

ハリケーン「アイバン」を、シミュレーション開始日の伝搬方向と直交する方向に移相させた（下図）。まず、西1.67度、南7.18度から東1.67度、北7.18度までの29種類のシフト量（ゼロシフトを含む）に対してトランスポジションを行った（下図の黒点に相当）。これらのシフト量ごとにWRFモデルを実行し、対象流域の最大72時間（3日間）累積降水量（流域平均降水量が最大となる72時間の時間窓に相当）をすべてのシミュレーションについて算出した。この最初のステップの結果は、以下の第2図に示されている。なお、シフトの結果は、下図に示す黒い点の線に沿って生じるシフトの西-東成分に対してのみプロットすることで表現されている。



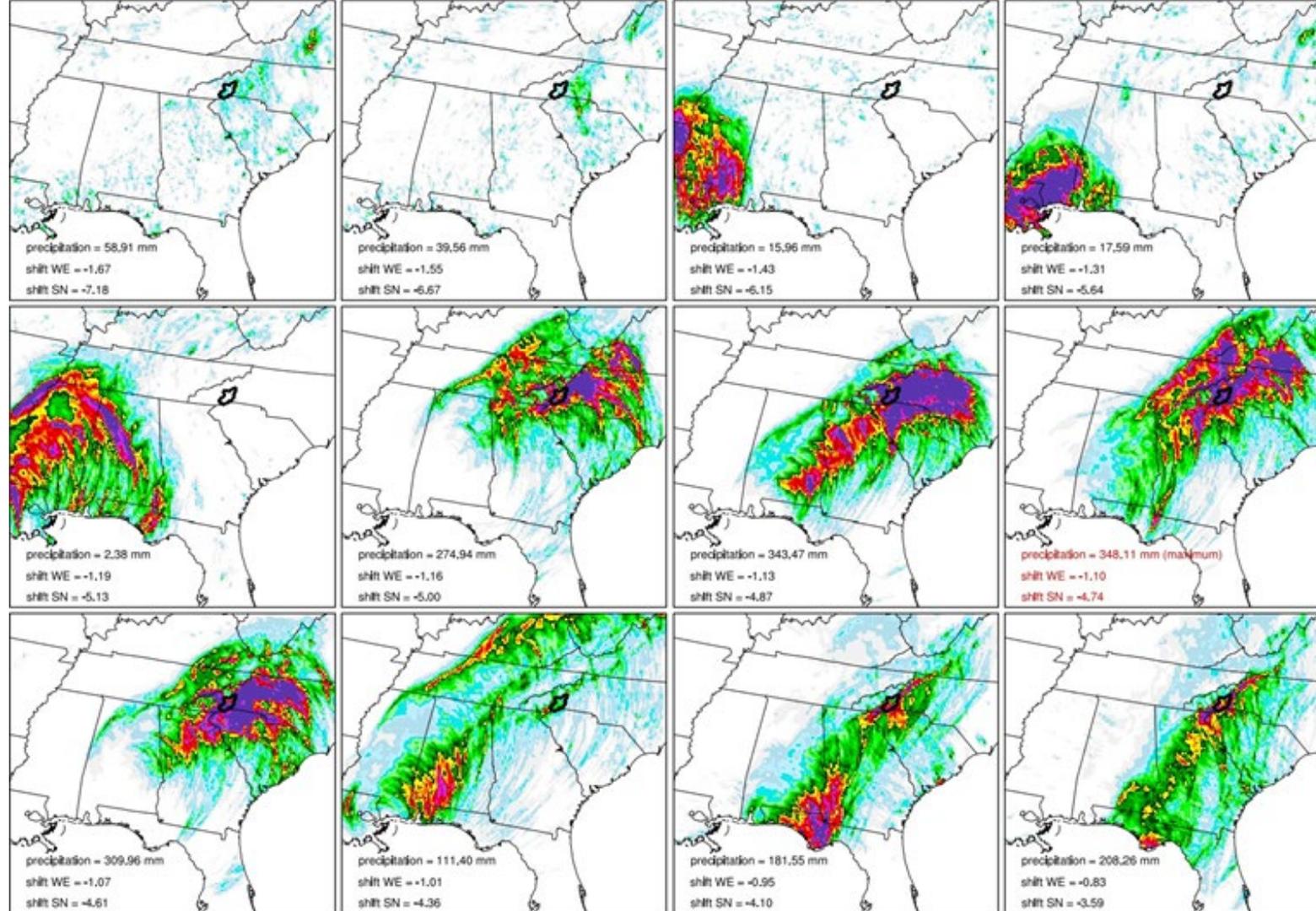
カラープロットは、ゼロシフトのための2014/09/06 00:00 UTC (CFSRから) の平均海面気圧場 (mbar) を示す。緑色の点は、元の熱帯低気圧 (ゼロシフト) における低気圧の中心の位置を示す。黒い点は、シフト後の低気圧の中心の位置を示す。黒い矢印は、ハリケーン「アイバン」の伝搬方向を示す。



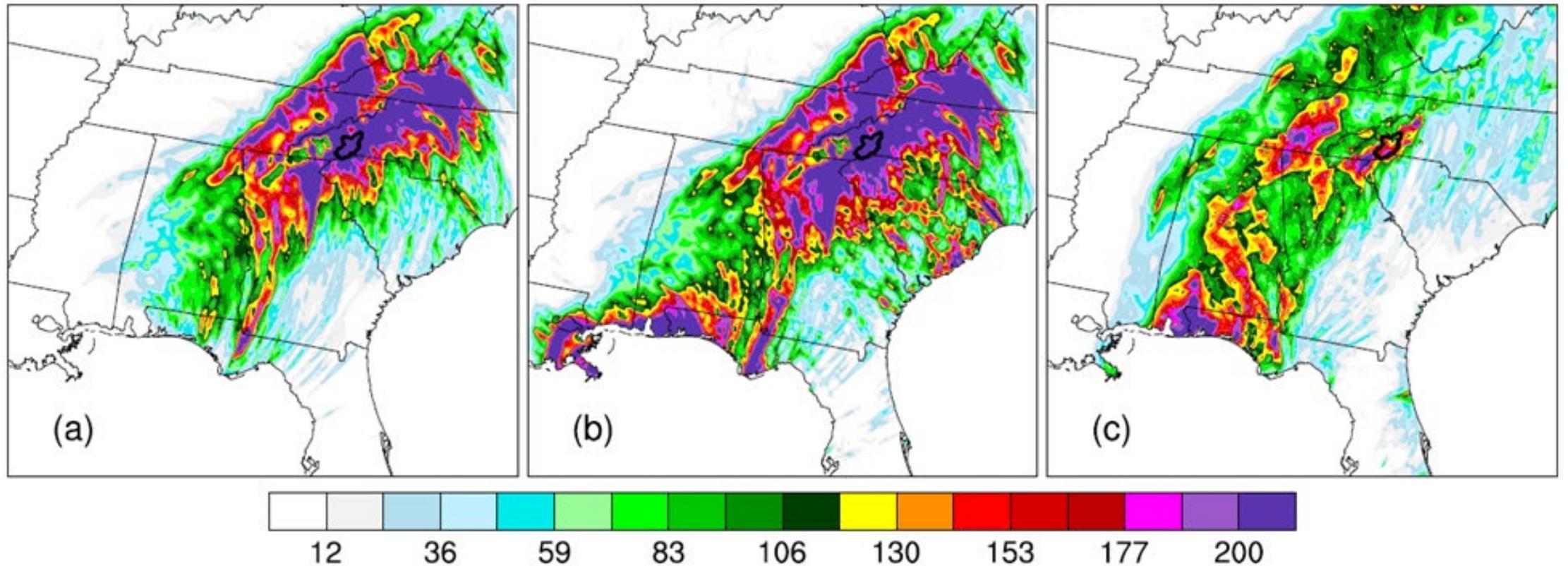
72時間流域平均降水量をシフトの西-東成分の関数で表したものの。(a) 最初に検討した29度のシフトの結果（上図）。(b) 1回目の調整後の結果。(c) 2回目の改良後の結果。緑色の四角は、シフトがない場合の72時間の流域平均降水量を示す。黄色の菱形は、局所的な最大値を中心に行われた精緻化を示す。(c)の赤い菱形は、72時間平均降水量の最大値を示している。

上図は、ハリケーン「アイバン」が初期条件の転置に対して非線形に応答していることを示している。実際、西1.67度、南7.18度から東1.67度、北7.18度へとシフト量を増やしても、降水域の位置は均質には変化しないことがわかる。例えば、西経1.07度、南緯4.61度に対応する72時間積算降水量場（上図2行目の3番目のプロット）は、西経1.01度、南緯4.36度に対応する72時間積算降水量場（上図2行目）の東に位置している。この挙動は、上図の前の図に示したシフトの帯状成分の関数としての72時間流域平均降水量のグラフに複数のピークが存在することを説明する。

1)高気圧の力学に強い非線形性があること、2)ナッジングやデータ同化を行わないこと、3)シミュレーション開始日が早いこと（上陸時刻の10日ほど前）を考えると、数値モデルが上陸時刻や位置を含む高気圧の軌道を正確に再現することは期待できないことがわかります。シミュレーションした降水フィールドを適切な位置に配置するためには、WRFモデルのシミュレーション開始日が上陸時刻の2日前という設定のように、シミュレーション開始日を遅くする必要があります。



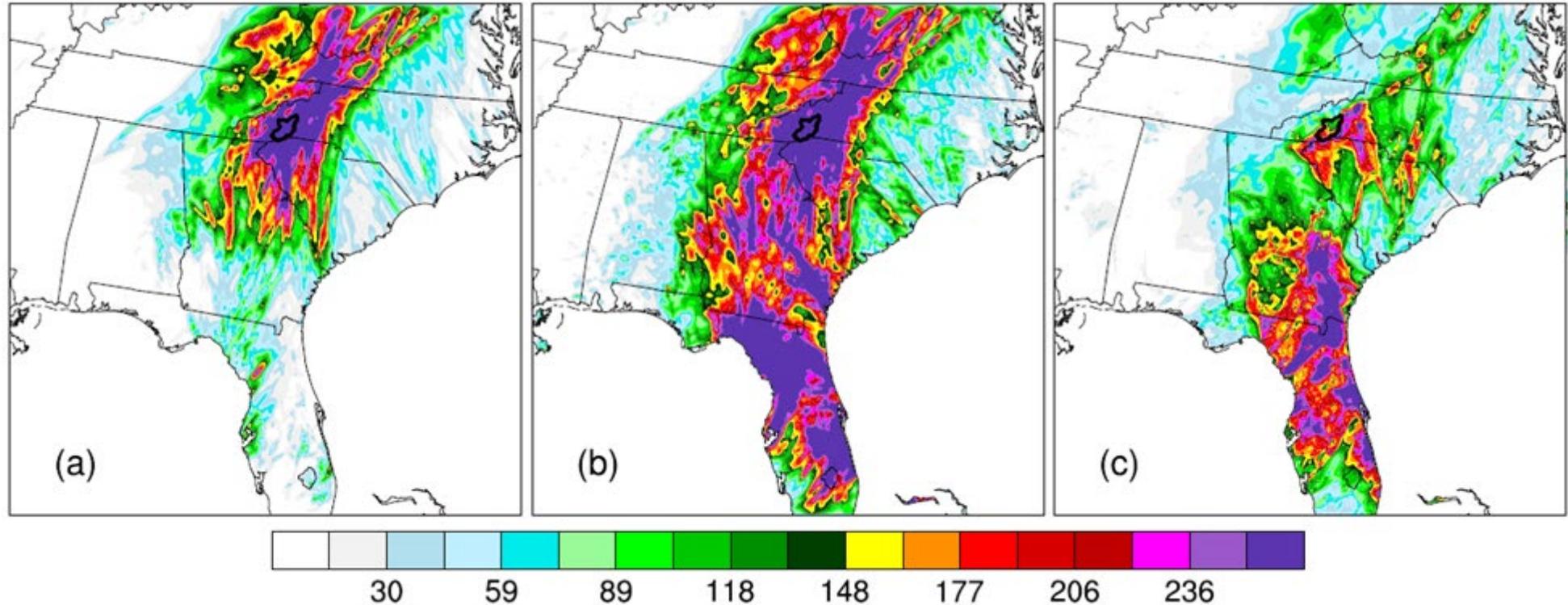
72時間積算降水量場のシフト量に対する関数。最初のプロット（左上）は最も西寄り・南寄りのシフト（西1.67度・南7.18度）に対応し、最後のプロット（右下）は最も東寄り・北寄りのシフト（東1.67度・北7.18度）に対応するものである。72時間平均降水量の最大値は、8th のプロット（Row 2の4番目のプロット）で得られている。



(a) 72時間積算降水量 (mm) フィールド (09/16 08:00 UTCから09/19 08:00 UTCまで) : 72時間流域平均降水量を最大化したシミュレーション。(b) 流域平均降水量を最大にしたシミュレーションの7日累積降水量場 (09/14 00:00 UTCから09/21 00:00 UTCまで)。(c) 観測された7日累積降水量フィールド (09/14 00:00 UTCから09/21 00:00 UTCまで)。

最大化された降水場は、全体的に観測された降水場よりも著しく強いことが観察され、このことは、従来のPMPアプローチでしばしば想定されるように、物理学に基づく転置法が豪雨の降水場の単純な転置にならないことを示している。アッシュビル流域の最大化された7日降水量は200mm程度であるのに対し、ハリケーンIvanによる7日降水量の観測値は80~190mmの範囲にあることがわかる。流域の約半分では、観測された7日間の降水量は130mm未満である。

ハリケーン「フランシス」のアメリカ東部における降水量の最大化



(a) ハリケーン「フランシス」の72時間（2004年9月6日23:00UTCから2004年9月9日23:00UTCまで）累積降水量（mm）フィールド（72時間平均降水量を最大にしたシミュレーションの場合）。(b) ハリケーン・フランシスにおける7日間（2004年9月4日0:00UTCから2004年9月11日0:00UTCまで）の降水量分布（72時間平均の降水量を最大にしたシミュレーションの場合）。(c) 観測されたハリケーン「フランシス」の7日間（2004年04月09日00:00UTCから2004年11月09日00:00UTCまで）の積算降水量フィールド。

アッシュビル流域の最大7日降水量は約260mmであるのに対し、ハリケーン「フランシス」によるアッシュビル流域の観測7日降水量は74~192mmの範囲にある。ハリケーン「フランシス」による観測では、流域の半分が118mm以下の7日間降水量であった。

ハリケーン「フランシス」(2004年9月4日~9月11日)、「アイバン」(2004年9月13日~9月28日)、「ジャンヌ」(2004年9月25日~9月30日)は、3週間以内に時間的にクラスター化し、互いに連続的に続いている。

このように、3週間の間に3つのハリケーンが連続して発生するという歴史的な事象は、従来の極端降水量の推定手法でも、従来の極端洪水量の推定手法でも扱われていない。

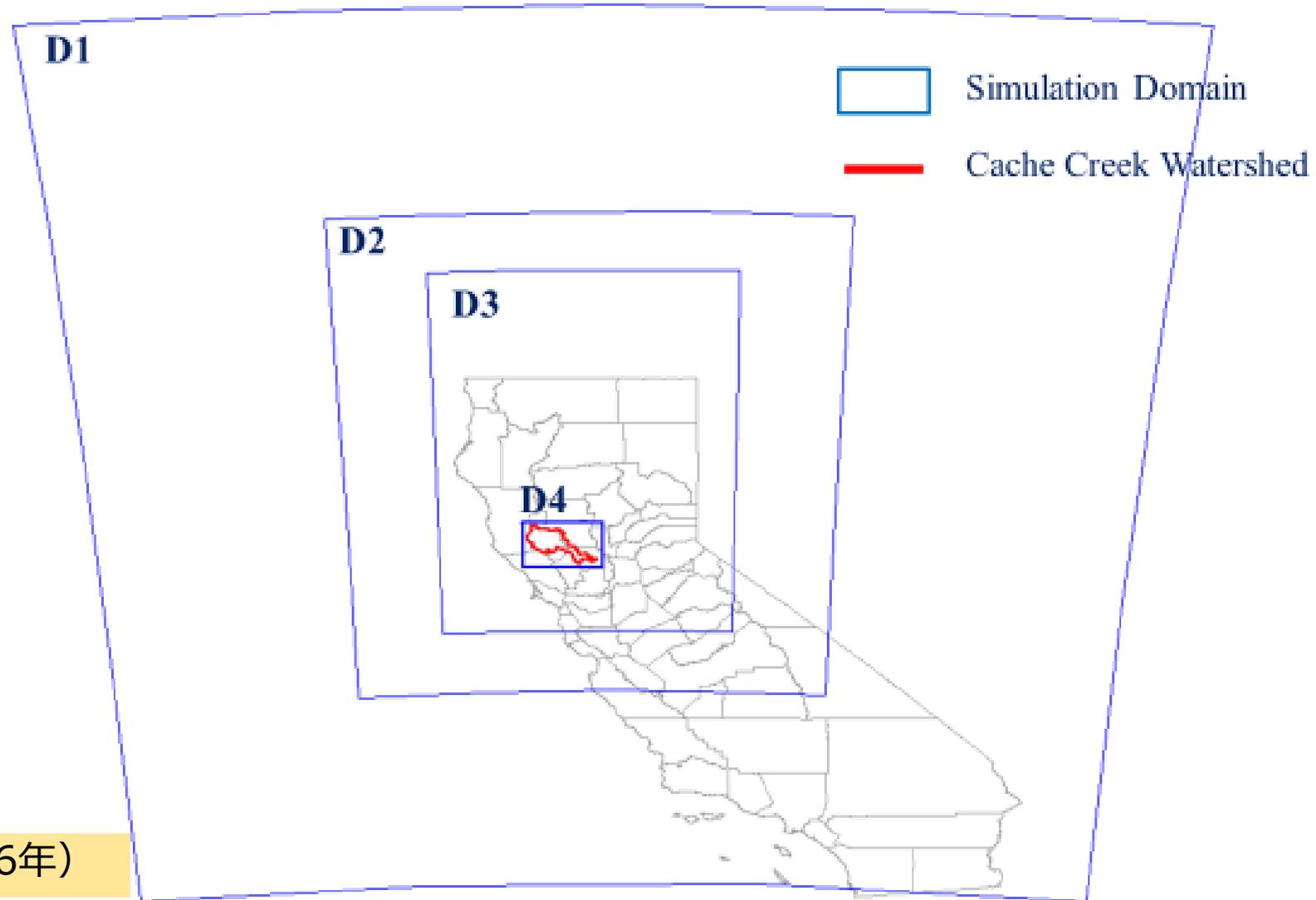
アッシュビル流域の降水量が最大化された状態からわかるように、これらのハリケーンが最大化された状態で流域を襲った場合、甚大な洪水とそれに伴う災害をもたらすだろう。

この研究は、降水量の最大化のみに限定されたものであった。そのため、確率的最大洪水量を推定することはできなかった。

気候変動下における極端な洪水の再現期間の推定

21世紀の変化する水文気候の下で、極端な洪水の再現期間を推定する一つのアプローチは、可能な排出シナリオの範囲をカバーするGCM水文気候予測のアンサンブルに基づいて、極端な洪水の統合大気-水文数値モデルシミュレーションによって行われる (Kavvas et al. 2017; Trinh et al. 2016)。

Regional Hydro-Climate Model Simulation Domain for Cache Creek Watershed



Trinhら (2016年)

GCMs and Scenarios Used

| | Models | Available realizations | GCM grid resolutions | Simulation period | Spatial Scale | Temporal scale |
|--------------------------------------|--------|------------------------|----------------------|-------------------|---------------|----------------|
| Historical Control Runs | ECHAM5 | - | 1.8° | 1900-1999 | 9 km | 1-hour |
| | CCSM3 | - | 1.4° | 1900-1999 | 9 km | 1-hour |
| 21 st century projections | ECHAM5 | 9 | 1.8° | 2010-2099 | 9 km | 1-hour |
| | CCSM3 | 4 | 1.4° | 2010-2099 | 9 km | 1-hour |

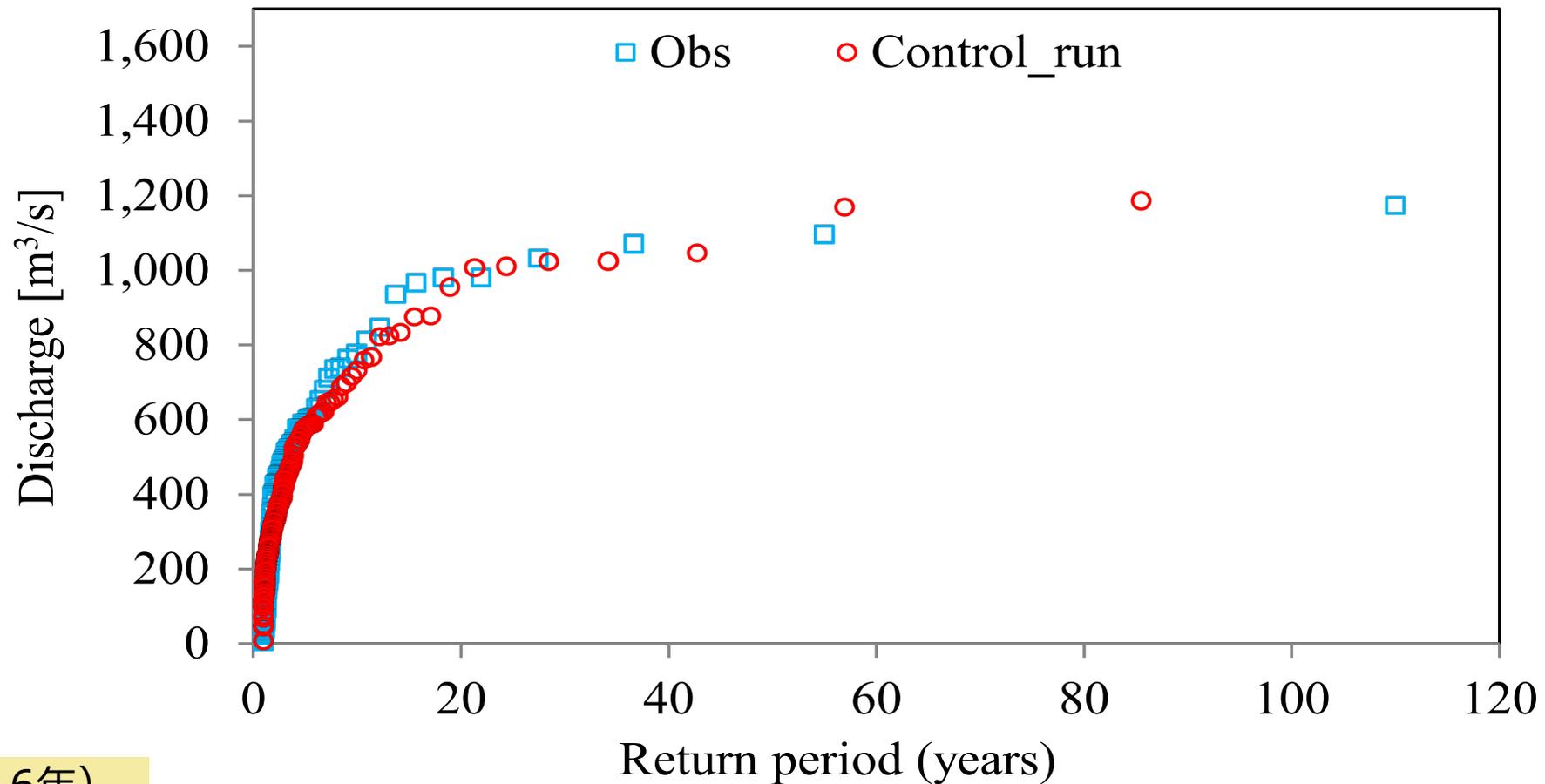
ECHAM5 (Scenarios): A1B1, A1B2, A1B3, A2-1, A2-2, A2-3, B1-1, B1-2, B1-3

CCSM3 (Scenarios): A1B, B1, A2, A1F1

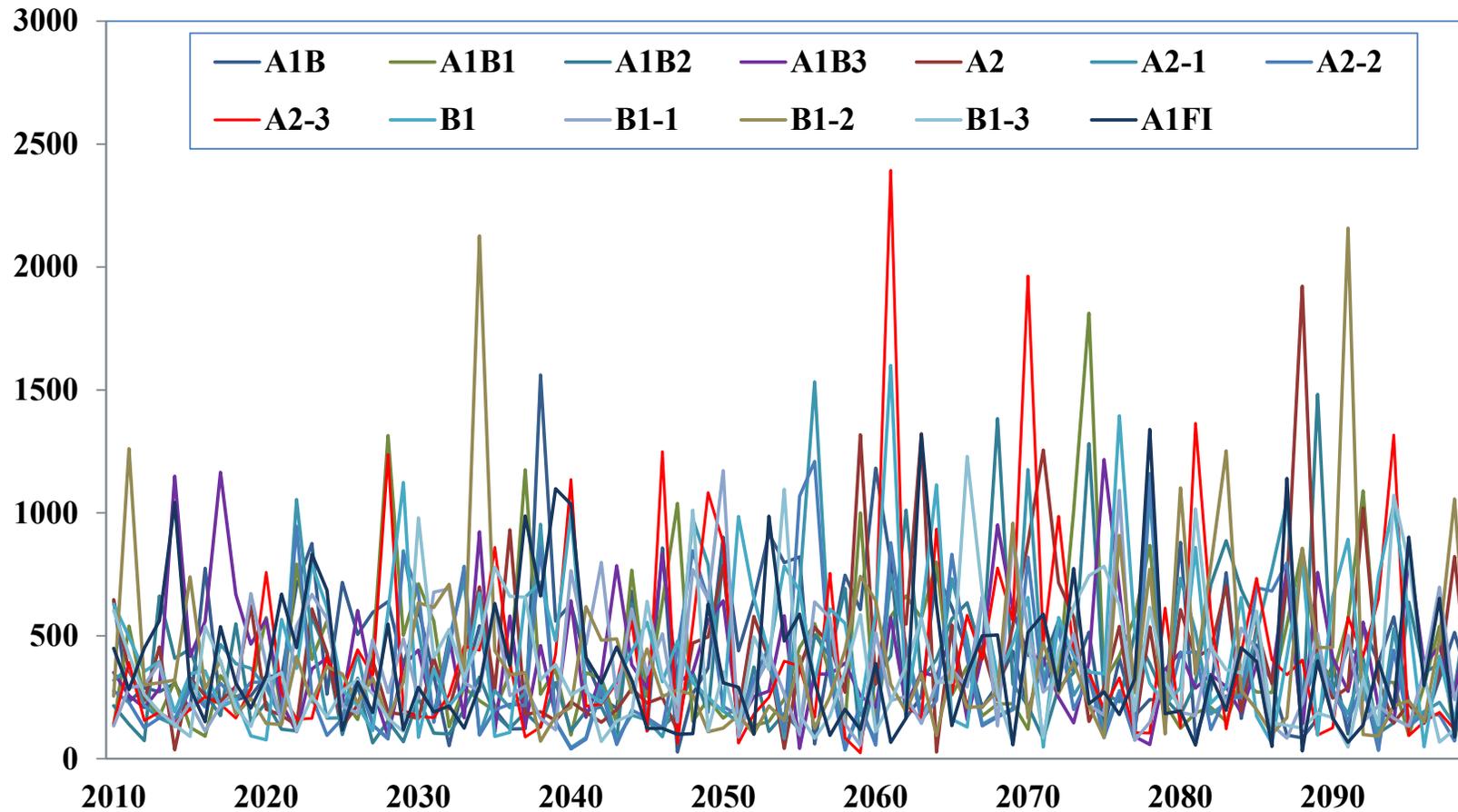
洪水頻度曲線の比較

Obs: ヨロ観測所の観測流量 (1903-2012)

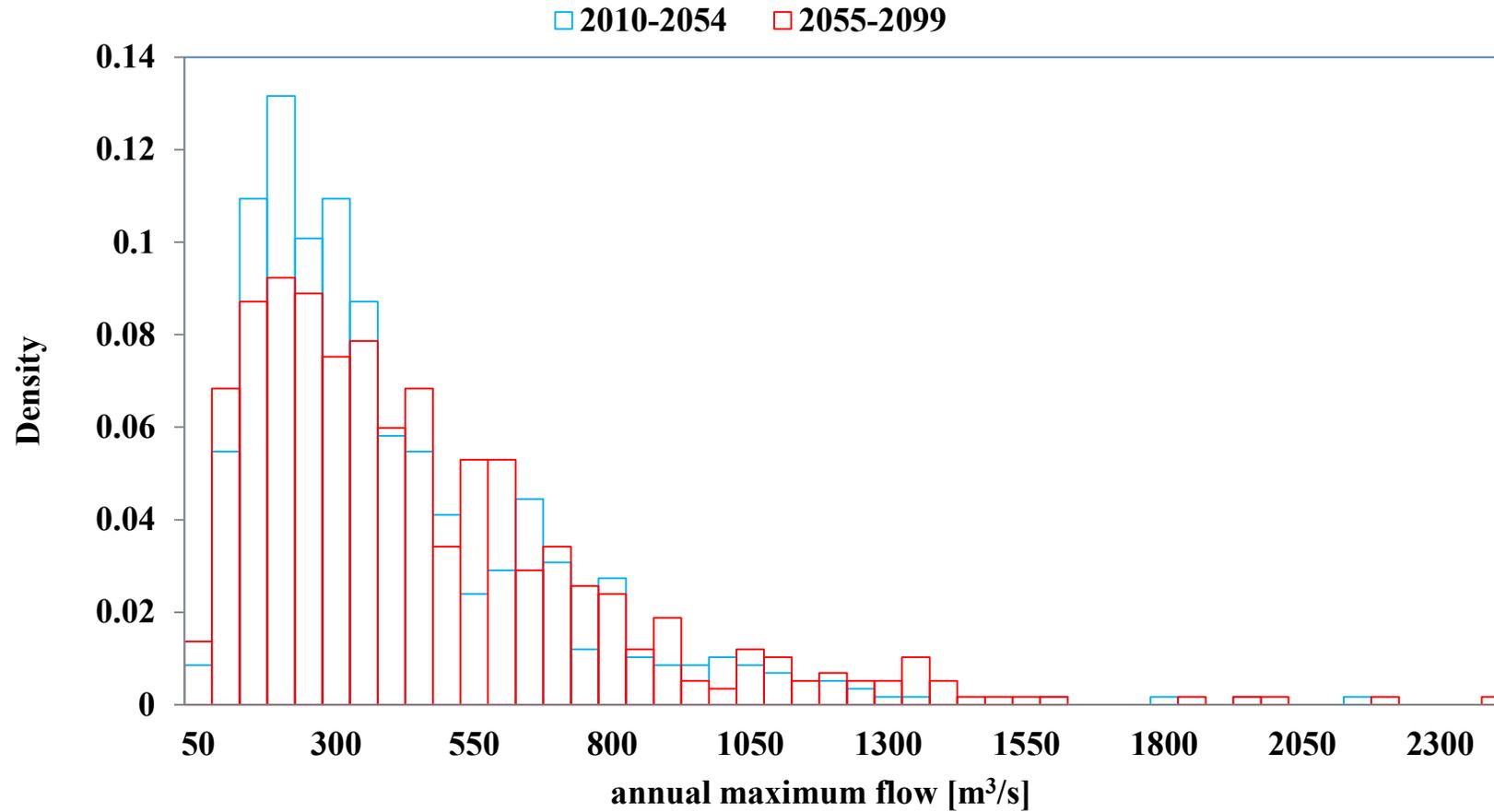
Control run: ダウンスケールしたGCM過去対象計算シミュレーションに基づくWEHYモデル流量シミュレーション



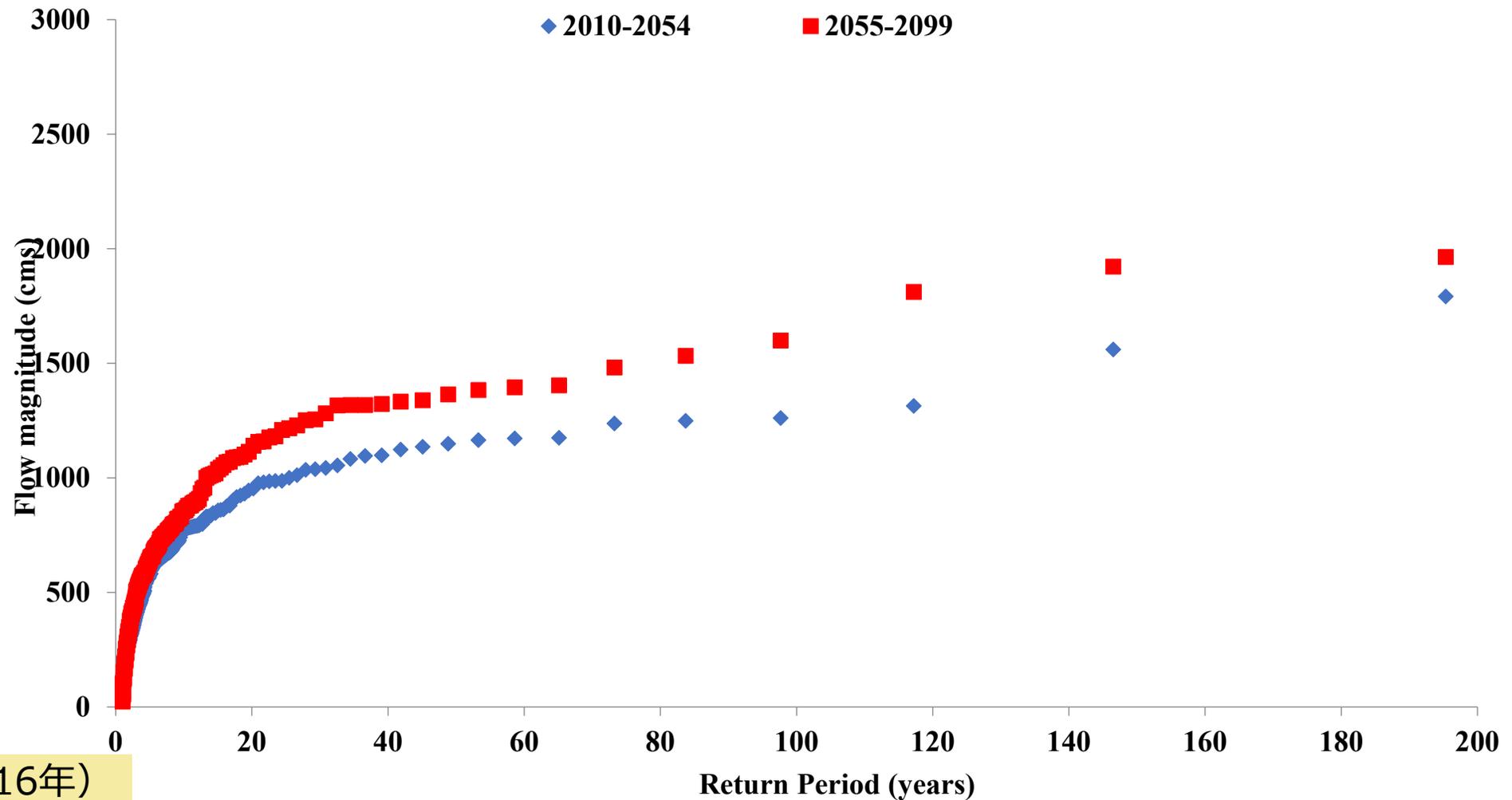
21世紀期間でのモデルシミュレーションによる年間最大流量の推移、ヨロ観測所



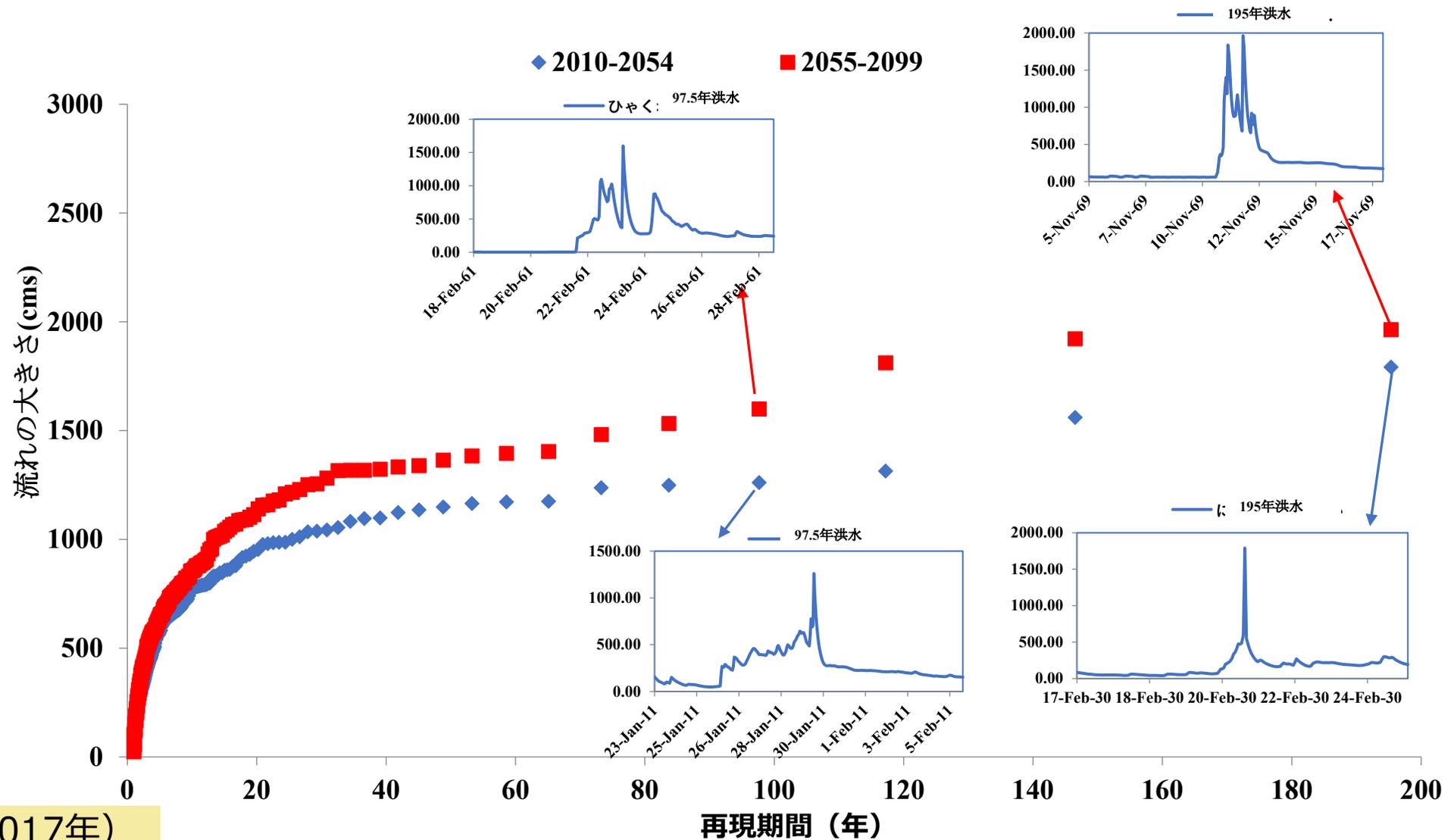
年最大流量の相対頻度ヒストグラム ヨロ流量観測所における予測計算全期間90年間で2分割して表示



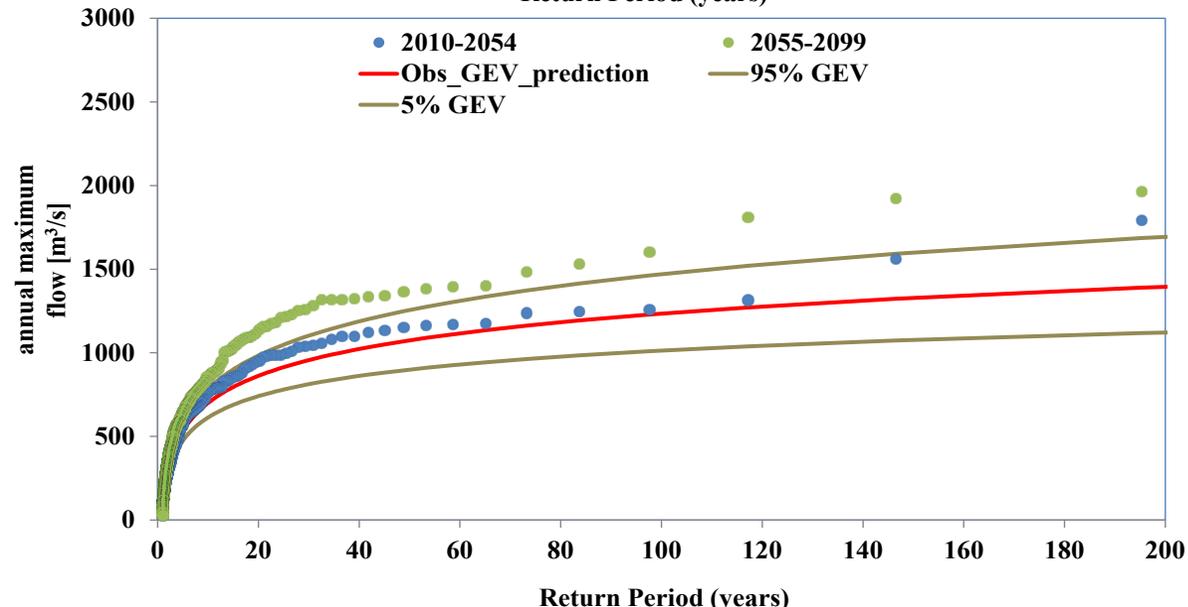
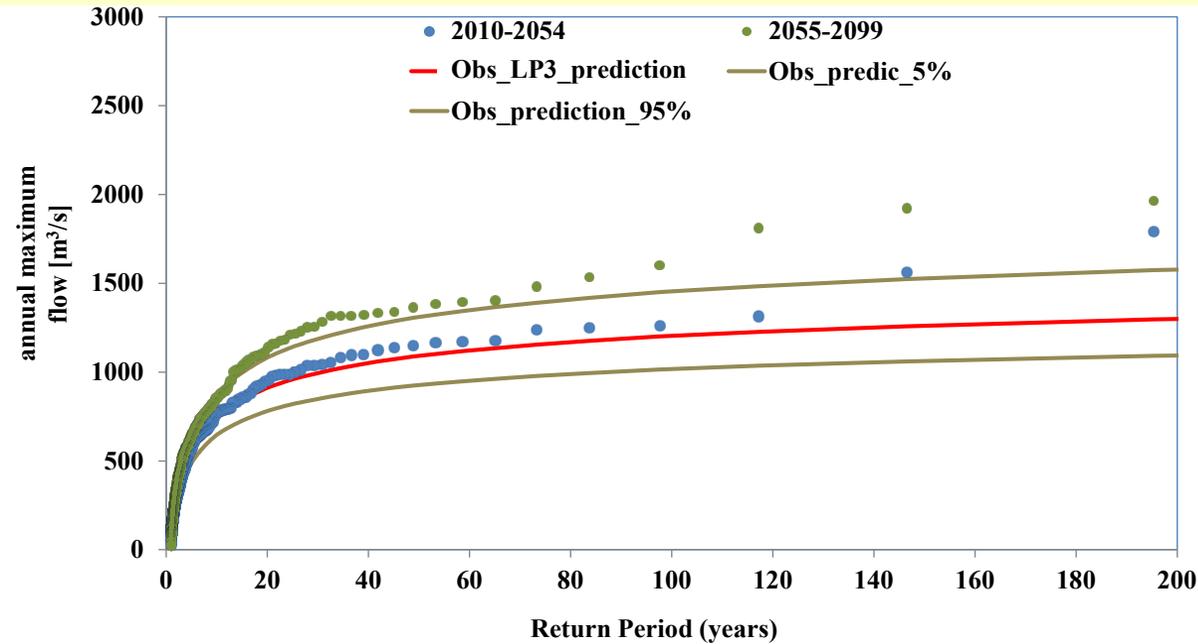
ヨロ測候所におけるすべての流量予測について、21世紀を通じて、回帰期間の関数として年間最大流量が変化している



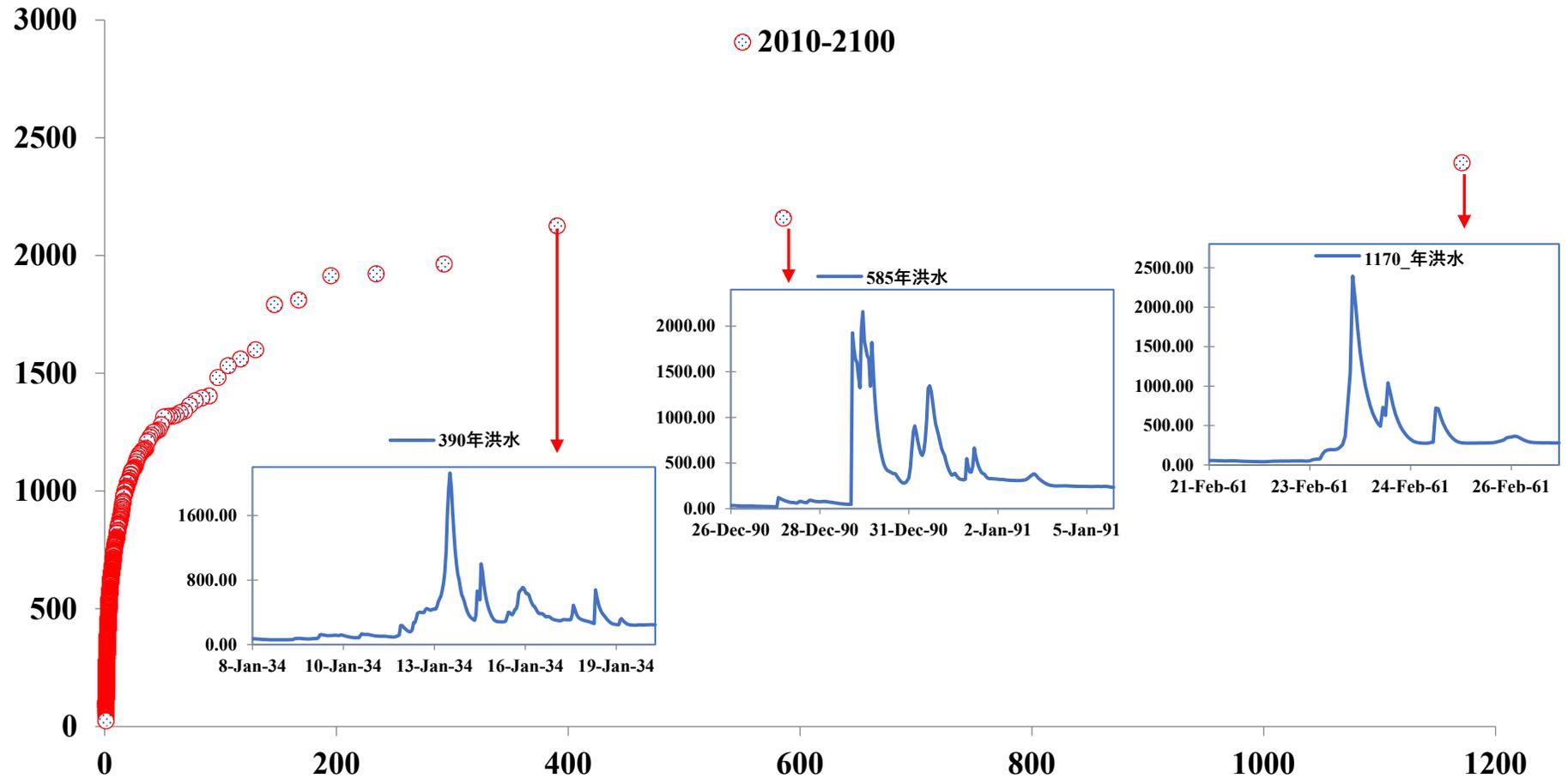
ヨロ測候所におけるすべての流量予測について、21世紀を通じて、回帰期間の関数として年間最大流量が変化している



将来予測2期間の、過去観測データからキャリブレートされたLP3とGEVの分布と、水文気象シミュレーションに基づく分布の比較



ヨロ流量観測所における、すべての流量予測について、21世紀を通しての再現期間の関数としての年間最大流量。



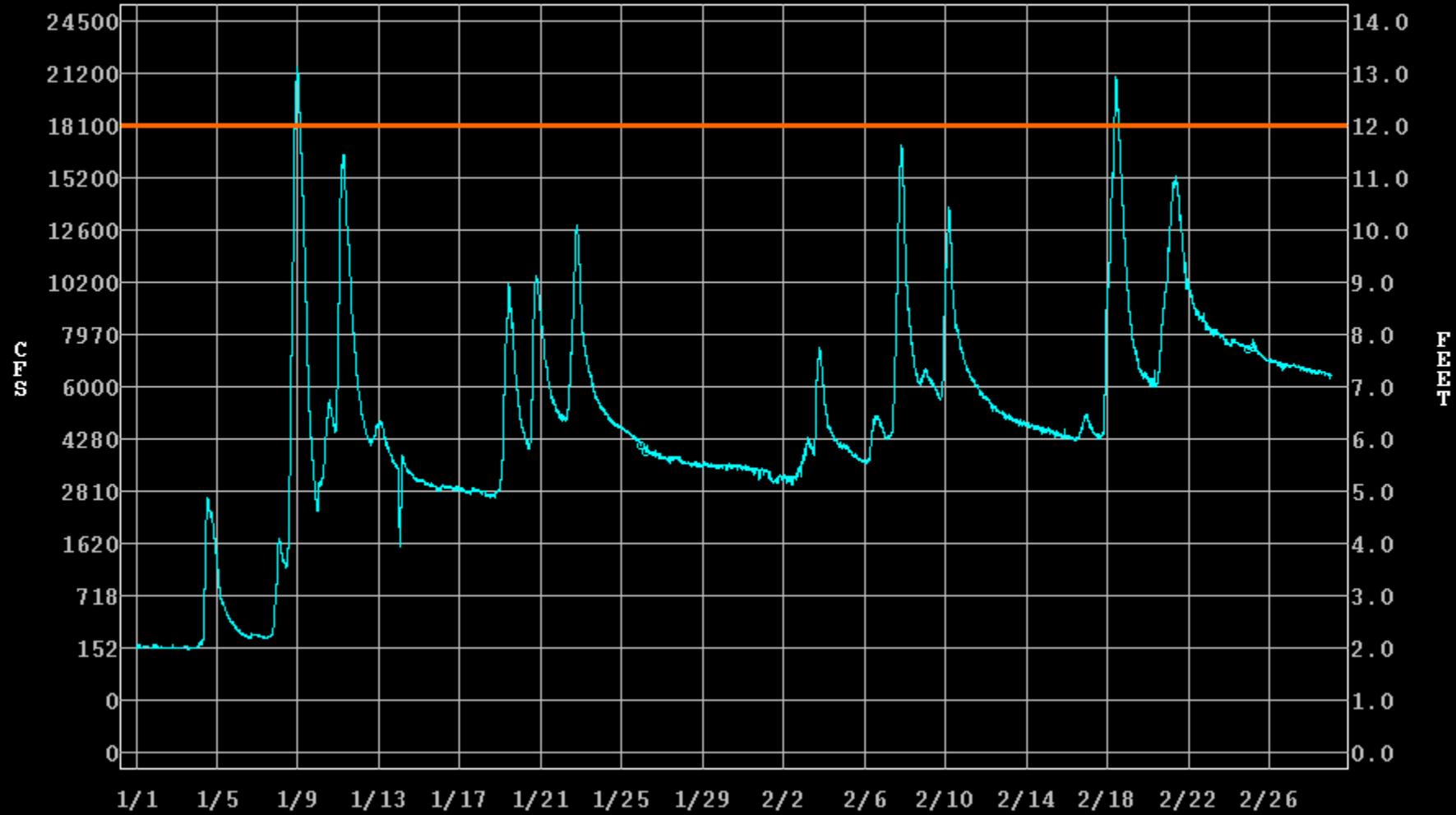
Cache Creek - Rumsey (RMSC1)

River Stage / Flow Plot

Maximum Value: 13.1 Feet / 21,550 cfs (January 8, 2017 at 23 UTC)

Monitor Stage: 12.0 Feet

Flood Stage: 14.0 Feet



推獎文獻

- Cowpertwait, S.P., 1998. “A Poisson Cluster Model of Rainfall: Higher Order Moments and Extreme Values”, Royal Society Proceedings: Mathematical, Physical and Engineering Sciences , Mar. 8, 1998, Vol. 454, No. 1971, pp. 885-898
- Hershfield, D. M. 1961. “Estimating the probable maximum precipitation.” J. Hydraul. Div. 87 (5): 99–116.
<https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0000651>
- Hiraga, Y.; Yoshihiko Iseri; Michael D. Warner; Chris D. Frans; Angela M. Duren; John F. England; M. Levent Kavvas
Comparison of Numerical Weather Model-based Precipitation Maximization methods: Moisture optimization method, Storm transposition method, and their combination. Journal of Hydrologic Engineering, Ms. No. HEENG-5781R2, Aug. 2022.
- Iseri, Y., A. J. Diaz, T. Trinh, M. L. Kavvas, K. Ishida, M. L. Anderson, N. Ohara, and E. D. Snider. 2021. “Dynamical downscaling of global reanalysis data for high-resolution spatial modeling of snow accumulation/melting at the central/southern Sierra Nevada water- sheds.” J. Hydrol. 598 (Jul): 126445.
- Ishida, K., M. L. Kavvas, S. Jang, Z. Q. Chen, N. Ohara, and M. L. Anderson. 2015. “Physically based estimation of maximum precipitation over three watersheds in Northern California: Atmospheric boundary condition shifting.” J. Hydrol. Eng. 20 (Apr): 04014052. [https:// doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001026](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001026).
- Ishida, K., M. L. Kavvas, Z. Q. R. Chen, A. Dib, A. J. Diaz, M. L. Anderson, and T. Trinh, 2018. “Physically based maximum precipitation estimation under future climate change conditions”, Hydrol. Process., 32, 3188–3201, doi:10.1002/hyp.13253.
- Kavvas, M. L., Kure, S., Chen, Z. Q., Ohara, N., & Jang, S. (2013). WEHY-HCM for modeling interactive atmospheric-hydrologic processes at watershed scale. I: Model description. J. of Hydrologic Engineering, 18(10), 1262–1271.
- Kavvas, M. L., Y. Iseri, Y. Hiraga, K. Toride, “Atmospheric Modeling to Predict Risks to Dams from Extreme Rainfall Events at Columbia River Basin”. Final Project Report, submitted to US Corps of Engineers, Dec. 2021.
- Kavvas, L., Y. Iseri, Y. Hiraga, A. Duren, J. England, C. Frans, M. Warner, “Maximum Precipitation Approach for the Columbia River Basin Dams”, USACE Publication, March, 2023.

- Hiraga, Y., Iseri, Y., Warner, M.D., Frans, C.D., Duren, A.M., England, J.F., Kavvas, M.L. 2021. Estimation of Long-duration Maximum Precipitation during a winter season for large basins dominated by Atmospheric Rivers using a Numerical Weather Model. *J. Hydrol.* 598, 126224. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126224>.
- Kavvas, M. L., T. Trinh, K. Ishida, I. Fisher, S. Jang, J. Nosacka and K. Brown, 2016. “Estimation of Flood Frequencies under Changing Climate Conditions During 21st Century by means of a Numerical Coupled Atmospheric-Hydrologic Modeling Approach”, Invited Lecture at 2017 AGU Fall Meeting.
- Mure-Ravaud, M., A. Dib, M. L. Kavvas, and E. Yegorova, 2018, “Maximization of the precipitation from tropical cyclones over a target area through physically based storm transposition”, *HESS*, <https://doi.org/10.5194/hess-2017-665>
- Ohara, N., M. L. Kavvas, S. Kure, Z. Q. Chen, S. Jang, and E. Tan. 2011. “Physically based estimation of maximum precipitation over American River Watershed, California.” *J. Hydrol. Eng.* 16 (4): 351–361. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000324](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000324).
- Ohara, N., & Kavvas, M. L. (2006). Field observations and numerical model experiments for the snowmelt process at a field site. *Advances in Water Resources*, 29(2), 194–211.
- Toride, K., Y. Iseri, M. D. Warner, C. D. Frans, A. M. Duren, J. F. England, and M. L. Kavvas. 2019. “Model-based probable maximum precipitation estimation: How to estimate the worst-case scenario induced by atmospheric rivers?” *J. Hydrometeorol.* 20 (12): 2383–2400.
- Trinh, T.Q.; K. Ishida, I. Fischer, S-H Jang, J. Nosacka, K. Brown, Y. Darama, M.L. Kavvas, “New Methodology to Develop Future Flood Frequency under Changing Climate by Means of Physically-based Numerical Atmospheric-Hydrologic Modeling *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 21, No. 4.: 04016001, 2016
- Trinh, T., Iseri, Y., Diaz, A., Snider, E., Anderson, M., Kavvas, M.L. : Maximization of historical storm events over seven watersheds in central/southern Sierra Nevada by means of Atmospheric Boundary Condition shifting and relative humidity optimization methods, *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 27, No. 3, 04021051, March 2022.
- Trinh, T., A. Diaz, Y. Iseri, E. Snider, M.L. Anderson, K.J. Carr, M.L. Kavvas, A numerical coupled atmospheric-hydrologic modeling system for probable maximum flood estimation with application to California's Southern Sierra Nevada foothills watersheds, *Journal of Flood Risk Management*, e12809., April 2022, <https://doi.org/10.1111/jfr3.12809>.
- WMO (World Meteorological Organization). 2009. *Manual on estimation of probable maximum precipitation (PMP)*. WMO-1045. Geneva: WMO.

THANK YOU