

2011 年タイ洪水における蒸発散の影響

The effect of evaporation on the characteristics of Thailand flood in 2011

北海道大学工学部環境社会工学科 ○学生員 宮原望 (Nozomi Miyahara)
 北海道大学大学院工学研究院 正会員 岩崎理樹 (Toshiki Iwasaki)
 北海道大学大学院工学研究院 フェロー 清水康行 (Yasuyuki Shimizu)

1. はじめに

2011 年、タイ・チャオプラヤ流域において大量の雨が降り注ぎ、タイ国内では大規模な洪水・氾濫が起こった。その被害は甚大であり、広い範囲において3か月以上浸水が続き、死者は815人に上った¹⁾。また、経済的損害も大きく、チャオプラヤ流域に存在する7つの工業団地が長期間の氾濫被害により大きな打撃をうけた。当時この全725社の中で400社以上が日系企業であり、大手電機メーカーが年末商戦で発売予定であった一眼カメラの発売が延期になることや、大手自動車メーカーで販売数の大幅な減少を余儀なくされるなど²⁾、被害はタイ国内にとどまらず、日本など諸外国にも及んだ。

この被害を受け、Wongsa²⁾ は氾濫解析モデルである iRIC-Nays2DFlood を用いて洪水氾濫シミュレーションを行い、氾濫域の拡大について検討した。しかし、計算結果と実際の氾濫域を比較すると、計算結果は浸水面積を過大評価しており、計算モデルや入力条件を改善する必要があると示唆されている。一方、佐山ら³⁾ は、降雨流出氾濫モデル(RRI モデル)を用いて降雨-流出から氾濫にわたる一連のイベントに関する計算を行う中で、流量の推定には蒸発散の効果が非常に大きいことを示している。すなわち、2011 年のタイ洪水のような非常に長期間にわたる洪水-氾濫現象には、蒸発散の影響が無視できない可能性がある。しかしながら、通常、洪水氾濫計算は短期的な現象を対象とすることが多く、蒸発散を考慮することはほとんどない。

本研究では長期氾濫計算に対する蒸発散の影響を考察することを目的とし、まず地表面に対する熱収支法⁴⁾を用いることで、本洪水時における蒸発散量を見積もった。このように推定された蒸発散量を、iRIC⁵⁾に同封されている洪水氾濫解析モデルである Nays2DFlood に考慮することで、長期間の氾濫解析に及ぼす蒸発散の効果について検討した。

2. 手法

長期氾濫計算に対して蒸発散の効果を考慮するためには、まず蒸発散量を求める必要がある。ここでは、近藤⁴⁾により提案されている熱収支法を利用することで、蒸発散量を求め、この推定値を氾濫モデルに組み込む方法について示す。

2.1 熱収支法と平衡蒸発散量⁴⁾

蒸発散量を求める際には、まず地表面の熱収支を考える。これには近藤を参考に以下のように求めることとす

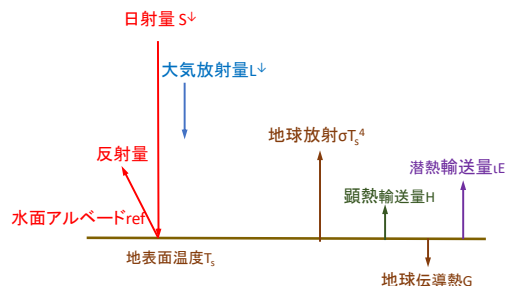


図-1 地表面の熱収支

る。詳細は成書⁴⁾を参照されたい。

図-1に地表面のエネルギー収支に関する概念図を示す。地表がごく薄い層(1 mm以下)であると仮定した場合、その熱容量は無視することができ、この層における流入エネルギーと流出エネルギーが常に等しいと考えることができる。これらの関係は次の熱収支式で表される。

$$Rn = H + G + lE \quad (1)$$

ここで、薄層の上面から流入するエネルギーは正味放射量 Rn 、放出されるエネルギーは顕熱輸送量 H と潜熱輸送量 lE であり、 l は水の気化潜熱である。 G は、地中伝導熱であり、薄層の下面から地中に流出するエネルギーを表す。

蒸発散量を求めるには、上式を用いて潜熱輸送量を求めることが必要となる。一方、これらの式における各量は、時空間的に変化する風速や天候、日射、地表面状態など様々な状態により決定されるが、今回対象とするような広域の氾濫解析領域内において、これらに関する長期間データを得ることは一般に難しい。そこで本研究では、蒸発散量を平衡蒸発量 E_{EQ} により求めることとした。平衡蒸発量とは、水面または雪氷面のように水蒸気飽和状態でかつ、大気湿度も飽和のとき、強風の極限において得られる蒸発量のことである。これは、気温と日照率のデータしか得られないような地域における蒸発量の一次近似的な概算値となるため、ここではまず平衡蒸発散量を求め、これを氾濫計算に考慮する。平衡蒸発散量は次式で求めることができる。

$$lE_{EQ} = \frac{\beta \Delta}{(\gamma + \beta \Delta)} (Q - \sigma T^4) \quad (2)$$

$$\Delta = dq_{SAT}/dT \quad (3)$$

$$\gamma = c_p/l \quad (4)$$

$$Q \equiv R^{\downarrow} - G \quad (5)$$

$$R^{\downarrow} = (1 - ref)S^{\downarrow} + L^{\downarrow} \quad (6)$$

ここで、 β は地表面の蒸発効率（ここでは水蒸気飽和を
考えるため、 $\beta=1$ ）、 q_{SAT} は気温 T に対する飽和比湿(kg kg^{-1})、 c_p は空気の定圧比熱($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 σ はステファン -
ボルツマン定数($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)、 T は気温($^{\circ}\text{C}$)、 ref は水面アル
ベード、 $S^{\downarrow}$ は全天日射量(W m^{-2})、 $L^{\downarrow}$ は下向きの大気放
射量(W m^{-2})である。上式における各値については、次
式で求めることとした⁴⁾。

$$\iota = 2.50 \times 10^6 - 2400T \quad (7)$$

$$q_{SAT} \equiv \frac{0.622(e_{SAT}/p)}{1 - 0.378(e_{SAT}/p)} \quad (8)$$

$$e_{SAT} = 6.1078 \times 10^{7.5T/(237.3+T)} \quad (9)$$

$$\Delta \equiv \frac{dq_{SAT}}{dT} = \frac{de_{SAT}}{dT} \frac{0.622p}{(p - 0.378e_{SAT})^2} \quad (10)$$

$$\frac{de_{SAT}}{dT} = \frac{6.1078(2500 - 2.4T)}{0.4615(273.15 + T)^2} \times 10^{7.5T/(237.3+T)} \quad (11)$$

水面アルベードはもともと小さいので低緯度では日変化
は考えず、近似的に $ref = 0.06$ とした。また、低圧比熱
は温度によってほとんど変化せず、 -40°C で $c_p = 1.003 \times 10^3$ 、 40°C で $c_p = 1.007 \times 10^3$ であるので、ここでは、
 $c_p = 1.007 \times 10^3$ とした。

全天日射量と下向きの放射量については、以下の実験
式から推定することとした。なお、これらの値は、計算
が長期間にわたることを考え、日平均量として評価する。
まず、日平均水面放射量 $S_{0d}^{\downarrow}$ は、

$$S_{0d}^{\downarrow} = \frac{I_{00}}{\pi} \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 (H \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin H) \quad (12)$$

$$H = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (13)$$

$$\left(\frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta \quad (14)$$

$$+ 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta$$

$$\delta = \sin^{-1}(0.398 \sin a_2) \quad (15)$$

$$a_2 = 4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta \quad (16)$$

$$\eta = \left(\frac{2\pi}{365} \right) i \quad (17)$$

$$i \equiv 30.36(M - 1) + DAY \quad (18)$$

で表される。ここで、 I_{00} は太陽定数(W m^{-2})、 ϕ は緯度、
 M は月数、 DAY は各月の日である。日照時間から全天日
射量の日平均 $S_{0d}^{\downarrow}$ を推定する実験式は、 $S_{0d}^{\downarrow}$ を大気上端
の値とすれば、

$$\frac{S_{0d}^{\downarrow}}{S_{0d}^{\uparrow}} = 0.244 + 0.511 \frac{N + \Delta N}{N_0} \quad (19)$$

$$N_0 = \frac{2H}{0.2618} \quad (20)$$

$$\sin \left(\frac{H}{2} \right) = \left(\frac{A}{\cos \phi \cos \delta} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (21)$$

$$A = \sin \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi - \delta + r}{2} \right) \sin \left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi - \delta - r}{2} \right) \quad (22)$$

で表される。ここで、 r は地中屈折度($=0.01\text{rad}$)、 N_0 は
可照時間である。一方で下向き放射の日平均値は、

$$L_{df}^{\downarrow} = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \sigma T^4 \quad (23)$$

$$x = \log_{10} w_{top} * \quad (24)$$

$$L_d^{\downarrow} = \sigma T^4 \left[1 - \left(1 - \frac{L_{df}^{\downarrow}}{\sigma T^4} \right) C \right] \quad (25)$$

表-2 月別の推定蒸発散量

月	気温 ($^{\circ}\text{C}$)	日照時間 (h)	蒸発散量 (mm/day)
9	28	197	4.9
10	27	215.5	4.6
11	27	223.5	4.3
12	25	227.5	3.8
平均	26.9	215.2	4.4

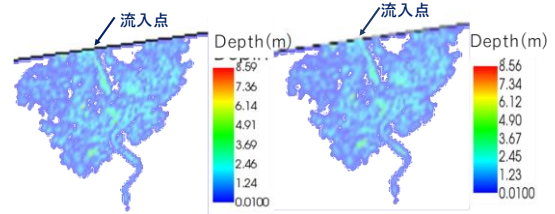


図-3 移流項の有無による計算結果への影響。左：移流項考慮，右：移流項無視。

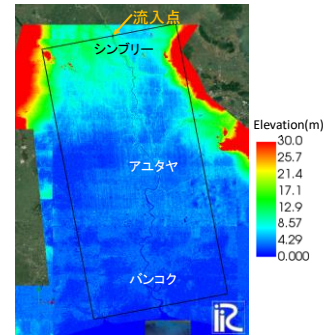


図-4 計算範囲

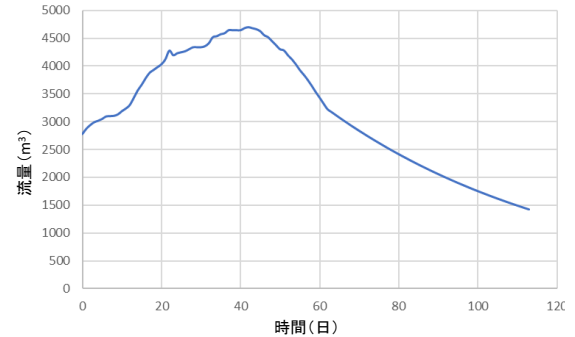


図-5 計算に用いた流量ハイドログラフ

あり、日照率 $N/N_0 = B$ とおけば

$$C = 0.826B^3 - 1.234B^2 + 1.135B + 0.298 \quad (26)$$

と表される。

上記の計算過程から、平衡蒸発散量の日平均値を求め
ることができる。これに、当時のバンコクの気温と日照
時間 η に当てはめた結果、表-2 のようになった。表-2 に
示すように、氾濫期間中の蒸発散量は平均で
4.4mm/day であり、この値は、佐山ら³⁾が推定した
4mm/day とほぼ同等であり、妥当な値であると考えら
れる。

2.2 蒸発散を考慮した氾濫モデル

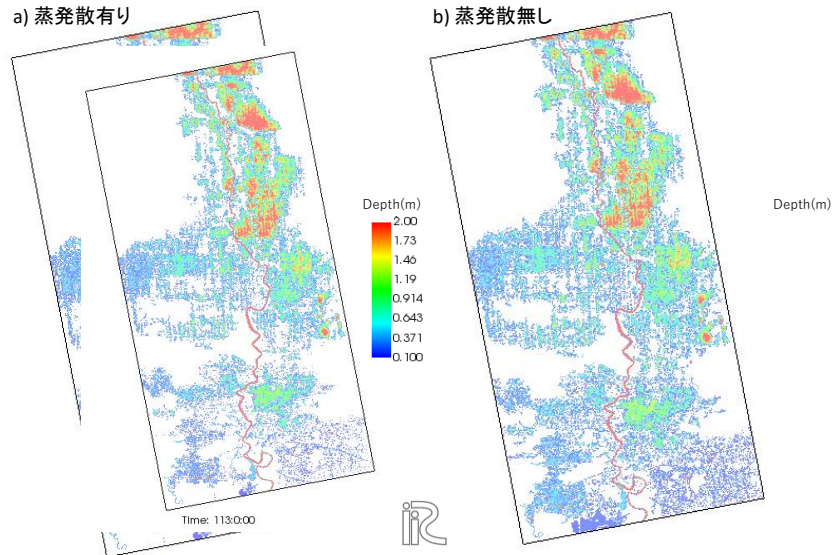


図-6 計算終了時（114日後）における氾濫解析結果. a)蒸発散有り, b)蒸発散無し.

(1) 蒸発散の考慮

本研究では、計算モデルは iRIC ソフトウェアに搭載されている非定常2次元流れの解析モデル Nays2D Flood⁵⁾を用いて、蒸発散の効果を検証した。ここでは、蒸発散の影響を以下のように連続的に考慮した。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = -E \quad (27)$$

ここで、 h ：水深、 t ：時間、 u, v ： x, y 方向の流速であり、 E については、2.1 で求めた平衡蒸発散量を用いる。

(2) 計算時間の短縮

本研究で行う氾濫計算は、広域かつ長期間となるため、計算コストが非常に高い。そこで、ここでは計算時間の短縮を目的として、運動方程式中の移流項を無視することを考える。これは、勾配が小さく、流れが緩慢な場における氾濫計算を実施する場合、計算精度を落とさずによい近似となる場合が多い⁸⁾。具体的には、例えば浅水方程式における x 方向の運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho h} + D_x \quad (28)$$

において、移流項を無視した次式を用いることを考える。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho h} + D_x \quad (29)$$

と表せる。ここで、 g は重力加速度、 H は水深、 τ_x は x 方向の河床せん断力、 D_x は拡散係数である。これは、局所慣性方程式に相当し、diffusion wave model とほぼ同等の計算モデルとなるが、離散化、計算時間の観点から有利な方法である⁹⁾。

図3は、移流項の有無によって氾濫計算結果がどの程度変化するかを比較したものである。計算条件は、後述する条件と同様で、計算初期の短い時間の結果を比較している。図-3 から、浸水の面積、深さがほぼ一致していることがわかる。また、この計算における計算時間は、移流項を無視することで11.7時間から1.9時間まで短縮され、およそ6倍の計算速度を得ることができた。この

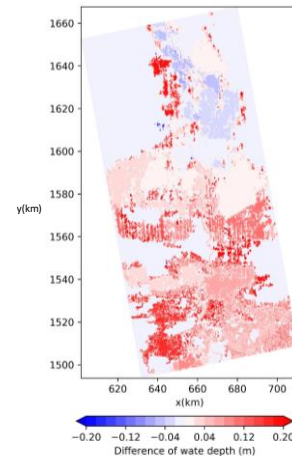


図-7 蒸発散の効果ありとなしの水深の差

結果から、移流項を無視しても計算精度を低下させずに計算を高速化できたため、以降の計算では、移流項を無視したモデルによって計算することとした。

2.3 計算条件

本研究で対象とするのはチャオプラヤ川流域であり、バンコクから北へ約160km、東西方向に80kmの範囲とした。図-4に計算範囲を示す。格子数は1500×600であり、格子サイズはおよそ108m×133mである。また、上流端に与えた流量は、Wongsaによる検討と同様の図-5に示すハイドログラフとした。計算の期間は2011年9月1日から12月23日の4ヶ月弱とした。蒸発散量は表-2の日平均量と、実際の蒸発量が平衡蒸発量と比較して1-1.6倍程度であることを踏まえて⁴⁾、今回は5mm/dayとした。

3. 結果と考察

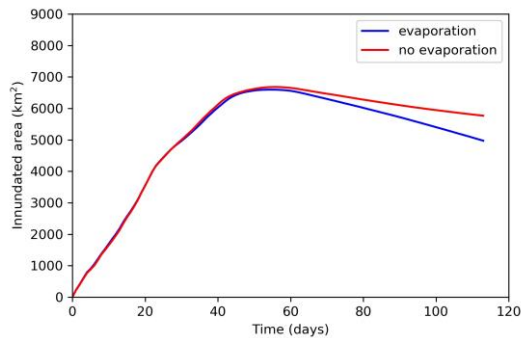


図-8 浸水面積と時間

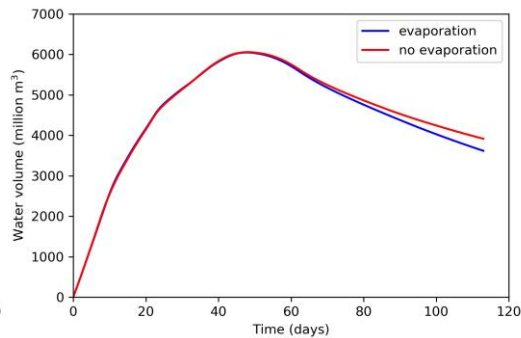


図-9 氾濫総水量と時間

図-6 に計算終了時の水深コンター図を示す。図-6 より、蒸発散の有無は、計算領域上流から中流部付近の水深にはほとんど影響がないが、下流部では水深、および氾濫域に若干の違いが表れているのがわかる。また、図-8 に蒸発散を無視した場合の水深（図-6b）から、考慮した場合に得られる水深（図-6a）を差し引いた水深の差に対するコンター図を示す。この図では、計算領域の大部分が正の値を示しており、蒸発散の影響により、水深が低くなっていることがわかる。また、図-7 から図-6ab からでは差が判断できない中流部においても、10cm 程度の水深の差があり、蒸発散の効果が表れていることが確認できる。また、下流域の氾濫が広がっている領域においては、20cm 程度の差が認められ、蒸発散の影響が氾濫域にある程度の影響を与えていることがわかる。

次に、図-8 と図-9 に計算範囲全体での浸水面積と氾濫水量の時間変化を示す。これらのグラフから、浸水面積と氾濫水量のそれぞれのピークまでは、蒸発散の有無による差がほぼないが、ピーク以降は両者の差が徐々に大きくなっていくことがわかる。この2つの図におけるピークと図-5 に示す流量ハイドログラフのピークはほぼ同じ時刻で生じており、流量のピークを過ぎ、水が引いていくときに、蒸発散の効果が表れ始め、それが徐々に大きくなっていくことがわかった。一方で、ピーク以前のように上流側から絶えず流量が供給されている場合は、氾濫している面積が小さいうえに、常に水面が氾濫流により更新されるために、蒸発散の影響が小さかったものと考えられる。

このように、蒸発散は長期間の氾濫計算結果、すなわち、氾濫面積と氾濫総水量にある程度の影響を与えることが明らかとなった。しかし、実際の氾濫域の変化とは比較できていないため、今後、衛星データなどの現地データと比較し、さらに考察する必要がある。また、今回は計算の期間が4ヶ月弱であったが、今後はより長期間で計算し、蒸発散が氾濫水の挙動に与える影響についても考察していきたい。

4. 結論

本研究では、長期氾濫計算に対する蒸発散の影響を考察することを目的とし、蒸発散の効果を洪水氾濫モデルである iRIC-Nays2D Flood に組み込み、2011 年タイ洪水を対象として計算を行った。その結果、蒸発散の効果は、

長期間の氾濫面積や氾濫総水量の変化にある程度効果があることがわかった。その効果は、流量のピークまではあまりないが、水が引き始めるピーク以降効果が出始め、徐々に大きくなっていくことがわかった。しかし、実際の氾濫域の変化とは比較できていないため、再現性に課題が残る。今後、衛星データと比較し、その点について考察していきたい。また、今後はより長期間で計算することで、長期氾濫計算に対する蒸発散の影響の大きさについてより考察していく必要がある。

参考文献

- 1) 国土交通省. “タイの洪水について”
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouuinkai/r-jigyohyouyouka/dai02kai/dai02kai_siryou7.pdf (参照 2019-11-28)
- 2) Wongsas, S. :Simulation of Thailand Flood 2011, International Journal of Engineering and Technology, Vol. 6, No. 6, pp.452-458, 2014.
- 3) 佐山敬洋, 建部祐哉, 藤岡奨, 牛山朋来, 萬矢敦啓, 田中茂信:2011 年タイ洪水を対象にした緊急対応の降雨流出氾濫予測, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.69, No.1, 14-29, pp.14-29, 2013.
- 4) 近藤純正 編著:水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支— 朝倉書店
- 5) iRIC Project: <http://i-ric.org/ja/>
- 6) 近藤純正:基礎3: 地表面の熱収支と気象, 近藤純正ホームページ.
<http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/kenkyu/ke03.html> (参照 2019-11-29)
- 7) World Weather Online | World Weather | Weather Forecast “Bangkok Historical Weather”
<https://www.worldweatheronline.com/bangkok-weather-history/krung-thep/th.aspx> (参照 2019-10-23)
- 8) 安田浩保, 白土正美, 後藤智明, 山田正:高速演算性と精緻性を有する浸水域予測計算システムの開発, 水工学論文集, 第45巻, pp.889-894, 2001.
- 9) 田中智大, 吉岡秀和, 木村匡臣, 山崎大:1次元局所慣性方程式に対する摩擦項を考慮した数値安定性解析, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.73, No.4, pp.I_577-I_582, 2017.