

## 速報

# モンスーン熱帯のスーパーエルニーニョ年における 低地常緑林の土壌水分動態 – 数値モデルによる解析 –<sup>\*1</sup>

鳥山淳平<sup>\*2</sup>・大貫靖浩<sup>\*3</sup>・壁谷直記<sup>\*2</sup>・清水 晃<sup>\*2</sup>・清水貴範<sup>\*4</sup>・  
飯田真一<sup>\*4</sup>・玉井幸治<sup>\*5</sup>・KETH Samkol<sup>\*6</sup>・CHANN Sophal<sup>\*6</sup>

鳥山淳平・大貫靖浩・壁谷直記・清水 晃・清水貴範・飯田真一・玉井幸治・KETH Samkol・CHANN Sophal：モンスーン熱帯のスーパーエルニーニョ年における低地常緑林の土壌水分動態 – 数値モデルによる解析 –。九州森林研究 77：195 – 198, 2024。メコン川下流域のカンボジアの低地常緑林は、乾季も葉を落とさず、蒸散と光合成を続けるユニークな生態的特徴をもつ。これまでの現地調査と数値モデルにより、低地常緑林が厚さ数メートルの土層に根を張り、雨季に貯めた土壌水分を有効利用することで、乾季の蒸散が維持されることが明らかとなった。しかしながら乾燥の強い年の検証は行っておらず、数値モデルの出力に高い不確実性が残る。そのため、2年連続で強い乾燥が続いた2015-2016年（スーパーエルニーニョ年）を対象に、モデルの挙動を解析した。2015-2016年の降水条件を数値モデルに入力した場合、既報の非エルニーニョ年の設定を利用しても、蒸発散レベルを下げることで、土壌水分の再現性が相応に高い結果が得られた。とりわけ、厚い土層の土壌水分動態を特徴づける値となる、下層土の飽和透水係数の重要性がスーパーエルニーニョ年においても示された。

キーワード：カンボジア、低地常緑林、土壌水分動態、数値モデル

## I. はじめに

東南アジア大陸部のメコン川は6か国に広がる流域をもち、その水資源は6000万人の生活基盤となっている。加えてメコン川下流域のカンボジアでは、他のエリアと異なり2000年代前半の時点で低地の常緑林が広く残存し、生態学的にも貴重な地域とみなされていた。そのため2003年以降、同地域で低地常緑林の水文・生態学的機能の解明研究が行われてきた（壁谷ほか, 2014）。

低地常緑林は厳しい乾季も葉を落とさず、蒸散と光合成を続けるユニークな生態的特徴をもつ。そのため根系分布の実態調査に加え、乾季の蒸散を支える土壌の水分供給能力について、土層の厚さと土壌孔隙特性を考慮した数値モデルによる評価が試みられた（Ohnuki *et al.*, 2008; Toriyama *et al.*, 2013）。その結果、低地常緑林が厚さ4 mを超える土層に根を張り、雨季に貯めた土壌水分を有効利用することで、乾季の蒸散が維持されることが示された。一方で、エルニーニョ現象の発生時のような極めて乾燥が強い年の土壌水分の再現性について検証を行っていないことが、数値モデルの不確実性を高める要因となっていた。その後、2015-2016年に乾燥の強い年が連続し（Kabeya *et al.*, 2021, 本稿ではスーパーエルニーニョ年と呼称する）、上記の課題に取り組む機会を得た。

本研究は、カンボジアの低地常緑林を対象に、2015-2016年のスーパーエルニーニョ年における土壌水分動態を数値モデルで再現するものである。その過程で、既往研究で構築した数値モデル

の挙動を解析し、パラメータの妥当性を検討する。

## II. 材料と方法

調査地はカンボジア王国コンポントム州のチニット川流域に位置する。同流域では2003年に森林総合研究所の研究グループが常緑林流域試験地を設定し、水文・気象観測を継続している（壁谷ほか, 2014）。土壌水分および地下水水位の観測井は2006年に設置された（Ohnuki *et al.*, 2008）。集水地形を避け、標高が約70~100 mの比較的平坦なエリアから相対的に高い地点を選定し、幅4×4 m、深さ9.4 mの観測井を掘削した。このとき行った根系分布の観察により、樹木の根系が0-4 mにより多く分布し、細根については深さ8 m以上まで存在することを確認した（Ohnuki *et al.*, 2008）。

土壌の体積含水率の計測は2006年2月~2020年2月まで乾季を中心に20回行われた。このうち本研究では、スーパーエルニーニョ年に含まれる2015年2月と2016年11月のデータを利用した。最初に観測井の壁面を土壌ゴテで削り、垂直な平坦面を作成し、土壌水分センサー（Hydrosense, ロッド長12 cm, Campbell Scientific, Inc.）を水平に挿入した。これを表層土壌から深さ4 mまで20 cm毎に繰り返した。2010年~2020年の観測期間で取得された最も低い体積含水率を「残存水分率」とし、観測された体積含水率と残存水分率の差分を深さ0-4 mで積算し、有効水分量とした。

<sup>\*1</sup> Toriyama, J., Ohnuki, Y., Kabeya, N., Shimizu, A., Shimizu, T., Iida, S., Tamai, K., Keth, S., Chann, S.: Soil moisture dynamics of a lowland evergreen forest in super El Niño of monsoon Asia –An estimate by a numerical model–.

<sup>\*2</sup> 森林総合研究所九州支所 Kyushu Res. Ctr., Forestry and Forest Prod. Res. Inst. (FFPRI), Kumamoto 860-0862, Japan

<sup>\*3</sup> 森林総合研究所立地環境研究領域 Dep. of Forest Soils, FFPRI, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan

<sup>\*4</sup> 森林総合研究所森林防災研究領域 Dep. of Disaster Prevent., Met. and Hydrol., FFPRI, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan

<sup>\*5</sup> 森林総合研究所研究ディレクター, Principal Research Director, FFPRI, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan

<sup>\*6</sup> カンボジア森林局森林野生生物開発研究所, Inst. of Forest and Wildlife Research and Development, Forestry Administration, Street 1019, Phum Rongchak, Sankat Phnom Penh Thmei, Khan Sen Sok, Phnom Penh, Cambodia

土壌水分移動モデルは一次元のリチャーズ式に吸水項を加えたものである。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (1),$$

このとき  $\theta$  は土壌の体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $t$  は時間 (s)、 $q$  は浸透フラックス ( $\text{cm s}^{-1}$ )、 $z$  は位置 (cm)、 $S$  は吸水項 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ) である。次に (1) 式の  $q$  と不飽和透水係数  $K$  との関係から展開し、

$$q = -K \left( \frac{\psi}{z} + 1 \right) \quad (2),$$

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(z) \quad (3),$$

とする。ただし、

$$C = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\sigma(-\psi)} \exp \left\{ -\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2} \right\} \quad (4),$$

$$K = K_s \left[ Q \left( \frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right) \right]^{1/2} \left[ Q \left( \frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right]^2 \quad (5),$$

とする。(4)、(5) 式は Kosugi (1996) の対数正規分布関数による。 $\theta_s$  と  $\theta_r$  は飽和および残留体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $\psi$  はマトリックポテンシャル (cm)、 $\psi_m$  は有効飽和度 (飽和および残留体積含水率をそれぞれ 1, 0 として体積含水率を正規化した値) が 0.5 の時の  $\psi$ 、 $\sigma$  は土壌孔隙の分布幅 (無次元)、 $K_s$  は飽和透水係数 ( $\text{cm s}^{-1}$ )、 $Q(x)$  は余正規分布関数を示す。(4)、(5) 式のパラメータを得るため、現地調査において観測井の 10 層から不攪乱土壌試料を取得し、加圧板法で計測した土壌水分特性を対数正規分布にフィッティングした (Toriyama *et al.*, 2013)。パラメータ一覧を表-1 にまとめた。その他、(1) 式を解くための境界条件と解法は Toriyama *et al.* (2013) に準ずる。

本稿の数値モデルでは、気孔閉鎖等の植物のプロセスは組み込んでおらず、先に蒸発散量のレベルを定め、土壌から吸水する形をとる。モデルのインプットデータは Toriyama *et al.* (2013) と同様に以下の手順で作成した。(1) 式の吸水項を得るため、最初に 2015-2016 年の日降水量 ( $\text{mm day}^{-1}$ ) を、当該試験地の降雨

表-1. 数値モデルの土壌孔隙パラメータ

Depth cm	$\theta_s$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\theta_r$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\psi_m$ -cm	$\sigma$	$K_s$ $\text{cm s}^{-1}$
0-10	0.222	0.087	108.9	1.42	$1.97 \times 10^{-4}$
10-75	0.339	0.115	62.4	1.37	$2.93 \times 10^{-3}$
75-150	0.384	0.124	53.5	1.30	$3.55 \times 10^{-3}$
150-250	0.359	0.137	71.9	1.05	$1.94 \times 10^{-3}$
250-350	0.320	0.133	96.5	1.04	$7.57 \times 10^{-4}$
350-450	0.310	0.157	113.0	1.06	$2.74 \times 10^{-4}$
450-550	0.295	0.182	125.7	1.02	$1.03 \times 10^{-4}$
550-650	0.279	0.200	213.5	1.11	$1.06 \times 10^{-6*}$
650-750	0.290	0.217	484.0	1.89	$1.06 \times 10^{-6*}$
750-1000	0.299	0.232	402.8	1.19	$2.21 \times 10^{-4}$

$\theta_s$  と  $\theta_r$  は飽和および残留体積含水率、 $\psi$  はマトリックポテンシャル、 $\psi_m$  は有効飽和度が 0.5 の時の  $\psi$ 、 $\sigma$  は土壌孔隙の分布幅、 $K_s$  は飽和透水係数を示す。値は Toriyama *et al.* (2013) による。  
\*深さ 550-750 cm の  $K_s$  は「下層土の  $K_s$ 」として本稿における検討および修正の対象となっている。

時間帯と降雨強度の頻度分布、および遮断特性をもとに時間毎の林床到達雨量 (林内雨と樹幹流の和)、遮断蒸発量に振り分けた。続いて、リファレンスとなる日蒸発散量 (非エルニーニョ年の値、乾季  $3.5 \text{ mm day}^{-1}$ 、雨季  $2.0 \text{ mm day}^{-1}$ ) を 6:00~18:00 の 1 時間毎に正弦関数で割り振り、仮の時間蒸発散量とした。さらに、日中の遮断蒸発量を仮の時間蒸発散量から引き、時間毎の蒸散量を得た。最後に根系分布関数と、土壌の乾燥に対応する吸水減衰関数の積による重みづけ (Skaggs *et al.*, 2006) により、時間毎の蒸散量を深度毎に振り分け、吸水項を決定した。

上記の手法を利用した、非エルニーニョ年の既往の成果は以下の通りである。2006 年の日降水量を入力した結果、少なくとも 4 m の根系深 (より多くの根系が観察された深さ) が乾季の蒸散維持に必要なであった。さらに、8 m の根系深 (より少ないが細根が観察された深さ) を確保し、下層土 (深さ 550-750 cm) の  $K_s$  を大きい値に修正することで、数値モデルによる土壌水分の再現性が高まることが示された (Toriyama *et al.*, 2013)。下層土の  $K_s$  の測定値 ( $1.06 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$ ) は過小な値であり、地点を代表する土壌試料が得られなかったと考えられたため、数値モデルが示唆する修正手順は妥当であると考えられた。このため、本稿の結果と考察では、特に根系深と下層土の  $K_s$  に注目し、スーパーエルニーニョ年においても非エルニーニョ年と同様の土壌水分の再現性を示すか、検証を行う。

### III. 結果と考察

結果の概要を表-2 にまとめた。根系深、乾季蒸発散速度、下層土の  $K_s$  を変化させて、乾季の蒸発散を維持しつつ土壌水分動態の再現性が高い条件を探索した。最初に、根系深を 4 m と設定した場合、非エルニーニョ年の蒸発散速度をベースとした、乾季の蒸散を維持することはできなかった (表-2 のテスト No. 1)。この場合の蒸散を維持できないケースとは、根系深度内の積算有効水分量 (例、図-1 の線グラフ) が 0 になる状態をさす。続いて、根系深を 8 m で固定し、蒸発散速度のレベルを 75, 62.5, 50% と下げた。その結果、蒸発散速度のレベルを 62.5% まで下げた場合 (テスト No. 4)、根系深度の土壌に有効水分が僅かに残り、50% 以下で他のパラメータの調整を行う余地が生じた。そのため、以下において根系深を 8 m、乾季の蒸発散速度のレベルを 50% で固定し、下層土の  $K_s$  を調整した (表-2 のテスト No. 5, 6, 7, 8)。

表-2. 数値モデルの試行の概要

テスト No.	根系深 m	乾季蒸発散速度 (%)	下層土の $K_s$ $10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$	蒸散維持
1	4	100.0	1.06	×
2	8	100.0	1.06	×
3	8	75.0	1.06	×
4	8	62.5	1.06	○
5	8	50.0	1.06	○
6	8	50.0	3.18	○
7	8	50.0	5.30	○
8	8	50.0	10.60	○

灰色の箇所 (テスト No. 5, 6, 7) がそれぞれ図-1、図-2(a)、図-2(b) の結果と対応する。

下層土の  $K_s$  を測定値の  $1.06 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  とした場合 (テスト No. 5), 数値モデルにおける 2016 年の雨季の 0-4 m の積算有効水の貯留回復は, 観測値より過大となった (図-1)。続いて,  $K_s$  を  $3.18 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  と高めた結果 (テスト No. 6), 0-4 m の積算有効水の貯留回復は観測値に大きく近づいた (図-2 (a))。これは非エルニーニョ年のデータで調整され, 最適化されたパラメータとほぼ同等の設定である (Toriyama *et al.*, 2013)。ただしこの設定値を用いても, 下層土 (深さ 550-750 cm) の  $K_s$  は依然として他の層位 (表-1) より 2~3 オーダ低い。このため調査地において, 緻密な構造をもつ下層土は, 根系分布域の土壤水分の流出を遅延させる重要な役割をもつと考えられた。

$K_s$  を  $3.18 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  から  $10.60 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  まで変化させる過程において, モデル出力の感度は小さかった。最後に,  $K_s$  を  $5.30 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  と設定して (テスト No. 7) 土壤水分

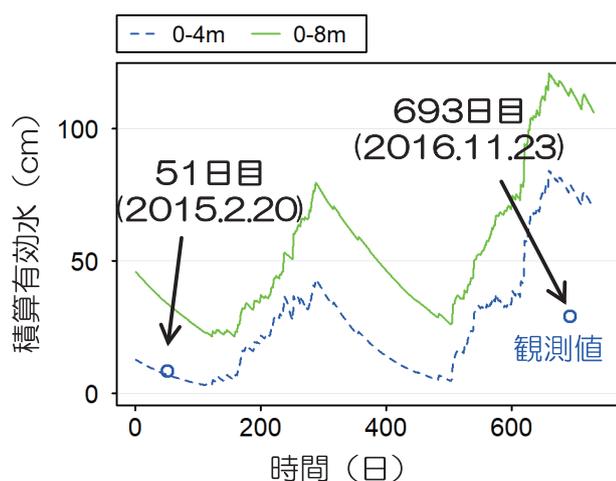
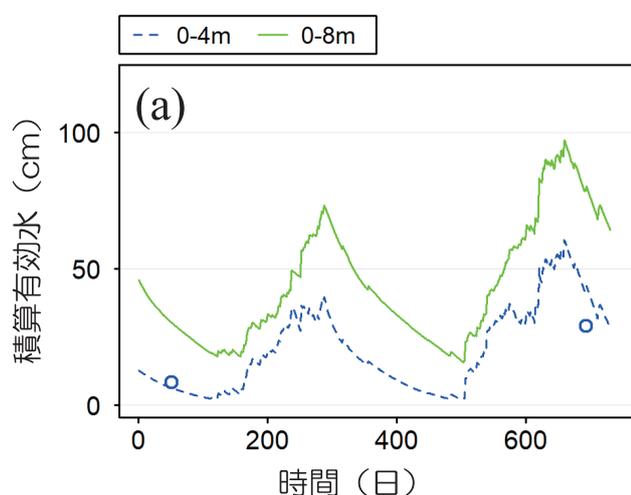


図-1. テスト No. 5 の積算有効水の推移  
図中の点線と実線はそれぞれモデル出力による深さ 0-4 m と 0-8 m の積算有効水, 2つの点は深さ 0-4 m の観測値を示す。横軸は 2015-2016 年の経過日数 (1-731, 2015 年 1 月 1 日が Day 1) を示す。図中の 2 度のピークは 2015 年と 2016 年の雨季 (概ね 5-10 月) に対応する。



の鉛直分布を参照した結果, 0-4 m の積算有効水の積算値に加え (図-2 (b)), その鉛直分布も相応に再現できていることを確認した (図-3)。一方, 本研究の数値モデルは地下水位の変動を明示しないが, 土層内のマトリックポテンシャルの値から描画を試みると図-4 の実線になり, 観測値との乖離がみられた。この乖離は, 本研究の鉛直 1 次元モデルでカバーできない周辺の地形の影響を受けた可能性があるが, それ以外にも, 本研究の未着手のパラメータ (例えば式 (5) に含まれる屈曲度の 1/2) によるモデル改良の余地を示唆した。

まとめると本研究の数値モデルは, スーパーエルニーニョ年では非エルニーニョ年と異なり, 根系深を 4 m と仮定した場合, 乾季の土壤水分動態を適切に再現できなかった。一方, 根系深を 8 m と仮定し, 既報の非エルニーニョ年の土壤孔隙パラメータを利用した場合, 土壤水分の再現性は相応に高いことを確認できた。ただし, この場合も蒸発散速度の低下レベルの設定が必須であった。本調査地ではスーパーエルニーニョ年の大量枯死の現象は確認されておらず, 気孔閉鎖に伴う蒸散低下が生じていた可能性は高い。そのため, 土壤の乾燥から気孔閉鎖につながるフィードバックの組み込みは今後のモデル改良点の 1 つと考えられた。同時に, 今後のタワーフラックス観測, 樹液流観測の結果などによる検証が期待される。本研究の数値モデルの成果は, 近年森林の伐採圧が高まるメコン川下流域のカンボジアにおいて, 森林の劣化, 減少, 回復等の様々なシナリオを想定した, 水資源の動態予測に貢献するものである。

#### IV. 謝辞

本研究は日本学術振興会科学研究費助成事業 19K06153 「土壤水分供給能からみた極めて高い樹高を有する熱帯平地乾燥常緑林の成立条件」の一環として行われた。既報の数値モデル構築では以下の方々の協力を得た: 延廣竜彦主任研究員 (森林総合研究所東北支所), 小杉賢一郎教授 (京都大学), 荒木誠博士 (元森林総研), 太田誠一名誉教授 (京都大学)。ここに深謝する。

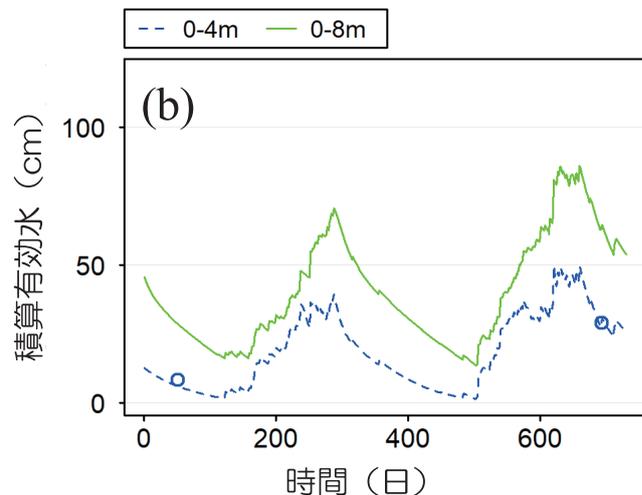


図-2. テスト No. 6 および 7 の積算有効水の推移  
(a) テスト No. 6, (b) テスト No. 7。凡例は図-1 に準ずる。

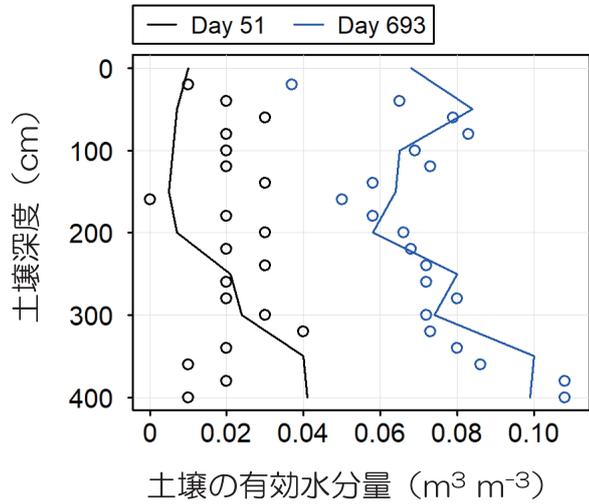


図-3. テスト No. 7 の土層内の有効水分の分布  
 図中の点は観測値、実線はモデル出力である。Day 51 と Day 693 はそれぞれ図-2(b) の 2 時期の観測値と対応する。

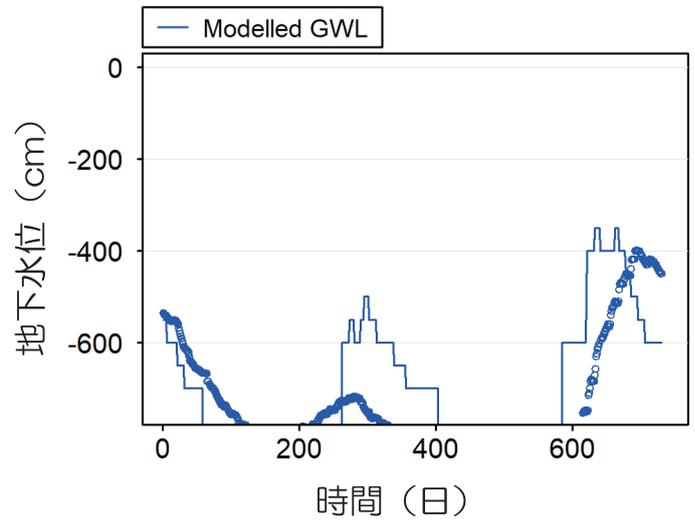


図-4. テスト No. 7 の地下水位の推移  
 図中の点は観測値、実線はモデル出力である。横軸は 2015 - 2016 年の経過日数 (1 - 731) を示す。

### 引用文献

壁谷直記ほか (2014) 水利科学 338: 1 - 16  
 Kabeya N *et al.* (2021) JARQ 55 (2): 177 - 190  
 Kosugi K (1996) Water Resour. Res. 32: 2697 - 2703  
 Ohnuki Y *et al.* (2008) Geoderma 146: 94 - 101  
 Skaggs TH *et al.* (2006) Agric. Water Manag. 86: 140 - 149  
 Toriyama J *et al.* (2013) Geoderma 197: 205 - 211  
 (2023 年 11 月 10 日受付; 2023 年 12 月 18 日受理)