

裸地土中の水分・温度長期変動予測

— 近似した気象データによる地表面境界条件の設定 —

H19.10.14 第46回土壌物理研究部会研究集会@九州大学西新プラザ

齋藤広隆¹⁾, Jiri Šimůnek²⁾, 取出伸夫³⁾

- 1) 東京農工大学共生科学技術院
- 2) カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学科
- 3) 三重大学大学院生物資源学研究科

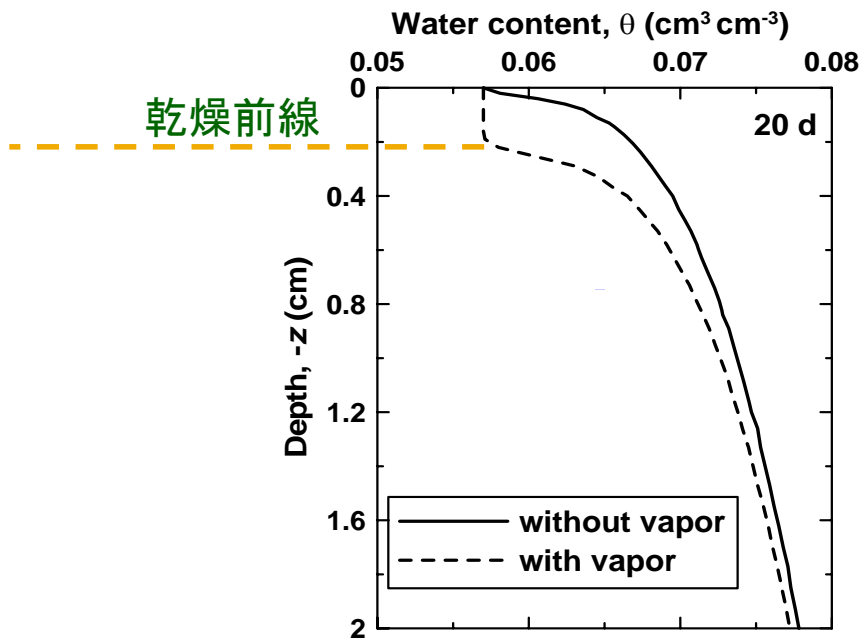


土中水分・温度変動予測

- 乾燥地・半乾燥地のみならず，限られた水資源の有効利用のためには，土中水分量の数ヶ月から1年あるいはそれ以上の中期から長期間の変動の把握が必要
 - 数値計算
- 気温の日変化が激しい乾燥地・半乾燥地では，地表付近の水分は，蒸発散や降雨のみならず，熱の移動やそれに伴う水蒸気移動にも強く影響される
 - 等温・非等温プロセス相互依存
 - 地表面境界(水・エネルギー収支)



水蒸気移動の影響



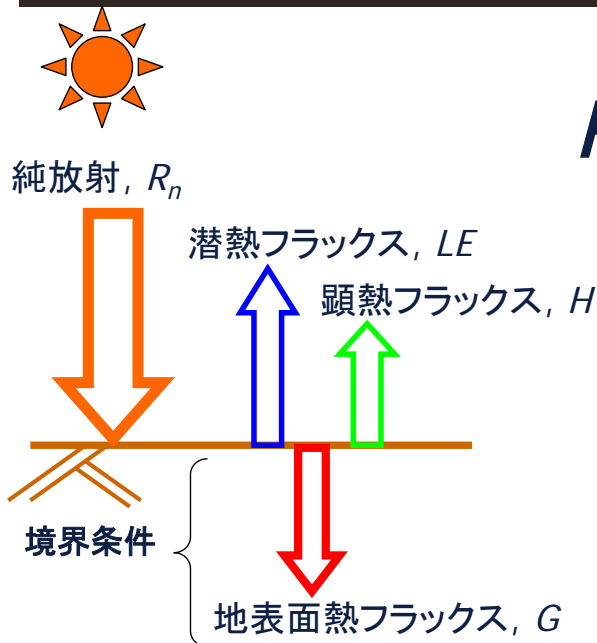
$$E = 0.05 \text{ cm d}^{-1}$$

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = E & (h(0) > h_A) \\ h(0) = h_A \end{cases}$$

地表面境界条件

- 水分移動
 - 降雨・灌漑 (独立型境界条件)
 - 蒸発散 (系依存型境界条件)
- 熱移動
 - 太陽放射 ↓ (独立型)・熱放射 ↑ (系依存型)
 - 蒸発散 (系依存型)
- 水・エネルギー収支
 - 土の状態だけでなく、大気 (気温・湿度・風速) や地表面の状態 (植生・粗度) にも依存

裸地表面エネルギー収支



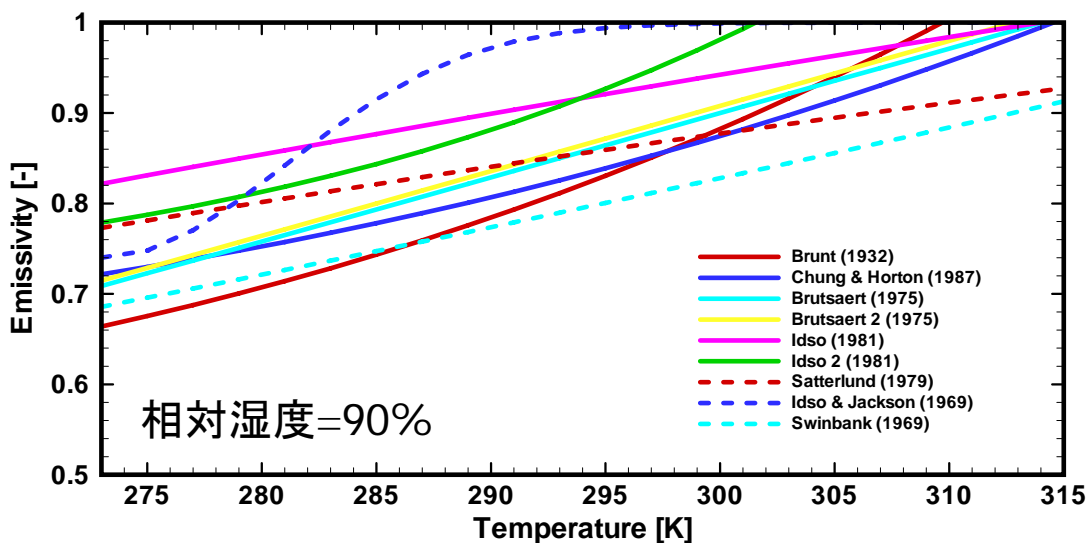
$$R_n = H + LE + G$$

$$\begin{aligned} R_n &= R_{ns} + R_{nl} \\ &= (1-a)S_t + (\epsilon_s R_{ld\downarrow} - R_{lu\uparrow}) \end{aligned}$$

$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H}$$

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \left(\rho_{va} = 10^{-3} e^{\frac{31.3716 - 6014.79}{T_a} - 7.92495 \cdot 10^{-3} T_a} \cdot H_v \right)$$

大気の射出率 ϵ_a



気象データ

- 近傍気象観測所, 簡易気象観測装置
 - 必要な時間間隔で, 必要な精度で得られるとは限らない
- 1年間の計算を行う場合, 各項目ごとに
 - 日データ: 365
 - 時間データ: 8760
 - 1時間以下の短い間隔: 10000以上
- データの整理・加工および入力の手間が増え, 計算負荷が大きい。
 - 信頼のおける限られた情報を補間式を用いて連続データにするなど, 計算結果に大きな影響の出ない範囲で, 不必要な手間を軽減することが可能



目的

- 灌漑計画などに必要な数ヶ月から1年程度の中期間あるいは長期間の裸地土中の水分および地温の変動を, 液状水・水蒸気・熱同時移動計算により予測する。
 - エネルギー収支式による境界条件の設定
 - 一日ごとに観測された気象データを使って, 連続的な値を近似して用いた
 - 計算は修正版HYDRUS-1Dを用いる



土中液状水・水蒸気フラックス

$$q_{Liquid} = q_{Lh} + q_{LT} = \underbrace{-K_{Lh}(h) \frac{\partial h}{\partial z}}_{\text{等温液状水フラックス}} - \underbrace{K_{LT}(T) \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{非等温液状水フラックス}}$$

$$q_{vapor} = q_{vh} + q_{vT} = \underbrace{-K_{vh}(h) \frac{\partial h}{\partial z}}_{\text{等温水蒸気フラックス}} - \underbrace{K_{vT}(T) \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{非等温水蒸気フラックス}}$$

(Philip and de Vries, 1957)

修正リチャーズ式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[K_{Lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S$$



東京農工大学 斎藤広隆



透水係数

等温透水係数

$$K_{Lh}(h) = K_S S_e' \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2$$

非等温透水係数

$$K_{LT}(T) = K_{Lh}(h) \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right)$$

等温水蒸気拡散係数

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{vs} \frac{Mg}{RT} H_r$$

非等温水蒸気拡散係数

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT}$$

K_S : 飽和透水係数, S_e : 有効飽和度, G_{wT} : ゲインファクタ, γ : 土中水の表面張力, D : 水蒸気拡散係数, ρ_{vs} : 飽和水蒸気密度, M : 水1モルの質量, g : 重力加速度, R : 気体定数, H_r : 相対湿度, η : 促進係数



東京農工大学 斎藤広隆



土中熱移動

(1) (2) (3) (4)

$$q_h = -\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_L + C_v T q_v + L_0 q_v$$

- (1) 伝導による顕熱輸送
- (2) 液状水による顕熱輸送
- (3) 水蒸気による顕熱輸送
- (4) 水蒸気による潜熱輸送

熱移動の基礎方程式

$$\frac{\partial C_p}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - C_w S T$$

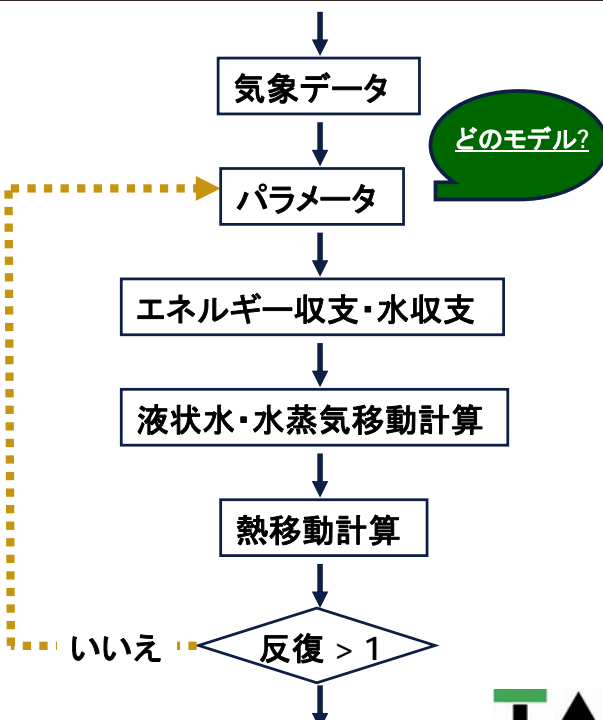
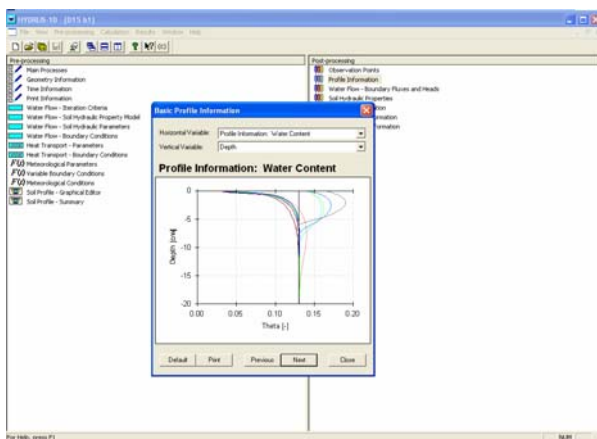
λ : 見かけ熱伝導率, C_w : 水の体積熱容量, C_v : 水蒸気の体積熱容量,
 L_0 : 水の蒸発潜熱, C_p : 土の体積熱容量, S : 根の吸水などによる熱損失



東京農工大学 齋藤広隆



修正版HYDRUS 1D

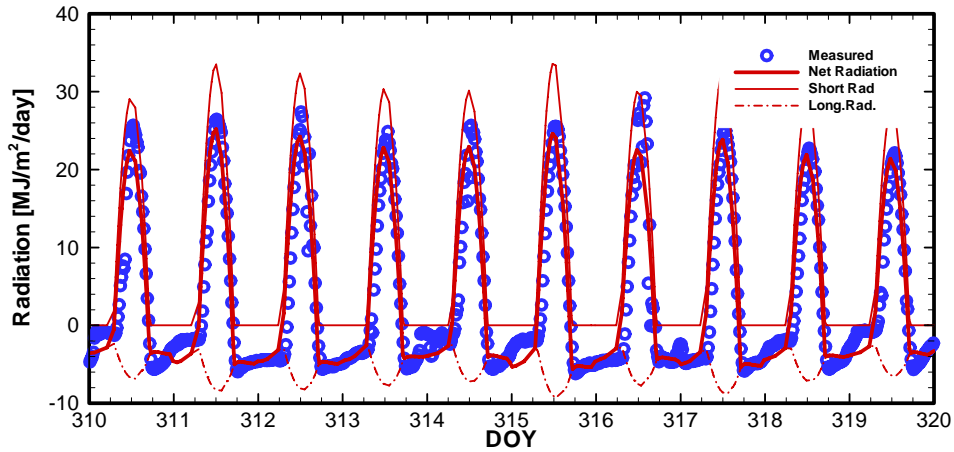


東京農工大学 齋藤広隆



純放射

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1 - a)S_t + (\varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4)$$



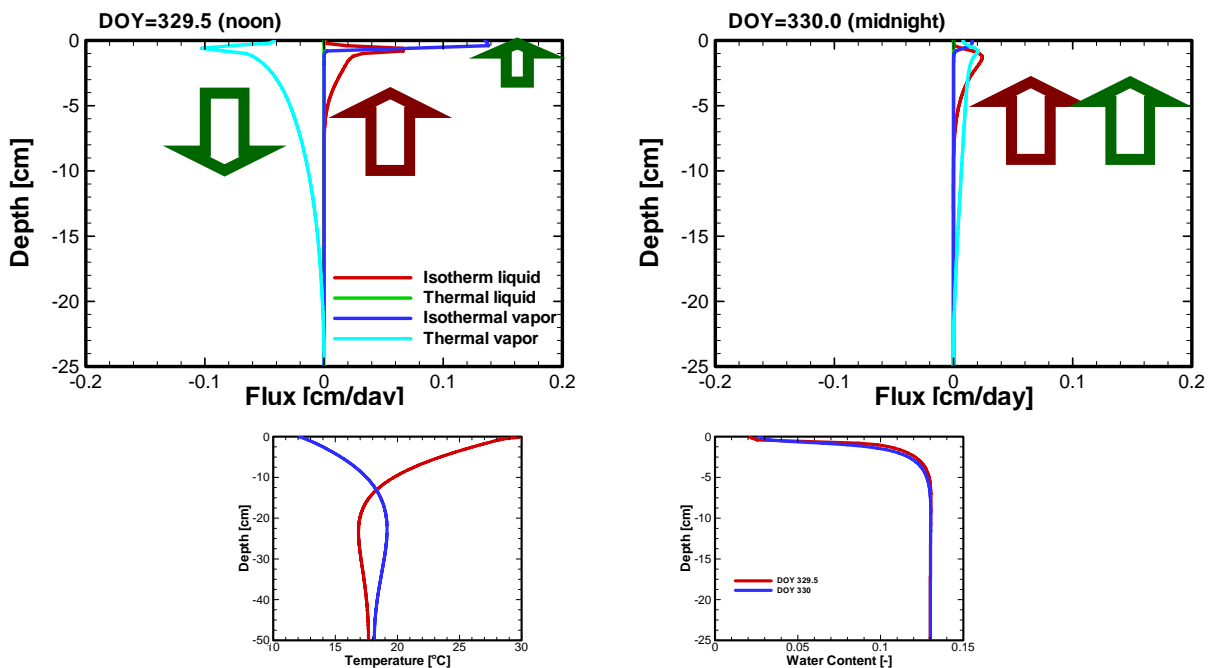
a : アルベド, S_t : 全天放射, ε_s : 土の射出率, ε_a : 大気の射出率,
 R_{ps} : 純短波放射, R_{nl} : 純長波放射, T_a : 大気温度, T_s : 地表面温度



東京農工大学 齋藤広隆



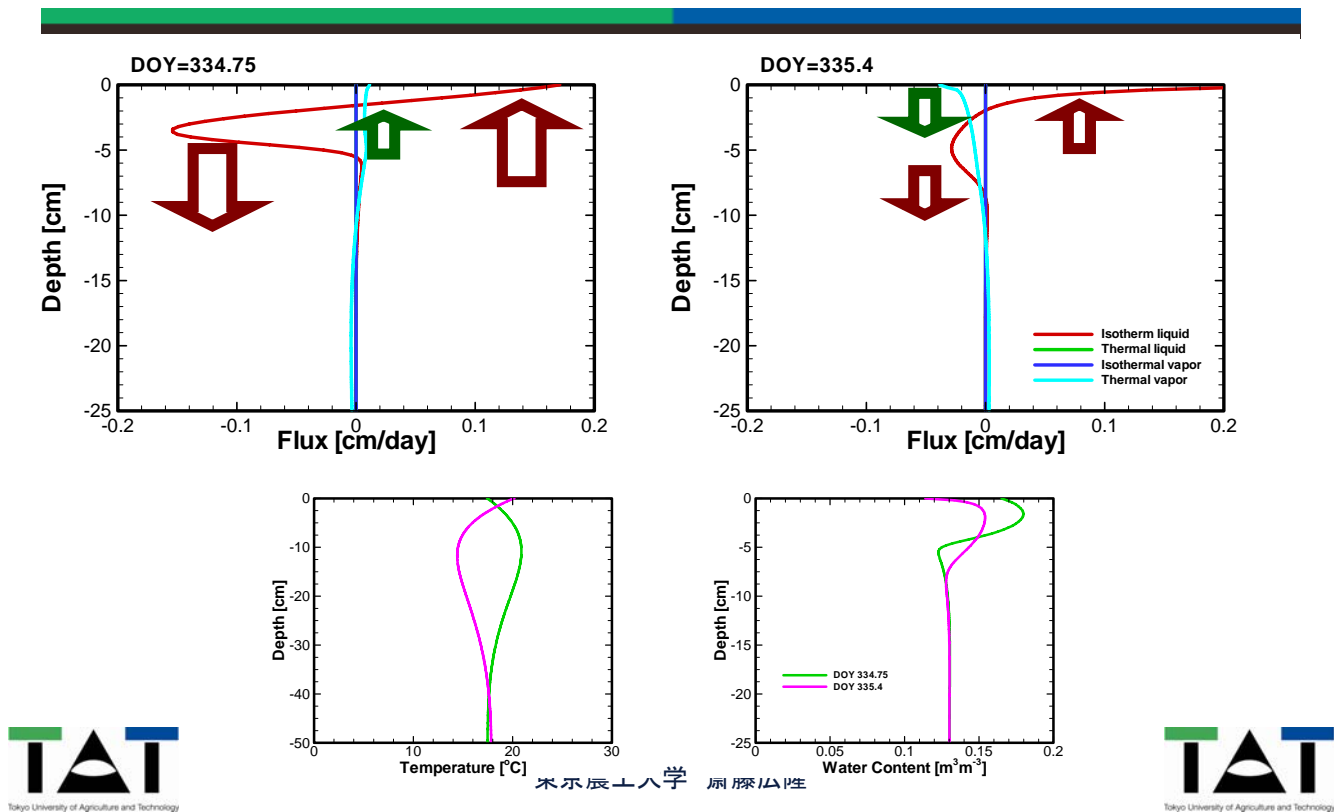
液状水・水蒸気フラックス



東京農工大学 齋藤広隆



灌漑直後

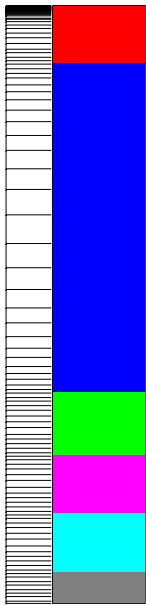


適用事例

- アメリカ合衆国テキサス州西部Chihuahua Desert (Scanlon et al., 2002)
 - 低レベル放射性廃棄物処理候補地に設置された、6層からなる厚さ3.05mの遮水工(カバー)
- 測定: 1997年10月1日 (DOY274) ~ 1998年9月30日 (DOY639)
 - 表層から0.15, 0.3, 0.6, 0.9, 1.2, 1.5, 2.0mの計7地点で、土中水分量および地温を1時間ごとに測定
 - 気象データ: 日データおよび時間データ

遮水工

キャピラリーバリア

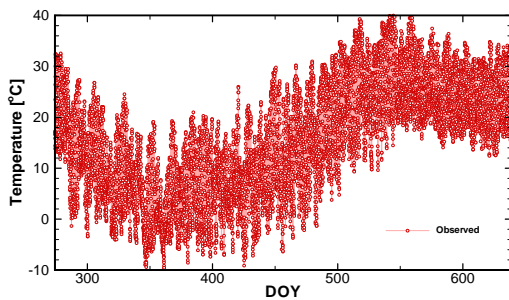


層	厚さ (m)	土性	透水係数 (cm/day)	θ_s	θ_r	α (cm ⁻¹)	n
1	0.3	Sandy clay loam	41	0.45	0.00	0.027	1.276
2	1.7	Sandy clay loam	20	0.35	0.00	0.010	1.167
3	0.3	Sand loam	639	0.40	0.00	0.020	1.464
4	0.3	Muddy gravel	10	0.14	0.00	0.007	1.188
5	0.3	Gravel	159840	0.51	0.00	10.95	1.722
6	0.15	Sand	587	0.38	0.00	0.050	1.774

(Scanlon et al., 2005)

α , n : van Genuchten model parameters

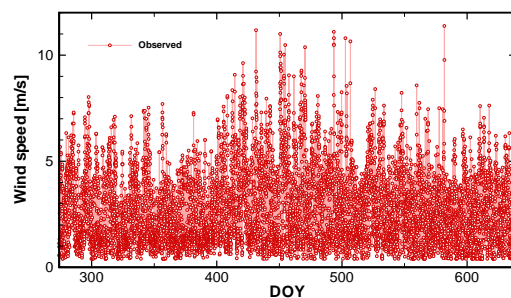
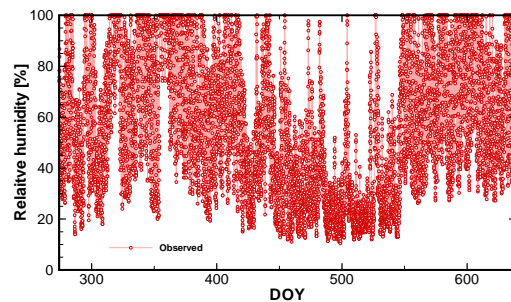
気象データ



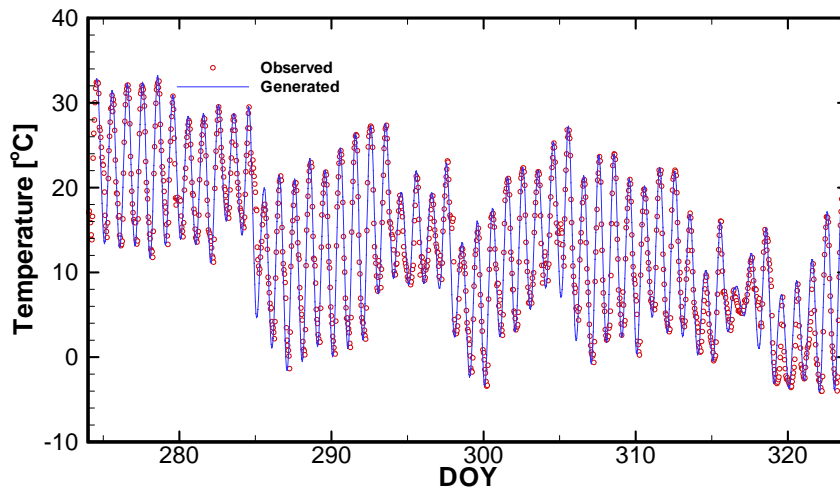
気温 $T_a = \bar{T}_a + A_t \cdot \cos\left(2\pi\left(\frac{t-13}{24}\right)\right)$

湿度 $H_r = \bar{H}_r + A_H \cdot \cos\left(2\pi\left(\frac{t-5}{24}\right)\right)$

風速 $U = \bar{U} + A_U \cdot \cos\left(2\pi\left(\frac{t-13}{24}\right)\right)$



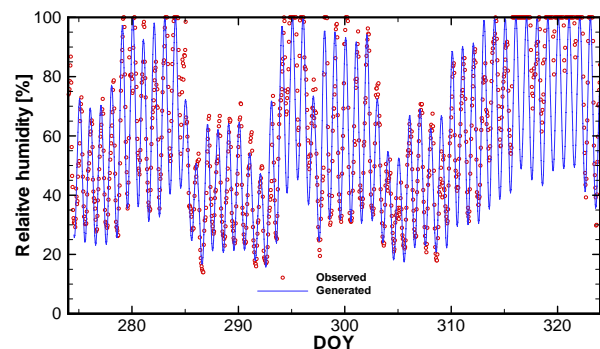
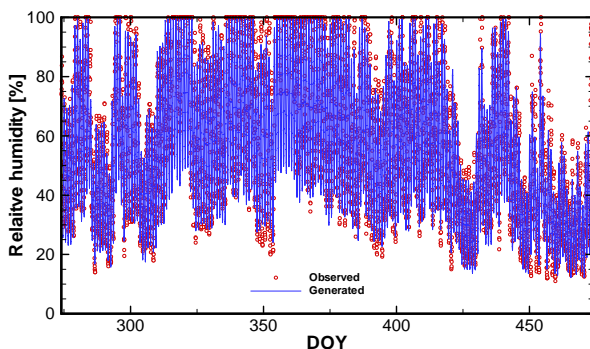
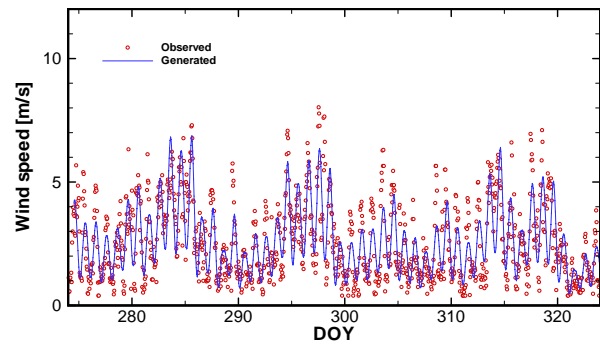
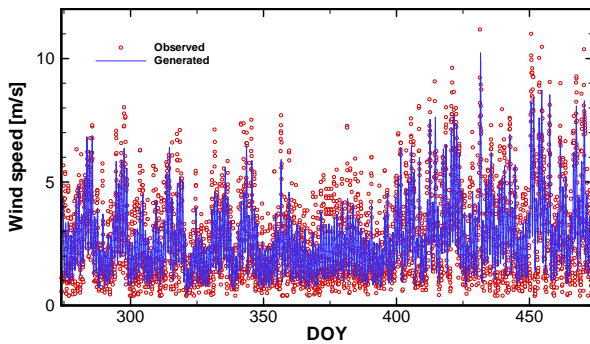
気温データ近似



東京農工大学 斎藤広隆



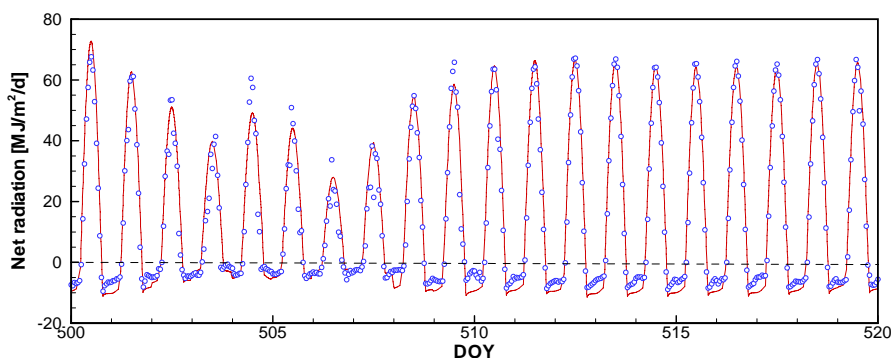
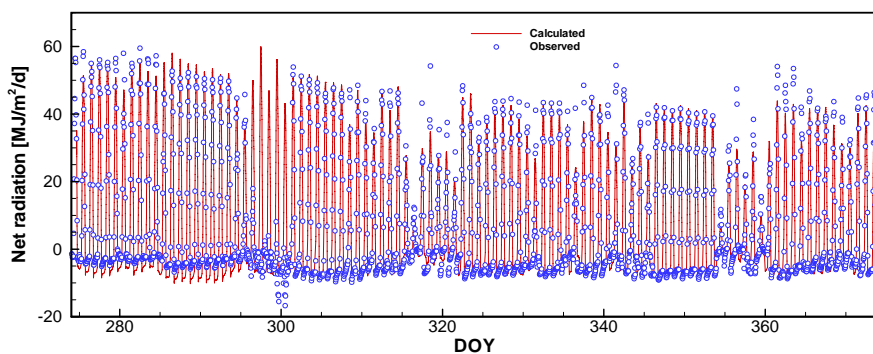
風速・湿度データ近似



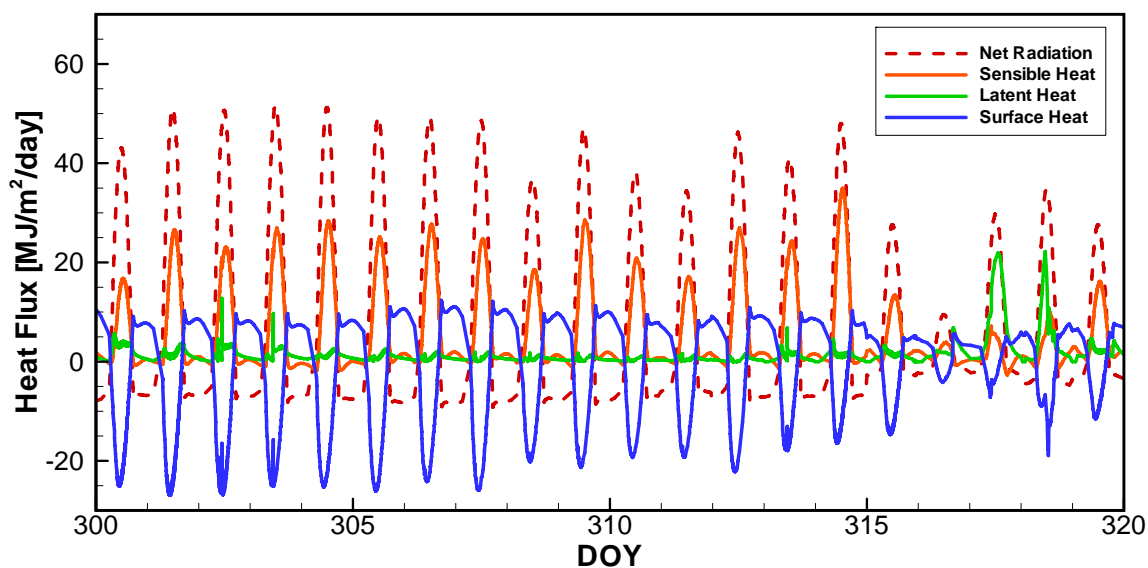
不尔辰一八十 風摩広隆



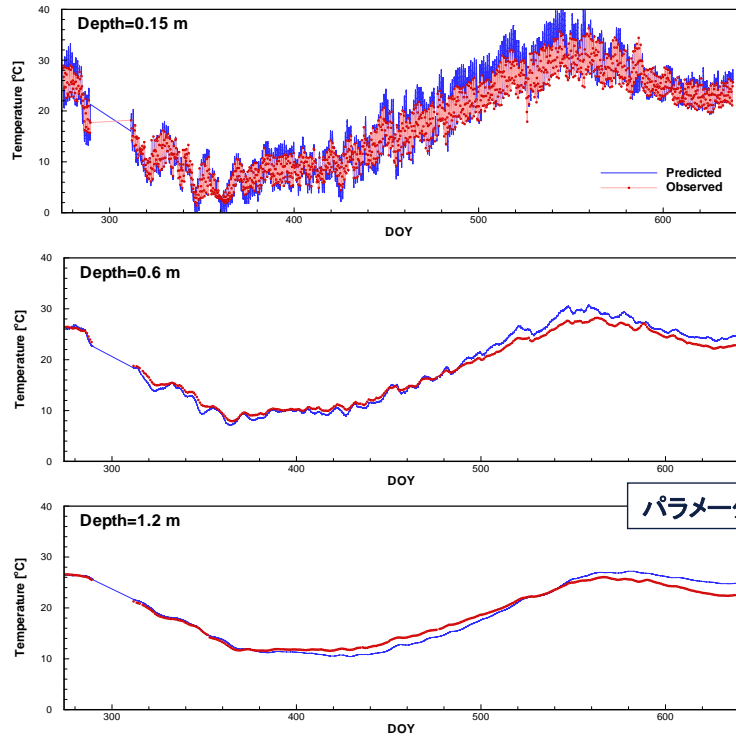
純放射



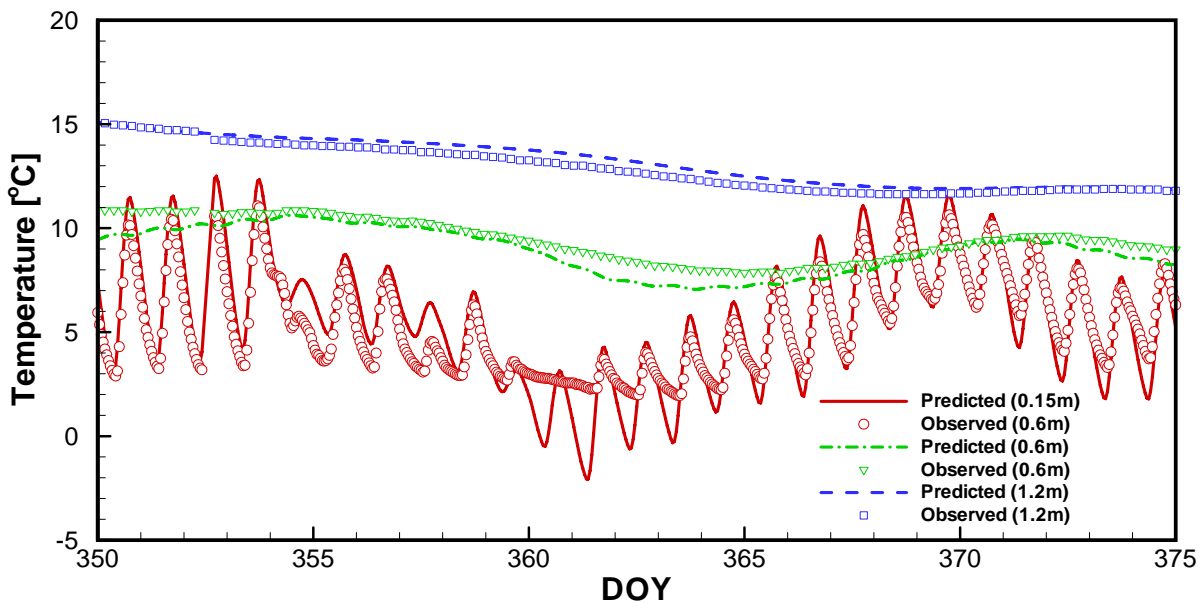
地表面熱フラックス成分



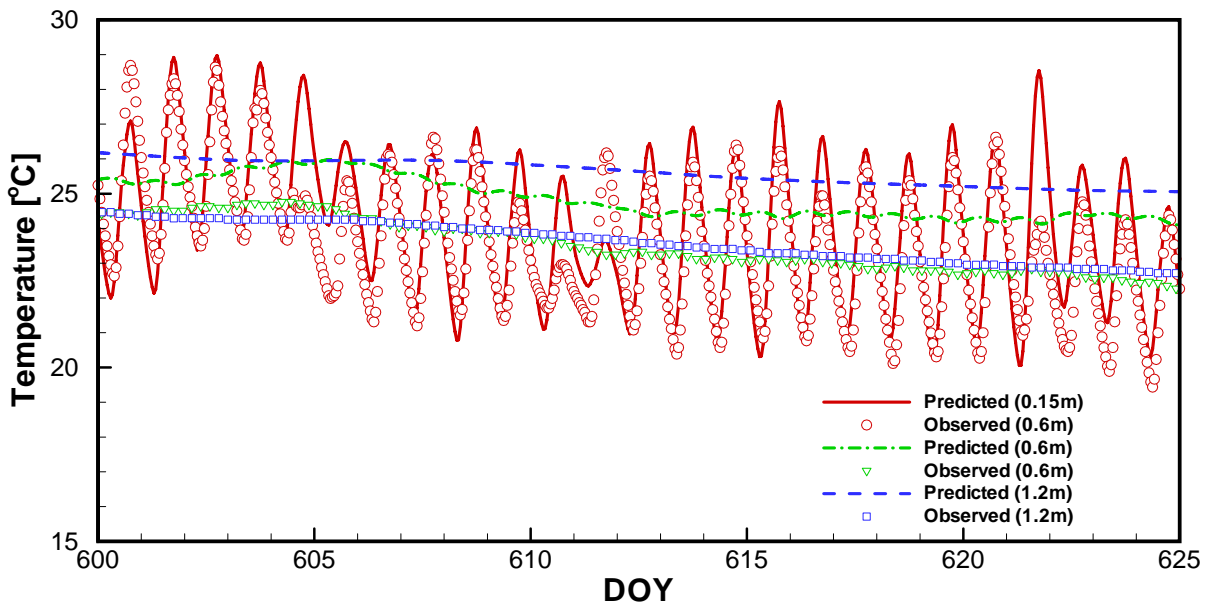
地温変動予測



DOY350-DOY375



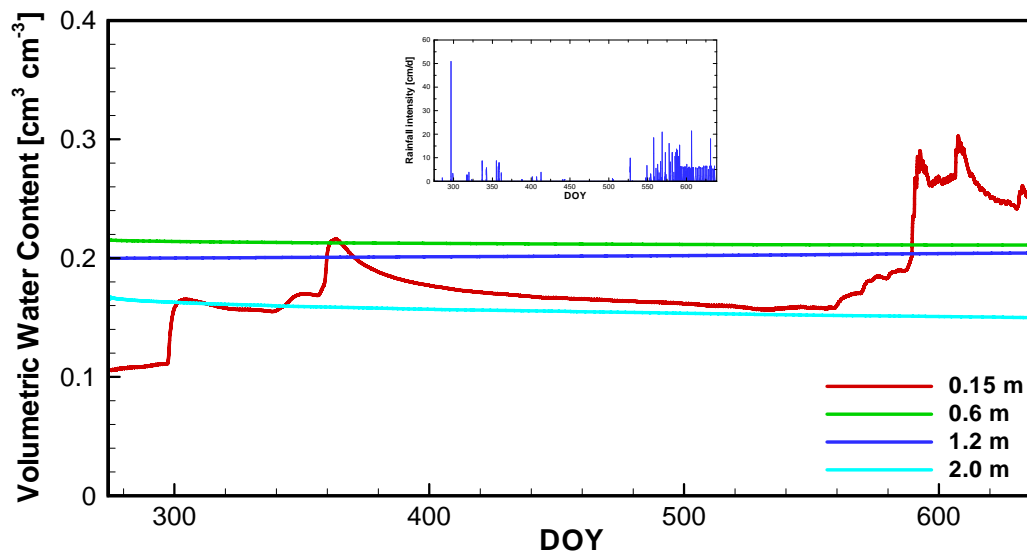
DOY600-DOY625



東京農工大学 斎藤広隆



水分量変動予測



東京農工大学 斎藤広隆



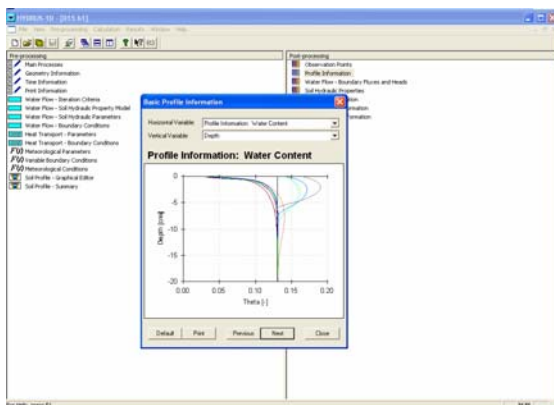
土中温度・水分変動予測

- 深度に関係なく、2mくらいまでであれば、土中の水分量や温度の中期あるいは長期にわたる変化は、標準的な日気象データが手に入れば、連続的な変化を近似して用いることで、予測可能であることを示した。
 - 地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高めたり、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないのではないか。
 - 一部の気象データの精度を高めるだけでなく、すべての要素を釣り合いの取れた精度で求めることも同様に重要である。
- エネルギー収支式内のパラメータを求めるためにはどのモデルを使うか？

HYDRUS 1D

- パブリックドメイン
- 使いやすいインターフェース

修正版(未公開)



- 地表面境界で水収支式・エネルギー収支式を解き、境界条件を設定
- 日データ・時間データ様々な気象データを入力可能
- 裸地のみならず、植生のある場合についても対応

自分のデータを解析してみたいという方は、hydrus-grp@cc.mie-u.ac.jpまで連絡を！