

現業気象データと陸面過程モデルによる 日本の地表面状態量の推定

相馬一義*・田中賢治・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究では、陸面過程モデルSiBUCを用いて日本の地表面状態量を推定する手法を提案した。この手法では陸面過程モデルに入力する気象要素のメッシュデータについては、気象庁が提供する現業の気象観測データ（レーダー・アメダス解析雨量, AMeDAS, 地上気象観測, 高層気象観測）を用いて作成した。本研究ではこの手法を試験的に本州及び四国全域を含む領域について適用し、空間解像度約5kmで1999年8月から2000年12月までの18ヶ月間について一時間毎の地表面状態量を計算した。出力結果のうち、2000年6月から8月までの3ヶ月間を取り上げて検討した結果、日本のような非常に湿潤な地域でも土壌水分量及び晴天日のボーエン比の季節内変動が場所によっては大きくなりうることを確認した。

キーワード：陸面過程モデル, 現業気象観測データ, 地表面状態量, 地表面水熱収支

1. 序論

現在、日本の短期予報に用いられる数値気象モデルでは、地表面状態の季節内変動等を考慮せず、土地利用ごとに暖候期と寒候期の2種類のパラメータを与えている（熊谷ら, 2003; JMA, 2002）。これは、日本のような非常に湿潤な気候においては、地表面状態の違いは短時間で局所的な降水に対して大きな影響を与えないと考えられてきたためである。

それに対して、（相馬ら, 2005; 2006）は、2001年8月15日に琵琶湖北東の山地域で観測された短時間強雨について、短期予報で使用されるモデルと同種のメソスケール数値気象モデルを用いて、2001年8月に琵琶湖流域で観測された最も湿った状態と最も乾燥した状態に土壌水分量を設定した数値実験を行い、結果を比較した。その結果、月内変化程度の土壌水分量初期値の違いが、日本における短時間強雨に対して影響を与えることが示された。

土壌水分量をはじめとする地表面状態が日本における短時間強雨に影響を与えるならば、降水短期予報においてより現実に近い地表面状態を与える必要

がある。しかし、日本においては地表面状態量の観測は研究目的以外には行われていないのが現状であり、何らかの手法を用いて推定する必要がある。

近年、衛星リモートセンシングを用いた地表面状態量推定が急速な進歩を遂げており（例えば瀬戸ら, 2003; 小池ら, 2004）、それを利用することがひとつの方法として考えられる。しかし、土壌水分量推定に用いられるマイクロ波リモートセンシングでは、密な森林域において推定精度が低下することが指摘されており、また空間分解能が数十km程度であるため、日本のように密な森林域が存在し、複数の土地利用が小さな空間スケールに混在する状況には適していない。

その一方で、日本では降水レーダーによる空間解像度数kmの降水量観測、AMeDASによる約17km間隔の地上気象観測網等、非常に密な気象観測がおこなわれており、これらの観測値を境界条件として利用した陸面過程モデルによる地表面状態量推定が有効となる。

以上を踏まえて本研究では、日本における地表面状態量の時空間分布を陸面過程モデルSiBUC（Simple

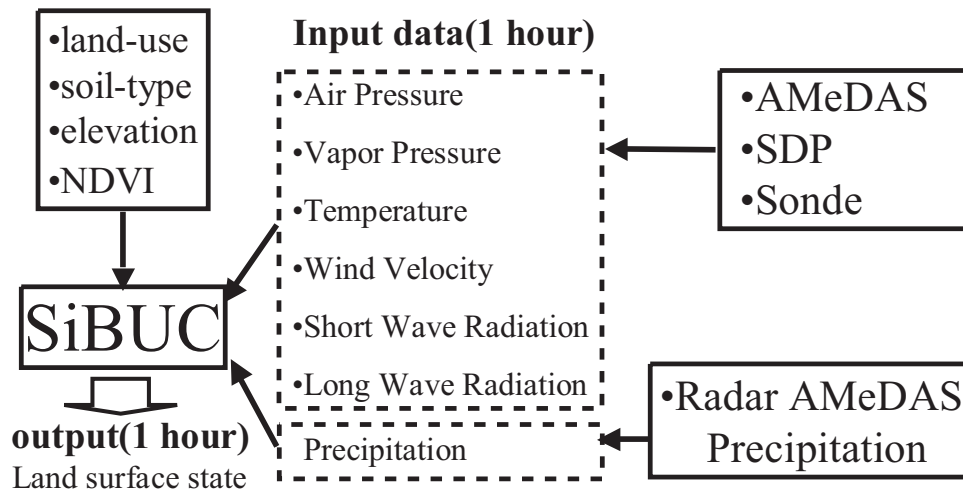


Fig. 1 Estimation scheme of the land surface state in Japan.

Biosphere including Urban Canopy; Tanaka, 2004) と現業の気象観測データを用いて推定する手法を提案する。また、その推定結果を用いて、日本のような湿潤地域における地表面状態及び地表面熱収支特性の時空間変動が十分大きくなりうるか、特に暖候期の季節内変動に注目して検討する。

2. 地表面状態量の推定手法

推定手法全体の流れを Fig.1 に示す。陸面過程モデル SiBUC に対して現業の気象データから作成した大気境界条件のグリッドデータと、地表面の特徴を入力し、各時間ごとの地表面状態量の空間分布を出力する。

2.1 使用する陸面過程モデルの概要

陸面過程モデル SiBUC は植生、水体、都市の各サブモデルから構成され、一グリッド内に存在する各土地利用の面積割合で加重平均して地表面フラックスを計算するモザイクモデルである (Fig.2)。植生モデルについては SiB (Sellers, 1986) を基にして水田モデルを加えるなどの改良がなされたものを使用している。

2.2 大気境界条件の作成方法

陸面過程モデル SiBUC では、大気境界条件として SiB と同様に以下の気象要素を入力する必要がある。

- 大気境界層内の参照レベル (z_m) における気圧 (P_{ref})、気温 (T_m)、水蒸気圧 (e_m)、風速 (u_m)
- 下向き短波放射フラックス4成分 ($F_{\lambda, \mu(0)}$): 可視 (直達, 散乱), 近赤外 (直達, 散乱)

- 下向き長波放射フラックス ($F_{\tau, d(0)}$)
- 降水強度 (P)

ただし、多くの場合下向き短波放射フラックスの4成分は得られないので、下向き短波放射フラックス全体を4成分に分解するサブルーチンが SiBUC には含まれている。

降水強度

本研究では降水強度についてはレーダー・アメダス解析雨量を使用する。このデータは気象庁の降水レーダーで観測された降水量を AMeDAS による地表で観測された降水量で補正したものであり、1988年から2001年3月までは空間解像度約5kmで、2001年4月以降は空間解像度約2.5kmで一時間毎の降水量が提供されている。本研究ではこのデータを陸面過程モデルの解析グリッドに面積で重み付けして内挿し、降水強度のメッシュデータを作成する。

気圧、気温、水蒸気圧、風速

気圧、気温、水蒸気圧、風速のメッシュデータについては Tanaka (2004) が琵琶湖流域の水熱収支計算で用いた手法により作成する。以下、空間内挿は次式により、対象とする地点のある海拔高度に対して、周囲の3地点における同一の海拔高度から距離の2乗で重み付けして行う。

$$V_A = \frac{d_{AY}^2 d_{AZ}^2 V_X + d_{AZ}^2 d_{AX}^2 V_Y + d_{AX}^2 d_{AY}^2 V_Z}{d_{AY}^2 d_{AZ}^2 + d_{AZ}^2 d_{AX}^2 + d_{AX}^2 d_{AY}^2} \quad (1)$$

ただし、 V_A , V_X , V_Y , V_Z はそれぞれ観測点 A, X, Y, Z 上の、同一海拔高度における気象要素を表す。また、 d_{AX} , d_{AY} , d_{AZ} はそれぞれ観測点 A と X, A と Y, A と Z の間の水平距離を表す。

Tanaka (2004) では、以下の手順に従って AMeDAS 及び地上気象観測を空間内挿し、高層気象観測を用

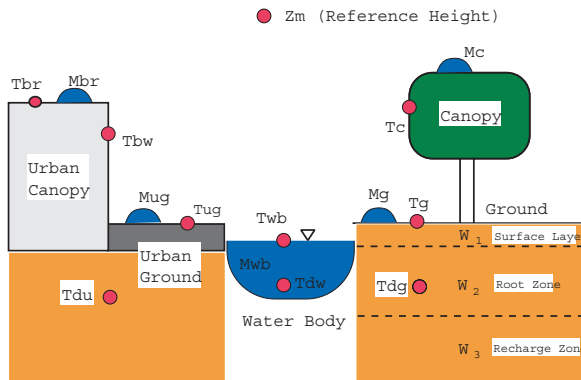


Fig. 2 Schematic image of surface elements in the SiBUC model (Tanaka, 2004).

いて標高補正を行う。

1. 高層気象観測による大気鉛直プロファイル(全国20地点, 09JSTと21JST)を時間について線形内挿して, 一時間毎の気圧, 気温, 水蒸気圧, 風速(東西方向, 南北方向)の鉛直プロファイルを作成する。
2. 気温, 風速についてはAMeDAS観測点を, 気圧, 水蒸気圧については地上気象観測点を対象としてある一つの観測点を選ぶ(ここでは観測点Aとする)。観測点Aに対して距離が近い方から3地点高層気象観測点を選ぶ(観測点X, Y, Zとする)。手順1で作成した観測点X, Y, Zにおける鉛直プロファイルを式(1)を用いて空間内挿し, 観測点A上の鉛直プロファイルを作成する。
3. 作成した観測点A上の鉛直プロファイルについて, 観測高度において観測点Aにおける観測値と一致するように, 海拔高度4000m以下についてプロファイルを修正する。すべてのAMeDAS観測点及び地上気象観測点について手順2から手順3を適用する。
4. 対象とする解析グリッド(グリッドOとする)に対して, 気温, 風速についてはAMeDAS観測点を, 気圧, 水蒸気圧については地上気象観測を, 距離が近い順に3点選ぶ(観測点A, B, Cとする)。手順3で作成した観測点A, B, Cにおける鉛直プロファイルを同一の海拔高度上で式(1)と同様に距離の2乗で重み付けして空間内挿し, グリッドO上の鉛直プロファイルを作成する。
5. 手順4で作成したグリッドOにおける鉛直プロファイルから, グリッドOの標高に対応する高度の値を取り出し, そのグリッドにおける大気境界条件とする。

長波放射

長波放射については, 近藤ら(1994)による日平均値の推定手法を, 時間平均値を推定するように修正した手法(Tanaka, 2004)を用いて作成する。

晴天時の日平均下向き長波放射フラックスは次式のように推定できる(近藤ら, 1994)。

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

$$x = \log_{10}(w_{TOP}^*) \quad \dots \dots \dots (3)$$

$$\log_{10}(w_{TOP}^*) = 0.0315T_{DEW} - 0.1836 \quad \dots \dots \dots (4)$$

$$T_{DEW} = \frac{237.3 \log_{10}(e_{dm}/6.1078)}{7.5 - \log_{10}(e_{dm}/6.1078)} \quad \dots \dots (5)$$

ただし, L_{df}^{\downarrow} は晴天時の日平均下向き長波放射フラックス (W/m^2), T_{dm} は日平均気温 (K), w_{TOP}^* は有効水蒸気量の全量 (cm), T_{DEW} は露点温度 (K), e_{dm} は水蒸気圧の日平均値 (hPa) である。

それを用いて, 曇天時の時間平均下向き長波放射フラックスは次式のように推定できる(Tanaka, 2004; 近藤ら, 1994)。

$$L^{\downarrow} = \sigma T_{dm}^4 [1 - (1 - L_{df}^{\downarrow}/\sigma T_{dm}^4)C] \quad \dots \dots \dots (6)$$

$$C = \begin{cases} 0.826A^3 - 1.234A^2 + 1.135A + 0.298 & (0 < A \leq 1) \\ 0.2235 & (A = 0) \end{cases} \quad (7)$$

$$A = N/N_0 \quad \dots \dots \dots (8)$$

ただし, L^{\downarrow} は時間平均下向き長波放射フラックス (W/m^2), L_{df}^{\downarrow} は式(4)で求められる晴天時の日平均下向き長波放射フラックス (W/m^2), T_{dm} は日平均気温 (K), N_0 は可照時間 (h), N は観測された日照時間 (h) を表す。ここで, 可照時間とは, 雲や大気による減少がないとして計算される可能な最大日照時間である。この手法では N 及び N_0 は日積算値を用い, 下向き長波放射フラックスの日変化は考慮していない。

気温, 水蒸気圧については前節で作成したメッシュデータを使用し, 日照時間については対象とするメッシュから近い順にAMeDAS観測点を3点選び, 式(1)に従って水平距離の2乗で重み付け内挿して作成する。

短波放射

各時刻の全天日射量が地上気象観測点では観測されているが, 下向き短波放射フラックスは場所による違いが顕著であるため, この手法では, 地上気象観測よりも観測地点数の多いAMeDASにおいても観測されている日照時間を可能な限り用いる。時間

平均の下向き短波放射フラックスは、次式のように求められる (Tanaka, 2004)。

$$S^{\downarrow} = S_d^{\downarrow} \times \frac{S_0^{\downarrow}}{S_{0d}^{\downarrow}} \dots\dots\dots (9)$$

ただし、 S^{\downarrow} 、 S_d^{\downarrow} 、 S_0^{\downarrow} 、 S_{0d}^{\downarrow} はそれぞれ下向き短波放射フラックスの地表における時間平均値、地表における日平均値、大気上端における時間平均値、大気上端における日平均値を表す。

S_0^{\downarrow} については、近藤ら (1994) より以下のように求められる。

$$S_0^{\downarrow} = I_{00} \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 (\sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(h)) \dots\dots\dots (10)$$

$$\left(\frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos(\eta) + 0.00128 \sin(\eta) + 0.000719 \cos(2\eta) \dots\dots\dots (11)$$

$$\delta = \sin^{-1}(0.398 \times \sin(a_2)) \dots\dots\dots (12)$$

$$a_2 = 4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta \dots\dots\dots (13)$$

$$\eta = (2\pi/365)DOY \dots\dots\dots (14)$$

ただし、 ϕ は緯度 (rad)、 σ は太陽の赤緯 (rad)、 h は太陽の南中からの時角 (rad)、 d 、 d_0 はそれぞれ太陽・地球間の距離とその平均値である。DOY は1月1日からの日数を表す。 I_{00} は太陽定数であり、 $I_{00} = 1365 \text{ W/m}^2$ である。

近藤ら (1994) による $S_d^{\downarrow}/S_{0d}^{\downarrow}$ の推定式を以下に示す。

$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{0d}^{\downarrow}} = \begin{cases} a + b(N/N_0) & (0 < N/N_0 \leq 1) \\ c & (N/N_0 = 0) \end{cases} \dots\dots\dots (15)$$

ただし、 N_0 は可照時間 (h)、 N は観測された日照時間 (h) を表す。係数 a 、 b 、 c は経験的に求められる係数であり、近藤ら (1994) は地上観測データとの比較から $a = 0.511$ 、 $b = 0.244$ 、 $c = 0.118$ と定めている。

本研究で用いる Tanaka (2004) の手法では、以下の手順に従っていくつかの地上気象観測点における観測値を用いて、各月ごと、入射角に応じた係数 a 、 b 、 c を求める。下向き短波放射フラックスに関しては各時刻における N 及び N_0 を用いる。日照時間については対象とするメッシュから近い順に AMeDAS 観測点を3点選び、式 (1) に従って水平距離の2乗で重み付け内挿して作成する。

1. いくつかの地上気象官署を選び、ある月における式 (9) を用いた時間平均下向き短波放射フラックスを縦軸に、地上気象官署における観測値を横軸にとった散布図を入射角ごとに作成し、

その回帰直線の傾きと切片から係数 a 、 b を計算しなおす。ただし、 $N = 0$ のデータは除外する。

2. 手順1で計算した係数 a 、 b を縦軸に、入射角を横軸にとった散布図を作成し、その回帰直線の式をその月における入射角に応じた係数 a 、 b の計算式とする。
3. 手順1と同様の散布図を作り直して回帰直線を計算し、回帰直線が傾き1、切片 0 W/m^2 になるように推定値全体を補正する。
4. $N = 0$ の時は式 (9) を用いず、距離の近いほうから地上気象官署を3地点選んで式 (1) と同様に空間内挿する。

本研究では、係数を決定する際に19地点 (青森、酒田、仙台、新潟、長野、高山、水戸、岐阜、浜松、千葉、鳥取、京都、広島、大阪、奈良、佐世保、長崎、宮崎、室戸岬) の地上気象観測点のデータを使用した。

また、この手法では、DEMによる標高データから各解析グリッドの地表面に対する平均的な法線ベクトルを算出し、太陽の入射角と内積をとることで局所的な地形効果を導入している (Tanaka, 2004)。

2.3 地表面の特徴として使用するデータ

陸面過程モデル SiBUC では場所及び時間によって変化する地表面の特徴として、以下のデータを入力する必要がある。

- 葉面積指数

また、場所によって変化する地表面の特徴として以下のデータを入力する必要がある。

- 土地利用面積率
- 土壌分類
- 標高
- 勾配

本研究では葉面積指数については SPOT 衛星から得られた 10day composite NDVI データを用いて与える。このデータは10日間のうち雲の影響が少ない画像を用いて作成されているが、場所や時期によっては雲の影響を完全に除去できていないため、BISE (The Best Index Slope Extraction) 法 (Viovy and Arino, 1992) を適用して雲の影響を除去する。

土地利用面積率の情報としては国土数値情報 (KS-202) (空間分解能約 100m) における15分類の土地利用を7つのカテゴリー (草地、森林、水田、畑地、裸地、都市域、水面) に再分類したデータセットを使用する。

土壌分類については国土数値情報土壌分類メッシュ (G05-54M) (空間分解能約 1km) における79種類の土壌分類を久馬ら (1993)、日本ペドロロジー学会 (2002)、

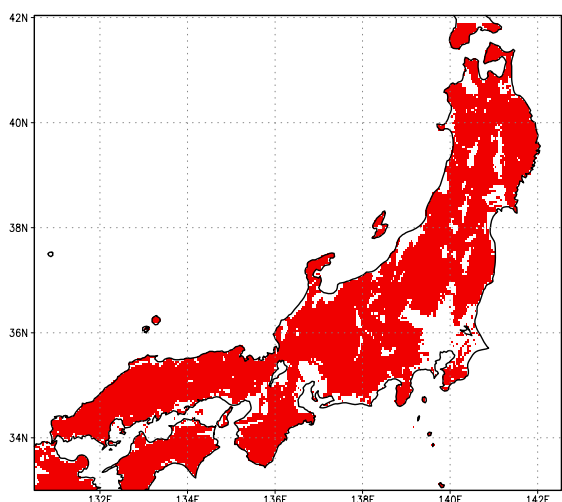


Fig. 3 The grids in which the area of forest is largest in those of all land use.

FAO (2002) を用いて FAO の Digital Soil Map of the World における土壌分類に対応させ、砂、ローム、シルトの構成比から 11 種 (sand, loamy sand, sandy loam, silt loam, loam, sandy clay loam, silty clay loam, clay loam, sandy clay, silty clay, clay) に再分類したデータセットを使用する。

標高及び勾配は USGS (U.S. Geological Survey) が提供する GTOPO30 (空間分解能約 1km) を用いて与える。

3. 地表面状態量の推定結果と考察

3.1 計算条件

本研究ではこの手法を試験的に 1999 年 8 月から 18 ヶ月間本州全域に適用し、空間解像度約 5km で 1 時間毎に地表面状態量を推定する。

土壌水分量の初期条件は、根層に飽和度で 0.7 を与え、重力と釣り合った状態にあるとして表層と再補給層の飽和度を与え、1999 年 8 月から 12 ヶ月間のスピナップ計算を行って決定する。

3.2 推定結果と考察

推定計算は 18 ヶ月間行ったが、今回は 2000 年 6 月から 8 月の 3 ヶ月間に注目して結果の解析を行う。

また、空間分布に関しては計算グリッド内における森林の土地利用が最大の面積率を占めるグリッド (つまり、従来の降水短期予報において森林に分類され、同一の地表面状態であると仮定されるグリッド) について検討を行う (Fig.3)。

推定値における 2000 年 6 月から 8 月までの根層における土壌水分量の最大値と最小値の差を Fig.4 に示すが、同じ季節内でも多くの地域で飽和度で 0.1

以上、差の多い地域では 0.2 以上変動していることがわかる。また、同じ森林の土地利用においても、地域によって土壌水分量変動の幅が大きく異なっていることがわかる。

そのような地表面状態の違いが地表面熱収支に及ぼす影響を検討するために、2000 年 6 月から 8 月までの晴天日における日平均のボーエン比 (日平均の顕熱フラックスを潜熱フラックスで割ったもの) を Fig.5 に示す。ここで、日平均の純放射フラックスが 200W/m^2 以上の日を晴天日と定義する。この図から、多くのグリッドでボーエン比が同一季節内で 0.3 以上変動し、季節内変動が大きなグリッドでは 0.9 を超えることがわかる。

同様に 2000 年 6 月から 8 月までの晴天日における日平均のボーエン比の最大値と最小値を Fig.6 に示す。ボーエン比の最小値は多くの地点で 0.1 から 0.3 であり、最大値は多くのグリッドで 0.3 から 1.0 で、大きなグリッドでは 1.0 以上になっている。このことから、この季節の日本では、森林が卓越する多くのグリッドで地表面からの加熱よりも蒸発散が卓越する状況であり、季節変化は 1.0 付近から 0.1 程度の範囲内で起こっていることがわかる。

筆者ら (2006) における数値実験での日中 (12JST) の山地域におけるボーエン比が乾燥した設定の計算で 1.04、湿潤な設定の実験で 0.58 であることを考えると、本研究で見られたボーエン比の季節内変動は降水に影響を及ぼすほど大きいと考えられる。

3.3 観測値との比較

以上は数値モデルによって推定された地表面状態及び地表面熱収支の特徴であるが、観測値においても同様の傾向が見られるか検討を行う。本研究では、産業技術総合研究所の高山サイトにおける放射収支、渦相関法による顕熱フラックス (Saigusa et al., 2002)、地中伝導熱の観測値を使用する。特に降雨直後において渦相関法による潜熱フラックスの精度に問題があるため、短波放射 (上向き, 下向き)、長波放射 (上向き, 下向き) の観測値から純放射フラックスを計算し、地中伝導熱、顕熱フラックスとともに熱収支式 (16) に代入してその残差を潜熱フラックスとした。

$$R_n = \lambda E + H + G \dots\dots\dots (16)$$

Fig.7 に、晴天日における日平均のボーエン比を示す。ここで、晴天日とは日平均の下向き短波放射が 250W/m^2 以上の日とする。観測値でも 1.0 程度の季節内変動がみられ、推定値における季節内変動が現実にも起こりうるものであることがわかる。

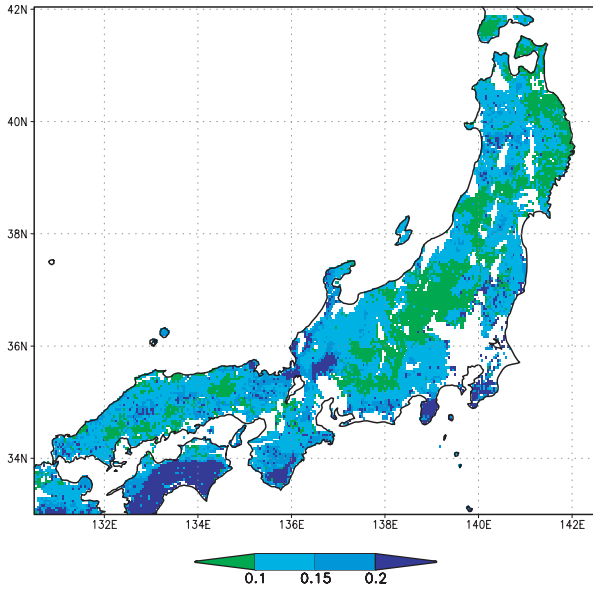


Fig. 4 The difference between the maximum and minimum value of the daily averaged soil wetness (root zone) from Jun to Aug 2000 for estimation result.

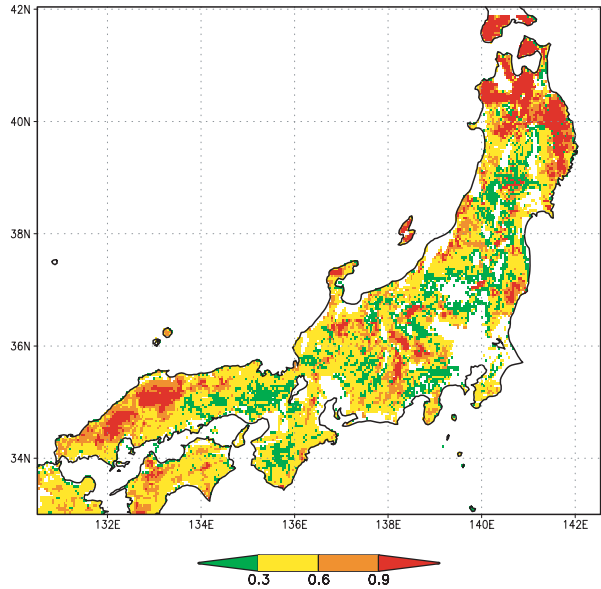


Fig. 5 The difference between the maximum and minimum value of the daily averaged bowen ratio from Jun to Aug 2000 for estimation result. Analysis was carried out when the value of daily averaged net radiation exceeded 200 W/m^2 .

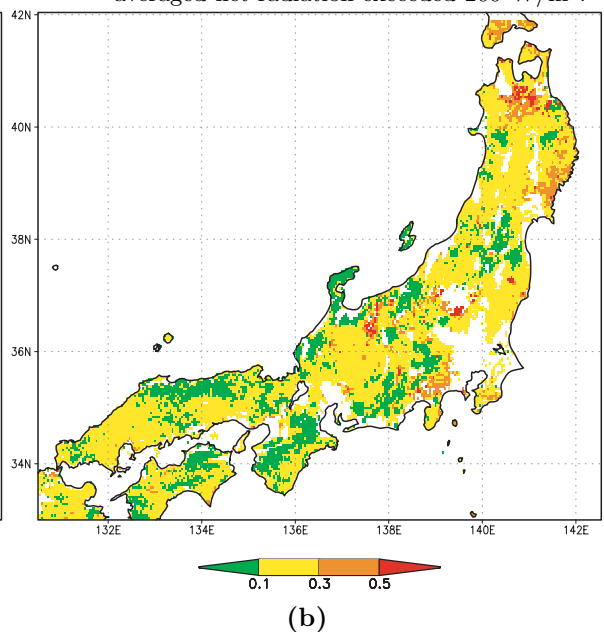
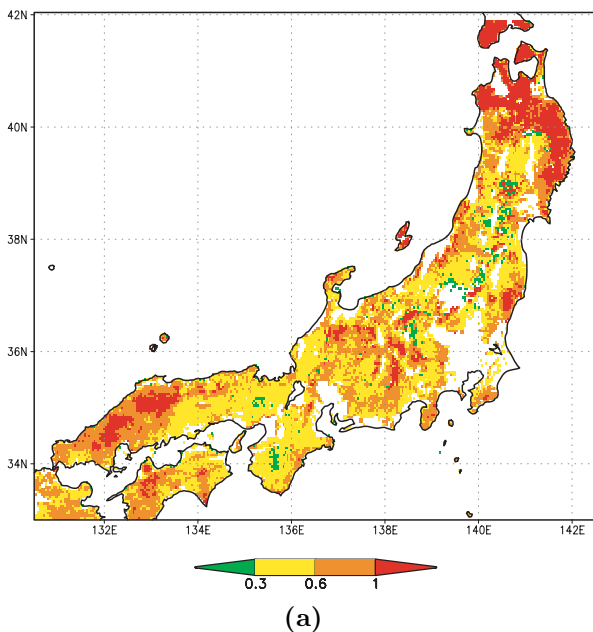


Fig. 6 The maximum value (a) and minimum value (b) of the daily averaged bowen ratio from Jun to Aug 2000 for estimation result. Analysis was carried out when the value of daily averaged net radiation exceeded 200 W/m^2 .

以上から、同一の土地利用に分類されるグリッドにおいても地表面状態と地表面熱収支特性は地域によって大きく異なり、同じ季節内においても降水に影響を与えうるほど変動しうることが確認された。

4. 結論

以上より、同一の土地利用であっても地域によって地表面状態及び地表面熱収支特性に違いがあり、日本のような湿潤地域においてもその季節内変動が十

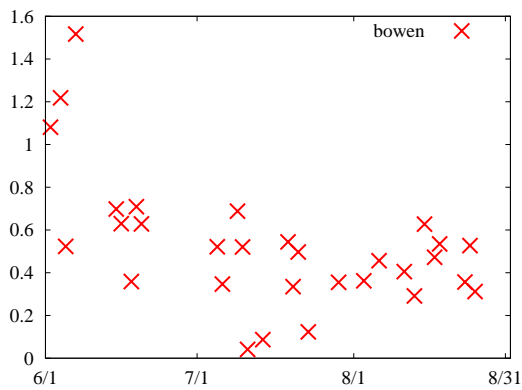


Fig. 7 The value of the daily averaged bowen ratio from Jun to Aug 2000 for observation at Takayama. Analysis was carried out when the value of daily averaged downward short wave radiation exceeded 250 W/m^2 .

分大きくなりうるということがわかった。

今後はボーエン比以外の地表面状態観測値との比較を行い、推定手法の検証を行うとともに推定手法を改良していく必要がある。それと同時に、地表面熱収支特性と土壤水分変動や植生の変化等との関係を、衛星観測で得られたNDVI等の植生活性指標とあわせて統計的手法を用いて検討していく必要がある。

謝辞

本研究は科学研究費 基盤研究(A)(1)13305033「琵琶湖プロジェクト」(代表者:中北英一)及び京都大学防災研究所COE (Center Of Excellence) プログラムの補助により行われました。また、本研究で使用した高山サイトにおける観測データは産業技術総合研究所の三枝信子博士から提供していただいたものを用いました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

熊谷幸浩, 齊藤和雄, 吉田優, 新野宏 (2003) : 気象庁非静力学モデルの陸上の地表面過程の改良, 2003年度気象学会秋季大会講演予稿集, pp.57.

小池俊雄, 中村佳照, 開発一郎, Gombo Davaa, 松浦直人, 玉川勝徳, 藤井秀幸 (2004) : 改良型高性能マイクロ波放射計(AMSR-E)による土壤水分・植生水分観測手法の開発, 水工学論文集, Vol.48, pp217-222.

近藤純正 (1994) : 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支, 朝倉書店, pp348.

瀬戸心太, 沖大幹, 虫明功臣 (2003) : 植生層の放射伝達を詳細に考慮したマイクロ波放射計による土壤水分推定, 水工学論文集, 第47巻, pp49-54.

相馬一義, 田中賢治, 中北英一, 池淵周一 (2005) : 琵琶湖周辺の対流性降水に地表面状態及び局地循環が与える影響の検討, 土木学会水工学論文集, 第49巻, pp.259-264

相馬一義, 田中賢治, 中北英一, 池淵周一 (2006) : 夏季の山地域における対流性降水に土壤水分量の違いが与える影響, 土木学会水工学論文集, 第50巻, (CD-ROM).

日本ペドロロジー学会 (2003) : 日本の統一的土壌分類体系, 博友社, pp90.

久馬一剛・佐久間敏雄・庄子貞雄・鈴木皓・服部勉・三上正則・和田光史 (1993) : 土壌の事典, 朝倉書店, pp566.

FAO AGL (2002) : Key to the FAO Soil Units in the FAO/Unesco Soil Map of the World, <http://www.fao.org/ag/agl/agll/key2soil.stm> .

Japan Meteorological Agency : Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency, 2002.

Saigusa, N., S. Yamamoto, S. Murayama, H. Kondo, and N. Nishimura (2002) : Agricultural and Forest Meteorology, 112, pp203-215.

Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A. (1986) : A simple biosphere model(SiB) for use within general circulation models, J. Atmos. Sci., 43,505-531

Tanaka,K. (2004) : Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto Univ.

Viovy, N. and. Ario,O. (1992) : The best index slope extraction(BISE): A method for reducing noise in NDVI time series , Int.J.Remote Sensing, 13, pp1585-1590.

Estimation of the Land Surface State in Japan using Meteorological Data and LSM

Kazuyoshi SOUMA*, Kenji TANAKA and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In this study, land surface state (e. g. soil moisture) in Japan is estimated using land surface model (LSM) called SiBUC and the time series and horizontal distribution of estimated land surface state, especially soil moisture in summer is investigated. The dataset used as forcing data for LSM is created using Radar-AMeDAS Precipitation and other operational meteorological data provided by JMA (e. g. AMeDAS, surface weather observation and upper air observation). The test estimation is carried out for 18 months from August 1999. The domain extends throughout Honshu and the grid size is about 5km. The time series and spatial distribution of estimated soil moisture in summer season is investigated and it is found that the variation in time series of soil moisture varies with areas and can be large even in Japan, which has very humid climate.

Keywords : Land Surface Model, operational meteorological datasets, land surface state, water and heat budget