

土壌・植生・大気の放射伝達モデルに基づく TRMM/TMI による土壌水分推定

瀬戸心太 (東京大学大学院工学系研究科)

seto@iis.u-tokyo.ac.jp

沖大幹・虫明功臣 (東京大学生産技術研究所)

1 本研究の背景と目的

マイクロ波放射計の低周波数帯観測は面的な表層土壌水分の推定に有効である (Owe et al., 1992; Jackson, 1997; Njoku and Li, 1999; Vinnikov et al., 1999). 2003 年 2 月現在, 国際的に利用されている衛星搭載マイクロ波放射計としては, DMSP 搭載の SSM/I(3 機), AQUA(EOS-PM) 搭載の AMSR, そして TRMM 搭載の TMI があり, AMSR を搭載した ADEOS-II の打ち上げが今年中に予定されている。さらに, 近い将来 (2007 年頃) には, 全球降水観測計画 (GPM) のもとで, 8 機のマイクロ波放射計が運用され, グローバルに平均 3 時間間隔での観測が行われる計画である。衛星搭載マイクロ波放射計は, センサの数が多いことと各センサの観測幅が広いことから比較的観測頻度が高いこと, また国際的な地球観測計画のもとで比較的同種の条件で長期継続的に利用されているという特徴がある。こうした点は, 土壌水分推定に利用する場合, 能動型のマイクロ波センサを利用するのに比べて有利である。反対に不利な点としては, 陸面物理温度を初めとして多くの物理量の影響を受けることがある。そのために, 土壌水分量を含む各物理量が衛星観測値である輝度温度に与える影響を説明するための放射伝達モデルを利用することが必要である。

本研究では, 土壌・植生・大気の各層のマイクロ波放射伝達モデルを結合して, それを利用した土壌水分量の推定手法を開発し, TRMM/TMI の観測データに適用し, 月単位での土壌水分量を推定した。とくに, 植生層について詳細に取り扱ったことが特徴である。従来の研究では, 植生層は光学的厚さ τ と単一散乱アルベド ω を用いてモデル化されている。しかし, これらのパラメータは実際の植生の物理量ではない。このため, 複数のチャンネルを利用して土壌水分と同時に植生パラメータを推定する (Njoku and Li, 1999), あるいは植生パラメータと物理量の間に関係式を利用することが行われている (Owe et al., 1992)。これに対して, 本研究で使用されるモデルは植生部分について実際の物理量をパラメータとしている点が特徴である。以下の各節では, TMI データ, 放射伝達モデルの概要を述べ, 土壌水分推定結果について紹介する。

2 TMI による観測輝度温度データ

TMI では, 10.65GHz, 19.35GHz, 37.0GHz, 85.5GHz 帯でそれぞれ水平・垂直の両偏波, 21.3GHz 帯で水平偏波による放射強度 (輝度温度) を観測している。観測角は 52.7°, 水平解像度は 10.65GHz 帯の場合に 63×39km, 85.5GHz 帯の場合に 7×4km である。TMI を搭載した TRMM は南北 35°以内の太陽非同期軌道を周回する。TMI の場合, 走査幅が 760km あるために, 40°近くまで観測可能である。各観測ごとの輝度温度データは NASA および NASDA から作成・公開されている (プロダクト名 1B11)。これと, 公式アルゴリズムによる降水量判定 (同様に公開, プロダクト名 2A12) を組み合わせて, 無降水期間のみを集計した水平解像度 0.25°, 月単位の輝度温度グリッドデータを, 1998 年 1 月から 2000 年 12 月までの 36ヶ月分作成した (集計範囲は南北緯度 37°まで)。以下では, 周波数帯の整数部分と偏波の記号 (H 水平偏波 V 垂直偏波) を用いて月単位輝度温度を $T_{B,10V}$ のように表す。

3 放射伝達モデル

本研究で使用した放射伝達モデルについて, 土壌・植生・大気の各層についての概要を説明し, 各物理量に対する輝度温度の感度分析についての結果を示す。

3.1 土壌層

土壌層については, 表面での射出・反射のみを考える。したがって, 土壌水分 (体積含水率) は土壌表層についてのものである。土壌の複素誘電率は, Dobson の式 (Dobson et al., 1985) により, 土壌の乾燥密度・粒子密度・土壌タイプに依存するパラメータ β ・土壌水分を関数として計算される。土壌表面の反射率は, Fresnel の法則により土壌の複素誘電率の関数として計算されるが, 粗度の効果を考慮して次のような補正を行う。すなわち, 完全に滑らかな場合の水平・垂直偏波による土壌の反射率 r として, 粗度が h の場合に, 実際の反射率 R は式 (1) のように計算される。

表 1: 土壌・植生のパラメータ一覧, および各パラメータに対する輝度温度の感度 [K]. ※はチューニングの対象となる「主要パラメータ」

共通パラメータ	最小値	最大値	標準値	10V	10H	19V	19H	37V	37H	PD(10)	FD(H)
物理温度 [K]	280	330	300	44.8	42.5	45.5	43.5	46.1	44.4	2.3	1.9
土壌パラメータ	最小値	最大値	標準値	10V	10H	19V	19H	37V	37H	PD(10)	FD(H)
土壌水分 [-]	0.0	0.5	(0.1)	-2.5	-9.6	-1.7	-7.1	-0.9	-4.6	7.1	5.0
β [-]	1.3	1.8	1.78	0.2	1.8	0.1	1.3	0.1	0.8	-1.6	-1.0
乾燥密度 [g/cm ³]	1.0	2.0	1.15	0.0	-0.4	0.0	-0.3	0.0	-0.3	0.4	0.1
粒子密度 [g/cm ³]	2.0	3.0	2.65	-0.2	-2.3	-0.1	-1.9	-0.1	-1.6	2.1	0.7
※粗度 [-]	0.0	1.0	0.3	0.1	6.8	0.1	5.5	0.0	4.3	-6.7	-2.5
植生パラメータ	最小値	最大値	標準値	10V	10H	19V	19H	37V	37H	PD(10)	FD(H)
LAI[m ² /m ²]	0.0	5.0	(1.0)	-53.7	-27.7	-39.1	-14.1	-30.2	-4.8	-26.0	22.9
※葉の厚さ [mm]	0.1	1.0	0.3	14.8	20.1	13.1	18.1	9.0	12.8	-5.3	-7.3
葉の傾き指標	-0.3	0.6	0.0	-1.6	-0.7	-1.2	-0.3	-0.8	0.1	-0.9	0.8
※SAI[m ² /m ²]	0.0	1.0	0.3	13.6	19.5	10.4	13.2	7.8	7.9	-5.9	-11.6
※B/S[-]	2.0	6.0	3.0	3.9	-2.8	2.8	-3.7	2.0	-4.4	6.7	-1.6
※植生含水率 [-]	0.1	0.7	0.3	-18.9	-13.1	-18.9	-14.4	-20.6	-17.7	-5.7	-4.6
すべて固定値で計算した場合の輝度温度				268.6	254.9	273.0	261.0	276.6	266.2	13.7	11.3

$$R = r \exp(-h) \quad (1)$$

3.2 植生層

植生層については, Choudhury et al. (1990) を利用している. パラメータの鉛直分布については考慮しない (植生層を一層として扱っている). 植生は葉・幹・枝から構成される. 葉については LAI (Leaf Area Index, 葉面積指数)・葉の厚さ d_0 (乾燥時の厚さ, 単位 mm)・葉の傾きの分布を表す指標 δ (以下, 葉の傾き指標) がパラメータとなる. 葉の傾き指標が負の場合には鉛直方向に傾いた葉が多く (最小 -0.3), 正の場合には水平方向に傾いた葉が多く (最大 0.6), 0 の場合には一様な傾き分布であることを示す. 幹については地面に垂直に立った円錐としてモデル化されており, 総表面積を地表面の面積で割った SAI (Stem Area Index) をパラメータとする. 幹の (底面の) 直径を r_s , 高さを H_s , 単位面積当りの幹の数を N_s とすると,

$$SAI = \frac{1}{2} \pi r_s H_s N_s \quad (2)$$

となる. SAI は温帯では一般に 0.2 から 0.6 の範囲であり, 熱帯雨林などでは 0.7-0.9 の大きめな値が報告されている. また, 枝については地面に並行な円柱としてモデル

化されている. 枝と幹をそれぞれ地表面に投影した面積の比率を B/S とする. B/S は成熟した温帯林で 5.0-6.0 に達する (Choudhury et al., 1990). さらに, 葉・幹・枝に共通な植生の体積含水率 m が定義される. これは, 植生の誘電率の計算に使われるほか, 実際の葉の厚さ d が $d = d_0 / (1 - m)$ として計算されるのに利用される.

放射伝達方程式における消散・散乱・射出の各項は, 次のように計算される. 消散には, マイクロ波が植物体によって遮蔽される面積が影響する. すなわち, LAI, SAI, B/S の形状や量に関するパラメータと, マイクロ波の角度, 葉の傾き指標 δ が影響してくる. 例えば, 幹による消散面積は $SAI \sin \theta / \pi$ と SAI を用いて簡潔に表現される. 散乱には, 一般に反射と透過がある. 葉では反射・透過の両方が起きるが, 幹と枝では, 反射のみで透過は起きない. 反射率には植生の含水率が影響する. 葉と枝での反射後の位相は等方的であるが, 幹の場合には反射後も位相は変わらない. また, 葉での反射の場合, 偏波混合がおこる. 葉での透過には, 葉の厚さとマイクロ波の波長の比が影響する. 射出率は, ω を単一散乱アルベド (散乱係数と消散係数の比であり, 消散・散乱を考慮する際に各パラメータから計算されている) として, キルヒホッフの法則

から $1-\omega$ で計算される。上記の植生層の放射伝達モデルは観測角が 54.7° の場合に解析解が存在し、土壌の反射率 R と植生層の各パラメータから土壌・植生層のアルベド A が求まる。解析解を利用することの誤差は 37GHz の場合に約 5K とされている。

3.3 大気層

大気層の放射伝達は、Liu (1998) により作成されたモデルを利用している。気温、気圧、湿度および降水量、降雪量、雲水量、雲氷量の鉛直プロファイルについて地上から高度 15km まで解像度 1km もしくは 0.5km で与え、さらに地表面状態を与えることで、最下層、最上層での下向き、上向きの各偏波の放射強度を輝度温度として計算することができるモデルである。ここでは、土壌・植生層のアルベド A と物理温度 T_0 を大気層モデルの下部境界条件として与え、計算される大気上端での上向き輝度温度を衛星観測輝度温度として扱う。

3.4 各パラメータに対する輝度温度の感度

放射伝達モデルを利用して計算される輝度温度の各パラメータに対する感度を調べた。感度分析の対象とするパラメータについては表 1 の 2,3 列目に示した最小値から最大値までの範囲で値を 5% ずつ変化させ、その他のパラメータについては表 1 に示した標準値を与えて計算した。ほとんどの場合に、パラメータを変化させると、輝度温度は単調に増加 (または減少) する。その結果を表 1 の 5 列目から 10 列目に示す。例えば、 10V の欄には、 $T_{B,10V}$ の感度 (パラメータが最大のときと、パラメータが最小のときの輝度温度の差) を示している。さらに、表 1 の 11 列目には、 10.7GHz での偏波間輝度温度差 $\text{PD}(10)$

$$\text{PD}(10) = T_{B,10V} - T_{B,10H} \quad (3)$$

の感度を、表 1 の 12 列目には、水平偏波の周波数間輝度温度差 $\text{FD}(H)$

$$\text{FD}(H) = T_{B,37H} - T_{B,10H} \quad (4)$$

の感度を示している。

物理温度に対して、各輝度温度は高い感度を示しているが、偏波間や周波数間の輝度温度差では感度が弱くなる。土壌水分についてはこのような感度の大幅な低下は見られない。物理温度は季節的にも場所的にも変動の大きい量であり、TMI のような太陽非同期軌道の衛星に搭載されている場合には、日内変動も影響する。偏波間や

周波数間の輝度温度差を使えば、物理温度を一定に与えても土壌水分を推定する際に大きな誤差の原因とならない。このことから、土壌水分推定のために偏波間や周波数間の輝度温度差を利用することにする。

$\text{PD}(10)$ と $\text{FD}(H)$ について他のパラメータに対する感度をみると、土壌パラメータの中では、粗度に対する感度が強く、植生パラメータの中では、 LAI に対する感度が非常に強い、また葉の厚さ・ $\text{SAI} \cdot \text{B/S}$ ・植生含水率に対する感度も土壌水分に対する感度と同程度である。 $\text{FD}(H)$ の場合には、 SAI に対する感度が比較的強く、 B/S に対する感度はやや弱い。これ以外の物理量については、 $\text{PD}(10)$ や $\text{FD}(H)$ への影響は小さく一律な値を設定しても、土壌水分推定の際に大きな誤差の原因にはならない。

大気パラメータに対する感度は周波数が高いほど強くなる。とくに、降水量に対する感度が強く、降水量が弱いまたは周波数が低いと降水粒子による吸収・射出の効果が卓越するが、降水量が強いまたは周波数が高くなると散乱の効果が表われるようになる。そのほか、雲水量も降水量と同様な効果を示すが比較的影響は小さい。気温や相対湿度 (水蒸気) に対する感度は弱い。本研究では、降水の影響を避けるために、無降水期間のデータのみを利用している。

4 土壌水分推定手法

土壌水分推定は月単位、 0.25° のグリッドに対して行う。

本研究では、同時に 1 つの指標のみ用いて土壌水分を算出するシングルパラメータの推定手法を試みた。すなわち、未知数となるのは土壌水分のみであり、他の物理量についてはあらかじめ値を与えておく必要がある。輝度温度から算出される PD 、 FD のうち、比較的土壌水分に対する感度の高い $\text{PD}(10)$ を指標として利用する。 LAI については、空間的変動と時間的変動ともに大きいと考えられることから NOAA/AVHRR より得られた NDVI から Sellers et al. (1995) の方法により LAI を算出して月単位で与える。次に、比較的影響の大きい粗度、葉の厚さ、 SAI 、 B/S 、植生含水率の 5 つのパラメータ (表 1 に ※ で示す。以下「主要パラメータ」と呼ぶ) については、各グリッドごとにチューニングを行い、時間的には固定して扱う。なお、チューニングの方法については次の節で説明する。その他のパラメータについては、一定値を与えるものとして、表 1 に示した標準値を時間的・空間的に一律に利用する。あらかじめ、各パラメータの組み合わせに対して順方向に輝度温度を計算することでルックアップテー

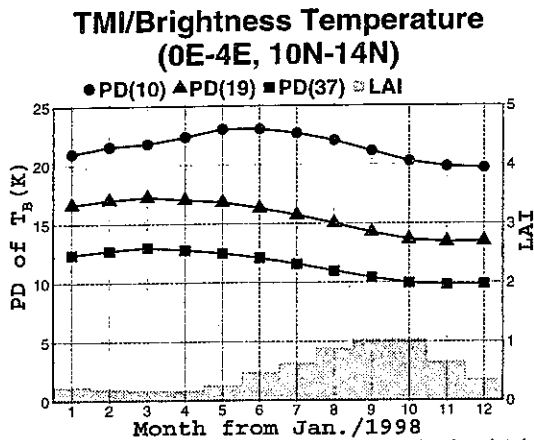


図 1: サヘル(北緯 10-14°, 東経 0-4°)における輝度温度偏波差 PD と LAI.

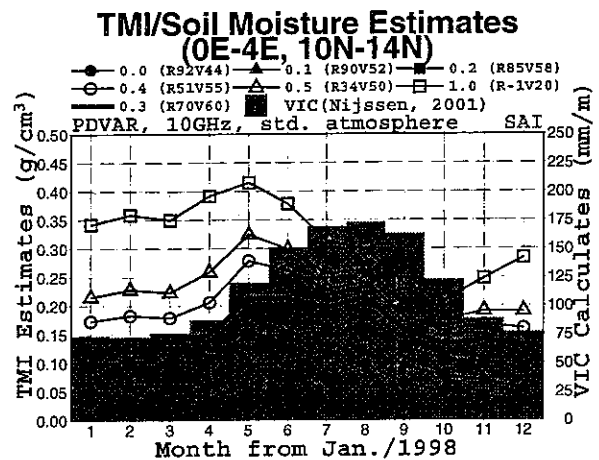


図 2: サヘルにおいて、異なる SAI を与えた場合の TMI 土壌水分推定値。[棒グラフは VIC モデルによる土壌水分計算値。]

ブルを作成しておき、それを利用して PD(10) に対応する土壌水分推定値を決定する。大気パラメータについては、一律の気温、湿度、気圧プロファイルを採用した。雲水量、降水量、雲水量、降雪量ともに 0 として扱った。

以下では、1998 年のサヘル(北緯 10-14°, 東経 0-4°)での結果を中心に示す。最初に、この領域における PD と LAI の時系列を図 1 に示す。この地域では半乾燥地域であり、夏の降水の影響で一年生の植生が成長する。その結果が、LAI の時系列に表われている。最大で 1 程度の値をとる。

5 主要パラメータの土壌水分推定に対する影響と、チューニング

図 2 に、サヘルにおいて、主要物理量のうち SAI を変化させ、ほかの主要物理量については標準値を与えて土壌水分を推定した結果を示す。SAI を変化させることで、土壌水分推定値の絶対値は上昇し、季節変動についても変化する。SAI が大きい場合には土壌水分推定値の季節変動は、もとの PD(10), PD(19), PD(37) の季節変動に近いものになる。図 2 には Nijssen et al. (2001) が水熱収支モデル(VIC モデル)で計算した 1m 層の土壌水分(水柱に換算, mm)の季節変動(1980 年から 1993 年の 14 年間の平均値)を比較のために示したが、8 月に極大となっている。表層土壌水分についても同様に夏に高くなることが予測される。このことから、SAI が小さい場合の土壌水分推定結果の方が、季節変動に関して妥当と考えら

れる。また実際に、この地域はサバンナであることから、SAI が小さい。

本研究の土壌水分推定において、SAI が影響するのは次のような理由である。異なる SAI の条件下での、土壌水分と PD(10), LAI と PD(10) の関係を調べると、SAI が大きくなることで、PD(10) は土壌水分に対して LAI に対しても感度が弱くなる。したがって、SAI の大きな条件下では、LAI の変化は土壌水分推定値に反映されにくいことになる。同様な現象は、他の主要パラメータについても表われる。

したがって、土壌水分推定値季節変動の的確な再現には、これら主要パラメータの決定が重要となる。次のような手法で主要パラメータをチューニングすることとした。各主要パラメータを一つずつ変化させ、それぞれに推定を行う。この際に、土壌水分量 0% から 50% の間に推定値が得られた場合を「有効な推定」と呼ぶ。有効な推定が得られない場合、土壌水分量 0% に対応する PD(10) に満たない場合には暫定的に 0% を、土壌水分量 50% に対応する PD(10) を超える場合には暫定的に 50% を推定値として与える。各グリッドごとに有効な推定を得られる月の数が最大となるように、主要パラメータの値を決定する。この作業を、各主要パラメータに対して行い、全体の中で最も有効な推定の月の数が最大となる場合を採用する。すなわち、最終的には主要パラメータのうちの一つのみが標準値から変更される。図 3 に、サヘルにおける各パラメータを変化させた場合の有効な推定数(月数×グリッド数)の変化および、土壌水分量の各推定値と Nijssen et al. (2001) の結果との相関係数の変化を示し

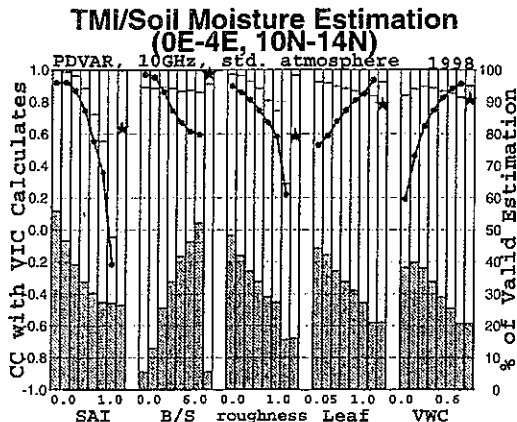


図 3: サヘルにおいて、それぞれの主要パラメータを変化させた場合の有効な推定数、VICによる土壌水分計算値とTMI土壌水分推定値の相関係数。[ヒストグラムは下から、0%の暫定値を得た割合、有効な推定を得た割合、50%の暫定値を得た割合。星はチューニングした場合。]

ている。また、図4にはチューニングしない場合、個々の主要パラメータをそれぞれチューニングした場合、最もよいチューニングを採用した場合の推定結果の時系列を示した。最も良いチューニングを採用することで、領域内の94%で有効な推定が得られ、この場合の相関係数は $R = 0.94$ であった。チューニング前の有効な推定の割合60%、相関係数 $R = 0.70$ と比べて改善されている。

6 異なる推定手法との比較

6.1 LAIの時間変化を考慮しない場合

図5に、LAIを時間的に固定した場合との比較を示す。LAIを固定する場合は、土壌水分量の年間最小値が0%となるように、各グリッドごとにLAIを決定した(主要パラメータについては同様な手法でチューニングしている)。LAIの時間変化を考慮しないと、土壌水分推定値の季節変動は、PD(10)の季節変動傾向が強く反映されるようになるが、現実の土壌水分量の季節変動とは大きくずれていると考えられる。とくに、サヘルのような植生の季節変動の激しい地域では、LAIの時間変動を考慮する必要性が高いことが確認される。

6.2 PD(10)以外の指標を利用する場合

指標として、PD(10)以外に、FD(H)、PD(19)、PD(37)、PDR(10)を利用した場合の結果と比較する(いずれの場

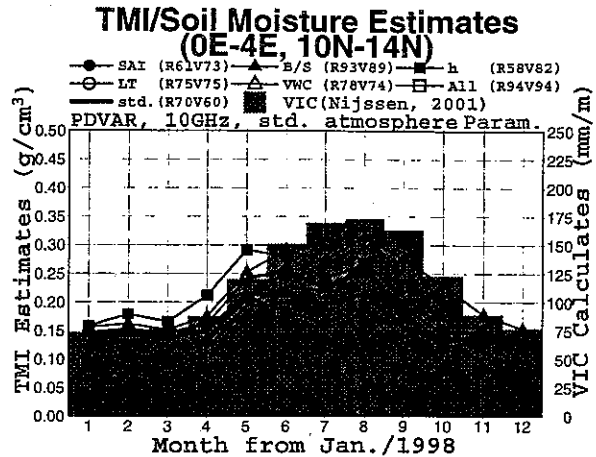


図 4: サヘルにおいて、それぞれの主要パラメータをチューニングした場合のTMI土壌水分推定値。[凡例の()内に示したRの横の数字は相関係数(%表示)、Vの横の数字は有効な推定の割合(%).]

合も、主要パラメータをチューニングしている)。ここで、PDR(10)は次式のように定義される。

$$PDR(10) = \frac{T_{B,10V} - T_{B,10H}}{T_{B,10V} + T_{B,10H}} \quad (5)$$

PD(10)に比べて、PDR(10)では、物理温度に対する感度がさらに低くなる。FD(H)を利用した場合には季節変動が大きくずれている。また、PD(19)、PD(37)を利用した場合も季節変動の再現性は低下する。PDR(10)を利用した場合の結果は、季節変動に関してPD(10)の場合の結果とほとんど変わらない。FD(H)、PD(19)、PD(37)では周波数が高くなり大気の影響を受けやすくなること、またPD(10)に比べて土壌水分に対する感度が低くなることが原因と考えられる。

7 まとめ

陸上でのマイクロ波輝度温度観測に影響を与える土壌・植生・大気各層について放射伝達をモデル化し、土壌水分推定に利用した。低周波数帯の場合、大気層に比べて、植生層の影響が強く複雑である。植生層について、もっとも影響の大きいのはLAIであるが、これ以外にもSAIなどの幹や枝に関するパラメータの影響も無視できない。したがって、今後は植生層の影響について重点をおいて検討し、将来的には各領域・土地被覆ごとの植生水分量時間変化やSAIなどの代表値についてのデータの整備などを進めたい。また、降水量の影響についても定量的に

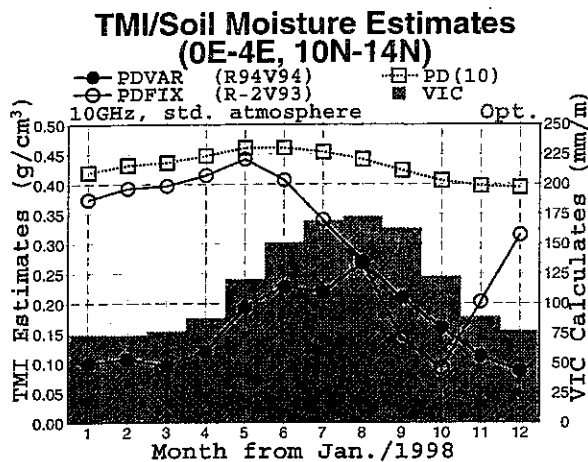


図5: サヘルにおいて、LAIの時間変化を与える場合と、固定した場合のTMI土壤水分推定値、およびPD(10)。

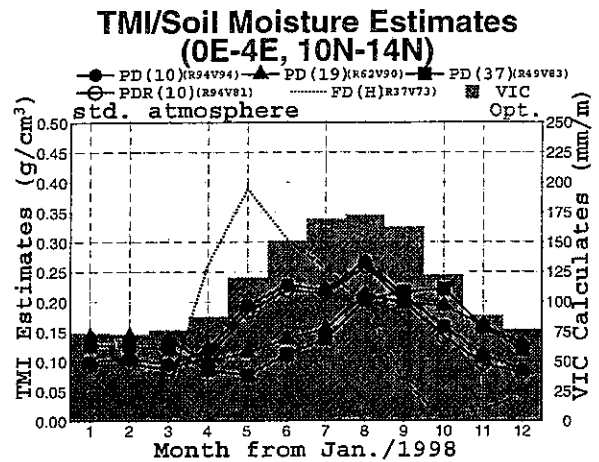


図6: サヘルにおいて、各指標を利用した場合のTMI土壤水分推定値。

検討し、現在困難と考えられている低周波数帯のマイクロ波放射計での陸上降水量の推定可能性について、求められる陸面射出率の推定精度などの面から再検討したいと思う。なお、マイクロ波放射計による高い観測頻度という特徴を生かした日単位での推定結果とその検証については、近く発表予定である。

謝辞：本研究は、科学研究費補助金（特別研究員奨励費）『衛星観測と水文植生モデルの結合による地表面物理量同化手法の開発』および同（基盤研究）『熱帯降雨観測衛星データによるグローバルな土壤水分・植生量計測システムの構築』による成果の一部であることをここに記し、謝意を表します。なお、本発表の一部は、水工学論文集第47巻「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（瀬戸心太ほか）」（2002年9月投稿、印刷中）に掲載されるものです。

References

- Choudhury, B. J., J. R. Wang, A. Y. Hsu, and Y. L. Chien (1990). Simulated and observed 37GHz emission over Africa. *International Journal of Remote Sensing* 11, 373-398.
- Dobson, M. C., F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen, and M. ElRayaes (1985). Microware dielectric behavior of wet soil-part II. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 23, 35-46.
- Jackson, T. J. (1997). Soil moisture estimation using special microwave/imager satellite data over a grassland region. *Water Resources Research* 33, 1475-1484.
- Liu, G. (1998). A Fast and Accurate Model for Microwave Radiance Calculations. *Journal of Meteorological Society of Japan* 76, 335-343.
- Nijssen, B., R. Schnur, and D. P. Lettenmaier (2001). Global Retrospective Estimation of Soil Moisture Using the Variable Infiltration Capacity Land Surface Model 1980-1993. *Journal of Climate* 14, 1790-1808.
- Njoku, E. G., and L. Li (1999). Retrieval of Land Surface Parameters Using Passive Microwave Measurements at 6-18GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37, 79-93.
- Owe, M., A. A. VanDeGriend, and A. T. C. Chang (1992). Surface moisture and satellite microwave observations in semiarid southern Africa. *Water Resources Research* 28, 829-839.
- Sellers, P. J., B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K.-J. Sun, and P. Try (1995). *ISLSCP Initiative I - Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988*. CD-ROM by NASA.
- Vinnikov, K. Y., A. Robock, S. Qiu, and etc (1999). Satellite remote sensing of soil moisture in Illinois, United States. *Journal of Geophysical Research* 104, 4145-4168.