

衛星計測土壌水分量指標と大循環モデルの 地表面過程の結合に関する基礎研究

Basic study of a coupling method between a soil wetness index derived from remote sensing and a land surface scheme of a general circulation model.

熊倉俊郎¹・原仁志²・西村照幸³・小池俊雄⁴

Toshiro KUMAKURA, Hitoshi HARA, Teruyuki NISHIMURA, Toshio KOIKE

¹正会員 理修 長岡技術科学大学環境・建設系助手 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町1603-1)

²工学 長岡技術科学大学大学院建設工学専攻

³理修 東京大学気候システム研究センター大学院

⁴正会員 工博 長岡技術科学大学環境・建設系助教授

Soil wetness distribution on the land surface is important to the climate of the Earth. For example, the Asian summer monsoon has been suggested to be driven by air heating on Tibetan Plateau. Recently, a continental scale data set of soil wetness has been generated from the satellite-based microwave radiometer. This data is available except for the areas covering with plants or snow. To get the spatial distribution has a merit to use with a global circulation model. In this study, we compared between the soil wetness index derived from remote sensing and the soil wetness derived from running a column-type land surface scheme used in the general circulation model. It was found that 1) setting of a soil thickness, 2) considering run-off and storage processes of the land surface scheme and 3) a horizontal distribution of a precipitation are important to incorporate soil wetness derived from remote sensing into GCMs.

Key Words : *Soil wetness, Remote sensing, General Circulation model, Climate change, Land surface process simulation*

1. はじめに

地球の気候変動問題を解くに当たり、気候変動のメカニズムは大変複雑であり解明は難しいものである。その原因の一つは時空間的に密な観測技術が未だ十分ではないことがあり、もう一つは非線型システムの複雑さによって十分な予測技術がなかなか持てないことによると考えられる。

観測技術に関しては過去30年にわたって培われてきたリモートセンシング技術が脚光を浴びている。その中でも情報抽出が困難であったマイクロ波を用いたリモートセンシングの技術発展が最近では著しい。マイクロ波によるリモートセンシングでは、地球に存在する水分の広域観測が可能であり、海上の水蒸気量の取得は、可降水量という形で既に良い精度で行われている。近年では海上の可降水量のみならず、陸面の土壌水分量を推定する手法も開発され始めている(小池ら¹⁾)。このようなリモートセンシングにより得られるデータは従来の定点観測では得

られない広域のデータを我々にもたすため、以前では行なえなかった広域の土壌水分量の振舞いを解明する上で重要な意味を持つ。

気候学的に見て太陽放射や海洋の影響のような大規模な強制力場の役割を解明することは非常に重要なことであるが、水圏、気圏、地圏の非線型相互作用を考えると海水や陸面の変化に富んだ局所的不均一場を解明していくこともまた重要である。それらの問題には、非線型場を比較的容易に扱えるという理由により大循環モデルのような数値モデルが多く使われている。また一方で、地球上に存在する水は、水の凝結と蒸発に伴う潜熱の問題、温暖化気体としての役割があり、それらを考えると全球気候的に見ても微気象的に見ても水の分布を知ることが重要であることは疑いない。近年陸面過程数値モデルによる数値実験でも陸面の土壌水分量を予測することは可能になっており、境界条件に全球解析値を用いた数値実験で求めた土壌水分量を使って大循環モデルを駆動したときの降水量予測精度は現状より良くなることが示されている(Dirmeyer, P.A.²⁾)。しかし

推定された土壌水分量はモデル依存性が高く、しかも陸面の不均一性と個々の過程の複雑性ゆえ正確な値を特定するには至っていない。地球全体の水循環の駆動に寄与しているアジアモンスーンの年々変動にはチベット高原上の大気加熱が重要であることが示されている (Li, C. ³⁾)。チベット高原での大気加熱における潜熱、顕熱の役割を明らかにするためにはチベット高原の土壌水分量を正しく見積もることは非常に重要なことと言えよう。また、夏季のチベット高原での植生の少なさ、雪面の減少を考えると、マイクロ波での土壌水分量計測が可能であり、気象、土壌水分量観測の少なさからは衛星計測により得られる広域土壌水分量分布は特に重要と考えられる。

よって本研究ではチベット高原に焦点を当て、衛星搭載マイクロ波放射計による直接観測の土壌水分量指標値と大気大循環モデルに使用されている陸面過程モデルの数値実験から求められた土壌水分量とを比較検討することにより、大循環モデルに与える土壌水分境界条件としてより適切なものを作成する基礎とする。

2. 解析に用いたデータの処理

SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) はアメリカ国防省気象衛星 DMSF (Defense Meteorological Satellite Program) に搭載された受動型マイクロ波放射計で、1987年に打ち上げられた。高度860kmの太陽同期極軌道衛星で、19.35、37.0、85.5各GHzの水平、垂直偏波、22.235GHzの垂直偏波のマイクロ波放射計を搭載している。本研究に用いられている土壌水分量指標は、水の放射率が高周波数側で大きく土の放射率は低周波数側で大きいことを利用しSSM/Iの測定値から求められている (小池ら¹⁾)。具体的には37.0GHzの水平偏波の輝度温度 T_{37GHz} と19.35GHzの水平偏波の輝度温度 $T_{19.35GHz}$ を用いて、

$$\frac{T_{37GHz} - T_{19.35GHz}}{T_{19.35GHz}}$$

で算出される。水と土の放射率を利用していることから比較的湿潤な陸面での応用が一つの条件であり、また、陸面が完全に被覆された場所には直接の適用は不可能である。チベット高原の場合、夏季の雨季に雨が強く、地中凍土が解けることもあって湿潤な陸面となり、さらに陸面の被覆も少ないことからこの手法は適していると言える。本研究では、0.1度×0.1度に5日間毎の土壌水分量指標データセットを用いて、しきい値を設定して湖沼や雪等の影響が出ているグリッドデータを取り除いた。さらに次に述べる数値実験結果との比較のために1度×1度に平均化した。また、チベット高原上の解析のために

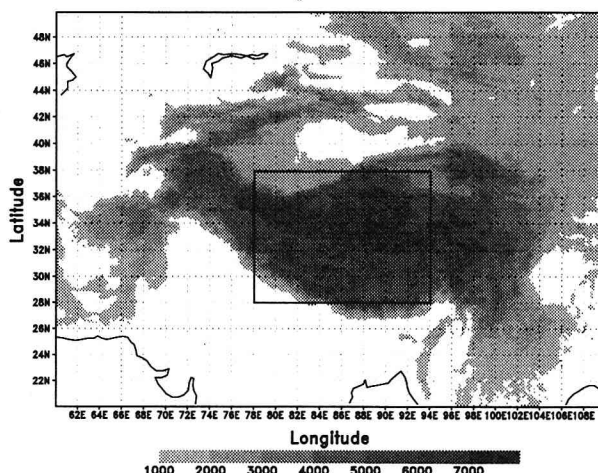


図-1 四角で囲った地域が解析範囲。
網掛けは標高を表す。

北緯28度から北緯38度、東経74度から東経94度までの領域に区切り、さらに植生の多いグリッドを取り除くため、ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project) で作成された1度×1度の植生分布データを用いて、低木、裸地、砂漠以外の植生グリッドを除去した。図-1に解析を行なった範囲を標高とともに示す。DMSFの打ち上げが1987年7月であり、さらに打ち上げ初期の不安定によりいくつかのデータは使用不可能であった。よって解析期間は1987年8月から1988年12月までとし、その中で使用不可能なデータを含む期間は欠測とした。GSWPはWCRP GEWEXのプロジェクトであるISLSCPとGNEP (GEWEX Numerical Experiment Project) の共同で進められた全球陸面の土壌水分量算定と検証のための国際プロジェクトである。プロジェクトに参加した各研究機関の大循環モデルに使用されているカラムタイプの陸面過程数値モデルを同じ気象解析値による強制力で駆動し10日毎の土壌水分量を算出し、観測データや衛星計測データにより検証する目的で開始された。東京大学気候システム研究センター (CCSR, Center for Climate System Research) は、CCSRと国立環境研究所 (NIES, National Institute of Environmental Study) が共同開発した大気大循環モデル (CCSR/NIES AGCM) に使用されている陸面過程モデルを用いてプロジェクトに参加している。その陸面モデルは、地表面1層1mで、流出はバケツモデルで深さ20cmである。生データは1987年1月から1988年12月までの各月1、11、21日世界時0時の瞬間値であるため、SSM/Iの土壌水分量指標値と比較するために各月2、7、12、17、22、28日の重み付き平均値をそれぞれ近接した瞬間値から直線補間で求めた。さらにチベット高原を対象とするためにSSM/Iのデータ処理と同様の水平切り出しを行なった。

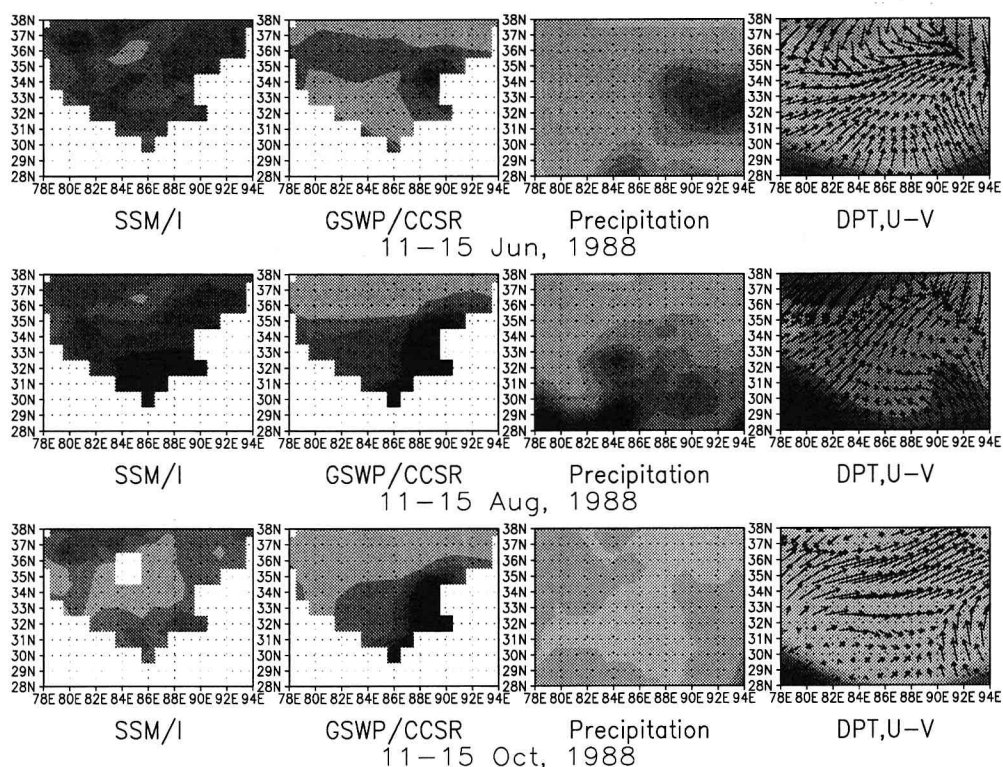


図-2 上段から1988年6月,8月,10月各11-15日のSSM/I土壌水分量指標、GSWP/CCSR土壌水分量(0-150mmに濃淡を付加)、5日積算降水量(0-100mmに濃淡を付加)、5日平均露点温度(-6度から21度に濃淡を付加)、8月平均地上10mの風速。

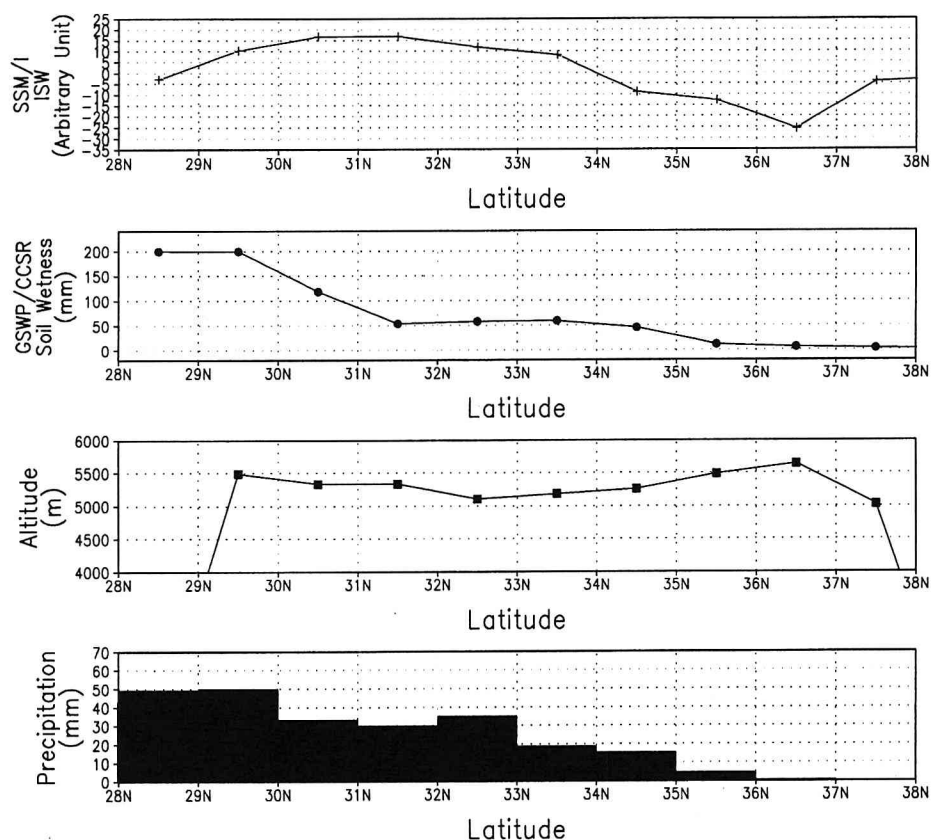


図-3 1988年8月11-15日の東経85.5度一定方向の南北分布。SSM/Iの土壌水分量指数とGSWP/CCSRの土壌水分量と標高、期間積算降水量を示す。

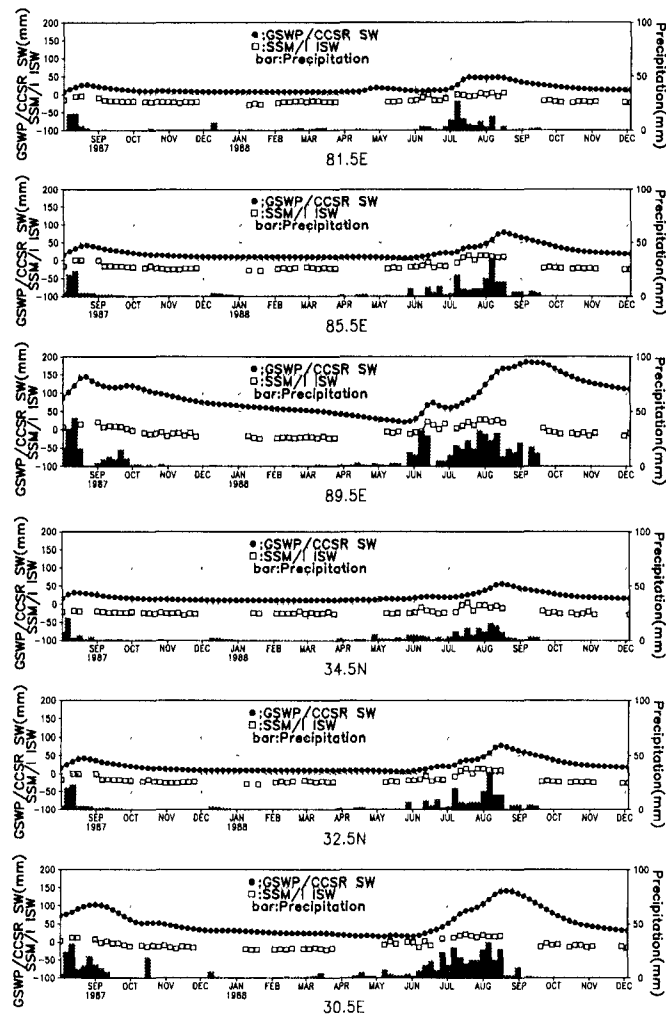


図-4 1987年から1988年にかけてのSSM/Iによる土壌水分量指標とGSWP/CCSRによる土壌水分量、及び降水量の時系列分布。上3図に緯度32.5度一定方向の3点81.5度、85.5度、89.5度の時系列変化を、下3図に経度85.5度一定方向の3点34.5度、32.5度、30.5度の時系列変化を示した。

3. 両者の比較考察

図-2に1988年の6月、8月、10月各11-15日のSSM/Iによる土壌水分指標値とGSWP/CCSRによる土壌水分量、さらにGSWPで強制力として使われた降水量、地上2mの露点温度、及び8月平均の地上10mの風速の水平分布図を示す。GSWP/CCSRの土壌水分量は0mmから150mmまでを、降水量は5日間積算雨量を0mmから100mmまでを、露点温度は-6度から21度までを濃淡で表わした。SSM/Iの土壌水分量指標、GSWP/CCSRの土壌水分量とも解析領域南部または東部で比較的強いシグナルが認められる。チベット高原上で6月から9月にかけて起きる雨季では領域南東部で土壌水分量のシグナルが強くなる傾向があり、これは夏季のアジアモンスーンに伴う高原南東部からの多量の水蒸気流入が原因の降水によるものと考えられる。これは雨季の初期の降水量分布とGSWP/CCSR土壌水分量とが良く一致していることから、さらに、露点温度の高い領域（湿った領域）が風下方向に流されている様子からわかる。しかし、土壌水分量の極大点

はSSM/I土壌水分量指標では北緯33.5度線上と北緯30度線上に見えるのに対し、GSWP/CCSRの土壌水分量の極大点は北緯32度線上にあり、ほぼ西向きに広がっている。地形図を参考に比較するとGSWP/CCSR土壌水分量分布はチベット高原を東西に走る谷間に伸びているように見受けられる。伸びた分布の中の東経85.5度の1988年8月11-15日の各要素の南北方向の分布図を図-3に示した。東経85.5度上のチベット高原の地形は北緯32.5度を谷間にして南北に高くなっている。また、降水量は南に行くに従い多くなる傾向がある。SSM/I土壌水分量指標は降水量のみならず地形の低い方向へ土壌水分のシフトが見られるが、GSWP/CCSR土壌水分量は降水量にかなり依存した分布に見える。

一般にチベット高原の夏季では降水、雪解け水、凍土融解水などは谷間に集まり湖沼を成す程である。また高原南部は季節凍土地帯であり、夏季には凍土融解水は地中で流出が起こる。北緯32度線の土壌水分量の大きい地域は湖沼の集まる比較的低い地域であり、夏季には十分湿った地域が多く出現することが予想される。よってSSM/Iの土壌水分量指標では

高原の低地部に大きな値が見られると予測できる。また、CCSR/NIES AGCMの陸面モデルには凍土の過程、流出過程が共に考えられておらず、解ける水、溜まる水が現実的に取り扱われていないため、陸面、地中を伝って谷間に水が集積する効果はない。そのためGSWP/CCSRの土壌水分量よりSSM/Iの土壌水分量指標の方が妥当に見え、裏を返せばGSWP/CCSRの土壌水分計算値は、降水量に強く影響され過ぎている可能性が考えられる。

図-2の6月のGSWP/CCSRの土壌水分量には北緯35.5度を中心にして東西に土壌水分の高い地域が見られるが、これは時系列の降水量水平分布図を合わせて見るとこの領域に降水が時々発生しており、そのために高くなっている。降水の原因に関しては本資料のみからは明らかではない。また、SSM/I土壌水分量指標は北西部にもシグナルが大きい領域があるが、この地域はタリム盆地に当たることから、土壌水分の増加に伴うシグナルではないと考えられる。

次に特定の格子点を選び、SSM/Iの土壌水分量指標とGSWP/CCSRの土壌水分の時系列変化をみる。解析領域内の東西3点と南北3点のSSM/Iの土壌水分量指標とGSWP/CCSRの土壌水分量、また同格子点の5日積算降水量の時系列変化を図-4に示す。前述した水平分布図で見られた通り、高原上では西より東、北より南の方が土壌水分量が大きく、降水量でもほぼ一致しており、地形性流出過程のないGSWP/CCSR土壌水分量は言うまでもなく、SSM/I土壌水分量指標でも降水量が土壌水分の変化の主要原因になっていることを示している。さらに、各々6月の雨季の始まりに対応して土壌水分量が増加している様子がわかるが、雨季の終わりからの両者の振る舞いに差がある。GSWP/CCSRの土壌水分量は雨季が終わってもなだらかに土壌水分量が減少していき、翌年の雨季の始まりまで土壌水分量が減少していくのに対してSSM/Iの土壌水分量指数は数ヶ月で既定の乾いた状態に戻っている。これは、CCSR/NIES AGCMの陸面過程は土壌水分層の表層が1mである一方でSSM/Iはマイクロ波の性質上表層のせいぜい数cmまでの土壌水分量を見ていることによると考えられる。つまり、GSWP/CCSRの方が土壌水分量保持の効果が見えやすく、厚い土層は雨季が終わったのちもある程度の土壌水分量を保持しつつ徐々に乾いていくためである。また、SSM/Iの土壌水分量指標はほぼ降水量に沿って変化しているのに対し、GSWP/CCSRの土壌水分量は時間的に一連の降水が止んだ後に鋭いピークが現れている。これも陸面モデルの第1層が厚いためと考えられる。

4. 結論

SSM/Iの計測値から求められた土壌水分量指標とCCSR/NIES AGCMの陸面過程モデルを用いたGSWPの数

値実験により求められた土壌水分量の比較を、GSWPでは観測値が手薄と思われるチベット高原を対象に行なった。さらにGSWP/CCSRの成果がCCSR/NIES AGCMの土壌水分量境界条件として優れている点に加えて、さらにチベット高原のような解析値の真偽の定かでない領域をSSM/Iマイクロ波放射計からの土壌水分量指標で補完するための基礎研究とした。

SSM/Iの土壌水分量指標とGSWP/CCSRの土壌水分量は概ね同傾向を示しているが、これは土壌水分量の降水量への依存の強さのためであろう。チベット高原上では観測値は多くなく、また気候数値シミュレーションの短期的な降水量分布は現実とそれ程近いわけではないことを考えると、土壌水分量予測、あるいはそれぞれの相互作用を考える上ではまず降水量分布の確かさが必要であるように思われる。また、細かな点では差が見られる。一つは陸面過程シミュレーションモデルの問題であり、凍土の融解、雪の融解による水の流出過程、さらに高原低地での貯留過程が含まれないことによる衛星計測値との不一致である。これは、モデルの改善が最善の解決策と思われる。次にマイクロ波による輝度温度の測定は性質上地表面の極薄い層（数cm）しか見ていない一方で、陸面モデルの地表面第1層が1mもあることによる不一致である。数値実験を行なう際の設定条件を変えてできるだけ一致させるべきであろう。また、裸地面であってもタリム盆地のように乾燥した領域では今回の指標の応用はできない。そのような領域での土壌水分量指標値は別途改良の必要がある。水平分布については両者の値の差が比較的顕著な格子点もあり、一概に補正をかけることはできない。しかし、山の斜面の流出と谷部への貯留に関わる地形的な補正は幾らか可能かもしれないことが予想される。

謝辞：本研究は文部省科学研究費重点領域研究『衛星計測』、基盤研究(A)『全地球表層水分マッピングプロジェクト』の成果の一部である。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 小池俊雄、塚本賢明、飯島義之、藤井秀幸、熊倉俊郎、柴田彰：衛星搭載マイクロ波放射計によるチベット高原の土壌水分の時空間変動特性に関する研究、水工学論文集、第41巻、pp.915-919、1997
- 2) Dirmeyer, P. A.: *THE GLOBAL SOIL WETNESS PROJECT-INITIAL RESULTS*, WCRP GEWEX NEWS, 1997.
- 3) Li, C, Yanai, M.: The Onset and Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon in Relation to Land-Sea Thermal Contrast., *J. Climate*, Vol. 9, pp.358-375, 1996 (1997.9.30受付)