

Soil Moisture Memory in Climate Models

By Randal D. KOSTER and Max. J. SUAREZ

In: *J. Hydrometeorology*, 2, 558-570 (2001)

演者：安形康 agata@iis.u-tokyo.ac.jp

0 . 要旨

地表における水収支に関する考察から、気象モデルにおける土壌水分の自己相関係数を(1)大気フォーシングの長期平均値に含まれる季節性(2)土壌水分変化に伴う蒸発散量の変化(3)土壌水分の変化に伴う流出量の変化(4)大気フォーシングと直前の土壌水分の相関(これは大気陸面相互作用に起因する可能性がある)に関連付ける式を得た。これらの要因の相対的な強さは地理的に異なり、それはモデルの診断から得ることができる。そしてそれはモデルにおける「土壌水分メモリ」の地理的分布を支配することになる。NASA Seasonal-to-Interannual Prediction Project(NSIPP)で用いられている ALGCM により作成されたデータを上記の式に適用して、土壌水分メモリを支配する要因を特徴付けることができることを示した。

1 .Introduction

a 土壌水分メモリ

土壌水分メモリ Soil Moisture Memory：極端な湿潤ないし乾燥の状態の土壌水分に対する影響は数ヶ月の長期にわたりうる。つまり土壌は以前の気候状態を「覚えて」いることができる。

土壌水分メモリの定量的な把握1：数十年といった長期の実測値が必要であるが、そんなデータセットは僅少である。例外的に、Robock *et al.*(2000)が示したように主にアジア近辺においてそのようなデータセットが存在する。Vinnikov and Yeserkepova(1991), Vinikov *et*

al.(1996), Entin *et al.*(2000)は、2～3ヶ月の土壌水分メモリをこれらのデータから見出している(ロシア・中国・モンゴル・イリノイのデータより)。

同・その2：陸面モデルを長期にわたって走らせたその結果を用いることも行われてきた(特にモデルに観測値大気フォーシングを与えた場合が参考になると思われる)。Huang *et al.*(1996)は、米国について土壌水分を降水量から推定し、それは数ヶ月後の地表温度(これは観測値)と強い相関があることを見出した。Georgakos *et al.*(1995)もモデルを用い、1～2ヶ月というタイムスケールを見出している。

長期予報に必要な知見：季節予報においては(大気の)初期値依存性が低い大気側の初期値をいくら一生懸命測って or 推定してもしょうがなく、むしろ数ヶ月のちまで確実に影響の残るコンポーネントを正確に把握しなければならない。これらはすなわち、海洋と陸面(土壌水分メモリ)である。

海洋より陸面：海洋と陸面のうち、海洋のほうが長い時定数を持つが、熱帯以外の気候と SST の関係を検討した幾つもの研究によれば、SST と大陸の夏の雨の関係は、極端な降雨イベントを除いては限定的である。

そこで、(中緯度大陸地域の)季節予報を操る魔法の呪文として、土壌水分メモリが脚光を浴びるようになってきた。

土壌水分メモリの強さを決めるもの：観測で土壌水分を出してそれを季節予報に使う場合、予報システムは土壌水分メモリ、つまりある時点の土壌水分アノマリがどれくらいの時間かけて

消失するか、を充分正確に再現できなければならぬ。さらにいうと、このタイムスケールが何によって規定されるか明らかにすることが重要である。

b Markov 過程モデル

Delworth のマルコフ過程モデル：GFDL¹の AGCM から得られた土壤水分時系列を、Delworth and Manabe(1988)は、定常でランダムなフォーシング P (降水および融雪)でドライブされる1次のマルコフ過程として表した(1式)。これは流出が小さいときの土壤水分変化(1式の $dw(t)/dt$)の時定数(1式の $w(t)$ の係数)を C_s/E_p に対応付けている²式とも言える。Huang *et al.*(1996)はこの式を用いて数々の土壤水分観測値を検討している。

マルコフ過程モデルの欠点：このモデルには大きな欠点があり、少なくとも二つある。

1. 気候フォーシングは季節性を持つ。定常ではない
2. 気候フォーシングはそれ自体メモリの性格 (persistence)をもつふるまいをする。つまりランダムとは言い切れない。

後者は SST の persistence によるものかもしれないし、大気陸面相互作用により土壤水分メモリが反映されているのかもしれない：過湿潤蒸発散増大 降水量増大 湿潤の Feedback など。

大気陸面相互作用の実証：L-A 相互作用の検討は数多い・・・Rodriguez-Iturbe *et al.*(1991) = 統計力学的モデル。L-A 相互作用により複数の平衡解が生じうる / Koster and Suarez(1996a) = 「常夏」シミュレーション with 土壤水分時定数は決めうち。L-A 相互作用の persistence³に対

する影響を分離 / Liu and Avissar(1999a,b) = AGCM-Biosphere 結合モデルと簡単な数値モデルを使用。で、結論：大まかには土壤水分アノマリは大気がコントロールしている。

マルコフ過程を越えて：マルコフ過程モデルは定常乱数で駆動され、確率過程に従って変化する変量についてのモデリングである。フォーシング自体が自分自身の値の影響を受けるフィードバックモデルには不適切。

そこで、本研究では大気陸面相互作用を組み込んだ土壤水分時系列の数学的構造を解き明かすためのあたらしい手法を提示する。

本稿の構成：2 章 = 土壤水分の自己相関係数をいくつかの要因で表現する式を導出する。3 章 = この式を AGCM 実験結果に当てはめる。4 章 = 各地域の土壤水分メモリがどのような要因の組み合わせで生じているか解析する。

2 Soil Moisture autocorrelation equation

演者注：ある月と次の月の始まりにおける土壤水分、つまり w_n および w_{n+1} の長期時系列について、それらの相関係数、つまり w_n のラグ 1 の自己相関係数を気候フォーシングや w_n, w_{n+1} を用いて計算する式を作り上げるのがこの章の目的である。そんなの直接計算すればいいじゃないかって？しかし各種要因と自己相関係数の関係を調べるには、このような表記方法が有効なはずなのである。

基本の基本の式から：雪氷の影響を無視すると、土壤水分のある期間における変化はつぎのように表される。

$$C_s w_{n+1,i} = C_s w_{ni} + P_{ni} - E_{ni} - Q_{ni} \quad (2)$$

C_s : 土壤水分キャパシティ, w_{ni} : i 年の期間 n (たとえば n 月)における土壤水分インデクス⁴, P, E, Q : 降水量・蒸発散量⁵・流出量⁶で、

¹ Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA

² あとにも出てくるが、 C_s =土壤水分の最大キャパシティ, E_p =可能蒸発散量

³ これが大気のものか土壤水分のものか不明。元論文へ

GO.

⁴ ごく普通には 0 と 1 の間をとる値

⁵ 本稿では evaporation という表記を統一して使っている

添え字の意味は w_{ni} と共通． なお， w は期間 n の「始まり」の時ににおける瞬時値であるのに対し， P, E, Q は期間 n 全体にわたる積算値である．

流出と蒸発を土壌水分の一次式で表す：Koster and Milly(1997)によれば，概略としては，流出率とボーエン比はその時の土壌水分から線型近似できる．つまり，

$$Q_{ni}/P_{ni} = aw_{mid} + b \quad (3)$$

$$E_{ni}/R_{ni} = cw_{mid} + d \quad (4)$$

ここに， w_{mid} は月平均の土壌水分インデックスの近似値で，

$$w_{mid} = (w_{n,i} + w_{n+1,i})/2$$

そして， a, b, c, d は線型回帰で求める定数． R_{ni} は当該期間における純放射量の平均値⁷．

旧来マルコフモデルとの違い：ちょっと脱線するが，(4)式が前述のクラシックなマルコフ過程モデルのもととなっている Delworth and Manabe(1988)のバケツモデル蒸発散式と，似ているようでじつは本質的に異なっていることに注意．バケツのほうでは， E は E_p でスケーリングされていたが，(4)式では R_n でスケーリングされている．この違いがについては5章で議論する．

土壌水分の変動を表す式：(3)と(4)を(2)に代入して，

$$C_s w_{n+1,i} = C_s w_{ni} + P_{ni} - R_{ni}(cw_{mid} + d) - P_{ni}(aw_{mid} + b)$$

w_{mid} を w_{ni} と $w_{n+1,i}$ であらわし， w_{ni} と $w_{n+1,i}$ について整理すると，

$$\begin{aligned} & \left(C_s + \frac{cR_{ni}}{2} + \frac{aP_{ni}}{2} \right) w_{n+1,i} \\ & = \left(C_s - \frac{cR_{ni}}{2} - \frac{aP_{ni}}{2} \right) w_{ni} + (P_{ni} - dR_{ni} - bP_{ni}) \end{aligned} \quad (5)$$

となる．

演者注：最終的に， w_{ni} と $w_{n+1,i}$ ($i=1,2,\dots$ だが，簡単のためこのパラグラフでは i は省略)の相関係数を，土壌水分値や気候フォーシングなどから求める式をつくるのがこの章の目的．

$= \text{cov}(w_n, w_{n+1}) / \{ (w_n) \cdot (w_{n+1}) \}$ だから⁸，分子の $\text{cov}(w_n, w_{n+1})$ を計算する式を作ればよい．

$$\text{cov}(w_n, w_{n+1})$$

$$= (w_n - \text{mean}(w_n))(w_{n+1} - \text{mean}(w_{n+1}))/N$$

であり (N はデータ個数) これを

$$= w_n' w_{n+1}' / N$$

と書くと，要するにこの変数 w_n' と w_{n+1}' をなんとか関連付けてやればよいということになる．

(5)式に出てくる w, P, R を，「気候値」成分と「各年のアノマリ」成分に分ける．すなわち，

$$w_{ni} = \bar{w}_n + w'_{n,i} \quad (6)$$

$$w_{n+1,i} = \bar{w}_{n+1} + w'_{n+1,i} \quad (7)$$

$$P_{ni} = \bar{P}_n + P'_{n,i} \quad (8)$$

$$R_{ni} = \bar{R}_n + R'_{n,i} \quad (9)$$

上線を付した変数は，添え字の期間における w, P, R の値の気候値，プライムを付した変数は，添え字の年・期間の，気候値からのずれ (アノマリ) を示す．

が，このレジメでは蒸発散量と記載する

⁶ 原文より：地表流出と地下水流出の両方を含む

⁷ 原文より： R_{ni} の単位は E_{ni} と同じものにそろえている (フレワレの世界流でいうと $E_{ni}/(R_{ni}/I) (= IE_{ni}/R_{ni})$ と書いたほうが分かりやすいかも?)

⁸ 二つの変数 x_i と y_i の共分散 $\text{cov}(x_i, y_i)$ は， $\text{cov}(x_i, y_i) = \{(x_i - \text{mean}(x_i))(y_i - \text{mean}(y_i))\} / N$ で定義される数値． x_i, y_i が同一のとき，これは x_i の分散となる．そして， x_i, y_i の相関係数は $= \text{cov}(x_i, y_i) / \{ (x_i) (y_i) \}$ で与えられる ((x_i) は x_i の標準偏差)．

(6)-(9)を(5)に一気に代入．長い長い式ができる．両辺から時間平均を引き，高次の項を無視してまとめると，次のようになる．

$$w'_{n+1,i} = A_n w'_{ni} + B_n P'_{ni} - H_n R'_{ni} \quad (10)$$

ここに，

$$A_n = \frac{2C_s - c\bar{R}_n - a\bar{P}_n}{2C_s + c\bar{R}_n + a\bar{P}_n} \quad (11)$$

$$B_n = \frac{2 - 2(a\bar{w}_{mid} + b)}{2C_s + c\bar{R}_n + a\bar{P}_n} \quad (12)$$

$$H_n = \frac{2(c\bar{w}_{mid} + d)}{2C_s + c\bar{R}_n + a\bar{P}_n} \quad (13)$$

$$\text{ここで， } \bar{w}_{mid} = \frac{\bar{w}_n + \bar{w}_{n+1}}{2} \quad (14)$$

(10)式はさらに簡単にすることができる．すなわち，

$$F'_{ni} = B_n P'_{ni} - H_n R'_{ni} \quad (15)$$

とすれば

$$w'_{n+1,i} = A_n w'_{ni} + F'_{ni} \quad (16)$$

こうして $w'_{n+1,i}$ と w'_{ni} を関連付ける式ができた．両辺に w'_{ni} を乗じて時間平均を取ると，これは

$$\text{cov}(w'_{n+1,i}, w'_{ni}) = A_n \sigma_{w_n}^2 + \text{cov}(F'_{ni}, w'_{ni}) \quad (17)$$

となる． $\sigma_{w_n}^2$ は w_{ni} の標準偏差である．

自己相関係数を表す式：定義より w_{ni} のラグ 1 における自己相関係数 は定義から

$$\rho = \frac{\text{cov}(w_n, w_{n+1})}{\sigma_{w_n} \sigma_{w_{n+1}}}$$

すなわち

$$\rho = \frac{\sigma_{w_n}}{\sigma_{w_{n+1}}} \left[A_n + \frac{\text{cov}(w_n, F_n)}{\sigma_{w_n}^2} \right]$$

(18)

となる．つまり， が

1. 期間の始まりと終わりの時点における w (の長期時系列)の平均と分散
2. 期間の始まりの w と期間中のフォーシングの共分散
3. LSM の構造(a, b, c, d を通じて)

に関連付けられた．

繰り返しになるが，Delworth and Manabe (1988)との根本的な違いは，本研究ではフォーシングの定常性やランダム性を仮定していない点にある．

3 Demonstration with AGCM Data

a Model and simulation description

前章のデータを ALGCM 実験で得られたデータセットに適用する．

AGCMとLSM：NASA GSFC⁹の NSIPP¹⁰-1 AGCMを使用した．Koster and Suarez (1996a), Koster *et al.*(2000)でも用いられたモデルである．詳細は Bacmeister *et al.*(2000)参照．

一方，LSM としては Koster and Suarez (1992,1996)の Mosaic LSM を用いた．これは各グリッドセルの中を，植生タイプに応じて小さな領域に分け，その小領域ごとに陸面過程を計算する．AGCM には，この計算結果を集計した結果が返される．本研究でも，以下ではグリッドセルの合計（平均値）を用いて議論する．

グリッドセル「平均」の C_s ：(18)式などには土壤水分最大キャパシティ C_s が入っているが，上述のように LSM 自体がサブグリッドセルをベースに計算を行っているため，グリッドセル内に複数の植生タイプがある場合は，そのセル全体

⁹ Goddard Space Flight Center

¹⁰ NASA Seasonal-to-Interannual Prediction Project

を代表するような C_s は、直接は計算できない。そこで、(2)式が最もよく成り立つように各グリッドセルに対して C_s を計算した：

$$\text{Error} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[C_s (w_{n+1,i} - w_{ni}) - (P_{ni} - E_{ni} - Q_{ni}) \right]^2 \quad (19)$$

N は対象とした年数。

こうして求めた「セル代表値」としての C_s の分布を Fig.1 に示す。一般的に、植生密度が高いほど C_s の値が大きい。

実験設定：緯度 2 度 × 経度 2.5 度のグリッド (T42 よりちょっと細かい)。4 回の実験のアンサンブルである¹¹。SST は観測値を使っている。4 回のうち二回は、1950 年代から現在まで、あとの二回は 1980 年から現在までのシミュレーションで、あわせて 122 年分のデータを抽出した¹²。

対象となる月：以下の議論ではすべて 7 月の土壤水分について議論を行う¹³。近傍の月の結果も似たようなものであった。

b Estimated evaporation and runoff functions

(18)式はどの程度確かか：(18)式はもともと経験的な線型関係 (2),(3)式) を用いて導出された。そこでその関係がどの程度成立しているか調べたのが Fig.2。AGCM の結果から、4 つの地点においてランダムにサンプリングされた w と E/R および Q/P の関係を示したものである¹⁴。

大まかには線型関係は成り立っているが、大きく外れる地点もある。たとえば Fig.2 一番下の Western US。これは乾燥地域。乾燥地域だと E は浅い土壤水分で規定され、 w (土壤全層の土

壤水分インデクス)とはあまり関係しない。また、前月に降雨があった影響で、 Q のプロットに関してもときおり傾向から大きくはずれる点が出てくることがある (Central US にもそういう点が二つ見える)。

c Simulated versus predicted autocorrelations

18 式による の再現性：Fig.3 に、AGCM で得られたデータから直接計算した と、(18)式で得られた のそれぞれの分布を示す。ただし、後者では負の についてはすべて 0 (無相関) であるとしている。値が高い地域は砂漠地域と低緯度熱帯である。ただし両者の理由は全くことなっている (後述)。いずれにせよ両者はよく似ている。

Fig.4 に、これらのプロットを示す。(18)式で算定した のほうが僅かに大きい。決定係数 $r=0.71$ 、バイアス = 0.07 であり、(18)式はこの AGCM が算出する土壤水分の自己相関係数をよく再現していると考えてよい。

4 Interpretation of autocorrelation equation

18 式の再解釈：(18)で重要な役割を担っている項に A_n がある。この値を(11)式を用いて書き直すと、

$$\rho = \frac{\sigma_{w_n}}{\sigma_{w_{n+1}}} \left[\frac{2 - \left(\frac{c\bar{R}_n}{C_s} \right) - \left(\frac{a\bar{P}_n}{C_s} \right)}{2 + \left(\frac{c\bar{R}_n}{C_s} \right) + \left(\frac{a\bar{P}_n}{C_s} \right)} + \frac{\text{cov}(w_n, F_n)}{\sigma_{w_n}^2} \right] \quad (20)$$

となる。これより、 ρ には w_n / w_{n+1} 、 \bar{cR}_n / C_s 、

$a\bar{P}_n / C_s$ 、そして $\text{cov}(w_n, F_n) / \sigma_{w_n}^2$ の四つのファクターが影響を及ぼすことがわかる。1,4 番目が大きければ ρ が大きくなる一方、2,3 番目が大きければ ρ が小さくなる。これらの四つの項に

¹¹ 年数をみるに、アンサンブル「平均」ではないようだ。

¹² データはオンラインで取得できるらしい。
<http://nsipp.gsfc.nasa.gov/> 参照

¹³ これまでの記号を使うと、122 年分の w_7 と w_8 の相関係数の分布とその規定要因を議論する、ということになる。

¹⁴ 一つの点はある年の 7 月に相当する

ついて、 w_n に及ぼす影響を吟味し、あわせてその値の地理的分布を検討する。

a Term1 : Effect of nonstationarity

最初の項、 w_n/w_{n+1} はある月(ここでは7月)の開始時における土壌水分の長期標準偏差と次の月(8月)のその比を表す¹⁵。これはフォーシングの季節変化を表しているとも見てもよい。もしフォーシングに季節変化が全くなければ、この値は1に近くなるであろう。しかし現実にはそうではない。

w_n/w_{n+1} の意味：Fig.5 を元に極端な例を考えよう。(n-1)月のフォーシングの年々変動が極端に大きく、従って w_n の年々変動が大きい(w_n が大きい)一方で、n月のフォーシングの年々変動が非常に小さく、従ってこの月の土壌水分変化量 w が小さい場合が Fig.5 の左側である。この場合 $w_n/w_{n+1} > 1$ となる。そして、土壌水分メモリは大部分が記憶されたまま残る。まったく逆の場合が右側である。n月開始時にはどの年も似たような w_n になるが、 w_{n+1} は年々変動が多い。これは土壌水分メモリが急速に失われることを示す。今度は $w_n/w_{n+1} < 1$ となる。 w_n/w_{n+1} が、フォーシングの年々変動の月ごとの差に起因する 差のインデックスとなるのはこういう意味においてである。

w_n/w_{n+1} の分布：Fig.6 は、 w_n/w_{n+1} の分布を示したものである(前述のように7月が対象。以下同じ)。値が1以上 (Fig.5 の左側) に該当するのは北アフリカの砂漠地帯・中央アジア・中南米・アフリカ南部・オーストラリアである。逆に値が1未満になる (Fig.5 の右側) のは、アジア北東部・アマゾンの赤道周辺・サヘルの一部である。

¹⁵ これが1ということは n月と(n+1)月とで、開始時における土壌水分の年々変動は、少なくとも標準偏差に関しては同じというわけである。

b Term2: The evaporation effect

一般論で考えて w が大きければ E も大きく、従って蒸発散は土壌水分メモリを消滅させる方向に働くというのは簡単に判断できる。これは20式にも現れている。

蒸発散の効果：(4)式を陽解法的に書き直して、月の最初の土壌水分量と蒸発散量を対応させる式を作ると

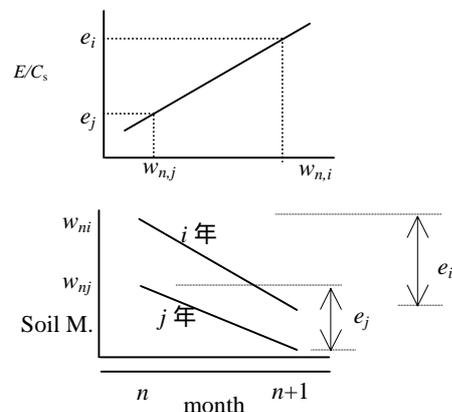
$$E_{ni}/R_{ni} = cw_{ni} + d \quad (21)$$

とる(時間間隔が短いときにのみ通用する近似である)。両辺を C_s で割って整理すると、22式を得る：

$$E_{ni}/C_s = (cR_{ni}/C_s) w_{ni} + dR_{ni}/C_s \quad (22)$$

この左辺に注目。(2)式より、これは蒸発散に起因する土壌水分の減少分である。それを支配するのが w_{ni} であり、係数が (cR_{ni}/C_s) である。係数は正だから、 w_{ni} が大きければそれに応じて蒸発散が線型的に大きく、その結果 w_{ni} の差異は蒸発散によりだんだんなくなってゆくことがわかる。これを模式的に示したのが Fig.7 である。

演者注：Fig.7 は一見分かりにくいので、補足の記号を下に示す。i年n月とj年のn月とで、i年の方が w_n が大きいとき、それに応じて E/C_s も大きくなり($e_i > e_j$)、もともとあった w_n の差(i年とj年の間の)は w_{n+1} においては小さくなっていることを表している。



係数の分布：土壌水分が大きくなるほどその

メモリを打ち消す力が強くなるが、Fig.7の上図で分かるように、その程度は係数 $\overline{cR_n}/C_s$ (図では直線の傾き) で表現される。Fig.8の上図にこの値の分布を描いた。特に大陸の乾燥地域(アメリカ西部など)においてこの影響が強いことが分かる。この理由としては

1. 乾燥地域は植生に乏しく、 C_s が小さい
2. wet な地域は蒸発散が土壌水分よりはるかに大気フォーシングの影響を受け、従って(4)式の c が小さい。

が考えられる。

c Term3: The runoff effect

流出の効果：(3)式を前節と同様に陽解法的に書き直して、

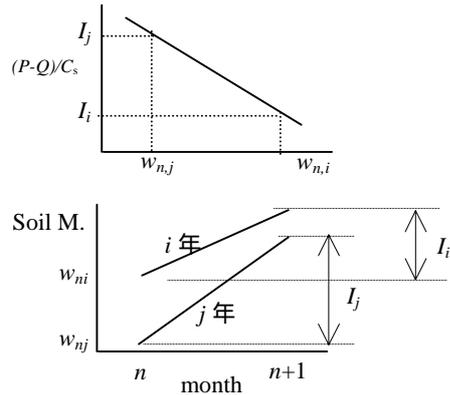
$$Q_{ni}/P_{ni} = a w_{ni} + b \quad (23)$$

すなわち、

$$(P_{ni} - Q_{ni})/C_s = P_{ni}/C_s \times (1 - b) - a P_{ni}/C_s \times w_{ni} \quad (24)$$

となる。この左辺は、涵養・浸透に起因する土壌水分増加量を意味する。 $a P_{ni}/C_s$ は正であるから¹⁶、この式の値は w_{ni} が大きいほど小さくなる。つまり同じ降水フォーシングが与えられた場合でも、乾いた状態のほうが土壌水分増加は大きい。これは蒸発散効果と同様に、土壌水分メモリの速やかな消去という効果をもたらす。

演者注：これを Fig.7 のまねをして模式的に示したものが次の図である。



係数の分布：蒸発散の場合と同様に考えて、 w_n が大きくなるほど浸透による w の増加(w) が小さくなる効果は係数 $a \overline{P_n}/C_s$ で表される。

Fig.8の中図にこの値の分布を描いた。中米・西太平洋諸島・中国インドスカンジナピアカナダ北部のそれぞれ一部でこの値が高い。

蒸発散効果と流出効果の地理的分布：この2節で見てきたように、蒸発散効果の係数と流出効果の係数が大きいところは、それぞれ異なっている。この理由は明快である：蒸発散効果は乾燥地域で強く効く一方で流出効果は湿潤地域で強く効くからである。これは、

1. $\overline{P_n}$ は湿潤地域で大きい(当たり前である)
2. Mosaic LSM においては、係数 a は土壌水分が高い地域ほど(透水係数との絡みで)大きくなるからである。

の地理的分布を規定する要因：この二つの項の考察から分かるように、極端に乾いている地域と極端に湿った地域は、土壌水分メモリの残存時間が短い。ただしこれは全く異なる理由によるものである。そうでない中庸な地域では、 $\overline{cR_n}/C_s$ も $a \overline{P_n}/C_s$ も小さくなく(蒸発散効果も流出効果も働かず)土壌水分メモリが長期にわたって残存し、(20)式において大きな w が算出される。

d Term4: Correlation of forcing with

¹⁶ a の値について具体的に触れられていないが、(3)式から考えて $a > 0$ とみなすべきであろう。

antecedent soil moisture

この項の意味：(20)式の最後の項 $\text{cov}(w_n, F_n)/w_n^2$ は、期間（ここでは月）の初めの w とその期間のフォーシングとの共分散であり、これは大気陸面相互作用そのものを反映している¹⁷。もし高い w_n が高い F_n の原因となる（少なくとも相関を持つ）ならば、高い w の状態が $n+1$ 月においても維持され、従って土壌水分メモリが長く残存することになる。

このような状態が起こるのは、

1. 大気陸面相互作用により、高い（または低い） w の値がフォーシングに影響を与える。
2. フォーシング自体の persistency が、 w に反映されている。

のいずれかの場合が考えられる。後者の例は、二ヶ月続けて大雨が降るような地域では（本稿の場合 6,7 月）、二ヶ月目の最初の w と二ヶ月目の降水量が高い相関を持つ可能性がある、など。

この項の地理的分布：Fig.8 の下図にこの項の分布を示した。この値が正であるということは、蒸発散効果や流出効果によって失われた土壌水分メモリ（の一部）が、 w とフォーシングの共変化によっていわば「補填」されていることを表す。このような地域は確かに存在し、それはアメリカ西部・サヘル・西太平洋諸島のそれぞれ一部である。

e Relative impact of identified controls

図 3,6,8 から：これらのマップをみて、ある地域でどんなファクターにより β の値が決まっているか直感的に知ることができる。たとえば、オーストラリアではフォーシングの季節性（Fig.6）と蒸発散効果（Fig.8 上図）が大きく効

果を及ぼしており、 β を中くらいの値に引き下げている。一方北欧では、 β が低いのは主として流出効果による。

要因別影響の例：Fig.9 にサンプルとして 6 地点における要因別効果の大小を示した¹⁸。これは上から

1. 蒸発散効果 ($c\bar{R}_n / Cs$)
2. 流出効果 ($a\bar{P}_n / Cs$)
3. 両者の合成された寄与 ((20)式の大きな分数)¹⁹
4. 土壌水分とフォーシングの共分散 ($\text{cov}(w_n, F_n)$)
5. 季節性効果以外の寄与 ((20)式の角カッコの中、 $\beta = 3+4$)
6. (20)式で求まる
7. AGCM 結果から直接得られる

をそれぞれ同じ尺度の横棒グラフで書いたものである。

例えば：アメリカ東部のセルでは流出効果だけのために β が小さくなっている一方で、アメリカ中央部ではむしろ蒸発散効果の影響が強いが w と F の共分散の寄与によりで少し β の減少が和らいでいる。アマゾンや東南アジアでもこの共分散の影響がみられるが、前者ではフォーシングの季節性の影響により β が下がっている²⁰。後者では蒸発散効果をこの共分散が打ち消して、さらに季節性の影響がほとんどないため、高い β の値となっている。アフリカ南部では蒸発散効果の影響を季節性の効果が帳消

¹⁷ F_n の定義は(15)式参照。(3)(4)(12)(13)より、普通の状態では $B_n > 0, H_n > 0$ とされるため、降水量が多いほど、そして純放射が少ないほど F_n が大きくなる。早い話が、 F_n は土壌水分を増加させるフォーシングである（これ自体は(15)式から直感的に分かりますが）。

¹⁸ ちなみに「Southeast Asia 105E 14N」とは、カンボジア北部である。

¹⁹ この値は蒸発散効果や流出効果の係数（第 1,2 のバー）が大きいか、小さくなる。

²⁰ 5 つめと 6 つめのバーを比べれば分かる

しにし²¹ , が極めて高くなっている . 中国東部では主に流出効果により が小さくなっている .

ここに挙げたのはほんの一例であり , もちろん陸域のどこでも同様の解析を行うことができる . このような解析は土壌水分メモリを間接的に評価する際に重要である .

5 Discussion

Delworth & Manabe モデルとの関係 : じつは本稿のモデルと旧来 Markovian モデルとは本質的に整合しないわけではない . 本稿のモデル(20)において , 次の五つの仮定をおくと , 結局 Delworth モデルと同様のものが得られるからである :

1. フォーシングは定常($w_n / w_{n+1}=1$) .
2. w_n と F_n は無相関($\text{cov}(w_n, F_n)=0$)
3. w_n が変わっても流出は変化せず($a=0$)
4. C_s は $c\overline{R}_n$ に比べて充分大きい
5. E_p は R_n に等しい

1,2,3 を(20)に代入して ,

$$\begin{aligned}
 &= (2 - c\overline{R}_n / C_s) / (2 + c\overline{R}_n / C_s) \\
 &= (1 - c\overline{R}_n / 2C_s) / (1 + c\overline{R}_n / 2C_s) \\
 &= (1 - c\overline{R}_n / 2C_s) \times \\
 &\quad (1 - c\overline{R}_n / 2C_s + (c\overline{R}_n / 2C_s)^2 - \dots) \quad \text{注}^{22} \\
 &\quad (1 - c\overline{R}_n / 2C_s)^2 \quad (4 \text{ より})
 \end{aligned}$$

$$1 - c\overline{R}_n / C_s \quad (4 \text{ より})$$

$$= 1 - cE_p / C_s \quad (5 \text{ より})$$

本稿のモデルの特徴 : 上記の仮定は現実的でないものもふくまれている(1.は大抵の GCM でペケ , 3 も大抵の LSM でだめ . 4 は長いタイムスケールで破綻 , 5 も危険をはらむ²³) . したがって(20)式は土壌水分の自己相関係数に関する , Delworth & Manabe のものより完全に近い形のモデルとなる .

LSM 相互比較への応用 : (3)(4)の係数 a, b, c, d や LSM ごとに異なるので , (20)式で求めた自己相関係数の分布は LSM ごとに異なる . (20)式はしたがって , 土壌水分メモリに関する LSM 間相互比較のフレームワークとしても応用可能である .

データセット渴望 : 実測データを用いて(3)(4)式を検討することにより , どの LSM が(20)式を用いて土壌水分メモリをシミュレートするのに最も適しているか検証できる . もっともこの検証に役立つようなデータはまだ存在しない . リモートセンシングによる広域土壌水分データが待ち望まれる .

土壌水分季節予報への寄与 : 土壌水分は様々な要因で変化する . その要因自体が季節変化することもある . そこで , (単一の要因だけに着目した場合は特に) “Seasonal Barrier” という , ある月を超えたら急に土壌水分予測精度が悪くなるという現象が起こりうる . Fig.5 を思い出して欲しい . ある季節は降水フォーシングが高い persistence を持ち , 他の季節はそうでないという時 , その persistence 自体の季節変化は土壌水分の persistence にも反映されるだろう .

そして , 大気陸面相互作用において主要な役

²¹概念的には , Fig.5 の左のような状態

²² 演者注 : 公比-x の級数 $1-x+x^2-x^3+x^4+\dots$ の和は $1 / (1 - (-x)) = 1 / (1+x)$ だから , 逆に $1 / (1+x) = 1-x+x^2-x^3+x^4+\dots$ と展開できる .

²³ 原文より : (4)で $R_n=E_p$ としたとする . E_p は w_n と高い相関を持つと考えられるので , (10)式の導出に用いたアノマリの高次項は無視できるという仮定自体が成り立たなくなり , (10)式 , ひいては(20)式自体が得られない .

割を果たす大気プロセス自体の季節変化や、流出効果・蒸発散効果（既出）の係数の季節変化も土壌水分の季節変化に影響を及ぼすだろう。

がなされる必要がある。

このような季節ごとに異なる要因を受けて変化する土壌水分の動態を把握するのに、本稿のフレームワークは有益である。

土壌水分メモリの破壊：季節変化の原因としては明確なものではないがここで指摘しておきたい例がある。たとえば7月に常に大雨が降り土壌が必ず飽和する地点を考えよう。この地点において、土壌水分メモリに立脚して6月の土壌水分から8月の土壌水分を予測するのは無理がある。7月の段階でそれまでの土壌水分メモリは一回フラッシュされているからである。本稿のフレームワークでは、これは対処できない事態である²⁴。

本稿で触れていない課題：本稿では寒冷圏プロセスを無視している。これは土壌水分と同等ないしより長い時間スケールの強いメモリをもつので本来は無視できない

6 Summary

（演者注：おおよそは要約なので省略しますが、最後の部分だけ抜き出してベタ訳します）

Koster *et al.*(2000)の問いかけは、要するにこういうことであった：「もし土壌水分が完璧に予測できるようになったら、降雨予測はどの程度改善されるか、言い換えれば、降水のアノマリのどの程度が土壌水分のアノマリによって規定されるか」。しかし本稿から、著者らは第二の問いかけを始める：「まず第一に、どの程度まで土壌水分の予測というものは可能なのか？」

これから地表面の初期状態が季節予報に与える寄与を検討する際に、これら両方の問いかけ

²⁴原文より：(20)式に即して言うと、 $a\overline{P}_n/C_s$ が極端に大きくなり、 β が0になってしまうのである