

全球大気モデルを用いた季節予報実験に基づく 水資源量の予測精度と予測可能性

A STUDY OF ACCURACY AND POTENTIAL PREDICTABILITY OF
SEASONAL PREDICTION OF WATER RESOURCES BASED ON
ATMOSPHERIC SEASONAL FORECAST EXPERIMENTS

仲江川 敏之¹ 楠 昌司² 杉 正人³ 鬼頭 昭雄⁴ 小林 ちあき⁵ 高野 清治⁶

Tosiyuki NAKAEGAWA, Shoji KUSUNOKI, Masato SUGI, Akio KITO, H,

Chiaki KOBAYASHI and Kiyoharu TAKANO

¹正会員 博士(工学) 気象研究所 研究官 (〒305-0052 つくば市長峰 1-1)

²理学博士 気象庁気候情報課 (〒101-0052 千代田区大手町 1-3-4)

³理学修士 気象研究所 室長 (〒305-0052 つくば市長峰 1-1)

⁴理学博士 気象研究所 室長 (〒305-0052 つくば市長峰 1-1)

⁵理学修士 気象研究所 研究官 (〒305-0052 つくば市長峰 1-1)

⁶理学修士 気象研究所 主任研究官 (〒305-0052 つくば市長峰 1-1)

Interannual variability and potential predictability of seasonal mean water resources is investigated based on the SST-forced ensemble seasonal atmospheric forecast using Japan Meteorological Agency global model. The ensemble consists of four model integrations with different atmospheric initial conditions with the same sea surface temperature. The interannual variability of water resources (residual of Precipitation to Evaporation: $P - E$) are not simulated well especially for the rainy season over the selected four regions of Asia. However, the ensemble mean of the seasonal atmospheric forecast could contribute to the seasonal water resources at some regions. The potential predictability of $P - E$ is largely low at the land areas in from mid- to high- latitude. It is lower than that of precipitation in North Africa and central Eurasia continents.

Key Words : water resources, seasonal forecast, interannual variability, potential predictability, chaos

1. はじめに

水文気候現象を季節スケールで予報できればリードタイムを十分に取ることができるので、洪水等の自然災害や水資源管理に対して季節スケールの戦略的な対策を打つことが可能である。こうした認識から多くの研究プロジェクトの目的として季節スケールの水資源予測が掲げられている。これまでの季節スケールの水資源予測は南方振動指数(SOI)や海面温度(SST)と流出量の統計的關係から流出量を予測する研究^{1),2)}がなされているだけである。大気の力学的な季節予測の問題点は、初期値に含まれる誤差に対する大気のカオス的な振舞である。このため決定論的な予測は意味を持たず、異なる初期値から計算された複数のメンバーのアンサンブル平均のみがSSTや陸面状態等の大気下部境界条件によって強制された大気の平均場として意味を持つ。気象分野ではアンサンブル予報の研究は盛んに行われているが^{3),4)}、水資源に関する研究はなされていない。

本研究ではリードタイム無しの3ヵ月間季節予報について、全球大気モデルを用いた力学的なアンサンブル季節予報実験を行い、その結果を基に水資源の年々変動予測精度とアンサンブル予測によって予測できる年々変動の最大値(予測可能性)について検討を行う。

2. 実験と解析法

(1) モデルと実験

実験に用いたモデルは気象庁全球スペクトルモデル(JMA-GSM96)で、水平分解能はおよそ180kmのT63、鉛直層数30で、最上層は10hPaである⁵⁾。物理過程は以下のパラメタリゼーションを用いている。積雲対流はPrognostic Arakawa-Schubert(PAS)方式、放射は2方向近似法、大気境界層はリチャードソン数に依存したフラックス算定法、陸面モデルは植生、積雪、土壌で、温度、水分量を予報するSiBである。

実験は1979年~93年までの15年、季節は3-5月(MAM、北半球の春)、6-8月(JJA、夏)、9-11月

(SON、秋)、12-2月(DJF、冬)の4季節で、積分期間は各季節に1ヵ月先まで加えた4ヵ月である^{6),7)}。全アンサンブル数は9つで、そのうちの4つのメンバーを用いる。海面水温と海水は1979年~1981年までは、英国気象局 Hadley センター製作の Global Sea-Ice and Sea Surface Temperature Data Version 2.2(GISST2.2)⁸⁾を、1982年~1993年までは米国 国立環境予測センター(NCEP)の解析値を用いた。大気初期値はヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)が1979年から1993年までの15年間を同一の解析アルゴリズムで再解析したデータセットを用いた(ERA15)。このデータの時空間解像度は6時間、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ である。アンサンブル法として、連続した日にちの客観解析値を初期条件とする Lagged Average Forecast(LAF 法)を用いた。対象季節の前月月末9日間を初期値としているが、ここで用いたものは月末4日間のメンバーである。土壌水分初期値はバケツモデルに観測降水量を与えて Willmott et al.⁹⁾が作成した気候値を、土壌温度は地上気温観測値から得られた気候値を用いた。

(2) 解析

ここでは水資源量を降水量(P)から蒸発量(E)を引いた値($P-E$)と定義する。これは利用可能な水資源量の最大値に相当する。 $P-E$ を降水量と蒸発量の観測値から推定する場合、蒸発量の全球スケールでの推定値には降水量ほどの確立された手法は無い。そこで、大気鉛直カラムの水収支を考えて、 $P-E$ を直接算定することを考える。すると、 $P-E$ は $P-E = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H Q$ と表すことができる¹⁰⁾。ここに、 W は可降水量、 Q 是水蒸気フラックス、 ∇_H は水平発散演算子である。右辺は大気客観解析値があればいずれも算定できる量である。算定に用いたデータはERA15で、4つの季節毎に3ヵ月平均して用いた。

年々変動については、各季節毎の観測値とモデル値の時系列を比較し、相関係数を算定した。大気的全変動には予測できないカオス的変動と予測可能な変動とに分けられる。アンサンブル実験の場合、各メンバーは両方の変動を含んでいるのに対し、そのアンサンブル平均は予測可能な変動を表していると考えられる。予測可能性の指標として Rowell et al.¹¹⁾が提案した分散比、即ち全変動の分散(σ_{TOT}^2)に対する予測可能な意味のある変動の分散(σ_{SST}^2)の比($\sigma_{SST}^2/\sigma_{TOT}^2$)を用いる。ここで言う予測可能な意味のある変動とは SST によって強制された大気の変動のことである。

$$\sigma_{INT}^2 = \frac{1}{N(n-1)} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^n (x_{i,j} - \bar{x}_i)^2 \quad (1)$$

$$\sigma_{EM}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\bar{x}_i - \bar{x})^2, \quad (2)$$

$$\sigma_{SST}^2 = \sigma_{EM}^2 - \frac{1}{n} \sigma_{INT}^2 \quad (3)$$

$$\sigma_{TOT}^2 = \sigma_{SST}^2 + \sigma_{INT}^2 \quad (4)$$

ここに、 σ_{INT}^2 はメンバーの分散の気候値で、カオス的変動の大きさを表し、 σ_{EM}^2 はアンサンブル平均の年々変動の大きさを表している。また、 i は積分年、 j はメンバー番号を表し、 $x_{i,j}$ は*i*年目のアンサンブルメンバー*j*のデータ、 $\bar{x}_i$ は*i*年目のアンサンブル平均、 $\bar{x}$ は全データの平均、即ちモデル気候値を表している。式(3)の右辺第2項はアンサンブル数が少ないために内部変動分が消去しきれず σ_{EM}^2 に含まれている変動を除去するためのものである¹¹⁾。このように予測可能性はモデル計算結果だけから求めることができる。

3. 結果と議論

(1) 年々変動

図-1に示す、アジアに位置する4つの矩形領域内の陸域、日本、インドシナ半島、中国北部、中国南部を対象にして調べた。

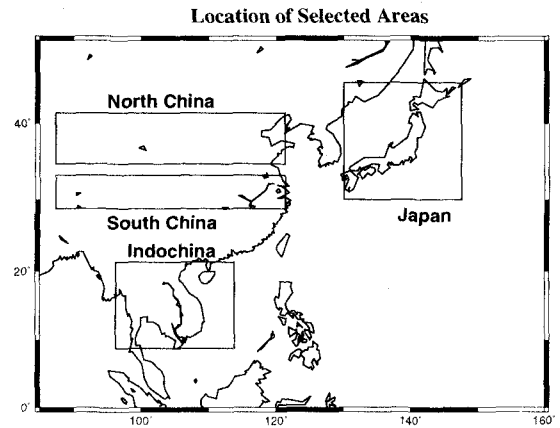


図-1 $P-E$ の年々変動を調べる対象領域。

図-2に観測値とモデル値の $P-E$ の年々変動が季節毎に示されている。破線で結ばれた正方形が観測値、実線で結ばれた円がアンサンブル平均値、プラス記号は各メンバーの実現値である。

まず、日本については夏と秋にモデルは $P-E$ を小さく見積もっている。原因の一つは解像度が原因で夏の梅雨と秋の台風が良く再現できていないことが挙げられる。また、この二つの季節は各メンバー間のばらつきが大きく、大気的非線形性が $P-E$ の予測に大きく影響を与えている。相関係数を見ると、冬のみ95%の棄却率で有意な相関が見られるが、それ以外の季節は非常に低い。冬に相関が高いのは、ENSOに伴う西太平洋の熱冷源に応答が良く再現できているた

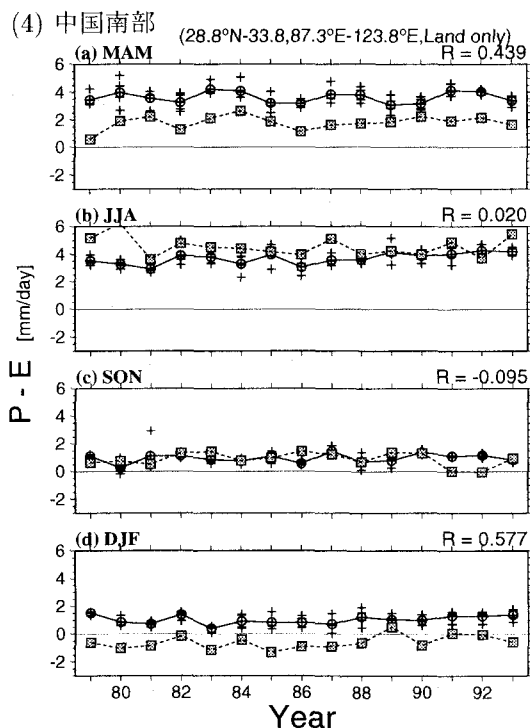
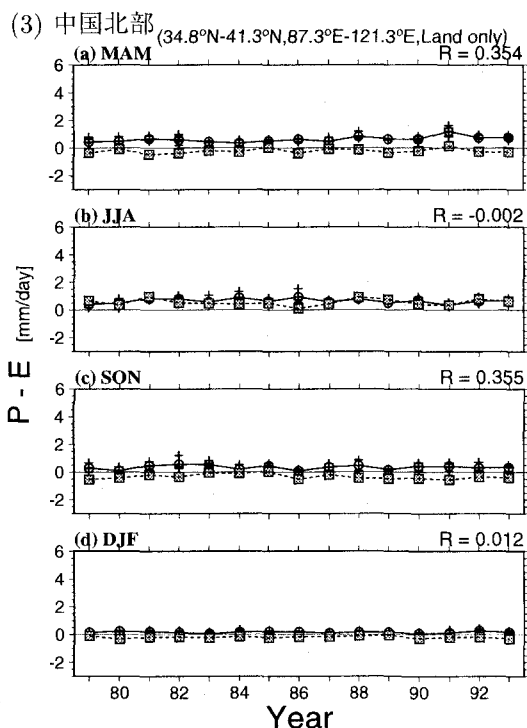
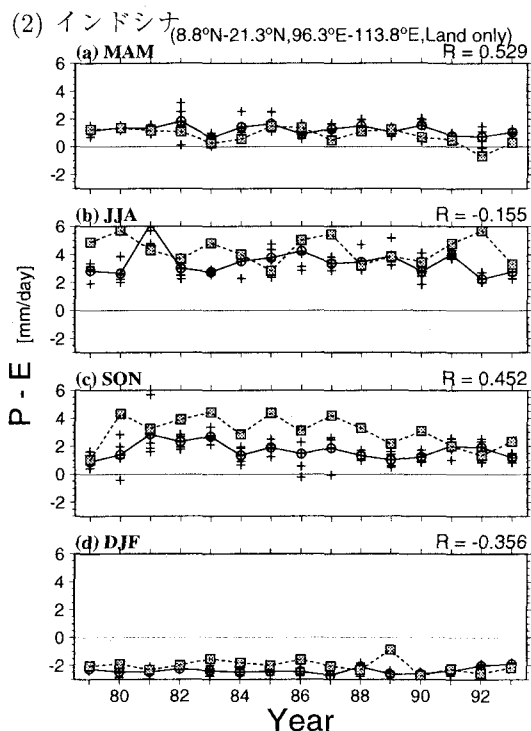
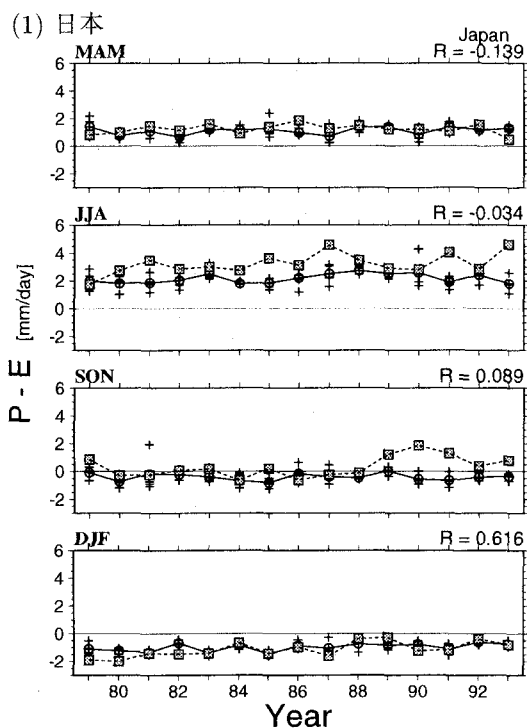


図-2 観測値とモデル値による $P - E$ の季節別年々変動。(1) 日本、(2) インドシナ半島、(3) 中国北部、(4) 中国南部。

めと考えられる。

インドシナ半島でも $P - E$ の系統誤差は日本と同様に夏と秋に負となる。メンバー間のばらつきも夏と秋に大きく、冬には殆どばらつきがみられない。モンスーンの開始、終息に当たる春と秋に相関係数が高く、モンスーン最盛期の夏に相関係数が負になっている。

中国北部は通年で $P - E \approx 0$ で、極めて年々変動が小さいのが特徴である。系統誤差は春と秋に正の系統誤差が見られる。メンバー間のばらつきも非常に小さく、観測値との相関係数は春と秋にやや高い値を示

す。中国南部は春と冬に正の、夏に負の系統誤差が見られる。中国北部に比べ、南部は明らかに年々変動が大きい。相関係数は冬に相関が有意で、春も高い。

上記の結果を水資源予測のための情報と言う観点から考える。モデルの系統誤差は予め計算しておくことができ補正が可能である。しかし、年々変動の相関係数が低いと言うことは、平年に比べて $P - E$ の多寡が分からないことを意味している。

日本を見ると、水消費量の多い夏に向けた季節スケールでの水資源管理をしようとしても、相関が殆ど

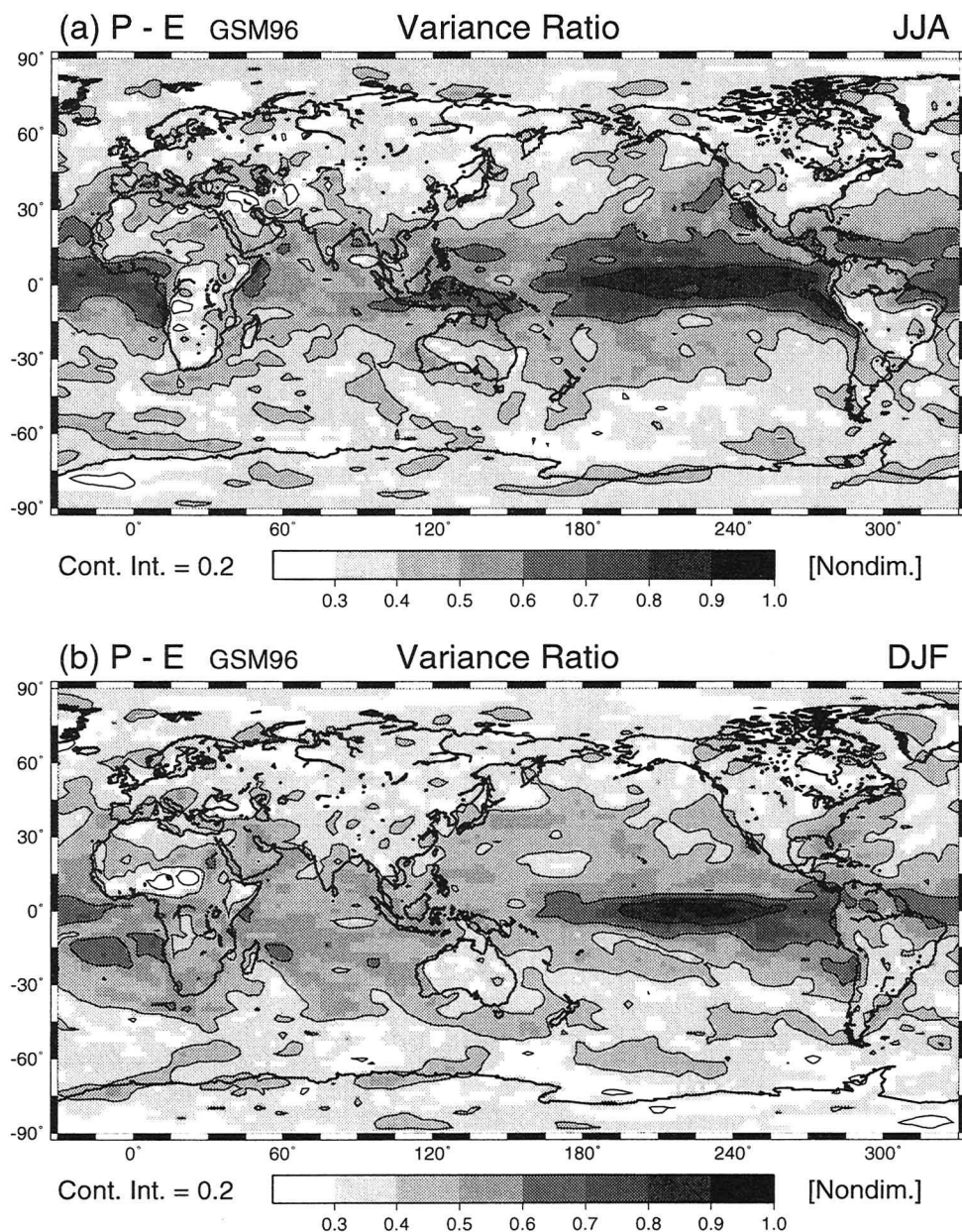


図-3 $P-E$ の分散比 ($\sigma_{SST}^2/\sigma_{TOT}^2$) の全球分布。(a) 北半球夏 (JJA)、(b) 北半球冬 (DJF)。

無いため力学的季節予報の結果から有用な情報は得られない。夏のメンバーのばらつきは観測値の年々変動と同じオーダーであり、完全なモデルではないということだけでなく、次節で示すように初期値問題として $P-E$ の予測は極めて難しいということを示唆している。冬に相関が高いことは地域によっては積雪量の予測精度が高く、水資源予測に使えると期待されるが、値は負であり積雪量の予報精度ではなく、太平洋側の乾燥した冬を精度良く予報しているに過ぎない。

インドシナ半島では5月～10月が雨季で10月～翌4月が乾季となる。従って、水資源量が最も減少するのは4月となる。夏は相関が低いが、 $P-E$ の値は大きく年々変動の範囲内では水資源が不足することはあまりない。雨季の終りまでに水資源を最大限確保し冬を乗り切れば、春は相関が高いので、 $P-E$ の予測結果

を基に残りの水資源量を有効に使える可能性がある。

中国北部は元々 $P-E$ が少なく、人為的に $P-E$ をほぼ使い尽くしてしまっていることが地下水の過剰取水と並んで黄河の断流を生じさせている原因となっている。水需要の高まる夏の相関は低く、水資源の季節予測は難しいと言える。しかし断流が生じるような事態では、たとえ $P-E$ の季節予測が精度良く行えるとしても季節スケールの水資源管理と言うよりも水資源開発あるいは水利用形態の改変などの対策を考えざるを得ない。一方、中国南部は水資源に関しては潤沢であり、水管理としては洪水対策が主な問題となる。洪水は夏に多いが、夏の相関係数は極めて低く、向こう3ヵ月間の洪水対策を季節予報を基に講じることが難しいことを示している。

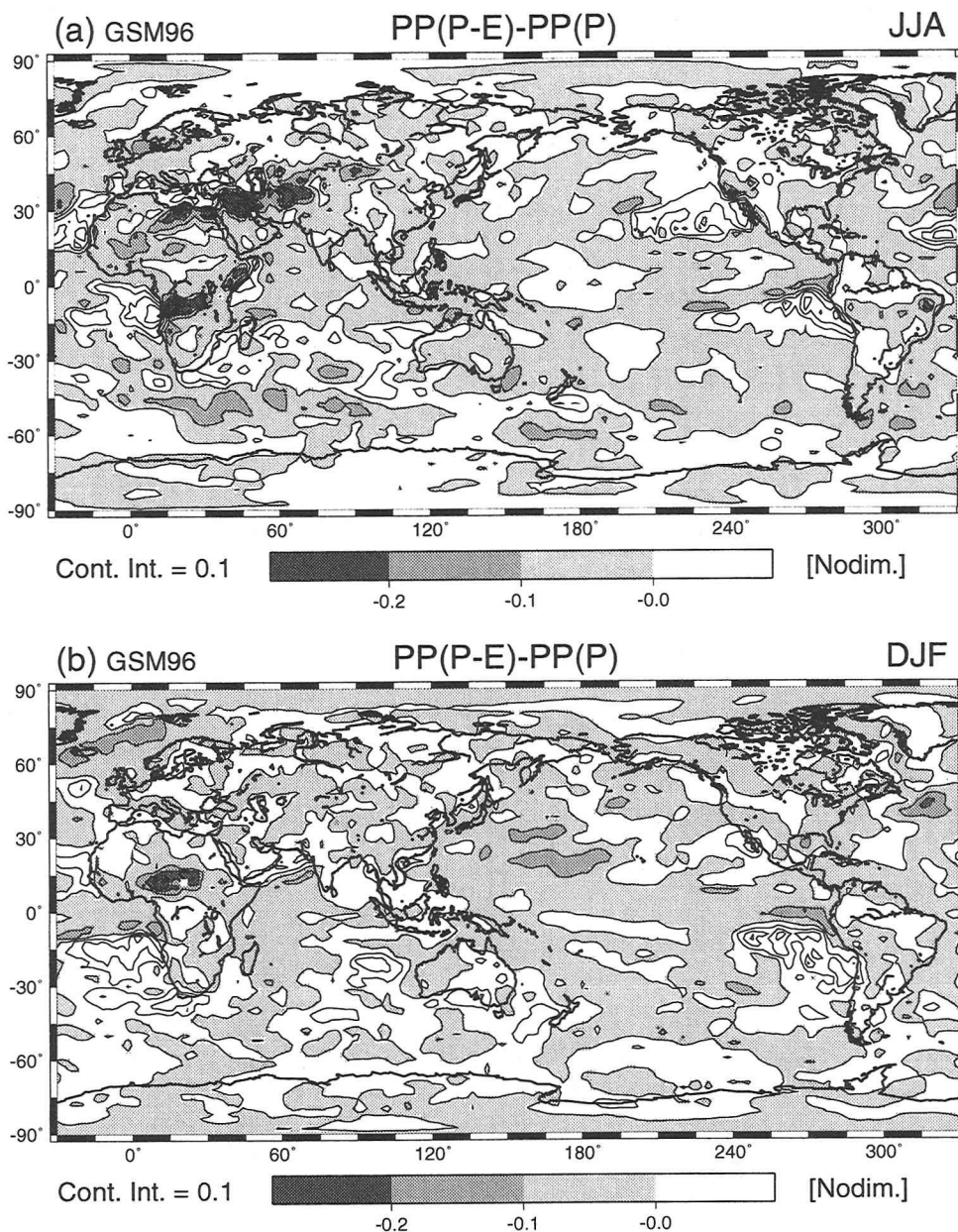


図-4 $P-E$ の分散比と降水量の分散比の差の全球分布。(a) 北半球夏 (JJA)、(b) 北半球冬 (DJF)。

(2) 予測可能性

以上では、観測値とモデル値の比較から現状における $P-E$ の季節予報結果が水資源予測の季節予測に利用できるか議論した。モデル値と観測値との相関係数には現状のモデルの精度が反映されていた。ここではモデルが完全であった場合に、初期条件の違いで $P-E$ が予測可能かどうかについて検討を行う。すでに述べたように予測可能性の推定には観測値は必要がないが、長期積分した結果のモデル気候値が誤差を含まないということが前提となる。このモデルは全体として良く $P-E$ を再現しているものの大きな系統誤差がある地域もあるので完全ではないが、完全であると仮定して以下では議論を進める。

図-3に $P-E$ の分散比の全球分布を示す。値が大きいほど予測可能性が高く、1ではアンサンブル平均が

年々変動を100%予測できることを意味し、0.4だと振幅の60%ほどを予測できることを意味している。JJA(北半球の夏)では、分散比が0.6を越える領域は殆どが海域で、陸域ではアマゾン河口域、ギニア湾に沿った地域だけである。0.4を越える海域は30°より低緯度に広がりを持つ一方、陸域はアフリカ北東部、南、東南アジア、黒海からカスピ海にかけての地域、オーストラリア北部、南アメリカ赤道部などに限定されている。

DJF(北半球の冬)での海域における分散比の分布は、0.6以上の領域が縮小しているが、0.4以上の領域が30°より低緯度側に広がりを持つ構造はJJAと同じである。陸域では0.6以上の領域は殆ど無く、0.4以上の地域は、中央と南部アフリカ、サヘル、中東、インド、アメリカ東海岸、南アメリカ赤道域などである。以上のように、 $P-E$ の予測可能性は低緯度のみで0.4と

高く、中高緯度では低い。陸域は、海洋沿いの地域では隣接する海洋と同程度の分散比であるが、多くの地域では同緯度の海洋に比べて、同程度以下の分散比であり、 $P-E$ 予測の季節予報は σ_{INT}^2 が相対的に大きい、即ちカオス的な大気の振舞のために本質的に難しいと言える。

図-4に $P-E$ の分散比から降水量の分散比を引いた値の全球分布が示されている。負の地域は降水量よりも $P-E$ の予測が難しいことを意味する。JJA にはアフリカ北部から中国西端にかけての領域、コンゴ川流域、ソマリア半島に一方、DJF には中央サヘルにのみ -0.2 以下の範囲が広がっている。乾燥地帯では降水量の正偏差があったとしてもすぐに蒸発してしまい、 $P-E$ 偏差には伝わらないため、 $P-E$ の変動は小さく抑えられてしまうので、乾燥したユーラシア内陸部等では降水量よりも $P-E$ の方が変動が小さくなり、予測可能性も小さくなってしまうと考えられる。これらの元来水資源量が不足しがちな地域であり、季節スケールの水資源管理による水不足の緩和が期待されるが、降水量よりもさらに $P-E$ の予測の方が難しくなると、力学的手法に基づく季節スケールの水資源管理による効果は非常に低い。

4. まとめ

本研究では大気モデルを用いた力学的季節予報実験を基に、水資源 ($P-E$) の年々変動再現性とその予測可能性について検討を行った。

年々変動の再現性については、地域と季節により観測値とモデル値の相関係数は大きく異なり、概して雨季の相関係数が低い。陸面状態の初期値を本研究で用いた気候値から現実の値にすれば予報値の改善が期待できよう。また、各地域の水消費季節パターン等を考慮すると、例えばインドシナ半島のように現状の季節予報の $P-E$ を有効利用することができる場合もある。また、アンサンブル予測の利点として、個々のメンバーの結果から水資源量を計算することにより確率予報が可能となる。今後、確率予報の情報が実際の季節スケールの水資源管理にどの程度有用な情報を与えられるか検討する必要がある。

陸域における $P-E$ の予測可能性は非常に低い。これは現在の大気モデルが完全ではないためではなく、大気のカオス的な振舞のために、 $P-E$ の予測が困難であることを意味している。つまり、将来にモデルの短期予報精度が飛躍的に向上したとしても、 $P-E$ の季節予報における予測可能性は低いままなのである。また、降水量よりも $P-E$ の予測可能性が低い地域では降水量ではなく $P-E$ を基に水資源計画を立てないと

頑強な計画は立てられないと言える。最後に陸面状態が SST と同程度に予測可能であれば、予測可能性が向上する可能性があることを指摘しておきたい。

謝辞： ECMWF の再解析データは ECMWF-気象庁の協定により無償で提供されたものを使用させて頂きました。また水蒸気収束量計算プログラムは東京大学生産技術研究所 沖 大幹助教授から提供して頂きました。本研究は気象研究所一般研究「季節予報技術の高度化に関する研究」(代表:杉 正人) の成果の一つです。また、科学振興調整費「21世紀のアジアの水資源変動予測」(代表:鬼頭昭雄) による補助も受けました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) C. B. Uvo and Graham. Seasonal runoff forecast for northern south America: A statistical model. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 34, No. 12, pp. 3515-3524, 1998.
- 2) T. C. Piechota, F. H. S. Chiew, J. A. Dracup, and T. A. McMahon. Seasonal streamflow forecasting in eastern Australia and the El Nino-southern oscillation. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 34, No. 11, pp. 3035-3044, 1998.
- 3) T. N. Palmer and D. L. T. Anderson. The prospects for seasonal forecasting - a review paper. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 120, pp. 755-793, 1994.
- 4) M. Sugi, R. Kawamura, and N. Sato. A study of SST-forced variability and potential predictability of seasonal mean fields using the JMA global model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 75, pp. 717-736, 1997.
- 5) Numerical Prediction Division. Outline of the operational numerical weather prediction at the japan meteorological agency. Technical report, Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 1979. Appendix to progress report on numerical weather prediction.
- 6) C. Kobayashi, K. Takano, S. Kusunoki, M. Sugi, and A. Kitoh. Seasonal prediction skill over the eastern Asia using the JMA global model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 126, pp. 2111-2123, 2000.
- 7) S. Kusunoki, M. Sugi, A. Kitoh, C. Kobayashi, and K. Takano. Atmospheric seasonal predictability experiments by the JMA GCM. *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 79, p. in printing, 2002.
- 8) N. A. Rayner, E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland, and R. B. Hackett. Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1931-1994. Climate research technical note, Hadley Center, Meteorological Office, 1996.
- 9) C. J. Willmott, C. M. Rowe, and Y. Mintz. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. *J. Climatol.*, Vol. 5, pp. 589-606, 1985.
- 10) T. Oki and K. Musiake. Global atmospheric water balance and runoff from large river basin. In J. D. Kalma and M. Sivapalan, editors, *Scale Issues in Hydrological Modelling*, pp. 411-434. Wiley & Sons, Inc., 1995.
- 11) D. P. Rowell, C. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward. Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92). *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 121, pp. 669-704, 1995.

(2001. 10. 1受付)