

モンスーン循環の形成とその変動プロセス

—大気海洋相互作用と大気陸面相互作用から謎を解く—*

川 村 隆 —**

1. はじめに

『モンスーン』という言葉聞いて読者はどのような現象を想像するだろうか。もし世界各地のモンスーンを定義するならば、以下の3通りに分けられるのではないだろうか。

- ① 海陸間の熱的コントラストに起因する、陸域の雨季と乾季をもたらしラージスケールの大気循環系、あるいは夏季と冬季で風向が反転するラージスケールの大気循環系。
 - ② 海陸間の熱的コントラストや海面水温 (SST) の東西非一様性に起因する、雨季と乾季をもたらしラージスケールの大気循環系、あるいは夏季と冬季で風向が反転するラージスケールの大気循環系。
 - ③ 低緯度域あるいは中高緯度域において、海陸間の熱的コントラスト等に起因する、夏季と冬季で規則的に風向が変化するラージスケールの大気循環系。
- 「東西非一様」かつ「年周期」の大気循環という点では共通しているが、①は狭義のモンスーンで、陸域に限定しているのはモンスーン気候の風土という古典的な見方に従っている。②は広義のモンスーンで、SSTの東西非一様性を含めているのは、局在化した高海水温域の南北移動が後述の海洋性モンスーンの形成の一因であるからである。更に広義のモンスーン(③)では東アジアの冬季季節風や梅雨なども含めるため、偏西風循環の支配下で明瞭な風向の反転が見られない中高緯度域に拡張している。

一方、各地域のモンスーンを大陸配置やモンスーン降雨帯の地理的分布に焦点を当て分類を試みると、まずは大陸性モンスーンと海洋性モンスーンに大別され、さらに大陸性モンスーンは沿岸性モンスーンと内陸性モンスーンに分けられる。ここで沿岸性モンス

ーンとは赤道側に海域が存在し沿岸地域や赤道側海域で多量の降水がみられるもので、南アジア、オーストラリア、西アフリカモンスーンが含まれる。内陸性モンスーンとは赤道側も陸域が続いているもので、南アフリカ、南アメリカモンスーンが含まれる。また、海洋性モンスーンは東太平洋、西太平洋モンスーンが含まれることになる。

以上のようにモンスーンの定義と分類を整理してみると、モンスーン循環は対流圏の大気大循環を特徴づける一大システムであることが認識できる。一方、人口が集中しているモンスーン地域は大規模気象災害に脆弱であり、モンスーン変動は洪水や旱魃による広域的な人的被害・農作物被害などをもたらしため、実用的な災害予測が社会から要請されている。

災害軽減のためのモンスーン変動予測やモンスーンシステムの包括的な理解は過去20年間で急速に進んできたが、依然として多くの取り組むべき問題が山積している。本稿では紙面の都合上、最近の研究成果から陸面—大気—海洋相互作用をキーワードに、始めに①モンスーンの年々変動のメカニズムとして、南アジア(インド)モンスーンを例にあげる。次に②モンスーンの形成と関連する急激なオンセットのメカニズム、そして③モンスーン熱源に起因するテレコネクションという3つのトピックに焦点を当て簡潔に紹介することにしたい。

2. 夏季アジアモンスーンの年々変動

2.1 ENSO インパクト

インドモンスーンの降水量変動には明瞭なエルニーニョ・南方振動 (ENSO) のシグナルが見られる。この観測事実から、因果関係の存在、両者の相互作用の存在、ENSO周期と類似した全く別の現象による見かけの関係、の3通りの可能性があげられる。もし両者に因果関係が存在しているとするならば、普通に考えれば、モンスーンは年周期の現象であり、一方ENSOは年々変動(年周期からのずれ)の現象であることから、ENSOがモンスーンの年々変動に大き

* The monsoon circulation and its variability
—Toward understanding of land-atmosphere-ocean interaction—.

** Ryuichi KAWAMURA, 富山大学大学院理工学研究部.

© 2007 日本気象学会

な影響を与えていると考えるのが合理的である。ここでは急速に理解が進んだ「ENSO→モンスーン」という因果関係の力学プロセスを紹介する。

夏季アジアモンスーン循環の形成と ENSO 最盛期との間には通常半年間程の隔りがあるため、ENSO 発達期と衰退期の両方のインパクトを考慮しなければならないことを意味する。果たして2つのインパクトのメカニズムは全く同じと考えてよいのだろうか。第1図は夏季アジアモンスーンの弱化に寄与する SST と土壌水分のインパクトを表す模式図である¹⁾。境界条件の SST を変えたり、陸面過程を大気と相互作用させたりした大気大循環モデル (AGCM) の3種類の数値実験結果に基づき、エルニーニョ現象 (大気海洋相互作用) やアジア大陸の土壌水分 (大気陸面相互作用) の直接的な影響を評価した。注目すべきはエルニーニョ現象が、アジア大陸の陸面水文過程の変化を通して間接的にアジアモンスーンに影響を与えるプロセスも存在する可能性を指摘したことである。この間接的な ENSO インパクトは実際に ENSO 衰退期によくみられ、インド洋大気海洋相互作用と南西・中央アジアの大気陸面相互作用を繋いだ力学プロセスが明らかになっている^{2,3,4)}。一方、陸面水文過程が関与しない大気海洋相互作用のみによる直接的な ENSO インパクトは観測や数値モデル実験などでその実態が示されている^{5,6,7)}。一言で言うならば、インド洋・太平洋間の熱帯東西循環と ENSO が位相反転する過程でインドモンスーン降水量が受動的な影響を受けるという解釈である。

これら2種類の ENSO インパクトの影響の仕方はモンスーンの前半期や後半期で異なり、インド亜大陸の降水量変化の地域性も異なっている⁸⁾。したがって、モンスーン変動の予測可能性を議論するためには、大循環モデルで2種類の ENSO インパクトが適切に再現されているのかをまず検証しなければならない。地球温暖化によって ENSO—モンスーン関係がどのように変調するのかという問題についても温暖化

予測モデルで同様な検証が必要である。

2.2 ユーラシア大陸の積雪の影響

大陸積雪が大気に及ぼす影響はアルベド効果など様々な効果があるが、特に融雪期に融雪水が土壌水分を増加させ、春季から夏季にかけての地表面加熱を抑制する効果が、海陸間の温度傾度の反転を遅らせ、結果的にモンスーンの弱化をもたらす可能性が古くから指摘されてきた⁹⁾。最近の研究では、1か月程度で減衰する土壌水分偏差が大気のフィードバックを考慮すると、降水量の正偏差の持続が土壌水分の減衰を抑制することで、3か月程度に偏差が持続可能であることが数値実験で明らかになってきた¹⁰⁾。フィードバックによる正の降水量偏差の持続が必要条件であるが、どの地域でもこのようなフィードバックが有効に働くとはい限らない。

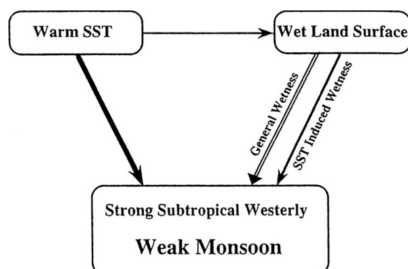
ユーラシア中央部の4月の積雪・土壌水分の経年偏差がどのように気温へ影響を与えるのかを観測データから評価すると、融雪期に形成された土壌水分偏差のインパクトはその後の蒸発散によって5月には消失してしまうことがわかっている^{11,12)}。また、ユーラシア北部の1月の積雪深とインド亜大陸のモンスーン降水量指標との相関を指摘する研究もあるが¹³⁾、融雪水効果で遠く離れたインドモンスーン地域への影響を考えることは難しく、むしろ ENSO に伴う半球規模の大気循環偏差を反映しているに過ぎないと思われる。そもそもユーラシア北部も含む大陸規模の積雪変化と地域規模で変動するインド降水量と関係づけるのに無理がある。では、積雪・土壌水分偏差は夏季アジアモンスーン変動に重要ではないという印象を読者は持たれるかもしれないが、そうではなく、インド亜大陸の降水量変動にとって陸面水文過程が重要な鍵となる地域 (key region) が南西・中央アジア地域であることが AGCM 実験¹⁴⁾、ならびにデータ解析²⁾から指摘されている。モンスーン変動に果たす陸面水文過程の役割については更なる研究が望まれる。

3. モンスーン形成とオンセット現象

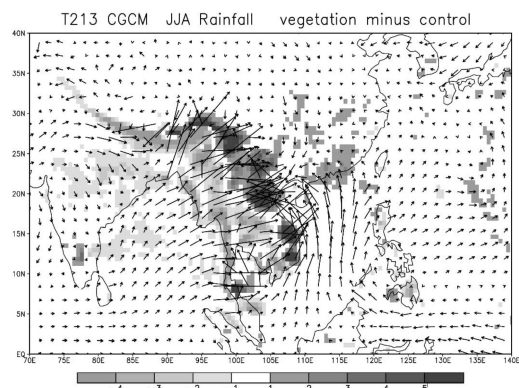
3.1 標高改変と植生改変のインパクト

モンスーンの形成理論については古くから数多くの研究の蓄積があり、大陸配置や大規模山岳の効果等が研究されてきた。最近の研究では、大規模山岳の標高を改変することで、モンスーン循環が変化し、熱帯域の大気海洋相互作用に影響を与えることが大気海洋結合モデルの数値実験結果から指摘されている^{15,16)}。

一方、モンスーン地域の森林伐採によって降水量分布や循環場がどのように変わるのかという影響評価の研究も盛んである^{17,18,19)}。例として第2図に高解像度 (T213) 大気海洋結合モデルを用いたインドシナ半島



第1図 夏季アジアモンスーンの弱化をもたらす SST と土壌水分のインパクトを説明する模式図。



第2図 夏季 (JJA) 平均の降水量 (mm day^{-1}) と地上風分布の気候値の差 (植生改変実験と現在植生実験の差)。

の植生改変実験の結果を示す²⁰⁾。インドシナ半島 ($87.5^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$) の植生 (樹林) を全て農耕地 (麦畑) にした場合, どのように夏季の降水量やモンスーン循環, そして SST が変化するのだろうか。

植生を改変したインドシナ半島の地表面気温は, 夏季では主として潜熱フラックスの減少が原因で高温化が生じている。インドシナ半島では東部で降水量増加, 西部で減少する東西非対称の分布がみられる。地表面気温の高温化に伴い地表面気圧も低下し, ベンガル湾からインドシナ半島にかけてモンスーン西風が強まる一方, 南シナ海上では海陸間で東西気圧傾度が大きくなり南風成分が強化される。両者による下層の水蒸気収束と森林伐採による地表面粗度の減少が降水量の東西非対称偏差の一因であると考えられる。図は省略するが, 海上風速の変化は SST にも変化を及ぼし, ベンガル湾南部と南シナ海の沿岸域で SST の低下が生じている。ベンガル湾南部からマレー半島にかけては主に蒸発冷却, 南シナ海沿岸域は主に沿岸湧昇の活発化が SST の低下に寄与している。海面からの蒸発量増加に伴う水蒸気輸送により, 半島東部での水蒸気収束をさらに促進していると考えられる。このように, 植生改変がもたらす影響を正確に評価するためには, 大気陸面相互作用と大気海洋相互作用の双方を考慮していかなければならない。

3.2 急激なオンセットのメカニズム

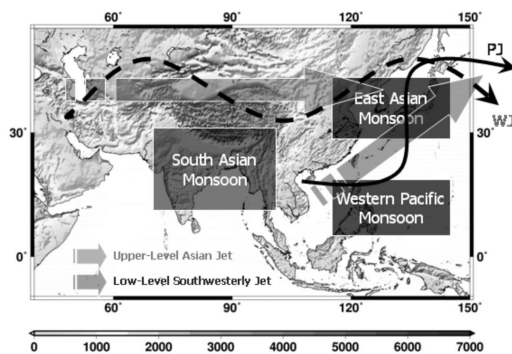
明瞭な雨季を伴うモンスーン循環の場合, オンセット (雨季の開始) 前後で大きな構造的変化が生じる。通常 $700\sim 600\text{ hPa}$ 付近までの背の低い鉛直循環が特徴的な前者をプレオンセット循環, 後者の対流圏界面に及ぶ背の高い鉛直循環をポストオンセット循環と便宜的に呼ぶならば, プレオンセット循環からポストオ

ンセット循環へのレジーム遷移は循環の駆動源が顕熱加熱主導から積雲対流加熱主導に切り替わることに因っている。両者ともモンスーン循環に変わりはないが, プレオンセット循環が地表面の差分加熱 (海陸間の熱的コントラスト) に起因する温度風平衡を保つ循環であり, 対照的にポストオンセット循環では潜熱加熱に対するロスビー波応答が支配的になる (モンスーン—砂漠メカニズム²¹⁾がその例である)。このような循環の遷移 (オンセット) は急激に生じるという一般的な特徴がある。対照的に, 雨季の終了は総じて緩やかである。そのような非対称性はどのように説明できるのだろうか。

多くのオンセット理論の中で海洋性モンスーンのオンセットについてまず紹介したい。水惑星モデルを用いて季節的に変化する SST 強制による力学レジームの遷移を調べると²²⁾, SST 偏差が赤道付近に位置している時には, 地表面過程と積雲対流とのカップリングの下で自己維持可能な内部力学で特徴づけられるケルビン型の不安定レジーム (所謂スーパークラスターレジーム) が卓越する。季節進行と共に SST 偏差が中緯度へ移動するが, SST 強制が即座に内部力学の安定度に打ち勝つことはできない。しかし, SST 偏差がある閾値に達すると, $30\sim 50$ 日の遅れでモンスーンレジームに遷移するという仮説である。オンセット現象を SST 強制による不安定レジームの遷移と捉えた点で非常に興味深いものがある。

上述のオンセットのシナリオも含めて, これまでの多くの仮説はほとんど大気の内力学の不安定性に原因を求めている。しかしながら, モンスーンの形成及び変動プロセスに大気陸面相互作用や大気海洋相互作用が強く関与している事を考えれば, 両者の相互作用を考慮したオンセット理論の構築ができるはずである。オーストラリア大陸を例にあげると, 大陸強制によってプレオンセット循環が形成されることで, 赤道側海域 (アラフラ海) の貿易風が弱化し, 海域の SST が上昇し始める。SST の高温化とプレオンセット循環の複合効果によって下層大気不安定化が急速に進行し, MJO 擾乱の到来で劇的なオンセットが生じている²³⁾。大陸の存在が周辺海域の SST を上昇させることで, 大陸性モンスーンのオンセット発生に間接的に寄与しているのである。

他の大陸に較べれば殆ど平坦と言ってもよいオーストラリア大陸でも急激なオンセットが生じていることから, チベット高原やアンデス山脈等の大規模山岳の存在は, オンセットの開始を早める効果やモンスーンの強化に寄与するが, 急激なオンセットの発生に対しては必ずしも必要条件ではないと考えられる。



第3図 モンスーンシステム間のテレコネクションの例。

4. モンスーンシステム間のテレコネクション

複数のモンスーンシステムは基本的に互いに独立して変動しているが、変動の時間スケールによっては互いに関連して変動しているように見える。例えば、南アジアモンスーンと西太平洋モンスーンは季節内変動擾乱や ENSO の影響で逆位相あるいは同位相で変動する場合がある。東アジア夏季モンスーンも他のモンスーンシステムの変動と関連している。その主な力学プロセスは、モンスーン熱源によって励起された定在ロスビー波のエネルギー伝播、所謂テレコネクションである。第3図はその模式図であるが、チベット高原上空のアジアジェット、南シナ海から日本付近へ延びるモンスーン下層ジェットという2つの導波管に沿ってロスビー波束がみられ、両者の複合によって東アジア夏季モンスーン活動が大きく変動する²⁴⁾。それぞれの定在ロスビー波の励起や変調に南アジアモンスーンや西太平洋モンスーンの熱源変動が重要な役割を果たしている。特に東アジア夏季モンスーン変動の1か月あるいは季節予報の精度向上という点では、低緯度域のこれら2つのモンスーンシステムの動態を監視していくことも必要であろう。

5. おわりに

地球観測衛星によるリモートセンシング、数値モデルやデータ同化手法の急速な発展、そして様々な観測プロジェクトにより、モンスーンシステムの多面的な動態が明らかになりつつあるが、モンスーンシステムの揺らぎをもたらす、大気陸面相互作用並びに大気海洋相互作用という2種類の相互作用が複雑に絡み合った現象を紐解いていく試みが益々必要とされている。

本稿では紙面の制約のためトピックを限定して、しかも一部の研究を解説せざるを得なかったが、モンスーンの予測可能性、総観規模擾乱や季節内変動擾乱とモンスーン循環、地球温暖化時のモンスーン、氷

期・間氷期のモンスーンなど、多くの興味深いテーマがある。更に詳しく知りたい読者のために、「モンスーン研究の最前線」(気象研究ノート第204号)、「東南アジアのモンスーン気候学」(同第202号)等が出版されているので、ぜひ一読して頂ければと思う。

参考文献

- 1) Yang, S. and K.-M. Lau, 1998 : J. Climate, 11, 3230-3246.
- 2) Kawamura, R., 1998 : J. Meteor. Soc. Japan, 76, 1009-1027.
- 3) Kawamura *et al.*, 2001 : J. Geophys. Res., 106, 4681-4693.
- 4) Kawamura *et al.*, 2004 : Geophys. Res. Lett., 31, L23205, doi : 10.1029/2004GL021411.
- 5) Chen, T.-C. and M.-C. Yen, 1994 : J. Climate, 7, 1403-1415.
- 6) Lau, K.-M. and H. T. Wu, 2001 : J. Climate, 14, 2880-2895.
- 7) Kawamura *et al.*, 2003 : J. Meteor. Soc. Japan, 81, 1329-1352.
- 8) Kawamura *et al.*, 2005 : Sci. Online Lett. Atmos., 1, 201-204.
- 9) Hahn, D. G., and J. Shukla, 1976 : J. Atmos. Sci., 33, 2461-2462.
- 10) Emori *et al.*, 1996 : J. Meteor. Soc. Japan, 74, 815-832.
- 11) Shinoda *et al.*, 2001 : J. Meteor. Soc. Japan, 79, 37-59.
- 12) Shinoda, M., 2001 : J. Geophys. Res., 106, 33393-33403.
- 13) Kripalani, R. H., and A. Kulkarni, 1999 : Clim. Dyn., 15, 475-489.
- 14) Shen *et al.*, 1998 : J. Meteor. Soc. Japan, 76, 217-236.
- 15) Kitoh, A., 2004 : J. Climate, 17, 783-802.
- 16) Abe *et al.*, 2004 : J. Meteor. Soc. Japan, 82, 745-759.
- 17) Kanae *et al.*, 2001 : J. Hydrometeor., 2, 51-70.
- 18) Sen *et al.*, 2004 : J. Climate, 17, 1366-1380.
- 19) Mabuchi *et al.*, 2005 : J. Climate, 18, 410-428.
- 20) Matsuura *et al.*, 2006 : Geophys. Res. Lett., submitted.
- 21) Rodwell, M., and B. J. Hoskins, 1996 : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122, 1385-1404.
- 22) Yano, J.-I., and J. L. McBride, 1998 : J. Atmos. Sci., 55, 1373-1399.
- 23) Kawamura *et al.*, 2002 : J. Geophys. Res., 107, 10.1029/2001JD001070.
- 24) Ogasawara, T. and R. Kawamura, 2007 : J. Meteor. Soc. Japan, 85, 11-24.