長期予報研究

グロースベッター

第44巻

月例会「長期予報と大気大循環」報告 ——— テーマ:地球温暖化と東アジアの気象 ———

20km 格子大気大循環モデルによる地球温暖化実験における梅雨の変化 ……… 楠 昌司・吉村 純・吉村 裕正・野田 彰・大内 和良・水田 亮 …… 20

地球温暖化と東アジアの気候変化 ………… 木本 昌秀 …… 34

2006年6月

L. F. グループ

地球温暖化が強く影響する 21 世紀日本の夏期天候について

谷貝 勇 (気象大学校)、中村 寛 (福井地方気象台)

1 はじめに

日本の夏期では、北日本が平年より冷たいときに西日本が平年より暑くなることが時折 起こり、長期予報の担当者の間では「北冷西暑」と呼ばれてきた。この名前は気象研究ノ ート「ヤマセ」(1995)にそれまでのまとめを行った和田英夫氏によるそうである。一方、 気象庁で用いている予報用語(気象庁が天気予報等で用いる予報用語(気象庁ホームペー ジ、2004年6月現在))では、予報に使う以外の解説用語として分類されており、気温 分布を示すものとして【「北冷西暑」など、暖(暑)、冷、並を組み合わせて用いる。ただ し、「暑」は西が平年より高い場合のみ。全国一様のときは、全国高温または全国低温など と表現する。】とある。本稿を作成した時点では、気象庁で使われている「北冷西暑」は現 実に観測された気温分布を記述する用語であり、特別な意味合いを持っていない。前述の 気象研究ノート「ヤマセ」(1995)でも「北冷西暑」は論じられていなかった。

「北冷西暑」の概念として、空間スケールは北日本や西日本といった広がりで考えられ ているが、時間スケールについては明確な規定がなさそうである。季節平均(3ヶ月平均) や1ヶ月平均で気候値からの偏差を扱うのは適当と考えられているが、*daily data* で議論 するのは、元来は考えられていなかった。さらに、気象庁の用語にあるように、「西暑」は 2003年の冷夏のように、西日本が平年よりも冷たいときには、使えない。このため、本稿 で用いる「北冷西暑」の用語は、「日本列島上の大きな温度傾度」の意味で用いる。元々、 中緯度の気温の南北傾度は、傾圧不安定論でじょう乱を作り出す原因であり、作り出され たじょう乱は大気大循環で南北の熱とエネルギー輸送に重要な役割を果たす。このため、 南北の温度傾度が平年よりも強まることは、何らかの異常気象と関係が生じると考えられ る。

過去 112 年間における夏期の日本列島上の西日本と北日本の地表気温差を調べた結果、 近年、冷夏や暑夏にかかわらず日本列島上の温度傾度が大きくなっていることがわかった。 第1回は気象庁で作成した月平均気温偏差を、21世紀の7月について並べたものである。 平年値は 1971 年から 2000 年までの期間で作成している。2005年7月は月前半にオホーツ ク海高気圧が現れ、後半には東海上の寒冷渦の影響で北日本は低温になった。東日本、西 日本では前半に低温となったが、後半は太平洋高気圧の影響で高温になり、月平均気温は 平年並みだった。この結果、北冷西暑になった。2004年の夏期は全国的な猛暑として知ら れているが、昇温の程度は西日本が平年より 2℃以上高く北日本よりも大きくなっていて、 日本列島上の温度傾度は平年よりも大きかった。2003年7月は九州南部を除いて全国的な 冷夏になっていて、北日本の太平洋側ではヤマセにより平年よりも-3℃以下の顕著な低 温が生じている。西日本でも平年より-2℃以下の低温のため気象庁の定義では『北冷西暑』 と呼ばないが、低温の程度は北日本が大きいため、日本列島上の温度傾度は平年よりも大 きい。2002 年7月は、東北地方南部より南では暑夏であったが、北日本では前線や低気圧 の影響で多雨・寡照となり北海道では平年よりも低温となり、日本列島上の温度傾度は平 年よりも大きかった。2001 年7月は、北日本で低気圧や前線により曇りや雨の日があり、 下旬にはオホーツク海高気圧が現れて太平洋側で低温になった。東日本や西日本は太平洋 高気圧により晴れて高温な日々が続いた。この結果、西日本と北日本の温度傾度は再び平 年より大きくなった。このように、21 世紀の7月の平均気温分布を見ると、西日本と北日 本の温度傾度が平年よりも大きい状態が例外なく起こっている。この傾向が続くと、20 世 紀に比べて北日本の低温傾向は当たり前のことになり、気候状態の変化に通じることにな る。21 世紀夏期の日本は、気象学的には「北冷西暑の時代」になる可能性が大きい。



- 図1 2001年~2005年7月平均地上気温の平年偏差(気象庁作成)。
- 2 地球温暖化と北冷西暑について 昨年のグロースベッター(谷貝、2005)に8月の月平均データを基にして北冷西暑を議

論した。ここでは新たに行った主成分分析の結果と7月の北冷西暑について報告する。ま ず、Ninomiya and Mizuno(1985)で行われた主成分分析を再現して、解析期間を延長した。 地表気温の月平均データ(1951~2004年)は気象庁年報(2004年)を用いた。使用した 51 地点は、気象庁が雨の解析に使用してホームページで公開している51 地点とは異なり、 Ninomiya and Mizuno(1985)によって決められたものであることに注意が必要である。ま た、地点番号898の足摺は平成7年4月1日に清水測候所と足摺分室が統合したため、現 在では観測地点は清水となっている。気象庁年報2004では1977,1978年の小名浜のデータ が欠測になっていたため、この2年については過去の年報からデータを用いた。これは、

表1 1951 ~1980 年(6 ~8 月)の期間における日本の51 地点の月平均 地上気温に対して行ったEOF 解析の結果。i は主成分番号、 λ_i はi 番目 の固有値、 Σ は全体の変動で、寄与率は λ_i/Σ である。(上) Ninomiya and Mizuno (1985) (下)本研究

	6 月		7 月		8 月	
i	λi	寄 与 率	λi	寄 与 率	λi	寄 与 率
1	28.5	67.4	48.6	72.6	36.2	70.1
2	4.9	11.7	10.5	15.6	6.5	12.7
3	2.1	4.9	2.1	3.2	3.1	6.0
4	1.7	3.9	1.5	2.2	1.3	2.4
5	1.1	2.6	0.9	1.3	1.0	2.0
Σ	42.3		67.0		51.6	

	6 月		7 月		8月	
i	λi	寄 与 率	λi	寄 与 率	λi	寄 与 率
1	29.6	67.6	50.2	72.5	37.5	70.0
2	5.1	11.7	10.8	15.7	6.8	12.6
3	2.1	4.8	2.2	3.2	3.2	6.1
4	1.7	3.9	1.5	2.2	1.4	2.5
5	1.2	2.6	0.9	1.3	1.1	2.0
Σ	43.8		69.2		53.5	

	6 月		7 月		8月	
i	λi	寄 与 率	λi	寄与率	λi	寄与率
1	34.6	67.5	61.5	73.4	44.9	69.4
2	6.9	13.4	12.2	14.6	9.3	14.4
3	2.7	5.2	2.4	2.8	3.2	5.0
4	1.3	2.6	1.6	1.9	1.6	2.5
5	1.0	1.9	1.3	1.6	1.4	2.1
Σ	51.2		83.8		64.8	

表2 表1と同じ解析で期間を1951 ~2004 年(6~8月)に延長して 行ったEOF 解析の結果。

可能な限りNinomiya and Mizuno (1985) を再現するために行った。ここでは、固有値、寄 与率、固有ベクトル、主成分得点を比較した。固有値と寄与率の結果を表1にまとめた。6 ~8 月において、固有値は本研究の方が少し大きくなったが、寄与率についてはほぼ同じ 値となった。差異については、計算に使用したプログラムや計算機が違うこと等が考えら れるが、一応、再現できたものと考えられる。更に解析の期間を2004 年まで延長し、同様 にEOF 解析を行った。表2 は固有値と寄与率の結果である。第1 主成分は全体の約70 %、 第2 主成分は約15 %に寄与しており、それより下のランクの主成分は無視できるほど寄与 率が小さくなっている。これより、第1 主成分と第2 主成分のみで気温の変動をほぼ議論 することができる。1980 年までの解析と比較すると、6 ~8 月すべてにおいて第1 主成分 の固有値が大きくなっており、特に7、8 月については変化が大きかった。このことから、 特に7、8 月において、1980 年以降、日本列島上の気温の年々変動が大きくなっているこ とが考えられる。また寄与率を見てみると、第1 主成分において-0.6 %、第2 主成分に ついて+ 1.8%の変動が解析期間を延長することで現れた。

次に固有ベクトルの解析結果を示す。最初に、チェックのために Ninomiya and Mizuno (1985) と同じ条件で解析した(図は省略)。期間を1951 ~1980 年にとった場合、第1主 成分と第2主成分について見ると、Ninomiya and Mizuno (1985) をよく再現することがで きた。図2は1951 年~2004 年の期間で行ったEOF 解析の固有ベクトルの分布から、期間 を1951 ~1980 年 (Ninomiya and Mizuno (1985) に対応)にとった結果を引いた変化部分 を示す。期間を1951 ~1980 年にとった場合、第1 主成分について見ると、Ninomiya and Mizuno (1985) と基本的に一致している。分布の特徴を見ると、第1 主成分は、ほとんど の地域で正の値を示しており、日本の南西部の太平洋側で小さく、6 月については福島~ 埼玉辺りに、7、8月についてはオホーツク海沿岸と東北地方の太平洋側で極大となって いる。第2 主成分についてもよく再現することができた。値の分布については、特に8月 に注目して見ると、ゼロ線が青森県の南側の県境付近にあり、この北で正、南で負の値と なっている。また、極大は北海道のオホーツク海沿岸で、極小については日本列島の南西 部ではなく、西側部分(中国地方〜九州北部)に来ている。これがはじめに述べた北冷西 暑の分布に対応している。解析期間を2004年まで延長すると、大まかな分布については1980 年までのものと同様であったが、第1主成分の固有ベクトルは南西で小さく北で大きくな り、第2主成分では北で大きく西で小さくなった。そして、第2主成分では、1980年まで では秋田の北部から岩手の北部にかけてあったゼロ線が、2004年までの解析では山形の 北部から福島の北部にかけての位置まで南下している。更に、第2主成分では、値が正で あった地域、特に東北地方で値が大きくなり、値が負であった中部から西日本で値が小さ くなっている。第2主成分の寄与率についても前述の様に+1.8%となっており、これら のことから南北の温度傾度が1980年以降、更に強まっていることが分かる。



図 2 1951 年~2005 年の期間でEOF 解析を行った固有ベクトルの分布か ら、1951 年~1980 年の期間でのEOF 解析結果を引いた固有ベクトルの差 の分布。上段は第1主成分、下段は第2主成分。左から6,7,8 月を示す。

図3は固有ベクトルの振幅の推移を示している。第1 主成分を見ると、1976 年以後から 年々変動が大きくなっているのが分かる。気象庁で解析している日本全体の平均気温の変 動とよく対応している。次に冷夏の年との対応を見てみると、1970 年以降で冷夏の年は





幅の時間変化。(上)第1主成分 (下)第2主成分



図4 気象庁で解析したデータから、災害をもたらした台風と台風+前線で影響したものの個数。8月の世界陸上平均気温を10倍してプロットしている。

1974, 1976, 1977, 1980, 1982, 1983, 1988, 1993, 2003 年であったが、それぞれの年において負 で絶対値の大きい振幅を持っているのが確認できる(主に7,8月)。

第2 主成分では1990 年以降に負の振幅を持った年が増え、特に8 月において絶対値の大きい年が現れているのが下図から分かる。負の振幅は、固有ベクトルの正の値で低温、負の値で高温に対応している。これらのことと固有ベクトルの分布を対応させると、1990 年以降に特に北冷西暑が強まっていることが分かる。

3 地球温暖化の影響を受けた台風と前線による災害の変質

気象庁ではホームページに「災害をもたらした気象事例(1945 年~1988 年)と(1989 年~2004年)」として、気象災害の事例を掲載している。さらに、気象庁の報告書「平成1 6年夏から秋にかけての集中豪雨・台風等について」 では、付録に 戦後の主な気象災害 (昭 和20~平成15年)(1945 年~2003 年)を掲載している。これらの災害データを気候解 析として使う際の問題点としては、昭和 63 年や 50 年で災害評価基準の変更がある。どの ような災害が引き起こされるかは住環境の変化や防災対策の進展で変わってくるので、厳 密に行うためには、気候データの再解析のように、災害データの再解析が必要になる。こ こでは、これらのデータをすべて集計して、気象庁で注目した台風とそのうちで前線と結 びついているものをまとめた。図4は 1945 年から 2004 年までに日本に災害をもたらした 台風とそのうちで前線と結合して災害をもたらしたものの個数をプロットしている。更に、 各年の8月の世界陸上平均気温を 10 倍してプロットしている。これによると 1960 年まで は台風災害はあったが、前線との結合は注目されていなかった。その後、台風と前線の結 合した災害が現れ始めるが、1980 年までは数が少なかった。1980 年代終わり頃から台風と 前線が結合して災害をもたらす状況が増加して 2004 年は災害をもたらした 9 個の台風のう ち4個が前線と結合していた。この図から IPCC3次報告書が指摘している地球温暖化が顕 著になった 1976 年以降から、台風と前線の結合による災害が注目されるようになったこと が分かる。

文献

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. I. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, UK, 881pp.

気象庁(2004):気象庁年報 2004. CD-ROM.

気象庁(2004):平成16年夏から秋にかけての集中豪雨・台風等について. 平成16年11月. 1-39. Ninomiya, K. and Mizuno, H. (1985a): Anomalously cold spell in summer over Northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime air-mass. Part 1. EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer. J. Met. Soc. Japan, 63, 859-871.

谷貝 勇(2005):地球温暖化の影響を受ける台風、前線、オホーツク海高気圧について. 43,45-55.

和田秀夫(1995):ヤマセに関する歴史的展望.気象研究ノート,183,7-15.

20世紀におけるアジアモンスーンの長期変動と東アジアの夏の気温の関係

気象研究所 気候研究部 田中実

1 はじめに

日本の夏の気温の変動はエルニーニヨ・アジアモンスーンなどの影響を受けている。エ ルニーニヨは年々変動に大きな影響があるがアジアモンスーンは長期変動やトレンド等に も影響がある。そこで1891年から2000年までのアジアモンスーンの長期変動とア ジア地域の夏の気温・海面水温の関係を解析した。

2 資料

解析に使用した資料は田中(2005)と同じである。アジア地域の月平均気温はGH CN(Peterson.et al., 1998)・中国地面気象月報・気象庁のデータ。海面気圧はNCAR による1899年から2000年までの5X5度メツシュ月海面気圧(Trenberth and P aolino, 1980)。さらにGHCN等の気象観測点の海面(現地)気圧である。

メツシュ月海面気圧データは陸上で解析の欠測や1994年以降の解析で大きなバイア スが有つたので、陸上では気象観測点のデータを中心に解析した。海上では島のデータと 付近の格子点データとの差は比較的小さくデータが使用できることがわかつた。気象観測 点の気圧データは20世紀の前半はロシア・インド・香港などは現地気圧を海面更正して 使用した。

インド洋・太平洋等の海面水温は1871年から1992年までのCOADのデータを 利用した。元のデータは2X2度メツシュの解像度であるが観測数が少ないので観測数の 重みをかけた10X10メツシュ平均で解析した。



Miyako Temp. Anomalies from 1961-1990 Average °C



20世紀における宮古の気温

世界的には気候の温暖化が観測されているが1980年以降北日本を中心に冷夏年が多く(1980,1982,1983,1986,1988,1993,2003)観測されている。そこで過去の北日本の冷夏年の指標として長期間のデータが有り都市化の影響が少ない宮古の気温を使用した。6-8月の3ヶ月で7月に最大の月平均気温の標準偏差が観測され過去の主要な冷害年と良く一致していた。そこで7月の1891年から2000年までの110年間の10年ごとの平均気温の変化を図1に示す。1901-1910年及び1981-1990年の顕著な低温、1921-1930年の高温が目立つ。 長期変動を見ると1911-1950年の高温と1951-1990年の低温が観測され温暖化とは逆の変動を示している。この長期変動とアジアモンスーンの変動との関係を調査した。

4 熱帯アジアモンスーントラフの長期変動

日本付近の夏の天候に影響する現象としてフイリピンやベンガル湾付近の対流が活発 になるとP-Jパターンが観測され、暑夏になりやすい(Nitta, 1987)ことが知られて いる。この付近の対流と関係が深いのは20N付近に出現する熱帯モンスーントラフで ある。そこで Hong Kong と Calcutta の20世紀の海面気圧の長期変動を調査した。 図2に例として Hong Kong の7月の1891年から2000年までの110年間の10 年平均海面気圧の変化を示す。1911-1940年の30年間は海面気圧が低く、モン



Hong Kong の海面気圧 1961-1990年の平均からの平年差

図2 Hong Kong の7月の1891年から2000年までの110年間の10年平均気 圧の変化。

スーンが強かった。1951年以降はそれ以前と比較して気圧が高く、モンスーンは弱く なった。Calcutta(図省略)についても同様な変化が観測され上記の気圧変化は大規模な モンスーンの変動の一部であることがわかった。モンスーンの長期変動と宮古の気温の長 期変動を比較すると、1911-1950年の宮古の高温はモンスーンが強い期間と対応 し、1951-1960年と1981-1990年の低温はモンスーンが弱い期間と一致 していた。したがつて宮古の7月の気温の長期変動は熱帯アジアモンスーンの長期変動の 影響を受けていることがわかった。

5 海面気圧によるアジアモンスーンの長期変動

モンスーンと宮古の気温の長期変動の関係をより詳細に解析するためアジア全域で海面

気圧の解析を行った。1941-1950年は第二次世界大戦によるデータの欠損、19 51-1960年は中国のデータが十分でなかったのでモンスーンが強く、宮古の気温が 高い1911-1940年と戦後の低温年を含む1961-1990年の二つの30年間 の平年値を解析し、この平年値の差を求めて長期変動の解析を行った。図3に1961-1990年の30年平均から1911-1940年の30年平均を引いた海面気圧の長期 変化を示す。インドから中国南部の20N付近では1hPa以上も海面気圧が高くなりアジ



図3 7月の海面気圧の1961-1990年の平均と1911-1940年の差。 単位は hPa。黒い点は気象観測点。負の等圧線は破線で示す。

アモンスーンが弱くなつている。この変化に伴つて日本付近では逆 P-J パターンが出現し、 北日本を中心に冷夏が出現しやすい気圧配置になつている。モンスーンの弱体化に伴い太 平洋高気圧の弱体化も観測されている。

6 アジア地域の気温・海面水温の長期変動

アジアモンスーンの弱体化の原因を調査するためアジア全域で気温と海面水温の解析を



図4 図3と同じ但し7月の気温と海面水温。 単位は℃。

行つた。調査期間・方法は海面気圧と同じである。図4に1961-1990年の30年 平均から1911-1940年の30年平均を引いた気温・海面水温の長期変化を示す。 35N以南ではモンスーンの弱体化に伴い気温と海面水温が0.4℃以上上昇している。 35N以北では寒冷化がシベリア南部・中国東北部・北日本を中心に観測された。これら の寒冷化した地域では、海面気圧の変化(図3)によりシベリア(北日本)で北より(北 東)の風が強化された地域とほぼ一致している。モンスーンの弱体化は海陸の気温の差の 減少によつて出現した可能性が高い。

7 8月のアジア地域の長期変動

8月についても7月と同じ地域で海面気圧と気温・海面水温の解析を行つた。図5に海 面気圧の長期変化を示す。モンスーンの弱体化は東に移動し、西太平洋が中心である。



図5 図3と同じ、但し8月。 単位は hPa



図6 図3と同じ、但し8月の気温と海面水温。 単位は℃。

図6に8月の気温・海面水温の長期変化をしめす。7月と良く似ていて35N以南で温暖 化、35N以北で寒冷化が観測されている。日本付近をより詳しく見ると7月に比べて温 暖化した地域がやや北上し西日本の温暖化が目立つ。この変化は西日本ではP-Jパター ン以外の暑夏年が観測されていることを示す。

8 まとめ

日本付近の夏の気温の長期変動とアジアモンスーンの長期変動の関係の解析を行つた。1 911年以降はアジアモンスーンの長期変動と良い関係があり、20N付近の熱帯モンス ーンが強い(弱い)期間は北日本の夏の気温が高い(低い)関係が観測された。1951 年以降のモンスーンの弱体化は35N以南の温暖化、35N以北の寒冷化が7・8月に観 測され海陸の気温の差の減少によつて出現した可能性が高い。1980年以降の北日本の 冷夏年の出現の増加はモンスーンの弱体化の影響と考えられる。

参考文献

Peterson, T.C., R. Vose, R. Schmoyer, and V. Razuvaev (1998): Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. Int. J. Climatol., 18, 1169-1179.

Nitta,T. (1987):Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere Circulation.J.Meteor.Soc.Japan,63,373-390.

Trenberth,K.E., and D.A.Paolino (1980): The northern Hemisphere sea-level pressure data set: Trends, errors and discontinuities.Mon.Wea.Rev., 108, 855-872.

田中実 (2005):過去121年間の北日本の冷夏とENSO・アジアモンスーンの関係 グロースベツター、43、14-23.

COBE-SST を用いた全球平均気温の算出

石原幸司(気象研究所気候研究部)

1. はじめに

気象庁ではこれまで、陸上で観測された気温データをもとに全球の平均気温を評価することで、 地球温暖化の進行を監視し、その結果を気象庁ホームページや異常気象レポート、気候系監視報 告、気候変動監視レポートなどにおいて公表している。しかし、全地球表面に占める陸域の割合 はたかだか3割程度であることから、同様の評価を行っている米国海洋大気庁気候データセンタ ー (NCDC: National Climate Data Center) など外国の機関では全球平均気温の算出には、陸 上での観測データに加えてさらに海面水温を用いている(本来は海上気温を用いるべきなのだが、 データの品質の問題があるほか、広域的には海面水温で代理できることが示されている(Rayner et al., 2003) ことから、海面水温偏差を海上気温偏差として代用している)。

今般、100 年以上にわたる海面水温ならびに海上気象要素の客観解析データベース COBE (Centennial in-situ Observation Based Estimates of variability of SST and marine meteorological variables)が整備されたことを受け、その中の海面水温解析(石井ほか, 2003; Ishii et al., 2005 など;以下 COBE-SST とする)を用いて、外国の機関と同様に、陸上での観測デー タに海面水温データをあわせた全地表面における全球平均気温の算出を業務的に行うこととなった。以下に、これまでに得られた成果を紹介する。

なお、以下の全球平均気温平年差の算出にあたっては Jones らの方法にほぼ従っている (Jones et. al., 2001 などを参照)。

また、全球平均気温の監視にあたっては、平年値(1971~2000年の平均値)との差(平年差) を用いている。これは、観測値そのものが観測所の標高など地理的な影響を大きく受け空間代表 性が低いのに対し、陸上での気温の観測値から求められた平年差は空間代表性がより高くなるか らである。

2. 陸上で観測された気温データを用いた全球平均気温

陸上で観測された気温データを用いた全球の年平均気温平年差の算出に用いられるデータは、 1880 年から 2000 年までは NCDC が世界の気候変動の監視に供するために整備した GHCN

(Global Historical Climatology Network) データ(Peterson and Vose, 1997)を主に使用している。解析に使用した地点数は、年によって異なるが、300~3900地点である。また、2001年以降については、気象庁に毎月通報された月気候気象通報(CLIMAT報)の約1200地点のデータを使用している。これらの地点のデータを用いるにあたっては、都市化の影響を除去するためのデータの選別は行っていないものの、全球平均気温の変化における都市化の影響は小さいことがこれまでの研究から指摘されている(IPCC, 2001; Hansen et al., 1999など)。

全球の年平均気温平年差の算出にあたっては、これらのデータを用い、月ごとに①~③の方法 で全球の月平均気温平年差を求め、それらの結果を12か月分平均することで求められる。

① 観測所での月平均気温を基に平年差を求める。

② 地球の全地表面を緯度方向5度×経度方向5度の格子(以下、5度格子とする)に分け、格子

内に位置する地点の平年差を全て平均したものをその格子の平均平年差とする。

③ 全ての格子の平均平年差を緯度による面積の違いを考慮した重みをつけて平均し、月別全球 平均気温の平年差とする。

上記②において、全格子(36×72)中、データのある格子が占める割合を被覆率といい、その 被覆率が大きいときほど、全球平均した平均気温平年差の信頼度は高いと考えられる。

図1は1880~2005年までの陸上で観測された気温データを用いた、全球の年平均気温平年差と被覆率の経年変化を示している。これを見ると、被覆率(細点線)は、統計を開始した頃は10%以下と低いものの、1970年代から1980年代にかけては30%を超えていることが分かる。しかし、その後は25%程度にとどまっている。これは、GHCNの編集作業において、1990年以降のデータ収集が遅れているためであると考えられ、他機関でも同様の被覆率の低下がみられる(Jones et. al., 2001 など)。

全球の年平均地上気温平年差(実線)は、大きくみると、相対的に寒冷な19世紀末から1900 年代初頭、1910年代から1940年代にかけて上昇傾向、その後の1970年代にかけての下降傾向 に続いて、1970年代以降はふたたび上昇傾向へと転じている。長期的には上昇傾向にあり、1880 年以降の長期変化傾向は100年あたり0.76±0.09℃の上昇率である(線形回帰から求めた95% の信頼限界を±を付記した数値で示している)。



図1 1880~2005年の陸上で観測された気温データを用いた、全球の年平均気温平年差と被覆率の経年変化

細実線:全球の年平均気温平年差の各年の値(単位:℃)

太実線:全球の年平均気温平年差の5年移動平均値(単位:℃)

細点線:算出に用いられた緯度方向5度×経度方向5度の格子の被覆率(単位:%)

3. 陸上で観測された気温と COBE-SST をあわせて算出した全球平均気温

COBE-SST は、米国海洋大気庁が保有する国際総合海洋気象データセット(ICOADS: International Comprehensive Ocean -Atmosphere Data Set)に、神戸海洋気象台が収集・保管 していたもののデジタル化されていなかった、1890~1932 年における日本近海や外洋を航行す る商船,漁船,観測船による歴史的に貴重なデータ「神戸コレクション」を新たに追加し、また、 近年は気象庁に通報された船やブイなどの観測データをあわせた海面水温の長期的なデータであ る。この COBE-SST は、「神戸コレクション」を追加したことで、特に北太平洋域においては ICOADS よりも解析誤差が減少する(Ishii et al., 2005)など、世界的にも重要な長期的海面水 温データであるといえる。また、福田・松本(2005)では、COBE-SST を、英国気象局ハドレ ー・センターによる長期的海面水温データ(HadISST1.1; Rayner et al., 2003)や前述の NCDC による ERSST.v2(Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith et al., 2004) や OI SST.v2(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature; Reynolds et al., 2002)な ど他機関が作成した海面水温データとの比較を行っている。それによると、COBE-SST は 1984 ~2003 年における月別平均値では、HadISST1.1と比べて北半球の中緯度域において、夏は低く、 冬に高い傾向が、ERSST.v2 と比べて高緯度域では季節によらず低くなっていることを示してい る。

現在 1891 年までさかのぼって整備されている COBE-SST データは、緯度 1 度×経度 1 度ごとの格子データ(以下、1 度格子とする)なので、前節と同様に 5 度格子に変換した上で利用している。

具体的には、データが陸上・SST ともにそろっている 1891 年以降について、月ごとに①~③ の方法で全球の月平均気温平年差を求め、それらの結果を 12 か月分平均することで求められる。

- ① COBE-SST データのうち、観測データが存在する1度格子データのみ、平年差を求める。
- ② 地球の全地表面における5度格子ごとに、①で求めた格子内の1度格子データの平年差を全 て平均したものをその格子の平均平年差とする。
- ③ 地球の全地表面における各5度格子について、すべて陸域である場合は第2節②で求めた当該格子の月平均気温平年差、すべて海域である場合は②で求めた当該格子の月平均海面水温 平年差とする。5度格子が陸域と海域ともに含んでいる場合は、その割合(海陸比)によって 配分する。ここで、海洋の割合は、5度格子に含まれる COBE-SST データの1度格子の割合 とする。
- ④ 全ての 5 度格子の平均平年差を緯度による面積の違いを考慮した重みをつけて平均し、月別 全球平均気温の平年差とする。

図2は1891~2005年までの陸上で観測された気温データとCOBE-SSTを用いた、全球の年 平均気温平年差と被覆率の経年変化を示している。これを見ると、被覆率(細点線)は、統計を 開始した頃は40%に満たない値であったが、その後第一次世界大戦、第二次世界大戦頃(それぞ れ1910年代、1940年代)を除いて、1990年頃までは継続して上昇していることが分かる。1990 年代以降は、ほぼ80%程度となっている。

また、全球の年平均地上気温平年差(実線)は、大きくみると、1910 年頃に極小、1940 年代 初頭に極大となっている。それ以降、しばらく横ばい傾向であったが、1970 年代半ば以降、ふた たび上昇傾向に転じている。長期変化傾向は 100 年あたり 0.66±0.07℃(線形回帰から求めた 95%の信頼限界を±を付記した数値で示している)の上昇率である。

この結果、1998 年が平年差+0.37℃で、1891 年の統計開始以降では、これまでと同様に第 1 位となる高温を記録した年となった。第 2 位以降は、2005 年(+0.32℃)、2002 年・2003 年(+ 0.31℃)と続いている(かっこ内は平年差)。



図 2 1891~2005 年の陸上で観測された気温データと COBE-SST を用いた、全球の年平均気温 平年差と被覆率の経年変化

細実線:全球の年平均気温平年差の各年の値(単位:℃)

太実線:全球の年平均気温平年差の5年移動平均値(単位:℃)

細点線:算出に用いられた緯度方向5度×経度方向5度の格子の被覆率(単位:%)

4. 他機関との比較(1891~2004年)

前項における結果について、他機関との比較を行ってみる。今回比較を行った機関は、イースト・アングリア大学気候研究ユニット(CRU: Climate Research Unit)、英国気象局ハドレー・センター(以下、UKMO とする)、米国海洋大気庁気候データセンター(NCDC)、米国航空宇宙局ゴッダード宇宙研究所(GISS: Goddard Institute for Space Studies)である。

各機関とも陸上データとしては主に上記 GHCN や CLIMAT 報を用い、そのほか独自に入手したデータも用いている。また、海面水温データとしては CRU と UKMO が上記 HadISST を用いているのに対し、NCDC は HadISST に OI SST を組み合わせているほか、GISS は RSST (Smith et al., 1996) に OI SST を組み合わせて用いている。さらに、全球平均気温の算出には、CRU や UKMO は今回使用している the climate anomaly method (CAM; Jones et. al., 2001)を採用しているのに対し、NCDC は the first difference method (FDM; Peterson et al., 1998)、GISS は the reference station method (RSM; Hansen and Lebedeff, 1987)を採用している (Jones and Moberg, 2003)。このほかにも、平年値の参照期間が異なるなど、各機関が独自性をもって異なる結果を公表しているものの、1940年代に一時的に高くなっている傾向や、1970年代以降に上昇傾向が見られることなど、大きな変化傾向はすべて類似していると言える(図略)。各機関の 1891~2004年までの 100年あたりの変化傾向は、0.64°C(CRU)、0.58°C(UKMO)、0.56°C(NCDC)、0.53°C(GISS)である。気象庁と各機関との相関係数は、0.98(NCDC・CRU・GISS)、0.97(UKMO)となっている。

5. おわりに

これまで外国の諸機関では算出されていた全地表面を含めた全球の平均気温平年差の算出が、 今般、ようやく気象庁においてもオリジナルのデータを用いて算出可能となった。今後は、使用 しているデータの精度を検証するとともに、算出された年平均気温の平年差の不確定性を求める 作業を行うなど、これまで先行してきた外国の諸機関の取り組みをさらに詳細にレビューしなが ら、より科学的に信頼性の高いデータを構築していく予定である。

参考文献

- 福田義和, 松本隆則, 2005: 新しい気候解析用海面水温データセット COBE-SST, 平成 16 年度全 国季節予報技術検討会資料, 気象庁気候・海洋気象部, 156-185.
- Hansen, J. E., and S. Lebedeff, 1987: Global trends of measured air temperature. J. Geophys. Res., 92, 13,345-13,372.
- Hansen, J., R. Ruedy, J. Glascoe and M. Sato, 1999: GISS analysis of surface temperature change. J. Geophys. Res. 104, 30997-31022.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of theIntergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. I. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, UK, 881pp.
- 石井正好・小司晶子・杉本悟史・松本隆則, 2003: 海面水温ならびに海上気象要素の客観解析デー タベース:COBE., 月刊「海洋」,2003 年 11 月号, 793-797.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of SST and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe collection. *Int. J. Climatol.*, 25, 865-879.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, K.R. Briffa, C.K. Folland, B. Horton, L.V. Alexander, D.E. Parker, and N.A. Rayner, 2001: Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series. J. Geophys. Res., 106, 3371-3380.
- Jones, P.D. and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Climate*, **16**, 206-223.
- Peterson, T. C., and R. S. Vose, 1997: An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2837-2849.
- Peterson, T. C., T. R. Karl, P. F. Jamason, R. Knight, and D. R. Easterling, 1998: The first difference method: Maximizing station density for the calculation of long-term global temperature change. J. Geophys. Res., 103, 25,967-25,974.
- Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. J. Geophys. Res., 108, 4407, doi 10.1029/2002JD002670
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes and W. Wang, 2002: An improved in

situ and satellite SST analysis for climate. J. Climate, 15, 1609-1625.

- Smith, T. M., R. W. Reynolds, R. E. Livesay and D. C. Stokes, 1996: Reconstruction of historical sea surface temperature using empirical orthogonal functions. J. Climate, 9, 1403-1420.
- Smith, T. M. and R. W. Reynolds, 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). J. Climate, 17, 2466-2477.

20km 格子大気大循環モデルによる地球温暖化実験における 梅雨の変化

気象研究所 気候研究部

楠 昌司、吉村 純、吉村 裕正、野田 彰地球科学技術総合推進機構大内 和良、水田 亮

1. はじめに

夏の東アジアモンスーンに見られる雨期あるいは降雨帯は、日本で梅雨(ばいう、つゆ)、 中国でメイユ、韓国でチャングマと呼ばれる。以後、梅雨、メイユ、チャングマを総称し て梅雨と記す。梅雨は東アジアに住む人々の生活と社会に大きな影響を与えるので、地球 が温暖化したときの梅雨の変化が、この地域に住む人々にとって大きな関心事となってい る。

数多くの大気大循環モデル Atmospheric General Circulation Model (AGCM) による梅雨 の再現実験では、降水量が不足するばかりでなく (Lau et al. 1996; Lau and Yang 1996; IPCC 2001; Liang et al. 2001; Kusunoki et al. 2001; 楠 2003)、梅雨の北上も再現で きない (Kang et al. 2002)。水平分解能を高くすると、梅雨の降水量が増加するという 報告がある (Sperber et al. 1996; Kawatani and Takahashi 2003; Kobayashi and Sugi 2004)。Ninomiya and Akiyama (1992)によれば、梅雨には総観規模(約 5000km)からメソッ (約 10km)までの複数スケールの現象からなる階層構造が存在しており、それらのスケール 間の相互作用が梅雨の維持・形成に重要な役割を果たしている。これは AGCM による梅雨 の再現に高い水平分解能が必要であることを示唆する。

先行研究では、地球が温暖化すると東アジアの夏季の降水量が増える結果が多いが、大 気モデルの水平分解能が不十分なため東アジア領域平均で議論している(Hulme et al. 1994; IPCC 1996; Kitoh et al. 1997; Giorgi et al. 2000; Giorge et al. 2001; IPCC 2001; Lal and Harasawa 2001; Hu et al. 2003; Min et al. 2004)。最近、大気モデル の水平分解能を高めた実験(270km~110km 格子)により、局所的な気温や降水量の変化が予 測できるようになったが、それでも現在気候の梅雨の再現に十分な水平分解能ではない (Kitoh et al. 2005; Kitoh and Uchiyama 2005; Kimoto 2005; Kimoto et al. 2005)。

本研究では、20kmという高い水平分解能を持った AGCM を用い、現在気候の再現実験、 および地球温暖化実験を行った。20kmの水平分解能は、従来の大気気候モデルとしては 前例が無いほど高いものである。以後、このモデルを 20kmモデルと呼ぶ。

本稿はKusunoki et al. (2006)を抜粋し、加筆・修正したものである。本文中で(図略) と記した図は、全てKusunoki et al. (2006)に掲載されている。

2. モデル

20kmモデルは大気のみで海洋が無いので、将来予測には何らかの方法で海面水温 Sea Surface Temperature (SST)が必要である。そこで 2 段階の手順からなるタイム・スライ ス法 (Bengtsson et al. 1996; IPCC 2001) を適用した。

まず第1段階では、気象研究所大気海洋結合モデルMRI-CGCM2.3 (Yukimoto et al. 2006a) により将来のSSTを予測した。大気部分の水平分解能は270kmである。海洋部分の格子間 隔は経度方向が2.5度。緯度方向は2度だが、赤道付近は0.5度と細かくして赤道ケルビ ン波と赤道ロスビー波が再現できるようにした。熱と淡水のフラックス調整を全球で、風 の応力フラックス調整は赤道付近で行った。

第2段階では、大気海洋結合モデル MRI-CGCM2.3により予測された SST を 20km モデル に与えた。20km モデル(TL959)は、気象庁の現業天気予報モデルを気象研究所で気候研究 用に改造したものである(Mizuta et al. 2006)。鉛直方向は 60 層、最上層は 0.1 hPa で 高度約 65 km に相当する。Yoshimura and Matsumura (2005)によるセミ・ラグランジュ法 で、力学部分を高速化している。TL959 は、球面調和関数の3角形(Triangular)切断方式 の最大波数が959であり、セミ・ラグランジュ法を適用するためガウスの1次(線形Linear) 格子を使用していることを表す。20km モデルによる実験は「地球シミュレータ」と呼ば れる世界最高・最大級のスーパー・コンピューターで行った(Habata et al. 2003; Habata et al. 2004)。

3. 実験設定

現在気候実験は、Reynolds and Smith (1994)による観測された SST の気候値(1982-1993 年の 12 年平均)を 20km モデルに与え 10 年間積分した。SST に季節変化はあるが、年々 変動は無い。将来実験の SST は、MRI-CGCM2.3による IPCC SRES A1B 排出シナリオ(IPCC 2000; IPCC 2001)による将来実験(2080-2099 年の 20 年平均)から 20 世紀再現実験(1979-1998 年 の 20 年平均)の差を、観測された SST の気候値に加えた。20km モデルにこの SST と A1B シナリオによる 2090 年頃の二酸化炭素濃度とエアロゾル濃度を与え、10 年間積分した。 将来実験の SST も季節変化はあるが、年々変動は無い。A1B シナリオによる 2080-2099 年 ころの二酸化炭素濃度は現在の約 2 倍であり、MRI-CGCM2.3 による全球平均年平均地上気 温の昇温量は約 2.5℃である(Yukimoto et al. 2006b)。

4. 現在気候の検証データ

降水量は、Adler et al. (2003)による the Global Precipitation Climatology Project (GPCP)である。水平分解能は経度・緯度 2.5 度、日本付近で約 210 km である。期間は 1979 ~2001 年の 23 年間。この期間は、現在気候実験で使用した気候値 SST の平均期間 1982~1993 年を含んでいる。

水蒸気流束の解析には、ERA-40 データ (Simmons and Gibson 2000)を用いた。水平分解

能は経度・緯度 2.5 度。期間は 1958~2001 年の 44 年間。

5. 現在気候の検証

20 km モデルによる現在気候の再現性の調査を行った。図1は、7月の降水量の気候値を 観測と比べている。20km モデルの現在気候実験と同じ設定で行った、より低分解能のモデ ルの結果も示した。20km モデルは西日本や朝鮮半島での降水の集中を再現出来ているが、 より低分解能のモデルは降水量が観測に比べ不足している。表示された領域での観測とモ デルとの根2乗平均誤差は、20km モデルが一番小さい。空間的な相関係数も、20km モデ ルが一番高い。20km モデルは観測に比べ降水量が過剰であるが、水平分解能が約5kmのレ ーダー・アメダスデータと比べると20km モデルの雨は過剰とは言えない(図略)。

図2は、半旬平均した降水量の南北分布の時間変化を示している。対象領域は図1b内の 四角で示した。20km モデルは、梅雨の北上を良く再現している。より低分解能のモデル は、梅雨の北上がはっきりしない上に、降水量が不足している。表示された領域での観測 とモデルとの根2乗平均誤差とバイアスは、20km モデルが一番小さい。空間的な相関係数 も、20kmモデルが一番高い。

6. 温暖化時の梅雨の変化

図3は、温暖化時の7月の降水量の変化を示している。20kmモデルでは、揚子江流域、 東シナ海、西日本、日本の南海上で降水量が増加し、朝鮮半島、北日本で減少している。 110kmモデル、270kmモデル、MRI-CGCM2.3モデルでも、揚子江流域、東シナ海、西日本、 日本の南海上で降水量が増加している。朝鮮半島で降水量の有意な減少を示しているのは、 20kmモデルだけである。過去数十年の中国の夏季降水量のトレンドを調べた Hu et al. (2003)とHirota et al. (2005)の観測的研究によると、揚子江流域は降水量が増加し、中 国北部では減少した。図3aは、この中国の南北の対照的な降水量の変化傾向が、将来さ らに強まることを示している。

図4は、20kmモデルによる現在気候と温暖化時の季節進行を比較している。温暖化時は、梅雨が北上せず、北緯30~35度付近に停滞している。梅雨は7月下旬以降も停滞し、 梅雨明けが8月にずれ込むことを示唆する。

梅雨期は集中豪雨などの強い雨が起きやすい。そこで、温暖化時に梅雨期の強い雨がど う変化するかも調査した。図5は梅雨期の6~7月の2つの日降水量強度指数を示してい る。20 km モデルは、現在気候の強い雨の分布を概ね再現しているが、定量的には観測に 比べ頻度が少ない(図略)。温暖化時の変化を見ると、揚子江流域、東シナ海、日本の南 海上で降水強度が増加し(図 5e)、強い雨の頻度も増加している(図 5f)。逆に、朝鮮半 島、北日本で減少している。この傾向は平均的な降水量の変化(図 3a)の分布に似てい る。



図 1 降水量の7月の気候値。等値線間隔は2mm/day。(a) Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Adler et al. 2003) による観測値。1982 年から 1993 年までの 12 年間平均。水平分解能は 2.5 度(35°N で約 210km)。(b) 20km(TL959) モデルの気候値。図中の四角は、図 2 の対象領域。(c) 110km(TL159) モデルの気候値。(d) 180km(TL095) モデルの気候値。(e) 270km(TL063) モデルの気候値。TL は球面調和 関数が 3 角形切断方式で、ガウス 1 次格子を用いることを表す。TL の後の数字は最大波数で、大きいほ ど水平分可能が高い。モデルの積分時間は 10 年。



図 2 半旬平均降水量の緯度分布の時間変化。経度 125-142°E 平均。対象領域は図 1a の四角。期間は第 27 半旬(5月11-15日)から第46半旬(8月14-18日)。等値線間隔は2mm/day。(a) GPCP2.5度データ(Adler et al. 2003) による観測値。1982年から1993年までの12年間平均。(b) 20km(TL959)モデルの気候値。 (c) 110km(TL159)。(d) 180km(TL095)。(e) 270km(TL063)モデル。



図 3 温暖化時の 7 月降水量の変化。将来気候 AK-現在気候 AJ。降水量が増加する領域に影。等値線間 隔は 2mm/day。太い実線と太い破線は 90%有意水準を示す。(a) 20km(TL959) モデル。(b) 110km(TL159)。 (c) 180km(TL095)。(d) 270km(TL063) モデル。(e) 気象研究所大気海洋結合モデル MRI-CGCM2.3 による変 化。A1B 将来実験(2081-2000) - 20 世紀再現実験(1979-1998)。MRI-CGCM2.3 のアンサンブル・サイズは現 在、将来実験共に 5 。大気部分の水平分解能は 270km。SST の分布は (a) - (d) とは異なる。MRI-CGCM2.3 の 場合はサンプル数が (a) - (d) より 5 倍大きいので、有意な領域も (a) - (d) より大きい。



図 4 20km モデルによる半旬平均降水量の緯度分布の時間変化。対象領域と表示期間は図 2 と同じ。等値 線間隔は 2mm/day。(a) 現在気候。図 2b と同じ図。(b)将来気候。(c) 変化=将来気候-現在気候。太い 等値線は 90%有意水準を示す。



図5 20km モデルによる日降水量の強度。期間は6~7月。(a)単純降水強度(Frich et al. 2002)の現在 気候値。単純降水強度は、6~7月の総降水量を降水日(降水量≧1mm/day)の数で割った指標。等値線間 隔は2mm/day。(b)強い雨(降水量≧30mm/day)日数の現在気候値。等値線間隔は2mm/day。(c)単純降水 強度の将来気候値。(d)強い雨(降水量≧30mm/day)日数の将来気候値。(e)単純降水強度の変化(%)気候 /現在気候。100%以上に影。等値線は90%有意水準を示す。(f)強い雨(降水量≧30mm/day)日数の変化 =将来気候一現在気候。正の領域に影。等値線は90%有意水準を示す。

7. 議論

温暖化時の梅雨の変化を、循環場の変化と関連して解釈する。図6は鉛直積分した水蒸 気流束とその収束を示している。現在気候による梅雨は、小笠原高気圧の縁辺を時計回り に廻る多湿な南東風と、インド大陸からインドシナ半島を経て吹いてくる多湿な南西風が、 東アジアで収束して形成されている(図 6a)。20 km モデルでも同様のメカニズムで梅雨 が形成されている(図 6b)。温暖化時には、小笠原高気圧が強化され、小笠原高気圧の縁 辺を時計回りに廻る多湿な南東風による水蒸気輸送が増える(図 6d)。その結果、揚子江 流域、東シナ海、西日本、日本の南海上で水蒸気輸送が増え、降水量が増加していること がわかる(図 6d)。一般に、温暖化時は対流圏が暖まって、含みうる水蒸気の量が増える。 梅雨の変化には、水蒸気量の増加より循環場(風)の変化の寄与が大きい(図略)。

20 km モデルに与えている MRI-CGCM2.3 による SST の変化は、熱帯赤道東部太平洋で昇 温が大きく、エルニーニョ時の SST 偏差に似ている(図略)。図7 は現在気候で観測され たエルニーニョ時の大気の応答を、温暖化時の20 km モデルの変化と比べたものである。 温暖化時の降水量の変化(図7c)は、エルニーニョ時の観測値(図7a)に似ている。また、 温暖化時の水蒸気流束の変化とその収束(図7d)は、エルニーニョ時の観測値に(図7b) に似ている。このことから、20 km モデルによる梅雨の変化は、エルニーニョ時の SST 偏 差に似た MRII-CGCM2.3 による SST 変化に対する大気の応答として解釈できる。上野(2001) は、1949 年以降のエルニーニョ時について日本の梅雨の変化を調べ、梅雨期間の降水量が 増え、梅雨の明けが遅れることを示している。本研究による梅雨の傾向は、この観測的事 実に整合的である。即ち、梅雨期間の降水量が増え梅雨の明けが遅れる傾向が、将来さら に強化されることを本研究は示している。

8. まとめ

20km格子の間隔を持った非常に水平分解能が高い大気大循環モデル(20kmモデル)を使 用し、地球温暖化実験を地球シミュレーター上で行った。このように水平分解能が高い全 球気候モデルが、地球温暖化予測に使用されるのは前例が無い。20kmモデルによる実験は、 タイム・スライス法を採用することにより達成された。タイム・スライス法では、将来の 海面水温(SST)をMRI-CGCM2.3と呼ばれる大気海洋大循環モデル(AOGCM)で予測した。実験で は気候変動に関する政府間パネル(IPCC)が提唱したA1B排出シナリオを仮定した。

モデルは、現在気候の条件下において梅雨の地理分布、北上する季節進行を現実的に再 現する。梅雨の再現性に対する水平分解能の依存性に関する実験では、20kmモデルは一般 に水平分解能が低いモデルより高い性能を示した。将来気候実験では、中国の揚子江流域、 東シナ海、西日本と日本列島の南海上で降水量とその強度が増加する。逆に、朝鮮半島と 北日本で降水量とその強度が減少する。梅雨明けが8月まで遅れる傾向がある。

将来の降水量の変化が、水蒸気の水平輸送とその収束による変化に主に起因し、それは エルニーニョ時の海洋の状態に対する大気の応答として解釈できる。



図 6 鉛直積分した水蒸気流束(矢印、単位 Kg/(m・s))と水蒸気収束(影)。7月。水蒸気流束の単位は Kg/(m・s)。水の密度を 1g/cm³として、収束は mm/day に換算した。6 時間間隔の水蒸気と風のデータから 計算した。(a) 観測値。Simmons and Gibson (2000)の ERA-40 データ。1982-1993 年の 12 年平均。等値 線間隔は 2mm/day。(b) 20km モデルによる現在気候値。(c) 20km モデルによる将来気候値。(d) 変化= 将来気候一現在気候。等値線は収束の 90%有意水準。太い矢印は水蒸気流束が 90%有意であることを示す。



図7 (a) 8回のエルニーニョ年(1982, 83, 87, 91, 92, 93, 97, 98)から 12回の非エルニーニョ年(1979, 80, 81, 84, 86, 90, 91, 94, 95, 96, 2000, 2001)の7月の降水量を引いた分布。エルニーニョ年は、 2006年2月までの気象庁による定義を用いた(http://www.data.kishou.go.jp/climate/elnino/notice/ /notice060310.html)。降水量はGPCP2.5度データ。等値線間隔は2mm/day。正の値に影。太い実線と破 線は90%有意水準を示す。(b)水蒸気流束と水蒸気収束について(a)と同じ計算を行ったもの。形式は図 7dと同じ。(c) 20kmモデルによる降水の変化。図3aと同じだが、表示領域が広い。(d)水蒸気流束の変 化とその収束。図6dと全く同じ図。

参考文献

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferrano, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The Version -2 Global Precipitation Climatology Preject (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). J. Hydrometeor., 4, 1147-1167.
- Bengtsson, L., M. Botzet and M. Esch, 1996: Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes? *Tellus*, **48A**, 57-73.
- Frich, P., L. V. Alexanderl, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. Klein Tank, and T. Peterson, 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Giorgi, F. and R. Francisco, 2000 : Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate. Geophys. Res. Lett., 27, 1295-1298.
- Giorgi, F., P. H. Whetton, R. G. Jones, J. H. Christensen, L. O. Mearns, B. Hewitson, H. vonStorch,
 R. Francisco and C. Jack, 2001: Emerging patterns of simulated regional climatic changes for
 the 21st century due to anthropogenic forcings. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3317-3320.
- Habata, S., M. Yokokawa and S. Kitawaki, 2003: The development of the Earth Simulator. IEICE TRANSACTIONS on Information and systems. E86-D, 1947-1954.
- Habata, S., K. Umezawa, M. Yokokawa and S. Kitawaki, 2004: Hardware system of the Earth Simulator. Parallel Computing, 30, 1287-1313.
- Hirota, N., M. Takahashi, N. Sato and M. Kimoto, 2005: Recent climate trends in the East Asia during the Baiu season of 1979-2003. SOLA, 1, 137-140.
- Hu, Z.-Z., S. Yang and R. Wu, 2003: Long-term climate variations in China and global warming signals. J. Geophys. Res., 108 (D19), 4614, doi:10.1029/2003JD003651.
- Hulme, M., Z.-C. Zhao and T. Jiang, 1994: Recent and future climate change in East Asia. Intl. J. Climatol., 14, 637-658.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 1996: Climate Change 1995: The science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callender, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC, 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Nakic´enovic´, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Yong Jung, T. Kram, E. L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor and Z. Dadi (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding,D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson (eds.)].Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

- Kang, I. S., K. Jin, B. Wang, K. M. Lau, J. Shukla, V. Krishnamurthy, S. D. Schubert, D. E. Wailser,
 W. F. Stern, A. Kitoh, G. A. Meehl, M. Kanamitsu, V. Y. Galin, V. Satyan, C. K. Park, and
 Y. Liu, 2002: Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon
 precipitation simulated by 10 GCMs. *Clim. Dyn.*, **19**, 383-395.
- Kawatani, Y. and M. Takahashi, 2003: Simulation of the Baiu front in a high resolution AGCM. J. Meteor. Soc. Japan, 81, 113-126.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. Geophys. Res. Lett., 32, L16701, doi:10.1029/2005GL023383.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama and S. Emori, 2005: Projected changes in precipitation characteristics around Japan under the global warming. SOLA, 1, 85-88.
- Kitoh, A., 2006: Chapter 17, Asian monsoon in the future. In '*The Asian Monsoon*', Edited by B. Wang, Springer-Verlag. 631-649.
- Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2005: Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments. J. Meteor. Soc. Japan. Accepted.
- Kitoh, A., S. Yukimoto, A. Noda and T. Motoi, 1997: Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO2. J. Meteor. Soc. Japan, 75, 1019-1031.
- Kitoh, A., M. Hosaka, Y. Adachi and K. Kamiguchi, 2005: Future projections of precipitation characteristics in East Asia simulated by the MRI CGCM2. Advances in Atmospheric Sciences, 22, 467-478.
- Kobayashi, C. and M. Sugi, 2004: Impact of horizontal resolution on the simulation of the Asian summer monsoon and tropical cyclones in the JMA global model. *Clim. Dyn.*, 93, 165-176.
- 楠 昌司、2003:第5章「モンスーンの予測可能性」、気象研究ノート第204号「モンスーン研究の最前線」、
 川村隆一編集、153-188.
- Kusunoki, S., M. Sugi, A. Kitoh, C. Kobayashi and K. Takano, 2001: Atmospheric seasonal predictability experiments by the JMA AGCM. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 1183-1206.
- Kusunoki, S., J. Yoshimura, H. Yoshimura, A. Noda, K. Oouchi and R. Mizuta, 2006: Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 581-611.
- Lau, K.-M., J. H. Kim and Y. Sud, 1996: Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. Bull. Amer. Meteor. Soc. 77, 2209-2227.
- Lau, K.-M. and S. Yang, 1996: Seasonal variation, abrupt transition, and intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon in the GLA GCM. *J. Climate*, **9**, 965-985.
- Lal, M. and H. Harasawa, 2001: Future climate change scenarios for Asia as inferred from selected

coupled atmosphere-ocean global climate models. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 219-227.

- Liang, X. Z., W. C. Wang and A. N. Samel, 2001: Biases in AMIP model simulations of the east China monsoon system. *Clim. Dyn.*, 17, 291-304.
- Min, S.-K., E.-H. Park and W.-T. Kwon, 2004: Future projections of East Asian climate change from multi-AOGCM ensembles of IPCC SRES Scenario Simulations. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 1187-1211.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai and M. Nakagawa, 2006: 20km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model -Mean Climate States -. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 165-185.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Simmons, A. J. and J. K. Gibson, 2000: The ERA-40 Project Plan. ERA-40 Project Report Series No. 1. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, March 2000.
- Sperber, K. R., S. Hameed, G. L. Potter and J. S. Boyle, 1994: Simulation of the northern summer Monsoon in the ECMWF model: Sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2461-2481.
- 上野 幹雄、2001: 2.4.3 節 エルニーニョ現象に伴う日本の天候の特徴、平成 13 年度季節予報研修テ キスト、新平年値の利用と季節予報のための数値予報モデル、気象庁気候・海洋気象部気候情報課 発行、平成 13 年 9 月、15-20.
- Wang, B. and L. Ho, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J. Climate, 15, 386-398.
- Yoshimura, H. and T. Matsumura, 2005: A two-time-level vertically-conservative semi-Lagrangian semiimplicit double Fourier series AGCM. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling, 35, 3.27-28.
- Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Hosaka, H. Yoshimura, T. Uchiyama, K. Shibata, O. Arakawa, and S. Kusunoki, 2006a: The Meteorological Research Institute Coupled GCM, Version 2.3 (MRI-CGCM2.3) - Control climate and climate sensitivity -. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 333-363.
- Yukimoto, S., A. Noda, T. Uchiyama, and S. Kusunoki, 2006b: Climate Change of the late nineteenth through twenty-first centuries simulated by the MRI-CGCM2. 3. *Papers in. Meteor. and Geophys.*, 56, 9-24.

地球温暖化と東アジアの気候変化

東京大学気候システム研究センター

木本 昌秀

要旨

東アジアは、アジアモンスーン領域の北縁にあたり、その天候は、熱帯からの暖湿気、 降水システムの影響を受けるとともに、中緯度偏西風の変動にも支配される。梅雨前線の ような南北スケールの小さい現象を含む東アジアの気候は、数百 km 格子の従来の気候モデ ルでは十分な精度で表現されず、したがって、その温暖化時の変化等についても信頼性は 低かった。東京大学気候システム研究センターと国立環境研究所、地球環境フロンティア 研究センターの合同研究チームは、地球シミュレータを用いて、地球温暖化など長期の気 候変化のシミュレーションをする大気海洋結合モデルとしては世界でもっとも高い解像度 (大気:水平~110km,鉛直56層、海洋:水平~20-30km,鉛直48層)を持つモデルを開 発した。その結果によると、東アジアの夏は、全般に気温は上がるが、現在気候でいう北 冷西暑型の気圧配置、および活発な梅雨前線がより卓越すると予想される。強雨の頻度が 増加する一方、寒候期を中心に無降水日数も増え、降水についてはより変動が激しくなる。

1. はじめに

2002年2月に運用を開始した世界最高速コンピュータ、地球シミュレータの登場により 日本の温暖化予測研究は新しいステージへ突入した。地球シミュレータはその名のとおり、 地球科学のシミュレーション分野で世界最高峰の成果を出すべく設計されたベクトル形超 並列計算機である。5120台のスーパコンピュータ群は、ピーク演算性能40テラフロップ ス(1テラフロップスは、1秒間に1兆(10の12乗)回の浮動小数点演算ができる能力)、 複雑な気象モデルでも35テラフロップスの性能を出し、それまでの最高速機の5倍の速さ を記録し、前代未聞の2年半に渡って首位を独占した。

この地球シミュレータを用いた高解像度気候モデルにより、東アジアや日本の天候変化 について語ることができるようになり、豪雨頻度の増加など極端現象の変化についても言 及されるようになった。2007年に刊行される IPCC (気候変動に関する政府間パネル)の第 4 次報告書 (AR4 と呼ばれている)でも日本の研究チームの成果が多く紹介されると思われ る。ここでは、われわれ、東京大学気候システム研究センターと国立環境研究所、地球環 境フロンティア研究センターの合同研究チーム(俗称 K-1。代表者:住 明正。地球シミ ュレータを使った温暖化研究のための文部科学省「人・自然・地球共生(Kyousei)プロ ジェクト」の第1課題)の結果のうち、東アジアの気候変化に関する部分を紹介する。

2. モデルのデザイン

共生プロジェクトの中で、K-1 チームは、高解像度大気海洋結合モデルによる 20 世紀再 現と社会経済シナリオにもとづく 21 世紀予測を担当した。気象庁/気象研チームは結合モ デルで得られた海水温の将来予測値を超高解像度大気モデルに与えて、台風や豪雨などの 詳細な将来予測を担当した。K-1 や気象庁のチームは、IPCC 第4次報告書への貢献を目指 して、地球シミュレータ稼動の数年以上前からモデルの整備改良、並びに並列プログラム 化を進めてきた。

K-1 の大気海洋結合モデルは、CCSR/NIES 大気大循環モデルと CCSR Ocean Component Model (COCO)の結合系を発展させたもので、MIROC (Model for Interdisciplinary Research On Climate; K-1 Model Developers, 2004)と呼んでいる。地 球シミュレータでの温暖化実験をデザインするにあたって解像度などを検討したが、

ー地球シミュレータで計算するので、解像度は温暖化モデルの中では「世界一」でなく てはならない。

ーモデル高度化も重要な使命の一つであるから、モデルの気候が現実からはずれてゆく 気候ドリフトを防ぐための「フラックス調整」の類は行わない。

ーモデルの信頼性確保のため、将来計算だけでなく、20世紀の全球気候の経緯も再現し なくてはならない。

-日の丸を背負って「高解像度気候モデル」を銘打つからには、日本の天候に重要な「梅雨」や黒潮を再現できなくてはならない(従前の気候モデルでは、「梅雨前線」は無いか、 大きくゆがんでいた)。

そして、

-2004 年 8 月末までに計算結果を IPCC に提出しなくてはならない。

など数々の課題や条件をクリアするために検討を重ね、大気:水平~110km(T106)、 鉛直 56 層、海洋:水平~20-30km, 鉛直 48 層、という解像度で行くことにした。T106 大気とい うのは 10 年以上前の気象庁の全球モデルの解像度である。100 年以上の積分を行う気候モ デルとしては高解像度ではあっても、ようやく台風もどきの擾乱が現れる程度の解像度で ある。モデルの物理過程は、雲、降水、境界層などの基本的なプロセスの根本的な見直し が行われ、エアロゾルの放射効果、雲形成への影響等、温暖化実験に重要な要素も取り入 れられた。南極の氷がなくなる、気候感度(二酸化炭素倍増時の全球昇温量)が異様に高 い、など数々の困難を乗り越え、プロジェクトは、2004年8月末ぎりぎりに、1900~2100 年の計算を終えた。

上記の「高解像度版」結合モデルは、実験年数が限られる。物理過程はほぼ同等で、解 像度を大気:水平~300km (T42)、鉛直 20 層、海洋:水平~100-150km,鉛直 44 層の「中 解像度版」モデルも同時に構築し、物理過程、ドリフトや気候感度の調整は双方併用しな がら行った。また、20 世紀気候の再現実験などは、中解像度版で、多数アンサンブル、気 候変化要因の一つ一つの取捨実験等を行い、20 世紀半ばの全球昇温は火山、太陽活動とい った「自然要因」によるが、20 世紀最後の数十年の昇温は、人間活動による温室効果気体 増加によるものである、という結論を得ることができた(Nozawa et al., 2005)。

3. シミュレートされた東アジア気候の将来変化

さて、シミュレートされた 21 世紀の気候変化について。グローバルに見ると、極域や大陸、冬季の相対的に大きな気温上昇や、赤道付近での降水増加、亜熱帯乾燥域での減少など、これまでの結果と大きく変わるところはない。局所性の高い海氷近辺などを除くと、現在気候、将来変化双方とも解像度よりも物理過程の調整によるところの方が圧倒的に大きいことがあらためて確認された。

解像度の直接的恩恵は当然細かいスケールに現れる。局地地形の効果は言うに及ばず、 降水をもたらす気象擾乱の表現精度が上がる。したがって、強度別の降水頻度といった社 会影響の大きい極端現象の議論がより現実的に行えるようになる。図1は、日本付近での 降水強度の再現性について高解像度版が圧倒的に中解像度版に勝っているようすを示して いる(Kimoto et al., 2005)。



図1 (上)日本付近(30-40N, 130-140E)における日降水量の強度別頻度分布。衛星による推定値と高解像度、中解像度モデル結果の比較。中解像度モデルでは弱い降水頻度を過大評価し、強い降水頻度を過少評価する傾向があるが、高解像度モデルでは是正されている。(下)日降水量 50mm 以上の年間日数の衛星(左)、高解像度(中)、中解像度(右)モデルの比較。



図2 温暖化時夏季6~8月平均の現在気候からの変化。 陰影は降水量の増減、等値線は500hPa高度の変化、矢印は850hPa風の変化の東京大学気候システム研 究センター、国立環境研究所、海洋科学技術研究所地球環境フロンティア研究センターの大気大循環モ デルに7種類の異なる結合モデルによって予測された海面水温を与えて計算した結果による。(Kimoto, 2005)

今回の結果の大きな特徴の一つは、モデルの高解像度化により、日本付近のような地域 的な気候変化を論ずることが可能になったことである。図2は、夏季(6~8月)東アジ アの天候の変化を温暖化時と現在気候の差として表示したものである(Kimoto, 2005;図 2は大気大循環モデルを用いた結果だが、結合モデルでも定性的な特徴は類似)。白黒で陰 影がわかりにくくて恐縮だが、日本付近の西風偏差域では降水増加、日本の南海上の高気 圧偏差域("H")では減少している。気圧配置の特徴は、日本の南の亜熱帯高気圧ととも に北方のオホーツク海高気圧も強化の傾向があることで、これは現在の気候に照らせば、 いわゆる「北冷西暑」湿った冷夏傾向の年に見られる気圧配置である。もちろん全体の気 温は上昇しているので、「冷夏」にはあたらないかもしれないが、温暖化時にも梅雨前線は 日本付近に停滞し、活動はますます活発であるといえる。気象研究所のモデルも同様の傾 向を示しており、IPCC第4次報告書にむけた世界各国のモデルを解析した気象研究所の鬼 頭氏らの結果によれば、異なったモデル間のアンサンブル平均でも梅雨の長期化が見られ るという(鬼頭, 2005)。冬季については、大陸と海洋の気温差が縮まるため、北海道を除 いて日本付近では季節風が弱まる(Kimoto, 2005)。

日本付近の降水については、温暖化に伴う水蒸気増加の一般的傾向に加えて、亜熱帯高 気圧からの暖湿気流入の増加によって平均降水量が 10%以上増加するが、降水強度別の頻 度にも特徴が現れ、強い雨、すなわち、豪雨の頻度が増加する傾向が顕著であることがわ かった(Kimoto et al., 2005; 鬼頭, 2005 など)。図3には K-1 高解像度結合モデルによ る 20~21 世紀の無降水(< 1 mm/日)、弱雨(1-20 mm/日)、強雨(≧ 20 mm/日)の年間 日数のシミュレート結果を示す。無降水日と強雨日が増加の傾向を示し、弱雨日が減少傾 向であるのが特徴的である。モデルでは無降水日の増加は冬季に多く、必ずしも夏季の多 雨季に降水現象が両極化するというわけではないが、強度別降水頻度の同様の変化傾向は





過去 100 年の日本の観測データでも出ており(藤部文昭私信, 2005)、気象研究所のより高 解像の大気モデル結果も定性的には同様である(鬼頭, 2005)。

災害という意味では台風の変化にも注目が集まる。気象研究所の 20km 大気モデルはこれ に答え、地域差はあるものの、温暖化時には台風の個数は減る。しかし、強い台風の数は 増えるという結果を示している(気象庁, 2005)。K-1 モデルの大気部分は 100km メッシュ なので、十分に強い台風の再現は無理であるが、温暖化に伴う水蒸気増加により台風 1 個 あたりの雨量は確実に増加することが示された(Hasegawa and Emori, 2005)。いずれに せよ、先の「豪雨頻度の増加に注意」ということには変わりない。K-1 チームでは、海面 水温もモデルが計算する結合モデルと、大気モデルにあらかじめ計算された海面水温デー タを与えて行ういわゆる「タイムスライス実験」の差異も調査しており、気候変化の定性 的な様相は変わらないものの、降水や台風強度の変化など微妙な統計量の定量値には誤差 (過大評価)が生じる可能性が指摘される(Inatsu and Kimoto, 2005; Hasegawa and

Emori, 2006, to appear) $_{\circ}$

今回の特徴は、水平解像度が上がっただけでなく、上述したような、日々のデータにも とづく、頻度分布や極値の解析がより詳細に行われるようになったことである。降水の場 合、全球平均値のような量は、温度上昇に伴いり増大するが、増大量は全球熱収支からの 制約を受ける。集中豪雨のようなイベント時の降雨は、そのような制約を受けず、ありっ たけの水を落とすので、雨の降る場所、季節では、水蒸気増加は豪雨頻度や降雨強度によ りはっきりと現れやすいと考えられている(Allen and Ingram, 2002)。しかし、極値の変 化は著しく局地性が大きく、大気循環の変化の影響も受ける。今回の日本付近の変化傾向 も、初めて定性的だが示唆できた、とすべきであろう。

4. 今後

気象学者は、気温、気圧と降水量さえ計算しておれば満足であるが、世の中のほとんど の人はそうでない。気候モデルの計算結果の高度処理によって、社会産業の多岐にわたる 分野で、定量的な温暖化適応策がとれるよう、研究を進めるひつようがある。このような 観点で、今回の結果も各方面で積極的に利用してもらえるような体制整備を行っていると ころである (http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~yangpeng/index_J.htm)。

そういう意味で、今回地球シミュレータによって、地域気候、顕著現象の議論可能性が 大きく高まったものの、社会産業界での本格的な利用には予測の定量情報をもっと高める 必要がある。とくに、モデルによる予測は、雲、エアロゾルなど未解明のプロセスにより、 未だ大きな不確定幅を伴っている。気候感度に影響を与えるプロセスの物理的解明ととも に不確定の幅を確率密度関数等の形で定量的に示すことが必要である。利根川の水管理に は 5km メッシュの降水量でも不足かもしれない。ネスティング等も効果的に利用する必要 がある。

まさかそんなことはないと思うが、モデルによる温暖化予測というと「金をもらったプ ロジェクトの人たちにやってもらう」もののように見えてないだろうか。しかし、雲の温 暖化に果たす役割、台風強化や個数の変化のメカニズムなど、科学的に本質的な問題も数 多く含まれている。社会の要請に応えるための予測作業にとどまらず、自然の不思議を解 明する温暖化科学、としてすすめてゆければ理想的である。

謝辞

文中でも繰り返したとおり、本稿で紹介した成果は、K-1 メンバーの献身的な働きと多数の協力者のご理解の賜物である。

引用文献

- Allen, M., and W. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, Nature, 419, 224–232.
- Hasegawa, A., and S. Emori, 2005: Tropical cyclones and associated precipitation over the western North Pacific: T106 atmospheric GCM simulation for present and doubled CO2 climates, SOLA, 1, 145-148, doi:10.2151/sola.2005-038.
- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2005: Difference of boreal summer climate between coupled and atmosphere-only GCMs. SOLA, SOLA., 1, 105-108, doi: 10.2151/sola. 2005-028.
- K-1 model developers 2004: K-1 coupled model (MIROC) description, K-1 technical report, 1, H. Hasumi and S. Emori (eds.), Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34pp.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. Geophys. Res. Lett., 32, L16701, doi: 10.1029/2005GL023383.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama and S. Emori, 2005: Projected changes in precipitation characteristics near Japan under the global warming, SOLA, 1, 85-88, doi: 10.2151/sola. 2005-023.
- 気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005. 近年における世界の異常気象と気候変動~その実態と見通し~(VII). 概要版 57pp, 本編 383pp. (気象庁ホームページ http://www.jma.go.jp/で閲覧可)
- 鬼頭昭雄, 2005: 温暖化で大雨は増えるのか. 岩波書店「科学」, vol.75, no.10, 1155-1158.
- Nozawa T., T. Nagashima, H. Shiogama, S. A. Crooks, 2005: Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century, Geophys. Res. Lett., 32, L20719, doi:10.1029/2005GL023540.