

# 例会講演要旨集

第 109 号

## 目 次

詳細目次・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・(i)

### 例 会

1. 2004 年の台風に伴う岡山県南部における高潮の数値実験・・・・・・・・・・ 1
2. 中国淮河流域における梅雨入り前の乾燥期と東アジアの大気循環場の季節進行・・・・ 5
3. 2003 年 7 月 19 日に発生した大雨と突風のメカニズム・・・・・・・・・・・・ 9
4. 気象庁非静力学モデルの計算結果を使った流跡線解析・・・・・・・・・・・・ 13
5. 梅雨期の西日本で発生した大気擾乱－2006 年 7 月 5 日の事例－・・・・・・・・ 17
6. 水稲地における熱・CO<sub>2</sub> フラックス測定の影響要因のスペクトル解析による解明・・・・ 21
7. 森林における夜間 CO<sub>2</sub> 流出と地形・大気条件の関係について・・・・・・・・ 25
8. 大気 CO<sub>2</sub> 安定同位体シグナルにより検出される温帯草原の生物季節特性・・・・・・・・ 29
9. 極域森林における LAI 測定～地上観測と MODIS の比較～・・・・・・・・ 31
10. 衛星データによる水稲群落での LAI 推定・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 35
11. 瀬戸内海・四国沖における二酸化炭素の測定  
    －神戸大学練習船「深江丸」1994～2005 年研究航海－・・・・・・ 39
12. 瀬戸内海・日本海における二酸化炭素の測定  
    －岡山県瀬戸内市牛窓，新潟県上越市大潟－・・・・・・・・・・・・ 43
13. 固定栈橋で測定した海面 CO<sub>2</sub> フラックスの品質管理について・・・・・・・・ 47
14. 渦相関法による運動量フラックスの測定・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 51
15. メソ気象モデル WRF による局地気象の数値シミュレーション・・・・・・・・ 55
16. 日本の春の急昇温を伴う季節進行による季節感を切り口とした  
    気象と音楽との連携（小学校での授業実践報告）・・・・・・・・ 59
17. 高精度気温・湿度測定器による観測ネットワーク  
    －岡山平野における都市熱環境の調査－・・・・・・・・・・・・ 63
18. 都市気候・ビルエネルギー連成モデル（WRF-CMBEM）による  
    熱中症指標 WBGT の数値予報・・・・・・・・・・・・ 67

(表紙裏に続く)

2006 年 11 月 11 日 (土) 岡山大学環境理工学部 104 講義室

日本気象学会関西支部

19. 様々な生活空間における熱中症指標 WBGT の連続測定	71
20. 建物用途が異なる街区での気象要素の比較	
- 野外观測・数値シミュレーションからの検討 -	75
21. 打ち水大実験 (1) 地表面熱収支観測	79
22. 打ち水大実験 (2) 地表付近における気温変動の特性	83
23. 打ち水による熱中症指標 WBGT の変化	87
24. 平均気温、日照時間、オキシダント濃度の長期変動の解析	91
25. 中国・四国地域における湿性沈着の南北分布と気象要因との関連性	92
26. 岡山市周辺における降雨成分の分析—2000年5月～2006年5月—	96
特別講演	
「衛星リモートセンシングは、陸面過程研究に何を与えてくれるか？」	100

## 詳細目次

### 例会

1. 2004年の台風に伴う岡山県南部における高潮の数値実験・・・・・・・・・・ 1  
\* 浅沼友光, 塚本 修(岡山大学大学院自然科学研究科),  
山下隆男(広島大学大学院国際協力研究科)
2. 中国淮河流域における梅雨入り前の乾燥期と東アジアの大気循環場の季節進行・・・・・・・・ 5  
\* 池田祥一郎(岡山大学大学院自然科学研究科先端基礎科学専攻),  
加藤内蔵進(岡山大学教育学部理科教室)
3. 2003年7月19日に発生した大雨と突風のメカニズム・・・・・・・・・・ 9  
\* 安田亜樹, 栗原佳代子, 大槻道久, 竹岡照一,  
西川哲也, 堀江安男, 金森恒雄(広島地方気象台)
4. 気象庁非静力学モデルの計算結果を使った流跡線解析・・・・・・・・・・ 13  
\* 金森恒雄, 栗原佳代子(広島地方気象台),  
桑野富美子(大阪管区気象台), 瀬古弘(気象研究所)
5. 梅雨期の西日本で発生した大気擾乱-2006年7月5日の事例-・・・・・・・・ 17  
\* 千葉 修(高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科), 石川 明弘(日本気象協会関西支社)
6. 水稲地における熱・CO<sub>2</sub>フラックス測定の実験要因のスペクトル解析による解明・・・・・・・・ 21  
\* 花岡慶賢(岡山大学環境理工学部),  
滝本貴弘, 山本晋, 岩田徹(岡山大学大学院環境学研究科)
7. 森林における夜間CO<sub>2</sub>流出と地形条件・大気条件の関係について・・・・・・・・ 25  
\* 塚本幸生(岡山大学環境理工学部), 滝本貴弘(岡山大学大学院環境学研究科),  
三枝信子, 村山昌平(産業技術総合研究所), 山本晋, 岩田徹(岡山大学大学院環境学研究科)
8. 大気CO<sub>2</sub>安定同位体シグナルにより検出される温帯草原の生物季節特性・・・・・・・・ 29  
\* 下田星児((独)農業・食品産業技術総合研究機構 近畿中国四国農業研究センター),  
村山昌平((独)産業技術総合研究所), 莫文紅((独)農業環境技術研究所), 及川武久(筑波大学)
9. 極域森林におけるLAI測定～地上観測とMODISの比較～・・・・・・・・ 31  
\* 伊達尚史, 北本知之, 岩田徹(岡山大学大学院環境学研究科),  
原菌芳信, 植山雅仁(アラスカ大学国際北極圏研究センター),  
山本晋(岡山大学大学院環境学研究科)
10. 衛星データによる水稲群落でのLAI推定・・・・・・・・ 35  
\* 吉川俊作(岡山大学環境理工学部),  
北本知之, 岩田徹, 滝本貴弘(岡山大学大学院環境学研究科),  
山本晋(岡山大学大学院環境学研究科)
11. 瀬戸内海・四国沖における二酸化炭素の測定  
    —神戸大学練習船「深江丸」1994～2005年研究航海—・・・・・・・・ 39  
    山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所),  
    \* 武田麻里, 沢田 健, 沖野美和,(岡山理科大学総合情報学部生物地球システム学科)
12. 瀬戸内海・日本海における二酸化炭素の測定—岡山県瀬戸内市牛窓, 新潟県上越市大潟—・・・・ 43  
    山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所),  
    \* 沢田 健, 武田麻里,(岡山理科大学総合情報学部生物地球システム学科),  
    満崎 純(岡山理科大学工学部応用化学科), 岩田 徹(岡山大学環境理工学部)
13. 固定桟橋で測定した海面CO<sub>2</sub>フラックスの品質管理について・・・・・・・・ 47

	* 下重光次 (岡山大学環境理工学部), 渡辺千香子、岩田徹, 山本晋 (岡山大学大学院環境学研究科)	
14.	渦相関法による運動量フラックスの測定	51
	* 河上早紀, 塚本 修(岡山大学大学院自然科学研究科)	
15.	メソ気象モデル WRF による局地気象の数値シミュレーション	55
	* 畔柳秀匡 (岡山理科大学総合情報学部), 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部), 日下博幸(筑波大学計算科学研究センター), 塚本修 (岡山大学理学部)	
16.	日本の春の急昇温を伴う季節進行による季節感を切り口とした 気象と音楽との連携 (小学校での授業実践報告)	59
	* 加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室), * 加藤晴子 (くらしき作陽大学音楽学部), 逸見学伸 (倉敷市立琴浦東小学校)	
17.	高精度気温・湿度測定器による観測ネットワークー岡山平野における都市熱環境の調査ー	63
	* 重田祥範, 大橋唯太 (岡山理科大学大学院総合情報研究科)	
18.	都市気候・ビルエネルギー連成モデル (WRF-CMBEM) による 熱中症指標 WBGT の数値予報	67
	* 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部), 亀卦川幸浩(明星大学理工学部)	
19.	様々な生活空間における熱中症指標 WBGT の連続測定	71
	* 竜門洋 (岡山理科大学総合情報学部), 重田祥範 (岡山理科大学大学院総合情報研究科), 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部)	
20.	建物用途が異なる街区での気象要素の比較ー野外観測・数値シミュレーションからの検討ー	75
	* 川邊智一, 大橋唯太, 重田祥範 (岡山理科大学大学院総合情報研究科)	
21.	打ち水大実験 (1) 地表面熱収支観測	79
	* 谷口玲子, 川端康弘(岡山大学理学部), 塚本 修(岡山大学大学院自然科学研究科)	
22.	打ち水大実験 (2) 地表付近における気温変動の特性	83
	* 川端康弘, 谷口玲子(岡山大学理学部), 塚本 修(岡山大学大学院自然科学研究科)	
23.	打ち水による熱中症指標 WBGT の変化	87
	* 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部), 塚本修 (岡山大学理学部), 重田祥範 (岡山理科大学大学院総合情報研究科)	
24.	平均気温、日照時間、オキシダント濃度の長期変動の解析	91
	* 田中孝典 (島根県保健環境科学研究所), 国立環境研究所・地方環境研究機関 (C型) 共同研究グループ	
25.	中国・四国地域における湿性沈着の南北分布と気象要因との関連性	92
	* 瀬戸 信也 (広島県保健環境センター), 多田納 力, 草刈 崇志 (島根県保健環境科学研究所), 原 宏 (東京農工大学)	
26.	岡山市周辺における降雨成分の分析ー2000年5月~2006年5月ー	96
	山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所), * 満崎 純 (岡山理科大学工学部応用化学科), 松尾太郎 (岡山理科大学生態システム園), 小林 賢 (神戸大学大学院自然科学研究科), 石田廣史 (神戸大学大学海事科学部)	
<b>特別講演</b>		
	「衛星リモートセンシングは、陸面過程研究に何を与えてくれるか?」	100
	西田 顕郎 氏 (筑波大学農林工学系講師)	

# 2004年の台風に伴う岡山県南部における高潮の数値実験

浅沼友光・塚本修 (岡山大学大学院・自然科学研究科) 山下隆男 (広島大学大学院)

## 1. はじめに

2004年(平成16年)には、岡山県の瀬戸内海沿岸において、高潮の激甚な被害がたびたび発生した。特に被害の大きかった台風16号では、死者1名、負傷者16名、床上浸水5152戸、床下浸水5752戸にのぼり、記録的な被害となった。そこで今回、瀬戸内海における高潮の発生過程を調べるため、瀬戸内海の北側のルートを通った台風0416号と南側のルートを通った0423号について各観測地点の観測データによる解析と瀬戸内海における高潮の数値実験をおこなった。

## 2. 調査について

### (1) データ入手源

- ・ 気象庁および国土地理院のHP

### (2) 調査項目

- ・ 各観測地点での潮位、潮位偏差、気圧、風向、風速
- ・ 宇野の天文潮位

### (3) 観測地点

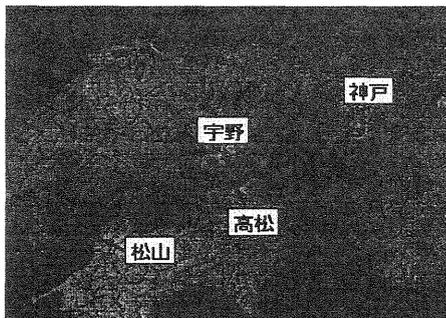


図1 気象庁の観測地点

## 3. 観測値による0416号、0423号の解析

図2、図3は2004年の台風0416号および0423号接近時における、観測地点の気圧と潮位偏差、高松の風向と風速を示したものである。どちらの台風も神戸と松山では、気圧が最低になったとほぼ同時に、潮位偏差が最高値になっているのに対して、宇野と高松は気圧が最低になった時から2~3時間遅れて潮位偏差が最高値になっている。

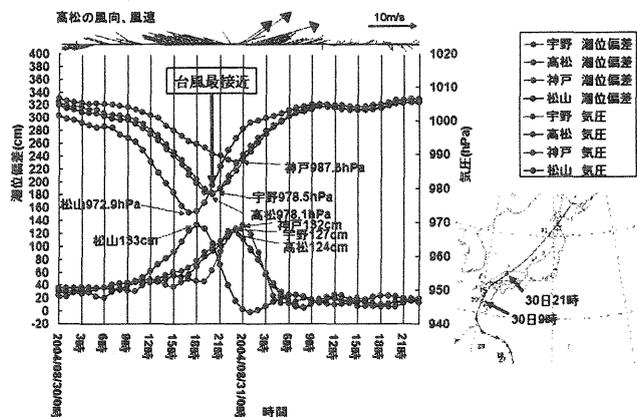


図2 台風0416号による気圧と潮位偏差

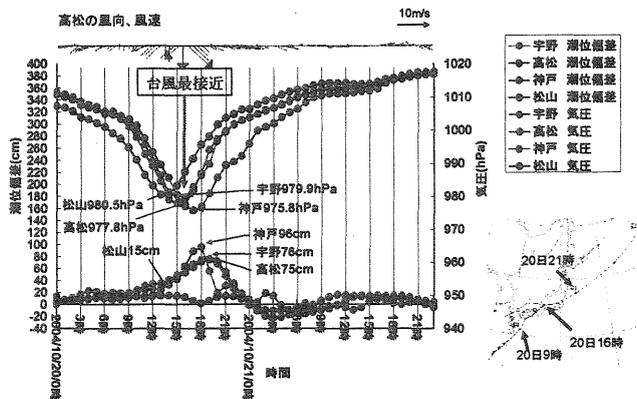


図3 台風0423号による気圧と潮位偏差

図 4、5 は台風 0416 号接近時と 0423 号接近時の天文潮である。天文潮とは、太陽と月の運行だけをもとに計算されたもので、高潮はこの天文潮と台風などの影響で生じる気象潮の和として発生する。どちらも満潮時付近で台風が最接近しているのがわかる。また台風 0416 号時は夏の大潮の時期と重なり、台風 0423 号時よりも天文潮が高くなったことにより、備讃瀬戸での高潮被害が増大したと思われる。

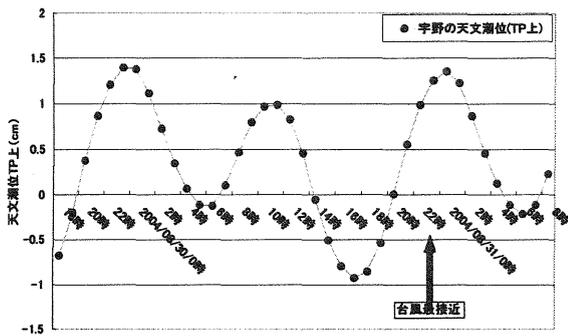


図 4 台風 0416 号における宇野の天文潮位

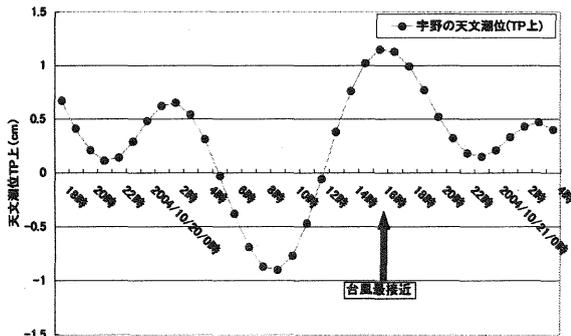


図 5 台風 0423 号における宇野の天文潮位

#### 4. 数値シミュレーションの結果

本研究では大気モデル MM5 (格子間隔 4km)、海洋モデル POM (格子間隔 3km) を採用した。瀬戸内海全体の状況を把握するため、瀬戸内海周辺の領域も計算領域に入れ、台風 0416 号は 2004 年 8 月 29 日 00 時～8 月 31 日 00 時、台風 0423 号は 2004 年 10 月 19 日～10 月 21 日のどちらも 2 日間で計算を行った。大気モデル MM5 の初

期条件および境界条件には NCEP 全球客観解析データに台風ボーガスを与えたものを、海洋モデル POM の初期条件および境界条件には MM5 で出力した、風速、気圧のデータ及び、海洋潮汐モデル NAO を使用した。

本研究では台風 0416 号、0423 号の数値実験を行い、高潮発生時の瀬戸内海の状況の再現することにより、高潮被害の発生メカニズムの解明を試みた。

MM5: 5th generation PSU/NCAR

Mesoscale Model (PSU/NCAR)

POM: Princeton Ocean Model (Princeton University)

NAO: NAO (国立天文台、National Astronomical Observatory)

#### 4-1 MM5 出力結果

##### 4-1-1 台風の経路

図 6、図 7、に MM5 で計算した台風の経路と観測データの台風の経路を示す。

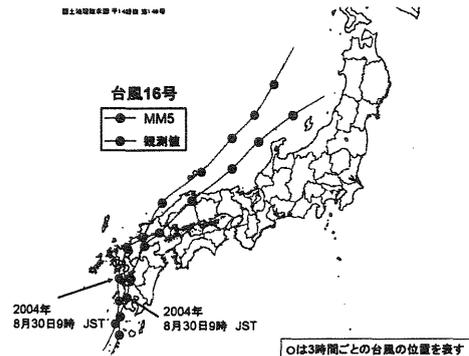


図 6 台風 16 号における MM5 と観測値の比較

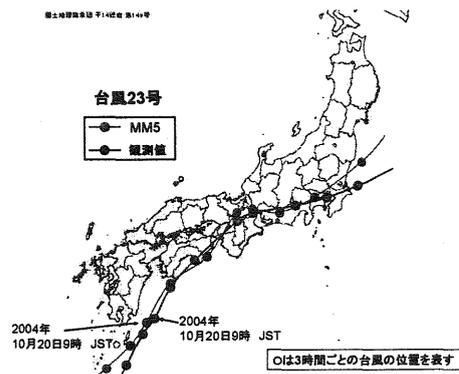


図 7 台風 23 号における MM5 と観測値の比較

計算結果を見ると、台風 0423 号は観測値とモデル共にほぼ同じように位置しているのに対し、台風 0416 号は観測値よりもモデルの方が北に位置している。また台風 0416 号は観測値よりもモデルの方が最接近時に移動速度が速く、岡山県に最接近するのが 2 時間程度早くなる結果となった。

#### 4-1-2 観測値と MM5 の気圧の比較

次に、台風 0416 号、0423 号の高松におけるモデルの結果および観測値の海面気圧の時系列変化を図 8、図 9 に示す。観測値とモデルの結果を比較すると、台風 0416 号は、観測値よりモデルの方が 2~3 時間早く岡山に接近しているため気圧も 2~3 時間程度早く低下し、18 時に最低気圧を迎えている。台風 0423 号は台風接近とともに気圧が大きく低下する点や最低気圧がほぼ対応している。

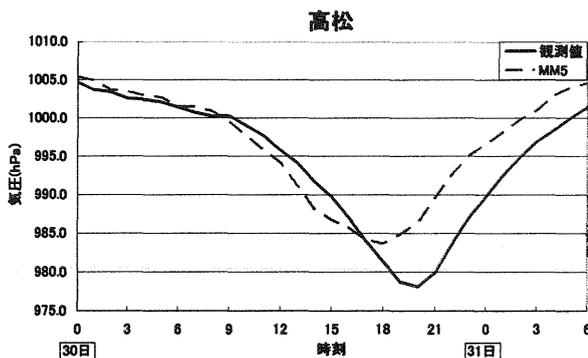


図 8 台風 0416 号における気圧の比較  
高松

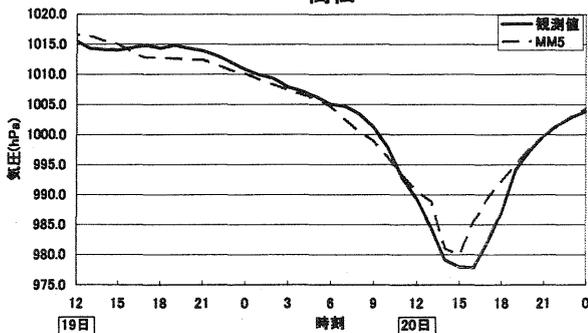


図 9 台風 0423 号における気圧の比較

#### 4-1-3 観測値と MM5 の風速の比較

モデルの結果および観測データにおける高松と倉敷の風速の時系列変化を図 10、図 11 に示す。

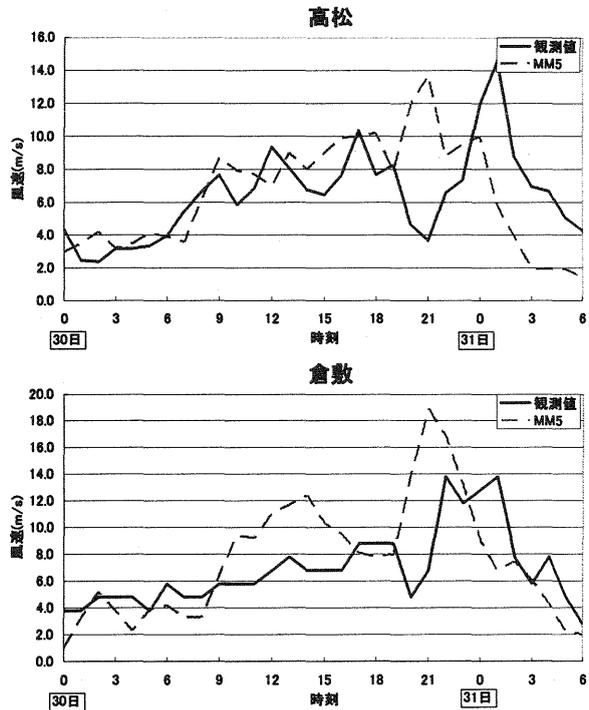


図 10 台風 16 号における風速の比較

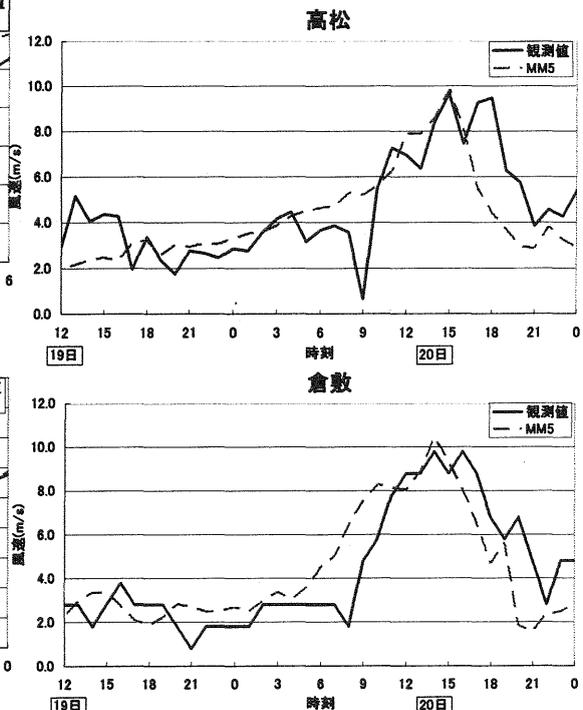


図 11 台風 0423 号における風速の比較

図 10 の倉敷、高松共に台風位置の違いのためモデルの方が2~3時間早く最大風速のピークがきている。一方、台風 0423 号は最接近時の風速のピークは同じものの観測値は、その後2~3時間風速が強い状態が続くがモデルでは急激に減少した結果となった。

#### 4-2 POM の出力結果

台風 0416 号、0423 号の POM および観測値の潮位偏差を図 12、図 13 に、台風 0416 号が最接近した 20 時の図を図 14 に示す。

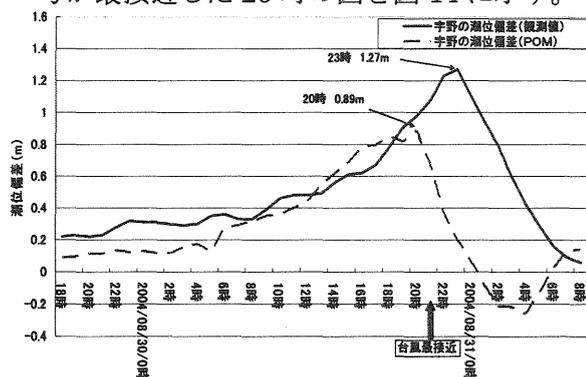


図 12 台風 0416 号における潮位偏差の比較

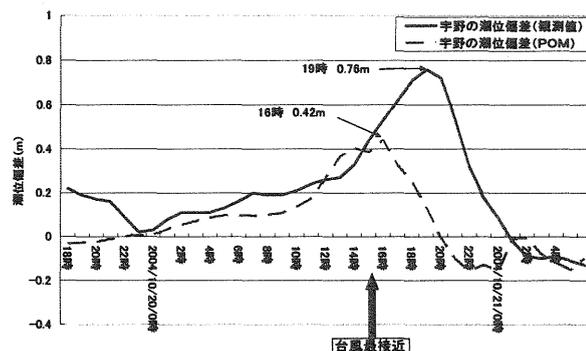


図 13 台風 0423 号における潮位偏差の比較

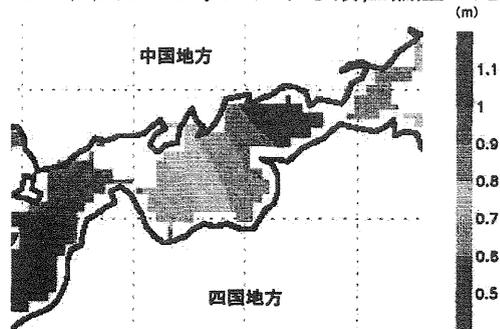


図 14 20 時における POM による潮位偏差の分布

図 12、図 13 を見ると実測値とモデルでは最大潮位の差が大きくなった。実測値とモデルの最大潮位偏差も3時間程度の時間差がある。台風 0416 号はモデルが2~3時間早く岡山に最接近しているためである。一方、台風 0423 号は実測値では18時頃まで強い風が吹いているのに対しモデルの風速が早く低下したため、潮位偏差も2~3時間早く低下しているものと考えられる。

また、台風 0423 号は東寄りの風なため小豆島の影響により吹き寄せ効果があり大きくないと考えられるが、台風 0416 号は西寄りの風なため、ひうち灘からの吹き寄せ効果により、ひうち灘東部では1.1m程度、ひうち灘西部では0.6m程度、潮位が上昇している(図 14)。これにより宇野、高松に大量の海水が流れ込み、0423 号よりも潮位偏差が高くなったのではないかと考えられる。

#### 5. 考察・結果

実測値とモデルの結果より、台風最接近時、つまり気圧が一番低下した時に潮位偏差が最大になるのではない。瀬戸内海の潮位偏差が最接近時よりも2~3時間遅れている理由として、台風 0416 号に関しては、台風最接近時より3時間程度遅れて風速が最大になったこと。台風 0423 号に関しては、台風が通過した後も強い風が長時間、宇野、高松のあたりに吹いたためだと考えられる。つまり風による吹き寄せの方が、気圧の低下による吸い上げより効果が大きいことが分かる。

最後に研究をするにあたり協力して下さった、岡山理科大学の奥田節夫先生、岡山地方気象台の皆様、広島大学の大学院生の皆様に感謝いたします。

## 中国淮河流域における梅雨入り前の乾燥期と

## 東アジアの大気循環場の季節進行

\*池田祥一郎 (岡山大学大学院自然科学研究科先端基礎科学専攻),  
加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

## 1. はじめに

中国大陸上の梅雨前線は、モンスーンの影響による大変湿潤な地域と、中国乾燥地域の影響による大変乾燥した地域との間で大きな水蒸気傾度を持つ。

本研究グループは、大陸側の梅雨前線の南側の高い可降水量の維持に関して、亜熱帯高気圧域の強い下層南風による水蒸気輸送が効き難い場合でも、陸面からの多量の潜熱や顕熱の供給に伴う乾燥対流による鉛直輸送のため厚い湿潤層が維持されうることを指摘した。平均的に梅雨前線の北側に位置する地域においても、前線帯の季節進行あるいは季節内変動に伴ってまとまった降水を経験すれば、陸面からの水蒸気と顕熱の輸送によって比較的大きな水蒸気量が維持されうる可能性を指摘するなど、梅雨前線の南北両側の水蒸気コントラストの強化と逆に北方への水の侵入に関わる陸面の影響を議論した (2005 年関西支部中国地区例会等での発表)。

ところで、梅雨前線帯でのメソスケール降水系の活動は、梅雨前線南側からの暖湿気だけではなく、梅雨前線北側からの乾燥空気の流入にも大きく影響される。Kato(1985,1987)は、中国乾燥地域を中心に地面加熱により 5 月終わり頃の梅雨前線北側での急昇温を指摘した。この時、比湿の変化は小さかったので、前線帯北

側での乾燥度(相対湿度としての)が高まり、梅雨前線を挟んでの乾湿のコントラストを大きくすることを通して、梅雨最盛期に前線が北上した際の降水系のふるまいへも影響を与えうる可能性がある。その影響についても吟味が必要であるが、季節進行としての梅雨前線北方での水蒸気量の挙動についても事実の把握が必要である。そこで本発表では、GAME 再解析データと GANAL データを主に用い 1998 年の梅雨季前の淮河流域(長江と黄河の間)に注目した解析結果を報告する。なお、本報告は、Ikeda et al. (2005)を基に更に解析を加えて吟味し直したものである。

## 2. 1998 年の春から夏にかけての季節進行

1998 年においては、5 月前半までは降水量が 20~30N に間欠的に現れていた(図 1)。しかし、5 月 17 日頃の南アジアモンスーンの開始と関連して、華南沿岸に梅雨前線帯に対応する準定常的降水系が停滞するようになった(~25)。これは 5 月下旬に季節内変動関連して更に南シナ海中部まで南下した。6 月 10 日頃から梅雨降水帯が長江流域の南側に停滞するようになる。更にそれが北上し、長江流域での大雨イベントが 6 月 20 日以降に発生している。しかしながら、この時期の淮河流域では降水量はまだ大変小さく、6 月 28 日頃以降の梅雨前

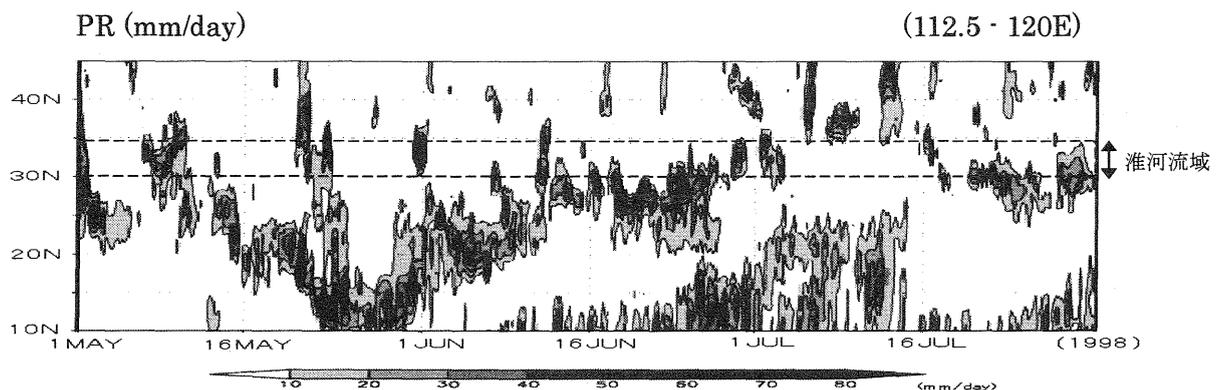


図 1. 6 時間降水量(PR)の時間緯度断面。(112.5 - 120 E で平均、GAME 再解析データに基づく (mm/day))。ラベルは当該日付の 03 UTC のところに示した。等値線は 10 mm/day 間隔。

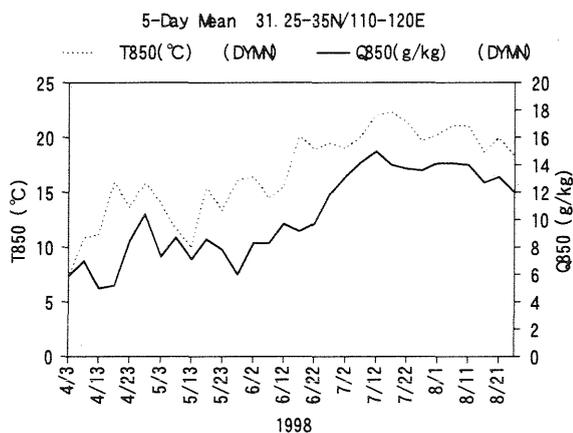


図 2. 850hPa の気温 T850 (°C, 実線) と比湿 Q850 ( $\text{g kg}^{-1}$ , 点線) の半旬平均時系列。淮河領域(31.25-35N/110-120E)で平均 (GANAL に基づく)。

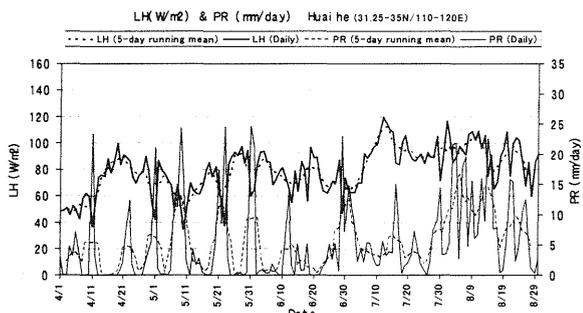


図 3. 潜熱フラックス LH ( $\text{W m}^{-2}$ ) と降水量 PR ( $\text{mm day}^{-1}$ ) の時系列。(6 時間毎の GAME 再解析データに基づく) 31.25-35N/110-120E(淮河流域)について示す。また、日々の値を実線、5 日移動平均を破線で示す。

線の北上に伴ない淮河流域での降水量が増加した。

### 3. 淮河流域における大気場や地表面条件の季節進行

図 2 に示されるように、1998 年には 6 月中旬に淮河流域で気温の急上昇が見られたが、水蒸気量は梅雨降水帯がこの領域の更に北方へ移った 7 月上旬以降までは比較的小さな値のままであった。つまりは、相対湿度は、淮河流域に梅雨前線が達する直前の時期に一旦減少したことになる。

また淮河流域では、図 3 に示されるように、地表面からの潜熱フラックスが 7 月上旬以降に急増しているが、6 月初め頃は、時々降水のあった 4～5 月に比べて相対的に降水量が小さく潜熱フラックスも少し減少していた。また、半旬平均の 850hPa の飽和比湿と比湿との差の平均は 5 月後半から 6 月前半にかけて  $4.8 \text{ g kg}^{-1}$  であり、4 月後半から 5 月前半にかけての  $3.8 \text{ g kg}^{-1}$  より大きくなった。これらのことは、

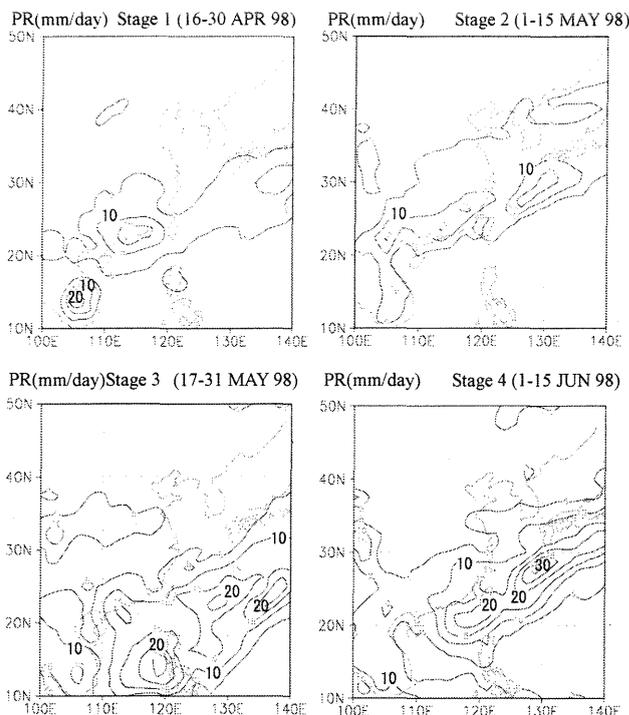


図 4. GAME 再解析データに基づく各期間平均の降水量分布( $\text{mm/day}$ )。

地表面が十分湿っていたならば地表面からの潜熱フラックスがより増加するにもかかわらず、この時期に地表面が十分湿っていなかったため、梅雨期に入る直前の時期に、大気の方も含めて乾燥した時期を経験していたものと示唆される。

そこで、次章では 4 月 16 日～30 日を期間 1、5 月 1 日～15 日を期間 2、5 月 17 日～31 日を期間 3、6 月 1 日～15 日を期間 4 として、各期間 1、2 と期間 3、4 とを比較しながら上述の「乾燥期」の大気場の特徴を記述する。

### 4. 淮河流域における「乾燥期」の総観場

図 4 に示されるように、期間 1～2 では降水域の中心は華南沿岸地域にあるが、 $5 \text{ mm/day}$  以上の地域が特に期間 2 において北方の淮河流域付近まで広がっている。一方、南アジアモンスーン開始直後の期間 3 では、降水域の中心が南下して、淮河流域での降水量がそれ以前に比べて減少している。また、期間 3、4 における梅雨降水帯の南側の比湿の大きい領域は、(ex.  $12 \text{ g kg}^{-1}$  以上)、期間 1、2 に比べてかなり拡大しているが、北側で比湿の小さい領域(ex.  $8 \text{ g kg}^{-1}$  以下)は、あまり後退していない(図は略)。

期間 1、2 では、南シナ海北部から華中にかけて比較的強い南～南西風が華南沿岸の傾圧

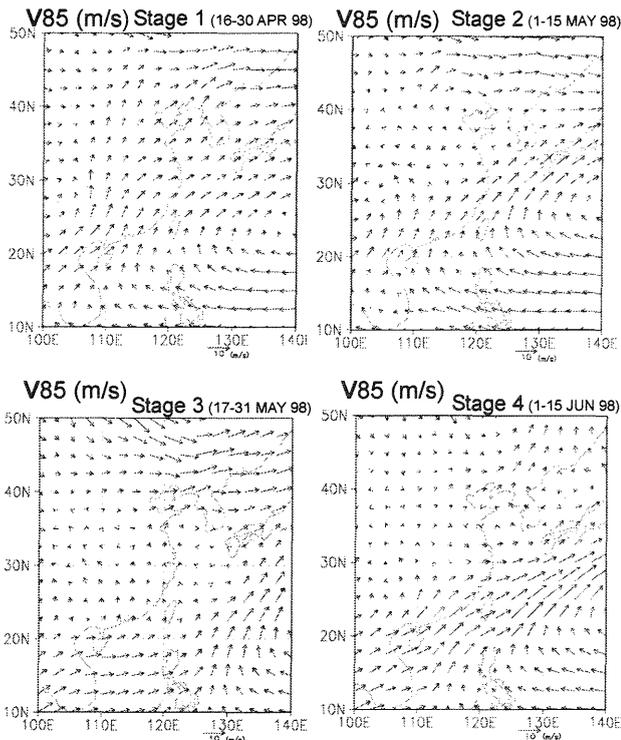


図5. 図4と同様。但し850 hPaの風ベクトル。

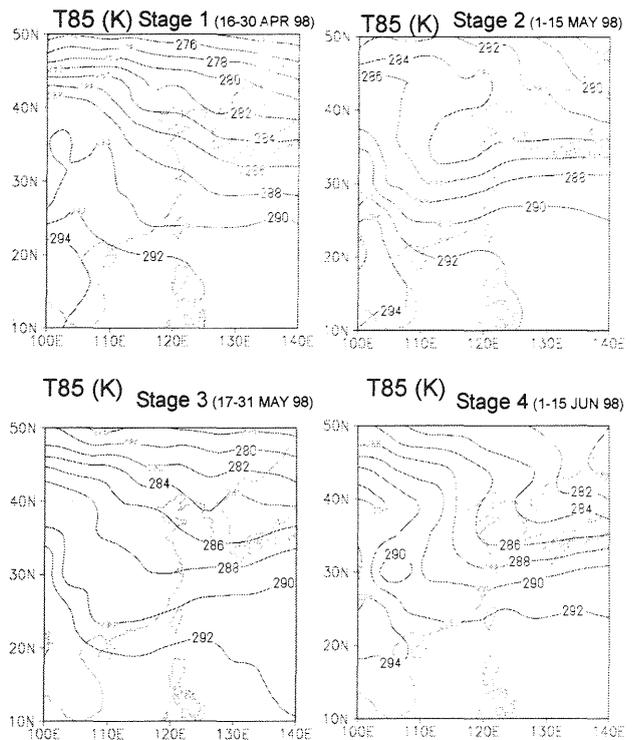


図6. 図4と同様。但し850hPaの気温分布(K)。

帯の中までみられ、いわば平均場でも暖気移流の場であった(図5、6)。一方、期間3、4の淮河流域では、華南沿岸域の下層風のシアで特徴づけられる梅雨降水帯(ごく弱い傾圧帯)と、華北北方(40N以北)の比較的強い傾圧帯(寒帯前線帯)にはさまれ、下層の温度傾度が弱く、弱風域となっていた。

116Eに沿う500hPa等圧面高度の時間緯度断面によると(図7)、40N以北の寒帯前線帯での日々の擾乱に対応する深いトラフの南縁がしばしば淮河流域まで達していた。このトラフに対応して淮河流域付近でも北方の低気圧の寒冷前線の南下、あるいは新たな地上低気圧の形成が見られた(図8、但し、個々の天気図例は略)。このような北の擾乱とのカップリングに対応し、日々のスケールでの南風の間欠的な侵入も淮河流域で見られた(図は略)。

一方、期間3、4では、寒帯前線帯での擾乱も半月程度のものが目立ち日々のスケールの振幅は大きくない(図8)。しかも、寒帯前線帯上の日々の擾乱に対応する低気圧・前線は~40N以北を主に東進しており、淮河流域付近~南方の低気圧や前線とは、ほぼ独立したふるまいが見られた(図8)。しかも、地上前線は淮河流域付近よりも南方に存在し、むしろ流域付近では地上高気圧が見られることも多かった。

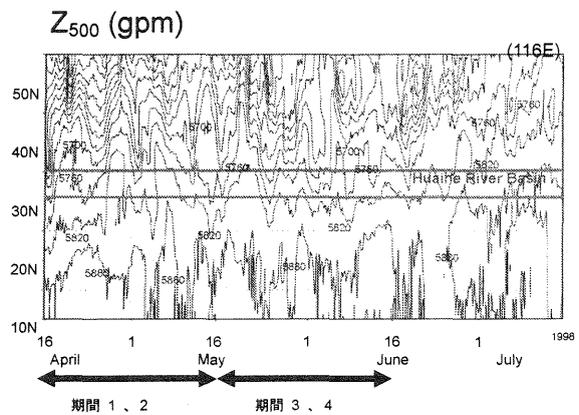


図7. 116E上の500hPa等圧面高度(gpm)の時系列。

従って、淮河流域の梅雨最盛期前には、Hirasawa et al. (1995)の指摘したような東南アジアモンスーン開始後に南北の前線帯にはさまれた位置にあったため、高温の割りに乾燥した状況となったものと考えられる。

## 5. まとめ

(1)1998年の事例解析によれば、淮河流域に梅雨前線が季節的に北上する直前の時期(5月後半~6月前半)に、そこでの $(qs \cdot q)_{850}$ が増加し、地表面からの潜熱フラックスは小さくなった。つまり淮河流域に、梅雨前線が北上する前に、前線北側がより乾燥するという季節経過が明らかになった。

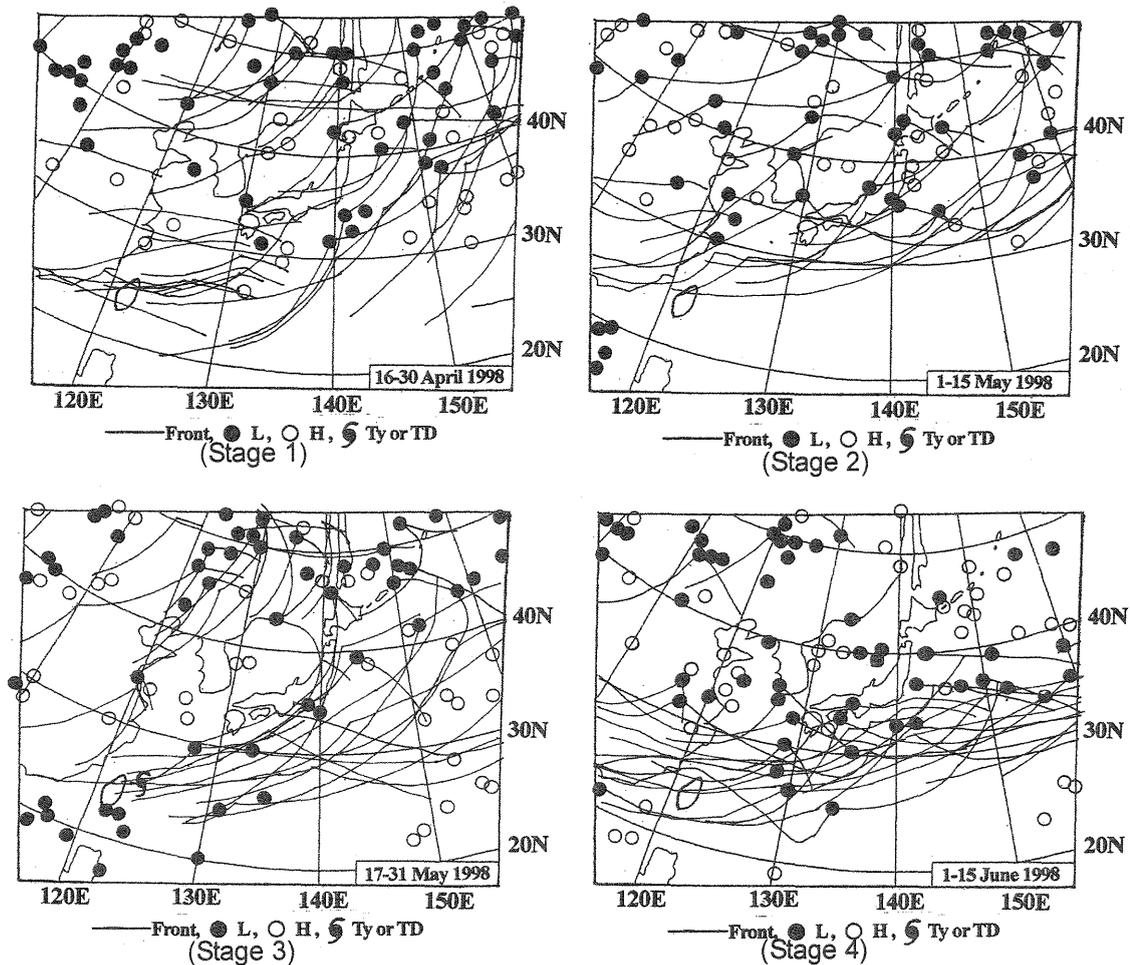


図 8. 「気象」(日本気象学会発行)の気象庁地上天気図(00UTC)に基づき合成した前線の位置(実線)、低気圧中心(黒丸)、高気圧中心(白丸)、熱帯擾乱の中心の位置(●)。

(2)4月後半から5月前半にかけては、華南～華中の前線帯での平均場の南風による暖気移流のみでなく、寒帯前線上の南北に長く伸びるトラフを伴う日々の擾乱が淮河流域での擾乱や前線と関わりを持つことによって、比較的強い下層南風が間欠的に侵入していた。しかし、5月中旬以降は南アジアモンスーン開始に関連して梅雨前線降水域が南下しただけではなく、寒帯前線帯に対応する傾圧帯も40N以北にシフトし、梅雨前線やその上の擾乱と直接はカップルしにくくなったことによる南風侵入の機会の減少も重要だと示唆された。

本研究は、Kato(1987)の指摘した5月終わり頃の大陸の梅雨前線の熱力学的構造変化と寒帯前線帯の北へのシフトは、北方の擾乱の影響を受けにくくなることも関連して、淮河流域の梅雨期の前の乾燥度の強化をもたらす重要な因子の一つであることを示唆している。但し、この具体的な影響については、今後の検討課題の一つである。

#### 参考文献(一部分のみ示す)

- Hirasawa, N., K. Kato and T. Takeda, 1995: Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in the subtropical East Asia around the middle of May. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 221-239.
- Ikeda, S., K. Kato and O. Tsukamoto, 2005: Seasonal evolution of atmospheric and land surface conditions around the Huaihe River Basin in China in the pre-Meiyu stage of 1998. *Earth Science Reports Okayama University*, 12, 31-37.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.
- Kato, K., 1987: Air mass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737-750.
- Kato, K., J. Matsumoto and Y. Zhan, 1999: Preliminary Report of the Meiyu Frontal Activity and the Asian Monsoon during the GAME/HUBEX IFO Period in 1998. *GAME Large-Scale Monitoring for the Intensive Observation Period, April-September 1998* (Ed. by Matsumoto, J., X. S. Shen and A. Numaguchi) (GAME Publication No. 12), 525-528.

## 2003年7月19日に発生した大雨と突風のメカニズム

安田亜樹\*、栗原佳代子、大槻道久、竹岡照一、西川哲也、堀江安男、金森恒雄 (広島地方気象台)

### 1. はじめに

2003年7月19日朝のうちに発達した降水域が、広島県を通過し大雨となった。この降水域の通過に伴い、8時前に広島湾で2隻、9時前に福山市沿岸で2隻の小型船舶が転覆した。

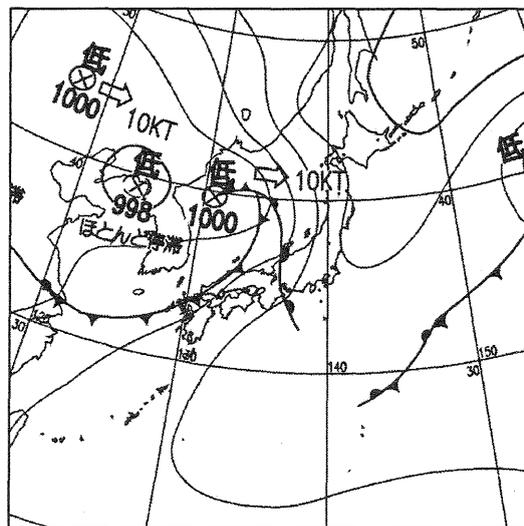
今回、8時頃に広島湾を通過した降水域に注目し、大雨と突風の発生メカニズムを検討した。

### 2. 実況

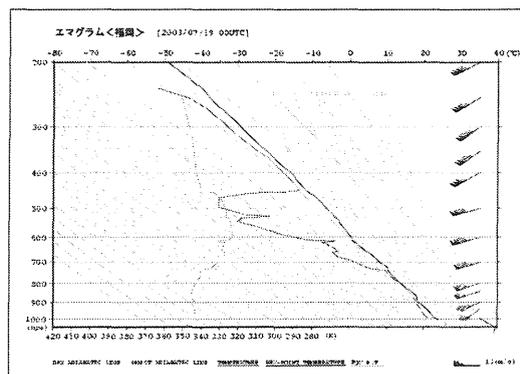
第1図に、19日7時から9時までの毎正時レーダーエコーを示す。中国地方を東に移動している降水域内で、南北にのびる線状エコーがあり、7時40分頃には弧状に発達しながら、広島県沿岸を北東に移動した。線状エコーの降水強度分布に注目すると、移動方向の前面で、移動方向に直交する南北方向にのびる強い降水域があり、その後面に弱い降水域が広がっていて、スコールライントypesの降水系の特徴を持っていることがわかる。

第2図に19日9時の地上天気図を示す。中国地方は日本海の低気圧からのびる温暖

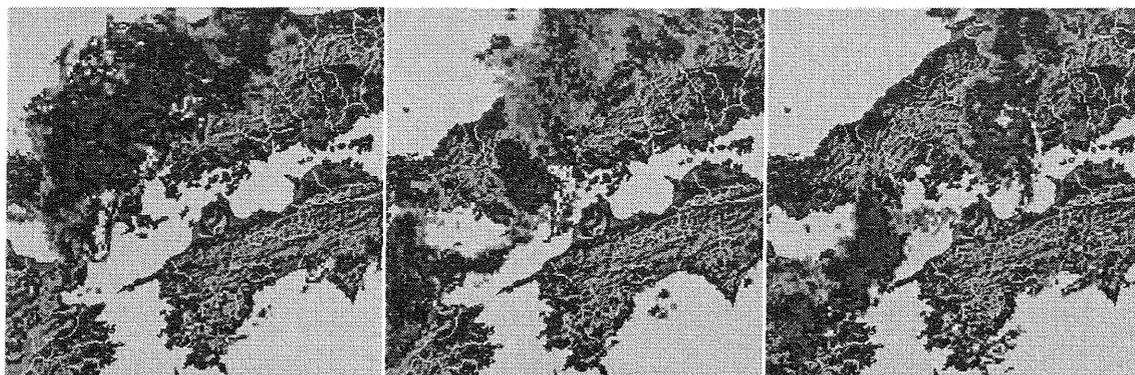
前線と寒冷前線の間位置し、高気圧の縁辺流により暖湿気塊が流入しやすく、大気



第2図 19日9時の地上天気図



第3図 福岡の19日9時のエマグラム



第1図 19日7時から9時のレーダーエコー

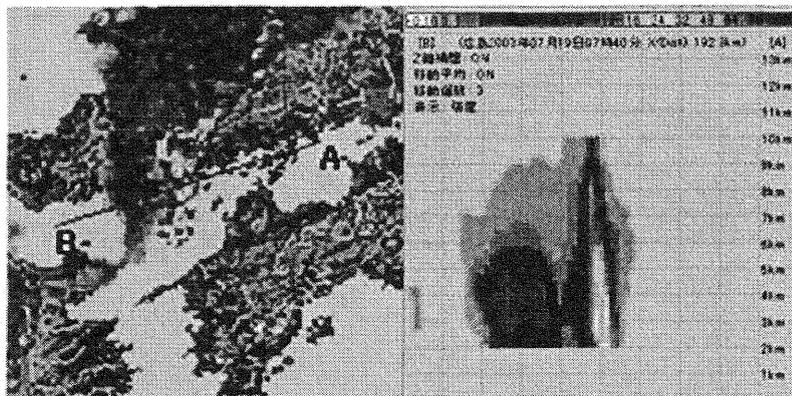
の状態が不安定となっていた。

第3図に19日9時の福岡のエマグラムを示す。700hPa付近から上の層は乾燥し、地上から850hPaまでは高温多湿で、地上から500hPa付近まで対流不安定であった。

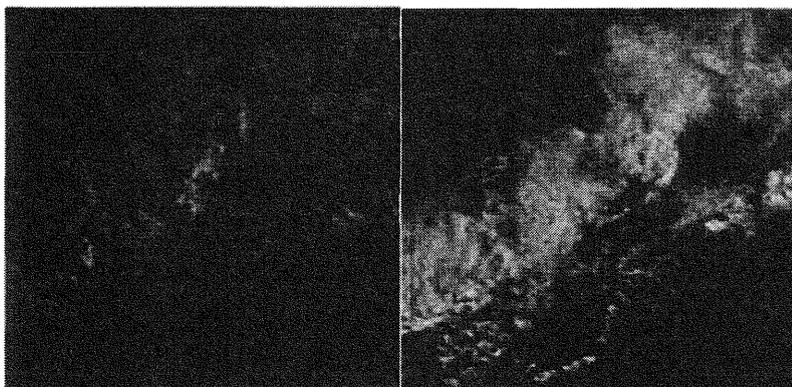
ウインドプロファイラ(図省略)は、平

戸で19日6時過ぎから、浜田では19日8時頃から、4kmより上の層で乾燥域と思われる領域があり、中国地方の広い領域で不安定になっていたことがわかる。

第4図にエコーが最も発達した7時40分について、レーダーエコー平面図と、線状



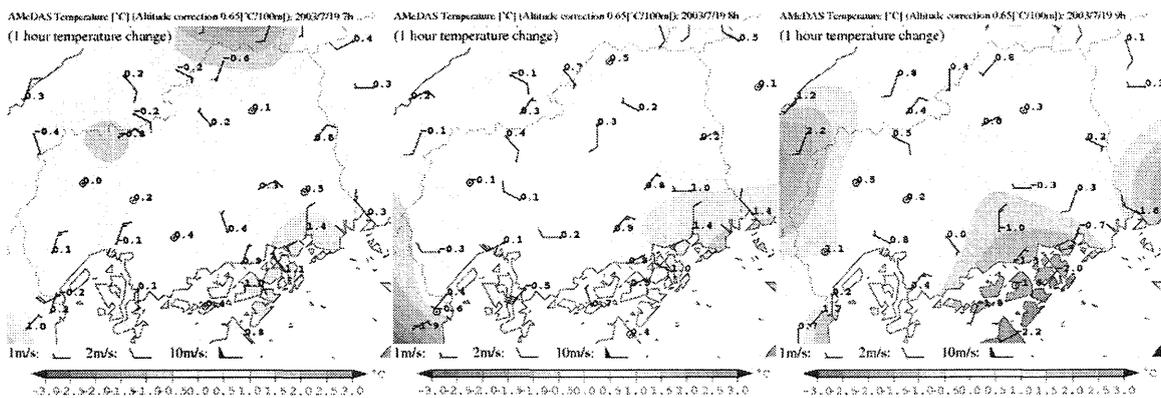
第4図 19日7時40分のレーダー画像とA-B間の鉛直断面図



第5図 19日8時(左)と9時(右)の気象衛星画像

エコーに直交するA-B間で切った鉛直断面図を示す。発達した線状降水域は、反射強度の上端が高度10km付近まで達していた。発達したエコーの西側の衰弱したエコーでは、水平方向に広がった層状性の降水域が見られる。この降水分布の鉛直断面は、スコールラインタイプの特徴を示している。

第5図に8時と9時の気象衛星画像を示す。8時で広島湾周辺に発達した雲域があり、9時には広島県東部で弧状の明瞭な雲域が見られる。衛星画像では、レ



第6図 19日7時から9時のアメダスの風向風速と1時間気温差分

ーダーエコーに対応して弧状の雲域があることが確認できた。

第6図に7時から9時までの毎時のアメダスの1時間気温差分と風分布を示す。8時に呉で気温が0.5℃下降し、南西6m/sの風が吹いた。また、降水域の通過した部分で気温の下降、降水域の前面で気温の上昇が見られた。9時では降水域は広島県と岡山県の県境付近まで進み、降水域の通過した沿岸部では2℃前後の気温の下降が見られる。

アメダス10分値(図省略)では、降水域の通過した部分で気温の下降域が広がり、その下降域に対応して西よりの風が卓越していた。

第7図に19日7時30分から8時20分までの呉で観測された1分値観測データを示す。7時45分頃から南西の風が急速に強まり7時55分頃には20m/sに達した。8時頃には弱まり、その後北寄りに風向は変わった。風が強まった後、7時50分頃から気温、

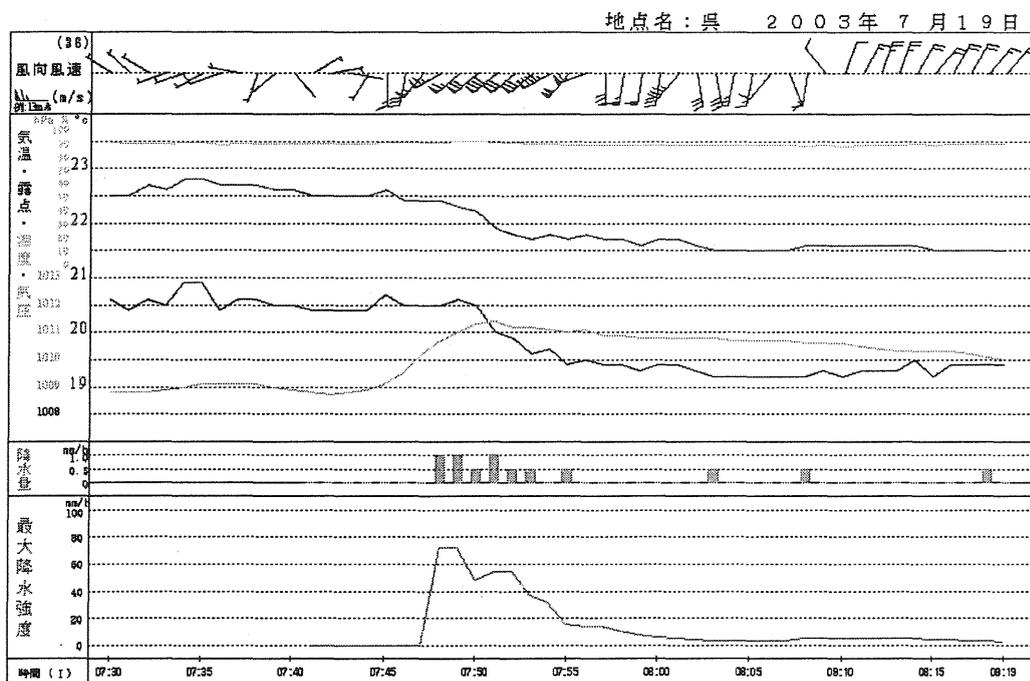
露点温度ともに1℃前後下降し、気圧は2hPa上昇した。また、風が強まるとほぼ同時に約70mm/hの降水強度を観測していた。広島でも同時刻、南西から南東に変わる強風が吹き、90mm/hの降水強度を記録した。気圧は1hPa上昇したが、気温・露点温度に変化はなかった。

### 3. 考察

19日8時頃に呉市付近を通過した降水域によって発生した大雨と突風の発生メカニズムを検討する。

今回の事例において、南北にのびた線状降水域からガストフロントが発生し、中層風の風下にあたる北東側に次々とエコーを発生させる構造をスコールライン型と考えた。

下層は南風により暖湿気塊が入り、中層(700hPa付近)には乾燥気塊があって、大気の状態は不安定な場であった。中層の南西風によって乾燥気塊が降水帯に西側から



第7図 呉の地上気象観測1分値データ

貫入しており、呉で観測された1分値データから中層からの乾燥気塊の下降が確認された。強い降水のローディングとともに、下降する乾燥気塊が下降流を強め、強いガストフロントを形成したことが、大雨をもたらした降水の発生に重要だったと考えられる。

各実況値を使い第8図に示すような模式図を作成した。図中の×印は、船舶が転覆した位置を示す。図中の淡灰色で示すように、7時40分には発達したレーダーエコーが広島湾にあり、8時には呉市の東に移動した。7時45分頃に発達したエコーからのガストフロントが広島と呉で観測された。そのガストフロントにより、上昇流が生じて発達した弧状の雲域を形成し、大雨をもたらした。

大野(2006)によれば、「雷雨は地上風が収束し、上昇流となると発生する。その後、発達期、成熟期、衰弱期を経て消滅する。成熟期の初期には対流セルの中の上昇流が最も強くなり、上昇流の領域に隣接して下降流が生じる。上昇流の領域は暖気で、下降流の領域は冷気である。この時期に落雷、竜巻、ダウンバーストの発生のリスクが高い。吹き降ろした冷気先端であるガストフロントも発生する」としている。

#### 4. おわりに

今回、発達した降水域から小型船舶を転覆させる突風が発生した。広島と呉では、1分値観測データでその突風を観測していた。その突風と同時に気温、露点温度が下降しており、レーダーエコーの位置、アメダス10分値の風分布などから、その発生メカニズムを検討した。その結果、突風の発生、

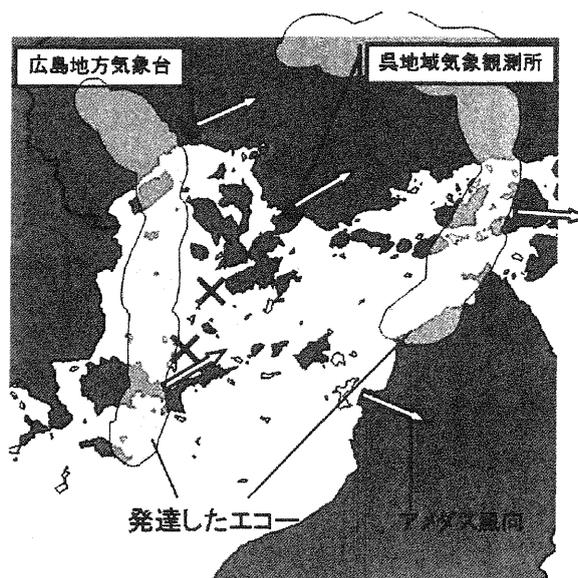
降水域が弧状に変形しながら発達する原因は、冷気外出流によるガストフロントの影響であるとの結論に至った。

#### 謝辞

本調査では、広島地方気象台 江口台長、好本次長、鈴木観測予報課長に、また気象研究所 瀬古主任研究官に有益な助言を頂きました。紙面をお借りしてお礼申し上げます。

#### 参考文献

- 大野(2006): 台風・雷雨・突風などの激しい大気現象と激しさの根源. 日本気象学会関西支部第28回夏季大学テキスト, 28-41  
 大野(2001): 雷雨とメソ気象. 東京堂出版



第8図 大雨と突風の模式図

## 気象庁非静力学モデルの計算結果を使った流跡線解析

金森恒雄\*、栗原佳代子 (広島地方気象台)  
 桑野富美子 (大阪管区気象台)  
 瀬古弘 (気象研究所)

### 1. はじめに

現在、広島地方気象台では、降水系の気流構造を調べるために、気象庁非静力学モデル(以下、「JMANHM」という)で計算された結果を使った流跡線解析ソフト開発を行っている。今回、解析事例として2004年台風第23号を使い、その活用方法を検討した結果、その有効性が認められたので報告する。

### 2. 流跡線解析の手法

流跡線は、適当な時刻の解析対象降水系付近に複数のトレーサーを配置し、トレーサーをJMANHMで計算された風で移動させて、その位置を計算することによって求める。また、トレーサーを風とは逆の方向に移動させて、その風がどこから流れてきたものかを調査することも可能である。

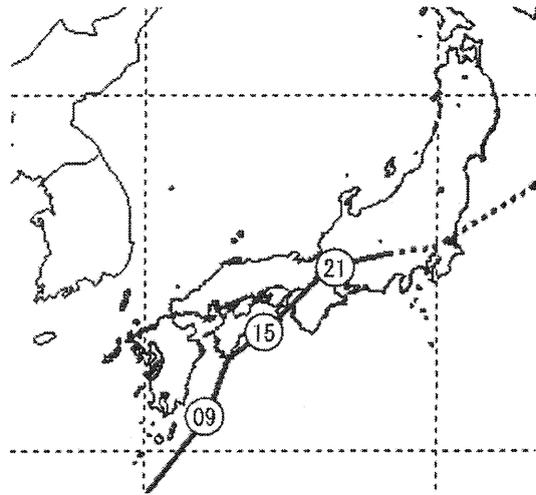
JMANHMの計算値は、鉛直方向に細かいモデル面データを用いた。また、計算にもちいる計算出力の時間間隔は、トレーサーを移動させる風を線形内挿で求めるため、その仮定を満たす程度に短い方が望ましいが、短すぎるとデータ容量が大きくなるため、今回は10分間隔出力を用いた。

描画までの流れは次のとおりである。

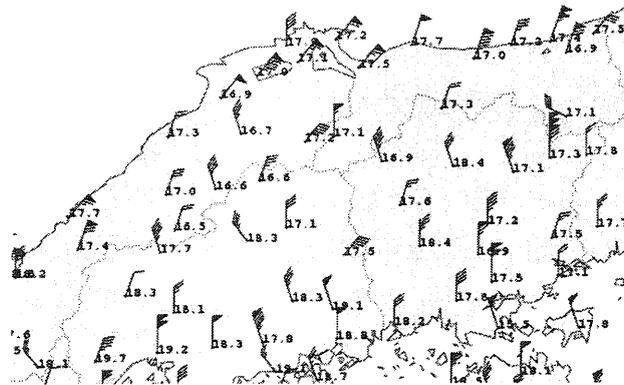
- ①JMANHM モデル面の運動量データを読み出す。
- ②運動量データを密度で割り、速度データに変換する。
- ③出力ファイルの速度データから、時間間隔が1分以下になるように等分した各時刻の風分布を求め、さらに、トレーサーの位置の風速(U, V, W)を求める。
- ④トレーサーを、等分した時間だけ風速(U, V, W)で移動させ、その位置を計算する。
- ⑤トレーサーの軌跡の位置データを出力し地図上に描画する。

描画方法としては、ミニスーパーの中で直接

GrADSで描画するか、またはトレーサーデータをWindowsで動作する描画専用ソフト(以下「Tplot」という)に転送することにより描画することもできる。



第1図 台風経路図(2004年台風第23号)  
 図中の数字は日本時間の位置を表す



第2図 アメダス風分布(10月20日17時)

### 3. 2004年台風第23号事例の概要

第1図に台風経路図を示す。大型で強い台風第23号は10月20日に西日本を通過し、中国地方では山陰東部で大雨となった。また、各地で強い風が吹いたが、特に岡山県北部では倒木などの重大な森林被害が発生した。

台風が東に移動し北よりに変わった後の風のピークは20日夕方であった。第2図に、17時のアメダス風分布を示す。強い所では、鳥取県湖山で21m/s、岡山県奈義で34m/sを観測した。

第3図に20日の日降水量分布を示す。夕方を中心に雨が強まり、鳥取県鹿野では1時間に50ミリ前後の雨が降り、日降水量は316ミリに達した。

第4図に20日12時から18時までの鳥取のウインドプロファイラ(以下、「WPR」という)時系列を示す。16時頃までは3000m付近より上層は南東の風、下層は北東の風となっており、この付近に安定層が形成されている。その後、安定層は上昇している。

また、第5図に17時の800m高度のWPR風分布を示す。台風に周り込むように中国地方では北東、近畿地方では南東の風となっている。

### 4. 流跡線解析の活用例

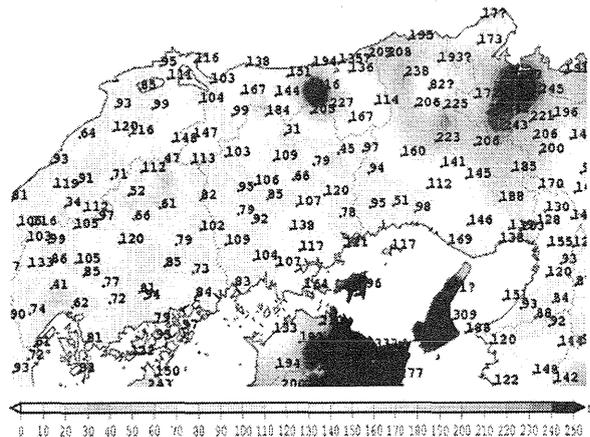
流跡線解析に使うモデルは、20日06UTCを初期値とし、格子間隔5kmで12時間積分を行った。さらに、これを親モデルとして1km格子間隔で2時間積分を行った。いずれも、10分間隔で出力した。この結果を用いて計算した流跡線をTplotで描画し、解析した例を示す。

#### 4.1 5km格子結果とその流跡線

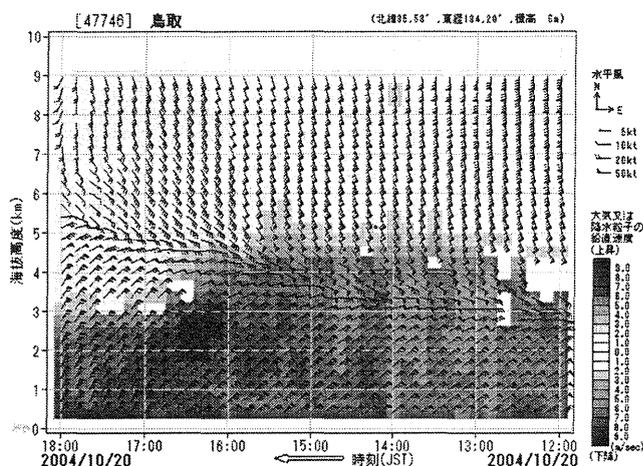
第6図に、格子間隔5kmで計算した600分積算降水量分布上に、山陰沖にトレーサーを東西に4格子ごとに40個、高度200mに並べて流した20日15時から21日03時までの軌跡を示す。

トレーサーが中国地方を通過している16時頃では、下層200mの気流が、中国山地の手前でよどんだりすることなく、山地を越えて移動していることから、下層の気流が地形に沿って上昇し、地形性の降水を降らせ、山陰東部から東で降水量が多くなっていることがわかる。

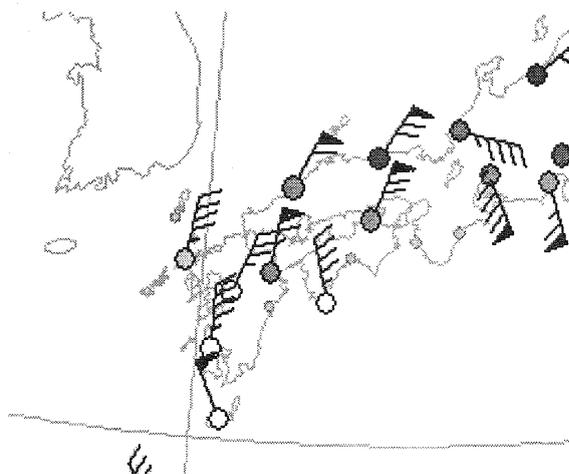
また、流跡線は、台風に周り込むように流れているが九州、四国の地形の影響を受け、収束、発散しているのがわかる。また、四国山地を越えてから地面に衝突し止まったトレーサーもある。鉛直断面図では、地形に沿って流れており、安定な成層であることがうかがえる。



第3図 アメダス日降水量分布(10月20日)



第4図 ウインドプロファイラ(鳥取20日12時~18時)



第5図 ウインドプロファイラ(20日17時800m高度)

#### 4.2 1km格子結果を使った流跡線

第7図に、格子間隔1kmの計算に使った地形と、山陰沿岸にトレーサーを東西に2格子ごと40個、高度200mに並べて流した軌跡を示す。図中の○印は10分ごとのマーカーの位置である。第7図の中国山地のほぼ中央では、流跡線がやや東西に広がっていて、マーカーの間隔が長くなっている。そこでは、山地によって、気流の厚さがうすくなって東西に広がり、速い速度で通過していたことがわかる。また、東側の山地の部分では、山地を越えたあと、流跡線が東西に分流しているのが見える。

第8図に、同じく1000m高度のものを示す。トレーサーは、水平方向に一樣に移動しているが、鉛直方向には、山岳によって波を打っている。中国山地の東部では、気流が通過後、急激に下降している。この位置は200mの流跡線が東西に分流している地点とほぼ一致していることから、この下降する気流により、200mの下層の気流が分流していたことがわかる。

第9図に、岡山県の奈義町上空を通過するトレーサーを示す。鉛直断面図から、那岐山を越えてから急激に落ち込んでいるのがわかる。

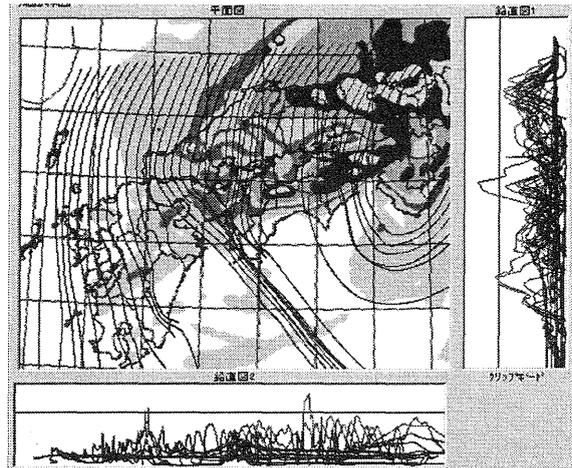
第10図に、北と南端に二組のトレーサーを配置し、流した流跡線を示す。3000mより下層では北東から南西に流れ、またそれより上層では南東から北西に流れており、WPRとも一致していた。この方法は、たとえば一方向からでは表現できない気流構造を、双方向から流すことにより表現できる場合などに有効であると考えられる。

第11図と第12図は、岡山県北部の森林被害分布図の上に、この被害が集中している付近に鉛直方向にトレーサー4個を200mごとに並べて、風上に逆に流したものを示す。勝山市付近に到達した気流は、山地の通過時に、やや下降していることがわかる(第11図)。一方、奈義町付近に流れこむ風は、山地を越えてから急激に下降している(第12図)。山地通過時は、地形に沿って持ち上げられているため、そのままでは比較できないので、これらの気流を逆向きに追跡し、海上での位置の気塊の鉛直構造を比較する場合などに活用できると考える。

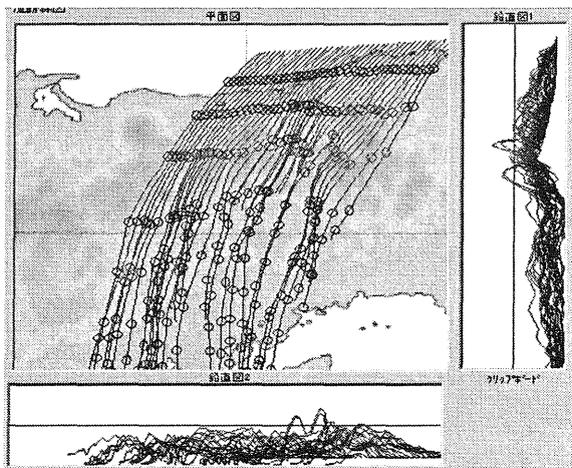
#### 4.3 まとめ

5km計算結果の降水分布と流跡線から日本海から流れこむ風は、安定成層の中を地面に沿うように南に流れていた。つまり、この大雨は地形性の雨であることが言える。

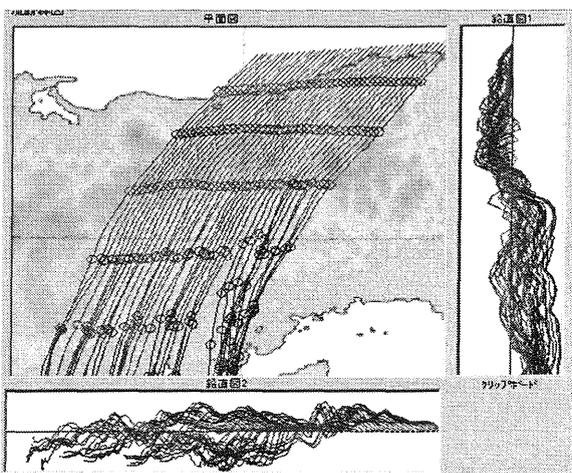
1km計算結果を使った流跡線からは、下層風は、



第6図 格子間隔5kmの600分積算降水量と200m高度の流跡線の平面図を、右側に東側から見た、また下に南から見た鉛直の動きを示す。また、ラインは高度1000mごとに表示した。トレーサーの色は高度を表し、高いほど明色で表示した。



第7図 格子間隔1kmの地形と200m高度の流跡線(○印は10分おきの位置を表す)



第8図 格子間隔1kmの地形と1000m高度の流跡線

安定な成層の中で、浅水流の理論で説明できる様々な振る舞いをしているのがわかった。岡山県北部の広い範囲での風による被害は、奈義町付近ではおろし風、他の地域は、迂回、収束、または山岳波によって加速した風によって発生したものと考える。

この事例は、モデルが実況をよく再現しており、さらに流跡線は大気の流れを忠実に再現しているものと思われる。

### 5. おわりに

今回は、流跡線解析ソフトを使い台風の事例解析を行い、その活用方法を検討した結果、その有効性が認められた。今後、様々な事例解析に活用できたら幸いである。

流跡線解析ソフトは、気象研究所 瀬古主任研究官の指導により作成したものである。

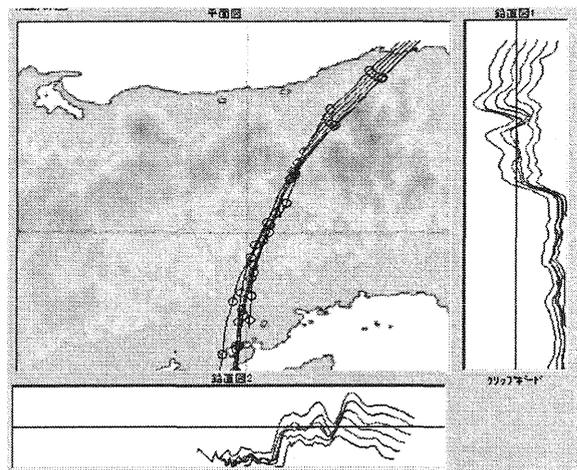
### 謝辞

本調査では、広島地方气象台 江口台長、好本次長、鈴木観測予報課長に有益な助言を頂いた。紙面を借りてお礼申し上げます。

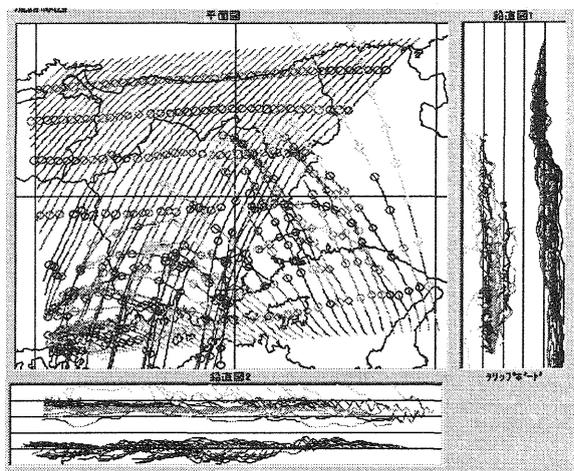
### 参考文献

加藤輝之・瀬古弘 (2005) : 突然発生するメソスケール降水系の研究. 気象研究ノート, 第 208 号, 151-202

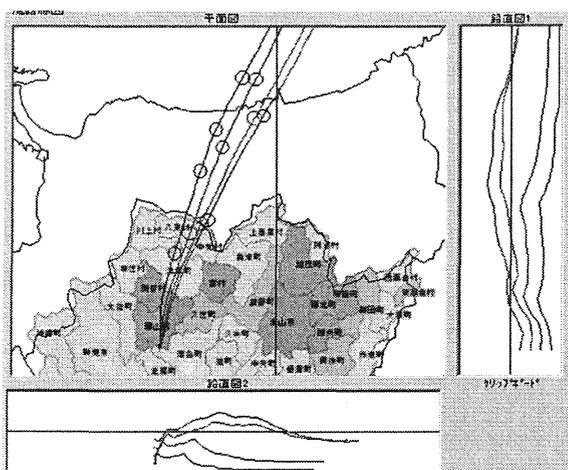
片岡文恵(2004) : 2004 年の台風による大規模広島風の解析的研究、平成 16 年修士論文



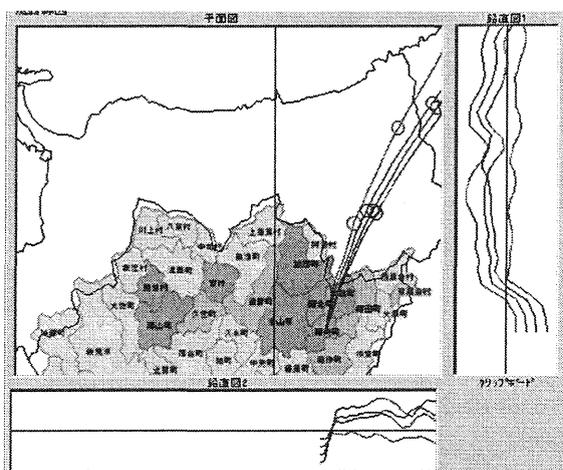
第 9 図 格子間隔 1km の地形と奈義町付近を通る流跡線



第 10 図 トレーサーを北と南端に二組配置した場合の流跡線



第 11 図 トレーサーを勝山市付近に鉛直方向に置き、風上側に流した流跡線



第 12 図 トレーサーを奈義町付近に鉛直方向に置き、風上側に流した流跡線

## 梅雨期の西日本で発生した大気擾乱 —2006年7月5日の事例—

\*千葉 修(高知大学大学院黒潮圏),石川明弘(日本気象協会関西支社)

### 1. はじめに

2006年7月は梅雨前線が本州付近に停滞し、その活動が活発であったことから各地で大雨災害が発生した。特に15~24日の大雨は「平成18年7月豪雨」(気象庁)と呼ばれる。この研究事例は、その前の7月5日の大気擾乱に関係している。

7月4日6時頃に黄河下流域に発生した低気圧は梅雨前線上を東向きに通過した。7月5日4時頃に、その影響によるとおもわれる積乱雲(Cb)の発達が生じた。高知県に突風災害(高知地方気象台では3時58分、最大瞬間風速21.6m/s, ESE)を記録をもたらした。この災害状況と現地での調査結果の詳細は高知地方気象台のホームページ(HP)に掲載発表されている。ここでは梅雨前線上の低気圧がこのように大気擾乱(雷雨・突風)の発生にどのように関係しているのかを総観スケールからメソ気象スケール、そして局地スケールへと視点を動かし、その原因と大気構造を調べた。なお使用した気象資料は主に各種のフリー(無料)ソフトの結果に基づく。

### 2. 突風の被害場所と状況

7月5日の4時頃に高知市南部(図1のA)に、そして4時半頃に香美市土佐山田町(B)に突風災害(県森林総合センター設置の風速・風向計で最大瞬間風速43.3m/s, E)が発生した。その突風の原因は高知地方気象台によるとBでは竜巻によるとし、しかしAではまだ特定されていない。

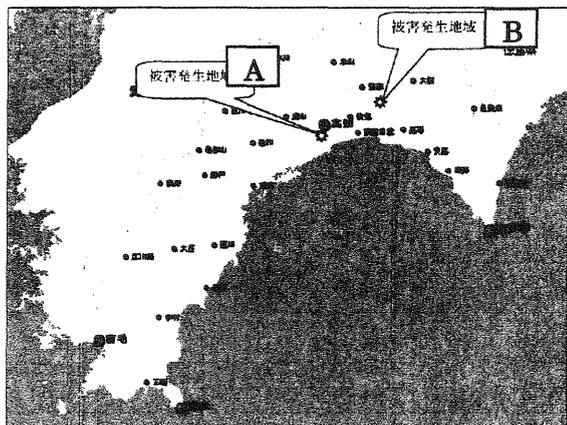


図1 被害場所(高知地方気象台 HP より)

図2は被害の一部で、県森林総合センターの鉄板の屋根の一部破損(破線内)を示す。

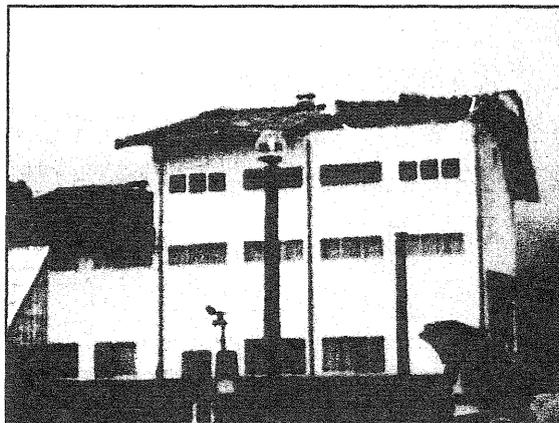


図2 屋根の破損状況(高知地方気象台 HP から)

### 3. 総観スケールから局地スケールのアプローチ

#### 3.1. 地上天気図

7月4日6時に中心示度996hPaの梅雨前線上の低気圧Lは12~21時までに992hPaに低下するものの7月5日3時には朝鮮半島の東で994hPa(図3)になり、その後その状態を維持した。

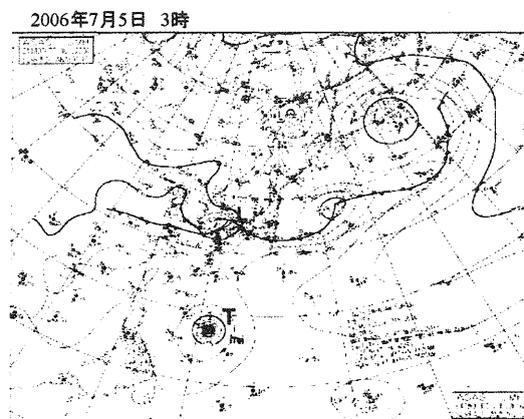


図3 地上天気図(2006年7月5日3時)

はるか南海上には中心気圧925hPaの台風3号(603)Tが15km/hの速さで北西に向かっている。この台風の影響で西日本へ南からの暖湿気流の流入が付加された考えられる。

### 3.2. 高層天気図とGMS画像

7月5日9時の高層(700hPa)天気図(図4)の破線矢印で示すように北の亜熱帯ジェット(上層ジェット)と異なる南西から流入する下層ジェットJがある。これは梅雨時に知られている北寄りの冷乾な気流と南からの海洋性湿潤気流の境界としての梅雨前線と関連している。このことは図5

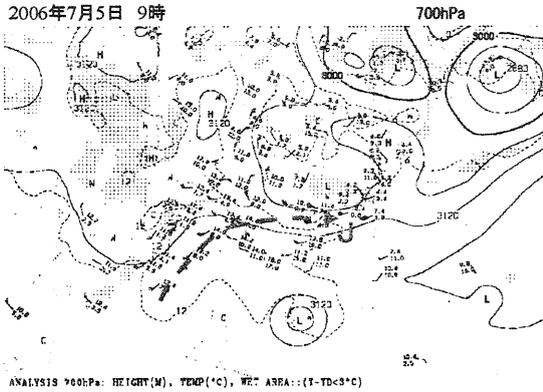


図4 700hPa 高層天気図(2006/7/5 9時)に示す7月5日3時の地表面付近の温位,比湿,南北風,鉛直P速度の水平分布からも確認できる。つまり,南西方向からの暖湿気流の流入,北風Nと南風Sの間のシアーライン,低気圧の存在に対応する収束域が朝鮮半島の東側にみられる。

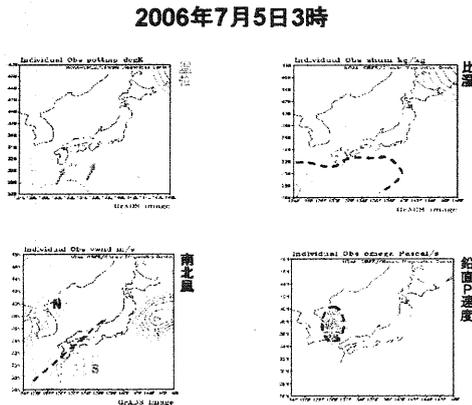


図5 温位,比湿,南北風,鉛直P速度の分布 (NOAAのNCEP/NCAR Reanalysisより)

図6は130°E上に沿った4日21時と5日9時の高層断面図(AxJP130)を示す。朝鮮半島 Pohang(P)の上層11km付近には風速40m/sの西よりの上層ジェット(亜熱帯ジェット)と,高度4km付近を中心に20m/sの西南西からの下層ジェットが福岡(F)上空にある。これらのジェットは,その間に水平距離があることから互いに独立していると考えられる(加藤ほか,2005)。

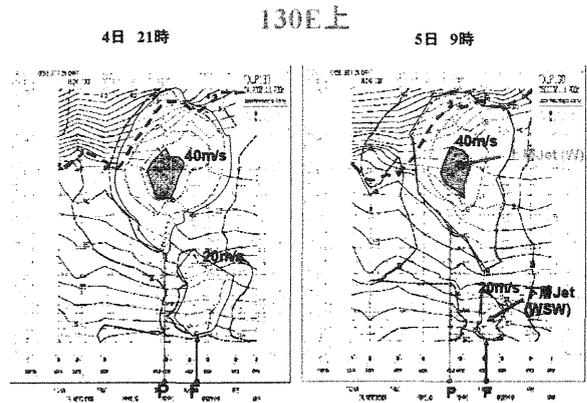


図6 130°E上の高層断面図(AxJP130) 特に福岡上空の下層ジェット(J)の性質は,図7に示す風速と混合比の鉛直分布から5日9時には高度1.5~4.5kmの間で乾燥していた。

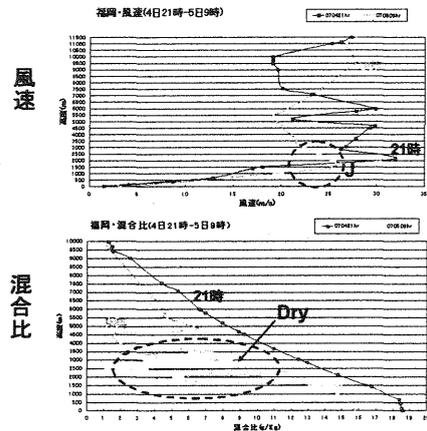


図7 風速と混合比の鉛直分布(福岡 7/4 21時, 7/5 9時)

図8の7/5の0~5時までの赤外面像には,このJetが西よりの風として西日本から遠く八丈島付近まで流れ込む様子(破線で示す)が認められる。

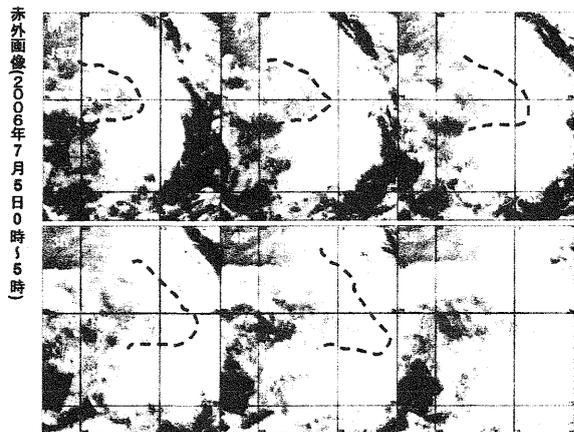


図8 下層ジェット(Jet)の流入の時間変化

加藤ほか(2005)は総観スケールの立場から西日本でみられる梅雨前線帯の南北鉛直構造の特徴を図9に示すように模式的に説明した。すなわち、梅雨前線帯の上層に亜熱帯ジェットが、そして南縁に梅雨(下層)ジェットが存在する。

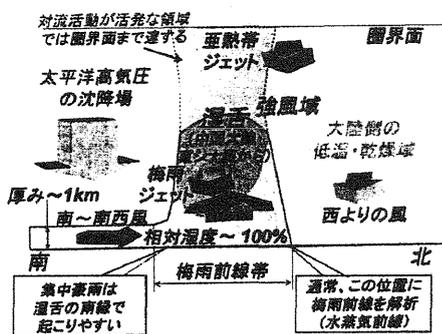


図9 梅雨前線帯の特徴(加藤ほか,2005)

今回の事例も南西からの湿った低層に西よりの大陸からの乾燥気流が流入するという大気構造が形成されていた。

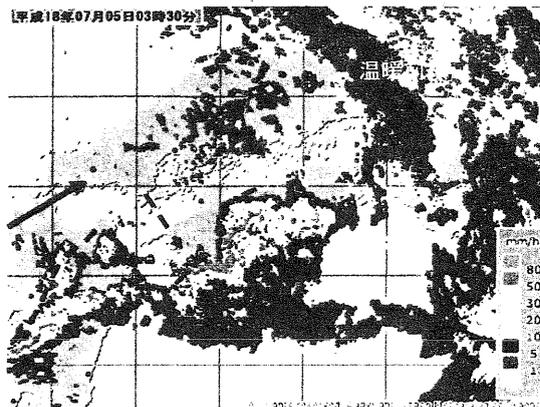
### 3.3 レーダー降水エコー図

高知県で突風被害のあった4時と4時30分のレーダー降水エコー図(図10)に注目し、そのときの降水系と大気構造の関連性を検討する。

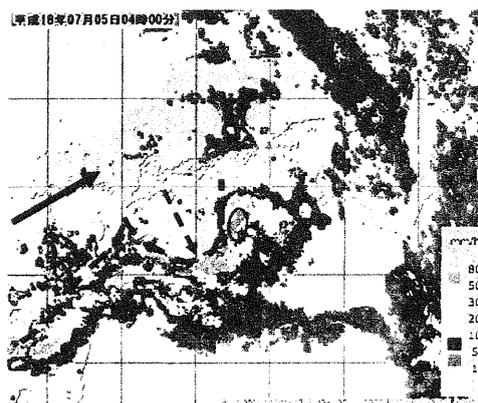
図10の北東領域にある温暖前線上の雲域に南西からの下層ジェット(太い矢印)に伴う降雨帯が北東方向に流されている。特徴的なのは(a)~(c)図の破線の矢印で示される北西から南東方向に向かう大きく楔状にくだ明瞭な空白域(非エコー域)の動きであり、これは乾いた空気塊の貫入でライン上エコー(特にダウンバーストをもたらす際)によく観測される現象である(小林氏私信)。

つまり、このエコー強度のノッチ(notch:V字形の刻み)は乾燥空気が湿潤域に流入することで蒸発を促し、冷却して重くなった下降気流(ダウンバースト)の様相を示す。エコーのノッチは2時間程度で瀬戸内側から土佐湾に広がるスケールを持ち、先端部に活発なCb域を形成し高知県に突風をもたらしたものと考えられる。またダウンバーストの発生頻度については梅雨時の7月中に高いことが指摘されている(大野,2001)。

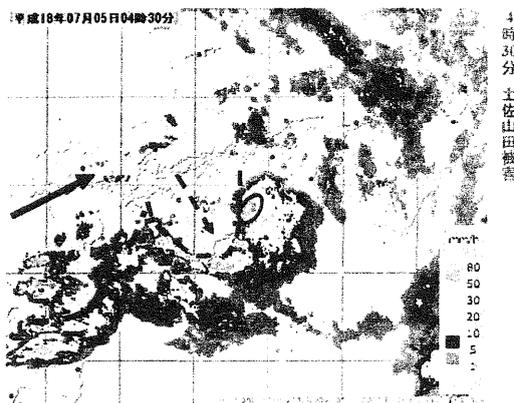
ノッチの先端部の発達したCbの高さを評価するために、図11に7月5日3時39分の水蒸気画像輝度の等値線を示す。影の部分が輝度温度が $-55^{\circ}\text{C}$ 以下の領域で、その雲頂高度は約1.2km以上に相当する。発達した雲域は海上では土佐沖の



(a) 3時30分



(b) 4時



(c)4時30分

図10 レーダー降水エコー図(30分毎)

外洋に広く見られるが、陸上ではA,Bの場所に局在し、これらが高知県の雷雨・突風発生に関係したものとおもわれる。なお図10の(b),(c)の小さい楕円は各々突風の被害場所を示す。

水蒸気画像輝度等値線図(2006年 7月5日 03h 39m JST)

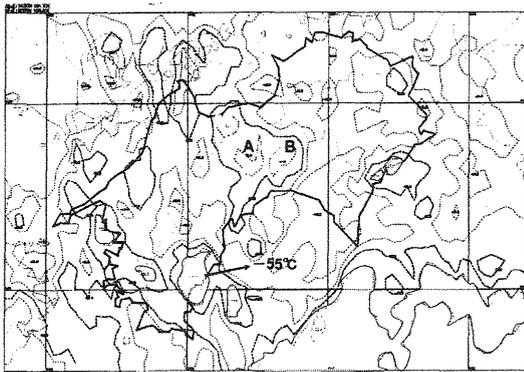
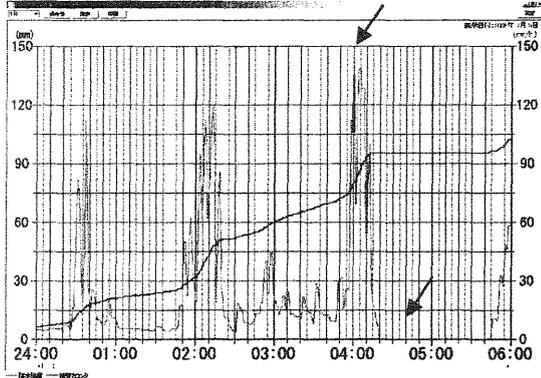


図 11 水蒸気輝度等値線図

### 3.4 局地気象からのアプローチ

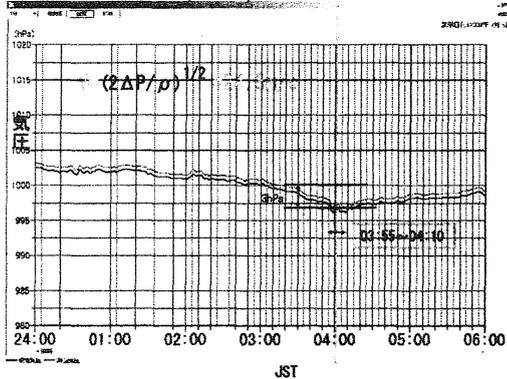
7月5日 0~6 時まで高知地方気象台で観測された気象要素の時系列を図 12 に示す。

降水量(2006年 7/5 0~6時)



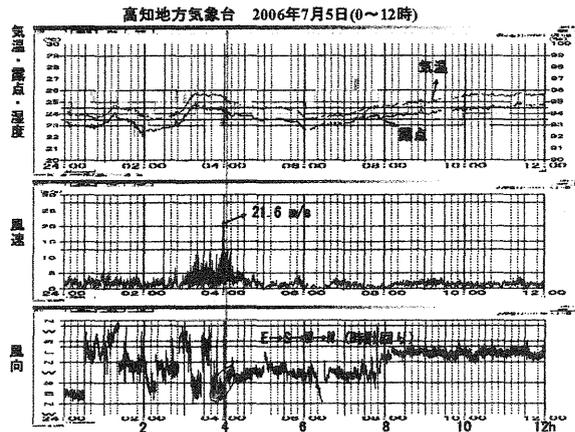
(a) 降水量

気圧変化(7月5日) 高知地方気象台



(b) 気圧変化

0 時 30 分に 10 分間降水量 110mm, 2 時 30 分に 120mm, 4 時 10 分に 150mm を記録し, 断続的に強い雷雨が通過した。突風発生時の 4 時頃と 4 時 30 分頃は強雨と少雨の状況であり対照的な傾向(2 つの矢印)を示した。



(c) 各気象要素(気温・露点・相対湿度・風速・風向)の時間変化

図 12 時系列(高知地方気象台)

突風発生時の気圧変化は約 3hPa で, 風向変化は時計回り(E→S→W→N)で, もし低気圧性の渦が存在していたならば気象台は渦の進行方向の右側にあった。観測された最大瞬間風速 21.6m/s は気圧差から求めた 24.5m/s と大差はない。

### 4. まとめ

7月4日以前に西日本に西から流入していた冷乾な下層ジェットは南からの暖湿な気流との間に強い収束域を形成し四国上空で Cb の発達を促した。突風は特徴的なエコー強度ノッチ, つまり強い下降気流のみられるような気象環境のもとで7月5日の早朝に発生し, 高知県の平野部から北東の山沿いの低地帯に被害を及ぼしたものと判断される。

なお相当温位を  $\theta$  とすると 5日 9 時の福岡での  $\Delta \theta_e (= \text{地表付近の } \theta \text{ の最大値} - \text{中層の } \theta \text{ の最小値})$  は約 34K で 20K を超えておりダウンバーストが発生しやすい状況であったことを付記する。

**謝辞** 気象データ(自記記録)の提供を頂いた高知地方気象台の濱岡一昭氏に, そしてこの研究への小林文明博士(防衛大)の有益な助言に御礼申し上げます。

### 参考文献

- ・大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象, 東京堂出版
- ・加藤輝之・長谷江里子・新野宏ほか 6 名, 2005: 総観スケールでみた梅雨期の特徴, 気象研究ノート, 第 208 号, 27-64.

## 水稻地における熱・CO<sub>2</sub>フラックス観測の誤差要因のスペクトル解析による解明

\*花岡慶賢<sup>1</sup>・滝本貴弘<sup>2</sup>・山本晋<sup>2</sup>・岩田徹<sup>2</sup>

1 ; 岡山大学環境理工学部、2 ; 岡山大学岡山大学院環境学研究科

### 1. はじめに

CO<sub>2</sub> 濃度の増加と地球温暖化問題を背景に、世界的な CO<sub>2</sub> フラックス観測のネットワークが構築されている。我々は AsiaFlux の一員として岡山大学農学部附属八浜農場を利用し、渦相関法を用いて水稻群落上での熱・CO<sub>2</sub> フラックスの長期観測を実施している。

植生は日中、光合成と呼吸を行うが、光合成で吸収する CO<sub>2</sub> 量の方が呼吸で消費する CO<sub>2</sub> 量よりも多い為、日中の CO<sub>2</sub> フラックス測定はマイナス(吸収の向き)となる。反して夜間は日射がなく、植生は呼吸のみを行うので CO<sub>2</sub> フラックスはプラスとなる。しかし、実際には夜間域に CO<sub>2</sub> フラックスがゼロからマイナスになることがあり、呼吸量を「過小評価」する場合がある。そこで CO<sub>2</sub> フラックスを「過小評価」させうる誤差要因を検証するため、*w*、*c* スペクトル、*wc* コスペクトルを用いて解析した。

### 2. 観測方法

八浜農場は岡山市の南方 20km、岡山県玉野市八浜町の児島湾干拓地に位置する。八浜農場は約 300×300 m<sup>2</sup>の広さを有しており、周辺は私有地であるが同様の農耕地が広がっている(図1)。主風向(南東から南西)に対する最短の吹送距離は約 500m である。八浜農場では、5月下旬に稲籾が播種され、7月初旬に水稻の高さは 0.15m になり、灌漑水が導入される。8月上旬まで

の稲の成長は著しい。8月下旬には出穂し、10月下旬に稲は収穫される(図2)。

CO<sub>2</sub>・H<sub>2</sub>O 濃度変動計(LI-COR、LI-7500)、超音波風速計(KAIJO、DA-600)の渦相関センサーを地上 1.68m に設置し、白金抵抗温度計(Vsisala、HM45PA)を地上 1.6m に設置した。測器からの信号は 10Hz でサンプリングし、ハードディスクに記録している。CO<sub>2</sub> フラックス、スペクトル等の統計量はトレンドを線形で除去した 30 分平均データを用いて算出した。

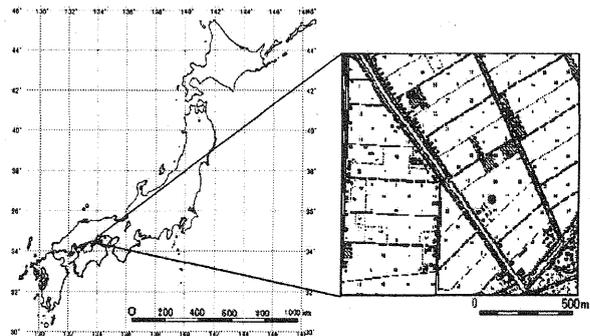


図1 八浜農場の位置



図2.観測風景(2003年8月20日)

### 3. 解析手順

#### 1) データ選抜

夜間を 20:00~4:00 と定義した。水稻の成育期間のうち、夜間で CO<sub>2</sub> フラックスの「過小評価」を示した 8 月 1 日を選んだ。この日は図 3 で示すように 1:00~3:00、20:00~21:00、22:30 で「過小評価」を示した。

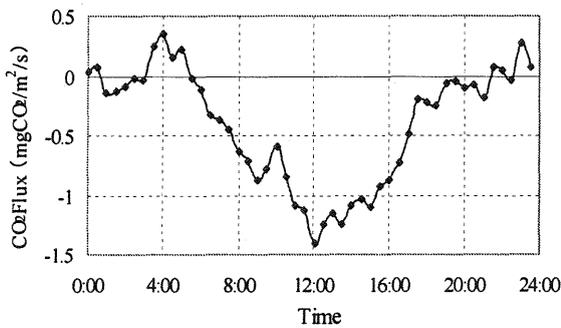


図 3 CO<sub>2</sub> フラックスの日変化

#### 2) 解析方法

夜間に CO<sub>2</sub> フラックスの「過小評価」を引き起こす要因として風速が弱いこと、CO<sub>2</sub> 濃度の変動が小さいこと、安定大気条件下であることが考えられる。そこで、夜間での CO<sub>2</sub> フラックスと風速、CO<sub>2</sub> 濃度の変動の大きさ、大気安定度 ( $z/L$ ) との関係調べた。また、変動の特性を調べる方法として生データの歪度、尖度を調べた。ある物理量  $s$  の分布における 3 次モーメント、4 次モーメントを歪度、尖度と呼ぶ。

歪度は分布の対称性の尺度となり、分布が正規分布であれば 0、正であれば平均値よりも正の方向に偏った分布となり、負であれば逆である。尖度は分布の平坦さの尺度となり、分布が正規分布であれば尖度は 3 であり、3 より大きければ正規分布より尖った分布になっていることを示し、3 より小さければ正規分布より平坦な分布をして

いることを示す。

歪度 ( $Sk$ )、尖度 ( $Ku$ ) は次の式で表される。

$$Sk_s = \frac{\sum_{i=1}^n (s_i - \sigma_s)^3}{n \sigma_s^3}, \quad Ku_s = \frac{\sum_{i=1}^n (s_i - \sigma_s)^4}{n \sigma_s^4}$$

ここで、 $n$  はデータ数、 $\sigma_s$  は標準偏差である。

乱流状態での物理量の分布は正規分布であるため、歪度と尖度を用いてデータの妥当性を検証することができる。

#### 3) スペクトル解析

乱流スペクトルは周波数の大きさによりエネルギー保有領域、慣性小領域、散逸領域といった三つの領域に分類することができる。このうち慣性小領域のスペクトルは次の式で表すことができる。

$$S(n) = \left( \frac{2\pi}{U} \right)^{-5/3} \alpha \varepsilon^{2/3} n^{-5/3}$$

もしくは

$$nS(n) = \left( \frac{2\pi}{U} \right)^{-2/3} \alpha \varepsilon^{2/3} n^{-2/3}$$

$n$  は周波数 (Hz)  $\bar{U}$  は平均風速 (m/s)  $\alpha$  は Kolomogorov 定数、 $\varepsilon$  は消散率である。この関係式は慣性小領域の  $-5/3$  乗則あるいは  $-2/3$  乗則と言われている。

また、スペクトルの高周波側で  $-1$  に漸近する傾きが見られた場合、これをホワイトノイズと言う。ホワイトノイズが見られた場合、大気中に測器の応答能力を超える渦が卓越していると考えられるので、測定が正常に行われているとは言えない。

つまり高周域で  $-2/3$  乗則が成立し、慣性小領域が存在する場合に大気が乱流状態にあるといえる。

本解析では周波数スケールを無次元周波数 ( $= nz / \bar{U}$ 、 $z$ : 観測高度) としている。

#### 4. 結果

8月1日におけるCO<sub>2</sub>フラックスとCO<sub>2</sub>濃度の尖度、歪度の関係を図4に示す。夜間で歪度、尖度が異常な値を示した場合、CO<sub>2</sub>フラックスの値が0か負となる「過小評価」となっていた。なお大気安定度は弱安定状態が多かった。

##### 1) 「過小評価」(夜間)の事例(8月1日3:00)

歪度、尖度が異常な値( $Sk_c = -0.7186$ 、 $Ku_c = 3.869$ )を示し、 $w$ と $c$ の共分散 $\overline{w'c'}$ が $\overline{w'c'} = -0.003$ と負の値を示した3:00の $w$ 、 $c$ スペクトル、 $wc$ コスペクトルを図5に示す。 $w$ 、 $c$ スペクトルともに慣性小領域の存在を示したが、高周波側でホワイトノイズが見られた。 $c$ スペクトルは低周波側で増加が見られた。また、 $w$ 、 $c$ スペクトル、 $wc$ コスペクトルは $f=0.4$ 付近でピークが表れた。

##### 2) 「乱流状態」(日中)の事例(8月1日12:00)

8月1日の昼間で歪度、尖度が正常な値( $Sk_c = -0.2912$ 、 $Ku_c = 2.719$ )を示し、 $\overline{w'c'}$ が負の値( $= -0.04$ )を示した12:00の $w$ 、 $c$ スペクトル、 $wc$ コスペクトルを図6に示す。 $w$ 、 $c$ スペクトル、 $wc$ コスペクトルは慣性小領域の存在を示した。また $w$ スペクトルは $f=1$ 、 $c$ コスペクトル、 $wc$ コスペクトルは $f=0.1$ でピークが見られた。

#### 5. まとめ

8月1日でのCO<sub>2</sub>フラックス測定の「過小評価」の要因をスペクトル解析を用いて行った。この日のデータでは、CO<sub>2</sub>濃度の歪度、尖度で異常な値が見られた時間でCO<sub>2</sub>フラックスの「過小評価」が見られた。この時間における $w$ 、 $c$ スペクトル、 $wc$ コ

スペクトルには慣性小領域の存在を示した。また夜間で $\overline{w'c'}$ が負の値を示しているが、 $wc$ コスペクトルの低周波側で負の値になっていることが、CO<sub>2</sub>フラックスの「過小評価」の原因となっていると思われる。

歪度、尖度、共分散、 $\overline{w'c'}$ 、 $w$ 、 $c$ スペクトル、 $wc$ コスペクトルを用いて解析した結果、夜間で非定常なためにCO<sub>2</sub>フラックスの「過小評価」をもたらしていることが示唆される。今後、「過小評価」の事例とそうでない事例のより詳細な解析を行い、その要因を特定したい。

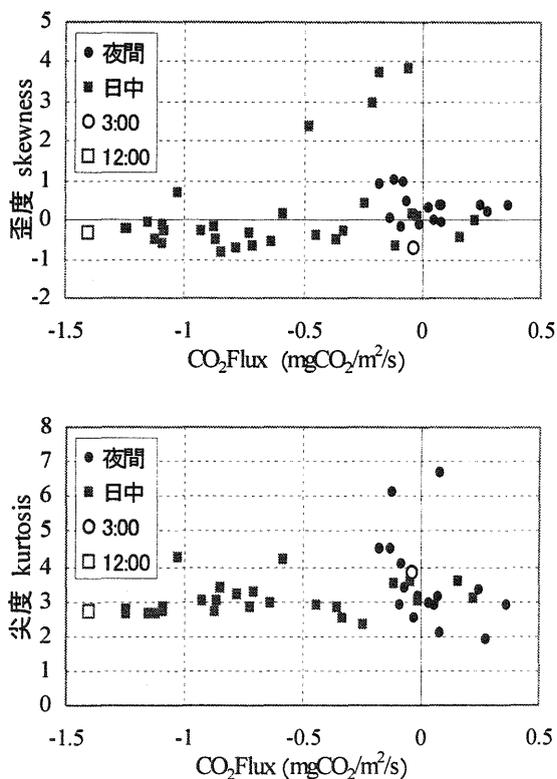


図4 歪度とCO<sub>2</sub>フラックスの関係(上)と尖度とCO<sub>2</sub>フラックスの関係

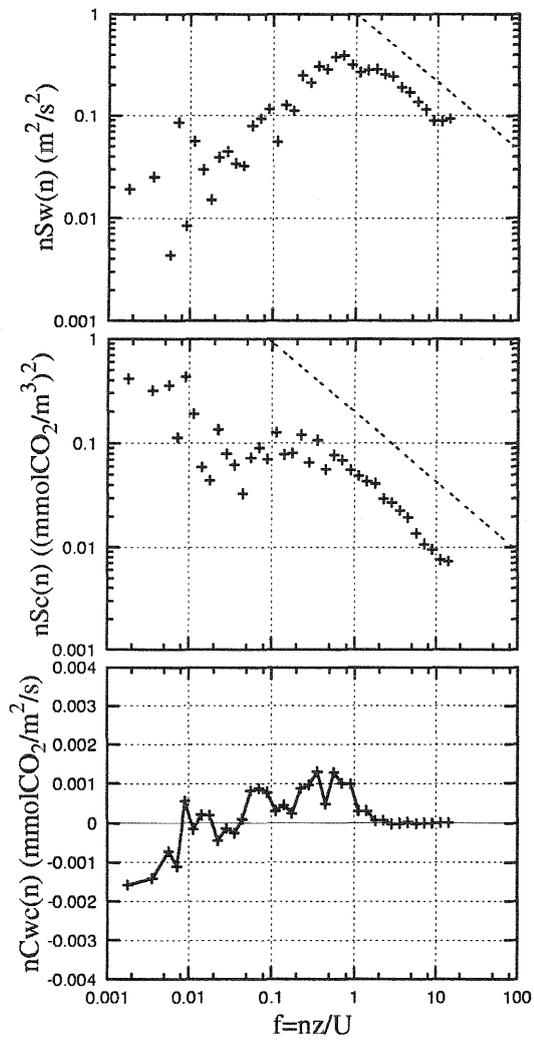


図5 3:00~3:30における  $w$  スペクトル (上)、 $c$  スペクトル (中)、 $wc$  コスペクトル (下)

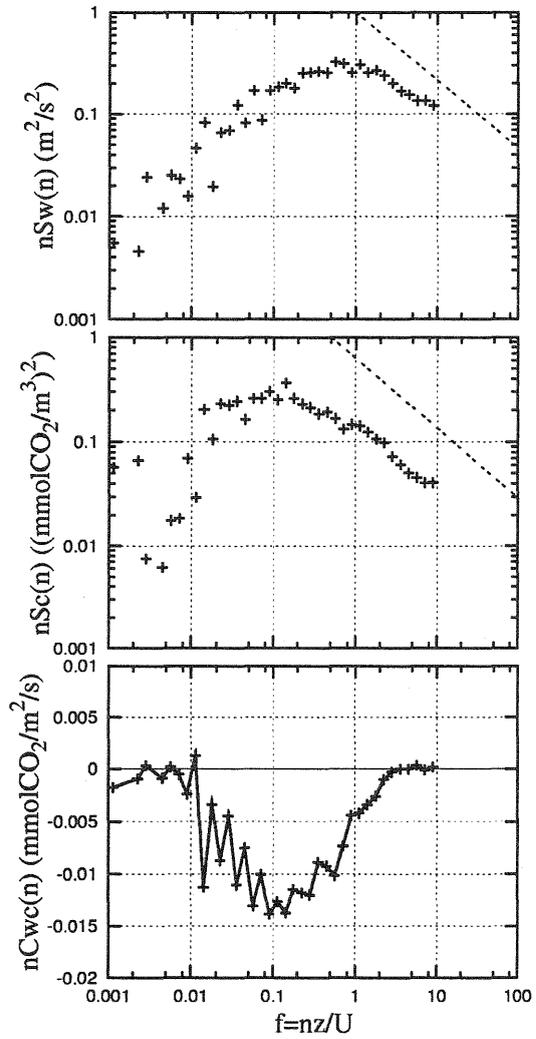


図6 12:00~12:30における  $w$  スペクトル (上)、 $c$  スペクトル (中)、 $wc$  コスペクトル (下)

森林における夜間 CO<sub>2</sub> 流出と地形条件・大気条件の関係の解明\*塚本幸生<sup>(1)</sup> 滝本貴弘<sup>(2)</sup> 岩田徹<sup>(2)</sup> 三枝信子<sup>(3)</sup> 村山昌平<sup>(3)</sup> 山本晋<sup>(2)</sup>

1; 岡山大学環境理工学部、2; 岡山大学大学院環境学研究科、3; 産業技術総合研究所

## 1. はじめに

近年、森林生態系-大気間の CO<sub>2</sub> 交換量は渦相関法によって、日本および世界の多くのサイトでタワーによる連続観測が行われている。しかし、森林生態系の多くは渦相関法に対して理想的な条件ではない地形である複雑地形に分布しており、CO<sub>2</sub> 交換量の観測精度には問題があるとされている。その問題の一つに夜間の冷気流と共に高濃度の CO<sub>2</sub> 気塊が流出するという現象が存在する。この流出した CO<sub>2</sub> はタワーに設置した林上の渦相関センサーでは感知できず、夜間の CO<sub>2</sub> 放出量を過小評価してしまう。ここでは、複雑地形に位置するサイトと平坦地形に位置するサイトにおける観測データの比較解析を行い、夜間の CO<sub>2</sub> 気塊の流出と地形条件・大気条件の関係の解明を図る。

## 2. 観測方法

複雑地形の観測は岐阜県高山市郊外（北緯 36 度 08 分、東経 137 度 25 分）の高度 27m の観測タワーで行った。標高は 1,420m である。植生は、

ミズナラ、ダケカンバ、シラカバを主体とする樹齢 50 年程度の落葉広葉樹の二次林で、林床はクマイザサにほぼ一面覆われている。森林の平均樹高は 15~20m である。サイト周囲の地形は複雑で、サイトは東方向にある乗鞍岳（標高 3,026m）から西方向の高山市街（標高約 600m）へ下る途中の尾根上地形にある。タワーは鞍部上の地形の上であり、周囲 1km の範囲に 100~150m の起伏が存在する。タワー周辺の傾斜度は北東側で約 12 度、南西側で約 6 度である（図 1）。

平坦地形の観測は北海道苫小牧市郊外の苫小牧フラックスリサーチサイト（北緯 42 度 44 分、東経 141 度 31 分）の高度 42m の観測タワーで行った。標高は 140m、植生は植栽後約 40 年前後の落葉針葉樹のカラマツを主体とする人工林である。林床にはオシダ、フッキソウを中心とした植生が存在している。この森林の平均樹高は 18~20m である。タワー周辺の傾斜度は 1~2 度で起伏のほとんどない平坦地である（図 2）。

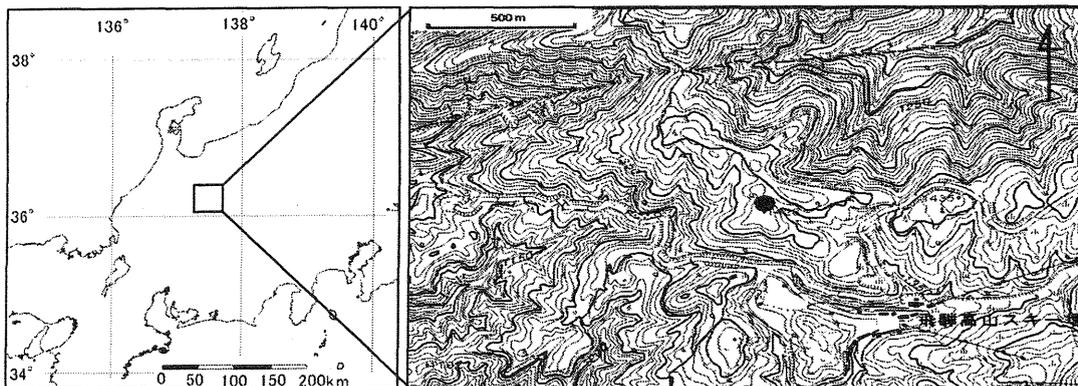


図 1. 高山観測サイト（観測タワーは上図の●）

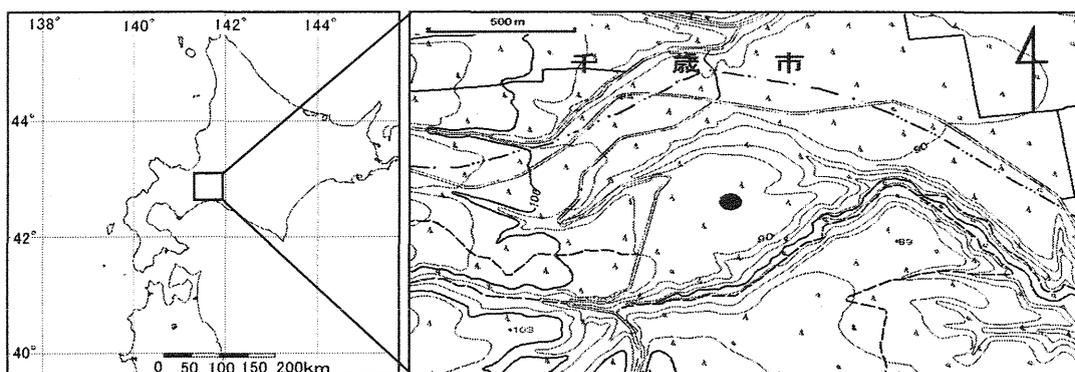


図2. 苫小牧観測サイト（観測タワーは上図の●）

使用したデータは高山では地表から高度 25 m、苫小牧では 41.9m で、共に 2002 年に観測されたものである。両サイト共にフラックス観測には超音波風向風速計 (Kaijo, DAT-600) と赤外線ガス分析計 (LI-COR, LI-6262) を用いた。CO<sub>2</sub> フラックス、摩擦速度( $u_*$ )、気温は 30 分平均値であり、林内の CO<sub>2</sub> 濃度は 1 時間平均値を使用した。

### 3. 解析方法

今回は夜間の大気状態にのみ注目し、日射量が 10W/m<sup>2</sup> より小さいデータを夜間のデータとし解析を行った。森林生態系における CO<sub>2</sub> 交換量である NEE (Net Ecosystem Exchange ; 純生態系交換量) は渦相関法により林上で測定されている CO<sub>2</sub> フラックス ( $F_c$ ) と林内の CO<sub>2</sub> 貯留量 ( $Sc$ ) の和から求められる。また、CO<sub>2</sub> 貯留量は林内の CO<sub>2</sub> 濃度から以下の式により求められる。

$$Sc = \int_0^{zh} \frac{\partial C}{\partial t} dz$$

$C$  ; CO<sub>2</sub> 濃度  $z$  ; 高度  $t$  ; 時間  $zh$  ; 樹高  
大気の乱れが CO<sub>2</sub> フラックス、林内の CO<sub>2</sub> 貯留量、NEE にどのような影響を与えるかを調べるために、大気の乱れの大きな場合 (Case.1) と大気の乱れの小さな場合 (Case.2) の

二つの場合に分ける。場合分けの方法として、風速のシアーによる乱流強度の指標である摩擦速度( $u_*$ )と浮力による乱流強度の指標である温度勾配を用いた。両サイトで、大気の乱れと 2 つの指標の関係、CO<sub>2</sub> 流出に与える影響を調べることができる。さらに、サイト間でよく似た大気条件のときを比較することにより、地形条件が流出に与える影響を調べることが可能となる。

### 4. 結果

#### (1) Case.1

ここでの事例 (図 3) では温度勾配は両サイト共にほとんど無く、 $u_*$  の平均は高山で約 0.45m/s、苫小牧で約 0.3m/s である。CO<sub>2</sub> フラックスは両サイトとも夜間では放出 (NEE が正) を示しており、林内と林上の空気がよく混合されていることがわかる。高山では夜間を通して CO<sub>2</sub> 貯留量はほとんどない。苫小牧では、日射量が 10W/m<sup>2</sup> 以下になった 19 時半に  $u_*$  の値が小さくなり CO<sub>2</sub> 貯留量が増加している。しかし、 $u_*$  の値が大きくなるにつれて、空気が混合され CO<sub>2</sub> は林上に放出されたために、その後 CO<sub>2</sub> 貯留量はほとんどない。

#### (2) Case.2

ここでの事例 (図 4) では、両サイト共に

夜間に一定の温度勾配が見られ、 $u_*$ の平均は約0.1m/sであることから大気は安定状態である。安定大気状態では林内と林上の空気の交換がほとんど行われなため林内のCO<sub>2</sub>貯留量は土壌呼吸等により時間の経過とともに増加していくことが予想される。しかし、高山の夜間のCO<sub>2</sub>貯留量は0付近を推移している。CO<sub>2</sub>フラックスからも林内のCO<sub>2</sub>が林上に放出されたことは確認できない。これに対して、苦小牧では夜間の林内にCO<sub>2</sub>貯留が見られる。

これらの結果から、苦小牧ではNEEは放出を示しているのに対して、高山では放出を示していない。

### 5. まとめ

Case.1のように、大気がよく混合されている状態ではCO<sub>2</sub>フラックス、貯留量ともに高山と苦小牧での差はほとんど見られない。従って、大気の乱れが大きい場合には発生したCO<sub>2</sub>は林上に巻き上げられるために、CO<sub>2</sub>気塊

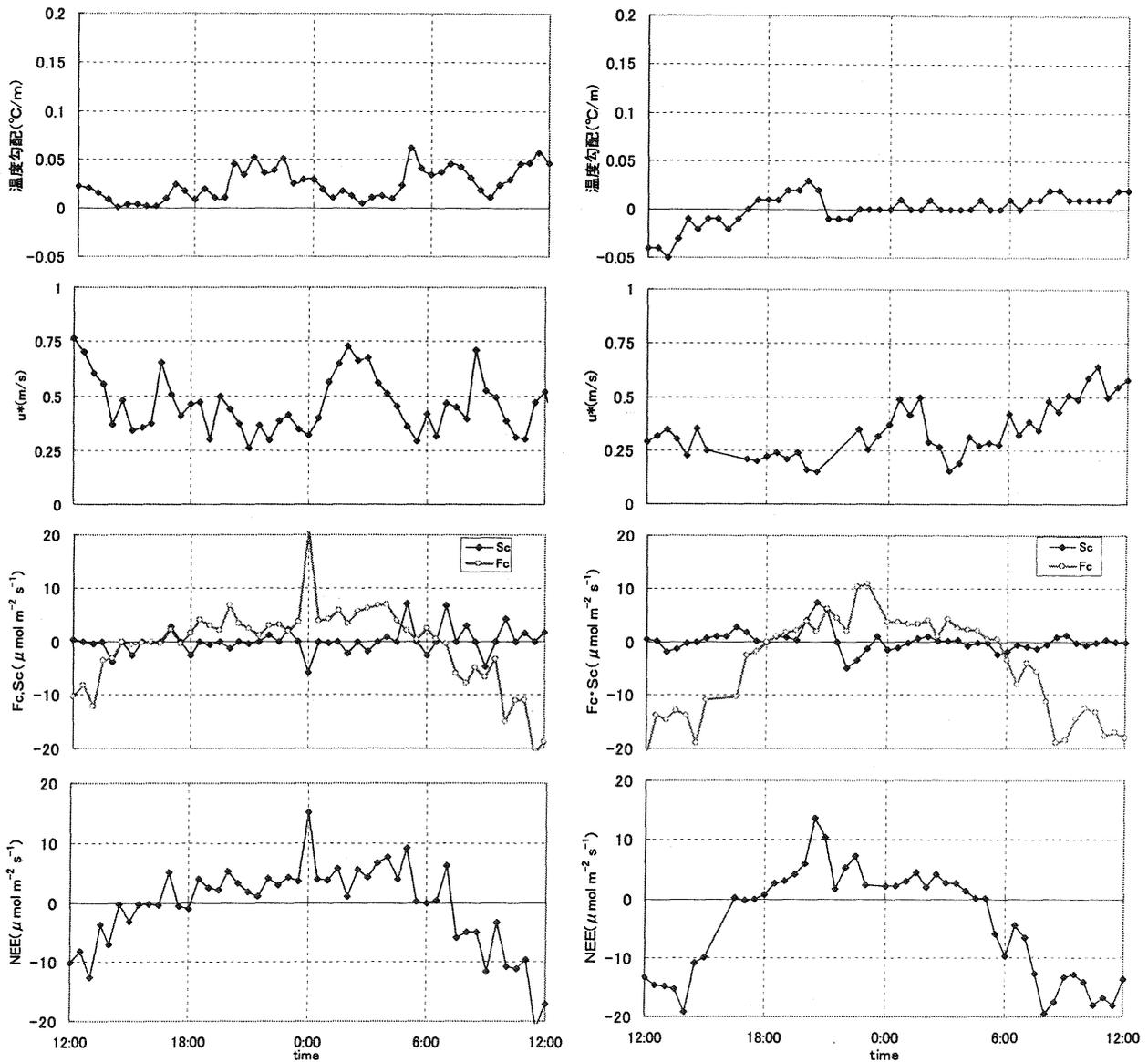


図3. Case.1 (左;高山 7/1-7/2,2002、右;苦小牧 6/11-6/12,2002)

の流出は発生していないものと思われる。大気がよく混合された状態では、地形条件による影響の差は小さいと考えられる。これに対して Case.2 では、CO<sub>2</sub> 貯留量に違いが見られる。苦小牧ではほとんど発生していない CO<sub>2</sub> 気塊の流出が、高山では発生していると考えられる。これは、傾斜度などの地形条件の違いに起因すると思われ、NEE の過少評価に繋がっている。今後は、高山と苦小牧では流出量が定量的にどれほどの差があるのかについて

て解析を進めていく予定である。

(注) ここで使用したデータは環境省地球環境研究総合推進費「21世紀の炭素管理に向けたアジア陸域生態系の統合的炭素収支研究」によるデータベースからのものである

### 参考文献

Saigusa,N., Yamamoto,S., Murayama,S., Kondo,H., Nishimura,N., 2002 : Agricultural and Forest Meteorology,112,203-215.

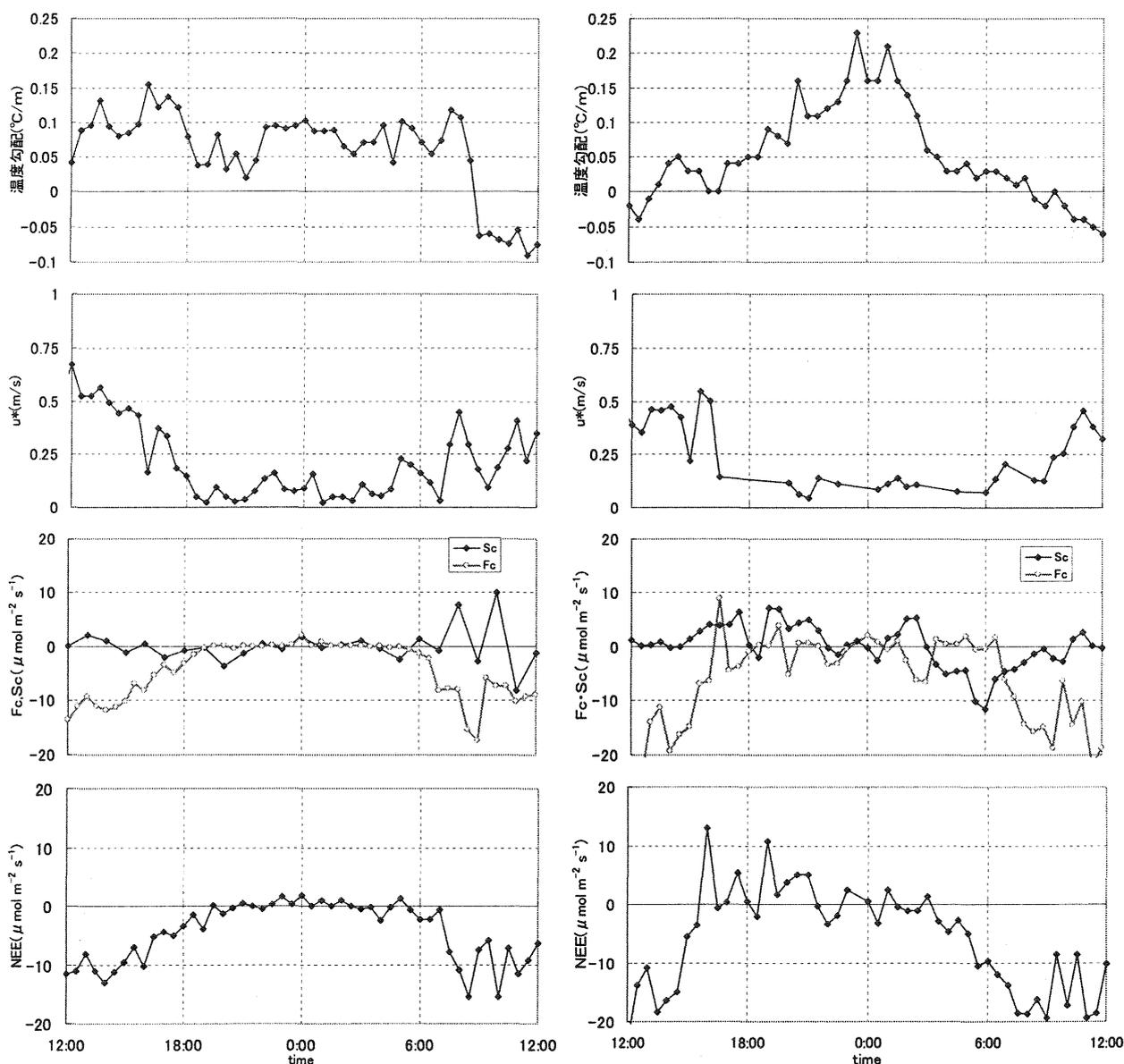


図4. (左;高山 6/2-6/3,2002、右;苦小牧 6/17-6/18,2002)

# 大気 CO<sub>2</sub> 安定同位体シグナルにより検出される温帯草原の生物季節特性

下田 星児 (近畿中国四国農業研究センター)

村山 昌平 (産業技術総合研究所)

莫 文紅 (農業環境技術研究所)

及川 武久 (筑波大学)

## 1. はじめに

モンスーンアジアでは、草原の被覆割合が16%を占める(Oikawa and Ito, 2001)。モンスーンアジアは、降雨の多い地域で温帯湿潤気候に属す。それゆえ、高山草原・海岸草原のような極限地域を除いて、存在する草原は半自然草原である。日本の草原のほとんどはススキ型半自然草原であり、放牧や刈り取り、焼き払い等の人間活動により草原が維持されている。アジアモンスーン気候は、暖かい季節に雲の量が劇的に増加する特徴がある。そのため、雲の量の季節変化と降雨量の変化に伴う環境要因の変化は、炭素交換に影響を与える重要因子である。

筑波大学陸域環境研究センターでは、セイタカアワダチソウのようなC3植物が春から初夏にかけて急速に成長し、ススキや茅のようなC4植物が夏の後半から秋にかけて優占する。C3光合成回路はC4に比べ、一般に高温や土壌の乾燥に対しての適応能力が低い。このため、光合成回路の違いによりC3とC4植物は環境変化に対して異なる反応をすると予想される。本草原では純CO<sub>2</sub>交換量(NEE)の継続観測を行っており、炭素のシンクソースと環境要因に関わる情報を得ている(Saigusa et al. 1998; Li et al., 2003)。年間のCO<sub>2</sub>交換量は梅雨期間の天候により影響を受けることが分かっている(Shimoda et al. 2005)。生態生理的な変動は、温度や他の環境要因と同時に、この地域の陸域CO<sub>2</sub>交換に対し、大きな影響を与える。しかし、渦相関法ではCO<sub>2</sub>交換に対するC3/C4植物の寄与率に関して定量的データを得ることができない。

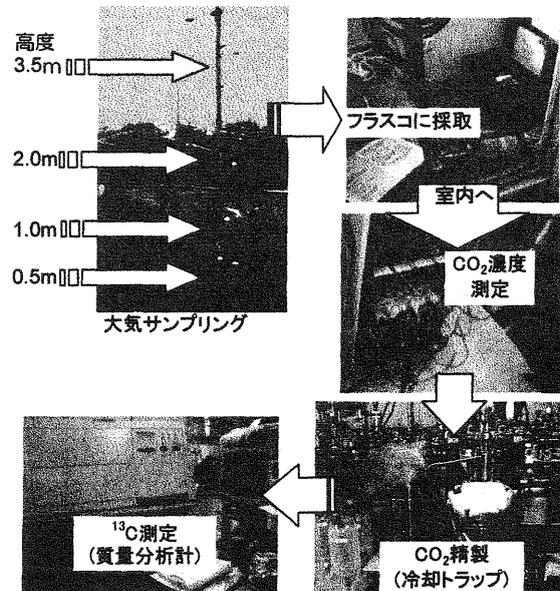
大気炭素安定同位体は、渦相関法を補う、フラックスの分離推定を行うことができるため、炭素循環について必要な情報となる。炭素同位体分別は、植物には<sup>13</sup>Cよりも軽い<sup>12</sup>Cが取り込まれる光合成時に起こる。C3とC4種の割合について特有の情報を得ることができる。C3とC4植物体の平均は、-12パーミルと-28パーミルと言われている。同位体分別過程の異なるC3とC4植物体の同位体比は大気同位体シグナルへ反映される。

本研究では、(1)C3/C4の構成の変化に伴い大気同位体シグナルがどのように変化するかを調べる(2)日本の湿潤温帯草原の光合成と呼吸へのC3とC4の相対的寄与の特徴について議論する。これら情報は、C3/C4草原のCO<sub>2</sub>交換の理解を深め、東アジア地域の陸域生態系の数値モデル化を可能にするだろう。

## 2. 材料および方法

観測は筑波大学陸域環境研究センター草原圃場で行われた。草原は直径160mの円形でセイタカアワダチソウ(キク科C3)やススキ(イネ科C4)が優占するC3/C4混生草原である。この研究では、毎年1月に地上部全体が刈取られ、草原の状態が維持されている。大気採取・測定方法の模式を第1図に示す。炭素安定同位体比測定用大気サンプルは、2003年に1ヶ月毎に採取した。高度0.5m、1.0m、2.0m、3.5mに設けた採気口からチューブ(Dekoron Type 1300, Furon Co. Ltd.)を伸ばし、ダイアフラムポンプを用いて容積1Lのガラス製フラスコに採取した。CO<sub>2</sub>濃度測定の後、CO<sub>2</sub>ガス精製ラインを用いてCO<sub>2</sub>の精製を行った。CO<sub>2</sub>は液体窒素で-195℃に冷却してトラップされ、-120℃のエタノールにつけ昇華させ封入管に移動させた。質量分析計(Delta-S, Finnigan Mat)により炭素安定同位体比を測定した。

乾燥植物体は粉碎ミル mill (Heiko Co.Ltd., Japan) で細粉状にされた。大気サンプルは質量分析計(Flash EA 1112, Finnigan Mat, Germany)で植物体サンプルは質量分析計(Delta Plus, Finnigan Mat, Germany)で炭素安定同位体比を測定した。

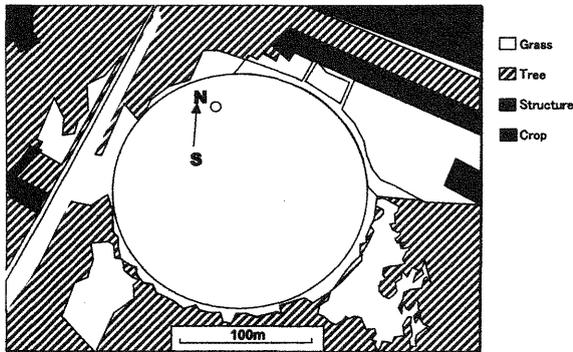


第1図. 大気採取・測定方法の模式図

## ■ 解析方法 ■

生態系の同位体分別過程を明らかにするため、Keeling プロットを用いて炭素同位体の生態系呼吸項( $\delta^{13}C_R$ )を決定した。Keeling プロットとは、大気  $CO_2$  の増加に対するソースの貢献を、 $CO_2$  濃度に対する  $\delta^{13}C$  の値をプロットしたものである。群落内と境界層の大気中のガス濃度は、あるバックグラウンドの大気濃度と、生態系からのソースを加えた大気を反映した値となる。

本圃場周辺は、森林や畑等の  $C_3$  起源の土地利用に囲まれた状態であった(第 2 図)。サンプリング地点は、主風向(南)に対して長いフェッチを確保できるように、円形圃場の中心から北へ 60m の場所に設置した。このため、森林や畑方向から風が吹いた場合、周辺の  $C_3$  生態系起源が大気に含まれる可能性が高い。北側(0-90 degree and 270-360 degree)から風が吹く時間帯に収集された大気は、Keeling Plot の計算から除外した。外部からの風向が観測された 19.9%と、偏差の大きい 9.3%のデータは取り除いた。



第 2 図. 圃場周辺の土地利用状況

## ■ 結果および考察 ■

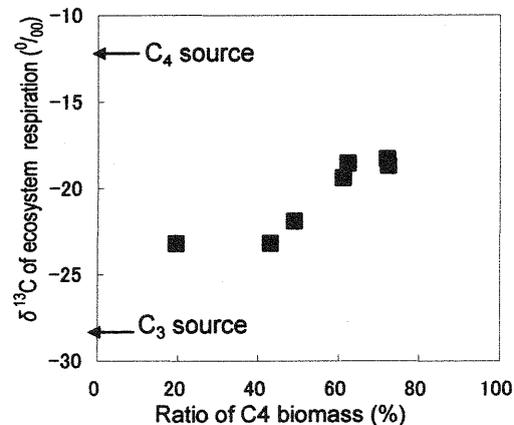
この草原では、5 月はセイタカアワダチソウやヨモギなどの  $C_3$  植物が群生し、植物体地上部バイオマスからみても優占していた。5 月の呼吸起源の  $\delta^{13}C$  値 ( $\delta^{13}C_R$ ) 値は  $-22.3\text{‰}$  であった(第 3 図)。同じく  $C_3$  植物が優占した 7 月の  $\delta^{13}C_R$  値は  $-23.5\text{‰}$  であった。これらの値は  $C_3$  植物の個体の同位体比に近く、生態系呼吸のソースの  $\delta^{13}C$  は  $C_3$  植物による寄与が大きかったと思われる。 $C_3$  植物の  $\delta^{13}C$  値を平均的な値である  $-28\text{‰}$ 、 $C_4$  植物の  $\delta^{13}C$  値を  $-12\text{‰}$  と仮定すると、生態系全体のガス交換に対する  $C_3$  植物の寄与率は 5 月で 69%、7 月で 76% となる。一方、8 月には  $\delta^{13}C_R$  値は  $-20.6\text{‰}$  まで低下した。この草原では、毎年 7 月から 8 月にかけて  $C_3$  植物から  $C_4$  植物への優占種の移行が起こった。 $C_3$  植物の生態系ガス交換に対する寄与率は 57% と推定され、7 月に比べ小さくなっており、優占種の移行が  $\delta^{13}C_R$  値の変化に大きく影響したと考えられる。大気の  $\delta^{13}C$  値は生態系によるガ

ス交換を代表したものであり、植物体地上部によるガス交換のみならず、植物体地下部や土壌呼吸を含めた生態系全体のガス交換を代表している。このため、 $C_3$  植物の地上部バイオマスが優占したことだけが、 $\delta^{13}C_R$  値を小さくした理由とはいえない。しかし、5 月、7 月の  $\delta^{13}C_R$  値に、 $C_3$  植物の生態系ガス交換が大きく寄与した可能性が高い。

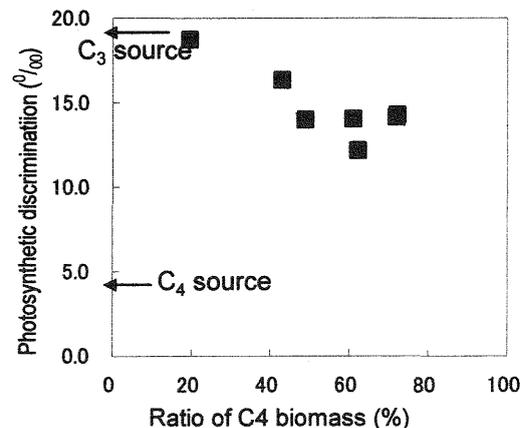
光合同位体分別は、 $C_4$  バイオマス割合が増加するに連れ、値が小さくなった(第 4 図)。光合成の  $C_4$  植物の寄与が徐々に増加したことを示している、と考えられる。

## ■ まとめ ■

条件を仮定した上ではあるが、優占種の移行にもなる生態系ガス交換のソースとなる  $\delta^{13}C$  値 ( $\delta^{13}C_R$ ) を推定し、 $C_3/C_4$  植物の寄与率の季節変化を明らかにした。今後は、植物体地上部、地下部や土壌の  $\delta^{13}C$  値を含めて総合的な、 $CO_2$  の  $^{13}C$  ソースの推定を行い、生態系炭素循環プロセスを詳細に解明する必要がある。



第 3 図. 生態系呼吸起源の  $\delta^{13}C$  とバイオマスの  $C_4$  植物割合



第 4 図. 光合同位体分別とバイオマスの  $C_4$  植物割合

## 極域森林における LAI 測定 ～地上観測と MODIS の比較～

\*伊達尚史<sup>(1)</sup>, 植山雅仁<sup>(2)</sup>, 岩田徹<sup>(1)</sup>, 北本知之<sup>(1)</sup>, 原菌芳信<sup>(2)</sup>, 山本晋<sup>(1)</sup>

(1) 岡山大学大学院環境学研究科, (2) アラスカ大学国際北極圏研究センター

### 1. はじめに

アラスカなどの極域においては、温暖化により永久凍土の融解による土壌メタンの放出や病害虫の北進による針葉樹林の枯死、森林火災の増加など生態系の激変が予想される。広域的な植生指標を評価するために人工衛星データの活用が有望視されている。しかし衛星データには、地上観測点の代表性の評価が難しいこと、同じ植生においても、疎密様々な植生密度に対して衛星データが適正な値を観測できているかどうか、という問題がある。また、地上観測においても、植生指標の測定方法に様々な手法があり、その確度と精度にばらつきが大きいという問題がある。

そこで本研究では、様々な地上観測により評価した植生指標にはどのような違いがあるのか、衛星データは地上データに対して適正な値を観測できているのか検証することを目的として、地上測定 3 手法の相互比較および地上データと衛星データの比較を行った。

### 2. 実験および解析手法

#### 2.1 観測概要

極域の気候は一般に乾燥しており、短くて温暖な夏(5月～9月)と長くて寒い冬(10月～4月)に分かれる。観測サイトは凍土上に発達した黒トウヒとその下層植物、コケからなり、夏期は凍土が徐々に融解していき、土壌融解層が深くなる。地上観測点

は、アメリカ合衆国アラスカ州のフェアバンクス市内にあるアラスカ大学フェアバンクス校(UAF)の北部構内にある天然林保護区内に3箇所(siteA,B,C)と、ここから約3km離れたクリーマーズフィールド公園内の天然林に1箇所(siteD)を選定して行なった。これらの地点はいずれも、アラスカ域極域植生の卓越種である黒トウヒの原生林である。サイト選定には植生が疎密の程度を考慮した。

各サイトで光合成有効放射量(PAR)センサーを複数個設置し、入射PARおよび反射PARを30秒毎に連続的に測定した。またsiteAおよびCにおいては、魚眼レンズを装備したデジタルカメラを設置し全天写真を2時間毎に撮影した。さらに、持ち運びが可能なプラント・キャノピー・アナライザーを用いて、約2週間毎に各サイトにおけるLAIの手動測定も実施した。各サイトの特徴・用いた測器および位置をそれぞれ表1、図1に示す。観測期間は2006年5月17日(DOY137)～9月24日(DOY267)であり、観測期間に取得した全てのデータを対象として解析を行なった。

#### 2.2 LAI の推定方法

##### (a) プラント・キャノピー・アナライザーによる実測手法

プラント・キャノピー・アナライザーにはLi-Cor社製LAI-2000を用いた。測定は直達日射の影響を避けるため、曇りの日ま

たは時間帯に行った。各サイト近傍において、8 地点をランダム測定し平均した値をその日のデータとした。

#### (b) 全天写真による画像解析法

魚眼レンズを装備したデジタルカメラを用いて 2 時間毎に全天写真の撮影を行った。画像データから LAI を推定するために Winphot (ter. Steege, 1996) を用いた。解析対象とする画像には、曇りの日のもの、降水や結露による水滴でレンズが汚れていないものを選んだ。

#### (c) PAR 連続測定による評価手法

光合成有効放射量 (PAR) の連続データより LAI の算出を行った。算出にはランベルト・ベールの吸光則を用いた。式は次の通りである。

$$b = a \cdot e^{-k \cdot LAI}$$

a: 太陽から入射してくる PAR

b: 透過してくる PAR

k: 吸光係数

吸光係数は、プラント・キャノピー・アナライザーにより測定した LAI と、そのときの PAR データを用いて算出した。プラント・キャノピー・アナライザーによる測定を行う毎に吸光係数を求め、すべての吸光係数を平均した。ここでは算出された 0.77 を用いた。データは曇りの日を選んで解析を行った。

#### (d) 衛星データによる広域評価手法

MODIS ( Moderate - resolution Imaging Spectroradiometer ) は人工衛星 Terra に搭載されたセンサーのひとつであり、空間分解能 250m~1km、36 種類の観測波長帯を持つ。Terra は 1999 年に NASA により打ち上げられ、軌道高度が約 705km、周期は約 99 分である。衛星データは無料の配布サイトから LAI の 8 日間コンポジットデータ (解像

度は 1km) をダウンロードし、UAF の国際北極圏研究センターにおいて画像処理ソフト IDL を用いて解析処理を行った。解析対象期間は DOY17~257 である。

### 3. 結果

#### 3.1 地上測定 3 手法の比較

siteC における地上測定 3 手法の季節変化を図 2 に示す。PAR およびプラント・キャノピー・アナライザーによる LAI (それぞれ  $LAI_{PAR}$ 、 $LAI_{2000}$  とする) は DOY219 付近をピークとして季節変化が見られた。しかし、全天写真から推定した LAI (以下  $LAI_{fish}$  とする) は季節変化が見られなかった。また  $LAI_{fish}$  は  $LAI_{PAR}$ 、 $LAI_{2000}$  に対して過小評価となった。この結果は siteA においても同様であった。

$LAI_{2000}$  を基準として、季節変化の確認できた  $LAI_{PAR}$  との相関比較を行った結果を図 3 に示す。植生密度の最も小さい siteC において相関が最も高い (PAR からの LAI 算出がよくできている) 結果となり、 $LAI_{2000}$  に対して  $LAI_{PAR}$  は、siteA において過小評価、siteB において過大評価となった。

#### 3.2 地上データと衛星データの比較

$LAI_{PAR}$  と  $LAI_{2000}$  の間に過大・過小評価の関係があったので、 $LAI_{PAR}$  を補正し正確な地上データとした ( $LAI_{cor}$ )。また、LAI と光合成有効放射吸収率 (FPAR) の間には線形の関係がある (Zhou, 2002) とされており、光強度から LAI を算出することができる。この値 ( $LAI_{FPAR}$ ) を衛星データとの比較に用いた。なお、FPAR は次の式で求めることができる。

$$FPAR = A/a$$

$$A = a - c - b + d$$

A:光合成有効放射吸収量

a:太陽から入射してくる PAR

b:透過してくる PAR

c:木に反射される PAR

d:植物が吸収した PAR

衛星データの処理については、siteA~C 地点の地点データを抽出して解析を行った (LAI<sub>MODIS</sub> とする)。siteB および C は同ピクセル上にあるため、データは同じ値が得られる。図 4 に siteB における LAI<sub>cor</sub>、LAI<sub>FPAR</sub>、LAI<sub>MODIS</sub> の季節変化を示す。LAI<sub>MODIS</sub> は DOY113 までは植生が少ない。その後、植物の成長が始まり、DOY185 においてピークとなる。衛星データにも地上観測値と同様の季節変化が見られた。しかし、ピーク時の値がかなりの過大評価となる。また、LAI<sub>FPAR</sub> は LAI<sub>cor</sub> に対し全般的に過大評価となる。このことは、他のサイトにおいても同様となった。LAI<sub>FPAR</sub> と LAI<sub>MODIS</sub> を比較すると、ピーク時を除いて近い値で変動している。FPAR と LAI の関係から算出された LAI のほうが、MODIS データに近い値となったことがわかる。このとき LAI<sub>FPAR</sub> を用いて算出した吸光係数は 0.46 となった。

#### 4. まとめ

今回の観測では、地上測定 3 手法のうち全天写真による LAI には季節変化が見られないこと、他の観測手法に比べて過小評価となることがわかった。また PAR による LAI はプラント・キャノピー・アナライザーによる LAI と比較して、siteA で過小評価、siteB で過大評価となった。

衛星データにより季節変化を観測することができた。植生のピーク時にかなりの過大評価となった。FPAR と LAI の関係より LAI を算出すると、衛星データに近い値を評価することができた。衛星データはピーク時を除いて地上データに近い値を観測できていると言える。そのときの吸光係数は 0.46 となり、最初に算出した値(0.77)と異なっていた。この吸光係数が黒トウヒに適応可能かどうか、今後解析を進めて検証していきたい。

#### 参考文献

- [1]ter Steege, H. 1996. WINPHOT 5.0: a programme to analyze vegetation indices, light and light quality from hemispherical photographs. Tropenbos Guyana Programme, Tropenbos, Guyana. Rep. 95-2. (<http://www.bio.uu.nl/~herba/Guyana/winphot/>)
- [2]Xiaodong Zhou,2002: Interception of PAR and relationship between FPAR and LAI in summer maize canopy, Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002,IGARSS '02. 2002 IEEE International, vol.6,3252- 3254

表 1:各サイトの特徴および用いた測器

site	植生	測器	Tower
A	中間	Li190(Li-cor)PAR センサー、全天カメラ、LAI-2000	有
B	密	Li190(Li-cor)PAR センサー、LAI-2000	有
C	疎	Li190(Li-cor)PAR センサー、全天カメラ、LAI-2000	無

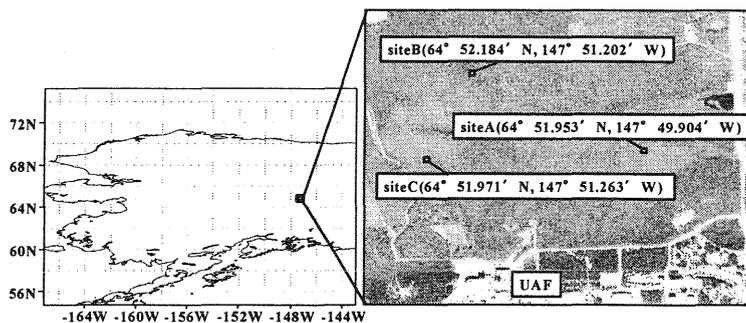


図 1:各サイトの位置

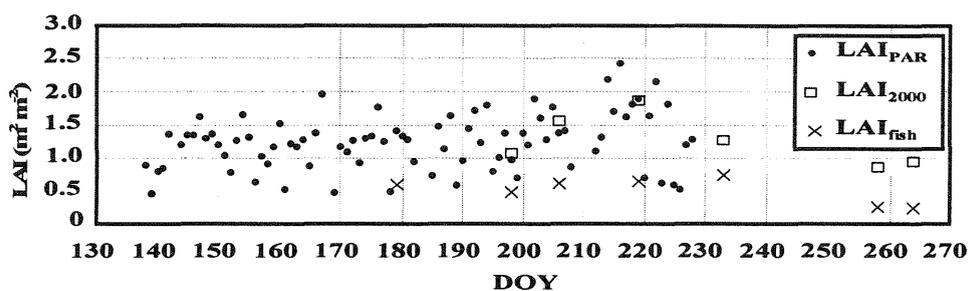


図 2: 地上測定 3 手法の季節変化(siteC)

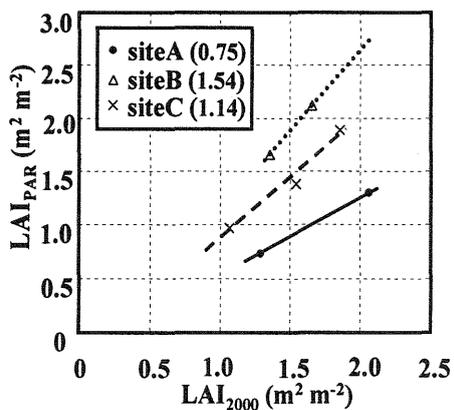


図 3: LAI<sub>PAR</sub> と LAI<sub>2000</sub> の相関(括弧内の数字は近似曲線の傾き)

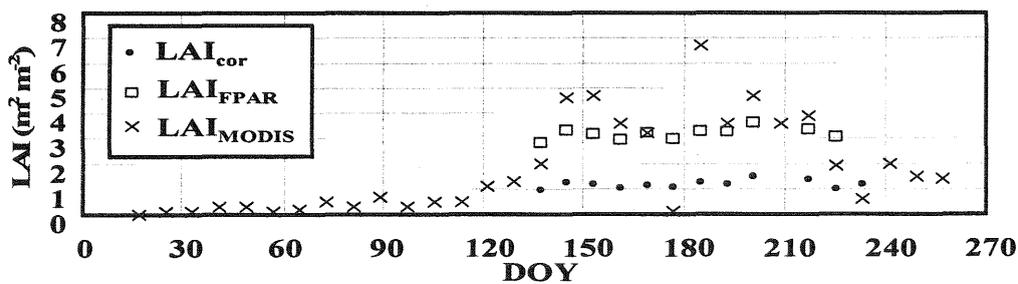


図 4: 補正後の LAI(LAI<sub>cor</sub>)、FPAR から求めた LAI(LAI<sub>FPAR</sub>)、MODIS の LAI(LAI<sub>MODIS</sub>) の季節変化(siteB)

## 衛星データによる水稻群落での LAI 推定

\*吉川俊作<sup>1</sup>、北本知之<sup>2</sup>、岩田徹<sup>2</sup>、滝本貴弘<sup>2</sup>、山本晋<sup>2</sup>

1) 岡山大学環境理工学部、2) 岡山大学大学院環境学研究科

### 1. はじめに

地球温暖化予測のために、炭素固定量の定量的評価を広域的に行うことが課題となっている。特に、東アジア一帯には水稻耕作地が広がっており、大気-水稻耕作地間における NEE (Net Ecosystem Exchange ; 生態系純交換量) の評価を行うことが重要である。地上観測における NEE 評価は高精度化が進んでいるが、広域に渡る評価を行うことが困難である。そこで衛星より取得されるデータを利用し NEE の評価を行うことが今後の主要な研究手法となってくる。衛星データは全球をカバーしており、広範囲に及ぶ NEE 評価が可能となる。

衛星データによる NEE 評価に重要となるのが、各種の樹種ごとの LAI (Leaf Area Index ; 葉面積指数) の推定である。LAI は単位面積あたりに存在する片面の葉面積であり、光合成量を見積もるモデルのインプットデータとして期待される。つまり NEE 推定の正確性に大きく影響を与えることになる。そこで本研究では水稻群落における LAI について、地上観測と衛星データから得られるパラメータの相関を調べ、LAI の広域推定を行うことを目的として観測実験および解析を行った。

### 2. 解析方法

#### 2. 1 観測サイト

測定場所は岡山市南方約 20km、岡山県玉野市八浜町の児島湾干拓地にある岡山大学農学部附属八浜農場で、面積は約 300×300 m<sup>2</sup>、採取の対象となる圃場面積は約 70×90 m<sup>2</sup>である (図 1)。

#### 2. 2 LAI 測定

測定期間は稲の生育期間(5月28日播種、10月下旬収穫予定)内で、2006年6月29日から約2週間の間隔で観測を行い、9月末までに6回の観測を行った(6/29, 7/13, 7/27, 8/10, 9/4, 9/14)。観測は稲の刈取が行われるまで継続する。

測定方法は水田の中で平均的な密度の部分の毎回2箇所決め、それぞれ0.5×0.6 m<sup>2</sup>の範囲の稲を採取した。採取した稲の茎、葉をスキャンし、その投影面積を求めた。スキャンした稲と採取した稲全体の重量比から採取した稲の葉面積を求め、2ヶ所の平均値を圃場全体の LAI とした。

#### 2. 3 衛星データの解析

衛星データより植物の活性度合として用いられる NDVI (Normalized Difference Vegetation Index ; 正規化植生指数) を抽出する。NDVI とは、植物が赤領域 (R) の波長を吸収し、近赤外領域 (IR) の波長を反射する、という特性を利用した値であり、次式のように算出される。

$$\text{NDVI} = \frac{\text{IR} - \text{R}}{\text{IR} + \text{R}}$$

NDVI は-1.0~1.0 の値をとり、数値が 1 に近いほど植生が密であることを示す。

衛星データはアメリカ海洋大気庁が運営している低軌道地上観測衛星 NOAA の AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer; 改良型高分解能放射計) からのデータを使用する。今回は NOAA-17 号のデータから観測サイトのピクセルデータを抽出し、LAI を測定した日の前後 5 日間の NDVI の最大値をその LAI に対応する値とした。

#### 2. 4 LAI 推定式

LAI と NDVI の間には既往の研究によって有意な関係が認められており、LAI の推定式は NDVI の関数として表すことができる。例えば、針葉樹林での LAI 推定式は Nemani and Running(1989)によれば、

$$\text{LAI} = 0.65 \times \exp(\text{NDVI}/0.34)$$

という NDVI に関する指数関数で表すことができる。このような関数形による推定が水稲耕作地においても同様に適用可能かどうかを検証するために、指数近似曲線による LAI 推定を試みた。

#### 3. 結果

地上観測による LAI と衛星データによる NDVI の季節変化を図 2 に示す。LAI、NDVI ともに季節進行、つまり水稲の成長と共に増加している。地上観測の LAI と NDVI の関係を調べ、推定式を求めた結果、

$$\text{LAI} = 0.273 \times \exp(\text{NDVI}/0.157)$$

となった (図 3)。また、比較図を見る限りでは、指数近似よりも線形近似のほうがよりよい近似を示すことが予想されたため、線形近似による推定式を求めた結果、

$$\text{LAI} = 13.03 \times \text{NDVI} - 0.883$$

となり、解析対象期間とした水稲の生育盛期までは指数近似よりも相関が高い結果となった。

得られた近似式を用いて衛星データによる LAI 推定値を求め、地上観測による LAI と共に季節変化を示したのが、図 4 である。線形近似による LAI、指数近似による LAI ともに、地上観測値と同様な季節変化を示した。

#### 4. まとめ

衛星データによる LAI を推定するために、同期する地上観測を実施し近似式を求めた。対象とした生育期間においては、指数近似、線形近似ともに高い相関を得ることができた。直線近似による推定は指数近似による推定と比較して、高い相関関係を示した。これは生育期間盛期である 9 月末時点までにおいて LAI と NDVI は比例関係である、ということの意味している。収穫時期へ向かって葉面の黄化、水稲の枯死により LAI、NDVI ともに値が低下することが予想されるが、観測を継続して更なるデータの集積と解析を行う必要がある。

今後、今回得られた LAI 推定式が観測サイト以外の水稲耕作地において、適用可能かどうか検討を行う必要がある。さらに様々な地域の水稲耕作地の観測データ及び、衛星データを収集して、衛星データによる LAI 推定の高精度化、また最終的に NEE の推定モデルに入力して炭素収支の広域評価を目標に解析を進めていきたい。

#### 参考文献

Nemani, R. R., and Running, W. S., 1989 : Estimation of Regional Surface Resistance to Evapotranspiration

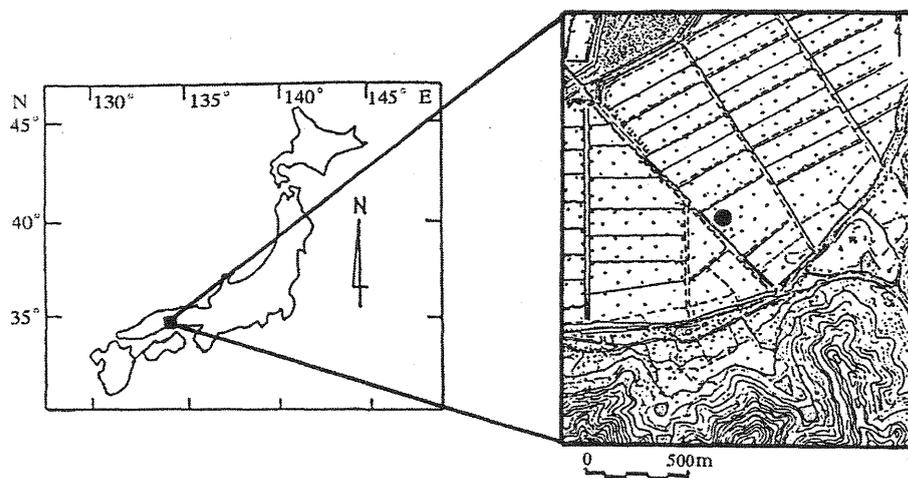


図1 観測対象とした岡山大学附属八浜農場の位置

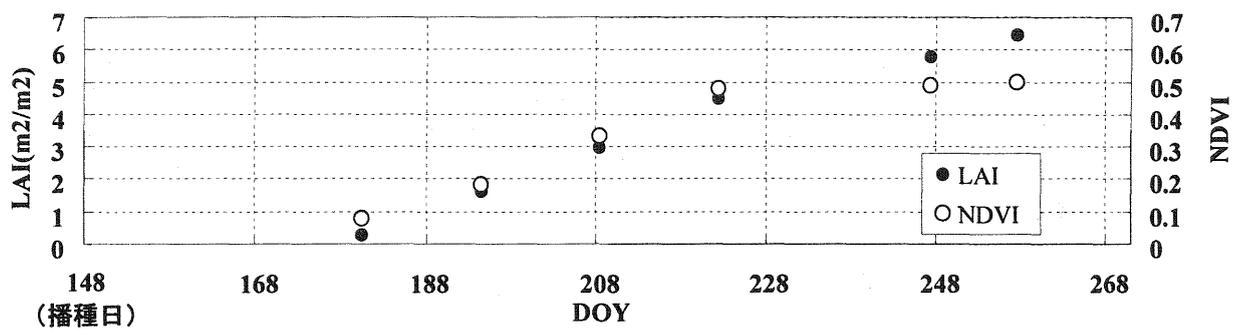


図2 地上観測による LAI と NOAA/AVHRR による NDVI の季節変化

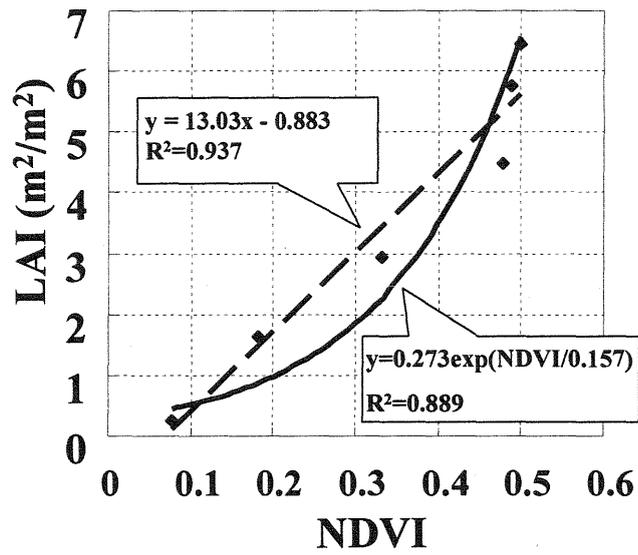


図3 地上観測による LAI と衛星観測による NDVI の相関

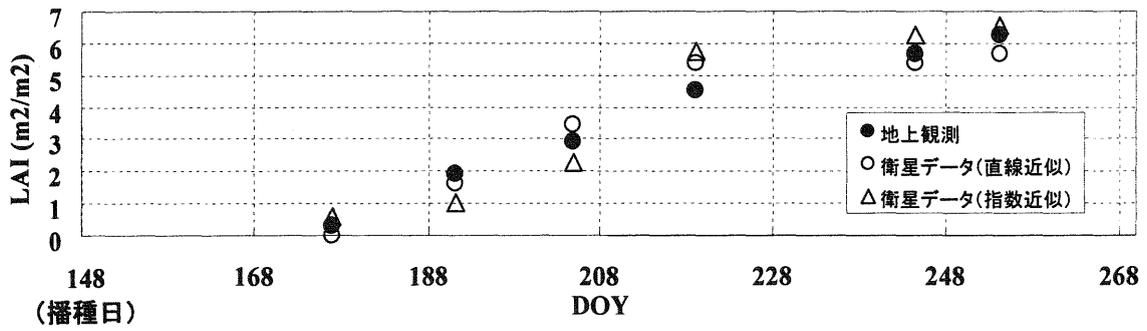


図4 地上観測に星観測から推定された LAI の季節変化

## 瀬戸内海・四国沖における二酸化炭素の測定 —神戸大学練習船「深江丸」1994～2005年研究航海—

山下栄次(岡山理大・技術研)・\* 武田麻里・沢田健・沖野美和(岡山理大・総合情報学部)

### 1. はじめに

人間活動によって大気中に放出された二酸化炭素のうち、海洋に吸収される量を把握することは、大気中の二酸化炭素の将来予測、さらにはその結果に基づいた地球温暖化の予測にとって重要な課題である。しかし、二酸化炭素の吸収量は海域によって大きく異なり、太平洋の赤道域のように逆に大気中に二酸化炭素を放出している海域もある。さらに、同じ海域でも季節により吸収域となったり放出域となったりする。このように海域や季節によって吸収・放出の状況が一様でないことが、海洋による大気中二酸化炭素の吸収量の見積りの不確実性を大きくしている。この不確実性を小さくするためには、海域別・季節別に二酸化炭素の吸収量または放出量を見積もることが必要である。(気象庁, 2000)

我々は、1994年から2005年にかけて行われてきた深江丸研究航海において、バルク法を用い瀬戸内海・四国沿岸の海水中二酸化炭素分圧を測定してきた。本研究では、これらのデータを用いてそれぞれの海域での春季、夏季の大気-海洋間におけるCO<sub>2</sub>の交換量を求め、その水平分布について検討する。

### 2. 方法

#### 2.1 測定概要

観測は、神戸大学海事科学部の練習船「深江丸」船上で行った。図1, 2に春季及び夏季の航路図を示す。

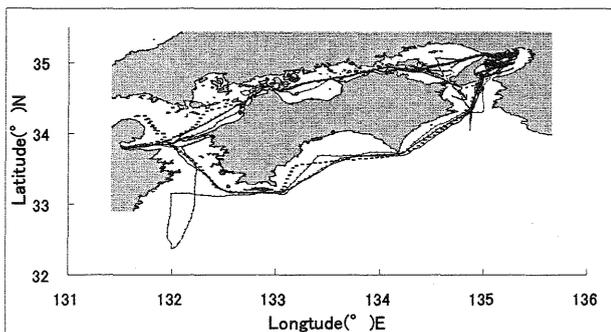


図1 春季の航路図

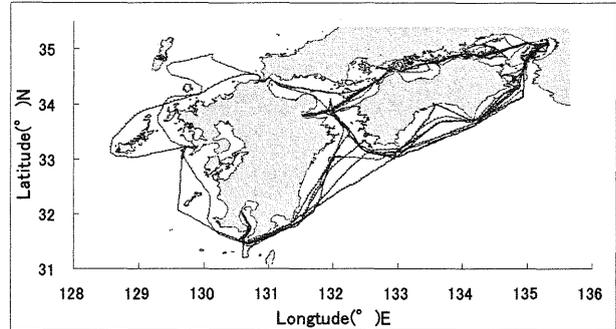


図2 夏季の航路図

1994年3月, 1995年7月, 1996年3月, 1997年3・9月, 2000年3・9月, 2001年3・8月, 2002年3・8月, 2003年8月, 2004年3月, 2005年3・9月に行った。測定海域は、瀬戸内海及び四国沖である。瀬戸内海は図3に示すように、瀬戸内環境保全特別措置法に基づいて区分した。

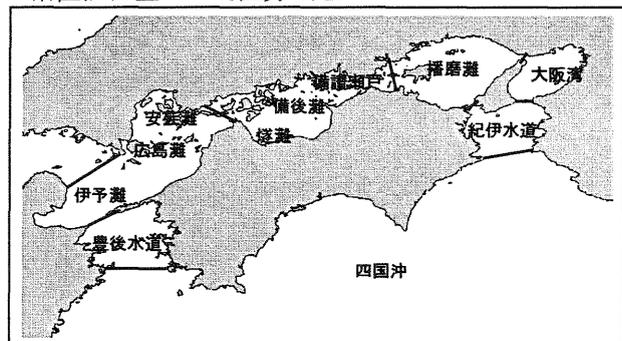


図3 海域区分

#### 2.2 測定方法

測定項目は、海水中二酸化炭素分圧 ( $p\text{CO}_2$ ,  $\mu\text{atm}$ ), 大気中二酸化炭素分圧 ( $\text{PCO}_2$ ,  $\mu\text{atm}$ ), 表面海水温度 (SST,  $^{\circ}\text{C}$ ), 塩分 (S, psu) を求めるための電気伝導度 (EC,  $\text{mS/cm}$ ), 溶存酸素 (DO,  $\text{mg/l}$ ), pH である。試料海水は、海面より約 3.5m 下の深江丸船底採取口より、試料大気は、船首側の海表面から高さ 10m に取り付けられた採取口から、それぞれ連続採取した。測定間隔は、 $p\text{CO}_2$  が 15 分毎, SST, 電気伝導度, pH が 5 分毎,  $\text{PCO}_2$ , DO が 1 分毎である。船位と風速は深江丸によって測定されたデータを用いた。

また、 $p\text{CO}_2$  の測定には Ohtaki et al. (1994) により開発された岡山式自動測定バブリング式海水中二酸化炭素計 (S-ONE Co. INC.) の改良型を用いた。

## 2.4 CO<sub>2</sub>flux の計算方法

大気・海洋間の CO<sub>2</sub> 交換量は、pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> の差から求める。この交換量を求めるために、Andrie et al.(1986)により報告されている次式により求めた。単位は mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup> である。

$$\text{CO}_2\text{flux} = 0.24 \times K \times \alpha \times \Delta p\text{CO}_2$$

ここで、K は交換速度 (cm・h<sup>-1</sup>)、 $\alpha$  は溶解度 (mol・kg<sup>-1</sup>・atm<sup>-1</sup>)、 $\Delta p\text{CO}_2$  は pCO<sub>2</sub> から PCO<sub>2</sub> を引いた値 ( $\mu$  atm) である。値が正の場合は海洋から大気中への放出、負の場合は大気中から海洋への吸収を表す。

K は、Liss and Merlivat(1986)により報告されている交換速度で次式を用いた。

$$K = 0.17 \times U \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{2/3} \quad 0 < U \leq 3.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$K = (2.85 \times U - 9.65) \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{1/2} \quad 3.6 < U \leq 13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$K = (5.9 \times U - 49.3) \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{1/2} \quad U > 13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

Sc はシュミット数と呼ばれる係数、Sc<sub>20</sub> は水温 20°C におけるシュミット数である。このシュミット数は、

$$\text{Sc} = 1065 - 23.5 \times \text{SST} \quad (^\circ\text{C})$$

から求める。

$\alpha$  は、Weiss(1974)により報告されている次式を用いて求めた。

$$\alpha = \exp[-60.2409 + 93.4517(100/T) + 23.3585 \ln(T/100) + S(0.023517 - 0.023656(T/100) + 0.0047036(T/100)^2)]$$

ここで、T は絶対温度(K)、S は塩分である。

## 3. 結果と考察

### 3.1 pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> について

図 4 に、春季の各海域における pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> の平均値を示す。pCO<sub>2</sub> は大阪湾で 226.9  $\mu$  atm、紀伊水道で 293.5  $\mu$  atm、四国沖で 325.7  $\mu$  atm、豊後水道で 312.6  $\mu$  atm、伊予灘・広島灘・安芸灘で 306.7  $\mu$  atm、燧灘・備後灘・備讃瀬戸で 279.8  $\mu$  atm、播磨灘で 254.6  $\mu$  atm であった。

PCO<sub>2</sub> は大阪湾で 389.6  $\mu$  atm、紀伊水道で 407.7  $\mu$  atm、四国沖で 391.0  $\mu$  atm、豊後水道で 388.3  $\mu$  atm、伊予灘・広島灘・安芸灘で 394.0  $\mu$  atm、燧灘・備後灘・備讃瀬戸で 395.7  $\mu$  atm、播磨灘で 387.1  $\mu$  atm であった。

春季では、全ての海域において PCO<sub>2</sub> が pCO<sub>2</sub> を上回り、 $\Delta p\text{CO}_2$  は負の値を示した。

次に、図 5 に、夏季の各海域における pCO<sub>2</sub> の平均値を示す。大阪湾で 320.5  $\mu$  atm、紀伊水道で

368.5  $\mu$  atm、四国沖で 359.8  $\mu$  atm、豊後水道で 391.5  $\mu$  atm、伊予灘・広島灘・安芸灘で 430.0  $\mu$  atm、燧灘・備後灘・備讃瀬戸で 498.3  $\mu$  atm、播磨灘で 477.0  $\mu$  atm であった。

夏季の各海域における PCO<sub>2</sub> の平均値は、大阪湾で 387.0  $\mu$  atm、紀伊水道で 382.8  $\mu$  atm、四国沖で 378.7  $\mu$  atm、豊後水道で 388.8  $\mu$  atm、伊予灘・広島灘・安芸灘で 383.7  $\mu$  atm、燧灘・備後灘・備讃瀬戸で 395.2  $\mu$  atm、播磨灘で 396.0  $\mu$  atm であった。

夏季では、大阪湾、紀伊水道、四国沖で PCO<sub>2</sub> が pCO<sub>2</sub> を上回り、 $\Delta p\text{CO}_2$  は負の値を示した。伊予灘・広島灘・安芸灘、燧灘・備後灘・備讃瀬戸、播磨灘では PCO<sub>2</sub> が pCO<sub>2</sub> を下回り  $\Delta p\text{CO}_2$  は正の値を示した。

### 3.2 CO<sub>2</sub>flux の水平分布

図 6 に春季の各海域における CO<sub>2</sub>flux を示す。その結果、全ての海域において吸収となった。特に、2004 年 3 月は各海域で最高値をとり、大阪湾では -83.51 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、紀伊水道では -68.97 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup> を示した。

CO<sub>2</sub>flux は、それを求める式

$$\text{CO}_2\text{flux} = 0.24 \times K \times \alpha \times \Delta p\text{CO}_2$$

からも分かるように、交換速度、すなわち風速の影響を受ける。春季の大阪湾の風速は、2004 年を除くと最小値が 2.8 m・s<sup>-1</sup>、最大値が 7.7 m・s<sup>-1</sup> であったのに対し、2004 年の風速は、平均値が 12.9 m・s<sup>-1</sup>、最高値が 25.0 m・s<sup>-1</sup> であった。そして、この年の flux 量は、春季の全海域において他の年より大きかった。これは、風速が大きかったためである。

次に、図 7 に夏季の各海域における CO<sub>2</sub>flux を示す。すると、伊予灘・広島灘・安芸灘、燧灘・備後灘・備讃瀬戸、播磨灘で全ての航海期において放出となった。四国沖は吸収を示し、大阪湾と紀伊水道では吸収・放出が共に見られた。Flux の量は、春季に比べると小さく、最大値は 2001 年 8 月の大阪湾の -21.8620 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup> であった。

図 8 に春季及び夏季の各海域における CO<sub>2</sub>flux の平均値を示す。春季は、大阪湾で -18.60 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、紀伊水道で -16.81 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、四国沖で -9.99 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、豊後水道で -8.03 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、伊予灘・広島灘・安芸灘で -4.24 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、燧灘・備後灘・備讃瀬戸で -7.41 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、播磨灘で -10.87 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup> であった。

夏季は、大阪湾で -1.10 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、紀伊水道で -4.20 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、四国沖で -2.23 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、豊後水道で 0.04 mmol・m<sup>-2</sup>・day<sup>-1</sup>、伊予灘・広

島灘・安芸灘で  $6.13\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ , 燧灘・備後灘・備讃瀬戸で  $2.86\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ , 播磨灘で  $4.88\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ であった。

夏季は春季に比べ、伊予灘・広島灘・安芸灘を除く全海域で flux 量が大きくなった。また、大阪湾から伊予灘・広島灘・安芸灘までの瀬戸内海では、春季は吸収、夏季は放出となったのに対し、太平洋側の海域では春季・夏季共に吸収となった。

### 謝辞

本研究をするにあたり、お世話になった神戸大学海事学部附属研究船深江丸の矢野吉治船長、深江丸乗務員の皆様にお礼申し上げます。また、同大学教授石田廣史先生、同大学助教授林美鶴先生をはじめ、お世話になった神戸大学の関係者の方々に感謝いたします。

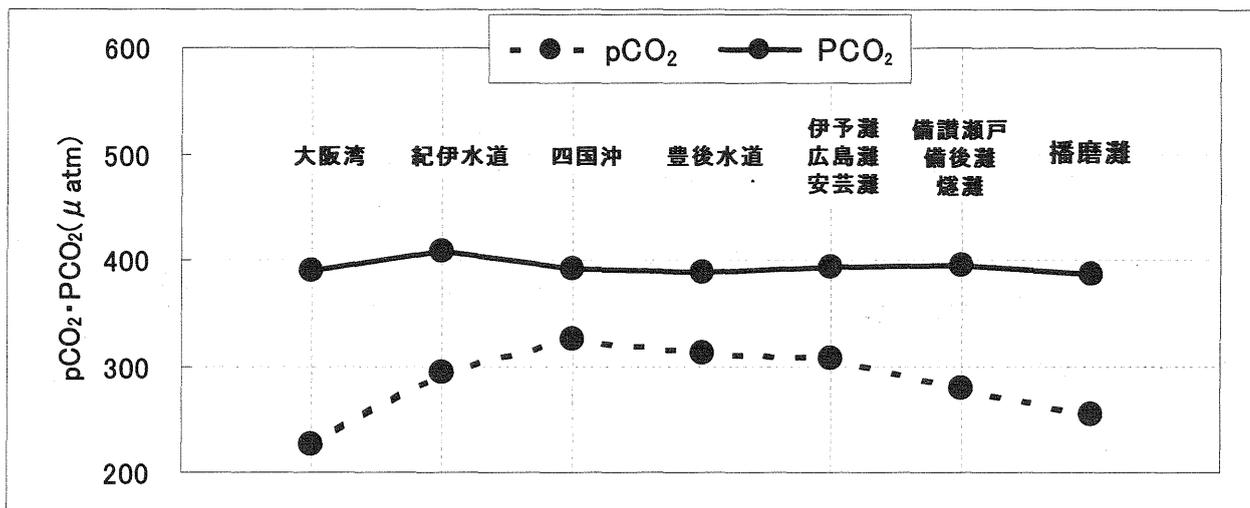


図4 春季の各海域における pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> の平均値

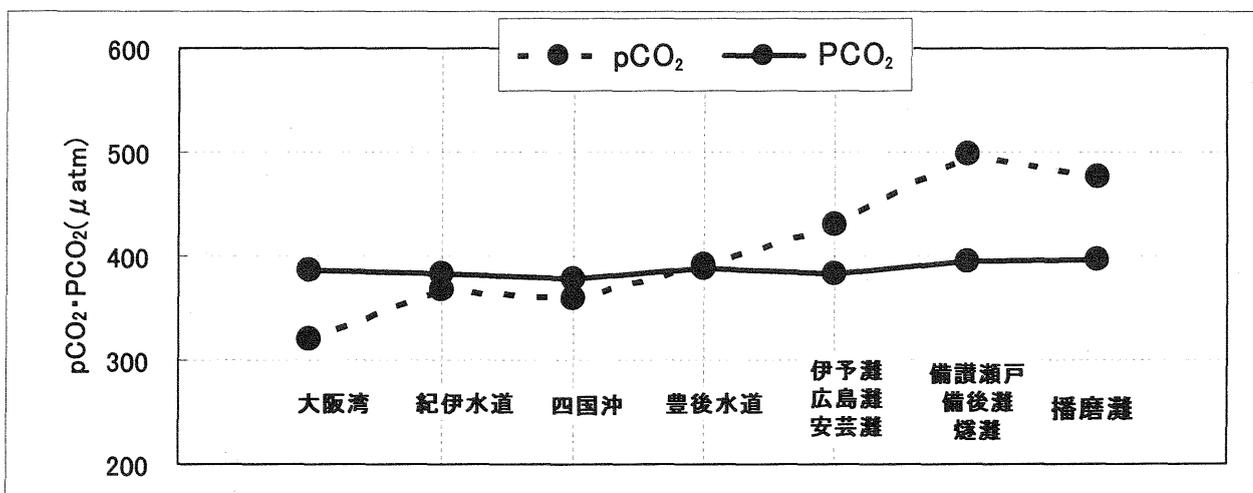


図5 夏季の各海域における pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> の平均値

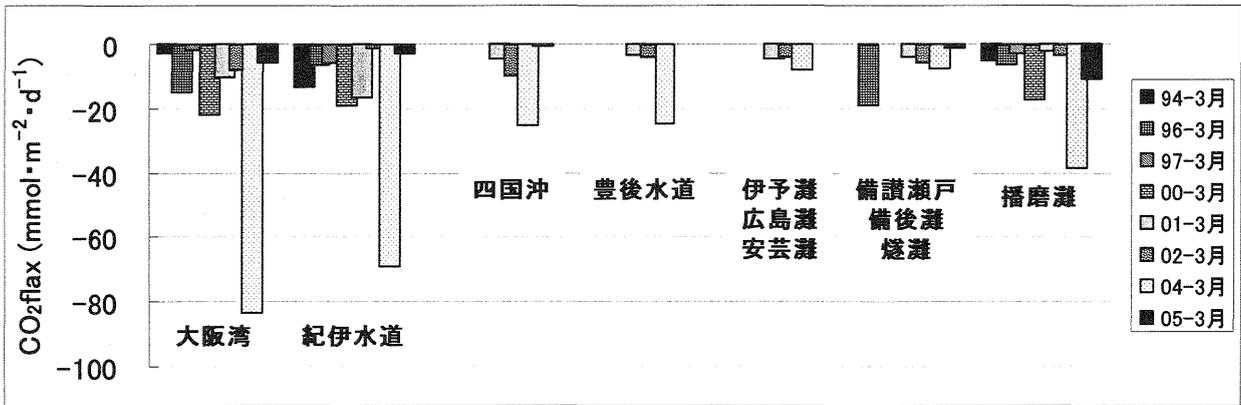


図6 春季の各海域における CO<sub>2</sub> flux

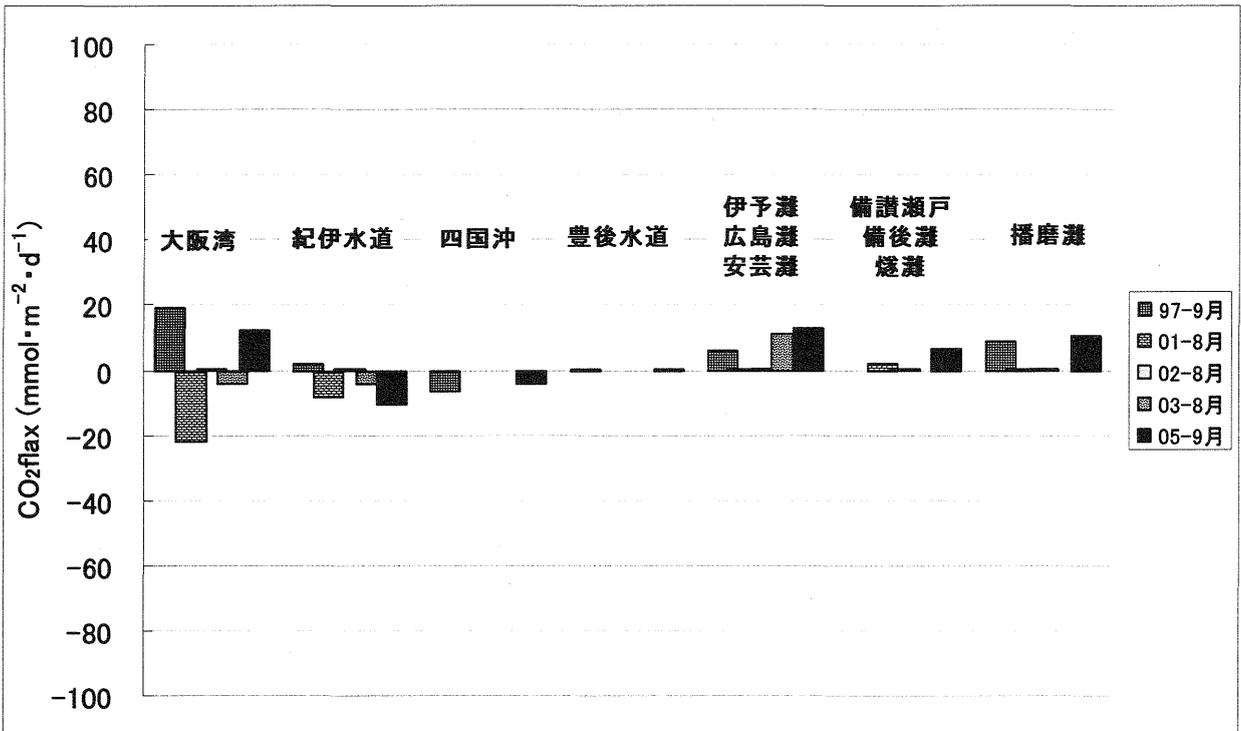


図7 夏季の各海域における CO<sub>2</sub> flux

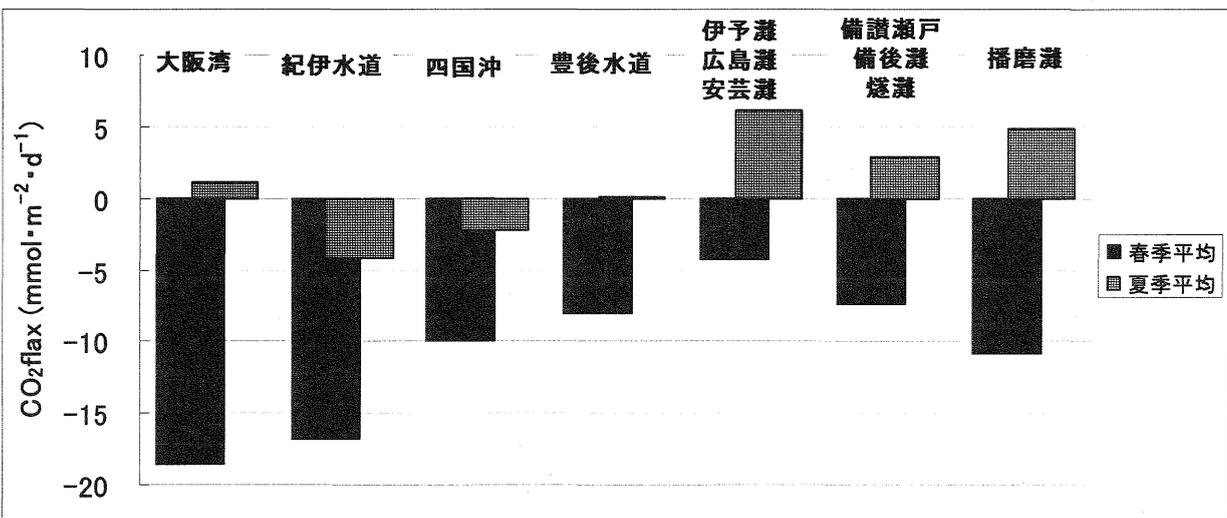


図8 春季・夏季の各海域における CO<sub>2</sub> flux の平均値

## 瀬戸内海・日本海における二酸化炭素の測定 —岡山県瀬戸内市牛窓、新潟県上越市大潟—

山下栄次（岡山理大技術研）・\*沢田健・武田麻里（岡山理大総合情報学部）

満崎純（岡山理大工学部）・岩田徹（岡山大学環境理工学部）

### 1. はじめに

近年、二酸化炭素の増加に伴い、地球温暖化現象が顕在化してきている。その解決のため、将来の二酸化炭素濃度予測、排出源対策が検討されている。その中で、大気と海洋における二酸化炭素の交換量を正確に評価することが大きな課題となっている。地球の7割が海であり、海洋の炭素存在量は大気の50倍以上あることから、海洋中の二酸化炭素量を無視することはできず、温暖化問題解決の大きな鍵を握っていることは間違いない。

本研究では、瀬戸内海(岡山県瀬戸内市牛窓)と日本海(新潟県上越市大潟)における海水中二酸化炭素及び関連物質の観測を通じて牛窓と大潟の海域の差について検討した。

### 2. 方法

#### 2.1 測定概要

観測場所は、岡山県瀬戸内市牛窓の岡山大学臨界実験所にある栈橋と新潟県上越市大潟の京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所にある栈橋の2

ヶ所で行った。図1に牛窓の採水地点、図2に大潟の採水地点を示した。観測期間は、牛窓は2002年6月8日～6月11日の4日間で、大潟は2006年6月25、26、28、29日7時から18時までの4日間のデータを用いた。

#### 2.2 採水方法

牛窓では、ポンプで水深0.5mを連続してサンプリングを行い、測定を行った。

大潟では、栈橋から北原式B号採水器を用いて水深0.5mの海水を採水し、テフロンチューブで500ml褐色瓶に採取した。採取は瓶底から静かにを行い、約10秒間オーバーフローをさせ、気泡が入らないように蓋をした。また、後で温度補正を行うので、このときの海水の温度を測っておく。その後、採取した海水を実験室に持ち帰り、瓶ごとの水温を均一に保つため水道水を流したプールに2時間浸けてからバルク法による測定を行った。pCO<sub>2</sub>は2回測定し平均値を算出した。採水は、朝7時から夜の18時にかけて2時間おきに行った。

#### 2.3 測定項目と測定間隔

測定項目は、海水中二酸化炭素分圧(pCO<sub>2</sub>, μ

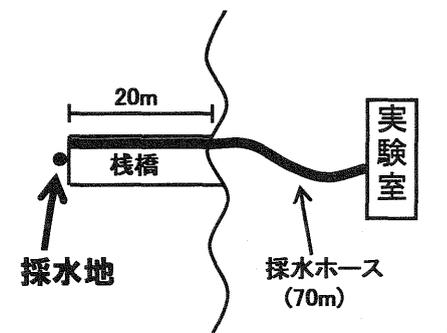


図1 牛窓の採水地点

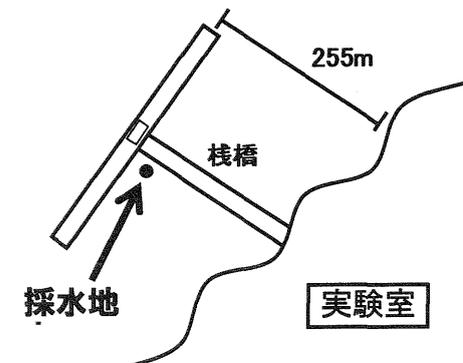


図2 大潟の採水地点

表1 牛窓と大潟の測定概要

観測場所	Date	pCO <sub>2</sub> (μ atm)	PCO <sub>2</sub> (μ atm)	SST(°C)	S(psu)	pH	DO(mg·l <sup>-1</sup> )
牛窓(瀬戸内海)	2002/06/08~11	15min毎→1h平均	1min毎→1h平均	5min毎→1h平均	5min毎→1h平均	5min毎→1h平均	1min毎→1h平均
新潟(日本海)	2006/06/25, 26, 28, 29	2h毎	15min毎→2h平均	2h毎	2h毎	2h毎	2h毎

atm)、大気中二酸化炭素( $\text{PCO}_2$ ,  $\mu\text{atm}$ )、表面海水水温(SST,  $^{\circ}\text{C}$ )、塩分(S, psu)を求めるための電気伝導度(EC,  $\text{mS/cm}$ )、溶存酸素(DO,  $\text{mg/l}$ )、pH、である。牛窓と新潟の測定項目と測定間隔について表1に示した。

## 2.4 測定原理

$\text{pCO}_2$ の測定は、大滝等(1994)により開発された岡山式自動測定バブリング式海水中二酸化炭素計(S-ONE Co. INC.)の改良型を用いた。システムは、NDIR分析部(UNIT1)、平衡器部(UNIT2)、任意濃度のキャリアガス発生部(UNIT3)、電源制御信号発生部(UNIT4)、PCによるシステム制御・記録部(UNIT5)で構成される。

平衡器に試料海水を挿入後、既知濃度の $\text{CO}_2$ キャリアガスを流しバブリングさせる。バブリングすると、試料海水中の $\text{CO}_2$ はキャリアガスと濃度差が生じているので、NDIRでガス濃度(ppm)から電圧差に変換される。その信号がPCに送られ、濃度差に応じて正又は負のピークを示す。この測定を異なる濃度のキャリアガスで5回測定を行う。その後、5つの電圧のピークとキャリアガス濃度との関係が表示され、最小二乗法で算出した回帰直線が描かれる。試料海水の濃度は電圧差のピークが0になるときであるから、そのときのキャリアガス濃度の値から試料海水の濃度を得ることができる。

## 2.5 計算方法

$\text{pCO}_2$ は下記の方法で規格化を行なった。温度係数は、yamasita et al.(1997)により求められた $4.5\% \cdot \text{P} \cdot \text{pCO}_2 \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ を用いた。計算式を下に示す。

$$\text{pCO}_2[\text{SST}] = \text{pCO}_2 - (4.5/100 \times \Delta \text{SST}) \times \text{pCO}_2$$

$\text{pCO}_2[\text{SST}]$ : 規格化した $\text{pCO}_2$

$\text{pCO}_2$ : 観測の $\text{pCO}_2$

$$\Delta \text{SST} = \text{現場水温} (^{\circ}\text{C}) - 25 (^{\circ}\text{C})$$

本研究では、全て $25^{\circ}\text{C}$ に規格化した。

塩分の規格化には、塩分係数 Oudot (1989) により報告されている $44 \mu\text{atm} \cdot \text{psu}^{-1}$ を用いた。

$$\text{pCO}_2[\text{S}] = \text{pCO}_2 - 44 \times \Delta \text{S}$$

$\text{pCO}_2[\text{S}]$ : 規格化した $\text{pCO}_2$

$\text{pCO}_2$ : 観測の $\text{pCO}_2$

$$\Delta \text{S} = \text{現場塩分} (\text{psu}) - 32 (\text{psu})$$

本研究では、全て $32\text{psu}$ に規格化した。

水温と塩分の両方を規格化したものを $\text{pCO}_2[\text{SST}, \text{S}]$ と示した。

## 2.6 $\text{CO}_2$ flux の計算方法

大気・海洋間の $\text{CO}_2$ 交換量は、 $\text{pCO}_2$ と $\text{PCO}_2$ の差から求める。この交換量を求めるために、Andrie et al.(1986)により報告されている次式により求めた。単位は $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ である。

$$\text{CO}_2 \text{ flux} = 0.24 \times K \times \alpha \times \Delta \text{pCO}_2$$

ここで、 $K$ は交換速度( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ )、 $\alpha$ は溶解度( $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$ )、 $\Delta \text{pCO}_2$ は $\text{pCO}_2$ から $\text{PCO}_2$ を引いた値( $\mu\text{atm}$ )である。値が正の場合は海洋から大気中への放出、負の場合は大気中から海洋への吸収を表す。

$K$ は、Liss and Merlivat(1986)により報告されている交換速度で次式を用いた。

$$K = 0.17 \times U \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{2/3} \quad 0 < U \leq 3.6 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$K = (2.85 \times U - 9.65) \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{1/2}$$

$$3.6 < U \leq 13 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$K = (5.9 \times U - 49.3) \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{1/2} \quad U > 13 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$$

$\text{Sc}$ はシュミット数と呼ばれる係数、 $\text{Sc}_{20}$ は水温 $20^{\circ}\text{C}$ におけるシュミット数である。このシュミット数は、

$$\text{Sc} = 1065 - 23.5 \times \text{SST} (^{\circ}\text{C})$$

から求める。

$\alpha$ は、Weiss(1974)により報告されている次式を用いて求めた。

$$\alpha = \exp[-60.2409 + 93.4517(100/T) + 23.3585 \ln(T/100) + S(0.023517 - 0.023656(T/100) + 0.0047036(T/100)^2)]$$

ここで、 $T$ は絶対温度(K)、 $S$ は塩分である。

## 3. 牛窓と大潟の比較の結果及び考察

牛窓では24時間の連続測定を行ったが、大潟との比較をするために、大潟の測定時間に合わせて7時から19時までのデータを用いた。牛窓と大潟の各測定項目の集計値について表2に示した。

図3に牛窓と大潟における $\text{pCO}_2$ の測定例を示した。

図4に牛窓と大潟における $\text{pCO}_2$ の正時の平均値を示した。牛窓の $\text{pCO}_2$ の平均値は $405.1 \mu\text{atm}$ 、最高値-最小値は $150.2 \mu\text{atm}$ で、大潟の $\text{pCO}_2$ の平均値は $342.0 \mu\text{atm}$ 、最高値-最小値は $17.1 \mu\text{atm}$ であった。牛窓での変化の方が大潟より変化の大きい海域であった。

図5に牛窓と大潟における $\text{PCO}_2$ の正時の平均値を示した。牛窓の $\text{PCO}_2$ の平均値は $380.0 \mu\text{atm}$ 、最高値-最小値は $38.9 \mu\text{atm}$ で、大潟の $\text{PCO}_2$ の平均値は $398.0 \mu\text{atm}$ 、最高値-最小値は $11.4 \mu\text{atm}$ で

あった。日変化は牛窓の方が大きい、二酸化炭素濃度は大潟の方が  $18 \mu \text{ atm}$  大きいことがわかった。

図6に牛窓と大潟におけるDOの正時の平均値を示した。牛窓のDOの平均値は  $8.01 \text{ mg/l}$ 、最高値-最小値は  $2.60 \text{ mg/l}$  で、大潟のDOの平均値は  $8.31 \text{ mg/l}$ 、最高値-最小値は  $0.37 \text{ mg/l}$  であった。牛窓での変化の方が大潟より変化の大きい海域であった。

図7に牛窓と大潟におけるpHの正時の平均値を示した。牛窓のpHの平均値は  $8.151$ 、最高値-最小値は  $0.169$  で、大潟のpHの平均値は  $8.236$ 、最高値-最小値は  $0.023$  であった。牛窓での変化の方が大潟より変化の大きい海域であった。

図8に牛窓と大潟におけるSの正時の平均値を示した。牛窓のSの平均値は  $31.4 \text{ psu}$ 、最高値-最小値は  $0.78 \text{ psu}$  で、大潟のSの平均値は  $31.5 \text{ psu}$ 、最高値-最小値は  $0.28 \text{ psu}$  であった。牛窓での変化

の方が大潟より変化の大きい海域であった。

図9に牛窓と大潟におけるSSTの正時の平均値を示した。牛窓のSSTの平均値は  $23.1^\circ \text{ C}$ 、最高値-最小値は  $4.55^\circ \text{ C}$  で、大潟のSSTの平均値は  $22.2^\circ \text{ C}$ 、最高値-最小値は  $0.81^\circ \text{ C}$  であった。牛窓での変化の方が大潟より変化の大きい海域であった。

図10に牛窓と大潟におけるFluxの正時の平均値を示した。 $\Delta \text{pCO}_2$  が牛窓では正の値、大潟では負の値を示した。そのことから牛窓では  $\text{CO}_2$  が海洋から大気に放出して、大潟ではその反対の海洋が  $\text{CO}_2$  を吸収していることがわかった。牛窓のFluxの平均値は  $0.090 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ 、最高値-最小値は  $0.811 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  で、大潟のFluxの平均値は  $0.471 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ 、最高値-最小値は  $2.460 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  であった。牛窓での変化より大潟の方が変化の大きい海域であった。

表2 牛窓と大潟の各測定項目の集計値

	Area	Mean	Max	Min	Max-Min	SD	n
pCO <sub>2</sub>	牛窓	406.0	486.3	336.1	150.2	33.9	44
	大潟	342.0	380.3	314	65.9	17.1	24
PCO <sub>2</sub>	牛窓	380.0	402.9	364.0	38.9	10.7	44
	大潟	398.0	433.0	376.2	56.8	11.4	24
DO	牛窓	8.01	9.35	6.75	2.60	0.60	44
	大潟	8.31	8.85	7.68	1.16	0.37	24
pH	牛窓	8.151	8.230	8.062	0.169	0.038	44
	大潟	8.236	8.283	8.199	0.084	0.023	24
S	牛窓	31.4	31.9	31.2	0.78	0.15	44
	大潟	31.5	31.9	30.9	1.00	0.28	24
SST	牛窓	23.1	25.5	20.9	4.55	0.94	44
	大潟	22.2	23.6	20.9	2.67	0.81	24
Flux	牛窓	0.090	0.811	0	0.811	0.107	44
	大潟	0.471	2.460	0.072	2.388	0.549	24

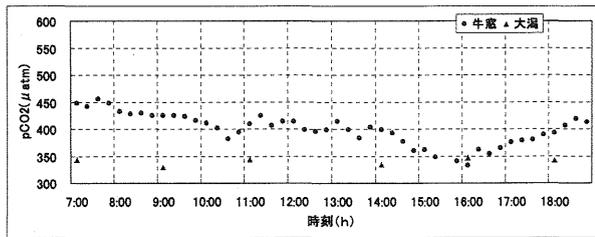


図3 牛窓と大潟における pCO<sub>2</sub> の測定例  
(牛窓:2002/6/8 大潟:2006/6/25)

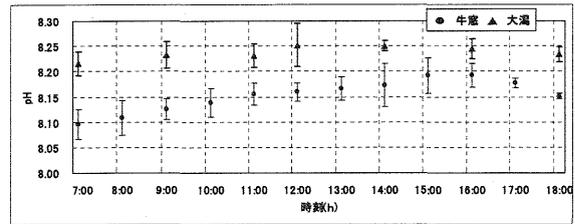


図7 牛窓と大潟におけるpHの正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

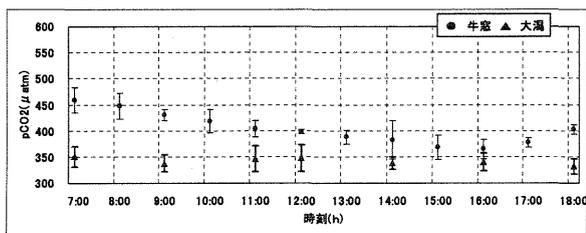


図4 牛窓と大潟における pCO<sub>2</sub> の正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

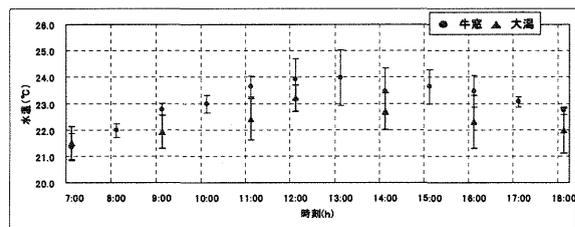


図8 牛窓と大潟における SST の正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

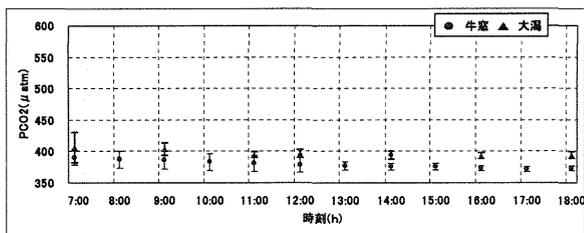


図5 牛窓と大潟における S の正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

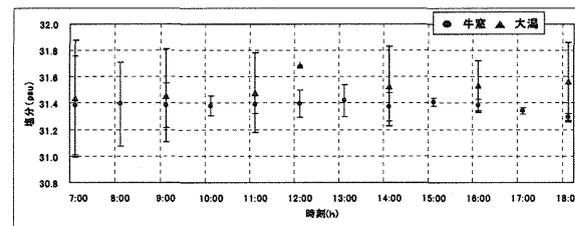


図9 牛窓と大潟における S の正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

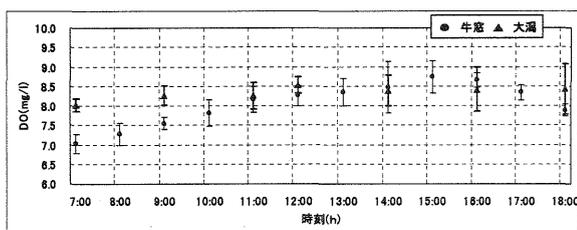


図6 牛窓と大潟における DO の正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

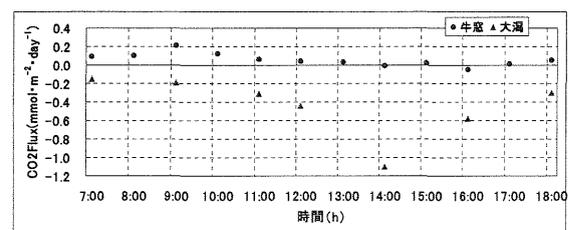


図10 牛窓と大潟における Flux の正時の平均値  
(牛窓:2002/6/8-11 大潟:2006/6/25,26,28,29)

## 固定栈橋で測定した海面 CO<sub>2</sub>フラックスの品質管理について

\*下重光次<sup>(1)</sup>、渡辺千香子<sup>(2)</sup>、岩田徹<sup>(2)</sup>、山本晋<sup>(2)</sup>

1 ; 岡山大学環境理工学部、2 ; 岡山大学大学院環境学研究所

### 1. はじめに

近年、二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) などの温室効果ガスの増大で気温が上昇する温暖化現象が問題化している。CO<sub>2</sub> を減らす対策を考える一方で、CO<sub>2</sub> の収支プロセスを明らかにすることも重要となっている。海洋は地球表面の約 7 割を占めるため、今後広範囲な大気-海洋間の CO<sub>2</sub> フラックスを正確に測定することが必要とされている。CO<sub>2</sub> 交換の根本となる生物、化学、物理的な素過程の解明には CO<sub>2</sub> フラックスを短い時間スケールで見積もる必要があるが、従来用いられてきたバルク法は時間スケールの大きな場合に適した方法であり、時間的な変動を調べるのに適当ではない。そこで、陸上で信頼性が十分に確認され、CO<sub>2</sub> フラックスを数日以下の短い時間スケールで評価可能な微気象学的手法を適用することが期待されている。特に、渦相関法は現在最も信頼性が高い。

大気-海洋間の CO<sub>2</sub> フラックス評価は、船上での測定が主流となる。しかし船上では動揺があり、渦相関法を適用することは難しい。そこで本研究では、動揺の影響を受けない固定栈橋で渦相関法によって CO<sub>2</sub> フラックスの評価を行った。また、測定データの中には様々な品質のデータがある。そのままでは解析に不適切なデータも混在しているため、適切なデータのみを選抜する必要がある。この操作が品質管理である。本研究では、固定栈橋において測定された

海面 CO<sub>2</sub> フラックスについて品質管理を行い、品質のよいデータのみを選抜することで CO<sub>2</sub> フラックスの評価を行った。

### 2. 観測概要

観測は新潟県上越市大潟区にある京都大学防災研究所付属大潟波浪観測所の波浪観測栈橋で行った。栈橋は日本海に突き出た長さ 255m、幅 107m の T 字型をしている。CO<sub>2</sub> 変動の測定にはクロズドパス (以下 CP) 型分析計を用いた。CP 型は測定部を内部に設置しており、また分析計を室内に置くことができるため、天候やしぶきに左右されず安定した測定を行うことができる。他に用いた観測測器と観測項目については表 1 に示した。観測データは 2006 年 2 月 23 日から 4 月 30 日 (DOY54~120) を用いた。海風時には十分な吹送距離を確保でき、観測期間中は連続した海側からのデータが得られる。

### 3. 品質管理

品質管理方法はいくつか存在するが、本研究では以下の方法を用いた。適用させたデータは海風時の全データ (3105 個) である。

#### 3.1 摩擦速度による選抜

摩擦速度  $u_*$  は乱流の強度を表す指標であり、 $u_* = (-\overline{u'w'})^{1/2}$  で定義される。十分な乱流状態であれば  $\overline{u'w'} < 0$  であるが、 $\overline{u'w'} > 0$  となるとき

がある。このとき、定義より  $u_*$  は異常値を示すので、 $\overline{u'w'} > 0$  となるデータを除去した。その結果、2434 個 (78%) のデータが残った。

### 3.2 定常性テスト

平均化時間 (全区間) 内の定常性が満たされることは乱流フラックス測定の必要条件の一つである。定常性が満たされていれば、全区間の共分散は全区間をいくつか分割した小区間ごとの共分散と等しくなるはずである。これを確認する方法が定常性テストである。Foken and Wichura(1996)によれば、両者の比が 30%以内であれば品質がよいとしている。本研究では、観測データの平均化時間を 15 分とし、平均化時間を 5 分毎の 3 区間に分割した。また、閾値を 30% として選抜を行った。鉛直風速  $w$  と  $\text{CO}_2$  濃度  $c$  との共分散について適用させた。定常性テストを行う前と行った後の結果の例を図 1 に示す。定常性テストの結果、1367 個 (44%) のデータが残った。

### 3.3 モニン・オブコフの相似則による選抜

乱流状態にある物理量の統計量  $F$  は、モニン・オブコフの基本的なパラメータの中で  $F$  と同じ次元をもつ量を  $F_*$  とすれば次のような関係が成り立つ。

$$\frac{F_*}{F} = G(\zeta) \quad \zeta : \text{安定度} \left( = \frac{z}{L} \right)$$

ここで、 $G$  は無次元標準偏差に関する普遍関数である。普遍関数は、実験により多くの関係式が提案されている。この関係式と観測データとを比較することで選抜を行う。本研究では、 $\text{CO}_2$  フラックスに最も影響を与える  $w$  と  $c$  について検討した。なお、用いるデータは摩擦速度と定常性テストをクリアしたものである。

(1) 観測期間中の  $\sigma_w/u_*$  と安定度  $\zeta$  との関係を図 2 に示す。関係式については以下の式を用いた (Kaimal and Finnigan 1994)。

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \begin{cases} 1.25(1-3\zeta)^{1/3} & (\zeta < 0) \\ 1.25(1+0.2\zeta) & (\zeta > 0) \end{cases} \quad (3.1)$$

図 2 より、観測データは関係式に沿って分布していることがわかる。閾値を 50% として選抜を行った結果、1243 個 (40%) のデータが残った。

(2) 観測期間中の  $\sigma_c/|c_*|$  と安定度  $\zeta$  の関係を図 3 に示す。観測データと、従来提案されている  $\sigma_c/|c_*|$  と  $\zeta$  との関係式とを比較してみたが、今回のデータは  $\sigma_c/|c_*|$  が 2 倍程度大きい値を示す結果になった。しかし、不安定成層時に  $\sigma_c/|c_*|$  は  $\zeta^{-1/3}$  に比例して減少する (Ohtaki, 1985) という結果とは一致していた。そこで、本研究では提案されている関係式を用いずに、平均値から出された近似式を用いて選抜を行った。関係式は以下の通りである。

$$\frac{\sigma_c}{|c_*|} = \begin{cases} 9.3(1-3.1\zeta)^{-1/3} & (\zeta < 0) \\ 9.3(1+3.1\zeta)^{1/3} & (\zeta > 0) \end{cases} \quad (3.2)$$

閾値を 60% として選抜を行ったところ、1047 個 (34%) のデータが残った。相似則による選抜を行った後に残ったデータ数は 980 個 (32%) であった。

## 4. $\text{CO}_2$ フラックス

図 4 に品質管理を行った後の  $\text{CO}_2$  フラックス、バルク法による  $\text{CO}_2$  フラックスの時系列図、および渦相関法とバルク法との相関図を示す。値は日平均を示している。ここで、バルク法による  $\text{CO}_2$  フラックスは海風時の全データである。渦相関法による  $\text{CO}_2$  フラックスはすべて下向きで、平均値は  $-0.011 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$  程度であった。また、渦相関法とバルク法による  $\text{CO}_2$  フラックスを比較すると、同じような変化をしていることがわかる。そこで、両者を比較してみると、

絶対値で  $0 \sim 0.02 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$  の間で相関がよいことがわかる。品質管理後の渦相関法による  $\text{CO}_2$  フラックスは、バルク法による  $\text{CO}_2$  フラックスと大きな矛盾がなかった。

### 5. まとめ

固定桟橋において渦相関法により測定された  $\text{CO}_2$  フラックスについて、品質管理を行った。品質管理を行った結果、海風時の全データのうち、32%のデータが残った。相似則の  $\sigma_w/c_e$  については、関係式と 2 倍程度の差があったため、観測データにあうものはなかった。しかし、 $\zeta^{-1/3}$  に沿うという結果とは一致した。品質管理後の  $\text{CO}_2$  フラックスはすべて下向きで、平均値  $-0.011 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$  程度であった。また、バルク法による値と大きな差はなかった。今後は他の期間についても品質管理を行い、季節による違いをみて比較を行いたい。

### 参考文献

- Ohtaki, E., 1985. On the similarity in atmospheric fluctuations of carbon dioxide, water vapor and temperature over vegetated fields, *Boundary-Layer Meteorol.* **32**, 25-37
- Foken, T., and Wichura, B., 1996, Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric.For.Meteorol.* **78**, 83-105.
- Kaimal, J.C. and Finnigan, J.J, 1994, Atmospheric boundary layer flows, Oxford University Press, 289pp.

表 1 観測に使用した観測測器と項目

測器	項目
超音波風向風速温度計(KAIJO DA-600)	風速 3 成分・気温変動
CP 型分析計(Li-Cor LI-6262)	$\text{CO}_2$ 変動・ $\text{H}_2\text{O}$ 変動
SAMI(Sunset Sensors 社)	溶存二酸化炭素分圧

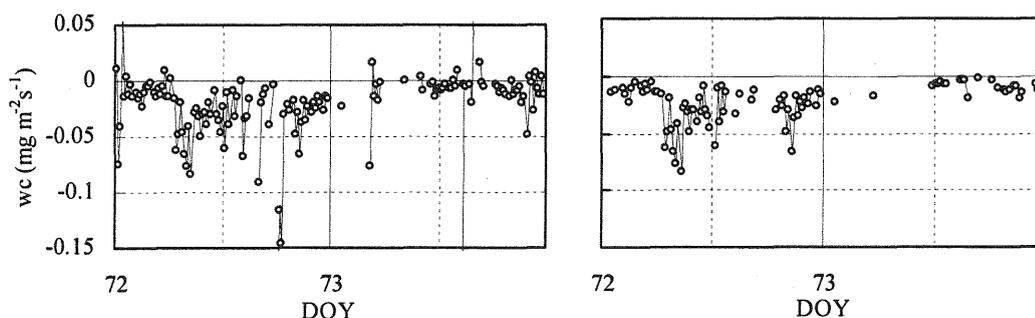


図 1 定常テスト前の  $\overline{w'c'}$  (左)、テストで異常値除去後の  $\overline{w'c'}$  (右)

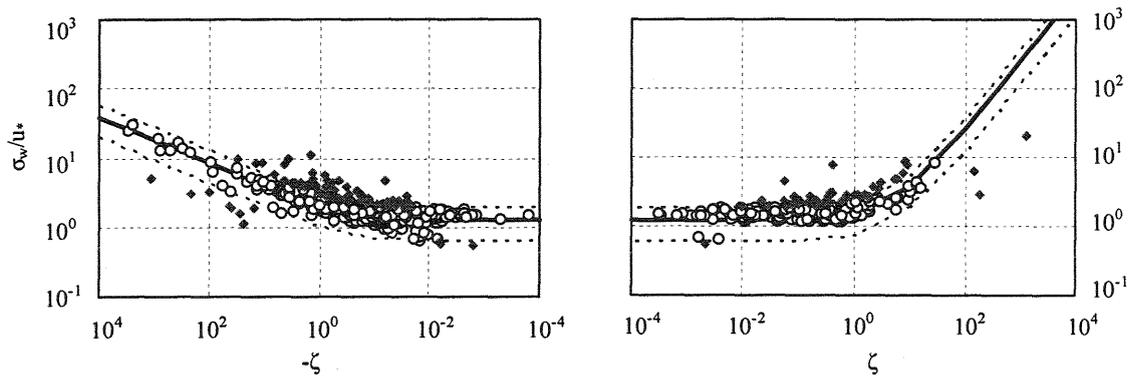


図2  $w$ に関する無次元標準偏差  $\sigma_w/u_*$  (○) と安定度  $\zeta$  の関係。◆は除去データ、実線は式 (3.1)、点線は誤差範囲 50%を表す。

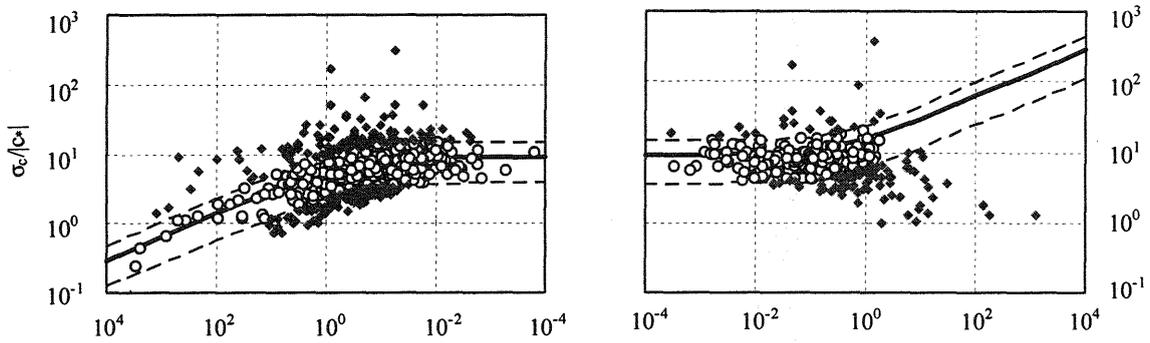


図3  $c$ に関する無次元標準偏差  $\sigma_c/|c_*|$  (○) と安定度  $\zeta$  の関係。◆は除去データ、実線は式 (3.2)、点線は誤差範囲 60%を表す。

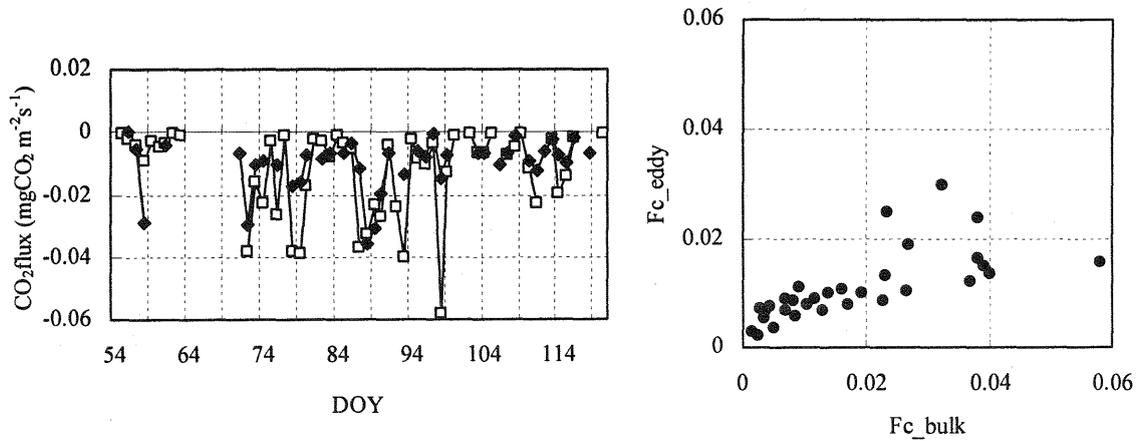


図4 DOY54~120 における渦相関法による  $\text{CO}_2$  フラックス (◆)、バルク法による  $\text{CO}_2$  フラックス (□) の変化 (左)、および渦相関法とバルク法との比較 (右)

渦相関法による運動量フラックスの測定

\*河上早紀、塚本修 (岡山大学大学院自然科学研究科)

1 はじめに

太陽から地球へ届いたエネルギーは地表面を暖め、その後大気境界層を通して顕熱及び潜熱の形で大気に供給される。

一方、地表付近の風は上空からの運動エネルギー輸送によって引き起こされている。上空の風すなわち地衡風の持つ運動量が下層に輸送されて地表面摩擦を引き起こすので、陸上では木々を揺らし、海上では海面をひきずり強風時には高潮や高波をおこす。

地表面摩擦のため上空の大きな運動量(風速)は地表付近で小さくなり、ある気層で見ると上下に風速差(シア)があり、これにより乱流渦が発生する(図2)。また、熱せられた地表面からの対流運動によっても渦(対流渦)が発生する。これらの渦により大気境界層では乱流運動が活発になり運動量、熱、水蒸気、二酸化炭素などが輸送される。本研究では運動量輸送に焦点をあてて研究をする。

2 観測概要と乱流変動

観測は2005年9月20~22日の3日間岡山大学八浜農場の水田(岡山県玉野市)で行った。天気は20日19時、および21日0時に一時雨が降ったがおおむね晴れていた。KAJJO-SAT, LI7500を高度2m10cmに設置しノートパソコンで0.1s毎にサンプリングを行った。

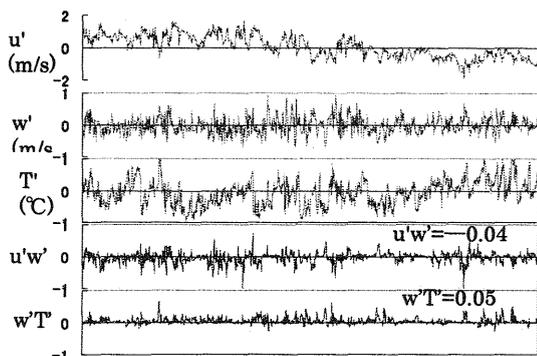


図1 地表付近で観測される乱流変動の例(日中の5分間)

図1は期間中の乱流変動の時系列の例を示す。

このような乱流変動同士の相関を散布図で示したのが図3である。昼間の顕熱は上向き輸送なので  $w'T'$  は正の相関に、夜間は下向き輸送なので負の相関になる。運動量は下向きの輸送なので昼夜とも負の相関となる。

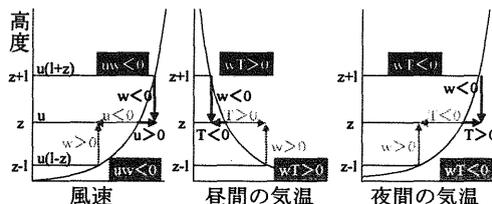


図2 風速と気温(昼と夜)の鉛直分布

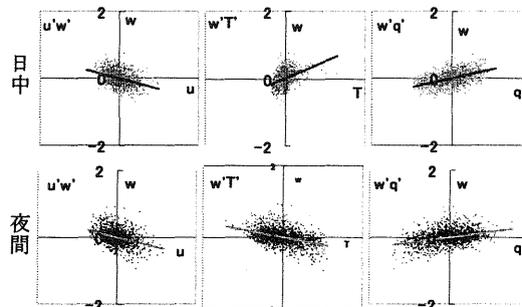
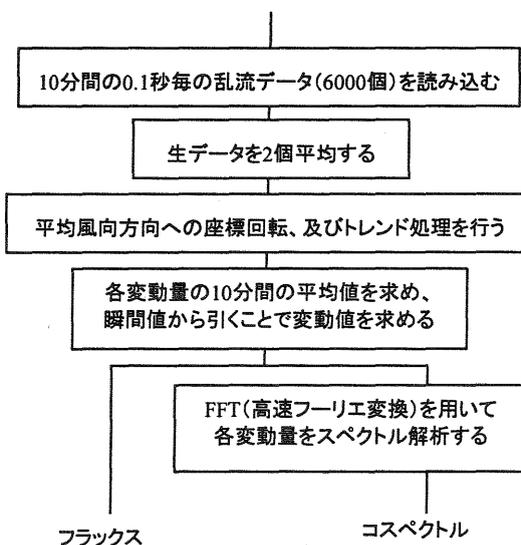


図3 w と u, T, q の変動成分の相関

3 データ処理方法



10 分間の 0.1 秒毎の乱流データ (6000 個) を読み込み 2 個平均する。各変動量の 10 分間の平均値を求め、瞬間値から引くことで変動値を求める。次に、平均風向方向への座標回転、及びトレンド処理を行う。

このような手順で求めた乱流変動から次の式でフラックスを求める。

$$\begin{aligned} \text{運動量輸送量} \quad \tau &= -\rho \overline{u'w'} \quad [\text{N/m}^2] \\ \text{顕熱輸送量} \quad H &= C_p \rho \overline{w'T'} \quad [\text{W/m}^2] \\ \text{潜熱輸送量} \quad \lambda E &= \lambda \rho \overline{w'q'} \quad [\text{W/m}^2] \end{aligned}$$

#### 4 渦相関法による運動量フラックスの評価

上記の式で表される各フラックスをプロットしたものが図 4 である。枠で囲んだ日中と夜間の風の強いデータを主に解析に用いた。

風速を見て分かるように、風が強いとき運動量輸送量は大きくなり、それに伴い顕熱・潜熱フラックスも大きくなる。

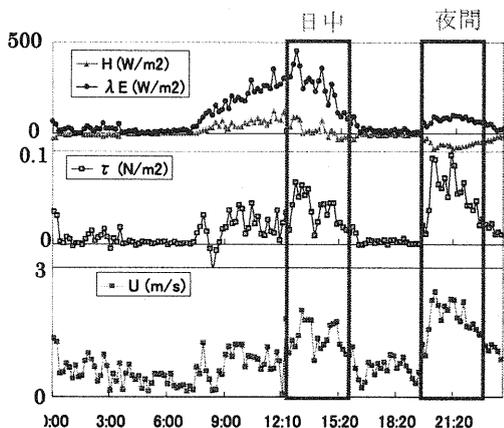


図 4 観測期間中 21 日 0 時から 24 時までの顕熱・潜熱フラックス(上), 運動量フラックス(中), 風速(下)

今回のデータを風速鉛直成分の標準偏差を無次元化したものを縦軸に、横軸に安定度を取りグラフ化したところほぼ  $-1/3$  乗の傾きであったことから今回のデータはモニンオブコフ相似則に従っていた。

運動量フラックスは図 5 の式のように水平風速の 2 乗に比例しその比例係数  $C_d$  は抵抗係数(パルク係数)になる。今回のデータから得られた  $C_d$  は 0.013 であった。

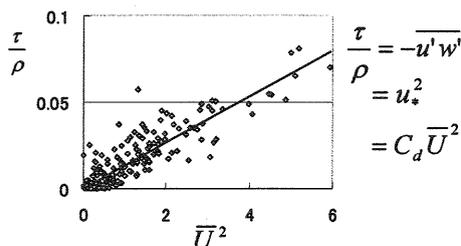


図 5 平均風速の 2 乗と運動量フラックスとの関係

#### 5 スペクトル解析

得られた乱流変動について FFT (高速フーリエ変換) を用いて各変動量をスペクトル解析した。図 6 は鉛直風速と風速の主風向成分、鉛直風速と温度、鉛直風速と比湿のコスペクトルを日中と夜間で比較したものである。図中の「日中」とは 21 日の 12 時半～15 時半で図 4 の左枠内を指し、「夜間」とは 20 時～23 時で右枠内を指す。

図より、顕熱は日中上向き輸送で夜間は下向きであるが、運動量はいずれも下向きで 0.1～1Hz にピークがある。

また、昼間と夜間を比較すると、特に顕熱のコスペクトル(図 6 中)で夜間の方が 1Hz に近く高周波側にある。昼間は熱せられた地表面からの対流運動によってできる渦が、夜間は地表面摩擦に起因する風速の鉛直勾配によってできる渦が卓越することを示唆している。

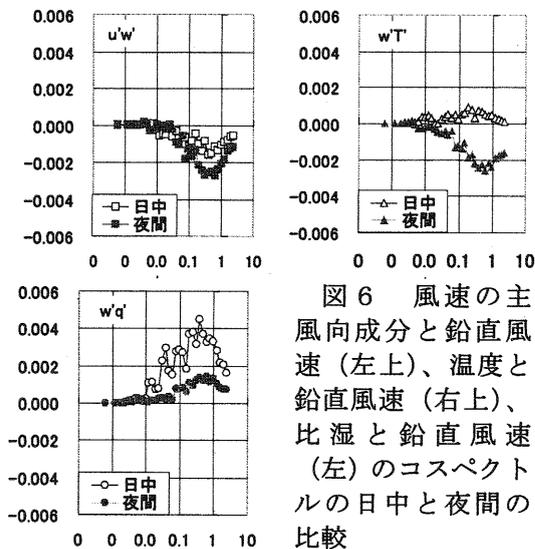


図 6 風速の主風向成分と鉛直風速(左上)、温度と鉛直風速(右上)、比湿と鉛直風速(左)のコスペクトルの日中と夜間の比較

## 6 コスペクトルの規格化

運動量フラックスと他の熱・水蒸気フラックスについてコスペクトルを求めた。ここで得られたコスペクトルをフラックス(共分散)で規格化すると図7(右)のように1本の曲線にまとまってくる。

分母になる共分散が小さい場合には普遍性はなくなるが、ある程度大きければ図のように3つが重なり相似性が満たされていることになる。

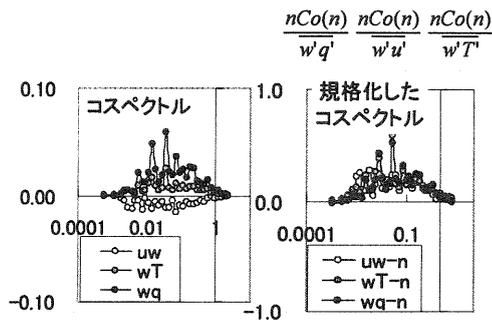


図7 元のコスペクトル(左)と規格化したコスペクトル(右) (13時の例)

図4に示した一日分のデータを30分毎にコスペクトルを求めて規格化した。その結果、 $u'w'$ 、 $w'T$ 、 $w'q$ の3つのコスペクトルがよく重なるもの(相似性が良い)と重ならないもの(相似性が悪い)に分けることができた。0時から24時まで30分毎、つまり48個あるが、うち2つは欠測のため46個の規格化したコスペクトルが得られる。その内訳は以下のようになる。

- ① 3つとも重なるもの———18個
- ② やや重なるもの———15個
- ③ 全く重ならないもの———13個

次に、それぞれのグループについて時系列データと比較し相似性について詳しく述べる。

ここで、風速の鉛直成分の標準偏差 $\sigma_w$ を用いてこの違いを検討してみる。

- ①は $\sigma_w=0.56$ でありすべての変動が大きい。
- ②は $\sigma_w=0.49$ と変動は大きいにもかかわらず、○で示している運動量フラックスだけ相

### ①3つとも重なる例

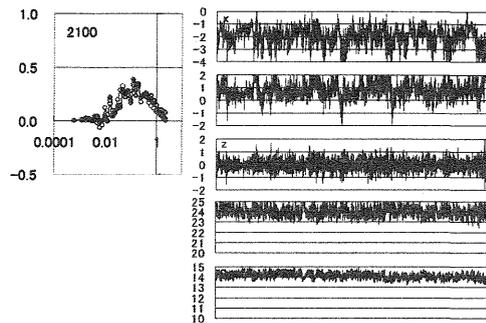


図8 21時から30分間の規格化したコスペクトルと生データ(上からx,y,w,T,q)

### ②やや重なる例

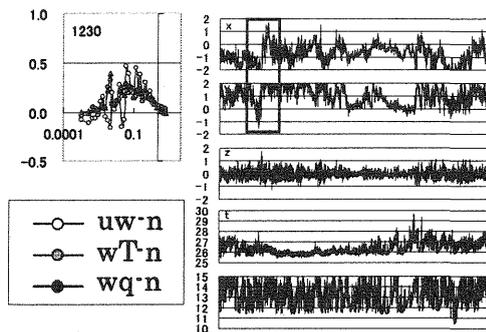


図9 12時半から30分間の規格化したコスペクトルと生データ

### ③重ならない例

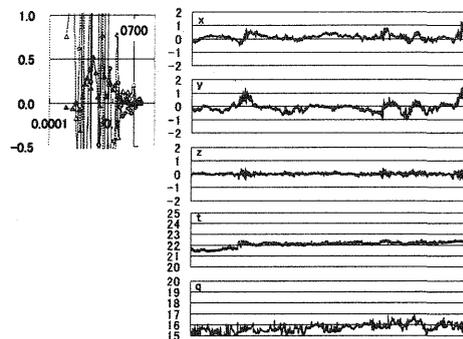


図10 12時半から30分間の規格化したコスペクトルと生データ

似形から外れる。水平風速成分  $x$ ,  $y$  の生データに非定常データが含まれていることがわかる。

③は  $\sigma_w=0.30$  と風速の鉛直成分の変動が①、②と比較して小さい。また、鉛直風速が十分あっても日が陰るなど温度変動が小さくなると顕熱フラックスが相似形から大きく外れる。

以上より、それぞれに共分散で規格化したときに、必ずしも全てのデータが相似形になるわけではないことがわかった。

相似性が悪くなる原因として弱風があげられるが、風が弱ければ必ずばらつくというわけではなく風が弱いことで風速変動が小さくなり、相似性が悪くなる。相似性を示さないデータについて検討を行うと風速が  $0.5\text{m/s}$  より弱いときであった。しかし、気温変動あるいは湿度変動がある程度あればフラックスの値が大きくなるので(分母が大きくなる)ばらつきは小さくなる。

結果として、フラックスの大きいものは相似性が良く、フラックスの小さいものは相似性が悪くなる。

また、同じ時間のデータについて周波数ごとに運動量・顕熱・潜熱のばらつきを見ると、風が弱いとき、特に低・中周波側で3つのばらつきが大きく高周波側ではばらつきは小さかった。ばらつきが小さいということは運動量、熱、水蒸気が同じ周波数帯で輸送が起きている、すなわち同一の渦で起きていることが示唆される。このことから、高周波側では輸送が同一の渦で起きているといえる。

風が弱いときに低・中周波側でばらつきが大きくなる原因として、風が弱くなると同じ大きさの渦でも観測地点通過にかかる時間が長くなるので低周波成分の寄与は大きくなり、その結果、低周波から中周波領域で相似形が崩れると考えられる。

## 7 高中低周波成分の比較

中周波数帯と高周波および低周波の比較を図 11 に示す。低周波側より順に 1、2、3、の番号を振り、周波数帯  $0.001\sim 0.01\text{Hz}$  のフラックスが 1、 $0.01\sim 0.1\text{Hz}$  が 2、 $0.1\sim 1.0\text{Hz}$  が 3 を示す。

この図を見ると、昼は中周波が大きく夜は

高周波による輸送が卓越する。大きな渦は昼間の対流によってできやすく、小さい渦は夜間のシアによる渦によってできやすい。このような渦の成因の違いが示唆されている。

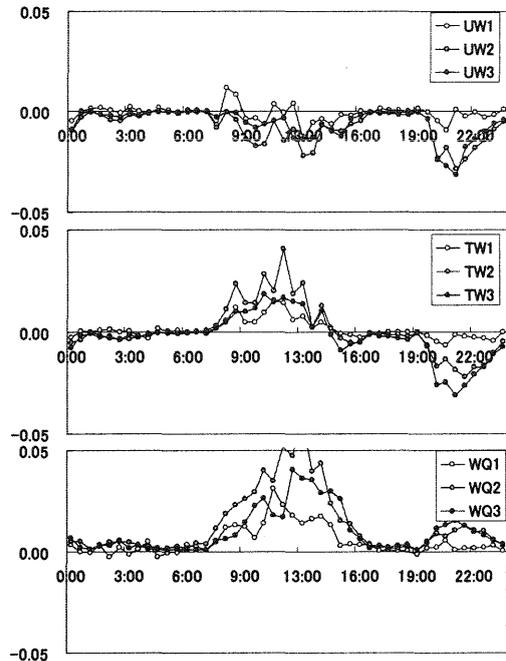


図 11 周波数帯別のフラックスの時間変化

1:周波数帯  $0.001\sim 0.01\text{Hz}$

2: $0.01\sim 0.1\text{Hz}$

3: $0.1\sim 1.0\text{Hz}$

上段より順に運動量、顕熱、潜熱のフラックスを示す

## 8 運動量フラックスまとめ

運動量フラックスは水平風速の 2 乗に比例しその比例係数  $C_d$  は抵抗係数(バルク係数)になる。現在各種モデルでパラメータとしてこの抵抗係数が用いられており、この値を正確に求めることが精度向上のためにも重要である。また、コスペクトルの相似性について検討を行った結果、風が強いときには相似性は良くなり、風が弱いときでも高周波域は比較的相似性は良いことがわかった。

## 参考文献

塚本修・文字信貴、2001: 地表面フラックス測定法、気象研究ノート第 199 号、日本気象学会

# メソ気象モデル WRF による局地気象の数値シミュレーション

\*畔柳秀匡・大橋唯太 (岡山理大・総合情報)・

日下博幸 (筑波大学・計算科学研究センター)・塚本修 (岡山大学・理学部地球科学科)

(日本気象学会関西支部研究グループ「局地気象の数値モデリングに関する研究」)

## 1. はじめに

近年, 都市部でのヒートアイランド現象やCO<sub>2</sub>を排出しないクリーンなエネルギーである風力発電が注目を集めている. 水平スケールが数十km~数百kmの気象現象の解析や予測には, メソ気象モデルが用いられてきた(例えば, 弓本, 2005). メソ気象モデルの開発は世界各国で行われており, 特に米国のNCAR(米国大気研究センター)とペンシルベニア州立大学が共同開発したMM5やコロラド州立大学が開発したRAMSが広く普及している.

現在, NCARが中心となって開発した次世代のメソ気象モデルWRF(Weather Research and Forecasting model)への移行が世界的に進んでいる. しかし, WRFの普及率はMM5などに比べてまだ低く, 計算精度の検証はまだあまり行われていない. したがって, 計算精度の検証を行い, WRFの有用性について今後検討していく必要があると考えられる.

本研究では, メソ気象モデルWRFを用いて, 異なった初期値・境界値条件でのシミュレーション計算を行い, これらが計算結果に与える影響について検討する. また, 鉛直方向の高解像度化による計算精度の向上についても検討してみる.

## 2. WRF の概要

WRF は非静力学平衡・完全圧縮の基礎方程式(表1)からなり, 時間差分スキームには3次精度のレンジ・クッタ, 空間差分スキームの水平成分は5次精度の風上差分, 鉛直成分は3次精度の風上差分を使用している.

また, 雲水や雨を再現する雲微物理過程, 日射量や大気放射量を計算する放射過程, 地表面熱収支を表現する地表面過程など, 気象に関わる様々な物理過程が考慮されている. この点で, WRF は局地気象の予測に適した数値モデルと言える. また, ネスティング機能や4次元データ同化システムが導

入されている点も WRF の特徴である.

表 1 基礎方程式

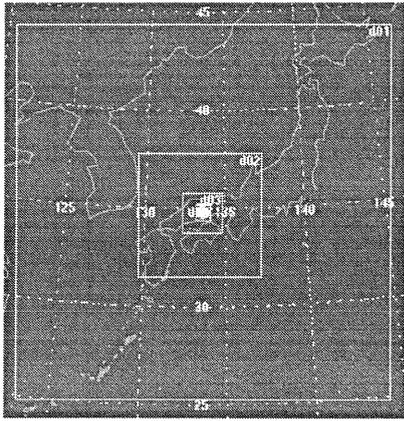
運動量方程式 x 成分:
$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( Km \frac{\partial u}{\partial z} \right) + fv$
運動量方程式 y 成分:
$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( Km \frac{\partial v}{\partial z} \right) - fu$
運動量方程式 z 成分:
$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( Km \frac{\partial w}{\partial z} \right)$
温位保存式:
$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( Kh \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + Q_{\theta}$
比湿保存式:
$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( Kh \frac{\partial q}{\partial z} \right) + Q_q$
状態方程式:
$P = \rho RT$
連続の式:
$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho z)}{\partial z} = 0$
<small>f: コリオリパラメータ, ρ: 密度, Km: 運動量の拡散係数, Kh: スカラー量の拡散係数, θ: 温位, Q<sub>θ</sub>: 非断熱項</small>

## 3. 計算領域と計算条件

### 3-1. 異なった初期値・境界値条件

今回の研究では, 異なった初期値・境界値条件がシミュレーション結果に与える影響について検討した. 標準ではNCEP 客観解析値を初期値・境界値に用いることが推奨されているが, 解像度が1°Cと低く, 局地気象の再現や予測には決して適しているとは言えない. そこで, MSM(気象庁メソスケールモデル)客観解析値を初期値・境界値に用いた計算と比較を行った. NCEP 客観解析値を用いたものをCASE1, MSM客観解析値を用いたものをCASE2とする. また, 両CASEともに海面温度データ(RTG\_SST, 解像度0.5°C)を用いた. CASE1と

CASE1



CASE2

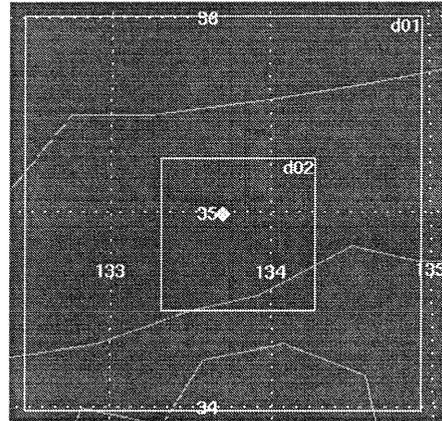


図1 CASE1 (NCEP) とCASE2 (MSM) の計算領域

表2 各 CASE の設定条件

	初期値・境界値	ネスティング	格子間隔(km)	格子数(1km格子領域)	最下層厚(m)
CASE1	NCEP,SST	4重	27→9→3→1	88×88	56
CASE2	MSM,SST	2重	3→1	88×88	56
CASE3	MSM,SST	2重	3→1	88×88	6

CASE2 の設定条件の違いを表2に、計算領域を図1に示す。

CASE1とCASE2でネスティング数が異なるのは、客観解析値の水平解像度の違いによるものである(MSM:10km、NCEP:約80km)。

物理スキームは、雲・降水の微物理には3クラスのWSMスキーム(Hong et al,2004)、放射過程にはrrtmスキーム(Mlawer et al,1997)、地表面過程にはNoah LSM(Chen and Dudhia,2001)、大気境界層にはMellor-Yamada-Janjic(janjic1990,1996,2002)を用いた。

計算は、岡山県の晴天日を対象に、2004年8月11日～8月12日の二日間おこなった。

### 3-2.鉛直方向の高解像度化

CASE1, CASE2における大気鉛直方向は、標準設定で地表から50hPa面までを30層に分割、最下層の厚さは約56mに設定されている。また、層の厚さは上空にいくほど次第に大きくなるように設定されている。

しかし、地表面付近の気温について議論する場合、56mという層の厚さでは地表面付近の温度勾配を正確に再現できない可能性がある。そこで、CASE2の大気鉛直方向を高解像化し、地表面気温の精度向上を図った(表2 CASE3)。

CASE3では250hPaまでを30層に分割し、最下層

の厚さが約6mになるように設定した。

## 4. 結果

### 4-1. 計算結果の評価方法

今回、シミュレーション結果と実測値の比較にはAMeDAS観測値を用いた。また、異なる地形での計算精度の違いを見るため、岡山県内の4地点(岡山、倉敷、高梁、新見)でそれぞれ比較した。この4地点は、岡山を平野(都市部)、倉敷を平野、高梁を盆地、新見を山地として選択されている。

AMeDAS観測値と計算結果を比較する統計値として、平均気温の予報誤差(バイアス)、平均二乗誤差(RMSE)、相関係数の三つを用いる(表3)。

### 4-2. CASE1とCASE2の比較

ここでは、異なる初期値・境界値条件が気温の計算結果に与える影響について検討する。図2、表3にそれぞれの結果を示す。

まず、岡山についてみると、CASE1に比べてCASE2のほうが気温が最大で約3°C高くなった。また、両CASEともに13時頃から夜間にかけて、AMeDAS値とシミュレーション値の差が大きくなる傾向がある。両CASEの平均気温を比べるとCASE2のほうが約2°C高く、CASE2におけるバイアスは約-1.5°Cで、CASE1(約-3.4°C)よりも小さくなっている。また、

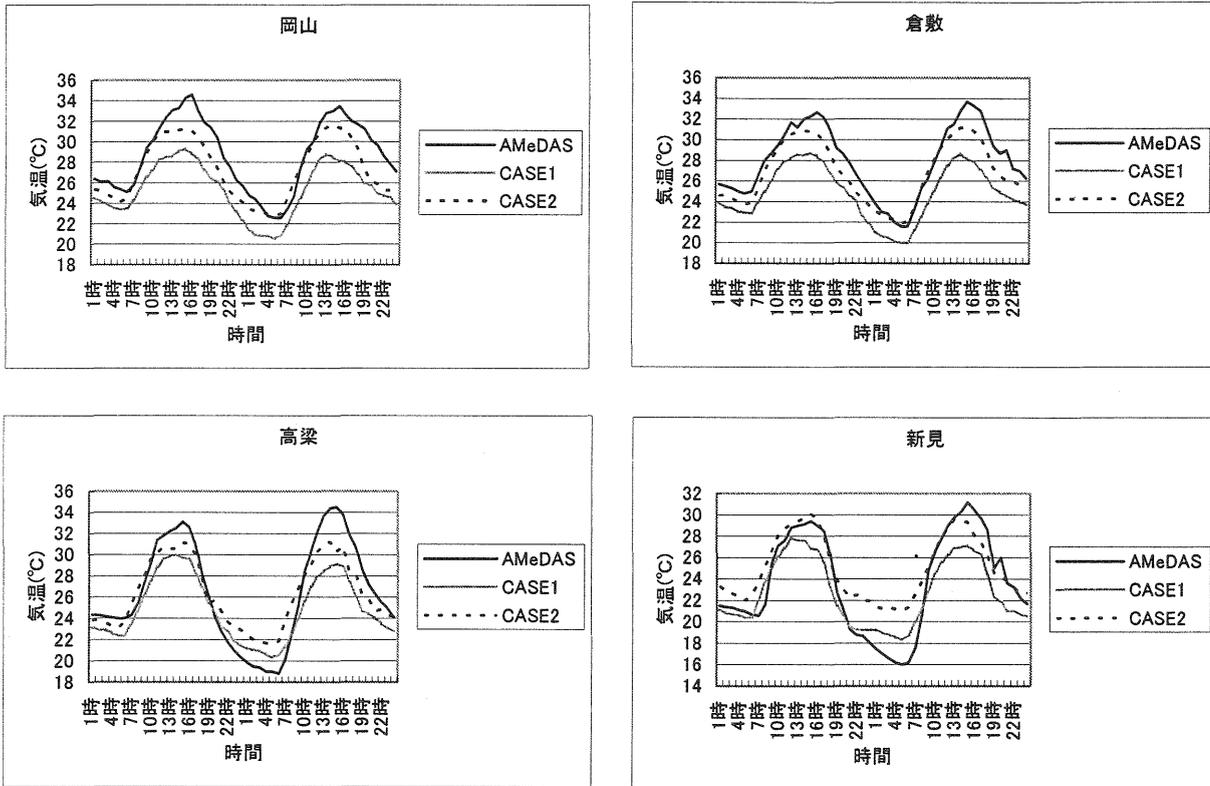


図2 各地点での CASE1, CASE2 の比較

表3 各地点での気温の計算精度

岡山	AMeDAS	CASE1	CASE2	CASE3
平均気温(°C)	28.7	25.3	27.3	26.8
バイアス(°C)	—	-3.4	-1.5	-1.9
RMSE (°C)	—	3.6	2.0	2.3
相関係数	—	0.97	0.93	0.94

倉敷	AMeDAS	CASE1	CASE2	CASE3
平均気温(°C)	27.9	24.8	26.8	26.0
バイアス(°C)	—	-3.1	-1.2	-1.9
RMSE (°C)	—	3.3	1.5	2.2
相関係数	—	0.97	0.97	0.95

高梁	AMeDAS	CASE1	CASE2	CASE3
平均気温(°C)	26.5	24.9	26.3	26.2
バイアス(°C)	—	-1.6	-0.2	-0.2
RMSE (°C)	—	2.6	2.0	1.7
相関係数	—	0.97	0.96	0.97

新見	AMeDAS	CASE1	CASE2	CASE3
平均気温(°C)	23.7	22.7	24.9	24.3
バイアス(°C)	—	-1.0	1.3	0.6
RMSE (°C)	—	2.2	2.4	1.8
相関係数	—	0.95	0.94	0.96

RMSEもCASE1で約3.6°C, CASE2では約2.0°Cとなり, バイアスと同様の改善がみられる。しかし, 相関係数についてはCASE1がCASE2よりも若干高い値を示している。

倉敷についても, 岡山と同様の傾向がみられ, 12時頃から夜間にかけて, AMeDAS値とシミュレーション値の差が大きくなっている。バイアス, RMSEについても岡山と同様に改善がみられる。相関係数については, CASE1とCASE2の差はほとんどみられなかった。

岡山と倉敷の結果に類似した傾向がみられたのは, 両地域ともに起伏の小さな平坦地形であることが関係していることが考えられる。

また, WRFによる計算には, 都市での車や冷房による排熱などの影響を含んでいないため, 特に岡山

の結果に対してはこれらのことも考慮する必要がある。

高梁も昼間に AMeDAS 値との差が大きくなるのは, 岡山と同様であるが, 高梁では22時頃から7時頃にかけて AMeDAS 気温よりもシミュレーション気温のほうが高くなる点で異なっている。このように, 夜間にシミュレーション気温が高くなる傾向は, CASE1, CASE2の最下層における鉛直格子間隔が56mと厚いことが原因していると考えられる。計算日のような快晴日の夜には, 放射冷却が卓越する。また, 盆地は冷気をためやすいことから, 地表面付近では接地逆転層ができていたことが推測できる。つまり, 最下層が56mという厚さ設定では, 逆転層の温度勾配が再現されず気温が高くなった可能性がある。

次に新見についてみると, CASE2では昼間に他の

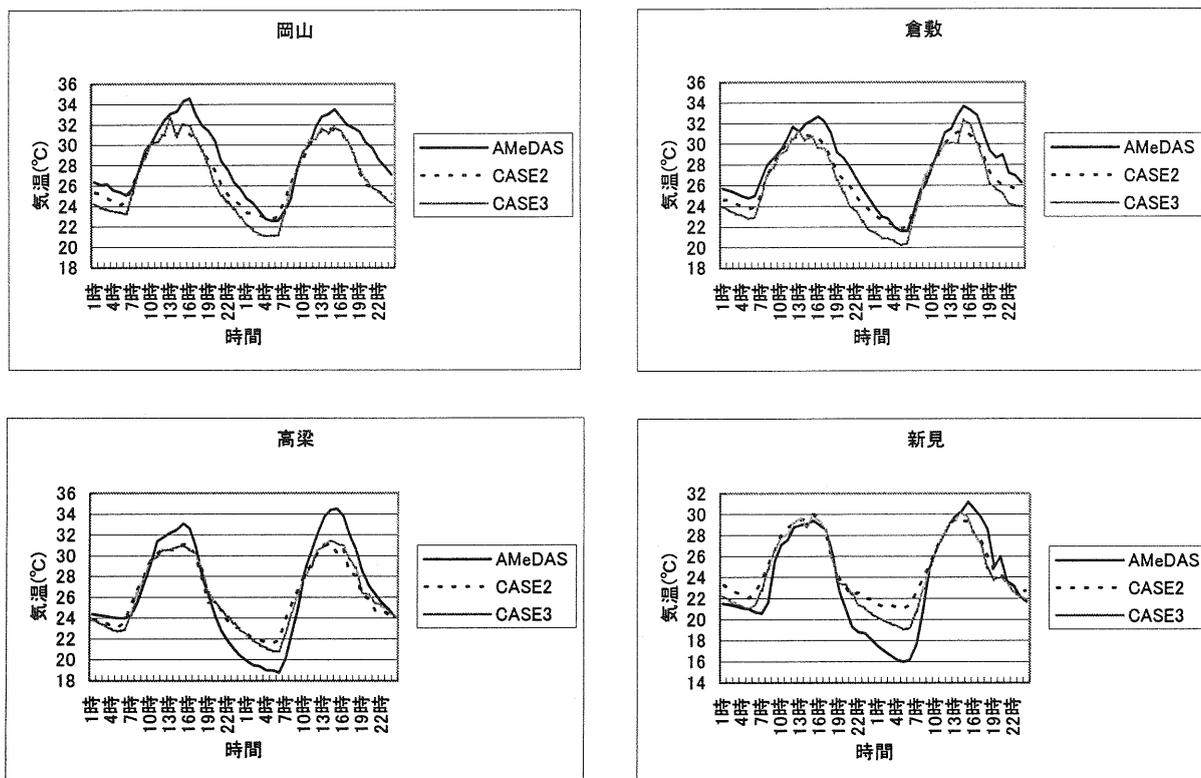


図3 各地点での CASE2, CASE3 の比較

地域と比べて AMeDAS 値に近い値が計算されている。しかし、夜間における気温の低下が顕著である。これらの原因として、WRF では地表面情報の分解能が1kmであり、新見のような山地の起伏を正確に再現するには粗すぎることが考えられる。

バイアスは CASE1 で約 $-1.0^{\circ}\text{C}$ であったのに対して、CASE2 では約 $1.3^{\circ}\text{C}$ となっている。また、RMSE は CASE1 で約 $2.2^{\circ}\text{C}$ 、CASE2 では $2.4^{\circ}\text{C}$ となっており精度の改善はみられなかった。相関係数も両 CASE でほとんど違いはみられなかった。

#### 4-3. CASE2とCASE3の比較

ここでは鉛直成分の高解像度化が計算精度に与える影響について検討する。図3、表3にその結果を示す。

岡山・倉敷ではバイアス・RMSE・相関係数、全ての統計値でやや精度が悪くなっている。しかし、CASE2では再現できなかった日中(岡山で11日13時頃、倉敷で12日16時頃)の温度上昇が、CASE3では改善傾向にある。

一方、高梁・新見では、昼間については CASE2 と CASE3 の違いはほとんどみられない。しかし、夜間については、どちらも CASE3のほうが AMeDAS に近い値を示しており、新見で最大約 $2^{\circ}\text{C}$ の改善がみられた(12日6時)。また、両地域で、バイアス・

RMSE・相関係数、全てにおいて精度の改善がみられた。

このように、地形の違いによって精度が改善傾向にある場所と、そうでない場所があることが明らかになった。

#### 5. 今後の課題

今回の精度検証では、地表面パラメータ、物理スキームの変更による計算精度への影響については触れなかった。今後はそれらの設定がシミュレーション結果にどのような影響を与えるか、検討していく予定である。

#### 6. 謝辞

本研究は、日本気象学会関西支部2006年度研究グループ助成より資金援助を受けています。また、気象庁よりAMeDAS観測データをご提供いただきました。この場を借りて深くお礼申し上げます。

#### 7. 引用文献

- 橋本篤, 2005:メソ気象モデルを用いた超高解像度風況計算手法の開発
- 弓本桂也, 2005:メソスケール気象モデルを用いた高解像度風況シミュレーション-野間岬風力発電サイトを対象として-, 天気vol.52 p.11-16

## 日本の春の急昇温を伴う季節進行とその季節感を切り口とした気象と音楽との連携 (小学校での授業実践報告)

\*加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室) \*加藤晴子 (くらしき作陽大学音楽学部)  
逸見学伸 (倉敷市立琴浦東小学校)

### 1. はじめに

東アジアでは、モンスーンの影響も強く受け、春夏秋冬に梅雨、秋雨を加えた「六季」として特徴づけられる多彩な季節サイクルが見られ、このような多彩な季節進行を踏まえた季節感 (あるいは『季節観』) によって育まれる人々の感性や、それを反映した様々な文化は、東アジアにおける「気象の恵み」の一つと言える。

従って、(1)そのような東アジア独特な特徴を示す季節やその進行の気象学的理解とそれを繊細に受けとめる感性、(2)そのような自然環境の中で生活・文化を担った人々の心や足取りに学際的に共感し自然や世界を観る眼を豊かに出来る力、を次世代に伝えていく必要がある。このために、学校教育においても例えば気象と音楽とを連携させた学習を行なうことは有用である。

ところで日本付近の春には、梅雨への移行過程としても興味深い遷移が起きる一方 (加藤 2002, キーワード気象の事典などの解説参照), 3月から4月頃には日本列島域全体での大きな昇温を伴う季節進行が見られる (加藤晴子・加藤内蔵進 2006)。加藤晴子・加藤内蔵進(2005,2006)は、このような急昇温やそれに直接関連した自然の変化も人々の感性への影響は大きいであろうことを考え、日本やドイツの「春」を例にその気象学的特徴と唱歌・芸術歌曲の表現の特徴を吟味し、気象と音楽とを連携した学習プランを例示した (2005年度年会, 2005年四国地区例会で講演)。

本研究では、上記の研究で明らかにした日本の「春」の気候学的位置づけを踏まえつつ、童謡・唱歌にみられる春の表現について多数の曲を対象に分析した。それらを踏まえて、小学校で5年生一クラスを対象に、2006年5月11日に第1校時目と第2校時目、6月8日に第3校時目の授業実践を行ない、その結果を検討した。そこでは、「歌にうたわれた気象や自然現象について科学的に捉えてイメージを膨らませて歌唱表現を行うこと」と、逆に「歌に歌われたものから気象への興味と理解へ繋げること」の双方向からのアプローチを最終的な狙いとしている。

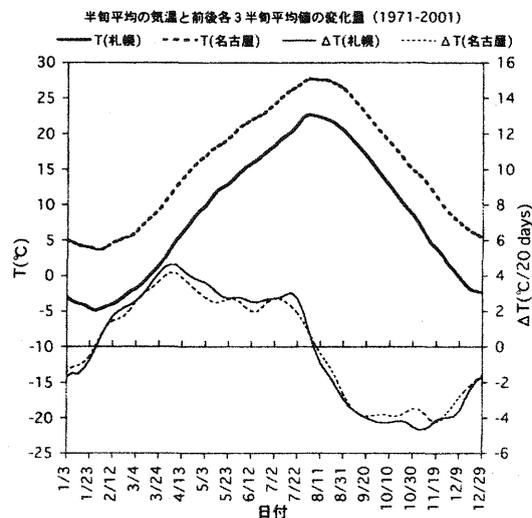
授業実践に関する指導案や学習活動の様子は、第2、3校時目の歌唱指導に関わる部分を中心に加藤晴子他 (2006) に纏められているが、その一部も引用しつつ、ここでは第1校時目に関して更に詳しく検討した。

### 2. 季節進行の中で見た日本の春の特徴 (概要)

日本列島域での3~4月にかけての季節感と関連して、次の点が注目される (加藤晴子・加藤内蔵進(2006)をベースに、新たにまとめ直した)

1) 南北で気温は大きく異なるものの、日本全体 (南西諸島を除く) において4月初め頃を中心に昇温のピーク (急激な気温の上昇) が見られる (第1図)。

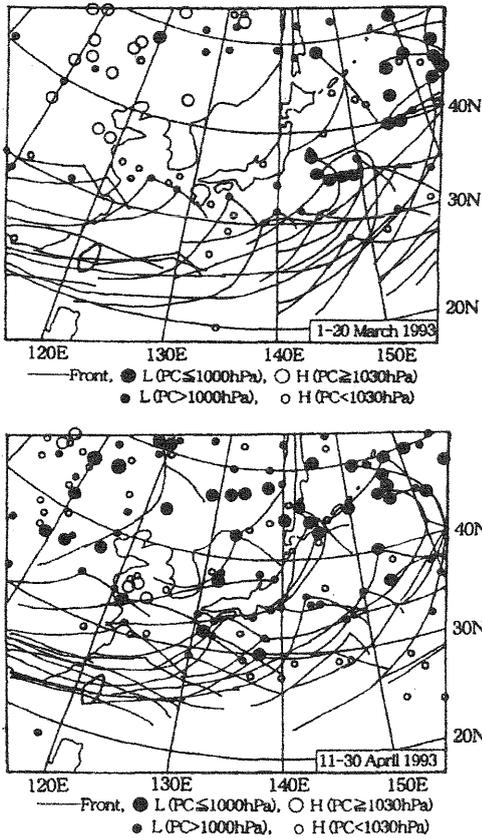
\*なお、本研究で幾つかの地点における日平均気温の標準偏差を計算すると、各地点の3~4月とも2.7~3.3℃の範囲にあった (日々の変動はpeak-to-peakで6℃前後)。半月平均気温の昇温量は3~4℃/20日程度 (4.5~6℃/月) であるので、4月の「気温が低い」日は、3月の「気温の高い日」に対応することになり、季節的な昇温量が感覚的にも如何に大きいか分かる。



第1図 札幌 (太い実線) と名古屋 (太い点線) における半月平均した地上気温  $T$  (°C) の季節進行 (1971-2001年平均)。前半旬、当該半月、後半旬について、それぞれ1, 2, 1の重みつき移動平均で平滑化した。また、下段には、当該半月の直後3半月の平均値から直前3半月の平均値の差をとった変化量 (季節進行としての昇温量,  $\Delta T$ ) の季節進行も示した (札幌: 細い実線, 名古屋: 細い点線)。加藤晴子・加藤内蔵進(2006)より引用。

- 2) 西日本では比較的強い雨の頻度が増加し、その全体の降水量への寄与が増加する。
- 3) 北日本~北陸の日本海側での深い積雪の日数の減少 (急激な雪解け) も昇温の時期に対応する。
- 4) 上記の変化は、シベリアから日本への冷たい季節風をもたらす流れのパターンが、4月にはほとんど現

れなくなることに関連している（例えば、3月までは日々で見た強いシベリア高気圧も出現していた領域に、4月には深い低気圧も時々出現する。第2図）。



第2図 1993年の3月上中旬、及び、4月中下旬における毎日の地上天気図上の前線、低気圧中心、高気圧中心の位置を重ねたもの（加藤晴子・加藤内蔵進 2006より引用）。地上前線の位置を実線、地上低気圧中心を黒丸、地上高気圧中心を白丸で示す。低気圧は中心気圧が1000hPa以下のもの（大きな黒丸）とそうでないもの（小さな黒丸）、高気圧は中心気圧が1030hPa以上のもの（大きな白丸）とそうでないもの（小さな白丸）に分けて表示した。

5) 太陽高度の比較的高い時間帯の長さや、1日あたりの大気上端への日射量が3月頃に急増する。例えば、35N（西日本～関東の緯度）では、太陽高度が45°よりも高くなる時間数は2月10日：なし、3月12日：3.3時間、4月12日：5.3時間となる。

このように、絶対的な季節感には南北各地でかなり異なるものの、4月初め頃は各地とも気温や視覚的な因子が大きく変化する時期である点が興味深い。

### 3. 童謡・唱歌の歌詞にみられる春の表現と背景

日本の歌や古典文学には季節を素材としたものが多い。童謡・唱歌について『日本童謡唱歌全集』と『日本の唱歌明治篇』および『同大正・昭和篇』をみると、邦人による作品全506曲中、季節を素材とした曲が113

曲あり全体の約22.5%を占める。その中で春を歌った曲が38曲と最も多く、夏が31曲、秋が20曲、冬が17曲、複数の季節のものが7曲であった。それらの歌では、季節の移り変わりに伴って生じる様々な光景や人々の心情が歌われている。このような童謡・唱歌の詩の背景には、日本の詩歌の文化がある。万葉集や古今和歌集、あるいは江戸期からの俳句等を見ると、季節を素材として多くの歌が詠まれている。その中には、季節固有の気象を表すうたことばもみられ、表現は実に多彩である。童謡・唱歌の歌詞の素材として最も多いのは、花の開花や鳥のさえずりである。歌の素材という視点から日本の詩歌を振り返ると、歴史的に花では梅と桜が、鳥ではウグイスと雲雀が多く詠われてきた。童謡・唱歌においてもそれらはしばしば登場する。例えば、『ウグイス』（林柳波・井上武士）では、梅の開花と鶯のさえずりによって春の到来がうたわれている。また、『花』（武島羽衣・滝廉太郎）では、空が晴れて日影の明るくおだやかな隅田川の川辺に咲く爛漫の桜が賛美され、本格的な春の訪れがうたわれている。このように、梅や桜、鶯等は、童謡・唱歌においても春を表す象徴的な素材として広く用いられている。

しかし、ここで注目されるのは、童謡・唱歌では桜や鶯の他にも身近な動物や植物も様々に詠われていることである。それらは小山や川辺、里山等で人々が生活の中で身近に目にしたり、触れたりするものであり、植物では様々な花の開花や芽吹き、生物では鳥の初音、虫の活動等である。また、それらはその背景である気象現象とあわせて、日常的な言葉でうたわれているものが多い。

そこで春の歌の歌詞にみられる素材や春を表す言葉をもとにして、上記38曲の歌われた時期を二十四節気に対応させて示した上で、歌詞の中から抽出した春の気象に関する言葉と春の植物・動物を表す言葉を、俳句の春の季語に対応させて抽出した。その際、一部については理科年表(2004年版)の生物季節観測の平年値のデータ(1971-2000年の平均。気象庁)も利用した。詳細な記載は省略するが、上記38曲の童謡・唱歌のうち、二十四節気の立春(2/4頃)頃が対象期間に入る曲は5曲、雨水(2/19頃)8曲、啓蟄(3/16頃)8曲、春分(3/21頃)16曲、清明(4/5頃)27曲、穀雨(4/20頃)23曲であった。つまり、春分～穀雨に至る昇温の特に大きくなる時期を対象としたものが多いことになる。

### 4. 気象と音楽との連携による授業実践の試み

#### 4.1 指導内容

1) 対象者および授業日時：倉敷市立琴浦東小学校第

5 学年 2 組 (在籍生徒数 36 名), 2006 年 5 月 11 日 (木) に第 1 校時及び 2 校時, 6 月 8 日 (木) に第 3 校時。

2) 授業者: 逸見学伸, 加藤晴子, 加藤内蔵進

3) 題材名: 「桜が咲く頃の気候の特徴を知り, イメージを膨らませて歌おう。」

4) 指導目標

① 桜が咲く頃の気候の特徴 (気温変化を中心) を知る。

② 歌詞の背景にある気候や自然現象との関係をもとにして詩のイメージを膨らませ, 表現の工夫をして

歌う。

なお, 本授業実践では, 春の季節進行 (生活実感としても捉えやすいものと期待される, 2. で述べた急昇温) と人々の行動や気持ちを取り上げた。季節感に対しては, 季節進行としての「変化の大きさ」も大きく影響していると考えられるので, そこにも注目させることを狙った。

5) 教材: 『どこかで春が』 (百田宗治/草川信, 大正 12 年『小男生』)

6) 指導計画: ここでは, 第 1 時の学習指導案のみ, 第 1 表に示す。

第 1 表 第 1 校時目の学習指導案

目標	① 気温の変化を中心に, 冬から春への季節の移り変わりを捉える。 ② 気温変化の特徴をもとに, 気候との関わりから桜が咲く頃の人々の気持ちや行動について考える。	
学習活動	教師の支援 (T1: 逸見学伸, T2: 加藤晴子, T3: 加藤内蔵進)	評価の観点
1. 桜が咲く頃の人々の生活を思い浮かべる。 1-1 行事や自然の変化について考える。 1-2 『どこかで春が』を歌唱する。 ・ワークシートを記入し発表する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>桜の咲く頃の人々の活動や行事, 自然ではどのようなことが起こるのか等を考えさせ, 発表させる。(T1)</li> <li>歌唱の際に, ここでは歌唱表現については触れない。</li> <li>『どこかで春が』をどのような気持ちで歌ったのか, どのように歌おうとしたのか等を自由に書かせる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>季節の行事や活動等を思い浮かべることができたか。</li> </ul>
2. 活動 1 で挙げられた行事や自然の変化の背景にある気候について考える。 2-1 1 年の季節の移り変わりについて考える。 ・1 年の中で温度変化の激しい時期がいつ頃なのかを予想する。 2-2 本時の学習のめあてを認識する。 2-3 気温の変化量 (各月 15 日平均) を表すグラフを作る。 2-4 グラフを作ったり, 見たりして気づいたことを発表する。 2-5 冬から春に移り変わる時期の気温以外の現象について知る。 (4~5 名で 1 グループ, 全 8 グループ) (データの地域: 札幌, 仙台, 新潟, 東京, 名古屋, 岡山, 高知, 長崎の 8 箇所)	<ul style="list-style-type: none"> <li>岡山, 札幌, 東京のデータを示した気温変化のグラフを使用し, 気温の変化を中心に 1 年間の季節の移り変わりについて考えさせる。</li> <li>気温の急激な上昇時期の予想に加え, 地域によって気温変化の違いがあるかを予想させる。(T1)</li> <li>各地の気温の 15 日平均値の変化量を示した一覧表とグラフ用紙を記載したワークシートを使用する。</li> <li>表 (データ) の見方とグラフの書き方を指示し, 各自で気温の変化量のグラフを作成させる。その後, グループ毎に大きなグラフ用紙にグラフを作成させる。</li> <li>出来上がったグラフを黒板に貼り, 気づいたことを発表させる。初めに自由に発言させた後, 冬から春へ移り変わる時期, 地域毎の変化の様子に着目して, 特徴を考えさせる。</li> <li>8 箇所のデータを重ね合わせたグラフを示し, 気温の急激な上昇の時期がどの地域も共通していることに気づかせる。</li> <li>生徒の発言を踏まえ, 気温変化と関連させて積雪量や日照時間等の現象について補足的に話す。(T3)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>1 年の季節の移り変わりについて考えることができたか。</li> <li>気温変化の特徴に気づくことができたか。</li> <li>冬から春への移り変わりについて考えることができたか。</li> </ul>
3. 冬から春への移り変わりと人々の気持ちや行動について考える。	<ul style="list-style-type: none"> <li>服装や遊び等を例に挙げ, 人々の行動や心理と桜が咲く頃の気温の変化との関係を考えさせる。(T1)</li> <li>桜等の花や虫たちも活動を始める春を歌った歌がたくさんあることを知らせる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>冬から春への季節変化と人々の気持ちや行動について考えることができたか。</li> </ul>
4. まとめ ・学習でわかったことや気づいたことをワークシートに記入する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>本時の学習を振り返り, 要点を整理して次時の活動に繋がるようにする。(T1)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>ワークシートを記入することができたか。</li> </ul>

7) 教材として準備した気象資料についての補足

第 1 時の主眼は, グラフの書き方の習得ではなく, グラフの示す気象学的情報と春に対する感覚

的イメージとを繋げる活動にある。このため授業者側には, グラフ作成作業をできるだけ平易に行うことができ, かつ結果の要点が分かるような工

夫が必要となる。吟味の結果、平滑化した半旬データを更に半月平均した値（正確には、3半旬毎の平均値）を用いてもよいことが分かった。更に子どもたちの負担を軽減して結果の話し合いに多くの時間を配分するために、半月毎の時系列を更に一つ毎に間引いたデータを子どもたちに提供した。データの間引き方による差異が確かに生じたが、4月初め頃を中心に昇温が特に大きい事実は把握可能と見なせる範囲内の違いであった。

クラスを各4~5人からなる班に分け、南西諸島や小笠原諸島などを除く日本の気象官署の異なる8地点のうちの一つを、それぞれの班で分担した（第1表の学習活動1）。データは、第1図の解析で用いたデータセットから編集し、担当地点のデータの数値とグラフの枠も印刷したワークシートを一人一人の子どもたちに与えた。それに基づき作業を行い、結果を大きなグラフシートに転記した（班毎で1枚）。そして、全ての班の結果を黒板に添付し全員で検討した。

なお、岡山は1982年に郊外から都市部への移転があったが、地元を含む方が子どもたちに身近に感じられ、かつ、気温の経年変化を扱うわけではないという理由で、岡山も対象地点とした。

#### 4.2 学習活動の様子

第1表の学習活動2では、日本の春の気候の特徴について、子どもたちの発言をもとに整理した後、気温の変化量の季節推移に関する作業に入った。作業終了後、8地点の結果を黒板で同時に眺めて発言しあうことにより、各地点での4月頃の急昇温の事実やその類似性について確認した。その後、2. (3), 4), 5)に関連して、加藤内蔵進が10分間ほど話を行なった。最後に学習活動3として、気候学的な背景と生活体験との対応について（気象・気候と音楽とを橋渡しする共有点として重要）、3月の小学校卒業式の練習時に着用していたウインドブレーカーを見せて5月11日の授業日の服装と比較させる等、感覚的なイメージを膨らませるような対話を行なった。

#### 4.3 学習の成果と問題点

ワークシートの自由記述の内容の分析によれば、「季節の変化」の定量的事実の把握や、広域の大気循環場の中での位置づけ、雪解けや日射との対応などに意識を向けるなど、春の季節やその進行をセットで捉える今回の内容は、子どもたちの視点を広げさせ、それなりのセンセーションを子どもたちが感じたものと考えられる。例えば、記入

を指示した「気温の急激な変化」に関して延べ21名（実回答者19名）の記述があったが、それ以外でも「日射」5名、「雪解け」10名、「その他」8名と計23名も記述があった。また、「気温の急激な変化」として回答した内容に、その他の話との関連も意識した回答が5名あった。従って、4月頃の急昇温の事実については概ね正しく把握できたようであるが、曖昧な捉え方しか出ていない記述、あるいは、変化量が大きいことと気温自体が高いことを混同した記述も計5名あった。これは、混同した理解なのか表現力の拙さのための見かけ上のものなのか、今後の検討が必要である。

この学習の成果として、気象・気候や関連する自然現象、及び、歌詞の内容とを関連づけて捉えてイメージを膨らませるきっかけになったことが挙げられる。しかし、今回の実践では、気象・気候の現象と並行して起きる他の自然現象をより鮮明な関係として把握し、それらと人の感覚的・心理的なものに及ぼす影響について深く掘り下げるには至らなかった。このためには、季節的な変化がわかるような期間を通した気象の観測、自然の観察、生活で感じた記録などを、簡単でいいので子どもたち自身が継続し、それらの結果を総合的に振り返るような学習が必要ではないかと考える。

また、他のステージ間の遷移にも注目させ、多彩な季節感との対応をより強く実感出来るようにする必要がある（例えば、『どこかで春が』と『若葉』を歌唱教材に取り上げて比較するなど）。更に「自然の情景や関連した人の感情の表現を知り、その切り口からサイエンスとしての気象に迫る」という授業実践も必要であると考えている。

#### 文献（一部のみ掲載）

加藤晴子・加藤内蔵進、2005：「ドイツにおける春の気候的位置づけと古典派、ロマン派歌曲にみられる春の表現について一教科をこえた学習に向けて一」。岡山大学教育学実践総合センター紀要、5、43-56。

加藤晴子・加藤内蔵進、2006：「日本の春の季節進行と童謡・唱歌、芸術歌曲にみられる春の表現一気象と音楽の総合的な学習の開発に向けて一」。岡山大学教育学実践総合センター紀要、6、39-54。

加藤晴子・逸見学伸・加藤内蔵進、2006：気候と連携させた歌唱表現学習一小学校での実践をもとに一。音楽表現学、4（掲載決定）。

## 高精度気温・湿度測定器による観測ネットワーク —岡山平野における都市熱環境の調査—

\*重田祥範 大橋唯太 (岡山理科大学大学院 総合情報研究科)

### 1. はじめに

近年、都市規模の気象について大きな関心が寄せられるようになってきている。その一つとして都市大気が高温になるヒートアイランド現象による生活環境の悪化が問題視され、多くの研究者が、都市熱環境の実態解明や緩和対策に取り組んでいる。都市熱環境の実態を十分に把握するには、多地点での気象測定器による観測ネットワークが必要となる。実際の野外測定では、電源確保が困難であることに加えて、多くの設置場所と測定方法の工夫が必要となる。その上、1地点へのコストを最小限に抑えると同時に、都市気温の変動を把握するため、高精度という点も確保しておかなければならない。気温測定機器の開発は、田中ほか(1997)が、強制通風を行うことで、精度が1°C程度に抑えられることを報告している。梅谷ほか(2005)は、高精度サーミスタ温度計を開発し、東地ほか(2005)は、湿球を開発している。しかし、いずれの場合も、器差の第一要因が通風シェルター自体の日射による加熱を指摘している。本研究では、これらの困難を解決した、強制通風式の高精度な気温・湿度測定器を開発した。そして、その測定器を用いた局地的な都市熱環境の測定手法を考案した。また、2006年夏季に、岡山平野を対象として都市熱環境の調査をおこなったので、その結果を報告する。

### 2. 高精度気温・湿度測定器の開発

#### 2.1 強制通風シェルター

強制通風シェルターの通風筒には、円筒の塩化ビニル管を2重にして使用している(外筒長125mm, 外筒厚1mm, 外筒径60mm, 内筒長120mm, 内筒厚2mm, 内筒径48mm)。シェルターの開発にあたっては、従来から問題視されているシェルター自体の日射による加熱をできる限り抑えることが優先課題である。そこで、シェルター内部に入射する散乱光や反射光が温度センサーに当たらないように内部を黒色に塗装した。また、アルミ箔と発泡ポリエチレンを使用した断熱材を塩化ビニル管に巻くことで日射を多く反射させるように工夫した。図1に強制通風シェルターの設計図を示した。

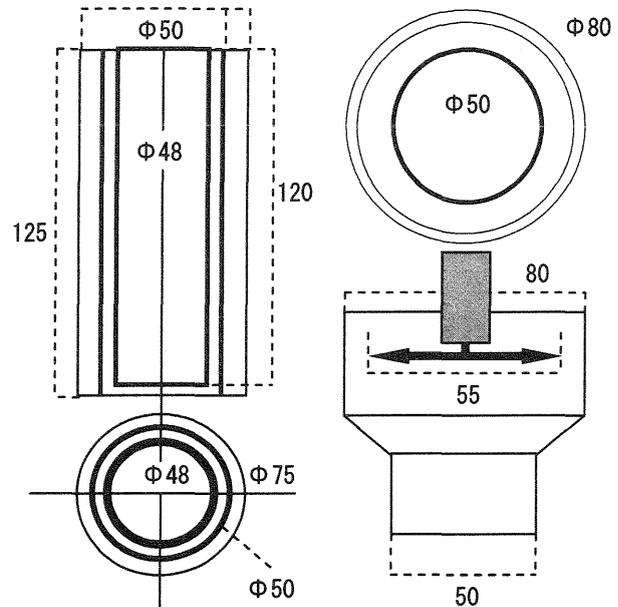


図1. 強制通風シェルター設計図 (単位はmm)

#### 2.2 強制通風ファン

強制通風ファンは、シェルター内部を強制的に通風させて外気をスムーズに取り込むためのファンである。本研究の測定器の開発にあたっては、吸い込み式を採用した。ファンのモーターには、マブチモーターRE-140(1.5V 5400r/min 550mA)を使用した。シェルター内の通風速度は、熱線式風速計AP120(日吉計器製作所)で測定した結果、約3m/sであった。電源は、単一電池1本で18時間連続的に稼働が可能である。そのため、単一電池2本を並列回路として36時間以上の連続測定を可能とした。また、通風ファンは、通風シェルターの上部に設置した。

#### 2.3 温度センサー

温度センサー部は、データロガー付で測定精度 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ の高精度サーミスタ温度計(おんどり Jr.RTR-52; T&D)を使用した。温度センサーを用いて測定した乾球温度・湿球温度の値から、気温と水蒸気量(比湿)を測定することが可能である。温度センサーの取り付け位置を図2に示す。ここで、湿球は、綿100%のガーゼを用いて、給水ボトル(250ml)から連続的に補水している。

### 3. 高精度気温・湿度測定器の検定

#### 3.1 検定概要

検定は、直達日射の有無の違いによる器差を確認するため、2006年9月9日14:00～10日2:00に実施した。検定場所は、岡山市内で周辺に建造物等が密集していない場所を選択した。検定の基準器は、事前に気象庁検定書付のアスマン通風乾湿計 SK-RHG(佐藤計量機器製作所)と検定をおこなった1台とした。基準器と検定をおこなう機器22台は、三脚を用いて全て同じ高さになるようにした。データは、15秒毎に記録し、1時間毎に5分間の平均値と比較した。

#### 3.2 検定結果

本検定では、計22台の検定をおこなった。ここでは、22台のうち平均的な値を示した1台の、乾球・湿球温度における器差の時間変化を図3に示す。

日射のある時間帯において、開発した強制通風シェルターの乾球温度は、基準器と比較した場合、5分間平均値で器差が0.1℃未満であった。湿球温度は、0.2℃程高い結果であった。逆に日射がない夜間の場合でも乾球温度の器差は、0.1℃未満で、湿球温度についても日射時と同様に0.2℃程度であった。

以上のことから、器差が日射の有無にかかわらず、常に0.2℃未満とほぼ一定であった。そして、観測時には、乾球・湿球温度の値を補正した。

### 4. 観測ネットワークの構築

#### 4.1 観測概要

本研究では、開発した高精度気温・湿度測定器を用いて、岡山平野を中心に、定点型観測を太平洋高気圧に覆われた2006年8月22日～30日にかけて連続的に実施した。図4に示したように、観測点は、岡山平野に計23地点を設けて、各地点地上高1.5mに測定器を取り付けた。

測定のスAMPLING間隔は、30秒毎で乾球温度・湿球温度を測定した。

#### 4.2 解析方法

比湿は、測定された乾球・湿球温度から、湿度計方程式で計算された水蒸気圧と岡山地方气象台(図4)の現地気圧を用いて算出した。その後、気温・比湿ともに5分間の平均値を正時毎に求めた。また、岡山地方气象台で測定されている風向・風速のデータを参考にして、各時刻における気温・比湿の水平分布と海陸風との関連性を考察した。

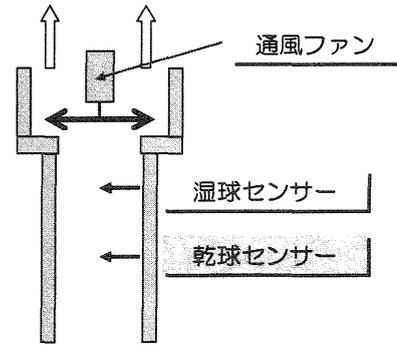


図2. 強制通風シェルターの構造

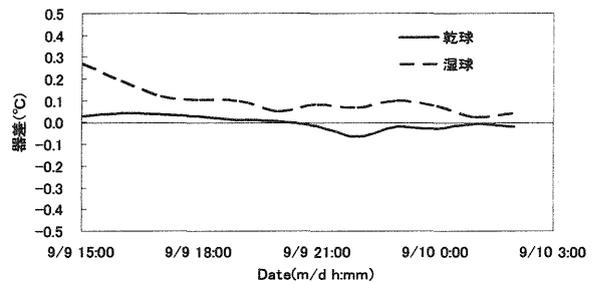


図3. 乾球・湿球温度における器差の時間変化

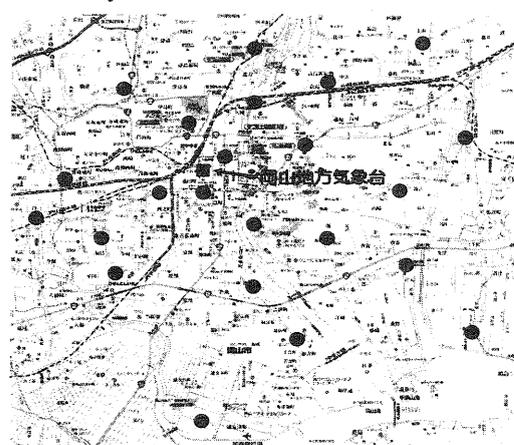


図4. 気温・湿度測定器を設置した地域

### 5. 観測結果

#### 5.1 地上気温の水平分布

太平洋高気圧に覆われた2006年8月22日～30日かけて連続的に実施した地上観測の結果を図5に示す。ここでは、観測期間中に現れた、岡山平野における地上気温の典型的な特徴をもつ、2006年8月27日0時～28日12時の水平分布図を示した。観測期間中の夜間には、市街地とその縁辺部でヒートアイランド現象とみられる高温領域が、同心円状に出現した(図5a,c)。ヒートアイランド強度(観測地点の最高気温と最低気温の差)は、約2℃程度であった。ヒートアイランド現象は、北寄りの陸風風向となり始めた日没直後から出現し始めた。

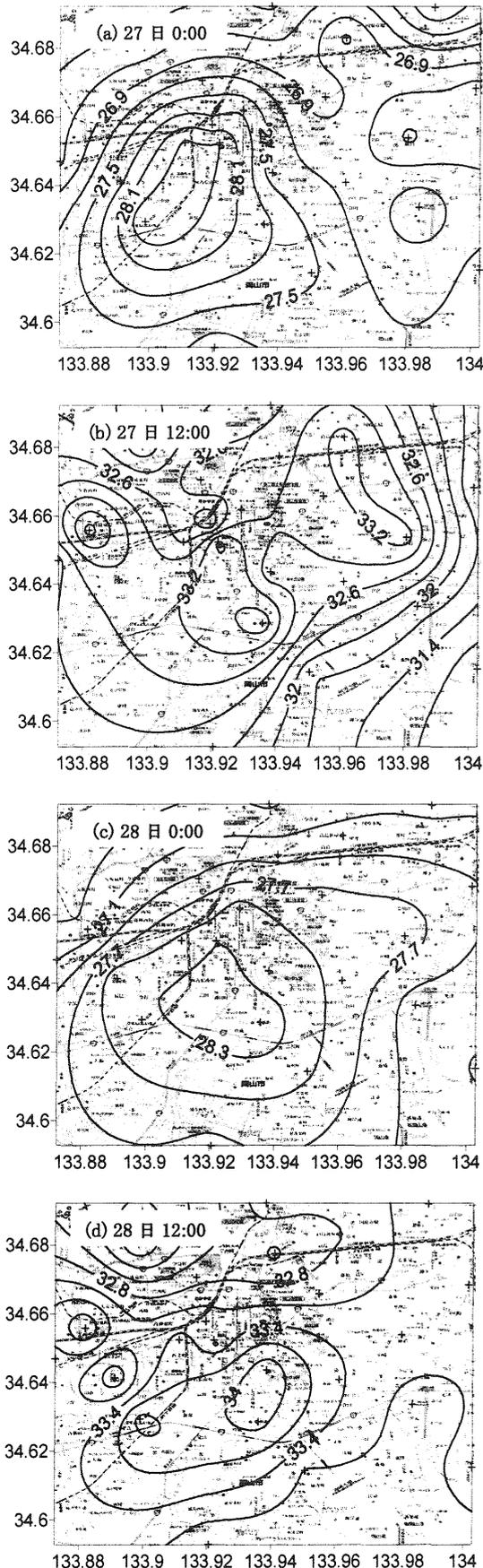


図5. 地上気温の水平分布図(8/27/0:00~28/12:00)  
(数値は温度(°C)であり、0.3°C間隔。+は測定格子)

その後、23~0 時にかけて最も強くなった。しかし、早朝にかけて徐々に明瞭ではなくなった。この結果は、重田(2006)がおこなった、冬季には深夜に出現し始めて、早朝にかけて強くなる結果とは異なっていた。また、観測期間中の日中においては、夜間に比べて明瞭なヒートアイランド現象は現れていない。ここで、岡山地方気象台で観測されたデータを参考にすると、27日の海風の侵入風向は南東で、28日には南西となり、侵入風向が両日で異なっている。27日においては、海風侵入風向である岡山市の南東域で、気温の傾きが大きく、市街地付近と沿岸部では、2°C程度の気温差があった(図5b)。このような、夏季日中の南東風向時における岡山市街地の気温分布については、重田(2006)が2005年に実施し、市街地付近では周辺地域に比べて低温な環境となっていることを示した。ここで、2005年と2006年の観測結果を比較した。その結果、2006年においては、2005年に出現した市街地での明瞭なクールアイランドは出現しなかった。しかし、2005年の観測結果と同様に市街地付近では、午前中の気温上昇が郊外に比べて緩やかな傾向は一致していた。そして、28日においては、27日のような南東域での気温の大きな傾きは見られなかった。すなわち、観測期間中の日中は、海風侵入の風上にある瀬戸内海との距離に近い程、気温が低い傾向にあると言える。

## 5.2 地上比湿の水平分布

測定した乾球温度と湿球温度から空気中に含まれる水蒸気量を示す比湿を計算した。図6に、観測期間中に現れた、岡山平野における地上比湿の典型的な特徴をもつ2006年8月27日0時~28日12時の水平分布図を示した。観測期間中の夜間には、市街地とその西側で比湿の低い乾燥領域が出現した(図6a,c)。観測地点の最も比湿の高い地点と低い地点では、約2g/kgの差が生じていた。また、27日の陸風風向は北東で、28日は北西であることから、陸風の風上側で比湿が低く、風下で比湿が高くなる傾向が見られた。

また、観測期間中の日中においては、夜間と同様に市街地付近で比湿が低い傾向が認められた。

このように、観測期間中は、岡山市街地中心部から西部にかけて、日中・夜間ともに、比湿の低い乾燥領域が広がっていた。

そして、瀬戸内海との距離に近い程、比湿が高くなり、海風の侵入時には比湿の上昇が認められた。

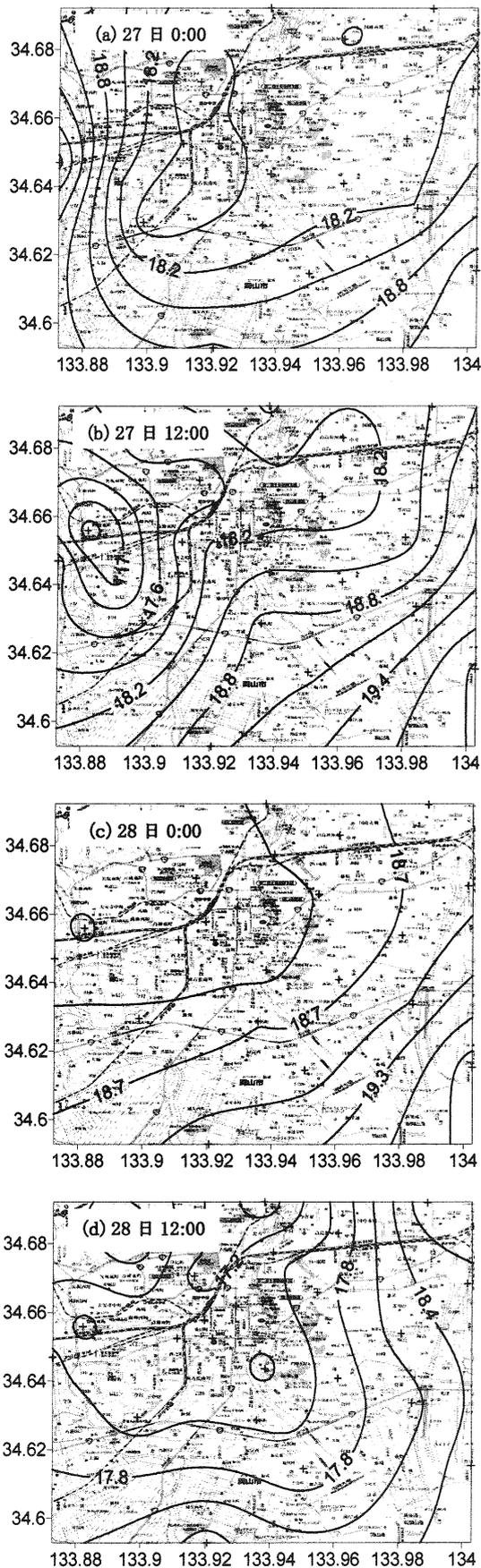


図 6. 地上比湿の水平分布図 (8/27/0:00~28/12:00)  
(数値は比湿 (g/kg) であり、0.3g/kg 間隔)

## 6. まとめ

強制通風式の高精度な気温・湿度測定器を開発した。優先課題であった、測定器自体の日射による加熱を解決したことにより、日射の有無にかかわらず、器差が常に0.2℃未満とほぼ一定であった。これは、都市熱環境の観測に十分対応できる。

開発したこの測定器を用いて、岡山平野を中心に、定点型観測を太平洋高気圧に覆われた2006年8月22日~30日にかけて連続的に実施し、地上付近の乾球温度と湿球温度を測定した。その結果、観測期間中における地上気温の典型的な特徴として、日没直後から市街地とその縁辺部で、ヒートアイランド現象とみられる高温領域が、同心円状に出現した。最も気温が高い地点は市街地中心部であり、ヒートアイランド強度(観測地点の最高気温と最低気温の差)は、約2℃程度であった。また、日中は、海風侵入の風上にある瀬戸内海との距離が近い程、気温が低い傾向にあった。

測定した乾球温度と湿球温度から空気中に含まれる水蒸気量を示す比湿を計算した。その結果、観測期間中は、岡山市街地中心部から西部にかけて、日中・夜間ともに、比湿の低い乾燥領域が広がっていた。そして、瀬戸内海との距離が近い程、比湿が高い傾向にあり、海風侵入時には、比湿の上昇が認められた。

## 謝辞

貴重な観測データをご提供して頂きました岡山地  
方气象台、並びに定点型観測点の設置にご協力し  
て頂きました岡山市西部地区まちづくり推進課の  
方々に心より謝意を表します。

## 引用文献

- 梅谷和弘, 森永修司, 酒井敏 (2005) 多点用気象測  
器の開発, 日本気象学会 2005 春季大会予稿集  
重田祥範, 大橋唯太 (2006) 中規模都市における大  
気熱環境の広域的な細密調査-岡山市街地で発  
生するヒートアイランド現象-. 環境情報科学論文  
集, 改訂中  
田中博春, 浜田崇, 牛山泰行, 藤野毅, 柳下和之,  
鈴木智恵子 (1997) 簡易気温観測手法の精度につ  
いて. 日本気象学会 1997 春季大会講演予稿集  
東地雄一郎, 重田祥範, 酒井敏, 梅谷和弘, 大橋  
唯太 (2005) 高精度な簡易気温測定器の開発につ  
いて. 日本気象学会 2005 秋季関西支部大会  
予稿集

## 都市気候・ビルエネルギー連成モデル (WRF-CMBEM) による

### 熱中症指標 WBGT の数値予報

\*大橋唯太・(岡山理大・総合情報)・亀卦川幸浩 (明星大・理工)

#### 1. はじめに

熱中症の発症リスクを評価する温熱指標として、WBGT (Wet-Bulb Globe Temperature) や不快指数などいくつかある。これらの温熱指標は、熱中症の危険度を予報する目的でも使われるようになってきており、たとえば気象モデルを利用した熱中症予報による今後の予報精度の向上が注目される。

本研究では、気象学で広く用いられているメソ気象数値モデルと、都市気象・冷房エネルギー消費の関係を考慮した都市キャンピー・ビルエネルギー連成数値モデルによって、温熱指標であるWBGTがどこまで予報可能であるか、検討する。その第一段階として、過去の気象場から推測されるWBGTの値を、どの程度、定量的に再現できるかについて検証をおこなう。

#### 2. 数値モデル

使用した数値モデルは、NCAR などによって開発されたメソ気象数値モデル WRF-ARW Ver.2.1 (Weather Research & Forecasting Model)、近藤・劉(1998)と亀卦川ほか(2001)によって開発された都市気象・ビルエネルギー連成モデルの2種である。メソ気象数値モデルは(以降、WRF)、メソスケール気象現象を再現する領域型数値モデルである。一方、都市気象・ビルエネルギー連成モデルは、街区気象モデル(以降、CM)とビルエネルギー・排熱解析モデル(以降、BEM)で構成されており、CM で都市キャンピー気象場の変動を、BEM では冷房排熱量の変動を予測する。この連成計算モデルを一つとみなして、CMBEM と以後、呼称する。図1に、WRF と CMBEM の構造を示す。

#### 2.1 メソ気象数値モデル(WRF)

WRF は、完全圧縮性・非静力学平衡の基礎方程式からなり、地表面過程は Noah-LSM (Chen and Dudhia, 2001)、大気境界層は TKE スキーム(Mellor-Yamada-Janjic; Janjic, 1990)を用いている。また、雲・降水の微物理には3クラスの WSM スキーム(Hong et al. 2004)を使用している。

日本の中部から西部にかけての領域において3重ネステイングをおこない、近畿地方を1kmの水平解像度とした。また、初期値・境界値には、気象庁メソ客観解析値(大気)と NCEP の RTG\_SST 値(海面温度)を用いた。これらのデータは6時間ごとにモデル計算のために取り込まれる。

#### 2.2 街区気象モデル(CM)

CMは数百メートルの街区スケール気象の再現を目的としており、都市キャンピー層内を鉛直方向に解像化した数値モデルである。このモデルでは、1格子内に同一の大きさを持った直方体ビルが整形配列しており、鉛直方向には高度毎にビルの存在密度が考慮されている。

各気象要素は鉛直1次元にしか計算されないが、放射環境を3次元的に扱うことによって、屋上・東西南北の各壁面と路面の表面温度や顕熱輸送量が計算される。ビル表面の顕熱輸送量は Jurges の式(Jurges, 1924)、大気の乱流拡散係数は Gambo の式(Gambo, 1978)によってそれぞれ計算される。

#### 2.3 ビルエネルギー・排熱解析モデル(BEM)

BEM では、ビルを1つのボックスとして取り扱うことによって、室内の熱収支計算がおこなわれる。ここでは、窓面からの透過日射、壁体からの貫流熱、換気に伴う熱の流入、照明や OA 機器、人体からの発熱量を求めることによって、ビル内へ

の(顕熱・潜熱それぞれに対しての)熱負荷を計算する。

室内の冷房運転によって、その熱負荷と消費された電力やガスエネルギーは、排熱として外気へと除去される。この除去排熱が、先述の CM で計算される気温・湿度場の変化に反映されることになる。

BEM の検証は、実際のビル室内温度と冷房負荷処理量の変動との比較や、日最大電力需要の気温感応度の比較に関して既におこなわれている(亀掛川ほか, 2001)。また、CM と BEM の連成計算(CMBEM)の精度についても、Ohashi et al. (2006)によって検証されている。

### 3. 熱中症指標 WBGT の推定

屋外の WBGT は、以下の式によって計算される。

$$\text{WBGT} = 0.7T_w + 0.2T_g + 0.1T_d \quad (1)$$

$T_w$ : 湿球温度(°C)  $T_g$ : 黒球温度(°C)

$T_d$ : 乾球温度(°C)

公的機関による常時観測システムでは気温と相対湿度を測定していることが多く、そのため湿球温度は求められるものの、黒球温度については測定されていない。そこで、Tonouchi et al. (2006) によって作成された以下の黒球温度推定式を用いる。

$$T_g = T_d + 0.017S - 0.208U \quad (2)$$

$S$ : 日射量(W/m<sup>2</sup>)  $U$ : 風速(m/s)

(1)式および(2)式をあわせて、実測値ならびに計算値の WBGT を推定する。

### 4. 計算結果

本研究での評価対象地域は、大阪市とした。大阪管区気象台の露場ならびに屋上で測定された気象要素を実測 WBGT の推定に用いる。2004年7月23日からを対象に、連続計算をおこなった(ただし、1日前の7月23日から助走計算)。評価対象期間は、2004年7月24日午前0時から8月14日0時までであり、そのうち降雨が認められた7月31日と8月4日を除いた計19日とした。計算は、

(I) WRF のみ (ケース名 WRF) \*人工排熱は無視

(II) WRF と CMBEM の結合 (ケース名 WRF-CMBEM) \*自動車排熱も考慮

の2種である。(II)は、WRF の計算結果を CMBEM の上端境界条件に使う One-way nesting の結合とし、接続高度は450mである。

実測値・WRF のみ・WRF-CMBEM によって推定されたそれぞれの日最高 WBGT 値を図2に示す。計算期間中における、実測値に対する計算値の平均誤差は、WRF が -0.32°C、WRF-CMBEM が -0.88°Cで、両計算とも WBGT 値が実測のものよりも低いことがわかる。また、RMSE(平均二乗誤差)は、WRF が 1.38°C、WRF-CMBEM が 1.70°Cであり、WRF-CMBEM のほうが再現性は悪くなっている。しかし、実測では WBGT の推定にビル屋上(94m 高度)で測定された日射量を用いており、その値は建物による日射遮蔽の影響をあまり受けてない。一方の WRF-CMBEM で WBGT の推定に用いた日射量は路面上のものであり、建物の日陰によって実測の日射量よりも小さくなっている結果、WRF よりも CMBEM を含んだ WRF-CMBEM のほうが、WBGT 値が低下したと考えられる。

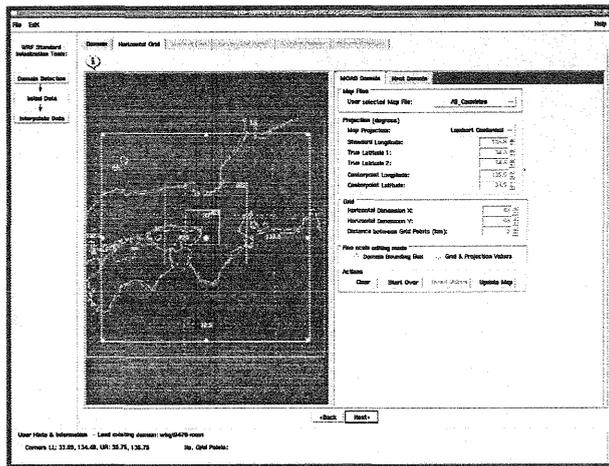
図3から図5に、WBGT の計算に重要な、地上における気温・比湿・日射量を比較している。WRF-CMBEM では、最高気温・最低気温の上昇(精度向上)が認められる。しかし、先述のように日射量は実測値そのものが屋上の測定であり、WRF では建物による地表面の凹凸が考慮されていないため日射量が過大評価、一方の WRF-CMBEM では路面での日射量を試用しているため小さくなっているが、実測と同高度の日射量を比べてみると、実測値に近くなるのがわかる。

### 謝辞

本研究は、文部科学省平成18年度科学研究費補助金(課題番号:18790409)の援助を受けたことを記して謝意を表します。

### 引用文献

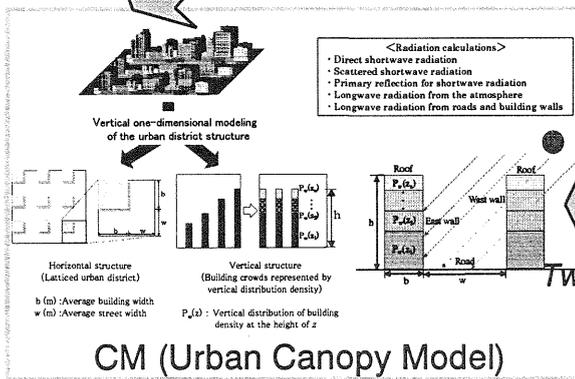
- 亀掛川幸浩・玄地裕・吉門洋・近藤裕昭, 2001: 建築空調エネルギー需要への影響を考慮した都市高温化対策評価手法の開発, *エネルギー・資源*, **22**, 235-240.
- 近藤裕昭・劉発華, 1998: 1次元都市キャノピーモデルによる都市の熱環境に関する研究, *大気環境学会誌*, **33**, 179-192.
- Ohashi, Y., Y. Genchi, H. Kondo, Y. Kikegawa, H. Yoshikado, and Y. Hirano, 2006: Influence of air-conditioning waste heat on air temperature in Tokyo during summer: Numerical experiments using an urban canopy model coupled with a building energy model, *J. Appl. Meteorol.*, in press.
- Tonouchi, M., K. Murayama, and M. Ono, 2006: WBGT forecast for prevention of heat stroke in Japan, Sixth Symposium on the Urban Environment, AMS.



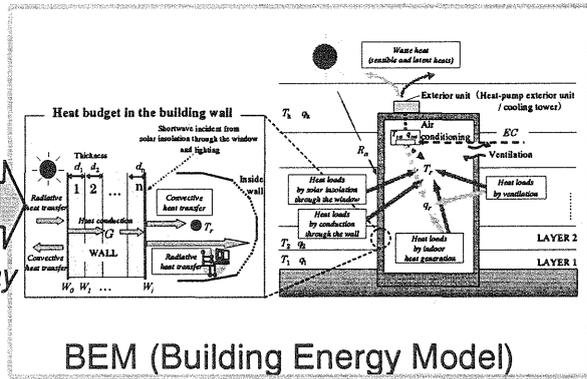
WRF  
(Weather Research & Forecasting Model)

One-way

上端境界 (450m)



CM (Urban Canopy Model)



BEM (Building Energy Model)

図1 数値モデル WRF-CMBEM の構造。

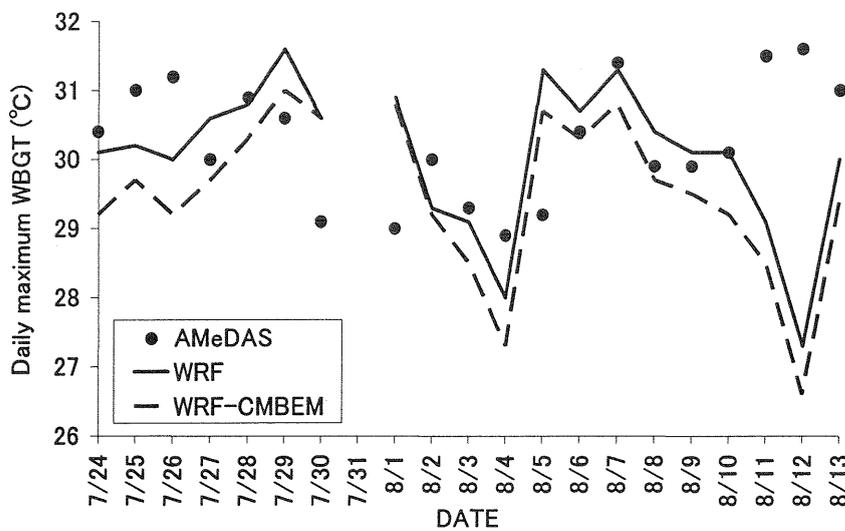


図2 推定された日最高 WBGT 値の日々変化。実測から推定された WBGT (黒丸), WRF のみによって計算された WBGT (実線), WRF-CMBEM によって計算された WBGT (破線)。

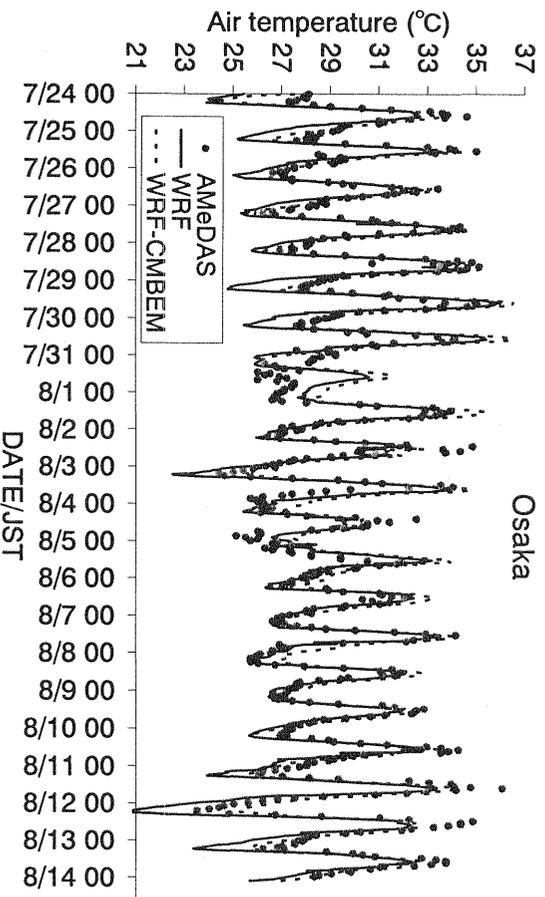


図3 地上気温の比較. 実測 (丸印), WRF (実線), WRF-CMBEM (破線).

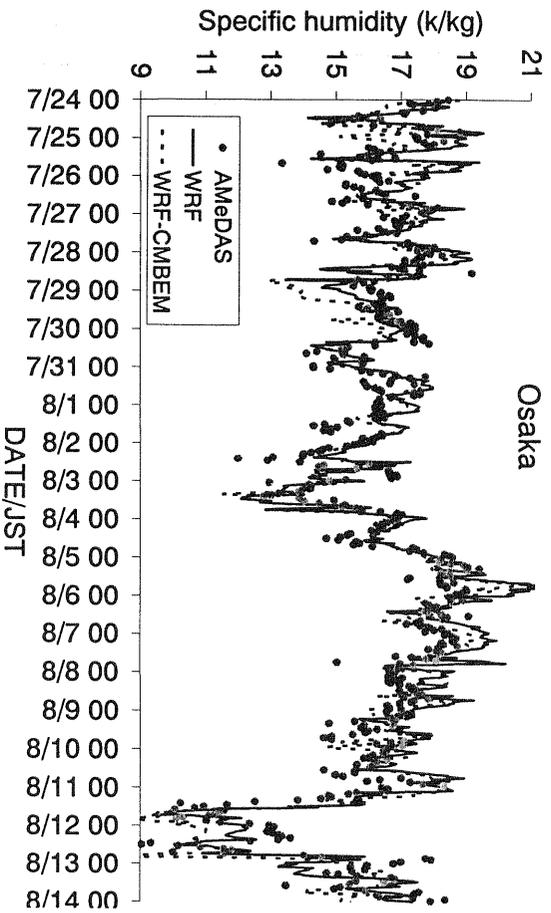


図4 地上気温の比較. 実測 (丸印), WRF (実線), WRF-CMBEM (破線).

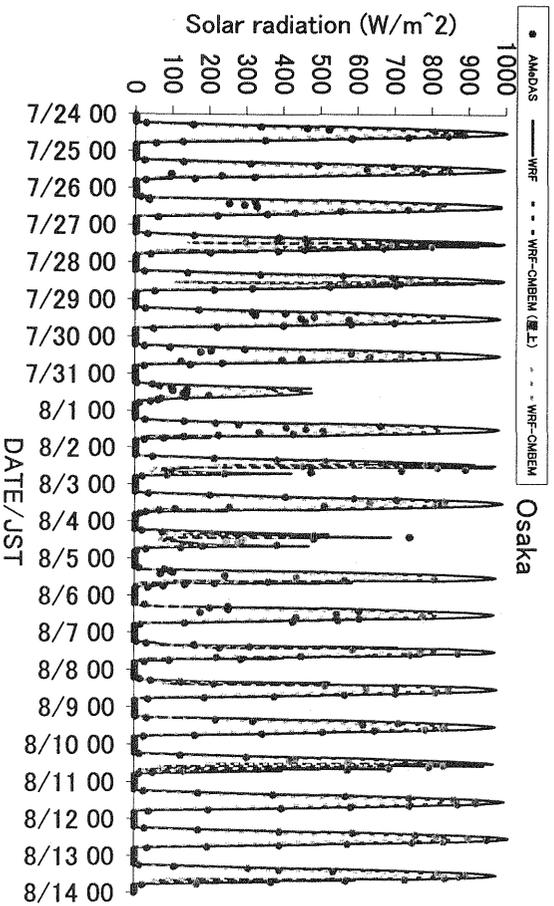


図5 全天日射量の比較. 実測 (丸印), WRF (実線), WRF-CMBEM (破線).

## 様々な生活空間における熱中症指標 WBGT の連続測定

\*竜門 洋 (岡山理大・総合情報)・重田祥範 (岡山理大大学院・総合情報)

大橋唯太 (岡山理大・総合情報)

### 1. はじめに

日本各地における熱中症の発症件数は年々増加しており、ヒートアイランド現象の発生と密接に関連していることが言われている。熱中症の発生リスクを示す温熱指標に関する研究が進められており、その一つに WBGT(Wet-Bulb Globe Temperature; Minard et al., 1957)がある。WBGTとは、人体の熱収支に関わる湿度・輻射・気温の3要素を考慮した温熱指標で、実際の計算には乾球温度・湿球温度・黒球温度が用いられる。しかし、これらの実測値は少なく、推定値を用いて研究がされている。その推定には複雑な計算が必要で、環境省(2004)が指摘するように、複数地点での実測が望まれている。また、土地利用の違いによって、WBGTの数値には違いがあると考えられる。

本研究では、岡山市街地を中心に2006年8月2日から7日にかけての5日間、様々な生活空間で乾球温度・湿球温度・黒球温度を連続測定し、WBGTを算出した。その結果、生活活動空間の違いによるWBGT値の差について、報告をする。

### 2. 観測概要

2006年8月2日から7日にかけて、岡山市立伊島小学校運動場(以後、運動場と呼称)、同体育館(以後、体育館)、岡山県立鳥城高等学校(以後、住宅地①)、岡山駅西口(以後、ビル街)、伊福町上伊福北公園(以後、住宅地②)、岡山県総合グラウンド津島遺跡(以後、芝広場)、同補助グラウンド(以後、スポーツトラック)の計7ヶ所で乾球温度・湿球温度・黒球温度の連続測定を行った。観測地点の地図を図1、観測の様子を図2に示す。観測期間は、太平洋高気圧に覆われて晴天日が続いた。測定にはサーミスタ温度計(おんどり Jr. RTR-52; T&D)を組み込んだ重田(2006)によって開発された強制通型

観測測器、同じくサーミスタ温度計を組み込んだ黒球温度計(ベルノン式)を使用した。測定のサンプリング間隔は15秒とし、乾球温度・湿球温度・黒球温度をそれぞれ測定した。今回は、8月3日0時から7日9時までのデータについて解析を行った。

### 3. 解析

観測測器は、アスマン通風乾湿計を用いて検定を行い、器差を補正した。乾球・湿球・黒球温度はそれぞれ1時間の平均を施し、その時間の代表値とした。また、温熱指標としてはWBGTを採用し、以下の式によってその値を算出した。室外では

$$WBGT = T_w \times 0.7 + T_g \times 0.2 + T_d \times 0.1 \quad (1)$$

室内では

$$WBGT = T_w \times 0.7 + T_g \times 0.3 \quad (2)$$

で計算される。ここで、 $T_w$ は湿球温度(°C)、 $T_g$ は黒球温度(°C)、 $T_d$ は乾球温度(°C)である。本研究では、運動場・住宅地①・ビル街・住宅地②・芝広場・スポーツトラックにおけるWBGTを(1)式、体育館は(2)式を用いて計算した。

### 4. 結果

#### 4-1. 乾球温度の比較

図3を見ると、体育館を除いて13時から15時にかけて最高値が出現する。住宅地②とスポーツトラックが比較的高い値を示し、住宅地②で最高値37.1°Cを記録している。体育館は15時から17時にかけて遅れて最高値が出現している。最低値は5時から6時に出現し、芝広場が24°C前後と最も低い。体育館は6時から7時に最低値が出現し、28°C前後と最も高い。芝広場は総じて昼夜問わず値が最も低い。

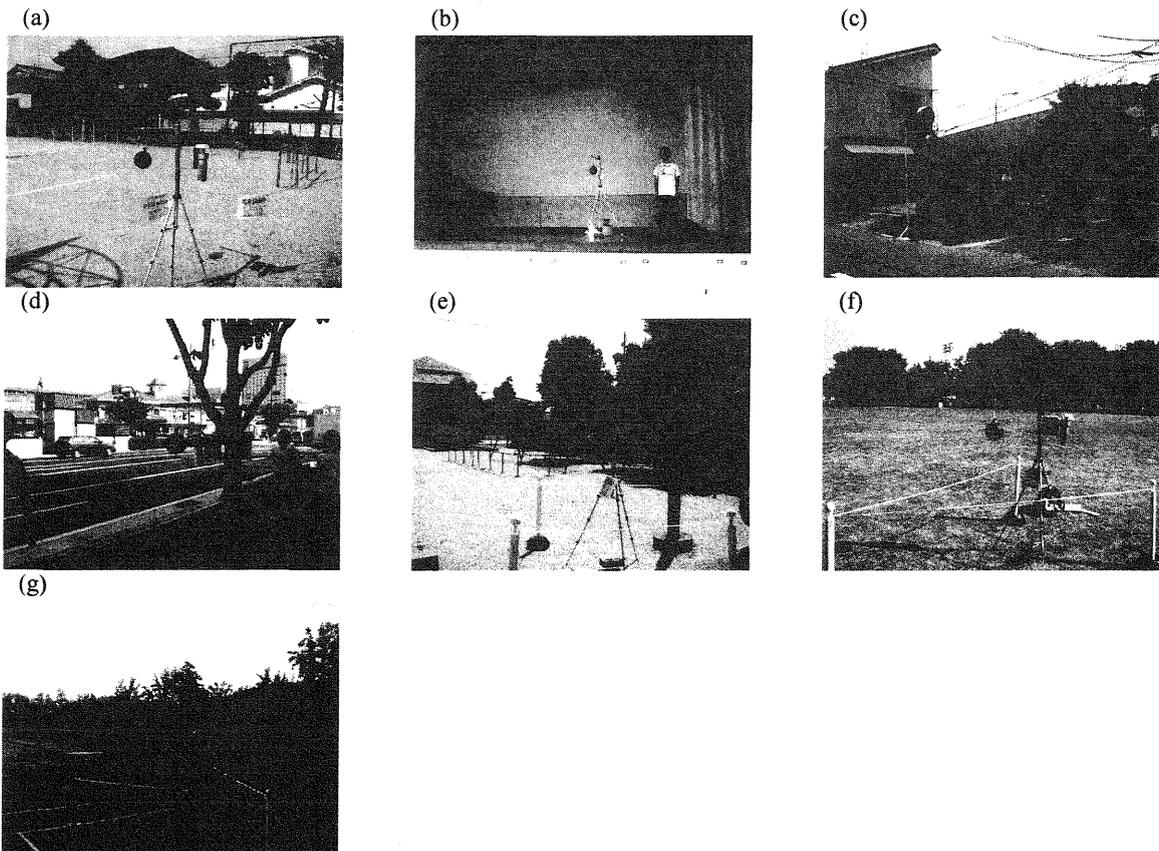
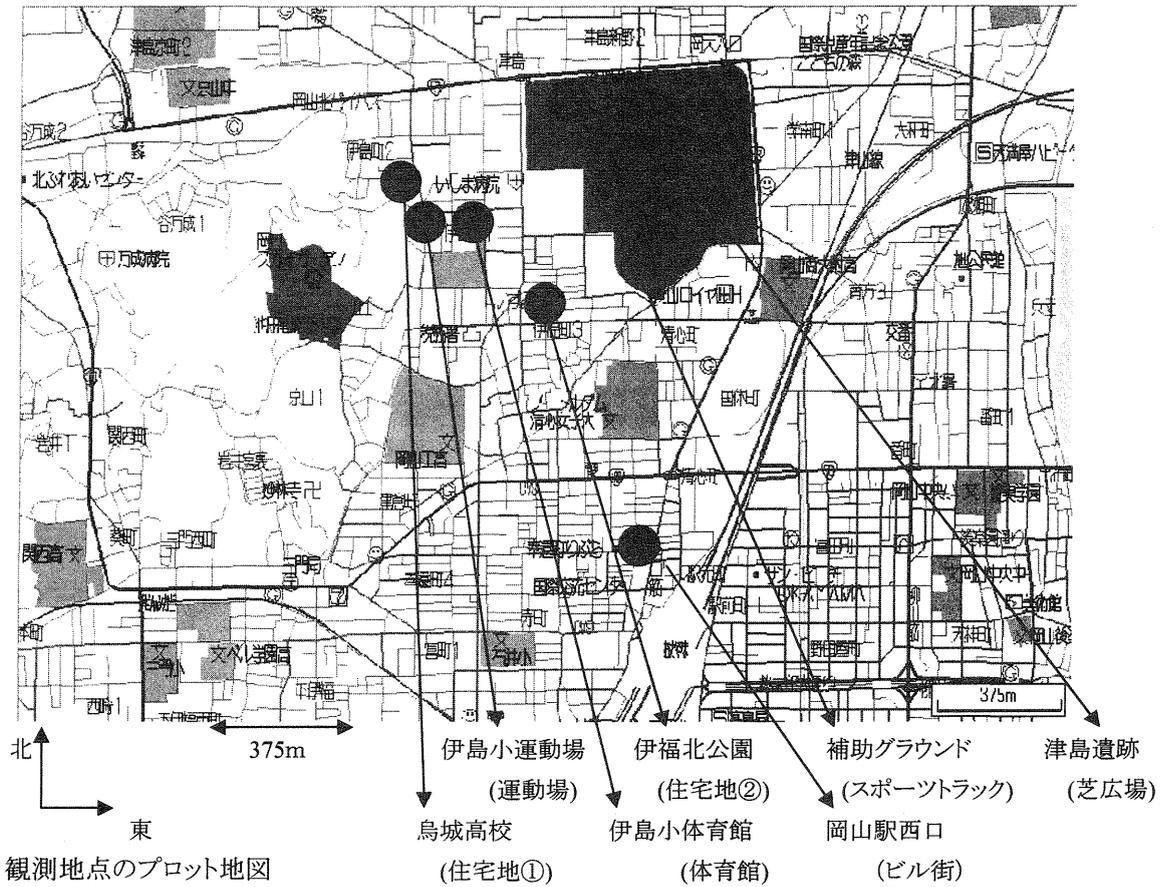


図2 各地点における固定観測の様子

- (a) 伊島小運動場(運動場) (b) 伊島小体育館(体育館) (c) 鳥城高校(住宅地①)  
 (d) 岡山駅西口(ビル街) (e) 上伊福北公園(住宅地②) (f) 津島遺跡(芝広場) (g) 補助グラウンド(スポーツトラック)

#### 4-2. 湿球温度の比較

図4を見ると、体育館を除いて、目立った差は無く、温度差は1℃以内に収まっている。13時から15時にかけて最も高くなり、5時から6時にかけて最も低くなる。体育館は15時前後に最高値が現れて、26.8℃を記録している。最低値が22.5℃前後と他の地点に比べて1℃ほど低い。また、最低値を記録する時間も6時から7時と、他の地点よりも遅れている。

#### 4-3. 黒球温度の比較

図5を見ると、体育館、ビル街を除いて、主に14時から15時にかけて最も値が高く、スポーツトラックで最高値54.5℃を記録している。場所による違いが大きく、場所によっては温度差が10℃以上ある地点もある。ビル街は、10時前後まで他の地点と同じように推移し、それ以後は値が急激に下がっている。体育館は15時から16時にかけて高くなるが、直射日光がないので36℃前後と最も低い。5時から6時にかけて、芝広場が23℃前後と最低値を記録しており、ビル街が25℃前後と芝広場よりも2℃程度高い。また、6時から7時にかけて体育館が28℃と、最低値が最も高くなっている。

#### 4-4. WBGTの比較

図6を見ると、体育館とビル街を除いて、13時から14時にかけて高い値が出現しており、スポーツトラックで最大値33℃を記録している。逆に、5時から6時にかけて値が低くなり、最低値は芝広場で23℃である。ビル街は、10時前後まで他の地点と同じように推移しているが、12時から13時以降は値は下がっている。体育館は、15時から16時にかけて最高値が出現するが、29.8℃と最も低い。しかし、最低値は地点の中で最も高く、6時前後で24℃までしか下がらない。

### 5. 考察

#### 5-1. 乾球温度について

日中、住宅地②とスポーツトラックの値が高い原因として、地表面温度が高くなっていることが推測される。一方、住宅地①は花壇の上で観測したため、住宅地②との違いがでたと考えられる。しかし、地表面温度を測定していないため断定はできないが、地表面の違いによるものと推測される。また、体育館は室内環境であるため、外気温や日射に対する応答が鈍いため、遅れて値が推移したと考えられる。

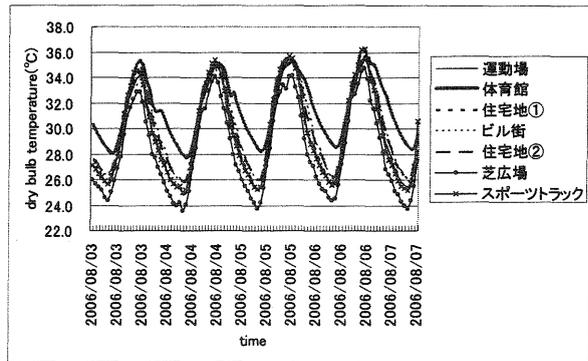


図3 乾球温度の時間変化(1時間平均値)

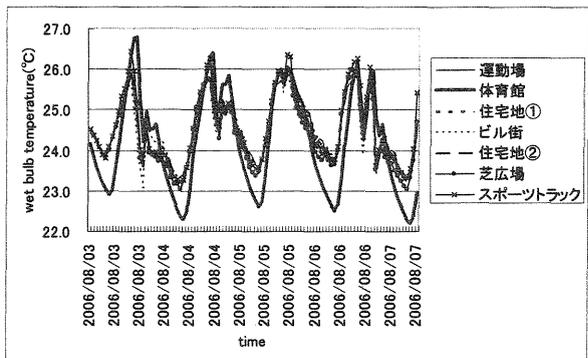


図4 湿球温度の時間変化(1時間平均値)

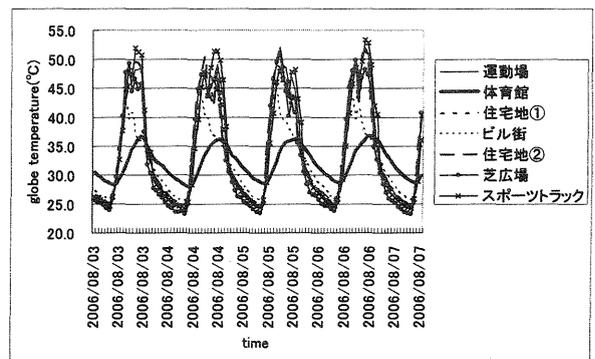


図5 黒球温度の時間変化(1時間平均値)

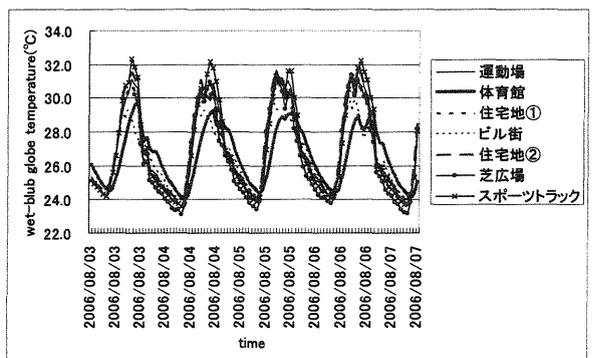


図6 WBGTの時間変化(1時間平均値)

### 5-2. 湿球温度について

WBGTの値に最も大きく関わってくる湿球温度だが、今回の観測では、夜間に体育館で低い値を示した以外、大きな差は見られなかった。今後、比湿などの絶対温度によって水蒸気量を考慮する必要がある。また、体育館で、急激に値が上昇している時がいくつか確認できる。4日の18時にはバレーを行っていた記録があるので、これが原因の一つと考えられるが、他の時間に関しては、使用記録はなく、原因は特定できない。スポーツトラックでも、同様のことが確認できるが、スポーツトラックの使用記録がないため、同じく原因は特定できない。体育館の温度変化が遅れている原因は、乾球温度と同じ理由が考えられる。

### 5-3. 黒球温度について

日中に場所による黒球温度の差が10℃以上存在する。この大きな差が現れる原因として、地表面温度の差が影響しているのではないかと考えられる。しかし、先述のように地表面温度を計測しておらず、特定はできない。体育館は、最低温度が地点の中で最も高いが、これは屋内であることから放射冷却が存在しないことで説明できる。また、ビル街において10時前後から温度が上がらない原因として、ビルによって黒球温度計が建物の陰に入ってしまったことがあげられる。これも都市気候の特徴と言えるため、決して不自然なことではない。また、体育館の温度変化が遅れている原因は、乾球温度と同じ理由が考えられる。

### 5-4. WBGTについて

(1)式及び(2)式からわかるように、WBGTを計算するとき、値に最も寄与する湿球温度が、場所によってあまり差がなかったため、乾球温度と黒球温度の差がWBGTの場所による違いに反映されえたとはいえる。どの地点を見ても、30℃前後と高い値がでており、日本体育協会による運動指標によれば、熱中症を発症する危険性が高いランクに相当する。ビル街の値が10時以降上がらない原因は、黒球温度が10時以降上昇しない影響を受けたと考えられる。スポーツトラックは、観測期間中32℃以上の値がでており、運動を行う場合には、休息を定期的にとり、水分・塩分を適度に補給して、十分に注意する必要がある。体育館は5時から6時になっても24℃を下回ることがない。室内であっても熱中症には十分注意を必要とすることがわかる。

## 6. おわりに

今回の観測の結果、日中のWBGT値はスポーツトラックが最も高くなり、ビル街が最も低くなる結果になった。ビル街では、緑地が少なくアスファルトやコンクリートで覆われ、排熱も多いため、WBGTは高くなることが予想されたが、建物による日陰の影響が大きく関与し、WBGTの値はあまり上昇しなかった。今後、様々な生活活動空間でWBGTを長期にわたって連続測定していく必要がある。

### 謝辞

観測において、岡山県立烏城高等学校、岡山市立伊島小学校、伊福町町内会長の方々には多大な御協力をして頂きました。この場をお借りして厚く御礼申し上げます。本研究は、文部科学者平成18年度科学研究費補助金(課題番号:18790409)の援助を受けたことを記して謝意を表します。

### 文献

MINARD,C.D.,BELDING,H.and KINGSTON,J.R.  
(1957):Prevention of heat casualties.JAMA.,194:  
650-654.

環境省環境管理局大気生活環境室、2004:ヒートアイランド現象による環境影響に関する調査(概要)

重田祥範・大橋唯太、2006:高精度・湿度測定器による観測ネットワークー岡山平野における都市熱環境の調査ー、日本気象学会関西支部秋季大会2006予稿集

## 建物用途の異なる街区での気象要素の比較

### —野外観測と数値シミュレーションからの検討—

川邊智一\*・大橋唯太・重田祥範 (岡山理科大学大学院 総合情報研究科)

#### 1.はじめに

都市部には様々な用途の建物が混在しており、その街区構造の違いから日射の有無や風の変化などによって気象要素にも違いが生じる。それらの小さな空間スケールを持った気象場の集合が都市全体の複雑な気象場を形成している。このため、都市全体の気象場を理解するためには、小さな空間スケールの気象を微細に把握することが重要である。しかし、これまでの岡山市における大気熱環境の研究では、数 km～数十 km の空間スケールを持った、ヒートアイランド現象を対象とするものが多く (例えば、藤井, 2001)、それ以下の空間スケールでの研究は少ない。そこで本研究では、数百 m という空間スケールで建物用途が異なる複数の街区で気象観測を実施し、大気熱環境の比較を行った。さらに、数値シミュレーションから街区構造の違いによる大気熱環境の形成メカニズムを明らかにしていく。

#### 2.気象観測

岡山市街地の中でも建物用途が異なるビル街 (岡山市田町) と住宅街 (岡山市今) の 2 地域において、それぞれ 9 地点ずつ自転車による移動気象観測を行った (図 1)。2 地域の距離は約 3.5km である。観測要素は風向・風速・乾球温度・湿球温度・路面温度である。自転車に測器を取り付け、地面から 1.3~1.5m のところに測定感部がくるようにした。1 地点で 15 秒毎に 3 分間測定し、9 地点を巡回する方法をとった。これを 2004 年 9 月 3 日、2005 年 8 月 9 日、8 月 30 日、9 月 17 日の計 4 日実施した。

今回は 2004 年 9 月 3 日の解析のみ報告する。

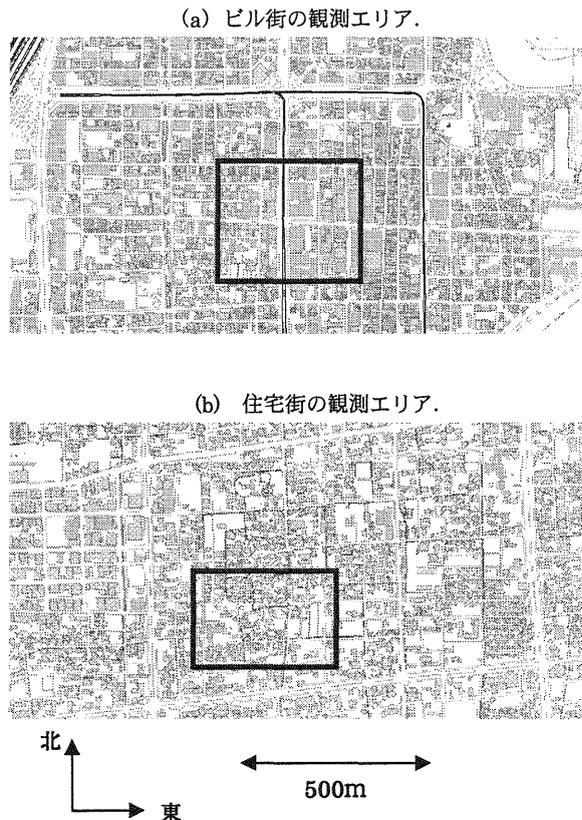


図 1. 観測エリア地図 (a) ビル街, (b) 住宅街

四角で囲まれたところは観測を行った領域である。

図 2 は、2004 年 9 月 3 日 9 時 (JST) の地上天気図である。

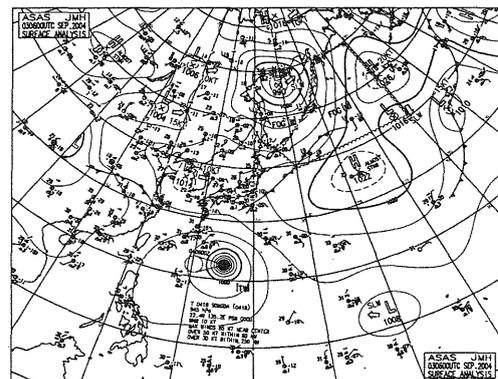


図 2. 2004 年 9 月 3 日 9 時 (JST) の地上天気図

この日は全国的に高気圧に覆われ、岡山市においても好天静穏日であった。そのため海陸風も顕著に現れ、13時頃から岡山市でも海風が吹いていたことが、岡山アメダスの風向風速データから確認された。

以下に観測使用測器を示す。

- ・風向:アナログ式携帯測定器(太田計器製作所)
- ・風速:アナログ式携帯測定器(DEUTA社)
- ・温度(乾球・湿球・路面):  
サーミスタ温度計(おんどとり Jr. RTR-52; T&D社製)

### 3.観測データの解析手法

使用する温度計について、観測前に気象庁検定付のアスマン通風乾湿計と検定を行い、解析に使用する値はこの基準器の値との差を補正した。

また、移動観測であるため各観測地点に到着する時刻に時間差が生じるので、線形内挿法によって各地点の観測要素を正時の値に補正した。なお、ビル街と住宅街の気象要素の比較については、9地点の平均値を用いた。

### 4.モデルについて

本研究では3次元メソスケールモデルであるNCAR等開発のWRF(Weather Research and Forecasting Model)を用いて数値シミュレーションを行った。このモデルはMM5や気象庁RMSと比較しても十分高い精度を有していることが既に確認されており(深尾ほか, 2005)、今後のメソ気象シミュレーションの担い手として期待されている。

WRFは完全圧縮・非静水圧平衡を仮定した方程式系を用いている。時間積分スキームは3次のルンゲ・クッタ法、空間積分スキームの水平成分は5次の上流差分、鉛直成分は3次の上流差分を用いている。計算領域は、図3に示すように2way方式のネスティングを施し、3領域を指定した。計算時間は初期値の影響をできる

だけ避ける為、比較対象日の1日前から設定した。表1に計算設定、図3にWRFの計算領域を示す。

表1.WRFの計算設定

格子間隔	d01-9km, d02-3km, d03-1km
鉛直総数	30
タイムステップ	d01-54s, d02-18s, d03-6s
計算時間	48時間
初期値・境界値	MSM(気象庁メソ観測解析データ)約10km格子
海面温度データ	NCEP RTG SST 約40km格子
雲微物理スキーム	WSM 3-class scheme (Hong et al, 2004)
積雲パラメタリゼーション	Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1993)
大気境界層スキーム	Mellor-Yamada-Janjic (Janjic, 1990, 1996, 2002)
放射スキーム	Rapid Radiative Transfer Model (Maver et al, 1997)
地表面スキーム	Noah LSM (Chen and Dudhia, 2001)

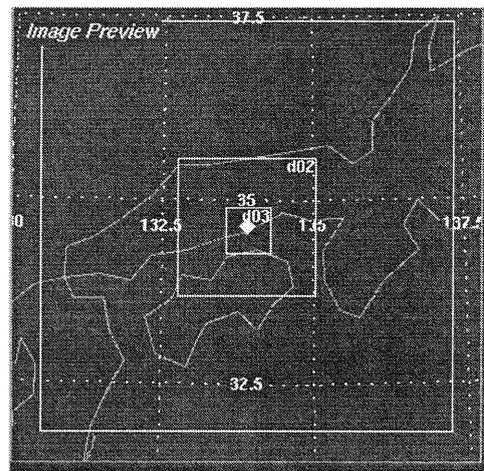


図3.WRFの計算領域

### 5.解析結果

#### 5-1.地上気温について

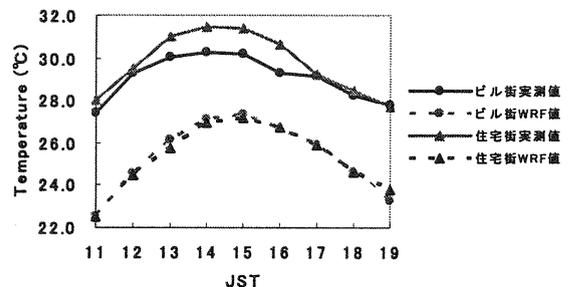


図4.ビル街と住宅街における実測値と計算値の地上気温の時系列変化。実測値はそれぞれ9地点の平均値である。

図4はビル街と住宅街における実測値と計算値の地上気温の時系列変化を示している。実測値では13~16時で住宅街の方がビル街よりも

気温が約 1.5℃高い。しかし、計算値の結果ではビル街と住宅街の気温差はほとんどない。また、11～19 時の時間平均値で比較すると実測値の方がそれぞれ約 4℃も計算値を上回っている。

### 5-2.地上比湿について

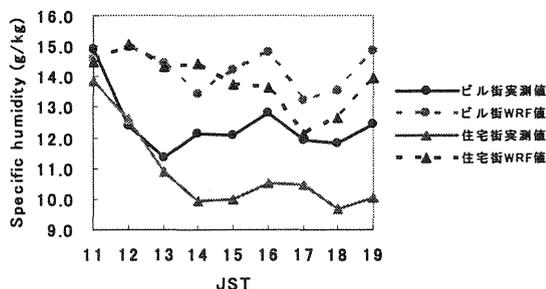


図 5.ビル街と住宅街における実測値と計算値の地上比湿の時系列変化。実測値はそれぞれ 9 地点の平均値である。

図 5 はビル街と住宅街における実測値と計算値の地上比湿の時系列変化を示している。実測値では 14～19 時でビル街の方が住宅街より比湿が高く、最大差は 2.4g/kg である。一方、計算値では、実測値よりもビル街と住宅街の比湿の差は小さく、最大でも 1.1g/kg である。実測値では、ビル街・住宅街ともに 11～13 時の比湿の減少が計算値より大きく、ビル街と住宅街の差が出る時間帯にも違いがある。

### 5-3.地上風速について

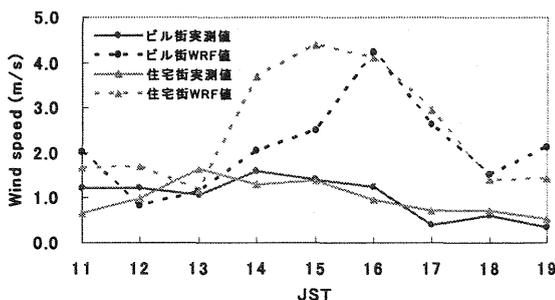


図 6.ビル街と住宅街における実測値 (1.5m) と計算値の地上風速 (10m) の時系列変化。実測値はそれぞれ 9 地点の平均値である。

図 6 はビル街と住宅街における実測値 (1.5 m) と計算値の地上風速 (10m) の時系列変化を示している。実測値はビル街と住宅街に風速差がみられず、一方の計算値では、特に 14～15 時に住宅街の方で風速が大きくなった。また、ほとんどの時間帯でビル街・住宅街ともに計算値の方が実測値よりも大きくなっている。

## 6.考察とまとめ

### 6-1.地上気温について

実測値では住宅街の方がビル街よりも気温が高い結果となったが、計算値ではほとんど差がみられなかった。一般的に都市の気温は、建物や車などからの人工排熱とアスファルトやコンクリートが占める割合の大きなビル街で高いと考えられるが、2004 年 9 月 3 日における実測値と計算値ともにそのような特徴は認められなかった。住宅街の方がビル街よりも気温が高かった原因として、移流してくる空気塊の温度の違いが考えられる。この推測は、ビル街と住宅街それぞれの場所に運ばれてくる空気塊のソースエリア (Schmid, 1994) について、物理的に考察することで確認している。

### 6-2.地上比湿について

実測値・計算値ともにビル街の方で住宅街よりも高い結果となった。これは、一般的に、田畑や樹木などの緑地面積が大きい住宅街で比湿は高いとされることと逆の結果である。また、ビル街・住宅街ともに実測値よりも計算値の比湿が高い。前述のソースエリアの考察から、ビル街では近くにある旭川起源の空気塊が運ばれてきやすいことが明らかとなった。つまり、旭川に近いビル街では冷涼で湿潤な空気塊の影響を受けやすいと推測される。しかし、WRF ではこの旭川を解像できておらず今後の課題とされる。

### 6-3.地上風速について

実測値はビル街・住宅街ともに差がみられず、観測時間帯全てにおいて変化量が小さかった。

これは、都市キャノピー層内での観測であった為に、建物による摩擦の影響を受けて風が弱められていることを示唆している。また、ほとんどの時間帯で計算値は実測値よりもビル街・住宅街ともに大きくなっており、14時頃から風速が増大した。実際、この日の海風は岡山アメダスの風向データから13~18時まで吹いていたとされ、これを考慮すると、計算値は海風を再現できており、実測値との差は都市キャノピー層の有無によって説明される。

以上のことから、ビル街と住宅街の気象要素に差が生じることが実測値からは確認されたが、シミュレーションからはそれが明瞭に現れなかった。これは、ビル街と住宅街の街区構造の違いに寄与する点が大きいと考えられ、次に述べる都市モデルの導入によってさらに一歩進んだ議論ができるだろう。

## 7.都市モデルの導入

都市部では、街区構造の違いによって、放射環境や風の変化など、気象要素に差が生じてくる。さらに、自動車やエアコンの室外機からの排熱も都市域内の気温に大きく関わっており、都市熱環境を議論する際には不可欠な要素となる。それに伴って、都市部を対象とする数値シミュレーションでは人工排熱の影響を反映したモデルを用い、実際の熱環境に近い条件下で計算を行う必要がある。

そこで、本研究では近藤・劉(1998)と亀卦川ほか(2001)によって開発された「都市気象・ビルエネルギー連成数値モデル」を用いて、岡山市の都市部を対象に計算を行う。結果は学会当日に紹介する予定である。

## 8.問題点と今後の課題

今回は1日だけの観測データをもとに解析を行った為、他の日では必ずしも同じ結果になるとはいえない。残りの3日分のデータを用いて同様の解析を行う。また、気温と比湿について

ビル街と住宅街で差が出た原因を、より広範囲な空間スケールを対象にした物理的な考察を行い、今回の対象地域に対する特徴的な大気構造を把握することも課題である。

数値シミュレーションに関しては、種々のパラメータ設定によって結果が多少なりとも変わってくる。その為、最適な計算条件設定を反映させ、より現実に近い環境状態での計算を試みる。これによって、詳細な都市熱環境の形成メカニズムを明らかにすることができるものと考ええる。

## 引用文献

- ・藤井静香, 2001: 岡山市におけるヒートアイランドの水平分布に関する研究, 平成12年度修士論文, 25pp
- ・Schmid H.P, 1994: Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 67, 293-318.
- ・深尾一仁・田中章・吉野純・安田孝志, 2005: メソ気象モデルMM5とWRFの予測精度の比較検証. 日本気象学会2005年度春季大会講演予稿集, p.146
- ・近藤裕昭・劉発華(1998): 1次元都市キャノピーモデルによる都市の熱環境に関する研究. *大気環境学会誌*, 33, 179-192.
- ・亀卦川幸浩・玄地裕・吉門洋・近藤裕昭(2001): 建築物空調エネルギー需要への影響を考慮した都市高温化対策評価手法の開発. *エネルギー・資源*, 22, 235-240.

## 打ち水大実験（1）地表面熱収支観測

\*谷口玲子・川端康弘（岡山大学理学部）

塚本修（岡山大学大学院自然科学研究科）

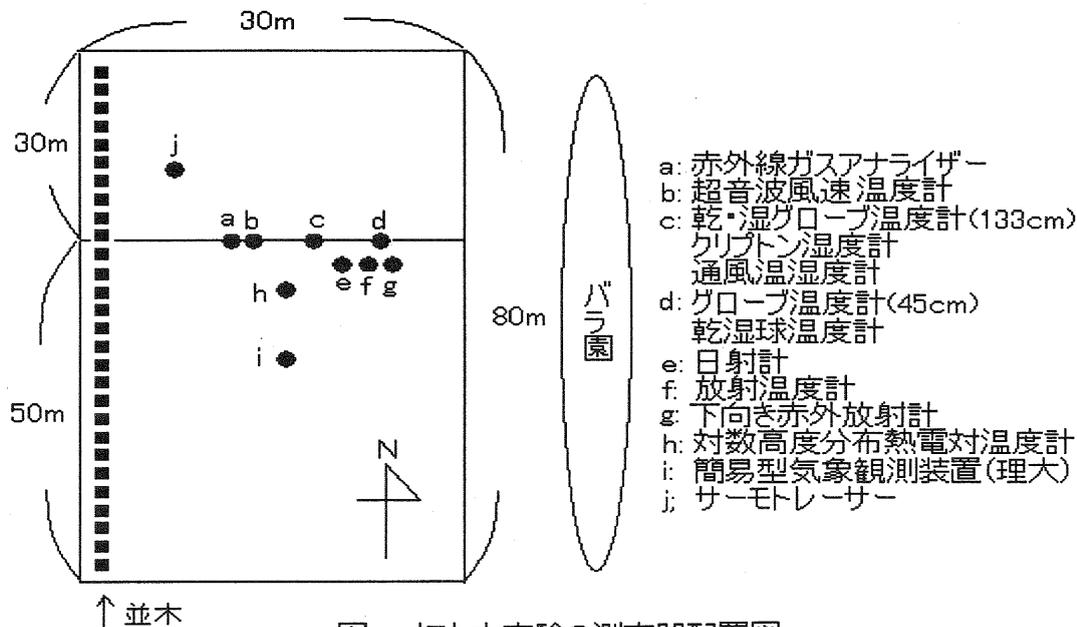
### 1. はじめに

「打ち水」とは日本に昔から伝わる風習であるが、都市化の進む現在、問題となっている「ヒートアイランド現象」を緩和するため、私たちにできる身近な方法として注目されている。今回行った打ち水実験では、単純に気温低下の効果だけでなく、多くの機器を用い地表面熱収支の変化を捉えることで、打ち水の及ぼす影響を様々な点から研究した。また、グローブ温度計を用いることで人が感じる涼しさについても研究を行った。

### 2. 観測方法

観測は、2006年8月23日に、岡山県岡山市撫川のRSKバラ園の西側駐車場で行

った。配置は図1に示すとおりで、路面はアスファルトである。当日はよく晴れており、ほぼ1日中北よりの風向で、風速は2m/sほどであった。観測は10時から17時まで行い、打ち水は3回（12時、14時、16時）に約30×80m<sup>2</sup>の面積に対し行った。打ち水には2本のホースを使用し、1回の打ち水で水を全面にまき終えるのには約15分～20分かかり、水量は1000ℓを要した。また打ち水には水温約30℃の地下水を使用した。駐車場西側には10m以上の高さの木が並べて植えられており、16時の打ち水の際にはほぼ全面が影に入っていた。



- a: 赤外線ガスアナライザー
- b: 超音波風速温度計
- c: 乾・湿グローブ温度計(133cm)  
クリプトン温度計  
通風温湿度計
- d: グローブ温度計(45cm)  
乾湿球温度計
- e: 日射計
- f: 放射温度計
- g: 下向き赤外放射計
- h: 対数高度分布熱電対温度計
- i: 簡易型気象観測装置(理大)
- j: サーモレーサー

### 3. 結果、考察

まず地表面熱収支について、図2に示すように地表面では下向き短波放射（日射）、上向き短波放射（反射日射）、下向き長波放射、上向き長波放射、顕熱、潜熱、地中熱流量の交換が行われている。今回は地中熱流量を除く全ての要素を観測、または観測値から求めた計算値によって得ている。

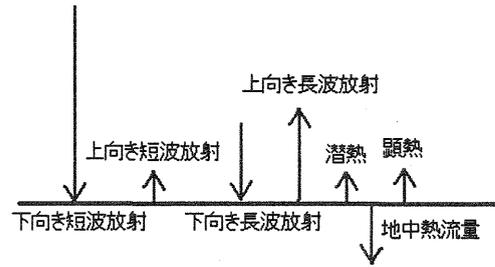


図2 地表面熱収支成分

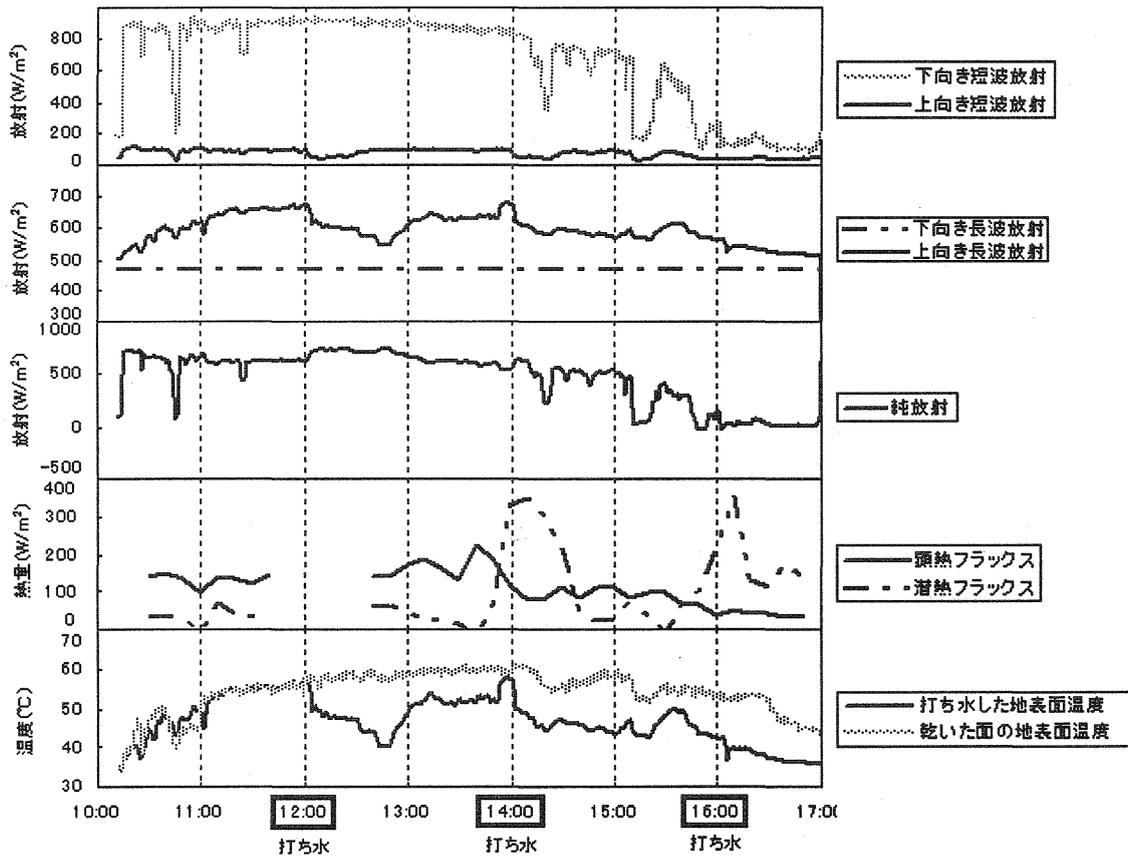


図3 打ち水実験で観測された各要素の変化

全体を通して変化をみる。まず下向き短波放射(日射量)は13時頃が最大でその後時間とともに減少していき、16時以降は影に入り日射はかなり少ない。そして上向き短波放射は打ち水直後に減少していることが分かる。下向き長波放射はほぼ一定の値をとっており、ここでは平均値を示した。そして地表面温度の黒体放射として計算した

上向き長波放射は、打ち水後すぐに低下している。地表面温度は最下段に示し、打ち水をした部分と打ち水をしないうちのままの部分と対比して示した。打ち水によって地表面温度が約6°C低下していることがわかる。

地表面における純放射量（下向き短波放射+下向き長波放射-上向き短波放射-上

向き長波放射)をみると、上向き短波・長波放射の減少によって打ち水とともに増加していることがわかる。地表面から失われる乱流熱フラックスは、打ち水のタイミングで顕熱フラックスは減少し、潜熱フラックスは  $300\text{W/m}^2$  に増加しているが、顕熱と潜熱の和として考えると地表面からより多くの熱が奪われ、これが地表面温度を下げる大きな要素になる。

12 時の打ち水実験においての結果を詳しく報告する。まず地表面熱収支の面では、上向き長波放射と上向き短波放射に顕著な減少がみられた。上向き長波放射の減少は、打ち水による地表面温度の低下が原因である。上向き短波放射の減少は、打ち水によってアスファルトの地表面の色が黒く変化したことにより、アルベドが 0.1 から 0.04 程度にまで変化したことが原因である(図 4 参照)。アルベド、放射などをみると、その状態が打ち水前の状態に回復するのに約 40 分かかっていることがわかる。当日はよく晴れていて、地面が約 40 分でほぼ全面乾いていたことを確認している。つまり地面が乾くということが地表面熱収支が回復したということだと考えてよいことになる。

またグローブ温度計の変化を見ると、地表面温度の変化に対し約 15 分遅れて同じような変化をしていることがわかる。これは、グローブ温度計の応答速度が約 15 分であるということである。気温の変化はあまり顕著にはみられないが、グローブ温度の変化の点から考えると、打ち水によって人は涼しさを感じられるということがよくわかる。さらに詳しく考えてみる。グローブ温度計とは気流、気温、放射の影響を受ける温度計であるが、今回は放射、顕熱の二

つの要素に分けて考えてみる。まず放射の影響のみ考えたグローブ温度計の放射平衡温度を計算してみる。グローブ温度計に入射する放射は、グローブ温度計の球と同じ半径( $r$ )を持つ円の面積に吸収され、グローブ温度計から放出される黒体放射は、グローブ温度計の球の表面積全体から放出されるとすると、放射平衡の式は以下のようになる。

$$4\pi r^2(\sigma T_G^4) = \pi r^2(DSR+USR+DLR+ULR)$$

ここで、DSR(下向き短波放射),USR(上向き短波放射),DLR(下向き長波放射),ULR(上向き長波放射), $\sigma$ (ステファン・ボルツマン定数)  $= 5.67 \times 10^{-8}$  ( $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ )である。

上の式で求めた放射平衡温度( $T_G =$ 約  $35^\circ\text{C}$ )は実際のグローブ温度計(約  $50^\circ\text{C}$ )に比べて約  $15^\circ\text{C}$ 低い、図 5 に示すように変化の仕方としては実際のグローブ温度計が 15 分遅れる形に対応している。つまり地表面温度の変化とほぼ同じ変化をしている。さらに顕熱効果を加えたグローブ温度計の熱平衡は以下のようになる。

$$4\pi r^2(\sigma T_G^4 + QH) = \pi r^2(DSR+USR+DLR+ULR)$$

顕熱効果加わると、熱平衡温度は、放射平衡温度よりも  $20^\circ\text{C}$ 程度下がった。

#### 4. まとめ

打ち水を行うことによって、まず地表面温度が  $6^\circ\text{C}$ ほど低下する。上向き放射成分はやや減少するが、打ち水の蒸発に伴う潜熱フラックスで  $300\text{W/m}^2$  もの熱が失われ

る。これが地表面温度の低下につながっている。しかし、気温はほとんど変化しない。人の体感温度に対応するグローブ温度計は、その応答速度の遅さから約15分遅れて5℃

ほど低下する。グローブ温度の放射平衡温度を計算すると、実測された温度低下をほぼ再現することができた。

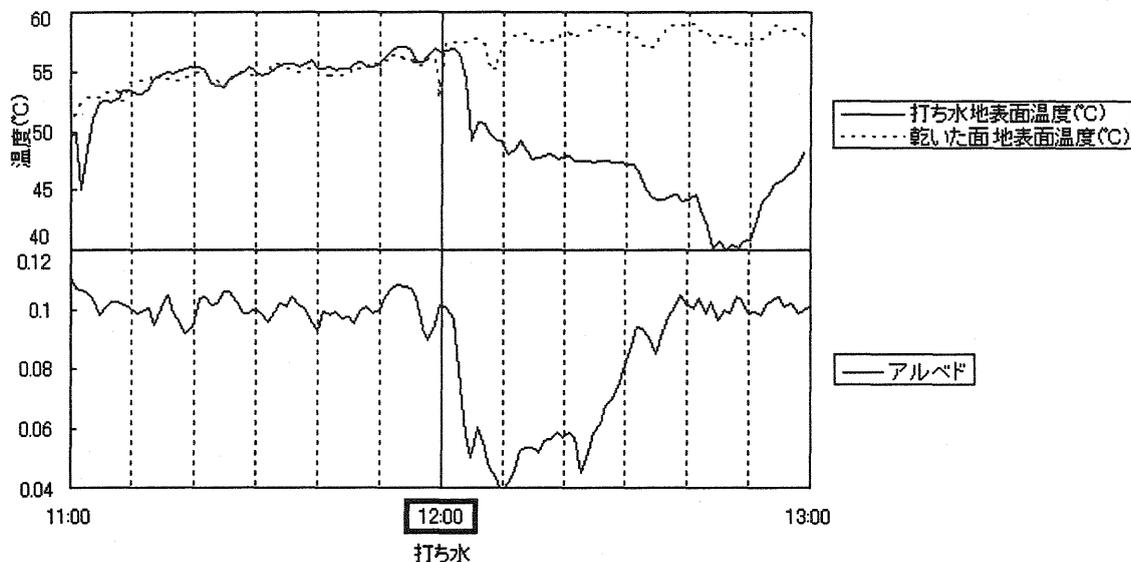


図4 地表面温度とアルベドの変化

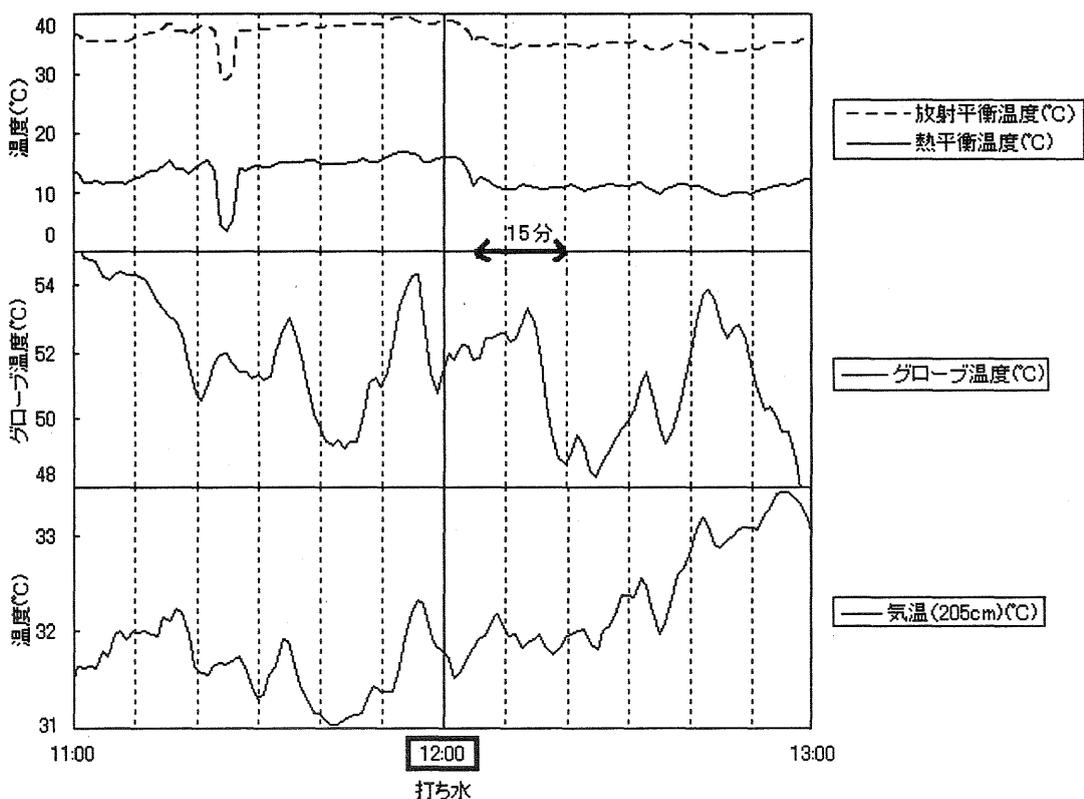


図5 グローブ温度と放射平衡温度と気温

## 打ち水大実験（２） 地表付近における気温変動の特性

\*川端康弘・谷口玲子（岡山大学理学部）

塚本修（岡山大学大学院自然科学研究科）

### 1. はじめに

これまで大気乱流の研究の中で風速変動の空間分布の観測は行われてきたが、地表面付近の気温変動の空間分布の観測はあまり行われていない。そのため今回の実験では、地表面付近における気温変動の鉛直分布について解析した。

また、近年打ち水が注目されており、日本各地のみならず世界でも行われている。今回の実験でも地表面に水をまき、地表状態の変化、水まきからの回復過程、地表面熱収支の変化を観測することを目的として実験を行った。ここでは、鉛直方向の温度分布を研究しているため、打ち水を行うことによって気温変動の鉛直分布がどのように変化するかを調べた。

### 2. 観測方法

2006年8月23日（水）に岡山県岡山市撫川にあるRSKバラ園の駐車場で打ち水実験を行った。打ち水を行った範囲は南北に約80m、東西に約30mである。駐車場の西側には10m以上の木が並んでおり、16時ごろには駐車場のほぼ全面がこれらの木の影に入る。

観測には熱電対温度計を用い、センサーは直径100 $\mu$ mの銅-コンスタンタン熱電対である。熱電対は12対用意し、図1のように地表面ごく近くの地上1.3cmから170cmの間に9対の熱

電対温度計を対数関数的に高くなるように配置した。地表面（アスファルト）には2対貼り付け、1対は打ち水を行った所、もう1対は打ち水を行わない所で地表面温度を測った。これら2対は共に接着剤で防水加工してある。残りの1対は高さ45cmの所に設置した黒球に差し込み、黒球（グローブ）温度計として用いた。データロガーはCampbell社のCR-23Xで1秒ごとに温度変化の記録を取った。

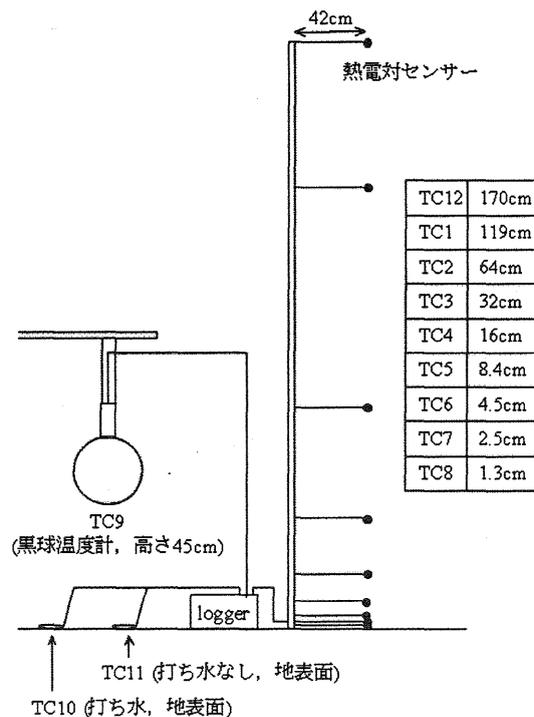


図1. 観測機器

観測時刻は 11:00～17:00 である。打ち水にはバラ園の地下水を利用し、ホース 2 本を用いて測定場所の北側と南側に行った。打ち水は 3 回行い、以下の通りである。

1 回目 12:00～12:20 (20 分間)

2 回目 14:00～14:20 (20 分間)

3 回目 16:00～16:15 (15 分間)

この日の天気は快晴で、薄い雲が所々広がっていた。風は主に北風であった。

地表面熱収支解析については、谷口ほか(2006)で報告されている。

### 3. 結果と考察

#### 3-1. 気温変動における偏差の時系列

図 2 に 11:00～17:00 における高さごとの気温変動の標準偏差、地表面温度、日射量の時間変化を示す。

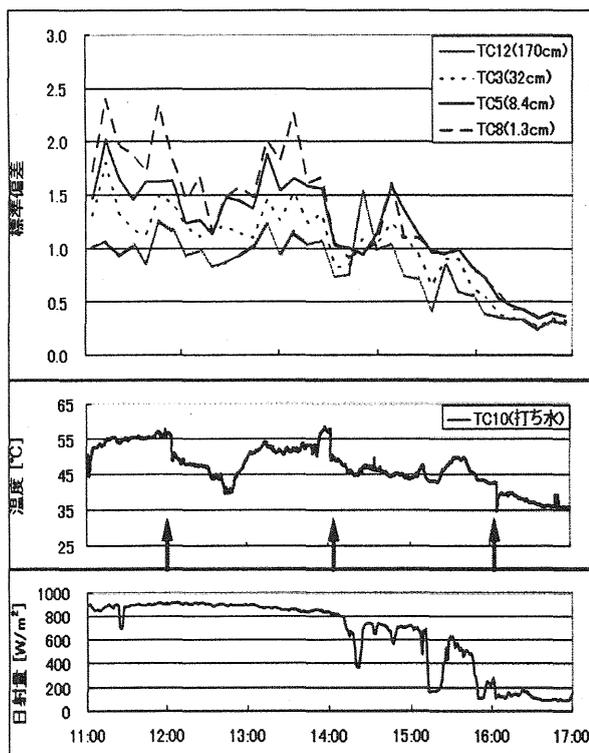


図 2. (上から順に) 各高度における標準偏差、打ち水を行った地表面温度、日射量の時系列 (矢印は打ち水時刻)

各高度における気温変動の標準偏差は 10 分ごとに計算したもので、代表的な高度 (地上 1.3cm, 8.4cm, 32cm, 170cm) を示している。地表面温度は打ち水をした場所での熱電対温度計の値である。

標準偏差を見ると、地表面に近いほど気温変動の値が大きく、地表面から離れるほど小さい。これは気温変動をつくり出す原因が高温の地表面にあり、その地表面に近い方が気温変動が大きいということを示している。また、打ち水を行った後には 3 回とも全体的に標準偏差が小さくなっていることがわかる。この影響は熱電対温度計の高度に関係なく表れている。

地表面温度に関しては、打ち水を行った直後には 6°C 程度の温度低下が認められる。

日射量との関係を見てみると、夕方になるにつれて地表面温度も日射量とともに低下している。それに伴って気温変動の標準偏差は全体的に小さくなり、高度ごとの差も縮まってきている。

#### 3-2. 打ち水前後の気温変動の変化

図 3 に第 2 回打ち水前後の気温変動のグラフを示している。左側は打ち水前 (13:44～13:46)、右側は打ち水後 (14:14～14:16) の 2 分間の平均からの偏差を高度の高い方から順に上から表している。ただし、図の最下部は地表面温度であり、左側が打ち水を行わない部分、右側が打ち水を行う部分を示している。縦軸に示した温度幅は気温変動が  $\pm 4^{\circ}\text{C}$  で、地表面温度は 42～66°C である。

図 3 を見ると地表面に近いほど変動が大きい。変動の大きさは違うものの、波の様子は高度に関係なく山と谷がほぼ同じ時刻に現われている。これは鉛直方向に連なった対流プールの存在を示している。

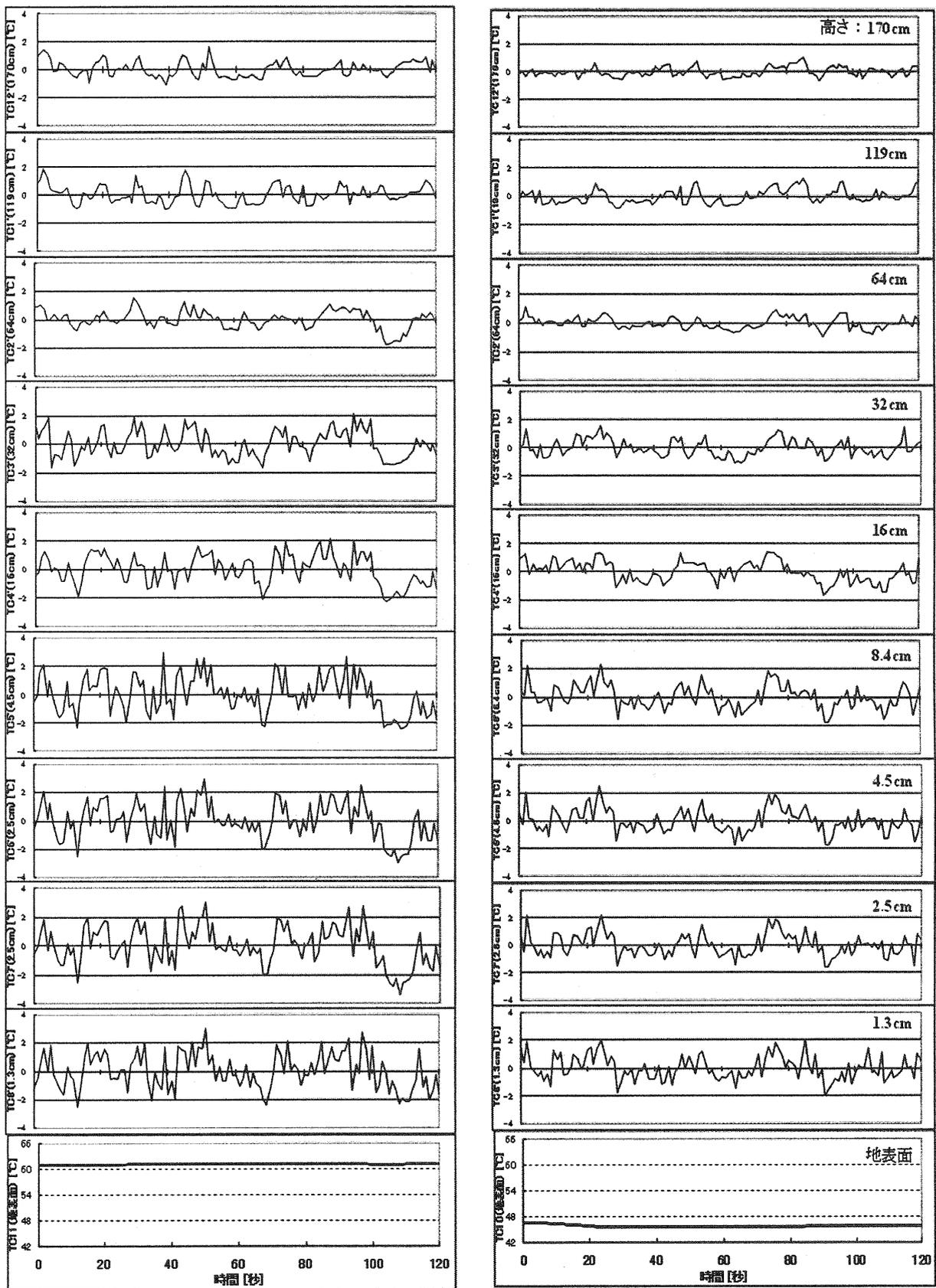


図2 第2回打ち水前後の気温変動 (左：打ち水前，右：打ち水後)  
 最下部は地表面温度を表し，上に行くほど高度が高い  
 横軸は時間：120秒、縦軸は気温変動： $0 \pm 4^{\circ}\text{C}$  (地表面を除く)

図3の右側に示した打ち水後では、地表温度の低下に伴って変動が小さくなっていることがわかる。特に地表面に近いほどその変化が大きい。

### 3-3. 気温鉛直分布の変化

図4に第2回打ち水前後における10分平均した気温の鉛直分布(左)と標準偏差の鉛直分布(右)を対数軸で示してある。ただし、地表面は表されていない。打ち水前(13:40~13:50)は実線、打ち水後(14:10~14:20)は点線である。

気温の鉛直分布を見ると、打ち水前後において地表面近くは約2°Cの気温低下が見られる。しかし、高度が高くなるに従って気温低下は小さくなり、地上1mのあたりで差はなくなっている。このことから打ち水における気温低下の影響は地上から高さ1mくらいまで及んでいることがわかる。

しかし、気温変動の標準偏差を見ると、地上1mより上部でも打ち水後に小さくなっている。つまり、気温の絶対値は高さ1mまでしか影響しないが、気温変動の

大きさについては地上1mより上部でも現われていることがわかる。

### 3-4. 昼間と夕方と比較

第3回打ち水(16:00~16:15)を行ったときにはすでに観測機器が木の影に入っていた。気温の鉛直分布を見てみると、打ち水前後においては昼間と同様な変化を示した。しかし、地表面付近から上部までの温度はそれほど差がなく、鉛直方向にほぼ一定であった。つまり、地表面付近から上部に至る温度勾配は昼間に比べて小さいことがわかる。

### 4. まとめと今後の展望

本研究では打ち水実験における気温変動の鉛直分布の解析を行った。日射の強い昼間においては地表面近くで気温変動が大きく、上部に行くに従って小さくなっている。また、鉛直方向における気温勾配も地表面近くで大きく、上部に行くに従って小さくなっている。打ち水による気温低下の影響は地表面から約1mの所まで及んでいることがわかった。気温変動の標準偏差においても打ち水後では小さくなったが、その影響は高さ1m以上に及んでいることがわかった。

夕方においては、気温変動は昼間と比べて小さくなっている。鉛直方向における気温の温度勾配も、昼間と比較すると小さいことがわかる。

今後は大気安定層になる夜間での気温の鉛直分布を測定し、今回の実験との比較を行う。また、スペクトル解析を行いどのような変動の波が卓越しているのかを調べていく。

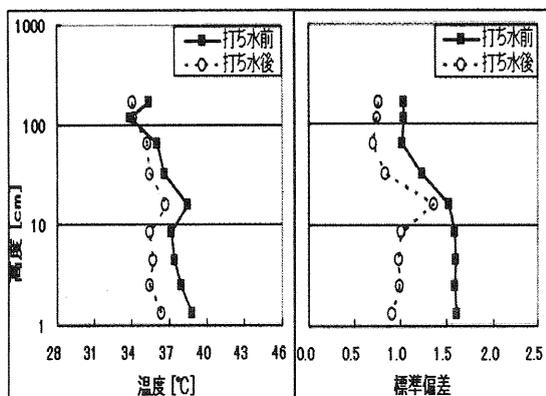


図4. 気温(左)と標準偏差(右)の対数的に表した鉛直分布  
(実線が打ち水前、点線が打ち水後)

## 打ち水による熱中症指標 WBGT の変化

\*大橋唯太・(岡山理大・総合情報)・塚本修(岡山大・理)  
重田祥範(岡山理大院・総合情報)

### 1. はじめに

都市部での熱中症の発生件数が年々増加しており、たとえば東京23区の救急車による熱中症搬送者数が、今では1980年前半の2.3倍にものぼっている(環境省, 2004)。これは、夏季に30℃を超える累積時間数が年々増加していることと関係づけられ、都市部で発生するヒートアイランド現象に起因していることが指摘されている。

熱中症の発症リスクを評価する温熱指標として、WBGT (Wet-Bulb Globe Temperature) や不快指数など、いくつか存在するが、人体への生理機能に大きな負荷を与えることが予想される気温や湿度などの気象要素を用いて算出される。

ヒートアイランド現象の対策として、数年前から「打ち水」という手段が学会やマスコミなどで頻繁に取りあげられるようになった。打ち水は、江戸時代の頃から江戸の町で広くされてきた江戸文化の一つとされる。現在、東京の気温を少しでも下げようと、NPOの複数団体によって毎年の行事として打ち水がおこなわれており、打ち水そのものを多くの市民に広めようとする動きが盛んである(図1; <http://www.uchimizu.jp>)。そのホームページに掲載された記事から、いくつかのイベントで確認された打ち水による気温低下を、表1にまとめた。たしかに気温は下がってはいるが、実際に人体が感じる温熱感覚に対しては、気温だけでなく、放射・湿度・風速といった要素も含めた総合的な評価が必要とされる。

そこで本研究では、温熱指標の一つであるWBGTの値が打ち水前後でどの程度変化するか、定量的な測定を試みた。WBGTは、以下の式によって計算される。

$$\text{WBGT} = 0.7T_w + 0.2T_g + 0.1T_d \quad (1)$$

$T_w$ : 湿球温度(℃)  $T_g$ : 黒球温度(℃)

$T_d$ : 乾球温度(℃)

### 2. 打ち水実験

2006年8月23日に岡山市撫川にあるRSKバラ園内の駐車場において、打ち水の実験をおこなった。園内の水道水を使って、駐車場内のおよそ25m×50mの範囲に対して散水をおこなった。散水は、12時・14時・16時の3回おこなった(写真1)。

実験当日は好天に恵まれており(図2)、日射も十分に存在したことが、当日の全天日射量の測定結果からうかがえる(図3)。風向は終始、北東ないし北北東がほとんどで、海風と思われる南成分をもった風は現れなかった。風速も1m/s以下の時間帯がほとんどで、最大であっても3m/sに達することはなかった。

WBGTの固定観測は、打ち水範囲の中で最も風下側に位置する場所でおこなわれた。使用した測器は、京都電子工業(株)WBGT-101とDavis社WeatherStationである(写真1)。WBGT-101(以後、WBGT101)によって、乾球温度・湿球温度(相対湿度)・黒球温度・WBGTの値が計測される。ただし、この測器は自然通風型である。一方のWeatherStation(以後、Davis)では、気温・相対湿度・気圧・全天日射量・風向風速を測定しており、太陽電池によってシェルター内部が強制通風される。いずれの測器・測定項目とも1分間隔で記録がされる。

これとは別に、携帯型のWBGT測定器(WBGT-113; 京都電子工業)を用いて、打ち水領域の中を断続的にスポット観測していった。

### 3. 観測結果

#### 3-1. 気象要素の変化

測定された気象要素とWBGTの時間変化を図4に示す。12時における打ち水直後、黒球温度が2.5℃の低下、比湿が逆に

1.5g/kg の上昇を示した。また、WBGT101・Davis の気温ともに低下は認められなかった。

14 時における打ち水直後では、WBGT101 の気温が 1.5℃ の低下、黒球温度は 4℃ の低下、比湿が逆に 1.3g/kg の上昇を示した。ところが、Davis の気温については、12 時のときと同様に低下することはなかった。

16 時は、打ち水による変化がすべての気象要素で認められなかった。これは、路面の大部分が日陰になっていたことが原因として考えられる。

図 4 を見てもわかるように、WBGT101 で測定された気温の時間変化は黒球温度のそれにかかなりの相関が認められる。これは、WBGT101 の温度センサー部を覆うカバーに網目状の通気口があり、センサー自身に散乱光や反射光だけでなく、赤外放射・直達日射までもが当たっていた恐れがある。また、自然通風型であるため、カバー自身の温度変化による影響をセンサーが受けやすい状態だったことも考えられる。したがって、WBGT101 では正確な気温や湿度が測定できていないことが予想される。反対に Davis は、温度センサーが強制通風シェルターで覆われているため、現実に近い気温と湿度が測定されている。

### 3-2. WBGT の変化

WBGT101 によって計測される WBGT は、WBGT101 の気温・相対湿度・黒球温度から (1) 式を用いて計算されている。図 4 の WBGT 値は、12 時の打ち水時に 29.9℃ から 30.3℃ へと上昇、一方、14 時は 31.2℃ から 30.7℃ へと低下、16 時にはほとんど変化が認められなかった。

(1) 式からわかるように WBGT の値は、湿球温度の寄与が大きく、乾球温度の値にはあまり影響を受けない。打ち水によって路面からの潜熱輸送が活発になることで空気中の水蒸気量が大きく増加し、そのことが湿球温度、すなわち WBGT 値の上昇につながる。しかし、打ち水によって路面からの赤外放射量が大きく減少することで、黒球温度が急激に低下し、そのことが WBGT 値を低下させる働きをもつ。すなわち、打ち水によって上記の現象が同時に起こり、お互いに打ち消しあ

うことで WBGT の値は打ち水前後でほとんど変化しなかったと考えられる。

14 時における打ち水の場合、WBGT101 の気温は低下していたが、Davis の強制通風型シェルター内の気温は変化がほとんど認められなかった。Davis で測定された気温・相対湿度と WBGT101 の黒球温度を組み合わせる WBGT を (1) 式から計算してみると、12 時・14 時の散水時ともに、1℃ 近くの明らかな WBGT 値の漸増が認められた。12 時の散水 15 分前の WBGT28℃ (10 分平均値) が、散水 15 分後には 28.9℃、14 時の場合には 28.9℃ から 29.4℃ に変化した。この違いは、先述のような温度センサー部分の放射・通風環境の違いによってもたらされたと推測され、後者の Davis の測定値を用いて算出された WBGT 値の変化が現実に近いものと考えられる。

## 4. おわりに

携帯型 WBGT 測定器を用いた WBGT の移動測定については、現在解析中のため、本稿ではその結果を紹介できなかったが、発表で報告する予定である。

今回の観測では、打ち水による気温の低下を明瞭には確認できなかった。また、人体が感じる温熱感覚を数値化した WBGT の値は、打ち水によって変化しない、あるいは増加する傾向が認められた。この事実は、打ち水によって「涼しくなる」という従来から続く印象と相反する結果であり、今後、気温のみに注目するべきではなく、WBGT のような放射や湿度環境も考慮した総合的な温熱指標を用いて打ち水効果を評価していく必要がある。

### 謝辞

岡山理科大学総合情報学部生物地球システム学科 2 年生の学生、岡山大学理学部地球科学科 4 年生・同大学院自然科学研究科大学院生の皆様に実験を手伝って戴きました。この場をお借りして厚く御礼申し上げます。研究の一部は、文部科学省平成 18 年度科学研究費補助金 (課題番号: 18790409) の援助を受けたことを記して謝意を表します。

mission uchimizu



# 打ち水大作戦2006

7月23日(日)大暑 ~ 8月23日(水)処暑

全国いっせいで開始打ち水

エアコンが苦手な方、扇風機で7時間以上保冷していただく、薪炭に感謝

打ち水御礼  
 News: 8/20 奥州徳富川 第2回レポートUPしました！  
 News: 8/21 全春打ち水大作戦レポートUPしました！



世界に誇る江戸の知恵 打ち水大作戦 mission uchimizu

図1 「大江戸打ち水大作戦」のホームページ (<http://www.uchimizu.jp>)

表1 「大江戸打ち水大作戦」によるうち水効果の結果 (<http://www.uchimizu.jp>)

打ち水日	打ち水 前の 気温 (°C)	打ち水 後の 気温 (°C)	打ち水 場所	打ち水 時刻	天候	参加 人数 (人) *概算	水の 使用量 (?) *概算
2005/7/14	39.9	37.4	早稲田大 学構内	12:20 ~12:40	晴れ	200	700
2005/7/22	26.1	26.1	表参道	12:00 ~12:30	曇り	50	100
2005/7/22	25.6	23.4	エコポリ ス板橋	13:00 ~13:20	曇り	40	400
2005/8/3	41	29	港区芝浦 港南	11:15~	晴れ	300	6,000
2005/8/6	33.8	32.3	福島県須 賀川市	15:00~ 15:30	晴れ	130	1,200
2005/8/20	33.4	31.6	福島県須 賀川市	15:00 ~15:30	晴れ	100	1,200

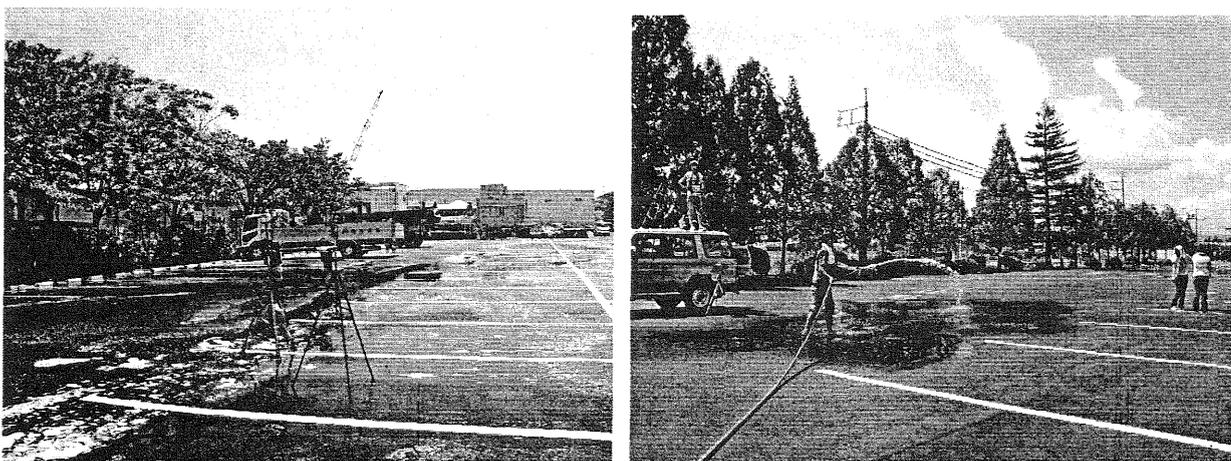


写真1 打ち水実験の様子。(左) 測器 (左側が Davis, 右側が WBGT101)。(右) 散水風景。

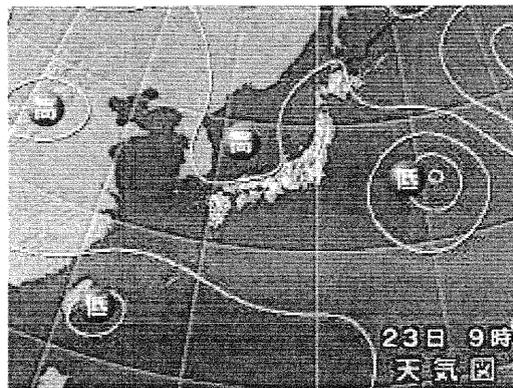


図2 打ち水実験日 2006年8月23日午前9時の地上天気図.

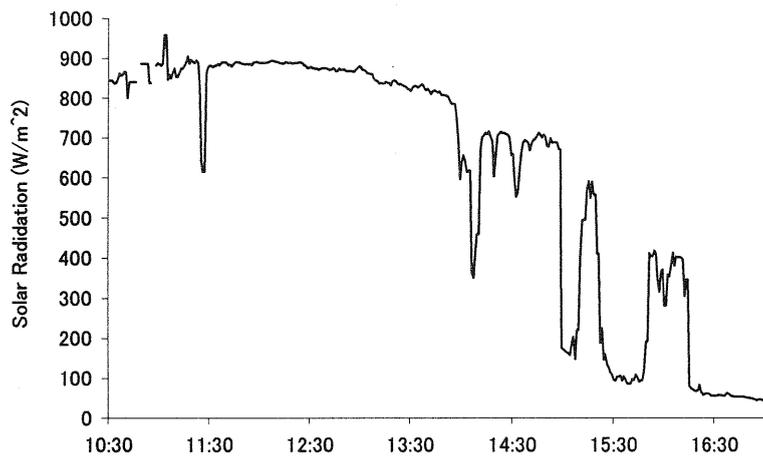


図3 Davisによって測定された全天日射量の時間変化.

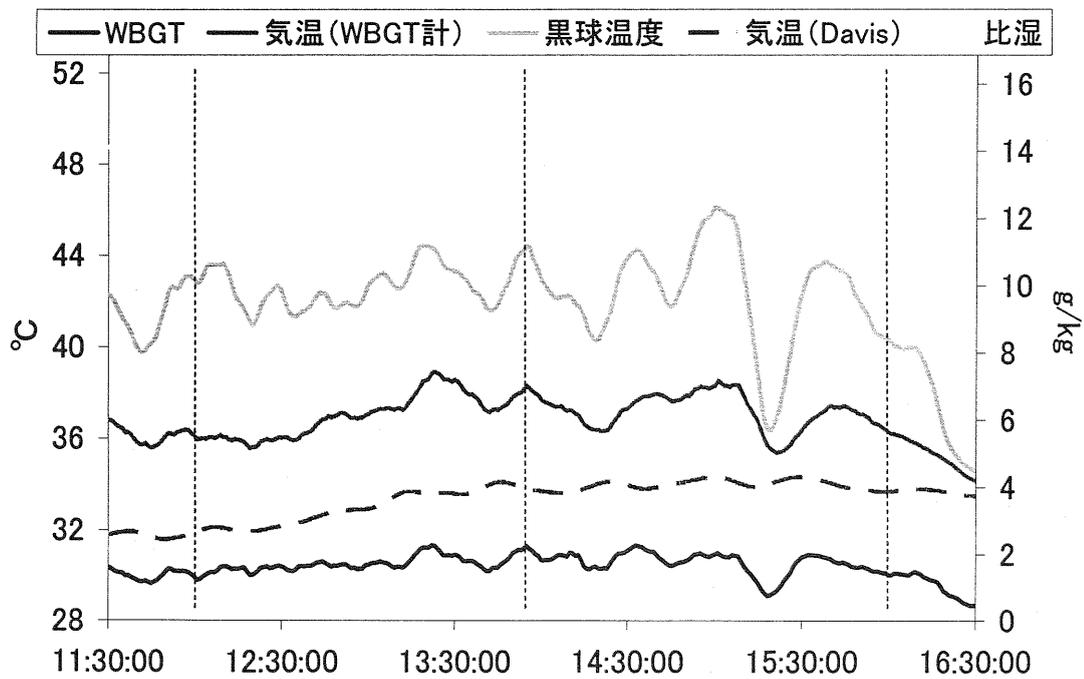


図4 WBGT101による測定結果(10分移動平均値). 縦の点線が散水時刻をあらわす. 破線の気温は, Davisで測定された値.

# 平均気温、日照時間とオキシダント 濃度の長期変動の解析

\*田中 孝典(島根県保健環境科学研究所),  
国立環境研究所・C型研究グループ

## 1. はじめに

近年全国的に光化学オキシダント濃度の上昇傾向が報告されている。この原因解明のため、複数の地方環境研究機関と国立環境研究所との共同研究(C型共同研究)が実施されている。C型研究では下記のテーマに取り組んでいる。

第1期:「西日本及び日本海側を中心とした地域における光化学オキシダント濃度等経年変動に関する研究」(H13~H15年度)

第2期:「日本における光化学オキシダント等の挙動に関する研究」(H16~H18年度)

これらの研究過程から、光化学オキシダント濃度の上昇傾向についてはさまざまな要因があり、その機構は極めて複雑と考えられる。気象の変化や地球温暖化の影響も、何らかの形でオキシダント濃度上昇に関係している可能性がある。実際、北米の森林地域で観測される高濃度Oxについては、温暖化による植物から放出される揮発性有機化合物の増加と関連していることが示唆されている。本研究では、これまで国立環境研究所と地方自治体との共同研究の一環として行っている平均気温、日照時間とオキシダント濃度の長期変動と季節ごとの変動について、最近の解析結果を加えて報告する。また、地形的特色として日本海、瀬戸内、太平洋に面している地域を持つ中四国地方について着目して、オキシダント高濃度事例を紹介する。

## 2. 解析方法

今回の報告では、オキシダントの評価に関しては、大気汚染防止法に基づき都道府県等から環境省に毎年度報告される測定結果(集計値)や、C型研究において、国環研と参加都府県で用意された33都府県の測定データのうち年平均値は有効測定時間6000時間、月平均値は580時間を満たしているものを使用した。平均気温と日照時間については、アメダスデータを用いた。日照時間、平均気温、オキシダント濃度の年平均の経年変化を見るために、年間平均値の5年間の移動平均をとりその傾向をみた。増加率を数値的に評価するため、年平均値に最小二乗法による直線回帰を行ない、その傾き(年変化率)を求めた。また、季

節別の傾向を見るために月平均値を求め、年ごとの月変化について調べ、その傾向を評価するため同様な方法で傾きを求めた。

## 3. 結果と考察

平均気温の経年変化については、1976年から2002年までを見ると全国的に上昇傾向が見られる。日照時間については、1990年前後に大きな変動が全国的に見られるが、これは1990年にジョルダン式日照計から回転式日照計へ変更されたことが影響していると考えられる。オキシダント濃度平均値の経年変化については、全体的には上昇傾向がみられた。ここで、オキシダント濃度、日照時間、平均気温を比較するために1990年から2002年を対象に、それぞれの年変化率を求めた。平均気温については北日本、東北地方では減少傾向がみられ、関東以西、西日本ではおおむね上昇傾向にある。日照時間については北日本では減少傾向もみられるが、おおむね全国的に上昇傾向にある。オキシダント濃度については、北海道、東北地方を含む環境省に報告される全国の昼間(6~20時)データも用いた。地域によってばらつきがあり、全体的には上昇傾向が見られたが、北海道、東北地方においてはその傾向があまりないように思われる。

次に各月ごとの1990年から2002年の年変化率を求めた。平均気温の変化率については、月ごとに東西で値に地域性が現れる。11月から冬期においては全国的に下降傾向であり、北日本が顕著である。春期は全国的に上昇傾向にあり、西日本がその傾向が大きいようにみえる。夏期から10月にかけては全国的に上昇傾向にあるが、関東から関西にかけての上昇率が九州や北日本に比べ大きい。日照時間の年変化率については、地点ごとのばらつきがあり、月によって東西や地域によって異なった傾向を示す。目立った変化は6月が全国的に上昇傾向し、7月は北日本が下降傾向、関東地方から関西にかけて上昇傾向が大きかった。また、11月は全国的に下降傾向を示していた。オキシダント濃度については、均一に測定地点が分布していないが、今回用いた測定局の解析したデータを見ると、局ごとのばらつきは大きい、全体的に3月から6月の上昇率が大きく、7月はあまり上昇は見られなかった。

今後、さらに時間帯別についてのそれぞれの経年変化の傾向について調べる。また、中四国地方のオキシダント高濃度事象については、地域や季節によって上昇の仕方に特色があり、これらのいくつかの事例について紹介する。

## 中国・四国地域における湿性沈着の南北分布と気象要因との関連性

瀬戸 信也 (広島県保健環境センター)、多田納 力、草刈 崇志 (島根県保健環境科学研究所)、  
原 宏 (東京農工大学農学部)

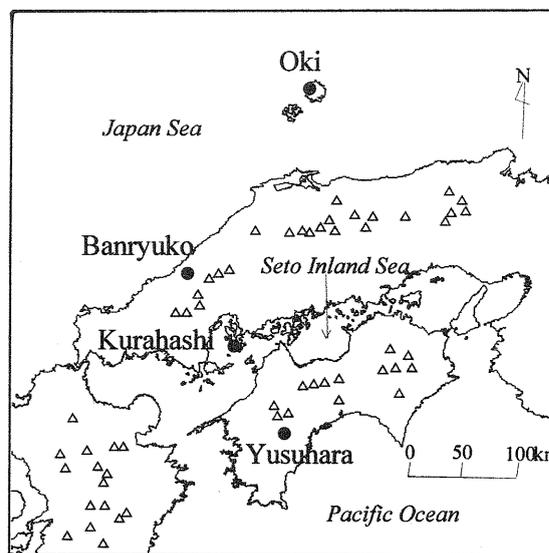
## 1. はじめに

東アジアの  $\text{SO}_2$ 、 $\text{NO}_x$  排出量は世界で最も多く、経年的にみると増加する傾向にある (Streets et al., 2001)。そのためこの地域では人の健康や陸水への影響が懸念されている。日本では冬に北西寄りのモンスーンが吹くので、風上の中国大陸から汚染物質が輸送される。筆者らは西日本の降水中のイオン成分濃度とそれに及ぼす気象パラメータについてはすでに考察した (Seto and Hara, 2006)。酸性化が環境へ及ぼす影響を評価するには沈着量 (濃度×降水量) についても検討する必要がある。本報では西日本を対象にして、イオン成分沈着量の南北分布とその季節変化および気象要因との関係について調べた。

## 2. 方法

環境省の酸性雨対策モニタリング調査地点のうち、西日本の離島や田園地域に位置する隠岐、蟠竜湖、倉橋島および栲原 (第1図) における湿性沈着データを解析の対象とした。倉橋島を除く3地点は東アジア酸性雨モニタリングネットワーク (EANET) にも組み込まれている。

降水試料の捕集には降水時開放型の捕集装置が用いられた。サンプリング周期は蟠竜湖が1週間、その他の3地点が1日である。月平均値、年平均値は降水試料の濃度を降水量で加重平均して求めている。月平均値、年平均値の有効判定基準には、降水の有無に関する情報が全期間の80%以上あること、および有効試料 (測定値がある試料) を持つ降水量の割合が全体の降水量の80%以上であることが用いられている (Second Interim



第1図 調査地点

△印は標高1000m以上の山を表す。

Scientific Advisory Group Meeting of Acid Deposition Monitoring Network in East Asia, 2000)。対象期間は2000年から2004年までとし、季節平均の算出には有効な年平均値のみを用いた。流跡線は米国NOAAのHYSPPLIT4により作成した。

本報では input acidity (入力酸性度) と acid neutralization capacity (酸中和能) に注目した。入力酸性度 ( $\text{IA} = \text{nss-SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^-$ ) は大気中にもともとあった酸の量に相当し (Morgan, 1982)、酸中和能 ( $\text{ANC} = \text{nss-Ca}^{2+} + \text{nss-K}^+ + \text{nss-Mg}^{2+}$ ) は非海塩由来のアルカリによる中和能力を表す。ここで nss- は非海塩由来成分を表し、その濃度はナトリウムイオン ( $\text{Na}^+$ ) を基準にして、海水中の  $\text{Na}^+$  に対する比率から算出されている。

## 3. 結果

3.1 IA 沈着量と ANC 沈着量の南北分布と季節変化

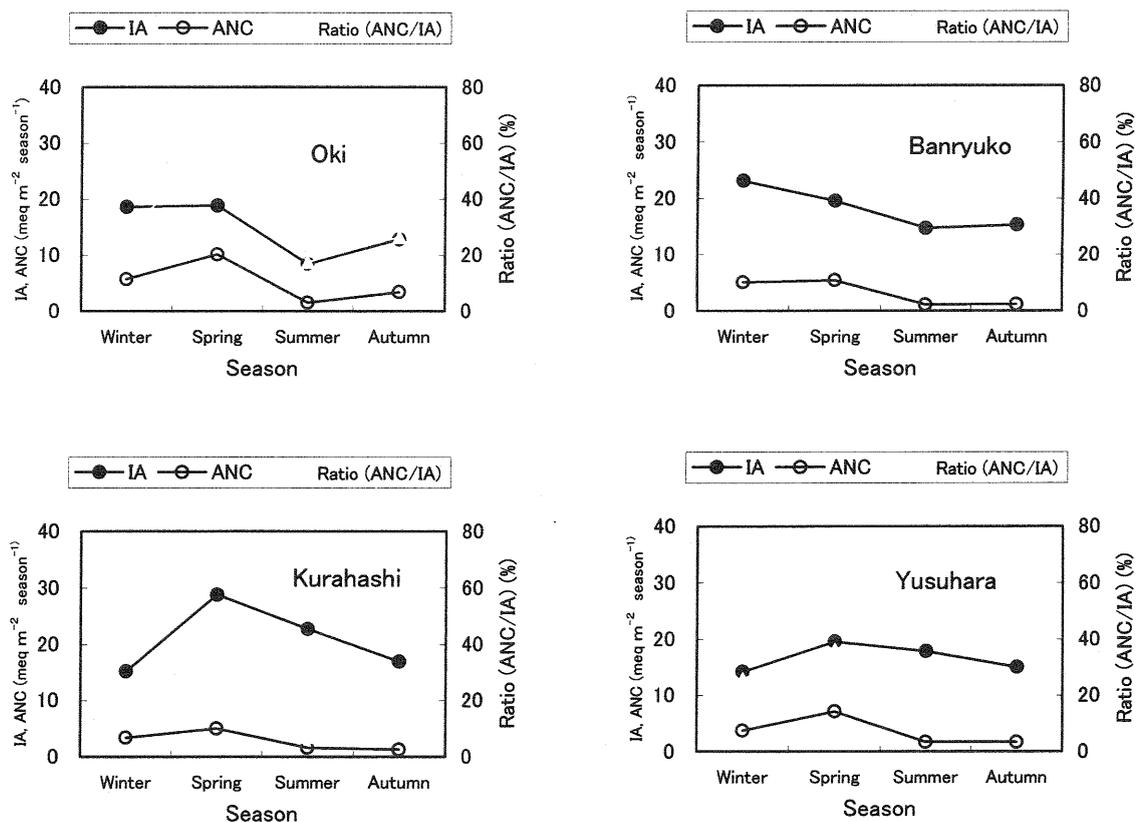
すべての地点は4年以上の有効な年平均値を有していた。IA と ANC の沈着量を季節別に調べた(第2図)。IA 沈着量は日本海側(隠岐、蟠竜湖)では冬と春に大きく、倉橋島で春と夏に大きい。梶原の IA 沈着量の季節変化は倉橋島とよく似ているが、変動幅は小さい。IA 濃度の季節変化図は省略するが、隠岐と蟠竜湖の IA 沈着量が高い要因は冬と春に IA 濃度が高いためであり、倉橋島の春と夏に IA 沈着量が高い要因は濃度は中程度だが降水量が多いためである。

ANC 沈着量はすべての地点で春が最大で冬が次に高く、夏と秋はきわめて低い。この季節変化は ANC 濃度が同様な季節変化をするため生じている。沈着量比(ANC/IA)はすべての地点で春と冬に大きく、とくに隠岐の春の54%が最大であり、このことは酸の約半分は中和されていることを示唆している。一方、他の3地点では夏と秋の沈着量比が10%以下であり、酸はほとんど中和さ

れていない。どの地点も沈着量比の季節変化は ANC のそれとよく似ており、このことから、中和の程度はもともとあった酸の量よりもアルカリの量に大きく依存していることがわかる。

### 3.2 IA 沈着量、ANC 沈着量のエピソード時の流跡線解析

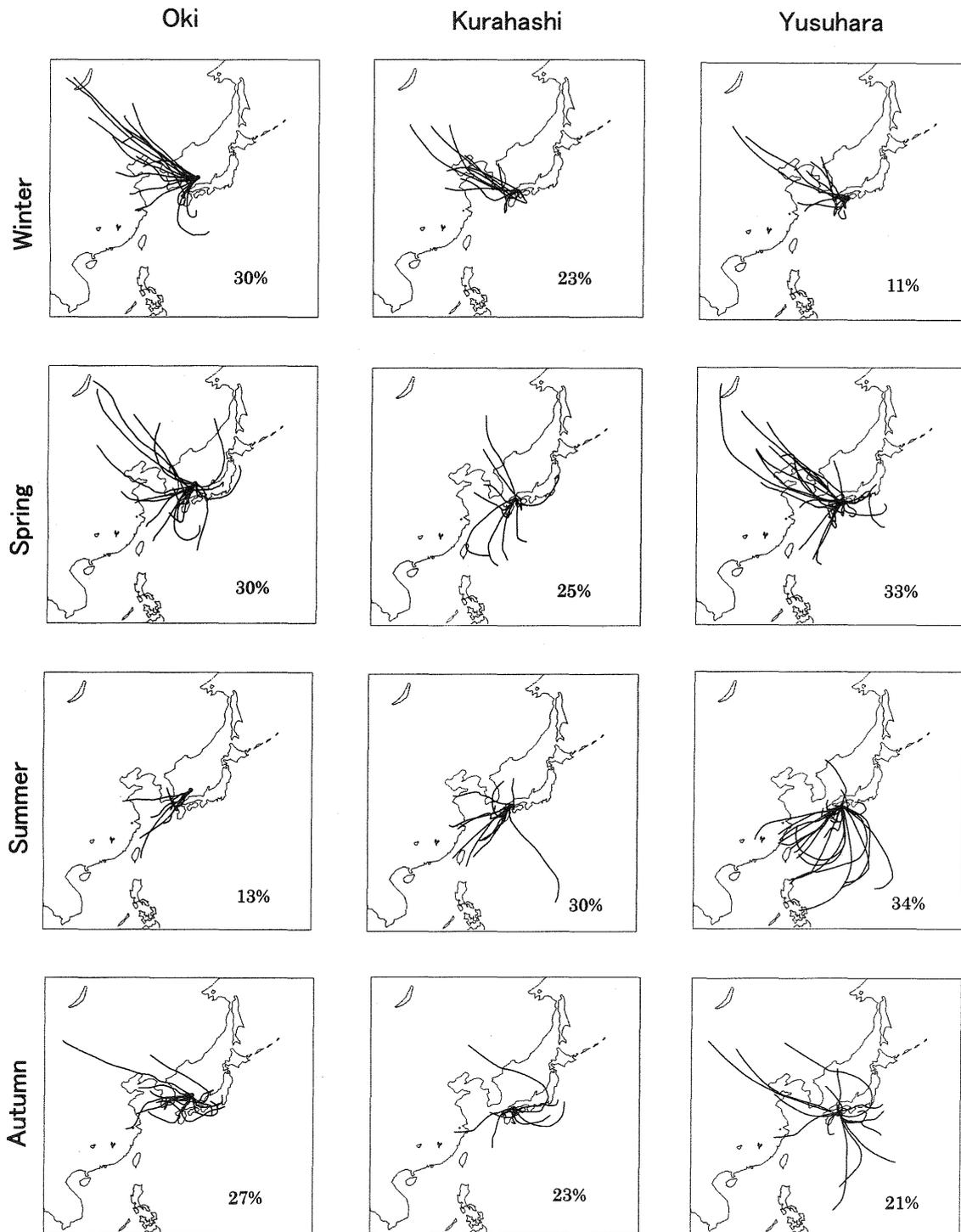
隠岐、倉橋、梶原での IA 沈着量のエピソード(≧上側10パーセンタイル)時の後方流跡線を季節別に検討した(第3図)。IA 沈着量のエピソードは冬には最北の隠岐で最も多く出現し、最南の梶原で最も少ない。一方、夏には梶原と倉橋島の頻度が高い。春と秋には出現頻度の地点差は少ない。IA 沈着量のエピソード時の気塊のほとんどは冬にはすべての地点で北西の季節風により、中国大陸の北東部から渤海、朝鮮半島を通して飛来しており、一部は黄海方面からも飛来している。この結果から、西日本では冬に大陸の人為発生源の寄与が大きいといえる。春の流跡線のパターンは



第2図 季節別IA、ANC沈着量

基本的には冬とよく似ているが、どの地点でも東シナ海、太平洋西部方面からの気塊が増加している。夏のパターンは冬・春とはかなり異なっている。この季節には日本付近(北緯20-40°)の850hPa面の平均的な風系はインド洋起源の南西風または熱帯から吹いてくる南東風となる(Matsumoto,

1992)。これに対応してどの地点でも大陸の南東部、東シナ海方面からの気塊がほとんどである。秋には春と同様、流跡線のバラツキが大きくなる。関東方面からの気塊もかなりあり、他の季節と比べて日本国内の発生源の寄与が相対的に高いと考えられる。なお本州の80km南に位置する三宅島は



第3図 エピソード時の季節別後方流跡線。図中の数字は季節別の出現比率を表す。

2000年7月に噴火して以来、火山活動が活発である。春と秋には三宅島方面からの流跡線もいくつかあり、IA、ANCの湿性沈着への三宅島の寄与も想定される。

図は省略するが、ANC沈着量のエピソードはすべての地点で春に最も多く(>50%)、次に冬に多く出現し、夏と秋には15%以下と少ないことが特徴的である。ANC沈着量の春と冬の流跡線のパターンはIAのそれとよく似ている。つまり冬には大陸の北東方面、黄海方面からの流跡線が大部分であり、春になると大陸の南東部、東シナ海、太平洋西部からのものも増えている。前者では黄砂の寄与が大きく、後者では流跡線が近くを通過する桜島の寄与が大きいと推測される。IA、ANCともに沈着量のエピソード時の流跡線は地点による相違よりも季節による違いの方が大きいといえる。

#### 4. まとめ

- 1) IA沈着量は日本海側では春と冬に大きく、瀬戸内海では春と夏に大きい。太平洋側ではIA沈着量の季節変動は小さい。ANC沈着量はすべての地点で春が最大である。沈着量比(ANC/IA)はすべての地点で春と冬に大きい。すべての地点で中和の程度はもともとあった酸の量よりもアルカリの量に大きく依存していることが示唆された。
- 2) IA沈着量のエピソード時の気塊のほとんどは冬には全地点で北西の季節風により、中国大陸の北東部から渤海、朝鮮半島を通過して飛来しており、大陸の人為発生源の寄与が大きい。春になると、どの地点とも東シナ海、太平洋西部からの気塊が増加してくる。夏にはどの地点も大陸の南東部からの気塊がほとんどである。秋には関東方面からの気塊もかなりあり、日本国内の発生源の寄与が相対的に高いと考えられる。ANC沈着量のエピソードはすべての地点で春に最も多く、黄砂の寄与が大きいと推測される。

謝辞

本研究は中国電力技術研究財団の助成を受けて行われました。ここに記して謝意を表します。

#### 参考文献

- Matsumoto, J., 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions, *Journal of the Meteorological Society of Japan* 70, 257-273.
- Morgan, J. J., 1982. Factors governing the pH, availability of  $H^+$ , and oxidation capacity of rain. In: Goldberg E. D. (ed.) *Atmospheric Chemistry*. Springer, Berlin, pp. 17-40.
- Second Interim Scientific Advisory Group Meeting of Acid Deposition Monitoring Network in East Asia, 2000. *Technical Manual for Wet Deposition Monitoring in East Asia*, pp. 1-63.
- Seto, S. and Hara H., 2006: Precipitation chemistry in western Japan: Its relationship to meteorological parameters, *Atmospheric Environment* 40, 1538-1549.
- Streets, D. G., Tsai, N. Y., Akimoto, H., Oka, K., 2001. Trends in emissions of acidifying species in Asia, 1985-1997. *Water, Air, and Soil Pollution* 130, 187-192.

## 岡山市周辺における降雨成分の分析

—2000年5月～2006年5月—

山下栄次 (岡山理大・技術研) \*満崎純 (岡山理大・工学部) 松尾太郎 (加計学園自然植物園)  
小林賢 (神戸大・院・自然科学研究科) 石田廣史 (神戸大・海事科学部)

## 1.はじめに

岡山市周辺の降雨成分について、岡山理科大学構内及び岡山理科大学生態システム園内にてレインゴランド法 (以下RG法と記す) を用いて降水を採取し、過去6年間のデータを基に成分測定・解析を行った。また、それらの降水のイオン分析も行った。

## 2.方法

## 2.1 採取場所・期間

図1に降水採取場所を示す。採取場所は、岡山理科大学生態システム園内に2箇所 (Sta.1, Sta.2)、岡山理科大学構内に1箇所 (Sta.3) の3箇所である。

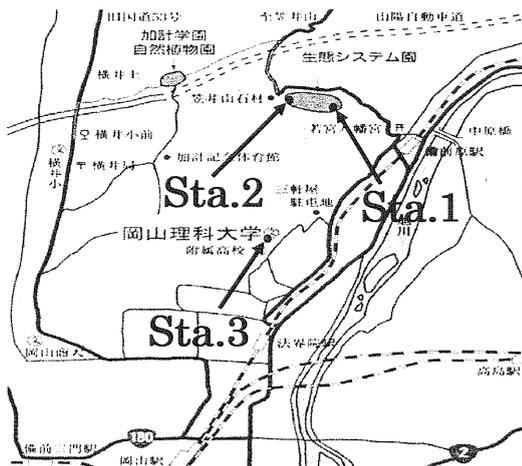


図1 降水採取場所

測定期間は、Sta.1, Sta.2, Sta.3ともに2000年5月27日から2006年7月16日までである。Sta.1は森林内で周りに樹木の少ない「空き地」と考えられる場所、Sta.2は森林内で周りに約10mの高さの樹木がある「森林内」と考えられる場所である。Sta.3は岡山理科大学10号館屋上で、南には岡山の市街地が広がっている場所

である。採取した降水試料は、Sta.1が283雨1781検体、Sta.2が283雨1541検体、Sta.3が281雨1507検体である。

## 2.2 測定・分析機器

降水の採取には、堀場製作所製レインゴランドIIを用いた。レインゴランドIIとは、一雨毎に降水を1mm毎に7mmまで自動的に分けて採取するように設計されている装置である。また、降水量が8mmを超えると、8mm以降の降水をまとめて水受けカップに溜める構造になっている。この装置は取り扱いが簡単で降水の採取に電源を必要としないものである。また、専用の自動フタ開け装置を付けることで、乾性降水物の影響の少ない降水を採取できる装置である。降水を1mm毎に保存し、分析に用いた。

採取した降水試料は、2000年5月27日から2004年11月18日までは堀場製作所製Twin pH分析器 B-212, Twin Cond 導電率分析器 B-173, 2004年12月4日から2005年5月27日までは堀場製作所製 pH/cond meter D-54, pH glass electrode 9669-10D, EC glass electrode 3574-10C を用いて pH・EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) を測定した。また、Sta.3の2004年2月22日から2005年1月19日の間の降水試料は、堀場製作所製パーソナルアナライザ PIA-1000 を用いて、イオン分析も行った。

## 3.結果及び考察

## 3.1 一雨中のpHとECの変化

図2に、一雨中のpHとECの変化を示した。この図は、一雨中でpHとECの変化を考察するために、2000年5月から2006年5月までのデータを、ボトル毎に平均値を求め、グラフで示したものである。なお、ボトル番号8は、7mm以上

の降水を集めた試料である。

図2 (a) は、各 Sta.とも位相が良く似ており、どの Sta.においても、ボトル番号1から7までの pH は、徐々に中性側へ変化していることを示した。すなわち、降水は、降り始めから徐々に中性側へ変化していることを示している。しかし、降り始めの7mm まではすべての Sta.で pH が 5.0 以下であり、酸性雨であったことを示している。

次に、Sta.1, 3 の pH と Sta.2 の pH を比較すると、ボトル番号1から8までの Sta.2 の pH の値が、Sta.1 と Sta.3 の pH に比べていずれも中性側にあり、その差は 0.1~0.3 であった。この現象は、降水採取場所の環境が大きく関わっていると考えられる。Sta.2 は森林内で、周りを約 10m の樹木が取り囲んでいる場所であり、Sta.1 と Sta.3 は、周りに樹木の少ない空き地である。すなわち、森林による酸性雨洗浄効果が考えられ、この洗浄効果は、降り始めから降り終わりまで継続して効果を発揮すると考えられる。

図2 (b) は、各 Sta.とも位相は良く似ており、どの Sta.においても、ボトル番号1から7までの EC の値は、徐々に一定になることを示した。すなわち、降水は、降り始めから徐々に一定となることを示している。変化するのは降り始め5mm

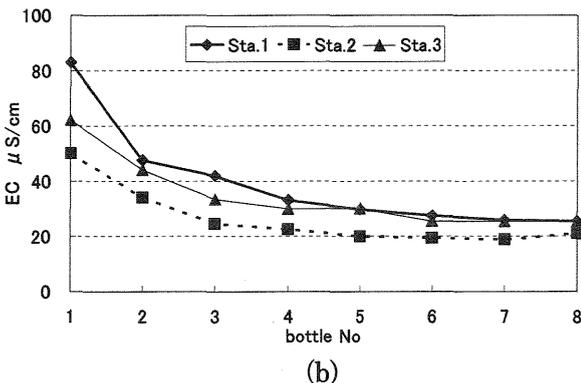
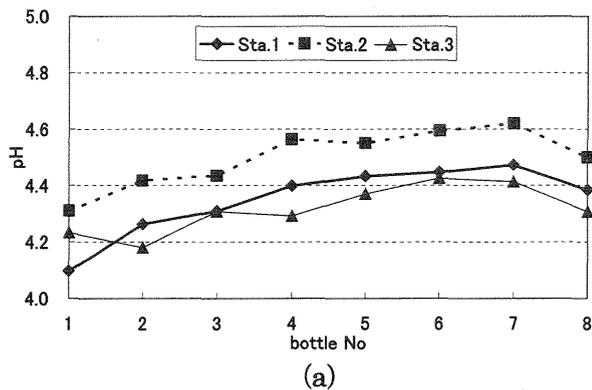


図2 一雨中の pH と EC の変化

程度までで、以降は 20~30 $\mu$ S/cm に落ち着くようである。

Sta.1, 3 の EC と Sta.2 の EC を比較すると、ボトル番号1から8までの Sta.2 の EC の値が、Sta.1 と Sta.3 の EC に比べて低く、その差は約 10~20 $\mu$ S/cm であった。この現象も、森林による酸性雨洗浄効果を示していると考えられ、この洗浄効果は、降り始めから降り終わりまで継続して効果を発揮すると考えられる。

### 3.2 pH と EC の年変化

図3 に pH と EC の年変化を示した。この図は、測定場所別に年変化を考察するために、通年のデータのある 2001, 2002, 2003, 2004, 2005 年について、RG 法で採取した 1 降雨の初期降雨 8mm の平均値を 1 降雨の値とみなして月平均値を求め、それをさらに年平均値にして、示したものである。

図3 (a) で、2001, 2002, 2003, 2004, 2005 年の 5 年での Sta.1 の pH の最大値は、2004 年の 4.92 で、最小値は、2002 年の 4.51 となった。Sta.2 の pH の最大値は、2005 年の 4.94 で、最小値は、2003 年の 4.47 となった。Sta.3 の pH の最大値は、2005 年の 4.68 で、最小値は、2001 年の 4.37 となった。

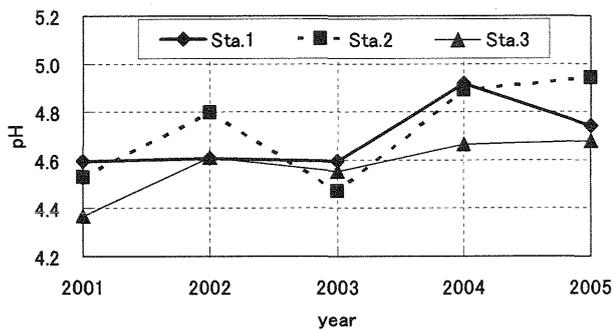
図3 (b) で、2001, 2002, 2003, 2004, 2005 年の 5 年での Sta.1 の EC の最大値は、2003 年の 45.6 $\mu$ S/cm で、最小値は、2001 年と 2004 年の 41.2 $\mu$ S/cm となった。Sta.2 の EC の最大値は、2005 年の 40.1 $\mu$ S/cm で、最小値は 2004 年の 28.7 $\mu$ S/cm となった。Sta.3 の EC の最大値は 51.9 $\mu$ S/cm で、最小値は、2004 年の 26.7 $\mu$ S/cm となった。

図3 (a), (b) は、2001, 2003 年の各 Sta. の pH の値は低く、2002, 2004, 2005 年の各 Sta. の pH は高い値を示した。また、pH と EC ともに年変化の位相は似ていた。pH の値は各 Sta.ともに年変化が大きく、その差は約 0~0.3 である。EC の値はさほど大きな変化は見られず、その差は約 2~15 $\mu$ S/cm である。

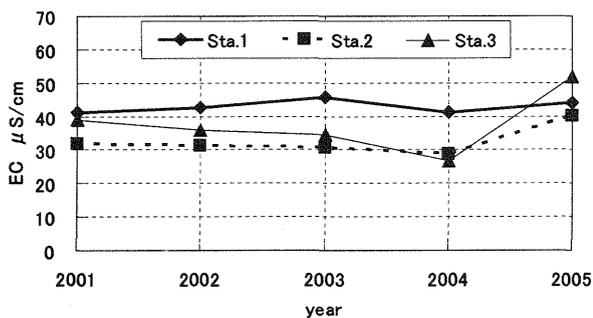
### 3.3 pH と EC の季節変化

図4 に pH と EC の季節変化を示した。この図は、測定場所別に季節変化を考察するために、RG 法で採取した 1 降雨の初期降雨 8mm の平均値を 1

降雨の値とみなして月平均値を求め、グラフで示したものである。



(a)



(b)

図3 pHとECの年変化

図4(a)で、Sta.1におけるpHの最大値は、10月に7.55、最小値は、6月に2.31となった。Sta.2におけるpHの最大値は、8月に7.96、最小値は、2月に3.10となった。Sta.3におけるpHの最大値は、3月に7.10、最小値は、2月に3.00となった。

Sta.1とSta.3は、良く似た位相で変化していた。5~10月までの変化と11~4月までを比較すると、5~10月は低い値を示し、11~4月は高い値を示した。

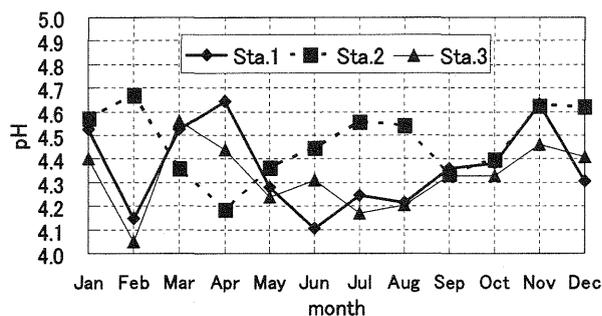
Sta.2は、4月と9月に低い値を示し、5~10月は、他のSta.に比べて低い値が見られなかった。

Sta.1, 3のpHとSta.2のpHを比較すると、月変化における増減が逆となる関係が見られた。また、Sta.1のpHの値とSta.3のpHの値はほぼ同じ変化をしており、これは、Sta.1とSta.3ともに周りに樹木がないという類似した条件がもたらした結果ではないかと考えられる。

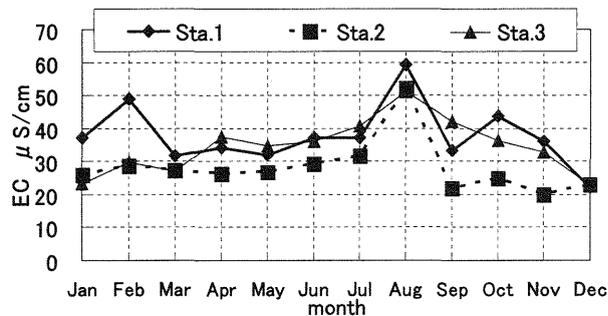
図4(b)で、Sta.1におけるECの最大値は、1月に390.0μS/cm、最小値は、2, 3, 9, 12月に2.0μS/cmとなった。Sta.2におけるECの最大値

は、7月に531.0μS/cm、最小値は、9, 10, 12月に2.0μS/cmとなった。Sta.3におけるECの最大値は、7月の260.0μS/cm、最小値は、10月の2.0μS/cmとなった。

1~3月までは、Sta.1が最もECの値が高く、3~8月までは3つのSta.の位相は良く似ていた。9~2月まではSta.2が最もECの値が低いことを示した。また、3~12月間はSta.2が最も低かった。これは、一雨中的の変化で見られた酸性雨洗浄効果に関係しているのではないかと考えられる。



(a)



(b)

図4 pHとECの季節変化

### 3.4 降水中のイオン組成

Sta.3において、2004年2月22日から2005年1月19日までの約一年間、イオンクロマトグラフィーにて、降水中のイオン分析を行った。測定したイオンは、陰イオン（Cation）が $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , 陽イオン（Anion）が $\text{Li}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ である。

イオン分析の測定期間における、それぞれのイオンの年平均値は、 $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ が0.21mg/l,  $\text{F}^-$ が0.02mg/l,  $\text{Cl}^-$ が1.07mg/l,  $\text{NO}_2^-$ が0.03mg/l,  $\text{Br}^-$ が未検出,  $\text{NO}_3^-$ が2.14mg/l,  $\text{SO}_4^{2-}$ が2.00mg/l,  $\text{Li}^+$ が未検出,  $\text{Na}^+$ が0.63mg/l,  $\text{NH}_4^+$ が0.83mg/l,

K<sup>+</sup>が 0.18mg/l, Mg<sup>2+</sup>が 0.20mg/l, Ca<sup>2+</sup>が 1.08mg/lであった。

図 5 に、各月毎の平均値より求めた、イオンの季節変化を示した。

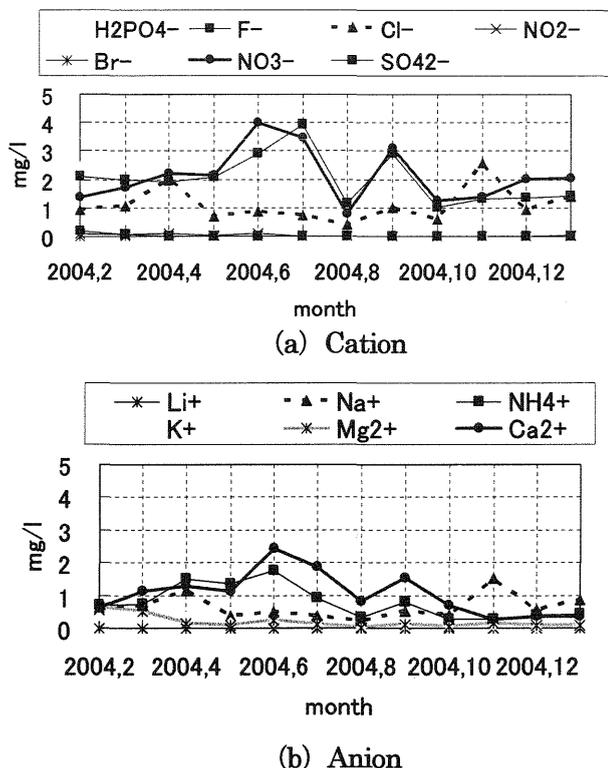


図 5 イオンの季節変化

各イオンの最大値,最小値は,H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の最大値は2004年2月22日の11.26mg/l,最小値は2004年10月19日の0.15 mg/l, F<sup>-</sup>の最大値は2004年2月28日の0.34 mg/l,最小値は2004年2月28日の0.01 mg/l, Cl<sup>-</sup>の最大値は2004年11月11日の8.21 mg/l,最小値は2004年11月14日

の0.12mg/l,NO<sub>2</sub><sup>-</sup>の最大値は2004年6月24日の0.21 mg/l,最小値は2005年1月3日の0.05 mg/l, Br<sup>-</sup>は未検出, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の最大値は2004年9月19日の19.55 mg/l,最小値は2004年2月22日の0.23 mg/l, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の最大値は2004年9月19日の27.62 mg/l,最小値は2004年9月29日の0.08 mg/l, Li<sup>+</sup>は未検出, Na<sup>+</sup>の最大値は2004年11月11日の5.16 mg/l,最小値は2004年6月6日の0.01 mg/l, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>の最大値は2004年4月18日の5.67 mg/l,最小値は2004年10月30日の0.01 mg/l, K<sup>+</sup>の最大値は2004年4月18日の1.66 mg/l,最小値は2004年2月28日の0.03 mg/l, Mg<sup>2+</sup>の最大値は2004年6月24日の1.50 mg/l,最小値は2004年5月15日の0.03 mg/l, Ca<sup>2+</sup>の最大値は2004年9月19日の11.45 mg/l,最小値は2005年1月3日の0.01 mg/lであった。

Cation の中で季節変化の大きかったイオンは, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>で,小さかったイオンは, F<sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>であった. Anion の中で季節変化の大きかったイオンは, Ca<sup>2+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>で,小さかったイオンは, Li<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>であった. Cation と Anion とともに,5~10月の高い値を示し,11~4月は低い値を示す傾向が見られた。

Cation の NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>及び Anion の Ca<sup>2+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>は,6月と7月に特に高い値を示しており,原因の解明のため,今後さらに解析を進める必要がある。

表 1 に、イオン成分間の相関を示した. 相関係数が 0.80 以上を示したイオンの組み合わせは, Na<sup>+</sup>と Cl<sup>-</sup>が 0.98, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>と NO<sub>3</sub><sup>-</sup>が 0.84, Ca<sup>2+</sup>と NO<sub>3</sub><sup>-</sup>が 0.80, Ca<sup>2+</sup>と SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>が 0.82 の 4 組であった。

表 1 イオン成分間の相関

	H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	1.00										
F <sup>-</sup>	0.37	1.00									
Cl <sup>-</sup>	0.05	0.12	1.00								
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0.28	0.20	0.03	1.00							
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0.08	0.23	0.43	-0.03	1.00						
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0.04	0.30	0.44	-0.02	0.84	1.00					
Na <sup>+</sup>	0.01	0.12	0.98	0.04	0.42	0.46	1.00				
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	-0.01	0.19	0.37	0.30	0.73	0.65	0.35	1.00			
K <sup>+</sup>	0.30	0.41	0.51	0.28	0.45	0.43	0.52	0.62	1.00		
Mg <sup>2+</sup>	0.34	0.65	0.43	0.37	0.38	0.45	0.45	0.34	0.68	1.00	
Ca <sup>2+</sup>	-0.08	0.21	0.37	0.25	0.80	0.82	0.38	0.70	0.45	0.44	1.00

## 衛星リモートセンシングは、陸面過程研究に何を与えてくれるのか?

筑波大学農林工学系 西田顕郎

### 1. はじめに

長い間、陸面過程研究は、たとえば水資源管理の観点から蒸発散量の面的な推定等において、衛星リモートセンシングに期待してきた。多くの研究者によって、衛星データで、直接的に各種の陸面過程をなんとかして知ろうという努力が続けられてきた(たとえば Nishida *et al.*, 2003)。しかしながら原理的に衛星観測可能な情報は限られており、たとえば陸上の風速や気温を十分な分解能や精度で衛星から推定するのは、いまだに容易ではない。それにもかかわらず、衛星データから陸面過程を推定しようとする、たとえ地上観測データなどの援用を受けるにしても、過度の簡略化や仮定を多く含むことになる。

一方で、陸面過程研究における理論・観測技術が発展し、計算機技術も発展するにつれ、陸面過程は守備範囲を生態過程との境界領域に広げ、数値モデル(陸面モデル)の開発・改良も進んできた。その結果、今や陸面モデルは、微気象学的な過程だけでなく、土壌と植生を含めた水文過程や植生の生理過程までも詳細に記述する、統合的な分布型コンパートメントモデルの様相を呈する。そうになると、従来のように衛星データから直接的に陸面過程を推定することにこだわれば、精細なプロセスを陽に表現する陸面モデルと整合できず、せっかくの陸面過程研究の成果を採り入れるのが難しくなってしまう。したがって、現在は、蒸発散や炭素収支など、複雑な陸面過程の結果として得られるべき物理量を衛星データで直接的・簡略的に推定することの意義は、次第に薄らいでいるように思われる。

ならば衛星リモートセンシングは、陸面モデルへ要素情報を提供する「黒子役」になれるのだろうか? 皮肉にも、モデルが統合的になればなるほど、外部のデータソースをモデルに取り込む柔軟性は乏しくなる。例えば、初期の陸面モデルは葉の量(LAI)を(精度が十

分かどうかは別としても)衛星データなどの外部の情報に頼っていたが、陸面モデルが植生の生理過程に基づく炭素循環過程を統合して内部で計算してしまえば、LAIは陸面モデル自体が予報するものになってしまい、LAIの観測データをモデルに同化するのとは簡単ではなくなってしまう(無論、そのような観測データもモデルの検証用のデータとしての価値はあるが、ここでは言及しない)。

また、衛星による地表観測は「雲に弱い」という弱点もある。地表面状態、特に植生状態や地表面温度の観測に有用な可視・赤外リモートセンシングは、雲を透過して地表を正しく観測することはできない。なので、雲が無い状態での観測データを収集することになるが、これは晴天時に偏った気象バイアスを生む恐れがある。たとえバイアスが小さくても、曇天による欠測の補間はやっかいな問題である。曇天が多い地方や季節では、1ヶ月以上の長期間にわたって晴天が得られないこともある(マイクロ波放射計や散乱計、合成開口レーダーなどのマイクロ波リモートセンシングは雲に影響されないが、放射計や散乱計は空間分解能が数10kmと低く、合成開口レーダーは観測頻度が低かったり地形の影響やスペckル雑音といった問題を抱えやすい。無論、用途によってこれらも十分に有用となりえるが、本研究ではこれらには言及しない)。

そのような状況で衛星リモートセンシングに期待されるのは、端的に言って、日射量と土地被覆分類と植物季節(フェノロジー; 植生の芽吹きや落葉のタイミング)だろうと考えられる。

日射量は雲の影響を最も顕著に受ける量であり、一見して衛星観測には向かないように見えるが、衛星は地表は見えなくても雲そのものを観測することはできるので、雲の放射伝達過程を定式化できれば、衛星リモートセンシングは日射の推定には好適である。土地被覆は、人間活動や自然的擾乱(風倒、火災、

洪水、地滑り、火山噴火など)の影響を受けるために予測・推定は困難であり、特に広域であれば衛星観測が唯一の選択肢だろう。陸面モデルが進化しても、当面は日射量と土地被覆分類は必須の情報であり、外部から入力せざるを得ない。

フェノロジーは、陸面モデルの内部で計算・予測可能だが、その根拠となる積算温度法は、他の陸面過程の諸要素とのカップリングが強くないので、衛星情報で代替することが比較的容易である。衛星情報から得られるフェノロジーは、雲による欠測の影響は受けるが、それほど短期間に変動する現象ではないので、その影響は限定的と思われるし、雲による気象バイアスも、それほど強くないと思われる。

原理的には、ほかにも地表面温度や土壌水分、アルベド、粗度などといったいくつかの情報は衛星から得られる可能性があり、もちろん用途によってはそれらは十分に有用だが、陸面モデルへの同化のしやすさや雲による影響という点で、今回は重きを置かない。

そのような観点から、本講演では、日射量(ここでは光合成有効放射量)を中心に、土地被覆分類、そしてフェノロジーのそれぞれに関する衛星リモートセンシングと、それらを用いた陸面過程への応用事例について、紹介する。

## 2. 日射量(光合成有効放射 PAR)

大気上端への PAR の入射量を  $I_0$  とし、大気(雲・エアロゾル等を含む)による吸収量を  $A$  とする。大気上端の反射率を  $R_A$ 、地表の反射率を  $R_G$ 、地表に入射する PAR を  $TI_0$  とする。 $T$  は大気の透過率に依存するが、厳密には地表面と大気との多重反射にも依存するので、大気の透過率と同じではない。すると、宇宙に逃げる PAR は  $R_A I_0$ 、地面に吸収される PAR は  $(1-T_0)I_0$  である。これらに基づいてエネルギー収支は下ようになる：

$$I_0 = R_A I_0 + T(1 - R_G)I_0 + A \quad (1)$$

ここで、大気による吸収  $A$  には、おおまかに言って、大気分子の寄与と、雲の寄与がある。前者は常に入射光に対して一定割合と仮定す

る。後者は雲が厚くて雲の中での多重散乱が盛んなほど大きいと考えられるが(近藤純正, 「地表面に近い大気の科学」, 東大出版会, 2000), そのような場合は雲が明るく見える(つまり大気上端反射での反射が大きい)はずなので、大気上端反射 PAR に比例すると仮定する。すなわち,

$$A = aI_0 + bR_A I_0 \quad (2)$$

と置く。 $a$  と  $b$  はパラメータとする。(2)を(1)に代入して、地上への入射 PAR である  $TI_0$  について解くと,

$$TI_0 = I_0 \frac{1 - R_A - (a + bR_A)}{1 - R_G} \quad (3)$$

となる。ここで  $I_0$  は天文学的に計算される。 $R_A$  は放射量補正された衛星画像(大気補正前)で求まる。 $R_G$  は大気補正済み衛星画像の快晴日コンポジットで求まる。 $R_A$  と  $R_G$  に関する BRDF などの影響は考慮しない。

大気による吸収(式2)の第一項については、快晴時の地表入射 PAR と大気上端入射 PAR の比の平均的な場合を考えて  $a=0.1$  とする。実際には大気路程にも依存するが、大気路程が大きいと、吸収が大きいと同時に側方や後方への散乱も大きいので、その効果は第二項が担えるものとする。一方、第二項については、原理的には雲水量や雲粒径に依るが、同時に大気上端反射率も連動してそれらに依るので、雲水量や雲粒径への依存性は、ある程度相殺されると考えて無視する。ここでは Stephens(J. Atmos. Sci., 1978)の計算結果から、太陽天頂角 37 度、粒径  $2\mu\text{m} \sim 16\mu\text{m}$ 、雲水量 0.01mm で透過率約 0.85・吸収率 0.05・反射率 0.1 ( $b=0.5$ )、雲水量 0.1mm で透過率約 0.25・吸収率 0.1・反射率 0.65 ( $b=0.15$ )、雲水量 1mm で透過率約 0.05・吸収率 0.15・反射率 0.80 ( $b=0.18$ )等を参考に  $b=0.1$  とする。

以上に基づき、Terra/MODIS と Aqua/MODIS の毎日の大気上端放射量補正済み画像(L1B)と、大気補正済み8日コンポジットデータ(MOD09A1)を、2004年春から秋、日本の中部

地方から関東地方にかけて収集し、バンド1 (620-670nm) 反射率のみについて式(3)を適用した。PARは400-700nmと、MODISのバンド1よりも広い波長帯を持つが、予備的にバンド3 (459-479nm) やバンド4 (545-565nm) でも解析したところ、バンド1の結果と大差なかったため、波長帯の不整合は無視した。大気上端入射PAR( $I_0$ )は、Thuillier *et al.* (Solar Physics, 2002)の太陽放射スペクトルを積分し、太陽地球間距離と入射角によって補正した。

こうして求めた衛星飛来瞬時値のPARを高山フラックスサイト(岐阜県)での地上PAR観測値(5分平均)で検証したところ、よく一致した。 $T$ を日平均し(通常TerraとAquaの各1回以上の観測がある)、大気上端での日積算入射PARを掛けて日積算の地表入射PAR推定値とした。これを高山フラックスサイトと真瀬水田フラックスサイト(茨城県)の観測データで検証したところ、よく一致した。陸域生態モデル等でよく使われる地上気象補間データや客観解析データの多くは0.1度から0.5度以上の荒い分解能であり、山の上のほうは雲がかかりがち、など地形が気候条件に与える影響をあまり表現できていないが、本手法の500m分解能ではよく表現できる。

この手法は原理的には可視光を観測するどんな衛星センサーにも適用できるので、複数のセンサーを組み合わせて観測頻度を上げ、統計精度を高めることができると考えられる。その為に、2つのパラメータ( $a$ と $b$ )の適用に関する普遍性や理論的裏付けを強固にする一方、実際にSPOT-VGTやNOAA-AVHRR, ADEOSII-GLI等のセンサーでも試す必要がある。また、エアロゾルの影響を陽に組み込んでいないので、黄砂の飛来した時期などエアロゾルの顕著な画像での検証も必要である。

この手法をもとに、2000年から2006年にかけて、日本を含む極東アジア域で、PARの空間分布とアノマリーの分布を推定した。その結果、2003年の6月から7月にかけての、東西日本における顕著な日照不足の分布が確認された。

### 3. 土地被覆

現在、広域生態研究によく使われる土地被覆図としては、Global Land Cover 2000 (GLC2000), MODIS Land Cover (MOD12), メリーランド大学 (UMD), USGS-IGBP (IGBP)などがある。しかし、それらの精度検証は十分には進んでいない。実際、全球のNPPのモデル推定から、入力する土地被覆図の種類、空間分解能の違いが、その空間分布に大きな違いを及ぼすことが指摘されている(DeFries *et al.*, 1999; Ahl *et al.*, 2005)。

そこで、本研究ではDegree Confluence Project (以下DCP) (1996)による土地被覆地上検証データの構築を提案した(岩男ら, 2006, 写真測量学会誌; Iwao *et al.*, 2006, Geophysical Research Letters, in press)。DCPは、緯度と経度が整数値で交わる地点を踏破(踏査)し、その場所の様子を写真と文章で記録することを目的とする有志による趣味のプロジェクトである。

本研究では、東アジアのDCPの情報(約850点)を利用し、既存の土地被覆図の精度評価を行った。対象としたのは前述の4種の土地被覆図である。さらに、既存の土地被覆図を統合した新土地被覆図を作成し、土地被覆図検証DBを元に、精度検証を行ったところ、既存の最高精度58%(MOD12)を上回る、精度60%が得られた。

### 4. フェノロジー

衛星で観測される植生指標の季節変化パターンから、春の芽吹き(春の芽吹)の時期の空間分布に関する推定が一般的に行われている。しかし、その手法が、雲による欠測の影響をどの程度受けるかという観点と、指標の変動のどの時点(芽吹き)と定義するのが妥当であるかという観点での検討は、あまり進んでいない。本研究では、前者については岐阜県高山試験地での観測事例、後者については高山と北海道苫小牧フラックスサイトの観測事例をもとに、地上検証を行った。その手法をもとに、衛星データ(SPOT-VGT)を用いて、1999年以降の各年のフェノロジーについて検討し、2002年に北日本から東シベリアにかけて、顕著に早い芽吹きがあったことを確認した。

## 5. 陸域生態系モデルの駆動

以上のような結果を、陸域生態系モデル”BEAMS (Sasai et al., 2005)”に代入し、極東アジア域の近年の炭素収支とそのアノマリーについて検討した。

## 6. 考察とまとめ

衛星リモートセンシングによる日射（特に PAR）の推定は、近年、世界的にも急速にその実用性が認識されはじめている。原理的には短波放射も推定することは可能であり、実際に、それを良好に行った研究も報告されている。今後の陸面過程研究では、地域スケール以上の面的な検討においては日射量は衛星から与えることがひとつの有力な選択肢となる可能性が高い。一方、土地被覆は、従来、弱点であった広域地上検証に関して DCP という新たなアプローチが提案された結果、様々なプロダクトが同じ検証データセットで比較検討されるようになり、今後の発展を加速する可能性がある。山火事や都市化などの擾乱を逐次取り込む、動的な土地被覆分類も開発されるだろう。フェノロジー推定には、雲の影響の問題が依然として明らかになっていないが、徐々に進んでいることは間違いない。

今後、これらを実際の陸面過程研究に応用するには、衛星データのアーカイブと解析に関して、多くの研究者が共有できるリソースを整備し、ノウハウを衛星解析専門家だけでなく広く共有していくことが必要だろう。

謝辞： 本研究は、国立環境研究所の岩男弘毅氏と産業技術総合研究所の佐々井崇博氏との共同研究を含む。高山での PAR の観測は、小泉博教授・秋山侃教授・村岡裕由助教授、産業技術総合研究所の三枝信子主任研究員にご協力頂いた。真瀬の PAR の観測データは、農業環境技術研究所大気環境研究領域（宮田明主任研究員）からご提供頂いた。本研究は環境省地球環境研究総合推進費「21世紀の炭素管理に向けたアジア陸域生態系の統合的炭素収支研究」（代表・及川武久筑波大学名誉教授）の支援を受けた。

## 文献

- Ahl, D. E., Gower, S. T., Mackay, D. S., Burrows, S. N., Norman, J. M., and Diak, G. R., 2005. The effects of aggregated land cover data on estimating NPP in northern Wisconsin, *Remote Sensing of Environment*, 97, pp.1-14.
- DeFries, R. S., Field, C. B., Fung, I., Collatz, G. J., and Bounoua, L., 1999. Combining satellite data  $C/m^2/yr$  and biogeochemical models to estimate global effects of human-induced land cover change on carbon emissions and primary productivity, *Global Biogeochemical Cycles*, 13, pp.803-815.
- 岩男弘毅, 西田顕郎, 山形与志樹, 2006. 緯度経度整数地点の土地被覆情報を用いた土地被覆図の検証手法, 写真測量とリモートセンシング, 45(4), 34-46.
- Iwao, K., Nishida, K., Kinoshita, T., and Yamagata, Y. (2006): Validating land cover maps with degree confluence project information. *Geophysical Research Letters*, accepted.
- Nishida, K., Nemani, R. R., Running, S. W., Glassy, J. M. (2003): An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 108(D9), 4270, doi:10.1029/2002JD002062.
- Sasai, T. K. Ichii, Y. Yamaguchi, R.R. Nemani, “Simulating terrestrial carbon fluxes using the new biosphere model BEAMS: Biosphere model integrating Eco-physiological And Mechanistic approaches using Satellite data”, *J. Geophys. Res.*, 110, G02014, doi:10.1029/2005JG000045, 2005.12