

例会講演要旨集

第 103 号

目 次

詳細目次・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・表紙裏

例 会

1. 都市気象・ビルエネルギー連成モデルによる東京オフィス街の地上気温の数値シミュレーション・1
2. NHMミニスーパーによる「おろし風」の数値実験・・・・・・・・・・・・・・5
3. 現地観測を中心とした広戸風の事例解析・・・・・・・・・・・・・・9
4. 三次盆地の霧の長期的変化について(Ⅱ)・・・・・・・・・・・・・・13
5. 高速道路における霧による視程障害の実態に関する研究—中国地方を中心として—・・・・・・16
6. 梅雨前線の東西方向の広がりとは熱帯高気圧の変動について・・・・・・・・・・・・・・20
7. 中国地方における冬季西高東低気圧配置時の降水の特徴・・・・・・・・・・・・・・24
8. 中国山地における山谷風循環と局地的強雨の研究・・・・・・・・・・・・・・28
9. 水稻群落上での顕熱と潜熱フラックス・・・・・・・・・・・・・・32
10. 水稻群落上での CO₂ フラックス・・・・・・・・・・・・・・35
11. 耕作地における CO₂ フラックスの季節変化・・・・・・・・・・・・・・38
12. 沿岸海水中の CO₂ の変化要因・・・・・・・・・・・・・・42
13. 大気・海洋間の CO₂ 交換に関する微気象測定について・・・・・・・・・・・・・・46
14. 日本海沿岸における pCO₂ と波の関係について・・・・・・・・・・・・・・49
15. 千島列島縁辺海域・ベーリング海における
二酸化炭素の鉛直分布及び水平分布—海洋地球研究船「みらい」MR04-04 航海—・・・・・・53
16. NHM ミニスーパーを用いた鳥取県の降水事例解析・・・・・・・・・・・・・・57
17. 西部太平洋赤道域における降水の成分測定—海洋地球研究船「みらい」MR04-01 航海—・・・・・・61
18. AMSR/AMSR-E によるモンゴル広域土壌水分観測・・・・・・・・・・・・・・64
19. 8月の黄砂・・・・・・・・・・・・・・66
20. 大陸の梅雨前線北方域における大気状態の経過と水循環(1998年6月～7月の事例解析)・・・・70

特別企画 中高生によるパネル発表もしくは質問

特別講演 地球温暖化と日本の天候

2004 年 11 月 6 日 (土) 岡山大学

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 都市気象・ビルエネルギー連成モデルによる東京オフィス街の地上気温の数値シミュレーション・・・・・・・・・・1
 *大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部), 玄地裕・近藤裕昭 (独) 産業技術総合研究所,
 亀卦川幸浩 (株) 富士総合研究所, 吉門洋 (独) 産業技術総合研究所,
 平野勇二郎 (埼玉大学大学院理工学研究科)
 2. NHMミニスーパーによる「おろし風」の数値実験・・・・・・・・・・5
 *金森恒雄 (広島地方気象台), 片岡文恵 (岡山大学)
 3. 現地観測を中心とした広戸風の事例解析・・・・・・・・・・9
 *片岡文恵 (岡山大学大学院自然科学研究科), 塚本 修 (岡山大学理学部), 金森恒雄 (広島地方気象台)
 4. 三次盆地の霧の長期的変化について (II) ・・・・・・・・・・13
 *宮田賢二・岡村温子 (県立広島女子大学生活科学部), 瀬戸信也 (広島県保健環境センター)
 5. 高速道路における霧による視程障害の実態に関する研究—中国地方を中心として— ・・・・・・・・・・16
 *宮田賢二・岡村温子 (県立広島女子大学生活科学部), 瀬戸信也 (広島県保健環境センター)
 6. 梅雨前線の東西方向の広がりとは熱帯高気圧の変動について ・・・・・・・・・・20
 *中山祐貴 (岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻),
 大和田道雄 (愛知教育大学理科教育学講座地学領域), 加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)
 7. 中国地方における冬季西高東低気圧配置時の降水の特徴 ・・・・・・・・・・24
 *古園 勝啓 (津山市)
 8. 中国山地における山谷風循環と局地的強雨の研究 ・・・・・・・・・・28
 *古谷智晴 (岡山大学大学院自然科学研究科), 塚本 修 (岡山大学理学部)
 9. 水稲群落上での顕熱と潜熱フラックス ・・・・・・・・・・32
 *岡村衣利子・滝本貴弘・伊野部京子・岩田徹 (岡山大学環境理工学部)
 10. 水稲群落上でのCO₂ フラックス ・・・・・・・・・・35
 *伊野部京子・滝本貴弘・岩田徹 (岡山大学環境理工学部)
 11. 耕作地におけるCO₂ フラックスの季節変化 ・・・・・・・・・・38
 *滝本貴弘・伊野部京子・岩田徹 (岡山大学環境理工学部)
 12. 沿岸海水中のCO₂ の変化要因 ・・・・・・・・・・42
 *日下貴博・大西和人・岩田徹 (岡山大学環境理工学部)
 13. 大気・海洋間のCO₂ 交換に関する微気象測定について ・・・・・・・・・・46
 *渡辺千香子・出晴寛基・岩田徹 (岡山大学環境理工学部), 塚本修 (岡山大学理学部)
 14. 日本海沿岸におけるpCO₂ と波の関係について ・・・・・・・・・・49
 *市田彰浩 (岡山大学環境理工学部), 山下隆男 (京都大学防災研究所), 片山博之 (日本環境計測),
 岩田徹 (岡山大学環境理工学部)
 15. 千島列島縁辺海域・ベーリング海における二酸化炭素の鉛直分布及び水平分布
 —海洋地球研究船「みらい」MR04-04 航海— ・・・・・・・・・・53
 山下栄次 (岡山理科大・技術研), *川崎聡 (岡山理科大・院), 重田祥範 (岡山理科大),
 濱宮大智 (大阪府立大・院), 脇田昌英・渡辺修一 (JAMSTEC)
 16. NHM ミニスーパーを用いた鳥取県の降水事例解析 ・・・・・・・・・・57
 *坂井めぐみ (鳥取地方気象台), 金森恒雄 (広島地方気象台)
 17. 西部太平洋赤道域における降水の成分測定—海洋地球研究船「みらい」MR04-01 航海— ・・・・・・・・・・61
 *小林賢 (岡山理科大・院), 矢部智恒 (岡山理科大), 山下栄次 (岡山理科大・技術研), 米山邦夫 (JAMSTEC)
 18. AMSR/AMSR-E によるモンゴル広域土壌水分観測 ・・・・・・・・・・64
 *開発一郎 (広島大学), 小池俊雄 (東京大学), 山中勤 (筑波大学陸域環境研究センター)
 19. 8月の黄砂 ・・・・・・・・・・66
 *牧田広道 (鳥取地方気象台技術課)
 20. 大陸の梅雨前線北方域における大気状態の経過と水循環 (1998年6月～7月の事例解析) ・・・・・・・・・・70
 *加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室), 池田祥一郎 (岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻)
- 特別講演 地球温暖化と日本の天候
 *木本昌秀 (東京大学気候システム研究センター)

都市気象・ビルエネルギー連成モデルによる 東京オフィス街の地上気温の数値シミュレーション

*大橋唯太(岡山理大・総合情報)・玄地裕・近藤裕昭(産業技術総合研究所)

亀掛川幸浩(富士総合研究所)・吉門洋(産業技術総合研究所)・平野勇二郎(埼玉大院・理工)

1. はじめに

近年、人口が集中する都市域では数十年前に比べて気温が着実に上昇しており、地球規模の温暖化現象による気温上昇が100年で1℃未満であるのに対し、都市域の気温上昇はその数倍にもあたると言われている(例えば、日下ほか, 1998)。

都市域内の気温は、人工物の被覆やキャニオン形状といった街区構造の影響だけでなく、自動車や空調室外機からの排熱の影響も強く受けている。特に、人工排熱量と気温との間には相互作用があるため、都市域内の気温変動を予測するためには、建物への熱負荷量と冷房システムによる室外への除去熱量をできるだけ厳密に計算する必要がある。それを可能とする都市気象・ビルエネルギー連成数値モデルが近年、近藤・劉(1998)と亀掛川ほか(2001)によって開発された。

このモデルは今後、ヒートアイランド対策や省エネルギー策の都市域内への大規模導入や都市計画の際の熱環境予測に広く利用されることが期待されている。しかしながら、この数値モデルは未だきんとした検証がされておらず、実際のヒートアイランド対策導入時の効果を定量的に議論することは現段階では難しい。そこで本研究では、実際の都市気温の観測結果と計算結果の比較を通して、定量的なモデル利用の有効性を検討してみる。特に、建物内での人間活動に伴う冷房排熱量が少ない休日と、それが多い平日での実測とシミュレーションを比較することによって、都市気温と建物内における人間活動の相互作用をモデル化する必要性について検証する。

本研究の詳細は、大橋ほか(2003, 2004)とOhashi et al. (2004) によってまとめられている。

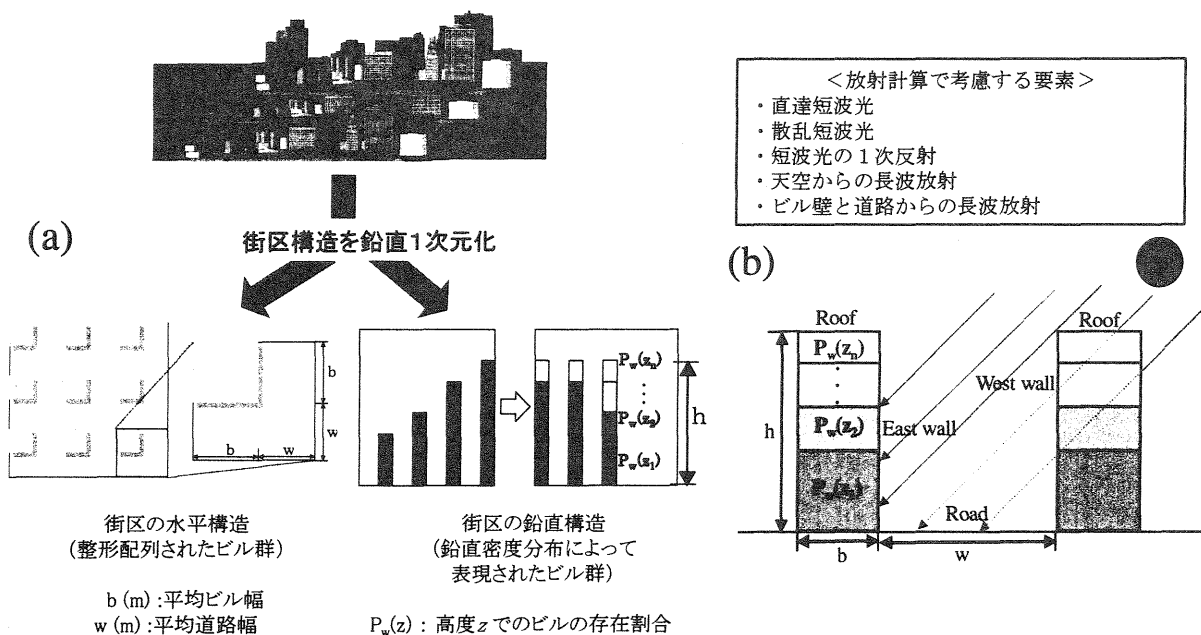


図1 CMで与えられる(a)街区構造と(b)放射環境

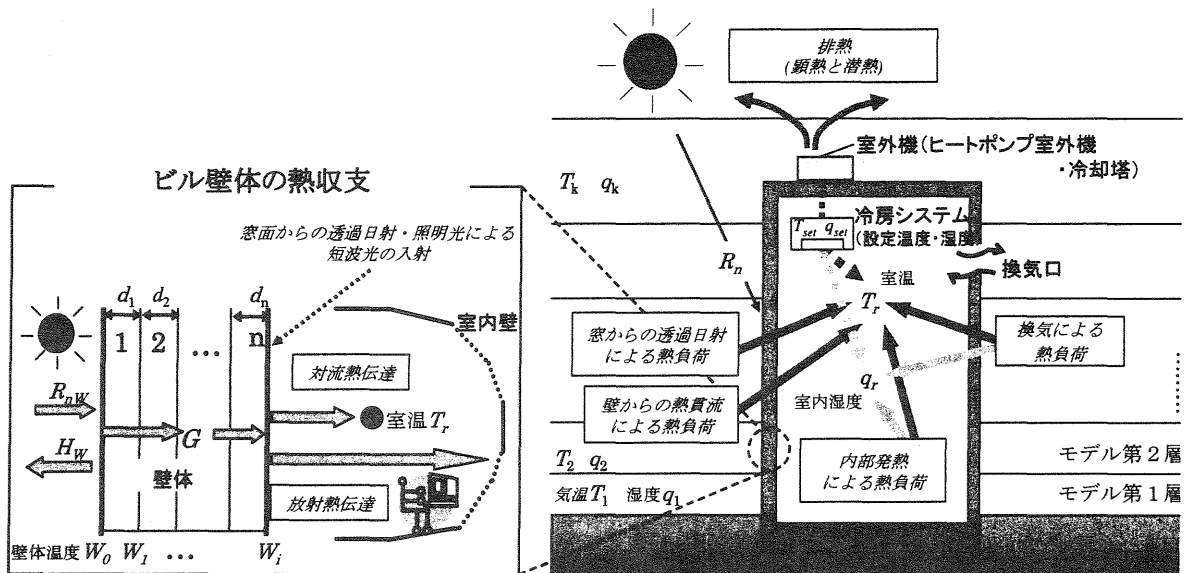


図2 BEMで計算されるビル内への熱負荷

2. 都市気象・ビルエネルギー連成モデル

使用した数値モデルは、既述の近藤・劉(1998)と亀掛川ほか(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を基礎としている。このモデルは、街区気象モデル(以降、CM と呼称)とビルエネルギー・排熱解析モデル(以降、BEM と呼称)で構成されており、CM で気象場の変動を、BEM で冷房排熱量の変動を予測する。

2-1. 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、都市キャノピー層内を鉛直方向に解像化した数値モデルである。図1にCMの詳細を表す模式図を示す。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)、大気の流れ拡散係数はGamboの式(Gambo, 1978)によってそれぞれ計算される。

2-2. 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。図2にBEMの熱収支計算の模式図を示す。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、排熱として外気に除去される。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)。

3. 東京オフィス街における地上気温の観測

観測対象街区は東京都千代田区神田と中央区日本橋の2箇所(お互いの距離は約1.5km)であり、2002年7月29～30日の平日期間と8月10～11日の休日期間において、神田街区の6地点、日本橋街区の27地点で地上気温の連続測定をおこなった(図3)。この期間の天候は、平日期間の前半19日は比較的雲が多かったものの最高気温は30℃を超え(東京アメダス)、後半20日はほぼ快晴で19日より気温が高くなり、典型的な真夏日となった。一方、休日期間はほぼ快晴状態の天候が続き、最高気温も34℃にまで達した。

測定には、携帯型温度測定器(ティーアンドディー社製)を用いた。日射による測定器の直接加熱を避けるために、自作の強制通風管を装着した状態で地上気温の測定をおこなった。

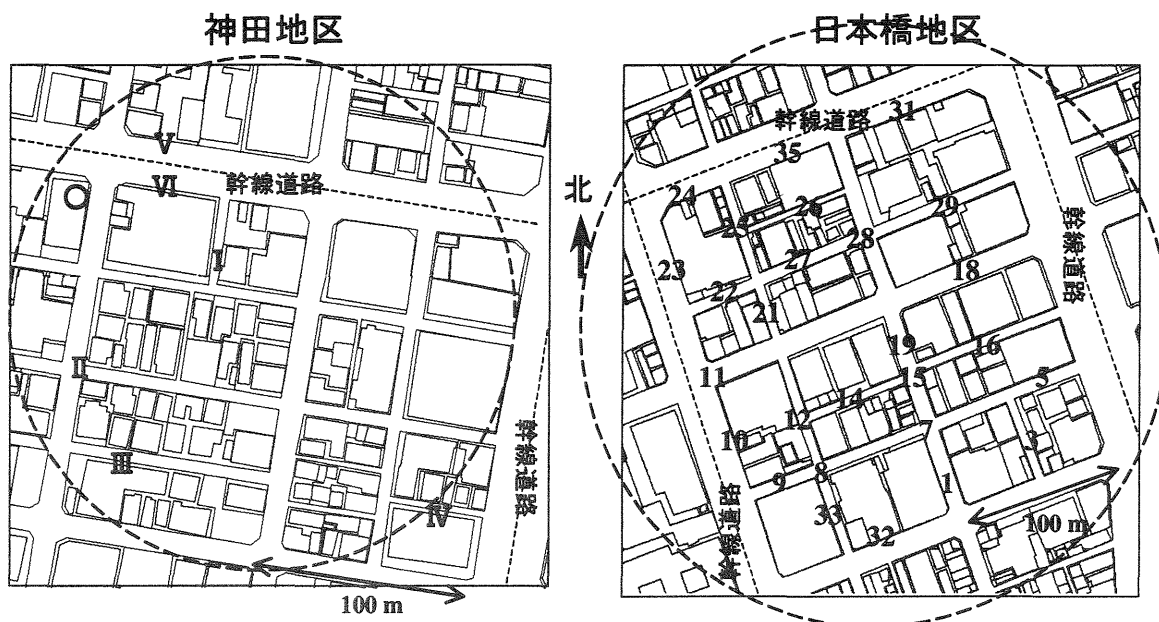


図3 地上気温の観測をおこなった東京オフィス街区(東京都千代田区神田と中央区日本橋)。数字は観測地点, 神田街区の○印は屋上で気象要素の測定をおこなったビルを表す。破線の円領域内で平均された街区構造情報(ビル幅・道路幅・ビル密度の高度分布)をCMに与える。

4. シミュレーション設定

計算は、初期値の影響をできるだけ回避するために、比較対象日の2日前(7月27日, 8月8日)からおこなった。CMの計算には、図3の○印で示された神田街区内ビルの屋上(高さ約35m)で観測期間中に測定された天空からの短波・長波放射量, 対象街区から3kmほど離れた東京タワーの高度250mで測定された風・気温を上端境界条件として与えた。観測街区の形状を示すビル幅・道路幅・ビル密度の高度分布は、東京都GIS(地理情報システム)データを用い、図3の破線の円領域で平均された値を用いた。ビル壁面や路面の物性値や、壁体構造(厚さや断熱材)に関する設定は、事務所系ビルで一般的なものを与えている(紙面の都合上、省略)。

BEMでは、冷房設定温度・湿度、冷房運転時間、室内での人員占有面積・発熱量、換気量など、室内の人間活動に関わる種々のパラメータの設定をおこなっている。冷房は平日日中のみ(9~18時)の運転とし、ビル屋上からの顕熱・潜熱排出(空冷式6, 水冷式4の熱源機器構成比)とした。

平日観測期間を対象としたシミュレーションでは、ビル内の冷房負荷と外気への排熱を考慮した計算(BEMでのオフィスワークがある状態)を主におこなった。一方の休日観測期間は、お盆休暇の前半に相当しているために、大部分のビルで人は存在せず空調システムも停止していたことが予想される。従って、休日期間を対象としたシミュレーションでは、ビ

ル内の冷房負荷と外気への排熱を考慮しない計算(BEMでのオフィスワークがない状態)を主におこなった。

地上気温への影響には、自動車からの排熱も無視できないものと考えられる。そこで、神田街区の観測地点V・VIで挟まれた幹線道路(図3を参照)での観測期間中の交通量を調査した。その交通量(車種別・時刻別の通過台数)に車種別の燃費原単位を掛け合わせて燃料消費量を計算し、最終的に自動車排熱量を算出して、それを数値モデルの最下層に与えている。

5. 地上気温の実測とシミュレーションの比較

平日期間における地上気温(1m高度)の実測とシミュレーションの結果を図4に掲げる。2-1節で述べたように、CMでは気温を鉛直1次元で計算しているため、計算気温を街区平均された実測気温と比較する必要がある。その実測平均気温に最もよく一致するのは、神田・日本橋両街区ともオフィスワークがあり、自動車排熱がないときの計算気温(図中の○印)である。一方、オフィスワークがなく、自動車排熱もない計算(図中の×印)では日中に過小評価に、オフィスワークがあり、自動車排熱もある計算(図中の□印)では日中、過大評価になっている。これは、自動車排熱の気温への影響が幹線道路沿いのみに限られていることと(大橋ほか, 2003)、オフィスワークによる冷房排熱が気温の上昇に効いていること

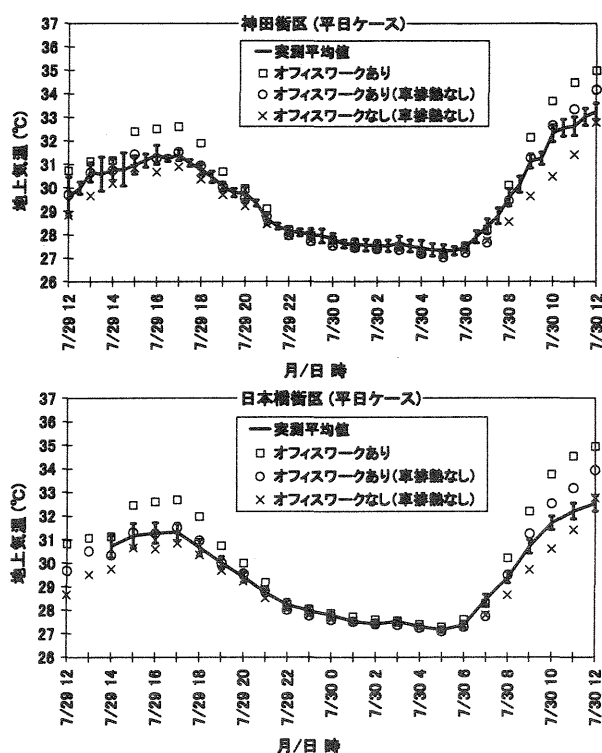


図4 平日期間(2002年7月29~30日)における地上気温の実測平均値(実線;エラーバーは標準偏差)とモデル計算値(マーク)の比較。上が神田街区で、下は日本橋街区での結果。

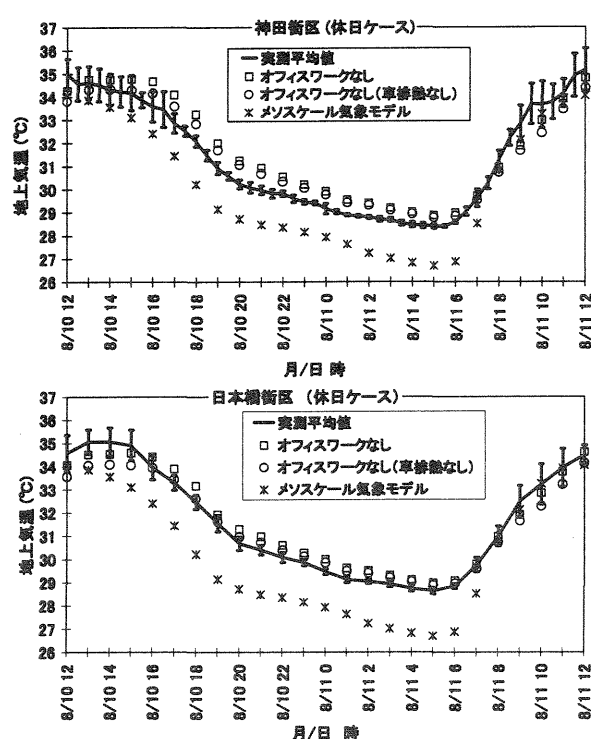


図5 図4と同じ。ただし、休日期间(2002年8月10~11日)における結果。×印は、メソスケール気象モデルによる計算結果を示す。

を意味している。

休日期间を対象としたシミュレーションでも実測によく一致している(図5)。自動車排熱量は平日に比べて小さく、気温上昇への影響が小さい(図中の□と○印の差)。また、この期間を対象にしてメソスケール気象モデル(DryARD; Ohashi and Kida, 2002)を用いた計算をおこなった(東日本を含む領域で、最小2kmの水平解像度)が、計算されたこの地域の地上気温は特に午後から夜間にかけて、実測値とCM-BEMの計算値よりかなり低くなる(図中の×印)。

6. おわりに

都市地上気温の実測との比較を通して、都市気象・ビルエネルギー連成数値モデルの検証をおこなった。モデルは平日の気温、休日の気温ともかなりよく再現できており、今後の都市熱環境の予測・評価に有効なツールであると言える。

また、平日期間を対照とした計算から、冷房負荷から排熱に至るまでのビル内での人間活動をきちんとモデル化してやることが都市気温の再現に必要であることがわかった。

引用文献

- Gambo, K., 1978: Notes on the turbulence closure model for atmospheric boundary layers, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **56**, 466-480.
- Jurges, W., 1924: Der Wärmeüberergang an einer ebenen Wand, *Beihefte zum Gesundheits-Ingenieur*, Beiheft 19.
- 亀卦川幸浩・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.
- 日下博幸・西森基貴・安成哲三, 1998: 最高・最低気温偏差の季節性を利用した都市化に伴う気温上昇率の推定, *天気*, **45**, 369-378.
- Ohashi, Y. and H. Kida, 2002: Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model, *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 30-45.
- 大橋唯太・玄地裕・亀卦川幸浩, 2003: 東京都心の街区内気温の空間分布とその形成要因について, *環境情報科学論文集* **17**, 59-64.
- 大橋唯太・平野勇二郎・玄地裕・亀卦川幸浩・近藤裕昭・吉門洋, 2004: 都市気象・ビルエネルギー連成モデルを用いた事務所街区内気温の数値シミュレーション, *水工学論文集*, **48**, 133-138.
- Ohashi, Y., Y. Genchi, H. Kondo, Y. Kikegawa, H. Yoshikado, and Y. Hirano, 2004: Influence of air-conditioning waste heat on air temperature at the Tokyo office area during summer season: Numerical experiments using the urban canopy model coupled with the building energy model, *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.

NHMミニスーパーによる「おろし風」の数値実験

金森恒雄*、大谷修一（広島地方気象台）、片岡文恵（岡山大学）

1. はじめに

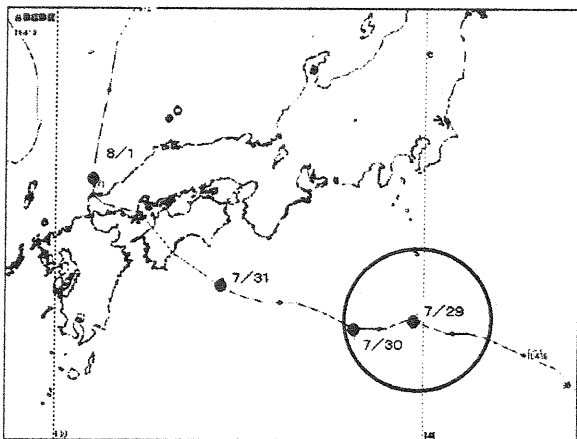
昨年12月から、地方気象台でも気象庁の防災情報モデル開発システム（通称ミニスーパー）の利用が可能となり、手軽に数値実験が出来るようになった。今回、このモデルを活用し、おろし風の調査を行ったので報告する。調査事例は、今年、台風第10号によって、岡山県の奈義町で吹いた、おろし風である。

2. 調査事例の実況値

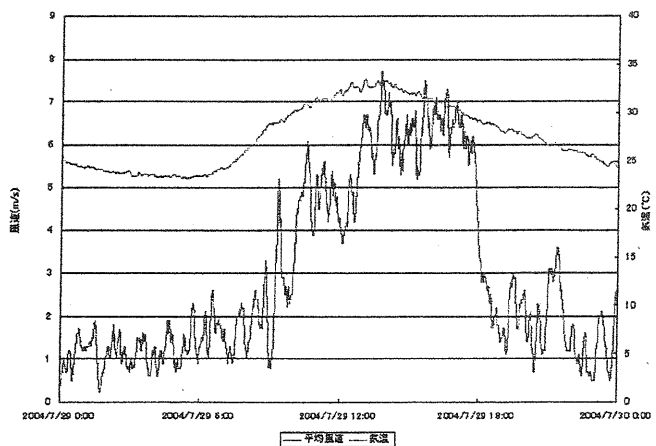
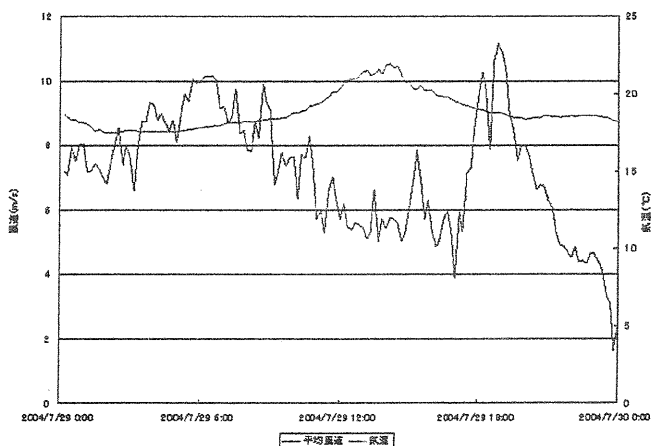
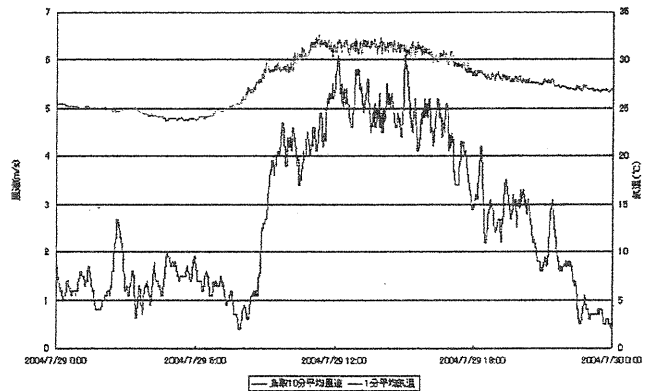
第1図に台風第10号の台風経路図を示す。関東のはるか沖合にある7月29日（図○印）に、岡山県の奈義町では、広戸風と呼べるほどの強風ではないが、おろし風が吹いた。また、この台風は31日には、高知県西部から、広島市付近を通過し、8月1日に日本海に抜けて熱帯低気圧になった。この時、広島県では、大雨となり浸水や自主避難などが相次ぎ、交通機関に大きな乱れがでた。

岡山大学では、広戸風の解析のために那岐山山頂で気象観測を行っている。また、奈義町役場でも同様に観測を行っている。これらの資料を使い、簡単な解析を行った。

第2図に、鳥取地方気象台、那岐山山頂、奈義町の各気温と、風速の変化を示す。おろし風は、29日9時頃から18時頃にかけて発生した。



第1図 T0410の台風経路図



第2図 気温と風速（上から鳥取、那岐山、奈義町）

鳥取では、7時過ぎから風向は北北西に変わり、その頃から気温は上昇に転じた。9 時頃から風速が急に強まり、その後、風向は北から北北東へと変化し、夜には弱まった。風速は、最大で 6m/s 程度であった。

奈義町でも同じように 7 時頃から気温は上昇し始め、その後 9 時頃から風速は急に強まり、18 時頃まで続いた。風速は、最大で 8m/s 弱程度であったが、おろし風と思われる風が吹いた。

那岐山山頂の風は、前日から 8m/s 前後の北よりの風は吹き続けていたが、奈義町で風速が強まっている期間、風速は 6m/s 程度まで弱まった。

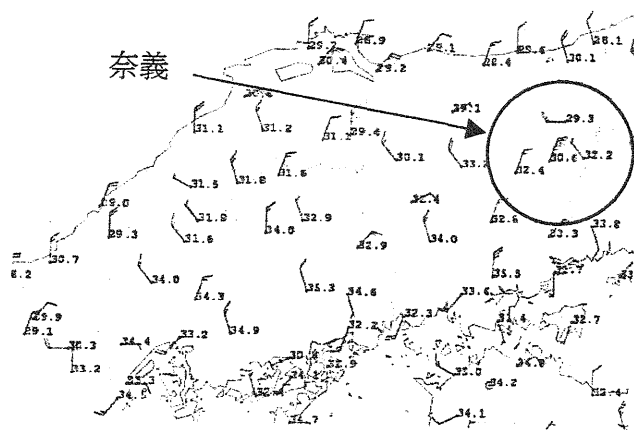
鳥取と奈義町での気温変化、風の強まるタイミングは、ほぼ同時であった。

第 3 図に、アメダス平面図を示す。時間はおろし風が最盛期であった 14 時のものである。中国地方は全般に北寄りの風が吹いており、特に奈義では他の地点より風が強まっているのが分かる。

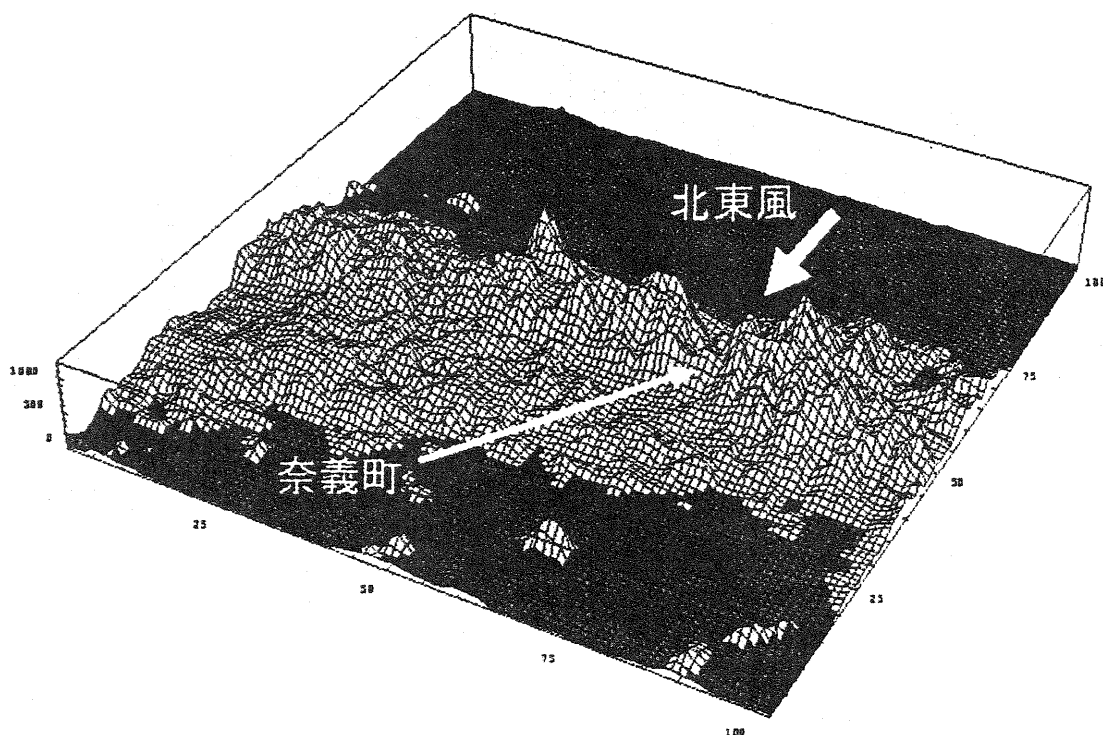
3. NHM スーパーの実験結果

現在、気象庁の予報現場に提供されている MSM (NHM) モデルは、格子間隔 10Km である。おろし風は、数キロメートル規模の現象であり、このモデルでおろし風を表現する事は困難と思われる。

今回は、ミニスーパーで格子間隔を小さくして計算を行った。使う初期値は MSM の 10km 格子データである。この初期値から計算できる格子間隔は 5km が限界との事である。そこで、最初は 5km 格子間隔で計算させ、この結果を初期値(親)として、更に、2km 格子間隔で計算させた。(ダブルネステング) この 2km 格子 (102×102) の地形データを 3D 化したものを第 4 図に示す。中国山地、そして那岐山付近の地形も明瞭に再現されており、地形効果が期待できる。



第 3 図 アメダス平面図 (14 時)



第 4 図 NHM 計算に使った 2Km 格子の地形

初期値は、29日3時を使用し、9時間先まで計算した。つまり、29日4時から12時までの予報を行ったことになる。

第5図に、9時(FT=6)の地上風、気圧、降水の平面図を示す。海上では、北北東の風であるが、鳥取県の沿岸付近では弱まり、中国山地を超えるところから強まり、超えた後更に強まり、奈義町付近が最も強まっており、数値としては6m/s前後の風速となっている。風向の分布は、アメダス平面図と比較しても良い対応を表現していると思われる。

第6図に、4時(FT=1)から9時(FT=6)まで那岐山を通る南北の線上に切り出した鉛直プロファイルを示す。表示項目は、温位、風速である。地上付近の温位は300K、上空にいくに従い温位は上がり、5000mでは323Kと安定場が形成されている。また、那岐山の北斜面(右)でなだらか、南斜面(左)は急斜面と地形も良く表現されており、おろし風が発生しやすい形状となっているのが良く分かる。等温位線は、山の北斜面で盛り上がり、そして南斜面で急激に落ち込んでいる。つまり明瞭なハイドロリックジャンプが表現されており、それに対応して、南斜面で風速も強まっている。計算時間帯で、ある時間においては10m/s程度の風速となっており、実況値の風速とも対応が良かった。

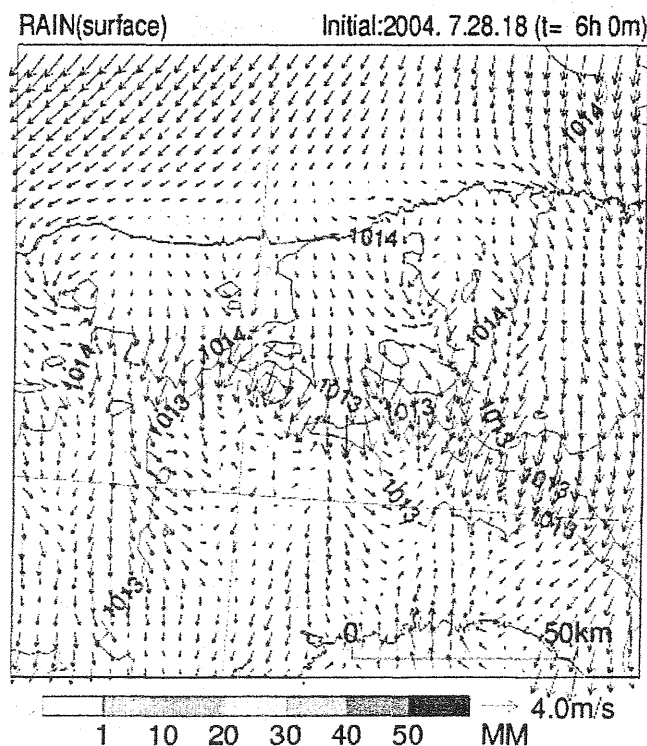
4. まとめ

今回の事例は、奈義町では8m/s程度の風で、広島風と呼べる暴風事例ではない。しかし、奈義町の観測データから、風が強まっている期間は、気圧の下降が確認でき、おろし風の強風であると言える。

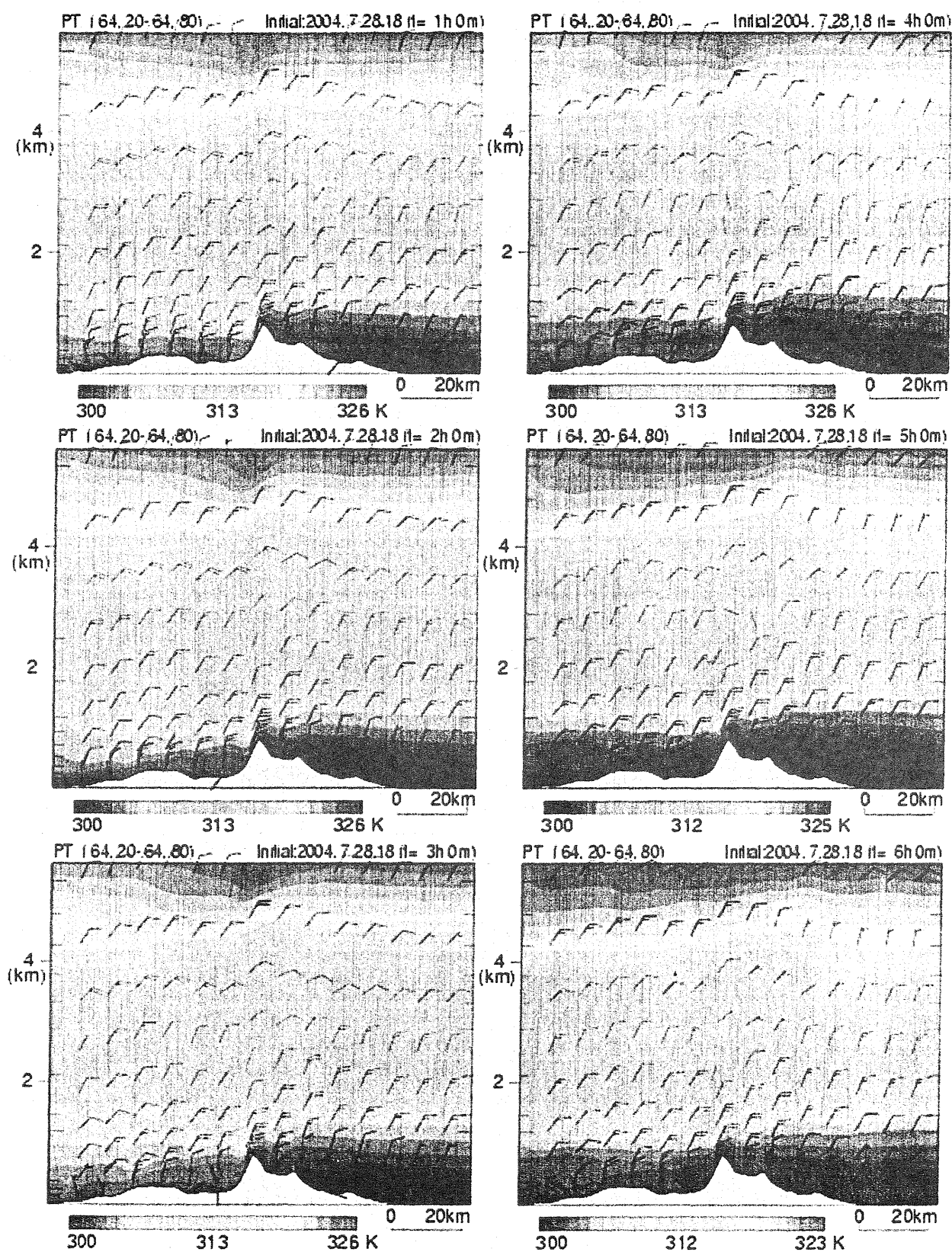
また、那岐山山頂では、おろし風が発生している期間、風速が弱まっているが、この理由について検討した。那岐山の観測地点は、山頂付近南側の奈義町寄りに設置してある。鳥取県側の下層風が北寄りに変わり、成層状態は安定した場の中を、上から押さえられるように下層風が北から南に向かって吹き始め、それが山頂付近で吹き上がる風となり、いわゆるジャンプをする事により、山頂の風速計では位置的に捕らえにくくなり、風速は弱まったと考える。つまり、ハイドロリックジャンプを表現している事になると考える。

今回、NHMスーパーにより格子間隔を狭くし、数値実験を行った結果、おろし風、地上の風分布などの実況値を良く表現できた。今後、2Km格子間隔程度の数値予報資料が予報現場に提供されれば、更にメソ現象の予測も可能となると思われる。

今回の調査を通じて、広島地方気象台松本観測予報課長には、有益なコメントを頂きました。紙面を借りてお礼申し上げます。



第5図 NHMの平面図(地上風、気圧、降水)



第6図 NHMによる断面図 (温位、風)

現地観測を中心とした広戸風の事例解析

*片岡文恵(岡山大学大学院自然科学研究科), 塚本修(岡山大学理学部), 金森恒雄(広島地方気象台)

1. はじめに

「広戸風」は、岡山県北東部に位置する奈義町また勝北町に吹く北よりのおろし風である。町の北側には那岐山(標高 1255m)を始めとし、滝山(1197m)、爪ヶ城(1076m)、山形仙(791m)など、1000m 級の山々が連なっており、鳥取との県境をなしている。山形県の「清川だし」、愛媛県の「やまじ風」と並び、日本三大局地風の一つに数えられ、昔から建物や農作物などに多くの被害を与えている。この地域に古くからある家では、現在も家屋の北側に、けやきや竹を主体とした木背を作るなど、風から生活を守るための様々な工夫、風土が多く残っている。

広戸風の研究は、古くは 1925 年から行われており、被害状況の調査はもちろん、事例解析など、気象学的見地からも多くの研究がなされてきた。中村ら(2001)は、那岐山頂に風向風速計、温湿度計、気圧計などの観測機器を設置し、広戸風の構造解析や発生条件解明などの研究を行っている。森藤ら(2002)は、奈義町の一般風の調査やビデオを用いた風枕の現地観測、また数値モデルを用いたおろし風の再現などを行っている。

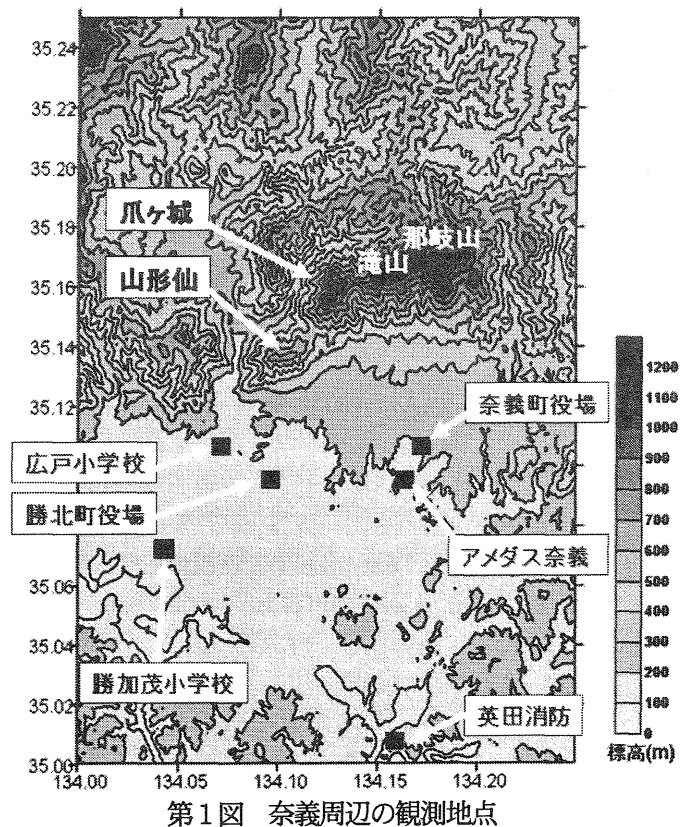
今回は、2003 年～2004 年にわたる広戸風の発生事例をもとに、那岐山頂データを始め、2003 年に設置された鳥取ウインドプロファイラ、米子高層観測、また第 1 図に示す奈義周辺の現地観測を中心に事例解析を行った。

2. 広戸風の発生メカニズム

広戸風は台風または低気圧が、那岐山より南側を通過した場合、特に四国から紀伊半島を通過する際によく発生する。

広戸風が発生する要因として地形が大きく関わっている。奈義町の北側には、那岐山、滝山という 1000m 以上の山々が存在し、この南斜面は傾斜約 5 分の 1 と急になっている。これら

の斜面を強風が下ることによって発生する広戸風の被害は、奈義町とその西にある勝北町で報告されているが、特に被害の大きいのは奈義町である。これは、那岐山とその西にある滝山との鞍部の風下に奈義町が存在すること、またその反対側では千代川を中心にV字型に広がる谷を形成していることによる。中村ら(2001)によると、鳥取の風が 360° (北)～ 22.5° (北北東)の時に、ほとんどの広戸風が発生していることより、風上側からの北風が、千代川の谷によって水平的な収束を受け、風速が増大すると考えられる。この収束された気流が山を越えて、風下側に大きな波をえがき、山麓の地面を激しく打って再びはね上がる(hydraulic jump)という仕組みで、広戸風が発生する。



第 1 図 奈義周辺の観測地点

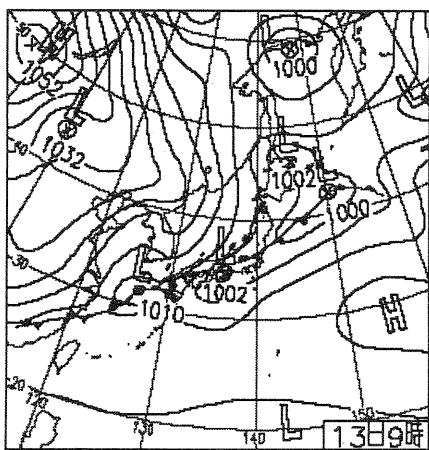
第1表 広戸風解析事例一覧

事例番号	事例	那岐山頂	奈義町役場	広戸小学校	勝加茂小学校	アメダス奈義	アメダス智頭	鳥取地方気象台	安定層高度
	風(m/s)	平均 瞬間	平均 瞬間	平均 瞬間	平均 瞬間	平均	平均	平均	(hPa)
事例1	2003/9/20-22(T0315)	/	4~11 10~21	5~13 10~28	5~9 13~20	2~9	2~4	5~9	800~700
事例2	2003/10/12-14(L)	10~14	2~10 5~21	5~15 7~30	4~9 8~25	4~10	2~5	3~7	800~750
事例3	2003/11/25-27(L)	/	3~9.5 5~21	3~9 6~19	3~5 7~20	3~11	1~5	4~8	800~750
事例4	2004/7/29-31(T0410)	6~11 8~15	2~7.5 4~14	/	4~6 6~14	3~7	2~5	3~6	850~800
事例5	2004/9/28-30(T0421)	12~18 20~29	15~23 25~42	/	/	12~20	3~5	7~13	800~700

3. 事例解析

森藤(2002)以降の広戸風の事例として、第1表に示す5つの事例を解析した。事例5はT0421に伴う風として、奈義町役場で瞬間風速42m/sを記録するなど、ここ数年で最も顕著な広戸風であったが、現在まだ解析中である。ここでは比較的「おろし風」が顕著であり、データの揃っている事例2を中心に報告する。

●事例2:2003/10/12~14 (南岸低気圧)



第2図 2003年10月13日9時の地上天気図

前線を伴った低気圧が四国から近畿を横断した13日の朝6時半頃より気圧が下がり始め、同時刻より奈義町周辺では急激に強い風が吹き始めた。(第3図(b)参照) 奈義町役場では、平均で4~11m/s、瞬間で21m/sの強い風が吹いた。また、勝北町役場では平均7~14m/s、広戸小学校や勝加茂小学校でも平均10m/s前後、

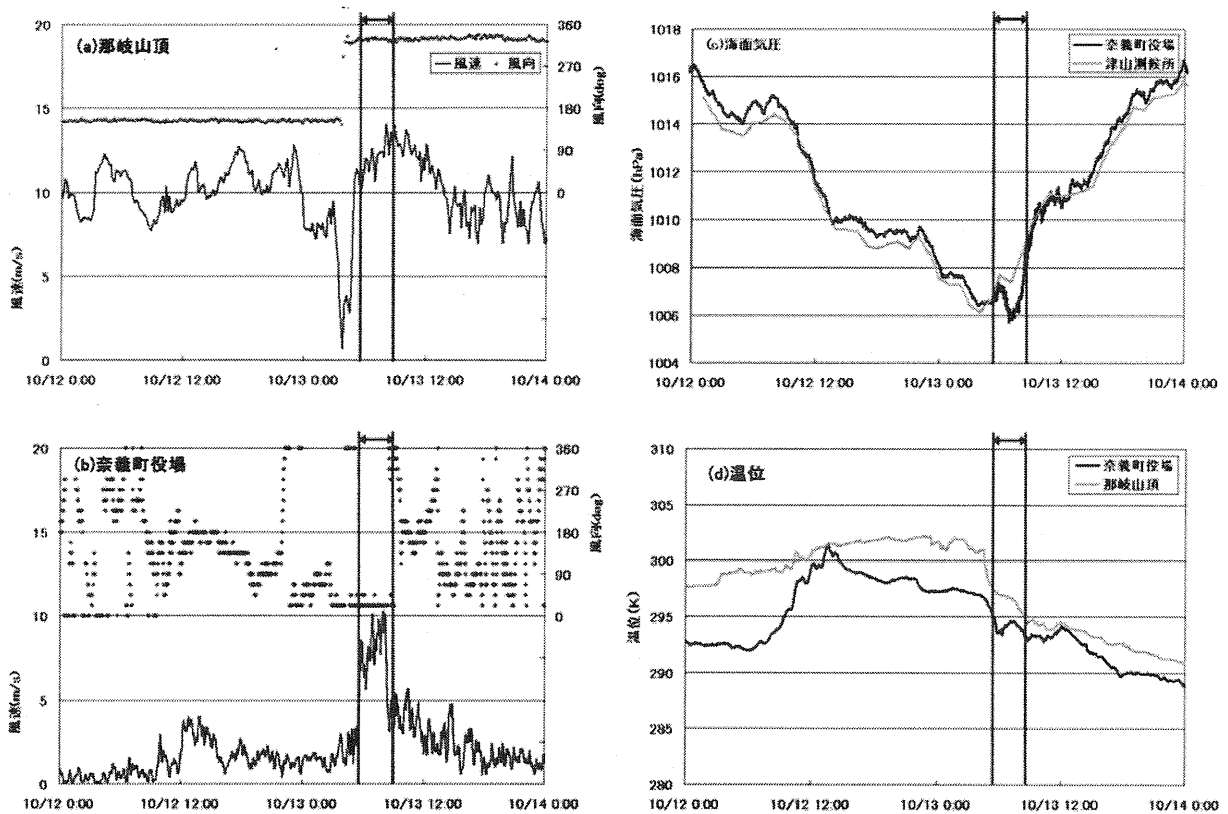
また瞬間では25m/s前後と奈義町同様の強い風となっていた。しかし、奈義町から約20km南に位置する英田消防署では、東よりの弱い風となっていた。

第3図(a)で見ると、那岐山頂では奈義町で「おろし風」が発生する前から南よりの強い風が吹いていたが、発生時にはほぼ同じタイミングで、風向が南よりから北よりに急激に変わっている。同様の傾向が、鳥取ウインドプロファイルの1287m(那岐山とほぼ同高度)の風データでも見られた。この風向変化により、那岐山頂や山麓では気温が下がり始めた。

また森藤ら(2002)の報告にあるように、広戸風発生前に奈義町ではまとまった降水があることが多い。今回の事例においても、5mmとわずかながら降水が観測され、「おろし風」の発生前にはやんだ。

第3図(c)には奈義周辺での海面気圧を示す。奈義町役場では周辺の観測点に比べて1~1.5hPa程度の気圧の急降下が見られた。この局所的な気圧降下は、奈義町役場付近に「おろし風」が吹いたことを示す。

また、温位においても、「おろし風」が確認できた。(第3図(d)参照) 風上側の鳥取において、温位は13日午前1時頃より急激に下がり始め、午前4時半頃には那岐山、次いで風下側の奈義町役場、津山、英田消防と北から順に下がり始めた。また広戸風発生時には、那岐山と風下側の観測点の温位が近くなっており、温位が保存されたことを示している。

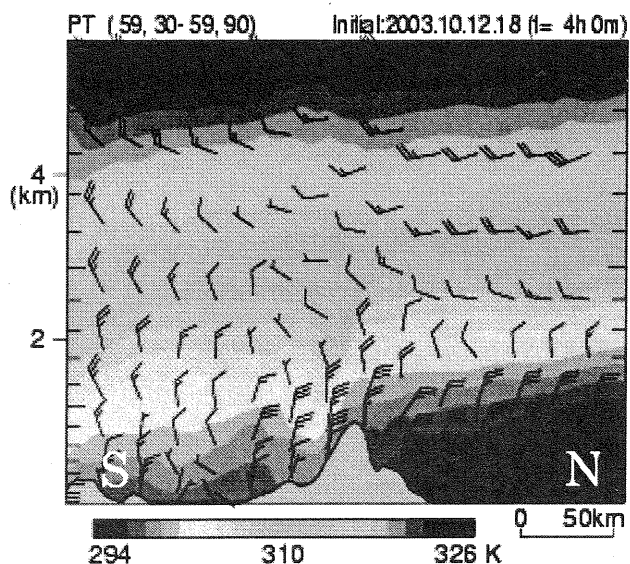


第3図 おろし風発生前後の風速風向・海面気圧・温位の時系列変化(⇔は広戸風発生時刻を示す)
(a)那岐山頂の風向風速 (b) 奈義町役場の風向風速 (c)海面気圧 (d)温位

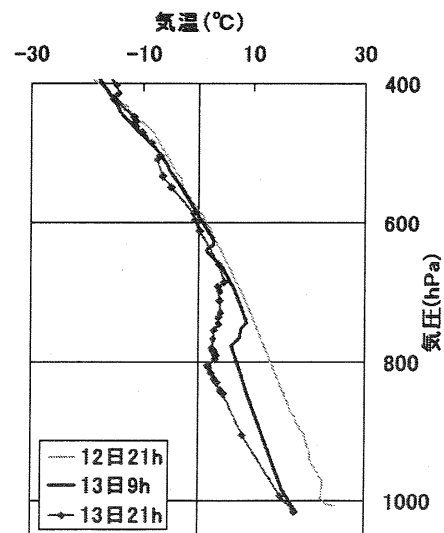
同様に温位の保存は、数値モデルでも表現することができた。第4図は2003年10月13日午前3時を初期値とし、計算を行ったNHM(非静力学数値予報モデル)の結果である。時間は初期値から4時間後、つまり広戸風最盛期の午前7時頃を示している。図では安定な温位成層であることに加え、那岐山の南側斜面に沿って等温位線が下がっていることがはっきりと現れて

いる。つまりこれは上空の温位を保存して、空気塊が斜面に沿って吹き降りる「おろし風」を示している。

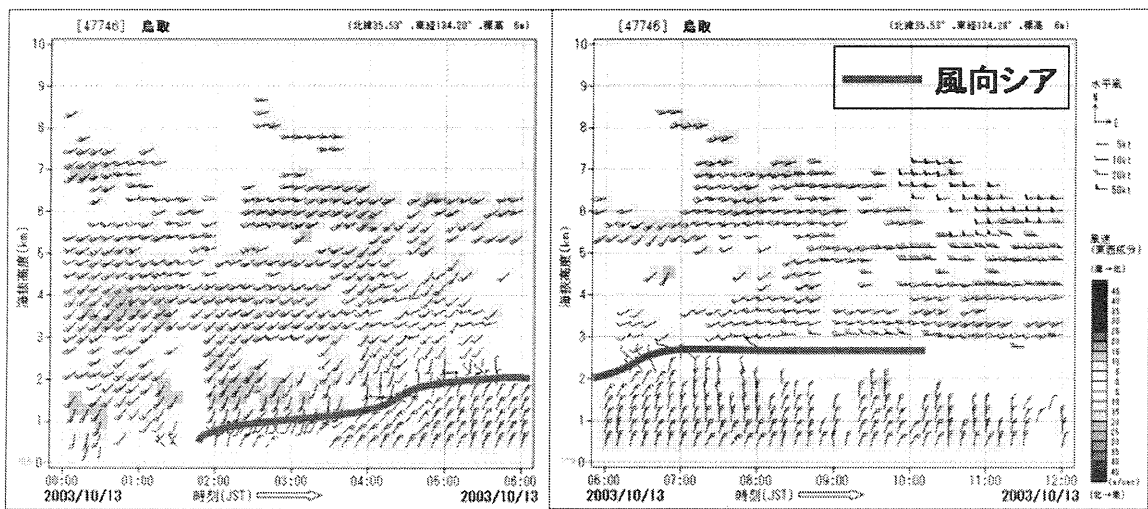
また、この図において高度2000m付近を境に、それより上層では風速が弱まり、風向もやや西よりになっていることが示されている。実測値である米子の高層観測では、800~750hPa付近に同様の風向シア、また気温プロファイル



第4図 NHM 数値モデル結果
(10月13日午前7時)



第5図 米子高層観測による気温プロファイル



第6図 鳥取ウインドプロファイル (— は風向シアを示す)

においても安定層が見られた。(第5図参照) 特に、13日午前9時には気温減率が $-8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ と顕著な逆転層になっていた。

さらに、鳥取ウインドプロファイルでは、風向シアを時系列で見ることができる。(第6図参照) 13日午前2時頃から、下層風が南よりから北よりに変わり始め、その後北よりの下層風は徐々に高度を上げ、広戸風発生時刻の13日午前5~6時頃には高さ2000~2500mに達した。同時刻、那岐山頂でもちょうど風向が南よりから北よりに変わったことから分かる様に、この時初めて北よりの下層風は山を越えることができたと思われる。

米子の高層観測では、13日午後21時においても安定層が800~750hPa付近に見られた。しかし、この時刻ではすでに「おろし風」ではない。これは、鳥取ウインドプロファイルで見えるように、下層風はまだ北よりではあるが、「おろし風」を発生させるだけの強度を持っていなかったためと推測される。

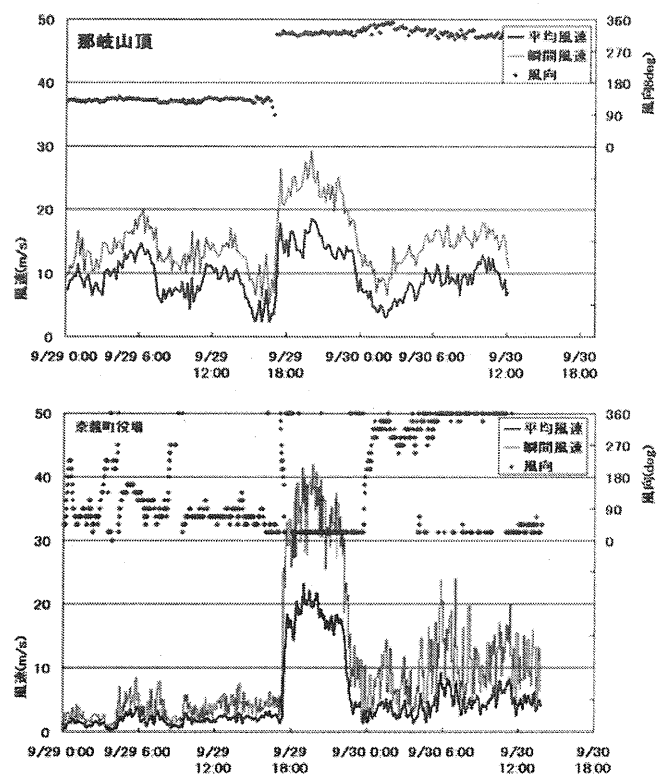
4. まとめと今後の課題

今回は、地上観測と風上側の鳥取・米子の高層観測を中心に解析を行った。広戸風発生は、地形はもちろん、風上側の風の鉛直分布と大気の安定度に大きく依存している。また安定層の存在する高さも非常に重要である。

今後は、浅水流理論を用いたフルード数による解析、また2004年9月29日(T0421)に大規模に発生した広戸風の事例(第7図)を詳しく解析し、報告する。

参考文献

- 中村みゆき, 2002: 那岐山山頂における観測からみたおろし風(広戸風の発生条件), 天気, 49巻2号, 129-139
- 森藤香, 2001: 現地観測に基づく那岐山からのおろし風の研究, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第94号, 16-19
- 森藤香, 2002: 台風接近時における広戸風発生条件の検討, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第97号, 28-31



第7図 T0421に伴う広戸風の風向風速 (上; 那岐山頂, 下; 奈義町役場)

三次盆地の霧の長期的変化について (Ⅱ)

宮田賢二*、岡村温子 (県立広島女子大学生活科学部)、瀬戸信也 (広島県保健環境センター)

1. はじめに

昨年、野元の報告 (宮田他、2003) に触発されて三次盆地の霧の長期的変化についてこれまでの調査結果をもとに調べてみた (宮田、2003)。その結果、三次盆地では野元が示したほかの盆地のような減少傾向は明確には認められなかった。

その一方で地元の人の中には最近の霧は以前の霧と比べて、その特徴がかなり変化しているという方もいる。これは筆者の一人の印象とも一致している。霧は観測者の視覚に依存する定性的で、あいまいさをともなう気象現象であるので、その長期的な変化をとらえるにはいろいろなデータによって調べることが必要である。

今回は、この例会でも何度も報告した (宮田、2002) 三次盆地の中央部の山の上に設置したビデオカメラによる連続観測データを解析してみた。観測は1997年から2002年までの6年間で、期間は短い性質の異なるデータから何が分かるかを調べたものである。なお盆地のやや北部に位置する地点で同じような観測を1991年11月から1993年10月までの2年間行っている (宮田、1994)。その観測結果も比較資料として解析した。

霧の長期的な変化の原因として野元は北タイでは森林面積の減少による水蒸気量の減少が、わが国の山間盆地では水田面積の減少による乾燥化を挙げている。三次盆地では都市化の影響なども考えられる。長期変化の実態の調査とともに、これらの要因の変化についての検討も必要だと考えている。

2. 解析方法

これまで行ってきたビデオ観測では夜間の霧の観測はできないが、日の出後の霧について広い範

囲の霧の様子を詳しくかつ連続してとらえることができる。これまでの解析は主に霧の変動性あるいは多様性をとらえることに重点を置いてきたため、解析項目を増やして細かい特徴をとらえるようにしてきた。しかしそのような解析は霧の長期的な変化をとらえるには必ずしも適しているとはいえない。

今回は、ビデオ観測でないと分からない広域的な霧発生状況の変化と、ビデオ観測と自動車道データとを組合せた鉛直構造の変化を中心に解析を行った。また霧の特徴の変化についても定性的な解析を行った。

広域的な霧発生状況の変化は、盆地全体に霧が発生した場合 (霧の海タイプ) と、部分的に発生した場合 (部分的な霧タイプ) を区別して調べた。霧の鉛直構造の変化は、ビデオ観測と自動車道での霧観測とを組み合わせ、霧が上空にも地上にも観測されている場合 (地上まで発達した霧) と、上空にはみられるが地上では観測されていない場合 (層雲的な霧) についてそれぞれの変化を調べた。なおこの分類では霧の海タイプと部分的なタイプの区別は考慮していない。

3. 解析結果

3.1 広域的な霧発生状況の変化

図1は、2つのタイプの霧日数の経年変化を示す。両方を合わせた日数はやや減少気味である。内訳をみると霧の海タイプが1998年以降一貫して減少しているが、部分的な霧は1999年以降やや増加しているようでもあるが、変化の傾向はそれほど明らかではない。

図2は、タイプ別の年変化の経年変化をみたも

のである。両方の日数の減少は主に冬期の減少によることや、冬期の減少は部分的な霧の寄与が大きいようであるが、それほど明確とはいえない。部分的な霧の1999年以降の漸増傾向は夏期の増加によるようである。

なお図は示していないが、雨霧などのためカメラの視界が不良となり、霧の判定ができない日数が1999年以降増加していることも注意される。

3.2 霧の鉛直構造の変化

図3は、地上まで発達した霧と層雲的な霧の変化を調べたものである。データの整理ができていないためわずか4年間の結果しかない。このためはっきりした傾向はわからないが、どちらの霧もやや減少しているようにみえる。

図4は、それぞれの霧の年変化の経年変化を調べたものである。これまでの研究で明らかにされた地上まで発達した霧は秋期に多く、層雲的な霧は春から夏の時期に多いという傾向は変わっていない。

霧の鉛直構造の2つのタイプのいずれもがやや減少しているのは、3.1の解析と比較すると広域的な霧の海のタイプの減少に対応している。この4年間にわたるかぎり、タイプによる違いはそれほど明確にはみられないといえる。

3.3 霧の特徴の変化

ビデオ画像からの印象として、全体として次第に大きな広がりを持ったどっしりした感じの霧が少なくなっているようにみえる。

4. 霧の変化の要因について

野元は日本の山間盆地で一部の地域を除き、暖候季の霧が1970年代に入って劇的に減少しはじめた原因として、減反政策による水田面積の減少が水蒸気の供給を減らし乾燥化したためであるとしている。大橋ほか(2004)は三次盆地のような大規模な霧の場合、水蒸気の供給源は盆地の外側の土壌や森林であることを数値実験で明らかにして

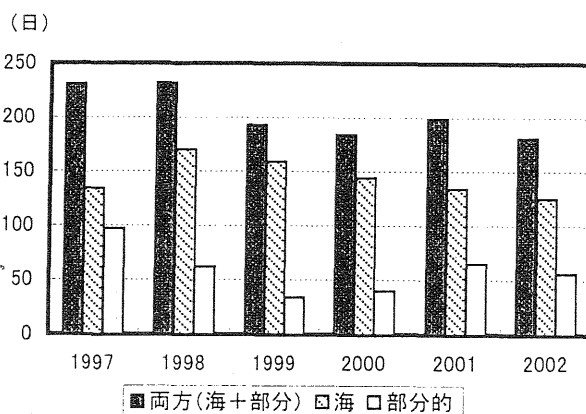


図1 広域的な霧発生状況の長期変化(日)

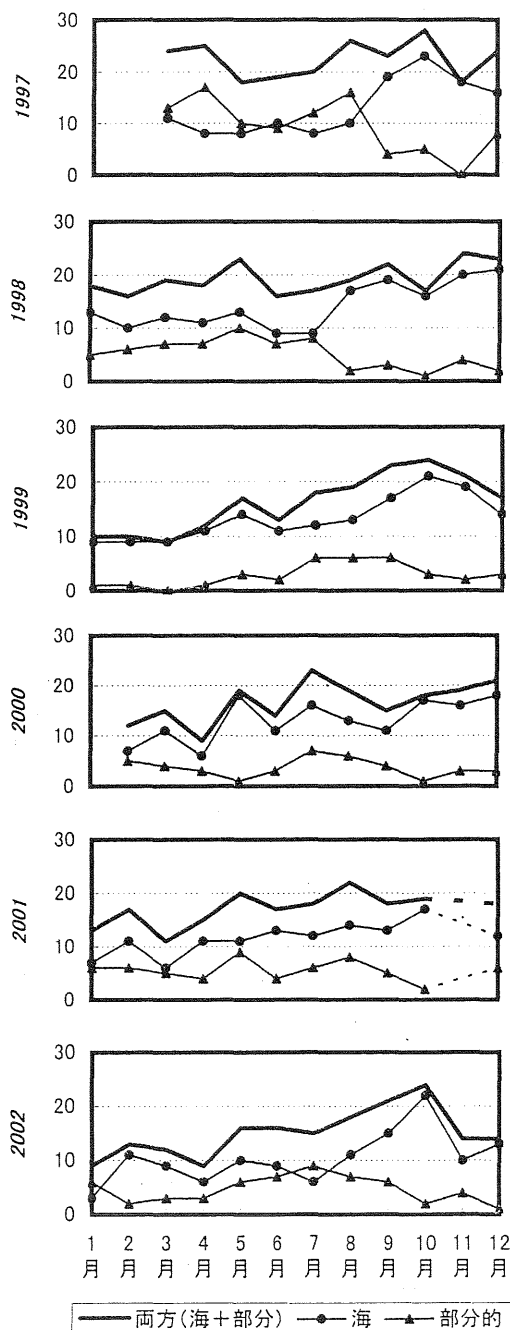


図2 広域的な霧発生の年変化の長期変化

いる。ただ小さな盆地の霧や局所的に発生する霧の場合は水田のような水蒸気源の減少は影響する可能性があるとしている。三次盆地は全体の規模は大きい、盆地内は地形の起伏や河川の分布などが複雑である。さらに中心部の市街地の都市化の影響なども考えられ、霧の変化の要因については単純ではない。

5. まとめ

わずか6年間と4年間という短い期間ではあるが、ビデオ観測という連続した観測記録と自動車道のデータを解析してみた。

その結果、山の上から観測された霧はわずかながら減少していることがわかった。とくに霧の海のタイプの霧が減少しているのに対して、部分的な霧はそのような変化はとくにみられない。自動車道での霧データと組み合わせて解析した結果、地上にまで発達したとみられる霧と層雲的な霧のいずれも少し減少傾向が認められた。しかし季節変化の特徴にはとくに変化はみられなかった。

今後、さらに詳しい解析を行うとともに、1991年～1993年の観測との比較や変化の要因についての詳しい調査を行うことが課題である。

参考文献

宮田賢二他, 2003: 盆地における霧の発生および維持機構とその予知予測に関する研究集会, 京都大学防災研究所研究集会, 14K-03.

Nomoto, S. and Takeyama, A., 1998: Changes in the number of foggy days in Japan since 1951, Sci. Rep. Fac. Educ. Gifu Univ. (Nat. Sci), 23(1), 1-7.

宮田賢二, 2003: 三次盆地の霧の長期的変化について, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第100号, 21-23.

宮田賢二, 2002: ビデオカメラによる三次盆地の霧の広域観測(V), 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第97号, 32-34.

宮田賢二, 1994: 三次盆地の霧の研究, 広島女子大学地域研究叢書XV, 溪水社, 255pp.

大橋唯太他, 2004: 局地循環による水蒸気輸送と盆地霧発生に関連性-広島県三次盆地を対象とした数値実験, 天気, Vol. 51, No. 7, 509-523.

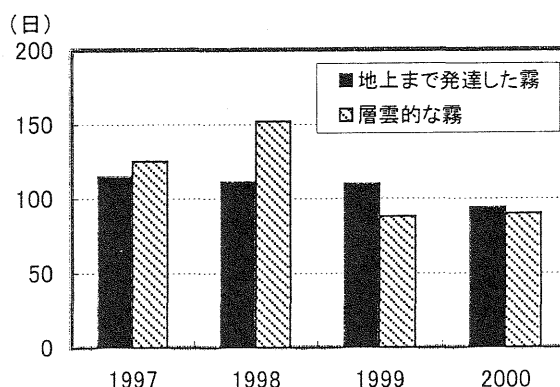


図3 霧の鉛直構造の長期変化

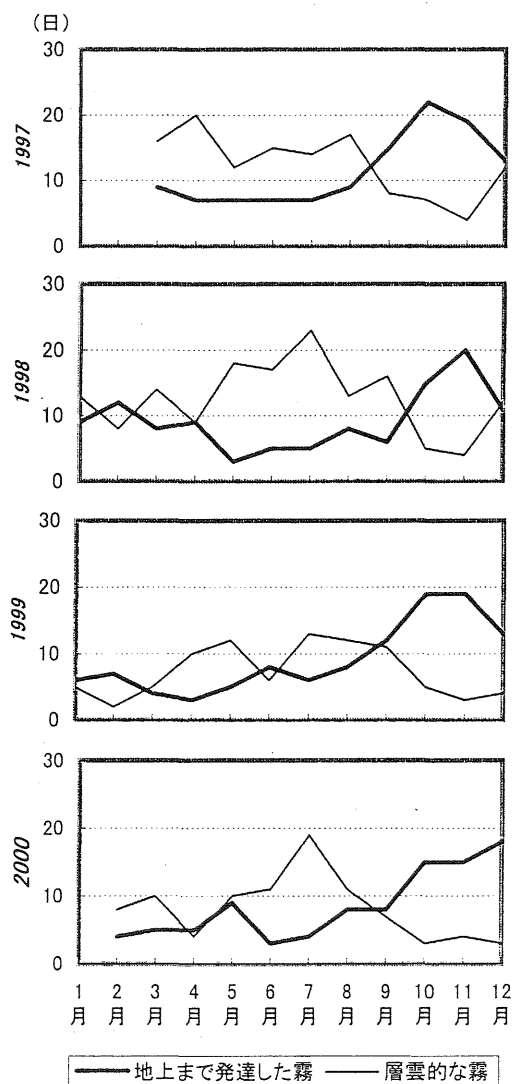


図4 霧の鉛直構造の年変化の長期変化

高速道路における霧による視程障害の実態に関する研究

—中国地方を中心として—

* 宮田賢二、岡村温子（県立広島女子大学生生活科学部）、瀬戸信也（広島県保健環境センター）

1. はじめに

高速道路の管理のために実施された規制記録の中から、霧による視程障害が発生した時の記録を基に周辺地域の霧の実態についての解析をこれまでも度々行ってきた（宮田、1994ほか）。今回このような解析を全国規模で行うべくデータの収集と整理をはじめている。このようなデータの解析における問題点の検討と、中国地方の高速道路データの解析結果について報告する。

2. データと解析方法

霧による視程障害が発生した時に出される規制には走行注意、速度規制（50km/h、80km/h）、通行止めなどがある。規制はインターチェンジ（以下 IC と略称）単位で行われ、規制の開始と終了の時刻が記録として残されている。この記録を一種の霧観測データと見なして解析することが研究の目的である。

霧が発生する地域は原因にもよるが、内陸山地部や北海道などの海岸部が多い。これらの場所ではこれまでも霧観測は十分には行われてこなかったが、近年、測候所などの閉鎖により霧データは一層手に入れることが困難になっている。このため高速道路での霧データは正規の気象観測ではないが、高速道路の管理に係るシビアなデータであることを考えると、貴重な霧観測データとみることにもできる。そういう観点からこのデータの有効な活用方法を検討することは意味があると考えられる。また、霧の発生状況の解析は、酸性霧の沈着が環境に及ぼす影響を評価するうえでも重要である。

解析は、霧の発生場所、発生日数、発生・消滅時刻と持続時間などである。この解析に基づいて霧の発生場所の地域性や、発生状況の変動性などの実態を明らかにする。これらの結果と霧の発生機構の検討に基づいて霧による視程障害の予測方法を開発することも課題としている。また、近年、日本各地の山間盆地での霧発生日数が減少しているという報告がある（Nomoto and Takeyama, 1998）。この点についても調べる予定である。

全国の高速道路のデータを、できるだけ多くの期間にわたって入手することを計画したため、データ数が多いこと、データが電子的に提供される場合と紙データの形の場合とがあること、データの記録方式が全国的に統一されていない、などの問題がある。それらの問題を解決しながら貴重な霧データとして、興味のある研究者にも広く利用できるようにデータベース化することも考えている。

3. 結果と考察

本報では、速度規制（50km/h）と通行止めを“霧発生日”と定義する。ただし宮田（1994）と同様、2日に及ぶ霧でも1イベントの霧発生日は1日とみなす。実際、最も長い霧イベントの規制時間でも24時間以内であり、また1日のうちで2回以上の霧イベントが発生することはきわめて少ないので、この霧発生日の定義は妥当と考えられる。以下では中国地方で区間距離が長い中国自動車道（中国道）と山陽自動車道（山陽道）を主に解析する。解析期間は1999年1月から2003年12月までの5年間とし、季節の区分は春：3-5月、夏：6-8月、秋：9-11月、冬：12-2月とした。

3.1 霧イベントのIC区間毎の発生状況

ひとつの霧イベントの交通規制区間をIC区間別に集計して、霧の発生状況を検討した。

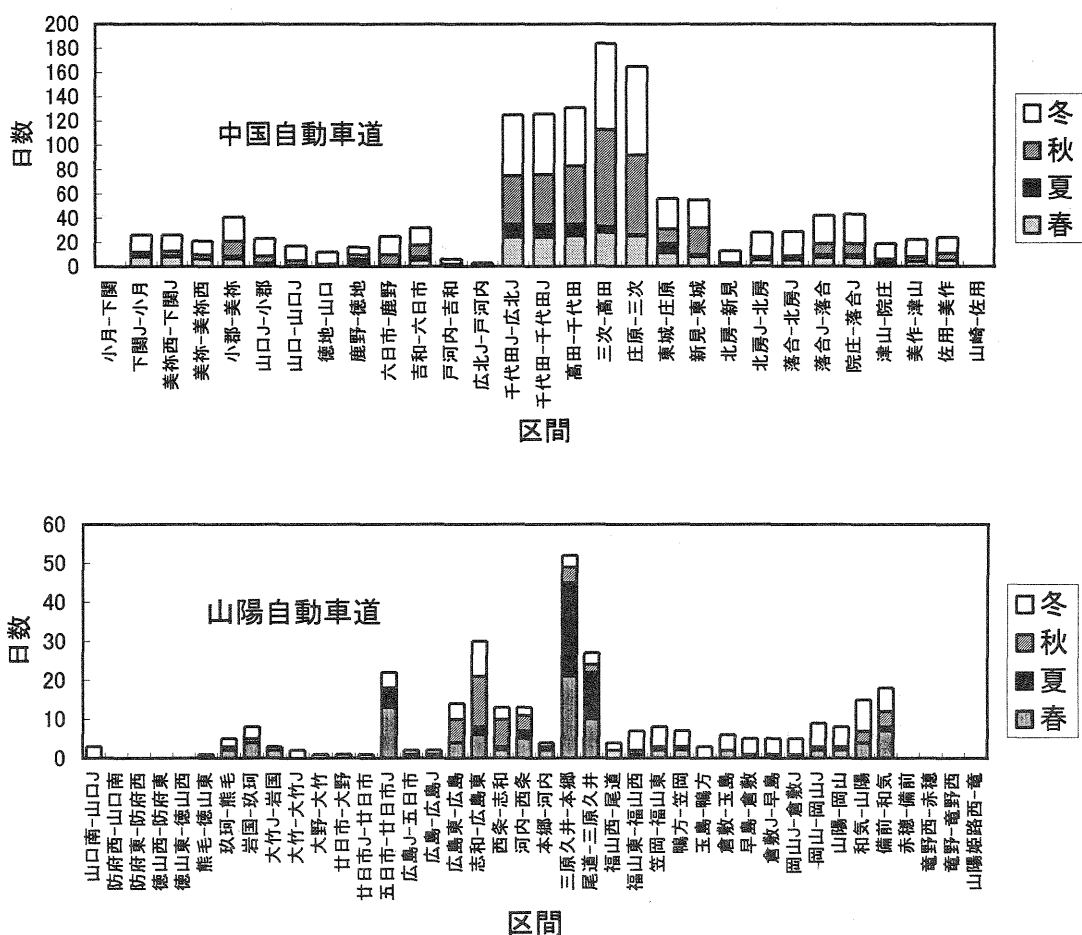


図1 IC区間毎の季節別霧発生日数

IC 区間毎の霧発生日数を季節別に図 1 に示す。年間の霧発生日数は、中国道の方が山陽道よりも顕著に多い。中国道では庄原から広島北 J までの区間が最も多く、このうち庄原から千代田 J にいたる区間は三次盆地に位置している。山陽道では三原久井一本郷間が比較的多い。季節別にみると霧は前者の区間では秋と冬に、後者の区間では夏と春に多く発生している。中国道の年毎の霧発生日数は図 2 のとおりである。霧が多く発生する区間はどの年もよく似たパターンであり、経年的な増減傾向はみられない。図は省略するが、山陽道では 2001 年以後はやや減少傾向にあるように見える。

霧が最も多く発生する IC 区間における霧の発生・消滅時刻は、両自動車道間で大きく異なっている (図 3)。つまり三次—高田間では霧は主に 23-6 時に発生し 7-10 時に消滅しているが、三原久井一本郷間は 1 日をとおして発生・消滅している。三次—高田間の霧の発生パターンを詳しくみると、2 つのピークに分かれており、この現象は三次盆地の霧の発生機構を反映している可能性がある。発生時刻の方が消滅時刻よりもバラツキが大きく、宮田 (1994) はこの現象を、発生時の方が気象条件の影響を受けやすいため、と解釈している。両 IC 区間での霧の持続時間を図 4 に示す。持続時間は冬の三次—高田間では 0-15 時間のバラツキがあり 6-7 時間が最も多い。一方、夏の三原久井一本郷間では大半が 6 時間以下である。このような霧の発生・消滅時刻と持続時間の状況から判断すると、三次—高田間の霧はそのほとんどが放射霧であり、三原久井一本郷間の霧は放射霧以外にも雨霧などがかなり混じっていると推測される。霧の種類を判定するには気象条件を詳細に検討する必要がある。

3. 2 霧イベントの空間・時間分布

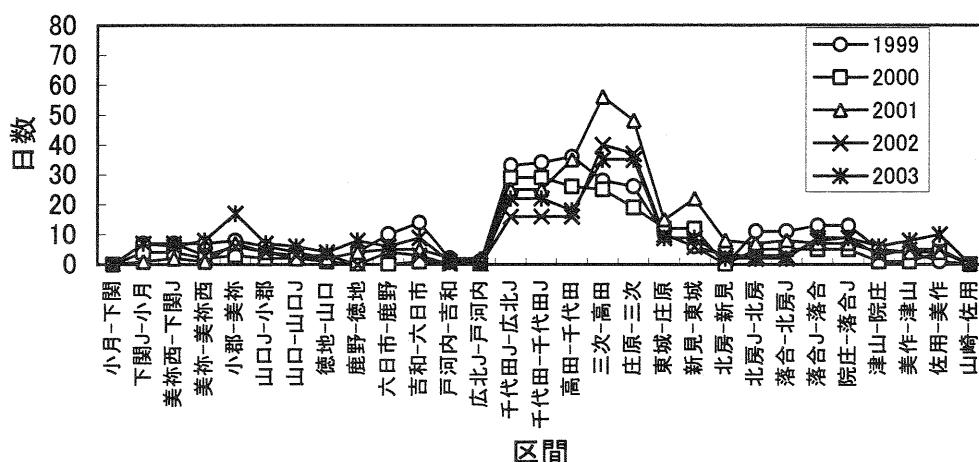


図2 IC区間毎の霧発生日数の年変化(中国道)

霧の空間分布と持続時間分布を調べるため、霧イベントを発生・消滅 IC 区間単位で解析した。霧による交通規制距離は、中国道の方がかなり長い(図 5)。すなわち中国道では 10-70km の区間が多く、山陽道ではほとんどが 20km 以下である。霧イベント毎の交通規制時間は、中国道では 3-9 時間が、山陽道では 1-4 時間が、それぞれ最も多い(図 6)。これらの事実から、中国道では濃い霧が広域的に発生し、その持続時間は山陽道と比べてかなり長いことが予想される。中国道での霧イベントの発生日数の上位 5 区間は、新見一東城間を除くとすべて庄原から広島北 J にいたる区間(66.2km)を含んでおり(図 7)、この地域で霧がひんぱんに発生していることを裏づけている。ここで高田・千代田と広島北 J の区間では夏にも霧が他の区間と比べて多く発生していることが注意される。

2001 年 11 月 23 日の深夜から 24 日の午前中にかけて霧が広域にわたって発生し、中国道、山陽道、岡山道、浜田道の計 9 区間で 50km/h の速度規制が実施された(図 8)。この日の解析結果については例会当日に発表する。

4. まとめ

中国地方の高速道路における霧による交通規制のデータを解析し、以下の知見を得た。

- 1) 中国道での霧の発生日数は庄原から広島北 J までの区間がきわめて多く、この区間のほとんどは三次盆地に含まれている。山陽道では三原久井一本郷間が比較的多い。中国道の三次-高田間では霧は主に 23-6 時に発生し 7-10 時に消滅するが、山陽道の三原久井一本郷間は 1 日をとおして発生・消滅するという特徴がある。
- 2) 霧の発生状況をイベント毎に解析すると、中国道の方が交通規制距離、規制時間ともに長い。中国道では濃い霧が広域的に発生し、その持続時間は長いためと考えられる。

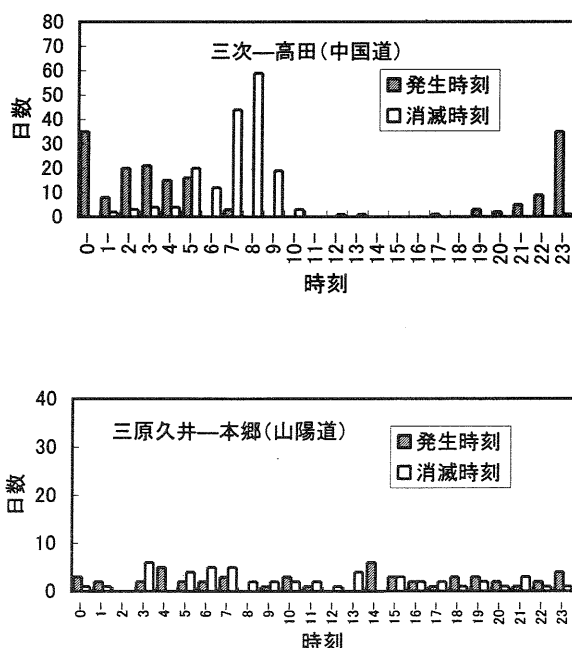


図3 中国道、山陽道における霧の発生・消滅時刻

参考文献

宮田賢二、1994：三次盆地の霧の研究，広島女子大学地域研究叢書 XV，溪水社，255 pp.

Nomoto S. and Takeyama A., 1998: Changes in the number of foggy days in Japan since 1951, Sci. Rep. Fac. Educ. Gifu Univ. (Nat. Sci.), 23 (1), 1-7.

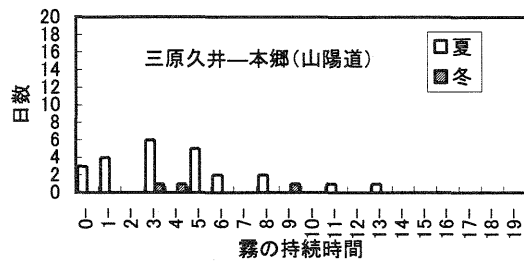
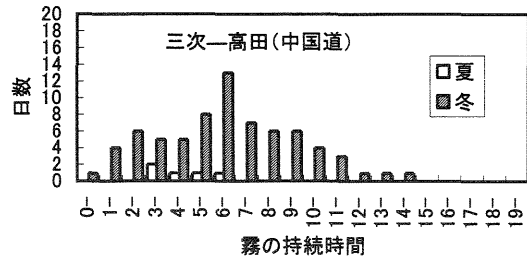


図4 中国道、山陽道における霧の持続時間

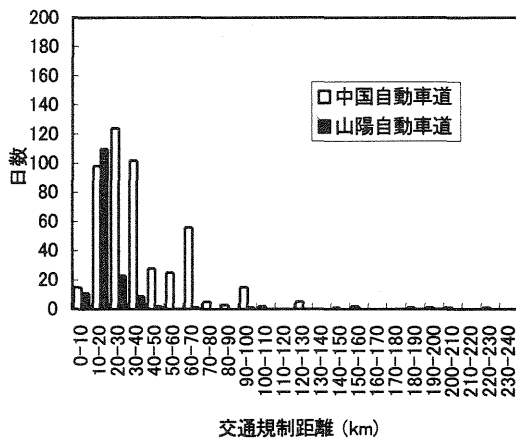


図5 霧イベント毎の交通規制距離の分布

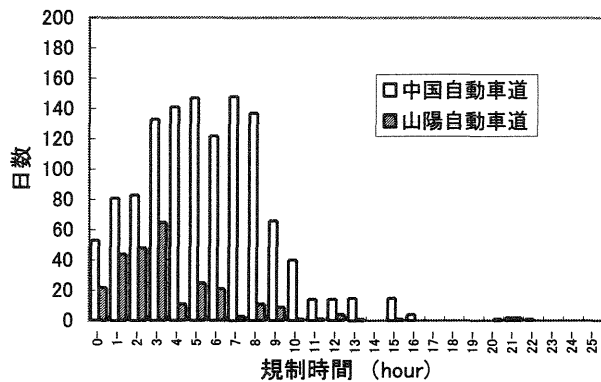


図6 霧イベント毎の交通規制時間

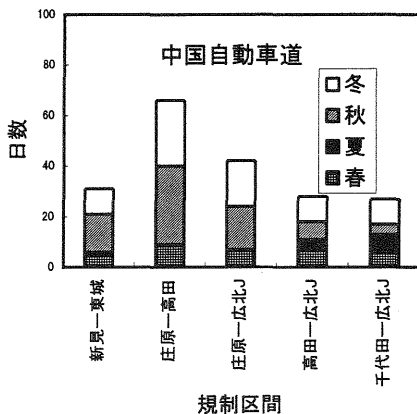


図7 霧イベント発生日数の上位5区間

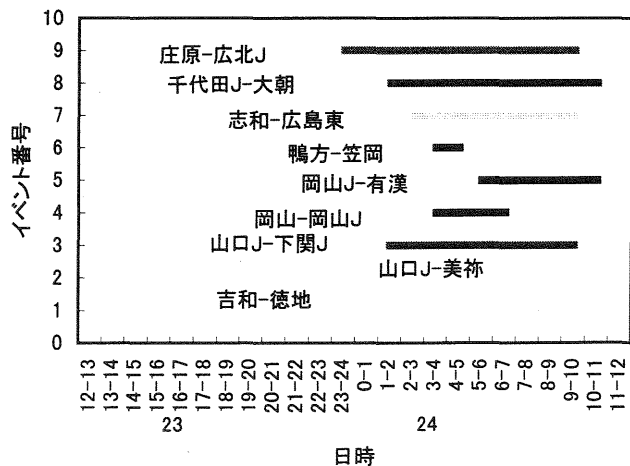


図8 広域的な霧イベントの例（2001年11月23～24日）

梅雨前線の東西方向の広がり と 亜熱帯高気圧の変動について

*中山 祐貴(岡山大・教育学研究科)・大和田 道雄(愛知教育大)

・加藤 内蔵進(岡山大・教育)

1. はじめに

梅雨前線帯付近における多量の降水帯は、亜熱帯高気圧付近から前線帯へ向かう下層南風成分による大きな水蒸気輸送によって維持されている(Ninomiya 1984). また、事例解析によると、日々のゆっくりとしたスケールでの前線帯へ向かう成分の風による水蒸気フラックスの変動に伴って前線帯での降水も大きく変動しているという(Akiyama 1975). ところで、このような下層南風の変動は、単に高気圧の位置がそのままシフトするだけでなく亜熱帯高気圧の形状自体の変動により梅雨前線帯へ向かう下層風の東西幅が変化することが事例解析によって指摘されている(加藤・栗原 1989).

しかし、西太平洋域の亜熱帯高気圧域における下層南風の強い領域の分布がどのくらい変動するのかという点で梅雨前線活動との対応も含めて十分に研究されているわけではない. そこで、本研究では日々の地上天気図における梅雨前線の東西の広がり と 高気圧域の下層南風について、10 年間(1991 年から 2000 年の 6 月 16 日から 7 月 31 日のほぼ梅雨最盛期)のデータにより解析した.

2. 資料および解析方法

梅雨前線は、一般に日本列島上を東西に伸びる前線として出現する. 通常は、前線が大陸から日本の東海上まで伸びているが、毎日の 10 年分の天気図(「気象」(日本気象協会発行)に掲載されているものを使用)を見ると、通常は基本型であり、西日本にのみ梅雨前線が現れ東日本側には不明瞭であったパターン(西日本型), および東日本側にのみ梅雨前線が現れ西日本側は不明瞭であったパターン(東日本型)も見られた. これらの各パターンの中でも詳しく吟味すれば様々な違いはありうるが、まずは大づかみに、これら 3 つのパターン間の違いを解析

した.

また、大気場の解析は、NCEP/NCAR の再解析データ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッド)の日平均データ(00, 06, 12, 18UTC の平均)を使用した.

3. 梅雨前線型の出現傾向

表 1 は、1991 年から 2000 年の梅雨期(6 月 15 日から 7 月 31 日)における各パターンの出現日数と出現割合を示したものである. 基本型の出現割合は、期間全日数の 67.8% を占めており、他の型に比べ多く出現している. 一方、東日本型と西日本型は、出現割合がいずれも 8.9% と必ずしも割合としては多くないが、地上前線の出現位置が東西のいずれかに偏ることも少なくない. 次章以降で 3 つのパターン間の違いを議論する際に、日々の生のもも検討することを考え、サンプル間で共通性の高い事例を 10 日程度選出し解析を行なった(表 2).

4. 梅雨前線型別の亜熱帯高気圧の形状

基本型においては、500hPa 面の高圧部(梅雨前線南方の亜熱帯高気圧)が日本列島の南海上を東西に広い範囲を覆い、その中心は 5910gpm と勢力も強い(図 3). それに対応して、850hPa や 500hPa で負の渦度域、および発散が東西に大きく広がっている.

一方、西日本型における高気圧は、いくつかのセルに分かれているようにも見えるが、基本型に比べ中心($\sim 130^{\circ}$ E)がやや西側に中心がシフトしているのみではなく、高気圧の東西スケールが基本型に比べて小さいことがわかる.

一方、東日本型の場合、亜熱帯高気圧の中心は、基本型に比べて多少東にシフトしているものの、むしろ高気圧中心のまわりの閉じた等高線(あるいはある大きさ以上の負の渦度域)の西縁が大きく東に後退し

ており、高気圧の東西スケール自体が相対的に小さい点が注目される。(c)と(d)では、高気圧の形状が多少異なっているものの類似した特徴が見出せる。

5. 各梅雨前線型における亜熱帯高気圧周辺の風系と温度場

図4は、850hPaの風ベクトルの合成図である。4章の結果から示唆されるように、基本型では亜熱帯高気圧中心の西側の斜線部で示す南風成分が4m/s以上の領域が東西に広く伸びており、東経105度から140度付近までの約3500kmのスケールを持つ。

また、西日本型は基本型と同様に亜熱帯高気圧の西側に強い南風成分の領域が広がっている。しかし、西日本型では東経105度から東経130度付近までの約2500km程度と基本型に比べて狭い。

一方、東日本型においても、亜熱帯高気圧域における下層南風成分の領域の東西スケールは、西日本型よりさらに狭くなっていた(東シナ海中部～関東の約1500km)。

図4に示す850hPaの気温分布によると、西日本以西の南北の温度傾度は、いずれの型においても小さく、これまで知られているように、下層の南北温度傾度が大きくなっても地上前線は維持されうることになる。一方、西日本型においては、東日本側の南北の温度傾度がそれほど小さくなく、南からの暖湿気流の流入も北側の寒気の影響もあまり受けにくく、地上前線は不明瞭になっているように考えられる。さらに、東日本側の前線付近の南北温度傾度は、基本型で約8℃/緯度10°なのに対し、東日本型では約10～12℃/緯度10°と単に前線へ南風が強く吹き込むのみではなく、そこでの下層温度傾度も強いことが示される。

6. おわりに

梅雨最盛期には、一般に前線帯への下層南風の強い領域が東西に広く分布し、西日本以西でそれは特に強い。しかし、頻度こそ特に多くはないものの、下層南風の強い領域が西日本以西に限定される状況(西日本型)や東日本に限定されるような状況(東日本型)もしばしば出現することがわかった。これらは、梅雨前線の南側の亜熱帯高

気圧の単なる東西方向のシフトのみでなく東西スケールの変動に対応していることが明らかとなった。しかも東日本型では強い南風が吹き込んで地上に前線が存在する時に傾圧性も強いことになり、西日本での梅雨期のように大きなフラックスが流入した場合でも前線付近での降水特性の違いが示唆され、今後の検討課題として興味深い。

参考文献

Ninomiya, K., 1984: Characteristics of the Baiu front as a predominant subtropical front in summer Northern Hemisphere. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 880–894.

Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. J. Meteor. Soc. Japan, 53, 304–316.

加藤内蔵進・栗原泰子, 1989: 水蒸気輸送場でみた亜熱帯高気圧の季節内変動と梅雨前線の雲分布に関する事例解析(1979年6月中旬内の2つの時期での比較), 天気, 34, 685–688

表 1 1991～2000 年の 6 月 16 日から 7 月 31 日における各タイプの出現日数と出現割合

	出現日数(日)	出現割合(%)
基本型	312	67.8
東日本型	41	8.9
西日本型	41	8.9

表 2 各タイプの合成解析を行なった事例のリスト

梅雨前線型	解析日
基本型	1992 年 6 月 18・19 日, 1993 年 7 月 19・20 日, 1995 年 7 月 3・4・5・6・7 日, 1996 年 6 月 23・24 日, 1998 年 6 月 22・23 日
東日本型	1998 年 7 月 28・29・30 日 (東日本型 1), 1999 年 7 月 24・25 日 (東日本型 2)
西日本型	1993 年 7 月 10・11 日, 1994 年 7 月 16 日, 1996 年 7 月 13・14・15 日, 2000 年 7 月 13・14・15・16 日

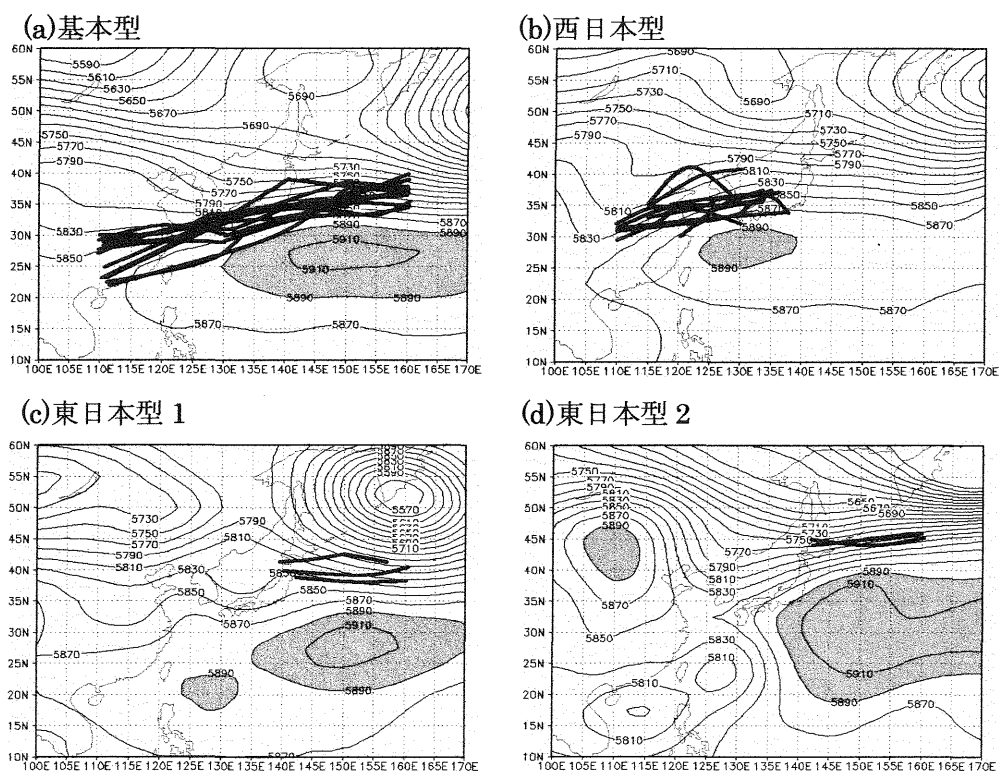


図 2 各タイプにおける 500hPa の等圧面高度場(gpm)

太線：日々の地上の梅雨前線の位置 陰影部：等圧面高度場 5890gpm以上の領域

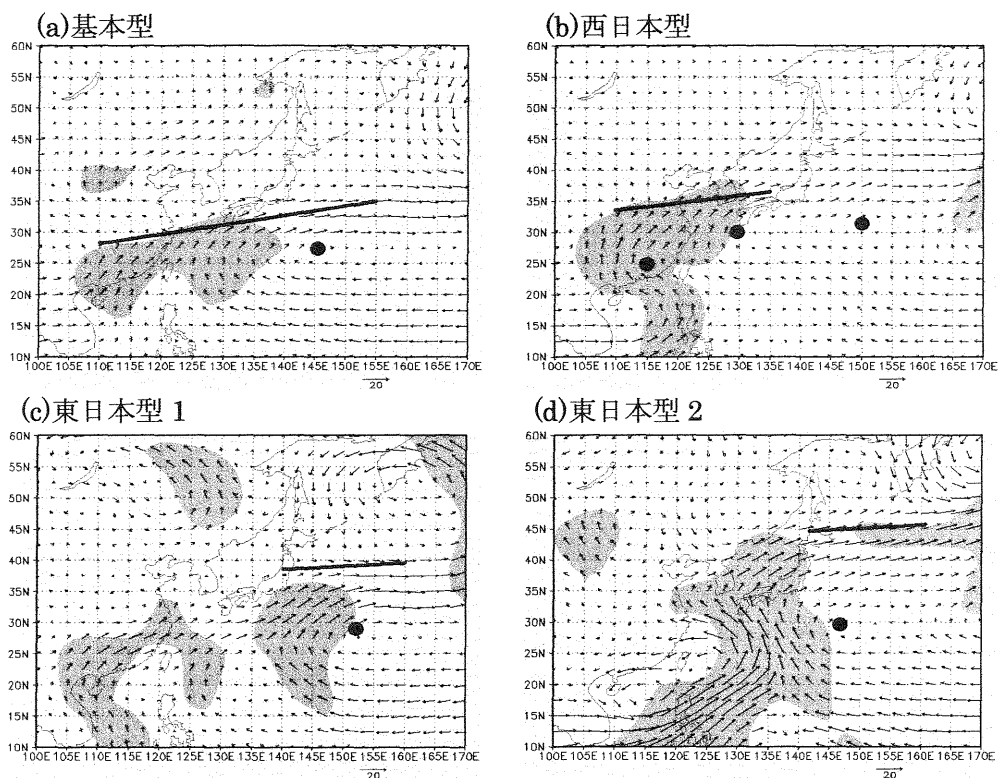


図3 各タイプにおける 850hPa の水平風ベクトル(風速の大きさのスケールは各図の右下の凡例を参照)

陰影部：南風成分が 4 m/s 以上の領域 太線：模式的に示した地上の梅雨前線の位置

黒丸：亜熱帯高気圧に対応する渦度(負値)の極小地点

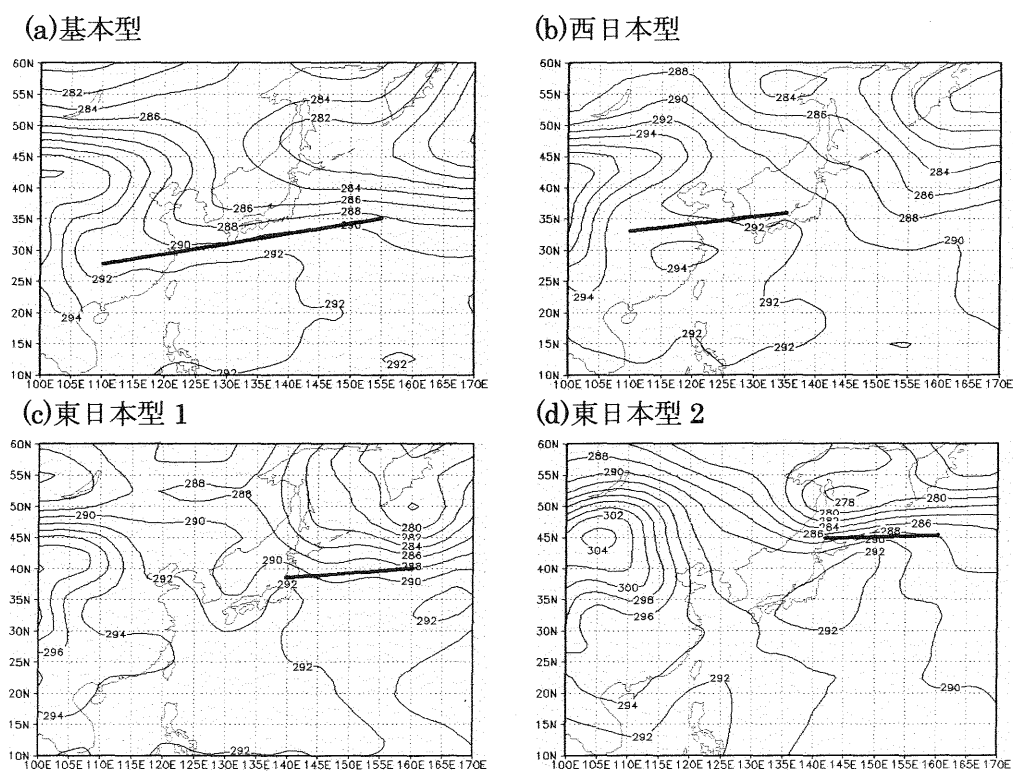


図4 各タイプにおける 850hPa の温度場

太線：模式的に示した地上の梅雨前線の位置

中国地方における冬季西高東低気圧配置時の降水の特徴

古園 勝啓 (津山市)

1. はじめに

冬季西高東低気圧配置時に、岡山県北部においては、850hPa面での風向が北寄りで風速が15m/sでありかつ、500hPa面での風向が北寄りであるか気圧の谷の通過時に降水が多くなることが分かった。しかし中国地方全域をみると、例えば広島県北部は岡山県北部と同様に中国山地の南側であるが、下層で西寄りの風の時にも大雪となっていることが多い。

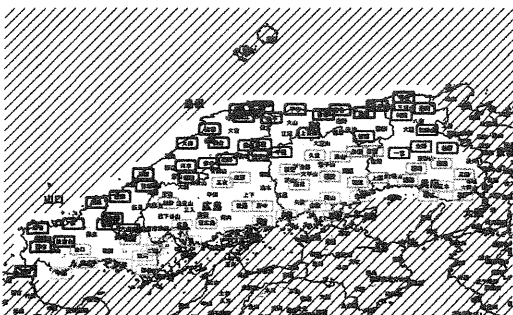
ここでは、中国地方周辺の冬季西高東低気圧配置時の降水と、気象条件との関係を考えていきたい。

2. 使用データ

2.1. データの出所

94年12月から95年3月及び95年12月から96年3月のアメダスデータ及び高層気象観測データ・日本時間9時の地上天気図・津山中心部(山北、林田、川崎:いずれも津山測候所から3km以内の地点)での筆者の目視天気記録(7時から24時)を用いた。

アメダス観測点は、兵庫県・鳥取県・島根県・岡山県・広島県・山口県各県内にあり、アメダス4要素が揃っている観測点を選択した。高層気象観測データは、中国地方で唯一高層観測を実施している米子のデータを使用した。



第1図 使用したアメダス観測点(枠で囲んだ地点)

2.2. アメダス観測点の地勢的分類

地勢的・地理的な分布から、中国半島を下記のように分類する。中国半島には中国地方5県に兵庫県を含める。なお広島県北部について、分水嶺を考えると江の川流域については山陰側に属するとも考えられるが、従来の石見～出雲/安芸～備後地方の境界が社会的に

認知されている区分であるため、広島県北部は中国山地の南側として扱う。また同様の理由で、山口県は長門/周防地方、兵庫県は但馬/播磨～丹波地方で中国山地の南北を分ける。

- ①山陰沿岸 ②山間部 ③中国山地南麓
④吉備高原 ⑤山陽沿岸

なお山間部と山陰沿岸・中国山地南麓の区分としては、直近の海岸線及び750m(850hPa面の平均的高度1500mの1/2)以上の山地帯を考慮して判断した。

3. 冬季西高東低気圧配置の日(以下「冬型日」とする。)の抽出

冬型日を抽出するにあたって、

- ①冬型以外の要因による降水(低気圧、前線、暖湿流等に伴うもの)がある日を冬型日から除外
②①以外で、日本時間9時の天気図により西高東低の気圧配置である日を冬型日とする
③気圧傾度が1hPa/100km以上のものを強い西高東低の気圧配置とする

その結果、148例の冬型日が確認された。

日照時間 気圧配置	山陰の 日照時間 4時間未満	山陰山陽とも 日照時間 4時間未満	山陽の 日照時間 4時間以上	計
強い西高東低	65 (4)	19 (6)	2 (0)	86 (10)
弱い西高東低	35 (2)	25 (9)	25 (2)	85 (13)
非西高東低	7 (3)	31 (26)	34 (11)	72 (40)
計	107 (9)	75 (41)	61 (13)	243 (63)

※()内は冬型以外の要因による降水がある日数

第1表 山陰・山陽の日照時間による区分と、気圧配置による区分の日数分布

- ①西高東低の気圧配置時には、概ね山陰側の日照時間は少ないという関係がみられる。
②西高東低で、山陽側も日照時間が少ない場合には、むしろ弱い西高東低が多くなっている。

4. 津山と中国半島各地域との降水の関係

	山口北部沿岸	島根沿岸	鳥取沿岸	兵庫北部沿岸
	山口山間	島根広島山間	鳥取岡山山間	兵庫山間
	山口南麓	広島県北南麓	岡山県北南麓	兵庫南麓
全日	2.80	4.34	5.25	6.72
	3.61	4.67	5.12	4.27
	2.95	2.64	2.13	1.76
冬型日	1.22	3.69	5.74	8.05
	2.61	4.38	5.38	4.06
	0.96	2.01	1.24	0.27
A群(津山での 日降水無) 38例	0.24	0.65	1.30	1.83
	0.26	0.43	0.64	0.51
	0.08	0.06	0.03	0.01
B群(津山の 日降水1mm未満) 75例	0.76	3.13	5.68	8.77
	1.71	3.79	4.22	3.19
	0.48	1.59	0.36	0.05
C群(津山の日降水 1mm以上1mm未満) 28例	2.73	7.42	10.54	12.15
	5.62	8.23	9.47	6.68
	1.46	3.81	2.13	0.27
D群(津山の 日降水5mm以上) 9例	4.78	10.34	11.08	16.50
	11.44	16.00	23.11	18.64
	7.22	8.52	11.07	3.22

第2表 各地域における各冬型日での平均日降水量
(単位mm)

冬型日でみると、山陰側では東の方ほど降水量が多く、中国山地南側では広島県北部が最も多くなっている。

津山での分類であるA～D群についてみると、どの地域もA群よりD群の方が降水量が多くなっているが、特にD群においては岡山県北部は鳥取県並となり、広島県北部よりも多くなっている。全般にD群ほど中国山地北側と南側との差が少なくなり、特にD群で山口県においては南側の方が多くなっている。

	岡山北一 鳥取北麓	岡山北一 広島南麓	岡山北一 兵庫南麓	岡山北一 島根北麓
A群	0.442	0.000	0.003	0.016
B群	0.055	0.160	0.010	0.037
C群	0.013	0.023	0.016	0.002
D群	0.036	0.541	0.555	0.050

第3表 岡山県北部と各地域との各冬型日での決定係数(R^2)

ほとんどの組み合わせで相関が低い。A群においては、鳥取と相関がやや高い。D群においては、広島県北部、兵庫県中部と相関がやや高い。風向との関係が考えられる。

	A群	B群	C群	D群	計
北北東	4	5	2	1	12
北	3	8	2	1	14
北北西	2	7	4	3	16
北西	4	13	7	4	28
西北西	10	21	6	0	37
西	10	17	4	0	31
その他	5	4	1	0	10

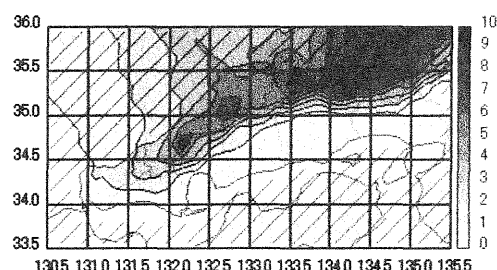
第4表 各群と米子850hPa面風向との分布

米子における850hPa面での風向を、中国地方周辺の下層の風向を代表するものとする。

①D群については、北寄りの風向に限られる。

②C群～B群～A群となるにつれて、西寄りの風向が中心になりつつある様子が窺える。

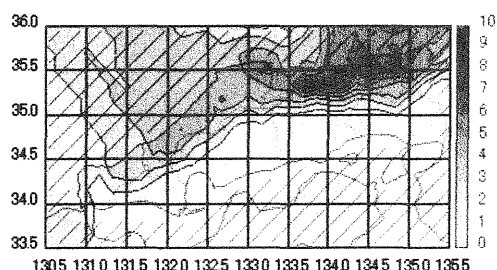
5. 中国半島地域での降水量分布



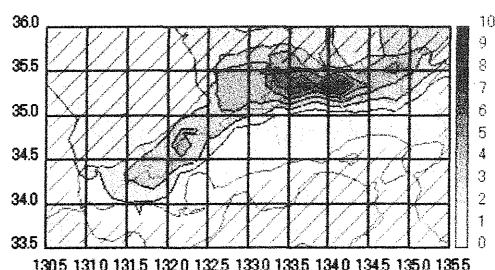
第2図 全冬型日における平均日降水量の分布

全般的には山陰・中国山地沿いが多く、特に県境北側が多い。中でも、兵庫県北部の山間部が最も多くなっている。

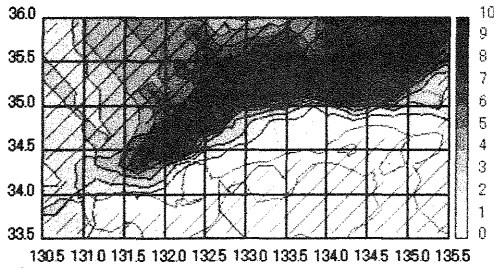
5.1 米子850hPa面風向別の平均日降水量分布



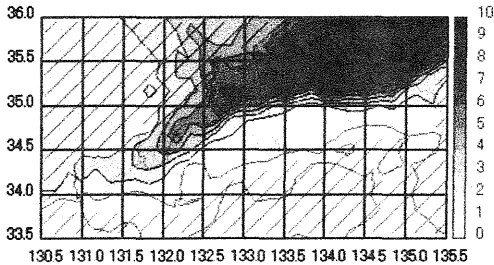
第2図(a) 米子850hPa風向：北北東の場合(12例)



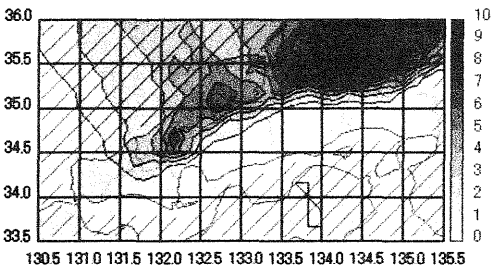
第2図(b) 米子850hPa風向：北の場合(14例)



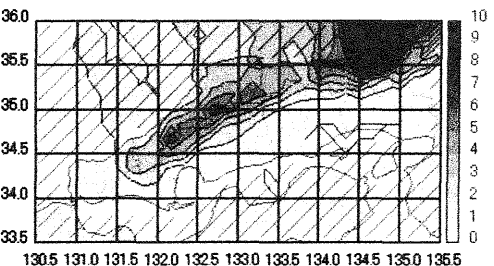
第2図(c) 米子 850hPa 風向：北北西の場合(16 例)



第2図(d) 米子 850hPa 風向：北西の場合(28 例)



第2図(e) 米子 850hPa 風向：西北西の場合(37 例)



第2図(f) 米子 850hPa 風向：西の場合(31 例)

(他に西南西 3 例、北東 2 例など・・・表示せず)

特徴としては、

- ①風向が北北西の時にほぼ全ての地域で降水が多くなっている。
- ②鳥取県東部沿岸・兵庫県北部沿岸においては、風向が北北西よりも北西の方が降水が多くなっている。
- ③島根県中西部・広島県北部においては、風向が西北西・西の場合でも降水が多めである。
- ④岡山県北部においては、風向が西北西・西の場合に降水が少なめである。

さらに主要地点において、降水の多い風向の順位によるパターンを調べた。

パターン① 1 北北西 2 北西

兵庫県(北部沿岸部及び南東部除く)

鳥取県西部(米子)・山間部(智頭)

島根県東部(出雲)

岡山県北部(津山・新見)

広島県北東部(高野)

パターン② 1 北北西 2 西北西または西

島根県中部(大田)・西部(江津)

広島県北部(三次・庄原)

パターン③ 1 北北西 2 北または北北東

島根県西部(浜田・益田)

山口県

パターン④ 1 北西 2 西北西または北北西

鳥取県沿岸部(鳥取・倉吉)

兵庫県北部沿岸部(豊岡・村岡)

各地域での風向による降水の特性は、地形との関係が密接であると考えられる。

また、風向が北北西で降水の多い地域が多いことから、風向が北北西の時は強い冬型日が多いのではないかと推測する。

5.2 米子 850hPa 面風速別の平均日降水量分布

	山口北部沿岸	島根沿岸	鳥取沿岸	兵庫北部沿岸
	山口山間	島根広島山間	鳥取岡山山間	兵庫山間
	山口南麓	広島県北南麓	岡山県北南麓	兵庫南麓
5m/s 未満	1.79	5.78	6.38	5.29
	2.42	4.10	3.06	1.60
	0.50	1.39	0.37	0.21
10m/s 未満	0.93	2.57	4.48	5.44
	1.57	2.29	3.45	2.34
	0.43	0.64	0.40	0.06
15m/s 未満	1.69	4.64	7.86	10.85
	3.51	5.93	7.12	5.47
	1.46	2.70	1.53	0.33
15m/s 以上	0.82	3.57	4.60	10.07
	3.41	6.42	7.47	6.36
	1.43	3.97	2.86	0.64

第5表 各地域における米子 850hPa 面風速別の平均日降水量(単位 mm: 各地域で最も平均日降水量が大きい風速区分に網掛け)

全般に風速が強いほど平均日降水量が大きくなってきているが、最大値が現れる風速帯は地域によってまちまちである。

6. 地上天気図からの考察

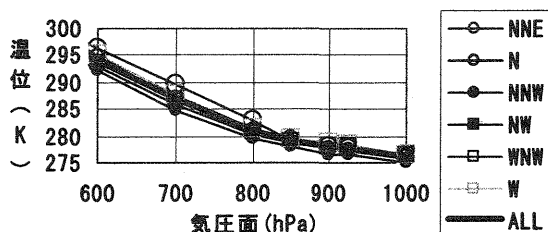
	強い西高東低	弱い西高東低	計
北北東	2	10	12
北	7	7	14
北北西	12	4	16
北西	18	10	28
西北西	22	15	37
西	13	18	31
その他	2	8	10

第6表 米子 850hPa 面風向と西高東低気圧配置の強弱との日数分布

風向が北北西の場合に、強い西高東低の割合が大きくなっている。一方北北東・西の場合に、弱い西高東低の割合の方が大きくなっている。

7. 米子 850hPa 面から、寒気の強さを考察する

7.1 温位曲線の状態 大陸からの寒気が、比較的暖かい日本海上を吹走する時には、海面から顕熱・潜熱を供給して気団変質が起こる。ここでは、各風向による気団変質の様子をみる。



第3図 米子 850hPa 面での各風向での平均温位曲線

概ね各風向による違いはなく、800hPa 面まで気団変質が起きている様子がみられる。風向が北北東の場合には、気団変質が 850hPa 面までで止まっている。

風向が北北西の場合には、全層で温位が低く、寒気が強めであることが考えられる。

7.2 風向・風速の関係 強い西高東低の気圧配置ならば、風速が強まっていることが考えられる。

	5m/s 未満	10m/s 未満	15m/s 未満	15m/s 以上	平均風速 (m/s)
全日(1例欠測日有)	25	100	71	46	10.2
冬型日	12	60	47	29	10.1
北北東	1	9	2	0	7.1
北	3	8	3	0	6.6
北北西	1	8	5	2	9.4
北西	0	15	10	3	9.9
西北西	3	11	14	9	10.9
西	0	4	12	15	14.0
その他	4	5	1	0	5.3

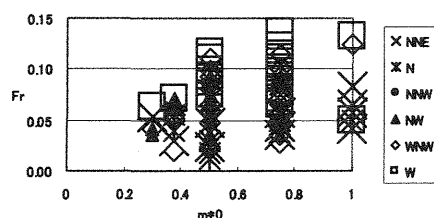
第7表 米子 850hPa 面風向と風速との日数分布

風向が西寄りになるほど風速が強まる傾向がある。

6. 及び7. から、風向が北北西の時に寒気が最も強いと考えられるが、風速は西風の方が強く、一概にどの風向で西高東低の気圧配置が強いかは言い難い。

8. フルード数

フルード数 (Fr) とは、気流が山を越える際の態様を判別する指数である。Fr が1以下の範囲では、一般に Fr の数値が大きいほど山の風下で気流が乱れるとされている。



第4図 中国半島地域でのフルード数 (u=米子 850hPa 面風速、m=1500m、h=等温位層の上限高度)

風向が西寄りになるにつれて、フルード数が大きくなる傾向があるが、風下の気流に変化をもたらすほどになっている例は少ないとみられる。

9. まとめ

①津山の冬型日に降水が多い時は、広島県北部、兵庫県中国山地南麓と相関が高い。

②中国半島地域における冬型日での降水分布は、下層の風向によって特徴づけられ、下層の風速では明確な特徴が見出せない。

③中国半島地域における冬型日での下層の風向は、西高東低の強弱とは明確に関連付けできない。

10. 今後の課題

①大陸からの寒気が日本海を吹走する際の、水蒸気の供給量の見積もり。②フルード数による判別の精査。

参考文献

- 浅野富雄：ローカル気象学，東京大学出版会
三村圭一，2000：冬季西高東低気圧配置時の中部地方内陸部の気象の特徴，天気，2000年12月
水越祐一・里村雄彦，1999：京都府の冬型降水分布に関する統計学解析，天気，1999年3月
森藤香，2003：現地観測に基づく広島風の発生機構に関する研究，2003年3月
小倉義光：メソ気象の基礎理論，東京大学出版会
岡山地方気象台：岡山県の気象（百周年記念）
佐橋謙：岡山のお天気，山陽新聞社

中国山地における山谷風循環と局地的強雨の研究

*古谷智晴(岡山大学大学院 自然科学研究科) 塚本 修(岡山大学 理学部)

1. 研究目的

降水の予報は、気象予報の中で最も関心の持たれるものの一つであり、また近年では局地的な予報に大きな関心が集まっていることから、今後は局地スケールの降水の予報を精度よく行うことが重要になると考えられる。局地的に発生する降水現象の原因として、海風前線による上昇流やヒートアイランドなどがあるが、本研究では谷風循環が原因による山岳域での強雨について解析を行い、局地的な予報技術の向上に貢献することを最終的な目的としている。

2. 統計的解析

初めに、中国地方における夏季で降水がどのように分布しているかを調べるため、統計的解析を行った。日本付近が太平洋高気圧に覆われ、晴天で高温な日が多く見られる7月19日から9月6日までを夏季と定義し、合計50日間について解析を行った(Kuwagata, 1997)。使用した観測データは、2002年の岡山県及び鳥取県のアメダス40箇所のものを利用している。解析方法として、降水量については1時間ごとの降水量を50日間で合計した値を、日照率については1時間ごとの日照率を50日間で1日平均した値を利用した。ここで、日照率は日照時間を可照時間で割った値と定義する。

解析の結果、雨量は午前中に少なく午後から夕方にかけて多くなるという分布をすべての地域で確認した。図1は、夏季の午後の時間帯を以下のように分けた場合の降水量の水平分布を示している。

(a) 第一期(14:00~15:00)

(b) 第二期(17:00~18:00)

(c) 第三期(20:00~21:00)

第一期では、鳥取県の鹿野において強い降水を観測したが、鹿野は特殊な風系が形成されるため強雨が起りやすいという研究報告(藤原, 2000)があり、この地点を除いて考えるとほぼすべての地点で降水量が少ない分布が確認できる。第二期では、海岸付近では引き続き降水量の少ない状態が続いたが、中国山地及びその付近で降水量の多い分布がみられた。第三期になると、第二期でみられた中国山地の降水量の多い分布は見られなかった。

この結果から、第二期より前に局地的な積雲が発生していると考え、15:00から16:00の期間において日照率の分布を調べた(図2)。これから、第二期でみられた雨量の多い場所とほぼ同じところで日照率の小さいことがわかる。以上のことから、大まかに見て午後に局地的な積雲が発生し、夕方にかけて発達する。そして、発達した積雲により山岳域に強雨が発生するという過程が推測される。この夏季50日間は晴天静穏日が比較的多いことから、この過程における山岳域への水蒸気輸送の原動力は、谷風を主とした熱的局地循環であると考えられる。

3. 現地観測

谷風循環の動態やその日変化、また谷風循環に伴う水蒸気の輸送などがどのように起こるかを調べるため、岡山県津山市において現地観測を行った。

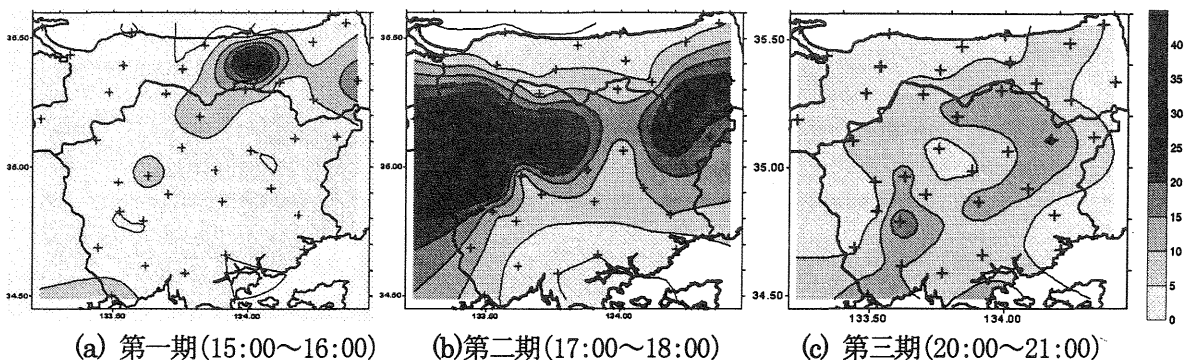


図1 夏季50日間において合計された降水量(mm)の分布

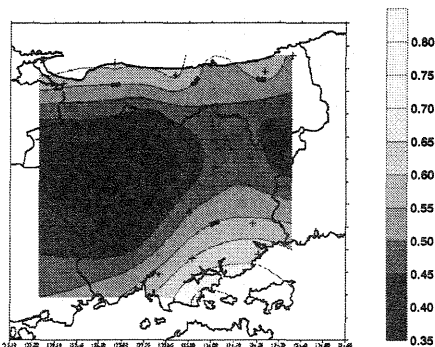


図2 夏季50日間における平均的な日照率の分布
(15:00~16:00)

図3に津山市の地形概要を示す。津山市は盆地地形になっており、盆地底に市街地が形成されている。周囲には神南備山、黒沢山などの標高約400~700m程度の山々に囲まれている。観測は大きく分けて春季と夏季に行い、実施した日時及び観測項目は以下の通りである。

- 1 春季観測(4月28日~5月6日)
 - a. 津山市全域に温湿度計を設置
 - b. 神南備山展望台にサーモレーサーを設置
- 2 夏季観測(8月2日~8月13日)
 - a. 津山市全域に温湿度計を設置
 - b. 津山東高等学校にサーモレーサーを設置
 - c. 津山東高等学校により測風気球観測を実施

以下、春季観測の代表日として5月1日及び2日を、夏季観測は8月9日及び11日での解析結果を示す。ここで、5月1日、8月9日及び8月11日は、一般風の弱い晴天静穏日であったが、5月2日はほぼ南からの強い一般風が観測された。また、8月9日については、17:30頃から雷雨が観測された。

図4は、5月1日及び8月11日の温湿度計から計算された比湿の時間変化を示す。ここに示した図では、比湿の値は昼間に減少して夕方から夜間にかけて上昇するという、大気境界層の日変化に対応した時間変化を示している。特に夏季において夕方の増加が急激に起こっていることがわかる。しかし、高度による時間変化の違いは顕著に見出すことはできなかった。一方、相対湿度を見ると、春季ではあまり大きな日変化は見られなかったが、夏季では夕方に山岳域に相対湿度の高い分布が見られた。

次に、サーモレーサーによる熱画像の結果は、5月1日及び8月9日及び11日での熱画像では、気温減率を考慮しても谷域で放射温度が高く山岳域で低い様子が明瞭に見られたが、5月2日では盆地底と山岳域で大きな温度差は見られなかった。Kimura and Kuwagata(1993)の2次元数値モデルによると、日中では谷風の反流により山岳域から盆地域

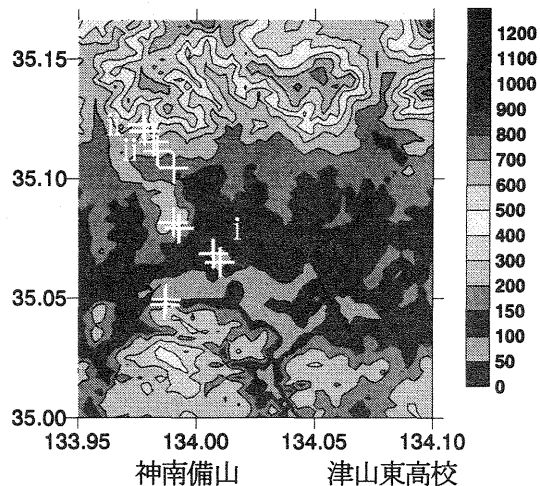
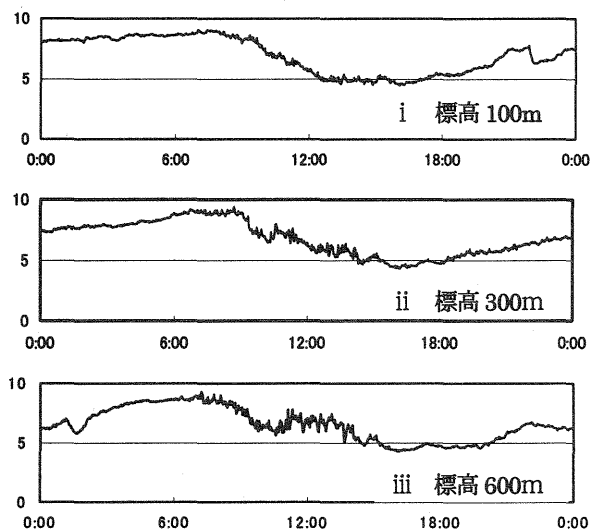
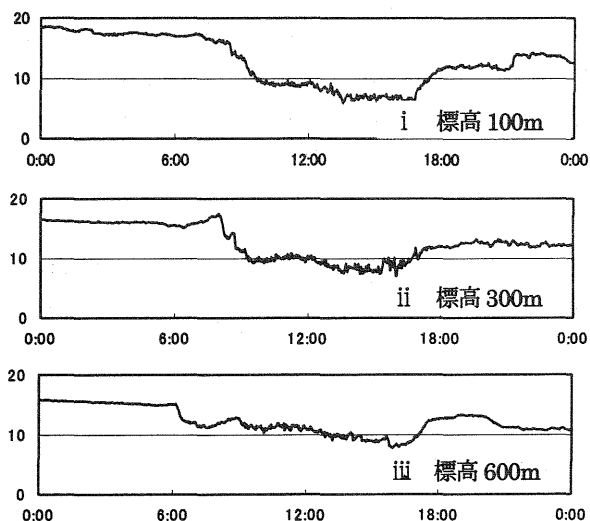


図3 津山市の地形及び観測場所
+はデータログの設置場所を示す



(a) 5月1日



(b) 8月11日

図4 各高度に設置された温湿度計による
比湿(g/kg)の時間変化

へ顕熱が輸送され、大気に蓄積されることが示されている。以上のことから、5月1日、8月9日及び11日での盆地底と山岳域の放射温度の違いは、谷風循環により形成されたものであると推測ができ、2日は一般風が強く局地循環が形成されなかったため、大きな温度差は見られなかったと考えられる。よって、盆地底の気温が高くなる原因の1つとして、谷風循環の反流による山岳上空からの高温空気の流入が考えられる。

図5は、8月9日及び11日における測風気球による風向及び風速のプロファイルの結果を示す。測風気球は、正午から始めて、1時間ごとに放球し、一日合計7回行った。風向のプロファイルの結果では、8月9日と11日のどちらの日も、地上付近ではほぼ南の風向をもつプロファイルが観測された。これは、平地から中国山地へ向かう大きなスケールの谷風が原因であると考えられる。一方で、風速プロファイルは、9日では地上から約2500mまではほぼ様な風速を示していたが、11日では高度2000~3000m程度で風速が大きく変化する結果が示された。11日の変化は大気境界層から自由大気への移行層によるものであると考えられるが、9日のデータではこのような様子は見られなかった。

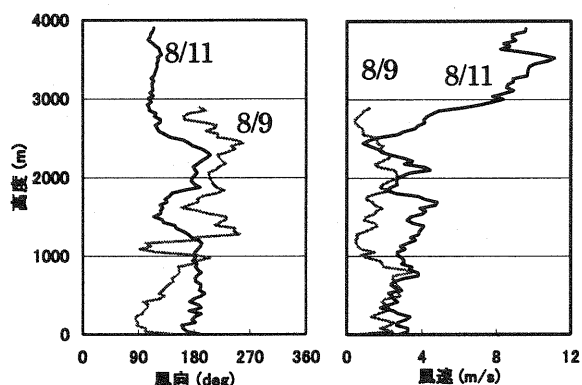


図5 測風気球による8月9日及び11日での15:00における風向及び風速プロファイル

4. 数値シミュレーション

この研究で扱っている現象は比較的大きな範囲の現象であり、津山で行った観測だけではすべての現象を把握できないと考えられる。そこで、数値シミュレーションを用い、広い範囲の連続した分布を捉えることを試みた。

本研究では、PSU/NCARで開発されたMM5の非静水圧バージョンを利用した。対象日は、春季観測を行った5月1日及び5月2日である。初期値は、気象庁メソ客観解析データを利用した。図6は計算領域を示しており、格子間隔18kmのDomain1、格

子間隔6kmのDomain2、格子間隔2kmのDomain3を設定した。鉛直方向は23層の σ 座標とし、土地利用データを含む地形データを利用した。また、大気境界層過程としてMRF-PBL(Hong・Pan,1996)、放射過程としてCloud Radiation Scheme、雲微物理過程としてMixed Phase(Reisner et al,1998)、積雲パラメタリゼーションとしてGrell(Grell,1994)を利用した。

図7は、MM5により出力された5月1日の15:00における地上の温度場の分布(a)と、同時刻のアメダスデータによる気温の分布(b)を示す。この2つの分布図を比較すると、多少の違いは見られるものの良く一致しており、MM5は現実の状態をほぼ再現していると考えられる。

図8は、5月1日の15:00におけるDomain2で計算された地上での風ベクトルを示している。モデルの結果では陸上での風は弱く、静穏日と考えられる。この図で注目すべきは、中国山地などの山地が位置するところで風が収束している点である。発散場の分布を見ても、同様の場所で収束帯がみられ、この日のアメダスデータからもほぼ同様の位置に収束域が確認された。一方で、5月2日は南風が強く、一般風が卓越しており、このような収束帯は確認できなかった。このことから、この収束は晴天静穏日にのみ現れ、その位置関係から谷風によるものであると考えられる。

1日の風の分布を細かく見るために、Domain3で出力された東経134度線上の風速南北成分の分布及び時間変化を図9に示す。12時では、瀬戸内で大きな南風成分を示していたところが、時間が経つごとに内陸へ移動し、16:00のグラフでは津山付近にまで達している。これは海風で、勾配が大ききところは海風前線であると考えられる。また、図10に示した比湿の分布についても、同様に内陸まで水蒸気が流入する様子がみられる。以上のことから、谷風のみでなく海風も収束域や局地的強雨の形成に一部寄与しているものと推測できる。

最後に、MM5で計算された顕熱フラックスの分布では、わずかであるが5月1日の方が2日と比較して内陸平野及び盆地の位置するところで高い値を示した。これは、先にも述べた谷風循環の反流による顕熱の輸送によるものであると考えられる。一方、比湿や潜熱フラックスについては山岳域と平野部で大きな違いは見られなかった。この原因として、春季は大気中に含まれている水蒸気が少なく、山岳域へ輸送される水蒸気量の絶対量が少ないためであると推測される。

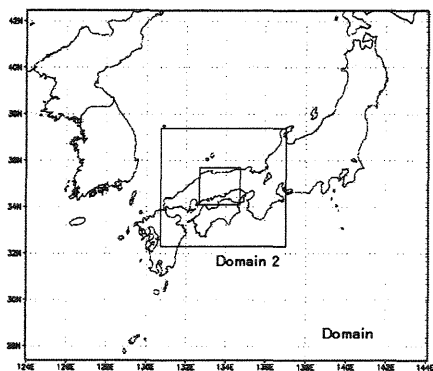
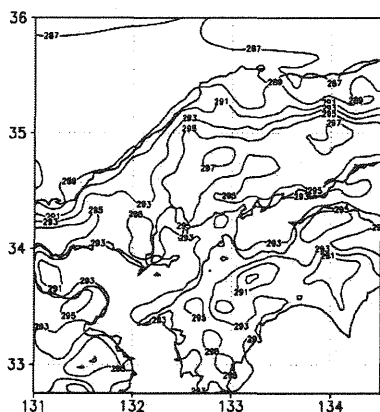
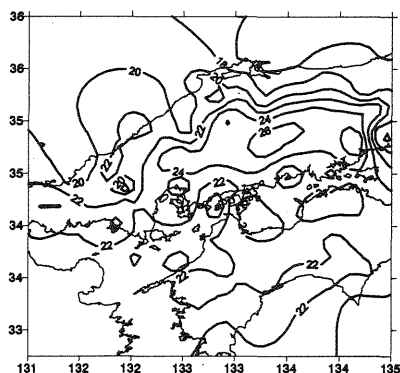


図6 MM5で設定した計算領域



(a)MM5 の計算結果による5月1日15:00における気温(K)の分布



(b)アメダスデータによる同時刻の気温(°C)の分布

図7 モデル結果と観測値の比較

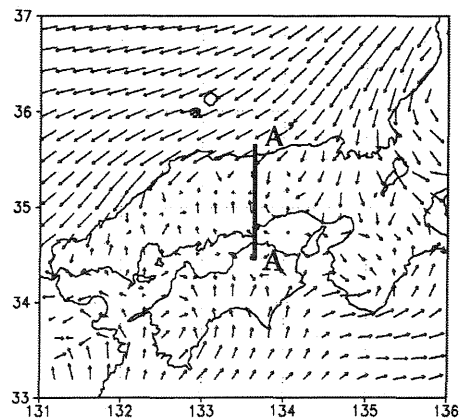


図8 5月1日15:00での風ベクトルの出力結果

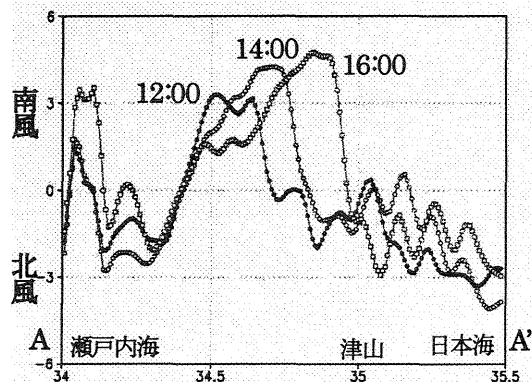


図9 MM5による5月1日の東経134度線上の風速南北成分(m/s)の分布及び時間変化

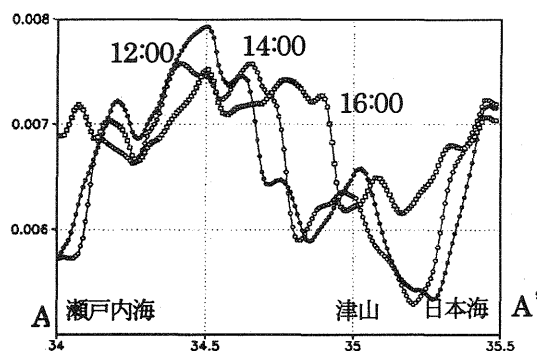


図10 MM5による5月1日の東経134度線上の比湿(kg/kg)の分布及び時間変化

5. まとめ

数値モデルの結果から、晴天静穏日では山岳域に収束域が形成されたことが示された。また、瀬戸内側で海風が発達しそれが内陸へ侵入してくるとともに、その海風によって高い比湿の空気も輸送されていることが確認された。このことから、中国山地では谷風だけでなく、瀬戸内からの海風の寄与により収束帯が形成されていると考えられる。数値モデルでこのような収束帯が確認されたにもかかわらず、春季における津山での観測結果では平地と山岳域で比湿の値に大きな違いは見られなかった。この原因として、対象とするスケールの違いとともに、春季は空気中に含まれる水蒸気が少ないため、山岳域へ輸送された水蒸気量の絶対量が少ないためであると考えられ、今後の夏季での解析に期待をしたい。

参考文献

- Kuwagata, T. (1997): An Analysis of Rain Showers over Central Japan and its Relation with the Thermally Induced Circulation, J. Meteorol. Soc. Japan, 75, 513-527.
- 藤原篤史 (2000): 地形による降水量の局地分布, 平成12年度岡山大学理学部地球科学科卒業論文

水稻群落上での顕熱と潜熱フラックス

岡村衣利子*・滝本貴弘・伊野部京子・岩田徹
(岡山大学環境理工学部)

1. はじめに

近年, 二酸化炭素濃度の増加と地球温暖化問題を背景として, 各種陸上生態系-大気間の二酸化炭素, 水蒸気, 熱フラックスの長期的観測に基づいた炭素収支, 熱収支の正確な把握が求められている. 測定方法としては仮定の少ない渦相関法の採用が前提となっている. 我々は, 日本の一般的な農業形態をとっている岡山大学農学部附属農場を利用して, 耕作圃場における二酸化炭素と顕熱, 潜熱フラックスの通年的な特徴を把握するための観測を実施している. 今回は, 顕熱と潜熱フラックスに注目して, その変化の特徴について報告する.

2. 観測方法

1998年12月から, 岡山大学農学部附属八浜農場で二酸化炭素フラックスと顕熱, 潜熱フラックスの観測を連続的に測定している. 八浜農場は, 岡山市の南方約20km, 岡山県玉野市八浜町の児島湾干拓地にあり, 面積は約300×300 m²である. 八浜農場では5月中旬に稲粃が播種され, 約2週間後に発芽する. 6月中旬に水稻の高さは0.15mになり, 灌漑水が導入される. 7月下旬までの水稻の成長は著しい. 8月下旬には出穂, 9月中旬に平均草丈は1mに達する. 10月下旬に稲は収

穫される. 周辺は, 私有地であるが, 同じような耕作田が広がっている. 主風向に対する吹走距離は500mである.

八浜農場での測定要素は次の通りである: 風速変動, 気温変動, 二酸化炭素と水蒸気変動, 二酸化炭素濃度, 日射, 地表面温度, 乾球・湿球温度, 相対湿度. これらの信号を10Hzでサンプリングし, ハードディスクに記録している. 二酸化炭素, 顕熱, 潜熱フラックス等の統計量は30分のデータを使って計算する.

3. 結果と考察

3. 1. 熱収支項の季節変化とその特徴

図1. (a)~(c)に, 観測期間中の熱収支項(日平均値)の季節変化を示す. (a)は地中熱フラックス G , (b)は潜熱フラックス LE , (c)は顕熱フラックス H である. ただし, 1月31日~4月3日の期間と4月14日~4月27日の期間, 11月16日~12月10日の期間は測器の応答不良により欠測している. 得られたデータが示す特徴は次のようにまとめることができる.

1) G は1月は小さく, $0Wm^{-2}$ 付近の値をとる, 4月から5月にかけては地表面温度が上昇するにつれて, G は増加傾向にある. その後, 稲の生育により地面が徐々に覆われていったことや, 6月下旬に灌漑水が導入されたことな

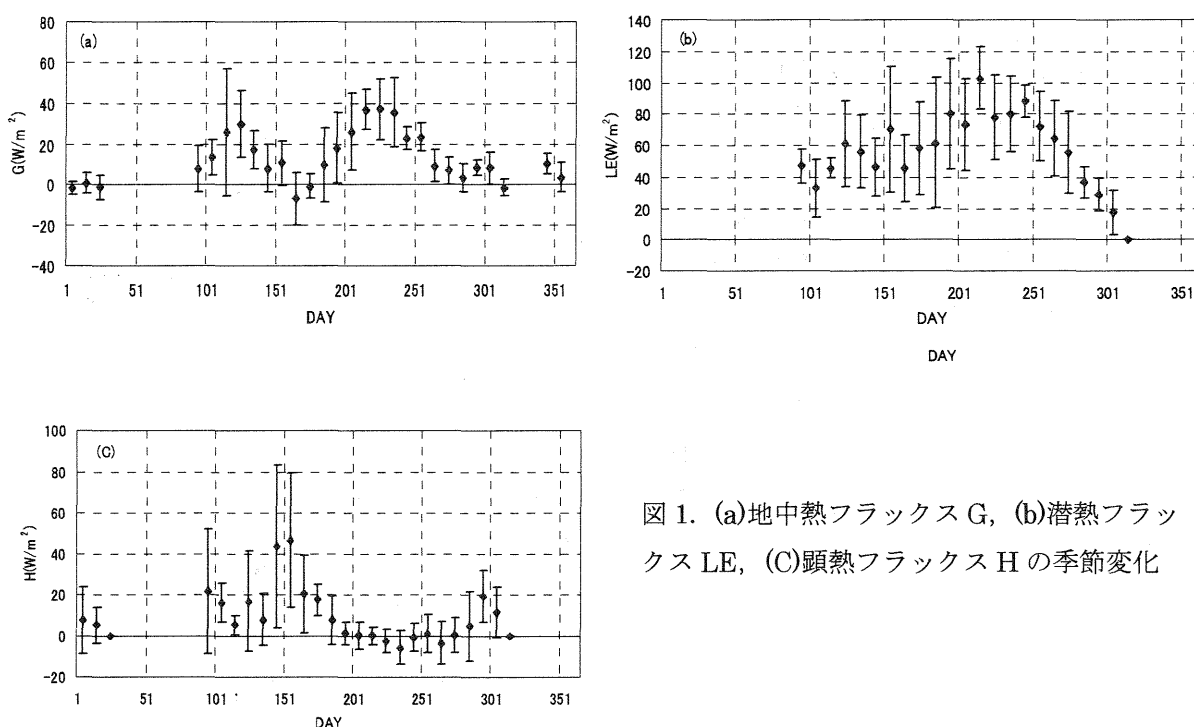


図 1. (a)地中熱フラックス G , (b)潜熱フラックス LE , (c)顕熱フラックス H の季節変化

どにより、 G は低下し、6～7月の間は負の値を示すことがある。稲の生育が進み、地面が稲体で覆われた8月には G は最大値約 60 Wm^{-2} をとる。9月以降は、太陽エネルギーの減少に伴い、 G は低下する。12月には G はゼロとみなせる値となる。稲体の生育、灌漑水の導入等が原因となって G は複雑な季節変化を示す。2) LE の最大値を結ぶ仮想的な包絡線は日射量や気温の季節変化と類似している。 LE の値の乱れは天気変化を反映している。水稻の成長による蒸散量、それに加えて、7月～9月の期間には蒸発が加味されている。7月上旬に最大値約 130 Wm^{-2} を示した。10月下旬の稲体刈り取り後は、 LE は地面からの蒸発を意味している。また、観測期間を通して 0 Wm^{-2} 以下となった日はなかった。3) 1月から5月上旬までは地面が裸地状態にあり、 H は上昇傾向にある。稲高

が 15 cm 程度となる6月中旬には灌漑水が導入され、その影響によって非常に小さい値を示す。この H の小さい状態は10月の収穫時まで続く。灌漑水の蒸発と水稻の蒸散活動により、植被層上での気温上昇が抑えられたことが原因している。後述するが、植被上の気層は14～15時頃から逆転状態になっている。また、一年を通じて得られた G , LE , H の平均値を計算した。それぞれ 12.2 Wm^{-2} , 46.8 Wm^{-2} , 8.9 Wm^{-2} であった。つまり、 LE は G の3倍以上、 H の5倍以上となり、通年で見ると、 LE が熱収支を実質的に支配していることを示している。

3. 2. 水稻群落上と裸地における熱収支の時間変化

裸地期間(2003年5月29日)と稲の生育期間(2003年8月2日)の中で天気の良い日の典型的な G , LE , H

の時間変化を図 2.(a)~(b)に示す。

図 2.(a)と(b)とを比較すると、 G の日変化は値としては約 2 倍の違いがあるが両日ではほぼ同様の時間変化を示し、12 時頃を境に左右対称の形をとっている。これに対し、 LE 及び H では大きな違いが見られる。裸地期間では H が卓越しているのに対し、稲の生育期間では LE が他の二つと比べ大きく卓越している。図 1. との関連から、稲や灌漑水の影響が顕著に現れた結果である。また、裸地期間では G 、 LE 、 H は 12 時頃を中心に左右対称の変化を示す。一方、稲の生育期間では LE の最大値は 12 時頃であるが、夕方にかけて大きな輸送量を保っている。 H は 9 時頃ピークを迎え、その後減少し、15 時には負に転じている。この時 LE は大きな値を持っており、一種のオアシス効果的現象が認められる。

4. まとめ

水稻耕作地における主要な熱収支項の季節変化と日変化の特徴について報告した。得られた結果は次のようにまとめることができる。

1) G は灌漑水や水稻の蒸発散により不規則な変化をする。

2) LE は日射や気温の季節変化と同様な変化を示す。

3) H は、裸地期間では G と同じような傾向を示すが、稲の生育期間では灌漑水と稲の蒸発散の影響を受けて小さな値をとる。

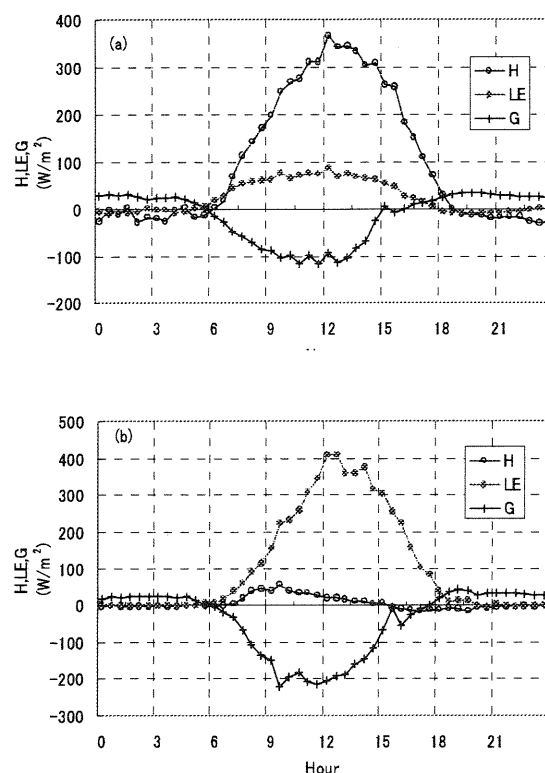


図2. 地中熱フラックス G , 潜熱フラックス LE , 顕熱フラックス H の時間変化の比較 (上段 2003 年 5 月 29 日測定, 下段 2003 年 8 月 2 日測定)

4) 年間の積算値を見ると、 LE は G の 3 倍強、 H の 5 倍強であり、熱収支項を支配している。

水稻群落上での CO₂ フラックス

伊野部京子・滝本貴弘・岩田 徹
(岡山大学・環境理工)

1. はじめに

近年、CO₂濃度の増加が大きな問題となっており、地球規模の CO₂ 収支の解明が重要な課題となっている。これをうけて各分野の研究者が協力して研究情報の交換を行うなどの長期観測ネットワークが整備されている。我々は Asiaflux ネットワークの一員として、1998 年 12 月から、日本の一般的な農業形態をとっている岡山大学農学部附属農場を利用して、耕作地における CO₂ と水蒸気フラックスの通年的な特徴を把握するための観測を実施している。

八浜農場での渦相関法による CO₂ フラックスの水稻生育時の CO₂ 吸収量(1999-2003 年)、つまり純生産量は約 2.43 kgm⁻² となっており、これは水稻の純生産量の全国平均値(1967-1971 年)約 1.08kgm⁻²(村田他,1976)の約 2 倍の値となった。また Asiaflux ネットワークの他のサイトでは、高山落葉広葉樹林サイトにおいて 8 年平均値(1994-2001 年)224gCm⁻²、釧路湿原サイトにおいて 200gCm⁻²(2002 年)の値となっている。

水稻耕作地などの農耕地は人間に管理された生態系であり植物の生育調査が比較的容易であること、背の低い群落であること、平坦な場所で均一なフェッチが確保できることから、フラックスの測定手法の検証に適している。

そこで私達は水稻耕作地で渦相関法により測定された CO₂ 吸収量を水稻の乾物重と比較

することでその妥当性の検証を行った。今回は水稻群落の生育過程における光合成活動の特徴とその時期の乾物重測定の結果を紹介する。

2. 観測方法

観測は岡山県玉野市八浜町の児島湾干拓地にある八浜農場で行った。八浜農場の面積は約 300×300m² であり、乾物重の採取の対象となる圃场面積は約 70×90m² である。主風向に対する最短の吹走距離は約 500m、観測期間の水稻の草高は 0.1~1 m の範囲で変化した。

CO₂・H₂O 変動計(LI-COR 社、LI-7500)、超音波風向風速計(カイジョー(株)、DA-600)などの渦相関センサーを地上 1.8m に設置。これらの気象要素の信号は 10Hz でサンプリングし、ハードディスクに記録した。

水稻は 1 週間に 1 株ずつ採取する。水稻の株の生育領域を土壌表面から約 15cm まで掘り起こし根茎部分まで採取し、水洗後に根を集めて土壌・ゴミを取り除く。最初の 1~2 時間は 100℃、その後 80℃で 48 時間程度乾燥させてから乾物重を測定した。

3. 解析方法

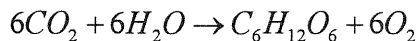
3.1 データ解析

渦相関法で測定された CO₂ フラックスは 30 分間平均データであり、日平均になおして解析している。CO₂ フラックスの値が異常値を示

す時のデータは除外した。除外率は全体の約15%である。播種日は5月25日であるが、発芽の確認ができ最初に水稻採取が行われた6月14日のデータをもとに乾物重はその日からの増加量を、CO₂フラックスはその日から積算している。

3.2 乾物重

植物の光合成(二酸化炭素)による有機物量(乾物重量 C₆H₁₂O₆)と純生産量(CO₂吸収量)の関係は次の式で表される。



つまり渦相関法により求めた CO₂ 吸収量に180/264をかけると乾物重量になる。この CO₂ 吸収量から推定された乾物重量と実際に測定した乾物重量を比較することで渦相関法の妥当性を検証することができる。

4. 観測結果

植物の光合成は多くの外部要因の影響を受けるが、主に光強度に依存している。植物が光合成に利用する光の波長は400~710nmの放射で光合成有効放射(PAR)と呼ばれる。

図1は2004年6~9月のCO₂フラックスとPARの日平均値の季節変化図である。CO₂フラックスは6月20日頃までは正の値をとり、CO₂が鉛直上向きに放出されていることを示している。7月上旬から8月上旬までは水稻群落の光合成活動が活発になりCO₂フラックスの吸収が顕著である。8月中旬にCO₂吸収量は最大となりその値は約-0.4mgm⁻²s⁻¹である。その後9月中旬にかけてCO₂吸収量は緩やかに減少している。

CO₂フラックスが急激に変化した生長時期(7~9月)の各月の代表的な日のCO₂フラックス(Fc)とPARの関係を示したのが図2である。

図からPARがある値以上に達するとFcが一定値(飽和値)に収束していることがわかる。このCO₂フラックスの飽和値(mg m⁻² s⁻¹)を見てみると7月7日には約-0.713、8月26日には約-1.018、9月21日には明確な飽和値は確認できなかったが約-0.5と推定でき、7月から8月にかけて増加する一方、穂がつき始めた9月になると減少している。これらの飽和値の推移は水稻群落の成長過程を反映したものである。

図3においてこの急激なCO₂フラックス変化が起こる時期の実際の乾物重と渦相関法により推定された乾物重との比較を示した。8月20日までは実際の乾物重と推定の乾物重は似たような値を示し、8月20日以降は実測の乾物重の方が推定の乾物重よりも過大評価になっているが9月24日での最終観測値は似たような値となっている。これは前半までは株と株の区別がつきやすく正確に1株の乾物重を測定できていたのに対し後半は茎の分けつが盛んに行われた為に株と株の区別がつきにくくなり、1株の水稻の基準が曖昧になってしまったためと考えられる。つまり、大きくはずれた8月27日、9月10日、9月17日の値は実際よりも余分に測定してしまった可能性がある。このことをふまえると両者の値はほぼ一致しているといえ、渦相関法で測定されたCO₂吸収量は妥当であると考えられる。

6. おわりに

CO₂フラックス吸収は生長時期(7~9月)において急激な変化を示した。また生育期間におけるFcとPARの関係からは水稻群落の成長過程の光合成活動の特徴を見ることが出来た。その時期の渦相関法から推定した乾物重と実測した乾物重との比較の結果、実測の乾物重値に多少のばらつきがあったものの、互いに似たような値を示し渦相関法で測定されたCO₂吸収量は妥当であったといえる。

参考文献：S-1 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 15 年度報告書

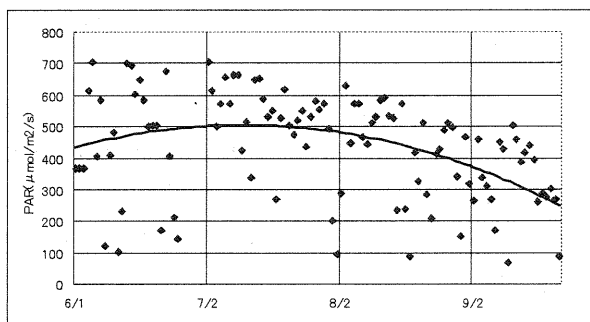
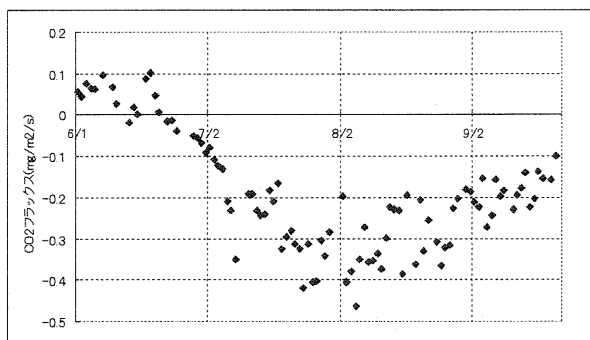


図 1 CO₂ フラックスと PAR の季節変化

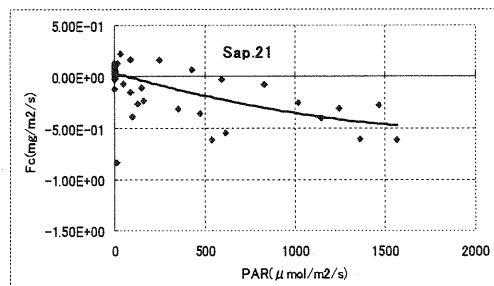
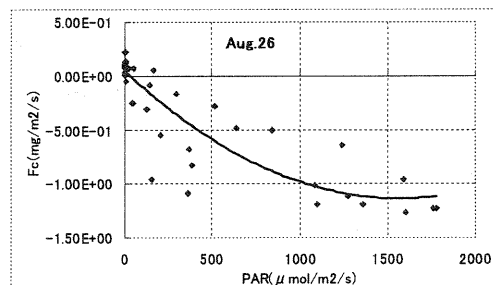
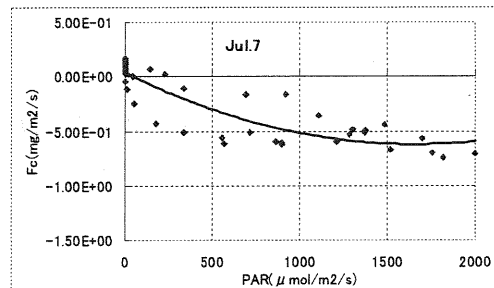


図 2.CO₂ フラックスと PAR の関係の例

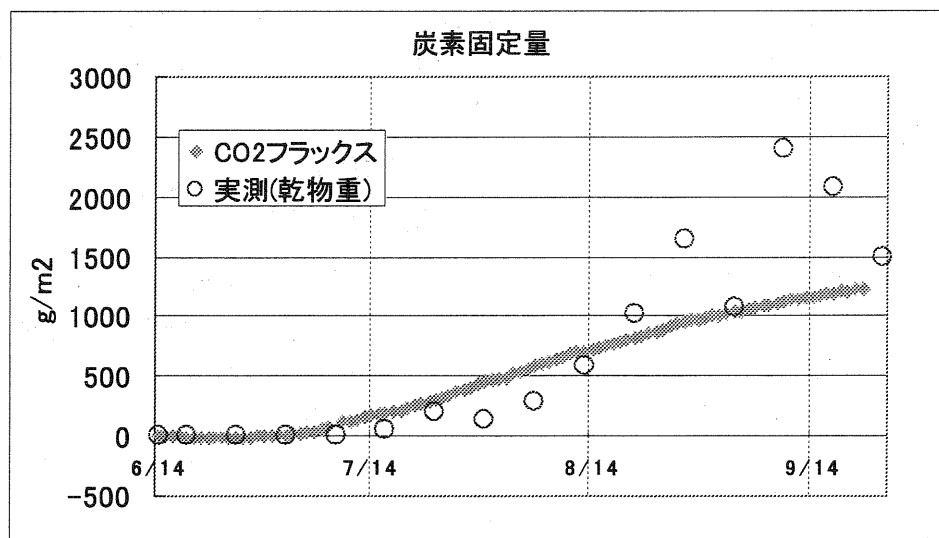


図 3. 渦相関法から推定した炭素固定量と実測の炭素固定量との比較

耕作地における CO₂ フラックスの季節変化

*滝本貴弘・伊野部京子・岩田徹

(岡山大学環境理工学部)

1. はじめに

近年, CO₂ 濃度の増加と地球温暖化問題を背景に, 世界的なスケールでの CO₂ の排出・固定量の把握を目的として, CO₂ 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, その内 AsiaFlux の一員として, 1998 年 12 月から日本の一般的な農業形態をとっている八浜農場を利用して, 耕作地における CO₂ フラックスと水蒸気フラックスの長期観測を渦相関法により実施している. 渦相関法によるフラックス観測では, 欠測が避けられない. 主な原因には降雨によるセンサーの動作不安定や, センサーの保守点検によるデータの欠落があげられる. 耕作地での CO₂ 収支を議論するためには, 欠測データの補完が必要不可欠である. その方法の 1 つとして, CO₂ 収支モデルがある.

本研究の目的は, 我々が長期観測を行っている耕作地において, CO₂ 収支モデルを構築し, CO₂ フラックスの季節変化を議論することである. 今回はその前段階として, 2003 年における水稻群落の生育期間における CO₂ フラックスの季節変化を調べたので報告する.

2. 観測方法

観測は岡山県玉野市八浜町の児島湾干拓地にある八浜農場で行った. 八浜農場は, 岡山市の南方約 20km, 岡山県玉野市八浜町の児島湾干拓地にあり, 面積は, 約 300×300m² である. 周辺は私有地であるが, 同じような水田が広がっている. 主風向に対する最短の吹送距離は約 500m である. 八浜農場では 5 月中旬に稲籾が播種され, 約 2 週間後に発芽する. 6 月中旬に水稻の高さは 0.15m になり, 灌漑水が導入される. 7 月下旬までの稲の成長は著しい. 8 月下旬には

出穂し, 9 月下旬に平均草高は 1m に達する. 11 月上旬に稲は収穫される. したがって, 地表面は 6 月から 10 月までの 5 ヶ月間は水稻群落で覆われ, 11 月から翌年の 5 月までの 7 ヶ月間は裸地であった.

CO₂・H₂O 変動計 (LI-COR, LI-7500), 超音波風向風速計 (KAIJO, DA-600) の渦相関センサーを地上 1.65m に設置し, 白金抵抗温度計 (Vaisala, HMP45A) を地上 1.3m に設置した. これらの信号は 10Hz でサンプリングし, ハードディスクに記録している. また光量子計 (LI-COR, LI190-SB) を水稻群落上に設置し, 30 秒ごとにデータを記録した. CO₂ フラックス等の統計量は 30 分のデータを使って計算した.

3. CO₂ 収支モデル

水稻群落による光合成量 (P) と植物が光合成に利用する光の波長である光合成有効放射量 (PAR) との関係は Michaelis-Menten の酵素反応の速度論が用いられることが多く, 次式で表される.

$$P = \frac{\alpha \cdot PAR \cdot P_{\max}}{P_{\max} + \alpha \cdot PAR} \dots (1)$$

ここで, P: 光合成量 (mg/m²/s), α : 立ち上がり勾配 (mg/ μ mol), PAR: 光合成有効放射 (PAR), P_{max}: 最大光合成量 (mg/m²/s) である.

また, 呼吸量 (R) は気温 (T) の上昇とともに増加するとされており, 次のような式で提案されている.

$$R = R_0 \cdot Q_{10}^{\frac{T - \bar{T}}{10}} \dots (2)$$

ここで, R: 呼吸量 (mg/m²/s), T: 気温 (°C), $\bar{T}$: 平均気温 (°C), R₀: T = $\bar{T}$ における R (mg/m²/s),

Q_{10} : 呼吸量の温度依存係数である。耕作地で観測される CO_2 フラックス fCO_2obs は、水稻群落の光合成による光合成量 P と呼吸による CO_2 放出量 R との収支であり、以下の式で表される。

$$\text{fCO}_2\text{obs} = -P + R \cdots \cdots (3)$$

fCO_2obs の符号は、上向き（放出）を正、下向き（吸収）を負とする。 P の符号は水稻群落が光合成により CO_2 を吸収する場合を正とし、 R の符号は fCO_2obs の符号と同じである。

次に、光合成量をモデル式から計算するために呼吸量が必要であるため、呼吸量を計算しておく。耕作期間において呼吸量は夜間の CO_2 フラックスであるため、これを呼吸量として定義し、式 (2) を用いて水稻群落の呼吸量を計算した。図 1 は縦軸を R 、横軸を T とし、気温 4°C ごとに R の平均値をプロットしたものである。各平均値には標準偏差が加えられている。曲線の式は最小二乗法によって得られた呼吸量のモデル式であり、 $R_0=0.06717$ 、 $Q_{10}=1.996$ となった。一般的に、気温が 10°C 上昇すると植物の呼吸量は 2 倍になるため、 $Q_{10}=1.996$ は適切な値であるといえる。

水稻群落による光合成量 P を計算するために、気象状況、稲の生育状況を考慮して耕作期間を 10~12 日ごとに分け、11 の期間に区分した。区分した各期間について、 α と $P_{\max}$ を一定とした。 P は (3) 式より $P = -\text{fCO}_2\text{obs} + R$ で与えられる。図 2 (a) は稲の最生育期間である 2003 年 8 月 1 日から 2003 年 8 月 10 日において縦軸を P 、横軸を PAR とし、データをプロットした光-光合成曲線である。曲線は最小二乗法によって得られた光合成量のモデル式であり、 $\alpha=0.00137$ 、 $P_{\max}=3.2186$ となった。図 2 (b) は出穂後の 2003 年 9 月 11 日から 2003 年 9 月 20 日における光-光合成曲線である。曲線は図 2 (a) と同様に、最小二乗法によって得られた光合成量のモデル式である。モデル式のパラメータは $\alpha=0.00117$ 、 $P_{\max}=1.8365$ となった。図 2 (a) と図 2 (b) を比較すると、期間 (b) より期間 (a) の方が PAR に対する光合成量が多いことがわかる。期間 (a)

は $\text{PAR}=2000 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ という強い光の下であっても光飽和を示さない。これは、稲が展葉期にあり個葉の光合成能力も高く、葉数も多いためであると考えられる。期間 (b) は、稲は出穂しており、稲の活動は光合成による CO_2 固定よりも、稲穂を膨らます方向へシフトする。葉の色は期間 (a) と比べると黄色がかっており個葉の光合成能力は低いと考えられる。これらのことは光合成量のモデル式のパラメータである α と $P_{\max}$ を比較することでもわかる。(a) と (b) の α 、 $P_{\max}$ を比べると、 α 、 $P_{\max}$ とも期間 (a) の方が高くなっている。 α は植物の光合成能力の指標であり、 α が大きければ稲は弱光下でも PAR を効率よく利用する。また $P_{\max}$ は理論上の最大光合成量である。

次に、以上の方法を用いて計算された CO_2 フラックス fCO_2calc と fCO_2obs を比較し、 fCO_2calc の欠測に対する補完妥当性を検証する。そこで、全観測期間について、 fCO_2calc と fCO_2obs との対応関係を調べた。結果を図 3 に示す。直線は原点を通る回帰直線であり、直線の式は

$$\text{fCO}_2\text{calc} = 0.96\text{fCO}_2\text{obs}$$

となった。これは、本研究において観測期間を 10~12 日ごとに区切った方法が妥当であることを示している。

4. CO_2 フラックスの季節変化

図 4 は、雨天等による欠測値を計算によって補完した値と観測値を用いて 10~12 日ごとに区切ったそれぞれの期間において光合成量、呼吸量、 CO_2 フラックスの積算値を示したものである。光合成量は期間①から増加し、期間③に最大となる。期間④は天候が悪く水稻群落の光合成が盛んではなかった。光合成量は、期間⑤を境に減少し始める。この期間は水稻が出穂する時期にあたり、光合成が抑制されるためであると考えられる。その後、稲の葉は黄色がかり、光合成はほとんど行われなくなる。 CO_2 フラックスも光合成量と同様の傾向を示す。呼吸量は光合成量ほど顕著な変化を示さない。しかしながら、

呼吸量は気温の上昇とともに増加し、気温の下降とともに減少する傾向が見られる。

また、図には $fCO_2\text{obs}$ の積算値も示している。期間③において CO_2 フラックスの積算値に占める $fCO_2\text{obs}$ の積算値の割合は 12.2%であった。つまり、87.8%はモデル式によって補完された値である。そこで、 CO_2 フラックスの積算値の精度を検証するために、稲の乾物重と比較した。全観測期間における CO_2 フラックスの積算値は水稻群落によって固定された CO_2 量であり、 1.17kg/m^2 であった。一方、2003 年 10 月 1 日における稲の乾物重は $1.53 \pm 0.46\text{kg/m}^2$ であり、 CO_2 フラックスの積算値は実測値の範囲内であると

いえる。

5. おわりに

耕作地で 2003 年に測定した CO_2 フラックスについて、 CO_2 収支モデルを構築し、データの補完を行った。補完によって計算された値を用いて、10～12 日ごとに区切った期間についての光合成量、呼吸量、 CO_2 フラックスの積算値は水稻群落の成長とともに顕著な変化を示した。また水稻群落の生育期間内の CO_2 フラックスの積算値は実測による乾物重と符合したといえる。今後は、非耕作期間についても CO_2 収支モデルを構築し、年間の CO_2 収支について調べたい。

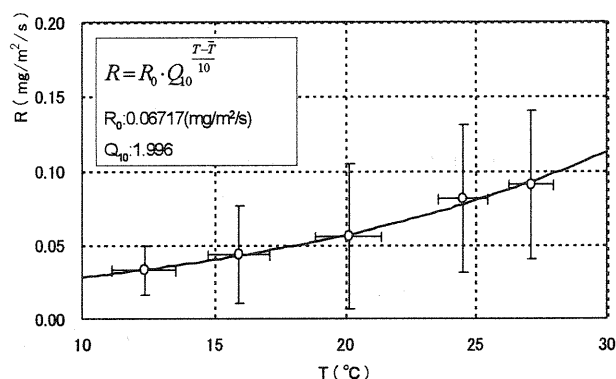


図1 呼吸量 (R) と気温 (T) との関係
白丸は観測値であり標準偏差が加えられている
曲線は最小二乗法による呼吸量のモデル式である

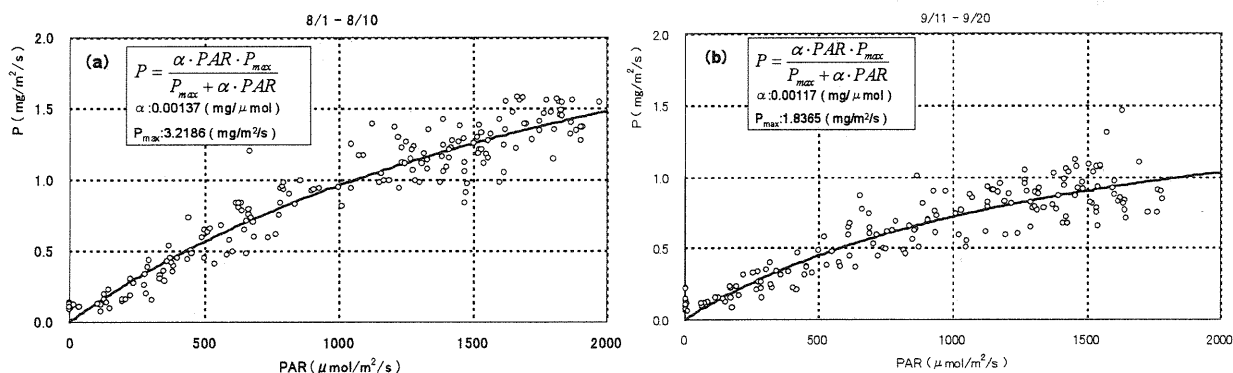


図2 光合成量 (P) と光合成有効放射量 (PAR) との関係の例

(a) は 8/1～8/10, (b) は 9/11～9/20 のもの

白丸は観測値、曲線は最小二乗法による光合成量のモデル式である

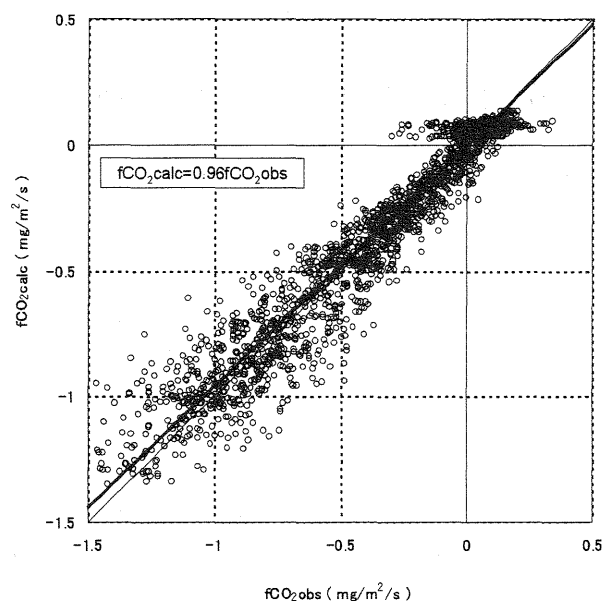


図3 $f\text{CO}_2\text{obs}$ と $f\text{CO}_2\text{calc}$ の関係

太線は原点を通る回帰直線、細線は1:1の直線である

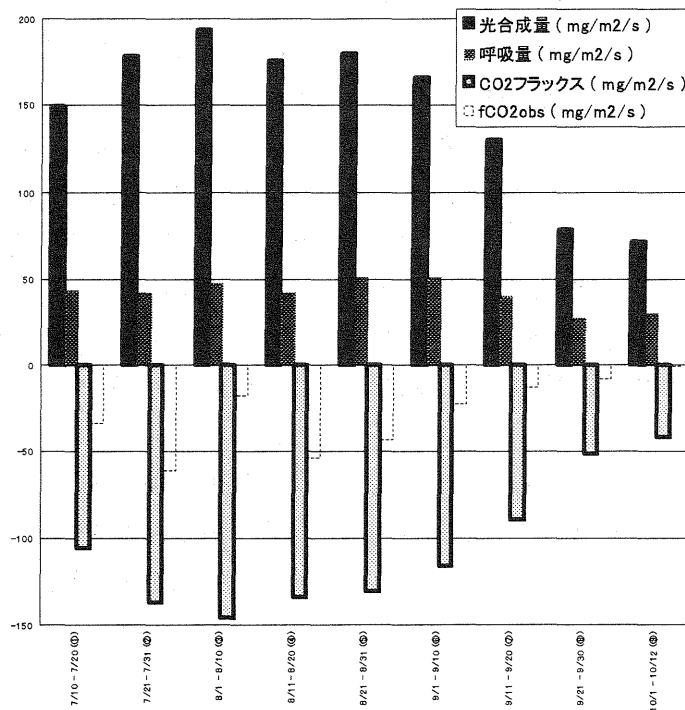


図4 光合成量、呼吸量、 CO_2 フラックスの積算値の季節変化

$f\text{CO}_2\text{obs}$ は観測された CO_2 フラックスの値である

沿岸海水中の CO₂ の変化要因

*日下貴博・大西和人・岩田徹(岡山大・環境理工)

1 はじめに

近年、大気中の二酸化炭素が増加している。二酸化炭素は温室効果ガスのひとつであり、その濃度が高まると地球温暖化を招くと言われている。大気に放出された二酸化炭素は大気、海洋、生物圏の3箇所蓄えられる。IPCCの報告によると排出された二酸化炭素のうち約45%は大気中に残留し、約28%が海洋によって吸収されている。しかしこの数値は実測値ではなく、モデル計算で与えられているので信頼性が十分高いとは言えない。大気-海洋間での二酸化炭素交換は、物理的、化学的、生物学的な多様な因子が絡み合った複雑系であり、その一つ一つの過程に関して理解を深める必要がある。

このようなことから、我々は日本海沿岸における海洋中の二酸化炭素濃度を測定している。そして海洋中の二酸化炭素が水深や、季節の違いによってどう変化するか、またその変化を起こす要因とどのように関連しているかについて把握することを目的としている。

2-1 測定概要

観測は新潟県中頸城郡大潟町にある京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所にあるT字型の実験栈橋で行った。このT字型実

験栈橋は以下のような特徴を有している。

- ・世界で1, 2を争う大型実験栈橋である
- ・実験栈橋は日本海に面した直線的な海岸線にあり、典型的な海陸風の影響を受ける
- ・栈橋のある沿岸域は海洋諸物理量の変動が外洋に比べて桁違いに大きく、現象を拡大して見ることができる

観測期間は春季5月30~6月3日の5日間、夏季7月28日~8月6日の10日間、秋季9月22日~9月27日の6日間の計21日間である。

測定方法は栈橋から北原式B号採水器を海水中におろし採水を行い、魔法瓶に入れ実験室に持ちかえり二酸化炭素分圧(pCO₂)の測定を行った。pCO₂の測定原理については後に述べる。pCO₂は2回測定し、平均値を出した。採水は朝7時から夜の18時にかけて2時間おきに行い、22時ごろにもう1回行った。ここでは深度による比較を行っているため、0.5m、3m、5.5mの3深度の採水を行った。また、pCO₂は輸送中、海水温の変動によって、二酸化炭素濃度に変動が生じる。よって以下の経験式を用いて水温補正されている。

$$pCO_2(\text{Corrected}) = pCO_2(\text{Measured}) \cdot \text{Exp} \{0.043(T_1 - T_2)\}$$

ここで、pCO₂(Measured)はpCO₂計で測定した値であり、pCO₂(Corrected)は補

正後の値である。 T_1 は現場水温、 T_2 は測定時の水温である。

水温のデータは水質計 HORIBA U-20XD による測定値を用いた。0.5m の深度で連続的な現場データを取得した (図 1 参照)。水質計は約 3 日に 1 度ドリフトチェックを行った。

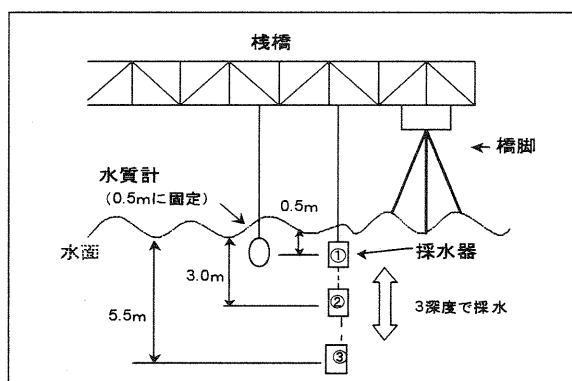


図 1 採水方法および水質計の設置場所

2-2 $p\text{CO}_2$ の測定原理

$p\text{CO}_2$ の測定には Ohtaki et al (1994) が開発したバブリング式 $p\text{CO}_2$ 測定器を用いた。測定原理は平衡器に一定量の試料水を入れ、既知濃度の CO_2 キャリアガスをバブリングさせる。バブリングが開始すると、試料水の溶けていた CO_2 とキャリアガスの CO_2 が相互作用する。キャリアガス中の CO_2 濃度を NDIR (非分散型赤外線ガス分析器) で測定する。このとき、濃度差により NDIR の出力信号は正または負のピークを示す。NDIR のピーク値が 0 となる濃度が試料水の濃度に等しく、これを求めるために、既知濃度の 5 種類の CO_2 キャリアガス濃度と NDIR ピーク値との回帰直線を作り、NDIR ピーク値が 0 となるキャリアガス濃度を求める。

3-1 水温による $p\text{CO}_2$ の変化

$p\text{CO}_2$ は水温に対して敏感に反応する。1 $^{\circ}\text{C}$ の温度変化に対して実際の値より約 4% の変化が起こるといわれている (Peng et al., 1982)。図 3、上は $p\text{CO}_2$ と水温の季節ごとの平均および偏差を示している。下は $p\text{CO}_2$ を縦軸に、水温を横軸にとり、 $p\text{CO}_2$ と水温の相関を示している。水温は春季では 18~19.5 $^{\circ}\text{C}$ 、夏季では 26~28 $^{\circ}\text{C}$ 、秋季では 24~25.5 $^{\circ}\text{C}$ の間で推移していた。 $p\text{CO}_2$ の値は春季では 240~320ppm、夏季では 440~550ppm、秋季では 280~370ppm の間で推移していた。図 3、上より $p\text{CO}_2$ と水温は同じような季節変動を示した。図 3、下より $p\text{CO}_2$ と水温には正の相関があることが分かる。

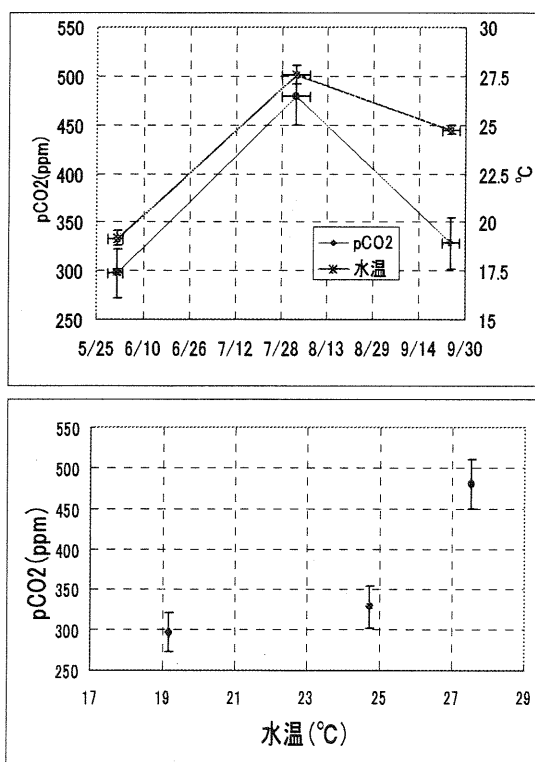


図 3 $p\text{CO}_2$ および水温の季節変動 (上)
 $p\text{CO}_2$ と水温の相関関係 (下)

3-2 特徴的な $p\text{CO}_2$ のデータ

今回観測により得られた $p\text{CO}_2$ のデータから特徴的な変化が見られた。図 3 は夏季および秋季の深度別、日変化である。8 月 3 日の $p\text{CO}_2$ の値が 400~450ppm の範囲で日変化した。他の日に比べ平均して約 50ppm 下がっている。一時的に値が下がることはたびたびあったが、1 日中値が下がっていたことは今までなかった。またそのときに海水が濁り始めた。同様の現象が同観測点において 2002 年にも見られた。この原因として、ここの水塊とは違う水塊が流入したと考えられる。その理由として、 $p\text{H}$ の値が他の日に比べて高かったこと、塩分の値が低下したことが挙げられる。

$p\text{CO}_2$ の値は春季、夏季、秋季とも昼過ぎに最高値を出し、夜中に下がっていく傾向が見られた。これは日中の日射によって水温が上がったことによってこのような結果になったものと見ている。しかし、秋季の 9 月 26、27 日のデータでは前日の夕方より $p\text{CO}_2$ の値が逆転する現象が見られた。図 4 は 9 月 23 日および 9 月 26 日の $p\text{CO}_2$ の鉛直プロファイルである。縦軸は水深、横軸は $p\text{CO}_2$ の測定時間における濃度変化を示している。6 月 3 日のデータは海水がよく混合されているのに対して、9 月 26 日のデータは 0.5m から深くなるにつれて $p\text{CO}_2$ の値が高い傾向が 1 日中続いている。また同時期に塩分の値も低下している。その原因として前日から降っていた雨が原因と見ている。その理由として降雨により表層水に淡水が流入し、表層が低い密度成層が生成され、表層の $p\text{CO}_2$ の濃度が薄められたと考えている。

4 まとめと今後の課題

今回の観測を通じて理解したことは以下のとおりである。

- $p\text{CO}_2$ は水温の変化に敏感に反応し、水温と正の相関がある
- 季節的な変動では夏季のほうが春季、秋季より、 CO_2 を多く蓄積している

今後の課題として、水温以外の要素と $p\text{CO}_2$ との関係について研究していきたい。

まず、生物学的観点から光合成が $p\text{CO}_2$ に与える影響について着目する必要がある。日本海沿岸域では水深が浅く海底まで日射が届いており、水生植物により光合成が行われている。光合成が行われることにより、確実に $p\text{CO}_2$ は変動するので、 $p\text{CO}_2$ の動態をより確実に理解することができる。

また、 $p\text{CO}_2$ の変動に $p\text{H}$ が大きく関与していることが言われている。よって $p\text{H}$ との関係についても研究していきたい。

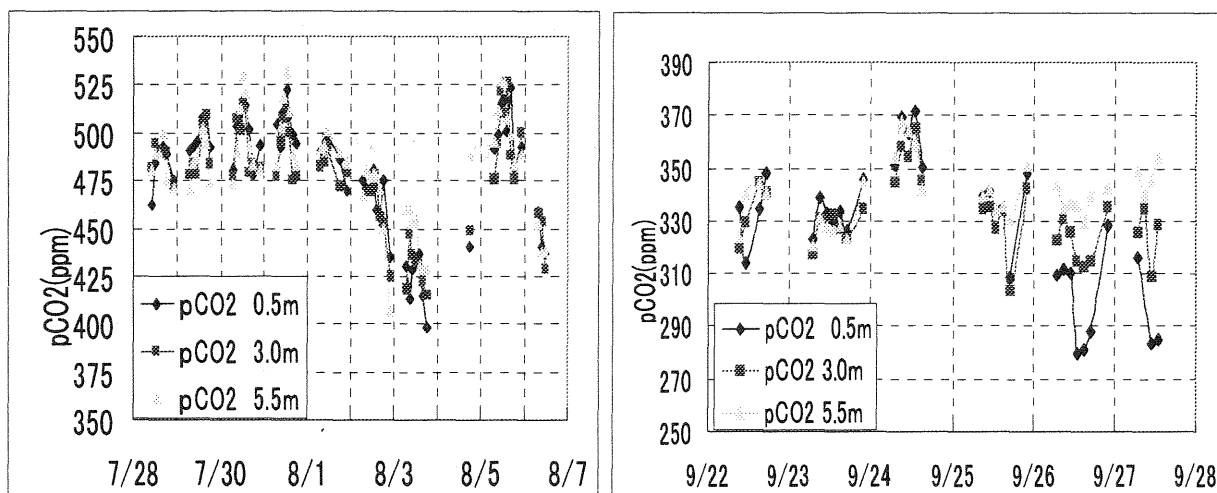


図3 $p\text{CO}_2$ の深度別、日変化 (左 夏季7月28日～8月7日
右 秋季9月22日～9月27日)

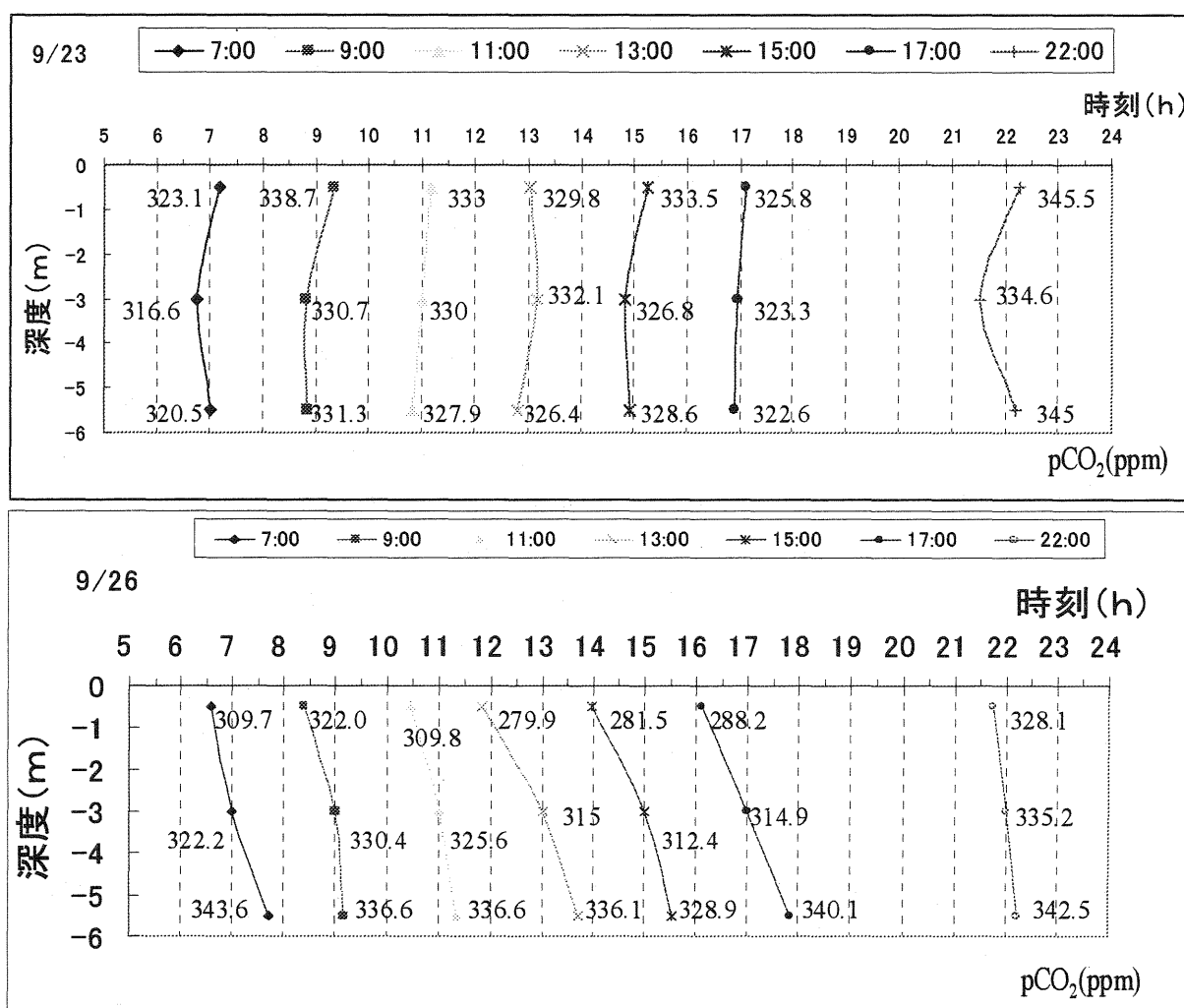


図4 $p\text{CO}_2$ の鉛直プロファイル (上; 9月23日 1目盛あたり 10ppm
下; 9月26日 1目盛あたり 20ppm)

大気・海洋間の CO₂ 交換に関する微気象測定について

渡辺千香子*・出晴寛基・岩田徹(岡山大・環境理工)・塚本修(岡山大・理)

1. はじめに

近年、CO₂ の増加により地球温暖化現象が深刻になってきた。これに対し、CO₂ を減らす対策を考える一方で、CO₂ の動向を明らかにすることも重要である。人間活動によって放出された CO₂ は大気圏に残留し、植物、海洋圏に固定される。そのため大気中の CO₂ 濃度は、大気 - 植物間、大気 - 海洋間の交換のバランスによって決められる。近年、陸上では多くの測定データの蓄積、ネットワーク化が進みつつあり、大気 - 植物間についてより詳しく広範囲な理解が進んでいる。また、地球表面の 7 割を占める海洋においては、バルク法によって CO₂ 吸収量の評価がなされてきたが、気象学的手法による結果と必ずしも一致しておらず、その評価誤差も大きいというのが現状である。大気 - 海洋間における CO₂ の交換メカニズムを解明するために、海洋上における CO₂ フラックスの測定方法の確立が必要とされている。

本研究では実験栈橋において渦相関法を用い、海洋上での CO₂ フラックスの直接測

定を行った。主に大気側のデータから、CO₂ フラックスの性質について報告する。

2. 観測概要

観測は新潟県中頸城郡大潟町にある京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所の実験栈橋で行った。海岸から約 250m 離れており、また典型的な海陸風に支配されているため、日中は吹走距離が十分な海のデータが得られる。本報告で用いたデータの解析期間は、7 月 27 日～8 月 5 日の 10 日間である。観測に用いた測器などは表 1 に示した。

3. 観測結果の特徴

観測により得られた CO₂ フラックス F_c と風速 U の時系列データを図 1 に示す。夜間の陸風は、海岸線に対して直角に吹き、日中の海風は、海側から海岸線にたいして直角に吹いた後、陸から海に向かって右にほぼ 45 度ずれて、吹いてくるという特徴を有している。これは、十分な吹走距離が確保できた場合にコリオリ力が影響してくる

表 1. 観測項目

系統	測定項目	測器	設置場所	サンプリング
大気	風速3成分/気温変動	Kaijo DA600	栈橋上三脚(海面上10m)	0.1sec
	CO ₂ /水蒸気変動	Li-Cor Li7500		
	CO ₂ 絶対濃度(PCO ₂)	Li-Cor Li6262	栈橋上三脚よりサンプル吸引	15sec
海水	溶存二酸化炭素分圧(pCO ₂)		北原式B号採水器にて海水サンプル採取	日中1.5時間 または2時間
	溶存無機炭酸(DIC)	SHIMADZU TOC-V		

ためと考えられる。陸風時には、 F_c は大きく上向きで $0.1 \sim 0.4 \text{ mg/m}^2\text{s}$ となる。これは、陸上植物の呼吸によって排出された高濃度の CO_2 が海上に移流し、海面上に蓄積されたためと考えられる。この影響により、大気 - 海洋間の CO_2 交換を示しているとは言えないので、解析対象から除去している。また陸風から海風になると、夜間の内に移流されていた空気塊は温められて混合している。そして、海風時には風速が比較的大きいので、上空に高濃度の空気塊が運ばれてきて、 F_c は下向きに振れ、 $-0.2 \sim -0.1 \text{ mg/m}^2\text{s}$ [6~10hr] となる。その後、十分な吹走距離を確保でき、 F_c は $0 \sim -0.05 \text{ mg/m}^2\text{s}$ [10~17hr] 程度で安定する。

風速は、陸風時には $1 \sim 3 \text{ m/s}$ 、海風時には $3 \sim 5 \text{ m/s}$ 程度の値をとる。海風時の CO_2 フラックス F_c と風速 U との関係を図 2 に示す。 F_c は近似的に U の 2 乗に比例していると言える。また、岩田(2002)は F_c が U の 3 乗に比例している近似式を提案している。これらの近似式は、低風速時にはよく一致している。

4. CO_2 分圧とフラックス

CO_2 フラックス F_c と風速 U の日平均データを図 3 に、 CO_2 分圧の日平均データを図 4 に示す。大気中高度 10 m での $\text{PCO}_2(10 \text{ m})$ は $360 \sim 400 \mu \text{ atm}$ 、海水中深度 0.5 m での $\text{pCO}_2(0.5 \text{ m})$ は $450 \sim 500 \mu \text{ atm}$ で推移している。 $\text{pCO}_2(0.5 \text{ m})$ は 8 月 3 日に急激に減少し、 CO_2 フラックス F_c は大きく負の値をとっている。この時 DIC および塩分の値も急激に低下し、 pH の値は急激に増加した。さらに、8 月 3 日の朝から、前日まで青く澄んでいた海水が濁り始めた。ま

た、同桟橋における 2002 年の夏季集中観測においても同様の現象が見られた。この時の原因として、河川水から異なる水塊が流入した可能性が挙げられており、今回の観測においても同様の現象によるものと考えられる。水質が一時的に変化したことにより、海水中の CO_2 分圧が低下し、その結果 CO_2 フラックス F_c の下向き輸送量が増加したと推測できる。 $\text{pCO}_2(0.5 \text{ m})$ が下がった時には、 CO_2 フラックス F_c が下向きに増加する傾向にあり、正の相関がよく表れている。

バルク法の原理に基づいて考えると、高濃度である海洋から低濃度である大気へ CO_2 が輸送されるはずであるが、 CO_2 フラックス F_c はほとんど下向きであった。この理由として、海風時は、大気側は十分な吹走距離が確保できているが、海水中は陸地の影響をうけたままの非定常な状態にあり、大気 - 海洋間で平衡状態に達していないという可能性が考えられる。この場合、渦相関法で得られた大気中の CO_2 フラックス F_c は、大気 - 海洋間の CO_2 交換量を表していないと推測される。

5. まとめ

大気中における CO_2 フラックス F_c を渦相関法によって直接測定し、過去の測定結果と同様に日中下向きの CO_2 フラックス F_c が観測された。 F_c が風に影響されることは知られているが、今回のデータからも海陸風に大きく依存した変動が見受けられる。また、吹走距離が十分確保出来る場合においては、 CO_2 フラックス F_c は風速 U の二乗に比例する近似が可能となった。

CO_2 フラックス F_c は海水中の分圧と正

の相関があったが、大気 - 海洋間の CO_2 交換量を表しているわけではないという可能性が示唆された。今回、大気中の CO_2 フラックス F_c 、大気中の $\text{PCO}_2(10\text{m})$ 、海水中の $\text{pCO}_2(0.5\text{m})$ を比較したが、その関係を

明確にすることは出来なかった。今後は、大気側だけでなく、海洋側からもフラックスを比較検討し、大気 - 海洋間の CO_2 交換過程の解明に役立てていきたい。

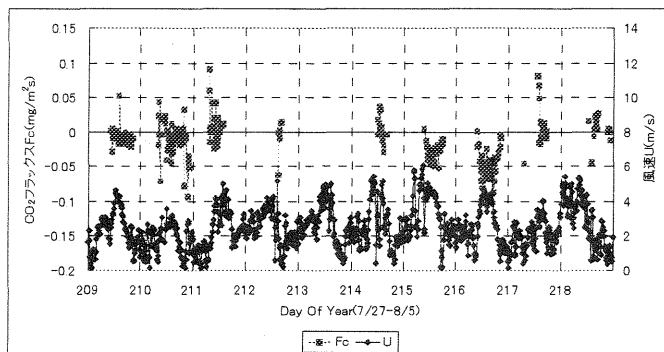


図 1. CO_2 フラックス F_c と風速 U の時系列データ

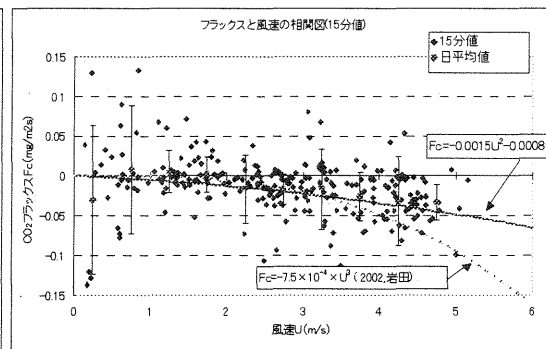


図 2. CO_2 フラックスと風速の相関図

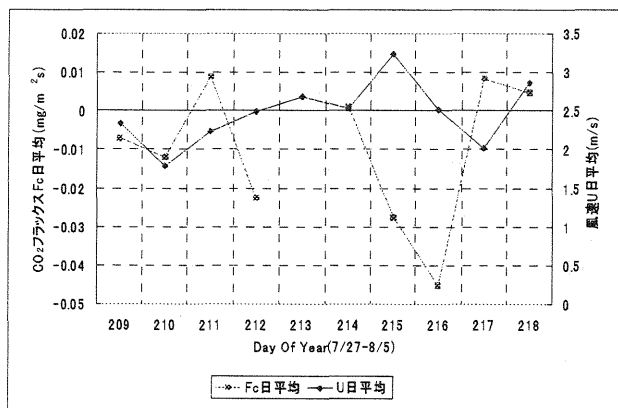


図 3. CO_2 フラックス F_c の日平均
風速 U の日平均

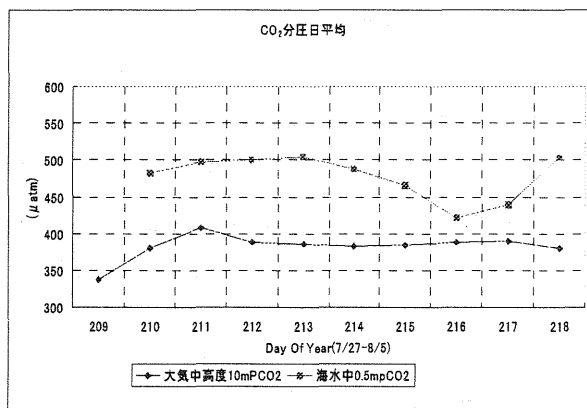


図 4. 海水中 0.5m の CO_2 分圧日平均
大気中高度 10m の CO_2 分圧日平均

日本海沿岸における $p\text{CO}_2$ と波の関係について

市田彰浩(岡山大・環境理工)・山下隆男(京都大・防災研)・

片山博之(日本環境計測)・岩田徹(岡山大・環境理工)

1. はじめに

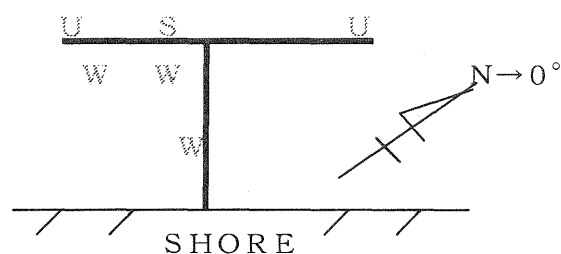
近年、大気中の二酸化炭素が地球規模での熱収支や気候変動に大きく影響を及ぼし、世界的に問題となっている。この問題に対して、深刻な研究課題となっているのが、大気と海洋間における二酸化炭素の交換である。大気と海洋間における二酸化炭素の交換を考える上では、大気と海洋との相互作用を解明する必要がある。ここで、大気－海洋間のガス交換は、直接的には、海面を通じて行われる。その過程を担っているのは、海面に風が吹いて起こる風波現象である。大気－海洋間のガス交換のメカニズムを解明する上では、風波とガス交換との相互関係の究明が重要となる。

我々の研究グループは、風波の代表波として有義波を取り扱い、有義波高と海中の $p\text{CO}_2$ 変動との相互関係を究明すべく、日本海沿岸海域において観測を行った。観測現場海域においては、冬季には日本海からの強い季節風が定常的に卓越しており、それに伴い風波がより発達するなど、好条件下での観測データが得られた。また、今回の観測から $p\text{CO}_2$ 濃度計（SAMI）を用いることにより、観測期間中、海水中の $p\text{CO}_2$ を常時連続測定することが可能となった。

本報告では、2004年冬季における観測データの解析結果について報告する。

2. 測定概要

観測は新潟県中頸城郡大潟町にある京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所の実験栈橋にて行った。観測データは2004年2月11日～3月10日のものを使用した。この期間においては、風波の発達が生ずるなど、物理的過程が大きな割合を占める。実験栈橋は海岸から先端まで約255m、先端部は左右に100mのT字型栈橋である。栈橋上に、超音波式風速計及び超音波式波高計を設置した。また、 $p\text{CO}_2$ 濃度計「SAMI」（Photo.1）を海中深度6mに設置した。栈橋への設置状況は、下に示す。解析データにおいて、風速は15分平均値、有義波高は1時間値、 $p\text{CO}_2$ 値は30分値を用いた。



U：超音波式風速計

S： $p\text{CO}_2$ 濃度計「SAMI」

W：超音波式波高計

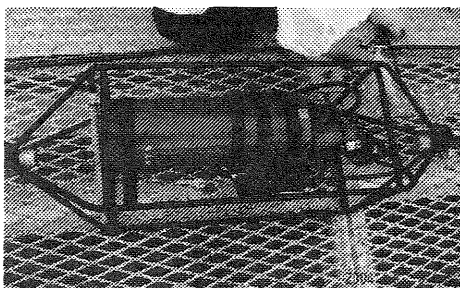


Photo. 1 : S A M I

3. 結果と考察

観測期間中（2月11日10:00～3月10日9:00）における風速と有義波高のそれぞれの時間変化を Fig.2 (a) に示す。風速の増加に伴い有義波高も上昇している。特に、2月14日～20日、23日、27日付近は、互いの位相は相似したものとなっている。Fig.1 より、その期間においては、海からの風が発達していた。そこで、海風時における風速と有義波高の相関を見てみると（Fig.3）、かなり高い相関を示している。

次に、観測期間中における、有義波高と海中の $p\text{CO}_2$ との時間変化を Fig.2 (b) に、有義波高と $p\text{CO}_2$ 変動値（210 分移動平均との差）を Fig.2 (c) に示す。有義波高の上昇とともに、海中の $p\text{CO}_2$ も上昇する傾向がはっきり見てとれる。ここでも、海からの風が発達している時にその傾向が強く現れている。よって、海風時における、有義波高と海中の $p\text{CO}_2$ との相関図を見てみると（Fig.4）、かなり良い相関が見てとれる。また、ある程度のタイムラグを持つての相関を見てみると、ばらつきが少なくなっているのがわかる。同様に、有義波高と海中の $p\text{CO}_2$ 変動値との関係を見てみると、有義波高の上昇に伴い、 $p\text{CO}_2$ の変動が激しくなる傾向にある。しかし、互いの相関を見てみると、かなりのばらつきが見てと

れる。また、陸風のときは、有義波高と海中の $p\text{CO}_2$ との相関はあまり見られなかった。

4. まとめ

日本海沿岸海域における2004年冬季の測定・解析結果について報告した。

- ・ 海中の $p\text{CO}_2$ 値は、有義波高に大きく影響される。有義波高の上昇に伴い、 $p\text{CO}_2$ 値も上昇する。
- ・ 特に、海風が卓越しているときには、有義波高と海中の $p\text{CO}_2$ 値は高い相関を持つ。
- ・ また、有義波高の変動に伴い、海中の $p\text{CO}_2$ 値は大きく変動するが、その変動幅にはばらつきがある。
- ・ また、有義波高の時間変化と $p\text{CO}_2$ 値の時間変化にはタイムラグが生じている。

ここで、大気から表層海水への CO_2 輸送は、風波の発達（有義波高の変動）が強く関連しているが、海水中の下方への CO_2 輸送は、また別のメカニズムが働いていると推測される。

今後の課題として、風波と大気-海洋間 CO_2 フラックスとの関連について解析していく。ここで重要となるのが、 CO_2 フラックスを求めるとき、バルク式中に用いるガス交換係数の選定である。そこで、1) 波のパラメータ（白波の領域面積、砕波パラメータなど）を含んだガス交換係数の評価、2) 有義波を CO_2 フラックスへ反映させた場合の評価、などについて検討していきたい。

また、風波によって発生した気泡による CO_2 輸送のメカニズムについても、理解を深めていきたい。

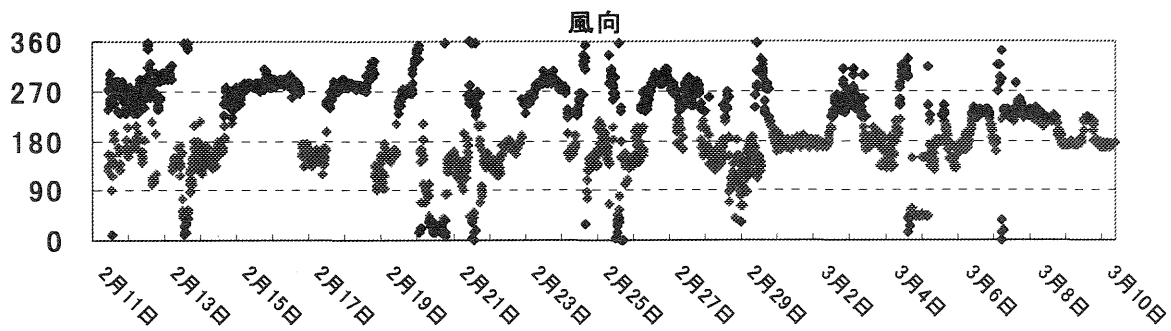


Fig. 1 風向の時間変化図

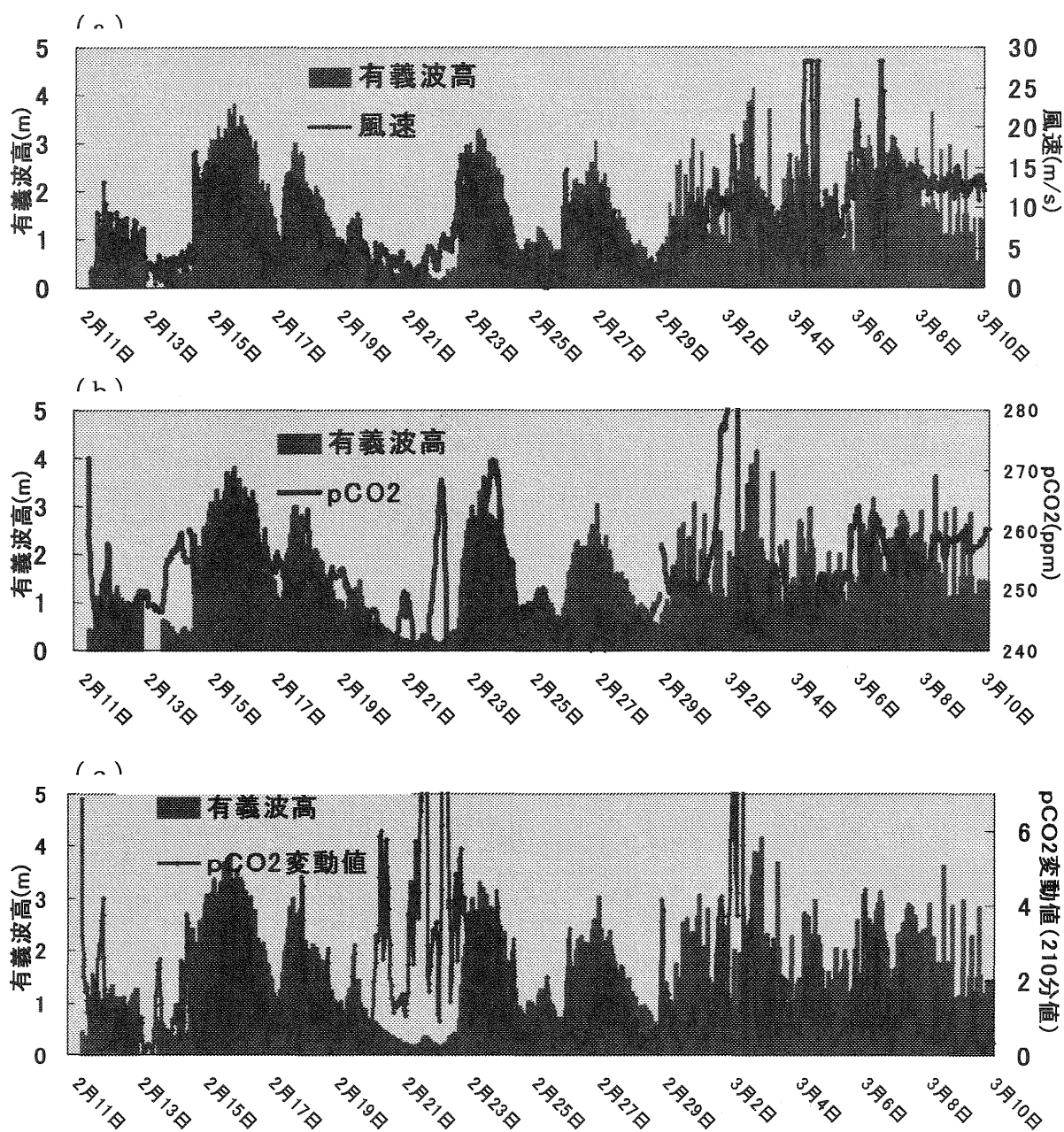


Fig.2 風速、有義波高、 $p\text{CO}_2$ 、 $p\text{CO}_2$ 変動値のそれぞれの時間変化図

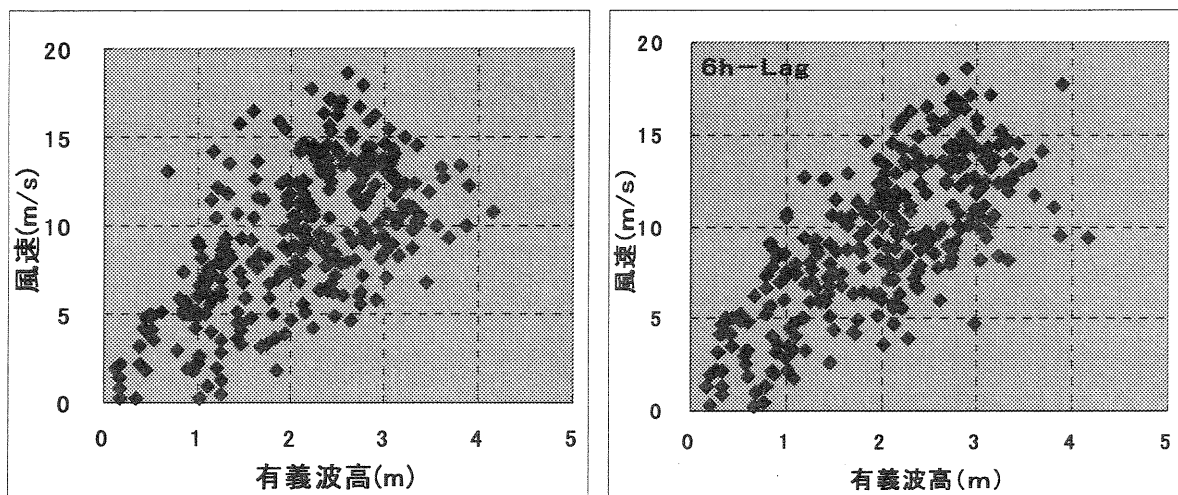


Fig. 3 風速と有義波高との相関図₂

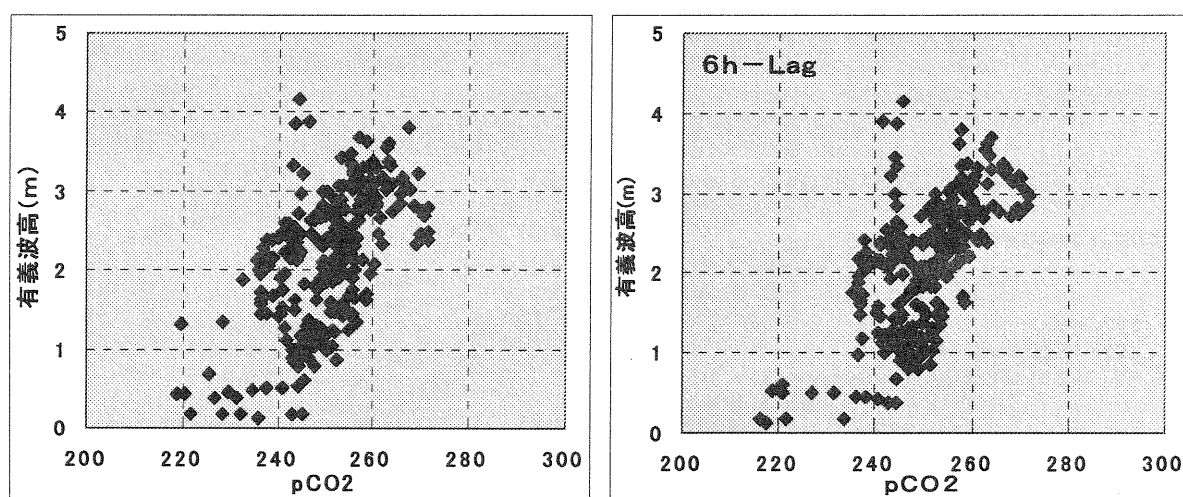


Fig.4 有義波高と pCO_2 との相関図

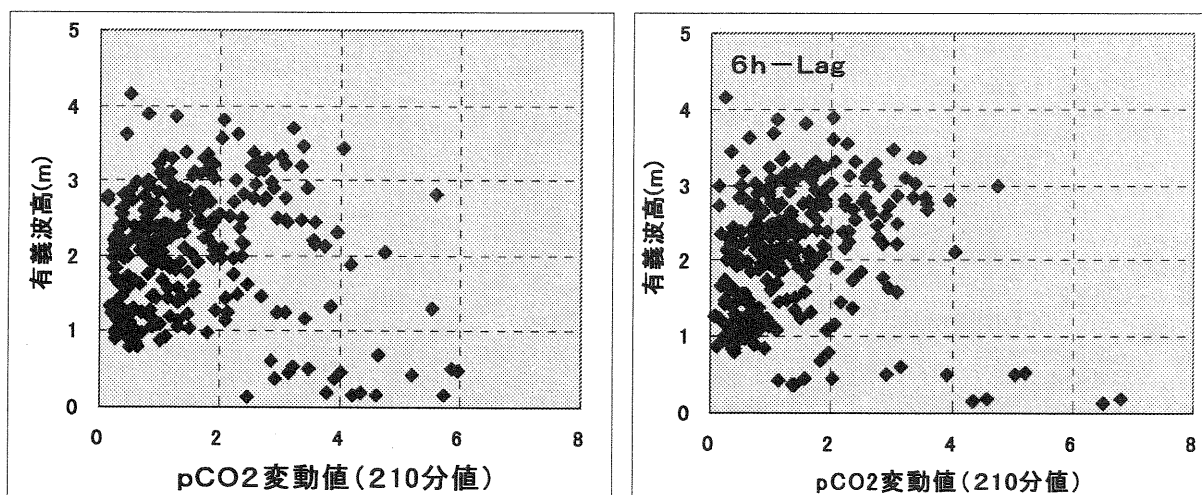


Fig. 5 有義波高と pCO_2 変動値との相関図

千島列島縁辺海域・ベーリング海における二酸化炭素の鉛直分布及び水平分布 — 海洋地球研究船「みらい」MR04-04 航海 —

山下栄次(岡山理科大学・技術研)・*川崎聡(岡山理科大学・院)・重田祥範(岡山理科大学)
濱宮大智(大阪府立大・院)・脇田昌英(JAMSTEC)・渡邊修一(JAMSTEC)

1.はじめに

海洋はガス吸収・放出源としての大きな役割を果たしている。それゆえ、海洋における温暖化ガスの時空間的な分布特性を明らかにするためには、深海を含む海洋全層におけるモニタリングを実施し、CO₂の循環メカニズムの解明を図る必要がある(気象庁,1991)。しかし、大気中のCO₂と直接交換をするpCO₂(海水中二酸化炭素分圧)の鉛直方向の直接測定はあまり行われていない。本研究に使用している岡山式pCO₂自動測定器の特徴は、従来の測定器と比較して平衡器が小型であり、約250mlの海水があればpCO₂を直接的に測定できることである。そのため鉛直方向に採水することによってpCO₂を直接測定することが可能である(大滝ら,1994)。今回はMR04-04研究航海で行った千島列島縁辺海域及びベーリング海におけるpCO₂の鉛直分布及び水平方向について報告する。

2.方法

2.1 測定場所・期間

図1にMR04-04研究航海の測定航路を示す。●はpCO₂の鉛直採水の採水地点を示した。本航海では41ヶ所で鉛直採水を行った。pCO₂の鉛直採水はSta.1, Sta.5, Sta.10, Sta.13, Sta.16, Sta.19, Sta.24, Sta.28, Sta.35, Sta.37, Sta.39の11地点で行った。表1に鉛直採水の採水地点の緯度・経度を示した。

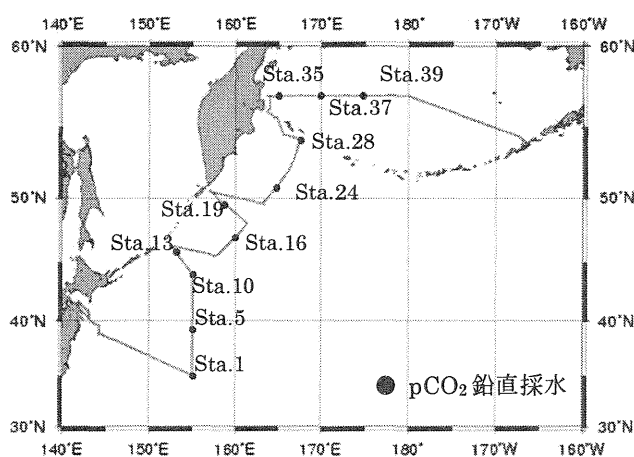


図1 MR04-04研究航海の測定航路及び
pCO₂鉛直採水地点

鉛直分布における試料海水は、「みらい」の後部甲板よりCTD・CMSによって採取した。採水深度は0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 700, 1000, 1400, 2000, 2400, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000, 5500, Bottom-10mの25層であった。なお表面海水はバケツ採水を行った。

水平測定の観測期間は、2004年8月9日0:00(UTC)から2004年8月10日14:00(UTC)までは1時間毎、2004年8月10日18:00(UTC)から2004年8月27日18:00(UTC)までは4時間毎に分析した。水平測定における試料海水は、表層海水分析室にて、海表面より6m下にある船底採取口から連続的に採取されている表面海水を用いた。

2.2 pCO₂測定方法

海水は各水深のニスキンボトルから、500ml 褐色瓶に、テフロンチューブを用いて瓶の底より採取した。褐色瓶は、20 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。保存した海水は分析の約 2~3 時間前に表面海水に浸け、温度を表面海水温にした後、岡山式 pCO₂ 自動測定器を用いて pCO₂ を測定した。解析に使用データについては pCO₂ の熱力学的依存性を考慮した温度係数 $4.3\% \cdot \text{pCO}_2 \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ を用いて、採水地点の現場水温に戻し、補正した値を用いた。

3. 結果及び考察

3.1 pCO₂ 水平分布

SST と S から海域の特徴について検討するため、図 2 に MR04-04 航海における SST-S ダイアグラムを示した。SST-S ダイアグラムは横軸に SST、縦軸に S をプロットした図であり海域の特徴を知ることが可能である。図 2 より千島列島縁辺海域・ベーリング海を 3 つの海域に分けた。SST が 22.0~27.1°C, 31.2~35.8psu, SST が上がると S も上がる海域を Area1, SST が 17.6~27.5°C, 33.4~35.0psu, SST が上がると S も上がるが、Area1 より傾きの小さい海域を Area2, SST が 9.7~15.4°C, 32.7~34.6psu で SST が下がると塩分の上がる海域を Area3 とした。

図 3 に SST-S ダイアグラムで海域区分した MR04-04 航海における pCO₂ の水平分布、図 4 に MR04-04 航海における pCO₂ と P CO₂ 時間変化を示した。pCO₂ の全測定値の平均値は 387 μatm で標準偏差は 53 μatm であった。また表 3 にそれぞれ SST-S ダイアグラムにより海域区分した各海域における pCO₂ の最大値、平均値、標準偏差、変動係数、測定数を示した。Area1 の pCO₂ 平均値は 389 μatm 、Area2 は 403 μatm 、

Area3 は 380 μatm であった。Area3 は pCO₂ の変動係数が最も大きく 68 μatm であった。図 3、図 4 より Area3 の航路では、pCO₂ が小さくなるのは陸地に近づいたときで、離れると大きくなる傾向がみられた。本航海における PCO₂ の平均値は 372 μatm であった。PCO₂ は Area 毎における差は見られなかった。図 5 に MR04-04 航海における CO₂Fulx の時間変化を示した。Area1 は CO₂ の交換が小さい海域であった。Area2 は CO₂ を放出する海域であった。Area3 においては CO₂ の吸収と放出が両方起こる海域であった。

本航海において吸収と放出が両方起こっていた Area3 の pCO₂ の変化要因について検討する。図 6 に Area3 における pCO₂ に対する、DO, SST, Ts の時間変化を示した。DO は pCO₂ が小さくなったときに、目立つ変化は見られなかった。しかし SST はカムチャッカ半島に近づいたときの pCO₂ 減少時に約 2°C 低くなり、ベーリング海へ抜けるときの pCO₂ の減少時には約 3°C 高くなった。S は pCO₂ 小さくなったとき、約 0.5psu 低くなった。これらのことから Area3 における陸付近の pCO₂ 減少変化要因は、生物的要因よりも SST, S が pCO₂ に与える影響のほうが大きいと考えられる。

3.2 pCO₂ 鉛直分布

図 7 に 155° 00' E に沿った Sta.1, Sta.5, Sta.10 における pCO₂ の鉛直分布を示した。Sta.1, Sta.5 の pCO₂ は水深 1000m まで増加する傾向がみられ pCO₂ は約 4500 μatm を示した。そして海底まで徐々に減少していく傾向がみられた。Sta.10 の pCO₂ 最大値は水深 300m で 3729 μatm を示し、水深 700m で Sta.1, Sta.5 の pCO₂ よりも小さくなった。

図 8 に千島列島縁辺海域とカムチャッカ半島近海の Sta.13, Sta.16, Sta.19, Sta.24,

Sta28 における $p\text{CO}_2$ 鉛直分布を示した。
Sta.19 と Sta.24 の $p\text{CO}_2$ 最大値は、水深
250m で $3288\mu\text{atm}$, $3289\mu\text{atm}$ を示した。
また Sta13, Sta.16, Sta28 の $p\text{CO}_2$ 最大値
は、水深 500~700m で、水深 1000m まで
ほとんど変化がなく、1000m から海底まで
 $p\text{CO}_2$ は小さくなった。

図 9 にベーリング海における Sta.35,
Sta.37, Sta.39 の $p\text{CO}_2$ 鉛直分布を示した。
3 つすべての Sta. で $p\text{CO}_2$ 最大値は、水深
400m であった。また $p\text{CO}_2$ の変化が小さか
ったのは、水深 50~150m, 400~1000m で
あった。

4. まとめ

MR04-04 研究航海で $p\text{CO}_2$ の水平分布、
鉛直分布を調べた。 $p\text{CO}_2$ の水平分布は平均
値 $387\mu\text{atm}$ 標準偏差 $53\mu\text{atm}$ であった。
 CO_2Flux は、ほとんどの海域で放出であった。
しかい陸域に近い場所に吸収が見られた。二
酸化炭素 $p\text{CO}_2$ の鉛直分布は水深が増すにつ
れて増加するが、 $p\text{CO}_2$ 最大値の水深を境に、
減少していく傾向が見られた。 $p\text{CO}_2$ の最大
値の水深は各 Sta. で異なっていた。

5. 参考文献

大滝英治, 藤原福一, 山下栄次, 伊藤はる奈, 劉
小虎(1994); 海水中二酸化炭素濃度($p\text{CO}_2$)
測定器の開発; 海の研究, 6, 412-418.

気象庁(1991): 地球温暖化監視レポート 1991.

大蔵省印刷局, 36-41

謝辞

MR04-04 研究航海でお世話になった赤
嶺正治船長をはじめとする海洋地球観測
船「みらい」の乗組員の皆様, MWJ, GODI
の観測技術員の方々, 岩田徹様, 塚本修様,
石田廣史様, 伊藤翼様に厚く御礼申し上げ
ます。

表 1 鉛直採水の採水地点の緯度・経度

Station	Latitude	Longitude
Sta. 1	35° 00' N	155° 00' E
Sta. 5	39° 00' N	155° 00' E
Sta. 10	44° 00' N	155° 00' E
Sta. 13	45° 52' N	153° 00' E
Sta. 16	47° 00' N	160° 00' E
Sta. 19	49° 30' N	158° 45' E
Sta. 24	51° 00' N	165° 00' E
Sta. 28	54° 10' N	167° 40' E
Sta. 35	57° 00' N	165° 00' E
Sta. 37	57° 00' N	170° 00' E
Sta. 39	57° 00' N	175° 00' E

表 2 $p\text{CO}_2$ 最大値, 最小値, 平均値, 標準偏差, 変動係数, 測定数

Area	$p\text{CO}_2$					n
	Max μatm	Min μatm	Mean μatm	SD μatm	CV %	
Area1	406	362	389	12	3.0	31
Area2	464	356	403	33	8.1	35
Area3	475	242	380	68	18.0	80
AreaALL	475	242	387	53	13.8	146

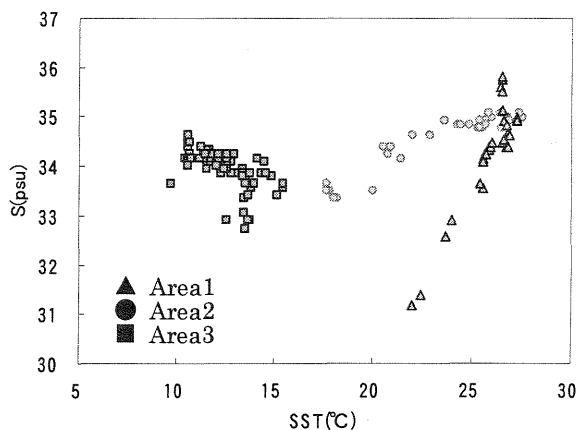


図 2 MR04-04 航海における Ts-S ダイアグラム

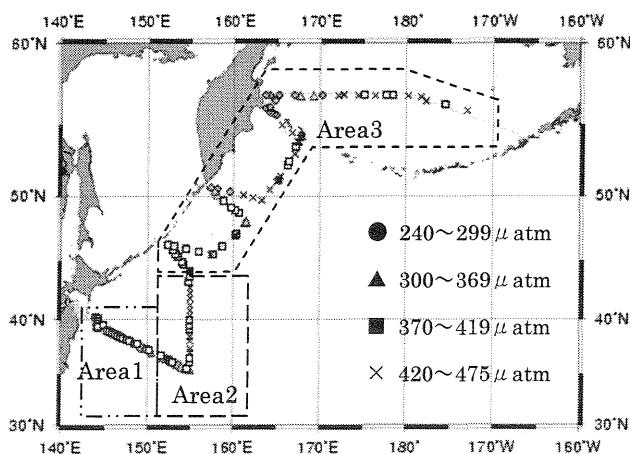


図 3 MR04-04 航海における $p\text{CO}_2$ の水平分布

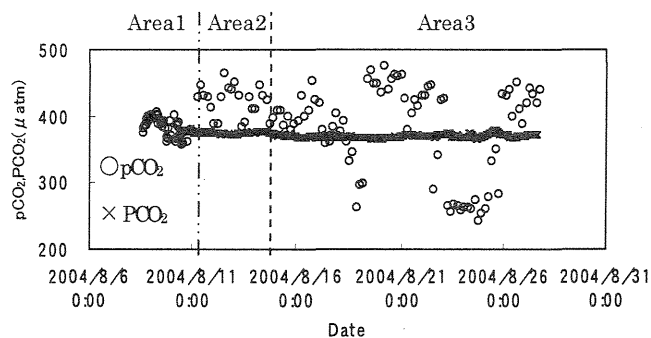


図4 MR04-04航海における $p\text{CO}_2$, PCO_2 の時間変化

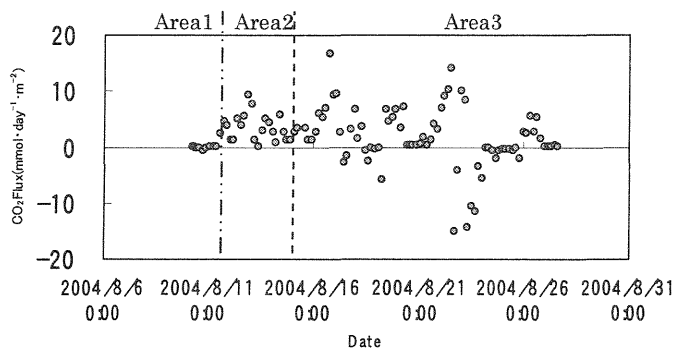


図5 MR04-04航海における CO_2 Flux の時間変化

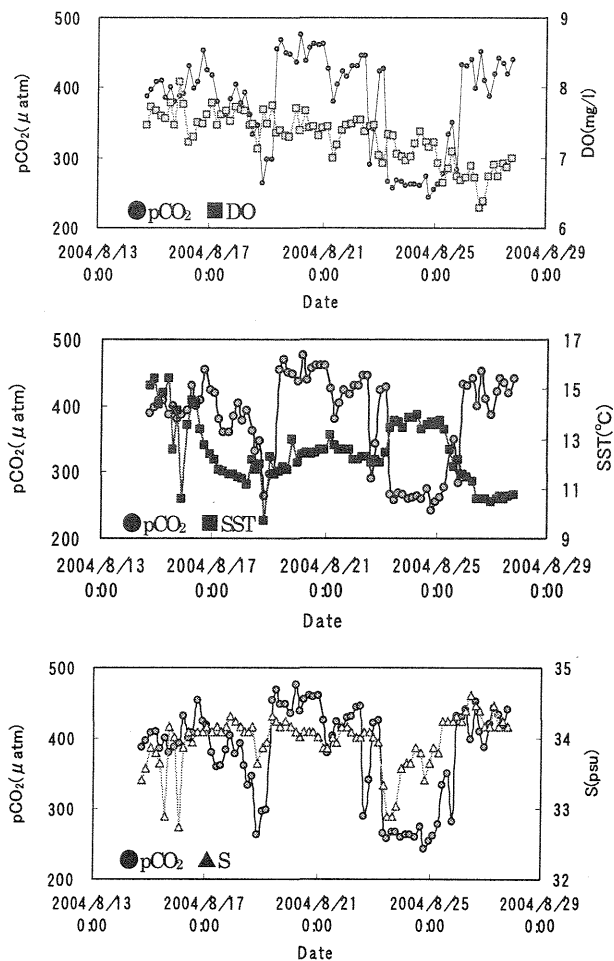


図6 Area3の $p\text{CO}_2$ に対する DO, SST, Ts 時間変化

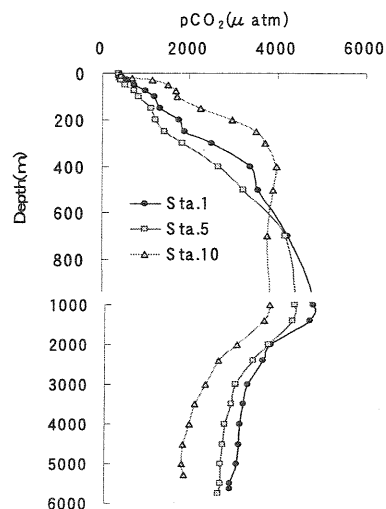


図7 Sta.1, Sta.5, Sta.10 における $p\text{CO}_2$ の鉛直分布

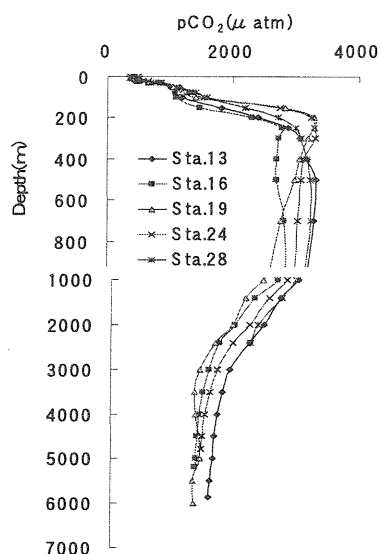


図8 Sta.13, Sta.15, Sta.19, Sta.24, Sta.28 における $p\text{CO}_2$ の鉛直分布

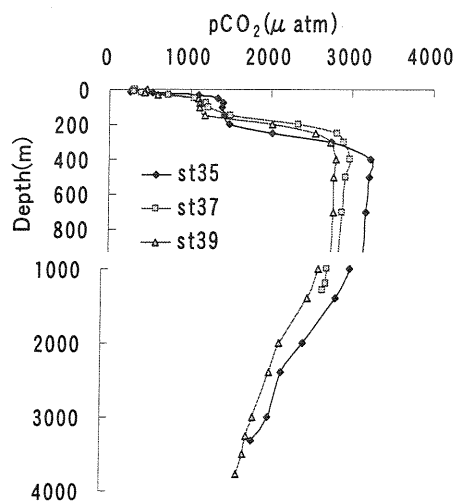


図9 Sta.35, Sta.37, Sta.39 における $p\text{CO}_2$ の鉛直分布

NHM ミニスーパーを用いた鳥取県の降水事例解析

坂井めぐみ* (鳥取地方気象台) 金森恒雄 (広島地方気象台)

1. はじめに

鳥取県では、2004 年 7 月から 8 月にかけて局地的あるいは県全域で大雨となる事例が 18 事例発現した。この中から前線の活動の活発化による 8 月 23 日の大雨事例について、最初に防災情報開発システムにおける気象庁非静力学モデル (NHM ミニスーパー、以下 NHM と表記) を用いて水平格子間隔 5km で計算を行い、解析を行った。次に、水平格子間隔 5km (5km メッシュ) の結果を初期値として、水平格子間隔を 2km (2km メッシュ) に小さくして同様の計算を行い、実況や水平格子間隔が 5km の結果との比較を行った。

2. 現象の概要

総観場として、日本海中部に低気圧があり、低気圧から九州北部にかけて寒冷前線が伸びていた。さらに、台湾の東海上には台風第 17 号があり、前線に向かって南風が吹き込み、暖湿流が入りやすい場となっていた。このため、前線の活動が活発化し、14 時までの 1 時間に江尾で 25 ミリの強い雨を観測したほか、15 時までの 1 時間に県内各地で 10 ミリを超えるやや強い雨を観測した (表 1)。この現象のように県内で江尾を中心とする地域に強い降水が見られることは珍しいため、詳しい解析を行うこととした。

図 1 の解析雨量の 24 時間積算値より、降水の多い地点は主に中国山地の南側にある。風系が南であることから、前線の活発化及び地形による効果がこれらの降水に影響を与えたものと推測する。また、沿岸部に弱い北風があるものの、15 時の地上天気図によると、日本海の低気圧に伴う前線は海上に解析されているため、強い雨の時間帯に県内でシアーが発生しているものと思われる (図 2、図 3)。

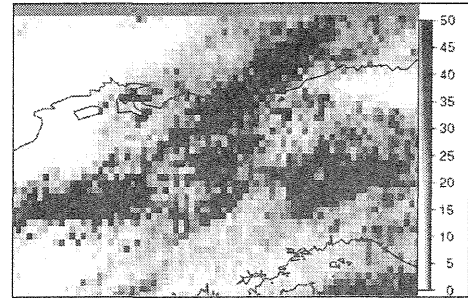


図 1 解析雨量積算値

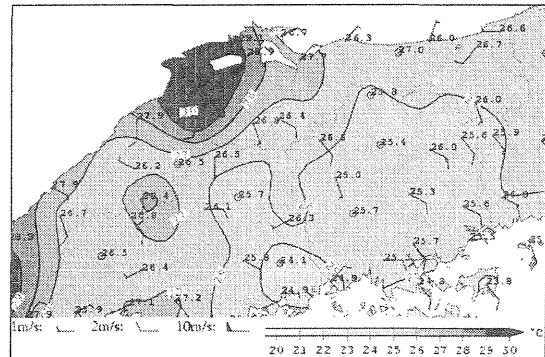


図 2 8 月 23 日 15 時の気温・アメダス風プロット

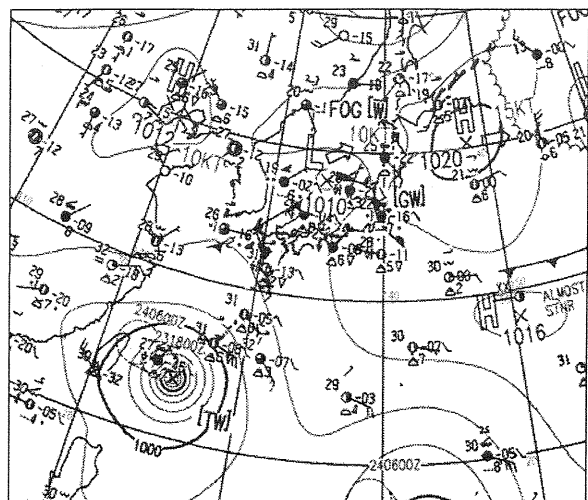


図 3 8 月 23 日 15 時の地上天気図

表1 13時～18時のアメダス1時間雨量と日雨量

	13	14	15	16	17	18	日合計
鳥取	2.5	7.5	2.5	5.5	9.5	0.5	31.5
境	0	0	11.5	10.5	1	0.5	32
米子	0	0	13.5	2	1	0	32
茶屋	4	9	11	2	0	0	33
江尾	1	25	24	3	1	0	59
下市	0	0	4	5	1	0	23
大山	0	3	12	2	1	0	27
関金	3	7	14	9	1	2	39
倉吉	0	8	19	7	3	1	43
青谷	2	9	11	19	2	2	49
鹿野	2	11	2	9	1	1	30
佐治	1	2	0	14	11	1	34
若桜	1	1	0	1	10	3	19
智頭	1	0	1	2	13	2	25
岩井	1	4	1	6	2	1	19

表2 モデルの初期設定
カッコ内は2km メッシュの設定

中心緯度	35.0
中心経度	133.8
格子間隔	102×102
予報時間	12h
計算時間間隔	20s(10s)

3. NHM の結果と実況の比較

3.1 NHM の初期設定

現象のピークの時間帯が8月23日15時頃であるので、モデルの初期時刻を8月23日09時とした。その他の設定は表2の通りである。

3.2 NHM の結果

NHM による降水の1時間降水量の予測結果と同時刻のレーダー画像を図4に示す。この図から、NHM では15時以降、県東部に強い降水域を予測しているが、レーダー実況ではそれほど強い降水はない。県西部の降水域は多少の場所のずれは見られるが、実況に近いものを予想している。また、沿岸部に見られた弱いシアアもある程度は表現されている。

次にNHMによる降水域周辺の鉛直構造の表現を図6aに示す。図6aのPTE(相当温位)より、強い降水を予想している地点(断面図の中央付近)の北側に低温域が形成されていることがわかる。

図6a中央のTTD(気温－露点温度)より、相対的な乾燥領域が低温域周辺に存在し、それに対応する下降流が図6a右のW(上昇流)に表現され、降水領域周辺に下降流の地上発散による北風が表現されている。そして、やや軸が南に傾いているが、地上発散による北風と前線に吹き込む南風との収束に対応する上昇流も表現されている。これらのことから、この降水事例ではメソ的な下層収束の強化が降水の強化に繋がったものと推測できる。

3.3 2km メッシュの結果

5km メッシュのNHMの結果を利用し、より詳しく解析を行うために水平格子間隔を2kmにして計算させた(ダブルネスト)。設定は表2の通りで、初期場及び境界場として5km メッシュのNHMの結果を用いている。

この結果、2km メッシュの方がより範囲を絞った予報になっており、沿岸部のシアアもよりはっきりと表現されている(図5b)。レーダー実況(図4)と比べても2km メッシュの方がよく表現していると思われる。ただし、東部の降水については5km メッシュの予想よりも強く表現している。

鉛直断面図で比較すると、2km メッシュの方が低温域や乾燥域が狭い領域にはっきりと表現されている。また、下降流による北風と前線に吹き込む南風との収束位置が5km メッシュの結果より北に表現されており、そのシアアのほぼ真上に上昇流が表現されている(図6b)。5km メッシュに見られた乾燥域及び上昇流の軸の傾きは表現されていない。

3.4 地形の除去

この事例について地形の影響がどの程度あるのかを見るために、2km メッシュのNHMで、陸地を全て20mの平坦な地形に変えて計算を行った。

その結果、降水量の表現では、地形ありのものよりもややぼやけてはいるものの、海上と県西部にかかる降水域は表現されており、県東部側にはほとんど降水は表現されていなかった(図5c)。また、断面図の表現でも低温域やシアアの表現がなされている(図6c)。このことからこの事例について、東部の降水は地形の影響を受けているが、西部の降水にはあまり地形は影響していないであろうと推測される。

4. まとめ

今回の事例では、はじめは中国山地の南側に降水が多く見られたことから、地形による効果が大きいと推測していたが、NHM の解析によると地形以外の要因で地上収束がおこっていると推測される。このような事例のモデルを用いた解析は現

段階でこの1例のみであるので、今後同様な事例を探して検討し、詳しく解析していきたい。

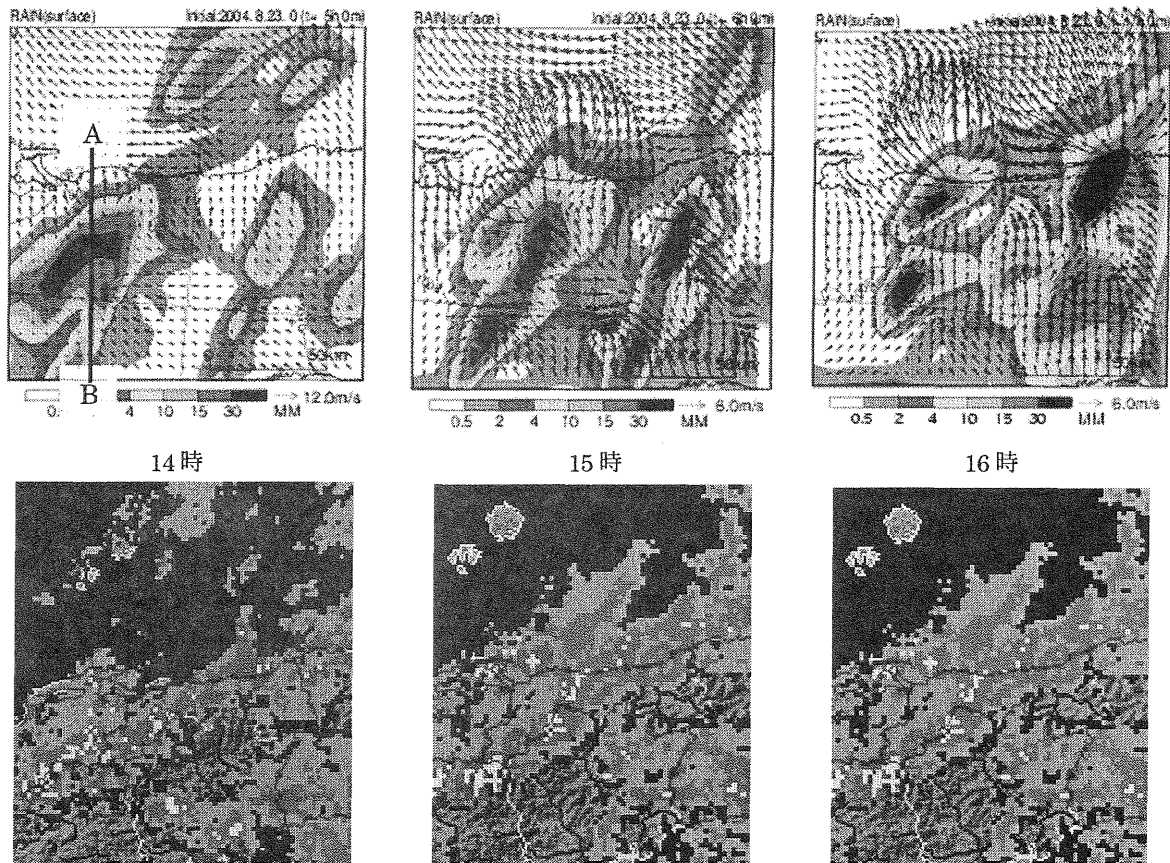


図4 2004年8月23日14時~16時の1時間降水量(上段) 及びレーダー実況(下段)

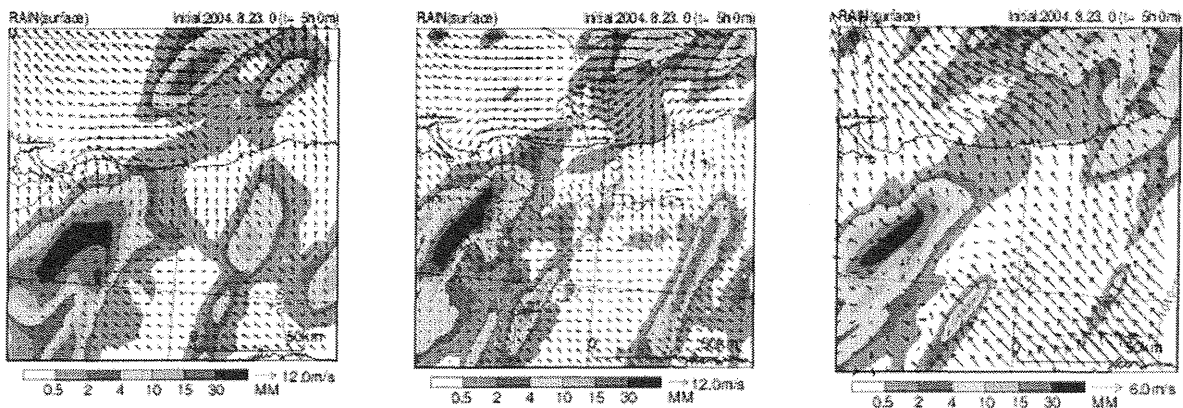


図5 地形の有無による降水表現の違い(8月23日14時の予想)

a)左:5km メッシュ b)中央:2km メッシュ c)右:地形なし

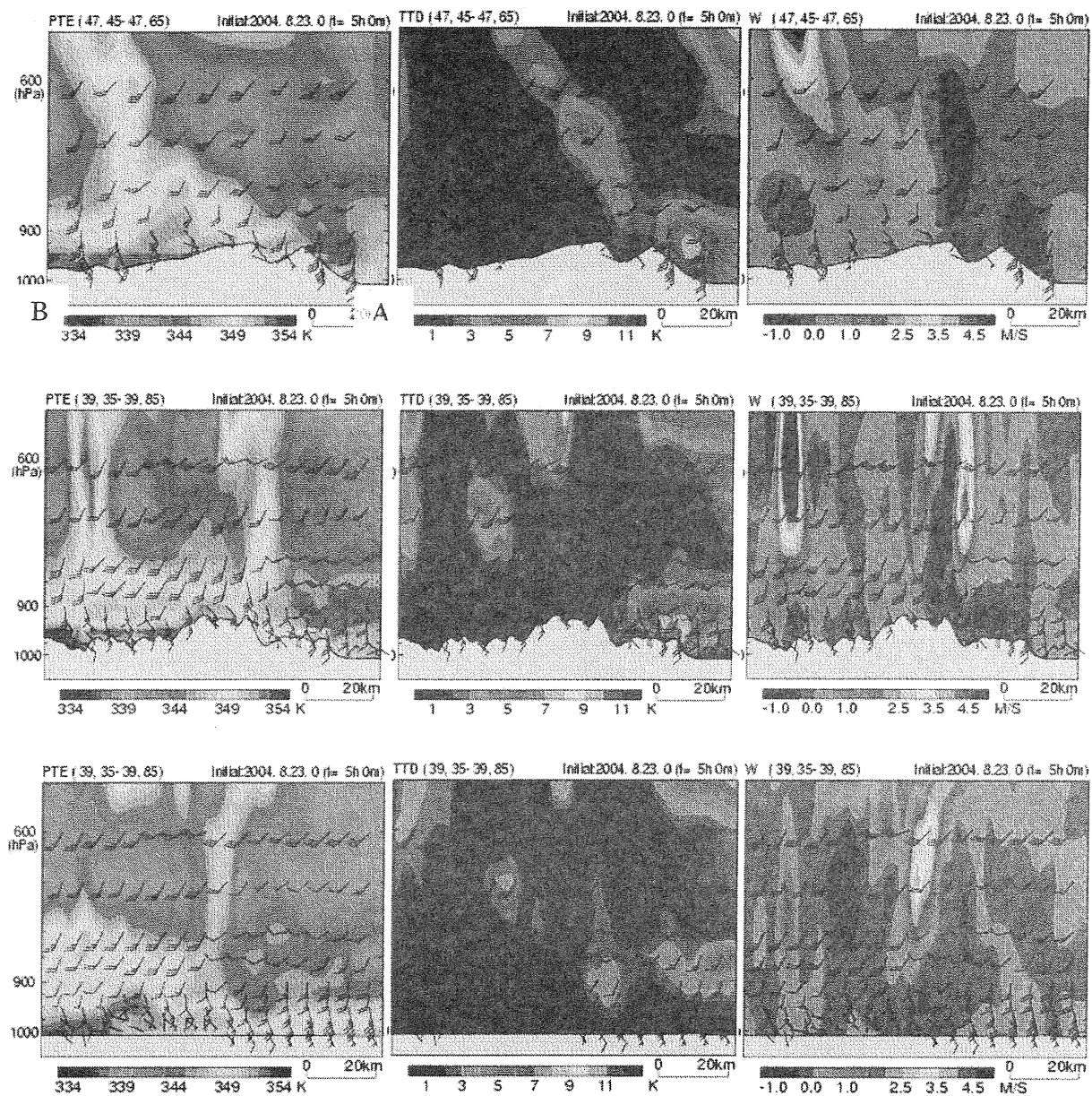


図6 8月23日14時の降水域周辺の鉛直断面図（左からPTE、TTD、W） 断面は図4のA-B間
a) 上段：5km メッシュ b) 中段：2km メッシュ c) 下段：地形なし

西部太平洋赤道域における降水の成分測定

— 海洋地球研究船「みらい」MR04-01 航海 —

* 小林賢(岡山理科大・院) 矢部智恒(岡山理科大) 山下栄次(岡山理科大・技術研) 米山邦夫(JAMSTEC)

1. はじめに

地球は降水現象がある唯一の惑星であり, 地球環境の中で降水の果たす役割は決して小さくない. 陸上の生態系は, 土壌とそれを潤す降水によって支配されているといっても過言ではない. その降水の酸性化で象徴的に示される「酸性雨」が地球環境問題の一つとして注目されている(不破, 1994).

大気中に存在する炭素, 硫黄, 窒素などを含む化合物は酸素と結びつくことで, 炭酸, ギ酸, 酢酸などの有機酸, 硫酸, 硝酸, メタンスルホン酸などの酸性物質になる(日本化学会編, 1990). 一般的には CO_2 ガス飽和時のpH5.6より低いpHの値を示す降水を酸性雨というが, 実際には, 火山などから天然に供給される酸性物質を考慮して, pH5.0以下の降水が酸性雨として評価されている. わが国の都市における酸性雨の実態は, 玉置らにより明らかになりつつある(玉置, 2000). 国内の現状としては, 大半がpH5.0以下の降水が報告されている(酸性雨調査法研究会編, 1993). しかし, 海洋上における降水の実態は未知な点が多い. そこで, 海洋地球研究船「みらい」MR04-01 航海に参加し, 酸性降水の発生源の主となる人工発生源(大多喜ら, 1996)から離れた西部太平洋赤道海域において降水の採取・成分測定を行った. 降水の採取にはレインゴーランド法を用いた.

2. 方法

2.1 測定地点・期間

図1にMR04-01航海の航路図と測定地点を示す. 測定期間は2004年3月2日から2004年3月15日である. 採取した降水は16雨分55検体である.

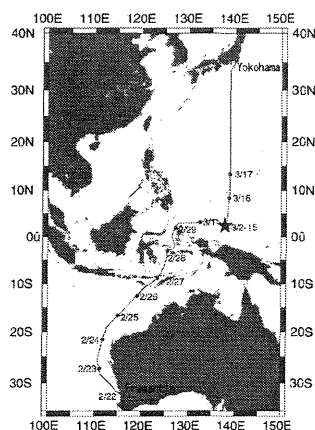


図1 MR04-01 航路と測定地点

2.2 測定・分析機器等

降水の採取には堀場製作所製レインゴーランドⅡを用いた. レインゴーランド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でき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が採取できる装置である(小林ら, 2003). 降水を1mm毎に保存し, 分析に用いた.

採取した検体は船上で堀場製作所製 pH/cond meter D-54, pH glass electrode 9669-10D, EC glass electrode 3574-10C を用いて pH, EC を測定した.

さらに採取した検体は, 研究室に持ち帰り島津製作所製イオンクロマトグラフィー PIA-1000 を用いて H_2PO_4^- , F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} の濃度を測定した.

3. 結果及び考察

3.1 pH, EC について

図2(a)にpH, (b)にECの一雨の平均値の時系列変化を示した. pHの最小値は3月9日21時40分の5.23, 最大値は3月14日16時20分の6.03であった. 酸性雨と評価できるpH5.0以下の降水は確認されなかった. ECの最小値は3月12日6時30分の4.5 ($\mu\text{S}/\text{cm}$), 最大値は3月14日16時20分の123.9 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)であった.

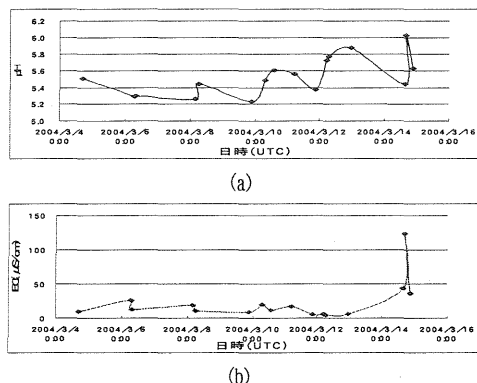


図2 一雨の平均値の時系列変化 (a)はpH, (b)はEC

図3 (a) に pH, (b) に EC の初期降水量 (1~8mm) における 16 雨中の 1mm 毎の平均値の変化を示した。pH については 5mm 目に若干の落ち込みはあったが、降水量と共に値は上昇し 4mm 目には pH5.6~5.7 に落ち着くようである。この値は CO_2 ガス飽和によるものと考えられる。EC については、1mm 目が最も高く 25.1 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) で 2mm 目から急激に低下し 8mm 目に 10 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) 以下へと推移している。これは、1mm 目に湿性沈着物の大部分を含んだものと考えられる。

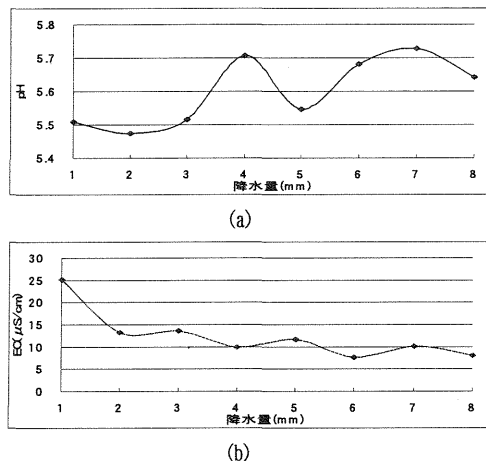


図3 初期降水量における 16 雨中の 1mm 毎の平均値の変化
(a) は pH, (b) は EC

図4 (a) に pH, (b) に EC と一雨降水量の関係を示した。pH は降水量が増すと共に pH5.6 に近づく傾向が見られた。pH と初期降水量と一雨降水量の関係から海洋上においては、pH は初期降水量 (1mm~8mm) を採取すれば一雨を代表できる降水であると考えられる。EC は降水量が増すと共に低下していく傾向が見られた。

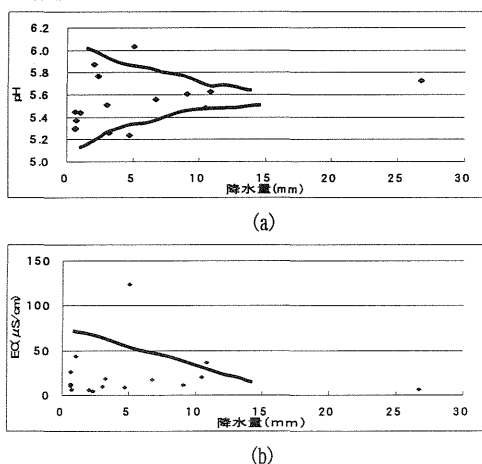


図4 一雨降水量と pH, EC との関係 (a) は pH, (b) は EC

3.2 イオン濃度データの精度確認

イオンクロマトグラフィーを用いたイオン濃度測定にともないイオンバランス法、導電率法 (平木ら, 2000) を用いてデータの精度の確認を行っ

た。図5 (a) に A (陰イオンの総和 (mmol/l)) と C (陽イオンの総和 (mmol/l)) の関係を示した。相関係数は 0.998 となりイオンバランスがとれていることが確認された。(b) に導電率の計算値 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) と測定値 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) の関係を示した。導電率を用いた確認において相関係数は 0.994 となった。

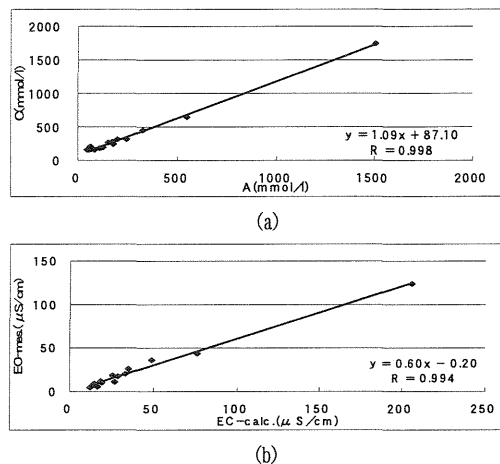


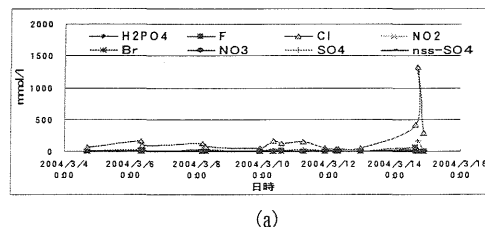
図5 精度確認 (a) は A (陰イオンの総和 (mmol/l)) と C (陽イオンの総和 (mmol/l)) の関係, (b) は導電率の計算値 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) と測定値 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) の関係

3.3 イオン濃度について

図6 (a) に Cation, (b) に Anion の一雨の平均値の時系列変化を示した。2004 年 3 月 14 日 16 時 20 分の Cl^- と Na^+ の値が大きく飛び抜けて高かった。そこで、図7に一雨毎のイオンバランスを示した。イオンバランスより 2004 年 3 月 14 日 16 時 20 分の降水は組成が違っていたことがわかった。

次に海洋起源の ss-SO_4^{2-} と ss-Ca^{2+} を計算し、非海洋起源の nss-SO_4^{2-} と nss-Ca^{2+} を算出した。図8 (a) に SO_4^{2-} と nss-SO_4^{2-} , (b) に Ca^{2+} と nss-Ca^{2+} の関係を示した。 SO_4^{2-} と nss-SO_4^{2-} において 2004 年 3 月 14 日 16 時 20 分の飛び抜けていた nss-SO_4^{2-} の値を見ると消えているので、2004 年 3 月 14 日 16 時 20 分の降水には海洋起源の要素が強く含まれていたことがわかる。今後は海洋起源、非海洋起源のイオン濃度を考慮して解析を行う必要がある。

表1にイオン成分間の相関を示した。 Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} が相関係数 1.00 であった。また、 Cl^- と Br^- , K^+ , Ca^{2+} , nss-Ca^{2+} . Br^- と SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , nss-Ca^{2+} . NO_3^- と nss-SO_4^{2-} . SO_4^{2-} と K^+ , Ca^{2+} , nss-Ca^{2+} . Na^+ と K^+ , Ca^{2+} , nss-Ca^{2+} . K^+ と Ca^{2+} , nss-Ca^{2+} . Mg^{2+} と Ca^{2+} , nss-Ca^{2+} . Ca^{2+} と nss-Ca^{2+} には相関係数が 0.70 以上であった。



(a)

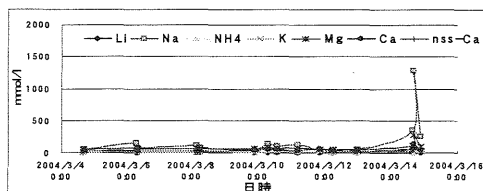


図6 一雨毎のイオン濃度の平均値の時系列変化 (a) は Cation, (b) は Anion

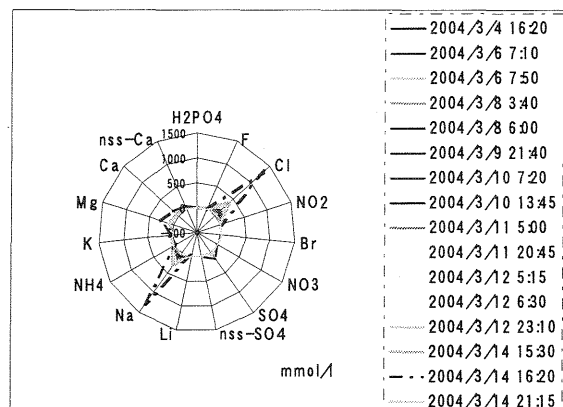
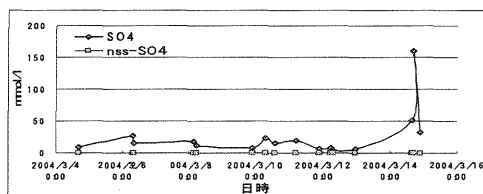
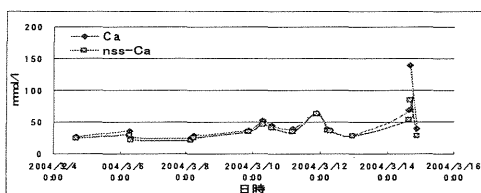


図7 一雨毎のイオンバランス



(a)



(b)

図8 非海洋起源物質 (a) は SO_4^{2-} と nss-SO_4^{2-} , (b) は Ca^{2+} と nss-Ca^{2+} の関係

3.4 海洋上と岡山の比較

図9に西部太平洋赤道海域上(海洋)と岡山県岡山市岡山理科大学構内(岡山)で採取した降水のイオン濃度 (mmol/l) を示した。岡山における降水の採取は2004年2月22日から2004年3月21日の5雨分29検体用いた。測定方法は本文2.2と同様である。降水の酸性化に影響する NO_3^- は岡山が海洋の17.8倍, nss-SO_4^{2-} は岡山が海洋の322倍となった。

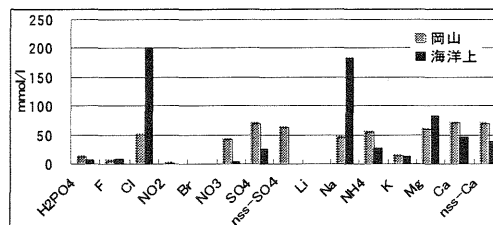


図9 西部太平洋赤道海域上(海洋)と岡山県岡山市岡山理科大学構内(岡山)で採取した降水のイオン濃度 (mmol/l)

4. まとめ

赤道海域において酸性雨と評価できる pH5.0 以下の降水は確認されなかった。海洋上では初期降水量 (1~8mm) を採取すれば一雨を評価できる。海洋と岡山では NO_3^- のイオン濃度が 17.8 倍, nss-SO_4^{2-} のイオン濃度が 322 倍だった。

謝辞

本研究を行うにあたり海洋地球研究船「みらい」MR04-01 航海に実習生として乗船させていただき、多くのことを学ばせていただきました。GODI の観測技術員の方をはじめとする測定に協力してくださった方々にお礼申し上げます。橋本孝亮船長をはじめとする MR04-01 航海に乗船された乗組員の方、研究者の方すべての方々に感謝いたします。

参考文献

- ・ 大多喜敏一, 1996: 新版酸性雨-複合作用と生態系に与える影響-, 博友社, 22-26.
- ・ 小林賢, 松尾太郎, 山下栄次, 2003: レインゴーランド法による生態システム園の酸性雨測定-2000年5月~2002年12月-岡山理科大学自然植物園研究報告第8号, 31-45.
- ・ 酸性雨調査法研究会編, 1993: 酸性雨調査法, 株式会社ぎょうせい.
- ・ 玉置元則, 2000: 日本の酸性雨調査研究の現状と今後の課題, 大気環境学会誌, Vol. 35, No. 1, A1-A11.
- ・ 日本化学会編, 1990: 大気化学[李刊] 化学総説 No.10], 学会出版センター, 99-100.
- ・ 平木隆年, 石田廣史, 林美鶴, 2000: 西部太平洋赤道域における大気沈着物調査, 海と空, 第76巻, 第2号, 199-124.
- ・ 不破敬一郎, 1994: 地球ハンドブック, (株) 朝倉書店, 203-204.

表1 イオン成分間の相関

	H2PO4	F	Cl	NO2	Br	NO3	SO4	nss-SO4	Li	Na	NH4	K	Mg	Ca	nss-Ca
H2PO4	-	0.11	0.11	0.01	0.06	0.46	0.13	0.43	-	0.10	0.12	0.18	0.10	0.04	0.02
F	-	-	0.10	0.14	0.13	0.54	0.11	0.56	-	0.07	0.80	0.31	0.09	0.10	0.12
Cl	-	-	-	0.16	0.95	0.64	1.00	0.34	-	1.00	0.16	0.91	1.00	0.92	0.74
NO2	-	-	-	-	0.11	0.32	0.16	0.20	-	0.15	0.23	0.05	0.16	0.17	0.40
Br	-	-	-	-	-	0.49	0.95	0.17	-	0.96	0.44	0.78	0.94	0.89	0.73
NO3	-	-	-	-	-	-	0.66	0.84	-	0.62	0.25	0.64	0.62	0.49	0.34
SO4	-	-	-	-	-	-	-	0.37	-	1.00	0.17	0.91	1.00	0.91	0.74
nss-SO4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.31	0.44	0.39	0.32	0.23	0.14
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.20	0.90	1.00	0.92	0.75
NH4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.14	0.17	0.07	0.05
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.91	0.90	0.79
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.91	0.71
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.95
nss-Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

AMSR/AMSR-E によるモンゴル広域土壌水分観測

*開発一郎 (広島大学総合科学部)、小池俊雄 (東京大学大学院)、
山中 勤 (筑波大学陸域環境研究センター)

1. はじめに

2002 年 5 月に AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS) を搭載した AQUA、同年 12 月に AMSR を載せた ADEOS II (Advanced Earth Observing Satellite) が打ち上げられ、前者は目下活動中であり、後者は 2003 年 10 月に電気系の故障により運用中止となった。AMSR-E と AMSR は原理的にはまったく同じセンサーであり、広域の土壌水分観測が可能であり、AMSR については観測期間が実質的に約 10 ヶ月あった。すでに報告したモンゴル高原の ADEOS II/CEOP 試験域 (開発他、2000) において AMSR/AMSR-E の土壌水分測定のアルゴリズムの検証を行った後、モンゴル全土における両者の観測結果の解析をおこなったので、以下に若干の報告をする。

2. 方法

AMSR/AMSR-E の仕様

AMSR/AMSR-E の測定周波数は 6.9 から 89GHz までの 8 周波数、空間分解能 (測定周波数に依存) は約 5km から 60km である。

土壌水分測定アルゴリズム

本土壌水分測定のアルゴリズム開発は小池他 (2004) に基づいているが、以下に基本的な点を整理しておく。

AMSR の測定する放射輝度温度は以下の放射伝達方程式で示される。

$$T_b = \exp(-\tau_c) \cdot E_s \cdot T_s + [1 - \omega_c][1 - \exp(-\tau_c)] T_c \quad (1)$$

T_b : マイクロ波放射輝度温度、 τ_c : 植生層の光学的厚さ (測定周波数波長と植物水分量の関数)、 E_s : 土壌放射率 (土壌水分に依存)、 T_s : 地表面土壌温度、 ω_c : 単一散乱アルベド (= 0 と仮定)、 T_c : 植生層物理温度

(1) 式の右辺第 1 項は植生層による地表面放射消散、右辺第 2 項は植生層自体からの上向き放射を意

味している。(1)式に基づいて以下の ISW (Index of Soil Wetness:水分指標) を求める。

$$ISW = \frac{T_{b_high} - T_{b_low}}{\frac{1}{2}(T_{b_high} + T_{b_low})}$$

ここで添え字の $high$ と low は高周波数 (本稿では 37GHz、H 偏波) と低周波数 (本稿では 10.7GHz、H 偏波) を指している。さらに、 PI (Polarization Index、植生指標) を計算する。

$$PI = \frac{T_{b_v} - T_{b_h}}{\frac{1}{2}(T_{b_v} + T_{b_h})}$$

ここで添え字の v と h は、それぞれ偏波の鉛直と水平を表している。

結局、この二つの指標 ISW と PI の lookup table を作成し、それから土壌水分量を算定する。

3. 結果と考察

地上検証は AWS と ASSH および集中移動観測の土壌水分観測結果 (4cm 深度の土壌水分値) と AMSR/AMSR-E の観測値 T_b と比較して検証を行った。その結果かなり良好な結果が得られたので、本アルゴリズムを用いて実際に 2002 年と 2003 年の夏のモンゴル全土の土壌水分量の分布を求めた。

図-1 はその結果の一部であり、AMSR-E の測定結果である。全体的にはモンゴル国の北部一帯を除いて、低土壌水分が広く分布し、モンゴル高原全土に渡っている。両年を比較すると、2002 年の方が 2003 年より全土にわたって乾燥していることが分かるが、これは 2003 年の降水量が 2002 年より 30-40% 多かったため、結果として土壌水分量が 2003 年に多くなったと考えられる。

参考文献

開発一郎他 (2000) : 第 3 回水文過程のリモートセン

の応用に関するワークショップ論、1-6、2002.

小池俊雄他（2004）：水工学論文集、48、212-222、2004.

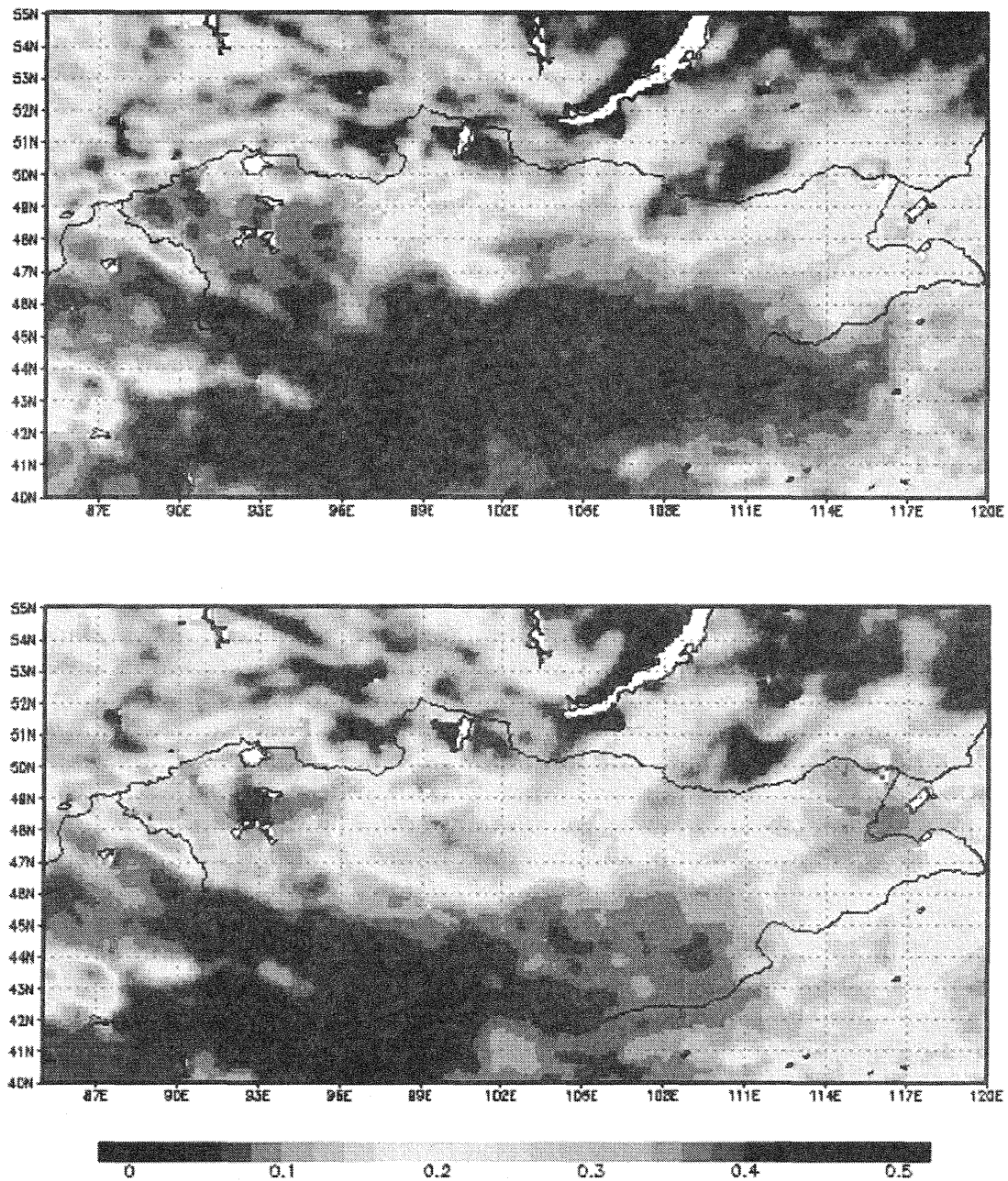


Fig. 1 AMSR-E によるモンゴル全土の土壌水分分布の推定結果
(上段：2002 年 7 月、下段：2003 年 7 月；いずれも月
平均値に基づく)

8月の黄砂

牧田広道 (鳥取地方気象台)

1. はじめに

黄砂の主要な発生源である中国大陆の乾燥地帯では、砂塵嵐は2月～5月にかけて多く観測される。日本国内でも黄砂の大半がこの時期に観測されることから、国内の黄砂観測の季節的特性は、発生源が持つ季節的特性に重なって作られていると思われる。関連して、これまでの黄砂研究は低気圧活動に伴って生じる顕著な事例に集中していた。

日本国内の気象官署における1976年以降の黄砂観測の統計によると、7月～9月の3ヶ月間に黄砂が観測されたことはない。一方、最近の飛行機観測等の結果によると、ある高度以上の領域では春でも夏でも黄砂粒子が中国大陆から太平洋に向けて流れ出していることが示唆された(岩坂, 2003)。気象庁の黄砂予測モデルにおいても、中国大陆の砂漠地帯では季節を問わず顕著な黄砂が予測されており、その一部が太平洋に流れ出ている様子が再現されている。

山陰地方では、冬季に黄砂の飛来によって茶色がかった降雪が何度か目視されているが、夏季においても黄砂が飛来していた可能性が伺えた。本研究では2004年8月4日の降雨の痕跡に見られた状況等から、夏季の黄砂の可能性について各種資料より検討したので推定を含めて報告する。

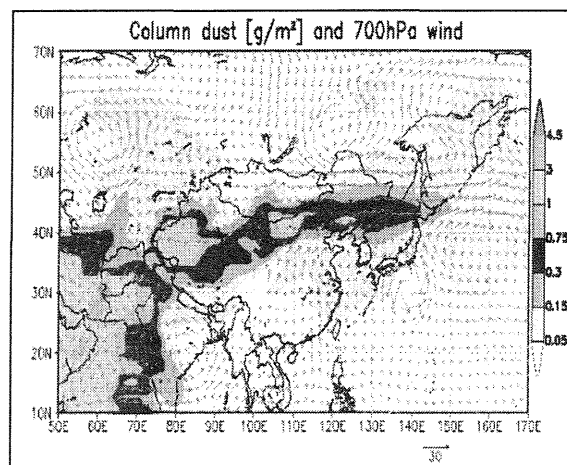
2. 前提条件 (観測事実)

《事実1》: 2004年8月4日07時04分米子発鳥取行(鳥取着08時03分)の列車の窓が泥混じりの降水で汚れていたのを確認した。

《事実2》: 8月4日、洗車したばかりの車が泥で汚れていた。この日、ガソリンスタンドでも洗車に持ってくる人が何人かあった。

以上、2つの事実より以下のような仮説を立てた。「8月4日早朝、発生源は不明であるが砂漠地帯から巻き上げられた黄砂粒子が、太平洋を経由して南海上から県内に移動してきた」

3. 用いた資料



第1図 7月29日09時の黄砂予測モデル結果(全量ダスト)。初期値は7月28日21時。

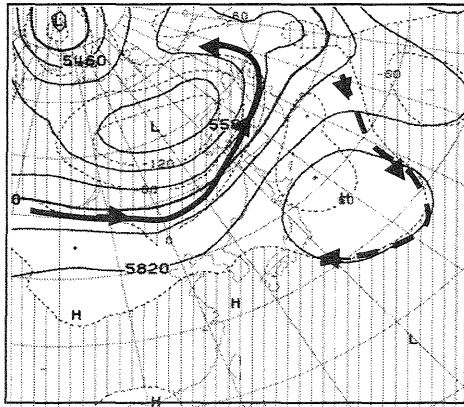
衛星(高知大学のスプリット画像と気象庁のSATAID:衛星画像表示解析ソフト)、天気図類(断面図と空域悪天予想図を含む)、気象庁の黄砂予測モデル、九大の化学天気図、ライダー、SPM(浮遊粒子状物質)、レーダー、WPR(ウインドプロファイラ)、地上実況値である。

4. 解析

4.1 黄砂予測モデル

気象庁の黄砂予測モデル(全量ダスト)によると、季節を問わずタクラマカン沙漠やゴビ沙漠周辺では濃い濃度の黄砂が予測され、実際地上でも観測されている。その一部は上空の偏西風に流され太平洋に流れ出ている。7月28日21時を初期値とした予測モデルによると(第1図)、発生源の特定は難しいが中国大陆タクラマカン沙漠方面から $0.3 \sim 0.75 \text{ g/m}^2$ のダストの先端が7月29日09時には北海道付近に達している。さらに、8月2日21時を初期値とした黄砂予測モデルでも、8月3日09時に朝鮮半島に $0.15 \sim 0.3 \text{ g/m}^2$ のやや濃いダストが予測されていた。

4.2 地上等の天気図



第2図 8月2日を中心とした500hPaの5日平均高度及び高度偏差図。斜線は高度負偏差域。太い矢印は偏西風に伴う空気塊の流れ。

8月4日09時の地上天気図によると、前線は華中から朝鮮半島の北、樺太付近に延び、紀伊半島の南にある熱帯低気圧はゆっくり北上していた。また、8月2日を中心とした500hPaの5日平均高度及び高度偏差図では、上記の前線に対応して前線の北側に偏西風が流れており、関東の東海上には背の高い高気圧があった（第2図）。

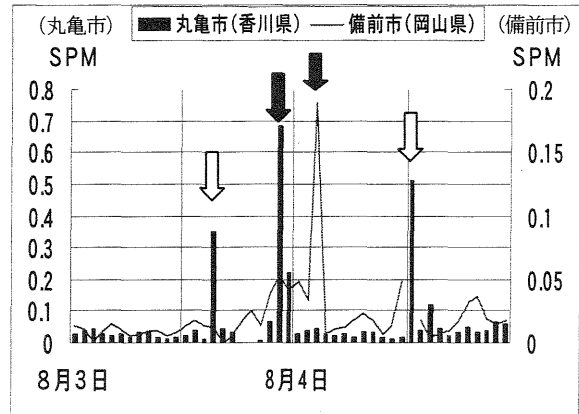
4.3 SPM

浮遊粉塵、エアロゾル等のうち、粒径が $10\mu\text{m}$ 以下の粒子は沈降速度が小さく、大気中に比較的長時間滞留することから、特に浮遊粒子状物質（SPM）と言われる。SPMは工場等から排出される煤塵やディーゼル車の排気ガス等の人為的発生源と土壌の巻き上げや海塩粒子等の自然的発生源に分類される。

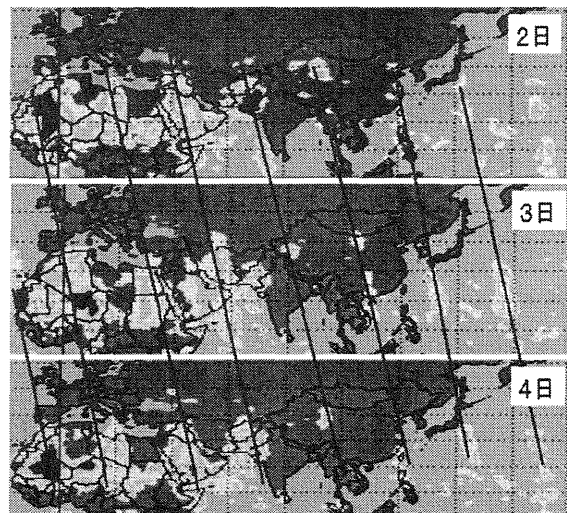
8月3日23時、香川県丸亀市で高濃度のSPM（ $0.681\text{g}/\text{m}^3$ ）が観測され、4日03時には岡山県備前市でも観測された（ $0.189\text{g}/\text{m}^3$ ）。観測された時間帯より、これらは人為起源のものとは異なると推定された（第3図）。県内では8月3日23時に倉吉市で、島根県太田市でも4日01時にSPMのピークが観測されている。

西川ほか（2002）によると、黄砂飛来時にSPMの監視データに感度よく黄砂現象が検出される観測局があることが示された。示された事例によると、黄砂観測時には通常の約10～15倍のSPMが観測されている。今回の場合、ごく短時間ではあるが香川県丸亀市で通常（注：日平均で比較）の9.3倍、岡山県備前市で通常の6.9倍のSPMが観測された。

4.4 WPRとSATAID



第3図 香川県丸亀市と岡山県備前市のSPMの時系列。日中のピーク（白抜き矢印）は人為的発生源、夜間のピーク（黒抜き矢印）は自然的発生源と推定される。



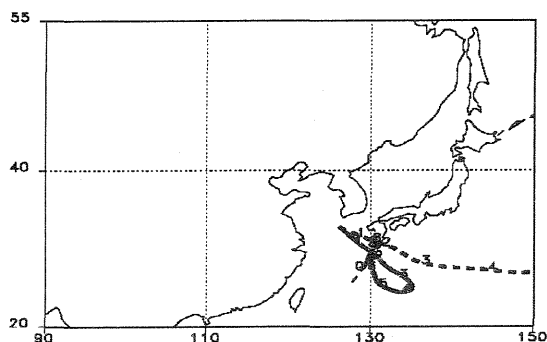
第4図 エアロゾルインデックス(8月2日～4日)。実線は塊の移動を示す。

高知、高松、鳥取、浜田等西日本のWPRによると、8月3日18時から4日06時にかけては全層南寄りの風が観測された。このことから、全般的には県内への空気塊は南海上から北上してきたと推定され、このことはSATAIDの各層の流跡線解析でも確認することができる（第7図等参照）。

4.5 エアロゾルインデックス

NASA（米国航空宇宙局）作成のエアロゾルインデックスによると、7月26日～8月4日にかけて北アフリカから大西洋を経て太平洋へ高濃度（ $2.0\sim 3.0$ ）のエアロゾルが次々と流出していた。一方、8月2日から4日にかけては、中国大陸から移動してきたエアロゾルの一部が日本の南海上にあった（第4図）。

4.6 バックトラジェクトリー



第5図 バックトラジェクトリー解析 (8月4日のチェジュ島: 500m 面). 実線は09時, 点線は21時初期値.

NOAA(米国大気海洋庁)作成のバックトラジェクトリー解析によると, 太平洋上のハワイ島マウナ・ロア (19.53N, 155.58W) ではエアロゾルインデックスに対応して大西洋からの空気塊が追跡できる. さらに, 朝鮮半島のシェジュ島 (33.17N, 126.10E) では8月4日にかけて日本の南海上からの空気塊が解析されている (第5図).

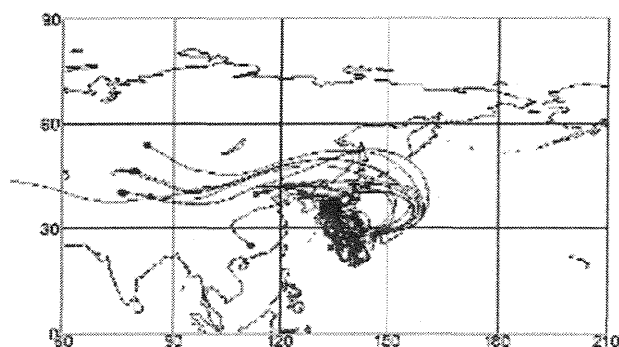
5. 議論

5.1 黄砂の起源

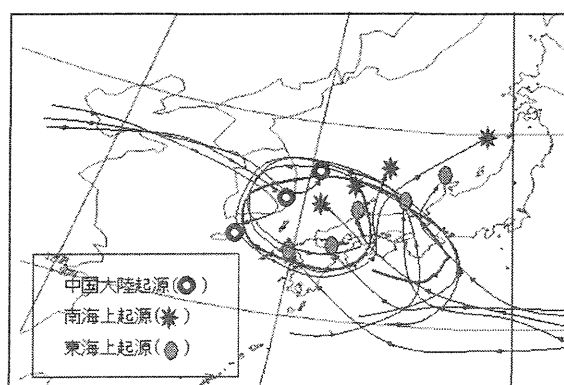
7月26日09時に上空の気圧の谷に対応してゴビ沙漠周辺で低気圧 (996hPa) が発生した. この低気圧により巻き上げられた黄砂粒子は, 上空の偏西風に乗って太平洋上まで達し, その後はサブハイの循環場に入ったと推定される. なお, 130°E と 140°E の断面図解析によると, 巻き上げられた黄砂粒子は圏界面の下にある上空の傾圧帯に添って太平洋に流れ出たと思われる. 第1図の予測モデルに対応して, 29日06時に沿海州の一部で黄砂が観測されており, 周辺に位置する札幌ライダーでは7月29日21時頃から30日09時頃にかけて高度約10kmに非粒径の黄砂粒子が観測されている. 以上より, 黄砂発生源の第一推定地は中国大陸の乾燥地帯に求めることができるが, さらに第5図より北アフリカのサハラ沙漠周辺も発生源の一つと推定される.

5.2 移流経路

8月上旬の日本周辺には台風やTD, UCLがありこの循環の支配下にあった (第2図). 黄砂予測モデルやSATAID及びSPM, バックトラジェクトリー解析等によると, 通常のように西方からの移流ではなく, 変則的ではあるが中国大陸方面からの黄砂粒子が太平洋へ出て, この粒子がさらに北アフリカ方面から大西洋を経て太平洋上へ移流してきた粒子と合流・併合して日本の南海上から



第6図 バックトラジェクトリー解析 (8月3日21時の山陰地方: 8km 面).



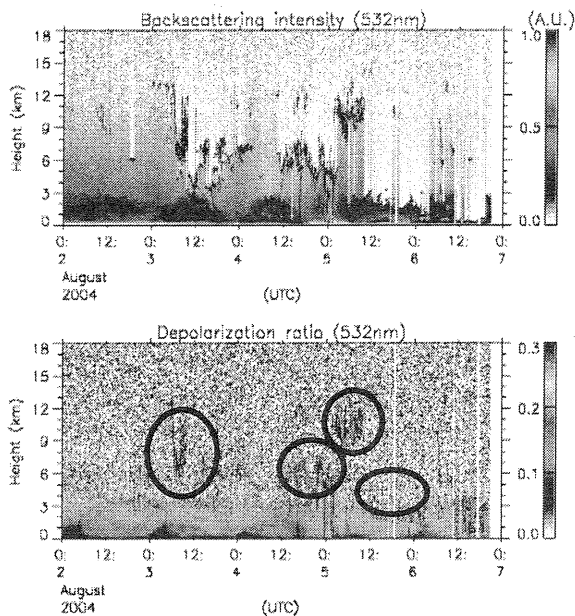
第7図 SATAID から求めた西日本周辺のバックトラジェクトリー解析 (8月4日03時: 高度約3km 面).

北上してきた可能性が考えられる. なお, 8月4日のダスト予測では山陰地方にはダストは予測されていないが, タクラマカン沙漠付近ではその1週間前にダストが予測されていた. 第6図には8月3日21時の高度8km面における山陰地方のバックトラジェクトリー解析を示す. 高度5km以下ではタクラマカン沙漠方面から山陰地方へは空気塊は達していないが, 高度8km付近では札幌の上空を経て南海上から山陰地方を指向している.

高度5km以下の状況として, SATAIDより求めた西日本の高度約3km面でのバックトラジェクトリー解析を示す (第7図). 中国大陸・南海上・東海上と3起源の軌跡がある. 中国大陸起源のものは8月3日09時に予測されていたやや濃いダストに対応しているが, 移流先は朝鮮半島までとなっている. その他は南海上から山陰地方に入った軌跡と一致しているが, この軌跡に対応して日本海側にある富山ライダーでは8月3日~6日にかけて高度10km~5km付近に黄砂粒子が観測されている (第8図).

5.3 SPMについて

一般的には, SPMは日中に最大となることから



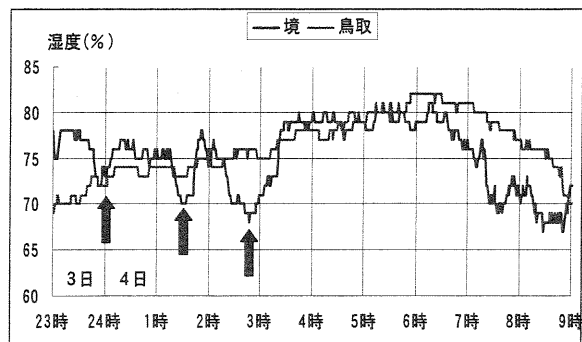
第8図 富山ライダー（上図：後方散乱係数，下図：消散係数）。丸印が非粒径の黄砂粒子。

今回の場合の SPM の夜間のピークは自然的発生源が原因であったと推定される。なお、黄砂粒子以外にも海塩粒子や霧に伴う微細な粒子が考えられるが、今回の特徴は変動幅が大きいということである。また、一部の観測局しか SPM のピークが観測されなかったのは1時間間隔の観測では捕捉されなかったと推定される。

5.4 微細な黄砂粒子の状態

5.3 節と同様に、移動している局所的な黄砂粒子は1時間値や10分値では捉えきれない場合があると思われる。本事例では、現象が夜間から早朝であることから気象変化が捉えられやすく、鳥取と境の1分値で確認してみた。第9図には鳥取と境の湿度の時系列を示す。境では降水による高湿度となる03時以前に3つの相対的な乾燥域(図中の矢印)が観測されているが、鳥取では変動幅が小さくほぼ一様に上昇している。また、境では湿度の3つのピークは南寄りの風による気温上昇と対応しており、時間経過と共に視程は低下した。第9図等より、南海上から北上してきた黄砂粒子が8月4日03時前にかけて県内の西部地区に移動しており、そこに2つの過程が推定される。

- ◎第1段階：丸亀市や備前市の SPM のピーク
「黄砂粒子の移流」→「大気中に浮遊」→「SPMが高まる」→「湿度は一時的に乾燥化」
- ◎第2段階：鳥取での4日早朝の降水の痕跡
「黄砂粒子が浮遊」→「降水エコーが捕捉」→「wash out」→「湿度上昇」



第9図 鳥取と境の湿度の変化図。

6. 結論

大半の場合の黄砂は、黄砂粒子が寒冷前線等の後面の乾燥域(沈降場)に捕捉されて観測される。この場合は衛星のスプリット画像等でも確認できる。一方、中国大陆で巻き上げられた黄砂粒子が上空の偏西風に流され寒冷前線等に伴った雲域に捕捉され、降雨の痕跡等から確認される場合もある。前者の捕捉高度は低く後者は高い。本事例の場合は後者であるが、太平洋に流れ出た黄砂粒子はその途上で濃度は当然低くなるが(モデルでも再現)、新たに別起源の黄砂粒子と併合・合流することによってある一定な濃度を維持しながら国内に移流してきたと推定される。以上より、8月4日早朝、発生源は特定できないが沙漠地帯から巻き上げられた黄砂粒子が、太平洋を経由して南海上から県内に移動してきた可能性が高いと言える。

7. おわりに

夏季は北半球において日射が強く日照時間も長い。このことは、黄砂と黄砂を取り巻く大気の物理的・化学的な相互作用も最も活発な状態であることが推定される。弱いながらも夏季において黄砂が観測されるのであれば、放射収支の観点から極めて興味深い事例であると思われる。引き続き推定や不明な部分を調査していきたい。

謝辞

黄砂モデルに関する資料を提供して頂いた本庁竹内エーロゾル観測係長、SPM に関してご教示頂いた鳥取県環境生活課大口氏に感謝します。

参考文献

- ・岩坂泰信(2003):「空飛ぶ化学工場:黄砂」,第10回日本気象学会中部支部公開気象講座,1-14.
- ・西川雅高・森育子・谷村俊史・小柳秀明・秋一安・季燕・全浩(2002):東アジアにける黄砂現象とその化学的特徴,地球環境,Vol.7,No.2,181-186.

大陸の梅雨前線の北方域における大気状態の経過と水循環

(1998年6～7月の事例解析)

* 加藤内蔵進・池田祥一郎 (岡山大学教育学部理科教室)

1. はじめに

大陸側の梅雨前線へは南アジアのモンスーン降水域の影響で特に湿潤な気団が侵入しやすいが、そのすぐ北西域には中国乾燥地域が存在する。このように大陸上の梅雨前線は、大変湿潤な地域と大変乾燥した地域とがとりわけシャープに隣接することも大きな特徴である。このことは、前線帯への乾燥空気の流入に伴う豪雨システムへの影響など北側に乾燥した気団が位置することの直接的影響だけではなく、南アジアの降水による加熱域とチベット高原北側の地面加熱域とを包含する広域的な熱的低気圧の形成が、日々の変動としてのより北方への水蒸気輸送による梅雨前線の活発化をもたらしうる点を、本講演者らのグループは指摘した (加藤, 2004)。

一方, Kato et al. (1995)は、華中の梅雨最盛期への遷移に伴い、平均場の梅雨前線の北側の領域でも比湿がある程度増加したことを1979年の事例解析で指摘した。華中の梅雨期に入った後、下層南風が擾乱の通過に伴って華北まで時々侵入しやすくなったことも考えられるが、陸面からの蒸発なども含めた水のサイクルに関連した大気状態についても、更に吟味する必要がある。

そこで本研究では、気象庁全球客観解析データ (GANAL) などにに基づき、GAME 特別観測年の1998年を中心に、季節進行や季節内的な変動で前線との相対的位置関係が変わる淮河流域付近について、水蒸気サイクルに関連した大気状態の季節推移を解析した。なお、地面からの潜熱や顕熱フラックス、及び、降水量については GAME 再解析データ (1日4回) も利用した (降水量については、HUBEX98 で収集された長江・淮河流域を中心とする領域についての各地点の日降水量実測値も必要に応じて参照した (110～120E の範囲について、緯度2度の幅で約10地点前後。日界は北京標準時の20時 (当日12UTC に対応)。本稿では、それをういたチェック等の記述は割愛するが)。

2. 前線帯隣接域における下層の水蒸気量と安定度の季節経過

図1(a)は、淮河流域にあたる 31.25-35N/110-120E で平均した、850hPa における半旬平均気温と比湿の時系列である (1998年)。図中の Hu, CJ2 は、それぞれ、淮河流域に梅雨前線が停滞した期間、この年2回目の長江流域での大雨期間を示す。なお、1回目の長江流域での大雨は、Hu 直前の6月下旬にあった。

すでに Kato (1985, 1987) 等で示されている通り、中国乾燥地域の下層の急昇温に対応して6月前半にこの地域でも気温は上昇するが、比湿の上昇は、淮河流域まで梅雨前線が北上する Hu 期間以降になる (図2も併せて参照)。1998年には、7月に入ってから梅雨前線が華北にシフトした後、再び長江流域まで南下した。

CJ2 には淮河流域が平均的には梅雨前線の北側に位置した。しかも、図は省略するが、この領域に流入する水蒸気フラックスは大変小さい (300～1000hPa で積分。この領域の南方に隣接する長江流域の大雨域には、南方から多量の水蒸気フラックスが流入し収束している。しかし、その北方へ更に抜ける水蒸気スラックスは大変小さい)。このような状況にも関わらず、この領域での比湿は大きな値が保たれていた点が、大変興味深い。なお、今述べた特徴は、更に500km 程度北方の35-40N 平均の図 (略) でも見られた。

更に興味深いことに、淮河流域が梅雨前線帯の北方にある場合でも、平均的な梅雨前線の位置のこの領域への北上を未だ経験していない6月中旬頃の高湿時と違って、7月下旬の CJ2 には (一番右の矢印)、中層の飽和相当温位と下層の相当温位の差でみた大気の安定度が悪くなっていた (図1(b)の実線)。このような下層の多量の水蒸気量を持つ対流不安定な大気状態は、大陸上の梅雨前線の南側にある亜熱帯高気圧域では、普通に見られる特徴である。しかし、梅雨前線の通過 (季節進行あるいは季節内変動の時間スケールでの) を一旦経験した後で梅雨前線の北側に入った場合には、下層の比湿が前線の北側でもそれなりに高いことを反映して、梅雨前線の南側の高気圧域にある時のような大気状態に近くなりうることを、本

研究の結果は示している。なお、大規模場の梅雨前線の季節経過（季節内変動も含む）自体はだいぶ違っていた1991年においても、図3に示されるように、前線が淮河流域まで達してから逆に再び華南に南下していた1991年6月下旬に、同様な特徴が見られた（1991年には、既に5月下旬頃から長江・淮河流域に梅雨前線が停滞する期間が季節内変動を伴って何回か現れた。7月上旬には、淮河流域の広範囲にわたり記録的な豪雨となり、流域は大洪水となった。6月下旬は、6月中旬、7月上旬の長江・淮河流域での豪雨期間の間にあたる）。

3. 前線帯の北側の領域における陸面からの潜熱フラックス

図4(a), (b)は、それぞれ、1998年のGAME再解析データに基づき各領域で平均した陸面からの潜熱フラックス、顕熱フラックスの半月平均値の時系列を示す。をによれば、7月後半には梅雨前線の北側でも潜熱フラックスが6月半ば頃に比べてかなり大きくなる。

蒸発量の単位に直せば（潜熱フラックス 30W/m^2 が 1mm/day ）、淮河流域ではHu期間（6月終り～7月初め）を挟んで $\sim 2\text{mm/day}$ から $\sim 3\text{mm/day}$ 強への増加であるが、日々の時系列で見ても、6月28日頃から7月3日頃までの梅雨前線の伴うまとまった降水イベントの持続の後、淮河流域が亜熱帯高気圧域に入った7月前半を通して、陸面からの潜熱フラックスは、次第に増加しながら高い値が維持されている（図5(a)）。梅雨前線が再び南下してこの領域を通過する際に降水のピークがあり（7月16日頃）、その後、梅雨前線の北側に位置した。しかし、7月16日以降も、陸面からの大きな潜熱フラックスはそのまま維持された。

梅雨前線の北上時には亜熱帯高気圧域に入る長江流域でも、そのような状況のもとで潜熱フラックスだけでなく顕熱フラックスも大きくなっていた（例えば、7月の前半）、しかし、淮河流域では、一旦北上した梅雨前線が再びこの領域を南下した後は、前線帯の北側であるにも関わらず（乾燥気団の支配を受ける側にあつたとしても）、大きな潜熱フラックスが維持され、下層の大きな水蒸気量も維持されていたことになる。

淮河流域で7月に見られたこのような傾向は、その北方に位置する黄河流域でも共通してみられた（図5(b)も参照）。但し、淮河流域では、6月半ば頃までと7月初め以降（7月いっぱい頃まで）と比べると、地面からの顕熱は 40W/m^2 程度の値を持続しているが、

潜熱はかなり増加した。それに対してその北方の黄河流域では、顕熱が、6月半ば前後の 60W/m^2 に比べて、7月半ば頃以降には 40W/m^2 前後に減少している、このように、平均的な梅雨前線の位置からどのくらい離れているかという差異により、多少の広域地表面過程の違いも見られそうである（このことについては、今後の課題）。

4. まとめ

本研究では、1998年を例に、大変湿潤な地域と大変乾燥した地域とのシャープな境界にある大陸上の梅雨前線について、その北側への水蒸気の侵入過程の理解へ向けた方向に関連した事例解析を行なった。梅雨前線がある程度の期間、中国淮河流域に停滞した後は、その淮河（あるいは黄河）領域が前線帯の北側に位置している状況でも、陸面から供給される潜熱（蒸発）が増大し、単に大規模場の南風成分による北方への水蒸気輸送が数日以上明瞭でないような日も含めて、そこでの大気下層の水蒸気が多量に維持され、対流不安定な状況を保てるのではないかと示唆される。

なお、淮河流域では、Hu期間に降った降水、あるいは、その後に間欠的にもたらされた降水（数日から1週間程度の間隔での降水ピーク、に対応する雨量は1日あたり領域平均でそれぞれ 7mm/day 程度であった（まとまった降水のあった日の平均で）。このようなイベントでの降水量の大きさに比べて、潜熱フラックス（蒸発量） $\sim 3\text{mm/day}$ は少し小さかった。何らかの大規模場のプロセスで、内陸側（前線帯の北あるいは北西側）へ水蒸気が直接的に侵入するイベントの寄与に比べて、本研究で提示されたような過程が具体的にどの程度の寄与をなすのか、今後、明らかにする必要がある。

引用文献

- 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.

加藤内蔵進, 2004: チベット高原を囲む熱的低気圧と梅雨水循環について—湿潤地と乾燥地が隣接する環境の中で—。月刊海洋, 36 (No. 4), 279-285。

Kato, K., J. Matsumoto and H. Iwasaki, 1995: Diurnal variation of Cb-clusters over China and its relation to large-scale conditions in the summer of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 1219-1234.

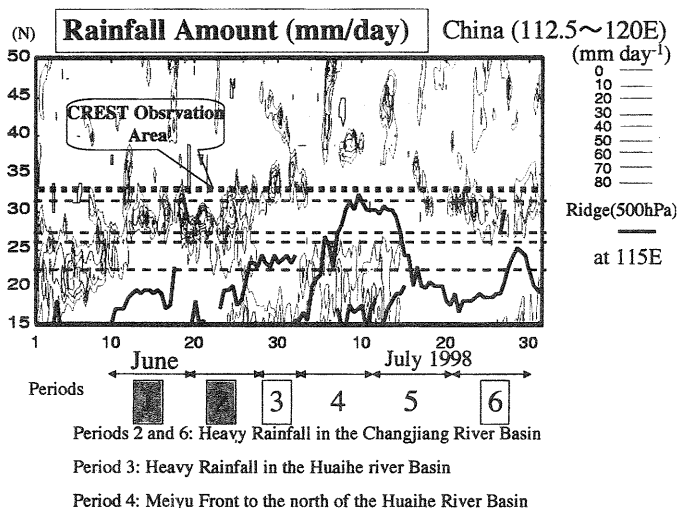
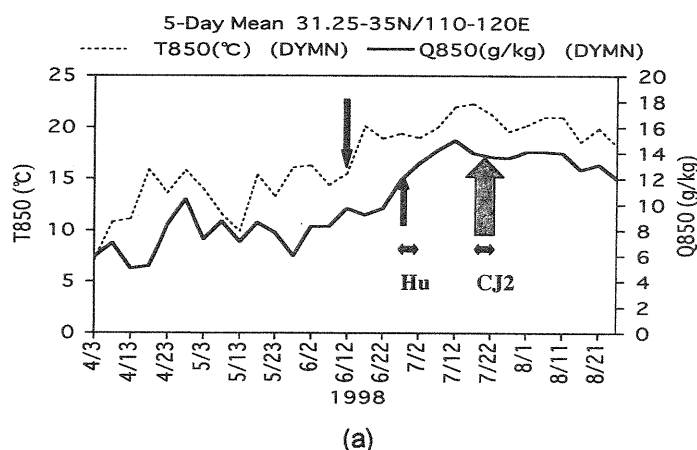
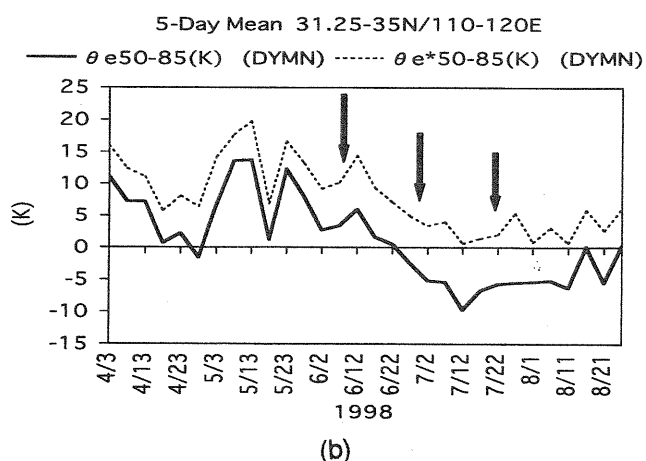


図2 GAME 再解析データ(6時間毎)に基づく中国大陸域の 112.5-120E で平均した降水量の時間緯度断面(Ikeda and Kato (2004) の口頭発表の図を一部改変)。太い実線は、500hPa 面での亜熱帯高気圧のリッジの位置。淮河流域は、図中の CREST Observation Area として示した緯度付近にある。30N 付近が長江本流。なお、図1の Hu, CJ2 の各期間は、この図では、期間3, 6にそれぞれ対応する。また、1回目の長江流域での豪雨イベントは、期間2に対応する。



(a)



(b)

図1 (a) 1998 年の 31.25-35N/110-120E で平均した半旬平均 850hPa 気温 (°C, 破線) と比湿 (g/kg, 実線)。(b) 500hPa と 850hPa の相当温位の差 (K, 破線), 及び, 500hPa 飽和相当温位と 850hPa の相当温位との差 (K, 実線) を同一期間・領域について示す。

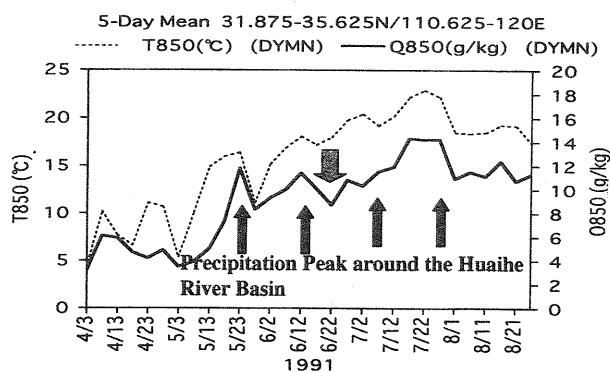
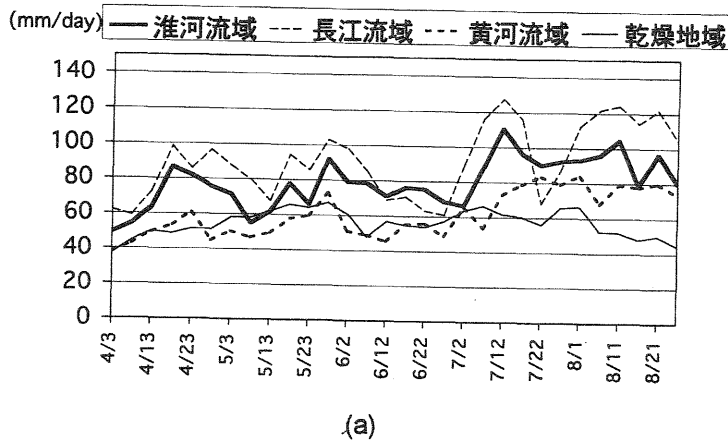


図3 図1(a)と同様。但し、1991 年の淮河流域 (GANAL の解像度が、1991 年分は 1.875 度緯度経度格子であるので、31.875-35.625N/110.625-120E における平均を示した)。図中の上向きの長い矢印は、長江・淮河流域での豪雨期、下向きの矢印は、本文で述べている現象に対応。

半旬平均潜熱フラックス(W/m^2) 1998年



半旬平均顕熱フラックス(W/m^2) 1998年

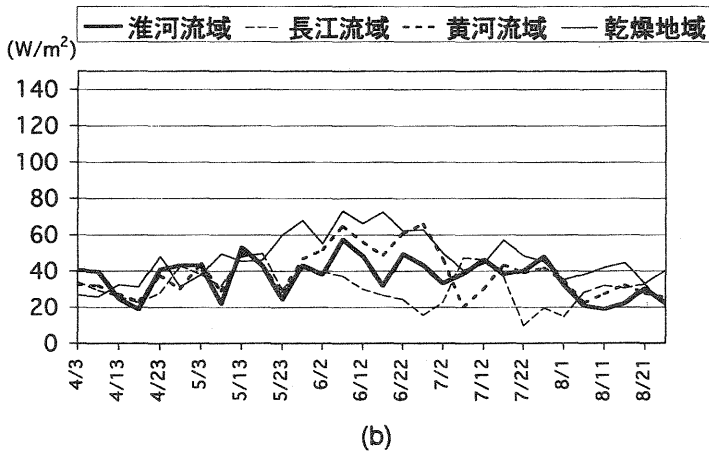
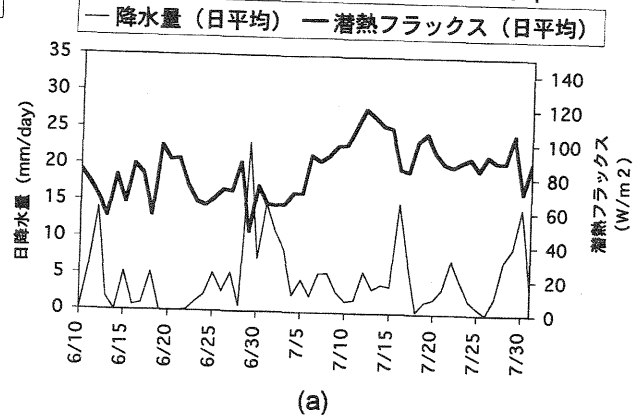


図4 1998年のGAME再解析データに基づき各領域で平均した陸面からの潜熱フラックス、顕熱フラックスの半旬平均値の時系列を、それぞれ(a), (b)に示す。それぞれ、淮河流域: 31.25-35N/110-120E、長江流域: 27.5-31.25N/110-120E、黄河流域: 35-40N/110-120E、中国乾燥地域: 40-48.75N/97.5-107.5E、における平均値を示した。

淮河流域 潜熱と降水量 1998年



黄河流域 潜熱と降水量 1998年

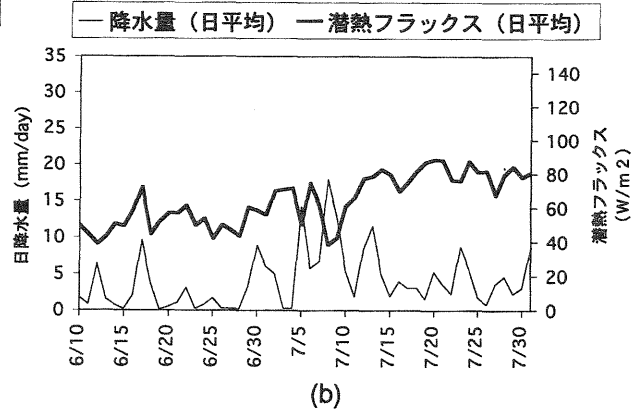


図5 1998年のGAME再解析データに基づく陸面からの潜熱フラックス(W/m^2)と降水量(mm/day)の日平均値(00,06,12,18UTCの平均)の時系列。(a)は淮河流域: 31.25-35N/110-120E、(b)は黄河流域: 35-40N/110-120Eについて示す。