

2005年度 関西支部年会講演予稿集

日時：2005年6月11日（土）

会場：大阪府立女性総合センター（ドーンセンター）

-
- | | |
|--|----|
| 1 平成 17 年(2005)福岡県西方沖地震の前兆現象 | 1 |
| 薩谷泰資（イオン研究所・神戸イオン商会） | |
| 2 雨滴粒径分布測定装置（ディストロメータ）による降雨の観測 | 5 |
| 森増陽介*・岡本謙一（大阪府立大・工） | |
| 3 台風時の海上での乱流輸送量について | 9 |
| 水島彰宏*, 林泰一, 芹沢重厚（京大・防災研）, 山中大学（神戸大・自然科学） | |
| 4 香川県における大雨の特徴 | 13 |
| 牧田広道（高松地方気象台） | |
| 5 西日本の梅雨前線と線状降水帯の複合系の振る舞いについて
（2001 年 6 月 19 日頃の事例解析） | 17 |
| 合田泰弘*, 加藤内蔵進（岡山大・教育）, 塚本修（岡山大・理） | |
| 6 初夏に日本列島付近へ北上する台風の進路や周辺場の特徴 | 21 |
| 加藤内蔵進*（岡山大・教育）, 濱本奈津実, 塚本修（岡山大・理） | |
| 7 Large Scale Rainfall during Summer Monsoon and its relation to wind shear. | 25 |
| Vijapurapu S. Prasad*, 林泰一（京大・防災研） | |
| 8 TRMM 観測データを用いたモンスーン域における降雨タイプの統計解析 | 28 |
| 木田智史*・重尚一（大阪府立大・工） | |
| 9 マイクロ波及び赤外放射計データを用いた全球降水マップの作成 | 32 |
| 野田俊輔*・岡本謙一・牛尾知雄（大阪府立大・工） | |
| 10 ドイツにおける春の気候学的位置づけと古典派, ロマン派歌曲等に見られる春の表現について
（気象と音楽の融合学習内容の開発へ向けて） | 35 |
| 加藤晴子*（くらしき作陽大・音楽）, 加藤内蔵進*（岡山大・教育） | |
| 11 小・中・高校用気象デジタル教材の開発 | 39 |
| 古田英文*（気象情報教育研究会・大阪予備校）
藤本慶信（気象情報教育研究会・大阪府教育センター） | |
| 12 小中学校出前講座「楽しいお天気講座」を始めて5年 | 41 |
| 藤井健*（京都産業大・理）, 富田正夫, 寺野健治, 柴田智子, 陰山美加子,
中島保則, 山口和弘, 諫山安彦（関西気象予報士会） | |
| 13 雨粒が凍るとどうなる？ ―新浮遊装置の開発と凍結実験― | 45 |
| 山下晃*（大阪教育大学）, 角川咲江（西堀栄三郎探検の殿堂） | |
-

日本気象学会関西支部

平成 17 年 (2005) 福岡県西方沖地震の前兆現象

薩谷 泰資 (イオン情報研究所・神戸イオン商会)

上記の地震は平成 17 年 3 月 25 日の週間地震・火山概況によれば、20 日 10 時 53 分に発生した福岡県西方沖の地震 (M: 7.0、深さ 9km) により、福岡県の福岡市中央区、福岡市東区、前原市、佐賀県みやき町で震度 6 弱を観測したほか、九州北部を中心に九州地方から関東地方の一部にかけて震度 1~5 強を観測した。また、10 時 57 分に福岡県日本海沿岸、壱岐・対馬に「津波注意」の津波注意報を発表し、12 時 00 分に解除した。津波は観測されなかった。この地震のメカニズムは、東西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型で余震の分布から北西—東南走向の横ずれ断層と考えられる。

気象庁は、20 日に地震起動観測班を特に被害の大きい福岡市西区玄界島に派遣し、福岡管区気象台と協同で現地調査を実施した。また、計測震度計を設置し、21 日 18 時に観測を開始した。

地震活動は、本震—余震型で推移しており、余震は北西—南東方向、長さ 30km 程度の範囲に分布している。これまでの最大余震は 22 日 15 時 55 分に発生した M: 5.4 の地震で、この地震により福岡市西区(玄界島)、前原市、新宮町、志摩町で震度 4 を観測した。また、25 日 00 時現在、震度 1 以上を観測した余震は 199 回である。なお、総務省消防庁(3 月 25 日 07 時 00 分現在)によると、今回の地震により、死者 1 名、負傷者 767 名、住家全壊 34 棟、住家半壊 58 棟などの被害が確認されている。

また某地元紙によれば、この地震はマグニチュード (M) 7 クラスの地震の前例がないだけでなく、微小な揺れもあまり観測されない「地震空白域」で発生した。九州北部地方で M7 級の地震がおきたのも約 300 年ぶりだけに地震専門からも驚きの声が上がった。と記されている。さらに 1 カ月後の 4 月 20 日には午前 6 時 11 分頃に M5.7、深さ 10km、33.7°N、130.3°E で発生している。

これらの地震の前兆現象を検討するために 2005 年 3 月、4 月の地上気温、相対湿度の 1 時値と 14 時値(矢印)の組合せデータを福岡(図 1、図 2)、対馬の厳原(図 3、図 4)、五島列島の福江(図 5、図 6)の 3 ヶ所に適用したので報告する。

主な注目日として 3 月 20 日の本震では 3 ヶ所共に 3 日から 17 日までの変動、逆転から 4 日目に発震している。3 月 22 日の最大余震(M5.4)では福岡における 21 日、22 日の相対湿度の変化である。

4 月 20 日の地震では、3 ヶ所共に 10 日の逆転、そして 1 時値が上昇して 3 日目に発震している。詳細は当日に行きたい。

気温・相対湿度による地震予測グラフ

作成日:

国 NO: 81-47807

発生日時: 2005/03/20 10:53

地震名: 福岡県西方沖地震

観測場所: 福岡

マグニチュード: 7.0

深さ: 9Km

測定年月: 2005 年 3 月

測定時間: 1 時・14 時

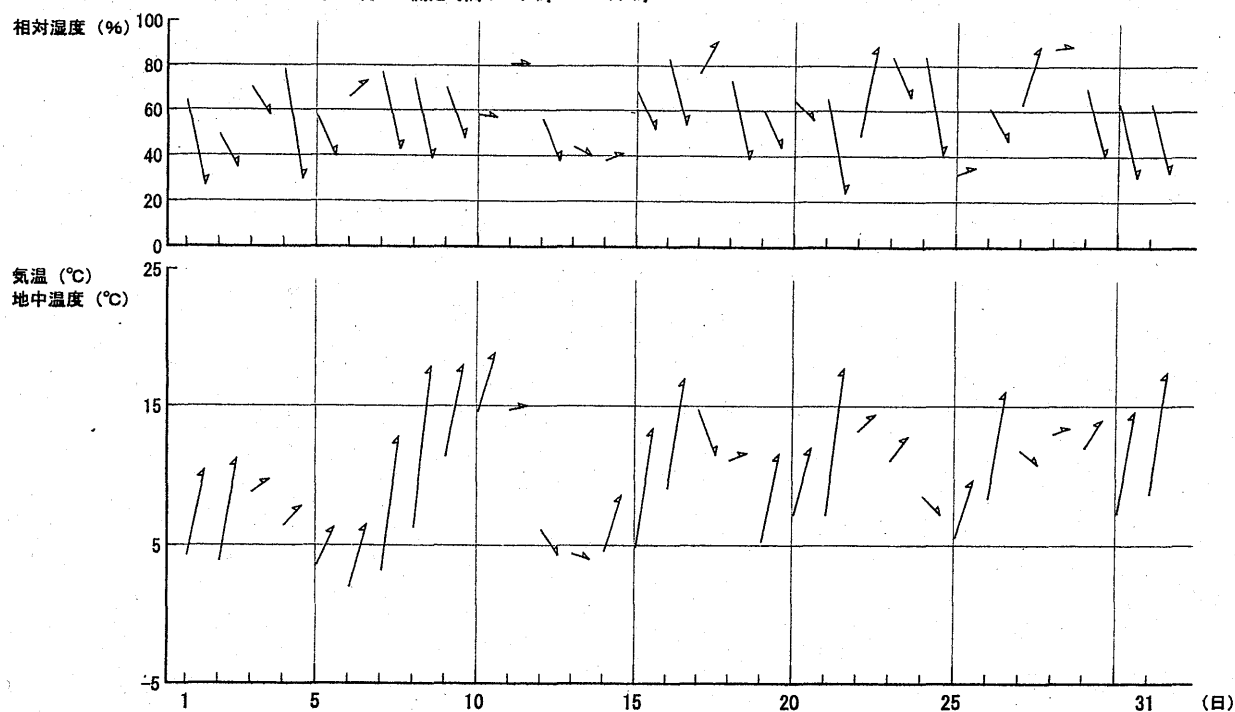


図 1. 福岡における 2005 年 3 月の気温、相対湿度 (1 時、14 時) の日変化と地震

気温・相対湿度による地震予測グラフ

作成日:

国 NO: 2004 04

発生日時: 2005/03/20 10:53

地震名: 福岡県西方沖地震

観測場所: 福岡

マグニチュード: 7.0

深さ: 9Km

測定年月: 2005 年 4 月

測定時間: 1 時・14 時

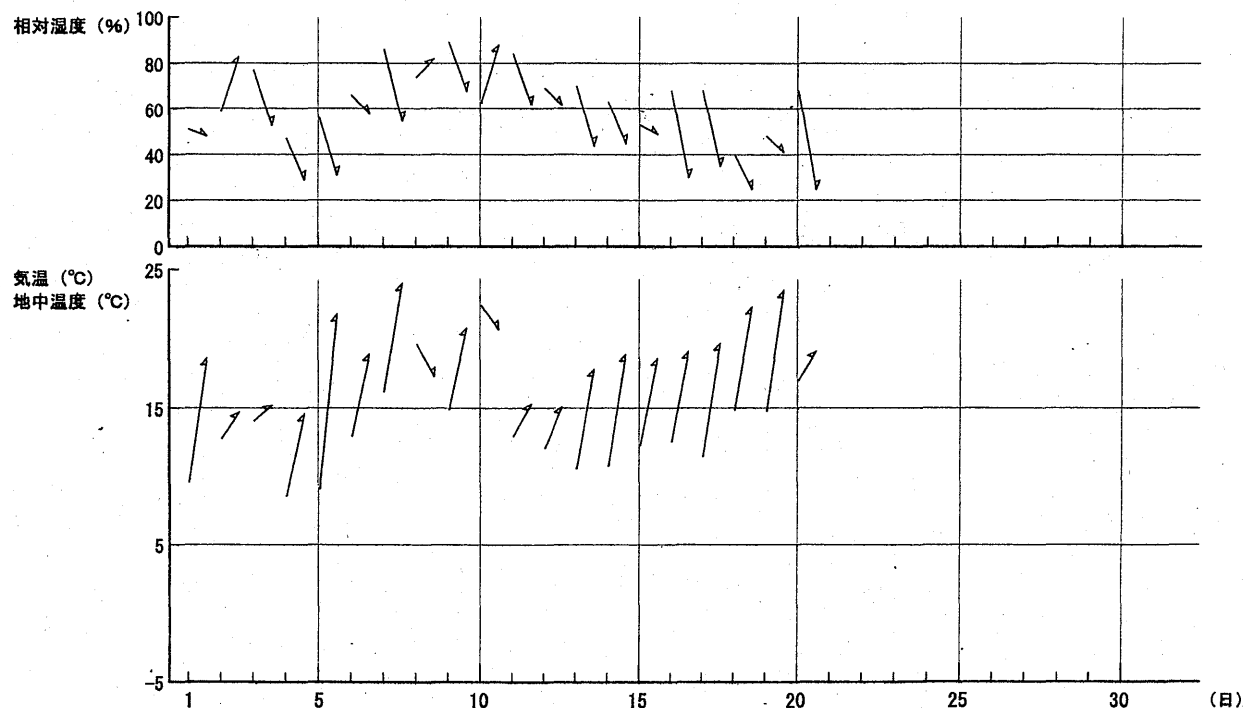


図 2. 福岡における 2005 年 4 月の気温、相対湿度 (1 時、14 時) の日変化と地震

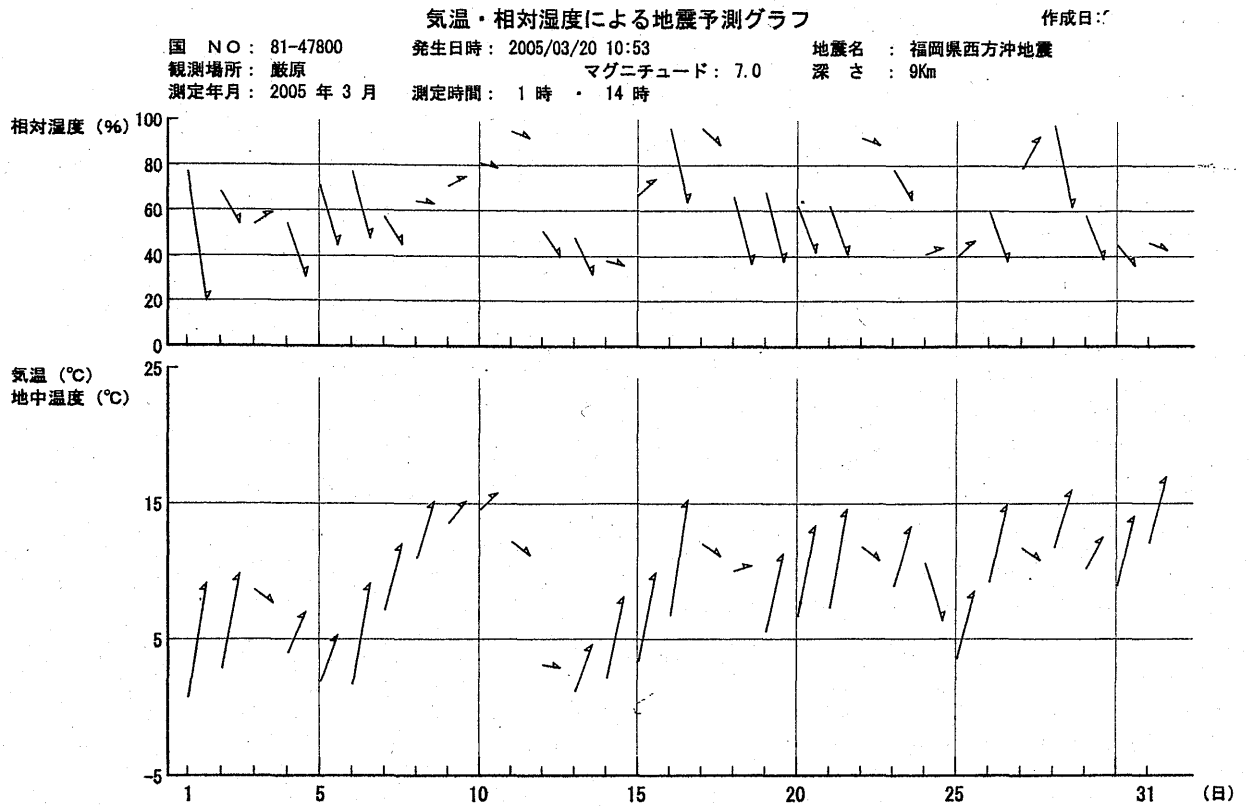


図 3. 厳原における 2005 年 3 月の気温、相対湿度 (1 時、14 時) の日変化と地震

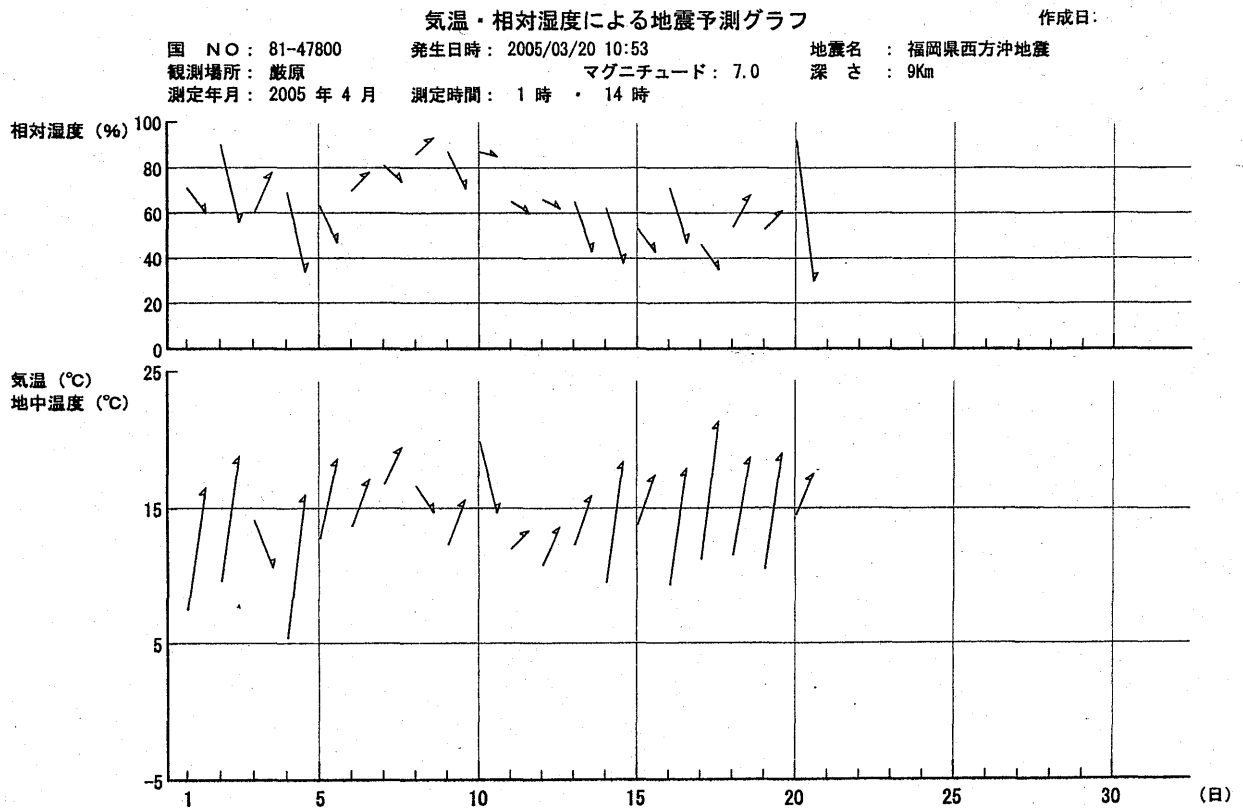


図 4. 厳原における 2005 年 4 月の気温、相対湿度 (1 時、14 時) の日変化と地震

気温・相対湿度による地震予測グラフ

作成日

国 NO : 81-47843

発生日時 : 2005/03/20 10:53

地震名 : 福岡県西方沖地震

観測場所 : 福江

マグニチュード : 7.0

深さ : 9Km

測定年月 : 2005 年 3 月

測定時間 : 1 時 ・ 14 時

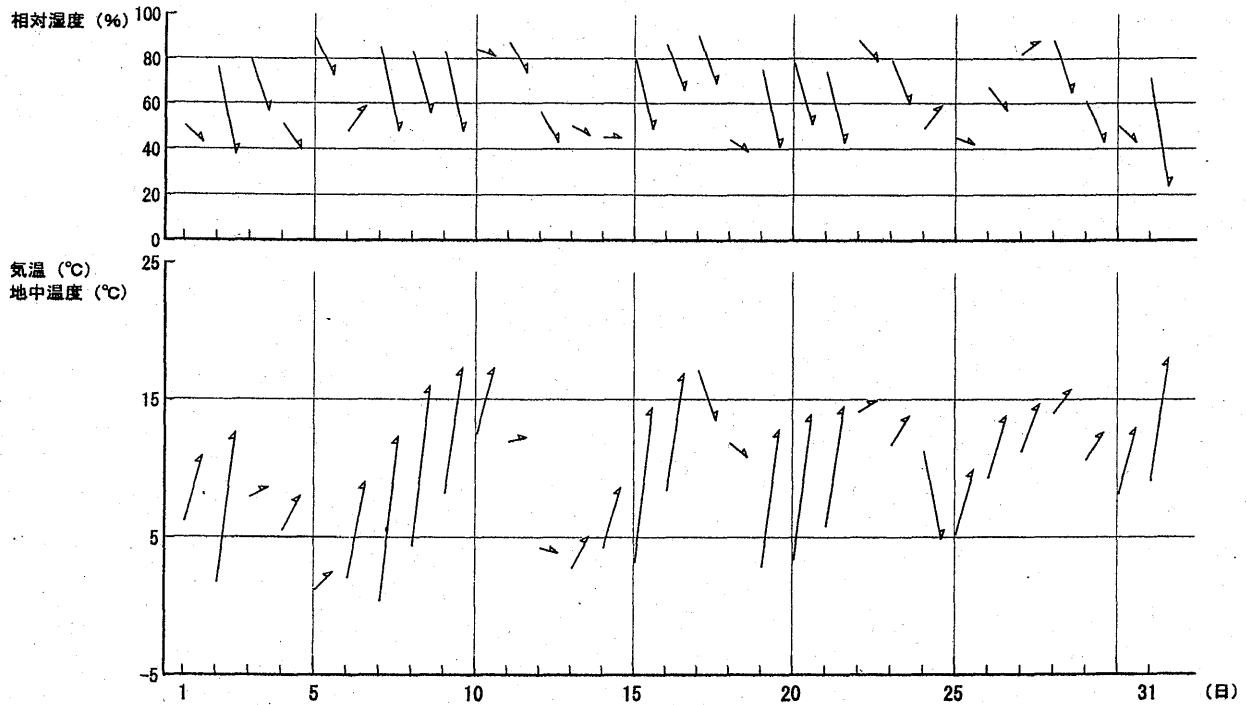


図 5. 福江における 2005 年 3 月の気温、相対湿度 (1 時、14 時) の日変化と地震

気温・相対湿度による地震予測グラフ

作成日

国 NO : 81-47843

発生日時 : 2005/03/20 10:53

地震名 : 福岡県西方沖地震

観測場所 : 福江

マグニチュード : 7.0

深さ : 9Km

測定年月 : 2005 年 4 月

測定時間 : 1 時 ・ 14 時

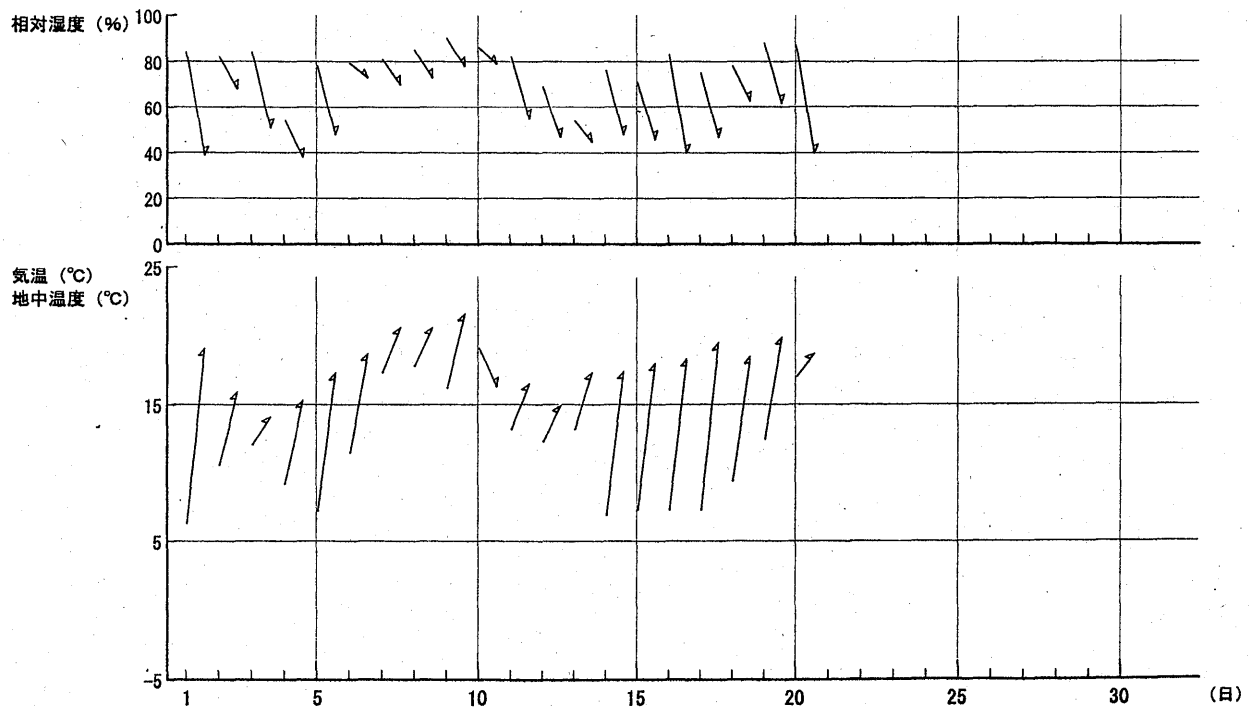


図 6. 福江における 2005 年 4 月の気温、相対湿度 (1 時、14 時) の日変化と地震

雨滴粒径分布測定装置(ディストロメータ)による降雨の観測

*森増陽介・岡本謙一(大阪府立大学大学院工学研究科)

1. はじめに

人工衛星に搭載された降雨レーダでは、高い周波数を用いているため降雨によって減衰を受ける。そのために減衰補正をする必要があるが、減衰補正をして正確な降雨強度を算出するためには、正確な雨滴粒径分布が必要になる。また、気象レーダによる降水量推定はレーダ反射因子と降水強度との関係式を用いて行われているので、雨滴粒径分布は実用的にも重要である。

このため、本研究では雨滴粒径分布の鉛直プロファイルを求める前段階として、大阪府立大学構内の地上に置かれた雨滴粒径分布測定装置(ディストロメータ)を用いて、地上の雨滴粒径分布を求めた。まず、雨のイベントを決定し、地上で観測された雨滴の個数から、単位体積中の直径 $D[mm]$ の雨滴の個数密度を $N(D)[1/(mm \cdot m^3)]$ を算出し、雨滴粒径分布のグラフを求めた。雨滴粒径分布の形状は時々刻々変化し、その変化形態は複雑である。そのため、降雨イベントごとにイベントの時間で平均した雨滴粒径分布を求めた。その雨滴粒径分布に対して指数分布をあてはめ、過去の研究(Marshall-Palmer, Joss-Waldvogel)のパラメータと比較して大阪の降雨の特徴を示そうとした。

2. ディストロメータ

図1にディストロメータの概観図を示す。ディストロメータは図1の笠型振動コーンの部分に当たった雨滴の個数をカウントする装置である。1分ごとの雨滴の個数をカウントし出力している。計測範囲は $0.3mm \sim 5.0mm$ であり、その間を20クラスに分割し、笠型振動コーンに当たった雨滴を識別分類している。

3. ディストロメータを使った降雨パラメータの算出法

単位体積中の直径 $D[mm]$ の雨滴の個数密度を $N(D)[1/(mm \cdot m^3)]$ として、雨滴の落下速度を $v(D)[m/s]$ とすると、降雨強度 $R[mm/h]$

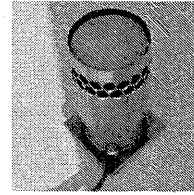


図1: ディストロメータの概観図

は、

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \int N(D)v(D)D^3 dD \quad (1)$$

と表わせる。ここで単位体積中の直径 $D[mm]$ の雨滴の個数密度を $N(D)[1/(mm \cdot m^3)]$ は、

$$N(D_i) = \frac{n_i}{Ftv(D_i)\Delta D_i} \quad (2)$$

となる。よって、ディストロメータの観測値 n_i から空間での分布 $N(D_i)$ が求まる。このときの観測装置であるディストロメータの式(2)の入力データは、

- n_i : 観測間隔 t の間にクラス i のサイズの雨滴をカウントした個数
- D_i : クラス i の雨滴の平均直径 $[mm]$
- $v(D_i)$: 直径 D_i の雨滴の落下速度 $[m/s]$
- ΔD_i : クラス i と $i+1$ の雨滴の直径間隔 $[mm]$
- F : ディストロメータの観測面積
 $F = 0.005[m^2]$
- t : 観測間隔 $t = 60[s]$

である。この単位体積中の直径 $D[mm]$ の雨滴の個数密度を $N(D)[1/(mm \cdot m^3)]$ を用いて、降雨強度 $R[mm/h]$ は式(1)に式(2)を代入することにより、

$$R = \frac{\pi}{6} * \frac{3.6}{10^3} * \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} (n_i * D_i^3) \quad (3)$$

と表わせる。

4. 雨滴粒径分布

4.1. 雨のイベント

ディストロメータで観測された2003年,2004年の2年間の雨滴の個数のデータより,2年分の降雨強度の時系列を求め,そこから雨のイベントを決定した.2年分の降雨強度の時系列のうちの1例を図2を示す.このグラフから1個のまとまった雨の始まった時間と終わった時間の間を雨のイベントとした.つまり図中の1つの丸を1つの雨のイベントとして雨のイベントを決定した.2003年の1年間で234の雨のイベント,2004年の1年間で177の雨のイベントがあった.

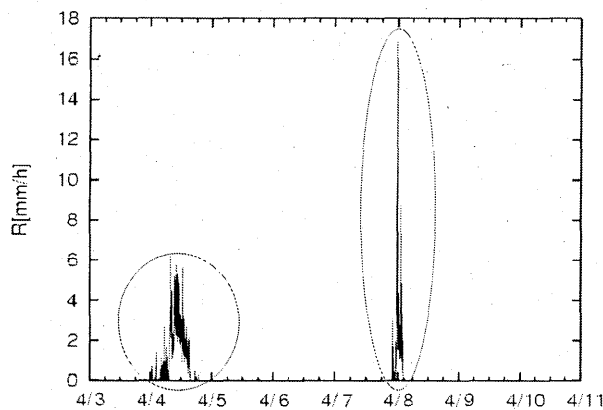


図 2: 降雨強度の時系列
(2004年4月3日~4月10日)

4.2. 雨滴粒径分布の指数分布による近似

雨滴粒径分布を描かせる際に,各直径 D_i ごとの雨のイベントの時間で平均した雨滴の個数密度 $N(D_i)$ を求め,その $N(D_i)$ の対数を縦軸に,また雨滴の直径 D_i を横軸にした.このようにして2年分の雨のイベントごとの雨滴粒径分布を求めた.また,過去の研究 (Marshall-Palmer, Joss-Waldvogel) のパラメータと比較するために,それぞれの雨滴粒径分布について $N(D_i)$ が最大となる直径より大きい雨滴の直径について指数分布を当てはめた.そのうちのイベントの平均降雨強度が 0.09mm/h, 2.3mm/h, 13.9mm/h に当てはまる雨のイベントの雨滴粒径分布についてそれぞれ図3~図5に示す.図3~図5において図中の点線は指数分布近似をした近似曲線を表わしている.

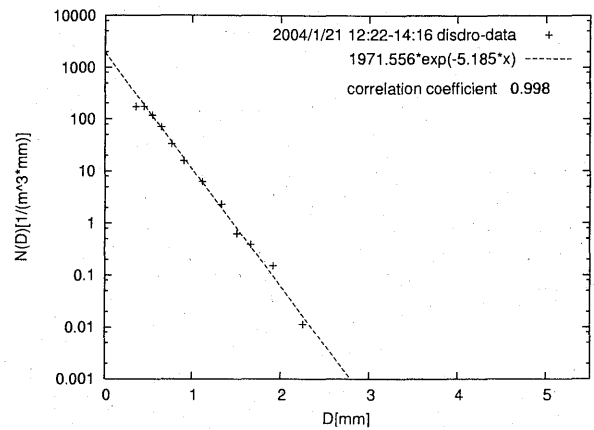


図 3: 雨滴粒径分布 (2004年1月21日)
最大降雨強度 0.43mm/h
イベント平均降雨強度 0.09mm/h

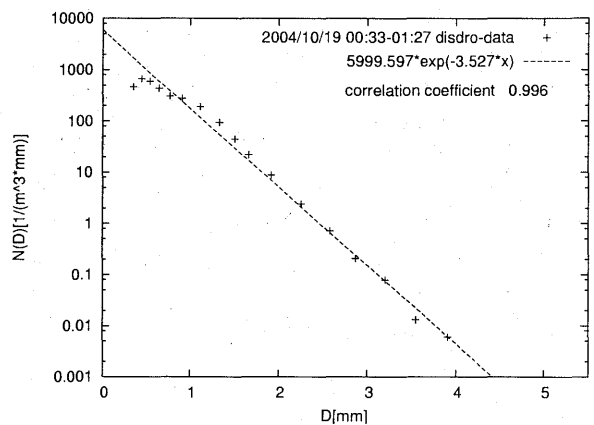


図 4: 雨滴粒径分布 (2004年10月19日)
最大降雨強度 22.5mm/h
イベント平均降雨強度 2.3mm/h

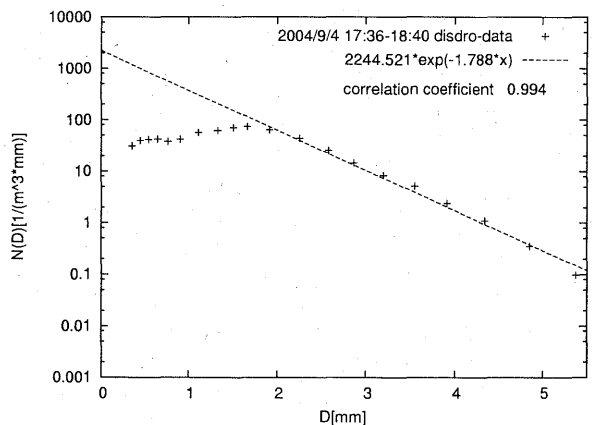


図 5: 雨滴粒径分布 (2004年9月4日)
最大降雨強度 100.5mm/h
イベント平均降雨強度 13.9mm/h

5. 大阪の降雨の特徴

同じ降雨強度 R でも, 小さい雨滴が多い場合や大きい雨滴が多い場合があり, 雨滴粒径分布の $N(D_i)$ が降雨強度 R によって決まるわけではない. しかし, Marshall と Palmer は自然降雨では, 両者の間にかなりの相関があるとし, その相関が次のように表現できるとした.

$$N(D_i) = N_0 \exp(-\Lambda D_i) \quad (4)$$

$$\Lambda = \Lambda_0 R^{-\gamma} \quad (5)$$

ここで, N_0 , Λ_0 , γ は定数である. 後に, Joss と Waldvogel は Marshall と Palmer が与えた定数 N_0 , Λ_0 , γ のうち, N_0 , Λ_0 とを降雨の型によって分類した. Marshall-Palmer 及び Joss-Waldvogel の各パラメータを表 1 に示す. ここで, 大阪の降雨が表 1 の Joss-Waldvogel のどの降雨の型に当てはまるのか比較した. その方法として, 2003 年の 234 の雨のイベント, 2004 年の 177 の雨のイベントの雨滴粒径分布について指数分布近似をして N_0, Λ を求め, その値と表 1 の Joss-Waldvogel の値とを比較した. そこで, 2003 年の N_0, Λ とイベントの平均降雨強度 R との関係を図 6(a), (b) に示し, 2004 年を図 7(a), (b) に示した. 各図において, 1 個の点が雨のイベントの雨滴粒径分布について最小自乗法を用いて算出した N_0, Λ を示しており, これらの点の近似曲線が各図中の実線で示してある. 同時に, 図 6(a)~図 7(b) には表 1 の Joss-Waldvogel の時の N_0, Λ を比較のために点線で示してある. 図 6(a)~図 7(b) において, 2003 年, 2004 年の大阪の降雨を示してある実線と Joss-Waldvogel の点線を比較してみると, 2003 年, 2004 年ともに Joss-Waldvogel の時の Thunder storm に近い降雨であることがわかった.

表 1: Marshall-Palmer 及び Joss-Waldvogel の経験式におけるパラメータ

		N_0	Λ_0	γ
Marshall-Palmer		8000	4.1	0.21
Joss-Waldvogel	drizzle	30000	5.7	0.21
	wide-spread	7000	4.1	0.21
	thunder storm	1400	3.0	0.21

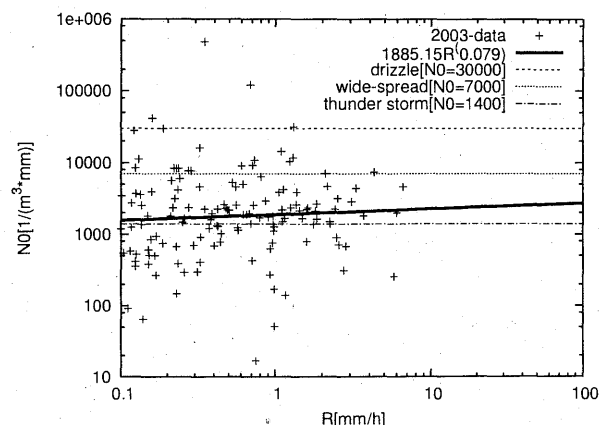


図 6.(a) : 2003 年 (234 イベント) の各イベントにおける N_0 とイベント平均降雨強度 R の図.

1 個の点が 2003 年の 1 個の雨のイベントである. それらの点の近似曲線が図中の実線であり, 2003 年の大阪の降雨を示している. 点線が表 1 の Joss-Waldvogel の 3 タイプの降雨を示している.

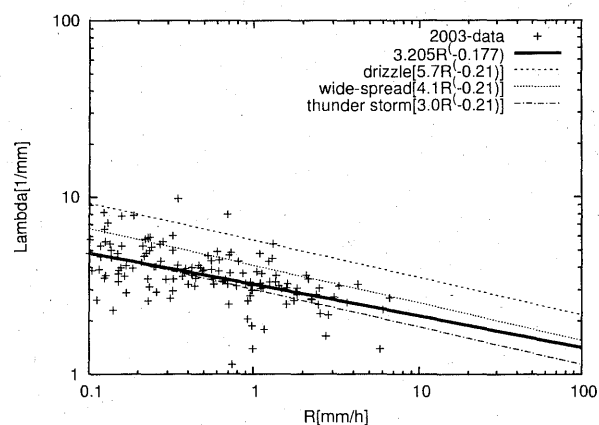


図 6.(b) : 2003 年 (234 イベント) の各イベントにおける Λ とイベント平均降雨強度 R の図.

1 個の点が 2003 年の 1 個の雨のイベントである. それらの点の近似曲線が図中の実線であり, 2003 年の大阪の降雨を示している. 点線が表 1 の Joss-Waldvogel の 3 タイプの降雨を示している.

6. 結論

2003 年,2004 年の 2 年分の大阪の降雨について雨のイベントを決定し,そのイベントごとに雨滴粒径分布を求めた. また,その雨滴粒径分布に指数分布近似を当てはめて得られた近似曲線のパラメータとイベント平均降雨強度 R の関係を求め,過去の研究 (Joss-Waldvogel) のパラメータと比較した. その結果,2003 年,2004 年の大阪の降雨は Joss-Waldvogel の Thunder storm に近い雨であることがわかった. そのことから,2003 年,2004 年の大阪の降雨は大きい雨滴が多かったのではないかと推測される.

参考文献

- [1] 藤間克典, 井原俊夫, 山本博美, 真鍋武嗣, 古濱洋治, 北村勝巳, 今井雄司 “マイクロフォン型雨滴粒径分布測定器の人工落下水滴による較正方法とその水滴形状の撮影結果”, 電波研究所季報, Vol.28 No.147(1982)
- [2] DISDROMET LTD 2001:DISDROMETER RD-80 User's Guide for DISDRODATA V.1.22
- [3] DISDROMET LTD 2001:DISDROMETER RD-80 Instruction Manual
- [4] 古津 年章, “Estimation of Raindrop Size Distribution from Spaceborne Radar Measurement”, 工学博士学位論文 京都大学 (1991)
- [5] 古濱洋治, 岡本謙一, 増子治信, “人工衛星によるマイクロ波リモートセンシング”, (社) 電子情報通信学会, 1986.
- [6] 室津義定, 大場史憲, 米沢政昭, 藤井進 “システム工学”, 森北出版株式会社 (1980)

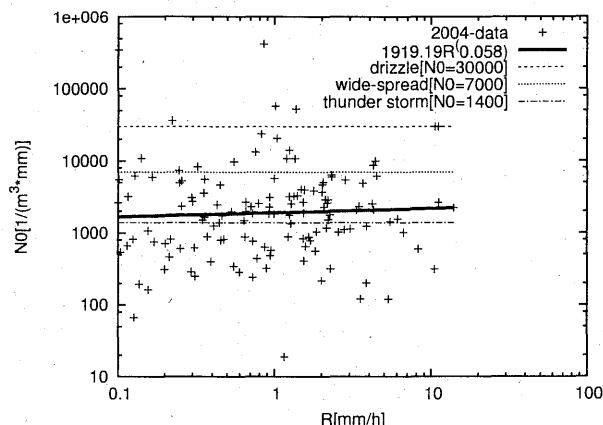


図 7.(a) : 2004 年 (177 イベント) の各イベントにおける N_0 とイベント平均降雨強度 R の図.

1 個の点が 2004 年の 1 個の雨のイベントである. それらの点の近似曲線が図中の実線であり, 2004 年の大阪の降雨を示している. 点線が表 1 の Joss-Waldvogel の 3 タイプの降雨を示している.

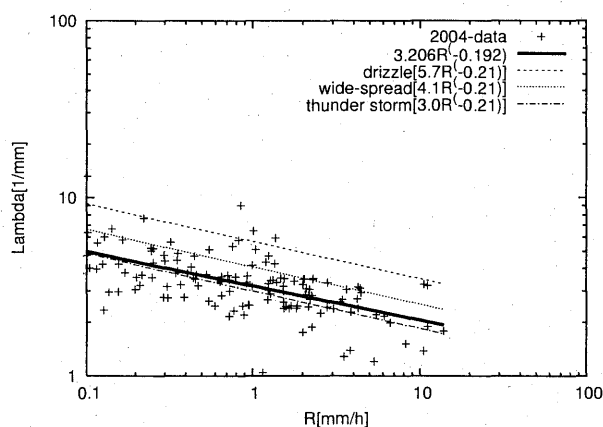


図 7.(b) : 2004 年 (177 イベント) の各イベントにおける Λ とイベント平均降雨強度 R の図.

1 個の点が 2004 年の 1 個の雨のイベントである. それらの点の近似曲線が図中の実線であり, 2003 年の大阪の降雨を示している. 点線が表 1 の Joss-Waldvogel の 3 タイプの降雨を示している.

台風時の海面からの乱流輸送量について

水島 彰宏*・林 泰一・芹沢 重厚 (京大・防災研究所)、山中 大学 (神戸大・自然科学)

1、はじめに

大気・海洋の境界層では、運動量、熱 (顕熱、潜熱)、気体などが輸送されており、これらの輸送量を定量的に見積もることは大気・海洋相互作用を理解するうえで非常に重要である。これまでも大気海洋境界層における物理量輸送については様々な研究がなされてきたが (塚本、1998 など)、台風時のような海面が非常に荒れた状態で物理量輸送についてはあまり研究が行われていない。そこで本研究では台風時、実際に海面上で観測されたデータを用いて運動量、顕熱の輸送量を定量的に求めることにした。

2、観測地点と使用データ

観測地点は和歌山県南部の田辺湾にある京都大学防災研所附属白浜海洋観測所の田辺中島高潮観測塔 (以下、観測塔) である (図2-1)。この観測塔は田辺湾の湾口に位置する礁 (水深約30mの平坦な海底から水深10mの深さに突き出た礁) 「中島」の上に設置されている (図2-2)。本研究では、図2-1に示すように、観測塔の高さ20m地点に設置された超音波風速温度計

(KAIJO, DAT-600) で観測された風速3成分 (U 、 V 、 W) 及び気温 (T) と、観測塔の高さ6m地点に設置された空中発射式超音波波高計で観測された波高 (wave-H) を

用いることにした。観測期間はTY0416、TY0418が日本を上陸した8/25~9/10までの17日間である。風速3成分、気温、波高のデータは10Hzで毎正時前20分間サンプルされる。各成分12,000個のデータを1Runとして乱流統計量を計算する。また、風速に関しては、超音波風速温度計の観測値は軸方向に分解された風であるため、主風向の方向へ変換して使用する。

3、TY0416、TY0418の概要

TY0416、TY0418の進路を図3-1に示す。両台風とも同じような進路を通り日本を通過した。この時の観測塔における風速、風向、気温、波高の平均値のデータを図3-2に示す。台風接近時には強風が観測され、それに伴って高い波も観測された。両台風とも観測塔の西側を通過し、台風接近時の風向も南東から南西へ変化しているため、風による吹き寄せ効果も高波が観測された要因の1つであると考えられる。

4、運動量輸送量・顕熱輸送量の計算

4-1 渦相関法

本研究では、渦相関法と呼ばれる方法を用いて運動量輸送量 (τ)、顕熱輸送量 (H)、を計算することにした。この渦相関法は、追従性の高い超音波風速温度計のような測

器を用いて風速、気温の変動成分（平均値からのずれ）を直接測り、それらの共分散を計算することで乱流輸送量を求める方法である。運動量輸送量は、水平風速の変動成分と鉛直流の変動成分の積を平均したものである。顕熱輸送量は気温の変動成分と鉛直流の変動成分の積を平均したものである。その計算式は以下のとおりである。

$$\tau = -\rho \overline{u'w'}$$

$$H = C_p \rho \overline{w'T'}$$

ρ : 密度 C_p : 定圧比熱

' は平均からの変動成分を示す。

渦相関法に代表される乱流変動法ではこの変動成分を測定する必要があるため、乱流測器には変動に対する応答の速さが要求される。渦相関法の最大の利点は係数の不確定性や相似則などの仮定をする必要がなく、乱流輸送量を精度よく求められることである。

4-2 運動量・顕熱輸送流の計算結果

運動量輸送量と風速の時間変化を図4-1に示す。台風時、風速が増加するとともに運動量輸送量が急激に増加していることが分かる。図4-2は波高と運動量輸送量の関係を示したものである。運動量輸送量が小さいところでも高い波が観測されているが、これはうねりなどの影響と考えられる。実際、運動量輸送量が大きい所では波高の低い波は観測されていない。図4-3は運動量輸送量と風速の2乗の関係を示したものである。風速の増加に伴って運動量輸送量が増加していることが分かる。ここで風速の2乗にしているのはこの後記すバルク公式と関係しているためである。図4-4に風速・波高と顕熱の時間変化を示す。台風時、風速、波高が増加すると、それまで

はほぼ正の値を示していた顕熱の値が負の値になっていることが分かる。顕熱の値が負ということは、大気から海洋に向けて顕熱が輸送されているということである。

4-3 バルク公式による海面摩擦係数の計算

ここで、上述の結果得られた運動量輸送量の値を用いて、バルク公式における海面摩擦係数と呼ばれるバルク係数を求めることにする。この海面摩擦係数を求めておけば、風速の観測値を用いるだけで運動量輸送量を容易に求めることができるため、渦相関法の適用が困難な通常の海上気象観測からでも運動量輸送量の推定ができる。運動量輸送量に対するバルク公式は以下の通りである。

$$\overline{-u'w'} = C_{Da} \overline{u_a}^2$$

C_{Da} : 高さ a における海面摩擦係数

u_a : 高さ a での風速

この海面摩擦係数は風速や海面の状態に依存していることが知られているため、風速・波高と C_{Da} との関係について調べた。図4-5上図は風速と C_{Da} との関係を示したものである。風が弱いところで C_{Da} の値は非常に高くなっていたが、そこを除けば風速の増加とともに C_{Da} の値も増加した。図4-5下図は波高と C_{Da} との関係を示したものであり、こちらも波高の増加とともに C_{Da} の値が徐々に増加していることが分かる。以上のことをまとめると、 C_{Da} の値は風速、波高の増加に伴って増加する。本研究で得られた海面摩擦係数と風速、波高との関係は以下のとおりである。

$$C_{D10} = (0.0678\overline{u_{10}} + 1) \times 10^{-3}$$

$$C_{D10} = (0.675h + 1) \times 10^{-3}$$

h : wave-H(m)

5、まとめと今後の課題

本研究の結果をまとめると以下になる。

5-1 まとめ

- ・ 台風時、強風が吹くと運動量輸送量は急激に増加する。
- ・ うねりなどの影響がないとしたら、運動量輸送量が大きくなるほど波は高くなる。
- ・ 今回の例では台風が観測塔の西側を通過したため、風による吹き寄せ効果も台風時に波が高くなった要因の一つと考えられる。
- ・ 台風時、風が強く波が高い状態では顕熱輸送量の値は負の値を示していることが分かった。これは台風時に海面が掻き乱され、海底から冷たい海水が湧き上がってきて海面温度が低下したためだと考えられる。このことに関しては海面温度のデータを入手して確認する必要がある。

5-2 今後の課題

- ・ 風による吹き寄せ効果がない場合について解析する。
- ・ 運動量・顕熱輸送量以外に潜熱輸送量についても求める。
- ・ 乱流のスペクトル解析を行う。
- ・ 海面温度のデータを入手し、上述の顕熱輸送量が負の値になっていることの根拠を確かめる。また顕熱に関してもバルク係数を求める。

・ 大気海洋境界層の安定度についても調べていく必要がある。

以上のような課題が残されている。

参考文献

増沢 譲太郎編、1970、海洋物理 I 海洋科学基礎講座 2、東海大学出版会、159-211

塚本 修、2000、海洋表層付近における大気-海洋相互作用の研究、京都大学防災研究所共同研究 11G-9

林 泰一、1998、大気接地層における乱気流輸送過程の観測法に関する研究、京都大学防災研究所共同研究 9P-3

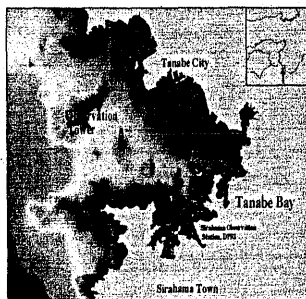
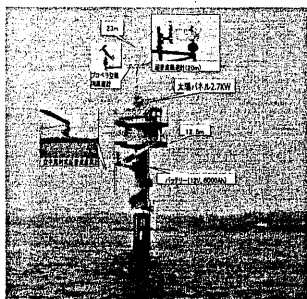
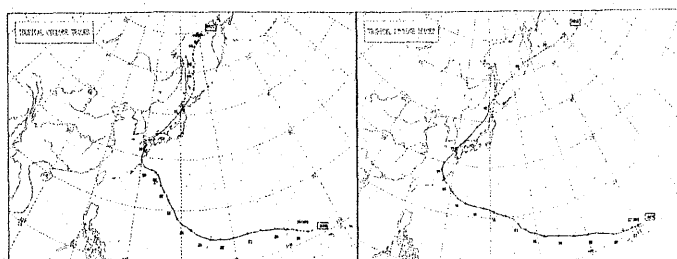


図2-1 田辺中島高潮観測塔 図2-2 観測地点



台風0416号 0418号

図3-1 台風経路

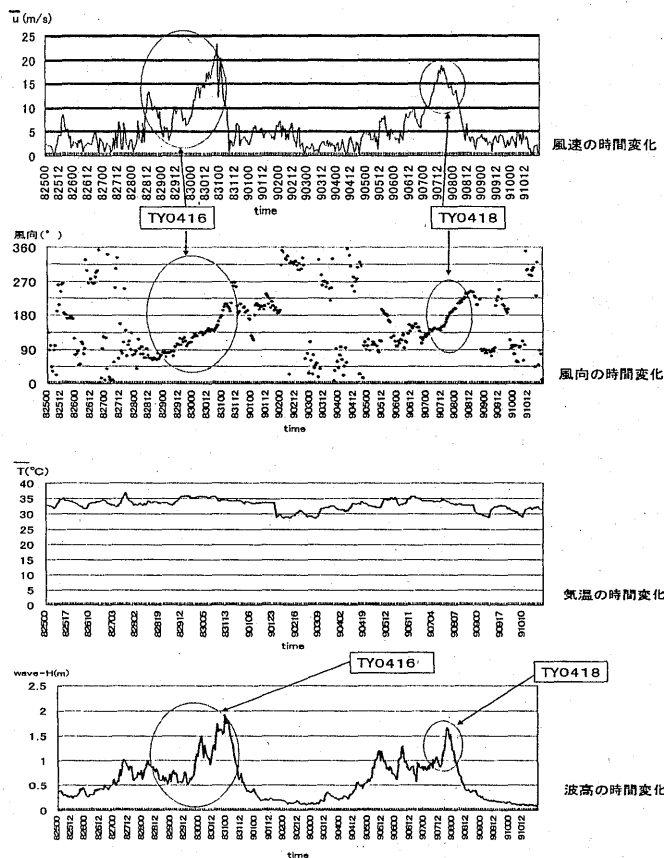


図3-2 観測塔における観測値

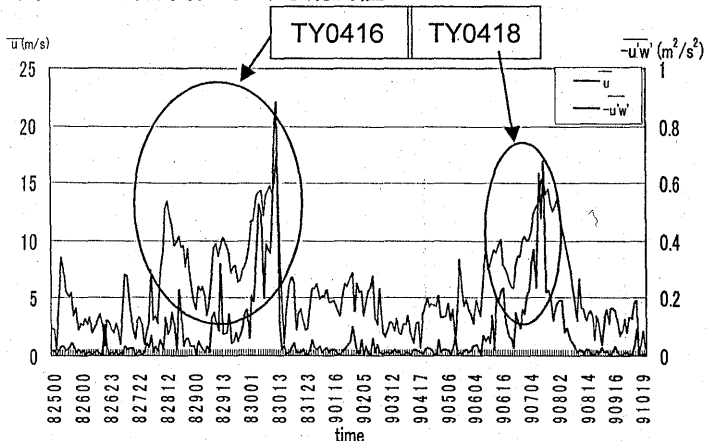


図4-1 運動量輸送量と風速の時間変化

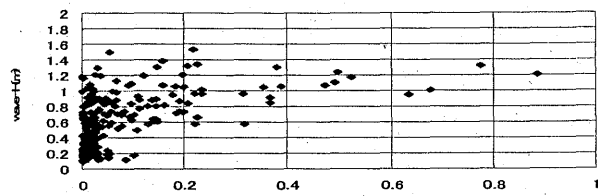


図4-2 波高と運動量輸送量

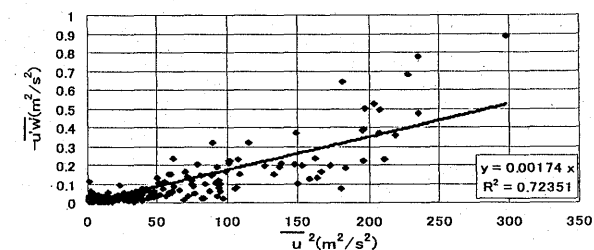


図4-3 運動量輸送量と風速

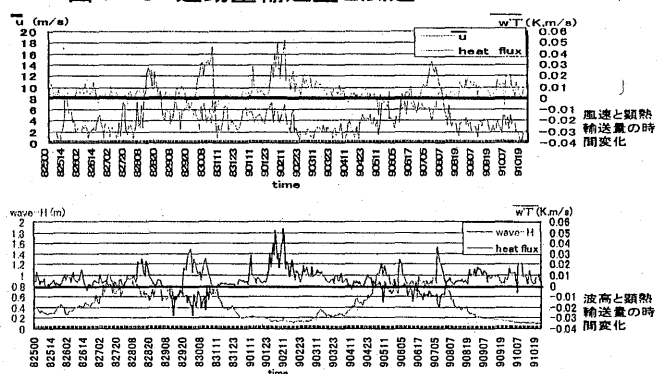


図4-4 風速・波高と顕熱の時間変化

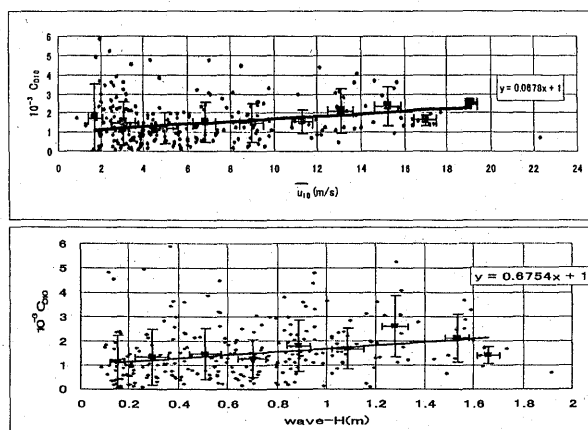


図4-5 海面摩擦係数と風速・波高の関係

香川県における大雨の特徴

牧田広道 (高松地方気象台)

1. はじめに

四国地方は太平洋に開けているため、南寄りの風系の場合どこかで局地的な大雨が発生する。そのメカニズムの大半は、大規模場で異なる気流が長時間合流する中、線状降水エコーが形成され停滞することである。そして過去の大雨の事例解析より着目されているのが、最下層の風の収束や内陸部の低温域、局地前線等である。一方、四国地方では比較的大雨が少ない香川県では、台風からの暖湿流及び太平洋高気圧の縁辺流に絡む強雨について次のようなことが定性的に知られている(平成 16 年度全国予報技術検討会)。「下層風向が南では四国山地・讃岐山脈を越える可能性は低く、南西では香川県西讃、南東では香川県東讃に強雨の可能性はある。」しかし、現実には下層風系が南でもエコーは四国山地・讃岐山脈を越えて持続・再発達する場合と衰弱する場合があり、予報現場では実況追従型で気象情報を発表せざるを得ない状況である。本稿では2つの典型事例を解析することによりそのメカニズムの相違を考察した。

2. 用いた資料等

各種天気図、衛星、ウインドプロファイラ(以下、WPR という)、アメダス 10 分値、毎時風解析、多層レーダー等である。事例は高知県や徳島県で大雨となった 2004 年 8 月 1 日(以降、事例 1)と香川県西讃から愛媛県東予にかけて大雨となった 2004 年 8 月 17 日(以降、事例 2)である。

3. 着眼点

図 1 には事例 1 と事例 2 のレーダーエコーを示す。大雨は線状降水エコーによりもたらされるがその形態は共通している。エコーは南西から北東方向の数個の強いエコーとそのエコーに直行する別の数個の強いエコーで構成されている。前者の走向は中層(主に 700hPa 面)の風向に、後者は下層(主に地表付近)の風向と対応がよい。多層レーダーによると、一連のエコーは同じ場所で次々と発生しているため“マルチセルストーム型”あるいは“バックビルディング型”と言われている。

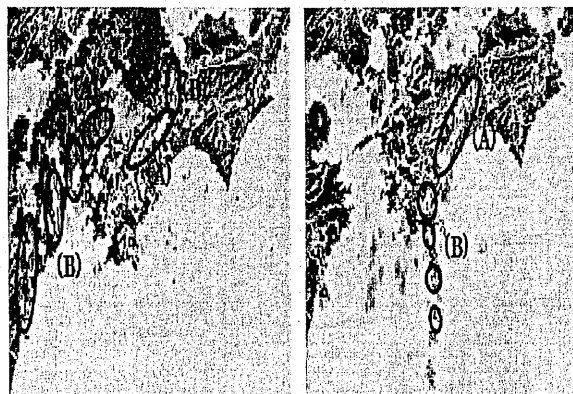


図1 8月1日20時(右図)と8月17日14時40分(左図)のレーダーエコー。(A)と(B)でエコーの走向が異なる。

る。線状降水エコーは暖気と冷気との境界に形成される局地前線に対応しており、メソ的には冷気によって暖気が強制上昇させられる降水システムである。本研究では、線状降水エコー形成のメソ的な背景としての滞留寒気に、主として密度流(重力流)と寒気層の厚さ及びその勾配に着目した。

4. 総観場

事例 1 は熱帯低気圧が朝鮮半島付近に進み日本の東海上にある太平洋高気圧からの暖湿流が四国地方へ流入していた。事例 2 は台風第 15 号が沖縄近海を北上しており太平洋高気圧からの暖湿流が四国地方に流入していた。両事例とも、台風や熱帯低気圧からの暖湿流と太平洋高気圧からの縁辺流的な暖湿流が四国地方を指向・収束していた。線状降水エコーは対流不安定な場の中で、下層の湿った気流の収束と地形効果によって形成され、長時間持続することによって特定な地点で大雨となった(平成 16 年度全国予報技術検討会)。例えば日降水量を香川県の財田で比較すると、事例 1 と比較して事例 2 は 2.9 倍の 192mm が観測され、8 月の極値を更新した。

5. 概念モデル

両事例では、最初に高知県に降水による滞留寒気が形成され滞留寒気と太平洋からの南風により

局地前線が形成された。局地前線は徐々に北上を始め、対応して四国山地をまたぐ形で四国中部に南西から北東方向に伸びる線状降水エコーが形成され持続した。事例1と事例2の相違は、事例2では香川県西讃や愛媛県東予東部に下層収束が形成されたことである。通常、四国地方における南寄りの風での降水は太平洋側が主体となる。事例2の場合、四国山地の北側（風下側）に下層収束が形成されたのは、南風が石鎚山系と剣山山系の間の谷筋に沿って瀬戸内側まで侵入し、瀬戸内側の相対的に動きの遅い流れと衝突したと推定されている（山下ほか，2004）。両事例では環境場として暖湿流が持続する中で線状降水エコーが形成されたことが共通しており、解析では NCFR モデルを局地前線に適用した。通常、NCFR (narrow cold-frontal rainband：狭い寒冷前線降雨帯) は WCFR (wide cold-frontal rainband：広い寒冷前線降雨帯) の前面の暖域に形成される幅数 km 程度の狭い線状の雨域である。NCFR は前方での地上風の収束と暖湿な下層 Jet の流入の結果、前線面に沿った強い上昇流が生じる。この上昇流の位置に NCFR が存在する。また、NCFR は比較的弱い雨域の部分である GR (gap regions：間隙) と PC (precipitation cores：強い降雨域) から構成される集合体である。図2に NCFR の概念モデルを示す（横田・森，1990）。ここで、PC と GR がジグザク状に並ぶ原因として、一つは水平風速シヤーによる不安定がある。水平風速シヤーが極大になるとそれが誘引となって波動が生じ、地上の風が強く収束した線上に PC ができ、そうでない部分が GR となる。もう一つは密度の小さい流体の中に密度の大きい流体が流入するときの流れである密度流によるものである。

5.1 密度流の移動速度式

密度流の移動速度 u は、無摩擦、静力学平衡の条件の下に次式で表される（小倉，1997）。

$$u = \left(\frac{k^2 gh(T_{v1} - T_{v2})}{T_{v2}} \right)^{1/2} \dots \dots (1)$$

k はフルード数で 1.25、 g は重力加速度で 9.8m/s^2 、 h は寒気層の厚さ、 T_{v1} と T_{v2} は暖域及び冷域での h 内の平均仮温度である。

5.2 寒気層の厚さの見積もり

榊原ほか(1986)による寒冷前線の解析では、上昇流は暖気側から寒気側に向かってやや傾いている。地上で収束した風は前線面に沿って下層 Jet の高さ付近まで上昇した後、NCFR 後面に横に流された所でいったん弱い下降を示す。この高度を

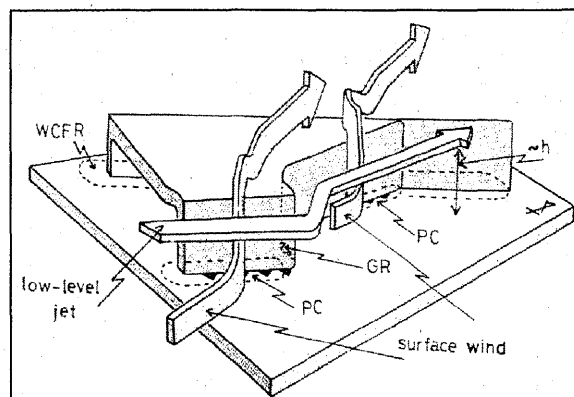


図2 NCFR の概念モデル（横田・森，1990 より引用）

寒気層の天井とみなすことができるが、本事例の WPR ではうまく捕らえられなかった。本来、寒気層の厚さは鉛直方向に精密な観測データ、例えばドップラーレーダーや国内航空機自動観測データを基に求めるべきであるが本事例に適用できない。そこで、観測された微小な気圧変化から寒気層の厚さを見積もった。ここでは、暖域及び冷域での三次元構造は密度と気温が一樣であると仮定する。状態方程式と静力学の式は次の通りである。

$$P = \rho RT \dots \dots (2)$$

$$\Delta P = -\Delta \rho gh \dots \dots (3)$$

ここで、 P は気圧、 ρ は密度、 $\Delta \rho$ は暖域と冷域の密度差、 R は気体定数、 T は気温、 h は寒気層の厚さである。(2)式において R を一定とし微小変化を与え二次の項を無視すると

$$\Delta P_0 = R(\rho_0 \Delta T + T_0 \Delta \rho) \dots \dots (4)$$

となる。ただし、添字₀は寒気側の地上の値である。 $\Delta \rho$ を(3)式に代入すると(5)式となる。

$$h = \frac{\Delta P_0}{\rho_0 g \left(\frac{\Delta T}{T_0} - \frac{\Delta P}{P_0} \right)} \dots \dots (5)$$

そこで、 $T_0 \sim T_{v2}$ 、 $\Delta T \sim T_{v1} - T_{v2}$ と近似し、この h を(1)式に代入することによって u を計算した。

6. 解析結果

対象とする寒気層の厚さを見積もる領域を図3の点線で示す。ここで、高松・穴吹間は高松の海面気圧を、財田・京上間と新居浜・本川間は多度津の海面気圧を用いた。図中の数値は標高である。10 分間降水量は財田・三島・新居浜の平野部の3地点平均で、対応する気圧偏差は1時間を用いた。

寒気層の厚さと密度流との関係について3地点

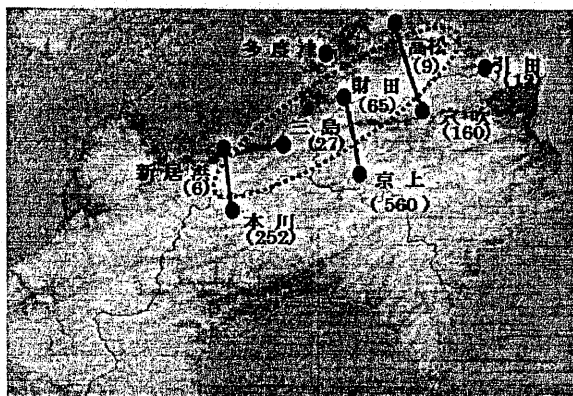


図3 寒気層の厚さの計算領域(点線)と用いた地点配置

間の平均を図4に示す。事例1の場合、寒気層の厚さと密度流の期間平均は658mと9.5m/sで、事例2の場合は308mと5.4m/sとなった。同様に、降水強度が強かった時間帯(事例1の場合は03時~09時:10分間降水量の期間平均1.2mm、事例2の場合は12時~18時:10分間降水量の期間平均3.3mm)の上限付近の数値は、事例1では1222mと15.3m/s、事例2では757mと10.8m/sであった(図4)。

7. 議論

7.1 NCFR モデル

前線は気温や湿度の異なる2つの空気の境界である。大きな環境場として四国山地(地形効果)という寒気場に太平洋側から暖湿気流が強制上昇すると考えれば、四国地方には前線面が常に存在しており、この意味で本事例の大雨についてもNCFRモデルは適用できると思われる。なお、メソ的な効果としては地形や局地前線、滞留寒気、他の擾乱との作用等があるが、四国地方の場合は主に地形効果と滞留寒気によってPCとGRは不規則に分布すると思われる(図1参照)。

7.2 寒気層の厚さ

香川県の場合、周囲には南に讃岐山脈(約800m)があり、さらにその南には四国山地(約1500m)が控えている。四国山地を越えて流入してきたエコーや谷筋から流入してきたエコーが再発達するかどうかは香川県側に滞留している寒気層の厚さにより異なると思われる。このとき、暖気側の鉛直シャーが寒気層の厚さに影響してくるがここでは無視する。事例1の場合降水強度が強かった時間帯の寒気層の厚さは約1200m、事例2の場合は約750mであった。このことから、事例1の場合は寒気層の厚さが深い四国山地を越えたエコーが香川県側で再発達することではなく太平洋側に大雨を降らせたと思われる。事例2の場合は

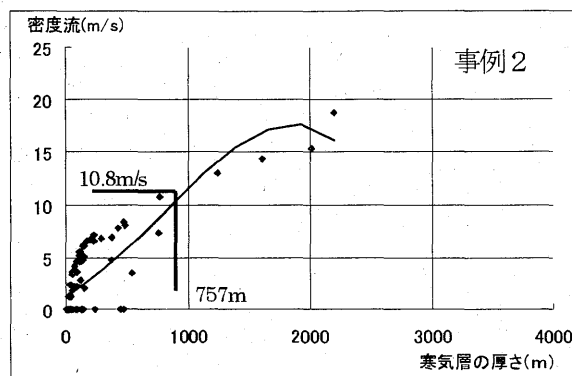
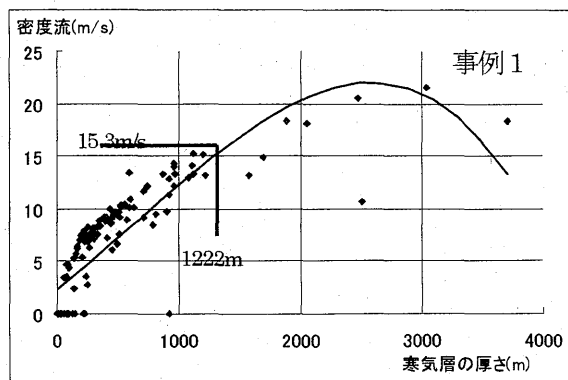


図4 寒気層の厚さと密度流との関係

四国山地を越えたエコーが再発達するのに最適な寒気層の厚さであったと考えられる。すなわち、四国山地を谷筋から流れ込んできたエコーはそこに滞留していた寒気によって強制上昇せられた。あるいは、香川県側に滞留していた寒気が密度流となって太平洋側から四国山地の谷筋を通して流れ込んできた暖気を持ち上げ、エコーを急発達させたと思われる。エコーの再発達は讃岐山脈の高度付近まで寒気層が存在しているかどうか第1のポイントとなると思われる。

7.3 密度流の移動速度

密度流は積乱雲からの冷氣外出流や海陸風前線、局地前線、寒冷前線の先端部の構造に見られる(小倉, 1997)。本稿では局地前線の移動速度を微小な気圧変化から求めた密度流で仮定した。しかし、気圧変化そのものには降水による下降流や地形分布による密度移流の効果、日変化が重なっているため正確な値でない。これらを含めて実際のエコーの移動速度を読み取ると、事例1の場合は16.5m/s、事例2の場合は12.5m/sであった。局地前線の移動は寒気の流出速度と暖気の流入速度の力学的な釣り合い、主として局地前線の移動に相対的な暖気の風速で決まる。高松WPRより読み取った事例1の場合の暖気の風速を25m/s(高度1km付近)とすると、密度流との差は15.5m/sとなりエコーの移動速度にほぼ一致する。事例2

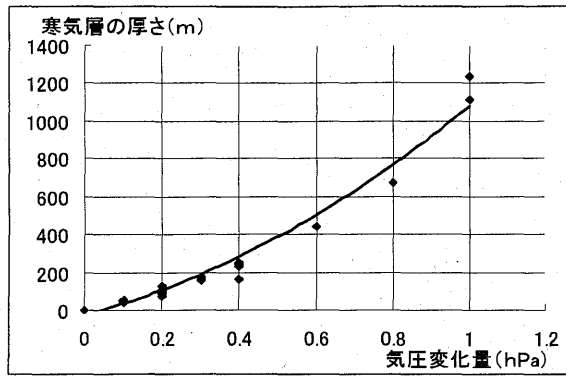


図5 気圧変化量に対する寒気層の厚さの変化(事例2)

の場合は暖気の風速を 16m/s とすると、密度流との差は 10.6 m/s となり実際のエコーの移動速度にほぼ一致する。このことから、実際のエコーは暖湿流と密度流の速度差にほぼ対応して移動していると思われる。

7.4 気圧効果

両事例の大きな違いは気圧変化傾向にあり、その結果が寒気層の厚さや密度流の違いとなって現れた(注：事例1は期間中はほぼ様に上昇、事例2は気圧の変動が大きい)。図5には降水強度が強かった時間帯の気圧変化量と寒気層の厚さとの関係を示す。例えば、前1時間気圧偏差 0.5hPa の場合、理論的には寒気層の厚さは 387m 深くなり、密度流は 8.5m/s 強まることになる。線状降水エコーの強化は収束の強化や温度傾度の強まりと対応するが、さらに非断熱過熱に起因した気圧低下とその後の気圧上昇による下層収束の強化が必要であると思われる(注：本解析では寒気側の気温と気圧をベースとしているため、気圧負偏差の場合寒気層の厚さと密度流は計算上“ゼロ”とした)。

7.5 寒気層の傾き

寒気層の厚さとその傾きが前線面の勾配を支配し、勾配が強い場合強い上昇流が形成される。両事例について期間平均と降水強度が強かった時間帯の寒気層の厚さの勾配をそれぞれ計算した。水平距離は新居浜・穴吹間である。特徴としては、両事例ともに高松・穴吹間の寒気層の厚さに大きな変化はないが、新居浜・本川間の寒気層の厚さに差が見られたことである。このことは、高松WPRによると事例1の場合は空気塊の混合が激しく(下層で強い南西風)、事例2の場合は緩やかであったためと推定される(下層で弱い北東風)。また、事例1の場合は寒気層の勾配が緩やかであるが(1/828)、事例2では急であることも特徴である(1/172)。事例2の場合、寒気層の勾配が強まり局地前線の強化に繋がったと思われる。第2

のポイントは寒気層の傾きにあると考えられる。

7.6 検証

大雨に関する得られた2つのポイントを香川県東讃の引田で大雨となった2004年6月6日の事例に適用した。この結果、各地点間とも時間経過と共に寒気層の厚さは深くなり密度流は次第に強くなった。強雨となった頃の寒気層の厚さは高松・穴吹間で 774m 、密度流は 6.9m/s 、新居浜・本川間でそれぞれ 399m と 6.0m/s であった。また、その頃の寒気層の厚さの傾きは $1/151$ であった。密度流は若干弱い、7.6節で得られた数値は本研究で得られた数値とほぼ一致している。

8. まとめ

NCFRの形成には局地前線の強化(水平温度傾度の強化)が大きく作用する。水平温度傾度の強化には、雨滴の蒸発による滞留寒気の形成や水蒸気の凝結と潜熱解放による気圧低下、及びその後の気圧上昇が必要である。密度流が強まった結果下層収束が強められ、水平温度傾度が強まることエコー等より確認できた。一般的に太平洋から強い暖湿が流入しているとき、四国山地では降水による相対的な冷気が形成されている。この冷気の鉛直方向の厚さによって地形効果による上昇流の速度は異なり、あるいは暖気との相対的な位置関係が変化して前線面の傾斜が変わると思われる。本事例では、寒気層の厚さとその勾配が降水強度と関係していることが分かった。すなわち、大雨には讃岐山脈程度の傾斜の大きい寒気層が必要であり、傾斜が緩やかで寒気層が浅すぎたり深すぎると反対に降水強度は弱いことである。また、暖気の流入経路上に位置する谷筋等に滞留していた寒気は、密度流となって南からの強い暖湿流を持ち上げ、両気団の相対的な運動エネルギーの差が線状降水エコー(上昇流)を強め、結果的にNCFRを变形させたと推定される。これらの知見を再検証し現業監視に利用することが今後の課題である。

参考文献

- (1)平成16年度全国予報技術検討会(四国地方)
- (2)山下寛・小西誠二・山岡和弘・峯松宏明, 2004: 2004年8月17日の西讃の大雨, 四国地区府県気象研究会誌
- (3)横田寛伸・森広道, 1990: 寒冷前線降雨帯の微細構造, 研究時報, 42, No.6, 223-233.
- (4)小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 97-103.
- (5)榊原均・田畑明・柳沢善次・石原正仁, 1986: 冬期北陸地方西部で観測された寒冷前線降雨帯の構造, 気象研究所技術報告第19号, 133-143.

西日本の梅雨前線と線状降水帯の複合系のふるまいについて

(2001 年 6 月 19 日頃の事例解析)

* 合田泰弘 (岡山大学教育学部)

加藤内蔵進 (岡山大学教育学部) 塚本修 (岡山大学理学部)

1. はじめに

大陸から西日本にかけての梅雨前線帯では、主に南の亜熱帯高気圧域からの下層南風による多量の水蒸気輸送があり、組織化された積乱雲の集団に伴って豪雨が頻発する。この維持過程の理解のためには積乱雲群とその周辺場との相互作用過程についての見識を深めることも重要である。梅雨期の九州においては、九州各地の様々な地形の影響も受けて、その積乱雲群が線状降水帯の形態をとることも多い。ところで、このような線状降水帯が多数発生した場合、梅雨前線スケールの降水帯のふるまいに何らかの形でフィードバックする可能性もあり、それについて検討するのも興味深い。

そこで本研究では、大規模場の梅雨前線の南側に位置していた九州で線状降水帯が多数発生し、その後、梅雨降水帯が急速に南下した 2001 年 6 月 19 日頃の事例について解析を行った。

2. 資料

本研究で用いた主なデータは次のとおりである。

(1) レーダーアメダス合成図 (気象庁。CD-ROM 版)

(2) アメダス観測年報 (気象庁。CD-ROM 版)

(3) 気象庁月報 (気象庁。CD-ROM 版)

(4) 気象庁天気図 (気象庁。CD-ROM 版)

降水量の面的な分布や時間変化の解析には、気象官署やアメダスの地上気象観測だけでなく、レーダーアメダス合成図等も利用した。

3. 線状降水帯の分布状況の変化と九州全体での降水量変化

第 1 図は 2001 年 6 月 17 日から 21 日までの日本時間 9 時 (09JST) の地上天気図である。18 日には大陸から東進してきた低気圧が通過後、その後面に地上天気図上の梅雨前線が朝鮮半島付近

に停滞する。九州は、18 日後半から 19 日夕方にかけて、まだ梅雨前線の約 300km 南側に位置していた。梅雨前線に対応する総観規模の降水域は、19 日 15 時ごろでも、まだ九州北方に見られる。しかし、その南方である九州付近にも、南西から北東に伸びる線状の降水域が多数見られる点は注目される。

第 2 図は、九州付近の経度に沿って短冊状に切り取って 3 時間ごとに並べたレーダーアメダス合成図である。梅雨前線よりもまだ南側に位置する九州も、18 日 15 時でも小規模ではあるが線状の降水帯が散在している。

第 4 図はそれぞれの時刻 (前 1 時間積算) において、長径 50km 以上、最大降水量 10mm/h 以上で、かつ梅雨前線本体の降水帯とは異なるものと画像から認識できるような線状降水帯を抽出し、それらの個数、1 個当たりの平均面積、及びすべての線状降水帯で占める総面積 (約 $2.5\text{km} \times 2.5\text{km}$ 毎のレーダーアメダスデータのグリッド数で示す) の時系列を示す。なお線状降水帯の一部が九州本土にかかっているものを対象とし、その該当する線状降水域の面積は、海上に伸びている部分も含めてカウントした (システムの発達度の指標とするため)。ただし、レーダーアメダス合成図で分かるように (第 2、第 3 図)、第 4 図の「面積」の増減は、降水系が九州陸上を覆う割合の大小とも、ほぼ対応していることが分かる。また、 $100\text{km} \times 25\text{km}$ の水平サイズの降水系の場合、グリッド数はほぼ $40 \times 10 = 400$ 個になる。

この図に示されているように、19 日には、長さ数 100km、幅数 10km の比較的スケールの大きな線状降水帯も含めて、線状降水帯の占める面積が急増している。線状降水帯の個数も 19 日 0 時ころに比べると徐々に増加しているものの、19 日 6 時から 9 時ごろにおける九州全域での降水面積増加は、個々の線状降水帯のサイズが大きくなっ

た点をより強く反映していることが分かる。その後、このような状況が19日18時近くまで維持された点が注目される。

その後、21時以降には九州北部の線状降水帯が更にまとまりながら、梅雨前線本体の降雨帯としてみなせるように変化したようだ。言い換えれば、九州北方の梅雨前線降水帯が、19日18時から24時にかけて九州北部へ急速に南下したということもできる。

4、考察1（線状降水帯の集団の周辺大気場への影響の可能性）

第5図は多数の線状降水帯が維持され、強い降水が九州で持続した19日15時までの前3時間海面気圧変化量である。濃い太線は地上天気図上の梅雨前線の位置を示す。19日6時から9時の間の海面気圧変化量ではそれほど大きな変化は見られなかったものの、この図では、九州から中国・四国地方の西部にかけて広く気圧低下域が見られる。この気圧低下域は線状降水帯の集団による強い降水が持続した後にできたことから、これらの降水帯の集団が全体として周辺大気場へ影響を及ぼした結果である可能性が示唆される。このことは九州付近がまだ総観規模の収束域として明瞭でなかった段階で、すでにメソ α 規模の新たな収束を誘発し、九州全域でますます対流が顕在化しやすい状況を強め、前述の梅雨降水帯の本体の急速な南下をもたらした重要な要因の1つとなった可能性がある。

前述のような、線状降水帯のふるまいは、対流に伴う凝結熱を九州スケールで発生させ、九州付近の梅雨前線全体へのふるまいにもそれなりの影響が出る可能性も否定できない。

5、考察2（線状降水帯の集団の維持）

第6図は九州全域のアメダス点における時間降水量・風速のU,V成分を平均したものの時系列を6月18日から20日までについて示す。梅雨前線本体の降水帯が九州北部に形成される19日夕方には九州平均の降水量は特に大きな値が維持されているが、前年の九州での線状降水帯の面積増加に対応して、九州平均の雨量もそれなりの大きさ

をすでに示している。

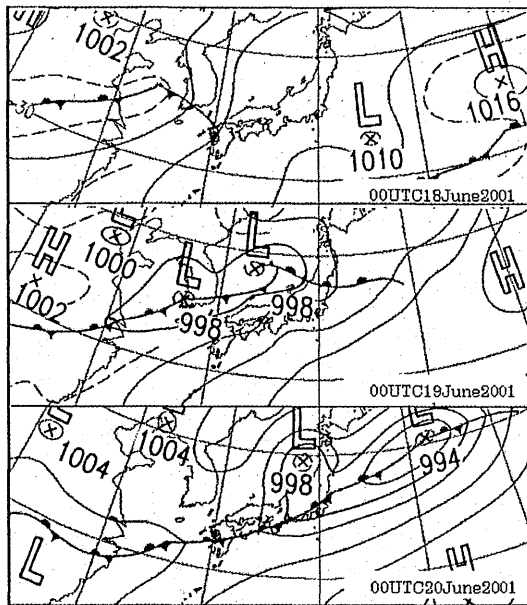
九州付近では地上でも18日午後から南風が卓越していたが、線状降水帯が急に発達・拡大した19日9時ごろからは、南西風に変化して、その後持続した点も注目される。すなわち、南方からの水蒸気を多量に含む空気が九州各地の地形を横切れるような西風成分も混ざった形で吹いてくる状況に変化したことになる。

しかも、線状降水帯が多発・維持されるようになる19日9時の九州の高層気象観測データに基づく成層状態によれば（第7図）、鹿児島では強い潜在不安定で自由対流高度も大変低い。福岡でもある程度不安定度が強いが、南方から地上により湿った空気が侵入して鹿児島の地上 θ_e と同程度になれば、福岡でも潜在不安定はさらに強まり、自由対流高度も低下しうる。従って、もし地形などによる強制上昇で、ちょっとでも空気を持ち上げるきっかけさえあれば、九州のどこでも積乱雲が発達してもおかしくない状態になったものと考えられる（19日の日中において）。

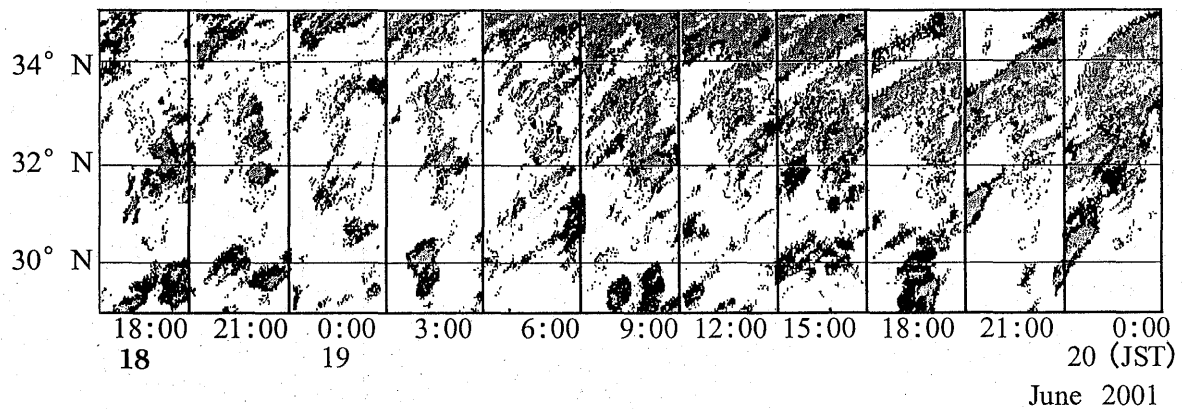
6、結論

本研究で得られた主な結果は次のとおりである。本事例では九州が地上天気図上の前線の数100km南方に位置していた、2001年6月19日9時頃から急激に線状降水帯の占める面積が増加し、18時まで維持されていた（九州平均の降水量もそれなりに増加）。18日午後から地上の南風成分は卓越していたが、線状降水帯の急増することに対応して、強い潜在不安定である大気状況がほぼ九州全域で見られる中、九州では南西の風に変化した点も注目される。このような天気図上の梅雨前線の南側にあつた九州での線状降水帯の集団の維持に対応して、15時頃にはメソ α スケールでの地上気圧低下域が九州付近に出現した。このことは、さらに次の収束を九州スケールで誘発して19日15時以降の梅雨前線降水帯の九州北部への急速な南下に寄与した可能性を示唆しているが、力学的な過程に関する事実関係など、更なる検証が必要であると考えている。

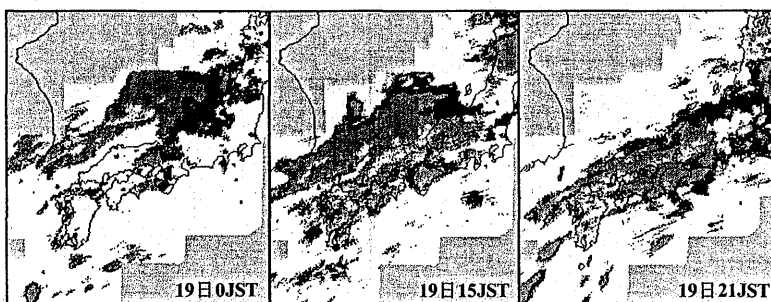
SLP (hPa)



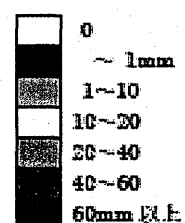
第1図 2001年6月18日～20日における各日
00UTC (09JST) の地上天気図 (気象庁)。

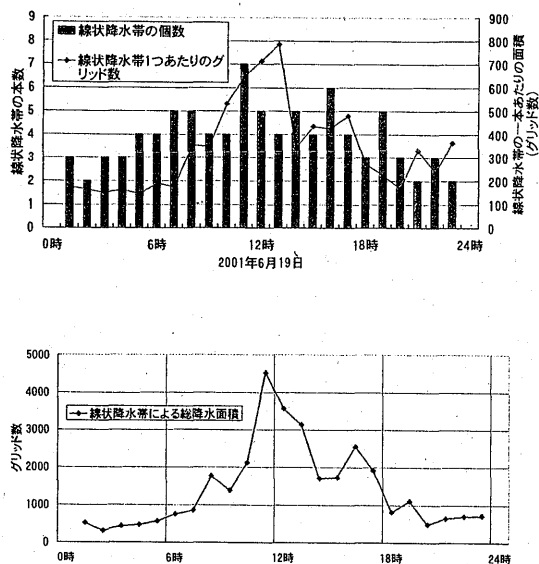


第2図 2001年6月18日18JST～20日00JSTにおける九州付近の経度帯に沿って短冊
状に切り取ったレーダーアメダス合成図を3時間ごとに並べたもの。凡例は、第3
図を参照。

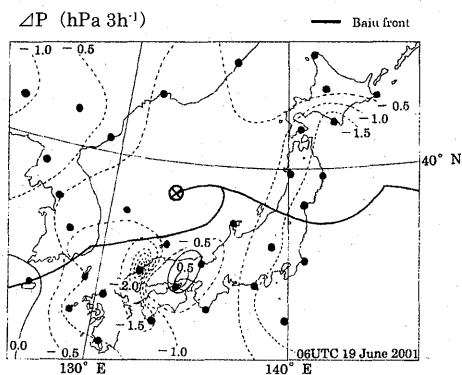


第3図 2001年6月19日
0時、15時、21時の
レーダーアメダス合
成図。凡例は第2図
と共通。

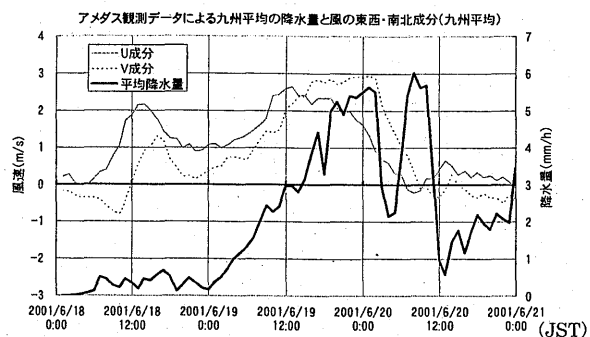




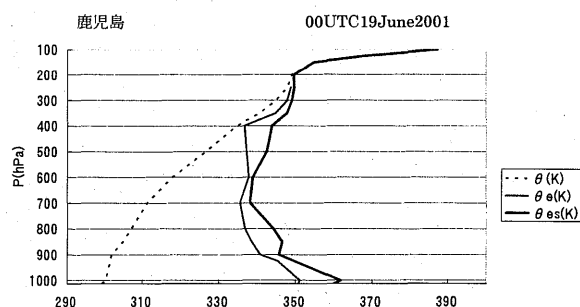
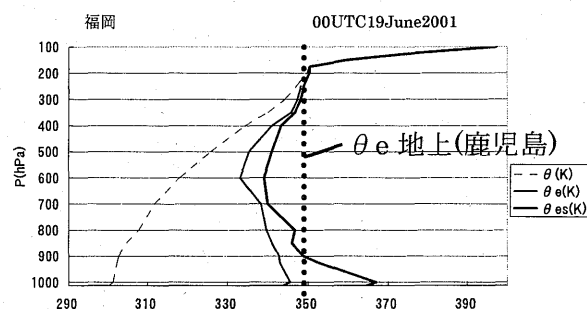
第4図 (上段) 2001年6月19日における九州で見られた線状降水帯の個数と1個あたりの面積の時系列。面積はレーダーアメダスデータのグリッド数(2.5km×2.5km 格子)で表す。詳細は本文を参照。
(下段) 同、総面積の時系列。



第5図 気象庁天気図にプロットされた値を元に解析した2001年6月19日12JSTから15JSTまでの前3時間海面気圧変化量(hPa/3h)。黒丸は天気図に値がプロットされていた地点を示す。



第6図 九州本土全域のアメダス観測点で平均した降水量(太実線)と風の東西成分(U、細破線)、・南北成分(V、細実線)。6月18日00JST~21JSTについて示す。



第7図 6月19日00UTC(09JST)における福岡(上段)と鹿児島(下段)の大気の成層状態。

初夏に日本列島付近へ北上する台風の進路や周辺場の特徴

*加藤内蔵進（岡山大学教育学部理科教室），浜本奈津実（岡山大学理学部地球科学科，現在はトヨタカローラ姫路），塚本修（岡山大学理学部地球科学科）

1. はじめに

熱帯西太平洋域での対流活動がまだ活発化していない初夏には、台風の発生数や日本列島付近へ北上する数は9月頃に比べて大変少ない。例えば、1951～2004年の平均で、台風発生数は9月には4.9個なのに対し、5月1.0個、6月1.8個である。また、その中で日本列島へ接近・上陸数だけでなく、30N以北に達した割合自体も、9月は57%なのに対し、5月33%、6月37%と低い（2.で述べるデータで算定）。しかし、まれではあるが5～6月に日本列島へ台風が接近することがある。一例として2004年には、1951年以降で歴代最多の10個の台風が上陸した。しかし5～6月だけでも合計7個の台風が発生し、うち4個が日本列島に接近または上陸した。

ところで、「温暖化時にどのような異常気象が起こりうるか？」というような点を予測・理解する際に、「現在ではまれにしか起きない現象が温暖化に伴ってどうなるのか」を考える際に、何らかのヒントの一つになることも期待される。例えば、「5～6月のように日本付近へ台風が北上しにくい時期でも、どのような条件が加わることで日本列島へ台風が接近出来るようになるのか（その際に5～6月の基本場のもつ意味は？）」という点も、今述べたような問題の一つとして興味深い。

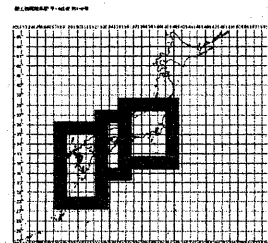
そこで、本研究では、5～6月頃の平均的な台風の進路などに関わる平均場の役割、及び、この時期に台風が日本列島まで北上させる場の特徴について、5～6月という基本場の持つ意味も念頭に置きながら、台風進路に関する統計的解析や事例解析に基づき解析を行なった。

2. データ

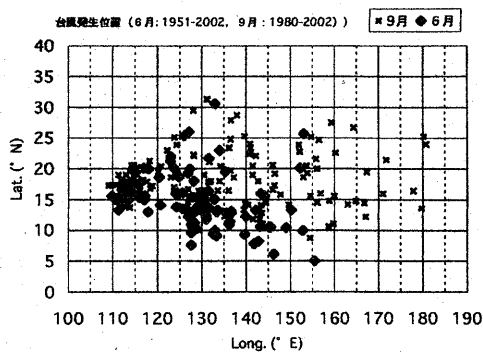
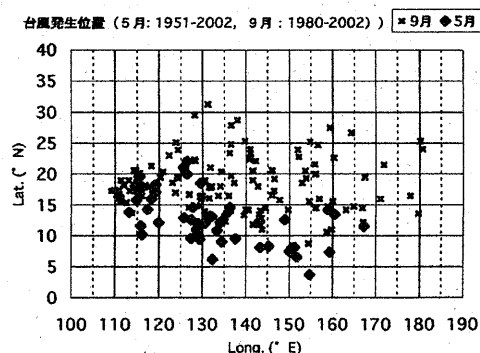
台風経路データについては、FDに収録された気象庁編集の「台風ベストトラックデータ」（1951～2002年）及び、日本気象協会のホームページ（2004）を用いて解析した。なお、台風経路などについては、比較のため9月についても調べたが、5～6月に比べると事例数が大変多いので、9月については1980～2002年の解析を中心に行なった。また本研究では、西日本から関東の近くまで台風が北上するときの状況を大まかに把握するた

めに、気象庁の接近・上陸の定義よりも単純に、第1図の太枠で囲まれる領域内を台風が通過した場合に「接近」と呼ぶことにする。

また、500hPaや300hPaの等圧面高度場の事例解析には、NCEP/NCAR再解析データも利用した。その他、大規模場の気候学的平均場については、気候系監視報告別冊（気象庁）等を参照した。



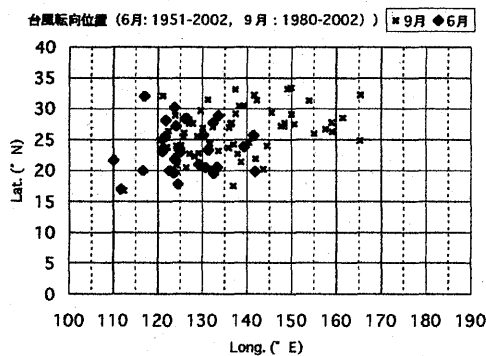
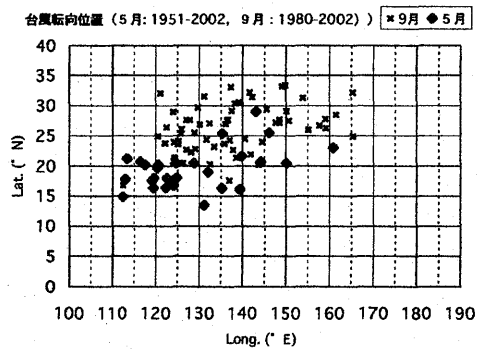
第1図 台風の「接近」と見なした領域（太枠で囲む）。



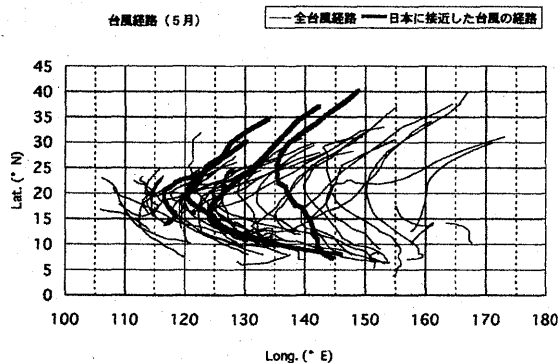
第2図 月ごとの全台風の発生位置の分布。統計期間や凡例は図中を参照。上図は5月と9月、下図には6月と9月を重ねた。日本列島域で九州～関東は、～31-37N/130-140Eにある。

3. 5～6月頃に日本付近へ北上する台風の経路の平均的特徴

第2図に示されるように、5～6月の台風発生位置は9月頃よりも全体的に低緯度側にある。しかし、5月にはそのまま西進する台風の割合は少なく、20N以南というかなり低い緯度で転向しやすい。しかも、転向後はあまり北上せず東進する（第3図、第4図も参照）。このため、特に140E以西（日本の経度帯）を30N以北まで北上するものは少ない。



第3図 第2図と同様。但し、転向点が定義出来た台風について、その位置を示す。転向点は、台風が進行方向を西向きから東向きに変えた場所で、最も西方に位置していたところを指す。



第4図 1951～2002年における5月の全台風経路。太線は図1の太枠の領域内を通過した台風を示す。

興味深いことに、5月に日本列島へ接近する台風は、接近しないものに比べて、転向後により北向きの進路を取る（第4図）。5月の台風につい

て転向後の進行速度の北向き成分を計算すると、「接近」する台風の場合で平均すれば、450km/day、25-30Nで950km/dayであった。しかし、「接近」しないものの平均では20-25Nで330km/day、25-30Nで360km/dayと、「接近」した台風の方が大きな速度で北上したことになる。

ところで、個々の台風のライフサイクルの中でとる最低中心気圧の平均を1951～2002年について求めると、5月、6月、9月はそれぞれ、967.5、968.8、960.3hPaであった。また、30N以北での最低中新気圧の平均は、それぞれ983.5、980.6、966.4hPaであった。このように、9月頃に比べて5月には最盛期における勢力が弱いだけでなく、日本列島近くの緯度へ北上するまでに急速に衰弱する。従って、5月頃に日本列島へ台風としての勢力を保って接近出来るためにも、比較的速い北進速度は重要な意味を持つことになる。

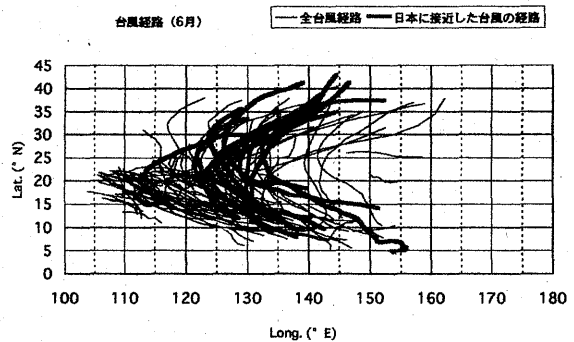


図5 図4と同様（但し、6月）。

一方、第5図からも示唆されるように、6月には西進する台風は全発生数の約41%を占め、その割合が5月よりかなり多くなる。しかし、転向する台風の場合、その転向点の緯度が5月よりも高緯度側の25N付近になる（第3図）。しかも、転向する台風は140E以西の日本付近の経度帯を北上するものが多い。6月にはまだ台風の発生数は9月に比べて少なく、しかも、転向せずに西進する台風の割合は比較的大きい。しかし、何らかの条件で転向点を持てるような環境が与えられれば、（他の経度帯ではなく）日本列島もしくはその近海域を北上しやすくなるわけである。

4. 東アジア規模の大気場の影響（気候学的特徴）

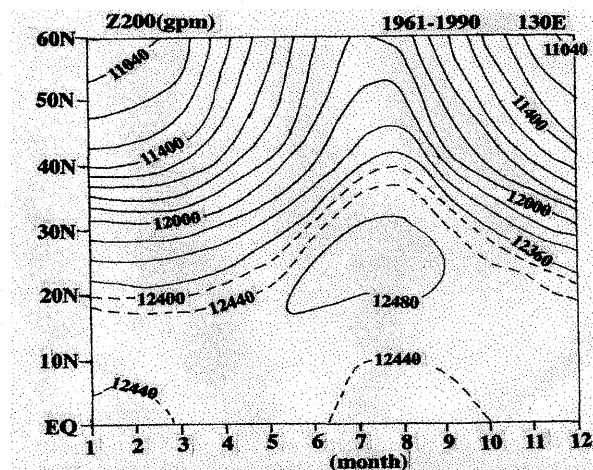
5月の太平洋高気圧の中心は日本のはるか東に位置しており、また、図6に示されるように、上空の偏西風域は日本の南方の25N付近まで分布している。また、1998～2003年における気象庁天気図（CD-ROM版）に収録された日々の00UTCにおける地上天気図上で、5月における130Eに

気図 (CD-ROM 版) に収録された日々の 00UTC における地上天気図上で、5 月における 130E に沿う 35N 以南の前線出現頻度を緯度帯毎に集計した結果を表 1 に示す。

表 1 130E に沿う 5 月の地上前線出現頻度 (%)。1998~2003 年の統計で、1 日 1 回の天気図に基づく。また、地上前線の出現した平均緯度も表中に記した。

緯度帯	出現頻度 (%)	
	全ての前線	停滞前線のみ
20N 以南	0	0
20-25N	7.2	10.7
25-30N	33.9	16.7
30-35N	13.4	5.9
計	64.5	33.3
平均緯度	27.0° N	26.0° N

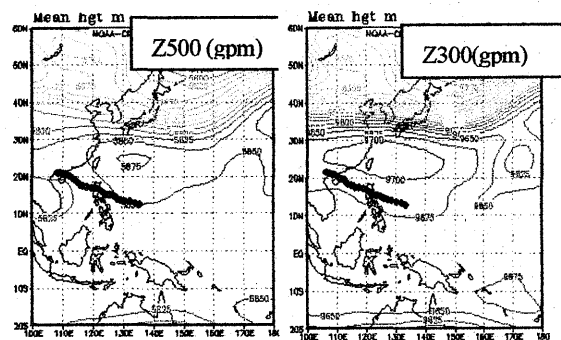
この時期の日本付近の対流圏中下層の傾圧性は、真冬あるいは低気圧・移動性高気圧の周期的通過が見られる 3~4 月頃比べると弱まっているが、下層では華南~南西諸島の梅雨に対応して、地上前線が停滞しやすい (Kato and Kodama 1992)。実際、表 1 によれば、25~30N を中心に地上前線の出現頻度が高い (しかも、停滞前線としての頻度も)。このような 5 月頃の対流圏上層や下層の特徴に関連して、平均的には、台風の転向点がかなり南にあり、転向後にはあまり北上せず東進しやすく、更には転向後は急速に衰えるか温帯低気圧に変化しやすい状況となるものと考えられる。



第 6 図 130E に沿う月平均 200hPa 等圧面高度の気候値の時間緯度断面 (gpm)。気候系監視報告別冊 (長期予報テクニカルノート No.35, 気象庁, 1991) の各月の平均図に基づき筆者が作成。

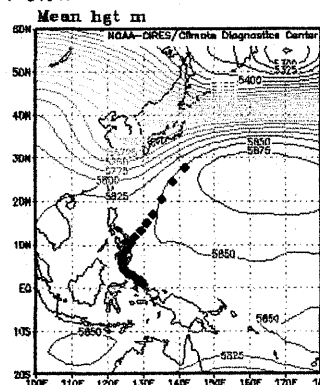
第 7 図は、台風が発生後もずっと西進を続けた

事例における 500hPa と 300hPa 等圧面高度場の例で (1971 年 6 月 14 日に発生), NCEP/NCAR 再解析データを発生日から 1 週間について平均した場を示す (18 例について個別に吟味。今後は場を合成して検討が必要)。太平洋高気圧のリッジの西端が地上~500hPa 面までは 120E 付近にあるものの、300hPa ではアジアモンスーンの開始に伴ってチベット高気圧が大陸側から東へと伸びている。このため、500hPa (及び、それより下層では) 大陸東岸に沿って南風成分も比較的強い事例も多いと考えられる (実際、気候学的には梅雨最盛期にあたり、華中から九州の梅雨前線に向かう下層南風が平均場としては強い)。しかし、300hPa 高気圧南縁では強い東風領域となっており、台風はそれに流されて西進しやすくなっているものと考えられる。



第 7 図 1971 年 6 月 14 日に発生して西進した台風に関連して、発生日からの 1 週間について平均した 500hPa (左)、300hPa (右) 等圧面高度の分布 (gpm)。太いドットを連ねた線は、この期間の台風の動き。

5. 台風が接近したときの東アジア規模の大気場の特徴 (考察)



第 8 図 第 7 図と同様。但し、1965 年 5 月 22 日に発生した台風の事例で、500hPa のみ示す。

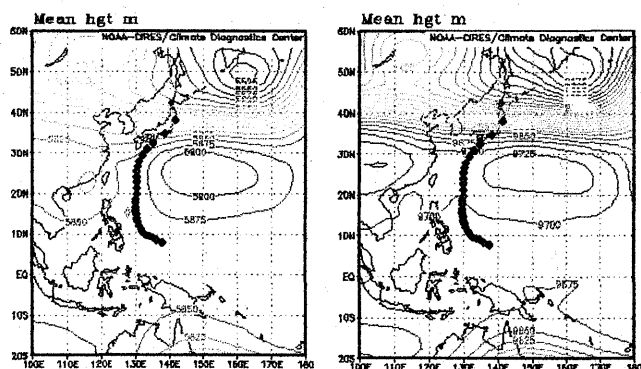
台風が 5、6 月に日本列島に接近した事例の大規模場については、本研究ではまだ個別に議論している段階であるが、図 8 に 5 月の事例について

の例を示す(1965年5月22日に発生した台風の事例)。

5月に日本列島に接近した例では、気候学的には西太平洋域であまり明瞭に発達していない太平洋高気圧が25N/165E付近(日本の南東)を中心としてセル状に強まるとともに、まだこの時期には比較的南方まで位置する偏西風帯の蛇行が大きくなり、大陸東岸のトラフが深く南下していた。このように、亜熱帯高気圧～偏西風トラフの東側にかけて上空の強い南風領域が南北につながることで、台風の急速な北上に好都合な場が形成されていた。

該当する6月の例でも(例えば、第9図)、500hPaでの高気圧がセル状となり、対流圏上層(例えば、300hPa)でもほぼ同じ位置に高気圧の中心が位置していることが多かった。従って、5月に比べて日本付近の偏西風こそ弱まっているものの、このような高気圧西縁の鉛直に伸びる南風成分が、台風北上に寄与しているのではと示唆される。

今後は、似たような事例の合成解析や大気場の鉛直構造の解析、また、気候学的基本場との関わり方、などに関して更に解析を進める必要がある。



第9図 第7図と同様。但し、1985年6月25日に発生した事例。

6. まとめ

5月には太平洋高気圧が未発達で、また上空の偏西風が低緯度にあるため、通常は台風が日本列島まで北上することができないが、日本列島南東方で亜熱帯高気圧のセルと、偏西風の蛇行による大陸東岸の深いトラフがつながって低緯度から中緯度へ南西風域がのびることで台風が北上しやすい状態となる。

6月には上層でチベット高気圧が南アジアから南西諸島以東にかけて伸びており、この高気圧南縁の東風により台風は北上できない。しかし、日本南東方の亜熱帯高気圧が対流圏上層まで順圧でセル状の構造をとる場合には、その西縁の南風により日本に接近する経路をとるのではないかと示唆される。

Large Scale Summer Monsoon Rainfall over India and its relation with relation with horizontal wind shear

Vijapurapu S. Prasad ¹, Taiichi Hayashi

Disaster Preventive Research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto, Japan
On Leave from National Center for Medium Range Weather Forecasting, Mausam Bhavan, Lodhi

1. Introduction

We present here the variations of the gross features of the 850hPa wind shear over the India for summer monsoon season during the ERA-40 data. The aim is to gain a physical insight into the differences during drought seasons (example 1982 and 1987) and seasons with above average rainfall (example 1983 and 1988). We found that daily variation of this 850hPa wind shear between zone1 (5°-15°N; 40°-80°E) and zone 2 (20°-30°N; 70°-90°E;) is directly related to the large scale rainfall on day-to-day basis. This circulation index (HWSI) is also used in defining intraseasonal variations (Wang et al 2001) and also for determining withdrawal dates (Syroka and Toumi, 2004).

During the summer monsoon season the large-scale rainfall fluctuations over India are found to be depend on the strength and position of the monsoon trough. The intensity of the trough is reflected in the strength of associated vorticity field. It is observed that, in this season the lower level vorticity is cyclonic and concentrated in the belt between 20°N and 28°N. The dominant component of this vorticity is the meridional variation of the zonal wind. There is little cyclonic vorticity over the peninsular India between 12°N and 20°N with major fluctuations in the vorticity to

the northern belt (zone, 2). This suggests that the wind shear between the zone1 and the zone 2 represents the major changes in the lower level vorticity and thus related to large-scale rainfall. The zonal wind in the zone 2 is slightly easterly in the active spells of rainfall and westerly during the breaks in the monsoon (Ramamurty 1969)

2. Data

The ECMWF Reanalysis (ERA) data sets with spatial resolution of 2.5° x 2.5° for the period 1957-2002 is the primary data set used in this study (Gibson et al. 1997). The daily outgoing long-wave radiation (OLR) data used for the period 1975-2001 (except for 1978) is from the Advance Very High Resolution Radiometer (AVHRR) instrument (Libmann and Smith 1996).

3. Discussion.

The availability of long period precipitation data on a daily basis is a serious problem. Hence OLR data is considered in this study. It is well known that the deep convection in the tropics is characterised by the low cloud top temperatures and small OLR values. Usually weekly or monthly averaged OLR values are considered good representative for rainfall. However, considering the fact that monsoon rains spread across a wide region, it is quite plausible to make use of OLR values

averaged over 7.5°-30°N and 67.5°-95° E as surrogate for daily rainfall over Indian region. Then the variations of these OLR values are then compared with daily HWSI for monsoon period. Figure 1 shows the daily variations of the HWSI along with OLR averaged over Indian region for the year 2000. It clearly observed that the pattern of variations in these two fields is closely related. The figure 2 shows the variations of HWSI, along with Zone 1 & 2 mean winds. During break period zone 2 zonal wind intensifies in westerly component and during active season it becomes slightly easterly. Thus HWSI is found to be useful in demarcating various phases of the monsoon season. The power spectrum estimation for HWSI is computed from anomaly time series between 1 May and 31 October (184 days) using the Trukey lag window (Chatfield, 1980) method and found to exhibit peaks in around 10-20 day scales. More detailed results from this study will be presented in the seminar.

References:

- Gibson, J.K., Kallberg, P., Uppala, S., A. Hernandez, Nomura A. and Serrano, E., 1997: ERA description. ECMWF Reanalysis Project Report Series: 1, 72pp.
- Kashavamurti, R.N., 1971: On the maintainance of mean Indian southwest monsoon circulation and structure and energetics of the monsoon disturbances. Ph.D. Thesis submitted to University of Mysore, India.
- Libmann B and Smith, C.A., 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation data set, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 1275-1277.
- Parthasarthy B, Munot A. and Kothawale D. R., 1994: All India Monthly and seasonal Rainfall series: 1871-1993. Theo. Appl. Climatol., 49, 217-224.
- Prasad, V.S. and Hayashi, T., 2005: Objective method for monitoring of Broad scale features of Indian summer monsoon, International conference MONEX and its Legacy, 3-7 Feb, 2005, New Delhi, India.
- Ramamurthy, K., 1969: Monsoon of India: Some aspects of the 'break' in the Indian southwest monsoon during July and August. Forecasting Manual, No IV 18.3: Indian Meteorol. Dep., 1-57.
- Rao, Y.P., 1976: South west monsoon, Meteorol. monograph, Synoptic Meteorology, 1/1976, Indian Meteorol. Dep., Delhi, India.
- Sikka, D.R. and Gadgil, S., 1978: Large-scale rainfall over India during the summer monsoon and its relationship with the lower and upper tropospheric vorticity, Ind. J. Met., Hydrol. Geophys., 29-219-231.
- Syroka J and Toumi R., 2004: On the withdrawal of the Indian summer monsoon, Q.J.R. Meteorol. Sc., 130, 989-1008.
- Wang B, Wu R and Lau K M (2001) Interannual variability of the Asian Summer monsoon: contrast between the Indian and Western North Pacific-East Asian Monsoons, J. climate, 14-4073-4090.

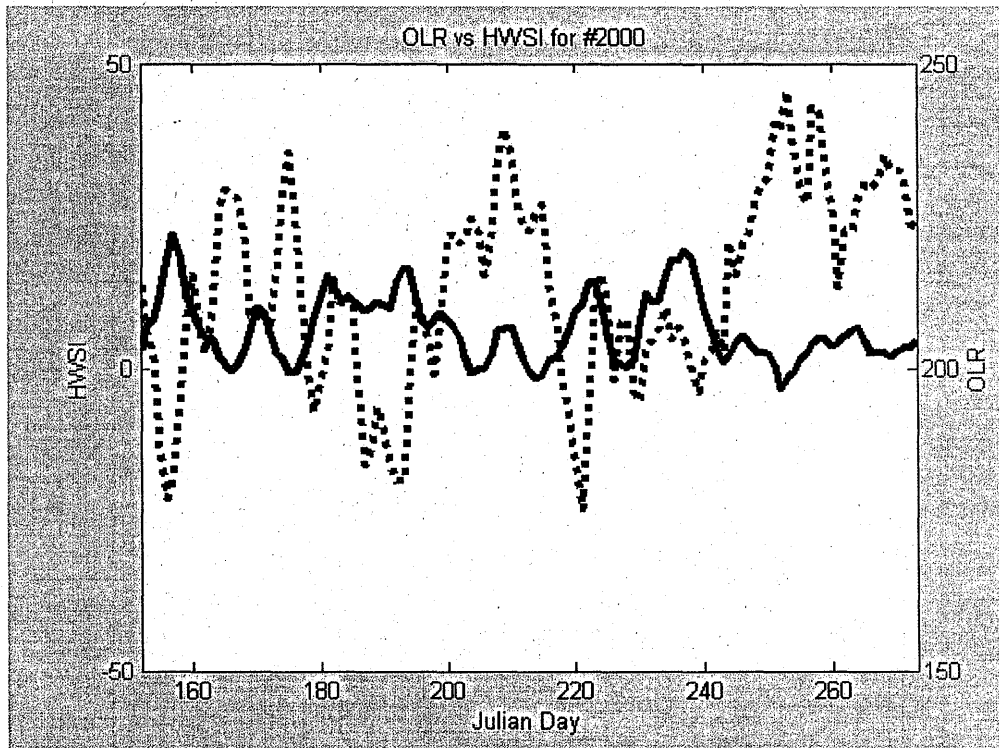


Fig. 1 The day-to-day variations of HWSI (solid line) and OLR averaged over India region for the year 2000.

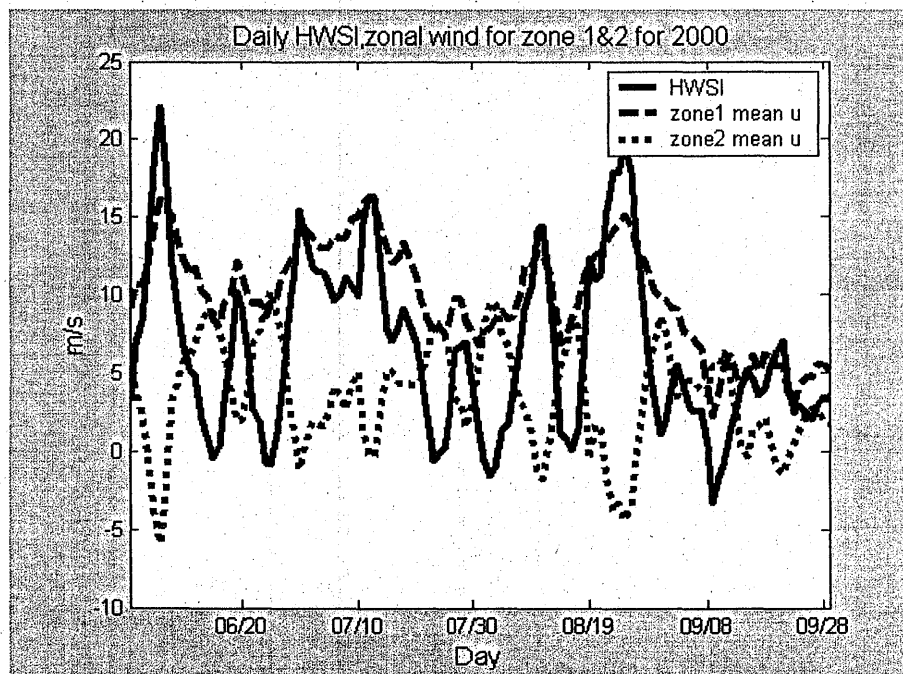


Fig. 2 The day-to-day variations of HWSI (solid line) and zone 1(dashed) and zone 2 (dotted) zonal winds for the year 2000.

TRMM 観測データを用いた モンスーン域における降雨タイプの統計解析

*木田 智史・重 尚一(大阪府立大学大学院工学研究科)

1. はじめに

降水現象には層状性・対流性降雨といった降水特性が存在し、それぞれ大気への加熱の構造が異なり地球大気への影響も大きく異なる。Schumacher and Houze (2003) は熱帯降雨観測衛星 (TRMM) の降雨レーダ (PR) の 1998 年から 2000 年までの 3 年分のデータの平均値として季節ごとの熱帯域の降水特性を調べ、陸域では海域に比べて層状性降雨が少ないことを示した。また、季節変化としてモンスーン域における降水特性の変動が最も大きいことを示した。本研究ではさらに、PR の 5 年分のデータを用い、より細かな時間間隔でモンスーンオンセットに注目し、層状性・対流性の降水特性がどのように変動していくかを調べた。

2. 解析方法

2.1. 解析データ

本研究で用いたデータは NOAA 衛星による 1997 年から 2003 年の期間の外向長波放射量 (OLR) と TRMM による 1998 年から 2002 年までの PR2A25 プロダクトを用いた。

2.2. 解析領域

本研究ではアジアモンスーン域を季節進行の異なるとされる東南アジアモンスーン領域を A、南アジアモンスーン領域を B と分けた。さらにそれぞれの領域を $10^{\circ} \times 7.5^{\circ}$ のグリッドに分けて解析を行った (図 1)。

2.3. OLR によるモンスーンオンセットの定義

Murakami and Matsumoto (1994) は熱帯では対流活動が活発になることと、OLR の値が負の相関を示すことから、12 年分の OLR データから OLR の気候値を求め、そこから 1 年間を通した平均値を初めて下回る時をモンスーンオンセットとした。

本研究では、モンスーンのオンセットは乾季と雨季の交代と考え、7 年分の OLR の日平均データを半月 (Pentad: 表 1) ごとに分け、1 年間の平

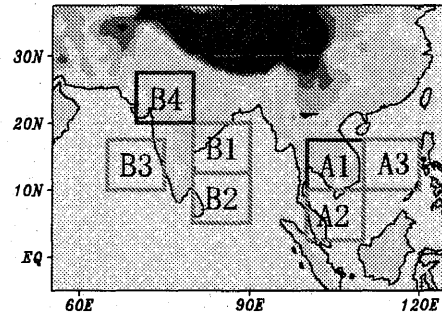


図 1: 解析領域

表 1. 半月 (Pentad) と日付の対応表

Pentad			Pentad		Pentad		
1	1月1日	1月5日	26	5月5日	5月10日	51	9月8日 9月12日
2	1月6日	1月10日	27	5月11日	5月15日	52	9月13日 9月17日
3	1月11日	1月15日	28	5月16日	5月20日	53	9月18日 9月22日
4	1月16日	1月20日	29	5月21日	5月25日	54	9月23日 9月27日
5	1月21日	1月25日	30	5月26日	5月30日	55	9月28日 10月2日
6	1月26日	1月30日	31	5月31日	6月4日	56	10月3日 10月7日
7	1月31日	2月4日	32	6月5日	6月9日	57	10月8日 10月12日
8	2月5日	2月9日	33	6月10日	6月14日	58	10月13日 10月17日
9	2月10日	2月14日	34	6月15日	6月19日	59	10月18日 10月22日
10	2月15日	2月19日	35	6月20日	6月24日	60	10月23日 10月27日
11	2月20日	2月24日	36	6月25日	6月29日	61	10月28日 11月1日
12	2月25日	3月1日	37	6月30日	7月4日	62	11月2日 11月6日
13	3月2日	3月6日	38	7月5日	7月9日	63	11月7日 11月11日
14	3月7日	3月11日	39	7月10日	7月14日	64	11月12日 11月16日
15	3月12日	3月16日	40	7月15日	7月19日	65	11月17日 11月21日
16	3月17日	3月21日	41	7月20日	7月24日	66	11月22日 11月26日
17	3月22日	3月26日	42	7月25日	7月29日	67	11月27日 12月1日
18	3月27日	3月31日	43	7月30日	8月3日	68	12月2日 12月6日
19	4月1日	4月5日	44	8月4日	8月8日	69	12月7日 12月11日
20	4月6日	4月10日	45	8月9日	8月13日	70	12月12日 12月16日
21	4月11日	4月15日	46	8月14日	8月18日	71	12月17日 12月21日
22	4月16日	4月20日	47	8月19日	8月23日	72	12月22日 12月26日
23	4月21日	4月25日	48	8月24日	8月28日	73	12月27日 12月31日
24	4月26日	4月30日	49	8月29日	9月2日		
25	5月1日	5月5日	50	9月3日	9月7日		

均データに直し、これを気候値とし、Murakami and Matsumoto (1994) の定義を用いた。

2.4. PR2A25 による降雨特性

TRMM の降雨観測レーダによるデータプロダクトの PR2A25 には、各ピクセルごとに地表面の降雨強度を示す「nearSurfRain」や、層状性あるいは対流性降雨などの降雨タイプを判定している「rainFlag」といったデータが含まれている。本研究では Schumacher and Houze (2003) にならい PR2A25 から以下の量を導出した。

1. 層状性降雨量比

各 Pentad において、層状性降雨と対流性降雨の全てを含む降雨量の積算値を求めて R_{total} とし、さらにその中で層状性降雨のみによる降雨量の積算値を R_{strat} とした。これらを用いて、層状性降雨量比 SRF を、

$$SRF = \frac{R_{strat}}{R_{total}} \quad (1)$$

これは、各々の解析領域中の全降雨量のうち、どの程度が層状性降雨によってもたらされているかを表す量で、降水システムが大気を与える潜熱加熱プロファイルに関わっている。

2. 層状性降雨面積比

解析領域の中の各ピクセルで、降雨があれば層状性降雨もしくは対流性降雨と判定し、それをそのピクセル中の降雨タイプとした。このデータを用いて各 Pentad における、層状性降雨と対流性降雨と判定したピクセルの全総数を A_{total} とし、その中の層状性降雨と判定されたピクセルを A_{strat} とした。これらを用いて、層状性降雨面積比 $SRAF$ は、

$$SRAF = \frac{A_{strat}}{A_{total}} \quad (2)$$

とした。

この量は、降水をもたらす領域全体に対して層状性降雨をもたらす領域が占める面積の割合を表す量で、雲の熱放射に関係している。

3. 対流性－層状性降雨強度比

各 Pentad で、解析領域中の層状性降雨領域および対流性降雨領域での降雨強度の平均値を求め、それをその解析領域での平均降雨強度とした。対流性降雨の平均降雨強度を MRR_{conv} 、層状性降雨の平均降雨強度を MRR_{strat} とすると、対流性－層状性降雨強度比 CSR は、

$$CSR = \frac{MRR_{conv}}{MRR_{strat}} \quad (3)$$

となる。

これは、対流性－層状性降雨強度比は、解析領域での降水システムにおいて対流性降雨

がどの程度の強さを持っているかを表している。

3. 解析結果

3.1. OLR の解析によるモンスーンオンセット

OLR による解析の結果を図 2 と図 3 に示す。これによると、東南アジアモンスーン領域である領域 A では Pentad25 から 27 の期間で見られ (図 2)、南アジアモンスーン領域である領域 B では Pentad24 から 33 の期間でのオンセットが見られた (図 3)。

OLR の時間的変化は、Minoura et al (2003) で指摘されているように、東南アジアは比較的長い時間をかけて OLR が低くなるのに対し、南アジアでは比較的短期間で OLR が低くなる傾向が見られる。今回の解析でも、東南アジアでは 50～75 日程度と比較的長い時間をかけて OLR が低くなるのに対し、南アジアでは 25～50 日程度と比較的短期間で OLR が低くなる傾向が見られる。しかしながら、長い時間で変化する東南アジアの領域 A3 でも 20 日程度のように短期間で、また短期間で変化する南アジアの領域 B2 で 60 日程度のように長い時間をかけて OLR が低くなる領域も見られた。

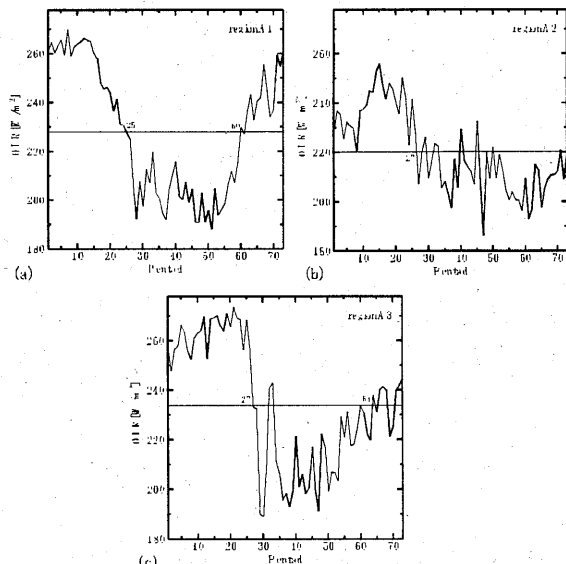


図 2: 年間平均 OLR

(a) 領域 A1 (b) 領域 A2 (c) 領域 A3

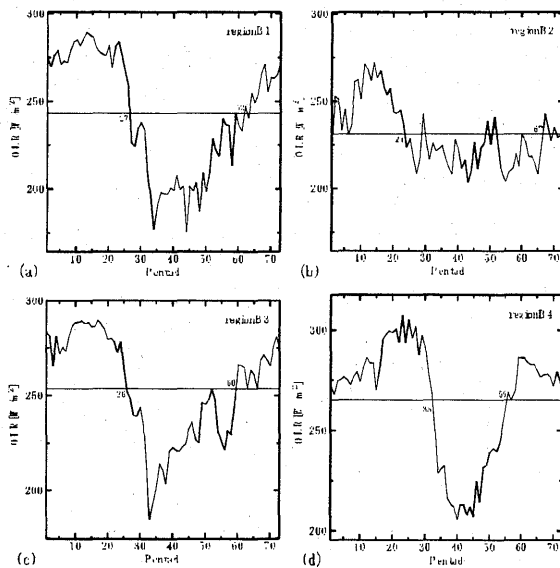


図 3: 年間平均 OLR

(a) 領域 B1(b) 領域 B2(c) 領域 B3(d) 領域 B4

3.2. PR2A25 プロダクトによる解析結果

PR2A25 プロダクトによる解析の結果を図 4 から図 6 に示す。ほとんどの領域でオンセット後に層状性降雨の領域が広がり、層状性降雨量比が大きくなるという結果が得られたが、その変化にも各領域で細かい違いが見られた。

層状性降雨量比に関しては陸上の領域 A1 では約 20% から 40% への 20% 程度の変化が見られたが海上の領域 A2、領域 A3 では約 30% 程度を保ち、10% 程度の変化のみ見られた (図 4(a))。領域 B についても、領域 B2 のように 10% 程度の振動はあるものの全体としてほとんど変動が見られない地域や、それ以外の領域のようにオンセット後に 20% 程度の増加を起こす地域とが見られた (図 4(b))。

層状性降雨面積比は、領域 A に関してはオンセット前後に高緯度側の領域 A1 や領域 A3 では約 70% から 80% の変化が見られたが低緯度側の領域 A2 ではそれほど大きく変化しなかった (図 5(a))。領域 B に関してはほとんどの領域で 70% から 80% 程度の変動が見られたが、高緯度側の領域 B1 や領域 B4 では 10Pentad 程度で変化する領域や、低緯度側の領域 B2 や領域 B3 では 20Pentad 程度かけて変化する領域が見られた (図 5(b))。

対流性一層状性降雨強度比は大部分が陸域を占める領域 A1 よりも大部分が海域である領域

A2 で大きくなるのが見られた (図 6(a))。大部分が陸域を占める領域 B4 でも、その他の領域よりも小さくなる傾向が見られた (図 6(b))。

しかし全体的に、オンセットより前の時期に非常に大きな変動が起こる場合が見られた。例えば、図 6 の領域 B4 のように、対流性一層状性降雨強度比が 70 を超えるものである。これは、TRMM に搭載されている降雨レーダの特性として観測幅が狭いためオンセット前の降雨のサンプル数が少ないためと考えられる。

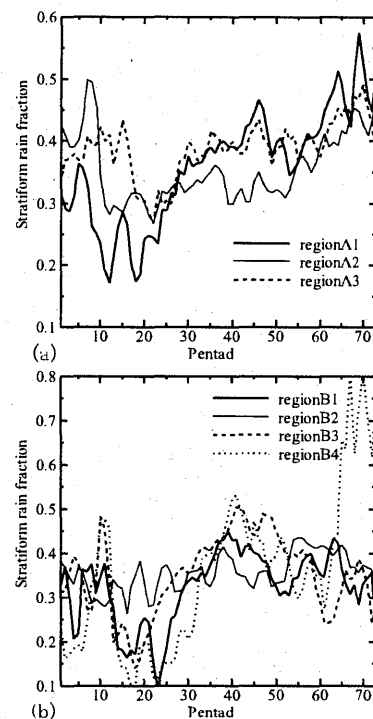


図 4: 層状性降雨量比

(a) 領域 A、(b) 領域 B

4. まとめ

NOAA 衛星による OLR データと、TRMM 衛星による PR2A25 プロダクトを用いてモンスーン域における降雨特性の解析を行った。

OLR データによって、東南アジアでは 4 月下旬から 5 月上旬、一方南アジアでは 5 月中旬から 6 月中旬でオンセットが起こると定義した。

OLR の解析により求めたモンスーンオンセットを元に PR2A25 プロダクトで降水システムを解析した結果、オンセット前後での変化が見られ、特に変化が大きい所は大部分が陸地を占める地域であった。今回の解析した地域では領

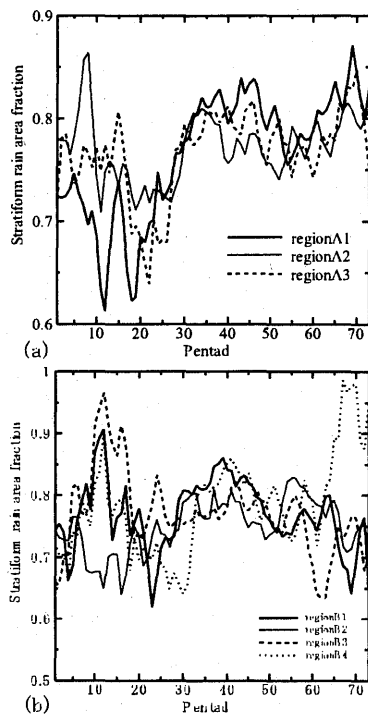


図 5: 層状性降雨面積比
(a) 領域 A, (b) 領域 B

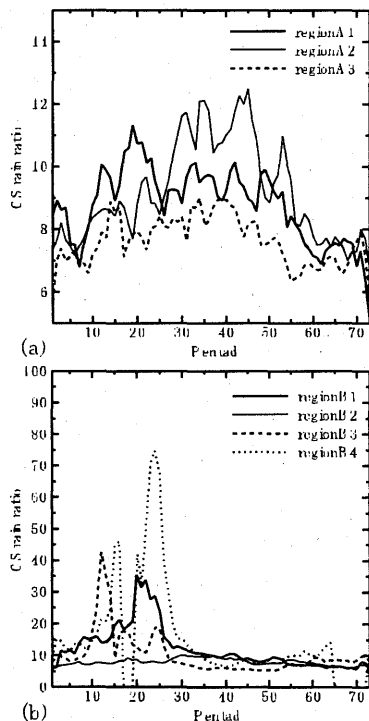


図 6: 対流性-層状性降雨強度比
(a) 領域 A, (b) 領域 B

域 A1 と領域 B4 であるが、いずれの領域でもオンセット前後で比較的大きい変化が見られた。

層状性降雨量比に関しても同様にオンセット前後でおよそ 20% から 40% への変化が見られた。モンスーン域の大気大循環に対して降水システムが与える影響が変化していると言える。

層状性降雨面積比はともに 70% から 80% への増加が見られる。また領域 A1 では緩やかな変化をするのに対し、領域 B4 では急激な変化が見られた。東南アジアモンスーンの緩やかな変化と南アジアモンスーンの急激な変化(図 2, 図 3)に対応すると考えられる。

また, PR2A25 プロダクトの解析でモンスーンオンセット前では変動が大きくなることが見られた。これは降雨レーダの特性からオンセット前の乾季では降雨を観測するサンプリングが少ないために起こる問題と考えられる。

今回はモンスーン領域における降雨特性の時間変化を見てきたが、モンスーンは大気・陸面・海洋のそれぞれの相互作用が複雑に絡み合っている現象である。降雨特性が変化の結果がオンセットを引き起こすのか、それとも日変化による場の変化の影響がモンスーンオンセットを起こし、その影響が降雨特性に変化を与えているのかといったことは未解決な問題である。そのため、モンスーンオンセット前後で見られる降雨特性の変化と風速シアや海面温度 (SST)、相対湿度といった環境場とどのように関係していくのかを見ていくことは今後の課題である。

参考文献

- [1] Schumacher, C., and R. A. Houze, Jr., 2003: Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM Precipitation Radar. *J. Climate*, **16**, 1739-1756.
- [2] Minoura, D., Kawamura, R. and Matsuura, T., 2003: A Mechanism of the Onset of the South Asian Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 563-580.
- [3] Murakami, T. and Matumoto, J., 1994: Summer Monsoon over the Asian Continent and Western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 719-745.

マイクロ波及び赤外放射計データを用いた全球降水マップの作成

*野田俊輔・岡本謙一・牛尾知雄 (大阪府立大学大学院工学研究科)

1. はじめに

全球の高時間高空間分解降水マップは、多くの科学的分野での応用が期待されており、天気予報精度の向上、地球規模での水循環等の研究にとって不可欠である。衛星からの精度の良い降水観測として、マイクロ波放射計による観測があるが、マイクロ波放射計搭載の衛星は、すべて低軌道衛星であり、現存するすべての衛星搭載マイクロ波放射計データを用いたとしてもサンプリングエラーの問題は、不可避である。より高分解能の全球降水マップを作成するためには、衛星が観測する間隔を埋める内挿を行う必要があり、そのため、本研究では、地球静止軌道雲赤外面像を用いている。具体的には、1時間毎に得られる雲赤外面像を用いて、1時間毎の雲移動ベクトルを算出し、その移動を考慮して、降雨の移動を行い、サンプリングエラーを減少させている。

また、本研究で使用しているマイクロ波放射計のデータは、熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM) に搭載されている TRMM マイクロ波観測装置 (TRMM Microwave Imager : TMI) 1 つである。

2. 解析手法

解析に用いたデータの種類を以下に示す。

- マイクロ波放射計データ (TRMM/TMI)
- 赤外放射計データ (静止衛星搭載機器)
- レーダアメダス

図1に全球降水マップ作成のアルゴリズムを示す。始めに、連続する赤外放射計データの緯度経度 3.3° 領域内で、IRの輝度温度ピクセルの空間的な相関係数を計算することによって、図1にある移動ベクトルを導出する。そして、1時間前の全球降水マップを移動ベクトルを用

いて移動させ、図1にある中間データを作成する。最後に、作成した中間データにマイクロ波放射計データを挿入し、現在の全球降水マップを作成する。

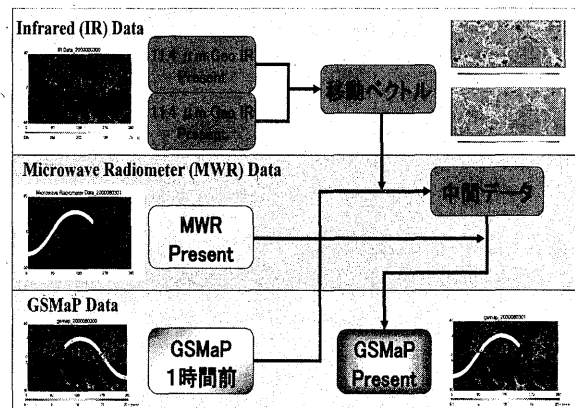


図1: 全球降水マップ作成のアルゴリズム

2.1. 移動ベクトルの導出

赤外放射計データ (IR) は雲の上層部を観測するのに優れているので、雲系を発見し、それらの動きを決定したりするのに使うことができる。よって、このIRのデータは、雲系が移動すれば降水も移動するとして、マイクロ波放射計によって推定した降水の特徴を伝搬するための手段として使用する。以下どのようにして移動ベクトルを求めるのかを説明する。

IRデータによって観測された雲の上層部の速さや方向は、降雨がある下層部での伝搬の速度とは異なる。さらに、風の方法は変化し、風の速さは、一般的に地表から高い所では増加する傾向がある。最適な空間的な相関係数を求めるスケールは、規模が小さければ局所的な流れにとらわれて全体の雲系の動きがわからない。また、規模が大きすぎれば、雲の伝搬を求めるための流れの変化といったものを見逃す可能性がある。よって本研究では、全体の雲系の動きがわかり、また雲の流れを捉えるのによいと思

われる緯度経度で、 3.3° の領域で、雲移動ベクトルを求めることにした。

ある時刻“ $t=0$ ”でIRの輝度温度を含んだ緯度経度 3.3° の領域と、次の時間の“ $t+1hr$ ”での同じ領域でIRの輝度温度のピクセル同士の間で空間的な相関係数を求める。つまり、次の時間の“ $t+1hr$ ”での画像の領域を元々の“ $t=0$ ”での画像から東西方向、南北方向に1ピクセル(0.1°)ずつ動かして相関係数を求める(図2)。図2では、実線の四角は“ $t=0$ ”で点線は“ $t+1hr$ ”で塗り潰した範囲の相関係数を求める概念図である。点線の四角は、塗り潰した範囲より大きい、これは移動する範囲を示している。

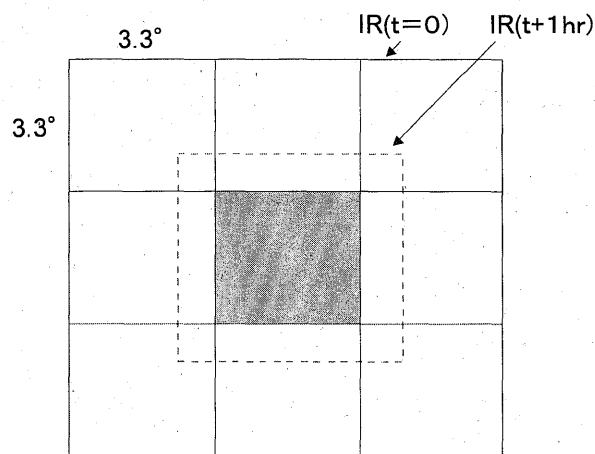


図2: 移動ベクトルを求める概念図

そしてこの相関係数の最も大きな値になった“ $t+1hr$ ”と“ $t=0$ ”の画像の組み合わせが移動ベクトルになる。

そして、求めた移動ベクトルで、IRの輝度温度が273 K以上の暖かい雲では降水がないとされているため、“ $t=0$ ”の画像が“ $t+1hr$ ”での273 Kのデータが入っている場所に移動されるような移動ベクトルの値は0にする。よって、求めた移動ベクトルで、その領域にあるマイクロ波放射計から得られた降水の特徴を移動させる。

2.2. 全球降水マップの作成

IRから作成した移動ベクトルを用いて全球降水マップを作成する。始めに、マイクロ波放射計から得られた 0.1° グリッドごとに入った降水推定をその同じ場所にある 0.1° グリッド

の移動ベクトルを用いることによって降水強度を移動させる。しかし、実際には降雨の移動は雲の移動より遅い。これを考慮するために移動ベクトルの値に0.8を掛けてその方向に移動させる。そのようにして得られたデータには場所ごとに降水強度の値が入っているが、この値はマイクロ波放射計から得られた値か、もしくは移動ベクトルによって伝搬された値のどちらかが入っている。そして、このような値を区別するために時間情報を入れる。マイクロ波放射計から直接得られた値には、時間情報として0の値を入れる。そして、移動ベクトルによって伝搬された値には、次にマイクロ波放射計が通過するまで1ずつ値を増やしていく。そしてマイクロ波放射計が通ったときに、移動ベクトルによって伝搬された降雨強度の値を上書きして、時間情報の値0を代入する。

もし、異なった2つの場所の降水強度が移動ベクトルによって、同じ場所に移動されたならば、その場所には2つの値が足された値が入る。また移動ベクトルがない場所では、何もしない。そのようにして得られた全球のデータを平滑化することで滑らかにデータを繋ぎ合わせる操作をする。これは、移動ベクトルによって隣り合うグリッドの値に大きく隔たった値を取り除くために行う。

以上のプロセスを1時間毎に繰り返し、1時間毎にIRから得られた移動ベクトルとマイクロ波放射計のデータとで、全球降水マップが作成される。

3. 解析結果

図3に移動ベクトルを用いて全球降水マップを作成した図を示す。また図4に図3の日本域の降水マップを示し、上図に作成した降水マップ、下図にレーダアメダスのグラフを示す。図の白い線がその時刻にTMIが通った跡で、その時刻の真値が入っている。

そして、作成した全球降水マップの日本域上では、レーダアメダスと比較することができるので、その相関係数を計算し、図5に示す。横軸が移動ベクトルによって移動した回数で、縦軸が相関係数を示している。横軸が0の点の相関係数はTMIとレーダアメダスの相関係数になっている。移動ベクトルによって移動された回数が増えると段々となだらかに相関係数が下

がっていき、移動ベクトルだけ適用した全球降水マップでも信頼性を保っていることがわかる。

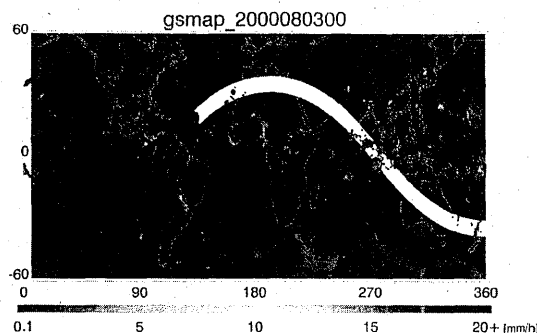


図 3: 全球降水マップ (2000 年 8 月 3 日 00 時)

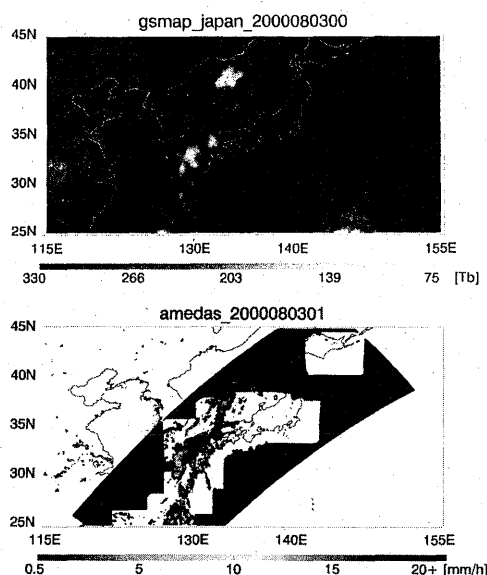


図 4: 日本域の降水マップ (2000 年 8 月 3 日 00 時)

4. まとめと考察

移動ベクトルを用いた全球降水マップについて

- 2000 年 8 月 1 日から 2000 年 8 月 10 日まで全球の移動ベクトルマップを作成した。
- 作成した移動ベクトルを基にマイクロ波放射計から推定した降水を移動させ全球降水マップを作成した。
- 作成した全球降水マップをレーダアメダスと比較し、移動ベクトルを用いて作成した降水マップの評価を行った。

作成した全球降水マップでは、時間が進む方向に移動ベクトルで降水を移動させたが、逆に

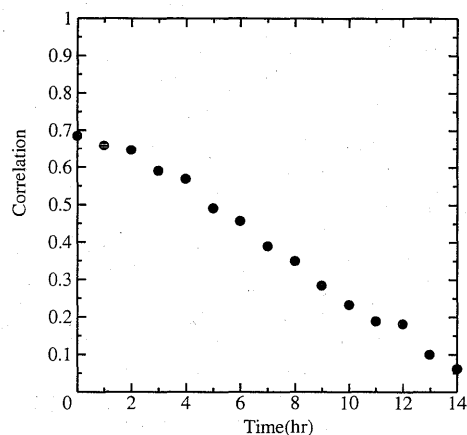


図 5: 移動ベクトルを用いた全球降水マップとレーダアメダスの比較

移動ベクトルで降水を移動させ、その両方を合成させればより精度があがった降水マップが作成できると考えられる。また、作成した全球降水マップでは、降水の生成プロセスや消滅プロセスが入っていないため、これを考慮するために、降水マップにカルマンフィルタを適用することを検討している。

この移動ベクトルによって作成した全球降水マップの問題点は、マイクロ波放射計が通り、次にまた通過するまでの間に、マイクロ波放射計によって推定した降水を移動させていくときに生じる。このときに、新たに降水が生成したり、雲が分裂してしまったりするときに大きな誤差が生じる。この問題点を解決するためには、マイクロ波放射計を搭載した衛星の数を増やしてサンプリング間隔を短くすることで大きく低減できるだろう。

参考文献

- [1] Robert J. Joyce, John E. Janowiak, Phillip A. Arkin and Pingping Xie, "CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at 8km, 1/2 Hourly Resolution",
- [2] 小倉義光, "一般気象学 第2版", 東京大学出版会, 1999
- [3] 古濱, 岡本, 増子, "人工衛星によるマイクロ波リモートセンシング", コロナ社, 1985

ドイツにおける春の気候学的位置づけと古典派、ロマン派歌曲等に見られる春の

表現について (気象と音楽の融合学習内容の開発へ向けて)

加藤晴子 (くらしき作陽大学音楽学部), 加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

1. はじめに

今日, 学校教育では「総合的な学習の時間」が注目され, 教科の枠組みをこえた教育実践が数多く試みられている。このような実践を行うためには, 教科間の連携について検討し, 学習の可能性を見いだしていくことが必要である。

本研究では, 音楽と理科を連携させた学習の可能性について考えたい。理科教育において, 自然環境は様々な学習の中でも当該地域の文化と深く関わりをもつものである。一方, 音楽教育では生徒が音楽の生成や表現を総合的に理解するためには, 音楽作品の背景にある気候や風土, 生活習慣を理解することが必要である。このようなことから, 気候の特徴と音楽にみる気候の影響をテーマとした学習が可能ではないだろうか。

ドイツ文化圏の歌曲をみると, 厳しく長い冬と対比して春の喜びが歌われている作品が多い。それらの作品の詩にみられる春の喜びを表すキーワードの一つが5月である。

一般に, 中緯度地域では四季の変化が明瞭であるものの, 大規模な海陸コントラスト等を反映したモンスーンシステムの影響により, 季節変化の過程はかなり複雑で地域的差異も大きい。したがって, 冬から夏への季節進行の中での春の位置づけには大きな地域差が存在し, それが各地域の歌曲をはじめとする芸術作品に独特な影響を及ぼす要因となっている。

そこで本研究では, まず冬から夏への季節進行の位置づけの中で, ドイツの春, 特に5月頃の気候の特徴を検討する。対象とする音楽作品との関連から, ドイツ中南部を中心とした気候について議論する。その上で気候の特徴と, 古典派, ロマン派の歌曲における春の表現の関係について考察する。その結果を教科をこえた総合的な学習に向けた一助としたい。

本発表は, 「加藤晴子・加藤内蔵進, 2005: ドイツにおける春の気候的位置づけと古典派, ロマン派歌曲にみられる春の表現について—岡山大学教育学実践総合センター紀要, 5, 43-56」をもとに, 更に検討を加えたものである。図1から4は, そこからの転載である。

2. 冬から夏への季節進行の中でみたドイツの5月の気候特性

2-1 気温などを見るドイツの5月

多かれ少なかれ, 段階的な遷移に特徴づけられる幾つかのステージを経て, 季節は進行する。従って, 芸術作品や風土等と季節との関わりを考える際には, それが段階的遷移のどのステージに位置づけられるのか, また, それらのステージ間の遷移がどのくらい急激なのか, という点にも注目する必要がある。

例えば, 日本付近では, アジアモンスーンの季節進行に大きな影響を受け梅雨などが生じるが, 春だけをとっても, 「冬型」の出現頻度もまだ小さくない3月前半, 移動性高低気圧が周期的に通過しやすい4月頃, 南西諸島付近の前線が準定常性を帯びてくる5月頃と, 季節感のかなり異なるステージが存在する。

ドイツ中部 (例えばアウグスブルク) においては, 5月の平均気温が西日本~関東の3月から4月にかけての平均気温に対応し, 5月頃ようやく西日本~関東の彼岸過ぎの暖かさになる。また名古屋では, 5月から最暖月 (平均気温が約27℃) まで約9℃も昇温するのに対し, アウグスブルク最暖月の気温は20℃弱であり, 5月からの昇温量は約5℃と比較的小さい。

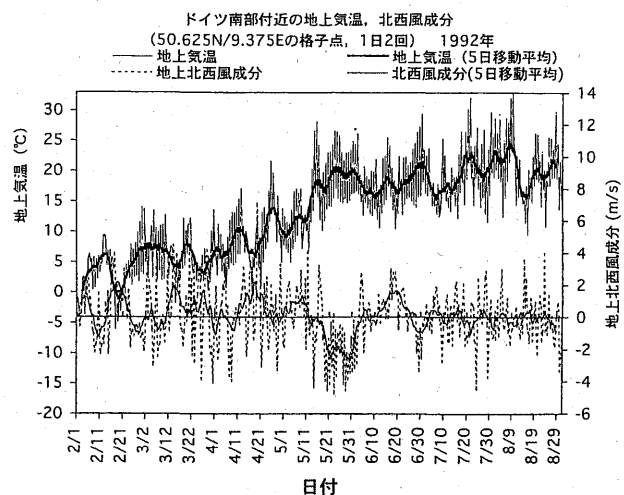


図1 50.625N/9.375E における地上気温 (°C), 地上北西風成分 (ms^{-1}) の時系列。5日移動平均値も示す。

図1は、ドイツ中部付近の格子点である50.625N/9.375Eにおける地上気温、地上北西風成分の時系列で、1992年の気象庁作成の全球客観解析データ（1日2回、1.875°緯度経度格子点毎。以下、GANALと略す）に基づき抽出・計算した。なお、北西風成分は、風が北西から吹く場合を正值と定義する。5日移動平均した値の時系列も示す。

1992年の例では、5月半ば以降には、南東風成分の卓越する期間も長くなる5月10日頃を境に、地上気温が平均約20℃のレベルに達した。この時期が、5月頃の好天に対応するドイツの特異日である"Spatfrühling"（谷沢1956）に対応するものと考えられる。さらに谷沢（1956）によれば、6月以降は、単純により暑くなるというよりも、北海・バルト海起源の比較的冷涼で湿った気団が侵入し曇天となりやすいイベントと、暖かい高気圧に覆われるイベントとが交互に見られやすくなるという。図1においても、5月半ばから8月まで、気温がほぼ一定の値のまわりを10日～30日程度の周期で変動を繰り返す様子が分かる。夏にも、5月頃よりも冷涼な日の出現が少なからず見られるわけである。

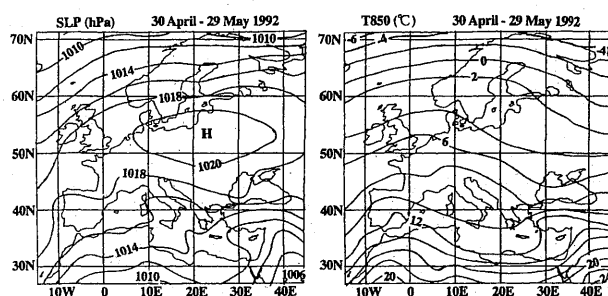


図2 1992年4月30日～5月29日平均の海面気圧(SLP)(hPa)、及び、850hPa気温(T850)(°C)の分布。

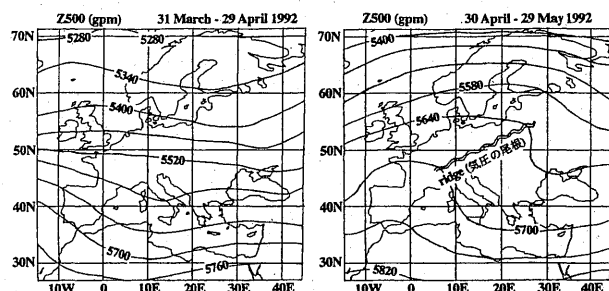


図3 1992年4月、及び、5月頃の500hPa等圧面高度(gpm、右)の平均場。平均期間は図の上端を参照のこと。

2-2 ドイツ付近の大気循環場でみる5月

図2は、1992年5月頃における海面気圧と850hPa気温の平均場、図3は、同年4月及び5月頃の500hPa等圧面高度の平均場を、それぞれGANALに基づき示したものである。ドイツ付近では、上空の偏西風の強さに対応する500hPa等圧面高度の等値線の間隔が季節の進行に伴い開いてくるが、4月頃までは冬にみられるような流れのパターンが持続する。しかし5月には、南北に分離した上空の偏西風の強風域の間に挟まれて（500hPaリッジ）、比較的暖かく東西に帯状に伸びる地上高気圧に覆われやすくなった点が注目される。但し、毎日の気圧配置や天気システムの出現傾向の統計、季節内変動の実態を通してみた夏の天候の特徴、等に関しては、今後の検討課題である。

2-3 5月頃の日射などの感覚的気候要素について

気候環境の人間の感性への影響を考える上で、「光の条件」も重要な因子の一つであろう。50N（ドイツ付近の緯度）と35N（西日本～関東）における太陽の高度角45°以上になる時間数の季節変化を図4に示す。計算に用いた日々の太陽の赤緯や地球太陽間の距離は、理科年表2004年度版の10日毎の値を参照した。

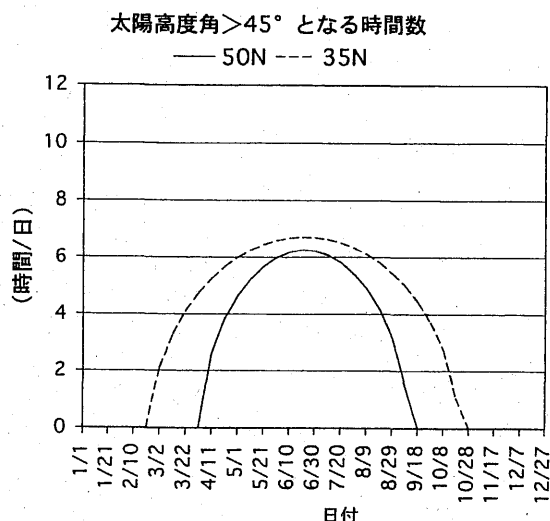


図4 50N(実線)と35N(破線)における太陽高度角が45°以上になる時間数（時間/日）の季節変化。10日毎に値を計算して作図した。

5月頃には、50Nでは昼間の長さが冬至の頃に比べて約6時間も長くなる（図略）。さらに、太陽が比較的高い高度にある時間帯の長さも急速に増加し、5月には35Nにおける値に近づく。これらを反映して、5月頃における大気上端へ入射する1日あたりの日射量は、50Nでも35Nにおける値に近づく（図略）。しかも、3月前半頃に対する

5月半ば頃の日平均日射量の比は、35Nでも約1.3倍であるが、50Nでは約2倍となる。つまりドイツでは、5月になって急に比較的強い晴天日射を受けるような季節変化を示すことになる。

一方、例えばアウグスブルグにおいては、冬季を通じて高かった霧日数が4月頃から急に減少する。これらのことから、5月頃になると陽光を浴びる機会が季節進行として急に高まることが期待される。また、雷日数も5月頃から急増する。

なお、花々の開花の時期がどうなるかも心理的な面への影響を考える際には重要な因子の一つであろう。残念ながらドイツの開花に関する資料の入手が出来なかったが、アウグスブルクなどと冬から初夏への気温の季節変化が類似している地域を日本の気象官署から探すと、東北地方の北半分がほぼ該当したので、秋田などにおけるウメ、タンポポ、ソメイヨシノ、ヤマツツジの平年の開花日を理科年表2004年版から参照した。そこでは、名古屋に比べて開花時期が全体として遅れるだけ

でなく、時期が集中してくる。これらの点も、心理的な影響を考える際の背景として重要である。また、「森」との関連も重要と考えられるが、今後の検討課題としたい。

2.4 5月の気候に関するまとめ

(1) ドイツ中部・南部の5月は、北日本を除く日本列島の3月後半～4月初め頃の気温に対応する。しかしドイツの5月は、日本と違って、冬からの昇温が続いて夏の気温にかなり近づいた時期にあたる(但し、5月から最暖月までの昇温量は小さい)。5月頃には上空の偏西風帯が南北に分離し、ドイツ付近は、それらに挟まれた比較的温暖な帯状の高気圧に覆われやすくなる。

(2) ドイツの緯度でも、5月頃になると太陽高度の比較的高い時間帯の長さや、1日あたりの大気上端への日射量が急増する。しかも、春になると霧日数が減少し雷日数が増加するので、「光」の点でも、5月は特徴的な時期と考えられる。

3 古典派、ロマン派の歌曲にみる春、5月

古典派、ロマン派の歌曲にみられる春、5月に関する表現は、大きく以下の2種に整理できる。それらを表現しているのは旋律よりもむしろピアノ伴奏であり、リズム、音量、和声、調性等に様々な工夫が凝らされている。

- (1) 動物の鳴き声や動き、自然環境等の描写、模倣
- (2) 春に対する内面的心情表現、イメージ

3-1 動物の鳴き声や動き、自然環境等の描写、模倣

- (1) 動物の鳴き声や動きの描写、模倣

ex.1: “Frühlingstraum” (春の夢) (ミュラー/シューベルト)

伴奏の第16、18、20小節目の急激な音量変化を伴ったオクターブの動きと和音によって、鶏の鋭い鳴き声が描写されている。

bar.13-21

- (2) 自然環境の模倣

ex.2: “Er ist's” (時は春) (メーリケ/ヴォルフ)

伴奏の16分音符を伴う三連符のリズムの連続は、春の蠢動を思わせる。

bar.1-4

3-2 春に対する内面的心情表現, イメージ

ex.3: "Im wunderschönen Monat Mai" (美しい五月に) (ハイネ/シューマン)

冒頭は嬰へ短調で奏される。そこでは掛留音, 上行導音, 先取音が使われ, 微妙な響きとなっている。さらに低音の半音進行が加わって曖昧模糊とした香気が立ち上がる。伴奏は問いかけるようにアルペジオを繰り返す。終止は嬰へ短調の属音終止である。

bar.1-13 (略) 23-26

Langsam, zart

Her - zen die Lie - be auf - ge - gen - gen.

Im wun - der - schö - nen Mo - nat Mai, als

al - le Knos - pen spran - gen, da ist in mei - nem

lan - gen.

(略)

4 教科をこえた教材の提示に向けて

歌曲の根源にあるのは詩である。詩では, 生活の中で作者が心を動かされたものが題材として歌われている。ドイツ文化圏において, 春, 5 月を歌った詩が多いのは, 春が単に冬からの解放というだけでなく, 1 年中最も生気に満ちた良い時期であることに関係していると考えられる。このような春の歌が歌われた地域の気候や風土, 生活習慣等を理解することによって, 学習者ははじめてその地域の人々の気持ちに近づくことができるのであり, そのような気持ちで歌を歌ったり, 聞いたりすることができるのではないだろうか。

例えば, 気温や関連する気象システム及び花の開花や日照時間等の視覚的因子を視点としてドイツの季節進行の特徴を知ることにより, 生徒は詩に歌われた春, 5 月に対するイメージを描き膨らませることができると考える。その際に日本との比較を交えるならば, 双方の春の違いをより明確に捉えることができよう。気候のような生徒にとって身近なものを通して音楽の背景に触れることによって, 生徒は音楽の生成に関する興味をもつことができるだろう。それは, 音楽作品に対する総合的な理解につながると考えられる。言い換えれば, 音楽作品の背景にある気候や風土に対して科学的な目でみることが, 曲に対する総合的な理解を深めるための手だてになると考える。

一方, 歌曲における詩の内容や音楽的な理解をきっかけとして, その背景にある気候について考える学習が可能であると考えられる。なぜそのように歌われているのかを視点とし, 従来の自然科学的なアプローチに加え, 「芸術作品や風土への影響として現れたもの」にも目を向けることにより, 生徒が自分たちを取りまく自然環境とその仕組みに興味をもつことが期待される。

このように, 音楽における「感覚的な感受」と理科における「自然科学的な目」が互いに補い合う形でアプローチすることによって, 音楽科と理科の特性を生かした総合的な学習が実現できるのではないだろうか。

5 おわりに

本研究では, ドイツの春を取り上げて, 気候と音楽の関係を検討し, その結果をもとに音楽科と理科の連携の可能性および必要性について述べた。音楽科と理科に限らず, 様々な視点から教科をこえた学習が可能であり, そこでは総合的で体験的な学習活動が期待できるのではないだろうか。今後, 教科をこえた学際的協力関係を視点とした学習方法の開発を目指して研究を進めていきたい。

小・中・高校用気象デジタル教材の開発

気象情報教育研究会 古田 英文* (大阪予備校)、藤本 慶信 (大阪府教育センター)

1. はじめに

1.1 開発の動機

今回紹介するデジタル教材は、2000年9月～2001年1月に「大阪府立青年の家」主催で行った小中学校を対象とした出前授業「楽しいお天気講座」用の教材として開発を始めたものである。

「楽しいお天気講座」は関西気象予報士会の協力を得て小学校13校、中学校2校で実施された。

当時使用したデジタル教材のコンテンツは、日本の四季の代表的な天気を納めた衛星画像動画や観測機器の画像などが中心であった。その他、最新の気象データを使って生徒自らが明日の天気予報をするという実習も含まれており、この実習が生徒の関心をひき、アンケート集計でも出前授業に対して9割近い生徒が最高の満足度を示した。

これらの教育実践を通じて、気象デジタル教材が学校教育において有効に活用できることが確認でき、更なる機能を充実させたデジタルコンテンツの開発に取り組む動機となった。

また、「お天気教室」の推進に対して当研究会代表の藤本慶信が「2003年度日本気象学会関西支部調査研究奨励金」を授与されたことは、当研究会にとってもデジタル教材の開発を進める上で大きな励みになっている。

1.2 デジタル教材の必要性

1999年に告示された文部科学省の新学習指導要領では、「各科目の指導に当たっては、観察、実験の過程での情報の収集・検索、計測・制御、結果の集計・処理などにおいて、コンピュータや情報通信ネットワークなどを積極的に活用すること。(高等学校学習指導要領)」と、旧学習指導要領以上にコンピュータやインターネットなどの活用を指導している。実際に教育現場においては、視聴覚機器として今まで一般的に使われてきたOHPやビデオ・スライドに代わりパソコンが使われ始めている。特に、気象教育においては最新の気象データをインターネットで取り込んで、その場でデータ処理することが可能になる。

しかし、現在、個々の教科の授業においてパソコンやインターネットが十分に活用されていると

は言い難い。その原因の一つとして、それぞれの教科におけるデジタル教材が不足していることがあげられる。教材の開発は現場の教師に任されているのが現状であるが、一人一人の教師が開発できる教材の数は限られており、また、デジタル教材の開発ではプログラムの知識も必要になり、このまま現場の教師だけにデジタル教材の開発を頼っていても、開発の速度は遅く教材の共有化は進まないであろう。そのため、まずは教材開発の発端となる教材を最初につくり、各学校の実践の中で修正を加えてより良い教材に仕上げていく方法が良いと考える。

2 デジタル教材の特徴

デジタル教材が他の紙媒体の教材と大きく異なるところは、動画が使えることである。また、ビデオとも違って、リンク機能によって瞬時に他の動画に切り替えることができる。また、必要に応じてインターネットへの接続が簡単にでき、リアルタイムのデータを取り込むことができる。現在当研究会が開発しているデジタル教材では、多くの動画を採用し、また、関連項目に自由に移動できるように相互にリンクさせ、また、インターネットを使ってそれぞれの項目に関連した情報を瞬時に集められるようにしている。

2.1 デジタル教材の内容

当研究会のデジタル教材に含まれている内容は、「小中高校用スライド」、「調べ学習」、「実験・工作教室」、「気象の辞典」である。

2.1.1 「小中高校用スライド」

小中高校の気象教育の授業で良く使う内容を動画・スライドにしたもの。主に、気象観測に関する観測機器やアメダス・気象衛星の紹介、四季の天気の特徴とその雲画像・天気図の動画などである。その他、実習用に生徒自らが行うための天気予報の解説も載せている。(第1図)

2.1.2 「実験・工作教室」

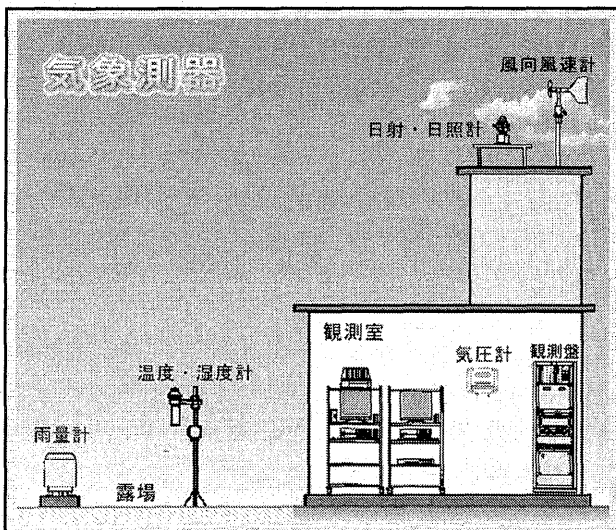
特別な装置を使わずに、学校や身の回りにある道具を使って行う簡単な気象実験や工作を紹介している。(第2図)

2.1.3 「調べ学習」

インターネットを使って最新のアメダスデータを取り、昨日～今日起こっている様々な大気現象を調べる内容である。主に、パソコンを使ってデータ処理を行う。(第3図)

2.1.4 「気象の辞典」

小中高校の気象教育の中に出てくる気象用語とそれに関連した少し専門的な用語を解説している。内容的には、高校の参考書の解説よりも詳しく、専門書よりは易しく、高校程度の知識があれば読めるように解説している。この辞典には授業の中でパソコンを使って生徒達に動画や画像が見せることができるように、多くの動画や画像の資料を載せている。また、必要に応じてインターネットを利用して、それぞれの気象用語に関連したホームページが見られるようにリンクさせている。(第4図)



第1図 気象測器を解説するスライドの一部

ダイヤモンドダストを作ろう

「ダイヤモンドダスト」って何? → 気象の辞典



(用意するもの)
 ・真空ジャー(厳法載)
 ・または発泡スチロールの箱
 ・ドライアイス(約1kg)
 ・手袋(ドライアイスをつかむため)
 ・懐中電灯
 ・荷締め用のエアークャップ

第2図 実験・工作教室の一部

5. 気象データからグラフを作ろう

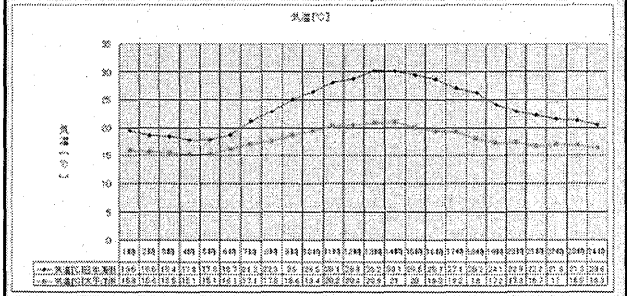
インターネットの(図6)(図7)の気象データは印刷するか、または、用意したデータ処理用の用紙に写し取ります。(データの観測年月日と観測場所は、必ず用紙に記入することを忘れないように。)

次に、写し取った気象データを使ってグラフを描きます。Microsoft Excelを使う人は、直接パソコンを使ってデータ処理用の用紙に気象データを入れてください。そうすれば必要なグラフは自動的に出来上がります。

Microsoft Excelのデータ処理用の用紙では、日本海側の都市と太平洋側の都市のそれぞれの欄にデータを入力するようになっています。

Microsoft Excelでグラフを描いた人は、Microsoft Excelの画面左上のメニューバー(ファイル印刷)をクリックします。グラフだけが印刷できます(A4版用紙)。

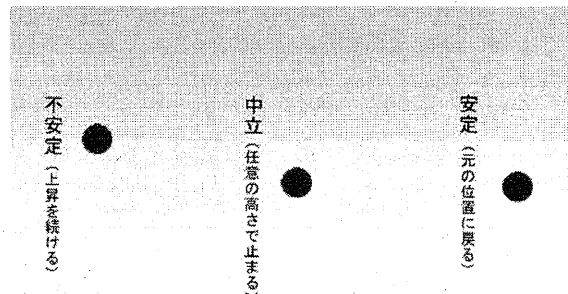
→ 酒田と石巻のグラフの見本(Microsoft Excel使用)



第3図 調べ学習の一部 (フェーン現象)

大気安定度 (atmospheric stability)

静止した大気中で空気塊が鉛直方向に変位したとき、空気塊がそのまま変位を続けるか、または、元に戻ろうとするかの度合いを大気安定度という。
 空気塊を微量上昇させた場合、その後、空気塊が自らの浮力によってそのまま上昇を続ける場合を「不安定」、下降して元の位置に戻ってくる場合を「安定」、任意の高さで止まる場合を「中立」という。(図1参照)
 大気が不安定か「安定」かは、上昇した空気塊の温度と、その空気塊と同じ高さにあるまわりの空気塊の温度によって決まる。もし、上昇した空気塊の温度がまわりの空気塊の温度より高ければ、空気塊はまわりの空気より軽いためそのまま上昇を続ける「不安定」である。逆に、上昇した空気塊の温度がまわりの空気塊の温度より低ければ、空気塊はまわりの空気より重いため下降して元の位置に戻ってきて「安定」である。もし、上昇した空気塊の温度とまわりの空気塊の温度が同じであれば、空気塊は任意の位置で止まり「中立」である。
 大気の安定度は、乾燥空気(雲を発生していない空気)と湿潤空気(雲を発生している空気)とまわりの空気塊の気温減率の関係によって、「絶対不安定」、「絶対安定」、「条件付不安定」に分類できる。



(図1) 不安定大気・中立大気・安定大気中での空気塊の動き (左下のスタートボタンでアニメーションが動きます)

第4図 気象の辞典の一部

参考文献

大阪府立青年の家、2001:「楽しいお天気講座」
 実施報告書、2-9.
 文部科学省、2003(一部改正):高等学校学習指導要領:理科

小中学校出前講座「楽しいお天気講座」を始めて5年

藤井 健*・富田正夫・寺野健治・柴田智子・陰山美加子・中島保則・山口和弘・諫山安彦
(関西気象予報士会)

1. はじめに

関西気象予報士会 (以下「当会」と略す) は、関西地域に在住・在勤している日本気象予報士会会員から構成され、1999年11月に結成された。その活動の一つに「一般の人の気象理解に役立つ活動」があり、その一環として、会員が講師として小中学校に出向き、「楽しいお天気講座」を実施している。

この講座は、2000年9月に、大阪府立青年の家 (大阪府教育委員会) が主催者となり、当会会員が講師となって、小中学校を対象に「楽しいお天気講座」を開始した。しかし、その後、同施設が閉鎖されたのに伴い、2002年1月から当会が主催者となって、この事業を引継いで実施してきている。したがって、この講座を2000年9月に開いて以来5年の年月が経過しようとしている。

「楽しいお天気講座」については、日本気象学会2003年度春季大会において諫山・富田 (2003) が紹介したが、それから2年が経過しており、今回は、最近の内容を中心として紹介することにする。

2. 授業の内容

「楽しいお天気講座」は、正規の授業時間2時間分 (90分間) を使って、天気予報の方法について概要を説明し、その後、班ごとに予報について検討させ、予報文を作成させ、発表させるというものである。また、その発表に対しては講師が講評を与えたり、質問に答えたりしている。この授業は、単に天気予報について学習するだけでなく、グループで作業し、アナウンサーやキャスター (気象予報士) となって他の人の前で発表する経験が含まれており、大きな教育効果を挙げている。その授業内容の概略は、第1表のとおりである。

3. 実施状況

この講座は、2000年9月から2005年3月までの4年6か月の間に、延べ数で、小学校74校、中学校2校で実施した。年間実施校 (延べ数) の数は次のようである。

平成12年度-10校

平成13年度-12校

平成14年度-14校

平成15年度-12校

平成16年度-28校

このように、平成15年度までは10校あまりに過ぎなかったが、平成16年度には一気に2倍以上に増加した。実施校は、大部分が大阪府内の小学校であるが、京都府や滋賀県の小学校でも実施している。講師は当会員 (2005年2月末日現在251名) のうちで希望する者が登録するという形をとっており、現在65名の会員が登録を行っている。

また、「楽しいお天気講座」専用のホームページ <http://homepage3.nifty.com/kansai-yohoshikai/> を開設しており、小中学校への出前講座募集の窓口としての役割も果たしている。

4. 講座の成果

「楽しいお天気講座」終了後、生徒に対してアンケート調査を実施している。その項目は、次の通りである。

(1) 今回の授業は、どうでしたか? (選択方式)

- ① とても楽しかった。
- ② 少し楽しかった。
- ③ あまり楽しくなかった。
- ④ 全然楽しくなかった。

(2) 内容は、どうですか? (選択方式)

- ① とてもわかりやすかった。
- ② すこしわかりやすかった。
- ③ すこしわかりにくかった。
- ④ 全然わからなかった。

(3) 感想と質問 (記述方式)

平成16年度3学期 (2005年1~3月) には、次の7クラス (4校) で実施した。

1月18日 (火) 八尾市立北山本小学校5年1組

1月24日 (月) 八尾市立上之島小学校5年1組 (午前)

1月24日 (月) 八尾市立上之島小学校5年3組 (午後)

1月25日 (火) 八尾市立上之島小学校5年2組

3月8日(火) 豊中市立箕輪小学校5年1組

3月10日(木) 豊中市立庄内小学校5年1組(午前)

3月10日(木) 豊中市立庄内小学校5年2組(午後)

授業に参加した生徒は、7クラス併せて213名である。これらの生徒に対して行ったアンケート調査の結果(選択方式回答部分)を第1図および第2図に示す。これによると、83%に当たる176名の生徒は「とても楽しかった」と回答している。一方、内容については、60%に当たる127名が「とてもわかりやすかった」と回答している。

また、生徒から感想と質問は記述方式で受け取っているが、それから抜粋して第2表に示す。

5. コンテンツの見直しと新しいコンテンツの作成

当会は、これらの出前講座の実績を踏まえて、2004年7月に日産科学振興財団が募集した「平成16年度理科・環境教育助成」に申請したところ採択された。そこで、2004年11月以降、この助成金を打合せのための会議費、お天気講座講師の交通費(従来は自費)、教材購入費、資料費に充てることによって、より活発な活動ができるようになった。また、この助成採択を機に、PowerPointによるコンテンツ「天気予報(90分版)」の見直しを行うことにした。さらに、これとともに、学校から出前講座の要請があった「天気予報(45分版)」、「台風」、「地球温暖化」などについても、2005年5月以降における「楽しいお天気講座」の一環としての実施に向けて、新コンテンツを作成することにした。このため、コンテンツ作成チームを編成し、2004年12月以降、次のような日程で作業を進めてきた。その様子を第3図および第4図に示す。

- 12月4日(土) 第9回楽しいお天気講座反省会(参加者16名)ーコンテンツの充実と学校から要望に対応できるように、作業チームのスタッフの募集を行った。
- 1月22日(土) 第1回コンテンツ作成作業(参加者20名)ーコンテンツごとに作業チームを編成し、コンテンツの構成や内容についての打合せを行った。
- 2月26日(土) 第2回コンテンツ作成作業(参加者20名)ーコンテンツごとに発表を行い、その内容を全員で討議し、問題点がないかどうかを確認した。
- 3月26日(土) コンテンツ完成公開(参加者26名)ー完成したコンテンツを持ち寄って、登録講師と子どもたちに公開した。とくに、実

際に授業を受ける生徒と同年代の子どもたちにコンテンツの内容やレベルに関して意見を聞き、生徒にもわかりやすい内容となっていることを確認した。

- 4月23日(土) 講師事前打ち合わせ(参加者21名)ー平成17年度1学期の「楽しいお天気講座」実施に向けての打合せ会において、今まで参加できていなかった講師にも参加してもらい、新コンテンツを紹介した。

6. 今後の課題と展望

小中学校への出前講座「楽しいお天気講座」は、子どもたちに気象に興味をもたせ、自然現象に対する科学的な考え方を習得させるという役割を果たしている。その一方では、当会会員にとっては、気象予報士の資格を活かす一つの機会となっている。しかし、これまで5年近く実施してきて、今後、この講座を進めていくのに、次のような課題が残されている。

- 学校から申込みがあつて、講座を実施するまでの間に講師の手配を行い、学校に出向いて打合せを行わなければならない、スケジュールが非常に密である。これは、担当幹事にとって、大きな負担となっている。
- 小学校からの希望がある時期に集中する。
- 学校からの要請は、ほとんどが平日であり、講師(3名)の確保が容易ではない。

今後の展望としては、当会会員にとって社会貢献や自己実現を味わうことができる活動の場として経験を積み重ねていくとともに、当講座もより一層充実していくものと期待される。

最後に、「楽しいお天気講座」の実施に当たって、助成を受けている日産科学振興財団に対して、厚く感謝の意を表したい。また、本発表は、本来、関西気象予報士会幹事および「楽しいお天気講座」登録講師全員の連名で行うべきものであるが、今回は紙面の都合上、代表として8名とした。平素、講師として活動していただいている会員全員に対して、感謝の意を表したい。

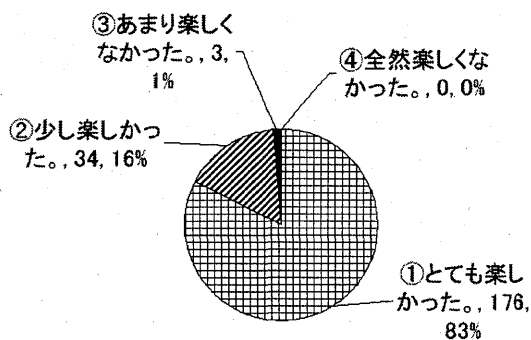
参考文献

諫山安彦・富田正夫、2003：ボランティア活動、小中学校向け出前授業「楽しいお天気講座」への取り組みの紹介、2003年度春季大会講演予稿集、日本気象学会、83、180

第1表 「楽しいお天気講座」(天気予報 90 分版) の授業の流れ

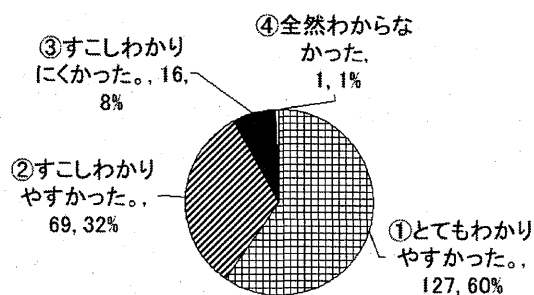
構成	項目	内容
1. 天気予報の説明 (0 分～25 分)	導入部	挨拶と天気予報ができるまでの流れの説明
	気象測器の解説	風向風速計と雨量計の構造
	アメダスの説明	観測結果データの収集システムなど
	気象衛星の説明	地上だけでなく宇宙からも観測, 衛星写真の動画による雲の動きの解説
	天気図作成の解説	観測の結果を集約し, 天気図を作成する過程の説明
	高・低気圧の説明	高・低気圧内における雲域・雨域の分布の説明
	雲発生の実験	ペットボトルを利用して雲発生の実験を行う。
	高・低気圧の移動と天気の分布の説明	今夜の天気予想のポイント説明(衛星雲画像と天気図を用いて, 低気圧が近づいて来ると雲が発生し, 高気圧に覆われると雲は消えることを説明する。)
	白地図使用	高・低気圧の位置と雲の広がりを入力する。
2. 予報作業 (25 分～50 分)	班毎で発表原稿を作成	・予想を班ごとで話し合って作成させる。 ・札幌, 大阪, 沖縄の明日の天気を予想させる。 *講師は班ごとに指導を行う。
3. 天気予報の発表 (50 分～70 分)	天気予報の発表	班ごとに前に出て天気番組形式で, アナウンサー役, 予報士役を分担し, 発表させる。
4. 講評とふりかえり (70 分～90 分)	発表の講評	講師の気象予報士が各班の発表の講評を行う。 *褒めてあげることによって, 生徒は達成感を味わうことができ, 今後の学習の励みとなる。
	予報士の予想	予想のポイントを簡単に解説する。
	プロの現場	動画にて予報現場を見てもらう
	質疑応答	質疑応答を行う。 *講師にとって, 回答が難しい内容は, 後日, 先生を通して回答するようにする。
	アンケート調査依頼	「楽しかったかどうか」と「内容は理解できたかどうか」について, 選択肢方式で聞く。また, 感想や質問を書いてもらう。 *その場で書いてもらう時間がなければ, 後日, 送付してもらう。

(1) 今回の授業は、どうでしたか？



第1図 お天気講座の「今回の授業はどうでしたか？」の設問に対する回答の分布 (数値は回答者数と比率)

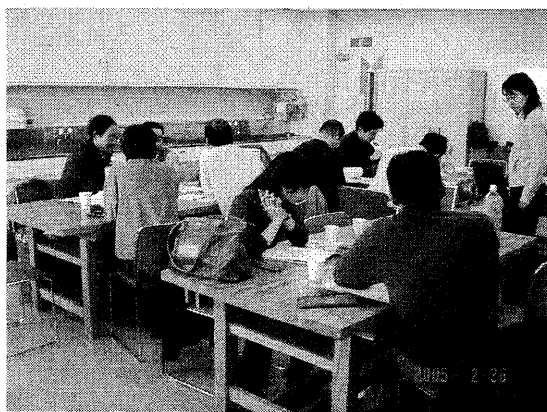
(2) 内容は、どうでしたか？



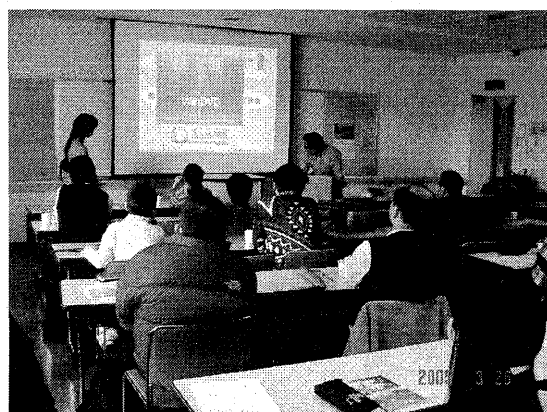
第2図 お天気講座の「内容は、どうでしたか？」の設問に対する回答の分布 (数値は回答者数と比率)

第2表 生徒の感想と質問より (抜粋)

- * ぼくは、雲の動きは知っていたけど、春は低気圧と高気圧が順番になっていることがわからなかったから、わかってよかったです。
- * 天気の事はじゅぎょうでもわかりにくかったから、今回でだいぶわかった。いい経験をしたと思う！
- * 予報図の見方が分かるようになったので、パソコンを開いて自分で予想したいと思う。
- * 花をドライアイスでこおらせる実験が、すごいと思いました。一しゅんでかたまったので、マイナスの上空はすごく寒いと実感できて、よくわかりました。
- * 雪がふるしくみがわかったので、こんど弟たちにおしえてあげたいと思いました。
- * (質問) なぜ昼は青空なのに夕方になったら空が赤くなるのですか？
- * (質問) 今年は(2004年)なぜ台風が多いのですか？
- * (質問) 低気圧や高気圧はどうやって生まれるのですか？



第3図 コンテンツ作成の作業の様子 (2005年2月26日)



第4図 子どもたちも参加した完成コンテンツ公開の様子 (2005年3月26日)

雨粒が凍るとどうなる？ -新浮遊装置の開発と凍結実験-

山下晃*(大阪教育大学(名誉教授))・角川咲江(西堀榮三郎探検の殿堂)

1. はじめに

昨年見ていただいた模型雪結晶等浮遊装置を子供のためのイベントで使用したところ、装置の周りには絶えず子どもが集まり、特に小さな子どもが嬉々として実験に参加するなど、好評であった。

今年は、比較的重いものから雨粒までの浮遊実験ができる新しい小型装置を見ていただき、同様の大型装置を用いて西堀榮三郎探検の殿堂で始めた浮遊中の雨粒の凍結実験の様子を紹介する。

2. 新しい雨粒浮遊装置の開発

比較的重い厚手の紙や薄いプラスチックで作った模型雪や造花などから雨滴までを浮遊させるには、強力なファン（大西電機工業のスピコンママあるいはワーカービーⅡなど）が必要になる。また、上昇流の整流には、ストローハニカムに加えて日本ガイシのセラミックスハニカムを使用している。

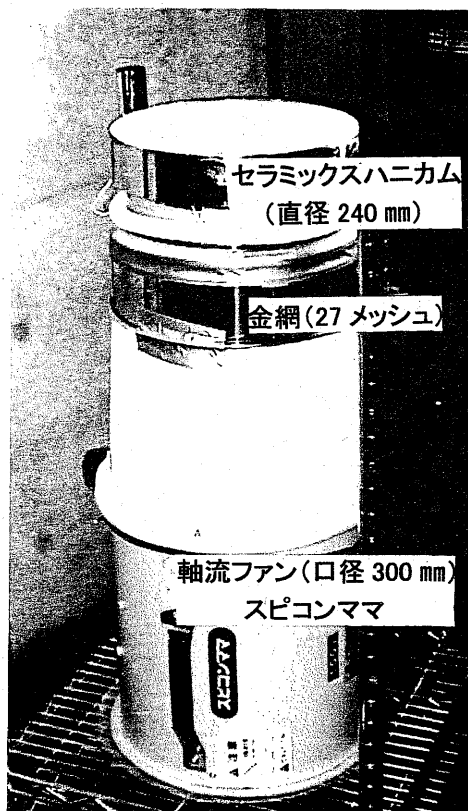


図1 大型装置(雨粒数個の浮遊実験用)



図2 小型装置(雨粒1~2個の浮遊実験用)

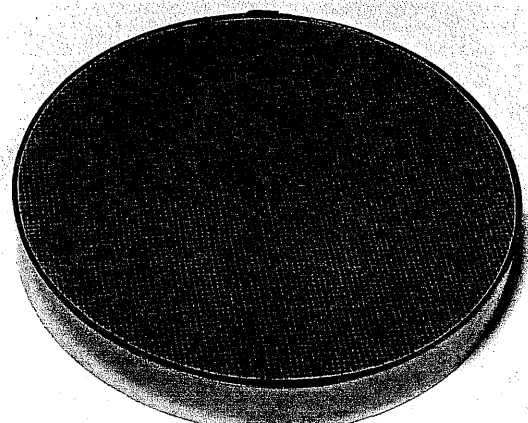


図3 小型装置用のセラミックスハニカム (直径120mm、個々の穴の断面は1.27 mm×1.27 mm)

試作したのは大小2種類の浮遊装置である。セラミックスハニカムは、大型の方(図1)が直径240 mm厚さ15 mmのもの、小型の方(図2)が図3に示した(直径120 mm厚さ15 mmの)ものを用いて

いる。また、小型装置のセラミックスハニカムの下に設置するストローハニカムを図4に、大型装置上方の上昇流速（風速）の測定例を図5に示した。

雨粒を浮遊させるには、運転中の装置のセラミックスハニカムの10～30 mm程度上方に注射器などで水を供給すればよい。（図6は浮遊中の雨粒）

3. 浮遊中の雨粒の凍結実験

初歩的な凍結実験は、装置及びその付属品を低温室内に持ち込んで雨粒の浮遊実験を行えばよい。

4. 子どものための雨粒の浮遊実験と凍結実験

子どもを実験に参加させるときは、実験前に、次のような疑問が出てくるような話し合いの場を持つ予定である。

- (1) 雨(粒)はどのくらいの速さで降るの？
- (2) 雨粒はどのような形なの？
- (3) どうして巨大な雨粒はできないの？
- (4) 雨粒が凍るとどうなるの？

次のような質問をしてみてもよい。

- (5) 氷点以下の温度でも水が凍らないことがあるのはどうして？
- (6) 蒸留水・水道水・池の水、どれが先に凍る？
- (7) 大きな雨粒と小さな雨粒とでは、どちらが先に凍る？
- (8) 凍った雨粒の浮遊実験もできるの？
- (9) 凍った雨粒の形は？ その形は気温と関係があるの？
- (10) 雪ではなく雨粒が凍って降ってくることはあるの？

これらの内容は、日常の物理から水の特異な性質や核形成の物理まで含むものである。実験を終えた子どもが科学の面白さと奥の深さが実感できる議論に参加できるよう、このような試みの発展と新しい展開を期待している。

5. おわりに

装置の試作、雨粒の浮遊実験、浮遊中の雨粒の凍結実験、何れも子供向けのイベントを新鮮なものにする目的で行ってきた。今後、このような実験は凍雨の研究などに役立つはずである。



図4 小型装置用のストローハニカム（セラミックスハニカムの下に取り付けた直径6 mmのストローを貼り合わせたもの。直径は87 mm。表面の網が中心部の風を弱める役割を持つ）

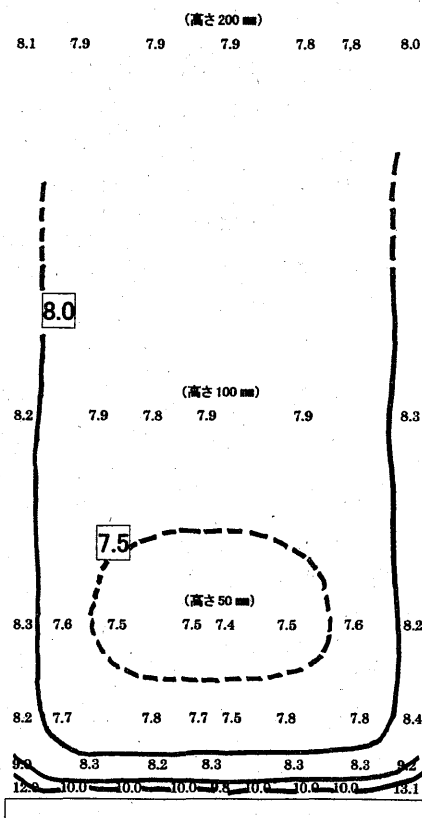


図5 大型装置上方の上昇流速(風速) 図中に、測定値、等値線(10m/s, 9m/s, 8m/s, 5m/s)及び直径210 mmのセラミックスハニカム断面(横長の長方形)を示した。



図6 浮遊中の雨粒(直径は約7mm)