2017年度秋季大会講演予稿集

会期:2017年10月30日(月)~11月2日(木) 会場:北海道大学 学術交流会館・クラーク会館 (札幌市北区北8条西5丁目)

112

2017年10月

日本気象学会





スキャン式レーザ積雪計

レーザスキャナで最大 342 ポイントの 積雪深を連続計測、轍、足跡、飛来物等 による誤計測を防ぎ、 安定した測定を実現

·測定角度:最大 60° ·走査問區:10秒 ·測定範囲:0~6m(積雪深) - 派定構度:土1cm ・最大ケーブル長:1km(発信器~変換器間) ・IF:RS-232C/O~1V他 ·電源:AC100V±10% ·消費電力:発信器180mA以下、変換器100mA以下 ·概寸等:発信器H130×W360×D135mm/約6.5kg :変換器H434×W100×D255mm/約5.5kg

現在天気計パーシベル2

「霧雨 ·雨 ·霙 ·霰 ·雹 ·雪| 全ての降水現象を帯状レーザを通過する状態から判別 判別した降水現象をWMO天気コードで出力可能

·水粒計測範囲:0.2mm~25.0mm ·水粒速度範囲:0.2m~20m/秒 ·防塵防水規格:IP65 ·IE-BS-485 ·電源:DC10V~DC36V 最大消費電力 50W/2A(DC24V、ヒーター使用時) ·慨寸等:H560×W400×D120mm/約4.0kg

重量式雨量計プルービオ2

時間 1000mmの豪雨も正確測定 霧雨、雨、霙、霰、雪など、降水の状態を 問わず高精度に測定 降雨強度 (毎分及び毎時)の出力可能

·最大測定雨量:1500mm ·集雨面積:200cm³ 測定精度:±0.1mm 動作温度:-40℃~+60℃(無結露) 防塵防水規格:IP65 (ハウジング部) IF:RS-485 ·電源:DC9.6V~28V ·消費電力:12V時、最大15mA ·慨寸等:H750×W450Φ/約15.0kg



路面状態検知センサー

路面状態計と 放射温度計の一体型 路側に設置可能な斜方測定を実現

・測定温度範囲:-40℃~+70℃ ・路面状態判別:乾燥・湿潤・危機的湿潤・濡れ・雪・他 ·路面測定項目:路面温度、膜厚、摩擦係数、塩分濃度(Nacl)他 ·防塵防水規格: IP65 ·IF:RS-485 ・電源 :DC24V±10% ·消費電力:約1.7A ・慨寸等:H425×W225×D285mm/約9.9kg



象·水象·船舶·電源 株式 日本エレクトリック・インスルメント ANEOS www.nei.co.jp E-mail:info@nei.co.jp

ら

KOT

2

営業本部〒152-8508東京都目黒区中央町1-5-12 TEL.03-5768-8251(代) FAX.03-5768-8261 大阪営業所〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21 TEL.06-6309-8251(代) FAX.06-6309-8268 九州営業所〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8 TEL.092-852-8051(代) FAX.092-833-3310

日本気象学会 2017 年度秋季大会 出展・リクルートブース開設・協賛・協力企業・団体等一覧

今大会の開催にあたり、以下の企業・団体からご出展・リクルートブースご開設・ご協賛・ご協力を頂きました(2017年8月18日現在;50音順).厚く御礼申し上げます.

英弘精機株式会社*

株式会社気象工学研究所+

株式会社日本エレクトリック・インスルメント

株式会社ニューテック*

北極域研究推進プロジェクト(ArCS)

(五十音順)

*は会場内に併設されるブースにて展示を行う予定の企業・団体です. +は会場内に併設されるリクルートブースを設ける予定の企業・団体です.

-1-

日本気象学会 2017 年度秋季大会

 会期:2017年10月30日(月)~11月2日(木)
 会場:北海道大学 学術交流会館(他:同 クラーク会館) 札幌市北区北8条西5丁目(他:札幌市北区北8条西8丁目) <u>http://www.hokudai.ac.jp/</u>
 大会実行委員会担当機関: 北海道大学,札幌管区気象台,日本気象協会北海道支社,酪農学園大学
 大会委員長: 長谷部 文雄(北海道大学大学院地球環境科学研究院)
 当日の会場への連絡先:北海道大学 学術交流会館 会館事務所 (電話:011-706-2141) 北海道大学 (代表:011-716-2111)

交通の案内:

- 1. 新千歳空港からJR札幌駅まで 快速エアポートが15分間隔で運行,所要時間37分,料金1,070円
- 2. JR札幌駅から北海道大学学術交流会館まで 徒歩5分(JR札幌駅西改札口を出て右側の駅北口から)



会場案内図

大会行事予定

A 会場	: 学術交流会館	講堂
B会場	: 学術交流会館	小講堂
C会場	: 学術交流会館	第1会議室
D会場	: クラーク会館	講堂
ポスター会場	: 学術交流会館	ホール(1 階)

シンポジウム・授賞式会場:学術交流会館 講堂 受付 :学術交流会館 ホワイエ (2 階) 大会事務局 :学術交流会館 第2会議室 懇親会 :ホテルマイステイズ札幌アスペン (旧・札幌アスペンホテル)

				()	内は講演数と講演番号
		A会場	B会場	C会場	D会場
10月 30日 (月)	09:15~ 11:00	雲物理 (8, A101~A108)	観測手法 I (7, B101~B107)	中高緯度大気 ・相互作用 I (8, C101~C108)	気候システム I (8, D101~D108)
	11:00~ 12:00	ポスター・セッション	(73, P101~P173)		
	13:00~ 18:00	専門分科会 「再生可能エネルギ ーなどの気象観測・予 測情報の気象ビジネ スへの利活用」 (16, A151~A166)	降水システム I (23, B151~B173)	専門分科会 「惑星大気研究の今: 観測,数値モデリング, 理論」 (17, C151~C167)	専門分科会 「大規模アンサンブ ル気候実験を用いた 新しい研究の展開」 (18, D151~D168)
10月 31日 (火)	09:15~ 12:00	降水システムII (12, A201~A212)	物質循環 I (12, B201~B212)	データ同化 I (11, C201~C211)	気候システム II (12, D201~D212)
	13:00~ 14:00	ポスター・セッション	(73, P201~P273)		
	14:00~ 14:40	堀内賞·正野賞·山本賞	・奨励賞授与		
	14:45~ 17:00	堀内賞·正野賞·山本賞·	受賞記念講演		
	18:00~ 20:00	懇親会			
11月 1日 (水)	09:15~ 12:30	大気境界層 (10, A301~A310)	観測手法Ⅱ (15, B301~B315)	データ同化 II (7, C301~C307)	気候システムⅢ (15, D301~D315)
		環境気象 (5, A311~A315)		気象予報 (8, C308~C315)	
	13:30~ 14:30	ポスター・セッション	(73, P301~P373)		
	14:45~ 17:15	シンポジウム「北極域」			_
11月 2日 (木)	09:15~ 12:00	中層大気 (5, A401~A405) 大気放射	物質循環 Ⅱ (12, B401~B412)	中高緯度大気 ・相互作用 II (7, C401~C407)	台風 I (12, D401~D412)
		(6, A406~A411)		大気力学 (5,C408~C412)	
	13:00~ 17:00	専門分科会 「気候変動が日本・東ア ジア域の降水現象の変 化に及ぼす影響の理解 に向けて」 (13, A451~A463)	専門分科会 「気象とくらし〜北の 大地からのイノベーシ ョン〜」 (13, B451 〜 B463)	専門分科会 「気象や気候の変化は 人の健康にどのような 影響を及ぼすか-生気 象学の知見を共有する -」 (12 C451~C462)	台風Ⅱ・熱帯大気 (18, D451~D468)

発表件数:534件(専門分科会 89,一般口頭発表 226,ポスター219)

当大会予稿集に掲載された著作物については、以下の規程「日本気象学会の刊行物に掲載された著作物の利用について (http://www.metsoc.jp/teikan/MSJ_kitei_copyrightpolicy.pdf) 」に準じます.

本プログラムの記載内容に関する問い合わせは、〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1気象研究所予報研究部内 講演企画委員会 (E-mail: kouenkikaku2017a@mri-jma.go.jp) まで.

講演の方法

一般口頭発表・専門分科会

- 一般口頭発表の講演1件あたりの持ち時間は<u>12分</u>(講 演10分・質疑2分)です.
- 専門分科会の発表時間については世話人からの指示に従ってください。
- 講演にはPCプロジェクターを使用できます。
- ・ 講演にあたり、予め以下の点をご了承ください.
- ✓ パソコンは各自で準備して下さい、会場にはプロジェ クター、VGA ケーブルおよび HDMI-VGA 変換アダ プタを準備します、VGA (ミニ D-sub15 ピン)、あ るいは HDMI (フルサイズ) コネクタを装備した PC が使用できます。
- ✓ セッション開始前の休憩時間などを利用して、必ず接続の確認を行っておいて下さい、また接続が不安な場合は、セッション開始前に会場係に申し出て下さい。
- ✓ 突然の故障や接続の際のトラブルが発生した場合,座 長の判断で発表順の繰り下げなどの対応をとること があります.携帯用メディアによるバックアップファ

イルの準備など、トラブルへの備えは講演者自身で行って頂くようにお願いします.

ポスター発表

- ・ 講演者はポスターに表題と著者名を明記して下さい.
- ポスター発表の一人当たり使用可能面積は,縦180 cm× 横90 cm 程度となっています(ただし,足元からパネル が立ち上がる点に注意).
- ポスターの掲示には画鋲を使用してください. <u>画鋲は会場に用意します.</u>
- ポスターの掲示可能時間は以下の通りです. <u>会場の都合</u>
 上時間厳守でお願いします.
 - ✓ 第1日の発表者は10月30日09:00~17:00
 - ✓ 第2日の発表者は10月31日09:00~17:00
 - ✓ 第3日の発表者は11月01日09:00~17:00
- ポスター会場での機器の使用は、講演申し込み時に申し 出ていたもの以外は原則として認められません。

保育施設の紹介について

大会期間中の会場近隣の保育施設に関する情報は、下記より提供します.

〒065-0010 札幌市東区北10条東2丁目3-18 三上ビル 株式会社ジー・プロモーション・担当 川村 Tel:011-768-7814 E-mail:kawamura@g-promotion.jp ただし、左記は情報提供のみであり、保育施設への申し込みは利用者個人で行って下さい.また、補助は保育支援ガイ ドライン (<u>http://jinzai.metsoc.jp/content.html</u>) に則りますので、 補助申し込み以降の手続きは学会事務局にお問い合わせく ださい.

大会実行委員会からのお知らせ

・昨今,札幌では観光客が急増しています.宿泊先は各自でお早めに確保してください.また,大会実行委員会の窓口は事務局長・稲津(inaz@sci.hokudai.ac.jp)となっております.他の実行委員に個別に照会するのは極力,避けてください.
・前納受付者には大会参加票,ネームホルダー,大会ハンドブックの3点を事前に送付いたします.前納受付者は、懇親会追納などのご要望や、同封物の不備がない限り、大会

当日,会場の受付にお立ち寄り頂く必要はありません.直

接,講演会場にお越しください.なお,大会参加中は,受付がお済みであることを明示するため,領収証を切り離した大会参加票をネームホルダーに入れてご呈示ください.
 大会実行委員会が発行する大会参加費および懇親会費の各

領収書は、税法上認められた実務上の証拠書類となる正式 なものです.原則、これらを手書きの領収書に改めること は認めませんので、ご了承ください.

シンポジウム「北極域」

日時:大会第3日(11月1日) 14:45~17:15 会場:北海道大学 学術交流会館 講堂(大会A会場)

司会: 堀之内 武(北海道大学大学院地球環境科学研究院)

※シンポジウムの聴講は無料です.一般の方も参加できます.

趣旨

近年,北極域が顕著に温暖化していますが,この傾向はしばらく続くと考えられています.それは地球温暖化の結果であり,極域の環境に大きな影響を与えていると同時に,それが中緯度,さらに全球に与える影響も注目されています.北極域は注目度の高い領域であり,気象学会のシンポジウムでも何度か取り上げられていますが,時折振り返り,現状を確認し, 最新の研究をもとに議論し,今後について考えることは有意義でしょう.

本シンポジウムでは、まず海氷の役割と最近の研究について概説していただいた後、北極温暖化増幅のメカニズムと成層 圏まで含めた北極と中緯度の関係を話していただきます.さらに、グリーンランド、シベリア等、陸域にも目を広げます. 最後の総合討論もあわせて、北極域の気候と気象にかかわる、気・水・地圏の総合的な現状認識と今後の展望が共有できる ことを期待しています.

プログラム

1. 「海氷の気候変動における役割:北極海 vs. 南極海」

- 2.「北極温暖化増幅のメカニズムと将来予測」
- 3.「北極-中緯度気候結合における成層圏過程」
- 大島 慶一郎(北海道大学低温科学研究所)

吉森 正和(北海道大学大学院地球環境科学研究院)

・「北陸「十牌及XIK相日にわける成層圏旭住」

- 中村 哲(北海道大学大学院地球環境科学研究院)
- 4.「グリーンランド氷床における近年の急激な雪氷質量損失―現地観測と数値モデルによるメカニズム理解の試み―」 庭野 匡思(気象庁気象研究所)
- 5.「北東ユーラシアの「大気-植生-凍土-河川」システムの現在と将来」
 - 檜山 哲哉(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

総合討論

専門分科会の概要紹介

気象や気候の変化は人の健康にどのような影響を 及ぼすか -生気象学の知見を共有する-

日時:大会第4日(11月2日)13:00~17:00 場所:C会場

- 趣旨:気象や気候の極端な変化に起因する健康被害が,世界 各地で報告されている.熱波の襲来による高温現象は,イ ンドなど低緯度地域に限らず,ヨーロッパのような暑さに 日常馴化していない高緯度まで,熱中症の甚大な被害をも たらす.冬季における寒波の襲来は,数時間で起こる気温 の急変によって急性の呼吸器疾患や循環器疾患の誘因と なり得る.一方,長期的な気候の変化は,デング熱やイン フルエンザなど感染症の変異や拡大のきっかけになる恐 れも懸念されている.生気象学の分野では,その健康影響 や実際の被害を生理学的・疫学的に明らかにし,特定の環 境曝露を想定した健康リスクを評価・予測している.この ような生気象学に関連する講演を募集し,気象や気候変化 の健康影響に関する重要な知見について気象学会でも共 有することを目的とする.
- 世話人:大橋唯太(岡山理科大学), 寺尾徹(香川大学), 日下博幸(筑波大学), 井原智彦(東京大学), 鈴木パー カー明日香(立正大学)

気象とくらし~北の大地からのイノベーション~

日時: 大会第4日(11月2日)13:00~17:00

場所:B会場

趣旨:古来より、気象はその地域に住む人々に影響を与え、 独自の文化を育む重要な要素となっている.特に、日本の 最北に位置する北海道は、独特な気象条件を有し、多くの 恵みと共にしばしば気象災害をもたらしてきた.近年では, 急速な科学技術の進歩の恩恵を受けて,気象情報のみなら ず人々のくらしは高度化かつ多様化しているが,それらを 有機的に結びつけることで,新たな取り組みや未知の発見 など,大小を問わずイノベーションが生まれる土壌が備わ っていると考える.本セッションでは,様々な気象現象と, 防災,食,農林水産,インフラ,観光,小売り,教育など 様々な「くらし」を組み合わせた取り組み,研究,考えな どについて気象予報土,実務者,研究者等から幅広く発表 内容を募集します.天気に生活が左右されることが多い北 海道で「気象とくらし」をテーマにそれぞれの立場からの 発表を通じて情報共有し,北の大地からのイノベーション を発信したい.

世話人:和田直人(日本気象予報士会),根本学(日本気象 予報士会),原田裕介(日本気象予報士会),志田昌之(日 本気象予報士会),森山知洋(日本気象予報士会),岩田 修(日本気象予報士会),荒川知子(日本気象予報士会), 岡田登志惠(日本気象予報士会)

大規模アンサンブル気候実験を用いた新しい研究 の展開

日時:大会第1日(10月30日)13:00~18:00 場所:D会場

趣旨:近年の計算機の能力向上に伴い,「地球温暖化対策に 資するアンサンブル気候予測データベース (d4PDF)」のように気候モデルによる大規模アンサンブル実験が行われ るようになった.多数のアンサンブル実験結果は,気候変 動・変化の不確実性についての確率的な表現,最近発生し た極端事象に対する温暖化の寄与の検出(イベント・アト リビューション),低頻度でしか発生しない事象の気候変 動影響の評価,年々変動に対する外部要因と内部変動の分 離など,さまざまな研究での利用が考えられる.本専門分 科会では,全球規模の気候から国内外の地域気候,および その温暖化影響評価に至るまで,大規模アンサンブル気候 実験の様々な視点での利用事例に関する講演を募集する. そして参加者の議論を通じて,新しい知見と今後の課題を 共有することを目的とする.

世話人:水田亮(気象研究所),塩竈秀夫(国立環境研究所), 森正人(東京大学先端科学技術センター),渡辺真吾(海 洋研究開発機構),川瀬宏明(気象研究所)

気候変動が日本・東アジア域の降水現象の変化に及 ぼす影響の理解に向けて

日時:大会第4日(11月2日)13:00~17:00 場所:A会場

- 趣旨:地球温暖化に伴い、気温はほぼ全球で上昇するが降水 は地域差のある複雑な変化をすると指摘されている.特に 日本・東アジア域は、ユーラシア大陸と太平洋に挟まれ、 大陸と海洋,中緯度と熱帯の多方面からの影響を受けるた め、気候変化に対する気象の応答の理解は容易でない、近 年の日本では、2014年2月に南岸低気圧が甲府に前代未 聞の大雪を、8月に広島の豪雨が甚大な被害をもたらし、 2015 年 9 月に常総市で広域の洪水がおきた.気候変化は 雨の降り方を変えているのだろうか.本分科会では、気候 変動に伴う大循環の変化と日本・東アジア域での降水変化 との関係について理解を深めるため、研究成果を持ち寄り 議論する,気候モデル実験,気象・衛星観測,水同位体比, 全球雲解像モデル出力データ等を利用した研究,海洋,成 層圏、北極圏、対流圏上部を含めた大循環の変化が東アジ ア域の降水に及ぼす影響のメカニズム研究などの投稿を 歓迎する.
- 世話人:高薮縁(東京大学大気海洋研究所),尾瀬智昭(気 象庁気象研究所),中村尚(東京大学先端科学技術研究セ ンター)

再生可能エネルギーなどの気象観測・予測情報の気 象ビジネスへの利活用

日時:大会第1日(10月30日)13:00~18:00 場所:A会場

趣旨:気象観測・予測情報は、古くから防災・農業・雪氷分 野などにおいて広く活用されてきた.近年は、固定価格買 い取り制度(FIT)に起因する太陽光・風力発電の大量導 入に伴い、再生可能エネルギーからの出力の把握や予測に 気象情報の利活用が期待されている. それ以外では,保 除・物流等の社会経済活動の中でも広く気象情報は利用さ れている.しかし,気象情報を必要としている応用分野は 増加しているが,多様な分野の研究者・民間企業等を交え 議論する場は少ない.このような状況の中で,2017 年 4 月から気象庁において気象ビジネス推進コンソーシアム が立ち上がり,気象情報の需要やその利活用の方法が検討 され始めている.そこで本セッションでは,気象情報の活 用のための基礎的な研究から活用事例の紹介まで,再生可 能エネルギーだけでなく分野を問わず幅広く講演者を募 り,気象情報の今後の利活用方法について様々な視点から 議論し,要望・提言なども頂きたい.また,セッション終 了後に意見交換を行うための場を設けることを検討して おり,興味のある方には積極的に参加頂き,活発な交流・ 議論を行いたい.

世話人:宇野史睦(産業技術総合研究所 太陽光発電研究セ ンター),大竹秀明(産業技術総合研究所 太陽光発電研 究センター),島田照久(弘前大学大学院理工学研究科), 野原大輔(電力中央研究所環境科学研究所),宇田川佑介 (構造計画研究所/東京大学生産技術研究所),早崎宣之 (伊藤忠テクノソリューションズ),山口浩司(日本気象 協会),中島孝(東海大学)

惑星大気研究の今:観測、数値モデリング、理論

日時:大会第1日(10月30日)13:00~18:00 場所:C会場

- 趣旨:20世紀後半に、太陽系諸惑星の大気現象を考察することから出発した惑星大気科学は、各惑星の探査の進展、数値モデリングの本格化、地球流体力学の理論の深化、太陽系・惑星進化との関わりの認識を経て多方向に発展してきたが、現在、数百を超える太陽系外惑星の発見を迎えて、さらに対象と問題意識を広げつつある。最近では、地球に似た太陽系外惑星7つが一気に発見され注目を集めた.一方、2015年12月に金星周回軌道に投入された「あかつき」は、多波長での撮像観測を通して、これまで知られていなかった金星大気の姿を次々に明らかにしつつある。
- この専門分科会では、観測、数値モデリング、理論のあら ゆる面で惑星大気の最新の研究成果の発表を募集する.多 様な研究を通し、惑星大気科学の到達点と将来の課題を展 望する.
- 世話人: 堀之内武(北大・地球環境),中島健介(九大・理) はしもとじょーじ(岡山大・理),今村剛(東大・新領域), 高橋芳幸(神戸大・理)

研究会のお知らせ

大会期間中とその前後に以下の研究会が予定されています.興味のある方はご自由にご参加下さい.

第 48 回メソ気象研究会・気象災害委員会研究会 日時:2017年10月29日(日)大会前日 13:00~17:00 場所: B 会場(学術交流会館 小講堂) コンビーナー: 佐藤 友徳(北海道大学)

- **テーマ**:「2016 年に東北・北海道へ上陸した台風とその気 候学的意味」
- 内容:記憶に新しい2016年の夏には、複数の台風が北日本に 接近または上陸し、東北地方や北海道地方に甚大な被害を もたらしました。台風10号(Lionrock)は日本の東の太平 洋上を北上したのち東北地方北部に上陸するという特徴 的な経路をとりました。またこれと前後して、同年8月に は僅か数日の期間に3個の台風が立て続けに北海道付近を 通過し、記録的な降水量により多方面に及ぶ被害が生じて います.このように2016年夏の台風はこれまでにない珍し い特徴を呈しており、観測データや過去の災害経験に基づ いて計画されてきた従来の気象災害対策に対して、大きな 転換の必要性を迫るきっかけとなりました。

本研究会では、このような特徴的な台風の挙動や災害 をもたらした気象場の特徴を共有し、様々な視点から現 象の理解を目指します.さらに、北海道や東北地方に極 端な降水をもたらす台風の活動に対して、地球温暖化に 伴う気候変動がどのように寄与するのかについて、デー タ解析や数値実験の結果をもとに議論します.また、気 象学の研究で得られた知見を、どのように将来の災害対 策へ活用すべきか議論します.

- プログラム: (発表25分+質疑10分)
 - 13:00-13:10 開会挨拶・趣旨説明(佐藤)
 - 13:10-13:45「2016年に北海道・東北を襲った台風の降水特性」 山田朋人(北海道大学)
 - 13:45-14:20「擬似温暖化実験による2016年台風第7号およびそれにともなう雨の将来変化予測」 金田幸恵(名 古屋大学)
 - 14:20-14:55「台風通過頻度の統計解析からみた2016年台風」 横井 覚(海洋研究開発機構)

休憩

- 15:10-15:45「2016年台風発生環境場と台風ハザードマッ プ」 筆保弘徳(横浜国立大学)
- 15:45-16:20「北海道地方における気候変動予測を踏まえた 超過洪水対策の取組」 時岡真治(北海道開発局)
 16:20-16:50 総合討論
- 世話人: 坪木和久 (名大宇地研), 加藤輝之 (気象研究所), 小倉義光 (東大大気海洋研)
- **連絡先**:坪木和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所) E-mail:tsuboki@nagoya-u.jp

極域・寒冷域研究連絡会

- 日時:2017年10月30日(月)(大会第1日)セッション終 了後2時間程度
- 場所:B会場(学術交流会館 小講堂)
- テーマ:「数十年スケールで見る環オホーツク域の海氷研究」
- 趣旨:北半球において海氷が最も南にまで張り出すオホ ーツク海は、北極と中緯度との境目として、そして季節 海氷の影響が周辺領域に大きな影響を及ぼす特徴的な 地域として知られています.オホーツクにおける海氷変 動が北太平洋のアリューシャン低気圧の強弱に関係し ているという大スケールの変動、海氷それ自体の変化に よる熱収支・放射収支の変動、そして流氷の有無による 北海道沿岸の人々の生活・観光資源への影響など、この 小さな海は科学的にも社会的にも大きな意味をもって います.本研究会では、長年オホーツク海において砕氷

巡視船「そうや」を用いた観測的研究をされてきた豊田 威信氏(北大),オホーツク海の海氷・海洋の十年規模 変動を研究しておられる中野渡拓也氏(極地研),なら びに紋別市役所の岩本勉之氏をお迎えして,環オホーツ ク海における季節海氷の長期変動の影響について多角 的な視点から議論します.学会参加者からの話題提供も 期待しておりますので,ご希望の方は下記連絡担当者ま たはお近くの極寒連関係者にお声掛けください.

プログラム:

- 1. 趣旨説明
- 2.「オホーツク海やその周辺海域における海氷と海洋の 十年規模変動」

中野渡拓也(極地研)

3. 「砕氷巡視船「そうや」を用いたオホーツク海氷観測 研究」

豊田威信 (北大低温研)

- (紋別市によるオホーツク海研究への取り組み) 岩本勉之(紋別市役所/北大院水)
- **連絡先**: 堀 正岳(海洋研究開発機構) E-mail: mehori@jamstec.go.jp

統合的陸域圏研究連絡会

- 日時:2017年10月30日(月)(大会第1日)セッション終 了後2時間程度
- 場所:C会場(学術交流会館 第1会議室)
- テーマ:「近年の気候変動に伴った大気陸面相互作用の変化」
- 内容:20世紀後半以降の気候変化(ベースラインの変化と 極端事象の増大)は顕著であり,例えば,全球平均地表気 温の2001~2010年平均値は,1961~1990年平均値と比べ 約0.5℃上昇している.このような気候変化に伴って,大 気陸面間相互作用にも大きな変化が生じているという報 告が多く得られている.その一方で,衛星リモートセンシ ングや地上観測から得られた各種のデータは充実し,また 様々なモデルが利用可能となるなど解析手法も大きな発 展を遂げている.今回の研究会では,近藤雅征氏(千葉大 学・CEReS),佐藤友徳氏(北海道大学・環境),山田朋 人氏(北海道大学・工学)の3名を話題提供者に招き,近 年の気候変動に伴った大気陸面相互作用の変化について, これまでに分かってきたこと,それを踏まえて,大気陸面 相互作用メカニズムの解明や気候変動予測を推し進める 上で今後何が必要であるかについて議論したい.
- 連絡先:佐藤 永 (海洋研究開発機構)

E-mail : hsato@jamstec.go.jp

第2回気象学史研究会

- 日時:2017年11月1日(水) (大会第3日)17:30-19:30 場所:C会場(学術交流会館 第1会議室)
- テーマ:「北海道初期の気象観測」
- 内容:わが国最初の気象官署は1872年(明治5年)に開拓使 により函館に設立されたものとされています.また国内初 の開港場であった函館ではそれ以前の幕末期にも来日し た外国人による気象観測が行われています.このように特 徴的な北海道の初期の気象観測について,財部氏からは御 雇米国人による米国の観測法導入と明治期気象事業への 発展過程について,財城氏からは幕末期ロシア人による観 測データの発掘とそれを利用した気候復元についてご紹 介いただきます.

本会合は気象学史研究に関心を持つ,より多くの方の間 の情報・意見交換をうながすため,学会員以外の方にも広 く参加を呼びかけて開催いたします.

プログラム:

「明治初期北海道における気象観測:御雇米国人の活動 を中心に」

- 財部香枝(中部大学)
- 「19世紀の在箱館ロシア領事館における気象観測記録」 財城真寿美(成蹊大学)・三上岳彦(帝京大学)

連絡先:山本 哲(気象研究所)

TEL 029-853-8615 FAX 029-855-7240 メールでのお問い合わせは気象学史研究連絡会ウェ ブサイトの問い合わせフォームをご利用ください. https://sites.google.com/site/meteorolhistoryjp/

2018年度春季大会の予告

2018 年度春季大会は、2018 年 5 月 16 日 (水) ~19 日 (土) につくば国際会議場で開催される予定です. 大会告示は「天気」12 月号に掲載予定です. なお、春季大会の講演申し込み締め切りは 2018 年 2 月頃となる予定です.

A 会場

霬物理

座長 : 佐藤 陽祐 (名大工)

- A101 村上 正隆 (名大宇地研) 大気エアロゾルが雲・降水過程に及ぼす影響解明に関する研究 - 研究計画概要
- 田尻 拓也 (気象研) 偏光機能を付加したエアロゾル・雲粒子センサーによる氷晶計測 A102
- A103 當房 豊(極地研) スバールバル諸島・ニーオルスンでの氷晶核の計測:2016年7月の事例
- A104 郭 子仙 (気象研) Investigation on CCN/IN abilities of Al₂O₃ and Fe₂O₃ using cloud simulation chamber and parcel model
- Jung WoonSeon (名大ISEE) Precipitation efficiency over the United Arab Emirates from numerical simulations A105 with CReSS model
- A106 國嶋 雄一 (JAMSTEC) 準1次元空間内の降水過程に対するフルラグランジアン粒子追跡計算
- A107 齋藤 泉 (名工大院工) 乱流中におけるエアロゾルからの雲粒子生成
- 佐藤 陽祐 (名大工) 全球モデルにおける雲・エアロゾル相互作用の放射強制力の見積もり~全球雲解像 A108 モデルとGCMの比較~

B 会場

観測手法Ⅰ

座長 : 永尾 隆 (JAXA)

- B101 菊池 麻紀 (JAXA) CloudSat/CPRとCALIPSO/CALIOPの複合利用による雲・降水粒子タイプ識別アルゴリ ズムの開発と全球統計解析
- 大野 裕一 (NICT) 雲レーダ(RASTA)による海面エコーのドップラ速度の解析 B102
- B103 永尾 隆 (JAXA/EORC) 雲特性パラメータ間の統計的な相関を考慮した SGLI 763 nm チャンネルの雲幾何学的厚さ推定に関する情報量
- B104 堀 雅裕 (JAXA/EORC) ひまわり8号AHI熱赤外域バンドを用いた雪氷面識別と表面温度抽出
- B105 渡邊 武志 (電中研) 衛星観測から推定された雲特性量を用いた地表面日射量時系列特性の推定手法
- B106 青梨 和正 (気象研) 次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリーバルアルゴリズム開発(その6): TRMMとGPMの散乱アルゴリズムの誤差と環境変数の比較
- B107 瀬戸 心太 (長大院工) DPRアルゴリズムにおけるDSDデータベースの導入

C 会場

中高緯度大気 · 相互作用 I

座長 : 佐藤 和敏 (極地研)

- C101 茂木 耕作 (JAMSTEC) Pre-YMC観測期間中のMJO通過時に劇的に発達したスマトラ西岸沖バリアレイ ヤーの形成過程
- 立花 義裕 (三重大) ジュグジュル山脈が生み出すジェットが促進するオホーツク海氷拡大 C102
- C103 西井 和晃 (三重大生物資源) 中緯度海洋前線の存在が西風ジェット気流に与える影響
- C104 佐藤 和敏 (極地研) CFSR再解析データによる海氷上の積雪深の再現性とその経年変動について
- 山田 恭平 (極地研) 2015年1月の昭和基地における記録的強風現象のメカニズム C105
- 平沢 尚彦 (極地研) "ブリザード"に伴う南極域の降水分布 C106
- C107 林 政彦 (福岡大理) 第58次南極地域観測隊による南極氷床上S17における無人航空機観測
- C108 小西 啓之 (大教大) 南極氷床上S17拠点での夏季の昇華蒸発量自動連続観測

D 会場

気候システム I

座長 : 小倉 知夫 (国環研)

- D101 新藤 永樹 (気象研) 浅い対流スキームの開発(1)
- D102 道端 拓朗 (九大院総理工) 気候モデルMIROCに適用する予報型降水スキームの開発
- CHEN Ying-Wen (AORI) 雲解像モデルにおける「precipitating ice」の放射効果について D103
- D104 行本 誠史 (気象研) MRI-ESM2におけるエーロゾルの有効放射強制力
- 小倉 知夫 (国環研) 気候変化において海面水温の上昇が大気へ及ぼす放射加熱の効果 D105
- D106 大垣内 るみ (東大AORI) MIROC-ESM をもちいた最終氷期最大期のダスト分布再現による気候場への 影響
- D107 大石 龍太 (東大大気海洋研) 全球大循環モデルと動態植生モデルを用いた過去の気候・植生・メタン再 現の初期的な研究
- D108 庭野 匡思 (気象研) グリーンランド氷床における極域気候モデルNHM-SMAPの2m気温再現精度

大会第1日 〔10月30日(月)〕 13:00~18:00 専門分科会

A 会場

再生可能エネルギーなどの気象観測・予測情報の気象ビジネスへの利活用

趣旨説明(5分)

座長 : 大竹 秀明 (産総研)

- A151 中島 孝 (東海大) AMATERASS日射量情報の研究活用の状況と民間活用の仕組み
- A152 Alessandro Damiani (Chiba University) Evaluation of Himawari-8 radiation and aerosol products using SKYNET observations in Japan
- A153 樋口 篤志 (千葉大 CEReS) 静止気象衛星群より導出された AMATERASS 日射情報の世界展開 - 地球環境情報プラットフォーム構築推進プログラム基幹アプリFSによる検討, 今後の展開 -
- A154 大竹 秀明 (産総研) 気象衛星ひまわり8号を活用した広域エリア太陽光発電量推定
- A155 *松原 浩司 (産総研) 太陽光発電における気象データの必要性
- A156 宇田川 佑介 (東大生研) 電力系統における需給運用における発電量予測の使用方法

座長 : 吉田 健二 (CTC)

- A157 宇野 史睦 (産総研 (AIST)) 複数の全球アンサンブル予報を用いたMSM日射量予測値の大外し事例の検 出
- A158 野原 大輔 (電中研) 数値気象モデルを用いた日射量予測の空間代表性の考察
- A159 菊地 信行 (E&ES) 金融機関向け技術デューディリジェンスにおける気象情報の利用
- A160 吉田 健二 (CTC) 風力発電出力推定値への気象庁局地モデルの適用可能性について
- A161 永野 良紀 (日大・文理) 東北地方の発電量ランプの確率予測
- A162 島田 照久 (弘前大院理工) 陸奥湾の風況と地形性強風

座長 : 宇田川 祐介 (東大生研)

- A163 阿部 紫織 (MCC) 気象予測情報を活用した洪水予報精度の現状 -平成29年7月花月川の事例-
- A164 中村 要介 (土木研究所ICHARM) 降雨分布が中山間地河川の河川流量に及ぼす影響評価
- A165 久松 力人 (インタ総研) 日本全国を対象とした確率論的洪水モデルの開発
- A166 小林 朋樹 (日本気象協会) 気象関連分野におけるドローン活用と今後の展望

総合討論(35分)

*は招待講演,各講演の持ち時間は15分

大会第1日 〔10月30日(月)〕 13:00~18:00 一般口頭発表

B 会場

降水システム I

座長 : 津口 裕茂 (気象研)

- B151 津口 裕茂 (気象研) 「2017年7月5-6日の福岡・大分県の大雨」の特徴について
- B152 木下 仁 (気象庁予報部予報課) 2017年7月5~6日福岡県, 大分県付近に大雨をもたらした環境場について
- B153 田中 健路 (広工大環境) 広島県西部における線状降水帯の発達の地形による効果
- B154 高咲 良規 (立正大) BSB型降水系の維持機構—平成20年8月末豪雨 岡崎豪雨事例 その2—
- B155 二宮 洸三 (無所属) 1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った梅雨前線低気圧の特徴
- B156 清野 直子 (気象研) 首都圏における対流性降水環境場の観測と数値実験(3)
- B157 小池 佳奈 (エムティーアイ) 「3D雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~」アプリによる実証実験3 年目
- B158 櫻井 南海子 (防災科研) 首都圏における雷3次元観測計画と初期観測結果
- B159 南雲 信宏 (気象研) 二重偏波レーダーで観測された再凍結層の特徴-2016年1月29日の事例-第3報:降 水粒子の再凍結時のZDR増加の原因と考察

座長 : 栃本 英伍 (東大大気海洋研)

- B160 廣川 康隆 (気象庁予報課) 低気圧の発達と降水システムとの関係
- B161 今村 淳志(筑波大学大学院)集中豪雨をもたらす線状降水帯の統計解析:その1 縦横比と走向の特徴
- B162 草薙 浩 (京都ウェザー) 降水連続日数と一雨降水量からみた日本の降水特性の地域性
- B163 草薙 浩 (京都ウェザー) 降水連続日数と一雨降水量からみた英国の降水特性の地域性
- B164 栃本 英伍 (東大大気海洋研) 竜巻の環境場におけるEntrainmentを考慮したCAPEの有効性 ー温帯低気圧 に伴う竜巻大発生における検証—
- B165 野村 光春 (電中研) 日本海降雪雲に対するWRF-ARWの雲微物理パラメタリゼーションの検討
- B166 荒井 建伍 (富山大院理工) EOF解析を用いた冬季の気象場の特徴

座長 : 山地 萌果 (JAXA/EORC)

- B167 山田 広幸 (琉球大理) 南西諸島で観測された伝播性レインバンドの構造と成層状態
- B168 耿 驃 (JAMSTEC) 「みらい」偏波ドップラーレーダーにより観測された南太平洋収束帯に伴う降水シス テムの構造
- B169 勝俣 昌己 (JAMSTEC) Pre-YMCで観測された海洋大陸域沿岸強雨帯における雨滴粒径分布の海陸差
- B170 高薮 縁 (東大AORI) GPM SLH (スペクトル潜熱加熱推定法) V05プロダクトの紹介: Partl アルゴリズ ム概要と初期解析結果
- B171 濱田 篤 (東大AORI) GPM SLH (スペクトル潜熱加熱推定法) V05プロダクトの紹介: Part II: リトリーバル 手法
- B172 山地 萌果 (JAXA/EORC) GPM主衛星搭載二周波降水レーダを用いた全球雨滴粒径分布
- B173 高橋 暢宏 (ISEE) TRMM End of Mission 実験の高密度観測による衛星降水推定の評価について

大会第1日 〔10月30日(月)〕 13:00~18:00 専門分科会

C 会場

惑星大気研究の今:観測、数値モデリング、理論

趣旨説明(2分)

座長 : 高橋 芳幸(神戸大)

C151 *佐藤 毅彦 (宇宙研) あかつきIR2カメラが探る金星の中下層雲における多様性
C152 堀之内 武 (北大・地球環境) 金星の中下層雲帯で見つかった低緯度のジェットと不安定渦
C153 堀之内 武 (北大・地球環境) 金星雲頂付近の平均風とシアー:あかつきUVIによる二波長での雲追跡
C154 神山 徹 (産総研) 金星大気中における巨大定在波構造の地域・地方時依存性
C155 北原 岳彦 (東京大) あかつき金星紫外画像に見られる地形固定構造
C156 高村 真央 (立教大・理) Study on the thermal structure of the Venusian polar atmosphere
C157 今村 剛 (東大) 金星探査機あかつきの電波掩蔽観測の初期結果

座長 : はしもと じょーじ (岡山大)

- C158 *高木 征弘 (京産大理) AFES-Venus による金星大気のモデリング
- C159 樫村 博基 (CPS/神戸大) 高解像度金星大気シミュレーションで再現された惑星規模のストリーク構造
- C160 杉本 憲彦 (慶大日吉物理) 金星AFESアンサンブルデータ同化システムの開発
- C161 小郷原 一智 (滋賀県大) Martian Moons Exploration(MMX) 計画における火星大気観測
- C162 *堀田 英之 (千葉大) 太陽対流層の乱流と大規模流れ

座長: 今村 剛 (東大)

- C163 *倉本 圭 (北大・理) 地球大気形成論の新展開
- C164 河合 佑太 (神大理) 全球海惑星の気候レジーム~海洋大循環の効果~
- C165 佐々木 洋平 (京大・数学) 高速回転する薄い球殻内の熱対流により生成される表層縞帯状構造の消滅
- C166 高橋 芳幸 (神戸大院理) 惑星大気大循環モデルのための放射伝達モデルの構築
- C167 榎本 剛 (京大防災研) RBFを用いた球面螺旋節点上の浅水波モデル

総合討論(15分)

*は招待講演(各20分),その他は一般講演(各14分)

大会第1日 〔10月30日(月)〕 13:00~18:00 専門分科会

D 会場

大規模アンサンブル気候実験を用いた新しい研究の展開

座長 : 森 正人 (東大先端研)

D151 水田 亮 (気象研) 地球温暖化時における極端降水変化と水蒸気量変化の関係

D152 藤田 実季子 (JAMSTEC) d4PDF 2℃昇温版の降水・水蒸気量変化

- 岡田 靖子 (JAMSTEC) d4PDF地上気温地点別検証と極端事象の予測について D153
- D154 今田 由紀子 (気象研) 世界の異常高温頻度に対する温暖化の寄与率の歴史的変化
- D155 塩竈 秀夫 (環境研) 極端現象の過去の人間活動による変化と避けられない将来変化
- 吉田 康平 (気象研) 大規模アンサンブルデータd4PDFで見える熱帯低気圧の将来予測 D156
- 植田 宏昭(筑波大・生命環境) エルニーニョ衰退年における台風発生数偏差の季節的非対称性 D157
- 松下 侑未 (北大院環境科学) アンサンブル気候予測データを用いた日本周辺における台風通過頻度の将 D158 来変化に関する要因解析
- 有吉 望(京大院工) 台風の最大潜在強度を用いた北西太平洋の台風・高潮の将来変化予測 D159

座長 : 川瀬 宏明 (気象研)

- D160 釜江 陽一 (筑波大生命環境) d4PDFを用いた中国黄河流量の変動要因の特定
- D161 楠 昌司 (気象研) d4PDFによる梅雨の将来変化
- D162 篠原 瑞生 (TMRI) d4PDFを使用した将来気候下における荒川流域での洪水リスクの確率論的評価
- D163 長谷川 聡 (土研ICHARM) 日本域d4PDFにおける将来の気象学的渇水の変化
- D164 吉田 聡 (京大防災研) d4PDFにおける北太平洋爆弾低気圧活動の長期変化
- 高 裕也 (金沢大学自然科学研究科) 大規模アンサンブル気候予測データd4PDFを用いた爆弾低気圧の将 D165 来変化
- D166 川瀬 宏明 (気象研) 日本における極端に強い降雪発生時の総観場の特徴とその地域特性
- 飯泉 仁之直 (農環研) 気候モデルによる大規模アンサンブルデータを用いた作物収量への気候変動影響 D167 の検出
- D168 中川 友進 (JAMSTEC) 近未来気候変動予測データベースシステムの開発

総合討論

各講演の持ち時間は14分

A 会場

隆水システムⅡ

座長 : 藤原 忠誠 (JR東日本)

- A201 藤原 忠誠 (JR東日本) 突風探知のための新規ドップラーレーダーの概要
- A202 楠 研一 (気象研) 庄内高密度観測網における新たなレーダーによる観測-現象解明に期待される寄与-
- 新井 健一郎 (気象研) 庄内沖で観測されたフック状エコーを伴う渦列の形成・発達過程 A203
- A204 猪上 華子 (気象研) 2017年1月17日に庄内沖で観測された渦状じょう乱の構造と発達過程
- A205 石津 尚喜 (アルファ電子/気象研) 冬季日本海Lモードで発生した渦の周辺風速場の解析
- A206 小野村 史穂 (アルファ電子/気象研) 多点型地上観測とデュアルドップラーによる渦の水平風速場の比 齩

座長 : 小林 文明(防衛大)

- A207 小林 文明 (防大地球) ガストフロントの微細構造:アークの形態
- 諸富 和臣 (日本無線) フェーズドアレイ気象レーダで観測された2016年8月4日のガストフロント A208
- A209 岩下 久人 (明星電気) 地上稠密気象観測データによるダウンバーストに伴う気圧変化
- A210 中井 専人(防災科研・雪氷) レーダー解析による3月26-27日那須近辺における降水量と風の分布
- A211 荒木 健太郎 (気象研) 2017年3月27日に那須雪崩をもたらした降雪システムの数値実験
- 出世 ゆかり(防災科研) 冬季南岸低気圧に伴う降水システムの融解層の3次元分布 A212

B 会場

物質循環Ⅰ

座長 : 寺尾 有希夫 (国環研)

- B201 眞木 貴史 (気象研) 複数の衛星観測データを用いたCO2データ同化実験(Ⅱ)
- B202 近藤 雅征 (CeRes) エルニーニョ南方振動に対応した近年の陸域CO2吸収・排出傾向:地上・衛星観測に 基づいた異なるプロダクトの相互比較
- B203 佐々井 崇博 (東北大院理) 土地利用・土地利用変化が陸域炭素収支に与える影響の評価
- 寺尾 有希夫 (国環研) 代々木における大気CO2中の炭素同位体比観測 B204
- 菅原 広史(防大)代々木における燃料別CO2排出量の推定 B205
- B206 大畑 祥 (東大院理) 東京都市大気における黒色酸化鉄の動態と発生源
- B207 宮崎 和幸 (JAMSTEC) 大気化学再解析とその気候研究への利用: (1) 大気組成
- 弓本 桂也 (九大応力研) 大気化学再解析とその気候研究への利用:(2)エアロゾル B208
- B209 山下 陽介 (JAMSTEC) 日本周辺域の春先における切離低気圧イベントに伴う成層圏から対流圏への物 質輸送の解像度依存性評価
- B210 須藤 健悟(名大・院環境) アジア・中国域からのエアロゾル流出量の季節・経年変動とその要因
- 吉田 真由美 (JAXA/EORC) JAXAひまわりモニタの開発:多波長イメージャによるエアロゾル推定アル B211 ゴリズム
- B212 五藤 大輔 (国環研) 2016年5月における静止衛星ひまわりを用いたNICAMのエアロゾル再現性の検証

C 会場

データ同化I

座長 : 山下 浩史 (MSC)

- 計盛 正博 (気象庁数値予報) 気象庁全球解析における全天マイクロ波放射輝度温度同化の開発 C201
- 山下 浩史 (MSC) 気象衛星Meteosat-7号からMeteosat-8号への大気追跡風の現業全球数値予報システムに C202 おける切り替え利用について
- C203 大塚 道子 (気象研) ひまわり8号による高頻度大気追跡風の同化実験 ―その3―
- C204 澤田 洋平 (気象研) Running-In-Place法を用いたひまわり8号全天輝度温度データ同化による局地的大雨 の予測精度向上の試み
- C205 上清 直隆 (気象研) ひまわり8号雲域観測の全球データ同化

座長 : 前島 康光 (理研・計算科学)

- 山崎 哲 (JAMSTEC) AFES-LETKF同化システムへの観測インパクト評価診断ツールの実装 C206
- 岡本 幸三 (気象研) 観測システムシミュレーション実験(OSSE)を用いた,衛星搭載風ライダー (DWL) C207 のインパクト評価
- C208 若月 泰孝 (茨城大理) 上流下層加湿法による短時間降水予測実験
- C209 前島 康光 (理研・計算科学) 高密度地上観測のデータ同化による降水予測改善のプロセス
- C210 吉岡 真由美 (NICT/ISEE) 急発達する積乱雲の事例における降水の再現性比較: 雲解像モデルを用いた フェーズドアレイデータ同化感度実験
- C211 牛山 朋來 (土研ICHARM) 船舶搭載GPS PWVの同化インパクト実験

D 会場

気候システムⅡ

座長 : 松本 健吾 (岡山大・院)

- D201 山本 晴彦 (山口大学) 帝国日本における気象観測ネットワークの構築-南洋庁-
- D202 槌田 知恭 (岡山大・院) 盛夏期における日本付近の降水と広域水蒸気輸送に関する相関気候学的解析
- 松本 健吾 (岡山大・院) 長期データからみる東日本の梅雨最盛期における多降水年の特徴に関する気候 D203 学的解析
- D204 内山 常雄 (予報士会) 365日移動平均値でみる日本の気温変動
- D205 高橋 庸哉(北教大) 帯広とその近郊での10℃を超える気温差はヒートアイランド現象に依るか?
- D206 鈴木 啓助 (信州大学) 北アルプス上高地における最近の気候変動
- 原 政之(埼玉県) 関東地方における日変化スケールの地上気温の長期変化 D207

座長 : 福井 真 (東北大院理)

- D208 釜堀 弘隆 (気象研) 北西太平洋地域における台風降水量の分布
- D209 高薮 出 (気象研) 力学的ダウンスケーリングによるデータセットファミリーについて
- 遠藤 伸彦 (農研機構・農環研) d4PDF領域実験による地表面下向き短波放射量の再現性 D210
- D211 大泉 三津夫 (気大) NHRCM に実装した多層湖沼熱モデルのパフォーマンス
- 福井 真(東北大院理) 地上気圧のみを用いた高解像度日本域領域再解析システムの検討 D212

A 会場

大気境界層

座長 : 中村 祐輔 (立正大院地球環境)

- A301 北村 祐二 (気象研) 大気境界層のgrey zoneにおけるMYNNモデルの適用
- A302 純至 (気象研) ラージ・エディ・シミュレーションのための接地境界条件の検討 伊藤
- A303 中山 浩成(原子力機構) 現実気象条件下における都市詳細大気拡散計算手法に関する研究
- A304 大橋 唯太 (岡山理大・生物地球) 冬季の寒波襲来による果樹 (柑橘) ダメージの気象シミュレーション
- 三浦 悠 (岡山理大院・生物地球) 肱川あらしの強弱と積算気温の関係 A305
- (岡山理大院・生物地球) 岡山地方気象台の露場移転に伴う観測気温の不連続 -2015年3月の移 A306 三浦 転一
- 中村 A307 祐輔(立正大院地球環境) 地上稠密観測POTEKAに基づく中小規模都市ヒートアイランド伴う地上 風系
- 山口 和貴 (東京電力HD) 人工冷排熱による気温影響 -夏季・冬季実測結果の比較-A308
- 小川 陽平(防衛大) 都市域におけるCO2輸送量の年々変動 A309
- 酒井 敏 (京大人環) フラクタル日除けによるクールアイランド実験 水の蒸発による冷却-A310

環境気象

座長 : 藤部 文昭 (首都大)

- 白石 浩一(福岡大) 蛍光ライダーで観測された黄砂・汚染大気の蛍光エアロゾル 地上での直接サンプ A311 リング観測との比較2
- 王 哲 (九大応力研) Modeling the dust transport and acid uptake over East Asia in May 2017 A312
- A313 渡邊 貴典 (首都大 都市環境) オゾンによる森林の育成阻害リスクと気候の年々変動の関係
- A314 藤部 文昭 (首都大) 関東大震災と東京空襲の火災に伴う中央気象台の高温と強風
- 上條 賢一 (東洋大) 伊豆半島周辺の海水温変動におけるフラクタル性の年月別比較-LFDの分散分析と A315 その考察ー

B 会場

観測手法Ⅱ

座長:諸田雪江(NICT/ISEE)

- B301 鈴木 博人 (JR東日本防災研) 1kmメッシュ解析雨量の精度について -鉄道の雨量計を用いた関東・ 東北地方における解析-
- B302 鈴木 真一 (防災科研) 2017年6月16日の降雹事例に対するXバンドMPレーダーを用いた雹の検出アルゴ リズムの検証
- B303 松下 拓樹 (寒地土研) 札幌エリアX-MP レーダ雨量と地上降雪量の比較
- B304 久保田 匡亮 (京大) MUレーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発
- B305 佐藤 晋介 (NICT) フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 〜疑似エコーと干渉波の除去〜
- B306 諸田 雪江 (NICT/ISEE) フェーズドアレイ気象レーダーのクラッタ除去とデュアルドップラー解析
- B307 川合 義美 (JAMSTEC/RCGC) 海上におけるバイサララジオゾンデRS41とRS92の比較
- B308 川村 誠治 (NICT) 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発-遅延量の絶対値推定-

座長 : 永井 智広 (気象研)

- B309 酒井 哲 (気象研) 可搬性に優れた小型水蒸気ライダーの開発と観測
- B310 小竹 論季 (三菱電機情報総研) 風況計測用大気環境適応型ドップラーライダーの性能評価
- B311 永井 智広 (気象研) 二酸化窒素観測用差分吸収法ライダー (DIAL)の開発(II)
- B312 長澤 親生(首都大) 3波長DIALによる境界層中のCO2濃度と気温プロファイルの同時観測
- B313 西澤 智明 (NIES) ライダーデータを用いたエアロゾルコンポーネント推定結果と地上観測データとの比 較
- B314 及川 博史 (JAXA) 小型ジェット機による上空エアロゾル数濃度・粒径分布の観測
- B315 山本 哲 (気象研) 初期気象官署の設置環境(函館・東京・長崎)

C 会場

データ同化Ⅱ

座長: 石橋 俊之(気象研)

- C301 澤田 洋平 (気象研) 逆問題としての水文気象学:河川-大気強結合アンサンブルデータ同化の試み
- C302 石橋 俊之 (気象研) 4次元の背景誤差共分散行列を使った4D-Varによるアンサンブル生成と決定論的解 析(2)
- C303 近藤 圭一 (理研計算科学) NICAM-LETKFを用いたDual localization法の検証
- 斉藤 和雄 (気象研) アンサンブルデータ同化のための摂動手法について (3) C304
- レ デュック (JAMSTEC) An explanation for the diagonally predominant property of ensemble transform C305 matrices
- C306 川畑 拓矢 (気象研) 粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関する不確実性の解明にむけて
- C307 大西 領 (JAMSTEC) 深層学習を活用した階層・分散型データ同化システム

気象予報

座長 : 山田 恭平 (極地研)

- C308 山口 宗彦 (気象研) GSMaPとS2Sデータを用いた1か月予報の降水検証
- 中川 雅之 (気象研) 気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善(序報) C309
- C310 相河 卓哉 (北大院理) 北半球冬季のブロッキング形成過程における再解析および予報データに対する渦 度収支解析
- C311 山田 恭平 (極地研) NHMによる南極定期予報計算システムの導入と検証
- 牛山 朋來 (土研ICHARM) 大井川・犀川流域のアンサンブル降雨予測システムの開発 C312
- 柴田 大河 (琉球大学理工) 統計解析による台風中心気圧予報 C313
- C314 棚原 慎也 (琉大院・理工) Deep learningを用いた北西太平洋全域台風強度予測実験
- C315 岩波 越(防災科研) VILナウキャストの精度検証

D 会場

気候システムⅢ

座長 : 菅野 湧貴 (東北大院・理)

- D301 黒田 友二 (気象研) 太陽活動による南半球環状モード変調の起源
- D302 安藤 雄太 (三重大院生物資源) 初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞とシベリアの寒冷化 〜過去と近年の違い〜
- D303 菅野 湧貴 (東北大院・理) 温位座標に基づく寒気流出の将来変化の解析
- D304 山崎 孝治(北大地球環境) 冬の北大西洋振動と夏の北半球環状モードの間の季節間リンクの数十年規模 変動
- D305 シェリフ多田野 サム (AORI) 北大西洋での大気海洋海氷相互作用が大西洋子午面循環に与える影響
- D306 大島 和裕 (JAMSTEC IACE) 両極域における水蒸気量とその輸送の長期トレンド
- D307 中澤 哲夫 (気象研) 熱帯の深い対流活動の長期トレンドについて
- D308 山内 恭 (極地研) スパールバル・ニーオルスンの長波放射にみる冬の2つの気候状態

座長 : 関澤 偲温 (東大先端研)

- D309 関根 祐大 (東京大学大気海洋研究所) 十年規模の気候内部変動が全球平均気温に及ぼす影響について
- D310 小坂 優 (東大先端研) 熱帯太平洋十年規模変動に伴う全球気温変動とその不確実性
- D311 関澤 偲温 (東大先端研) 夏季オーストラリア北部の降水量変動に伴う冬季東アジアへの遠隔影響
- D312 見延 庄士郎 (北大院・理) メキシコ湾流が北大西洋ジェット気流にもたらす影響
- D313 桑名 佑典 (岡大教育) ヨーロッパにおける低気圧活動(2000年を例に)
- D314 早坂 忠裕 (東北大院理) 夏季北太平洋における下層雲とSSTフロントの変動
- D315 川合 秀明 (気象研) CMIP5マルチモデルデータにおける温暖化時の北半球の海霧変化

A 会場

中層大気

座長 : 樫村 博基 (CPS/神戸大)

- A401 席 浩森 (北大) 対流圏化学再解析データを用いた東アジア及び北太平洋における成層圏対流圏大気交換 の研究
- A402 劉 光宇 (九大理院) 南極域におけるオゾン変動と力学場の関係Ⅱ
- A403 小新 大(東大院理) 中層大気におけるデータ同化の研究-大気大循環モデルのパラメータ依存性-
- A404 樫村 博基 (CPS/神戸大) 乾燥大気理想化実験におけるQBO的周期振動のモデル依存性
- A405 直江 寛明 (気象研) OBOi-AMIPと-1xCO₂実験におけるOBOが北半球冬季の成層圏循環に与える影響

大気放射

座長 : 石元 裕史 (気象研)

 A407 岩渕 弘信 (東北大院理) 機械学習を用いた不均質雲の光学的厚さと雲粒有効半径の推定 A408 石元 裕史 (気象研) 積雪放射計算改良のためのX線マイクロCTデータを用いた積雪粒子モデル開発 A409 岡本 創 (九大応力研) EarthCARE衛星雲解析アルゴリズム: 氷粒子のライダ比と偏光解消度 A410 Khatri Pradeep (CAOS) An improved cloud properties retrieval method from the sky radiometer A411 工藤 玲 (気象研) SKYNETデータによるエアロゾル組成のリモートセンシング 	A406	関 隆則 (気象予報士会) 気層の放射による地表面の加熱を考える温室効果実験装置
 A408 石元 裕史 (気象研) 積雪放射計算改良のためのX線マイクロCTデータを用いた積雪粒子モデル開発 A409 岡本 創 (九大応力研) EarthCARE衛星雲解析アルゴリズム: 氷粒子のライダ比と偏光解消度 A410 Khatri Pradeep (CAOS) An improved cloud properties retrieval method from the sky radiometer A411 工藤 玲 (気象研) SKYNETデータによるエアロゾル組成のリモートセンシング 	A407	岩渕 弘信 (東北大院理) 機械学習を用いた不均質雲の光学的厚さと雲粒有効半径の推定
 A409 岡本 創 (九大応力研) EarthCARE衛星雲解析アルゴリズム: 氷粒子のライダ比と偏光解消度 A410 Khatri Pradeep (CAOS) An improved cloud properties retrieval method from the sky radiometer A411 工藤 玲 (気象研) SKYNETデータによるエアロゾル組成のリモートセンシング 	A408	石元 裕史 (気象研) 積雪放射計算改良のためのX線マイクロCTデータを用いた積雪粒子モデル開発
A410 Khatri Pradeep (CAOS) An improved cloud properties retrieval method from the sky radiometer A411 工藤 玲 (気象研) SKYNETデータによるエアロゾル組成のリモートセンシング	A409	岡本 創 (九大応力研) EarthCARE衛星雲解析アルゴリズム:氷粒子のライダ比と偏光解消度
A411 工藤 玲 (気象研) SKYNETデータによるエアロゾル組成のリモートセンシング	A410	Khatri Pradeep (CAOS) An improved cloud properties retrieval method from the sky radiometer
	A411	工藤 玲 (気象研) SKYNETデータによるエアロゾル組成のリモートセンシング

B 会場

物質循環Ⅱ

座長 : 柴田 隆 (名大環境)

- B401 安成 哲平 (北大院工・北大北極研) 積雪中のダスト・ブラックカーボン・オーガニックカーボン濃度の 簡易的測定手法の検討
- 張 代洲 (熊本県立大・環境共生) 春季九州西岸における高気圧時と低気圧時の微生物エアロゾルの濃度 B402
- B403 源 祐輝(名大院環境) 2017年5月上旬に東アジアの広範囲で観測されたダストイベントの解析
- B404 Hoque Syedul (CERES) First MAX-DOAS observations of formaldehyde and glyoxal in Southeast Asia and South Asia
- 小木 昭典 (気象庁環境気象) 気象庁黄砂予測モデルの高解像度化と予測精度検証 B405
- 池上 雅明 (気象庁環境気象) 地上オゾン観測同化期間による気象庁領域大気汚染気象予測モデルの予報 B406 特性
- B407 中島 英彰 (環境研) 2007/2011年南極昭和基地におけるFTIR観測による塩素化合物の挙動
- 柴田 隆 (名大環境) ニーオルスンライダー及びCALIOPによる高緯度北極対流圏エアロゾルの季節変化 B408
- B409 青木 一真 (富山大院理工) オホーツク海沿岸域の大気エアロゾルの光学的特性
- B410 矢吹 正教 (京大生存研) 南極海における海洋大気エアロゾルの光学特性 -2002~2007年夏季の南大洋 船上観測一
- B411 渡邊 明(福島大理工) 森林火災に伴う放射性物質飛散に関す大気環境場の解析
- B412 佐藤 陽祐 (名大工) 東京電力福島第1原子力発電所起源のセシウム137の大気中の動態に関する第2回 モデル間比較プロジェクト

C 会場

中高緯度大気
 ・相互作用Ⅱ

座長 : 小松 謙介 (三重大院生物資源)

佐藤 令於奈 (福岡大院理) 冬季中緯度における雲量の季節内変動特性 C401

- C402 小松 謙介 (三重大院生物資源) 日本周辺の筋状雲群が熱源となる総観規模大気への応答とは
- 千綿 蒔 (京大大学院) JRA-55にもとづく日本周辺の爆弾低気圧の長期変動特性 C403
- C404 築地原 匠 (九大院・理) 近年の北海道地方の暴風雪の頻発と爆弾低気圧活動 (2)
- C405 本田 明治(新潟大理) 2012年8月6日新潟市のガストフロント発現にかかわる大気場の3次元構造の特徴
- 平田 英隆 (名大・宇地研) 2017年1月上旬に三宅島で大雨をもたらした前線帯の初期形成過程 C406
- 伊川 浩樹 (農研機構) 異なる水稲品種による群落が大気の熱環境に及ぼす影響 C407

大気力学

座長 : 森 厚(桜美林大)

- C408 野口 克行 (奈女大) 火星極夜での大気CO2過飽和に対する大気波動の影響
- 田中 博(筑波大計算科学) 大気の力学的固有解としての南半球環状モード(SAM) C409
- C410 野田 彰 (気象研) 一般化された変換Euler 平均(GTEM)から見た平均子午面循環 (III) 対称渦拡散テンソ ル(非定常擾乱)の効果
- C411 伊賀 啓太 (東大 大気海洋研) 円筒容器内で回転する円盤上の軸対称流の不安定
- C412 森 厚 (桜美林大) ロスビー波の統計力学

D 会場

台風Ⅰ

座長 : 足立 透 (気象研)

- D401 青梨 和正 (気象研) Neighboring Ensembleに基づく変分同化法を使ったPALAU2013事例への衛星搭載マ イクロ波放射計輝度温度の同化実験(その2)
- 足立 透 (気象研) フェーズドアレイレーダーを用いた台風に伴う境界層ストリークの3次元解析 D402
- D403 田盛 智翔也 (琉球大理) 気象レーダーで観測された台風の壁雲の傾斜と強度の関係
- D404 辻 宏樹 (東大大気海洋研) 加熱強制を渦の内側と外側に与えた際の台風を模した渦の大きさの変化
- 金田 幸恵 (名大ISEE) 雲解像大気・海洋結合領域モデルを用いたTyphoon MEGI (2010)の再現実験 D405
- D406 吉野 純 (岐阜大院工) Piecewise PV inversionによる台風1610号の進路解析
- D407 和田 章義 (気象研) 2016年台風第10号衰退期に見られた対流バーストと海洋の影響

座長 : 筆保 弘徳 (横浜国大)

- 吉田 龍二 (理研計算科学) TC発生環境場に特徴的な流れ場パターンの長期平均的な特徴 D408
- D409 筆保 弘徳 (横浜国大) 早期ドボラックで検出された台風になれなかった熱帯擾乱の特徴と環境場〜台風 発生最終条件~
- D410 加瀬 紘熙 (横浜国大) Deep Learningを用いた台風強度推定・発達予測
- D411 宮崎 駿(横浜国大) 台風経路アンサンブルシミュレーションを用いた台風リスクの算出
- 山口 宗彦 (気象研) WGNE現業全球モデルによる台風予測の国際比較 D412

大会第4日 〔11月2日(木)〕 13:00~17:00 専門分科会

A 会場

気候変動が日本・東アジア域の降水現象の変化に及ぼす影響の理解に向けて

趣旨説明

座長 : 濱田 篤 (東大)

- A451 河谷 芳雄 (JAMSTEC) 成層圏が対流圏循環に及ぼす影響: MIROC-AGCMを用いた考察
- A452 野沢 徹 (岡大院自然) 温暖化に伴うユーラシア大陸の春季積雪減少と日本・東アジア域における夏季大 気循環場の変化との関連性について
- A453 松村 伸治 (北大院地球環境) 夏季北太平洋における亜熱帯ジェットの将来変化
- A454 遠藤 洋和 (気象研) 温暖化に伴うアジアモンスーン循環の変化
- A455 楠 昌司 (気象研) 地球温暖化による降水量のティッピング年はいつになるか?
- A456 尾瀬 智昭 (気象研) 温暖化による夏季東アジアの降水量変化予測のモデル比較

座長 : 小坂 優 (東大)

- A457 宮坂 貴文 (東大先端研) 2013年8月島根豪雨における海面水温の影響
- A458 辻 宏樹 (東大大気海洋研) Atmospheric Riverと切離低気圧に伴う降水の統計的調査
- A459 濱田 篤 (東大AORI) 日本域の極端降水・極端対流イベントの降水特性・環境場の違い(2)
- A460 末藤 菜保 (弘前大理工) Atmospheric Riverが日本の豪雨に与える影響
- A461 勝部 豪 (千葉大院理) 近年の沖縄梅雨における少雨日増加の要因解析
- A462 谷田貝 亜紀代 (弘前大理工) 札幌の降雪の地域性と広域循環場・グローバルシグナルの影響
- A463 加藤 内藏進 (岡大・教育・理科) 北陸の平野部における降雪の長期変動に関わる日々の多降雪時の大気 場の総観気候学的解析(その2)

まとめ

各講演の持ち時間は16分

大会第4日 〔11月2日(木)〕 13:00~17:00 専門分科会

B 会場

気象とくらし ~北の大地からのイノベーション~

座長 : 原田 裕介 (気象予報士会)

- B451 佐藤 トモ子 (気象予報士会) 北海道斜里町における蜃気楼観察ネットワーク構築と普及活動および大学 連携への展開事例
- B452 亀田 貴雄 (北見工業大学) 日本一寒い町,北海道陸別 -気象庁による1978年から2017年までの40年間の 観測データに基づく-
- B453 関 陽平 (三重大院生物資源) 気温急変の気候学的見解
- B454 根本 学 (農研機構 北農研) メッシュ農業気象データについて
- B455 金村 直俊 (SNET) 気象関連分野へのディープラーニング活用に関する試み〜雪道転倒による救急搬送 者数予測について〜
- B456 奥村 政佳 (気象予報士・保育士) 未就学児童に対する気象教育~気象情報アプリケーション 「SORAKIDSα」の活用と展開~

座長 : 志田 昌之 (気象予報士会)

- B457 中村 一樹 (防災科研) 積雪寒冷地の特性を活かした北海道占冠村での産学官連携の取り組み
- B458 宮島 亜希子 (防災科研) 気象災害軽減イノベーションセンターにおける防災教育の取り組み
- B459 高桑 衣佳 (気象予報士会) 地域と予報士 -ママ予報士の防災教育活動-
- B460 森山 知洋 (気象予報士会) 天気で元気になる!情報発信~お天気+αのチカラで人を、家族を、マチを元気 に~
- B461 和田 直人 (気象予報士会) 防災行政と気象予報士 ~人口約5,000人の小さな町で何ができるのか~
- B462 中山 秀晃 (気象予報士会) 旅行と防災 -旅の安全・安心を考える-
- B463 冨山 芳幸 (WEED) 警報遵守の問題と安全への聡明な選択

各講演の持ち時間は15分

大会第4日 〔11月2日(木)〕 13:00~17:00 専門分科会

C 会場

気象や気候の変化は人の健康にどのような影響を及ぼすか -生気象学の知見を共有する-

趣旨説明(2分)

座長 : 大橋 唯太 (岡山理科大)

- C451 米田 智佳子 (エムティーアイ) 体感温度予報および服装提案による利用者のセルフケアへの貢献
- C452 福島 あずさ (神戸学院大) 居住中の伝統町屋における住まい方と室内温熱環境の実測調査 夏季の宇 多津町古街と明石市大蔵八幡町を例に-
- C453 橋本 侑樹 (東大院・新領域) 熱中症リスク評価指標としての障害調整生存年(DALY)の検討
- C454 大橋 唯太 (岡山理大・生物地球) 気象ストレスによる温熱生理変化と新しい指標UTCIの適用性
- C455 三坂 育正 (日本工業大学) 暑熱環境に適応する対策技術の人体生理・心理反応による評価
- C456 鈴木パーカー 明日香 (立正大) 屋内外の温熱環境の違いが知的生産性に与える影響

座長 : 寺尾 徹 (香川大)

- C457 井原 智彦 (東大) ピッツバーグ睡眠質問票を用いた気温上昇による睡眠悪化の評価
- C458 日下 博幸 (筑波大・計算科学) 県別の熱中症救急搬送者数の予測式の開発
- C459 藤部 文昭 (首都大) 日本の低温死亡率の地域的・季節的特性
- C460 田家 卓 (三重大学) 三重県津市におけるインフルエンザ流行期の年々変動と気象
- C461 橋爪 真弘 (長大・熱研) 東アフリカの高地マラリアとインド洋ダイポールモード現象
- C462 寺尾 徹 (香川大教育) バングラデシュにおける下痢症に対するENSOの影響とそのメカニズム

総合討論

各講演の持ち時間は15分

大会第4日 〔11月2日(木)〕 13:00~17:00 一般口頭発表

D 会場

台風Ⅱ

座長:山田洋平(JAMSTEC)

D451 柳瀬 亘 (気象研) 温度・鉛直シア・惑星渦度のパラメータ空間における低気圧の理想化実験 ~その2 D452 山崎 聖太 (京大院理) 台風の最大強度に及ぼす環境条件の影響 金井 惇平 (三重大院生物資源) 台風の衰弱過程~圏界面変動の影響~ D453 D454 山田 洋平 (JAMSTEC) 全球非静力学モデルを用いた地球温暖化による台風の構造変化 D455 石山 尊浩 (AORI) Perpetual 実験による強El Nino 年(1997/2015 年)の熱帯低気圧活動の相違 中山 尋斗 (学芸大) 西部北太平洋暖水域の水温勾配が及ぼす発生・発達期の台風への影響 D456 D457 藤原 圭太 (九大院・理) 黒潮の海面潜熱フラックスに対する台風の遠隔応答 D458 高橋 千陽 (AORI) 近年の西部北太平洋域の10年規模熱帯低気圧減少に対する硫酸性エアロゾルの影響

熱帯大気

座長 : 西 憲敬(福岡大理)

- D459 久保田 尚之(北大院理) 復元した高層気象データを用いた1940年のエルニーニョに関する研究
- D460 佐藤 尚毅 (学芸大) 基本場の東西勾配を考慮した浅水方程式系におけるMJO的な東進モード
- D461 市川 悠衣子 (北大院理) MJO相空間における予測可能性推定の代替的な手法とそのS2Sモデルへの適用
- D462 高須賀 大輔 (東大大気海洋研) 水惑星実験で選択される熱帯季節内振動の東進過程における水蒸気場・ 渦度場の変動
- D463 門屋 寿樹 (名古屋大環境) 衛星及び現場観測データによる対流雲の自発的凝集化の検出と解析
- D464 高橋 直也 (東北大院理) 熱帯海洋上の対流雲から派生するアンビルの雲微物理特性と海面水温依存性
- D465 西 憲敬 (福岡大理) CALIOPおよび静止衛星赤外データを用いた巻雲の解析
- D466 木下 武也 (JAMSTEC) パラオ域のラジオゾンデ集中観測による大気重力波の研究
- D467 林 政彦 (福岡大理) 2015年2,3月のBiak上空の熱帯対流圏界層エアロゾルの組成
- D468 森 修一 (JAMSTEC) インドネシア・ジャカルタ拡大首都圏における雷雨特性-JALS2015観測結果ほか

大会第1日〔10月30日(月)〕11:00~12:00 ポスター・セッション

岩井 宏徳 (NICT) フェーズドアレイ気象レーダの10秒観測モードでのドップラー凍度測定精度検証

青木 誠 (NICT) デュアルドップラーライダーによる水平風鉛直分布の測定

P101

P102

P103 佐野 哲也 (NICT) 降雨減衰の影響範囲推定のためのPAWR反射因子のレンジ方向積分値の解析 智亮 (阪大院) 気象用二重偏波フェーズドアレイレーダのアレイ形状の初期検討 P104 喜田 弘岐(防災科研) 鉛直降水レーダーによる霰や霰状雪の短時間降水イベントでのZ-R関係 P105 本吉 P106 橋口 浩之 (京大生存研) 小型無人航空機・MUレーダー同時観測実験(ShUREX) 小西 啓之 (大教大) 地上降雪観測から推定されるGPM衛星二周波降水レーダで検出可能な降雪粒子の特 P107 徴 P108 豊嶋 紘一 (千葉大CEReS) GPM Ku・Kaレーダーにおける降水地域特性比較 P109 堤 勇人 (名城大院・理工) GSMaPによる中・高緯度の降雪推定 小司 禎教 (気象研) 地上気象観測とGNSS可降水量を用いた地上水蒸気量推定の試み P110 P111 酒井 哲 (気象研) 機動観測用水蒸気ラマンライダーの検証 久保田 実 (NICT) ステレオ全天カメラシステムを用いた雲底高度や風の導出手法の開発 P112 山本 宗尚(京大院理) 高高度域におけるTRMM PR/GPM DPRデータからの潜熱加熱スペクトル推定 P113 (1) WRFを用いたチベット高原降水システムの事例解析 P114 佐藤 卓弥 (大石研究室) 二波長の偏波レーダーを想定した雨雲内氷粒子の粒径分布推定手法に関する研 究 折笠 成宏 (気象研) エアロゾル濃縮器を利用した氷晶核のモニタリング観測(その2) P115 P116 末木 健太 (理研計算科学) 超高解像度の現実大気実験において湿潤対流を抽出する新手法の開発 山田 芳則 (気象研) 粒子の成長・変換をより自然に表現する氷相バルク微物理モデルの試作 P117 P118 端野 典平(九大応力研) 北極混合相層雲における氷晶核形成過程と晶癖分布の関係 P119 滋野 陽介 (新潟大院) 北陸地域の冬季雷発生時における落雷極性別大気構造 隆彰 (鉄道総研) 新潟平野で発生した突風事象の空間構造 P120 福原 P121 高見 和弥(鉄道総研) 地上風速の急激な増加時における上空のウインドシアーの検出 P122 紀平 旭範 (富山大院) 冬季日本海における日本海寒帯気団収束帯の変動に関する研究 P123 北畠 尚子 (気象大) 梅雨期に西日本に影響した低気圧の総観規模での特徴 P124 大泉 伝 (JAMSTEC) 2013年10月伊豆大島豪雨の高解像度実験 弘(気象研) 関東平野の高密度・高頻度観測データを用いた発達した降水域の予測実験(その1) P125 瀬古 P126 栗津 妙華 (理研計算科学) 降水領域の形状特徴量を用いたデータ同化実験 横田 祥 (気象研) 予報モデルを繰り返し計算する4DEnVar P127 小田 真祐子 (気象研) 全球モデル用アンサンブルに基づく変分法同化法のための相関構造の調査2 P128 P129 須長 智洋 (筑波大学) 自己組織化マップ(SOM)とアンサンブルスプレッドによる相空間の可視化 大庭 雅道 (電中研) 風力発電量変動の確率予測手法の開発 P130

-33 -

大会第1日〔10月30日(月)〕11:00~12:00 ポスター・セッション

- P131 嶋寺 光 (大阪大学) 大気質モデルによるオゾン濃度再現性の水平格子解像度依存性
- P132 野澤 千菜美 (酪農大・院) 分布型流出モデルを用いた石狩川流域における出水の検討
- P133 安田 朱里 (同大理) 京田辺市の冬季夜間におけるヒートアイランド現象について
- P134 河野 恭佑 (千葉工大院) 天空率の違いによる都市街区内のWBGTの変化
- P135 中坪 真希 (京大総人) 森の中と外における気温と水蒸気量の関係性について -2017年における観測結 果-
- P136 渡邊 貴典 (首都大 都市環境) 山岳地の風力発電所における発電量と卓越風向の関係
- P137 青木 翔太 (立正大地球環境) 風上側山地の鞍部が那須おろしに与える影響
- P138 下山 宏 (北大低温研) 山岳域における冬季気象観測
- P139 北村 祐二 (気象研) 差分誤差由来のエネルギー散逸が乱流フラックスに与える影響
- P140 山岸 拓矢 (東海大学) ひまわり8号を用いた黄砂濃度の変化による雲特性への影響評価
- P141 白石 浩一(福岡大) スバルバール上空でライダーにより観測された上部対流圏・成層圏エアロゾルの季節変動
- P142 大海 慎之輔 (京大院理) 理想化された大気循環モデルの水惑星実験におけるQBO的振動について
- P143 財前 祐二 (気象研) エアロゾル観測データによる非降水時視程の再現
- P144 石島 健太郎 (JAMSTEC) NICAMを用いたラドン高濃度イベントの解析
- P145 石井 和樹 (北大院工) 北海道全域における積雪中ブラックカーボン濃度分布
- P146 及川 栄治 (NICT) ライダー観測に基づくエアロゾル光学特性の発生源ごとの特徴
- P147 久慈 誠 (奈良女子大) 奈良における地上光学観測データ解析によるエアロゾルの経年変化
- P148 原 圭一郎 (福岡大・理) 南極昭和基地における凝結核濃度の季節・経年変化
- P149 勝山 祐太 (北大院理) 複数の力学的ダウンスケーリングに基づくニセコにおける積雪の将来変化
- P150 西森 基貴 (農研機構・農環研) 経験的統計ダウンスケーリング手法(ESD)による複数気象要素の同時再現 - 再解析データの影響と力学的ダウンスケーリング結果との比較-
- P151 若月 泰孝 (茨城大理) 関東域の夏季の高解像領域気候実験
- P152 舛井 博一 (弘前大院理工) アンサンブル気候予測データベースd4PDFを用いたヤマセの現在気候の再現 性評価
- P153 神澤 望 (首都大院 都市環境) 夏季アジモンスーンの季節降水量の極値将来変化とその非対称性
- P154 吉田 龍平 (福島大理工) 気候変動に伴うコメの安定生産に向けた適応策の検討
- P155 仲江川 敏之 (気象研) 今世紀末の温暖化状況下におけるロシア主要7都市の気候アナログ
- P156 Phermphoonphiphat Ekasit (阪大) Preliminary Study on Machine Learning Approach for Climate Change Prediction
- P157 直井 萌香 (筑波大生命環境系) 北太平洋Atmospheric Riversの発生に対するENSOの同時・時間差影響
- P158 星 亮輔 (首都大院都市環境) 冬季の北極振動シグナルの続く夏季の気候への持続可能性
- P159 渡来 靖 (立正大・地球環境科学) JRA-55におけるジェットストリーク出現頻度の長期傾向
- P160 鈴木 智恵子 (JAMSTEC) 衛星観測からみた中部日本における積雪分布の季節変化と年々変動
大会第1日〔10月30日(月)〕11:00~12:00 ポスター・セッション

- P161 一柳 錦平 (熊大) 日本における降水同位体比の年平均・季節平均値の推定
- P162 佐藤 丈徳 (東理大) 2016年及び2017年に東京スカイツリーで観測された新粒子生成
- P163 中野渡 拓也 (極地研) 東シベリア海の海氷短期予測における総観スケール大気擾乱の重要性

P164 早坂 洋史(道水気研) 北方林での森林火災と気団

- P165 花戸 佑輔 (日本大院) 2月に太平洋側を進む低気圧とグローバル気象場の解析について
- P166 エルデンバト エンフバト (北大院地球環境) Intense soil moisture-atmosphere feedback during high temperature event in 2002 in Northeast Eurasia
- P167 辻野 智紀 (名大宇地研) 理想化台風における多重壁雲の置き換わり周期に対する環境場の影響
- P168 吉岡 大秋 (京大院理) ダウンスケール実験を用いた低緯度で発生した熱帯低気圧の強化過程の解析-2016年ハリケーンPALIの事例-
- P169 嶋田 宇大 (気象研) 台風の強度変化に寄与する台風の構造と境界層プロセスに関する研究-その1-
- P170 Celio Matuele (理工学研究科数理環境科学専攻) Assessment of track and precipitation distribution of tropical cyclone Dineo
- P171 鈴木 臣 (愛知大学) 小型カメラによる大気光イメージング観測ネットワークの構築
- P172 桃井 裕広 (東理大) 2014年から2016年に観測された富士山麓における気柱全体のエアロゾル光学特性
- P173 高木 聖子 (東海大TRIC) MODIS/Aqua観測データを用いて検証するEarthCARE/MSI氷雲特性解析プロダ クト

大会第2日〔10月31日(火)〕13:00~14:00 ポスター・セッション

P201 及川 博史 (JAXA) 上空におけるドップラーライダーの受信強度とエアロゾル数濃度の測定 P202 諸富 和臣(日本無線)フェーズドアレイ気象レーダによる積乱雲の三次元表示 P203 菊池 博史 (首都大システムデザイン) X帯気象用フェーズドアレイレーダに対する適応型パルス圧縮処 理手法の検討 早野 真理子 (古野電気) 小型Xバンド二重偏波レーダーを用いた降電予測に向けて P204 心太(長大院工) 雨滴粒径分布観測によるR-Dm関係の変動の解析 P205 瀬戸 P206 前坂 剛 (防災科研) 積雲の検出のための雲レーダーデータ品質管理について P207 石田 春磨 (気象研) 気象衛星による雲種識別における自己符号化器を応用した波長選択 広瀬 正史(名城大) GPM DPR観測における背の低い雲による降水の見逃し P208 P209 工藤 亜美 (大阪大学) VHF広帯域干渉計とGLM観測結果との比較研究 P210 神 慶孝 (国環研) シーロメーターCHM15kの重なり関数補正と信号再校正 P211 英弘精機株式会社 分光放射計のNIST準拠標準ランプによる校正値とラングレー法による校正値の比較 木下 宣幸 (気大) 小型ドローンを用いた気温鉛直分布観測の試み P212 P213 萌果 (JAXA/EORC) 衛星降水観測によるスペクトル潜熱加熱プロダクト概要と解析結果の紹介 山地 P214 文絵(高知大理工) 高知大parsivelと偏波レーダーによる背が低い雨の雨滴の特徴の解析 村田 P215 智(気象研) 水蒸気ラマンライダー観測と降水量予測精度向上への試み 吉田 稔久 (防衛大 地球海洋) 境界形状に準拠した座標系を採用した氷晶成長の数値計算 P216 板野 P217 横田 祥 (気象研) 雲解像アンサンブル実験による積乱雲の発生・発達機構の解明に向けて P218 鈴木 賢士(山口大院) 降雪粒子直接観測によるGPM/DPR降水タイプ分類アルゴリズムの地上検証 P219 岸川 拓也 (筑波大院生命環境) 多地点LF帯センサによって標定された雷放電点と偏波パラメータの比較 P220 益子 渉 (気象研) 地上気象データを用いた突風の統計解析 (第2報) 清孝 (KUT) 高知県の過去の豪雨解析における再現性の検証 P221 柴田 山崎 拓弥 (首都大院 都市環境) 関東地方での降雪イベント時の低温場の形成に対する地形の影響 P222 P223 木村 俊介 (東大AORI) 昭和58年7月23日の島根県西部の豪雨の再現実験 閔 庚夕 (名大宇地研) 近畿地方に発生する線状降水システムの雲解像モデルCReSSを用いた再現実験: P224 2015年9月1日の降水事例について P225 林 修吾 (気象研) モデル高解像度化による夏季不安定性降水の再現性の調査 (その2) 入口 武史 (気象研) 衛星シミュレータを用いた雲・降水域データの同化・相互検証 P226 P227 鍋谷 尭司 (気大) 4DEnVarと従来型データ同化手法の低自由度モデルにおける比較 P228 松岡 大祐 (JAMSTEC) 深層学習による高解像シミュレーションデータからの台風発生予測の試み P229 五十嵐 大地 (茨城大理工) 降水補外型予測における修正スキームの検討 小室 美紗 (JMA) 領域気候モデル用のオフライン湖沼熱モデルの開発 P230

大会第2日〔10月31日(火)〕13:00~14:00 ポスター・セッション

- P231 本谷 研(秋田大) 積雪深データと診断型積雪モデルによる秋田県内積雪観測アメダスにおける全層積雪 密度の季節変化の解析
- P232 春木 優杏 (兵県大) 領域気象モデルによるため池が周辺地域の気候に与える影響評価の試み
- P233 志藤 文武 (気象研) 東京都心の地上気温と最下層大気成層状態の季節変化 ―北の丸公園と大手町にお ける5年間の観測から--
- 亀卦川 幸浩 (明星大) ジャカルタを対象としたWRFの都市キャノピースキームに関する比較実験 P234
- P235 藤井 瑛美 (岡山理大・生物地球) 気候特性からみたウンシュウミカンの至適条件 - 瀬戸内海沿岸部を 対象にして一
- P236 野村 光春 (電中研) 2016年4月17日に発生したやまじ風の事例解析
- P237 Luis Adriano Chongue (理工学研究科数理環境科学専攻) Stability Parameters, Horizontal Atmospheric Model Resolution and Their Skill to Detect Gale
- 石川 裕彦 (京大防災研) 融雪時の顕熱フラックス直接観測 P238
- 初塚 大輔(北大院地球環境) アンサンブル気候予測データを用いた日本周辺における月降水量極端事象 P239 の将来変化
- 村田 文絵(高知大理工) インドモンスーンの活発期-休止期サイクルにおけるインド中央部と北東部の P240 関係
- P241 野坂 真也 (気象研) 海面水温の時間解像度が地域気候モデルの再現に与える影響
- 久保田 彬恵 (兵庫県立大学) 日本における太陽光発電量・集中太陽熱発電量の将来変化 P242
- P243 初鹿 宏壮 (富山県環境科学センター) 富山における冷暖房デグリーデーの近未来予測
- P244 星野 剛(北大) 北海道における気候変動による洪水外力の変化
- 西澤 慶一 (電中研) 地表面温度の遷移応答予測に適したエネルギー収支モデルの開発 P245
- P246 井上 知栄(首都大・都市環境) 20世紀前後の期間(1891~2011年)におけるミャンマー降水量の変化傾 向
- P247 木野 佳音 (東大大海研) 軌道要素の変化が大退氷期の気候・氷床変動に与える影響
- 浜田 純一 (首都大 都市環境) Pre-YMC観測期間における海大陸域西部の雷活動の日変化 P248
- 栗林 正俊 (長野環境保全研) 長野県における降水量変化率の水平分布と標高依存性 P249
- 堤 之智 (気象研究所) 富士山の気圧を使った東海地方の対流圏下層の気温トレンド算出の試み P250
- P251 「平成26年8月豪雨」を対象とした降水の再現と海面水温に対する感度評価 南口 侑希 (大阪大学)
- P252 前田 麻人 (TUS) 2016年及び2017年に東京スカイツリーで測定された都市上空の雲凝結核特性
- P253 相澤 拓郎 (東大大気海洋) MRI-ESM2による暫定歴史実験における20世紀中頃の北極海氷変動
- P254 坂 泰志 (三重大院生物資源) 2016年1月の日本の大寒波に伴う北極振動の急激な極性反転と北極海氷の 減少
- P255 堀 正岳 (JAMSTEC/IACE) 北極域昇温にともなう寒波と東アジア到達時の環境場について
- 高橋 洋(首都大学東京) 夏季アジアモンスーン(フィリピン)における大気海洋相互作用に隠れたロー P256 カルな海面水温の降水への影響
- P257 荒川 隆 (RIST) 陸域統合モデルILSの開発(第一報)

大会第2日〔10月31日(火)〕13:00~14:00 ポスター・セッション

- P258 東 修平 (高知大理) バングラデシュレーダーで観測された降水システムの特性
- P259 谷口 博(神戸高専) 全球非静力学モデルによる水惑星実験 -熱帯域降水活動の解像度依存性-
- P260 小山 亮 (気象研) 衛星マイクロ波観測で得られた台風の発達と潜熱加熱の関係
- P261 村橋 究理基 (北大院理) 火星大気境界層高解像度 LES によって得られた強い地表面応力の空間分布
- P262 太田 芳文 (気象研) 雲の三次元放射エネルギー収支の空間解像度依存性
- P263 杉山 弘一 (東大院理) 不純物粒子を含む雲粒の光学特性のランダム配置平均の高速近似計算法
- P264 片桐 秀一郎 (九大応力研) 完全減衰を考慮した CALIPSO 雲マスクおよび雲相識別による雲量
- P265 林 昌宏 (MSC) 非球形氷晶モデルを用いたひまわり8号観測による日射量プロダクトの開発
- P266 秋吉 英治(環境研) 南米におけるオゾン全量低下と南極渦の移動、プラネタリー波、およびブロッキン グとの関係について
- P267 佐藤 光之介 (東理大) 夏季の富士山頂における雲凝結核の特性
- P268 小林 拓 (山梨大) 船舶用オリオールメータの試験観測
- P269 馬場 賢治 (酪農大環境) モンゴルゴビ砂漠Sainshand付近のバイオエアロゾル集積地における飛散実験に ついて
- P270 清水 厚 (環境研) ライダーとドローンによる地表付近の微粒子鉛直分布観測
- P271 浅井 俊太(防大)気象衛星ひまわり8号を用いたエアロゾルとクロロフィル濃度の関係
- P272 表野 宏之 (金沢大院) 能登半島における新粒子生成と雲凝結核特性の関連性
- P273 古賀 聖治 (産総研) 西太平洋から南大洋にかけてのエアロゾル粒子の光学特性

大会第3日 〔11月1日(水)〕 13:00~14:30 ポスター・セッション

P301 石井 昌憲 (情通研) 地表面散乱を用いた衛星搭載ドップラー風ライダーシミュレーターによる校正検討

- P302 磯田 総子 (NICT) フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ~地表面クラッタ判別の検証~
- P303 末澤 卓 (首都大 システム) フェーズドアレイレーダおよびNeural Networkを用いた短時間降水予測の 初期検討
- P304 小林 隆久 (電中研) 偏波レーダーのRange variationデータを用いた降水減衰特性の推定
- P305 西井 章 (高知大理) 高知大MPレーダーネットワークによる雨量評価
- P306 堀江 宏昭 (NICT) EarthCARE/CPR検証用地上設置W帯雲観測レーダの開発状況と検証計画
- P307 吉田 幸生 (国環研) GOSAT および GOSAT-2 の短波長赤外プロダクトの進捗状況
- P308 妻鹿 友昭 (首都大システムデザイン) GSMaP 雨量計補正降水マップ(GSMaP Gauge)モデルパラメータの検討
- P309 川村 誠治 (NICT) ウィンドプロファイラ用アダプティブクラッタ抑圧システムの開発
- P310 花土 弘 (NICT) 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 首都圏における多点観測-
- P311 纐纈 丈晴 (NICT) 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 反射法のための反射体の特定
- P312 荒木 健太郎 (気象研) 降雪研究のための市民科学データの観測特性調査

_

- P313 横山 土実 (筑波大院生命環境科学) 赤外・マイクロ波降水データを用いた,南アジアモンスーン域にお けるメソ対流系の鉛直構造解析
- P314 出世 ゆかり(防災科研) Kaバンド偏波レーダーで観測した降雪システムの微細構造
- P315 橋本 明弘 (気象研) 雲物理モデルの多変数化による雲・降水粒子特性の診断
- P316 伊藤 翔星 (京大院理) Phase Field法を用いた水滴の自由振動の計算
- P317 武田 和弥 (兵庫県大院シミュ) 超水滴法による海洋層積雲のシミュレーションと乱流モデルの影響評価
- P318 山下 克也(防災科研・雪氷) 2016年1月24-25日の長岡・見附大雪時の卓越降水粒子の種類
- P319 瀬口 貴文 (防大地球) 積乱雲の雲頂から飛び上がる雲; Jumping Cirrusの観測
- P320 山崎 行浩 (九大院理) DSJRA-55を用いた温帯低気圧に伴う関東地方の竜巻等突風の発生環境場
- P321 佐久間 理絵 (日本大院) 九州地方における冬季降水の出現率
- P322 入江 健太 (学芸大) 2016年台風10号と日本海上の上層寒冷低気圧との相互作用
- P323 稲田 理人 (AORI) 平成25年7月28日島根・山口豪雨の解析
- P324 春日 悟 (新潟大学大学院) 竜巻・突風現象発現もたらす寒冷渦の客観的抽出システムの確立にむけて
- P325 岩下 久人 (明星電気) 地上稠密気象観測データを利用した突風予測手法の汎用性検証
- P326 瀬古 弘 (気象研) 海洋上の水蒸気データの同化実験 (その1)
- P327 金丸 佳矢 (東大 大気海洋研) JAXAスパコン(JSS2)を用いたNICAM-LETKFの準リアルタイムシステム の開発
- P328 山浦 剛 (理研AICS) 混合精度浮動小数点演算を用いた最適な領域浅水波モデル計算

大会第3日 〔11月1日(水)〕 13:00~14:30 ポスター・セッション

P329 加藤 雅也 (京大工) 雲解像モデルと分布型降雨流出モデルを用いた日々の河川流量シミュレーション

P330 渡邊 武志 (電中研) 風速時系列データの特徴量抽出手法に関する考察

P331 原田 裕介 (土木研) 短時間多量降雪に起因する雪崩発生の気象の特徴 -北海道十勝南部での事例-

- P332 松下 拓樹 (寒地土研) 樹林地の雪崩発生に関わる降雪深について
- P333 伊落 貴之 (千葉工大) 東京都心部近郊のWBGTの地点間相違
- P334 川端 康弘 (気象研) 都市気象モデルを用いたヒートアイランドの要因分析
- P335 阿部 康一 ((公財)環境科学技術研究所) 北日本の大気境界層高度や混合層高度の季節変化についての 考察
- P336 柴田 清孝 (KUT) 高知のウィンドプロファイラーで解析された海陸風循環高度の季節変動について
- P337 岩井 宏徳 (NICT) 後退する海風前線
- P338 渡辺 力 (北大低温研) 格子ボルツマン法を用いた接地層乱流のLESモデルの構築
- P339 稲飯 洋一 (東北大院理) 成層圏へ流入する大気の起源の変動が成層圏大気の年齢に与える影響
- P340 村山 昌平 (産総研) 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中CO2濃度及び炭素収支の長期変動
- P341 堤 之智 (気象研究所) 完全雲天時の日射透過率トレンドについて
- P342 早崎 将光 (東大AORI) ストレッチNICAM-SPRINTARSを用いた地上PM2.5高濃度時の気象要因解析
- P343 並木 曹汰 (北大院工) 一枚フィルターから大気ブラックカーボンとダストの情報を簡易的に分離・定量 する手法の検討
- P344 佐々木 徹 (NIES) ビタミンD生成にかかわる太陽紫外線量の気候値データの作成
- P345 押尾 晴樹 (NIES) GOSATによる植生の太陽光誘起クロロフィル蛍光観測のための輝度オフセット補正
- P346 芳賀 ゆうみ (秋県大) GOSATデータの検証に使用する地上FTSの検定を目的とした航空機観測
- P347 村田 浩太郎 (NIPR) 北極海・ベーリング海・西部北太平洋における大気中氷晶核濃度:2016年8-10月「みらい」MR16-06航海での事例
- P348 村田 昭彦 (気象研) 地域気候モデルを用いた台風及び非台風降水の将来変化予測 (その1) 解像度依 存性の小さい台風抽出手法の開発-
- P349 渡邉 俊一 (気象研) 地域気候モデルを用いた台風及び非台風降水の将来変化予測(その2)-現在気候 再現実験における台風降水の検証-
- P350 山田 賢 (気象庁気候情報) CMIP5データにおける日本の極端降水の現在気候再現性評価に向けて
- P351 阿部 学 (JAMSTEC) CMIP5マルチモデルにおける北極海氷変化に伴う雲量・雲放射強制力の変化とその 不確定性
- P352 眞崎 良光 (弘前大理工) 将来の気象条件におけるリンゴ日焼け果のリスク
- P353 阿部 紫織 (MCC) RRIモデルを適用した鬼怒川・小貝川における水位・流量・浸水域の気候変化影響評 価
- P354 立入 郁 (JAMSTEC) 気候-社会経済システムフィードバックを考慮した温暖化予測に向けて

大会第3日 〔11月1日(水)〕 13:00~14:30 ポスター・セッション

P355 齊藤 直彬 (気象研) 2010年夏の熱帯大西洋SSTのアジアモンスーンへの影響

P356 山口 颯太 (新潟大院) 北半球秋季における太平洋域のテレコネクションと南北両半球のパターン間の関係

P357 岡崎 晴菜 (筑波大・地球科学専攻) 春季日本付近の南北気温傾度に関する解析

P358 安孫子 悟 (首都大院・都市環境) 日本の降雪深の年々変動の長期変化とその要因

P359 杉本 志織 (JAMSTEC) 空間解像度によって異なる山岳降水の再現が地上気温に及ぼす影響

- P360 田所 耕平 (KU) カリ長石における鉱物学的特性と氷晶核能との関連性
- P361 中川 清隆 (立正大・地球環境) 指数関数で近似された疑似多方大気において宇宙とのエントロピー交換 を最小にする気温減率
- P362 村崎 万代 (気象研) JRA-55CHSを境界条件に用いたNHMによる大気応答 その4 下層雲と逆転層強度の 変化
- P363 岩崎 杉紀 (防大地球) 衛星搭載ライダと雲レーダによって得られた個数密度が少ない大粒子を含む雲の時空間分布
- P364 佐藤 昇 (大阪府教育セ) 地域情報を取り入れた防災教育の進め方

P365 井田 東吾 (北大院・理 POC) 冬季メキシコ湾流上の顕熱・潜熱フラックスに対する大気応答

- P366 那須野 智江 (JAMSTEC) 全球非静力学モデルNICAMにおける海大陸の日周期変動の再現性
- P367 平田 英隆 (名大・宇地研) 2016年8月中旬に発生したモンスーン低気圧の発達要因

P368 片山 卓彦 (東京海上研究所) 確率台風モデルを用いた台風季節予測の可能性調査

P369 飯田 大晴 (富山大・理) 熱帯域東インド洋における地域による降水特性の違い

P370 伊藤 享洋 (気象庁) 波数1の渦Rossby波の指数関数成長解の存在

- P371 関口 美保 (海洋大) 狭帯域放射伝達モデル Rstar7 の気体吸収過程の更新
- P372 藤川 雅大 (九大総理工) 多視野角・多重散乱ライダによる雲域・降水域の識別手法の開発と検証
- P373 多喜 命 (阪大院工) 衛星搭載型レーダGPM/DPRとの比較による気象レーダネットワークの較正

講演者索引

< A >

Abe Koichi (阿部 康一)	P335
Abe Manabu (阿部 学)	P351
Abe Shiori (阿部紫織)	A163
Abe Shiori (阿部紫織)	P353
Abiko Satoru (安孫子 悟)	P358
Adachi Toru (足立 透)	D402
Aikawa Takuya (相河 卓哉)	C310
Aizawa Takuro (相澤 拓郎)	P253
Akiyoshi Hideharu (秋吉 英治)	P266
Ando Yuta (安藤 雄太)	D302
Aoki Kazuma (青木 一真)B	B409
Aoki Makoto (青木 誠)	P101
Aoki Shota (青木 翔太)	P137
Aonashi Kazumasa (青梨 和正)	B106
Aonashi Kazumasa (青梨 和正)	D401
Arai Kengo (荒井 建伍)	B166
Arai Kenichiro (新井 健一郎)	A203
Arakawa Takashi (荒川 隆)	P257
Araki Kentaro (荒木 健太郎)	A211
Araki Kentaro (荒木 健太郎)	P312
Ariyoshi Nozomi (有吉 望)	D159
Asai Shunta (浅井 俊太)	P271
Awazu Taeka (粟津 妙華)	P126
Azuma Shuhei (東修平)	P258
< B >	
Baba Kenii (馬場 賢治)	P269
< C >	
Chen Yingwen (CHEN Ying-Wen)	D103
Chiwata Maki (千綿 蒔)	C403
< D >	
Daikai Shinnosuke (大海 慎之輔)	P142

Daikai Shinnosuke (大海 慎之輔)	P142
Damiani Alessandro (Alessandro Damiani)	A152
< E >	

Eikouseiki Kabushikigaisya (英弘精機株式会社)	P211
Endo Hirokazu (遠藤 洋和)	A454
Endo Nobuhiko (遠藤 伸彦)	D210
Enomoto Takeshi (榎本 剛)	C167
Erdenebat Enkhbat (エルデンハト エンフハト)	P166

< F >

Fudeyasu Hironori (筆保 弘徳)	D409
Fujibe Fumiaki (藤部 文昭)	A314
Fujibe Fumiaki (藤部 文昭)	C459
Fujii Emi (藤井 瑛美)	P235
Fujikawa Masahiro (藤川 雅大)	P372
Fujita Mikiko (藤田 実季子)	D152
Fujiwara Chusei (藤原 忠誠)	A201

Fujiwara Keita (藤原 圭太) Fukuhara Takaaki (福原 隆彰) Fukui Shin (福井 真) Fukushima Azusa (福島 あずさ)	D457 P120 D212 C452
< G >	
Geng Biao (耿 驃)	B168
Go Katsube (勝部 豪)	A461
Goto Daisuke (五藤 大輔)	B212
< H >	
Haga Yumi (芳賀 ゆうみ)	P346
Hamada Atsushi (濱田 篤)	A459
Hamada Atsushi (濱田 篤)	B171
Hamada Junichi (浜田 純一)	P248
Hanado Hiroshi (花土 弘)	P310
Hanato Yusuke (花戸 佑輔)	P165
Hara Keiichiro (原 圭一郎)	P148
Hara Masayuki (原 政之)	D207
Harada Yusuke (原田 裕介)	P331
Haruki Ukyo (春木 優杏)	P232
Hasegawa Akira (長谷川 聡)	D163
Hashiguchi Hiroyuki (橋口 浩之)	P106
Hashimoto Akihiro (橋本 明弘)	P315
Hashimoto Yuki (橋本 侑樹)	C453
Hashino Tempei (端野 典平)	P118
Hashziume Masahiro (橋爪 真弘)	C461
Hatsushika Hiroaki (初鹿 宏壮)	P243
Hatsuzuka Daisuke (初塚 大輔)	P239
Hayano Mariko (早野 真理子)	P204
Hayasaka Hiroshi (早坂 洋史)	P164
Hayasaka Tadahiro(早坂 忠裕)	D314
Hayasaki Masamitsu(早崎 将光)	P342
Hayashi Masahiko (林 政彦)	C107
Hayashi Masahiko (林 政彦)	D467
Hayashi Masahiro (林 昌宏)	P265
Hayashi Shugo (林 修吾)	P225
Higuchi Atsushi (樋口 篤志)	A153
Hirasawa Naohiko (平沢 尚彦)	C106
Hirata Hidetaka (平田 英隆)	C406
Hirata Hidetaka (平田 英隆)	P367
Hirockawa Yasutaka (廣川 康隆)	B160
Hirose Masafumi (広瀬 正史)	P208
Hiroshige Tsuguti (津口 裕茂)	B151
Hisamatsu Rikito (久松 力人)	A165
Honda Meiji (本田明治)	C405
Hoque Syedul (Hoque Syedul)	B404
Hori Masahiro (堀 雅裕)	B104
Horn Masatake (堀 正岳)	P255
Horie Hiroaki (堀江 宏昭)	P306
Horinouchi Takeshi (堀之内 武)	C152
Horinouchi Takeshi (堀之内 武)	C153
Hoshi Ryosuke (星亮輔)	P158
Hoshino Tsuyoshi (星野 剛)	P244
Hotta Hideyuki (堀田 英之)	C162
Hyono Hiroyuki (表野 宏之)	P272

< [>

Ichikawa Yuiko (市川 悠衣子)	D461
Ichiyanagi Kumpei (一柳 錦平)	P161
Ida Tougo (井田 東吾)	P365
Iga Keita (伊賀 啓太)	C411
Igarashi Daichi (五十嵐 大地)	P229
Ihara Tomohiko (井原 智彦)	C457
Iida Taisei (飯田 大晴)	P369
Iizumi Toshichika (飯泉 仁之直)	D167
Ikawa Hiroki (伊川 浩樹)	C407
Ikegami Masaaki (池上 雅明)	B406
Imada Yukiko (今田 由紀子)	D154
Imamura Atsushi (今村 淳志)	B161
Imamura Takeshi (今村 剛)	C157
Inada Masato (稲田 理人)	P323
Inai Yoichi (稲飯 洋一)	P339
Inoue Hanako (猪上 華子)	A204
Inoue Tomoshige (井上 知栄)	P246
Iochi Takayuki (伊落 貴之)	P333
Irie Kenta (入江 健太)	P322
Iriguchi Takeshi (入口 武史)	P226
Ishibashi Toshiyuki (石橋 俊之)	C302
Ishida Haruma (石田 春磨)	P207
Ishii Kazuki (石井 和樹)	P145
Ishii Shoken (石井 昌憲)	P301
Ishijima Kentaro (石島 健太郎)	P144
Ishikawa Hirohiko (石川 裕彦)	P238
Ishimoto Hiroshi (石元裕史)	A408
Ishitsu Naoki (石津尚喜)	A205
Ishivama Takahiro (石山 尊浩)	D455
Isoda Fusako (磯田 総子)	P302
Itano Toshihisa (板野 稔久)	P216
Ito Junshi (伊藤 純至)	A302
Ito Takahiro (伊藤 享洋)	P370
Itou Shousei (伊藤 翔星)	P316
Iwabuchi Hironobu (岩渕 弘信)	A407
Iwai Hironori (岩井 宏徳)	P102
Iwai Hironori (岩井 宏徳)	P337
Iwanami Koyuru (岩波 越)	C315
Iwasaki Suginori (岩崎 杉紀)	P363
Iwashita Hisato (岩下 久人)	A209
Iwashita Hisato(岩下久人)	P325
	1525
< J >	
Jin Yoshitaka (神慶孝)	P210
Jung Woonseon (Jung WoonSeon)	A105
< K >	
Kadoya Toshiki (門屋 寿樹)	D463
Kamae Youichi (釜江 陽一)	D160
Kamahori Hirotaka (釜堀 弘降)	D208
Kameda Takao (亀田 貴雄)	B452
Kamijo Kenichi (上條 賢一)	A315
Kamizawa Nozomi (神澤 望)	P153
Kanada Sachia (余田 去車)	D405

Kanai Jumpei (金井 惇平) D453 Kanemaru Kaya (金丸 佳矢) P327 Kanemura Naotoshi (金村 直俊) B455 Kanno Yuki (菅野 湧貴) D303 Kase Koki (加瀬 紘熙) D410 Kashimura Hiroki (樫村 博基) A404 Kashimura Hiroki (樫村 博基) C159 Kasuga Satoru (春日 悟) P324 Katagiri Shuichiro (片桐 秀一郎) P264 Katayama Takuhiko (片山 卓彦) P368 Kato Kuranoshin (加藤 内藏進) A463 Kato Masaya (加藤 雅也) P329 Katsumata Masaki (勝侯 昌己) B169 Katsuyama Yuta (勝山 祐太) P149 Kawabata Takuya (川畑 拓矢) C306 Kawabata Yasuhiro (川端 康弘) P334 Kawai Hideaki (川合 秀明) D315 Kawai Yoshimi (川合 義美) B307 Kawai Yuta (河合 佑太) C164 Kawamura Seiji (川村 誠治) B308 Kawamura Seiji (川村 誠治) P309 Kawano Kyosuke (河野 恭佑) P134 Kawase Hiroaki (川瀬 宏明) D166 Kawatani Yoshio (河谷 芳雄) A451 Kazumori Masahiro (計盛正博) C201 Khatri Pradeep (Khatri Pradeep) A410 Kida Tomoaki (喜田 智亮) P104 Kihira Akinori (紀平 旭範) P122 Kikegawa Yukihiro (亀卦川 幸浩) P234 Kikuchi Hiroshi (菊池 博史) P203 Kikuchi Maki (菊池 麻紀) B101 Kikuchi Nobuyuki (菊地 信行) A159 Kimura Shunsuke (木村 俊介) P223 Kino Kanon (木野 佳音) P247 Kinoshita Masashi (木下仁) B152 Kinoshita Nobuyuki (木下 宣幸) P212 Kinsohita Takenari (木下 武也) D466 Kishikawa Takuya (岸川 拓也) P219 Kitabatake Naoko (北畠 尚子) P123 Kitahara Takehiko(北原岳彦) C155 Kitamura Yuji (北村 祐二) A301 Kitamura Yuji (北村 祐二) P139 Kobayashi Fumiaki (小林 文明) A207 Kobayashi Hiroshi (小林 拓) P268 Kobayashi Takahisa (小林 隆久) P304 Kobayashi Tomoki (小林 朋樹) A166 Koga Seiji (古賀 聖治) P273 Koike Kana (小池 佳奈) B157 Komatsu Kensuke (小松 謙介) C402 Komuro Misa (小室 美紗) P230 Kondo Keiichi (近藤 圭一) C303 Kondo Masayuki (近藤 雅征) B202 Konishi Hiroyuki (小西 啓之) C108 Konishi Hiroyuki (小西 啓之) P107 Kosaka Yu(小坂 優) D310 Koshin Dai (小新大) A403 Kotake Nobuki (小竹 論季) B310 Kouketsu Takeharu (纐纈 丈晴) P311 Kouyama Toru (神山 徹) C154

Kubota Akie (久保田 彬恵)	P242
Kubota Hisayuki (久保田 尚之)	D459
Kubota Kohsuke (久保田 匡亮)	B304
Kubota Minoru (久保田 実)	P112
Kudo Ami (工藤 亜美)	P209
Kudo Rei (工藤 玲)	A411
Kuji Makoto (久慈 誠)	P147
Kunishima Yuichi (國嶋 雄一)	A106
Kuo Tzuhsien (郭 子仙)	A104
Kuramoto Kiyoshi (倉本 圭)	C163
Kuribayashi Masatoshi (栗林 正俊)	P249
Kuroda Yuhji (黒田 友二)	D301
Kusaka Hiroyuki (日下 博幸)	C458
Kusanagi Hiroshi (草薙 浩)	B162
Kusanagi Hiroshi (草薙 浩)	B163
Kusunoki Kenichi (楠 研一)	A202
Kusunoki Shoji (楠 昌司)	A455
Kusunoki Shoji (楠 昌司)	D161
Kuwana Yusuke (桑名 佑典)	D313
< L >	
Le Duc (レ デュック)	C305
Liu Guangyu (劉 光宇)	A402
< M >	
Maeda Asato (前田 麻人)	P252
Maejima Yasumitsu (前島 康光)	C209
Maesaka Takeshi (前坂 剛)	P206
Maki Takashi (眞木 貴史)	B201
Masaki Yoshimitsu (眞崎 良光)	P352
Mashiko Wataru (益子 渉)	P220
Masui Hirokazu (舛井 博一)	P152
Matsubara Koji (松原浩司)	A155
Matsumoto Kengo (松本 健吾)	D203
Matsumura Shinji (松村 伸治)	A453
Matsuoka Daisuke (松岡 大祐)	P228
Matsushita Hiroki (松下 拓樹)	B303
Matsushita Hiroki (松下 拓樹)	P332

Matsushita Yumi (松下 侑未)

Michibata Takuro (道端 拓朗)

Minamiguchi Yuki (南口 侑希)

Minobe Shoshiro (見延 庄士郎)

Miyajima Akiko (宮島 亜希子)

Miyasaka Takafumi (宮坂 貴文)

Miyazaki Kazuyuki (宮崎 和幸)

Momoi Masahiro (桃井 裕広)

Moriyama Tomohiro (森山 知洋)

Mega Tomoaki (妻鹿 友昭)

Min Kyeongseok (閔 庚夕)

Minamoto Yuki (源祐輝)

Misaka Ikusei (三坂 育正)

Miura Haruka (三浦 悠)

Miura Haruka (三浦 悠)

Miyazaki Shun (宮崎 駿)

Mizuta Ryo (水田亮)

Mori Atsushi (森 厚)

Mori Shuichi (森 修一)

Moroda Yukie (諸田 雪江)

D158

P308

D102

P224

P251

B403

D312

C455

A305

A306

B458

A457

B207

D411

D151

P172

C412

D468

B460

B306

Morotomi Kazuomi (諸富和臣)	A208
Morotomi Kazuomi (諸富和臣)	P202
Moteki Kosaku (茂木 耕作)	C101
Motoya Ken (本谷研)	P231
Motoyoshi Hiroki (本吉 弘岐)	P105
Murahashi Kuriki (村橋 究理基)	P261
Murakami Masataka (村上 正隆)	A101
Murata Akihiko (村田 昭彦)	P348
Murata Fumie (村田 文絵)	P214
Murata Fumie (村田 文絵)	P240
Murata Kotaro (村田浩太郎)	P347
Murayama Shohei (村山 昌平)	P340
Murazaki Kazuyo (村崎 万代)	P362
< N >	
Nabetani Takashi (鍋谷 尭司)	P227
Nagai Tomohiro (永井 智広)	B311
Nagano Yoshinori (永野 良紀)	A161
Nagao Takashi (永尾 隆)	B103

Nagai Tomohiro (永井 智広)	B311
Nagano Yoshinori (永野 良紀)	A161
Nagao Takashi (永尾 隆)	B103
Nagasawa Chikao (長澤 親生)	B312
Nagumo Nobuhiro (南雲 信宏)	B159
Nakaegawa Tosiyuki (仲江川 敏之) P155
Nakagawa Kiyotaka (中川 清隆)	P361
Nakagawa Masayuki (中川 雅之)	C309
Nakagawa Yujin (中川 友進)	D168
Nakai Sento (中井 専人)	A210
Nakajima Hideaki (中島 英彰)	B407
Nakajima Takashi (中島 孝)	A151
Nakamura Kazuki (中村 一樹)	B457
Nakamura Yosuke (中村 要介)	A164
Nakamura Yusuke (中村 祐輔)	A307
Nakanowatari Takuya (中野渡 拓也)	P163
Nakatsubo Maki (中坪 真希)	P135
Nakayama Hideaki (中山 秀晃)	B462
Nakayama Hiromasa (中山 浩成)	A303
Nakayama Hiroto (中山 尋斗)	D456
Nakazawa Tetsuo (中澤 哲夫)	D307
Namiki Sota (並木 曹汰)	P343
Naoe Hiroaki (直江 寛明)	A405
Naoi Moeka (直井 萌香)	P157
Nasuno Tomoe (那須野 智江)	P366
Nemoto Manabu (根本 学)	B454
Ninomiya Kozo (二宮 洸三)	B155
Nishi Noriyuki (西憲敬)	D465
Nishii Akira (西井 章)	P305
Nishii Kazuaki (西井 和晃)	C103
Nishimori Motoki (西森 基貴)	P150
Nishizawa Keiichi (西澤慶一)	P245
Nishizawa Tomoaki (西澤 智明)	B313
Niwano Masashi (庭野 匡思)	D108
Noda Akira (野田 彰)	C410
Noguchi Katsuyuki (野口 克行)	C408
Nohara Daisuke (野原 大輔)	A158
Nomura Mitsuharu (野村 光春)	B165
Nomura Mitsuharu (野村 光春)	P236
Nosaka Masaya (野坂 真也)	P241
Nozawa Chinami (野澤 千菜美)	P132
Nozawa Toru (野沢 徹)	A452

< O >

Oda Mayuko (小田 真祐子)	P128
Ogawa Yohei (小川 陽平)	A309
Ogi Akinori (小木 昭典)	B405
Ogohara Kazunori (小郷原 一智)	C161
Ogura Tomoo (小倉 知夫)	D105
Ohata Sho (大畑 祥)	B206
Ohba Masamichi (大庭 雅道)	P130
Ohgaito Rumi (大垣内 るみ)	D106
Ohizumi Mitsuo (大泉 三津夫)	D211
Ohno Yuichi (大野 裕一)	B102
Ohtake Hideaki (大竹 秀明)	A154
Oikawa Eiji (及川 栄治)	P146
Oikawa Hiroshi (及川 博史)	B314
Oikawa Hiroshi (及川 博史)	P201
Oishi Ryouta (大石 龍太)	D107
Oizumi Tsutao (大泉 伝)	P124
Okada Yasuko (岡田 靖子)	D153
Okamoto Hajime (岡本 創)	A409
Okamoto Kozo (岡本 幸三)	C207
Okazaki Haruna (岡﨑 晴菜)	P357
Okumura Masayoshi (奥村 政佳)	B456
Onishi Ryo (大西 領)	C307
Onomura Shiho (小野村 史穂)	A206
Oohashi Yukitaka (大橋 唯太)	A304
Oohashi Yukitaka (大橋 唯太)	C454
Orikasa Narihiro (折笠 成宏)	P115
Ose Tomoaki (尾瀬 智昭)	A456
Oshima Kazuhiro (大島和裕)	D306
Oshio Haruki (押尾 晴樹)	P345
Ota Yoshifumi (太田 芳文)	P262
Otsuka Michiko (大塚 道子)	C203
Oyama Ryo (小山亮)	P260

< P >

Phermphoonphiphat Ekasit	
(Phermphoonphiphat Ekasit)	

< R >

Luis Adriano Chongue (Luis Adriano P237 Chongue)

P156

< S >

Saito Izumi (齋藤 泉)	A107
Saito Kazuo (斉藤 和雄)	C304
Saito Naoaki (齊藤 直彬)	P355
Saka Taishi (坂 泰志)	P254
Sakai Satoshi (酒井 敏)	A310
Sakai Tetsu (酒井 哲)	B309
Sakai Tetsu (酒井 哲)	P111
Sakuma Rie (佐久間 理絵)	P321
Sakurai Namiko (櫻井 南海子)	B158
Sano Tetsuya (佐野 哲也)	P103
Sasai Takahiro (佐々井 崇博)	B203
Sasaki Toru(佐々木 徹)	P344
Sasaki Youhei (佐々木 洋平)	C165
Sato Kazutoshi (佐藤 和敏)	C104
Sato Konosuke (佐藤 光之介)	P267

Sato Naoki (佐藤 尚毅) D460 Sato Noboru (佐藤昇) P364 Sato Takenori (佐藤 丈徳) P162 Sato Takuya (佐藤 卓弥) P114 Sato Yousuke (佐藤 陽祐) A108 Sato Yousuke (佐藤 陽祐) B412 Satoh Reona (佐藤 令於奈) C401 Satoh Shinsuke (佐藤 晋介) B305 Satoh Takehiko (佐藤 毅彦) C151 Satoh Tomoko (佐藤 \モ子) B451 Sawada Yohei (澤田 洋平) C204 Sawada Yohei (澤田 洋平) C301 Seguchi Takafumi (瀬口 貴文) P319 Seino Naoko (清野 直子) B156 Seki Koushin (席 浩森) A401 Seki Takanori (関 隆則) A406 Seki Yohei (関 陽平) B453 Sekiguti Miho (関口 美保) P371 Sekine Yudai (関根 祐大) D309 Sekizawa Shion (関澤 偲温) D311 Seko Hiromu (瀬古 弘) P125 Seko Hiromu (瀬古 弘) P326 Serio Matyuere (Celio Matuele) P170 Seto Shinta (瀬戸 心太) B107 Seto Shinta (瀬戸 心太) P205 Sherrifftadano Sam (シェリフ多田野 D305 サム) P221 Shibata Kiyotaka (柴田 清孝) Shibata Kiyotaka (柴田 清孝) P336 Shibata Taiga (柴田 大河) C313 Shibata Takashi (柴田 隆) B408 Shido Fumitake (志藤 文武) P233 Shigeno Yosuke (滋野 陽介) P119 Shimada Teruhisa (島田 照久) A162 Shimada Udai (嶋田 宇大) P169 Shimadera Hikari (嶋寺 光) P131 Shimizu Atsushi (清水厚) P270 Shimoyama Kou (下山 宏) P138 Shindo Eiki (新藤 永樹) D101 Shinohara Mizuki (篠原 瑞生) D162 Shiogama Hideo(塩竈 秀夫) D155 Shiraishi Koichi (白石 浩一) A311 Shiraishi Koichi (自石 浩一) P141 Shoji Yoshinori (小司 禎教) P110 Shusse Yukari (出世 ゆかり) A212 Shusse Yukari (出世 ゆかり) P314 Sudo Kengo (須藤 健悟) B210 Sueki Kenta (末木 健太) P116 Suetou Naho (末藤 菜保) A460 Suezawa Taku (末澤 卓) P303 Sugawara Hirofumi (菅原 広史) B205 Sugimoto Norihiko (杉本 憲彦) C160 Sugimoto Shiori (杉本 志織) P359 Sugiyama Hirokazu (杉山 弘一) P263 Sunaga Tomohiro (須長 智洋) P129 Suzuki Chieko (鈴木 智恵子) P160 Suzuki Hiroto (鈴木 博人) B301 Suzuki Keisuke (鈴木 啓助) D206 Suzuki Kenji (鈴木 賢士) P218 Suzuki Shin (鈴木 臣) P171 Suzuki Shinichi (鈴木 真一) B302 Suzukiparker Asuka (鈴木パーカー C456 明日香)

< T >

Tachibana Yoshihiro (立花 義裕)	C102
Tachiiri Kaoru (立入 郁)	P354
Tadokoro Kohei (田所 耕平)	P360
Tajiri Takuya (田尻 拓也)	A102
Taka Yuya (高 裕也)	D165
Takagi Masahiro (高木 征弘)	C158
Takagi Seiko (高木 聖子)	P173
Takahashi Chiharu (高橋 千陽)	D458
Takahashi Hiroshi (高橋 洋)	P256
Takahashi Naoya (高橋 直也)	D464
Takahashi Nobuhiro (高橋 暢宏)	B173
Takahashi Tsuneya (高橋 庸哉)	D205
Takahashi Yoshiyuki (高橋 芳幸)	C166
Takakuwa Kinuka (高桑 衣佳)	B459
Takami Kazuya (高見 和弥)	P121
Takamura Mao (高村 真央)	C156
Takasaki Yoshinori (高咲 良規)	B154
Takasuka Daisuke (高須賀 大輔)	D462
Takayabu Izuru (高薮 出)	D209
Takayabu Yukari (高薮 縁)	B170
Takeda Kazuya (武田 和弥)	P317
Taki Mikoto (多喜 命)	P373
Tamori Chikaya (田盛 智翔也)	D403
Tanahara Shinya (棚原 慎也)	C314
Tanaka Hiroshi (田中 博)	C409
Tanaka Kenji (田中 健路)	B153
Tange Suguru (田家 卓)	C460
Taniguchi Hiroshi (谷口 博)	P259
Terao Toru (寺尾 徹)	C462
Terao Yukio (寺尾 有希夫)	B204
Tobo Yutaka (當房 豊)	A103
Tochimoto Eigo (栃本 英伍)	B164
Tomiyama Yoshiyuki (冨山 芳幸)	B463
Toyoshima Koichi (豊嶋 紘一)	P108
Tsautsumi Yukitomo (堤之智)	P250
Tsautsumi Yukitomo (堤之智)	P341
Tsuchida Tomoyasu (槌田 知恭)	D202
Tsuji Hiroki (辻 宏樹)	A458
Tsuji Hiroki (辻 宏樹)	D404
Tsujino Satoki (辻野 智紀)	P167
Tsukijihara Takumi (築地原 匠)	C404
Tsutsumi Hayato (堤勇人)	P109

< U >

Uchiyama Tsuneo (内山 常雄)	D204
Udagawa Yusuke (宇田川 佑介)	A156
Ueda Hiroaki (植田 宏昭)	D157
Uekiyo Naotaka (上清 直隆)	C205
Uno Fumichika (宇野 史睦)	A157
Ushiyama Tomoki (牛山 朋來)	C211
Ushiyama Tomoki (牛山 朋來)	C312

< W >

Wada Akiyoshi (和田 章義)	D407
Wada Naoto (和田 直人)	B461
Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝)	C208
Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝)	P151
Wang Zhe (王 哲)	A312
Watanabe Akira (渡邊 明)	B411
Watanabe Shunichi (渡邉 俊一)	P349
Watanabe Takanori (渡邊 貴典)	A313
Watanabe Takanori (渡邊 貴典)	P136
Watanabe Takeshi (渡邊 武志)	B105
Watanabe Takeshi (渡邊 武志)	P330
Watanabe Tsutomu (渡辺 力)	P338
Watarai Yasushi (渡来 靖)	P159

< Y >

Yabuki Masanori (矢吹 正教) B410 Yamada Hiroyuki (山田 広幸) B167 Yamada Ken (山田 賢) P350 Yamada Kyohei (山田 恭平) C105 Yamada Kyohei (山田 恭平) C311 Yamada Yohei (山田 洋平) D454 Yamada Yoshinori (山田 芳則) P117 Yamagishi Takuya (山岸 拓矢) P140 Yamaguchi Kazuki (山口 和貴) A308 Yamaguchi Munehiko (山口 宗彦) C308 Yamaguchi Munehiko (山口 宗彦) D412 Yamaguchi Sota (山口 颯太) P356 Yamaji Moeka (山地 萌果) B172 Yamaji Moeka (山地 萌果) P213 Yamamoto Akira (山本 哲) B315 Yamamoto Haruhiko (山本 晴彦) D201 Yamamoto Munehisa (山本 宗尚) P113 Yamanouchi Takashi (山内 恭) D308 Yamasaki Shota (山崎 聖太) D452 Yamasaki Yukihiro (山崎 行浩) P320 Yamashita Katsuya (山下 克也) P318 Yamashita Koji (山下 浩史) C202 Yamashita Yousuke (山下 陽介) B209 Yamaura Tsuyoshi (山浦 剛) P328 Yamazaki Akira (山崎 哲) C206 Yamazaki Koji (山崎 孝治) D304 Yamazaki Takuya (山崎 拓弥) P222 Yanase Wataru (柳瀬 亘) D451 Yasuda Akari (安田 朱里) P133 Yasunari Teppeij (安成 哲平) B401 Yatagai Akiyo (谷田貝 亜紀代) A462 Yokota Sho (横田 祥) P127 Yokota Sho (横田 祥) P217 Yokoyama Tsuchimi (横山 土実) P313 Yoneda Chikako (米田 智佳子) C451 Yoshida Akira (吉田 聡) D164 Yoshida Kenji (吉田 健二) A160 Yoshida Kohei (吉田 康平) D156 Yoshida Mayumi (吉田 真由美) B211 Yoshida Ryuhei (吉田 龍平) P154 Yoshida Ryuji (吉田 龍二) D408 Yoshida Satoru (吉田智) P215

Yoshida Yukio (吉田 幸生)	P307
Yoshino Jun (吉野 純)	D406
Yoshioka Hiroaki (吉岡 大秋)	P168
Yoshioka Mayumi (吉岡 真由美)	C210
Yukimoto Seiji (行本 誠史)	D104
Yumimoto Keiya (弓本 桂也)	B208

< Z >

Zaizen Yuji (財前 祐二)	P143
Zhang Daizhou (張 代洲)	B402

大会第1日 午前

大気エアロゾルが雲・降水過程に及ぼす影響解明に関する研究

- 研究計画概要 -

*村上正隆(名大宇宙地球環境研究所・気象研究所)、篠田太郎、松見豊(名大宇宙地球環境研究所)、 折笠成宏、田尻拓也、橋本明弘、財前祐二⁺、川合英明⁺、大島長⁺、荒木健太郎⁺(気象研究所)、 松木篤、牧輝弥⁺(金沢大)、竹村俊彦⁺(九大) (+は連携研究者)

1. はじめに

雲核や氷晶核として働くエアロゾルの雲・降水影響は 日々の天気予報から気候変動予測まで様々なスケールで 重要な役割を果たしていることが認識されてきた。気候 変動予測分野では、過去20年間、雲核の多寡による雲粒 数濃度の変調を介して雲の放射特性に与える影響が研究 されてきたが、十分な改善には至っていない。本研究プ ロジェクトでは最新技術を駆使した地上観測・室内実 験・数値実験を有機的に結合した研究を推進し、エアロ ゾルの雲核・氷晶核特性、それに対応した雲の微物理構 造を総合的に解析、雲粒・氷晶生成過程の定式化を行う。 その成果をエアロゾル・雲・降水統一モデルに組込み、 高精度な数値実験によりエアロゾルの雲・降水影響、特 に降水雲を介したエネルギー・水循環の変調を解明・評 価し、天気予報および気候変動予測の精度向上に資する ことを目的とする。

本稿では、本研究プロジェクトの研究計画の概要を紹介 するとともに、広く気象学会員の方々の意見をいただき、 研究実施の参考とさせて頂くことを目的としている。

2. 研究計画概要

地上エアロゾルモニタリング

各種エアロゾル粒径分布測定装置、雲核計、エアロゾ ル濃縮器を装備した氷晶核計からなる地上エアロゾルモ ニタリングシステム(図1)による通年観測を実施する とともに、エアロゾル化学特性計測を強化するため定期 的な電子顕微鏡EDX分析用およびバイオエアロゾル分析 用エアロゾルサンプリングを気象研究所(つくば市)で 実施し、気象条件や各種エアロゾルの混合状態等と関連 付けた統計解析を通して雲核・氷晶核として働く大気エ アロゾルの動態を解明するとともに、データベース化を 進める。また、エアロゾル・雲・降水統一パラメタリゼ ーションの精緻化のため、数値モデルの検証データとし ても利用する。

雲生成チェンバー実験

人為起源エアロゾルや自然起源のダスト・バイオエア ロゾルを模した標準エアロゾル粒子を用いて、種々の気 象条件設定下で雲生成チェンバー(図2)を用いた実験 を行い、雲核・氷晶核特性を定量的に解析し、各種エア ロゾル粒子の雲核・氷晶核特性に関するデータベースの 拡充を図る。地上エアロゾルモニタリング観測と同期し て、黄砂飛来等の顕著なイベント時に大気エアロゾルを 用いた雲生成実験を行い、雲粒・氷晶の残渣粒子を CVI で採集し、無機物質の化学特性を電子顕微鏡 EDX 分析、 有機エアロゾルはラマン顕微鏡法、バイオエアロゾルは 蛍光顕微鏡法・分子生物学的手法(定量 PCR)を駆使し て、大気エアロゾル中で実際に雲核・氷晶核として働い たエアロゾル種を同定する。大気エアロゾルを用いた実 験と多様な混合状態の標準粒子を用いた実験から得られ る雲核・氷晶核特性の類似性を比較解析し、大気エアロ ゾルを構成する各種エアロゾル粒子タイプに関して物理 化学生物特性と雲核・氷晶核特性の関係を定量的に評価 し、雲核・氷晶核活性化の定式化(雲核・氷晶核による 雲生成過程のモデル化)の高精度化を図る 数値モデリング

雲生成チェンバー実験の結果を基に、CCN/IN として働 くエアロゾルも予報変数とする詳細雲微物理ビンモデル の検証・改良を行い、精度の向上を図る。詳細雲微物理 ビンパーセルモデルとの比較を通して、2 モーメントバル クパーセルモデルを開発・改良し、雲解像(非静力学) モデルへ組込み、全球(エアロゾル気候)モデルによる 各種エアロゾルの時空間分布を初期値境界値とするエア ロゾル・雲・降水統一非静力学モデルを開発する。地上 エアロゾルモニタリングから得られる、エアロゾルの物 理化学特性、CCN 能および IN 能の観測値を用いてエアロ ゾル・雲・降水統一パラメタリゼーションの検証・改良 を行う。

このパラメタリゼーションを取込んだ雲解像モデルに 全球モデルのエアロゾル情報を取り込んで、各種エアロ ゾルが雲の微物理構造と降水過程へ及ぼす影響、更には それを介して水・エネルギー循環に及ぼすインパクトを 解明する予定である。



図1 地上エアロゾルモニタリング施設



図2 雲生成チェンバー

偏光機能を付加したエアロゾル・雲粒子センサーによる氷晶計測

*田尻 拓也・Tzu-Hsien KUO・折笠成宏・財前祐二(気象研)

村上 正隆 (名大宇地研)

1. はじめに

UAE 研究プロジェクト「乾燥・半乾燥地域にお ける降水強化に関する先端的研究」の一環として、 室内実験に取り組んでおり、雲核・氷晶核として の働きを検証するため、Hybrid フレアー(AgI+吸 湿性粒子)やヨウ化銀(AgI)発煙装置から発生す る粒子の評価実験を計画している。

雲生成チェンバー実験における雲粒子計測で は、これまでエアロゾル・雲粒子センサー(CAS, DMT 社製)、CPI (SPEC 社製)、Welas (PALAS 社製) を併用し、チェンバー内に現れるサブミクロンか ら 100μm程度の粒子を検出してきた。このうち、 氷晶の発生数濃度の温度依存性に関しては、主に Welas データを用いて定量化を進めてきたが、実 験精度において課題があった。その克服のため、 CAS に偏光機能を付加し (CAS-DPOL)、氷晶計測へ の改善を図ったので報告する。

2. 氷晶計測手法と課題

雲粒凍結による氷晶発生は、一次氷晶発生の主 要機構であるが、雲粒を介して氷晶核活性が生起 するため、発生初期には過冷却雲粒が圧倒的な場 にあって、些少な氷晶を検出する必要がある。

WELAS は、白色光を光源とし、粒子からの側方 散乱光(90±12°)を利用して粒径計測を行う。 $1 \mu m 以上の粒子を捉えることができるが、氷晶の$ ような非球形粒子に関しては2倍程度までサイズを過大評価する。この計測特性により、氷晶発生開始後には、雲粒のサイズから抜け出した比較的大きな粒子が不連続に計測される。現状、雲粒と $氷晶を区別する任意の閾値(<math>10 \sim 30 \mu m$)を都度 設定し、これを超えるものを氷晶とし、数濃度の 温度依存性を解析している(図1)。

CAS は 0.3~30 µ m の粒子サイズの計測ができ、 雲粒子の粒径分布の計測が可能であるが、発生初 期の氷晶は大多数の雲粒とサイズのみによる区 別が困難であるため、氷晶発生のオンセット検知 には使用していない。

CPI は雲粒子の粒子映像を切り出すことにより、 その形状や晶癖の情報を得ることができるが、最 小検出感度が 10μmであるため、氷晶発生のオン セット検知の遅れやより微小な氷晶について雲 粒との識別が不明瞭となる点が挙げられる。

従って、過冷却雲の状態において氷晶の個別サ イズや粒径分布を氷晶の発生初期から精度良く 捉えることが、課題であった。

3. 偏光機能付き CAS への改良

CAS-DPOLは、従来 CAS が持つ一粒子の前方・後 方散乱光強度の計測に加え、後方散乱側を偏光・ 非偏向成分に分離することにより、偏光解消度 (depolarization ratio)を算出することができ る(図2)。これにより、粒子の非球形性に関して 情報が付加され、適切な閾値を設定することで、 数 μ mからの雲粒・氷晶識別といった計測精度の 向上が期待される。S/N比の制約から見過ごして きた、-15℃以上の気温領域での氷晶発生につい て着目していきたい。また、センサー部取付位置 をチェンバー底部へ移動し、WelasやCPI近傍で の計測ができるよう改善した。



図1 Welas による氷晶検出(ヨウ化銀による実験)





図2 CAS-DPOL の外観(上)および模式図(下)

4. 今後の予定

形状やサイズの既知な粒子を校正に用いて、 CAS-DPOL の精度評価を行う。その後、Hybrid フ レアーやヨウ化銀による雲生成実験において、雲 粒凍結に伴う氷晶発生時のデータを取得し、初期 的解析を行う予定である。CAS-DPOL 導入による、 氷晶発生のオンセットおよび氷晶核活性パラメ ータ INAS の精度改善について評価していきたい。

スパールバル諸島・ニーオルスンでの氷晶核の計測:2016年7月の事例

*當房 豊 (極地研),足立 光司 (気象研), Paul J. DeMott (コロラド州立大), Thomas C. J. Hill (コロラド州立大), 大畑 祥 (東大・理),植竹 淳 (極地研),近藤 豊 (極地研),小池 真 (東大・理)

1. はじめに

北極圏の下層大気(上空数百メートル〜数キロメートル) にしばしば発生する北極域混相雲の存在は、北極圏におけ る放射収支や水循環(降雨・降雪)などに大きな影響を及 ぼしている(Morrison et al., 2012). 最近の研究では、北極 圏の中でもスバールバル諸島の周辺は、混相雲の発生頻度 が特に高い傾向にあることが指摘されている(Mioche et al., 2015).

混相雲内にて氷晶が形成される際には,氷晶核として働 くエアロゾル粒子の存在が必要である.しかしながら,北 極圏での氷晶核の計測は,技術的に難しいこともあり,北 極域混相雲の形成にかかわる氷晶核が,北極圏の大気中に どの程度の量で存在しているのかは,未だにほとんどわか っていない.

本発表では、2016 年 7 月にスパールバル諸島・ニーオ ルスンのゼッペリン山観測所(高度 475 m)で実施した氷 晶核の数濃度の観測結果について報告する.また、これま でに北極圏の海洋大気境界層にて実施されてきた氷晶核 の検束結果(DeMott et al., 2016)との比較等を行い、夏季 のスパールバル諸島で計測された氷晶核の数濃度の変動 に関する特徴について議論する.

2. 実験方法

氷晶核計測用のエアロゾル粒子の採取は、スパールバル 諸島・ニーオルスンのゼッペリン山観測所にて、2016年7 月14日~21日の期間に実施した.エアロゾル粒子は、予 め、過酸化水素と超純水(Milli-Q)を用いて洗浄してある ニュークリポアメンブレンフィルター(直径47mm, 孔径 0.2 μm)上に10L/minの流量でろ過捕集した.フィルター の交換は、約24時間ごとに行い、計6回分のエアロゾル 試料を採取した.

フィルター上に捕集された粒子は、純水 (Milli-Q) 中に 抽出し、その懸濁液より 5 μ Lの水滴を作成した.水滴は 疎水性油脂を表面に塗ってあるステージ上に並べて、水滴 凍結実験用の実験系である NIPR-CRAFT (Tobo, 2016) を 用いて 1 $^{\circ}$ /min で冷却し、各温度にて凍結した水滴の割合 を 0.5 $^{\circ}$ 毎に記録した.そして、この実験結果を元に、大 気中における氷晶核の数濃度(温度: -25° C以上、数濃度: 約 0.001 個/L 以上)を算出した.

3. 結果

2016年7月14~21日にゼッペリン山観測所にて計測さ れた氷晶核の数濃度を図1に示す.また,比較対象として, 同様の水滴凍結法を用いて,7月(年は異なる)に海洋大 気境界層内で観測された氷晶核の数濃度も示してある.こ の結果より,ゼッペリン山観測所での計測された値は,北 極圏の海洋大気境界層(ベーリング海とバフィン湾)で計 測された値より,1桁ほど高い値を示す傾向にあることが 分かった.

北極圏における氷晶核の供給源については、未だによく わかっていないが、最近の研究では、海面ミクロ層に由来 する有機エアロゾル粒子が氷晶核として寄与する可能性 が指摘されている(Wilson et al., 2015; DeMott et al., 2016). しかしながら、ゼッペリン山観測所にて計測された氷晶核 の数濃度は、海洋大気境界層での値よりも明らかに高いた め、それ以外のエアロゾル粒子の影響も受けていることが 推測される.本発表では、エアロゾル粒子のSEM/EDX分 析、ブラックカーボンの計測、後方流跡線解析の結果等を 参照することで、夏季のゼッペリン山観測所で氷晶核の数 濃度が比較的高い理由についての考察も行う.



図1 2016年7月にゼッペリン山観測所にて計測された氷晶核の数濃度.また、過去にベーリング海およびバフィン湾での船 舶観測時に計測された氷晶核の数濃度(DeMott et al., 2016)も示してある.エラーバーは、95%信頼区間.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15K13570, 16H06020 および北極 域研究推進プロジェクト (ArCS: Arctic Challenge for Sustainability) の助成を受けて実施したものである. Investigation on CCN and IN abilities of Al_2O_3 and Fe_2O_3 using cloud simulation chamber and parcel model

Tzu-Hsien KUO (MRI), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI (MRI), Narihiro ORIKASA (MRI), and Katsuya YAMASHITA (Snow and Ice Research Center, NIED)

Metal oxide particles has been observed frequently nearby industrial area, however, previous studies have not investigated their cloud condensation nuclei (CCN) and ice nuclei (IN) ability in detail. Since the anthropogenic forcing agent such as aerosol-cloud interaction still remains large uncertainty, the role of metal oxide particles should be re-examined. Al₂O₃ and Fe₂O₃ are found abundant in industrial and metallurgical processes, combustion of fossil fuels, emissions from transport sources and road dust. Some researchers have also studied IN ability of these two types of metal oxide particles so far. However, their results showed IN ability of metal oxide particles at colder temperatures, indicating possible aerosol-cloud interaction in upper-level atmosphere.

In our previous study, physical and chemical properties of two types of Fe₂O₃ and one type of Al₂O₃ (commercially available, TETSUGEN and APPIE respectively), such as size distribution and CCN/IN abilities, have been investigated by using CCN counter, MRI cloud simulation chamber, and several types of aerosol instruments. Figure 1 shows that hygroscopicity (κ -value) of the metal oxide particles are around 0.01-0.03, which are comparable to ĸ-values for surrogates of mineral dust particles, and less than the average κ-value of atmospheric aerosols. By contrast to previous studies, in sets of cloud simulation chamber experiments, ice crystal formation was observed continuously at temperatures around -20°C and colder for Al₂O₃ and at temperatures

around -25°C and colder for two types of Fe_2O_3 . Figure 2 shows ice nucleation active surface site (INAS) density values obtained in this study and those quoted from past literatures for comparison. Our results suggest that both Al_2O_3 and Fe_2O_3 particles may play a role as IN in the mixed-phase clouds at middle/lower levels as well.

For detailed discussion on aerosol-cloud interaction, we simulate the effect of the metal oxide particles on cloud droplet and ice crystal formation during adiabatic ascent using the bin microphysics parcel model incorporating the κ -values and INAS values obtained from cloud chamber experiments. A comparison between cloud chamber experiments and parcel model simulations, which provides us with a better understanding of physical processes, and also revised parameterizations of CCN and IN activations, will be presented at the meeting.



Fig. 1 Hygroscopicity (κ -value) of two types of metal oxide particles.



Fig. 2 INAS values obtained from MRI chamber experiments and previous studies.

Precipitation Efficiency over the United Arab Emirates from Numerical Simulations with CReSS Model

*WoonSeon Jung (ISEE, Nagoya University),

Masataka Murakami (ISEE, Nagoya University; MRI), and Taro Shinoda (ISEE, Nagoya University)

To conduct effective cloud seeding experiments over the United Arab Emirates (UAE), we need to investigate the possibility of precipitation enhancement using numerical model. Precipitation Efficiency (PE) is generally defined as the ratio of surface precipitation to sources associated with precipitation and is an important physical parameter in vapor, cloud, and surface precipitation budgets for various cloud systems. Cloud Microphysics Precipitation Efficiency (CMPE) is defined as the ratio of the surface rainfall rate to the sum of the condensation and deposition rates of supersaturated water vapor (Sui et al., 2005; 2007).

In this study, numerical simulations have been carried out using Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS) model (Tsuboki and Sakakibara, 2007) to investigate the PE. Numerical simulation with 5 km (CReSS_5km) and 1 km (CReSS_1km) horizontal resolution were conducted for the case of September 11, 2015.

Figure 1 indicates the research domain area and it falls into three categories, D0 over UAE and Oman, D1 over desert, D2 over mountain area over 300 m terrain height. In this case, most of precipitation system are distributed in D1 and D2. And cloud base and freezing level are located at about 3 km and 4.6 km heights. The diurnal convective clouds induced by solar radiation more intensively develop over the mountain area than over the desert area in terms of their areal occupation (see Fig. 1) and cloud top height (2 km difference). Among the production terms, water vapor condensation rate to cloud water dominates sink term in water vapor budget of PE than water vapor deposition rates to ice, snow, and graupel. The domain averaged surface rainfall intensity is much higher in D2 than in D1, but PE is slightly higher in D2 than in D1 (Fig. 2). The domainaveraged rainfall intensities in both D1 and D2 simulated by CReSS_5km are roughly three times higher than those simulated by CReSS_1km, but PEs simulated by CReSS_5km and CReSS_1km do not show such a large difference. Rather small values of PEs (~0.1) in D1 and D2 and from CReSS_5km and CReSS_1km simulations are due to intensive evaporation of rain drops below cloud base. Two thirds of rainwater at cloud base evaporates before reaching the ground.

At the conference, the possibility of rain enhancement by hygroscopic and glaciogenic seeding will be discussed based on the PE, the ratio of water vapor evaporation/sublimation from cloud particles to water vapor condensation/deposition to cloud particles, and detail analysis of precipitation mechanisms.



Fig. 1. Accumulated surface precipitation amount and analysis domain areas. The domains D0, D1, and D2 denote UAE & Oman, desert, and mountain areas.



Fig. 2. Time-series of precipitation efficiency (line) and rain intensity (vertical bar) in D0, D1, and D2 obtained from (a) CReSS_5km and (b) CReSS_1km simulations.

準1次元空間内の降水過程に対するフルラグランジアン粒子追跡計算

* 國嶋雄一・大西領(海洋研究開発機構)

1 はじめに

本研究では、鉛直方向に細長い柱状領域内におい て粒子一つ一つの運動、成長、及び合一を追跡し、 雲粒の生成から降雨に至る過程を再現する. 粒子 の凝縮・衝突成長を決定論的に記述する本手法は、 雲微物理における第一原理計算と位置付けること ができ、個々の粒子情報をもとにしたラグランジア ン統計量の取得が可能である.

2 解析手法・条件

雲粒の衝突成長に関するフルラグランジアン解
析を行う Lagrangian cloud simulator (LCS) [1] に,
Twomey の雲凝結核活性化モデル,及び凝縮成長
モデルを組み込み,一連の降水過程を扱った。

浅い対流性の暖かい雨を対象とした運動学モデ ル (*KiD の warm1* 設定 [2]),つまり既知の流体運 動を想定した計算条件,を準備した.具体的には, 0-600 (s) において領域一様の上昇流を与えた.他 方,温位は初期分布に固定した.水蒸気量(混合比) の分布は,水滴の蒸発/凝縮による生成項を含む移 流拡散方程式に従って時々刻々計算した.水平方向 の領域平均値に対する静水圧平衡の仮定により圧 力の高度分布を導出した.水平方向を周期境界とし た 3000 × 0.01 × 0.01 (m)の柱状領域を設け,現実 の雲凝結核密度に対応した 15,000,000 個の粒子を 乱数に基づき配置した.時間刻みを 1.25 × 10⁻³ (s) と定め, 2,880,000 ステップ (3600 秒分)の時間発 展を行った.

3 解析結果

Figure 1 に,液水量の時間変化に関する,ビン 法 [3] による結果との比較を示す.0-600 (s)の上昇 流による雲粒生成,600-1200 (s) における雲粒から 雨粒への成長,1200 (s) 以降の降雨や蒸発による総 液水量の減少について,定性的一致が確認された.

Figure 2 に,最も早い降水粒子に関する衝突成 長の履歴を示す.線状に連なる分布は雨粒による雲 粒の捕集を表している.本解析により,このような 一つ一つの粒子運動に関する情報の取得がはじめ て可能となった.



Fig. 1: Evolutions of cloud, rain, and total water paths; solid lines denote the Lagrangian simulation results, and dashed lines the bin cloud microphysics results.



Fig. 2: Coalescence history of the first raindrop.

4 おわりに

フルラグランジアン粒子追跡法により浅い対流 性の暖かい雨の降水過程を解析した.本手法により 取得可能となったラグランジアン統計量は, 雲微物 理に関する新たな知見を提供し得る.今後, 雲凝結 核の化学組成を考慮するといった,より複雑な系へ の適用も期待される.

謝辞

本研究は、文部科学省ポスト「京」萌芽的課題 「基礎科学のフロンティア—極限への挑戦」の一環 として実施したものです.

参考文献

- R. Onishi, K. Matsuda, and K. Takahashi. J. Atmos. Sci., 2015, vol. 72, no. 7, pp. 2591–2607.
- [2] B. J. Shipway and A. A. Hill. Q. J. R. Meteorol. Soc., 2012, vol. 138, no. 669, pp. 2196–2211.
- [3] R. Onishi and K. Takahashi. J. Atmos. Sci., 2012, vol. 69, no. 5, pp. 1474–1497.

乱流中におけるエアロゾルからの雲粒子生成

齋藤泉·後藤俊幸(名工大院工)

1. はじめに

DNS(直接数値シミュレーション)によって雲乱流中の雲 粒子の成長を第一原理的に計算することで,雲粒の凝縮およ び衝突成長に対する乱流揺らぎの効果を明らかにし,雲パラ メタリゼーションの精緻化を目指す研究がこれまで行われて きた([1] ほか). DNS の利点は,直接観測が困難な雲内の環 境を模擬し,コントロールされた状況下で多数の実験を行う ことで,注目する因子の役割を詳細に調べられることである. 一方で,DNS もあくまで数値モデルの一つである.それらの 中で用いられる仮定[水滴の質点近似や,水滴と周辺の流体 場(格子点)との水の交換など]の下で得られた結果が,どの 程度現実に対応しているかを検証することは,DNS の妥当性 を保証する上で重要な課題である.

そこで本研究では、Chandrakar ら [2] による雲生成チャン バーを用いた室内実験を想定し、そこで明らかにされた統計 則を再現することを目指す.

2. Chandrakar らによる室内実験

Chandrakar ら [2] による室内実験では、乱流的な環境に おいて、エアロゾルの数密度が雲粒の粒径分布に与える影響 (エアロゾルの間接効果) が調べられた.

チャンバー内は以下の手順によって平衡状態に保たれる. 雲生成チャンバーの上下端の温度を固定し,熱対流によって 乱流を駆動する.上下端は湿潤に保たれており,乱流が湿潤 な空気をチャンバー内に輸送することで,湿潤な環境を保つ. チャンバーに一定の割合でエアロゾル粒子を注入する.粒子 は周囲の環境(過飽和度)に応じて凝縮成長する.粒子は(重 力による落下などで)いずれチャンバーから出て行く.

Chandrakar らは統計理論を用いた考察により, 粒径分布 の広がりが以下の関係式で表されることを示した.

$$\sigma_{r^2}^2 = \left(\frac{8\xi^2 \sigma_{s_0}^2 \tau_{\rm res}}{\tau_{\rm t}}\right) \tau_{\rm s}^2, \ (\Rightarrow \ \sigma_{r^2} \propto \tau_{\rm s}) \tag{1}$$

ここで r は雲粒の半径, σ_{r^2} は r^2 の分布の標準偏差 (スペクトル幅), ξ は水滴の拡散成長に関するパラメータ, σ_{s_0} は粒子が無い場合の過飽和度の標準偏差, τ_{res} は粒子が系内に留まる特徴的な時間スケールである. $\tau_s = (\tau_c^{-1} + \tau_t^{-1})^{-1}$ はシステム時間スケールと呼ばれ, $\tau_c \ge \tau_t$ はそれぞれ相変化と乱流の時間スケールである. τ_c が雲粒の数密度と平均半径に反比例するために, 雲粒の数密度が大きいほど τ_s は小さくなる.

Chandrakar らは実験結果より, エアロゾルの数密度を小 さくするほど, 雲粒の平均半径が大きくなるとともに, 粒径 分布の広がりも大きくなることを示し, また式 (1) で予測さ れる $\sigma_{r^2} \propto \tau_s$ の関係式が成り立っていることを示した.

3. DNS による再現実験

DNS には先行研究 [3] で開発したモデル「雲マイクロ物 理シミュレータ」を用いた.3次元周期境界の立方体領域内 に、ランダムな強制により一様等方乱流を駆動する.温度場・ 水蒸気場には、平均鉛直勾配と鉛直速度に比例する強制を加 え、過飽和度の擾乱を作り出す.境界から湿潤空気を注入し て湿潤状態を保った室内実験を模し、温度場・水蒸気場には 一定の時間スケールで過飽和度 0.03% に引っ張るようなナッ ジングをかける.一定の割合で系に半径 500nm の雲粒を注 入する.雲粒は 1.0×10⁻¹³g の NaCl を含むとし、それぞれ が Koehler 曲線に従って凝縮成長する.室内実験では沈降に よって雲粒が除去されたことを想定し,周期境界を一定の方 向に決められた回数以上横切った雲粒を系内から除去する.

図1は、DNSによって再現された、平衡状態における粒径 分布を示している.ただし Run の番号が大きいほど雲粒の 数密度は大きく、Run1の $n \sim 20$ cm⁻³から番号が1増える とおよそ2倍ずつ、Run7は $n \sim 1280$ cm⁻³である.数密度 が小さいほどピークが右へ移動する(つまり平均半径が大き い)とともに、スペクトル幅も広がる特徴を、定性的に再現で きていることが分かる.図2は τ_s と σ_{r^2} の関係をプロット したものである.これより、式(1)で予言される $\sigma_{r^2} \propto \tau_s$ の 関係が正確に再現されていることが分かる.

以上より, 乱流理論と室内実験で示された雲乱流の統計法 則 [式 (1)] を, DNS も再現できることが確認された.

参考文献

- Vaillancourt P A, Yau M K and Grabowski W W 2001 J. Atmos. Sci. 58 1945–1964
- [2] Chandrakar K K and coahtors 2017 Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113 14243–14248
- [3] Gotoh T, Suehiro T and Saito I 2016 New Journal of Physics 18 043042



図1 粒径分布 (粒子直径の PDF). スペクトル幅の広い ものから順に, Run1-Run7 の結果に対応.



図 2 図 1 の結果より $\tau_s \ge \sigma_{r^2}$ の関係をプロットした 図. 右から順に, Run1–Run7 の結果 (点). 直線は, 7 点 を最小 2 乗法によりフィットしたもの.

全球モデルにおける雲・エアロゾル相互作用の放射強制力の見積もり ~全球雲解像モデルと GCM の比較~

○佐藤陽祐^{1,5}、五藤大輔²、道端拓朗³、鈴木健太郎⁴、竹村俊彦³、富田浩文⁵、中島映至⁶
 (1:名大工、2:環境研、3:九大応力研、4:東大 AORI、5、理研計算科学、6:JAXA/EORC)

背景

気候予測において、雲・エアロゾル相互作用に関 する予測の不確定性は依然として高い。IPCC 第4次 報告書から6年を経て発効された IPCC 第5次報告 書においても、雲・エアロゾルに関する予測の不確 定性の幅は第4次報告書と大きく変わっていない [1]。近年、雲物理プロセスの要素を、複数のプロセ スに分離して評価する試みが行われており[2]、

GCM(General Circulation Model)は雲寿命効果を過大 評価していることが指摘されている[3]。全球で雲を 陽に解像する全球雲解像モデル(NICAM)による実験 から、雲の微物理特性のエアロゾルによる応答を解 像することで、雲寿命効果の過大評価が低減される ことが示唆された[4]。しかしながら雲寿命効果の過 大評価が低減されたことによる放射強制力への影響 は議論していない。

そこで、本研究では全球雲解像モデル(NICAM) を用いた実験結果を用いて雲放射強制力の見積もり を行い、見積もられた雲・エアロゾル相互作用の放 射強制力のモデル間のばらつきやその原因について 議論を行う。

実験設定と結果

実験に用いたモデルはエアロゾル輸送モデル SPRINTARS と NICAM を結合させた NICAM-SPRINTARS(以下 NICAM と表記)と、 これまで様々な GCM のモデル間比較に参加して きた MIROC-SPRINTARS(以下 MIROC と表記) である。エアロゾルの Emission inventory は HTAP v2.2、GFED3.1 などを用い、エアロゾル に関する条件を NICAM、MIROC で可能な限り 揃えて実験を行った。空間解像度は NICAM/ MIROC でGL09(14km 相当)/T42(2.8°相当)とし、 それぞれ 1 年/5 年の積分を行った。 本研究ではエアロゾルによる雲放射強制力の 変化を以下の式のように表現し[2]、右辺の各項を 最小二乗法によって求めた。

 $\frac{d[NetCRF]}{d[log_{10}(N_a)]} = \frac{d[NetCRF]}{d[log_{10}(\tau_c)]} \Big(\frac{d[log_{10}(LWP)]}{d[log_{10}(N_a)]} - \frac{d[log_{10}(r_c)]}{d[log_{10}(N_a)]} \Big) \ (1)$

表は NICAM、MIROC から得られた式(1)の右 辺の各項である。右辺の括弧内の第1項で表現さ れる雲寿命効果が NICAM では負になっているの に対して、MIROC では正になっている。これに より、エアロゾルの放射強制力は MIROC が負と なっていたのに対して、NICAM は正となる。こ のことは、NICAM を用いて雲寿命効果の過大評 価を低減した結果、エアロゾル雲相互作用による 放射強制力が小さくなることを示唆している。こ れらの原因について発表では詳しい議論を行う。

表:NICAM、MIROC それぞれによって見積もられた式(1)の 右辺の各項の大きさ

	$\frac{d[NetCRF]}{d[log_{10}(\tau_c)]}$	$\frac{d[log_{10}(LWP)]}{d[log_{10}(N_a)]}$	$\frac{d[log_{10}(r_c)]}{d[log_{10}(N_a)]}$
NICAM	-80.7014	-0.222	-0.0949
MIROC	-125.462	0.620	-0.0262

参考文献

- T. F. Stocker et al., IPCC, 2013: Climate Change 2013
 S. Ghan et al., Proc. Natl. Acad. Sci.,
- 10.1073/pnas.1514036113 (2016).
- T. Michibata, K. Suzuki, Y. Sato, T. Takemura, Atmos. Chem. Phys. 16, 15413–15424 (2016).

4. 佐藤陽祐ほか, 日本気象学会2017年春季大会, B209

<u>謝辞</u>:本論文の結果は、理化学研究所のスーパーコンピュー タ「京」を利用して得られたものです(課題番号:hp150156, hp160004,hp170017)。また本研究の一部は九州大学応用 力学研究所の共同利用研究として行われています。

CloudSat/CPRとCALIPSO/CALIOPの複合利用による 雲・降水粒子タイプ識別アルゴリズムの開発と全球統計解析

菊池 麻紀*¹、岡本創²、佐藤可織²、萩原雄一朗¹、鈴木健太郎³ (¹JAXA/EORC、²九大/RIAM、³東大/AORI)

<u>1. 背景</u>

雲と降水は気候システムに多大な影響を及ぼす。雲や降水の相や雲粒子の形状(以降、粒子タイプ)は雲と降水の放射特性を決める重要な要素である。さらに、粒子タイプは、微物理特性(雲水量/氷水量や有効粒径)の推定にも必要不可欠な情報となる。

CloudSat 衛星に搭載された雲プロファイリングレーダ(CPR) と CALIPSO 衛星に搭載されたミー散乱ライダ (CALIOP)は、 2006年以降、全球の雲と降水の鉛直観測を行い、10年以上 のデータを蓄積してきた。CPRとCALIPSOは検出感度と減衰 特性の違いにより、観測できる雲の領域が異なる。一般的に、 CPR は比較的大きい雲粒子により感度があり、厚い雲やドリ ズルを観測できる一方、薄い雲は検知できないことがある。 CALIOP は比較的小さい雲粒子により感度があり、巻雲を捉 えることができるが、光学的に厚い雲に対してはライダのシグ ナルが減衰してしまう。CloudSatとCALIPSOは、A-Trainとい う同じ軌道を周回する衛星コンステレーションの一部であるた め 15 秒程度以内の同期観測が可能である。CloudSat と CALIPSO を組み合わせることにより、単一のセンサを用いた ときよりも観測できる雲域が格段に広がる。さらに、粒径に対 する感度の違いにより、雲と降水粒子の混合や混合相に関す る新しい知見をもたらす可能性がある。本研究では、CPR と CALIOP データを複合的に利用した、粒子タイプ識別アルゴ リズムを紹介する。

<u>2. 手法</u>

本研究では、CALIOP の粒子タイプ識別には、Yoshida et al. [2010]が開発し、Hirakata et al. [2014]が改良したアルゴリズ ムを適用した。この手法は、ライダの後方散乱係数と偏光解 消度をもとに粒子タイプを識別している。CPR の粒子タイプ識 別は、Kikuchi et al. [2017]が開発したアルゴリズム(プロトタイ プ版)をもとに CPR データへ適用した。この手法は、まず、[1] レーダ反射因子と気温を用いて粒子タイプの初期推定を行 い、[2]レーダの積算減衰量(PIA)を用いて初期推定におけ る雲と降水の誤識別を改良し、[3]空間均質性を考慮して異 常値を修正する。Kikuchi et al.[2017] では、さらにライダとレ ーダの識別結果を照合して最適な複合粒子タイプの識別を 行う。最終的な複合粒子タイプは 13 種類である:0℃以上の 水粒子(warm water)、過冷却水(supercooled water)、3次元 に配向した氷粒子(3D-ice)、2 次元に配向したプレート型氷 晶 (2D-plate)、3D-ice と 2D-plate の混合、液相ドリズル、混 合相ドリズル、降雨、降雪、液相の雲とドリズルの混合、液相 の雲と降水の混合、混合相雲、unknown。

<u>3. 結果</u>

図1に雲・降水粒子タイプの識別結果を示す。この図は 2006年9月1日01:53UTCに南半球の高緯度で観測された 事例である。南緯73度よりも高緯度では、CALIOPは雲シス テムの比較的光学的に薄い上部を観測し、3D-iceに識別し ているが、ライダの減衰により雲システムの下部は観測できて いないことがわかる。一方で、CPRは薄い雲は見逃している が、CALIOPで観測できなかった雲システムの下部までシグ ナルが到達し、こちらも3D-iceに識別している。複合粒子タイ プでは、雲システム全体を3D-iceに整合的に識別できている ことがわかる。一方、南緯65度よりも低緯度では、3つの識別 手法ともに supercooled water を識別していることがわかる。 今回の発表では粒子タイプ毎の出現頻度分布等の全球解 析結果についても報告する。



図1 2006 年 9 月 1 日 01:53UTC に観測された雲と降水の粒子タイプ識別 結果(上段)CALIOP、(中段)CPR、(下段)CPR-CALIOP 複合。

参考文献

- Hirakata et al. (2016), Comparison of Global and Seasonal Characteristics of Cloud Phase and Horizontal Ice Plates Derived from CALIPSO with MODIS and ECMWF, 31, *ITECH*, https://doi.org/10.1175/ITECH-D-13-00245.1
- Kikuchi et al. (2017), Testing hydrometeor particle type discrimination derived from CloudSat and CALIPSO, AIP Conference Proceedings, 1810, 070005, doi: http://dx.doi.org/10.1063/1.4975526.
- Yoshida et al. (2010), Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) data using attenuated backscattering and depolarization ratio, J. Geophys. Res., 2010, 115, D00H32, doi:10.1029/2009JD012334.

雲レーダ (RASTA) による海面エコーのドップラ速度の解析

大野裕一(情報通信研究機構)Julien Delanoë, Christophe Caudoux(LATMOS/IPSL/UVSQ)

1. はじめに

現在、日欧共同で開発しているEarthCARE 衛星にはドップラ測定ができる雲レーダが 搭載され、鉛直下方の雲のドップラ測定を 行う。要求されている鉛直速度の測定精度 に対して衛星の移動速度が非常に大きいた めに、わずかなレーダビームの傾きで大き な速度誤差になり、精度のよい推定にはそ の校正が重要となる。これまで衛星速度混 入によるバイアス校正に地表面や海面のエ コーのドップラ速度を用いて行えるのでは という議論がされてきたが、その精度はま だ明らかではない。2016年10月にアイスラ ンド近辺で取得されたフランスの雲レーダ (RASTA)による観測結果を用いて、海面エ コーや雲エコーのドップラの解析を行った のでその結果を報告する。

2. 雲レーダ (RASTA) による観測

RASTAは94GHzのパルスレーダでFALCONに 搭載されて、3つのビーム方向(直下、斜め 後方、斜め側方)を切り替えて観測している。 送信出力は2kWでビーム幅は約0.5度、1km先 でのエコー検出感度は約-30dBZである。高 度分解能は60m、パルス繰り返し周波数は 10kHzで全てのパルスの1Qデータが記録さ れているので、後処理でドップラスペクト ルやパルスペア処理などが自由に行える。 今回は直下ビームのデータのみを解析した が、0.75秒ごとに直下ビームの2048点の1Q データが取得されている。この観測は EarthCARE衛星の検証準備などを目的とし たEPATAN-ESAキャンペーン中のフライトで 取得されたものである。

3. 海面エコーのドップラ速度の解析

図1は2016年10月2日のアイスランド南東 の海上でRASTAによって取得されたエコー 強度(IQの振幅)の時間レンジ断面図である。 縦軸はレーダからのレンジで示しているの で飛行機の上昇とともに海面エコーのレン ジが遠くなり、15分後には水平飛行になり、 ほぼ147レンジビン(8.7km)付近に海面エコ ーが現れている。海面より上に現れている エコーは雲・雨からのエコーで最後の15分 は高度8kmまで全高度雲のエコーが観測さ れている。この表面エコーのレンジビン変 化に合わせて、パルスペア法のドップラ速 度を図示したのが図2左である。図は下か ら上に時間が進んでいるが、前半、飛行機 の上昇や姿勢変動が大きく変わったことに より4m/sから0m/sと大きく変動していたが、 水平飛行に移った後は1.5m/s程度になって いる。このオフセットは鉛直ビームが少し 前方に向いて飛行機の速度が混入している ためだと思われる。注目すべきは後半、こ の速度の時間変動が前半に比べて大きくな って±1m/s程度の広がりを持っていること である。一方、図2右は同じくパルスペア 法で求めたレンジビン30における雲エコー のドップラ速度の時系列である。雲エコー がない部分の速度は省いている。大まかに は表面エコーのドップラ速度変動と同様で これは飛行機の上昇や姿勢変動による変動 と考えられるが、後半の短期の速度変動の 幅は海面エコーに比べて明らかに小さい。 これは短期的に見ると海面のドップラ速度 変動が大気エコーに比べて大きく、海面エ コーを使って何も考えずにただ差し引きす ればドップラ誤差を補正できるという考え には再考を要する。



図2 表面エコーの速度の時間変化(左) レンジビン30の速度の時間変化(右)



IO amp

図1 RASTA観測で得られたエコー強度(IQ振幅 dB)の時間レンジ断面図

雲特性パラメータ間の統計的な相関を考慮した SGLI 763 nm チャンネルの雲幾何学的厚さ推定に関する情報量

*永尾隆(JAXA/EORC),村上浩(JAXA/EORC),中島孝(東海大 TRIC)

1. はじめに

多波長光学放射計(SGLI)を搭載した GCOM-C 衛星 の打ち上げが 2017 年度に予定されている。SGLI は 近紫外から熱赤外域に 19ch を持ち,その中に酸素 の吸収帯にかかる 763 nm 帯の観測チャンネルがあ る。近赤外,短波長赤外,熱赤外の 3ch から雲光 学的厚さ(COT)、雲粒有効半径(CER)、雲頂温度/高 度(CTT/H)を推定できる(Nakajima and Nakajima, 1995; 3ch 法)が,これに 763 nm 帯を加えた 4ch で さらに雲幾何学的厚さ(CGT)も推定できる(Kuji and Nakajima, 2001; 4ch 法)。本研究は 4ch 法の CGT 推定に関する情報量を調査する。特徴は 3ch 法 による COT, CER, CTH と CGT の統計的な相関を考 慮することである。なお議論のしやすさから,情 報量ではなく推定値の不確かさの減少で議論する。

2. 手法とデータ

観測変数yからベイズ理論に基づく最適推定 (Rodgers, 2000) で推定した状態変数xの不確かさ, つまり共分散行列 S_r , は次式で表される:

$$\boldsymbol{S}_{\boldsymbol{\chi}} = (\boldsymbol{K}^T \boldsymbol{S}_{\varepsilon}^{-1} \boldsymbol{K} + \boldsymbol{S}_{a}^{-1})^{-1}. \tag{1}$$

K, *S*_e, *S*_aはヤコビ行列, **y**の共分散行列, **x**の先験値 **x**_aの共分散行列である。式(1)は事前情報の不確か さが観測の情報の分だけ減少することを表す。 SGLI の場合, **y**は 1.05, 2.21, 10.8µm 帯の SW1, SW4, T1 の 3ch 或いは, 763 nm 帯の VN9 を加えた 4ch の 衛星観測輝度, **x**は COT, CER, CTH, CGT から成る。

上記 3ch は CGT に感度が低いので,式(1)に従え ば 3ch 法後も CGT の不確かさはほぼあまり減らな い。ただし COT, CER, CTT は CGT と雲物理学的(e.g. Brenguier et al. 2000),統計的(Noh et al. 2017) な相関がある。統計的相関による回帰モデルで COT, CER, CTH から CGT を推定すれば(CGT 回帰), CGT の 先験値は更新され不確かさは減る。この場合 4ch 法の情報量は元の先験値の不確かさからの減少分 ではなく, CGT 回帰によるそれからの減少分である。

本研究は以下の解析を行った。雲特性データは CloudSat 2B-CWC-RVOD の雲粒粒径鉛直分布を使用 した。同データから COT, CER, CTT, CGT の事前分 布 (\mathbf{x}_{a}, S_{a})を得た。同データから RSTAR (Naka jima and Tanaka, 1986, 1988)で SGLI 観測輝度を模擬 した。 S_{ε} は SGLI 設計値をもとに設定した。地表面 反射率等の補助データの誤差は無視した。SGLI 模 擬輝度から 3ch 法で COT, CER, CTH を推定し、CGT との回帰モデルを作成した。同様に 4ch 法を適用 して式(1)で推定値の不確かさを計算した。

3. 結果

本稿では陸上の雲の結果を示す。図1は共に水 雲の CTH と CGT の散布図で, COT と CER の範囲が異 なる。相関は COT, CER が大きいほど強かった。未 掲載だが海上の水雲はより強い相関があった。図 中に回帰直線と誤差も示した。右図の雲では CGT 回帰の不確かさは 0.36 km であった。図 2 は 3ch 法+CGT 回帰と 4ch 法の水雲・氷雲の CTH, CGT 推定 値の不確かさ(標準偏差)の度数分布図で、凡例内 に不確かさの二乗平均平方根を示す。例えば氷雲 CGT (右下図)の場合. 元の先験値の不確かさは約4 km だが、CGT 回帰後は 1.22 km に減り、4ch 法後は 0.24 km に減った。つまり雲特性パラメータ間の相 関を考慮してなお SGLI 763 nm 帯を使う 4ch 法は CGT 推定の不確かさを大きく減少させる。また CGT 回帰で CGT の先験値と不確かさを更新すれば 4ch 法をより安定的に解けるだろう。その他, CGT 回帰 の不確かは氷雲の方が大きい、4ch法はCTH 推定の 不確かさも減らす, COT と CER が小さいほど 4ch 法 の効果が大きい、などが分った。発表当日は海上 と陸上、水雲と氷雲の結果の違いを詳しく示す。 また地表面反射率等の誤差要因も考慮する。





ひまわり8号 AHI 熱赤外域バンドを用いた雪氷面識別と表面温度抽出

^{*}堀 雅裕(JAXA/EORC),青木輝夫(岡山大・気象研),谷川朋範・庭野匡思(気象研)

1. はじめに

雪氷面の熱赤外域射出特性は、黒体に近いもののわ ずかながら波長依存性を有し,また,雪質が古くなる, あるいは射出角度が大きくなるほど 11µm より長波長 側における射出率が低下する(図1).特に、表面が鏡 面を帯びた雪氷面(例えば,融雪にみられるザラメ雪, サンクラストや生成して間もない薄氷 (ニラス),裸氷 など)を斜め方向(天頂角60度)から観測するような 条件下では, 波長 12µm における射出率が 5-13%程度 低下する.したがって、雪氷面の物理温度を遠隔探査 にて計測する際には,熱赤外域射出特性の表面雪質・ 射出角度依存性を考慮しておく必要がある. 逆にいえ ば,熱赤外域の複数バンドを利用すれば、物理温度と 雪氷面の雪質(射出率を変化させる鏡面特性)を同時 推定することが可能である.本研究では、雪氷面射出 率の半経験的モデルを用いて、ひまわり8号AHIセン サの熱赤外域バンドが観測した放射輝度から雪氷面の 物理温度と雪質情報を同時抽出する手法を検討した.

2. 解析方法

雪氷面の分光射出率には、Hori et al. (2013)の射出 率モデルを使用した.このモデルは、雪氷面を黒体面 と鏡面という2つの極端な表面が混合したものとして 表し、鏡面の面積割合 (f_{sp}) を変化させることで新雪 から裸氷までの射出率を再現することが可能となって いる.放射伝達コード MODTRAN を用いて、下端雪氷 面温度を 225-285K,気柱内の可降水量を 0.0-2.7g/cm², さらに f_{sp} を 0.0-1.0 の間で変化させて、大気上端に おける放射輝度の計算を実施した.なお、雪氷域は地 表気温が低いため、上空の気柱に含まれる最大可降水 量を地表面温度に依存して変化させて計算を行った.

3. 結果と考察

図 2 は、MODTRAN による大気上端放射輝度の計算 結果を AHI センサの熱赤外域バンドの応答関数を考慮 して輝度温度に変換したもので、バンド 13 (中心波長: 10.4µm) およびバンド 15 (12.4µm) が観測する雪氷面 の輝度温度(差)を f_{sp} と下端の雪面温度の関数として 表したもの(可降水量は 0.0 g/cm²,衛星天頂角はオホ ーツク海サハリン周辺を観測するのに相当する 60 度 の場合)である.図より、雪氷面の鏡面性 f_{sp} が 0-1 で 変化することで AHI のバンド 13 と 15 の輝度温度差が 3-6K 程度変動することが分かる.具体的な表面雪質と f_{sp} との対応関係は、新雪(fine): 0.22、ザラメ (coarse): 0.41、裸氷 (bare ice): 0.95 程度となることから、AHI が観測する輝度温度差から表面雪質の識別が十分に可 能であると考えられる.本手法を実際の AHI のオホー ツク海エリアの観測データに適用したところ、サハリ ン周辺に発達した薄氷 (ニラス) とみられる海氷域で f_{sp}が 0.8 前後の大きな鏡面性を示した.現在,雪氷面 上における可降水量の鉛直プロファイルの不確定性の 影響を評価中で,将来的に AHI の 3 バンドを用いて可 降水量も含めた同時抽出手法を検討する予定である.



図1 :様々な雪質状態にある雪氷面の熱赤外域分光射 出率(射出角度 60 度の場合の計測値。Hori et al. 2006)。 下端に AHI センサの波長応答関数を示す。



図 2:雪氷面の鏡面比率(f_{sp})を 0.0-1.0 まで変化させ た場合に Himawari-8/AHI センサの熱赤外域バンド 13 及びバンド 15 が観測する輝度温度(差)を放射伝達コ ード MODTRAN による計算結果(可降水量は 0.0g/cm² とし、オホーツク海サハリン周辺を観測した場合に相 当する衛星天頂角 60 度の場合の計算結果を示す)。

参考文献

Hori et al. (2006): Remote Sens. Environ., 100, 486-502. Hori et al. (2013): Appl. Opt., 52, 7243-7255.

衛星観測から推定された雲特性量を用いた 地表面日射量時系列特性の推定手法

*渡邊 武志、野原 大輔 (電力中央研究所)

1. はじめに

太陽光発電システムの導入量が増加するにつ れ、太陽光発電の出力変動が電力システム全体の 安定性に与える影響が大きくなっている。今後、 より多くの太陽光発電システムが導入されるこ とになると、出力変動の影響はより重大になると 予想される。これに応じて日射量の変動を把握す ることの重要性も増していくと考えられる。

1日より短い周期の地上日射量変動は主に雲 が関係していると考えられる。雲と地上日射変動 の関係を利用することで地上観測が行われてい ない地域でも地上日射量の変動を推定すること ができる。本研究では、衛星観測から得られる雲 特徴量を用いて時系列特徴量を推定する手法に ついて議論する。

2. データ

2.1 MODIS 雲特徵量

地球観測衛星 Terra および Aqua に搭載された MODIS センサーによる観測から得られた雲特徴 量プロダクトを用いる。雲量、雲頂高度、雲の光 学的厚さ、雲粒有効半径の領域平均を用いる。ま た、雲の光学的厚さを用いて、領域内のテクスチ ャー特徴量(Angular second Moment, Contrast, Correlation, Entropy, Local homogeneity)を計 算する。領域は東西 45km×南北 45km の範囲と し、領域の中心は日射量観測地点とする。

2.2 地上観測日射量

気象庁が観測している地上日射量のデータを 使用する。時間間隔は1分である。日本国内47 観測地点でデータを使用する。日射量時系列デー タ中の121分の部分時系列に対して時系列の 特徴を表す3つの特徴量、平均、標準偏差、 Sample entropy を計算する。時間ウインドウの 中心は観測所の上空を MODIS が観測した時刻 (同時観測時点)とする。

3. 手法

ニューラルネットワーク手法を用いて、雲特徴

量から地上観測日射量時系列の変動特徴量を推 定するための回帰モデルの構築を行う。回帰モデ ルは、3つの日射変動特徴量ごとに作成する。隠 れ層は10層とし、最小2乗法による評価関数を 用いる。教師データは47観測地点での5年分の 同時観測時点でのデータとし、精度評価のための テストデータは教師データを用いる。

4. 結果と考察

図1は各変動特徴量の精度評価の結果である。 平均は比較的良い推定がされていることがわか る。また、標準偏差では過少に推定する傾向にあ る。Sample entropy は値が大きくなると、推定精 度が著しい精度の悪化が見られる。テストデータ での値が 0.5 より大きい場合に推定値は明瞭な過 小評価傾向となり、より大きい値の推定はできて いない。

Sample entropy が大きい場合は、地表面日射 量が短周期で激しく変動する場合である。このよ うな時には、観測点上空には比較的小さい雲が不 規則に分布している。大きい Sample entropy の 推定精度が低いのは、このよう雲の特徴を表す特 徴量が含まれていないためであると考えられる。



次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリーバルアルゴリズム開発(その6): TRMM と GPM の散乱アルゴリズムの誤差と環境変数の比較

青梨和正・岡本幸三・石元裕史・山口宗彦(気象研)

<u>1. はじめに</u>

本研究の目的は、次世代のGSMaP MWI 降水リトリ ーバルアルゴリズムとして、物理量の第1推定値の 誤差を考慮したアルゴリズムを開発することである。

このアルゴリズムの基本的なアイデアは、リトリ ーバルに使う降水物理量や、地表面状態の第1推定 値の誤差の確率分布(PDF)を、環境変数等から求めた 複数のレジーム毎に表現すること;レジームの事前 確率とレジーム毎の物理量のPDFから、WITBの観 測値が与えられたときの最尤値として、降水のリト リーバル値を求めることである。

今回は、特に散乱アルゴリズムの誤差と環境変数 の比較を、TRMMとGPMが共存していた2014年6月 -7月のデータを主に用いて行なったので報告する。

2. 本研究で用いたデータ、環境変数

我々は、この統計的解析に、上記対象期間の TRMM. V7と GPM. V04 の観測データを用いた。

TMI (GMI)の 37,85 (36,89) GHz の偏光補正済み輝度 温度 (PCT)から、GSMaP (V6.1.20161129)の散乱アル ゴリズムを用いて降水強度をリトリーバルした。降 水強度の検証データとして、TRMM PR と GPM KuPR の 地上降水強度を用いた。

環境変数として JRA55 の全球解析値等から、Lower Tropospheric Stability (LTS), 気柱平均の相対湿 度(AVERH)、Convective Available Potential Energy (CAPE)等を計算した。

3. 散乱アルゴリズムの誤差と環境変数の比較

図1は、対象期間平均のKuPR-GMI 散乱アルゴリズ ムの日降水強度の差の地域分布を示す。陸上では、 アマゾン、インドー東南アジアや海洋大陸付近で正の バイアス、アフリカ、北米大陸、ユーラシアの中緯 度域で負のバイアスを持つ。海上では、熱帯-亜熱帯 域で正、中緯度で負のバイアスを持つ。

図2は、対象期間平均の KuPR の降水トップと freezing level の差で、固体降水の厚みを示す。図 1と比べると、固体降水が厚い(薄い)地域で、散乱 アルゴリズムが負(正)のバイアスを示すことが分 かる。

我々は次に、JRA55 から求めた環境変数と上記の 固体降水の厚みを比較した。その結果、陸上では、 LTS と AVERH に相関が見られた(図3,4参照)。即 ち、固体降水が厚くなり、散乱アルゴリズムが負の バイアスを示す地域は、下層の安定度が低く、気柱 が比較的乾燥している傾向がある。一方、海上では、 中緯度の厚い固体降水域は湿潤で、LTS との相関は 見られない。

Acknowledgement:この研究は JAXA「第7回降水ミッ ション科学研究公募共同研究」「GCOM 研究公募共同研 究」の一部である。 図1:対象期間平均のKuPR-GMI 散乱アルゴリズムの日降水強





図 2:対象期間平均の KuPR の降水トップ-freezing level (m)



0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 5000

図3:対象期間平均のJRA55から求めたLTS(ΔK)



図 4: 対象期間平均の JRA55 から求めた AVERH (%)



DPR アルゴリズムにおける DSD データベースの導入

*瀬戸心太 (長崎大学)

はじめに

全球降水観測計画(GPM)主衛星搭載の二周波降水 レーダ(DPR)は2014年3月の運用開始以来3年以上の データが蓄積されている。2017年春には、DPRの標準 アルゴリズムが Version05(V05)に更新された。

DPR アルゴリズムでは Version04(V04)より、降水強度 Rと質量重み付き平均粒径 D_m の関係式(R- D_m 関係)を用 いている。R- D_m 関係は、一般的にレーダアルゴリズムで 使われることの多い Z-R関係や TRMM/PR の標準アル ゴリズムで使われた k- Z_e 関係と同様に、雨滴粒径分布の 特性を表現しているが、Rおよび D_m は、比較的容易に 観測でき、周波数に依存しないという点が R- D_m 関係を選 択する理由である。具体的には、R=0.401 ε ^{4.649} D_m ^{6.131}(層状性)、R=1.370 ε ^{4.258} D_m ^{5.420}(対流性)と設定している。 ε は、 観測ごとに決まる係数である。V05 では、 ε の時空間変 動を表現する DSD データベースが導入された。本発表 では、DSD データベースについて説明する。

εの推定

V04 では、観測ピクセルごとの ε を決めるために、 (1) ε の事前確率分布、(2)表面参照法、(3)二周波法を用 いる。(1)は、 ε が対数正規分布、すなわち $\log_{10}(\varepsilon)$ が正 規分布し、 $\log_{10}(\varepsilon)$ の平均が 0、同標準偏差が 0.1 と仮定 する。DPR アルゴリズムのうち、KuPR のみを用いる一周 波アルゴリズムでは、(1)と(2)を組み合わせて用いる。二 周波アルゴリズムでは、(1)~(3)を組み合わせて用いるこ とができる。

各アルゴリズムによる地表面付近の $R \ge D_m$ の推定結 果(2014年6月30日、対流性)の集計を図-1(左・中)に示 す。青線は、 ε =1の場合の対流性の R- D_m 関係である。黒 線は、 $R \ge D_m$ の推定結果についての平均を示す。一周 波アルゴリズムでは、およそ R < 3mm/hの場合に、 ε =1 に 近い。弱い雨の場合には表面参照法が有効でなく、事前 確率でもっとも確率の高い ε =1 が常に選ばれる。強い雨 では、表面参照法が働き、結果として、 D_m が大きく(ε が小 さく)なっている。一方、二周波アルゴリズムでは、弱い雨 でも ε =1から修正されている。これは、二周波法の効果で ある。



図-1 (左)ー周波アルゴリズム・DSD データベー ス導入前、(中)二周波アルゴリズム、(右)ー周波アル ゴリズム・DSD データベース導入後の R(縦軸), D_m (横軸)の推定結果。黒線は、平均線。青線は、*ε*=1 の 場合の対流性の *R-D*m関係。



図-2 6月のlog10(*ε*)の平均値。ただし、全球平 均からの偏差で示す。(左)層状性[全球平均-0.050]、 (右)対流性[全球平均-0.102]。

DSD データベースの導入

V04では、2つのアルゴリズムで特に弱い雨の場合の 推定結果が大きく異なることから、V05 では、一周波アル ゴリズムの結果を二周波アルゴリズムに近づけるようにし た。二周波アルゴリズムの弱い雨(0.32<*R*(mm/h)<3.2)に ついての*ε*を集計し、log₁₀(*ε*)の平均・標準偏差を求め(こ れを DSD データベースと呼ぶ)、一周波アルゴリズムの 事前確率分布として与える。DSD データベースは、降水 タイプ別、緯度・経度 5°格子、海陸別、月別(複数年を 合算)に作成されている。log₁₀(*ε*)の平均はほとんどの場 合に、V04 までの値である0より小さくなった。図-2 に示 すように、海上に比べて陸上で*ε*が小さい傾向にある。ま た、対流性の方が層状性より海陸差が明瞭である。

DSD データベースを使用した結果、一周波アルゴリズムの結果は、図-1(右)のように変化する。弱い雨についての *R-D*m 関係は、二周波アルゴリズムに近づいた。 DSD データベースの導入の効果で、一周波アルゴリズムの総降水量は 2 割程度減少する。ただし、V04→V05では校正係数の変更があったため、実際の変化は 1 割程度の減少となった。

謝辞:本研究は JAXA/PMM/RA7 の成果の一部である。

Pre-YMC 観測期間中の MJO 通過時に 劇的に発達したスマトラ西岸沖バリアレイヤーの形成過程

*茂木耕作・勝俣昌己・米山邦夫・安藤健太郎・長谷川拓也 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

2015年11月から12月にPre-YMC観測キャンペーンの一環としてスマトラ島西岸約55km沖合(南緯4度、 東経102度、水深500-800m)で観測船みらいによる定 点観測が行われた。当該海域では、継続的な日変化対流 によって海洋表層の水深20mまでが極めて低塩分であ り、強い表層の成層構造によって海面水温が上がりやす い。また、沖合200kmほどにある海嶺構造によって外洋 と隔てられているため、流速が極めて小さい(0.2m/s以 下)。こうした特徴の海域における大気海洋相互作用の 具体的な過程はほとんど研究がなく、また、海洋モデル においても表現しにくいのが現状である。

Pre-YMC 観測後半では MJO の通過が捉えられ、同時 に海洋の塩分成層によって形成されるバリアレイヤー (等温層深と等密度深の差)の劇的な発達が観測された。 12月13日の24時間でバリアレイヤー層厚は5mから 60mになり、17日までの5日間で最大85mまで急激 に発達した。本研究では、バリアレイヤーの形成過程に ついて、MJO 到来前までの表層の淡水流入とMJO 到来 後の塩分成層の鉛直混合の影響を中心に調べた。

2. 結果

図1は、観測船「みらい」の定点における密度と塩分 鉛直傾度の鉛直時間断面である。ここでは、10m を参 照深度として等密度層深度(MLD、 $\Delta \sigma$ (S, T+0.2°C)、破 線)と等温層深度(ILD、 ΔT =0.2°C、点線)で定義し、0-10m の表層にも強い成層があるため、10m と 6m の密度差 から表層淡水化指標(図 1a の上部の棒)を設定した。

ILD の変動に注目すると、12月13~17日までの MJO 以外に、11月26~30日と12月4~7日の2回の大気 擾乱に伴う深度増加が見られる。一方で、MLDは MJO 以外ではほとんど変動していない。これは、参照深度と した10mよりもさらに浅い表層の淡水化によって強い 塩分成層が維持されていたためだと考えられる。すなわ ち、MJO 以外の弱い大気強制では、表層の温度成層の みが緩和されて ILD は 20m ほど深まるが、塩分成層が 解消しきらないために MLD が深まらず、20m ほどのバ リアレイヤーが形成されている。

しかし、MJO の西風バースト(地表風速約 10m/s)に伴 う強い大気強制によって、表層の塩分成層も解消され、 MLD が ILD の一日遅れで深まっている。表層に強い塩 分成層がある場合は、この MLD と ILD の深まりの時間 差が生じるため、結果的にバリアレイヤーの急激な発達 が起こると考えられる。

そうしたバリアレイヤーの形成過程は、水平移流や水 平流シアの小さい条件下で、鉛直混合が主要であったこ とと整合している。図 lb は、塩分鉛直傾度時間変化項 で、バリアレイヤーが厚くなる期間には、上層に負、下 層に正のペアが現れている。これは、上層の塩分成層の 緩和分を鉛直混合によってより下層へ輸送する過程と 整合する分布である。さらに、淡水流量の正負の変動(図 lb 上部の棒)とも整合的であり、この海域の海洋表層が 鉛直一次元的に大気に応答していたことを示している。 3. まとめ

Pre-YMC中に捉えられた MJO 通過時のバリアレイヤ ーの形成過程として、MJO 到来前までの表層の淡水流 入と MJO 到来後の塩分成層の鉛直混合の影響を中心に 調べた。MJO の西風バーストに伴う強い大気強制によ って、ILD は一気に深まったが、表層の強い塩分成層が あったため、MLD の深まりは一日遅れになり、バリア レイヤー層厚が増大した。こうした一連の過程は、現状 の海洋客観解析では、表層の鉛直分解能が不十分なため にうまく表現されていない。また、観測解析においても MLD や ILD の参照深度 10m とする場合が多いが、 0-10m の層における成層の強さによって過程が異なる ことを考慮した解析が今後必要である。



図1:研究船「みらい」のCTD(3時間毎)による深度時 間断面図(a)密度(kg/m³)、(b)塩分鉛直傾度の時間変化(× 10⁻¹psu/m/day)。(a)の上部は、水深 6-10mの密度鉛直 傾度(kg/m⁴、表層淡水化指標、右軸)、(b)の上部は、淡 水流量(×10⁻¹m/day、降水と蒸発量の差、右軸で海洋に 流入する成分を正)を示す。破線と点線は、水深 10mを 基準に0.2℃C相当の密度差で定義された混合層、水温差 0.2℃Cで定義された等温層。太い実線は、29℃の等温線 で示されている。全ての変数は、潮汐変動を除くために 24 時間の移動平均をかけた。

ジュグジュル山脈が生み出すジェットが促進するオホーツク海氷拡大

*立花 義裕,河野 文香,小松 謙介(三重大学 大学院 生物資源学研究科)

1. はじめに

1.1局地風が海洋に影響する研究例 Xie et al., (2005)は、コスタリカで吹く局地風パパガヨジェットが、 吹き出した先にある海の水温を下げることで海からの 蒸発量を減少させ、降水量を減少させることを示した. これは局地風が吹くことで海洋へ影響を及ぼし、局 地風の影響を受けた海洋がさらに大気へ影響するこ とを示している.この関係は「大気→海洋→大気」に まとめられ、サッカーに例えるなら、「壁パス(ワンツ ー)」的な関係を示したことになる.さて、一往復だけ の壁パスではなく、何度も繰り返される壁パスは存在 しないのか?本研究では、局地風において「大気→ 海洋→大気→海洋→大気→・・」というような、壁パ スの連鎖の存在を探ることを最終目標とする.

1.2 局地風と海氷との相互作用連鎖仮説 「壁 パス連鎖」の存在について我々が着目したのはオホ ーツク海の海氷である.海氷は、オホーツク海の北西 沿岸域で多く生成され、この場所の熱収支がオホー ツク海の海氷面積に効いているという先行研究があ る[Ohshima et al., 2003, 2006]. これは海洋側からみ た海氷拡大の直接的原因である.一方大規模大気 側からみると、冬期モンスーンに伴う寒冷な北西風が 海氷拡大の原因となる[例えば山崎, 2000].

さて、これを局地風のスケールで眺めてみる、オホ ーツク海の北西沿岸域の風上にはジュグジュル山脈 という標高約 800~1200m の山脈が海岸線とほぼ平 行に連なっている(図 1). この山脈からは、山脈風下 で発生するハイドローリックジャンプを伴う颪風や,山 脈の細い谷間を吹き抜ける強風(地狭風)等のきわめ て強い風が狭領域に吹いていることが考えられる. 強 い海上風は海洋から熱を奪う効果を促進することから、 これら局地風が海氷生成を促進している可能性があ る. さらに生成された海氷は、強い局地風により下流 に流される効果も促進する. つまり, 大規模大気場と いう背景で生じる小規模な現象である局地風が海氷 生成や海氷面積拡大に寄与している可能性がある. 一方, 大規模場においては, 海氷の発達がアリュー シャン低気圧の発達に影響すること「例えば, Honda et al.,1996], そしてアリューシャン低気圧の強弱がオ ホーツク海へと吹き込む北西風の強弱を左右してい ることが知られている[例えば, Tachibana et al.,1995]. つまり海氷拡大はアリューシャン低気圧を強化するこ とで冬期季節風を再強化することに通ずる.

これら一連の先行研究で示された個別現象群と,ジ ュグジュル山脈がもたらすと推察される局地的強風 全体をシステム(系)として捉えると、「季節風(強) →局地風(強)→海氷(拡大)→季節風(再強化) →局地風(再強化)→海氷(再拡大)→・・・」 という「壁パス連鎖」の存在が連想される.

仮説検証のための第一歩として、本研究では、ジュ グジュル山脈の影響で吹く局地風がオホーツク海の 海氷生成にどの程度寄与しているのかについて、領 域数値実験によって示すことを目的とする.

2.数値実験設定 領域大気モデル WRF を使用 し、オホーツク海北西沿岸域を中心とする範囲を計 算領域とした.2000年~2001年の冬期は近年で海 氷面積が最大であったため、局地風の寄与が大きい と推測される2000年11月1日~2001年2月1日を 計算期間とした.本研究では、現実の地形を与えた 実験(CtlRun)と、図1の矩形内で標高300m以上の 場所を全て標高300mの平らな地形にした実験 (PlaneRun)の2種類の計算を行った.海上風が吹く ことで大気に放出された熱量が全て海氷生成に使わ れると仮定し、両実験とも海面水温は結氷温度 (-1.8℃)で一定とした.両実験の比較から、局地風が 吹くことによる海氷生成への影響を検証する.

3. 結果 平均海上風速はジュグジュル山脈の麓付 近から海上にかけて、CtlRun にのみ見られる強風域 が存在していた(図省略).以降、この局地的な強風 をジュグジュルジェットと呼ぶ.数値実験から計算さ れた海面熱収支から海氷の生成量や海氷面積を見 積もったところ、海氷総面積のうち、約 12%をジュグ ジュルジェットが寄与していた.オホーツク海の海氷 面積の年々変動の振幅(標準偏差)は海氷総面積の 約 10%程度であることから、ジュグジュルジェットの存 在の寄与は、海氷の年々変動に振幅に匹敵するほ どの大きさであることが示された.



図1 ジュグジュル山脈 (楕円) と PlaneRun におい て標高を下げた領域 (矩形). 陰影は標高(m).

中緯度海洋前線の存在が西風ジェット気流に与える影響

西井和晃¹,田口文明^{2,3},吉田聡⁴,中村尚^{2,3},小坂優²,宮坂貴文² 1 三重大生物資源,2 東大先端研,3 海洋研究開発機構,4 京都大学

1. はじめに

中緯度海洋前線帯は寒流と暖流との合流に伴 う,海面水温の大きな南北勾配によって特徴 付けられる. Ogawa et al. (2016, JCLM) は 東西一様な海面水温を与えた水惑星 AGCM 実験 に基づき,海洋前線が中緯度に存在する条件 では,存在しない場合よりも東西平均西風ジ ェット軸がより高緯度に位置する頻度が増加 することを示した.本研究ではより現実的な 海陸条件を課した AGCM 実験により海洋前線の 西風ジェットへの影響を調査する.

2. 実験方法

AGCM として AFES を用いる.水平解像度 T119, 鉛直 56 層で,モデル上端は約 60 kmである. NOAA 0ISST の海面水温及び海氷密接度データ

(0.25度間隔)をT119 解像度(約100km)に変換して標準実験の下方境界条件として与えた. 加えて,北太平洋中緯度でのみ,北大西洋中 緯度でのみ,及び両海盆中緯度で南北勾配を 平滑化した海面水温を与えた3種の対照実験 を行った.各15メンバーアンサンブル実験は 1982年1月から2013年12月まで実施した.

3. 結果

300hPa 西風,及び8日周期以下の擾乱による 850hPa 南北熱輸送各々の冬季(DJF)平均気候 場の対照実験と標準実験との差を示す(図は 海洋前線の存在を強調).海洋前線の存在によ って渦熱輸送,つまりストームトラック活動 がその近傍で強化されている.その影響で, 海洋前線が存在する海盆では,上層の西風が 極側で強化,赤道側で弱化され,海洋前線に よる渦駆動亜寒帯ジェットの極側偏倚を示唆 している.以上の結果は,0gawa et al. (2016) により東西一様な水温分布を与えた水惑星実 験で得られた結果が,現実的な海陸分布の下 でも海盆スケールにおいて成り立つことを示 唆する.

謝辞:本研究は北極研究推進プロジェクト(ArCS), Belmont Forum,及び環境研究総合推進費(2-1503) の一環として実施された.



図 標準実験と対照実験との DJF 気候平均の 差.上段:北太平洋平滑化,中段:北大西洋平 滑化,下段:両海盆中緯度平滑化実験との差. 左列:850hPa 南北渦熱輸送(2Km/s 毎),右列: 300hPa 西風(1m/s 毎).実(破)線は正(負)偏差で あり,図示されている偏差はすべて5%水準で有 意である.

CFSR再解析データによる海氷上の積雪深の再現性と

その経年変動について

*佐藤和敏¹·猪上淳^{1,2,3}

(1: 国立極地研究所, 2: 総合研究大学院大学, 3: 海洋研究開発機構)

<u>1. はじめに</u>

海氷上に積もる雪は、高いアルベドを持つだけで なく海氷からの熱放出を遮断する役割を持っており、 冬期から春期の海氷成長に大きく影響している。近 年の海氷減少や北極海へ侵入する低気圧の経路の変 化に伴い、海氷上の積雪深が変化している可能性が ある。しかし、最近の海氷上の積雪深変化やその変 化が海氷成長に与える影響について議論した研究は ほとんどない。

そこで本研究では、NCEPの大気海洋再解析デー タ(CFSR)を用いて、積雪深の経年変化やその要 因を考察した。積雪深変化による海氷成長量への影 響を見積もるため、海氷1次元モデルを用いて感度 実験を行った。

2. Ice Mass Balance (IMB) Buoy

アメリカのCold Regions Research and Engineering Laboratoryは、Ice Mass Balance (IMB)ブイを 1997年以降ほぼ毎年多年氷上に設置し、積雪深、海 氷厚、温度、気圧や気温を観測している。このブイ は、主に北極海中央部およびボーフォート海を漂流 し、通年でデータを取得している (http://imb. crrel.usace.army.mil)。本研究では、データが十分取 得されている2002年以降に設置された35個のブイ を用いた(図1)。

広範囲の積雪深の変化やその要因を議論するため、 NCEPのCFSRを使用した。データの水平分解能0.5 ×0.5°で、6時間毎に海氷上の積雪深や気温、気圧、 海氷の厚さも出力されている。CFSRの再現性やバ イアスの要因を調べるため、ブイの位置から近い4 点のグリッドを選択し、その平均値とブイの観測デ ータを比較した。

3. CFSR積雪深の再現性と経年変化

北極海を2領域(ボーフォート海と中央北極海)に 分け、積雪深の季節変動を比較した。CFSRは、春 期に過大評価しているが、両領域の積雪深の季節変 動を良く再現しており、特に冬(11~12月)のボー フォート海で相関係数が0.6以上と比較的高かった (図2)。再現性の良い11月や12月は、ボーフォー ト海やチュクチ海の北側で低気圧活動が活発になる ことで降雪量が増加し、積雪深が増加傾向にあった。 一方、チュクチ海やバレンツ海では、夏期の海氷減 少で海氷形成の時期が遅れ、海氷上に積もる雪が減 少傾向にあることがわかった。

<u>4.1次元モデルによる感度実験</u>

CFSRの海氷厚は、夏のボーフォート海を除き、 観測データより厚く、特に冬から春に大きな誤差が 含まれていた。そこで、近年チュクチ海での積雪深 の変化が海氷成長量に与える影響を議論するため、 CFSRで使用されている海氷1次元モデルを用いて、 積雪深や強制力(放射や気温など)を変えた感度実 験を行った。1次元モデルでは、IMBで観測されてい た秋から翌年の春の海氷成長量を良く再現できてい た。積雪深を変えた感度実験では、最近の雪の増加 により、海氷成長量が約30%抑制されていた。一方、 強制力を変えた感度実験では、最近の気温上昇や放 射量変化で海氷の成長量が約10%抑制されており、 積雪深の増加による影響が大きいことがわかった。



図 1: 2002 年~2013 年の各ブイの軌跡 (黒線)。太線は、ボーフォート海領域。



謝辞:本研究は文部科学省補助事業北極研究推進プロ ジェクト(ArCS)の助成を受けたものです。

Reference Sato and Inoue (2017) Comparison of Arctic sea ice thickness and snow depth estimatesfrom CFSR with in situ observations, *Clim. Dyn.* doi: 10.1007/s00382-017-3607-z.

2015年1月の昭和基地における記録的強風現象のメカニズム

*山田恭平¹、平沢尚彦¹ (¹ 国立極地研究所)

1. はじめに

2015年1月17日、南極昭和基地(69.0°S, 39.6°E) で は1月の風速の記録を更新する、最大瞬間風速51.4m/sの 強風が観測された。本研究ではこの強風現象のメカニズムを 領域計算モデル Weather Research and Forecasting Model (WRF; Michalakes et al., 2001)を用いて解析を行った。

2. データ

WRF の計算には National Center for Atmospheric Research (NCAR)の水平解像度1度、時間解像度6時間の Final Analysis データ・セット (GFS-FNL)を用いる。WRFの 物理過程や放射計算等の設定については Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS; Bromwich et al., 2005)がWRF による計算に用いている設定値に従う。計算 期間は2015年の1月15日から19日、鉛直層数は50層 である。出力は時間解像度3時間かつ水平解像度30kmのド メイン1と、ドメイン1からネスティングを行った時間解像 度1時間かつ水平解像度3.3kmのドメイン2に分けて行う。 気圧、気温、風などの計算値は強風現象前後において昭和基 地での地表や鉛直プロファイルの観測値と良い相関を示した。

3. 結果

図1に2015年1月17日の強風時 OOUTC における 950hPaと600hPaの風の場を示す。強風時、北西から低気 圧が接近しており、北から暖かい空気の移流があったが、昭 和付近では東風が強化されていた。この暖気流は高高度にな るほど大陸斜面上まで深く侵入し、600hPaでは氷床上まで 入り込んでいた。一方で地表付近の950hPaでは暖気は大陸 上までは入り込まず、昭和付近では低温となっていた。暖気 流領域には強い上昇流が存在していた。

図2 に図1 中の線で囲われた領域の緯度高度断面図を示す。 図1 で見たように昭和付近では上空の暖気移流に対して下層 で冷たい空気が存在しており、大陸水床斜面に沿って温度逆 転層が形勢されているとともに、この領域で東風が強化され ていた。また気圧勾配を見ると、海上では北に高圧部がある のに対し、逆転風・強風の領域では南に高圧部が存在してお り、この強風が地衡風的な現象であることが確認できる。低 気圧に伴う北風によって温位の低い空気塊が氷床斜面を駆け 昇り、上空で海上の暖かい空気と氷床上の冷たい空気の間で 形成された温度傾度が水平気圧傾度を強化した結果、低高度 で東風を強化するこの現象は、Orographic Wind (Schwerdtfeger, 1957)と呼ばれるこの温度風の関係である。 図3 にその模式図を示す。

また、強風時には斜面上のカタバ風が強化されリュッツホ ルム湾で強い昇温があるとともに、対流圏界面まで達する強 い上昇流が発生していた。



図1. ドメイン1で計算を行った2015年1月17日00UTCにおける950hPa
 (左)と 600hPa(右)の風と温度。黒太線は上昇流域を示す。丸は昭
 和基地。左図の四角は図2領域。



図2. 2015年1月17日00UTCでの緯度高度断面(図1左の四角領域)。 左は温度(白いほど低温)と風(点線で囲われているのが東風)を示す。 右は気圧(線)とその勾配(色)を示す。



図3. Orographic Windの模式図。

4. 参考文献

Bromwich, D. H. et al. (2005). *Monthly Weather Review*, 133(3), 579-603.

Michalakes, J. et al. (2001). Proceedings of the Ninth ECMWF Workshop on the use of high performance computing in meteorology (Vol. 1, pp. 269-276). World Scientific.

Schwerdtfeger, W. (1975). *Monthly Weather Review*, **103(1)**, 45-51.

"ブリザード"に伴う南極域の降水分布

平沢尚彦(極地研)、山田恭平(極地研)

<u>1. はじめに</u>

南極の気象には"ブリザード"と呼ばれる地吹雪を 伴った強風現象がある。昭和基地における"ブリザー ド"はほぼ全て総観規模擾乱の接近に伴って起こる。 総観規模擾乱は南極域に比較的強い降水をもたらす システムでもある。Hirasawa et al. (2000, 2013)は、1997 年のドームふじ基地の観測データを基に、南極内陸 域の降水にとってのブロッキングなどの総観規模擾 乱に伴う比較的大量の降水の重要性を指摘した。実 際、Dittmann et al. (2016)は 2003 年のドームふじ基地 の1 年間の降水量の 40%程度が総観規模擾乱に伴っ てもたらされたことを示した。最近、この総観規模 擾乱に伴う水蒸気移流が比較的狭い範囲に集中して 南大洋上を南極に向かって南下する描像(atmospheric river: AR) として得られ(Gorodetskaya et al., 2014)、 AR の気候学的研究に発展しようとしている。

我々(Yamada and Hirasawa, 2017)は、最近、昭和 基地の"ブリザード"について、強風現象としての気 象学的な理解を深める研究をはじめた。この研究は、 気象力学的側面や温暖化の影響を理解することに加 えて、"ブリザード"に伴う大気循環が南極域の水蒸 気輸送にどのように具体的に関わっているのかを知 ることも目的としている。そして、その先には、"ブ リザード"、低気圧、ブロッキングなど、それぞれの 定義が明瞭にされないまま南極の降水へ影響として 使われることのある言葉(現象)を見直し、総観規 模擾乱に伴う大気循環の南極域の降水への影響の仕 方を整理してみたいという思いがある。

発表では2015年1月17日に昭和基地の1月の歴代 最大風速を記録した"ブリザード"に関連する総観規 模大気循環に伴う南極域の降水形成を議論する。

2. 南極氷床域の降水分布の時間変化

図1に対象とする事例の降水強度(mm/hr)分布の時間変化を示す。1月17日00UTは昭和基地で最大風速(約40m/s)が観測された頃である。このとき、昭和基地付近の対流圏下層には南極氷床に平行な強

風帯 (low level jet:LLJ と呼ぶ) が形成されている。 この LLJ は南下する暖気の先端と氷床側に現れる寒 気との間の前線面沿って形成されており、LLJ に平 行に強い降水帯が現れる。この事例における最も強 い降水がここで発現した。その6時間後は昭和基地 の地上風は 30m/s 程度まで弱まった。この時、昭和 基地の西方に氷床の等高度線に直交するように内陸 域に比較的強い降水帯が浸入している。これは氷床 表面の山・谷地形の影響である(Schlosser et al., 2008)。 更にその6時間後には昭和基地を含む海岸域の降水 は弱まる。その一方で弱い降水域がドームふじ基地 を含む内陸域に広がる。地上風は海岸部からドーム ふじ基地方面に向かっており、南大洋域からの水蒸 気の供給が行われている。風の分布を見ると、"ブリ ザード"をもたらした総観規模低気圧は昭和基地西 方の海岸部にまだその中心が残っているようである。 この低気圧に関連したトラフは氷床上にも侵入し、 この降水形成に関わっている。

この事例から、①LLJに沿った降水、②海岸部の地 形に影響を受けた氷床上の降水、③沿岸から内陸へ の水蒸気の進入により形成された氷床上の降水の 3 タイプが認識された。③は内陸に活発な降水をもた らすシステムと考えられているが、①や②に比べて その量は今回の事例ではかなり少ない。今回は AR による水蒸気の大部分は①や②に伴って海岸部で消 費されている。どのようなときに③が効率的に働く のかを含めて今後研究を進める計画である。

参考文献

Hirasawa et al.. 2000, GRL, 1911-1914. Hirasawa et al., 2013, JGR, 6916-6928. Dittmann et al., 2016, Atmos. Chem. Phys, 6883-6900. Gorodetskaya et al., 2014, GRL, 6199-6206. Yamada and Hirasawa, 2017, 投稿中(気象学会 2017 秋). Schlosser et al., 2008, JGR, D24108.



第58次南極地域観測隊による南極氷床上S17における無人航空機観測

林政彦(福岡大・理)*、平沢尚彦(極地研)、中田浩毅(kkt イノベート)

1. はじめに

近年、無人航空機の社会的な普及が急速に進んでいる。その中で、その利便性と経済性により地球科学観測への利用が進みつつある。筆者らは、無人航空機の研究観測への活用の可能性に着目して、2000~2002年に黄砂(風送ダスト)の観測に着手し、気象、エアロゾル研究への試験的な観測を行ってきた。 南極地域においても第48次、第54次、第56次南極地域観測隊において南極大陸上S17航空拠点を中心とした無人航空機観測を実施してきた。

第58次南極地域観測隊は夏季観測として、南極 大陸辺縁部における降雪、水蒸気、エアロゾル等の 総合観測を2016年12月22日から2017年2月4 日までS17航空拠点(69°02'S,40°06'E)をベー ス基地として行った。その中心プログラムの一つと して実施した無人航空機によるエアロゾル観測の概 要について報告する。

2. 観測拠点、観測システム

S17 航空拠点は南極大陸辺縁からおよそ 17km の標高 606m の大陸斜面上に位置する。ここを拠 点として、ロガロ翼航空機(カイトプレーン)を用 いた 2 種類のモデル的な観測、1) 2 サイクル 80cc ガソリンエンジンを動力源とするカイトプレーンに よるとっつき岬沖までの往復約 37km のフライ ト、および、2)電動のカイトプレーンを気球で飛揚 して、高度 5km で切り離し滑空により放球地点ま で帰還させるフライトを行った。自動操縦は、同一 システムで。測位衛星による位置情報による誘導制 御を行った(ゼノクロス航空宇宙システム社製、 XENO)。水平方向の制御は、飛行方向あるいは磁 方位による経路誘導制御、高度コントロールは、地 上を基準とした等温度減率大気を仮定した気圧高度 制御を行っている。機体情報の詳細は以下の通り。

a) エンジンカイトプレーン

翼幅 2.9m、全長 2.7m、全備重量 23kg (うち観 測装置重量 5kg 搭載可能) である。混合ガソリン 4 リッターを搭載して、巡航速度 12m/秒で航続時間 2 時間程度である。観測項目としては、直径 0.02 μm 以上の粒子数濃度(凝結核計数装置: TSI 社製 model 3007)、直径 0.3~5μm の粒径分布(光散乱 粒子計数装置:リオン社製 KR12)、SEM・EDX 分 析用エアロゾルサンプル回収(エアロゾルインパク ター:アリオス社製)、温度・湿度(ラジオゾン デ:明星電気製 RS11G)等を搭載した。

b) 気球浮揚滑空帰還カイトプレーン

翼スパン約2m全長1.7m、全備重量6.7kg(うち

観測装置 900g)、800WDC モータを補助動力として 有する。観測としては、直径 0.3~10μm のエアロゾ ル粒径分布(光散乱粒子計数装置:YGK 社製)また は、分析用エアロゾル採取(インパクター:アリオ ス製)および、気温、湿度(明星電気製 RS11G)を 搭載した。



Figure 1 離陸直前のエンジンカイト 2017 年 1 月 18 日 S17 航空拠点にて



Figure 2 放球直前の電動カイト 2017 年 1 月 27 日 S17 航空拠点にて

3. フライト結果

a)水平展開観測飛行(エンジンカイトプレーン) 試験フライトを含めて計 24 回の飛行を行った。

内訳としては、主に自動制御システムや機体の飛行 特性の 確認のためのフライト5回、とっつき岬ま での観測を目的としたフライト11回、S17 近傍の フライト8回である。とっつき岬までの観測フラ イトは、高度 700m(あるいは 750m)でとっつき 沖海洋上まで、海氷上で 1200m まで高度を上げ て、高度 1200m で S17 に戻るルートを基本パタン とした。

b)鉛直分布観測(気球浮揚カイトプレーン)

コントロールパラメータ確認の電動フライト2回、 海抜1300m(対地高度700m)での気球分離システ ムテストフライト1回、海抜高度5000m(対地高度 4400m)での気球分離フライト2回を実施した。い ずれも安定した制御のもとで順調に放球地点への帰 還を果たした。

謝辞

本観測の実施にあたって、第57次および第58次南極 地域観測隊、しらせ乗員の方々に多大なる協力をいただい た。ここに感謝の意を示す。
南極氷床上 S17 拠点での夏季の昇華蒸発量自動連続観測

小西啓之(大阪教育大学)、平沢尚彦(国立極地研究所)

<u>はじめに</u>

南極氷床を涵養する降水の主たる水蒸気源は、南極周り の外洋から進入すると考えられる。しかしながら、大陸内 部に進むにつれてその量は減少し、沿岸から遠く離れた大 陸内部にもたらされる降雪の水蒸気源は、外洋起源のもの は相対的に少なく、大陸氷床から昇華蒸発した水蒸気も少 なからず寄与していると考えられる。本研究では、このよ うな南極氷床を涵養する降雪の水蒸気起源を通して、南極 大陸内部の水循環過程を明らかにするため、まず積雪表面 から昇華蒸発する量を直接連続測定する方法を考案し、南 極氷床上で使用した結果を報告する。また測定した昇華蒸 発量の検証のため、同時に水蒸気量や風速の鉛直成分を別 に測定し、水蒸気の鉛直フラックスを求め比較した。

観測方法

筆者らは第58次日本南極観測隊(夏隊)に参加し、昭和 基地近くの大陸氷床上 S17拠点(図1)で2016年12月31 日から2017年1月28日まで以下の観測を行った。まず図 2に示すように積雪表面上に深さ20cm程度の穴を掘り、 その底に断熱材を敷き、ベニヤ板、電子天秤、断熱材、積 雪ブロックを順に載せた積雪重量計を設置した。積雪ブロ ックは、表面から融解した場合にその融解水が積雪表面部 に留まることがないよう十分厚く、また積雪ブロックの表 面と積雪表面とが同じ高さになるよう厚さ13cmにした。 また、積雪と積雪ブロックの隙間をできるだけ小さく1 cm以下にし、側面からの昇華蒸発量の影響が小さくなるよ うにした。

電子天秤は 20m 離れた室内のパソコンと通信ケーブル と電源ケーブルを通して接続し、数秒間隔で秤量データが パソコンに記録できるようにした。また、天秤は相互検証 用及び予備用として2台(風袋の大きさLサイズ 43x46 cm とSサイズ 24x42 cm)使用した。

さらに昇華蒸発量の直接測定だけでなくその検証用と して、高さ 2m の位置に 3 成分超音波風向風速計(USA-1) とオープンパスガス分析計 LI-7500)を設置し、水蒸気鉛



直フラックスを測定した。

観測結果

天秤秤量の時間変化から各時間帯の昇華蒸発量(場合に よっては降雪量)を次の方法で求めた。まず、数秒間隔で 得られた秤量の値を30分毎に区切り、その間の秤量の時 間変化の回帰直線の傾きから30分間の減少量を求め、単 位面積当たり1時間当たりの減少増加量に換算した。図3 に観測期間の各時間ごとの平均値を示したが、主たる昇華 蒸発は9時から18時の間に生じているが、一日中昇華蒸 発が進み、どの時間でも減少していることが分かる。1月 はほとんど太陽が沈むことなく、晴れていれば常に日射が あるため、昇華蒸発が進むと考えられる。日中の最大減少 量は約 0.07mm/hr、一日積算すると L サイズの天秤が 0.59mm/dav、S サイズの天秤が 0.69mm/dav、となった。こ れを30日間積算すると約18mmとなり、年間降水量が昭和 基地付近の沿岸部では 400mm と言われていることから、年 間降水量の約 5%が昇華蒸発により大気に還元されている ことがわかった。



図2. 電子天秤を利用した積雪重量計の模式図(断面図)



図 3. 昇華蒸発量の日変化(2017年1月平均) 縦軸:増加減少量(mm/hr) 上段:天秤L、下段:天秤S

浅い対流スキームの開発(1)

新藤 永樹(気象研究所)

1. はじめに

浅い対流は、熱や水の鉛直輸送を行い、大気の鉛直構造を決 める役割を果たすと共に、熱帯や中緯度における大規模循環や 全球放射収支に影響を与える。さらに気候感度への影響も大き く、このプロセスの効果をパラメタリゼーションとして全球気 候モデルへ取り込む必要がある。そこで、Single Column Model(SCM) に開発したスキームを導入し、貿易風帯の浅い対 流のテストケース (BOMEX) について、Large Eddy Simulation (LES) と比較を行った。LES は、UCLA-LES (Stevens et al. 1999, 2005、Stevens and Seifert. 2008) を使用した。

2. 浅い対流

浅い対流スキームは、Siebesma et al. (2007) 、Soares et al. (2004) をベースに、Nakanishi and Niino (2001, 2004, 2006, 2009) 、Neggers et al. (2002, 2009) Witek et al. (2010) 、de Roode et al. (2000, 2012) 、Wang and hang (2014) 、Suselj et al (2014) 、Bretherton et al. (2004) 、Park and Bretherton (2009) Kohler and Beljaars (2011) 、Pergaud et al. (2009) を参考に構成し た。パラメタライズする鉛直フラックスは、渦拡散とマスフラ ックスで表現する (Eddy-Diffusivity/Mass-Flux(EDMF))。 マスフラックスは、地表から評価を行い、持ち上げ凝結高度に 達したプリュームは、そこから、さらにエントレインメント/デ トレインメントを行いながら凝結しつつ上昇する。上昇アップ ドラフトも計算し、ゼロとなった高度が雲頂とする。

3. 実験設定

テストケースは、the Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment (BOMEX) のphase 3期間で、降 水やメソスケール循環のない比較的穏やかで定常な貿易風帯の 浅い対流が発生している状況である。初期プロファイルは、 500mから1500m まで条件的不安定あり、上空は貿易風による 逆転層が存在している。モデルには、外部強制として、地表面 の運動量フラックス、温位フラックス、水蒸気フラックス、地 衡風強制、下降流強制、放射冷却、水蒸気水平移流を固定で与 える。SCM とLES の鉛直層は150層で鉛直解像度は20m とす る。LES は水平領域を6400m x 6400m とし、水平解像度は 100m、時間刻み約4s とする。SCM の時間刻みは10s とする。 LESのデータは30s 毎にサンプリングを行った。SCMの物理過 程は上述の浅い対流のみ(EDMF)、LES の雲物理過程は、 Warm-Rain (Seifert and Beheng. 2001)を使用した。

4. 結果

図1と図2はそれぞれ、シミュレートされた積分開始5時間後 の液水温位プロファイルと総水プロファイルである。LES(長 破線)、SCM(実線)とも初期プロファイル(点線)の条件付 き不安定なプロファイルを維持している。SCMは、LESに比べ て境界層内で低温、雲層内から雲頂にかけての混合がやや強い ようである。図3は、シミュレートされた積分開始5時間後の雲 水プロファイルである。SCMは、LESに比べて雲底付近での雲 水が多いが、プロファイルは概ね一致傾向であり、浅い対流が 表現されている。

5. 今後の課題

今回の実験は、比較的シンプルなオプションで行ったが、多 くのオプションを実装しており、他のテストケースの結果も利用 して最適なオプションの組み合わせを調査する。その際、オプ ションの仮定の妥当性をLESの詳細な出力と照らし合わせてス キームの信頼度を向上させる。鉛直一次元での性能を確かめた 後、全球モデルへ導入する。



図1: 液水温位(K) プロファイル(5時間後) 点線:初期値 実線:SCM 長破線:LES



図2: 総水(g/kg) プロファイル(5時間後) 点線:初期値 実線:SCM 長破線:LES



図3: 雲水(g/kg) プロファイル(5時間後) 点線:初期値 実線:SCM 長破線:LES

気候モデル MIROC に適用する予報型降水スキームの開発 *道端拓朗(九大院総理工)・鈴木健太郎(東大大気海洋研)・竹村俊彦(九大応力研)

1. はじめに

大気大循環モデル (GCM) において, エアロゾル が雲・降水の微物理に及ぼす効果 (エアロゾル・雲 相互作用)の表現は, 未だに大きな不確実性を含ん でいる. 特に雲寿命効果に抱える不確実性が大きく ^{II}, ほとんど全ての GCM に共通した普遍的な問題 であり, 信頼性の高い気候モデリングのために解決 すべき課題の一つである. しかしながら, 従来から 重要性が指摘されてきたエアロゾル-雲-降水相互作 用を表現する autoconversion スキームを変更する だけでは, 放射特性も含めた GCM 全体の改善は困 難であることが明らかになっており^{II}, GCM におけ る雲・降水の取扱いを根本的に見直す必要がある^{II.3}.

本研究では、多くの GCM で診断的に取扱ってい る雨水を陽に予報する新しい雲・降水スキームを開 発し、気候モデル MIROC-SPRINTARS に導入した.

2. 予報型降水スキームの概要

今回開発した予報型降水スキームは、雨水の質量 および数濃度を予報する 2 moment 法である.雨 の粒径分布は、修正ガンマ分布を用いた.また、 GCM のサブグリッド内における雨の分布(偏り) を考慮するため、新たに precipitation fraction を 導入し、鉛直方向の重なりは maximum overlap を 仮定して実装した.

雲水から雨水への変換過程は,エアロゾルの微物 理と強い非線形性を持つため,GCM の標準の積分 時間ステップ未満で計算を行うサブタイムステップ を設けた.これにより,GCM 全体の計算リソースを 確保しながらも,短い時間ステップ(~60 秒)での 雲・降水微物理過程の計算が可能になった.雨の落 下過程は,鉛直方向のCFL条件に基づき厳密に制御 される.ドリズルは雨のクラスに含めて表現してい る.

3. 解析結果と今後の課題

降水の予報変数化に伴い, 雲水は雨水のクラスへ 部分的に移動するため, 雲水総量(LWP) は減少す る傾向が見られた. 雨水総量(RWP)の全球平均は, 28.9 g m²であり, これは雲解像モデルおよび衛星 観測の結果⁽⁴⁾と整合的である. また, 大陸西岸には ドリズルがよく形成されることが知られているが, 新スキームは観測から得られたドリズルの空間分布 を精度よく再現することに成功した. 粒径は質量お よび数濃度から決定されるため, 実装した 2 moment スキームが, より現実的に機能している ことを示唆する結果であると判断できる.

図は、従来の(a)診断型降水スキームと、今回開発 した(b)予報型降水スキームによって得られた、エ アロゾル数濃度の摂動に対する LWP の応答(雲寿



図: (a) 診断型, (b) 予報型降水スキームにより得られた雲水総量 LWP の雲粒数濃度 Ncへの感受性(LWP susceptibility)の全球分布. ハッチ部は LWP susceptibility が負であることを示す.

命効果; LWP susceptibility)の全球分布を描いた 図である.診断型・予報型ともに全球で正の応答を 示すが,その大きさは,予報型では診断型と比較し 30%程度小さく表現することがわかった.さらに, 従来型の GCM では再現が困難であった,エアロゾ ルの摂動に対して LWP が増加・減少の双方向に応 答するメカニズムをわずかながらも表現できており, A-Train 衛星観測から得られた空間分布^{III}を定性的 によく再現している.予報型スキームによる間接効 果の再現性の向上は,autoconversion・accretion のバランスが改善されたこと,および雲の成長ステ ージの再現性と密接に関係しており,これは現状の GCM が普遍的に抱えている雲寿命効果の過大評価 問題を素過程レベルで解決する,非常に有益な結果 であるといえる.

今後の方針としては、雲水・降水に加えて雲氷・降 雪の微物理過程も精緻化を行うなど、エアロゾル-雲-降水相互作用プロセスのさらなる改良を目指す. さらに放射計算にも降水粒子の効果を導入し、より 精度の高い気候モデルの開発を推進していく.

References

- [1] Michibata et al. (2016), *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 15413–15424, doi: 10.5194/acp-16-15413-2016
- [2] Michibata and Takemura (2015), J. Geophys. Res., 120, 9570–9590, doi: 10.1002/2015JD023818
- [3] Suzuki et al. (2015), J. Atmos. Sci., 72, 3996–4014
- [4] Chern et al. (2016), J. Adv. Model. Earth Syst., 7, doi:10.1002/2015MS000469

雲解像モデルにおける「precipitating ice」の放射効果について
 <u>Ving-Wen CHEN¹</u>,清木 達也²、小玉 知央²、佐藤 正樹^{1,2}、野田 暁¹
 1 東京大学大気海洋研究所 2 海洋研究開発機構

1.はじめに

観測事実との比較により、CMIP3/5モデル 間の熱帯域における長波放射(outgoing longwave radiative flux; OLR)の正のバイ アス (10-30 W m⁻²) は依然と改善していな い。このバイアスの要因は多くのモデルは 大気中の氷物質の量を過小評価かつ氷物質 におけるカテゴリー分けは不適切であると 推測されている(*Li et al.* 2013)。一方、 CloudSat のデータと放射伝達モデルを用い、 *Waliser et al.* (2011)は熱帯域における precipitating ice の OLR インパクトはお およそ 5-10 W m⁻² であり、precipitating ice の放射効果を気候モデルに取り入れれ ば、熱帯域における OLR バイアスの軽減に つながると示されている。

本研究では、雲のプロセスを陽に計算し、 雲の形成に関連する氷物質(雲氷、雪、霰) を個別に計算し、放射効果を取り入れた NICAMのデータを用い、モデルにおける氷物 質由来の OLR バイアスの見積もりを行った。

2. データ及び実験設定

本研究ではNICAM(水平解像度 14km、積雲 パラメータライゼーションを不使用)によ る現在気候実験結果を用い、実験・解析を 行った。雲氷・雪・霰はNICAM-NDW6(doublemoment water 6; Seiki et al. 2014)によ る実験結果を使用している。個々の氷物質 の放射効果はNICAM に組み込まれている放 射 伝 達 モ デ ル MSTRNX(Sekiguchi and Nakajima 2008)のオフライン計算による見 積もった。解析期間は北半球の夏(6 月~8



(a): no_snow 実験による OLR へのインパクト。
 (b):all_ice 実験による OLR へのインパクト。

月)である。

実験は以下の通り: ①コントロール実験(ctrl):全ての氷物 資の情報を放射伝達モデルに渡し、放射 効果を計算する。 ②雪なし実験(no_snow):放射伝達計算に 雪の情報を雪の除去し、ctrl との比較で 雪の放射効果を見積もる。 ③全雲氷実験(all_ice):放射伝達計算に 雪の情報は雲氷として取り替え、氷物質 のカテゴリーの改変による OLR への影響

3. 結果

を見積もる。

図(a) で示したよう、no_snow 実験は ctrl 実験より OLR を過大評価している。雪によ る OLR のインパクトは熱帯域に最大となり、 最大値は2Wm⁻²であり、熱帯平均は1Wm⁻² となる。一方、図(b) で示した all_ice 実 験と ctrl 実験との比較により、雲氷の量を 増えると OLR が減るが、その効果は雪の 4 分の一にしかない。なので、同じ量の氷で も、「雪」の放射効果おおよそ「雲氷」4倍 であり、GCM における「氷」はカテゴリー分 けるべキと示す。

しかしながら、先行研究(*Waliser et al.* 2011)で指摘された「precipitating ice」の 0LR へのインパクトは 5-10 W m⁻²に対し、NICAM の「precipitating ice」の放射効果はそれの半分以下にある(図 a)。この違いはそれぞれの研究に用いられた、

「precipitating ice」の存在高度の違いか ら生じたもの。Waliser et al. (2011)に おいて、precipitating iceと雲氷は同じ高 度に共存しているに対し、NICAM-NDW6 では 大気の上端に雲氷が存在し、その下に雪と いう「precipitating ice」存在しているた め、先行研究と本研究の結果の相違が生じ た。この相違を説明するため、雪の存在高 度の変化による感度実験も行った。結果と して、先行研究で示した氷物質のカテゴリ 一分けに加え、氷物質の存在高度も OLR に 無視できないインパクトがあることがわか った。詳細は発表で紹介する。 行本誠史、大島長、川合秀明、神代剛(気象研究所)

第6期結合モデル比較計画 CMIP6 に向けた 気象研究所の地球システムモデル MRI-ESM2 では、以前の MRI-CGCM3 に比べて過去の気温 上昇が大きくなって観測に近づいた(行本他, 2016 気象学会)。これには気候感度が大きくな ったことの他にエーロゾルの有効放射強制力 (ERF)の変化が影響している可能性がある。

そこでエーロゾルの ERF を詳細に調べ変化の 要因を探る。

■ モデルと実験

MRI-ESM2 は大気モデル、海洋モデル、エ ーロゾルモデル及び大気化学(オゾン)モデル を結合して構成される。大気モデルは水平解像 度約 110km(T_L159)、鉛直解像度は 80 層(上 端 0.01hPa)である。エーロゾルモデル (MASINGAR-mk2r4、水平解像度約 180km) は、新たに黒色炭素(BC)の変質過程や硫酸塩 との内部混合を扱う放射過程の導入、積雲対流 による湿性沈着過程などが高度化されている。

エーロゾルの ERF 評価のため、気候値の海 面水温を与え、CMIP6 で提供されているエーロ ゾル排出を産業革命前の 1850 年レベルにした 実験(sstClim)と 2000 年レベルにした実験

(sstClimAerosol)を行った。これら 2 実験の 放射収支の差(sstClimAerosol – sstClim)が エーロゾルの ERF である。

■ 結果

正味放射収支の変化から、正味 ERF は-1.17 Wm⁻²と見積もられた。これは MRI-CGCM3 で の値-1.44 Wm⁻²より 19%小さい。ERF を長 波と短波に分け、さらに短波について、大気を 1層の短波放射伝達モデルで近似する APRP 法

(Taylor et al. 2007)を用いて、地表面アル ベド変化の効果、エーロゾル・放射相互作用(Ari) の吸収効果と散乱効果、エーロゾル・雲相互作 用(Aci)の雲特性および雲量の各効果に分解 して評価した(表1)。

短波 ERF は-2.46 Wm⁻²、長波 ERF は+1.29 Wm⁻²であった。長波 ERF はほとんど雲によるものである。熱帯の深い対流に伴う上層雲が卓越する領域において短波 ERF と長波 ERF がほ

ぼ釣り合う分布を示し、雲氷数濃度の変化による効果を示唆する。

BC など光吸収性のエーロゾルが積雪上に沈着し地表面アルベドを変化させる効果は地域的には顕著に見られたが、全球平均では非常に小さく計算誤差の範囲でしかなかった。

Ari は-0.43 Wm⁻²と見積もられた。さらに Ari は、吸収効果の+0.22 Wm⁻²と散乱効果の -0.65 Wm⁻² に分けられる。吸収効果は主に BC によると考えられ、その排出起源に近い地 域に分布している。散乱効果の分布は硫酸塩の 分布と対応が良い。

短波 ERF における雲の変化による寄与は-2.0 Wm⁻²であったが、そのうち雲特性の変化 の寄与が-1.67 Wm⁻²とその大部分を占めてお り、雲量の変化の寄与は-0.36 Wm⁻²と小さい。 雲特性の変化は、北半球の下層雲が卓越してい る領域で顕著で、雲粒数濃度の変化の分布とも 対応する。一方、雲量の変化にはあまり系統的 な分布は見られない。

各成分に分けた ERF を MRI-CGCM3 による ものと比較した(表1)。MRI-ESM2 では MRI-CGCM3 に比べて Ari の散乱効果が顕著に 大きくなり、Aci(特に雲特性の変化による) が小さくなっている。これらの違いの要因につ いては発表時に議論する。

	MRI-CGCM3	MRI-ESM2			
正味 ERF	-1.44	-1.17			
短波 ERF	-2.55	-2.46			
長波 ERF	+1.12	+1.29			
地表面アルベド効果	+0.05	-0.01			
Ari(散乱)	-0.11	-0.65			
Ari (吸収)	+0.15	+0.22			
Aci(雲特性)	-2.19	-1.67			
Aci(雲量)	-0.43	-0.36			

表1 エーロゾル ERF の各成分の MRI-CGCM3 と MRI-ESM2 との比較。単位は Wm⁻²。

参考文献

Taylor et al. 2007: Estimating shortwave radiative forcing and response in climate models. J. Climate, 20, 2530-2543.

気候変化において海面水温の上昇が大気へ及ぼす放射加熱の効果

*小倉知夫(国立環境研), M. J. Webb(英国気象局)

1. はじめに

気候の将来予測シミュレーションを実施する際、 結果に不確実性(複数のモデル間のばらつき)が生 じる要因の一つが気候感度の不確実性であり、その 多くは気候フィードバックの不確実性に起因する。 従って、気候の将来予測に対して信頼性を高めるに は、複数の気候モデルにおいて気候フィードバック がどのような仕組みで決まっているか理解を深め、 その妥当性を検討することが重要である。

気候フィードバックは、海面水温の上昇によって 引き起こされる大気上端放射の変化として見積もる ことができる。海面水温の上昇が大気へ及ぼす影響 は2種類に大別できる。それは[1]海面における上向 き長波放射の増加、及び[2]大気下層の乱流による顕 熱と潜熱の鉛直輸送の変化である。しかし、[1]と[2] がそれぞれどのような役割を果たすかについては知 見が十分に整理されていない。そこで本研究では[1] の役割に注目し、気候フィードバックのうちどの程 度が放射加熱によるものか、また、放射加熱がどの ような仕組みで気候フィードバックを引き起こすか について、仮説の提唱に向けた検討を行った。

2. 数值実験設定

本研究では大気大循環モデルを用いた数値シミュ レーションを実施し、その結果に基づいて気候フィ ードバックの仕組みを考察した。使用したモデルは MIROC ver.5の大気部分であり、その空間解像度は 水平~2.8 度、鉛直 40 層である。シミュレーション は3種類の設定で実施した。第一に、境界条件とし て観測データに基づく海面水温と海氷の分布を与え る"AMIP"設定、第二に、"AMIP"設定と同様である が、海面からの上向き長波放射を計算する時に限り 海面水温を観測データより 4K 上昇させる "AMIP+T forcing"設定、第三に、"AMIP"設定と同様 であるが、海面水温を観測データより 4K 上昇させ る"AMIP+4K"設定である。上記3設定のそれぞれに ついて v1979-2008 の積分を実施し、出力データの 30 年平均値を解析した。ここで"AMIP+4K minus AMIP"は(a)気候フィードバックに相当する。また、 "AMIP+T forcing minus AMIP"は(b)気候フィードバ ックのうち放射加熱に由来する成分、そして "AMIP+4K minus AMIP+T forcing"が(c)気候フィー ドバックのうち放射加熱以外(乱流鉛直輸送の変化) に由来する成分と考えることができる。定義により、 (a)=(b)+(c)が成り立つ。本研究では(b)が(a)のうちど の程度の割合を占めるかに注目する。

3. 結果

まず、海面水温の 4K の上昇によって生じる放射 加熱が大気中にどのように分布するかを確認した。 具体的には、"AMIP"設定のシミュレーションにおい て放射計算を実施する際、海面水温が観測データに 基づく場合と観測データより 4K 高い場合の二通り の設定で計算し、それぞれの設定で得られた放射フ ラックスの差から大気中の加熱率を診断した。その 結果、放射加熱の増加は対流圏下層、特に低緯度の 海面水温が高い領域に集中することが確認できた (図 1)。海面水温の上昇により、上向き長波放射の全 球平均値は地表面で 14.4W/m² 増加する。しかし、そ の多くは対流圏下層で吸収され、大気上端での増加 分はわずか 1.1W/m² である。

次に、海面水温の 4K 上昇によって生じる大気の 変化(a)に対して(b)と(c)の寄与を確認した。その結果、 全球平均の地表面気温、大気上端放射、降水量にお いて(b)の寄与はそれぞれ 16%、-42%、-44%であっ た。これらはいずれも(c)の寄与と比べて小さいもの の、無視できるほどではない。一方、大気上端の雲 放射効果では(b)の寄与が比較的大きいことも分か った。例えば短波成分に注目すると、(b)の寄与が +4.6W/m²、(c)の寄与が-5.2W/m²、(b)と(c)の両者が相 殺して(a)の値は-0.5W/m²(下向き正)であった。従 って、雲短波フィードバック(a)は海面水温上昇に伴 う放射加熱の影響(b)を強く受けていることが分か った。この放射加熱の寄与(b)は、下層雲の減少によ り地球による短波吸収が増加したことを反映してい た。以上の結果から示唆される事は、気候の将来予 測シミュレーションにおいては海面水温上昇が大気 へ及ぼす放射加熱の影響が正確に計算されるように 注意する必要がある、ということである。



図1 海面水温の4K上昇による瞬時放射強制力(上向き 長波,年経度平均値,W/m²)

MIROC-ESM をもちいた最終氷期最大期のダスト分布再現による 気候場への影響

*大垣内るみ(東京大学大気海洋研,海洋研究開発機構),阿部彩子(東京大学大気海洋研,海洋研究開発機構), 大石龍太(東京大学大気海洋研),竹村俊彦(九大応力研),

渡辺真吾(海洋研究開発機構),河宮未知生(海洋研究開発機構)

1. はじめに

地球システムモデル (ESM)を用いた温暖化予測は Intergovernmental Panel on Climate Change 第5次報 告書(IPCC AR5)においても重要な役割を担っており、 ESMを用いて古気候実験を行い、気候変化をどの程度再 現できるか検討し、不足を検証することが重要である。 特に最終氷期最大期(LGM, 21,000 年前)は注目されて いるが、モデルによる気候再現性には不足があり、ダス トや植生、海洋深層循環の再現と気候へのフィードバ ックの検証の必要性が言われている(IPCC AR5)。本研 究では ESM, MIROC-ESM (Watanabe et al. 2011)を用い て LGM を再現した実験(Sueyoshi et al. 2013)のダス ト量・分布と古環境指標のデータセット(Albani et al. 2014, Kohfeld et al. 2013)を比較検討する。

2. モデルと実験設定

MIROC-ESM と MIROC-ESM の大気モジュール (AGCM) を用 いた。AGCM の水平解像度は T42、海洋大循環モデルは約 1度である。ダストを含むエアロゾルモデル SPRINTARS (Takemura et al. 2000, 2002, 2005, 2009) がオンラ インで組み込まれている。

Coupled Model Intercomparison Project phase 5 の 指針に従い、標準実験として西暦 1850 年を想定した 実験を行い(PI)、また、PI から、温暖化ガスレベル、 地形 (大陸氷床、海水準)、地球の軌道要素を LGM 設 定にした実験を行った(LGM 実験)。さらに LGM に Mahowald et al. 2006 で見積もられた氷床起源のダ ストフラックスを加える実験(LGMglac 実験)を行った。

3. 結果

モデルで表されたダスト量をデータセットと比較検 討した。その結果、全球的な概観は良好であるが、 LGMでの北半球高緯度のダスト沈着量が過少であるこ とと、PI,LGMともに南大洋の沈着量が不足、LGMでは 南極でも過少であることがわかった。LGMglacではこ の過少量が大きく改善している。

以下、LGMglacとLGMを比較する。氷床起源のダスト フラックスが大きい東シベリア域、北米中部で LGMglacはLGMよりも暖まっており、特にシベリアでは 万年雪が夏には融けるほどである。これはダストによ る短波減少を積雪汚れによるアルベド低下が上回った 結果と考えられる。一方、南半球の大放出域、パンパ では風下がすぐ海上であり、また周囲に積雪が無いた め積雪汚れ効果は影響せず、南大洋の強風に乗り南大 洋から南極周海まで広く、また対流圏上層まで分布し た。この結果、短波放射散乱により、ダスト量の多い ソース近傍の海上では寒冷化する一方、高層に分布す る南極周りでは下向き長波が増して暖まる。これはダ ストの間接放射強制力によって高層雲が増加し、温室 効果が増した結果であると思われる。

4. 考察

氷床起源のダストの LGM の気候場への影響は、概ね 高緯度を暖める効果であるが、北半球では主に積雪汚 れ効果、南極周辺では間接放射強制力が効いていると 考えられる。モデルは現在気候や20世紀以降の観測に 基づいて作られており、氷期での変化量が妥当かどう か、また、氷期を表現できる調整を加えたモデル改良等、 定量的には今後検討が必要である。また、本モデルはPI からオーストラリア起源のダスト量が過少であるので、 改善した場合の影響も調べる必要がある。さらには、本 研究では Mahowald らのダストフラックスを用いたが、 その妥当性検証も今後の課題である。 *大石龍太(東大大気海洋研)、阿部彩子(東大大気海洋研)

1. はじめに

メタンは温室効果気体として気候変動にお いて重要な役割を担っている。近年では人為起 源のメタン排出が増大しているが、自然起源の メタンの大部分はとして湿地から発生してい る。グリーンランドと南極のアイスコアから復 元された過去の大気メタン濃度は、気候の氷期 ・間氷期サイクルと同期した変動が見られる。ま た、数千年スケールの亜氷期・亜間氷期に対応し た濃度の変動も見られる。亜氷期・亜間氷期の気 温の変動は両極のアイスコアからも復元され ているが、その符号が逆であるのに対して、メ タン濃度の増減はグリーンランド・南極ともに 北半球の気温変化と符合が一致しており、北半 球のメタン発生源が気候の変化に影響を受け たと考えられる。本研究では、全球大循環モデ ルと動態植生モデルを用いて、氷期・間氷期およ び亜氷期・亜間氷期の整合的な気候・植生・メタ ン濃度の再現を目指す。

2. モデルと設定

本研究では大気海洋大循環モデル MIROC4m と植生結合大気大循環モデル MIROC-LPJを用いた。またメタン発生量の推 定にはCaoetal. 1996の方法を用いた。産業革 命前(PI)と最終氷期(LGM)の気候と植生再現に はMIROC-LPJを用いた。この際、海洋はslaboceanを用いて海水温と海氷分布を予報した。

亜氷期(Stadial)と亜間氷期(Interstadial)は、 MIROC4m を用いた Interstadial 実験と淡水 を流入させた Stadial 実験から得られた海水温 と海氷分布を MIROC-LPJ の海洋境界条件と してそれぞれ与えた。このとき、絶対値を与え るのではなく、MIROC4m の PI 実験との差を とり、MIROC-LPJ の PI 実験の結果に加算し て得られた海水温と海氷分布を用いた。

メタン発生量は MIROC-LPJ から出力した土 壊炭素分解量、総一次光合成量、地温、地下水位 を用いて、Cao et al. 1996の方法に従って推定し た。

3. 結果

LGM・Stadial・Interstadial・PI の気候と植生 分布は概ね古環境指標や既存研究と整合的であ った(図1)。メタン発生源の分布は、PI と LGM では現実的な値を示した。Stadial と Interstadial のメタン発生源再現については、当日発表する予 定である。



グリーンランド氷床における極域気候モデルNHM-SMAPの2m気温再現精度

*庭野匡思(気象研),青木輝夫(岡山大・気象研),橋本明弘(気象研),的場澄人(北大), 山口悟(防災科研),谷川朋範(気象研),藤田耕史(名大),對馬あかね(地球研), 飯塚芳徳(北大),島田利元(JAXA),堀雅裕(JAXA)

1. はじめに

近年、グリーンランド氷床(GrIS)では、雪氷質 量損失が急速に進行しており、全球規模の海水準変 動に重要な影響を与えている.我々は、2011年以降、 GrISにおける気象・雪氷現地観測を行い実態把握に 取り組んできたが、(他グループの観測網を加えた としても)広大なGrIS全域を限なく網羅する現地観 測の実現には至っていない.そこで本研究では、気 象庁非静力学大気モデルNHMと詳細な積雪変質モ デルSMAPを組み合わせて極域気候モデル(以下, NHM-SMAPと呼ぶ;Niwano et al., 2017, in review)を 構築し、GrIS全域の大気・雪氷物理状態の再現シミ ュレーションを行い、雪氷質量損失メカニズムの理 解を深化させることを試みる.本発表では、極域気 候モデルのパフォーマンスを測る際の重要な指標の 1つである2m気温の再現性について議論する.

2. NHM-SMAP極域気候モデル

モデルの水平解像度は5 km (GrIS全域をカバーす る領域内の水平格子数は450×550)である.NHMの 物理過程の設定はHashimoto et al. (2017)に従った. 一方,SMAPにおける物理過程の選択はNiwano et al. (2015)と同様とした.NHMの初期値・境界値には気 象庁の最新の再解析データJRA-55を用いた. NHM-SMAPにおける大気-雪氷相互作用計算の方 法を確立するにあたり,NHMの大気下端に設定する 雪氷アルベドと雪氷表面温度にJRA-55解析値を与 える方法("Off-line")とSMAPの計算結果を与える 方法("On-line")の2通りを検討した.計算対象期 間は2011年9月から2014年8月までとし,モデル計算 結果の出力間隔は1時間とした.

3. 結果と考察

本研究で使用した2m気温の観測値が取得された 観測サイトの分布を図1に示す.北西部に位置する SIGMA-A・Bの両サイトは,我々が2012年以降継続 的に運用しているサイトである.表1に,NHM-SMAP のOff-line設定とOn-line設定によって計算された 2011年9月から2014年8月にかけての2m気温(1時間 値)の計算精度をサイト毎にまとめた結果を示す. 両設定の計算精度(平均誤差と二乗平均平方根誤差) を比較すると,On-line設定で得られた結果がOff-line 設定で得られた結果よりもNUK_Uを除く全サイト において良いことが分かる.この結果は,JRA-55が 提供する雪氷面陸面解析値の精度がGrISにおいては 不十分であり,現実的な雪氷物理過程を詳細に考慮 しているSMAPは雪氷面アルベド・温度をより精度 良く計算出来ていることを示唆している.しかし, On-line設定においても,特に冬期の過大評価傾向 (図略)が大きな問題として残っており,更なるモ デル改善に取り組む必要がある.

参考文献

Hashimoto et al., Low Temperature Science,

doi:10.14943/lowtemsci.75.91, 2017.

Niwano et al, The Cryosphere, doi:10.5194/tc-9-971-2015, 2015.

Niwano et al., The Cryosphere Discuss., doi:10.5194/tc-2017-115, in review, 2017.



図 1: 本研究で使用した 2011-2014 年の GrIS 2m 気温観測 値(1時間値)が取得された観測サイト一覧.

表 1: NHM-SMAP によって計算された 2011-2014 年の GrIS 2m 気温(1時間値)の各観測サイトにおける検証結果. Off-line 設定と On-line 設定について,平均誤差(ME)と 二乗平均平方根誤差(RMSE)をそれぞれ示す.

614 m	Off-lin	e 設定	On-line設定		
Sites	ME (°C)	RMSE (°C)	ME (°C)	RMSE (°C)	
SIGMA-A	2.5	3.7	1.5	3.0	
SIGMA-B	2.8	3.4	2.3	2.9	
Summit	6.6	8.1	2.3	5.2	
S-Dome	1.9	3.4	0.7	2.8	
KPC_U	3.9	5.5	2.3	4.4	
SCO_U	2.8	4.6	0.9	3.9	
TAS_U	2.8	3.7	2.3	3.2	
QAS_L	1.1	2.3	0.4	2.0	
QAS_A	0.9	2.8	-0.3	2.6	
NUK_L	1.2	2.8	0.3	2.1	
NUK_U	0.4	2.4	-0.9	2.4	
NUK_N	1.2	2.6	0.2	2.1	
KAN_L	2.2	3.3	0.9	2.5	
KAN_M	2.2	3.6	0.3	2.7	
KAN_U	2.6	4.0	0.0	2.7	
UPE_L	2.1	3.8	1.4	3.5	
UPE_U	1.8	2.9	0.4	2.2	

デュアルドップラーライダーによる水平風鉛直分布の測定

青木誠、岩井宏徳、石井昌憲(情報通信研究機構)

1. はじめに

コヒーレントドップラー風ライダー(以下、風ライ ダーと呼称)は、大気境界層内の風速場を可視化する 有力なリモートセンサーである。風ライダーで計測さ れる風は、レーザ光の送信方向に沿った視線方向風速 であり、水平風の導出には、解析領域内で一様な風速 場を仮定して推定を行う VAD (Velocity Azimuth Display)法や、2台以上の風ライダーを利用するデュ アルまたはマルチドップラー観測を用いる必要があ る。特に、境界層内の複雑な風速場の構造把握には、 高時間・高分解能での観測が可能なデュアル観測が有 効である[1][2]。情報通信研究機構(NICT)では、衛 星搭載風ライダーを目指した研究開発の一環として、 地上設置型および航空機搭載型の風ライダーの開発 およびその解析手法の開発を実施している。

本研究では、解析手法開発の一環として実施している、NICTで開発された2台の風ライダーによるデュアル観測の概要と解析結果について報告する。

2. 観測概要

デュアルドップラー観測には、NICTで開発された 航空機搭載 CO2 差分吸収ドップラー風ライダー (CO2DIAL) および可搬型ドップラー風ライダー

(CDWL) を使用した。CO2DIAL は、NICT 本部(東 京都小金井市)の6号館研究棟の屋上(地上高:20m) に、CDWLは、CO2DIALから北に33m、西に56mの 位置に地上設置されている。レンジ分解能は約92mで あり、本研究では、最小観測レンジである 192m の観 測データを用いた。 風ライダーで計測された水平風の 精度を比較検証するために、NICT 敷地内の鉄塔に設 置した超音波風速計(地上高: 59m、航空機搭載風ラ イダーから南に 120m、西に 25.6m)のデータを使用 した。本研究では、水平風の鉛直分布を求めるために、 2台の風ライダーで、超音波風速計から僅かに外れた 位置で、1仰角あたり1秒積算の鉛直走査(RHI: Range Height Indicator)を繰り返す観測を行った。各仰角の 視線方向の観測データは、高度 40 m から 100 m の範 囲で10m毎に分類を行い、1分間隔で平均した後、 Iwai et al (2013)の式[3]を用いて、水平風へ変換した。

$$u = \frac{R_1 V_{r_1} y_2 - R_2 V_{r_2} y_1 + (z_2 y_1 - z_1 y_2) w}{x_1 y_2 - x_2 y_1}, \quad (1)$$

$$v = \frac{R_2 V_{r_2} y_1 - R_1 V_{r_1} y_2 + (z_1 y_2 - z_2 y_1) w}{x_1 y_2 - x_2 y_1}, \quad (2)$$

ここで、 (x_1,y_1,z_1) および (x_2,y_2,z_2) は、観測地点から見た CO2DIAL および CDWL の位置を、 R_1 および R_2 は 観測地点から各ライダーの距離を、 $V_{r1} \ge V_{r2}$ は、各風 ライダーの視線方向風速を、それぞれ表している。本 研究の観測期間中は、鉛直流が水平風成分に比べて無 視できるほど小さかったので、簡略化のために、鉛直 流の項を無視して推定した。

3. 観測結果

図1に、2017年7月7日20時から23時にデュア ル観測により計測された水平風と超音波風速計によ り計測された水平風の風速および風向の比較を示す。 デュアルドップラー解析による推定値は、10m毎の 推定値から超音波風速計に最も近い高度のデータを 選択した。長期的な時間変動に関しては、風速風向共 に良い一致を示すが、短い時間スケールでは、デュア ルドップラーによる推定値の変動が大きい点が多く 見られた。デュアルドップラー解析による推定値と超 音波風速計の測定値の差の標準偏差は、風速と風向で それぞれ、0.42m/s および 11度である。

4. まとめ

NICT で開発した2台の風ライダーを用いて、境界 層内の水平風の鉛直分布の推定を行った。超音波風速 計との比較では、長期的な時間変動に関しては良い一 致を示す一方で、短期的にはデュアルドップラー観測 の誤差が大きいことがわかった。今後は、デュアルド ップラー解析による水平風推定の信頼性の検討、測定 精度の高い観測手法の開発および解析手法の高度化 を実施する。



図 1 デュアルドップラー解析によって推定された水平風 向風速と超音波風速計の測定値の比較(2017年7月7日20 時から23時までの測定データの1分平均値を使用)。

参考文献

R. Calhoun, et al., J. Appl. Meteor. Clim., 45, 1116 (2006).
 H. Iwai, et al., Geophys. Res. Lett., 35, L14808 (2008).
 H. Iwai, et al., J. Atmos. Ocean. Tech., 30, 429 (2013).

フェーズドアレイ気象レーダの10秒観測モードでの ドップラー速度測定精度検証 岩井宏徳、青木誠(情報通信研究機構/NICT)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)は通常 30 秒で全天スキャンをする観測モードで運用して いるが、最速では10秒で全天スキャン可能である。 本研究では、NICT 沖縄電磁波技術センターに設置 されている PAWR の 10 秒観測モードでのドップ ラー速度測定精度検証をドップラーライダーやラ ジオゾンデ等を用いて実施した。ドップラー速度 のバイアスやランダムエラー等の結果について報 告する。

2. 精度検証の方法

PAWR のドップラー速度測定精度検証を以下の 4つの方法で実施した。

(1) 晴天時の固定ターゲットにおける PAWR の ドップラー速度データを 360 サンプル収集し、平 均値と標準偏差を求めた。

(2) PAWR とドップラーライダーでほぼ同時刻 (5 秒差以内) に東シナ海を航行する船舶エコーを 観測した場合のドップラー速度を比較した。

(3) 降雨時にドップラーライダーで仰角 30.6 度、 45.0 度、60.3 度の観測を実施し、エアロゾルおよ び雨滴のドップラー速度(Vrair および Vrrain)とほ ぼ同時刻・地点で計測した PAWR のドップラー速 度 (Vr_{PAWR}) とを比較した。

(4) PAWR のそばからラジオゾンデを放球し、 ラジオゾンデで計測される水平風速 *Vh*sonde=*u*sondeSin*ϕ*+*v*sondeCos*ϕ*(*ϕ*:PAWR の観測方位 角) と PAWR のドップラー速度を雨滴落下速度 (マ イクロレインレーダの計測値)で補正した水平風 速 Vh_{PAWR} を比較した。

3. 結果

(1) 長パルス・短パルス領域ともバイアスは 0.01m s⁻¹程度と非常に小さく(図略)、つまり、ほ とんどバイアスは無い。

(2)相関係数は0.99と非常に高い(図略)。ドッ プラー速度の差の平均値は 0.065 m s⁻¹でバイアス は小さく、標準偏差は0.44 m s⁻¹であり、ランダム エラーは $0.5 \,\mathrm{m\,s}^{-1}$ 以下に抑えられている。

(3) 図1に示すように、観測仰角が高くなるほ ど雨滴落下速度のドップラー速度への寄与は大き くなるので、VrPAWR と Vrair の差が大きくなってい く。 VrPAWR と Vrrain の相関係数は 0.95 以上と非常 に高く、標準偏差も約1ms⁻¹と小さい。 Vr_{PAWR}と *Vr*_{rain}の差(intercept)は推定値と良い一致を示して いる。

(4)図2に示すように、全く異なる手法で計測 された水平風速の比較にも関わらず、相関係数は 0.88 と高い。しかし、約 4km 以上の水平風速が大 きくなる範囲ではばらつきが大きい。これは、約 4km 以上では気温 0 度以下となり、主な散乱体が 雨滴ではなくなるため、PAWR の感度が低下した ことが主な要因であると考えられる。



図 2 ラジオゾンデと PAWR で観測された水平風速 の比較



のドップラー速度との比較

降雨減衰の影響範囲推定のための PAWR 反射因子のレンジ方向積分値の解析

佐野哲也・佐藤晋介・花土 弘 (NICT)

1. はじめに

高時空間分解能の3次元降水観測を実施するフェーズ ドアレイ気象レーダー(以下、PAWR)は、X帯の電磁波 を用いるため、降雨減衰の影響を強く受ける。このため、 PAWR 観測データを定量的な解析やデータ同化に用いる 際には、降雨減衰の補正あるいは降雨減衰の影響範囲の推 定が必要とされる。佐野ほか(2017、春季大会)は、吹田 PAWR と国土交通省 XRAIN の X-バンド二重偏波ドップ ラーレーダー (MP-X) による大雨の観測事例を用いて、 MP-X 観測データを終端条件として Hitschfeld and Bordan (1954) の方法 (HB 法) による PAWR の等価レ ーダー反射因子(Ze)の降雨減衰量を推定した。しかし、他 のレーダー観測等から終端条件が求められない場合でも、 PAWR 観測データ単独から Zeの降雨減衰の影響範囲を推 定する手法の開発が求められている。

HB 法による降雨減衰の推定でも用いられる Ze のレン ジ方向の積分値(Ze Inte)は、降雨減衰量に関する重要 なパラメータである。そこで本研究では、PAWR 観測の Ze_Intgの変動を調べることで、降雨減衰の影響範囲の推 定を試みる。比較解析に用いたデータは、周囲の MP-X 観 測データを吹田 PAWR のスキャンに対応する3次元極座 標系に変換した合成 MP-X の偏波間位相差変化率 (Kpp) で降雨減衰を補正した反射因子 (ZH, 真値と仮定) とそ のレンジ方向の積分値 (ZH_Intg) である。

2. 結果

解析対象は、2016年6月25日に大阪平野と大阪湾を 通過した強いバンド状エコーを伴う降水システムである。 解析範囲は、吹田 PAWR の南側(34.5°N~34.82°N、 135°E~135.6°E)に設定した(図 1)。Ze_Intgと ZH_Intgは、 図 2(a)中の式の通り反射因子(mm⁶ m⁻³)計算するが、図で はすべてデシベル (dB) で表記する。

図 1a に、2016 年 6 月 25 日 01:26 JST の合成 MP-X の ZHと ZH_Intg の仰角 5.3°の PPI 図を示す。吹田 PAWR から南西側に、50 dBZ を超える降水バンドを伴う強いエ コー域が広く見られた。吹田 PAWR から離れる方向に見 ると、 $Z_H \ge 40 \, \text{dBZ}$ となるところで Z_H _Intg は 50 dB に 達し、その先で ZH_Intg はさらに増加し、降水バンド中央 では 60 dB に達した。

同時刻の吹田 PAWR 観測による Ze と Ze_Intg の仰角 5.3°の PPI 図を見ると (図 1b)、34.7°N 付近に東西に並 ぶ $Ze \ge 40$ dBZe のいくつかの小さな領域が見られ、 Ze_Intg は 50 dB に達している。しかし、そこより吹田 PAWR から離れる方向では Ze は急激に減少し受信感度 レベル以下となった。そして、Ze_Intgはほとんど増加を 示さなかったことから、この領域では降雨減衰を強く受け たと言える。

図 2a に示す方位角 192° に沿うレンジ方向(図 1 中の 線分 A)の Ze_Intg(PAWR) と ZH_Intg(合成 MP-X) を見 ると、吹田 PAWR から 8 km 付近までは、Ze Intg が ZH_Intg より若干大きいが、似たような変動を示しそれ ぞれ 50 dB に達した。それより先では、ZH_Intg は 16 km 付近までにさらに増加した。一方 Ze_Intg は 12 km 付近 まで約52dBとわずかに増加したが、それより先ではほと んど変化しなかった。以上から、方位角 192° に沿う方向 について、PAWR の降雨減衰の影響が距離 8 km 付近か ら大きくなり始め、12 km 付近より顕著になったと考え られる。

図 2b 示す方位角 243.6° に沿うレンジ方向(図 1 中の線 分 B)の Ze_Intg と ZH_Intg を見ると、吹田 PAWR の近 傍で Ze Intg は ZH Intg より若干大きいが、吹田 PAWR から 26 km 付近までは似た変動を示した。そして、両者 とも強いエコーに伴って 32 km 付近で 53 dB に達した。 しかしながら、それより先では Ze_Intg だけは増加しなか った。以上から、方位角 243.6° に沿う方向について、 PAWR の降雨減衰は強いエコーのある距離 32 km 付近よ り顕著になったと考えられる。

3. まとめ

2016年6月25日01:26 JSTの大雨の事例を用いて、 吹田 PAWR の Ze_Intg の変動を、KDPで減衰補正された 合成 MP-X の ZH_Intg との比較から解析した。その結果、 本事例では Ze_Intg が 50 dB を超え、かつ顕著な増加を 示さなくなった箇所から、降雨減衰が顕著になったと考え られた。

降雨減衰量は、雨滴粒径分布などに依存することから、 降雨減衰が顕著になる場合の Ze Intg の値とその変動は、 降雨毎に変化すると考えられる。今後は事例を重ね、降雨 減衰が顕著になる場合の Ze_Intg の値やそれに伴う変動 を整理することで、PAWR 観測単独による降雨減衰を強 く受ける範囲の定量的な抽出が期待される。

謝辞:利用した国土交通省 XRAIN のデータセットは、国家基幹 技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解析システム (DIAS)の枠組みの下で収集・提供されました。



40 50 (dBZ,dBZe)





図2 方位角(a)192°(図1の線分A)と(b)243.6°(図1の線分B) の Ze_Intg、(黒線)と ZH_Intg で(白線)。距離分解能は 100 m である.

気象用二重偏波フェーズドアレイレーダのアレイ形状の初期検討

*喜田智亮(阪大院工), 菊池博史(首都大), 牛尾知雄(首都大院)

1. はじめに

X 帯気象用フェーズドアレイレーダは現在日本にお いて4基(吹田,沖縄,神戸及びつくば)運用されている. 気象災害を引き起こすシビア現象の観測監視には高速 スキャニングレーダが有用である. これらの X 帯気象 用フェーズドアレイレーダは単一偏波レーダであり、近 年普及している二重偏波レーダを比較すると,降雨強度 推定精度の点で劣る. 二重偏波レーダは水平・垂直の偏 波を利用することで雨滴形状に関する情報を得ること で、より高精度な降雨強度推定を実現している. そこで 本年度よりフェーズドアレイレーダの二重偏波(水平、 垂直)化(MP-PAWR)を行う計画が進んでいる.また、同 様に観測範囲が広く,降雨減衰の影響を受けにくいC帯 気象用二重偏波フェーズドアレイレーダの運用も期待 されている.本稿では開発中の気象用二重偏波フェーズ ドアレイレーダの実用化に向けた研究の一環として、設 計したフェーズドアレイレーダについて述べる.

2. 設計目標

本研究では、X 帯及び C 帯における気象用二重偏波 フェーズドアレイレーダの開発を検討する.現在,検討 中のレーダの設計目標を行う上で,日本で運用されてい る C 帯レーダ(単偏波)及びオクラホマ大学が主に行っ ている円柱型の C 帯二重偏波フェーズドアレイレーダ を参考にして,表1のように設計目標を設定する.

また、レーダシステム全体としての設計目標として観 測範囲内で降雨強度測定精度 1[mm/hr]を満たすことを 目標とする.以上の設計目標を考慮して我々は次節以降 に示す3つのアンテナ形状の検討を行っている.

アンテナ特性	目標値
ビーム幅	1.2[degree] 程度
利得	42[dBi] 以上
サイドローブレベル	-54[dB]以下(two-way)
観測範囲	150[km]
観測時間	1分程度

表1 設計目標

3. アンテナ素子とアレイ形状の検討

フェーズドアレイレーダに用いるアンテナ素子とし て、フェーズドアレイ方式で開発が容易であることから 一般的に用いられているパッチアンテナを想定した.し かし、本稿ではアレイ形状に関する影響のみを検討する ために、パッチアンテナの代わりに等方性アンテナを仮 定した.

次にアレイ形状について述べる.アレイ形状は1)平面型,2)円柱型,3)球型を検討した.平面型は方位角方向に回転する手法と固定アンテナの場合を考えた.円柱・球型は固定アンテナである.想定したアンテナ素子を用

いて、アレイアンテナを設計した. アレイアンテナはア ンテナ素子を素子間隔 2.8[mm]で正方形の形状で縦横 100×100程度用いて、アンテナサイズは2.8[m]×2.8[m] となるように各アレイ形状を形成した。各アレイ形状に おける斜め方向(アンテナ正面方向から方位角 45°、仰 角15°)の放射パターンを図1に示す、この結果より、 ビーム幅に関して考察すると球(1.0°)・円柱(1.0°)・ 平面型(1.1°)の順で結果が良好絵あることが分かる. 一方でサイドローブレベルに着目すると半球, 円柱型は 14dB で平面型は 16dB と改善されている. その特性は第 二サイドローブレベル以降ではより顕著になっている. この問題は、MMSE 等の信号処理で改善が可能である。 一方で利得に関しては平面型が他の二種類に対して 1dB 程度劣化している. これは半球や円柱型とは違い, 方位角方向にも仰角方向にもビーム走査をおこなうこ とによる影響である、他にも素子間のカップリン等を考 慮し、今後行う降雨観測シミュレーションを用いた偏波 パラメータの観測精度の検討結果も踏まえてレーダ全 体のシステムデザインを行う予定である.





5. おわりに

本研究では固定型気象用二重偏波フェーズドアレイ レーダの実現において問題となる,電子走査によるビー ム幅の広がり,サイドローブレベルの増加,交差偏波識 別度(XPD)の低下などを考慮し,実用可能なフェーズド アレイレーダの設計を目指している.偏波観測を用いた 降雨強度の高精度化において最も重要なパラメータで ある比偏波間位相差やレーダ反射因子差の観測精度を 数値シミュレーションによって検討し,設計目標である 降雨強度測定精度 1[mm/hr]を満たすアンテナ形状を提 案する.

鉛直降水レーダーによる霰や霰状雪の短時間降水イベントでの Z-R 関係 * 本吉弘岐(防災科研雪氷),石坂雅昭(防災科研客員), 中井専人,山下克也(防災科研雪氷)

1. はじめに

面的な降雪状況の把握には、気象レーダーによる 降雪強度や降雪特性の推定が有効だが、観測対象の 粒子特性(形状・密度・構成結晶・融解状態)の多 様性により、様々な仮定やモデル化が必要であり、 まだまだ発展途上の段階である.

本発表では、鉛直降水レーダー(Micro Rain Radar, METEK 社,以下 MRR)から得られたレーダー反射因 子と降水強度の関係(Z-R 関係)を、日本海側で冬 期にしばしば観測される霰や霰状雪に対して求めた。 霰といっても、その形態から塊状霰、紡錘状霰、六 角状霰などがあるほか、粒子特性にも多様性がある ため、降水イベント毎にどのように Z-R 関係に違い があるのかについて調べた.

2. 観測

雪氷防災研究センター(新潟県長岡市)で稼働さ せている MRR は観測高度の間隔が 50m,地上 50m から 1550m までの 32 高度のデータを取得している. ここでは,地上に近い 150m 高度のデータのみ用い た. 霰、霰状雪のイベント抽出に際しては、MRR 画 像から,数分~20分程度のストリーク状の降水がみ られた期間を1つのイベントとして抽出し,MRR お よび田村式降雪/降雨強度計(以下 SR2)の1分データ について3分間移動平均をとり,それぞれのピーク から時刻合わせを行った上で,データを比較した. また、CCDを用いたディスドロメータにより測定さ れた粒径落下速度分布の CMF (質量フラックス中心) ¹や、ベルトコンベアを用いた連続マクロ撮影装置の 画像も適宜参照している。

3. 結果

図1は,解析データとして2014年12月,2015年1 月-2月の62個のイベントについて,(3分移動平均 した)1分値を全てプロットしたものである. Z-R 関 係は,

$Ze = B R^{\beta}$

と表される.ただし,Ze は等価レーダー反射因子 (mm6/m3),R は降雪強度(mm/h)である.各降水イベ ントで B, βをフィッティングにより求めた結果が 図 2 である.βは 0.5~3.5 まで分布していた.また, 降水強度が小さい場合にBは大きな値をとった.各 イベントの卓越降水粒子 1)をみるために,CCDカメ ラを用いたディスドロメータから得られた,それぞ れの最大降水強度が得られた時刻の CMF^{I)}を求めた ものが図 3 である.濃淡により示したβをみると, CMFの落下速度が大きいところ,特に紡錘状霰の周 りでβが大きな値 (2~3)を示すイベントが見られた. 今回の解析では、MRR、SR2 ともに1分値での比



図 1: 抽出した全降水イベントに対する Z-R 図



図 2: 降水イベント毎に求めた B, βの散布図. 各イベ ント中の最大降水強度を濃淡で表す. 箱図はβのヒス トグラム.



図 3: 各降水イベントの最大降水強度時の CMF と,降 水イベント毎に求めた β を濃淡で示す.

較であり、一回の降水イベントも数分という場合も あった。また、強い降雪時には降雪強度計の計測の 遅れが生じるため、より詳細な比較のためには、1 分以下の時間分解能での降水強度の観測が必要であ ることが分かった。今後は、ディスドロメータによ る降水量推定値などを用いるほか、解析イベントを 増やし、顕微鏡写真などを参照することにより、こ れらの違いをもたらした霰の降雪粒子特性のより詳 細な解析を行う予定である.

参考文献

1) Ishizaka, M. et al., 2013: J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762

小型無人航空機・MUレーダー同時観測実験(ShUREX)

橋口浩之¹·Lakshmi Kantha²·Dale Lawrence²·Hubert Luce³·Richard Wilson⁴· Tyler Mixa²·Abhiram Doddi²·津田敏隆¹·矢吹正教¹

1 京都大学生存圈研究所

2 Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado Boulder, Boulder, Colorado, USA 3 Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, France

4 Université Pierre et Marie Curie (Paris06); CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Paris, France

1. はじめに

近年の小型無人航空機(Unmanned Aerial Vehicle; UAV)の進歩により、遠隔操作による上空の計測、サンプル取得、空撮等が従来よりも容易に行えるようになりつつある。2015~2017年の6月に滋賀県甲賀市信楽町で、日米仏の国際協同研究として、コロラド大で開発された気象センサーを搭載した小型 UAV(図 1)と MU レーダーとの同時観測 実験 ShUREX (Shigaraki, UAV-Radar Experiment)キャンペーンを実施した。UAV は、小型(両翼幅 1m)、軽量(700g)、低コスト(\$1,000~2,000)、再利用可能、GPS による自律飛行可能という特徴がある。

2. 観測実験の概要

実験ではコロラド大で開発された DataHawk UAV [Lawrence and Balsley, JTech, 2013]を使用し た。UAV 搭載のラジオゾンデセンサーを流用した 1Hz サンプリングの気温・湿度・気圧データに加え て、800Hzの高速サンプリングの気温センサーによ る乱流パラメータの高分解能データを取得する試 みも行った。

UAV の離着陸は、信楽 MU 観測所から南西へ約1kmの利用休止中の牧草地を借用して行った。 UAV は自ら滑走して離陸することはできないため、ゴムで引っ張って離陸させる方法(Bungee 法)か、 ヘリウムを詰めた気象気球で上空に持ち上げ適当 な高度に達したところで切り離す方法(Balloon 法) で行う。飛行方法は予め離陸前にプログラムして おくが、状況に応じて離陸後に飛行方法を変更す ることも可能であり、約2時間の連続飛行が可能で ある。

MU レーダーは、中心周波数 46.5MHz、アンテ ナ直径 103m、送信出力 1MW の大型大気レーダ ーである。観測は天頂方向のレンジイメージングモ ードと天頂角 10°で北、北東、東、南東、南の DBS モードを切り替えて行った。レーダー観測デ ータをリアルタイムにモニターしながら、UAV 観測 のタイミングや高度が決定された。

3. 結果

図2にMUレーダーのレンジイメージングモード で得られたエコー強度の時間高度変化を示す。8 時 10~40 分頃の下層の三角形状のエコーは UAV によるものである。高度 4~5km の雲底付近 で強いエコー(乱流)が観測されている。大気の微



図 1. コロラド大で開発された DataHawk UAV

細構造研究に対する高鉛直分解能(約 20m)のエ コー強度を取得可能なレーダーイメージング技術 の妥当性と有用性が実証された。MU レーダーで 得られたスペクトル幅から推定された乱流運動エ ネルギー消散率と、UAV の高周波速度センサー による直接測定結果とが比較された。また、UAV センサーで得られた温度に関する乱流構造定数 C_r^2 および屈折率に関する乱流構造定数 C_n^2 など の乱流パラメータと、レーダー測定から推定された C_n^2 も比較された。

4. まとめ

大気乱流は至るところに存在し、人間生活に及ぼ す影響も小さくなく、航空機の安全運航のためにもそ の観測・予測は重要な課題である。レーダー、UAV の他、ライダー、シーロメーター、ラジオゾンデなどの キャンペーン中に収集された包括的なデータセットは、 乱流構造のより良い理解に役立つと期待される。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP15K13568、京都大学生 存圏研究所生存圏ミッション研究の助成を受けた ものです。





地上降雪観測から推定される GPM 衛星二周波降水レーダで検出可能な降雪粒子の特徴

小西啓之、杉浦裕紀(大阪教育大学)、平沢尚彦(国立極地研究所)

<u>1. はじめに</u>

衛星搭載型の降水レーダによる降水量観測は、降水粒子 を直接捉えて降水量を測っているわけではないため、より 真値に近い推定値を得るためには地上観測による検証が 必要とされる。本研究では、GPM 主衛星に搭載された Ka 帯 13.6GHz と Ku 帯 35.5GHz の二周波降水レーダ DPR (Dual-frequency Precipitation Radar)のL2 降水量プロ ダクト(Ver.3)と地上の降雪量との比較検証観測を日本一 寒い町として知られる北海道陸別(43.48N、143.76E)(図 1)で行い、衛星観測データと地上降雪粒子の粒径分布や粒 子の形状と比較した結果を報告する。陸別は、気温も低い ことから豪雪はあまり降らず、降雪強度の弱い降雪が比較 的多く現れる場所であり、強風を伴う降雪も少ないので衛 星検証用の降雪量を測定するのに適している。

<u>2. データ</u>

陸別で地上観測を行った 2014 年 3 月から 2016 年 4 月の 期間に、降雪があった時を検証対象期間として、気温が 0°C以下の期間でかつ降水があった期間を、気温は気象ス テーション (Vaisala WXT520)、降水の有無は光学式雨量 計(Thies CLIMA LPM)を用いて調べた。光学式雨量計の降 水量の値は 1 分値ではなく 10 分間降水量を用いたが、GPM 衛星の水平分解能は 5km と水平の広がりを持っているの でそれに対応するため一瞬の値(1 分値)ではなく 10 分間 の平均値とした。

DPR の衛星データは、陸別の地上観測点から半径 10km 圏内にデータの中心が入っているもののみを使用した。

<u>3. 結果</u>

データ検索の結果、陸別の観測点がDPR の軌跡に含まれ、 かつ地上データから降雪があったと判断された事例は 107 事例あった。しかしながら衛星の DPR データから地上 に降雪があると判断されたのは2015/02/27 と 2015/12/25 のわずか 2 例しかなかった。

これらの地上での降雪強度を調べたところ 107 例中 90 例は 0.2 mm/hr より弱い降雪であったため、DPR の最小測 定降雨強度が 0.2 mm/hr 以下であることから、90 例の弱い 降雪は衛星の測定限界以下の弱い降雪であったのかもし れない。しかし、これらを除いた残りの 17 例中でも 2 例





し降計いにでる出降こっ るか雪測なな検降で雪とた衛降しきこ、DPR しきこのでとなあわ に検でててととのわれるが。 星雪

の可否の原因を調べるため、次に地上観測で得られた各降 雪時の粒径分布を調べた。図2は降雪強度が0.15 mm/hr を超えた各事例の粒径分布である。DPRで降雪量を測定で きた2015/03/07と2015/12/25の事例は、この図では粒径 分布の傾きが小さく、DPRで降雪量を検出できなかった降 雪は、粒径分布の傾きが大きい事例であることがわかる。 4. 考察

実際の降雪粒子との対応を調べるため、地上で同時に行っていた雪結晶自動観察装置によって撮られた雪結晶写 真を次に示す(図 3)。DPR で降雪を検出できた 2015/12/25 には樹枝状結晶や扇状結晶の大きな粒子が見られたのに 対し、DPR で降雪を検出できなかった 2015/01/20 は 1 mm 以下の小さな氷晶クラスの粒子が観測された。

以上のことから、DPR で降雪量が検出されるためには、 降雪粒子が大きいこと。具体的には粒径分布を N(D)=NO・ exp($-\lambda$ D)と表した時の傾き λ が、1.40よりも小さいこと が必要である。また板状結晶のように粒径が大きく、落下 速度が小さいことも必要条件かもしれない。今後、事例数 を増やし、この仮説の確認作業を行っていきたい。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 15K05287 および JAXA PMM の共同研究の助成を受けたものです。



図 2. 地上降雪強度が 0.15mm/hr 以上の時の粒径分布。



図 3. 自動降雪粒子観察装置で得られた雪結晶の例。左: 2015/12/25の事例、右:2016/01/20の事例

GPM Ku・Ka レーダーにおける降水地域特性比較

*豊嶋紘一1・樋口篤志1・秋元文江2・増永浩彦2 (1:千葉大 CEReS, 2:名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

GPM 主衛星は二周波のレーダーを搭載し、熱帯の強い 雨や中高緯度の比較的弱い雨など幅広いレンジの降水を 観測することを目的としている. Toyoshima et al. (2015) では、新たに搭載された Ka バンドレーダーが Ku バンド と比べてどの程度弱い雨や固体降水を検出することがで きるのか, Ka バンドの優位性について降雨頂高度を指標 とした降水検出能の比較を行った. GPM 搭載の Ku レー ダーはTRMM 搭載のそれと比べ感度が高く, Hamada and Takayabu (2016)では DPR による anvil 観測を示した. Ka レーダーの優位性である弱いシグナルに対する検出能 は、中層の anvil 観測の可能性も示唆される. Cloudsat や EarthCARE の雲レーダーでは2次元の観測であるが、Ka バンドによる高感度の3次元観測は雲・降水過程の包括的 理解に重要である. そこで, GPM が観測する熱帯から中 緯度に至る特徴的な地域を選び、Ka, Ku バンドの降水検 出能の違いと地域差に着目した比較を行う.

2. 解析手法

使用したデータは GPM/DPR 標準プロダクト Level2, version3のKa, Ku バンドそれぞれのレーダー反射因子と, 降雨頂高度である. 解析期間は 2014 年 4 月~8 月で, サイドローブクラッタを避けるため nadir±3°の観測幅を用いた. 降雨頂高度を比較するにあたり, Ka 高感度モード(KaHS)の閾値は 750m と定義しなおして高度を統一して取り扱うこととした.

3. 結果とまとめ

地域によって降雨頂高度ヒストグラム分布が異なるこ とに着目し、北太平洋東部,中部,西部,西部南太平洋, 熱帯アフリカといった領域を抽出して比較解析を行った. ほとんどの地域で KaHS の優位性は 1.5km 以下の浅い降 水にみられた.また,アフリカ熱帯雨林では深い対流の上 部で KaHS が Ku より高い降雨頂高度を検出していた. KaHS ど Ku の降水検出の違いをより詳細に調べるため, KaHS が降水検出し,かつ周囲の Ku サンプルが検出ない 条件を調べた.この結果,多くの領域で KaHS は 1.5km 程度の shallow な降水を検出していた.KaHS のみが検出 するサンプルが 10%以上の領域は shallow な降水の卓越 する地域である一方,深い対流が卓越する地域では Ku と KaHS の検出の差は明確ではなかった.発表ではバージョ ン5を使用し,約3年分の解析を示す予定である.

謝辞

本研究は、環境省推進費(2-1602)の支援も受け実施した.



図 1 降雨頂高度分布 (a)Ku (b)Ka. 矩形は 定義の地域を示す.



図 2 各領域の降雨頂高度分布比較 (a)北太平 洋西部 (b)中央太平洋 (c)北太平洋東部 (d)南太 平洋東部の降雨頂高度分布



図 3 各領域の降雨頂高度分布比較 (a)アフリ カ熱帯 (b)チベット (c)中高緯度(北) (d)中高 緯度(南) GSMaPによる中・高緯度の降雪推定 *堤勇人、広瀬正史(名城大学大学院理工学研究科)

1. はじめに

雪は重要な水資源であり、定量的な観測が行われて いるものの、アルゴリズム間に推定値のばらつきがあ る。現在日米主導で、熱帯から中・高緯度までを観測 対象とする全球降水観測計画(GPM)が実施されてお り、一方で高時間空間分解能情報として全球合成降水 マッププロダクト(GSMaP)が作られている。本研究 では長期間蓄積したGSMaPの降水データを再解析デ ータの気温データによって雨雪判別した。GSMaPデ ータに含まれるリトリーバル誤差や、GPM主衛星搭載 二周波降水レーダ(DPR)データとの降水情報の差異 を明らかにする。

2. データおよび判別手法

本研究では GSMaP MVK RNL v6 の 2000 年から 2014 年冬季のデータを使用した。本プロダクトはマイ クロ波を主としているが赤外情報も含んでいる。この データをマイクロ波放射計通過時(MWR)と非通過時 (IR)に分類した。気温データとして NOAA – CIRES 20th Century Reanalysis (V2C)と気象庁 55 年長期再 解析データ(JRA55)及び DPR の 0℃高度情報を用い、 雨と雪の閾値を 1.5℃とした。GSMaP と組み合わせる ため、V2C を 0.1 度格子、1 時間ごとのデータにする 高分解能化を行った。DPR は KuPR 04A の 2014 年か ら 2015 年の冬季のデータを使用し、雨量計データとし て地域気象観測システム(AMeDAS)を使用した。

3. 結果

DPRでは北太平洋、北大西洋において1.5mm/day の降雪が検出された。一方、V2Cで雨雪判別した GSMaPでは同海域の降雪は降雨と判別された。日本 域においてDPRはGSMaPと異なり、若狭湾から富 山湾、オホーツク海、青森東の太平洋で約1.5mm/day 降雪量が集中して見られたが、本州陸域の空間分布は 類似していた。一方、大陸においてDPRの降雪量は GSMaPに比べ、各月それぞれ過小評価であった。

DPR の気温データには気象庁の全球客観解析値 (GANAL)が使用されている。2014年12月17、18日 にかけて岐阜県で大雪を観測した事例に着目し、図1 左に2014年12月18日14時のV2C及びほぼ同時刻 のJRA55の地上2m気温情報を示す。JRA55は6時 間値である。この一例では V2C で 1.5℃以下を示す領 域において JRA55 は 1.5℃以上を示している。一方、 図 1 右の平均期間で見ると DPR の気温情報は V2C よ り北太平洋、北大西洋、日本海、青森東の太平洋にお いて降雪を約 1m/day 多く検出した。V2C で雨雪判別 をした DPR は GSMaP の時と同じく、海上での降雪 が少ない。これは V2C の海上における温度が高く、雨 と判別しているためである。このことから、海上にお ける V2C と DPR の気温データの差異が降雪量の推定 に関係していると言える。

MWR と IR に分類したところ、2014 年 12 月はど ちらもロシアのハンカ湖東、北海道の紋別、帯広周辺 に突出した局所的な多雪地域があり、降雪量は 4mm/day を超えていた。また、1、2 月も同程度とな った。図 2 上に IR に対する MWR の降雪偏差を示す。 IR では 50°N 以北の陸上において降雪を検出できてい ない。同地域において図 2 下では GSMaP の欠損割合 が 40%を超える領域がある。



図1 左: V2C(陰影)とJRA55(等高線)の気温情報の一例 右: 2014年12月のDPRの気温情報とV2Cで雨雪判別をし たDPRの降雪量の差



図2 2000 年から 2014 年冬季の GSMaP MWR に対する IR の降雪偏差(上)と GSMaP 欠損割合(下)

地上気象観測と GNSS 可降水量を用いた地上水蒸気量推定の試み

小司禎教(気象研究所)

1. はじめに

下層水蒸気の収束は、豪雨発生に重要な役割を果たすため、近年気象レーダー電波や、地上デジタル放送波等、新しい下層水蒸気観測手法の研究開発が進められている.ここでは、地上気象観測と国土地理院GNSS 観測網(GEONET)による可降水量(PWV)を用いて、面的な地上水蒸気量を推定する試みを報告する.

2. 推定手法と使用データ

高層ゾンデ観測データの統計解析によると、地上 比湿(Qstc)はおおまかに PWV と比例関係が認められ る(図略). PWV と Qstc の比(PWV/Qstc)は空間方 向にある程度一様と仮定し、以下の手順で GNSS 観 測点の地上付近の比湿 Qstc_gnss を推定する.

①GNSS 観測網の PWV を地上気象観測点に内挿.

②地上気象観測点における PWV/ Qsfc を計算.

③地上気象観測点の PWV/ Qsic を GNSS 点に内挿 し, GNSS 点の Qsic gnss を推定する. 今回は, 精度評 価も目的とするため, GNSS 点から 5km 以内の地上 気象観測点の Qsic は Qsic gnss の推定に利用しない.

使用したデータは、気象庁地上気象網の気圧と湿度, AMeDAS の気温と風, Shoji 2009 の手法で解析した国土地理院 GNSS 観測点の PWV で, 解析は 5 分間隔で行った.

3. 結果

横浜の GEONET 点 (3023) について推定した Qsfc gnss と,横浜地方気象台(47670)での Qsfc,さらに 47670 点以外の Qsfc を内挿して推定した結果を比較 した.両者は400m 程の距離にある.3023 点の Qsfc gnss 推定に47670 点の PWV/Qsfc は利用していない.2016 年7月の比較(図1)では,周囲の地上気象観測値 からの内挿で推定した Qsfc に比べ,Qsfc gnss の RMS がやや大きい結果となった.横浜で短時間強雨を観 測した7月14日19時前後の時系列(図2)では, Qsfc の強雨約1時間前からの増加と,強雨発生とほ ぼ同時の急減など,Qsfc gnss は地上気象観測点の内 挿より,時間変化の特徴を表現している.

GNSS 点で推定した Qstc_gnsと地上風を用いて,地 上付近の水蒸気フラックス収束を計算した.図3に は2016年7月14日,横浜で短時間強雨が発生する 約20分前の空間分布を示す.千葉県北西部から東 京都中・東部にかけて北東風が卓越し,神奈川県東 部には北西から接近する積乱雲下層の風との間で 強い水蒸気フラックスの収束が認められる.三浦半 島等収束域の南側では18g/kgと,北側より高い値 を推定している.

4. 今後

この試みで仮定した PWV と Q_{st}の比が空間的に 一様である保障は無い.また,横浜の事例では, RMS 差は地上気象観測の単純内挿より若干悪く,手法の 有効性は吟味する必要がある.今後は,数値モデル も用い,他地点や他事例での評価も進める.

*本研究は JSPS 科研費(17H00852, "水蒸気稠密観測 システムの構築による首都圏シビアストームの機構解明") の支援を受けました。



図1. 横浜の GNSS 点(3023)で推定した地上比湿 (Q_{sfc_gnss})と, 横浜地方気象台(47670)の観測値(Q_{sfc})と の比較. 2016 年 7 月について 5 分間隔で比較. 灰色 (●):周囲の地上気象観測点(気象庁, 千葉, 館山 等)の Q_{sfc}を空間内挿したもの. 黒丸(●):GNSS 点の PWV を用いたもの. 2016 年 7 月.



図 2. 横浜地方気象台(47670)における 2016 年 7 月 14 日 19 時(JST)前後 4 時間の時系列. 棒グラフ:10 分間 降水量, ベクトル:風, 丸付折線:Qstc. 黒実線:GNSS PWV を用いた Qstc_gnss, 黒点線:周囲の地上気象観測 点から空間内挿した推定値.



図 3. 2016 年 7 月 14 日 18 時 40 分の合成レーダー雨量 強度(陰影), 地上水蒸気フラックス収束(点線,-1・10⁻⁶/s 間隔,5・10⁻⁶/s 毎に太点線).丸付数字は推定した GNSS点における比湿(g/kg).ベクトルは AMeDAS による 地上風.

機動観測用水蒸気ラマンライダーの検証

*酒井哲¹, 吉田智¹, 永井智広¹

1:気象研究所

1. はじめに

数値予報による局地的大雨や集中豪雨の予測 精度とリードタイムを向上するためには、積乱雲の もととなる大気下層の水蒸気分布を観測すること が重要である。現在、水蒸気分布を観測する方法 としてラジオゾンデがあるが、観測頻度と密度の低 さやランニングコスト等の問題がある。気象衛星は 広範囲を観測することができるが、下層の観測精 度は低い。GNSSは天候によらず高精度で積算量 を観測できるが、鉛直分解能に乏しい。これらの 観測を補うため、気象研究所では、機動観測用水 蒸気ラマンライダーを開発し、観測を開始した。

本発表では、ラマンライダー観測データを検証 するため、2016 年つくば市の気象研究所での観 測データとラジオゾンデデータ等を比較した結果 を報告する。

2. 機動観測用水蒸気ラマンライダー

ラマンライダーは、レーザー光パルス(波長 355 nm)を鉛直上方に射出し、大気中の気体水分 子・窒素分子によって分子固有の波長シフトしたラ マン散乱光(408 nm・387 nm)を観測することで、 水蒸気混合比の高度分布を得る。この装置の長 所は、装置構成が単純で取り扱いが容易な点で ある。短所は、昼間の観測高度が1~2 km以下に 限定される点、校正が必要な点である。

3. ラジオゾンデとの比較観測結果

図1に 2016 年 9 月 1 日の夜間 (20:30 JST)と日 中(8:30 JST) にライダーとラジオゾンデで観測した 水蒸気混合比の鉛直分布を示す。ライダーデータ の時間分解能は 20 分、高度分解能は 75 m(高度 1 km以下)もしくは 150 m(高度 1 km以上)である。 なお、ラジオゾンデの放球地点は、ライダー観測 点から 300 m離れている。図1を見ると、ライダーと ラジオゾンデデータは高度約 0.2 km から夜間は 高度 6 km、日中は 1.5 km まで良く一致しているこ とが分かる。



図1:2016年9月1日20:30(左)と8:30(右) のつくばにおいてラマンライダー(■)とラジオ ゾンデ(○)で観測した水蒸気混合比の鉛直分布。_90-

図 2 と表1に、2016 年 7 月から12 月までの147 日分のライダーデータについて、同時刻のラジオ ゾンデデータと比較した結果を示す。なお、ライダ ーデータについては、品質管理のため信号対雑 音比(S/N 比)から見積られる誤差が 30%以下の データを用いたため、高度範囲は20:30 JST は 0.1 ~6.9 km、8:30 JST は 0.1~1.8 km となる。

この結果から、20:30 JST (図 2 左)については、2 つの観測値が良く一致していることが分かる。それ に比べると 8:30 JST (右)についてはややばらつき が大きい。また、両時間とも1:1の直線から大きく 外れた点が数多くある。この理由の一つは、ライダ ーデータの品質管理が不十分であるためと考えら れ、今後は適切な品質管理方法を開発する必要 がある。



図 2:2016 年 7 月~12 月のつくばにおいてライダ ーとラジオゾンデで観測した水蒸気混合比の散布 図(左 20:30 JST, 右 8:30 JST)。 横軸はラジオゾン デ観測値、縦軸がライダー観測値。

表1:ライダーとラジオゾンデ観測値の比較結果

Time	Slope	Intercept	Corr.	RMSD
(JST)	-	(g/kg)	Coef.	(g/kg)
20:30	1.04	-0.005	0.98	2.32
8:30	1.15	-0.001	0.95	3.09

4. まとめと今後の課題

機動観測用水蒸気ラマンライダー観測データを ラジオゾンデデータと比較し、検証した。2 つの観 測データは、高度 0.2 km から夜間は 6 km まで、 日中は 1.5 km まで良く一致した。今後は、より適 切なデータ品質管理方法の開発が必要である。

今年度の夏季には、首都圏湾岸で連続観測を 実施し、データ同化による局地的大雨の予測精度 向上や積乱雲の発生・発達過程の解明に向けた 研究を行う。

ステレオ全天カメラシステムを用いた雲底高度や風の導出手法の開発

久保田 実、大野 裕一、山本 真之、川村 誠治

国立研究開発法人情報通信研究機構

1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)は、ゲリラ豪雨・竜巻に代表され る突発的大気現象の早期捕捉・発達メカニズムの解明に貢献 する、風、水蒸気、降水等を高時間空間分解能で観測する技 術の研究開発を行っている。本講演で紹介する観測手法は、 天気概況や雲量をモニタする補助的観測装置の全天カメラを 2台用いて、雲底高度やその高度域における風向・風速を測 定するものである。全天カメラの広視野を活かせば数キロメー トルの範囲の雲底高度や風の2次元分布観測が可能になるた め、突発的大気現象の早期捕捉の他、空港近傍における雲 低高度分布の把握等にも貢献できると期待される。

この観測手法の開発は現在、ステレオ全天カメラシステムの 開発・設置、基礎的な高度導出プログラムの開発まで完了し、 初期運用で得られた結果について、シーロメータとの比較に よる精度検証を実施しているところである。本講演では、観測 システムの紹介、比較検証の結果等を示し、今後の課題や開 発方針等について議論する。

2. 観測手法

(1) 全天カメラ

市販の魚眼レンズを装着したデジタルー眼レフカメラ (Nikon D610)を用いる。屋外設置にはペルチエクーラーで温 度制御ができる収納箱を使用。真上に向けたカメラを PC で制 御し、一定間隔で全天を連続撮像する。昼夜に関わらず雲の 描像が鮮明に撮像できるように、昼間、薄明時、夜間で感度 設定を変える。現在、2台の全天カメラが NICT の敷地内に約 250m 離れて設置されており、PC の時刻の精度内で同期して 運用されている。

(2) 雲底高度の導出方法

魚眼レンズで撮影した全天画像は、概ね中心からの距離 と天頂角が比例する。雲底高度を仮定すれば、この関係から 幾何学的に全天画像を地理座標に投影することができる。雲 底高度の仮定が正しければ、異なる2カ所から撮像した雲は 同じ地理座標に投影される。つまり、投影画像の相互相関が 最大になる仮定高度が正しい雲底高度ということになる。但し、 実際は全天画像の特性はもう少し複雑であり、較正が必要で ある。また、ある領域の雲画像の相互相関をとるこの方法では、 その領域内での雲底高度の変化が誤差要因となる。装置の 較正方法や測定誤差については講演にて議論する。

相互相関をとる際、画像の領域を細かく区切れば、それぞ れの区画ごとの雲底高度、つまり雲底高度の2次元分布を導 出することが可能であり、実際に同種の方法で下部熱圏の大 気光観測画像を用いた大気重力波構造高度の2次元分布を 導出した例が報告されている[Kubota et al., 1999]。また、雲 底高度が分かれば、前後の画像から雲の移動ベクトルを検出 し、この高度の風向・風速を推定することも可能となる。

3. 初期観測結果・シーロメータとの比較

ステレオ全天カメラシステムは2017年6月から初期運用を開始している。図1に得られた全天雲画像の例として2カ所で同時に撮像された画像を示す。街明かりもあり、夜間であっても短時間露出で明瞭な雲の描像が得られることが分かる。

図2に同システムのデータから推定された雲底高度(1分毎) の一日の変化と、同じNICT 敷地内に設置されたシーロメータ (Vaisala 製 CT25K)の後方散乱強度の高度分布との比較プ ロットを示す。両者の変化の傾向は合っているものの、時間帯 によっては両者に系統的な差があるように見える。

4. まとめ・今後の課題

全天カメラは1式数10万円程度と、雲底高度の標準的な観 測手段であるシーロメータに比べて安価であり、また雲底高度 や風の2次元分布が得られるメリットがある。一方で、推定精度 や計測の安定性にまだ課題が残る。

今後は、アルゴリズムの改良により、より安定した計測や誤 差の縮小を目指すとともに、風の2次元分布導出アルゴリズム の開発を進める。また、他の観測機(雲レーダー、WPR、ライ ダー等)との同時観測による気象の事例解析を試みたい。

【参考文献】

M. Kubota, M. ishii, K. Shiokawa, M. K. Ejiri, and T. Ogawa, Height measurements of nightglow structures observed by all-sky imagers, Adv. Space Res. Vol. 24, No. 5, 593-596, 1999.





高高度域における TRMM PR/GPM DPR データからの潜熱加熱スペクトル推定 (1) WRF を用いたチベット高原降水システムの事例解析 *山本宗尚・重 尚一(京大院理)

はじめに

アジア夏季モンスーンの開始や強さがチベット高原 上空の大気加熱と密接な関係を持つ(Ueda et al. 2003) ことから、同地域の降水と潜熱加熱量を正確に見積も ることは重要である。熱帯降雨観測(TRMM)衛星搭 載降雨レーダ(PR)の鉛直プロファイルを用いた潜熱 加熱プロファイルのスペクトル推定(SLH)アルゴリ ズムが開発され(Shige et al. 2004, 2007, 2008, 2009)、 この領域を含むSLHプロダクトが公開されているが、 降水システムの特性が熱帯域とは大きく異なるため、 高高度域と冬季中緯度域の推定を行っていない。冬季 中緯度域については横山ほか(2017,春季大会予稿集) が、気象庁の局地モデルデータを利用した中緯度参照 テーブルを作成し、次期SLH 推定アルゴリズムから実 装される予定である。しかし、チベット高原を含む高 高度域については依然課題として残されている。

本研究は、高高度域における SLH 推定を行うため の参照テーブル作成に向け、米国国立大気研究センタ ーを中心に開発が進められているメソ気象モデル WRF (Weather Research and Forecast) -ARW

(Advanced Research WRF)を用いて、チベット高原 で発生した降水システムに対して潜熱加熱プロファイ ルを求めた。

データと解析方法

2013 年 7 月 6 日 20:58UTC に TRMM(軌道番号 89089)が捉えたチベット高原上の降水システムを対象 として、同日 00UTC を初期時刻とし、初期値および 境界値データに 6 時間毎の NCEP(米国環境予測セン ター) FNL (Final Analysis) 全球客観解析値(1°×1°、 鉛直 27 層)を用いた WRF(V3.8.1)シミュレーショ ンを行った。水平解像度 27km から 9km のネスティン グを施した。TRMMの通過時にほぼ一致する 21UTC の結果を解析に用いた。

さらに、WRFの出力から TRMM PR に相当するレ ーダ反射強度を求めるため、SDSU(Satellite Data Simulator Unit)(Masunaga et al. 2010) v.2.1.4 を用 いた。なお、TRMM PR の観測と WRF と SDSU から 求めたレーダ反射強度の水平分布を比較し、分布にず れがあるもののシミュレーションが妥当であると判断 した(図省略)。

結果

図aにWRFとSDSUから求めた高度7kmにおけるレーダ反射強度の水平分布を示す。同領域を通過したTRMMPRの観測によれば、降雨システムの一部に対流性降水が含まれていたものの、ほぼ全てで層状性と判定されていた(0度高度が地表に近いが、ブライトバンドは目視で確認された)。緯度30.5度のレーダ反射強度の鉛直断面(図b)から、降水頂は12–14kmに

達するものがあり、下層に向かって増大していた。これと、同時刻の WRF シミュレーションによる潜熱加熱の鉛直分布(図 c)を比較すると、降水域では全層加熱、雲低とみられる高度以下で冷却となっている傾向がみられた。

今後は、0 度高度が異なるいくつかの層状性降水に 対して同様の解析を行い、非断熱加熱プロファイル推 定用の参照テーブルを作成する予定である。



図:2013年7月6日21UTCにおけるWRFとSDSU シミュレーションによるレーダ反射強度。(a) 高度 7kmの水平分布 (b) 緯度 30.5 度の高度断面。(c) WRF シミュレーションによる潜熱加熱量の高度断面(色) および等温線(実線は0℃、点線は10℃)。

謝辞:本研究は、JAXA PMM 8th JRA の支援により実施 された。

二波長の偏波レーダーを想定した雨雲内氷粒子の粒径分布推定手法に関する研究

*佐藤卓弥(神戸大学),小川まり子(神戸大学),大石哲(神戸大学)

1. 目的

近年,集中豪雨による被害が数多く報道されている.このような被害を最小限に抑えるためには雨量の早期予測が求められる.そのためには上空に発生した雲の氷点下層における氷粒子の定量的な評価が必要であると考えられる.

本研究では、観測粒径範囲の一部が重なる二波長 (C-band, X-band)の偏波レーダーを用いることを 想定した新たな粒径分布推定手法について述べる.

2. データ

レーダーおよび直接観測機器ビデオゾンデを用いた同期集中観測は,梅雨期の沖縄地方において2007 年から行われてきた¹⁾.

偏波レーダーは、国立研究開発法人情報通信研究 機構(NICT)沖縄電波技術センターが所有する COBRA(C-band Okinawa Bistatic polarimetric RAdar)を用いる.雨を降らせる雲が近づくと、 NICTでビデオゾンデを取り付けたバルーンを放球 し、その位置情報をもとにレーダーを操作すること でビデオゾンデとの同期観測を行う.

本研究で用いる2013年の沖縄同期集中観測では X-bandレーダーとの同期は行われなかったため、ビ デオゾンデ観測で得られた粒径分布からX-bandレー ダーの偏波パラメータを算出し、それをX-bandレー ダーデータの代わりに用い、X-band(想定)と呼ぶ こととする.

3. 手法

雨滴や雪の粒径分布を示すものとして以下のガン マ分布が一般的に用いられる²⁾. Noは切片パラメー タ, D は氷粒子の等価体積球の直径, µ は粒径分布 の形を決定するパラメータ, A は粒径分布の傾きを 表すパラメータである.

$N(D) = N_0 D^{\mu} \exp(-\Lambda D)$

氷粒子を回転楕円体と考えた時, 散乱体の粒径に 対する形状の依存性はないと仮定できる³⁾. つまり, 氷粒子においてはレーダー反射因子差 Z_{DR}から軸比 を算出することが可能となる.

二波長の偏波レーダーを用いた氷粒子の粒径分布 推定は次の①~③のステップで行われる.二波長 の偏波レーダーを用いることで,3つの粒径分布パ ラメータを全て推定することが可能となる.

ここでは C-band レーダーが観測している粒径は 0.27mm 以上, X-band レーダーは 0.15mm 以上を仮 定しているため, 粒径の大きな部分に影響している 粒径分布パラメータ A を C-band レーダーから算出 し, パラメータ μ を X-band レーダー(想定)から算 出する.

- C-band レーダーのレーダー反射因子差 Z_{DR}を用いて、軸比を推定する.
- ② 計算を簡単にするためµを0とすると、軸比や 粒径分布パラメータの関数で表される水平偏波 のレーダー反射因子 Zhhと伝搬位相差変化率 KDP から粒径分布パラメータ A を算出する.
- C-band レーダーで推定された軸比と A を用いて、 X-band レーダーで得られた Z_{hh} と K_{DP} から N₀と µ を推定する.

4. 推定結果

以下の図は、①ビデオゾンデ、②C-bandレーダ ー、③C-bandレーダーとX-bandレーダー(想定) により推定された粒径分布を示したものである. C-bandレーダーのみを用いた②よりも二波長の偏 波レーダーを用いることを想定した③の方が、ビ デオゾンデで推定された粒径分布に近い.



5. 結論

本研究では、観測粒径範囲が重なる二波長の偏波 レーダーを用いた粒径分布推定手法について述べた. 二波長の偏波レーダーを用いることで、粒径分布の 全てパラメータを推定することができるため、氷粒 子の粒径分布推定精度を向上させる可能性があるこ とが示された.

6. 参考文献

- 中北英一他:最新型偏波レーダーとビデオゾンデの同 期集中観測と水災害軽減に向けた総合的基礎研究,平 成22年度科学研究費助成事業公表用資料(和文).
- Ulbrich, C. W. : Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. J. Climate Appl. Meteor. 22, 1764-1775, 1983.
- J. Vivekanandan et al. : Polarimetric Radar Studies of Atmospheric Ice Particles, IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING, VOL.32, No.1, 1-10, 1994, DOI:10.1109/36.285183.

エアロゾル濃縮器を利用した氷晶核のモニタリング観測(その2)

*折笠成宏¹・斎藤篤思²・田尻拓也¹・Tzu-Hsien Kuo¹・財前祐二¹・村上正隆³ ¹気象研究所,²仙台管区気象台,³名古屋大学

1. はじめに

気象研究所では、つくばにおいて実大気エアロゾ ル粒子の地上モニタリング観測を2012年より連続 して実施している。エアロゾル粒子の粒径分布のほ か、雲核計と氷晶核計による活性化スペクトルを同 時測定しているが、氷晶核は一般に個数濃度が低い ため精度良く計測することが困難である。その困難 を克服する方策として、エアロゾル濃縮器を利用し た氷晶核数濃度の計測を2016年4月より開始し、実 大気エアロゾル粒子を濃縮した試料空気をサンプリ ングし、濃縮を行わない場合との比較測定を行って いるが、濃縮率の変動が大きくどのように評価すべ きか課題が残っている(折笠2016秋)。今回は、イ ンパクターのカットオフ径等の変更を加え、その影 響を調べたので報告する。

2. 観測方法

エアロゾル濃縮器は、米国 MSP 社 Aerosol Concentrator Model 4240 を利用している。濃縮器 を通したサンプリングは、屋上の $10 \mu m$ 粒子カット インレットを通した外気を $4m^3$ バッファータンク内 に貯めて行った。一般的な傾向として、TSI 社 APS による粒径分布測定より、氷晶核計のサンプル流量 1LPM のときの濃縮率は、粒径 $0.5 \mu m$ から増加し始 め約 $1.3 \mu m$ まで顕著に増加し、それ以上になるとほ ぼ一定となる。

本研究で用いる氷晶核計は、Rogers (1988)の CFDC 改良型である(斎藤 2012 秋)。濃縮率は 1 μ m 以上 で顕著であることをふまえ、インレットの 2 段式イ ンパクターのカットオフ径を従前の 1 μ m 用から 2016年は 2 μ m 用、2017年は 1.5 μ m 用に切り替えた。 設定温度-15℃~-25℃まで 5℃間隔で主に、通常と 濃縮サンプリングの比較測定を行った。

3. 結果と課題

通常と濃縮サンプリングで検出された氷晶核数濃 度の比較結果を図1に示す。これは、設定温度毎に 過飽和度5%刻みで平均した氷晶核数濃度を全事例で 算術平均した。ノイズレベルの閾値となるチャンネ ル番号は一律で 79 とした(従来は 63)。従来と同 様に、各設定温度で過飽和度を変化させる3分前に ノイズ測定を行い、その平均をノイズ値とした。こ のノイズ値を差し引くと負になる場合が時々見られ た。これは濃縮器運用時では、数濃度の変動が比較 的大きく、活性化した氷晶との識別に用いる閾値チ ャンネルより大きい粒子が増えるためである。その ためカットオフ径を1.5µm用とすることにより、負 になる事例割合が $2\mu m$ 用と比べ減少を予想したが、 顕著な変化は無かった。このカットオフ径の違いに より、サンプリングされるエアロゾル粒子の粒径分 布は変わることから、活性化した氷晶核数濃度から 見た濃縮率も変わることが予想されるが、それを示

したのが図2である。1.5µmカットオフ径を用いた ことにより、氷晶核数濃度および濃縮率も減少して いるが、2µm用と比べ概ね4割となった。この粒径 依存性と氷晶核能の関係を把握するためには、詳細 かつ効率的な比較測定が必要となるが、濃縮器の効 果を活かした測定法の改良は引き続き課題である。



図1 サンプル温度、水過飽和度の範囲別でみた氷晶核数濃度 の平均値. 上:2017年1-6月、下:2016年4-9月。横軸のラベル最 後文字で濃縮器 OFF が 0, ON が1、一つ前文字で SSw5%刻みの範囲を 示す。例えば、Lは SSw=-5%~0%。



図2 サンプル温度、水過飽和度の範囲別でみた濃縮率 CF 平 均値. 上:2017 年 1-6 月、下:2016 年 4-9 月。横軸ラベルの意味は図 1 と同じ。●Ave(INP)は●全ての CF 平均値、○Ave(>0.5um)はノイズ測 定中における IN 計 OPC の粒子総数比率から求めた CF 平均値。

超高解像度の現実大気実験において湿潤対流を抽出する新手法の開発

末木健太*、富田浩文(理化学研究所 計算科学研究機構)

1. はじめに

Miyamoto et al. (2013) は非静力学正 20 面体格子 大気モデル (NICAM) による全球実験を、水平格子 間隔 14、7.0、3.5、1.7、0.87 km で行い、格子間隔 2 km を境に湿潤対流の個数や対流間距離に収束の 兆しが生じることを示した。しかしながら、解像度 0.87 km でも収束には至らなかったため、さらに高 解像度の実験を行い、大気モデルの数値的収束性を 検証する必要がある。

Miyamoto et al. (2013) では、光学的厚さ 35 以 上、雲頂高度が 400 hPa 以上の high-top thick cloud 領域を対象に、地表面--対流圏界面で鉛直平均した鉛 直流速が正の極大となるカラムを湿潤対流コアと定 義し、解析を行った。しかしながらこの手法は、超 高解像度実験で1つの積乱雲が多数の格子で表現さ れた場合、1 つの積乱雲を複数の対流コアと誤認す る可能性があるほか、傾いた上昇流コアを抽出でき ないなどの弱点を持つ。そこで本研究では、超高解 像度の現実大気実験において、湿潤対流を抽出する 新手法の開発を進めている。

2. 一つながりのオブジェクトの抽出

超高解像度実験では、何らかの条件を満たす格子 が3次元的に連続しているオブジェクトを1つの対 流として抽出する。本研究では、画像処理のラベリ ングの手法を参考に、各オブジェクトに番号付けを 行う。図1に2次元の場合の模式図を示す。*i、j*の 順に走査し、条件を満たす格子(i_0, j_0)に対して、隣 り合う(i_0, j_0-1)または(i_0-1, j_0)が既に番号付け されている場合、小さい方の数字を選んで(i_0, j_0)を 番号付けする。もし、隣り合う格子が番号付けされ ていなければ、新たな番号を(i_0, j_0)に与える。こう して条件を満たす全格子に仮の番号付けをしたのち、 走査の際に作成した変換表に基づき、一つながりの 格子が同一番号になるよう、番号を振りなおす。3次 元の場合、*i、j、k*の順に走査し、条件を満たす格子 (*i*, *j*, *k*₀)に対し、隣り合う(*i*, *j*, *k*₀-1)、(*i*, *j*-1,
 *k*₀)及び(*i*₀-1, *j*, *k*₀)を参照して番号付けを行う。

3. 総凝結物量 Qut による抽出の結果

初めに、湿潤対流が可視化されたものとしての「雲」 を検出するため、総凝結物量 Q_{tot} の閾値による抽出 を試みた。図2に、熱帯の積乱雲群の計算結果(水 平格子間隔 3.5 km)における $Q_{tot} = 10^{-2}$ 、 10^{-3} 、10 -4、10⁻⁵ kg kg⁻¹の等値面を示す。これらの値を閾値 として、先に述べた番号付けにより抽出される雲の 個数はそれぞれ21、306、4641、2547 個となり、 Q_{tot} $\geq 10^{-4}$ kg kg⁻¹とした場合に、雲の個数が最大となっ た。詳しく調べると、 $Q_{tot} \geq 10^{-5}$ kg kg⁻¹を閾値とし た場合には、対流圏界面に広がる anvil により多数 の積乱雲が一つながりの雲として抽出されるが、閾 値を10⁻⁴ kg kg⁻¹に上げると、雲の79%が見えなく なる一方、anvil で結合していた一塊が約 3000 個に 分裂し、多数の雲として検出されていた。

4. 今後の方針

発表では総凝結物量に基づく抽出のほか、上昇流 速に基づく抽出結果についても示し、他の湿潤対流 抽出手法との比較も行いながら、最適な抽出方法に ついて議論を行いたい。また、抽出された雲の性質 に基づき、湿潤対流のライフサイクルの段階を診断 する手法についても検討を行う。

j ▲	_	5→3	3	3			¢
L			3			-4-	- 4
L							
L				2→1	1	-1-	- 1
L					1		
L							\rightarrow

 $Q_{tot} = 10^{-2} \text{ kg/kg}$ $Q_{tot} = 10^{-3} \text{ kg/kg}$ $Q_{tot} = 10^{-4} \text{ kg/kg}$ $Q_{tot} = 10^{-5} \text{ kg/kg}$

図 1. 条件を満たす格 子(灰色)に番号付け を行う模式図(2次元 の場合)。はじめ2、5 と番号付けされた格子 は、変換表に基づき1、 3に振りなおされる。

図 2. 熱帯の積乱雲群 の計算結果 (水平格子 間隔 3.5 km)における、 $Q_{tot} = 10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4}, 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ の等値 面。数字は、各値を閾 値としたときに抽出さ れる雲の個数。

粒子の成長・変換をより自然に表現する氷相バルク微物理モデルの試作

山田芳則(気象研)、川島 正行(北大・低温研)

<u>1. はじめに</u>

氷相を含むバルク微物理モデルの多くは、氷粒 子を雲氷、雪、あられの3つのカテゴリーに分類 する。雲氷や雪のカテゴリーには、ライミングし た粒子も含まれている。雲氷と雪に分類するモデ ルは、暖かい雨のモデルにおいて粒子を雲水と雨 とに分けることに倣っているとも言える。しかし、 雲水と雨は粒径分布に大きさの違いが明瞭に現 れるが、雲氷と雪の違いはあまり明瞭には見られ ない。近年、Morrison and Grabowski (2008) (以 後、MG08)は、より自然に粒子の成長を表現する モデルを提示している。

今回は、雲氷と雪とを一つのカテゴリーとして 扱うようなモデルを試作し、予備的な実験を行っ た結果について報告する。このようなモデルでは、 小さな氷粒子から大きな粒子への変換をより自 然に表現できると考える。なお、あられ粒子は雲 氷や雪とは異なる特性をもつので、MG08とは異な り、別のカテゴリーとして扱う。

2. 微物理モデルの概要

新モデルは、氷相 two-moment モデル (Yamada 2016) において、氷粒子を「雪」と「あられ」の 2 つのカテゴリーに分けて、これらの混合比と数 濃度を予報変数としたものである。雪には、従来 の雲氷や雪、ライミングした粒子が含まれる。これら 2 つのカテゴリーの粒径分布はガンマ分布 で表されると仮定する。雪のカテゴリー内では、さらに小さな粒子 (SP:「雲氷」に相当)と大きな粒子 (LP:「雪」に相当)に分ける。粒子の特性や落下速度の違いのためである。また、これらの粒子間の相互作用(LPによる SP の捕捉や小さな粒子の凝結成長による大きな粒子への転換など)を考慮する。2 つの粒子を分ける粒径はあらかじめ与えておく。

3. バンド状降雪雲についての数値実験

2010年1月17日に札幌に大雪をもたらしたバ ンド状降雪雲(西岸帯状雲)を対象として、 JMA-NHMの現行モデル(氷相 two-moment)及び 今回の新モデルとを用いて比較実験を行った。氷 粒子の特性は、2 つのモデルで同じ値を用いた。 モデル領域は、札幌を中心とする広さ 2000 km x 2000 km,鉛直層数は50,水平解像度は5 km と した。初期時刻は2010年1月16日12 UTC、初期 値と境界値には全球解析を用いた。図1は、気象 庁レーダー観測による降水量分布である。幅の広 いバンド状の強い降雪域が、石狩湾から石狩平野 にかけて存在している。図2と図3は、それぞれ



.5 2.0 3.5 5.5 7.0 8.5 10.0 → **2**

は現行モデルと新モデルによる降水量を示す。新 モデルでは、バンド状の降雪域がレーダー観測と 同様に暑寒別岳を迂回するように表現されてい るが、降水量がかなり少ない。新しいモデルでは、 SP から LP への変換が遅いように見える。発表で は、さらに改良したモデルによる結果を示す予定 である。

<u>謝辞</u>:本研究は、平成29年度北海道大学低温科学研究所 共同研究「粒子の成長・変換をより自然に表現する氷相バ ルク微物理モデルの開発」による。

参考文献

Morrison, H. and W. Grabowski, 2008: A novel approach for representing ice microphysics in models: Description and tests using a kinematic framework. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1528-1548.

北極混合相層雲における氷晶核形成過程と晶癖分布の関係

*端野典平(九州大学応用力学研究所), Gijs de Boer (University of Colorado at Boulder), 岡本創(九州大学応用 力学研究所)

1. 研究の背景と目的

近年北極において、地表面気温の急激な上昇と海氷 の減少が観測されている。雲降水システムは放射を通 じて、地表でのエネルギー収支に影響を与えるので、 海氷の成長や融解を理解する上で重要である(Curry and Ebert 1990, Hashino et al. 2016)。境界層内に発生する 混合相層積雲は、多くの地域にて卓越する雲種で、そ の4分の1は10時間以上持続することが観測されてい る(Shupe et al. 2011)。しかし LES、雲解像モデル、SCM など数値モデルによる、雲の相や持続時間の再現性に は大きな違いがあり、その原因としては氷晶核の数密 度、仮定する結晶の形状(晶癖)や粒径分布が議論されて 図1:パーセルモデル実験による数密度の比較 いる(Klein et al. 2009, Morrison et al. 2010, Ovchinnikov et al. 2014)。依然として、重要な核形成のモードや核の種 類については議論が続いている(Fridlind et al. 2007, Paukert and Hoose 2014)。本研究では、明示的に晶癖を 予測する詳細雲微物理スキーム(SHIPS, Hashino and Tripoli 2007,2008,11ab)を、力学モデル UW-NMS(Tripoli and Smith 2014ab)に組み込み、LES 実験にて、晶癖と氷 床核形成過程の関係を調査する。そして、古典核形成 理論に基づくスキームをテストする。

2. 実験設定

対象とする事例は大規模観測 SHEBA と ISDAC から 選定する。3つの氷晶核形成スキームを比較する。1) 気温と雲水の体積に依存する雲水凍結スキーム (Kao-Bigg, Diehl and Wurzler 2004)、2) 昇華凝結凍結モ ードのスキーム(Meyer, Meyer et al. 1992)、3) 接触角度 PDF の古典核形成スキーム(CNT, Savre and Ekman 2015)である。3)は雲水の凍結(IMM)とヘイズの凍結 (DHF)を分離できる利点がある。

3. 結果

パーセルモデルの結果(図1)によると、初期温度が -10C の場合、Kao-Bigg は 600m 以下では氷の形成がな い。一方、CNT(IMM)により雲底から混合相状態とな 図2:2次元 LES による数密度の晶癖別鉛直分布 っている。-15C の場合は Kao-Bigg は 180m 上昇した後 に氷晶が形成されているが、CNT(DHF+IMM)は雲底よ りも下で少ない数密度で形成が始まっていることがわ かる。スキームによって氷晶核形成の活発な温度帯や 助成を受けて実施されている。

過飽和度が異なり、これは直接、晶癖の分布に影響す ると考えられる。



スキームの違いは、2次元 LES により再現された晶 癖の鉛直分布(図2)に明確に現れる。CNT(IMM)は、雲 水が活性化された直後に凍結するため、小さい雲水と 相関があり、Irregular Polycrystals の温度帯と結びつい ている。Kao-Bigg は大きな雲水と相関が有り、Plateの 温度帯と結びついており、また、凍結雲粒も多く存在 している。Meyer は、低い過飽和度でも氷を形成する ので、Plateと主に結びつく結果となる。これらの結果 は粒径分布にも、その軸比と密度を通じて、反映され ている。

現在、3次元 LES を実行している。発表では次元 による再現された雲の違いや晶癖の3D 分布について 議論する予定である。



4. 謝辞

本研究は、JSPS 科研費若手 B(課題番号 16K17803)の

北陸地域の冬季雷発生時における落雷極性別大気構造

*滋野陽介1、本田明治2、浮田甚郎2

1: 新潟大学大学院自然科学研究科 2: 新潟大学理学部

<u>1.はじめに</u>

日本海沿岸において冬季に発生する雷を冬季雷と 呼ぶ。夏季雷はほとんどが負極性落雷であるのに対 して、冬季雷は正極性落雷の割合が高い特徴がある。 このような極性割合の違いをもたらす原因として、 水平風の鉛直シアー(Brook et al., 1982)や弱い上 昇気流(北川, 1996)などが考えられている。

しかしながら、冬季における極性の違いがもたら される原因は詳細に明らかになっていない。また、 極性別の大気構造について、比較的長期間のデータ を用いて解析が行われた例は少ない。本研究では、 8年間の落雷、大気データを用いて北陸地域の落雷 時における大気場の極性別特徴を解明することを 目的とした。

2. 使用データ

雷データとして北陸電力の落雷位置情報システム (LLS: Lightning Location System)を用いた。これは落雷地点から生じる電磁波を4地点で同時受信し、落雷位置を測定したものである。また、大気データとして気象庁メソ数値予報モデルの解析値 (MSM:解像度0.125°×0.1°、鉛直層数16層、時間間隔3時間)を用いた。解析期間は2006/07年~2013/14年とした。冬季を中心とした季節内変動を見るため10~3月を2ヶ月毎に解析を行った。

3. 解析方法

LLS は落雷が生じるごとに記録する秒単位の データ、MSM は 3 時間間隔のデータであり、 時間解像度が異なるため、MSM の時刻

(0,3,6,9,12,15,18,21[UTC])から前後 1.5 時間の幅 を取り、その時間幅の中で落雷を記録したものを発 雷した大気データとして分類した。さらにそのデー タ内での正極性落雷の割合が 0~10%のものを負極 性、70%~100%のものを正極性落雷が発生しやす い場としてコンポジット解析を行った。一般的に負 極性では正極性に比べて落雷数が多いため、正負で 異なる閾値を設定した。

4. 結果

LLS 領域で平均した気候値からの気温偏差の極性 別鉛直構造を見た。12-1 月、2-3 月において顕著な 特徴が見られ、負極性では下層から上層を通して負 偏差であり、特に 600 hPa 付近に負偏差のピークが 存在していた。一方、正極性では上層にそのような 強い負偏差はなく、下層に顕著な正偏差が生じてい た。さらに、気候値からの気温偏差と高度偏差の水 平構造を見たところ、負極性では下層において冬型 の気圧配置が強まる偏差にあり、上空には寒気を伴 ったトラフが見られた。正極性では下層において、 低圧偏差が日本海上にありその東側で気温の正偏 差が生じていた。このように冬型の気圧配置が強ま る場合には負極性、日本海低気圧発生時には正極性 落雷が起こりやすいという総観場の傾向が見られ た。

このような総観場の違いが生じた原因を探るため、 水平風の鉛直シアー、場の上昇流に着目して解析を 行った。その結果、正極性では場の上昇流の大きさ は比較的弱く、正極性落雷の発生環境場との関係性 が示唆された。一方で、水平風の鉛直シアーについ ては顕著な差は見られなかった。また、雷雲の発生 環境場に着目し、雲高度と気温の関係を見た。今回 は、雲頂高度、雲底高度を見積もるため、LNB、LCL の計算を行った(表1)。その結果、正極性落雷発生 時には負極性落雷発生時に比べて、より雲頂高度が 低いことが分かり、雷雲内の電荷構造との関係が示 唆された。しかしながら、-20℃高度は負極性落雷 発生時の方が低く、雷雲内の正電荷分布は、負極性 落雷の方が低高度に分布している可能性があった。 今後は、さらに詳細な解析を行うと共に、これら の原因の相互関係を明らかにすることによって、冬 季雷発生時の極性別総観場の違い生じた原因を明 らかにしていく予定である。

	負極性落雷	正極性落雷
LNB	4313.38m	4176.63m
HEIGHT(-20°C)	3153.55m	4062.09m
HEIGHT(-10°C)	1735.40m	2485.30m
LCL	764.522m	785.868m

表 1. 負極性と正極性別の 12,1 月における、浮力中立 高度(LNB)[m]、・20℃温度高度[m]、・10℃温度高度[m]、 持ち上げ凝結高度(LCL)[m]。LLSの観測領域内 (134°E-139°E、35.5°N-39°N)におけるLNB が最大 の格子点の値を平均した。

引用文献

- Brook, M., M., Nakano, P., Krehbiel and T., Takeuti: The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms, J. Geophys. Res., 87, 1207-1215, 1982.
- 北川信一郎:日本海沿岸の冬季雷雲の気象学的特徴, 天気, **43**, 89-99, 1996.

新潟平野で発生した突風事象の空間構造

*福原隆彰,高見和弥(鉄道総合技術研究所)

1. はじめに

強風による鉄道の運転規制は、沿線に設置され た風速計で観測された瞬間風速があらかじめ定め られた閾値を超えた場合に発令される。鉄道沿線 に設置されている風速計の設置間隔は平均的にみ ると数 km~10 数 km であることから、風速計で 得られるデータは点でのデータといえる。そのた め、鉄道沿線で生じている風の分布を詳細に把握 することや、突風などの風速計の配置間隔より小 さい空間スケールの事象を適確に検知することが 難しいという実情がある。

そこで、筆者らは気象ドップラーレーダーで得 られる上空の面的な風速やエコー強度等の観測値 と数値計算結果とを組み合わせ、地上で鉄道に被 害を及ぼす可能性がある突風や前線通過時に伴う 風速の急激な増加を検知する手法の構築に取り組 んでいる。このためには突風や強風を伴う気象擾 乱の鉛直構造を把握することが重要であり、それ らの擾乱の再現計算を進めている。本稿では新潟 平野で発生した突風事象を対象として数値計算を 行い、空間構造を分析した結果を報告する。

2. 対象とした事象と解析方法

本研究で対象とした事象は 2012 年 8 月 6 日 1130JST から 1200JST にかけて新潟県新潟市およ び五泉市で発生したガストフロントである。この 事象では気象庁の巻アメダスで最大瞬間風速 35.8m/s、最大風速は 24.7m/s を観測した。

数値計算には WRF-ARW V3.5.1 を用いた。水平 方向の格子点間隔を 9km (D1)、3km (D2)、1km (D3)、 200m (D4)の4 段階のネスティングとし、D4 の計 算領域を 60km×50km (格子数 301×251) と設定 した。鉛直格子数は各ドメインともに 60 とした。 再現計算の時間は D4 で 8 月 6 日 03JST から 15JST の 12 時間と設定した。

3. 結果

D4の計算結果から、風向風速および気温について巻アメダスでの観測結果と巻アメダスに最も近い格子点での値の8月6日10JSTから13JSTの時間変化を図1に示す。この結果、観測結果とは時

刻や(観測:1130JST、計算:1100JST)値そのも のにずれはあるものの、計算で風速の急激な増加 および気温の低下が再現された。計算結果におけ る1120JSTでの地上風速が極大となった地点にお ける東西風の東西-鉛直断面図を図2に示す。こ の図より、上空500m~1000mにおいて風が強い 領域と弱い領域の境界および風のシアーがあり、 ガストフロントの特徴的な構造と矛盾しない結果 を得た。そのため、これらの風の場をレーダー等 で観測することができれば、地上での突風事象を 検知できる可能性がある。

当日はレーダーの観測結果との比較結果をあわ せて報告する。



地上風速の急激な増加時における上空のウインドシアーの検出

*高見和弥·福原隆彰(鉄道総合技術研究所)

1. 背景と目的

鉄道の強風監視は、沿線に配置された規制用風速計 による風観測によって実施されている。規制用風速計 の配置間隔は平均的にみると数km~数10kmであり、 この配置間隔より小さい空間スケールで発生する風 速の急激な増加を適確に捉えることができない可能 性がある。この風速の急激な増加を捉えるために、筆 者らは現行の風速計による強風監視を補間する観測 手段として、面的な観測が可能な気象レーダーを利用 することを検討している。

風速の急激な増加をもたらす現象としては、竜巻や ダウンバースト、ガストフロント、寒冷前線等の前線 の通過などが考えられる。これらを気象レーダーによ って捉える手法として、ドップラー速度を用いた渦、 発散、収束等のウインドシアー検出・追跡アルゴリズ ム (Zrnic et al., 1985, Merrit, 1989, Smith et al., 1989 な ど) が開発され、航空機の運航や竜巻注意情報に利用 されている。ただし、上述したアルゴリズムは、竜巻 をもたらすメソサイクロンや航空機の運航に影響す るウインドシアーを上空で検出するためのものであ り、地上を走る鉄道運行の安全性に影響する地上風速 の急激な増加の検知を目的とするものではない。そこ で、本研究では、Zrnic et al.(1985)などのアルゴリズム をもとに、地上風速の急激な増加を検知する目的で、 気象レーダーを用いて渦、発散、収束等のウインドシ アーを自動検出する手法の構築を目指す。

2. 地上風速が急激に増加する事例

本研究では北陸地方を対象とし、石川・富山・新潟 に設置された Xrain 4 局とその観測範囲内に設置され ているアメダス 48 地点のデータを用いた。このうち、 地上風速が急激に増加する事例として、下記の①また は②を基準として、新潟 11 事例、石川・富山 19 事例、



図1 アメダス3地点の10分間最大瞬間風速

計 30 事例を抽出した。

- ①気象庁の竜巻等の突風データベースから、Xrain 観 測範囲内にて発生した竜巻等の激しい突風事例
- ②北陸地方を前線が通過した日で、Xrainの観測範囲内に位置するアメダス風速計で観測された10分間最大瞬間風速が、25m/s以上から10分後に30m/以上へと増加した事例
- 3. 地上風速と上空のシアーとの関係性

寒冷前線が北陸を通過し、地上風速の急激な増加が 観測された 2010 年 12 月 3 日を例として示す。Xrain 水橋局の観測領域内に位置するアメダスのうち、かほ く、金沢、小松の3地点の10分間最大瞬間風速の時 系列を図1に示す。図1より13時20分頃に風速の 急激な増加が発生し、金沢アメダスでは30m/sを超え る風速が観測されていた。当該時刻における Xrain 水 橋局のレーダーデータを用い、Zrnic et al.(1985)などを もとに構築したアルゴリズムによって自動検出した 渦、発散等のシアーの位置を、反射強度とともに円で 図2に示す。図2より地上風速の急激な増加が観測さ れた地点の上空で、渦、発散等のシアーが検出される ことが確認できた。このような上空のシアーの強さと 地上の風速増加の関係性について、対象の30事例に ついて調べた。当日はこれらの結果とともに、地上風 速の急激な増加をもたらす上空のウインドシアーの 検出基準について検討した結果を発表する。

・謝辞

利用した XRAIN データは,国土交通省より提供さ れたものである.この利用したデータセットは,国家 基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・ 解析システム(DIAS)の枠組みの下で収集・提供された ものである。



図2 レーダー反射強度とシアーの位置

冬季日本海における日本海寒帯気団収束帯の変動に関する研究

*紀平 旭範1 , 安永 数明2

1: 富山大学大学院 理工学教育部 2: 富山大学 理工学研究部

1. 研究概要

冬季日本海上では、大陸からの北西の寒気流が 朝鮮半島北部にそびえる山脈により強制的に二 分され、山脈風下で再び合流することにより、収 束帯が形成される。これを日本海寒帯気団収束帯 (Japan Sea Polar air mass Convergence Zone; JPCZ)と総称する。JPCZ は定在的なものではな く、南北方向に伸びて山陰地方に達する場合や、 東西方向に伸びて北陸地方に達する場合がある。

2017年の春季大会では、950hPaの水平風発散 に対して EOF 解析を行って JPCZ の変動に関わ る卓越パターンを抽出した。その結果、第2モー ドの係数が正に大きい時(M2 が卓越時)、JPCZ に 対応する収束帯が朝鮮半島の付け根から若狭湾 にかけてみられた。また、第3モードの係数が正 に大きい時(M3が卓越時(正))はM2が卓越時より 北側で、第3モードの係数が負に大きい時(M3が 卓越時(負)) は M2 が卓越時より南側で JPCZ に 対応する収束帯がみられた。また、それぞれのパ ターンが卓越する上位10事例について、日本付 近の 1000hPa 面と 500hPa 面における気温とジ オポテンシャル高度について調べた結果、気圧配 置やトラフの位置に違いがみられた。しかし、よ り大規模場の風向・風速や、遠隔地からのエネル ギーの伝搬、SST の分布も重要とされている。そ のため、本研究では、各パターンが卓越する時の 日本海における SST のコンポジット解析から、 各パターンの SST 分布の違いについて調べた。 また、北半球のジオポテンシャル高度のコンポジ ット解析から、各パターンの大規模場での違いに ついて調べた。

2. 使用データ・解析手法

本研究では、日本海における SST は NOAA が 提供する OISST、北半球のジオポテンシャル高度 は、ヨーロッパ中期予報センターが提供する ERA-Interim を解析に用いた。解析期間は SST が 2006~2015 年の12 月と1月、ジオポテンシ ャル高度が 2006~2015 年の冬期(12 月~2 月)と した。

SSTはパターン毎に卓越する6か月の平均値を 求めた。また、北半球のジオポテンシャル高度は パターン毎に卓越する上位10事例を平均し、気 候値からの偏差を求めた。解析結果を下図に示す。

3. <u>解析結果</u>

SST については、M2 が卓越時に比べて M3 が 卓越時(負)は、南北の温度勾配の大きい部分(図の 9℃~12℃の領域)が緯度 1°程度南側に位置して いる。

500hPa 面のジオポテンシャル高度の気候値か らの偏差は、各パターンともに日本付近で負偏差 であり、低高度場となっている。しかし、M3 が 卓越時(負)の場合だけ、日本の北に有意な正偏差 があり、高高度場となっていた。また、M3 が卓 越時(負)の時、グリーンランド付近で正偏差、東 ヨーロッパ付近で負偏差と、グリーンランドから 日本付近にかけて波列パターンがみられた。この パターンは 1000hPa 面でもみられ、順圧的な構 造となっている。

今後は、JPCZの発達する場所の違いを説明する上で、SSTとジオポテンシャル高度のどちらがより重要となるかについて調べる予定である。





図: SST のコンポジット (左上図:M2が卓越時、右上 図:M3 が卓越時(負))と、 500hPa面のジオポテンシャ ル高度の気候値からの偏差 (左下図:M2が卓越時、右下 図:M3が卓越時(負))。ハッ チは 95%以上で有意な領域 を示す。

梅雨期に西日本に影響した低気圧の総観規模での特徴

*北畠尚子(気象大学校/気象研)

梅雨前線上の低気圧は典型的な温帯低気圧とは異な る特徴を持つとされ、特に西日本に影響する低気圧に 関しては水平温度傾度の小さい前線上で数百 km 程度 の積乱雲群からなる中間規模低気圧が生じることが強 調されてきた(例えば気象庁ホームページ)。しかし、 梅雨期でも総観規模の低気圧は見られ、それ自体の構 造の特徴として検討する必要がある。

図1に長崎で豪雨のあった1982年7月23日21時の 状況を示す。1000hPa 面ジオポテンシャル高度(おお むね海面気圧分布に相当)で朝鮮半島の南西にある低 気圧は、水平スケール 1000km 以上の総観規模と言え る。同じ図の500hPa 面ジオポテンシャル高度では、こ の低気圧付近にはトラフは見られず、渦度移流はほと んどない(図省略)。さらに同じ図の500hPa-1000hPa の層厚(この層の平均仮温度に対応)では、大陸の高 温とオホーツク海〜北日本の低温のために低気圧付近 は温度傾度は必ずしも小さくはない。特に低気圧の東 側の九州付近で水平温度傾度が大きく、またそれに伴 って暖気移流が大きい。一方、低気圧の西側では水平 温度傾度とそれに伴う寒気移流が小さい。

図2には500-1000hPaの平均のQベクトルとその収 束を示す。上記低気圧の東ではQベクトルが寒気側か ら暖気側へ向き、それが九州付近で収束している。そ こには温暖前線強化とそれによる上昇運動励起が生じ ていることが示唆される。

図3には200hPa面の特徴を示している。500hPaと 同様、低気圧に関連しそうなトラフは見られないが、 九州~本州南岸の南で南向きの非地衡風運動が特徴的 である。これはチベット高気圧の東への張り出しでの 高気圧性曲率の流れに伴うもので、その上流側である 高気圧北東象限では上層発散が見られる。上層高気圧 の張り出しは対流圏の層厚増大(基本的に強い暖気移 流による)に伴うものと考えられる。そして対流圏で の上昇流が上層高気圧の北東象限で発散し、非地衡風 が上層高気圧の南側へ向かってそこで沈降する独特の 二次循環となっている。

これらのことから、海陸分布による季節的な大規模 場の気温分布により、典型的な温帯低気圧とは異なる 構造と鉛直運動の分布が生じること、暖気移流が大き いために上昇流とそれによる降水は大きいが、寒気移 流が小さいために後面の下降流と低気圧・トラフシス テムの強化が生じないことが、このような低気圧の特 徴としてあげられる。梅雨期の大規模場における総観 規模低気圧の特徴の一般性や多様性について、さらに 調査が必要である。なお、この低気圧の前駆擾乱とし ては上層トラフでなく下層渦位極大が 35N 沿いに東進 してきており、低気圧の発生・発達過程も課題である。



図1 1982年7月23日21時の1000hPa(細実線)及び500hPa (太実線)のジオポテンシャル高度、及び500-1000hPaの層 厚(破線)。いずれも30mごと。



図2 同じ時刻の1000-500hPaの平均温位(実線、K)、Qベクトル(矢印、m²kg⁻¹s⁻¹)及びその収束(陰影、10⁻¹⁸mkg⁻¹s⁻¹)。



図 3 同じ時刻の 200hPa ジオポテンシャル高度 (実線、m) 、 風速(破線、m s⁻¹)、非地衡風(矢印、m s⁻¹)、水平発散 (陰影、10⁻⁵ s⁻¹)。

2013 年 10 月伊豆大島豪雨の高解像度実験

*大泉伝、(海洋研究開発機構/気象研究所)、斉藤和雄(気象研究所/海洋研究開発機構)、

Le DUC (海洋研究開発機構/気象研究所)、伊藤純至 (気象研究所)

1. はじめに

2013 年 10 月に伊豆大島では台風第 26 号 (Whipa)に伴う強い降水帯が島を覆い、土石流災害 が発生した。この降水は台風第 26 号周囲の南東 風と関東からの北寄りの風による局地前線に伴 って発生した。本研究では「京」コンピュータを用 いて、広い計算領域を対象に異なる解像度 (2km, 500m, 250m)で実験を行い、豪雨の再現性に影 響を与える要因を調べた。

2. 実験

上述の伊豆大島の豪雨を対象に、10月15日21時 から翌06時の9時間で再現実験を行う。モデルは 「京」に最適化した気象庁非静力学モデル(JMA-NHM) を用いる。表1に主なモデルの設定を示す。積雲対 流パラメタリゼーションは用いず、雲物理過程(氷 相を含むバルクモデル)のみを用いる。計算対象領 域は東北南部から九州南端を覆う1600×1000kmの 領域とする。初期値・境界値には気象庁メソ解析を 使用する。2種類の地形データ(1)NHMの基本的な 地形(GT0P030)と(2)現実に近い地形(国土地理 院の50mメッシュデータを用い、斜度は抑制しない) を使用する。

表1 各解像度で用いた主なモデルの設定

Experimental name	Grid spacing (m)	Time step (s)	Horizontal grid points	Vertical level	Turbulence closure model	Orography data
CM2kmMY3	2,000	10	800×550	60	Mellor-Yamada- Nakanishi-Niino Level 3	(1)
CM500mDD CM500mDD K	500	2	3197×2197	85	Deardorff	(1) (2)
CM250mDD CM250mDD K	250	1	6393×4393	168	Deardorff	(1) (2)

3. 結果

図1は、解析雨量と各実験の3時間雨量(16日01 時から翌04時)である。解析雨量では南西から北東 に伸びる降水帯が現れ、降水帯の中心付近に伊豆大 島が位置した。DDを用いた実験(CM2kmDDと CM500mDD、CM250mDD)は、MYNNを用い た実験(CM2kmMYとCM500mMY)よりも降 水帯の場所を良く再現した。DDを用いた実験で は、前線の風上と風下側に上昇流と下降流の対が 明瞭に現れたが、MYNNを用いた実験では、明瞭 では無かった。DDを用いた実験では、モデル下 層の冷気塊が MYNN よりも強く現れた。これら の乱流クロージャモデルによる違いが、前線の降 水帯の位置に影響を与えていた。Fractions Skill Scoresを用いた降水検証では解像度 500m で DD を用いた実験のスコアが最もよかった。

降水予測精度に影響を与える他の要因として、 計算領域の大きさ、側面境界条件の与え方と、地 形の表現の影響を調べた。領域を小さくした実験 では、降水帯の形状は実況と大きく異なった。適 切なネストを用いた実験では、降水予測の精度の 低下はある程度は抑えられた。詳細な島の地形を 用いた実験では、島全体の降水分布が良く表現さ れた。本研究事例では広い領域を高解像度で計算 する事によって、豪雨の予測精度が良くなる可能 性を示した。



図1 解析雨量と計算結果の3時間雨量(16日0時から翌03時). 矢印は最も強い雨が降った位置.

謝辞:理化学研究所の「京」コンピュータを使い、HPCI 戦略プロ グラム分野3(課題 ID:hp120282, hp130012, hp140220, hp150214) とポスト「京」重点課題4(課題 ID:hp150289, hp160229)の助 成をいただいた。海洋研究開発機構のSCシステムを使用した。

関東平野の高密度・高頻度観測データを用いた 発達した降水域の予測実験(その1)

瀬古 弘・小泉 耕・清野直子・小司禎教・南雲信宏・酒井 哲 (気象研究所)・ 瀬之口 敦・吉原貴之・古賀 禎 (電子航法研究所)・酒井慎一 (地震研究所)

<u>1. はじめに</u>

本研究は、関東平野にある高頻度・高密度な観測デー タを用いて、より長いリードタイムを持って局地的大 雨等を正確に予測することを目的にしている(下層気 流の上流側を観測することにより、長いリードタイム の確保できると考えている。(図 1))。また、より効率 的に局地的大雨を正確に予測するための最適な観測測 器の配置を探ることも重要な目的である。今回は、これ らの本研究の狙いとともに、航空機の高頻度観測デー タである mode-S ダウンリンクデータの同化実験の初期 的な結果を示す。



図1 本研究の狙いを示す模式図

2. システムの概要と同化データ

数値モデルには都市効果を取り入れた気象庁非静力学モデル、 データ同化システムには局所アンサンブル変換カルマンフィル タ(LETKF)と気象研究所に移植した気象庁非静力学メソ4次元 変分法システム(JNoVA)を利用する。観測データには気象庁の 現業データに加え、以下の新規データを利用する予定である。 ・mode-Sダウンリンクデータ(航空機による気温や水平風の高密

- 度

 ・高頻度な鉛直プロファイル。降水系の構造等に寄与。)
- ・<u>首都圏地震観測網(MeSO-net)の地上観測データ</u>(高密度・高 頻度な気圧と気温分布。発生前の気流の収束の情報に寄与。)
- ・<u>気象研究所レーダの位相遅延データ</u>(屈折率の時間変化分布。 屈折率分布や海風前線の位置が得られる。)
- ・ <u>気象研究所レーダの非降水エコー</u>(非降水域の水平風分布。)
- ・<u>気象研究所の水蒸気ライダー</u>(水蒸気の鉛直分布が得られる。)

3. 実験の対象事例とmode-Sデータの同化実験の初期的な結果

最初の実験の対象として、発達した降水域が関東平野を南東に 移動した2015年8月14日の事例を取り上げる(図2)。この事例 では地上気圧の時間変化が顕著であることや上層の環境が降水 域の発生・移動に影響を与えていることから、地上の高密度観測 データやmode-Sデータの同化法の開発に適切と考え、選択した。 図3は格子間隔15kmのLETKFで解析した14日15時の降水分布 である。本研究で注目している降水域が関東平野に再現できてい る。この事例について、14日3時からの毎正時における前10分間 のmode-Sデータを約2分間隔に間引いて同化したが、同化しない ものに比べて、降水域に大きな変化は見られなかった(図3)。 今後、降水分布を改善するmode-Sの同化法を考え、さらに今年 度以降の事例も対象にして上記の観測データについても同化実 験を行う予定である。

図 2 2015 年 8 月 14 日 19 時の 降水分布。



図 3 mode-S データを 同化した 14 日 21 時におけるメンバー#004 の LETKF の再現結果。

謝辞:本報告の一部は、科研費:「水蒸気稠密観測システムの構築による首都圏シビアストームの機構解 明」、「首都圏の突発的・局地的豪雨の解明に向けた次世代都市気象予測システムの開発」の成果である。

降水領域の形状特徴量を用いたデータ同化実験

*粟津妙華, 大塚成徳, 三好建正 (理研計算科学)

1. はじめに

本研究は、降水領域の形状特徴量を用いたデー タ同化実験を行い、降水領域の形状を改善するこ とで、気象場全体の改善をもたらし、トータルな 予測を改善することを目的とする.一般に降水量 のデータ同化は、降水量の非ガウス性などから、 降水予測の改善が難しいことが知られている. Lien et al. (2016, MWR) は局所アンサンブルカル マンフィルタ LETKF (Hunt et al. 2007)を用い、降 水量にガウス分布変換を適用することで、数値予 報精度の改善に成功している.本研究では、各グ リッドの降水量を使用するのではなく、降水領域 の形状を様々な特徴量で表し、それらを用いてデ ータ同化実験を行う.使用する形状特徴量は、前 大会で発表した降水領域の形状特徴量を用いた 降水予測の検証手法で提案した特徴量である.

2. 降水領域の統合と形状特徴量

降水の小領域は,近接する大きな領域の一部と みなせる場合がある.そこで,領域を統合する場 合としない場合の2通りで特徴量を求め,前大会 で発表した指標を用い,より観測に近い特徴量を 使用しデータ同化実験を行う.使用する特徴量は 以下の4つである。

- 形状パターン特徴量
- 降水面積
- 平均降水量

形状パターン特徴量は、降水領域のおおよその 形を評価する特徴量である。例えば、円形に近い 形状なのか、長く伸びた形状なのか、を表す。傾 き特徴量は、降水領域が緯度方向からの傾きを表 す。その他、降水領域の面積と平均降水量を表す 特徴量である.

3. 実験と結果

低解像度全球大気モデル SPEEDY (T30/L7. Molteni 2003) に LETKF を適用した SPEEDY-LETKF システム (Miyoshi 2005) を使用した. 同 化実験では、4つの特徴量のうち、それぞれ1つ のみを用いた同化実験と、4 つの特徴量全てを用 いた同化実験を、1 ステップのみ行った、結果を 表1に示す。各行は各同化実験を示しており、列 に示す各特徴量についてデータ同化によってど れくらい観測に近づいたかを示している。数値は、 (第一推定値と観測間の距離)-(解析値と観測間の 距離)であり、正の値は、データ同化によって観 測に近づいていることを示す. 傾き特徴量のみを 用いた同化実験では、 傾き特徴量は観測に近づく が、それ以外の特徴量が観測から遠ざかる.また、 面積のみを同化した実験と平均降水量のみを同 化した実験では、傾き特徴量が観測から遠ざかっ た、しかし、形状パターンのみを同化した実験と 4 つ全ての特徴量を同化した実験では、全特徴量 が改善しており,形状特徴量の同化によって,降 水領域の形状が総合的に観測に近づくことがわ かった.

4. まとめ

本研究では、降水領域の形状特徴量を用いてデ ータ同化実験を行った.結果、形状パターンのみ を同化した実験と4つの特徴量全てを同化した実 験で、全特徴量が観測に近づく結果が得られた. 今後、1ステップのみの結果をさらに解析した後、 長期間のデータ同化サイクル実験に取り組む予 定である.

	特徴量				
	形状パターン	傾き	面積	平均降水量	
形状パターンを同化	0.031685	0.39029	2.0329	0.02796	
傾きのみを同化	-0.00948	0.08291	-4.1186	-0.40587	
面積のみを同化	0.01202	-0.20991	0.0493	0.01812	
平均降水量を同化	0.025296	-0.16593	2.0823	0.377	
4 つ全てを同化	0.026102	0.00666	5.3968	0.09555	

表 1. 各実験における各特徴量の観測への近づき具合 (正:観測に近づいた。 自:観測から離れた)

予報モデルを繰り返し計算する 4DEnVar

*1横田祥,21國井勝,1青梨和正,3折口征二(1気象研究所,2気象庁予報部,3熊本地方気象台)

1. はじめに

近年、大気の4次元データ同化法として、アンサンブル 予報に基づく流れに依存した背景誤差共分散行列を用い て評価関数を最小化し陰に解析値を求める Hybrid-4DVar や 4DEnVar が注目されている。Hybrid-4DVar は評価関数 の勾配の計算にアジョイントモデル(接線形モデルの随伴) を用いるのに対し、4DEnVar はその部分をアンサンブル予 報で近似する(横田 2017)。そのため、4DEnVar は Hybrid-4DVar より開発コストや計算コストが小さいが、解 析精度が劣る場合が多い。

そこで本研究では、4DEnVar で解析精度を向上するため に、評価関数を最小化する際に予報モデルを繰り返し計算 することを試みる。そして、低解像度モデルを用いた観測 システムシミュレーション実験(OSSE)により、この手 法によって解析精度が向上し得ることを示す。

<u>2. 手法</u>

4DEnVar では、評価関数 J の勾配を

$$\frac{\partial J}{\partial w_{ij}} = \frac{m-1}{\alpha^2} w_{ij} + \sum_k \frac{L_{ik} \delta H_k(\mathbf{x}_j^a)}{R_k} [H_k(\overline{\mathbf{x}^a}) - y_k] \quad (1)$$

とし、これが0になるように求めたwjを用いて解析値を

$$\overline{\mathbf{x}^{a}} = \overline{\mathbf{x}^{f}} + \sum_{j} \delta \mathbf{x}_{j}^{f} \circ \mathbf{w}_{j}$$
⁽²⁾

のように求めることが出来る (Yokota et al. 2016)。ここで、 iは解析点の番号、jはアンサンブルメンバー (メンバー数 m)の番号、kは観測の番号であり、 R_k は観測kの誤差分 散を、 L_{ik} は解析点iと観測kの距離から計算される局所化 の係数を、 α は誤差共分散膨張のパラメータを表す。 \mathbf{x} (は 第一推定値、 y_k は観測値であり、文字の上のバーはアンサ ンブル平均を、 δ の付いた文字はアンサンブル平均からの ずれを表す。 $H_k(\mathbf{x})$ は観測kに相当する物理量を \mathbf{x} から計 算する演算子であり、 $H_k = H_k^{\text{obs}} H_k^{\text{model}}$ のように、観測の 時刻に合わせるための予報モデル H_k^{model} と、それを観測物 理量に変数変換する観測演算子 H_k^{obs} から成る。

一般に 4DEnVar では、式(1)の計算に必要な $H_k^{\text{model}}(\overline{\mathbf{x}^a})$ を

$$H_{k}^{\text{model}}(\overline{\mathbf{x}^{a}}) = H_{k}^{\text{model}}(\overline{\mathbf{x}^{f}}) + \sum_{j} \delta H_{k}^{\text{model}}(\mathbf{x}_{j}^{f}) \circ \mathbf{w}_{j}$$
(3)

のように計算するが、本研究ではより厳密に

$$H_k^{\text{model}}(\overline{\mathbf{x}^a}) = H_k^{\text{model}}\left(\overline{\mathbf{x}^f} + \sum_j \delta \mathbf{x}_j^f \circ \mathbf{w}_j\right)$$
(4)

のように計算する。wjがJを最小化する過程で変化してい くため、式(4)を用いた手法ではH^{model}を繰り返し計算す る必要がある。この計算は解析にかかる計算コストを増大 させるが、これによって解析値からの予報がより観測値に 近づくことが期待できる。

3. 同化実験

上記の手法によって解析精度が向上し得ることを確か めるために、低解像度全球モデル SPEEDY (Molteni 2003) による 80 メンバーのアンサンブル予報と、式(3)や式(4) を用いた 4DEnVar による解析を 6 時間おきに繰り返す OSSE を行った。観測値(東西風・南北風・気温・相対湿 度・地上気圧)は、真値にランダム誤差を加えて2時間お きに作成した。この2時間おきの観測値を同化して6時間 同化ウインドウの始めの時刻の解析値と解析摂動を求め、 これを次のアンサンブル予報の初期値とした。

実験の結果、式(4)を用いて予報モデルを繰り返し計算 する 4DEnVar は、式(3)を用いる従来の 4DEnVar に比べて、 真値に対する差の平均(バイアス)と2乗平均平方根誤差 (RMSE)がいずれも小さかった(図)。ただし、これは 80メンバーで実験を行った場合の結果であり、20メンバ ーで同様の実験を行うと、従来の 4DEnVar の方がバイア ス、RMSE ともに小さかった。このことから、式(4)を用 いた Jの最小化によって解析精度が向上するのは、メンバ ー数が大きいときに限られると考えられる。

4. まとめと今後の予定

4DEnVar で評価関数を最小化する際、予報モデルを繰り 返し計算することにより、メンバー数が大きい場合は解析 精度が向上し得ることが分かった。今後は、この手法で解 析精度が向上する条件をより詳細に明らかにするととも に、モデル空間局所化を用いた 4DEnVar にもこの手法を 適用し、Hybrid-4DVar と比較しつつ非静力学モデルへの実 用可能性を調べる予定である。

謝辞:本研究の一部は、文部科学省フラグシップ 2020(ポスト 「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」(課題 ID: hp160229)、及び JSPS 科研費 JP16K17804 より支援を受けました。

参考文献

Molteni 2003: *Climate Dyn.*, **20**, 175–191. Yokota et al., 2016: *SOLA*, **12**, 80–85. 横田, 2017: *天気*. (in press)



図: 80 メンバーの OSSE で得られた、東西風の6時間予報値のア ンサンブル平均の真値に対するバイアス(左)と RMSE(右)。 実線が式(4)を用いて予報モデルを繰り返し計算する 4DEnVar、 点線が式(3)を用いる 4DEnVar。
全球モデル用アンサンブルに基づく変分法同化法のための相関構造の調査2

気象研究所 台風研究部第一研究室 小田真祐子

1. はじめに

アンサンブルに基づく変分法同化法の開発にお いて、局所化は重要な項目の一つである。また、最 適な局所化のためには適切に制御変数を選択する 必要があることは既に知られている(Kepert 2009 など)。そこで気象庁現業4DVARで用いられてい る制御変数の相関構造を調べた。

2. 実験

気象庁全球週間アンサンブル予報モデル(水平 解像度1.25度、p面変換データ10層(1000hPa~ 100hPa)、26メンバー、初期値:2014073000UTC の予報時間24時間の予報値と2014073012UTC の予報時間12時間の予報値)と、全球ヵ面ガウス 解析値を用いて、摂動を52メンバー作り、MRI-NAPEX(気象庁現業数値予報システムの実験シス テム)を用いてアンサンブル予報をした。その予 報値をつかって誤差相関構造を調査した。

気象庁現業 4 DVAR では制御変数として、相対 渦度 ζ 、非バランス発散 D_u 、非バランス気温と地 上気圧 $(T, p_s)_U$ 、対数比湿lnqを用いている(JMA 2013)。

$$\begin{split} \Delta D_U &\equiv \Delta D - P \Delta \phi_B \\ \begin{bmatrix} \Delta T \\ \Delta p_s \end{bmatrix}_U &\equiv \begin{bmatrix} \Delta T \\ \Delta p_s \end{bmatrix} - Q \Delta \phi_B - R \Delta D_U \end{split}$$

ここで P、Q、R は回帰係数を表す。 $\Delta \phi_B$ は ζ から 線形のバランス方程式 $\nabla^2 \phi = \nabla \cdot (f \nabla \varphi)$ を用いて 求める。この実験ではlnqのかわりに相対湿度 RH を用いて水平方向の相関構造を調査した。

3. 結果

上で述べたように、制御変数について、水平方 向の相関を計算し、各点について中心からの距離 と相関係数のデータを作った。水平相関スケール を測る指標として Daley(1991)の Length Scale (=L_{corr})を用いた。相関関数 c を用いて次式でか



図1:左)各制御変数の L_{corr} の全球平均。右) T_U の東西方向の L_{corr} の領 域平均を北半球、南半球と熱帯で降水量 1mm/h 以上と 0mm/h にわけ てそれぞれ計算したもの。

ける。

$$L_{corr} = \left[-\frac{\partial^2 c(x)}{\partial x^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

図1にそれぞれ各制御変数の東西方向の L_{corr} の全 球平均と T_U の東西方向の L_{corr} の領域平均を示す。 図にはないが p_{sU} は 450~500(km)であるので、 L_{corr} の大きさは $p_{sU} > T_U > \text{RH} > \zeta > D_u$ の順になり 変数によって異なることがわかった。また、すべ ての変数で降水量が 1mm/h 以上のときに 0mm/h より L_{corr} が小さくなり、同じ降水量では熱帯で一 番 L_{corr} が大きくなった。

南北方向の L_{corr} も p_{sU} 、 T_U 、RH では熱帯で大き くなり、降水量 1mm/h 以上で小さくなった。 ζ 、 D_u は熱帯では大きくならなかったが、降水量 1mm/h 以上で小さくなった。

4. まとめ

アンサンブルを用いた変分法同化法の開発のた めに気象庁 4 DVAR の制御変数の相関構造を調査 した。変数間相関や鉛直相関の結果から、予報値 の TQUV より、 $\zeta D_u T_U RH$ のほうが等方的で一様 な変数であることがわかっている。水平相関の結 果から、 L_{corr} は降水量が大きいほど小さく、熱帯 で他の領域よりも大きくなることがわかった。相 関構造についてさらに解析を進め、これらの結果 をもとにどのような局所化がいいかを考えていく。

自己組織化マップ(SOM)とアンサンブルスプレッドによる相空間の可視化

*須長 智洋(筑波大学生命環境科学研究科),田中 博(筑波大学計算科学研究センター), 松枝 未遠(筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

大気などの閉じた相空間をもつ力学系は、時間 変化する解軌道上の任意の点近傍の微小空間に着 眼した時、その形状が各々の場所で各々の方向に 変化する事が多い。相空間全体にわたり微小空間 が総じて増大することで発生すると説明されるの が決定論的カオスである。決定論的カオスは初期 値鋭敏性を持ち、予報誤差の増大をもたらす。

アンサンブル予報は大気における決定論的カオ スやその他の様々な誤差成長を考慮した予報であ る。アンサンブル予報から得られる情報は初期時 刻の近傍における誤差発展を対象として予報誤差 の評価が行なわれる。そして、誤差評価は時系列 データとして行われる。しかし、時系列のみなら ず、相空間全体にわたる微小空間の増大を知る事 にも利用できると考える。

そこで本研究では、各々の微小空間の増大を相 空間全体で可視化する方法として自己組織化マッ プ(Self-Organizing Maps: SOM)を用いること を提案する。SOMとは任意の次元のデータ集合を 2次元多様体に写像する方法論である(kohonen 1982)。相空間のトポロジーを保持して2次元のマ ップとすることができ、アンサンブル予報と合わ せ大気場を解釈しながら予報誤差の増大の評価が できる。

2. 使用データと解析の流れ

気象庁週間アンサンブル予報の北半球海面更正 気圧(SLP)のコントロールランの解析値と、北緯 35°東経140°(房総半島南端付近)における3 日予報のアンサンブルスプレッドを用いた。

解析期間は時系列に欠測を含まない期間を代表 とするため 2013 年 1 月 1 日から 2013 年 6 月 30 日までの 12UTC を現在時刻とする期間を用いた。

SLP の解析値に対し SOM を作成し、マップの node が所属する時系列データと対応する日の3日 予報のスプレッドを現在時刻の位置にプロットした。

3. 結果とまとめ

図1は SOM の上に表記したアンサンブルスプ レッドを示す。

左上から数えて右へ3つ、下へ3つ、数えた node にありスプレッド 5hPa を超える日は、2013 年1月11日の3日後に対応する。すなわち、2013 年1月14日にあたり、関東南岸を低気圧の中心 が発達しながら通過に対応している日である。当 時、東京では降雪を観測していた。その他いくつ かの node でスプレッドが 5hPa を超えている日 を含んでいたが、いずれも発達中の低気圧の中心 が進むと予想される場合に対応している事がわか った。また、SOM の左上から右へ2つ、下へ2つ、 数えた node では、スプレッドが 5hPa を超える事 例が複数あり、誤差の広がりやすい node を見出す ことが出来ている。また、マップ全体の左半分は 右半分よりもスプレッドが大きい結果が読み取れ る。これは左半分で冬季、右半分で夏季に対応す ることが分かった。

発表では、各々の node の所属する大気場の北半 球 SLP を並べ比較し、EOF 解析を行った結果も 含めて発表する予定である。現在の解析ではサン プル数が少ないため、さらに数年以上のデータを 用いて解析を進める予定である。アンサンブルス プレッドと SOM を用いることで、相空間全体の 誤差が1枚で記述できる事が示された。



図1:SOMの上に表記したアンサンブルスプレッドを示す。丸シ ンボルはスプレッドの大きさを表す。田の字シンボルは2013年1 月1日を、六芒星シンボルは2013年6月30日を表している。任 意の日における次の日の所属 node が変化する場合、所属 nodeの 間を矢印でつなぎ時系列を表現した。

風力発電量変動の確率予測手法の開発

*大庭雅道 渡邊武志 門倉真二 野原大輔 (電力中央研究所 環境科学研究所 大気海洋環境領域)

1. はじめに

今後のエネルギー政策として、風力発電等再生可能エネルギー の最大限の導入を進めることが政府の目標として掲げられている。 しかしながら、天候によって出力が大きく変動する風力発電は、大 量に電力系統に連系された場合、火力発電所の効率や電力の安 定供給に悪影響を及ぼす可能性がある。風力を最大限電力系統に 連系するためには、電力の需給運用に影響を与える急激な出力変 動(以下、ランプ現象)を予測する技術が不可欠である(e.g., Marquis et al. 2011, BAMS)。近年の気象予測技術の進歩や計算 資源の増加により、平均的な予測精度は向上しているものの、気象 条件によっては大きな予測誤差を生じることが、最終的な意思決定 を下す際の問題となっている。このような予測の不確実性とその 日々の変動に対しては、複数の初期値から複数の予測結果が得ら れるアンサンブル予測や、過去経験を利用したポストプロセスモデ ル(アンサンブル MOS やアナログアンサンブル等)を利用して確率 的な気象予測を行い、それに基づいて安定供給のための準備を行 うことが有効である。本研究では、マルチモデルアンサンブルとアナ ログアンサンブルを併用したハイブリッド型の確率予測手法を構築 し、東日本における風力発電量変動の中長期確率予測を実施する とともに、その予測精度への影響を調査した。

2. 手法

1977-2013年の気象庁アメダスデータの風速と日射量の1時間値 を使用して、過去37年間の東北電力管内定格発電率(PU値)の再 構築を実施した。データの連続性が比較的確保されかつ、観測の PU 値と風速の相関が高い地点のデータから重回帰式とニューラル ネットワークを構築することで発電量を推定した。なお、ここで再構 築されたPU値は人為影響のない、風速の代替指数である。本研究 では、ポストプロセスモデルとして複数変数の気象場にトーラス型の 自己組織化マップ(Self-Organizing Map: SOM, Kohonen 1982)を 適用し、高速化したアナログアンサンブル法(Delle Monache et al. 2013, MWR)を使用した(Ohba et al. 2015, TellusA)。気象場のデ ータには気象庁全球大気再解析データJRA-55の1977-2010年の 海面更正気圧、風速、風ベクトルの3時間ごとの瞬間値を使用し、 前述のPUとの関連性を完全予報法で構築した(図1左)。得られた 予報ガイダンスを元に、TIGGE 全球マルチモデルアンサンブル予 報データ(Bougeault et al. 2010, BAMS)の 2011-2012 年度のデー タを用いて、1週間の風力発電量とランプの確率予測を実施し(図1 右)、初期値やアナログのアンサンブル化・マルチモデルが精度に どのような影響を与えるかを調べた。なお、本研究では、ランプ現象 の定義を6時間で30%の変動とした。

3. 確率的予測手法の開発と精度検証

SOM により構築された過去の気象場と PU の非線形関係を確率 予報ガイダンスとし、JMA、NCEP、ECMWF、CMC、UKMO の5つ の予報機関の 168 アンサンブルを用いて 2 年間のハインドキャスト を実施した。本手法では、複数 SOM 上の予報値に対する best-matching unit からその気象場におけるランプ発生確率・PU 値 の確率分布を複数確率分布の合算として推定する(Ohba et al. 2015, TellusA)。図2に東北管区における予測結果の一例を示す。 送電系統スケールでの予測であれば、力学的ダウンスケーリングを 介さない全球アンサンブルからある程度直接風力発電量を推定で きることがわかる。また、本手法におけるランプ予測によって、確率 幅とランプ発生の可能性も推定できることがわかった。

シングルモデルシングルアナログ、シングルモデルアナログアン サンブルとの風力発電量の絶対予報・確率予報精度の比較を行っ たものを図3に示す。マルチモデルアンサンブル単体で使用した場 合とくらべて、ハイブリッド手法では確率予報精度 CRPS において精 度向上が見られる。これは、データ下流側におけるアナログアンサ ンブルがより現実的な PDF の推定に貢献しているためだと考えられ る。一方、中央値の RMSE で見た精度向上にはあまり貢献していな かった。これは、アトラクタ上の外縁部において、経験的なデータ数 が減少し、中央側のデータに予測値が引っ張られるためであると考 えられる。今後は、アナログ(アンサンブル)数を最適に設定する手 法(少ノード数の SOM の使用を避ける)に関しても検討していく必 要があると考えられる。

謝辞:本研究は、新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)「電力 系統出力変動対応技術研究開発事業」の支援により実施された。発電量 データ実測値は日本風力発電協会と東京大学荻本研究室との共同研究に よるものであり、東京大学荻本研究室よりご提供いただいた。



図2(上) TIGGE マルチモデルアンサンブルに基づく1週間の確率的風力 発電量予測の例。緑:全アンサンブルからの確率予測値、灰色:各アンダン ブル予測の 50%値、赤:発電量実測値(観測)。(下)ランプアップ・ダウン発 生確率予測例(棒グラフとドット)。実線は現実・予測のランプ判定。



図3 2 年間のハインドキャストの制度評価。(a) RMSE と(b)CRPS に見たハイ ブリッドアンサンブル予測(黒)、マルチモデルアンサンブル-シングルアナロ グ法(灰)、シングルモデル-アナログアンサンブル(赤)、シングルモデル-シ ングルアナログ(赤点線)の精度比較。

参考文献

Ohba, M. et al., 2016: Impacts of Synoptic Circulation Patterns on Wind Power Ramp Events in East Japan, *Renewable Energy*, **96**, 591–602.

Ohba, M., et al., 2017: Medium-Range probabilistic forecast of wind power generation and ramps based on hybrid multi-model-analog ensemble. Submitted for *Renewable Energy*.

大気質モデルによるオゾン濃度再現性の水平格子解像度依存性

*嶋寺光,深水健吾,松尾智仁,近藤明(大阪大学)

1. はじめに

オゾン(O₃)を主成分とする光化学オキシダント の環境基準達成率は低い水準にある.O₃の高濃度出 現要因の解析や濃度低減対策の評価・検討において 大気質モデルは有用であるが,モデルが実現象を良 好に再現できていることが前提となる.数値モデル の再現性向上手段のひとつとして計算格子の高解像 度化があるが,高解像度化に伴って計算負荷は増大 する上,必ずしも再現性が向上するわけではない. 本研究では,高解像度化に伴う大気質モデルによる O₃濃度再現性の変化を評価した.

2. 方法

2010 年 7~8 月の阪神地域を対象に、気象モデル WRF v3.7 および大気質モデル CMAO v5.1 を用いて、 O3シミュレーションを実施した.計算領域は、東ア ジアの広域を対象とする格子数 108×96 の 64km 格 子領域(D1),格子数 52×52の 32km 格子領域(D2), 格子数 52×52 の 16km 格子領域 (D3),格子数 52× 52の8km格子領域(D4),格子数56×56の4km格 子領域(D5),格子数 60×60 の 2km 格子領域(D6), 阪神地域を対象とする格子数 64×64 の 1km 格子領 域(D7)の7領域とした、D7の範囲は、D1の1格 子と一致させた。鉛直方向は, 地表面から上空 100hPa までを 30 層に分割した. 排出量は, HTAP v2, JATOP 自動車排出, OPRF 船舶排出, EAGrid2010-JAPAN 等を組み合わせて作成した.また、大気境界 層 (PBL) /地表面過程について YSU/Noah (YSU), MYNN2.5/Noah (MYNN) および ACM2/Pleim-Xiu (ACM2)の3ケース,気相反応過程について CB05 (C05) および SAPRC07tc (S07) の 2 ケースを組み 合わせた YSU CO5, YSU SO7, MYNN CO5, MYNN S07, ACM2 C05, ACM2 S07の計6ケース で計算を実施した. WRF および CMAO の再現性評 価には, D7 阪神地域におけるアメダス局(全15局) および大気汚染常時監視測定局(全100局)の観測 値を用いた.

3. 結果

阪神地域における気温・風速の1時間値および O_3 濃度の日最高1時間値の再現性を、それぞれ図1お よび図2に Mean Bias Error (MBE) と Index of Agreement (IA) で示す.気温・風速については、い ずれのケースでも、 $D1\sim D5$ では概ね高解像度化に

伴い再現性の向上が見られる。O3 濃度については、 気相反応過程による差として C05 の方がやや濃度が 低くなる傾向を示し、PBL/地表面過程による差と同 程度の差が見られる.いずれのケースでも.概ね高 解像度化に伴い再現性が向上するが、D5~D7 では 明確な向上が見られない. ACM2 では、高解像度化 に伴う再現性の変化の傾向が、YSU および MYNN とはやや異なる、その理由として、YSU および MYNN では各格子の土地利用を優占土地利用で代 表させるのに対して ACM2 では格子内の土地利用 の面積割合が考慮されることや、YSU および MYNN と比較して ACM2 では PBL 高さの変動の傾向が異 なることが考えられる. 各ケースで傾向の違いはあ るものの、全体的には、D1~D5 で概ね高解像度化に 伴い再現性が向上し、D5~D7 では高解像度の効果 は小さい. したがって、計算負荷との兼ね合いを考 慮すると,本研究で対象とした水平格子解像度の中 では、4km が阪神地域の O3 シミュレーションを行う 際に最も妥当であると言える.



分布型流出モデルを用いた石狩川流域における出水の検討

野澤千菜美1,馬場賢治1,上田博2,加藤雅也3

(1:酪農学園大学大学院酪農学研究科 2:名古屋大学 3:名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. 背景と目的

近年、北海道において一雨降水量が 100mm を超え るような大雨発生頻度の増加^[1]や豪雨頻度の増加が示 唆されており、将来、年最大時間流量が大きくなると 考えられている^[2]。本研究では、降水の時空間分布が流 況に与える影響が大きい北海道石狩川流域において、 分布型流出モデルを用いて出水の特徴を検討する。

2. 方法

石狩川は流域面積約 14,330 km²、幹線流路延長約 268 km の河川であり、多くの支流を合流し石狩湾へと 注ぐ^[3]。本研究では、石狩川流域を対象とし、レーダー・ アメダス解析雨量を用いて、京都大学水文・水資源研 究室にて開発された分布型流出モデル「1K-DHM^[4]」 により流出計算を行った。降水・流出データはともに 1km 格子で1時間毎であり、流出計算に用いたモデル パラメータは SCE-UA 法に基づき算出した。観測流量 は水文水質データベース^[4]より下流域の石狩大橋地点 の流量を参照した。流出計算は、3000m/s² を超えた 2010 年 8 月 21 日~31 日 UTC(事例 1)と 2011 年 8 月 31 日~9 月 10 日 UTC(事例 2)の 2 事例を行っ た。また、その精度評価には、Nash-Sutcliffe 係数(NS 係数)を用いた。

3. 結果

事例1では、石狩川中流・下流域において8月23日 ~24 日にかけて寒冷前線の暖域内に発生した線状降 水帯によるおよそ30~50mmの激しい降水があった。 このとき、流域総降水量は130,000 mm/h、石狩大橋地 点では流量約3,000 m/s²が観測された(図1)。ver 2.20 の計算流量と観測流量のNS係数は0.57であり、再現 性のある結果となった。また、では流出量に降水の時 空間分布をよく反映していた。

事例2では、石狩川全域で9月1日~4日かけての 北海道道央付近に延びる秋雨前線に向かって四国の南 から北上した台風12号から流入した暖湿な空気とア リューシャンの南に位置する高気圧縁辺部を通った暖 湿な空気が流入し、強い雨を降らせた。また、5日~7 日には台風12号から変わった日本海を北上する温帯 低気圧と日本の東に位置する台風 13 号から流入した 暖湿な空気が北海道において合流し、強い雨が降った。 このとき、流域総降水量は約 200,000 mm/h、石狩大橋 地点では流量約約 5,700 m/s²が観測された(図 2)。計 算流量と観測流量の NS 係数は、ver 2.20 では-1.08 で あり再現性がない結果となった。

4. まとめ・今後の検討

今回行った SCE-UA 法を用いたパラメータ決定と ver 2.20 の事例 1 における流出計算では、降水の時空 間的分布をよく示した。実際の河川流出では社会基盤 等の流量制御の影響を受けているため、モデル計算に おいて流出の遅れやピーク高に違いあると考えられる。 今後の課題として、支流ごとに流出計算結果の整合性 の確認を行い、石狩川流域における出水の特徴を検討 する。



参考文献等

第地ら(2009)北海道内の豪雨傾向の地域・経年特性について.
 立川ら(2011)気候変化が日本の河川流量に及ぼす影響の予測.
 http://www.hkd.mlit.go.jp/zigyoka/z_kasen/kawa/pro_isikari.html
 http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/products/1K-DHM/1K-DHM.html
 http://www1.river.go.jp/

京田辺市の冬季夜間におけるヒートアイランド現象について *安田 朱里(同志社大学理工学研究科)・山根 省三(同志社大学理工学部)

1. はじめに

気象観測によるヒートアイランド研究はこれまでに数多 く行われてきた. 佐藤ら (2011) は、定点観測により倉敷市 の夏季夜間のヒートアイランド強度 (HII) と風速との間に 負の相関があることを示し、郊外の接地逆転層の発達が HII の大きさに強く影響すると考えた. 一方、松本市を移動観測 した榊原ら (2002) は、晴天日に風速 2~3m/s 付近で HII が最大となったことから、風が弱すぎると都市大気の機械的 混合が起こりにくくなり HII が小さくなることを示唆した.

京田辺市では、近年の都市開発などにより約30年間で年 平均気温が約1.6℃上昇している(伊東ら,2008).これは京 田辺アメダス1地点の解析であり、京田辺市のヒートアイラ ンド現象の実態を十分に把握しているとは言えない、本研究 では、京田辺市で高密度な定点気象観測を行い、冬季夜間の ヒートアイランド現象の特徴を調査した。

2. 方法

小型の気象観測ロガーシステム, KY-logger (NT システム デザイン)を用いて,京田辺市における全28地点(図1) で定点気象観測を行った.観測期間は2016年12月3日~ 28日とした.酒井ら(2009)を参考に街路樹や公園の樹木 に測器を取り付け,気温,相対湿度,気圧を10秒ごとに測 定した.また,郊外部の地点17に超音波風向風速計MetPak (Gill社)を設置し,気温,相対湿度,気圧,風速を同時観 測した.京田辺アメダスのデータや気象庁の雨雲レーダー画 像,全天赤外放射量の測定値などから天候の判断を行い,晴 天日の夜間における各地点の大気状態の違いを調査した.

ヒートアイランド出現の指標として、ヒートアイランド強度(HII)を算出した.本研究の観測地点である街路樹や公園内では、局所的な影響に違いがあると考え、重田ら(2009)と同様に、都市部と郊外部のそれぞれの地点の気温の平均値を算出し、その差をHIIとした.

3. 結果と考察

観測期間のうち風が弱く比較的穏やかであった晴天日の 夜間は12月3,6,17,18,25日の5日あった.これらの 日のHIIの夜間変化を図2に示す.最大のHIIは,25日の 22時で2.6℃であった.HIIは,20時~23時頃に最大とな り、0時以降は1.2℃ぐらいに収束していくと考えられた. また,HIIの大きい時間帯において,都市部と郊外部におけ る比湿の差はほとんど見られなかった.この時期のヒートア イランド形成の要因として,潜熱の違いによる影響は小さい と考えられた.

上記の晴天日において夜間(21時と1時)のHIIと風速 の関係を図3に示す.21時ではHIIと風速には負の相関が あり、1時では風速に対する依存性が小さくなっていた.こ れは、佐藤ら(2011)による報告と類似しており、京田辺市 の冬季夜間のHIIの大きさは、日没から数時間後における 都市部と郊外部の接地逆転層の発達の違いを反映したもの ではないかと考えられた.



図 1. KY-logger の設置場所(地点 1~28)と京田辺アメダ スの位置。



図 2. 風が弱い晴天日(12月3,6,17,18,25日)におけ る HII の夜間(18時〜翌6時)の時間変化.



図 3. 風が弱い晴天日における夜間 (21 時と 1 時)の HII と 風速の関係.●はアメダス,□は Metpak による風速である.

天空率の違いによる都市街区内の WBGT の変化

*河野恭佑・小田僚子(千葉工業大学)・稲垣厚至(東京工業大学)

<u>1. はじめに</u>

高温環境下での熱ストレスによる熱中症対策に は湿球黒球温度(以下,WBGT)が一般的に広く 用いられている¹⁾.建物の密集度合いが高く,熱 が滞留しやすい都市においては,建物の高さや道 路の幅員などにより天空率は大きく変動し,それ に伴う熱ストレスも局所的に異なると考えられる. そこで本研究では,実都市の生活空間における暑 熱環境の把握を目的とした都内の市街地における 移動気象観測を実施し,街区構造に着目した WBGT上昇の要因について検討した.

<u>2. 観測概要 算出方法</u>

2016 年 8 月 25 日 12:12~12:57 に,東京都大田区 の市街地にて測器を載せた 2 台の台車を用いて屋 外暑熱環境の移動観測を実施した.図-1 に示すル ートを矢印の方向に走行し,1 台目の台車では天 空写真・長短波放射量・前方写真・位置情報,2 台 目では気温・相対湿度・大気圧・黒球温度・日射 量・風向・風速を測定した.天空率は1枚/5秒で 撮影した天空写真から算出した²⁾.本要旨では図 -1の実線(約 500m)のデータに着目した.

3. 暑熱環境場と天空率の関係

当日の日射量は900Wm⁻²前後と快晴で、気温は 30℃を超える真夏日であった.おおむね日向を走 行していたことから,日射量の変化は少なかった (図なし). ルート内の天空率は 0.4~0.8 であっ た. WBGT および黒球温度・赤外放射量 (L↑, L↓) を天空率ごとに空間平均した結果を図-2 に 示す. WBGT は天空率が 0.6 を中心に双方的に高 くなっており、0.4 のとき 28.7℃、0.8 のときに 29.2℃と高い傾向であった. 黒球温度は WBGT と おおむね同様の傾向であった. これについて L↓ は天空率の減少とともに上昇しており、最大で 543.1W m⁻²であった.これは、建物の密集度合が 高まるほど建物から放出される赤外放射量が増加 しているためと考えられる. 一方 L↑は天空率の 上昇とともに上昇しており、最大で 643.9W m⁻²で あった. これは道路の幅員の拡張や日向面積の増 加が要因であると考えられる. したがって, 天空 率が高いときは L↓,低いときは L↑によってそ れぞれ黒球温度を上昇させ、WBGT を上昇させた と考えられ、ある天空率を境に黒球温度に起因す る WBGT 上昇の要因が異なることが示唆された.



4. まとめ

東京都市街地において日中に暑熱環境の移動観 測をした結果,ルート内の天空率は0.4~0.8 に分布 しており,WBGT は天空率が0.6 で最も低く,0.4 と0.8 で高い傾向であり,これは黒球温度の傾向と 同様であった.天空率が低いときは密集した建物 から放出される下向き赤外放射量L↓の増加,高い ときは道路における日向面積の増加に伴う上向き 赤外放射量 L↑の増加により黒球温度が上昇し, これに伴いWBGT も上昇したと考えられる.

謝辞

本研究は科学研究費補助金基盤研究 A (課題番号: 25249066, 17H0292, 代表:神田学)の支援を受けた.

引用文献

- 環境省:熱中症予防情報サイト http://www.wbgt.env.go.jp/
- Johnson G.T. and Watson I.D.: The determination of view-factors in urban canyons, *J. Climate Appl. Meteorol.*, 1984, 23, pp.329-335.

森の中と外における気温と水蒸気量の関係性について

2017年における観測結果

*中坪真希・酒井敏(京都大学総合人間学部)

【はじめに】

森の中にいる方がその外よりも涼しく感じる、というのは 一般的によく知られている。そしてその理由として「木の蒸 発熱が気温を下げている」と考える説がよくあげられる。こ れに対して、松尾ら(気象学会 2016 秋季大会)は、一日中 どの季節においても森の気温は低く、水蒸気量は多いが、 大気中の水蒸気量と気温の変化には関係性が低く、水の 蒸発が気温を下げるという単純なメカニズムでは説明でき ないということを明らかにした。本報はその続報である。

【観測概要】

松尾らは「森」と「街」という対比を意識して、森の外の観 測点を2つの建物の間に設置した。しかし、昼間の対流に より一様化した大気境界層内の空気が、森の中で変質す る(図 1)と考えると、森の外の観測点は、よりオープンな場 所が好ましい。そこで、今年は外の観測点として南側にか なり広い空地のある場所を選定した(図 2)。測定項目は気 温と相対湿度で、精度はそれぞれ±0.1℃、0.2%である。観 測期間は2017年5月から7月である。

【結果】

降雨がなく、比較的乾燥した日(17日間)の、森の外の気 温と水蒸気量の時別平均を図3に示す。水蒸気量が夜間 より日中のほうが多い傾向は、これまで通りである。

森の中の測定に関しては、測定開始後湿度センサーに 不具合が生じ、湿度が高い時の値が正確に測定できなく なってしまった。そこで、相対湿度が60%未満のデータだけ を使い、昼間の気温差と水蒸気量差を求めた(図4、5)。 水の蒸発熱によって空気が冷却されるとすると、水蒸気量 1g/m³の増加は2℃の気温低下に相当する。

このデータを見ると、これまで同様、気温の差に比べて 水蒸気量の差はかなり小さい。建物に囲まれていないオー プンスペースの空気と比較しても、やはり気温と水蒸気量 の差に単純な関係はなさそうに見える。



図 1森の中の空気と外の空気 (モデル図)



図 2 観測地点(植物園内·北部食堂横)







図 4 〈森の中-外〉気温差と水蒸気量差の時別平均(17 日間)



図 5 (森の中一外) 気温差と水蒸気量差の関係(17日間時別平均) および気温差と水蒸気量差の理想関係(y=-0.5x)

山岳地の風力発電所における発電量と卓越風向の関係 *渡邊貴典、泉 岳樹(首都大 都市環境)

1. はじめに

現在、日本には大小様々な規模の風力発電所が存在しており、それらの立地は主に海岸・丘陵地・山岳地に分けられる。中でも山岳地に立地している発電所は地形起伏による風況の影響を受けやすく、内田ほか(2005)では地形起伏の影響による発電量低下を指摘している。水戸(2013)では九州の山岳地に立地する風力発電所の観測データと発電量データをもとに解析を行い、卓越風向の違いによって風車毎の発電量に大きな違いが生じることを示している。特に南東風が卓越するケースでは、標高が高いほど発電量が低下する傾向を示しているが、その特徴をもたらす原因については明らかになっていない。

そこで本研究では上記の特徴をもたらす原因 を明らかにするために、気象モデルを用いて数値 実験を行った.対象とする風力発電所は水戸 (2013)と同じく九州の山岳地に立地する、定格 出力1.75MWで計10基の風車からなるウィンド ファーム (WF) である.

2. 研究手法

数値実験には、領域気象モデルWRF (Weather Research and Forecasting) Ver.3.4を用いた.計 算領域は、西日本を中心とした1,280×1,280kmを Grid1,九州を中心とした約300×300kmをGrid2, 風力発電所周辺の主要山岳地を含む約55×55km をGrid3,風力発電所を中心とした約40×40kmを Grid4とした.水平格子間隔はGrid1を10km, Grid2を2km,Grid3を500m,Grid4を100mと設 定した.計算期間は、WFにおいて南東風が卓越 していた2007年12月20日21時~12月22日15時と し、特に南東風が強い21日17時~22日12時につい て解析を行った.

3. 結果と考察

まず解析対象期間における各風車の1時間あた りの平均発電量を示す (Fig.1). なお1号機につい ては欠測のため解析対象から除外した. Fig.1から, 計算値を実測値と比較すると, 6号機以外は過大 評価を示しているが,風車間の発電量の変化は概 ね再現できている. 各風車の発電量と標高の関係 については,2号機(標高531m)の発電量が最も 大きく,8号機(標高795m)の発電量が最も小さ くなり,2号機は8号機に比べおよそ2倍の発電量 となった.その他の風車についても発電量と標高 には負の相関が確認された.

次に風車の分布に沿った南東-北西断面の鉛

直風速を示す(Fig.2). Fig.2から,風車が位置す る斜面の上空に2m/sを超える下降気流が発生し ていることが分かる.この下降気流は解析対象期 間内において継続してみられた.またGrid3の計 算結果の解析から,上空約2,000mに風速が0m/s となる鉛直シアが存在し,またWFの風下におい て等温位線の沈み込みが確認された.これらの大 気場の特徴はおろし風の際によくみられるもの であることから,南東風吹走時にはおろし風が発 生していることが考えられる.Smith(1985)で は上空の鉛直シアで山岳波が反射され地上風が 増速されることを示しており,これにより標高の 低い場所ほど風速が速くなり,発電量が増加した と考えられる.

参考文献

内田ほか 2005. 日本風力エネルギー協会誌30:101-108. 水戸 2013. 首都大学東京大学院 2013年度 修士論文. Smith 1985. J. Atmos. Sci., 42:2597-2603.



Fig.1 2007年12月21日17時~12月22日12時の1時 間あたりの平均発電量(1号機は欠測)



Fig.2 2007年12月22日8時の南東-北西断面の鉛 直風速 (m/s) 丸数字は風車の号機を示す.

風上側山地の鞍部が那須おろしに与える影響

*青木 翔太・渡来 靖 (立正大地球環境)

<u>1. はじめに</u>

日本の太平洋側各地では、西高東低の冬型の気圧 配置のもとで頻繁に「おろし」と呼ばれる強い局地風が 発達する. 栃木県北部の那須地方や福島県南部の白 河地方においても、「那須おろし」と呼ばれる北西寄り の強い局地風が存在しており、那須おろしが原因と見 られる、樹木の倒壊など中小の被害はたびたび報告さ れている。那須おろしに関しては、青木・渡来(2016)の WRF モデルを用いた再現計算(図 1)等から、那須おろ し吹走時に箒川, 那珂川沿いの鞍部の風下に強風軸 が形成され、山麓(標高 500m 付近)から15km~20km 風 下まで伸び, 鞍部の風下の強風域に発散場, 尾根部 の風下の弱風域に収束場が見られ、それらに対応して、 それぞれ下降流, 上昇流が見られる事が明らかになっ ている. このことから、限られた地域でのみ強風が見ら れる原因は、風上地形の差によるものであることが示唆 される.しかしながら、これまでに鞍部の地形が風下で の強風域の広がりや収束発散場に及ぼす影響につい ての定量的な評価は行われていない. そこで本研究で は数値モデルを用いて地形改変実験を行い, 鞍部の 地形が那須おろしの地上風の強さや水平分布に与える 影響を定量的に評価し、 鞍部風下の強風域の形成メカ ニズムを明らかにする.

2. 研究手法

数値計算には WRF モデルの Version3.2.1 を用いた. 鉛直層数は55層で、2段階ネスティングを行い、第1 領域を格子間隔 2500m, 関東から南東北までを含んだ 格子数150×150に設定し、第2領域を格子間隔500m、 栃木県北部から福島県南部を含む格子数 121×121 の 領域(図 1)に設定した.計算期間は典型的な那須おろ しが見られた、2015/03/09 09JST~2015/03/10 09JST に設定した.初期値・境界値データは MSM および FNL を用いた, 箒川, 那珂川に沿った鞍部の領域を埋めた 地形データ(以降, SBR:Saddle-buried)を作成し、実際 の地形データ(以降, CTL)から SBR を段階的(10%ごと) に反映させた地形データ(以降,反映率によってSBR-XX と示す)を作成した. これらを地形以外は同じ条件で, 上記期間を対象にそれぞれ計算を実行した. 鞍部とそ れに対応した谷部が浅くなっていくに伴って地上の強 風域がどのように応答するか評価するため, 箒川発散 域,那珂川発散域と蛇尾川集風域に対象領域(図1)を 設け、CTL で那須おろしが顕著にみられた 2015/03/10 04JST について、計算結果ごとに対象領域内で強風域 (風速 15ms⁻¹以上)の占める割合を調査した.

3. 結果

図1中枠内の領域を対象に、CTLからSBR-100までの計算結果における,強風域(15ms⁻¹以上)の面積割合を調査し,図2に示した.谷が深まるほど,箒川や那珂川の対象領域では強風域が拡大し,蛇尾川の対象領域では逆に縮小していることがわかる.また,反映率50%から0%の間では,各領域での強風域の割合の変化が鈍いことから,実際の地形で起こっている尾根部の風下と鞍部の風下での強風域の伸びの差は,ある程度の深さまでは持続されることが示唆される.



図 1. 青木・渡来(2016)で再現された,那須おろし吹走時(2015/03/10 04JST)の地上風速分布(陰影).
 等値線は標高(100m 間隔),▲はそれぞれの山の山頂を示す.黒枠は図2における強風域の評価のための対象領域を示す.



図 2. 2015/03/10 04JST における, 鞍部地形を段階的 に変えた数値計算結果に対する対象領域ごとの 強風域(15ms⁻¹以上)面積率(破線:箒川, 実線: 蛇尾川, 点線:那珂川).

山岳域における冬季気象観測

下山 宏(北大低温研)・佐藤友徳(北大地球環境)・渡辺 力(北大低温研)

<u>1. はじめに</u>

アメダスなど既存の気象観測地点は、主に居住地域周 辺に位置しており、山岳域など標高の高い場所で連続的 な気象観測を実施している事例は少ない。北海道におい て、近年バックカントリースキーなどで冬季の山岳域に 立ち入る人が増加しており、それに伴う雪崩事故も発生 している。山岳域の雪の状態を知る上で気象データは非 常に重要であり、山岳域の気象予測値は様々な気象情報 サイトから入手できるようになっているが、その精度は 不明である。そこで本研究では、山岳域でアクセスの良い スキー場を利用して、冬期間の気象観測を試みた。北海道 内の積雪量が非常に多い日本海側と、積雪量が比較的少 ない内陸域の2箇所で取得した気象データについて解析 を行い、このような観測地点での気象データの利用価値 についての検討を試みた。

2. 観測方法

観測は北海道の日本海側に位置する札幌国際スキー場 山頂付近(札幌市:標高1080m)と、内陸に位置する トマムスキー場山頂付近(占冠村:標高1080m)で行 った。観測期間は2016年12月~2017年5月である。 どちらの観測地点も、商用電源を利用した連続観測を実 施した。各観測機器には着雪防止対策を施したが、さら に高い観測精度を維持するために、スキー場関係者やス キー場利用者に装置のメンテナンス作業を依頼した。

<u>3. 結果</u>

図1に各観測地点の気温と、観測地点の標高に換算し た札幌における GPS ソンデの気温観測値との比較を示 す。札幌国際の観測値は GPS ゾンデの観測値と良く一致 していた。特に低温域での誤差は非常に小さい傾向にあ った。トマムの観測値は、札幌国際よりは誤差が大きいも のの、比較的一致した傾向が見られた。これは札幌からの 距離的な影響が大きいと考えられる。これらの結果から、 スキー場山頂での気温観測値が、広域的に代表性のある 値であることが示唆された。

気温・相対湿度の時系列を見ると12~1月の厳冬期に おいて日変化はほとんど見られず、大気場に伴う変動が 卓越していた(図2)。特に相対湿度は常時80~90%の高 い値を示すが、移動性高気圧に伴う上層の乾燥空気塊に 覆われる場合などに、大きな湿度低下が観測された。3月 に入ると、それぞれの観測地点で気温の日変化が確認さ れた。内陸に位置するトマムではその振幅が大きく、相対 湿度にも日変動が見られることから、観測地点が大気境 界層内にあることが示唆された。

発表では気温・湿度の詳細な解析に加えて、これらのデ ータの利用価値について議論する。

謝辞

本観測を実施するに当たり、札幌リゾート開発公社(札 幌国際スキー場)および星野リゾートトマムのスタッフ には、機材設置やメンテナンスで大変お世話になった。



図 1. 札幌国際スキー場およびトマムス キー場の気温と札幌高層気象データの 比較。観測地点の標高値に換算した結果 を用いた。



図 2. 札幌国際スキー場およびトマムスキー場で観測した気温・相対湿度・ 気圧の時系列。

差分誤差由来のエネルギー散逸が乱流フラックスに与える影響

* 北村 祐二¹. 西澤 誠也 ^{1,2}

1. 気象研究所, 2. 理化学研究所計算科学研究機構

1.序

数値モデルにおいて、移流項を奇数次の差分で近似し た場合、差分誤差によってエネルギーの散逸が生じる. 講演者らは、日本気象学会 2016 年春季大会において、 差分誤差由来のエネルギー散逸を推定する手法を提案し た.不安定な大気境界層の数値計算を対象に解析し、差 分誤差由来のエネルギー散逸は低次の移流スキームでよ り顕著に現れる一方で、乱流スキームと差分誤差の両者 を考慮したグリッド (GS) 成分の正味のエネルギー散逸 は移流スキームにはほとんど依存しないことを報告した (北村, 西澤 2016), その意味では, 差分誤差由来のエネ ルギー散逸を乱流スキームの一部とみなす Implicit LES (ILES)の考え方は有効であるといえる.一方で、乱流ス キームによって表現されるサブグリッド (SGS) 成分の乱 流運動エネルギー (TKE) については、差分誤差由来のエ ネルギー散逸によって TKE の生成が過少に評価されう る. TKE は渦粘性係数の決定に用いられることから,差 分誤差によるエネルギー散逸は SGS 成分の乱流輸送に影 響を及ぼしうることを示唆している。本研究では、不安 定な大気境界層の理想実験から、差分誤差由来のエネル ギー散逸が乱流輸送にもたらす影響を評価したので、そ の結果について報告する.

2. 解析手法の概略

数値実験には、気象庁で開発されている非静力学モ デル asuca(気象庁予報部, 2014)を用いた. asuca では 移流スキームとして3次の上流差分に Koren の流束制 限関数を適用したものが採用されているが、本研究で は移流スキームの影響を調べる目的で、河村・桑原ス キーム (Kawamura and Kuwahara 1984)を用いた. 河 村・桑原スキームでは、移流項の空間差分を $(\partial\phi/\partial x)_i =$ $(\phi_{i+1/2} - \phi_{i-1/2})/\Delta x$ の形で表したときに、4 格子点を用 いて $\phi_{i+1/2}$ を近似し3次精度の上流差分を以下の形で 得る:

$$\phi_{i+1/2}^{(\text{KK})} = \phi_{i+1/2}^{(4\text{th})} + \frac{\alpha}{12} \text{sgn}(u_{i+1/2})[-\phi_{i-1} + 3\phi_i - 3\phi_{i+1} + \phi_{i+2}].$$

ここで、 $\phi_{i+1/2}^{(4\text{th})}$ は4次中央差分を表し、

$$\phi_{i+1/2}^{(4\text{th})} = \frac{1}{12} \left[-\phi_{i-1} + 7\phi_i + 7\phi_{i+1} - \phi_{i+2} \right].$$

で定義される.本スキームにおいて α は3次オーダーの 残差項の係数を決めるパラメターとなっており、 α =0,1 のときにそれぞれ4次中央差分、3格子点で表現した(通 常の)3次上流差分に対応する.差分誤差に伴うエネル ギー散逸率は α によって決定されると考えられるため、 本研究では α に対する依存性から差分誤差の影響を調べ た.不安定境界層を想定した理想実験を0<α≤1の範 囲で実施し,特に鉛直方向の乱流フラックスの依存性に ついて解析した.

3. 結果

差分誤差に起因するエネルギー散逸は. αの増大とと もに大きくなるが、乱流スキームによるエネルギー散逸 との総量は α にはほとんど依存しておらず, 北村と西 澤 (2016)の結果と整合的であることを確認した (図略). 図 1(a) に GS 成分と SGS 成分の温度フラックスの鉛直分 布をα=0.25,1の場合について示した.先に述べたよう に、差分誤差によるエネルギー散逸は SGS 成分のフラッ クスに影響を及ぼしうることが予想されるが、SGS 成分 のフラックスは α の値にはほとんど影響を受けないこと が分かった、一方で、GS 成分のフラックスは α の増大 とともに小さくなるとの結果を得た.このことにより, 地表面からの顕熱は α の増大とともに小さくなっており (図 1b). 境界層の温度分布に少なからず影響を及ぼして いる.エネルギースペクトルにおいて. αの増大ととも に高波数域のエネルギー散逸領域が拡大する傾向が見ら れ、エネルギー散逸の主要因によって定常となるスペク トル分布は異なっている (図略). この結果として、GS 成 分のフラックスが差分誤差由来のエネルギー散逸の寄与 率に影響するものと考えられる. 差分誤差由来のエネル ギー散逸によらず. GS 成分の正味のエネルギー収支は 整合的となるものの. 鉛直方向の乱流輸送には影響があ るため、この観点からは ILES の手法が必ずしも有効と は言えなくなることを示唆している.

参考文献

気象庁予報部,数値予報課報告・別冊第60号(2014) 北村 祐二,西澤 誠也,日本気象学会2016年春季大会予稿集 D459(2016)

Kawamura, T. and Kuwahara, K., AIAA Paper, 84-0340 (1984)



図1 (a) 水平平均した温度フラックスの GS 成分 (実 線) と SGS 成分 (点線) の鉛直分布. 黒及び灰色はそれ ぞれ α = 0.25,1 の結果を示している. (b) 水平平均した 地表面温度フラックスのα 依存性.

ひまわり8号を用いた黄砂濃度の変化による雲特性への影響評価 *山岸拓矢(東海大),竹中栄晶(JAXA),永尾隆(JAXA),中島孝(東海大)

1. 背景

2015年7月7日に正式運用が開始された静止気 象衛星ひまわり8号は、以前のひまわり7号に比べ て、多チャンネル化、高解像度化、高頻度化等が図 られている.ひまわり8号には赤、緑、青の各バン ドが装備されたため、これまで以上に地球表面の 様子を判別できるようになった.実際、ひまわり 8号から得られた RGB合成画像を見ると、雲域 や地球上で発生する諸現象が詳しく表現され る.例えば、黄砂が日本上空に流れてきた事例を 可視化すると黄砂領域が黄色に見えることか ら、雲との識別が容易になった.

2. 目的

ひまわり 8 号の観測データより雲特性を推定 し,地上ライダーから観測したエアロゾル量との 関係を調べることにより,黄砂が雲特性に与え る影響を評価することを目的とする.

3. 研究方法

3-1. ひまわり8号標準データの可視化と解析対象日時の検索

ひまわり 8 号標準データを人間の目で見たと きと同じように RGB 合成で可視化することで雲 の動きや黄砂を確認し,解析対象になりうる事例 を目視判読で探索した.ひまわり 8 号標準データ を用いる期間は 2016 年,2017 年とした.以下に, 解析対象になりうる日にちの可視化後の画像を Fig.1 に示す.



Fig.1 解析対象の事例(2016年4月9日)

3-2. 雲特性解析及び定量評価

雲特性解析には日本の地球観測衛 星, ADEOS-II, GOSAT, GCOM-C, EarthCARE で標準的 に用いられる解析システム CAPCOM を使用した。 CAPCOM は輝度データから雲特性を推定するプロ グラムである. 今回は準備解析としてひまわり 8 号標準データではなく, MODIS (TERRA) データを 用いて研究対象の事例について解析した. MODIS (TERRA) データは LAADS DAAC より入手した.

4. 研究結果



Fig.2 事例の光学的厚さと雲粒有効半径の関係 (2016 年 4 月 9 日の事例)

5. 考察

雲の光学的厚さを τ ,水の密度を ρ ,雲粒有効 半径を r_e 雲の鉛直積算雲水量を *LWP* とすると、 次の(1)式が成立する.

$$\tau = \frac{3}{2} \frac{LWP}{\rho r_e} \tag{1}$$

式(1)で*LWPを*一定と仮定すると雲粒有効半径と 光学的厚さは逆比例することが分かる. Fig.2 よ り,式(1)の関係を確認することが出来た.

6. まとめ

現状, MODIS (TERRA) での解析値を求めること が出来た. 今後, ひまわり 8 号標準データを用い た CAPCOM での解析環境を構築, また黄砂濃度と 雲特性の相関関係の把握に努める.

参考文献

1) 早坂忠裕,雲の放射特性の基礎,低温科学 Low Temperature Science, 2014 年 3 月 31 日,72: 145-150.

スバルバール上空でライダーにより観測された上部対流圏・成層圏エアロゾルの季節変動 白石浩一(福岡大学)、柴田隆(名古屋大学)、塩原匡貴(国立極地研究所)

はじめに

極成層圏は、ブリューワ・ドブソン循環のシン ク領域であり、そこに存在する成層圏エアロゾル は低緯度からの水平輸送や対流圏-成層圏交換過 程などの影響を受けて、鉛直構造も複雑になって いることが予想される。我々は、北極域での北極 ヘイズを含む対流圏エアロゾルや雲の高度分布 を観測するために、2014年3月にノルウェイ、ニ ーオルスンに2波長ミー散乱ライダーを設置し、 連続観測を開始している。受信装置に成層圏エア ロゾル観測用の受信チャンネルも内蔵している ため、成層圏エアロゾルの鉛直分布も導出可能で ある。本研究では、それらのデータを用いて、成 層圏・対流圏界面高度域のエアロゾル高度分布・ 季節変動を明らかにし、極域成層圏エアロゾルの 維持機構、影響を与える輸送・生成過程について 調べることを目的にしている。

観測装置と解析

観測に使用したライダー装置は、光源として、 Nd:YAG レーザーの 1064nm、532nm を利用した。受 信は、口径 20cm の望遠鏡を使用し、532nm での射 出したレーザー光の偏光面に対して、平行な成分 と垂直な成分、1064nm の合計成分(平行+垂直)に 分けて行った。受信した後方散乱光は、光電子増 倍管で電気信号に変換され、Licel トランジェン トレコーダーを用いて、アナログ計測とフォトン カウント計測で同時に計測された。

測定された信号 (532nm フォトンカウント計測) は、4時間の時間積算を行い、高度方向にも移動 平均(高度分解能750m)を行った。Fernald 法を用 いて解析した(標準化高度 25-30km、ライダー比 30sr)。対流圏に光学的に厚いエアロゾルや雲な どが存在する場合、成層圏エアロゾルの光学特性 の誤差も増大する。そのため、高度 25-30km で測 定信号の誤差が6%以下になるように、対流圏(1-12km)で1064nmの散乱比の最大値が40以下の場 合に限定して、解析を行った。

結果

Fig1 に、2015 年 3 月から 2016 年 2 月にかけて観 測された成層圏エアロゾルの散乱比の鉛直分布を季 節別に示す。いずれの季節でも上部対流圏-対流圏界 面高度(7-12km)付近での変動が大きくなっている。 冬季には、極成層圏雲の生成に伴い成層圏エアロゾ ルの増大が観測された。また、冬季に対流圏界面高 度付近(8-11km)での変動が大きく、雲の影響が観測 されていた可能性がある。

Fig2 に 2015 年 3 月から 2016 年 2 月にかけて観測さ れた積分後方散乱係数の時間変化を積分高度範囲別 に示す。極成層圏雲を観測していない対流圏界面高 度から高度 25km の高度域のエアロゾル積分後方散 乱係数は 0.7-4.0×10-7sr の低い値を示した。高度 20-25km の積分後方散乱係数では、夏季に増加が観 測された。発表では、2014 年から 2017 年の 3 年間 の結果について示す予定である。







Fig.2 Time variations of tropopause height (upper) and integrated backscattering coefficient of stratospheric aerosol.

理想化された大気循環モデルの水惑星実験における QBO 的振動について

大海 慎之輔,納多 哲史,余田 成男(京大院理)

1. はじめに

大気循環モデルを用いた赤道成層圏準2年周期 振動現象の理解を目指した実験が数多くなされて きた.最近では,Yao and Jablonowski (2015)が 乾燥大気力学コアで理想化された条件下において 4つの移流スキームについて実験を行ったところ, 各スキームで大きく異なる QBO 的振動が得られ, また1つのスキームでは QBO 的振動は得られな かった.本研究では,理想化モデルの水惑星実験 においてモデル上端高度およびモデルの上端付近 の境界条件を変化させることによって得られる QBO 的振動の違いとその原因について調べた.

2. 実験設定

モデルは地球流体電脳倶楽部の DCPAM5

(Takahashi et al. 2014)を用いた.地表面を一様に海面とした水惑星の条件の下で,標準実験における解像度はT42L80(σ 面,モデル上端高度は約85km)とし,SSTは一様に300Kとした.本研究ではモデル上端高度および上端付近に設定するスポンジ層を同時に変化させたTop height実験(表1)と,モデル上端高度はそのままでスポンジ層を有効とする層の数を変化させたCut-off height実験(表 2)の2実験群を行った.スポンジ層におけるRayleigh damping は Boville(1986)を参考に,モデル上端高度に合わせて変化させた.いずれの実験も積分期間は1095日とし,実験開始から最初の300日間をスピンアップ期間として解析対象から除いた.

3. 実験で得られた QBO 的振動

L40 を除く 8 つの実験すべてで QBO 的振動が 得られた(図 1;標準実験のみ). σ =0.01 を基準 として振動の周期を取ると,両実験群においてス ポンジ層の下端高度が高くなるにつれて周期は長 くなる傾向が見られた.しかし L80_20 と L80_0 では、Rayleigh damping が微小にもかかわらず QBO 的振動の振幅および周期が小さくなり、ス ポンジ層の取り扱いに注意が必要であることが分 かった.発表では、各実験でのパラメータ依存性 について詳細に報告する予定である.

表 1: Top height 実験の設定

実験(数字は鉛直	上端高度	スポンジ層下端高度	
層数)	(km)	(km)	
L40	約 57	約 16	
L60	約 71	約 30	
L80(cntl)	約 85	約 43	
L100	約 99	約 58	
L120	約 113	約 72	

表 2: Cut-off height 実験の設定

実験(L80	スポンジ層	スポンジ	スポンジ層最下	
と L80_40	下端高度	層数	層の Rayleigh	
は共通)	(km)		damping (/day)	
L80_0	0	80	2.16×10^{-9}	
L80_20	約 20	50	4.07×10^{-7}	
L80_40	約 43	16	2.35×10^{-4}	
L80_60	約 60	8	6.94×10^{-3}	
L80_75	約 75	2	0.219	



図1:標準実験L80の帯状平均東西風の時間高度断面

財前祐二、梶野瑞王、足立光司、五十嵐康人、折笠成宏、田尻拓也(気象研究所)

1. はじめに

気象庁が提供する非降水時(霧や雨、雪などの降水粒子が 無い状態)の視程ガイダンスは、現在、経験式により相対湿 度の予想値のみから計算されているが、近い将来、モデルに よるエアロゾル予測データを用いることを計画している。非 降水時の視程低下は、ほぼエアロゾルの散乱・吸収に起因す るが、エアロゾルのサイズ分布、組成(吸湿特性、複素屈折 率)、混合状態、形状等多くのパラメータに依存すると考えら れるので、新たな予測式を作成するに当たっては、各パラメ ータの重要度を把握する必要がある。そこで、手始めとして、 エアロゾルのサイズ分布や組成の観測データから、消散係数 を算出し、視程計から得られた消散係数を再現することを試 みた。

2. 方法

エアロゾル観測データは、2016年11月から2017年5月ま での気象研(つくば市)での値を用いた。試料空気は、高度 約20mのPM10インレットから室内に吸引した後、拡散ドライ ヤで相対湿度30%以下に乾燥し、各測定器に導入した。粒子の 透過率補正は吸湿膨張も考慮して行った。主な測定器は、 SMPS, APS, POPC(偏光 OPC), サルフェートモニタである。エアロ ゾルは、サイズ及び偏光解消度から AP(人為起源粒子)、SS (海塩)、MD(鉱物)の3種に分類した。それぞれのエアロ ゾル組成に対し、 κ (吸湿特性)と複素屈折率を仮定して球 形粒子の Mie 散乱理論から 500nmの波長に対する消散係数 を求めた。なお、視程観測データは、隣接する高層気象台に おける VAISALA, WB7532の測定データを用いた。

3. 結果

観測データとの相関係数は、r=0.60 であり、現行のガイダ ンス計算式(r=0.18)や、その基になっている Iwakura and Okada(1999)の経験式(r=0.25)と比べて、改善がみられたが、 factor=2 程度の系統誤差(過小評価)があった。現行ガイダ ンスやIwakura and Okadaの式は、人為起源粒子を対象と しているので、鉱物粒子の濃度増加事例で大きく外れること によりスコアが低くなっている。

ランダム誤差の要因で最も大きいのは、κの誤差によるも のである。APのκは固定値にしているが、実際は、0.1-0.6 程度の幅で変動する。また、霧の発生前と蒸発後で、観測値 と測定値の比が異なることから、相変化のヒステリシスも効 いていると考えられる。

系統誤差の原因については、今のところ特定できていない。 RHとは無関係である。APをSF(硫酸塩:40%)、OC(40%)、 BC(20%)の外部混合あるいは内部混合に仮定しても、大きな 変化は無かったことから、混合状態の影響は小さいと考えら れる。しかし、計算値の過小評価は、サイズ分布のモード径 が小さいとき大きくなる傾向があり、また、BC 濃度、硫酸塩 濃度、エアロゾル総体積、(視程計による)消散係数などの増 加に伴って、大きくなる傾向がみられた。すなわち、エアロ ゾルのエージングや総量の増加を示すパラメータの増加に伴 って、過小評価の程度が減少する傾向があった。これらの傾 向は、前方散乱型視程計の感度特性(小さい粒子に対して感 度が減少)から予測される方向とは逆センスである。



図1. RHの変化傾向と観測・測定消散係数比



図2. モード粒径と観測・測定消散係数比

4. まとめと今後

観測値と測定値の一致レベルは満足できるものではない。 今後、全般に詳細検討するが、特に視程計は主に霧を対象と して校正されている可能性があるので、エアロゾルの測定値 については、ネフェロメータなども用いて比較検討したい。

参考文献

Iwakura, S., and Okada, K., Papers in Met. and Geophys., 50,81-90, 1999

NICAM を用いたラドン高濃度イベントの解析

*石島健太郎¹、滝川雅之¹、山下陽介¹、八代尚²、小玉知央¹、佐藤正樹³、 坪井一寛⁴、松枝秀和⁴、丹羽洋介⁴、森泉純⁵、山澤弘実⁵、遠嶋康徳⁶、平尾茂一⁷ (1.JAMSTEC、2. 理研計算科学、3. 東大 AORI、4. 気象研、5. 名大工、6. 環境研、7. 福島大)

<u>1. はじめに</u>

低気圧とそれに伴う前線活動は大気汚染物質 等の輸送において重要な役割を担っている。東ア ジア域では、春に太平洋上での低気圧の発達に伴 い寒冷前線が発達し、その低気圧に向かって空気 が吹き込む際に前線の後背部の低温部分に大陸 起源の汚染物質が溜まり、その高濃度部分が前線 とともに移動することで放出源から離れた地域 でも時折高濃度の汚染物質が観測される(越境汚 染)。大気化学輸送モデルを用いた研究において は、寒冷前線は一般に数十キロスケールの幅を持 っため、それよりも細かな水平解像度が必要とな る。

ラドン(²²²Rn)は半減期が約3.8日の放射性同 位体で、陸域全体が放出源となっており、また化 学的に不活性で降水等による沈着もないため大 気モデルの輸送検証によく用いられる。

本研究では、大気輸送モデルを用いてラドンの 大気中濃度の計算を行い、大気連続観測で見られ る低気圧や前線活動に関連したラドンの高濃度 イベントに着目し、そのモデルによる再現性の解 像度依存性等について調べた。

<u>2. モデル計算</u>

非静力学モデル NICAM の鉛直 38 層、水平解 像度は全球格子間隔 223km、56km、14kmの3種 類を用いた。積雲対流パラメータスキームは 224km、56km でのみ、また雲微物理スキームは 14km でのみ用いた。海面水温データ(OISST weekly)を与えたフリーランを行い、計算期間は 2009-2015 年の7年間である。ラドンの地表フラ ックスとしては、土壌中のラジウムや水分の含有 量の時空間分布を考慮して見積もられた月別の 気候値(Hirao et al., 2010)を用いた。

<u>3. 解析</u>

観測・モデルの時系列データに対して fitting を 用いた高濃度イベント判定手法を適用し、イベン ト日時の再解析気象データ (ERA-Interim) やモデ ル計算値を抽出し、その後の解析に用いた。統計 的アプローチとして、それらのデータに対してク ラスタ解析や、コンポジットをとるなどしてイベ ント時の気象パターン等についても調べた。

3. 結果

ラドンフラックス推定誤差の影響が少なく、モ デル輸送の影響を見るのに適した南鳥島(24N, 154E)のデータの解析結果を図1に示した。観測、 モデルともに DJF、MAM、SON、JJA の順にイベ ント頻度が高いという傾向を示す。イベント時の 濃度比はモデルが過小気味だが、イベント頻度の 高い冬・春においては、解像度が上がるほどピー クは大きくなり観測に近い値を示す。これらの季 節のイベント時のラドン濃度分布のコンポジッ トを見ても、モデル水平解像度が高いほど前線周 辺のラドン濃度勾配が急になっており、それを作 り出す前線構造がより現実的に再現されている ことが示唆された。発表では落石岬など他地点の 結果も併せて示す。



図1. 南鳥島におけるラドン高濃度イベントの頻度 (上段)とそれらイベントの平均濃度の季節平均濃 度に対する比(下段)。各季節で左から観測、モデル 水平解像度223km、56km、14kmを表す。

謝辞 本研究は、文部科学省ポスト「京」重点課 題4(hp160231、hp170232)の元で実施したもの です。また本研究成果は「京」を利用して得られ たものです。 北海道全域における積雪中ブラックカーボン濃度分布 *石井和樹(北大院工),安成哲平(北大院工・北大北極研),秋山雅行(道総研環境研), 山口高志(道総研環境研),的場澄人(北大低温研),村尾直人(北大院工)

1. はじめに

ブラックカーボン(黒色炭素:BC)はPM_{2.5}の中 に含まれている代表的な大気汚染微粒子の1つであ る¹。BCは熱光学的分析の際には元素状炭素(EC) とも呼ばれ²,ディーゼルエンジンの排気ガスや石 炭の燃焼、森林火災、バイオマス燃焼など、炭素を 主成分とする燃料が不完全燃焼した際に発生する。 一方、このBCが雪氷面に沈着すると反射率(アル ベド)を低下させ、積雪の融解を加速させるため、 気候へ影響を与えることが議論されている^{3,4,5}。そ のため、BCの気候への影響を評価する上で、様々 な地域における積雪中の濃度を把握することが重要 である。しかし、日本においてはBCの観測点は全 国的に限られており、BCの空間分布を知ることは 容易ではない。また、北海道全域における BC 濃度 分布は未だ明らかになっていない。

本研究の目的は北海道の全域で採取された積雪を 用いて、北海道の積雪中の BC 濃度の実態を初めて 把握し、質量濃度分布を作成し、その要因や起源を 気象データや再解析データを組み合わせて議論して いくことである。

今回の発表では、全道各地域で採取した全層積雪 を用いて分析を行い、作成した北海道における積雪 中の BC 質量濃度分布について紹介する。

2. 試料採取および分析方法

試料採取地点として、環境科学研究センターがサ ンプリングを行っている北海道全域から計 62 地点 で試料採取された。採取期間は2016/2/16~2016/3/7 までの間で各地点1回ずつ行われた。採取された雪 を融解後、メンブレンフィルター(0.8µm)に濾過 し、冷蔵保管した。保管したフィルターを2Nの塩 酸を用いて、フィルターに付着していると考えられ る土壌粒子中の炭酸塩の除去を行った。フィルター 乾燥後、アセトンを用いて溶解し、その溶解液を石 英繊維フィルター(2500QAT-UP, Pallflex Products Corp.)に濾過した。

炭素成分(元素状炭素:EC;有機炭素:OC)の 分析はカーボンアナライザー(DRI Model 2001)を 用いて、Improve プロトコルによる熱分離光学補正 法により行った。補正法は本研究では気体ではなく、 積雪融解水(液体)を石英繊維フィルターに濾過し ていることため、粒子がフィルターの奥深くまで入 り込んでいる可能性が高いといった理由から透過率 を選択し計算を行った。EC と BC は等価なものと して扱う。測定には、積雪を濾過した石英繊維フィ ルターを0.515 cm²切り抜いたものを用いた。また、 分布作成には、各フィルター3回ずつ分析を行い、 その平均値を代表的な質量濃度として採用した。

3. 結果

図1に地点ごとの濃度をプロットしたものを示す。 各地点同じ採取日時ではないが、北海道西側及び道 央の南側の地点で比較的高い濃度であった。代表的 な地点として、札幌 122.3ppbw、利尻 68.8ppbw で あった。また、これらの値は現時点では、ろ過の捕 捉効率や炭酸塩除去の効果の補正は行っていない。

発表当日は、ろ過の捕捉効率や炭酸塩除去の影響 についても紹介する予定である。



図1. 北海道における全層雪の EC 濃度 (ppbw)

参考文献

1: Bond,T.C., et al. (2013), J. Geophys. Res. Atmos., 118, 5380-5552,

2: Bond, T.C., and R.W.Bergstom (2006), Aerosol Sci. Technol., 40(1), 27-67,

 Hansen, J., and L. Nazarenko (2004), Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 101(2), 423–428, doi: 10.1073/pnas.2237157100.

4: Flanner, M. G., C. S. Zender, J. T. Randerson, and P. J. Rasch (2007), J. Geophys. Res., 112, D11202, doi:10.1029/2006JD008003.

 Yasunari, T. J., R. D. Koster, W. K. M. Lau, and K.-M. Kim (2015), J. Geophys. Res. Atmos., 120, 5485–5503. doi: 10.1002/2014JD022977.

謝辞

本研究で使用した積雪サンプルは北海道立総合研 究機構環境科学研究センターの雪サンプリングを行 っている方々によって採取された。また、メンブレ ンフィルターまでの濾過に関しても、酪農学園大学 の協力者のもと行われた。札幌(北大)のサンプル 採取は低温科学研究所との共同研究の元行われた。

ライダー観測に基づくエアロゾル光学特性の発生源ごとの特徴

*及川栄治¹、石井昌憲¹、白石浩一²、西澤智明³、是津耕司¹ 1)情報通信研究機構、2)福岡大学、3)国立環境研究所

1. 背景

2.5μm以下の大きさのエアロゾルであるPM_{2.5}は、 人体の気管支や肺にまで到達するため、健康影響 が懸念されている[WHO, 2005 など]。また、黄砂イ ベントから1週間以内は小児喘息による入院リスクが 上昇することや黄砂による土壌性ダストの濃度が環 境基準値以下であっても入院リスクが上昇すること が確認されている[Kanatani et al., 2010 など]。

ライダーからエアロゾルの鉛直分布が観測可能で あり、偏光成分を観測することによって、球形粒子と 非球形粒子の分離ができるため、ライダー観測によ る黄砂イベントの情報が疫学研究で利用されている。 福岡大学と情報通信研究機構が協力して、2014年5 月に福岡大学に多波長ラマンライダーを設置した。 本研究では、福岡大学のライダーデータからエアロ ゾルの解析を行い、発生源によるエアロゾルの光学 特性の違いを調べる。それにより、黄砂と国内の土 壌性ダストで入院リスクが異なるのかなどの健康影 響を解明することを目的としている。

2. 方法

福岡大学のライダーデータの解析には、 Nishizawa et al. [2017]による多波長ラマンライダー の解析アルゴリズムを用いた。波長 532nm(偏光成 分あり)、1064nmのミー散乱の信号と波長 607nmの ラマン散乱の信号(波長 532nmの窒素のラマン散乱 光)の観測値からエアロゾルの光吸収特性の指標で あるライダー比や非球形粒子と球形粒子の割合の 指標である偏光解消度などの光学特性の導出を行った。

3. 結果

2015年3月9日の事例解析を行った。図1は、 波長 532nm における減衰補正なしの後方散乱係 数、エアロゾルのライダー比と偏光解消度を示し ている。今回観測されたエアロゾルは、ライダー 比が 60sr 程度、偏光解消度が 0.1 以下であること から、吸収性物質を含んだ球形粒子が多いと考え られるので、ススなどを含んだ大気汚染物質であ ると推測される。後方流跡線解析を行うと、この エアロゾルは中国から輸送されてきたものであ ることが分かった。今後は、このような事例解析 を増やして、エアロゾルの発生源により、日本上 空でのエアロゾルの光学特性がどのように異な るのか調べる予定である。



図 1. 2015 年 3 月 9 日 18 時から 24 時の福岡上空 における波長 532nm の減衰補正なしの後方散乱 係数、エアロゾルのライダー比と偏光解消度。

参考文献

Kanatani, K.T., et al. (2010) Am. J. Respir. Crit, Care Med., 182, 1475-81.

Nishizawa, T., et al. (2017) J. Quant. Spectrosc. Raiat. Transfer, 188, 79-93.

WHO (2005) WHO air quality guidelines global update 2005.

奈良における地上光学観測データ解析によるエアロゾルの経年変化

*久慈 誠、山本 咲、萩原 美沙子 (奈良女子大学)

1. はじめに

エアロゾルは太陽放射を散乱・吸収することによって 直接的に、また雲の凝結核となることによって間接的に、 地球の放射エネルギー収支に影響を及ぼす。また、エア ロゾルは大気環境に影響を与える要因の一つである。近 年、東アジア域では急速な経済発展に伴う大気汚染が深 刻化しており、エアロゾルによる大気環境への影響が懸 念されている。その為、エアロゾルの動態を把握するこ と、特に人間の住む大気下層のエアロゾルの動態を把握 することは重要である。

そこで、本発表では空気サンプリング、リモートセン シング、並びに目視観測によって得られた奈良における エアロゾルの経年変化について報告する。

2. 観測データと解析方法

本研究では、Optical Particle Counter (OPC)、サン フォトメータ (MICROTOPS)、並びに視程観測データ を使用した。

【OPC】光散乱によってエアロゾルの粒子数濃度を粒径 毎に測定する。観測粒径は、0.3 µm 以上、0.5 µm 以上、 1.0 µm 以上、2.0 µm 以上、5.0 µm 以上である。観測 場所は奈良女子大学、観測時刻は 14:00 JST である。観 測期間は 2013 年 9 月から現在も継続中である。

【MICROTOPS】太陽直達光の波長別の測定から、エア ロゾル量に相当する光学的厚さを推定することができ る。観測波長は380、440、675、870、936 nm である。 観測場所は奈良女子大学、観測時刻は14:00 JST であ る。観測期間は2014 年 2 月から現在も継続中である。

【視程】視程とは、地表面付近の大気の混濁具合を見通 しの距離で表したものである。本研究では、気象庁ホー ムページで公開されている奈良の視程観測データを使用 した。観測は 9:00、15:00、21:00 JST の1日3回行わ れているが、OPC と MICROTOPS の観測時刻に最も 近い 15:00 JST のデータを使用した。

尚、OPC と視程の比較については非降水時のみの データを、OPC と MICROTOPS の比較については快 晴時のみのデータを使用した。

3. 結果

図1に2013年9月から2016年12月における粒径区間毎の粒子数濃度と視程の月平均値の時系列を示す。この図から、0.3~0.5 μ m(×)と0.5~1.0 μ m(+)の2つの粒径区間の粒子数濃度と視程は同様の変動が見て取れる。さらに観測開始から3年間について、9月から翌

8月までの1年度毎の平均値を調べたところ、視程は単 調増加していることがわかった。さらに、粒径0.3~1.0 μmの粒子数濃度が単調減少していた。このことから、 奈良盆地では特に小粒子の数濃度が減少し、視程が良く なっていることが示唆される。



図1 2013 年 9 月から 2016 年 12 月における粒径毎 の粒子数濃度と視程の月平均値の時系列。左縦軸は粒 子数濃度 (Particles L^{-1})、右縦軸は視程 (km)、横 軸は年/月を示す。尚、粒子数濃度は常用対数で表して いる。×は0.3~0.5 μ m、+は0.5~1.0 μ m、□は1.0 ~2.0 μ m、▽は 2.0~5.0 μ m、◇は 5.0 μ m 以上の粒 子数濃度、●は視程を表す。

さらに、波長 440 nm におけるエアロゾルの光学的厚 さと、波長 440 nm と 870 nm の光学的厚さから推定さ れたオングストローム指数の経年変動を調べてみたとこ ろ、観測を行った3年間では、光学的厚さ、オングスト ローム指数ともに単調減少となった。これは奈良上空の エアロゾル量が減少しているとともに、大粒子の割合が 相対的に大きくなっていることを示す。

4. まとめと今後の課題

OPC、MICROTOPS、並びに視程観測データの解析 を行い、3年間にわたる奈良におけるエアロゾルの特徴 について調べた。その結果、地表面付近のエアロゾル量 が減少し、視程が増加傾向にある事がわかった。さらに、 大気全層のエアロゾル量も減少し、大粒子の割合が相対 的に大きくなっている事がわかった。

今後は微小粒子状物質 Particulate Matter 2.5 (PM2.5) との比較を行うことで、より詳細に奈良におけるエアロゾルの動態把握を進める予定である。

謝辞 視程観測データは気象庁より提供を受けました。 御礼申し上げます。奈良女子大学の藤井美有紀さんには データ解析でご協力頂きました。

南極昭和基地における凝結核濃度の季節・経年変化

原圭一郎¹·三上七海¹·長田和雄²·林政彦¹·塩原匡貴³·山内 恭³

1:福岡大、2:名古屋大学院·環境学、3:極地研

1. はじめに

南極地域は人間活動から隔離されているにもかかわ らず、大気中にエアロゾルが存在している。南極域の 大気エアロゾルを系として維持している過程として、南 極周辺海域からの海塩粒子放出、海氷域からの海塩 粒子放出、海洋生物活動からのエアロゾル前駆物質放 出、その後の新粒子生成と粒子成長などが指摘されて いる。他には低中緯度域からの長距離輸送や夏季の 南極への観光の影響も議論されているが、いずれも十 分に解明された訳ではない。ここでは、南極対流圏エア ロゾルシステムが関連する諸過程を理解することを目 的とする。

2. 観測と解析

南極昭和基地における凝結核(CN)濃度の観測は、 1997年4月からモニタリング観測の一部として開始され、現在も継続中である。1997年から2016年12月で は、CN濃度の計測には、CPC-3010(TSI、Dp>10 nm) を使用し、2014年2月からはCPC-3783(TSI、Dp>7 nm)を使用している。CN濃度の計測時間分解能は1 分である。今回は、3010で計測されたCN濃度を解析 対象とした。風の条件によっては基地主要部の局所汚 染の影響を受けるため、風向、風速、およびCN濃度の 10分平均と標準偏差を参照して局所汚染データを取り 除いた。空気の履歴を調べるため、5日間の後方流跡 線解析をNOAA-HYSPLTモデル(Vertical motion modeとNCEP-reanalysis)を使用して計算した。

3. 結果と考察

1997 年から現在までの約 20 年間、年ごとに CN 濃 度の季節変化に若干の違いはあるものの、昭和基地 で観測された CN 濃度変化には明瞭なトレンドは確認さ れなかった(Fig. 1)。同様の結果は Neumayer 基地の CN 観測でも指摘されていた(Weller et al., 2011; Asmi et al., 2013)。昭和基地で得られた観測期間の CN 季 節変化(Fig.1)をみると、CN 濃度は冬季(5 月中旬~8 月下旬頃)に極小を示す。また、冬季でも CN 濃度は、 時折、春季~夏季の CN 濃度に近くなることがあった。 さらに、CN 濃度は、春季(9 月下旬~10 月上旬)、12 月、2月下旬~3月上旬にそれぞれ極大を示す傾向が 確認された。この季節変化は、南極沿岸部に位置する 各観測基地(Neumayer、Mawson、Troll)でも観測され ており(Weller et al., 2011; Gras et al., 1985; Fiebig et al., 2014)、南極沿岸部で共通して起こり得るような規 模の過程が関係していることが示唆される。南極点 (Amundsen-Scott)基地では、9-10月の春季極大は確 認されず、11 月に極大を示す変化となっていた(Fiebig et al., 2014)。空気塊の履歴とCN濃度を比較すると、 冬季の低 CN 濃度時は大陸上の自由対流圏からの輸 送に対応していた。春~夏にかけては、境界層内の輸 送時に CN 濃度が低くなることが多かった。春季の高 CN 濃度時は自由対流圏からの輸送と対応しているこ とが多く、Hara et al.(2011)で確認された様に、自由対 流圏での新粒子生成と粒子成長が関係していると考え られる。冬の CN 高濃度時は境界層内の輸送と対応し ていることが多く、海氷域からの海塩粒子放出が大きく 寄与している様である。当日は、海氷面積、日射量の 変化などと合わせて議論し、南極対流圏大気中のエア ロゾル維持過程について報告する予定である。

謝辞:本研究で使用した CN データは、JARE38 から行われたモニタ リング観測データである。長期の CN 観測は、各隊次の越冬隊員の 協力により行われた。

References

- Asmi, A., Atmospheric Chemistry and Physics, 13, 895-916, doi:10.5194/acp-13-895-2013, 2013.
- Fiebig, M. et al., Atmospheric Chemistry and Physics, 14(6), 3083–3093, doi:10.5194/acp-14-3083-2014, 2014.
- Gras, J. et al., Journal of Atmospheric Chemistry, 3(1), 93–106, doi:10.1007/BF00049370, 1985.
- Hara, K. et al., Atmospheric Chemistry and Physics, 11(11), 5471-5484, doi:10.5194/acp-11-5471-2011, 2011.
- Weller, R et al., Atmospheric Chemistry and Physics, 11(24), 13243-13257, doi:10.5194//acp-11-13243-2011, 2011.



Figure 1 Variation of CN concentrations (D_p>10nm) at Syowa Station, Antarctica during March 1997-December 2014. Open circles and thick line indicate daily mean and 15-day running mean CN concentrations, respectively.

複数の力学的ダウンスケーリングに基づく ニセコにおける積雪の将来変化

勝山 祐太・稲津 將(北大院理), 中村 一樹(防災科研),的場 澄人(北大低温研)

1. はじめに

雪崩などの雪氷災害の一因となる積雪は,地球 温暖化に伴い,今後大きく変化することが予想さ れる.その積雪の地球温暖化影響予測は,全球気 候モデル(GCM)の出力をダウンスケーリング した気象場の将来予測を積雪変質モデルの入力値 とすることで,積雪の将来予測を行っている

(Rasmus et al., 2004).

しかし, GCM による将来予測は,全球気温変 化や低気圧経路,モンスーンの変化などに予測の 不確実性が含まれる.これらは積雪の将来予測に 対しても不確実性をもたらすと考えられる.

本研究では、複数の力学的ダウンスケーリング による気象場の将来予測(Inatsu *et al.*, 2015)を積 雪変質モデルの入力値とすることで、積雪の将来 変化を不確実性とともに推定した(Katsuyama *et al.*, 2017).

2. 方法

本研究では、気象場の将来予測データとして、 3 種類の GCM (MIROC, ECHAM, CCSM) 出 力のうち、現在気候(1990年代)と将来気候(全 球平均気温2K上昇年代)をそれぞれ10年分力 学的にダウンスケーリングしたものを使用した. この気象データのうち、倶知安町のアンヌプリ山 の近傍グリッドのデータを積雪変質モデル

(SNOWPACK) に入力した. SNOWPACK モ デルの再現性の検証は、北海道大学低温科学研究 所(札幌)における積雪断面観測データとの比較 によって行った.

3. 結果

SNOWPACK モデルは、札幌における積雪断面 観測データとの比較の結果、月ごとの平均積雪深 と積雪全層に対するざらめ雪の割合(ざらめ化率) を精度よく再現していることを確認した(図略).

現在気候に対する将来気候の月平均積雪深は最 大約70cmの大幅な減少が見られ,融雪期の減少 が特に顕著だった(図).また,全球気温の将来変 化を固定した場合の予測の不確実性は、融雪期に 特に大きかった.(図).

また,将来気候のざらめ化率は現在気候のそれ よりも早い時期から上昇するようになっていた (図略).これは,融雪期特有の雪崩のリスクが現 在よりも早い時期から高まることを示唆している.

参考文献

Rasmus *et al.* (2004), *Ann. Glaciol.*, 38, 238-244. Inatsu *et al.* (2015), *Atmos. Sci. Lett.*, 16 (3), 297-304. Katsuyama *et al.* (2017), *Cold Reg. Sci. Technol.*, 136, 62-71.

謝辞

積雪断面観測データは、北海道大学低温科学研 究所と気象庁気象研究所の共同観測によって得ら れたものを使用した.また、本研究は気候変動適 応技術社会実装プログラムおよび科学研究費 26310201の支援を受けた.



図 アンヌプリ山における現在気候に対する月平 均積雪深の将来変化.

経験的統計ダウンスケーリング手法(ESD)による複数気象要素の同時再現 - 再解析データの影響と力学的ダウンスケーリング結果との比較-

西森基貴・遠藤伸彦(農研機構・農環研)

1. はじめに

地方地域における気候変動への適応策立案が急務と なる中、高精度な影響評価のためには、全球モデル予測 の精度改善とともに、力学的・統計的ダウンスケールに おける不確実性評価もますます重要となる。統合地域ダ ウンスケーリング計画 (CORDEX) においても 2013 年 に経験的手法(ESD)グループが設立され、ウェザージ ェネレータも含む手法比較や境界条件による不確実性評 価が行われている。筆頭著者は、正準相関解析による多 変量線形重回帰法 (Nishimori and Kitoh, 2006 (NK2006): ISMD) を CORDEX -ESD に登録し、南米アルゼンチン を対象とした共通実験(2015秋大会 P394)、および改良 手法の日本への適用と JRA25 境界力学ダウンスケール 結果との比較(2016 年秋季大会 P394)を行った。本研 究の目的は、要素間の物理的整合性を保持する多変数線 形回帰型 ESD 手法の改良を図ることであり、今回は解析 地点数の増加と補正法の高度化、境界条件の追加とその 結果比較、さらに力学ダウンスケール結果との比較を行 うことで、複数気象要素の再現性の向上を図った。

2. データと手法

予報変数(predictands)としては、気象庁統計値をベ ースとする農環研 MeteoCrop-DB(Kuwagata et al., 2012) を使用した日単位の7気象要素(日平均・最高・最低気温、 降水量、日射量、相対湿度、地上風速)で変わらないが、 地点数を気象官署 35 地点(sta035)からアメダス128地 点(sta128)に増やした(図1)。predictorとなる循環要 素としては、これまでのJRA25再解析データに加え、同 じくJRA55を用いた。範囲と要素数は従来と同じである が、JRA55では、地上気圧の代わりに1000hPa高度を用 いている。ESD手法については引き続きNK2006を踏襲



図1 農業気象7要素のESD 再現実験を行った128 地点。記名 地点は本稿でRCM との比較を行う地点である。

し、predictors および predictands 各々で要素間の統計的関 係を保持しながら EOF 解析により次元を減少させた上 で正準相関解析 (CCA)を行い、相互に時系列的関係を 持つ成分を抽出して、各成分の時系列を説明変数とする 線形重回帰を行った。問う形式の作成に当たっては、ウ ェザージェネレータへの適応を視野に、降水の有無を起 点とし、降水以外の要素については降水日・無降水日で 異なる回帰推定式を用いた。ESD 計算結果はさらに、気 候モデルのバイアス補正にも用いる平均と分散を観測値 に合致させるスケーリング法で補正したが、2016年まで の解析で明らかになったのは、線形重回帰で日降水量を 対象とした場合、弱い降水が高頻度で現れやすく、結果 として降水量を過大評価する傾向にあることで、そのた めの補正についても再検討した。

3. 結果と考察

降水量については月内の日平均降水強度だけでなく、 月間降水日数を観測統計値に合わせるための補正を行っ た結果、再現性が向上した。また JRA55を境界条件にし た場合、sta035 だけでなく sta128 においても、JRA25 を 用いた場合に比べ、RMSE が特に相対湿度や降水量で若 干ながら減少、すなわち推定精度が向上する傾向がみら れた(図2)。この推定精度向上の要因についての解析が 必要であるが、CORDEX-ESD において議論された、 JRA55 等の最新再解析データを用いた ESD の精度向上 と整合的である。また本 ESD 手法の推定精度は、JRA25 境界の力学的結果と同等以上であることを示しており、 現在、JRA55 境界の RCM 出力との比較を進めている。 *本研究の主要部分は文科省 SI-CAT で行なわれ、一部は農水 省気候変動対応プロジェクト(農林業影響評価)の支援を得た。 また CORDEX-ESD の共通実験プロトコルを参照した。



図2 日本のアメダス 128 地点に対し、境界条件として JRA25 および JRA55 を用いた場合の ESD における、それぞれ観測統 計値に対する月単位 RMSE の季節集計 (ESD は検証期間 1995-2007)。*実線(点線)は JRA55 (JRA25)を用いたもの で、図中上から順に相対湿度、降水量、日射量および平均気温。

関東域の夏季の高解像領域気候実験

若月泰孝^{*1,2},杉野伊吹¹ 1)茨城大学理学部,2)海洋研究開発機構

1. はじめに

気候変化に伴う影響評価のために、気候モデ ル実験のダウンスケーリングが必要とされてい る.その中でも力学的ダウンスケーリングの特徴 は、粗い解像度で表現できない現象を物理的に表 現しつつ、その気候変化影響を探ることができる 点にある.気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)において、関東域の夏季のダウンスケ ーリング実験を実施している.本発表では、その 実験(途中段階)で得られた知見を報告する.

関東域での都市ヒートアイランドの研究は古 くからなされている.その中で,Fujibe et al (2009) は暖候期の午後,東京の降水量が周辺より多くな っていることを降水の地上観測データから指摘 した.また,Kusaka et al. (2014)は,4km 解像度の 領域気候シミュレーションで,都市効果によって 都心で降水量が増加することを示した.本研究は, 積雲対流をより精緻に表現できる1km 解像度実 験でこれらのことを確かめ,そのメカニズムを探 ることを目的の一つとしている.

2. 領域気候実験

本研究での領域気候シミュレーションは、気象 庁非静力学モデルNHM(もしくはNHRCM)を用い る. 水平解像度は 1km とし、側面境界条件は MANAL のモデル面データを用いた. 初期時刻は 7月27日で、5日間のスピンアップをとって8月 の一か月間の連続計算を実施した. なお、計算す る予定の年は 2008-2017 年であるが、まだ一部の 年しか実施できていない、都市効果として、平板 地表面スキームを用い,現状に近い地表面パラメ ータを与えた(以下 SLAB 実験)とした.なお, SLAB 実験は、単層都市キャノピーモデル SPUC (Aovagi and Seino, 2011) に置き換える準備をす すめている.この実験の解像度依存性を調べるた めに、本研究では4km 解像度実験を同一条件で実 施した. 比較実験は 2016 年 8 月を対象とした. 図 1a は、1km 解像度実験で与えた都市熱を表し ている.計算領域はこれより少し広く, 300×360格 子で計算した.

3. 結果と考察

図 lb に, 12-15 時(日本時間)の平均降水量 の都市ありと都市なしの差を示す.なお,低気圧 などの大規模な降水システムの通過がなく,典型 的な夏の気圧配置であった期間のみを抽出して おり,図は2016年8月4日-16日の平均である. 東京湾岸で都市効果に関連すると思われる降水 政変さがみられる(図1b). Kusaka et al. (2014)のシ ミュレーションでも,都市効果で東京湾岸での降 水量増加を指摘しており,これと整合する.日中 の1.5m気温は,12-15時ではほとんど差がないも のの(図1d),混合層の発達に差が生じ,都心の内 陸側に低気圧偏差を生じる(図1c).低気圧偏差の 位置は,都市域の風下側に相当する.東京湾岸の 降水は,内陸での低気圧偏差の発達と連動し,海 風が強化することに対応していると推定された. なお,4km解像度実験では低気圧偏差のは再現で きたが,降水量偏差はほとんど現れなかった.

4. 今後の課題

発表までに計算年数を追加し、定量的に都市の 降水の効果が評価できるよう調査していく予定 である.また、都市スキームについて、SLAB モ デルから SPUC モデルへの変更も実施する.

謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) として実施している.本計算を実施するにあたり、気象研 究所の清野直子氏と防災科学技術研究所の伊東瑠衣氏に ご助言をいただいた.また、気象研究コンソーシアムを通 じて MANAL のモデル面データを利用させていただいた.

参考文献

- Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. J. Appl. Meteorol. Climatol., 50: p. 1476-1496.
- Fujibe, F., H. Togawa, and M. Sakata, 2009: Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. SOLA, 5 :p.17-20.
- Kusaka, H., A. Suzuki-Parker, Y. Takane, N. Furuhashi, 2014: Mechanism of Precipitation Increase with Urbanization in Tokyo as Revealed by Ensemble Climate Simulations. J. Appl. Meteor. Climatol., 53, 824-839.



図 1: 都市あり実験結果から都市なし実験結果を引いた差. 2016 年 8 月 4-16 日の平均.

アンサンブル気候予測データベース d4PDF を用いたヤマセの現在気候の再現性評価

舛井博一,石田祐宣(弘前大院理工)

1. はじめに

ヤマセは夏季にオホーツク海高気圧の断続的な 発達、停滞によって北日本の太平洋側へ吹き付け る冷湿な東、北東寄りの風であり、冷害をもたら す。

近年は気候予測モデルを用いたヤマセの研究が 行われている。Endo(2012)では、CMIP3 を用い てヤマセの現在気候の再現性と将来気候の変動の 評価を行い、将来気候ではヤマセ頻度が5月には 減少、8月には増加する事が示された。しかし、 ヤマセのような発生頻度の低い極端気象はその不 確実性が十分に評価できないという課題があった。 本研究では、多数のアンサンブル実験(最大 100 メンバー)により、極端気象の再現や変化の評価に 有用とされている地球温暖化対策に資するアンサ ンブル気候予測データベース d4PDF を用いて、 将来気候におけるヤマセの発生頻度や強度の予測 を目的とし、まずは現在気候下における再現性の 評価を行う。

2. 使用データ、方法

本研究は d4PDF の領域気候モデル(20km, NHRCM)出力の内、計算機資源の制約から過去実 験 50 メンバー、1981 年~2010 年(30 年間)の 6 月 ~8 月を解析対象とした。また、再現性の評価のた めに水平解像度 1.25 度の JRA-55(Kobayashi et al., 2015)と AMeDAS(八戸,稚内,仙台)の気温と 海面気圧のデータを用いた。本研究では Kanno(2004)で提唱された稚内と仙台の海面気圧 差を指標として、各データの解析期間の頻度分布 において 1 σ を超えるものをヤマセ事象として抽 出し、そのコンポジット図を作成し、再解析デー タとの比較を行う。

3. 結果

図1は各データの解析期間における稚内と仙台 の海面気圧差の頻度分布である。各データやアン サンブルごとに分布の形に多少の違いが見られる ものの、概ね同様の正規分布を示している事が分 かる。図2は図1からヤマセ事象を抽出した JRA-55とアンサンブルデータの海面気圧のコン ポジット図である。両者とも北高型の気圧配置に なっており、また偏差についても高緯度ほど正偏 差となっている事からヤマセ時における典型的な 特徴を再現出来ている事が分かる。

4. 今後の課題

本研究では、再現性の評価はまだ十分ではなく、 今後は全 50 メンバーを用いて他の要素について も解析を行い、より詳細な議論をする。また、現 在気候の再現性の評価を踏まえて将来気候におい てヤマセの頻度や強度がどのように変動するのか についても評価していく予定である。



図 1. 解析期間における稚内と仙台の海面気圧差 [hPa]の頻度分布



図 2. ヤマセ時の海面気圧 [hPa]のコンポジット.(左)アンサンプル (右)JRA-55.等値線は1[hPa]間隔、シェードは平年からの偏差を示し ている.但し、アンサンプルは1メンバーのみである.

<謝辞>

本研究では、創生プログラムのもとで作成された地球 温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベー ス(d4PDF)を使用した。

<文献>

Endo (2012), *J. Meteorol. Soc. Japan*, **90A**, pp. 123-136.

Kanno (2004), J. Meteorol. Soc. Japan, 82, pp. 711-724.
Kobayashi et al. (2015), J. Meteorol. Soc. Japan, 93, pp. 5-48.

夏季アジアモンスーンの季節降水量の極値の将来変化とその非対称性

*神澤 望(首都大院都市環境)・高橋 洋(首都大, JAMSTEC)

1. はじめに

IPCC-AR5(2014)によると、夏季アジアモンスーン地域 (ASM)の降水量は将来増加すると予測されている.これ はモンスーン循環の弱化という力学的効果よりも大気中 の水蒸気量の増加による熱力学的効果の影響が大きいか らとされる.また、変化量の空間分布の特徴として元々降 水量が多い地域でより降水量が増加するという "wet-get-wetter"パターンが指摘されている(Held and Soden 2006).

このように夏季季節降水量の平均値の長期変化に関す る理解が進められている一方,その年々変動の長期変化に 関する研究はあまり多くない.夏季季節降水量の年々変動 の極値にあたる年は洪水や干ばつに見舞われる可能性が 高いので,温暖化によるその年々変動や極値の長期変化を 理解することが大切である.

過去の研究では、二酸化炭素倍増実験や Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3)などから南ア ジアなど ASM 一部地域に関して夏季季節降水量の年々変 動の激化が指摘されている (Kitoh et al. 1999; Turner and Annamalai 2012). しかし、季節降水量の多い (wet) /少ない (dry) の極値に関して、それぞれの振る舞いや 具体的な地理分布については明らかになっていない.

そこで本研究では, Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)を用いてマルチモデルで ASM 降 水量の夏季季節降水量の極値の将来変化をwetとdry 個々 に調べた.

2. 使用データ

本研究では CMIP5 に参加した 22 の大気・海洋結合モデ ルの実験結果を使用した.温暖化実験は, CMIP5 の中心シ ナリオの1つである RCP4.5 を用いた.各モデルの実験結 果を5度グリッドに変換して使用した.解析対象期間は 2007-2100年で,6-8月(JJA)平均値を用いている.

3. 解析結果

はじめに CMIP5 の JJA 降水量に関して, Held and Soden (2006) で指摘されるような "wet-get-wetter" パターン

がみられるか調べた.マルチモデル平均の平均 JJA 降水量 とその長期変化量を散布図にした結果, ASM 地域 (60-150°E, 0-50°N)では両者に比例関係がみられた(図 省略).

JJA 降水量の極値の長期変化を調べるために、JJA 降水 量偏差のパーセンタイル順位の長期変化について調べた. 100 パーセンタイル(wet の極値)と0パーセンタイル(dry の極値)について、各格子点のJJA 降水量偏差の値を 2007-2031年と2076-2100年の2期間を比較して、後者の 方が大きくなると予測した CMIP5 モデルの数を数えた. ASM 地域では、平均JJA 降水量の変化量が大きい場所ほど dryの極値の振幅が大きくなると予測する CMIP5 モデルが 多い傾向があることがわかった.一方で、wet の極値に関 しては dry のような平均値の長期変化との関連性はあま りみられなかった.

今後は気温や循環場などの気象要素との関連や個々の モデルに関しての解析をおこなう.



図: ASM 地域(60-150°E, 0-50°N) における JJA 降水量の 平均場の変化(マルチモデル平均)と JJA 降水量の dry の極値をプロットした散布図(○:各格子点, ■:中央 値, ▲:平均). x 軸は JJA 降水量平均値の長期変化 [mm/day]で, y 軸は 0 パーセンタイルに関して JJA 降水 量偏差の値が 2076-2100 年の方が大きくなると予測し た CMIP5 モデルの数.両軸ともに 2007-2031 年と 2076-2100 年の期間を比較している.

<謝辞>本研究は JAXA-PMM8(#309) サポートを受けて実施された.

気候変動に伴うコメの安定生産に向けた適応策の検討

* 吉田 龍平 (福島大理工) · 福井 眞 (早大人科)

1 はじめに

日本の2050年の人口は2010年の75%程度に減少 すると考えられており、それに伴って食料需要にも変 化が起こると考えられる。主要食料の1つであるコメ は、二酸化炭素の施肥効果によって温暖化での増収が 推定されているが、農家の収入においては平均値とし ての増収/減収といった情報のほか、毎年安定して収 量が確保されうるかどうかも重要な項目である。

水稲栽培の温暖化への適応策には、短期的な方策と して移植日の変更、長期的な方策として作付品種の 変更が挙げられる。こうした適応策の有効性は、水稲 の品種別シミュレーションと多数のアンサンブル気候 データによって検証が可能である。そこで、本研究は 今後の日本の安定したコメ生産を達成するための方法 を明らかにする。

2 使用データ

気候データには産業革命以前と比較して全球気温 が4℃上昇したシミュレーションに基づくd4PDFを 用いた。ただし、日本の詳細な解析を行うため全球版 ではなく日本域20kmダウンスケールデータを使用し た。対象は現在気候60年×50メンバー、将来気候60 年×90メンバーで、各地点のバイアスはメッシュア メダス観測値(1978-2015)と月平均値および分散が 一致するように補正した。

水稲生育モデルには品種別の生育の差を考慮できる Hasegawa/Horie モデルを用いた¹⁾。基準実験として 各都道府県で作付面積の最も大きい品種を栽培させ、 次いで日本の主要な品種と入れ替えてシミュレーショ ンを行った。各実験から得られる年あたりの収量と不 稔率(高温、低温)から、年々の変動が小さい品種を 調べた。さらに、現在の移植日から前後10日、20日、 30日ずらした計算を行い、安定した収量が期待され る移植日を検討した。

3 結果と考察

現在の日本の収量は 600 t ha⁻¹ 前後で、東北と北 海道の標高の高い地点を除き、年ごとの変動幅は年平 均値の 10%程度であった(図略)。将来は東日本を中 心に大きな増収が推定され、変動は関東や中部、中国 で大きくなる(30%前後)と推定された。東北では年 ごとの変動が小さく、高い収量が安定して確保できる と期待される。

現在の各地点の収量は 600 t ha⁻¹ を最頻値とする 分布であるが、将来は現在と同様の収量の地域(西日本)と増収する地域(東日本)の2つに分かれた(図 1a)。東北地方の太平洋側(岩手、宮城)で見られる 冷害による不稔は気温の上昇に伴って緩和していく ものの、1993年(ヤマセ)に東北で発生した不稔率 (50%)は温暖化が進行した将来においてもなくなら ず、発生頻度は小さいが引き続き警戒が必要であるこ とが明らかになった(図1b)。また、現在の九州(全 県)の高温による不稔率は最大でも20%前後である が、将来は現在での最大値を越える年が増加し、短期 的・長期的な対策が必要と見込まれる(図1c)。

そこで収量の変動を小さくする移植日を検討する と、現在よりも遅らせることで九州の収量の変動は小 さくなった。一方で早めることによる変化はほぼ見ら れなかった。本州の多くの地点では早期化で変動が縮 小し晩期化で拡大した。早期化・晩期化どちらでも 20 日変更までは単調に変化したが、そこから延長するこ との効果は小さく、移植日の調整による安定化への寄 与は 20 日程度までであることが明らかになった。



図1 現在気候(灰)および将来気候(黒)の(a)全国の 収量、(b)東北太平洋側(岩手、宮城)の冷害による不稔 率、(c)九州(全県)の高温による不稔率のヒストグラム。

謝辞

本研究は、文部科学省「気候変動適応技術社会実装 プログラム」の支援により実施された。気候データ は創生プログラムのもとで作成された、地球温暖化 施策決定に資する気候再現・予測実験データベース (d4PDF)を使用した。

参考文献

1) Yoshida, R., et al. (2015): Clim. Res., 64, 275-290.

今世紀末の温暖化状況下におけるロシア主要7都市の気候アナログ

I. はじめに

気候アナログは、対象地点の気候と類似して いる地点または地域(アナログ地点)を探索し、 アナログ地点における知見を対象地点で有効に 利用するためのものである。元来、現在気候下 における共通な気候ペアを探索する手法であっ たが、近年現在気候と将来気候下におけるペア 探索が行われている(Kopf et al. 2008, NHESS)。 そこで本研究では、今世紀末を対象に、温暖化 が顕著と予想されるロシア主要7都市(ウラジ オストク、ハバロフスク、モスクワ、サンクトペ テルブルク、エカテリンブルグ、ノボシビルス ク、アナディリ)の気温と降水量を用いて気候ア ナログ地点を調査した。

II. 測度、実験、データ

<u>測度</u>気候アナログ地点を探索する際のアルゴ リズムは、数多く存在するが、本研究ではHibino et al. (2015, CC)が提案した、ノンパラメトリ ックな方法を用いる。

<u>実験</u>現在・将来気候実験は気象研究所大気全 球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)を用いた。現在 (1979~2003年)と将来(2075~2099年、SRES A1B)の実験を実施した。アンサンブルサイズは、 気象研究所 仲江川 敏之、高薮 出 東京大学生産技術研究所 日比野研志

現在25年、将来600年である。

<u>データ</u>現在気候値として、CRUの気温・降水量 を用いた。将来気候は、モデルバイアスを除去 するために、バイアスを観測データに足す(気 温)/掛ける(降水)ことで作成した。作成された データの空間解像度は 0.5°である。

III. 結果とまとめ

図-1に、今世紀末における、ロシア主要7都 市の気候アナログ探索結果を示す。例えば、モ スクワの将来気候が、ウクライナ地域、ハバロ フスクの将来気候が、中国東北、吉林省通化市 付近、ウラジオストックの将来気候が、中国東 北、遼寧省南部丹東市付近、の現在気候にそれ ぞれ類似している。図-1では、決定論的に結果 を図示しているが、一つのターゲットに対する 探索結果は、測度の地理的分布を描くことによ り、不確実性を表現することができる。例えば、 ハバロフスクの気候アナログは吉林省と同緯度 帯のユーラシア大陸に広く分布している(図略)。

今後も温暖化予測情報提供の一手段として、 活用法を検討していきたい。

謝辞: 本研究は、文科省統合プログラム(テーマC)の下で行われました。



図-1 今世紀末の気候状態におけるロシア主要7都市の気候アナログ探索結果。星印はターゲット都市で、矢印の先端が最適な気候アナログ地点。線色は、測度が緑: 0.1~0.3, 青:0.3~0.5, 赤: 0.5~1.0を、それぞれ表している。

Preliminary Study on Machine Learning Approach for Climate Change Prediction

*Ekasit Phermphoonphiphat¹, Tomohiko Tomita², Masayuki Numao³ and Ken-ichi Fukui³

Graduate School of Information Science and Technology, Osaka University¹ Faculty of Advanced Science and Technology, Kumamoto University² The Institute of Scientific and Industrial Research, Osaka University³

1. Introduction

Machine learning is a branch of engineering to give an ability for a computer to learn patterns from prior data and turn into result as a prediction, classification or clustering. For example, learning precipitation patterns in everyday for many years to predict the precipitation for the next 1-6 hours [1], and heavy precipitation prediction [2].

For climate data, changes of only one variable might be caused from many variables; therefore, selfregression that learns patterns from prior data itself is not enough. In this work, we verify prediction capability of machine learning on one dimensional time series whose anomaly is caused by other factors. Then, we tried to predict geopotential height anomaly at 300 hPa (Z300) on the Northern Hemisphere, this variable is in jet stream height that carries mid-latitude weather systems eastward, and Z300 is smoothly changed; therefore, it would be easy to diagnose the changes of variables.

2. Method

Linear regression is a simple machine learning technique, and usually uses to predict some variable by learning prior data patterns from other variables. We applied this technique by using predictor variables at prior time to predict and learn with incremental manner.

Linear regression formula:

$$y = \theta_0 + \theta_1 x_1 + \theta_2 x_2 + \dots + \theta_n x_n,$$
 where:

y is a prediction variable

- θ_i is a *i*th regression coefficient
- x_i is a i^{th} predictor variable

The datasets that we used in this paper come from 2 sources, ERA-Interim and Niño 3 SST Index (Niño3). We selected the variables that might have correlation with Z300, including Niño3, temperature at lower troposphere (T850) and Ozone mass mixing ratio at 200 hPa higher than Z300 (Ommr200) as predictor variables and use Z300 anomaly data as prediction variable (y), using mean filter with 3 months data in each time step from the Z300 observed data that shows smoothly changes in time series. All variables that used in this paper are Northern Hemisphere monthly mean data. The linear regression finds the best regression coefficients (θ) from the observed predictor variables. The experiments run with the comparison of following combination, 1) Niño3 2) Niño3 and T850 3) Niño3, T850 and Ommr200. We also run another experiment with various time prior in month. We used the equal number of time prior as features, for instance, Niño3 with 3 months' time prior are x_1 as Niño3 of time (t-1), x_2 as Niño3 of time (t-2) and x_3 as Niño3 of time (t-3);

therefore, Niño3 and T850 for 300 time prior totally are 600 features.

3. Result

We compared the prediction results of Niño3 at 5 time prior (1, 2, 3, 100, 300) in Figure 1.



Then we tried to get the best time prior that suitable for Z300 prediction. Figure 2 shows RMSE (root mean square error) of Niño3 at various time prior. The best time prior of Niño3 that uses to predict Z300 anomaly is 276 months' (23 years') time prior with RMSE 1.13 m.



Figure 2: RMSE of Niño3 at various time prior

The RMSE results from 3 combinations, 1) Niño3 (RMSE 1.13 m) 2) Niño3 and T850 (RMSE 1.61 m) 3) Niño3, T850 and Ommr200 (RMSE 1.57 m), shows that only Niño3 performs the best with the significantly lowest RMSE of 1.13 m. Also, increasing number of time prior affects directly to accuracy but including T850 and Ommr200 do not make the result better. It might because of T850 and Ommr200 do not have effective correlation with Z300 anomaly data.

To improve the result, we have to find additional predictor variables except for Niño3 using machine learning technique called "feature selection" from various variables. In addition, we are considering to try other machine learning techniques that might be suitable to predict Z300 rather than linear regression.

Acknowledgement

This work was performed under the Cooperative Research Program of "Network Joint Research Center for Materials and Devices".

References

X. Shi et al., 2015, NIPS 2015, pp. 802-810.
 D. Di et al., 2015, CNSC 2015, pp. 63-68.

(1)

北太平洋 Atmospheric Rivers の発生に対する ENSO の同時・時間差影響

*直井萌香¹・釜江陽一 2.3・植田宏昭 2 ¹筑波大院生命環境²筑波大学生命環境系³UCSD スクリプス海洋研究所

1. はじめに

中高緯度で見られる Atmospheric Rivers (ARs) と呼ばれるフィラメント状の水蒸気の帯 は極端降水の原因となることがあり、熱帯から中 緯度への水蒸気輸送の 9 割以上が ARs 由来であ ることから水資源の観点からも注目されている 現象である。ARs はアメリカ大陸西岸に上陸する 事例が注目されることが多いが、北西太平洋でも 夏季を中心に多く発生する (Mundhenk et al. 2016)。

ARs 発生頻度の経年変動を規定する要素として北極振動や ENSO が挙げられる。北西太平洋では、夏季の ARs の存在頻度が先行するエル・ニーニョ、インド洋昇温と対応していることが指摘されている (Kamae et al. 2017)。一方で、夏季の ENSO の位相の影響 (Mundhenk et al. 2016) も 指摘されている。

本研究では北西太平洋域の夏季における ARs 発生頻度の年々変動に対する、ENSOの同時影響 と時間差影響について定量的に評価する。

2. 使用データ・手法

本研究ではアンサンブル気候予測データベース (d4PDF; Mizuta et al. 2017) の過去実験 5 メンバを用いた。ARs の抽出方法は Mundhenk et al. (2016) に基づき、解析期間は 1951 年から 2010 年までの夏季とした。

3. 結果

夏季にエル・ニーニョが発達している場合には、 夏季 ARs の多存在域は南偏し、ラ・ニーニャ時は 逆に北偏する。エル・ニーニョ時には北太平洋高 気圧が南東方向へ退行することで高気圧を回り 込む下層風の位置が変化し、それに対応して ARs の分布域も同方向へ偏る(上図)。一方、ラ・ニー ニャ時は赤道太平洋の低温偏差に伴う高気圧偏 差により北太平洋高気圧が日本の南方海上まで 張り出し、中国東部から朝鮮半島、西日本でARs の頻度が増加する(下図)。

当日は ENSO の同時影響と時間差影響に関す る結果を発表する。



図:エル・ニーニョ(上)/ラ・ニーニャ(下)時の 夏季 ARs 存在頻度と循環場。陰影は ARs の存在 頻度偏差(%)、等値線は 850hPa での流線関数偏 差(/10⁶・m²/s,特定の値のみ描写)、ベクトルは 850hPa での風偏差(m/s)を示す。

謝辞

本研究は気候変動リスク情報創生プログラムの もとで作成された、地球温暖化施策決定に資する 気候再現・予測実験データベース (d4PDF) を使 用した。

参考文献

- Kamae, Y. et al. 2017. J. Clim., 30, 5605-5619.
- Mizuta, R. et al., 2017. *BAMS* doi:10.1175/BAMS-D-16-0099.1. Mundhenk, B. et al. 2016. *J. Clim.*, **29**, 4885-4903.

冬季の北極振動シグナルの続く夏季の気候への持続可能性

星 亮輔(首都大院都市環境) 高橋 洋(首都大、JAMSTEC)

1. はじめに

北極振動(AO)とは、北極域と北半球中緯度地域 の気圧が相反して変動する北半球における大気 変動の統計的第一モードである。Ogi et al. (2004)により、冬季のAOと引き続く夏季の北半 球中高緯度域の気候との間には関係性が存在す ることが明らかになった。しかしながら、AO は 冬季と引く続く夏季との間には自己相関がない。 このことから、冬季のAO のシグナルが大気以外 の長期記憶をもつ過程(海氷、海面水温(SST)、積 雪など)に数か月間記録され、そのシグナルが季 節を超えて、夏季の大気循環場に影響を与えると 推察している(Ogi et al. 2003)。

一方で、1980年代後半には、冬季のAOを含め た全球の気候ジャンプが指摘されている。また、 近年は、北極域の海氷が急激に減少している。こ れらの長期気候変化により、近年、冬季のAOと 引く続く夏季の気候との関係性も変化した可能 性がある。本研究では、1980年代後半の気候ジャ ンプの前後で冬季のAOと夏季の気候との関係性 にどのような変化が生じたのかを明らかにする。

2. 使用データ

本研究では、AOの持続性を調べるために、1958 年から 2015 年における AO 指数、500-hPa 面の ジオポテンシャル高度、海氷、SST を使用した。 500-hPa 面のジオポテンシャル高度は、The Japanese 55-year Reanalysis (JRA55)を使用し た。また、海氷とSST は、HadISST を使用した。 海氷のデータは、海氷被覆率を示し、各格子 (1°×1°)において海氷が占めている面積の割合を 示したものである。AO 指数は、北極振動の季節 変化をより正確に考慮するために、Ogi et al. (2004)により定義された AO 指数(SV NAM index)を使用した。

3. 結果と考察

1980 年代後半の気候ジャンプ前後で冬季の AO 指数と続く季節の帯状平均した 500 hPa 高度 場に対するラグ相関係数を計算した結果、気候ジ ャンプ前後で両者の関係性が大きく異なってい た(図)。気候ジャンプ前は、夏季に再び北半球中緯 度において正相関、高緯度において負相関のシー ソーパターンが顕著にみられ、冬季の AO 指数の 符号が引く続く夏季に再度出現する傾向がみら れた。これは、Ogi et al. (2004)の結果と一致する。 一方で、気候ジャンプ後には、夏季において気候 ジャンプ前にみられたようなシーソーパターン が現れず、北半球の中緯度地域で統計的に有意な 負相関シグナルのみがみられた。

このAO シグナルの持続性の長期的な変化の要 因を探るために、冬季のAOと続く季節の海氷や SST との関係性の長期的な変化に注目した。気候 ジャンプ前後で冬季のAOと海氷・SST との関係 性も大きく変化しており、特にバレンツ海付近に おいて変化が顕著であった。気候ジャンプ前には、 冬季の AO 指数と夏季のバレンツ海の海氷とは有 意な負相関、SST とは、有意な正相関がみられた。 これは、冬季に AO 指数が正のとき、アイスラン ド低気圧が強く、バレンツ海では南風が強まり、 海氷が減少するためであると考えられる(山崎 2004)。しかし、ジャンプ後には、海氷と有意な正 相関がやや北極側にずれて現れ、SST とは有意な 負相関がみられるようになった。この関係性の変 化がAOの引き続く夏季までの持続性が変わった 要因の一つとなっている可能性がある。本研究で は今後、冬季の AO と続く季節の海氷や SST と の関係性が変化した要因を考察する。



図:冬季(1~2月)の AO 指数と続く季節においての帯状平均した月平均 500 hPa 高度場とのラグ相関係数の緯度・時

60N 65N 70N 75N 80N

間断面図。(上)1958~1985 年、(下)1991~2015 年。 謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP16K16349 の助成を受け たものである。

Feb

JRA-55 におけるジェットストリーク出現頻度の長期傾向

*渡来 靖(立正大・地球環境科学)

<u>1. はじめに</u>

渡来 (2017) では, JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) や JRA-55C (Kobayashi et al. 2014) を用いてジェット気流の 長期傾向について調査し,北半球では夏季 (JJA) にジェ ット風速が弱化傾向であること,ジェットの中心高度は どの季節も上昇傾向であること、またジェットの中心緯 度は JJA に北上傾向であることなどを示した.ジェット の強さ,中心高度,中心緯度の指標として Archer and Caldeira (2008) の手法に倣って評価されたが,このうち中 心緯度の指標である L

$$L = \frac{\int_{\phi_1}^{\phi_2} \left\{ \int_{p_2}^{p_1} \sqrt{u^2 + v^2} dp \right\} \phi d\phi}{\int_{\phi_2}^{\phi_2} \int_{p_2}^{p_1} \sqrt{u^2 + v^2} dp d\phi}$$

は風速重み付け平均緯度で定義される(ここで、u,vは それぞれ東西風、南北風であり、pは気圧、 ϕ は緯度であ る. 積分範囲は、気圧は $p_1 = 100$ hPa、 $p_2 = 400$ hPa と し、緯度は北半球では $\phi_1 = 15^{\circ}$ N、 $\phi_2 = 70^{\circ}$ N とする). しかし、ジェット気流の日々の位置・強さの変動は大き く、またジェット軸は緯度方向に複数存在することも多 いため、上記の手法では幅広い緯度範囲(15~70^oN)で の平均操作のために均されてしまい、ジェット中心緯度 の特徴を捉えられていない可能性がある. 図1 は上記の 指標 L で評価された 55 年(1958~2012 年)平均の北半球 ジェット中心緯度の経度分布を示すが、季節変化に着目 すると、例えば日本付近での年間の緯度変化幅は 36~ 40°N で 4°程度となっている。

そこで本研究では、ジェット強風軸(ジェットストリ ーク)を抽出してその出現頻度の統計に基づき、ジェッ ト出現率の長期傾向を調査することを試みた.

2. 解析方法

本研究では JRA-55 および JRA-55C の 6-hourly, 水平 1.25*格子の気圧面データを用いた. 解析期間は 1958 – 2012年の 55年間,気象要素は水平風(*u*, *v*)である.まず, Archer and Caldeira (2008)のジェット強度指標 WS

$$WS = \frac{1}{p_2 - p_1} \int_{p_2}^{p_1} \sqrt{u^2 + v^2} dp$$

を6時間値ごとに求め、WSの緯度方向の極大値をジェットストリークとして抽出した.

<u>3. 結果</u>

図2は、季節ごとの帯状平均ジェットストリーク出現 率とその1958~2012年期間における線形トレンドを示す. ジェットの出現極大は、冬や春に30°N付近、夏は43°N 付近にあり、年間の変動幅は13°程度である.トレンドを 見ると、冬や夏には出現極大の北側で正、南側で負のト レンドとなっており、ジェットの北上傾向が示唆される が、夏の40°N付近の減少傾向は有意であるがそれ以外は 有意ではない(危険率5%).

参考文献

Archer and Caldeira, 2008: *GRL*, **35**, L08803. Kobayashi *et al.*, 2014: *SOLA*, **10**, 78-82. Kobayashi *et al.*, 2015: *JMSJ*, **93**, doi:10.2151/jmsj.2015-001. 渡来, 2017: 日本気象学会講演予稿集, **111**, 284.



図 1 年平均および季節平均 L の 55 年(1958~2012 年) 平均の経度分布, JRA-55C プロダクトに基づく



図 2 (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA および(d) SON における 帯状平均のジェットストリーク出現率の緯度分布(実線) および 55 年間(1958~2012 年)データに基づく線形トレ ンド(棒グラフ). 灰色は危険率 5%でトレンドが有意な 領域を示す, JRA-55 プロダクトに基づく

衛星観測からみた中部日本における積雪分布の季節変化と年々変動

○鈴木智恵子 1, 川瀬宏明 2.1, 石崎紀子 3, 宇野史睦 4.1, 木村富士男 5 1海洋研究開発機構,2気象庁気象研究所,3防災科学研究所,4 産業総合技術研究所,5 筑波大学

<u>1. はじめに</u>

冬季の日本海沿岸域から山岳域にもたらされる降積 雪は、水資源としても重要な役割を持っている。しか し降積雪現象そのものの年々変動が大きいことに加え て降水量の大きい山岳域の地上観測が非常に少なく、 高解像度モデルを用いた再現実験の精度の検証には十 分でない。一方、衛星観測は標高に依存せず広域のデ ータが得られる利点があるものの、光学センサ以外か ら得られる積雪物理量の空間解像度は数十 km 程度で、 地形が急峻な日本の山岳域に適用するには空間解像度 が粗い。本発表では、衛星観測による積雪分布と地上 観測との比較を通して標高別に積雪被覆の季節変化と 年々変動を明らかにすることを目的とする。

<u>2. 使用したデータ</u>

地上観測として気象庁 AMeDAS の気温、降水量、積 雪深、国土交通省水文水質データベースの積雪深を使 用した。観測点の少ない山岳域を調べるため、気象庁 JRA55 の 850hPa, 700hPa 気温を使用した。衛星観測と して宇宙航空研究開発機(JAXA)/東海大学(TSIC/TRIC) 提供の JASMES / MODIS 積雪分布プロダクト(半月単 位、日本域、水平解像度 500m)を使用した。標高デー タとして国土地理院の数値地図 250m メッシュ(標高) データを使用した。対象期間は 2003 年から 2016 年の それぞれ 10 月 1 日から翌年 6 月 30 日とした。対象地 域は日本海沿岸から北アルプスを含む北緯 36°-38° 東経 136°-138°である。

結果と考察

各冬季における積雪面積の季節変化を図1に示す。 対象領域の積雪面積割合の最大値は平均で約75%であ るが、約50% (2006/2007年冬季)から約90% (2005/2006 年冬季、2011/2012年冬季)と少雪年、多雪年の違いが 大きい。積雪面積割合が最も拡大する時期は年によっ て12月後半から2月前半まで前後している。積雪開始 時期と消雪時期を比較すると年々変動は積雪開始時期 の方が大きく、標準偏差も12月が最大となっている。 2015/2016年冬季と2016/2017年冬季は積雪をもたらす 降雪イベントの到来がとくに遅かった。標高500mごと に分けた積雪被覆を図2に示す。各冬季とも標高が 500m高くなるごとに消雪時期が半月または1ヶ月遅く なり、標高2500m以上では6月以降であった。ただし 2015/2016 年冬季は年々変動の小さい標高2000m以上 も含めて平均より約1ヶ月早い消雪であったことがわ かった。

大規模な降雪イベントを個別に調べると、積雪があ ると考えられる地域で積雪なしと判定されている事例 もみられた。植生分布図によるとスギ・ヒノキなどの 常緑針葉樹林に該当し、冬季の NDVI が高い地域とよ く似た分布がみとめられることから、標高 500m から 1500m 付近で冬季でも林冠または林床の光合成が比較 的活発な地域では一部積雪分布が過小評価されている 可能性が示唆された。



Oct Nov Dec Jan Feb Mar Apr Mav Jun 図1 衛星観測から求めた積雪面積の季節変化 [km²]

(a) Snow Cover Fraction of 10yrs_mean



図2標高500mごとに分けた積雪被覆の季節変化[%] (a) 2003/2004年冬季からの10年平均、(b) 2015/2016年冬季

日本における降水同位体比の年平均・季節平均値の推定

*一柳錦平(熊本大院先端科学)・田上雅浩(東大院工学系)・上杉崇之(熊本大理)

<u>1. はじめに</u>

日本全域を対象とした降水の安定同位体の 集中観測を2013年に行った(一柳,2013;2014). これまで,熊本大学で同位体分析した 56 地点 の結果より,年平均値について位置情報からの 推定式を作成したが (Ichiyanagi and Tanoue, 2016),本発表では,既存文献等から観測デー タを追加して,77 地点で再計算した結果につい て報告する.また,年平均値だけでなく,季節 平均値の推定式についても考察する.

2. 研究地域,研究方法

降水の安定同位体比の観測は、2013 年を通 して日本全域 56 地点で行った.降水の 8¹⁸O お よび 8D は、熊本大学の同位体質量分析装置

(Delta-V) により分析した. 測定誤差は, δD で±0.5 ‰, δ¹⁸O で± 0.05 ‰, d-excess で±0.52‰ である. 降水量は各観測地点の採水量から求め, 気温は最も近い気象庁の観測地点を利用した.

3. 降水 δ¹⁸O の年平均値と季節平均値の推定

図1に,降水 8¹⁸Oの年平均値の分布を示す. 中部山岳地帯の-13.12‰から,沖縄の-4.67‰ま で,緯度効果と高度効果が明瞭に現れている. そこで,56地点の結果と同様に,降水 8¹⁸Oの 年平均値について,緯度(LAT)と標高(ALT) から求める推定式を再計算した.また,季節平 均値についても推定した結果を,以下に示す. 年平均:Y=-0.309*(LAT)-0.0027*(ALT)+2.80 春季平均:Y=-0.438*(LAT)-0.0031*(ALT)+9.34 夏季平均:Y=-0.369*(LAT)-0.0032*(ALT)+5.19 冬季平均:Y=-0.513*(LAT)-0.0028*(ALT)+7.83

次に,観測値と推定値の比較を,図2に示す. 56 地点の場合,決定係数は 0.59 だったので, 本研究の 0.67 は,かなり改善されたといえる. 季節平均については,夏季以外の推定式は有意 な相関を示した.しかし,夏季だけは有意な相 関が得られず,緯度と標高のみから推定するこ とはできない.これは,緯度効果が非常に小さ い(0.005)ことが原因と考えられる.



年平均値の推定 観測値(‰) -15 -10 -5 0 R² = 0.6724 -5 愛望 世界 -10

図 2: 降水 δ¹⁸Oの年平均値について、観測値と推 定値の比較.

2016年及び2017年に東京スカイツリーで観測された新粒子生成

**佐藤丈徳¹,桃井裕広¹,三浦和彦¹,三隅良平²,片岡良太¹ 岩本洋子³,森樹大¹,當房豊⁴,宇治靖² 1.東京理科大学,2.防災科研,3.広島大学,4.極地研

1. はじめに

雲が地球放射に与える影響は十分に理解されていない。エアロゾル粒子の一部は成長し雲凝結核となる。エアロゾル粒子の生成過程の一つにガスが粒子化する新粒子生成(NPF) がある。しかしながら、NPFを都市で観測した例は少ない。都市域における NPF のメカニズムを理解するためタワーを利用 して都市上空で定点観測を行い、山岳大気観測のデータと 比較を行った。

2. 方法

2016年6月9日~6月30日(期間1)と10月26日~10 月 29 日(期間 2)、12 月 19 日~2017 年 6 月 27 日(期間 3) の期間に東京スカイツリー(TST)458m 地点にて SMPS(TSI, model 3034)を用いて粒径 10~487nm の範囲で個数粒径測 定を行った。気象データは東京理科大学1号館屋上(TSTか ら西南西に 6.3km)で測定されたデータを参照し、西浅草の マンション(TSTから西北西に約2.0km)に設置された Web カ メラの画像データから TST における気象状況を判断した。1 時間以上にわたるモード径の成長を伴う粒子増加を新粒子 生成(NPF)と定義した。また、大気成分を知るため TST 近辺 にある複数の測定局(そらまめ君) を利用した。成長率(GR) は核生成モードのモード径(MD)を線形近似し、最小二乗法 で導出した(r²≧0.6 のみ使用)。GR は 10~25nm のものと 10 ~100nmのものとの2種類を導出した。NPFの挙動を研究す るにあたり 25nm 以下の粒子濃度や濃度上昇時間によってイ ベント分類した。MD が 25nm 以上まで成長し且つ成長時間 が4時間以上のものをBC型、25nm以上まで成長する且つ 成長時間が4時間未満のものをBS型、また成長が25nm以 下のものをA型とした。

3. 結果·考察

表1にTSTと2016年度の富士山山頂¹⁰におけるNPFの 発生頻度を示す。観測期間(131日)中NPFは57回あり、その 内BC型、BS型、A型イベントが各々42.1、36.4、12.3%であ った。富士山頂と比較するとTSTはA型イベントが高い割合 で生じ、特に冬の期間において顕著であった。表2に四地点 におけるGR₁₀₋₂₅をまとめた。都市域のTSTと北京では GR₁₀₋₂₅の幅が同程度であった。また、都市域と遠隔地を比 較すると都市域の方がGR₁₀₋₂₅は大きかった。図1はSMPS のデータと大気成分のデータをまとめたものである。枠線で 囲まれたエリアはGR₁₀₋₂₅から逆算した MDが1~3nmの時 刻である。図3より MDが1~10nmのとき、NOx はわずかに 減少した。その後、MDが10nm以上のとき NOx、SO₂は MD の成長とともに増加した。よって核生成に NOx が、その後粒 子成長に NOx、SO₂が影響していると考えられる。 表1 イベント頻度 Jun.16 Oct.16 Dec.16

BC	60	0	0	50
BS	40	100	40	12.5
A	0	0	60	37.5
every times	10	1	5	16
total day	22	4	15	31
	Feb.17	Mar.17	total	Mt.Fuji
BC	23.1	58.3	42.1	51.3
BS	15.4	33.3	26.3	36.4
A	46.2	8.3	31.6	12.3
every times	13	12	57	236
total day	28	31	131	300







図1 粒径分布と前駆ガスの測定例(2017年1月1日) (a) 粒径分布(b) NOxの濃度(c) SO₂の濃度

4. まとめ

TST で長期観測をし、NPF が観測された。観測期間 131 日中 NPF は 57 回あり、その内 BC 型は 42.1%, BS 型は 36.4%, A 型は 12.3%が起こった。GR₁₀₋₂₅の範囲は北京と ほぼ同じで有り、遠隔地より大きかった。また、粒径分布 と地上の複数地点のガス濃度との変動の同期が見られた。 謝辞

本研究の一部は東京理科大学共同研究助成金(代表 三 浦和彦)の助成により行われた。

参考文献

 片岡良太 富士山頂におけるエアロゾルの粒径分布と小 イオン濃度の測定、東京理科大学修士論文、2017

東シベリア海の海氷短期予測における総観スケール大気擾乱の重要性

* 中野渡拓也¹, 猪上淳¹, 佐藤和敏¹, Laurent Bertino², Jiping Zhang², 松枝未遠³, 山上晃央³, 杉村剛¹, 矢吹裕伯¹, 大塚夏彦⁴ 1: 極地研, 2: ベルゲン大・ナンセンセンター, 3: 筑波大, 4: 北大・北極域セ

1. はじめに

近年、北極域における夏季の海氷減少に伴い、海氷域の将来予測 など、北極海航路の利用拡大に向けた研究が進められている [Melia et al. 2017]。一方で、夏季に限定されるものの、商業船舶による東シ ベリア海経由 (Northern Sea Route; NSR)の利用が、近年増加してい る[Eguiluz et al. 2016]。したがって、砕氷能力のある船舶に対して正 確な海氷厚情報を提供することや現業で用いられている海氷予測の 精度評価は、北極海航路の効率的な利用につながる可能性がある。

昨年からノルウェーの気象研究所(Met Norway)で、ベルゲン大 のナンセン環境リモートセンシングセンターが開発した海米海洋結 合同化システム(TOPAZ4) [Sakov et al. 2012]を用いた現業海米予測が 本格的に開始され、毎日10日先の予測データが提供されてるように なった。このシステムは、同化手法としてアンサンブルカルマンフ イルター(EnKF)を実装した海洋・海水結合モデルによる北極海のデ ータ同化システムであることから、数日から1週間スケール(中期) での精度の高い海米予測が実現されている可能性がある。

本研究では、TOPAZ4 の海氷厚データの精度を現場観測、及び衛 星観測データと比較することによって評価するとともに、2014 年 7 月に東シベリア海で生じた船舶の航行困難事例の要因とその予測可 能性について、TOPAZ4 の海氷予測データに基づいて調査した。

2. データと解析方法

TOPAZ4 の海氷厚データとして、本研究では海氷のバイアスが改 善されている 2010 年から 2014 年の日平均データを用いた。TOPAZ4 のデータ同化システムは、空間解像度 12-16 km, 鉛直 28 層の海洋モ デル(HYCOM ver. 2.2)と力学と熱力学過程を含んだ海氷モデルで構 成されており、海氷再解析データは ERA interim の大気データからバ ルク法で求めた熱・運動量フラックスによって作成されている。デ ータ同化には 100 メンバーによる EnKF によって衛星や現場の水 温・塩分データに加えて、海氷密接度、及び海氷漂流速度データが 用いられているが、現行では海氷厚の情報は同化されていない。ま た、TOPAZ4 の海氷予測データとして、EMCWF の中期予測データ に基づいた 10 メンバーのアンサンブル平均値を使用した。

北極海の TOPAZ4 の海氷厚データの再現性を調べるために、Ice Mass Balance ブイ観測データ(IMB) [Perovich et al. 2013], CryoSat-2 と SMOS の融合データ(CS2SMOS) [Ricke et al. 2014; Huntemann et al. 2014],マイクロ波放射計による draft データ (AMSR2) [Krishfield et al. 2014] などの観測データに加えて、現業再解析データである NCEP-CFSR の再解析データ(CFSR)と海氷厚の再現性に定評がある ワシントン大学の北極海モデルのデータ(PIOMAS) [Zhang et al. 2003]を用いた。

東シベリア海における夏季の船舶航行データとして、Automatic Identification System (AIS)から得られる 2014 年7月の船舶速度と位置 情報のデータを使用した。また、大気の予測データとして、TIGGE プロジェクトで提供されている 51 メンバーの ECMWF の中期予測 データ (1.25°×1.25°)を使用した。

<u>3. 結果</u>

図1はグリーンランド海周辺を除く北極海のIMB ブイの軌跡に沿って月平均した海氷厚とその標準偏差を示す。TOPAZ4 は約 30cm 程度の負のバイアスが 9-12 月に見られるが、IMB に見られる 5 月に最大、10 月に最小となる季節変動を再現していることがわかった。 このような季節変動は、CS2SMOS や PIOMAS でも見られ、これらの海氷厚データと同程度の再現性があるといえる。IMB ブイにも観測誤差が含まれるため(設置時に厚めの海氷を選択するなど)、上記の負のバイアスが一概に TOPAZ4 等に起因したものとは断定はでき ない。一方で、CFSR は1年を通じて、AMSR2 に関しては8月に過 大評価していることがわかった。また、CS2SMOS やIMBの詳細な 解析より、TOPAZ4 はESS における融解期の海氷厚の季節変動の再 現性も優れていることがわかった(図示せず)。

次に、AIS の船舶速度と海氷厚、及び海氷の漂流速度との関係を 調べた結果、両者の間に高い負の相関関係が見られた。このことは、 船舶の運航には海氷厚だけでなく、海氷の漂流速度も大きく影響す ることを示唆する。また、海氷の漂流速度の変動メカニズムについ て調べた結果、風速係数、及び転向角はシンプルな Free drift 理論で ほぼ説明できることがわかった。このことは、夏季の ESS における 漂流速度は、総観スケールの大気擾乱がコントロールしていること を示唆する。

ESSにおいて船舶速度が著しく低下した2014年7月8日の海氷の 漂流速度の事例について、その予測精度を調べた結果、5日前の時 点(7月3日を初期値とした予測値)で海氷の漂流速度が精度よく 予測できていた(図2)。このときの風速の予測値は、海氷の漂流速 度に類似した変動を示しており、上述のFree drift 理論をサポートす る。一方で、それ以降では各アンサンブルメンバーのばらつきが大 きく、予測精度は低下していた。以上の結果より、夏季のESSにお ける海氷の漂流速度の中期予測は、総観スケールの大気擾乱の予測 精度に大きく依存することが強く示唆される。表層風の予測精度は 大気の初期場の改善である程度向上することが指摘されているため [Yamazaki et al. 2015; Inoue et al. 2015; Ono et al. 2016]、北極海航路上の 精緻な海氷予測には氷上ブイや高層気象観測等の強化も有効である。



図1. IMB ブイの軌跡に沿って計算した 2010 年から 2014 年までの海 氷厚の月平均値(cm)の時系列(●: IMB, ▲: CFSR, ■: TOPAZ4, ×: CS2SMOS, ○: AMSR2, そして△: PIOMAS)。エラーバーは 月平均値に対する標準偏差。



図2. ESS における海氷の日平均漂流速度(m/s)のハインドキャスト (黒丸)と7月3日を初期値とする予測値(白丸)の時系列。細線 と破線は、それぞれ7月3日を初期値とする ECMWFの日平均風速 (m/s)の予測値の51メンバー(各メンバーは灰色線)の平均値と 解析値の時系列。風速のスケールは右軸に表示。
北方林での森林火災と気団

早坂 洋史(道水気研)

1990年頃より森林火災が活発化する傾向があり、気候変動による影響と関連が 指摘されている。北方林(タイガ)にお ても、アラスカやサハ南部での森林火災 も、近年、活発化傾向にある。アラスカ での森林火災については、最大級の森林 火災発生と火災期間の気象条件とに着目 した、著者らの解析¹⁾によって、火災気 象が徐々に明確になってきている。

アラスカでは、偏西風の大きな蛇行に より、ロスビー砕波が生じ、これに伴っ て、アラスカ上層(500hPa)では、ブロッ キング高気圧が生じ、地上付近の下層 (1,000hPa)では、アラスカ湾付近の高気 圧が数日間の間に北進し、北極海に達す る現象がみられた。このような気象条件 下で、アラスカ内陸の森林火災は、最初、 南寄りの風で活発化し、高気圧が北極海 に達した後は、東寄りの風により、2段階 で活発化することがわかった。アラスカ7 大火災のうち、上位4火災が、この気象 条件下での火災であった。

シベリアの森林火災については、サハ 南部(58~65N,120~140E)を研究対象地域 とし、研究を進めている。これまでの解 析の結果から、サハ南部での7大火災は、 ほとんどが、上層(500hPa)は高気圧、気 圧の尾根で、下層(1,000hPa)では、サハ 南部付近の低気圧によって生じているこ とがわかった。

現在、火災発生予測方法として、温度 分布図による気団解析を始めた。図1は、 サハ南部で第2位の大火災で確認された 気団である。気団は、北緯約50以南から 生じ、北東方向に進み北極圏に達する(図 1左図、22~24日)。その後、東進し中 央シベリア北部で停滞気味となる(図1 の中央の図、25~31日)。7月31日頃か ら東進を開始し、最大火災日(日ホットス ポット数が最大)の8月3日には、303K の大きな気団が生じ、火災域と重なって いることが見てとれる(図1の右図、31 日~3日)。

参考文献: 1) Hayasaka, H., Tanaka, H., Bieniek, P., Synoptic-scale fire weather conditions in Alaska, 10-3, Polar Science, pp. 217-226, 2016.など



図1 2012年7月22日から8月3日の気団の動き

2月に太平洋側を進む低気圧とグローバル気象場の解析について

花戸佑輔(日本大院・総合基礎),山川修治(日本大学・文理学部) 井上 誠(秋田県立大学・生物資源科学部)

1.はじめに

南岸低気圧は、関東地方に雪をもたらす低気圧 として知られているが、予報をするのが難しい. また、近年では南岸低気圧が発達しながら北海道 へ北上し、暴風雪が増加傾向とされている.

本研究では、南岸低気圧を天気図から解析し、 低気圧の個数から低気圧が多い月と少ない月に ついてコンポジット解析を行い、グローバル的な 循環場と低気圧について総観気候学的に解析を 行った.

2. 調査方法

解析期間は 1981~2017 年 2 月で,使用データ は NCEP/NCAR の再解析データと気象庁の実況天 気図(00UTC)を使用した.まず,気象庁の実況天気 図から図 1 の実線に入った低気圧の中心示度と 位置を記録し,点線の領域に入った低気圧を北日 本東岸低気圧パターン,破線の領域に入った低気 圧を本州南岸低気圧パターンと定義した.なお, 北日本東岸低気圧パターンは北日本太平洋側を 通過した低気圧のことを指す.

それぞれのパターンに対して,低気圧の個数の 上位5事例と下位5事例において,気候値(1981 ~2017年の平均値)からの偏差図を作成し,比較 研究を行った。抽出結果は表1に示す.

3,結果

多数年では,アリューシャン低気圧は東偏強化 しており,シベリア高気圧が平年より弱く,西谷 型が現れていた.ヨーロッパ方面では,アイスラ ンド低気圧,アゾレス高気圧がともに弱く,NA0 は 負であった(図 2-a).また,30°~45°Nにかけて 寒帯前線帯の強化がみられた.また,EUパターン (Tachibana *et al.*,2007)が認められた.

少数年では,アリューシャン低気圧の強化は共 通していたが,位置が多数年より西に位置する. 日本付近は正偏差で、冬型の気圧配置が強い(図 2-b).

また、多数年における SST 偏差パターンは、PDO 負に類似していることが判明した.



図 1:低気圧解析領域

	多数年	少数年
北日本東岸低気圧	1981, 1983, 1986,	1990, 1997, 2001,
パターン	1999, 2010	2003, 2014
本州南岸低気圧	1985, 1988, 1990,	1991, 1993, 2004,
パターン	1992, 1998	2006, 2017
全体	1985, 1986, 1992,	1997, 2004, 2005,
	1998, 2010	2006, 2013

表 1:抽出結果



図2:全体における多数年と少数年のSLP 偏差図 (a) が多数年で,(b) が少数年である.

参考文献

Tachibana Y., Nakamura T. and Tazou N. (2007): Interannual variation in snow-accumulation events in Tokyo and its relationship to the Eurasian pattern. *SOLA*, 3, 129-132.

Intense soil moisture-atmosphere feedback during high temperature event in 2002 in Northeast Eurasia

Enkhbat Erdenebat*, Tomonori Sato (Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University)

1. Introduction

Northeast Asia is one of the fastest warming places on earth. Hot weather events occurred frequently due to increase of mid-tropospheric ridge pattern that dominant during the June-July-August (JJA) of the 2000s in Northeast Eurasia, making a favorable condition for extreme temperature (Erdenebat and Sato, 2016).

In addition, water availability in soil regulates evapotranspiration. The preceding dry soil condition enhances surface sensible heat flux and limits evapotranspiration leading to a rapid increase of surface air temperature (SAT) (Zaitchik et al., 2006). In this region, the amount of SM affects the predictability of interannual variation of precipitation by modifying the near-surface process in the model (Sato and Xue, 2013). Soil moisture (SM) impact on precipitation and SAT during the hot events are investigated in this study.

2. Method

ERA-interim (Dee et al., 2011) was used to examine atmospheric variables and SM for June to August of 2002. Daily maximum SAT and precipitation at 70 meteorological stations in Mongolia was used. APHRODITE (Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation; Yatagai et al., 2012) was used to evaluate precipitation variation.

To evaluate the role of SM to hot extreme events, numerical experiments were conducted by WRF ver.3.6 model. To evaluate SM impact on extreme SAT, two numerical experiments were conducted; one with (coupled SM, hereafter CSM) and another without (prescribed SM, hereafter PSM) SM-atmosphere interaction. In PSM run, multi-satellite based SM product of ESA-CCI v2.2 (Liu et al., 2011) was used. Through the comparison of CSM and PSM run, we will discuss the impact of SM-atmosphere interaction on extreme hot events in 2002 summer. (42°N-52°N, 90°E-120°E) is larger in CSM than PSM due to active land-atmosphere interaction. A large overestimation of SM was found in CSM in late June and early July, and underestimation was found in mid-July to early August in CSM experiment in comparison with SM of ESA-CCI. In consequence, the SAT in CSM experiment has a warm bias of 0.63°C for JJA mean. The root mean square error (RMSE) of daily SAT was 1.92°C. In contrast, the mean bias and RMSE for JJA are -0.01°C and 1.22°C in PSM run. In both experiments, area-averaged (42°N-52°N, 90°E-120°E) RMSE of SAT is lower in June and August than July. The highest RMSE of SAT was in July which is 2.36°C and 1.17°C for CSM and PSM experiment, respectively. This indicates realistic variation of SM regulating fluctuation of SAT by limiting surface heat flux variance.

The impact of SM to SAT is not horizontally uniform in the domain. Improvement of temporal correlations for SAT in CSM and PSM experiment relative to the reference dataset is shown in Fig. 1. SM impact is most dominant over northern Mongolia and central China. To investigate the spatial distribution of SM-SAT interaction, coupling intensity index is defined by taking account of the difference in the SAT variance between CSM and PSM (Fig. 2). The area averaged (42°N-52°N, 90°E-120°E) monthly-based coupling intensity index has increased -0.096, 0.071 and 0.121 for June, July, and August, respectively. The highest coupling intensity index appears in northeast China and south of the far east Russia for JJA (0.465), which suggests the impacts of SM on SAT is most intensive in this region. This study notifies impact of the realistic SM variation during extreme temperature event which has a potential to improve the predictability of SAT.

Acknowledgements

This study was funded by the Arctic Challenge for Sustainability Project and SI-CAT funded by MEXT, Japan.

3. Result

In the model, fluctuation of SM around Mongolia



Fig. 1. Spatial distribution of temporal correlation difference (PSM-CSM) for SAT during JJA.



Fig. 2. Coupling intensity index for JJA between PSM and CSM experiments.

理想化台風における多重壁雲の置き換わり周期に対する環境場の影響 * 辻野 智紀・坪木 和久 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1. 研究目的

強い台風に伴う多重壁雲 (Concentric Eyewall; CE) と壁 雲の置き換わり (Eyewall Replacement Cycle; ERC) は短 時間において, 台風の大きさや強度に変化をもたらす. ERC に要する時間は Yang et al. (2013; MWR) によって統計的 に調べられた. 彼らは壁雲の構造 (台風の内部力学) と台風 周辺の環境場の両方が ERC の時間に影響を与えると述べて いる. 辻野・坪木 (2016; 秋季学会) では, 理想化数値実験か ら, 台風に伴う ERC の時間が内側壁雲の強さ (台風の内部 力学) によって決まることを示した.

一方,環境場の影響について,辻野・坪木 (2016) では議論 されておらず,その影響は未解明のままである.本研究では, 非静力学雲解像モデルによる,理想化台風の数値実験を行い, 環境場が ERC の時間に与える影響を調べる.

2. 数値モデル・実験設定

本研究では、名古屋大学宇宙地球環境研究所において開 発されている非静力学雲解像モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002)を用いる.水平解像度 2 km,計算領域は 2048 km × 2048 km × 23 km,鉛直層数は 55 層で最下層 は 200 m の鉛直解像度である.積分時間は 10 日間行う.雲 物理に 2-moment bulk 型 (Murakami 1990; JMSJ),積雲 パラメタリゼーションは用いない.サブグリッドスケール乱 流混合に 1.5 次乱流運動エネルギー予報 (Deardorff 1980; BLM),海面での物理量の交換過程に Kondo (1975; BLM) のバルク式を用いる.

本研究における台風周辺の大気環境場の定義は、熱力学場 に関して、台風を含めたモデル領域全体の水平平均場のこと である.大気環境場は台風に伴う循環によって時間とともに 変化する.そのため、大気環境場の CE への影響を明確に することは困難である.本研究では、台風循環による大気環 境場の変化を取り除き、CE に対する大気環境場の感度を調 べる.これを行うため、数値モデルの変数 φの予報方程式に Yanase and Niino (2015; JAS) に基づく、以下のようなナッ ジング強制項を追加した:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = L(\varphi) - \gamma (\overline{\varphi} - \overline{\varphi}_0).$$

ここで、 γ はナッジング係数 (e-folding time = 1 h), φ_0 は 大気環境場, Lはモデル演算子をそれぞれ表し、上線はその 物理量の水平平均を表す.このナッジング手法によって、台 風循環による大気環境場への影響を取り除く.実験では温位 と水蒸気混合比に対してこのナッジングを課す.

台風の初期渦は辻野・坪木 (2016) と同じ弱い低気圧性渦 を用いる.温度・水蒸気の鉛直分布は JRA55 (Kobayashi et al. 2015; JMSJ) における 2006 年から 2015 年までの 9 月 の北西太平洋領域 (経度 125 - 160 度,緯度 10 - 20 度) 平均 を用いる.これを CTL 実験として,本研究では大気環境場 の対流有効位置エネルギー (CAPE) の感度実験を行う.こ れは, CE の形成前に特定半径での CAPE の極大が見られ るという研究 (例えば, Wang et al. 2016; JAS) に基づき, 大気環境場の CAPE が ERC に関連していると考える.

図 1 は CTL を含めた全 5 実験における大気環境場の鉛 直プロファイルを示す. P1K, P2K は CTL より CAPE が 大きく, M1K, M2K は CTL より CAPE が小さい.

結果・考察

全ての実験において,シミュレーション開始 180-200 時間 付近に顕著な外側壁雲の形成が見られた (図示せず). 図 2 は P1K, M1K における高度 5 km での軸対称鉛直流の動 径一時間断面である.これらの実験における外側壁雲形成後 の CE の振る舞いは異なっていた.

CTL, M1K, M2K では, CE 形成後に外側壁雲が速やか に収縮していた. 図 2 から求めた M1K での外側壁雲の収縮 速度は 1.4 m s⁻¹ であった.対して, P1K, P2K では, CTL と比べて外側壁雲は緩やかに収縮し, 収縮速度は P1K で 0.8 m s⁻¹ (図 2), P2K で 0.6 m s⁻¹ であった.

外側壁雲の収縮速度は ERC に要する時間に大きな影響を 与える.本研究の結果は, 台風周辺の CAPE が大きい場合, 外側壁雲の収縮速度は遅く, 小さい場合, 外側壁雲の収縮速 度は速くなる可能性が示唆された.

4. まとめ

台風周辺の大気環境場が CE の時間変化に与える影響を, 3 次元非静力学モデルを用いた理想化台風の感度実験によっ て調べた.この結果,台風周辺の大気環境場に充分な CAPE が存在すると,CE は長寿命になり,CAPE が少ないと速や かに ERC を起こすことが示唆された.今後,他の環境場の 要素(水蒸気量や海面水温など)についても同様の手法を用 いて感度実験を行い,結果の詳細な解析から環境場の違いに よって CE の振る舞いが異なるメカニズムについて調べる.



図 2: M1K (左) と P1K (右) における高度 5 km での接線 平均鉛直流の距離一時間断面図 (m/s). 破線は CE 形成時刻.

<u>ダウンスケール実験を用いた低緯度で発生した熱帯低気圧の強化過程の解析</u>

—2016 年ハリケーン PALI の事例—

*吉岡大秋⁽¹⁾・榎本剛⁽²⁾⁽³⁾ ⁽¹⁾京大院理⁽²⁾京大防災研⁽³⁾海洋研究開発機構

<u>1.研究目的</u>

2016年1月7日に北緯4.4度でハリケーンPALI(図1)が発生した。このハリケーンは、その後気象庁の分類では「非常に強い台風」に該当する中心気圧977hPa、 最大風速85ノットまで発達した。

惑星渦度が小さい赤道域(北緯5度から南緯5度まで)で発生する熱帯低気圧は稀だとされており、最新の台風トラックデータ(International Best Track Archive for Climate Stewardship, IBTrACS-v03r09)を用いて、1991~2010年に赤道域で発生した台風を確認しても23個と少なかった。ただ、惑星渦度の小さい領域でも、いくつかの熱帯低気圧は台風強度まで発達している。低緯度で発生した台風の発生要因、強化過程については一部の事例を除いて、ほとんど報告されていない。

吉岡・榎本(2016 秋季大会,P319)では、ハリケーン PALI に対して異なるコリオリカを与えた場合に、コリ オリカを大きくしても、最大風速は線形に増大しない 結果を示した。しかし、PALI の強化過程について詳細 には触れられていない。そこで、同じ予報結果を利用 し、PALI の強化過程を理解することが本研究の目的で ある。

2. 研究手法

アンサンブル大気データ 2nd- Generation NOAA Global Ensemble Reforecast Data Set (GEFSR2, Hamill et al. 2013)を初期値・境界値として、領域モ デル WRF-ARWver. 3.6.1 を利用し、ハリケーン PALI を 対象としたダウンスケール実験を実施した。GEFSR2の アンサンブルメンバーから境界値を作成することで、 境界値摂動を与えている。本研究では、水平解像度を 10kmと設定し、積雲対流パラメタリゼーション(Kain-Fritsch scheme)を使用し、領域モデルのネスティング を用いずにダウンスケール実験を行った。計算領域は 図1に示した。計算初期時刻を、Joint Typhoon Warning Center (ITWC) 発表の台風発生日(2016 年 1 月 7 日 18UTC)の18時間前(7日00UTC)から発生162時間前(1 日 00UTC)まで、24 時間毎に7 点を設定し、8 日間予報 を行った。今回は、8日 00UTC の結果を示す。研究対象 は、2016 年 1 月に北緯 4.4 度で発生したハリケーン PALI の発生過程である。

3. 結果

ダウンスケール実験において最発達したメンバーの 渦度収支解析結果を図3、図4に示す。各項の時間変化 (図3)を見ると、予報終了まで相対渦度の水平移流項 が負に寄与している一方、絶対渦度の収束項が正に寄 与していることが分かる。各項の寄与を計算初期時刻 から最盛期(予報時間144時間)まで積分すると(図 4)、絶対渦度の収束項が正に寄与するほとんどである ことが分かった。これは、同じく低緯度(北緯1.4度) で発生した2001年台風 VAMEIの事例と同様の結果 (Chambers and Li, 2007)となった。

<u>参考文献</u>

Chambers, C. & Li, T., 2007: Simulation of formation of a near-equatorial typhoon Vamei (2001), Meteorol. Atmos. Phys. , 98: 67. doi:10.1007/s00703-006-0229-0



図 1 : 黒線; PALI のベストトラック (JTWC)、灰線; NCEP-GFS の現業 アンサンブル予報、黒枠; 計算領域。



図 2: 850hPa 面における渦度収支解析。



図3:発達期(初期時刻から予報時間144時間)における、渦度 収支に対する各項の寄与。

台風の強度変化に寄与する台風の構造と 境界層プロセスに関する研究 -その 1-

*嶋田宇大(気象研台風)・金田幸恵(名大宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

台風の構造と強度変化には密接な関係がある。 境界層プロセスと強度変化の関係についても指 摘されている。これまでの観測研究では、航空機 観測が行われた時間間隔に対応して、スナップシ ョット的に境界層を含む台風の内部構造が明ら かにされてきた。しかし、このような観測研究で は、どのようにして強度変化に影響する構造が形 成され、どのような境界層プロセスが強度変化に 関係しているかについて解明されない。急発達や 眼の壁雲交換等の強度や構造の変化は短い期間 に急激に起こるため、解明には高時間分解能の観 測データが必要である。一方、Kepert (2013)は、 境界層は良い近似で自由大気の"Slave"として振 る舞うこと、その結果として境界層が強度変化を アシストするプロセスがあると述べている。

本研究は、このような背景のもと、境界層プロ セスの観点から、台風の構造がその後の強度変化 にどのように影響するか解明することを目的に、 高時間分解能の観測データと境界層内の構造を 診断する境界層モデルを用いた研究を行う。

本発表では、その第一歩として、2015 年台風 第15号(Goni)を取り上げる。Goniは、先島諸 島に最接近する約10時間前(2015年8月23日 0100UTC頃)に眼の壁雲交換が完了し、その後 すぐに急発達した事例である(嶋田ら2016,気 象学会秋季大会)。ここではGoniの急発達開始か ら急発達中にかけての構造変化と動径風の関係 に焦点を当て、角運動量収支解析を行った。

使用データは、嶋田ら(2016)が解析したデー タと同じで、台風風速場をドップラー速度からリ トリーブしたものである。

2. 結果及び今後の方針

角運動量収支解析の結果、次のことがわかった (収支の図は省略)。

・急発達開始時には、最大風速半径(RMW)外 側の高度1kmから4kmにアウトフローが存在 し、それがRMW外側の角運動量減少に寄与し た。図1において、半径 55km 付近の角運動 量が減少している。その結果、Goniの接線風 領域が縮小し、RMW 外側の慣性安定度が低下 した。

 ・急発達が進むと、アウトフローがインフローに 変わった。このインフローは角運動量を内側に 運び、その結果、接線風領域が拡大した。

Rogers et al. (2013)は、RMW の内側で対流活 動が活発になるためには、強い境界層インフロー が RMW を超えて内側まで侵入する必要があり、 そうなるにはRMW外側で慣性安定度が低い必要 がある、という仮説を述べた。Goniの事例では、 急発達開始時にRMW外側で慣性安定度が低くな るよう、自由大気下層にアウトフローが存在して いた。

今後は、Kepert 氏の境界層モデル(線形・非線 形)を使用して、具体的に境界層構造を診断し、 Goni の急発達と境界層プロセスの関連を明らか にしていく予定である。特に、自由大気下層のア ウトフローの強さと境界層上端の超傾度風の関 係、接線風の動径分布の変化と境界層構造の関係、 アウトフローにもかかわらず RMW 内側で角運動 量が増加するプロセスに着目して研究を進める。

謝辞:本研究の一部は科研費補助金(16H04053)の助成を 受け実施しました。



図1:急発達開始時(破線)及び急発達中(黒線)の、 高度2kmの方位角平均角運動量の動径分布(時間平 均値).縦線はRMWの位置を示す.

Assessment of track and precipitation distribution of tropical cyclone Dineo

Celio Matuele and Shozo Yamane (Doshisha University)

1. Introduction

The southeast region of the African continent is often affected by tropical cyclones, and people and infrastructure are exposed to intense precipitation, high winds, sea level rise and huge waves. Most of them are generated in South Indian Ocean basin particularly during the period of November to April (e.g., Malan et al. 2013). On 13 February 2017, tropical cyclone Dineo was generated in the Mozambique Channel. Dineo reached category 1, moved eastward, and made landfall in Inhambane province, Mozambique on 15 February. In this study, we used THORPEX Interactive Grand Global-TIGGE ensemble data and evaluated predicted track and precipitation the distribution of tropical cyclone Dineo, by comparing with the observations.

2. Methods

We used mean sea level pressure (MSLP) and precipitation data from four operational forecasting centers (NCEP, ECMWF, UKMO and JMA) for all ensemble members, with horizontal resolution of 0.5°. The observed track images from La Reunion-Regional Specialized Meteorological Center (RSMC), synoptic surface charts from South Africa Weather Service (SAWS), satellite data from Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP), and precipitation observations data from the local station at Inhambane in Mozambique were also used.

3. Results

The comparisons showed an acceptable and satisfactory evaluation of position and track of Dineo tropical cyclone, as shown in the Fig. 1. The predicted precipitation distributions showed some considerable shift in position of precipitation signal and over-estimating value in amount of precipitation comparing to the observed data (Fig. 2).



Figure 1. Positions of local minima of sea level pressure for all ensemble members from NCEP forecasts (upper panel) and best track of Dineo produced by La Reunion–RSMC (lower panel).



Figure 2. Precipitation distributions predicted from initial time of 0z 15 February at different valid time.

小型カメラによる大気光イメージング観測ネットワークの構築

*鈴木臣 (愛知大学)

1. <u>はじめに</u>

大気重力波は下層大気で励起され、大気中を上方 に伝搬していく。中間圏・下部熱圏(MLT)におい て、大気重力波は砕波し、輸送してきたエネルギー・ 運動量を解放することにより温度場や風系のバラン スの形成に大きく貢献している。また、大気重力波 の一部は、さらに上空の熱圏・電離圏に達し、様々 なプラズマ不安定を引き起こす種になると指摘され ている。しかし、MLT領域での大気重力波の振る舞 いについての観測は未だ限られており、MLT重力波 の活動の全球分布や、波動がどのように大気上下結 合を担っているのかを理解することが国際的な要請 になっている。

大気光イメージング観測は、中間圏界面付近に発 光層を持つ大気光を利用することで、MLT 大気波 動を可視化し、その水平2次元構造を得るユニーク な観測である.しかしながら、通常、大気光観測で 得られる波動構造は、大気光カメラの視野を遥かに 超える水平伝搬スケールを持つ.波動の作用を知る ためには、スケールの情報が不可欠であるが単体の 測器では視野の制限から波動の伝搬の大きさを捉え ることができなかった.そこで現在、大気光観測装 置の多地点展開をめざした装置開発とソフトウェア の整備をすすめている.

2. <u>装置開発</u>

多地点に展開するためには,装置を安価に作るこ とは非常に効果的である.本研究では,安価で小型 な高感度 CCD カメラ (WATEC-910)を用いた大 気光観測装置を開発した(図1).光学フィルタ (NIRパスフィルタ)を取り付けたカメラからのア ナログ信号(4秒露光)はビデオエンコーダにより10 秒ごとの jpeg画像(8-bit,640 × 480 ピクセル) としてパソコンに送られ保存されていく.1波長観 測(現在は OH 大気光観測)ではあるものの,こ れまでの大気光観測装置のおよそ 40分の1 程度の 価格で作成することが可能である.また,光学系・ 制御系も従来品に比べて小型である.これらは,多 地点観測網を飛躍的にすすめる上で大きなメリット であるといえる.

3. <u>画像解析ソフトウェア開発</u>

装置開発と並行して,小型大気光カメラで得られ る大気光画像から中間圏界面付近を伝搬する大気重 力波の二次元構造を抽出する画像解析環境を整備し た.小型カメラの画像精度は,従来品に比べると劣っ



図1:開発した小型大気光カメラシステム.

ているが, 簡単な画像処理をおこなうことで波動検 出が可能となる. 具体的には

1) 1分間(6枚)の積算画像を作成する.

2)時間分解能1分の積算算画像 I について、5分後の積算画像 I' との差分画像 Idiff を作成する. 画像の各ピクセル値は、

$I_{diff} = (I - I') / MEAN(I)$

となる. ここで, MEAN(I) は積算画像 I の全体の 平均カウント値である.

テスト観測で得られたサブカメラの大気光画像に これらの処理をおこなったところ,背景の大気光強 度に対して3-5% 程度の振幅を持つ大気波動まで検 出された(図2).

WATEC 300-sec TD image



図2:処理後の大気光画像 画像中の縞模様が水平

波長20km程度の大気重力波構造

4. <u>おわりに</u>

過去におこなわれてきた長期の大気光イメージン グ観測に基づく統計解析においては、大気重力波イ ベントとしてカウントされる大気光強度振幅のほと んどが 5% 以上であることから、本研究で開発した 手法を用いれば、十分に大気重力波を検出でき、小 型カメラシステムを用いて、大気波動の統計的な解 析をおこなうことが可能であるといえる.

2014 年から 2016 年に観測された富士山麓における気柱全体のエアロゾル光学特性

桃井裕広, 三浦和彦(東理大), 青木一真(富山大)

1. はじめに

エアロゾルには太陽光を直接散乱・吸収する直接効 果と雲凝結核として放射特性を変化させる間接効果 があり、地球の放射バランスに影響を与えている。し かしこれらの影響力は不確実性が大きく、化学組成 や生成過程が多様であること、時間および空間依存 性が大きいことなどに起因している(IPCC, 2013)。空 間依存性を調べるためには多地点での観測が必要 であり、富士山麓でもスカイラジオメータを用いた観 測が行われた。富士山は山頂が自由対流圏に位置 しており、山麓と山頂(夏季のみ)の両地点でその場 観測が行われている。

2. 方法

静岡県御殿場市に位置する富士山麓太郎坊 (35.33N. 138.80E. 1282 m a.s.l.)においてスカイラジオ メータ(POM-02, Prede Co., Ltd.)による放射観測を 2014 年 7 月から 2016 年 11 月に行った。太郎坊は 市内から離れておりローカルな汚染を受けにくい。ま た、太郎坊ではスカイラジオメータによる放射観測に 加えて、光散乱式粒子計数器(OPC, KC01E, RION Co., Ltd.)によりその場のエアロゾル粒径分布を測定 した。エアロゾルの吸湿成長による粒径分布のシフト を避けるために拡散ドライヤーを用いて 35%以下を 保持した。また、夏季に限り富士山頂(35.36N, 138.73E, 3776 m a.s.l.)でOPC(2014年: KR12A, 2015, 2016年:KC01E, RION Co., Ltd)によるその場観測を 実施した。気柱全体のエアロゾルの微物理特性およ び光学特性は SKYRAD.pack version 4.2 を用いて推 定した。





図 2:2016年3月31日の富士山麓太郎坊と東京 神楽坂における体積粒径分布

3. 結果·考察

富士山麓太郎坊における 500 nm における光学的厚 さ(AOT)の年平均と標準偏差は0.13 ± 0.05 であり、 これは東京神楽坂(35.70N, 139.74E)における 0.22 ± 0.12 の半分程度であった。また、オングストローム指 数(AE)は富士山麓太郎坊で 1.05 ± 0.16、東京神楽 坂で1.18±0.28 あった。富士山麓太郎坊における光 学的厚さの月平均値は 0.06±0.01 (10 月)から 0.20± 0.14 (6 月)と多様な値を持っていた。都市(東京神楽 坂)と経年変化を比較する(図 1)と、光学的厚さは山 岳に位置する太郎坊のほうが神楽坂に比べて小さい 値を示し、両地点の経年変化に関係が見られた。ま た、オングストローム指数は両地点で明確な傾向は 見られなかった。国立環境研究所が新宿御苑(東京) で測定しているライダーのデータや化学天気図、 NOAA Hysplit モデルによる後方流跡線を基に判断 した黄砂が飛来した日の中には、東京神楽坂と富士 山麓太郎坊で気柱積算体積粒径分布に一致が見ら れた(図2)。

謝辞

本研究の一部は認定 NPO 法人「富士山測候所を活 用する会」が富士山頂の測候所施設の一部を気象 庁から借用管理運営している期間に行なわれた。

参考文献

- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Climate Change 2013 The Physical Scientific Basis, http://www.ipcc.ch/
- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y. and Holben, B. (1996) *Appl. Opt.*, **35**, 2672-2686

MODIS/Aqua 観測データを用いて検証する EarthCARE/MSI 氷雲特性解析プロダクト

高木聖子¹,橋本真喜子²

1. 東海大学情報技術センター

2. JAXA

雲・エアロゾルは地球の放射収支や気候 変動に重要な影響を与えることが知られて いる。しかし IPCC 第四次評価報告書によ れば、雲・エアロゾル及びそれらの相互作 用に関する知見不足は、気候変動予測に不 確実性が生じる一因と認識されている。

EarthCARE (Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer) は、ESA・JAXA が共同で開発を進める地球観測衛星である。 搭載される 4 つのセンサ(雲プロファイリ ングレーダ(CPR)、大気ライダー(ATLID)、 多波長イメージャ(MSI)、広帯域放射収支 計(BBR))は、これまで十分な観測が行われ てこなかった雲・エアロゾルを全球的に観 測し、両者の地球大気中における役割の理 解 に 有 用 な デ ー タ を 取 得 す る。 EarthCARE は雲・エアロゾルに関する知 見不足を解消し、気候変動予測の精度向上 に貢献する重要な観測である。

搭載される多波長イメージャ MSI は、可 視(0.67 um)から熱赤外(12.00 um)までの 複数波長において観測を行い、雲・エアロ ゾルの3次元的理解を目指す。本研究では MSI 観測データから水雲・氷雲特性を導出 するプロダクトを作成するため、 CLAUDIA [Ishida and Nakajima, 2009] · CAPCOM [Nakajima and Nakajima, 1995; Kawamoto et al., 2001] · MWP法 [Hashimoto et al., 2017] を元にしたアルゴリズム開発を進めている。

本発表では、MODIS/Aqua 観測データを MWP 法に適用し導出した氷雲特性解析結 果 (例:図1)を報告する。



図 1. 氷雲光学的厚さ (12.02 um)

大会第1日 午後

AMATERASS 日射量情報の研究活用の状況と民間活用の仕組み *中島 孝(東海大),高松尚宏(東海大),中島映至(JAXA),竹中栄晶(JAXA),村田健史(NICT) 高村民雄(千葉大),富田二三彦(NICT),小山健宏(WNI),安部大介(WNI),樋口篤志(千葉大)

1,はじめに

世界におけるエネルギー管理の在り方が変わろ うとしている。現在、日本における発電の8割以上 はLNG, 石炭、石油等などの化石燃料系でまかなわ れており、太陽光や風力発電などのいわゆる再生可 能エネルギーは数パーセントにすぎないが、今後は 相当量の再生可能エネルギーが入ってくることは 想像に難くない。出力の時空間変動が大きな再生可 能エネルギーの導入においては気象学の知見が欠 かせない。筆頭筆者らは 2012 年から科学技術振興 機構 JST, CREST の枠組みにおいて、ひまわり衛星 やモデルから推定された日射情報をエネルギー・マ ネジメントに活かす研究を進めている。2015 年秋 の気象学会では「エネルギー・マネジメントにおけ る気象学の役割」について紹介した。翌年 2016 年 秋の気象学会では「エネルギー・マネジメントにお ける気象学と需要科学の協働」について議論した。 本年度の講演では、大学や研究所等での衛星推定日 射(アマテラス, AMATERASS 日射量データ) (Takenaka et al 2011)等の利用の状況と、データ を利用促進する仕組みについて紹介する。

2,「AMATERASS 日射量」データの活用

我々が開発したアルゴリズムを使ってひまわり 衛星データから推定された日射量を「AMATERASS 日 射量」と呼ぶ。本データは様々な形で利用されてい るが、ここでは大学等での利用について紹介したい。 まず、早稲田大学との共同研究では、事故復旧時の 系統操作に関する研究のために地域範囲の日射量 の提供を行った。本研究の結果、事故復旧時の電圧 逸脱を防ぐことが出来ることが分かった。東京理科 大学との共同研究では、同大が提供している PV 発 電サポートサービス「しっかり SUN」の全国版にお いて AMATERASS 日射量が活用されている。産総研-東京工業大学との連携では、モデルにより得られた 日射予測の検証に AMATERASS 日射量を利用してい る。東京大学生産技術研究所との共同研究では、 HEMS (Home Energy Management System) の最適計 画運用に際して日射量や気温などの準リアルタイ ムデータを参照する計画がある。また、豪州で隔年 開催されているソーラーカーレース (WSC) では、 東海大学ソーラーカーチームに対する支援として、 AMATERASS 日射量等を現地に提供している。

2017 年7月現在、データ提供実績は2千万ダウ ンロードであり、AMATERASS日射量が衛星推定日射 量のスタンダードになってきたことを示している。



図1 ひまわり衛星データの解析から得られた AMATERASS 日射量(地上到達日射量)の例

3, 研究成果のスピンオフの仕組み

衛星から推定された地上到達日射量のニーズが 急激に大きくなってきているため、JST, CREST 研 究課題のような枠組みから得られた成果を社会還 元する仕組みが必要となった。このような目的に資 するため 2013 年 7 月に NPO 法人「太陽放射コンソ ーシアム」を立ち上げた。太陽放射コンソーシアム は、受益者負担の考えで、データ利用を図りたい企 業会員(正利用会員、準利用会員という)から年会 費を預かることで運営されている。大学や国立研究 所などの研究機関の研究者は、非営利利用会員の枠 組みで、教育と研究に限定された利用が可能になっ ている。2017 年 7 月現在、企業会員 4 社、非営利 利用会員 16 団体となっている。今後、再生可能エ ネルギーの活用が活発になるに従って、徐々に会員 数は増えてくるものと期待される。

4, まとめ

再生可能エネルギー導入量が増えるに従って、気 象学の知見が求められている。我々が取り組んでき た衛星推定日射量、AMATERASSのニーズは徐々に増 大しており、大学、研究所、民間での活用を促進す るために 2013 年に NPO「太陽放射コンソーシアム」 を立ち上げた。今後はさらに普及に努めたい。

参考:

Takenaka et al. 2011, J. Geophys, Res., 116. AMATERASS/HP http://amaterass.org Facebook https: //www.facebook.com/TEEDDA 本講演の内容は、早稲田大、東京理科大、産総研-東工大、東大生研との連携研究にて構成される

Evaluation of Himawari-8 radiation and aerosol products using SKYNET observations in Japan

*Damiani A. (Chiba University), Irie H. (Chiba University), Horio T. (Chiba University), Takamura T. (Chiba University), Khatri P. (Tohoku University), Nagao T. (JAXA), Nakajima T.Y. (Tokai University), Takenaka H. (JAXA)

1. Introduction

Himawari-8 (H-8) observations allow retrieving global shortwave radiation, clouds and aerosols over Japan at an unprecedented temporal and spatial resolution. It is expected that these products will contribute in further developing an efficient photovoltaic system for Japan through an improved energy management system. Nevertheless, accurate comparisons with ground "truth" observations are essential to better evaluate their accuracy and avoid imprecise sizing of photovoltaic systems and/or inaccurate analyses of their cost/benefit. In this study, we evaluated the Himawari-8 radiation and aerosol products by observations of the SKYNET network and we focused on the influence of the temporal and spatial resolution on the correlations.

2. Data

H-8 observations allow the quasi-real time estimation of the surface shortwave (SW) radiation over Japan at temporal resolution of 2.5 minutes and spatial resolution of 1 km by the fast EXAM algorithm (Takenaka et al., 2011). This dataset is named "AMATERASS solar radiation". While it adopts the CAPCOM algorithm to account for the clouds influence on the radiation (Fig. 1, left) the current version does not take aerosol effects into account (although work is ongoing to fill in this lack). We assessed the contribution of the cloudiness and aerosols in the SW estimates by using collocated measurements of surface radiation and aerosol proprieties recorded at the SKYNET stations in 2016. The stations are equipped with pyranometers complying with the specifications for the "high quality" instruments as defined by the WMO. Aerosols optical properties are retrieved from the direct solar irradiance and diffuse sky radiances measured by the sky radiometer POM-02 (Prede). With the core retrieval programbased on SKYRAD.pack (e.g., Nakajima et al., 1996), a new Sky Radiometer analysis program package of the Center for Environmental Remote Sensing (SR-CEReS) version 1 was developed and used in this study. In order to evaluate the variability associated with clouds, some of the following analysis are based on the comparison of the satellite and ground-based clear sky index. This index is the ratio between the observed irradiance and the correspondent simulated clear sky irradiance under the same conditions (Fig. 1).

3. Results

Cloud variability has been found to be the main source of uncertainty in the satellite radiation estimates, followed by the direct effect caused by aerosols. The variability (coefficient of variation (CV)) of the clear sky index resulted to be larger in the observations than in the satellite estimates. As expected, this difference is larger at high time resolution (i.e. minutes) and increases when H-8 data are averaged over larger spatial domains. On the other hand, at low time resolution (i.e. hours) the H-8 variability becomes almost insensitive to the size of the domain (Fig. 1, right). Under all-sky conditions and data averaged over 10 minutes, a good agreement with the observations has been found. The previously reported positive bias affecting the prior H-7 estimates is reduced in H-8 data (usually smaller than $30-40 \text{ W/m}^2$) although a comparable RMSD (~100 W/m²) remains. The overestimation is largest under overcast conditions while frequent episodes of surface radiation enhancements (i.e. clear sky index larger than 1) under broken clouds conditions tend to reduce the bias. Finally, the total mean bias reduces to about 10-20 W/m² under clear sky conditions due to the aerosol load. At Chiba station the instantaneous direct aerosol forcing efficiency is estimated about 126 W/m² per one unit of aerosol optical depth (AOD) (see Fig. 2).



Fig. 1. (left) Distribution of the clear sky index based on SKYNET and H-8 hourly data. (right) Variability of the difference between SKYNET and H-8 in CV along with the size of the domain for different time averages. Period: August 2016; station: Chiba. See text for details.



Fig. 2. (top) scatter plot of the difference in surface radiation (SKYNET minus H-8) and measured AOD in January-December 2016. (bottom) Diurnal variation of the radiation difference and AOD in March-May 2016. Dotted lines show 1-sigma. Station: Chiba.

静止気象衛星群より導出された AMATERASS 日射情報の世界展開 - 地球環境情報プラットフォーム構築推進プログラム基幹アプリ FS による検討,今後の展開 -

*樋口篤志 (千葉大 CEReS), 竹中栄晶・中島映至 (JAXA), 中島孝 (東海大), 村田健史 (NICT), 安部大介・森田清輝・瀬戸雄太 (WNI), 橋本博文・Ramakrishna Nemani (NASA Ames 研究センター)

1. はじめに

太陽からの"光"は地球で利用可能な最大のエネルギーで ある.光は放射エネルギーであり、地球気候の重要な駆動源 である一方、太陽光・太陽熱発電の駆動源でもある.日射は 時空間変動が極めて激しい.日射広域推定には、人工衛星に よる計測、特に静止気象衛星群の利活用が必要不可欠である.

本研究グループは JST CREST, 4 大学連携事業 (VL) 等 の活動を通じ、衛星推定日射(アマテラス、AMATERASS 日射量データ;研究・民間活用は中島(孝)他で発表予定)の 開発,利用推進を図ってきた。AMATERASS 日射情報は放 射研究への貢献のみならず、応用研究、社会実装等の応用範 囲が広い。加えて、ひまわり8号型の第三世代静止気象衛星 は、米国では GOES-R が既に打ち上げられ、欧州でも第三 世代の MTG が 2019 年に打ち上げ予定である。第 2.5 世代 といえる欧州 MSG が 0°およびインド洋域に既に配置され る状況を鑑みると、ひまわり8号でノウハウを蓄積する我が 国で,静止気象衛星群を活用した日射情報 (AMATERASS 日射)を全球情報として(世界展開),提供可能な体制の構 築が喫急の課題である。上記の観点で地球環境情報プラット フォーム (DIAS) 構築推進プログラム基幹アプリケーション フィジビリティ 研究 (以下 DIAS FS) を昨年度実施した. 本稿はその概略を報告する。



⊠ 1 AMATERASS Web (http://amaterass.nict.go.jp/)

2. DIAS FS における検討

DIAS FS では A. 「技術的先進性および開発可能性」に 関する検討,および B. 「ユーザーニーズ,社会的課題解決 への貢献」の2つが求められた. FS ではこれらの検討に加 え,実際に世界展開する際に重要なデータフローの確認,冗 長性の確保等に関する技術上の課題についても検討した.

技術的先進性・開発可能性は、日射情報を提供する計算 パッケージの優位性、他衛星への適用性について行った、日 射の最大の不確定要素である雲の光学特性は、CAPCOM (Nakajima and Nakajima, 1995; Kawamoto et al., 2001) を用いて推定する. 0.6 μ mを光学的厚さ (τ), 1.6, 2.2, 3.7 μ mを雲粒有効半径 (Re), 10.8 μ mを雲頂温度 (Tc) 推定 に用いる. ある光学特性を有する雲が大気中にあると仮定し た放射計算結果を参照テーブル (LUT) にまとめ、LUT と実 際の観測輝度の相違が小さくなるまで雲特性値を微修正する ループ構造で計算する. 必要な観測バンドは、GOES-R/ABI、 MTG/FCI 共に搭載予定で適用可能である.

日射計算核心部分の EXAM (Takenaka et al., 2011) は,

爆発的に増加する LUT に頼らず放射伝達計算を行うために 開発されたニューラルネットワークシステムである. EXAM 日射計算は衛星仕様に依存しないため,センサの校正が正し く行われば 全球展開可能である.センサ校正に関する開発に も関与するため,コア技術に関して世界展開の障害は無い.

計算された AMATERASS 日射情報は,分かりやすいユー ザーインターフェイスで可視化することで,情報価値を上げる ことができる. NICT サイエンスクラウドチームは「ひまわ りリアルタイム Web (Murata et al., 2017)」で培った技術を 用いて,日射情報の可視化インターフェイス (AMATERASS Web: 図 1)を開発し, B. は BtoB 観点で WNI で検討がな された. これらの検討結果をコンパクトに紹介する.

3. 今後の展開

DIAS FS での検討により、AMATERASS 日射情報によ る世界展開は技術的には可能なことが分かった.短期的な律 速条件は準リアルタイム計算を実行する計算機群の確保、お よび膨大なデータ量を収めるストレージ(DIAS アーカイバ 利用を想定できる)である.残念ながら国の厳しい財務状況 により、DIAS FS は本稿執筆現在 FS に留まり、新規ファン ドの獲得を検討、あるいは既存の枠組みを使い、可能なとこ ろから粛々と進めている.その1つとして、千葉大と NASA Ames 研究センターによるひまわり 8号、GOES-R の有効利 用を狙う共同研究がある(図2).この中で、AMATERASS 日射を NASA プロダクトとして Ames、千葉大で計算・公 開する案があり、進展状況を紹介できれば幸いである.



図 2 GOES-R テスト観測 (2017 年 4 月 4 日 18:15UTC) で の gridded 試験幾何補正後の疑似合成画像

世界の自然エネルギー発電は年 150GW 以上のペースで増加し,かつ投資金額は 23 %も減少している (REN21,2016 & 2017).世界の観点でも将来の有望エネルギーは太陽光・太陽熱であり、世界現況モニター」としても本枠組みは重要であると考えている.

謝辞:本研究は文科省 DIAS FS, JST/CREST TEEDDA, 文科省宇宙経費, VL, JHPCN2017 等の支援を受けた. (Kawamoto et al., JC, 2001; Murata et al., Earth Sci. Infomatics, 2017 (revised); Nakajima and Nakajima, JAS, 1995; Takenaka et al., JGR-A, 2011).

気象衛星ひまわり8号を活用した広域エリア太陽光発電量推定 *大竹秀明^{1,2}・宇野史陸^{1,2}・大関崇¹・竹中栄晶³・中島孝⁴

1. 産業技術総合研究所, 2. 気象庁気象研究所, 3. 宇宙航空研究開発機構, 4. 東海大学

1.はじめに

現在、太陽光発電(以下、PV)が大量に導入され つつある。地上に降り注ぐ日射量に伴い、特定のエ リアにおいて、どの程度 PV 発電電力量(以下、発電 量)が期待されるのか把握することは、系統運用の 安定化のためにも重要な情報であるが、電力エリア 全系やあるエリア毎の PV 発電量は詳細にわかって いない。時々刻々と変化する PV の導入状況下にお いて,発電量のモニタリングシステムの導入は十分 に行われておらず.特定の広域エリアにおいてリア ルタイムにどの程度 PV 発電量があるのかをオーダ 一的にも十分把握されているとはいえない。そのた め、時間・空間解像度の高い日射量データ、PV 導入 量データなどを組み合わせて、広域エリアにおける PV 発電量の把握が求められている。本稿では、PV 導入量の最新状況と気象衛星から推定された地上日 射量データを組み合わせて、広域エリアでの PV 発 電量の推定を試みた。

2. 日射量データ

解析に用いた地上の日射量観測データは、気象庁 の気象官署で観測されている地点毎のデータを用い た。また、面的な日射量データとして、太陽放射コ ンソーシアム⁽¹⁾提供の気象衛星ひまわり 8 号から得 られた AMATERASS データセットの地上日射量を 用いた。データの空間解像度は 1km で、本稿では時 間解像度は 30 分のものを用いた(一部約 15 分間隔)。

各都道府県及び市町村毎の PV 導入量データは, 月毎の導入状況や認定容量について,「固定価格買 取制度 情報公開用ウェブサイト」⁽²⁾の公開データを 利用した。都道府県別及び市町村別の PV 導入量や PV 認定容量などが公開されている。

3. PV 発電推定

図 1a は茨城県における各市町村エリアを対象と したある日の PV 発電出力の推定値の時系列を示し ており, 当時の各市町村における PV 導入量を加味 した場合のものである。この日は天候が茨城県内で も複雑に変化し、各地域の日射量の時間変動が大き い日である。各市町村に PV 導入量にもばらつきが あることも含めて、時系列の変化からも sin カーブ を描く地域や日中に PV 出力の変動が大きい地域も ある。また、図 1b は経済産業省で認定を受けた PV 導入量がすべて導入済みとなった場合で、現状での 将来の PV 導入量最大ケースに相当する。同じ天候 であっても、各市町村に現在認定されている最大限 PV システムが導入量された場合(現状の 2~3 倍程 度)には PV 出力そのものが大きくなる一方で, 天 候の変化によって PV 出力の時間方向の変動量が短 時間に大きくなることが示されている。

図には示さないが,短時間の単位時間当たりの PV 出力変動量(ramp rate)の出現頻度を比較した



図1.茨城県の各市町村エリアにおけるPV発電 量推定値の時系列(2015年7月30日の例)。(a) 2015年7月(当時)のPV導入量を仮定した場 合と、(b)PV認定導入量(将来のPV導入量)を 仮定の場合の比較

場合には、現状ケースにくらべて将来ケースの方が より分布のテールが広がる傾向がある。今後は本推 定値がどの程度妥当性があるか実測データによる検 証や分析期間の拡大や解析地域を変更した場合の分 析も行う予定である。

謝辞:本研究はJST CREST「太陽光発電予測に基づく調和型電力系統制御のためのシステム理論構築」(グラント番号(JPMJCR15K1))において実施された。AMATERASS データセットについては、特定非営利活動法人太陽放射コンソーシアムのデータを利用した。ここに感謝の意を示す。

参考文献

- 特定非営利活動法人 太陽放射コンソーシアム http://amaterass.org/index.html
- (2) 固定価格買取制度 情報公開用ウェブサイト http://www.fit.go.jp/statistics/public_sp.html

太陽光発電における気象データの必要性

松原 浩司

産業技術総合研究所

2012年の FIT 開始以降、国内の太陽光発電の 導入量は急速に伸びているが、同時に系統接続の 問題が顕在化している。太陽光発電が系統に大き な負荷をかける原因の一つは、発電量が「お天気 まかせ」であるためだが、この問題を回避し、大 量導入を可能にするために蓄電池技術やデマン ドコントロールなど様々な技術的検討がなされ ている。その一つとして、気象データを利用した 太陽光発電の発電量予測技術があげられる。太陽 電池の発電量を正確に求めるためには、日射量、 スペクトル、温度など様々な気象データの精度の 高い予測が重要である。

現在、太陽電池市場の9割以上を結晶シリコン 太陽電池が占めており、太陽電池=結晶シリコン という図式になっているため、多くの発電量予測 技術は結晶シリコン太陽電池を想定していると 思われる。結晶シリコン太陽電池の性能は、1999 年以降長い間実験室レベルの4cm²の小さなセル で 25.0%に留まっていた[1]が、2014 年以降再び 効率が向上し始め、現在は市販レベルの 180 cm² のセルで 26.3%[2]が、もう少し小さなセルでは 26.7%[3]が報告されている。このように結晶シリ コン太陽電池の変換効率は着実に向上している が、単接合太陽電池である以上変換効率の理論限 界は 30%弱である[4]。一方、太陽光発電のさら なる導入拡大に向けて住宅屋根用や発電施設用 以外にも、モビリティ利用(車載用)や建材一体 型(BIPV)など様々な利用方法が検討されてい る。そのような中、少ない面積でより多くの電力 を生み出すために 30%を超える高い変換効率を 目指して太陽電池を多接合化しようという研究 が活発になっている。これまでに市場化された多 接合太陽電池は薄膜シリコン系太陽電池および III-V 族化合物単結晶薄膜太陽電池だけであるが、 これらはどちらも単一基板上に薄膜太陽電池を



図1. 多接合太陽電池の量子効率スペクトルの例[5]

積み上げて作製するモノリシック型であり、様々 な制約のためトップ、ミドル、ボトムのセルの材 料を自由に選ぶことができなかった。しかし、近 年メカニカルスタックの技術が進展し、様々な組 み合わせの多接合太陽電池が研究されるように なっている。例えば結晶シリコン太陽電池の上に III-V 族太陽電池を貼り合わせたり、低コスト化 が期待されるペロブスカイト太陽電池を結晶シ リコン太陽電池と組み合わせる試みなどが盛ん である。

これらの二端子の多接合太陽電池においては、 個々の太陽電池セルで発生する電流値が一致す る「電流整合」が重要である。太陽電池の変換効 率は AM (エアマス) 1.5 の太陽光スペクトルで 定義されており、多接合太陽電池の個々のセルは、 入射光スペクトルが AM1.5 の場合に電流整合す るように設計されている。このため入射光スペク トルが AM1.5 から外れると電流整合が崩れて期 待通りの出力は得られない。従って多接合太陽電 池の発電量予測には日射量だけでなく日射スペ クトルが大きく影響する。太陽電池の変換効率は 温度によっても影響されるが、多接合太陽電池で は温度特性の異なる材料を用いているために問 題はより複雑化する。一般に禁制帯幅が狭い(長 波長を吸収する) 材料は温度係数が大きい傾向に あり、多接合化により長波長の太陽光まで利用す る場合には温度の影響が大きくなる。

このように、従来からの単接合の結晶シリコン 太陽電池とは特性の異なる新しいタイプの太陽 電池デバイスでは、発電量予測のための気象デー タへの要求も異なってくる。当日は産業技術総合 研究所太陽光発電研究センターにおける研究内 容を紹介するとともにデバイス開発側から見た 気象データの重要性について議論する。

- [1] 例えば M. Green *et al.*, Prog. Photovolt: Res. Appl., **17**, 85 (2009).
- [2] K. Yoshikawa *et al.*, Nature Energy, 2, 17032 (2017).
- [3] K. Yoshikawa *et al.*, 44th IEEE Photovoltaic Specialists Conference (Washington, D.C.; 2017).
- [4] A. Richter *et al.*, IEEE J. Photovoltaics, 3, 1184 (2013).
- [5] T. Tayagaki *et al.*, Jpn. J. Appl. Phys., 56, 08MC01-1 (2017).

電力系統における需給運用における発電量予測の使用方法

*宇田川佑介^{1,2}・荻本和彦¹・Joao Gari da Silva Fonseca Jr¹・大竹秀明³・福留潔⁴

1. 東京大学生産技術研究所, 2. (株)構造計画研究所,

3. 産業技術総合研究所, 4.(株) J P ビジネスサービス

<u>1. はじめに</u>

再生可能エネルギー電源(以下、再エネ)として 太陽光発電(Photovoltaic、以下、PV)や風力発電の 導入が大きく進んでいる。これらは、温室効果ガス を排出せず,かつ,国内で生産できることから,持 続可能な国産エネルギー源として、またエネルギー 安全保障という面からも,その導入は非常に重要で ある。しかしながら、電力システムにおける需給運 用(以下、需給運用)では、それらの出力は天候に 依存するため、確実な供給力として考慮することが 難しい。

その難しさは大きく2つに分類される。1点目と して、それらの出力の不確実性(予測誤差)である。 需給運用においては、一般的に、前日の段階で翌日 の需給計画を確定する必要がある(発電機の種別な どによっては当日も計画を修正可能)。前日段階で計 画を確定するためには、比較的早い時間帯の前日予 測値を用いることから一定の予測誤差が避けられな い。2点目として、それらの出力が様々な時間レン ジで変動する点である。その変動に対応するため電 力システム全体として準備する調整力の確保量に影 響を与える。

需給運用において PV、風力発電が持つこれらの 難しさに対応するため、1.日射量予測・風速予測など の気象予報モデルの改良、2.それらの予報を系統運 用スケールでの発電量予測への変換するためのモデ ルの改良、3.発電量予測を用いて運用計画を作成す るためのモデルの改良、4.予測誤差、変動へ適応す るためのエネルギーマネジメントシステムなどの対 策技術のモデルの改良、などが行われている。1,2,4 は、予測誤差や変動を低減させる緩和策、3,4 は予測 誤差や変動へ効果的に対応するための適応策とも考 えることできる。本報告では、これらのアプローチ の内、3. に関する筆者らの取り組み、国外の事例に ついて報告する。

<u>2.取り組み</u>

需給運用において翌日の需給計画を作成するモデル を発電機起動停止計画モデルと呼ぶ。モデルの詳細 は宇田川ほか(2014)をされたい。このモデルの入力 値は、需要予測、再エネ出力予測であり、出力値は 翌日の発電機運用である。従って、本モデルを用い ることで、再エネ出力予測の効果を評価することが 可能である。宇田川ほか(2015)では、PV 予測、その 誤差・精度が需給運用へ与える影響を分析し報告し た。また、宇田川ほか(2016)では、翌日予測を用いる よりも当日予測を用いた方が発電コスト、並びに、 当日の供給力不足を減らすことが可能であることを 示し、予測精度の向上が大きな意味を持つことを示 した。本研究では、筆者らが取り組んでいる、信頼 区間アプローチに基づく発電機起動停止計画モデル を用いた需給運用の結果について報告を行う。また、 当日の報告では、表1に示す国外で取り組まれてい るアプローチについて紹介し、気象予測データの活 用手法について議論する予定である。

<u>謝辞:</u>

本研究はNEDO「太陽光発電システム次世代高性能 技術の開発」においてなされた結果の一部を引用し ています。

参考論文:

- 宇田川佑介・荻本和彦・大竹秀明・大関崇・池上貴志・福留 潔:「電力系統運用のための気象予測情報の利用-その2-発 電機起動停止計画モデルを用いた日射量予測値の信頼区間・ 予測精度が与える影響」、2014年度気象学会秋季大会予稿集 (2014)
- 字田川佑介・荻本和彦・Joao Gari da Silva Fonseca Jr・大竹秀 明・大関崇・池上貴志・福留潔:「太陽光発電が大量導入さ れた電力系統における需給運用に日射量予測値が与える影 響」, 2015 年度気象学会秋季大会予稿集(2015)
- 3) 宇田川佑介・荻本和彦・Joao Gari da Silva Fonseca Jr・大竹秀明・大関崇・池上貴志・福留潔:「日射量予測の改善が電力系統における需給運用に与える影響」,2016 年度気象学会秋季大会予稿集(2016)

アプローチ 詳細 一つの予測値時系列に対して、起動停止計画を作成。実際の発電量(正味の需要) によっては、当日に需給できないことも。計算負荷は非常に小さい。 決定論的アプローチ 信頼区間情報が付属した一つの予測値時系列に対して、起動停止計画を作成。実 信頼区間付き、決定論 際の発電量がその区間内であれば需給が保障される。計算負荷は以下のアプロー アプローチ チに比べれば小さい。 複数の予測値時系列(シナリオ)に対して、起動停止計画を作成。実際の発電量 がどのシナリオになって需給運用可能。計算負荷は膨大。規模によっては運用計 確率論的アプローチ 算時間内に求解できない可能性が非常に高い。 複数の予測値時系列(シナリオ)に対して、起動停止計画を作成。予測が外れた ロバストアプローチ 時の損益を最小化する。計算負荷は膨大。規模によっては運用計算時間内に求解 できない可能性が非常に高い。

表1. 需給計画における不確実性へのアプローチ

複数の全球アンサンブル予報を用いた MSM 日射量予測値の大外し事例の検出

*宇野史睦^{1,3}, 大竹秀明^{1,3}, 松枝未遠², 大関崇¹, 山田芳則³ 1, 産業技術総合研究所.2, 筑波大学/Oxford University.3, 気象庁 気象研究所

<u>1, 研究背景</u>

太陽光発電は近年急激に導入量が増加しており,日射量・ 発電予測の大外しは,極端な電力不足や余剰の原因となる. そのため,電力の安定供給または経済的な運用には気象予測 情報の電力システムにおける活用が不可欠である.電力シス テムにおける確率予測の利用可能性が検討されており,信頼 区間などを用いた電力の需給制御に関する研究もおこなわれ 始めている.

本研究は気象分野で発展しているアンサンブル予報の再生 可能エネルギー分野へ利用可能性を評価し、気象庁のメソモ デル(MSM)による日射量の前日予測の大外し事例を検出す る手法の開発を目的とする.

<u>2.使用データ</u>

本研究は 2015 年を対象とし、日射量の予測値を公開してい る中から、JMA, ECMWF, NCEP, UKMO の4予報機関を用い た. 各予報機関のアンサンブルメンバー数はそれぞれ 27, 51, 21, 12 である. 予測誤差は MSM と地上観測値(関東域の気象 官署6地点と熊谷気象台に設置した全天日射量の平均値)の 差を大気外日射量で規格化した予測誤差係数(F_c)で評価し た. 対象領域は関東域とし、気象官署6地点の全天日射量と 熊谷気象台に設置した全天日射量の計7地点平均値を利用し、 日平均値(24時間平均値)を対象として解析を実施した.

3, 結果

Fcと対数アンサンブルスプレッド (LNES)を比較した結 果, 2015年1月において JMA の LNES と Fc の相関係数が最 も高く 0.78 であった. 年間でみると、複数の予報機関で加重 平均した対数グランドアンサンブルスプレッド (LNES_g) が 最も相関係数が高く、24時間予測において10か月、6日先予測 で 7 カ月の有意な相関を示した. この結果から、LNES, LNES_g は MSM の予測誤差を評価可能な指標と考えられる.

2015 年における Fc 出現頻度を Fig.1 に示す.本研究におけ る予測の大外しは Fc がそれぞれ、±0.130、±0.185、±0.255 と定義し、予測誤差の絶対値の上位 10% (36)、5% (18)、1% (3 ケース)に対応する.24 時間先予測におけるグランドドア ンサンブル (MCGE)について、3 つの Fc の閾値における ROC (Receiver Operating Characteristic) curve を評価した (Fig.2a,b,c). その結果、どの閾値でも ROC スコア (ROC curve 下の面積で あり、完全予測でスコアは 1.0, 0.5 以上であれば感度があるこ



Fig. 1, 2015年における Fc 出現頻度. 色は大外しの事例 を示し、黒:1%、灰色:5%、薄灰色:10%を示す.

とを示す. 詳細は気象庁 (2015), Wilks(2011)が詳しい) は0.5 以上となり, 日射量の大外しの検出に有効な指標であること がわかった. また, より極端な予測誤差 (Fc の閾値が大きい) 事例において ROC スコアは高い傾向にあった. 予測時間の 増加による影響を見ると ROC スコアは減少し, 1 日先予測に おいて ROC スコアは 0.75 であるのに対し, 6 日先予測では 0.57 と大きく減少する. ROC スコアは JMA が最も高い傾向に あるが, 的中率(Hit rate)が1 (大外し事例の検出率100%) における誤検出率はどの閾値においても MCGE が最も低く, 大外しの検出率は複数の予報機関のアンサンブル予報の利用 が最も高いことが示された.

ただし、本研究は極端事例を対象としておりサンプル数が 少なく,統計的な有意性の検証は行っていない。今後はサンプ ル数確保のため、より長期・複数地域を対象とし、有意性の 評価を行う必要がある.

参考文献

気象庁, (2015), 確率的な気象予測のためのアンサンブル予報の課題 と展望, 数値予報課報告・別冊.

Wilks, D., (2011), Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (3rd ed.), Elsevier, 704.

謝辞

本研究はJST CREST「太陽光発電予測に基づく調和型電力系統制御のためのシステム理論構築」(JPMJCR15K1)の一部によって実施された.また,熊谷気象台には臨時観測として全天日射計の維持管理を長期にわたり実施して頂いた。ここに記して御礼申し上げます.



Fig. 2, 24 時間先予測における MCGE の ROC カーブ. それぞれ予測誤差の上位 10%(a), 5%(b), 1%(c) を示す. - 161 --

数値気象モデルを用いた日射量予測の空間代表性の考察

*野原大輔, 渡邊武志, 橋本篤, 西澤慶一 (電力中央研究所)

1. はじめに

太陽光発電を代表する再生可能エネルギーは. 天候の変化により発電出力が不安定となる性質を持 っため、それらが大量に導入されると電力の安定的 な需給運用に問題が生じると考えられている.これに 対し、日射量などを高い精度で予測することができれ ば、火力発電の起動・停止や揚水発電の活用等を通 じて,需給運用の安定化や効率化に寄与することが できる. 当所では数値気象モデル WRF を用いた気 象予測を実施しているが、モデルが予測する日射量 の時空間変動特性は、実際の変動特性と異なってい ることが多い. これが日射量予測の誤差を生じさせる 要因の一つとなっている. モデルが予測する日射量 の変動特性を観測される特性と相似させることができ れば,予測結果の最適な時空間平滑化スケールを 明らかにでき、予測精度向上が期待できる. そこで本 稿では、日射量の変動特性について、地上観測、衛 星観測と比較しつつ,モデルによる日射量予測の空 間代表性を考察する.

2. データ

[地上観測] 観測データは, 電中研我孫子地区に設置された全天日射量計による観測値を用いる. データの取得間隔は10秒である.

[衛星推定] 衛星による日射量は,橋本他(2016 電中研報告)がひまわり8号の可視赤外光より推定した値を用いる.出力間隔2.5分,水平解像度は約1kmである.

[WRF 予測] WRF による日射量予測値は,全日の21 時を初期値とした気象庁全球 GPV を初期値境界値 として,水平解像度4km,出力間隔30分で予測する. 今回は事例解析として,2017年6月2日を対象とし た地上観測,衛星推定,予測値を用いる.

3. 日射量データの特徴

[地上観測] 全天日射量計にて観測した日射量デー タは、データの取得間隔が数秒程度でデータの取得 が可能である.一方、全天日射量計が観測している 範囲は狭く、たかだか数km程度の領域に過ぎない. 時間平均した日射量は、雲の移動速度より得られる 空間距離を平均した値と関連する.

[衛星推定] 気象衛星ひまわり 8 号は,空間解像度 約 1km,時間解像度 2.5 分でデータを取得している. 衛星データより,日射量データを空間的な分布およい時間変化を推定できる.

[WRF 予測] 雲物理モデルにより雲を表現するが, 雲の表現には数格子分は必要とする.4kmの空間解 像度の場合,雲のサイズは最低でも10数kmとなる ため,格子上の雲の通過に数十分は必要となる.

4. 結果

図1に地上観測,衛星推定,WRFによる予測の日射量の時系列を示す.対象日は,10時から15時にかけて積雲が発生し,地上観測及び衛星推定では数分~10分周期での日射量の変動が確認できる.地上観測の変動成分は30分平均でほぼ除かれる.また,衛星推定を用いた半径10kmの領域平均によって,30分平均と同等の短周期成分の除去効果が得られる.WRFによる予測でも同時刻の日射量の変化を予測しているが,再現している 雲のスケールは半径10km程度あり,観測地点近傍の格子上の雲の通り抜けに約2時間掛かる.

5. まとめ

本稿では代表する時空間スケールが異なる日 射量の地上観測,衛星推定,WRFによる予測を用 いてそれぞれの相似性を議論した.モデルによる 日射量の変動性を考慮すると,地上観測の 30 分 平均に対応するモデルの空間代表性は,数 10km (解像度依存性があるが)の平滑化した値を示し ていると言える.



図1.2017年6月2日電中研我孫子地区を対象と した日射量の地上観測,衛星推定,予測の時系列.

金融機関向け技術デューディリジェンスにおける気象情報の利用

*菊地信行、池知彦、加藤秀樹、小川豪、鈴木将之、小長谷瑞木、古屋暁子、加藤礼明、松岡悠太 (イー・アンド・イー ソリューションズ株式会社)

1. はじめに

再生可能エネルギーのFIT(固定価格買取制度) が2012年に開始されると、太陽光発電、風力発 電などの再生可能エネルギー事業の開発が盛ん に行われるようになった。銀行などの金融機関は 発電事業会社に融資する際、FITの期間である20 年間の発電事業が滞りなく行われることを確認 するために、第三者機関による技術デューディリ ジェンス報告書を活用する。ここでは主に太陽光 発電事業における金融機関向け技術デューディ リジェンスにおいて気象情報が事業の評価にど のように利用されているかについて述べる。

2. 日射量の平年値(平均値)

太陽光発電所の発電量予測においては事業地 の日射量を知る必要がある。事業予定地において 日射量をあらかじめ測定することは日本国内の 事業ではまれである。日本では NEDO (新エネル ギー・産業技術総合開発機構)の METPV-11 と MONSOLA-11 および気象庁のメッシュ平年値が 日射量データベースとして使われている。なお海 外では、一般的に METEONORM、SolarGIS な どが使われている。運転開始した太陽光発電所の 日射計による測定データと比較したところ METPV-11 と MONSOLA-11 は実際よりも日射 量が少ない場合が多いことが明らかになってき た。気象庁のメッシュ平年値は METPV-11 と MONSOLA-11と比べると太陽光発電所で測定し た実際の日射量に近い値を示す場合が多い。発電 量予測においては METPV-11 の 1 時間データを 気象庁のメッシュ平年値と比較して補正するこ とが提案できる。

3. 日射量の経年変動

金融機関は融資の際のリスク評価として発電 量の平均値とは別に数年から数十年に1度の頻度 で生じる日射量の少ない年の発電量を評価基準 としている。評価には事業地の近傍で日射量測定 を行っている地方気象台等の測定データを用い る。将来の事業期間の20年間は過去20年間と同 様の現象が生じると仮定して統計計算に基づい てリスクを評価する。

4. 降雪・積雪

太陽光発電所の発電量を減らす要因の一つと して降雪・積雪が挙げられる。降雪現象が生じる と太陽電池モジュールは雪に覆われるが、気温の 上昇・太陽光による加熱によって雪と太陽電池モ ジュールの間に水が入って雪が滑り落ちること で発電量を回復する。一方、太陽電池モジュール から滑り落ちた雪が積もって太陽電池モジュー ルの高さまで到達すると、雪がそれ以上落ちなく なり、発電を著しく妨げるようになる。これらの 降雪・積雪による発電量の減少は経験則からパタ ーンを決めて計算し発電量予測に取り入れられ ている。今後、降雪量、積雪量、気温、湿度、日 射量から融雪、雪の滑落などの物理過程を考慮し た計算手法が開発され、実際の発電所で検証が行 われることが期待される。

5. 桜島の降灰

鹿児島県の桜島周辺では降灰による発電量の 減少についての評価が金融機関から求められて いる。降灰による発電量の減少量は大気放射伝達 モデル(RSTAR)を応用して太陽電池モジュール のガラス面に積もった灰の層における太陽光の 放射伝達を計算して推定している。降灰による発 電量の減少は風によって灰が飛ばされることで ある程度回復するが、本格的に回復するには降水 現象を待たなければならない。降水現象を統計的 に処理することで、降灰によって発電量が減少し てから降水によって回復するまでの時間を推定 し、発電量予測に取り入れている。

風力発電出力推定値への気象庁局地モデルの適用可能性について

吉田健二**・早崎宣之(伊藤忠テクノソリューションズ株式会社)

1. はじめに

天候によって出力が変動する風力発電は、大量 に電力系統に連系された場合、気象現象などに伴 って発生する大きな出力変動により電力の安定 供給に悪影響を及ぼすことが懸念されている.ま た、時間毎・曜日季節等に様々変化する電力シス テム運用と十分な協調を図るためには、風力発電 の出力変動を予測するなどの電力系統の安定運 用に資する技術開発を推進することが必要とさ れている.

国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合 開発機構(NEDO)の事業である,電力系統出力 変動対応技術研究開発事業では,出力の急変現象 であるランプ現象の予測精度の向上のために,北 海道・東北・関東地域における大規模風力発電所

(WF)を対象とした発電出力等の実績データ収 集のためのWF観測網を整備している.しかしな がら,実際に実績データを集められるWF数は限 られることや,実績データには様々な要因による 欠測が含まれることから,風力発電出力の実績デ ータを推定する技術が必要になっている.

そこで、本発表では気象庁の局地モデル(LFM) の初期値が風力発電出力の推定に適用可能であ るか検討した結果を報告する.

2. LFM について

LFM は、細かい水平格子間隔(2 km)と高い 頻度(1日24回)での更新が特徴で、初期時刻か ら9時間先までの予測計算を行なっている.メソ モデル(MSM)よりも水平格子間隔が小さくな ることで、モデル内の地形も細かくなり、地形の 影響を受ける地表面付近の風の表現が良くなる ことが期待される.また、LFM は気象庁の現業モ デルでは初めて地上風向・風速データを同化して おり、初期値における風の表現がより現実に近く なっていると考えられる.これらのことから、風 力発電出力推定値の作成に LFM は有用と考えら れる.

3. 使用したデータと検証期間

検証に用いた実績データは、本事業で収集中の 東北電力管内の11箇所のWFの合計発電出力で ある.ここで、発電出力は対象WFの総定格設備 容量で規格化した値(PU)を用いている.なお、 LFM 風速から発電出力への変換は、それぞれの 風車のパワーカーブのカタログ値を用いた.

検証期間は 2015 年 10 月~2016 年 11 月の 1 年間である. 4. 結果

表1にLFMにより推定した風力発電出力推定 値の相関係数,ME,RMSEを示す.相関係数は 0.9を超えており,かなり高い相関が得られた. ME が負となっているため,LFMによる推定値に は負のバイアス傾向があることがわかる.RMSE は総定格設備容量の8%程度であった.図1に発 電出力推定値の時系列の例を示す.時系列からも 過小傾向であることがわかるが,発電出力の立ち 上がりのタイミングを的確に捉えられている. 5.まとめ

東北電力管内の 11WF の合計発電出力につい て、LFM 初期値による風力発電出力推定値の精度 を検証した.LFM 初期値から推定した発電出力は 過小傾向ではあるが,実績値とかなり高い相関を 持ち,時系列で見ても,発電出力の立ち上がりを 的確に捉えるなど,推定値としての利用可能性の 一端を示すことができた.

表 1. LFM による風力発電出力推定値の精度

相関係数	ME [%]	RMSE [%]
0.94	-4.0	8.2



図 1.2015 年 11 月 21 日~30 日の風力発電出力 推定値の時系列図

【謝辞】

この成果は、国立研究開発法人新エネルギー・ 産業技術総合開発機構(NEDO)の委託業務の結 果得られたものです。 東北地方の発電量ランプの確率予測

* * 水野良紀,加藤央之,池田亮作,ドアン・クアン・ヴァン,日下博幸,岡田牧,小笠原範光 1:日本大学・文理学部,2:筑波大学・計算科学,3:日本気象協会

1. はじめに

再生可能エネルギーである風力発電は現在,北海道 や東北地方で盛んに行われている.しかし,風力発電 は風速が急激に変動することにより電力の安定供給に 影響を及ぼすことが知られている.そこで,風速が急 激に変動するタイミングを予測することが非常に重要 である.本報告では,加藤ほか(2016)と同様の手法 を東北地方に適用し,東北地方における気象官署18 地点の海面補正気圧(SLP)の主成分分析結果と過去 の発電量履歴(池上ほか,2014)をもとに求めた発電 量ランプの予測精度を検証し,その気象学的要因を探 った.

2. 解析方法

まず,東北地方における気象官署 18 地点(新潟含 む)の海面補正気圧(SLP)の時別値を各時刻ごとの 地域平均偏差に直して主成分分析を行う.次に,上位 3 主成分の主成分空間内の位置と東北エリアの発電量 との関係を解析する.予測に当たっては,WRF を用 いて気象官署 18 地点のデータを計算し,このデータ から主成分空間内の位置(予測位置)を決める.この 予測位置に対して,主成分空間内の近隣の発電量デー タ(過去の履歴)の平均と標準偏差を求め,発電量の 出現確率を計算した.さらに,1時間ごとの変化から, 発電量の変化がある閾値を超える確率を計算した.

なお、東北地方の発電量ランプを対象とした期間は、 学習期間が2011年、予測期間が2012年である.

3. 結果

図1に2013年1月3日21時から75時間分の予測 結果を示す.5日3時頃よりランプダウンが発生して いるが(上),ランプダウンの発生確率は80%と10月 の事例に比べて高い(下).5日の地上天気図を確認す ると,西高東低の冬型気圧配置でこれが弱まったこと による.

図2に2012年10月18日21時から75時間分の予 測結果を示す. 19日23時頃より発電量が急減(ラン プダウン)しているが(上),ランプダウンの発生確率 は30%程度と予測されている(下).19日は地上天気 図を確認すると,日本付近は移動性高気圧に覆われて おり夜間に風速が急減した事例である.このように, 東北地方の発電量ランプダウンの予測は西高東低の冬型気圧配置では比較的精度よく予測でき、移動性高気 圧に覆われるケースでは発生確率が低くなるなど気象 場の違いによって予測精度は異なっている.



図1: 2013年1月3日21時から75時間予測結果。平均発電量(平均 ±1σ)の予測結果と実測値(黒実線)の比較(上)。全発電量の30%を 超える変動をする確率。正がランプアップ、負がランプダウンの確率(下)。



図2:2012年10月18日21時から75時間予測結果(図1に同じ)。

参考文献:池上ほか,2014,電力需給解析のための風力 発電データの整備と風力発電の長周期出力変動の分析, IEEJ 論文誌 B

謝辞:この成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産 業技術総合開発機構(NEDO)の委託業務の結果得られた ものです.また、発電量データは日本風力発電協会と 東京大学荻本研究室との共同研究によるものであり東 京大学荻本研究室より提供を受けました。

陸奥湾の風況と地形性強風 島田照久(弘前大院理工)

1 はじめに

洋上風力エネルギーは、豊富な賦存量と大規模 開発が可能という点で、今後は再生可能エネルギ ーの中心的な存在になることが期待されている。北 日本では、洋上風力エネルギー利用の検討と促進 のため、詳細な風況観測、ゾーニング事業、洋上風 車の設置検討が進んでいるところも多い。こうした 取り組みを進める上で、風況マップのさらなる理解 が求められている。

青森県については、陸奥湾の風力資源が着目されている。陸奥湾は内湾であるにもかかわらず、およそ東西方向に伸びる領域では、年間の平均風速が8.5m/s(100m高度)に達することが、最新の洋上風況マップNeoWins(http://app10.infoc.nedo.go.jp/Nedo_Webgis/top.html)によって示されている。現在計画中あるいは導入済みの洋上風車の多くは、港湾域など海岸の近くに限定されており、沖合の強い風を利用できていないことを考えると、湾内の大きな平均風速は大きなアドバンテージとなりうる。

これまでの研究により、陸奥湾は周辺地形ととも に東西方向の地峡を構成しており湾中央部では東 西風が卓越すること、北日本に低温をもたらす東風 のヤマセが卓越するときと北西の季節風が卓越す るときに、湾内で強風が発生することがわかってい る(Yamaguchi and Kawamura, 2005; Shimada et al. 2010, 2012)。しかしながら、地形性強風の詳細 な3次元構造や変動の理解はまだ十分でない。本 研究では、まずは夏季を対象とし、陸奥湾で発 生する局地的強風の理解を目指し、洋上風況マ ップのさらなる理解につなげることを目指す。

2 データと方法

合成開ロレーダなどの衛星観測、現場観測気 象データ等と、気象モデルを用いる。

3 結果

夏季の北日本の沿岸海域において、東寄りの 地形性強風が各地で卓越する状況がある。オホ ーツク海高気圧が発達し、日本海を低気圧が進 んでくる気圧配置の時で、オホーツク海高気圧 からの冷たい東風はヤマセと呼ばれる。図1は、 このような状況において、合成開ロレーダから 推定した海上風の例である。津軽海峡の西口等、 日本海側で発生する強風と同じ系で、陸奥湾内 で強風が発生している。東風は、下北半島を横 切って陸奥湾に吹き込み、湾の中央部を吹く。 また、気象モデルによるシミュレーションから、 風の強化は、地表(海面)から高度約 500m の 範囲であることがわかった。また風速の強化が 起こる範囲は、下層の冷気が東の海上から進入 することに対応している。

4 最後に

発表時には、気象モデルデータから、東風卓 越時の下層冷気の分布と湾内への進入過程等 を示し、風況マップの理解に関わる観点を議論 する。



図1合成開ロレーダ (ENVISAT) から推定した海上風 (2005-07-04T12:27)

気象予測情報を活用した洪水予報精度の現状 - 平成29年7月花月川の事例-

*阿部紫織(三井共同建設コンサルタント株式会社),中村要介(国立研究開発法人土木研究所 ICHARM)

1. はじめに

近年、局地的大雨や集中豪雨による災害が毎年のように 日本各地で発生している。近年では、平成27年9月関東・ 東北豪雨による堤防決壊や、平成28年8月末の東北地方 を直撃した台風10号による小本川の外水氾濫などが記憶 に新しい。また、今年は7月5日に九州北部の複数の河 川で氾濫が発生し、多数の被害を受けた。

このような状況から、河川の洪水予測を精度よく行うこ とは、洪水による人的被害を防止・軽減する観点から重要 である。また、近年では局地的大雨の影響で短時間の急な 増水による被害が発生していることから、できるだけ早い タイミングで氾濫発生の予測を行うことは、避難のリード タイム確保のため必要とされている。

洪水予測を行うための入力条件は降雨のデータであり、 洪水予測の精度は予測降雨の位置や、強度によって左右さ れる。そのため、6時間先までの降雨を予報する気象庁の 降水短時間予報は洪水予測を行う上で重要な要因の一つ で、降雨予測の精度向上は、気象ビジネスとして求められ る役割・期待が大きなものであると言える。

2. 目的

本研究では、筑後川水系花月川の平成29年7月出水を 対象として、気象庁降水短時間予報を用いた洪水予測の現 状の検討を行った。

3. 気象状況

本研究で対象とする平成29年7月5日出水当時の当該 流域の気象の状況として、線状降水帯が形成され、昼過ぎ から夕方にかけて断続的に激しい雨が降り続き、大分県で は19時55分に大雨特別警報が発表された。花月川流域 に位置する日田市では、日降水量の観測史上最大値を更新 する336mmを記録した。

これにより、花月川の花月水位観測所において観測史上 最高水位となる 4.50m を記録した。

4. 検討概要

本研究での洪水予測を行う水文モデルは、降雨を入力と して河道流量から洪水氾濫までを流域スケールで一体的 に解析できる降雨流出氾濫モデル^[1](以下、RRIモデル) を使用した。

RRIモデルの再現性を検証するため、7月5日0時~7 月6日12時の解析雨量を用いて再現計算を行った。洪水 予測精度の検証として、7月5日12時から19時まで、毎 正時の解析雨量を初期値とし、当該時刻に得られる降水短 時間予報を与えることで、6時間先までの水位予測を行っ た。なお、本研究では、予測雨量が水文モデルに与える影 響評価を目的としているため、現業で実施される実績水位 へのフィードバックは実施していない。 河道水位の検証は、花月川の左岸 3.38km に位置する花 月水位観測所とした。花月水位観測所には防災上の基準水 位が設定されており、花月川流域の避難情報等はこの地点 の水位を参考に避難勧告等が発令されている。

5. 結果

解析雨量を用いて RRI モデルによる水位の再現性を検 証した結果、誤差指標である Nash 係数が 0.97 となり、 非常によく再現できていることが示された。

一方で、降水短時間予報を用いて予測計算を行った結果、 2時間程度先までの水位は予測できているが、6時間先は どの時刻においても予測水位が低くなっている。

市町村長の避難勧告発令および住民の避難判断の参考 となる氾濫危険水位の超過を初めて予測できたのは16時 の予測であり、氾濫注意水位を超過した観測と同程度の時 間となる。

これは対象期間の降水短時間予報の時系列変化を確認 したところ、予測雨量において降雨域の発達や停滞等を予 測できていなかったことからも妥当な結果であったと言 える。

6.まとめ

花月川を対象とした今次災害の一例では、降水短時間予 報を用いて洪水予測を実施した場合、2時間先までの予測 は精度良く実施できることが確認できた。しかしながら、 それより先の予測水位の信頼性を高め、避難までのリード タイムをできるだけ長く確保するためには、降水短時間予 報の3時間先以降の精度向上が望まれる。

これにより、中山間地のように急激な水位上昇を示す中 小河川においては、降雨予測と水文モデルを用いることで、 的確な避難活動に資するための防災情報提供が可能とな り、地域の防災・減災につながるものと期待される。



図 1 花月水位観測所における実績水位と計算水位の比較

参考文献

^[1]佐山敬洋, 岩見洋一:降雨流出氾濫(RRI)モデルの開発と応用, 土木技術資料 56-6, pp1-4, 2014.

降雨分布が中山間地河川の河川流量に及ぼす影響評価

*中村要介, 阿部紫織(三井共同建設コンサルタント株式会社), 佐山敬洋(京都大学防災研究所)

1. はじめに

近年,中山間地河川では,台風性や前線性降雨による浸 水被害がどこかで発生する事態となっている.2017(平成 29)年7月には花月川(大分県日田市)において梅雨前線に 伴う線状降水帯が形成され,洪水氾濫が発生する災害とな った.一般的に河川防災分野においては,気象庁と河川管 理者が共同で洪水予報を実施しており,河川流量の推定に は降雨データをインプット情報とする水文モデルを用い ている.そのため,洪水予報の精度は降雨予測に大きく依 存することから,降雨予測技術の発展は河川防災上も重要 な課題の一つと考えられる.

2. 目的

本研究では、兵庫県西部に位置する千種川を対象とし、 降雨分布が中山間地河川の河川流量に及ぼす影響を定量 的に評価することを目的とした.

3. 降雨分布の推定

降雨分布の推定にあたっては、気象庁が配信する解析雨 量を対象とし、その降雨分布が面的に 5~20km 外れた場 合を想定した.対象降雨は、佐用町で堤防決壊し甚大な被 害を及ぼした 2009(平成 21)年 8 月台風第 9 号とした.

4. 水文モデル (RRI モデル)

本研究で用いた水文モデルは、降雨を入力として河道流 量から洪水氾濫までを流域スケールで一体的に解析でき る降雨流出氾濫モデル(Rainfall- Runoff-Inundation モデ ル:以下, RRI モデル^[1])とした.

RRIモデルは降雨・流出プロセスと流出・氾濫プロセス を同時に解析することが可能であり、複数河川からの同時 氾濫や内水・外水氾濫などの実態に近い複合型氾濫解析が 実現できるモデルである.

5. 結果と考察

千種川流域は南北方向約 60km, 東西方向約 20km と南 北方向に長い流域形状である.(流域面積:754km²)その ため,雨域が 5km ずれた場合の河川流量の平均誤差は, 240m³/s 程度であるが,雨域が 20km ずれた場合には,そ の誤差が 1,000m³/s 程度になることがわかた.

これは、現業の洪水予報において雨域の移動を的確に的 中させるかというのが重要であることを示しており、河川 防災分野における今後の大きな課題であると捉えている.



2009(平成21)年8月台風第9号における2009/8/812:00 ~8/11 0:00 の積算降水量の分布状況を示す.本研究では、実績の降雨分布から東西南北に雨域を移動させた 場合を想定した.





図 2 降雨分布の移動による河川流量の変化量



とを表す図である.

日本全国を対象とした確率論的洪水モデルの開発

*久松力人^{1,2}、藤村和也³、堀江啓¹、林克亘^{1,4}、河辺賢¹、中西翔^{1,4}、篠塚義庸¹ (1:インターリスク総研、2:東京大学、3:AIR WORLDWIDE、4:三井住友海上火災保険)

1. はじめに

平成28年に修正された防災基本計画では、「増加する水害リスクに備えるための水害保険、共済への加入促進」が追記された。そのため、損害保険会社のリスク管理に活用される洪水モデルの更なる精緻化の重要性が高まっている。

本研究で開発した洪水モデルの構成を図1に示 す。洪水モデルはハザードモジュール、脆弱性モ ジュール、ファイナンシャルモジュールで構成さ れる。ハザードモジュールでは、まず降雨量の再 解析データに基づき、確率論的な降雨カタログを 生成した。次に、上述の降雨量を入力値とした水 文解析・氾濫解析を実施し、日本全国の浸水深を 計算した。脆弱性モジュールでは、浸水深から保 険対象物の被害率を求める洪水被害関数を構築 した。ファイナンシャルモジュールでは、限度額 や免責額等を保険条件として考慮できるようモ デルを構築した。本報では、開発したモデルを構 成する各コンポーネントの概要を報告する。

2. 降雨量の計算

降雨量の計算手法の概要を示す。まず、1979 年から 2014 年までの再解析データ (ERA-Interim)を用い、WRF により降雨量等 をダウンスケーリングした。次に、台風起因の降 雨と、非台風起因の降雨とで分離した上で、定 常・非定常モデル等に基づき、それぞれの降雨分 布を1万年分作成した。最後に、台風起因と非台 風起因の降雨分布を統合した。

浸水深の計算

浸水深の算出には、まず降雨量から河川流量を 求める水文解析を行った。次に、河川流量から浸 水深を算出する氾濫解析を行った。

水文解析では、ダム・貯水池・放水路を明示的 に考慮し、単位集水域毎の流量ハイドログラフを 作成した。河道追跡には Muskingum-Cunge 法を 採用し、観測流量とのキャリブレーションの過程 で各パラメータを最適化した。単位集水域毎の流 量は、一次元不等流計算により、概ね 500m ピッ チの流量に変換した。

氾濫解析では、概ね 500m ピッチで片岸破堤・ 両岸同時破堤を考慮した破堤確率曲線を設定し、 水文解析で求められた流量に基づき破堤判定を 行った。破堤が認められた場合には、浅水方程式 等により 25m メッシュ毎の浸水深を計算した。

4. 洪水被害関数の構築

洪水による保険対象物の被害率は、浸水深に応 じて高くなる。そこで、例えば建物の場合は、建 物の基礎・構造・内装・設備(機械、電気、衛生) 毎に浸水深と被害率との関係式である被害関数 を設定した。それらの被害関数を組み合わせ、建 物の用途・構造・階数毎の被害関数を構築した。 構築した被害関数は、既往研究・保険会社の保険 金支払情報等を用いてキャリブレーションした。

5. 保険損害額の計算

保険対象物の位置情報および再調達価額と、計算された浸水深とを結び付けて、被害関数を適用 し保険損害額を計算した。計算は1万年分行い、 再現期間毎の保険損害額を求めた。日本全国の建 物を対象としたモデルの出力結果の一例を図2に 示す。

6. おわりに

本研究では、日本全国を対象とした確率論的な 洪水モデルを構築した。降雨量は、台風起因・非 起因両方をモデル化した。浸水深は、日本全国を 25m メッシュの高解像度で計算した。構築した洪 水モデルは、保険会社等における、より精緻なリ スク管理に貢献することが期待される。



気象関連分野におけるドローン活用と今後の展望

*小林朋樹(一般財団法人 日本気象協会)、井上実(一般財団法人 日本気象協会)、 佐々木寛介(一般財団法人 日本気象協会)

1. はじめに

近年、ドローンはこれまでのホビー用途だけでな く、上空からの写真撮影や農薬散布をはじめとする 商用・産業用途での利用が拡大している。自律飛行 が可能なドローンは、人の立ち入ることが難しい場 所へ移動したり、上空でホバリングすることができ るため、これらの利点を活かして計測分野への応用、 特にドローンによる測量技術は急速に普及しつつあ る。本稿では、ドローンによる上空の気象観測例と ともに、今後の気象分野でのドローンの活用、ビジ ネス展開の可能性について整理した。

2. 上空 1000m までの気象観測結果

鹿児島県の桜島を対象とした、超小型超音波風 速計や温湿度センサを搭載したドローン(図 1)に よる、上空の気象観測の実施例を図2に示す。本 調査では、ドップラーライダーによる風の鉛直プ ロファイルの観測も同時に実施した。ドローンに よる気象観測は、降雨がなく、25分以内の飛行時 間という条件下で、指定高度(50m, 100m, 150, 200m, 300m, 500m, 750m, 1000m) でそれぞれ3分 間ホバリングさせ、データを取得した。ドローン に搭載した超小型超音波風速計による風の観測 結果は桜島山頂からみて風下地点に相当する、黒 神地点のドップラーライダーによる鉛直プロフ アイルとほぼ同じであった。また、気温や湿度に ついても地上〜上空 1000m までの鉛直プロファ イルを計測することができた。



図1 気象センサ搭載ドローン外観

表1 本調査で使用したドローンの仕様

型式	SPIDER CS-6 (ルーチェサーチ(株))	
機体重量	約 3800g	
外形寸法	950×950×400 mm	
耐風速	約 15m/s	
飛行時間	約 25 分	
搭載重量	約 4000g	



3. 今後の展望

ドローンを上空の気象観測に活用するという 観点においては、現状では観測可能な気象条件に 制約があるものの、桜島の観測結果からも定量的 なデータが取得できることが示された。今後、飛 行可能時間や耐風・耐水性能等の課題に取り組む ことにより、ドローンによる大気観測へのさらな る活用が見込まれる。再利用が可能なドローンは、 原則使い捨てのラジオゾンデを使用した従来の 観測手法や有人ヘリによる観測に比べて大幅に 観測コストを削減できるという点ではメリット が大きい。将来的には、環境アセスメント分野に おける高層気象観測や上空の PM2.5(微小粒子状 物質)などの大気汚染物質、火山ガスの三次元濃 度分布の計測などへの活用も期待される。これら の気象や大気質の立体分布が"手軽に"把握できる ことは関連するシミュレーションモデルの性能 向上にも大きく貢献する。

また、今後は、気象関連分野に限らず、多様な 機会でドローン活用の場面は増えることが確実 視されており、それぞれの飛行目的に合わせたド ローン向け気象情報に関しても、重要性が増して いる。従って、観測分野だけでなく、気象情報提 供についても新たな市場が生まれる可能性があ るだろう。

*本稿の結果の一部は、京都大学防災研究所の共同利 用・共同研究拠点の助成を受けて実施した共同研 究、および文部科学省の次世代火山研究・人材育成 総合プロジェクトによる成果である。

B151

「2017 年 7 月 5-6 日の福岡・大分県の大雨」の特徴について

*津口裕茂•清野直子(気象研究所予報研究部)

<u>1. はじめに</u>

2017 年7月5日から6日にかけて,福岡・大分県で記録的な 大雨が発生した(第1図).福岡県朝倉(アメダス)では,最大1 時間降水量で129.5mm(5日1538),最大3時間降水量で261.0mm (5日1540),最大24時間降水量で545.5mm(6日1140)を観測し, いずれも観測史上1位を更新した.この大雨により,福岡・大 分県では土砂崩れや河川のはん濫などの甚大な災害が発生し, 多数の死者が出た.本発表では,速報的な解析から明らかにな った本事例の特徴について報告する.

2. 大雨が発生した環境場と線状降水帯の形成メカニズム

大雨の発生期間中,九州地方北部付近の大気下層には,東シ ナ海から南西風によって相当温位350K以上の暖湿気塊が継続的 に流入していた.また,九州地方北部の上空5800m付近(500hPa) には,平年(福岡の高層観測の500hPa 気温の7月平年値:-4.6°C) よりも気温が約3°C低い-7°C以下の寒気が存在していた.これら のことから,九州地方北部付近は積乱雲が発達しやすい不安定 な成層状態となっていたと考えられる(図略).

このような成層状態の中,九州地方北部に存在していた局地的 な前線上で積乱雲が次々と発生し,それらが東西に連なること で複数の線状降水帯が形成されていた(第2図).特に,福岡県 朝倉市・大分県日田市付近に大雨をもたらした線状降水帯は, 背振山地付近で積乱雲が繰り返し発生し,それらが上空の西寄 りの風に流されて東へ移動することで形成されていた(バック ビルディング形成).この線状降水帯が数時間にわたって維持さ れ,ほぼ停滞したことにより,狭い地域に降水が集中して記録 的な大雨になった.この線状降水帯の形成・維持・停滞には, 背振山地や九州地方北部の複雑な地形が影響していた可能性が ある.この点については、今後,観測データを詳細に解析する とともに,数値モデルによる地形に関する感度実験等で確認す る必要がある.

3. 「平成24年7月九州北部豪雨」との比較

同地域では、5年前に「平成24年7月九州北部豪雨」が発生 している.このときも線状降水帯が形成され、長時間にわたっ て維持・停滞することで大雨がもたらされた.今回の大雨と「平 成24年7月九州北部豪雨」の類似点・相違点を調べることは、 多様な大雨を理解する上で有効であると考えられる.ここでは、 今回の大雨が発生した大気状態を「平成24年7月九州北部豪雨」 の内の7月14日の福岡県の大雨時と比較した(第1表).両者に、 大気下層の水蒸気量や気温に大きな差はみられないが、上空の 気温は本事例の方が3℃程度低い.このことは、本事例の方が「平 成24年7月九州北部豪雨」時よりも大気の状態がより不安定に なっており、積乱雲がより発達しやすい環境場であったことを 示唆している.このため、個々の積乱雲がより発達することが でき、降水量が多くなったと考えられる.今後、詳細について は入念に調べる必要がある.



第1図:解析雨量から作成した2017年7月5日の12時から24時までの12時間積算降水量の水平分布。



第2図: 2017年7月5日15時のレーダー強度(シェード)とアメダスデ ータから作成した局地解析. 等値線は高度補正した気温(°C), 矢羽根は 風向風速.

第1表:本事例と「平成24年7月九州北部豪雨(7月14日の福岡県の大雨)」との降水量(アメダス)と大気状態(気象庁メソ解析)の比較.

	本事例の大雨	平成24年7月九州北部豪雨	
	2017年7月5-6日	2012年7月14日	
最大1時間降水量(地点名)	129.5mm(朝倉)	91.5mm(黒木)	
最大3時間降水量(地点名)	261.0mm(朝倉)	174.5mm(黒木)	
最大24時間降水量(地点名)	545.5mm(朝倉)	486.0mm(黒木)	
高度500mの水蒸気量	18.0g/kg	18.5g/kg	
高度500mの気温(海上)	23°C	23°C	
500hPa(~5800m)の気温	-7~-6°C	-4~-3℃	

2017 年 7 月 5~6 日福岡県, 大分県付近に大雨をもたらした環境場について

*木下 仁,長田栄治(気象庁予報部予報課)



第1図 2017年7月4日21時,5日15時の東シナ海付近における水蒸気画像(上段,記号×は寒冷渦の中心,左図の○印の 中心は福岡県朝倉市)とMSMによる333K等温位面における渦位(0.5PVU毎に表示,ハッチ域は1PVU以上)及び 風(30kt以上を表示(1kt=0.51m/s))の分布図(下段).

1. はじめに

2017 年 7 月 5 日昼前~6 日明け方,福岡県,大分県付 近では記録的な大雨となり,土砂崩れ,河川の氾濫などが 発生し,多数の死者・行方不明者が出た.特に5 日の福岡 県朝倉市では1時間,3時間,24時間降水量がそれぞれ, 129.5mm, 261.0mm,545.5mmとなり,通年の極値が 大幅に更新された.この大雨の要因について,過去事例に おける環境場との比較などを通じて調査を行ったので,以 下に報告する.

2. 総観スケールの場

5日、上層では逆位相の場の中で形成された寒冷渦(循 環は 200hPa 付近で最も明瞭) が黄海から日本海西部に進 んだ. 第1図は4日21時,5日15時の衛星水蒸気画像 と気象庁メソ数値予報モデル(MSM)による 333K 等温 位面における渦位及び風の分布図である. 成層圏起源の高 渦位域は水蒸気画像では明瞭な暗域として認識されるが、 本事例では、上述の寒冷渦(同図の記号×)から南にのび るトラフに対応した高渦位域が明瞭であった. 4 日 21 時 に水蒸気画像で確認できる暗域(高渦位域)は足早に東シ ナ海を東進し、5日09時には九州北部付近に達していた。 中層には低相当温位の空気の西からの流入が顕著で、福岡 の高層観測によると、同時刻の時点ですでに 450hPa 付近 以下の厚い層で対流不安定となっており,持ち上げ凝結高 度も約960hPaと低く、対流雲が発達しやすい場となって いた (第2図). 数時間後, 福岡県付近では対流雲が発生・ 発達し、15時頃に朝倉市において降水のピークとなる1 時間,3時間降水量の極値が観測された.

一方,下層では,Sub-Hの西への張り出しが強く,このSub-Hの縁辺を周って東シナ海から九州北部に350K以上の高相当温位の気団が流入していた.

3. メソスケールの場

本事例は梅雨前線近傍の大雨というよりは暖域内にお ける地形的収束をトリガーとした大雨であった.5日日中, 福岡県筑後北部では、有明海からの南西風と玄界灘からの 北西風によって形成された下層収束域が明瞭で、この収束 域において線状降水帯が長時間維持された.気象庁メソ数 値予報モデル(MSM)による975hPa面の相当温位、風 の分布によると、線状降水帯は高相当温位域のほぼ中央部 付近で形成されていた.

4. 考察

線状降水帯が長時間維持された点では、2012年7月14 日の筑後地方における大雨事例に類似しているが、上中層 の環境場は異なり、本事例の方が大気安定度は低くなって いた.また、大雨期間、各層の風は比較的弱い状況となっ ていた.他の大雨事例と比較しても、本事例の大雨では上 層渦からのびる寒気トラフの影響が大きかった、このよう な環境場の推移が今まで周辺地域に比較して降水量が少 なかった朝倉市における記録的な大雨につながったと推 察される.



第2図 2017年7月4日09時~6日21時の福岡における 風,相当温位の時系列断面図.

広島県西部における線状降水帯の発達の地形による効果

○田中健路,松田直樹(広工大環境)

1. はじめに

広島県西部は、1999年6月豪雨や2014年8月 豪雨をはじめ、豊後水道側からの大量の暖湿気流 入に伴う線状降水帯の発達による局地的大雨が 度々発生している。中国地方西部は、標高数 100m ~1500m程度の山地および谷筋が南西―北東方向 に走っており、瀬戸内海側から流入した自由対流 高度が数 100m 程度の下層湿潤空気塊の地形性の 強制上昇により、対流が活発になると考えられる。 また、九州山地の西側から回り込んできた暖湿空 気と豊後水道側の空気が下流側の周防灘東部か ら広島県側で水平収束することも発生要因の一 つとして考えられる。本研究では中国地方西部の 地形および九州・四国地方の地形のそれぞれが広 島県西部での線状降水帯の発達への効果を明ら かにすることを目的として、数値モデルによる解 析を行った。

2. 計算概要

数値モデルは WRF3.7 を使用した。北緯 33 度東 経131度を中心とし、中国四国西半分と九州(本島) 全域を含む東西約 500km×南北約 600km、格子点 間隔 1km の計算領域を与え、鉛直方向 50 層に分 割して計算を行った。微物理過程は Midrandt and Yau (2005)の 2-momentum scheme を採用した。初 期条件は、2014 年 8 月 19 日 12UTC とし、気象庁 GPV MSM 初期値を使用し、12 時

間後までの予報計算を行った。

地形条件は、全球 30 秒メッシュデータを基に、 中国地方全域を標高 0m とした場合の九州を迂回 する暖湿気流の水平収束の効果、および、九州・ 四国全域を標高 0m とした場合の中国地方の地形 に伴う強制上昇の効果のみを考慮に入れた場合 の計算を行った。また、元データに対して標高を 0.0 倍~1.2 倍まで 0.1 倍刻みで標高条件を変更し て計算を実施した。

3. 結果

中国地方全域を標高 0m とした場合、国東半島 北東側の下層風の水平収束に伴い、広島県北部か ら島根県側で降水強度 30mm/h 前後の降水帯が発 生し、発達途中で降水帯全体が下流側に流される 結果となった (図-1)。一方、九州・四国地方の地 形を除去した計算では、広島県南西部の沿岸域で 下層風の水平収束が強まり、線状降水帯の停滞が 見られた(図-2)。降水帯周辺の大気下層では、南 東側の広島湾側からの湿潤空気の上昇と北西側 の冷気の下降が生じ、線状降水帯と海岸近傍の山 地の走向がほぼ平行になった際に、降水帯の軸の 直交方向について非対称な下層気流構造となり、 降水帯側面の湿潤空気側からの水蒸気の供給が 維持される(図-3)。また、降水帯下流側では、広 島平野の奥に向かう際の地形性の水平収束によ り降水が更に強められる。標高を元データの 1.2 倍として地形の起伏を強調すると、周防半島側か ら持ち上がって発生した線状降水帯と広島市側 の線状降水帯が分離し、降水帯内部のピーク雨量 が低下する結果となった。標高 200~400m 前後の 低い山岳を持つ周防半島側からの緩やかな湿潤 空気の上昇と広島湾側からの湿潤空気の上昇が 重なることにより、線状降水帯の発達が促された ものと考えられる。













図-3 広島県西岸における下層風, CAPE, 自由対 流高度の南東-北西方向の断面。

BSB 型降水系の維持機構

-平成 20 年 8 月末豪雨 岡崎豪雨事例 その 2-

*高咲良規・吉崎正憲・鈴木パーカー明日香・渡来靖(立正大)

1. <u>はじめに</u>

多くの豪雨は線状降水帯が発達・維持することで起こる. このうち,対流セルの移動方向の後方に新しい対流セルが 次々と形成するバックビルディング(BB)型降水系と,下層 と中層の風向の違いによって形成するバックアンドサイ ドビルディング(BSB)型降水系がある.

前回(2014 年度秋季大会, B212)の発表では、岡崎豪雨 は BSB 型降水系における維持機構として、①水蒸気、② 収束、③積乱雲の走向の3つに着目して解析を行った.し かしながら、岡崎豪雨の維持機構には不十分な点が多く、 今回の発表では、BSB 型の降水系における山岳の影響を 調べた.

2. 岡崎豪雨で観測された降水分布

岡崎市付近に豪雨をもたらした降水系について調査を 行った.図1aでは、岡崎市から約60km離れた南西から 北東に延びる降水系Sとその南東側に降水系Aがあった. 図1bでは、降水系Sは南東方向に移動するとともに降水 系Aは北西方向に移動し、二つの降水系は合流しようとし た.このとき降水系Aの南東側に新たに降水系Bが生ま れていた.図1cには降水系Bは北西方向に移動し、降水 系Sは南東方向に移動した.図1dでは降水系Sはほぼ停 滞したが、このときの降水系の形態は図1bと同様にあっ たので、今後この降水系をBSB型の降水系と呼ぶことに する.図1eから図1gまではBSBの南側に新たな降水系 Cや降水系Dが合流して、形態を維持しながら、さらに 図1gから図1iまで降水バンドが南西方向に連なっていっ た.ここで降水系Sの移動や形状の変化から、岡崎で起き た BSBを2つのステージと分けて議論を行った.

3. BSB 型降水系に対する山岳のインパクト

CTL は実際の山岳を用いた場合, Case A は岡崎市周辺 の 100-200km の範囲の山岳を全部取り去った場合, Case B は岡崎市の北および東に山岳がある場合, Case C は山 岳の高さを 0.5 倍にした場合である. Case A のメソβス ケールにから見た特徴は、日本海側の北東風、太平洋側の 南東風, その間の収束前線は CTL と同じであった. また 収束前線から南南東に伸びるステージ 1 に相当するメソ スケールの降水系は、CTL に比べて弱く東に移動したが、 同様に再現された. ところが, 1900UTC ではステージ 2 に相当する降水系は現れなかった.一方, Case B と Case Cではステージ2の降水系は愛知県付近に現れた.このよ うに、Case A ではステージ2の BSB は再現できなったの に対して, Case B と Case C は降水系の位置や降水強度 に関して多少異なるがほぼ再現された.これから、BSB の形成・維持に関して東側の山岳によって降水系が東へ移 動するのを力学的にブロックすることにより、曲げられた 東風と収束を作ったからと考えられる.

Case B と CTL について流れの詳細を調べるために, BSB 型の降水系の南東〜東の高さ 200m に気塊を置いた 起点からの流跡線を図3に示す. Case B では海上から流 した空気塊は, 岡崎市付近には到達せずに愛知県の西側に 流れていた. 一方, CTL では, 空気塊は岡崎付近にまで到 達していた. そのため, 空気塊は海上で出来た収束場で立 ち上がり, 降水系内部で上昇して北側に流れていったと考 えられる. しかしながら, Case B と CTL では, 南北に線 状に並んだ降水系の東側ではそれに直交するように, 風が 同様に吹いていたことから, この降水系は BSB であった のは明らかである.



図1 2008年8月28日1300UTC~2100UTCの1時間ごとに 観測されたレーダーエコー強度(dBz)の水平分布.ステ ージ1は、降水系Sが北西から南東に移動し、停滞する までの段階、ステージ2は降水系Sがほとんど移動せず にその南側に新たな降水域を延ばした段階である.



図2 2008 年 8 月 28 日 1300UTC, 1600UTC, 1900UTC の CTL, Case A, Case B, Case C の前 1 時間降水量と地 上風の水平分布.



図3 (a) Case Bと(b) CTL における 28 日 1300UTC の高度 200m の流跡線解析の結果.

1982 年 7 月 23-24 日の九州豪雨を伴った梅雨前線低気圧の特徴

二宫洸三 (無所属, knino@cd.wakwak.com)

1. 目的

本事例について幾つかの報告があるがその全体 像は充分に調べられていない。この梅雨前線(BF) 低気圧の様相を、観測データ・ERA40 再解析デー タで記述する。(本ケースでは JRA55 に観測と不 整合が見られたので使用しない。)

2. Polar Front (PF)低気圧と BF 低気圧

1982 年 7 月では PF 低気圧の経路(~50N)と BF 低気圧の経路(~35N)は明瞭に分離していた。 この事例では大陸北部で PF 低気圧が発生すると ~30N帯でも南風が強まり、この環境場の中でBF 低気圧が発生した(図省略)。

3. この BF 低気圧の特徴

この BF 低気圧は弱い傾圧場で発生した、顕著 なトラフを伴わない「背の低い低気圧」である。 黄海上で発達し九州近傍で停滞し、その後東進し つつ衰弱した。「発達した低気圧」の持つ明瞭な 「温暖前線-低気圧 - 寒冷前線」の構造と雲システ ムを伴わない。

図1は23日12時(Z)の925hPaの"moist static temperature=h/c,"と海面気圧分布図である。「温 暖前線」と「暖域」が見られるが、顕著な「寒冷 前線」を伴わない。図2は「暖域」と「温暖前線」 を構切る鉛直断面図(相当温位と湿度)である。

4. BF 低気圧の時間的変化

図3は 低気圧の位置(経度)、中心気圧、最大 925hPa 渦度、700hPa 上昇流の時系列である。 東シナ海上で停滞し発達し、その後、上昇域がす みやかに東進し低気圧中心から分離し衰弱した。

5. 低気圧の微細構造

図4は~130Eにおける地上観測値の緯度 - 時間 断面図である。低気圧が停滞したため~24 時間に わたり持続した低圧部が見られる。"単一の低気 圧"の中に幾つかの内部構造が見られる。"明瞭 な寒冷前線"は見られない。

衛星雲画像では暖域に持続する「雲クラスタ ー」が見られるが、その内部にはサブクラスター が次々に発達している (図省略)。

6. 討論

この BF 低気圧の特徴を述べた。中国大陸上の 高温の低圧部の形成、日本上空のリッジの停滞が 関連していたが、「発達した低気圧の持つ明瞭な 温暖前線-低気圧 - 寒冷前線 | の構造や雲システ ム」との差異がなぜ生じたかは説明できない。



31N/130F

23.5N/124E





首都圏における対流性降水環境場の観測と数値実験(3)

清野直子¹•菅原広史²•小田僚子³•青栁曉典^{4,1} (1: 気象研究所、2: 防衛大学校、3:千葉工業大学、4: 気象庁)

1. はじめに

研究プロジェクト「気候変動に伴う極端現象に 強い都市創り」では、極端気象の実態解明のため の稠密観測の一環として、2011年から 2013年の夏 季を中心に首都圏における多点ゾンデ観測が実施 された。その目的は、対流性降水、とりわけ短時 間強雨の発生環境を時空間的に高解像な観測で捉 えることと、都市境界層が対流系の形成や発達に 与える影響を調べることである。本研究では、ゾ ンデ観測が行われた短時間強雨事例のうち、東京 周辺で大規模な短時間強雨が生じた 2011 年 8 月 26 日(CASE1)と、強雨が比較的狭い範囲で生じた 2013年7月18日 (CASE2) について、大気環境場 の特徴と都市の効果を、観測データと数値実験に 基づき解析した。既報(2014年度春季大会講演予 稿集 B152、2016 年秋季大会予稿集 P308) では、2 事例の大気環境場の特徴を明らかにした。本報で は、都市効果の違いが降水にどのような影響を与 えるのかについて、数値シミュレーションの結果 を基に考察する。

2. 数値シミュレーション

水平格子間隔 2 km の気象庁非静力学モデル (NHM) と単層都市キャノピースキーム SPUC (Aoyagi and Seino、 2011)を用い、関東域を対象 に現実的な都市効果をとりいれた数値実験(CRNT 実験)を行ったところ、降水の時間帯や強度に実 況との差異はあるものの、東京付近では概ね観測 に近い降水分布が再現された。CASE1 では、南か らの流入風と東寄りの風の収束が、降水をもたら した対流雲の発生に関与していたことが計算結果 からも示唆される。CASE2 では、東京付近への東 風の到達は CASE1 に比べ遅かったが、夜間の降水 系の発生に関与していたことがうかがえる。

都市効果を調べるための感度実験として、仮想 的に土地利用における都市化の程度を弱めた実験 (LURB 実験)を行った。両事例とも、関東におけ る降水量の全体的な分布には実験間の大きな違い はなかったが、都市中心部(東京 23 区付近)の降 水量は CRNT 実験のほうが多かった。CRNT 実験 と LURB 実験の都市中心部での降水発生前の気象 状況を比べてみたところ、成層の違いは小さく、 むしろヒートアイランド循環の強化に伴う都市域 の水平収束や上昇流の強化が明瞭に見られ、これ が 2 つの実験間の都市域における降水量の差に結 びついていたと考えられる(図1)。

3. 考察とまとめ

Seino et al。 (2016)は SPUC スキームを用いた 8 年分のシミュレーションから、都市化の進展に伴 う東京付近での 1 ℃の気温上昇によって 8 月の平 均降水量が約 10%増加するという結果を示した。 また、6 時間以上先行降水のない午後の降水事例の コンポジット解析から、都市化が進んだ場合には 都市中心部の降水量の増加と共に、この領域での 上昇流の増加が明瞭に認められることを示してい る。今回の強雨事例でのシミュレーション結果も、 CRNT 実験における降水の増加が、都市中心部での 成層の変化よりも、むしろヒートアイランド循環 の強化に伴う上昇流の強まりによってもたらされ ている可能性を示唆する。一方で、Seino et al。 (2016)は、日毎の数値実験結果においては必ずしも 都市化の進展によりに降水量が増加するとは限ら ないことも指摘しており、都市域の降水の増減に は、環境場と都市効果の組み合わせによって変わ りうることに注意する必要がある。



図1 CASE つくばで CASE1 の数値シミュレーションに よる都市中心部の温位(θ)、相当温位(θ e)、飽和 相当温位(θ es)、及び鉛直速度の鉛直分布 (2011年8 月 26 日 16JST)。 実線(塗りつぶし)が CRNT 実験、 破線(白抜き)が LURB 実験の結果を示す。

謝辞 本研究は文部科学省・社会システム改革と研究開発の一 体的推進「気候変動に伴う極端現象に強い都市創り」及び科学 研究費補助金(17H02964)の支援を受けて実施されました。

「3D 雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~」アプリによる実証実験3年目

*小池佳奈、金子智明、芦川謙吾、笹川俊、生田久美子((株)エムティーアイ)、佐藤晋介(NICT)、三好建正、 大塚成徳、近藤圭一(理研)、柏柳太郎(日本無線株式会社)、岩本裕之、三浦裕司(いであ株式会社)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(以下、PAWR)では、世界でも類を見 ない 30 秒毎の詳細な 3 次元観測を実現している。情報通信研究 機構(NICT)と、(株)エムティーアイは、2015 年 4 月より共同研究を 開始し、同社が運営するサービス『ライフレンジャー』によるゲリラ 豪雨検知のためのスマートフォン向け無料アプリ『3D 雨雲ウォッチ ~フェーズドアレイレーダ~』を開発し、2017 年 7 月で 3 年目の実 証実験を迎える。また、2017 年は、理化学研究所との共同研究も 開始し、10 分先のゲリラ豪雨の予測を行う。本研究では、3 年目の 実証実験の取り組みとその結果を紹介し、利用者より得られた意 見を合わせて、過去 2 年間の実証実験結果との比較検証と、今後 の将来展望についても言及したい。

2. サービスエリアの拡大と3D 描画の一新

スマートフォン端末で 30 秒毎の動画として雨雲の中や上空から 地上に雨粒が落ちてくる様子を 3D 描画で見せる技術は、WebGL の技術を駆使し本アプリで初めて成功した。過去 2 年間は、大阪大 学に設置された吹田 PAWR と NICT 未来 ICT 研究所(神戸市西区 岩岡町)の神戸 PAWR の観測範囲地域限定での実証実験としてい たが、利用者の意見収集結果からは「自分の地域もサービスを展 開してほしい」という声を多く頂いた。このため、さらに関東地域でも 利用ができるように、日本無線株式会社が千葉市の日清紡研究所 に設置している PAWR も活用してサービスエリアを拡大し、3 次元 レーダ表示と豪雨の可能性情報を配信する実証実験を行う。

2015年はリアルタイムに雨雲の3次元構造を描画するに留まったが(図1左)、利用者から得られた「雲が鉛直方向に高くなっていく 様子が分かり、視覚的に危機感を感じることができた」、「2D 描画 の雨雲レーダよりも、3D 描画の雨雲レーダのほうが天気初心者で も分かりやすい」等の意見をいただき、さらなる改善を実施した。 2016年は、3次元のレーダ表示画面に、地上での実際の雨の降り 方を加えることで、さらに豪雨の危機感を実感できるように改修し た(図1中)。2017年はこれまでの利用者の声をもとに3D 描画を一 新し、現在地と雨雲との位置関係が把握しやすくなるよう改修を行 い、豪雨回避成功率(2015年55%、2016年56%)の向上を狙う。



(2015 年)

(2016年) (2017年)

図 1 スマートフォン上で表示される雨粒の 3D 描画の例

3. 豪雨の可能性情報とPUSH 通知の改修

2015年は、吹田から80km×80kmの観測範囲内を、10kmメッシュごとに区切り64インデックスに分け、上空での豪雨検知をもとに、 地上での豪雨の可能性情報をPUSH通知で配信した。各インデックス(10km 格子)の中をさらに500mメッシュに細分化し、全400格 子のうち1つでも豪雨の可能性ありと判定された場合、そのインデックスに現在地情報が紐付くユーザーに PUSH 通知で情報が配信 される仕組みとした。なお、各格子点において「豪雨の可能性あり」 とする判定条件として、VILの最大値≧3.5 かつ VILの前 30 秒変化 量≧0.8 と定義した。

2016 年は上述の判定条件に加え、防災上の観点からさらに見 逃しを減らすため、高度 2km 面で降水強度 30mm/h 以上を PAWR で実際に観測した際も、PUSH 通知で情報が配信される仕組みに 改修した。これは、3 次元構造で雨雲を観測するのに現行の高解 像度ナウキャストでは 5 分かかるのに対し、PAWR は 30 秒ごとに 観測できる長所を最大限に活用した(図 2)。

2017 年は、過去 2 年間の結果を踏まえ(図 3)、最大の課題であ ったリードタイム(PUSH 通知が届いてから豪雨が降り出すまでの時 間)の延伸を実現するために、理化学研究所より3D 降水ナウキャ ストの予測データ提供を受け、吹田 PAWR の観測範囲において利 用者にゲリラ豪雨の 10 分前には予測が届くように改修した。



図 2 PAWR が気象庁高解像度ナウキャストよりも先行して豪雨の 可能性を捉えた事例(2015 年 8 月 4 日 19 時 関西地域)

	2015 年	2016 年
全体的中率(吹田)	80.10%	83%
全体的中率(神戸)	未対応	80.8%
PUSH 通知リードタイム	05 公前	3.5 分前
(ボリュームゾーン)	2.5 万 制	
5 分以上前に届いた割合(吹田)	37.60%	36.80%
5 分以上前に届いた割合(神戸)	未対応	31.20%
利用者のハズレ感	24%	19%

図 3 PUSH 通知の過去 2 年の結果

4. まとめ・将来展望

豪雨で命を落とされる方を一人でも減らすことを目的に、利用者 の意見をもとにアプリを改善した。さらに本アプリのイベント等への 活用も積極的に実施し、様々な利用シーンで多くの方々の防災意 識向上に役立つよう取り組んでいく。なお、2017年の実証実験の 結果は、学会にて報告する予定である。

首都圏における雷3次元観測計画と初期観測結果

*櫻井 南海子 '・宇治 靖 '・清水 慎吾 '・岩波 越 '・鈴木 真一 '・前坂 剛 '・下瀬 健一 '・木枝 香織 '・

Dan Rodeheffer² • Bill Rison² • Paul Krehbiel²

(1:防災科学技術研究所・2:ニューメキシコ工科大学)

1. はじめに

落雷、局地的大雨、竜巻、降雹は、いずれも発達した積 乱雲によって引き起こされる。防災科研では、2011 年度 から積乱雲の一生の実態解明と予測手法開発に取り組ん でいる。雷の監視および危険度予測の精度向上には、落雷 および雲放電を見逃しなく観測すること、また、降水粒子 の形状情報が得られる MP レーダの偏波パラメタを用いた 発雷指標の高度化が求められている。

防災科研では、雷の3次元的な放電経路とMPレーダで 得られる偏波パラメタ(降水粒子情報)の空間分布に対応 付けて雷現象の理解を進め、雷の監視・危険度予測技術開 発を行うため、雷3次元観測装置を首都圏に導入した。本 発表では、新たに整備した雷観測装置と初期観測結果につ いて報告する。

2. 雷3次元観測装置の整備

導入した雷観測装置は、ニューメキシコ工科大学で開発 された Lightning Mapping Array (LMA) である。LMA は、 雷放電進展に伴う VHF 帯電磁波による雲内の放電路の可 視化が可能である。VHF 帯電磁波源の位置標定には到達時 間差法を用いる。防災科研では、2017 年 3 月に首都圏に LMA8 台を設置し(図1)、連続観測を開始した。現在、つ くば市、千葉県柏市に2か所、さいたま市岩槻区、埼玉県 日高市、新宿区戸山、小金井市、八王子市にLMA を設置し ている(図1)。LMA サイトの中心から 200km 四方程度の範 囲の雷放電を概ね観測出来ている。位置および捕捉の精度 向上および観測範囲拡大のため、さらに4 台を 2017 年度 中に整備する予定である。

3. 初期観測結果

観測事例を図2に示す。2017年6月16日は、首都圏の 各地で落雷および降雹が観測された。図2は、2017年6 月16日の17時10分から17時20分の間にLMAで観測さ れた雷放電進展に伴うVHF帯電磁波源の位置標定点の分 布図を示す。栃木県南部および茨城県と千葉県の県境付近 に位置標定点が集中しており、特に茨城県と千葉県の県境 に沿って4つの領域で雷放電が多く観測された。これは、 レーダで得られた降雨強度の強い領域とよく一致していた(図略)。VHF帯電磁波源の位置標定点の鉛直分布では、 高度5km(約-10℃)と8km(約-30℃)付近で分布が集中 していた。

4. まとめ

雷の監視および危険度予測技術開発を目的とし、2016 年度にLMA8 台を首都圏に整備し、落雷および雲放電の3 次元観測を開始した。雷3次元観測の精度向上と観測範囲 拡大のため、2017 年度中に4台のLMAを追加整備する予 定である。今後は、他測器によって観測された雷データと の比較を行い、精度検証を進める予定である。

謝辞 本研究で使用したレーダデータは、国土交通省より 提供された XRAIN データです。本研究で利用した XRAIN データセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システ ム」:データ統合・解析システム (DIAS) の枠組みのもと で収集・提供されたものです。



図1 LMAの設置場所(■)と防災科研のXバンドMP レーダの設置場所(●)を示す。2 つの円は、海老名レ ーダ(EBN)と木更津レーダ(EBN)の観測範囲を示 す。



図2 2017 年 6 月 16 日 17 時 10 分から 17 時 20 分の 10 分間に LMA によって観測された雷放電の位置標定点 の水平(a) および鉛直(b) 分布図。水平分布は 0.01° グ リット毎の位置標定点数を鉛直方向に積算したものを、 鉛直分布は 100m 毎の位置標定点数を南北方向に積算し た値を示している。図中の□は、LMA の設置場所を示す。
二重偏波レーダーで観測された再凍結層の特徴-2016年1月29日の事例--第3報:降水粒子の再凍結時のZDR 増加の原因と考察

*南雲信宏・足立アホロ(気象研究所)・山内洋(気象庁)

1. はじめに

2016年1月29日,関東を通過する南岸低気圧によっ て,つくば・水戸・熊谷で凍雨が,筑波山では過冷 却水滴が接触して凍結する氷雨が確認された. 降水 粒子は氷点下で凍結するが、融解雪片の再凍結の位 置やタイミングにはわかってない点があり、二重偏 波レーダーによる粒子判別や雲物理過程の理解の高 度化が期待される.これまでの研究から融解・再凍 結は ρhy (偏波間相関係数)の低下と対応し(南雲 ほか 2016),融解層付近の力学場の急変とも対応す ることが明らかになった(南雲ほか 2017).

重偏波レーダーによる数少ない過冷却水滴の凍 結に関する先行研究によれば、雪片融解後の氷点下 の層で反射因子差(ZDR)の増加が確認され、それが 凍結のシグナルと考えられているが、その雲物理的 根拠は明らかになっていない(Kumjian et al. 2013). 本事例においても気象研究所のCバンド固体素子二 重偏波ドップラーレーダー(以下MACS-POLと略す) は同様のZDRの増加を観測した. そこで本発表では、 MACS-POLで判別した融解・凍結現象の二重偏波情報 と、気象研露場の2D-Video-Distrometer(以下2DVD と略す)の地上観測を基に偏波情報と粒子状態に関 する調査結果を報告する.

2. データ

MACS-POL:仰角 0.5-18 度(12 仰角)の PPI 観測で Z, Z_{DR}, ρ_{hv}, V 等を観測

2DVD:個々の降水粒子の(等価体積)直径,落下速 度,扁平率を観測(観測領域:10cm×10cm). 粒子判 別は観測された粒子の画像等から推定.

3. 結果

3.1. 凍雨観測時の MACS-POL データの特徴

つくばは 21 時過ぎまで雨で, MACS-POL は上層の 雪と下層の雨の間に融解(水と氷の混在)を示唆す る ρ hy の値が低い領域を示したが、地上で凍雨が観 測されると、さらに下層までρhyが低下した. 2016 年1月29日23時30分頃には、つくばの北側に融解 と再凍結の可能性を示す ρ_{hv} の低い領域(図 1a) が 観測された. ZDR の増加もほぼ同じ位置にみられた (図 1b).

3.2. 雨・凍雨時の2DVD データの特徴 地上で雨を観測した時刻,粒子は雨滴の終端速度 に近い落下速度を示したが (図省略), 凍雨を観測し た時刻の粒子は二種類の終端速度の粒子に分かれた (図2). 粒子の形から, 遅い落下速度の粒子は表面 が乾いた氷粒と考えられた. 速い落下速度の粒子は 雨滴の終端速度に近いが、画像には凍結の特徴(バ ルジ等)をもつ粒子も確認でき、濡れた氷粒が混在 していた(南雲ほか2016).

降雨時と凍雨時の扁平率の調査から,雨滴は直径 2mm まで球状の粒子が卓越した(図 3a). 一方, 凍雨 時は速い粒子は 1.2mm くらいから扁平になる傾向が みられ (図 3b), 遅い粒子はバラつきがあるものの 粒径によらず球に近い粒子が多かった(図 3c). こ のことから再凍結時のレーダーの ZDR 値の増加は, 濡れた氷粒の存在と対応していると推定できる.

参考文献:

Kumjian, M. R., et al. 2013: J. Appl. Meteor. Clim., 52, 2549-2566. 南雲ほか 2016: 2016 年度気象学会秋季大会予稿集、P342.

南雲ほか 2017: 2017 年度気象学会春季大会予稿集, D462.



図3 直径扁平率関係の頻度分布:(a)降雨時,(b)凍雨時の速い落下速度の粒子,(c)凍雨時の遅い落下速度の粒子

低気圧の発達と降水システムとの関係

廣川 康隆^{1,3}·加藤 輝之²·津口 裕茂³(1気象庁予報部,²気象庁観測部,³気象研究所予報研究部)

目的

低気圧は、大雨や強風等の自然災害の一因となる擾乱である.低気圧の急 発達や構造変化に関する先行研究は多い(たとえば Yoshida and Asuma 2004, Hart 2003)が、降水システム発達と関連付けた研究は少ない.そこで低気圧の 発達と大雨との関係の統計的特徴を調査し、降水システムに対する低気圧発 達の寄与について理解することを本研究の目的とする.

資料と解析手法

統計期間は2006~2015年の暖候期(4~10月)とし,6時間毎の気象庁地上 天気図から日本周辺を通過する低気圧を対象にその中心位置と気圧を読み取 り,トラックを作成した(第1図,台風や熱帯低気圧から遷移した低気圧は対象 外).水平格子間隔5kmに統一した解析雨量(津口・加藤 2014)を用いて,低 気圧中心から500km内の3時間積算最大値(R3)を解析対象の降水システムと して抽出し,強度別に「強:100mm以上」,「並:50~100mm」,「弱:50mm 未満」 と分類した.なお解析には、1トラック中の最大R3のみ利用している.次式に示 す中心気圧(p)の局所時間変化率を用いた Local Deepening Rate (LDR, Kuwano-Yoshida 2014)を低気圧の発達指標として,降水システムの降水強度 (以後,単に降水強度)との相関を調べた(式内のtは時間, θ は緯度を示す).

$IDP = -\frac{\partial p}{\partial p}$	sin60°		p(t+6h)-p(t-6h)	sin60°	
$\frac{d}{\partial t} = \frac{1}{\partial t} \frac{1}{si}$	sinθ	_	12	sinθ	

環境場は R3 観測直前の気象庁メソ解析を用い、各データはメソスケールの 擾乱の影響を除去するために空間 400km 平均している.

統計結果

第1図はR3≧100mm(強)をもたらした低気圧のLDR別トラックを,第2図は 降水強度別・LDR別のトラック出現頻度をそれぞれ示す.過去10年の暖候期 の低気圧トラックは1091事例あり,降水強度別の事例数は507(強),324(並), 260(弱)であった.強・並のR3をもたらした低気圧のトラックや中心位置の空間 分布に偏りはない(第1図)が,弱の場合は北日本周辺に分布する事例が多か った(図略).また急発達(LDR≧1.0)事例は少なく,ほとんどが並程度の発達 (0.0≦LDR<1.0)事例であり,LDR階級別の出現割合は,0.0~0.5の階級を 除いて降水強度間に顕著な差はない(第2図).つまり低気圧の発達率と降水 強度との正の相関は小さいと言える.低気圧トラックを進行方向(北東進や東進 等)や進行域(太平洋や日本海等)に分類し対象を絞っても,低気圧発達と降 水強度に関して明瞭な特徴は確認できなかった(図略).以上のことから,低気 圧の位置や経路(進行方向・進行域),発達率によって降水強度を診断すること は不的確なため,低気圧の影響で形成される地域別の環境場に着目する.

降水強度を決める地域別の環境場の特徴

廣川ほか(2016年度秋季大会 A160)は、低気圧によって北・東・西日本で 生じる降水強度の診断には、渦位偏差や下層暖湿気流入、大気不安定度に着 目することが有効であることを示した。そこで北・東・西日本で降水が生じた事例 を対象に、345K 温位面渦位偏差(30 日移動平均からの偏差,第3図a,b,c) と大気不安定度(500m高度相当温位と500hPa 飽和相当温位との差(大きな正 値ほど不安定を示す),第3図d,e,f)をそれぞれ領域平均し、降水強度別の環 境場の特徴を確認する。降水強度が大きいほど,降水域の北西象限では345K 温位面渦位の大きな正偏差分布が広がり(第3図a,b,c),大気成層は不安定 である(第3図d,e,f)ことが確認できる.また500m高度の水蒸気フラックス量分 布は、降水強度が大きいほど降水域周辺への高暖湿気の流入が顕著であった (図略).高渦位偏差が大きいほど、その進行方向前面で暖気移流が強まり、大 気成層が不安定化するため、降水システム発達に有効な環境場となることは、 廣川ほか(2016)の結果と整合する.今後は降水強度だけでなく、低気圧の発 達や経路(進行方向・進行域)を決める環境場の特徴についても調査を進めて いく予定である.



第 1 図 R3≥100mm(強)をもたらした低気圧の LDR 別(赤線:LDR≥1.0,緑線:0.0≤LDR<1.0, 青線:LDR<1.0,灰線:算出不可)のトラック.黒 枠線は解析対象域を示す.



第2図降水強度(ST:強, MO:並, WE:弱)別・
 LDR別の低気圧トラックの出現頻度.横軸は
 LDRの階級,縦軸はLDR階級別の総数(黒実線)に対する各降水強度の出現頻度(%)を示す.



第3図北・東・西日本で降水が生じた事例を降水強度 別に領域平均した、345K温位面渦位偏差(a, b, c)と大 気不安定度(500m 高度相当温位と 500hPa 飽和相当 温位との差, d, e, f)の平面分布((a, d)強, (b, e)並, (c, f)弱).●(は北・東・西日本の,●(は南日本・南西諸 島の最大 R3 観測地点をそれぞれ示す.

集中豪雨をもたらす線状降水帯の統計解析:その1 縦横比と走向の特徴

今村淳志 (筑波大学生命環境科学研究科)、加藤輝之(気象庁)、津口裕茂、梶野瑞生(気象研)

1. はじめに

日本ではしばしば集中豪雨が発生し、重大な災害が起こるこ とがある。しかし集中豪雨に関する統計的研究は少なく、特に 集中豪雨時の降水分布の特徴が十分把握できていない。津口・ 加藤(2014)は 1995 年~2009 年の 4 月~11 月に日本で起こっ た集中豪雨事例を統計解析し、地域別や擾乱別の特徴を示し、 台風・熱低本体以外では 64.4%が線状の降水域によってもたら されていたことを述べた。しかし降水域の縦横比の基準(3 以 上が線状)の妥当性が未検証であるという点や、縦横比を手動 で判断したため主観的であるという課題が残る。

そこで本研究では、縦横比を客観的に自動算出し、縦横比と 線状の関係を調べた。また線状の事例を対象に、走向について の統計解析も新たに行った。対象期間は1989年~2015年の4 月~11月とし、津口・加藤(2014)と同手法で事例を抽出した。

2. 集中豪雨事例月別·擾乱別出現数

本研究で抽出された集中豪雨事例は 715 事例である。月別で は、7月(156 事例)・8月(184 事例)・9月(193 事例)が飛 び抜けて多く、この3ヶ月だけで全体の4分の3近くを占めた。 擾乱別では、台風・熱低本体(229 事例)、停滞前線(159 事例)、 台風・熱低の遠隔(124 事例)の順に多かった。

3. 縦横比と線状降水帯の走向の特徴

3時間降水量が50mm以上の領域の縦横比を擾乱別で見る と、台風・熱低本体は2.5以下が大多数であった一方、停滞 前線では3.0以上が全体の3分の1以上を占めた(図1)。 また関東から四国にかけての太平洋側と九州西岸、沖縄で は、縦横比の大きい(3.0以上)事例が多かった。

また線状の定義として、津口・加藤(2014)と同程度の出現 頻度となった3時間降水量が50mm以上の領域の縦横比 2.0以上を採用し、線状の事例を対象に走向の統計解析も行 った。その結果、走向は北東が最も多かった(図2)。擾乱 別では、停滞前線は東北東が、台風・熱低本体は北北東が最 も多かった。月別では、6・7月は東北東が、8月は東が、9 月は北北東が最も多かった。さらに縦横比の地域分布を見る と、関東〜四国の太平洋側や九州西部では北東(22.5~67.5 度)が、近畿中央や中国地方、九州南部では東(67.5~ 112.5 度)が多かった(図3)。

4. 今後の課題

線状降水帯の走向と鉛直シアの関係を統計解析し、走向を 決める鉛直シアの高度について調査する。 参考文献:津口裕茂,加藤輝之,2014:集中豪雨事例の客観的な抽出 とその特性・特徴に関する統計解析.天気,**61**,455-469.



図1 擾乱別に見た縦横比の頻度分布(3時間降水量50mm 以上の領域が対象)





図3 走向の地域分布(157.5~180度の事例は0~22.5度 に含める)

草薙 浩(京都ウェザー研究会)

1. はじめに

雨の降り方について、土砂崩れ豪雨災害等との関連 から1時間当りの雨量で表わす短時間雨量とともに、 24時間雨量や48時間雨量など数日間降り続く長時間 雨量も大切である。そこで、雨の降り始めから止むま での日降水量ベースの降水連続日数と一雨降水量の 視点から日本の降水特性の地域性について検討した。

2. 日降水量データと解析方法

全国 820 観測地点の 30 年間(1981-2010 年:10957 日)の日降水量時系列データを用いて、平年値日降水 量のクラスター分析によって地域区分した9地域(草 薙 2016) 別に、降水連続日数別一雨降水量別の年降 水量成分 [y_{mk}] (降水量別:m=1~45、日数別:k=1~ 42、単位:mm/(年・成分))を計算した(草薙 2017)。

3. 降水連続日数と一雨降水量からみた降水地域性 9 地域について、年降水量成分 [y_{wk}]の 2 次元分布 を図1に示す。図は、左下の原点に近い色が濃い領域 の[y_w]が大きく、原点から遠くて色が薄い領域の[y_w] が小さいことを示している。図 1e に示す、分布が横 方向に長く伸びた北陸日本海は日数別分布(横軸)が 20日を越す長雨が多く、図1hの降水量別分布が縦方 向に長く伸びた西南太平洋は一雨降水量が900(=302) mm 近い強い雨の多いことが、2次元分布でみると一目 瞭然である。また、北海道に注目してみると東部(図 1a) は日数別分布が横軸約 10 日までであるのに対し て、図 1b の西部は約 20 日まで 2 倍の長期に分布して いる違いもわかる。[y_w]分布の降水量軸の中央値(m_c) ^{1/2}と日数軸の中央値k。、および、地域性を評価する指 標の中央値一雨量 Q₄(= m_c / k_c)を表1に示す。

中央値一雨量 Q.は、北海道西部地域の最小値 9.8 mm/日から西南太平洋の最大値 31.8 mm/日まであり、 全体的に日本海側より太平洋側の降水量が大きくな る特徴がみられる。

表 1	中央値-	-雨量指標	と季節降水量.
-----	------	-------	---------

隆水量分布の中央値

日数k。(降水量m。)³降水量m。

(mm) \$

4.94

5.33

6.33

557

6.99

6.47

7.25

8.79

8.07

6.56

観測地

点数

123 1.99

87 2.89

107 2.01

148

88 3.41

82 2.26

62 2.09

104

19 2.74

820 2.33

北海道東部

北海道西部

北陸日本海

山陰日本海

西南太平洋

北部九州

奄美沖縄

全国

東日本

西日本

(日)

1.83

2.43

中央値一雨量Q₄は、地理だけでなく季節降水量とも 相関し、夏季降水 Y4-10 B(4月から9月までの積算降 水量)と大きな相関を示すことが分かった(図2)。

草薙 浩,2016:平年日降水量時系列のクラスター分析 による日本の9気候地域区分の提案. 天気, 63, 5-12.

草薙 浩,2017:階級別一雨降水量と降水連続日数から みた日本の降水特性の地域性, 天気, 投稿中,







1	中央11-	「雨童指標	と今即降水重.	

(mm)

24.4

28.4

40.0

31.0

48.9

41.9

52.5

77.3

65.1

43.0

中央値

一雨量

Q,

(mm/日)

12.2

9.8

20.0

17.0

14.3

18.5

25.1

31.8

23.8

18.4

年降水量

nm/年)

1068

1346

1500

1323

2222

1871

1866

2607

2108

1684

季節隆水量

Q4-9月

668

657

989

881

996

1159

1345

1800

1221

1039

草薙 浩(京都ウェザー研究会)

1. はじめに

北半球の中緯度帯にあり、ユーラシア大陸西岸に位 置する英国の降水の季節変化は、日本と比べると小さ い。本発表では、雨の降り始めから止むまでの日降水 量ベースの降水連続日数と一雨降水量の視点から降 水特性の地域性の違いを日本と比較して検討した。

2. 日降水量データと解析方法

英国 181 観測地点の 30 年間(1981-2010 年:10957 日)の日降水量時系列データを用いて、30 年平均日 降水量のクラスター分析を行って地域区分した 4 地 域別に、降水連続日数別一雨降水量別の年降水量成分 [y_{mk}](降水量別:m=1~45、日数別:k=1~42、単位: mm/(年・成分))を計算した(草薙 2017)。

3. 降水連続日数と一雨降水量からみた降水地域性

181 地点の 30 年平均日降水量をクラスター分析し で求めたデンドログラム (図は省略)から 181 地点を 4 地域区分した。各地域の平均日降水量グラフと区分 地域地図を図1に示す。降水量グラフと地図の比較か ら、図 1Aa の少雨1 (55 地点:624mm/年)は英国の東 図1 部地域、図 1Ab の少雨2 (59 地点:790mm/年)は中部 地域に観測地点がほぼまとまって分布していること がわかる。海からの偏西風を直接受ける西部地域では、 日本と比べると小さいが、日降水量に季節変化もみら れる。

4 地域と英国について、年降水量成分 [y_w]の 2 次 元分布を図 2 に示す。英国平均を含め全ての地域(図 2a から図 2e) は、日数別分布(横軸)が横方向に長 く伸びた日本の中では北海道西部に似た分布をして いる。2 次元分布図から計算した[y_w]分布の降水量軸 の中央値(m_e)^{1/2}と日数軸の中央値k_e、および、地域性 を評価する指標の中央値一雨量Q_d(=m_e/k_e)を表1

衣 1 甲 一 相 里 相 信

	観測地 点数	降水量分布の中央値			中央値一 雨量
		日数k。 (日)	(降水量m _c) ⁾ (mm) [%]	降水量m _c (mm)	Q _d (mm/日)
英国	181	3.15	4.33	18.8	6.0
多雨	10	5.81	7.51	56.4	9.7
東部	55	2.06	3.23	10.5	5.1
西部	57	3.96	4.94	24.4	6.2
中部	59	2.68	3.85	14.8	5.5
日本	820	2.33	6.56	43.0	18.4
北海道西部	87	2.89	5.33	28.4	9.8
西南太平洋	104	2.43	8.79	77.3	31.8

に示す。英国の4地域の中央値一雨量Qa指標において も、日本の9区分地域の中で最も小さな北海道西部の 9.8mm/日よりも小さいが、東部 5.1mm/日から高地 9.7mm/日まで地域による違いが認められた。

草薙 浩,2017:階級別一雨降水量と降水連続日数から みた日本の降水特性の地域性.天気,投稿中.



(A) 日降水量グラフ(B) 地域地図1 クラスター分析による4区分地域の平均日降水量グラフと地図



竜巻の環境場における Entrainment を考慮した CAPE の有効性

ー温帯低気圧に伴う竜巻大発生における検証-

*栃本英伍¹·末木健太²·新野宏¹

(1:東京大学大気海洋研究所 2:理化学研究所 計算科学研究機構)

1. はじめに

竜巻は温帯低気圧に伴ってしばしば発生し、中でも暖 域で生じやすいことが知られている(Newton, 1967)。暖域 においては、下層の南風による暖かく湿った空気の流入に より大気が不安定化することに加え、上層では西風ジェッ ト気流の存在により高度とともに時計回りに回転する鉛 直シアが形成されるため、竜巻を生ずるスーパーセルが発 生しやすい環境場となっている。米国では一つの温帯低気 圧に伴って数十個もの竜巻を伴うことがあり、竜巻大発生 (Tornado outbreak) と呼ばれている。一方で、全ての温 帯低気圧が竜巻大発生を伴うわけではない。Tochimoto and Niino (2016. MWR)は、竜巻大発生を起こす低気圧 (Outbreak cyclone; OC) と起こさない低気圧 (Nonoutbreak cyclone; NOC)の構造と環境場を比較し、両者で CAPE や Storm-Relative Environmental Helicity (SREH), SREH & CAPE を掛け合わせた Energy Helicity Index(EHI)などの対 流の発生環境パラメータの値と分布に明瞭な違いがある ことを示した。特に、SREH は OC の暖域で顕著に大きく、 有意な差が見られた。一方で、CAPE に関しては OC と NOC で差は見られたものの、CAPE の大きな領域と竜巻 の発生位置との対応は必ずしも良くなかった。そこで今回 は、台風に伴う竜巻の発生環境場に対して有効な(Sueki and Niino, 2016 GRL) entrainment を考慮した CAPE (E-CAPE)を米国の温帯低気圧に伴う竜巻大発生の環境 場に対して適用し、entrainment を考慮しない CAPE より も有効であるかを調べた。

2. 使用データと解析手法

使用したデータは JRA-55 (Kobayashi et al. 2015, JMSJ) で、解析期間は 1995-2012 年の 4,5 月である。まず、Hodges (1999, MWR)の手法を用いて客観的に温帯低気圧を抽出 した。温帯低気圧の中心周辺の 15 度×15 度以内で、JRA の時刻の±3 時間以内に竜巻が発生していた場合、その低 気圧を、竜巻を伴う温帯低気圧と定義する。そして、24 時間以内に合計 15 個以上の竜巻を伴う低気圧を OC (55 事例)、5 個以下のものを NOC (41 事例) と分類した。 それぞれの低気圧の平均的な特徴の違いを調べるために、 低気圧の中心を合わせてコンポジットし、両者の差を調べ た。E-CAPE の計算においては、Sueki and Niino (2016)と 同様、エントレインメント率を 20%に設定した。 3. 結果

コンポジット解析を行った結果、E-CAPE が従来の CAPE よりも有効なパラメータである可能性が示された (図1)。entrainment 率が0%(従来のCAPE)の場合、CAPE の特に大きな領域は竜巻の発生が多い領域よりも南に存 在している(図1a)。一方、entrainment 率が20%(E-CAPE20) の場合、E-CAPE20の大きい領域は暖域の竜巻の発生が多 い領域に存在している(図1b)。また、両者の差は、低気 圧中心に近い領域で有意な差が見られる。

両者の分布の違いを理解するために、下層と中層の水蒸 気分布を調べた。Tochimoto and Niino(2016)が示したよう に、OC の南側の領域では下層の水蒸気が NOC と比較し て顕著に多く、CAPE の差に貢献している。また、E-CAPE では entrainment を考慮するため、中層の水蒸気量もその 値に影響する。両者を比較すると、OC の暖域で中層の水 蒸気量が顕著に大きくなっており、この付近で E-CAPE の 差が大きくなっている(図省略)。従って、OC と NOC の E-CAPE の差は下層の水蒸気量に加えて、中層の水蒸気量 も寄与していると考えられる。一方、対流圏の温度減率の 違いは OC と NOC でほとんど見られず、CAPE と E-CAPE の違いには貢献していないと考えられる。

また、CAPE と E-CAPE20 を用いた EHI (EHI0, EHI20 と する)の分布を調べた結果、EHI20 の方が、より竜巻発生 分布と一致することから(図省略)、竜巻大発生の環境場 として有効なパラメータであることが示唆される。

4. まとめ

本研究の結果により、E-CAPE が台風に伴う竜巻だけで なく、温帯低気圧に伴う竜巻についても発生環境場の把握 に有用である可能性が示唆された。今後は、日本付近の温 帯低気圧に伴う竜巻の発生環境場にも E-CAPE を適用し、 その有効性について調べる予定である。



図 1: OC(左列)と NOC (中央列) の(a)CAPE と(b)E-CAPE20 の分布(実線; m²s⁻²)。破線は 20m 毎の 900 hPa のジオポテ ンシャル高度。右列は p 値(陰影)と、E-CAPE の OC と NOC の差(実線: m²s⁻²)。

日本海降雪雲に対する WRF-ARW の雲微物理パラメタリゼーションの検討 * 野村光春¹, 杉本聡一郎¹, 川野哲也², 鈴木賢士³ (1:電力中央研究所, 2:九州大学, 3:山口大学)

1. はじめに

雲微物理パラメタリゼーションは、数値シミュレーシ ョンにおいて雲・降水を陽に表現する方法であり、様々 なパラメタリゼーションが開発されている。WRF-ARWでは、複数の雲微物理パラメタリゼーション が用いることが可能となっており、それぞれのパラ メタリゼーションの特徴を把握することは、再現実 験や予測計算において、的確なパラメタリゼーショ ンの選択や、精度向上のために必要なチューニング・ 改良に役立てることができる。そのためには、実際 の雲内の雲・降水粒子の分布を把握し、モデルで再 現された雲と比較する必要がある。そこで、本研究 では2010年1~2月にかけて新潟県柏崎市で実施し たビデオゾンデ観測の結果と、WRFの複数のバル クパラメタリゼーションの特徴の把握を行った。

2. 数値実験の概要

使用したモデルは WRF-ARW Ver.3.7.1、初期値に は JMA-MANAL を用いて、地上で霰、雪、氷晶が 卓越した事例の数値実験を実施した。なお、本予稿で は、霰が多く観測された 2010 年 1 月 26 日 15:18JST の事例を示す。計算領域は、日本海とその沿岸域を含 む領域を水平解像度 2km の領域と、能登半島から新 潟にかけての地域を水平解像度 666m の領域とした。 用いた雲微物理パラメタリゼーションは、Thompson, Milbrandt-Yau, Morrison である。

3. 結果

本事例時、冬型の気圧配置はゆるみ始めており、 冬型時に見られるような典型的な筋状雲のエコーは 見られず、図1に示すような団塊上の降水エコーが 柏崎周辺を通過していた。ビデオゾンデ観測は、図 1のAの降水エコーを対象に実施され、高度500m 毎に計算した質量密度を図2aに示す。雲頂は高度 2.75km ほどであり、高度2km 付近に各粒子のピー



おける気象庁レーダの降水強度。

クがあり、霰が最も多く存在していた。氷晶や雲粒 付き氷晶も雲頂まで各高度で存在していたが、雪は 2.25km に見られただけであった。モデルの雲頂高度 は、Morrison では観測よりやや高くなっているが、 他の二つでは観測とよく整合していた。質量密度を みてみると、氷晶はどのパラメタリゼーションにお いても観測より過小であった (図 2b)。雪と霰におい ては、Morrison と Thompson では雪は過大であった が、Milbrandt-Yau では雪がほとんどなく、霰が多 いことが再現されていた (図 2c, d)。Morrison にお いても、霰の分布形状は比較的よく再現されていた。 4. まとめ

地上で霰が多く見られた事例における、ビデオゾン デ観測とWRFの雲微物理パラメタリゼーションの 質量密度の比較を行った。この事例では Milbrandt-Yau が最も観測と整合性が高く、Thompson は雪を 過大にしていた。一方で、どのパラメタリゼーショ ンにおいても氷晶がかなり過小となっていた。

当日は、他の事例においても示し、衝突併合等の 雲微物理過程においても考察をする。



図 2: (a) 2010 年 1 月 26 日 15:18JST に放球したビデオゾンデ観測で得られた高度 500m 毎に計算した質量密度 と、15:20JST におけるモデルの (b) 氷晶、(c) 雪、(d) 霰の質量密度の鉛直分布。モデルの結果は観測時間前後に おいて、最も気象庁レーダーで見られた降雪雲と似た雲を選び、その雲内の各高度毎の平均混合比より求めた。

EOF解析を用いた冬季の気象場の特徴

荒井	建伍 1)
¹⁾ 富山ナ	、院理工

安永 数明²⁾ 2)富山大学理工学研究部/海洋研究開発機構

1. 研究概要

日本海側では冬季に季節風による多量の降雪が見 られる。降雪のパターンには内陸部で相対的に多く降 る山雪型と、沿岸部の平野で相対的に多く降る里雪型 が知られている。2016年の秋季大会では、EOF解析 の結果を基に抽出した里雪・山雪型事例について、地 上データを用いて調べた(P195)。解析結果は全体的 に先行研究と整合的であったが、里雪型と山雪型での 水蒸気量の違いや地上での卓越風向の違い、といった 不整合な点も幾つかみられた。今回は、そうした地上 の気象状況の違いに密接に関係すると考えられる上 空の気象場の解析結果について報告する。

2. 解析データ・手法

山雪・里雪の事例を同定するために、時間解像度1時間、空間解像度1km²のレーダーアメダス解析雨量 データを用いた。解析範囲は富山県を中心とした日本 海沿岸域で解析期間は2007年~2013年の冬期(12~ 2月)である。ただし計算時間短縮のため、空間解像 度を4km²に落として解析を行った。解析領域の毎時 の平均値を引いた時系列データに対して、主成分解析 を行い、その第1主成分の卓越時間に関して、下記に 従って事例を絞り込み、コンポジット解析を行った。

まず第1 主成分の係数の時系列の、前後2時間の移 動平均値を計算した。そしてこの値が標準偏差を上回 っている時間が長い事例を里雪型、下回っている時間 が長い事例を山雪型の事例としてそれぞれ 20 事例程 度抜き出した。この抽出方法では、前線を伴った低気 圧の通過に対応しているものを含むため、 Akiyama(1981)と同様に輪島の 500hPa の気温が-25℃以上の事例を除き、さらに里雪型の事例において 輪島の日降水量が 20mm 未満の事例、山雪型におい て高田の日降水量が 20mm 未満の事例を除いた。最 終的に、里雪型として12事例、山雪型として18事例 を同定した。コンポジット解析として、3時間おきの MSM-P を用いて、それぞれの事例の継続時間の中心 に最も近い時間における、500hPa、850hPa、1000hPa 高度の気温やジオポテンシャルハイト等の気象場に 関する平均値を求めた。

3. 結果・考察

右図は、本解析結果の一例を示している。里雪型、山 雪型ともにトラフが日本付近にみられ、トラフの中心 は上空に向かって西に傾いている。また里雪型、山雪 型の相違点として、前者において上空のトラフが、後 者よりも西に位置していることが挙げられる。また 1000hPa では里雪型の方が日本付近の気圧傾度が小 さいといった特徴もみられる。これらはおおよそ先行 研究と整合的で、このような気圧配置の違いは里雪や 山雪の発達において本質的に重要であることが示唆さ れる。

上空の気温に関して、寒気の中心は、上空のトラフ の位置に対応しながら里雪型で相対的に西側に位置し ていた。しかし里雪型では山雪型と比較して、顕著に 強い上空の寒気の南下はみられなかった。即ち、成層 の安定性に関しては、里雪型と山雪型で先行研究が指 摘するほどの違いはなかった。このような同程度の成 層条件の下で、北風成分が弱く地形上昇も期待できな い里雪型において、どのように降水が沿岸部で発達す るのかについては、今後詳しく調べる予定である。



図:里雪型12事例(左側)と山雪型18事例(右側)の コンポジット解析の結果。上段から下段に向けて 500hPa(上)、850hPa(中)、1000hpa(下)面のジオ ポテンシャルハイト(単位:m)と気温(単位:℃)の 分布。等値線はジオポテンシャルハイト、色の塗り分け は気温を表す。

南西諸島で観測された伝播性レインバンドの構造と成層状態

山田 広幸, 加藤 菜緒 (琉球大学理学部), 坪木 和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

低緯度のメソスケール現象には、力学過程が未解 明のまま残されたものが存在する。沖縄では暖候期 に降水予報の的中率が下がるが、この理由として予 測の難しいメソ対流システムの存在が考えられる。 本研究ではこの一例として、2016 年 9 月 7 日に南 西諸島で観測された伝播性レインバンドを取り上げ、 その構造と成層状態を調べるとともに、伝播の要因 を考察する。使用データは気象庁のレーダー雨量分 布、石垣島高層観測、AMeDAS 地上観測、JRA55 客観解析、および名古屋大学 X-MP レーダー(沖縄 本島に設置)と、琉球大学の地上気象観測(西表、 多良間、沖縄本島)である。

2. レインバンドの伝播と構造

レーダー雨量分布(図 1)によると、このレイン バンド(RB1)の対流域は、南北幅約 350kmの円弧状 の形態を持ち、周囲の風より速い 20.5 m s⁻¹の速度 で北東の方向に伝播した。レインバンドの通過 30 分前に得られた石垣島の高層観測(図 2a)によると、 周囲の風速は 900hPa に極大を持ち、高度 3km 以 下の平均風速は 15.4 m s⁻¹で、レインバンドの伝播 速度より遅い。これらは熱帯の急行型スコールライ ンと似た特徴であるが、X-MP レーダーの観測によ ると(図 3)、対流域のエコー頂は約 5km で、層状 域が幅 30km 以下と小さい点、rear-to-front inflow が存在しない点で相違があった。地上観測では、宮 古島にて対流域の通過時に約 2K の一時的な気温低 下と 0.5hPa の気圧上昇がみられたが(図略)、気温 の低下がほとんどみられない地点もあった。

3. レインバンドの伝播に関する考察

温位エマグラム(図 2b)によると自由対流高度 (LFC)は約0.5kmと低く、1km以下では飽和に近い。 っまり、わずかな持ち上げで対流が発現できる環境 にあった。急行型スコールラインでは層状域の蒸発 冷却による rear-to-front inflow と冷気プールの形 成が対流域での持ち上げに寄与することが知られて いるが、本事例では冷気プールが弱く、rear-to-front inflow がないことから、冷気プールの他にも対流域 の伝播に寄与する力学過程があったと考えられる。

図 2b の温位によると、900hPa 以下と 700hPa 付 近に温位が一定の中立層があり、これらの間にある u'が極大となる層では安定であり、重力波が伝播で きる状態にあったことが特筆される。このことは、 下層 1km 付近の強風を伴う安定層の中を伝わる内 部重力波の上昇域がレインバンドの伝播に関与した ことを示唆する。Seko et al. (2012, Pap. Meteor. Geophys.)は、本事例と類似する環境場において重 力波が対流の発現に寄与することを述べており、本 事例でも数値実験による検証を行う必要がある。 **謝辞**:本研究は科研費補助金(16H04053 および 16H06311)の助成を受け実施しました。



図 1.2016年9月7日 0200UTC のレーダー雨量分布。 破線はレインバンド(RB1)の位置を示す。



図 2 (a) 石垣島の 0000UTC における、伝播方向(u')およ び直交方向(v')の風速プロファイル。破線は RB1 の伝播 速度、点線は高度約 3km までの平均風速を示す。(b)同じ 観測の温位エマグラム。陰影は中立層を示す。



図 3 沖縄本島の X-MP レーダーにより 0742UTC に観測 された、レインバンド (RB1) の伝播方向の反射強度の鉛 直断面。

「みらい」偏波ドップラーレーダーにより観測された南太平洋収束帯に伴う降水システムの構造

* 歌 標 ・ 勝侯 昌己 (海洋研究開発機構・地球環境観測研究開発センター)

1. はじめに

南太平洋収束帯(SPCZ)は強い対流を伴う。SPCZ に 発達した降水システムはオセアニアの多くの地域に降 雨をもたらし、地域の気候変動に大きな影響を与える。 一方、SPCZ に伴う降水システムを高時空間分解能で観 測することがほとんどないと言える。2016 年 12 月 19 日 に研究船「みらい」に搭載された偏波ドップラーレーダ ーにより、SPCZ に発生・発達した降水システムを捉える ことに成功した。本研究では、「みらい」偏波ドップラー レーダーで捉えられた降水システムの構造を調べ、そ の発達と維持過程について議論する。

2. 解析結果

図1には18UTCの気象衛星の画像と800hPaにおけ る水平風の分布を示す。SPCZ は赤道域から南東へ伸 びていて、それに伴う降水システムは西よりの風の領域 に形成された。12月19日ごろから、SPCZにおける降水 システムが発達し、それに伴い、SPCZ 北側の北東風が 強まり、SPCZ は収束を強めながら南に移動していた(図 略)。この際、「みらい」はSPCZを横切って南へ進んで、 SPCZ の南端域に発生・発達した降水システムは「みら い」偏波ドップラーレーダーにより観測された(図1)。

図2には21UTCに「みらい」偏波ドップラーレーダー により観測された反射強度の水平分布を示す。レーダ ーから北へ約100kmのところに、エコーが広範囲に広 がり、層状性降水の特徴を表していた。この層状性降水 の南側に、対流性降水バンドがレーダーの近くで形成 され発達した。

図3には対流性降水の鉛直断面を示す。反射強度 が35dBZを超える対流性降水のコアはレンジ10kmと50 kmの付近にそれぞれ観測された。比偏波間位相差 (KDP)の極大値がこれら降水コアの中心に現れ、強い 上昇気流の存在を示唆する。

ドップラー速度によると、対流性降水はその前方の南 西風と後方の北東風による収束で発達したと考えられる。 南西風は下層から上層にかけて観測され、また、北東 風は地上から中層まで現れた。注目すべき点は、中層 の北東風は降水コアの後方にしか観測されなく、そして、 下層の北東風は降水コアの前方により強かったことであ る。即ち、対流活動が北東風を強め、収束を強化しこと は示唆される。

3. まとめ

「みらい」偏波ドップラーレーダーにより観測された SPCZ に伴う降水システムの構造を解析した。降水シス テムは対流性領域と層状性領域を持つメソ対流系であ った。対流活動は SPCZ における収束を強め、更なる降 水システムの発達・維持に寄与すると考えられる。



図1 赤外輝度温度(陰影)と850hPaにおける風(矢羽)の水平分布。 等値線は東西風で、円は「みらい」偏波ドップラーレーダーの観測範 囲を示す。



図 2 「みらい」 偏波ドップラーレーダーにより観測された反射強度の 水平分布。 斜線はシャドー域を示す。



図3 図2の直線 ABに沿った比偏波間位相差(陰影)、反射強度(白い等値線)、ドップラー速度(黒い等値線)の鉛直断面図。矢印はドップラー速度の方向を示す。

Pre-YMC で観測された 海洋大陸域沿岸強雨帯における雨滴粒径分布の海陸差

*勝俣昌己・森修一・城岡竜一・耿驃・谷口京子(海洋研究開発機構)、中川勝広(情報通信研究機構)

[はじめに]

雨滴粒径分布は、降水システムの構造の理解、レ ーダーデータによる雨量推定、陸面海面への力学的 インパクト、等を考える際に重要なパラメータであ る。このため、これまで世界各地で観測が行われて きたが、その多くは陸上で行われており、海洋上で の観測事例は少ない。海陸間で異なると言われる降 水特性を把握する為には、海洋上の観測データが必 要である。このため我々は2013年度から海洋地球 研究船「みらい」に雨滴粒径分布計(ディスドロメ ータ)を設置し、観測データの取得を続けている。

この観測の一環として、2015 年 11~12 月に 実施した"Pre-YMC"集中観測では、沿岸強雨帯下で あるインドネシア・スマトラ島西岸沖合 50km の地 点での時系列データを取得した。また Pre-YMC に おいては、「みらい」観測点近傍の沿岸都市 Bengkulu においてもディスドロメータ観測を実施 した。今回は、これらのディスドロメータ観測の結 果を報告する。

[データと解析方法]

Pre-YMC 集中観測は、2015年11月23日~ 12月17日の25日間実施された。この間、「みらい」上部(減揺装置上)及び Bengkulu 測候所に、 光学式ディスドロメータ2種(Parsivel 2 及び LPM)を設置し、連続観測を行った。観測データは 1分毎の雨滴粒径分布に変換した。また雨滴粒径分 布の指標として1分毎データから Dm(体積重み付 きの平均粒径)を求めた。

データの比較対象として、「みらい」海上気象装置の光学式雨量計、Bengkulu 測候所に設置した転倒 枡式雨量計、及び Bengkulu 測候所で実施されてい る貯留式雨量計のデータを使用した。

加えて、「みらい」C バンド偏波レーダー(以後「み らい」 レーダー)で取得されたデータを用いた。6 分毎のボリュームスキャンのうち、最高仰角の PPI (40 度または 33.5 度)について各パラメータを 水平平均し、鉛直分布を求めた。得られた鉛直分布 から RhoHV (偏波間相関係数)及び ZH (レーダ ー反射因子)で融解層を同定し、かつ ZH について Thurai et al. (2016)の条件を満たした場合にその 時刻を「層状性」と判定した。

<u>[結果]</u>

まず、「みらい」及び Bengkulu のディスドロメ ータ観測から得られた雨量を、両地点での別の雨量 計の計測結果と比較した。結果、LPM の方が他の雨 量計(Bengkulu では転倒枡式雨量計、「みらい」 では光学式雨量計)の結果と近い値が得られた。 次に、4 つのディスドロメータ(Parsivel2 及び LPM、それぞれ陸上と海上)で得られた雨滴粒径分 布について、R(降水強度)と Dm の関係の出現頻度 分布を調べた。この結果を、Kozu et al. (2009) で提示された平均的な雨滴粒径分布と比較したとこ ろ、「みらい」LPM の観測データにおいて、Kozu et al. (2009)の分布よりも Dm が大きい、即ち大粒径 雨滴が多いという結果が得られた。(図1)

この大粒径雨滴の出現傾向について考える為、 「みらい」レーダーで「みらい」直上の降水を層状 性と非層状性の時間帯に分類し、それぞれについて LPM のデータを用いた R-Dm 関係の出現頻度分布 を調べ、Kozu et al. (2009)の結果と比較した。結 果、降水強度が強いほど Kozu et al. (2009)より も Dm が大きい傾向が両者で見られたが、その傾向 は層状性降水でより顕著であった。

[まとめ]

スマトラ島西岸の沿岸強雨帯における雨滴粒径分 布観測の結果、沿岸陸上と沿岸沖合で異なる雨滴粒 径分布がみられた。R-Dm 関係で調べた結果、同じ Rでは沖合でより大きな Dm が観測された。また、 層状性降水の方が、同じRでより大きな Dm が観測 された。

ほぼ同じ構成の雨滴粒径分布観測は今年度12月のYMC集中観測でも実施する予定である。今後、より充実したデータを用いて更なる解析を進める予定である。

[謝辞]

Pre-YMC 集中観測にご参加・ご支援いただいた 皆様に感謝します。また、本研究の一部は、JAXA 降水観測ミッション(PMM)として実施しました。



図1: LPM で観測された R-Dm 関係の頻度分布。(左) 「みらい」、(右) Bengkulu。図中の線は Kozu et al. (2009)で示された平均的な雨滴粒径分布から求められ る R-Dm 関係(赤:対流性、青:層状性)。

GPM SLH (スペクトル潜熱加熱推定法) V05 プロダクトの紹介: PartI:アルゴリズム概要と初期解析結果 *高薮縁・横山千恵・濱田篤(東京大学 AORI)・幾田泰酵(気象庁数値予報課)・ 重尚一・山本宗尚(京都大学)・山地萌果・久保田拓志(JAXA/EORC)

1. はじめに

積雲対流に伴う潜熱加熱は、大気のエネルギー 収支の一端を担う一方、渦位形成を通じてメソス ケールシステムの循環形成 (Houze et al. 1989) や温帯低気圧の急発達 (Boettcher and Wernli 2011) などにも重要な役割を果たす。衛星降雨レ ーダを用いた潜熱推定プロダクトとしては、これ までに TRMM PR を用いた SLH (Shige et al. 2004 他) 及び GPM Ku 帯レーダを用いた SLH (V04) を 36N-36S 域で提供してきた。今回、中緯度域のた めの SLH テーブル (横山他、気象学会 2017 春大 会) とリトリーバルコード (濱田他、本大会) を 完成し、GPM 全観測域 65N-65S における 80 層の GPM 潜熱加熱データ GPM SLH V05 (Level2, Level3) を作成した。2017 年 7 月に JAXA/NASA の標準プロ ダクトとしてリリースする。

2. アルゴリズム基本構成

GPM SLH アルゴリズムは、(1) 高解像度モデ ルシミュレーションデータを用いた LUT 作成部 分と(2)衛星からの3次元降雨レーダ観測(GPM KuPR level2)を主な入力として LUT を参照す るリトリーバル部分とから構成される。GPM SLH V5 では、熱帯域 LUT と中緯度域 LUT の2 グルー プ用意した。熱帯域 LUT は TRMM SLH V7 で用い たものとほぼ同様である。中緯度 LUT は今回新 しく作成した(横山他 2017 春)。

リトリーバルに当たっては、まず GSMaP に利 用されている月別の緯経度 2.5 度格子気候レジ ームマップに基づいて熱帯域と中緯度域を振 り分ける。その上で GPM KuPR 観測軌道上の熱 帯域データには熱帯 LUT を、中緯度域データに は中緯度 LUT を適用し、潜熱加熱 LH, 及び、Q1-QR (Q1R), Q2 (Yanai et al. 1973)の鉛直分 布を GPM KuPR の各観測ピクセルに対して求め たのが level2 SLH である。

3. 中緯度 SLH テーブル

参照テーブル (LUT) は、GPM が降水域をよく捉 えた温帯低気圧 8 事例 (2016 年 02/29/12Z, 03/14/06Z, 04/16/21Z, 11/24/03Z, 11/27/12Z,

12/01/03Z, 12/05/00Z, 12/21/21Z)の気象庁 LFM 予 報データ(3hと4h)から作成した。衛星観測の降 雨量は鉛直流を考慮しないため、テーブルも終端 速度のみから求めた降雨量を使用した。

熱帯と異なり、中緯度においては層状性降水域 の雲底が 0℃高度に対して上方下方の様々な位置 に分布するため水の相変化に伴う加熱・冷却の上



図 1. GPM KuPR を用いた中緯度潜熱加熱推定手順

下関係が複雑である。この問題を吸収するために
 中緯度 LUT は、6 種類の主要 LUT (亜種まで数えると9 種類の LUT) で表現している。

対流性降水と3kmより浅い層状性降水のテーブ ルは、TRMM SLHと同様に降水頂高度を参照値とし た。深い層状性降水テーブルについては、0℃高度 以下の降水の鉛直構造で分け下方減少(Downward decrease: DD)、下方増加(Downward increase: DI)、0℃高度が高度1kmより低いSub0、地表に達 しない等のOtherの基本4種類を作成した。

4. 初期解析結果

図2はTRMMとGPMの高品質な同時観測が実現した2014年4-6月のQ1Rの帯状平均プロファイルをTRMMSLHV7とGPMSLHV5について比較したものである。TRMM領域ではよい一致を示している。中緯度の鉛直分布は熱帯域と連続し、高緯度に向かって高度が下がる。亜熱帯の比較的浅い加熱域も顕著であり、80層化で、下層の加熱と直上の冷却などより明確な鉛直構造が検出された。



図 2. 同時観測の 2014 年 4-6 月の TRMM PR から推定 された Q1R の帯状平均(左)と今回 GPM KuPR から 推定された Q1R の帯状平均(右)。縦軸は高度(km)。

謝辞:本研究は、JAXA 8th PMM RA、科研費基盤 A (15H02132)、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推 進費(2-1503)の支援を受けています。

GPM SLH (スペクトル潜熱加熱推定法) V05 プロダクトの紹介: Part II: リトリーバル手法

*濱田 篤・横山 千恵・高薮 縁(東京大 AORI)・幾田 泰酵(気象庁数値予報課)・ 重 尚一(京都大)・山地 萌果(JAXA/EORC)

序

2017 年7月に JAXA/NASA の標準プロダクトとし てリリースされる,全球降水観測計画 (GPM) スペク トル潜熱加熱プロダクト GPM_SLH バージョン5のた めに開発した,潜熱加熱および Q_{1R} (= Q_1-Q_R), Q_2 (Yanai et al. 1973)のリトリーバル手法について紹介 する.プロダクトの概要および初期解析結果について は高薮ほか(本大会)・山地ほか(本大会)を,また,ルッ クアップテーブル(LUT)作成手法については,横山ほ か(2017 年春季大会 B409)を参照されたい.

中緯度リトリーバル手法

リトリーバルは熱帯・亜熱帯域と中緯度域に分けて 行われる.これらの地域の判別は、衛星全球降水マッ プ(GSMaP)アルゴリズムにも用いられている、2.5度 格子・月別の降水レジーム分類マップを用いる.熱帯域 のリトリーバル手法は基本的にこれまでと同様(Shige et al. 2004,2007,2008,2009)であるため、本講演では中 緯度域のリトリーバル手法についてのみ述べる.

中緯度域のリトリーバルも,熱帯域と同様にLUTを 用いて GPM 搭載 Ku バンド降水レーダ(KuPR)の観 測ピクセル単位(~5×5 km)で行われる.LUT は,事 前に気象庁局地モデル(LFM)による予測データから降 水タイプ別に作製しておく(対流性1種,浅い層状性1 種,深い層状性3種,「その他」¹1種).LUT への入力値 は,対流性および浅い層状性については降水頂高度(降 水/無降水判定の閾値は 0.2 mm/h),それ以外につい ては高さ方向にみた最大降水強度である.降水頂高度 LUT,最大降水強度LUT の例を一つずつ図1に示す.

該当する LUT の選択は, KuPR 観測の降水タイプ (対流性・層状性・その他), 0°C 高度,および降水プロ ファイル形状を解析することで行われる.降水頂高度 LUT の場合は,参照加熱プロファイルが地表面基準の 高度で得られ,これに降水底高度における降水強度の 観測/モデル比を乗じたうえで,降水レーダ観測の地表 面を基準に割り当てて推定加熱プロファイルを得る.最 大降水強度 LUT の場合は,参照加熱プロファイルを得る. 大降水高度をゼロ,降水頂/底高度をそれぞれ+1,-1 とした規格化高度で得られ,観測の最大降水高度・降 水頂/底高度に合うようにスケーリングし,最大降水高 度における降水強度の観測/モデル比を乗じたうえで, 実空間に割り当てて推定加熱プロファイルを得る.

実際の観測プロファイルは,降水層が多層になって いる場合がある.この場合は,各降水層からの寄与を 前述の方法で求めたのち,全ての和をとることで,推 定加熱プロファイルを得る.但し,最下層以外の降水 層の降水タイプは「その他」としている.

熱帯・亜熱帯域のリトリーバル手法と大きく異なる 点の一つは,深い層状性降水タイプの加熱推定である。 層状性降水の場合はおおむね雲底の上部(下部)で水の 相変化に伴う加熱(冷却)が起こる.熱帯域のリトリー バルでは層状性降水の雲底がほぼ0°C 高度にあるとい う仮定が置かれているが,中緯度域ではこれが必ずし も成り立たないため,前述のような改良を行った.

検証

LUT 作製に用いた8事例について, 潜熱加熱のLFM 予測値と LFM 降水からの推定値を比較した結果, 両 者は良く整合しており, 特に層状性降水の雲底高度の 変化が良く表現できている(図2中段).1事例を除い た7事例から作製した計8つのLUTを用いて交差検 証を行った結果, 汎化誤差も十分に小さいことが確認 された(図略).KuPR 観測からの推定値とLFM 予測 値も良く整合している(図2下段).全般に, 観測から の推定値の方が背が低い傾向を示すが,これは定性的 には観測・モデル双方の特性から説明できる.

謝辞

本研究は JAXA 8th PMM RA, JSPS 科研費 (15H02132), および (独)環境再生保全機構環境研究総合推進費 (2-1503)の 支援により実施された.



図1:(左)対流性タイプ,(右)深い層状性・下方減少タイプ のLUT.それぞれ降水頂高度LUT,最大降水強度LUT の一例として示す.



図 2:(上段) 2016 年 4 月 16 日 22UTC 頃の KuPR 観測 と、ほぼ同時刻の LFM 予測値。何れも地表付近降水強度 (単位 mm/h).(中段)上段黒枠中央に沿った鉛直断面での 潜熱加熱(単位 K/h). 左が LFM 予測値, 右が LFM 降 水からの推定値。実線は 0°C 高度.黒点は降水タイプで, 10以上が中緯度に対応、(下段)上段黒枠内で領域平均した 潜熱加熱値の比較(単位 K/h). 左から全降水タイプ・対 流性・層状性・その他の各降水タイプ、実線は LFM 予測 値, 破線は KuPR 観測からの推定値。

¹大半は、上空に浮かんだかなとこ雲様の降水層である.

GPM 主衛星搭載二周波降水レーダを用いた全球雨滴粒径分布

*山地萌果・久保田拓志(JAXA/EORC)・濱田篤・高薮縁(東大大気海洋研)・沖理子(JAXA/EORC)

1. はじめに

降水を特徴付けるものの1つとして雨滴粒径分 布 (DSD) が挙げられる。特に、観測データから得 られたレーダ反射因子 (Z) から降雨強度 (R) に 変換する際の両者の関係性を考える上で、DSD は 非常に重要な要素であるが、降水のリモートセン シングでもその理解はまだ乏しい。

熱帯降雨観測衛星 TRMM に搭載された降雨レー ダ PR では、初めて宇宙からレーダによる降雨観 測が実現された。PR のデータから降水特性に応じ て DSD を調節するパラメータ ϵ (Iguchi et al. 2000)が取得可能であり、Kozu et al. (2009)は、 地上観測データから得られた Z-R 関係と ϵ から 調節した Z-R 関係の間に相関があることを示した。

TRMM/PR は 2014 年 10 月に後期運用を終了した が、2014 年 2 月に打上げられた全球降水観測計画

(GPM) 主衛星搭載二周波降水レーダ(DPR) によ り衛星降水レーダ観測が継続されている。DPR は KuPR (13.6GHz) と KaPR (35.55GHz) の二周波レー ダから構成され、PR の一周波観測(13.8GHz) と 比べて降水推定精度の改善が期待できる。また軌 道傾斜角を TRMM の 35 度から 65 度に上げたため、 中高緯度が衛星搭載降水レーダによる世界初の 観測領域となった。

GPM/DPR による二周波観測の実現により、TRMM 時代に一周波の情報から推定した ε によって得 られた DSD よりも、さらに直接的に DSD パラメー タを推定できるようになった。このことにより、 全球規模の DSD のさらなる理解が期待される。

本研究では、二周波による観測によって得られた DSD の情報について、蓄積された3年分のデータを用いて解析を行う。Takayabu (2008)で開発され、さらに中緯度について改良された月毎の降水レジーム分類データベースや GPM/DPR で得られた地表付近の降水強度と、DSD との関係性について調べる。

2. 初期解析

GPM/DPR では雨滴粒径 Dm[mm]と数濃度 Nw[m⁻³ mm⁻¹]を推定している。図1に中緯度海上を含む 全球における Dm の3年平均値を示す。

熱帯についての DSD の分布や季節変動などの 特徴は Kozu et al. (2009)による TRMM/PR の ε を用いた解析と整合的であり、さらに中緯度に ついては、TRMM ではみられなかった中緯度での 季節変動が明瞭にみられた。





図2には降水レジームごとのDmの頻度分布を 示した。各レジームのDSDのピーク値の違いか ら、両者の関係性が確認できた。



今後は降水強度との関係などを調査予定であ る。

参考文献

Iguchi, T., et al. 2000, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038-2052. Kozu, T., et al. 2009, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 53-66. Takayabu, Y. N. 2008, *GEWEX News*, **18**, 9-10. *高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

熱帯降雨観測衛星は、2014年に軌道維持のための燃料 が枯渇したため、降下を始め、2015年6月に大気圏に再 突入した。その降下期間中においても搭載機器の運用を継 続した。その降下期間には降雨レーダ(PR)を用いた実 験的な観測も実施した。そのうち様々な入射角で観測する 90度ヨー(Yaw)実験と通常観測よりフットプリント間 隔を高密度にした実験は、降水リトリーバルアルゴリズム の課題の1つである降水の非一様性を評価に利用できる ほか、降水リトリーバルアルゴリズムの観測データ微小変 化に対する感度やアルゴリズムで仮定している降水物理 モデルの評価にも利用できる。本報告では、降水の非一様 性に関する観測・解析結果を示す。

2. 実験観測·解析手法

実験観測のうち 90 度ヨー実験は進行方向に走査する観 測でおよそ 5km の範囲にすべての入射角のデータを取得 できる。この実験は、合計約 880 分間、主に南半球の太平 洋上で行われた。高密度観測実験は、通常観測よりフット プリント間隔を進行方向および走査方向ともに 3 分の 1 (DS1)、4 分の1 (DS2) にした観測直下付近の限られた 走査角で実施した。この実験は 1.5 ヶ月程度実施した。

降水の非一様性の問題については、現在のアルゴリズム では、当該フットプリント周辺の3x3のフットプリント におけるレーダ反射強度因子(Z)の分散から推定してい るが、実際のフットプリント内での分散との比較は難しい ため、今回の高密度観測のデータは有用である。そこで、 Z および降水強度(R)の推定値の通常サンプルと高密度 サンプルの比較を行ったほか、path integrated attenuation (PIA)や specific attenuation (k = dB/km)と Z の関係を調整するパラメータ(ϵ : epsilon)についても 同様の解析を行った。

入射角が大きい場合は地表面エコープロファイルの形 状が PIA の空間分布を表すことが知られているが、90 度 ヨー実験の様々な入射角のデータを用いることにより、 PIA の空間分布(降雨の非一様性)を求めることができる。

なお、高密度観測のデータはレベル2まで処理が可能で



図1. 高密度観測の例(2015年1月25日)。高度2 kmのRとZ、およびPIAとεの水平分布

あるため、今回の解析では 2A25 のプロダクト用いた。胃 一方、90 度ヨー実験は通常の観測コンフィギュレーショ ンと大きく異なるためレベル1のみのデータ処理である。

3. 結果

まず、4倍高密度サンプル実験のデータの例を図1に示 す。ここでは、高度 2km の Z と R および PIA と ε の分 布を示している。この図の縦軸は走査角度ビンを示し、間 隔は通常観測(5km)の4分の1である。また、横軸は走 査番号を示しており、走査番号間に4つの観測値が入って いる。この図から、降水強度が大きいところでは、ZやR のみならず ε や PIA の空間変動が大きい。また、降水強 度の小さいところでも、降水域の端では変動が大きい。 図 2 は同じ領域での高密度観測(DS)と通常観測(NS) を比較したものである。まず、DS と NS の降水強度の比 較では、相関は良いもののバラつきは大きい。同様な傾向 は PIA においても見られる。次に空間的なバラつき(標 準偏差)の DS と NS の相関についてであるが、εと PIA についてみると、NS でも DS でも相関が高いことがわか った。即ち、降水の非一様性は第1近似的には NS の近隣 フットプリントによる推定で良いがバラつきが小さくな いので、それに伴う誤差を評価する必要がある。

4. 課題と今後の予定

高密度観測データは、データ間隔は細くなっているが、 フットプリントの大きさは通常観測と同じであり、それぞ れの観測値の中に通常観測同様の降水の非一様性が含ま れており、この評価手法が課題である。90 度ヨー実験の ような大きな入射角での観測ではフットプリントの中心 付近の PIA を推定できるので、PIA を用いた評価が有効 になると考える。



謝辞:本研究はJAXAのPMM公募研究として実施した。

図 2. 高密度観測と通常観測の比較の散布図。 左下:降水強度、左上:εの標準偏差、右下: PIA、右上:PIAの標準偏差

あかつき IR2 カメラが探る金星の中下層雲における多様性

佐藤 毅彦、佐藤 隆雄、中村 正人(宇宙科学研究所)、上野 宗孝(神戸大学) 笠羽 康正(東北大学)、はしもと じょーじ(岡山大学)、中串 孝志(和歌山大学) Sanjay Limaye(ウィスコンシン大学)、堀之内 武(北海道大学)

あかつき IR2[1]は、金星大気の顕著な「窓」 (CO₂の吸収が弱い)[2]波長 1.735 μm と 2.26 μm および CO 吸収帯 2.32 μm[3]を用い、金星 夜面を観測する。これら波長では下層の高温大 気からの熱放射を背景光源として、高度 50~60 km 付近における雲の濃淡が主に見え、雲層中 下部のダイナミクス[4]を調べられる。

金星大気は全体としては、剛体回転に近い高 速の西向きの流れ(スーパーローテーション: 雲頂付近で風速 100 m/s に達する) で特徴づけ られる。そのような一般場に対して、IR2 夜面 画像に見られる雲の濃淡模様は、東西方向に限 定されない多様な姿を見せている。最良の例は、 2016年3月25日に取得された画像である(図 1)。ここにはさまざまな方向へ走る暗条(雲の シルエットを見ているので、暗いということは 雲が厚いことを意味する)が見え、ときには平 行の二重暗条となっている。地球におけるモー ニング・グローリーは長くて 1000 km 程度であ るが、画像中央を通る二重暗条は金星ディスク 中心から東縁まで1万km 近い長さをもってい る。その成因は不明であるが、別の日の観測(よ り多くの連続画像で運動をカバー)に見られる 類似の構造は、緯度方向へ伝播してゆくように 見えている。

またこの画像では、周囲に比べ顕著に明るい、 すなわち雲に空いたホールと思われる領域が見 られ、そこから放射状に明るい(雲が薄い)領 域がつながっている。これが強い下降流領域を 示しているのだとしたら、このような場所から 雲層より上で光化学的に生成された CO が下層 大気へ供給されているのかも知れない。[5]

この3月25日以外のIR2夜面画像にも「高 気圧渦・低気圧渦のペア」、「傾圧不安定波」な どを思わせる雲模様が多数見られている。講演 ではそれらを紹介するとともに、現時点で考え られる物理解釈を議論する。



[1] Satoh, T. et al. (2016), *Earth, Planets, Space,*

doi: 10.1186/s40623-016-0451-z

- [2] Allen, D. and J. Crawford (1984), *Nature* 207, 222-224.
- [3] Carlson, R. W. and F. W. Taylor (1993), *Planet. Space Sci.* 41, 475-476.
- [4] Sanchez-Lavega, A. et al. (2008), *Geophys. Res. Lett.* **35**, 13.
- [5] Tsang, C. C. C. et al. (2008), J. Geophys. Res. 113, E00B08, 1-13.

金星の中下層雲帯で見つかった低緯度のジェットと不安定渦

堀之内武(北大・地球環境科学研究院)(*)・村上真也・佐藤毅彦・Javier Peralta・佐藤隆雄・中 村正人・山崎敦(宇宙研)・小郷原一智(滋賀県立大)・神山徹(産総研)・高木征弘(京産大)・今 村剛(東大)・樫村博基(神戸大)・Sanjay S. Limaye (Wisconsin 大)・Kevin McGouldrick (Colorado 大)・渡部重+(北海道情報大)・山田学(千葉工大)・Eliot F. Young (SRI)

はじめに

金星は、高度約45-70kmに分布する厚い雲 に覆われているが、1984年に近赤外の窓(夜 面では下層の熱輻射が大気を抜けて観測でき る)が発見され、中下層雲による「影絵」の動 きから風速が推定できることが示された。以来、 Galileo (1990 flyby)、Venus Express (VEx; 2006-2014)などに基づいて風速推定が行われ た。また、以前より電波掩蔽観測をもとに温度 風計算が行われている。その結果45-57kmの 中下層雲帯における中低緯度の風速は一様に 近く、変化に乏しいものと考えられて来た。

金星探査機「あかつき」では、2µm 帯赤外カ メラ IR2 による窓領域の観測が 2016 の 3 月か ら開始された。惜しくも同年末に観測が終了し たが、その間に撮像された夜面の鮮明な画像よ り、様々な大気現象が見えつつある。本発表で は、IR2 夜面画像の雲追跡により見いだされた ダイナミックな大気運動の姿を報告する。

データと手法

IR2による 2016 年 3,7,8 月の夜面観測による 輝度データを利用した(主に 2.26μm 画像を使 用)。新たに開発した自動追跡手法と誤差評価 に基づくスクリーニング(Ikegawga & Horinouchi, 2016 (IH16); Horinouchi et al. 2017)を実施した。IR2 は通常 2 時間おきに観 測を行うが、本研究では主に 6 時間にわたる画 像 4 枚を使って雲追跡を実施した。

結果

図1に2016年7月11-12日の観測より得 られた東西風を示す。赤道から10°Nにかけて 東風のピークが見られる。回転周期を示す補助 線との比較からわかるように、自転軸周りの角 速度についてもピークになっている。このよう な低緯度での角速度ピークは、2µm帯の中下層 雲帯の観測でも、紫外等による雲頂の観測でも これまで見つかっておらず、我々は「赤道ジェ ット」と呼ぶことにした。7月以前の観測は限 られているが3月には赤道ジェットは見らなか った。一方、少なくとも8月中は継続した。ジ ェットには時間変動があり、順圧不安定とみら れる千km以上のスケールの擾乱によって水平 シアーが減じるイベントも観測された(図2)。



図 1:2016 年 7 月 11-12 日の観測より得られ た東西風 (m/s;得られた範囲で経度平均)。 エラーバーは、IH16 に基づく精度指標。曲 線は、各速度に対応する回転周期(5,6,8日)。



図 2: 2016 年 8 月 25 日の 2.26µm 画像に捉 えられた不安定渦

金星雲頂付近の平均風とシアー:あかつき UVI による二波長での雲追跡

堀之内武(北大・地球環境科学研究院)(*)・神山徹(産総研)・Yeon Joo Lee・村上真也・Javier Peralta・山崎敦(宇宙研)・小郷原一智(滋賀県立大)・高木征弘(京産大)・今村剛(東大)・中 島健介(九大)・山田学(千葉工大)・渡部重十(北海道情報大)

はじめに

高度約 45~70km に分布する厚い雲に覆われ た金星では、雲追跡による風速推定が多く行わ れてきた。中でも、紫外輝度を用いた昼面の雲 追跡は Mariner 10 のフライバイ(1974)時の観 測で始められ、Pioneer Venus Orbiter (PVO, 1979-1992)、Venus Express (VEx, 2006-2014) などで実施され、雲頂での平均風、熱潮汐に伴 う風、惑星規模の波動などが明らかにされてき た。近年は、VEx データより示された長期変動 が注目されている。これらの研究には、未特定 の紫外線吸収物質によって雲頂付近が可視化 される 0.3~0.4um での観測が使われてきた。

2015 年 12 月に軌道投入された金星探査機 「あかつき」の紫外カメラ UVI は、365 nm を 中心とするフィルターで上記の観測を継続す る一方で、SO₂の吸収帯がある 283 nm を中心 とするフィルターでの撮像も実施する。SO₂吸 収帯での雲追跡は、PVO の偏光観測をもとに実 施した研究が一例ある(Limaye 1984)が、誤差 が大きく、ほぼ前例がないと言ってよい。

データと手法

UVI による 2015 年 12 月 7 日から 2017 年 3 月 25 日までの輝度データを利用した。283, 365 nm それぞれについて、新たに開発した自動追 跡手法と誤差評価に基づくスクリーニング (Ikegawga & Horinouchi, 2016; Horinouchi et al. 2017)を実施した。UVI は通常 2 時間おきに 観測を行い、一回の観測では約 3 分の間隔で 283 nm と 365 nm の画像を各一枚取得する。 本研究では、4 時間にわたる画像 3 枚の組み合 わせすべてについて雲追跡を実施した。

結果

両波長での輝度の小規模(数百km程度)な 明暗の模様には良い対応があることが多い。従 って、得られる風速も近い。しかし、283nmで 得られる風速(東風)のほうが全般に速い傾向 がある(図)。両波長で得られる風速に差があ るところでは、波長間で模様の対応が比較的悪いことが多く、また模様に時間変化があり複数 速度の重ね合わせで解釈できるケースもある。

283 nm での風速のほうが系統的に速いこと は、平均的な鉛直シアーの存在を示唆する(両 者とも流れを表すと考えられるケースが多い)。 しかし、どちらがより高高度に対応するかは自 明ではない(輝度の位相角依存性に基づく示唆 はあるが)。なお、従来は雲頂付近の高度で風 速はほぼピークになると考えられていた。

得られた熱潮汐の構造(地方時 - 緯度分布) は先行研究と整合的である。一方、最近、地形 性重力波によって風速に地理的な構造が作ら れると研究があるが(Bertaux et al 2016)、本研 究で得られた風速の地理的な違いはそれより やや弱く、分布の仕方も定性的に合わない。上 記の効果は限定的と考えられる。



図:二波長で得られた東西風の差。負の値 は、283nm で得られた東風のほうが速いこ とを意味する。両波長で風速が得られている 箇所のみで差をとり、後に緯度毎に期間全体 で平均。点線は±標準偏差の範囲。

金星大気中における巨大定在波構造の地域・地方時依存性

神山 徹(産業技術総合研究所)、田口 真、福原 哲哉、高村 真央、山田 武尊(立教大学)、今 村 剛(東京大学)、二口 将彦(東邦大学)、はしもとじょーじ(神戸大学)、佐藤 隆雄、佐藤 毅 彦、中村 正人(宇宙科学研究所)

金星には自転速度をはるかに上回る速度で大 気が回転する「スーパーローテーション」と呼ば れる現象が知られている。金星を覆う雲の上層 (60~70km)において風速は極大となり、その発見 から 40 年以上にわたって 100m/s にも達する西 向きの高速帯上風が存在し続けている。これまで の金星探査の常識において、この雲上層高度にお いて様々な大気現象はスーパーローテーション とともに移動していくものと想像されていた。

ところが 2015 年 12 月に金星軌道に再投入さ れた金星探査機「あかつき」の軌道投入後最初の 観測シーケンスにおいて、スーパーローテーショ ンが卓越する雲上層高度に地理座標に固定され、 かつ南北に 10,000km 以上に伸びる巨大な弓状の 定在構造が発見された。この現象は軌道投入後の 5 日間の観測シーケンス中継続して観測されるな ど、突発的な現象ではないことも確認されている。 この定在構造はちょうど金星の高地、アフロディ ーテ大陸上空に発生しており、それをヒントに下 層に生じた擾乱が 40-50km 高度に存在する中立 層を超え、雲頂上高度で弓状の定在構造を形成し うることが数値計算によって確認された。

波の伝搬は運動量輸送を伴うことから、この定 在構造を介して低高度から高高度の大気の間で の運動量輸送が存在することを意味し、定在構造 の特性理解は金星大気スーパーローテーション 理解の上で重要な要素であると言える。そこで本 研究では定在構造が再び発生するのか、また発生 に寄与する要因の理解を目指しあかつき搭載の 中間赤外線カメラ(LIR)取得画像の解析を行った。

軌道投入から2年以上にわたる観測画像の解析 の結果、明らかな定在構造の発生が多数確認され た。その特徴として、低緯度に存在する複数の高 地の上で発生し(図)、さらに金星の1太陽日を1 周期として、何度も繰り返し発生する。特に定在 構造は低緯度帯の高地が金星の午後から夕方域 に差し掛かる際に最も明確な形状を示し、夕方側 の昼夜境界を超えるころから振幅が小さくなり、 その構造の鮮明さが失われるという振る舞いを 示した。

このような結果から、あかつきによってはじめ て発見された巨大定在構造は実は金星にありふ れた現象(複数の場所で毎太陽日ごとに発生)と言 えることが明らかになった。地域的な依存性から 定在構造の発生には高地の上空であることが前 提であると言え、例えば山岳波などが定在構造の 励起に関連するかもしれない。一方で午後〜夕方 に定在構造が卓越するという地方時依存性から 太陽加熱の影響が何らかの形でその励起や伝搬 のしやすさに関わっていることが示唆される。



図:4 つの主だった低緯度帯高地上空に発生して いた定在構造のスナップショットと、金星標高マ ップ。

あかつき金星紫外画像に見られる地形固定構造

*北原岳彦(東京大)、今村剛(東京大)、山崎敦(ISAS/ JAXA)、 山田学(千葉工大)、渡部重十(北海道情報大)、L2/L3 チーム

1. はじめに

金星探査機あかつき搭載の紫外カメラ UVI で取得された雲画像を用いて、金星地表に対してほぼ固定した 微細な模様を検出し、その起源について考察する。同じ くあかつきに搭載されている赤外カメラ LIR により、南北 にまたがる巨大な弓状構造が発見され、これまでに複数 回出現していることが確認されている。これらは特定の高 地上に出現し、背景風に流されることなくその場にあり続 けることから、その成因は地形性の重力波によるものと考 えられている。本研究は異なる波長でも似た特徴を持つ 構造があることを示すものである。

これまでに 1985 年の VEGA 気球による大気観測で は Aphrodite 大陸(標高 3000~4000m) 上空に おいて鉛直振動が観測され、最近は Venus Express 搭載のVMC画像を用いた雲追跡によりAphrodite大 陸上空で東西風速が減速していることがわかった。この 2つの研究結果は、重力波の存在とその影響を示唆し ている。重力波は浮力を復元力とする波動であり、下層 大気中で励起され鉛直に伝播する。そうして下層から輸 送してきた運動量やエネルギーを重力波が砕波する際に 背景場に受け渡し、背景風を減速させることとなる。この 効果は大気のスーパーローテーションを理解するための重 要な要素となるため、金星大気重力波の更なる解明が 必要とされている。そこであかつきのUVI画像を用いて地 形固定構造を確認し、発生地域とローカルタイムの傾向、 および水平波長を解析する。また UVI の 283 nm と 365 nm で撮影された画像を比較し、見え方の違いを 確認する。

2. 解析方法

データにはあかつきの UVI 画像を緯度・経度に展開し たL3データを用いる。まずガウシアンフィルタをかけた画像 を元の画像から引くことでハイパス処理をし、小さな構造 を確認しやすくする。次に地形に固定された構造を確認 するため、数時間以内に連続的に撮影された画像を重 ね合せて平均をとる。こうすることで移動性の構造がなら され、停滞する構造が強調される。

3. 結果と考察

最初に金星再投入日である 2015 年 12 月 7 日に 撮影された 283 nm 画像を解析した。この波長では二 酸化硫黄による太陽光吸収が卓越する。この日のデー タでは赤道帯において、いくつか南北に渡る引っかきキズ の様な構造が確認できた。これらは背景風に流されずに その場で留まる、地形に固定された波であることを確認し た。さらに現在までに入手可能な 283 nm の L3 データ をすべて解析したところ、発見できた地形固定構造はす べて赤道帯の高地上に出現している。また、発生するロ ーカルタイムに偏りがあり、専ら昼から夕方にかけて出現 していることがわかった。その東西波長は 200~300km ほどである。同じ日時・場所において LIR でも弓状構造 もしくは筋上の構造が観測されており、共通の力学現象 であることが示唆される。

同様の解析を未同定吸収物質の濃淡を可視化する 365 nm 画像でも行ったところ、283 nm に比べて停滞 構造は不明瞭であり、振幅が特に大きいときや背景に 濃淡模様が乏しいときに限り同定することができた。

4. 今後の展望

地形固定構造が重力波によるものであるとして、重力 波パラメータの推定が進行中である。二酸化硫黄と雲の 高度分布を仮定したうえで、観測された濃淡の振幅と 重力波の振幅を結びつけることができる。また、あかつき の複数のカメラにより複数の波長で捉えられた地形固定 構造の位相関係から、吸収物質と雲のスケールハイトに 制約を与えることができる。



図1:2016年5月17日に283nm で確認された 地形固定構造。2時間ごとに撮影された7枚のUVI 画像にハイパスフィルタをかけ平均した。

Study on the thermal structure of the Venusian polar atmosphere

*Mao Takamura, Makoto Taguchi, Tetsuya Fukuhara, Takeru Yamada (Rikkyo Univ.),

Toru Kouyama(AIST), Takeshi Imamura(Univ. of Tokyo), Takao M. Sato(ISAS), Masahiko Futaguchi(Toho Univ.), Masato Nakamura(ISAS), Naomoto Iwagami(Senshu Univ.), Makoto Suzuki(ISAS), Munetaka UENO(Kobe Univ.),

Mituteru Sato(Hokkaido Univ.), George L.Hashimoto(Okayama Univ.), and Seiko Takagi(Tokai Univ.)

The Venus atmosphere exhibits characteristic thermal features called 'polar dipoles' and 'polar collars' in both polar regions. The polar dipole which locates around the center of the polar region is warmer than mid-latitudes and the polar collar surrounding the polar dipole is colder than the other regions at the same altitude. These features were revealed by infrared observations of Venus by the previous missions Pioneer Venus and Venus Express.

The previous observations showed that shapes of the polar dipoles can be characterized by three patterns which are the zonal wave numbers of 0-2, and that they change with time [Garate-Lopez et al., 2013]. The rotation periods of polar dipoles were determined to be 2.5 Earth days [Piccioni et al., 2007] and 2.8-3.2 Earth days [Schofield et al., 1983] for the southern and northern polar regions, respectively. It has not been clear that the difference and variability in the rotation period is due to just a temporal variation, influence of solar activity, or other reasons.

The Japanese Venus orbiter Akatsuki is a planetary meteorological satellite aiming at understanding the atmosphere dynamics of Venus. The Longwave Infrared Camera (LIR), observes thermal emission from the cloud top (~65km) [Fukuhara et al., 2011]. Akatsuki is in an equatorial orbit, which is suitable for simultaneous observations of both northern and southern polar regions. Variations of thermal features in the polar regions can be retrieved from more than two successive images obtained by LIR with a time interval of several hours.

Rotation periods of polar vortices were derived using the LIR data by tracking a zonal position of maximum temperature. The rotation periods of polar vortices of southern and northern hemispheres are determined to be 3.0 - 9.5 and 1.6 - 2.7 Earth days, respectively (Fig.1). These rotation periods of southern polar vortex are significantly longer than the values observed in the past, and seem to be longer as the distance between Akatsuki and Venus increases.

As a next step, we will derive rotation periods of the polar vortices for other observation periods. From these results, possibility of northsouth symmetrical rotation of polar vortices, temporal variation of the rotation period and its dependences on local time and spatial resolution will be discussed. Relation between the variation in rotation period and global circulation will help to understand the dynamics of Venusian atmosphere.



Fig.1. The rotation periods of polar dipoles derived from LIR data during 2016.7 \sim 2017.1

金星探査機あかつきの電波掩蔽観測の初期結果

*今村剛(東大)、安藤紘基(京都産業大)、野口克行(奈良女子大)、あかつき電波科学チーム

1. あかつきの電波掩蔽観測

あかつきは2016年3月に金星大気の電波掩蔽観測を始めた。 2017年6月までに14回の電波掩蔽機会を利用して計27の大 気鉛直構造のデータを得た。この観測では、通常は探査機と 地上局の間の通信に用いる電波を利用する。地上局から見て 探査機が金星の背後に隠れる時と背後から出てくる時、探査 機から送信される電波は金星大気をかすめるように通過して地 上局に届く。このとき電波が金星大気中で屈折する結果として 周波数が変化する。この周波数時系列を分析することにより大 気の屈折率の高度分布を求め、さらに気温・気圧の高度分布 を求める。気温の精度は0.1 Kのオーダー、高度分解能は1 km 程度である。高度100 km 以上の屈折率からは電離層の電 子密度も得られる。受信電波強度の変化からは硫酸雲の下に 多く存在する電波吸収体である硫酸蒸気の分布がわかる。こ のような鉛直構造データはカメラ群による大気水平構造の観測 を補完するものであるとともに、独自の研究も可能とする。

2. 観測結果

2017年2月までに得られた気温の高度分布のうち緯度65° より低緯度側のものを図1に示す。雲層下部(50-58 km)ではほ ぼ断熱温度減率で、その上下には安定層がある、という層構 造が明瞭である。1980年台初頭までの観測をもとに作られた 標準大気モデル VIRA (Seiff et al. 1985)と良い一致を示して おり、金星大気の熱構造の長期にわたる安定性が示唆される。 一方で気温・気圧ともに VIRA からの系統的なずれも存在して おり、この意味するところを分析中である。高度60 km以上には 大気波動によると思われる微細な擾乱構造が存在する。





低緯度(<40°)の大気安定度を朝側と夕方側に分けて図2 に示す。鉛直スケール5km以下の小さな擾乱構造は朝側 で振幅が大きい傾向がある。このような傾向は夜間に雲頂の 放射冷却で対流が強化されることによるのかもしれない (Imamura et al. 2014)。また鉛直スケール10km以上の構造 についても朝側と夕方側で違いが見られる。これは熱潮汐 波を反映している可能性があり、高速大気循環の維持に関 わる運動量輸送という観点から分析中である。



図 2 (上) 朝側(地方時 01:10-07:10) および(下)夕方側 (16:10-17:30)の大気安定度の高度分布。高度およそ 48-70 km に雲層があると考えられる。

図3に硫酸蒸気の高度分布の一例を示す。高度およそ47 km以上では概ね飽和蒸気圧となっており、この領域には雲 が存在していて気相と液相の硫酸が概ね平衡状態にあるこ とが示唆される。このようなデータを蓄積することにより雲底 高度の時空間変動を明らかにすることができる。雲層より下 の硫酸蒸気の分布は大気大循環を反映すると考えられる。



図3 硫酸蒸気の高度分布の一例。緯度10°の結果。破線は 飽和蒸気圧に相当する混合比。

3. 今後の展開

電波掩蔽観測は順調に金星大気構造の新たな情報をも たらしている。今後はさらに異なる地方時や地域の観測を蓄 積し、金星大気の変動性を明らかにする。加えて、撮像観 測データと組み合わせることによって雲と熱構造の関係や 大気擾乱の3次元構造について調べる計画である。

AFES-Venus による金星大気のモデリング

* 高木征弘 (京産大),杉本憲彦 (慶應義塾大),安藤紘基 (京産大),樫村博基 (CPS/神戸大), 松田佳久 (東京学芸大),榎本剛 (京大防災研),中島健介 (九州大),石渡正樹・小高正嗣 (北海道大), はしもとじょーじ (岡山大),大淵済・高橋芳幸・林祥介 (CPS/神戸大)

1. はじめに

太陽系惑星のほとんどの惑星には大気が存在し、金星 大気のスーパーローテーションや火星の大砂嵐、木星の 縞状構造と大赤斑など、地球とはまったく異なる大循環 や気候状態が実現している。しかしながら、それらが実 現されるメカニズムや条件の多くは、いまだ明らかでは ない。惑星大気のシミュレーションによって、地球を対 象として発展してきた大気科学を広い枠組みで検証する ことにより、惑星気象の理解と同時に、地球の特異性と 普遍性が理解することができるのではないか。このよう な目的意識のもと、我々は平成18年度から海洋研究開発 機構の地球シミュレータ公募課題「AFESを用いた火星・ 金星大気の高解像度大循環シミュレーション」として、火 星および金星大気の研究を行ってきた。本講演では金星 大気モデリングの一例として、本プロジェクトの金星部 分について、最近の成果を交えながら紹介したい。

2. AFES-Venus の概要

金星大気大循環モデル AFES-Venus の力学コアは、地球 の大気大循環モデルとして開発された AFES (AGCM for Earth Simulator) (Ohfuchi et al., 2004; Enomoto et al., 2008) である。空間解像度は主に T63L120, T159L240 として いるが,T319L120 の高解像度計算にも成功している。鉛 直領域は地面から高度約 120 km とし、ほぼ等間隔に 120 または 240 層に分割した。鉛直渦粘性は 0.15 m²s⁻¹ (定 数) とし,水平渦粘性はラプラシアンの 2次の超粘性で表 現した。地面摩擦は最下層のレーリー摩擦で表現し、高 度 80 km 以上は渦成分のにみ作用するスポンジ層とした。 太陽加熱は観測に基づく現実的な分布を用いた (Tomasko et al.,1980)。赤外線による放射輸送過程はニュートン冷 却で簡単化し、緩和先の温度場は VIRA に基づく水平一 様分布とした。雲層下部の低安定度層を考慮したことが、 一連の数値シミュレーションの特徴のひとつである。

初期条件は理想化したスーパーローテーション状態と した。東西風は水平方向には剛体回転とし、地面から高 度70kmまでは線型に風速が増大、それ以上では一定と した(赤道上の高度70kmで100m/s)。温度場は東西風 と旋衡風バランスするように与えた。この初期条件から 数値積分を実行すると、雲層付近の上層大気は1地球年 ほどで準定常状態に達し、この状態が少なくとも10地球 年程度維持される。しかしながら、大気の全角運動量は 減少しており、厳密にはAFES-Venusでは大気スーパー ローテーションは維持されない。

3. これまでに得られた主な結果

現実的な太陽加熱と雲層下部の低安定度層に着目した実 験により,線型論 (Young et al., 1984; Takagi and Matsuda, 2005b, 2006b) で予想された傾圧不安定波が,運動量や 熱の輸送に重要であることを指摘した (Sugimoto et al., 2014a, 2014b)。また,この傾圧不安定波に伴って,雲頂 高度では Y 字型の構造が作られる。この結果は,いわゆ る「5 日波」や「中緯度ロスビー波」が,傾圧不安定波に よって説明される可能性を示唆している。

観測と整合的な緯度分布 (e.g., Machado et al., 2014) を もつ大気スーパーローテーションが形成されるのに伴っ て, 雲頂高度に存在する暖かい極域と, それを取り囲む 周極帯状低温域 (cold collar)の再現に成功した (Ando et al., 2016)。周極帯状低温域の存在は古くから知られてい たが (Taylor et al., 1980), その形成には熱潮汐波とそれに よって誘導される平均子午面循環が重要らしい。

熱潮汐波についても興味深い結果が得られている (Takagi et al., in prep)。金星では入射する太陽光エネルギー の 60%以上が雲層高度で吸収され,そこで熱潮汐波が 強く励起される (Pehcmann and Ingersoll, 1984; Takagi and Matsuda, 2005a, 2006b)。熱潮汐波は大気スーパーローテー ションの生成・維持メカニズムとしても有力視されており (Fels and Lindzen, 1974; Plumb, 1975; Takagi and Matsuda, 2007),その詳細な構造を明らかにすることが重要である。 AFES-Venusの結果によると,従来の研究結果とは異なり, 一日潮は高度 50-80 km におよぶ深い夜昼間対流を伴っ ている (図 1)。その鉛直流はオイラー平均した子午面循 環に伴う鉛直流の約 10 倍であり,金星上層大気の物質循 環にも強く影響する可能性が示唆される (e.g., Titov et al., 2012)。

その他, 雲頂高度にみられる短周期擾乱や, 極渦周辺 の力学, 金星大気のエネルギースペクトル, あかつき IR2 カメラの夜面観測で得られた下部雲層の筋状構造などに ついての研究も進行中である。

今後の予定

あかつき LIR 観測では,地形に由来すると思われる惑 星規模の弓状模様が発見され,大気循環に対する地形の 効果が示唆されている。あかつき観測との比較を念頭に, 地形および雲物理と放射輸送モデルの導入,データ同化 システムの開発などを進めていく予定である。



高解像度金星大気シミュレーションで再現された惑星規模のストリーク構造

*樫村 博基(CPS/神戸大)・杉本 憲彦(慶應義塾大)・高木 征弘(京産大) 松田 佳久(東京学芸大)・榎本 剛(京大防災研)・中島 健介(九州大) 石渡 正樹(北海道大)・佐藤 隆雄(宇宙研)・はしもと じょーじ(岡山大) 佐藤 毅彦(宇宙研/総研大)・大淵 済・高橋 芳幸・林 祥介(CPS/神戸大)

1 はじめに

金星探査機あかつきの IR2 カメラは, 金星の夜面 を撮像することで, 雲層下部の様々な特徴を明らか にしている.その中でも顕著な特徴の1つが, 南北 両半球で高緯度から低緯度にかけて延びる, 惑星規 模の明るいストリーク構造である (図 1a). IR2 の 夜面画像が捉えるのは地表付近の大気から放射さ れる赤外線であり, それは雲によって遮られるため, 画像の明るい領域は雲の薄い領域を表している.

一方, 我々は簡易な大気大循環モデルを用いて, 金星大気の高解像度シミュレーションを実施し てきた. モデルは AFES (Atmospheric general circulation model For the Earth Simulator)を金 星大気に対応させたものである.これまでに, 計算 された金星大気中の, 波動・極渦・運動エネルギー スペクトルを解析してきた.

本研究では,計算された金星大気中に, IR2 カメ ラで捉えられた惑星規模のストリークと類似の構 造が存在することに着目し,その構造を記述し,力 学を考察する.

2 モデル・実験設定

モデル解像度は T159L120 ($\Delta z = 1$ km) である. 日変化を含む太陽加熱を与え,長波放射はニュート ン冷却で表す.ニュートン冷却の基準温度場は金星 大気の静的安定度を模しており,近年の電波掩蔽観 測で示唆されている低安定度層 (0.1 K/km) を高度 55 km から 60 km に導入している.湿潤過程は含 まない.初期値として剛体回転の高速東西風と,そ れに傾度風平衡する温度場を与える.上記の設定で 時間積分を実施すると,約3地球年後には,統計的 平衡状態に達する.

3 結果

金星 AFES で計算された大気の低安定度層上空 の鉛直流速分布には、IR2 夜面で観測された惑星規 模のストリークと (南北方向の位置は若干異なるも のの)類似した構造が現れた (図 1b). 強い下降流 が巨大なストリーク状に分布しており、これは観測 と整合的である. なぜなら、下降流によって雲量が 減り、雲の薄い領域を生み出しうるからである. 極上空から見ると、モデル内のストリーク構造は、 極渦から低緯度にかけて延びる螺旋を成している (図 1c, d). このような螺旋構造は、Venus Express の VIRTIS が捉えた螺旋構造とも類似している.ま た、南北両半球のストリーク構造はおよそ同じ経度 に位置しており、南北で同期している.

本発表では、さらに、ストリーク構造に対する日 変化加熱・低安定度層の影響をそれぞれ調べ、スト リークを形成する力学、南北同期の要因について考 察する.

謝辞

金星探査機あかつきに関わる全ての方に感謝申し上げ ます.本研究は,地球シミュレータ利用課題『AFES を 用いた地球型惑星の大気大循環シミュレーション』及び 『AFES を用いた火星・金星大気の高解像度大循環シミュ レーション』のもとで実施しました.



図1 (a) 2016 年 3 月 25 日に IR2 カメラ (波長 2.26 μ m) で撮影された金星夜面画像. ただし、コ ントラストを強調する処理が施された記者発表用 の画像である. (b-d) 金星 AFES で計算された高 度 60 km の鉛直流分布 (スナップショット). (b) は (a) 撮像時の探査機位置から見た場合の分布. (c, d) は極上空から見た分布. なお、金星 AFES は自転の向きが金星と逆のため、図を回転させて 表示している.

金星 AFES アンサンブルデータ同化システムの開発

*杉本憲彦(慶大日吉物理), 山崎哲(JAMSTEC), 神山徹(AIST), 樫村博基(神大理), 榎本剛(京大防災研), 高木征弘(京産大理)

1. はじめに

近年,データ同化は地球大気のみならず,火星 においても盛んになされるようになってきた.し かしながら,金星での適用例は未だない.これは, 金星の気象観測が不足していること,大気大循環 モデルが未成熟なことに起因している.

我々のグループでは、簡易金星版[1]大気大循環 モデル(AFES; Atmospheric general circulation model For the Earth Simulator)を開発してきた. 初期に理 想化したスーパーローテーションを配置し、現実 的な設定の下で金星スーパーローテーションの再 現・維持に成功した.また、傾圧波[2]やコールド カラーの再現などの成果も示してきた.

本研究では、この金星 AFES に局所アンサンブ ル変換カルマンフィルタ(LETKF; Local Ensemble Transform Kalman Filter)データ同化システムを開 発する[3]. 熱潮汐波を含む観測データとして、理 想化実験と Venus Express 搭載の Venus Monitoring Camera(VMC)観測から導出された風速場を準備 し、熱潮汐波の励起されない計算へと同化するこ とで、熱潮汐波の再現性のテスト実験を行った.

2. 実験設定

金星 AFES の基礎方程式はシグマ座標系におけ る乾燥大気の球面プリミティブ方程式で,物理パ ラメータは金星の観測値に基づく.格子点数は 128×64×60(T42L60)である.観測に基づく太陽 加熱を与え,熱潮汐波を励起する日変化成分を含 めた設定(Qt)と含めない東西平均成分のみの設定 (Qz)の2 種類で計算を行った.放射過程はニュー トン冷却で簡略化し,係数に先行研究の値を用い た.これにより,温度場は水平一様な場に緩和さ れる.また、水平と鉛直の渦粘性も含む.

初期値に、スーパーローテーションを仮定した 剛体回転の東西風を設定し、温度場は東西風とバ ランス(傾度風平衡)させた.また、静的安定度は 観測値を模擬した.この初期値を用いて4地球年 のスピンアップを行った.

理想化した観測データとして,Qtの計算結果から,高度70kmの風速場を1時間(H1),6時間(H6),24時間(H24)ごとの3ケース用意した.また現実の 観測データとして,VMC 観測で導出された雲層上 端の風速場を,高密度(約1日ごと)の観測期間で 準備した.これらの観測データを,Qzの設定で初 期値を変えた31メンバーに同化し,同化なし実験 (Frf)と比較して,同化インパクトを調べた.

3. 結果

高度 70km での風速場について,各格子点での 二乗平均平方根の誤差(RMSE)を調べたところ, H1,H6では誤差がほとんどなくなった.H24では 同化のサイクルが見える結果となったが,Frfに比 べて誤差は小さく保たれていた.

図1にH24の同化実験において,ローパスフィ ルターを用いて熱潮汐波成分を取り出した結果を 示す.H24ではRMSEの完全な収束は見られない にもかかわらず,熱潮汐波の構造が風速場だけで なく,温度場においても再現されている.鉛直断 面では,熱潮汐波が鉛直伝播する様子も再現され た.また,VMCの同化実験でも,同様の熱潮汐波 の構造が,やや振幅は弱まるものの再現された.

4. まとめ

簡易金星版 AFES-LETKF データ同化システム を開発し、テスト実験を行った.理想化実験およ び現実の VMC 観測を用いた双方の実験で、1 日間 隔の高度 70km の風速場のみから、熱潮汐波が励 起され、鉛直伝播した.今後はあかつきによる高 密度の様々な観測を同化し、金星大気の再解析デ ータを作成を目指す予定である.



図1: 高度70km付近の温度(トーン)と水平風(ベクト ル)擾乱の水平断面. H24の同化実験の結果を示す.

参考文献

 N. Sugimoto, M. Takagi, and Y. Matsuda, Baroclinic instability in the Venus atmosphere simulated by GCM, *J. Geophys. Res. Planets*, **119**, 1950–1968, 2014.
 N. Sugimoto, M. Takagi, and Y. Matsuda, Waves in a Venus general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, **41**,

7461–7467, 2014.
[3] <u>N. Sugimoto</u> et al., Development of an ensemble Kalman filter data assimilation system for the Venusian atmosphere, *Scientific Reports*, revision submitted.

Martian Moons Exploration(MMX)計画における火星大気観測

*小郷原一智(滋賀県大),今村剛(東大),中川広務(東北大),亀田真吾(立教大), 岩田隆浩(宇宙研),青木翔平(IASB),坂野井健(東北大),神山徹(産総研)

1. はじめに

Martian Moons Exploration (MMX) は 2020 年 代前半の打ち上げを目指している,火星衛星探査 計画である.火星の2つの衛星であるフォボスとダ イモスの観測し,とくにフォボスからはサンプルを 採取し,地球に帰還することを目指している.基本 的には火星の衛星を観測ターゲットにしたミッショ ンである.しかし同時に,火星軌道に数年滞在する チャンスを活かして火星大気観測を行うことにも なっている.我々は MMX においてどのような観測 を,どのように行えば,最大限の科学性かを挙げら れるか検討している.

2. 火星大気観測の前提条件

MMX は火星周回軌道に投入された後,フォボ ス観測とサンプル採取のため火星衛星擬周回軌道 (QSO: Quasi Satellite Orbit)に投入される.火星 圏におけるのほとんどの期間は,QSOもしくはそ の周辺に滞在する.フォボスからのサンプル採取後 は,徐々に軌道を上げ,ダイモスのリモートセンシ ング観測を行った後,火星圏を脱して地球に帰還す る.QSOとは,フォボスのごく近傍に位置しながら, フォボスとともに火星を周回する軌道である.フォ ボスから見れば,MMXはフォボスの周りを回って いるように見える.すなわち,MMXはほぼフォボ スと同じ軌道,火星地表からの高度約 6000 km,周 期約 7.5 時間の赤道軌道を周回することになる.1 sol に火星を約 3.2 周する.

このような軌道に探査機が位置して火心指向した 場合,ある周回において例えばある地点Aを3時 間視野に収め続けれらる.地点Aを観測した後,再 び地点Aを視野に入れられるのは約1.5周回後,す なわち約半 sol後である.最初に地点Aを観測する のが日中であれば,次に地点Aを観測するのは夜 間になる.しかし,夜面撮像可能な機器を搭載する 予定はないので,現段階においては火星の昼面観測 に焦点を絞って検討している.

3. 期待される観測

ここ 20 年間行われてきたのは,太陽同期極軌道 (周期 2 時間)からの特定地方時の観測である.火 星大気の平均場や季節変化,年々変動を観測するに は都合のよい軌道であった.しかし,そのような平 均場になぜなるのか,なぜそのような季節変化お よび年々変動を示すのか,を明らかにするにはより 時間分解能の高い観測が必須となる.MMXにおい ては,赤道軌道からの高頻度全球観測により,メソ スケールから総観規模の現象の時間変化を明らか にする. 例えば,赤道上空のダストの極大層である detached layer (*Heavens et al.*, 2011)の形成メカ ニズムとして注目される Rocket dust storm (*Spiga et al.*, 2013)の発生,成長をモニタリングできると 期待される.現実的な観測ターゲットは以下の3つ があると考えられる.

- 数時間のうちに成長するダストイベントや氷 雲のモニタリング
- それらの地域依存性, 地方時依存性
- それらの周囲のダストや氷雲,水蒸気分布の時 間変化
- 氷雲と水蒸気の時空間変動のモニタリングによる水循環の研究
- CO など微量気体の時空間変動

とはいえ, MMX は静止気象衛星ではない.特定の 地域を連続的に観測できるのは火心指向したとし て最大3時間,その後再度観測できるのは1 sol後 (夜間観測は横においているから)である.

一方で、QSO を離れダイモスのリモートセンシ ング観測を行うためには、長楕円軌道に遷移する 必要がある.この軌道変更とダイモスのリモートセ ンシング観測中は、QSO よりも静止軌道に近い軌 道になる.したがって、気象衛星や金星探査機「あ かつき」が行っているような、全球規模のエアロゾ ルや微量成分の時空間変動の高頻度観測が可能に なる.

4. 観測機器

ダストイベントや氷雲の高分解能高頻度観測のた め、可視広角カメラ (WAM)の搭載を予定している. WAM は、視野角約 60 度、空間分解能約 0.8 mrad の多色可視カメラである.データ転送量を抑えるた め、火星大気観測には 2 色のみを使用する予定であ る(今のところ赤と青).

過去の探査機に搭載された可視光カメラは赤と 青を中心とするいくつかの波長を用いているが、そ れらだけで薄いダストや氷雲を認識し、区別するの は容易ではない.そこで、近赤外分光計(NIRS4、 MacrOmega)を用いる.水蒸気、CO、ダスト、氷 雲のカラム量を観測できる.WAM との同時観測 のメリットを最大限に生かすため、空間分解能を WAM と同一にしている.

5. 今後

今後は,火星衛星観測と共存させつつ大気観測の 成果を最大化するための検討を行う.

太陽対流層の乱流と大規模流れ

堀田英之(千葉大学)

太陽対流層は、さらに内部にある放射層からのエネルギー注入により熱対流不安定状態に あり、非常にレイノルズ数の大きい乱流で満たされている。太陽は、約25日で一周する 自転をしているので、乱流に回転が影響を及ぼすことにより、乱流が非等方性を持ち、角 運動量が運ばれるようになる。この結果として、差動回転や子午面循環流のような流れが 生成・維持されるようになる。また、太陽では日震学により太陽内部の回転構造が非常に 精密に測定されており、理論の検証も盛んに行われている。本講演では、これまでの太陽 乱流・大規模流れの理解について、概説する。

地球大気形成論の新展開

倉本 圭 (北海道大学・理学研究院)

地球の材料物質の新たな制約によって、地球大気 の形成論は新たな局面を迎えつつある。太陽系外地 球型惑星の大気研究の進展と相俟って、地球大気 の成り立ちとその特殊性・普遍性について理解の刷 新が期待される。

近年、地球岩石圏の種々の元素の同位体組成が、 E コンドライトに酷似していることが判明しつつある (例えば Göddel and Kleine, 2017)。それは地球にも っとも豊富な元素である酸素から、マントルに微量残 存する強親鉄性元素のルテニウムにまで及んでおり、 このことは地球の材料物質が、地球形成の主要期か ら後期まで一貫してEコンドライト的な物質であったこ とを意味する。この隕石種は、鉄がもっぱら金属ない し硫化物として含まれる、極端に還元的な化学組成 を持つ。そうした物質と同時に集積した揮発性成分 は、脱ガス時に必然的に還元反応を被るため、地球 大気の初期組成は、水素やメタンに富む還元的なも のであったことが強く示唆される。

地球大気がこうした還元的な組成から出発したなら、 現在のような酸化的な組成に至るには、大気組成の 著しい変化が後に起きなければならない。その素過 程には、太陽紫外線による水やメタンの光分解、宇 宙空間への水素の選択的散逸、岩石圏の酸化を伴 う炭素および水の多圏間循環が挙げられる。これら 個々の過程については、地球や火星を含む太陽系 天体の地質記録の解読、有機質へイズを含むガス惑 星やタイタンなど還元大気中の光化学過程の観測的 制約、種々の実験・モデリング研究などから、理解が 進みつつある。しかしながら、高い紫外線フラックス、 活発な火成活動、高頻度の天体衝突などによって大 気組成が急激に変貌を遂げたと考えられる冥王代 (地球誕生から 40 億年前まで)は、地質記録に乏し く、当時の大気環境の復元は容易ではない。

そこで注目されるのが、近年相次いで発見されて

いる、地球同様の質量、半径、日射条件を持つ系外 惑星である。これら地球類似系外惑星は、惑星系の 年齢がそれぞれ異なるため、大気組成や大気構造 が制約できれば、地球大気の形成の理解の大きな助 けとなる。特に、来年打ち上げ予定のジェームズウェ ップ宇宙望遠鏡は、6.5mの大口径を持ち、複数の地 球類似系外惑星の大気のキャラクタリゼーションの実 現に期待が集まっている。

恒星は低質量のものほど存在数が多く、またそれ らの周りの小型の惑星の検出がより容易なことから、 地球類似系外惑星のほとんどは、光度の低い低質量 主系列星の周りに見出されている。これらの系外惑 星は、その軌道半径が小さく、潮汐力の影響で常に 同じ面を主星に向けた同期回転をしている可能性が 高い。仮想的に地球をそのような条件下に置いたと すると、冷たい夜半球に厚い氷床が発達して表層 H₂O の大部分をトラップし、昼半球は著しく乾燥状態 になる可能性がある。他方、そうして水循環が弱まる と、化学風化を介した二酸化炭素の固定が抑制され、 大気中の二酸化炭素濃度は、高レベルになる可能 性もある。還元的な組成の大気を有する場合には、 水素散逸や高分子有機物の生成を伴う光化学反応 の進行が予想される。TRAPPIST-1 系のように地球と ほぼ同サイズの惑星が複数並んでいる場合、主星に 近い惑星ほど強い恒星放射を受けるため、大気進化 の度合いが惑星ごとに異なることが期待される。

詳細かつ分野横断的な観測や分析が可能な太陽 系と、観測的情報は粗視的だが、進化段階や境界条 件に多様性のある系外惑星系を統一的に視ることが、 地球大気の形成と初期進化の解明にとり重要である。 それは、宇宙における生命の普遍性の検証にも直結 する大気科学テーマである。

全球海惑星の気候レジーム~海洋大循環の効果~

* 河合 佑太(神大・理/理研 AICS), 高橋 芳幸(神大・理/CPS), 石渡 正樹(北大・理), 西澤 誠也(理研 AICS), 竹広 真一(京大・数理研), 中島 健介(九大・理), 富田 浩文(理研 AICS), 林 祥介(神大・理/CPS)

はじめに

系外惑星で実現される気候の多様性の理解を深めるた めに,我々は大気大循環モデルを用いて水惑星の気候 を調べてきた. 例えば、 Ishiwatari et al. (2007) (以後 INTH07)では、伝統的な南北1次元エネルギー・バラ ンスモデル(EBM)を用いた研究(Budyko 1969 等)の発 展として,惑星放射の射出限界や大気大循環が陽に考 慮される系で、水惑星気候の太陽定数依存性を調べた、 INTH07 では, EBM に比べて自由度がはるかに多い モデルにおいても,現在地球の太陽定数近傍で全球凍 結解,部分凍結解,暴走温室解の多重性が存在するこ とを示したが、海洋大循環の効果は全く考慮されなか った、しかし、近年の計算科学の発展に伴い、地球以 外の惑星気候計算にも海洋大循環が考慮され始めてい る(Marshall et al., 2007 等). 特に, Rose (2015) (以後 R15)は、水惑星の大気海洋海氷結合系の太陽定数依存 性を調べ,海洋熱輸送により新たな安定平衡解 (waterbelt 解)が生じる可能性があることを示唆して いる.しかしながら、彼らは計算時間の短縮のために 簡略化した大気モデル(鉛直5層, 簡素化した物理スキ ームの使用)を用いた.また、太陽定数が大きい場合に は焦点が当てられなかったため,暴走温室解までは調 べられていない、本研究では、INTH07 の発展として、 INTH07 の大気設定のもとで、水惑星大気海洋海氷結 合系の太陽定数依存性を調べる.また,海洋大循環の 有無による気候レジームの変化にも注目し、水惑星の 気候決定に対する海洋の役割について考察する.

モデルと実験設定の記述

実験には,系外惑星の気候探索を念頭に我々が現在開 発を進めている大気海洋海氷結合モデルを用いる. 大 気モデルは惑星大気大循環モデル DCPAM である.力 学過程では、3 次元プリミティブ方程式系が擬スペク トル法によって解かれる. 放射過程は Nakajima et al. (1992)の灰色大気放射スキーム,凝結過程は Manabe et al. (1965)の湿潤対流調節スキームと大規模凝結ス キーム, 鉛直乱流混合過程は Mellor and Yamada level 2 スキームによって表現される. 海洋海氷モデルは軸 対称モデルである.海洋の力学過程では、静力学ブジ ネスク方程式系が擬スペクトル法によって解かれる. 海洋の中規模渦や対流による混合は, Gent and McWilliams (1990)や Marotzke (1991)のパラメタリゼ ーションにより表現する.海氷モデルは Winton (2000)の鉛直3層熱力学モデルであり、海氷輸送は海 氷厚さの水平拡散で表現する.表面アルベドは,表面

温度が -10 度以下では 0.5, それより高い場合は 0 に 設定する.海洋大循環の影響を明確に調べるために, ここでは海洋の取り扱いとして swamp ocean, 60 m slab ocean, dynamic ocean の 3 種類を考える.太陽定 数(S)は約 900~1600 W/m²の範囲で約 50 W/m² ごと に指定する.大気モデルの解像度は,S \leq 1450 W/m² の 場合には T21L16, S>1450 W/m²の場合には T21L32 に設定する.海洋モデルの解像度は南北 64 点・鉛直 60 層,海氷モデルの解像度は南北 64 点である.多くの実 験における初期値は 280 K 等温の静止した大気海洋と するが,解の多重性を調べるために別の実験で得られ た全球凍結解や暴走温室解を初期値とした実験も行っ た.時間積分は,基本的には,swamp/slab ocean 実験 で約 300 年間, dynamic ocean 実験では周期的同期結 合(Sausen and Voss, 1996)を用いて約 3 万年間行う.

計算結果

図(a)は, S=1380W/m²に対する水惑星結合系の統計的 平衡状態であり, INTH07 が得た水惑星灰色大気大循 環やR15等が得た水惑星の海洋場を定性的に再現する. 図(b)は得られた気候レジーム図であり, R15 では考慮 されなかった暴走温室解が含まれる. dynamic ocean 実 験では, 1200 W/m² から 1500 W/m² の太陽定数に渡 って,全球凍結解,部分凍結解,暴走温室解が同じ太 陽定数に対して共存することが見て取れる. swamp ocean, 60 m slab ocean 実験で得た解の多重性の様相は 定性的には同じであり,海洋大循環の有無に伴う気候 レジーム図の変化は小さい. 特に, R15 が示唆するよ うな新たな安定平衡解が得られる傾向は,今の所見ら れない. そのような解が本当に現れないかを確認する ために, いくつかの部分凍結解を初期値にして,太陽 定数を徐々に増減させる実験を進めている.



図: dynamic ocean 実験における(a)太陽定数 1380 W/m²の場合の大気海洋場の子午面分布,(b)氷 線緯度の太陽定数依存性(初期値が全球凍結解、暴走温室解の場合は,それぞれ,R のラベルで示し ている。また,swamp/slab ocean 実験における部分凍結解の点もプロットしている.)

謝辞

本研究は理研の大学院生リサーチ・アソシエイト制度の下での成果である.

高速回転する薄い球殻内の熱対流により生成される表層縞帯状構造の消滅

* 佐々木 洋平 (京大・数学), 竹広 真一 (京大・数理研), 石岡 圭一 (京大・理), 中島 健介 (九大・理), 石渡 正樹 (北大・理), 林 祥介 (神戸大・理/CPS)

はじめに

木星と土星の表層の流れは赤道周辺の幅の広い順行 ジェットと、中高緯度で交互に現われる幅の狭いジェッ トによって特徴づけられる.この表層のジェットが深 部領域の対流によって生成されているのか、表層の対流 や渦運動の結果なのかは未だに明らかになっていない. Heimpel and Aurnou (2007,以下 HA2007)ではそれまで に考えられていたものより薄い球殻領域内の深部対流運 動の数値計算を行ない、レイリー数が十分大きく内球接 円筒での対流が活発な場合に、赤道域の順行流と中高緯 度の交互に現われる狭いジェットを得ている.しかしな がら、彼らの研究では経度方向に 8 回対称性を仮定して おり、全球の 1/8 の領域の運動しか解いていない. さら に積分時間が 1600 回転 (0.024 粘性拡散時間) と短いた め,統計的定常状態に達しているか定かではない.

このような問題意識のもとに,我々はこれまで薄い球 殻対流の数値計算を全球で長時間行い,赤道域および中 高緯度領域の帯状流が形成されるか否かを調べてきた. その結果,長時間積分後には縞状構造が消滅し,南北中高 緯度に幅広の帯状流がそてぞれ1本ずつ出現する状態が 得られた.このことはHA2007の解は最終的な統計的平 衡状態ではなく過渡的な状態であることを示唆している.

しかしながら, HA2007 と我々の結果の特徴の相違が, 計算領域を全球領域にしたためなのか, あるいは超粘性 拡散パラメータの違いによるものなのかが明らかでな かった. そこで, 本研究では超粘性拡散パラメータを含め た計算設定を統一し, 計算領域を全球領域並びに経度方 向に 8 回対称性を仮定した 1/8 セクター領域とした数値 実験を行い, 結果を比較した.

モデルと実験設定

モデルは回転球殻中のブシネスク流体の方程式系から 構成される. 方程式系に現われる無次元数は HA2007 と 同じ値を用いた. すなわち, プランドル数 を 0.1, エクマ ン数を 3×10⁻⁶, 球殻の内径外径比を 0.85, 修正レイリー 数 を 0.05 とした. 熱境界条件は両端で温度固定, 力学的 境界条件は自由すべりである. 1/8 セクター領域計算で は HA2007 に同じく経度方向に 128 点, 緯度方向に 512 点, 鉛直方向に 65 点を, 全球領域計算では経度方向に 8 倍の 1024 点を配置した.数値解法として, 水平方向に 球面調和関数変換 (三角波数切断波数 341), 鉛直方向に チェビシェフ多項式 (最大次数 48) によるスペクトル法 を用いた.初期に静止場にランダムな温度擾乱を加え, 段 階的に超粘性拡散を緩めて行き,時間積分を行った.

結果

1/8 セクター領域にて時間積分したところ強い赤道 ジェットと中高緯度の縞状構造が出現した (図1左). こ の中高緯度の縞状構造は, 消滅することなく 240000 無 次元時間(約38000回転)まで維持されつづけている. 一 方で全球領域計算では, 中高緯度の縞状構造が一旦形成 されるものの, さらに時間積分を進めると中高緯度が加 速され縞状構造が消滅した(図1右). すなわち, 縞状構 造が維持されるか消滅してしまうかは, 超粘性拡散設定 ではなく計算領域に依存している. この縞状構造の消滅 には, 1/8 セクター計算では表現できない経度方向波数 8 未満の成分による角運動量輸送が重要な役割を果たして いると予想される.



図1 球殻表層での平均帯状流の分布. 左: 1/8 セク ター領域 (24000 回転), 右: 全球領域計算 (17000 回転)

謝辞

本研究の数値計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータ (ES3) を 用いた.数値モデルにはスペクトル変換計算の一部に AFES(Ohfuchi et al., 2004) の変換ライブラリを使用した.

参考文献

Heimpel, M.H. & Aurnou, J.M., 2007: *Icarus*, **187**, 540–557 Ohfuchi *et al.*, 2004: *J. Earth Simulator*, **1**, 8–34

惑星大気大循環モデルのための放射伝達モデルの構築

* 高橋芳幸 (神戸大院理), 大西将徳 (神戸大院理), はしもとじょーじ (岡山大院自然), 倉本圭 (北大院理), 石渡正樹 (北大院理), 高橋康人 (北大院理), 林祥介 (神戸大院理)

はじめに

多数の系外惑星が発見されている.系外惑星研究に おける興味深い科学的課題の一つは,太陽系内惑星と は大きく異なる条件下にある系外惑星において実現さ れる表層環境や循環構造である.そのような系外惑星 の表層環境と循環構造を調べる上で最も重要かつ難し い点は大気の放射伝達計算である.地球の気候研究の ためには,計算量を削減するために,多くの場合に相関 k分布法が用いられているが,系外惑星大気の研究に おいてはそれを地球とは異なる大気組成・質量に対し て実装できなければならない.

我々は、系外惑星の表層環境と循環構造の多様性を 明らかにすることを目指して、様々な大気組成・質量 を持つ惑星大気の大気循環計算に使用できる放射モデ ルの構築を目指している.

モデル

放射モデルの構築では、まず、ラインバイラインの放 射伝達モデルを構築し、次に、そのラインバイラインモ デルによって計算した吸収係数を用いて相関 k 分布法 に基づくモデルを構築する.ラインバイラインの放射 伝達モデルにおける線吸収の計算には、HITRAN2012 (Rothman et al., 2013)の吸収線データを用い、Humlicek (1982)の方法による Voigt 線形を用いて計算 する.連続吸収は、MT_CKD モデル (Mlawer et al., 2012)を用いて考慮する.相関 k 分布法を用いた放射 モデルの構築においては、地球大気の放射伝達モデル として実績のある RRTM (Mlawer et al., 2012)と同 じバンド設定および k 分布のビンの設定を用いること にする.

本研究で構築したラインバイラインモデルを,長波 放射モデルの相互比較実験 (Ellingson et al., 1991) に 基づいて検証した.熱帯大気,および中緯度夏大気の 条件で,LBLRTM (Clough et al., 2005)の結果と比較 したところ,対流圏,下部成層圏において,長波放射フ ラックスおよび加熱率の差はそれぞれおよそ3 Wm⁻², 0.1 K day⁻¹ であった.また,構築した k 分布モデル をラインバイラインモデルと比較したところ,熱帯大 気,および中緯度夏大気の条件で,フラックスおよび加 熱率の差はそれぞれおよそ 6 Wm⁻², 0.2 K day⁻¹ で あった.

放射対流平衡温度の入射放射スペクトル依存性

構築した k 分布放射モデルを用いて, 地球大気放射 対流平衡温度分布の入射放射スペクトル依存性を調べ た.数値実験においては, 対流圏内は湿潤断熱減率を 仮定し,成層圏内は放射平衡を仮定する.水蒸気量は 対流圏内は飽和とし,成層圏では混合比一様と仮定す る.また, 非凝結成分の組成は, CO₂ 300 ppmv およ び地球の熱帯における O₃ の鉛直分布, その他は地球 の組成を仮定する.入射放射には,太陽のスペクトル (Gueymard, 2004), 6000, 5000, 4000, 3000 K プラン ク関数を仮定した.ただし,入射放射フラックスはす べての場合で 685 Wm⁻² とした.また,太陽天頂角は 60° とした.

数値実験の結果,入射放射スペクトルとして与えた プランク関数の温度が下がるほど成層圏の温度は下が り,対流圏の温度は上昇した(図1).成層圏温度は,与 えた入射放射に含まれる紫外線強度によって説明され, 対流圏温度は,与えた入射放射に対するレイリー散乱 の効果によって説明される.

講演では、本研究で構築したラインバイラインモデ ルと相関 k 分布放射モデルの詳細、および、両モデル の計算結果と、地球とは異なる組成を持った大気にお ける放射対流平衡温度についても議論したい.



図 1: 複数の放射スペクトルを与えた場合に得られる 放射対流平衡温度分布:太陽スペクトルを与えた場合 (実線), 6000 K (破線), 5000 K (点線), 4000 K (一点 鎖線), 3000 K (短破線) のプランク関数のスペクトル を与えた場合.

RBF を用いた球面螺旋節点上の浅水波モデル

* 榎本剛 (京大防災研)

1 はじめに

球面螺旋を用いると,球面上で準一様な節点を容 易に生成できる (2013秋 A312)。Flyer and Wright (2007, 2009)は, RBF (radial basis function,動径 基底函数)を用いた2次元移流モデル及び浅水波モ デルを開発した。RBF 法の特長は,簡潔なコード でスペクトル的な精度が得られることである。そこ で本研究では, RBF 法を用いて球面螺旋の特性を 生かした浅水波モデルを開発する。

2 RBF 法

RBF 法では、節点値と節点における RBF $\phi(r)$ (ユークリッド距離 rのみの函数)による内挿値

$$s(\boldsymbol{x}) = \sum_{j=1}^{N} c_j \phi(r_j), r_j = ||\boldsymbol{x} - \boldsymbol{x}_j|$$

とが一致するという条件を課す(節点法, collocation method)。RBFを要素とする行列 Aを構成し,その逆行列 A^{-1} を求める。微分演算子 D は, A^{-1} と $\phi'(r)/r$ に比例する要素からなる行列 Bとの積

$$D = BA^{-1}$$

で表される。

3 浅水波モデル

3次元デカルト座標系における浅水波方程式は次 のように書ける。

$$\frac{\partial \boldsymbol{u}}{\partial t} = -(\boldsymbol{u} \cdot P\nabla)\boldsymbol{u} - f(\boldsymbol{x} \times \boldsymbol{u}) - gP\nabla h - \mu \boldsymbol{x}$$
$$\frac{\partial h}{\partial t} = -P\nabla \cdot (h\boldsymbol{u})$$

ここで $\mu \equiv \mathbf{x} \cdot (\mathbf{u} \cdot P \nabla \mathbf{u} + g \nabla h), P \equiv I - \mathbf{x} \mathbf{x}^{t}$ に より運動及び微分を球面上に拘束している。時間積 分には、4次のルンゲクッタ法を用いた。

3 結果

球座標に対する 2 次元移流モデルを用いた,剛体回転による移流実験(case 1)では, cos 型の山で 3 次精度,ガウス型の山で指数函数的な誤差の減少が得られた(図 1)。定常非線型地衡流の実験でも,N = 1849 で $\ell_2 = 3.39 \times 10^{-9}$ (case 2)と $\ell_2 = 2.08 \times 10^{-7}$ (case 3)と良好な結果が得られた。



図 1: (a) cos 型 (N = 529, 1024, 1849, 3136, 4096,破線は $N^{-2/3}$), (b) ガウス型の山 (N = 100, 400, 900, 1600, 2500, 3600)の移流実験。。及び × はそれぞれ ℓ_2 及び ℓ_{inf} ノルム。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP15K13417 及び文部科学 省ポスト「京」萌芽的課題 3「太陽系外惑星 (第二 の地球)の誕生と太陽系内惑星環境変動の解明」の 助成を受けた。

参考文献

- Flyer, N. and G. B. Wright, 2007: J. Comp. Phys., 226, 1059–1084.
- Flyer, N. and G. B. Wright, 2009: Proc. Roy. Soc. A, 465, 1942–1976.

地球温暖化時における極端降水変化と水蒸気量変化の関係

水田 亮 (気象研・気候)

はじめに

温暖化した気候の下では、1年に1度、10年に1度 といった降水量の極端値が増大すると予測されてい る。これは Clausius-Clapeyron(C-C)の式に従って気温 が 1℃上昇するごとに大気中の飽和水蒸気量が約 7.5%増加することと関連すると考えられているが、気 候モデルが予測する降水量極端値の増加率は場所に より 7.5%/℃とは一致しない(e.g. O'Gorman and Schneider 2009)。本研究では高解像度多数アンサンブ ル気候実験のデータを用いて、日単位での地上の水蒸 気量と極端降水との関係、およびそれぞれの増加の間 の関連性の全球的な分布を調べた。

使用データ

地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測デ ータベース(d4PDF; Mizuta et al. 2017)から、全球 60km モデルの過去実験 60 年(1951–2010)と 4℃上昇実験 60 年(RCP8.5 シナリオ 2090 年相当)それぞれ 90 メンバー を使用した。このモデルでは日降水量の極端値が観測 をよく再現していることが示されている(Mizuta et al. 2017)。

極端降水と地上水蒸気量の関係

図1(上)は、10年に1度の日降水量の、4℃上昇時に おける変化率を表す。全球のほとんどの場所で増加が 見られるが、その増加率は、平均地上気温の上昇幅か らC-Cの関係で算出される飽和水蒸気量の増加率(図 1下)とは一致しない。高緯度域では比較的近い値を示 すものの、低緯度域では、前者に大きな地域差が見ら れるのに対し後者はほぼ一様であるなど、大きく異な っている。また地上の水蒸気量変化は後者に近い(図 略)ことから、地上の水蒸気量と極端降水の関係が温暖 化時に変化していると考えられる。

そこで日々の時間スケールで水蒸気量と極端降水 の関係を調べた。日ごとの地上水蒸気量を 0.5g/kg ご とのビンに分け、ビンごとに極端降水量の値を計算し た。図2は低緯度/中高緯度の陸上/海上の4つの地点 でそれを見たものである。中高緯度では、水蒸気量と 極端降水の関係の将来変化が小さく、かつ比較的比例 関係に近い。従って気温の上昇から C-C 関係で推定さ れる増加率に近い率で極端降水が増加すると考えら れる。一方低緯度では、過去実験における関係が温暖 化時に維持されない。これは上層でも気温が上昇し、 同じ水蒸気量であっても積雲対流によって凝結可能 な水蒸気量が減少することによることが考えられる。 図3は同じビンでの極端降水量を過去実験と4℃上昇 実験で比較した値の分布で、中高緯度では差が小さい 一方で、30°S-30°Nの多くの地域で大きく減少する。 この減少分と、水蒸気量増加による極端降水増加分の 多寡により、図 1(上)のような低緯度域での地域差が 生じると考えられる。



図 1: (上) 10 年に1度の日降水量の、4℃上昇時における変化 率[%]。(下) 平均気温上昇(北半球は 6-8 月、南半球は 12-2 月)から C-C 関係で算出される飽和水蒸気量の増加率[%]。



図2:0°N/50°Nの30°E(陸上)/180°E(海上)の4つの地点において地上水蒸気量(横軸[g/kg))を0.5g/kgごとのビンに分け、ビンごとに極端降水量の値(縦軸[mm/day])を計算したもの。実線が過去実験、点線が4℃上昇実験、太線が99パーセンタイル値。



図 3: 同じビンでの極端降水量の、過去実験から 4℃上昇実 験への変化の分布[%](7 月)。ビンは各格子で過去実験での気 候値が入るビンを用いた。

謝辞:本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施 する「地球シミュレータ特別推進課題」の一つとして実施し、 文部科学省の統合的気候モデル高度化プログラムならびに 地球情報統融合プログラムの協力を得た。

d4PDF 2℃昇温版の降水・水蒸気量変化

*藤田実季子¹•岡田靖子¹•川添祥¹•杉本志織¹•石原浩二¹•渡辺真吾¹•石川洋一¹ •水田亮²•村田昭彦²•佐々木秀孝²•石井正好²•高薮出²

(1:JAMSTEC, 2:気象庁気象研究所)

<u>1. はじめに</u>

温暖化に対する適応策の策定には、気候変動に伴う不確 実性の定量的な評価が不可欠であり、特に低頻度の事象に対 する要因と、その変化の把握が望まれている。2015年には「地 球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース、 database for Policy Decision making for Future climate change (d4PDF)」(Mizuta et al. 2016)が作成され、産業革命以前より 全球平均気温が4℃昇温した気候変化について、大量アンサ ンブルデータによる極端事象の変化等が議論されている。

一方で、21世紀末を想定した4℃昇温実験は、これから適応 策を講じようとするユーザにとってはかなり遠い将来であり、現 実的な議論には20~30年後頃の状況に関するニーズが高い。 これらをふまえ、「気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)」において、d4PDF実験に準拠した近未来気候予測 実験(2℃上昇相当)を実施した。

2. 数值実験

使用したモデルはd4PDFに従い、水平解像度約60kmの気 象研究所全球大気モデルMRI-AGCM3.2 (Mizuta et al. 2012) を用いた全球実験と、水平解像度約 20kmで日本域をカバー する気象研究所領域モデルNHRCM (Sasaki et al. 2011, Murata et al. 2013)を用いた領域実験によって構成した。全球 モデルの外部境界条件についてもd4PDFに則り、近未来気候 の海面水温変化パターンはCMIP5 RCP8.5実験の2031年から 2050年の平均的水温を元に定義し、6種類の将来変化分布に 9種類の摂動を加えた合計54種類の分布を用いて、54のアン サンブル実験を行った。温室効果ガスはRCP8.5シナリオの 2040年に相当する濃度を用いた。実験の初期値はd4PDFの 過去実験の最終年とし、スピンナップを除く60年間積分したも のをデータセットとした。海氷密接度・海氷厚・エアロゾルの扱 い、領域モデルの設定についてはd4PDFに従い設定した。

<u>3. 出力結果</u>

全球モデルによる実験について、60年平均の気温と降水 分布を、d4PDFにおける過去実験との差を図に示す。海面水 温の気候差分が大きい熱帯東部太平洋と、海氷の縮小が顕 著な高緯度で降水量の変化が大きかった。この結果はd4PDF の4℃昇温実験にも見られ(d4PDF利用手引き(図2.2.6)、 Mizuta et al. 2016参照)、特に熱帯域の増減はエルニーニョ型 の海面水温変化に応答したもので、2℃昇温の本実験におい ても、類似した変化が予測されている。発表では降水・水蒸気 の気候変化について領域モデルの結果も含め紹介する。



図:60年平均のd4PDF過去実験に対する、(上)降水の増加量[%]、コン ターは30%間隔。(下)地上気温の昇温量[℃]、コンターは0.6℃間隔。 いずれもMRI-CGCM3の海面水温昇温パターンを与えた9メンバーア ンサンブル平均の事例を示す。

謝辞:本研究は、文部科学省「気候変動適応技社会実装プログラム (SI-CAT)」のもとで実施された。本研究では、文部科学省「気候変動リ スク情報創生プログラム」のもと作成されたd4PDFを使用した。また2℃ 昇温実験については、「気候変動リスク情報創生プログラム」で開発さ れた d4PDF実験システム を利用し、JAMSTECのスーパーコンピュー ター「地球シミュレータ」で実行した。

d4PDF 地上気温地点別検証と極端事象の予測について

*岡田靖子¹·石井正好²·遠藤洋和²·川瀬宏明²·佐々木秀孝²·高薮出²· 渡辺真吾¹・藤田実季子¹・杉本志織¹・川添祥¹

(1:JAMSTEC, 2:気象研究所)

1. はじめに

近年頻発する夏季の異常高温や極端降水は 我々の生活に甚大な被害を及ぼしている、地球 温暖化の進行に伴う気候変化とこのような低 頻度事象との関係に対する関心は高まる一方 である、しかしこれまでの地球温暖化予測実験 ではアンサンブル数が少ないため、低頻度事象 に伴う不確実性を十分に評価することが出来 なかった、このような間題意識から、 高解像度 全球大気モデルおよび高解像度領域大気モデ ルを用いて多数(最大100メンバー)のアンサ ンブル実験が実施され、「地球温暖化対策に資 する気候予測データベース(d4PDF)」が作成さ れた.気候変動適応社会実装プログラム (SI-CAT) では、同様の気候モデルを用いて 2℃昇 温実験が実施された.本研究では, d4PDF 領域 気候モデルの過去および4℃昇温実験に加え、 SI-CAT で実施した2℃昇温実験の出力結果を 用いて日本列島陸上の地点別地上気温につい て検証を実施した.

2. データ

使用した d4PDF の領域実験は、日本全域を 対象として、水平解像度約20 km の気象庁気象 研究所非静力学地域気候モデル (NHRCM20) を用いて行われた.境界値には、d4PDF の水平 解像度 60 km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2の結果を使用した.過去実験は 1951~2010年、将来実験は産業革命以前より全 球気温が2℃および4℃昇温した場合を想定し ている.将来の海面水温 (SST)は CMIP506 種 SST 将来変化の空間パターンを与えている

(Mizuta et al. 2016).本研究では,それぞれ30 年×30メンバー (2℃および4℃昇温実験:6種 SST×5メンバー)を使用する.

NHRCM20の再現性を確認するため,気象官 署152地点の地上気温データを使用する.本研 究では,20km 格子点データを気象官署の観測 地点に対応する観測点に内挿した.

3. 結果

地上気温について過去実験と2℃昇温実験と の差は、4℃昇温実験(d4PDF利用手引き、図 3.2.5)と同様に、北に位置する領域は南に位置 する領域に比べ昇温量が大きい.ただし、その 昇温量は2℃に比べ4℃実験で大きい(図省略). 次に、東京における過去、2℃および4℃昇温し た将来の8月の日最高気温の頻度分布を図に 示す.モデル値はPiani et al. (2010)の手法で補 正した.補正した日最高気温の頻度分布は観 測の頻度分布とよく合っていることが分かる. 過去実験の頻度分布とよく合っていることが分かる. 過去実験の頻度分布とと2℃および4℃昇温実験 の頻度分布を比較すると、温暖化に伴う東京 における35℃以上の猛暑日の発生頻度は、2℃ 昇温した将来では約3倍、4℃昇温した将来で は約5倍の増加が予測された.



図:東京の8月日最高気温の頻度分布.それぞれ,観測 (棒),過去実験(点線),2℃昇温実験(一点鎖線), 4℃昇温実験(実践)の値を示す.モデル値は Piani et al.(2010)の手法で補正した.陰影はメンバー間の標準 偏差を示す.

謝辞

本研究は、文部科学省「気候変動適応技術社会 実装プログラム (SI-CAT)」のもとで実施され た.本研究では、文部科学省「気候変動リスク 情報創生プログラム」のもと作成された d4PDF を使用した.

世界の異常高温頻度に対する温暖化の寄与率の歴史的変化

今田 由紀子¹·塩竈 秀夫²·高橋 千陽³·釜江 陽一⁴⁵·森 正人⁶·渡部 雅浩³·水田 亮¹· 石井 正好¹·木本 昌秀³

(1: 気象研、2: 環境研、3: 東大·大気海洋研、4: 筑波大、5: Scripps 海洋研究所、6: 東大·先端研)

はじめに

2016年は世界各地で異常高温イベントが多発した 年であり、過去58年の統計で月毎の地表気温が2 標準偏差を超える異常値を示した地点数は過去最多 であった。2017年度春季学会では、全球大気モデ ルによる2016年の大規模アンサンブル実験の結果 から、地球温暖化及び2015~2016年のENSOが 2016年のアジア域の異常高温事例の多発に影響を 与えていたことを示した。本発表では、100メンバ ーの大規模アンサンブル実験の出力が過去半世紀に 渡って利用可能なd4PDFを利用して、同様の解析 を1951年以降の気候再現(HIST)実験および非 温暖化(NAT)実験に対して行い、地球温暖化の 寄与率がどのように変化してきたかを調べた。

手法および結果

本研究では、各地点の地表気温が2標準偏差 (1951-2010年の月別値)を超える頻度を異常高温 と定義し、年毎に積算した。温暖化寄与を示す指標 として FAR (=1-P_{NAT}/P_{HIST}、P は高温事例の 発生確率。温暖化の寄与が 100%の時 FAR=1) を 用いた。図1に、アジア域における過去60年の異 常高温発生頻度(1961-1990年平均に対する相対 値)及び FAR の推移を示した。21 世紀に入り、温 暖化傾向が一時停滞するハイエイタス現象が注目さ れたが、Kamae et al. (2014)では、北半球陸域の 異常高温の頻度についてはハイエイタス期間にも停 滞することなく増加することを指摘しており、 d4PDF の HIST 実験を用いたアジア域の解析結果 においても同様の傾向が見られる(図1白実線)。 一方、FAR の時間変化から(図1黒実線)、温暖化 の寄与率の増加傾向は 1980 年以降に顕在化してい ることが分かるが、2000年以降はその増加傾向が 停滞しており、この時期の異常高温の増加は人間活 動によるものではなく内部変動によってもたらされ たことを示唆している。

次に、FAR の空間分布の長期変化傾向を 10 年毎 に示したものが図 2 である。温暖化の寄与が早い 時期から現れ出した地域が、赤道から南半球の亜熱 帯にかけての各地域と海洋大陸、東アジア、中東、 インド南部に分布していることが分かる。発表で は、FARの変化が長い時間スケールの自然の内部 変動とどのように関わっているかについても議論す る予定である。



図 1. アジア域において各地点の気温が 2 標準偏差 (1951-2010 年の月別値)を超える面積比(1961-1990 年平均を基準)および FAR の推移。細実線:HIST 実験の面積比、細点線:NAT 実験の面積比、太実線: FAR。濃/淡の陰影はそれぞれ NAT/HIST の各メンバ ーのばらつきを表す。



謝辞

本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施す る「地球シミュレータ特別推進課題」の一つとして実施 し、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラ ムならびに地球情報統融合プログラムの協力を得た。
極端現象の過去の人間活動による変化と 避けられない将来変化

塩竈秀夫^{1*},今田由紀子²,森正人³,高橋千陽⁴,渡部雅浩⁴,木本昌秀⁴ ¹国立環境研,²気象研,³東大先端研,⁴東大大気海洋研

はじめに

近年、過去の観測記録を更新するような熱波 や大雨などの極端現象が頻発し、「これは人間 活動による温暖化のせいだろうか?」という質 間が多く寄せられる。また「このまま温暖化が 進んだらどうなるのだろう?」という不安を抱 く人も多い。これらの疑問に答えるために、 我々は気候モデル MIROC5 を用いて、イベント アトリビューション(EA)と HAPPI という2種類 の実験を行っている。本講演では、これらの取 り組みを紹介する。

EA 実験

MIROC5 AGCM を用いて、2006-2015 年の「歴 史気候実験(Hist)」と「温暖化しなかった仮想 歴史実験 (Nat)」を、それぞれ 100 メンバずつ 計算した(Shiogama et al. 2014, SOLA)。この 両者を比較することで、過去の人為起源温暖化 によって極端現象イベントの発生頻度がどの 程度変化したかを調べる。

HAPPI プロジェクト

国際社会は、将来の気候変動をできるだけ低 減すべく、2015 年 12 月に新たな枠組み「パリ 協定 | を採択した (2016 年 11 月発効)。パリ協 定は、「産業革命前からの気温上昇を2℃より十 分低く抑えた上で、1.5℃を目指す」ことを目 標として掲げている。1.5℃と2.0℃温暖化時の 極端現象の変化や影響の差を調べるためには、 大規模アンサンブル実験が必要になるが、これ までのモデル相互比較計画では、そのような GCM 実験は行われてこなかった。このような状 況を踏まえて、新たな大気 GCM 相互比較計画 HAPPI (Half a degree Additional warming, Prognosis and Projected Impacts)を提唱した (Mitchell et al. 2016, Nature CC)。我々は、 MIROC5 AGCM を用いて、現在気候条件(EAのHist 実験と共通)、1.5℃温暖化条件、2.0℃温暖化 条件で、それぞれ 10 年×100 メンバの積分を行 った。

EAと HAPPI の組み合わせ

EA 実験と HAPPI 実験を組み合わせることで、 「目の前の極端現象イベントに、過去の人間活 動の寄与がどれだけあるのか」を"見える化" したうえで、さらに「将来、1.5℃安定化や2.0℃ 安定化の緩和策が成功したとしても、どれだけ の変化は避けることができず、適応策で対処す べきなのか」に関する情報を提示することがで きる。

結果

図1に「1950年-2015年で2番目に大きい日 降水量」を超える過去最大級の極端降水イベン トの発生確率(%)を示す。Nat実験では、全陸上 のほとんどのグリッドで、発生確率は 3% (100 年に3回)を下回る。過去の温暖化によって、 中央アフリカなど多くのグリッドで発生確率 が増加している。1.5℃または2.0℃温暖化した 世界では、発生確率はさらに増加する。2.0℃ 温暖化では、中央アフリカや東アジアなどで 10% (10年に1回)を上回るようになることが 示された。



図 1: MIROC5 の EA/HAPPI 実験において、1950 年-2015 年で 2 番目に大きい日降水量を超える極端降水イベント の発生頻度(%)。(a) Nat 実験, (b) Hist 実験, (c)1.5℃実験, (d)2.0℃実験。

謝辞

本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プロ グラムで実施された。

大規模アンサンブルデータ d4PDF で見える熱帯低気圧の将来予測

吉田康平¹,水田亮¹,杉正人¹,村上裕之^{2,1},石井正好¹
1: 気象研究所, 2: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

1. 序論

地球温暖化による熱帯低気圧活動の変化については その人間社会への影響の大きさから科学的、社会的関 心が高い。Knutson et al. (Nat. Geosci., 2010)、IPCC 第五次評価報告書では 21 世紀末の将来気候において、 熱帯低気圧の発生数の減少、最大地表風速や降水の強 化、強い熱帯低気圧の増加の可能性が高いことが示さ れているが、熱帯低気圧の変動性の大きさ、海面水温 上昇パターン等の不確実性の大きさ、サンプル数の少 なさから、特に領域別には将来変化予測の不確実性が 高いとされている。本研究では海面水温上昇と内部変 動の不確実性を適切に評価できる、高解像度全球大気 モデルによる大規模アンサンブルデータセットd4PDF (http://www.miroc.gem.jp/~pub/d4PDF/)を用いて、 これまでサンプル数不足で適切に評価できなかった熱 帯低気圧の詳細な将来変化とその不確実性の評価を行

2. 実験設定と使用データ

うことを目的とする。

d4PDFで使用したモデルは気象研究所60km格子全 球大気モデル MRI-AGCM3.2H である。過去実験

(1951-2010年)については、海面水温データに COBE-SST2 (Hirahara et al., JC, 2014)をベースに時 空間的に摂動を加えた 100 メンバーアンサンブルを行 い、将来実験については、6種の大気海洋結合モデルの 海面水温上昇を過去実験の海面水温に与えて長期トレ ンドを除去し、2090年相当の環境で 60年間の 90 メン バーアンサンブルを行った。これらは産業革命前(1850 年相当)に対して、全球平均地表気温が約4℃上昇し ている。本研究では 1979-2010年と将来実験の最後の 32年間を使用した。

3. 結果

平均の熱帯低気圧発生数は全球で 33%程度減少する。 年々の発生数の確率分布は全メンバーでは正規分布に 類似した滑らかな構造だが、少ないアンサンブルメン バーでは確率分布の推定誤差が大きい。熱帯低気圧の 存在頻度は全球的に減少し、過去の研究と同様にハワ イ周辺で増加する。強い熱帯低気圧(Vstc≧59m/s)は 北西太平洋を中心に減少するが、日本の南からメキシ コの西にかけての幅広い領域等で増加する。全球の強 い熱帯低気圧の数は 13%減少し、これまで多くの研究 が支持する結果とは異なる。生涯最大地表風速強度は 9%、降水率は28%増加する。海盆別の変化率は海面水 温上昇が相対的に高い領域で高く、領域平均の相対海 面水温昇温と各熱帯低気圧指標が相関する Knutson et al. (JC, 2015)を支持する結果となった。全球平均に比 べ各海盆別の変化率は不確実性が大きく、特に北東太 平洋、北大西洋における強い熱帯低気圧の数の不確実 性が大きい。これらの不確実性はほぼ海面水温上昇パ ターンの不確実性によってもたらされていることが明 らかになった。

謝辞:本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が 実施する「地球シミュレータ特別推進課題」の一つと して実施し、文部科学省の統合的気候モデル高度化研 究プログラムならびに地球情報統融合プログラムの協 力を得た。



図. 熱帯低気圧の将来変化の概要。各指標の将来変化率 を海盆別に示している。各アンサンブルメンバー気候 値のパーセンタイル値を陰影で、アンサンブル平均の 将来変化を実線とグラフ下部の数字で表す。

エルニーニョ衰退年における台風発生数偏差の季節的非対称性

植田宏昭・三輪夏菜・釜江陽一 (筑波大学生命環境)

1. はじめに

台風活動を決める要因として、エルニーニョ現 象に関係した熱帯太平洋における海面水温変動の 影響が挙げられる。エルニーニョ時には、赤道中 央太平洋の昇温に伴って台風の発生位置が南東方 向にシフトする事が知られているが(Wang and Chan 2002)、年間の発生数とENS0との間には明 確な関係がないことも指摘されている(Camargo and Sobel 2005)。

2015年と2016年のように、台風の季節的な発生数は、年によって顕著な差異が見られる(表1)。

2013 年は1月か		前半	後半	計
ら百風が発生し、 6月までに平年の	気候値	4.7	21.9	26.6
約2倍にあたる9	2015	9	18	27
個の台風が発生	2016	0	26	26

していた。それとは対称的に、2016年は、年の前 半には台風が一つも発生しなかったにもかかわら ず、後半になると一転して増加傾向を示し、年間 総発生数は平年とほぼ同じ値になった。とりわけ、 北海道を中心とする北日本では台風の接近・上陸 に伴う記録的な多雨となり、ジャガイモの生育不 良(通称ポテチショック)に代表される社会経済 活動への影響が社会的な関心を集め、その原因の 解明が待たれている。

エルニーニョ現象は北半球の冬期に極大を迎え るが、インド洋は約半年遅れの6月頃をピークに 昇温する(インド洋の蓄熱効果; Xie et al. 2009)。 インド洋の昇温は、ケルビン応答に伴うエクマン 発散を介して、北西太平洋上の高気圧性循環を強 化する。このような熱帯太平洋とインド洋の複合 効果は、北西太平洋の台風活動を、エルニーニョ 衰退年の前半に渡って抑制する (Du et al. 2011; Zhang et al. 2010)。従来の研究は、3事例前後 のエルニーニョ年の観測事実に基づく統計解析で あるため、サンプル数が少なく、季節性を含めた 十分な検証が必要である。

2 方法

エルニーニョの遷移に伴う台風活動の変調を調 査するため、d4PDF (Mizuta et al. 2017) による 高解像度 (60km 格子) AGCM 過去実験 (100 アンサ ンブル)を使用した。台風の検出方法は、Murakami et al. (2012)の方法に基づいている。解析期間は 1951-2010 年の 60 年であり、この間に生じた顕著 な エ ル ニ ー ニ ョ / イ ン ド 洋 全 域 昇 温 年 (1987/88, 1997/98, 2009/2010) における台風活 動の季節性に着目して解析を行った。この他に、 ベストトラックデータおよび JRA-55 も合わせて 使用した。

3 結果と考察

図1に年後半のエルニーニョ発達年とその翌年 の衰退年における7~12月の台風発生頻度を示す。 エルニーニョ年の台風発生頻度は、ラニーニャに 比べて日付変更線近くまで南東にシフトしており、 この結果は気象庁ベストトラックデータとも整合 的である。



図1 d4PDF100 メンバー平均の(a)エルニーニョ発達年と (b)エルニーニョ衰退年の7~12月の台風発生頻度(陰 影;%/月)。等値線は気候値。丸印はベストトラックデー タによる台風発生位置。

図2にアンサンブル平均した台風発生頻度の気 候値からの偏差を示す。エルニーニョ極大後の春 から夏の前半(期間A:4~7月)では、西太平洋 上の台風活動は抑制されているが、夏の後半から 秋(期間B:8~11月)のラニーニャ発達期には、南 シナ海を中心に増加の傾向を示している。

これらの変動を引き起こした要因として、期間 A ではエルニーニョ衰退期に残存する西太平洋に おける負の海面水温偏差とインド洋の全域昇温に よる高気圧性循環の強化(下降気流を伴う遠隔強 制)の複合効果が考えられる。一方、期間 B での 台風発頻度の増加は、西太平洋における正の海面 水温偏差とインド洋全域昇温の縮退に伴う遠隔強 制の弱化と整合的である。



図2 エルニーニョ衰退年における台風発生頻度の気候 値からの偏差(陰影;%/月)。(a)期間 A:4~7月、(b) 期間 B:8~11月。等値線は気候値(1、3、5%/月)。

参考文献

Camargo and Sobel 2005 *J. Clim.*, 18, 2996-3006. Du et al. 2011, *J. Clim.*, 24, 315-322. Mizuta et al. 2017, *BAMS*, in press. Murakami et al. 2012, *Clim. Dyn.* 39, 2569-2584. Wang and Chan 2002, *J. Clim.*, 15, 1643-1658. Xie et al. 2009, *J. Clim.*, 22, 730-747. Zhan et al. 2011 *J Clim.*, 18, 509-521.

アンサンブル気候予測データを用いた日本周辺における台風通過頻度の 将来変化に関する要因解析

松下侑未(北大院環境科学),初塚大輔,佐藤友徳(北大院地球環境), 吉田康平,石井正好,水田亮(気象研)

1. はじめに

台風は接近や上陸に伴って様々な自然災害を 引き起こすことから、台風の地域的な通過頻度の 将来変化は、強度と並んで社会の関心が高い。台 風の通過頻度変動は発生頻度分布や発生後の経 路の変化に起因している。しかし、日本に接近ま たは上陸する台風の通過頻度変動についてこれ らの視点から研究し、解析結果の妥当性や不確実 性を評価するためには大量の台風データが必要 である。そこで、本研究ではアンサンブル気候予 測データを使用し、発生域変化と経路変化の視点 から日本に接近または上陸する台風の通過頻度 の将来変化に対する要因解析を行う。

2. 方法

本研究では、気候変動リスク情報創生プログラ ムによる地球温暖化対策に資するアンサンブル 気候予測データベース (d4PDF; Mizuta et al., 2016) による 60kmAGCM 出力データから作成 した北西太平洋における台風のトラッキングデ ータを使用した。ここでは過去実験(1951年から 2010 年までの 60 年分) と4℃上昇実験 (2051 年 から 2110 年までに相当する 60 年分) を使用し た。過去実験の比較のため気象庁の台風ベストト ラックデータ(1951年から2016年までの66年 分)も用いている。本研究では、日本周辺を4つ のエリアに分割し、それぞれのエリアを通過する 台風の通過頻度について、Yokoi and Takayabu (2013) が提案した発生地別台風統計法にならっ て、発生頻度分布の影響、代表的経路の影響に分 けて比較した。

3. 結果

図1に台風の代表的経路の目安として、5°×5° 格子で発生した台風が西日本エリアを通過する 確率を示す。ベストトラックによる各格子におけ る台風の通過確率分布は、九州西部(30°N,120-130°E付近)や南東部(25°N,135°E付近)で最 高値をとり、北西太平洋南東方向にのびている (図 1a)。d4PDFの過去実験においても、概ねベス トトラックと同様の傾向が見られる(図 1b)。将 来気候では、通過確率が九州南部(30°N,130°E付 近)でわずかに増加していることがわかる(図 1c)。 このことから、将来西日本エリアを通過する台風 は、現在に比べて日本の近くで発生する可能性が 示唆される。また、北日本エリアにおいても西日 本エリアと同様の結果が得られた(図略)。

参考文献

Yokoi, S., and Y. N. Takayabu, 2013: J. Clim., 26, 973-987.

Mizuta, R., et al., 2017: BAMS, early online.

謝辞

本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム、統合的 気候モデル高度化研究プログラム、科研費(15H05464)の 支援を受けて実施された。



図1:各5°×5°格子で発生した台風が西日本エリア (28-38°N, 127-137°E)を通過する確率(単位は%)。 (a) ベストトラック、(b)d4PDF 過去実験、 (c)d4PDF4℃上昇実験。(a)のコンター間隔は20%、 (b)および(c)は10%。

台風の最大潜在強度を用いた北西太平洋の台風・高潮の将来変化予測

*有吉 望(京大院工),森 信人(京大防災研)

1. はじめに

現在気候および温暖化が進行する将来気候に おける高潮の長期評価は重要であるが、高潮の過 去の観測数は極端に少なく、その観測値にもとづ く定量的な評価は難しい. さらに、高潮・台風と 気候システムの長期的関係について把握するこ とも困難である.本研究は、台風の最大潜在強度

(MPI) 理論に着目し,気候場から台風強度およ び高潮偏差を推定し,高潮発生ポテンシャルの長 期評価を行うことを目的とする.そのため,台風 の気候学的なマクロ指標と高潮の説明変数を関 連付けた統合的評価手法を開発し,現在および将 来気候に適用する.

2. 研究内容

(1)評価モデルの構築:与えられた大気環境場 で台風が最大に発達できる限界を,台風の中心気 圧の下限値として MPI で定義する. MPI の推定 には,Emanuel のモデルを用いた. MPI をもと に,気圧と最大風速の関係をパラメトリックに考 慮し,理想地形に対して吸い上げ効果と吹き寄せ 効果を独立に評価した.その際,吸い上げ効果に は台風の移動を考慮した動力学平衝を,吹き寄せ 効果には岸向きに風が長時間吹き続いた定常状 態を考えた.以上の評価式をまとめ,MPI から高 潮偏差までシームレスに評価可能とした.

(2)高潮の長期評価: JRA-55 より現在気候にお ける 7~10 月の月別平均気候値(1975-1999 年平 均)を作成し,過去の長期的な高潮ポテンシャル の評価を行った.ここで,高潮ポテンシャルは, MPI から推定される可能最大高潮偏差と定義す る.表-1 より,三大湾の中で最も高潮ポテンシャ ルが大きいのは大阪湾であること,いずれの湾で も 9 月で高潮の危険性が最も高いことがわかり, これは従来の研究や観測結果と一致する.本研究 の評価方法により,現在気候における高潮ポテン シャルの変動や最大値および気候値との関係を 定性的に理解できた.

次に、CMIP5のマルチアンサンブル値(現在気 候として historical,将来気候として RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5)を用いて高潮ポテン シャルの将来変化量の推定を行った.21種類のモ デルから,JRA-55により計算される MPI 値を真 値として,相関が高く誤差の小さい 16 モデルを 選択した.伊勢湾の9月の変化量を図-1に箱ひげ 図として示す.図より,RCPシナリオが高位にな るに従って高潮が高くなり,RCP8.5 平均で約 0.6mの増加することが見込まれる.また,9月の 伊勢湾では,温暖化の進行に伴い不確実性の幅が 大きくなることも予想される.d4PDF に関する 解析も進めており,内容は当日発表する.

表-1 現在気候における三大湾の高潮ポテンシャル

	東京湾	伊勢湾	大阪湾
7月	2.0	2.7	3.0
8月	3.2	4.1	4.2
9月	3.4	4.3	4.3
10月	2.4	3.1	3.3



図-1 伊勢湾の 9 月におけるシナリオごとの高 潮ポテンシャルの将来変化.(中央線:平均値, 箱:第1および第3四分位点,ひげ:最大およ び最小値,+:外れ値)

d4PDF を用いた中国黄河流量の変動要因の特定

*釜江陽一^{1,2}, Jinbao Li^{3,2}, Shang-Ping Xie² ¹筑波大学生命環境系²UCSD スクリプス海洋研究所³University of Hong Kong

はじめに

世界で6番目の長さを誇る黄河は、乾燥した中国 北部の広大な耕作地を潤す水資源として欠かすこと のできない役割を果たす。黄河流量の年々変動の正 確な予測は、中国北部に住む数億人の人々にとって 極めて重要な課題である。近年、ダムの建設によっ て流量が人為的に改変され、自然起源の流量変動の 検証が困難であったものの、ダム建設以前の黄河の 年間流量データから、チベット高原東部の黄河上流 域における降水量が、流量の年々変動をおおまかに 決定することが明らかになった。さらに、黄河上流 域における木の年輪記録から、過去の流量変動を復 元し、流量をコントロールする海面水温変動パター ンを特定する試みが進められている。

一方で、チベット高原周辺の急峻で複雑な地形 の効果は、低解像度の数値予報モデルでは十分に再 現することができず、その変動要因の検証と正確な 予測は容易ではない。また中緯度では大気内部変動 の影響(シルクロードパターンなど)が大きいため、 長江流域や中国沿岸域のように、熱帯海面水温の変 動(ENSO、インド洋ダイポールモードなど)との 対応関係を検出することが困難であった。

本研究では、高解像度大気大循環モデルを用い た巨大アンサンブル長期気候再現実験の結果を用い て、中国黄河流量を決定する上流域降水量の年々変 動の要因を特定し、そのメカニズムを検証する。

方法

気象研究所60km解像度大気大循環モデル MRI-AGCM3.2を用いた巨大アンサンブル実験 d4PDF (Mizuta et al. 2017)の過去実験の結果を使用 した。過去実験はAGCMに歴史的な海面水温 (SST)、 海氷、放射強制を与えた60年間 (1951-2010年)の AMIP型実験であり、初期値と境界条件に摂動を加え たアンサンブルを構築することで、ENSOを始めと したSST変動に対する中緯度大気の応答を十分に抽 出することができる (Kamae et al. 2017)。d4PDFと合 わせてAPHRODITE Monsoon Asia降水量データと、 JRA-55再解析データを用いて、20世紀後半以降の黄 河上流域における降水量の変動要因を検証した。

結果

d4PDFの降水量の気候値は、中国黄河上流域を 含む、東アジアの複雑な地形に対応した降水量の空 間分布と季節変化をよく再現する(図)。特にチベ ット高原東部のツァイダム盆地、祁連山脈のように 水平規模の小さい地形を解像していることが、高い 再現性に繋がっていると考えられる。

年輪記録をもとに復元された黄河流量と観測デ ータを比較すると、黄河流量は上流域における5,6 月と、前年の7-10月の降水量の合計とよく対応する。 上流域7-10月降水量は、赤道太平洋においてラニー ニャが発達過程にあるときに増加し、その様子は d4PDFの大規模アンサンブル平均でもよく再現され る。

夏から秋にかけてラニーニャが発達すると、北 太平洋高気圧を強めるとともに、東西の大気循環偏 差により海洋大陸付近の対流活動が活発化し、南ア ジア上空には高気圧偏差が形成される。このとき、 対流圏下層ではチベット高原を中心に大陸上に低気 圧、北西太平洋に高気圧偏差が形成され、対応する 湿った南風偏差が北西太平洋、南シナ海から中国大 陸に流れ込み、南側で乾燥・北側で湿潤のパターン が形成される(図)。観測データだけではノイズが 大きいものの、高解像度の大規模アンサンブルを併 用することで、統計的に有意な関係性を検出するこ とができる。本研究の結果は、d4PDFがアジアを含 む複雑な地形上の陸域水循環変動の研究に有効であ ることを示している。

謝辞:本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム、JSPS 科研費 17K14388、17K01223の支援を受けた。



図. (a) d4PDF 過去実験で再現された 7-10 月平均降水量(mm day:)と(b) 年平均土壌水分量(kg m³)の気候値。土壌水分量は陸 面全層を合計した水分量を示す。ベクトルは鉛直積算水蒸気フラ ックス、四角は黄河上流域を表す。(c) 7-10 月の-Niňo3.4 に回帰 した 7-10 月降水量、水蒸気フラックスと(d) 年平均土壌水分量。 土壌水分量は 9 月から翌年の 8 月までを平均している。ハッチは 信頼限界 95%で有意であることを示す。

参考文献 Kamae, Y., et al. 2017. *Clim. Dyn.*, **49**, 403–417. Mizuta, R., et al. 2017. *BAMS*, doi: 10.1175/BAMS-D-16-0099.1.

d4PDF による梅雨の将来変化

楠 昌司 (気象研究所)

1. 序

地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験デ ータベース the database for Policy Decision making for Future climate change (d4PDF)による全球モデル の実験結果から梅雨の将来変化を調べた。

2. モデル

60 km格子の全球大気モデル MRI-AGCM3.2H (Mizuta et al. 2012,集誌)を使用している。積雲対流は Yoshimura (2015, MWR) である。このモデルは第5期結 合モデル国際比較計画 (CMIP5) に参加した大気モデル に比べて、全球と東アジアの降水量分布や梅雨の季節 進行の再現性が良い (Kusunoki 2016, JC; Kusunoki 2017a, CD; Kusunoki 2017b, Atmosphere)。

3. 実験設定

現在気候では、観測された年々変動がある海面水温 を与えた。海面水温(SST)に摂動を与えた100個のアン サンブル実験を行った。将来実験では全球平均地上気 温が現在に比べ4℃上昇した気候を想定した。温室効果 ガスはRCP85シナリオの2090年頃の濃度を与えた。SST は6つの CMIP5 大気海洋結合モデルによるRCP85 実験 の将来予測を使用した。各海面水温について摂動を与 えた15個のアンサンブル実験を行った。よって、将来 実験のメンバー数は16 SSTx15 摂動=90である。詳細は http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/を参照。

4. 結果

図1は6月の降水量変化である。東アジア全般に降水量が増えるが、東・西日本で減る。6月は梅雨入りの時期なので、梅雨入りが遅れる可能性がある。図2aを見ると、確かに梅雨入りが遅れることがわかる。梅雨明けは逆に早まる。その結果、梅雨の期間が現在より短くなる。しかし、6月末から7月初めにかけての雨量は増えており、梅雨最盛期の降水量が増える。これは、集中豪雨の増加を示唆しており、災害の危険性が増す。Kusunoki (2017a)ではd4PDFと実験設定が若干異なるが、6月の降水量が減り、梅雨入りが遅れる。従って、本研究はKusunoki (2017a)と整合する。しかし、梅雨明けの早まりは先行研究と整合せず、不確実性が大きい。

Precipitation change % (F-P)/P SST=ea Model: MRI-AGM3.2H 60km ES100 iensp=100 iensf=015 Presnet: 1979-2003 25years Box:(130-142E, 30-38N) Future : 2079-2103 25years Color = 95% significant



図1 6月の降水量の将来変化(2090年頃の25年)。変化 量の現在気候値(1979-2003,25年)に対する比(%)。すべ てのメンバーの平均。等値線間隔5%。負に影。斜線は95% 統計的有意。矩形領域(130-142E,30-38N)は、図2の対 象領域。



図2 日本付近(図1内矩形領域)で平均した半旬降水量の 時系列。単位はmm/day。(a)実線は現在気候、点線は将来 気候。(a)将来変化。黒丸は95%有意。

d4PDF を使用した将来気候下における荒川流域での洪水リスクの確率論的評価

¹篠原瑞生,¹永野隆士,²水島佳緒,³坪木和久,⁴田中智大,⁴加藤雅也,⁴立川康人,⁵中北英一 (¹東京海上研究所²東京海上印動スクコンサルティング(株)³名古屋大学宇宙地球環境研究所⁴京都大学大学院工学研究科⁵京都大学防災研究所)

1. 研究の背景および目的

将来の気候変動により、大きな災害をもたらす強い雨の 発生回数が増え、河川の堤防決壊に伴う経済的被害が増加 する可能性がある。本研究は、将来の気候変動の影響を定 量評価できるモデルの構築を通じて、河川の堤防決壊に伴 う経済的被害を定量評価し、リスクマネジメントや防災情 報として役立てることを目的にしたものである。

2. 研究の前提・手法

(1) 対象河川

住宅や工場などが集中しており洪水により大きな損害を 被る可能性の高い、関東地方の荒川を対象とした。

(2) 分析手法概要

荒川流域における河川流出モデルを用いて、以下の流れ で堤防決壊時の経済的被害の確率的評価を実施し、将来の 温暖化気候下での影響を解析した。

- d4PDF から 24 時間降水量が年最大となる降水シナリ オを抽出
- ② 降水シナリオをもとに、想定する堤防決壊地点における氾濫シミュレーションを実施し、堤防決壊地点の総氾濫量と経済的被害の関係性を推定
- ③ 複数の堤防決壊地点を考慮し、上流域から堤防決壊 判定を行うことで、流域全体の経済的被害の確率的評 価を実施

(3) 流量計算過程

・流量の算出:中間流・地表面流統合型キネマティックウェーブモデルを採用。

・流量・流積計算式: 立川らが開発した低水部から高
 水部までの流量を連続的に表現する以下の式を使用。

 $\mathbf{q} = \mathbf{v} D_m (h/D_m)^\beta \qquad (\boldsymbol{\pi} \texttt{l} \texttt{n} \texttt{n} \texttt{m})$

 $\mathbf{q} = \mathbf{v} D_m + a(h-D_m) \quad (\mathbf{p} \parallel \mathbf{\tilde{\pi}})$

q = v D_m + $a(h - D_m)$ + $α(h - D_a)^m$ (地表面流) ※ 式中の q は流量、h, Dm, Da は流積、v はマトリックス部の実 質の飽和透水係数と斜面勾配の積、β は体積含水率の減少に伴う、 不飽和時の実質の透水係数の減少の程度を表すパラメータ

(4) 氾濫計算過程

河川流量がその地点の計画高水流量を超過した時刻 に堤防が決壊すると仮定。氾濫流出量は以下の式の通 りとしている。

流出量=(河川流量 - 堤防決壊敷高流量)×50%

(5) 堤防決壊地点

内閣府の中央防災会議にて代表決壊地点として定めら れている地点を中心に、堤防決壊時の経済的被害の影響 度が高いと思われる4地点を設定(鴻巣、さいたま築堤部、 赤羽、北千住)。

- (6) 洪水リスク評価
- 決壊地点ごとに決壊確率を設定。決壊確率は、河川流 量が計画高水流量を上回る確率とし、シナリオごとに 上流決壊地点から一様乱数による決壊判定を実施。
- 決壊が発生した場合には、下流域では決壊は発生しないものとする。(流域内の決壊は1ヶ所のみ)
- 決壊した際の総氾濫流量は決壊判定後に、その決壊地 点における総氾濫流量の確率密度分布に基づき、逆関 数法を用いて再計算する。

3. 荒川における洪水リスクの確率的評価結果

(1) 年最大降雨シナリオ

d4PDFから現在気候下および将来気候下における24時間 降水量が年最大となる降水シナリオを抽出し、再現期間別 に並べたものを図表1に示す。1,000年に1度の確率で発 生するような24時間降水量は、現在気候下から将来気候 下では、460mmから600mmへと約1.3倍に増加することが 示されている。また、過去の豪雨事例として2007年台風9 号のケースでは、24時間降水量428mmの再現期間が現在気 候下では46年であるのに対し、将来気候下では15年とな った。なお、将来気候下におけるワーストケースでは、24 時間降水量が1,000mmを超えるものとなっていた。



図表1:荒川流域における再現期間別年最大24時間降水量

(2) 総氾濫量と経済損害の関係

抽出した降水シナリオの現在・将来気候下の上位 10 事 例をもとに、各堤防決壊地点におけるハイドログラフを流 出計算により求め、氾濫計算を実施した。そして、各堤防 決壊地点の総氾濫量と経済的被害の関係性を推定した。図 表2に赤羽左岸決壊時の推定結果を示す。図表2に示すと おり、総氾濫量と経済的被害は比例関係で示された。



図表2:赤羽左岸決壊のケース

(3) 洪水リスク評価結果

複数の堤防決壊地点を考慮し、上流域から堤防決壊判定 を行うことで、流域全体の経済的被害の確率的評価を実施。 荒川流域において1,000年に1度の確率で発生するような 経済的被害額は、将来気候下では現在気候下の約1.4倍に 増加した。また、荒川流域にて堤防の決壊が発生(経済的 被害額が発生)する確率は、現在気候下の約160年に1度 から、将来気候下では約30年に1度に高まった。



参考文献

1) 椎葉充晴,立川康人,市川温:水文学・水工計画
 学,京都大学学術出版会,2013

日本域 d4PDF における将来の気象学的渇水の変化

* 長谷川 聡・Maksym Gusyev



土木研究所 (PWRI) 水災害・リスクマネジメント国際センター (ICHARM)

1 はじめに

SPI (Standardized Precipitation Index)は,水文条件や 農業・社会経済活動を考慮しない気象条件による渇水(気 象学的渇水)の指標の一つで,降水量のみで計算される.

気候変動実験などの同一地点の異なる気候状態の比較 を可能とした比較 SPI (comparative SPI; cSPI)を提案し, 創生プログラムや d4PDF など気象研 AGCM データを用 いて幾つかの河川流域 (Hasegawa et al, 2015; 日本気象 学会 2015 秋 P197), アジア全域 (日本気象学会 2016 春 A303; Hasegawa et al, 2016)や全球 (ICWRER2016; 日本 気象学会 2016 秋 A205; JpGU-AGU2017)の気象学的渇 水の動向を調べた.本研究では日本域 d4PDF を用いて, 将来の降水量変化に伴う気象学的渇水の変化を調べた.

2 データと解析手法

空間解像度 20 km の NHRCM による日本域 d4PDF の うち, 1951-2010 年の 60 年間の過去実験 50 メンバーを 参照データ,産業革命から全球平均気温で 4°C 上昇を 想定した 60 年間の 4°C 上昇実験 90 メンバー (6 種類の SST 将来変化空間パターンを使用)を対象データとした.

本研究ではより多くのサンプル数を一度に用いて稀な 極端降水を加味した CDF (累積分布関数)を得るために 全メンバーをまとめて 3000 年分でガンマ分布関数のパ ラメータを各地点で決定した.このパラメータから得ら れた CDF を用いて,過去実験・4°C 上昇実験の各ラン の結果について比較 SPI を計算した.本稿では 12 ヶ月 スケールの解析結果を紹介する.

結果と考察

図 la は過去実験を基準とした 4°C 上昇実験の比較 SPI の中央値で、4°C 上昇時の通常状態が過去実験基準 でどれだけ乾湿にシフトするかを示す.一般的な基準で -1 以下の気象学的渇水の状態が山陰地方で常態化し、 逆に +1 を超える湿潤状態が九州西部などにみられる.

図 lb は比較 SPI が -1 以下の気象学的渇水の発生確 率の差 (4°C 上昇 - 過去実験) を示し,本州の日本海側 や山岳部を中心に気象学的渇水の増加が予想される.図 lc は逆に +1 以上の湿潤状態の発生確率の差を示し,図 lb で気象学的渇水が減少する地域 (九州西部,紀伊半島 西部,東海,北関東) に加えて北海道や東北・北陸の日本 海側の一部で湿潤状態の増加が予想される.

発表の際には、将来の海面水温分布の違いによる不確 実性や季節スケールの変化についても言及したい.



図1: 過去実験60年50メンバー分を基準とした4°C上昇実 験の12ヶ月スケールの比較SPIの(a)中央値のアンサンブル 平均,(b)乾燥状態(≤-1)及び(c)湿潤状態(≥+1)となる確 率の将来変化(4°C上昇 – 過去実験)

■謝辞 本研究は、文部科学省「気候変動リスク情報創 生プログラム」および「統合的気候モデル高度化研究プ ログラム」の支援により実施された.

■参考文献

Hasegawa, A., M. Gusyev, T. Ushiyama, J. Magome and Y. Iwami (2015) Drought assessment in the Pampanga River basin, the Philippines — Part 2: A comparative SPI approach for quantifying climate change hazards, *21st International Congress on Modelling and Simulation*,

http://www.mssanz.org.au/modsim2015/L13/hasegawa.pdf. Hasegawa, A., M. Gusyev and Y. Iwami (2016) Meteorological drougnt and flood assessment using the comparative SPI approach in Asia under climate change, *Journal of Disaster Research*, **11**(6), pp.1082–1090, DOI:10.20965/jdr.2016.p1082.

d4PDF における北太平洋爆弾低気圧活動の長期変化

*吉田 聡^{1,2}、中村 尚^{3,2}

(1:京都大学防災研究所、2:JAMSTEC APL、3:東京大学先端科学技術研究センター)

1. はじめに

近年、北太平洋域の爆弾低気圧活動が活発化して いることが長期大気再解析データの解析から示唆さ れている(Iwao et al. 2012;吉田・中村 2015・2016 年度秋季大会)。本研究では、長期アンサンブル AGCM 実験 d4PDF での北太平洋爆弾低気圧活動の長期変化 を解析し、海面水温が爆弾低気圧活動に与える影響 を調査した。

2. データと手法

用いたデータは d4PDF の過去実験および非温暖化 実験各 100 メンバの 6 時間毎地表気圧と月平均海面 水温である。DIAS からのダウンロードは手動でしか 実行できないため、北太平洋域の 1959 年から 2011 年の 1 月のみを解析対象とした。爆弾低気圧の抽出 には、地表気圧の 24 時間変化率を緯度 60 度で規格 化した LDR24 (Kuwano-Yoshida 2014, SOLA)を利用 し、LDR24 \geq 1 の事例を爆弾低気圧とした。月平均の 爆弾低気圧活動度は LDR24 \geq 1 の月積算を月の時刻 数で割った LDR24P1を指標とした。再現性評価のた め、従来型観測のみを同化した気象庁長期再解析デ ータ JRA-55C を用いた。JRA-55C で見られた 1980 年 代中頃からの爆弾低気圧活動の活発化を調べるため、 1986 年以前と 1987 年以降との差を解析した。

3. 結果

過去実験でのLDR24P1の1月平均の分布は北太平 洋中央部でJRA-55Cより過大であるが、概ね再現さ れていた。過去実験、非温暖化実験ともに1987年以 降は1986年以前と比べ、日本南岸から北西太平洋で LDR24P1が大きくなっていた(図1)。非温暖化実験 はアリューシャン付近で1987年以降弱化する傾向 が見られた。北太平洋爆弾低気圧活動の活発化の要 因の一つと考えられる熱帯インド洋から北西太平洋 の海面水温の高温化は、過去実験、非温暖化実験と もに見られた(図2)。これらの結果は北太平洋爆弾 低気圧活動が長期的な海面水温の高温化だけでなく、 より短い時空間スケールの海面水温分布に影響され ることを示唆している。

謝辞

本研究は文科省科研費基盤研究A16H01846、ArCS 北 極域研究推進プロジェクトの支援を受けた。

参考文献:

Kuwano-Yoshida, 2014, SOLA, 10, 199-203,





図 2. 非温暖化実験の海面水温の 1987 年以降と 1986 年以前の差(K).

大規模アンサンブル気候予測データ d4PDF を用いた爆弾低気圧の将来変化

高 裕也(金沢大院)・二宮順一(金沢大)・森 信人(京大防災研)

1. はじめに 気候変動に伴って、極端現象の強化が 懸念されている.日本周辺における極端現象の1つ である爆弾低気圧は、冬季に高潮・高波などの災害 をもたらしているが、その発生頻度が少なく現象理 解が進んでいない.さらに、これまでの気候変動に 関する研究では少量のアンサンブル結果をもとに進められており、低頻度事象である極端現象の統計的 評価が困難であるのが現状である.そこで、アンサンブル数が極めて多く、5,000 年以上の長期積分が 可能なデータセットである database for Policy Decision making for Future climate change(以下, d4PDF) を用いて爆弾低気圧の将来変化に関する長期評価を行い、統計的変動量を明らかにした.

2. 解析手法 日本周辺(120°E-160°E,20°N-45°N)の 領域を対象として、d4PDF の海面更生気圧(以下, SLP)を用いて図-1 に示すアルゴリズムに基づき 10 月-4月の期間における爆弾低気圧を抽出した.低気 圧は気圧面の極小値で判定し、爆弾低気圧は気象庁 の定義に準じ,抽出された低気圧の中で 24 時間以上 にわたって 1hPa/hour 以上の発達率を持つものとし た.解析に用いた現在、将来気候の気候条件は以下 のようになっている.また、気象再解析データであ る JRA55 を用いて現在気候との比較も行った.

- (i) 現在気候実験:1950年9月~2011年8月
 ×50メンバ(合計3,000年)
- (ii) 将来気候実験:2050年9月~2111年8月
 ×90メンバ(合計5,400年)

3. 結果と考察 抽出された爆弾低気圧の年平均発 生個数について JRA55 では 17.45 個/年, 現在気候で は 10.15 個/年となり JRA55 の方が多くなるという結 果を得た.これは,データ同化による影響が非常に 大きいと考えられる.また,将来気候では 10.56 個/ 年で現在気候よりもやや多くなったが,t検定の結果 では増加傾向とは判断できないことが確認された.



図-1 爆弾低気圧抽出のアルゴリズム



図-2 爆弾低気圧の最低中心気圧と再現期間 (太線はアンサンブル平均,破線は各メンバ)

次に、図-2に示すように、爆弾低気圧の最低中心気 圧と再現期間との関係について解析した.現在気候 とJRA55との比較から、JRA55はアンサンブル中の 上限もしくはやや外れたところに位置していること がわかった.次に、現在、将来気候(太線)を比較する と、将来気候の方がどの再現期間についても現在気 候を上回っており、強い台風が増加する熱帯低気圧 と異なり、将来的には爆弾低気圧の強度が全体的に 増加する傾向にあることがわかった.

4. まとめ 気候変動によって冬季日本周辺で発生 する爆弾低気圧の将来変化について,d4PDFを用い て解析を行った.爆弾低気圧の発生個数は増加傾向 にあることは統計的に有意ではないものの,最低中 心気圧の強度は増加傾向にあることを明らかにした.

日本における極端に強い降雪発生時の総観場の特徴とその地域特性

*川瀬宏明(気象研究所),佐々井崇博,山崎剛(東北大学),伊東瑠衣,大楽浩司(防災科学技術研究所), 杉本志織(海洋研究開発機構),佐々木秀孝,村田昭彦,野坂真也(気象研究所)

1. はじめに

冬季,大陸からの冷たく乾いた北西風が日本海で多 量の水蒸気を得て脊梁山脈にぶつかることで,日本海 側の内陸部では多量の雪が降る.一方,風下にあたる 太平洋側では,冬季は乾燥した晴天となることが多い が,年に数回,南岸低気圧によって降雪がもたらされ る.2014年2月の南岸低気圧では,関東甲信で記録的 な大雪となり,首都圏では交通機能のマヒやビニール ハウス等の倒壊,山沿いでは雪崩等が発生し,大きな 被害が出た.短期間に降る多量の雪は,太平洋側のみ ならず,日本海側の地域であっても交通障害や集落の 孤立,雪崩等が引き起こす恐れがある.

近年,気象モデルの高度化や計算機の発達により, 大雪をもたらす南岸低気圧や日本海寒帯気団収束帯 に伴う降雪を高解像度で再現できるようになってき た.しかし,計算機資源の制約上,高解像度かつ多量 のアンサンブル実験を行うことは困難であり,稀に起 こる強い降雪(以後,極端降雪)を統計的に議論した 研究はまだほとんどない.本研究では「地球温暖化対 策に資するアンサンブル気候予測データベース

(d4PDF)」(Mizuta et al. 2017)をもとに,5km 格子間隔で力学的ダウンスケーリングを実施し,日本 で発生する極端降雪の地域分布及び各地域における 極端降雪発生時の総観場の特徴を調べた.

2. 実験設定

d4PDFの領域実験と同様に気象庁気象研究所で開発 された非静力学地域気候モデル(NHRCM)を用いた.水 平格子間隔を5kmとし,Murata et al. (2015)と同様 の実験設定を用いた.過去実験はd4PDF全50メンバー から10メンバーを選び,各31年分(1980年〜2010年)の 計算を行った(以後,d4PDF-DS).d4PDF-DSと比較す るため,境界値に気象庁55年長期再解析(JRA-55)用い た実験も実施した(以後,JRA55-DS).JRA-55からの ダウンスケーリングは格子間隔20kmと5kmの2段階 のネスティングを施している.5km実験は毎年7月24 日を初期値として翌年8月30日まで計算した.

3. 結果

冬季 12 月~2月の平均気温のバイアスを調査した ところ,JRA55-DS と d4PDF-DS ともに東北地方では低 温バイアス,関東から九州にかけては高温バイアスが 見られた.冬季降水量は日本海側でやや過小評価,太 平洋側で過大評価となったが,d4PDFの 20km 実験と比 較すると再現性が大きく向上した. d4PDF-DS を用いて東京における日降雪上位 30 事例 の合成解析を行ったところ,関東の南には低圧部が見 られ,典型的な南岸低気圧の気圧分布となった.より 強い降雪を再現可能な d4PDF-DS と JRA55-DS の差を取 ると,d4PDF-DS では南海上に低圧偏差が見られ,南岸 低気圧が JRA55-DS よりさらに強まっていた.また, 関東から東北の太平洋側では Cold Air Damming が強 化されていた.

次に、各格子点において降雪日の気圧型を西高東低 型、南岸低気圧型、その他の型の3つに分類した.全 降雪日を対象とした場合、南岸低気圧型と西高東低型 の両方で降雪が発生する地域も多く、両者の境界は明 瞭ではなかった(図 1a, b).一方、極端降雪日に限定 すると、南岸低気圧型と西高東低型の地域が明確に分 かれた(図 1c, d).極端降雪が発生する時期も地域に よって異なり、日本海側では 12 月と1月、太平洋側 では2月、本州内陸では 11 月と3月に最も多く発生 していた.発表では地球温暖化による極端降雪の変化 についても言及する.

謝辞

文部科学省の気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)の支援で実施された.



1 10 25 50 75 90 95 (%)

図 1. (a, b) 1 cm以上の全降雪日と (c, d) 日降雪量上位30 事例における, (a, c) 西高東低型と (b, d) 南岸低気圧型の 出現割合. 全降雪日はd4PDF-DSの1メンバーのみを用い, 上位30事例は10メンバーから抽出している.

引用文献

- Mizuta, R., et al., 2017: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60km global and 20km regional atmospheric models, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi:10.1175/BAMS-D-16-0099.1.
- Murata, A., et al., 2015: Projection of future climate change over Japan in ensemble simulations with a high-resolution regional climate model. SOLA, 11, 90-94.

気候モデルによる大規模アンサンブルデータを用いた作物収量への気候変動影響の検出

飯泉 仁之直(農研機構)・塩竈秀夫(国環研)・今田由紀子(気象研)・ 花崎直太(国環研)・金元植(農研機構)・沈志宏(農研機構)・西森基貴(農研機構)

1. はじめに

人口増加と新興国の経済発展などにより、今世紀半 ばには食料需要は現在の約2倍に増加すると見込まれ ている。この生産目標を収量(単位面積あたりの生産 量)の増加を通じて達成するためには、平均で年率 2.4%の収量増加が必要だが、過去20年間(1989-2008 年)に達成できた収量増は年率1%前後に過ぎない。

収量の増加が停滞している理由の一つに気候変動 が挙げられている。統計解析(Lobell et al., 2009, Science)によれば、過去の気温上昇は、世界全体でトウ モロコシの生産量を 3.8%減少させたとしている。しかし ながら、気温上昇と共に、二酸化炭素濃度の上昇によ る増収効果や栽培技術の向上が生じている。こうした同 時に変化する変数があるため、気候変動の収量影響を 統計解析のみから検出するには限界がある。

気候モデルによる大規模アンサンブル実験データは、 気候変動の不確実性について確率的な表現を可能に し、任意のシステムに対する気候変動と自然変動の影 響を分離するうえで有用である。「地球温暖化対策に資 するアンサンブル気候予測データベース(d4PDF)」 (Mizuta et al., 2016, Bull Am Meteorol Soc)もそうした データである。そこで本報告では、作物の生理・生態的 な生育プロセスに基づく全球作物モデルと d4PDF デー タを用いて、トウモロコシを例に、これまでの人為起源の 気候変動が作物収量に与えた影響を全球で評価した。

2. データおよび手法

作物収量の推計には、全球グリッド作物モデル CYGMA(Crop Yield Growth Model with Assumptions on climate and socioeconomy) (lizumi et al., 2017a, Sci Rep)を用いた。この作物モデルは、気象や土壌の水文 特性といった物理環境データに加えて、国内総生産 (GDP)と人口、GDPに占める農業研究開発支出割合な どの社会経済データを入力値として、0.5°解像度で天 水および灌漑条件下での作物の生長と収量を日ステッ プで計算する。与えられた GDP データに伴い、モデル の中では改良品種の導入割合や窒素投入量が変化す るほか、気温・湿度条件に応じて播種日や栽培される品 種(温度要求量)が変わり、過去 50 年間の国平均収量 の変化を再現できる点が CYGMA モデルの特徴である。 なお、高温・低温・乾燥・過湿といった気象条件に由来 する生長ストレスは日ステップで考慮されるため日々の 極端な気象条件が収量に与える影響も考慮される。

入力気象データにはバイアス補正した d4PDF 全球デ ータを用いた。バイアス補正の参照値には最新の気象 外力データセット S14 Forcing Dataset (S14FD) (lizumi et al., 2017b, *J Geophys Res*)の40年間(1961-2000年) の日別値を用いた。バイアス補正手法は Cumulative Distribution Function-based Downscaling Method (CDFDM) (lizumi et al., 2011, *J Geophys Res*)を使用し た。過去再現実験(HPB)の1番目のアンサンブルメン バー(m001)を学習データとして使用し、暖候期と寒候 期のそれぞれについて日別値から得られた累積分布関 数上の位置と気候モデルのバイアスとの関係を特定し、 その関係を他のアンサンブルメンバーに適用した。

3. 結果と議論

直近 30 年間(1981-2010 年)で平均したトウモロコシ の全球平均収量を見ると、人為起源の気候変動を考慮 した場合の収量と考慮しなかった場合の収量の差は-1.2 tha⁻¹から+0.6 tha⁻¹の間に分布し、ピークは-0.1 tha⁻¹付近に現れた(図1)。当該期間におけるトウモロコ シの全球平均収量の報告値は5.5 tha⁻¹であるため、人 為起源の気候変動による収量低下は 1.8%と見積もら れた。この結果は、定性的には先の統計解析の結果 (Lobell et al., 2009, *Science*)と整合的だが、先行研究 の収量低下(3.8%)の半分程度であった。

また、自発的な適応の有無により、推定された収量影響の数値は若干変わるが、全球規模では、人為起源の 気候変動が収量を低下させたとする定性的な結果は適応の有無による影響を受けないことが示された。これらの知見を活用することで、将来的に人為起源の気候変動による作物生産の被害額を推計できると期待される。



図 1 全球平均トウモロコシ収量(1981-2010 年の平均 値)に対する人為起源の気候変動影響とその不確実性。 気候変動があり、適応があった場合の収量(ALLwA)と なかった場合の収量(ALLw/oA)、その両方(ALLwA + ALLw/oA)について、人為起源の気候変動がなかった 場合の収量との差を計算し、確率密度関数として示した。 標本数はアンサンブルメンバー数(100)である。

謝辞:本研究では、創生プログラムのもとで作成された、地球 温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベース (d4PDF)を使用した。本研究は環境省の地球環境研究総合 推進費(S-14)の支援により実施された。

近未来気候変動予測データベースシステムの開発

中川友進,川原慎太郎,荒木文明,松岡大祐,石川洋一,渡邉真吾 (国立研究開発法人海洋研究開発機構)

気候変動の確率的な影響予測を創出する ためには、多数のアンサンブル実験の解析 が必要である。しかし、「気候変動適応技術 社会実装プログラム」(Social Implementat ion Program on Climate Change Adaptat ion Technology; SI-CAT)で作成している 将来 2°C昇温実験や、気候変動リスク情報 創生プログラムの成果物である「地球温暖 化対策に資するアンサンブル気候予測デー タベース」(database for Policy Decision making for Future climate change; d4PD F)の総データ容量は、ユーザーが手元にダ ウンロードして解析するには大きいため (数ペタバイト)、必要なデータを絞り込ん でダウンロードする機能が必要である。

SI-CAT では、大規模シミュレーション データから高速かつ効率的に必要なデータ を見付けるための「近未来気候変動予測デ ータベースシステム」(図1)を開発してい る。近未来気候変動予測データベースシス テムは、おおまかには、リレーショナルデ ータベース、データ提供機能、ユーザーイ ンターフェースで構成される。近未来気候 変動予測データベースシステムの核となる PostgreSQL を用いたリレーショナルデー タベースは、大規模シミュレーションデー タを時間と空間で圧縮した情報が登録され る。これによりユーザーは必要とするデー タがある時間と空間を絞り込むことができ る。最初の段階として、SI-CATのメンバー からのニーズが多い降水量、気温、台風ト ラックデータについてリレーショナルデー タベースの開発を進めている。Open-sourc e Project for a Network Data Access Pr otocol (OPeNDAP)を用いたデータ提供機 能は、絞り込んだ結果に基づき、時間と空 間でデータを切り出してダウンロードする ための機能である。これらの機能を簡易に 使用するために、Webベースのユーザーイ ンターフェースを作成して、近未来気候変 動予測データベースシステムのプロトタイ プの運用試験を行っている。

近未来気候変動予測データベースシステ ムは 2017 年度末に「データ統合・解析シス テム」(Data Integration and Analysis Sys tem Program; DIAS)から公開する予定で ある。近未来気候変動予測データベースシ ステムで開発する技術は、シミュレーショ ンや観測を問わず、他の分野の大規模デー タにおいても有用であると考えている。

近未来気候変動予測データベースシステ ムの開発状況やプロトタイプの機能につい て、活用事例を交えて報告する。



図1. 近未来気候変動予測データベースシステムの概念図

大会第2日

突風探知のための新規ドップラーレーダーの概要

*藤原忠誠¹,楠研一²,新井健一郎³,猪上華子²,石津尚喜³,小野村史穂3,鈴木博人¹ (1:東日本旅客鉄道,2:気象研究所,3:アルファ電子/気象研究所)

<u>1. はじめに</u>

JR 東日本では、突風の探知・予測手法(突風探知システム)の開発および列車運行判断への応用可能性を評価する ことを目的として、羽越本線余目駅屋上にドップラーレー ダーを設置し、2007 年 3 月より観測を開始した。さらに 2007 年 10 月から、気象研究所とともに山形県庄内地域で このレーダーを含めた高密度観測網による突風観測を開 始した。本稿では、これまでの観測で得られた知見を基に、 突風の探知精度向上のための新規ドップラーレーダーの 仕様と設置場所を報告する。

2. 新規ドップラーレーダーの仕様と設置場所

新規ドップラーレーダーは、XRAIN で採用された二重偏 波レーダーの仕様をベースとし、さらに突風の探知精度向 上を目指し、距離方向と方位角方向ともにサンプリングの 分解能を向上した。また、余目駅に設置したレーダーに比 べて、大きなアンテナを用いることで、渦の探知にとって 重要なビーム幅の分解能が向上し、さらに最大観測距離を 拡大した。これらにより、より広い範囲で精度よく渦の探 知が行えることを目指している。XRAIN、JR 東日本レーダ ー(新規、旧(余目駅設置))の仕様の比較を表1に示す。

設置場所は、渦の特性に関する知見とレーダーの設置環 境の両面から検討した。渦は、日本海上で発生し上陸する ため、レーダーの設置場所が海岸沿いに近いほど、渦を探 知してから列車に対して警報を発令する時間を長くとる ことができる。また、渦が下層から発達するため、低仰角 で高頻度に観測することが望ましく、それには丘の上など の標高が高い場所が適している。さらに、余目駅の駅舎屋 上(地上高 8m)に設置したレーダーのように設置高度が低 いと、周辺の建物等によるシャドー領域によって、観測で きない領域が発生することが分かった。

以上より、海岸から約2kmの距離にある標高50mの酒田 市黒森の庄内砂丘の上に設置することとした。また、設置 箇所周辺には樹高20m程度の松林が広がっているため、高 さ30mの鉄塔上にレーダーアンテナを据え付けた(図1)。

3. まとめと今後の課題

新規ドップラーレーダーは、2016 年 12 月中旬から、冬季の気象じょう乱のデータを取得しながら、突風の探知に 適切なスキャンシークエンスやデータ品質の検討を実施 してきた。

図2に、新規ドップラーレーダーで取得された仰角1度のMTI系の反射強度のデータを示す。突風は、下層から発達するため、低い仰角で観測するほうが良いが、このように低い仰角で観測するとMTI系であっても地形クラッター

の影響を受けやすく、また海上ではシークラッターが現れ やすい。今後は、突風の探知精度向上のために、偏波パラ メータを用いて、地形およびシークラッターの除去を実施 する予定である。さらに、突風探知の精度向上のために、 回転速度の向上効果(4rpmに向上)やスキャンシークエン ス(下層を中心に 1-2 仰角を予定)について、検討を進め る。

表1 レーダーの仕様比較

緒元	XRAIN	JR東日本ドップラーレーダー	
		新規	旧
距離方向	150m	75m	75m
サンプリング			
方位方向	1.2 度	0.7 度	0.7 度
サンプリング			
アンテナ径	2m	2m	1.2m
ビーム幅	1.2 度	1.2 度	2 度
最大探知距離	80km	60km	30km
電波の	固体素子	固体素子	マグネトロン
送信方式	クライストロン		
回転速度	3rpm	4rpm	2rpm



図1 新規ドップラーレーダーの外観



図2 新規ドップラーレーダーによる反射強度(仰角1度)

庄内高密度観測網における新たなレーダーによる観測 -現象解明に期待される寄与-

* 楠 研一¹・足立 透¹・新井 健一郎²・石津 尚喜²・猪上 華子¹・小野村 史穂²・藤原 忠誠³ 1) 気象研究所 2) アルファ電子/気象研究所 3)東日本旅客鉄道

<u>1. はじめに</u>

鉄道用の突風探知システム開発に向けたプロジェクト の一環として、我々は2007年10月より山形県庄内平 野で突風の高密度観測をしている。昨年冬季、観測網 の海岸付近に、これまで余目駅で運用していたJR東日 本ドップラーレーダーの後継である新たなレーダーを 設置しデータ取得を開始した(藤原ほか、本大会)。こ の発表では、冬季突風の解明という学術的な観点か ら、新たなレーダーに期待される意義を述べる。

<u>2. 背景</u>

観測網内で観測された冬季突風の大部分は、日本 海上で発生して、季節風とともに東進し上陸する直径1 km程度の上空の渦によってもたらされることがこれまで の研究でわかっており(例:楠ほか,2008)、2007年10 月-2015年3月の7冬季でそのような渦が380事例、 観測網とその周辺で確認されている(石津ほか,2015)。 さらに水平シア不安定によって発生した海上付近の渦 がストレッチングにより上空に引き伸ばされて渦が発達 するという、非スーパーセル型竜巻に類似した特徴が 示されている(Shimose et al., 2011)。冬季日本海という 世界的に独特な領域におけるこれらの渦の詳細な理 解は学術的に重要であり、さらに得られた知見は冬季 突風の探知・予測に活用されると考えられる。

3.現象解明に期待される寄与

それらの渦の詳細構造や発生・発達過程、渦をもた

らす降水帯をより詳細に調べるため、新しいレーダー の役割は以下のとおりである。

(1) これまでより広域なエリアの観測

当該レーダーは比較的海岸に近い見晴らしの良い 丘陵の上に設置され、この研究で用いられてきたレー ダーに比べ水平角分解能が2倍近くに向上しているた め(ビーム幅が2.0°→1.2°)、より遠方の渦の様相の 観測が可能である。そのため例えば日本海上に形成さ れた長く伸びる降水帯と、そこに埋め込まれた渦列の 全体的な消長を上流から比較的長時間にわたって捉 えることが期待される(新井ほか,本大会)。

(2) 海岸付近の気流場の詳細な観測

これまで、高頻度の3次元観測が可能な可搬型ドッ プラーレーダー(庄内空港に設置)と、その近傍の海岸 線に設置した多点型地上観測システム(地上風と気圧 を1.2km にわたり各々100m および50m 間隔で観測; Kusunoki et al. 2016)を組合せ、上陸直後の渦につい て、地上の様相と上空の渦の詳細構造を同時にとらえ てきた。この可搬型レーダーから約5kmの近距離に設 置された新しいレーダーを組合せることで、高頻度 (15-30秒)・高解像度(~100m)の下層風のデュアル 解析が可能となる(図1)。従って、水平シア不安定の 気流場における渦の発生プロセスの解析(猪上ほか; 石津ほか,本大会)や、上陸する渦のうち、多点型地 上観測システムを通過する事例における、地上から上 空にいたる詳細な気流構造の把握が可能と考えらえる (小野村ほか,本大会)。



図 1 左:観測エリアの位置(図中四角:山形県庄内平野周辺))。右:観測エリアにおける(a)JR 東日本ドップラーレー ダー、(b)可搬型ドップラーレーダー、および(c)多点型地上観測システムの位置関係。図中の km は JR 東日本ドップ ラーレーダーからの距離。ハッチはデュアルドップラー解析領域(内側の円:交差角 30 度。外側の円:交差角 20 度)。

庄内沖で観測されたフック状エコーを伴う渦列の形成・発達過程

*新井健一郎¹、楠研一²、猪上華子²、石津尚喜¹、小野村史穂¹、足立透²、藤原忠誠³ (1:アルファ電子/気象研究所、2:気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

鉄道用の突風探知システム開発に向けた共同プロジェクトの ー環として山形県庄内平野で突風の高密度観測を2007 年度冬 季から実施している。そのなかで、複数の渦が線状エコーの中 に並ぶ形で移動する様子をドップラーレーダーで捉えてきてお り、これらの中には突風をもたらすケースもあった(Inoue et al. 2016)。

2016 年度にJR東日本によって酒田市黒森地区に新設され たドップラーレーダー(JR東日本ドップラーレーダー:楠 他、藤原他、本大会)は、これまで庄内において観測してきた 2台のレーダーと比較して、低高度を高頻度かつ比較的遠距離 まで観測することが可能である。これにより、背の低い冬季日 本海の線状エコーに発生する渦列の形成から発達、消滅までの 過程を、これまでより詳細に捉えることが期待できる。

2017 年1月30日、庄内沖の日本海上から、南西-北東方向 に長く伸びた線状エコーが東北東進し、一部が庄内平野に上 陸・通過した。この線状エコーは時間経過とともに組み紐状 (多数のフック状)に変形・発達し、これに対応した低気圧性 の回転を持つ渦列が形成された。本発表ではJR東日本ドップ ラーレーダーを中心とする観測により取得したデータから、こ の線状エコー上に発達した渦列の特徴と、その時間進展につい て事例解析を行う。

2. 解析に利用したデータの概要

JR東日本ドップラーレーダーは庄内平野の海岸部近くの丘陵上に設置され、低仰角2仰角(0.6°、1.0°)を交互に高頻度(4rpm)でPPI 走査している。最大探知距離は60km であり、最大観測範囲内において仰角0.6°観測面は高度1km以下を走査する。なお、海岸に近い庄内空港に設置された気象研究所Xバンド可搬型ドップラーレーダー(仰角2.0°~18.0°

(5 仰角) PPI + RHI 1 方位、4rpm)の観測データと合わせ て、低高度のデュアルドップラー解析も可能である。

3. 渦列の特徴

線状エコーは 1005JST にはレーダーの北西側 50~60km 付 近に現れ始め、東北東進して 1040JST には庄内沖約 30km~ の日本海上に到達した。JR東日本ドップラーレーダーデータ から、このときの線状エコーに対応して水平シアーが存在し、 エコーの強弱と、低気圧性の回転を持つ渦の存在を示唆するシ アー内の局所的速度差(最大 6m s⁻¹)の大小はよく対応して いた。線状エコーの内部の 40dBZ 以上の強いエコー域の形状 は、不明瞭ながら一部フック状に見えるものが存在した。

フック状エコーのパターンは次第に明瞭化し、とくにレー ダーの近傍および南側を通過したフック状エコーを伴う渦列は 長時間且つ明瞭に観測された。渦列の時間変化を図1に示す。 これらの渦の間隔は約4~5kmで、渦の最大接線風速は最大 時約11m s⁻¹、最大風速直径はフック状エコーの発達により 1.5km 前後から500m 以下まで大きく変動した。レーダー近 傍から南側に位置した渦は1130~1135JST に順次、庄内平野 に上陸した。庄内平野に展開している地上気象観測網では、渦 の通過時に最大22m s⁻¹の最大瞬間風速を記録した。

4. 今後

新設されたJR東日本ドップラーレーダーにより、突風をも たらす可能性のある渦の様相を、より発生初期に近い上流側か ら捉えられるようになった。このことにより、線状エコーに伴 う渦列形成のメカニズムを、実観測データから詳細に理解す ることが期待される。今後さらに気象研究所Xバンド可搬型 ドップラーレーダーとのデュアルドップラー解析などを通し て、渦列の形成・発達の過程を詳細に調べる。



図 1 2017 年 1 月 30 日に J R東日本ドップラーレーダー仰角 1.0° PPI 走査により取得された線状エコー内の渦列の反射強 度(陰影)とドップラー速度から渦を示すパターンが明瞭に確認された場所(黒円)。左から 1111JST、1116JST、1121JST、 1127JST、および 1132JST。図中の+は2台のドップラーレーダーの設置地点(JRE: J R東日本ドップラーレーダー、 XPOD: 気象研究所 X バンド可搬型ドップラーレーダー)。

2017 年1月17日に庄内沖で観測された渦状じょう乱の構造と発達過程

猪上華子¹、楠研一¹、藤原忠誠³、新井健一郎²、石津尚喜²、小野村史穂²、足立透¹ (1:気象研究所、2:アルファ電子/気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

鉄道用の突風探知システム開発に向けたプロジェ クトの一環として、我々は2007年10月より山形県 庄内平野でJR東日本と気象研究所の2台のドップラ ーレーダーおよび地上観測等による突風の高密度観 測をしている。これまでの観測で、突風の大部分が直 径数 km 以下の渦によってもたらされていることが 分かってきたが、これらの渦の構造や詳細な発達過程 は十分理解されていない。そこで本発表では、2017 年1月17日に庄内沖で観測された渦状じょう乱の構 造と発達過程を調べた初期解析結果を報告する。

2. データおよび解析手法

解析に用いたのは、気象研究所の可搬型ドップラー レーダー(以下、XPOD)および2016年度、庄内平 野(酒田市黒森)にJR東日本が新規に設置したドップ ラーレーダー(以下、JR東日本ドップラーレーダー, 藤原他,楠他,本大会)のデータである。XPODは約1 分毎の5仰角PPI+RHI観測を、JR東日本ドップラ ーレーダーは約30秒毎に下層2仰角のPPI観測を行 っている。両レーダーの下層PPIデータをCressman 内挿にて水平格子間隔100mの直交座標系に変換し てデュアルドップラー解析を行い、約1分毎に下層の 水平風を算出して解析に用いた。

3. 庄内沖で観測された渦状じょう乱の特徴

2017 年 1 月 17 日 2 時頃から 5 時頃にかけて、等 圧線がほぼ南北にのびた冬型の気圧配置下において、 庄内地方の沖合約 10 kmの日本海上に降雪バンドが形 成された。降雪バンドの陸側の先端では、一般風の北 北西風と陸側の北~北東風との間に明瞭なシアライ ンが下層約 500m で形成されており、その先端で渦状 じょう乱が発達し、南進していく様子が両レーダーで 観測された。

図1は、JR 東日本ドップラーレーダーの仰角1度 の PPI 断面と、ドップラー速度場から求めた渦の位 置を示したものである。降雪バンド内には、直径約 0.8~1.7 km、最大接線風速4~9ms⁻¹の複数の渦がシ アライン上にほぼ南北に並んで発達していた。ドップ ラー速度の勾配から求めたシアラインの幅は約1 km であったことから、線形論による不安定な波長は 4.9km 以上、最も不安定な波長は約7.9km となる。 観測された渦間の距離は平均すると6.3 kmであり、こ れと概ね一致していたことから、観測された渦は主に シア不安定によって発達したものと考えられる。これ らの渦は南進するに従って強まりながらデュアル領 域内へ進入し、その後弱まっていった。

図2は高度200mのデュアルドップラー解析による

渦周辺の反射強度、渦に相対的な水平風ベクトル、水 平発散、鉛直渦度の分布を示したものである。南北に 連なるシアライン上に 2 つの明瞭な低気圧性の渦が 発達している。また渦の周辺ではシアラインが大きく 湾曲する様子が確認され、南北にのびる階段状の収束 場と、収束場に対応して渦を取り囲む反射強度の特徴 的なパターンが認められた。北側の渦は南北に長い楕 円状の形状をしており、南進するにつれて長軸が反時 計回りに回転していくと共に、渦周辺の水平シアの弱 まりに伴って弱まっていった。

4. まとめと今後

XPOD と JR 東日本ドップラーレーダーによる観測 で、庄内沖で発達した渦状じょう乱の詳細な構造と発 達過程を捉えることができた。今後はデュアルドップ ラー解析の結果から、渦の発達過程をより詳細に解析 する予定である。



図1:JR 東日本ドップラーレーダー(+印)による1月17日 03:18:47の仰角1度のPPI 画像(左:反射強度,右:ドップ ラー速度)。渦の位置を太線の丸印で示す。実線の円はレー ダーから半径10km毎に示し、破線の円はデュアル領域。



図 2:03:40:29 の高度 200mの JR 東日本ドップラーレーダ ーによる反射強度(細いコンター、30dBZ)とデュアルドッ プラー解析による渦に相対的な水平風ベクトル、鉛直渦度 (太いコンター,5×10⁻³s⁻¹毎)、水平発散(シェード, s⁻¹)。

冬季日本海Lモードで発生した渦の周辺風速場の解析

*石津尚喜¹, 猪上華子², 藤原忠誠³, 新井健一郎¹, 小野村史穂¹, 足立透², 楠研一² (1:アルファ電子/気象研究所, 2: 気象研究所, 3: 東日本旅客鉄道)

<u>1. はじめに</u>

鉄道用の突風探知システム開発に向けたプロジェクトの一 環として、我々は2007年10月より山形県庄内平野で突風の 高密度観測をしている。冬季日本海において寒気吹き出しの 際多くの渦が発生する。冬季庄内平野での観測により、Lモー ドでも多数の渦が発生することがわかった(石津ほか2016秋)。 Lモードは鉛直シアーの環境場での上昇流で発生する、極め て単純な構造である。そのような環境で渦が発生するメカニズ ムについて理解が不足している。また、Lモードで渦が発生す るだけでなく、渦に伴い地上で風速30m/sに達するような突風 も観測されている。Lモードでの渦の発生への理解は、気象学 的な興味だけでなく、突風を予測するという防災の観点からも 非常に重要である。本研究では、Lモードでどのような風速場 で渦が発生するのかを調べる。

<u>2. データ</u>

気象研究所の可搬型ドップラーレーダー(以下、XPOD)お よび 2016 年度、庄内平野(酒田市黒森)に JR 東日本が新規 に設置したドップラーレーダー(以下、JR 東日本ドップラーレ ーダー,楠他,藤原他,本大会)のデータを用いてデュアルドッ プラー解析を行った。解析に用いた期間は、2017 年 1 月 5 日 から 2017 年 3 月 17 日である。解析期間中に観測された L モ ードの降雪バンドの中で、渦がデュアルドップラー解析可能な 領域内を通過した事例について解析を実施した。

<u>3. 結果</u>

図1は2017年1月5日21時40分ごろドップラー速度で 渦パターンが確認された事例のドップラー速度と反射強度で ある。このときの風向は北北東であり、エコーの走向も風向と 平行であった。この事例では複数の渦と水平シアが見られた。 このシアはエコーの走向に対してほぼ平行に見られた。デュ アルドップラー解析によりシアの速度差を求めることができる。 図2はシアラインを横切るように座標をとったときの平均風速 分布である。シアの速度差は約11m/s、シアの厚みは約 0.8km であった。図1より渦の間隔は3~4km である。線形理 論によると最大成長率を示す波長はシアラインの厚さの約7.8 倍であり(Buban & Ziegler 2016)、この場合の不安定波長は 6.2kmに相当する。渦間隔は不安定波長に比べて幾分小さい がほぼ同程度である。

その他 L モードで渦と水平シアが見られ、デュアルドップラ ー解析が行える事例が複数事例あり、講演ではそれらの解析 結果についても報告する。今回の解析により L モードでの渦 の発生は、対流性のエコーに水平シアが伴う場合に多いこと が分かった。L モードで発生する渦の多くは、非スーパーセル 型の竜巻に類似したメカニズムで形成されることが推測される。 今後は水平シアの成因について調べる。



図 1: JR 東日本ドップラーレーダーによるドップラー速度。左上図 は同じ領域の反射強度。矢印はデュアルドップラー解析による水 平風ベクトル。細い線の円はデュアルドップラー解析可能領域を 示している。



図 2: シアラインを横切る座標での平均風速の変化。風速はシアラ インに対して平行な方向で平均した。シアラインに平行な風速(実 線)と垂直な風速(点線)を示している。シャドー領域はシア領域を示 している。

多点型地上観測とデュアルドップラーによる渦の水平風速場の比較

小野村史穂¹、楠研一²、石津尚喜¹、猪上華子²、新井健一郎¹、足立透²、藤原忠誠³ (1:アルファ電子/気象研究所、2:気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

突風をもたらす渦の実態を解明するため、地上付 近を含めた詳細な気流構造の把握が必要である。し かしながら、その観測は、小規模かつ短命な事象ゆえ、 まばらな地上の固定点では難しく、上空を広範囲か つ高速スキャン可能なドップラーレーダー単体に依 るところが多い。

気象研究所とJR東日本は、鉄道用の突風探知シス テム開発に向けたプロジェクトの一環として、山形 県庄内平野で突風の高密度観測を行っている。その 観測網は、風速計と気圧計を稠密に配置した多点型 地上観測システム(LAWPS)と気象研究所Xバンド 可搬型ドップラーレーダー(気象研レーダー)を有し、 2016年度にはJR東日本によって、酒田市黒森地区 に新規ドップラーレーダー(JR東日本ドップラーレ ーダー、楠他、藤原他、本大会)が設置された。これ により、LAWPS上空での高解像度デュアルドップラ ー解析が可能となり、今後、地上と上空において渦の 水平風速場の取得及びその理解の深化が期待される。

2017 年 2 月 3 日 3 時 20 分頃、一つの渦が LAWPS を通過し突風(最大瞬間風速 25.4 m s⁻¹)をもたらし た。ほぼ同時刻に上記 2 台のレーダーが LAWPS 上 空を観測していた。本稿では、それらの観測データを 用いた地上と上空の水平風速場の初期解析結果を紹 介する。

2. 観測システムと解析手法

LAWPS は、庄内平野の海岸線沿い 1.2 km に渡り、 風速計 12 台(100m 間隔、地上高 5m)と気圧計 25 台(50m 間隔)を直線的に配置しており、0.1 秒間隔 で計測している。LAWPS で捉えた渦の水平分布を調 べるため、各風速計・気圧計のデータを、全風速計の 平均風速を用いて時空間変換し、東西南北 50m 間隔 の各格子点に挿入した。

気象研レーダーは LAWPS から南東方向約 1.5km に位置し、約 1 分毎に 5 仰角 PPI と RHI 観測を行っ ている。一方、JR 東日本ドップラーレーダーは北北 東約 5.2km 地点において、30 秒おきに 2 仰角の PPI 観測を行っている。今回の解析には、気象研レーダー 仰角 6 度で 3:20:18 に観測されたドップラー速度場 と、その 4 秒後に JR 東日本ドップラーレーダー仰角 1 度で取得されたものを用いる。LAWPS 上空 1km 四方における気象研レーダーと JR 東日本ドップラ ーレーダーの観測高度は、それぞれ 187±52m と 174±9m である。また、空間解像度は、レンジ方向 30 m×方位方向 18±6 m と 75 m×60±6 m である。 デュアルドップラー解析では、2 台のレーダー観測時 刻のずれを渦の移動速度で補正し、両データを水平 格子間隔 50m に変換している。

3. 結果

図1に、デュアルドップラー解析とLAWPS 観測 から得られた渦の移動速度に相対的な風速場を示す。 上空と地上どちらにおいても、収束を伴う顕著な低 気圧性の渦を確認できる。渦を取り巻く気流は上空 と地上で似ており、渦の進行方向右側後方より南向 きの風が強く吹き込み、それとは対照的に、左側後方 では弱風になっている。渦中心から方位方向に平均 した接線風速の最大値は、上空で-6.3 m s⁻¹、地上で-4.6 m s⁻¹であり、それに対応する最大接線速度半径 は、上空と地上ともに約100 m であった。その半径 の内部では、渦度が強まる傾向があり、渦中心付近の 最大渦度は、地上と上空ともに 0.07 s⁻¹であった。一 方、外側の領域では、渦を取り巻く循環は見られるも のの、渦度が急激に弱まる傾向が見られた。

4. まとめと今後の取り組み

地上多点型観測システムと2台のドップラーレー ダーを用い、地上5mと上空180mにおける突風を もたらす渦の水平風速場の比較を試みた。その結果、 地上と上空で矛盾のない速度ベクトル場が算出され た。今後は、両者の詳細な比較解析を進め、渦の定量 的な理解を目指す。



図 1 (a)デュアルドップラー解析と(b)LAWPS 観測から 得られた渦の移動速度に相対的な水平風速場(ベクトル) と鉛直渦度(シェード)。図 1a の青い枠は図 1b の領域に 相当する。最大渦度の位置を+、渦の最大接線速度半径を 円で示す。

ガストフロントの微細構造:アークの形態

小林文明(防大地球)

1. はじめに

積乱雲からの下降気流が地上で発散するアウトフロ ーの先端であるガストフロント(gust front)は、重 力流の構造として理解されているが、観測事例は豊富 にあるとはいえず、その微細構造には不明な点が多い. 特に、アークの構造、レーダによる捕捉、地上気象要 素の変化など十分に理解されていない.本報告では、 アークの形態について議論する.

2. アークの形態の多様性

ガストフロント上に形成される積雲はその形状から アーク(arc)とよばれる.多くのガストフロントでア ークが生じるが、図に示すように明瞭なロール構造を 示すアークでさえ、その形状は千差万別といってよい. さらに、間欠的に積雲が並んだ構造や地上から積雲に 覆われる場合など多様である.アークの雲底高度は200 m程度と低く、雲頂高度は500~600 m程度である.一 般の雲底高度よりはるかに低い高度で雲が形成される 条件は不明である.アークはガストフロントの構造を 表しており、フロント面の傾斜角や凹凸(lobe/cleft 構造)が可視化されるが、フロント面の構造は事例に より大きく異なる.また、アークは著しい時間変化を 示し、2 層構造や複数のヘッド循環に伴う複数のアー クなどが観測されるが、その成因は未解明である.

3. アークの移動速度

アークの移動速度は、連続した雲写真の解析から求 められるが、スケールが大きければ、衛星画像でも捉 えることができる.また、アークの移動速度はガスト フロントの伝播(移動)速度と同一であり、レーダー エコー(ドップラー速度場)、地上の稠密観測によりガ ストフロントの移動速度は計測することが可能である. アークの移動速度の観測例として、平均で14 m/s (小 林 1996)、11 m/s (小林ほか 2007) という値が報告さ れているが、移動速度は時間変化する.地上稠密観測 データを用いた解析では、7~16 m/s と速度には幅が あった (Norose et al. 2016).アーク(ガストフロン ト)の移動速度は、周囲の環境条件によって異なると 考えられ、弱風時の事例では、5 m/s という遅い移動 速度が観測されている(諸富ほか 2017).

4. 何故 X バンドレーダで観えるのか

X-band (波長3 cm) レーダ観測では、反射強度、ド

ップラー速度場双方でガストフロントを検出すること ができる(小林ほか 2007).一般に、C-band (波長 5 cm) では、ガストフロントの密度差、あるいは気流の収束 を捉えていると言われているが、X-band では、アーク (降水粒子)からの後方散乱を捉えていると考えられ る. 雲レーダによる観測でもアークのエコーは検出さ れている(小林ほか 2013). X-band レーダで必ずしも アークが検出されない理由は、積乱雲本体のエコー内 に埋没してしまう点が大きいと考えられる.すなわち、 親雲である積乱雲本体から離れていて(相対的にアー クの移動速度が積乱雲本体より速く)、少なくとも水平 スケールが数 km を超えるような大きなスケールを有 する場合に検出される.

参考文献

小林 1999: 気象研究ノート, **193**, 95-99. 小林ほか 2007:風工学論文集, **32**, 21-28. 小林ほか 2013: 気象学会秋季大会 諸富ほか 2017: 気象学会秋季大会

Norose et al. 2016: J. Atmos. Electr., 35, 31-41.



図 様々なアークの形態.上: 1994年9月17日の事例(小林 1999).中: 2004年7月11日の事例(小林ほか 2007). 下: 2016年7月31日の事例.いずれも横須賀から撮影.

フェーズドアレイ気象レーダで観測された

2016年8月4日のガストフロント

諸富和臣,柏柳太郎(日本無線/千葉大 CEReS),小林文明(防大地球),鷹野敏明(千葉大院工), 樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS),岩下久人(明星電気)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)は、積 乱雲を短い時間間隔で三次元的に観測すること で、局地的大雨や竜巻・ダウンバースト等の極端 気象の前兆現象を捉えられる可能性がある.日本 無線では、独自に開発した X バンド PAWR を千 葉市に設置し、30 秒毎に半径 80 km,高度 15 km の三次元空間を観測している(柏柳ほか:2015 年 秋季大会,諸富ほか:2016 年秋季大会).

本発表では、2016 年 8 月 4 日に PAWR で観測 されたガストフロントについて、その構造とガス トフロントをもたらした積乱雲の三次元構造を 報告する.

2. 観測結果

2016 年 8 月 4 日 12 時過ぎ, 房総半島で発生・ 発達した積乱雲は, 13 時 10 分ごろエコー頂高度 13 km に達した (図略). PAWR で観測した高度 400 m における反射強度を図 1 に示す. ガストフ ロントのエコーは, 13 時 10 分ごろ市原市付近で 発生し, 13 時 15 分に長さ 5 km 程度であったが, 13 時 45 分には 20 km に及んだ (図中矢印). ガス トフロントのエコーは平均で 5 m/s の速度で東進 し, 1 時間程度持続した.

図 2は、PAWR に近づくガストフロントの反射 強度とドップラー速度の鉛直断面図である.ガス トフロントのエコーの反射強度は 5~15 dBZ と非 常に弱く、エコー頂高度は約 600 mで、13 時 40 分には前線面の構造(傾斜角約 22°)も確認でき た.さらにガストフロント通過後には新たな積乱 雲が発生・発達する様子も観測された.ガストフ ロントのドップラー速度は、13 時 20 分より 13 時 40 分の方が近づく成分が遅くなった.つまり、ガ ストフロントの伝播速度は時間と伴に遅くなっ た(図略).

図 3 は、ガストフロントをもたらした積乱雲の 時間変化(鉛直断面)である. 12 時 42 分に高度 4 km にあるエコー(ファーストエコー)が 12 時 46 分には 40 dBZ 以上に強度を増し、その強エコ ー領域が、4 分ほどで地面に達していることがわ かる.エコーの落下速度は約 14 m/s であった.こ の急激な降水コアの落下はエコーの東側で観測 され、ガストフロントは東進した.



図 1 2016 年 8 月 4 日 13 時 15 分 (左), 13 時 45 分 (右) の高度 400 m における反射強度。矢印がガストフロント のエコー。*背景地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の基 盤地図情報を使用した。(承認番号 平 27 情使, 第 609 号)



図 2 8月4日13時20分(上),13時40分(下)の反 射強度(左側)とドップラー速度(右側)の方位角234 度の鉛直断面図.丸印がガストフロントのエコー.レー ダ中心は図の左側.



図 3 8月4日12時42分から2分毎の反射強度の方位角 242度の鉛直断面図. レーダから約25km地点.

地上稠密気象観測データによるダウンバーストに伴う気圧変化

岩下久人(明星電気)·小林文明(防大地球)

1. はじめに

小型気象計 (POTEKA) を用いた地上稠密観測網が敷かれた 群馬県/埼玉県エリアでは、2013 年以降計 11 事例のダウンバ ースト/ガストフロントのデータが得られている.地上被害を もたらしたダウンバースト事例では、近傍で顕著な気温降下と 気圧上昇を伴っていることを示し⁽⁰⁾, 2015 年 6 月 15 日に群馬 県前橋市と伊勢崎市で発生したダウンバースト (F1) 事例から、 気温降下率(2 ℃/min)を用いてダウンバースト(F1)事例から、 気温降下率(2 ℃/min)を用いてダウンバーストに伴う突風 域の把握と事前予測の可能性を論じた⁽²⁾⁽³⁾.また、気圧変化の情 報を用いても同様の手法で議論できることを報告したが⁽⁴⁾,気 圧は複雑な時間変化を示した.本稿では、ダウンバースト事例 の被害域近傍における地上気圧変化の特徴をまとめる.

2. ダウンバーストに伴う地上気象要素の変化

図1は、2013年7月11日に伊勢崎市で発生したダウンバー スト(F0)被害近傍における気圧、気温、混合比、感雨の時間 変化である.気温降下の開始から時間的に遅れて(この事例で は約10分後)気圧のピークが観測されたが、このような変化 パターンは他の事例でも共通していた.気圧の上昇パターンは 比較的単調に増加し、気圧の変化率は1hPa/10minであった.

3. 気圧変化の特徴

地上被害をもたらした F1 スケールのダウンバースト3事例 (2013年8月11日高崎市・前橋市,2015年6月15日前橋市・ 伊勢崎市,2016年7月14日本庄市・伊勢崎市)について,被 害城近傍で観測された気圧変化を図2に示す.

2013年の事例では、2回の気圧ピーク(1回目のピークが1 hPa,2回目が2hPa程度)が観測され、1回目の気圧ピーク は気温降下開始時刻とほぼ一致した.つまり、1回目の気圧ピ ークはガストフロント通過によるものと考えられた.これに対 して、2015年の事例では、気圧上昇前に0.5hPa程度の気圧の 極小が観測された後、気圧が上昇し、相対的に長時間高圧部が 持続した.2016年の事例では、図1の事例と同様の気圧変化 パターンであった.

気温降下は、ガストフロント通過後の冷気プール(高圧部) を反映していずれの事例でも一様な降下を示した.一方,気圧 変化には、ガストフロントによる気圧上昇、ダウンバースト本 体による気圧上昇、ガストフロント前面の局所的低圧部(メソ ロウ)、複数の鉛直循環よる気圧変化などを反映して、事例によ り複雑な時間変化を示した.



図1 2013年7月11日のダウンバースト被害域から約2km 南における地上気象要素の時系列。



図 2 ダウンバースト被害域近傍における地上気象要素の時系列.上:2013年8月11日,中:2015年6月15日,下:2016年7月14日.矢印は気温降下開始時刻を示す.

参考文献

(1)Norose, K., et al., 2016: J. Atmos. Electr., 35, 31-41.

(2) 岩下(おか, 2016:日本気象学会春季大会講演予稿集(109), B152.
(3) 岩下(おか, 2016:日本気象学会秋季大会講演予稿集(110), A106.
(4) 岩下(おか、2017:日本気象学会春季大会講演予稿集(111), B305

レーダー解析による2017年3月26-27日那須近辺における降水量と風の分布

*1中井専人・²清水慎吾・²前坂剛・²岩波越・²木枝香織 (1:防災科研・雪氷, 2:防災科研・水土砂)

1. はじめに

2017年3月27日に那須温泉ファミリースキー場 付近の山岳地(以後「現地」と記述)で発生した災 害雪崩については、1)26日夕方から27日午前中に かけてのこの時期としては稀な大雪による新雪加 重がある状態で、2)積雪表面から17cm~30cm下 の雲粒付着の少ない板状等の降雪結晶の弱層が破 壊されて表層雪崩が発生したと推定されている (http://www.bosai.go.jp/seppyo/ 那須町雪崩災害第 1回調査)。このときの降雪と風について、Xバ ンドMPレーダーデータを用いて解析した。

2. 研究方法

解析には国土交通省XRAINの田村レーダーか ら、低仰角データのうち現地近傍で風を解析でき た仰角1.6°のデータを使用した。現地(雪崩発生 地点に近い「天狗岩」)は田村レーダーから 62.5kmであり、この近傍におけるビーム中心は海 面高度約2500m、現地上空約1000mである。

このデータの反射強度とドップラー速度を使用 し、2変数簡略化VVP法(立平・鈴木 1994; 瀬古 2010)を用いて上空の風速を推定した。また、観 測データに含まれている2分毎の降水強度(mm hour⁻¹)を2分間継続したものとみなして積算した 降水量(mm)を求めた。

3. 結果

27日0001JSTにおいては現地上空では南東風が 卓越していた(図1a)。この傾向は26日21JSTごろ から継続していたもので、27日01JSTごろから降 水の強まりとともに風速が増加した。0530JSTご ろから北東風の領域が広がり、現地上空では 06JSTごろに南成分の風が北東風に置き換わった (図1b)後、北北西へと変化し風速はそれ以前より も強くなった(図1c)。

レーダー降水強度を積算すると、27日00JST迄 に比べて、それ以降の降水量がかなり多く、また、 現地の北東側にそのピークが見られた(図2)。図2 の降水分布は目安としては地上から約1000m上空 のものである。

4. おわりに

今回の解析は、現地上空のできるだけ近くが観 測できていたXバンドレーダー1台、1仰角デー タを用いた解析であり、解析された高度より下層 については、地上観測、また数値モデルによる解 析との比較が必要である。また、降水については 降雪種分類を用いた解析を予定している。

謝辞 本研究は文部科学省科研費特別研究促進費 「17K18453」(研究代表者:上石勲)により実施しています。利用したXRAINデータは国土交通省より提供されたもので、DIASの枠組みによるものです。 参考文献

- 第古弘,2010:中緯度のメソβスケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究.気象庁研究時報,62, 1-74.
- 立平良三・鈴木修, 1994: 単一ドップラーレーダーによる上層風推定の精度. 天気, 41, 761-764.



図2 2分毎の降水強度を積算した(a)2017年3月26日 09JSTから27日00JSTまで、及び(b)27日00JSTから 09JSTまでの仰角1.6度の積算上空降水量分布。図の 範囲や記号等は図1に同じ。



図1 簡略化VVP法で求めた2017年3月27日(a)0001JST、(b)0559JST、(c)0821JSTの仰角1.6度風ベクトルの分布。 図の範囲はレーダー南西象限である。◇と■はそれぞれ現地とアメダス那須高原を示す。陰影はレーダー反射因 子(dBZ)。レーダーを原点とした東西、南北距離の座標で作図してある。

2017 年 3 月 27 日に那須雪崩をもたらした降雪システムの数値実験

荒木健太郎(気象庁気象研究所)

1. はじめに

2017 年 3 月 27 日に那須温泉ファミリースキー場付近の山岳地で 雪崩が発生した.このときの降雪は本州南岸を通過する低気圧に伴 うものであり,現地調査結果より積雪表面から 25~22 cm 下の新 雪・こしまり雪層中に雲粒付着の少ない弱層が検出された(防災科学 技術研究所・那須町雪崩災害調査より).本事例はこの弱層上部に一 部雲粒付着した降雪結晶による新雪が短時間で多量に積もり,弱層 破壊が起こり発生した表層雪崩と推定されている.本研究では,那 須雪崩をもたらした降雪雲の環境場や降雪特性を理解することを目 的に,降雪システムの数値実験等を通した事例解析を行った.

2. 解析データと数値実験の設定

降雪実況・環境場の解析には各種レーダー・地上・高層気象観測, 気象庁メソ客観解析等を用いた.数値実験は気象庁非静力学モデル を用い,まず水平解像度1.5 kmで東日本を覆う1,425 km四方を計 算領域とした.初期値・境界値にはメソ客観解析を用い,26日12 時~27日21時(日本時間,以下同様)を対象に計算を行った (1.5km-NHM).次に,この結果から初期値・境界値を作成し,26日 21時~27日15時を対象に那須を含む237.5 km四方の領域で水平 解像度250 mの実験を行った(250m-NHM).これらの実験では雲 氷・雪・霰を2-moment バルク法で扱う雲物理過程を用い,対流パ ラメタリゼーションは使用していない.乱流過程には1.5 km(250 m)-NHMではMYNN level3 (Deardorff)を用いた.また,降雪に対 する地形の影響を確認するため,那須岳の標高を500mにする実験 (NASU500)と,全地形を除去する実験(NOZS)を行った.

3. 低気圧と降雪環境場の特徴

3月26~27日にかけて上空の寒気トラフ通過に伴い,前線を伴う 温帯低気圧(南岸低気圧)が本州南海上を通過した.那須に降雪をもた らした雲を伴う低気圧は,南岸低気圧中心の西側で27日0~3時に 発生したもので,前線を伴っていなかった.アメダス那須高原では 27日1時には積雪深が0 cm だったが,これ以降に積雪深が増え, 10時には34 cm に達した.26日午後には南岸低気圧のWarm Conveyer Beltに対応する850hPaの水蒸気フラックス量の大きい 領域が南岸低気圧中心の北側にのび,27日3時には北東~東の風で 那須に流入していた(図1).その後も那須周辺では後続の低気圧接近 に伴う北~東風による水蒸気供給の多い状態が持続していた.

4. 降雪の集中と降雪種に対する地形の影響

数値実験で再現された気象場や降水状況は、実況よりやや遅れた ものの観測ととてもよく整合していた.那須周辺では特に那須岳の 北~東側斜面に雪による総降水量が多く,降雪が集中していた(図2). 那須岳周辺では降雪開始初期に高度約3km以下で南寄りの風だった が、徐々に東寄りの風に変わり、強い降雪が持続した時間では高度 約 2~2.5 km 以下で北~東の風が吹き風速も強まった. この頃から 那須岳の北東斜面上空では高度約2km以下に0.5~1ms⁻¹の地形性 上昇流が継続的に形成され、雪混合比も大きくなった(図 3a). この 上昇流域では過冷却雲粒も発生していた(図 3b). これらより、低気 圧に伴う多量の水蒸気供給により降雪粒子の昇華成長が促進された ことに加え、地形性上昇流による過冷却雲粒形成で雲粒捕捉成長が 効率的に行われ, Seeder-Feeder メカニズムによる降雪強化が山地斜 面上空の大気下層で起こっていたことが示唆される. 26 日 21 時~ 27日15時の図2点線領域での雪による平均総降水量は250m-NHM で約 26 mm, NASU500 で約 11 mm, NOZS で約 5 mm であり,後 者2つの実験では降雪の集中は見られなかった.

本研究により,那須岳や周辺地形が降雪の局地 的な集中に非常に重要であることがわかった.地 形影響を受けない降雪の後,山地斜面上空で発生 した過冷却雲粒の影響を受けた強い降雪が持続 し,現地調査結果の報告で述べられたものと同様 に表層雪崩を起こしうる特性を持つ降雪が起こ ったと考えられる.今後はこのような降雪現象の



60 80 100 120 g/m**2/s

第1図 気象庁メソ客観解析による3月27日3時の 850hPaにおける水蒸気フラックス量(陰影)と水 平風(ベクトル),海面気圧(等値線,hPa).



第2図 250m-NHM による26日21時から27日15 時までの雪による積算降水量(陰影). 等値線はモデ ルにおける標高(m). (a) Wm/s



第3図 250m・NHM による27日8時 20分の第2 図中 AB 線分の鉛直断面図. (a)鉛直流(陰影)・雪混 合比(等値線), (b)雲水混合比(陰影)・気温(等値線). 矢羽は各高度における水平風を意味する. 謝辞 本研究は文科省科研費「17K18453」により 実施したものです.

冬季南岸低気圧に伴う降水システムの融解層の3次元分布

*出世ゆかり・前坂剛・岩波越・木枝香織

(研) 防災科学技術研究所

1. はじめに

関東平野部での降雪は年間10日程度(気象庁調べ) と多雪地方に比べれば少ない。このような非降雪地域 に位置する都市部では雪への備えが十分ではないた め、わずかな降雪や数 cm 程度の積雪でさえ交通など 都市インフラに及ぼす影響は大きく、日常生活にも支 障をきたす。

関東地方の降雪は南岸低気圧に伴う降水システム によってもたらされることが多い。地上の降水種別に 大きく関わる大気下層の気温分布には、上空での降水 の強度や相変化が密接に関わっており、降雪予測は依 然として非常に難しい課題である。しかしながら、南 岸低気圧に伴う降水システムの降水特性に関する観 測的研究はこれまであまり行われていない。そのため、 降水が地上に雪としてもたらされる過程には未知の 点が多い。特に、降雪時の地上付近での気温の低下に は、上層に存在する雪片の融解過程が大きく関わって いるとされているが、融解雪片の空間分布した研究は 少ない。また地面付近に存在する融解層の3次元分布 を把握することは、地上での雨と雪の境界領域の自動 検出に向けても重要である。

そこで本研究では、2015 年 1 月 30 日に関東周辺に 降雪をもたらした南岸低気圧に伴う降水システムに ついて融解層の3次元分布を調査する。解析には主に 国土交通省 XRAIN の船橋レーダーのデータを用いた。

2. 解析結果

1月30日0200JST頃より関東地方の広い範囲で南岸 低気圧に伴う層状性降水が気象庁レーダーで観測さ れた(図省略)。アメダス東京観測所における地上気 温は0230JSTには4.5℃であったが0240JSTの降雨開 始とともに低下し0730JSTには0.6℃となった。また 0325JSTから0520JSTには霙と雪、0520JSTから 1045JSTには雪、1045JSTから1205JSTには霙が記録 されており、1100JSTの積雪深は3cmであった。

船橋レーダーでは 0.6°から 20.0°の 12 仰角で構成される 15回のPPI スキャンが 5分毎に実施された。 0300 JST には船橋レーダー上空約 500mの高度に、レーダー反射強度(Z_h)が強く偏波間相関係数(p_{hv})が低い領域が層状に分布しており、融解中の雪片で構成される融解層の存在が示唆された。融解層の高度は北西に向かって徐々に低くなり、船橋レーダーから北西約 10kmの地点で地面付近に接していた(図省略)。融解層高度の水平方向の変化は、時間とともにさらに顕著となった。図1は 0900 JST の仰角 1.6°の PPI 画像である。融解層の存在を示す強い Z_hと低いp_{hv}の領域が、船橋レーダーの南東側ではリング状に分布しているが、北西側ではレーダーにより近い位置、つまり低い高度に観測された。図2 の鉛直断面から分かるように、 融解層は船橋レーダーの上空および南東側では高度 約1kmに観測され0300JSTの融解層高度より高かった。 この融解層高度の上昇は、温暖前線の接近に伴い上空 の気温が高くなったことに対応すると考えられる。一 方、レーダーの北西側約10kmの地点では融解層が下 方に広がり地面付近に接する様子が観測された。融解 層が地面付近に接する領域では地上付近の降水種別 は霙であり、その北西側が雪、南東側が雨であったと 考えられる。地上の降雪域では下層に局所的な冷気層 が形成、維持され、上空の雪片が融解せずに地面に降 下したと考えられる。

3. まとめ

2015年1月30日に関東周辺に降雪をもたらした南 岸低気圧に伴う降水システムの融解層の3次元分布を 調べた。降雪時には融解層高度が水平方向に大きく変 化していたことが分かった。



図 1. 船橋レーダーで観測された 2015 年 1 月 30 日 0900JST の仰角 1.6°の PPI 画像。(左)レーダー反射強度、(右) 偏波間相関係数。 図中の黒実線は図 2 の鉛直断面の位置を示す。



図 2. 2015 年 1 月 30 日 0900 JST から 0905 JST に船橋レーダーで観 測された PPI データを用いて作成した鉛直断面。(上段)レーダー 反射強度、(下段) 偏波間相関係数。鉛直断面の位置は図1に示す。 図の右側が北北西方向。

謝辞:国土交通省 XRAIN のデータセットは、国家基幹技術「海洋地 球観測探査システム」:データ統合・解析システム(DIAS)の枠組み の下で収集・提供されたものです。

複数の衛星観測データを用いた CO2 データ同化実験(II)

* [本 貴史¹、 関山 剛¹、 三好 建正²、 中村 貴³、 岩崎 俊樹⁴ 1: 気象研究所、 2: 理化学研究所、 3: 気象庁、 4: 東北大

1. はじめに

衛星観測データは直接観測(地上、航空機等)と比較し て精度の面では劣るものの、観測可能領域が広く観測デ ータ数が多い。しかしながら、観測データ数や観測可能 エリアに関しては単一の衛星では不十分であり、複数の 衛星観測データの利用が望ましい。この場合に問題にな るのが衛星間のバイアスをいかに統一的に補正するか である。今回は、1年前に報告したデータ同化手法の改 良を試みたので、その成果を報告する。

2. 解析手法

データ同化システムは実観測データを用いた6日平均 の二酸化炭素フラックスの推定を目標とした。解析期間 は2014年9月~2015年12月である。データ同化システ ムは LETKF (Sekiyama et al., 2010)を CO2用に変更した。 輸送モデルはMJ98-CDTM(T42L30;オンラインモデル) を用いた。衛星観測データは GOSAT SWIR L2(Ver. 2.31、2.40、2.50、2.60)とOCO-2 L2(Ver. 7r)を用いた。 衛星観測データのバイアスは、直接観測データ(地上、 航空機、船舶)とオンライン輸送モデル、逆解析による独 立解析(気象庁二酸化炭素分布情報:Maki et al., 2010)を 用いて評価した。その結果、各衛星データのバイアスに 緯度、海陸(植生)や季節による変化が見られた(図 1)た め、全球を一定値で補正する方法(FIX)、全衛星データ と解析値の差を補正する方法(ALL)、月毎に衛星データ と解析値の差を補正する方法(MON)と全く補正を行わな い方法(RAW)の実験を行った。



図 1:GOSAT、OCO-2

の二酸化炭素分布情報との差(左:GOSAT、右:OCO-2、 上:1月、下:7月、GOSATは2010~2015の、OCO-2は 2014~2016の平均値)

前回報告からの主な改良点は二酸化炭素分布情報(バ

イアス評価)で用いている輸送モデルのオンライン化 (CDTM→GSAM-TM)、アンサンブルメンバー数の増強 (32→96)、衛星観測データ取扱いの精緻化等である。



図 2: データ同化実験概念図

3. 結果

データ同化実験の結果、850hPa における CO2 濃度の 解析値に対する差(RMSE)は表1のとおり、MON 実験で 最も小さくなった。複数衛星を用いた予備的な結果は単 一の衛星を用いた結果と大きく変わらず、データ同化パ ラメータやバイアス補正法に改善の余地があることを示 唆している。解析された CO2 フラックスはバイアス補正に よる違いが大きかったが、RAW 実験は特に他の実験との 差が大きくかっ不自然なパターンが見られた(図略)。こ れは衛星観測データのバイアスの時間・空間的な変化に 加え、用いたオンライン輸送モデルの誤差(CO2 フラック ス先験値による寄与が大きいと考えられる)も影響してい るものと考えられる。今後は衛星観測データのバイアス 補正法の調整とより適切な CO2 フラックス先験値の導入も 含めた輸送モデルの改良が重要になると考えられる。

表	1	:解析後0)月平5	1地上 (CO₂濃度	を解析	値の	差(ppr	n)
---	---	-------	------	-------	-------	-----	----	-------	----

RMSE (850hPa)	RAW	MON	ALL	FIX
GOSAT	6.03	2.35	3.10	3.47
OCO-2	4.07	2.24	3.22	3.75
GOSAT+OCO-2	3.97	2.27	3.14	3.58

4. 謝辞

本研究は環境研究総合推進費課題(2-1701: 温室効果 ガスの吸排出量監視に向けた統合型観測解析システム の確立、S-12-1-3: 地域スケールの排出量逆推計シス テムの構築)の支援の元に行われた。GOSAT 観測デー タは、GOSAT研究公募(RA)事務局より、OCO-2 観測デ ータは NASA GES-DISC より提供を受けた。

づいた異なるプロダクトの相互比較

近藤雅征(千葉大)、髙木宏志(国環研)、市井和仁(千葉大)、佐伯田鶴(国環研)

1. はじめに

エルニーニョ南方振動(ENSO)は低緯度 地域の気象場に強い影響を及ぼす。特に、エル ニーニョ現象下では突発的な気温の上昇、また 降水量の減少を、ラニィーニャ現象下ではその 逆の影響を引き起こすことから、陸域生態系に よる大気二酸化炭素(CO2)の吸収・排出量に 強く影響を及ぼすことが知られている。過去、 1997/98年の強いエルニーニョ現象による影響で、 東南アジアでは大規模な火災が発生し、大気に 0.8~1.2 Pg C yr⁻¹の CO₂が排出された。また、 2010/11 年のラニィーニャ現象では、オーストラ リア全域において降水量が増加し、陸域生態系 による CO₂吸収量が大幅に増加した。これら過 去の現象から示唆させるように、ENSO と陸域 CO2 吸収・排出量との間には強い相関関係が存 在すると考えられている。しかし、過去の研究 では、広域における CO2 吸収排出量の推定をモ デルシミュレーションに頼っていたことから、 より正確な ENSO との関係性を確立するまでに は至っていない。

本研究では、広域における CO₂吸収排出量 の推定において、地上・衛星観測データを基に した異なる 2 つの手法、(1)フラスコ観測に 加え、温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」

(以下、「GOSAT衛星」)が測定する大気 CO2

 濃度から CO₂ 吸収排出量を推定する手法(以下、 ObsPack+GOSAT)、(2) CO₂ 吸収排出量の地 上観測ネットワーク(渦相関法による観測ネッ トワーク: FLUXNET)を機械学習モデル (Support Vector Regression: SVR)によって経験 的に広域化する手法(以下、SVR)、を用いこ れら 2 つの手法が推定する近年の CO₂ 吸収排出 量と ENSO との関係性を調査した。

2.結果と今後の予定

本研究の結果、2 つの CO2 吸収排出量の推定が 全球スケールにおいて非常に高い整合性で合致 することが判明した(図 la)。両方の推定にお いて同様に、2009/10年のエルニーニョ現象下で は CO₂排出傾向を示し、2010/11 年のラニーニャ 現象下では CO2吸収傾向を示した(図 1b)。一 方、亜大陸スケールの比較から、熱帯地域にお いて大きな違いが明らかになった。特に、アマ ゾン・中央アフリカにおいて、エルニーニョ・ ラニィーニャ現象下での CO2 吸収・排出量の変 動差が手法間で顕著に表れた。熱帯地域は ENSO による影響が最も強く表れることから、 より正確な ENSO と CO2吸収排出量の関係性を 確立する上で重要な地域である。今後、これら の地域で、其々の手法の改善し、整合性をより 高めることが重要である。



図 1. (a) 地上・衛星観測データを基にした 2 つの全球 CO₂吸収排出量(SVR, ObsPack+GOSAT)の比較。 2009 年 6 月から 2013 年 12 月において 3 か月平均アノマリーの時間変化を表示。(b)解析期間における 3 か月平均 MEIの時間変化。

土地利用・土地利用変化が陸域炭素収支に与える影響の評価

佐々井崇博、小宮山敬介(東北大院理)、帯川裕基 (NTT データ)、Ramakrishna R Nemani (NASA Ames)

1. はじめに

土地利用・土地利用変化(LULUC)によるCO₂排出量 の不確実性は±50%程度とされており、温暖化メカ ニズムを解明する上で大きな課題である¹⁾。しかし、 既存研究ではLULUCが炭素収支に与える影響を未だ 過小評価していると指摘する²⁾。特に、植林活動や 伐採が盛んな地域ではその精度に疑問が呈されてお り、統合評価モデル³⁾の複雑なLULUCプロセスを陸 域モデルへ組み込むことが、炭素収支の精度向上に は重要とされる。

そこで、本研究では、陸域生物圏モデル BEAMS⁴⁾にHurttらが提案するCMIP5/LULUCデータ⁵⁾ の詳細な土地利用変化プロセスを導入し、撹乱が生 態系プロセスを介して炭素収支に与える影響を解析 した。

2. 手法

BEAMSにLULUCプロセスを導入した。1つのグリッドを5つのサブグリッド(一次植生、二次植生、耕作地、牧草地、都市部)に分割し、各面積の遷移を記述した。一次植生、二次植生の自然火災、二次植生の再成長、耕作地の収穫、牧草地の放牧、バイオマス伐採や燃焼、放棄による除去、製品化、土壌への残存による炭素移動のプロセスを再現した。

全球解析の空間解像度は 0.5° グリッド、時間分 解能は1ヶ月、解析期間は1850 年1月から2099 年 12月である。入力データは、1700~2100年の全球 LULUCデータセット(LUHa.v1)、1850~2100年の CMIP5、2001~2014年の衛星・気候データセット⁶⁾ を使用した。fPAR、LAI は衛星観測値をベースに気 温により時間変化を計算し、昇温に伴う成長期間の 変化を再現させた⁷⁾。アルベドは、各サブグリッド ごとに LAI から計算した⁸⁾。

3. 結果と考察

衛星観測の樹高から推定された地上バイオマスデ ータ⁹⁾と比較したところ、既存研究と良い一致を示 した(本研究:313.2、衛星観測:310~422[PgC])。 既存研究では熱帯での過大評価が課題とされていた が³⁾、同地域でも良い一致であった(本研究:146.3 PgC、衛星観測:143.4~162.2 PgC)。また、1850~ 2000 年の LULUC 総排出量は 136.9[PgC 151yr⁻¹]であ り、インベントリデータベースの推定値¹⁰⁾と整合的 であった。

LULUC 排出量は、産業革命以降増加傾向を示した。 1950 年代と 80 年代における熱帯での極端な伐採は、 全球規模で排出量が急激に上昇させ、特にアジア東 部ではその傾向が顕著であった。排出量の内訳を見 ると、製品プールからの排出量が最も多く(フラッ クス全体の約 46.0%)、次いで、再成長による吸収、 土壌分解による放出であった(29.9%、20.7%)。逆に、 人為火災や家畜呼吸の影響は小さかった(2.9%、 0.5%)。炭素収支を理解する上で、伐採されたバイ オマスや製品化による陸域生物圏での炭素の滞留時 間の違いは重要である。今後、LULUC 排出量への寄 与が大きいプロセスを抽出し、検証を通して滞留時 間の不確実性を減らしていくことが重要であろう。

LULUC は、陸域生物圏から大気への強制的な炭素 排出を行う役割があり、重要なプロセスほどバイオ マス量との関係性が強い。本研究では地上部バイオ マスの検証を行ったことで、土地利用・土地利用変 化が炭素収支へ与える影響をより正確に評価できた と考える。

引用文献: 1)Arora et al., Geophys. Res. Lett., 38, L05805, 2011. 2)Rammankutty et al., Glob. Change Biol., 13, 51-66, 2007. 3)Shevliakova et al., Global Biogeochem. Cycles, 23, GB2022. 4)Sasai et al., Remote. Sens. Environ., 115, 1758-1771, 2011. 5)Hurrt et al., Glob. Change Biol., 12, 1208-1229, 2006. 6)Setoyama and Sasai., J. Geophys. Res., 118, 337-351, 2013.
7)Sasai et al., J. Geophys. Res., 121, 1484-1502, 2016.
8)Sato et al., Ecol. Model., 200, 279-307, 2007. 9)Liu et al., Nature Clim. Change, 5, 470-474, 2015.
10)Houghton, In Trends, 2008.

謝辞: 文科省統合的気候モデル高度化研究プログラム、 および環境省環境研究総合推進費 S-15 の一環で実施した。

代々木における大気CO2中の炭素同位体比観測

*寺尾有希夫¹,大内麻衣¹,遅野井祐美¹,向井人史¹,菅原広史²,石戸谷重之³ (¹国立環境研究所,²防衛大学校,³産業技術総合研究所)

<u>1. はじめに</u>

大都市からの二酸化炭素(CO₂)排出量を排出源別 (陸域生態系か化石燃料燃焼か)および燃料別(天然 ガスか石油か)に把握するために、東京都渋谷区の東 海大学代々木キャンパス(以下、代々木サイト)にお いて、2012年からCO₂フラックスの連続観測を、 2016年から大気中酸素濃度の連続観測ならびにフラ スコサンプリングによる大気CO₂中の炭素同位体比観 測を実施している。さらに2017年には、メタンと一 酸化炭素濃度の連続観測も開始した。

本発表では、代々木サイトで観測された大気CO₂中の安定炭素同位体(¹³C)ならびに放射性炭素同位体(¹⁴C)比の初期観測結果、ならびにCO₂、メタン、

一酸化炭素濃度データについて報告する。

<u>2.</u>手法

代々木サイトにおいて、2.5Lガラスフラスコを用 いて大気試料を加圧採取し、 CO_2 , CH_4 , N_2O , CO, SF_6 の濃度を分析後、 CO_2 のみ抽出濃縮し、安定同位 体質量分析計(MAT-252)を用いて¹³ CO_2 を、加速 器質量分析計(NIES-CAMS)を用いて¹⁴ CO_2 の分析 を行った。3~4日おきの定常サンプリングに加えて、 日変動を捉えるための集中サンプリングを行った。 ¹⁴ CO_2 の観測結果を用いて、化石燃料燃焼から排出さ



図1 2016年11月29日から12月1日に代々木サイト で採取された大気試料のCO。濃度、δ¹³C、Δ¹⁴C。

れたCO2濃度を算出した。

また、PICARRO G2401と国立環境研究所の濃度 スケールで値付けした標準ガスを用いて、CO₂、メタ ン、一酸化炭素濃度の連続観測を実施した。

3. 結果

2016年11月29日から12月1日に集中サンプリン グを行った結果を図1に示す。CO2濃度は、11月29 日午後から30日明け方まで徐々に増加したが、日中 は一度濃度が減少し、夕方以降再び増加する、といっ た日変動を観測した。そのときのる¹³C値と Δ ¹⁴C値は、 CO2濃度が増加すると減少する、といった明瞭な鏡像 関係を示した。11月29日16時のデータを背景場と仮 定して Δ ¹⁴C値から化石燃料起源CO2量を推定した結 果、CO2濃度が極大になった時(11月30日7時と22 時)は、CO2濃度増分に対する化石燃料起源CO2量の 割合が70%だったことが明らかになった。残りの CO2濃度増加は陸域生態系からのCO2放出に起因する と考えられた。

これら同位体観測から示唆される排出源の割合とイ ンベントリの比較を行う予定である。また、観測され た CO_2 、メタン、一酸化炭素濃度の日変動や総観規模 変動(図2)についても議論する。



図2 2017年4月中旬から5月末に代々木サイトで観 測されたCO,、メタン、一酸化炭素濃度の時系列。

代々木における燃料別 CO2 排出量の推定

*菅原広史(防衛大),石戸谷重之(産総研),寺尾有希夫(国環研),小川陽平(防衛大)

1. はじめに

人為起源の温室効果気体の排出量を正確に把握するた め市街地を中心とした観測タワーによる 00, フラックス の直接測定が行われている。例えばHelfter et al. (2011. Atmos. Chem. Phys.) や Coutts et al. (2007. Atmos. Env.)では、観測されたフラックスの日変化(ピークの存 在とその時刻)が交通量と整合的であることが示されて いる. Hirano et al. (2015, SOLA) が計測した東京でのフ ラックスでも、インベントリ解析 (交通量およびガス消費 量)と日変化のパターンは合致していた。しかし時間帯に よっては絶対値に2割以上の相違がみられており、フラ ックス観測・インベントリ解析の両面から精査する必要 がある. 時スケールでの排出量の変動は、都市スケールで のインバージョン解析 (Lauvaux et al., 2016, JGR) を 行う際には無視することはできない、このような背景か ら本研究では、東京において 00,排出量の燃料別の推定を 試みた.

2. 観測概要

東海大学代々木キャンパス(東京都渋谷区)内の鉄塔(地 上約52m)で渦相関法による002フラックスの計測を2012 年より行っている.また、同高度においてフラスコサンプ リングによる炭素同位体比の測定と大気中酸素濃度の連 続計測も2016年冬季より行っている.観測サイト周辺で の主な土地被覆は中・低層建築が立ち並ぶ住宅である.た だし、観測サイトの北東から南東方向には幹線道路が、南 側には大規模緑地(東大駒場キャンパス)がある.

3. 結果

図1は集中観測が行われた2016年11月29日~12月1 日の 002 フラックスから、炭素同位体比(寺尾ら, 2017, 本 大会) と OR (oxidative ratio) により燃料別に排出量を推 定したものである、炭素同位体比の計測から、観測された フラックスのうち70%が人為起源であると推定した(寺尾 ら、2017、本大会)、また、サイト周辺の土地被覆から燃料 種はガソリンと都市ガスと仮定した. OR は連続する 4 時 間内での濃度変動から算出している. 期間前半はガソリン の方が都市ガスより多いが、後半の30日夕方から1日は 逆に都市ガスの方が多い. この理由として 30 日午後にフ ラックスのフットプリントが広くなったことが考えられ る. フットプリントは乱流計測値に基づきフラックスの地 表面上での発生(吸収)エリアを推定したものであり,図 2はフラックスに対して最大の寄与がある地点の観測地点 からの距離を表す. なお、集中観測期間での風向はほぼど の時刻も北北西であった。観測地点から北北西 650 m に 代々木上原駅があり、周囲には飲食店が多い、30日に都市 ガスが多いのは、このエリアからの排出の寄与が多くなっ たことを反映していると考えられる.

図3は2016年11月の1か月間のORおよびフラックス の連続データから、燃料別の排出量を推定し時別平均をと ったものである.朝夕にガソリン燃焼によるフラックスが 大きくなっているのは、交通量の日変化と整合的である. 一方で、1日を通してガソリンの方が都市ガスよりも多く なっている点は、Hirano et al. (2015)のインベントリ解 析とは合致していない.







図3 燃料別 002 フラックス. 2016 年 11 月の時別平均.

*本研究は科研費 24241008 の支援を受けた。サイトの立ち上げ・ 保守に際して、中島孝先生(東海大)にご協力頂いた。

東京都市大気における黒色酸化鉄の動態と発生源

*大畑祥,茂木信宏,吉田淳,小池真(東大院理),足立光司(気象研),近藤豊(極地研)

1. はじめに

光吸収性エアロゾルは地域的・全球的規模で大気 を加熱し、大気の力学や水循環に影響を及ぼす。近 年の研究により、これまで重要な光吸収性エアロゾ ルとして認識されてこなかった人為起源の黒色酸化 鉄粒子が大気加熱に寄与していることが明らかにな った(Moteki et al., 2017)。しかしながら、都市大 気における酸化鉄の存在量や他のエアロゾルとの混 合状態などの高時間分解能データは存在せず、酸化 鉄の主要な発生源や大気中での動態は明らかになっ ていない。

本研究では、個々のエアロゾルのうちブラックカ ーボン (BC) と黒色酸化鉄を選択的に検出可能であ るレーザー誘起白熱法(Yoshida et al., 2016)を用い、 2014 年の夏季 (20 日間) と冬季 (16 日間) に東京 大学本郷キャンパスにて集中大気観測を行った。

2. 結果と考察

粒径 lum 以下の粒径範囲において、黒色酸化鉄は 数濃度 0.4 cm⁻³(質量濃度 50 ng m⁻³)程度で存在し、 BC や一酸化炭素濃度と高い相関があった。これは、 酸化鉄と BC・一酸化炭素の発生源が空間的に近傍 であることを示唆している。また、酸化鉄が測定器 レーザー内で発する散乱光の解析から、(1)酸化鉄 粒子のうち鉱物ダストの数割合は10%以下であり、 大部分が人為起源であること(2)これらの人為起源 酸化鉄は BC と同様、二次生成するエアロゾルによ って輸送過程で被覆を受けること、が明らかになっ た。

人為起源酸化鉄の主要な発生源の候補として、溶 鉱炉を有する大規模製鉄所や、自動車のエンジン排 気、自動車・鉄道のブレーキ磨耗等が挙げられる。 仮に、東京湾岸の3ヶ所に存在する大規模製鉄所が 東京都市大気の黒色酸化鉄濃度を支配する主要な発 生源であるとすると、観測場所における風向が南寄 りのときに酸化鉄濃度が増加する傾向が見られるこ とが予想される(観測場所と各製鉄所の水平距離は 20-40km 程度)。しかし実際には、酸化鉄濃度に顕 著な風向依存性は見られなかった(図 1a)。さらに、 酸化鉄/BC 濃度比が早朝に低くなるという特徴的な 日変化が、南風が卓越する夏季と北西風が卓越する 冬季の両観測期間において確認された(図 1b)。こ れは、酸化鉄と BC の発生量比のローカルな日変化 を反映していると考えられる。以上の結果から、東 京都市大気における酸化鉄濃度の製鉄所からの発生 寄与は小さく、その他の人間活動による影響が支配 的であることが示唆された。



図 1. (a) 酸化鉄数濃度の風向毎の平均値 (b) 酸化鉄/BC 濃度比の日変化 (中央値)

参考文献

Moteki, N. et al., *Nat. Commun.*, 8, 15329 doi: 10.1038/ncomms15329, 2017.

Yoshida, A. et al., Aerosol Sci. Technol. 50:3, i-iv, 2017.

大気化学再解析とその気候研究への利用: (1) 大気組成

*宮崎和幸¹, Henk Eskes², 須藤健悟^{3,1}, 関谷高志¹ 1. 海洋研究開発機構、2. オランダ王立気象研究所、3. 名古屋大学

1. 背景

大気組成の長期変動に関する情報は、大気組 成の大気環境および気候への影響を理解する上 で欠かせない。衛星搭載センサなど各種観測か ら長期変動が調べられており、様々な観測情報 を合わせて利用することで大気組成変動に関す る包括的な理解が得られる可能性がある。しか し、それぞれの測器から取得される情報は物 質・期間・時刻・空間範囲・鉛直感度・化学レ ジュームなどが異なり、整合性のある統合利用 は容易ではない。

これまで著者らは、データ同化により化学輸 送モデルと様々な衛星観測による情報をそれぞ れの特性を考慮しながら統合し、均質・均一な 解析場を作成することに取り組んできている

(Miyazaki et al., 2012a, 2012b, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017a, 2017b)。開発したシステ ムでは、大気組成濃度に加えて前駆物質の排出 量を同時に推定している。この手法によりオゾン については下部対流圏を含む対流圏全層のプロ ファイルを高精度に解析することが可能となっ た。他機関ではECMWFなどが主導している MACC(-2)やCAMSプロジェクトにおいて大気組 成のデータ同化解析が実施されているが、前駆物 質の排出量は解析対象としておらず、下部対流圏 では多くの物質について解析精度に問題を抱え ることが報告されている。

本発表では、長期間を解析対象とした大気組 成の再解析結果について紹介し、その大気環境 および気候研究への応用について議論する。

2. 手法

JAMSTECでは、化学輸送モデルCHASERとア ンサンブルカルマンフィルタをもとにデータ同化 システムを独自に構築してきた。構築したデータ 同化システムを用いて、2005年から2016年の12 年間について大気環境に関する再解析計算を実 施した。NASAおよびESAが運用している6つ (OMI, SCIAMACHY, GOME-2, MLS, TES, MOPITT)の衛星観測による4つの化学種(オゾ ン、硝酸、一酸化炭素、二酸化窒素)に関する情 報を統合し、様々な反応性気体の大気中での濃 度とともにオゾンの前駆気体の排出量を最適化 した。対流圏全域の濃度プロファイルと排出量 を全球について同時推定するこのようなシステム は世界でもこれまでに例がなく、大気組成デー 夕同化における新たな手法を提示した。

3. 結果

データ同化に利用しない独立観測データ(航 空機・ゾンデ・地上観測)との比較から、再解 析データにおける各種物質の全球3次元分布は、 季節・経年変動と、下部対流圏から下部成層圏 の鉛直プロファイルを現実的に再現していること を確認した。データ同化に利用した観測データ の不連続性が長期的な再解析の品質に影響する ことも合わせて確認しており、改善に向けた開発 に取り組んでいる。また、複数化学種のデータを 統合利用することで、水酸基ラジカルの全球分 布を修正し、限られた観測情報から対流圏化学 システムに広く影響を及ぼしえることを示した。

作成した大気組成の再解析データは、エアロゾ ルの再解析データと合わせて(弓本他、本大 会)、大気環境および気候の変動要因を調べる ための基礎データとして利用できる。Miyazaki et al. (2017b)では、本再解析データを気候予測 研究に利用されるマルチモデルシミュレーション の検証に利用しその有用性を示した。また、気 候シミュレーションの初期値・境界データとして 与え、放射計算精度および大循環の表現の向上 に貢献することも想定される (Miyazaki et al., 2016)。本取り組みによって窒素酸化物排出量 の長期変動の全球を対象とした詳細な推定が世 界で初めて実現しており(Miyazaki et al., 2017a)、先進国での排出規制の是非判断や途上 国での状況把握に役立つことも期待できる。性 能の検証のため、CAMSプロダクトとの相互比較 にも取り組んでいる段階にある。

大気化学再解析とその気候研究への利用:(2) エアロゾル

*弓本桂也^{1),2)}、田中泰宙²⁾、大島長²⁾、眞木貴史²⁾

"九州大学応用力学研究所、"気象庁気象研究所

1. はじめに

再解析プロダクトとは、数値モデルと観測データそして データ同化手法を駆使して作成した、均質で観測データと 整合性のとれた欠損のない4次元データセットのことで ある。ECMWFのERA-15を皮切りに、気象や海洋の世 界では30-40年を超える長期再解析プロジェクトが進め られ、そのプロダクトは様々な研究に広く活用されている。 PM2.5に代表される大気質への関心の高まりと、数値モ デルと観測手法の発展、観測データの蓄積を背景に、エア ロゾルに対しても再解析プロダクトを作成する機運が高 まっている。本講演では全球エアロゾル輸送モデルと衛星 観測データからエアロゾル版再解析プロダクト(JRAero) の作製を行ったので紹介する。

2. エアロゾル版再解析プロダクトの概要

エアロゾルの排出・輸送・沈着等を計算する数値モデル には気象庁気象研究所で開発が進められている全球エア ロゾル輸送モデル (MASINGAR mk-2)を用いた。同化 データには MODIS によって観測されたエアロゾル光学 的厚さ (AOD)を用いた。AOD は鉛直積分されたカラム 量ではあるが,エアロゾルの水平分布を広く捉えることが できる。データ同化手法には2次元変分法を採用した。プ ロダクト(すなわちモデル)の解像度は TL159(おおよ そ1度)である。再解析は 2011-2015 年の5 年間に対し て行った。再解析プロダクトの詳しい内容に関しては Yumimoto et al. (2017)を参考にされたい。

3. AERONET データによる検証

本予稿では、AERONET 観測ネットワークを使った再 解析プロダクトの検証結果を示す。図1は、AERONET から得られた観測値(白実線)と再解析プロダクト(黒実 線)の月平均値での比較である。再解析プロダクトは、同 化を行わないフリーラン(黒鎖線)と比べても、全体的に よい再現性を見せている。しかし,濃度が濃く時空間変動 の大きい大都市では依然として観測値を過小評価,地形の 起伏の激しい山岳のサイトでは過大評価しており, 今後の 課題となっている。JRAero プロダクトには、エアロゾル 種類別の AOD と消散係数の 3 次元分布, 地表面付近の濃 度, PM2.5 および PM10 濃度, 沈着量分布などが6 時間 間隔で整備されており、大気質の輸送や分布の解析だけで はなく気候影響評価・健康影響評価・海洋物質輸送などの 入力情報として幅広く活用されることが期待される。 Yumimoto, K., Tanaka, T. Y., Oshima, N., and Maki, T.: JRAero: the Japanese Reanalysis for Aerosol v1.0, Geosci. Model Dev., doi:10.5194/gmd-2017-72, 2017, accepted.



図 1. AERONET AOD による検証。白実線は AERONET 観測,黒実線は再解析プロダクト,黒鎖線は同化を行なっていないフリーランの結果を表している。○は MODIS から得られた AOD の値を示す。
日本周辺域の春先における切離低気圧イベントに伴う 成層圏から対流圏への物質輸送の解像度依存性評価

山下陽介¹, 滝川雅之¹, 石島健太郎¹, 秋吉英治², 小玉知央¹, 八代尚³, 佐藤正樹^{4,1} (1. JAMSTEC, 2. 国立環境研究所, 3. 理研計算科学, 4. 東大 AORI)

1. はじめに

成層圈-対流圈交換(stratosphere troposphere exchange:STE)は、平均的には赤道付近で上向き、 中高緯度で下向きが卓越し、その大きさは成層圏循 環,対流圏界面付近の擾乱など様々な影響を受けて 変化する (e.g., Holton et al. 1995; Stohl et al. 2003). 中緯度域では、切離低気圧の形成時など、低気圧に 伴う圏界面高度の低下により成層圏から対流圏へ の物質輸送(stratosphere-to-troposphere transport: STT) が生じることがある (e.g., Holton et al. 1995; Stohl et al. 2003). 特に圏界面高度を大きく低下さ せるようなイベント時には、成層圏のオゾンが地上 付近まで到達することがあるので,大気汚染を理解 する上でも重要と考えられる (e.g., Lin et al. 2012) 日本付近では中緯度の低気圧活動は春先の方が冬 季よりも活発な傾向があり,春先の切離低気圧に伴 い圏界面高度の低下イベントがしばしば起こって いるため、それに伴う STT が推測される。

切離低気圧の形成など中緯度域の低気圧の挙動 には、半球規模の惑星波との相互作用が無視できな いため、日本付近の解析でも全球モデルを用いる必 要があると考えられる.他方、圏界面高度低下時の STT は、100 km よりも小さい水平スケールの現象 を含むため、水平分解能の粗い全球モデルを用いた 場合に、こうしたイベント時の STT による流入量 を過小評価している可能性がある.

本研究では、全球モデルで複数の水平解像度に 設定した実験を行い、日本周辺域の春先に起こる切 離低気圧イベントに伴う成層圏から対流圏への物 質輸送の空間分解能依存性を調べる.山下他(2016) ではナッジング実験の結果を報告したが、本発表で はフリーランの結果を報告する.

2. 解析に用いたモデル

2-1. NICAM

1 つ目のデータは,全球雲解像モデル NICAM の出力である.水平解像度は約 220 km,約 56 km,約 14 km の 3 種類を用いる.鉛直 78 層で圏界面付 近の解像度は約 0.4 km である.

2-2. CCSR/NIES-MIROC5.0 CCM

2つ目のデータは, CCSR/NIES-MIROC5.0 化学 気候モデル (chemistry climate model: CCM)の出 力である.水平解像度は T42 (約 300 km の水平解 像度),鉛直 34 層で,圏界面付近の解像度は約 1.3 ~2.2 km である.成層圏化学モジュールは, CCSR/NIES-MIROC3.2 CCM のものを移植した.

3. 解析結果

NICAM の全球 220 km, 56 km, 14 km の水平解 像度で実験を行い,日本の西に切離低気圧が解析さ れるイベントを抽出した.切離低気圧は大きな水平 スケールを持つため,いずれの解像度でも 40~ 50℃ の低気圧中心周辺に寒気核構造が現れ(図1 実線),その上空で対流圏界面高度の低下が見られ る(図1×印).

220 km の解像度では切離低気圧南縁で乾燥域の 下降が見られる(図1陰影).220 km,56 km,14 km と解像度を上げると,切離低気圧南縁に沿った等温 位線の集中帯(傾圧帯に相当)の幅が狭くなる特徴 が解析される(図1等値線).それに伴い低気圧南 縁の乾燥域は,より狭く深い構造を示し(図1陰影), STT による乾燥空気の下降の促進を示唆する.STE フラックスの解析結果からも,高解像度ほど下向き フラックスが大きくなる特徴が現れ(図略),STT の増大と整合的である.

MIROC5.0 CCM を用いて STT によるオゾン流入 量を推定すると, 切離低気圧中心とその南西側に流 入の極大が解析された(図略).低解像度実験では STE フラックスが過小評価されるので, 現在の低解 像度 CCM のオゾン流入量も過小評価されている可 能性があると推測される.

4. まとめ

日本周辺域の春先の切離低気圧イベントに伴う STT の水平解像度依存性を評価した.水平解像度が 高いほど低気圧中心南側で傾圧帯が明瞭になり,そ れに伴い STT による乾燥空気の下降が促進されて いた.この結果は,STT の再現には少なくとも 14 km の高解像度実験が必要であることを示唆する. 今後,高解像度の CCM による実験を行いたい.



図1 左から水平解像度 220 km, 56 km, 14 km 実験 のコンポジット平均. 120~150°E 平均した相対湿 度(陰影),温位(実線),圏界面高度(×印).

謝辞:本研究は文部科学省ポスト「京」重点課題4の下 で実施され,計算の一部は「京」を利用して得られた(課 題番号:hp160231, hp170232).また本計算の一部は, 国立環境研究所のNEC SX-ACEを用いて行われた.

アジア・中国域からのエアロゾル流出量の季節・経年変動とその要因

*須藤 健悟^{1,2}、山下 剛史¹、竹村 俊彦³ (¹名大・大学院環境学、²海洋研究開発機構、³九大・応力研)

1. はじめに

アジア・中国を起源として排出または生成されたエアロゾル は、域外に流出され日本を含む周辺領域から越境汚染として 注目されている。とくに春季には、域外への輸送が活発化し、 アジア大陸から流出したエアロゾルはときとして北米まで到達 することが確認されている(Chin et al., 2007)。このようなエアロ ゾル流出の経年変動のうち、長期トレンドについてはソースと なる汚染域における排出量変化が支配的な要因となるが、 年々変動については主として気象場の変動で決定されると考 えられる。一方で、中国の都市などにおいては、地表エアロ ゾル濃度や視程が1日スケールで激変することも度々観測さ れている。このようなソース域でのエアロゾル変動は大気安定 度や風速場などの気象場変動と結びついたものであり、ソー ス域でのエアロゾル変動が域外へのエアロゾル流出や長距 離輸送をコントロールしている可能性も強い(Yan et al., 2015)。

本研究では、全球大気化学モデル CHASER (Sudo et al., 2002, 2007)を用いて、2000 年以降を対象として、エアロ ゾルの主要な排出源であるアジア・中国域からのエアロゾ ル流出量の季節・経年変動とその要因を推定した。

2. 大気化学・エアロゾル気候モデル

本研究で使用するモデルは、大気化学モデル CHASER (Sudo et al., 2002,2007,2011)およびエアロゾルモデル SPRINTARS(Takemura et al.2006)の結合による化学気候モ デルであり、地球システムモデル MIROC-ESM(Watanabe et al., 2011)と基本構造を共有する。本モデルでは対流圏・成層 圏化学と各種エアロゾルの同時シミュレーションが可能であり、 硝酸塩(NO₃⁻)や二次有機エアロゾル(SOA)の生成も大気化 学場とリンクして計算している(須藤, 2010,2011)。硝酸塩およ び NH₃/NH₄⁺の計算は ISORROPIA モデルを土台としてい る。

3. 2000年~現在の再現計算

上記の化学・気候モデルを用い、2000~2015 年を対象とした過去再現計算を実施した。気象場変化の影響を抽出しやすくするため、人為起源のエミッションを2008 年値に固定した。気象場の再現のため、海面水温・海氷分布についてはHadiSST1 データセットを、(*u*,*v*,*T*)については客観解析データNCEP(FNL)をそれぞれ用い緩和(ナッジング)を行った。エミッション(NOx,CO,VOCs,CH4,NH3,SO2,BC/OC)については、人為起源のものはEDGAR/HTAP2、バイオマス燃焼起源のものはMAC 再解析インヴェントリをそれぞれ用いた(NOx については、航空機・雷・土壌からのエミッションも考慮する)。イソプレン・テルペン等の植物起源 VOCs のエミッションについては、VISIT による計算データ(2000 年~2013 年)を与えた。

4. エアロゾル・関連物質の分布評価

エアロゾルの光学的深さ (AOD) と一酸化炭素 (CO) カ ラム量の分布について衛星観測 (MODIS/MISR、MOPITT) とモデル計算を比較・検討したところ、海洋上の AOD に ついては分布と季節変化ともに両者で良い一致がみられた が、中国域では冬季にモデルが過大評価していた。一方、 CO カラム量については全般的にモデルの再現性は非常に 良かった。

5. アジア・中国でのエアロゾル収支・流出量の評価

アジア域と中国域に着目し、領域内のエアロゾル収支を 解析した。炭素性エアロゾル (BC・OC)、硫黄酸化物 SOx (SO₂・SO₄²) について領域外への流出量を計算したところ、 いずれのエアロゾル種においても、中国域東面からの流出 量と中国域西面からの流入量は3月ごろにピークを迎える 傾向であった。中国域において、排出されたエアロゾル量 のうち域外へ流出する割合は、年間ベースで BC が 38%、 OC が 20%、SOx が 25%であった。

モデルによるエアロゾル流出量の妥当性を評価する ため、Yuetal. (2008)の手法に基づき AODの衛星観測から エアロゾル流出量を診断したところ、中国大陸近傍を跨ぐ 東向きのエアロゾルフラックスについて、その絶対値およ び季節・経年変化は観測とモデルで整合的であった。ただ し、AOD 観測から診断されたフラックスは、2000 年から 2015 年の間に 1-2%/yrの増加傾向を示しており、近年の東 アジアにおけるエミッションの増加が示唆された。

さらに、下流域における気候・大気環境への影響評価の 観点から、中国域からのエアロゾル流出量の経年変動要因 を明らかにした。冬季におけるコンポジット解析結果から、 いずれのエアロゾル種においても、中国域からの流出量が 多いと中国内陸のエアロゾルカラム量が負偏差を示し、下 流域や南・東南アジアで正偏差を示す双極的な分布が確認 された。また、このような中国域からのエアロゾル流出変 動はとくにアジアモンスーンの年による強弱によって支配 されていることが示された。



図1. 中国域からの各種エアロゾルの流出量アノマリと、 モンスーン (MOI) 経年変動との関連。

JAXA ひまわりモニタの開発: 多波長イメージャによるエアロゾル推定アルゴリズム

吉田真由美*、菊池 麻紀、永尾 隆、村上 浩 (JAXA/EORC)

<u>1. はじめに</u>

2014年10月に打ち上げられた静止気象衛星「ひまわり8号」 のAHIは、可視近赤外域に6バンドのセンサを持ち、10分毎 の高頻度観測を行うことができる。また、SGLIやGOSAT2等 のJAXA極軌道衛星も今後運用が予定されており、複数の衛 星センサを利用したエアロゾル光学特性の精度向上が期待 される。多衛星センサおよび陸/海で整合性のある光学特性 を推定するためには、共通に利用できるアルゴリズムが必要 である。

そこで本研究では、従来手法(Higurashi and Nakajima, 1999; Higurashi and Nakajima, 2002, Fukuda et al., 2013)をベース にした多センサおよび海/陸で共通なエアロゾル推定アルゴリ ズムの開発を行った。対象としたセンサは、多波長イメージャ 一MODIS、SGLI、AHI、CAI、CAI2、MSI 等である。

本発表では、ひまわり8号/AHI にアルゴリズムを適用した結 果について紹介するとともに、Aqua/MODIS にも同じ手法を 適用し、AHIから推定された AOT と比較した結果について議 論を行う。

<u>2. 手法</u>

従来手法と同様に可視近赤外域の波長において、衛星観測 と放射伝達計算による大気上端反射率が一致するようなエア ロゾル光学的厚さ(AOT)とエアロゾルモデルを求める。多衛 星センサおよび陸海に共通に利用するために、次の3つの工 夫を行った。(1)目的関数に各チャンネルに対する重みを取 り入れることにより、エアロゾル推定に最適なチャンネルを自 動的に選択する。(2)海陸に共通のエアロゾルモデルを設定 する。(3)300-2500 nmにおいて1 nm 毎にルックアップテーブ ルを準備し、各センサの応答関数で重み付けを行う。

<u>3. 結果·考察</u>

本アルゴリズムにより推定された AHI の AOT を、Aqua/ MODIS のエアロゾルプロダクトと比較した(図1)。海洋域、陸 域ともに、AHI から推定された AOT は、MODISプロダクトと 良い相関を示している。しかし、MODIS と比較して AHI の AOT は、海洋域では僅かに過大評価、陸域では過小評価と なった。

また本手法を、Aqua/MODISのL1データにも適用し、AHIに よるAOT推定結果との比較を行った。図2は、AHIフルディス ク上の海洋域において、同じアルゴリズムを用いて同地点、 同時刻に推定されたMODIS AOTに対するAHI AOTの比率 の1年間の平均値を各センサの散乱角に対して示したもので ある。センサによらず、推定された AOT が後方散乱方向(散 乱角>130)で相対的に低くなっていることがわかる。選択され たエアロゾルモデルの散乱位相関数が現実のエアロゾル特 性と違う可能性が示唆される。このように共通アルゴリズムから推定されたエアロゾル光学特性を比較することにより、アルゴリズムの問題点を見つけ出すことができた。

発表当日は、アルゴリズムの改良点についても発表する予定 である。



図1 2017年4月のAqua/MODIS プロダクトとのAOT比較結果.カラーは出現 頻度を常用対数で表した。



図 2 2016 年におけるMODISに対する AHI から推定された AOT の比率の散 乱角依存性

参考文献

Fukuda et al. (2013), J. Geophys. Res. Kaufman et al. (1997), J. Geophys. Res. Higurashi and Nakajima (1999), J. Atmos. Sci. Higurashi and Nakajima (2002), Geophys. Res. Lett.

謝辞

本研究は、東海大学が開発された雲判別アルゴリズム(CLAUDIA)、海洋大 学・気象研が開発された放射伝達コードパッケージ(STAR シリーズ)を使って 実施しました。厚く御礼申し上げます。 *五藤大輔¹, 菊池麻紀², 鈴木健太郎³, 早崎将光³, 吉田真由美², 永尾隆², 杉本伸夫¹, 清水厚¹, 中島映至²
 1. 国立環境研究所, 2. JAXA/EORC, 3. 東京大学大気海洋研究所

1. はじめに

非静力学正 20 面体格子大気モデル NICAM^{1,2,3)}は、スト レッチ格子法4を適用することで、比較的低コストで高解 像度の領域大気汚染物質シミュレーション 5.6)を行うこと ができる.これまでは、日本を対象とした領域規模のシミ ュレーションを行っており,モデル検証は主に夏季を対象 とし、このモデルが大気汚染物質の都市汚染と越境汚染を 概ね再現できることを確かめた.しかし,他の季節におけ るモデル再現性の検証は、利用可能な観測データに限りが あるため、十分に行うことができなかった、そこで本研究 では、2014年10月に打ち上げられた静止衛星ひまわりの AHI センサーによって得られたエアロゾルリトリーバル 値を用いて,NICAM のエアロゾル再現性の検証に着手し た. 今回注目したのは、大陸からの越境汚染が頻繁に見ら れる春季であり、シベリアからの森林火災の影響がひまわ りで検出された 2016 年 5 月である.本研究の成果は,静 止衛星ひまわりを新しい観測データとし,既存の観測結果 と組み合わせて、大気の四次元構造の理解を進めるもので ある.

2. 実験設定

用いたモデルは、NICAM^{1,2,3)}が母体で、エアロゾルの取 り扱いは SPRINTARS⁷⁾をベースとしている.実験対象地 域は日本周辺で、NICAMストレッチ格子法⁴⁾を適用し、水 平解像度は関東地方付近で最小の約10km、積分は2016年 4月1日から行い、1ヶ月間はスピンアップとし、2016年 5月1日からの約1ヶ月間を解析した.実験条件は、初期 値およびナッジング用の気象データは NCEP-FNL の再解 析データを用い、6時間毎にナッジングを行った.取り扱 う気体・エアロゾル・それらの前駆物質の排出インベント リは、先行研究⁵⁾で用いたものを利用したが、森林火災起 源の炭素性エアロゾルおよび SO₂ に関しては、

ECMWF/CAMS Global Fire Assimilation System (GFAS)の 日平均再解析データを利用した.一方,モデルの検証に用 いたのは,静止衛星ひまわりからリトリーバルして導出し たエアロゾル光学的厚み (AOD)である⁸⁾.また,地上観 測のエアロゾル量を検証するために,環境省大気汚染物質 広域監視システム (そらまめ君)の PM_{2.5}質量濃度データ を利用した.さらに,エアロゾル鉛直分布の比較のため, 日本国内で測定されている国立環境研究所のライダー結 果も利用した.

3. 結果とまとめ

2016年5月において、静止衛星ひまわりが日本付近で 最も高濃度エアロゾルを検出したのは5月18日であった. ひまわりデータから、シベリア森林火災の発生によって大 気中に放出されたエアロゾルが日本付近まで輸送されて いたことが示唆された. 図で示したように, NICAM によ る同時期のシミュレーション結果を見ると、ひまわりで検 知されたエアロゾルのプリューム分布がうまく再現され, 特に5月18日9時(日本時間)における日本海および北 海道西岸における AOD の空間分布が非常によく再現され た.また、他の目におけるひまわりの結果や地上観測結果 との比較から、代表的な越境汚染(森林火災や人為起源物 質)の時系列変化は NICAM でもうまく捉えることができ ていた.しかし,ライダーによる鉛直分布の比較結果から, NICAM のエアロゾル鉛直方向の混合がやや強いことも示 唆された.本研究では,静止衛星・地上 PM25 観測・ライ ダーによる多角的な観測データの組み合わせによって, NICAM で計算されたエアロゾル分布の構造把握を従来以 上に行うことができた. 今後は, このような多角的な解析 の対象期間を広げていきたい.



図: (a) NICAM で計算した AOD と(b)ひまわりでリトリー バルした AOD (2016 年 5 月 18 日午前 9 時).

参考文献

1) Tomita and Satoh (2004), Fluid. Dyn. Res., 34, 357-400. 2) Satoh et al. (2008), J. Comput. Phys., 227, 3486-3514. 3) Satoh et al. (2014), PEPS, 1, 18. 4) Tomita (2008), JMSJ, 86A, 121-142. 5) Goto et al. (2015), GMD, 8, 235-259. 6) Goto et al. (2016), Atmos. Environ., 140, 320-332. 7) Takemura et al. (2005), JGR, doi:10.1029/2004JD005029. 8) Kikuchi et al.

謝辞

本研究は,環境省環境研究総合推進費戦略的研究開発領域 (S-12) などのプロジェクトで行っています.

気象庁全球解析における全天マイクロ波放射輝度温度同化の開発

計盛 正博, 門脇 隆志 (気象庁 予報部 数值予報課)

1. はじめに

気象庁の全球解析では、極軌道衛星に搭載されたマイ クロ波放射計で観測された放射輝度温度データを同化し ている。衛星による地球からのマイクロ波放射の観測では、 マイクロ波放射が大気中の薄い雲を透過することから、赤 外域の観測放射輝度温度データでは得られない雲域での 大気や地表面状態の情報が得られ、また雲・降水粒子によ るマイクロ波放射の射出や散乱のシグナルから雲・降水に ついての情報も得られる。

現在の気象庁の全球解析では雲・降水の影響を受けた 放射輝度温度データの利用は行っていない。全球解析で行 うデータ同化では、衛星観測の放射輝度温度(以下、輝度 温度)と、数値予報モデルからの大気プロファイルや地表 面状態(第一推定値)を入力として放射伝達モデルを使っ て求めた計算輝度温度を比較する。これまでは、数値予報 モデルの予測値である第一推定値の精度が、雲・降水域に おけるデータ同化で気温や水蒸気の観測情報を取り出す には十分ではなく(数値予報モデルが予測する場に様々な 大きなバイアスが存在)、また高速で雲・降水域の放射伝 達計算が可能な高精度の放射伝達モデルが利用できなか った、などの問題点があった。

しかし、近年の全球数値予報モデルの予測精度向上は 著しく、また現業数値予報システムでのデータ同化で利用 可能な雲・降水域での高速放射伝達計算が可能な放射伝達 モデルが欧米で開発され、海外の現業数値予報センターで は、雲・降水域の輝度温度データの直接同化が開始された。 雲・降水域の輝度温度データを同化することで、雲・降水 域での気温、水蒸気、風の解析精度が向上し、予測精度が 改善することが示されている。

気象庁の全球解析においても、これまでの雲・降水域 を除いた晴天のみの輝度温度同化から、全天輝度温度同化 を目指して開発を行っている。全天輝度温度同化により、 特に雲・降水域での解析精度が向上し、熱帯低気圧や降水 予測の精度の改善が得られると期待される。

2. 手法

気象庁の全球解析では、様々な衛星搭載センサから得ら れるマイクロ波放射輝度温度データを同化しているが、本 研究では、マイクロ波イメージャ(AMSR2, GMI, SSMIS) とマイクロ波水蒸気サウンダ(MHS)を対象とした。雲・降 水域を含む輝度温度データ同化のための高速放射伝達モ デルとして、EUMETSATのNWP-SAFにより維持・開発 されている RTTOV(Saunders et al. 2012)を利用した。気象 庁の全球モデルと全球4次元変分法による解析システム を用いて現業数値予報システムと同等のデータ同化を行 うが、雲・降水現象が非線形な現象であり、その観測情報 をより有効に解析値へ反映させるため、4次元変分法にア ウターループを導入し、評価関数の最小値探索の中で、基 本場を更新し観測値と計算値の差の再計算を行い、より適 切な解析場を得るための変更を行った。

比較のためのデータ同化実験は、2015年7月~9月を対 象に行った。コントロール(CNTL)は2016年11月時点の 気象庁の現業全球解析、全球モデル(GSM1603)と同等のシ ステムによるものである。テスト(TEST)は、上記のアウタ ーループを全球解析に導入し、マイクロ波イメージャ(19, 23,37 GHz 垂直偏波)やマイクロ波水蒸気サウンダ(183 GHz)の輝度温度データを雲・降水域を含め全天同化する。 マイクロ波イメージャについては、晴天下では大気下層に 感度があり、陸域での放射計算に与える地表面温度や地表 面射出率の第一推定値が十分な精度を持っていることが 確認されていないことから、海氷域を除く海上のみの同化 である。これは CNTL の晴天域の同化でも共通である。 マイクロ波水蒸気サウンダについては、TEST, CNTL とも に陸域を含めて利用する。

3. 実験結果

全球解析での雲・降水域を含む輝度温度データの同化と アウターループの導入により、解析場と予報場に大きな影 響があることがわかった。雲・降水域のデータを同化する ことで利用される輝度温度データの数が増加し、既存の観 測データ(ラジオゾンデ、散乱計の海上風や静止気象衛星 による大気追跡風など)の利用数も増加した。これは、 TEST では第一推定値の場が改善し、より多くの観測デー タが解析前処理の品質管理で利用可能と判定されたため である。第一推定値と既存の観測データとの整合性につい て、TEST と CNTL で比較すると、気温、水蒸気、風の観 測データで改善が見られ(図1)、これらの要素の予測値(3 ~9時間予報)の改善が確認された。またより長い予測時間 (2日~5日予報)においても、対流圏の気温、水蒸気、 風の場の改善(解析値に対する誤差の減少)が得られた。 特に、マイクロ波イメージャの雲・降水域の輝度温度デー タの同化により、熱帯低気圧の中心位置の予測精度の改善 や、熱帯低気圧の発生・発達時における暖気核の表現が強

4. まとめ

気象庁の全球解析にアウターループを導入し、雲・降水 域を含む全天でマイクロ波輝度温度データを同化するこ とで、対流圏の気温、水蒸気、風の場の解析値、予測値の 改善が得られた。また、熱帯低気圧の中心気圧や進路の予 測精度の改善も確認された。今後、早期の現業数値予報シ ステムへの導入を目指して開発を継続する。

化されるなどの効果も確認できた(Kazumori 2016)。



図 1. 観測値と第一推定値の差の標準偏差(STDDEV)の CNTL からの変化率。(a)ラジオゾンデ気温、(b)ラジオゾンデ相対湿度、 (c)静止気象衛星の大気追跡風、(d)航空機観測の風。横軸の変化 率が負である場合は、第一推定値(予測値)の誤差の減少を意 味する。縦軸は気圧。誤差幅は、差の有意判定で用いた 95%の 信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。

謝辞

本研究はJAXA PMM RA8より支援を受けたものである。

参考文献

- Saunders, R., Hocking, J., Rayer, P., Matricardi, M., Geer, A., Bormann, N., Brunel, P., Karbou, F., Aires, F. (2012), RTTOV-10 science and validation report, NWPSAF-MO-TV-023, v1.11. EUMETSAT NWP-SAF.
- Kazumori, M. (2016), Development of all-sky microwave radiance assimilation for JMA global NWP system. Proceedings for the 2016 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 26-30 September 2016, Darmstadt, Germany.

気象衛星 Meteosat-7 号から Meteosat-8 号への大気追跡風の 現業全球数値予報システムにおける切り替え利用について

*山下 浩史(気象庁予報部数値予報課(現:気象衛星センターデータ処理部システム管理課)), 岡本 幸三(気象庁気象研究所)

1. はじめに

2017年2月1日に欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT) によってインド洋領域を観測している静止気象衛星の主 衛星がMeteosat-7号(静止位置:57.5°E)からMeteosat-8 号(静止位置:41.5°E)に切り替わった。インド洋上の 風観測は大気大循環の肝であるため、全球解析・予測精度 を維持しつつ、Meteosat-7号からMeteosat-8号へ速やか な切り替えが必要であった。Meteosat-8号はEUMETSAT では第2世代の静止気象衛星に位置付けられ,観測チャン ネル数が12個,大気追跡風(AMV)の観測時間間隔が60 分となっている。第1世代のMeteosat-7号に比べて観測チ ャンネル数は4倍,観測時間間隔が90分より短くなった。そ のため、Meteosat-8号とMeteosat-7号では観測特性が異な る可能性がある。そこで,Meteosat-7号と同8号について、 風速のD値(観測値と第一推定値の差)を使った特性調査 を行い、約1か月程度のインパクト実験を実施した。本稿 では、Meteosat-8号のAMVの品質調査の結果、品質管理 (QC)の改良及び全球数値予報(NWP)システム1を用

いたインパクト実験の結果を報告する。

これらの結果を受けてMeteosat-8号のAMVは利用可 能であると判断し2017年3月29日から全球数値予報シス テムにおいてMeteosat-7号から同8号のAMVへ切り替え ての利用を開始した。

2. Meteosat-8号 AMV の品質

2016年12月の Meteosat-7号 AMV と比較する形で全 球 NWP システムを使った風速 D 値統計調査を行った。 各 AMV については品質指標(Quality Indicator :QI)値 が 60以上の高品質のデータを使用した。風速 D 値のヒス トグラムは Meteosat-7号 AMV と同様にガウス分布をな し,標準偏差は Meteosat-7号に比べて小さく,バイアスも 改善した。Meteosat-7号に比べて小さく,バイアスも 改善した。Meteosat-8号では Meteosat-7号では算出され なかった陸上の 700hPa から下層の可視 AMV が算出され るようになったが、バイアスが大きい(2m/s 以上)こと が分かった。この傾向は陸上の 700hPa から下層の赤外 AMV にも見られた。また,データ分布はデータ数の大幅な 増加により,Meteosat-7号 AMV 比で改善した(図 1)。

3. Meteosat-8 号 AMV のための QC の改良

Meteosat-8 号は、欧州領域の観測が行われていた時に 全球 NWP システムで利用した実績があり、当時と特性が 変わらないことを確認したため、QI 閾値は同じ設定とし た。2.の品質調査結果から、陸上の赤外下層および可視下 層 AMV を利用しないこととした。その他の仕様は Meteosat-5・7 号と同様である(山下他 2007)。

4. Meteosat-8 号 AMV 利用のインパクト

データ同化実験には,2016 年 12 月当時の全球 NWP シ ステムを用いた。期間は 2016 年 11 月 8 日~12 月 20 日 で解析およびそれを初期値とする予報を対象とした。 Meteosat-7号 AMV を使用した実験を CNTL,Meteosat-8 号 AMV を使用し,改良した QC を適用した実験を TEST と呼ぶ。

実験の結果,TEST は CNTL に比べて Meteosat-8 号 AMV によるデータ分布の改善により,熱帯および南半球 の風・水蒸気の場を中心に AMV・ゾンデ・航空機観測・ マイクロ波イメージャ等と整合性が良くなる傾向が見ら れた(図 2)。また,インド洋上の下層の風の場を中心に予 測誤差を減らす効果が見られた。予測場については、熱帯 の 6~7 日予測の 250hPa 風を除いて、大きな変化は見ら れなかった。この 250hPa は有意な悪化が見られたものの、 Meteosat-8号を利用しない場合,さらに悪化することが示 された。

本発表ではさらに,AMV の観測領域を補完できそうな ドップラー風ライダー (Doppler Wind Lidar : DWL) についても報告する予定である。

なお,本研究は JSPS 科研費 15K05293 の助成を受けた ものである。

参考文献.

山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風. 数値予報課報 告·別冊第53号, 気象庁予報部, 36-56.



図 1 2016 年 11 月 8 日 00UTC 解析時にインド洋観測領域と その周辺で利用された AMV の分布図。左図は Meteosat-7 号 (CNTL),右図は Meteosat-8 号 (TEST)。



図 2 熱帯の METEOSAT 領 域以外の AMV の第一推定値 との差の標準偏差に関する TEST の CNTL に対する変 化率(横軸:マイナス側が改 善)。縦軸は高さ(hPa)。誤差 棒は 95%信頼区間で、丸印は 統計的に有意を示す。

¹全球モデル(GSM:水平分解能約20km)とその初期値 を作成する全球解析(GSMを基にした4次元変分法:イ ンナーモデルの水平分解能約55km)から構成される。

ひまわり8号による高頻度大気追跡風の同化実験 ―その3-

大塚道子,瀬古 弘(気象研・理研 AICS),下地和希,山下浩史(気象庁)

1. はじめに

本研究では、集中豪雨や局地的大雨の予測 精度を向上させるために、気象衛星ひまわり 8 号で得られる高分解能な高頻度観測(ラピ ッドスキャン)データの同化手法を開発して いる.ひまわり8号の高頻度大気追跡風(RS-AMV)は、可視(VIS)と近赤外と赤外チャ ンネル(IR)、3つの水蒸気吸収帯チャンネル (WV)、二酸化炭素吸収帯チャンネル(CO₂) の7つのチャンネルで観測した 2.5 分毎

(VIS), もしくは5分毎(その他のチャンネル)の3枚の連続画像の雲や水蒸気分布から 求めた10分毎の水平風分布である. RS-AMV はデータ数でみると全球10分観測から得ら れる毎時AMVデータの20倍以上あり,時間 空間的に高分解能であることから,水平風の 空間分布や時間変化を詳細に捉えることがで きると考えられる.

大塚ほか(2016秋季大会)では、気象庁メ ソ解析との比較による RS-AMV の精度検証 と、寒冷渦の事例で RS-AMV を同化した予備 的な実験の結果を報告した.今回は同じ事例 を用いて本実験を行い、各チャンネルの特性 による同化インパクトの違いなどを報告する.

2. 手法

寒冷渦が北日本を通過した 2016 年 6 月 20 日の事例について,気象庁非静力学メソ 4 次 元変分法システムを用い,7つのチャンネル の RS-AMV の同化実験を行った.寒冷渦が日 本海側から太平洋側へと移動していく間,3 時間同化窓の4サイクル (2016 年 6 月 19 日 21:00~20 日 09:00UTC) で RS-AMV を同化 し,得られた 20 日 09:00UTC の解析値を初 期値として延長予報を行った.同化と予報の 領域 (水平 5km・鉛直 50 層)を図1に示す. RS-AMV は 10 分スロットで同化し,3 時間 同化ウィンドウで一括間引き (水平 50km ま たは 100km,鉛直 100 hPa 間隔)を行った.

3. RS-AMV 同化の風予報へのインパクト

寒冷渦が通過した北日本では,予報時間12 時間の少し前に風分布に若干の向上がみられた(図2a).また,全予報時刻を通じては, わずかながら下層風の精度向上がみられた(図2b).同化結果については,利用したチ ャンネルによって違 いがみられ、例えば、 700 hPa より下層の 風に対しては、VIS や IR でやや改善したの に対して、下層に感度 の小さい WV や CO₂ ではあまり改善がみ られなかった (図3).



点線は延長予報の領域.



図 2. 北日本のウィンドプロファイラーの水平風に対する
 予報風のベクトル誤差(RMSVD)平均.(a)は予報時刻毎,
 (b)は高度毎の24時間平均を示す.ALLは全チャンネルのRS-AMVを同化し、CNTLはRS-AMVを同化しない結果である.



図 3. 図 2b と同じ RMSVD を CNTL との差で示す. 負値と 正値は、それぞれ改善と改悪を意味している. (a) VIS (B03), (b) IR (B03, B07), (c) WV (B08, B09, B10), (d) C0₂ (B16) の各チャンネルの結果.

謝辞

本研究はJST CREST JPMJCR1312「ビッグ データ同化」の技術革新の創出によるゲリラ豪雨 予測の実証(研究代表者:三好建正(理研 AICS)) の支援を受けました。

Running-In-Place 法を用いたひまわり8号全天輝度温度データ同化による 局地的大雨の予測精度向上の試み

*澤田洋平(気象研/理研 AICS), 岡本幸三(気象研/理研 AICS), 国井勝(気象庁), 三好建正(理研 AICS)

1. <u>背景と目的</u>

2015 年 7 月に運用開始された次世代静止気象 衛星ひまわり 8 号により、従来よりも高時空間分 解能の可視・赤外輝度温度観測が可能になった。 ひまわり 8 号がもたらす「観測ビックデータ」を メソモデルに同化することで、局地的大雨等の小 さな時空間スケールを持つ顕著現象の予測精度 向上が期待されている。

孤立した積乱雲が急発達するような事例においては、その気象場および大気上端での赤外輝度 温度の時間発展は非常に急速かつ非線形である。 そのため、10分毎の高頻度なひまわり8号輝度 温度観測をメソモデルに同化しても、モデルのス ピンアップに時間がかかり積乱雲の急発達を正 確に追いかけることは難しい(澤田ほか2017春 季大会)。そこで本発表では非線形に時間発展す る現象に対してアンサンブルカルマンフィルタ のスピンアップを早める代表的な手法である Running-In-Place法(以下 RIP; Yang et al. 2012 MWR を参照のこと)をひまわり8号全天輝度温 度同化に対して適用した結果を紹介する。

2. <u>手法</u>

気象庁非静力学モデルを使った局所アンサン ブル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF (Miyoshi and Aranami 2006 SOLA; Kunii 2014 WAF)にひまわり 8 号の放射輝度計算のために RTTOV を組み込んだシステム(岡本ほか, 2016 春季大会)を使用した。モデルの水平解像度は 2km, 鉛直 50 層でメンバー数は 78 とした。計算 領域は大阪を中心とした 550km×670kmの領域 である。

現業用の品質管理済み観測データおよび、ひまわり8号の10分毎のフルディスクデータを同化 データとして使用した。水蒸気に感度のあるバンド8およびバンド10の赤外輝度温度を同化した。

RIP はアンサンブルスムーザーを用いて 1 つ の同化ウインドウに対して繰り返し同化計算を 行い、予測を観測値に近づけていく手法である。 今回は 10 分の同化ウインドウ 1 つあたり同化計 算を 2 回繰り返した。つまり同じ観測データが 2 回同化されることになる。RIP を行った場合(RIP 実験)と行わなかった場合(NoRIP 実験)を比較す る。計算期間は NoRIP 実験においては 2015 年 7月 30日の 02UTC から 06UTC までとした。 RIP 実験においては、03UTC 時点での NoRIP 実 験の結果を初期値として、そこから 06UTC まで 実行した。この計算期間に関西において局地的大 雨が発生していた。

3. <u>結果</u>

図1に計算期間におけるひまわり8号のバンド8輝度温度のモデル推定値と観測値の間の二 乗平均誤差(RMSE)の時系列を示した。観測された輝度温度から雲域と思われる部分のみで RMSEを計算している。同化を行った計算期間 の始めから常に RIP実験における RMSE は NoRIP実験におけるそれよりも小さく、RIPによる同化計算の繰り返しによってモデル推定値 が観測値に近づいていることがわかる。この傾向 は直接同化していないバンド9も含め、ひまわり 8号のすべての水蒸気バンドに対して見られた。

本発表ではレーダーや降水量など、ひまわり8 号とは独立なデータも検証データとして用い、 RIP が局地的大雨の予測精度にどのように寄与 するかを議論する予定である。

謝辞:本研究は JST CREST 「ビッグデータ同 化」の技術革新の創出によるゲリラ豪雨予測の実 証(研究代表者:三好建正)の支援を受けた。



図1:ひまわり8号バンド8輝度温度のモデル推定値と 観測値の間の二乗平均誤差(RMSE)。観測輝度温度が <230[K]となっている積乱雲の急発達領域に限定して RMSEを計算している。実線がRIP実験。破線がNoRIP 実験。

ひまわり8号雲域観測の全球データ同化

上清 直隆、岡本 幸三 (気象研究所)、 上澤 大作 (気象庁)、吉田 良、井岡 佑介 (気象衛星センター)

1. はじめに

赤外放射を観測する衛星搭載のイメージャやサウンダは、衛星 風や輝度温度のデータ同化を通じて数値予報の予測精度向上に 貢献している。しかし、赤外域の輝度温度は晴天域のデータの 利用が主流であり、雲の影響を受けた赤外観測データは、気象 庁も含め世界の数値予報センターでの現業利用は限定的である。 本稿では、春季学会に続き、ひまわり8号の雲域観測データの 全球モデルへの同化について報告する。

2. 単純雲による雲域観測データの利用

雲城データは単純雲 (simple cloud) の仮定に基づき処理する。 この方法は対象格子内の雲は一様で光学的に厚く高度 Poにある 単層の雲で代表し、以下のように放射輝度を処理する。

 $R = (1-N_e) R_c + N_e R_o$

ただし、R:格子の放射輝度、R_c:晴天域の放射輝度、R_o:完全雲域 の放射輝度、N_e:有効雲量である。

3. ひまわり8号の雲域観測データの利用

雲の影響を受けた赤外観測データの同化には、気象衛星センタ ーで開発中の全天放射輝度プロダクト (ASR、All Sky Radiance) を使用する。これはひまわり 8号の観測データから毎時作成す るプロダクトで、輝度温度は16×16 ピクセル(水平解像度 32km に相当)を単位セグメントとして、セグメント内の全ピクセル、 雲ピクセル、晴天ピクセルの平均輝度温度のほか、雲量や雲高 度に関する情報を格納している。

4. 同化実験

同化するのは水蒸気に感度のある3つのBand8,9,10で、ASR 同化実験(TEST実験)と現業の全球数値予報解析システム (CNTL実験)の違いは、ひまわり8号の雲域観測データを同

化利用することだけである。

同化実験は、2016年6月のデータを使った。実験結果はERA interim を参照値として検証した。D値(観測と第一推定値の差) には全体的に負バイアスがあり、データ同化後も負バイアスが 残った。解析値(GPH、気温)のERA interim 検証では、CNTL との比較でおおむね中立ながら下層は悪化しており、気温で顕 著に表れていた。図1はBand8のD値の雲量と雲頂高度による 分布である。最上層(300hPaより高い)と最下層(1000hPa 以下に相当)以外は負バイアスである。Band9,10にも同じ特徴 があり、バイアスの絶対値はBand8よりも大きかった。 図2は、解析誤差が第一推定値の誤差と観測誤差にどの程度感 度があるかを示したものである。水蒸気量については(右図)、 雲量が大きいと(右下図)、小さい場合(右上図)に比べて雲頂 の高い雲域の観測データからは情報が得られにくい。その結果、 観測データによる第一推定値の修正が機能しない。1次元変分 法によるシミュレーション実験を行ったところ、このことを裏 付ける結果が得られ、高い雲域の観測データについては雲量が 大きくなると第一推定値の誤差がうまく修正できないが、低い 雲域では雲量の大小によりうまく修正できるものと考えられる。

5. 今後の計画

現業のシステムとほぼ同じ設定で行った実験は、雲域データ の同化には負のバイアスがあって雲量や雲頂高度によって特徴 があるという結果となった。また1次元変分法による考察から も雲量や雲頂高度が解析結果に影響することが示唆された。こ れらの結果をもとに品質管理の基準を見直し、追加実験を行う 予定である。



図1. Band8 の雲量(横軸)と雲頂高度(縦軸)による D 値の 分布。左が同化前で右が同化後(=観測と解析値の差)。実線が 正値で破線が負値。



図2 解析誤差(縦軸)と観測誤差(横軸)の関係。上下左右 はそれぞれ雲量 0.05、雲量1、気温、水蒸気量。実線が正値で 破線が負値。

AFES-LETKF 同化システムへの観測インパクト評価診断ツールの実装

*山崎哲¹·三好建正^{2,1}·榎本剛^{3,1}·小守信正¹(1: JAMSTEC 2: 理研 AICS 3: 京大防災研)

1 はじめに

我々は大気大循環モデル AFES と局所アンサンブル変換 カルマンフィルタ LETKF から構成される AFES-LETKF データ同化システム (ALEDAS)の開発とそれを用いたア ンサンブル全球大気再解析 ALERA2 の作成を行っている (Enomoto et al. 2013, Yamazaki et al. 2017). ALERA2 は総観規模以上の大気現象に対して妥当な解析精度を持っ ているので,解析アンサンブルや ALERA2 からのアンサン ブル予報を行うことで,ALEDAS での観測システム実験を 通じた全球での観測の影響評価実験を行っている.

これまで ALEDAS を用いて特定の観測の影響評価を行 うには,既存の全球観測から対象を追加したり取り除いた りして,実際に予報解析サイクルを回して同化実験を繰り 返す必要があった.この方法は観測システム実験と呼ばれ, 観測の影響を定量化する上で最も有効な方法の一つである. しかし,同時にこの実験は計算やデータ分析のコストがか かる欠点がある.そこで,各観測の影響が線形的な重ね合 わせであると仮定し,同化サイクルを繰り返すことなく個々 の観測の影響を見積もる予報への観測インパクト評価手法 (Forecast Sensitivity to Observation; FSO)を ALEDAS に実装し,個々の観測の影響を見積もるテストを行った.

2 アンサンブルに基づく FSO 手法

これまで FSO にはいくつかの種類が提案されているが, 我々はアンサンブルに基づく FSO 手法(Ensemble-based FSO; EFSO, Kalnay et al. 2012, Ota et al. 2013)を適用 した. EFSO 値で見積もられる予報感度の評価時間は Hotta et al. (2017)と同様の6時間として,予報感度の見積もり には湿潤全エネルギー・ノルムを用いた. EFSO はオフラ インでの計算が可能であるが, ALEDAS の解析・予報サイ クルの中に組み込むことで,解析値の作成に合わせて6時 間前での EFSO 値を逐次出力できる設定とした.

3 同化サイクル実験

2015 年 12 月から 2016 年 2 月まで同化サイクル実験を行 い,その期間での EFSO 値を出力した. ALEDAS の設定 は Enomoto el al. (2013) や Yamazaki et al. (2017) と同じ 設定である.

まず,各観測に対する EFSO 値の総和と解析サイクルに よる改善値(解析値と第一推定値の差)を湿潤全エネルギー で比べた(図1).その結果,EFSO 値の方がわずかに過 大見積もりではあるが,5%程度の差で一致していた.時刻 ごとの変動値もよく一致しており,相関係数は0.83 程度で あった.これらの値は Ota et al. (2013)での結果と整合的 であり,ALEDAS の EFSO 手法の実装が正しく作動して いると期待される. 観測種別の EFSO 値を見積もると,解析サイクルあたり では衛星海上風 (ASCATW),衛星風 (SATWND),航 空機 (AIRCAR+AIRCFT), ラジオゾンデ (ADPUPA) の順番で大きく,観測1個あたりではラジオゾンデ,航空 機,衛星風の順番となっていた. ALEDAS は衛星の放射輝 度を同化していないので,Ota et al. (2013)や Hotta et al. (2017)で得られた観測種別のインパクトと直接比較するこ とが難しいが,高層での観測が個々の観測のインパクトが 大きくなりやすいことを示唆している.

また,北半球でのラジオゾンデ観測について3ヶ月間平 均した EFSO 値の空間分布を見ると,個々の観測はほぼ全 て正の寄与(予報を改善する)を示すものの,インパクト の大きさに大陸程度のスケールでの分布が見られた.時間 方向についても,特定のラジオゾンデ観測点での EFSO 値 の時間変動を見ると,一定ではなく数日から数十日程度の 時間スケールで変動している様子が見られた.これらの結 果は,観測の個々のインパクトが総観場や大循環場と関係 して時空間的に変動していることを示唆している.



図 1: 湿潤全エネルギーで見積もられる,2015年12月~2016年2月での日々のEFSO値の全観測積算値(点線)[J kg⁻¹]と,実際の解析での改善値(実線)[J kg⁻¹].

引用文献

- Enomoto, T., et al. 2013: in *Data Assimilation for* Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications.
- Hotta, D., et al., 2017: Mon. Wea. Rev, doi:10.1175/MWR-D-16-0290.1.
- Kalnay, E., et al., 2012: Tellus, 64A, 18462.
- Ota, Y., et al., 2013: Tellus, 65A, 20038.
- Yamazaki, A., et al. 2017: SOLA, 13, 41-46.

観測システムシミュレーション実験(OSSE)を用いた、 衛星搭載風ライダー(DWL)のインパクト評価

岡本 幸三^{1,2}、石井 昌憲²、Philippe Baron²、 石橋 俊之¹、田中 泰宙¹、蒲生 京佳³、山下浩史⁴、久保田 拓志⁵ 1:気象研究所、2:NICT、3:富士通 FIP、4:気象衛星センター、5:JAXA/EORC

1. 背景·目的

3 次元の全球風観測データは、数値予報データ 同化にとって極めて重要であるにも関わらず、今 日の全球観測システムでは一部しか実現してい ない。衛星搭載ドップラー風ライダー(DWL)は、 これを実現する有望な手法の一つであり、日欧米 で開発・利用に向けた研究が進められている。 2018 年 1 月には DWL を搭載した欧州の ADM-Aeolus 衛星が打ち上げられる予定であり、実デー タの有効性が示されれば他の開発にも弾みがつ くことが期待される。

日本では、NICT、気象研、JAXA などで、実現 に向けた調査が行われている(Ishii et al. 2016, SOLA)。ここでは気象庁現業システムで用いられ ているデータ同化システムや、NICT で開発され た本格的なコヒーレントライダーシミュレータ

(ISOSIM-L, Baron et al. 2017 JMSJ)を用いて、 現実的な疑似 DWL データを作成し、データ同化 実験によって数値予報精度への効果を評価して いる。このような仮想観測に対するインパクト評 価を観測システムシミュレーション実験(OSSE) と呼ぶ。本研究では、その概要やこれまでの結果 について報告する (Okamoto et al.(2017, submitted to JMSJ)。

2. 手法

想定している DWL は、2µm 帯のコヒーレント 受信方式で、パルスエネルギーは 125mJ、繰り返 し周波数は 30Hz である。天底角 35 度で、方位 角 45 度と 135 度の 2 方向にレーザ光を射出し、 水平 100km、鉛直は 0.5km(高度 3km 以下)、 1km(3~9km)、2km(9~27km)の分解能を実現で きるようにショット積算を行う。

ライダー観測疑似データのシミュレーション に必要な入力場は、現実の大気を精度よく再現す る必要がある。本研究では Sensitivity Observing System Experiment (SOSE; Marseille et al. 2008, Tellus)という手法を用いて高精度な解析場

(疑似真値場)を作成した。さらにこの疑似真値 場の風データをナッジングしながら全球エアロ ゾルモデルサイクルを走らせることにより、疑似 真値場と整合した毎時の全球エーロゾル場を作 成した。エーロゾルや、SOSE 疑似真値場作成サ イクル時に生成される雲を、ISOSIM-Lに入力し て、後方散乱強度やSNR(信号雑音比)を計算す る。この雲・エーロゾルの分布に応じたSNR、及 び積算処理に用いたデータ数を、データ同化の品 質管理処理や観測誤差設定処理に利用した。

3. 同化実験

2010年1月と8月のそれぞれ1か月のデータ 同化実験を行って、DWLのインパクトを評価し た。2010年当時の気象庁現業全球データ同化シ ステムを用い、以下の実験を行った。

- CNTL 実験:当時の現業システムで同化されていた観測データを同化
- TEST 実験: DWL 視線方向風速データを、CNTL 実験に追加して同化

図は、8月1日12UTC 解析で処理されたデー タ分布である。品質管理処理により、雲やエーロ ゾルによって強く後方散乱されたデータが選択 されている。例えば、右図で下層データの方が多 く選択しているのは、エーロゾルの後方散乱によ る。このようなデータを一か月間同化し、その解 析結果を初期値として7日予報を実行した。 TEST 実験は、気温や風の予報誤差が CNTL より も減少し、その改善量は1月実験の方が8月実験 よりも大きいことが分かった。1月の改善の方が 大きいのは、DWL データの品質が高いことを反 映した結果であり、これは雲・エーロゾル分布の 季節依存性と関係していると考えている。また台 風の進路予報も、わずかではあるが改善すること が分かった。これらの改善は、DWL を搭載する 衛星の軌道が、極軌道、低傾斜角軌道のどちらで あっても確認できた。

謝辞 本研究は、JSPS 科研費 15K05293 および 15K06129 の助成を受けています。



2010 年 8 月 1 日 12UTC の解析で処理された高 度 11.4km (左図) と 2.7km (右図) のデータ分 布。データ同化の品質処理で選択されたデータだ けをプロットしている。

上流下層加湿法による短時間降水予測実験

若月泰孝^{*1},五十嵐大地²

1) 茨城大学理学部, 2) 茨城大学大学院理工学研究科

1. 概要・手法

積乱雲を含む降水システムの挙動は短時間の うちに急激に変化するため、20分~3時間程度先 の降水予測では、短時間間隔で予測を更新する必 要がある (rapid-update). このような直近の予測 は、レーダエコーの移動ベクトルの時間外挿に基 づく予測 (気象庁降水ナウキャストなど)で実施 されている.しかし、時間外挿予測は、降水強度 の定常性を仮定しており、降水の盛衰を表現する スキームが開発されているものの、その再現性は 十分ではない.

一方,時間変化の激しい積乱雲にともなう降水 の予測には,雲解像大気モデルシミュレーション が有効だが,以下の2つの問題がある.a)積乱雲 内部構造を把握するための観測への要求レベル が高いため,データ同化を経ても内部構造の再現 が十分ではない.b)データ同化計算に時間がかか るため,短時間での予測の更新が運用上難しい.

そこで,若月(2015)は、より簡便にレーダに よる強雨の情報を同化する方法を提案した(上流 下層加湿法;ULH法).ULH法では、レーダで捉 えた強雨情報をモデルの水物質量として同化す るのではなく,その強雨を発生させた積乱雲の初 期構造に相当する疑似観測に変換して同化する. この際,観測情報を積乱雲の概念モデル空間を上 流側に伝搬させるため、四次元変分法データ同化 に近い効果を持っている.初期構造としてはいろ いろなものが考えられるが、ULH法では、自由 対流高度より少し厚い下層を飽和させる.上流側 への伝搬は、レーダエコーの移動ベクトルから見 積もる. 伝搬時間は経験的に定数で与える.

ー般的に強雨は積乱雲の進化の後半に現れる. その時の積乱雲の構造は非常に複雑で,上空の加熱・加湿,上昇・下降気流など熱力学量の分布を 把握する必要がある.水物質量に対する熱力学量 の相関は高くないため,少ない観測情報から構造 を再現することは難しい.また,複数レーダによ る超高密度観測があれば,清水他(2017)によるリ トリーバル法などである程度構造を再現できる が,それ以外の地域では難しい.それに対して, ULH 法は積乱雲の初期構造を作り出すため,構 造が比較的シンプルで再現しやすい.

一方で,ULH 法は,高速化のために大胆に簡 便化されており,本来同化プロセスで物理的に解 かれるべき情報が,経験的なパラメータで与えら れ,その決定方法が問題となる.また,積乱雲の 生成は容易だが、消滅させるのが難しい.そこで、 本研究は、再現性の検証・パラメータ調整・消滅 法の検討などを報告する.なお、これらは継続的 に調査すべき課題で、報告は途中経過となる.

2. 結果・考察・今後の課題

広島豪雨や孤立積乱雲などの事例で短時間降 水予測実験を実施した.本研究では時定数1分で のナッジングを用いている.これらの事例に対し, ULH 法は1時間程度先までであれば,降水を比 較的良好に予測した.ただし,観測されない別の 降水システムが近傍に生じるする場合があった. 解像度を1000m と 500m で変化させたが,解像 度を変えても解決しなかった.

偽物の積乱雲を消滅させるために,偽の強雨に ついての情報も上流伝搬させ,水蒸気量を減らし たうえで20km程度のスケールで平滑化し,その 水蒸気量を同化した.これにより,偽物の降水を 若干抑制することができたが,モデル地形やメソ スケールの収束帯などの影響で,時間がたつと再 び偽物の降水が発現した.そのため,下層風も同 様に平滑化強制をかけることで,さらに抑制する ことができた.偽物の擾乱の抑制には,上流側で の揺らぎの抑制がある程度は有効である.

他の孤立積雲の事例を対象にして,ULH 法で 与えるパラメータを変えた実験を実施した.例え ば,自由対流高度より上 500m まで飽和させるこ とで積乱雲を発生させていたが,積乱雲が強くな りすぎることがわかった.そのため,自由対流高 度上100m程度までの加湿で適度な積乱雲が生成 された.しかし,生成に時間がかかるため,逆流 させる時間を 20 分から 30 分と長めに設定した. この時間は,積乱雲の初期状態から閾値(10mm/h) の強雨が観測されるまでの時間に相当する.

ULH 法には環境場の修正機能がなく,積乱雲 の位置調整機能しか持たないこともあり,1時間 以上先の予測へのインパクトが落ちる.そのため, 地上観測データなどを同化する必要がある.

謝辞

本研究は、SATREPS「フィリピンにおける極端気象の監 視・情報提供システムの開発」と JSPS 科研費 JP15H05765 の支援を受けた.

参考文献

- 清水慎吾ほか7名,2017: cloud-scale における熱力学場同 化実験の降水予測精度評価.日本気象学会2017年度春 季大会予稿,p130
- 若月泰孝, 2015: 上流下層加湿による積雲対流の予測実 験. 土木学会論文集 B1(水工学), 71(4), I_505-I_510

高密度地上観測のデータ同化による降水予測改善のプロセス

*前島 康光¹, Guo-Yuan Lien¹, 三好 建正^{1,2} (1. 理研・計算科学研究機構, 2. メリーランド大学)

1. はじめに

災害をもたらした平成27年9月関東・東北豪雨の事例 を対象に、高密度地上観測のデータ同化が局地的豪雨予報 に与えるインパクトを調べることを目的としたデータ同 化実験を行い、前大会で報告した(C158)。NCEP PREPBUFR のみを同化した実験をコントロールラン(CTRL)とし、こ れに加えてNTT DoCoMo環境センサーネットワークの地 上観測データを同化した実験(TEST)を行い、結果を比較し た。TEST の結果は、解析、予報ともにCTRLよりも改善 しており、地上観測データ同化が降水予測精度向上に有効 であることが確認された。以上は前大会で報告した通りで ある。

さらに、これらデータ同化実験の結果の比較を進めてい くと、鬼怒川流域付近の降水予測改善のみならず、他の地 域においても、地上観測データ同化によって改善された点 が明らかになってきた。本発表では、前回報告したデータ 同化実験の結果をさらに深く解析し、地上観測データが降 水予測の改善につながる過程について報告する。

なお本予稿では、間もなく執筆する論文(Maejima et al. 2017)に用いる可能性のある図を一部引用している。

2. データ同化実験の概要

データ同化システムとして、局所アンサンブル変換カル マンフィルタ (LETKF, Hunt et al. 2007, Physica D) と領域 気象モデル SCALE (Nishizawa et al. 2015, Geosci. Model Dev.; Sato et al. 2015, SOLA) を組み合わせた SCALE-LETKF (Lien et al. 2017, SOLA) を用いた。

初期時刻は2015年9月7日09JSTとし、初期値・境界 値は、理研・計算科学研究機構で行っている SCALE-LETKFを用いた準リアルタイムシミュレーション(水平解 像度18km)の結果を内挿して用いた。水平解像度は4km、 鉛直50層、アンサンブルメンバー数は50とした。

CTRLでは、1時間毎に分割した NCEP PREPBUFR のみ を、TESTでは PREPBUFR に加えて NTT DoCoMo 環境セ ンサーネットワークの地上観測データのうち、相対湿度、 気温、気圧を1時間毎に同化した。

3. 結果

2015 年 9 月 9 日 15JST, 16JST における、モデル最下 層(z*=20m)の雨水混合比(QR)の解析値を図 1 に示す。実際 には降水がほとんど観測されていなかった、図中の黒丸で 囲まれた領域に着目すると、CTRL では 0.5~1 g kg¹の比 較的大きな QR が存在している一方、TEST では 15~16JST にかけて QR が 1/3 程度にまで減少しており、両者に顕著 な違いが生じていることがわかった。この領域における TEST の解析インクリメントを調べると、地上相対湿度、 可降水量ともに顕著に減少していた(図 2)。これらの結果 から、本来降水のない領域にモデルが降らせてしまった 「偽の雨」(図 1 の黒四角領域)の消去にも、地上観測デ ータ同化が良い影響を与え、さらには降水域の改善につな がっていることが示唆される。今後さらに解析を進め、こ の差がどのように生じたのか、特に地上観測データ同化が どのような変化をもたらし、最終的に降水強度や降水域の 改善に至ったのか、その一連のプロセスについて考察する。



図1: モデル最下層(z*=20m) における雨水混合比の解 析値[g kg¹]。(a) (b)は CTRL、(c)(d)は TEST の結果を それぞれ示す。



図 2: 図1の黒四角領域で平均した、相対湿度(実線)および可降水量(破線)[mm]の解析インクリメント。

謝辞

本研究はポスト「京」重点課題4「観測ビッグデータ を活用した気象と地球環境の予測の高度化」(課題代表 者:瀬古弘)、JST・CREST「『ビッグデータ同化』の技術 革新の創出によるゲリラ降雨予測の実証」(研究代表者: 三好建正)および「ゲリラ豪雨予測を可能にする次世代ビ ッグデータ同化アプリケーションの EBD コデザイン」 (研究代表者:松岡聡)の一環として行われた。

急発達する積乱雲の事例における降水の再現性比較: 雲解像モデルを用いたフェーズドアレイデータ同化感度実験

*吉岡真由美^{1,2}・青木哲郎¹・坪木和久²・諸田雪江^{1,2}・佐藤晋介¹・榊原篤志³ 1.国立研究開発法人情報通信研究機構, 2.名古屋大学宇宙地球環境研究所, 3.(株)中電シーティーアイ

<u>1. はじめに</u>

30 秒間隔の高頻度で降水強度を取得できるフェ ーズドアレイレーダ(PAWR, phased array weather radar)を利用し、局地的に大雨をもたらす降水シス テムの早期検出と経過の把握のための利用が始まっ ている。特に、短時間で急速に発達し、局地的な豪 雨をもたらす降水予測には、PAWR による観測デー タと、数値モデル用いた手法による予測システムの 開発がすすめられている。

NICT/名古屋大学の研究チームは、雲解像モデル CReSSを用いて、大阪・神戸 PAWR 反射強度デー タを降水量にナッジングし、ハインドキャストによ る豪雨の事例の評価を進めている(吉岡他, 2016 年 気象学会秋季大会)。本報告では、2015 年夏季に京 阪神地方で観測された積乱雲群の事例について行っ た、PAWR で取得した反射強度データを、CReSS に同化する頻度を変えて行ったハインドキャスト感 度実験の結果について報告する。

<u>2. モデル・実験設定</u>

数値実験には名古屋大学の開発した非静力雲解像 大気モデル CReSS (Tsuboki, 2007)を用いた。

大気の初期値・境界値として JMA/MSM-GPV を、 SST には JMA/MGDSST 利用した。同化実験では、 大阪に設置された NICT の PAWR によりに取得さ れた反射強度のデータを CAPPI (Constant Altitude Plane Position Indicator) に変換したデ ータを用い、CReSS 降水粒子(雨粒・雪・霰)量にナ ッジングした。PAWR では 30 秒ごとに反射強度の データが得られるが、本研究では同化頻度による降 水量の変化を調べる感度実験として、ナッジング同 化頻度を 30 秒/1 分/2 分/4 分毎と変えて行った。

実験を行った事例には、2015 年夏季に近畿地方 で観測された、1 時間程度で急速に発達し大雨をも たらした積乱雲群の事例を選んだ(表 1)。

表 1: 美	「験事例の	開始時刻	と近隣ア	· 🗡	ダス	降水量
--------	-------	------	------	-----	----	-----

計算開始時刻	地点 時刻 JST	10 分降水量
2015/06/2103Z	生駒 16:00	6mm
2015/08/07 03Z	京田辺 17:50	11.5mm
2015/09/09 06Z	堺 21:10	7.5mm

計算領域は、大阪 PAWR をほぼ中心とし、積乱雲 を表現する水平解像度約 1km で、格子数 1024× 1024の広い計算領域(130E-141E, 30N-39N)を設定 した。各事例で初期時刻から12時間積分を行った。 同化実験では計算開始からPAWRのデータを3時間 ナッジングし、その後、同化なしで計算を継続し、 得られた計算結果を観測された降水と比較した。

<u>3. 結果</u>

2016年6月21日に琵琶湖南端の大津市付近、そ の南の牛駒山付近で観測された降水事例の結果を示 す。気象庁レーダでは、15:50JST に 50mm/hr を超 えるセル状の強い降水エコーが急発達した(図略)。 標準実験(CNTL, 同化なし)および PAWR データ同 化実験(ASSM)で、この付近に積乱雲に伴う降水が 再現された(図 1)。セル状降水が見られた生駒付近 (r3)領域平均および最大降水を比較すると、どの実 験でもほぼ同時刻に最大を示し、CNTL に比べ同化 頻度に応じて ASSM は降水の増加を示した。これは 反射強度の同化頻度により、局所雨量の定量予測の 向上を示唆する。各領域平均の降水強度の時間経過 を比較すると、同化頻度を変えた感度実験間では、 領域 r2.r3 では同化頻度に応じて降水量が強まった が、領域 r1 は反対の傾向を示した(図略)。同化によ る大気中の降水粒子量の修正が、降水をもたらすシ ステムの構造の変化を通じ地上降水量の減少につな がる場合があることを示唆する。



図 1: 2015 年 6 月 21 日 03Z 初期値の PAWR データ 同化実験における 15:50JST の降水分布(塗りつぶ し)と 10m 高さ地上風(ベクトル)。□はそれぞれ降水 量比較領域。

表 2: CReSS における降水強度。生駒辺付近(図 1 領 域 r3)

	領域平均(mm/hr)		最大(mm/10min)	
実験	降水量	時刻	降水量	時刻
CNTL	5.57	15:25	26.4	15:15
ASSM	8.63	15:15	30.8	15:15
A1min	6.77	15:15	26.0	15:10
A2min	6.70	15:15	25.7	15:10
A4min	6.81	15:20	26.2	15:10

船舶搭載 GPS PWV の同化インパクト実験

*牛山朋來 1、瀬古 弘 2、藤田実季子 3、小司禎教 2 (1:土木研究所 ICHARM、2:気象研究所、3:海洋研究開発機構)

<u>1. はじめに</u>

GPS 可降水量 (PWV) を数値予報モデルに同化する と、初期値の水蒸気量がより正確になり、その後の予 報で得られる豪雨の発生や降水量の予想精度が向上 すると期待できる。しかしながら、陸上の GPS のみで は、下層の気流や中層風の風速が大きい場合、改善さ れた水蒸気分布は長い期間陸上に留まることができ ず、その効果は限定的である。そこで本研究では、船 舶搭載 GPS に注目し、豪雨等に供給される下層気流 のより上流側の PWV を観測し、数値予測に活かすこ とを考えた。今回は、観測システムシミュレーション 実験(OSSE)により、下層気流の上流側の船舶搭載 GPS PWV のインパクトを調べた結果を報告する。

2. 実験設定

本報告では、豪雨をもたらした気流分布が分かって いる 2015 年 9 月の関東東北豪雨を実験対象とした。 実験領域は、降水帯に位置と雨量強度を再現するため 二重ネストの WRF-LETKF システム(メンバー数 60) を採用した。日本全体を含む外側領域(15km 解像度) で大きな場を再現し、さらに関東地方および下層気流 の上流側を含む内側領域(5km 解像度)で豪雨の再現 を目指す(図 1)。境界条件には気象庁 GSM-GPV を用 いた。同化の概要は、以下の通りである

- (1) まず、外側領域を対象にして PREPBUFR (NCEPの観測データ)を同化し、10日の助走期間を経て9月8日00UTCにおける初期値を作成した。そこから8日18UTCまで、PREPBUFRのみと地上GPS、SSMIを加えた2つの同化実験を行った。
- (2) 上記で得られた解析値から 10 日 00UTC まで内側 領域のダウンスケールした同化実験を行う。 PREPBUFR のみを用いた解析値からの予報から第 一推定値を作成し、SSMI を同化データに加えた予 報から、仮想真値を作成した。その仮想真値から、 船舶搭載 GPS-PWV データを得た。
- (3) (2)で得られた第一推定値に仮想真値から作成した 船舶 GPS-PWV を同化し、仮想真値にどれぐらい近 づくかでインパクトを調べた。

3. 結果

図2に同化実験の結果から得られた豪雨ピーク時の 9時間積算降水量を示す。(a)は仮想真値である。仮想 真値からPWVを全領域で同化した(b)は、降水量は真 値よりやや小さいものの、栃木県北西部から南に伸び る降水帯を良く再現した。(c)~(e)は海上のPWVを一 部同化した実験で、それぞれ(c)北緯 32°以北、(d)北 緯 33°以北、(e)北緯 34°以北のPWVを同化した実 験である。これらは(b)と同様に栃木県北西部から南 に伸びる降水帯を再現したが、埼玉県から東京湾付近 の降水帯南部の降水量は、同化PWV データ数が減る に従って減少した。海上のPWVを同化しなかった(f) では、栃木県北西部から南に伸びる降水帯の降水量が 大幅に減少した。また、図からは判別し難いが、(b)か ら(f)へ、海上の同化PWV データが減るに従って栃木



図 2. OSSE 実験結果による 9 時間積算降水量。(a)仮 想真値、(b)全域の PWV を同化、(c)北緯 32~37°の PWV を同化、(d)北緯 33~36°の PWV を同化、(e)北緯 34~ 36°の PWV を同化、(f)海上 PWV の同化無し。(b)~(f) はアンサンブル平均である。

県北西部の最大降水量の値が減少した。

<u>4. まとめと考察</u>

OSSE 実験の結果、本州南海上の PWV は、 関東の豪雨を再現する上で重要な効果がある ことがわかった。しかしながら、今回の実験 では、本州南海上で、ある範囲を面的に埋め 尽くすように、且つ 24 時間連続的に観測値が 得られるという理想的な条件で行った。しか し、実際の船舶観測から得られるデータは、 より少ない可能性が高く、今後データ密度と 同化インパクトの関係について調査する必要 がある。

<u>謝辞</u>:本研究は科研費萌芽研究「船上搭載型 GNSS による海上可降水量観測システムの構 築」の助成を受けた。 帝国日本における気象観測ネットワークの構築

ー南洋庁*ー* 山本晴彦(山口大学)

1. 海軍特別陸戦隊・海軍守備隊による気象観測

大正3(1914)年8月、日本政府は日英同盟に 基づきドイツに宣戦布告をし、ドイツの保護領で あった南洋諸島を日本海軍が占領し、特別陸戦隊 を駐屯させて軍政を開始した。その際に書かれた 特別陸戦隊の日誌には「気候概況」が記されてお り、11月のパラオでの観測記録が記載されている。 同年 12 月には臨時南洋群島防備隊が編成され、 海軍の守備隊や分遣隊が派遣された。翌年の大正 4年1月分には、サイパン、パラオ、アンガウル、 ヤップ、トラック、ポナペ、クサイ、ヤルートの 8 か所において、毎日の天候・雨量(粍、皿)風 向·風速、晴雨計(最高最低)、気温(最高最低) が記されている。ヤップでは、ドイツが植民地と した大正3年6月までは気象観測を実施しており、 占領前後の7月から12月の半年間だけ観測が中 断されていたことがわかる。大正8(1919)年6 月、ベルサイユ条約によりドイツが占領していた 南洋群島は日本の委任統治領となり、海軍は守備 隊を引き続き配置し、気象観測を継続実施した。

2. 南洋庁観測所の創設と拡充

大正 11 (1922) 年には海軍が民政移管のため に守備隊を撤退させ、翌 12 年 4 月にパラオに南 洋庁が創設された。これにより、11 月に観測所が 創設され、翌 12 年 2 月に気象観測が開始された。

南洋庁観測所は本所のパラオの他、サイパン (大正15年)、ポナペ(昭和2年)、トラック(昭 和9年)、ヤルート(昭和12年)を順次開設し、 昭和12年にはヤップ、オレアイ、ウルシイ、パ ガンの4か所に測候所が設けられた。さらに、南 洋庁熱帯産業研究所の支所、南洋興発株式会社の 事務所や農場、小学校や公学校(島民子弟を教育 する国民学校)、巡査駐在所等に委託して約40か 所の管内観測所を設置し、東西2,700海里、南北 1,300海里の広大な海域に気象観測網を展開した。

さらに、海軍の水路部も独自に昭和10(1935) 年にパガンの気象観測所を開設したのを皮切り に、翌11年にはクサイ、グリーニッチ、昭和14 年にはトラック、ウルシイ、ウォッジエ、ソロー ル、オロール、ナモチック、モートロック、ウジ ラン、ウジャエ、ロンゴラップ、ウトロック、ミ レを開設し、南洋庁観測所が管轄するトラック、 ウルシイ、パガンの3つの測候所は水路部に移管 されている。このように、中央気象台が所管する 南洋庁観測所(昭和13年に南洋庁気象台に改称) と海軍が所管する水路部の二つの機関で気象観 測が並行して実施されていた。昭和 16 (1941) 年3月にはパラオに海軍第四気象部が設置され、 南洋庁気象台の職員が海軍嘱託となり、合同勤務 が開始された。翌17年3月には第四気象部がト ラックに移動して第四気象隊が開隊され、南洋庁 気象台の職員は第四艦隊司令部附となり、ここに 南洋庁気象台は閉鎖されることとなる。

3. 南洋庁観測所の気象資料

大正 11(1922) 年4月に南洋庁観測所が創設 され刊行された気象資料は、①気象月報・気象速 報、②年報・気象年報、③気象累年報(5年報・ 10年報)、④熱帯気候表(内南洋と外南洋の観測 記録を取りまとめた資料)、⑤特別報告・調査報 告、⑥潮汐観測、⑦地震年報、⑧天気図、⑨気象 原簿類などが上げられる。これらは、文部省所管 の中央気象台や主要な測候所に遂次送られてお り、現在も気象庁図書館において保管されている。 また、広島地方気象台で保管されていた資料は、 昭和 35 (1960) 年に広島大学の気象資料室に譲 渡され、「気象文庫」として所蔵されている。 謝辞:本研究は、科学研究費補助金 基盤研究 S (研究代表者:松本淳)の「過去120年間におけ るアジアモンスーン変動の解明」(課題番号: 26220202)により実施されたものである。

盛夏期における日本付近の降水と広域水蒸気輸送に関する相関気候学的解析

*槌田知恭(岡山大学大学院教育学研究科),松本健吾(岡山大学大学院自然科学研究科) 大谷和男(岡大大学院自然科学研究科,現テレビせとうち),加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科)

1. はじめに

7 月後半~8 月頃の九州~本州では梅雨前線が北 上し、平均的には亜熱帯高気圧に覆われて降水量が 極小となるが、梅雨前線の年々の変動、台風等に伴 う降水の変動も大きい。但し、西日本での亜熱帯高 気圧縁辺部での局地的降水(Ninomiya et al.1983) や東日本の盛夏期の大雨(松本 2014)など、盛夏期 と梅雨期との降水特性の違いも指摘されている。

そこで本グループは、盛夏期における降水の特徴 や関連する大気場の研究を開始し、2016秋の全国大 会で、盛夏期には水蒸気フラックスが、南北方向に 強く吹き抜けることに伴って、降水がある場合も、 水蒸気の消費効率が悪い可能性がある事例も、少な くない点を指摘した。今回はその続報として、盛夏 期の平均場の中での位置づけや梅雨期や秋雨期との 比較も含めて解析した結果を報告する。

使用したデータは、2006~2015年の8月における,各気象官署の日降水量,1時間最大降水量,10分間最大降水量や(北陸地方を除く関東から九州の気象台,測候所87地点),NCEP/NCAR再解析データ(2.5°×2.5°格子)等である。

2. 盛夏期の各タイプの降水に関わる広域的特徴

一般に、領域平均降水量が多い日には、大雨日と なる地点の出現頻度や、短時間の強雨を観測した地 点の出現頻度も、高くなることが多い。しかし、前 回までに示したように、日降水量 50mm 以上の地点 が無いが、領域平均降水量が平均値を上回った日の 出現頻度が低くはなかった事例 (タイプ A)。逆に領 域平均降水量は小さく、10 分間最大降水量が 2mm 以上の地点が数多く観測された事例 (タイプ B)、領 域平均降水量が大きく、10 分間最大降水量 2mm 以 上が観測された地点数もかなり多かった事例も見ら れた (タイプ C)。なお、タイプ C とは、下層風場の 特徴の違いから、更に幾つかに細分できた。

また,総観場の合成解析の結果,梅雨期の平均場 に見られるような,太平洋高気圧の縁辺に沿って日 本列島に下層の南西風が吹き込み日本列島付近で収 束・合流する事例もあったが,下層の南西風が侵入 する場合でも,日本列島の北方まで水蒸気が吹き抜 ける経路上で降水域となったり(タイプ B),太平洋 高気圧が北上して,その南側の南東風が日本列島に 吹き込むパターンも多く見られたりなど(タイプ Cxs),梅雨最盛期の平均場とはかなり異なる大気場 の事例も多かった。また,台風や地上天気図上の前 線がなくても,降水量が多く降水強度が高いタイプ があることが分かった(タイプ Cx,タイプ Cxs)。

北日本を除く日本列島域での鉛直積分した水蒸気 収支の解析によれば,梅雨最盛期の亜熱帯高気圧縁 辺部で見られるような南西もしくは南寄りの風が卓 越する事例では(Type B, Type Cx),南西風による 水蒸気の流出が北方でも小さくなく,それを反映し て水蒸気消費効率が大変悪くなっていた。しかし, そのような状況下でも短時間の強雨を観測した地点 数は多かったことが興味深い。これらのタイプは, 盛夏期全体で平均した水蒸気消費効率が梅雨期より も悪いことに関係が深いようである。一方,日本列 島南方で南東風が卓越した事例では(Type Cfs, Type Cxs),その効率が梅雨最盛期の平均に比べ低 くはなかった。(第1表)。

第1表 各タイプで合成し、鉛直積分した 30°N~37.5°N, 127.5°E~142.5°E における水蒸気収支解析。総 流入量,総流出量,収束量はmm/day,総流出量 や収束量の総流入量に対する割合を%で示す。

タイプ	総流入	総流出	収束	流出/流入	収束/流入	
Α	28	23	5	82%	18%	
В	25	21	4	84%	16%	
Ct	49	26	23	53%	47%	
Cf	28	19	9	68%	32%	
Cfs	29	18	11	62%	38%	
Cx	47	40	7	85%	15%	
Cxs	33	23	10	70%	30%	

3.まとめ

総観場の合成解析の結果,梅雨期のような太平洋 高気圧の縁辺に沿って日本列島に下層の南西風が吹 き込んで日本列島付近で収束・合流する事例もあっ たが,多数の事例では,水蒸気が日本列島の南から 北へ吹き抜ける経路上で降水域となったり,太平洋 高気圧が北上してその南側の南東風が日本列島に吹 き込む下層風のパターンも多く見られたりなど,梅 雨最盛期とは異なり,盛夏期の平均場の特徴を反映 した事例も多かった。また,台風や地上天気図上の 前線がなくても,降水量が多く降水強度が高いタイ プがあることが分かった。

つまり、盛夏期には、梅雨期や秋雨期と違って、 多量の水蒸気が流入する場合でも、水蒸気が北へ抜 けることで消費効率が悪い事例も頻出すること、逆 にそのような大気場でも多数の地点で短時間では強 雨をもたらしうることが興味深い。また、盛夏期に は平均場の亜熱帯高気圧のリッジの軸、もしくは、 その北縁が梅雨最盛期よりも北上しているという背 景を大きく反映した為である可能性も示唆され、し かも興味深いことに、梅雨最盛期に多い南西風の侵 入時には水蒸気の消費効率が大変悪い事例もある一 方、梅雨最盛期にはあまり多くない南東風卓越時の 効率は良いという違いは、今後の更なる検討が必要 と考える。

長期データからみる東日本の梅雨最盛期における多降水年の特徴に関する気候学的解析

*松本健吾(岡山大学大学院自然科学研究科),加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科), 大谷和男(岡山大学大学院自然科学研究科 現 TSCテレビせとうち)

1.はじめに

梅雨最盛期の東日本では、50 mm/日を超えるよう な「大雨日」の出現頻度は西日本ほど高くないが、 梅雨降水の将来予測などの際には、東日本のように 大雨の少ない地域についても知見を整理する必要が ある。そこで、東京を例とする東日本の大雨日につ いて、解析を行ってきた(2016年秋の全国大会、他 で報告)。また、1950年以前も含めた長期解析(日 本の気象官署の日降水量や天気図などに基づき)に も着手し、長期的な気候変化・気候変動だけでなく、 種々の現象を把握して気候学的平均像を長期的なパ ラメータレンジで把握することを狙いとした報告も 行った(2017年春の全国大会)。本報はその続報と して、限られた過去の地上データや天気図等から、 どの程度、日々の現象の傾向を記述する気候学に迫 れるかの検討を行う。

なお、気象庁が日原簿をスキャンした PDF ファイ ルも一部気象官署に関しては古い時期のものも気象 業務支援センターを通して入手できたので、そこに 記載されたデータについても活用法を検討したい。

2. 降水量データに基づく梅雨最盛期の降水の特徴の 長期解析

東京と長崎の1901~2010年の梅雨最盛期(6月16日~7月15日)について、各年を総降水量と大雨日降水量の寄与率の特徴をみると,第1表に示すような興味深い年もある程度みられた。

第1表 各年の梅雨最盛期における,総降水量と大雨日降 水量の寄与率のパターン毎の特徴と,東京と長崎でそれぞ れ出現した年数(1901~2010年の6月16日~7月15日)。

パターン名	パターンの特徴	年数
	大雨日降水量の寄与率は小 さい(25%以下)が,総降水	東京…14
	量はそこそこ大きい(7 mm/ 日以上)	長崎…8
(\mathbf{A})	大雨日降水量の寄与率が大	東京…7
(1)	さく(50%以上),総犀水重 も大きい(10 mm/日以上)	長崎…45

東京(ア)では、大雨日での10 mm/h以上の降水 の寄与は大きいが、大雨日がかなり少なかった。そ のため、総降水量に対する大雨日降水量の寄与は小 さかったが、数10 mm/日程度の日降水量の寄与は大 きく、全体の降水日数は少なくないため、総降水量 も比較的大きくなっていた。東京(イ)では、大雨 日の日降水量で、総降水量の2/3ほど稼いでいた。 東京(ア)と同様、大雨日に対する10 mm/h以上の 降水の寄与は大きく、大雨日の出現頻度も大きいた め、総降水量に対する10 mm/h以上の降水の寄与が 大きかった(図は略)。つまり,パターン毎の特徴に ついて,大雨日や数10mm/日程度の日の時間降水量 というよりは,そのような降水イベントの出現頻度 が大きく影響していると考えられる。





第1図 梅雨最盛期における気温(実線)と南風成分(点線)の140Eにおける時間緯度断面。(上)1993年(東京 (ア)),(下)1966年(東京(イ))。

過去の天気図等からどの程度,日々の現象の傾向 を明らかにできるのかを検討するために,まずは利 用できる範囲の再解析データを用いてパターン毎の 大気場と降水の特徴について吟味する。第1図はそ の例である。東京(ア)に該当する年では,東京付 近で温度傾度が保たれているなか,何回か南風成分 が大きくなっている。図は略すがそのときの日降水 量は数10 mm/日から50 mm/日を少し超える程度だっ た。東京(イ)に該当する年では,気温の高い領域 の南北変動の幅や南風が強まる時間スケールが(ア) と比べて少し大きいなかで,強い南風が侵入した一 部の時期で大雨日が現れていた。このような大気場 の解析の結果もふまえ,データが限られている時期 について,データの有効な使い方も検討予定である。

365 日移動平均値でみる日本の気温変動

内山 常雄(日本気象予報士会)

1. はじめに

日本の近年の気温変動の様子を分かりやすく示すグラフとして、 日平均気温の365日移動平均のグラフを作成したので紹介する.

2. 日本の気温変動を分かりやすく示すには

気象庁のホームページでは気温の変化傾向として5年移動平均 が示されているが、目先の気温変動を予測するには、期間が長いよ うに思う.気象庁の年気温データを用いて作成した最近30年間気 温推移のグラフを図1に示す.



図1 最近30年間の日本の年平均気温偏差の推移

直近の気温推移の予想には、年平均のグラフよりもっと詳しい 変動が必要と思われる.気象庁の季節平均気温のデータは各季節 で整理されているが、それを歴順に並べて作成したグラフを図2 に、同様に月平均気温偏差を歴順に並べたグラフを図3に示す。



図2 最近30年間の日本の季節平均気温偏差の推移



図3 最近30年間の日本の月平均気温偏差の推移

季節,月と細かく区切るごとに細かい振動が増え,図1とは乖 離し,気温変動傾向としてはわかりにくいものとなった.5年では 長いが1年より短くしても、気温変動の様子をもう少し細かく知 りたいという目的には沿わない.

3. 日平均気温の365日移動平均

図4に、最近30年間の15地点の日平均気温の単純平均の365日 移動平均の推移を示した。



図4 1987 以降の15 地点日平均気温の365 日移動平均

グラフの左半分で山谷の振幅が大きい. この頃は、2~3 年周期の 山谷のピーク差が1.0℃から1.5℃程度あった. 2011 年以降細かな 振動に移行していたが、2016 年 10 月 31 日にひときわ高いピーク を示し、それ以降グラフは下降傾向に移った.

4. 今後の気温推移で予想される3つのシナリオ

2015 年 1 月 4 日の 14.27 Cの極小値から大きな気温上昇の傾向 があり,2016 年 10 月 31 日の 15.24 Cの極大まで約 1.0 Cの上昇 があった. その後ピーク値から 0.50 C下げていた. ところが 2017 年 7 月 2 日に 14.75 Cで底を打ち上昇傾向に転換したように見え る. これまで、今後の気温変動に 3 つのシナリオを考えてきた.

- ピーク値から約1.0℃下げて上昇に転じる.その場合,一旦 上昇に転じると,その後大きく上昇する可能性が高くなる.
- ② 2005年以降に見られるように移動平均あたりまで下降した後上昇に転じて、その後も振幅の小さい振動をする。
- ③ 今後すぐに気温上昇に転じ、2016年10月31日の極大を 超すピークを示す長期の上昇モードとなる

5. 講演時までにグラフの形状はどう変化するか?

現在8カ月間にわたる気温低下傾向が終了したように見える. 今後本格的な気温上昇傾向になるのか、2005年のように、一旦移 動平均線あたりで上昇に転じるが、その後また下降傾向に入るの か、この報告を発表する頃には判明している.

6. 参考文献

1) 日本の年平均気温

http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_jpn.html

帯広とその近郊での10℃を超える気温差はヒートアイランド現象に依るか?

▶ 高橋庸哉(北教大)・小玉基史(北教大 現在帯広市役所)

<u>1. はじめに</u>

ウィキペディアの'ヒートアイランド'項には 「冬季の気温差が大きい例としては札幌、旭川、 帯広などの北海道の内陸の主要都市が挙げられ、 厳冬期の朝に郊外との気温差が10℃前後になる ことも珍しくない。」と記されている。しかし、 このような大きな気温差はヒートアイランドを主 因として本当に生じるものなのだろうか?

高橋・西舘(2014)は札幌とその近郊観測点の気 温を比較して、10℃を超えるような気温差をヒ ートアイランド現象のみでは説明できず、季節 風と陸風の境界や風速も考慮する必要があるこ とを示した。帯広についても解析を行ったの で、その結果を報告する。

2. 解析データ

帯広とそれに隣接する5地点(駒場・池田・ 糠内・帯広泉・芽室)の同時刻における気温差を 1時間毎のアメダスデータを使って調べた。解析 期間は2008~2012年の5年間である。

<u>3. 結果と考察</u>

- a)上記 5 地点のいずれかで同時刻に帯広より気 温が 10℃以上低くなったイベントは 5 年間 で 99 回観測され、気温差は最大 18℃であっ た。
- b) 99 イベントの 92%は 12 月~2 月にみられ、
 発生する時間帯は 19 時から 10 時であった。
- c)イベント毎の帯広より 10℃以上低くなる地点 の発生パターンは多い順に次の通りであっ た: ①糠内のみ(54%)、②糠内と帯広泉 (23%)、③糠内と帯広泉・芽室、糠内と池 田,池田のみ(各4%)。全体の 59%は一箇 所だけであった。
- d)図1に糠内と帯広泉だけが冷えた場合の気温 分布と風向・風速の例を示す。帯広・駒場・ 池田・芽室では西北西の風で、風速は4~ 6m/sあり、-4~-5℃までしか下がってい ない。これに対して、糠内と帯広泉では風が 弱く、-16℃程に低下しており、帯広より 10℃以上の気温差を生じた。西北西の風は狩 勝峠付近を通ってきたものとみられ、相対的 に強く、気温の低下を妨げている。時期・風 速の違いはあるが、狩勝峠付近を通って十勝 平野に吹き込む風は十勝風として知られる。
- e)気圧配置で分類すると、99イベント中で冬型71回、13%が北海道東海上に低気圧13回、移動性高気圧10回であった。帯広でみると、北西風(270°~360°)が70回あった。その時の10℃以上低くなっている地点の風速は2m/s以下であるが、帯広では1~7m/sで相対的に強い風が吹いていた。
- f)上記 99回のイベントで 10℃以上低かったの は多い順に糠内 91回、帯広泉 33回、池田



図 1. 気温(上)と風向風速(下)の分布例 (2011年12月28日1時)。気温は℃、矢 羽根:1m/s。

12回であった。糠内が特に多いのは幕別台 地の南東端に位置し、北西風の影響を受けに くいためと考えられる。

- g)帯広の方が他地点より10℃以上冷え込む逆 パターンも5年間で3イベントあった。この 場合には帯広には北西寄りの風が吹いておら ず、それぞれのイベントで帯広より暖かかっ た駒場、芽室、帯広泉では北西寄りの風が吹 いていた。
- <u>4. まとめ</u>

帯広とその近郊で同時刻に10℃以上の気温 差は年間20イベントほど発生するが、ヒート アイランド現象に依るとは考えづらい。その主 要因は十勝平野に吹く北西寄りの風にある。即 ち、影響を受けた地点は相対的に気温が高くな り、風が弱い他地点と気温差を生じる。 引用論文

高橋・西舘,2014:日本気象学会2014 年度秋 季大会講演予稿集.

北アルプス上高地における最近の気候変動

鈴木啓助(信州大学理学部)

気象庁の「地域気象観測システム」で、現在で も通年で降水量を観測している地点の最高所は御 嶽山の 2,195 m で、次いで上高地の 1,510 m であ る。積雪深を観測しているアメダス地点はさらに 標高が低く、日光の 1,292 m が最高所で、次いで 菅平の 1,253 m である。気温については、観測標 高 3,775 m の富士山で観測されているが、次が 1,350 m の野辺山である。いずれの気象要素も高標 高地点での観測が極めて少ない。

気象官署における観測結果からは、年平均気温 が1℃変化するためには、南北に約118 km移動し なければならない。しかし、気温逓減率を0.65℃ /100 mとすれば、標高差では154 mあれば気温は 1℃異なることになる。つまり、気温の水平的な 変化に対して高度方向の変化が約770 倍も急激で あることになる。このことから、地球規模での気 候変動に対して高山帯の環境は敏感に反応すると いえる。また、一般には標高が高くなれば降水量 は増加することが知られており、そのため山岳地 域は貴重な水資源の供給地となっている。水資源 という観点では、白いダムとして山岳地域の流域 内に比較的長期間にわたり堆積し続ける雪の役割 は雨にもまして重要である。

地球規模での気候変動に対して山岳地域の気候 要素が如何に応答するのかは、人間のみならず、 そこでの生態系にとっても重要であるにもかかわ らず、我が国では、山岳地域での観測が極めて手 薄であるため、蓄積された観測データに基づく山 岳地域における気候要素の将来予測は困難である といわざるを得ない。

2014 年 12 月 12 日に気象庁と環境省から発表された「日本国内における気候変動予測の不確実性

を考慮した結果について」では、現在(1984 年~ 2004年)と比較した将来(2080年~2100年)の気 候変動の予測結果を取りまとめている。それによ れば、年最大積雪深はすべてのシナリオで減少し、 降雪量はほとんどのシナリオで減少する。特に減 少量が大きいと予測されている東日本日本海側地 域の代表としてあげられている新潟では、現在の 冬季でも雪/雨の閾値付近の気温であるため、気 温が上昇するシナリオでは、降雨が増え降積雪量 が減少するのは当然である。現在でも、低標高地 点では暖冬の年は降雨率が高い。一方、上記の予 測では、北海道の寒冷地では降雪量が増加となる 地域もある、と報告されている。現在でも、暖冬 か寒冬かに関わらず、北海道の年累積降雪深はほ とんど変わっていない。北海道の冬は、雪/雨の 閾値よりも低い気温での降水なので、わずかの気 温上昇では、降水粒子が固体から液体になること はないためである。では、なぜ、同じような気温 条件で雪が降っている中部山岳地域でも、将来は 降雪量が多くなると予測されないのだろうか。気 温の上昇によって海からの蒸発量は増加するから、 それに対応して降水量も増加する。中部山岳地域 では、北海道と同じようにわずかの気温上昇では 氷点下のため、降雪粒子が融けて雨になることも ないので、降雪量は増加すると考えるのが妥当で はないだろうか。最近になって、中部山岳地域で も降雪量が増加するという予測研究が発表される ようになったが、本州の高標高地域では北海道と のアナロジーが成立することを考えてみたい。

ここでは、既往の観測データに基づいて北アル プス上高地における最近の気候変動について報告 する。

関東地方における日変化スケールの地上気温の長期変化

原 政之(埼玉県環境科学国際センター)

1.<u>背景</u>

関東地方は、日本の中でも夏季に猛暑となる場所の1 つとして知られている。特に埼玉県はこれまでにも40℃ を超える日最高気温が数回観測されている。一方、関東 地方においては、都市化の進行及び地球温暖化によって 気温が上昇してきている。

東京・神奈川・埼玉・千葉を含む首都圏は現在3800 万人以上の人口を擁し、現在でも世界最大の都市域であ る。この地域では、ここ数十年急速に都市化が進んでき ており、2016年10月1日の総務省統計局による推計人口 において現在も、東京都、神奈川県、埼玉県、千葉県で は人口の増加が続いている。これにより、都市ヒートア イランドによる昇温が顕著にみられる地域となっている (Fujibe, 2009)。

更に、日本全体での都市化の影響が比較的少ない観測 点での地上気温は、1898-2015年において1.16℃/100年 の昇温率で上昇を続けている(気象庁,2016)。また、 21世紀後半においては、さらなる昇温が見込まれている (気象庁,2017)。地上における温熱環境が、過去どの ように変化してきて、将来どのように変化するのかにつ いて、国や地方の行政において、暑熱環境対策などの施 策を行う上でも関心が高い。

そこで、本研究では、過去年以上の均質な観測データ が入手可能である気象官署を選び、過去においてを目的 とした。

2.データ

地点観測データとして、気象庁地方気象台及び特別地 域気象観測所における観測値(過去の気象データ・ダウ ンロード、http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.phpより入手)を用いた。また、総観規模場の 解析のためにNOAA-CIRES 20th Century Reanalysis (20CR) V2 データを用いた。

3.結果

気象庁地方気象台及び特別地域気象観測所において は、長期にわたる観測が行われており1800年代末より 観測データが公開されている。内陸で猛暑となる地点と して、熊谷地方気象台における観測値の解析結果を一例 として挙げる。1955-1974年、1975-1994年、1995-2014 年の20年ごと3期間における日最高気温及び日最低気温 の頻度分布を示している。真夏日日数は、それぞれの期 間では、942日、988日、1287日と増加してきている。 猛暑日日数も、89日、192日、370日と急増してきてい る。熊谷は内陸であるため、関東平野内の他の観測点と 比較して熱帯夜日数が少ないが、それでも、34日、81 日、223日と増加してきている。また、冬日について は、1407日、1088日、944日と減少してきている。

4.今後の予定

学会発表においては、他の地点の特徴、及び、それら の中での特徴的な傾向やその時の総観規模場の解析結果 について発表する。

謝辞

本研究は、文部科学省の委託事業である気候変動適応 技術社会実装プログラムの支援を受けて実施された。





参考文献

• Fujibe F., 2009, Detection of urban warming in recent temperature trends in Japan, International Journal of Climatology, doi:10.1002/joc.1822

· 気象庁, 2017, 地球温暖化予測情報第9巻, http:// www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol9/pdf/all.pdf

 ・気象庁, 2016, 気候変動監視レポート 2015, http:// www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2015/pdf/ccmr2015_all.pdf

北西太平洋地域における台風降水量の分布

*釜堀弘隆,荒川理 気象研究所

1. はじめに

2017 年度春季大会では、台風に伴う降水量の分布 を日本域について調べた。台風による降水量の影響 を受けるのは日本だけでなく、中国や東南アジア諸 国も災害と同時に、水資源としての台風の恩恵を受 けている。ここでは、北西太平洋地域における台風 降水量を調べた。

2. 用いたデータと方法論

降水量データとしては、APHRODITE プロジェ クトのアジア域版である APHRO_MA を用いた。 APHRO_MA は水平解像度 0.25 度の日降水量格子 点データであり、南アジアから極東にわたる領域を 稠密にカバーしている。台風データとしては、気象 庁のベストトラックを用いる。APHRO_MA の各格 子点から8度以内に台風が接近した場合の降水量を コンポジットし(全降水量)、当月の平均降水量との 差を台風による降水量を台風降水量と定義する。こ こでは 1981-2007 年の 27 年平均の台風降水量を議 論する。

3. 結果

図1に台風年降水量の気候値分布を示す。日本に おける最大値は九州東部や四国南部などで約 500mm/yr であるが、台湾東部では 600mm/yr、ま たルソン島西部では800mm/yrと大きな値を示して いる。500mm/yr を超えるような大きな値は、西日 本・台湾・ルソン島に局在しており、その他の地域 にはほとんど見られない。中国本土では、台風年降 水量が大きいのは東シナ海および南シナ海沿岸のご く狭い地域のみであり、内陸部には大きな値は見ら れない。興味深いのは、日本をはじめ多くの地域で は東側を海に面した場所で台風降水量が多くなって いるが、ルソン島だけは西側でより大きな台風降水 量を示している。図2に台風日降水量の年間最大値 の分布を示す。西日本太平洋側・台湾東部・ルソン 島西部で最大 200mm/day を示している。すなわち、 これらの地域が台風による大雨災害のポテンシャル の大きな地域であることがわかる。図1において、 西日本における台風年降水量は台湾やルソン島に較 べて少ないが、大雨ポテンシャルに関してはこれら 地域と同等の大きさであることが分かる。図3に台 風年降水量の全降水量に対する寄与率の分布を示す。 日本では寄与率は最大で20%程度であるが、台湾東 部およびルソン島西部では寄与率が 35%を超えて いる。また海南島でも15%程度の寄与率を示してい るが、その他の地域では大きな値は見られず、中国 の東シナ海沿岸やベトナムで 10%程度を示してい るのみである。台風に伴う降水量は特定の地域で特 に大きいことが分かる。講演では、その要因につい て、循環場などの関連から議論する。



<u>力学的ダウンスケーリングによるデータセットファミリーについて</u>

高薮出 (気象研究所)

1.<u>はじめに</u>

地球温暖化予測の一次情報である 大気・海洋結合全球モデルによる予測 結果は解像度が粗く、それをそのまま 地域の対策に用いようとする際に困 難が生じる場合がある。そのため30 年ほど以前より、天気予報に用いるよ うな領域モデルを用いたダウンスケ ーリングが行われている。近年、日本 でもこの手法が活用されてきており、 文科省・環境省・気象庁等の連携によ り大きなデータセット(ここではファ ミリーと呼ぶ)が作られている。

2. <u>なぜファミリーが必要なのか?</u>

ダウンスケーリングデータセットは 決定版が1つあればよいように思われ るのに、なぜ多くのデータセットが作 られているのか?それには次の2つの 理由がある。(1)利用状況により注目 すべき現象が異なってくる。モデルの 解像度により、再現される現象は異な ってくる。例えば、降水量のパワーは 高い時間解像度のシグナルを見るには、 空間解像度の高いものが必要となる

(Takayabu and Hibino, 2016)。(2)
また、力学モデルによる計算では様々な不確実性が生じることがわかっている。これは大きく分けて、①気候シナリオ、②モデル、そして③自然変動から来る。多数アンサンブル実験を行う事で、これらの諸要素から来る不確実性をおさえた結果を知ることができる(Mizuta et al, 2017)。

3. ファミリーの1構成

データセット名	シナリオ	予測時期	AGCM	NHRCM	実験数
温暖化予測情報第8巻	A1B	近未来予測 今世紀末	20km	5km	1例
21世紀における日本の 気候: 不確実性を含 む予測計算	RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 RCP8.5	今世紀末	60km	20km	20例
気候変動リスク情報創 生プログラム	RCP8.5	今世紀末	20km	5km/2km	4例
d4PDF	RCP8.5	4℃上昇 (今世紀末)	60km	20km	100例
温暖化予測情報第9巻	RCP8.5	今世紀末	20km	5km	4例

表:ファミリー構成 (AGCM-NHRCM)

文科省の「気候変動リスク情報創生プ ログラム」、d4PDF、環境省の「21世 紀における日本の気候:不確実性を含 む予測計算」、気象庁の「温暖化予測情 報」等では、上表にあるような様々な データセットが、同じダウンスケーリ ングシステム (MRI-AGCM と NHRCMの組)によりつくられている。

これらのうちには、最悪シナリオを 探すためにアンサンブル数を犠牲にし て解像度を上げた実験と、逆に解像度 を犠牲にしてアンサンブル数をかせい だ実験とが混ざっている。温暖化対策 策定のために必要な情報の時間・空間 精度とアンサンブル数は、適用する影 響評価の対象により異なる。そのため ユーザーの目的に応じて様々な手法が 組み合わされて用いられることになる。

今年スタートした文科省の統合的気 候モデル高度化プログラムの領域テー マ C「統合的気候変動予測」において はファミリーの完成と、そのほかの 様々な手法も含めた大きなダウンスケ ーリングデータセットの構築を目指し ている。

本発表は文科省の統合的気候モデル 高度化プログラムの援助を受けている。

d4PDF 領域実験による地表面下向き短波放射量の再現性

遠藤 伸彦・西森 基貴

(農研機構・農環研)

1. はじめに

気候変動にともなう自然や社会に対する影響 とそれへの適応策を立案する際の基盤情報とし て、気候モデルによる将来予測に基づく高時空 間分解能の気候統計値が必要とされる. d4PDFでは日本周辺領域について NHRCM を 用いたシミュレーションを行い、空間解像度 20km・時間解像度1時間の出力を提供している.

農業分野において気候モデル出力を利用する 場合,気温・降水量の品質がよいこと,さらに 地表面下向き短波放射量 (SWD) がよりよく再 現されていることが望まれる.本報告では, d4PDF 領域実験による SWD の再現性を,農 研機構メッシュ農業気象データ(NARO_Mesh) の SWD と各機関の日射計観測値を用いて,検 討した.

2.12年平均値の比較

d4PDF の領域実験では、過去実験として 50 メンバーをシミュレートしている.過去実験に おける SWD の品質を検討するために、日射計 の精度が高くなったと考えられる 1999 年~ 2010 年を対象として比較を行った.過去実験全 50 メンバーを対象に、日本時間で日積算値を算 出した.その後に 12 年平均 SWD のアンサンブ ル平均を得た. NARO_Mesh は、空間解像度 1km・日単位で提供されているため、 NARO_Mesh を NHRCM のグリッドに内挿し た.

 月の SWD の中央値は過去実験が約 2
 MJ/m² 大きく, IQR は過去実験が若干小さい (表 1). 空間分布をみると全国で過去実験が相 対的に高い傾向である. ヒストグラム (図 1) をみると, いずれのデータも bimodal な分布で あるが, 過去実験が全体的に高 SWD 側に分布 していた.

表 1. 過去実験と NARO_Mesh の全国を対象とした基本 統計値. 単位は MJ/m².

	1月		7 月	
	d4PDF	NARO	d4PDF	NARO
Median	9.20	7.10	15.37	15.39
IQR	2.25	2.54	1.70	1.55



図 1. 過去実験と NARO_Mesh の SWD の 1 月(上)と 7 月 (下)の全国を対象としたヒストグラム.

7月をみると中央値はほぼ同じであるが, IQR は過去実験で相対的に広い. SWD の空間分布を みると、北海道から北陸にかけて過去実験が NARO_Mesh より高く、関東から九州にかけて の太平洋岸、南西諸島で過去実験が低い傾向で あった.

つくば地域の5カ所の日別 SWD 観測値と過 去実験10メンバーのつくば近傍の1グリッド の日別 SWD の頻度分布を比較した.7月の場 合,過去実験のSWD の中央値はいずれのメン バーも,つくば地域5カ所のSWD 中央値より も相対的に低くい.頻度分布も観測が高SWD 値域で頻度が多いのに対して,過去実験は低 SWD 地域で頻度が多い.ただしメンバー間で頻 度分布に揺らぎは存在する.

過去実験の SWD 出力を農業分野で使用する には,SWD の統計的バイアス補正が必要である ことが示唆された.

※本研究は文部科学省 SI-CAT の支援を受けて 実施した.

NHRCM に実装した多層湖沼熱モデルのパフォーマンス

*大泉 三津夫 (気象大学校)、小室 美紗 (函館地方気象台)

1. はじめに

従来、非静力学領域気候モデル NHRCM の湖沼表面水 温には、海洋の SST を内陸部に外挿した一定あるいは境界 条件の更新に合わせて線形変化する SST が与えられてい た。湖沼の標高は考慮されず、標高の高い湖沼で特に冬季 に湖面水温が高すぎて、大気に過大な顕熱・潜熱フラック スが与えられていた。

モデルの水平分解能が上がり、これらの熱フラックスの 周囲との差異が目立ってきたため、昨年、電力中央研究所 の湖面温度推定法(研究報告N11009, 2011)に倣って、湖 沼の緯度・経度・標高等の地理情報から統計的に月平均湖 面水温を与える方式に改めた。しかし、この変更によって も1~2℃の湖面水温の日変化を与えることはできない。そ こで、オフラインモデルとして開発された多層の湖沼熱モ デル MTL(Multi-layer Thermal Lake Model)(小室・大 泉, 2017 年気象学会秋季大会)をNHRCMに導入し、湖面水 温の日変化を予測してより正確な下部境界条件を与える とともに、湖沼周辺の領域気候再現性の向上を図った。

2. MTLの概要とNHRCMへの実装

今回、オフライン用に開発された2つの湖沼熱モデルの うち、パフォーマンスが優れていたMTLを採用した。MTL は多層化した熱伝導方程式に対流による熱輸送を加味し た水温予測モデルである。詳細は、小室・大泉(2017)を参 照されたい。

NHRCM へ実装する際には、モデル構造の類似性から NHRCM に既に組み込み済みの都市キャノピーモデル SPUC のサブモデルとして MTL を組み込んだ(結合版 MTL)。

3. 再現実験

MTL 導入の効果を確認するために、猪苗代湖(面積 103.3 km²)を中心とする 250 km 四方の領域を水平分解能 5 km、50×50 格子で覆って再現実験を行った。湖陸比 0.5 を閾値とすると、猪苗代湖は3格子として表現される。再 現期間は 2008 年1月1日からの1年間で、メソ解析から 境界条件を作成し、MTL を結合した NHRCM の湖水温 の再現結果を福島県環境創造センターによる水温観測値 と比較した。なお、湖水の初期水温は、複数年の1月の観 測値を参照して全層 4 ℃とした。

数値実験では、I)結合版 MTL を使わないコントロー ル実験、II)オフライン版で最適であったパラメータを結 合版に用いたデフォルト実験、III)観測水温を再現するた めにパラメータチューニングを施した2つのテスト実験、 の4実験を行った。このチューニングは熱の対流輸送に関 するもので、モデルではこれを以下の渦動拡散係数 k で表 現している。

$k = k_0 * (1 + a * Ri^b)^{-c}$.

ko は中立時の渦動拡散係数、Ri はリチャードソン数、a,b,c は定数である。ko は考えている点の緯度・水面下の深さ・ 水体内部の摩擦速度 uw*に依存し、Ri は水中の密度傾度と 湖水内部の鉛直シアーに依存する。この湖水内の鉛直シア ーは摩擦速度 uw*に依存するので、結局、渦動拡散係数 k は水体内部の摩擦速度 uw*に大きく依存することになる。 uw*は 10 m 高度での風速 u10 と 1 次の統計的関係(u* = A * u10)にあり、A は摩擦速度換算係数と考えられる。本研究 ではこの A を変えてチューニングを行った。

4. 結果

図上段に係数 A=3.6×10⁻³(以下、×10⁻³を省略)とした 時のオフライン版の湖水温の推移、下段に A を 0.6,1.2,3.6 とした時の結合版によるテスト実験・デフォ ルト実験の湖水温の時系列を示す。黒線は水面下 0.18 m, 緑線は4.71 m, 黄線は10.7 m, 赤線は24.2 m での計算値で、 オフライン版の三角シンボルは 0.18 m 深に対応した観測 水温である。A=1.2 の下段中図のテスト実験の場合がオフ ライン版に似た結果となっている。しかし、オフライン版 と同じA=3.6 としたデフォルト実験では渦動拡散が大きす ぎ、全層ほぼ等温となって全く再現できなかった。

水温鉛直プロファイルの推移、夏季の表層熱収支の日変 化とMTL による大気へのインパクトについては当日示す。



図.オフライン版(上段)と結合版による水温計算値の推移と観 測(三角シンボル).図中の数字は摩擦速度換算係数 A.下段左 図は摩擦速度換算係数 A=0.6,中図は A=1.2としたテスト実験の 結果.右図は A=3.6のデフォルト実験の再現結果.

謝辞:福島県環境創造センターには水温観測値を提供して いただきました。ここに記して感謝します。本研究の一部 は、文部科学省 統合プログラム領域テーマ C の支援によ り実施されました。

地上気圧のみを用いた高解像度日本域領域再解析システムの検討

*福井真^{1,2}・岩崎俊樹¹ (1. 東北大院理、2. 気象研)

1. はじめに

長期間にわたる日本域を対象とした高解像度大気デー タセットの作成を目指し、地上気圧のみを同化する領 域再解析実験を行い、その有効性について検討を行う。

メソスケール現象に関わる気候変動への応答や過去 の極端現象を解析するための高解像度大気データの作 成手法として、力学的ダウンスケール (DS) がよく用い られているが、個々の現象を精度よく再現できるとは 限らない。精度維持のために、観測データの同化も行 う領域再解析を考える。長期間にわたる一貫性を維持 した再解析のためには、同一の数値モデル及びデータ 同化スキームの利用に加え、同化する観測も一貫して いることが望ましい。測候所などの地上観測網は、衛 星やラジオゾンデなどの観測網と比べ、早い段階で整 備されており、できる限り長い期間遡ることを目指せ ば、同化するデータを地上観測に限定するべきである。

地上気圧のみを同化する再解析に関しては、NOAA が全球を対象に 20CR(Compo et al., 2011)を実施し、 北半球対流圏ではある程度の精度を持ったデータを提 供しうることを報告している。領域再解析では、地上 気圧のみを同化した場合に、よい精度を持った大気場 データを提供しうるか調査する必要がある。

2. 実験設定

気象庁非静力学モデル (NHM; Saito et al., 2007) によ るアンサンブル予報から求めた第一推定値と予報誤差 共分散を用い、局所アンサンブル変換カルマンフィル タ (LETKF; Hunt et al., 2007) により同化する NHM-LETKF(Kunii, 2014) を利用する。水平格子間隔は 25 km とし、日本を含む東アジア地域を対象に計算を行 う。アンサンブルサイズは 30 とした。初期値には、ラ ンダム抽出した年における JRA-55(Kobayashi et al., 2015) の場を与え、側面境界値には、JRA-55 に加え、摂 動として、JRA-55 を EOF 解析して得られた上位モー ドの正負を与えた。同化ウィンドウは 6 時間とした。 共分散膨張は、観測密度に応じて膨張させる RTPS 法 (Whitaker and Hamil, 2012) で与えた。局所化スケー ルは、水平 200 km、鉛直 0.4 ln p とした。

さらに、比較のために同様の設定で、ラジオゾンデ による観測も同化した領域再解析実験及び観測の同化 を行わずスペクトル境界結合 (SBC)を用いた力学的 DS 実験を実施する。尚、下層まで波数境界からの強 制を適応させると内部変動が過度に抑制されてしまう (Alexandru et al., 2009) ため、この力学的 DS 実験に おいて SBC は 7 km より上空に適用した。

同化する地上気圧は、気象庁現業解析用の品質管理 済みデータから用いた。実験期間は 2014 年 8 月とし て、検証は、スピンアップを考慮し、2014 年 8 月 6-31 日を対象とし、気象庁現業メソスケール解析値 (メソ解 析) を参照値とする。

3. 結果

地上気圧のみを同化することで、対流圏下層の再現精 度は保つことができる。ただし、対流圏中層以上にお いては限定的である。地上気圧のみを同化した領域再 解析実験のメソ解析に対するジオポテンシャル高度の RMSE は、地上付近で小さく、高層観測も同化した領 域再解析実験と同程度である。しかし、上空へ行くに 従い大きくなり、700 hPa より上空では、観測を同化 をしない力学的 DS 実験と比較しても大きくなってい る (図 1)。尚、鉛直方向の局所化を適用しなくても、同 様の結果であった (図略)。

上空においても精度を保つには、地上気圧の同化以 外に拘束条件を付加する必要がある。力学的 DS 実験 では下層において誤差が大きいものの、上空において は SBC による境界値の強制が誤差の軽減に貢献して いる。SBC を適用した場を背景場とすれば、観測を同 化している JRA-55 を境界値としているため、LETKF の前提条件である背景誤差と観測誤差の独立性が問題 となりうる。しかし、同化データを地上気圧に絞れば、 観測と SBC の影響領域が異なるため、ある程度の独立 性が保たれることが期待される。今後、下層の精度を 保つために地上気圧を同化し、更に上層の精度を保つ ために上空で波数境界値からの強制を加えた場合の有 効性について検討していく。



図 1: メソ解析に対するジオポテンシャル高度の RMSE の 鉛直分布。灰色実線:観測を同化しない力学的 DS 実験 (DS-SBC)、黒色点線:ラジオゾンデ観測と地上気圧を同化した領 域再解析実験 (RRA-Conv)、黒色実線:地上気圧のみを同化 した領域再解析実験 (RRA-Ps)。

謝辞

本研究は、文部科学省フラグシップ 2020(ポスト「京」) 重 点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境予測 の高度化」(hp150289,hp160229,hp170246) 及び JSPS 科研 費「16H04054」の助成を受けた。東北大学サイバーサイエ ンスセンター大規模科学計算システムを利用した。

上空におけるドップラーライダーの受信強度とエアロゾル数濃度の測定

秋山 智浩, 及川 博史*, 井之口 浜木 (宇宙航空研究開発機構)

1. まえがき

ドップラーライダー(LIDAR:LIght Detection And Ranging,以下,ライダー)大気中に浮遊しているエ アロゾル粒子にレーザ光を照射し,その散乱光のド ップラ周波数シフトから風速を測定するものである. 従って,その観測性能はエアロゾルの数濃度に依存 する^[1].今回,小型ジェット機にライダーと光パーテ ィカルカウンタを搭載し,風速とエアロゾル分布の 同時観測を行った(図1).本報告では,ライダーの受 信強度とエアロゾル数濃度の測定結果について示す.

2. 観測装置

ライダーの概略構成を図2に示す.ライダーはパルス変調光を大気中に送信し、大気中のエアロゾル 粒子で散乱した光を受信、そのドップラ周波数シフトから、遠方の風速を測定する.受信信号の信号対雑 音比 SNR(R)は以下とおける^[2].

$$SNR(R) = \frac{\eta \cdot \eta_D(R) \cdot P_0 \cdot \Delta R \cdot \beta \cdot \tau^{2R} \cdot \frac{\pi \cdot D^2}{4R^2}}{h \cdot v \cdot \Delta R} \cdot \sqrt{N} \quad (1)$$

式(1)中,各記号は図2の通りである.ここで,光源 の波長 λ は 1.5 μ m,送信光電力 P_o >3.3 mJ,望遠鏡開 口 D は 150 mm である.式(1)より,受信信号の SNR(R) はエアロゾルによる後方散乱係数に比例することが わかる.

エアロゾル数濃度の測定は、機外に設置したイン レットにより大気を吸引し、光パーティクルカウン タ(OPC)により行った.このとき、機体速度や気圧に よらず OPC への大気吸引速度を一定にするため、気 圧高度により流量を制御し等速吸引とした^[3].

3. 測定結果

2016年12月から2017年2月にかけ、小型ジェット機により、能登半島沖の日本海上及び、紀伊半島沖の太平洋上空の2,000 ft. から40,000 ft.で観測飛行を行った.

図3にエアロゾル数濃度の測定値と同時間帯にお けるライダーの最大観測距離 R の自乗を示す.各測 定点は一定高度で水平方向の風速を約3分間観測し た時の平均値である.

式(1)中,受信結合効率 $\eta_D(R)$,大気損失は観測レン ジRに依存するが,簡単化してここでは一定(高高度 では大気透過率 τ ~1)とすると,ライダーの受信信号 SNR(R)は観測レンジの $1/R^2$ に比例し,SNR(R)が所定 のしきい値の時が最大観測レンジとなるので,図 3 の縦軸は最大観測レンジを用いた.

図3より,エアロゾル数濃度と最大観測レンジの との間には相関があることが確認できる.ただし,お 互いに間にはバラツキも残っている.これは,ライダ ーによる観測点は機体前方数 km~数 10 km であるが, エアロゾル観測点は機体周辺であり,ほぼ同一高度 ではあるが観測点が異なっていること,機体の動揺 等により姿勢が傾き,ライダーからのビーム方向が 水平方向からズレたことなどが原因と考えられる.

4. あとがき

上空のエアロゾル密度とライダーの観測性能の関 係を確認し、相関が得られることを確認した.

参考文献

- H. Inokuchi, et. al., "Development of an Onboard Safety Avionics System using a Doppler Lidar," 18th Coherent Laser Radar Conference, 2016.
- [2] S. Kameyama, et. al., "Semianalytic pulsed coherent laser radar equation for coaxial and apertured systems using nearest Gaussian approximation," Appl. Opt., 49(27), pp. 5169-5174, 2010.
- [3] 及川他,"小型ジェット機による上空エアロゾル数濃度・ 粒径分布の観測,"気象学会2017年度秋季大会(投稿済み)



図1 航空機搭載ライダーによる風速観測



図2 ドップラーライダーの概略構成図



測定結果

フェーズドアレイ気象レーダによる積乱雲の三次元表示

諸富和臣,柏柳太郎(日本無線/千葉大 CEReS),小林文明(防大地球), 鷹野敏明(千葉大院工),樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)は、従 来のパラボラ式の気象レーダと比べ、積乱雲を短 い時間間隔(10~30秒)で三次元的に観測するこ とができる.日本無線では、独自に開発したXバ ンド PAWR を 2015 年夏季、千葉市に設置し、現 在は 30秒毎に半径 80 km、高度 15 kmの三次元空 間を観測している.(柏柳ほか:2015 年秋季大会, 諸富ほか:2016 年秋季大会). PAWR による雲の 立体表示は重要な検討課題であり、反射強度の表 示閾値を低くすることで、降水エコー周辺の積乱 雲を表現できることが期待されている.

本発表では、2016 年 8 月 4 日に PAWR で観測 された積乱雲の三次元エコーと実際のカメラ画 像を比較する.

なお, PAWR の反射強度は, レンジビン分解能 50 m, 水平・垂直ビーム幅約1度で観測した極座 標系データを水平・垂直100 m 間隔の直交座標系 に変換したものを使用した.

2. 積乱雲事例の比較結果

2016 年 8 月 4 日 12 時過ぎ, 房総半島で発生した積乱雲は,1時間程度で高度13 kmまで発達し, アンビルを形成した.

図1は、横須賀(防衛大学校)から積乱雲を捉 えた連続カメラ画像(図左)とPAWRで観測した 三次元反射強度(5 dBZ以上の領域,図右)を比 較したものである.反射強度 5 dBZ以上の表示で は、積乱雲タレットの成長や積乱雲上部のアンビ ルが表現されており、積乱雲の外縁とエコーの外 縁が比較的良く一致していることが分かる.

13時15分の三次元図の表示閾値を変更した結 果を図2に示す.反射強度の表示閾値を高くする ほど,積乱雲エコーのボリュームは減少し,アン ビルやタレットも不鮮明になり,積乱雲の外縁と の一致性は悪くなる.つまり,積乱雲内部の個々 の降水セルを表現しているといえる.以上の結果 は,Xバンド PAWRで,受信感度の高い観測範囲 内で表示閾値を5dBZ 程度に設定できれば,積乱 雲を立体的に表現できることを示唆している.



図 1 2016年8月4日13時5分(上),13時10分 (中),13時15分(下)に観測された房総半島上の 積乱雲. 左は防衛大学校から積乱雲を捉えたカメラ 画像,右は PAWR 反射強度5dBZ 以上の三次元図.



図 2 2016年8月4日13時15分の反射強度の三次 元図. 反射強度5dBZ以上(上),10dBZ以上(中), 15dBZ以上(下)を表示. NASA Earth Observatory. Landsat image courtesy of the Global Land Cover Facility (GLCF). Using high-resolution digital topography data from NASA's Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

X帯気象用フェーズドアレイレーダに対する 適応型パルス圧縮処理手法の検討

*菊池博史(首都大),牛尾知雄(首都大院),水谷文彦(東芝)

1. はじめに

フェーズドアレイレーダ(以下, PAWR)の信号 処理においては、パルス圧縮処理を行っている. パルス圧縮処理とは周波数変調を施した送信信 号を用いて、レーダの受信時に受信信号との相 関を取ることで目的の信号を得る手法である. この処理によって信号対雑音比 SNR を向上さ せることができる. 一方, レンジサイドローブ が発生し弱いターゲットがマスクされ観測不可 能となる.また,強い降雨の後方に実際には存 在しない擬似エコーが発生するという問題点が 存在する.現在一般的には窓関数を乗算するこ とでレンジサイドローブを低減させているが、 SNR が低下するという問題点が存在する. この 問題点に対して適応型パルス圧縮処理 (Adaptive Pulse Compression:以下, APC)が提案 する. 本論では, APC の手法についてシミュレ ーション及び PAWR の観測データに適用した結 果を従来の手法と比較・検討を行う.

2. 数値シミュレーション

現在 PAWR のパルス圧縮処理では Matched Filter 法(以下, MF 法)が用いられている. MF 法 は受信信号と参照信号の相関を取ることにより 信号を得る手法である. 今回提案したパルス圧 縮手法は、レンジ照射範囲を range cell に分割し それぞれの cell の受信信号に対して適応するフ ィルタを導出するものである. MF 法と APC の パルス圧縮の各手法の検証内容として、まずシ ミュレーションでの検証を行った.

レーダからの距離 10[km]と 12[km]にピーク を持つ分散性ターゲットを設定し, MF 法と APC の各手法を適用した結果を図 1(黒:真値, 青:MF 法,赤:APC)に示す. 図の横軸は距離[km], 縦軸は信号強度[dB]である. 図1より,10-12[km] の領域において MF 法では過大評価している.



ー方, APC ではより真値に近い観測ができた. また第1サイドローブの強度で比較した結果, MF 法と比較して APC は約 20[dB]改善され,これによって弱いターゲットの観測が可能になると考えられる.

3. 実データへの適用

2013 年9月2日に大阪大学吹田キャンパス E-3 棟に設置されている PAWR で観測されたデ ータに MF 法と APC の各手法の比較・検討を 行った.降雨の観測データに対して各手法を適 用した結果を図 2(青:MF 法,赤:APC)に示す. 図の横軸は距離[km],縦軸は降雨強度[mm/h]で ある.図2より、レーダからの距離 10-15[km] に強い降雨が存在し、MF 法では 15-20[km]の 領域に降雨の影響と考えられるエコーが見られ る.これに対して APC ではエコーを約 10[dB] 程度低減することができた.



4. おわりに

MF法とAPCの各手法によるレンジサイドロ ーブ低減の検証を行った.シミュレーションに おいて,MF法では後方のターゲットが過大評 価しているという結果に対して,提案手法によ ってより正確な観測が可能となった.また実デ ータにおいて強い降雨の影響と考えられるエコ ーの強度が約10[dB]低下できた.今後の課題と してPAWRの観測データは非常に大きいため計 算時間の短縮が挙げられる.

謝辞

本研究は「戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)」の課題のひとつである「レジリエントな防災・減災機能の強化」達成の一環として実施された。

小型Xバンド二重偏波レーダーを用いた降電予測に向けて

早野真理子,高木敏明(古野電気),大石哲(神戸大学),中北英一,山口弘誠(京都大学)

1. 背景

二重偏波気象レーダーは雨,雪,霰といった降水 粒子の種別推定に有効である。特に雹については車 体や家屋の損傷,農作物への被害,交通障害などを もたらすことから,面的に観測が可能な気象レーダ ーを用いて雹を事前検知する技術が国内外で強く望 まれている.

2. 解析事例

2016年5月2日,米国メリーランド州に設置した 古野電気製二重偏波気象レーダーから距離約3 km の地点において,現地時刻22:08,22:13 に降雹が報 告された.本稿では降雹報告時刻から30分以上遡っ た時刻21:20,21:30 のレーダー観測データ(表1) の偏波パラメータ解析結果を報告する.

3. 解析結果

図1に示す反射強度に基づき,電が存在する可能 性の高い50 dBZ 以上を含む1×1 km四方の領域A, 雨を捉えている可能性の高い40 dBZ 前後の領域 B の2領域に着目し解析を行った.領域Aはいずれも 高い Zhh 値を示すことから雹の存在が示唆される. 降水セル全体は北東側へ向かって移流しており降雹 報告地点の通過経路と一致することから,領域Aに は雹が存在した可能性が高く,本事例では降雹報告 の約40分前にレーダーで雹を捉えていたと考えら れる.

図 2 に各時刻の領域 A, B における Z_{hh} - p_{hv} 散布図 を示す.領域 B は p_{hv} が 0.95 以上の値に集中する一 方,領域 A には p_{hv} が 0.75 から 0.98 の間で広く分布 する傾向がみられる.この要因としては雹が球以外 の形をしていること,X バンド波長に対し相対的に 大きい雹による複雑なミー散乱の発生が考えられ, この傾向が雹の特徴を表す有用な指標となる可能性 がある.

以上のようにZ_{hh}値が高くp_{hv}値が低いといった雹 の特徴に加え,高い時空間分解能を有するレーダー を用いた偏波パラメータの分散傾向解析により上空 の雹領域を精度良く検知・追尾することで,数十分 前に雹の接近を知らせることのできる有用な降雹予 測システムを実現することが可能である.

表1 レーダー解析対象データ

Date (LST)	21:20-21:30 2 May 2016
Location	Denton, Maryland, USA
Sequence	PPI 6 elevations per 1 min 3/4/5/6/7/8 deg
Observation range	50 km



図1 反射強度 Z_{hh} プロット (a) 21: 20 LST (b) 21:30 LST 仰角 5 deg, ★はレーダー位置, 〇は降電報告地点を表す



図 2 Z_{hh}-p_{hv}散布図 (a) 21:20 LST (b) 21:30 LST o は領域 A, x は領域 B のサンプルデータを表す

雨滴粒径分布観測による R-Dm 関係の変動の解析

*瀬戸心太・岩間夏紀・松尾優希・中山裕美子(長崎大学)

はじめに

DPR アルゴリズムでは、降水強度 R と質量重み付き 平均粒径 D_m の関係式として $R-D_m$ 関係を、 $R=0.401\epsilon^{4.649}D_m^{6.131}$ (層状性)、 $R=1.370\epsilon^{4.258}D_m^{5.420}$ (対流性) と設定している。 ε は、観測ごとに決まる係数であり、 ε の 変動を把握することが、DPR によるリトリーバル精度の向 上のために重要である。雨滴粒径分布観測装置 RD-80 を長崎大学構内に設置し、2016年6月~2017年6月に 得られたデータを用いて、 ε の変動について解析を行う。

降水強度の検証

RD-80 で計測された降水強度と、長崎県長崎振興局 に設置された雨量計で計測された降水強度を比較した (図-1)。2 つの観測場所の距離は 1km 以内である。雨量 計は 1mm 単位の 10 分データであるので、RD-80 も 10 分に集計した。99.8%以上の時間帯で、両者の差は 1mm/10min 以内であった。およそ 30mm/h 以下の雨に ついては、RD-80 の降水強度は十分信頼できると言える が、より強い雨については、RD-80 は雨量計より低い降 水強度を示しており、さらなる検証が必要である。

εの算出

RD-80 の計測降水強度が 0.1mm/h 以上の場合、 D_m を求め、さらに R- D_m 関係式から ε を計算した。ここでは、 0.1<R(mm/h)<3 の場合を層状性、3<R(mm/h)<30 の場合 を対流性とみなした。 ε のヒストグラムを図-2 に示す。 DPR アルゴリズムでは ε は対数正規分布に従うと仮定さ れているが、図のヒストグラムの形状はそれに近い。また、 log₁₀(ε)の平均値は層状性が 0.04、対流性が-0.08 である。 DPR アルゴリズムでは、長崎を含む地域について、 log₁₀(ε)の平均値を層状性が-0.06~0.01、対流性が-0.18 ~0.02 程度と仮定しており、今回の結果と整合している。

ε の変動

次に、0mm/h より大きい降水強度が継続する期間を 一雨として、一雨内の ϵ の変動を調べた。一雨の総降水 量が1mm以上の196ケースを対象として、図-3に示す。 降雨開始を0、降雨終了を1とスケーリングした時間を横 軸、 ϵ (層状性の式で計算)を縦軸に示す。赤い太線は、 全ケースの ϵ の平均値である。開始直後と終了直前は、 降水強度が弱く、 ϵ も小さい。これを除くと、時間の経過 に伴い ϵ が増加する傾向がみられる。すなわち、降雨の



図-1 RD-80(横軸)と雨量計(縦軸)による 10 分降水 量の比較。図-2 εのヒストグラム。青塗りは層状性、 赤線は対流性。図-3 一雨内のε(層状性)の時間変 化。細い線は各イベント、赤線は平均。図-4 2016年 11月10日の雨のRおよび Dmの変化。赤⇒黄色⇒ 緑⇒水色⇒青と、反時計回りに軌跡を描く。

継続に伴い、同じ降水強度ならば、粒径は小さくなる傾向を示している。典型的な例として、2016年11月10日18時22分~同20時06分の雨(総降水量11.6mm)について、RとDmの変化を示す。時間経過に伴い、反時計回りのループを描いている。

まとめと課題

長崎大学構内で1年間計測した雨滴粒径分布から算 出した ε の基本的特性(分布の形状、平均)は、DPR アル ゴリズムの仮定と整合している。一方、DPR アルゴリズム では直接考慮されていない一雨内の ε の変化がみられ た。今後は、他の場所での雨滴粒径分布観測も合わせ て、様々な条件別の ε の解析を行う予定である。

謝辞:本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)およびJAXA/PMM/RA7の成果の一部である。雨量計 データは、長崎県河川砂防情報システムのホームページよ り取得した。雨滴粒径分布の観測について、宮崎健太氏(元 長崎大学学生)の協力を得た。 積雲の検出のための雲レーダーデータ品質管理について

*前坂 剛・岩波越・鈴木真一・出世ゆかり・櫻井南海子 (防災科研)

1. はじめに

防災科研では雨粒が形成される前の雲粒を観測できるKaバンドの雲レーダーを開発し,積乱雲発生の早期検知に対する有効性を調べる研究を行っている.この目的のためには,積乱雲内で雨が形成される前の積雲を雲レーダーで観測するとが重要となるが,発生初期の積雲のレーダー反射因子は非常に小さいので(-20 dBZ 以下),通常の気象レーダーより感度の良い雲レーダーでもノイズレベル付近での検出となる.本発表では雲レーダーで積雲を検出し,雲の分布を把握するために必要な品質管理手法について示す.

2. 品質管理手法

2.1 弱エコー域の検出

通常の品質管理では、ノイズが入らない受信電力値 やSN比の閾値を実データから決定し、そのレベルに 達しないデータを気象エコー無しとして扱う.しかし、 この方法では発生初期の積雲も気象エコー無しとし て扱われる場合があるが、閾値を下げるとノイズが気 象エコーとして残る.発生初期の積雲は数100 m~1 km 程度の空間スケールのエコーとして現れることが 多い.そのため、レーダーのレンジビンがその空間ス ケールよりも小さい場合、その空間スケールで受信電 力値の移動平均をとることでノイズの中に埋もれた弱 い積雲を抽出しやすくなる.防災科研のKaバンド雲 レーダーのレンジビン幅は150 m、ビーム幅および方 信電力の PPI データに5×5の領域移動平均を行う と閾値処理により積雲が抽出しやすくなった.

2.2 二次エコーの除去

雲レーダーは通常の気象レーダーよりも感度が高 いため、それらのレーダーよりも多くの二次エコー が観測される.この二次エコーは偽のエコーなので 品質管理により取り除く必要がある.この二次エコー の除去には、ランダム位相制御を行ったパルスの送 信と Signal Quality Index (SQI, a.k.a. Normalized Coherent Power)の閾値処理が用いられてきた.しか し、発生初期の積雲のエコーの SN 比は非常に小さい ので SQI も小さくなり、この処理をそのまま適用す ると積雲のエコーが除去されてしまう.そこで、dual-PRF 観測での高・低 PRF における受信電力を比較し、 差が大きなところを二次エコーと見なす方法と、直前 の降水分布から二次エコーが現れる領域を推定し、そ の領域で SQI の小さなデータを除去する方法を併用 して二次エコーを除去する.

2.3 レンジサイドローブの除去

本雲レーダーではパルス圧縮処理を行っているため, 強い降水エコーに付随して現れるレンジサイドローブ が問題となる.このレンジサイドローブは日本気象学 会 2016 年春季大会 (D306) で報告した手法により除 去する.

2.4 大気による電波の減衰の補正

KaバンドではS・C・Xバンドの電波に比べて大気 による電波の減衰が大きく,また気象条件によって大 きく変動する.気象庁局地モデル (LFM)の予報値を 用いて,日本気象学会2016年度秋季大会(P138)で報 告した手法により,減衰の補正をリアルタイムに行う.

3. 結果

図1aは2017年7月7日1300JSTに千葉県松戸市 に設置したKaバンド雲レーダーで観測したレーダー 反射因子を示している(ノイズ除去のための閾値処理 を行っていないため、ノイズも含めて表示).この観 測データに本手法を適用すると図1bの結果が得られ る.図1bの①で示すような孤立した積雲や、②で示 す積雲・積乱雲群も良好に検出されている.また③で 示すような境界層内の対流現象に対応すると思われる エコーも多く抽出された.

4. まとめ

Kaバンド雲レーダーで積雲を検出し,雲の分布を 把握するために必要な品質管理手法を開発した.実際 の観測データに適用したところ,積雲・積乱雲が良好 に検出された.一方,境界層内の対流現象に対応する と思われるエコーも多く抽出され,このエコーの実体 解明を通して除去方法や有効活用方法の検討を行う必 要がある.



図 1: 2017 年 7 月 7 日 1300 JST に千葉県松戸市に設置した Ka バンド雲レーダーで観測したレーダー反射因子の PPI 画像 (仰角 2.7°). a) 品質管理前 (ノイズも含めて表示). b) 品質管理後.

気象衛星による雲種識別における自己符号化器を応用した波長選択

*石田春磨(気象庁気象研),丸山拓海(気象庁衛星センター),大石優(産業技術総合研究所),中島孝(東海大学)

1. 気象衛星による雲種識別

人工衛星による雲種識別は広範囲の観測が可能であ るため、大気の現況の把握や、データ同化への利用な ど予報において有用である.また、種類別の雲量経年 変化の観測などにも必要とされる.最新の気象衛星ひ まわり8号は搭載されている熱赤外波長が10バンドと 以前よりも増加し、更に時空間分解能も向上したため、 特に夜間においても詳細な雲種識別が可能になること が期待される. 例えば、晴天域と識別しづらい夜間低 層雲のより正確な検出や、更には低層雲の接地/非接地 の判定(即ち霧域の検出)について、従来より交通業務な どの方面から要求がある.しかし、実際の雲種識別に おいては、どの波長が有効か、或いはそもそも識別が 可能であるかは、大気や地表などの条件に依存すると 考えられる.従って、多大な衛星データから情報を抽 出することにより,ある波長を利用した場合の雲種識 別への影響を定量的な基準に基づいて客観的に評価す る手順が必要である.その方法のひとつとして、機械 学習法の応用が挙げられる.

2. 自己符号化器による波長選択

自己符号化器はニューラルネットワークの一種であ る機械学習法だが,目標とする出力が入力データ自身 (の再現)であり,これにより多次元データの次元圧縮 (符号化)を目的とする教師無し学習である.原理は主成 分分析と同様であるが,活性化関数の使用,ネットー ワーク構造の多層化などによって非線形系にも対応で きる.一般的には,衛星の放射輝度を多次元の入力値 として学習することで,ある条件下で強い影響を受け る波長,及び,変動を効果的に表現できる特徴量(へ変 換する荷重係数)が得られる.しかし,実際に波長選択 を実行するには,自己符号化器の構造を決定するパラ メータの設定基準や,解析用データの適切な収集,過 適合の抑制など,考慮すべき点が多くある.

3.低層雲検出のための波長選択例

自己符号化器の応用例として,夜間陸上での低層雲 域検出に有効な波長選択を取り上げる.低層雲の放射 特性から,中間赤外(波長3.9µm付近),及びsplit window(12µm付近)と窓領域熱赤外の輝度温度差が検出 に有効であることが知られている.しかし晴天域との 差異は微小であり,また,他の雲種との区別も必要で ある.したがって,上記以外に利用できる波長があれ ば,そして非線形性を考慮した特徴量を抽出できれば, 検出精度の向上が期待される.

始めに入力データとして、晴天域、低層雲域、及び その他雲域における典型的な事例を抽出した.まず地 上観測や、観測時刻前後の日中を含む画像目視により 上記のどれかに分類されるピクセルを抽出した.ここ での分類は目安であり正確ではない.更に判別分析を 実施し、晴天域データの平均から(マハラノビス距離的 に)一定以下を晴天の,一定以上を雲の典型例とした. これらからランダムに選択したデータに対して自己符 号化器を実行した.設定として折り返し1層(全体で2層), コード層はユニット数4でシグモイド関数を使用,スパ ース正則化としてKullback-Leibler divergenceを目標平 均活性度0.2で導入した.入力値には窓領域熱赤外との 輝度温度差を使用した(従って入力層ユニット数は9).

図1は入力層の各ユニットに対する荷重係数の二乗 和の平方根を示す。値の降順での上位5個はバンド7(波 $\underset{k}{\in} 3.85 \mu m$, $10(7.35 \mu m)$, $11(8.6 \mu m)$, $14(11.2 \mu m)$, 15(12.35um)(とバンド13との輝度温度差)である。相対 的に値が大きいほど有効な波長と考えられ、低層雲の 放射特性に整合するとともに、バンド10や14などひま わり8号で追加された波長の有効性が示唆される. 主成 分分析では、類似の結果が得られるがバンド10の有効 性は現れない.図2は学習に使用したデータを(学習後 に)符号化したときの、コード層のある2ユニット平面 上での出力値分布である.晴天域と低層雲域が分離さ れている、尚、4次元空間内ではその他雲域も低層雲か ら分離している、線形関数を使用した場合や、スパー ス正則化を実行しない場合はこれよりも分離が不明瞭 である. 但し、この出力値を識別へ利用することの是 非は調査が必要である、本発表では、自己符号化器の パラメータ設定の影響や、波長選択結果を踏まえた雲 種識別解析事例について報告する.



図 1. 入力層の各ユニットに対する荷重係数の二乗和 の平方根. 左より順にバンド 13 と 7 の輝度温度差, 13 と 8 の輝度温度差, ……, における値を表す.



図 2. コード層出力値の分布.黒:低層雲,濃灰色:晴天, 薄灰色:その他雲.

GPM DPR 観測における背の低い雲による降水の見逃し

*広瀬 正史,堤 勇人(名城大)

1. はじめに

衛星搭載降水レーダは大気下層における降水エコーを検知で きるが、地表面クラッターの影響を受ける地表近傍では情報が 得られない、特に、走査端では浅い雨の検出能力が低下し、過 小評価傾向をもたらす要因のひとつとなる(Hirose et al. 2012). 2014年に運用が開始された GPM 主衛星搭載二周波降水レーダ (GPM DRP)は高緯度(約66度)まで観測範囲を拡大しており、 推定誤差とは別に、背の低い降水の欠損に関する影響を評価す

る必要がある.本発表では、クラッター除去によって未検出と

なる低高度の降水量の推定及び補正を行った結果を報告する.

2. 浅い降水の欠損率

メインローブクラッターの影響の小さい衛星直下付近の統計 を基準として、各入射角の降水観測数の違いに起因する降水量 偏差を求め、これを浅い降水の欠損と定義する. DPR (KuPR 04A) の地表面降水量は入射角ごとに見ると TRM PR と同じように走 査端で過小評価傾向であるが、直下付近のパターンがやや異な る. 今回, 参照する基準値は, 過大傾向の強い直下3 ビンとサ イドローブの影響を受ける入射角を除いた直下付近における計 6 ビンのデータを用いた. 基準となる直下付近の情報を1 度格子 ごとに作成し、降水タイプ・降水頂別の平均地表面降雨強度等 を算出した. 今回の浅い降水の定義は、地表面から降水頂まで の距離が 2.5km 以下であることを条件とした. Hirose et al. (2012)と同じように降水頂3kmで定義すると、DPRの高度分解能 に対して天頂角補正をした場合に走査端付近でのサンプル数が 増加し、浅い降水が少ない一部の熱帯海域(インド洋など)で は直下付近よりも走杳端付近の降水サンプル数が多くなる. ク ラッターの影響の及ばない最低高度 (Clutter Free Bottom; CFB) は、入射角、地形、ジオイド面、緯度によって変化する. 衛星 直下では大部分で CFB は1 km未満であるが、ヒマラヤ山脈付近 では1.5km以上となる。

見逃しの影響

大部分の雨域における浅い降水の割合は1割未満である.KuPR 04Aの降水タイプ分類は熱帯(緯度20度内)の浅い降水すべて を対流性降雨と判定している. 南緯 60-66 度では対流性降雨の 浅い降水の割合が広域に渡って8割を超えるが,高緯度側では 層状性降水の比率が高く,同緯度帯の浅い降水全体の割合は6 割程度である. ペルー沖とアンゴラ沖の浅い降水の割合は9割 を超えており,DPRの観測域内でもっとも顕著である.陸上では チベット高原や高緯度域の一部地域では浅い降水の割合が3割 を超えている.

直下付近で求めた基準となる浅い降水の統計に対して、全入 射角平均の浅い降水の欠損率は高緯度を除く陸域では2割程度、 海域と高緯度陸域では4割程度であるが、浅い降水が支配的で あるペルー沖では5割を超える.DPRの観測範囲の北限と南限で は、走査端付近の情報しか得られないため、6割超の欠損となる.

直下付近の全地表面降水量に対する欠損率は、上記欠損率と 浅い降水の割合を乗じて得られる. 図1にDPR が見逃した浅い 雨の割合を示す.5%未満である地域が多いが、ペルー沖とアン ゴラ沖の一部では欠損率が5割を超えている. 南緯50度以南で は1割を超え、南極近海では4-5割程度が捉えられていない. 季節によってはさらに欠損が顕著となる.

4. 欠損量の補正

サンプリング誤差や直下付近における CFB の顕著な地域差の ため,格子ごとの基準作成は限界がある.そこで,1度格子ごと の浅い降水の割合と各入射角の CFB に各入射角の浅い降水の見 逃し率を対応づけ,欠損量補正を行った.図2 に示すように, 浅い降水が5割を占める場合,走査端に相当する2 kmあたりの CFB に対しては5割ほど増やす必要がある.ヒマラヤ山脈付近で は浅い降水の割合や欠損が顕著ではないが,直下でも CFB が高 いため,補正の効果は大きい.直下でも観測されない状況の検 証は今後の課題である.発表では,TRM PR と GPM DPR の浅い降 水の見逃し率の差異や地表近傍降水強度鉛直分布の補正,入射 角依存性の低減等についても報告する.









VHF 広帯域干渉計と GLM 観測結果との比較研究

*工藤 亜美(阪大院工), Michael Stock (Earth Networks), Richard Sonnenfield (New Mexico Institute of Mining and Technology), 河崎 善一郎(株式会社来雷嵐), 牛尾 知雄(首都大院)

1 概要

2016年11月19日、アメリカ合衆国の静止気象衛星 GORS-16 が打ち上げられ、そこへ搭載された機器のうちの1 つ、GLM (Geostationary Lightning Mapper)の検証実験キャ ンペーンが 2017 年 4、5 月に行われた。GLM は 777.4 nm の 単チャネル CCD で雷放電観測を行い、天底付近8km 四方 を1ピクセルの検出分解能、2msのフレームレートで光強度 を検出する。雷放電数の増加は竜巻やダウンバーストなどの 発生、雷雲の発達へ高い相関があると考えられており、GLM を用いて放電を高検出率で捉えることでこれらの発生に先立 つ余裕を持った警報発令が可能になると期待されている。こ の検証期間中、2017年4月13日から5月15日にアメリカ合 衆国アラバマ州の北部に VHF 広帯域干渉計を設置し、付近 の雷活動の観測を行った。VHF 波帯は特に絶縁破壊時に強 く放出されるため、これを観測することで高速で発光を伴う K-change やリターンストロークなどの過程を詳細にプロットで き、GLMとの良い比較ができるものと考えられる。結果として、 スーパーセルを含む大きな嵐での観測3日を含む計9日で 雷放電を記録し、1秒間のデータを計720を得ることができ、 そしてこれらの結果を用いて GLM との比較を行った。

2 機器及び観測の詳細

2.1 GLM(Geostationary Lightning Mapper)

以下表1にGLMの仕様を示す。

表1GLMの仕様.				
波長	777.4 nm			
観測範囲	52deg N,S latitude			
空間分解能	Flat:8km edge:14km			
1フレーム	2 ms			
データ作成遅延	20 秒			
高度	360000 km			

観測データとして、生データから閾値を超える輝度をもつ1ピ クセル単位を雷放電の"event"、1フレームの時間幅の中で隣 り合ったイベントの集合を"group"、一定の時間の中、一定の 距離範囲内にあるグループの集合を"flash"と評定するクラス タリングアルゴリズムの出力を用いた。

2.2 VHF 広帯域干渉計

VHF広帯域干渉計は最低3つのVHF広帯域アンテナを 用い、それぞれのデータの時間差より放射源の到来角を求め る。以下図2にそのモデル図と干渉計の仕様を示す。



図 2 干渉法のモデル.到来角 αをアンテナ間距離 d,時間差⊿ t,光速 t から算出する.

2.3 観測詳細

右図4に観測概要図を示す。 アラバマ州立大学ハンツビル校の A&M 農場内の低ノイズ地域で、 ABCの3地点にVHF広帯域アン テナ、Cの近くにファーストアンテナ を設置し、24時間観測を行った。



3 観測結果・GLM マップとの比較

干渉計から得られた雷放電マップの結果の時間-仰角表示と 観測地点から 50 km 以内に評定された GLM の"グループ" のデータを重ねあわせたグラフを上部に、同時に観測された ファーストアンテナのデータを下部に示したものがを以下図 7.8 である。



図7 干渉計の時間 - 仰角ブロットへ GLM の時間毎の出力を重ねあわせた図 . 上部のグ ラフの縦線が GLM の出力 , プロットが干渉計プロット , 下部のグラフがファーストアンテナ のデータ .

急激な仰角変化が起こる K-プロセス部分や、ファーストア ンテナの波形が急激に変化し仰角が0に近くなる落雷の後 などの発光にちなむ過程に GLM の検出がよく一致している ことが分かる。



また図8のような例では、放電進展過程の際にGLMの検出 が全くないことも分かる。

4 まとめ

衛星に搭載された近赤外雷観測装置の検証を目的として 地上からの電磁界観測装置の結果と比較し、発光プロセスに おいて衛星の検出が高確率で行われていることが確認され た。
シーロメーターCHM15kの重なり関数補正と信号再校正

*神慶孝、杉本伸夫、清水厚、西澤智明(環境研)、山崎明宏(気象研)、河合慶、甲斐憲次(名大院環境)

1. はじめに

シーロメーターは、低出力・高繰り返しの近赤 外波長レーザーを光源としてエアロゾルと雲の高 度分布を測定する。通常、シーロメーターの出力 信号はメーカー側で校正され、減衰後方散乱係数 として提供される。また、地表付近では送信ビー ムと受信視野の重なりが十分でないために信号が 小さくなるが、これもメーカー側で補正される。 信号校正と重なり関数補正が正しくないと、正確 なエアロゾルのプロファイルは得られない。本研 究は、Luft 社のシーロメーターCHM15kの校正 信号と重なり関数を評価することを目的とする。 2016 年 8 月から 2017 年 3 月にかけて、国立環境 研究所内に CHM15k を設置し、ライダーとの比 較実験を行なった。

2. 解析方法

CHM15kの低高度信号をライダー信号に合わ せるように補正し、補正前後で光学的厚さがどれ だけ変化するか調べた。同時刻に得られたライダ 一信号との比を計算し、各高度で時間平均した。 これを低高度信号の補正関数とした。図1の破線 が補正関数適用前、細い実線が適用後である。

後方散乱係数を計算して信号校正の評価を行な った。CHM15kはフォトンカウンティング方式に よって計測されているため、日中は背景光雑音の 影響を強く受けるが、夜間のデータを長時間平均 すればレイリー散乱信号の測定が可能である。図 1の重なり関数を補正した信号について、高度 5kmでエアロゾルフリーを仮定して後方散乱係 数を計算した。1番手前(シーロメーター側)の 後方散乱係数と元信号について比を取ったものを 補正係数とした。また、補正係数を使って再校正 した信号を用いて光学的厚さを計算し、スカイラ ジオメーターの観測値と比較した。

3. 結果

低高度の補正関数は、高度 500m 以下で 1.5~3 の値となった。光学的厚さは、補正関数適用前後 で約 10%の違いが見られた。信号校正の見直しの 結果、補正係数は 1.1 であった。これはライダー 比を 50sr とした時の結果である。±20sr で補正係 数を計算すると、±5%変わる。補正係数を 1.1 と して光学的厚さを計算したところ、補正前と比べ て約 13%大きくなった。図 2 にスカイラジオメー ターと CHM15k から得られた光学的厚さの散布 図を示す。良い相関が得られた。一部 CHM15k の光学的厚さが過大であるが、ライダー比を 50sr と固定していることが原因である。

4. 結論

エアロゾルの定量観測のためには、CHM15k の出力信号をユーザー側で再校正する必要がある。 低高度の信号は、ライダー信号との比較、または 水平方向に観測するなどして補正できる。

[謝辞]本研究は JST・JICA 地球規模課題対応国際 科学技術協力プログラムの助成を受けたものであ る。CHM15k による観測は、アイ・アール・シス テムの協力を得て行われたものである。







図 2 スカイラジオメーターで測定された光学的 厚さと再校正済み CHM15k 信号から得られた光 学的厚さの比較。

分光放射計の NIST 準拠標準ランプによる校正値と ラングレー法による校正値の比較

英弘精機株式会社(*柴山 和範, 吉田 秀司, 長谷川 壽一)

1. 概要

太陽光スペクトルのデータは太陽電池の発電量予測や 植物の生育状況の予測などに使用可能であり、また、光が 人体へ及ぼす影響についての研究などにも使用できる.

太陽光スペクトルを測定する測器として英弘精機株式 会社(以降,「当社」)では分光放射計の製造・販売を行っ ており,正確な太陽光スペクトルを得るために,これまで 分光放射計の校正には NIST (National Institute of Standards and Technology) 準拠の標準ランプを用いた校正方法を適 用してきた.(以降,「ランプ法」).

当社は分光放射計の校正精度を向上させるために,昨年, ラングレー法を用いた分光放射計の校正を試み,ランプ法 と比較してどの程度校正値に差が生じるのかを調べた.

本報告では、ランプ法とラングレー法による分光放射計 の校正値の差について、これまでの経過を述べる.

2. 校正方法

ラングレー法は Beer-Bouguer-Lambert の法則に基づい ている;

 $\ln(V_{\lambda}) = \ln(k_{\lambda}F_{\lambda 0}) + m \tau_{\lambda}$

F_{λ0}:波長λの大気外放射, k_λ::波長λの校正係数,

 V_{λ} :波長 λ の測器出力, m:エアマス, τ_{λ} :光学的厚さ.

大気外放射 $F_{\lambda 0}$ は、NREL が公開しているシミュレーションソフト"SMARTS 2.9.5."¹の大気外放射モデルを使用し、太陽地球間距離で補正を行っている.

オゾンや酸素,水蒸気,二酸化炭素などで光が吸収され る波長域は各吸収体の量からデータを補正する必要があ るが,こうした波長域の校正は難しく現在検討中であるた め,本稿では吸収帯の無い(又は極めて弱い)波長(368,412, 450,500,675,862,1024,1240,1550nm)に限って校正を試 みた.

3. 測定

測定は 2016 年 10 月 28 日から 11 月 5 日にかけて NOAA 所有施設の MLO(Mauna Loa Observatory)で行った.

MLO は標高 3,397m と高く,空気が澄んでいるためエア ロゾルによる光の消散が少なく,日変化も少ないためラン グレー法による校正に適している.

測器は MS-711(測定波長範囲:300~1100nm)と MS-712(測 定波長範囲:900~1700nm)を使用し、太陽追尾装置とコリメ ーションチューブを併用して直達光を連続測定した.

4. 結果

雲の無かった 11 月 2 日~4 日の3 日間の内,大気が安 定している午前 7 時~10 時の3 時間のデータを使用し, ラングレー法を用いて校正値を算出したところ,3 日間の 校正値 ($k_{\lambda}F_{\lambda0}$)のバラツキは、回数は少ないが、0.1%以下 と非常に安定した結果が得られた. 前述の $F_{\lambda 0}$ を用いて k_{λ} を推定し、この校正値 (k_{λ}) とラン プ法による校正値との比較を行った.その結果(図 1), 900nm より短波長側では-2.4~+2.6%, 1000nm より長波長 側では+4.3~+5.8%の差となった.ランプ法の校正不確かさ (U_{0.95})は 450~1050nm の範囲で±4.2%(MS-711)であり, 900nm より短波長側はランプ法の校正不確かさ以内に入 っている.しかし,1050~1600nm の範囲のランプ法の校正 不確かさ(U_{0.95})は±4.8%(MS-712)であるため,1000nm よ り長波長側は校正不確かさを超えている.



図1 ランプ法とラングレー法の校正値の比較

5. まとめ

本稿ではランプ法とラングレー法による分光放射計 (MS-711とMS-712)の校正値の比較を行い,両者間の差を 確認した.その結果,900nmより短波長側では-2.4~+2.6%, 1000nmより長波長側では+4.3~+5.8%の差が生じることが 確認できた.この差の原因について調査を進め,より真値 に近い校正が出来るよう検討を行っているところである.

また、本稿では吸収帯の無い(又は極めて弱い)波長について検討したが、吸収のある波長域の校正についても検討中である.

分光日射計を使用する上では広範囲の波長域での校正 が必須であり、その方法確立の一助になることを期待して いる.

参考文献

- 1:NREL, "SMARTS", http://www.nrel.gov/rredc/smarts/, 28 Oct, 2016
- Alexander Los, "Langley calibrations of Spectroradiometers at the Research Station Jungfraujoch", EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.14786

This project has been performed under collaboration with NOAA/USA and CEReS, Chiba University.

小型ドローンを用いた気温鉛直分布観測の試み

*木下 宣幸、明石 亮(気象大学校)

1. はじめに

都市域はその周囲の郊外に比べ気温が高いヒートアイラン ドを形成することがよく知られているが、都市域内の公園等 の緑地はクールアイランドと呼ばれる周囲より気温が低い領 域を形成することもまたよく知られており、都市気候の特徴 を明らかにするため、また都市環境改善のための研究が進め られている。今までの観測的研究の多くは気温の水平分布の 観測に基づいており、鉛直分布を調べた研究は観測が容易で ないことからわずかしかなく都市域での気温の鉛直分布は未 だよく調べられていない。しかし、最近普及し始めたドロー ンを用いれば容易に気温の鉛直分布を観測できると考えられ る。ヒート/クールアイランドの気温鉛直分布を観測するた めには都市域即ち人口集中地区でドローンを飛ばさねばなら ないが、航空法の規制により重量 200g 以上のドローンは航 空局の許可を得なければならない。しかし、重量 200g 未満 のドローンは同法の規制対象外であるので高度 150m 未満で あればかなり自由に飛ばすことができる。そこで小型ドロー ンを用いた気温鉛直分布の観測を試み、その可能性と問題点 を調べた。

2. 機材と方法

使用したドローンは HUBSAN 社製 H502E である。重量 154g(バッテリ含む)で気圧センサによる自動高度維持機能 を有し、また搭載した GPS によりおよそ 5m/s 以下の風であ ればホバリング位置を自動的に保つことができるという優れ た特徴がある。しかし、ペイロードが 40g 程度しかないため 軽いセンサーを選ぶ必要がある。また飛行可能時間が12分程 度なのでセンサーには早い応答速度が求められる。搭載した ロガー付き温度センサは YMATIC 社製 SHTDL4-716 であ る。重量は8g(電池含む)で、分解能0.01°C、誤差0.08°C、 時定数 10s である。センサとケーブルは日射の影響を抑える ため高熱伝導粘着層が付いた熱拡散シート (北川工業) で包 み、ローターの上に配置することで通風が常にあるようにし た (図 1)。ドローンの高度は送信機に 10 秒間隔で表示され る高度(気圧から計算されている)を送信機の上に取り付け たビデオカメラで撮影しておき観測終了後に画像から読み取 る (図 2)。高度 70m 以下では誤差はおよそ ±2m と推定さ れる。

観測はドローンを 50~80m 程度上昇させ1分間程度ホバ リングさせたら、およそ 10m 降下させ再びホバリング、更 に降下してホバリングと繰り返していく。気温は2秒間隔で 連続測定し 10 秒平均しその高度の気温とする。センサーを 搭載した状態で 10 分程度の飛行が可能であるが安全のため 観測は 8~9 分で終わるようにしている。



図1 H502E とロガー付き温度センサー



図2 送信機と高度記録用ビデオカメラ

3. 観測例

千葉県柏市にある気象大学校構内のグラウンドで観測を 行った。同校構内はクールアイランドを形成していることが 高橋 (2012)の自転車観測によりわかっている。観測は 2017 年5月15日14時24分から(1回目)と14時32分から (2回目)との2回の観測を行った。結果を図3に示した。 図中の■と+は気象庁10型地上気象観測装置で観測された 大学校露場での地上気温を、破線は乾燥断熱減率を示してい る。2回の観測とも30m以上の高さではほぼ乾燥断熱減率 に従った鉛直分布を示しており混合層の存在が示唆される。 2回目の気温は全ての高度で1回目より高く地上気温の昇温 に対応した変化を示している。同一高度での観測値の変動幅 は0.3℃以内と小さかった。

4. 結論と今後の課題

小型ドローンでも気温鉛直分布の観測が可能であることが わかった。今後は住宅地で飛行観測を行い構内との比較から クールアイランドの鉛直方向の広がりや日変化を調べたい。 一方、飛行観測中に何度か墜落や飛行が不安定になることを 経験した。原因はモーターの劣化や焼き付きであった。モー ター交換で修理可能であったが安全のため観測場所に人がい ないよう注意する必要がある。しかし、低価格でかなり自由 に飛ばせる点で都市域での観測に適していると思われる。



図3 気温鉛直分布の観測例 (2017 年 5 月 15 日)

衛星降水観測によるスペクトル潜熱加熱プロダクト概要と解析結果の紹介

*山地萌果(JAXA/EORC)・高薮縁・横山千恵・濱田篤(東京大学 AORI)・ 幾田泰酵(気象庁数値予報課)・重尚一(京都大学)・久保田拓志・沖理子(JAXA/EORC)

1. はじめに

本発表では、衛星降水観測データを用いて推定 した三次元の潜熱加熱プロダクトの概要と、その 解析結果を紹介する。2017年7月にリリースされ る GPM V05の潜熱加熱プロダクトの概要は、高薮 ほか(本大会)を、ルックアップテーブル(LUT) 作成手法については横山ほか(2017年度春季大会 B409)を、リトリーバル手法については濱田ほか (本大会)を参照されたい。

JAXA では、NASA と共同で、宇宙からレーダで降 水を観測するミッションを実施している。1997年 11月に熱帯降雨観測衛星 TRMM が打ち上げられ、 そこに搭載された降雨レーダ (PR)では、北緯南 緯35度付近までの熱帯について、三次元の降水 観測を行った。TRMM/PR は約17年にわたって宇宙 から降水を観測し続け、2014年10月に後期運用 を終了したが、2014年2月に打ち上げられた全球 降水観測(GPM)主衛星によって、衛星搭載降水レ ーダの観測は継続されている。GPM 主衛星では、 観測領域を北緯南緯65度付近の中緯度まで拡張

し、二周波降水レーダ(DPR)を搭載することで、 TRMM/PR による一周波観測よりさらに精度よく降 水を観測している。

2. 潜熱プロダクトについて

東京大学大気海洋研究所や京都大学、JAXA 地球 観測研究センターでの共同研究グループでは、 TRMM や GPM の降水データを用いて、全球規模での 大気中のエネルギー収支を考える上で重要な要 素の1つである潜熱加熱について、テーブル参照 法を用いて推定し、データ提供を行っている。

潜熱加熱のリトリーバルについては、熱帯域 LUT と中緯度域 LUT の2つの LUT を用意し、2.5 度格子・月別の降水レジーム分類マップ

(Takayabu 2008)を用いて、どちらのテーブル を参照するかを判別している。熱帯域 LUT は、 Shige et al. 2004、2007 ほかで紹介されてお り、TRMM 時代に観測実験のデータを利用して作 成したテーブルを GPM のリトリーバルでも適用 している。中緯度域 LUT は GPM V05 から新たに 作成されたテーブルであり、温帯低気圧 8 事例 における気象庁 LFM 予報データから作成されて いる。2017 年 7 月リリースの GPM V5 からは鉛直 分解能を 19 層から 80 層に増やし、中緯度含め たプロダクトとして提供を開始する。

3. 初期解析結果

図1に GPM V05 の潜熱加熱プロダクトの Q1R (Q1-QR) の3か月平均値を示す。熱帯と中緯度 域についてはスムーズな接続が確認できてお り、プロファイルについても整合的な結果が得 られている。



図 1. 2014 年 4-6 月の GPM V05 Q1R の 3 か月平均分布図(左)2km、(右)7km。

TRMM 打ち上げから、20 年近い衛星搭載降水レ ーダデータが蓄積されており、2017 年秋頃(予 定)には、TRMM/PR と GPM/KuPR の連続性を考慮 した気候プロダクトを TRMM V8 としてリリース 予定である。V8 SLH の開発状況含め、プロダク ト全般の紹介を行った上で、L3 の解析を主とし て、各プロダクトの比較検証結果を紹介する。

参考文献

- Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and D. E. Johnson, 2004: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a modelbased algorithm. J. Appl. Meteor., 43, 1095-1113.
- Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and C.-L. Shie, 2007: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part II: Algorithm improvement and heating estimates over tropical ocean regions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1098-1124.
- Takayabu, Y. N. 2008: Observing rainfall regimes using TRMM PR and LIS data, *GEWEX News*, 18, pp. 9-10.

高知大 parsivel と偏波レーダーによる背が低い雨の雨滴の特徴の解析

○村田 文絵, 佐々 浩司 (高知大理工)

1. はじめに

最近雨を多く降らせる雲が必ずしも背が高いわけで はないことがわかっている (e.g. Hamada et al. 2014)。 また背の低い雨による大雨が衛星からの降水量推定に 過小評価をもたらしている可能性が指摘されている (Shige et al. 2016)。しかし,背が低い雲がどのような 場合にどのような過程で雨を多く降らせるのか充分わ かっていない。

南から暖かく湿った空気が入りやすく山がちな高知 において,2014年4月からX帯偏波レーダーとparsivel 雨滴粒度分布計を設置し連続観測を行っている。本研 究では,気象官署高知において日雨量173.5mmが観測 されたも拘わらず同じ敷地内で観測しているウインド プロファイラで降水が高度4km付近の融解層より低い 所から主に降っているようにみえる(図1参照),2014 年8月2日の事例を解析する。

2. 総観場と雨滴粒度分布例

2014 日 8 月 2 日は約 800km 西を北上する台風 12 号により高相当温位の空気が継続的に南から流入して おり,土佐湾で発生した降水雲がしばしば発達しなが ら通過した。このとき高知大学では,朝倉・物部にあ る 2 台の X 帯偏波レーダーと五台山・繁藤に設置した parsivel 雨滴粒度分布計で観測を行っていた。ただし, 繁藤の観測はエラーにより 9 時 58 分以降欠測してい る。図 2 に五台山で 16 時 30 分の 1 分間に観測した雨 滴粒度分布を示す。5 分前には降水強度 1mm/h 未満 であり中心値 $D_{\rm m}$ が 0.8mm の粒度が比較的そろった 雨であったが 2 分前より急激に粒径の大きな雨滴が増 加し 16 時 30 分に 103mm/h の降水強度に達した。そ の後徐々に大きな雨滴が減少し,5 分後には降水強度 4.6mm, $D_{\rm m}$ が 1.0mm と弱まった。

3. 偏波レーダーによる雨滴に関する情報の推定

幅波レーダーは雨滴の大きさに関する情報を面的に 推定できるポテンシャルをもつ。図3は2017年6月 21日02:18-03:15JSTの間の観測にもとづいた仰角4.0 の朝倉レーダー (五台山上空の高度は約500m)の反 射因子差 $Z_{\rm DR}$ と parsivel で観測した $D_{\rm m}$ の散布図で ある。 $Z_{\rm DR}$ の値が大きいほど $D_{\rm m}$ が大きいという関係 がみられており、ある程度の精度では偏波レーダーか ら雨滴の大きさを推定できると考えられる。発表時に は、2014年8月2日の事例について偏波レーダーも用 いて雨滴粒度分布計で観測された雨雲の特徴について の解析結果も示す予定である。



図 1: 2014 年 8 月 2 日のウインドプロファイラ高知の 鉛直風の時間高度断面。負の鉛直流は雨を表すが,融 解層より低い高さの雨が卓越していた。



図 2: 2014 年 8 月 2 日 16 時 30 分の parsivel による雨 滴粒度分布 (赤線) とフィッテイングした修正ガンマ分 布 (青線)。



図 3: 2017 年 6 月 21 日 02:18-03:15JST の間に観測さ れた偏波レーダーによる反射因子差 (Z_{DR}) と parsivel の雨滴粒度分布から求めた中心値 D_m の散布図。

水蒸気ラマンライダー観測と降水量予測精度向上への試み

*吉田智¹, 永井智広¹, 酒井哲¹, 泉敏治², 横田祥¹, 瀬古弘¹, 小司禎教¹, 鈴木修¹ (1: 気象研究所, 2:気象庁観測部気象衛星課)

1. はじめに

大気中の水蒸気量の把握が、時空間的な降水量予測 の高度化に重要な役割を果たすことが知られている。 例えば、2008年に発生した雑司ヶ谷豪雨の事例では、 国土地理院GNSS観測網による水蒸気鉛直積算量(可 降水量)のデータ同化実験を行い、より観測値に近い 降水量の再現に成功している(Saito et. al., 2016)。

気象研究所では、降水量予測の高度化を目的として、 水蒸気ラマンライダーによる水蒸気観測データを用いた、 データ同化手法の開発を進めている。ライダー観測によ り GNSS では得られない、鉛直プロファイルを連続的に 得られ、降水量予測の精度向上が期待できる。

データ同化実験を行うために、首都圏にて2機のラマ ンライダーを用いた水蒸気観測を2017年に開始した。本 発表ではライダー観測の概要を述べるとともに、観測及 びデータ同化の初期結果について述べる。

2. 観測概要および初期観測結果

気象研究所内(つくば市)に設置されたラマンライダー による水蒸気観測に加えて、可搬型ラマンライダーを開 発し(Sakai et al., 2016)、茅ヶ崎市又は川崎市の沿岸部で 機動的水蒸気観測を行っている(図1)。このライダー観測 では鹿島灘、東京湾、相模湾から流入する水蒸気量を高 精度で把握することを目的とし、風下側で発生する積乱 雲に伴う降水予測のためのデータ同化を行う。

ライダーによる水蒸気観測の一例として2017年7月1 日に川崎市の観測点で得られた20時から23時(JST)ま での水蒸気混合比の鉛直プロファイルを示す(図2)。最 下層(200m)では16.5g/kgを超える水蒸気を含んでいる。 横浜のアメダスデータより求めたこの時間帯の地上の水 蒸気混合比は17.0g/kgであり、ライダーの観測結果と整 合的である。最下層から高度500mまで比較的乾燥した 層があり、高度500mから1kmにも水蒸気混合比が高い 層(約18g/kg)がある。以上のように、水蒸気混合比の詳細 な高度プロファイルが得られていることを確認した。

3. まとめ

本稿では気象研究所で実施しているライダーの初期観 測について示した。発表では風下側で降水が発生した 事例においてデータ同化実験を行い、ライダー観測のイ ンパクトについて述べる。

謝辞 本研究の一部は JSPS 科研費(17H00852)の助成を 受けたものです。



図1:2017 年度から実施しているライダーの観測点 ×:可搬型ラマンライダー □:固定型ラマンライダー



図 2:可搬型ライダー観測による水蒸気混合比の鉛直プロファイル。白色は 0g/kg または No data を示す。

境界形状に準拠した座標系を採用した氷晶成長の数値計算

*板野 稔久・藤本 大地(防衛大・地球)

1. はじめに

六方対称性を持つ雪結晶の形状を数値的に再現することは興味 深い問題である。この問題に対して Komabayasi(1972)あるいは駒 林(1974)は、水蒸気が「昇華拡散成長」して雪結晶を形成する過 程を記述する簡単なモデルを考案し、樹枝状の構造を数値的に再 現することに初めて成功した。そこでは、点対称な結晶の形状に ついて、極座標系を採用したモデルで計算が実施されている。但 し、ラプラスの式を解く際に、等角写像への変換をおこなうとい う工夫が取り入れられている一方で、最終的に正方領域を縦軸・ 横軸とも一定の間隔で差分化して緩和法を計算しているため、結 晶表面が必ずしも格子点を通らず、結果としてギザギザな形状の 結晶形が計算されている。同様の計算を x-y 座標で計算した斎藤 (1972)でも同類の問題が生じている。そこで、本研究では、半径 方向を結晶表面と計算領域外縁の間で規格化し、最下層が結晶表 面となるような「形状に準拠した座標系」を導入して、Komabayasi (1972)や駒林(1974)と同様の計算を実施することを試みた。

2. モデル

気体・液体・固体の三相が共存する氷点下の環境において、氷 晶が液相から固相へ「昇華拡散成長」する状況を考える。この過 程を支配する方程式は、「水蒸気の拡散を予測する式」と「結晶半 径を予測する式」の二本立てで構成される。前者については、一 般に「拡散方程式」が考えられるが、結晶の成長に較べると水蒸 気の再配分は一瞬でおこなわれるため時間微分=0 とみなすこと ができ、結局「ラプラスの式」

$$(\nabla^2 =)\frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial C}{\partial r} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2 C}{\partial \theta^2} = 0 \qquad (1)$$

が得られる。ここで $C(r, \theta)$ は水蒸気濃度、rは半径、 θ は方位 角、 ∇^2 はラプラシアンであり、極座標系 (r, θ) が採用されてい る。

一方、後者の「結晶半径を予測する式」は、

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{D}{\rho} \left(\frac{\partial C}{\partial r} \Big|_{r=h} - \frac{1}{h^2} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial C}{\partial \theta} \Big|_{r=h} \right)$$
(2)

となる (駒林, 1974)。ここで $h(\theta, t)$ は氷晶表面の半径、tは時間、 D は拡散係数、 ρ は氷晶密度である。

計算領域は同心円状とし、中心部に氷晶、外側に過冷却水が存 在し、その間のドーナツ部が水蒸気で満たされていると仮定する。

境界条件は、過冷却水と接している外側の境界(i.e. r=R)においては C=Cr(i.e. 過冷却水に対する飽和水蒸気濃度)、氷晶と接している内側の境界(i.e. r=h)においては C=Cs(i.e. 氷晶に対する飽和水蒸気濃度)となる。但し、Csは定数ではなく、氷晶曲率

$$K = \left\{1 - \frac{1}{h} \frac{\partial^2 h}{\partial \theta^2} + 2\left(\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial \theta}\right)^2\right\} / \left\{h\left[1 + \left(\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial \theta}\right)^2\right]^{3/2}\right\} (3)$$

によって変化し、表面が平面であった場合の氷晶に対する飽和水 蒸気濃度を Coとすると、

 $C_{S}=C_{0}(1+\Gamma_{D}K)$ (4) で与えられる。ここで Γ_{D} は接線波数6の変数であり、

 $\Gamma_D=1.00 \times [1+35(B/A)\cos(6\phi)] \times 10^{-7} \text{ cm}$

である。但し、¢は結晶表面 hの法線が水平面となす角であり、 B/A は結晶表面の自由エネルギーが面の傾きによって変わる効果 を表す無次元のパラメータである。<本章は駒林(1974)に準拠> 3. 境界形状に準拠した座標系

ここで、「形状に準拠した座標系」(r*, θ)の導入をおこなう。 座標の各成分は、

$$r^* = (r-h)/(R-h), \qquad \theta^* = \theta \qquad (6)$$

で定義され、特に r^{*}は結晶表面 r=h で 0、計算領域外縁 r=R で 1 となるように規格化した半径である。一方、 θ ^{*}は新しい座標系に おける角度であり、 θ と全く同じ値をとるが、それらによる微分 は同じではないことに注意が必要である (i.e. $\partial/\partial \theta^* \neq \partial/\partial \theta$)。 (1),(2)式を (r^{*}, θ) 座標系に変換すると、以下のようになる:

$$A_{1} \frac{\partial^{2} C}{\partial r^{*2}} + A_{2} \frac{\partial C}{\partial r^{*}} + A_{3} \frac{\partial^{2} C}{\partial r^{*} \partial \theta^{*}} + A_{4} \frac{\partial^{2} C}{\partial \theta^{*2}} = 0$$

$$A_{1} = 1 + \{(r^{*} - 1) \frac{\partial h}{r \partial \theta^{*}}\}^{2}$$

$$A_{2} = \frac{R - h(\theta^{*}, t)}{r} + 2(r^{*} - 1)(\frac{\partial h}{r \partial \theta^{*}})^{2}$$

$$+ (r^{*} - 1) \frac{R - h(\theta^{*}, t)}{r} \frac{\partial^{2} h}{r \partial \theta^{*2}}$$

$$A_{3} = 2(r^{*} - 1) \frac{R - h(\theta^{*}, t)}{r} \frac{\partial h}{r \partial \theta^{*}}$$

$$A_{4} = \{\frac{R - h(\theta^{*}, t)}{r}\}^{2} \qquad (7)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{D}{\rho} \left[\frac{1 + (h \partial \theta^*)}{R - h} \frac{\partial C}{\partial r^*} \right|_{r^* = 0} - \frac{1}{h^2} \frac{\partial h}{\partial \theta^*} \frac{\partial C}{\partial \theta^*} \right]_{r^* = 0}$$
(8)

なお、(3)式はθをそのままθ*に置き換えた式になる。

4. 結果

B/A=0.04として半径 $5\mu m$ から1分程度計算した例を図1に 示す。本来は直交座標系である「一般曲線座標系」(例えば、 Satomura, 1989)で計算するのが理想であるが、今回の事例ように 形状が時間変化する問題において毎時間ステップごとに座標系自 体を計算するのは非現実的である。そのような場合に「形状に準 拠した座標系」を導入するのは現実的な妥協点であると思われる。



図1 氷晶形状の時間変化(半径5µmの円から計算) <B/A=0.04>

(5)

雲解像アンサンブル実験による積乱雲の発生・発達機構の解明に向けて

*1 横田祥, ^{1,2} 瀬古弘, ¹南雲信宏, ^{3,1} 山内洋, ¹工藤玲, ¹川畑拓矢, ^{4,1} 幾田泰酵, ⁵新野宏(¹気象研究所, ²海洋研究開発機構, ³気象庁観測部, ⁴気象庁予報部, ⁵東京大学大気海洋研究所)

<u>1. はじめに</u>

局地的大雨をもたらす積乱雲は、しばしば大きな被害の 原因となるが、その発生・発達と周囲の大気場との関係は 未だによく分かっていない。多メンバーの雲解像アンサン ブル実験を用いれば、その統計的な解析により、大気場の 何が積乱雲の発生・発達に大きく寄与するかを客観的に調 査できると考えられる。しかしこれまでは、計算機資源の 制約やアンサンブル実験による現実的な積乱雲の再現の 難しさから、このようなアプローチの研究は行われていな い。そこで本研究では、データ同化の手法を駆使して 2016 年8月4日につくば市で発生した局地的降水を水平解像度 1 kmのアンサンブル実験(301 メンバー)で再現し、それ を統計的に解析することにより、この降水をもたらした積 乱雲の発生・発達と大気場の関係を調べることを試みる。

2. 実験設定

水平解像度 15・5・1 km の 3 重ネストした NHM-LETKF (Kunii 2014)を用いてアンサンブル実験の初期値・境界 値を作成した。水平解像度 15 km の LETKF (領域 1200 km × 1200 km) では、現業メソ解析で同化されている1時間 毎の観測データ(衛星観測を除く)を8月1日 0900 JST から6時間毎に同化し、水平解像度5kmのLETKF(領域 450 km×450 km) では、10 分毎のレーダー動径風(つく ば・柏・羽田空港・成田空港)と地上観測(気象庁アメダ ス) を 8 月 4 日 0900 JST から 1 時間毎に同化した。水平 362N 解像度1 kmのLETKF(領域 300 km×300 km)では、1 分毎(解析時刻以降9分後まで)のレーダー反射強度(つ *** くば・羽田空港; 偏波間位相差で減衰補正したもの)・動 径風と地上観測を8月4日1400 JST から10 分毎に同化し た。反射強度の同化の際は、横田ほか(2017)に基づき、 降水が予測されていない観測点に水蒸気量、気温、鉛直流 と相関を持つ反射強度の摂動を付加した。これによって最 終的に、8月4日1449 JST までの観測を同化して1440 JST の解析値を300メンバー作成し、この解析値(とその平均) を初期値とする 301 メンバーのアンサンブル実験を水平 解像度1kmで1500JSTまで行った。

<u>3. 結果</u>

1450 JST において、レーダーや衛星による観測(図 a, b) とほぼ同じ位置に降水が再現された(図 c)。降水の位置 のメンバー間のずれは小さいが、発達の程度に違いが見ら れた。再現された雲水は地上約 2 km を中心に、雨水はそ の下方に分布しており、雲水の多い領域では気温減率が周 囲よりわずかに小さく(等値線の間隔が広く)なっていた (図 d)。これは主に雲水発生時の凝結熱によるものと考 えられる。また、再現された雲の雲底(図 d の雲水存在領 域の下端)の気温(23℃前後)は、赤外線カメラによる 観測結果(図 e)と整合的であった。

<u>4. まとめと今後の予定</u>

2016 年 8 月 4 日につくば市で発生した局地的降水を、 301 メンバーの雲解像アンサンブル実験で再現した。今後 はこの水平・鉛直解像度をさらに細かくしたアンサンブル 実験を行い、その実験結果を統計的に解析することにより、 大雨が発生するメンバーと発生しないメンバーの違いが 大気場の何に起因するのかを明らかにすることを目指す。

参考文献

Kunii, 2014: Weather and Forecasting, 29, 1093-1105. 横田ほか, 2017: 2017 年度気象学会春季大会予稿集, D465.





 図: 2016年8月4日1450JSTの(a)レーダー合成図(mm hr⁻¹)、(b)ひまわり 8号可視画像、(c)高度1kmの水平風(矢印、m s⁻¹)とレーダー反射強度 の予報値から推定した降水強度のアンサンブル平均(シェード、mm hr⁻¹)、(d)36.02°N(cの黒線)における雨水量(シェード、gkg⁻¹)、雲水量 (黒コンター、gkg⁻¹)、気温(灰色コンター、°C)の予報値のアンサンブ ル平均の鉛直分布(縦軸はm)、(e)1442 JSTに気象研究所(a-cの黒点の 位置)から真南を仰角45度で撮影した熱画像(左)と可視画像(右)。

謝辞:本研究の一部は、文部科学省フラグシップ 2020(ポスト 「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」(課題 ID: hp160229)、及び JSPS 科研費 JP16K17804 より支援を受けました。

降雪粒子直接観測による GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズムの地上検証

*鈴木賢士(山口大院) 中川勝広(情報通信研究機構) 金子有紀(宇宙航空研究開発機構)

1. はじめに

二周波降水レーダ(DPR)を搭載した全球降水 観測計画(GPM)主衛星の特徴は、熱帯降雨観測 衛星(TRMM)とは異なり高緯度地方を含む広範 囲の降水を観測することができることである。 DPR のレベル2プロダクト中のパラメータである 降水タイプ分類は、気候学的な雲内の鉛直熱収支 などを考える上で重要な情報であるが、地上から 固体降水が占める冬季降雪雲の降水タイプ分類に は検討の余地がある。我々は、2016年冬季に、石 川県立大学および金沢大学において、地上設置型 隆水粒子撮像・重量計測システム (Ground-based Particle Image and Mass Measurement System: G-PIMMS) を用いて降水粒子の地上直接観測を実 施した。G-PIMMS は、液相と固相を映像として 区別し, 粒子画像の透明度や粒子形状により固体 降水を霰や雪片に分類することができる。さらに は、それらの重量を計測することで、降水の密度 を見積もることができる。この観測期間中、金沢 上空を GPM/DPR が通過した。このとき、地上で は降雪が観測されており、地上降水粒子直接観測 結果と GPM/DPR による降水タイプ分類の比較検 証を行った。

2. GPM/DPR 同期観測結果

2017年1月25日日本時間午前5時23分に金沢 上空を北西から南東にGPM/DPRが通過した。こ の日は寒気流入に伴い、日本海沿岸に筋状の雲が 並び、断続的に降雪がもたらされていた。石川県

立大サイトでは GPM/DPR 通過直後から降雪が観 測され、金沢大サイトでは5時過ぎより降り続い ていた降雪が止む直前に GPM/DPR が通過した。 下図に示した粒子画像はそれぞれに設置された G-PIMMS で観測された霰と雪片である。また、 図には G-PIMMS により観測された降水粒子の粒 径-時間分布およびマイクロレインレーダ(MRR) によるレーダ反射強度の時間高度断面図を示す。 G-PIMMS による観測から GPM/DPR 通過時の主 な降水は、石川県立大サイトでは霰、金沢大サイ トでは雪であった。それに対し、2017年5月に公 開された GPM/DPR アルゴリズム V05 による降水 タイプ分類結果は、石川県立大サイトでは対流性、 金沢大サイトでは層状性と分類されていた。雲物 理学的な見地から言えば、霰が多く観測されると いうことは、着氷成長に必要な渦冷却水滴と上昇 流が雲内に存在することが考えられ、一方、雪片 が多いということは、上空で形成された密度の小 さな氷晶粒子が落下・凝集して雪片を形成するプ ロセスの存在が考えられる。また、北西から流れ 込む雪雲を GPM/DPR は北西から南東にかけて通 過しながら観測していることを考えると、石川県 立大サイトでは降雪ステージの初期、金沢大サイ トでは降雪ステージの後期を観測しているという ことができ、前者を対流性、後者を層状性とみな すことができる。今後さらなる同期観測によるデ ータ蓄積が必要ではあるが,降水粒子地上直接観 測から GPM/DPR の降水タイプ分類アルゴリズム を検証することができた。



図. 2017年1月25日5:05~5:45JSTにG-PIMMSで観測された降水粒子粒径(上図).赤は霰,青は雪(霰以外)を示す.下図はMRRの時間-高度断面図. 左が石川県立大サイト,右が金沢大サイトのデータを示す.

多地点 LF 帯センサによって標定された雷放電点と偏波パラメータの比較

*岸川拓也¹、林修吾²、吉田智²、石井正好² (1:筑波大院生命環境、2:気象研究所)

1. はじめに

三次元雷放電点と偏波パラメータの比較に関する 研究は、国外のスーパーセルのような大規模な積乱 雲を対象とした事例が多く、国内の夏季熱雷事例を 対象にした研究は少ない。そこで本研究では、近年 新たに日本で開発された三次元雷放電点位置標定の データと偏波パラメータを解析することで、雷雲内 の粒子分布と雷放電極性分布を調査し、降水粒子が どのような振る舞いをしたときに雷放電が始まるの かを明らかにすることを目的とする。

2. 使用データ

- 国交省 X バンド MP レーダー (葛城)
- 使用パラメータは水平反射因子 Ze[dBZ]・反 射因子差 Zdr[dB]・偏波間位相差変化率
 Kdp[°/km]・偏波間相関係数 ρ hv
- LF帯センサ (BOLT; Yoshida et al., 2014)
- Broadband Observation network for Lightning and Thunderstorm
- ・ 雷放電に伴う LF 帯電磁波を受信し、到達時間 差法を用いて雷放電点を三次元位置標定する
- > 大阪平野を中心に 11 地点設置

3. 結果と考察

2015 年 7 月 30 日の昼過ぎに大阪平野上空を南 東進した積乱雲の雷放電活動に注目し、雷放電の三 次元分布と偏波パラメータの比較を行った。

図1左の反射強度及び雷放電点分布の鉛直断面 図によると、Zeのコアが上空に伸びた先の-10℃高 度付近で雷放電が発生していた。同じ領域でZdr は0に近い値をとり(図略)、 ρ hv(図1右)では 0.95を超える値だったことから、この領域の降水 粒子はあられであると考えられる。続いて、全雷放 電点がどのような偏波パラメータを示す場所で発生 するのかを議論するため、極性別雷放電点の頻度分 布を調査した(図2)。これによると、上層の正電 荷はZeがあまり強くなく、 ρ hvの値もばらつきが みられることから、氷晶や雪片といった粒径が様々 で小さい粒子が存在している領域で発生しているこ とが分かった。一方下層の正電荷は Ze が強く、ρ hv の値も高いことから、あられや雹といった比較 的大きな粒子が単一に存在している領域から、発生 していることが分かった。

本研究では、上層の正電荷と下層の正電荷では電 荷を帯びる粒子が異なることが明瞭に示された。今 後は仰角別のレーダーデータをそのスキャン時刻毎 に解析し、より細かい時間スケールで雷放電の推移 と偏波パラメータの関係を調査する予定である。

謝辞

本研究は筑波大学大学院と気象庁気象研究所にお ける連携大学院制度の下で行われました。



図 1:レーダーの北から 12°東の方向を見た際の雷放電点と 偏波パラメータ(左;反射強度、右;偏波間相関係数) 赤△;雷放電開始点、オレンジ点;正電荷、水色点;負電荷



図2: 雷活動最盛期(13:30-13:40)における極性別雷放電点の頻度分布(Zephv格子)

(左) 上層の正電荷、(中央) 負電荷、(右) 下層の正電荷

地上気象データを用いた突風の統計解析 (第2報)

益子 渉 (気象研)

1. はじめに

2002年から2016年までの全国の気象官署の地上データを 用いて、突風の発生頻度や発生分布を統計的に調査してきた (2017年春季大会予稿集 B307)。ここでは、瞬間風速(3秒 平均)が前10分平均風速より15m/s以上大きく、かつ突風 率が2.0以上であることを主条件として、後10分平均風速 が10m/s以上低下するものを"突風"、それ以外を"ステップ 型強風"と定義している。その結果、突風は3163事例、ステ ップ型強風は176事例抽出された。突風は平均すると1地点 当り1.40回/年、25m/s以上の突風発生日数でみても0.51日/ 年となり、ある1地点でみた竜巻の遭遇率が数万年に1度程 度と言われているのに対して極めて発生頻度が高いことが 明らかになった。本研究では、抽出された事例について環境 場の特徴を調べるとともに、ステップ型強風についても調査 を行った。

2. 突風の特徴

前回の調査により、発生した突風のうち台風に伴うもの (中心から 800km 以内)が 1634 事例で全体の 51.7%となっ ていることが示された。進行方向右前方で発生数が多くなっ ていたが、眼の壁雲付近を含め中心近傍でも発生していた。 月別発生数でみると 9 月をピークに 8-10 月に多くなってお り、これは台風に伴うものが多くを占めていた。また、14-17 時に発生頻度のピークが出るなど日変化もみられた。

今回はまず、海岸線からの距離別の発生頻度を評価した。 海岸線データは米国地質調査所(USGS)の海陸分布データ を元に、1km格子で作成したものを使用した。突風は海岸に 近いほど発生頻度が高くなっているのが分かる(図1)。

気象庁竜巻等の突風データベース(突風 DB) との対応関係についてみてみると、突風 DB の被害域から 2.5km 以内かつ時刻の一致が見られたものは7事例であったが、300km 以内かつ前後6時間以内では277事例となっており、今回抽出した事例の約10%が突風 DB のものと同一の総観場内で発生していたと推測される。

西日本では特に太平洋岸を中心に台風に伴って発生する 突風の頻度が高く、東日本では台風に伴わないものが多くな っていた。冬季日本海側では発生頻度が広範囲で高くなって いるなどの特長も見られた。また、突風の際、気温低下を伴 うものが多くなっていたが、1度程度の小さいものが多かっ た。図2に突風の際に顕著な卓越風向が見られた地点につい て、その方位を矢印で示す。日本海側で西よりの風向をもつ 地点が多く見られるが、これは冬季の季節風の影響に伴って 突風が発生しやすいことを示している。一方、突風の発生頻 度が局地的に高くなっていた太平洋岸の大船渡では卓越風 向が北西で内陸からの風となっており、また洲本では南風で 紀伊水道からの方角となっており、これらの地域は地形的な 影響も強く受けていると言える。

3. ステップ型強風の特徴

ステップ型強風も沿岸部で発生頻度が高くなっている特 徴がみられた(図略)。また、突風 DB との関係では、被害 域から 300km 以内かつ前後 6 時間以内に発生していたもの は全体の約 15%となっていた。

ステップ型強風の月別頻度を図3に示す。突風とは対照 的に12月にピークがみられ夏季に少なくなっている。台風 に伴うものは12%と、突風に比べて少なくなっている。発 生分布については北陸から北の日本海側で高くなっている のが特徴であった。また、突風の際、時計回りの風向の変化 と気温低下が突風の場合と比べて顕著であることが明らか になった。



図1. 突風の海岸線からの距離別発生頻度. 折れ線は観測地 点数を示す.



図2. 突風発生時の卓越風向(36方位)を矢印で示す. 但し、 事例数が10以上、かつ最多方位±1方位の合計事例数が全 体の50%以上の地点のみ表示. 前10分平均風向を用いて計 算している. 陰影は1年当りの突風の発生頻度を示す.





謝辞:本研究の一部は科学研究費助成事業・基盤研究 C(15K05295)の助成 による.

高知県の過去の豪雨解析における再現性の検証

中前久美、柴田清孝 (高知工科大学)

1 はじめに

近年の地球温暖化に伴い、日本全体の降水特性が変化して いることが指摘されている。21世紀末を想定した気候モデ ルでは、年総降水量における1度の豪雨の占める割合が増加 する傾向にあると予想されている(気象庁 異常気象レポート, 2014)し、ここ数年で過去に例の無いほどの雨量を短時間で記 録する事例が増加している。このような事例に対応するため に、過去の雨量データを統計的に解析し、どの程度予測できる のかを考えることが重要である。

なお、本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)の一環で行われている。

2 データ

本研究では、気象庁の地域気象観測システム (AMeDAS) か ら、高知県内の降水データを日雨量にして用いる。また、モ デルデータの再現性を見るために、地球温暖化対策に資する アンサンブル気候予測データベース (database for [4] Policy Decision making for Future climate change; d4PDF) の約 20km メッシュ日本周辺域データ (全メンバー数 50(番号不連 続)、1950.09-2010.08) と、CMIP5 モデルデータ・セットで 現在気候データ (CSIRO-Mk3-6-0、GFDL-CM3、MIROC5、 MRI-CGCM3、HadGE-ES) を、日本周辺地域で統計ダウン スケーリング (約 1km メッシュ、1970.01-2005.12) したもの を用いている。ここで用いるのは、SI-CAT 気候シナリオワー キンググループが作成したものである。

3 解析

本研究では、過去の雨量データから年最大値を選び、その 累積分布を L-moments 法 (Hosking and Wallis, 1997) を用 いて計算した係数で一般化極値分布 (GEV) に近似して、そこ から再現期間を求めた。その結果、地上アメダス観測データ からの再現期間は、高知で 500mm は 50 年に一度、1000mm は 740 年に一度、という値を得た。一方、CMIP5 のモデル から計算した再現期間は、高知で 500mm は 1200 年に一度、 1000mm は 25000 年に一度、という非現実的な値になった。 この原因を探るために、実際に観測された地上アメダスデー タの累積分布と確率密度分布、GEV で近似した後の分布関数 をそれぞれ図に示した (図1;高知、図2;魚梁瀬)。累積分布 の近似では差は少く見えるが、確率密度分布にすると離散型 分布で幅があったり極値が大きく外れていたりするほど、近 似される連続関数とのずれが大きいことがわかる。発表では、 モデルと観測との違いや近似関数とのずれの度合いについて も詳しく解析した結果を示せれば良いと考えている。

データソース

地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース

https://www.jamstec.go.jp/sousei/jp/event/others/d4PDFsympo/ 気象庁 各種データ・資料 過去の気象データ

http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html

参考文献

Hosking, J.R. M. and J.R. Wallis, 1997: Regional Frequency Analysis: An Approach based on L-moments.Cambridge Univ. Press, 224pp.





GEV in Yanase





関東地方での降雪イベント時の低温場の形成に対する地形の影響

*山崎拓弥(首都大 都市環境), 高橋 洋 (首都大・JAMSTEC)

1. はじめに

秋から春にかけて関東地方では南岸低気圧によっ て年に数回の降雪がある.積雪により交通障害等の 被害が多く生じる為,雪予報に正確さが求められる が,現状雪予報の精度は高いとは言えない.その要 因の一つとして雨雪を決定する大気下層の気温の正 確な予測が難しい点がある.降雪時には地表付近の 気温が降下し,低温が維持されることが重要とされ ており,その要因として山地東側で強まるリッジと 北寄りの風よる冷気移流(Cold-Air Damming: CAD)や山地に囲まれた関東平野内陸部の乾燥した 空気を雨滴の蒸発により冷却する効果(冨山 2001) などが指摘されている.そこで本研究では低温場の 形成の主要な要因の一つと考えられる地形がどの程 度影響しているのかを明らかにすることを目的とす る.

2. 解析手法とデータ

低温場の形成における地形の影響を調べるため に、領域気候モデルWRF-ARW(Ver.3.6.1)を用いて 標準実験(CTL)とCTLから地形のみを無くした感 度実験(notopo)の2つの数値実験を行った.大気の 初期値・境界値はNCEP-FNL,SSTはOISSTを使 用し、2way-nesting法を用いて関東甲信地方を覆う 水平解像度3kmのDomain2を解析の対象とした. 関東平野南部で特に顕著な大雪となった2014年2 月8日の事例など複数のイベントを対象とした.

3. 結果

関東平野南部で特に顕著な大雪となった 2014 年 2月8日事例の結果を示す. CTL の南岸低気圧経路 や気圧変化は精度高く再現されており CTL と notopo で低気圧の勢力や経路に大きな差は見られ ず,総観規模での大きな差異はないことが確認され た.大手町において南岸低気圧によって 0.5 mm/h 以上の降水があった期間(2014 年 2月8日6時~9 日3時)を降水期間と定義し,期間を序盤・中盤・ 終盤と3つに分けて解析した.大手町ではCTLに おいて降雪量の過小評価は見られたものの期間を通 して積雪が確認されたが, notopoでは降水はあった ものの積雪は確認されなかった.CTLでは期間中, 平野内陸部を中心に2℃以下の低温が維持されてい るが, notopoでは平野北西部を除き,終盤にかけて 気温が上昇していた.流山ではCTLは気温が1℃ 前後で推移しているが, notopoは,終盤にはCTL と最大7℃程度の温度差が生じていた(図).一方,関 東平野北西部に位置する高崎ではCTLと notopo は似た気温の推移をし,低温が維持されていた(図).

今後は,他の事例についても同様に地形が低温の 形成に重要な役割を果たしているのかを調べる.また,低温形成に他の影響が重要でないかをさらに詳 しく検討して行く.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP16K16349 の助成を受けたものです.



昭和58年7月23日の島根県西部の豪雨の再現実験

木村俊介・新野 宏(東大大気海洋研究所)

1. はじめに

我が国では暖候期にしばしば集中豪雨が発生し、甚大 な災害を生ずる。これらの集中豪雨は線状降水系による ものが多いことが小倉(1991)により指摘されており、加 藤・津口(2014)は梅雨期の集中豪雨の統計的解析から、 台風や熱帯低気圧本体によるものを除く約 64%が線状 降水系によることを示している。

線状降水系がもたらした集中豪雨の代表的な事例の・ つとして、1983 年7月22日夜から23日朝にかけての 島根県西部豪雨がある。(例えば Watanabe and Ogura 1987;以下 WO87)。当時は JRA-55 のような比較的解像 度の良い客観解析データや非静力学メソモデルもなく、 豪雨の形成過程の詳細な解析は難しかった。

本研究では JRA-55 と気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)を用い、集中豪雨を生じた線状降水系を再現し、 その形成過程について調べた。

2. 手法

初期値・境界値として 6 時間ごとの JRA-55 を用い、水 平格子間隔 20km のモデルに、同 5km,2km,500m のモデ ルを4重に一方向ネストした計算を行った。計算領域 は、20km モデルでは中国地方を中心とした 3000km× 2600kmとし、以下表1に示したような設定で計算し た。雲微物理には Lin et al.(1983)のスキームを用いた。

水平解像度	20km	5km	2km	500m		
初期時刻	1983/7/22 21JST		1983/7/22 23JST			
計算時間	~1983/7/23 21JST					
水平格子数	150×130	360×278	400×280	800×550		
鉛直層数	40	50				
初期値・境界 値	JRA-55	20km- NHM	5km- NHM	2km- NHM		
対流パラメタ リゼーション	Kain-Fritsch スキ ーム		なし			
境界層乱流ス キーム	MYNN Level3 (Nakanishi 2001; Nakanishi and Niino 2004,2006)					

表 1 JMA-NHM の設定詳細

3. 結果

5km-NHM、2km-NHM,500m-NHM の 15 時間積算降水 量の計算結果を図1に示す。これを同期間の総雨量(図 2)と比較すると降水の位置や形状はほぼ一致している。 また強雨の時間帯も観測とほぼ一致していた(図略)。 この豪雨は JMA-NHM の結果も併せた解析により、日 本海にある低気圧に伴う寒冷前線に伴って発生したこと が分かった。特に、7月23日02JST頃から活発な対流 雲が発生し始め、レーダー(WO87)で見られたのと同 様、バックビルディング型の線状降水系を形成した。 WO87 は、この豪雨の発生には湿った空気の流入と中



図 2.1983 年 7 月 22 日 20 時から 7 月 23 日 12 時ま での総雨量(WO87 より)、陰影;高度.実線;降水量.

国山脈の地形による地上風の収束が重要な役割を演じ たとしている。

JMA-NHM の結果は、下層に南西から湿った空気 相当温位>350K)が長時間流入しており、浜田上空 の成層は対流不安定となっていた。一方、地上風の収 束については、対馬付近から収束線が伸びており、中 国山脈の地形が直接の原因という可能性は低いように 思われる。

JMA-NHM の結果では、中国地方上空 500hPa 付近 にジェットストリークが確認でき、今回の豪雨はこの ジェットストリークの入り口付近に位置していた。

JMA-NHM の結果得られた線状降水系は寒冷前線に 伴うものと考えられるが、その幅は約 20km と非常に 狭くなっている。これには前線強化が働いているもの と思われるため、前線形成関数を用いた解析を行っ た。すなわち、前線形成関数の各項の計算を行い、そ の空間分布を調べたところ(図略)、降水が強化され た時間帯には、発散項と変形項は上層で負、下層で正 となり、また傾斜項は下層~上層にかけて大きな正の 値を示した。すべての項を合計すると大きな正の値を 示し、前線強化が起きていることが確認できた。

さらに地上 500m 付近の水蒸気フラックスの収束発 散の解析を行ったところ、降水が強化された時間帯に は南西からの水蒸気フラックスの値が非常に大きくな り、降水系付近における収束も非常に大きい値となっ ていたことがわかった(図略)。

4. まとめ

JRA-55 と JMA-NHM を用いて、1983 年 7 月 22-23 日の島根県西部の豪雨の再現に成功し、その形成要因 を調べた。豪雨を生じた線状降水系は寒冷前線に伴う もので、中国地方上空 500hPa のジェットストリーク の入り口付近に位置していた。降水が強化された時間 帯には南西からの水蒸気フラックスが大きくなり、そ の収束が強化され、前線強化も起きていた。



図1:1983年7月22日21JST~7月23日12JSTの15時間降水量。

近畿地方に発生する線状降水システムの雲解像モデルCReSSを用いた再現実験: 2015年9月1日の降水事例について

関庚夕¹⁾・坪木和久¹⁾・吉田真由美¹⁾²⁾・諸田雪江¹⁾²⁾・金田幸恵¹⁾ 1:名古屋大学 宇宙地球環境研究所、2:国立研究開発機構情報通信研究機構

1.はじめに

暖候期に東アジアでは、Mesoscale Convective System(MCS)に よってしばしば多量の雨がもたらされる(小倉 1991)。と りわけ、南側から入る下層の湿潤な空気によって形成され る線状(Line-shape)降水システムは、大雨の発生要因とし て着目されている。特に夏場に近畿地方の大阪湾から北東 にのびる線状降水システムは、「淀川チャネル型降水」と 呼ばれる。Higashi et al. (2010)は2006年に発生した近畿 地方の線状降水事例について、紀伊水道からの高温多湿な 南風とメソスケールの寒冷前線からの西風が合流、対流が 発生し、線状になることを示した。

本研究では2015年9月1日に近畿地方に発生した線状降水 システムについて、形成要因を調査するため、雲解像モデ ルを用いた再現実験、及び地形効果の感度実験を実施した。 さらに、予報実験の改善のため、レーダ反射強度のナッジ ング実験を行った。

2. 実験設定

本研究の事例は2015年9月1日09UTCごろから近畿地方に 発生した線状降水システムで、観測データ及び予報実験結 果を用いて事例解析を行った。予報実験には名古屋大学の 開発した雲解像モデルCReSS(Tsuboki and Sakakibara, 20 02)を用いて行った。計算領域は神戸地方気象台(34.6967 N, 135.2117 E)を中心に水平解像度1km、格子数1197 x 1197 (60層)の領域(127.6E~142E, 28.8N~40.3N)である。初期 場は3時間間隔の気象庁のMANALを用いた。スピンアップ時 間を考慮して、予報実験は2015年9月1日00UTC~24UTC(24 時間)と06UTC~18UTC(12時間)の計算を行った。地形効果の 感度実験では、淡路島の標高を0mにし、土地利用を海の値 にした。また六甲山の標高を100mに変更して、それぞれの 予報実験を行った。また、レーダナッジング効果を調べる ため、 初期時刻を変えた2つの予報実験に情報通信研究 機構(NICT)のフェーズドアレーレーダ(PAWR)の反射強度デ ータを用いて、 07UTCから11UTCまでナッジング実験を行 った。

3. 結果

2015年9月1日12UTCの地上天気図を見ると、日本列島の 北側に中心気圧1006 hPaの低気圧が位置し、この低気圧の 寒冷前線が本州を通過している。850 hPaの天気図と潮岬 (33.45 N, 135.76 E)の 高層ゾンデデータを見ると、太平 洋高気圧と山東半島や日本列島の北側に位置した低気圧の 影響で下層ジェット(25 knots以上)が発生、東シナ海の湿 潤な空気が入っていた。

予報実験解析をする前に、予報実験の結果を観測資料と 比較した。00UTCからの予報実験(00_CTL)では、寒冷前線 の移動速度が実際より大きかったため、線状降水システム が発生した11UTCにはすでに大阪湾を通過していた。この寒 冷前線は紀伊水道の下に位置し、南側から入る水蒸気をブ ロックし、この結果、線状降水システムは発生しなかった。 06UTCからの予報実験(06_CTL)は降水の高度や位置に差が 発生したが、線状降水システムが淡路島の風下に再現され ており、事例の線状降水域を解析するには十分だと判断し た(図1)。

06_CTLの実験で、六甲山の標高を100mで(ROKK0100)、淡 路島の標高と土地利用を海で(NOAWA)変更して予報実験し た結果を比較した。その結果、地形によって、降水分布の 違いはあったが、全体的なシステムの違いは見られなかっ た。予報実験と地形効果実験の結果から、今回の事例は強 い南寄りの風で流入する湿潤な空気とメソスケールの寒冷 前線のによって形成されたことが示唆される。

NICTのPAWRは吹田市と神戸市に位置し、近畿地方に発生 する線状降水システムを観測するには適している。しかし ながら00_CTLの予報改善のためにナッジングした結果、11 UTCの線状降水システムは再現されなかった。00UTCからの 予報実験の場合、上記の南風と西風によるメソ前線が支配 的であったため、反射強度のナッジングによる修正では線 状降水システムが十分再現されなかったと考えられる。す なわちこの事例のような、場が支配的な事例にはこの方法 が不向きであることが示唆される。



図 1. 2015 年 9 月 1 日 12UTCの時、予報実験の総降水量(mm、左図:00UTCからの予報実験、中図:06UTCからの予報 実験)と情報通信研究機構のフェーズドアレーレーダの反射強度(CAPPI 3 km dBZ、右図)の比較。

モデル高解像度化による夏季不安定性降水の再現性の調査(その2)

林 修吾,伊藤純至,橋本明弘,山田芳則(気象研究所)

1. はじめに(目的)

前回(林ほか,2017春季大会)の発表で,夏季 熱雷を対象に数値モデルによる再現実験をおこ なった結果,水平及び鉛直解像度の高解像度化 (水平解像度1km…125m,鉛直層数60…180層)に よる再現性の向上が見られなかったことを報告 した.これは陸面過程や上層雲の生成といった 解像度によらず再現性が不十分であった点が影 響していたと考えられるが,1事例のみの調査で あったため,本研究では対象を拡大し,12事例 を対象に解析を行った.

2. 対象期間と解析方法

対象とした日は、2015年7,8月、2016年7,8 月において、関東平野(一都六県)のアメダスデ ータから、午前中の関東全体の平均日照時間が 4時間以上、平均風速が3m/s以下、平均雨量が 0.1mm/h以下、かつ午後に降水量10mm/h以上が1 地点以上観測された日とした。加えて天気図上 で近傍に台風・前線等の擾乱がないことを確認 した(今回、除外された日はなかった).この条 件を満たす日は2年間で12日存在した(表1).(同 じ二年間で,6月には2日,9月にも1日該当した.)

用いたモデルと設定は前回(2017春学会)と同 様で、気象庁非静力学モデル(NHM)を用い、モデ ル水平解像度は、1km、500m、250m、125m、の4 種類、鉛直層は60層、物理過程は全て同一のも のを利用した.初期値・境界値には各日の03JST を初期値とする水平解像度1kmの広領域NHMを10 分毎に与え、その3時間後の06JSTからの12時間 の再現実験を関東平野を中心とする約300km四 方を対象に行った(図略).

3. 結果

12事例について,水平解像度1kmのモデル再現 結果をアメダス気温および解析雨量と比べた. 関東平野の最高気温(図2上)はアメダスと比べ てモデルは1~3℃ほど低いことが多く、特にア メダスで36℃を超えるとモデルが常に低温であ った(この比較では地点の一致を考慮せずに関 東平野の最高値を比べている).これは原(2008) で指摘された土壌水分量が影響している可能性 もあり引き続き調査する.次に,最大雨量を1km モデルと解析雨量で比較すると、モデル側が過 小となる事例が多かった(図2下).ただし全く対 流雲が形成されていないわけではないため、時 間・位置・強度の再現性を決める要因について 何が不足していたのか調査を進めている.また、 モデル解像度の差は今回も小さいことが多かっ たが、詳細な解析を引き続き行う.

表 1. アメダスデータから抽出した 夏季晴天静穏・午後強雨日

(2015, 2016年7, 8月)						
日付	日照時間	平均風速	平均降水量	10mm/h 地		
	∼12JST	∼12JST	∼12JST	点数/午後		
20150719	5.0hr	2.7m/s	0. 02mm	9		
20150720	4.3	2.2	0.00	17		
20150802	5.3	1.9	0.00	17		
20150804	5.6	1.9	0.00	1		
20150805	6.1	2.4	0.00	3		
20150806	6.3	2.2	0.00	11		
20160730	6.2	1.7	0.00	1		
20160731	4.6	2.8	0.03	8		
20160804	5.4	1.5	0.00	8		
20160810	5.2	2.2	0.00	9		
20160821	4.8	2.2	0.00	4		
20160826	4.9	1.6	0.00	14		





図 2. 上)領域内最高気温の アメダスと NHM-1km との比較

下)領域内最大一時間降水量の
 レーダアメダスと NHm-1km の比較

衛星シミュレータを用いた雲・降水域衛星観測データの同化・相互検証

入口武史¹、岡本幸三¹、端野典平²、中川雅之¹、石橋俊之¹、青梨和正¹、久保田拓志³、計盛正博⁴ (1:気象研究所 2:九州大学 3:JAXA 4:気象庁)

1. 背景

気象庁の全球数値予報システムでは高度なデ ータ同化技術を用い、さまざまな衛星観測デー タを取り込んで数値予報モデルの初期値を作成 して気象予報を行っている。しかし、すべての 衛星観測データを活用できているわけではな く、初期値作成に利用できる多くの衛星観測デ ータが残っている。中でも衛星による赤外やマ イクロ波放射の観測では、雲・降水域を含め広 範囲に観測したデータが得られるため、データ 同化により降水や台風の予測精度に大きなイン パクトがあると考えられるが、現在の気象庁の 全球解析におけるデータ同化ではこれらのデー タは使用されておらず、利用に向けた開発が進 められている。

雲・降水域の衛星観測データをデータ同化に 取り込むには、データ同化で第一推定値とされ る予報値にある程度精度よく雲や降水が表現さ れている必要があり、これらの予測精度が悪い 場合は雲・降水域の観測データをデータ同化に 利用しても精度の良い初期値が作成できるとは 限らない。また、マイクロ波サウンダーやイメ ージャで観測される放射輝度温度をデータ同化 で利用するため、現業数値予報システムでは RTTOV という高速放射伝達モデルを利用している が、このような放射伝達モデルはさまざまな仮 定に基づいて放射輝度温度を推定しており、そ の特性を把握することは精度のよい初期値を作 成するために重要である。

そこで、RTTOV や、JAXA が開発している衛星 データ・シミュレータ Joint-Simulator を用い て、数値予報モデルや同化結果の検証調査、シ ミュレータの相互比較を行うことにより、これ らの特性や高度化に必要な知見を得ることが本 研究の目的である。

2. RTTOV による輝度温度の気象庁全球モデル予報値のシミュレーションと観測データの比較

RTTOV10.2 を利用した全球モデルの6時間予報 値(データ同化に利用される第一推定値)の放射 輝度温度のシミュレーション値と、ひまわり8号 の Band9(6.9 µm)の全天候放射輝度温度観測デー タの比較を行った。比較に利用した全球モデルは 2016 年3月時点での気象庁の現業短期予報用の 全球大気モデルに相当する。

図1は2016年7月20日00UTCの全球解析に入 電した放射輝度温度データのD値(観測値-第一推 定値)ヒストグラムである。図1からヒストグラ ムが全体的に負の方向にずれており、RTTOV でシ ミュレートされた第一推定値が観測値と比べて 高いことが分かる。



図1 ひまわり8号のBand9の全天候放射輝度温度データのD値ヒストグラム。

図2は放射輝度温度の観測値を横軸、RTTOVに よる第一推定値のシミュレーション値を縦軸に とった散布図を示している。描画に利用したデ ータは図1と同じである。図2より、特に低温 域でRTTOVによるシミュレーション値が観測値 に比べて高温になる傾向があることがわかる。 雲解像領域非静力学モデルを用いて比較を行っ た際にも、同様の結果が確認されている (Okamoto, 2017, QJRSM)。この原因として、モデ ルの雲の高さが観測に比べて低いこと、モデル の雲の光学的な厚さが薄いこと、RTTOVにおける 雲散乱の効果が小さいことなどが考えられる。

今後は、他の事例や観測、Joint-simulatorを 用いたシミュレーションとの比較を行うことに より、原因を調査する予定である。



因2 ひまわり 8 号の Bailey のホテナータの取用因。 横軸が観測値、縦軸は RTTOV によるシミュレーショ ン。

謝辞:本研究は、JAXA 第一回地球観測研究公募の支援を受けたものである。

4DEnVarと従来型データ同化手法の低自由度モデルにおける比較

* 鍋谷 尭司 (気象大学校)、

1 はじめに

Charney(1951)が指摘したように、数値予報にデータ 同化は不可欠である。現在、データ同化手法には、従 来の主流であった変分法(Var)、アンサンブル・カルマ ンフィルター(EnKF)に加え、それらをハイブリッド 化した手法などがあり、各手法について様々な比較対 照実験が知られている。本研究では、Tsuyuki(2014)や Goodliff et al.(2015)を参考に、低自由度非線形モデルに 各手法の同化システムを構築し、単独解析および解析サ イクルの実験を行うことで、それぞれの特徴・性能を比 較評価する。

2 データ同化手法

EnKF では、予報 x^f や観測 y^o の誤差共分散より求め た重み(K:カルマンゲイン)を利用して、観測の度に 解析値 x^a を逐次更新する KF の式:

 $\mathbf{x}^{a} = \mathbf{x}^{f} + \mathbf{K} \left(\mathbf{y}^{o} - H(\mathbf{x}^{f}) \right)$ (*H* は観測演算子) (1) において、アンサンブル $\mathbf{x}^{(l)}$ (*l* はメンバーの番号)を用 いて誤差共分散を計算する。

• **PO 法** EnKF の 1 種で、アンサンブル化した観測値 $y^{o} + \epsilon^{o(l)}$ を用いて、(1) 式を適用する。

LETKF EnKF の1種で、平均x^aは(1)式から、メンバー間の摂動 *δx^{a(l)}*は予報摂動の変換から求める。

一方 Var では、評価関数の最小化より解析値を得る。
 4DVar Var の1種で、静的な背景、観測誤差共分散
 B, *R* で構成される評価関数 *J*(*x*₀) の最小化を行う(下添え字*i*は時刻を表す):

$$\mathbf{x}_{0}^{a} = \operatorname*{argmin}_{\mathbf{x}_{0}} J(\mathbf{x}_{0}), \qquad (2)$$
$$J(\mathbf{x}_{0}) = \frac{1}{2} (\mathbf{x}_{0}^{b} - \mathbf{x}_{0})^{T} \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_{0}^{b} - \mathbf{x}_{0}) + \sum_{i} \frac{1}{2} (\mathbf{y}_{i}^{o} - H_{i}(\mathbf{x}_{i}))^{T} \mathbf{R}_{i}^{-1} (\mathbf{y}_{i}^{o} - H_{i}(\mathbf{x}_{i}))$$

• ensemble of 4DEnVars (en-4DEnVars) ハイブリッド化した手法の1種で、Var の枠組みでアンサンブルを用いる。(2) 式において、サイクルに適用するため解析値をアンサンブル化 $\mathbf{x}_{0}^{a(l)}$ した上で、さらに係数ベクトル $\mathbf{w}^{a(l)}$ に変数変換する:

$$\mathbf{x}_{0}^{a(l)} = \overline{\mathbf{x}}_{0}^{b(l)} + \delta \mathbf{X}_{0}^{b} \mathbf{w}^{a(l)}, \quad \mathbf{w}^{a(l)} = \operatorname{argmin} J^{(l)}(\mathbf{w})$$

接線形モデル、アジョイントモデルを用いることなく計 算が行える。

3 実験(解析サイクル)

ベナール対流を表す Lorenz63 モデル(L63)におい て、上記 4 手法の同化システムを構築し、等時間間隔 Δtobs の観測を同化する解析サイクルの実験を行った。

4 結果・考察

en-4DEnVarsをサイクルに適用すると、スプレッドが 解析誤差よりも過小評価される状況が続き、遂には解析 値が真値から大きく乖離する現象が見られた(図1左)。 澤田 謙 (気象大学校)

そこで、Fairbairn et al.(2014) を参考に共分散膨張を適 用すると、スプレッドと解析誤差がよく一致し安定する 結果が得られた(図1右)。



図 1: 共分散膨張 (左):なしの場合と(右):ありの場合の、解析 誤差(緑線)およびスプレッド(紫線)。観測間隔は Δt_{obs} = 0.2。

アンサンブルを用いる手法 (PO 法、LETKF、en-4DEnVars)を共分散膨張で安定させた上で実験を行い、 解析値と真値の *RMSE*を得た (図 2)。観測間隔が短い とき ($\Delta t_{obs} \leq 0.1$) は、PO 法と en-4DEnVars の *RMSE* が同程度で一番小さく、その後 LETKF、4DVar の順に 小さくなった。4DVar が最も大きいのは、4DVar だけが 静的な誤差 **B** を用いているためである。一方、観測間 隔が長いとき ($\Delta t_{obs} \geq 0.4$) は、手法間の差異が顕著に なり en-4DEnVars および 4DVar が特に大きくなった。 これは、強非線形では、評価関数が多峰になり大域的な 解が得られなくなるためだと考えられる。以上のうち EnKF、4DVar に関する結果は Tsuyuki(2014) の結果と 整合的である。



図 2: 観測間隔(横軸)に対する解析値と真値の RMSE(根平 均二乗誤差、縦軸:対数軸)。obsは観測誤差を表す。

en-4DEnVars の強非線形での振舞は、Var に対する従 来からの指摘と矛盾しないが、4DVar と比べても *RMS E* が大きくなっていたため、評価関数の収束値 *J_{conv}* を調 査した(図3:強非線形の場合)。すると、en-4DEnVars (右)の方が 4DVar(左)よりも強非線形の影響を強く受 け、理論分布からずれていることが判明した。



図 3: (左): 4DVar および(右): en-4DEnVars の、 J_{conv} のヒス トグラム(青棒)および理論分布(黒線)。 $\Delta t_{obs} = 0.8$ 。

5 今後の課題

en-4DEnVars における最小値探索への工夫の導入やモ デル誤差を考慮した実験、また予報誤差の評価を行う。

深層学習による高解像シミュレーションデータからの台風発生予測の試み

松岡 大祐, 中野 満寿男, 杉山 大祐(海洋研究開発機構), 内田 誠一(九州大学)

1. はじめに

台風の発生を事前に予測することは、学術的な観点から も防災・減災の観点からも重要な課題である。気象場の将 来予測を行おうとする場合、観測データをリアルタイムで 取り込んだ数値モデルを用いる演繹的なアプローチが採 られることが多い(例えば山口ほか,2016)。しかし、数値 モデルによる将来予測は時間の経過にともない初期値依 存性による誤差が大きくなる。本研究では、帰納的なアプ ローチとして、過去の台風発生前の雲のもつ特徴量を機械 学習の一手法である深層学習(ディープラーニング)によ って抽出することを試みる。

2. 手法

本研究では、シミュレーションデータから、学習用のラ ベル付き雲画像データ (OLR) を大量に生成する。シミュ レーションデータとしては、水平解像度 14km の NICAM 長期気候ラン 30 年分のデータを用いた (Kodama et al., 2015)。そこに、台風トラッキングアルゴリズム (Sugi et al., 2002; Nakano et al.,2015) を適用することにより、発 生前の台風 (台風の卵)、台風、それ以外の 3 つのラベル を画像に紐づける。

生成したラベル付き雲画像のもつ特徴量を、図1に示す 2 層の畳み込み層と 2 層のプーリング層からなるシンプ ルな構成のディープニューラルネットワークを用いて学 習させることにより、未知の画像に対しても同様にクラス 分類を実現する学習器を生成する。



3. 結果

各クラス 20,000 枚の画像のうち 3/4 を学習に、1/4 を テストに用いた場合、エポック数 (学習の繰り返し数) 100 程度で、学習データに対する分類精度が 99.7%、テストデ ータに対する分類精度(汎化性能)が 86.7%という結果が 得られた。図 2 に経過時間別の分類精度を示す。台風発生 の瞬間は経過時間 0、負の値は発生前の時間を表している。 台風発生の 120 時間前(5 日前)までは 80%を超える精 度が得られている。一方で、それより過去に遡るにつれて テストデータの母数が少なくなるため、精度の振れ幅が大 きくなっており、予測精度の信頼性という意味は低下して いる。







図3 NICAM シミュレーションデータへの適用例

4.今後の展望

本研究では、深層学習を用いて過去のシミュレーション データから台風発生の事前予測を試みた。その結果、正解 に対する正答率(再現率)は高い性能を示すが、予測に対 する正答率(適合率)が低いという結果となった。

再現率を維持しつつ適合率を高めるためには、予測対象 となる矩形領域の適切な絞り込みや、複数の弱学習器を組 み合わせることで確率付き情報として結果を出力するこ と等が今後の課題となる。

降水補外型予測における修正スキームの検討

五十嵐大地^{1*},若月泰孝²

1) 茨城大学大学院理工学研究科, 2) 茨城大学理学部

1. はじめに

近年数値モデルによる予測精度は飛躍的に向 上してきているものの,1時間程度先までの短時 間予測については運動学的な手法による予測が いまだに最も有効である.本研究では,降水移動 ベクトルを用いた予測において,降水域の変化を 近似的に表現できるように予測を修正するスキ ームを検討した.なお,2014年8月20日の広島 豪雨(バックビルディング型の降水システム)な どの事例を対象として実験した結果を紹介する.

2. 予測手法

気象庁合成レーダーによる降雨強度値を対流 性降水域と層状性降水域に分離し、 それぞれに対 して移動ベクトルを算出する(高田ほか 2013). 層状性降水に対しては広域的に移動ベクトルを 見積もり,対流性降水では個々の降水セルに対し て見積もる.これらの移動ベクトルを用いて補外 予測を行い、予測雨量を合成する、しかし、この 予測では,降水域の生成や消滅に起因する予測誤 差を生じる.そこで、その誤差を補正する修正量 を見積もり、次の時刻の予測に修正演算を施す. 修正演算では、平行移動と変形(拡大)の2種類 の補正を実施する.変形演算については、あらゆ る方向に 98~102%の縮尺率の範囲で、区分化し た上で探査する. 平行移動も風の強さなどに応じ て、±15 格子程度の探査を行う.現時点では計算 の高速化は行っていない.

3. 結果と考察

図-1 は、修正予測で適用された層状性降水、対 流性降水それぞれの修正量(平行移動ベクトル) の時間変化を示している.広島豪雨では、線状降 水システムの南西端で積乱雲が次々に生成され て、北東端では消失している.時間外挿の予測で は、積乱雲の生成を近似的に表現するような南西 方向への平行移動ベクトルが見積もられている. 図-2 に、スレットスコア(時空間の位置ずれは 考慮なし)を示す.予測時間は10分~60分,降 水強度1,10mm/h以上の降雨の有無を調査したも のである.修正演算を加えることで、予測精度が 明確に向上していることを示している.図-2に示 した修正予測の結果は、変形を考慮していない. 変形を考慮した修正予測のスコアもほぼ同じスコ アを示し(詳細略)、変形演算の効果は限定的である.

4. 今後の課題

本手法には、まだ改善の余地がある.降水域の 修正演算の局所化、局所化する際の明確な判断基 準の設定等が挙げられる.他の修正スキーム(飯 田ほか 2012)との比較も必要である.また、多く の事例で予測を行い評価する必要がある.

謝辞

本研究は、SATREPS「フィリピンにおける極端気象の監視・ 情報提供システムの開発」の支援を得ている.

参考文献

- 飯田潤士,安藤文香,吉野純,安田孝志,2012:降雨域の複雑 変化を画像解析的に取り込んだ強雨の1時間予測,水工 学論文集第56巻,385-390
- 高田望,田中裕介,池淵周一,中北英一,2013:局地的な大雨 の予測精度向上を目指した降水ナウキャスト手法の開 発,水工学論文集第57巻,349-354







領域気候モデル用のオフライン湖沼熱モデルの開発

*小室 美紗 (函館地方気象台)、大泉 三津夫 (気象大学校)

はじめに

現行の気象研究所非静力学領域気候モデル NHRCM の 陸面過程には湖沼熱モデルが組み込まれておらず、湖 水面温度には海面温度 SST に基づく、一定あるいは線 形内挿した温度が使用されている。しかし、モデルの高 解像度化に伴い、大気モデルの予測値が悪影響を受けか ねない例が顕在化してきたことから、陸面過程への湖沼 熱モデルの導入が求められている。これを受け、本研究 では NHRCM に組み込むべく、オフライン版の湖沼熱 モデルの開発を行った。

<u>モデルと研究手法</u>

開発した湖沼熱モデルは、①強制復元法モデル、②多 層湖沼熱モデル MTL(Multi-layer Thermal Lake Model) の2つである。強制復元法モデルは、湖沼ごとにモデル パラメータを調整する必要があるが、計算機資源が少な くて済む。一方、MTLは、強制復元法モデルよりも多く の計算機資源を必要とするものの、湖沼の地理的条件と 水深さえ与えれば、湖に依らず同一のモデルパラメータ で水温計算が行える。

これらの湖沼熱モデルが湖の浅深に依らず適用可能か どうかを確かめるため、水深の浅い霞ヶ浦・深い猪苗代 湖の2地点でオフラインモデルによる再現実験を行った。 ここで、大気強制力として、気圧、水蒸気圧、気温、風 速、下向き短波・長波放射を与えた。なお、再現実験の 検証にはWEBで公開されている国立環境研究所(霞ヶ 浦)の水温観測データと、福島県環境創造センター(猪苗代 湖)の水温観測データを使用した。計算は、検証データの 取得期間に応じて、 霞ヶ浦では 2000~09 年、猪苗代 湖では 2005~09 年について行った。

<u>結果・考察</u>

実験の結果、湖沼を多層化した熱モデル MTL が、湖 沼の平均水深を与えさえすれば、湖沼に依らず同一のパ ラメータで湖水面温度を精度よく表現できるということ がわかった。MTL では、湖の最上層の厚さを 0.05 m と し、下層に行くにしたがって公比 1.5 で厚さが増す設定 にしている(霞ヶ浦:9 層モデル、猪苗代湖:15 層モデル)。 以下では MTL の結果についてのみ示す。

図1は霞ヶ浦、図2は猪苗代湖の水温計算結果である。 欠測期間を考慮し、霞ヶ浦では2006年の1年間、稲苗 代湖では2009年の1年間の計算結果を例示している。 図で横軸は期間(1年間)、縦軸は水温[℃]である。霞ヶ浦 (図1)・猪苗代湖(図2)ともに、冬季のバイアスが他の季 節より大きくなるが、1.3 ℃程度に収まっている。また、 猪苗代湖(図2)については、秋季において台風による攪拌 で生じる水温の変動を再現できている。また、水深の深 い猪苗代湖について、湖内部での水温や熱輸送過程の季 節変化を調べたところ、一般的に確認されている振る舞 いが再現できた。さらに、霞ヶ浦と猪苗代湖でモデル内 のパラメータの感度が異なっていたが、これは湖の浅深 の違いによる湖内熱輸送機構の差による影響であり、湖 の場所の違いによる大気強制力の差による影響ではない ということがわかった。

<u>今後の課題</u>

今後は、NHRCM に組み込んでパフォーマンスを調べ るとともに、湖沼に多量の降雪水があった場合や湖沼が 全面結氷する場合を考慮し、プログラムに修正を加える ことが課題である。



図 1: 水温の推移(霞ヶ浦). 薄青線・青線・濃青線: 実測値(順に 水深 0.2, 0.75, 1.5 m), 薄赤線・赤線・濃赤線: 計算値(順に水深 0.2, 0.6, 1.6 m).



図 2: 水温の推移(猪苗代湖). 黒点・水色点・青点・緑点: 実測値 (順に水深 0.5, 5, 15, 30 m), 黒線・赤線・橙線・桃線: 計算値(順 に水深 0.5, 5, 16, 30 m).

謝辞:福島県環境創造センターには水温観測値を提供していただきました。ここに記して感謝します。

積雪深データと診断型積雪モデルによる秋田県内積雪観測アメダスにおける 全層積雪密度の季節変化の解析

*本谷 研(秋田大学教育文化学部),河島 克久・松元高峰(新潟大学 災害・復興科学 研究所),伊豫部 勉(京都大学大学院工学研究科)

1. はじめに

積雪の量を積雪深で表すか,積雪水量(重量)で表 すかは古くからの問題であるが、 両者を換算するに は現実の雪質や粒径、層構造を考慮して合理的に全 層積雪密度を推定することが必要になる.しかし、 積雪密度を地上気温や地上風速および降雪強度など の気象要素から推定する試みはこれまでにも多くな されているものの、ほとんどは新積雪(降雪)の密度 に関するもので、積雪荷重設計などに実用上用いら れる全層積雪密度としては、依然として 300kg/m³ 程度の概略値が用いられる場合が多い.本研究では, より現実的で使いやすい全層積雪密度の推定手法の 試案としてアメダス地点における積雪深データと診 断型積雪モデルとを組み合わせることによって,秋 田県内の積雪観測アメダスにおける、より現実的な 全層積雪密度の平年値(30年平均値)およびその季節 変化を逆算的に求めたので紹介する.

2. 使用データ・診断型積雪分布モデル

日平均および最高・最低気温(℃), 日降水量(mm), 日平均風速(ms⁻¹),水蒸気圧(hPa),日照時間(hr),日 平均気圧(hPa)などの気象要素分布を気象庁のアメ ダス観測点(東北6県に200から270地点)と気象官 署(同約20地点)のルーチン気象データから推定した. つまり、空間的に離散したデータから距離重み付き 内外挿と高度分布を仮定することによって面的な気 象要素の分布を推定した.また、標高・土地利用な どは国土地理院のデジタル数値地図から得た.なお, 秋田県内の13地点(能代,鷹巣,鹿角,五城目,阿 仁合,秋田,角館,大正寺,本荘,横手,矢島,湯 沢,湯の岱の13積雪深観測アメダス)における日最 深積雪深データを用いた.診断型積雪分布モデル (Motova et al., 2001:本谷, 2008)により日単位で1km 四方グリッド毎の積雪水量の再現計算を, 1980-81 年冬季から2009-10年冬季までの30シーズン分行い、 その 30 年平均を平年値と考え、前出の秋田県内の 13 アメダス地点における推定積雪水量(各観測点が 含まれる 1km 四方グリッドの平均積雪水量)を同じ 地点の日最深積雪深で除することにより, 全層積雪 密度を推定した. 検証のため, 県内アメダスおよび

その周辺の現地積雪調査を2016冬季に実施した.

3. 結果

図1に鷹巣,角館両アメダスにおける積雪深(SD), 積雪水量(SWE), 全層積雪密度, という3つの平年 値の季節変化を示した. 全地点で、積雪増加に伴っ て全層積雪密度も高まり,積雪水量が最大となった 後に最高となった(降雪があっても積雪が少ない初 冬期、および融雪末期には、新降雪の割合が相対的 に高くなり、全層密度が低くなるため).また、大正 寺・角館・本荘・横手・矢島・湯の岱では、全層積 雪密度最高値が 300kg/m³を超えたほか、本荘・角館 では同最高値は 500kg/m³をやや上回った。沿岸ばか りでなく角館や湯の岱のような内陸積雪地でも全層 積雪密度の概略値300kg/m³を越える期間が2ヶ月以 上に渡った. この結果から、地点や時期によっては 全層積雪密度の概略値の見直しが妥当であるかも知 れない. なお. 図における全層密度季節変化はあく まで「平年値の場合」の見かけの変化も含み、現実 の全層密度が上回る場合もあることに注意のこと.





領域気象モデルによるため池が周辺地域の気候に与える影響評価の試み -兵庫県東播磨地域を対象として-

○春木 優杏・奥 勇一郎 兵庫県立大学 環境人間学部

1. はじめに

兵庫県は全国でも有数のため池が存在している地 域で、その数は約38,000 面と、2017 年現在日本一で ある. 古くから降水量の少ない同地域において農業 用水としてため池は必須であり、兵庫県では現在の 農業用水の46%がため池由来である. 特に加古川以 東の東播磨地域では周辺の河川よりも標高が高い印 南台地が存在し、近くの河川からの引水が困難であ ることから特にため池が集中している.

ため池は利水および治水をはじめとする多面的な 機能を有しており,近年は暑熱環境における気象緩 和効果などの環境的な機能が注目を集めている. ため池の暑熱環境における気象緩和の効果は実地調 査によって明らかにされてきたが,一つのため池を 対象とした調査が多く^[1],2],これまで複数のため池が 存在する地域全体の暑熱環境における気象緩和の効 果は評価されていない.本研究では,ため池が集中 している東播磨地域に着目し,同地域のため池の持 つ暑熱環境における気象緩和の効果について領域気 象モデルを用いて評価することを目的とする.

今回の発表では、再現実験における気象場の再現 性の検証と、感度実験として東播磨地域のため池を 埋め立てた場合の、同地域の暑熱環境における気象 緩和の効果について報告を行う.

2. 研究手法と使用したデータ

領域気象モデルは WRF-ARW Ver3.7.1 を使用した.総観規模擾乱等による降水がなく晴天が続いた2010年8月1日00JSTから8日00JSTまでを計算対象期間とした.ため池をモデル内で解像するために、水平解像度1kmの領域1の中に同0.2kmの領域2を設定し(図1,図2),標高は国土地理院の50mメッシュの数値地図データ,土地利用は国土交通省の100mメッシュの国土数値情報をそれぞれ用いた.初期値・境界値には気象庁メソ客観解析データ(MANAL)を使用した.海面水温は気象庁 MGDSST データを使用した.

3. 結果

領域気象モデルにより計算された領域内の気温お よび風向風速が、実際の観測値と整合性があるかを 検証した.一例として8月2日から4日における兵 庫県姫路市の気温のシミュレーションによる計算値 と観測値との比較を図3に示した.夜間から日の出 にかけて気温の観測値と計算値との間に差が生じて いるが、暑熱環境となる日中の気温はおおむね再現 できていると判断できる.他の地点や日時において も同様の傾向が見られた. 謝辞

本研究で使用した気象庁メソ客観解析データは, 京都大学生存圏研究所からダウンロードしたものを 利用しました.



図 1: モデルの計算領域



図 2: 領域 2 での陸域・水域の空間分布 (黒が陸域、白が水域)



図 3: 姫路における気温の時系列 破線は領域2における地上2m高さの気温の計算値, 実線は気象庁 AMeDAS による観測値

参考文献

[1] 能登 勇二, 瀬川 勇人, 2005: ため池の気象緩和効果に関する 基礎的調査. *富山県立大学紀要*, **15**, 117-122

[2] 吉見 仁志, 岩田 杉夫, 堀尾 拓矢, 奥田 仁志, 2014: 市街地内 のため池によるクールアイランド効果, 愛知県環境調査センター 所報 41, 9-14

東京都心の地上気温と最下層大気成層状態の季節変化

---北の丸公園と大手町における5年間の観測から---

*志藤文武¹,山本哲¹,川端康弘¹,清野直子¹,藤部文昭²¹,青栁曉典³¹(¹気象研究所,²首都大学東京,³気象庁)

1. はじめに

接地境界層において、日中は不安定成層、夜間は 安定成層となることが多い。都市では、ヒートアイラン ド現象の影響で夜間において地表付近の気温が下 がらず、中立成層に近づくことになる。しかしこの地 上気温や成層状態の変化について、集中観測を実 施して記録した例が多く、気象庁の現業観測に準拠 した年単位の連続観測から平均的な状態を見積もっ た例は少ない。

気象庁の「東京」観測点は 2014 年 12 月にビルに 囲まれた大手町露場から緑に囲まれた北の丸公園 露場に移転した。移転先立ち、約 3 年間に渡る並行 観測が 2011 年から実施された。この機会に我々は、 観測環境問題を調査するため、大手町露場内の植 栽に囲まれた場所における気温と、気象庁本庁舎屋 上での気温の研究観測を実施するとともに、大手町 露場の移転以降も研究観測を継続した。

今回、東京都心の気温や大気下層の成層状態の 平均的な描像を明らかにすることを目的に、5年間の 気温観測値を比較し、設置環境との関係について論 じる。

2. 観測と期間

大手町露場において気象庁の現業観測に利用さ れてきた温湿度計(現業運用は 2014 年 12 月まで)は 大手町露場(標高 6m)の中央西側(以下 west、観測値 は T_west)に位置し、周囲に障害物は少ない。その露 場東端付近(east、観測値は T_east)の植栽に囲まれた 所と、気象庁の本庁舎屋上(tower、観測値は T_tower: 地上高 52m)に、新たに別の温湿度計を設置し、2011 年 4 月より連続観測を実施している。2011 年 8 月に 北の丸露場(kita、観測値は T_kita:標高 25m)が開設さ れ、2014 年 12 月に気象庁の東京観測点としての運 用が開始された。上記、地上気温(T)と屋上気温 (T_tower)から高度補正した気温差(ここではこれを鉛直 温位差と見做す。) Δ65式 1 で見積もる。

$$\Delta \theta = T - T_{tower} - \Delta H \times g/C_p$$
(1)

Δθと T には、地上気温に応じて west, east, kita を 添え字につける。ΔH は観測の高度差である。g/C_P は乾燥断熱減率(0.977℃/100m)である。Δθが正であ れば大気は不安定成層となり、Δθ=±0.0℃であれ ば中立成層、Δθが負であれば安定成層とみなせる。 ただし、T_towerと T_kita は水平距離で 0.9km 離れた場所 で観測されたことに留意する。解析期間は 2012 年か ら 2016 年までとした。

3. 結果

地上気温(高度 1.5m)(大手町露場 2 ヶ所、北の丸 露場 1 ヶ所)の気温と、気象庁屋上で観測された気温 に対する地上気温(3 ヶ所)の温位差が平均的にどの ような日変化をするかを第1図に示す。地上気温は3 ヶ所とも昼過ぎ(12~15 時)に最大となり、明け方から 朝にかけて最小となっている。

北の丸露場の温位差は1年を通して夜間は負の 安定成層であり、特に冬季12月に平均-1.5℃と顕著 に現れる。昼は成層が崩れ不安定となり、鉛直温位 差は太陽が南中する昼前に最大となる。すなわち最 も不安定に寄る。結果、冬季12月と春季4月の午前 中においては、北の丸露場が大手町露場2ヶ所の気 温観測値に比べて平均的に高温になっている。

大手町露場では夜間においても鉛直温位差が 0℃ から-0.5℃と中立成層から弱い安定成層だが 12 月 は安定度が大きい。日中、不安定成層となるが温位 差の季節変化は北の丸公園より小さい。露場にビル の影がかかると中立成層となる。大手町露場中央西 側と東端では中立成層に向かう時間が異なるが、こ れは西から影が進行する影響と考えられる。



第1図 地上気温(左軸,点線:℃)と鉛直温位差(右軸、実 践:℃)の月平均1分値日変化。線は濃い順に、北の丸露 場、大手町露場中央西側、露場東端の順になっている。

謝辞 観測と測器の管理に関して、気象庁観測部観測課および東京管区気象台気象防災部技術課のみなさまにご協力いただいた。

ジャカルタを対象とした WRF の都市キャノピースキームに関する比較実験

** 岡田和樹(明星大院), 亀卦川幸浩(明星大), 井原智彦(東大), Alvin C.G. Varquez(東工大), 稲垣厚至(東工大), 神田学(東工大)

1. はじめに

国連は 2050 年までに世界人口の 2/3 が都市域に集中すると の予測を立てている。この都市への人口集中により、気候変動に 伴う異常気象、災害の被害は都市域で大きくなることが予想され る。これら気候変動の影響は、先進国より発展途上国の方が医療 や建設などの技術力、防災意識などの観点から見ても大きく、海 面上昇から起こる高潮や洪水などの浸水被害や気温上昇による 健康影響に対して脆弱と考えられている。以上の背景から、環境 省「気候変動の緩和策と適応策の統合的戦略研究」プロジェクト (略称 S-14)が 2015 年度より開始された。そのサブ研究テーマと して、アジアの代表的メガシティの一つであるジャカルタを対象と した気候変動に対する緩和策・適応策の事例研究が進められて いる。本研究はこの事例研究の一環として位置づけられるもので ある。

2. 研究目的

S-14 の上述サブテーマの目標はジャカルタでの気候変動によ る暑熱健康影響(熱中症等)を都市のヒートアイランド効果も加味 し予測・評価し、その軽減に向けた緩和策・適応策の費用・便益 の分析を通じて、最適な対策を提案することである。この検討に 用いる数値モデルの妥当性検証の一環として、本研究では、領 域気候モデル WRF(V.3.7.1)において都市効果の表現を担う二 つの都市キャノピースキームを対象に現地実測データとの対照 による比較数値実験を行った。用いたスキームは、WRF に標準 搭載された単層都市キャノピーモデル UCM と著者らが独自開発 した多層都市キャノピーモデル CM に都市排熱を動的に表現す る建物エネルギーモデル BEMを結合させた CM-BEM である。こ の比較実験を通じ、ジャカルタの現況気候の再現性の視点より二 つのスキームの基本性能を評価し、将来気候変動とその影響・対 策の予測を主題とする今後の数値実験に用いる都市キャノピース キームの選定を目的とした。

3. 解析方法

(1)観測データ

本研究では、ジャカルタの市街地3地点にて2016年8月から 実施している建物屋上レベルでの放射・熱フラックスを中心とする 気象観測のデータを使用した。本報では、そのうち、ジャカルタ 市街の南部に立地する中層建物屋上(測定高度20m、以降A地 点と称する)での気温・風速・日射量・顕熱フラックス量の計測値 をモデル計算値と比較した結果を報告する。

(2)モデルへの入力条件

インドネシアのスマトラ島、ジャワ島を含む範囲を外側計算領域 としてネスティング手法を使用し、ジャカルタを含む内側領域を 1.2kmの格子間隔で解像する計算領域を設定した。土地利用・地 表面被覆は人工衛星画像等の解析から設定し、ジャカルタの街 区形状は都心部の建物ポリゴンデータを使用し同定した。また、 BEMの計算で使用する建物構造や空調関連の入力条件につい ては、バンドン工科大学や現地コンサルティング会社により収集 された情報をもとに設定した。

4. 結果と考察

前述条件のもと、WRF-UCM 及び WRF-CM-BEM を用い 2016 年夏季のシミュレーションを行った(CASE0)。その結果のうち、水 平面全天日射量について、A 地点の屋上レベル計測値を WRF がシミュレートした都市キャノピー上端への入力日射量と比較した 結果を図1に示す。二つのスキーム間では日射量の再現性に違 いが生じ、共に実測を過大評価しているものの、UCM に比し CM-BEM にて良好な再現性が認められた。この相違は、エネル ギー消費量と等価な人工排熱を入力条件とするUCMと壁体等を 通じた建物への侵入熱量をエネルギー消費に加算し動的に排熱 を計算するCM-BEMが、異なる上空への顕熱フラックスを算出し、 雲分布にまで影響をもたらした事の帰結であると推測された。次 に、日射量の誤差がない状況での両スキームの性能を比較すべ く観測日射量でモデルを Forcing した(CASE1)。図2に気温と 顕熱フラックスの比較結果を示す。



両スキーム間には日平均 0.3℃、最大約 1℃の気温差が生じ、昼間には CM-BEM が実測に近い再現性を示した。一方、顕熱フラ ックスについては、共に実測を過大評価し、特に CM-BEM でそ の傾向が顕著であった。但し、A 地点の顕熱フラックスのソースエ リアには風向により植生域も含まれ、この点も考慮し市街地の顕 熱フラックスの両スキームによる再現性を更に検討する必要があ る。この問題点に加え、ジャカルタ市街の他の二つの観測点での 比較検証を含め、両スキームの性能を総合的に比較した結果を 大会時に報告する予定である。

謝辞

本研究は、科学研究費基盤研究(B) (課題番号:16H04441、 代表:亀卦川幸浩)と環境省の環境研究総合推進費 S-14「気候 変動の緩和策と適応策の統合的戦略研究」(代表:沖大幹)の 一環として実施された。

気候特性からみたウンシュウミカンの至適条件 一瀬戸内海沿岸部を対象にして一

*藤井 瑛美・安保 美奈子・菊池 啓介・松田 拓也・大橋 唯太(岡山理大 生物地球)

1. はじめに

本研究では、ウンシュウミカン(以下、ミカン)の 主要産地を多く有する瀬戸内海沿岸部における気候 特性とミカンの生産量の関係を調べた。また、2015 年から岡山県牛窓地域で我々は独自にミカンの品質 と気象条件の測定を行ってきている。これらの結果 を総合して、瀬戸内地方のミカンの至適条件を特定 することを試みる。

2. 方法

瀬戸内海沿岸部の地域として、特にミカンの出荷 量が多い和歌山県の紀北地方、愛媛県・広島県・山 ロ県の芸予地方、愛媛県の南予地方(以下、三大産 地と呼ぶ)を研究対象とした(図1)。解析には、農 林水産省「作物統計-作況調査(果樹)」(http://www .maff.go.jp/j/tokei/kouhyou/sakumotu/sakkyou_k azyu/index.html)の1993~2005年の市町村別ミカ ン出荷量を用いた。上記と同一期間における気温(時 別値)と降水量(月積算値)は、気象庁の気象官署・ アメダスデータを用いた。

牛窓地域のミカン圃場では、2015年3月17日以降、気温・黒球温度・雨量・全天日射量を観測している。1時間中央平均値の気温から、ミカンの成長が促される20~25℃の温度帯(小林,1964)を「適温遭遇時間」、30℃以上を「高温遭遇時間」と定義した(表1)。降水量は、月毎の積算降水量を算出した。また、ミカンの品質を表す横径と糖酸度を2週間に1度のペースで測定している。

3. 解析結果

三大産地のうち、特に芸予地方の島嶼部で8~10 月の適温遭遇時間・高温遭遇時間・降水量(以下、3 指標と呼ぶ)とミカンの出荷量のあいだにそれぞれ 相関がみられた。例として、1993~2005年における (表年にあたる奇数年のみ)広島県呉市のミカンの 出荷量とアメダス3指標(久比と倉橋)の関係を図 2に示す。図2は、牛窓地域で2015年と2016年に 測定した3指標の結果もあわせて示している。2015 年の牛窓のミカンは高品質傾向であったが、2016年 は、生理障害が多く発生するなど小玉傾向もみられ た。

以上から、高温遭遇時間が短く適温遭遇時間が長 いほどミカンの出荷量は多くなると考えられる(図 2a, b)。実際、牛窓地域では2016年の高温遭遇時間 が238時間と、2015年のときの2倍近くを記録し、 糖度が低く横径が小さな低品質のミカンとなった。 降水量は出荷量と正の相関がみられたが(図2c)、牛 窓のミカンの品質と気象の関係からは、必ずしもこ の関係が妥当とは限らない。例えば、1993年は、降 水量が多く観測されて出荷量も多かった。これは高 温遭遇時間が他の年に比べて少なく、適温遭遇時間 が多かったためで、おそらく降水量よりも気温のほ うがミカンの出荷量や品質に大きな影響を与えてい ると考えられる。

4. まとめ

本研究では、瀬戸内海沿岸部の三大産地と牛窓地 域の8~10月における積算降水量とウンシュウミカ ンの出荷量の関係を調べた。高温遭遇時間や適温遭 遇時間といった温度指標とミカンの出荷量・品質の あいだには良い対応性がみられた。



図1. 瀬戸内海沿岸部のミカンの生産地 「農林水産省作物統計作況調査(果樹)」より作成。 円の範囲は、解析を行った三大産地を示す。



- 図2. 1993~2005 年における(ただし表年にあたる奇数 年のみ)呉市のミカン出荷量と 8~10 月の温度指 標・降水量の関係
 - (a) 適温遭遇時間、(b) 高温遭遇時間、

(c)積算降水量に対して。

2016年4月17日に発生したやまじ風の事例解析 *野村光春,服部康男,橋本篤,平口博丸 (電力中央研究所)

1. はじめに

日本の国土は多くの部分が山岳域であり、その周 囲では地形の影響により発生する様々な風況が見ら れる。地形の影響により発生する局地風の一つに山 の風下側で発生するおろし風があり、四国山地の北 側で発生するやまじ風もその一つである。2016年4 月17日朝に、四国中央のアメダスにて最大瞬間風速 31.1m s⁻¹を記録したやまじ風と見られる強風が発 生した。なお、この値は2009年2月以降では最大で あった。本研究では、この事例におけるやまじ風の 発生した環境場を調査するため、WRFを用いた再 現実験を実施し、解析を行った。

2. 数値実験の概要

使用したモデルは WRF-ARW Ver.3.7.1、初期値に は 2016 年 4 月 16 日 09JST の JMA-GANAL を用い て、30 時間の計算を実施した。計算領域は、水平方 向 2000km × 2000km、鉛直方向には上端を 50hPa とし、水平解像度は 2km とした。

3. 結果

強風が発生した時間帯である 17 日 03JST の天気 図では、朝鮮半島付近に低気圧があり、そこから日 本海を通り近畿地方と東シナ海に向けて前線があっ た。四国は温暖前線と寒冷前線にはさまれた位置に あり、南寄りの風が吹きやすい大気場であった。そ の後、08JST 頃まで南寄りの風が卓越しており、四 国中央のアメダスでは 04JST に最大瞬間風速 31.1m s^{-1} 、06:40JST に最大風速 12.6m s^{-1} を観測し、こ のときの最大瞬間風速は 29.9m s^{-1} であった。

WRF の結果における四国中央の地上風は、16 日 21JST から 17 日 07JST まで風速 10m s⁻¹ を超える 南風であったが、アメダスの観測値は、最大瞬間風 速は 10m s⁻¹ を超えていたが、10 分平均風速は 10m s⁻¹ 以下がほとんどであった。観測における風向は 南寄りであった時間が多いが、17 日 00JST から数時 間は北寄りの風も見られ、前線の通過の影響が考え られた。WRF の結果において、やまじ風の最盛期 となった 17 日 06JST における四国中央を通る南北 の鉛直断面を図 1 に示す。四国山地の北側斜面上に は、風速 35m s⁻¹ の周囲より風の強い領域があり、 おろし風が吹いていた事が示唆される。四国山地の 風上側 (南側) の高度 3km 以下には鉛直シアーが見 られており、過去の研究で指摘されていることと同 様であった。

やまじ風発生前と最盛期における大気の安定度に 着目をした(図2)。やまじ風発生前の16日20JST、 高知と四国山地の上空2km付近に逆転層が見られ、 その上層においても安定した成層状態であった。お ろし風の最盛期では、逆転層は解消されていたが、 安定した成層状態は保たれていた。逆転層は、17日 01JST までやや高度を上げながら存在していたが、 01JST 以降はほとんどの時刻で見られなかった。

4. まとめ

2016年4月17日に発生したやまじ風の事例解析を 行った。やまじ風の発生時、過去の研究と同様に四 国山地の風上側において、鉛直シアーが高度3km以 下に見られた。四国山地の風上側と山地の上空には、 やまじ風発生前には逆転層が存在していたが、最盛 期には逆転層は存在していなかった。一方で、安定 層は常に存在していた。今後、やまじ風の発生や強 度と、安定層の関係を調査する予定である。



図 1: 四国中央を通る南北方向の鉛直断面。 陰影は風の東西成分、コンターは温位、矢羽 根は水平風を示す。コンターの間隔は 10K。 短矢羽根、長矢羽根はそれぞれ 5, 10m s⁻¹ を示す。



図 2: 高知 (灰色) と四国山地上空 (黒色) に おける、やまじ風の発生前 16 日 20JST(破 線)、最盛期 17 日 06JST(実線) の気温減率。 なお、気温減率が $0.5 \times 10^{-2} C m^{-1} より$ 小さい高度を安定層とする。

Stability Parameters, Horizontal Atmospheric Model Resolution and Their Skill to Detect Gale

Luís Chongue and Shozo Yamane (Doshisha University)

1. Introduction

In Mozambique, severe weather conditions associated with frontal or non-frontal air mass strong winds (gales) are likely to cause problems affecting agriculture activities, civil aviation, marine activities and infrastructures. Despite their generally small special and temporal scales, theses gales can cause dramatic economic losses in infrastructures. For example, on 09th March of 2013 in Maputo city, a gale with very strong winds caused sever damages to properties. In that event, the analyses of maximum wind speed recorded were over 30 km/h. Accurate forecast of gale will conceivably reduce this loss in Maputo city. To this end, the accuracy of several indices of instabilities is examined.

Convective weather phenomena occupy a very important part of weather service forecast and warning responsibilities. Many forecasting techniques that utilize tropospheric static stability have been proposed in the literature and incorporated into operational weather forecasting practice. Most of these techniques combine thermal and moisture information for the lower and middle troposphere, and are intended to indicate the likelihood of moist convection.

2. Experimental design and data

The gale day is simulated through the Weather Research and Forecasting (WRF) in three different horizontal resolutions (2 km, 6 km and 18 km), where the Global Forecast System (GFS) data are used as initial and boundary conditions. Data from station of Maputo Mavalane are used as well, in order to confront with WRF simulation results. Additionally, from the WRF simulation results, the indices of instabilities are computed and analyzed taking into account the values of the threshold of each index.

The ability of gale detection of the three different resolutions is analyzed by graphic comparison of the output of each resolution, accordingly to their time step.

3. Results and Discussion

Severe Weather Threat Index (SWEAT) shows values between 300 and 400 in Maputo (Fig. 1), it means that possibility of severe weather is high over Maputo. Furthermore, CAPE is between 2500 J/kg - 4000 J/Kg which shows strong instability over Maputo as well. The range of CIN index (50 J/kg - 200 J/kg), DC index (temperature $> 30 \,^{\circ}$ C), K Index (26 K to 30 K) shows the high possibility of occurrence of thunderstorms in Maputo.

Figure 2 shows the output comparison of domain two (6 km horizontal resolution) and three (2 km horizontal resolution) for CAPE index, where both domains show almost the same values of CAPE during the all day on 09 March, 2013.



Figure 1, SWEAT (Sever Weather Threat Index) on 09 March, 2013 at 04z in Maputo, 2 km of WRF output horizontal resolution.



Figure 2, CAPE (Convective Available Potencial Energy Index) output values of domain two (d2; 6 km) and three (d3; 2km) on 09 March, 2013.

融雪時の顕熱フラックス直接観測

石川 裕彦・松浦 純生 (京大防災研)、岡本 隆 (森林総研)

1. はじめに

松浦らは、新潟県上越市安塚伏野にある地すべり 地(AMeDAS 安塚の上流)で、1988年より融雪観 測を継続してきている。この観測では融雪に関わる 熱収支を見積もるのに必要な気象観測も行われ、バ ルク法による潜熱顕熱フラックス、地中熱流量、放 射量などから、融雪に関わる熱収支が算出された(水 水学会誌,9(1),1996)。その結果を見ると、特に大規 模な融雪が発生するときには、熱収支から推定され る量よりも過剰の融雪が生じており、バルク輸送係 数を2倍以上にしないと説明が付かない事例が発生 していた。萩村ら(雪工学誌,32(1),2014)は、室内 で融雪実験を行い、斜面角度、風速…の影響を調べ たが、未だこの問題の解決に至っていない。

そこで、直接フラックスを測ってみようというこ とになり、2016 年秋に Young Model 81000 を追加設 置し、融雪時の雪面上顕熱フラックス直接測定を実 施した。

2. 観測サイト及び計測解析

設置地点は東に向かって流下する浅い谷の上部斜 面(標高 570 m)で、平均斜度は約 20 度、周囲に 樹木が散在し夏は西側と北側が草叢に覆われるが、 冬は深い積雪により比較的凹凸の少ない斜面となる

(図1)。乱流観測を実施するには、必ずしも良好な 場所とはいえないが、冬季のフラックスを実測する のであれば可能な場所と見なせる。観測サイトでは、 風向風速、気温湿度、放射及び放射収支、気圧、地 温、降水量、積雪深、融雪水量等の気象水文観測が 永年継続されている。これらの計測値は10分間隔で 記録され、外部から通信回線でモニターできる。乱 流計測に関しては、10分平均の統計量をこのシステ ムに流し込み外部からモニターすると共に、10Hz サンプリングの素データをメモリに記録し定期的に 回収する。乱流解析には、この素データを用いる。

3. 結果

まず積雪期前のデータを回収し、解析に使えるデ ータが取得できそうか調べた。素データに対して、 音仮温度補正、横風補正を行った後、斜面に沿う



図1: 東側から望む観測サイト周辺の状況(積雪期)

成分を水平風と見なすように座標変換し、フラック スを算出した。つまり、ここで算出されるフラック スは斜面に垂直な成分である。統計量を計算する平 均化時間は、風の変動性も考慮して10分間と短めに した。周辺地形の影響を調べるため乱流統計量を (z/L)で整理した。図2は規格化した温度変動(σT/T*) の不安定時のグラフで、左側が西4分象限からの風、 右側が東4分象限の風である。尾根の風下側に入る 西風時は値が大きめ且つバラツキが大きくて普遍関 数を定義できそうもないが、東風時は平坦地観測と 同程度にきれいに揃った分布が見える。

図3に、今春最初で最大の融雪時のデータを示す。 強い東風に対応して顕熱フラックスは最大で -500W/m²にまで達している。また、この最大値は 夜間に発生しているので熱収支を相対的に単純に扱 い得る。この計測結果からバルク係数を逆に算出し、 既存の値と比べてみる。また、融雪時の強い東風は、 南岸を優勢な移動性高気圧が移動中である地上天気 図からは予測しにくい。複雑地形上の局地風として も興味深い。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 16H03151 の助成を受けた。



図 2:秋の予備観測で得られた不安定時の規格化された気 温変動の安定度依存性。左が西風時、右が東風時



図 3:上から積雪深と融雪量、気温湿度、風向風速、顕熱 フラックス(2017年4月5日から9日)

アンサンブル気候予測データを用いた日本周辺における

月降水量極端事象の将来変化

*初塚 大輔、佐藤 友徳(北大院地球環境)

<u>1. はじめに</u>

月降水量の極端事象(異常多雨や異常少雨)の 発生は、水資源や生態系、農業分野へ深刻な影響 を及ぼすと考えられる。従って、地球温暖化に伴 い、異常多雨および異常少雨の強度や頻度が将来 どの程度になるか予測することは、これらの分野 への影響予測や適応策を検討する上で重要であ る。一方、従来の気候予測データベースでは、ア ンサンブル数が少なく、月降水量の極値のような 低頻度事象を十分に評価することは困難であっ た。そこで本研究では、多数のアンサンブル実験 を実施した「地球温暖化対策に資する気候予測デ ータベース(d4PDF)」を用い、日本周辺における 月降水量の極値の将来変化を調べることを目的 とする。今回は、夏季(6~9月)における月ごと の特徴について報告する。

2. データと解析方法

本研究で使用したデータは、水平解像度約 20kmの日本周辺を領域とする気象庁気象研究所 非静力学地域気候モデル(NHRCM)を用いて実 施されたアンサンブル実験結果である。過去実験 に対しては60年間50メンバー、将来実験(産業 革命以降4℃上昇)に対しては60年間90メンバ 一の月降水量データを使用した。なお、月降水量 は1時間間隔値から算出したものである。本研究 では、異常少雨および異常多雨の条件として月降 水量の1パーセンタイル値および99パーセンタ イル値を閾値として用いた。それぞれの実験につ いて各データ格子点でパーセンタイル値を計算 し、これらの値の将来変化を検証した。

<u>3. 結果</u>

図1は8月における異常多雨年と異常少雨年の 月降水量の将来変化率を示す。異常多雨年の月降 水量については、西日本や本州南~東海上で変化 率が小さいのに対し、日本海上や北海道では顕著 な増加を示した。特に、北海道を含む高緯度域で は30%以上の高い増加も予測されている。このよ うな特徴は、6月と7月の異常多雨の将来変化で も見られ、北海道周辺では100年に1回程度の夏 季の大雨が将来はさらに深刻になることが懸念 される。

一方、異常少雨年における月降水量の将来変化 率は日本全域で減少傾向を示した。d4PDFの60km 全球モデル実験に基づいた解析では、北海道周辺 で増加傾向を示したため、この地域の異常少雨に 対する将来変化の信頼性は低いと考えられるが、 本州以南では全球モデル実験でも同様の変化が 見られた。従って、日本の大部分において、夏季 の異常少雨の頻度が将来増加することが予測さ れ、水不足問題などがさらに深刻化することが示 唆される。

発表では、異常多雨の将来変化に対する大気循 環場や降水特性(降水日数や降水強度)の影響に ついても報告する予定である。



図 1 8 月における(a)異常多雨年および(b)異常少 雨年における月降水量の将来変化率. 陰影は(a)が 将来増加、(b)が将来減少するグリッドを表す.

謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)の支援を受けて実施された。

インドモンスーンの活発期ー休止期サイクルにおけるインド中央部 と北東部の関係

○村田 文絵 (高知大理工), 藤波 初木 (名大宇地研), 寺尾 徹 (香川大教育), 林 泰一 (京大東南研), 松本 淳 (首都大), Hiambok J. Syiemlieh(NEHU, India)

1. はじめに

インド北東部に位置する大雨地点チェラプンジにお ける活発期の特徴を調べてきた (2016 年春学会予稿)。 その中で, チェラプンジの雨とインド中央部の雨は逆 相関の関係をもっており, チェラプンジの降水活発期 はインド中央部のモンスーン休止期に相当する傾向が ある。インド中央部の活発期/休止期からみてもインド 北東部は逆相関の関係をもつことが知られてきた (e.g. Rajeevan et al. 2010)。チェラプンジ及びその周辺に おいては 10-20 日周期が卓越することがわかっている (e.g. Fujinami et al. 2014)。一方で, インド中央部 では 30-60 日周期が卓越するという研究がある (e.g. Hartmann and Michelsen 1989)。そこで, 本研究では インド中央部と北東部の関係をより詳細に理解するこ とを目的とする。

2. 用いたデータ

本研究では Pai et al. (2016) で定義され検出され たインド中央部の休止期と Murata et al.(投稿中) で検 出したチェラプンジ活発期を用いる。1902-2005 年の 間の比較可能な期間においてインド中央部の休止期の 61%がチェラプンジ活発期と重なる。また,インド気 象局 (IMD) が作成した分解能 0.25 のグリッド降水量 データセットと JRA55 再解析データを用いた。解析 期間は 1958-2005 年である。

3. 結果

図1に1902-2005年について IMD 降水量データセッ トを用いて解析した, Rajeevan et al. (2010)でインド コア領域と定義された領域の平均降水量について,モン スーン期(6-9月)のスペクトル解析結果を示す。20-40 日周期にピークがみられており,過去の研究と対応す る。図2は JRA55 再解析データを用いて作成した,イ ンド中央部の休止期のうち(上)チェラプンジ活発期と 重なる期間(34事例)及び(下)重ならない期間(20事 例)の第1日目の流線関数と水平風のコンポジット結 果である。チェラプンジ活発期と重なる期間は両方に おいてインド中央部に正の流線関数偏差がみられてい る一方で,チェラプンジ活発期と重なる期間にはイン ド半島の南にみられる負の流線関数偏差が下の図では みられない。チェラプンジ活発期は西太平洋から西進 する n=1 赤道ロスビー波に関係して生じており,負の 流線関数偏差は南側のロスビー波のセルに相当すると 考えられる。発表では10-20日周期変動と30-60日周 期変動のそれぞれの関係性の中でインド中央部と北東 部の活発期ー休止期サイクルの変動を議論する予定で ある。



図 1: インド中央部における 1902-2005 年で平均した モンスーン季 (6-9 月)の降水量のスペクトル解析。





図 2: 上:チェラプンジ活発期と重なる期間をもつ (下: チェラプンジ活発期と期間が重ならない) インド中央部 ブレイク期の第1日目の流線関数偏差のコンポジット。

海面水温の時間解像度が地域気候モデルの再現に与える影響

野坂真也 佐々木秀孝 村田昭彦 川瀬宏明 (気象研究所)

1. はじめに

地域気候モデル NHRCM は気候の再現性に優 れ、現在気候の再現や将来気候の予測に使用され ている。NHRCM の海面水温データには COBE-SST や MGDSST などのデータが使用されてきた。 FORA-WNP30 は水平解像度 10km の海洋再解析 データで COBESST や MGDSST に比べ高解像 度でかつ時間分解能に優れている。今研究では FORA-WNP30 のデータを使用して、海面水温の 時間分解能がモデルの結果に与える影響を調査 する。

2. 計算設定

北海道から九州を含む領域で 2013 年 6 月から 8月(夏季)と 2013 年 12 月から 2014 年 2 月(冬 季)について計算を行った。水平解像度は 5km で、 境界値には JRA55 を境界値として計算した水平 解像度 20km の NHRCM の結果から作成した。 海面水温データとして水平解像度約 10km の FORA-WNP30 のデータを使用し、この計算を CTL 実験とした。さらに、FORA-WNP30 のデー タに前後 1 週間の移動平均を施し、このデータを 利用して計算した結果を TSM 実験として、 NHRCM による再現結果の比較を行った。

3. 海面水温の比較

CTL 実験と TSM 実験の 3 か月平均海面水温の 差は夏季、冬季ともに最大でも 1℃以下であった が(図略)、日々の海面水温分布を比較すると大き い日で 8℃程度の差が表れた(図 1)。

4. 降水再現の比較

月降水量の分布を比較したところ、冬季は日本 海側の沿岸部で増減があったが変化量は小さく、 海上の変化が中心であった(図2)。夏季の降水は 東日本の変化は小さいが西日本では200mm以上 の変化が見られた地域もあった(図3)。

5.まとめ

海面水温の時間解像度が降水に影響を与える ことが確認された。原因やメカニズムについて引 き続き調査を行い、空間スムージングの影響につ いても比較を行う。

謝辞:本研究は科研費(16H01844)の助成を受け たものである。



図1 2013年6月1日の海面水温の差



図2 12月の降水量 (TSM 実験—CTL 実験)



図36月の降水量 (TSM 実験—CTL 実験)

180 160 40 120 100 80 60 40 20 -20 -40 -60 -80-100 -120 -140 -160 -180

-200

200

日本における太陽光発電量・集中太陽熱発電量の将来変化

○久保田 彬恵・奥 勇一郎兵庫県立大学環境人間学部

1. はじめに

我が国のエネルギー供給は主に火力発電であり、 このことが地球温暖化の要因のひとつとして重要な 問題となっている。今後は、太陽光発電をはじめと した再生可能エネルギーの開発および利活用がさら に進んでいくと考えられる。

太陽エネルギーを使った主な発電方法には太陽光 発電(Photovoltaic System 以下 PV とする)・集中太 陽熱発電(Concentrated solar power 以下 CSP とする) の2種類があり、本研究の目的は、地球温暖化によ る将来の気候変化の視点から PV と CSP それぞれの 発電量の将来変化を調べることであり、今後のエネ ルギー開発の指針となることを期待する。

今回の発表では、地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベース(d4PDF)の全球モデルによるアンサンブル計算の出力データを用いて、PV・CSPのそれぞれの発電方法における過去60年間と将来60年間の積算発電量の将来変化を比較した結果を報告する。

2. 計算方法

PV での発電量は全天日射 G_{tot} と太陽電池の熱効率 η_{cell} によって求められる (式1)。 η_{cell} は、気温や電池 の温度などが関係する。一方、CSP での発電量は、 直達日射量 G_{dr} と熱効率 η_{csp} によって求められ(式2)、 η_{csn} は気温や流体温度などに関係する。^[1]

 $P_{\rm PV} = G_{\rm tot} \eta_{\rm cell} \dots (1)$ $P_{\rm CSP} = G_{\rm dir} \eta_{\rm csp} \dots (2)$

d4PDF の月平均値データから発電量を計算した。 G_{tot} には下向き短波放射、 G_{dr} には快晴時の下向き短 波放射と雲量、 η_{cell} には気温と G_{tot} 、 η_{csp} には気温と G_{dr} をそれぞれ使用した。アンサンブル計算は、過去 実験が1951年から2011年までの60年間で計100メ ンバ、4℃上昇実験(以下、将来実験とする)が2051 年から2111年までの60年間で計90メンバである。 アンサンブル計算の各メンバにおける60年積算の P_{PV} 、 P_{CSP} を求めた。

3. 結果

PV・CSP において、過去実験と将来実験での60年 間積算発電量の相対頻度の分布を図1に示す。PVで は、過去実験と比べて将来実験の発電量にばらつき が出てくることが確認できる。また、過去実験と将 来実験の60年間の積算発電量のそれぞれの平均値 を比較すると、PVでは+0.18%、CSPでは+21.3%で あった。CSP では気温が発電量に大きく影響するた め 20%以上も発電量が上昇したのだと考えられる。 PV は電池の温度が上がると発電効率が落ちてしま うため、単純に気温が上昇しただけでは発電量は増 えないということがわかる。これらから CSP による 発電量はより気候の変化の影響をより受けやすいと いうことがわかる。このほか、どのような気象要素 が要因となって発電量の将来変化にどう影響してい るのかについての詳細も紹介する。

謝辞

本研究では、気候変動リスク情報創生プログラム のもとで作成された、地球温暖化施策決定に資する 気候再現・予測実験データベース (d4PDF) を使用し ました。







図1: 過去実験(■)と将来実験(□)の60年間積算発電量の 相対頻度(%)。横軸は過去実験における60年間積算発電量の 最頻値を0としたときの発電量の相対偏差。上は太陽光発電、 下は集中太陽熱発電をそれぞれ示す。

参考文献

 Julia A. Crook, Laura A. Jones, Piers M. Forster and Rolf Crook 2011: Climate change impacts on future photovoltaic and concentrated solar power energy output 初鹿宏壮、溝口俊明、石田有美(富山県環境科学センター)

1 はじめに

温暖化による影響を把握し、緩和策や適 応策に活用するため、富山県は、文部科学 省気候変動適応研究推進プログラム

(RECCA:2010~2014年度)に参画し、 海洋研究開発機構等との連携により、2030 年代(近未来)における本県の気温上昇に 伴う熱中症指数の増加、平野部における降 積雪量減少、春季の河川流量の増大期の前 倒しなどを解析し、公表してきた。

今回、気候が変化した将来においても、 民生部門における効果的な省エネ対策に資 するための基礎データとして、過去から近 未来にわたる冷暖房需要(デグリーデー) の変化を把握したので報告する。

2 デグリーデー

デグリーデーは、冷暖房を必要とする基 準温度と日平均気温との差で表し、分野に より多少計算方式が異なるが、本計算で は、理科年表や気象ハンドブック等に掲載 されていた式(冷房デグリーデーに24-24 (基準温度24℃との差を日平均気温24℃以 上の日々に積算する)、暖房デグリーデーに 14-10(基準温度14℃との差を日平均気温 10℃以下の日々に積算する))を適用する。 任意の期間で積算でき、単位は【度日】。

3 使用データ

過去及び現在については、富山地方気象 台の観測データをそのまま用いて計算し た。また、近未来については、RECCAで作 成した RCP8.5 シナリオの5つの予測モデ ル (CNRM-CM5,GFDL-CM3, HadGEM2-ES, MRI-CGCM, MIROC5)からダウンス ケーリング (空間解像度 4.5 km)により作成 した富山市の 2030 年代の日平均気温と、 ERA-interim を用いた 2000 年代の現状再 現計算により得られた日平均気温との差を 計算し、疑似温暖化分として 2000 年代の 日々の観測データに加算したものから計算 した。なお、冷房デグリーデーは4月~10 月、暖房デグリーデーは10月~5月の期間 を定めて解析した。

4 結果

冷房デグリーデーは年代が進むにつれて 増加する傾向にあり、2030年代は、2000 年代と比べて約1.7倍、1960-1990と比べ ると3倍以上に増加する。暖房デグリーデ ーは2000年代と比べると3/4、1960-1990 年と比べると2/3に減少する(図1)。ま た、2030年代には冷房の使用日数は1.3~ 1.5倍程度に増加し、暖房の使用日数は0.8 倍程度に減少するため、冷房使用日数が暖 房使用日数の3/4以上になる。

今後は、住宅や空調機器等における具体 的な省エネ対策の推進に資するよう、ま た、温室効果ガス排出量の将来推計にも活 用する観点から、エネルギー消費量等の解 析を進めていく。



図1 各年代の冷暖房デグリーデー





*星野剛(北海道大学大学院工学研究院),山田朋人(北海道大学大学院工学研究院)

1. はじめに

2016 年 8 月,4 つの台風が北海道に相次いで接 近・上陸し,全道各地に記録的な大雨をもたらし, 北海道だけでなく全国的にも前例のないほどの極 めて深刻な水害となった。この記録的豪雨を契機 に気候変動へ適応した新しい水防災対策の構築が 喫緊の課題として顕在化した¹⁾.本研究では気候変 動による洪水外力の変化を明らかにすることを目 的に,気候予測データベースに基づいて流域内の 降水量を評価した.

2. 使用データ,対象領域,評価項目

本研究では地球温暖化対策に資するアンサンブ ル気候予測データベース(d4PDF)の日本周辺領 域20kmメッシュ降水量データを使用した.d4PDF の領域データは過去実験と全球平均温度が4℃上 昇した温暖化実験で構成されている.評価対象の 流域は2016年の大雨により計画高水位を超過する ほどの水位上昇が生じた十勝川流域とした.本研 究では,計画降雨継続時間として用いられる3日 降水量の年最大値を全アンサンブルメンバーの全 実験期間(過去実験:3000年分、温暖化実験: 5400年分)から算出した.大量のアンサンブル実 験結果に基づくことで確率的な評価を実現する。 3.結果

図1に十勝川流域での年最大流域平均3日降水 量の頻度分布を示す.同図より温暖化実験は過去 実験と比べ年最大3日降水量が大きくなる傾向に あることがわかる.平均値は過去実験で98.2mm, 温暖化実験で119.7mmとなり,標準偏差はそれぞ れ37.0mm,50.0mmとなった.このように平均値だ けでなく標準偏差が増大しており,年ごとの年最 大降雨量のバラツキが大きくなる傾向にあること が明らかになった.また,温暖化実験ではいずれの 海面水温パターンでも平均値および標準偏差が増 大しており,温暖化により大雨の高頻度化および



図1+勝川流域の年最大流域平均3日降水量 (Past:過去実験,+4K:温暖化実験(全海面 水温パターンの平均))

激甚化が示唆される結果となった.

4. まとめと今後の方針

d4PDF の過去実験, 温暖化実験を用い十勝川流 域の流域平均 3 日降水量の年最大値がどのように 変化するかを調べた. その結果, 気候変動により大 雨の高頻度化および激甚化が引き起こされること が示唆された.

今後は小流域における評価および実地形の影響 の忠実な反映のために力学的ダウンスケーリング を実施し、より詳細な降水の時空間分布を算定す る.また、降水の時空間分布が水害の危険性に及 ぼす影響を評価するため、流出解析モデルにより 洪水流量を明らかにする.

【謝辞】

本研究は文部科学省「気候変動適応技術社会実 装プログラム(SI-CAT)」の支援により実施された. また,本研究では,創生プログラムのもとで作成さ れた,地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測 実験データベース (d4PDF)を使用した.記して感 謝の意を表します.

参考文献

 平成28年8月北海道大雨激甚災害を踏まえた 水防災対策検討委員会,平成28年8月北海道 大雨激甚災害を踏まえた今後の水防災対策の あり方,2017.

地表面温度の遷移応答予測に適したエネルギー収支モデルの開発

西澤慶一(電力中央研究所)

1. はじめに

人為的な放射強制力による全球気候変化について 政策的な議論をするとき、気候システムが遷移応答 過程にある 2100 年頃の地表面温度を現実的に予測 できることが重要である。また、地球の気候感度は、 各種フィードバックの影響を受けて決まるが、フィ ードバックのはたらき方が緯度帯ごとに大きく異な るので、南北方向に解像度をもつ気候モデルを用い ることによって、予測精度の向上が期待できる。

そこで、当所が開発してきたエネルギー収支モデ ル(EBM)に、様々な大気海洋結合モデルの応答特 性を反映させ、遷移温度変化の予測に適するように 改良することを試みた。

2. エネルギー収支モデルの概要

当所の EBM では、地球を 10° 幅の緯度帯に分割 した。各緯度帯を陸面と海洋(厚さ 40 m、360 m、 3600 m の 3 層)に区分し、現実的な面積比率を与え た。さらに、各緯度帯の陸面と海洋で、惑星アルベ ドならびに射出赤外放射量の地表面温度依存性を、 CMIP5 の複数の大気海洋結合モデルに準拠して与 えた。なお、非放射的な気候フィードバックも、経 験的な方法で導入されている。大気と海洋の循環に よる南北熱輸送と海洋内部の鉛直熱輸送は、簡単な 線形拡散の形式で表現した。

3. 熱伝導度の調整とモデルの長期積分

まず、EBM の海洋内部の鉛直熱伝導度を、大気海 洋結合モデルの物理特性(地表面温度の線形応答関 数)に基づいて与えた。つぎに、工業化以前の地表 面温度(再現値)に着目し、年・帯状平均値の二乗 平均平方根誤差を最小化するように、南北熱伝導度 を調整した(図1)。

突然に全球一様+8 W m²の放射強制力を与えて EBM を長期積分し、50 年後、100 年後、150 年後、 200 年後の温度変化の緯度分布を推定した(図2)。 中層海洋の温度は、地表面よりも遅れて上昇してい る。この遅れの程度は、鉛直熱伝導度の設定値に依 存することから、準拠する大気海洋結合モデルの種 類ごとに、相当に異なる計算結果が得られた。さら に、地表面温度の遷移応答も、中層海洋との熱交換 に影響されるので、海洋内部の鉛直熱伝導度を適切 に設定することが不可欠である。

4. <u>まとめ</u>

放射強制力に対する遷移温度応答を現実的に計算 するため、各種物理パラメーターを適切に調整する 必要がある。今後、最適な調整方法について検討す る予定である。



図1 工業化以前の地表面温度の再現値(CCSM4 に準 拠)。



図2 放射強制力に起因する地表面(上)、中層海洋 (中)、深層海洋(下)の長期温度変化の予測値(CCSM4 に準拠)。
20世紀前後の期間(1891~2011年)におけるミャンマー降水量の変化傾向

*井上知栄¹・松本 淳^{1,2}・久保田尚之^{3,2} (1:首都大・都市環境 2:JAMSTEC/DCOP 3:北大・理)

<u>1. はじめに</u>

モンスーンアジア地域における 20 世紀初頭から の気候要素の変動については、デジタル化されたデ ータが少ないことから、限られた国での解析にとど まっている。そのため、我々の研究グループでは旧 英領インドの国における日降水量データのデジタル 化を進めている。本研究では、新たにデジタル化し たデータを利用して、ミャンマーにおける 1891~ 1937 年の日降水量地点データを 1965 年以降のデー タと比較し、20 世紀前後の期間における降水量の変 化傾向について調べた。

<u>2. データ</u>

1965~2011年の日降水量データは、ミャンマー気 象水文局(DMH)より入手した。1891~1937年の日 降水量データは、米国 NOAA Central Library で公開 されている旧英領インド時代の"Rainfall of India"お よび"Daily Rainfall of India"のスキャン画像を基とし て、インド熱帯気象研究所(IITM)・インド気象局 (IMD)・英国気象局(UKMO)の現地にて冊子原本 とのデータ照合作業を行い、データベースにしたも のを使用した。今回は両期間でデータ年数が比較的 よく揃っている 28 地点を解析対象とした。

<u>3. 結果</u>

両年代における年降水量の増減率(図 la)をみる と、エーヤワディー川下流の地点などで増加する一 方、北西部で大きく減少しており、複雑な空間パタ ーンを示す。また年最大日降水量(図 lb)は増加し た地域が多く、特に北緯 15 度以南では 20%以上増 加している。

次に各地点について降水量の季節進行の年代間比 較を行った。北緯14~18度に位置するミャンマー中 南部の地域では、第33~39半旬(6月10日~7月 14日)の期間で降水量が増加し、第40~43半旬(7 月15日~8月3日)の期間では減少している(図2; それぞれ有意水準5%で有意な増減)。すなわち、雨 季のピーク時期が近年ではやや前倒しして現れやす い傾向があることが確認された。

謝辞

本研究で使用した 19 世紀末から 20 世紀前半の日降水量 データは、著者のほか林 泰一氏(京大)・寺尾 徹氏(香 川大)・濱田純一氏(首都大)・村田文絵氏(高知大)・重 尚一氏(京大)・木口雅司氏(東大)・金森大成氏(名大)・ 神澤 望氏(首都大)によるデータチェック作業により整 備することができた。なお本研究は JSPS 科研費 JP26220202の助成を受けた。



図 1 ミャンマーにおける 1891~1937 年の期間に対する 1965~2011 年の(a)年降水量および(b)年最大日降水量の増 減率(単位:%)。(a)の濃い(薄い)陰影は6%以上の増加 (減少)を示し、(b)の陰影は10%以上の増加を示す。

▲ (▽) は有意水準 5%で有意に増加(減少)を示した地 点で、小さい黒丸は有意でない地点を表す。



図 2 北緯 14~18 度に位置するミャンマー中南部の 8 地 点で平均した、降水量季節進行の年代間比較。細線が 1891 ~1937 年の 47 年平均値、太線が 1965~2011 年の 47 年平 均値で、半旬降水量の年降水量気候値 (1981~2010 年の平 均) に対する割合(単位:%)で示している。

軌道要素の変化が大退氷期の気候・氷床変動に与える影響

木野佳音*1, 阿部彩子*12, 齋藤冬樹*2, 大石龍太*1 (1. 東京大学大気海洋研究所, 2. 海洋研究開発機構)

1. はじめに

最近 100 万年間の北半球氷床の変動は、ゆっくり した発達と急激な後退の 10 万年周期で特徴付けら れる。このような氷期サイクルにとって夏の高緯度 日射量変化が重要と考えられており(ミランコビッ チ仮説)、実際にモデルを用いた先行研究で日射量 変化の重要性が指摘されている(e.g. Abe-Ouchi et al., 2013)。しかし、日射変化が小さかった約 40 万 年前の大退氷期(T5)をもたらす要因は明らかとな っていない。本研究では、地球の軌道要素(離心率・ 歳差・地軸の傾き)各々が変化した時の日射量変化 に対する気温の応答を詳しく調べる。これにより、 大退氷期をもたらす要因を理解することを目指す。 2.研究手法

大気海洋植生結合モデル (MIROC-LPJ; O'ishi and Abe-Ouchi, 2011)を用いて、軌道要素の組み 合わせを 21 通りに変え定常応答をみる理想化実験 と、3つの大退氷期 (T1,T2,T5)の実際の軌道要素 を境界条件にした 2,000年間隔スナップショットの 退氷期実験を行った。どちらの実験でも大気 CO₂ 濃度を 230 ppm 一定とした。積分は 150年以上行 い、最後の 70年の気候値を解析に使用した。また、 ここまでの結果をもとに日射量を気温にパラメタ ライズし、氷床モデル (IcIES)を用いて、過去 80 万年間の氷期サイクルの再現実験を行った。

<u>3. 結果</u>

<u>3-1. 理想化実験</u>

地軸の傾きが変化した場合は気温変化に季節性 がみられず、歳差が変化した場合は気温変化に季節 性がみられた(図1)。夏の強い日射によるエネル ギーは、季節を超えて分配されることが示唆された。 また、地軸の傾きが変化した場合の方が、その分配 効率がよいことが示唆された。夏の日射量に対する 夏の気温の感度は、歳差の効果より地軸の傾きの効 果が大きくなった。また、植生フィードバックは地 軸の傾きの効果の感度をあげることが示された。

3-2. 退氷期実験

T5 では、夏の日射量が少なくなる時に地軸の傾 きが大きくなることで、夏の気温が低下しないこと が示唆された(図 2)。

<u>3-3. 氷床モデル実験</u>

気温 偏 差 を 求めるパラメタリゼーション (Abe-Ouchi et al., 2007)に、地軸の傾きが変化し た場合の方がエネルギーの分配効率がよいことを 考慮に入れて、氷床モデルを用いた実験を行った。 解析結果は当日発表する。



Raymo (2005)

Pre-YMC 観測期間における海大陸域西部の雷活動の日変化 *浜田純一^{1,2}・森修一²・勝俣昌己²・松本淳^{1,2}・Fadli Syamsudin³・米山邦夫² (1:首都大学東京;2:海洋研究開発機構;3:インドネシア技術評価応用庁)

1. はじめに

熱帯域で対流活動や雷活動の中心域の一つで あるインドネシア海大陸域において、全球雷観 測データを用いた統計的な解析から、雷活動の 顕著な日変化の存在や、大規模島嶼上の地形と 対流圏下層の風系により、落雷分布やその変動 が規定されていることが示されている(Virts et al., 2013, JAS)。本研究においては、スマトラ島 西部沿岸多雨域で実施された Pre-YMC 観測期 間の雷活動について、全球雷観測データや、現地 気象観測データを基に調べた結果を報告する。

2. 観測データ

Pre-YMC 観測期間の 2015 年 11 月から 12 月 を対象とし、雷活動の指標として、ワシントン大 学 に よ る WWLLN (Worldwide Lightning Location Network) 落雷位置データを用いた。 また、Pre-YMC 観測において実施された、スマ トラ島ベンクル、及び沿岸の海洋地球観測船み らいにおける、3 時間間隔のゾンデ観測データ、 及びみらいドップラー気象レーダー観測データ を、解析に用いた (図に観測点を示す)。

3. 結果

観測期間中の落雷頻度の平均日変化について 図に示す。多落雷域であるジャワ島山岳域や小 規模島嶼上、ならびにスマトラ島、マレー半島の 海岸線付近で、日中午後の時間帯に落雷が顕著 であること、また、マラッカ海峡やスマトラ島南 部沿岸域など、島嶼周辺海域において、日没後の 夜間から早朝に掛けて卓越する特徴を得た。ま た、スマトラ島東部平野域では夜間に落雷が卓 越する傾向も見られ、観測衛星により示された 降水日変化と同様(Mori et al. 2004, MWR 他)、 海陸で落雷域が日変化移動する特徴を示した。 また、観測期間中の12月中旬、MJOに伴う 対流中心域がインド洋上から海大陸域中心部及 び東部に移ることに伴い、観測域のスマトラ島 西部沿岸域では対流圏下層の西風強化、CAPE の減少が観測され、落雷頻度も減少傾向にあっ た。一方で、スマトラ島東岸部ではMJOのスマ トラ島通過後にも雷活動は継続し、脊梁山脈を 挟んだ東西のコントラストが顕著であった。

4. まとめ

WWLLN 落雷データを用いて Pre-YMC 観測 期間中のインドネシア西部海大陸域の雷活動の 日変化について調べ、海陸及びスマトラ島東西 の落雷頻度のコントラストの存在について示し た。今後、現地観測データの解析を進め、雷活動 と対流雲発生環境との関連について示す。



図: Pre-YMC 観測期間中の海大陸域西部の落雷 頻度日変化。地方時の午後と午前における平均 落雷頻度の差を取り、午後(午前)に落雷が卓越 する地域を薄い(濃い)灰色で示した。×印はベ ンクル及びみらい定点観測位置。

長野県における降水量変化率の水平分布と標高依存性

*栗林 正俊¹, 大和 広明¹, 浜田 崇¹, 若月 泰孝² (¹長野県環境保全研究所,²茨城大学理学部・海洋研究開発機構)

1. はじめに

東京管区気象台の気候変化レポート 2015 による と、各気象官署で観測された降水量の長期変化につ いて統計的に有意な変化傾向は見られない。降水現 象は局地性があるため、降水量の長期変化は年々変 動に比べて小さく、有意な変化傾向は現れにくい。 一方、たとえ個々の地点の降水量変化率が統計的に 有意でなくても、その水平分布や標高依存性を評価 することで、全体の傾向が見えてくる可能性がある。

気象庁による観測点のうち標高1000mを超える箇 所の多くは長野県に存在しており、地上観測値と標 高の関係を評価するのに長野県は適している。本研 究では、長野県内の気象官署とアメダスの観測値を 基に、降水量変化率の水平分布と標高依存性を年間 と月別で評価し、地域気候モデルの結果と比較・考 察することを目的とする。

2. 方法

長野県内の気象観測値は、ME.LO.O.N.2(はしもと ほか、2014)¹⁾を改変したスクリプトを利用して収集 した。解析には気象観測統計指針の正常値と準正常 値(資料数が全体数の 80%以上)に分類された値のみ 使用した。御嶽山(標高 2195m)と宮田高原(標高 1660m)の年降水量で正常値が得られているのは 1993 年以降であるため、本研究の解析対象期間は 1993~2015 年とした。この期間に観測値が蓄積され ている箇所は41 地点あり、このうち野沢温泉、信濃 町、伊那、須原、飯田、南信濃の6 地点は期間中に 移転した。この6 地点は、気象観測統計指針による 移転前後のデータの均質性の条件を満たし、統計は 接続している。地域気候モデルは、WRF-3.3.1 によ る領域気候再現実験結果(若月ほか)²⁾を使用した。

3. 結果と考察

各観測点の年降水量は、標高 1500m を超える観測 点では減少傾向だが、その他の大部分の箇所で増加 傾向だった。Mann-Kendall 検定で年降水量の変化率 が有意水準 10%以下で有意な箇所は信濃町のみだっ た。月降水量の変化率に着目すると、有意水準 10% 以下で有意な変化を示している箇所が 5 地点以上あ る月は、2 月、3 月、4 月、10 月、12 月だった。特 に、2 月と 12 月は顕著な水平分布が見られた。2 月 は諏訪付近を境にして南側の地域で月降水量が増加 傾向にあり、この地域では御嶽山を除く全ての箇所 において有意水準 10%以下で有意に月降水量が増加 している。12 月は有意水準 10%以下で有意に月降水 量が増加している箇所が松本付近よりも北側の地域 に 10 地点ある。

	移転箇所を含む		移転箇所を含まない		
在日	(N=41)		(N=35)		
	標高100 (m)上昇		標高100 (m)上昇		
1 7 1	に対する降水量	相関	に対する降水量	相関	
	変化率の変化	係数	変化率の変化	係数	
	(mm/100年/100m)		(mm/100年/100m)		
年間	-68	-0.46	-62	-0.53	
1月	-14	-0.47	-14	-0.54	
2月	11	0.21	11	0.26	
3月	8	0.23	9	0.27	
4月	-1	-0.07	-2	-0.12	
5月	-16	-0.59	-16	-0.58	
6月	-26	-0.46	-29	-0.50	
7月	17	0.32	22	0.41	
8月	-5	-0.14	-4	-0.12	
9月	-40	-0.76	-37	-0.79	
10月	7	0.27	8	0.29	
11月	-9	-0.50	-10	-0.53	
12月	5	0.16	3	0.10	
い地間ば料がナネル淡10/ パイマナネ					

は相関係数が有意水準1%以下で有意. は相関係数が有意水準5%以下で有意. は相関係数が有意水準10%以下で有意.

表1に年間と月別の降水量変化率と標高の関係を 示す。2月や12月など降水量変化率の水平分布に一 定の傾向が見られる月は、降水量変化率と標高の関 係が不明瞭である。また、移転箇所を含めずに降水 量変化率の標高依存性を評価した方が、より明瞭に 相関関係を捉えることができる。移転箇所を含めな い評価結果に着目すると、年降水量の変化率は標高 が100m上昇すると62(mm/100年)減少する。類似し た標高依存性が1月、5月、6月、9月、11月も見ら れ、9月は特に顕著である。7月と10月の標高依存 性は逆の傾向であるが相関係数は0.5 に満たない。

WRF の 1980~2010 年の計算結果から得られた降 水量変化率の水平分布や標高依存性は観測結果と異 なっていたが、今後、より詳細な解析を実施したい。 謝辞

本研究は文部科学省(MEXT)の気候変動適応技術 社会実装プログラム(SI-CAT)の支援を受けました。 参考文献

 はしもとじょーじ、堀駿、大西将徳、2014: ME.LO.O.N.2 アメダスデータ自動ダウンローダー(ver.2).
 若月ほか、2016:気候差分ダウンスケーリング法による 関東・中部山岳域の確率論的気候変化予測.土木学会論文 集 B1(水工学)、72(4)、1_55-1_60.

富士山の気圧を使った東海地方の対流圏下層の気温トレンド算出の試み

堤 之智 (気象研究所)

1. はじめに

地球温暖化が問題になっているが、長年にわたる気 温の上昇を地域規模で正確に測定することはそう簡単 ではない(例えば Edwards, 2017)。気温の測定は個々 の温度計の測定精度(例えば JMA-80 型:±0.2℃、 0.07%)や校正精度や目視による読み取り精度(JMA-80型以降は電子計測)の問題がある。また、都市化によ るヒートアイランド効果や風通しによる「ひだまり効果」な ど観測所周辺の観測環境の変化にも影響を受ける。多 数の観測点を平均すれば、ある地域の変動に引っ張ら れる可能性もある。

一方気圧の測定は、観測原理や校正法が簡明で誤 差が生じにくい上に、気温の測定より精度が数倍良い (JMA-80型:精度±0.1hPa:0.015%)。また、周囲の観 測環境の変化による影響を受けにくい。

層厚(thickness)は、2 高度の気圧と高度差とその層 の平均気温を使って定義されており、気象学の教科書 に記載されているように、以下の式で層厚換算温度(層 内の平均温度)を算出できる。

$$T = \frac{g(z_1 - z_2)}{R \cdot ln \frac{P_1}{P_2}}$$

気圧の変化は短時間の現象を除けば概ね総観規 模で変動すると考えられる。そのため、富士山頂と付近 の地上観測所の気圧を使った層厚換算温度は、東海 地方の対流圏下層の温度を代表していると考えられる。

ここでは富士山測候所(標高 3775.1 m)と静岡地方 気象台(標高 14.1 m: 富士山頂からの距離約 50km)の 日平均気圧を使って、値がデジタル化されている 1965 年から 2016 年の 52 年間の両観測点間の層厚換算温 度を算出し、そのトレンドを算出した。なお、富士山頂の 気圧計、温度計(JMA-10 型)の精度は、それぞれ±0.1 hPa、±0.15℃である。

2. 結果

図1に算出した東海地方の対流圏下層の層厚換算 年平均温度偏差と富士山頂の年平均温度偏差の経年 変化を示す。偏差は1981年から2010年の平均値から の差である。両者は概ね追随しているが、富士山頂の 年平均温度の方がやや変動が激しい。

図2に東海地方の対流圏下層の層厚換算年平均温 度と気象庁による日本の年平均気温の経年変化を示す。



図1層厚換算年平均温度(富士山-静岡)偏差と富士山 頂の年平均温度の偏差の経年変化



図 2 東海地方の対流圏下層の層厚換算年平均温度偏 差と日本の年平均気温の偏差の経年変化

両者はやはり概ね同様の変動をしている。しかし、1980 年以前は日本の年平均気温の方が低い年が多い。

表1に期間中の温度のトレンド(増加率)を示す。い ずれも有意な温度増加を示しているが、層厚換算温度 のトレンドは、気温のトレンドより低い。この違いは、1980 年以前は気温の偏差が層厚換算温度偏差より相対的 に低いことが多いことが影響している可能性もある。今 後、トレンドの季節による違いなども調査する予定である。

表1 温度のトレンド(1965-2016)。星は有意度(**は 95%、 ***は 99%)、括弧内はその有意度でのトレンド範囲を示す。

	温度増加率 (K/10年)	S
層厚換算温度	0.14 (0.00-0.26)	**
富士山頂気温	0.22 (0.06-0.37)	***
日本平均気温	0.25 (0.16-0.35)	***

参考文献

Edwards (2017) "A Vast Machine": Standards as Social Technology, Science **304** (5672), 827-828.

「平成26年8月豪雨」を対象とした降水の再現と海面水温に対する感度評価

*南口 侑希(大阪大学),嶋寺 光(大阪大学),松尾 智仁(大阪大学),近藤 明(大阪大学)

1. はじめに

IPCC 第5次評価報告書によると,地球温暖化に伴う気候変動の一つとして降水量の増加が挙げられている¹⁾.本研究では,地球温暖化による海面水温上昇が極端降水現象に与える影響を評価することを目的とし,「平成26年8月豪雨」を対象に(1)気象モデルによる再現計算と,(2)海面水温に対する降水量の感度評価を行った.なお本研究で対象とした「平成26年8月豪雨」は,2014年7月30日から8月26日にかけて日本の広範囲で発生した豪雨である.

2. 計算方法

本研究では気象モデル WRF (Weather Research and Forecast)を用いて、日本列島を含む領域に対して、 記録的豪雨が観測された 2014 年 8 月を対象に計算 を実施した.まず、表1に示すように7つの異なる 条件で再現計算を行い、最適な条件を選んだ.次に、 海面水温の変化により降水がどのように変化するか を調べるため、再現計算実験で選んだ計算条件の海 面水温を一様に 1K 上昇あるいは低下させて計算を 行った.

条件名	FDDA	格子解像度	積雲スキーム	計算期間
TQW_5km	温位・湿度・風	5 km	なし	通常
no_5km	なし	5 km	なし	通常
no_5km_2day	なし	5 km	なし	2日間
W_5km	風のみ	5 km	なし	通常
W_2.5km	風のみ	2.5 km	なし	通常
W_10km	風のみ	10 km	なし	通常
W_10km_cu	風のみ	10 km	あり	通常

表1 再現計算における条件設定

3. 計算結果と考察

3.1 再現性評価

降水量の観測値及び各条件における計算値を、比較した。まずデータ同化について比較すると,条件 no_5km に比べ条件 W_5km では条件 TQW_5km と同程度に良く再現した.格子解像度の比較においては,10km では再現性が劣ったが,2.5km と5km では同程度の再現性が得られた.また,条件 W_10km_cu で

は降水量を過大評価した.計算期間を2日間に分割 して行った条件 no_5km_2day では、気温、混合比、 風速については、他の条件と同程度の再現性が得ら れたが、降水量を良く再現できなかった.これらの 結果より、条件 W_5km を海面水温変化実験に最適 な条件として選択した.

3.2 海面水温に対する感度評価

本研究ではデータ同化が結果に与える影響も確認 するため、条件 W_5km に加えて、データ同化を行 わない条件 no_5km についても海面水温変化実験を 行った. 図1に、海面水温変化条件下で日本列島に おける月間総降水量を示す.いずれの条件において も、海面水温の上昇とともに降水量が増加した.こ れは海面水温の上昇により、海面からの蒸発散量が 増加したこと、大気温度も上昇したことで飽和水蒸 気量が増加したことが原因として挙げられる.また、 日本列島における降水量変化は条件 W_5km で 19 ± 12 %/K,条件 no_5km で 28 ± 15 %/K となり、 条件 W_5km ではデータ同化が台風等の風速の変化 を抑制したと考えられるが、海面水温による変化量 と比較するとデータ同化の影響はわずかである.



4. 結論

「平成26年8月豪雨」について再現計算を行い, 海面水温を変化させた実験を行うことで,地球温暖 化による海面水温上昇によって極端降水現象におい て降水量が増加する可能性が高いことがわかった.

参考文献

 Intergovernmental Panel on Climate Change : CLIMATE CHANGE 2014 Synthesis Report, 2014

2016年及び2017年に東京スカイツリーで測定された都市上空の雲凝結核特性

前田麻人¹,三浦和彦¹,森樹大¹,佐藤光之介¹,佐藤丈徳¹,三隅良平²,岩本洋子³ 1.東京理科大学 2.防災科学研究所 3.広島大学

1. はじめに

大気エアロゾルが気候に与える影響には直接効果と間 接効果がある。間接効果とは大気エアロゾルが雲を形成 したときに雲凝結核(CCN)として働き、雲の光学特性 や寿命を変化させる効果である。放射強制力に与える間 接効果に関して科学的理解度が低く、大きな不確かさを 持つ。異なる環境条件下の多くの地域でエアロゾルの CCN 特性を測定することが重要だが、世界的に都市上空 の CCN 特性を調査した例は少ない。そこで本研究では 東京スカイツリー(TST)において CCN を観測し、CCN 特性の時間や季節変動を調べた。

2. 方法

測定期間は2016年6月3日~6月30日、10月26日 ~10月29日、2017年3月22日~6月27日で、測定場 所はTST 458m(35.71N,139.81E)地点である。雲凝 結核計(CCNC)、走査型移動度粒径分布測定器(SMPS) を用いて CCN 数濃度(N_{CCN})とCN 数濃度(N_{CN})、活 性比(AR=N_{CCN}/N_{CN})を測定した。4 段階

(0.1%,0.2%,0.5%,0.8%)の過飽和度(SS%)のN_{CCN}、N_{CN} を測定し、κ-ケーラー理論⁽¹⁾を用いて吸湿性パラメータ (κ)を算出した。

3. 結果·考察

(1)CCN 特性の時間変動

図1に観測期間中のある1週間の N_{CCN} 、AR、 κ の測定 例を表す。AR が日中に低くなり夜間に高くなるパターン が見られた。他の週でも同様のパターンが多く見られた。 図2に CCNC の SS0.2%における N_{CCN} 、 N_{CN} 、AR、 κ の 時間変動を箱ひげ図を用いて示した。 N_{CN} の振る舞いに は日中に高くなり夜間に低くなる傾向があることが分 かった。 N_{CCN} の時間変動は N_{CN} と比べて顕著ではなく、 夜間の方が日中よりも CCN 活性が高くなることが分 かった。 N_{CN} が日中に高くなるのは、人間の活動で発 生する自動車の排ガスのようなローカルな影響や、新 粒子の生成が日射によって引き起こされることと関連 していると考えられる。

(2)CCN 特性の季節変動

図3に期間中SS0.2%における N_{CCN} 、 N_{CN} 、AR、 $\kappa \sigma$ 季節変動を箱ひげ図を用いて示す。 N_{CN} が春に高くな り冬に低くなるという変化が現れたが N_{CCN} の変動は顕 著に現れなかった。そのため季節的に N_{CN} が低いほどAR が相対的に冬に高くなり春に低くなるという特徴があっ た。



図 1 期間中 SS0.2%における (左上) N_{CCN} (左下) N_{CN}、 (右上) AR (右下) κの時間変動



図 3 月別 SS0.2%における(左上) N_{CCN}(左下) N_{CN}、 (右上) AR(右下) κの季節変動

謝辞

本研究の一部は東京理科大学共同研究助成金(代表 三 浦和彦)の助成により行われた。観測にご協力いただいた 皆様に深くお礼申し上げます

参考文献

 Petters & Kreidenweis,(2007) .Atmospheric Chemistry and Physics, 7 (8), 1961-1971.

MRI-ESM2 による暫定歴史実験における 20 世紀中頃の北極海氷変動

*相澤拓郎^{1,2} · 石井正好² · 行本誠史² · 羽角博康¹ 1. 東京大学大気海洋研究所 2. 気象研究所

1. はじめに

北極域は、その他の地域と比較して温暖化が特 に著しい地域である。近年の北極温暖化増幅に対 応して、夏期の海氷は急速に減少している。気候 が急変している北極域において、海氷を通した北 極域プロセスを解明することは喫緊の課題とな っており、またそれを精緻化することは気候変動 予測研究に対してとても重要である。

図1は、観測の地上気温の偏差(CRUTEM4)を 帯状平均して時間緯度断面にしたものである。北 極域では20世紀前半に顕著な温暖化が見られ、 20世紀中頃の気温は2000年代と同程度であった ことが分かる。

北極域の気温と海氷の変動には高い相関があ るため、20世紀中頃における北極域の海氷は少な かった可能性が指摘されている。しかし当時は衛 星観測が無く、船舶やブイによる観測も限られて いるため、北極域全体をカバーする信頼性の高い 海氷の観測データは現存しない。そのため観測デ ータを用いて 20 世紀中頃の海氷変動を議論する ことは容易ではない。

気候変動に対応してどのように海氷が変動し ているかを明らかにするためには、したがってモ デルを用いた研究が必要不可欠である。それは特 に、気候モデルにおける北極域プロセス、特に海 氷・海洋プロセスを精緻化することにつながる。

2. 研究手法

気象研究所では、気象研究所地球システムモデル(MRI-ESM2)を用いて 1850 年 1 月を初期値として 2015 年 12 月まで暫定歴史実験を行った。強制データは整備中ではあるが CMIP6 実験用のものを使用している。

3. 解析結果

図1(b)は、暫定歴史実験における地上気温の 偏差を帯状平均して時間緯度断面にしたもので ある。観測と同様に、20世紀中頃は北極域が比較 的温暖であることが分かる。また、20世紀後半は 寒冷化していることが分かる。図2は、暫定歴史 実験の9月における北半球の海氷面積の時系列を 示している。海氷面積は、気温変動と対応するよ うに20世紀中頃において比較的縮小しており、 その後 20 世紀後半にかけて拡大傾向であること が分かる。大きな年々変動が見られるものの、特 に 1944 年の海氷面積は小さく、2000 年代の海氷 面積が小さかった年に匹敵する。その年の気圧分 布を見ると北極域で二極型の偏差分布となって おり、これは海氷が大きく減った 2007 年の気圧 分布と類似する(図省略)。

4. 結論

北極域が比較的温暖だった20世紀中頃において、 海氷が減りやすい環境場にあった時は、1990年 代~2000年代の年と同程度まで減少する可能性 がある。



図1:帯状平均した年平均地上気温偏差(℃)の時間緯度 断面。(a)は CRUTEM4、(b)は暫定歴史実験。コンター は0.2℃間隔で、実線は正、破線は負。長期的な変動を見 るために10年移動平均している。



図2: 定歴史実験(太線)と COBE-SST2(細線)の9月における北半球の海氷面積の時系列。

2016年1月の日本の大寒波に伴う 北極振動の急激な極性反転と北極海氷の減少

*坂 泰志¹, 立花 義裕¹, 山崎 孝治^{1,2}, 小寺 邦彦³, 小木雅世⁴ 1) 三重大院生物資源 2) 北大 3) 名大 4) マニトバ大

1. 研究背景

近年,地球温暖化に伴う全球気温の上昇が指摘されている.しかし、冬季東アジア域では寒気の吹き 出しが増え寒冷化傾向にあり、上記とは対照的なこ とが考えられる.典型的な例を挙げると、2016年1 月 21 日付近において東アジア全域に非常に強い寒 波をもたらした.

冬季中緯度気候を示す指標として北極振動が上げ られる.2015年12月下旬(12/21)から2016年1月 中旬(1/16)にかけて大きく値が反転(+3→-3)し ていた(図1).DJFに着目した時,同じような事例 は1960年からの統計上一度もなく極端現象であっ た.東アジア域でもたらされる、このような極端変 動による異常気象の原因を解明することは重要であ る.

本研究では前述の 2015 年 12 月から 2016 年 1 月 の間に起こった北極振動の極性反転メカニズムを解 明することを研究目的とする.

2. 解析手法

データは日平均 JRA-55 再解析データと NOAA よ り OISST データを使用した,気候値は 1980 年から 2015 年の平均値を用いた.また,線形トレンドを取 り除いたデータにより解析を行った.さらに,本研 究で使用した北極振動は,Ogi et al. (2004) で提唱さ れた指標である.

3. <u>結果</u>

北極振動の指数が正(+3)から負(-3)に反転 するのは対流圏ジェットの減速(蛇行)が考えられ るため,指数が極大値から負へと転じる12月21日 -12月25日の期間においてEPフラックスを算出 した所,ジェットの減速はEPフラックスの収束と 関連していた.この減速の起源は対流圏下層に位置 するバレンツ・カラ海(BKS)域に対応しているこ とが分かった.そこで,BKS域での海氷値を見ると 前述期間を機に大きく減少していた(図2a).これ に対応し,海から大気への熱輸送が顕著であった(図 2b).それに伴い,BKSの海氷減少を強制源とする定 常ロスビー波応答が見られた.その結果,BKS上で は上層まで卓越した高気圧(ブロッキング高気圧) があり、これがジェット蛇行の引き金となり北極振 動の極性反転を引き起こしたことが考えられる.

この熱強制によるブロッキング形成を明らかにす るため線形傾圧モデル(LBM)で BKS上に熱源を置 く実験をおこなったところ,ブロッキング高気圧が でき,再解析と似た大気の波列構造を示した.これ らから,北極振動の極性反転において BKS の海氷減 少による熱応答が関係することが示唆された.



図 2b BKS上における熱フラックスの気候値からの偏差(帯線)と気候値(丸線)を示した.ただし,海から 大気側への輸送を正の値とする.

北極域昇温にともなう寒波と東アジア到達時の環境場について

* 堀 正岳¹ l:海洋研究開発機構・北極環境変動総合研究センター

<u>1. はじめに</u>

近年のユーラシア大陸、および東アジアにおける寒冷化傾向 については、バレンツ海の気圧変動にともなう寒気の蓄積・ 移流過程(Hori et al. 2011)と、バレンツ海の海氷変動にと もなう低気圧経路の変化およびシベリア高気圧の強化プロセ スである warm-Arctic cold-Siberia パターン(Inoue et al. 2012)などと関連して、北極の温暖化がもたらす中緯度域の 寒冷化プロセスとして注目されている。このプロセスが海氷 の減少にともなう強制応答なのか、一時的に顕著になった自 然変動なのかも含めて議論が活発化している。一方で、こう した中緯度寒冷傾向が東アジア・日本の冬季に及ぼす影響も 重要である。本研究では、過去の寒波事例のうち、特に日本 行きに到達するものに着目することで近年における寒波到来 時の環境場について考察する。

2. データおよび解析手法

データセットは JRA55 を用いて、10 月から3 月を寒候季 と定義して解析を行った。5日移動平均場において北極域 (70-90'N, 30-120'E)と、中緯度域(40-60'N、30-120'E)の 気温傾度のインデックスを作成した。このうち、中緯度にお いて低音偏差かつ北極域と中緯度域の2週間の時間窓におけ る相関係数が95%有意のケースを北極昇温にともなう中緯度 寒冷化のイベントとして抽出した。1971-2017の期間中、こ のような寒冷化イベントは205 例あった。

次に、これらの寒冷化イベントについて北極・中緯度の気 温傾度が最大の日から 3-5 日以内に日本域において顕著な寒 冷化があった事例のみ抽出した。図1は、近年におけるこう した事例における地表面気温の偏差の推移を示したものであ る。一般的な寒冷化イベントに比べ、日本域に到達するケー スはより東、バイカル湖付近に偏差の中心が存在し、また、 北極側の高温偏差はより沿岸部に存在した。この高温偏差は それ以降も持続し、内陸部にむけて移動するのにあわせてバ イカル湖付近の低温偏差も東アジア・日本域に進行する。こ のとき、カラ海海上からユーラシア大陸上には顕著な低圧偏 差が認められた。

近年においてはこうした北極・中緯度の傾度が強い時に低 温偏差が東側に位置するパターンが多く、東アジア域に寒気 が到達しやすい場が形成されていることが1971-2000年代と 2001-2017年代との比較からわかった。本講演では日本に寒 波が到達した顕著事例と、到達しなかった場合の典型的事例 との比較、および海氷分布との関連についても議論を行う。



図1:2001-2017年における寒波事例のうち、日本域に到達するケース のみの合成図。北極との気温傾度が最大の日(上)とそれから3日後(下)。



図2:日本域に到達する寒波の北極との気温傾度が最大時における 2001-2017年代と1971-2000年との合成図の差。

参考文献

- Hori, M.E., et al., Recurrence of Intraseasonal Cold Air Outbreal during the 2009/2010 Winter in Japan and its Ties to the Atmospheric Condition over the Barents-Kara Sea, SOLA, 2011, Vol.7, 025-028, doi:10.2151/sola.2011-007
- Inoue, Jun, Masatake E. Hori, Koutarou Takaya, 2012: The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. J. Climate, 25, 2561–2568. doi: http://dx.doi.org/10.1175/ JCLI-D-11-00449.1

夏季アジアモンスーン(フィリピン)における大気海洋相互作用に隠れた ローカルな海面水温の降水への影響

高橋 洋(首都大・JAMSTEC) Dado Julie Mae Borejon (首都大)

1. はじめに

アジアモンスーン域を含む熱帯域では、海面水 温(SST)による降水量など気候への影響は大きい。 特に、エルニーニョ現象と関連した遠隔影響は強 く、研究が多い。一方で、近傍の SST の地域の気 候影響については、十分に調べられていない。そ の理由として、SST 変動は大気によって主にコント ロールされていることが挙げられる(e.g., Trenberth and Shea 2005)。強い大気海洋相互作 用によりローカルな SST の影響を取り出すことは 容易ではない。例えば、月平均などのデータ解析 では、SST と降水量は負相関である。しかしながら これは必ずしも、近傍の SST が降水量に影響を及 ぼさない、もしくは、SST 低い方が降水量が多いこ とを示しているわけではない。よって、本研究で は、海に囲まれ SST の降水に対する影響が大きい と考えられるフィリピンにおいて、近傍の SST が 降水量に影響を及ぼすのか、及ぼさないのかを調 べる。

2. 手法

SST と降水量の関係を観測データと数値モデルの 双方向から調べた。

観測データ解析は、月平均よりも短い時間スケ ールの影響を考慮できるように、日別の OISST デ ータを利用した。大気循環場は、JRA55 とした。ま た、降水量は、GPCP-1DD を用いた。夏季モンスー ンを想定し、フィリピンの風上側(西側)を対象 の SST 領域とし、その領域の SST とフィリピンの 西側の降水量の関係を調べる。フィリピンの西側 では、モンスーンにより地形性の降水が起こる。

数値モデル実験は、内部のドメインが 5 km の解 像度の WRF を用いて、ERA-interim と OISST を境界 値として、標準実験(CTL)を 31 年分(1982-2012) を計算した。SST を気候値に変えた実験(CLIM)を 同様に 31 年分行った。31 年分の計算を行うことで、 様々な状態での SST の降水への影響を調べること ができる。31 年分のデータを処理し、統計的にロ バストな結果を得た。

結果と考察

アジアモンスーンの西風が比較的強いような限 定された気象条件下では、より暖かい海面水温は、 より多くの降水量をもたらす。この結果は、限定 された気象条件を選んだときに得られる。見かけ 上の負相関は、降水が少なく、暖かい海面水温と、 降水が多く、冷たい海面水温の組み合わせにより 説明できる。その暖かい海面水温は弱いモンスー ン西風による弱い冷却と一致し、その冷たい海面 水温は強い西風による強い冷却と一致している。 これらの組み合わせにより、冷たい海面水温と多 量の降水という見かけ上の統計関係を成り立たせ る。冷たい海面水温は、強い西風の結果であり、 多量の降水の原因ではない。

数値実験でも、同様の結果が得られた。暖かい SST は、より多くの降水をもたらす。これは、同じ 大気状態において、SST が高いほど、海面の飽和水 蒸気圧が上がり、潜熱フラックスが増加するため である。現実のデータ解析では、同じような大気 状態を抽出する必要があるが、領域モデル実験で は、大気の側面境界をそろえる事で、ほぼ同じ大 気状態を再現することができる。

関連論文

Dado, J.M.B. and H.G. Takahashi (2017): Potential impact of sea surface temperature on rainfall over the western Philippines, *Progress in Earth and Planetary Science*, in print.

陸域統合モデル ILS の開発(第一報)

*荒川隆¹・新田友子^{2.3}・鳩野美佐子^{2.3}・芳村圭^{2.3} (1:RIST, 2:東大生産研, 3:東大 AORI)

1. はじめに

陸面は、下部境界として大気に大きな影響を与える と同時に人間を含めた様々な生物の生息圏であること から、自然や社会に直接的な影響を及ぼす。従って、 陸面のシミュレーションは、気象気候の再現予測のみ ならず気候変動に対する適用策の策定など、人間社会 に直接影響するきわめて重要な役割をもっている。こ のような背景に基づき、我が国では陸面過程モデル MATSIRO(Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Run Off)が開発されてきた。MATSIRO は、MIROC の陸域パートや NICAM の陸域パートに用い られている他、単体で陸面過程の研究に用いられてい る。MATSIRO の保守開発は東京大学生産研究所など複 数機関の連携によって現在も続いており、随時ヴァー ジョンアップされているが、その一方、MIROC や NICAM に組み込まれた MATSIRO はそれぞれのモデル開発チー ムの管理下にあるため、ヴァージョンの乖離が生じメ ンテナンスに支障をきたすようになってきた。そこで 現在、陸域モデルを大気モデルから分離し独立したプ ログラムとしたうえでカップラーを介して結合するシ ステムの構築が行われている。このシステムを ILS(Integrated Land Simulator)と呼ぶ。本大会では ILS の開発の状況について報告する。

2. 全体構成

ILS は MATSIRO を中心として、現在のところ、河川 モデル CaMa-Flood (以下 CaMa)、入出力コンポーネン ト MATIO およびカップラーJcup から構成されている。 全体の構成を図1に示す。ILS への組み込みに際して MATSIRO のコードを全面的に書き換え、鉛直1次元の Column で植生や土壌を表現するようにした(MATSIRO 1D)。1次元化された MATSIRO を水平方向に展開するの は driver レイヤで、水平方向の格子形状もこの層で規 定される。これにより、一般的な緯度経度格子だけで なく地形に対応した不規則な形状の格子を表現できる ようになった。MATSIRO 以外の CaMa、IO、Jcup は拡張 コンポーネントという位置づけで、ディレクトリ構成 も MATSIRO 本体とは分けられている。コンポーネント を追加する際は、CaMa や IO が格納されている所定の ディレクトリに格納することになる。

IO は外部データをファイルから入力する+MATSIRO や CaMa の計算結果を外部ファイルに出力するためのコン ポーネントである。モデルを駆動する外部データには降 水量や気温、風速などがあるが、これらのデータの時空 間解像度は MATSIRO や CaMa とは一般的には一致しな い。従って、時間空間解像度の変換が必要になるが、ILS では時間補間をIOコンポーネントで、空間補間を Joup で 行うようになっている。時間補間は単純な線形内挿のほ かに、短波放射については各格子点での太陽高度を考 慮した特殊なアルゴリズムを実装した。



図1 ILSの全体構成

3. 実行試験

図1に示した構成でシミュレーションを実行し妥当 性を検証した。MATSIR0に渡されるデータは短波放射、 長波放射、降雨降雪、気温や水蒸気量など8種類、 MATSIR0から10に渡されるMATSIR0の計算結果は、土 壌水分量や土壌温度など57個である。ただし、57個 のうち11種類については鉛直の各層を一データとし て扱っているため、種類としては29種類になる。なお、 MATSIR0が要求するデータ交換間隔が1時間毎なのに 対し外部データの時間間隔は3時間であるため時間補 間計算が行われている。MATSIR0からCaMaへは土壌か ら河川へ流入する水の量が渡される。一方、CaMaから MATSIR0へは今のところデータは渡されない。CaMa か らの出力データは流量など12種類である。CaMaのデ ータ交換間隔は1日毎になっている。

計算結果の例を図2に示す。当日は実験結果の詳細や 大気モデルとの結合についても報告する予定である



図2 ILSの実行試験結果

バングラデシュレーダーで観測された降水システムの特性

*東修平・村田文絵(高知大理)

1. はじめに

バングラデシュは世界で最も多く雨が降る地域の 一つであり、激しい降水により度々洪水が引き起こ されている。バングラデシュの激しい降水をもたら す降水システムとその細かい特徴を把握することは、 災害対策や農業における水の管理にとって重要なモ ンスーンの降水を理解する上で必要不可欠である。 本稿では、おもにケッパラとコックスバザールの S バンドドップラーレーダーデータを用いて、バング ラデシュの降水特性を把握することを目的とする。

2. 結果

2010年から2014年における3月から9月の期間 で、各レーダーデータからRafiuddin et al.(2010)を 参考に主観的に降水システムを弧状型、線状型、分 散型の3つに分類した。その例を図1に示す。降水 システムの発生数の傾向は、それぞれ月別にみると 弧状型は4月から6月にかけて多く、分散型は6月 から9月にかけて多い傾向がみられ、線状型は、他 の降水システムと比べて季節的な発生数の差異はあ まりみられなかった。また、年別にみると、2013年 の6月に弧状型が全く観測されなかったり、同年の 9月に分散型が少なかったりと年によってある程度 の差異がみられた。

また、ダッカの転倒ます雨量計のデータを用いて 各降水システムの降水の特徴を調べた結果、降水継 続時間の平均は弧状型が50.7分、線状型が42.0分、 分散型が31.3分であった。総降水量の平均は弧状型 が21.5mm、線状型が11.2mm、分散型が9.2mmであっ た。最大降水強度の平均に関しては、弧状型が 62.0mm/h、線状型が28.8mm/h、分散型が22.4mm/hで、 弧状型が特に強い雨が降る傾向にあることがわかっ た。4、5月のプレモンスーン期はモンスーン期と比 べて対流が不安定で深い対流が起きやすいため、特 に4月から6月にかけて多く発生する弧状型で強い 雨が降るシステムが多かったと考えられる。

また、上記に分類した降水システム以外にも、地 形に沿って現れる降水域などがみられた。バングラ デシュ東部のアラカン山脈に沿って現れた降水域は 月別にみると、6月と9月が特に多く、時間帯別に みると15時から18時が特に多くなっており、午前 中での発生事例はみられなかった。この降水域の事 例の中には、発達しながら西へ移動するものもみら れた。

発表時にはそれぞれの降水システムの発生数や降 水強度などの降水特性が、季節内変動とどのように 影響しているかについても示す予定である。



図 1 コックスバザール及びケッパラのレーダーデ ータ。上2つが弧状型、中央2つが線状型、下2つ が分散型の事例。

全球非静力学モデルによる水惑星実験 - 熱帯域降水活動の解像度依存性 -

*谷口 博(神戸高専/物理), 王 斌(UH/IPRC), 菊地 一佳(UH/IPRC), 佐藤正樹(東大/AORI)

1. はじめに

数値モデルによる熱帯域季節内振動 (MJO) の再現性 比較を目的とした国際プロジェクト (Athena プロジェク ト) では、積雲パラメタリゼーションスキームを用いない 全球非静力学モデル (NICAM, 水平解像度 7km) と欧州 中期予報センター (ECMWF) で開発された積雲パラメ タリゼーションスキームを用いた全球静力学モデル(IFS, 水平解像度 10km) が参画した.ともに、北半球夏季の 8 年分 (2001,2002,2004-2009) の計算を行い, MJO の再 現性と MJO に伴う台風/サイクロン発生の再現性の比較 を行っている (Satoh, et al. 2012). その結果, 例えば 8 年を通した平均的な 200-hPa 速度ポテンシャルのパワー スペクトルで比較すると、NICAM は MJO に対応する 低周波成分を良く再現していた. この結果は, Miura et al. (2007) や Liu et al. (2009) で示された数値シミュ レーションの高解像度化が MJO の再現性に良い結果を もたらすことと整合的である.しかしながら、数値シミュ レーションの高解像度化が熱帯域の降水活動にどのよう な影響を与え、MJO の再現性の向上に寄与しているのか 明白でないように思われる. なぜなら, Athena プロジェ クトのような数値モデル間の比較では、異なる力学過程、 物理過程をもつモデル間の比較となることに加え、現実的 な解の再現のため高度に調整がなされており、解像度の違 いによる結果の解釈は困難だからである.

そこで本研究では、力学過程を変えずに積雲パラメタリ ゼーションの着脱が可能な全球非静力学モデル NICAM を用いて、理想的な海面水温で水惑星実験を実行し、熱帯域 降水活動の解像度依存性(積雲パラメタリゼーションを用 いた場合)について調査した結果を報告する.

2. 数値モデルと初期設定

使用するモデルは全球非静力学モデル NICAM (Sato et al. 2014) である.降水過程は, Arakawa-Shubert ス キームと大規模凝結過程を用いる. 雲微物理過程は使用 しない. 放射モデルは Sekiguchi (2004), 乱流モデルは Mellor and Yamada level 2 を用いた. 解像度は, 224-km (GL5), 112-km (GL6), 56-km (GL7), 28-km (GL8) を 使用する. Neale and Hoskins (2001) の波数 1 型 (1k, 2k, 4k, 4k-flat) に加え, 東西一様型 (ctl) の計 5 種類の海 面水温 (SST) を境界条件として, 静止大気から 1 年分の 計算を実行し,残りの 10 ヵ月を結果の解析に使用した.

3. SST 東西分布依存性 (低解像度 224km)

東西一様な SST 分布を与えたときと比べて, 波数1型 の東西非一様な SST 分布を与えたときは, 雲頂がより高 くなり (熱帯域の総雲量は変わらない), 熱帯域の総降水量 は少なくなった. OLR, 降水, 850-hPa 東西風 (U850)の パワースペクトルは, 東西一様 SST 分布よりも東西非一 様 SST 分布の方が, いずれも東進成分が弱くなった (逆 に西進成分がより明瞭に見られる). また, 波数 1 型の東 西非一様な SST 分布では, SST が最も高い (高 SST) 領 域の西側で強い対流が発生しており, その場所で降水量 が最も多かった. この強い対流域の下層 (上層) では西風 (東風) 偏差, 強い対流域の下層 (上層) 東側で東風 (西風) 偏差が見られた.

4. 東西非一様 SST 場の解像度依存性

高解像度になるほど OLR, U850 は東進成分が強く現 れるようになるが,位相速度はより小さくなるのに対し, 降水の東進成分は逆に不明瞭になる傾向が見られた.ま た,OLR, U850,降水ともに,高解像度ほど西進成分が強 くなる傾向が見られた(位相速度はより小さくなる).最 も低解像度(東西非一様 SST)の場合(3節)と比べて,高 解像度になるほど雲頂の高度は低くなり,それに対応して 対流が弱くなった.また,最も強い対流(降水)の場所は, 高解像度になるにつれて東側へ移動しながら拡大し,熱帯 域の総降水量は高解像度ほど増加した.この強い対流域 の下層の西風偏差は解像度を上げる毎に強くなるのに対 し,その前面(東側)下層(上層)の東風(西風)偏差はほ とんど変化が見られなかった(図1).

5. SST 南北分布/振幅依存性(低解像度224km)

SST の振幅を大きくすると, SST 最大域の西側の対 流は強くなる. 強い対流を補うように, 強い対流域下層 の西風偏差はより強められ, その前面 (東側) 下層 (上層) の東風 (西風) 偏差も強くなる. さらに高 SST 領域の南 北幅を広くすると (熱帯を広げると), 強い対流域はより 局所化する. また, 赤道を挟んで対流域の西側 (東側) 下 層で高気圧 (低気圧) 偏差がより顕著に見られるようにな る. このことは, Rui and Wang (1990) で指摘された Matsuno-Gill 構造と整合的である. 今後は, 積雲パラメ タリゼーションを使用しない場合の計算を実行し, 今回の 結果と比較をする予定である.



図1: 東西非一様 SST 場における解像度依存性の結果の概略図 (左図: 低解像度, 右図: 高解像度).

衛星マイクロ波観測で得られた台風の発達と潜熱加熱の関係

小山 亮 (気象研究所台風研究部)

1. はじめに

台風の壁雲内の深い対流により放出される潜熱 (非断熱加熱)は、台風の発達、即ち暖気核の発 達に本質的な役割を果たすことが指摘されている (Schubert et al. 1999; Vigh and Schubert 2009)。しかし、台風の発達は海上で起こるため、 この関係を、時間・空間的に粗なゾンデ観測等の 現場観測を用いて検証することには限界がある。 一方、衛星マイクロ波センサーは、観測精度の面 では現場観測に及ばないものの、定常的な観測が 可能なため、暖気核の発達と潜熱加熱の関係の検 証に貢献することが期待される。本研究では、衛 星搭載降水レーダーと気温観測用マイクロ波探査 計の観測を用いて、潜熱加熱と台風発達の一般的 な関係に迫ることを目的とした。

2. 使用したデータ

2000~2014 年の計 339 個の台風を対象として 解析を行なった。暖気核の気温偏差(台風中心か ら半径 600~700 km 内の平均気温からの差)の解 析には、極軌道衛星 NOAA 及び MetOp(1~4 機、 1 機あたり 1 日 2 回観測)のマイクロ波探査計 AMSU-A の気温観測チャンネル(55 GHz 帯)輝 度温度から算出した気温プロファイル(Demuth et al. 2004)を用いた。潜熱加熱は、TRMM/PR

日数回の観測)で観測された降水プロファイルから Lookup table を用いて導出された潜熱加熱率プロファイル(L2H25 Ver. 7)(Shige et al. 2004、2007)を使用した。台風の中心位置及び強度は気象庁ベストトラックを使用した。

3. 結果と今後の予定

図1に、最盛期の中心気圧が920hPa以下であ った計25個の台風の、各ステージにおける暖気核 の最大気温偏差及び潜熱加熱率(半径150km内) の鉛直プロファイルを示す。最大気温偏差は、発 達期及び最盛期では高度11~12kmでピークとな っている一方で、衰弱期では高度 6 km 以下まで 降下している。この正気温偏差ピーク高度のステ ージ毎の違いは、先行研究と整合している。一方、 潜熱加熱率のピーク高度は、気温偏差ピーク高度 に対応するように、発達~最盛期(7~8 km)で は、衰弱期(3~4 km)よりも高かった。以上の 結果は、深い対流により対流圏中~下層で解放さ れた非断熱加熱が、二次循環による上方熱輸送を 介して、上層の暖気核の発達に寄与していること を示唆していると考えられる。中心気圧が深い(暖 気核が発達した)台風ほど下~中層の潜熱加熱率 が大きな傾向(図略)も、この解釈を支持する。

最盛期の中心気圧に依らずみられた、気温・潜 熱加熱率プロファイルの特徴として、①発達期の 中層の潜熱加熱ピーク及び上層の正気温偏差ピー ク(対流バーストによる中層以下のマイクロ波観 測の降水減衰が影響している可能性もあり)、②最 盛期の下~中層の比較的大きな正気温偏差、が挙 げられた。今後は、更なる議論のため、台風サイ ズ(30kt 半径)や、雲頂高度依存性などについて も調べていく予定である。

謝辞:本研究はJAXA 降水観測ミッション第8回 RA (PMM8)の支援を受けています。



図 1:最低中心気圧が 920 hPa 以下の台風(25 個)について求めた、(a) 台風中心から半径 200 km 内最大 気温偏差(K)、(b) 半径 150 km 内の潜熱加熱率(K/h)の平均鉛直プロファイル。

火星大気境界層高解像度 LES によって得られた 強い地表面応力の空間分布

* 村橋究理基 (北大・理),須藤康平 (北大・理),西澤誠也 (理研・AICS),石渡正樹 (北大・理), 小高正嗣 (北大・理),中島健介 (九大・理),竹広真一 (京大・数理研),杉山耕一朗 (松江高専・情報工), 高橋芳幸 (神戸大・理/CPS),林祥介 (神戸大・理/CPS)

1. はじめに

火星大気の温度構造に大きな影響を与える大気 へのダストの巻き上げ量は、地表面応力によって決 まるため、境界層内の流れ場の構造が重要な役割を 果たしていると考えられる.多くの火星大気大循環 モデル (MGCM) を用いた研究では、大気へのダス ト巻き上げ量をパラメタライズすることで表現し ている (Basu et al., 2006; Kahre et al., 2008 な ど). しかしグローバルダストストームの年々変動 などの再現は必ずしも成功しておらず、現状のパ ラメタリゼーションスキームには改善の余地があ ると我々は考えている. パラメタリゼーションス キームを検討する1つの方法として、解像度の高 い LES から出発し, 計算領域を MGCM の格子ス ケールまで拡大しながら、解像度を粗くした様々な モデル計算を段階的に行い、これらの結果を相互比 較することが考えられる.

高解像度 LES を用いて火星大気境界層における 調査を行なった研究に Nishizawa et al. (2016)が ある. 彼らは解像度を 5 m から 100 m まで変更 した計算を行なっている. 我々は, Nishizawa et al. (2016)によって得られたデータを用いた各解像度 実験の相互比較を目的として、ダスト巻き上げ量を 決定づける地表面応力についての調査を行なって いる.前回の発表では地表面応力の強度頻度分布を 求めた (村橋 他, 2017,春季大会). その結果, 5 m 解像度計算においては、ダスト巻き上げに必要とさ れる応力閾値 0.03 Pa を超える点が現れることが わかった.また応力が強い上位 3 箇所における流 れ場の構造も調査した.今回は応力が強い箇所の分 布と上昇流分布との対応関係について調査したの で、その結果を報告する.

2. 使用データ

本研究では、Nishizawa et al. (2016) で計算さ れた解像度 5 m のデータを用いて解析を行う.こ のデータは、RIKEN/AICS で開発された SCALE-LES ver.3 を使用して得られたものである.計算 には、火星を想定したパラメータ値が用いられてい る.計算領域のサイズは 19.2 km × 19.2 km × 21 km である.加熱・冷却率及び地表温度については、 Odaka et al. (2001) による一次元モデルで得られ た結果を外部から与える.水平境界条件として周期 境界条件を用いる.解析に用いるデータは,解像度 10 m 計算の結果を初期値とし,14:00 から 15:00 (地方時) まで 1 時間計算して得られたものである. 本研究の解析では 14:30 におけるデータを用いた. Nishizawa et al. (2016) と同様に Louis (1979) と Uno et al. (1995) のスキームから地表面フラック スを計算し、地表面応力を求めた.

3. 結果

図1に応力が強い箇所とモデル高度1,000 mに おける上昇流の空間分布を示す.応力が0.015 Pa を超えている点(図中 + 印)の数は25,000 点程度 であり,これは格子点全体のうち0.2%程度の点で ある.応力が強い箇所は,全体に一様に分布してい るわけではなく,上昇流領域と概ね対応している. 上昇流領域(図中灰色部分)は,地面付近まで続く 水平スケール数 km 程度の対流セル構造を成して いる(図には示さない).応力が強い箇所の分布は, 低解像度計算でも解像可能な循環構造と対応して いる可能性がある.

今後は5m 解像度計算から得られた地表面応力 分布を粗視化したものと低解像度計算結果との比 較や,各解像度におけるダスト巻き上げ量の診断を 行うことを予定している.

(×1000 m)



図1 応力が強い箇所と上昇流の空間分布.黒い + 印は応力が 0.015 Pa を超える格子点の位置, 灰色の領域は高度 1,000 m 断面における 0.8 m/s 以上の上昇流領域を示す.

雲の三次元放射エネルギー収支の空間解像度依存性

太田芳文 (気象庁気象研究所)

1 背景

気象・気候モデルシミュレーションでは、ほと んどの場合、放射過程は平行平板状の雲を仮定 した鉛直一次元で近似される。しかし、雲を解像 する空間スケールでは三次元放射伝達の効果が 顕著になり、鉛直一次元の近似では表現できない 放射効果が現れる。一方で、近年では空間解像度 10mのオーダーでの雲の発達・衰退過程の LES が可能となっている。三次元放射モデルをオンラ インで LES に組み込むことは計算コストの点で 現実的ではないが、これらをオフラインで利用 することで雲解像スケールでの放射エネルギー 収支を見積もることができる。本研究では、雲 の空間分布と放射エネルギー収支の関係を理解 することを目指して、三次元放射モデルの開発、 LES データへの応用、空間解像度による太陽放 射加熱の特徴の調査を行なった。

2 三次元放射モデルとデータ

モンテカルロ法に基づいた放射伝達スキーム を精査して、三次元放射フラックスと放射加熱率 の計算に特化した三次元放射伝達モデルを開発 した。開発した放射伝達モデルでは散乱過程を 確率的に計算してモデル光子を輸送し、エネル ギー吸収による太陽放射加熱をモデル光子の輸 送経路に沿って解析的にサンプリングする解法 を採用した。

LES データについては、Sato et al. [2] による海 上低層雲のシミュレーションデータを使用した。 使用した雲パラメータは雲水混合比と雲水数密 度のみである。オリジナルデータは水平解像度 35m、鉛直解像度5mであるが、本研究では空間 解像度を下げてグリッドを粗くした複数の雲場を 作成した。解像度の変換前後で雲水量、雲粒数、 水蒸気量がグリッド内で保存するようにした。

3 オフライン実験の結果

最初に、LES データから得られる水雲パラメー タに対して広帯域光学モデルをオフラインで適用 し、短波長における雲場の散乱・吸収係数を計算 した(Figure 1)。その際、雲粒子の平均半径を 推定するためのパラメタリゼーション[1]を用い た。ガス吸収係数の計算には mstrnX に組み込ま れている相関 k 分布データを使用し、LES によ る水蒸気の空間分布を考慮した。その他のガス種 は中緯度夏季大気の濃度プロファイルを仮定し、 CO₂ 濃度は 390ppmv とした。

この雲場に対して三次元モンテカルロ放射モ デルを適用し、太陽放射の三次元効果を様々な空 間解像度で調べた。その結果、100m~1kmの空 間解像度では空間解像度が高いほど局所加熱の効 果が顕著になる傾向が見られた(Figure 2)。局 所加熱の大きさは、空間解像度が約 1kmの場合 では大きくても 2 K/hr 弱であったが、空間解像 度が 100m 程度の場合には局所的に 5 K/hr に達 し、空間解像度に依存する傾向が見られた。



Figure 1: 短波長平均した雲の光学的厚さ, $\Delta x, y = 140$ m, $\Delta z = 20$ m の場合.



Figure 2: 領域内加熱率のヒストグラム. 黒棒と 灰棒はそれぞれ空間解像度が高い場合 ($\Delta x, y =$ 140m, $\Delta z = 20m$) と,低い場合 ($\Delta x, y =$ 1120m, $\Delta z = 160m$)を表す.

References

- [1] Martin et al., JAS, 51, 1823–1842, 1994.
- [2] Sato et al., SOLA, 10, 10–14, 2014.
- [3] Sekiguchi et al., *JQSRT*, **109**, 2779–2793, 2008.

不純物粒子を含む雲粒の光学特性のランダム配置平均の 高速近似計算法

*杉山弘一、茂木信宏(東大院理)

1. はじめに

光吸収性エアロゾルのブラックカーボン (BC) は、二酸化炭素、メタンに次いで3番目に大きい 正の放射強制力を持つとされる。BC 放射強制力 は一般にエアロゾルとして存在するものに対し て定量されるが、BC を含んだ雲粒の光吸収過程 において BC の効果が顕著であるため、BC が雲 凝結核として働き雲粒に含有された状態でも影 響すると考えられる。しかし、BC 粒子と比して 雲粒のサイズが何桁も大きいことや、ランダムに 光が入射したときの光学特性の計算に非常に時 間がかかることなどから高精度の計算が難しい。 現在の気候モデルでは、雲粒中の BC の放射効果 は全く考慮されていないか、大幅に簡略化された モデルが用いられている。本研究は気候モデルに 組み込めるルックアップ・テーブル作成のため高 速高精度な近似計算法の開発を目的とする。そこ で、青木[2015]で提案された近似法を拡張・議論 の精密化を行い、検証した。

2. 近似の概要と検証手法

本研究では次の二つの仮定のもとで内部電場法 を定式化した。仮定(1)「無限に広がる水の媒質 中に平面入射電磁波が伝搬している状況で、媒質 中に置かれた BC の電場を、仮に BC を媒質から 除去しその体積分純水で満たしたとして生じる 電場**E**_{inc}に補正係数γを施したγ**E**_{inc}で表す」(2) 「BCを含んだ雲粒に平面波が入射している状況 下で、雲粒の内部電場を仮に BC を雲粒から除去 したとして生じる電場Edroplet で表し、特に不純 物が存在する領域では(1)で導入した補正係数を 使って $\gamma E_{droplet}$ で表す」。この内部電場を用いて、 放射計算の本質的な物理量の一つである雲粒の 吸収効率を求め、厳密計算(Multiple Sphere T Matrix; MSTM[Mackowski 2013])と比較するこ とで、近似精度を検証する。特に本予稿では、 680nmの単色波入射下で、雲粒と BC のサイズ をさまざま変えて、(a)雲粒中に BC が固定され ている場合(固定配置。理論的設定)、(b)BC が ランダムな位置に存在する場合(ランダム配置。 実用的設定)で、両手法で計算・比較した結果を 紹介する。

3. 結果

(a)上図は BC の配置の代表点、下図はその点での BC 半径 50nm,雲粒半径 1 µm での内部電場法

(青線)と厳密計算(緑線)の計算結果の比較。 図から、内部電場法とMSTMの計算の挙動がよ く一致していることが見てとれ、内部電場法の近 似手法が信頼できる根拠の一つになる。BC半径 と誤差が連動して増大する傾向があるが、BC半 径が大きくなると仮定(1)が破綻するためと考 えられる。(b)表はランダム配置での内部電場法 とシェルコアモデル(SCM)のMSTMとの計算結 果の比を示す。SCMの誤差が20-30%程度ある 一方、内部電場法は10%以下であり、従来法よ り高精度である。また、計算時間は数秒程度と非 常に短く、放射計算に対して実用的である。

4. 今後の予定

入射波長を変えて計算するなど検証の網羅性を 高めるとともに、多くの雲粒が存在する現実の気 象に近い条件で検証するため簡単な鉛直一次元 放射モデルに適用していく。





雲粒半	$\langle {m Q}_{ m abs} angle$ /	Qabs_SCM /		
径	$\langle \boldsymbol{Q}_{abs} \rangle_{mstm}$	$\langle Q_{abs} \rangle_{mstm}$		
1µm	93.31	79.75		
5µm	97.43	130.6		

ランダム配置での内部電場法(左)及び従来法(シェ ルコアモデル:右)とのと厳密計算の比

完全減衰を考慮した CALIPSO 雲マスクおよび雲相識別による雲量

*片桐 秀一郎, 佐藤 可織, 岡本 創, 藤川雅大 (九大応力研)

1. イントロ

大気放射を通して雲が気候に与える影響に対する議論 は、大気大循環モデルを用いた比較実験の結果の差違が 非常に大きいなど [Watanabe et al., 2012]、まだまだ理 解が進んでいない。エアロゾルと雲の相互作用が気候の 変調にどの様に関わっているかなど、雲の大気放射への 寄与を評価するためには、雲微物理特性および雲の鉛直 分布の抽出がとても重要なテーマである。本研究では、 衛星搭載アクティブセンサデータを元に九州大学で作成 されてきた雲プロダクトのうち、雲マスクアルゴリズム (KU-Mask: Kyushu University cloud Mask) [Hagihara et al., 2010]に完全減衰および下層雲の検出スキームを 組み込み、KU-Mask を改訂した。また、本研究は来年度 打ち上げを予定している EarthCARE 衛星による観測の データ解析アルゴリズム開発を念頭に置いたものである。 2. データ

本研究では衛星搭載ライダ CALIOP 取得のデータ (CAL_LID_L1-ValStage1-V3-30)を用いた。残差ノイズ については 40km 付近でのシグナルから得られるノイズ の標準偏差を元にスクリーニングを行った。

3. 解析方法概要

今回の解析ではノイズ・スクリーニングを行うと共に Okamoto et al. [2007, 2008]による雲・エアロゾルの閾値 を用いた雲マスクを行った。またコヒーレントテストを 用いてノイズの除去を行い、雲域・完全減衰域を抽出し た。また、相判定は Yoshida et al. [2010]に基づき、誤判 別してしまう部分を改良し適用し、1 年分のデータの解析 を行った。



Fig.1 水雲の(上)完全減衰を考慮した雲量と(下)考慮していない雲量 4. 結果

今回の改訂により、Cesana et al. [2016]により指摘されていた KU-プロダクトの下層雲量の過小評価が改善され、完全減衰の考慮前後で下層雲量が増加した(Fig.1, 2,

3)。CALIPSO-General Circulation Models-Oriented Cloud Product (GOCCP) [Cesana and Chepfer, 2013]と 比較しても、ほぼ同じ傾向が得られた。



Fig.2 氷雲の(上)完全減衰を考慮した雲量と(下)考慮していない雲量



4. リファレンス

Watanabe et al., 2012, Clim. Dyn. Hagihara et al., 2010, J. Geophys. Res. Okamoto et al.,2007, J. Geophys. Res. Atmos. Okamoto et al.,2008, J. Geophys. Res. Atmos. Yoshida et al., 2010, J. Geophys. Res. Cesana et al., 2016, J. Geophys. Res. Cesana and Chepfer, 2013, J. Geophys. Res. Atmos 5. 謝辞

本研究は宇宙航空研究開発機構(JAXA) による EarthCARE プロジェクト及び科研費 JP17H06139、 JP15K17762の助成を受けたものです。

非球形氷晶モデルを用いたひまわり8号観測による日射量プロダクトの開発

*林昌宏(気象庁気象衛星センター)、石元裕史、増田一彦(気象庁気象研究所)

1. <u>はじめに</u>

日射量は、気象庁では1931年から観測を行っているように、基本的な気象要素であり、再生可能エネルギーや農業など様々な分野で利用されている。しかし、気象庁では、現状、日射量観測は地上観測によるピンポイントデータのみに限られるため、ひまわり8号(以下、「8号」と呼ぶ)観測データから広域・面的に日射量を推定することで本気象資料を拡充することを検討中である。現在、気象衛星センターでは、8号観測データを用いた様々な物理プロダクトを開発・運用しており、それらの物理量を用いて日射量を推定する日射量プロダクトを開発中である。

2. 日射量プロダクトと非球形氷晶モデルの導入

気象衛星センターでは、8 号観測による最適化手法を用 いた雲物理量プロダクト(以下 OCA、林・石元 2015 年 春季大会)および気象庁で運用している数値予報モデル予 測値を用いて、高速な放射伝達計算を行うことで全天・直 達・散乱日射量を推定する手法を開発した(林・吉田 2017)。ここで、放射伝達計算に用いる氷雲の氷晶モデル は、OCA では非球形の複雑形状粒子モデルであるボロノ イ粒子 (Ishimoto et al. 2012) であり、今回、日射量プ ロダクトにおいても同様にボロノイ粒子を導入した。図1 に示すように、日射量プロダクトの計算波長帯において、 導入が比較的簡単な球形粒子はボロノイ粒子に比べ大き な非等方因子を持つため、同じ光学的厚さを用いた場合で も全天・散乱日射量を過大に評価する可能性がある。図2 は、実際に日射量プロダクトに球形粒子およびボロノイ粒 子を導入した結果の例であり、全日にわたって広島市上空 を比較的厚い氷雲が覆っていた日の事例である。この例で は、日射量プロダクトに球形粒子を用いた場合は日射量を 観測より過大評価しており、ボロノイ粒子を用いた場合は 観測と近い値を推定できていることがわかる。

3. <u>今後の開発計画</u>

現在までに開発した日射量プロダクトでは、晴天と判定 された地点では、雲物理量を「ほぼ晴天」とする設定(光 学的厚さ=2⁻⁴など)で日射量を計算している。晴天域のエ ーロゾルの影響を考慮できていないため、図3で顕著に見 られるように、特に晴天域で日射量を過大に推定してしま う傾向が見られる。この問題を解決するため、現在、気象 研究所が開発し気象衛星センターが運用を行っている8 号観測を用いたエーロゾルプロダクト(Uesawa 2016) を用いて日射量を推定する手法の開発・調査を行っている。

今学会では、日射量推定手法の詳細およびこれらの結果 を紹介したい。







図 2. 前線系の比較的厚い氷雲が通過した 2016 年 5 月 3 日における広島 地方気象台の全天日射観測とひまわり 8 号観測による全天日射量推定値の 比較。左が日射量推定に球形氷粒子を仮定した場合、右がボロノイ粒子を 仮定した場合。実線がひまわり 8 号観測、破線が地上観測を表す。縦軸は 全天日射量(W/m²)、横軸は日本時間(JST)の時分を表す



図 3. 北海道・東北においてロシア東部の大規模火災による煙の影響を受けた、2016 年 5 月 19 日の事例。左が煙による影響を大きく受けた網走地 方気象台、右が煙による影響が少ない銚子地方気象台における全天日射観 測とひまわり 8 号観測との比較

参考文献:

- 林昌宏・石元裕史,2015:次期静止気象衛星ひまわり8号観測による最適 化手法を用いた雲物理量推定,気象学会春季大会
- 林昌宏・吉田良,2017:ひまわり8号観測を用いた日照時間・日射量プロ ダクトの開発,GSMaPおよび衛星シミュレータ合同研究集会
- Ishimoto H. et al., 2012: Irregularly shaped ice aggregates in optical modeling of convectively generated ice clouds, JQSRT, 113
- Uesawa D., 2016: Aerosol Optical Depth product derived from Himawari-8 data for Asian dust monitoring, MSC Tech. Rep., 61

謝辞: 本研究は JAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです

南米におけるオゾン全量低下と南極渦の移動、プラネタリー波、およびブロッキングとの関係について

*秋吉英治¹・門脇正尚²・中村東奈³・杉田考史¹・原田やよい⁴・廣岡俊彦⁵・水野亮⁶ (国立環境研究所¹・日本原子力研究開発機構²・富士通エフ・アイ・ピー³・気象研究所⁴・九州大学⁵・名 古屋大学⁶)

1. はじめに

南米リオガジュゴスにおいて(51.5°S, 69.3°W)、 2009年11月に約3週間にわたってオゾン全量の 低い状態が続き、その間、紫外線の増加が観測さ れた(de Laat et al, 2010; Wolfram et al., 2012)。この ような長期間にわたる、低いオゾン全量濃度が南 米南端域で持続した背景の気象場の解析と考察 を、2009年と、1979~2015年の過去37年間にわ たる ERA-Interim 再解析データを用いて行った。

2. 2009年の気象場の解析

2.1 南極渦の移動と崩壊一渦位解析

南極渦は例年 11~12 月に崩壊して、ほぼ同時 にオゾンホールが消滅する。2009 年は 11 月半ば ~12 月初めにかけて起こった極渦の崩壊過程で、 極渦が南米の方へ移動して留まり、それによって 南米南端域で約3週間のオゾン量の低下がもたら された。675K と 475K の温位面における渦位解析 の結果、南米南端域では、11 月 10 日あたりから 極渦内に入り、オゾン破壊の進んだ極渦内の低オ ゾン量の空気塊に覆われた。

2.2 Geopotential height と wave activity flux の解析

図に 2009 年 11 月平均の 50 hPa および 500 hPa の geopotential height の 1979-2015 年からのアノマ リの分布(陰影)と、11 月 9 日および 11 日の 50-60°S 平均 wave activity flux (Plumb1985、矢印) および geopotential height の経度平均値からの偏差

(陰影)を示す。南米南端域の成層圏 50hPa の Geopotential height の大きな負のアノマリ、南米大 陸の西の太平洋上対流圏 500hPa の大きな正偏差 (ブロッキング)、ブロッキングが起こっている

対流圏から成層圏への波の伝搬が見られた。南米 の西の対流圏から南米上空成層圏への波の伝搬 により極渦は南米方向へ移動したと考えられる。

3. 1979-2015年の気象場の解析

極渦の南米方向への移動が起こった 2009 年の 気象場が、特異なものかどうかを調べるため、 1979~2015 年の過去 37 年間の各年 11 月の 50 hPa geopotential height の平均分布からのアノマリおよ び波数解析と、対流圏ブロッキングの診断を行っ た。その結果、南米上空の 11 月に geopotential height の波数 1 の極小の位相が留まる例は少なく、 2009年の他には1997年と1980年くらいであった。 しかしながら、1997年は期間が2週間程度で短く、 1980年は負のアノマリが小さく、大きな負のアノ マリが3週間近くも続いた2009年はかなり特異 なケースだったと言える。また、波数2について も 11 月に極小の位相が南米上空に留まる例は少 なかった。さらに、南米上空にかかわらず過去37 年間の11月の50hPa Geopotential height が気候値 に対して大きな負偏差(標準偏差が2.5以上)を 示す年について (2009年、1997年、1987年、2001 年)、Mendes et al. (2012) の方法によってブロッキ ングの診断を行い、対流圏ブロッキングと成層圏 geopotential height の大きな負偏差との関連を調べ たところ、2009年と2001年は、成層圏の大きな 負偏差の西側の対流圏でブロッキングが起こっ ていたが、1997年と1987年についてはそのよう な関係性が明確には見られなかった。

4. おわりに

1979~2015年11月の過去37年間の気象場を調 べた結果、2009年11月は希だったと言える。将 来、南米南端域でこのような長期間にわたるオゾ ン量低下が頻繁に起こるかどうかについては、今 後のオゾンホールの回復状態と成層圏の気象場 の状態に依るが、例えば、ブロッキング等の対流 圏の気象場を同時に見ることも、今後の動向を予 想する上で役に立つのかもしれない。



図: ERA-Interim データから作成した 2009 年 11 月の気象場。(左) 11 月平均の 50hPa geopotential height の 1979~2015 年平均分布から のアノマリ(陰影;赤が正偏差、緑が負偏差)。等値線は 2009 年 11 月平均値の分布を表す。(右) Plumb (1985)によって計算された 11 月 9 日と 11 日の 50-60°S 平均の wave activity flux (矢印)と、 geopotential height の経度平均からの偏差(陰影;ピンクが正偏差、 水色が負偏差)。

夏季の富士山頂における雲凝結核の特性

*佐藤光之介(東京理科大学)、岩本洋子(広島大学)、三浦和彦(東京理科大学)

1. はじめに

エアロゾル粒子が雲凝結核(CCN)になり得るか どうかは、周囲の水蒸気過飽和度と、粒子の乾燥粒 径、化学組成(吸湿性)により決定される。一般に は、周囲の過飽和度、粒子の乾燥粒径、吸湿性が大 きいほど、粒子は CCN になりやすい。

本研究では、夏季に富士山頂(富士山特別地域気 象観測所、35.361°N、138.725°E、3776m)で CCN 観測を行った。富士山は日本一標高の高い独立峰で あり、その山頂は自由対流圏内に位置することが多 いため、ローカルな汚染の影響を受けていないエア ロゾルの観測が期待できる。本研究ではエアロゾル の長距離輸送に着目し、後方流跡線と併せて山岳大 気の CCN 活性を解析した。そして、エアマスの輸 送経路による CCN活性比の違いについて考察した。

2. 方法

2015年7月20日から8月20日まで、及び2016 年7月14日から8月21日まで、富士山頂にある富 士山特別地域気象観測所1号庁舎2階で観測を行っ た。拡散ドライヤー(Diffusion Dryer)を通して相 対湿度30%以下に乾燥させた外気を、走査型移動度 粒径測定器(SMPS)及び光学式粒子計数器(OPC) に導入して凝結核(CN)数を、雲凝結核計数器 (CCNC)に導入して CCN 数を、それぞれ測定し た。

3. 結果と考察

表1に観測期間全体のCN数濃度、CCN数濃度、 及びCCN/CN比(CCN活性比)を比較した表を、 図1に観測期間中の後方流跡線を3時間毎に取得し、 由来別に分類して計算した吸湿性パラメータκ、及 び乾燥臨界粒径のグラフをそれぞれ示す。

表1より、2016年の観測期間全体の CCN 数濃度 及び CCN 活性比の平均値と標準偏差は、過飽和度 0.2%でそれぞれ 108.0±109.8 cm⁻³、22.0±18.9% であり、いずれも 2015 年の観測結果を上回った。

また、図1より、2016年は乾燥臨界粒径が大きく なった影響でκの値が小さいものの、観測期間全体 を通して大陸や海陸性のエアマスが支配的であった ため、活性比がやや高くなったことが分かった。活 性比が特に高くなった期間には、主に大陸やオホー ツク由来のエアマスの影響を受けていたと考えられ る。

2015 年と 2016 年の結果を比較すると、2016 年 の方が κの値が小さいにも関わらず活性比は高くな っており、富士山頂では粒子の化学組成よりも粒径 分布の方が活性比により大きな影響を与えている可 能性が示唆された。

表1 富士山頂で測定した CN 数濃度、CCN 数濃 度、CCN 活性比の年度比較



(左)、及び乾燥臨界粒径(右)

謝辞

本研究は、NPO法人富士山測候所を活用する会が 気象庁より富士山特別地域気象観測所の施設の一部 を借用している期間に行われました。

船舶用オリオールメータの試験観測

小林拓 (山梨大),野村勇介 (山梨大),塩原匡貴 (極地研)

1. はじめに

地表面の7割を占める海洋上の大気エアロゾル 粒子の存在量や光学特性に関する知見が求められて いる.そこで動揺する船上で,太陽直達光だけで はなく天空光の測定時にも動揺制御を行う船舶用オ リオールメータ(Shipborne-AUREolemeter 以下, SAURE)を開発し,試験観測を実施した.

2. 概要

サンセンサーとして CMOS カメラを使用し,取 得画像から太陽を認識できる場合にのみ測定を開始 し,測定途中に太陽が雲に隠れるなど,太陽を認識 できなくなった場合は測定を一時停止する.測定波 長は,可視域を中心に 380,440,500,675,870nm の5波長である.天空光輝度分布測定は太陽高度 に応じて,アルムカンターモードとプリンシパルプ レーンモードの2モードを使用する.

3. 観測

船上観測は、南極観測船しらせの第57次日本 南極地域観測隊 (JARE57,57th Japanese Antarctic Research Expedition)の南極航海において実施した. 解析には、しらせが2015年12月5日にオースト ラリア・フリーマントルを出航し、南極昭和基地沖 を経て、東京に帰港するまでの測定データを使用し



図1 第57次日本南極地域観測隊の南極航海航路上に おける大気エアロゾルの光学的厚さ(上),および オングストローム指数(下)の測定結果.

た. 観測された直達光及び散乱光のデータから,イ ンバージョン法より単散乱アルベド,体積粒径分布 を算出するプログラムパッケージ群 SKYRAD.PACK Ver4.2 (Nakajima et al., 1996)を使用した.

機器定数はラングレー法により決定した.晴天時 でかつ大気が安定していた観測の中からオーストラ リア,フリーマントルにて2015年3月9日に測定 されたデータを使用した

4. 結果

直達光の測定データから算出した航路上の大気エ アロゾルの 500nm での光学的厚さ(以下, AOT) と AOT の波長依存性を表すオングストローム指数 を図1に示す.フリーマントル〜南緯 50°までの海 域では AOT が 0.07 ~ 0.15 の範囲であった.南緯 55°以南では AOT は 0.1 以下となり,特に定着氷縁 に侵入後は,0.05 以下の非常に低い値を示した.オ ングストローム指数も海洋上では 1 以下の比較的小 さい値を示した.しかし,沿岸域では高い値を示す ことがあり,人為起源の微小粒子の存在が示唆され る.図2に太陽光の散乱光分布から推定された大気 エアロゾルの体積粒径分布を示す.モードが 3 つあ ることが確認された.

5. 今後の予定

船舶上においてオリオールメータの観測を実施 し、データを取得・解析できることを確認した。今 後、既存のスカイラジオメータとの比較観測を実施 し、測定結果の評価を行う予定である。また、新た に SAURE を製作し、韓国砕氷船アラオン号にも設 置し、観測を開始する予定である。

謝辞:本研究は,宇宙航空研究開発機構との共同研究の一環として実施された. 観測にご協力を頂きました第57次日本南極地域観測隊のみなさまに感謝致します.



図 2 西部太平洋の航路上における測定結果から導出した 大気エアロゾルの体積粒径分布

モンゴルゴビ砂漠 Sainshand 付近のバイオエアロゾル集積地における 飛散実験について

馬場賢治 12 出村雄太 1 星野仏方 12

1: 酪農学園大学大学院 酪農学研究科 2: 酪農学園大学農食環境学群

<u>1. はじめに</u>

日本で観測されるアジアダスト起源は、ゴビ砂漠、 タクラマカン砂漠などの東アジアの乾燥地域である. このアジアダストに生物由来物質が付着しているバイ オエアロゾルも観測されている(例えば, Maki et al., 2010). アジアダスト発生域の一つであるモンゴルゴ ビ砂漠 Sainshand 付近において、半砂漠地帯と生物由 来物質が集積しやすいドライレイクやワジについて、 簡易的な人工飛散実験を行い、ダスト粒子の飛散量や 生物由来物質の有無などを計測した.今回は、ダスト 粒子の飛散量についての報告を行う.

2. 飛散実験概要およびデータ

人工的に送風機により 15 度の傾斜で地表面上に対 し,段階的に 1200,1400,1600,1800,および 1900 回転 (4.5±1.0,6.1±1.2,7.7±1.3,9.0±1.6,11.0± 1.6m/s)で地表面に 1 分間ずつ風を吹き付け,飛散し たダストを光学的パーティカルカウンター

(KANOMAX 社 Model3886)を用いて,0.1~0.3 µm, 0.3~0.5 µm, 1.0~3.0 µm, 3.0~5.0 µmの粒径を計測し た (Fig.1).尚, Blank は人工風を起こす前の値を示 す.観測場所は,井戸周辺の砂地 (IDO),ドライレイ ク (DF, DF2, DN, DN2),およびワジ (WD1, WD2) である.ドライレイクについては,人工衛星 MODIS を用いて,過去に水溜が認められた地域を基に現地に



Figure 1 飛散実験風景

おいて目視で確認を行った.

<u>3. 結果と考察</u>

各地点で計測した結果を Fig.2 および Fig.3 に示す. 風速を上げるとそれに伴い、3 および 5 µmの飛散粒子 量は増加する傾向にあるが、場所により大きな差異が みられ、飛散量や風速の関係については地域特性が存 在することが分かる.例えば WD2 においては、最も 観測数が多く、5 cm深土壌水分は 1.74% (5 か所平均) であり、他と比べるとやや小さい.しかしながら、今回 の観測地点の土壌水分は、4.08±2.82%であり、場所に よりばらつきがみられ、この多寡と飛散量の大小とが 単純に整合性がある訳ではなかった.以上のことより、 水溜がいつまで存在していたのかなどのタイミング、 それに伴う小さい粒径の粒子存在の多寡、地形等周辺 の状況の差異など、多角的に調査を行いことが必要で ある.



Figure 2 3 µmの飛散量. 1200:4.5m/s, 1400:6.1m/s, 1600:7.7m/s, 1800:9.0m/s, 及び 1900:11.0m/s である.



Figure 3 同 5 µm.

謝辞:本研究は、名古大学宇宙地球環境研究所 国際・一般・ 計算機利用共同研究の研究資金を用いて行われた.

ライダーとドローンによる地表付近の微粒子鉛直分布観測

*清水厚・高見昭憲・吉野彩子(国立環境研究所)

はじめに

対流圏の大気微粒子 (エアロゾル) が放射や人間環境 に与える影響に対する関心が高まっている。地上におけ る粒子濃度は環境省・自治体による常時監視局測定項目 として国内約 1000 地点で SPM と PM2.5 が計測され、 研究目的でも各地で成分測定など様々な計測が行われ ている。一方上空の微粒子については、地上・衛星から の光学受動リモートセンシングによって鉛直積分量が 見積られているが、航空機による in-situ 観測を除くと 高度方向に分解能を持つ測器はライダーと MAX-DOAS 程度である。ライダーの場合、一般に最下層には視野 重なり不足に起因する不可視領域があり(環境研のラ イダーの場合は高度120m以下)、生活環境に近い領域 の計測には不十分な点があった。近年の UAV、特にド ローンの発達により、この高度領域での立体観測が容 易になった。本研究では 2017 年 4 月に長崎県福江島 で行ったドローン観測結果についてライダー観測との 比較を交えて報告する。

観測の詳細

ドローン観測地点は長崎県五島市の福江島大気環境観 測施設に隣接する三井楽町グラウンドで、ライダーから の水平距離は300m、標高差は20m程度である。2017 年4月12日から14日にかけて、各日3-6フライト を実施した。利用したドローンはMATRICE600(DJI)、 PM2.5測定には神栄テクノロジーのPMセンサを用い、 水平風速は同時に飛翔させた小型ドローンの移流速度 から見積った。PMセンサは1分積算値を出力する仕 様のため、標準測定ではまず地上でプロペラを停止さ せ3データを取得後に上昇、150/120/90/60/30mの各 高度で3データずつ取得し最後に地上で再度3データ を取得した。この他、グラウンドの両端上空での差異 を計測する飛行や、15m分解能(90m以下)で計測す る飛行なども実施した。

結果の概要

図1に、ライダーによる黄砂・球形粒子消散係数(鉛直 分解能 30m)から Sugimoto et al.(2014, Proc. SPIE) による換算係数を用いて推定した PM2.5 重量濃度とド ローン搭載 PM センサにより得られた PM2.5 濃度に ついて、13・14 日における 2 例を示す。いずれも高度 150m 付近のオーバーラップ領域でライダーが PM セ ンサよりも大きな値を示しているが、光学特性から重 量濃度への変換においては粒径分布や相対湿度への依 存度も大きいため、ここでは詳しく論じない。今回注 目する鉛直構造ついてこれらの例では、ライダーで見 られる高度 300m 以下の一定ないし緩やかなグラディ エントがドローン計測上端でもほぼ同様に見られ、高 度 90m 付近までは一様に近い構造となっている。それ 以下では濃度が低下し、高度 30-60m 付近で極小とな り、地上ではやや濃度が上がる。



図 1: 2017 年 4 月 13 日 11:15 頃 (左) と 14 日 10:15 頃 (右) における、ライダーから推定 された PM2.5 重量濃度 (実線) とドローン搭 載 PM センサによる PM2.5 重量濃度 (○)。 ライダーは5分平均値、ドローンは各高度 で3データが得られている。縦軸はドローン を発着させたグラウンド表面に対する高度。

他にも幾つかの例で同じような構造が見られたが、全 般的に高濃度時に構造も明瞭に見られる傾向があった。 また、グラウンドの両端でほぼ同時刻に観測を行った 場合には、この構造は風上側で見られたのに対し、風 下側では明瞭でなかった。

今後の展望

今回の観測では測定の安定性などを確認する目的が 大きく、飛行回数も限られていたため特定の大気環境 下での結果に留まっている。例えば高濃度期や風向・風 速が異なる状況においても同様の傾向が見られるのか など、多数の観測結果を積み重ねて今回の結果の再現 性を確認すると共に、微小スケールを扱う数値モデル を用いて地上数十mに見られた濃度極小がどのような メカニズムで生じていたかの解釈を行うことが必要で ある。

気象衛星ひまわり8号を用いたエアロゾルとクロロフィル濃度の関係

*浅井俊太, 岩崎杉紀(防衛大)

<u>1. はじめに</u>

黄砂粒子は海域や陸域へと沈着することで、植物プ ランクトンの増殖などの一次生産に寄与し、二酸化炭 素循環系を通じて気候へと影響を与えている。黄砂粒 子の海洋への沈着について、中国の黄海や東シナ海へ の沈着が議論され、黄砂の沈着が植物プランクトンの 増殖発生の引き金となり得ることなどが確認された (Tan et al., 2012; Wang et al., 2012)。

本研究では、日本周辺海域において気象衛星ひまわ り8号を使用し、エアロゾルおよびクロロフィルa濃 度とダスト事象を組み合わせて、海洋における黄砂粒 子の沈着と植物プランクトン量の変化特徴を理解する ことを目的とする。

2. 使用データと解析手法

ひまわり 8 号が 2016 年 3 月から 2017 年 5 月の日本 域を対象として行った観測データを用いた。クロロフ ィル a 濃度の時空間分解能はそれぞれ、1 時間と 5km (ピクセル数:2401、ライン数:2401)である。解析 は図 1 に示すように日本周辺海域を 4 つのエリア (A から D:3°×3°)に分け、それぞれのクロロフィル a 濃度日変動を解析した。

3. 結果とまとめ

図2はエリアA、C、Dのクロロフィルa濃度の2017 年5月の日平均を示す。なお、5月6日から8日にか けて黄砂が日本各地で観測された(気象庁観測日)。図 2より黄砂が観測された2日後から10日後に、クロロ フィルa濃度の増加が太平洋側(B)以外のエリアでみ られた。これらのクロロフィルa濃度の増加は栄養素 の供給が乏しい外洋において、黄砂などのダスト沈着 による栄養素の供給が植物プランクトン増殖の引き金 となっている可能性があると考えられる。

一方、太平洋側では一定の値を示しており、大きな 変動は見られなかった。また今回の事例では、3 つの エリアでのクロロフィル a 濃度のピークやピークが出 る時期はそれぞればらばらであった。

したがって、今回の事例だけではクロロフィル a 濃 度の特徴を確認することはできなかったので、今後は さらに複合的な要素を考える必要がある。特に、植物 プランクトンの増加は日射量、水温にも依存するため、 これらを比較検討していく。

当日はクロロフィルa濃度と黄砂の関係について、 日射量等の関係性を含めて示す予定である。



太平洋側、C:東シナ海側、D:朝鮮半島側)を示した ひまわり8号観測データの分布図。



図2:2017年5月クロロフィルa濃度日平均(上から A、C、Dエリアを示す)。5月6日から8日は日本で黄 砂を観測。

謝辞

本論文にて使用したクロロフィル a 濃度は、宇宙航 空研究開発機構(JAXA)の分野横断型プロダクト提供 サービス(P-Tree)より提供を受けました。また、エ アロゾル光学的厚さは、JAXAと国立環境研究所(NIES) が開発したアルゴリズムにより作成したプロダクトで す。

能登半島における新粒子生成と雲凝結核特性の関連性

*表野宏之¹、鶴丸央²、木ノ内健人¹、古家正規¹、松木篤² (¹金沢大学 自然科学研究科、²金沢大学 環日本海域環境研究センター)

1. はじめに

大気中において、ガス状物質から新たに粒子が 生成する過程は新粒子生成(NPF)と呼ばれ、エア ロゾル粒子、ひいては雲凝結核(CCN)の個数濃度 を決定する主要因の一つである。東アジア地域は 世界的にCCN濃度が高い地域とされているが⁽¹⁾、 NPF が起きやすい条件や付随するエアロゾル粒 子の CCN 活性への影響を長期間観測した事例は 少ない。そこで本研究では、エアロゾル粒子の粒 径分布と CCN 活性化率から NPF イベント前後で の粒子の吸湿度(к)の変化を調べ、新粒子生成によ るエアロゾル粒子の吸湿度への影響を評価する こととした。観測は、能登半島の先端に位置する 能登スーパーサイト(NOTO Ground-based Research Observatory:NOTOGRO,北緯 37.45°, 東経 137.36°)において行われた。

2. 手法

エアロゾル粒径分布の観測には、微分型静電分 級装置(DMA, Model 3081, TSI Inc.)と凝縮粒子 カウンター(CPC, Model 3776, TSI Inc.)から構 成される走査型移動度粒径測定器(SMPS)を利用 し、さらに雲凝結核カウンターも用いることで全 粒子に占める CCN の割合(N_{CCN}/N_{CN})の粒径分布 を得た。またデータ解析には SMCA 法(Scanning Mobility CCN Analysis)⁽²⁾を用いた。粒子の吸湿 度を示す指標としては、吸湿性パラメータ" κ "を 算出した⁽³⁾。データ解析は、2014年5月~2015 年5月(2015年3月は機器の都合により除く)の 期間について行った。

3. 結果と考察

能登半島では月による差はあるものの、年間を 通して NPF イベントが見られた(35 回/258 日)。 粒子の吸湿度(SS=0.8%)は季節による日変化の 様子に明確な違いはなかったが、夏季の吸湿度が 他の季節と比較して低い結果となった(図 1)。こ れは、夏季は日射が強い季節であり、光化学反応 が活発に起こり二次有機エアロゾル(SOA)が生 成されやすい環境にあったためだと考えられる。 春季の明確な日変化はギリシャのクレタ島にお ける先行研究と類似した傾向を示し⁽⁴⁾、午前に見 られる最小値は SOA の生成、午後の最大値は既 存の粒子上での有機物の酸化と、大気中の硫酸塩 の割合が高くなったことが原因と考えられる。場 合によってはイベント時にкが増加、または減少 するケースもあり、能登では季節や空気塊の経路 によって粒子成長に寄与する物質が異なる可能 性がある。発表では、個々のイベントにも注目し、 イベント時の空気塊経路や吸湿度の特徴につい ても併せて紹介する。



図1:各季節の吸湿度"ĸ"(SS=0.8%)の日変化

References

(1) Spracklen et al., Atmos. Chem. Phys., 11, 9067–9087. (2011)

- (2) Moore et al., Aerosol Science and
- Technology, 44, 861-871. (2010)

(3) Petters and Kreidenweis., Atmos. Chem. Phys., 7, 1961–1971. (2007)

(4) Kalivitis et al., Atmos. Chem. Phys., 15, 9203–9215. (2015)

西太平洋から南大洋にかけてのエアロゾル粒子の光学特性

*古賀聖治(産業技術総合研究所)、木名瀬健((株)日立パワーソリューションズ) 塩原匡貴(国立極地研究所)

<u>1. はじめに</u>

エアロゾル粒子による太陽光の消散・散乱は、大気 - 地 表系の加熱・冷却に影響を与える。西太平洋から南大洋ま での開水域から海氷域におけるエアロゾル粒子の光学特 性を把握するため、砕氷艦「しらせ」の航海中に、エアロ ゾル粒子の消散・散乱・吸収係数および個数濃度を計測し ている。本稿では、フリーマントルと昭和基地沖の定着氷 縁間での散乱係数および東京とフリーマントル間での単 一散乱アルベドの計測結果を紹介する。

2. 観測

JARE51 航海(2009年)から、大気境界層内のエアロゾ ル粒子の光学特性観測を砕氷艦「しらせ」の第一観測室で 毎年行っている。ネフェロメータ(TSI Inc., Model 3563)、 PSAP(Radiance research Inc.)、光散乱式粒子計数器(Grimm Aerosol Technik, Model 1.108、TSI Inc., Model 3330)を使用 し、JARE55(2013年)からは CAPS-EXT と-ALBを導入 した。観測海域は、主にオーストラリアから昭和基地沖の 定着氷縁までの南大洋であるが、JARE52(2010年)では 東京からフリーマントル間でも観測を行った。

上部甲板に設置した内径 0.21 m、高さ4 m のステンレ ス製の採気管から、試料空気を採取している。採気管の下 端は第一観測室の天井にあり、各装置はその下端に取り付 けた分配管と flow splitter (TSI Inc., Model 3708)を通して 試料空気を採取している。各装置による吸引流量とは別に、 採気管の試料空気を常に 20 L 毎分で引き込んでいる。

3. 結果

ネフェロメータには計測原理に基づく誤差があるため、 Anderson and Ogren (1998)に従って元データの補正を行っ た。図1はJARE51において観測したフリーマントルから 定着氷縁までの波長 550 nm の散乱係数を示している。散 乱係数と粒子数濃度は、開水域と比べて海氷域で減少した。 これは、海塩粒子やエアロゾル粒子の先駆物質の海面から 大気への放出が、海氷によって妨げられているのが原因で ある。同様の結果は毎年観測されている。

JARE52 航海では、東京からフリーマントルまで、PSAP

を用いた吸収係数の観測を実施した。ここでは、散乱成分 によるフィルター上での多重散乱を軽減させるため、試料 空気を 300°C で加熱して散乱物質の除去を行った。それ に加えて、元データを Bond et al. (1999)に従って補正した。



図1 JARE51 で観測したエアロゾル粒子の散乱係数 (フリーマントルから定着氷縁まで)

図 2 は JARE52 において観測した東京からフリーマン トルまでの単一散乱アルベドを示している。ネフェロメー タ (波長 550 nm) と PSAP (波長 565 nm)の測定波長は異 なるが、波長の違いによる補正は行っていない。北緯 25 度から北緯 10 度までの平均値は 0.98±0.01 で高い値を示 した。後方流跡線によると西太平洋からの清浄空気塊を捉 えたと考えられる。





当日は、このほかの JARE 航海中に得られた消散・散乱・ 吸収係数、個数粒径分布などについても報告する。

謝辞: 船上観測では各次隊の隊員の方々から支援をいた だいたことに対し、ここに謝意を表したい。

大会第3日

大気境界層の grey zone における MYNN モデルの適用

* 北村 祐二, 伊藤 純至 (気象研究所)

1.序

不安定な大気境界層において,水平格子間隔が 1km 程度より小さくなると格子スケールの対流が解像される ようになることが知られている.しかし,従来の数値予 報モデルで広く利用されている,アンサンブル平均に基 づく鉛直 1 次元の乱流スキームでは,このような対流を 数値モデルで陽に表現することができない.一方で,水 平解像度が数百メートル程度では LES の適用範囲外で あり,このような空間解像度に見合った対流を適切に解 像するための乱流スキームが確立されていないのが現状 である.このような領域は大気境界層の grey zone と呼 ばれている.従来型の乱流モデルにおいて用いられる長 さスケールを空間解像度に応じて修正することで,grey zone に適用可能なスキームを構築する試みが近年なさ れている (例えば Ito et al. 2015 など).

空間解像度に見合った長さスケールの同定には、乱 流運動エネルギー (TKE)の散逸項に着目する方法と 生成項に着目する方法が提案されているが、両者の解 像度依存性は異なっていることが報告されている (Kitamura 2015). 一方で、MYNN モデル (Nakanishi and Niino 2009) では全ての長さスケールを 1 つの基準とな る長さ (master length) で与えるという仮定が課されて いることから、これまでの MYNN モデルの枠組みでは 何らかの基準にしたがって単一の長さを与えざるを得な い. 本研究では、長さスケールの解像度依存性について これまで提案されているいくつかの定式化を、アンサン ブル平均に基づく乱流スキームの 1 つである MYNN モ デルに適用し相互比較を行ったので、得られた結果につ いて報告する.

2. 数値実験の概略

数値実験には、気象庁で開発されている非静力学モ デル asuca(気象庁予報部, 2014) を用いた.境界層乱流 スキームとして MYNN level 3 モデルを採用し, master length に長さスケールの解像度依存性に応じた重みを適 用させることで、その影響を調べた.数値実験に用いた 重み関数は、(a) Ito et al. (2015), (b) Boutle et al. (2014), (c) Honnert et al. (2011) の鉛直熱フラックスに基づくも の, (d) Kitamura (2016) の鉛直熱フラックスに基づくも の,の4つである.ここで,(a),(b)はTKEの散逸項に基 づいた重み関数, (c), (d) は TKE の生成項に着目した重み 関数となっている. また, (a), (c) は重み関数の下限値を 設けていない一方, (b), (d) は LES で用いられる長さ (格 子間隔の相乗平均)を下回らないように重みが決定され ている点に設計上の違いがある. モデルの水平解像度を 250m, 500m, 1km, 2km, 4km(鉛直解像度は 20m で共通) として、不安定な大気境界層を想定した理想実験をそれ ぞれ行い、解像度の依存性について比較した、また、合 わせて水平解像度 25m の LES(Deardorff model) も実施

し,得られた結果に MYNN level 3 の実験で用いた格子 間隔に相当する空間フィルタを施すことで,格子スケー ルの乱流成分の大きさについて検証した.

3. 結果

図1に、水平解像度250mのときの格子スケール成分 の温度フラックスの鉛直分布を示す.いずれの場合で も、修正を施さないMYNN level3の場合(図略)と比べ て格子スケール成分の寄与が大きくなっており、定性 的には意図した効果が得られているといえる.しかし、 LESから得られる推定値(点線)との比較において、過大 となっているもの(a, c)と過少になっているもの(b, d) のそれぞれに分類できる.両者の違いは重み関数の下限 値の有無であり、散逸項と生成項のどちらに着目するか の違いよりも影響が強く現れる結果となった.他の乱流 統計量についてもそれぞれのスキームで同様の傾向を示 し、特に接地層でその影響が大きい、今回の実験では重 み関数は高度によらず一様としているが、接地層での重 み関数の妥当性についての検証が必要と思われる.

参考文献

気象庁予報部, 数値予報課報告・別冊第 60 号 (2014). Boutle et al., *Mon. Wea. Rev.*, **142** (2014), 1655–1668. Honnert et al., *J. Atmos. Sci.*, **68** (2011), 3112–3131. Ito et al., *Boundary-Layer Meteorol.*, **157** (2015), 23–43. Kitamura, *J. Atmos. Sci.*, **72** (2015), 750–762. Kitamura, *J. Meteor. Soc. Japan*, **94** (2016), 491–506. Nakanishi and Niino, *J. Meteor. Soc Japan*, **87** (2009), 895–912.



図1 水平解像度 250m のときの格子スケール成分の 温度フラックスの鉛直分布. それぞれ, (a) Ito et al. (2015), (b) Boutle et al. (2014), (c) Honnert et al. (2011) の鉛直熱フラックスに基づくもの, (d) Kitamura (2016) の鉛直熱フラックスに基づくものを重み関数として適 用した結果を示している. 実線, 点線は, MYNN level 3 の結果, LES の結果に水平格子間隔 250m に対応する 空間フィルタを施したものをそれぞれ表している.

ラージ・エディ・シミュレーションのための 接地境界条件の検討 *伊藤純至¹²・新野宏²・毛利英明¹

¹気象研究所・²東京大学大気海洋研究所

1. はじめに

従来の数値気象モデルは、時空間平均した乱 流の効果をパラメタリゼーションとして導入す るレイノルズ応力平均モデルに相当する。近年 の計算機性能向上により、極めて高解像度の気 象モデルの計算が可能になった。そのような場 合、ある程度スケールの大きい乱流渦は合理的 に解像されるラージ・エディ・シミュレーショ ン(LES)とみなすことができる。

地面と大気の間における運動量や熱の交換を パラメタライズする接地境界層過程は、大気境 界層だけでなく、対流圏全体に及ぶようなスト ームの発達にも大きな影響を与えうる。従来の 接地境界層過程のパラメタリゼーションは、屋 外観測で得られた時系列データを、ある程度長 い時間平均(10分程度)に基づき定式化されて いる。中立成層の場合は、「壁法則」に従う対数 境界層の乱流フラックスが診断される。しかし、 このような定式化が、LESのような短時間で 変動する風速に対して適用可能か明らかではな い。

本研究では、最も単純な中立成層の場合を考 察する。LESによる感度実験を行い、接地境 界層の運動量フラックスのパラメタリゼーショ ンが与える影響を評価する(本稿では割愛する)。 また、乱流の直接計算(DNS)と風洞実験にお いて取得された乱流変動を含むデータをもとに、 従来利用されてきた長時間平均に基づくパラメ タリゼーションに対して、どのような変更が必 要であるか検討した。

2. DNS・風洞実験の実施

分子粘性と、接地境界条件を滑り無しとする ことで壁乱流のDNSを実現した。先行研究の DNS結果と整合する中立乱流エクマン境界層 の風速プロファイルがえられることを確かめた。 一方、気象研究所の大型風洞において、床面 に配置した細い鉄線によって乱流境界層を生成 し、仮面付近の時系列データを取得し解析を行 った。流入風速はU=1、3、10m/sの三種類と した。レーザー流速計により水平流 u と鉛直流 wの十分長い時系列を取得した。

3. 結果と考察

DNS における対数境界層内の高度 ($z^{+}=100$) で、流速の2乗 u^{2} と鉛直運動量フラックス \overline{uw} の関係を様々な空間フィルタースケールごとに 求めた。壁法則 $\overline{uw} = -C_{p}u^{2}$ に含まれるバルク係数 とよばれる比例係数 C_{p} を各空間スケールに対 してプロットすると、図のようになる。空間ス ケールが短くなったときに C_{p} を小さくするべ きであることがわかる。

風洞実験結果に対し、各時間スケールにおけ る流速の2乗^{u²}と鉛直運動量フラックス^{uw}の 関係を求めた。3。のDNSと同様、壁法則に含 まれるバルク係数の時間フィルタ依存性も図に プロットした。凍結乱流仮説による換算と、水 平風速の相関長λによる規格化を施すことによ り、DNS 結果と重なるプロファイルが得られて いる。



図 無次元化した空間(時間)フィルターサイ ズに対するバルク係数の依存性。□印が DNS から得られたデータ、各線は風洞実験で得られ たデータである。

現実気象条件下における都市詳細大気拡散計算手法に関する研究 —入力条件の違いが計算結果に及ぼす影響について—

*中山 浩成 (原子力機構)・竹見 哲也 (京大防災研)

1. はじめに

都市市街地内において、有害危険物質が拡散され た場合、個々の建物影響を考慮して濃度分布や瞬間 的に発生する高濃度を正確に予測することが重要で ある。都市域では各種建築構造物が複雑に配置して いるため、局所性の強い気流場が形成される。この ような複雑乱流場での大気拡散挙動を的確に予測す るためには、large-eddy simulation (LES)に基づく computational fluid dynamics (CFD)の活用が有効であ る。現実気象条件下において局所域大気乱流・拡散 シミュレーションを実行する際、主に、①気象モデ ルによるシミュレーションデータ、及び②気象観測 データ、を CFD モデルの入力条件として用いる 2 つの方法がある。我々は、これまで、前者の方法に より都市詳細拡散解析を行い、物理的に妥当な計算 結果を示した(Nakayama et al. 2016)。

一方で、後者の方法による研究報告は少なく、CFD モデルの入力条件の違いが計算結果に及ぼす影響は 明らかにされていない。そこで、本研究では、2 つ のモデル入力条件の違いが気象場や拡散場に及ぼす 影響を調べることを目的とする。

2. 計算モデルと計算条件

個々の建物が解像された都市市街地内での拡散計 算には、原子力機構が開発した LES 局所域高分解能 大気拡散モデルを用いた。本モデルの主要な定数・ 境界条件は以下のように設定した。(1)流れ場のサブ グリッドスケールモデル定数を動的に評価。(2)乱流 プラントル数・シュミット数を固定(0.71)。(3)建物 乱流効果を、流体運動方程式中に外力項として表現 (Goldstein et al. 1993)。(4)LES 流入乱流境界について、 Recycling 手法と Langevin 方程式を組み合わせ、瞬 間的に変化する風速変動を計算。

本計算では、水平格子幅 20m/4m の2 重ネスト LES 領域を設定した。親領域では、8km 四方の計算領域 を設け、風速変動を伴う温度成層境界層乱流を生成 する。子領域では、1.6km 四方の計算領域を設け、 都市建築構造物群内での詳細拡散計算を行う。比較 検証として、2003年6月末から7月末に米国オクラ ホマシティーで実施された野外拡散実験 JointUrban2003 を対象にした。LES モデルの入力条 件として、気象モデルによるシミュレーション結果 を用いる場合は、Weather Research and Forecasting (WRF)モデルを用いて気象場を再現した。ネスト領 域を設定してオクラホマシティー周辺部を 500 m メ ッシュにまでダウンスケールし、WRF モデルの風 速・温位の3次元データを LES モデル親領域に与え た。気象観測データを用いる場合は、地表面粗度の 影響が小さい市街地上流側で測定された風速・温位 の鉛直分布データを、水平方向に一様と仮定して LES モデル親領域に与えた。次に、親領域で得られ た風速・温位データを線形補間して子領域の流入境 界に与え、詳細拡散計算をそれぞれ実行した。なお、 7月16日朝9:00に中心市街地内で30分間連続的 に地上放出されたガス拡散を比較対象としている。 3. 結果

トレーサガス放出時における市街地上流側の地点 で測定された風速データの鉛直分布を比較した。ま ず、気象シミュレーションデータを用いた LES によ る風速は、観測データよりもやや大きかったが、入 カデータとして用いた WRF モデルによる結果が同 様な傾向を示すことから、この差異は WRF モデル の計算結果に起因するものである。気象観測データ を用いた LES の結果は、観測の風速データよりも過 大評価した。これは、鉛直方向に非一様性の強い気 象観測データを水平方向に一様と仮定して入力した ために、流入乱流境界処理において乱流変動成分が 過剰に生成され、実気象場の平均構造の崩壊が引き 起こされたものと考えられる。この過大傾向は、市 街地内部での測定地点においても同様であった。次 に、風向については、気象モデルによるシミュレー ションデータを用いた LES 結果は、両測定地点で全 体的に観測データに良好に一致したものの、地表近 傍では大きい差異が見られた。一方で、気象観測デ ータを用いた LES 結果は、両地点で地表近傍から上 空数 100m 程度まで観測結果に良好に一致した。

ガスが放出されてから 10 分後の瞬間濃度分布を 比較すると、気象シミュレーションデータを用いた LES 結果では、プルームの高濃度領域が北方向及び 東方向に拡がった。一方、気象観測データを用いた LES 結果では、主に北方向に拡散されており、両者 のケースで異なる濃度分布が得られた。また、市街 地内の 8 地点で測定された濃度の時系列データから 時間平均濃度値を算出し誤差解析をすると、前者の ケースで FAC5=0.38、後者のケースで FAC5=0.75 と なった。瞬間最大濃度値に対しては、両ケースとも に FAC5=0.75 であった。

4. まとめ

現実気象条件下において都市市街地内での拡散予 測をするために、LESモデルに気象シミュレーショ ンデータ、及び気象観測データを入力値として与え てそれぞれ拡散計算を行い、入力条件の違いが計算 結果に及ぼす影響を調べた。その結果、前者のケー スでは、風速・風向ともに観測結果との差異が見ら れた。この差異は、入力値として用いた気象シミュ レーションデータに起因する。一方で、後者のケー スでは、気象観測データの鉛直方向の強い非一様性 を起因とする流入境界での乱流変動成分の過剰生成 により、観測の風速データとは大きく異なったもの の、風向については良好に一致した。そのため、前 者より後者のケースの方が拡散場を良好に予測した が、実気象場の平均的構造を維持した大気境界層乱 流場の作成に検討の余地がある。

冬季の寒波襲来による果樹(柑橘)ダメージの気象シミュレーション

*大橋 唯太 (岡山理科大学 生物地球学部)

1. 寒波と柑橘の被害

冬季の寒波襲来によって、露地栽培された柑橘果 樹がしばしば被害を受け、出荷量にも影響すること がある。一般に果樹の成長は気象条件に敏感で、特 にミカンなど柑橘類は極端な高温や低温、降水量の 変化に脆弱として知られ、栽培農家も苦労が絶えな い。つまり低温耐性は、果樹のなかで最弱である(熊 代・鈴木、1983)。

対策技術は進んできたものの、西日本では 2012 年2月に熊本県天草市などで発生した低温による果 実凍害や、愛媛県八幡浜市などで発生した 2014 年 12月の爆弾低気圧に伴う果実の雪焼け被害が報告 されている(熊本県農林水産部、2013)。

このような低温被害は微地形の影響を受けること も多く、栽培園地の地形的な位置関係が重要とされ る。本研究では気象数値モデル WRF を使って、500m メッシュに大気を水平分解した微地形上の気象シミ ュレーションをおこなった。本稿では、愛媛県を中 心に柑橘の低温被害が報告されている(愛媛県普及 だより,2012)2011年1月15~16日の寒波襲来に よる瀬戸内海西部域の柑橘凍害リスクを検討した。

2. WRF による微地形気象のシミュレーション

2011年1月14日午前9から1月17日午前0時ま で数値積分し、このうち15日午前9時以降の結果を 解析に用いた。初期値・境界値には気象庁メソ客観 解析値(大気)と NCEP 再解析値(土壌)、RTG_SST

(SST)を、3時間ごとに導入した。2段ネストのうち内側領域を500mメッシュで水平分解しており、愛媛県西部を中心に含むような範囲とした。

3. 品種によって異なる柑橘の凍害リスク

柑橘の品種によって生理障害が発生する「限界温 度×継続時間」の限界積算温度は異なることが知ら れる。そこで愛媛県西部の市町村別・品種別の柑橘 収穫量を参考に(愛媛県が公表する平成26年度)、 各地域で収穫量が多い品種にもとづいた限界積算温 度の設定をおこなった。たとえば、1月は中晩柑の 多くが未収穫で、そのうち愛媛県内のシェアが多い 伊予柑とポンカンはそれぞれ松山市と宇和島市で 50~60%収穫されている。したがってこれらの地域で は、伊予柑とポンカンの限界積算温度を凍害リスク に用いることになる。

柑橘栽培地の分布は、国土交通省が公開する国土

情報ウェブマッピングシステムの土地利用 100m メ ッシュを用いて特定した。その結果から、標高 250m 以下の地域で栽培地の大半が存在するとわかった。

4. 結果

伊予柑とポンカンで凍害リスクの高くなる限界温 度とした-3℃以下の低温継続時間をWRFで計算した (図1)。シミュレーション結果では、2011年1月 15日夕刻から16日午前までにかけて、特に谷地形 や山麓の地域で低温継続時間が10時間を超える。た だし現在の設定では、モデル気温が実測値よりも低 いバイアスをもっていたため過大評価と考えており、 引き続き改良をおこなう。進展結果は本発表時に紹 介する予定である。



図1 WRF による 500m 解像領域の計算結果。四国西部を 中心とした範囲を示す。気温が-3℃以下の低温継続 時間とそのときの平均地上風ベクトルの分布図で、 柑橘栽培が集中する標高 250m 以下の地域のみを対 象としている。

謝辞:本研究は、JSPS科研費(基盤C課題番号16K07963) の助成をうけました。農研機構・西日本農業研究センター の植山秀紀主任研究員には、柑橘の凍害などに関する多く のアドバイスをいただきました。

肱川あらしの強弱と積算気温の関係

*三浦 悠(岡山理大院 生物地球)

1. はじめに

愛媛県大洲市長浜町の肱川河口付近では、秋から 冬にかけて「肱川あらし」と呼ばれる局地風が発生 する。肱川あらしとは、好天静穏日の夜間に大洲盆 地で発生した冷気が肱川に沿って流れ、下流のV字 状地形で収束・加速されて、海上へ発散する強風で ある。風速は河口で10m/s強になる(中田, 1982)。 しばしば内陸の放射霧や肱川の蒸気霧を伴って吹く。

本研究は、内陸の大洲アメダス(大洲)と沿岸の 長浜アメダス(長浜)で観測される気温と風を用い て、肱川あらしが発生する日を予測する。また、両 アメダス地点の気温差の積算値によって肱川あらし の到達風速を推定したい。

2. 解析結果

霧を伴って肱川あらしが発生した日の例として、 2016年12月3日をここでは取りあげる。図1に、 12月2日12時00分~翌3日12時00分の大洲と長 浜における気温変化を示す。大洲では放射冷却のた め、深夜は4℃まで気温が低下している。ところが 翌3日の1時頃は気温がそこから1.2℃上昇しており、 おそらく霧が発生したとみられる(黒瀬,1998)。そ の後は放射冷却が抑制され、気温の低下量は小さく なっていた。長浜の気温は3日の1~2時に0.5℃ほ ど急低下して、大洲の気温と同一になっているが、 おそらく大洲の空気塊が流れ込んできたと考えられ る。

図2は、大洲のほうが長浜よりも低温な時間帯に おける長浜と大洲の気温差と長浜での風速の関係を 示している。時間とともに気温差が大きくなり、風 も徐々に強くなっている様子がわかる。風速が 5~ 6m/s のときに気温差が急激に小さくなっているの は、長浜に大洲の冷気が到達したためである。

大洲と長浜の気温差の積算値と風速の関係を図3 に示す。また比較のため、肱川あらしが発生しなか った日(2016年12月26日)の結果も重ねてある。 発生日は、積算値の増加につれて風速が大きくなっ ている。積算値が70℃を超えたあたりから傾きが変 化し、1日の中で最も肱川あらしが強くなる時間帯 へと移っていく。このような傾きの変化は、典型的 な肱川あらしが発生するときによくみられた。

3. まとめ

肱川あらしが発生した日のアメダスデータを解析 することで、発生までの気温と風速の特徴的な変化 が明らかとなった。肱川あらしの発達の予測可能性 を期待できる。



図3. 肱川あらしが発生した日 (2016/12/03) と発生し ていない日 (2016/12/26) における気温差の積算 と風速の変化。

岡山地方気象台の露場移転に伴う観測気温の不連続

-2015年3月の移転-

*三浦 悠(岡山理大院 生物地球) ・ 大橋

大橋 唯太 (岡山理大 生物地球)

1. はじめに

岡山市街地中心部で気象観測を行っていた岡山地 方気象台は、観測露場が都市化の影響を強く受ける ようになったため、露場を2015年3月5日に約3km 北の郊外へと移転した。重田・大橋(2009)は、岡 山市街地中心部から郊外にかけて広がるヒートアイ ランド現象の存在を確認している。本研究では、観 測される気温の露場移転に伴う不連続性を明らかに した。

2. 解析結果

2-1. 移転前後の気温の経日変化

市街地中心部から郊外に移転した 2015 年 3 月 5 日を中心にとした約1か月間の岡山と笠岡の気温変 化を図1に示す。図の下段に同じ期間の岡山から笠 岡の気温を引いた値と、1 年前 2014 年の同期間にお ける値を示す。岡山県南西部に位置する笠岡アメダ スは、1979 年の開設以来、周辺の土地利用状況もほ とんど変化しておらず、裸地や植生の広がった露場 である。市街地中心部に露場があった期間では岡山 から笠岡の気温を引いた値の平均は+0.7~+0.8℃で あったが、郊外に移転したのちは+0.2℃と差が小さ くなっていた。この様子は図1の上段に示された岡 山と笠岡の気温変化を比較してもわかり、郊外に移 転後は岡山の夜間気温が笠岡と変わらない程度に下 がっている。

2-2.熱帯夜日数の経年変化

1983~2016年度に岡山と笠岡で観測された熱帯 夜日数とその差を図2に示す。市街地中心部での熱 帯夜日数は平均で年間31.4日発生していた。これは、 毎年1か月は熱帯夜が発生している数字に相当する。 また、笠岡との日数差は、郊外へ移転してから不連 続に減少したことがわかる。これは市街地の熱的な 影響を受けなくなったため、岡山の熱帯夜日数が笠 岡の日数に近づいたと考えられる。

表1には、2011~2014 年度(市街地の期間)と 2015 ~2016 年度(郊外へ移転した期間)の猛暑日や熱帯 夜などの日数を示した。特に郊外へ移転してからの 熱帯夜と冬日の日数差が少なくなってきていること がわかる。したがって、岡山の露場が郊外に移転し た影響は夜に大きく、熱帯夜日数は 15 日程度減少、 冬日日数に至っては 20 日程度増加している。逆に言 えば、移転前に観測していた気温は都市化の影響を 強く受けていたことになる。



図2. 1983~2016 年度の34 年間に観測された尚山と 笠岡の熱帯夜日数とその差(岡山から笠岡を引 いた値)。縦破線が移転に伴うデータ切断の位置 を示す。

表1.	$2011 \sim 2016$	年度の岡山と笠岡の日数差と岡山の
	年度別日数	(括弧内)。

	2011	2012	2013	2014	2015	2016
猛暑日	+9	+2	+6	-2	+9	+16
	(11)	(11)	(20)	(3)	(14)	(22)
真夏日	+1	+4	+5	+8	+10	+11
	(69)	(70)	(75)	(58)	(52)	(77)
熱帯夜	+29	+19	+15	+17	+2	-1
	(49)	(47)	(39)	(25)	(16)	(20)
冬日	-29	-27	-28	-23	-4	-8
	(29)	(35)	(19)	(17)	(27)	(31)

-358-
地上稠密観測 POTEKA に基づく中小規模都市ヒートアイランドに伴う地上風系

*中村祐輔(立正大院)•渡来 靖•中川清隆(立正大)

<u>1.はじめに</u>

都市ヒートアイランド(以降 UHI)に起因する都市 大気の特徴の一つとして,都市内外の気圧差に伴って 郊外から都市内部に向かう風の収束が指摘されている

(Oke, 1987). 既存の研究では、大規模都市における UHI と収束の関係が気象庁の AMeDAS データなどを 用いて調査されてきた(例えば、Fujibe, 1988). しか しながら、AMeDAS の水平解像度は平均 21km (気温 や風を含む)であるため、中小規模都市スケールの UHI を対象とする場合、観測点の空間密度が不足し温度や 風の場を直接解析することは困難であった.

2013 年度より関東平野北西部において,地上稠密観 測 POTEKA の実証実験が実施されている. POTEKA とは、明星電気(株)が開発した高密度気象観測およ び情報提供サービスのことである. POTEKA 観測網の 水平解像度は約 2km であるため、稠密な観測データが 取得可能である.これまでに、この観測網を用いて突 風事例の解析などが実施されており(小林ほか,2014), 都市気象に対しても有用と考えられる.そこで本研究 では、人口約 20 万人の中小規模都市である埼玉県熊谷 市を対象として、UHI に伴う都市内外の地上風系の特 徴を POTEKA データに基づいて調査する.

<u>2.研究概要</u>

本研究では,熊谷市内で2014年以降現在まで継続さ れている POTEKA の実証実験データを使用する. そ れらは,様々な場所に設置可能な小型気象計と観測結 果を転送するネットワークで構成されている. 観測項 目は,雨量,日射量,感雨,風向,風速,大気圧,気 温,相対湿度の計8項目である. 観測値は,1分間隔 で取得可能である.

本研究では, 熊谷市内 21 箇所に展開されている POTEKA データを解析する (図 1 参照). 観測場所に は小学校の屋上が使用されており, その対地高度は 10 ~15m 程度である. 解析期間は, 2014 年 8 月~2017 年 3 月までとする.

<u>3.結果および考察</u>

図1は、解析期間内の晴天静穏日における平均気温 の空間偏差分布を示す.ここでは日中と夜間を区別し て平均値を算出している.日中においては、気温偏差 の地域差が非常に小さく、-0.4~+0.5℃以内であった (図1a).一方、夜間においては、日中と比較して気 温偏差の地域差が非常に大きい(-1.0~+0.7℃)(図 1b).さらに、気温の高偏差領域が熊谷市内の中央部を 東西方向へ帯状に拡がっている.この分布は、JR高崎 線に沿って拡がる都市領域の形状と極めて類似してい ることから UHI の発生が示唆される.

都市と郊外における気圧差 ($\triangle P_{U-R}$) と気温差 ($\triangle T_{U-R}$)の関係について調査した.ここで、都市と郊外における気温・気圧の値はそれぞれ、代表 3 地点の平均値を用いている.相関分析の結果、 $\triangle P_{U-R} \geq \triangle T_{U-R}$

の相関係数は-0.27 に達し、ピアソンの無相関検定で 1%を満たす有意な負の相関を示した(図省略).この ことは、△TU-R が大きくなるにつれて都市部が低圧傾 向となることを示唆する.

都市と郊外の気温差に伴って都市の気圧低下が明瞭 に発生した事例を対象として、風の解析を実施した. ここでは、 ⊿T_{U-R}が 1.0℃以上 (上位 30%) かつ⊿P_{U-R} が 0.0hPa 以下(下位 30%)の事例を抽出した.図 2 は、抽出された事例の平均風ベクトルとその発散の分 布を示している.ここで、各地点の値は全地点平均値 からの偏差で示されている.風ベクトルは、地点によ るばらつきはあるものの、概ね都市部に向かって収束 する傾向が示されている. さらに,発散の分布におい て負の最大値が JR 熊谷駅北東側の都市部に示されて おり (-2×10⁻⁴s⁻¹程度), その出現位置は図 1(b)にお ける気温の高偏差領域と概ね一致している. したがっ て、都市と郊外の気温差によって都市内部が低圧とな っている場合には、都市部に向かって地上風が収束す ることが示唆される. 今後は, UHI に伴う地上風系に 関して、日中と夜間の相違や一般風の影響などが調査 される必要がある.

謝辞:明星電気(株)様に POTEKA の実証実験データを 提供して頂きました.ここに記して感謝の意を表します.



第1図 晴天静穏日における(a)日中(b)夜間平均気 温の空間偏差分布.●はPOTEKA観測地点,☆は 熊谷地方気象台,△はJR熊谷駅を示す



第 2 図 風ベクトルおよび発散量分布.各地点の値は全 地点平均値からの偏差を示す

人工冷排熱による気温影響 一夏季・冬季実測結果の比較--

山口 和貴*(東京電力HD、経営技術戦略研究所)

井原 智彦 (東京大学、大学院新領域創成科学研究科) 、亀卦川 幸浩 (明星大学、理工学部)

1.はじめに

都市部において、ヒートポンプ式熱源機器の屋外機等 から排出される「冷排熱」は、気温より数℃低温である ため拡散しにくく、高温排熱と比べて地上付近への気温 影響が著しく大きいと考えられるが、実測によって検証 を行った研究例は少ない。山口ら(2010)は、夏季に実住宅 周辺で水平・鉛直方向の多点計測を行い、夜間の冷排熱 が水平方向及び上方に拡散していく空間構造を明らかに し、熱帯夜になりやすい晴天弱風日は冷気が地上付近に 留まり、敷地内の気温が最大1℃程度低下することを確 認した。しかしながら、ヒートアイランド現象は冬季最 低気温に最も顕著に表れることから、冬季の夜間におけ る冷排熱の影響を検証することが望まれる。そこで、本 研究では、同サイトにおいて冬季の気温計測を行い、既 報の夏季計測結果と比較した。

2. 実測の概要

計測は東京都新宿区に位置する3階建て集合住宅にて 実施した。ヒートポンプ給湯機の室外機は、建物北面に 12 台、南面に4台が設置されている。夏季は2008年8 月20日~9月10日、冬季は2011年2月15日~24日の 連続計測を行った。地上高度1.5m気温は、日射シールド を付けたサーミスタ温度計(RTR-52)を用い、建物敷地 内の東・南・北側に各3点、西側に2点で計測した。一 般気象(気温、風向・風速)は、屋上面から1.5m(地上 高度11.5m)に設置した気象観測装置により測定した。 データの計測間隔はサーミスタ温度計を30秒、一般気 象観測装置を10分とし、解析にはそれぞれ10分平均値 を用いた。各サーミスタ温度計については、アスマン式 通風乾湿計を用いて校正を行い、得られた校正式を用い て測定値を補正した。

3. 実測の結果

ヒートポンプ給湯機は主として夜間に稼働するが、季節によって稼働時間や排熱量が変化する。排熱量は室外機の稼働状況から推定可能である。図1に建物北面からの総冷排熱量の観測期間別平均値の時間推移を示す。冷排熱発生時間は、夏季は4:00~6:30頃(5:30に最大24.8kW)、冬季は1:00~6:30頃(4:10に最大30.8kW)であった。

冷排熱による気温低下量を定量化するにあたり、まず、 屋上測定気温は冷排熱の影響がないと仮定した。各測定 点の気温については、各日の冷排熱がなかった時間帯(夏 季0~3時、冬季23~0時頃)における平均値が屋上測定 気温と等しくなるようバイアスを除去したうえで、各測 定時刻における屋上測定気温との差分を冷排熱による気 温変化AT と見なした。ただし、屋上測定気温もある程度 冷排熱の影響を受けると考えられるため、この方法で求 めた各点の気温影響評価値は過小となる。一方で、日出 以降は、屋上面上の気温上昇率が最も大きいため、各点 の気温影響評価値は過大となると考えられる。

夏季・冬季ともに冷排熱の発生する時間帯に気温低下 が示され、敷地内の方位別に平均すると冷排熱量の大き い北側敷地の気温低下量が大きくなることが確認できた。 図2に北側敷地における気温変化ATの期間別・風向別 平均値の時間推移を示す。ただし、冷排熱発生時間帯に おける平均風速[m/s]は、夏季南風時0.4、夏季北風時0.99、 冬季北風時1.23であり、冬季南風は観測されなかった。 気温低下[°C]の最大値は夏季南風時、北風時および冬季 北風時でそれぞれ0.71、0.24、0.32、単位排熱量当たりの 値[°C/kW]では、それぞれ0.035、0.014、0.012となり、気 温の排熱感度が風速に依存して低下する傾向が見られた。 本研究の計測期間内には冬季の弱風日が観測されなか

ったため、今後の実測検証が望まれる。



図1 建物北面からの冷排熱量Hの時間推移(期間平均)



図2 冷排熱による建物敷地北側の地上気温変化AT(期間別・ 風向別平均)の時間推移

参考文献

山口和貴,井原智彦,山田耕治,遠藤康之,亀卦川幸浩,2010: ヒートポンプ給湯機の冷排熱による屋外熱環境改善効果の実測 評価. 平成22年度空気調和・衛生工学会大会学術講演論文集, 1043-1046.

都市域における CO2輸送量の年々変動

*小川陽平, 菅原広史(防衛大), 石戸谷重之(産総研), 寺尾有希夫(国環研)

1. はじめに

気候変動を考える上で、温室効果気体である 002の大気 中での収支を見積もることは重要な課題である。しかし、 主要な排出源である都市域では、混在する様々な種類の 人為的排出源やその時間変動を十分に調査・考慮するの が容易ではないため、排出の実態は明らかになっていな い。そこで我々は、東京都内に観測サイトを立ち上げ、002 輸送量の実測を 2012 年 10 月から行っている。

本研究では、約4年半で蓄積された 02輪送量の実測値 のデータから、年々変動について考察を行った。

2. 観測概要

東海大学代々木キャンパス(東京都渋谷区)内の鉄塔(地 上約52m)に乱流計測機器を設置した。超音波風向風速計 (Wind Master Pro)、及び CO₂/H₂O オープンパスアナライ ザ(L1-7500)を使用し、渦相関法を用いた CO₂輸送量の観測 を行なっている。観測間隔は 10Hz で、30分年に CO₂輸送 量の算出を行った。観測サイトの北東から南東方向には東 京都道 317 号環状 6 号線が位置しており、また南側には緑 地(東大駒場キャンパス)がある。その他の方位は中・低 層のビル群となっている。

3. 結果

解析の対象期間は 2012 年 10 月~2017 年 3 月である。 図 1 に 09~15 時、21~03 時の月毎の平均 002輸送量を示 す。下図より、21~03 時の平均 002輸送量には、年々変動 がほとんどないことがわかる。一方、上図より、2014 年 7、 8 月の 09~15 時の平均 002輸送量には、他年と統計的に有 意な差が見られた。平均 002輸送量が他年の同じ月と比べ、 2014 年 7 月は極端に大きく、8 月は極端に小さい。

図2に2014年7、8月における09~15時の平均002輸 送量と平均風向の関係を示す。図2より、2014年8月は南 寄り(180°前後)の風の割合が高く、かつ南寄りの風は C02輸送量が小さくなる傾向にあること、及び2014年7月 は北東から南東(45~135°)の風の割合が高く、かつ北東 から南東の風は002輸送量が大きくなる傾向にあることが わかる。これは南に002吸収源となる緑地があること、及 び北東から南東方向に002排出源となる東京都道317号環 状6号線が位置することと対応する。

図3に2014年7、8月及び2015年7、8月における09 ~15時の平均風向度数分布を示す。図3より、2015年と 比較し、2014年8月は平均風向160~200°の日が顕著に 多いこと、及び2014年7月は平均風向40~120°の日が 多いことがわかる。これは2014年7月に002排出源方向からの風が、2014年8月に002吸収源方向からの風がそれぞ れ比較的高頻度で吹いたことを示している。

以上の結果から、風向の影響で年々変動(図1上図:7、 8月)の有意な差が生まれたものと考えられる。









*本研究は科研費 24241008 の支援を受けた。サイトの立ち上げ・ 保守に際して、中島孝先生(東海大)にご協力頂いた。

フラクタル日除けによるクールアイランド実験 ー水の蒸発による冷却ー

酒井敏(京大人環)·菅原広史(防衛大)·三坂育正·成田健一(日工大) 本條毅(千葉大)·清田誠良(広島工大)·仲吉信人(東京理科大)

1. はじめに

フラクタル日除けは、いわば「蒸散しない樹木」 である。では、樹木の葉からの蒸散の代わりに、 ミスト散布をすると、森のような環境になるだろ うか?答えはおそらく否である。なぜならば、夜 には蒸散は起こらないが、緑地の気温は周囲の市 街地に比べて夜でも低いのに対し、フラクタル日 除けではそうならないからである。

この違いは、湿った土にあるのではないかと考 え、フラクタル日除けの下に保水性のブロックを 敷いて、地表面からの水の蒸発の効果を調べた。

2. 実験

実験は日本工業大学の都市スケールモデル COSMO に設置したフラクタル日除けで行った。 約 20m×20m のフラクタル日除けの下に約 100m²の保水性ブロックを敷いた。保水性ブロッ クは厚さが 32mm であるが、約 15mm の水を保 水できる。予備実験の結果では、直射日光下では 5mm/day 程度の蒸発量が、日除け下では 2mm/day 程度に抑えられ、満水状態から約 1 週 間程度湿った状態を保つ。

測定はフラクタル日除け区の中心部と日除け のないコンクリート区の中心部で、それぞれ地上 高 45、75、105、135、165cm で気温、相対湿度 を測定した。

3. 結果

保水性ブロックを敷いた状態でフラクタル日 除区とコンクリート区の気温差を図 1 (気温差 2017) に示す。高度 75cm は、コンクリートブロ ックの高さ 1.5m のちょうど半分に当たる。

日中に最大約 2℃の温度差がついているが、そ の時の水蒸気量差は 0.3g/m³程度しかない。空気 を 2℃冷却するには 1g/m³の水を蒸発させる必要 があるが、その 1/3 程度の水蒸気量差しかない。 図 1には、保水ブロックを敷いていない 2016 年 のデータも示してある。年が違うので、単純な比 較はできないが、日中の違いよりも、夜間の違い が大きく、16 年と 17 年の差も水蒸気量差とあま り対応していない。

鉛直温度勾配の時間変化を見るために、45cm と 165cm での気温の差を図 2 に示す。コンクリ ート区では、昼夜を問わず常に正(不安定成層) であり、一日中路盤が大気を温め続けている。フ ラクタル日除けの効果は、日中の熱の流れを逆転 させ、コンクリートが大気を冷却するようになる ことであるが、夜間に関してはやはり大気を加熱 する。

これに対して、保水性ブロックのを敷くことで、 路盤が昼夜を問わず大気を冷却するようになる。 また、気温に対する効果は日中よりも夜間に大き い。これは、実際の緑地の状態に近いのではない かと思われる。



図1 フラクタル日除け区とコンクリート区の気 温差と水蒸気量差。高さ75cm での5月の時別平 均値。2016年は保水性ブロックなし。縦軸の目 盛は水蒸気量差1g/m³に対して気温差2℃に対応 するように取ってある。



図2 高さ45cmと165cmの気温差。5月の時別 平均値。2016年は保水性ブロックなし。コンク リート区では、朝夕に上下の温度センサの日射条 件が異なり比較できないので、破線で示してあ る。

蛍光ライダーで観測された黄砂・汚染大気の蛍光エアロゾル

地上での直接サンプリング観測との比較2

白石浩一、林政彦、原圭一郎(福岡大学)、石井昌憲、及川栄治、水谷耕平、安井元昭(情報通信研究機構)、 齊藤保典 冨田孝幸(信州大学)、五十嵐康人(気象研究所)

はじめに

バイオエアロゾルや人為汚染大気に含まれる 芳香族の炭化水素などの有機エアロゾルは、蛍光 を発することが室内実験により報告されている (Pohlker et al., 2012). そのため、 ライダーによ る大気エアロゾルの蛍光計測は、黄砂や汚染大気 と一緒に飛来する有機エアロゾルの検出・時空間 分布の情報を得られる可能性がある. 我々は、福 岡に飛来するバイオエアロゾルや黄砂、汚染大気 や都市大気エアロゾルの時空間分布を計測する ため、蛍光ラマンライダーを開発し、2014年5月 から夜間晴天時の観測を実施している.本発表で は、2015-2016 年春季に観測された黄砂(非球形粒 子),汚染大気,都市大気(球形粒子)の蛍光特性に ついて詳細を報告する. 2017 年春季に、 ライダー による蛍光計測と同時に地上でエアロゾルサン プリングを行い、分光光度計による蛍光スペクト ル分析も行った. それらの結果と蛍光ライダーで 得られた蛍光特性を比較した結果についても報 告する.

観測と解析

ライダー装置は、光源として、Nd:YAG レーザー の 1064nm, 532nm, 355nm を利用した. 受信は、ロ 径 35cm と 28cm の 2 台の望遠鏡を利用した. 蛍 光計測は、Nd:YAG レーザーの第 3 高調波 (355nm)を励起波長として利用し、大気からの後 方蛍光散乱光を望遠鏡で集光した後で、グレーテ ィング式分光器(Acton Research SP-2758)で分光 した. 分光された 380~520nm の波長域の後方散 乱光は、32 チャンネルのアレイ型光電子増倍管で 検出し電気信号に変換され、フォトンカウンティ ング法で計測された。また、532nm と 355nm の 後方散乱光、偏光解消度の計測、1064nm の後方 散乱光の計測も、オシロスコープを使ったアナロ グ計測で行った.

地上でのエアロゾルのフィルターサンプリン グは、2017年5月16~29日に理学部校舎屋上(標 高 35m)で実施した.ポンプ吸引で、メンブレイ ンフィルターに粒子を付着させた.サンプリング 試料の蛍光分析には,信州大学に設置している分 光光度計(日立,F-7000)を使用した.

観測結果と考察

偏光解消度の低い液滴エアロゾルで非常に強い蛍 光を示すエアロゾルがしばしば観測された.

図に、2015年3月9日22時37分から22時 57 分にかけて観測された散乱比、偏光解消度、オ ングストローム係数,全相対蛍光強度(蛍光信号 を窒素分子のラマン散乱信号(386nm)で標準化し、 420-520nm で積分した信号強度)の鉛直分布を示 す. 高度1~3km にかけて. 偏光解消度が低く (<0.2)、散乱比の非常に高いエアロゾルを観測し ている. 波長指数が 1.9 と比較的高い値を示して いることから、サブミクロンサイズの粒子からな る液滴であると推測される。HYSPLIT モデルに よるバックトラジェクトリー解析は、液滴エアロ ゾルを含む空気塊が観測の1日前にアジア大陸 沿岸部の北京上空付近を通過しているときに、境 界層内部(500m)まで高度が下がっていたことを 示した。人為起源等の大気汚染に含まれる蛍光物 質を検知している可能性が考えられる。

発表では、強い蛍光示した液滴エアロゾルだけ でなく、黄砂,汚染大気,バックグランドエア ロゾル(光学的に薄い球形エアロゾル), 雲等に ついて,それぞれの蛍光特性も含めて報告する。



Fig. The vertical distribution of 532nm scattering ratio, 532nm depolarization ratio, angstrom coefficient, total relative fluorescence intensity observed at 22:37-22:57 on March 9, 2015.

Modeling the dust transport and acid uptake over East Asia in May 2017

*Zhe WANG¹⁾, Itsushi UNO¹⁾, Keiya YUMIMOTO¹⁾, Yukari HARA¹⁾, Xiaole PAN²⁾ 1) RIAM, Kyushu University, Japan; 2) IAP, Chinese Academy of Sciences, China.

A heavy dust episode occurred over East Asia in early May 2017. The Nested Air Quality Prediction Model System (NAQPMS) and synergetic observations were used to investigate the long-range transport and acid uptake of dust aerosol during this episode. The dust episode originated by a dust storm event that occurred in the inland desert areas of Mongolia and Inner Mongolia of China on May 3. On May 4, the mineral dust and anthropogenic pollutants are trapped over North China due to the blocked north Pacific subtropical high-pressure system over the east of Japan. From May 5 12:00 LT, mineral dust was transported from North China to downwind region. The dust reached Japan at May 6, and stagnated over there for about three days until May 9. Model results revealed that this dust episode affected the whole area of Mongolia, North Korea, South Korea and Japan, as well as the Northern part of China, which was consistent with SYNOP observations (Fig. 1).



Fig. 1. Horizontal distribution of simulated mean dust concentration (μg/m³) during May 1 - 10. Points indicate SYNOP sites at which dust were observed. Also shown is backward trajectory from Fukuoka.

NAQPMS reasonably reproduced the concentration levels and time variations of $PM_{2.5}$, PM_c and coarse mode NO_3^- at Fukuoka, meanwhile, confirmed the dominant rule of dust on $PM_{2.5}$, PM_c and coarse mode NO_3^- concentrations (Fig. 2). The simulated dust $NO_3^$ due to acid uptake process on the surface of dust particles accounted for more than 80% of total NO_3^- . The coated NO_3^- may alter the size, shape and hygroscopic properties of dust particles.



Fig. 2. Time series of observed and simulated $PM_{2.5}$, PM_c and cNO_3 concentrations at Fukuoka.

The horizontal distribution (Fig. 3) revealed that the maximum of period-averaged coarse dust nitrate reached 2 μ g/m³ on the downwind region, e.g. Hubei and Shandong Province of China, as well as North and South Korea. The ratio of DNO₃⁻/dust concentration increased from less than 1% over inland desert areas of Mongolia and China land to larger than 5% over Central and East China, South Korea and the south part of Japan, as well as Yellow Sea and the south part of Japan Sea. These results highlight the importance of acid uptake during dust long-range transport and its potential impact on direct and indirect climate effect of dust particle, as well as N deposition on both ocean and land ecosystems.



Fig. 3. Distribution of simulated mean coarse mode dust nitrate (cDNO₃) concentration (μ g/m³, shading) and cDNO₃/dust ratio (%, contour) during May 1 - 10.

オゾンによる森林の育成阻害リスクと気候の年々変動の関係 *渡邊貴典,泉 岳樹,松山洋(首都大都市環境)

1. はじめに

近年、東アジア地域において光化学スモッグや PM2.5などの大気汚染問題が深刻化しており、そ れに伴う樹木への悪影響も指摘されている(伊豆 田,2002)。そうした植物が大気汚染物質から受 けるリスクについては,近年は気孔を通じたO₃ 吸収量(POD: Phytotoxic Ozone Dose)を算出 することによってその評価が行われている。日本 におけるPODについて、Watanabe et al. (2016) は気象要素(気温や湿度など)の年々変動がPOD の分布に大きく影響していることを示唆した。そ こで本研究では気象要素が植物のPODに与える 影響を調べるために、2000~2009年の7・8月を対 象に数値実験を行った。

2. 研究手法

数値実験に使用したモデルは大気モデリング システムADMER-PRO Ver.1.0である。このモデ ルの特徴として、光化学反応モデルの導入により、 オゾンなど2次生成物質を含む複数物質を同時 に評価することが可能という点が挙げられる。計 算領域は関東地方とした。PODの算出方法は、

 $F_{st} = C(z_1) * g_{sto} * \frac{r_c}{r_b + r_c}$ $POD_y = \int \max(F_{st} - y, 0)dt$

である。なお、*Fsti*tO₃フラックス [nmol/m²/s]、 *C(z)*は樹冠上部高さ*z*[m]におけるO₃濃度 [nmol/m³]、*gsto*は気孔コンダクタンス[m/s]、*rb*は 葉面境界層抵抗 [s/m]、*rc*は葉表面抵抗[s/m]を示 し、*y*は閾値である。

そして得られた 20 ヶ月分の計算結果(気温・ 大気飽差)を月毎にクラスター分析にかけ、気象 特性の異なる3つのクラスターに分類した。

3. 結果と考察

クラスター毎に気象要素がPOD₀に与える影響 を調べた結果、クラスター1(高温乾燥)ではPOD₀ は山岳域で高く、気温と大気飽差がPOD₀に大き な影響を与えており、一方クラスター3(低温湿 潤)では比較的低地に近い場所でPOD₀は高く、 オゾン濃度と日射量がPOD₀に影響を及ぼしてい ることが明らかになった(Fig. 1)。以上のように 気象特性の違いによりPOD₀の分布が大きく変化 するため、PODによるリスク評価は複数年のデー タを用いて行うことでより正確な評価が可能と なることが示された。

また POD₀と気象特性、標高の関係について調 べたところ、クラスター1 では POD₀と標高は正 の相関があるのに対し、クラスター3 では両者に は負の相関があることが明らかになった(Fig. 2)。 これは標高に対するオゾン濃度と gstoの変化率の バランスによって生じていると考えられる。さら に標高に対する gstoの変化をもたらしているのは 気温と大気飽差であり、クラスター1 では低地に おいて両者が gstoを抑制していることがわかった。

参考文献

伊豆田 2002. 大気環境学会誌 37:81-95. Watanabe et al. 2016. Atmos. Environ. 129:176-185.



関東大震災と東京空襲の火災に伴う中央気象台の高温と強風

【はじめに】 1923 年9月の関東大震災の火災により, 中央気象台の庁舎の多くが焼失した。その際,著しい 高温とともに15m/sを超える強風が観測された。また, 1945 年 5月の空襲の際にも,中央気象台に火災が及ぶ 中で,気温の上昇と 20m/s の強風が観測された。本発 表では,「関東大震災調査報告」(1924) や観測原簿等 の資料を使って高温と強風の状況を取りまとめた。

【関東大震災時の高温・強風】中央気象台は今の気象 庁(千代田区大手町)とほぼ同じ場所にあった。図1 は,地震当日~翌日(9月1~2日)の毎時観測値を示 す。地震が起きた1日12時以降,夕方までは北日本の 低気圧へ向かう南風が吹き,中央気象台と品川の気温 に大きな差はなかった。しかし,夕方になって前線通 過とともに風向が西~北へ変わり,中央気象台は火災 の風下になった。火の粉の飛来が激しくなるにつれ, 気温が上昇するとともに風速が増し,23時には15m/s を超えた。気温は本館が燃え始めた24時には37.1℃, 01時過ぎには46.3℃に達した。一方,品川は夜間を通 じて気温25~27℃,風速3~4m/sで推移した。市内・ 近郊の他地点でも強風はなかったといい,中央気象台 の強風が局所的なものだったことがうかがえる。

【空襲時の高温・強風】中央気象台は,1945年2月25 日の空襲による本館焼失に続き,5月25~26日には二, 三の庁舎や倉庫,官舎が被災した。後者は「山の手大 空襲」と呼ばれる大規模な空襲であり,丸の内など気 象台周辺の広範囲が焼けた。5月25日の原簿には,23 時20分から「煙²」(濃い煙)が記録されていて,この ころ気象台付近に火災が起きたと推測される。当日は 日本海北部に低気圧があり,東京は5m/s程度の南風が 吹いていた。煙の発現後は,1~2時間で気温が5℃上昇 し,風速は急増して20m/sに達した(図2)。

なお, 畠山「気象その時々」(1947) によると, 他の 都市でも空襲の火災時にしばしば強風が吹いたという。

【おわりに】ここに示した2例の強風は、"火災旋風" と違って持続的なものであった。このような強風は、 「火災が強風を引き起こし、それがさらに火災を広げ る」という相乗効果を伴う可能性もある。今後、強風 のメカニズムの解明が望まれる。 *藤部文昭 (首都大・都市環境)



図 1 関東大震災時の気温と風の毎 時観測値 (中央気象台と品川). 中 央の矢印は風向 (↓は北風). 風 速は,風速計の換算係数変更に基 づき,原資料の値を0.7倍した.



<u>図2</u>山の手大空襲時の中央気象台 の毎時観測値.

謝辞: 空襲時の原簿について東京管区気象台 防災調査課の新出祥文課長にご教示頂き, 気象庁天気相談所で閲覧させて頂いた。研 究費の一部として科学研究費助成事業(基 盤研究(S), 26220202, 代表者: 松本 淳)を 使用した。

伊豆半島周辺の海水温変動におけるフラクタル性の年月別比較

-LFD の分散分析とその考察-

安藤 虎太郎* 江口 紗弓* 山内 明子** 〇上條 賢一*

*東洋大学食環境科学部食環境科学科

**伊豆海洋科学研究所

1. はじめに

東洋大学上條研究室と伊豆海洋科学研究所は、 2004年から沼津市大瀬崎において、温度ロガーを用 いて深度別海水温変動を連続観測している。一方、 時系列の複雑さの度合いを計測するために、著者ら は局所的フラクタル次元 LFD を用いる方法を既に提 案している[1]。本報では LFD を用いて、最近の伊豆 半島周辺における海水温変動を解析した。年/月ご とに LFD を算出し、2元配置型分散分析を用い、年 /月に有意な差異があるかどうかを統計学的に検定 したので、その結果を報告する。

2. LFD の定義[1]

長さLの離散時系列に対する、サンプリング間隔 rにおける累積変動量N(r, k, L)は、以下のように 再定義できる。

 $N(r,k,L) = A r^{-D_k}$

このときの D_k を時間長Lにおける局所的フラクタ ル次元 LFD (Local Fractal Dimension) と定義する。 また、LFD を求める際に用いる回帰曲線の当てはま りの良さ(自由度調整済寄与率)をLCR (Local Contribution Ratio) と呼ぶことにする。

3. 一般の時系列における LFD と LCR の意味

LFD は、一見ランダムに見える短い離散的時系列 変化のクセを特徴づけるインデックスであり、LFD の高値は当該時系列が複雑な変動をしていることを 示す。逆に低値は単純・単調な変動を示すと考えら れる。なお、いわゆる分散はバラツキを表す一つの インデックスではあるが、時間軸を考慮していない ので、LFD の方が時系列の特徴を表すのに適してい る。また、LCR はフラクタル性の強さの度合いを表 すインデックスである。

4. 大瀬崎における海水温変化の概要

大瀬崎における最近の海水温の経年変化を Fig. 1 に示す。分散分析の結果、年/月ともに高度に有意 となった。月の違いは季節変化パターンに対応する ものであるが、年の違いは概ね海水温が上昇傾向に あることを示している。





5. 月別 LFD の比較

次に、2005年~2015年における月別のLFDをそれ ぞれ算出し、2元配置型の分散分析(Table 1)を行 った。その結果、月別の平均LFDには有意な差があ ることが分かった。それに対し、年による有意な違 いはないことが分かる。LFDの月別平均変化をFig. 2 に、LFDの経年変化をFig. 3に示す。これらのグラ フより、LFDの値は夏場が高値で、冬場が低い傾向 にあり、概ね1年周期が認められる。

Table 1 LFD の分散分析表

変動要因	変動	自由度	分散	分散比	P−値
年	0.1684061	10	0.0168406	0.6318294	0.78381996
月	3.2057731	11	0.2914339	10.9340751	2.1082E-13
誤差	2.9319106	110	0.0266537		
合計	6.3060898	131			





6. 考察及びまとめ

解析の結果、LFD は年による有意な違いは見られ ないが、夏場が高値で、冬場が低い傾向にあり、 概 ね1年周期が認められる。即ち、夏場の変動の仕方 は激しく、冬場の変動は比較的緩やかであることが 推察される。更に、LCR は全体的にかなり1に近い ので、変動の仕方において、そのフラクタル性が非 常に強いことを示しているが、同時にフラクタル性 の強さについては、年/月ともに有意な差がないこ とも分かった。

参考文献

[1] 金城登志樹,福澄健吾,上條賢一(2016):気象 変動モニタリングにおけるLFD異常検出のため の一方法,2016年度秋季大会,日本気象学会

1km メッシュ解析雨量の精度について — 鉄道の雨量計を用いた関東・東北地方における解析 –

*鈴木 博人¹•中北 英一²•高橋日出男³ (1:JR 東日本防災研, 2:京都大学防災研, 3:首都大学東京大学院都市環境科学研究科)

1. はじめに

東日本旅客鉄道株式会社(以下、JR東日本)で は、降雨時の列車運行の安全を確保するために、 雨量計を約10km間隔で設置して、降雨量の観測 を行っている。本研究では、この雨量計の観測値 を用いて、関東甲信越地方と東北地方を対象に解 析雨量の精度評価を行った.解析の対象は1kmメ ッシュ解析雨量とし、2006年から2013年の解析 雨量について精度検証を行った.なお、JR東日本 の雨量計の観測値は、解析雨量の較正に用いられ ていない。

2. 解析雨量の精度検証方法

解析雨量の精度検証は、JR 東日本の雨量計の 観測値がその地点における降雨量の真値と仮定 し、雨量計とその雨量計の地点を含むメッシュの 解析雨量の1時間雨量について相関係数と比例係 数を用いて行った.相関係数と比例係数を求める にあたり、全降雨量データを用いると、事例数は 多いが防災の観点からは重要度の低い小さい雨 の影響を強く受けることになる.一方で、計算に 用いる降雨量データの基準値を高くし過ぎると 事例数が少なりなり、統計的な解析が困難になる. そこで、雨量計または解析雨量の少なくとも一方 が10mm/h以上の場合、つまりやや強い雨以上の データを用いて精度検証を行った.

3. 精度検証結果

図1は、雨量計と解析雨量の1時間雨量の関係 を例示したものである.図2は、雨量計と解析雨 量との相関係数と比例係数の頻度分布を示した ものである.相関係数は0.7から0.8の頻度が最 も多く、平均値は0.661であった.比例係数は、 0.90から0.95の頻度が最も高く、平均値は0.910 であった.これから、両者の相関は高い場合が多 いが、一部に乖離がみられる場合がある.また、 解析雨量が雨量計に比べて1割程度小さい値を示 す傾向にある.

図3は、雨量計と解析雨量の1時間雨量の相関 係数の分布を示したものである.これによると、 相関係数には地域的な偏りがあり、相関係数が高



図1 雨量計とその雨量計地点を含むメッシュの解析雨量 との1時間雨量の関係



図2 雨量計と解析雨量の1時間雨量の相関係数と比例係 数の地点数の頻度.





い地域と低い地域があることが分かる.相関係数 が高い地域は、関東平野や新潟平野などの平野部 である.一方,相関係数が低い地域は、長野県中 部から山梨県中・西部にかけての地域、山形県村 山・置賜地域、青森県の三八上北地域などである.

2017 年 6 月 16 日の降雹事例に対する X バンド MP レーダーを用いた雹の検出アルゴリズムの検証

*鈴木 真一 ・出世 ゆかり・横山 仁・前坂 剛 ・木枝 香織・岩波 越(国立研究開発法人 防災科学技術研究所)

1. はじめに

水平偏波と垂直偏波の 2 偏波をもちいる MP レーダー (二 重偏波レーダー) では、降水粒子の形状や性質に関する情報を 得られることから、降水粒子の種別を類推することができる. レーダーによる降水粒子判別については、国内外で多くの研究 がある.

降電は積乱雲の発達に伴って急に起こる現象であり,時に農 作物を始めとして多くの被害を生じさせる.降電はごく限られ た領域で見られることが多く,発生を素早く捉えるためには, レーダーによる検出が最も有効だと考えられる.

防災科研では X バンド MP レーダーを用いた雹の判別につ いて研究を行っている (Suzuki et al. 2011). 雹は一般に雨より も径が大きいために反射因子 $Z_{\rm H}$ は大きいが, 固体の水である ために比偏波間位相差 $K_{\rm DP}$ は雨に比べると大変小さい. そこ で, $Z_{\rm H}$ から換算する降雨強度 $R(Z_{\rm H})$ と $K_{\rm DP}$ からの $R(K_{\rm DP})$ を比較し, $R(Z_{\rm H})$ の方が遥かに大きい場合に雨ではなくて雹で あると判別している. 判別アルゴリズムはシンプルであるが, $R(Z_{\rm H})$ と $R(K_{\rm DP})$ にどれくらいの差があれば雹と判別すべき か,実際の雹の分布との比較を行って評価を行う必要がある.

しかし、実際に雹がどの範囲で降ったかを知ることは困難で ある.近年は SNS 等ネット上の情報で降雹の写真や動画がよく 見られるが、正確な場所を特定できる情報ではない.防災科研 では、竜巻や降雹などの顕著現象をモバイル機器などで一般か ら通報を募り、地図上に投影して公開するツール「ふるリポ!」 (https://fururipo.bosai.go.jp/fururipo/)を作成して情報収集に努 めているが、深夜早朝の時間帯や人の少ない地域では情報は入 りにくいなど、課題も多い.

2017年6月16日午後,関東地方では積乱雲が発達し,多くの場所で雹が観測された.本発表では,国土交通省のXRAINで用いられているXバンドMPレーダーの観測データを解析して得られた降雹分布と,雹が実際に観測された地点を比較し, アルゴリズムの妥当性を検討した.

2. レーダー観測とデータ処理

X バンド MP レーダーの観測データは,国土交通省の XRAIN のさいたまと新横浜のレーダーのデータを利用した.観測デー タは $Z_{\rm H}$ と $Z_{\rm DR}$ には $K_{\rm DP}$ を用いた減衰補正を施した後,水平 方向には東西方向に 0.0055°,南北に 0.0045°,鉛直方向には 250 m の間隔の格子に内挿した.

 $R(Z_{\rm H})$ と $R(K_{\rm DP})$ の導出には Park *et al.* (2005) の式を用いた.

3. 観測結果

図1の灰色の濃淡は、2017年6月16日15時から18時ま での高度500mにおける $dR = R(Z_H) - R(K_{DP})$ の最大値を 図示したものである.つくば市南部(図の中心付近)、桜川市、 石岡市、土浦市、及び茨城県と千葉県の境界付近で値が大きく、 これらの場所では降雹があったと推測される. dRの値がどれ くらいであれば雹と判断できるかは実際の降雹地点と比較して 定める必要があると考えており、本事例もその対象である.

図1の黒い点は、ふるリポ!及び現地調査から降雹の報告が あった場所を図示したものである.この情報については人の眼 による情報で、しかもごく限られた情報であり、この点以外にも 多くの点で降雹があったはずであることに注意する必要がある. 実際に電が観測された地点とレーダー観測から降雹が推測さ れる領域を比較してみると、*dR*が大きな領域で降電が確認されている様子が見えている. 雹と判別する*dR*のしきい値については、30 mm/h以上とすれば、ほぼ全ての降雹地点を網羅するが、その値以上のところで必ず雹が降ったかどうかは確認が難しい.

4. まとめ

2017 年 6 月 16 日に関東各地で降雹を伴う積乱雲が発達し, 農作物などの多くの被害が出た. X バンド MP レーダーの観測 から降雹が推測される領域と,実際に降雹があった地点を比較 し,雹の検出アルゴリズムについて妥当性を検討した.

実際に降電が確認された地点は、レーダー観測から降電の可 能性が高いと推測される領域とほぼ重なり、手法の妥当性が確 認された.雨と雹を明確に判別する dR のしきい値については、 更に事例を重ねて検討する必要がある.

参考文献

Suzuki et al (2011), Proceedings of a symposium held in Exeter, UK, April 2011 (Red Book), 415-420.

Park et al. (2005), J. Atmos. Oceanic Tech., 22,1633-1655.

謝辞

利用した XRAIN データは、国土交通省より提供されたもの である.利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観 測探査システム」:データ統合・解析システム (DIAS),地球環 境情報統融合プログラム (DIAS-P),並びに地球環境情報プラッ トフォーム構築推進プログラムの枠組みの下で収集・提供され たものである.

降雹の情報収集にあたっては,県内の農業関係者はじめ多く の方々にご協力をいただきました.





図 1: 海面高度 500 m における $R(Z_{\rm H}) - R(K_{\rm DP})$ (灰色の濃淡, mm/hour) の 2017 年 6 月 16 日 15 時から 18 時までの最大値と, ふるリポ!及び現地調査から降雹の報告があった場所(黒丸). ×は防災科研の場所で降雹は確認されていない.図の右上角の 広い灰色の領域はレーダーのデータが無い領域,東経 139.85° 北緯 36.1°から 36.3° 付近にかけての灰色の領域は,解析期間 中に降雨が観測されなかった領域を示す.

札幌エリア X-MP レーダ雨量と地上降雪量の比較

大宫哲、國分徹哉、〇松下拓樹、松澤勝(寒地土研)

1.はじめに

Xバンド MP レーダ(以下、X-MP)は、降雨を観測 する際に有用な手段として定着している。一方、降 雪の観測精度は降雨に比べて不十分である。本稿で は、より確かな降雪量把握に向け、冬期 X-MP レー ダ雨量データと地上降雪量の観測値を比較し、その 補正方法について検討した。

2. 方法

札幌市周辺には 2 基の X-MP(石狩局・北広島局) が配備されている。本研究では、これらの X-MP 観 測から求められた合成処理済みのレーダ雨量(単位 は mm/h)を用いた。これは、地球環境情報統融合プ ログラム(DIAS)¹⁾よりダウンロードしたものである。 地上降雪観測は、当研究所が所有する石狩吹雪実験 場(北緯 43°12'東経 141°23')にて実施した。本実験場 は X-MP 石狩局の東方約 5km に位置し、風向風速や 気温等の気象観測を常時実施している。

地上降雪量の観測には、WMO が推奨する二重の 防風柵(DFIR)²⁾ および重量式雨量計(Geonor T-200B) を使用した。重量式雨量計は、計器内に捕捉された 降雪粒子による重量変化を記録するため、一般的な 地上気象観測点で使用される転倒ますタイプの雨 量計に比べて観測分解能が高い(0.1mm以下)。以後、 本報に記す「地上降雪量」とは、DFIR により観測 した降雪量を水量換算した値を指す(単位は mm)。

解析には3冬期分のデータ(2014~2016年度、12 月1日~3月31日)を使用した。1分おきに配信され る DFIR 直上メッシュにおける X-MP レーダ雨量(60 分間あたりの降水量)から10分間降水量を求め、地 上降雪量10分間積算値と比較した。なお、本研究の 対象は降雪であることから、地上気温が 0℃以下の 時のデータのみを使用した。X-MP レーダ雨量は上 空のデータである一方、DFIR 観測値は地上のデー タである。すなわち、両者の比較にあたっては、降 雪粒子落下中の風による移流効果や、降雪粒子が地 上に達するまでの時間差についても考慮に入れる 必要がある。そこで、本解析では風による移流の影 響を極力なくすため、気象庁発行の「気象観測の手 引き」³⁾に基づき、高度 10m における 10 分間平均風 速が 0.3m/s 未満の事例のみを解析した。この手引き によると、0.3m/s 未満の風速は「煙がまっすぐ昇る 状態」と記述されており、降雪粒子が風の影響を受 けずに真下に落下したとみなすことができる。降雪 粒子が地上に達するまでの時間差を考慮するうえ で、降雪粒子の落下開始高度と落下速度を仮定する 必要があるが、これらを正確に定めることは難しい。 本解析では、X-MP 石狩局の冬期運用仰角と石狩吹 雪実験場までの距離を加味したビーム高度を考慮 に入れ、降雪粒子の落下開始高度を 340m と仮定し た。降雪粒子の落下速度は、降雪粒子の大きさや降 雪種によって異なる値を示すが、おおむね 0.7~1.2 m/s^{4).5)など}である。これらの落下開始高度と落下速度 に基づいて試算した時間差は 5~8 分間であること から、本比較では降雪粒子が地上に達するまでに要 する時間を 10 分間と仮定した。

3.結果

X-MP レーダ雨量から求めた10分間降水量と地上 降雪量の関係を図1に記す(データ数 N=109)。図中 の破線は1対1の等値線である。この結果から、降 雪時のX-MP観測値は実際の地上降雪量を過大評価 する傾向があることが示された。X-MPによる観測 値と地上降雪量間の近似式を実線で図中に記す。決 定係数 R²は 0.55、二乗平均平方根誤差(RMSE)は 0.06mm であり、地上降雪量を良く説明できるとい

える。すなわち、 冬期 X-MP レー ダ雨量の補正係 数として、図中に 示す近似式の係 数(0.71)を用いる ことで、より正確 な降雪量に近でき ると考えられる。



4.おわりに

本研究により、降雪時の X-MP レーダ雨量は実際 の降雪量を過大評価する傾向にあることが確認さ れた。実用面では、一般に配信されている X-MP レ ーダ雨量に対して 0.71 を乗ずることで、従来よりも 精度の良い降雪量に補正できることを示した。しか し、本解析に使用した X-MP データはあくまでも北 海道内で観測されたものであり、冬期気候が異なる 本州においても適用可能かどうかについては精査 が必要である。

参考文献

- 1) 地球環境情報統融合プログラム HP, http://www.diasjp.net/
- Goodison et al., WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison Final Report, 1998.
- 3) 気象庁 HP: 気象観測の手引き,

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/kansoku_guide/tebiki.pdf 4) 梶川ほか、雪氷、58, 455-462, 1996.

5) Ishizaka et al., J. Met. Soc. Japan, Vol. 91, No. 6, 747-762, 2013.

MUレーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発

久保田 匡亮(京都大学生存圈研究所) 橋口 浩之(京都大学生存圈研究所) 山本 衛(京都大学生存圈研究所)

1 はじめに

大気レーダー観測において、地形性クラッター(山や建造物 からのエコー)や航空機クラッター(航空機からのエコー)が しばしば問題となっている.クラッター抑圧手法として、NC-DCMP(Norm-Constrained and Directionally Constrained Minimization of Power)法が提案され、オフラインにおいてMUレー ダー(中層・超高層大気観測用大型レーダー; Middle and Upper atmosphere radar)の実観測データに適用し、有効であることが 実証されている[1].本研究では、NC-DCMP法を用いて、MUレ ーダーの実観測データを実時間に処理するシステムの開発を検 討する.本稿では、ADS-B(Automatic Dependent Surveillance-Broadcast)で取得した航空機の緯度・経度・高度のデータを用い て、MUレーダーの処理システムにおいて任意の時間で処理するた めに予測フィルタであるMVフィルタを用いた航空機の位置予測を 行う.

2 MVフィルタによるADS-Bデータを用いた位置予測

ADS-Bは、GPS信号を用いて航空機が絶えず、精度の高い位置 情報や高度などを放送するシステムである。 ADS-Bで取得できる 緯度・経度・高度・速度は各航空機ごとに測定され、各航空機が それぞれ放送する.このため、ADS-Bのデータは航空機ごとに依 存しているため、データの間隔は不等間隔である.そこで、MUレ ーダーの処理システムにおいて任意の時間で処理するために予測 フィルタであるMVフィルタを用いた航空機の位置予測を行う.

MVフィルタは、 $\alpha - \beta$ フィルタの一種であり、等加速度の目標 に対する追従誤差が一定との条件の下で等速直線運動目標に対す る目標予測位置の定常誤差の分散を最小にする $\alpha - \beta$ フィルタであ る[2]. MVフィルタは、以下のように表現できる.

$$x_{sk} = x_{pk} + \alpha (x_{ok} - x_{pk}) \tag{1}$$

$$\dot{x}_{sk} = \dot{x}_{sk-1} + \beta/T_k \cdot (x_{ok} - x_{pk}) \tag{2}$$

$$x_{pk} = x_{sk-1} + T_k \cdot \dot{x}_{sk-1}$$
 (3)

$$\dot{x}_{pk} = \dot{x}_{sk-1} \tag{4}$$

$$\alpha = \sqrt{\beta} - \frac{\beta}{2}$$
(5)

このとき α , β はゲイン, x_{sk} は目標位置の平滑値, x_{pk} は目標位置の 予測値, x_{ok} は目標位置の観測値, \dot{x}_{sk} は目標速度の平滑値, \dot{x}_{pk} は 目標速度の予測値, T_k はサンプリング間隔である.

- 本稿で示すADS-Bデータを用いたフィルタの処理の概要を示 す.
 - ADS-BデータはMUレーダーのレンジ30km以内のデータを使 用する.
 - ADS-Bで得られた航空機の緯度・経度・高度をMUレーダー を原点とした直交座標に変換する.
 - 座標ごとに上記で示したMVフィルタを適用する.
 - MVフィルタの速度の予測値とADS-Bで取得した航空機の速 度の観測値の差が200m/sを超えた場合、フィルタ処理を初期

化した MVフィルタを適用する.

MUレーダーのレンジに関して,ADS-Bの観測値とMVフィルタに よる予測値とその誤差を図1に示す.左図は,ADS-BによるMUレ ーダーのレンジの観測値を赤い点,MVフィルタによる予測値を青 い点で示している.図の通り,ADS-Bで取得した観測点に予測点 が追従していることがわかる.右図では,ADS-Bで取得した観測 値とMVフィルタによって取得した予測値との差の絶対値を示して いる.観測値と予測値の誤差がレンジ0.6km以内に収まっているこ とがわかる.この結果を用いることで先行研究で示されている航 空機抑圧手法である2段階NC-DCMP[3]における航空機クラッタ ーの到来方向に関して,到来方向の探索範囲の限定を行うことが でき,処理時間の短縮ができることが示唆された.

3 まとめと今後の課題

本稿では、先行研究で示されている航空機クラッター抑圧手法 である 2段階NC-DCMPをリアルタイムで使用することを目的と して、ADS-Bにより航空機の位置情報を取得した.またMUレー ダーの処理システムとの連携のために、任意の時間での位置情報 を取得するためにMVフィルタを用いた航空機の位置予測を行っ た.また、MVフィルタで予測した位置情報とADS-Bで取得した 位置情報とを比較し、誤差の定量評価を行い、航空機クラッター の到来方向の探索範囲を限定できることを示唆した.

今後の課題としては、航空機クラッターの到来方向とADS-Bに よる位置情報を比較する.また、ADS-Bのデータをもとに2段 階NC-DCMPを適用し、航空機クラッターの抑圧度を定量評価す る.



図1 ADS-BによるMUレーダーのレンジの観測値とMVフィル タによる予測値(左),観測値と予測値の誤差(右)

参考文献

- K. Kamio, K. Nishimura, and T. Sato, "Adaptive sidelobe control for clutter rejection of atmospheric radars," Annales Geophysicae, pp.4005–4012, 2004.
- [2] 小菅義夫,亀田洋志, "α-β フィルタを使用したレーダ追尾にお ける最適ゲイン," 電子情報通信学会論文誌 A, vol.82, no.3, pp.351-364, 1999.
- [3] 橋本大志,"南極大気レーダートレーニングシステムを用いた航空機クラッター抑圧,"京都大学情報学研究科通信情報システム 専攻修士論文, 2012.

フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ~疑似エコーと干渉波の除去~

*佐藤晋介、磯田総子、佐野哲也、花土弘、岩井宏徳(NICT)、 水谷文彦(東芝)、牛尾知雄(首都大/大阪大)、大塚成徳、三好建正(理研 AICS)

1. はじめに

局地的大雨や竜巻・突風等の早期探知と予測を目指して 開発したフェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)では、30 秒毎 に得られる詳細3次元データ(100m距離分解能、100仰角)を 用いて、3D 降水ナウキャスト、スマホアプリなどのリアルタイ ム実証実験を行っている。このような実利用においては観測 データのリアルタイム品質管理(QC)が重要であり、佐藤ほか (2017 春季大会 B103)が提案した QC フラグの作成は、吹田 および神戸 PAWR について 6 月末から定常処理を開始した。 その QC の主目的である地表面クラッタ判別は概ね問題なく 動作しているが、強い対流性エコーの前後(遠近両側)に 時々現れるレンジサイドローブによる疑似エコー、および希に 発生するエコー強度が大きな電波干渉エコーはデータ実利用 において大きな問題となる。このようなフェイク(偽)エコーは 人間の目では識別が容易なことも多いが、自動判別ができな いと降水予報では致命的な誤報の原因となりかねない。そこ で本研究では、このような疑似エコーと干渉波をリアルタイム で自動的に除去する方法を確立することを目的とする。

2. レンジサイドローブによる疑似エコー

パルス圧縮されたパルスは、主ビームの前後±T(Tは圧 縮前のパルス幅:低仰角では 72µs=10.8km)の範囲に対称的 なレンジサイドローブを生じる。このレンジサイドローブは、送 信パルスを矩形ではなくレイズドコサイン波に整形することで 低減できるが、現状の PAWR では RF 高集積化などの影響で 波形整形を行うことが困難である。そのため、50dBZを超える ような強いエコーの前後に、図1(a)(c)に示すようなレンジサ イドローブによる疑似エコーが現れることがある。この疑似エ コーは真のエコーに対して 20~30dB 以上弱く測定されるが (試験時のレンジサイドローブ実測値は-38dB)、周りに別の 降雨エコーが存在しない場合には不自然な偽エコーとして出 現する。真エコーより遠いレンジ側の疑似エコー強度が大き いのは距離補正の影響と考えている。このような疑似エコー を除去するために、地表面クラッタ判別に用いている反射強 度(Ze)のテクスチャを利用した。通常のテクスチャはレンジ方 向の差分値を R0の一定範囲(11×5)で二乗平均した値を用 いているが、ここでは方位角(AZ)方向のばらつき度も利用す るために AZ 方向の差分によるテクスチャも別途計算した。た だし、AZ 方向テクスチャはレンジによって分解能が変わるの で取り扱いには注意を要する。判別方法は、まずレンジ方向 ±10.8km の範囲における Ze 最大値を求めて、それがしきい 値(暫定40dBZ)を超えた場合にレンジ方向テクスチャとAZ方 向テクスチャの値で判断するとともに、図1(c)の 37-38km に 見られるような疑似エコーの中に埋め込まれた真エコーを誤 判定しないように Ze のしきい値も用いている。判定結果を図 1(b)(d)に示すが、概ね正しく疑似エコーを判別できていると 考えられる。ただし、図1(c)の 18-22km のエコーは仰角によ って判定が異なり、不完全な判別結果となっている。

3. 電波干渉によるノイズエコー

図2に示すようなレンジ方向にほぼ一定の強度を持つ放射 状エコーは、他無線局による電波干渉波によるものと考えて いる。このようなノイズエコーは、大阪大学に設置した吹田 PAWRでは月に0~3回程度、神戸PAWRでは年に0~1回、 沖縄 PAWR では最近は日に 10~20 回程度の頻度で観測さ れている(http://pawr.nict.go.jp/ 過去データの月毎降雨サマ リーグラフから推定)。この干渉ノイズエコーは歯抜け状に現 われることもあるが、レンジ方向の強度は一定という特徴が ある。その判別にはレンジ方向の Ze の平均値と標準偏差の 比(変動係数)が 0.5 以下というしきい値を用いて、層状性降 雨で誤判定しないように全体のエコー面積とレンジ方向の有 効データ数で制限をかけている。判別結果は概ね良好である が弱い干渉ノイズエコーでは見逃しの場合がある。

4. まとめ・今後の課題

PAWR 観測データのリアルタイム QC 処理に用いるための レンジサイドローブおよび電波干渉波による不要エコーを除 去する方法を開発した。解析した事例においては、ほぼ良好 な判別ができているが、今後は様々な事例での検証とパラメ ータチューニングが必要となると考えている。

本研究は JST CREST の支援を受けたものである。



図1 レンジサイドローブの例、吹田 PAWR の仰角 3.9° PPIの(a) 反射強度と(b)QC フラグ、および同時刻の方位角 33.6°の RHI (図 a の矢印間の鉛直断面)の(c)反射強度と(d)QC フラグ. Valid(≧1)、Shadow(≧2)、Clutter Possible,Certain(≧4,≧8)、 Interference Noise(≧16)、Range Sidelobe(≧32).





フェーズドアレイ気象レーダーのクラッタ除去とデュアルドップラー解析

*諸田雪江¹⁾²⁾・佐藤晋介¹⁾・中川勝弘¹⁾・牛尾知雄³⁾・坪木和久²⁾ 1)国立研究開発法人情報通信研究機構,2)名古屋大学宇宙地球環境研究所,3)首都大学東京/大阪大学

1. はじめに

近年、短時間で局地的に発生する大雨による災害 が増加している。これらの災害を引き起こす初期現 象の検知や積乱雲の構造解明を目的として、近畿地 方に2台(大阪大学・NICT 未来 ICT 研究所)のフ ェーズドアレイ気象レーダー (PAWR) が設置され た。PAWR は 30 秒間に約 100 仰角、60 km 先まで 100 m 毎のデータを取得することができ、従来のレ ーダーよりも短時間に高解像度のデータを取得で きる。また、2台のレーダーによるデュアルドップ ラー観測が可能である。しかしながら、PAWR 観測 データには多くのクラッタが含まれている点が大 きな問題となっている。特に、数値モデルに同化す る際には、偽のエコーを除去しなければならない。 本研究では、2台の PAWR 観測より得られる反射強 度のクラッタを除去する方法を開発するとともに、 デュアルドップラー解析から得られる水平風の特性 を調べた。

2. クラッタ除去方法の開発

晴天時と降雨時の観測データを比較したところ、 クラッタにはドップラー速度の分布に特徴が見ら れた。降水エコーはドップラー速度の符号が時空間 的にある程度一様なのに対し、クラッタは時空間的 に短周期で符号が変化する傾向が見られた。そこで、 周囲の格子(レーダー視線方向5格子、方位角・仰 角方向3~7格子)で、20%以上符号が変化してい る地点をクラッタと判別した。開発したクラッタ判 別アルゴリズムをデータに適用すると、クラッタを 概ね除去することができた。しかし、そのままでは 散在するエコーが残ってしまうため、Ruiz et al. (SOLA, 2015)で使用されているスペックルフィルタ も導入した。

上記手法によりクラッタを除去したデータとオ リジナルのデータを比較すると、クラッタはほぼ除 去できていることが確認できる(図1)。しかし、比 較的規模の小さなエコーについてはクラッタとし て除去され、ファーストエコーまでの探知に時間が かかる傾向が見られた。また、降水エコー内で移動 方向が変わる境界部分においても、除去されてしま う傾向が見られた。

3. デュアルドップラー解析

2台の PAWR 観測データを使用し、デュアルドップラ 一解析を行った。解析は、水平・鉛直解像度 0.25 km、 高度 15 km までの CAPPI データを作成し、最下層の上 昇流を 0 m/s とした上向き積分方法を使用した。2015 年 8月7日 16~18時頃に兵庫県川西市付近で発生した 局地的大雨の事例について解析を行ったところ、2 台のレーダーでドップラー速度が観測されている 地点において、水平風と上昇流を算出することがで きた。

次に、近畿地方に設置されている XRAIN の観測

点、六甲・田口のレーダーデータを使用し、同様にデ ュアルドップラー解析を行った。解析の際には、PAWR 観測時間と同じ 30 秒間に該当する低仰角のデータの み使用した。高度 1 km の CAPPI データについて、 PAWR と XRAIN の反射強度と水平風について比較を 行ったところ、2つのデータには、いくつかの点で違 いが見られた。特に積乱雲の発生時や縁辺領域で差が 大きくなる傾向が見られた。積乱雲発達時においても ①40 dBZ 以上の反射強度は XRAIN の方が広い範囲に 分布している、②水平風が算出される領域は XRAIN の方が広い、③PAWR の方が風速は大きく、水平風の 収束・発散の極値は PAWR の方が大きくなる傾向など が確認できた(図 2)。

4. まとめ・今後の課題

PAWR 観測データに現れるクラッタデータの特徴を 調べ、ドップラー速度の符号の連続性を使って除去す る方法を開発した。この手法では、クラッタを概ね除 去できるが、降水エコーまで除去し過ぎる傾向があり、 更なる改良が必要である。また、PAWR 観測データを 用いたデュアルドップラー解析では、下層の水平風に ついて XRAIN と比較することで、強い反射強度が出 現する領域が狭いこと、水平風が算出される領域が狭 いこと、風速が大きいことなどの特徴を明らかにした。



図1 2015 年 8 月 7 日 16:52:00 JST における高度 2km の CAPPI 画 像. 2 台の PAWR 反射強度を合成したオリジナルデータ(左)とクラ ッタ除去データ(右). ▲は2 台の PAWR レーダー設置地点を示す.



図2 2015 年 8 月 7 日 16:52:00 JST における高度 1km の CAPPI 画 像. 水平風と反射強度. PAWR データ(左)と XRAIN(右). PAWR の反 射強度にはレンジサイドローブによる疑似エコーが出ている.

海上におけるバイサララジオゾンデ RS41 と RS92 の比較

*川合義美・勝俣昌己・大島和裕・堀正岳(海洋研究開発機構)・猪上淳(国立極地研究所)

1. はじめに

バイサラ社のラジオゾンデRS92モデルは2003年から世 界中で広く高層気象観測に使用されてきたが、2017年に は販売が終了し、新製品のRS41モデルに置き換えられる。 これまでもラジオゾンデのアップグレードは何度か行わ れてきたが、機種間に精度、特にバイアスに違いがあると、 大気の長期変動に偽のトレンドが生じる恐れがあるため、 新旧モデル間の比較検証は不可欠である。

同時観測による RS41 と RS92 の比較についてはすでに報 告があるが (Motl 2014; Jauhiainen et al. 2014; Jensen et al. 2016)、いずれも陸上の限られた地点でしか観測を 行っていない。筆者らは 2015 年に北極海と北西太平洋、 及び赤道付近の海上で計 36 回の RS41 と RS92 の同時観測 を行った。その比較結果を報告する。

2. 観測の概要

同時観測は、海洋研究開発機構の海洋地球研究船「みらい」の北極航海 MR15-03 (8月 26日~10月 21日)、及び 熱帯航海 MR15-04 (11月 23日~12月 17日) でそれぞれ 18回ずつ実施した。RS41と RS92 のセンサを直接抱き合わ せてビニールテープを巻いて固定し、ヘリウムガスを充填 した 350g のバルーンに吊るして飛翔させた(この方法は 先行研究とやや異なる)。

先行研究は気圧計のついていない RS41-SG しか使用し ていないが、本研究では気圧計を持つ RS41-SGP を使用し た。比較に用いたのは RS92-SGPD である。

3. 比較結果

比較をする際には、RS41 の測定時刻における RS92 の測 定値を内挿で求めたうえで、高度 10m 毎の両者の差を取っ た。差の平均(バイアス)と Root Mean Square (RMS)を 表1に示す。気圧以外は、バイアス、RMSともに RS41 の メーカー公称の不確実性より小さい。一方、気圧のバイア スは全高度平均で0.5hPaを超えていた。気圧のバイアス は地上付近ではほぼ0であるが、上昇するにつれて大きく なり、高度約3kmより上空では+0.5~0.6hPaで概ね一様 となっていた(図1)。この気圧差は、高度15km付近で35m、 22km 付近で100mの高度差を生じさせる。

相対湿度のバイアスは対流圏ではほぼ負であり、高度 10km付近で約-2%RH(RS92がRS41より低い)と最大にな る。高度17km付近では差の中間値は0.5%RH未満であるに も関わらず、差のRMSや標準偏差が非常に大きい。

4. 相対湿度についての議論

相対湿度の顕著なずれは、熱帯の圏界面付近で日中に発 生していることがわかった。MR15-04 航海における相対湿 度差の鉛直分布を日中と夜間に分けると、高度 15~20km で明瞭な昼夜差が見られる(図 2)。DigiCORAの古いバー ジョンでは湿度センサの日射加熱補正に問題があるため、 RS92 の相対湿度に「ドライバイアス」が生じることが指 摘されている(Vömel et al. 2007; Yoneyama et al. 2008)。 このバイアスは後のバージョンでは解消されたと考えら れてきたが、Jauhiainen et al. (2014)による RS41 と RS92 の比較観測でも、本研究と類似した相対湿度の大きなずれ が報告されており、RS92 の日射加熱が完全には補正でき ていなかった可能性が疑われる。

ただ、本研究では RS92 と RS41 のどちらの湿度が真値に 近いかを判断する情報が無いため、相対湿度のバイアスが RS92 のドライバイアスの残滓であるかどうかの断定は避 ける。高度15km以下では夜間でもRS92のほうがやや低く、 これは日射加熱では説明できないため、RS41の相対湿度 に別の問題がある可能性も現時点では否定できない。筆者 らは RS92 と RS41のギャップの補正も行った。

5. まとめ

RS92とRS41の間のバイアスは、気温と風速では小さく、 大きな問題はなかった。但し、ある状況下では気温に顕著 な差が生じることがあった。気圧にはRS41が系統的に約 0.5hPa 低いというバイアスが見られたが原因は不明であ る。相対湿度には日射加熱補正に起因すると思われるバイ アスが見られた。

Kawai et al. (2017) Comparison of Vaisala radiosondes RS41 and RS92 launched over the oceans from the Arctic to the Tropics, *Atmospheric Measurement Techniques* (accepted)

	バイアス	RMS
気温 (℃) >100hPa	+0.04	0.17
気温 (℃) <100hPa	-0.01	0.22
気圧(hPa)>100hPa	+0.52	0.67
気圧(hPa)<100hPa	+0.55	0.67
相対湿度(%RH)	-0.89	3.14
東西風速 (m/s)	-0.0017	0.18
南北風速 (m/s)	-0.0051	0.17

表 1. RS92 から RS41 を引いた差の平均(バイアス)と RMS。



図1. RS92とRS41の気圧の差。中央の太線は平均、両側の細線は平均±標準偏差。



図 2. MR15-04 航海における RS92 と RS41 の相対湿度差の 平均。太線が日中(10 サンプル)、細線が夜間(8 サンプ ル)。

地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 -遅延量の絶対値推定-

*川村 誠治、花土 弘、纐纈 丈晴、太田 弘毅(情報通信研究機構)

1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では、現状予測が困難な局 地的大雨等の局所的で激しい気象現象の予測を目標に、地 上デジタル放送波を用いた水蒸気推定手法の研究開発に 取り組んでいる。これまでに、水蒸気推定のための観測配 置を2つ提案し、反射法により水蒸気遅延の相対変動が妥 当に観測できていることを示している[1]。本研究では、 複数の周波数(複数の放送局からの電波)を用いることで、 伝搬遅延の絶対値を推定する手法について検討する。

2. 遅延量の絶対値推定の方法

これまでに開発してきた装置を用いて実際に測定した 遅延プロファイルの一例を図1に示す。反射法では遅延プ ロファイルの複数のピークにおける位相の値を算出し、そ の差を求めることでピーク間の(反射体や受信点間の)伝 搬時間変動(相対値)を計測する。測定値が相対変動であ る理由は、各ピーク間の距離の測定精度が低いからである。 地デジ放送一局あたりの周波数帯域は約6 MHz なので、遅 延プロファイルの距離分解能はおよそ 50 m である。その ため各ピーク間距離は、この遅延プロファイルからだけで は 50 m 程度の精度でしか求められない。伝搬遅延量の測 定に必要な精度は ps のオーダーなので、距離を mm の精度 で測定できなければ有効な遅延量を絶対値込みで求める ことはできない。

そこで本研究では、複数の放送局の電波を用いて伝搬 遅延を絶対値込みで推定する手法を考える。真の伝搬距離 差を R、その空間の平均屈折率を \overline{n} 、m番目の放送波の電 波の波長を λ_m とする。屈折率の影響を受けた実効伝搬距 離差を $R_e(=\overline{n} R)$ 、実空間での実効波長を $\lambda_{me}(=1/\overline{n} \lambda)$ とす ると、

$$R_e = \overline{n}R = \overline{n}\left(N_m + \frac{\phi_m}{2\pi}\right)\lambda_{me} = \left(N_m + \frac{\phi_m}{2\pi}\right)\lambda_m \qquad (1)$$

ここで φ_m は各周波数において観測される位相値、 N_m はその周波数の波長が空間に存在する数(正数値)である。例え ば隣接する 2 つの周波数(6 MHz 違い)を用いると約 50 m 毎に 2 つの波の位相は一致する。このため、遅延プロファ イルの距離分解能 50 m の中でなら一意に N_m を決定する ことが可能となる。真の伝搬距離差 Rは測定し得ないが、 実行距離差 R_e は(1)式により導出可能で、その伝搬時間 D_e (= R/c_e = R_e/c)も算出可能である(c: 光速、 c_e : 大気中の 光速)。一方、 D_e は、真の伝搬距離差 Rを伝搬する時間(R/c) と伝搬遅延 τ の和であり(D_e = $R/c+\tau$)、 τ を導出するために は Rを知る必要がある。 τ は以下のように表される。



図 1: 遅延プロファイルの測定例(周波数 533 MHz)。

 τ_{a} 、 τ_{w} はそれぞれ乾燥大気遅延、湿潤大気遅延であり、以下のように表される。

$$\tau_a = A \frac{R}{c}, \qquad \tau_w = B \frac{R}{c} \tag{3}$$

A、Bは気温・気圧・湿度で決まる係数である。式(2)、(3) より、Rは以下のように書き表される。

$$R = \frac{1}{1+A+B} R_e \tag{4}$$

(4)式の係数を地上気象観測や数値モデル等の値を用いて 決定することで Reから Rを推定でき、(2)式より rを求め ることができる。

3. 遅延量の絶対値推定結果

図1のピーク①を用いて導出した伝搬遅延の絶対値(10 分間の測定値)を図2に示す。用いた周波数は521 MHz、 527 MHz、533 MHz である。(1)式の Nm はそれぞれ3505、 3546、3586と決定でき、これにより導出された Re及び De を図2の上段、中段に示している。Reと地上気象観測か ら求めた(3)式のA、Bをそれぞれ10分平均して(4)式か らRを求めると、各周波数によって以下のようになる。

$$R_1 = 2016.9296 \text{ m} (521 \text{ MHz})$$

 $R_2 = 2016.9232 \text{ m} (527 \text{ MHz})$

R3 = 2016.9276 m (533 MHz)

各周波数によって 2~6 mm 程度の差で Rを求めることができている。この Rを用いて (2) 式から求めた τ (1 km あたりの遅延量に換算)を図 2 の下段に示している。細実線は地上気象観測データを用いて計算した伝搬遅延量で、絶対値を含めて良い一致を示している。



図 2: 遅延量の推定結果。実効伝搬距離差(上段)、伝 搬時間(中段)、遅延量の絶対値(下段)。

参考文献

 Kawamura, S. et al., Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, vol. 52, pp. 367-377, 2017.

(2)

可搬性に優れた小型水蒸気ライダーの開発と観測

*酒井哲¹, 阿保真², 永井智広¹, 小司禎教¹ 1: 気象研究所, 2:首都大学東京

1. はじめに

局地的大雨の被害を軽減するために、気象レ ーダーや衛星画像等を用いた積乱雲の早期探 知や数値予報モデルを用いた予測が行われてい るが、そのリードタイム(予報から実際に現象が起 こるまでの期間)や予測精度は必ずしも十分では ない。その理由の一つは、水蒸気分布の観測デ ータが時間・空間的に不足していることである。

本研究では、より早い時刻に正確な大雨予測 が可能になるように、大雨をもたらす積乱雲が発 達する前段階で、風上側の水蒸気量の高度分布 を機動的に観測する、小型で可搬性に優れた次 世代型水蒸気ライダーの開発を行っている。今回 はその開発状況と、夏季観測結果を報告する。

2. 小型水蒸気ライダー

本研究で開発している水蒸気ライダーは、差分 吸収式(Differential Absorption Lidar, DIAL)で ある。図1に装置構成を示す。主な特徴は、送信 部に半導体レーザーを使用することにより、装置 が小型(W45×L40×H115 cm)・軽量(100 kg 以 下)なこと、レーザー波長(829 nm 付近)での水蒸 気吸収断面積が分かれば校正が不要なこと、昼 夜問わず観測可能なことである。





3. 観測結果

図2に2017年6月11日1:44-2:04 JST に首都 大学東京(東京都日野市)においてライダーで観 測した水蒸気濃度の高度分布を示す。データの 時間分解能は20分、高度分解能は150mである。 比較のため、同日2:00 JSTの観測地点に最も近 い格子点における気象庁局地客観解析データ (LFM)と、同日8:30 JSTの約80 km離れた高層 気象台(茨城県つくば市)のラジオゾンデデータ を示す。ライダーデータを見ると、高度1.7 kmに 7 gm⁻³のピークがあり、高度2 kmから3 kmにか けて5 gm⁻³から1 gm⁻³以下に減少しており、この 傾向はLFM やラジオゾンデデータと対応する。よ り厳密な検証をするために、今後は同地点でのラ ジオゾンデやラマンライダーデータと比較したいと 考えている。図3に同じ日の夜間に観測した水蒸 気濃度の時間-高度断面図を示す。高度2km付 近の水蒸気濃度が0時以降に増加している様子 が捉えられている。



図2:2017年6月11日にライダーで観測した水蒸 気濃度の高度分布(◆)と、同時刻における気象 庁局地客観解析データ(LFM、□)および同日 9 時の高層気象台(茨城県つくば市)におけるラジオ ゾンデデータ(O)。



図3:2017年6月10日19時-11日3時にライダ ーで観測した水蒸気濃度の高度-時間断面図 (斜線で囲んだ領域は、信号対雑音比から見積も られる測定誤差が30%以上のデータを示す)。

4. まとめと今後の課題

可搬性に優れた小型水蒸気ライダーを開発し、 試験観測を行った。今後は観測可能な高度範囲 を拡げるための改良を行い、積乱雲が発達する 夏季の都心で観測を行う予定である。 謝辞:本研究は JSPS 科研費(2628211, 17H00852)の助成を受けたものです。

風況計測用大気環境適応型ドップラーライダーの性能評価

*小竹 論季(三菱電機株式会社), 梶山 裕(三菱電機株式会社) 柳澤 隆行(三菱電機株式会社), 亀山 俊平(三菱電機株式会社)

1.あらすじ

ドップラーライダーは、レーザ光を射出し、大気中 の浮遊粒子(塵,水滴,エアロゾル)からの反射光のド ップラー効果を用いて視線方向の風速値を得ること が可能である。ドップラーライダーの測定可能距離 は受信 SNR(Signal to Noise Ratio)に依存し、その 値は、大気中のエアロゾル濃度や乱流等の大気環境 に影響されることが知られている。本稿では、これに 対し、所望の測定距離の風速値を安定して得るため に、計測された距離-受信 SNR の情報を用いて最適な フォーカスや積算時間を調整するアダプティブ制御 を可能としたシステムの構築を行った結果と、本シ ステムの欧州フィールドテストを実施した結果を報 告する。

2.システム構成

当構成の効果を説明するために、ライダーにおける SNR と集光距離、積分回数の関係を次に示す。

 $SNR = P \cdot \beta \cdot K \cdot \frac{\eta_F}{1 + \left(1 - \frac{L}{F}\right)^2 \left[\frac{\pi (A_c D)^2}{4\lambda L}\right]^2 + \left(\frac{A_c D}{2S_0}\right)^2} \cdot \frac{\lambda \pi D^2}{8hBL^2} \sqrt{N}$

β、K、So はそれぞれ後方散乱係数(m⁻¹sr⁻¹)、大気 透過率、散乱光のコヒーレンス径(m)を表し、システ ムで制御不可な大気条件を表すパラメータを表す。 対して、D(m)、F(m)、M(m)はそれぞれビーム径、集 光距離、パルス幅、インコヒーレント積算数を表し、 システム内において変更可能なパラメータを表す。 なお、h、 λ 、P、 η_F 、Bはプランク定数(Js)、波長 (m)、送信光パルスエネルギー(J)、Far Field の送受 信効率、受信帯域幅(Hz)、Acは、光アンテナによっ て ケ ラ レ た ガ ウ シア ン ビーム (NGB : Nearest Gaussian Beam) に対して相関の高い回折限界のガウ シアンビームに置き換えるための近似係数を表し、 Lは観測距離(m)を表す。

本システムでは、システムで変更可能な、上記焦点 距離・インコヒーレント積算数を可変とし、ユーザが 所望する観測距離を最大化するために最適なフォー カス位置と積算時間をリアルタイムに設定する。例 えば積算数の場合(以降、自律積算機能と呼ぶ)、SNR が不足した距離のみ積算数を増加させ、上述した大 気環境の変動に起因するSNR低下の問題を解決する。 本機能は、高速な測定レートを可能な限り保ちつつ、 有効データ率を確保できるメリットがある。

3.フィールド試験

まず、自律積算機能による有効データ率の差異を 評価した。図1に当該機能を 0N/0FF した場合の有効 データ率の高度変化を示す。同時に測定した結果、本 試験形態における最高測定高度 430m において、当該 機能を 0FF にした状態(青破線)に対し、0N にした状 態(赤線)では有効データ率約 30%以上の向上効果が 得られた。



図1自律積算機能の効果例(Dataset:Courtesy of Eolfi)

次に、上記機能を用いたフィールド試験結果の1例 を図2に示す。高度100mに設置されたカップ式風速計 との比較の結果、風速の決定係数(相関係数の2乗)は 0.9991と非常に良好な結果を得た。



4.まとめ

所望の測定距離の風速値を安定して得るために、 計測された距離-受信 SNRの情報を用いて最適なフォ ーカスや積算時間を調整する自律制御機能を有した システムの構築を行い、フィールドテストを実施し た。その結果、上記機能による有効データ率向上効果 が明らかになったと共に、カップ式風速計との決定 係数が 0.9991 と非常に良好な結果を得た。

二酸化窒素観測用差分吸収法ライダー(DIAL)の開発(Ⅱ)

*永井 智広、酒井 哲(気象研、衛星・観測)、真木 貴史(気象研、環境・応用)

1. はじめに

大気中の二酸化窒素(NO₂)は、地球的な規模 で考えれば、そのほとんどが雷放電による大気中 の窒素分子の酸化作用で生成されている。しかし ながら、局地的には、工業化による化石燃料の燃 焼や、自動車などの排気ガス中の一酸化窒素から 生成される人為的な NO₂が増加し、環境問題の一 っとなっている。この NO₂は、強い酸化作用によ り、粘膜の刺激、気管支炎、肺水腫などの原因と して健康に影響を与える大気汚染物質であり、そ の詳細な観測が望まれている。

我々は、オゾンなどの大気微量気体成分の分布 を、長期間安定的して観測することを可能とする ため、これまでに、対流圏オゾン、二酸化硫黄の 鉛直分布を従来に比べて高頻度かつ高精度で観 測できる差分吸収法ライダー (Differential Absorption Lidar: DIAL)を開発した (Nakazato et al., 2007)。本研究では、この DIAL 技術を応用し、 NO2観測のための新しいライダーを開発している。

2. 装置の開発

NO₂の観測に適した波長をオゾン DIAL と同様 な固体(Nd:YAG)レーザーとラマンセルで生成 する方法を検討し、Nd:YAG レーザーの第3高調 波(THG, 354.71nm)をメタンと重水素で波長変 換して得られる395.64nmと396.86nmを使用する ことが最適との結果を得た。この2種の気体のう ち、重水素については、Nd:YAG レーザーの第4 高調波(FHG, 266.04nm)と組み合わせて生成で きる289.1nmなどがオゾン観測に利用できるため 実績があるが、メタンについては実績がない。こ のため、メタンを使用した際の変換効率などにつ いての調査を行った。

当初、ラマンセルでの波長変換において、通例 行われているように、セル中心部で励起光(YAG THG 354.71nm)を集光させる方法を試したところ、 図1に示すように十分な変換効率を得た。ところ が、励起光が集光する際、メタンを膨張させて出 カビームが不安定になることや、メタンが分解さ れて生成した炭素が短時間にウィンドウ焼き付 いて光路を遮蔽するため、観測に適さないことが わかった。

これを解消するため、セルに入射するレーザー 光のビーム径を拡大することでウィンドウを透 過する際のエネルギー密度を下げてウィンドウ の焼付きを防止する方法と、レーザー光を集光さ せずに波長変換する方法の2つを試みた。前者で は、入射光径を拡大することで集光した際のビー ム密度が高くなることから、波長変換の効率は向 上し、ウィンドウの焼き付きも起こさなくなった が、集光させた際にメタンが膨張する影響を大き く受けて出力ビームが大きく拡がりまた偏向し て観測には不適であった。後者については、集光 させないことで変換効率が下がるため、メタンの 充填圧力を上げることにより、観測に必要な出力 を得られることがわかった。(図2)



図1 ラマンセル内でレーザー光を集光させる通常の方 法での、メタンを用いた際の変換光出力。



図2 ラマンセル内でレーザー光を集光させない場合の 変換光出力。

3. まとめ

大気中での光化学反応を考える際、NO₂とオゾ ンを同時に観測することができれば、対流圏オゾ ンが人為起源であるか自然(成層圏)起源である かを推定する際に有効である。ここで開発してい る装置とオゾン DIAL で同時観測を行うことによ り、両者の鉛直分布を時間的に連続して同時に観 測することができ、オゾンの起源の推定など、他 の手法では得られない知見が得られると期待さ れる。今後、システムを完成させ、他の測器との 比較を通じた観測精度の検証や、対流圏オゾンと の同時・連続観測を行う予定である。

<参考文献>

M. Nakazato et al., (2007). Tropospheric ozone differentialabsorption lidar using stimulated Raman scattering in carbon dioxide. Appl. Opt., <u>46</u>, 2269-2279, doi: 10.1364/AO.46.002269.

3波長 DIAL による境界層中の CO2濃度と気温プロファイルの同時観測

長澤 親生,柴田 泰邦,阿保 真(首都大学東京システムデザイン研究科)

1. はじめに

下部対流圏における鉛直 CO₂ 濃度分布観測は、時間的・空間的に限定されたキャンペーンスタイルの航空機や商業航空機観測に限られていた。そこで我々は、鉛直 CO₂ 濃度分布を連続観測可能な波長 1.6 µm の差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar)を開発した[1,2]。 DIAL は 2 波長のパルスレーザを用い、一方の波長は CO₂ 吸収線のピークに同調し(λ_{on})、もう一方の波長は吸収の弱い波長 λ_{off} に同調する。2 波長における受光信号強度の差は、大気中の CO₂ 分子による吸収に依存する。これまで、我々は DIAL 観測点近傍の客観的解析データを利用して、吸収スペクトルを計算していたが、CO₂ 濃度の吸収スペクトルによる温度依存性は、高度 500 m において 0.25 % ℃である。また、CO₂ 濃度は一般に混合比によって評価されるが、大気密度が温度に依存するため実際の気温と客観解析データの気温の差が CO₂ 混合比にも影響する。CO₂ 混合比の温度依存性は、高度 500 m において 0.13 ppm/℃である。特に下層大気の DIAL 測定精度を向上させるには、DIAL 観測地点上空の温度プロファイルを知ることが重要である。そこで、我々 はもう 1 つの波長 λ_{T} を加えた 3 波長 1.6 µm DIAL システムを開発し、CO₂ 混合比と温度プロファイルを同時に測定する方法を提案した[3]。今回は CO₂ 混合比と温度プロファイルの同時観測結果について報告する。

2. CO2 混合比と気温分布の同時観測結果

まず、首都大学東京 日野キャンパス内において CO₂ 混合比と温度計測の検証実験を行った。DIAL から 距離 200 m 離れた 9 階建てビルの屋上に、CO₂ ガスセンサー (Licor LI-7500) と温度計 (T&D TR-72Ui) を設置し、その近傍の CO₂ 混合比と温度を DIAL で計測した。DIAL の距離分解能は 60 m である。DIAL と温度計の差は平均-0.1℃、標準偏差 0.17℃、DIAL のエラーバーは±0.28℃であった。また、DIAL とCO₂ ガス センサーの差は平均-0.01 ppm、標準偏差 1.23 ppm、DIAL のエラーバーは±2.1 ppm であり、CO₂ 混合比と温度は DIAL のエラーバー内で一致した。

2016 年 11 月 30 日に CO₂ 混合比と温度プロファイルの連続観測を行った。結果を図 1 および図 2 に示 す。高度 1.4 km 付近に逆転層が見られ、逆転層より低い高度において CO₂ 混合比が 410 ppm 前後と、高 度 2 km 付近の 390 ppm より高い濃度を示した。また、逆転層以下の高度において、日の出時刻(6:31)以降 に CO₂ 混合比の増加が見られた。なお、客観解析データの気温プロファイルは逆転層が不明瞭で、高度 500 m における気温の DIAL 観測値との差は 4.5 °C、CO₂ 混合比で 6.8 ppm の差となり、観測点上空の気 温鉛直プロファイルを取得することの重要性が確認できた。

3. まとめ

DIAL によって CO₂ 鉛直分布測定を行う 場合、観測点上空の気温鉛直分布を取得 することで CO₂ 濃度の動態をより正確に把 握することが可能であることを示した。今 後、さらにデータを蓄積することで CO₂ の 動態を気温分布との関係から議論する事 が可能になる。

参考文献

- 1. D. Sakaizawa, et al., *Appl. Opt.* **48**, 748-757, 2009.
- Y. Shibata, et al., Appl. Opt., 56, 1194-1201, 2017.
- 3. 柴田他、2016 年秋季気象学会、B305, 2016.



ライダーデータを用いたエアロゾルコンポーネント推定結果と地上観測データとの比較

*西澤智明¹、杉本伸夫¹、清水厚¹ 原由香里²、鵜野伊津志² (¹国立環境研究所、²九州大学)

<u>1. はじめに</u>

エアロゾルの大気環境・気候影響の把握を主眼として、 国立環境研究所では、ライダーを東アジア広域に展開し、 地上ライダーネットワーク(AD-Net)による長期観測を実施している^{*1}。AD-Netでは、2波長偏光Mie散乱ライダー (ML)を主力器として配置し、3チャンネルでの同時測定 を行っている(532,1064nmでの後方散乱係数、532nmで の偏光解消度)。一方、より詳細なエアロゾル特性の把 握を目指して、九州大学(福岡)、富山大学(富山)、辺戸 岬観測所(沖縄)に、ラマン散乱ライダー技術を用いた多 波長 Mie-Raman ライダー(MMRL)を順次構築し、2014 年 から連続観測を開始した^{*2}。MMRL からは、2波長(532, 355nm)での消散係数、3波長(1064, 532, 355nm)での後 方散乱係数、2波長(532, 355nm)での偏光解消度の全7 チャンネルのデータが同時に得られる。

ML の3チャンネルデータを用いて、鉱物ダスト(DS), 海塩粒子(SS),大気汚染粒子の3種エアロゾルの波長 532nm での消散係数の鉛直分布を推定するアルゴリズ ム⁴³を開発した。その発展として、MMRL からは、その内 の4チャンネルデータ(波長 532nm での消散係数、波長 532,1064nm での後方散乱係数、波長 532nm での偏光解 消度)を用いて、DS、SS と共に、大気汚染粒子を更に分 別し、ブラックカーボン(BC)とそれ以外の大気汚染粒子 (AP:硫酸塩粒子等)を推定するアルゴリズムを開発した ⁴²。更に、上記の4種エアロゾルの消散係数に加え、3種 エアロゾル(DS, SS, AP)の有効半径を推定するアルゴリ ズムの開発を進めている⁴⁴。

上記アルゴリズムの性能評価として、測定誤差やアル ゴリズムの仮定に対する推定誤差の理論的評価は既に 実施されているが、他の実測値との比較検証に関し、今 なお不十分である。そこで、本研究では、性能評価の精 緻化を目的として、九州大学で実施された地上サンプリ ング計測¹⁵と、同地の MMRL データの内4 チャンネルデ ータを用いた4種エアロゾル種の推定値との比較解析を 試みた。

2. 測定値と手法

エアロゾル成分分析装置 ACSA-12(紀本電子工業)に よる 2014 年 9 月~2016 年 5 月までの地上サンプリング 計測データを用いた。ACSA-12 による直接サンプリング からは、微小粒子(PM_i:D < 2.5 μ m)と粗大粒子(PM_o:2.5 μ m < D < 10 μ m)の濃度が得られる。また、微小粒子と 粗大粒子に内包される溶性有機化合物(WSOC)、硝酸イ オン(NO₃⁻²)、硫酸イオン(SO₄⁻²)の濃度や微小粒子に対 する光学的元素状炭素(OBC)の濃度も得られる。

ACSA-12 の測定値と比較するために、ライダーから推定されたエアロゾル種毎の波長 532nm での消散係数と

アルゴリズムの仮定を用いて、重量濃度を算出した。ア ルゴリズムでは、エアロゾル種毎の体積粒径分布の形 状としてログノーマル分布が仮定され、そのモード半径 と標準偏差は固定される⁴²。ただし、APとSSについては 吸湿成長を考慮するために、相対湿度に応じて粒径を増 減させる機能が実装されている(ただし、本解析では相 対湿度60%で固定としている)。また、粒子の形状とし てDSは回転楕円体、その他(SS, BC, AP)は球形として いる。これらの仮定を用いてアルゴリズムと整合的な体 積濃度を算出し、それに、エアロゾル種毎の乾燥重量密 度(文献値を引用)を適用し、微小粒子、粗大粒子、及び 全粒子(微小粒子+粗大粒子)の重量濃度を算出した。



図1:2014年9月から2016年5月までの、微小粒子濃度 (上)、粗大粒子濃度(中)、全粒子濃度(下)。(実線)地 上サンプリング計測。(破線)ライダー推定値。高度300m から500mまでの平均値。(網掛)ライダー推定値の平均 に対する標準偏差

<u>3. 結果と今後の方針</u>

微小粒子および粗大粒子共に、時系列の濃淡パターン に概ねの一致が見られる(図1)。一方で、夏季における 微小粒子のパターンが合わない、濃度に相違があるな どの不一致も見られる。今後、ゾンデ等の湿度データを 入力値として用いたコンポーネント解析の実施、消散係 数・重量換算係数の吟味(特に粗大粒子)、仮定したエア ロゾル種毎の微物理・光学モデル(粒子形状など)の改 良を図り、アルゴリズムの改善を行う。

謝辞

本研究は科研費基盤研究(課題番号 S25220101)の助成のもと実施されている。

参考文献

(1)Shimizu et al., Opt. Eng., 031219, 2016. (2)Nishizawa et al., JQSRT, 79-93, 2017. (3)Nishizawa et al., JQSRT, 254-267, 2011. (4)西澤他、2016年度気象学会秋季大会, 2016. (5) Hara et al., JQSRT, 20-27, 2017.

小型ジェット機による上空エアロゾル数濃度・粒径分布の観測 *及川博史、秋山智浩、稲垣敏治、井之口浜木(宇宙航空研究開発機構)、原圭一郎(福岡大学)

1. はじめに

2016年12月~翌年2月にかけて搭載型ライダー の飛行試験⁽¹⁾を県営名古屋空港をベースに19フラ イト行い、同時にエアロゾル数濃度観測を行ったの で、その観測方式と観測例を報告する。

2. エアロゾル数濃度の観測方式

小型ジェット機GIIをチャータし、日本海で高い 高度まで観測する試験と、太平洋側での低い高度の 試験が行われた。観測において航空機は pitch 角を 原則 3 度一定で飛行する。この時の真対気速度 (TAS) は地上付近で 250kt だが、上空では大気密度 が小さくなることから増速する。どの高度において も等速吸引を行うための観測系統を図1に示す。イ ンレット部は高速で流入してくる大気を減速するも ので、有効入力径 2mm ø、テーパー角 3.45 度で内 径 0.834 inch の管路に接続した。この結果、どの高 度でも管路内のレイノルズ数が1800以下となり、 乱流が発生しない条件を満たした。観測用機材はす べて与圧室内に設置した。観測系の Optical Particle Counter(OPC: KC-03B リオン)は、追加仕様で Mass Flow Controler (MFC) 1 と PUMP1 を外付け可能 とし、流量を制御した。OPC は測定流量がどの高度 においても 3L/min となるように制御を行い、機外 へ排気した。余剰大気はバイパス系の MFC2 と PUMP2 で流量を制御し、機外へ排気した。流量制 御は、航空機が高度を変える毎に、MFC1,2の流量 値を手動で設定することで行った。



3. 観測値の較正と観測結果例

MFC(地上標準大気で流量が較正されている)の 流量は、標準大気中を飛行する条件で事前に高度毎 に計算した値に基づいて制御したが、実際の大気は 計算値とは違うためエアロゾル数濃度観測量を以下 のように較正した。まず、各高度での OPC の観測 流量 3L/min が、標準大気の地上高度(T0、P0)換 算でいくつになるかを各高度の気圧 Pと気温 Tの測 定値で計算する。この値と MFC1 で観測された流量 の比(補正係数:k)を求め、観測量に掛けて較正した。

 $k = \frac{3 \times (P \times T0) / (T \times P0)}{MFC1}$

図2に粒径(直径)0.3/0.5µm以上のOPC 観測 例を示す。縦軸は飛行(気圧)高度である。他の粒 径1.0/2.0/5.0µm以上も同時に観測している。 等速吸引の精度に関しては、観測高度の**TAS**にイ ンレット入力径 ϕ を掛けて流入大気量Vを計算し、 これを上記と同じように地上高度換算の値に変換し て、**MFC1** と**MFC2**の観測流量の和で割ることで 等速吸引比(**r**)を求めた。



図3に飛行高度、 \mathbf{k} 、 \mathbf{r} の時間変化を示す。 \mathbf{r} は等 速吸引となる1を中心に変化し、①では \mathbf{r} =0.92だ が、流量を制御しないで降下した②では \mathbf{r} =1.5とな り較正後の誤差が増える。



4. まとめ

ジェット機での観測は、観測場所で気圧、気温が 変化し、TAS が大きいため大気流入量が多く更に TAS は飛行高度により変化するが、対応する系を準 備することで等速吸引を実現できた。観測されたエ アロゾル数濃度は他の観測⁽²⁾と対応している。観測 場所が日本アルプス上空となる飛行高度 20kft 付近 で、エアロゾル数濃度が増えているのは興味深い現 象である。

参考文献

(1)秋山他、"上空における風観測ライダーの受信強度と エアロゾル数濃度の測定" 気象学会 2017 年度秋季大 会(投稿済み)

(2)白石他、"ライダーとエアロゾルゾンデ同時観測で得られた対流圏エアロゾルの光学特性について" 福岡大学理学集報 39 (2) 115~122 (2009)

初期気象官署の設置環境(函館・東京・長崎)

山本 哲(気象研究所環境・応用気象研究部)

1 はじめに

日本の気象官署の地上気象観測は140年を超える 歴史があるが、観測地点は頻繁に移動し設置環境も それに伴い変化し、観測資料への影響の評価が求め られている。特に初期の設置環境について調べた。

2 函館

日本で最初の測候所とされる函館の観測は、開拓 使官吏福士成豊(1838-1922)宅(函館市船場町9 番地)で1872年7月23日(旧暦・新暦8月26日) に開始され、同地で1879年6月3日まで行われたと される⁽¹⁾が、詳細な場所は明らかになっていない。 1875-6年に福士が新島襄に宛てた複数の手紙に「舟 場町71番地」との記述があり⁽²⁾、当時の地図⁽³⁾を参 照した結果、「船場町一丁目 71 番地」に造船業者の 実父続豊治(1798-1880)宅があること、1878年・ 1879年の大火に伴う区画整理で1881年同地が「船 場町9番地」となったことが判明した。敷地面積は 367 坪(約1213m²)で、福士に観測を引き継いだと される英国人トーマス・ブラキストン(1832-1891) 邸から至近の距離にある。当場所の遠望写真が複数 発見された⁽⁴⁾。1878 年の気候表に屋根上地上 24 尺 (約7.3m)風力計設置とあり⁽⁵⁾、2階建家屋の屋根 の高さに相当するが、相当する建物が認められる写 真もある。手前の建物の物陰になるなど気象観測施 設や測器などを認めるのは困難である。「船場町9 番地」がそれを掲載した原資料⁽⁶⁾刊行の1897年当時 の地番であると判明したことから、同資料掲載の観 測開始日7月23日についても再検討を要する。

3 東京

1875年6月の東京の観測開始地点は東京府第二 大区溜池葵町(現・東京都港区虎ノ門二丁目)で、 急な斜面の中間の平地であることが明らかになって いる⁽⁷⁾。今回新たに2つの写真を発見した⁽⁸⁾⁽⁹⁾。ひ とつは初期観測地点と推定される平地の写真で気象 測器などは見られないが、写っている人物から観測 開始前1年以内の1874年7月以降撮影と判断した。 川越藩松平家上屋敷時代に土地形状を変更して設け た建物を解体した後の平地と考えられる。もう一つ は斜面上にあった風観測用と大気電気観測用の2つ の櫓(それぞれ高さ9,11m⁽¹⁰⁾)の写真で風速計の 風杯が写っておらず観測開始前と考えられる。

4 長崎

1878年7月から観測を開始した長崎測候所は、わ が国で初めて気象観測専用の施設として場所の選定 から整備されたこと、かつそれが日本人気象技術者 正戸豹之助(1855-1938)のみによってなされたこと から、日本人が欧米から気象観測をどのように学ん だかを具現化したものとして大きな意味がある。設 置状況についてはこれまで文章記述のみが知られて いたが、庁舎や敷地の図面がそれぞれ複数発見され た⁽¹¹⁾⁽¹²⁾⁽¹³⁾ほか、測候所を遠望する写真が発見⁽¹⁴⁾さ れ、正確な位置や設置環境が明らかになった。敷地 面積は約450m²、露場面積は約150m²、市街地から 離れた高台の周囲の開けた場所である。平地の少な い長崎市は当時から都市集中が進み、好適地が選択 されたと考えられる。敷地は塀で囲まれ、度重なっ た気象測器の盗難(15)への対応と考えられる。測候所 は道を隔てて南~南西側の3階建の学校校舎建築に 伴い 1898 年移転した(16)。日本で初めて設置環境の 維持を目的とした気象官署移転かもしれない。

5 おわりに

日本初の気象官署である函館は個人宅での観測で、 詳細な場所や設置環境を今後明らかにする必要があ る。お雇い外国人が始めた東京での観測はかなり大 規模な施設が想定され、日本人気象技術者にのみに より整備された長崎の施設と大きな違いがある。

参考文献

(1)札幌気象百年史. 測候時報 1976. (2)新島裏全集9 来簡 編上 1994. (3)冨原章 箱館から函館へ〜函館古地図再現 〜.1998. (4)函館市中央図書館所蔵デジタルアーカイブ. (5)函館海洋気象台沿革誌 1872-1972 測候時報 1971. (6)北 海道気象報文函館の部明治 30 年 1897. (7)山本哲 2013 年 度秋季大会. (8)泉田英雄 私信. (9)古写真で見る江戸から 東京へ 世界文化社 2001. (10)気象五年報 内務省地理局 1881. (11)地理局雑報 1878. (12)気象台設置一件-広島地 方気象台保存史料- 測候時報, 1962. (13)広島測候所諸県 防風報告綴込 広島市江波山気象館所蔵. (14)長崎古写真 集居留地篇(第3版) 長崎市教育委員会 2003. (15)田畑七郎 明治 10 年代の長崎測候所の官署履歴 福岡管区気象台技 術通信 1978. (16)長崎海洋気象台 100 年のあゆみ 1978.

逆問題としての水文気象学:河川-大気強結合アンサンブルデータ同化の試み

*澤田洋平(気象研/理研 AICS),仲江川敏之(気象研),三好建正(理研 AICS)

1. <u>背景と目的</u>

陸面の水循環を扱う水文学と大気の水循環を 扱う気象学の融合領域である水文気象学におけ る重要課題はシームレスな水災害の予測である。 通常洪水等の水災害の予測においては、まず大気 モデルを解き、陸面への降水量・放射等を求め、 それらを入力として陸面・水文モデルを解いて陸 域での災害の程度を予測する。

本研究では、上記の水文気象学におけるワーク フローを反転させ、陸面の観測から逆に大気の状 態を求める「逆問題としての水文気象学」という 概念を提案する。具体的には、大気モデルに河川 モデルを結合し、河川流量を結合モデルに同化す ることによって、風や湿度といった大気モデルの 状態変数を解析することを試みる。

2. <u>手法</u>

気象庁非静力学モデルを使った局所アンサン ブル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF(Miyoshi and Aranami 2006)を使用する。 モデルの水平解像度は1km, 鉛直50層でメンバ 一数は78とした。計算領域は関東地方を含む 452km×452kmの領域である(図1)。河川モデル として、タンクモデル(Ishiwata and Kobatake, 1979)を気象庁非静力学モデルに結合した。この タンクモデルは気象庁の現業において土壌雨量 指数の計算に使用されており、降雨-流出関係を 非常に簡便な方程式でシミュレートしている。こ の河川-大気結合モデルを用いて、鬼怒川上流域 (図1)における河川流量を計算した。

本研究のデータ同化手法の特徴は、河川と大気 の二つのモデルの強結合データ同化であるとい う点である。各モデルに個別に観測を同化し、各 モデルの変数を個別に解析する弱結合データ同 化に対し、強結合データ同化ではあるモデルに対 応する観測を同化することで、別のモデルの状態 変数を解析することを可能にする。本研究では河 川モデルと大気モデルの間の背景誤差相関を用 い、河川モデルに対応する河川流量観測を同化す ることで風や湿度といった大気モデルの状態変 数を解析することを可能にした。

2015 年 9 月に発生した関東・東北豪雨を対象 事例として完全モデルシミュレーション実験 (OSSE)を行った。鬼怒川上流域の洪水をよく再 現したモデルの計算結果を真値とし、そこから河 川流量の擬似観測を生成し、同化した。計算期間 は 2015 年 9 月 9 日 00UTC から 2015 年 9 月 10 日 12UTC までである。

3. 結果

図1にOSSEの結果を示す。河川流量を大気 モデルへ強結合データ同化することで風速場、降 水量といった大気モデル変数のシミュレーショ ン精度を改善することができた。図1は計算期間 全体の平均値であるが、鬼怒川上流域近辺(図1 で正方形で囲った領域)においては、河川流量を 同化することによる RMSEの減少がおおむね計 算期間全体で見られた。特に河川流量が増加し始 める計算期間のはじめの12時間において同化に よる大きなインパクトが見られた。本研究の結果 は河川流量などの陸域の観測を用いて、天気予報 を改善できる可能性を示唆している。

謝辞:本研究は JST CREST 「ビッグデータ同 化」の技術革新の創出によるゲリラ豪雨予測の実 証(研究代表者:三好建正)および AIP チャレンジ の支援を受けた。



図1:OSSEの結果。河川流量の同化によって生じた真値に対する二乗平均誤差 RMSE の変化。河川流量を同化した 場合の結果から同化していない場合の結果を引いたものなので、負の値が河川流量同化によってシミュレーション精度 が改善していることを示す。黒い太線は鬼怒川上流域を示す。(左)地上 925mの東西風[m/s] (右)降水量[mm/h]

4次元の背景誤差共分散行列を使った4D-Varによる アンサンブル生成と決定論的解析(2)

石橋俊之(気象研究所 台風研究部)

1. 研究背景と目的

4 次元変分法(4D-Var)やアンサンブルカルマンフィ ルタ(EnKF)のようなデータ同化システム(DAS)にお いて、背景誤差共分散行列(B)は解析精度を決める 重要な要素の1つである。Bの実際の構築は、背景誤 差統計の時空間(またはスペクトル)ー様性を仮定して、 そこでの平均に還元するか、O(100)程度の小さな統計 サンプルに先験的情報を付加して期待値計算を近似 することで行われてきた。前者は変分法、後者は EnKFを解法とする。双方の手法の発展により、近年、 後者で求めた Bを変分法の中で使用することで、単独 の場合より精度の良い解析を得られることが示され (Buehner *et al.* 2010)(ハイブリッド DAS)、現業 DAS としての利用が始まっている(Wang *et al.* 2013 他)。

本研究では、ハイブリッド DAS の精度向上を目的と し、アンサンブル生成と決定論的な解析を共に 4D-Var で行うDAS の開発を行っている(図 1)。このようなシス テムはアンサンブルの精度向上の他、単一の同化シス テムに研究開発資源を集中できる利点もある。サイク ル実験結果について報告する。

2. 方法

はじめに用語の定義をする。解析スキームを "aD-b-cDB-d"のように表す。a は最適化する空間の 次元、b は最適化方法、c は背景誤差共分散の次元、d は背景誤差共分散の性質で時空間平均は C、アンサ ンブルは E と記す。例えば、従来の随伴モデルを使っ た強拘束の 4D-Var は、4D-Var-3DB-C、Buehner *et al.* (2010)の 4 次元 **B**を使う手法は、4D-Var-4DB-E と表記される。

本研究では、MRI-NAPEX(気象研究所に移植した 気象庁全球数値予報システムの実験システム)上に 4D-Var-4DB-EC および 3DB を構築し、決定論的解 析とアンサンブル生成を共に行う。4DB/3DB-EC はスイ ッチで切り替えられるように構築している(石橋 2014)。

3. サイクル実験

4D-Var-4DB 及び 3DB について、2014 年 7 月 20 日 から 9 月 11 日のサイクル実験を実施した。アンサンブル 生成は観測摂動法、メンバ数は 24,48,96 とした。48 メン バの 4D-Var-3DB-EC よる予報精度の改善率を図 2 に 示す。図から、概ねすべての高度・時間で、予報精度が 改善していることがわかる。アンサンブルメンバ数を増や

4D-Var-4DB/DAS



図1 システム概念図



図248メンバの4DVAR-3DBによる予報精度の向上。色は 気温予測RMSEの全球平均改善率(%)。正(負)はハイブリ ッド化による改善(改悪)に対応。等値線は95%及び90%信 頼区間。横軸は予報時間(h)、縦軸は気圧高度(hPa)。

すほど精度改善は概ね増加するが、24→48 に比べ、48 →96での改善が小さいこと、4DBでは十分な改善が得ら れていないことから(図略)、アンサンブルの生成、利用 方法は改善が必要であることが示唆されている。

今後の展望

アンサンブル生成の計算コストの抑制、4DB について は時間推進と局所化演算の交換による精度悪化への原 理的な対応と、4DB で浮いた計算量を高分解能化等へ 分配することで精度改善を図る。

NICAM-LETKF を用いた Dual localization 法の検証

*近藤圭一 (理研 計算科学)、三好建正 (理研 計算科学)

1. はじめに

Dual localization 法は Multi-scale localization 法の 一種で、アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) において、2つの局所化スケールを用いることで、 異なるスケールの誤差相関構造を考慮する手法 (Miyoshi and Kondo 2013, SOLA; Kondo et al. 2013, SOLA) であり、従来の局所化手法と比較して解 析誤差が大幅に改善することが確認されている (Yang et al. 2017, JAMES)。近藤・三好(2017, 春 季大会)は、NICAM-LETKF システム (Terasaki et al. 2015, SOLA)を用いた 10240 メンバーデータ同 化実験 (Miyoshi et al. 2015, Computer) の結果から、 80 メンバーをランダムに抽出し、従来の局所化手 法及び Dual localization 法を適用した誤差相関の 空間分布を比較した。その結果、80メンバーでも Dual Localization 法によりサンプリング誤差の悪 影響を抑えつつ、より広範囲の誤差相関がよく推 定されていることがわかった。本研究では、これ らの結果をもとに NICAM-LETKF に Dual localization 法を実装し、その効果を検証する。

2. Dual localization 法

一般的に、少ないアンサンブルメンバー数に起 因するサンプリング誤差の影響を抑えるため、 EnKF では局所化を用いているが、遠方の観測を 有効に活用できない原因でもある。これに対処す るため、Dual localization 法では大スケールと小ス ケールに分けて解析を行う。大スケールでは、サ ンプリング誤差を低減するために平滑化された アンサンブル予報摂動と大きな局所化スケール を用いて大規模現象を捕捉し、遠方の観測を同化 する。小スケールでは従来通り高解像度の摂動を そのまま用い小さな局所化スケールを適用し、小 スケールの現象を詳細に捉える。これにより遠方 の観測を同化しながら、観測近傍の詳細な情報を 維持することが可能となる。

3. 実験設定

本研究では、水平解像度 112 km の NICAM (Satoh et al. 2014, PEPS) に LETKF (Hunt et al. 2007, Physica D) を適用した NICAM-LETKF システムを 用いた。観測には NCEP 全球解析に使われている PREPBUFR データ及び衛星マイクロ波放射計 AMSU-A データを、6時間毎に同化する。AMSU-A の観測演算子として、高速放射伝達モデル RTTOV を用いている。アンサンブルメンバー数は 80 である。

4. 結果

まず、通常の1つの局所化を適用した場合の感 度を調べた。その結果、局所化スケールが300km で500 hPa 高度場の対 ERA-Interim 解析誤差は最 小となることが分かった(図1実線)。また、第1 推定値の対ゾンデ誤差は局所化スケールが200~ 400 km のとき最も小さい(図1破線)。他の変数 及び高度でも同様に調べると、局所化スケールは 総じて300 km のときに解析誤差が最小となる。 今後は、局所化スケール300 km を CTRL 実験と して Dual localization 法適用実験と比較し、Dual localization 法の有用性を検証する。今大会発表時 には、最新の結果を発表する予定である。



図 1ヶ月の同化期間のうち後半の 2011 年 11 月 15 日から 28 日までの 500 hPa 高度における気温の全 球解析 RMSD (対 ERA Interim: 実線)、及び第 1 推 定値 RMSD (対ゾンデ: 破線)

アンサンブルデータ同化のための摂動手法について(3) *斉藤和雄¹²、横田祥¹、國井勝³¹、Le Duc²¹、松信 匠⁴、栗花卓弥⁴ (¹気象研究所、²海洋研究開発機構、³気象庁数値予報課、⁴筑波大学)

1. はじめに

アンサンブル予報を用いるデータ同化手法は、アジョイント モデルが不要なため開発コストが少なく、アンサンブル予報が 同時に行える、などの利点があり、研究や現業に利用される ようになってきている。アンサンブルデータ同化ではデータ同 化に必要な予報誤差をアンサンブル予報摂動から見積もるが、 アンサンブル予報場の特性はどのようにアンサンブルメンバ ーを生成させるかに強く依存する。LETKF やアンサンブル変 分同化法などでは、初期値摂動手法として、アンサンブル変 換(Bishop, 2000)が広く用いられている。アンサンブル変換法 の利点として、摂動振幅に解析誤差が反映すること、摂動場 の直交性がある程度保証されるということが挙げられる。一方 で、LETKF の摂動は、BGM 法や特異ベクトル法などの他の摂 動手法に比べて成長が遅く、アンサンブル予報の初期摂動と して用いた場合のアンサンブル平均の精度やアンサンブル予 報の検証スコアで必ずしも良くないことが講演者らのこれまで の調査(Saito et al. 2011: 2012: Tellus)で示されている。

前回までの講演(2016 年秋、2017 年春)では、アンサンブル 変換で何が起きているかを確認するため、SPEEDY-LETKF に ついて、変換行列の係数を実際に出力して確認するとともに、 変換行列非対角成分の重ね合わせによる摂動ベクトルを図 示し、摂動ベクトルの空間構造の不整合を確認した。また対角 成分と非対角成分による摂動のパワースペクトルの局所化ス ケール依存性について調べ、局所化スケールが小さい場合、 非対角成分による摂動は、高波数側のスペクトル成分が大き くなっていることを示してきた。今回は初期摂動における非対 角成分が、アンサンブル予報を劣化させているかを見てみた。

2. 実験の仕様と結果

SPEEDY-LETKF の諸元は T30(水平解像度約 400km)鉛直 7層、OSSEとしてランダム誤差を加えた疑似ゾンデデータを生 成して同化する。メンバー数は 20 である。前回までの実験で は、adaptive のインフレーションでスピンアップを行った上で、 multiplicative のインフレーションを与えて同化実験を行ってい たが、今回はスピンアップ期間も解析前に摂動を 1.1 倍する multiplicative インフレーションに変更して1月1日から再実行 し、1月26日からの48時間を検証期間とした。

図1に局所化スケール750kmの時の第4層(510hPa)、第3 層(685hPa)、第2層(835hPa)の変換行列の非対角成分による メンバー01の水平風の解析摂動を示す。前回の実験と同様に 上下の層での整合性は良くないが、Duc他(本予稿集)で示さ れているように対角成分の方が1-2桁ほど大きいため、対角 成分を加えた摂動ベクトルの見かけの違いは小さい。非対角 成分による摂動のパワースペクトルは、局所化スケールが小 さい場合、高波数側のスペクトル成分が大きくなる傾向は前回 と同様である。

図 2 に解析アンサンブルからの 2 日予報における気温の RMSE とスプレッドを示す。解析アンサンブルからの各メンバー の予報精度は RMSE で 2K 程度で、LETKF 解析からのコント ロール予報の RMSE (1.2K 程度)に比べて劣っており、スプレッ ドは増大していない。アンサンブル平均の精度はコントロール 予報と同程度になっている。解析摂動における対角成分にの みよる摂動からのアンサンブル予報も実行してみたが、結果 は殆ど変らなかった(図略)。比較のため、直前の同化サイク ル予報による摂動をエネルギーノルムで規格化した場合のア ンサンブル予報も行ってみたが、このケースでは RMSE やスプ レッドの値では図 2 と大きな違いは見られなかった。



図 1 SPEEDY-LETKF の 1 月 26 日の変換行列の非対角成分による、アンサンブルメンバー01 における水平風の解析摂動(m/s)。 上)第 4 層、中)第 3 層、下)第 2 層



図2 解析アンサンブルからの2日予報における気温のRMSE。黒)各 メンバー、赤)アンサンブル平均、赤)解析値からの予報。青)スプレッ ド。

3. 今後

同様な実験を雲解像モデルで行い、現実的な設定での同化 や上昇流が大きなケースでも鉛直方向の摂動の不整合が予 報に悪影響を及ぼさないか調べる予定である。

謝辞:本研究の一部は、科研費基盤研究(B)「アンサンブルデータ同化のための最適摂動手法に関する研究」、及びポスト「京」重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」の助成を受けた。

An explanation for the diagonally predominant property of ensemble transform matrices

Le Duc (JAMSTEC/MRI), Kazuo Saito (MRI/JAMSTEC), and Daisuke Hotta (MRI)

Introduction

In the local ensemble transform Kalman filter (LETKF), the ensemble transform matrix (ETM) is a matrix that maps background perturbations to analysis perturbations. All valid ETMs are shown to be the square roots of the analysis error covariance in ensemble space $\tilde{\mathbf{P}}^{a}$ that preserve the analysis ensemble mean. Here $\tilde{\mathbf{P}}^{a}$ is given by

 $\widetilde{\mathbf{P}}^{a} = \left(\mathbf{I} + \mathbf{Y}^{b\mathrm{T}}\mathbf{R}^{-1}\mathbf{Y}^{b}/(k-1)\right)^{-1}.$ (1)

LETKF chooses the positive symmetric square root \mathbf{T}^{s} of $\tilde{\mathbf{P}}^{a}$ as its ETM. This choice is justified by the fact that \mathbf{T}^{s} is the closest matrix to the identity **I**. Besides this minimum norm property, in practice \mathbf{T}^{s} are observed to have the diagonally predominant property, i.e. the diagonal terms are at least one order larger than the non-diagonal terms (see Fig. 1).



Fig. 1. Entries of 50x50 ETMs at different grid points at a region with: (a) dense observations, (b) moderate observations, (c) sparse observations.

In this study we have developed a mathematical framework to explain for the diagonally predominant property. This property has a closed connection with the minimum norm property. However, the minimum norm property does not give much insight into the diagonally predominant property. Therefore, a new mathematical view is needed to make the problem more accessible.

Ensemble transform matrices

We use the singular value decomposition (SVD) of an ETM and find the conditions that impose on this form

$$\mathbf{T} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda} \mathbf{U}^{\mathrm{T}} = \sum_{i} \lambda_{i} \mathbf{v}_{i} \mathbf{u}_{i}^{\mathrm{T}}.$$
 (2)

Since this matrix is a square root of $\widetilde{\mathbf{P}}^a$ we have

$$\mathbf{T}\mathbf{T}^{\mathrm{T}} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{2}\mathbf{V}^{\mathrm{T}} = \widetilde{\mathbf{P}}^{a}.$$
 (3)

Thus, any eigen-decomposition of $\tilde{\mathbf{P}}^a$ yields the left singular vectors and the singular values of **T**.

Diagonally dominant property

We will find the ETM and β that minimize the Frobenius norm of

$$\begin{split} \|\mathbf{T} - \boldsymbol{\beta}\mathbf{I}\|_{F}^{2} &= \mathrm{tr}([\mathbf{V}\mathbf{A}\mathbf{U}^{\mathrm{T}} - \boldsymbol{\beta}\mathbf{I}][\mathbf{V}\mathbf{A}\mathbf{U}^{\mathrm{T}} - \boldsymbol{\beta}\mathbf{I}]^{\mathrm{T}}) = \mathrm{tr}(\mathbf{V}\mathbf{A}^{2}\mathbf{V}^{\mathrm{T}}) - \\ \boldsymbol{\beta}\mathrm{tr}(\mathbf{V}\mathbf{A}\mathbf{U}^{\mathrm{T}}) - \boldsymbol{\beta}\mathrm{tr}(\mathbf{U}\mathbf{A}\mathbf{V}^{\mathrm{T}}) + \boldsymbol{\beta}^{2}\mathrm{tr}(\mathbf{I}). \quad (4) \\ \text{Since } \mathbf{V}\mathbf{A}^{2}\mathbf{V}^{\mathrm{T}} &= \mathbf{\tilde{P}}^{a} \text{ and the trace is invariant under the transpose} \\ \|\mathbf{T} - \boldsymbol{\beta}\mathbf{I}\|_{F}^{2} &= \mathrm{tr}(\mathbf{\tilde{P}}^{a}) - 2\boldsymbol{\beta}\mathrm{tr}(\mathbf{V}\mathbf{A}\mathbf{U}^{\mathrm{T}}) + \boldsymbol{\beta}^{2}\mathrm{tr}(\mathbf{I}) = \sum_{i}\lambda_{i}^{2} - 2\boldsymbol{\beta}\sum_{i}\lambda_{i} < \\ \mathbf{u}_{i}, \mathbf{v}_{i} > + \boldsymbol{\beta}^{2}k. \quad (5) \\ \text{Divide this distance by k and denote } \overline{\lambda}^{2} = \sum_{i}\lambda_{i}^{2}/k, \quad \delta = \sum_{i}\lambda_{i} < \\ \mathbf{u}_{i}, \mathbf{v}_{i} > /k \text{ we obtain a function of two variables} \\ d(\boldsymbol{\beta}, \boldsymbol{\delta}) = \|\mathbf{T} - \boldsymbol{\beta}\mathbf{I}\|_{F}^{2}/k = \overline{\lambda}^{2} - 2\boldsymbol{\delta}\boldsymbol{\beta} + \boldsymbol{\beta}^{2}, \quad (6) \\ \text{where } \boldsymbol{\beta} \text{ is bounded between } (0,1], \text{ and } \boldsymbol{\delta} \text{ is bounded between} \\ [-\overline{|\lambda|}, \overline{|\lambda|}] \text{ which can be verified from the inequality} \\ |\boldsymbol{\delta}| = \left|\frac{\sum_{i}\lambda_{i}(\mathbf{x}_{i}, \mathbf{v}_{i} >)| \leq \frac{\sum_{i}|\lambda_{i}|| < \mathbf{u}_{i}, \mathbf{v}_{i} > }{k} \leq \frac{\sum_{i}|\lambda_{i}|}{k}} = \overline{|\lambda|}. \quad (7) \\ \text{The function } d(\boldsymbol{\beta}, \boldsymbol{\delta}) \text{ is minimum at the point } (\boldsymbol{\beta}^{s}, \boldsymbol{\delta}^{s}) = (\overline{|\lambda|}, \overline{|\lambda|}). \\ \text{The corresponding ETM to this minimum point } (\boldsymbol{\beta}^{s}, \boldsymbol{\delta}^{s}) \text{ is } \mathbf{T}^{s}. \text{ Thus,} \end{split}$$

we found that **T** mostly resembles a diagonal matrix when it is the positive symmetric square root \mathbf{T}^{s} , and this diagonal matrix is $\overline{\lambda^{p}}\mathbf{I}$. This result suggests that we can decompose \mathbf{T}^{s} into the sum of a diagonal matrix **D** and a perturbation matrix **P**

$$\mathbf{T}^s = \mathbf{D} + \mathbf{P} = \overline{\lambda^p} \mathbf{I} + \mathbf{P} \quad (8)$$

While the Frobenius norm of **D** is $\sqrt{k\lambda^p}$, the Frobenius norm of **P** can be obtained by pluging β^s, δ^s into Eq. (5)

$$\|\mathbf{P}\| = \sqrt{\|\mathbf{T}^s - \beta^s \mathbf{I}\|_F^2} = \sqrt{k}\sigma_{\lambda^p}, (9)$$

where σ_{λ^p} is the standard deviation of $\{\lambda_i^p\}$. Now we can estimate the typical magnitude of an element in **P** as $\sqrt{\|\mathbf{P}\|^2/k^2} = \sigma_{\lambda^p}/\sqrt{k}$. On the other hand, the typical magnitude of an element along the diagonal of **D** is simply $\overline{\lambda^p}$.

To roughly estimate the difference in the orders between the diagonal and non-diagonal terms of \mathbf{T}^s , we assume that in the general case λ_i^p are realizations of a uniform distribution over [0,1]. By this assumption, $\overline{\lambda^p} = 1/2$, $\sigma_{\lambda^p} = 1/\sqrt{12}$ and the ratio $\overline{\lambda^p}\sqrt{k}/\sigma_{\lambda^p}$ for an ensemble size of 50 members is about 12. That means the diagonal terms of \mathbf{T}^s are in general one order larger than the non-diagonal terms for an ensemble size of the order of 50. Whereas this norm of **D** is only comprised of k diagonal elements, that of **P** is comprised of k² elements. The situation here is similar to a difference in distribution of the same amount over a line and over a square where the line is one of the sides of the square. This is the large difference in the number of elements of **P** and **D** that causes the large difference between diagonal and non-diagonal terms of \mathbf{T}^s .

 $\mathbf{T} - \beta \mathbf{I}$

粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関する不確実性の解明にむけて 川畑 拓矢¹, 上野 玄太², 国井 勝³, 瀬古 弘¹, 橋本 明弘¹ 1:気象研究所, 2:統計数理研究所, 3:気象庁

<u>1. はじめに</u>

夏季に発生する局地豪雨は発達した積乱雲に よってもたらされるが、ある適当な環境場が与 えられたときに、いつ、どこで、どの程度、積 乱雲が発生し、発達するのかには大きな不確実 性がある。また逆に発達した積乱雲の発生環境 場も様々である。このことは大気現象が本質的 にカオス性を内包しているためであり(Lorenz 1963;1969)、数値予報モデルによる予測でさえ も降水過程からもたらされる不確実性によって 将来の予測が本質的に不完全となることが分か っている(Zhang et al. 2006)。すなわち積乱雲の 発生・発達過程は、その周辺の気温、水蒸気、 風の場のわずかな揺らぎや、内部の水物質の相 変化などの揺らぎによって、発達の度合いが大 きく異なるものと考えられている。例えば、 Kawabata et al. (2014) は、ドップラーライダ ーデータを同化することによって下層の風向・ 風速が 0.4m/s 変化し、結果として 40 mm/h も の違いがもたらされた事例を報告している。こ のような非線形性が強い現象に対して、線形・ ガウス近似に基づく従来のデータ同化手法では なく、粒子フィルタ(Particle filter: PF)を用い ることで、その非線形性を陽に解析することが 出来るようになる。このような観点から、PFを JMANHM へ適用し(NHM-PF)、ストームスケ ールで実行することで積乱雲あるいは小規模な メソ対流系の発生・発達がどのような不確実性 を持っているのかを明らかにしようという研究 を始めた。

<u>1. Lorenz モデルによる PF</u>

まずはじめに Lorenz モデルを用いたリンサ ンプリングする PF を開発し、OSSE 実験を実 施した。その結果、同化サイクル当初 (1-3000 ステップ)では、アンサンブルシミュレーション は観測に沿った集団を形成していたが、次第に 一つのメンバーに収斂し(4000 ステップ)、filter collapse と呼ばれる状態に陥った(図略)。このシ ステムへ、初期ノイズとシステムノイズを追加 したところ、長期間の実行後でも安定した動作 を確認した(第1図)。



第1図 LorenzモデルによるPF結果。破線、 点線は各アンサンブルシミュレーション、実線 は真値、点は観測誤差を持つ観測値。

2. NHM-PF と今後

PF を NHM に実装する試みはすでに上野と 川畑(2013)によってなされている。このシステ ムでは側面境界値をシステムノイズとして取り 扱い、48時間の安定した実行に成功した(図略)。 本研究においては、さらなる安定性および高速 性を工夫して、新規開発する予定である。本講 演では、本研究の狙いと NHM-PF の開発状況 について報告したい。

謝辞

本研究は科研費「粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達 に関する不確実性の解明」(JP17H02962)によるサポートを受 けた。

深層学習を活用した階層・分散型データ同化システム

大西 領(海洋研究開発機構),森 航哉(NTT 未来ねっと研究所),荒木文明(海洋研究開発機構),板倉 憲一(海洋研究開発機構),川原慎太郎(海洋研究開発機構),中田亮太(NTT 未来ねっと研究所),高橋 紀之(NTT 未来ねっと研究所),高橋桂子(海洋研究開発機構)

近年、気象観測ビッグデータを活用したデータ同 化システムの開発が進められており、様々な成果 が報告されている[1]。一方で、安価な IoT センサ ーによって観測される気象ビッグデータは活用 されないままである。データが多量なだけでなく、 不均質であり、観測点が移動し得る、といった、 IoT センサーデータ特有の取り扱いにくさが活用 の障壁になっている。本研究では、IoT センサー による観測ビッグデータまでをも活用できる階 層型データ同化システムを新たに開発する[2]。そ のシステムの中では、深層学習を活用することに より、IoT カメラ画像をリモート雲量センサー情 報として取り込む。

階層型データ同化システム

図1に本研究が提案する同化システムを示す。 まず、不均質な(代表スケールの小さい) IoT セ ンサーデータを狭域高解像度計算に直接同化す る。そして、その計算結果を、他の観測データと ともに、広域低解像度計算に同化する。階層化す ることにより、不均質な IoT センサーデータをシ ステムに取り込めるだけでなく、データ同化に要 する計算コストを大きく削減できる。図2にシス テム構成を示す。各ユニットは計算ユニットとデ ータマネージャーから成る。計算ユニットではマ ルチスケール・マルチプラットフォーム気象モデ ル MSSG[3]を用いる。

深層学習による雲量推定システム

安価な IoT センサーは基本的には地上観測点に おけるデータを取得する。一方で、デジタルカメ ラ情報には上空の情報が含まれることが多い。本 研究では、デジタルカメラ画像に写りこんだ空情 報から雲量を推定し、データ同化に活用するシス テムを開発した。雲量を推定する際には CNN(Convolution Neural Network)を用いた深 層学習を活用した。画像処理に関する機械学習方 法としては、SVM(Support Vector Machine)も広 く用いられる。SVM は定点カメラによるデータ セットに対しては良い性能を示すものの、多様な データセットに対しては CNN が圧倒的に良い性 能を示すことを明らかにした。

謝辞 海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用した.



図 1: 階層型データ同化の概念図。アメダス(大きな丸で 示す)などの高信頼性データは代表スケールが大きい。一 方、IoT データ(小さな丸)は代表スケールが小さい。IoT データは狭域高解像度シミュレーションに同化される。そ の狭域解像度シミュレーション結果は他の観測データと ともに、広域低解像度シミュレーションに同化される。



図 2: 階層型データ同化システムの概念図。上位階層ほど 広域を扱う。全ての計算ユニット(CU)に、マルチスケ ール気象モデル MSSG を用いる。

参考文献

[1] ひまわり8号で観測した高頻度大気追跡風と海面水温 の台風や大雨事例へのインパクト実 験

(http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H28/290117 /press_release.pdf);「京」と最新鋭気象レーダを生かし たゲリラ豪雨予測-「ビッグデータ同化」を実現、天気予 報革命へ-(http://www.data-

assimilation.riken.jp/jp/research/research_press.html) [2] 海洋地球インフォマティクスとエッジコンピューテ ィングで超スマート社会の実現へ (http://www.jamstec. go.jp/j/about/press_release/20160209/)

[3] Takahashi et al., J Phys. Conf. Ser., 454, 012072
(2013); Sasaki et al. Geophys. Res. Lett., 43, 9352-9360
(2016); Onishi and Takahashi, J. Atmos. Sci., 69, 1474-1497 (2012)

GSMaP と S2S データを用いた1か月予報の降水検証

山口 宗彦¹、高谷 祐平²、青梨 和正¹ (1:気象研台風研究部、2:気象研気候研究部)

1. はじめに

大雨や洪水、また干ばつ等の顕著な現象は、われ われの生命や財産を脅かすだけでなく、その土地の 経済や環境にも多大な影響を与える。また、近年の 気候変動に関連する研究によると、このような顕著 な大気現象は地球温暖化とともにより顕在化するこ とが予測されている。このような背景の中、顕著現 象に対するより正確な監視・予測情報の提供が求め られている。

本研究では、JAXA 地球観測研究センター(EORC) が作成する複数の衛星を利用した世界の雨分布のデ ータセット(GSMaP、衛星全球降水マップ)と世界 気象機関(WMO)が提供する各国の現業数値予報セン ターが運用する1か月予報のデータセット(ハイン ドキャストデータを含む)を用いて、1か月先まで の降水予報の検証を行う。本研究の目的は、大雨や 洪水、また干ばつ等の顕著な現象に対する監視から 予測までの包括的プロダクトの開発を行い、防災や 水資源管理、地域食料安全保障の分野での有効性を 評価することである。

本調査では、まず干ばつ(雨ナシの予測)に焦点 を当て、気象庁1か月予報による降水予測が干ばつ の予測に利用可能か検証を行った。

2. 手法

気象庁1か月予報による降水予測をWEEK1~WEEK4 の週毎に、「雨ナシ予測」のスレットスコア(TS)を 求める。干ばつインデックスの1つである Keetch-Byram Drought Index (KBDI, Keetch and Byram 2016)によると、日降水量が5.1 mm以下の場合は干 ばつを解消する降水量ではないと判断する。したが って雨ナシの閾値は35.7 mm (5.1 mm × 7日)と した。GSMaP、及び降水予測の水平解像度はともに 1.5 度×1.5 度で、検証の期間は201~2010年の10 年間である。

上記手法で、1 か月予報の各初期時刻に対応した スレッドスコアの水平分布を週毎に作成し、ある領 域、ある季節で平均した TS を求めた。

3. 検証結果

図1が示す東南アジア域(北緯10°~18°、東経 98°~100°)、インドネシア域(南緯5°~北緯5°、 東経96°~120°)における平均的なTSを季節毎 (DJF, MAM, JJA, SONの)に検証した結果を図2示 す。





図 2. 東南アジア域(白)、インドネシア域(灰色)にお ける「雨ナシ予測」のスレットスコア。横軸は季節(予報 の初期時刻に対応)。各季節で白、灰色の棒ブラフは左か ら WEEK1, WEEK2, WEEK3, WEEK4の検証結果。

TS は、予報時間や検証対象域の気候(雨季・乾季) によって変ることが期待される。東南アジア域で乾 季となる DJF の TS と比較すると、インドネシア域 で乾季となる JJA の TS は小さい。また、雨季は両検 証対象域ともに予報時間とともに TS が小さくなる。 解像度を 0.5, 1.0 度とした検証でも同様の結果が 得られた。

4. 今後の課題

今後の課題は、1) 気候学的な予測に対する 1 か 月予報のスキルを検証する、2) S2S に参加している 他の 1 か月予報を用いた検証を行う、3) 確率的な 予報のスコアを検証する、4) 複数の 1 か月予報を 組み合わせたマルチセンターアンサンブルの有効性 を調査する、5) GSMaP を用いて降水予測のバイアス を補正することである。

謝辞

本研究は、JAXA PMM RA8 の支援を受けた。

<u>1. はじめに</u>

亜熱帯の大陸西岸沖の海洋は、海面水温が周囲に 比べて低く、ハドレー循環の下降流域にあたることから 強い逆転層が生じ、境界層上端に層積雲が発生しやす い環境となっている。この層積雲は下層大気の流れに 乗り低緯度に移流され、環境場の変化に伴い積雲へと 遷移していく。

層積雲の形成や維持には、海面からの熱・水蒸気フ ラックス、雲頂における放射冷却、乱流による雲頂エント レインメント、大規模沈降流など、様々な物理過程が関 係する。このことから数値予報モデルにおいて層積雲を 表現することは困難であり、特に一般に鉛直解像度が 低い全球モデルにおいては、雲過程や境界層過程の 中で独自にパラメタライズすることで表現することが多い。

2. 問題点

放射収支に対して層積雲の影響が大きいことから、 気象庁全球モデル(GSM)においても層積雲の表現と その改善は重要な課題となっている。2004年に層積雲 をターゲットとした層積雲スキームを導入し(Kawai and Inoue 2006)、その後も改良や調整を行ってきた。しか しながらこれまでに、雲の鉛直構造が不連続である、日 変化を適切に表現できないといった問題が報告されて いる(例えば計盛 2016; 川合ほか 2017)。

図1に、2001年6~8月を対象とする、GSM(水平 解像度はTL159)による下層雲量の予測値(左)と、 JRA55を真値としたときの850hPa気温の平均誤差 (右)を示す。亜熱帯の大陸西岸沖の層積雲領域から 浅い積雲への遷移領域にかけて平均誤差が大きくなっ ている。850hPaは、これらの領域における下層雲の直 上にあたり、誤差にはGSMにおける雪の表現に見ら れる問題が反映していると考えられる。

モデルの予測における系統的な誤差は、第一推定 値の誤差を通じてデータ同化にも悪影響を及ぼすこと から、数値予報システム全体の性能向上のためにも小 さいことが望ましい。

<u>3. 改良の方針</u>

気象庁では現在、EDMF 型境界層スキームの開発 を進めている(米原・北村 2016)。また気候モデルにお いて、層積雲スキーム及び関連する境界層スキーム・浅 い積雲対流の改良により層積雲と浅い積雲の表現が改 善することが報告されている(例えば Kawai 2012; 川 合ほか 2017)。現業と同じ仕様の全球モデルにおいて これらの知見に基づく改良を行う。まず Kawai (2012) に基づき層積雲スキームの発動条件が満たされた時に 浅い積雲の発生を抑止したり、層積雲の雲量・雲水量 を診断的に求めずに境界層上端での拡散係数の調整 を抑止することで雲過程により表現させたりすることを検 討する。発表では、これらの変更による層積雲の表現へ の影響について報告する。

参考文献

- Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A simple parameterization scheme for subtropical marine stratocumulus. *SOLA*, **1**, 017–020.
- Kawai, H., 2012: Results of ASTEX and Composite model intercomparison cases using two versions of JMA-GSM SCM. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.
- 川合秀明,行本誠史,神代剛,大島長,田中泰宙, 2017:気象研究所気候モデルにおける雲表現の改 善.日本気象学会 2017 年度春季大会予稿集, A205.
- 計盛正博,2016:マイクロ波輝度温度データを用いた 気象庁全球数値予報モデルの評価一大陸西岸沖の 層積雲の日変化について一.日本気象学会 2016 年度秋季大会予稿集,B111.
- 米原仁,北村祐二,2016:気象庁全球モデルにおける EDMF 型境界層スキームの開発.日本気象学会 2016 年度春季大会予稿集,D460.





図 1. 2001 年 6~8 月を対象とする、GSM(水平解像度は TL159)による下層雲量の予測値(左)と JRA55 を真値 としたときの 850hPa 気温の平均誤差(右)。2000 年 11~12 月の4 初期時刻からの予測を平均したもの。それぞ れの右側のグラフは帯状平均を表し、右図で四角によるハッチは地表面気圧が 850hPa より低いことを表す。

北半球冬季のブロッキング形成過程における

再解析および予報データに対する渦度収支解析

*相河 卓哉・稲津 將(北大院理)

1. はじめに

ブロッキングは中高緯度域に与える影響が極めて大きな現象であるが、特にその形成過程において予測が困難であることが指摘されている

(Kimoto et al. 1992).また、ブロッキングの形 成・維持過程においては高周波変動成分(総観規 模擾乱)と低周波変動成分(準定常ロスビー波束 伝搬)の重要性が指摘されており(Nakamura et al. 1997)、それらを数値モデルで再現できるかが 予報スキルに関係することが示唆されている

(Takemura and Mukougawa 2010). しかし、 再解析および予報データを用いて、多数のブロッ キングについて解析を行った研究はない. そこで 本研究では、2007/08 年から 2016/17 年までの 10 年分の冬季 (NDJFM) に発生したブロッキング について渦度収支解析を行った.

JRA-55 再解析データを用いて、欧州・大西洋 域と太平洋域のそれぞれで発生したブロッキン グを定義した.次に、各ブロッキングの形成期(発 生の3日前から当日まで)において高周波項、低 周波項、発散項およびベータ効果項の4つの項に よる渦度の変化量を計算し、どの項がブロッキン グの形成過程において重要であるかを解析した. また、予報初期時刻を発生9日前とする週間アン サンブル予報データに対しても同様の解析を行 い、予報誤差が大きい項を調べた.

表 1:ブロッキング形成期において、高気圧性渦度の生成 に最も寄与していた項の度数.

	欧州・大西洋域	太平洋域
高周波項	8	3
低周波項	12	3
発散項	1	2
ベータ効果項	3	6

2. 結果

10年分の冬季の再解析データから、欧州・大西 洋域では24事例、太平洋域では14事例のブロッ キングを定義した.

表1より欧州・大西洋域では高周波項および低 周波項がブロッキングの形成過程において卓越 している.一方、太平洋域ではベータ効果項が重 要であることが示唆される.これは前者では低周 波項が、後者では高周波項が重要とされている先 行研究とは異なる結果である.

図1より、予報では特に低周波項の誤差によっ て低気圧性渦度が強く見積もられている.これは、 モデルの中では実際よりもブロッキングが弱く 予報されていることを示唆する.また、低周波項 が低気圧性渦度側にずれて予報されることに対 応して、発散項は高気圧性渦度側にずれている. 欧州・大西洋域においても、太平洋域と同様の傾 向が存在した.



図 1: 太平洋域で発生したブロッキングにおける渦度変 化量の予報誤差について、4 項の誤差の和(横軸)に対 する各項の誤差(縦軸)の散布図.予報初期時刻は発生 9日前.左上、右上、左下、右下の順に高周波項、低周波 項、発散項、ベータ効果項.単位は 10⁻⁴ s⁻¹.

NHM による南極定期予報計算システムの導入と検証

*山田恭平¹、平沢尚彦¹、橋本明弘²、庭野匡思²・青木輝夫³² (¹国立極地研究所気水圏研究グループ、²気象庁気象研究所、³岡山大学自然科学研究科)

1. はじめに

国立極地研究所では南極観測隊の現地観測の支援及び大気 場の解析のため、2016年6月より、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM; Saito et al., 2006)による南極での定期的な予 報計算システムを試験的に導入した。本発表ではその NHM に よる極地研での計算システムについて述べる。

2. データ

グリーンランド実験の設定(橋本ほか,2016)をもとに南 極実験用にカスタマイズされたNHMを用いて計算を行い、京 都大学生存研究所の全球予報データと気象研究所の海水デー タ、および地形・気候値等の定数データから地形、陸面、全 球予報値、海氷の初期値および境界値を設定する。予報計算 は 00UTC と 12UTC に合わせて行う。格子数 1016x944、 水平解像度は南極全域の予報計算に関して 6km および昭和 基地周辺のみの予報計算に関して 1km である。鉛直層数は 50、鉛直解像度は地表から大気上端までで最小 40m から最 大 500m としている。計算のタイムステップは 15 秒、放射 計算は水平 20km 解像度で 15 分ごとに行っている。予報時 間は 42 時間である。

3. 結果

図1 に水平解像度 6km 解像度で計算を行った時の 2017 年4月22日06UTCの南極全域の降水量、地表気圧偏差、 地表風を示す。この時刻、昭和基地(69°00'22"S, 39°35' 24"E) に低気圧が接近しており、海上では20m/sを越える 風速となっていた。図2に2017年4月12日から5月1 日までのH128地点(69°23'38"S.41°34'02"E:昭和基地 より約 90km 東方の地点) における無人気象観測装置 AWS の観測値と、同期間の予報開始後24-36時間の計算値の比較 を示す。低気圧が接近する 22 日付近では気温や風速の増加 が確認されており、計算値でもこれをよく再現している。こ の期間の観測値に対する計算値の気温の相関係数は0.70、観 測値に対する計算値のバイアスと標準偏差は 1.48±3.8K と ややばらついてはいたが概ね良い相関を示しており、風速は 相関係数 0.83、誤差は-1.01±2.3m/s とやはり良い相関を 示した。風向は相関係数は 0.30 と低く、12-14 日や 16 日 など大きく風向が変動している時間帯はその風向の変化を完 全に再現できてはいないが、東南東~南東風の状況ではよく 風向が一致しており、モデルはおおむね本期間の地表付近の 大気状態を再現していた。

4. 参考文献

Saito K, et al. (2006). *Monthly Weather Review*, **134(4)**, 1266-1298. 橋本明仏むか (2016). 雪氷, **78**, No.4, 205-214.



図 1. 2017 年 4 月 22 日 06UTC の降水量 (濃淡)、地表気圧偏差 (等圧線)、地表風 (矢印)。丸印は H128 地点。



図2. H128 地点での4月12日~5月1日の地上気温(上)、地上 風速(中)、風向(下)の観測値(薄線)と計算値(濃線)の比 較。右図は各データの計算値(横軸)と観測値(縦軸)の比較を 示し、直線は最小二乗法によるフィッティング直線を示す。

大井川・犀川流域のアンサンブル降雨予測システムの開発

*牛山朋來 1、小池俊雄 1、生駒栄司 2、喜連川優 2

(1 土木研究所 ICHARM、2 東大生産研)

<u>1. はじめに</u>

水力発電を行うダムでは、ダム放流時における 下流の公衆保安の確保と同時に、発電のための河 川流水の効率的な利用を行うことが求められる。 そのようなダム運用を行うための支援情報とし て、河川の流量等をリアルタイムかつ詳細に予測 することが必要となる。これらを目的として、平 成28年からDIAS水課題プログラムが開始された。 その課題の中で、高精度の降水予測を行うアンサ ンブル予報システムを構築したので、今回は精度 評価の結果について紹介する。

2. 実験設定

実験領域は図1の通り、日本列島主要部分を含む外側領域(15km 解像度)と、中部地域を含む内側領域(3km 解像度)の2重ネスティングである。外側領域のみ、気象庁によるチューニングを施した Kain&Fritcsh 対流パラメタリゼーションを用いた。外側領域を対象にWRF-LETKFを用いてアンサンブル初期値を作成し、アンサンブル予報を行った。同化データはPREPBUFR、境界条件は気象庁 GSM-GPV、アンサンブルメンバー数は33である。作成した初期値(00UTC,12UTC)から48時間予報を行なった。このような連続予報実験を2015年と2016年の7月~9月の3ヶ月間行ない、大井川と犀川流域における地上雨量計の6時間雨量と比較して、スレットスコアを計算した。

<u>3. 結果</u>

図2に、実験期間内の大井川流域の平均降水強 度の時間変化を示す。期間中の降水事例は、各年 について10例程度であった。また、犀川流域も 同様であった。

図3に降水強度別のスレットスコアを示す。左 上の2015年大井川以外の3つの図では、MSM(実 線)は、アンサンブル平均(破線)とほぼ同程度 のスコアとなった。また、アンサンブル予報の上 位10%の平均値(一点鎖線)は、アンサンブル平 均よりも予報雨量が大きいため、より大きなスレ ットスコアを示した。また図には示さないが、上 位10%の予測雨量を用いることにより、見逃し率 を減らすことができたが、その交換条件として空 振り率は大きくなった。この部分は、目的に応じ て利用方法を議論する必要がある。

一方、図3左上の2015年の大井川では、MSM のスコアがアンサンブル平均に比べて大幅に大 きかった。これはいくつかの降水事例でMSMの 予報精度が高く、その影響が現れたものである。

<u>4. まとめ</u>

大井川、犀川流域を対象に、WRF-LETKF を用 いた 48 時間アンサンブル予報を計 6 ヶ月間行っ た。アンサンブル平均雨量のスレットスコアは、 一部を除いて気象庁 MSM と同等の結果が得られ た。また、アンサンブル予報の上位メンバーを選



図1. 実験領域。左が外側領域、右側が内側領域、右図の 灰色領域が静岡県大井川流域と長野県犀川流域。影は標高 (m)を表す。



図 2. 2015 年および 2016 年の大井川流域内の降水強度。 気象庁全国合成レーダーGPV から計算。 Threat Score 2015





択することにより、より大きなスコアが得られた。 しかしながら、統計的な精度を議論するには、さ らに長期間の計算が求められる。

今後リアルタイム降水予報と河川流出量計算 をあわせて、ダム運用への適用方法を議論してい く予定である。

<u>謝辞</u>:本研究は、文部科学省「地球環境情報プラ ットフォーム構築推進プログラム(水課題アプリ ケーション)」の支援を受けて実施した。
統計解析による台風中心気圧予報 柴田大河・伊藤耕介・山田広幸・宮田龍太・棚原慎也(琉球大学理工)

1. <u>はじめに</u>

近年気象衛星画像など気象に関わる観測データが 多く得られる時代になった.そこで、物理モデルが 充分に再現できない対象を観測データの統計解析だ けで予測する方が有効になる場合も存在する可能性 がある.本研究ではその一歩目として物理モデルで の再現が難しい台風の中心気圧予報を行った.

台風の強度予報は全球モデルの結果に補正を掛け る形で行われているが、気象庁による中心気圧の予 報が台風の急発達の増加などで困難になっているこ とが指摘されている(Ito, 2016). そこで、本研究では 統計的な予報手法として衛星赤外画像に線形回帰を 適用した台風の強度予報システムの構築を試み、結 果を考察した.

2. 赤外画像と中心気圧の関連性

今回の実験では入力データとしてひまわり6,7号 による赤外画像(IR1,期間は2005-2015)と解析時 刻及び解析時刻より6時間前の気象庁ベストトラッ クの中心気圧を用いた.まず,赤外画像と中心気圧 に関連があることを確かめるため,台風の中心気圧 に関連があることを確かめるため,台風の中心気圧 に関連があることを確かめるため,台風の中心気圧 に関連があることを確かめるため,台風の中心気圧 の距離ごとに方位角方向にフーリエ変換を施したう えで主成分分析をかけた.その結果,図1に示すよ うに台風の中心気圧は赤外画像の主成分スコアであ る程度分類できることがわかった.このことは赤外 画像が中心気圧に関連する情報を持っていることを 示している.

次に, 主成分スコアや利用可能な中心気圧を説明 変数として 24 時間後の中心気圧を予測する回帰式 を作った.当てはめる線形回帰モデルは画像の主成 分スコアX₁, X₂,解析時刻及びその6時間前の中心気 圧 P₀, P₋₆, 重回帰係数*a*, *b*, *c*₋₆, *c*₀, *d*により中心気圧 の予測値Pを

$P = aX_1 + bX_2 + c_{-6}P_{-6} + c_0P_0 + d$

とするものである.また重回帰係数どうしを比較す るため,説明変数は同じスケールになるように正規 化した.

今回の実験では 2005-2013 年までの台風につい て重回帰係数を求め、この係数を用いて 2014 年の台 風で予測を行った.

3. <u>実験結果</u>

以上の設定で実験を行ったところ,図2(左)に示 すように24時間後の中心気圧についてのベストト ラックとの二乗平均誤差平方根(RMSE)は13.3 hPa となり2014年当時の気象庁の予報値のRMSE14.4 hPaに匹敵する値となった.また,全体の傾向とし てベストトラックに対し,低い中心気圧に対しては 高めに,高い中心気圧に対しては低めに中心気圧を 予測していた.図2(右)に示すように主成分スコア への回帰係数は中心気圧の回帰係数に対して非常に 小さかった.しかし,実際に主成分スコアを説明変 数から除いて同様の実験を行ったところ,RMSE が 0.05 hPa だけ悪化したことから,中心気圧予測につ いての主成分スコアがわずかながら改善に貢献した と言える.

4. <u>まとめ</u>

ひまわり 6,7号の画像の情報,および過去の中心 気圧を線形回帰で抽出するだけでも気象庁の発表予 報に匹敵する精度を出すことができたが,画像解析 の寄与は小さかった.画像解析を用いた中心気圧予 測は実現可能なアイディアであるものの,台風サイ ズの正規化や他のデータを用いるなどまだ改善の余 地がある.発表時にニューラルネットワークを用い た結果も紹介する予定である.



図 1. ひまわり 6,7号で観測された 2005-2015 年までの 衛星赤外画像(IR1)をフーリエ変換したうえで主成分分 析を施したときの第1及び第2主成分の散布図.



図 2. (左) 画像解析による中心気圧の 24 時間予報値(縦 軸)とそれに対応する気象庁ベストトラック(横軸). (右) 重回帰係数.

謝辞:本研究は科研費基盤研究(B) 17H01704 (2017-2021 年度,代表:中野慎也)「データ駆動 型シミュレータに基づく自然災害リスク解析技 術の開発」の助成により行われた.また使用データと して,本研究で使用したMTSATデータは気象庁,ウェザ ーニュース,東大地震研・生産研竹内研究室で受信し, 千葉大学環境リモートセンシング研究センターで処理, 公開されたものを利用した

参考文献

Ito, K., 2016: SOLA, 12, 247-252.

Deep learning を用いた北西太平洋全域台風強度予測実験

棚原慎也,石垣博章,伊藤耕介,山田広幸,柴田大河,宮田龍太(琉大院・理工)

1 はじめに

台風予測の精度向上は、防災上非常に重要な課題であ る.しかし、台風の位置についての予報精度は着実に向 上しているものの、最大風速など台風の強度に関する予 報精度は過去数十年目立った改善が得られていない⁽¹⁾. それに対し、Itoら (2015)が提案した高解像度大気海洋 結合モデルでは、台風強度の 2-3 日予報について、従来 のモデルと比較して 20-40%予測精度を改善できることを 示した⁽²⁾.

そこで本研究では、人工知能の一つである deep learning を使用することで、さらなる予測精度の改善ができるの ではないかと考えた.ここでは台風の強度に関する予報 精度の向上を目的とし、台風の最大風速を基準にして定 めた階級について予測するモデルを提案する.

2 データと手法

2.1 データ 本研究では、千葉大学環境リモートセンシング研究センターで公開されている 2014 年に発生した台風の北西太平洋領域の衛星画像データ、気象庁ベストトラックのデータを用いた.

これらを用いて、台風の強度について気象庁が最大風 速を基に定義した"表現しない"、"強い"、"非常に強い"、 "猛烈な"の4段階に分類し、24,48,および72時間後 予測を行った.表1に後述する deep learning のトレーニ ングおよびテストに使用したデータセットの内訳を示す. ただし、ここでは北西太平洋領域に台風が2つ以上存在 した場合を除外した.

表 1: データセットの内訳.

	24 時間後	48 時間後	72 時間後
表現しない	224	238	275
強い	78	67	45
非常に強い	39	40	31
猛烈な	21	17	11

2.2 手法 Deep learning⁽³⁾は、データから特徴量を自動的に抽出することができる.ここでは、初期時刻における雲の配置が台風の勢力に何らかの影響を及ぼしているのではないかという仮定の下、北西太平洋領域の衛星画像を入力とし、24、48 および72 時間後の台風強度の階級について予測を行った.また、データセットのうち10%をテスト用としてランダムに振り分ける際、データセットのクラスに偏りが出ることを考慮して、5 回同様の実験を行った.表2に、本研究で使用した deep learningの仕様を示す.

表 2: 本研究で用いた deep learning の仕様.

バッチサイズ	200
エポック数	100
中間層の数	2
入力層の素子数	40000
「パラメータの更新」	Adam



表 3:24 時間後予測における結果の詳細.行が正解ラベル,列が予測ラベルを表す.

	表現しない	強い	非常に強い	猛烈な
表現しない	107	2	1	1
強い	10	30	3	2
非常に強い	0	2	13	0
猛烈な	0	0	3	6

3 結果と考察

図1に,24時間後予測実験におけるトレーニング(点線)およびテスト(実線)時の各エポックでの正答率を示す.この図より,最終的な正答率はどちらも90%を超えたことがわかる.これはdeep learningが北西太平洋領域において雲の配置から何らかの特徴を捉えることができたからだと考えられる.また,48 および72 時間後予測においても最終的な正答率は約80%という結果が得られた(紙面の都合上,図は割愛).

表3に5回テストを行ったときの24時間後予測結果の 詳細を示す.表3より,"強い"台風を予測することより も,"非常に強い"台風を予測する方が精度が高いという ことがわかる.これは,勢力が強い台風ほど雲に特徴が 顕著に表れるためであると考えられる.

4 おわりに

Deep learning に衛星画像を入力し,台風強度の階級に ついて予測した結果,約80%の予測精度が得られた.今 後の課題として,モデルの改良を行うことでさらなる精 度の向上や,中心気圧の予測などにも適応できるか検証 していく.

参考文献

- Ito K (2016) Errors in tropical cyclone intensity forecast by RSMC Tokyo and statistical correction using environmental parameters. SOLA 12: 247-252.
- (2) Ito K, Kuroda T, Saito K, Wada A (2015) Forecasting a large number of tropical cyclone intensities around Japan using a high-resolution atomosphereocean coupled model. Weather and Forecasting 30(3): 793-808.
- (3) Krizhevsky A, Sutskever I, Hinton G (2012) ImageNet classification with deep convolutional neural networks, *NIPS* 1097-1105.

VIL ナウキャストの精度検証

*岩波 越・清水慎吾・平野洪賓・三隅良平(防災科研) 中垣 壽・山路昭彦(日本気象協会)

1. はじめに

短時間強雨の増加傾向、それによる小河川の急激な 水位上昇や内水氾濫の被害が特に都市域で社会問題 になっていること、5分以内の3次元レーダーデータ の取得が容易になったことを背景に、防災科研は鉛直 積算雨水量:VIL (Vertically Integrated Liquid water content)を用いたナウキャスト(以下、VIL-NC)手 法の研究開発を行ってきた。平野他(2014 年度春季 大会 B157)は Boudevillain et al. (2006)による RadVil モデルの改良と MP レーダー利用による雨水 量推定方法の改良を行い、3事例について VIL-NC は 従来型のナウキャストと同程度かそれ以上の精度を 持つことを示した。本報告では、この手法を使って首 都圏で2015年6~10月の5ヶ月間に一般から2,000 人のモニターを募集して行った VIL-NC 社会実験の際 の予測精度の検証結果について述べる。

予測精度の検証は手法の改良に必要なだけでなく、 予測情報を提供する際に、多様化する利用者のニーズ に応じるために、いかに精度情報を活用するかを検討 するためにも重要である。

2. 検証方法

領域は、VIL 計算範囲(北緯 35.0~36.4895 度、東 経 139.0~140.705 度)からレーダー不可視領域を除 いた領域で、500m 間隔の 81,357 グリッドを含む。期 間は、実験期間全体(5ヶ月)、10分間雨量 5mm 以 上が 100 グリッド超で観測された時間が 30分以上継 続したという条件で選択した 78 強雨事例と、選択強 雨事例中に10分間雨量の閾値 5mmを初めて越えた時 刻の 3 通りである。使用したデータは、検証領域内の 62 地点の AMeDAS 雨量データ、当時の国土交通省 XRAIN (さいたまと新横浜)、気象庁高解像度降水ナ ウキャスト(以下、HRP-NC)の初期値と予測値で、 精度の比較対象として HRP-NC の 10、20、30分先予 測値を用いた。

3. 結果

AMeDAS の 10 分間雨量と比較したところ、10、20、 30 分先予測ともに、弱い雨を多く含む実験期間全体 (約 133 万データ)では HRP-NC の回帰直線の傾き がより 1 に近く相関係数が高かった。一方、選択強雨 事例(約 11.5 万データ)では、VIL-NC がより高い相 関係数、小さい平方根平均二乗誤差(RMSE)を示し た。

面的分布の比較対象として、XRAIN と HRP-NC 初 期値を AMeDAS の 10 分間雨量と比べたところ、 XRAIN は過小、HRP-NC 初期値は過大評価傾向があ ったが、より相関係数が高く RMSE が小さい XRAIN を以下の評価では真値と見なして、スレットスコア: CSI を算出した。

78 選択強雨事例において、降雨強度 10、30、50mm/h 以上を闕値として**グリッド毎に**比較した 10、20、30 分先予測の CSI を図1に示す。いずれも VIL-NC の方 が高いが、その差は予測時間が短いほど大きかった。

78 選択強雨事例のうち、発達時に注目して 10 分間 雨量の閾値 5mm を初めて越えた時刻の CSI を計算し たところ、図1の30mm/h 以上の CSI よりやや低く、 予測時間との関係は同様で、10分先予測のみ差が顕著 であった。

4. まとめ

3次元データを活用した VIL-NC は、強雨事例にお いては特に 10、20分先までの予測精度が高いことが 1 夏季の統計からも明らかになった。2018 年度にはマ ルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダーのデ ータを用いて実験を行う計画である。





謝辞 本研究は、内閣府総合科学技術・イノベーション 会議の戦略的イノベーション創造プログラム (SIP)「レ ジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST) によって実施されました。

太陽活動による南半球環状モード変調の起源

黒田友二(気象研究所)

1、はじめに

太陽活動が気候に一定の影響を与えているこ がが次第に明らかになってきている。しかも、太 陽活動の気候に与える影響は気候平均場への影響 だけでなく、変動の仕方への影響も指摘されてい る。例えば、Kuroda and Kodera(2005)は南半球春 季の環状モード(SAM)に伴う変動が太陽活動の強 い時期と弱い時期で大きく異なっていることを示 した。ただ、そのメカニズムはなお不明である。 そこで、メカニズムに迫るために再解析データを 用い、変動のエネルギー及び運動量解析を行った。

2、データと解析方法

解析するデータは再解析データ ERA-Interim の 1979~2015 年の 6 時間ごとのデータであり、こ れより摩擦や非断熱加熱は残差として求めている。 運動量バランスについては、Kuroda (2016) の手法 を用いて波動や非断熱加熱等それぞれに対する寄 与を切り分けて見積もっている。他方、波のエネ ルギー収支については、Holton(1975)の手法によ って評価している。太陽活動は波長 10.7cm の電波 強度指数(F10.7)に基づき、10-12 月平均の F10.7 が130以上の年を高太陽活動期(HS)、110以下の年 を低太陽活動期(LS)として、HSとLSの解析結果を 互いに比較した。なお、両者は共に18年である。

(下段) でそれぞれ10-11月平均した南半球環状 モード(SAM)指数に対する帯状平均場と E-P フラック スの回帰図を比較したものである。SAM は下部対流 圏で定義されるので、10、11月の対流圏の様子は 良く似ている。しかし成層圏の様子は随分異なり、HS では成層圏から有意な信号が極夜ジェット振動 (PJO)に従って下降してきている。しかし、LS ではそ のような信号は非常に弱くまた不鮮明である。

この変調原因を調べるために加速度について同 様の解析を行った。それは、運動方程式は加速度を 支配するものだからである。その結果、太陽活動によ る大きな速度の変化は概ね8、9月での加速度の違 いに依っていることが分かった。次にこの加速度の違 いを知るため各要因に分解して調べたところ、ほぼ波 動による加速の違いに依っていることが分かった。そ こで、今度は波動エネルギーに着目し、それがどこか ら来ているかを見るため各ソース項を調べた。その結 果、特に HS の 9 月の下部成層圏での加速に対応し て平均場からの大きな傾圧変換が存在した。LS では このようなものは見られなかった。また、HS のみにや や小さいものの非断熱項からの有意な寄与が見られ た。

以上から SAM の変調は HS 時の基本場の傾圧 不安定性とオゾン加熱に依っていると考えられる。し かし今後さらに理解を深めていく必要がある。

3、結果

図は太陽活動が高い時期(上段)と低い時期



図、10-11月平均南半球環状モード指数に対する帯状平均場及び E-P フラックスの回帰を、 (a−e)高太陽活動期(HS)と、(f−j)低太陽活動期(LS)に分けておこなったもの。コンター間隔は1m s⁻¹ であり、影は統計的に 95%有意な領域につけている。矢は有意な E-P フラックスであって、 気圧の逆数でスケールしている。

初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞と シベリアの寒冷化 ~過去と近年の違い~

*安藤 雄太¹, 立花 義裕¹, 山崎 孝治^{1,2}, 中村 哲², 西井 和晃¹, 小木 雅世³, 浮田 甚郎⁴ 1) 三重大院生物資源, 2) 北大, 3) マニトバ大, 4) 新潟大

1. 研究背景

冬季北半球では高緯度の成層圏は強い西風(極夜 ジェット)が特徴的である.季節内変動の時間スケ ールでは、極夜ジェットのシグナルは上部から下部 成層圏へ下向き伝播する.この変動は北極振動と関 連するため、極夜ジェットは成層圏だけでなく対流 圏の気候にも重要な役割を果たす.

気候値の極夜ジェットは、風速が10~12月に単調 増加し1月上旬に最大に達する.その後単調減少す る.しかし、日平均データで見ると11月(2月)下 旬に一時的に増加(減少)が止まる.この現象を本 研究では季節進行の「停滞」と呼ぶ.2月下旬の停滞 は成層圏突然昇温(SSW)の発生が1月より少なく なることと関連すると考えられるが、SSW が少ない 11月下旬は知られていない.また、近年は高緯度域 で温暖化が顕著であるため、過去と比べ極夜ジェッ ト停滞にも何らかの影響があることが予測される. 本研究は気候値の極夜ジェットの11月下旬におけ る季節進行の停滞を力学的な視点から調べ、その要 因および過去と近年の違いを探ることを目的とする.

2. データ・解析方法

データは日平均 JRA-55 再解析データを使用した.気候場の過去と近年の違いを調べるため,1982 ~1998 年と1999~2015 年の各17 年平均値を過去と近年の気候値と定義した.極夜ジェット指数は50hPa.65°Nの東西風の帯状平均値を用いた.

11月下旬の線形的な季節変化からのずれの場を 見るため、11月下旬の場から11月上旬と12月上 旬の平均場を引いたものを季節変化からのずれとし た.

3. 結果

TEM 方程式より,一般的に極夜ジェット減速は EP フラックス収束と関連する.高緯度の100hPaの EP フラックスの鉛直成分を見ると,過去も近年も 11 月下旬に急増し下部成層圏で収束した.よっ て,プラネタリー波の対流圏から成層圏への上向き 伝播の急増と極夜ジェット減速が関連することが明 らかとなった(図1).近年の方が11月下旬の停 滞が明確である.これは近年の方がEP フラックス の鉛直成分が11月下旬に急増する傾向が明確であ ることと整合的である.

このプラネタリー波の源を調べるため,100hPa 波活動度フラックス(WAF; Plumb 1985)の鉛直成 分を見ると,11月下旬にシベリア域で正の値であ った.過去はシベリア域の狭い範囲のみだったが, 近年はシベリア域の広い範囲であった.

WAF の鉛直成分は南北渦熱フラックスv'T'('は 帯状平均からの偏差)に比例する.シベリア域では 近年が北風・低温偏差であるため,近年はトラフの 強化がプラネタリー波伝播の急増と関連することが 示唆された.500hPaジオポテンシャル高度の帯状 平均からの偏差を見ると,近年はシベリア域でトラ フが形成されることが明らかとなった(図2).

プラネタリー波に関連した対流圏下層の気温を見 るため,850hPa気温のシベリア域(図2の茶色 域)とそれ以外の地域(図2の青色域)の領域平均 した指数の時系列を作成した.11月下旬にその差 が最大に達するが,近年の方がその差と下がり方が 大きかった.

以上の結果から、シベリア域が陸であるのに対し 他の領域が海を含むため、海陸の熱的コントラスト がプラネタリー波を形成し、極夜ジェット停滞を引 き起こしたことを示唆した.さらに、近年の方が海 陸コントラストが大きいため、これが極夜ジェット 停滞に影響を与えていることを示唆した.



図1 (a) 過去と(c) 近年の気候値の極夜ジェット指数(太線)と標準誤差(灰色)[m/s],(b) 過去と(d) 近年の100hPaのEPフラックスの鉛直成分[m²/s²](60-70°N平均)の時系列.黒点線で囲まれた期間が11月下旬である.



図 2 (a) 過去と(b) 近年の 500hPa ジオポテンシャル 高度の帯状平均からの偏差[m](波数1~2成分のみ). ただし、11月下旬の線形的な季節変化からのずれであ る.正が実線、負が破線である.

温位座標に基づく寒気流出の将来変化の解析

*菅野 湧貴(東北大院・理)、John. E. Walsh(アラスカ大学)、岩崎 俊樹(東北大院・理)

1 はじめに

冬季の北極域に蓄積された寒気は間欠的に中緯度 に南下し、寒波をもたらす。地球温暖化による寒波 の変化は、平均気温の上昇によって頻度が減少する (Screen et al., 2015)という結果と、その反対の温 暖化しても頻度は変わらない (Kodra et al., 2011) という結果が報告されており、十分に理解されてい ない。本研究は温位座標基づく寒気の評価法を用い て、寒気流出の将来変化を定量的に明らかにする。

2 解析手法

先行研究と同様に、特定温位 280 K 面以下の大気 を寒気と定義する (Iwasaki et al., 2014)。各地点 の寒気質量、寒気質量フラックスはそれぞれ次式で 定義される。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T) \tag{1}$$

$$\mathbf{MF} \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp \tag{2}$$

ここで p_s は地上気圧、v は水平風ベクトルである。

解析には、Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 から、MRI-CGCM3、MIROC5、 GFDL-CM3 の 3 つの気候モデルのデータを使用す る。6 時間間隔のモデル面データから寒気質量と寒 気質量フラックスの計算を行った。将来変化シナリ オは RCP4.5 と 8.5 の 2 つを使用する。現在気候を 1981-2000 年と定義し、21 世紀中ごろ (2046-2065 年)と 21 世紀末 (2081-2100 年) における変化を、 北半球冬季 (12 月-2 月)を対象にして調べる。

3 結果

図1に北緯45度を横切る寒気質量フラックスの 変化を示す。すべてのモデルが寒気流出の弱化を 予測している(0.1%の有意水準)。RCP4.5シナリ オの21世紀中ごろでは、3モデル平均の変化が内 部変動よりも小さい。それ以外のシナリオ・期間で は、3モデル平均の変化は内部変動よりも大きい。 各モデルの変化を見ると、GFDL-CM3が最も大き な変化を示し、MRI-CGCM3の変化は RCP8.5の 21 世紀末を除き内部変動よりも小さい。21 世紀中 ごろでは、RCP8.5 シナリオと RCP4.5 シナリオ の差は約 5% であるが、21 世紀末には約 15% と 大きく広がっている。JRA-55 再解析データでは、 1959-1978 年から 1981-2000 年の間で北緯 45 度を 横切る寒気質量フラックスはほぼ変化しておらず、 これまでに見られなかった寒気流出の弱化が 21 世 紀中ごろには現れ始めると予想される。

発表では寒気流出の変化の地理的分布や東アジ アと北米における寒気流出の変化について示す。



図1 北緯45度を横切る寒気質量フラックスの 将来変化。現在気候(1981-2000年)を基準とし た3つのモデルとその平均の変化。エラーバーは 3モデルの平均とそのばらつき(1標準偏差)を 表す。破線は3モデル平均の内部変動の大きさ (年々変動の2標準偏差)である。負の変化傾向 は寒気南下が弱くなることを意味する。

引用文献

Iwasaki et al., 2014, JAS, 67, 293-312.
Kodra et al., 2011. GRL, 38,(8).
Screen et al., 2014, JCLI, 27, 9337-9348.

冬の北大西洋振動と夏の北半球環状モードの間の季節間リンクの 数十年規模変動

*山崎 孝治¹, 小木 雅世², 立花 義裕³, 中村 哲¹, 大島 和裕⁴ 1:北海道大学, 2:マニトバ大学, 3:三重大学, 4:海洋研究開発機構

1. はじめに

冬の北大西洋振動(North Atlantic Oscillation: NAO)/北極振動(Arctic Oscillation: AO)が正であ ると引き続く夏の大気循環は正の北半球環状モード (Northern Annular Mode: NAM)になりやすいことを 十数年前に著者らは示した(Ogi et al, 2003a, 2004 な ど)。この季節間リンクは太陽活動が活発な時に強く 成層圏オゾンの寄与を示唆する(Ogi et al, 2003b)。 しかし、近年、この冬の NAO/AO と夏の NAM との季 節間リンクが弱くなっており、長期再解析データで過 去に遡ると数十年規模で変調していることが明らかに なったことを報告する。

2. データ

20世紀後半以降の NAM index は NCEP/NCAR 再解析データから求めたもので三重大の HP(参考文 献*)から取得した。NAO index は CPC の HP から 取得した。さらに古い NAM index や NAO index は 1870-2012 年の長期再解析データ 20CRv2 から計算 した。その際、NAM index は 40-60°N 平均と 70-90°N 平均の SLP の差から求め、NAO index はポルトガル とアイスランドの SLP 差から計算した。SST について は HadISST.3.1.1.0 を用いた。

3.20世紀後半以降の変化

図1a に冬(12-2月) 平均 NAO index と夏(6-8月) 平均 NAM index の時系列を示す。1990 年代までは 両者が正に相関しているが、近年は相関がない。 図1b は21 年移動相関係数を示すが、1960 年代から 1990 年にかけては非常に相関が高いが、近年は相 関が弱いか負になっている。

冬のNAOは北大西洋のSSTと海氷の偏差を伴う が、そのうち北大西洋北部のSST/海氷の冬から夏に かけての持続性が近年は弱まっている。これが近年 の冬-夏リンクの破れと関係している可能性がある。

4.19世紀後半以降の長期変動

長期再解析データ(20CRv2)で冬-夏リンクを調べ ると、1936-1960年の時代にリンクがほぼゼロで、 1918-1935年は正のリンク、1897-1917年は弱い負、 1896年以前は正というように数十年規模で季節間リ ンクが変動していることがわかった。

長期再解析データ期間でも太陽黒点数が200以上の太陽活動が活発な年に限れば、冬-夏相関係数は0.79と高く有意だが、そのような年は8年しかない。太陽活動以外の変動原因があると思われる。

季節間リンクの 21 年移動相関係数と上記の年代で 期間平均した SST を比べてみると、20 世紀前半以降 では北大西洋の SST が低いときに季節間リンクの相 関が高い傾向にある。つまり大西洋数十年規模振動 (Atlantic Multidecadal Oscillation: AMO)が負の時 期に季節間リンクが良い。近年 AMO は正なので季 節間リンクが悪い原因の一つである可能性もある。

4. おわりに

本稿では示さないが、数値モデルの出力を用いた 予備的解析では、大気海洋結合モデルの長期フリー ランや SST を観測で与える AGCM の AMIP ランでも 季節間リンクが見られた。従って、季節間リンクは気 候システムの内部変動により偶然に起こるのみとは考 えにくい。海洋・海氷・成層圏オゾン等にメモリーがあ り、それが数十年規模で変動すると推測される。



図1 (a) 冬の NA0 index (○付実線) と夏の NAM index (点線) の時系列。(b) 冬 NA0 と夏 NAM の間 の 21 年移動相関係数。中心年にプロット。例えば、 1980 年の値は 1970-1990 年の 21 年間の相関係数。 点線は 99%で統計的に有意な値 (0.55)。

参考文献

- Ogi, M., Y. Tachibana and K. Yamazaki, 2003a: Impact of the North Atlantic Oscillation (NAO) on the summertime atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1704.
- Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana, 2003b: Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO). *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2170.
- Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana, 2004: Summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode, *J. Geophys. Res.*, 109, D20114.

* http://www.bio.mie-u.ac.jp/kankyo/shizen/lab1/earth/

北大西洋での大気海洋海氷相互作用が大西洋子午面循環に与える影響

シェリフ多田野サム,阿部彩子

東京大学大気海洋研究所

1.研究背景と目的

数百年から数千年の時間スケールでの気候変動 を考える上で、海洋の深層循環、特に大西洋子午 面循環(AMOC)の変動は重要である。実際に、今 から数万年前の氷期においては、AMOCの変動と関 連した気候変動が頻発したことが明らかになっ ている。これまでの研究から AMOC の変動には、 大気海洋相互作用が重要であることが報告され てきている(Paul and Schulz 2002)。阿部他(2015、 気象学会秋)では、AMOC の強度変化が北大西洋上 の地表風を通して、AMOC に再び影響を与えること を示唆した。しかし、風の変化が AMOC 変動に対 してどのようにもたらされるのか、またどのよう なフィードバック効果を持つかはわかっていな い。本研究では大気海洋結合モデルを用いてそれ について調べた。

<u>2. 研究手法</u>

これまでに大気海洋結合モデルMIROC4mで行われ た2つの氷期実験(Braconnot et al. 2012)を元 に研究を行った。これらの実験では片方で AMOC(氷期 a 実験)が強く、もう片方で AMOC がか なり弱い(氷期b実験、阿部他、2015年秋季気象 学会)。まず AMOC 変化に伴う海面水温の変化や海 氷分布の変化のうち、何が地表風の変化に重要で あるかについて大気大循環モデルを用いて調べ た。この実験を元に、AMOC の変化が風の変化を励 起する要因を調べた。 次に風の変化が AMOC に与 える影響を評価するため、MIROC4m を用い、部分 非結合実験を行った。この実験では、MIROC4mの 海洋モデル部分に与えられる風応力を別の実験 ものに差し替えるということを行った。今回は氷 期 b の実験に、氷期 a の風を与える実験を行った (風感度実験)。ここでは氷期 a の最後の 50 年の 日平均の風を繰り返し海洋モデルに与えた。風感 度実験と氷期 b 実験での AMOC の強度を比較する ことで、AMOC への風変化のフィードバック効果を 評価した。

3. 結果と議論

AMOC が弱化すると、北大西洋でアイスランド低気 圧と地表風が弱化した(図1)。AMOCの弱化は海洋 の熱輸送を弱めることで北大西洋高緯度での海 氷進出と熱帯大西洋での水温の上昇をもたらし た。どちらの変化が地表風の弱化に重要であるか を大気大循環モデルを用いて調べたところ、海氷 の進出でほとんど説明できることがわかった。海 氷の進出は北大西洋での海面からの顕熱フラッ クスを止めることで、海面での冬季地表気温を 30℃低下させた。これは、冬季の寒冷な大陸と温 暖な海洋の間の気温勾配をかなり緩和してしま う程であった。海面気温の低下により大気の安定 度が大幅に強化されたことで、海面に高気圧性の 循環偏差が励起された。これによりアイスランド 低気圧が大幅に弱化し、地表風が弱化した。また、 海氷の進出は海面での蒸発を止めることで、北大 西洋高緯度での降水を大幅に減少させた。この降 水の減少も定量的に風の弱化に影響を与えてい た。一方で、ストームトラックの強度変化が地表 風に与える影響は、海面顕熱の効果よりも小さか った。この理由としては、気温変化が海陸の気温 勾配をかなり弱めてしまうほど大きいことが重 要であると考えられる。

次に風の弱化が AMOC の強度変化に与える影響 について、部分非結合実験を通して調べた。実験 の結果、海氷の進出に伴う風の弱化は、弱い AMOC の維持に不可欠であることがわかった(図 2)。風 の弱化はエクマン湧昇流の弱化を通し、海面の塩 分を低下させることで AMOC を弱化させた。海氷 の進出に対して、風が弱化しなかった場合、AMOC が弱化していても、風成循環によって塩分輸送が 強化され、海面の塩分が高くなることで、AMOC が強化された。従って、これらの結果は AMOC 変 化に伴う風の変化が、AMOC に対して正のフィード バックとして働くことを初めて明確に示した。今 後の課題としては、他の大気フィードバック効果 との相対的な強さを明らかにしていくことが重 要である。



図 1. MIROC4m での2つの氷期実験での北大西 洋冬季地表風(矢羽根、m/s)、風速(カラー、m/s) と海氷縁(コンター、海氷密接度 50%)を示してい る。(左)氷期b、(右)氷期a。氷期aではAMOCが 強く、氷期bではAMOCが弱い。





両極域における水蒸気量とその輸送の長期トレンド

*大島和裕¹,山崎孝治² 1:海洋研究開発機構,2:北海道大学

1. はじめに

北極および南極域は水蒸気フラックスの収束域であり, 両地域へ運ばれる水蒸気の極向き輸送には低気圧活動が 大きく寄与する。また,それらの極向き水蒸気輸送の年々 変動には,北極振動と南極振動がそれぞれの地域で影響 を及ぼすことが知られている。近年,極域では様々な変 化が観測されており,北極では昇温に伴う海氷減少,低 気圧活動や極端現象の変化が報告され,南極では氷床の 涵養量の減少や,南大洋上の西風ジェットの強化,アム ンゼン低気圧の深まる傾向が報告されている。さらに, 昨年2016年の北半球秋季には北極と南極の海氷面積が最 少を記録した。このような近年の変化がみられる中で, 極域水循環が全体的にどのように変化しているかは必ず しも明らかではない。本研究では、過去38年間の大気再 解析データを用いて,両極域における極向き水蒸気フラ ックスと可降水量の長期トレンドを調査した。

2. データと解析

ECMWF 大気再解析(ERA-Interim)の鉛直積分した水 蒸気フラックス,可降水量(鉛直積算の水蒸気量),地表 気温(2m)の月平均データを使用した。発表では他のデ ータによる結果も紹介する予定である。各変数に対して, 1979 年から 2016 年まで 38 年間の線形回帰トレンドを算 出し, Mann-Kendall 検定を行った。年平均値の解析に加 え,4つの季節(1-3月,4-6月,7-9月,10-12月: それぞれ北(南)半球の冬,春,夏,秋(夏,秋,冬, 春))に関する解析を行った。

3. 両極域の長期トレンド

過去38年間の時系列(図1)をみると、北極と南極の いずれの極向き水蒸気フラックスにおいても明確な長期 トレンドはなかった。一方で両極域の可降水量には統計 的に有意な長期トレンドがみられた。北極では、先行研 究でも指摘されているように気温上昇に伴って可降水量 が増加していた。南極では、可降水量がなだらかに減少 する傾向を示していた。したがって、北極では*E*-*P*(蒸 発量と降水量の差)が長期的に増加し、南極では*E*-*P*が 減少する傾向にある。

北極の季節ごとの時系列では、どの季節も昇温に伴っ て可降水量が増加していた(図略)。季節ごとのトレンド の水平分布では、ほとんどの地域で気温上昇とそれに対 応する水蒸気量の増加がみられた。しかし、一部の地域 では気温の低下と水蒸気量の減少の傾向もみられた。

南極の季節ごとの時系列では,夏と秋に可降水量の減 少トレンドが現れ,夏は統計的に有意な気温の低下トレ ンドと対応していた。秋は統計的に有意ではないものの、 気温トレンドは負符号であった。南極のトレンドの水平 分布では、夏に南極振動が強化する傾向、また秋にアム ンゼン低気圧が深まる傾向がみられ、これらの循環場の 長期トレンドは先行研究と整合的である。よって、大気 循環場が長期的に変化した結果として、夏には南極域全 体で低温傾向と可降水量の減少傾向が現れ、秋にはロス 海とその周辺での低温傾向と可降水量の減少傾向がみら れたと解釈できる。これら2つの季節でトレンドがある ため、年平均でも可降水量は減少トレンドを示していた。

4. 可降水量トレンドに対する気温変化の寄与

可降水量トレンドには気温変化による飽和水蒸気量の 変化が影響していると考えられる。そこで、過去38年間 の可降水量の変化割合と気温変化によって見積もられる 飽和水蒸気量の変化割合を比べた。飽和水蒸気量の見積 もりには Tetens の式を用いた。両者を比較すると、北極 の夏の可降水量の増加は、気温上昇で見積もられる飽和 水蒸気量の増加とほぼ同じ割合であった。それに対して、 他の季節における北極の可降水量の増加の割合は飽和水 蒸気量の増加分よりも低かった。南極において夏と秋に みられた可降水量の減少の割合は、気温低下から見積も られる飽和水蒸気量の減少の割合は、気温低下から見積も られる飽和水蒸気量の減少の割合よりも大きかった。以 上の結果は、北極では夏以外の季節で、南極では夏と秋 に乾燥傾向にあることを示唆する。



図1 1979 年から2016 年までの(a)北極と(b)南極へ運 ばれる極向き水蒸気フラックス(×印黒線, kg/m/s, 左軸) および, 各地域の可降水量(灰色線, mm, 右軸)の時系 列. 北極は 70°N で東西平均した年平均の極向きフラック スと70°N 以北で領域平均した年平均の可降水量を示す. 南極は 67.5°S に対して同様に算出した年平均の極向きフ ラックスと可降水量である。

熱帯の深い対流活動の長期トレンドについて

中澤哲夫(気象研・台風)

1. はじめに

地球温暖化に伴って、大雨の頻度や強さが どうなるのか、全球の台風数がどうなるか、 強い台風が増加するか、などが議論され、先 のIPCC第5次評価報告書にまとめられてい る。これまでの観測データから上記の点につ いて何か言えないかと考え、再解析データを 用いて、熱帯域での深い対流活動の長期トレ ンドを調べてみた。

2. 用いたデータと解析手法

本研究で用いた再解析データは、 ERA20C である。このデータは、1900年から2010年ま で地上観測データのみから構築された。気 温、比湿、高度の1.5度x1.5度月平均データか ら、湿潤静的エネルギー h を求め、Arakawa and Schubert(1974)の積雲対流パラメタリゼー ションを使って、全球の全ての格子点で存在 できる雲タイプ(実際には、エントレインメ ント率 λ)を求めた。全ての格子点で、全ての 雲タイプの雲底高度は 950 hPaで一定と仮定 し、仮温度の補正を入れて雲頂での浮力を失 う高度を決定し、λを求めた。これらの雲タイ プのうち、最も背の高い雲タイプの雲頂高度 の長期トレンドを調べた。このトレンドを調 べることで、熱帯の対流活動が活発になって きているのか、不活発になってきているのか を判定できると考えた。

3. 湿潤静的エネルギーの長期トレンド

まず図1に、湿潤静的エネルギーの長期ト レンドを示す。全て、最近30年間の平均から その前の30年間の平均との差を示す。一番上 が、dh,以下、dhの構成要素である、顕熱、 ジェオポテンシャル、潜熱の変化分を示す。 この結果から、熱帯域では、対流圏上層でdh の増加が顕著であること、その増加に、顕熱 が最も貢献していること。すなわち大気の安 定化に寄与していることがわかった。逆に、 潜熱は、熱帯対流圏中下層で増加しており、 不安定化に寄与していることがわかる。

4. 最も背の高い雲タイプの雲頂高度変化

図2に、最も背の高い雲タイプの雲頂高度



図1.帯状平均した h とその構成要素の高度一緯度断面 の長期トレンド(単位:J/kg)

の6–8月平均の最近30年とその前の30年の差 を示す(右は帯状平均)。点彩域は+25 hPa以 上(雲頂高度が下がった)の地点。



図2. 最も背の高い雲タイプの雲頂高度の最近30年のトレンド (単位:hPa)。正は雲頂高度が下がったことを示す。

5. 結論

再解析データから、深い対流活動の長期ト レンドを調べた。その結果、熱帯の広い範囲 で、最も背の高い対流の雲頂高度が下がって いることがわかった。このことは、他の研究 で熱帯大気が安定化してきていることと整合 的である。

スバールバル・ニーオルスンの長波放射にみる 冬の2つの気候状態

山内恭 国立極地研究所および総合研究大学院大学名誉教授

北極観測基地のあるスバールバル・ニーオルス ンでは、-10~-20℃の寒い冬の間に、+の気温を示 す異様に温かい時期がある。この時期の下向き長波 放射をみると、170 W/m²程度の小さい値が主流の中 で、320~330 W/m²と大きい値を示している(図1)。 この違いは、まずは、雲の有る無し、雲の種類・状 態に対応すると考えられ、GRENE 北極気候変動プロ ジェクトで行われた雲レーダーデータを調べてい る。ところが、この150 W/m²にも及ぶ大きな違いは、 単に雲の有る無し、即ち雲の放射強制力のみでは説 明がつかない。

1. 冬の2つの気候状態

既に 20 年以上前の論文で、Yamanouchi and Orbeak (1995)は、ニーオルスンの冬の下向き長波 放射に2つの典型的な状態があり(各々cold state と warm state と呼ぶ)、それは大規模な大気循環場、 対流圏極渦との関係で決まっていることを指摘し ている。あらためて、今回解析している 2015 年 12 月について、客観解析(ERA-Interim)データから 500 hPa 高度の図を見ると(極地研流跡線モデル気 象データ表示)、warm stateには極渦が大きく歪み、 スパールパルの位置は大きなリッジで低緯度側か らの大西洋気団の空気が入り込んでいる状況にな っていることが分かる。それに対し、cold state に は、スパールパルは極渦の内側、北極気団の中にあ ることが分かる(図 2)。この状況は、11~3 月の間 続き、冬の 2 つの気候状態(2 states)である。

この冬の2 states については、先行研究がいく つかある。N-ICE2015 におけるスパールバル北方の 海氷中での観測から Graham et al. (2017)が、ボー フォート海での SHEBA 観測から Stramler et al. (2011)が 正味の長波放射について論じている。お よそ 40~50 W/m²の差があり、基本的に雲の有る無 しで説明している。正味放射でも、本解析データで は 60 W/m²の差と、少し大きくなっている。

2. 気候変動

ニーオルスンでの高層観測の結果から、近年の 気候の変化が語られている。Mauturilli and Kayser (2016)によれば、この 20 年にわたって、冬の大気 中水蒸気総量は増加しており、南風の頻度の増加に 対応している。このことは、長波放射の増加 (Yamanouchi, 2007; Maturilli et al., 2015)と

(Tamahouchi, 2007, Maturilli et al., 2013) と 呼応しており、上記 warm state の頻度が増加して いるものと考えられる。



図1 ニーオルスンにおける長波放射 (上、BSRN)、雲、 気温(下)、2015 年 12 月。



図 2 500 hPa高度場、2015年12月27日(左、cold state)、 29日 (右、warm state)。

暖化増幅に寄与する低緯度からの熱輸送

Yoshimori et al. (2017)は、モデルを使って、 低緯度からの熱・水蒸気輸送が北極域で水蒸気や雲 の放射効果を通じて北極温暖化増幅に大きく(北極 域内だけでのローカルなフィードバック以上に)寄 与していることを示した。本稿の warm state が、 その具体的プロセスになっているのではないかと 考えられる。

(参考文献)

- Graham, R. M. et al., 2017: J. Geophys. Res., doi: 10.1002/2016JD025475.
- Maturilli, M., A. Herber and G. Konig-Lango, 2015: Theor. Appl. Climatol., 120, 331-339.
- Maturilli, M. and M. Kayser, 2016: Theor. Appl. Climatol., DOI 10.1007/s00704-01601864-0.
- Stramler, K., A. D. Del Genio and W. B. Rossow, 2011: J. Climate, 24, 1747-1762.
- Yamanouchi, T., 2007: Proc. 7th Int. Conf. GCCA, 19-20 February, Fairbanks, Alaska, 50-54.
- Yamanouchi, T. and J. B. Orbeak, 1995: Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol.Glaciol., 9, 118-132.
- Yoshimori, M., A. Abe-Ouchi and A. Laine, 2017: Clim. Dyn. DOI 10.1007/s00382-017-3523-2.

十年規模の気候内部変動が全球平均気温に及ぼす影響について

*関根祐大、渡部雅浩(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

20世紀以降の観測される全球平均気温(GMT)には、長期 の温暖化傾向に加えて、十年~数十年の変動が見られる。 近年の温暖化停滞に関する研究から、こうした GMT の十 年規模変動には太平洋数十年変動(Interdecadal Pacific Oscillation、IPO)に代表される気候システムの内部で生成 される自然変動が関わっていることが分かってきている。 一方で、温暖化のような気候変化を記述する全球エネルギ 一収支式が IPO のような内部変動にも適用できるのか、ま た海洋熱吸収が自然変動に伴う GMT の偏差形成にどう関 係しているのかなど、わかっていない点も多い。そこで、 本研究では、仮想的に放射強制が時間変化しない全球気候 モデル(general circulation model、GCM)の長期積分の結果 を用いて、十年規模の自然変動が放射収支を介してとどう GMT の変動をもたらすのかを調べた。

2. モデルと実験

東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所、海洋研究開 発機構で共同開発された GCM である MIROC5 を用いた 長期コントロール実験を解析する。この実験は CMIP5 に 提出されたもので、放射強制を 1850 年の条件で固定して 行った 600 年の時間積分である。本研究では、後半の 500 年間を解析期間とし、エルニーニョ・南方振動(ENSO)の 変動を取り除くため 10 年のローパス・フィルターをかけ た年平均偏差を解析対象とした。

3. 解析結果

GMT に対する各地点の地表面気温(SAT)の回帰分布は、 過去の研究が示すように、熱帯域で正の IPO に似た偏差が 見られる。さらに、北極域での昇温が顕著で、これら二つ の緯度帯の気温変動が GMT の変動に重要であることが分 かる。

GMT に対する大気上端 (TOA)の全球平均放射フラック スのラグ相関を図1に示した。下向き正味放射は GMT 偏 差に 1~2 年遅れて負相関が最大となり、これは主にプラ ンクフィードバックを含む長波放射の効果を表している。 一方、短波放射は GMT より1年ほど早くに正の相関を示 しており、これが放射強制のない状況で GMT の変動を駆 動していることが示唆される。そこで、晴天域と雲域に分 けて各々の短波放射収支と GMT との関係を調べた結果、 雲放射強制の変動に比べて、晴天域放射の変動が GMT 変 動に対して高い相関を示すことが分かった。GMT に対す る晴天域短波放射の回帰分布 (図2)を見ると、北極域の 海氷縁辺部で大きな偏差があることから、GMT の上昇に よって海氷面積が減少し、海氷アルベドが減少することで 下向き晴天域短波放射が増加する氷一アルベドフィード バックの重要性が示唆された。

TOA 放射の変化は全球海洋の蓄熱量(OHC)時間変化 と等しいはずなので、OHCの時間変化項(OHCt)を、亜 表層(0~320m)、中層(320~760m)、および深層(760m~ 海底)に分けて解析した。その結果、亜表層のOHCtが GMTに対して5年ほど先行して強い正の相関を、深層の OHCtは5年遅れて強い正の相関を示した。これは、数年 ~十年程度の時間スケールで生じる海洋の亜表層・深層間 の熱交換の変動が、GMT 変動に影響していることを示し ている。







図2. GMT に対する下向き晴天域短波放射の回帰分布。 GMT の1標準偏差あたりで示す。

熱帯太平洋十年規模変動に伴う全球気温変動とその不確実性

*小坂 優¹, 謝 尚平², Chuan-Yang Wang³, 今田 由紀子⁴, 渡部 雅浩⁵, Tingting Fan³, Clara Deser⁶ 1 東大先端研, 2 カリフォルニア大スクリプス海洋研, 3 中国海洋大, 4 気象研, 5 東大大気海洋研, 6 NCAR

はじめに

増加し続ける放射強制力にもかかわらず,全球 平均地表面温度の上昇は20世紀末から2010年代 前半にかけて顕著に減速した.この十年規模での 地表温暖化の「停滞」あるいは「減速」に対し,熱帯 太平洋に内在する大気海洋変動とその全球気候影 響が主要因であることが示されている.すなわち, 十年規模の熱帯太平洋低温化による全球平均気温 低下傾向が,放射強制力による気温上昇の一部を 相殺した.さらに,同様の十年規模影響が,19世 紀末以降の全球平均気温上昇の加速・減速に寄与 してきたことが示されている.

上の結果は、全球平均地表面気温変動が放射強 制力への応答と熱帯太平洋内部変動の2つのパラ メーターで概ね決まることを示唆する.前者は放 射強制力と気候感度の推定に関わる.本研究は後 者の定量化と不確実性評価を行う.

モデルと実験設定

25 の気候モデルによる CMIP5 産業革命前コン トロール実験に加え,3つの気候モデルによる歴史 実験及びペースメーカー実験を用いる.歴史実験は CMIP5 歴史的放射強制力で駆動したものである. ペースメーカー実験ではこれと同じ放射強制力に 加え,熱帯太平洋で海面熱フラックスを与えて海面 水温偏差を観測履歴 (ERSSTv3b) に一致させた. これら2つの実験の差は熱帯太平洋影響を表す.歴 史実験・ペースメーカー実験はGFDL CM2.1 (それ ぞれ20・10 メンバー),MIROC5 (5・5 メンバー), CESM1 (30・8 メンバー) で実施した.

熱帯太平洋海面水温変動の全球影響

熱帯太平洋海面水温1℃上昇当たり全球平均地 表気温上昇を回帰係数により評価した.全てのモデ ルに共通して,経年変動に比べて十年規模変動の方 が影響は強い.この時間スケール依存性は,ENSO と IPO / PDO の空間構造の比較にも見られるよう な熱帯・亜熱帯偏差の南北幅の違いと、北半球高緯 度の感度の違いに起因する.またマルチモデルスプ レッドが表すように、経年変動に比べ十年規模変動 で影響の不確実性が大きい.産業革命前コントロー ル実験の比較から、このモデル間多様性は北半球高 緯度域及び南大洋の応答の違いに起因することが 示唆される.特に北極海氷面積の変動に着目しペー スメーカー実験を解析したところ、熱帯太平洋変動 への応答に顕著な時間スケール依存性とモデル間 の違いが見られた.

謝辞:本研究は科研費 15H05466,北極研究プロジ ェクト ArCS,ベルモントフォーラム CRA "Inter-Dec",及び環境研究総合推進費 2-1503 の支援を受 けて実施された.



図.3 つの気候モデルによる歴史実験・ペースメー カー実験(黒)及び25の気候モデルによる産業革 命前コントロール実験(灰)における熱帯太平洋 海面水温変動の全球平均地表気温への影響.1月 ~12月平均全球平均地表面気温の,前年6月~同 年5月における熱帯太平洋(15°S-15°N,日付変 更-90°W)海面水温に対する回帰係数.周期10年 の短周期(横軸)及び長周期(縦軸)フィルター 適用後の時系列に基づく.

夏季オーストラリア北部の降水量変動に伴う冬季東アジアへの遠隔影響

* 関澤 偲温, 小坂 優, 中村 尚 (東京大学 先端科学技術研究センター)

熱帯の対流活動変動は、中高緯度の天候にも影響を与える。特に ENSO が世界各地の天候に与える影響についてはよく知られており、例えば冬季 東アジアについてはラニーニャ(エルニーニョ)時の低温(高温)傾向が経験的に知られている。 このような熱帯 SST 変動に強制された遠隔影響 は、東アジアにおける季節予報の根拠となっている。しかし、対流活動変動には ENSO のような SST 変動に伴うものだけではなく、大気の内部変動と しての変動も存在する。

これまでの研究において, 熱帯 SST 変動と連動 せず, また DJF 平均でみられるような持続的な OLR 変動を抽出したところ, オーストラリア大陸 北部で大きな振幅をもつ変動が得られた。また, この変動の時系列に回帰した大気循環偏差は東 アジアへの明瞭な波列パターンを示し, 冬季東ア ジアの気温や降水量に有意な影響を与えること がわかった。本研究では,より直接的な,オース トラリア大陸北部の降水量から対流活動変動の 指数を構築し,同様の遠隔影響パターンが見られ るかどうか調べた。

本研究では、オーストラリア大陸北部7地点の 平均降水量を雨季にあたる1、2月で平均した値 を回帰解析の指数として用いた。降水量の回帰偏 差はオーストラリア大陸北部に局在化した分布 を持ち、また、明瞭な有意な熱帯のSST 偏差を伴 わないことがわかった(図1)。これは、オーストラ



図1 降水量の指数に回帰した1,2月平均の降水量偏 差とSST 偏差。実線(破線)は正(負)偏差を示し、ハッチ および点は95%信頼水準で有意な領域。

リア大陸北部の季節的な降水量が熱帯 SST 偏差 によって強制されないことを意味する。

300hPa 流線関数の回帰偏差パターンをみると, 降水量偏差がほぼ南半球に位置しているにも関 わらず,北半球側に明瞭な波列パターンおよび北 東向き波活動度フラックスが見られた(図 2)。日本 の東に中心をもつ低気圧性循環偏差は冬季東ア ジアモンスーンの強化をもたらす。また,日本列 島の日本海側で有意な多雨(多雪)偏差が,中国南 部から日本の南にかけて有意な少雨偏差がみら れた(図省略)。前者は強化された冬季の北西季節 風によって形成され,後者は海洋大陸からの発散 風が下降することによって形成されていると考 えられる(図 3)。







図3 海洋大陸(東経 90~150°)で東西平均した1,2月 平均の発散風の回帰偏差。実線は気候値の東西風で, 等値線間隔15m/s。

メキシコ湾流が北大西洋ジェット気流にもたらす影響

Christopher H. O'Reilly^{1,2}, 〇見延 庄士郎¹, 吉田 聪^{34,} Tim Woollings²

(1北大・院・理,2オックスフォード大学,3海洋研究開発機構・アプリケーションラボ,4京大・防災研)

はじめに

冬季の北大西洋では、中緯度ストームトラックにおいて 総観規模擾乱が運動量を収束させることによって生じる 渦駆動ジェット(eddy-driven jets)が明瞭である. Woollings et al. (2010)は、北大西洋の渦駆動ジェット の存在頻度が、3つの緯度帯において高いことを示した. またこれらの緯度帯の間のジェット気流の移動は、ストー トラック活動と関係していることが示唆されており、 Novak et al. (2015)はジェット気流の上流でストームトラ ック活動が強い場合に、ジェット気流は北側の位置を取る ことを示した.そして、最近の高解像度の数値実験によっ て、北大西洋のストームトラックにメキシコ湾流が重要な 役割を果たしているが示唆されている(たとえば Small et al. 2014). しかし, 渦駆動ジェット気流にメキシコ湾流が 影響を与えるか否かは、研究がなされていない. そこで本 研究では、北大西洋の渦駆動ジェット気流が、果たしてメ キシコ湾流の存在に影響されるのかどうかを、数値実験に よって明らかにする.本研究は O.J.R. Met. Soc.に出版さ れた(O'Reilly et al. 2017, doi 10.1002/gj.2907).



図 1. (a) 渦駆動ジェットが存在する緯度の頻度分布と, (b) その CONTROL と SMOOTH の差.パネル(b) の濃い(薄い) 陰影は,5%(10%) 有意水準で有意な相違があることを示し ている.

数値モデル実験

AGCM for Earth Simulator version 3 (AFES) (T239, 48 シグマレベル) を用いて,二つの実験を行った.標準 実験(CONTROL)では,1981年9月から2001年8月まで の観測されたSST (0.25° NOAA OI-SST)を境界条件として AFES を駆動し,対照実験(SMOOTH)ではメキシコ湾流域 (85°-30°W,25°-50°N)で平滑化したSSTを境界条件とした. 解析には冬季(12月~2月)の,6時間ごとの緯度経度0.5° 格子でのデータを用いた.また,数値モデル結果と比較す るために,再解析データである NCEP-CFSR を用いた.

結果と結論

渦駆動ジェットの存在緯度のヒストグラムを調べると, 60°N, 45°N, 35°N 付近に存在頻度の極大が NCEP-CFSR で 見られ,これらはおおむね CONTROL では再現されてい る.一方 SMOOTH では,北側の 60°N 付近の極大のピー クが小さく,また南側 35°N 付近では極大となっていない (図 1a). CONTROL と SMOOTH では,存在頻度に大きな 違いが 60°N 付近にある(図 1b).したがって,AFES では 現実的なメキシコ湾流が存在することが,北大西洋渦駆動



図 2. (a) NCEP-CFSR および (b) CONTROL と SMOOTH のにお ける, ジェット気流上流域 (70°-40°W, 35°-50°N) での南北 渦熱フラックス・イベントに基づくラグ合成図解析での, 南北渦フラックスと渦駆動ジェット気流の緯度. パネル (b) の濃い (薄い) 陰影は, 5% (10%) 有意水準で有意な相違が ある違いを示している.



図 3. (a) NCEP-CFSR および (b) CONTROL と SMOOTH におけ る,図 2 の渦熱フラックスイベントの-1~2 日で平均した 300 hPa E ベクターの発散パターンへの,各ラグにおける E ベクターの発散の投影.パネル (b)の濃い (薄い) 陰影は, 5% (10%) 有意水準で有意な相違がある違いを示している.

渦駆動ジェットが CONTROL と SMOOTH とで, 異なる 分布を示すメカニズムを明らかにするために, 渦駆動ジェ ット気流の上流域に当たる西部北太平洋中緯度における 対流圏下層の南北渦熱フラックスイベントについての合 成図解析を行った. NCEP-CFSR では強い渦熱フラックス イベントの後にジェットが北上し, この特徴は CONTROL の方が SMOOTH よりも強く見られ 3~8 日後に有意な違 いが生じる(図 2). このことは, 渦熱フラックスがジェッ トの緯度の違いをもたらしていることを強く示唆する.

渦熱フラックスイベントの最盛期には、気候値のジェットの北側で 300 hPa の E ベクターの発散が強まり、南側で 弱まるというパターンをとる (図示せず). このパターン に E ベクターの発散を投影すると、CONTROL の方が SMOOTH よりも長くパターンが継続し、2~4 日後に有意 な違いが生じる (図 3). したがって渦熱フラックスイベン トに関係する対流圏上層の渦と一般流の相互作用が、ジェ ットの緯度に影響を与えることが強く示唆される.

以上より AFES では、メキシコ湾流が北大西洋渦駆動ジェットの再現に重要であることが明らかになった. そのメ カニズムは対流圏下層の渦熱フラックスと対流圏上層の 渦と一般流の相互作用であることが強く示唆される.

ヨーロッパにおける低気圧活動(2000 年を例に)

*桑名佑典(岡山大学教育学部(理科)) 加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

傾圧不安定波としての温帯低気圧は、中緯度地域 における日々の気象現象を支配する主要なシステム の一つである。しかしその活動は基本的な季節サイ クルや地域的違いに大きな影響を受ける。また、中 高緯度地域における低気圧の特徴自体も、傾圧不安 定波だけでなく、寒気団内低気圧、寒冷渦といった 多様性が大きい。それらに関連して本グループは、 ユーラシア大陸東側の日本付近との比較の視点で、 ヨーロッパ付近の冬から春にかけての日々の低気圧 活動に関する 2000 年の事例解析を中間報告した

(2016年秋の全国大会)。ヨーロッパ北西方に中心 を持つ準定常的なアイスランド低気圧が出現する冬 とそれが消失した春では、季節平均的な大規模場と 日々の低気圧活動域との対応関係もかなり異なって いるが、季節内変動も大きいことを指摘した。

そこで本講演では、春以降にも解析範囲を広げ、 2000年を例に日々の高低気圧の特徴の年間を通じ た季節サイクルについて、季節内変動の位置づけに も注目した解析結果を報告する。なお本研究では、 主にNCEP/NCAR再解析データ(2.5°×2.5°緯度経度 格子)を用いた。各マップタイムにおける高低気圧の 中心の抽出方法は 2016年秋の全国大会と同じであ る。

2. 2000年に関する解析結果

2000年の冬から春にかけての特徴は,2016秋の 全国大会後の解析結果も含めて,桑名他(2016,岡 山大学地球科学研究,Vol23,33・42)に記載した。 そこで本講演ではその概要及び初夏以降に関する新 たな解析結果を合わせて報告する。

1~3 月には、季節平均場のアイスランド低気圧 が北大西洋からヨーロッパ北部にかけて維持されて おり、日々の強い低気圧の中心は、季節内変動スケ ールの平均場のアイスランド低気圧に対応する低圧 域と関連しながら出現していた。季節平均的なアイ スランド低気圧が消失する3月末からは日々の低気 圧の出現状況の変化も大きかったが、季節内変動自 体は、3月までとほぼ同じ緯度帯で大きな振幅を持 っていた。興味深いことに、再び季節的にアイスラ ンド低気圧が出現する10月後半頃までは、少なく とも~50°N以北に卓越するシステムも、季節的特 徴を持つシステムと言うよりも季節内変動としての システムが明瞭なように見えた。また、アイスラン ド低気圧の季節的消失後、6月までは40~60°N付 近に広がるシステムの季節的変動が明瞭であったが、 6月以降には、50°N以南の高圧帯と 50°N以北の季 節内変動のシステムが異なる時間スケールで卓越す るようになった。

一方,6~9月頃までには,50N以北では半月程 度の季節内変動に対応する高低気圧が交代し,特に 7月前半頃には,この日々持続する季節内変動スケ ールの低気圧の周辺部に日々の変動としての低気圧 も出現するなどのマルチスケール構造も見られた。 しかし50°N以南では,1ヶ月を超える持続性を持 つ季節内変動スケールの高気圧が6月と8月に強ま った。そこで今後は,これらの現象の三次元構造や 日々の変動との関わりについて,アイスランド低気 圧が再び現れる10月以降も含めて,季節サイクル の中での位置づけも考えながら解析を進めたい。



第1図 2000年3~5月(a), 6~8月(b), 9~11月(c) における10°Eに沿う11日移動平均SLP(hPa)の 時間緯度断面図に, 0~20°Eに存在した日々00UTC の地上高低気圧の中心を重ねたもの。

夏季北太平洋における下層雲と SST フロントの変動

早坂忠裕、高橋直也、須賀利雄、山口凌平(東北大院理)

1. はじめに

夏季北太平洋の中高緯度に下層雲が多く出現する ことは良く知られている。この雲は放射収支ひいて は海洋表層混合層の変動メカニズムにおいて重要な 役割を果たしている。過去にも海面水温(SST)と 雲量、あるいは大気安定度と雲量に関する研究が行 なわれてきた。雲に関する情報は可視赤外イメージ ャーやレーダー、ライダー等のアクティブセンサー を用いた衛星観測が進展し、雲量だけでなく、雲微 物理特性や多層構造、鉛直構造に関する研究が進ん でいる。一方、SSTや海洋表層に関する情報もアル ゴフロートや船舶による観測が展開されている。さ らに、観測の充実により、大気海洋の再解析データ も精度が向上している。

このような背景の下、本研究では、夏季北太平洋 の下層雲と SST に焦点を当て、特に北緯 40 度付近 の SST フロントと下層雲の関係について研究を実施 している。

2. 夏季北太平洋下層雲の特徴と本研究の目的

雲量と SST、大気安定度の研究からは、この海 域全体で大きな違いは見られないが、今までの筆 者達の衛星データ解析からは、次のようなことが 明らかになっている。

(1) SST よりも海上気温(SAT)の高い海域では 雲粒有効半径が大きく、特に北太平洋中央部では ドリズルが頻繁に観測された。

(2) 北太平洋西部には下層雲の上に上層雲が重 なって出現することが多く、その結果、下層雲雲 頂の放射冷却が抑えられ、下層雲の幾何学的厚さ は東部よりも小さくなる傾向がある。

(3) 北緯 40 度付近に SST フロントと下層雲の南 限が重なるが、その時空間変動の詳細は必ずしも



図1.夏季北太平洋各緯度帯の下層雲量(LCF)の長期変動(◆30°N、●40°N、▲50°N)

一致していない。

地球温暖化に伴って亜熱帯域が拡大し、中緯度 の雲が北へシフトしていることが指摘されている が、今回は、上記(3)に関連して、以下を目的 に再解析データおよび衛星観測データを用いて解 析を行なった。

(ア) SST フロントと下層雲の長期変動とその対応関係。

(イ)下層雲の形成の季節進行と SST フロントとの関係。

3. 下層雲および SST フロントの長期変動

ECMWF/ERA-Interim 再解析データ、衛星搭載可 視赤外メージャーMODIS の雲プロダクト、 NOAA/OISST 海面水温データを用い、東経 150 度 ~ 西経 150 度、北緯 30~50 度の海域について解析 を行なった。

まず、1979~2016年の期間について、6~8月の SST の緯度方向変化率を見ると、ERA-Interimから、 北緯 41度付近でSST 緯度勾配が大きくなり、そ の位置は、年々変動はあるものの北上しているこ とが示された。これは OISST の 1982~2016年の データでも同様である。同じ期間に下層雲が北上 する様子が見られ、緯度帯ごとの平均雲量を見る と北緯 50度および北緯 30度では顕著な変化は見 られなかったが、北緯 40度では減少傾向が見られ た(図1)。ERA-Interimの下層雲量の精度につい ては検討の余地があるものの、2003~2016年の MODIS の観測結果からも同様の傾向が見られた。 また、これらの傾向は北太平洋の西側(東経 180 度以西)で顕著であり、東側では年々変動のばら つきが大きい。

SST と下層雲量の南北勾配の季節変動に着目す ると、5月における SST の南北勾配は7~8月と比 べて小さいが長期変動に関しては大きな違いは見 られない。一方、5月の下層雲量は年々変動が大 きい。また、下層雲に影響を及ぼす上層雲の雲量 は5~8月に北緯35~40度で最大になるが年によ る違いが大きく、長期変動傾向は見られない。

4. まとめ

下層雲は可視赤外イメージャーや雲レーダー等 アクティブセンサーを用いても詳細な観測に限界 がある。再解析データは年々改良されているが、 観測データの精度が重要であることに変わりはな い。各種データの精度を良く検討する必要がある。 その上で今後は、海洋表層混合層に及ぼす雲の影 響も含め、より詳細な解析を進める予定である。

CMIP5 マルチモデルデータにおける温暖化時の北半球の海霧変化

*川合秀明、神代 剛、遠藤洋和、荒川 理 (気象研究所)

1. はじめに

中緯度海洋上にしばしば発生する海霧は、気候予測におけ る重要なターゲットの一つである。Kawai et al. (2016)では、 MRI-CGCM3 (Yukimoto et al. 2012)を使った、amip (観 測された海面水温 (SST)を与える)、amip4K (SSTを一様 に4K上昇させる)、amipFuture (SSTを空間パターンをも たせて (CMIP3マルチモデル平均)全球平均で4K上昇させ る)の実験結果を解析し、温暖化時の海霧の変化について調 査した。その結果、暖気移流の変化と海霧の変化がよく対応 していることが示された。

今回は、CMIP5 のマルチモデルデータの海霧分布の再現 性をまず明らかにし、その後、マルチモデルにおける霧の温 暖化時の変化を調査した。本研究では、モデル面第一層の雲 を霧とみなす。

2. 結果

まず、CMIP5のマルチモデルデータの海霧分布の再現性を 調査したところ、海霧分布はモデルによって大きく異なるこ と、北半球の夏の海霧分布は多くのモデルが比較的よく表現 しているが、一方で冬にはその再現性がかなり悪いことがわ かった。従って、ここでは、マルチモデルの霧の表現の信頼 性の高い北半球7月を対象に、マルチモデルにおける霧の温 暖化時の変化を調査した。

SST を上昇させた場合、北半球の夏季には、北太平洋の西部、及び、北大西洋ニューファンドランド島近くで霧が減少し、北太平洋の東部で霧が増加する傾向が見られた(図1上

段)。これらの霧の変化は、温暖化に伴う北太平洋高気圧の弱 化によって、北太平洋西部で暖気移流が弱まり、また、北太 平洋東部では暖気移流が強まることによる(図1下段)。また、 北アメリカ大陸上の低圧部の弱化により、ニューファンドラ ンド島付近の暖気移流が弱まることが、この付近の霧の減少 に対応している。

こうした霧の変化、気圧の変化パターンは、amip4K でも、 amipFuture でも共通して見られると共に、Kawai et al. (2016)で MRI-CGCM3 モデルの結果として示された変化と 類似しており、マルチモデルでもその変化がおおよそ支持さ れたと言える。

余裕があれば、海面水温を変えずに二酸化炭素濃度を4倍 増させたときの海霧の変化についても紹介する。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラムの支援により実施された。

参考文献

- Kawai, H., T. Koshiro, H. Endo, O. Arakawa, and Y. Hagihara, 2016: Changes in marine fog in a warmer climate. *Atmos. Sci. Let.*, **17**, 548-555.
- Yukimoto, S., et al, 2012: A new global climate model of Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3 -- model description and basic performance --. J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 23-64.



図1:上段は7月の霧の発生頻度(単位%)であり、等値線は amip の気候値(10%間隔)、陰影が amip と SST 上昇実験との差。下段は海面気圧の、amip と SST 上昇実験の差(単位 hPa)。左列が amip4K – amip、右列が amipFuture – amip の差。10 個の CMIP5 モデルのアンサンブル平均。ハッチは 80%以上のモデルの変化の符号が一致する領域を示す。いずれも 1979-2008 年(30年)のデータを使用している。

地表面散乱を用いた衛星搭載ドップラー風ライダーシミュレーターによる校正検討

石井昌憲, Philippe Baron, 村田健史(情報通信研究機構), 蒲生京佳, 高橋千佳子(富士通 FIP) 岡本幸三, 石橋俊之, 田中泰宙, 関山剛, 眞木貴史(気象研究所)

1. はじめに

地球規模の観測では衛星観測が重要な役割を担って いる。衛星による観測性能を評価するためにはシミュ レーター用いた検討が有用である。情報通信研究機構 では光ヘテロダイン検波方式による衛星搭載ドップラ ー風ライダーのためのシミュレーター (Integrated Satellite Observation SIMulator for Lidar: ISOSIM-L)を開 発し、システム検討、観測性能評価、数値予報へのイ ンパクト評価を行ってきた¹⁻³。衛星の姿勢が風速推定 に影響を与えることから、光学観測システムとして要 求される姿勢精度を検証することは重要である。地表 面散乱を検出して地表面のゼロドップラー速度を推定 できるように、シミュレーターISOSIM-L を改良した。 本発表では、改良した ISOSIM-L を用いて地表面ゼロ ドップラー速度を抽出し、衛星の姿勢精度について検 証したので、その結果について報告を行う。

2. ISOSIM-L の高度化

ISOSIM-L は、衛星搭載ドップラー風ライダーのアル ゴリズム検討や衛星搭載システムの設計パラメータの 妥当性を検証するために、2000 年に富士通 FIP 社によ って開発された。2012 年、観測システムシミュレーシ ョン実験データ (OSSE) に向けて、疑似受光信号発生 や風速推定アルゴリズムの高度化を行った。同アルゴ リズムでは、衛星自身によるドップラー速度推定が盛 り込まれていなかったことから、2016 年に同ドップラ



図 1 ISOSIM-L のシミュレーションフロー. 2016 年に 行われた衛星速度機能の付加箇所(点線).

ー速度を推定する機能が追加され、ISOSIM-Lの高度化が実施された(図1)。

3. 姿勢精度の検討

表1に衛星の姿勢精度を検証するために用いた衛星 の条件を示す。レーザーの射出方向は、天底角35°、衛 星進行方向に対し0°、45°、135°とした。衛星の高度と 軌道は、220km、極軌道とした。サハラ砂漠の地表面 散乱からドップラー速度を抽出するために、シミュレ ーション日は2010年8月4日5時から6時と17時か ら18時の2時間に設定した。表2は地表面散乱による 風推定誤差の検討に必要な衛星ステム設定誤差、そし て、表3は表2に対する推定誤差推の結果である。ケ ース1から3の結果から、天底角、観測方位角の寄与 が大きく、天底角は0.001°の誤差で0.1m/sの誤差とな る。衛星から風速を高精度に推定するためには、衛星 本体の姿勢と観測方向の検証が重要である。

表 1 ISOSIM-L のシミュレーション設定条件

27 1 100		· · · · ·			
	項目	值			
日時		2010	2010/8/4		
		①5:	00 - 6:00	(内、3281 点)	
		217	7:00 - 18:0	00 (内、3474 点)	
位置(約	韋度、経度)	緯度	: 0-10 度	程度	
		経度	: 10-25	度程度	
軌道		極軌	道		
ā	表2 衛星シ	ステム	誤差設	定条件	
No.	天底角エラー (度)	衛星方位:	角エラー(度)	観測方位角エラー(度)	
ケース 0	0.0		0.0	0.0	
ケース 1	0.001		0.0	0.0	
ケース 2	0.0	0	.001	0.0	
ケース 3	0.0		0.0	0.001	
ケース 4	0.001	0	.001	0.001	
ケース 5	0.01	0	.01	0.01	
表 3	衛星地表	面風速	推定誤	差 (m/s)	
No.	@5:00 - 6:00	(3281 点)	@17:00 - 1	18:00 (内、3474 点)	
ケース 0		0.00	0.00		
ケース1	0.1	1014459	0.10971944		
ケース2	0.0	0.00572848		.0.00-636072	
ケース 3	0.0	5737148	0.05117538		
ケース4	0.1	7324641		0.15453607	
ケース 5	1.7	3271161	1.54562661		

4. まとめ

衛星の姿勢精度を検証するために、地表面散乱から のドップラー速度を推定する機能を ISOSIM-L に追加 した。サハラ砂漠地域の地表面ドップラー速度の検証 を行い、天底角と観測方位角の影響が大きいことが判 明した。現在、オーストラリアの砂漠地域についても 検証を行っており、当日は両砂漠地域に対する結果に ついて発表を行う予定である。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15K05293, 15K06129 の助成を受けており、ここに感謝致します。

参考文献

- 1. Ishii et al., J. Meteor. Soc. Japan. (Accepted, 2017)
- 2. Baron et al., J. Meteor. Soc. Japan. (Accepted, 2017)

3. Okamoto et al., Submitted to J. Meteor. Soc. Japan.

フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ~地表面クラッタ判別の検証~ *磯田総子、佐藤晋介(NICT) 牛尾知雄(首都大/大阪大)三好建正(理研 AICS)

1. はじめに

我々はゲリラ豪雨に代表される局地的な現象に対し て、フェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)と京コ ンピュータを用いた「ビッグデータ同化」による数値 予報を行う研究に取り組んでいる(Miyoshi, et al., 2016: BAMS, 1347-1354, Miyoshi, et al., 2016: doi: 10.1109/JPROC.2016.2602560)。また、3D 降水ナウ キャスト(Otsuka et al.,2016: doi: 10.1175/WAF-D-15-0063.1)による「30 秒更新 10 分後までの超高速降 水予報」の実証実験が始まり、NICT ではリアルタイ ムのデータ品質管理(QC)の定常処理を開始した。そ こでは佐藤ほか(2017 年春季大会予稿集 B103)の方 法を用いて、NICT 小金井に集められる反射強度(Ze) とドップラー速度(Vr)データから 10 秒以内に QC フ ラグファイルを作成し、観測データファイルとともに 神戸の理研 AICS にリアルタイムで転送している。

QC フラグファイルには有効データ、地形等遮蔽、 地表面クラッタ、ノイズなどの判別結果が含まれる。 地表面クラッタの検出には、晴天時の 24 時間データ から統計的に作成したクラッタマップ(出現頻度 20% 以上)上における Ze の空間的なばらつき(texture) と Vr の閾値を用いている。今後 Ze のtexture や Vr の閾値の調整が必要であるが、本研究では暫定的に決 めた値によるクラッタ判別の検証を行うために、判別 結果の正否を判断しやすい晴天時および層状性エコー の事例において、クラッタ判別結果を調査した。

2. 地表面クラッタのデータ処理方法と結果

30 秒ごとの Ze、Vr 観測データを QC フラグ作成プ ログラムで処理し、250m×250m メッシュの PPI デ ータを作成して統計を取った。地表面クラッタフラグ には、Clutter Possible (CP) と Clutter Certain (CC) があるが、現状プログラムでは CP は地表面クラッタ そのもので CC が Ze texture と Vr でクラッタ判別し た結果である。従って、CP フラグは統計的にクラッタ 出現頻度が高い場所であるが、その時の観測データか らはクラッタとは判別されなかった場所を意味する。

3. 晴天時と層状性降水時のクラッタ判別結果

図1(a)は晴天時のデータで、2016年4月12日12時 00分の仰角2度のQCフラグである。レーダーを中心 に半径約10kmの円状にクラッタが存在するのはパル ス圧縮処理の影響と考えてられている。クラッタと判 別された部分は>8のCCの領域で、>4のCPはクラ ッタとは判断されなかった領域である。レーダー南部 の10km以遠に広がるクラッタは大阪市街の建物等に よるものと考えられる。図1(b)は層状性エコーが観測 範囲を広く覆っていた時の事例で、2016年4月7日 8時30分のデータである。用いたクラッタマプは (a)と同じで2016年4月5日のものである。この事例 では valid である>1のデータの割合が多く、クラッタ と判別されなかった>4の面積も大きく、クラッタと判 別された>8の領域はほとんど存在しない。

2016年4月12日の12時台の晴天時エコーの1時 間平均値、2016年4月7日の8時台の層状性エコー の1時間平均値として、CC/v(/vはValid(有効)デ ータあたりの意味), CP/v, CC/CPを表1に示す。晴天 時に観測されるエコーは全てクラッタと考えられると すると、CC/vやCC/CPの値は100%に近くなるのが 理想であるが、結果は60%強しかクラッタ判別が成功 していないことを示す。しかしながら、層状性降雨時 においてはCC/vとCC/CPの値はほぼゼロであり、層 状性エコーをクラッタと誤判定することはほとんどな いことを示唆する。

4. まとめ

同じクラッタマップを用いて QC を行った結果、晴 天時にはクラッタ判別の取りこぼしが多いが、層状性 降雨時には誤判定はほぼゼロであることが分かった。 これらの判別を両立させるには固定の Ze texture と Vrの閾値の調整だけでは困難と考えられるが、パルス 圧縮の影響による地表面クラッタはその出現場所が決 まっているので、異なるパラメータ閾値を用いること でクラッタ判別の精度向上が可能かもしれない。また、 対流性降雨における閾値決定も今後の課題である。 本研究は JST CREST の支援を受けたものである。

⁶⁰ (a) QCF (EL=2.0deg)



図 1: (a)晴天時および(b)層状性降雨時の仰角 2 度 の QC フラグ分布図 (>1 は Valid、>2 は地形や建築 物による遮蔽、>4 は統計的にクラッタ出現確率が高 いがクラッタではないと判別された場所、>8 はクラ ッタと判別された場所)

表1:晴天時(2016年4月12日12時台)と層状性降 雨時(2016年4月7日8時台)において、クラッタと 判別されなかったピクセル数を有効データ数で割った 割合(CP/v)、クラッタと判別されたピクセル数有効デ ータ数で割った割合(CC/v)とその比(CC/CP)を全 てパーセントで表す

	晴天時エコー	層状性エコー
CP/v	97.80 %	10.48 %
CC/v	63.10 %	0.08 %
CC/CP	64.52~%	0.79 %

フェーズドアレイレーダおよび Neural Network を用いた 短時間降水予測の初期検討

*末澤卓, 菊池博史, 妻鹿友昭(首都大システム), 牛尾知雄(首都大院システム)

1. はじめに

気象用フェーズドアレイレーダ(PAWR)は仰 角方向に電子走査を行うことで、60kmの観測範 囲を 30 秒に一度ボリュームスキャンできるレ ーダであり、現在国内に4機設置されている。 豪雨をもたらす積乱雲は短時間のうちに発達す るため、従来の時間分解能が低いレーダ(1分~5 分)では観測および予測が難しかった。本研究で は PAWR の観測データを Neural Network(斎藤 2016)を用いて解析することにより、短時間降雨 予測を行うことを目指し、初期検討としてシミ ュレーションを行った。

2. シミュレーションによる検討

Neural Network を用いた降水予測手法の初期検 討として、図1に示すレーダの観測空間内に円形 の降水セルが一つだけ存在する状況を模擬したデ ータを用いてシミュレーションを行った。時間的 な移動を考慮し降水セルは1分ごとにx軸方向に 1~2[km]、y軸方向に-3~2[km]進む。図2中の (40,40)地点の雨量データを記録し、雨量が 0[mm/hr]よりも大きいときを"rain"、現時点の雨 量が0[mm/hr]かつ20分先までに雨量が0[mm/hr] よりも大きい雨量履歴データを持つとき を"will_rain"、現時点の雨量が0[mm/hr]かつ20分 先まで雨量履歴がすべて0[mm/hr]であるとき を"will not rain"と定義した。

隠れ層の大きさを 300 とする 2 層 Neural Networkに100014個の訓練データを用いて100000 回学習を行い、学習後の Neural Network に 10077 個のテスト用データを入力し正しいカテゴリに分類できたかを評価した。模擬降水セルの時間変化 を考慮するために 3 分間データと 1 分間データを入力とし比較を行った。



3. シミュレーション結果と考察

学習済み Neural Network にテスト用3分間デー タおよび1分間データを入力し、出力されたデー タの数の割合を表1に示す。テスト用データは rain:3290個, will_rain:1330個, will_not_rain:5457個 からなる。入力したデータに対し、ふさわしい出 力が得られた割合を表2中の網掛け部で示す。1 分間データを用いて Neural Network を学習させた 場合、降水セルの移動速度がわからないため、 will_rainの入力に対し正しくカテゴリ分けができ ていない。3分間データを入力することにより、 Neural Network は降水セルの移動を学習し、高い 精度の降水予測を行うことができた。

表1 学習済み Neural Network にテスト用デー タを入力した結果得られた出力の割合

			Neural Networkによる出力の割合(%)			
			rain	will_rain	will_not_rain	
	女-	rain	99.8	0.1	0.1	
74	下言	will_rain	0.4	91.4	8.2	
Ì ĺŀ	3分目	will_not_rain	0.0	1.5	98.5	
к Ч	Ŕ-	rain	99.6	0.1	0.3	
ト	下言	will_rain	1.1	42.5	56.5	
	1分目	will_not_rain	0.1	5.6	94.3	

4. おわりに

本研究では,Neural Network を用いた短時間降水 予測について議論した.シミュレーションを行っ た結果、時系列データを入力することにより、高 い精度で降水予測ができた。今後は Neural Network を多層化することで、予測精度の向上 を目指す。またレーダの実測データを入力した ときに、特定地点の降雨予測が行えるかについ ても検討を行う。

参考文献

斎藤康毅, 2016. ゼロから作る Deep Learning: Pythonで学ぶディープラーニングの理論と実装. オライリー・ジャパン

謝辞

本研究は「戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)」の課題のひとつである「レジリエントな防災・減災機能の強化」達成の一環として実施された。

偏波レーダーのRange variationデータを用いた降水減衰特性の推定

小林 隆久、野村光春、杉本聡一郎、平口博丸(電力中央研究所)、南雲 信宏(気研衛星)

《序》 降水タイプ判別や粒径分布など降水微物理 特性の把握は、レーダーによる降水強度観測の高 精度化のみならず降水過程の研究においても重要 であり、Zdr等の偏波パラメータによる研究が成さ れている。偏波パラメータの多くは散乱領域での 観測値から算出される。ここでは視点を変えて観 測値のrange variationに注目し、減衰特性の推定 を試みる。減衰のある均一な降水では、電波が降 水を通過する距離が長い程、観測されたZeは小さ くなる。扁平な雨滴ではZeHがZeVより減衰が大き いため、ZeHはZeVに比べradar rangeと共により減 少する。このように減衰によるrange変化が、偏波 パラメータにより異なる特性を利用した、減衰の 指標について考察した結果を報告する。

《手法》散乱によるZeをZe^t、減衰された観測値Ze をZe^mとすると全減衰量PIAは=Ze^t-Ze^mとなる。Ze^t とKdpで以下のような関係を仮定する。

$$Z_e^{true} = aKdp^b, \qquad (1)$$

b=1とするとZe^mは

$$Z_{e}^{m} = aKdp - PIA \quad (2$$

x KdpとZe^mの差をKdpで除し(=Y)(x は任意定 数)、range微分すると差の減衰A_{ZeH}^{diff}が得られる。

$$Y_{zeH} = \frac{xKdp - Z_e^{meas}}{Kdp} = (x - a) + \frac{PIA}{Kdp}$$
$$\frac{dY_{ZeH}}{dr} = \frac{1}{Kdp} A_{zh}^{diff}$$
(3)

Ze^tとKdpの関係での係数aの変化に依存しないこ とが利点である。また減衰をCKdp^dで推定する場 合の係数C.dの変化推定にも利用できる。

《計算結果》第1図、第2図は、X-band、高度角0 度で計算した雨および雪における κ =Kdpda/drと減 衰理論値のrange変化で、良く対応していることが 分かる。雨は降水強度、雪は含水率がrangeで変化 する場合である。第3図は、C-bandレーダー観測に 本手法を適用した例である。Ze、 ϕ dpをスムージン グ(第3図左)して求めた減衰推定値とKdpをプロット してある(第3図右)。Noisyだがrange変化が得られ ている。詳しい解析は今後の課題だが、本手法の減 衰変化と従来の偏波パラメータの組み合わせで降 水解析の向上が期待できる。



第1図 雨の減衰のrange変化。理論値と推定値



第2図 雪の減衰のrange変化、理論値と推定値。



第3図 C-bandレーダー降雪観測時のZe, ϕ dp のrange変化(左)。減衰推定値, Kdpのrange変 化。 (2016.11.24)

高知大 MP レーダーネットワークによる雨量評価

* 西井章, 佐々浩司(高知大理)

1. はじめに

昨年度より、総務省電波有効利用型研究 SCOPE の一環として本学所有の小型XバンドMPレーダー を用いたレーダーネットワーク構築を進めている。 昨年は朝倉、物部、安芸の3箇所のXバンドMPレ ーダーのうち、特性と運転モードが等しい物部、安 芸レーダーによるネットワーク構成を試みた。今回 は、運転モードが異なる朝倉レーダーも含めて高知 県内の比較的広範囲をカバーするデータ構築を行な った。

2. レーダー観測

朝倉レーダーはビーム幅 2°で探査範囲 80km を 2 分半毎に 10 仰角 (2.2°, 2.6°, 3.0°, 3.4°, 4.0°, 5.0°, 7.0°, 10.0°, 16.0°, 32.0°) の PPI スキャン、物部と安芸レーダーはビーム幅 2.7°で探査範囲 30kmを1分毎に5仰角(3°, 4°, 8°, 12°, 16°)の PPI スキャンを行っている。 いずれも地形クラッターの除去に MTI を用いてい るが、現状ではまだ地形

クラッターが十分には 除去できていない。

図1にそれぞれのレ

ーダーによる反射強度

の 1kmCAPPI データを

ネットワーク表示した

例を示す。現状では各レ

ーダーのレベル調整は

行なっていないが、各レ

ーダーの反射強度は均

ーであり、地形によりブ

ラインドとなる領域を 除いて降水の状況をよ

く表現できている。しか

しながら、準リアルタイ

ムのネットワークデー

タ表示を行うにあたっ

ては、現状では以下に列

3. 解析課題

挙する多くの課題が残っている。

- a. 処理時間:現状のアルゴリズムは各データの後 処理を手作業で行なっており、合成に5分ほど かかる。すべてバッチ処理を行うためには各レ ーダーの時刻同期が必要である。
- b. 地形クラッター:物部、安芸レーダーは MTI 処 理後のデータしか収録されていないため、降水 非降水の判別ができない。これを判別しつつ地 形クラッターを除去するようなマッピングを検 討する。
- c. 降雨減衰補正:各レーダーについて準リアルタ イムで実施できるようにする。

上記の課題を克服したのち、発表時にはネットワー クデータによる降水量の評価精度について議論する 予定である。

謝辞

本研究は総務省 SCOPE(受付番号 165009001)の 委託を受けたものです。



190600Z SEP 2016 Z=1.0km

EarthCARE/CPR検証用地上設置W帯雲観測レーダの開発状況と検証計画

堀江宏昭・大野裕一・花土 弘 (情報通信研究機構)

1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)は、航空機搭載及 び地上設置型W帯(ミリ波;94GHz帯)雲レーダ (SPIDER)の開発経験を生かし、EarthCARE衛星 搭載雲観測レーダ(CPR)を宇宙航空研究開発 機構(JAXA)と共同で開発している。また、 EarthCARE/CPRの校正・検証用として、W帯地 上設置型雲観測レーダ開発を2011年より開始 している。構成検証用地上設置型雲レーダへ の要求は大きく2つあり、EarthCARE/CPRの最 小検出感度-35dBZよりも良い感度であること、 ドップラ速度計測の誤差要因となるアンテナ ビーム内の雲の不均一を測定できること、で ある。前者の目的には、感度-40dBZを有する 高感度雲観測レーダ(HG-SPIDER)を開発し、 2014年に納入された。また、後者には、受信 側のみ1次元に電子走査するシステムを採用 し、2013年の部分モデル製作を経由して、電 子 走 査 雲 観 測 レーダ (ES-SPIDER) を 開 発 し、 2015年に納入された。ただし、ES-SPIDERは開 発費の制限から他の送信器を流用するシステ ム構成となった。

2. HG-SPIDERの状況

HG-SPIDER納入後、-40dBZの感度達成を確認 した。しかしながら、校正用機器として信頼 度の問題が明らかになり、アンテナ機構の再 設計、送信器出力の安定性の担保、受信器安 定動作の担保、等の改修を行った。これらに は、構成の見直し、モニタ系の追加が含まれ る。さらに、信号処理部の改修を準備中であ る。HG-SPIDERの変更前後を図1に、主要パラ メータを表1に示す。

<u>3. ES-SPIDERの状況</u>

ES-SPIDER納入後、SPIDERと組み合わせた確 認試験により、要求感度(-22dBZ)の達成と1次 元電子走査機能(+/-4.5度以上の範囲計測)に ついて移相器を使用した逐次走査方式で確認 した。さらに、複数の受信器で取得した信号 を計算処理により走査角度における観測デー タに変換するDBF(Digital Beam Foaming)方式 の受信器を準備中である。また、送信器とし て用いたSPIDERが故障すると運用ができなく なることから、専用の送信器を現在準備中で ある。ES-SPIDERの送受アンテナおよびDBF処 理部を図2に、主要パラメータを表2に示す。

<u>4. 今後の計画(検証計画)</u>

現在実施している改修を速やかに終え、今 年度の運用開始を目指している。NICT小金井 は、EarthCARE/CPRの日本側検証サイトとして 運用が期待されており、ライダーやウィンド プロファイラなど他の測器との同時観測も期 待されている。衛星打上げ前に十分なデータ の蓄積を計画したい。 表 1 HG-SPIDER の主要パラメータ

項目	パラメータ
周波数(GHz)	94.090(HG-SPIDER)
アンテナ	オフセットパラボラ(80cm¢)
利得・ビーム幅	55.85dBi 0.3 度
送信管出力	EIK(1500W)
パルス幅(us)	0.5,1.0,2.0
感度(1 秒積分)	-40dBZ@15km
アンテナ走査	無し(鉛直上向き)
信号処理	USRP 利用→COSMO-Z(AD
	変換+FPGA)に変更中

表2 ES-SPIDER の主要パラメータ

項目	パラメータ
周波数(GHz)*	95.040(SPIDER)
	94.090(HG-SPIDER)
送信アンテナ	レンズホーン
送信ビーム幅	8.53 度(走查方向) x 0.57 度(非走查方
	向)
送信利得	37.8 dBi
受信アンテナ	ホーンアンテナアレイ(8 x 32)
受信ビーム幅	0.52 度 x 0.53 度
受信利得	48.6 dBi
送信管(出力)*	EIK(1500W)
パルス幅(us)*	0.5,1.0,2.0
感度(1 秒積分)	-27dBZ@5km
電子走査	受信のみ1次元(逐次走査)
信号処理	SPIDER 利用→DBF 受信器+
	PC に変更中

*送信器による項目(現在専用送信器準備中)



図1HG-SPIDER 左:送信アンテナ 中:送受信器、右:改修前



図 2 ES-SPIDER 左:送受信アンテナ(左:ホーンアレイ(受信)
 右:レンズホーン(白))、右:DBF 受信器(準備中,下:内部のボード)

GOSAT および GOSAT-2 の短波長赤外プロダクトの進捗状況

*吉田幸生、押尾晴樹、亀井秋秀、森野勇、内野修、齊藤誠、野田響、横田達也、松永恒雄(国立環境研究所)、 TCCON partners

1.はじめに

2009/01/23 に打上げられた温室効果ガス観測技術衛 星 GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) は、二 酸化炭素 (CO2)、メタン (CH4) の全球分布を観測すること を目的とした衛星であり、そのプロジェクトは環境省・宇宙 航空研究開発機構 (JAXA)・国立環境研究所 (NIES) が共 同で推進している。GOSATは2014/01に5年間の定常運 用を終え後期利用運用期間へと移行し、現在も観測を継 続している。また、後継機である GOSAT-2 は 2018 年度 内の打上を目標に、現在開発が進められている。GOSAT、 GOSAT-2 ともに主センサはフーリエ変換分光計で、短波 長赤外 (SWIR; Short-Wavelength InfraRed) から熱赤外 (TIR: Thermal InfraRed) にかけて複数のバンドを有してい る (表)。TIR スペクトルは中部対流圏~下部成層圏にか けての気体濃度プロファイルに比較的高い感度を示すー 方で、地表付近の濃度に対する感度は低い。他方、SWIR スペクトルは地表面を含む大気全層 (カラム量) に対して 感度を持つものの、高度分解能は悪い。

2.GOSAT 短波長赤外プロダクトの公開状況

NIES は SWIR スペクトルから CO₂. CH₄ のカラム平均 濃度(XCO2, XCH4)を導出するアルゴリズムの開発と導出 結果の検証を担当している。SWIR スペクトルから XCO2 XCH4 を導出する際の最大の誤差要因として、エアロソル の散乱等による光路長変動が挙げられる。NIES で開発し たアルゴリズムは、エアロソル等の特徴を記述する物理 量を用いて光路長変動の影響を含む理論スペクトルを計 算し、導出に利用する Full-Physics 法と呼ばれる手法に分 類され、XCO2, XCH4と同時にエアロソル物理量等を同時 推定することで光路長変動の影響低減を図る。得られた 結果は、TCCON (Total Carbon Column Observing Network) による地上設置高分解能 FTS から得られる XCO2, XCH₄を用いて検証されており、公開中の SWIRL2 V02.21~V02.60 (2009/04/23~2017/02/28、陸域、Gain-H) と TCCON (GGG2014) との比較から、XCO2 のバイアス・ ばらつきはそれぞれ -0.58 ppm ·2.24 ppm、XCH4 に対して は-4.3 ppb - 13.5 ppb と、当初目標 (XCO₂:~4 ppm, XCH₄: ~ 35 ppb) を大きく上回る精度を実現している。なお、カラ ム平均濃度のバイアスと同時推定物理量の間に本来見 られないはずの相関関係が確認されており、逆にこれを 利用した経験的なバイアス補正を適用したプロダクトも新 たに公開準備を進めている。

3. GOSAT-2 短波長赤外プロダクトの準備状況

GOSAT-2 では、GOSAT において実施してきた観測の 発展・継続を目的としており、搭載センサや観測対象気体 といった基本コンセプトには大きな違いはない(表)。しかし ながら、有効データ取得率向上のための軌道上における 観測視野内の雲識別・回避機能の追加や、カラム平均濃 度導出精度向上のための信号対雑音比(SNR)向上、一 酸化炭素(CO)観測のためのバンド幅拡張、等が実施さ れる。

SWIR プロダクトとしては GOSAT 同様、Full Physics 法 に基づくカラム平均気体濃度プロダクトの他に、XCH4 に ついては新たに Proxy 法に基づくプロダクトの準備を進め ている。Proxy 法はエアロソルの散乱等による光路長変動 の影響が狭波長範囲ではほぼ同等とみなせる性質を利 用する手法であり、1.67 µm 帯の CH4 吸収帯から導出し た CH4 カラム量と 1.6 µm 帯の CO2 吸収帯から導出した CO2 カラム量の比に XCO2 モデル計算値を乗じることで XCH4 を求める。導出したカラム量には光路長変動の影 響が含まれるものの、比をとることで影響が低減される。 また、近年注目を集めている太陽光誘導クロロフィル蛍光 (SIF; Solar-Induced chlorophyll Fluorescence) についてもプ ロダクトに加える準備を進めている。SIF は光合成活性速 度と関連があるため、炭素循環のさらなる理解に役立つこ とが期待されている。なお、Proxy 法による XCH4 や SIF は雲・エアロソルの影響を比較的受けにくいため、Full Physics 法によるカラム平均気体濃度プロダクトよりも多く のデータを提供できる見込みである。

	GOSAT	GOSAT-2
観測対象	CO ₂ , CH ₄ , H ₂ O	CO ₂ , CH ₄ , H ₂ O, CO
波数範囲 [cm ⁻¹] (S): SWIR (T): TIR	 (S) 12900 ~ 13200 (S) 5800 ~ 6400 (S) 4800 ~ 5200 (T) 700 ~ 1800 	 (S) 12950~13250 (S) 5900~6400 (S) 4200~5200 (T) 1188~1800 (T) 700~1188
瞬時視野	約 10.5 km Ф	約9.7kmΦ
視野	直下点を中心に AT:±20°, CT:±35°	直下点を中心に AT:±40°, CT:±35°

表. GOSATとGOSAT-2に搭載される FTS の仕様。

AT: Along Track, CT: Cross Track

GOSAT データ公開サイト: https://data2.gosat.nies.go.jp/

GSMaP 雨量計補正降水マップ (GSMaP Gauge) モデルパラメータの検討

* 妻鹿友昭、牛尾知雄 (首都大システムデザイン)、

久保田拓志、可知美佐子 (宇宙航空研究開発機構)、重尚一 (京大理)、青梨和正 (気象庁気象研究所)

1 はじめに

人工衛星による観測は一様に全球を観測できる。人 工衛星データを用いて毎時間全球の降水量を推定する 降水マップのひとつに全球合成降水マッププロダクト (Global Satellite Mapping of Precipitation; GSMaP) がある。GSMaP は地上の観測網が十分に無い海洋上や 途上国などの降雨の把握に有用であり、十分な地上測が 無い地域での防災・減災や水資源管理等への利用が検討 されている。

GSMaP の地上降水量推定改善を目指し、衛星データ から降雨推定した GSMaP MVK プロダクトを地上雨 量計で補正する GSMaP 雨量計補正 GSMaP (GSMaP Gauge) プロダクトを開発している。現在の GSMaP Gauge が用いる雨量計データには NOAA が配布す る CPC UNIFIED GAUGE-BASED ANALYSIS OF GLOBAL DAILY PRECIPITATION (CPC)の日雨量 を利用している。この結果、一ヶ月程度積算した推定降 水量は地上の降雨雨量計データにおおむね一致する。し かし、GSMaP Gauge の推定降水量は短時間で局所的 な強雨が出ない。この原因は CPC の分解能や観測点数 の不足が原因と考えられる。そこで、本研究は CPC 以 外の地上データの利用や、過去のデータを用いて降雨モ デルパラメータをより実態や地域性を考慮することによ り、推定が改善するか検討した。

2 GSMaP Gauge

GSMaP Gauge の補正は観測と時間変化のモデルを 用いて GSaMaP MVK 雨量を地上雨量計の 24 時間雨 量にあわせる。この降雨モデルと観測モデルは

$$\boldsymbol{x}_{n+1} = \boldsymbol{x}_n + \mathcal{N}(\mu_w, \sigma_w^2) \tag{1}$$

$$\boldsymbol{y}_n = c\boldsymbol{x}_n + \mathcal{N}(\mu_v, \sigma_v^2) \tag{2}$$

である。 \mathcal{N} は正規分布、 \boldsymbol{x}_n は n 時の真の降雨強度, μ_w 、 σ_w は平均と分散である。 \boldsymbol{y}_n は n 時に推定された雨量、 μ_v, σ_v は観測ノイズの平均と分散、c は比例定数である。 式 (1) は降雨の時間変化は緩やかであることを表す。式 (2) は観測雨量は真の雨量と比例し正規分布のノイズを 持つことを示す。最小化する評価関数 J は式 (3) のよ うにモデルの評価関数 (J_1) と雨量計による 24 時間の 時間雨量 ($\boldsymbol{x}_n, n = 1...24$) からの乖離 (J_2) を組みあわ せる。

$$J(\boldsymbol{x}) = J_1(\boldsymbol{x}) + \lambda J_2(\boldsymbol{x}) \tag{3}$$

$$J_1(\boldsymbol{x}) = -\ln\Pr(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}) \tag{4}$$

$$J_2(\boldsymbol{x}) = \frac{1}{2} \left(\sum_{n=1}^{24} \boldsymbol{x}_n - W \right)^2$$
(5)



図 1 一時間降水量の分布。(a) 地上レーダの降雨 強度、(b) レーダの 24 降雨雨量を用いて補正した GSMaP Gauge、(c) (b) に加えてモデルパラメータを 変更した GSMaP Gauge

ここで W は雨量計で観測された 24 時間雨量、 λ は雨量 計データの重みである。現在の GSMaP Gauge では W は CPC を用いる。本研究では W にアメリカのダラス フォートワースのレーダデータを用いた。また、これま で固定値だった μ_w , σ_w を降雨強度により変動させた。 μ_w , σ_w は一年間のレーダアメダスの降水量から二次関 数の回帰式を用いて決めた。

図1に時間降水量を示す。図はそれぞれ、地上レーダ (a)、24時間でフィッティングした GSMaP Gauge(b)、 μ_w, σ_w を変更した GSMaP Gauge(c) である。W に地 上レーダの降水量を入れるだけでは、過少に推定してい る (図 1b)。また、図に示さないが、 μ_w だけを変更して も図 1b とは傾向は大きく変らなかった。一方 σ_w を変 動させると、図 1b より大きい降雨強度が推定されるよ うになった (図 1c)。

3 おわりに

これまで GSMaP Gauge では局所的に強い降雨強度 が出なかった。この原因は CPC の精度や代表性の問題 以外に、降雨の時間変動モデルの σ_w の値の問題もあっ た。 σ_w を変化させることにより、降水量が増加し、地 上レーダの観測値に近い強度の降水量を推定するように なった。本研究により現実の降雨に即した σ_w を与える ことができれば、災害などを引き起こす局所的な豪雨を 推定できる可能性を示した。

ウィンドプロファイラ用アダプティブクラッタ抑圧システムの開発

山本真之¹•*川村誠治¹•西村耕司² ¹情報通信研究機構(NICT),²極地研

<u>研究の背景</u>

ウィンドプロファイラ(WPR)は、大気の屈折率擾 乱に起因する電波散乱エコー(大気エコー)を用 いることで、晴天大気における風速 3 成分(鉛直 流・東西風・南北風)の高度プロファイルを計測で きる。

大気エコー以外の散乱体(クラッタ)からのエコ ーは、WPRによる測定データの品質を低下させる。 そのため、WPRを用いた測定では、クラッタからの エコーの混入を極力防ぐことが必要である。アダ プティブクラッタ抑圧(ACS)は、複数のサブアレイ から得た受信信号に対して適応信号処理による 重み付け合成を行うことで受信ビームパターンを 制御し、クラッタの混入を低減する手法である^[1]。 ACS はクラッタを抑圧するための有用な手段であ るが、多チャンネル受信機能を有していない WPR では ACS が使用できない。

<u>アダプティブクラッタ抑圧システム</u>

NICTでは、既設のWPRにACS機能を付加で きるACSシステムの開発に取り組んでいる。ACS システムは、地表付近に存在するクラッタからのエ コーを得ることを目的とした受信専用サブアレイ・ 受信信号の周波数変換や増幅などを行うアナロ グ受信部・ハードディスクに保存する測定データ 量を減らすためのリアルタイムデータ処理を行う 多チャンネルデジタル受信機で構成されている。 多チャンネルデジタル受信機はUSRPX310とワ ークステーションで構成されているため、受信チャ ンネル数変更などのリアルタイムデータ処理に関 する変更を容易に実施できる。

図に、ACS システムにおけるデータ処理の概要 を示す。受信専用サブアレイは水平面内で無指 向性であり、鉛直面内における感度は水平方向 で最大・天頂方向で最小である。大気エコーを受 信するWPRの主アンテナは天頂方向及びその付 近を指向するため、受信専用サブアレイではクラ ッタからのエコーのみが得られる。WPRの主アン テナ及び受信専用サブアレイから得た受信信号 に対してビーム方向と重み付けベクトルのノルム を拘束した電力最小化法(NC-DCMP)による重 み付け合成を行うことで、クラッタからのエコーを 抑圧する。

NICT が有する WPR である LQ-13 に ACS シス

テムを付加した実験により、ACS システムの正常 動作を確認した^[2]。現在は、LQ-13の主アンテナ 及び5基の受信専用サブアレイを用いた ACSの 検討が可能である。講演では、ACS システムの開 発状況を述べる。



図:ACS システムにおけるデータ処理の概要

<u>謝辞</u>

本研究課題は、科研費基盤研究 B(26281008)の 助成を受けて実施されている。

参考文献

- Nishimura, K., T. Harada, and T. Sato, Multistatic radar observation of a fine-scale wind field with a coupling-compensated adaptive array technique, J. Meteorol. Soc. Jpn., 88(3), 409-424, 2010, doi:10.2151/jmsj.2010-309.
- [2] Yamamoto, M. K., S. Kawamura, and K. Nishimura, Facility implementation of adaptive clutter suppression to an existing wind profiler radar: First result, IEICE Commun. Express, in press, doi:10.1587/comex.2017XBL0075.

地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 - 首都圏における多点観測-

花土弘·川村誠治·纐纈丈晴·岩井宏徳·佐藤晋介(情報通信研究機構)、高橋暢宏(名古屋大学)、 岩波越·清水慎吾(防災科学技術研究所)、江尻省·冨川喜弘(極地研究所)、

小司禎教・田尻拓也・荒木健太郎・瀬古弘(気象研究所)、

中村健治(獨協大学)、小田僚子(千葉工業大学)、常松展充(東京都環境科学研究所)

1. はじめに

NICT では、ゲリラ豪雨など局所的で激しい気象現象 に対する防災・減災を目指し、フェーズドアレイ気象 レーダなどの雨を観測する技術開発[1][2]に加え、雨 の元になる水蒸気を広範囲で効率的に観測できる 手法の開発を行っている。水蒸気は、気象現象の予 測を行うとき、風速・温度と並んで重要な量であるが、 気体状態の水でレーダでは観測できず、広範囲で観 測可能となる方法が限られている。現在、気象数値 モデルで水蒸気データとして利用されている GPS/GNSS 可降水量観測は、衛星からのLバンドの 電波の遅延量を利用しているが、地デジ放送波 (UHF 帯)で同様の測定が可能であることを実証した ^[3]。その手法は地デジ放送波に含まれている映像・ 音声以外の基準信号から遅延プロファイルを測定し、 送信局から直接伝わる波(直達波)と周囲の反射体 から反射され伝わる波(反射波)を時間的に分離、そ れらの時間差をピコ秒レベルの精密測定することで、 水蒸気による UHF 帯の電波の遅延を測定する。 2017 年度は、この反射法による水蒸気量観測の有 効性を示すために、首都圏の複数地点での測定を 実施する。

2. 首都圏における多点観測 反射法による水蒸気量観測点の選択は、送信局(首 都圏ではスカイツリー)が見通し可能で、その反対方 向からの反射波の受信が可能という条件で行ってい る。図1に現在予定している観測点を示す。



首都圏における多点観測(予定)

3. 測定された遅延プロファイル

試験観測中に測定された遅延プロファイルを図 2 に 示す。横軸は時間で、図上部に反射点が送信局と反 対方向にある場合の換算距離を示す。



図2 測定された遅延プロファイルの例 (周波数 533 MHz)

謝辞:本観測実験は,総合科学技術・イノベーション会議 のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエント な防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)(2)豪雨・竜巻 予測技術の研究開発「マルチパラメータフェーズドアレイレ ーダ等の開発・活用による豪雨・竜巻予測情報の高度化と 利活用に関する研究」(代表:高橋暢宏)、及び科研費「水 蒸気稠密観測システムの構築による首都圏シビアストー ムの機構解明」(代表:小司禎教)によって実施されていま す。

参考文献

[1] 佐藤他,"フェーズドアレイ気象レーダのデータ利 用のためのクラウド活用",日本気象学会 2012 春 季大会,B118.

[2] 高橋他, "「戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) レジリエントな防災・減災機能の強化」におけ るマルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダの開 発について",日本気象学会 2017 春季大会,D467.
[3] Kawamura et al., "Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves", Radio Science, Vol. 52, 367–377, 8 March 2017, DOI:10.1002/2016RS006191.

地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発—反射法のための反射体の特定—

*纐纈 丈晴・川村誠治・花土弘・太田弘毅(情報通信研究機構)

1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では地上デジタル放送波の 伝搬遅延を精密測定することで地表付近の水蒸気を推定 する手法の研究開発を進めている(川村ほか、2017年春 季大会発表など)。電波塔(東京スカイツリー等)からの 直達波とビル等の反射体からの反射波との位相差から伝 搬遅延を精密に測定する反射法により、水蒸気遅延の時間 変化を高い時間分解能で精度良く測定することができる。 本発表では反射法で必要な反射体の特定を目的とした反 射波の到来角推定について報告する。

2. 方法

地デジ放送波の観測点において、直達波と反射波の時間 差から直達波と反射波の経路差は特定できる。しかし、経 路差が一定となる地点は放送局と受信点を2つの焦点と する楕円上の任意の点にその可能性があり、地デジ放送波 受信に用いているアンテナの方位角方向のビーム幅(60 ~70度程度)を考えると、経路差だけでは反射体の位置 を特定することはできない。そこで、複数のアンテナを用 いた測定を実施し、反射波の到来角推定を試みた。

実験は2017 年6月20日の17時から18時にかけて NICT本部6号館屋上で実施した。反射波の受信用に3 つのアンテナ(A₁、A₂、A₃)を用いた観測によりそれぞ れのアンテナについて直達波(位相 ϕ_0)と反射波(位相 $\phi_1 \sim \phi_3$)の位相差($\phi_1 \sim \phi_3$)および放送波の波長から 経路差(d₁~d₃)が求まる。そして、経路差の差分値から アンテナ面に対する反射波の到来角(θ)を計算すること ができる(図1)。各反射波用アンテナA₁とA₂、A₂とA₃ の距離をそれぞれD₁、D₂、電波の波長を λ とすると、到 来角 θ は以下のように表される。

$$\theta = \sin^{-1}\left(\frac{d_1}{D_1}\right) = \sin^{-1}\left(\frac{d_2}{D_2}\right) = \sin^{-1}\left(\frac{d_3}{D_1 + D_2}\right)$$
(1)

3. 結果

今回の観測で得られた値のうち、30 秒間の変動の例を 図 2 (直達波と反射波 1 の位相: $\phi_0 \ge \phi_1$) と図 3 (アン テナ間の経路差: $d_1 \sim d_3$) に示す。直達波と反射波の位相 は 30 秒間の間に大きく変動している(図 2) が、これは 放送局と受信器の双方の局部発振器の位相雑音が主に見 えているためである。直達波と反射波の位相差を取ること でこの位相雑音は相殺され、経路差の変動はほぼ無視する ことができる(図 3)。この経路差の平均値と標準偏差を 用いて式(1)から到来角を推定すると、アンテナ A_1, A_2 を 用いて-15.3±0.3 度、アンテナ A_2 , A_3 を用いて-17.0± 0.3 度、アンテナ A_1 , A_3 を用いて-16.1±0.1 度となった。 アンテナによって 2 度程度のばらつきがあるため、現段階 では反射体の特定には精度が不十分であるが、今後再実験 を行い、精度向上を目指したい。

文献

川村ほか,2017:地デジ放送波の複数の反射波を用いた 水蒸気推定.日本気象学会2017年度春季大会予稿集, B152, pp.114.



図 2. 直達波と反射波の位相変動(中心周波数 491MHz、 30 秒間)の例。





降雪研究のための市民科学データの観測特性調査

荒木健太郎(気象庁気象研究所)

1. はじめに

首都圏の降雪現象の実態解明には、時空間的に密な降水種 別観測が必要不可欠である.しかしながら、関東甲信地方で は積雪観測点が少なく、降水種別観測も有人の気象官署のみ でしか行われていないため、固体降水の観測密度が不足して いる.気象研究所では市民科学による雪結晶観測「#関東雪結 晶プロジェクト」を実施しており、特に人口の多い都心部を 中心に超高密度な雪結晶・降水種別観測が可能となった(荒木, 2017,気象学会春 B201).降雪研究においてこのような市民 科学データを上手く利用するためには、観測特性を把握する ことが必要である.本研究では、科研費「首都圏の高精度雨 雪判別手法確立に向けた降雪機構の実態解明」(H29~31年度) の一環として、市民科学による降水種別観測データの特性調 査を行い、降雪研究への利用可能性を検討した.

2. データと解析手法

本研究では市民科学データのひとつとして、まず weathernews社の「10分天気報告」の観測特性を調べた.こ れは市民がスマートフォンのアプリから現在天気を15の項目 (第3図参照)で報告するものであり、解析には2012年1月1 日~2017年5月31日に観測された約5,823万のデータを用 いた.まず、観測データ数と人口との関係を理解するため、 総務省統計局の「地域メッシュ統計」による2010年版第2次 地域区画人口(緯度5分,経度7分30秒間隔)を使用し、同じ 格子間隔にまとめた市民科学データの日平均観測数と比較し た.また、市民科学データ数について年・月・日(平日・休日)・ 時刻毎に調査を行い、その特性を調べた.さらに、有人の気 象官署58地点から半径5km以内で定時(3,6,9,12,15,18,21 時)の前10分に観測された市民科学データ(約33.3万)につい て、気象官署での目視観測の天気等と比較をした.

3. 市民科学データの観測特性

市民科学データの日平均観測数の水平分布を確認すると, 東京や神奈川,大阪,愛知,札幌,福岡などで観測数が多く, 東京では 500 件/日を超えるメッシュが複数見られた(図略). メッシュ毎の人口と比較をすると,ほぼ人口に比例して観測 数が多くなるということがわかった(第1図).

市民科学データの全国日平均観測数は約2.9万件で,低気圧 や台風等により都市域で大雨や暴風,大雪が起こった7事例 では日観測数が10万を超えていた.関東で大雪となった2014 年2月8日,2月14日にはそれぞれ19.6万,15.2万の観測 データが得られていた.関東で大雪のあった2014年2月を除 き,毎年概ね7~9月の暖候期に月平均観測数が増える傾向が あった(図略).これは,台風や日変化で発生する積乱雲活動の 影響であることが示唆される.また,解析期間中の平日(1,342 日)と休日(635日)の時別の平均観測数は、いずれも夜間(19~ 5時)に少なく,平日は6~7,12,16~17時にピークが見ら れた(第2図).これは,通勤・通学や休憩時間帯に対応してい ると考えられる.休日については日中のこの他の時間につい ても観測データ数が多かった.これらのことから,市民科学 による観測データ数は人間活動に大きく影響されるといえる.

4. 気象庁地上気象観測との比較

市民科学データにおける天気項目毎の,気象庁の目視観測 による天気の割合を第3回に示す.ここで,雨(RAIN)は301

~304(計 6.5 万件), 雪(SNOW)は 411~420 と 422(計 5.3 千件)の項目をまとめたものと した.小項目毎にばらつきはあるものの, RAIN では約 91% (うち雷 13%), SNOW では約 88%が目視観測結果と一致すること がわかった.一方,市民科学データ項目の霙 (400)と霰(421)には目視観測における雨や 雪も多く含まれていた.なお,気象官署から 半径 1km 以内の市民科学データを対象とし てもこれらの割合は大差なかった.

これらのことから,市民科学データは特に 人口の多い都市域での日中の現象に対して 有効であり,雨か雪かという降水種別判別に ついては降雪研究を実施する上で有益であ るということがわかった.



第3図 市民科学データの各項目(下段左)に対する気 象庁目視観測による天気(下段右)の割合.

謝辞本研究は科学研究費助成事業(課題番号 17K14394)により実施したものです.市民科学による観測に参加されたすべての方に、この場をかり て深く感謝申し上げます.

赤外・マイクロ波降水データを用いた、南アジアモンスーン域におけるメソ

対流系の鉛直構造解析

横山土実*(筑波大学生命環境科学研究科)·上野健一(筑波大学生命環境系)

1. はじめに

メソ対流系 (MCS) の対流活動を空間的に均一なアルゴリズム で把握するためには、衛星データの使用がほぼ唯一の手段であり、 赤外画像を用いた MCS の客観検出が多く行われてきた (e.g. Evans and Shemo 1996)。しかし、低 tbb 域として現れる活発な 対流域と降水域は必ずしも一致せず、特に広域のアンビルが卓越 する場合や中層ジェットが強く、雲が上層まで達しない場合に差 異が生じやすいと考えられる (Yuan and Houze, 2010)。そこで 本研究では、南アジアモンスーン域において Global Merged IR (NCEP/CPC; 4km 格子、30 分; 以下 Global IR とする)と GSMaP_MVK ver 6.4133.0 (Aonashi et al. 2009; 0.1 度格子、1 時間)降水データを用いて MCS の客観抽出し、対流が活発な MCS と多降水をもたらす MCS を時間単位で分類し、発現の時 空間分布やモンスーンの季節変化・季節内変動との関係、対流・ 降水の鉛直構造の違いを明らかにした。

2. 使用データ・解析手法

Global IR についてはリサンプリングとリグリッド処理を行い、 空間・時間解像度を GSMaP に合わせて 0.1°、 1時間にした。 MCS の客観抽出アルゴリズムは Evans and Shemo (1996)に準じ、 空間的に連続した 4000km² 以上の広がりを持つ雲域・雨域を特 定し、それが6時間以上継続した場合を MCS と定義した。また、 雲域と雨域の重複率が50%以上のものを両データで同一の MCS が検出されたとした。Tbb、降水強度の閾値はそれぞれ 219K 以 下、1mm/hr 以上とした。解析期間は 2015-2016 年の 5-8 月、 60-105° E、5-35° N を解析範囲とする。対流及び降水の鉛直構 造の把握には GPM/DPR データの使用を予定する。

3. 雲のみ、雨のみ MCS の時空間分布

Global-IR のみ (C)、GSMaP のみ (R)、Global-IR と GSMaP (CR) で検出された MCS の検出数を表 1 にまとめる。全体の 47%の MCS が GSMaP のみで検出され、両者の一致率は 28%で あった。すなわち、両衛星データ異なる特徴を持つ対流系を検出 している可能性がある。

「GSMaP の5日間平均降水量が初めて5mm/dayを超えた日」 を基準にグリッドごとにモンスーンオンセット日を定義すると、 ほとんどの MCS がオンセット後に検出された。R は西ガーツ山 脈沿い、ベンガル湾東部海岸地域、ヒマラヤ北東部、チベット高 原南東部で6月以降に昼夜を問わず分布したのに対し、C はチベ ット高原南部、インド北部、ベンガル湾において日中に比較的多 く分布した。

モンスーンオンセット後のインド亜大陸周辺で発生した MCS について季節内変動との関係を調べるため、73-83E、17-25N で 領域平均した 850hPa 東西・南北風の平均からの偏差と MCS の 分布を比較すると、西ガーツ山脈、ベンガル湾東部の R は東西・ 南北風偏差の正負に関わらず検出されており、下層循環場の季節 内変動の影響が少ないと考えられる。一方、インド北部の C は南 北風偏差が正の時、バングラデシュ周辺の C は東西風偏差が正 の時に集中し、下層循環場の季節内変動の影響を強く受けている ことが示唆される (図1)。ただし、西ガーツ山脈付近やベンガ ル湾東部の R については、海岸地域における GSMaP の降水強度 算出アルゴリズムの違いを見ている可能性がある。

表 1 IR、GSMaP で検出された MCS の総数と、C、R、CR 事 例数。

IR		(GSMaP	
21773		29619		
С	CR		R	
9907	1102	2	18554	



図1 モンスーンオンセット後に 850hPa 東西風、南北風偏差が 共に正の時における C、R、CR の分布。

参考文献

K. Aonashi, J. Awaka, M. Hirose, T. Kozu, T. Kubota, G. Liu, S. Shige, S. Kida, S. Seto, N. Takahashi, and Y. N. Takayabu, 2009 : *J. Met. Soc. Japan*, 87A, 119–136.

Evans and Shemo, 1996: J. Appl. Meteor, 35, 638-652.

Houze, R. A., Jr., 2004: Rev. Geophysics., 42, 1-43.

Yuan, J., and R. A. Houze, 2010: J. Clim., 23, 5864-5888.

Ka バンド偏波レーダーで観測した降雪システムの微細構造

*出世ゆかり・前坂剛・岩波越

(研) 防災科学技術研究所

1. はじめに

2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町の山岳地域におい て雪崩災害が発生した。これまでの調査から、積雪内 に形成された弱層が表層雪崩を引き起こしたと推定 されており、弱層では雲粒付着の少ない板状等の雪結 晶が検出されている。積雪内の弱層の有無を把握する ためには、降雪時に雪結晶のタイプを面的に把握する ことが重要であり、偏波レーダーによる貢献が期待さ れている。しかし低気圧に伴う層状性降雪雲に関して 雪結晶のタイプを識別、検証した事例は少なく、今後 取り組むべき課題の一つである。また、国内ですでに 普及している X バンド偏波レーダーに加え、より波長 が短く (35GHz 帯) ビーム幅の狭い (0.4deg 以下) ス キャン型の Ka バンド偏波レーダーは、雪結晶のタイ プに関わる偏波パラメータ特性だけでなく、降雪形成 過程に関わる降雪雲の微細構造も観測できると考え られる。このような新しい観測技術が雪結晶タイプの 面的把握に貢献する可能性も検討する必要があると 考えられる。

2017 年1月20日、日本の南海上を通過した低気圧 に伴い関東地方で降雪が報告された。防災科研ではこ の降雪システムを茨城県つくば市に設置した Ka バン ド偏波レーダーで観測した。本発表では、降雪システ ム内で観測された微細構造および偏波パラメータの 特徴について報告する。

2. Ka バンド偏波レーダー観測

本研究では茨城県つくば市の防災科研に設置した Ka バンド偏波レーダーのデータを利用した(レーダー 諸元は、岩波ほか日本気象学会 2015 年度春季大会を 参照のこと)。3 分毎に 6 仰角の PPI スキャン(仰角 5.2°から 27.2°)と 2 回の RHI スキャン(方位角 253.4°)を連続して行った。

3. 解析結果

1月20日つくば市付近では、防災科研で運用中の地 上気象リポートシステム「ふるリポ!」 (https://fururipo.bosai.go.jp/fururipo/)で、 0900JST頃から1130JST頃にかけて降雪の報告が寄せ られた。図1と図2は降雪が特に顕著であった期間中 の0954JSTのPPI画像とRHI画像である。レーダーサ イト周辺では、高度2.5km以下に地上に到達する降水 エコーが分布しており、レーダー反射強度(Z_h)は最 大で10dBZ程度であった(図1左)。特徴的なエコー 構造として、エコー上部の高度2kmから2.5km付近に 生成セルの構造が捉えられた(図1左と図2上)。生 成セルの水平スケールは1km以下、鉛直スケールは 500m 程度であった。生成セル下方の高度 2km 以下では 南西から北東の走向を持つストリーク状のエコーが 水平方向に約 1km の間隔で見られた。生成セルおよび その下方でのレーダー反射因子差(Z_{DR})は 0dB 前後で あった。このことから、高度 2.5km 以下で観測された 降雪エコーは、比較的球形に近い雲粒付き雪結晶ある いは凝集雪片で構成されていたと考えられる。

一方、高度 3.5km 付近(館野のゾンデデータの気温 は約-15°C)には鉛直方向の厚みが数百 m 程度の層状 に広がるエコーが存在し、 Z_h は弱い(~-5dBZ)が、 Z_{DR} は 3dBZ 以上と大きく、生成セルを含む高度 2.5km 以 下に存在するエコーとは異なる偏波パラメータ特性 が観測された。この上空のエコー領域には、氷粒子の 密度が高い板状の結晶が含まれていたと考えられる。

4. まとめ

2017年1月20日の関東地方における降雪システム について、Kaバンド偏波レーダーによる観測を実施し、 水平および鉛直スケールが1km以下の生成セルの構造 を捉えた。また偏波パラメータより、降雪システムを 構成する雪粒子の特徴とその空間分布について考察 した。



図 1. Ka バンド偏波レーダーで観測された 2017 年 1 月 20 日 0954 JST の仰角 11.5°の PPI 画像。(左)レーダー反射強度、(右)レーダ 一反射因子差。観測半径は 30km。



図 2. 2017 年 1 月 20 日 0954JST の方位角 253.4 の RHI 画像。(上) レーダー反射強度、(下) レーダー反射因子差。各パラメータのカ ラースケールは図 1 と同じ。

謝辞:本研究は文部科学省科研費特別研究促進費「17K18453」(研究代表者: 上石勲)の支援を受けて実施しています。

雲物理モデルの多変数化による雲・降水粒子特性の診断

*橋本明弘(気象研究所)

1. はじめに

2. 数値モデル

雲・降水粒子の密度や形状といった粒子特 性は、雲・降水の素過程と深く関連しており、 大気の水・熱循環に影響を与える他, リモート センシング技術を用いた地球環境の監視や防 災情報の創出にとって重要な要素である。こ の観点から,ビン法や超粒子法等に基づくハ イスペックな数値モデルの開発や応用研究が なされているが、それには膨大な計算コストが 必要であり、未だ汎用性は高くない、一方、従 来,汎用的に用いられている気象モデルは、 そのような粒子特性を表す出力要素は極めて 簡単な形でしか実装されておらず. 雲・降水の 直接観測やリモセン観測で捉えられた粒子特 性と雲物理学的素過程との関連性についての 議論に対しては、応用性は高くない. この問題 を解消するため、気象庁非静力学モデル (IMA-NHM)のバルク法雲物理過程を多変数 化し,雲・降水の粒子特性を従来よりも精緻な 形で診断できるよう改良した.

従来のJMA-NHMでは、大気中の氷粒子に 関する出力は雲氷・雪・霰それぞれの総混合 比・総数濃度・地上降水量のみであり、多様な 粒子タイプに関する観測との比較や議論には 限界があった.今回、雲氷・雪・霰それぞれの 温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を 新たな予報変数として組み込んだ(表1).これ により、粒子密度や形状に密接に関わる素過 程別の粒子成長量を、粒子の生成から降水を 経て地上に至るまで、追跡できるようになっ た.

3. まとめ

予備実験として、2 次元山岳上の降雪雲の 理想化実験の他、実事例を対象とした降雪実 験を行いつつ、モデルの検証と改良に取り組 んでいる.発表では、これらの結果を交えて、 モデリングおよびモデル出力を用いた粒子特 性の診断手法について議論する.

謝辞

本研究の一部は <u>JSPS 科研費 16K05557</u>の 助成を受けたものです.

表 1. 雲法	氷・雪・霰そ	れぞれの温度域	別昇華生長量と	雲粒捕捉成長量	量を表す変数.

	Cloud ice	Snow	Graupel
Accretion	Qacc,i	Qacc,s	Qacc,g
Deposition -4 <t<0 c<="" td=""><td>Qdep,0,i</td><td>Qdep,0,s</td><td>Qdep,0,g</td></t<0>	Qdep,0,i	Qdep,0,s	Qdep,0,g
Deposition -10 <t<-4 c<="" td=""><td>Qdep,-4,i</td><td>Qdep,-4,s</td><td>Qdep,-4,g</td></t<-4>	Qdep,-4,i	Qdep,-4,s	Qdep,-4,g
Deposition -20 <t<-10 c<="" td=""><td>Qdep,-10,i</td><td>Qdep,-10,s</td><td>Qdep,-10,g</td></t<-10>	Qdep,-10,i	Qdep,-10,s	Qdep,-10,g
Deposition -36 <t<-20 c<="" td=""><td>Qdep,-20,i</td><td>Qdep,-20,s</td><td>Qdep,-20,g</td></t<-20>	Qdep,-20,i	Qdep,-20,s	Qdep,-20,g
Deposition T<-36 C	Qdep,-36,i	Qdep,-36,s	Qdep,-36,g

Phase Field 法を用いた水滴の自由振動の計算

*伊藤翔星・石岡圭一(京大院理)

1. はじめに

自由落下する雨滴の形状の決定は、降雨レーダー を用いた降雨強度の推定などにも関連して重要な問 題である.この問題に関しては、Beard & Chuang (1987)による半経験的な理論モデル以降多くの研究 がなされている.近年ではハイスピードカメラの性 能向上により、自由落下する水滴の形状変化の詳細 が明らかになっている(Chowdhury et al., 2016).ま た数値的研究として、VOF 法などの界面表現手法を 用いた雨滴の併合に関する数値実験も行われている (Schlottke et al., 2010).しかし依然として、雨滴の 形状決定そのものに注目した数値的研究はなされて いないようである.本研究では、空気中を自由落下 する雨滴の形状を直接計算することを最終目標とし、 それに向けた準備として、二次元水滴の自由振動に 関する数値計算を行った.

2. 手法

本研究では、界面表現手法として Phase Field 法 (以下 PFM と省略する)を用いる. PFM は本来,相変 化を伴う 2 成分系を扱うために開発された手法で、 界面を別途追跡したりする必要が無いという利点の ある手法である. PFM を含む様々な界面表現手法に ついては Hua et al. (2014)でレビューされている. PFM では 2 成分系の分布を,識別関数 φ を用いて表 現する.ここでは空気中に浮遊する水滴を考えるの で、 $\varphi = 1$ が水に、 $\varphi = -1$ が空気に対応する.識別 関数 φ の時間発展は以下の Cahn-Hilliard 方程式を 用いて計算される.

$$\begin{cases} \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \nabla \cdot (\varphi \boldsymbol{u}) = M \Delta \mu \\ \mu = F'(\varphi) - \varepsilon^2 \Delta \varphi \end{cases}$$

ここで ε および Mは計算パラメタで, ε は境界面の 厚みに対応し, M は易動度と呼ばれる. これらのパ ラメタは計算の解像度に応じて適切に設定する必要 がある. また, $F(\varphi)$ は double-well 型の関数で, ここ では $F(\varphi) = (1 - \varphi^2)^2/4$ と定めている. なおuは体 積平均された流速である. 密度および粘性係数を φ の 関数 として表し, 流体運動に関する非圧縮 Navier-Stokes 方程式と Cahn-Hilliard 方程式を連 立させ, 時間発展を行う. Navier-Stokes 方程式の外 力項として含まれる表面張力項は $-\frac{3\sqrt{2}}{4\varepsilon}\sigma\phi\nabla\mu$ として 計算される。

3. 計算設定

空間方向の離散化としては二重周期の Fourier ス ペクトル法を用いた(切断波数85×85). 領域サイズ は2π mm×2π mmとし,領域中心に初期に長軸 3.23 mm,短軸2.04 mm の楕円形の二次元水滴を置 く.また密度や粘性係数などの物性値は,標準大気 圧における-10℃の空気,0℃の水のものを用いた.

4. 計算結果

二次元水滴は表面張力の影響で自由振動する.数 値計算の結果得られた一周期分の形状変化を図1に 示す.図1からは振動の周期が約14msと見積もら れる.一方,ここで,二次元の円形水滴の微小表面 変位の振動数は解析的に

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{\sigma m(m-1)(m+1)}{\rho R^3}}$$

で与えられる.ここで、 ρ , R, σ , mはそれぞれ水の 密度,水滴の半径,気水境界面の表面張力係数,円 周に沿った変位の波数である.ここに物性値と、 m=2および水滴の平均半径 1.29mm を代入すると、 $f \approx 72 Hz$ となり,数値計算の結果得られている周期 14msにおおむね対応している.



図 1. 二次元水滴の自由振動の計算結果. 実線は気液境界 面を表す. 計算領域の一部を抜粋している.

5. 参考文献

Beard, K., & Chuang, C. (1987): J. Atmos. Sci. 44, 1509-1524
Chowdhury. M., & Testik. F., & Hornack. M., & Khan. A. (2016): Atmos. Res. 168, 158-168

Schlottke, J., Straub, W., Beheng, K. D., Gomaa, H., & Weigand, B. (2010): J. Atmos. Sci. 67(3), 557-575

Hua, H., Shin, J., & Kim, J. (2014): *J. Fluids Eng.* **126**(2), 0213

超水滴法による海洋層積雲のシミュレーションと乱流モデルの影響評価 *武田 和弥(兵庫県立大学大学院シミュレーション学研究科)、 島 伸一郎(兵庫県立大学大学院シミュレーション学研究科)

1. はじめに

層積雲は、気候変動に大きな影響を与えるため、 その形成の仕組みを解明することは重要である。 層積雲の形状にはオープンセル型とクローズド セル型があり、その遷移は大気中のエアロゾルの 状態と密接に関連していることが知られている が、その相互作用の詳細は未だ明らかでない。そ こで、エアロゾル/雲/降水粒子のふるまいを原理 的物理法則に従って精密に計算することのでき る超水滴法を用いて、層積雲の数値計算を行った。 今回特に、格子サイズと形状や SGS 乱流モデルが 計算結果に及ぼす影響について議論する。また、 初期エアロゾル数濃度が層積雲の形状に及ぼす 影響についても調査する。

2. 計算条件

2001 年 7 月に南カリフォルニア沖で行われた DYCOMS- II RF02 の観測データを元にした Ackerman et al. (2009)の計算条件を使って数値計 算を行った。

3. 計算手法

カ学コアには坪木らの開発する CReSS を用いた (Tsuboki 2008)。 雲微物理モデルには、粒子法の一つである超水滴法を用いた (Shima et al., 2009)。 この方法は、比較的少ない計算コストで雲微物理 過程の正確なシミュレーションを可能にする。これにより、雲とエアロゾルの相互作用が精密に評価できると期待される。

4. 結果

SGS 乱流モデルとして等方的な Smagorinsky-Lilly モデルを使った場合、十分に正確な数値解を 得るためには水平・鉛直ともに 10m 程度のグリッ ドを使う必要があることが明らかになった。一方、 非等方的な Smagorinsky-Lilly モデルを使った場合 には、 $\Delta x=\Delta y=50m$, $\Delta z=10m$ といった横長で荒い計 算格子でも妥当な結果が得られた(図 1,2)。また、 エアロゾル数濃度が低いとクローズドセル的な 形状が作られることも確認できた。



図 1 等方的な乱流モデルを使った場合の計算結 果。雲水混合比 q_c の鉛直断面図を表示した。 $\Delta x=\Delta y=50m, \Delta z=10m$ という格子サイズでは層積 雲が消滅してしまう。



図 2 格子の非等方性を考慮した乱流モデルを使った場合の計算結果。雲水混合比 q_c の鉛直断面図を表示した。 $\Delta x = \Delta y = 50m$, $\Delta z = 10m$ という格子サイズでも層積雲を維持することができる。

参考文献

- Ackerman, A.S. et al., Mon. Wea. Rev., 137, 1083– 1110 (2009).
- Shima, S. et al., Q. J. R. Meteorol. Soc. 135 (642), 1307-1320 (2009).
- Tsuboki, K., In:High ResolutionNumerical Modelling of the Atmosphere and Ocean. Springer New York 141-156 (2008).

2016 年 1 月 24-25 日の長岡・見附大雪時の卓越降水粒子の種類

*山下 克也・中井 専人・本吉 弘岐(防災科研・雪氷)

1. はじめに

2016年1月24日未明から25日夕方にかけて長岡市や見附市を含む新潟県中越地域の平野部を中心に記録的な大雪が降った。長岡アメダスによると、1月24日の積雪差日合計は69cmであり、1980年からの観測史上4番目の値であった。この雪の影響で、鉄道の運休・遅延の他、高速道路の通行止め、国道8号での交通障害などが長時間にわたり発生し、社会・経済活動に大きな混乱がもたらされた。

霰や雪片などの降雪の種類情報は、降雪雲の中 で起こっている雲微物理プロセスを理解するために 有用な情報である。Ishizaka et al. (2013)では、粒子 の粒径と落下速度の測定値から任意の時間の質量 フラックス中心(CMF:Center of Mass Flux)を用いるこ とで卓越する降水粒子の種類(降水種)を判別する指 標を提案した。この CMF を用いることによって、降雪 種の時間的推移を連続的且つ定量的に表すことが 出来る。防災科学技術研究所雪氷防災研究センタ ーでは、冬季の卓越する降水種の分布を把握するこ とを目的として、新潟県長岡市、柏崎市、上越市の6 つの地点で光学式ディスドロメーターを用いて降水 粒子の粒径と落下速度の連続測定を実施している。 長岡・見附大雪時にもディスドロメーターによる観測 が行われていたので、ここでは、CMF を用いた降水 種情報を示す。

2. 観測

観測は、新潟県上越市の上越サイト(37.12°N, 138.27°E, 10m ASL)、新潟県柏崎市の柏崎サイト (37.33°N, 138.58°E, 15m ASL)、西山薬師サイト (37.48°N, 138.72°E, 320m ASL)、及び新潟県長岡市 の長岡サイト(37.43°N, 138.88°E, 97m ASL)、長岡技 術科学大学サイト(37.43°N, 138.78°E, 55m ASL)、栃 尾田代サイト(37.37°N, 138.95°E, 420m ASL)で実施し ている。全てのサイトには LPM (Laser Precipitation Monitor)という降水粒子の粒径と落下速度を測定す る光学式ディスドロメーターが設置されている。LPM では1分間隔でデータを記録している。残念ながら、 西山薬師と栃尾田代サイトのLPM は、大雪期間中欠 測であった。

3. 結果

降水粒子はその種類ごとに粒径と落下速度の関係 が調べられており、個々の粒子を直接観察しなくても、 粒径と落下速度を同時に測定することにより降水種 を推定することが可能である。ここでは、降水種の判 別に5分間の CMF が粒径-落下速度散布図上のど こに位置するかで判別する方法を用いた。図1 には Ishizaka et al. (2016)を参照した降水種分類図と大雪 時の長岡サイトの CMF を示している。降水種は、雨、 霰、雪片、小粒子1、小粒子2の5種類に分類した。 長岡サイトでは、霰、雪片、小粒子 1、小粒子 2 に分類される雪が降っていたことが分かる。

図 2 は、長岡サイトの降水種と降水強度の時系列 を示している。1月24日の7時まで雪片に分類され る降雪粒子が主に降っており、その後、小粒子2に 分類される粒子をメインに雪片や小粒子1に分類される粒子が降っていたことが推測される。発表時には、 他のサイトの降水種分類の結果や気象レーダーから 得られる降雪雲分布を示し、どのような降雪雲パター ンの時にどのような降雪粒子が降っていたかを示す 予定である。

参考文献

Ishizaka et al. (2013) : JMSJ, 91, 747-762. Ishizaka et al. (2016) : TC, 10, 2831-2845.



図 1 質量フラックス中心(CMF:Center of Mass Flux)による降水種分類図(上図)と長岡サイトの 5 分 CMF の粒径-落下速度分布図(下図)。



図 2 長岡・見附大雪時の長岡サイトの降水種と 降水強度の時系列図。
積乱雲の雲頂から飛び上がる雲; Jumping Cirrus の観測

瀬口貴文(防衛大)*、岩崎杉紀(防衛大)、鴨川仁(学芸大) 久保田尚之(北大)、岡本創(九大)、石元裕史(気象研)、牛山朋來(土木研)

1 はじめに

Jumping Cirrus (JC) とは、Fujita (1983, JMSJ)の 飛行機観測により撮影・命名された「積乱雲のかな とこ雲から 1-2km ジャンプする雲」のことである。

一般に、断熱過程で発達した積乱雲の雲頂(オー バーシュート)はすぐに沈むため、成層圏に物質輸送 することはないと考えられている。Setvák et al. (2008, AR)は、この JC の雲粒の昇華によりオーバー シュートの上の成層圏が加湿されると推測した。

Wang (2004, GRL)は数値実験で、非断熱過程(重力 波の砕波)により JC が発生することを示したが、定 量的な観測がないため、JC の発生条件や規模、頻度 といった基本的な性質は分かっていない。

本研究は、カメラ撮影により JC を観測し、その形 態・特徴を定量的に理解し、成層圏の加湿の有無を 明らかにすることを目的とする。

2 観 測

2016 年 7 月 11 日から 8 月 11 日の間、富士山頂に カメラを 3 台設置して定点撮影を続けた。撮影範囲 は富士山頂から見て方位角 0°から 78°(北から東) である。

同範囲を撮影できるように防衛大学校の屋上(横 須賀市、標高100m程度)にも同じカメラを3台設置 し、ステレオ撮影を試みた。

2016 年は富士山頂・防衛大学校で各 9 件の JC が 撮影出来たが、双方で同一の JC を捉えることはで きなかった。図 1 は、富士山頂で撮影できた JC の一 例である。

3 解 析

まず、星の位置から写真上の各ピクセルの方位角 と仰角(図1のグリッド線)を導出し、JCの方位角 と仰角を求めた。次に、ひまわり8号による近い時 刻の輝度温度分布(図2)から、該当方向に存在する 発達した積乱雲を特定して直線距離を求め、JCの高 度を見積った。



図1 2016 年 7 月 31 日 12 時 28 分 11 秒 · 茨城県霞ケ浦 付近における JC(丸で囲まれた部分)。富士山頂から見て方 位角 63.5°、仰角 2.2°、雲頂高度は 12.2km。



図 2 2016 年 7 月 31 日 12 時 30 分 44 秒における輝度温 度の分布。丸で囲まれた部分が図1に対応する JC である。

4 考察

この例に限らず、2016年の富士山頂で撮影できた 9件の JC は、いずれも雲頂高度が 15km より低かっ た。館野のゾンデの気温の鉛直分布と比較しても、 対流圏界面に達しておらず、逆転層も見られなかっ た。今後は大気による光の屈折(大気差)を考慮し て高度の再解析を行う。大会当日は、今年の7、8月 に実施予定の観測の結果も含めて、他の JC の事例 についても紹介する。

5 謝辞

本研究は、認定 NPO 法人「富士山測候所を活用 する会」が富士山頂の測候所施設の一部を気象庁か ら借用管理運営している期間に行なわれた。また、 本研究の一部に、九州大学応用力学研究所の共同利 用研究の助成を頂いた。

DSJRA-55を用いた温帯低気圧に伴う関東地方の竜巻等突風の発生環境場

*山﨑 行浩、川村 隆一、川野 哲也(九大院理)

<u>1. はじめに</u>

発達する温帯低気圧は竜巻等の激しい突風を伴うことが ある。関東地方は日本における竜巻多発地域の一つ (Niino et al. 1997) であり、冬期にはその南岸を急発達する温帯低 気圧が頻繁に通過する (Yoshida and Asuma 2004)。2016 年度秋季大会 (P322) では、気象庁メソモデル (MSM) 初 期値データなどを用いて、寒候期に発達する温帯低気圧がも たらす関東地方の竜巻等突風の発生環境場を報告した。

関東地方で竜巻等突風を伴った低気圧(突風事例)は、伴 わなかった低気圧(非突風事例)に比べ、北東側のリッジと の間の低気圧前面で下層の南風が強く、高相当温位の空気が より北側まで流入しており、竜巻等突風の発生環境を示す診 断パラメータ EHI (Davies 1993)や KHI (櫻井・川村 2008) は低気圧周辺で高いことを示した。その突風事例と非突風事 例の差が大きい領域は、KHI では突風が発生した関東平野 などである一方、EHI では低気圧南側の海上が中心となって おり、パラメータによって分布に違いがみられた。しかし、 高解像度の MSM のデータが存在する期間では事例数が少 なく、これらの特徴が寒候期に関東地方で発生する事例に対 して、ある程度普遍性をもつものかどうかは不明であった。

2. 使用データと解析手法

今回解析に使用したデータは、JRA-55領域ダウンスケー リング(DSJRA-55)、MSM初期値、気象庁の竜巻等の突風 データベース(突風DB)である。データ期間の長いDSJRA-55を用いることで新たに解析対象とした突風事例は、1961 年1月~2006年2月の寒候期(10月~3月)に、関東地方(海 上や島しょ部を除く)で竜巻等の激しい突風が発生し、かつ 突風DBで総観場が「南岸低気圧」または「二つ玉低気圧」に 区分されている事例である。この解析対象の期間は、MSM の計算格子間隔が5 kmに高解像度化される以前で、かつ突 風DBに突風事例が掲載されている期間に対応する。以上の 条件で新たに抽出された温帯低気圧は8事例(うち2事例は複 数の突風が発生)であった。

<u>3. 結果</u>

まず、2016年度秋季大会での対象事例について、DSJRA-55とMSM初期値による環境場を比較した。DSJRA-55は 2012年12月までのため、比較可能な3事例についてみると、 突風発生時の低気圧中心位置や気圧に多少の差異はあるも のの、竜巻発生環境の指標となる対流有効位置エネルギー

 (CAPE) やK指数(Ki)、ストームに相対的なヘリシティ (SREH)、及び複合パラメータEHIやKHIは、概ね同様の分 布となっていた。図1は、2006年12月27日の事例(0130JST 頃に茨城県結城市で突風F1が発生)のCAPE、SREH_{3km}(高 度3 kmまで積分)、KHIの分布を比較したものである。

次に、今回新たに対象とした2006年2月以前の8事例につ

いて、DSJRA-55を用いてその環境場を調査した。各事例で 低気圧前面の南寄りの風が強く、Kiの高い領域が南北に広が っており、低気圧北東側の陸上を中心にSREHが高い値を示 していた。低気圧後面の寒気移流場で発生した竜巻1事例を 除き、MSM初期値データで解析した事例と同様に、突風が 発生した関東地方ではKHIが2~3の非常に高い値となって いた。この特徴は、熱力学的に不安定で鉛直シアーの大きい 環境場を示していたと考えられる。一方、CAPEやEHIは、 比較的下層の気温が高く、水蒸気量の多い10月に発生した事 例などでは陸上でも高い値を示していたが、ほとんどの事例 において海上で極大値をとり、突風発生地点付近では相対的 に低い値となっていた。また、関東付近のメソスケールの環 境場などについては当日の発表で示す予定である。

謝辞

利用したDSJRA-55のデータセットは、文部科学省の委託事業により開発・運用されているデータ統合・解析システム(DIAS)の下で、収集・提供されたものである。

本研究はJSPS科研費16H01846の助成を受けた。



図1 2006年12月27日00JSTのDSJRA-55(左図)と MSM初期値(右図)による診断パラメータ分布の比較。 陰影は(a)、(b)がCAPE[J/kg]、(c)、(d)がSREH_{3km}[m²/s²]、 (e)、(f)がKHIを示す。実線は海面更正気圧[hPa]、ベクトル は地上の風向・風速[m/s]を示す。

九州地方における冬季降水の出現率

*佐久間理絵1, 加藤央之2(1:日本大院, 2:日本大学文理)

<u>1. はじめに</u>

地球温暖化時の降水パターンを明らかにすること を目的とし、気圧パターンと降水率との統計ダウン スケーリングについて検討を行ってきた。本研究で は、東アジア地域における冬季の海面気圧パターン の客観分類を行い、各パターンの特徴をとらえ、分 類されたそれぞれのグループを対象に、気象官署、 アメダスの各地点データを用いてそれぞれの地点の 降水出現率を求め、九州地方の地域特性について検 討した。

2. 解析期間と使用データ

1991~2016年の冬季(12~2月)を解析対象とした。ここでは、NCEP/NCAR 再解析データの海面気 圧補正データ(北緯 22.5~50°,東経 110~155°:00, 06, 12, 18UTC)を使用した。また、南西諸島を除く 九州地方のアメダス、気象官署、合計 105 地点の時 別降水量データを使用した。

3. 解析手法

1991~2016年の海面気圧補正データに主成分分 析を行い、得られた第1~第6主成分までの主成分 スコアに対する6次元空間内でクラスター分析を行 う。クラスター分析により分けられた各々のグルー プ(気圧場)毎に、アメダス、気象官署の6時間積 算値から、各地点の閾値別(1,5,10mm/6時間以上) 降水の出現率を求め、降水と気圧場との関連性、な らびに気象要因を考察した。また、気圧場の時間的 変化と降水のパターンの変化について調べた。

<u>4. 結果と考察</u>

九州地方で降水が出現しやすいパターンが抽出さ れ、特に、高気圧が日本の東に抜けたパターンや日 本全域が低圧部となるパターンの時に降水が生じや すいことが分かった。一方で、西高東低の冬型が強 い場合には、九州地方で強い降水はあまり見られな かった。一例として特徴的なパターンの平均的気圧 場(図1)と、1 mm/6hr(図2a)、10 mm/6hr以上(図 2b)の降水の出現確率分布図を示す。

(1) Gp. A:日本全域で低圧部となるパターンで 弱い北風と南からの暖湿流により比較的弱い降水が 九州地方にもたらされる。特に北部~中部で降水の 出現率が高まっている。このパターンは西高東低の パターンに移行することが多く、強い降水は持続し ない(図 1a,図 2a)。

(2) Gp. B:高気圧が日本の東に抜けたパターン で高気圧の南縁に沿った南寄りの暖湿流により、九 州山地の南東側で降水の出現率が高く地形性の降水 パターンとなる。このパターンは、日本の東に抜け た高気圧が弱まるか、帯状の高気圧が張り出すパタ ーンに移行することが多く、前者では、降水が持続 しやすい(図 1b,図 2b)。



1. ノノハノ ガルによう (万須ら40に入止湯00) N は事例数, コンターは 4hPa ごとを示す.

(a) Gp. A (>1mm/6hr ,n=39) (b) Gp. B (>10mm/6hr ,n=10)



図2:降水の出現確率分布図(%)

o:~1% o:10~20% ∆:20~30% ★:30~50% ♦:50~100%

2016年台風 10 号と日本海上の上層寒冷低気圧との相互作用

*入江健太(東京学芸大学), 佐藤尚毅(東京学芸大学/JAMSTEC)

1.<u>はじめに</u>

2016 年 8 月 29 日に近畿地方では日本海上の上層 寒冷低気圧(以下 UCL)と本州の南東海上の台風 10 号との間に降水帯が形成された。秋雨期には、しばし ば、台風の影響で秋雨前線に沿って活発な降水帯が 形成されるが,今回の場合,対流雲が台風から北西に, すなわち UCL 南東に向かって伸びるようにみえる 点が特徴的である。

本研究では UCL と台風 10 号との間にできた降水 帯に着目し, UCL と台風との関係を明らかにするこ とを目的とする。

2. データと解析手法

JRA-55 再解析データ(格子点間隔 1.25°)と気象 庁のひまわり 8 号雲衛星画像,地上気象観測として 近畿地方の AMeDAS 降水量を用いて解析を行った。 以下では降水帯が特に顕著であった 8 月 29 日 15 時 JST に注目する。

3.<u>結果と考察</u>

今回解析対象とした降水帯はひまわり8号衛星画 像では図1のようにみられた。この時、近畿地方で はAMeDASにより比較的強い降水が観測された(図 は省略)。

大気下層 850hPa 面において, UCL と台風の間に は収束帯と上昇流域が確認された(図は省略)。

さらに 850hPa 面での比湿を見ると,近畿地方を 南東から北西に横切る形で比湿勾配の大きい領域が 見られる。北東側では湿潤な,南西側では乾燥した空 気があり,水蒸気前線が形成されていると考えられ る(図2)。また,500hPa 面においては,朝鮮半島か ら日本海にかけて UCL に伴う反時計回りの渦が見 られる。UCLの反時計回りの風と台風からの南東風 により水蒸気が台風から UCL 周辺へ流れ込んでい る(図3)。これらのことにより,対流圏下層と中層 に継続して暖湿な空気が流入することで対流性の雲 が発達しやすい環境場であったことが示唆される。



図 1. 29 日 1500JST のひまわり 8 号による赤外画像。



図 2. 29 日 1500JST の 850hPa 面の比湿[kg/kg](陰影), ジオポテンシャル高度[m](実線),風[m/s](矢印)。



図 3. 29 日 1500JST の 500hPa 面の比湿[kg/kg](陰影), ジオポテンシャル高度[m](実線),風[m/s](矢印)。

平成 25 年 7 月 28 日島根・山口豪雨の解析 *稲田理人¹・新野宏¹・加藤輝之²

(1:東京大学大気海洋研究所 2:気象庁観測課)

1. はじめに

2013 年7月28日、島根県と山口県で9時間降水量が多 い所で350 ミリを超え、7月の月平均降水量を上回る大雨 となった。特に、山口県の萩市須佐では、12時までの1 時間降水量が138.5 ミリに達した。この大雨は3時間降水 量が大雨特別警報の基準値を超える大雨であった。

加藤(2013,診断的予測グループ会合;気象庁災害気象 速報)は、この大雨は上空に寒気、下層に大量の水蒸気が 流れ込み、大気の状態が非常に不安定になって、強い対流 が形成されたため生じたと考えている。本研究では、各種 観測、解析資料や数値実験の結果に基づき、この豪雨を生 じた要因やメカニズム、総観・メソスケール環境場を調べ た。

2. 使用データと解析手法

豪雨の発生状況を調べるために、総観規模の環境場と して、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al., 2015 JMSJ)、メソ環境場として、気象庁メソ客観解析(MA)、 地上・高層気象観測結果、レーダー観測結果などを用いて 解析した。また、気象庁非静力学モデル (JAM-NHM) に より NHM-5km と NHM-2km の数値実験を行い、大雨の発 生要因を調べた。NHM-5km の水平格子数は、719×575 と し、初期値・境界値には MA を用い、2013 年 7 月 27 日 15 時 (JST)から 24 時間計算した。NHM-2 km実験の水平 格子数は、500×400 とし、NHM-5 kmの実験結果を初期値・ 解析値とし、2013 年 7 月 27 日 20 時 (JST)から 20 時間 計算した。両実験共に、雲水・雲氷・雨・雪・あられの混 合比を予報する雲微物理スキームを使用し、NHM-5km で は、Kain-Fritsch の積雲スキームを使用した。

3. 結果

a.環境場と降水の再現性

NHM-5km の実験では、総観場として日本海中部に寒 冷低気圧、豪雨域の北約 200 kmに梅雨前線帯が確認でき、 観測とおおよそ一致した。

NHM-5km、NHM-2km では、山口県と島根県の県境に 北西から南東に伸びる線状降水帯が確認できた。これは解 析雨量、レーダーで見られた朝〜昼前にかけた線状降水帯 とよく一致していた。9時間積算降水量の最大値は、各実 験とも解析雨量よりも弱かったが、NHM-5km と NHM-2km を比較した際、NHM-2km の積算降水量は、9 時間積算解析雨量により近い値となった(図 1)。ただ、 今回の実験では、山口市で観測された大雨は、観測より東 で降水量の最大値を解析した。また、山口県の北海上に見 られた線状降水帯を再現することは出来なかった。

大雨地域の環境場を見ると、500hPaと925hPaの気温差 は、約30℃と気温減率が大きくなっていた。700hPaでは 西北西の強風帯が観られ、925hPaでは東シナ海から回り 込む風が見られた(図2左)。925hPaでは相当温位353K の暖湿な空気の先端が島根・山口に流入していた。

b.大雨の発生要因

中層 500hPaと下層 925hPaの相当温位を比較すると、須 佐での線状降水帯の形成開始時刻である28日7時以降は、 活発な対流の存在により中層と下層の相当温位の鉛直差 がなくなっていた。





図 1. 2013 年 7 月 28 日 13 時前 9 時間積算降 水量。(上段左)解析雨 量、(上段右) NHM-5km、 (下段) NHM-2km。

また、気象庁の現業で利用されている線状降水帯が発 生しやすい条件(加藤 2015.平成 27 年度予報技術研修テ キスト)を調べたところ、各条件ともに線状降水帯が発生 していた28日7時以降、線状降水帯の南西側で線状降水 帯が発生しやすい条件を満たしていた。対流発生に関係す る 500m 高度の自由対流高度までの距離(dLFC)は、活 発な対流の風上側で条件を満たす 1000m 以下の値を示し た。すなわち、対流の組織化に関係する SREH の値は、線 状降水帯の南西側で 100 m²s⁻²を超える値となり、特に発 達した降水域では 340 m²s⁻² 近くの高い値を示した(図 2 右)。下層の水蒸気流入に関係する 500m 高度の水蒸気フ ラックス(FLWV)は、線状降水帯の南西側で150gm⁻²s⁻¹ を超える値を示し、対流抑制に関係する 700hPa と 500hPa の相対湿度(RH)はともに 60%を超え湿潤な状態を示し た。対流発達に関係する 500m 高度の平衡高度(EL)は、 3000mを超える値を示した。

山口の大雨は、モデルの結果では SREH の値は大きかっ たが、個々の対流雲は環境場の風に流され、雨域の最大値 が観測よりも東へとずれ、雨量も小さくなっていた。



図 2.2013 年 7 月 28 日 9 時。分布(陰影)は(左)925hPa 相当温位(K)(右)SREH(m²s⁻²)矢印は 700hPa風。

4. まとめ

須佐で発生した大雨は、加藤(2015)の線状降水帯発生 の条件を満たしており、下層に大量に流入・収束した水蒸 気に伴って発生した積乱雲が中層の風に流されることで 線状降水帯が形成され生じたと考えられる。今後は、須佐 で下層の収束が生じた要因や今回再現が難しかった山口 県海上の大雨の再現性について、時空間解像度を上げて調 べる予定である。また、下層の湿潤な空気の流入源や平年 値や同一地域で発生した他の豪雨との比較を調べる予定 である。

竜巻・突風現象発現もたらす寒冷渦の客観的抽出システムの確立にむけて

*春日悟1、本田明治2、山崎哲3、川瀬宏明4、山根省三5

1: 新潟大学自然科学研究科 2: 新潟大学理学部 3: 海洋研究開発機構

4: 気象研究所 5: 同志社大学理工学部

1はじめに

しばしば大きな被害を引き起こす竜巻・突風現 象の時空間スケールは数分~数十分及び数百 m~数 km の短時間かつ局所的現象である。気象庁では 気象情報や竜巻発生確度ナウキャストなどの有益 な情報を提供しているが、そのリードタイムはそ れぞれ1日前、1時間前である。竜巻や突風など の激しい大気現象の発現時には、大気の状態は一 般に不安定となっており、対流圏上層には寒気を 伴った低気圧である寒冷渦がしばしば現れる。図 1は2015年4月15日に長野県と静岡県でぞれぞ 高度の様子である。寒冷渦は対流圏上層で偏西風 ジェットの蛇行が激しくなり、低緯度側に張り出 した寒気が切離して形成され、数日及び数百 km の時空間スケールを持つ。しかしながら、竜巻・ 突風現象の発現プロセスの研究において、寒冷渦 や偏西風蛇行など時空間スケールの異なる背景場 に踏み込む研究はこれまでほとんどない。また、 数千 km スケール(グローバル)の偏西風蛇行は異常 天候現象をもたらしうることを示した研究は少な くないが、時空間的にもローカルな竜巻・突風現 象への寄与に着目することはなかった。大気現象 は、大気の乱流や竜巻などのローカルな現象(数秒 ~数分、数 m~数 km)から移動性高低気圧・寒冷 渦・前線などの総観規模現象(数日、数百~千 km)、 そして偏西風蛇行などグローバルな現象(1週間以 上、数千 km 以上)まで、時間と空間が概ね対応す る一連の時空間構造(階層構造)を持つ。ゆえに、 寒冷渦と竜巻・突風現象の関係を、大気現象が持 つ時空間スケールの階層構造の観点から包括的に 明らかにできれば、竜巻・突風現象の発現を数日 ~1 週間のリードタイムで検出可能となると考えら れる。

「偏西風蛇行~寒冷渦~竜巻・突風現象」の階層 構造の特性を明らかにし、竜巻・突風現象を発現 させる寒冷渦の構造的特徴を見出すことを基幹的 な目的とし、本研究ではその初期段階として、竜 巻・突風現象の発生に関係する寒冷渦の客観的抽 出システムの確立および強度指数の定義を検討し ている。

2 解析方法

使用データとして気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の高度場を用いた。寒冷渦の抽出には、先行 研究の中で最も簡易的だと思われる Nieto et al. (2005)の方法を参考にした。具体的には、各々の グリッドとその周囲8つのグリッドの200hPa高度 を比較し、中心のグリッドより10gpm 大きいグリ ッドが6つ以上あった場合にその中心のグリッド を極小値とみなし、寒冷渦として判定する。そし て、気象庁「竜巻等の突風データベース」に基づ いて、1961 年以降に確認された約 900 事例(海上 竜巻を除く)から、寒冷渦の存在する事例を抽出し、 竜巻・突風発生の地域・季節・強度ごとに整理す る。

3. 結果

図2は4月12日から15日まで1日ごとの200hPa 高度11700m線と、1日ごとの寒冷渦の抽出域を 黒で示した。寒冷渦のトラフから切離し日本付近 へ移動してきた様子がよく抽出されていることが 分かる。発表では、それぞれ寒冷渦と竜巻・突風 現象の抽出結果を用いて合成解析を実施し、偏西 風蛇行の特徴を見出す季節性・地域性・強度を考 慮して、竜巻・突風現象を発現させる寒冷渦の特 性を調査した結果を紹介する。



図1 2015 年 4 月 13 日 200hPa 高度[m](線)



図 2 2015 年 4 月 12 日~15 日の 200hPa 高度 11700m 線と Nieto et al. (2005)の Step1 手法で検出された寒冷 渦域(影)。

参考文献

Nieto et al. (2005), Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. J Clim 18:3085– 3103. doi:10.1175/ JCLI3386.1

本研究は、科学研究費補助金 17H02067、の助成を受けています。

地上稠密気象観測データを利用した突風予測手法の汎用性検証

岩下久人*1 森田敏明*1 柴田耕志*1 *1:明星電気株式会社

<u>1. はじめに</u>

小型気象計(POTEKA)を用いた地上稠密気象観測により、 気温低下率データまたは気圧上昇率データを利用することで、 2015年6月15日に群馬県前橋市/伊勢崎市で発生したダウンバ ースト(F1)は、事前予測が可能であった²⁰³⁰⁽⁴⁾.地上稠密気象観 測網が敷かれた群馬県/埼玉県エリアでは、上記事例以外にもダ ウンバーストやガストフロントのような突風が複数件発生して いる.本稿では、これらの突風事例に対し、まずは気温低下型 突風予測手法の汎用性を検証し、その結果について言及する.

2. 気温低下型突風予測手法の概要

気温低下型突風予測は、ダウンバーストやガストフロントの 冷気プールを観測して一様に降下する気温に対し、各観測点の 1分間の気温低下率の大きさを識別(閾値-2℃/min)するこ とで、発生可能性が高い領域(突風発生予測領域)と低い領域 (安全領域)を区別し、突風発生予測領域を随時絞り込む予測 手法である.

2015 年 6 月 15 日に群馬県で発生したダウンバーストでは、 稠密気象観測網の北西方向から進入した発達した積乱雲が、南 東方向へ進行する過程で突風被害が発生した.被害発生直前の 最終的な突風発生予測領域は、実被害発生地域を外すことはな く、閾値-2 ℃/min の妥当性が示されたと言える⁽³⁾. (図 1).



図1 2015年6月15日の最終突風発生予測領域. 扇型(影) が観測域内の突風発生予測領域を,長方形が被害域を示す.

3. 2015年6月15日以外の突風事例の予測結果

3.1 2013年8月11日 前橋市F1ダウンバースト

2013年8月11日のダウンバーストは、稠密気象観測網の西 方向から進入した発達した積乱雲が、東北東方向へ進行する過 程で突風被害が発生した。被害発生直前の最終的な突風発生予 測領域は、実被害発生地域を外すことはなかった.(図2).

3.2 2016年7月14日 伊勢崎市 JEF1 ダウンバースト 2016年7月14日のダウンバーストは、稠密気象観測網の南 西方向から進入した発達した積乱雲が、北北東方向へ進行する 過程で突風被害が発生した.被害発生の頃の最終的な突風発生 予測領域は、実被害発生地域を外すことはなかった.(図3).



図2 2013年8月11日の最終突風発生予測領域



図3 2016年7月14日の最終突風発生予測領域

4. 考察と今後の課題

稠密気象観測網による気温低下型突風予測手法は、2015年6 月 15 日のダウンバースト以外の複数の突風事例に対しても、 その実被害発生地域を的確に予測することができた.この気象 観測網が敷かれた群馬県/埼玉県平野部は、その周囲を山地に囲 まれ、夏季には山地で発生した積乱雲が成長しながら観測領域 内に進行する傾向が強い.観測領域外から進行する事象は、稠 密気象観測網を持つことができれば、その追跡は容易であり、 群馬県/埼玉県平野部は気温低下型突風を予測するには適した 環境であると言える.今後、気温低下型と並行して開発した気 圧上昇型突風予測手法についても、複数事例に対する汎用性検 証を行う.更に、これ以外の地域の稠密気象観測領域に突風観測 実績があれば、その地域の気象特性を見極めた上で、突風予測 手法の汎用性検証を継続する.

参考文献

(1)Norose, K., et al., 2016: J. Atmos. Electr., 35, 31-41.

(2) 岩下(お)、2016:日本気象学会兼季大会講演予稿集(109),B152.
 (3) 岩下(お)、2016:日本気象学会秋季大会講演予稿集(110),A106.
 (4) 岩下(お)、2017:日本気象学会奉季大会講演予稿集(111),B305

海洋上の水蒸気データの同化実験(その1)

瀬古 弘・小司禎教・堀田大介(気象研究所)

<u>1. はじめに</u>

四方を海に囲まれている日本で豪雨を正しく予測するために は、数値モデルの初期値に海上の水蒸気量を正確に与えること が重要である。もし、下層気流の上流側の水蒸気量を船舶搭載 GNSS などで高頻度に観測できれば、降水量の予測精度だけで なく、より早い時刻で豪雨の予測が可能になると考えられる(図 1)。その一方で、大気下層は海面からの補給を受け、気塊が降 水域に到達するまでに変質することが指摘されている(たとえ ば、Tsuguchi and Kato 2014)。本研究では、船舶搭載 GNSS 等の水蒸気データを豪雨からのどの距離までに観測すべきか? また、豪雨と観測点の距離に応じて予報精度がどのように変化



図1 船舶搭載 GNSS データの 同化実験の目的意識の模式図

するかを調べることを目的にしている。今回は、本研究に必要な水蒸気量の同化手法の高度化として、これまでに報告してきた視線上のデータを格子点に値に分割する方法を用い(Seko et al 2011)、水蒸気量を可降水量や湿潤遅延量として同化した場合の解析値の違い等を報告する。

2. 局所アンサンブル変換カルマンフィルターを用いた同化法

本研究では同化システムとして局所アンサンブル変換カルマン フィルター(LETKF)を用いた。LETKFは視線積算値を直接同化 できないため、LETKFの予測で得られたアンサンブル平均やスプ レッドを用いて、積算値を格子点値に変換してから同化した(図2)。 ここでは、積算値として船舶搭載 GNSS で得られる可降水量と湿 潤遅延量に注目し、格子点上の水蒸気量と屈折指数(水蒸気依存部 分)に変換して同化した。可降水量の場合には気温変化を考慮しな いで変換した格子点上の水蒸気量を同化するが、湿潤遅延量の場合 には、格子点値の屈折指数に気温変化の余地を与えている点が異な っている。



図 2 可降水量から LETKF
 の入力データである水蒸気量の鉛直プロファイルを求める模式図。

3. 降水予測に対する観測データの違いの影響について

実験対象として 2016 年 6 月 19 日に九州を通過した発達した降 水域を取り上げる。この事例では東シナ海上の南西風によって湿った気塊が降水域に供給され ていた。その南西風域内の(31.5N,128.5E)、(31.5N,127.5E)に可降水量を第一推定値から 2 mm (湿潤遅延量では 13 mm) 増やした模擬観測データ、(31.0N,128.0E)、(31.0N,127.0E)には 2 mm 減らした模擬観測データを作成して同化した。解析で得られた気温と水蒸気分布を図 3 に示す。

湿潤遅延量と可降水量は気温や水蒸 気量分布に同じような変化を与えて いて、湿潤遅延量の方がその変化が やや大きかった。今後、海による気塊 の変質とデータ同化のインパクトと の関係を調べる予定である。

謝辞;本報告の一部は、科研費「海洋 GNSS ブイを用いた津波観測の高機能化と海底地 殻変動連続観測への挑戦」、「日本周辺の海 面水温場が局所的な豪雨・豪雪の予測可能 性に与える影響の定量的評価」の成果です。



図3船舶搭載GNSSの可降水量や湿潤遅延量の同化実験。 (a)GNSSを同化しない解析、(b)可降水量から求めた水蒸気量を同 化した解析、(c)湿潤遅延量から変換した屈折率を同化した解析。

JAXA スパコン (JSS2) を用いた NICAM-LETKF の 準リアルタイムシステムの開発

*金丸 佳矢¹, 佐藤 正樹¹, 寺崎康児², 小槻 峻司², 三好 健正², 久保田 拓志³ ¹ 東大 大気海洋研, ² 理研 計算科学, ³ JAXA EORC

1 はじめに

理化学研究所 (理研) 計算科学研究機構では, 正二十 面体格子を採用した非静力大気大循環モデル NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model) (e.g. Satoh et al., 2014, 2017) に局所アンサンブル変換カルマ ンフィルタ LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter) を導入したデータ同化システム (NICAM-LETKF) の開発 (Kotsuki et al., 2017a,b; Terasaki et al., 2015) が行 われている. また, NICAM-LETKF は宇宙航空研究開発 機構 (JAXA) の二代目のスーパーコンピュータシステム (スパコン) JSS2 (JAXA Supercomputer System Generation 2) に構築済みである.本研究は "JAXA Supercomputer System Generation 2 での衛星全球降水マップの データ同化システムの構築に関する研究"のもと, JSS2 を用いた NICAM-LETKF の準リアルタイム処理の開発 を行った.本予稿では, その初期成果を報告する.

2 NICAM-LETKF 準リアルタイム処理

JSS2 上に構築された NICAM-LETKF の同化システ ムおよび準リアルタイムシステムについて, 概要を簡 潔に述べる. NICAM-LETKF は非定時観測に対応した LETKF(4D-LETKF; Hunt et al., 2007) で行い, アンサン ブルメンバ数を 100 とした. NICAM のモデル設定は glevel 6 (空間解像度 \simeq 112 km) および鉛直 38 層 (最上 層は \simeq 40 km) とし, 積雲パラメタリゼーションとして Arakawa and Schubert (1974) スキームを用いた.

データ同化サイクルは解析時刻 00/06/12/18 UTC (03/09/15/21 JST)を6時間おきに1日4回を行う.現 在,同化が行われている観測データは,従来型観測 PREP-BUFR,改良型マイクロ波探査計 (AMSU-A),ガウス変換 を用いた衛星全球降水マップ (GSMaP)である.また,境 界条件として海面水温 (SST),海氷密接度 (SIC)は NCEP FNL の解析値を使用した.準リアルタイム処理として, 次に挙げる処理を自動実行するようにシステムを組んだ.

 PREPBUFR, AMSU-A, SST/SIC は NOAA GDAS から実時間に対して約 7 時間後, GSMaP は JAXA EORC から約 4 時間後にインターネット上に公開さ れる. 観測データの取得や間引き, NICAM 格子への 座標変換などは前処理サーバで行い, 整形した観測 データを JSS2 に転送する.

- 2. JSS2上では観測データの転送確認を行ったのち,最新時刻まで同化サイクルを進める.1回の同化サイクルにかかる計算時間はおおむね15分以内であるが,計算実行までの待ち時間はその時刻のJSS2計算状況に依存(0~90分)する.また,得られた解析値の経度緯度座標変換などの後処理も行う.
- 出力データを後処理サーバに転送し、結果を可視化した最新情報を実時間から約8時間後に更新する.

3 結果

NICAM-LETKF の準リアルタイム処理を JSS2 を含め た計算機上に構築し, 2017 年 5 月末から試験運用を始め た.約1カ月の間処理は安定的に実行され, 出力データも 期待された結果が得られた.図1は 2017/07/09 00UTC における NICAM と GSMaP の降水量の比較図を示し, 両者の空間分布はよく似ている.

4 謝辞

数値計算の実行に当たっては宇宙航空研究開発機構 スーパーコンピュータ『JSS2』を用いた。



図 1 2017/07/09 00UTC における NICAM 6 時間積算 降水量 (100 メンバ平均; 上図) と GSMaP (下図).

混合精度浮動小数点演算を用いた最適な領域浅水波モデル計算

*山浦 剛1、富田 浩文1 (1理研 AICS)

1. はじめに

算においては高解像度化、物理スキームの精緻化、った。この誤差を小さく抑えるには、二乗平均平 アンサンブル実験等、要求する演算コストが増大 方根誤差の初期値が再現性を低下させる"タネ" する一方であり、未だ計算機の性能は十分にある となることから、初期場における誤差をできるだ とは言えない。演算コストと演算精度はトレード け小さくすることが良いことも分かった。学会当 オフの関係にあり、演算コストを下げるには、演 日には再現指数についての数学的考察も報告する 算結果の精度をある程度犠牲にする必要がある 予定である。

て、発表者らは地衡風平衡のような定常状態にお 良い一方で、時間積分中の変数については、十分 いて演算精度を下げることによる数値誤差の影響に注意すれば精度を下げても妥当な結果が得るこ を議論した。本発表はさらに研究を発展させ、順とが可能なことも分かった(図2)。十分注意して 圧不安定波のような時間発展する波が存在しうる 演算精度を下げた倍精度・単精度の混合精度モデ 状態において演算精度を下げた場合の数値誤差の ル (MP モデル) は、全て倍精度で計算したモデ 影響を議論するものである。さらに、注意して演 ル(DPモデル)と比べても妥当な演算結果を維持 算精度を下げた場合には、気象学的に妥当な精度 しながら、演算速度は全て単精度で計算したモデ の演算結果を得ながら、速く演算を実行する方法 ル(SPモデル)と同様、DPモデルの2倍弱程度速 について提案する。

2. 浅水波方程式と定量的な誤差の見積もり

本研究で採用する方程式系は次の通り:

	$\frac{\partial u'}{\partial t} = -$	$u \frac{\partial u'}{\partial x} -$	$-v\frac{\partial u'}{\partial y}$ -	$-\frac{\partial \phi'}{\partial x} + j$	fv
	$\frac{\partial v'}{\partial t} = -$	$u\frac{\partial v'}{\partial x} -$	$v \frac{\partial v'}{\partial y} -$	$-\frac{\partial \phi'}{\partial y} - f$	fu
⊳	$\frac{\partial \phi'}{\partial t} = -$	$u \frac{\partial \phi'}{\partial x} -$	$v \frac{\partial \phi'}{\partial v} -$	$- \oint \left(\frac{\partial u'}{\partial x}\right)$	$+\frac{\partial v}{\partial r}$

ここでu, v, φはそれぞれ、東西・南北流速 (m/s)、 ジオポテンシャル (m²/s²) を示す。f はコリオリ パラメータ(1/s)。プライムは空間平均値からの ズレを示す。また、数値実験を行う場合に演算精 度を低下させたことによる影響を定量的に評価す るため、再現指数Rという指標を導入する。

$$R = \frac{1}{N} \sum_{A=\mathcal{U}, \mathcal{V}, \emptyset} \left(\frac{RMSE_A}{STD_A} \right)$$

N は有効な予報変数の数、RMSE は誤差の二乗平 均平方根、STD は真値で計算された空間標準誤差 図1;10km実験、ジオポテンシャル(上段)および東西風速(下段) を示す。即ち、各予報変数の誤差を STD で無次元 について、20,000秒後(左)、80,000秒後(中)、100,000秒後(右) 化し、その総和平均をとっている。ゼロに近いほ ど、再現性が良いことを意味する。

3. 実験結果

図1は東西波数2の構造が南北両ジェットに現れ、 それが徐々に発達していくという、順圧不安定波 の場を示したものである。およそ20,000秒後まで は初期状態からほぼ同じ=擾乱の線形発達環境に あると推定できる。その後、80,000秒後では非線 形状態へと遷移していく過程にあり、100.000秒後 図2: 100m 実験、各モデルにおける順圧不安定実験の2,000秒後の

となると推定される。数値誤差を含む場合、再現 昨今の計算機の進化は凄まじいが、気象モデル計 指数は概ね指数関数的に増大していくことが分か

(e.g., Palem 2003)。昨年の2016年度秋季大会に 初期場の数値誤差はできるだけ小さくするほうが いことが分かった。今後は同様の手法を用いて非 静力学方程式系についても考察する予定である。



における水平分布。



で東西風のジェット軸が壊れ、完全に非線形状態ジオボテンシャル偏差分布図。たから順に、倍精度 (DP) モデル、 混合精度(MP)モデル、単精度(SP)モデル。

雲解像モデルと分布型降雨流出モデルを用いた日々の河川流量シミュレーション

* 加藤雅也^{1,2}・永野隆士³・田中智大¹・立川康人¹・篠原瑞生^{4,3}・坪木和久² (¹京都大学工学研究科・²名古屋大学宇宙地球環境研究所・³東京海上研究所・⁴東京海上日動リスクコンサルティング)

1. はじめに

大雨に伴う河川の氾濫の予測は災害予測だけでなく、社 会基盤の整備等に有用な情報を与える。数時間後以上の強 雨を予測するためには雲解像モデルを用いる必要がある。 本研究では、名古屋大学宇宙地球環境研究所開発の雲解像 モデル CReSS と、京都大学工学研究科開発の河川流量シ ミュレーションモデル 1K-DHM を用いた結合システムを 構築し、その検証を行った。

2. 計算手順と検証方法

図1に CReSS と1K-DHM を用いた日々の河川流量シ ミュレーション (CReSS-DHM)の流れを示す。名古屋大学 宇宙地球環境研究所では日本をすべて含む領域で、水平格 子間隔2km、積分時間36時間のシミュレーションを毎日 実施している。5日分の CReSS の結果(図1中C1からC5) をつないで、5.5日分の降水量データを作成する。作成さ れた降水量データを1K-DHMの入力値として6日間の河 川流量計算を実施する。領域は関東、中部、関西の3領域 で、それぞれ主要河川を各領域内にすべて含んでいる。

検証は、(1) CReSS の降水量、(2) 1K-DHM の河川流量、 そして(3) CReSS-DHM の河川流量について実施した。降 水量の検証には気象業務支援センター提供のアメダス、気 象官署、そして国土交通省水文水質データベースより、雨 量観測点のデータを使用した。河川流量の検証は同デー タベースの流量データを用いて行った。(2) を実施する際、 格子化された降水量データが必要なため、気象業務支援セ ンター提供の解析雨量及び全国合成レーダエコー強度を用 いた。解析雨量データは CReSS の河川流域平均降水量の 検証にも使用した。検証を行った期間は 2013 年 6 月から 2015 年 12 月である。

結果と考察

図2に関東、中部、関西の主要8河川の各流域平均の 期間降水量の検証結果を示す。CReSSによる日々のシミュ レーションの降水量は、観測値を位置ずれ、時間ずれの 考慮なしで比較すると非常にばらつきが大きいが(図示せ ず)、流域平均された5日間降水量は比較的よく再現され ている(図2左)。レーダーエコー強度を用いた期間降水量 は関東領域でやや過小評価をする傾向が見られるが、全体 的に非常によく再現していた(図2右)。

図3にCReSS-DHMで再現されたある地点における河 川流量の時系列を観測結果と共に示す。観測と比較して流 量の増加のタイミングが数時間遅いものの、最大流量や流 量増加の期間など非常によく再現されている。約2年半 の検証では、観測とCReSS-DHMの流量の間に比較的よ い相関が見られるものの、ナッシュ指標は小さな値を示し た。このことは現在の CReSS-DHM システムでは現実の 流量の再現性はやや低いものの、改善の可能性があること を示している。CReSS の降水を解析雨量やレーダエコー 強度に置き換えた場合、相関係数、ナッシュ指標共に比較 的高い値を示し、1K-DHM の有効性が示された。

以上の結果より、CReSS-DHM における 1K-DHM で用 いる、最適なパラメータ値を再検討する必要がある。また 現在は CReSS のシミュレーション結果を 5 日分つなげて いるが、図1における C1 から C4 をレーダエコー強度に 置き換えるとより再現性が高くなることが期待される。



図1 日々の河川流量シミュレーションの概要。図下部の DAY1 から DAY5 と TOTAL は流量の検証を行った期間を表している。



図2 主要河川における流域平均の期間総降水量の散布図。期間 は図1のTOTALの期間(5日間)に対応する。図左が解析雨量と CReSS、図右が解析雨量とレーダ降雨強度との散布図を示す。





風速時系列データの特徴量抽出手法に関する考察

*渡邊 武志、野原 大輔、大庭 雅道、門倉 真二 (電力中央研究所)

1. はじめに

再生可能エネルギーの特徴の一つは、変動性を 持つということである。この変動性は自然現象か ら直接エネルギー転換をしているために生じる。 風力発電では、出力が急激に変化する現象をラン プ現象と呼び、電力網の安定性に重大な影響を与 えることから非常に重要な現象である。このよう な変動は数時間から数日の時間スケール内で起 こっており、現象の理解のために風速時系列デー タの特徴を解析する手法の開発が必要とされる。 本研究では地上付近の風速の時系列データの特 徴を抽出する手法について考察する。

2 データ

気象庁 AMeDAS により得られた10分間平均 風速データを使用した。1日時系列データは14 4時点で構成される。使用データ期間は2010 年から2015年の6年間である。解析対象地点 は東北地方での観測地点とした。

3 手法

3.1 時系列特徴量の抽出とクラスター分析

1日の風速時系列の特徴を定量化するために 7つの特徴量(平均、標準偏差、歪度、尖度、サ ンプルエントロピー、周期性、トレンド)を用い る。周期性は、wavelet 解析を用いて得られた power spectrum の10時間から1日周期成分の 平均の全周期成分の平均に対するもの割合とし て定義する。トレンドを表すために線形回帰係数 を用いる。7つの特徴量を用いて各日の時系列を 対象にWard 法によるクラスター分析を行う。ク ラスター分析は各地点の月ごとに行う。

3.2 自己組織化マップ (SOM)

風速の1日時系列データ SOM を用いてによる クラスタリングを行うことで、時系列のパターン を分類する。出力層は5×5とした。時系列デー タは、解析前に最小値、最大値が0および1にな るように規格化する。この操作のため強度に関す る情報は取り除かれる。

特徴量を用いた階層的クラスター分析と SOM

によるもとの結果の比較を行うことで、選定した 特徴量により時系列の特徴を定量化できている かどうかを確認する。

4 結果と考察

仙台市での1月の結果を示しながら考察を行 う(図1)。2つのクラスタリング結果を比較する と、特徴量により分類した各カテゴリーはおおむ ねSOMマップ中に固まって存在していることが わかり、選択した特徴量により時系列の特徴を表 せていると言える。例えば、区分4は大きい周期 性特徴量を持つ区分であるが、SOMマップの下 部の1日以内の周期パターンをもつノードに多 くが配置されている。

時系列の特徴量を定量的に扱えることで、風速 の1日の変動の特徴に応じた地域区分や風速変 化の特徴的な日の抽出などの客観的な解析が可 能となる。

		~~~~	~~~~	~~~~
\$\$1\$\$ \$\$1\$\$ \$\$20\$ 0\$\$20\$ 0\$\$22	<b>2-<del>3</del>-D\$\$</b> \$	\$ <del>33</del> \$\$ <del>3</del>	\$ <b>X</b> \$X	Жб 2 <del>*335</del> Хб <del>*33</del>
~~~~		~~~~	~~~~	~~~~
⊠⊠ ⊕ ३ -\$>¥-\$-	\$	\$\$\$\$-\$-	3 -\$-\$-\$	\$*\$\$ * * \$\$\$\$
~~~~	~~~~	~~~~	~~~~~	
${}$	Ф	¥ <del>.\$</del>	D X	<u>жж</u> ф ХФХХХ
			~~~~	
020	D ¥	\$	念 *	\$\$ \$ **
		~~~~	~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
***0 ZOZ*& D*002	*0 ***** **0**	¥\$¥& X\$&X&	Ф Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т Т	<u>жжж</u> ж <del>3</del> жж\$

図1 (実線) SOM マップの各ノードにおけるコードベ クトル (風力時系列)。(マークと番号) 特徴量を用い たクラスター分析の結果で7つの区分へ分類した場 合。各ノードのマークの数は、SOM により各ノードに 分類された点の数に該当する。

**謝辞** 本研究の成果は、国立研究開発法人新エネルギー産 業技術総合開発機構(NEDO)委託業務で得られたもので ある。

## 短時間多量降雪に起因する雪崩発生の気象の特徴 - 北海道十勝南部での事例-

*原田裕介(土木研究所)・高橋渉(寒地土木研究所)・石田孝司(土木研究所)

#### 1. はじめに

北海道十勝南部に位置する国道236号天馬街道 (広尾郡広尾町)を対象に,短時間多量降雪に起 因する雪崩発生時の気象の特徴を報告する.

#### 2. 収集データ

対象期間は、平成 19~27 年度の 9 冬期(当年 12月1日~翌年3月31日)とする.雪崩履歴は、 国道 236 号天馬街道広尾町上トヨイ(KP=84.3) ~野塚トンネル坑口(KP=98.5)の雪崩調査シー ト(北海道開発局帯広開発建設部)を用いた.気 象データは、北海道開発局野塚峠テレメータ(北 緯 42°21'22",東経 143°02'28",標高 590m)の気温、 積雪深、風向風速の観測値(時別値)を用いた.

#### 3. 解析方法

はじめに、積雪深データをもとに大雪事例を抽 出した.大雪事例は、一つの降雪期間(降雪の中 断が5時間未満)の降雪深(積雪深差の合計)が 30cm以上となる事例とした¹⁾.降雪深(cm)は降 雪期間における積雪深差の合計とし、降雪強度 (cm/h)は降雪深を降雪期間(h)で除して求めた. つぎに、雪崩履歴をもとに、自然発生の表層雪崩 が道路または橋梁に到達(以下,雪崩到達と示す) した事例の日時、大雪期間の降雪開始から雪崩到 達日時までの降雪深(cm),降雪強度(cm/h)(平均, 最大,最小)、気温(°C)(雪崩到達日時、平均, 最高、最低)、風速(平均、最大,最小)をそれ ぞれ求めた.

### 4. 結果と考察

対象期間において、野塚峠テレメータで一降雪 期間の降雪深増加が30cm以上となったのは54事 例で、うち雪崩到達は15事例であった。大雪事 例の降雪深増加と、降雪開始時の積雪深との関係 を図1に示す。その結果をもとに、雪崩非発生ま たは未到達の閾値(図1の太実線)を設定した。 降雪深 大雪事例であっても雪崩非発生または未到達だ った理由として,斜面積雪が少ない場合は,地形 の影響で斜面積雪に凹凸が残っていることが考 えられる.また、短時間多量降雪による雪崩は、 同時期に多発しかつ樹林帯でも発生する特徴を 有している²⁾.本稿では,雪崩到達14事例(発生 時刻が不明な1事例を除く)と雪崩履歴データを 用いて、該当路線での雪崩到達箇所が1-3箇所(8) 事例:以下,ケース1),および5箇所以上(6事 例:以下、ケース2 樹林帯での発生履歴有))に 分類した. 図 2~図 4 に、降雪開始から雪崩発生 時までの降雪と気象状況の特徴を整理した. その 結果、短時間多量降雪雪崩の特徴を有するケース 2は、降雪開始から21時間以内に平均降雪強度 2.5cm/h以上かつ最大降雪強度 6 cm/h以上,最低 気温-7.5℃以上,最大風速 5m/s 以上で発生する場 合が多く見られた.発表時には、雪崩到達事例前 後の地上解析天気図の特徴をあわせて報告する. 謝辞:国道236号天馬街道(広尾町)の雪崩履歴 資料は,北海道開発局帯広開発建設部よりご提供 頂いた. 記して御礼申し上げます.

#### 参考文献

1) 松下ら, 2016: 第28回ゆきみらい研究発表会. 2) 松下ら, 2015: 雪氷, 77, 433-445.









図3 降雪深と平均・雪崩発生時気温と との関係.横棒は気温の変動幅を示す.

図4 降雪深と平均風速との関係. 横棒は風速の変動幅を示す.

## 樹林地の雪崩発生に関わる降雪深について

*松下拓樹¹,高橋渉¹,櫻井俊光¹,原田裕介²,松澤勝¹(土木研¹寒地土研,²雪崩・地すべり研究センター)

### 1. はじめに

斜面に樹木がある程度密に存在していれば雪崩 発生防止効果を有するが、しばしば樹林内でも雪崩 が発生する事例がある(例えば、松下ほか(2015)). 本稿では、樹林地の雪崩発生条件として、斜面にて 樹木が支えることのできる降雪深について検討した.

#### 2. 方法

図1に示すように、樹林内で雪崩が発生する状況 として、①すでに存在する積雪の上に短時間に多量 の降雪があり、②この新たな積雪層が不安定(積雪 層に作用するせん断応力>積雪せん断強度)で、③ 樹林の立木間隔が雪崩発生防止に必要とされる間 隔(約 2m(遠藤ほか、1989))より大きく、④樹木が斜 面積雪を支えていると仮定する(松下ほか、2017). 樹木は広葉樹とし、落葉する広葉樹林の降雪遮断率 は小さいので、降雪はすべて積雪すると考える.

樹木に作用する雪圧 *S*は, Margreth (2007)による 柱に作用する雪圧の式(1)を用いて計算した.

$$S = \rho g \frac{H^2}{2} K N \eta \frac{1}{D}$$
(1)

ここで, S: 樹木に作用する雪圧の斜面に平行な成 分(N m⁻²),  $\rho$ : 積雪密度(kg m⁻³), g: 重力加速度 (m s⁻²), H: 新たな積雪の深さ(降雪深)(m), D: 新 たな積雪の層厚(m)(D=Hcos $\psi$ ),  $\psi$ : 斜面勾配(°), K:  $\rho$ リープ係数(密度 $\rho$ に応じて計算), N: グライド 係数(=1.2: グライド小の場合),  $\eta$ =1+cD/W, c= 0.6(グライド小の場合), W: 樹木の胸高直径(m)で ある. 積雪の硬度 R(N m⁻²)は, 積雪密度 $\rho$ との関係 式(2)(竹内ほか, 2007)から求めた.

$$R = 1.31 \times 10^{-5} \rho^4 \tag{2}$$

式(1)と式(2)から、樹木に作用する雪圧 S と硬度 R が同じとなる降雪深 Hを求めた.

## 3. 結果

図2は、樹木に作用する雪圧 S が積雪硬度 R と同じとなる降雪深 Hと斜面勾配 $\psi$ の関係である. 図中の各曲線の上側は、雪圧 S が積雪硬度 R を上回ることを意味し、斜面積雪が破壊して雪崩発生に至ると考えられる. 図2の実線で示す積雪密度 80 kg m⁻³の場合では、樹木が支えることができる降雪深は胸高直



図1 樹木が斜面積雪を支えている状況の模式図



図2 樹木に作用する雪圧 Sと積雪硬度 R が等しくなるときの降雪深 Hと斜面勾配  $\psi$ の関係

径によって異なり, 胸高直径 10cm の場合は約 50cm, 胸高直径 20cm の場合は約 60cm までの積雪を支え ることができ, それ以上の降雪深になると雪崩発生の 可能性が高くなると考えられる. また, 積雪密度が 50 kg m⁻³(図2の破線)の場合, 胸高直径による差が小 さくなり, 樹木が支えることができる降雪深は約 20cm となる. 密度の小さい雪が積もる場合は, より少ない 降雪深で雪崩発生に至ると考えられ, 樹木による雪 崩発生防止効果は限定的になると考えられる.

## 4. おわりに

本稿では、樹林地の雪崩発生条件として、樹林の 立木間隔が雪崩防止に必要とされる間隔より大きく、 斜面積雪が不安定で樹木が斜面積雪を支えている 状況において、雪圧と積雪硬度を用いた積雪の破壊 条件を示した、今後、実測値等も活用して検討する.

## 参考文献

遠藤八十一ほか,1989: 雪氷学会講演予稿集,126. Margreth, S., 2007: Cold Reg. Sci. Technol., 47, 4-15. 松下拓樹ほか,2015: 雪氷,77,433-445. 松下拓樹ほか,2017: 雪氷研究大会講演要旨集. 竹内由香里ほか,2007: 雪氷,69,61-69. 東京都心部近郊の WBGT の地点間相違

*伊落貴之・河野恭佑・小田僚子(千葉工業大学)

## <u>1. はじめに</u>

都市部で顕著である夏季の熱ストレスの悪化に 対して、広域的かつ詳細な熱環境評価が望まれる. 本研究では、夏季の東京都心とその近郊を対象に、 気象庁¹⁾および環境省²⁾の気温やWBGTデータを 用いて、熱環境場の地点間相違について考察を行 った.

#### 2. 解析概要

WBGT は湿球温度(7割), 黒球温度(2割), 気温(1割)から求められる温熱感評価指標で, 熱中症の指標として国内で広く用いられている²⁾ 本研究では,江戸川臨海,東京,練馬,府中,越 谷,船橋,千葉,横浜の8地点における気温・ WBGT・黒球温度の1時間値を使用した^{1,2)}.また, 東京,千葉,横浜においては相対湿度(比湿)の データも用いた¹⁾.

解析対象日時および条件は 2016 年 8 月 1 日~8 月 31 日 9 時~15 時 (6 時間)の日照率が各地点す べてで 70%以上の日とした³⁾. このうち,支配風 向が南寄りである 8 月 17,26,31 日,北東寄りであ る 8 月 7 日に着目して考察を行った.

### 3. 風向の相違による熱環境分布

東京の気温、WBGT、黒球温度を基準として各 地点におけるそれぞれの物理量を無次元化した結 果について、支配風向が南の場合を図-1、北東の 場合を図-2に示す.また、比湿についても同様に 東京を基準として無次元化した千葉, 横浜の結果 を図-3 に示す. 図-1 と図-2 において、基準とし た東京の気温, WBGT, 黒球温度, 比湿の日中平 均(10時~15時)はそれぞれ前者が31.5℃,29.5℃, 45.2℃, 17.2g kg⁻¹, 後者が 32.4℃, 29.1℃, 46.2℃, 16.0 g kg⁻¹であった. 図-1より, 江戸川臨海, 船 橋,千葉,横浜といった概ね沿岸部に位置し海風 の流入が確認できる地点では WBGT が低いこと がわかる.内陸の練馬,越谷では熱ストレスが高 く、これは南寄りの風により都心部から暖かい空 気塊が内陸に運ばれることが要因であると考えら れる. 一方, 図-2 では全体的に図-1 よりも各地点 間の温度のばらつきは小さいが、沿岸部の横浜に おいて WBGT が高い傾向にある. 図-3 の比湿に 着目すると、北東風のときに横浜での比湿が高く なっていることから,黒球温度自体が高いことに 加えて東京湾からの水蒸気の流入が湿度を上昇さ せ、これに伴い WBGT も高くなった可能性がある.



## <u>4. まとめ</u>

夏季で支配風向が異なる状況において,東京都 心部近郊8地点における熱環境解析を行った.都 心部と比較して,南寄りの風では練馬や越谷とい った内陸部で都心からの高温空気塊の流入,北東 寄りの風では沿岸部の横浜で東京湾からの水蒸気 の流入に伴いWBGTが高くなる様子が見られた. 今後は広域的かつ詳細な空間的特徴をつかむため, 衛星データを活用した熱環境場の解析を行う予定 である.

#### 引用文献

- 気象庁過去のデータ(江戸川臨海・東京・練馬・府 中・越谷・船橋・千葉・横浜)
- <http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsd1/index.php> 2) 環境省:熱中症予防情報サイト
- <<a href="http://www.wbgt.env.go.jp/">http://www.wbgt.env.go.jp/</a>
   </a>

## 都市気象モデルを用いたヒートアイランドの要因分析

*川端 康弘、清野 直子、田中 泰宙 (気象研究所)

#### <u>1. はじめに</u>

都市部の地表面は上空の大気場に影響を与え、 ヒートアイランド現象を発生させる。都市の高温 化を引き起こすとともに、局地風やエアロゾル輸 送にも影響を及ぼす。都市境界層は複雑であり、 ヒートアイランドの形成には様々な要因が絡ん でいる。都市気象の実態解明のためには、特に都 市の熱収支を理解する必要があり、本研究ではこ の点に着目して解析を行った。

ヒートアイランドは晴れた夜間に顕著に現れる(日下,2004)。典型的な事例として、冬季晴天日を解析対象とし、夜間の冷却過程について調査した。

#### <u>2. 実験概要</u>

数値実験には単層都市キャノピースキーム (Square Prism Urban Canopy scheme: SPUC, Aoyagi and Seino, 2011) が導入された気象庁非 静力学モデル JMA-NHM (Saito et al., 2006) を 用いた。

対象領域は関東甲信越地方である。初期値・境 界値として気象庁メソ解析を使用し、格子間隔は 1kmとした。都市の効果を調べるため、陸面過程 として、都市キャノピースキームを適用した実験 (SPUC実験)と、適用しない平板スキーム実験 (CTL実験)を行った。SPUC実験においては、都 市グリッド(土地利用で「建物用地」「幹線交通用 地」「その他の用地」の占める割合が80%以上)に 都市スキームを適用した。また、SPUC実験では 人工排熱の有無による実験およびビルの熱物性 の違いによる感度実験を行った。

#### <u>3. 結果</u>

ここでは関東平野が晴れていた冬季事例とし て、実験の初期時刻が 2017 年 2 月 15 日 12 時 (JST)を解析対象とした結果を示す。周囲が建物 で囲まれた東京大手町における観測値と計算結 果を比較した気温時系列を図1に示す。夜間の冷 却過程において、CTL実験では観測値よりも大き く気温を下げている。一方、建物空間の複雑な熱 収支変化を表現する SPUC 実験では観測値に近 い結果となっている。人工排熱を付加しない実験 は、付加した実験よりも気温が低い傾向を示すが、 CTL実験と比較すると気温を下げすぎる結果に はなっていない。SPUC実験においてビルの熱物 性による感度実験も行ったが、それらの気温差は 小さかった。ヒートアイランドの成因としては人 工排熱や都市キャノピーの熱収支変化などがあ げられる(藤部,2007)。上記の結果は人工排熱の 有無よりも都市キャノピーの立体構造、すなわち 建物による熱収支の変化が、都市における夜間冷 却の抑制に重要であることを示唆している。図2 に SPUC 実験における都市キャノピー内の顕熱 フラックスの分配を示す。夜間に着目すると、人 工排熱とともに、壁面からの顕熱フラックスが大 きい。顕熱フラックス全体としては正の値であり、 都市の地表面からは熱が大気へ輸送されている 状況である。ヒートアイランドのメカニズムを理 解するため、更に詳しい調査を行う予定である。



 図 2: 大手町における SPUC 実験(人工排熱あり)の 顕熱フラックスの分配

#### <u>参考文献</u>:

- Aoyagi, T. and N. Seino (2011), JAMC, 50, 1476-1496.
- ・日下博幸 (2004), 局地気象学, 196-204.
- ・藤部文昭 (2007), 天気, 9-12.
- Saito, K. et al. (2006), MWR, 134, 1266-1298.

## 北日本の大気境界層高度や混合層高度の季節変化についての考察

*阿部 康一, 川端 一史 公益財団法人環境科学技術研究所

## 1. 目的

青森県六ヶ所村に建設中の大型再処理施設 が稼動すると、微量の放射性物質が排出口(標 高 205 m)から大気へ排出される.この移流・ 拡散過程を、メソγスケールで精度良く計算 するため、大気拡散モデルやモデルに入力す るパラメータを改善してきた.

排出された放射性物質は、概ね大気境界層 の移行層の下、特に混合層内を移流・拡散す ると考えられるため、大気拡散モデルでは、 移流・拡散する上限高度を与える混合層高度 は重要なパラメータである.

混合層は、日射により対流が活発になると 発達するとされ、積分日射量から推定する式 が提案されている.この推定式による混合層 高度は、日射の弱い冬季に低く、夏季に高く なる.ところが、三沢基地のエマグラムから 得た混合層高度は、冬季に高く、夏季に高く なり、推定式の値とは異なる傾向を示した.

そこで,WRF を用いて大気境界層高度分布を 推定し,混合層高度の季節変化を発生させる 気象要因を検討した.

## 2. 方法

WRF を用いた計算では,境界層スキームを MYNN レベル 2.5 とし,鉛直 32 層,水平間隔 5 kmのドメインに1 kmのドメインをネストした. また,乱流運動エネルギーが  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2$ s⁻² 未満の層を大気境界層,温位の鉛直傾度が  $1.0 \times 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$ 未満の層を混合層とした.

### 3. 結果と考察

図に,2015年1月10日(冬)と7月10日 (夏)の等圧線と大気境界層の高度についての, 水平間隔5 kmのドメインの計算結果を示す.

図より,夏に比べて冬の大気境界層高度は ダイナミックに変化し,全体的に高いことが わかる.特に冬は,ロール状対流によると考 えられる,大気境界層高度の高い領域が見ら れ,気象衛星の可視画像とも整合している.

また,夏は陸上の,冬は海上の大気境界層 高度が相対的に高い.気温を比較すると,冬 は海上が,夏は陸上が相対的に高い.上空の 大気の温度は海・陸によらずほとんど変わら ないと仮定すると,海・陸上の気温が高い方 で上昇流がより活発となったと考えられる.

以上から,基本的には,季節風や海上と陸 上の気温に影響されて,大気境界層や混合層 の高度が季節変化していると思われる.

本記載事項は青森県からの受託事業により 得られた成果の一部である.



図 2015年1月10日と7月10日の等圧線と大気境界層の高度についての WRF の計算結果

# 高知のウィンドプロファイラーで解析された 海陸風循環高度の季節変動について

片野陽登*, 柴田清孝 (高知工科大学)

## 1. はじめに

ウィンドプロファイラーによって短時間間隔の 連続的な風の鉛直プロファイル観測が可能にな り、局地的循環の長期の時間変動データが使える ようになってきている。その中に含まれる局地循 環の日変動の季節変動を調べるため、まず高知の データを解析した。

## 2. 解析

高知県高知市の中心部に設置されているウィン ドプロファイラーで観測された 2002 年 3 月から 2017年5月までの約16年間の10分間データと同 期間の AMEDAS の1時間データを使用した。

解析手順は以下のとおりである。ウィンドプロ ファイラーの10分間データを正時の前後30分の 値を平均して正時の1時間間隔データとし、地上 風を含めた連続的なデータとして解析するため AMEDAS の1時間データを付加した。次に、月・ 日・時間・高度ごとの年を通したデトレンドを行 い、月・日・時間・高度ごとに全年数間の平均を 求め、1時間間隔のデータを作る。さらに、日変化 の気候値を見るため同一時刻の日々データに4週 間カットオフのローパス・ランチョスフィルター をかけ、1年間の気候値を作成した。

#### 3. 解析結果

図1は6月1日の日平均を引いた風の鉛直プロ ファイルの気候値の日変化アノマリーである。南 北方向で見ると1000-850hPaでは夜間に北風(陸 風)、昼間に南風(海風)が吹き、その上空の750-600hPaでは夜間に南風(海風)、昼間に北風(陸風) の逆循環(リターンフロー)となり、海陸風循環 の厚さが約3000mにまで達している。

図2は高度別に3、6、9、12月の季節ごとの南 北風の気候値の日変化のアノマリーを示してい る。959 hPa(上図)では風速の差はあるがどの月も ピークは14時付近に表れている。しかし、660 hPa(下図)でのピークは3月と9月は12時付近、6 月と12月は0時付近に表れ、季節で明瞭な差を示 している。この原因は季節によって局地循環の厚 さが変わることと関連していると思われる。



図1.6月1日の風の高度プロファイルの気候値 の日変化アノマリー.



図2.季節ごと(3、6、9、12月)の南北風の気候 値の日変化のアノマリー(2日分).上図は高度 959hPa(291m)、下図は 660 hPa (2911m).

## 後退する海風前線 岩井宏徳、青木誠(情報通信研究機構/NICT)

1. はじめに

NICT 神戸(神戸市西区)の鉄塔に設置されて いるドップラーライダー(LEOSPHERE WINDCUBE400S)は瀬戸内海から北に約5kmの 地点に位置しており、播磨灘および明石海峡か ら内陸に侵入する海風前線が観測され、しばし ば典型的な密度流の構造を示す。時折、密度流 の形状を保ったまま、前線前方の向い風によっ て後退する海風前線が観測される。

向い風 ( $V_{wind}$ ) に対して密度流 (密度 $\rho$ 、密度 差 $\Delta \rho$ 、厚さd) の前進する速度 ( $V_{front}$ ) は、実験 室での実験および海風前線やガストフロントな どの観測結果から

$$V_{front} = k \sqrt{\frac{\Delta \rho}{\rho} g d} - 0.62 V_{wind}$$
(1)

の関係が得られている (Simpson and Britter 1980)。 ここで *k* はフルード数であり、海風前線の場合、 0.5 から 1.0 (平均 0.7) の値を示すことが報告さ れている (Atkins and Wakimoto 1997)。本研究で は、後退する海風前線の速度 (*V_{back}*)の式(1) に対する適応可能性について検証した。

## 2. 観測方法

海風前線の位置、移動速度、伝播方向および 向い風の速度はドップラーライダーの水平スキ ャンによる観測データ(ドップラー速度または SN比)から、密度流の厚さは鉛直スキャンの SN 比の高度プロファイルから求めた。密度流の密 度および密度差はドップラーライダーと同じ位 置に設置されている温湿度計(英弘精機 MH-120)および気圧計(英弘精機 MY-021)の 観測データから求めた。上記の各種観測機器の データを用い、前進する海風前線が観測地点を 通過した後に同じ海風前線が後退しながら観測 地点を通過した事例を抽出した。事例抽出には、 ドップラーライダーの水平・鉛直スキャンによ る視覚的な情報および大気密度低下と気温上昇 を判断基準に用いた。

## 3. 観測結果

図1 に海風前線が観測地点を前進および後退 しながら通過した 2016 年7月20日の風向風速 (英弘精機 USA-1 の観測値)、空気密度と気温の 時間変化を示す。15時41分から16時36分まで 南西風と相対的な空気密度の上昇および気温の 低下が確認でき、観測地点が海風に覆われてい たことを示している。海風前線が観測地点から 後退した16時36分以降、北東風に変わり、空 気密度が低下し、気温が上昇した。

表1に抽出した7事例の後退する海風前線の速 度の実測値と理論値(*k*=0.7 で計算)を示す。実 測値と理論値は良い一致を示している。なお、 NICT 神戸で観測された前進する海風前線の速度 は、67事例の観測結果から0.3 から3.0 m s⁻¹(平 均1.4 m s⁻¹)であり、前進の速度と後退の速度は 同程度である。

## 4. まとめ

播磨灘および明石海峡から内陸に侵入する海 風前線が後退する際の速度の実測値と理論値を ドップラーライダーおよび地上気象観測装置を 用いて求め、比較した。後退する海風前線の速 度の実測値と理論値は良い一致を示し、式(1) は適応可能であることが示された。



図1 2016年7月20日の風向風速、空気密度と 気温の時間変化

表 1 後退する海風前線の速度の実測値と理論 値

観測日	実測値	理論値
	$(m s^{-1})$	$(m s^{-1})$
2016/3/15	-2.4	-2.8
2016/5/21	-2.0	-1.8
2016/7/19	-2.0	-2.1
2016/7/20	-0.8	-0.6
2017/6/5	-1.1	-1.3
2017/6/16	-2.2	-2.1
2017/6/26	-1.4	-1.6

## 格子ボルツマン法を用いた接地層乱流の LES モデルの構築

渡辺 力¹, 中島正寬^{2,1}, 下山 宏¹, 稲垣厚至³ (1:北大低温研、2:北大環境科学院、3:東工大)

## 1. はじめに

本発表では、数値流体力学の手法として近年用 いられるようになった格子ボルツマン法 (Lattice Boltzmann Method:LBM)を、接地境界層の LES に応用する試みを紹介する。

### 2. モデル概要

LBM は、流体を多数の仮想粒子の集合とみな し、粒子の運動速度の確率密度関数(速度分布関 数)を、粒子の並進や衝突と外力による時間的遷 移を考慮して計算する。速度分布関数の時間発展 を記述するボルツマン方程式(一部簡略化)を、 速度・空間・時間方向に離散化した次式を基礎式 としている。

 $f_i(\vec{x} + \vec{c}_i \Delta t, t + \Delta t) = f_i(\vec{x}, t)$ 

 $-\frac{\Delta t}{\tau} \left[ f_i(\vec{x},t) - f_i^{eq}(\vec{x},t) \right] + S_i(\vec{x},t) \Delta t \quad (1)$ 

ここで、 $f_i$  は第 i 番目の速度  $\vec{c}_i$  を持つ粒子の分 布関数、 $f_i^{eq}$  は各座標・時刻における巨視的な密 度や流速によって定まる局所平衡分布関数、 $\tau$  は 粒子どうしの衝突によって次第に平衡分布に至 る際の緩和時間、 $S_i$  は外力による分布関数の変化 率を表す項である。流体の巨視的な密度  $\rho$  や流 速  $u_{\sigma}$  は、速度分布関数のモーメントとして

 $\rho = \sum_{i} f_{i}$   $\rho u_{\alpha} = \sum_{i} c_{i\alpha} f_{i}$ (2) のように表される。ただし  $\alpha$  (= 1,2,3) は空間座 標の1つを表す。式(1) はマッハ数の小さな極限 においてナビエ・ストークス方程式を包含し、流 体の動粘性係数  $\nu$  と緩和時間  $\tau$  との間に

$$\nu = c_s^2 \left( \tau - \frac{\Delta t}{2} \right) \tag{3}$$

なる関係があるため ( $c_s$ : 音速)、扱う流体に応じた緩和時間を設定して計算を行う。また、LES の 考え方を導入し、何らかの SGS モデルによる渦 粘性係数を代入することにより、高レイノルズ数 の流れを再現することができる。

## 3. テスト結果

まず、作成したモデルコードのテストを行った。 図1に、2次元正方キャビティ流(Re=3200、格 子数512×512)の計算例を示す。キャビティの 中心を通る縦横の直線を横切る流速分布が、従来 の DNS 結果とほぼ一致していることが分かる。
 また、Kobayashi (2005, Phys. Fluids) の SGS
 モデルを用い、チャネル流 (Re=180、格子数 512
 × 256×129) の 3 次元計算を行った結果を図 2 に
 示す。平均流速の分布が、従来の DNS とほぼ一
 致し、壁から離れるにつれて線形分布から対数分
 布に移行する様子が再現されている。

#### 4. 植生のある接地層への適用

以上のテストを踏まえ、LBM-LES による植生 キャノピー内の乱流の再現計算を行った。その結 果、植生上端付近に大規模な乱流構造が形成され、 スウィープ・イジェクションが繰り返し引き起こ されるなど、植生乱流のよく知られた特徴が表現 された(図省略)。発表では、従来のLES との比 較や、TKE 収支などの解析結果を紹介する。



図1 LBM による2次元正方キャビティ流れ(Re =3200) の計算結果とDNS (Ghia ら, 1982) との比較



図 2 LBM-LES によるチャネル流 (Rer=180) の計算結果 と DNS (Moser ら, 1999) との比較

## 成層圏へ流入する大気の起源の変動が成層圏大気の年齢に与える影響

*稲飯洋一(東北大院理)

## 1. はじめに

成層圏子午面循環(Brewer-Dobson; BD 循環)は 成層圏の(特に対流圏起源の)物質分布に影響を持ち、 その変動はしばしば成層圏大気の年齢(Age of Air; AoA:大気が成層圏に流入してからの平均時間)とし て議論されている。モデルを用いた多くの研究では 近年の温室効果気体の増加に伴って BD 循環は強 化され、その結果として AoA は減少していること が予測されている一方、観測からは(少なくとも北 半球成層圏において)AoA の減少は示されていない。 この不整合に関して、中緯度成層圏における南北方 向の大気混合による(大きな AoA を持つ)高緯度成 層圏大気の熱帯域への流入と再循環がその原因と 考えられている(e.g., Ploeger et al., 2015)。このよ うな成層圏内の再循環に加えて、熱帯対流圏界層 (TTL)と中緯度下部成層圏(LMS)間の混合過程も、 成層圏に流入する直前の TTL 大気の AoA を増大さ せることで成層圏全体の"Aging"に寄与すると考え られる。そこで本研究では TTL 上端における LMS 大気の混合割合を力学場から評価し、その変動が AoA に与える影響を考察する。

### 2. 手法

緯度 20 以内の 400 K 温位面を TTL 上端と定義 しこの温位面上に等間隔に配置された格子点から 毎月3回(5日15日25日の00Zから)90日間の後 方流跡線を計算する。解析期間は1980年1月から 2015 年 12 月までとし、計算された流跡線はその緯 度、渦位、温位の値に従って、対流圏起源と LMS 起源のものに分類しその比率を計算する。さらに、 対流圏起源と判定された流跡線には後方流跡線に 沿って 350 K 以下の対流圏に到達するまでの時間、 LMS 起源と判定された流跡線には渦位4 PVU かつ 緯度 30 度以上の LMS に到達するまでの時間に LMSにおける AoA として仮定した2年から7年ま での時間を加算し、月3回の各流跡線 run 毎に平 均 AoA を計算することで 35 年間の 400 K 面にお ける AoA を再現する。さらに再現された AoA を北 半球中緯度中部成層圏における観測値と比較する。

### 3. 結果

図は、本解析で再現された TTL 上端における AoA の年々変動(灰色折線)と中緯度中部成層圏に おける観測値(黒丸; Engel et al., 2017)を示してい る。再現された AoA について、その絶対値は仮定 した LMS の AoA の値に強く依存するが、1999 年 以前は増加トレンド、1999 年以降は減少トレンド が示されている(例えば LMS の AoA を 4 年とした 場合は、1980-1999 年について 0.15 年 dec⁻¹の AoA 増加トレンドが見積もられた。これは 1980-2005 年の期間の観測値に見られるトレンドの 40%に相 当する)。

熱帯 400 K 面で再現された AoA 変動を中緯度中 部成層圏で観測された AoA 変動と比較する際には、 BD 循環による輸送に要する時間を考慮する必要が ある。また前述のように BD 循環の強度も長期変化 している可能性が考えられる。さらに仮に BD 循環 強度がトレンドを持つ場合は、LMS の AoA もそれ に伴い変化していると考えられる。これら(1)BD 循 環に伴う輸送時間、(2)BD 循環輸送速度のトレンド (線形を仮定)とその結果推定される LMS の AoA の トレンド、を考慮しながら TTL 上端で再現された AoA と Engel et al. (2017)による観測結果を比較し た。その結果、(1)輸送時間は 3.5 年、(2)BD 循環は 5% dec¹の弱化トレンド、を想定した場合に両時系 列の変動パターンの類似性が最も高くなる(相関係 数が最大(~0.5)となる)ことが示された。



色へ1年刻みで2年から7年)を示している。

## 参考文献

- Engel, A. et al., Atmos. Chem. Phys., 17, 6825–6838, doi:10.5194/acp-17-6825-2017, 2017.
- Ploeger, F. et al., J. Geophys. Res. Atmos., 120, 716– 733, doi:10.1002/2014JD022468, 2015.

## 飛騨高山森林観測サイトにおける大気中 CO2濃度及び炭素収支の長期変動

村山昌平*、石戸谷重之、前田高尚、近藤裕昭、山本晋(産業技術総合研究所) 三枝信子(国立環境研究所)、村岡裕由(岐阜大学)

### 1. はじめに

全球規模の炭素循環において、陸域生態系の役割は 重要である。しかし、大気ー陸域生態系間の炭素収支 の変動要因については十分に理解されておらず、今後、 さらに地球温暖化が進行し、大気中 CO2 濃度が増加し た場合の炭素収支への影響予測には不確定性が大き い。この問題を解決するために、森林をはじめとする 陸域生態系において、CO2フラックスや濃度観測が実 施されており、それらの変動要因の解明や地球温暖 化・CO2濃度増加による炭素収支や大気中の CO2濃度 の変動への影響の早期検出が試みられている。しかし、 20 年以上の長期に渡って観測が継続されているもの は、まだ例が少ない。本研究では、1993年から岐阜 県高山市の冷温帯落葉樹林観測サイト(TKY、36°08' N, 137°25' E, 1420 m) において実施している大気中 CO2濃度及び大気-生態系間CO2フラックス観測で得 られたデータを解析し、濃度及び炭素収支の年々変動、 長期変動を抽出し、これら変動と各種環境要因との関 係を調べたので、結果を報告する。

#### 2. 観測・解析方法

TKY サイトの主要樹種は、樹齢 50 年以上、樹高 15 ~20m のダケカンバやシラカンバ、ミズナラであり、 例年5月に展葉、10月に落葉する。林床はササに覆 われているが、概ね12~4月は積雪期間である。25m の観測タワーを用いて、タワートップにおいて渦相関 法(1998年までは傾度法)によるフラックス観測、林内 外の複数高度において COっ濃度及び気象要素の観測、 林冠部においてディジタルカメラによるフェノロジ ー (生物季節) 観測を行っている。観測からは、正味 のCO2吸収(純生態系生産:NEP)が得られるが、Saigusa et al. (2005)の手法を用いて、光合成による CO2 吸収(総 一次生産:GPP)及び、呼吸による CO2 放出(生態系呼 吸:Rec)を分離推定した。また、CO2濃度及び炭素収 支データから季節変動成分を抽出するために、 Nakazawa et al. (1997)の手法を用いた。

#### 結果と考察

解析結果をまとめると以下の通りである。 (1) 年間のNEPの平均値は約260 gC m⁻²であったが、 NEP及び、GPPの年々変動は大きく、Recの年々変動 は小さかった(図1)。このため、年間NEPの年々変動 は、主にGPPの年々変動に依存していた。

(2) 年間NEPは夏季のNEPの年々変動と有意な正の相 関があった。7,8月のNEPは日射量の変動の影響を強 く受けており、この時期のGPPの年々変動が、年間NEP の年々変動に影響を及ぼしていることが示唆された。 (3) 春の気温が高い年は、展葉や日平均NEPが正に転 じる日、大気中CO2濃度の季節変化が低濃度側にトレ ンドを横切る日(downward zero crossing)が早まる傾 向が見られた。そのような年は、年間NEPが増大する 傾向が見られた。

(4) 1995年~2016年の期間において、年間のNEP、GPP、 Recは、いずれも統計的に有意に増大する傾向が見ら れた(図1)。一方、この期間の気温については、上昇 傾向は見られるものの、統計的に有意なトレンドは見 られなかった。

(5) 日中の林上のCO 濃度データから求められた季節 変動成分の最高値-最低値差の振幅について、1994 年~2015年の期間において、有意な増大傾向が見られ た(図2)。これは、Graven et al. (2013)等で指摘されて いる、北半球中高緯度でのCOっ濃度の季節変動の振幅 の経年増加を反映しているのかもしれない。

長期の観測により、上述の年々変動や長期トレンド が明らかになったが、推定された変動要因に起因する のかどうか、また、地球温暖化やCO2濃度増加の影響 を反映したものかどうかを明らかにするためには、さ らにデータを蓄積し、解析を進めて行く必要がある。







**謝辞** 本研究の実施に当たっては、岐阜大学流域圏科 学研究センター高山試験地および産総研のスタッフ にお世話になった。謝意を表したい。本研究は科研費 (24310017、26241005、15H02814)、環境省地球環境 保全等試験研究費等により実施された。

#### 参考文献

Graven et al. (2013) Science, 341, 1085. Nakazawa et al. (1997) EnvironMetrics, 8, 889. Saigusa et al. (2005) Agric. For. Meteorol., 134, 4.

## 完全雲天時の日射透過率トレンドについて(第3報)

1. はじめに

雲は、太陽日射を散乱することによって地上の日射 量に重要な影響を与えるが、雲核の数や粒径はエーロ ゾルの影響を受ける。急速な経済成長により、1990年 頃から東アジアでは近年二酸化硫黄などのエーロゾル 先駆物質や黒色炭素の放出が急激に増大し、東アジア は世界で最大の放出域となっている。この日本での雲 への影響を日射を通して調査するために、平成27年秋 の気象学会において日本での曇天時の日射透過率トレ ンドを示した(堤、2015)。今回は解析手法を改善したの でその内容を報告する。

### 2. 解析手法

Ruckstuhl et al., (2010)の手法に基づいて、ピナトゥ ボ火山の噴火影響後の 1995~2016 年の 22 年間の九 州地方(山口県を含む)の全天日射観測地点(9 地点) について、太陽高度角に応じた理論的な毎時地上日射 量を計算し、9時、12時(一部地点雲量の観測なし)、15 時の目視観測で雲量 10 の場合に、観測された全天日 射量との比(日射透過率)を計算した。ただし、曇天でも 雲に切れ目がある場合(雲量 10-)は計算から除外して いる。なお、比較のため快晴時(雲量 0)の時の比も計 算した。

前回からの改善点は、雨天時を除くとともに年ごとに 標準偏差2.0以上外れた値を除去した。さらに浅野ほか (1983)に基づいて大気路程(airmass)補正を行った。 各地点について各時刻の値を月平均し、それを用いて 各時刻の年平均値を算出し、地点を平均して地方ごと のトレンドを計算した。

## 3. 結果

図1と図2にそれぞれ九州地方の曇天時と快晴時の 日射透過率の経年変化を示す。表1に1995~2016年 の九州地方の曇天時と快晴時の日射透過率トレンドを 示す。

曇天時の日射透過率は何れの時刻も減少トレンドを 示している。一方晴天時の大気の透過率(地上到達日 射量)は、Global brightening に対応して少なくとも減っ てはおらず、雲による日射の反射や吸収が増えてきて いることが推測される。この結果は、エーロゾルによる 「雲アルベド効果」や光吸収性エーロゾルによる「準直 接効果」として知られている結果と矛盾しない。

なお、当日は他の地方の結果も発表する予定である。



表1 曇天時と快晴時の九州地方の日射透過率トレンド (1995-2016年)。(+は90%、*は95%、**は99%で有 意)

	雲の日射透過率 (% /10 年)	s	快晴時の透過率 (% /10 年)	s
09JST	-1.58	*	0.64	*
12JST	-1.69	*	0.38	+
15JST	-1.79	**	0.33	+

参考文献

- 浅野正二ほか(1983),大気混濁係数の算出法の改良 について, J. Meteorol. Res, 36, 4, 135-144.
- Ruckstuhl, C., J. R. Norris, and R. Philipona (2010), Is there evidence for an aerosol indirect effect during the recent aerosol optical depth decline in Europe?, *JGR*, 115, D04204, doi:10.1029/2009JD012867.
- 堤 之智(2015),日本での曇天時の全天日射量(雲天時の日射透過率)トレンドについて、2015 年度日本 気象学会秋季大会予稿,P151

堤 之智 (気象研究所)

## ストレッチ NICAM-SPRINTARS を用いた地上 PM2.5 高濃度時の気象要因解析

*早崎将光¹, 鈴木健太郎¹, 五藤大輔², 菊池麻紀³, 吉田真由美³, 永尾隆³, 杉本伸夫², 清水厚², 中島映至³

1. 東京大学大気海洋研究所, 2. 国立環境研究所, 3. JAXA/EORC,

### 1. はじめに

日本における PM_{2.5} 濃度はここ数年低下しつつあるが, 時折数日程度の広域高濃度イベントが生じる.2017 年 3 月 19-20 日には,近畿〜関東地方にかけて広範囲で高濃度 となった.著者らはこのような PM_{2.5} 高濃度イベントにつ いて,観測データ解析をもとに複数の事例を解析してきた. このうち,一部の事例で沈降性逆転と思しき広域的な気温 逆転層があり,その下層に限定されるように高濃度の汚染 物質が存在していた.これらの観測事実から,総観規模の 気象要因による高濃度形成プロセスが示唆されるものの, 用いた観測データは必ずしも時空間解像度が十分ではな く,さらなる検証が必要であった.

本研究では,非静力学正 20 面体格子大気モデル NICAM にストレッチ格子法を適用した化学反応輸送モデル

(stretch NICAM-SPRINTARS)を使用し,2017年3月の PM_{2.5}高濃度エピソードの再現検証およびその気象要因解 析をおこなった.

### 2. 実験設定

用いたモデル(以後 str-NICAM-Chem と略記)は、 NICAM を母体としてエアロゾル反応輸送モデル SPRINTAR をモジュールとして付加したものである.実 験設定および対象地域は、五藤ほか(本大会にて報告) と同じ設定(glevel=6 でストレッチ格子法(stretch ratio=100)を適用、水平解像度は関東地方付近で約 10km) である.初期値および境界値として NCEP-FNL データを 用いた.モデルの検証には、各種の気象観測値に加え、 静止衛星ひまわりからリトリーバルしたエアロゾル光学 的厚み(AOD),環境省大気汚染物質広域監視システム(そ らまめ君)の PM_{2.5}質量濃度データ、国立環境研究所のラ イダー結果などを利用した.

#### 3. 結果とまとめ

高濃度前後の期間の気象および汚染概況を記す.2017 年3月19-20日にかけて,日本を覆っていた高気圧が東進 した.高気圧に代わって東シナ海から前線を伴う低気圧 が東進し,20日午後から夜間に書けて西日本を中心とし て降雨域が広がった.19日は主に中部地方から関東地方 で高濃度(日平均値35 µg/m³を超過局:69局),翌20 日には近畿から東海・北陸地方を中心に高濃度が卓越した

(日平均值 35 μg/m³超過局:92 局).

ひまわり観測 AOD をみると, 19 日では北陸沿岸の日本 海から高 AOD (AOD が1 程度) が南東方向にのび,関東 地方の東側海上まで達していた(図1右).この高AOD 領域は,前日に華北平原~黄海・朝鮮半島にかけて位置し ており,今回の高濃度イベントが大陸起源の越境大気汚染 由来であったことを示唆している.str-NICAM-Chem 再現 計算結果と比較すると,ひまわり観測による高AOD領域 と類似した水平分布をしており,主に硫酸エアロゾルが支 配的であった(図1).ライダー観測によれば,これらの 高濃度は地表付近に限定され,その上端高度は高濃度初期 に約3km程度,後半には1~2km程度であった(図2). これら鉛直分布も,str-NICAM-Chemが推計した硫酸エア ロゾル高濃度層の時空間変動とほぼ整合的な高度分布で あった.発表当日は,本事例での高濃度をもたらす気象要 因解析について報告する.



図 1:(左) str-NICAM-Chem の推計 AOD, (右)ひまわり観測 による AOD (2017 年 3 月 19 日 03UTC).



図 2:松江フイターによる球形粒子消散係数(高度 5km まで, 3月 18-20 日)

#### 謝辞

本研究は JAXA 大学連携研究の援助で研究を実施した.

## ー枚フィルターから大気ブラックカーボンとダストの情報を 簡易的に分離・定量する手法の検討

*並木曹汰(北大院工)・安成哲平(北大院工・北大北極研)・世良耕一郎(岩手医大サイクロトロン) 秋山雅行(道総研環境研)・的場澄人(北大低温研)・村尾直人(北大院工)

## 1. はじめに

大気汚染物質の種類の同定及びその量の正確 な測定は具体的な健康影響評価、越境大気汚染対 策のために重要である。しかし、粒子状物質(PM) のデータのみでは PM 増加の原因特定が難しい。 さらに、PM2.5 やその成分の連続測定は一般的に 非常に高価であり、観測場所が限られるという欠 点がある。しかしながら、越境汚染対策・健康影 響評価のためには、様々な環境、予算状況でも汎 用的方法で測定ができることが望ましい。

本研究では日本で馴染みのある大気汚染物質 である鉱物粒子のダスト(例えば、黄砂)とブラ ックカーボン(BC)に着目し、大気フィルターサ ンプルから可能な限り簡易的な方法で、これらの 大気エアロゾル情報を分離・定量する測定手法を 検討した。なお、BC は熱特性を利用して測定す る際には EC (元素状炭素)と呼ばれているため、 以降、EC と表記を統一して記載する。

## 2. 解析手法

北海道大学低温科学研究所裏の観測小屋にお いて、定流量ポンプ (5L/min)を用いて予め 850℃ で2時間燃焼した直径 47 mmの石英繊維フィル ターに大気中のエアロゾルを捕集し、その後フィ ルターの吸光度を、日立分光光度計(U-4100; 240-2600 nm)を用いて測定した。測定後、フィルタ ーの半分は、鉱物粒子以外の EC・有機物及び有 機炭素 (OC)を除去するため再度同じ温度で燃焼 させ、同様の測定を行った。また、フィルターの 1/4 を用い、北海道立総合研究機構環境科学研究 センターにて、熱光学的手法を用いて元素状炭素 (EC)・有機炭素 (OC)の分析を行った (DRI Model 2001A; IMPROVE プロトコル使用)。残り のフィルターの一部 (1/4) 及び EC、OC を燃焼 除去したフィルターを用いて、岩手県の仁科記念

サイクロトロンセンターにて、PIXE 分析により



図 1: 燃焼したフィルターの波長 250nm における 吸光度と Fe 量の関係。これを検量線とする。

フィルター上の微量金属成分測定を行った。EC、 OC を燃焼除去したフィルターから測定した Fe は主に鉱物起源と仮定し、燃焼したフィルター上 の Fe 量と相関関係が高い波長の吸光度において 検量線作成を検討した。同様に EC と吸光度の検 量線作成も検討する予定である。

#### 3. 結果と考察

本研究では、EC、OC を燃焼除去したフィルタ ーの波長 250nm における吸光度と鉄量に最も高 い相関が得られた(図1)。この関係性を用いれば、 燃焼したフィルターの波長 250nm における吸光 度を測定することで、簡易的に Fe 濃度を定量す ることが可能である(今後は Fe-ダストの関係 ¹ を使ってダスト量に換算する予定)。EC 量と吸光 度においても同様に検量線を作成する予定であ り(当日発表予定)、最終的には一枚フィルターか ら EC 及びダスト(黄砂)情報を吸光度より簡易 に分離・定量できるようにする予定である。

#### 参考文献

1: 浦幸帆ら(2011), エアロゾル研究, 26(3), 234-241.

## 謝辞

本研究は、公益信託エスペック地球環境研究・技術基金 (エスペック環境研究奨励賞)の支援を受けた。また、北 大低温研との共同研究の元に研究が行われた。

## ビタミンD生成にかかわる太陽紫外線量の気候値データの作成

#### 佐々木徹 (国立環境研)、中島英彰(国立環境研)、清水美香 (国立環境研)、宮内正厚 (国立環境研)

#### 1. はじめに

世界規模でオゾン量の減少が報告されて以降、そ れに伴う紫外線量の増加と人の健康への悪影響が懸 念されてきた。つまり黒色腫などの皮膚がんや白内 障の増加、体内免疫力の低下などである。

一方で紫外線には生体にとって不可欠なビタミン Dを皮膚内で生成するという有益な働きもある。ビ タミンDは食物からも摂取されるものの、最近の研 究から乳幼児、高齢者、若年女性を中心にビタミン D欠乏症が多いことがわかってきた。ビタミンD欠 乏は、骨軟化症や骨粗しょう症、くる病など人体の 骨格の形成に悪影響を及ぼす。新生児 1120 人を対 象とした疫学調査によると、太陽紫外線の照射が少 なくなる冬から春に妊娠後期を過ごした母体から生 まれた新生児に頭蓋ろうの発症率が高いという結果 が得られており¹⁾、太陽紫外線によってビタミンD を体内で生成することの重要性を示唆している。

本研究では、紫外線観測データをもとに、ビタミンD生成にかかわる太陽紫外線量の気候値データを作成し、国内各地の季節ごとの適切な日光照射時間等の指針を提供することを目的とする。

#### 2. 観測データ

国立環境研究所は国内5ヶ所で紫外線観測を行い、 2000年からは他の国内研究・教育機関の参加を得て 有害紫外線モニタリングネットワークを構成し、人 体に有害な紅斑紫外線の常時監視を行なってきた。 さらに2014年からはビタミンDを生成する紫外線 量の情報サイトを開設して情報提供にあたっている。

有害紫外線モニタリングネットワークに参加する 紫外線観測は、UV-A、UV-Bの各広帯域紫外線観測 装置を用いて行っており、その組み合わせで紅斑紫 外線を算出している。紅斑紫外線とビタミンD生成 紫外線は作用曲線の波長依存性が異なり、放射伝達 モデルを用いて得られた関係²⁾を利用することで、 紅斑紫外線からビタミンD生成紫外線を算出した。 本研究ではこうして得られた 2014 年以降のビタミ ンD生成紫外線量について気候値の算出を行った。

## 3. 結果

国立環境研究所が観測を実施する 5 点(落石岬、 陸別、つくば、辺戸岬、波照間)について 2014 年 ~16 年の 3 年間の全天候平均のビタミン D 生成紫 外線量を求めた。図1はつくばでの各旬のビタミン D 生成紫外線量の日変化(1~6 月)を示したもので ある。季節により時間帯により大きく変化すること がわかる。図2は、つくばの5月下旬を例に、平均 的な日本人成人について日光照射で期待される1日 のビタミン D 生成量の目安として、10 µgを設定し た時に必要な紫外線照射時間と最少紅斑紫外線照射 時間を図示したものである。この図から、最適な日 光照射の時間の目安を得ることができる。

今後、解析の対象範囲を拡げ、また晴天条件下で の解析を行うなどして、より実用的なデータの提供 に当たる予定である。

#### 参考文献

- Yorifuji, T., et al., [2008], J.Clin. Endocrinol. Metab., 93, 1784-1788.
- Miyauchi, M., and H. Nakajima, [2016], *Photochem. Photobiol.*, 92, 863-869.



図1 つくばにおける各旬のビタミンD生成紫外線量の 日変化(1~6月)



図2 つくばの5月下旬で求められるビタミンD生成 に必要な照射時間および最少紅斑紫外線照射時間

## GOSAT による植生の太陽光誘起クロロフィル蛍光観測のための輝度オフセット補正

*押尾 晴樹、吉田 幸生、松永 恒雄(国立環境研究所)

#### 1. はじめに

近年、地上植生の光合成能力を推定する方法とし て衛星による太陽光誘起クロロフィル蛍光(solarinduced chlorophyll fluorescence: SIF)の観測が注目さ れている。SIF とはクロロフィルが吸収したエネル ギーのうち光合成に使われなかった分が光として放 出されたものであり、吸収エネルギーの分配に関す る情報を含んでいる。GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite)による遠赤色域の高分解能スペ クトルから、SIF がフラウンホーファー線を埋めた 量 (filling-in signal)を導出することで、SIF が求めら れてきた (Frankenberg et al. (2011), Joiner et al. (2011))。 その中では、GOSAT 分光計バンド1の回路の非線形 性が観測スペクトルにオフセット値 (zero-level offset)を加えるため(すなわち、filling-in signal = SIF + zero-level offset)、zero-level offset の補正が必須で あることが指摘されている。

非植生域 (SIF = 0) における filling-in signal の導 出値から zero-level offset を評価することができ、既 往研究では主に南極のデータが用いられてきた。雲 や裸地土壌も用いられているが、その抽出条件は十 分に検討されていない。また、zero-level offset の時 空間的な特徴もほとんど調べられていない。そこで 本研究では、様々な条件で zero-level offset を評価し、 それに応じた補正を行った。

#### 2. 使用データ

バージョン161のレベル1アルゴリズムで処理さ れた GOSAT 分光計バンド1のスペクトルから、既 往研究と同様の方法で filling-in signal を導出した。 既往研究とはレベル1のバージョンが異なると考え られるが、zero-level offset の観測輝度への依存性は 既往研究と同様であり、補正が必要な状態であった。

#### 3. 雲と裸地土壌における filling-in signal

zero-level offset を求めるための雲と裸地土壌のデ ータの抽出方法を検討した。様々な基準で雲と裸地 土壌のデータを抽出し、それらの filling-in signal を 南極のものと比較した。太陽天頂角によっても filling-in signal の値が異なったため、太陽天頂角を 10°間隔でクラス分けし、クラス内で比較を行った。 その結果雲については、GOSAT CAI の画素のうち 95%以上が confident cloudy の事例であれば南極と同





様の filling-in signal が得られ、補正に使用できるこ とが明らかになった。裸地土壌についても、1.5×alb1 < alb2 または alb2 < alb3 (alb1,2,3 は GOSAT 分光計 バンド 1,2,3 のアルベド) という条件で抽出できる ことを確認した。

#### 4. zero-level offset の補正

南極、グリーンランド、雲、裸地土壌のデータから zero-level offset を求め、観測輝度と時間に対して プロットした(図1左)。どの観測輝度レベルにおい ても 2010 年の夏までは zero-level offset が減少傾向 を示した。図1左の各点を格子点として薄板平滑化 スプラインにより補正曲面を作成し(図1右)、zerolevel offset を補正して SIF を求めた(SIF1)。この結 果を、時間変化を考慮せずに補正した(時間方向に 平均して観測輝度に対する zero-level offset を求めた) 結果(SIF2)と比較した。今回は 2009 年 5 月から 1 年間のアメリカのコーンベルトの結果を用いて比較 した。

成長期の 6 月には SIF1 と SIF2 の差は 0.4 mW/m²/µm/sr、その SIF1 に対する割合 (R_{SIF}) は 37% であった。SIF から総一次生産量 (GPP) を予測する と (Zhang et al. (2014))、この時期の GPP の値に対す る SIF1 による GPP と SIF2 による GPP の差の割合 (R_{GPP}) は 100%以上となった。成熟期の 7 月では、 R_{SIF} は 20%、R_{GPP} は 15-20%であった。以上のように zero-level offset の時間変化の考慮の有無が SIF の利 用に及ぼす影響は大きい。ただし影響度合いは植物 の成長段階によって異なる。太陽天頂角による zerolevel offset の違いについても上記と同様の方法で補 正を行い、補正の有無による SIF や GPP の差を確認 した。詳しい結果は当日発表する。 GOSAT データの検証に使用する地上 FTS の検定を目的とした航空機観測 *芳賀 ゆうみ¹・井上 誠^{1,2}・森野 勇²・内野 修²・町田 敏暢²・勝又 啓一² (1:秋田県立大学、2:国立環境研究所)

#### 1. はじめに

2009 年 1 月に種子島宇宙センターから打ち上 げられた温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite)は、地 球大気中に存在する二酸化炭素(CO₂)とメタン (CH₄)のカラム平均濃度(XCO₂、XCH₄)を宇宙か ら観測する衛星である。これまでに、地上設置 のフーリエ変換分光計(地上 FTS)や航空機観測 によるデータを用いてGOSATデータの検証が行 われてきた(Morino et al., 2011; Inoue et al., 2013)。地上FTSと航空機データは一般に衛星デ ータよりも高精度であるが、GOSAT データの検 証のために、両データを比較してデータ質を把 握しておく必要がある。そこで国立環境研究所 では、2014年1月に GOSAT データの検証とつ くば及び陸別に設置されている地上 FTS の検定 を目的として、航空機観測キャンペーンを実施 した。6、12 日につくば、15、17 日に陸別のそ れぞれ上空 10 km までの高度でスパイラル観測 を行った。本研究では、航空機データとつくば 及び陸別の地上 FTS のデータを比較し、地上 FTS の検定結果を検討する。

#### 2. 航空機観測の詳細

ダイヤモンドエアサービス社が所有する航空 機(Beechcraft King Air 200T)にフラスコサンプ リング装置、非分散型赤外分析計(NDIR)、及び キャビティリングダウンアナライザー(CRDS)を 搭載し、観測飛行を実施した。観測地点は、つ くば及び陸別の2地点である。NDIR で大気中の CO2 濃度を 2 秒ごとに、CRDS で CO2・CH4の 濃度を1秒ごとに観測した。また、2地点のそれ ぞれ8高度でサンプリングしたフラスコを国立環 境研究所に移送し、NDIR とガスクロマトグラフ により CO₂・CH₄ 濃度等の分析を行った (Machida et al., 2008)。さらに、航空機観測に合 わせて 2 地点の上空で全天カメラ (スカイビュ ー)による雲観測を行い、GPS ゾンデを放球し て高層気象データ(気温、気圧、相対湿度、風 向、風速)を取得した。

#### 3. 結果·考察

ここではつくばの結果を中心に述べる。航路 は、仙台空港を離陸し、つくばの上空でスパイ ラル観測を行ったあと再び仙台空港に戻るとい うものであった。図1は、1月6日の CRDS に よる観測で得られた CO₂ 濃度の鉛直プロファイ ルである。CO₂ 濃度は、地上付近で最も高く、 上空ほど低くなるという鉛直分布をしていた。 さらに地上 FTS の XCO₂ と航空機観測プロファ イルに基づいて計算した XCO₂ とを比較した。そ の結果、つくばの地上 FTS の XCO₂ には、1~2ppm(0.3~0.5 %)程度の負のバイアスがあった。 また、XCH₄に関しては、2~4 ppb(0.1~0.2 %)程 度の正のバイアスがあった。XN₂O に関しては、 3~4 ppb(0.8~1.3 %)程度の負のバイアスがあっ た。

さらに、陸別の地上 **FTS** については、**XCO**² が過大評価、**XCH**⁴、**XN**²**O** が過小評価の傾向と なった。



図1.2014年1月6日のつくば上空における航空機 観測によって得られた CO2 濃度の鉛直プロファ イル

### 参考文献

- Inoue et al. (2013) Atmos. Chem. Phys., 13, 9771-9788
- Machida et al. (2008) J. Atmos. Oceanic. Technol., 25, 1744-1754
- Morino et al. (2011) Atmos. Meas. Tech., 4, 1061-1076

## 北極海・ベーリング海・西部北太平洋における大気中氷晶核濃度: 2016 年 8-10 月「みらい」MR16-06 航海での事例

村田 浩太郎、當房 豊(国立極地研究所) 竹谷 文一、宮川 拓真、金谷 有剛(JAMSTEC)

## 1. はじめに

大気中エアロゾル粒子の中には雲中で生じ る凍結の核としてはたらくもの(氷晶核)が 存在している。大気中における氷晶核の存在 量や変動は、混相雲の水と氷の割合を決定づ ける一要因となっており、混相雲の放射特性 や降水、雲寿命の変化に寄与していることが 考えられる。しかし、氷晶核となるエアロゾ ル粒子の大気中での実態については未だに不 明な点が多く、気候変動予測における雲-エア ロゾル相互作用を適切に評価する上でのネッ クの1つとなっている。とくに、極域や海洋 上での観測知見は未だに限られており、その 存在量や発生源が調査されはじめたばかりで ある(e.g., DeMott et al. 2016 PNAS)。

本研究では「みらい」MR16-06 航海におい て北極海・ベーリング海・西部北太平洋で採 取された海洋大気中エアロゾル粒子に含まれ る氷晶核濃度を計測した。さらに、得られた 氷晶核濃度と航海中計測されていた蛍光性エ アロゾル粒子(=バイオエアロゾル粒子)の 数濃度やブラックカーボン濃度等との比較を 行った。バイオエアロゾル粒子の中には、無 機粒子よりも氷核活性が高く、高温域(>-10℃) でも氷晶核として働くものがあることが知ら れている。また、海洋大気中におけるブラッ クカーボンの存在は、陸域(あるいは船)か らの影響を示すものである。これらの情報を 統合し、海洋上での氷晶核の性質や変動にく わえてその発生源に関して考察する。

## 2. 方法

MR16-06 航海は 2016 年 8 月 22 日から 10 月 5 日に行われた。八戸から出航し、西部北 太平洋、ベーリング海を経由して北極海へ行 き約 20 日間滞在の後、同様の復路で回航した。 大気中浮遊粒子試料は、みらいのコンパスデ ッキ上にフィルターホルダーを設置し、47 mm 径 0.2 µm 孔径ニュークリポアメンブレン 上にエアロゾル粒子を流量 10 L/min でろ過捕 集することで採取した。空気吸引は船の排気 の影響を避けるため、船首からの風が吹いた 条件でのみ行うよう、風向計とセンサーによ ってポンプの稼働を制御した。最終的な空気 捕集量は1サンプルあたり9.696~39.049 m³ であった。最終的に合計20サンプルが本航海 で得られた。くわえて、航海中はWaveband Integrated Bioaerosol Sensor (WIBS-4)で蛍光性 エアロゾル粒子数濃度、Single Particle Soot Photometer (SP2) でブラックカーボン重量濃 度および数濃度も計測された。

氷晶核濃度計測は国立極地研究所の凍結実 験装置(NIPR-CRAFT)による水滴凍結法 (Tobo 2016 Sci. Rep.)によって実施した。フ ィルターに採取されたエアロゾル粒子を純水 中に懸濁させ、5μLの水滴を低温プレート上 に7×7個配置して-1℃/minで冷却した。その 過程で凍結した水滴の割合と採取空気量から 大気中氷晶核の数濃度を温度の関数として算 出した。

## 3. 結果と考察

航海中の氷晶核濃度は 2~3 桁の大きな変動 がみられた。>70°N ではおおむね濃度が低い 傾向であった。一方で、ベーリング海から西 部北太平洋にかけては往路と復路とで濃度が 大きく異なった。復路ではシベリアでの森林 火災が原因と思われるブラックカーボン濃度 の急上昇がベーリング海および西部北太平洋 上で観測された。このとき、氷晶核濃度は往 路の 2~3 桁近く増加した。さらに蛍光性エア ロゾル粒子も急増しており、-10℃以上で氷核 活性をもつ氷晶核も確認された。以上のこと から、航海中の海洋大気中氷晶核濃度は海域 による違いにくわえて、陸域からの大気中物 質輸送に非常に強い影響を受けていることが 推察される。

#### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 15K13570、16H06020、 26281018 および北極域研究推進プロジェクト

(ArCS: Arctic Challenge for Sustainability)の 助成を受けて実施したものである.

## 地域気候モデルを用いた台風及び非台風降水の将来変化予測(その1)

## - 解像度依存性の小さい台風抽出手法の開発 -

#### 村田昭彦, 渡邉俊一, 佐々木秀孝, 川瀬宏明, 野坂真也(気象研究所)

#### 1. はじめに

本研究では、台風に伴う降水(台風降水)とそうで ない降水(非台風降水)を区別した上で、地球温暖化 時における日本付近の降水量予測結果を解析する。こ のような降水のカテゴリー化によって、予測の不確実 性が低減され信頼度の高い将来予測が可能となる。す なわち、台風の進路に大きく依存する台風降水を除外 することで、非台風降水予測の信頼性を向上させるこ とができる。一方、台風降水については、予測進路に 伴う不確実性が残るが、少なくとも降水のカテゴリー 化によって台風降水の特性を把握することが可能と なる。本発表では、地域気候モデルによる出力データ から台風を抽出する手法の開発について報告する。可 能な限りモデルの解像度に依存しない手法の開発を 目標としている。

#### 2. 台風抽出手法

地域気候モデルによる毎時出力データから以下の 全ての条件を満たすものを「渦」として抽出する。

- (1) 海面気圧の空間極小値が 1000 hPa 未満
- (2) 渦を中心とした 100 km 四方領域での地上風速が 17 m s⁻¹以上
- (3) 渦を中心とした100 km四方領域に他の渦がない。 もし、あれば海面気圧の低い方を採用。
- (4) 持続時間がある程度以上(トラッキングの方法: 渦を中心とした 120 km 四方の領域内に1時間後の渦が位置していれば同じ渦が移動したものと見なす)

次に、各渦の 500~300 hPa の層厚に対して、渦中 心から周辺 300 km までの水平傾度及び周辺での変動 度を求める。これらの量の時間平均値を基準として 「台風」を抽出する(図1,図2参照)。これは温暖 核の水平傾度と非対称度を抽出基準にしていること に相当する。この過程で温帯低気圧が除外される。

#### 3. 性能評価

気象庁気候データ同化システム (JCDAS) によるデ ータを境界条件とした格子間隔 20 km の非静力学地 域気候モデル (NHRCM20) による積分結果(野坂 ら,2014 秋季大会 P359)を検証データとして利用する。 抽出された渦の温暖核の水平傾度と非対称度との関 係(図 1) から、閾値を適切に設定することで台風と 温帯低気圧の識別が可能なことが分かる。

#### 4. 解像度依存性

格子間隔 5 km の非静力学地域気候モデル (NHRCM05)による積分結果についても同様な図を 示す(図2)。ただし、境界条件は気象庁の全球モデ ルによる現在気候実験であるため、台風のトゥルース データが存在せず検証が難しい。しかしながら、 NHRCM20 の場合と同じ閾値を使うと、台風と温帯 低気圧がグループ化されているように見える。これは、 層厚傾度に解像度依存性が見られるものの、層厚変動 度の解像度依存性が小さいことによると考えられる。 実際にこれらの渦を詳細に調べたところ、このグルー プ化に大きな不具合は見られなかった。

謝辞: 本研究は JSPS 科研費 JP16K00526 の助成を 受けたものである。また、データの一部は文部科学省 「気候変動リスク情報創生プログラム(テーマ C)」 から提供された。



図 1 NHRCM20 のシミュレーション結果による 500~300 hPa の層厚の動径方向の傾度と接線方向の変動度との関係。



図 2 図 1 と同じ。但し、NHRCM05。

## 地域気候モデルを用いた台風及び非台風降水の将来変化予測(その2)

## — 現在気候再現実験における台風降水の検証 —

*渡邉 俊一・村田 昭彦・佐々木 秀孝・川瀬 宏明・野坂 真也 (気象研究所)

#### 1. はじめに

地域気候モデルを用いて降水量の再現や将来変化 予測を行う上で、台風に伴う降水は不確実性の大き な要因となる。なぜなら、個々の台風は大量の降水 をもたらす一方で、降水の空間分布は進路予測の不 確実性の影響を強く受けるためである。本研究では 台風に伴う降水(台風降水)とそうでない降水(非台 風降水)を分けて予測を行うことで、非台風降水予測 の信頼性の向上を目指す。台風降水についても、降 水のカテゴリー化によってその特性を把握すること が期待される。本発表では、事前調査として地域気 候モデルによる台風降水の再現性の評価を行った。

#### 2. データと手法

地域気候シミュレーションとして、格子間隔 5km の非静力学地域気候モデル(NHRCM05)の現在気候 再現実験(1980 年 9 月~2000 年 8 月)の結果を用い た。NHRCM05 では境界条件として気象庁全球気候 モデルの現在気候再現実験の結果を用いている。観 測データとして、アメダス1時間降水量と気象庁ベ ストトラックデータを用いた。

本研究では、台風の直接的な降水量を調べるため、 台風の中心から500km以内にあった期間(台風期間) の降水を台風降水と定義する。NHRCM05からの台 風の抽出には村田ほか(2017年度秋季大会)の手法 を用いた。観測の台風の位置は6時間ごとのベスト トラックから1時間ごとの位置を内挿して求めた。 このとき、ベストトラックに記載された温低化後の 期間も対象とした。シミュレーションと観測の比較 はアメダス観測点とNHRCM05の最寄りの格子点の 比較によって行った。ただし、NHRCM05の境界付 近の南西諸島南部は対象外とした。

#### 3. 結果

図1に年間の台風降水量を示す。観測では台風降 水は九州東部・四国南部・紀伊半島の南向き斜面で 大きく、最大で500mm/yrを超える地域もある。 NHRCM05でも類似の傾向はみられるが、台風降水 は海岸付近でより大きく、山地では過少となってい る。この傾向は非台風降水量でも見られるため、モ デルの持つバイアスであると考えられる。一方、東 日本・北日本ではNHRCM05の台風降水量は全体的 に過少となっている。これは、温低化途中の台風の 見逃しがあり、台風の接近数が過少評価されている ためである。

台風の進路や個数の影響を抑えるため、台風降水 量を台風期間で割った時間台風降水量を調べた(図 2)。時間台風降水量はNHRCM05と観測でよい対応 が見られ、全観測点でのバイアスは 0.016mm/hr、 RMSE は 0.50mm/hr であった。時間台風降水量の空 間分布(図 3)をみると、観測では台風中心から北東 側で強い降水がみられる。これは南向き斜面に台風 の風が吹き込む領域に対応している。NHRCM05 で も同様の傾向がみられるが、中心付近の強い降水域 で過大、周辺部で過少となっていた。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP16K00526 の助成を受けたものである。また、データの一部は文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム(テーマ C)」から提供された。



図1 年間台風降水量。(上) 観測、(中) NHRCM05、 (下) NHRCM05 - 観測



図2時間台風降水量の比較。点の色は地域を表す。





## CMIP5 データにおける日本の極端降水の現在気候再現性評価に向けて

*山田賢・田中昌太郎・石原幸司・若松俊哉¹・大塩健志 (気象庁、¹現 文部科学省研究開発局環境エネルギー課)

#### 1. はじめに

IPCC 第5次評価報告書(2013)では「地球温暖 化に伴って、今世紀末までに中緯度の陸域のほとん どにおいて、極端な降水がより強く、より頻繁とな る可能性が非常に高い」と報告されている。また、 日本では、短時間強雨の頻度が増えていることがア メダスデータから示されており(気象庁,2015)、将 来の豪雨のリスクについての定量的な評価を行うこ とが不可欠である。

しかし、複数の地球温暖化予測結果が集まる CMIP5 (Taylor et al.,2012) モデル群によるデータ では解像度が荒く (2.5 度格子が一般的)、モデルの 降水量の出力値のみによって地域的な大雨について 議論することは困難である。

そこで、本研究では、全球モデルによる大気場か ら地域的な降水量を推定する統計的ダウンスケーリ ングの考え方(Wilby et al., 2004)に基づき、CMIP5 モデルの降水量出力値そのものからではなく、循環 場出力値から日本での降水特性の変動を捉えること を目指した。昨年までの研究(若松ほか, 2015、大 塩ほか, 2016)では、6月の九州地方に着目し、 850hPa水蒸気フラックスを用いることにより RCP4.5シナリオにおける将来の極端現象の傾向を 示した。今回は RCP8.5シナリオの結果を中心に示 す。

#### 2. 使用したデータ

日降水量観測値として九州付近の地上気象観測点 のデータを用いた。現在気候における循環場の日別 値には JRA-55、将来気候においては CMIP5 (RCP4.5 および RCP8.5 シナリオ)を用いた。

#### 3. 解析手法

Chu and Yu (2010) での方法を参考に、特異値 分解解析により統計的ダウンスケーリングを行った。 訓練期間の 1981~2000 年における JRA-55 の 850hPa 水蒸気フラックス(予測要素)と日降水量 観測値(被予測要素)との統計的関係を求め、この 関係を CMIP5 の予測に適用し、2080~2099 年にお ける日降水量を推定する。

#### 4. 結果

CMIP5 (RCP8.5 シナリオ) による 850hPa 水蒸 気フラックスの将来変化予測から、九州付近の 6 月 の地上気象観測点の日降水量について統計的ダウン スケーリングを実施した結果を図 1 に示す。ほとん どのモデルにおいて、極端に降る日数と極端に降ら ない日数が増加しているが、この傾向は RCP4.5 の 結果と同じ傾向であり、その程度は多くのモデルに おいて RCP8.5 の方が極端であった。今後はメカニ ズムの解析等を実施する予定である。

#### 5. 謝辞

本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合 推進費(2-1503)により実施された。

#### 6. 参考文献

- 気象庁, 2015: 異常気象レポート 2014.
- 若松ほか,2015:日本気象学会秋季予稿集,108,392
- 大塩ほか, 2016:日本気象学会秋季予稿集, 110, 522
- Chu J.L. and P.S. Yu, 2010: A study of the impact of climate change on local precipitation using statistical downscaling. J. Geophys. Res., 115, D10105.
- Taylor K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93, 485-498.
- Wilby R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, L.O. Mearns, 2014: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis, 27 pp.





#### 図 1 CMIP5 モデルごとの地上気象観測点地域平均日降水量統 計的ダウンスケーリング値の分位数-分位数(Q-Q) プロット (RCP8.5)

横軸:現在気候(1981~2000年)、縦軸: RCP8.5 シナリオの 将来気候(2080~2099年)。CMIP5モデルの850hPa水蒸気フ ラックス日別値から統計的ダウンスケーリングによって予測し た。ここでの日降水量は標準化されており、6月の結果を示して いる。 阿部 学 (JAMSTEC) · 野沢 徹 (岡大院自然)

#### はじめに

近年顕在化している北極海の海氷の急激な減少はアル ベドを減少させるほかに、雲量を増加させるといわれ ている。また、この雲量増加によって生じるフィード バックが北極域の温暖化増幅過程に重要な役割を果た していることが指摘されている。このようなことから、 北極海の海氷減少による雲量や雲放射強制力の変化量 の再現性は地球温暖化における北極域への影響の理解 や予測にとって重要である。

本研究では、CMIP5 に参加した複数の気候・地球シス テムモデルに関して、北極海の海氷変化による雲量や 雲放射強制力の変化量とその不確定性の幅について調 べる。また、将来予測における北極海氷の減少による 雲量や雲放射強制力の変化に関して、将来変化量と再 現性に関するモデル間の関係を明らかにする。

## データ

本研究では、雲量や放射量データの利用が可能であった、CMIP5 に参加した 24 の気候モデル・地球システムモデルの歴史実験と将来予測実験(RCP4.5)の月平均データを解析する。実験では、自然要因(太陽活動の変動や火山噴火)と、温室効果ガスやエアロゾルなどの人為的な気候変動要因を境界条件として与えている。解析では、すべてのモデルのデータについて、水平解像度を 2°×2°に変換して、統計処理を行った。また、すべてのモデルで、1つ目のアンサンブルメンバーのみを選択し解析を行った。

### 結果

気候モデル・地球システムモデルによる歴史実験の 1976-2005年の期間における、各月における海氷の経 年変化に伴う雲量と雲放射強制力の変化量について調 べた。図1に4月、図2に10月のマルチモデル平均 の結果を示す。図の横軸は海氷密接度の1976-2005年 の平均値、縦軸は海氷密接度の平均からの偏差を示す。 両者について、それぞれ10%の間隔幅で北極海のグリ ッドデータをサンプリングし、その平均値と平均値に 関するモデル間の標準偏差を示している。

経年変動において、海氷減少によって雲量が10%くら いまで増加する傾向にある(図1a,図2a)。また、海 氷減少量が大きいほど、雲量の増加量も大きい。逆に、 海氷が増加する場合は雲量が減少する傾向にある。し かし、雲量の増加に関するモデル間の不確定性が大き い。

4 月の地表面下向き短波放射の雲放射強制力は負であ り、短波入射量が雲によって弱められる。雲量増加に 対応し、大きいところではマルチモデル平均で約15W m²負の雲放射強制力が強まる傾向にある。また、海氷 減少量が大きいほど、雲放射強制力の変化量が大きい 傾向にある(図 1c)。

10 月の地表面下向き長波放射の雲放射強制力は正で あり、長波放射量を増加させる。海氷減少に伴う雲の 増加によって、雲放射強制力は~10 W m² くらい強め られ、海面を加熱する方向に作用する傾向にある(図 2c)。

しかし、雲放射強制力の関する標準偏差もマルチモデ ル平均値に近く、モデル間の不確定性が大きい(図 1d &図 2d)。



図 1:1976-2005 年の4月における北極海の海氷変化に伴う雲量変化量と地表 面下向き短波放射量に関する雲放射強制力の変化量。a&c)マルチモデル平均 値、b&d)各モデルの平均値に関する標準偏差。横軸は海氷密接度の 1976-2005 年の平均値、縦軸は海氷密接度の平均から偏差を示す。



図 2:図1と同様。ただし、10月の雲量と地表面下向き長波放射に関して。

## 将来の気象条件におけるリンゴ日焼け果のリスク * 眞崎良光,野尻幸宏(弘前大学)

## 1. はじめに

青森県をはじめとする東北地方や道南・本州内陸部 などでは、冷涼な気候をいかしてリンゴが栽培されて いる。気候の温暖化が、リンゴ果実に障害(着色不良 や日焼けなど)をもたらすことが指摘されており、リ ンゴ生産への影響が懸念される。リンゴ果実の日焼け は、果実成熟期の高温や日射により果面の壊死や褐変 を引き起こすもので、生果としての出荷が難しくなり、 商品価値の下落(加工用への転用や廃棄)を招く。本 研究では、将来の気象条件をもとにリンゴ果面が日焼 け障害を起こしうる温度になるか、シミュレーション 計算を試みた。気候変動によるリンゴ栽培へのリスク 評価の1事例として研究を進めている。

#### 2. 方法

リンゴ果面における熱収支を解くことで、リンゴの 果面温度を推定した。気象庁の地球温暖化予測情報第 8巻(気象庁,2013)の地上時別値データを用いて、現 在・将来気候下におけるリンゴ果面温度を計算した。 日本でリンゴ生産量が最も多い弘前市を例に解析した。 将来予測値にはバイアスが含まれるため、同じ月の同 じ時刻における観測データ(時別気候値)をもとにバ イアスを補正した。このとき、観測値として弘前のア メダス気象データを使用し、同地点で観測していない 要素(湿度、気圧、日射量)は青森地方気象台の観測 値を準用した。将来期間においても同様のバイアスが あるものと仮定し、バイアスを補正した。

実際のリンゴ樹における結実環境を考えると、果樹 園の樹木群落内に位置するリンゴ果面での風速は、見 通しの良い気象観測点の風速より小さいものと考えら れる。既に眞崎・野尻(2017)で報告した解析事例と同 様、本研究でも、予測された風速に対して単純に100%、 75%、50%、25%にした4種類の風速値を用いることにし た。

Schrader et al. (2001)の報告をもとに、果面温 度 52℃および 46℃を壊死および褐変リスクのある閾 値温度と設定し、計算した果面温度がこれを超えたと き、日焼け果発生のリスクありと判定した。リンゴ果 面のパラメータ等はEvans (2004), Li et al. (2014) 等を参考に、一部の値は更新した値を使用した。 今世紀末(2076-2096年)における7~9月の気温 上昇は、前世紀末(1980-2000年)に対して日中2~ 4℃程度、夜間で3~5℃程度上昇すると予測されて いる。日射量は盛夏に微減、相対湿度・風速はやや増 加すると見込まれた。

今回使用したパラメータセットで風速を 25%にした 解析事例において、7~9月に果面温度閾値 46°C (時 別値)を上回った事例数は、前世紀末 (1981-1999 年) に対し今世紀末 (2077-2095 年)では 43%増加した。8 月では 34%の増加、9月では 288%の増加となったが、 10月では日焼けの果面温度閾値を超える事例は確認 されなかった。同様に、果面温度閾値 52°C (時別値) を上回った事例数は、前世紀末の事例が少ない事情が あるものの、8月では 6倍強増加した。

早生種では、現在気候下において8月中旬から9月 下旬にかけて着色手入れや収穫を迎えるため、将来増 大する日焼け果のリスクの影響が最も強く現れるもの と考えられる。将来、栽培環境としての気温が上がる ため、その分果面温度も高めに推移することになり、 閾値温度を超える時間数が増えたものと考えられる。 また発生頻度のみならず、1日の中でも果面温度の高 い状態がより長時間にわたって維持される事例も見ら れた。そのため、将来の日焼け果発生のリスクが、頻 度・強度ともに増加すると示唆される。

熱収支に利用したリンゴに関するパラメータは、既 存発表に基づく値を利用したが、現在その検証を進め ており、モデル計算精度の向上を図りたい。実際の日 焼けは、風速(植栽密度、樹体における結実位置)や 日射(剪定や袋掛け)などの栽培条件によっても異な り、これらの影響を検討し、モデルの改善を図りたい。 これに基づき、温暖化適応策の検討を進めたい。

謝辞:気象庁気象研究所が開発した地域気候モデルに 基づく、気象庁「地球温暖化予測情報第8巻」のデー タを使用した。また、国家基幹技術「海洋地球観測探 査システム」:データ統合・解析システム(DIAS)、地球 環境情報統融合プログラム(DIAS-P)、並びに地球環境 情報プラットフォーム構築推進プログラムの枠組みの 下で収集・提供されたデータを使用した。本研究は、 弘前大学戦略1プロジェクトの支援を受けた。

結果と考察

ymasaki@hirosaki-u.ac.jp

## RRI モデルを適用した鬼怒川・小貝川における水位・流量・浸水域の気候変化影響評価

*阿部紫織(三井共同建設コンサルタント株式会社),中村要介(国立研究開発法人土木研究所 ICHARM), 若月泰孝(茨城大学理学部・海洋研究開発機構),佐山敬洋(京都大学防災研究所)

#### 1. はじめに

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)において, IPCC 第5次評価報告書が公表されており,人為的な気候変動の 理論はもはや疑う余地がない.この気候変動が河川の流況 や人間活動に及ぼす影響については,流域スケールでの影 響評価事例はまだ十分ではない.一方,気候変動との因果 関係は定かではないが,全国各地で浸水被害が発生してお り,2015年9月関東・東北豪雨による鬼怒川の堤防決壊 などは記憶に新しい.現在気候下での外水氾濫のリスクを 評価するだけでなく,将来気候下での浸水被害を定量的に 評価することは,気候変動への適応策としても水防災意識 社会の再構築の観点からも重要である.

#### 2. 目的

本研究では、利根川水系鬼怒川・小貝川を対象とし、 気候変動が河川の流況やその氾濫原に及ぼす影響を定量 的に評価することを目的とした.

#### 3.気候変動シナリオ

本研究では、CMIP・3、SRES・A1B シナリオに基づいた 21世紀末の気候場について、領域気象モデル(WRF)で予 測を行った結果を用いた.ここでの将来予測は、気候差分 ダウンスケーリング法(InDDAS)による計算結果のことで ある^[1].複数の全球気候モデル(GCM)から算定された平均 的な気候差分を用いて、最も起こりうる将来の気候場の予 測を領域気候モデル(RCM)実験で推定した.同様のモデル で現在気候の再現計算を行い、現在気候と将来気候の比較 を行った.

#### 4. RRI モデルの構築

気候変動を評価する水文モデルは、降雨を入力として河 道流量から洪水氾濫までを流域スケールで一体的に解析 できる降雨流出氾濫モデル(以下, RRIモデル^[2])とした. RRIモデルは降雨・流出プロセスと流出・氾濫プロセスを 同時に解析することが可能であり、複数河川からの同時氾 濫や内水・外水氾濫などの実態に近い複合型氾濫解析が実 現できるモデルである.

本検討において,気候変動評価を行うため堤防決壊は考 慮していない.

#### 5. 結果

気候変動による河川の流況や氾濫原に及ぼす影響を定 量的に評価するため,現在気候及び将来気候それぞれにつ いてシミュレーションを行った降雨データを RRI モデル のインプットとして氾濫計算を行った.本研究ではその解 析結果を用いて,①基準水位の超過頻度,②豊平低渇流量, ③氾濫による浸水域について評価した.なお,本研究にお けるシミュレーションの期間は 2007 年~2009 年の3年 間で,前年の11月1日~当該年の10月31日とした.こ の期間の年最大降水量の平均値の比較を行うと,鬼怒川・ 小貝川流域周辺領域では平均で10%増加することが示さ れた.

この結果,水位の観点から氾濫危険水位の超過が最大で 2倍増加し,流量の観点からは平水~渇水流量は減少傾向 にあり,浸水リスクが増加傾向にあることが示唆された. さらに,浸水区域が10~40%増加し,地域の水害リスク が高まることが示された.

定量的な評価については、今後実験年数を増やすことや、 降水量バイアス補正を施すことによって再検討していく 予定である.



図 1 浸水区域の増減(2008年の比較)

#### 謝辞

本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)「超 高解像度ダウンスケーリング技術の開発」の支援を受けた.

#### 参考文献

- [1]若月泰孝, 原政之, 藤田実季子, 馬燮銚, 井上忠雄, 木村富士 男, 小池俊雄, 気候差分ダウンスケーリング法による関東・中 部山岳域の確率論的気候変化予測, 土木学会論文集 B1(水工 学), Vol.72, No.4, I_55-I_60, 2016.
- [2]佐山敬洋, 岩見洋一:降雨流出氾濫(RRI)モデルの開発と応用, 土木技術資料 56-6, pp1-4, 2014.

## 気候--社会経済システムフィードバックを考慮した温暖化予測に向けて

*立入 郁¹, 松本健一^{1,2}

## 1海洋研究開発機構、2長崎大学

### はじめに

文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」 は今年度から5年間の予定で行われる気候モデルの開 発・応用を含む研究プログラムであり、その中でテー マBは「炭素循環・気候感度・ティッピング・エレメ ント等の解明」を目的としている。テーマBは「課題 i: ESMの開発・地球システム解析」と「課題ii: 地球-人間システム相互作用」の2課題からなり、筆者らは、 テーマiiの中の2つのサブ課題の一つii-a「地球-社会 経済システムオロ互作用」担当者として、気候-社会経 済システムフィードバックを考慮した温暖化予測を目 指す。ここでは、このサブ課題の目的・計画を紹介す る。

## 背景と目的

近年の研究より、社会経済システムの中の温室効果ガ ス排出量に影響を与えうる要素(穀物生産性、労働生 産性など)が気候変動から無視できない影響を受ける ことが示された(Burke et al., 2015)。また、気候変動 が人為炭素排出に与えるフィードバックは自然システ ムの気候一炭素循環フィードバックに匹敵する大きさ を持つという研究例もある(Woodard, et al., 2016)。

このことから、従来のような「社会経済モデルで排 出量・濃度シナリオを作成し、それを気候モデルに入 力して結果を得る」という一方向の情報のやりとりで は考慮されない部分(気候から社会経済へのフィード バック)の重要性が、これまで考えられてきた以上に 大きいということがわかってきた。

そこで本研究では、地球システムモデル(ESM)と 統合評価モデル(IAM)を間歇的に結合するシステム を構築し、気候(一炭素循環)システムから社会経済 システムへのフィードバックを含める形で、気候(一 炭素循環)システムと社会経済システムの相互作用を 考慮に入れた将来予測を行うことを試みる。

#### 手法・計画

本課題では、気候変動リスク情報創生プログラム (2012-2016 年度)テーマ B サブ課題 i-b「安定化目 標値設定に向けた社会経済シナリオに関する検討・情 報収集」で得た経験・知見を活かし、気候一炭素循環 システムと社会経済システムの相互作用を対象として 研究を行う。

実施期間の前半では、まず、気候―炭素循環システムと社会経済システムの相互作用や、気候―炭素循環システムから社会経済システムへのフィードバック

(農牧業生産性への影響、気温上昇による労働効率の 低下など)について、既存の知見を整理する。次に、 土地利用と非 CO₂ 温室効果ガス・エアロゾル排出に注 目し、それらを決めるプロセスやその影響に注目した 解析を、ESM や IAM などを用いて行う。土地利用では 農牧林業を解析対象とし、その影響としては炭素収支 への影響、反射率への影響などを解析対象として想定 している。非 CO₂ 温室効果ガス・エアロゾルについて は、社会経済シナリオと排出量変化との関係やその気 候への影響を解析対象とする。これらの作業により、 気候一炭素循環システムと社会経済システムの相互作 用が総括され、ESM-IAM の間歇的結合の作業リストと その工程表が完成する。

後半では、まず、先に作成した作業リスト・工程表 に従い、ESM と IAM を間歇的 に結合(5~10年おき を想定)するシステムを構築する。地域レベルで計算 された IAM の土地利用変化を気候モデルへ入力する際 にはグリッドへの変換が必要になるため、土地利用ダ ウンスケーリングツールを導入する。次に、構築され た結合システムを用いて、気候・炭素循環一社会経済 系の相互作用に関する解析を行い、削減目標設定や経 路の見直しの評価、目標実現への政策評価、不確実性 の評価などの貢献を行う。

#### 引用文献

- Burke, M., Hsiang, S. M., & Miguel, E. (2015). Global non-linear effect of temperature on economic production. Nature, 527(7577), 235-239.
- Woodard, D., Fu, W., Davis, S. J., Randerson, J. T. (2016) Comparing natural and economic carbon cycle feedbacks, AGU Fall meeting, GC31F-1156.
# 2010年夏の熱帯大西洋 SST のアジアモンスーンへの影響

*齊藤 直彬¹·高谷 祐平¹·今田 由紀子¹·高槻 靖¹(1:気象研究所)

## はじめに

大西洋 SST は顕著な長期上昇トレンドを示しており、 そのモンスーンへの影響が注目されている。また、年々ス ケールにおいても、大西洋 SST は当該域の対流を励起し、 その大規模循環の遠隔応答を通じて、直接的および間接的 にインドモンスーンを変調する。したがって、大西洋 SST はアジアモンスーンの予測可能性のソースであると期待 される。よって、太平洋に加え、大西洋のアジアモンスー ンへの影響を理解することが重要である。

過去30年において大西洋SSTは顕著に昇温しているが、 2010年は高いSST 偏差が特に顕著であり、標準偏差の3 倍を越えるような偏差がみられた。したがって、2010年 は2009/2010年のエルニーニョ現象に加え、その影響も 受けた大西洋の高いSST もアジアモンスーンに影響を与 えていたと期待される。安田ほか(2012)は当時の気象 庁現業季節予報システムを用いて、2010年夏の日本の猛 暑に対する熱帯大西洋及び熱帯インド洋、熱帯太平洋の SST 偏差の影響を調べ、熱帯大西洋のSST の影響が大き かったことを指摘した。本研究では、大西洋SST がイン ドー北西太平洋モンスーンに及ぼす影響について、2015 年に更新された最新の気象庁現業季節予報システムを用 いたモデル実験により調べる。

#### 実験方法

本調査では、2010年の夏季事例について、熱帯大西洋 のSSTを平年値に緩和した感度実験を行い、インドー北 西太平洋モンスーンへの影響を調べた。用いたモデルは気 象庁現業季節予測システム JMA/MRI-CPS2 である。2010 年4月11日・26日を初期値とした計10メンバーの予測 実験を行った(以下 CTRL 実験とする)。また、熱帯大西 洋(70W-25E、25S・25N)のSSTを、ハインドキャスト (1981~2010年)の同一初期日のモデルSST平年値に 緩和した感度実験(10メンバー)も行った(以下 TATL 実験とする)。

#### 結果

CTRL 実験の結果から TATL 実験の結果を差し引き、 熱帯大西洋の高い SST に対する応答を調べる。

図1(上)は上部対流圏の層厚(Z200-Z500)の応答 を示す。熱帯大西洋の高いSSTは、熱帯域の対流圏を広 く昇温させ、特に北米大陸やアフリカ大陸南部などの上空 で強い昇温が見られる。また、インド洋周辺では、熱帯域 対流圏の昇温によって対流圏気温の南北コントラストが 小さくなり、インドモンスーンを弱めるように働いていた ことが分かる。さらに、インド一太平洋キャパシター



図1 CTRL 実験とTATL 実験の差。(上)上部対流圏の 層厚(Z200-Z500;等値線:平年偏差、陰影:規格化偏 差)および水平風の鉛直シア(850hPa-200hPa;矢印)、 (下)24時間降水量(等値線:平年偏差、陰影:規格化 偏差)および下層風(850hPa;矢印)。2010年6~8月 の3ヶ月平均。

(IPOC)モード(Xie et al. 2016)に特徴的なインド洋から西 部熱帯太平洋に伸びる偏差パターンが見られ、IPOC モー ドに対する熱帯大西洋のSSTの寄与が示唆される。

SST および図1(下)の24時間降水量の応答を見ると、 熱帯インド洋から西部熱帯太平洋にかけて正のSST 偏差 が広がり、インド洋で降水が増加していることが分かる。

海面気圧や 850hPa の流線関数の応答を見ると、北西太 平洋やフィリピン東方への太平洋高気圧の張り出しに、熱 帯大西洋 SST が寄与していたことが分かる。これらの結 果は、安田(2012)と概ね整合的であった。よって、エ ルニーニョ現象時の大西洋 SST の昇温は、翌年のインド 一北西太平洋モンスーンの応答を強化することが分かっ た。

#### 参考文献

安田ほか 2012: 大気海洋結合モデルを用いた季節予 測実験 --2010 年猛暑に対する大西洋海面水温偏差の影 響--,気象研究ノート,225 号,第11章.

Xie et al. 2016 : Indo-western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review, Adv. Atmos. Sci. 33, 4, 411-432.

## 北半球秋季における太平洋域のテレコネクションと南北両半球のパターン間の関係

*山口颯太1、本田明治2、浮田甚郎2、立花義裕3、小松謙介3、中村哲4、山崎孝治4

1新潟大院、2新潟大、3三重大、4北海道大

#### <u>1. はじめに</u>

現在まで気候システムにおいて北半球と南半球の 間の関係について行われている研究は数少ない。立 花ら(2016 雪氷研究大会)では 10 月において南極 振動指数に対して、北極振動のシグナルが統計的に 有意に見られることを示し、山口(2016 卒論)では 夏季の北太平洋域での海面気圧の変動に対し、南太 平洋域に有意な海面気圧の変動が見られることを示 しており、これらは両半球にまたがる関係性がある ことを示唆した。

そこで本研究では北半球秋季である太平洋域に着 目し、南北両半球間にどのような関係が存在するの かを明らかにすることを目的としている。

#### 2. 使用データ・解析手法

大気再解析データとして気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) (Kobayashi et al., 2015) 、海面水温データと して HadISST1 (Rayner et al., 2003) を用いた。解析期 間は 1979 年~2015 年の月平均データである。

解析手法として、Wallace and Gutzler (1981) のテレ コネクティビティー (Teleconnectivity) を用いた。こ れはある地点の変動に対し、一点相関係数を計算し、 最も強い負相関持つ地点の値の絶対値を求めてある 地点の値とし、これを解析範囲内すべての地点で行 ったもので、式は

### $T_i = |(r_{ij})$ minimum for all j |

で表せられる。値の大きい地点では範囲内で強い負の相関を持つ地点があることを示し、一点相関図を用いて、相手の地点を調べることでテレコネクションパターンを理解することができる。今回の解析では 500hPa 面のジオポテンシャル高度で、太平洋域である東経 100 度~西経 40 度、南極~北極の範囲で行った。

#### 3. 結果・考察

以後、両半球間の関係が明瞭に確認できた10月に 着目していく。図1は10月の太平洋域のテレコネク ティビティーに100を掛けた結果を示したものであ る。両半球で80を超える強いパターンが見られ、北 半球のパターンをPattern-N、南半球のパターンを Pattern-Sとした。パターンの作用点である地点のデ ータを用いて、2つのパターンの index を作成したと ころ、両半球のパターン間には相関係数0.58 で正相 関が見られた。(図2)このことから北半球秋季(南 半球春季)にそれぞれの半球で強く見られるパター ン同士において関係があることが示唆された。

パターン同士の関係の要因は何か。立花らの結果 では北半球と南半球を繋ぐ要因として南極の極渦の 変動による影響が示唆されたため、南極域の東西平 均気温の変動(Polar-zonal-Tva)を確認すると、各々の パターンに対して対流圏中層~成層圏下層で Polarzonal-Tva が見られ、南極域での気温変動による影響 が示唆された。また太平洋域の海面水温の変動は両 半球の気候システムに大きな影響を与えると考えら れるため、海面水温を確認すると各々のパターンに 対し、赤道東太平洋域での海面水温の変動が見られ、 ENSOとの関係が示唆された。

それぞれの影響の程度と独立性を考えるため Pattern-N と Pattern-S の偏相関係数と Polar-zonal-Tva と NINO3.4 の相関係数を用いて考察した。Polarzonal-Tva の影響を除いた偏相関係数は 0.45 で、 NINO3.4 領域における海面水温の変動の影響を除い た偏相関係数は 0.49 であり、両者共に関係が弱くな ったものの有意な相関が見られた。一方で、Polarzonal-Tva と NINO3.4 の相関係数は 0.01 で、相関が 見られなかった。この結果から Pattern-N と Pattern-S の関係に対し、Polar-zonal-Tva と ENSO の影響は独 立的に作用し、同程度の影響を与えていることが示 唆された。

今後は南極域の成層圏下層付近の気温変動の要因 や、その気温変動が成層圏や対流圏の循環に与える 影響や東太平洋域の海面水温変動に伴う ENSO のパ ターンによる影響などから 2 つのパターンの関係性 についてさらに解析を行っていく。また両半球のパ ターン間の関係が立花ら(2016)の結果とどのように 関係しているかを考えていく。



図1:10月の太平洋域 500hPa 面ジオポテンシャル高度での Teleconnectivity×100(線は60以上に10ごと、色の領域は70、 80以上の領域)



## 春季日本付近の南北気温傾度に関する解析

#### *岡﨑晴菜(筑波大・地球科学専攻)・渡来靖(立正大・地球環境科学)

## <u>1. はじめに</u>

2010 年春(3,4,5月),日本列島は北側の寒気と南側 の暖気がともに平年に比べて強く,発達した低気圧が頻繁 に通過しやすい状態であったため平年よりも気温の変動 の大きい状態が続いた.気象庁(2010)はこの要因として 負の北極振動(Arctic Oscillation: AO)やエルニーニョ現 象の影響を指摘している.

日本の夏や冬の異常高温,異常低温については度々その 原因について研究されているが,春について着目されるこ とは少ない.本研究ではJRA-55長期再解析を使用して日 本周辺における春の気温傾度指標を作成してその長期変 化を調べるとともに,AOやエルニーニョ・南方振動(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)と日本の春の気温傾 度変動との関係性について解析する.

#### <u>2. 研究手法</u>

本研究で用いるデータは,JRA-55 の水平 1.25°格子等 圧面解析値の 850hPa 気温及び 850hPa ジオポテンシャ ル高度である.解析対象期間は 1958 年から 2015 年まで の 58 年間の春季(3,4,5月)とする.

日本付近の経度帯(125°~150°E 平均)における春の 850hPa 気温の平年値で南北傾度極大となる緯度

(33.75°N)を基準に、南北にそれぞれ 5~10 度の範囲(南 側領域は 18.75°~28.75°N, 125°~150°E, 北側領域は 38.75°~48.75°N, 125°~150°E)を設定し、気温傾度指標 は 3 か月平均 850hPa 気温平年偏差の各領域平均の差(南 側 - 北側)で定義する.

AO の指標としては、アメリカ海洋大気庁の公開する AO インデックスの月別値を利用する. ENSO の指標とし ては、気象庁が公開している NINO.3 海域における領域 平均海面水温平年偏差の月別値を用いる.気温傾度指標に 合わせ、それぞれの指標を3か月(3,4,5月)平均して 用いた.

#### 3. 結果及び考察

正規化した気温傾度指標を図 1 に示す. この経年変化 を見ると,長期の上昇・下降トレンドは見られないが,数 ~10年程度の周期の変動が卓越しており,2010年と同様 の強い気温傾度を示す年はおよそ 10年毎に出現している ことがわかった.正規化した気温傾度指標が+1.0より高 い年を高指数年(1960,69,79,80,84,88,99,2010, 13の計9年), -1.0より低い年を低指数年(1959,63, 67,68,72,75,90,98,2002,08,14,15の計12年) とし、高指数年から低指数年を引いた差のコンポジット図 を図2に示す.気温差(図2a)は日本付近で南に正、北 に負となっており、高指数時に南北気温傾度が強まる関係 を示す.日本付近の負領域は中央シベリアからアリューシ ャン南方にかけて広がっておりアリューシャン低気圧の 強弱と強く関係することが考えられる.日本付近と北米東 岸域で南北気温傾度に逆相関な傾向が見られるのは興味 深い.高度差(図2b)は北極海上空に有意な正領域を示 しており、高指数時に AO マイナスとなる傾向を示唆す る.

日本付近の春の南北気温傾度に対する遠隔影響を調べ るため, AO と ENSO に対する相関をそれぞれ求めた. 気温傾度指標と AO インデックスとは-0.59 となり危険 率 5%で有意な相関を示したが, NINO.3 SST とは-0.22 で相関は弱かった.日本の春の南北気温傾度は, AO に関 連する北側寒気の強弱に主導されることが示唆される.



図1. 正規化した春の気温傾度指標の経年変化



図 2(a) 850hPa 気温場及び(b) 高度場における高指数年 -低指数年のコンポジット図 陰影は危険率 5%で有意な差を示す領域である.

#### 参考文献

気象庁,2010:平成22年(2010年)3月から4月にかけ ての日照不足と気温の変動について,気象庁報道発表資料.http://www.jma.go.jp/jma/press/1004/-23a/extrem e0042.pdf(2017年1月11日閲覧)

# 日本の降雪深の年々変動の長期変化とその要因

*安孫子悟¹・高橋 洋^{1.2} (1:首都大院・都市環境, 2:JAMSTEC)

#### <u>1. はじめに</u>

日本は冬季に雪が降り,特に日本海側の地域は世界有数 の豪雪地帯である.大気循環場が日本の降雪深に及ぼす影 響やメカニズムを知ることは冬季の雪の多寡の予測可能 性を上げることにおいて不可欠であるが,研究は少ない. 日本の降雪深と大気循環場の関係について,中井(2015) では,ラニーニャ現象発生時かつ AO 負偏差の冬は日本全 国で多雪であることを統計的に示した. Ueda et al. (2015)では,日本の降雪深に対する熱帯域の大気循環場 の影響について,ラニーニャ現象が日本海側の雪の増大を もたらす可能性を示唆した.安中・花輪(2008)では,日本 の冬の気温変動パターンの大気循環場として、ENSO と 関連性がある西太平洋(WP)パターンと AO に類似したパ ターンの 2 パターンを示した.

日本海側の雪の年々変動を調べる上で,1980年代後半 を日本の冬季の気候の大きな遷移期である可能性を示唆 する研究がいくらかある.鈴木(2012)では1980年代後半 に北陸,山陰,新潟県平野部で年降雪深の減少側へのジャ ンプと全国的な冬季平均気温の上昇側へのジャンプを示 している.また,伊藤・上野(2016)では1980年代後半の 全国的な冬季昇温を示しており,それに伴う気圧配置型の 変化を指摘した.そこで,本研究では特に1980年代後半 の気候ジャンプに着目し日本の各地域の降雪深の年々変 動に対する熱帯域及び極域の大気循環場の影響やその長 期変化を調べる.

#### 2. 使用データと解析手法

降雪深の長期変動を調べるために、気象庁の気象官署の データを用いる. 年累積降雪深として 11 月から 3 月まで の月別累積降雪深を積算した. 対象期間は, 気象官署のデ ータが使用できる 1961 年~2015 年とした. 累積降雪深 には, 中井(2015)を参考に指数化した. また, 多雪や少雪 をもたらす大気循環場を把握するため, JRA-55 再解析デ ータを使用した.

累積降雪深の年々変動の地域的な特徴を捉えるため,各 地点の累積降雪深指数を説明変数にクラスター分析を行 った.その結果,各クラスターは地域ごとにまとまって分 布し,それぞれ北海道,日本海側,東日本太平洋側,西日 本に区分された.

次に,各地域で多雪だった年の大気循環場の傾向を調べ るため,地域別に平均累積降雪深指数を求め,多雪年,少 雪年を定義し,大気循環場や海面水温のコンポジット解析 を行い,偏差を調べた.また,期間を前半と後半に分け, 鈴木(2012)で言及している 1980 年代後半の年降雪深ジャ ンプ以前と以後での多雪年の大気循環場や海面水温の違いを調べた.

#### 3. 解析結果

期間を分けずに全期間でコンポジット解析を行った結 果,全地域で多雪年にはシベリア高気圧やアリューシャン 低気圧の強化がみられた.また,北極域の高圧偏差と中緯 度域の低圧偏差がみられ,AO負偏差と多雪の関連が示唆 された.さらに、日本海側や西日本の多雪年には中国南部 の低温偏差や高圧偏差,日本周辺の高圧偏差がみられた.

次に期間を前半と後半に分けてコンポジット解析を行った結果,すべての地域で前半に比べ後半に多雪年のAO 負偏差の強化がみられた.また,北海道や日本海側,西日 本では前半は多雪年にアリューシャン付近に海面気圧負 偏差域の中心がある一方,後半では負偏差域は日本周辺に あった(図1).また,日本海側や西日本で前半に比べ後半 に多雪年のラニーニャ現象の強化がみられた.

実際に,期間を前半と後半に分けることによって,1980 年代後半を境に多雪をもたらす大気循環場に違いがみら れた.今後は,そのような違いがみられた原因やそのメカ ニズムについて考察を進める予定である.



図 1 日本海側の後半の多雪年における海面更正気圧の偏 差(シェードは地上気温の偏差を表す. 有意水準 10%で有 意な差が見られた場合はハッチングを施している. 有意水 準 5%で有意な差が見られる場合はメッシュを施してい る.)

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP16K16349 の助成を受けたもの です.

## 空間解像度によって異なる山岳降水の再現が地上気温に及ぼす影響

*杉本志織¹、伊東瑠衣²、大楽浩司²、川瀬宏明³、佐々木秀孝³、藤田実季子¹、渡辺真吾¹、 岡田靖子¹、川添祥¹、山崎剛⁴、佐々井崇博⁴(1 JAMSTEC; 2 防災科研; 3 気象研; 4 東北大)

## 1. はじめに

日最高・最低気温は、暑熱環境や農業など多方 面で着目されることがあるが、数十kmスケール の空間分解能をもつ数値実験では、そもそも地域 気候の日変化を議論することが極めて難しい。ま た、特に山岳域では、複雑地形に応じた降水特 性・分布の再現が空間解像度に大きく左右される。 降水過程は雲形成を介して放射収支に、地表面の 乾湿を介して熱収支に影響を及ぼすため、空間解 像度による降水過程の再現性の違いは地上気温 にも影響を及ぼすと考えられる。

そこで本研究では、日本を対象として空間解像 度の異なる数値実験を実施し、地上気温の再現に 対する高解像度数値実験の有効性について明ら かする。1981~2010年の30年間のうち、降水過 程に対する総観規模擾乱の影響が小さいと考え られる8月を対象とする。

## 2. 数值実験設定

気象研究所非静力地域気候モデル(NHRCM) を用いた。初期・境界値はJRA-55から作成し、 各年7月24日00Zから翌年8月31日00Zまで を一連で計算した。物理過程の設定はd4PDFデ ータの力学ダウンスケーリングと同様である (Mizuta et al. 2017, BAMS)。まずJRA-55から 20km 格子にダウンスケーリングを行った後 (20km 実験)、5km 格子に1-wayネスティング した(5km 実験)。5km実験では、20km実験で解 像できない中部山岳域の尾根や谷が表現されて いる(図1)。降水に関わる指標として、日降水 量が1mm day⁻¹未満の日を無降水日と定義し、 のべ無降水日数及び連続最大無降水日数の指標

を用いた。のべ・連続最大無降水日数の再現性を 検証するために、APHRODITE の日降水量デー タを用いた。

# 3. 空間解像度による無降水日数および地上気 温の差異

5km実験にて再現されたのべ・連続最大無降水日数の空間分布は、共にAPHRODITEのそれらとよく一致した。20kmおよび5km実験の結

果を比較すると、特に中部山岳域において差異が 明瞭であった(図1)。5km実験で再現される無降 水日数は、20km実験と比較して、中部山岳域で少 なく、山岳周辺で多い。一方、5kmおよび20km実 験で再現された月平均降水量は両者ともに山岳 の太平洋側斜面で多く、再現性に大きな差異は見 られなかった(図略)。このことから、無降水日 数は複雑地形上における降水過程の再現性を評 価できる一つの重要な指標であることが示唆さ れた。

中部山岳域で空間平均したのべ・連続最大無降 水日数は、年々変動においても空間解像度による 再現性の向上が認められた。そこで、20km実験に おける連続最大無降水日数の誤差が大きい年を 数年選び、地上気温、上・下向き短長波放射およ び地表面における顕熱潜熱フラックスの空間分 布をそれぞれ合成し、気候値からの差を算出した。 5km実験では、20km実験と比較して連続最大無降 水日数の過大評価が抑制されることで、特に下向 き短波放射および正味放射量が減少した。地表面 のボーエン比に大きな違いは見られず、両者とも に減少した。これらの差異により、5km実験にお ける日最高気温は 20 km実験よりも 0.3~0.4 度低 下した一方、夜間の上・下向き長波放射の変化が 日最低気温を 0.2~0.3 度上昇させた。このように、 山岳域での雲・降水過程の再現性が、主に放射過 程を介して、地上気温の再現性に影響を及ぼすこ とが示唆された。



図 1.5km実験および 20km実験で算出された8月 におけるのべ無降水日数。細実線は 500m 間隔で 標高を表す。

謝辞:本研究は、文部科学省の気候変動適応技術社会実装プログ ラム (SI-CAT)の支援で実施された。計算には防災科学研究所 の防災情報システムを用いた。

# カリ長石における鉱物学的特性と氷晶核能との関連性

*田所 耕平¹、岩田 歩¹、伊藤 康平²、水上 知行³、松木 篤⁴ (¹金沢大学 自然科学研究科、²名古屋大学 環境学研究科、³金沢大学 自然システム学系、⁴金沢大学 環日本海域環境研究センター)

#### 1. はじめに

大気中において、純水の液滴は 0℃以下でも すぐには自発凍結せず、マイナス 37℃程度まで は過冷却水摘として存在する。しかし、実際に は氷晶核と呼ばれるエアロゾル粒子の働きを 受けて氷晶が形成される。様々なエアロゾル粒 子が氷晶核として働いているが、特に鉱物ダス トが氷晶形成において支配的だと報告されて いる(Murray et al. 2012)。しかし、なぜ鉱物ダ ストが氷晶核として高い活性を持つのかの原 因に関してはまだ明らかとなっていない。

近年、鉱物ダストの中でも長石類が特に高い 活性を持つこと、そしてその中でもKに富むカ リ長石が高い氷晶核能を持つことが示唆され た(Atkinson et al. 2013)。しかし、長石類の 中で氷晶核能に差がある原因、さらにカリ長石 が高い氷晶核能を有する要因については未だ 完全には明らかにはされていない。そこで本研 究では長石類の氷晶核能の差に焦点を当てそ の要因の特定を目的として、鉱物試料を用いた 凍結実験を行った。

## 2. 手法

本研究ではコールドフロート法と呼ばれる手 法を用いた。メノウすり鉢を用いて作成した鉱 物の粉末試料とイオン交換水との懸濁液を、ア ルミブロックにセットした 48 個のマイクロチ ューブに入れ、1K/min の速度で冷却した。一 試料につき実験を三回ずつ行い、平均値を算出 した。

## 3. 結果

複数の長石類について凍結実験を行った結 果、陽イオン(K, Na, Ca)が様々な割合で混在し ている種と比べ、一つの陽イオンの割合が高い 種の方が高い活性を示す傾向にあった。また、 三種の陽イオンの中でも K に富むカリ長石類 が Na や Ca に富む長石類よりも活性が高い傾向が見られた。結果として、長石類全体の中では K に富む長石類に属し秩序性が高い Microcline が最も高い活性を示した。これらの 結果から、長石が持つ(1)陽イオン種、(2)端 成分か固溶体か、(3)秩序性の有無の3つの鉱 物学的な要因が氷晶核能と関連する可能性を 指摘した(図 1)。

特に秩序性に関しては、カリ長石の結晶面の 違いによって凍結能力に差があることが示唆 されており(Kiselev et al. 2016)、結晶面に現 れる原子配置等といった、鉱物の結晶構造に起 因していると考えらえられる。

鉱物名	温度 (T50)	陽イオン(Kを多く 含んでいるか)	端組成	秩序性
Microcline	-8.5	О	0	0
Albite	-11.5	×	Ο	Ο
Orthoclase	-12.7	Ο	Ο	$\Delta$
Anorthite	-13.5	×	Ο	Ο
Sanidine	-14.8	0	$\triangle$	×
Oligoclase	-18.2	×	×	-
Andesine	-18.2	×	×	-
Labradorite	-18.2	×	×	×
Bytownite	-19.4	×	×	×

図 1. 長石類における氷晶核能(凍結温度)と鉱物 学的特性の比較。T₅₀は用いた各試料の半数が凍 結した時の温度。

## References

Murray et al., Chem. Soc. Rev .,41, 6519–6554(2012) Atkinson et al., Nature 498, 355–358(2013).

Kiselev et al., Science 10. 1126(2016).

# 指数関数で近似された疑似多方大気において 宇宙とのエントロピー交換を最小にする気温減率

## *中川清隆·渡来 靖(立正大·地球環境科学)

#### I. はじめに

気温減率  $\gamma$  が何故 6.5K/km になるのか説明できない Manabe and Strickler (1964) による放射対流平衡モデルに代わる理 論として,木村(2017) は,約2.8 mm/s で断熱下降する気流が 放射冷却される「潜熱型対流による気温減率」を提唱し,気温 減率  $\gamma$  が最初に決まり次のステップで気温  $T_0$  が決まると主 張した.本研究は,両者とは異なる観点から,宇宙とのエント ロピー交換を最小にする気温減率  $\gamma$  について検討する.

#### Ⅱ. 宇宙とのエントロピー交換を最小にする気温減率

Brutsaert(1975)は、放射伝達方程式に、指数関数で近似表示された気圧p、気温T、水蒸気密度p...の鉛直プロファイル

$$p = p_0 e^{-\frac{\beta}{R\tau_0} z}, \quad T = T_0 e^{-\frac{\gamma}{\tau_0} z}, \quad \rho_w = \frac{622e_0}{R\tau_0} e^{-\left(5.8 \times 10^3 \frac{\gamma}{\tau_0^2} - \frac{\gamma}{\tau_0} + 0.055\right) z}$$

および近似散光射出関数  $\epsilon(u) = Au^m$  を適用して, Brutsaert の式と呼ばれる地表面下向長波放射の式を解析的に導いた;

$$R_0^{\downarrow} = \sigma T_0^{-4} mA \left(\frac{622e_0}{k_2 R T_0}\right)^m B \left(\frac{k_1}{k_2}, m\right)^m$$

ここで,  $k_2 = \frac{g}{RT_0} + 5.8 \times 10^3 \frac{\gamma}{T_0^2} - \frac{\gamma}{T_0} + 0.055, \ k_1 = \frac{4\gamma}{T_0} + k_2$ , g:重力加速度, R:気体定数, B $\left(\frac{k_1}{k_2}, m\right)$ :ベータ関数である.

この方法を上向放射に適用すると地球出放射 R_m[↑] は

$$R_{\infty}^{\ \dagger} = \sigma T_0^{\ 4} \left\{ 1 - \frac{1}{1 + \frac{T_0}{4\gamma} m k_2} A \left( \frac{622e_0}{k_2 R T_0} \right)^m \right\}$$

となり、地球-大気系が宇宙へ放出するエントロピーは

$$\frac{{R_{\infty}}^{\dagger}}{{T_{\rm{e}}}^{\dagger}} = \sigma {T_0}^3 \left\{ {1 - \frac{1}{{1 + \frac{{T_0}}{{3\gamma }}{k_2}m}}A\left( {\frac{{622{e_0}}}{{{k_2}R{T_0}}}} \right)^m} \right\}$$

と表される.地球-大気系と宇宙のエントロピー交換を最小に

する気温減率 
$$\gamma$$
 は、 $\frac{\partial}{\partial \gamma} \left\{ 1 - \frac{1}{1 + \frac{T_0}{3\gamma k_2 m}} A \left( \frac{622 e_0}{k_2 R T_0} \right)^m \right\} = 0$ 即ち  
 $\frac{1}{3\gamma^2} \left( \frac{g}{R} + 0.055 T_0 \right) - \left\{ \left( \frac{g}{R} + 5.8 \times 10^3 \frac{\gamma}{T_0} - \gamma + 0.055 T_0 \right)^{-1} + \frac{m}{3\gamma} \right\} \left( 5.8 \times 10^3 \frac{1}{T_0} - 1 \right) = 0$   
を満足せねばならない、従って、2つのグラフ  
 $\gamma_1 = \frac{1}{2\gamma} \left( \frac{g}{2} + 0.055 T_0 \right)$ 

$$y_{2} = \left\{ \left(\frac{g}{R} + 5.8 \times 10^{3} \frac{\gamma}{T_{0}} - \gamma + 0.055T_{0}\right)^{-1} + \frac{m}{3\gamma} \right\} \left( 5.8 \times 10^{3} \frac{1}{T_{0}} - 1 \frac{1}{10} + \frac{1}{10} \frac{1}{10} \right)^{-1} + \frac{1}{10} \frac{1}{10} \frac{1}{10} + \frac{1}{10} \frac{1}{10} \frac{1}{10} + \frac{1}{10} \frac{1}{10} \frac{1}{10} + \frac{1}{10} \frac{1}{10} \frac{1}{10} \frac{1}{10} + \frac{1}{10} \frac{1}{10} \frac{1}{10} + \frac{1}{10} \frac{1}{10}$$

の交点のγ が求める気温減率の値である.

#### Ⅲ. 実際に出現する気温減率の値

上述の如く,宇宙とのエントロピー交換を最小にする気温減 率 γ は地上気温 T₀ と近似散光射出関数のパワー指数 m に 依存する.このうちの地上気温 T₀ は,地球-大気系の放射収支



図1  $y_1 \ge y_2$ の気温減率 $\gamma$ 依存性

が成り立つように自動的に決定出来るが、近似散光射出関数の パワー指数 m は実験定数であるので検討を要する.

Brutsaert(1975)は  $m = \frac{1}{7} = 0.143$  を提唱しているが、中川 (1979)は、Robinson(1947)のデータに基づいて、水蒸気の光 学的厚さが 0.1cm 以上の時は m = 0.090、それ未満の時には m = 0.154 とした. Brutsaert の式は Brunt の式や Swinbank の 式等とともに現場観測値と統計的に比較調査されることが多 いが、パワー指数 m の値を観測値から決定している論文は少 ない. その中で m = 0.30009 という値を報告しているイラク における AL-Lami *et al.* (2017)の観測結果が注目される.

そこで図1では、m = 0.300およびm = 0.090の場合について $y_1$ と $y_2$ の交点を求めた、地上気温は $T_0 = 288.15$  Kとしてある。図1より明らかに、地球出放射による宇宙とのエントロピー交換は気温減率  $\gamma$  依存性を有し、m = 0.300の場合は $\gamma = 9.24$  K/km で最小となる。

Paltridge(1975)が、気候要素の子午線分布は地球-大気系と 宇宙とのエントロピー交換を最小にするように決定されると 主張した際,地球-大気系が放出するエントロピーは、大気の 鉛直構造を無視して、地球出放射をその地点の放射輝度温度で 除したものとした.この流儀に従うならば、地球大気系が宇宙 へ放出するエントロピーは

$$\frac{{R_{\infty}}^{\dagger}}{{T_{\rm{e}}}^{\dagger}} = \sigma {T_0}^3 \left\{ {1 - \frac{1}{{1 + \frac{{T_0}}{{4\gamma }}{k_2}m}}A\left( {\frac{{622{e_0}}}{{k_2 R{T_0}}}} \right)^m} \right\}$$

に比例するものとして表されることになる. 図1には,  $3\gamma$  を  $4\gamma$  に置き換えた場合の  $y_1$  と  $y_2$  を破線で重ねて示してある.  $y_1$  と  $y_2$  ともに値が小さくなるが,  $y_1$  の低下が相対的に著し く, その結果, エントロピー交換を最小にする気温減率  $\gamma$  は 若干低下する傾向が伺える.

本研究が用いた気温プロファイル  $T = T_0 e^{-\frac{Y}{P_0}z}$  は疑似多方 大気と見做せ、対流圏中層・下層では標準大気とよく一致する が、圏界面付近で若干高温過ぎ成層圏上層で著しく低温過ぎる. この影響等に関する更なる検討が必要ではあるが、気温減率  $\gamma$ が 6.5K/km でほぼ一定になる理由として、Paltridge(1975)が 主張する「地球-大気系と宇宙のエントロピー交換を最小にす るため」という原理も否定できないと思料する.

# JRA-55CHS を境界条件に用いた NHM による大気応答その 4 下層雲と逆転層強度の変化

村崎万代*、釜堀弘隆、行本誠史、小林ちあき(気象研究所)

## <u>はじめに</u>

近年、日本周辺域における低気圧及び前線活動は 周辺の海面水温(SST)分布と密接に関係しているこ とが観測、モデルによる研究から明らかになりつつ ある。本研究では黒潮をある程度表現できる高解像 度SST(MGDSST:分解能約0.25°)を使って作成した 全球客観解析プロダクト(JRA-55CHS)を境界条件 として使用し、さらに高分解能なNHMをネスティン グすることにより、日本域の気候再現性への影響を 調査することを目的とする。前回は、梅雨前線の北 上による日本域の対流活動変化の境界値依存性につ いて調査した。今回は下層雲量と大気の安定度に着 目し、その境界条件依存性について報告する。

#### 実験の設定

実験期間:2001~2010年の6/1-7/31

計算:タイムスライス(18UTC初期値の30時間積 分で最初の6時間をスピンアップとし、その後の24 時間について解析)

モデル:JMA-NHM水平分解能5km

**CNTLrun (コントロールラン)**:側面、下部境界条件はJRA-55C(COBE-SST版)を使用。

**CHSrun (高分解能SSTラン)**:側面、下部境界条 件はJRA-55CHS(高解像度SST版)を使用。

#### 結果

図1はCHSrunによる2001年からの10年間の7 月の平均下層雲量を示している。海上では高緯度ほ ど雲量が大きく、特に北海道の東海上で比較的雲量 が大きい領域がある。これは観測や客観解析値のデ ータとの整合性がある(図省略)。図1のコンターは 地上気温の基準実験との差を示している。 CHSrun では、黒潮に伴うSST上昇に対応した地上気温の上 昇が見られる。また、日本列島に沿うように沿岸で 上昇していることがわかる。これらの変化の多くは SSTデータの高分解能化に起因するものと考えられ るが、それ以外にもSSTデータ作成方法の違いによ るものも考えられる。今後はそのような違いも含め て注意深く解析する必要がある。

図2は雲量の変化を表している。地上気温の変化 は黒潮領域と沿海州沿岸では正反対の傾向を示して いる(図1)にもかかわらず、下層雲はどちらも増加 しており、沿海州沖の方が増加が顕著に現れている。

下層雲の発生、維持には逆転層の強さが関連して いることが指摘されている(Wood&Bretherton 2006, Kawai et al. 2015, Koshiro et al. 2014). 図3はWoodの定義に従った逆転層の強度の指標 (EIS)の変化と下層雲量の変化の散布図である。2つ の変化量には強い正の相関(R=0.93)がある。今後、 境界条件の変化が大気境界層の安定度を通して雲量 や放射へどのような影響を及ぼすのかについて詳し く解析を進めていく予定である。 cll NHM5km (JRA55chs-run) JUL 2001-2010





cll NHM5km (chs-c run) JUL 2001-2010





NHM5km (chs-c run) JUL 2001-2010



図 3 7 月 10 年平均の EIS の差と下層雲量の差 (CHSrun-CNTLrun)。差が有意な点のみプロット。

# 衛星搭載ライダと雲レーダによって得られた 個数密度が少ない大粒子を含む雲の時空間分布

岩崎杉紀(防衛大)、岡本創(九大)、佐藤可織(九大)、片桐 秀一郎(九大)

## 1 はじめに

極域において、雲は放射収支に重要な役割を果たす ことが知られている。例えば、1年に及ぶ北極海の海氷 の上の観測キャンペーンのSHEBA (Uttal et al, 2002, BAMS) で水雲やmixed-phase cloud (水と氷の 両方含む雲) のように水を含む雲の長波放射は氷だけ の雲のものより3倍程度大きいことを示した (Shupe et al., 2003, JC)。

雲粒子の水・氷・それら両方の相の判別は、衛星搭 載ライダCALIOPによって鉛直・全球分布が分かるよう になった。これにより、例えば、過冷却の水雲は主に南氷 洋上で発生する、大陸には暖かい雨がほとんど降らない (Mulmenstadt et al., 2015, GRL)ことや、整列した 氷結晶は-10から-20度の範囲にあり、中高緯度の-10 度以下に過冷却の水雲がある(Yoshida et al., 2010, JGR) ことが示された。

極域のmixed-phase cloudには、過冷却水が数日に わたり氷と共存できることが観測事実として良く知ら れている。これ以外に興味深い特徴がGayet et al. (2009, ACP)で示された。彼らは、北極で雲の粒径分布 が測れるプローブを3台搭載した飛行機を用いて mixed-phase cloudの観測を行った。この雲全体にわ たって個数は少ないが大きな氷粒子(例えば、直径が 100μm以上で個数密度が0.5個/L)があることを示し た。古くはHughes (1960, MWR)に報告されている空港 のレーダのみにしか映らない(目に見えない)雲が報告 されている。これも個数密度が少ない大粒子でなければ 説明が出来ない。これらは関連した現象なのであろうか。 その成因はまだ分かっていない。

本研究は、個数密度が少ない大粒子の時空間分布を 導出し、それがmixed-phase cloud や過冷却の水雲と どのような関係があるか調べ、極域の気候に及ぼす影響 を調べることが目的である。

## 2 データ

雲の粒径分布は、九州大学応用力学研究所のA-Train解析プロダクト(以下、九大データ)を利用した。 これは、衛星搭載ライダCALIOPと雲レーダCloudSatが 同時に見えている信号をレイリー散乱と幾何光学近似 の散乱の違いを利用し粒径分布を導出している。

図1は、個数密度が1個/L以下で半径が50μm以上 の雲の出現頻度である。緯度経度1度ごとで月平均し た。粒径分布のしきい値は、Gayet et al. (2009)の観 測で示された事例に従った。60Nのユーラシア大陸の内 陸、南氷洋上、北太平洋、SPCZで出現頻度が高いように 見える。

九大データには、ライダ信号を用いた雲の相(水・ 氷・過冷却水・単純な形状の氷・雪などの結晶)の データもある。図示していないが、図1は単純な形状の 氷(水平オリエンテーションをしている氷・以下2D)の分布に似ている。

図1はCALIOPとCloudSatの両方が見えた時のデー タである。CALIOPの信号がノイズレベル(でも地表は見 える)で、CloudSatのみ信号が見える出現頻度分布を 描かせると、この分布が高緯度にずれ、南極大陸の縁辺 や北極海に出現するようになる(図示していない)。2D の粒径のリトリーバル誤差があるかもしれないが、いず れにしても個数密度が小さく大きな雲粒は高緯度に頻 度高く見られる傾向にある。高緯度ではエアロゾルの個 数密度が少ないことが関係しているかもしれない。

大会当日は、季節変化や他の雲相との関係、A-Train 観測の雲相・粒径分布のスナップショットとひまわり8 号の時間変化も報告したい。



図 1 半径 50 µ m 以上で1個/L 以下の雲粒を持つ雲 の出現確率。2007 年 1 月の平均。

#### 謝辞

本研究の一部は、九州大学応用力学研究所の共同利 用研究の助成を受けたものです。

# 地域情報を取り入れた防災教育の進め方

佐藤昇(大阪府教育センター)

## 1 はじめに

防災教育において、地域の災害履歴や教訓 等の災害情報や地域の自然環境、社会環境を 学習することは有益である。過去の被災デー タの比較を出発点にして、地域で予想される 災害を考える授業プログラム案を検討した。

#### 2 防災に関する学習

防災に関する学習内容として以下のような ことが必要であると考える。

①近年国内で発生した自然災害事例や地域で 起こった災害事例を学ぶ。

②地域の過去の自然災害について児童生徒が 地域の災害事例や地域の自然景観などについ て調べる活動を行う。

③地域で顕著な自然災害を中心に、それらの 自然災害をもたらす自然現象の特徴について 災害と絡めながら学ぶ。

④同じ自然現象が起こった場合でも、地形等によって自然災害の現れ方が異なることを学び、地域の地形の特徴とその成り立ちを学ぶ。あわせて地域の過去災害の詳細について学ぶ。
 ⑤行政機関から出されているハザードマップやその基となる地形図、地質図、古地図などから、地域で今後予想される自然災害を学ぶ。
 ⑥校区内の街歩きを実施し、自然災害の観点から改めて地域の社会・自然環境を見直す。
 ⑦学習成果を発表という形式でまとめる。

#### 3 授業プログラム案

上述の①から⑤の内容を網羅する授業プロ グラム案を検討した。水害や震災、雪害を例 にして、(1)2つ以上のケースの「被災データ」 を比較し、(2)提示された各種データからその 違いをもたらす災害を誘引する自然環境の違 いを学び、(3)自然環境等の考察から自らの地 域で起こりうる災害を検討することを目指す。

## 3.1 水害

水害の例として、2009年の7、8月の山口県防 府市と兵庫県佐用郡佐用町での豪雨による自然 災害の出現の仕方の違いに注目した。それぞれ の災害と地形・地質との関係をまとめたものが 表1である。(1)表1から流域での降雨量に関 しては、最大1時間降水量や4・5時間雨量を見 ると、両ケースともほぼ同じであるが、災害の 出現の仕方には違いがあることがわかる。防府 市では土石流(土砂)災害、佐用町では洪水災 害が顕著であったことがわかる。(2)地形図等 から防府市では佐波川の主流に多数の渓流が流 れ込んでおり、佐用町では蛇行する佐用川に多 数の中小河川が流入していることがわかる。こ のような河川(地形)の違いが災害の発生形態 の違いに現れたと考えられる。(3)このことを もとに児童生徒が住んでいる地域について、 地形の特徴を調べる。さらに地域の災害履歴 や行政から提示されているハザードマップ等 から自らの地域でどのような水害が発生する 可能性があるかを検討させる。

#### 表1 2つの気象災害の特徴 落合(2010)を改編

	防府市(2009.7.21.)	佐用町(2009.8.9.)
降水量 (気象庁)	最大1時間降水量73mm 5時間(7時-12時)で220mm 3日間総雨量332mm	最大1時間降水量82mm 2時間で140mm 4時間(19時-23時)で210mm
河川地形	佐波川ーほぼ単一の主流と直 線的な多数の渓流	佐用川-樹枝状の多数の小河 川が集中し蛇行する
地 質	かこう岩	流紋岩類 中・古生層
人的被害	死者14名	死者18名 行方不明者2名
住家被害 (国交省)	床上浸水30戸 床下浸水150戸	床上浸水749戸 床下浸水572戸(本流の氾濫)
土砂被害	土石流49件(渓流) がけ崩れ24件	土石流6件 がけ崩れ約1件

## 3.2 地震災害

地震災害の例として、兵庫県南部地震(阪 神淡路大震災、1995年)と東北地方太平洋沖 地震(東日本大震災、2011年)を取り上げる。 (1)被災データ、(2)震度分布図や震央位置、 地形図、地質図等のデータから地震のタイプ と死亡原因等の被災データの相違について考 える。(3)このことをもとに大阪の場合は、海 溝型地震をもたらす南海トラフの分布図と直 下型地震をもたらす活断層分布図を例示する。 さらに地域の災害履歴や行政から提示されて いるハザードマップ等から自らの地域の災害 発生の可能性を検討させる。

# 冬季メキシコ湾流上の潜熱・顕熱フラックスに対する大気応答

*井田東吾(北大院・理),高玉考平(理研 AICS,ハワイ大 IPRC),見延庄士郎(北大院・理)

#### 1. はじめに

メキシコ湾流直上では、表面風の収束、降水強化(メキ シコ湾流降水バンド)、そして大気境界層を超えて自由対 流圏に及ぶ上昇気流が生じている(Minobe et al. 2008). この大気応答には、冬季に卓越する浅い加熱モード (shallow heating mode)と、夏季に見られる深い加熱モー ド(deep heating mode)がある(Minobe et al. 2010). 熱収 支解析は、浅い加熱モードには潜熱加熱と顕熱加熱の両方 が寄与しており,潜熱加熱が支配的な深い加熱モードより も、複雑なメカニズムが働いていることを示唆している (Minobe et al. 2010). しかし、メキシコ湾流の大気への影 響を調べるために行われたこれまでの数値実験では, 湾流 から出る顕熱・潜熱の影響を個別に評価することが難しか った.そこで本研究ではメキシコ湾流上の冬季における一 連の大気応答の理解を深めるために, 潜熱と顕熱の計算に 用いる海面温度(以下 SST)を個別に平滑化するという Takatama et al. (論文準備中)が提案し黒潮域に適用して いる実験設定を、メキシコ湾流域に用いて領域大気モデル 実験を行った.

#### 2. データセットおよびモデル

使用したモデルは, IPRC の領域大気モデル (iRAM, Wang et al. 2003) で,水平解像度は 0.5°,鉛直層数は 28 である.計算期間は 2004 年から 2009 年のうち,11 月 から2月の各4か月である.側面の大気境界条件にはJRA-25 再解析データ(水平解像度:1.25°,時間解像度:6 hourly)を用い,下面の SST境界条件には RTG-SST(水 平解像度:0.5°,時間解像度:daily)を用いた.

今回は顕熱・潜熱を計算する際に使用する SST を個別 に変更し、以下の4通りの実験を行っている。

- 平滑化をしない場合
- 2. 潜熱, 顕熱両方の SST を平滑化する場合
- 3. 顕熱用の SST のみを平滑化する場合
- 潜熱用の SST のみを平滑化する場合

#### 3. 結果

本実験では降水の強化には潜熱フラックスが重要であ ることが示された.平滑化をしない実験で湾流上に集中し ていた降水は顕熱・潜熱両方の SST を平滑化すると湾流 上で減少し,湾流の北側で増加した(図1a,b).潜熱用の SST のみを平滑化した実験でも同様な変化が表れた一方, 顕熱用の SST のみを平滑化した実験ではほとんど変化が 表れなかった(図1c,d).このことから,湾流上の降水強 化には顕熱よりも潜熱フラックスが重要であることが示 唆された.

降水に伴う潜熱加熱の効果は上向き鉛直風速の強化に も表れている.まず、平滑化をしない実験に対し、顕熱・ 潜熱両方の SST を平滑化した実験では 800 hPa を中心に 鉛直風速が減少した (図 2a, b).次に顕熱用の SST のみ を平滑化した実験では 900 hPa を中心に鉛直風速が減少 した (図 2c).それに対し、潜熱用の SST のみを平滑化し た実験では 800 hPa を中心に、顕熱用の SST のみを平滑化し た実験では 800 hPa を中心に、顕熱用の SST のみを平滑 化した実験よりも高い高度で上向き鉛直風速が減少して いる (図 2d).これは潜熱フラックスによる大気加熱は降 水に伴って引き起こされるためである.また、潜熱加熱の 影響は特に 1 [Pa s⁻¹]を越える強い鉛直風速の頻度にも 表れている.1 [Pa s⁻¹]を越える強い鉛直風速の頻度は、 顕熱用の SST を平滑化した実験よりも、潜熱用の SST を 平滑化した実験でより大きく減少した (図示せず).

#### 4. 結論

本実験の結果から、冬季の浅い加熱モードでは、境界層 よりも上の大気応答には潜熱加熱がより重要であること が明らかになった.また、潜熱加熱は強い上昇気流の発達 を強めることも示唆された.今後は低気圧に伴うコンポジ ット解析を行い、低気圧の発達に伴う降水や水蒸気の供給、 鉛直風の発達に二つの熱フラックスがどのように影響を 与えているかを調べる.



図 1. 日降水量の 12・2 月平均. a) SST 平滑化をしない 実験, b) 両方の SST を平滑化した実験, c) 顕熱用の SST を平滑化した実験, d) 潜熱用の SST を平滑化し た実験の値を表す. a)の等値線は観測値を, b, c, d)の 等値線は平滑化した SST を表す.



図 2. 上向き鉛直風速の南北構造. 12-2 月の平均値を 60°-50°Wで東西平均している. a) SST 平滑化をしな い実験の上向き鉛直風速を表す. b)-d)はそれぞれ, SST 平滑化をしない実験の値からb)両方の SST を平滑 化した実験, c) 顕熟用の SST を平滑化した実験, d) 潜 熟用の SST を平滑化した実験の値を引いた差を表す.

# 全球非静力学モデル NICAM における海大陸の日周期変動の再現性

*那須野 智江(海洋研究開発機構)

## 1. 背景と目的

海大陸における局所的な対流・循環場のメカニズ ムや、それらと大規模場との相互関係を明らかにする ことによる、気象・気候予測の改善を目的として、国際 プロジェクト The Years of the Maritime Continent (YMC, 2017-2019)が実施されている(米山他、2016 年秋季大会)。プロジェクトの一環として、全球非静力 学モデル NICAM を用いた研究を行っている。2015 年の集中観測を対象とする計算結果について報告し てきたが(那須野他、2016 年春季・秋季大会)、今回 は観測地点(スマトラ南西岸;102E,4S)での日周期変 動(Yokoi et al. 2017; Wu et al. 2017)の再現性に注 目し、モデル誤差や大規模場との関係を考察する。

## 2. データ・解析手法

NICAMを用いた全球7km格子(40層)の7日積分 データ(降水;3-hourly 平均値,大気場;6-hourly 瞬 間値)を使用し、日周期変動の明瞭に見られた 2015 年11月各日 00UTC を初期時刻とする 30 例の計算 について日内各時刻のコンポジットを取った。GSMaP (hourly 降水)とNCEP final analysis (6-hourly 大気場) を用いて同様の解析を行った。

## 3. 日周期変動の再現性

図1にGSMaPとモデルにおける降水日周期の時間 一経度図(1.5 周期分)を示す。現地観測と同様に、 夕方(12UTC;19LT)山岳域での降水がピークとなり 夜間にかけて海側(西側)に伝播して、洋上観測点 (101.5E)で最大の降水強度となる。モデルは山岳域



図1: (a) GSMaP (b) NICAM を用いた 7-km 格子 計算における降水のコンポジット時間-経度図 (4S)。1.5 周期を示す。破線(細線)は洋上(陸 上)観測点を示す。

での降水ピークと降水域の伝播を再現しているが、 GSMaP や現地観測に比べ、沖合での降水強度が弱 く、また位相が6時間程度遅い。この違いを理解する ため、風速や温度場の日周期成分の鉛直構造を比 較した(図2)。12UTC(19LT)には降水に伴い山岳域 の地表付近では上昇流と負の温位偏差が見られるが、 洋上観測点上空は正の温位偏差である。18UTC (01LT)には波状の浅い冷却偏差(半波長約 3km)が 沿岸から沖合に形成され、洋上観測点上に上昇流が 見られる。冷却偏差により潜熱放出が促進され、対流 や降水の強化がもたらされた(図1b、図2b)と解釈さ れる。これは、観測から示された浅い重力波による降 水域の沖合伝播のメカニズムと類似する(Yokoi et al. 2017)。観測では12UTCに洋上観測点上空に見られ た冷却偏差がモデルでは数時間遅れて形成されるこ とが、モデルにおける降水の位相の遅れや過小評価 の原因と考えられる。この結果から日周期変動に伴う 重力波の発生のタイミングや強度を適切に表現する ことで、モデルにおける降水の日周期の再現性が改 善されると期待される。関連して、平均風速場の再現 性やモデルの鉛直解像度の影響に関する調査も進 めている。発表では、これらについても報告する。

<u>謝辞</u>:計算は地球シミュレータを利用して行った。計 算の実施に当たり、池田美紀子氏(海洋研究開発機 構)に協力頂いた。



図 2: NICAM を用いた 7-km 格子計算における温位 (灰色線、陰影は負値)と上昇流(>0.01 m/s、黒線) のコンポジット高度-経度断面(4S)。(a) 12UTC (19LT) (b) 18UTC (01LT)。

# 2016年8月中旬に発生したモンスーン低気圧の発達要因

*平田英隆¹,藤波初木¹,加藤雅也^{2,1},坪木和久¹ (1:名大·宇地研,2:京大院·工)

#### 1. はじめに

北半球夏季において、ベンガル湾北部では、しば しば総観規模スケールの低気圧性擾乱(便宜的に、 モンスーン低気圧と呼ぶ)が発生する。多くのモン スーン低気圧は活発な降水域を伴いながら北また は北西へ進み、インド亜大陸へ上陸する(e.g., Hatsuzuka et al. 2014)。この低気圧はインドモン スーン域に多量の降水をもたらし、気象災害を誘発 する。そのため、周辺地域の減災の観点から、モン スーン低気圧に伴う降水の特徴や低気圧の発生・発 達過程を適切に理解することは重要である。

最近の研究では、モンスーン低気圧の構造、低気 圧活動と周辺地域の降水変動の関係や熱帯大気の 季節内変動が低気圧発生へ及ぼす影響などに関す る理解が進んできているが (e,g., Hunt et al. 2016; Hatsuzuka and Fujinami 2017)、低気圧の発 達過程については未だ不明な点が残されている

(Cohen and Boos 2016)。そこで、我々は、2016 年 8 月中旬に発生したモンスーン低気圧に注目し、雲 解像モデルによる複数の数値実験を利用して低気 圧の発達要因について調査した。焦点を当てた低気 圧は、8 月 16 日にベンガル湾の北端で発生した後、 北西進し、バングラディッシュやインド北部に降水 をもたらした事例である。

#### 2. 数値実験の設定

低気圧のシミュレーションには、領域雲解像モデ ル CReSS (e.g., Tsuboki 2008)を用いた。計算領 域は 55°E-109°E、0°N-42.6°N、水平解像度は、0.05° に設定した。鉛直層数は 45 層、モデルトップは 22,500 m である。大気の初期値・境界値には NCEP の Climate Forecast System Reanalysis データ、 海面水温データには NOAA 提供の OI SST を与えた。 計算初期時刻は 2016 年 8 月 14 日 1200UTC として、 7 日間積分を行った。コントロール実験 (CNTL ラン) に加えて、湿潤過程および海面からの水蒸気供給が 低気圧発達へ及ぼす影響をそれぞれ評価するため にドライ実験(DRY ラン)とベンガル湾周辺の海面 からの潜熱フラックスを除く実験(No Latent heat flux: NLH ラン)を実施した。

#### 3. 結果と考察

CNTL ランは、観測された低気圧の発生・発達およ び移動を精度良く再現した。また、CNTL ランは、低 気圧中心付近において 30 mm/hr を超えるメソスケ ールの降水域が現れる様子をシミュレートした(図 la)。このシミュレーション結果は、GPM 主衛星が観 測した低気圧中心近傍の降水域の特徴と一致する (図略)。さらに、CNTL ランでは、低気圧が発達す るにつれて、低気圧中心近傍直下の海面からの潜熱 フラックスが増大した(図略)。これらの結果から、 低気圧周辺の海洋から蒸発した水蒸気が低気圧中 心付近で凝結し、潜熱を解放することで、低気圧強

化を促進したと考えられる。 潜熱加熱および海面からの水蒸気供給が低気圧 の発達に対して、どの程度影響したのかを調べるた めに、CNTL ランと DRY ラン、NLH ランを比較した。 DRY ランでは、低気圧の発生・発達がまったく再現 されなかった(図1b)。潜熱加熱が本事例の発生・ 発達の本質的な要因であると考えられる。NLH ラン においても、CNTL ランで再現されたような低気圧の 強化が生じなかった(図1c)。また、NLH ランでは、 CNTL ランにおいて確認された低気圧中心周辺の局 所的な降水域が現れなかった(図1c)。ベンガル湾 起源の水蒸気が低気圧中心付近の潜熱加熱を増加 させることで低気圧発達へ貢献した可能性が高い。 これらの結果は、台風の発達メカニズムとして知ら れている CISK や WISHE のような正のフィードバッ ク過程がモンスーン低気圧の発達においても重要 な役割を担っていることを示唆する。



図 1. (a) 2016 年 8 月 17 日 0800UTC における CNTL ランの降水強度(陰影:mm/hr)、海面更正気圧(等値線:hPa)、10-m 水平風(矢印:m/s)の水平分布図。(b)、(c)は(a)と同様であるが、DRY ランと NLH ランに関する図をそれぞれ示す。

# 確率台風モデルを用いた台風季節予測の可能性調査

*片山 卓彦¹, 斎藤 龍生¹, 佐藤 友徳², 今田 由紀子³, 森 正人⁴, 宮川 知己⁵, 木本 昌秀⁵ (¹㈱東京海上研究所²北海道大学大学院地球環境科学研究院³気象研究所⁴東京大学先端科学技術研究センター ⁵東京大学大気海洋研究所)

### <u>1. はじめに</u>

台風はアジアを中心に大きな被害を及ぼす気象現象の 一つであり、その予測精度向上に向けて多くの取り組みが なされている。その結果、近年では、北西太平洋において 季節スケールでの台風活動の傾向を予測できる見込みも 示されている(Takaya et al.,2017)。

当研究所では、確率台風モデルを用いた台風季節予測 の可能性を検討しており、これまでの研究で、台風発生数 の年々変動について、期間を限定すると、ある程度の相関 があるとの結果を得た(2016年秋季大会)。今回は台風発 生数以外の項目に関して当モデルの再現性を検証した。

#### <u>2. 方法</u>

再解析の環境場データを確率台風モデルに入力し、出 力結果と観測された実台風データとの年々変動の相関を 比較した。対象項目は、①発生数、②寿命、③発生場所、 ④最低中心気圧、⑤最低中心気圧となる位置、⑥ACE(熱 帯低気圧積算エネルギー。台風の最大風速の2乗を6時間 ごとに積算したもの)、⑦日本への接近数(日本周辺の一定 範囲を台風の中心が通過した台風数をカウント)、⑧接近 時最低気圧とした(対象期間:1979年~2009年)

台風の発生・経路・発達の推定には軸対称台風強度モ デル(CHIPS モデル)を組み入れた確率台風モデル(Sato et al.,2011)を用いた。また、モデルに入力する環境場デー タとして再解析データ(JRA25・NCEP)を、実台風データと して JMA ベストトラックデータをそれぞれ用いた。

#### 3 検証結果と今後の課題

#### (1) 確率台風モデルの再現性

「最低中心気圧となる緯度」および「接近時中心気圧— 最低中心気圧」は負相関となり再現性が認められなかった 一方で、寿命(相関係数:0.63)、発生場所の経度(0.79)・ 緯度(0.70)、最低中心気圧となる経度(0.70)、ACE(0.65) は全期間を通じて高い相関を示した(図1)。



次に、台風季節予測において日本への影響度合いを測 るうえで有効な指標と考えられる「ACE」と「接近数」につい て年々変動との比較を示す。「ACE」(図2)、「接近数」(図 3)とも年々変動を一定程度再現できていることが分かる。な お、シミュレーション(左軸)と観測(右軸)の値の大きさが異 なるのは、確率台風モデルにおいて、確率的評価を行うた めに観測よりも多くの台風を発生させているためである。







#### (2) 検証結果のパラメータ依存性の調査

検証結果のパラメータ依存性を確認することを目的として、 確率台風モデルのパラメータのうち影響が大きいと考えられ る3項目(①spin time、②台風発生判定風速、③海面水温 影響度)について値を変動させることで再現性が変化する か調査を行った。なお、spin time とは、当モデルにおいて 初めに仮定した初期渦が台風に発達するかを判断するま での計算期間のことである。

その結果、これらのパラメータの設定値を変化させても結 果には大きな影響を及ぼさないことが示された(図略)。この ことから、上記(1)の検証結果はパラメータの変化に依存し ない(依存性が低い)ということが分かった。

#### (3)今後の課題

台風活動度については一定の精度で再現性が認められ、 台風季節予測の実現可能性が示された。引き続き、各項目 において高い相関を示した要因の検証を行う等、当モデル の強みである豊富なサンプルデータを生かした季節予測の 実現可能性を検討する。また、台風発生の環境場に対する 理解を深めるため、d4PDFの解析も実施する予定である。

#### 参考文献:

Takaya et al., 2017, Clim Dyn DOI 10.1007/s00382-017-3638-5 Sato et al., 2011, SOLA,7.169-172

## 熱帯域東インド洋における地域による降水特性の違い

*飯田大晴¹ · 安永数明²

1) 富山大学大学院理工学教育部, 2) 富山大学理工学研究部/海洋研究開発機構

#### 1. 研究概要

海洋大陸域は世界で最も降水量の多い地域の1 つであり、この降水に伴う大気の加熱は、地球の 大気大循環の駆動源として重要である.降水に伴 う大気の加熱は、熱帯域において対流性と層状性 の2つのタイプに分類できることが知られており、 それぞれの降水タイプは、熱帯海洋上でお互いに 半分程度の割合を占めている.対流性加熱と層状 性加熱が引き起こす循環には大きな違いがあり

(Schumacher and Houze 2004), どのような場 合に対流性降水あるいは層状性降水が卓越する かを理解することは重要である.一般的に Warm Pool 域では,大気中の水蒸気量が多い場合に降水 量が多く(Bretherton et al. 2004),降水量が多 い場所では,層状性降水が卓越すると考えられて いる.

Back (2017)では,層状性加熱に対応する鉛直 流の卓越度が,東インド洋では赤道付近で極大と なり,降水量の極大域とは一致しないことを示し た.さらにそうした鉛直流が予想に反して,実際 の層状性降水の卓越度と良い相関関係に無いこ とを指摘した.しかし前述の通り,降水量が多い 場所では層状性降水の割合も増える傾向にある ため、単純な降水量の積算値で層状性降水の卓越 度を比較することはできない.即ち,「同じような 降水量が期待される場合」で,正規化して卓越度 を比較する必要があると考える.そうした考えに 基づき、大気中の可降水量が65mm以上の場合に 限り、対流性降水に対する層状性降水の割合を計 算したところ下図(a.1)となり、Back (2017)で示 された層状性加熱に対応する鉛直流の極大域と 一致した.本研究ではこの結果から、東インド洋 の赤道上では、層状性降水が特に発達しやすいと いう仮説を立て、客観解析の他のパラメータが、 本仮説を支持するかどうかについて調べた.

#### 2. <u>解析手法·解析結果</u>

本研究では、可降水量、比湿、気圧、風、のデ ータとして ERA-Interim を使用した. 解析期間 は、1998年1月-2013年12月とした.

本研究の作業仮説が正しいとすると、可降水量 の増加(降水量の増加)に伴い、層状性降水が他 よりも効果的に発達するため、同じ可降水量でも 赤道上のほうがより上層に水蒸気が保持されや すいと考えられる.また層状性降水の構造から、 中層(550hPa付近)の水平収束により乾燥化しや すいことが考えられる.下図(b)(c)は、上層 (550~200hPa)の可降水量に対する水平移流によ る全層の可降水量の時間変化量(1日後)の二次 元頻度分布図であり、どちらも上層の可降水量が 8mm 以上で赤道上のほうが水平収束による乾燥 傾向が強いことが分かる.さらに、層状性降水に 伴う乾燥化により、高い可降水量を観測する頻度 は赤道上でより低くなることが考えられる.これ らは上記の作業仮説を支持する.



図: (a.1) TRMM-TMI での可降水量が 65mm 以上の場合の対流性降水に対する層状性降水の割合. 2001 年 9 月(軌道変 更後)から 2014 年 6 月までの期間平均降水量が 0.2mm/hour 以上の海域に等値線を引いた.層状性降水の卓越する領域 にはハッチが施されている. (a.2)同期間における TRMM-PR による平均降水量(mm/hour). (b)上層(550~200hPa)の可 降水量(mm)に対する水平移流による全層の可降水量の時間変化量(1日後)の二次元頻度分布図. 東経 84~90 度におけ る北緯 3~9 度の領域(N 領域)から南緯 3 度~北緯 3 度(EQ 領域)の頻度の差をとったもの. (c)(b)と同じ.ただし南 緯 9~3 度の領域(S 領域)から EQ 領域の頻度の差をとったもの. (b)と(c)では負の領域にハッチが施されている.

# 波数1の渦 Rossby 波の指数関数成長解の存在

伊藤 享洋¹ 西本 秀祐² 金久 博忠³ 1:気象庁地球環境·海洋部海洋気象情報室 2:気象庁予報部数値予報課 3:気象大学校

## 1 はじめに

波数1の渦 Rossby 波の指数関数的成長は、 順圧系では不可能だが準地衡風系では鉛直方 向の相互作用により可能となることを、動径方 向に区間一様な3領域モデルで示した (2015 年春季大会 P234)。一般の N+1領域モデル でも同様に可能となることを示す。

# 2 環境場の設定

鉛直方向  $(0 \le z \le H)$  に一様で軸対称な基本渦位 Q を考える。基本渦位 Q は動径方向に 区間一様とし半径  $r_n(n = 1, \dots, N)$  における 飛びを  $Q_n(\boxtimes 1)$ 、角速度を  $\Omega_n$  とする。

## 3 指数関数的成長解の存在

順圧系では鉛直相互作用がなく、固有モードの位相角速度  $\lambda_n (n = 1, \dots, N)$  は基本渦による移流角速度  $\Omega_{n+1}$  (但し  $\Omega_{N+1} = 0$ ) に等しい。重根  $\lambda_1 = \lambda_2$  (すなわち  $\Omega_2 = \Omega_3$ )の場合には縮退モードは時間の線形関数で成長する (Ito and Kanehisa 2013)。この時  $Q_1$  と $Q_2$  は異符号で $r_1 \ge r_2$ の擾乱は互いに逆方向伝播角速度が大きすぎて位相固定は起こらず Fjørtoft 条件を満たせない。一方、準地衡風系では鉛直方向の相互作用により伝播角速度が抑えられ位相固定が起こる。鉛直相互作用により重根  $\lambda_1 = \lambda_2$  は共役複素根となり (図 2)^{*1}、線形成長解は指数関数的成長解となる。



図 2 N = 3、順圧系の場合 (細線) と準地衡 風系の場合 (太線) における  $\operatorname{sgn}(D)|D|^{\frac{1}{6}}$  (横 軸は  $Q_2$  で  $Q_1, Q_3$  固定、 $\Omega_2 = \Omega_3$  の重解条 件近傍を図示している)



図 3 自由渦 Rossby 波が発達する様子 (1→ 2→3→4 の順に時間が経過)

^{*1} 図注の D は固有方程式の解の判別式で、Ω の 6 乗 の次元をもつため 6 乗根を示した。

# 狭帯域放射伝達モデル Rstar7 の気体吸収過程の更新

関口 美保、*佐藤 拓也(東京海洋大学大学院 海洋科学技術研究科)

#### 1. はじめに

狭帯域放射伝達モデル *Rstar* [Nakajima and Tanaka, 1986, 1988; Sekiguchi and Nakajima, 2008] は、国内外の衛星リトリーバルアルゴリズムに採用されている定評のある放射伝達コードである。しかし、近年の衛星センサの多様化により、新しいアプリケーションが必要になる場面が増えてきた。*RSTAR* の最新版は7であり、1988年から継続して開発が進められてはいるが、近年の衛星センサの多様化に対応しきれていない側面が見受けられる。例として、波長の高解像度化による気体吸収データの高度化、偏光バンドのための偏光要素の放射伝達、バンド数の増大のための放射伝達コードの高速化などが挙げられる。

この問題に対応するため、ひまわり8号のバンドに特化した気体吸収テーブルを作成[関ロ、2015]し、その後も継続して衛星センサ対応版 RSTARの開発を進めているところである。本研究では、標準パッケージに添付されている気体吸収 テーブルの高解像度化およびデータの更新に伴い、現在の精度の確認を行い、気体吸収テーブルの更新を行った。

## 2. 使用モデルとデータ

本研究で使用する気体吸収線のデータは HITRAN 2012 [Rothman et al., 2013]を用いる。これ までは線吸収の吸収線の計算に LBLRTM ver. 11.3 [Clough et al., 2005]を用いていたが、これを自作の プログラムに置き換えて計算を行った。これによ り、任意の波数幅での出力が可能となった。さら に、連続吸収は HITRAN 20012 に合わせて作成さ れた MT_CKD ver. 3.0 [Mlawer et al., 2012]を用い た。

*Rstar7*で使用している気体吸収テーブルは、波数 10 – 54,000 cm⁻¹の領域を  $\log \Delta k = 0.0005, 0.001$ (1000 cm⁻¹で 0.5, 1 cm⁻¹程度) に分割し、それぞれ のバンドにおいて相関 k-分布の積分を 2 点で行っ ている。積分は 2 次のガウス積分、複数の気体吸 収帯が存在するバンドでは perfectly correlated overlapping を仮定している。あらかじめ圧力 26 点(1013 – 0.01 hPa)、温度3点(200,260,320 K) で吸収係数を計算してテーブル化してあり、実際 に放射伝達を計算する際これらの値を内挿して 用いている。考慮している気体は主要7気体(H₂O, CO₂, O₃, N₂O, CO, CH₄, O₂)である。

## 3. 気体吸収過程の更新

今回の更新において、前章に述べた *Rstar* の気体吸収テーブルの現在の設定を全面的に見直した。波数領域の境界値は、10 cm⁻¹は考慮すべき地球の放射収支に対して十分であり、54000 cm⁻¹は連続吸収プログラムによって端点と設定されているため、変更を行わない。

波数領域については、LBL 計算を選択できるように変更した。ただし、連続吸収プログラムは MT_CKD を用いる都合上、LBLRTM に準ずる必 要があるため、Voigt 線形を採用し、線形の計算に は Humlicek [1982]の手法を採用した。ユーザーは 希望する LBL 計算の波数領域と波数幅を指定し て事前に気体吸収データを作成し、Rstar に読み込 ませることができる。

狭帯域バンドに切り分ける際の分割において は、バンド幅、積分点数や積分手法、複数の気体 吸収帯が存在するバンドでは overlapping の仮定 を変えて比較を行った。結果は本大会で議論する 予定であるが、広いバンド幅においては、広帯域 放射伝達モデル MstrnX や衛星センサ対応版 RSTAR で採用されている最適化手法の適用も検 討中である。

気圧、気温の格子点については、温度方向の領 域が不十分であると考えられることから、150 – 330K を 20K ごとに分割する。また、気圧につい ても、地表面の高圧部を考慮して 1050 hPa を新た に加える。これにより、気圧 27 点、温度 10 点と なる。

さらに、主要7気体に加えて N₂ も考慮するように変更を加える。本大会では、上記のそれぞれの項目の影響について、議論を行う予定である。

# 多視野角・多重散乱ライダによる雲域・降水域の識別手法の開発と検証

*藤川 雅大¹, 岡本 創², 佐藤 可織², 片桐 秀一郎²,

西澤 智明3, 杉本 伸夫3, 神 慶孝3, 工藤 玲4, 鷹野 敏明5

1. 九州大学大学院総合理工学府 2. 九州大学応用力学研究所 3. 国立環境研究所 4. 気象研究所 5. 千葉大学大学院工学研究院

#### 1. はじめに

雲・エアロゾル相互作用は、雲及び降水の形成に 関わるとされていながら依然として詳細な仕組み が把握されておらず、気候変動において不確定性が 大きい要因の一つとして知られている。この解明の ためにはライダ観測から得られる情報が非常に有 用であるが、通常の地上設置ライダでは雲の光学的 に薄い部分しか捉えられないため雲雲底付近まで しか把握できない。また、雲・エアロゾル・降水を 明確に識別する必要がある。

本研究に用いられる多視野角・多重散乱偏光ライ ダ(MFMSPL)は、平行・垂直成分の観測を別々に行 うための10mradの視野角を持つ鏡筒2本を1セッ トとし、1セットごとに天頂方向から10mradずつ 傾けて固定されており、計4セットすなわち全8チ ャンネルでの独立した観測を行っている。これによ り、衛星搭載ライダと同等な減衰後方散乱と偏光解 消度の同時取得を地上観測において実現している (Okamoto et al.2016)。これらの8つのチャンネル の情報を利用して、雲、降水、エアロゾルを識別で きるアルゴリズムの開発及び検証を行った。

#### 2. 識別手法の開発及び検証

まず、雲底の検出に観測船「みらい」による先行 研究(Okamoto et.al 2007)により算出された後方散 乱係数の閾値を用いた。基本的にはそれより上の高 度においては有意な信号を全て雲として扱う。ただ し、雲底より上の高度において地表面からi番目の 高度の減衰後方散乱係数 $\beta$ i の微係数( $\beta$ i+1/ $\beta$ i)が 2.0 を超えるビンが存在する場合、2層目の雲が存 在すると見なした。この場合、2層目の雲底高度か ら微係数を一定値より下回ったビンまでをエアロ ゾルとみなした。

雲底下における雨とエアロゾルの区別のために は、同時観測を行っている 95GHz 雲レーダと降雨 データ(雨量計・感雨計)との比較をある期間で行う ことで雨滴の影響を受けたライダ信号の特性を調 査し、さらに別の期間で三者の一致率を検証した。 今回は外向き垂直成分においてある閾値を超える 信号が雲から連続していれば雨とし、エアロゾルと 区別することとした。

#### 3. 結果と展望

図 1 は 2015 年 3 月 6 日における MFMSPL の Ch.3 の雲域における減衰後方散乱の時間高度断面 図である。層厚 2000m 程度の雲と見られる強い信 号域が観測されており、実際に今回開発した雲マス クを適用することでそうした大きな雲に対して雲 域を判定できていたことがわかる(図 2)。

同日における MFMSPLの全チャンネルによって 取得・判定された雲・降水・エアロゾル識別結果を 図3に示す。降水領域や雲域が雲レーダによる観測 結果と整合性が高いことがわかる(図4)。

今後は雲に近接したエアロゾル信号に対して高 スペクトル分解ライダとの同時解析を行うことで、 雲・エアロゾル相互作用の解析を実施する予定であ る。



図 1. 2015 年 3 月 6 日に MFMSPL の Ch.3 によっ て取得された有意信号の後方散乱係数の時間高度 断面図。



図 3. 図 1 と同期間における MFMSPL の全チャン ネルによる雲・降水・エアロゾルの識別結果。



図 4. 図 1 と同期間における 95GHz 雲レーダによって観測された信号強度の時間高度断面図。

謝辞:本研究は科学研究費補助金 基盤研究(S): JP17H06139の助成を受けたものです。 衛星搭載型レーダ GPM/DPR との比較による気象レーダネットワークの較正

多喜命(阪大院工),菊池博史,妻鹿友昭(首都大),牛尾知雄(首都大院)

#### 1. はじめに

日本を始め、各国では降雨観測のために複数の気象レ ーダからなるレーダネットワークが構築されている. 複数のレーダの観測データを合成して使用するため, 各レーダを正確かつ均一に較正する必要があるが、較 正の手間やコストが問題となる. そこで、較正されて いる GPM 主衛星搭載二周波降水レーダ (Global Precipitation Measurement/Dual-frequency Precipitation Radar : GPM/DPR) を較正器として,地 上の気象レーダを較正する手法を提案した、本研究で は提案手法の検証のため、良く較正されているコロラ ド州立大の気象レーダCSU-CHILL (Colorado State University-University of Chicago-Illinois State Water Survey: CSU-CHILL )と GPM/DPR を比較し、何 [dB]での較正が可能か評価した.また、実際に運用さ ている国土交通省のレーダネットワーク(eXtended RAdar Information Network:XRAIN) でも同様の手法を 適用し,提案手法の評価を行った.

## 2. GPM/DPR と地上レーダの比較手法

GPM/DPRと地上の気象レーダを比較するには周波数、 観測ボリューム、観測位置、減衰過程などの違いを考 慮する必要がある。そこでまず地上の気象レーダの観 測したレーダ反射因子を GPM/DPR の使用する Ku 帯、Ka 帯で観測した場合のレーダ反射因子に変換し、観測ボ リュームを合わせた。そして GPM/DPR の減衰過程に合 わせて、地上の気象レーダで観測したレーダ反射因子 の減衰を補正した。最後に両者のレーダ反射因子の相 関とバイアスを算出した。

#### 3. GPM/DPR と CSU-CHILL の比較結果

2015/8/17 22:01 (UTC) に GPM/DPR の Ku 帯と, CSU-CHILL の S 帯で観測したレーダ反射因子に提案手法を適 用した散布図を図1に示す.相関係数は0.884, バイア スは-0.962[dB]となり, 1[dB]以内の較正が可能である という結果になった. 誤差の要因としては, GPM/DPR と CSU-CHILL の観測分解能の違いなどが挙げられる.

## 4. GPM/DPR と XRAIN (六甲)の比較結果

2016/8/29 06:29 (UTC) に GPM/DPR の Ku 帯と, XRAIN (六甲)の X 帯で観測したレーダ反射因子に提案手法を 適用した散布図を図 2 に示す. 相関係数は 0.760, バイ アスは-4.86[dB]となった. バイアスがやや大きくなったのは、XRAINと GPM/DPR の相対的な測器の誤差によると考えられる.



図1 GPM/DPR のレーダ反射因子(縦軸) と CSU-CHILL のレーダ反射因子(横軸)の比較



図2 GPM/DPR のレーダ反射因子(縦軸)と XRAIN の レーダ反射因子(横軸)の比較

#### 5. まとめ

本研究では、GPM/DPRと良く較正されている CSU-CHILL との比較を通じて、1[dB]以内の較正が可能であ るという結果となった.また国土交通省の運用してい るレーダネットワークに適用し、測器の誤差の算出を 試みた.

#### 謝辞

CSU-CHILL のデータを提供してくださったコロラド州 立大の Haonan Chen 氏, V. Chandrasekar 氏に謝意を表 します.

大会第4日 午前

#### 対流圏化学再解析データを用いた東アジア及び北太平洋における成層圏対流圏大気交換の研究

*席 浩森¹、藤原 正智¹、宮崎 和幸² 1、北海道大学大学院環境科学院 2、JAMSTEC

#### 1.はじめに

成層圏と対流圏の大気交換は、成層圏と対流圏の物 質分布を決める一つの重要な要素であり、地球の大気環境 にとって重要な過程である。中緯度の気象擾乱に伴って、下 部成層圏から熱帯対流圏への空気の輸送があることはよく 知られている。なお、中緯度圏界面での輸送の方向は、平均 的には成層圏から対流圏だが、逆方向の輸送もあること、例 えば対流圏起源物質の成層圏への輸送もあることも大事で ある。成層圏対流圏の大気交換について多くの先行研究で は、ポテンシャル渦度(PV)とトラジェクトリーの計算を用い ている。一方、東南アジアの降水の研究により、北西太平洋 の爆弾低気圧と熱帯東南アジアの気象要素との関連性が 議論された。爆弾低気圧の定義にはいろいろあるが、例え ば、中心気圧減率が24hPa/day以上の温帯低気圧とされ る。つまり爆弾低気圧は急速に発達する温帯低気圧なので、 成層圏対流圏の大気交換への影響も大きい可能性がある。 これらを踏まえ、本研究では、最近作成された化学再解析 データ(TCR-1, Miyazaki et al., ACP, 2015)のデータを用 いて、北半球冬季のオゾンと一酸化炭素の輸送に着目して、 成層圏と対流圏大気交換を解析する。爆弾低気圧による輸 送量とそれ以外の低気圧による輸送量の比較もおこなう。

#### 2.データと解析手法

TCR-1データは、複数の人工衛星観測データ(OMI、 MLS, TES, MOPITT)の同化から推定された10年間 (2005年-2014年)のオゾン、一酸化炭素、NOxの濃度 のグローバルなデータセットである。予報モデルにはグローバ ル化学輸送モデル(CHASER)を使い、気象場には NCEP-DOE/AMIP-II 再解析データを使い、同化スキームにはアン サンブルカルマンフィルタを使っている。データは一日四回 提供されている。ここではさらに、NCEP-DOE 再解析データ より PV を算出して、対流圏界面の位置の定義に用いる。ま ず、TCR-1 データより、350K 等温位面におけるオゾンと一 酸化炭素のグローバルな濃度データを作成した。対流圏界 面位置の定義は、ポテンシャル渦度 2PVU の場所とする。 背景の化学物質濃度の定義は、各時点の前後15日の平均 値とする。さらに、日々の爆弾低気圧データと亜熱帯ジェット のデータを使い、冬季の爆弾低気圧と成層圏対流圏大気交 換の関係性を解析した。さらに、背景の化学物質濃度と比較 して、成層圏から対流圏に輸送されたオゾンの量と、対流圏

から成層圏に輸送された一酸化炭素の量を算出し、定量的 なインパクトについても考察する。

#### 3.解析結果とまとめ

爆弾低気圧は、冬季の11月から翌年3月まで発生し ている。1月と2月に爆弾低気圧の数が最も多くなる。爆弾 低気圧のうちの約半数が、東太平洋域において、顕著な成 層圏対流圏の大気交換を起こすことがわかった。1月に、爆 弾低気圧による成層圏から対流圏に輸送されたオゾンの量 がそれ以外の低気圧による輸送量より明らかに多い。年々変 動としては、2010年から2014年の成層圏から対流圏の輸 送量は、2005年から2009年より多いことがわかった。ま た、対流圏から成層圏への一酸化炭素の輸送についても当 日議論する。



2009 01 04 00UTC



図1. 2009年1月4日 00UTC、350 K 温位面オゾン(上)と 一酸化炭素(CO,下)の濃度分布図。低気圧により、東太平洋 領域(150°W-120°W 辺り)に、成層圏から対流圏のオゾン の輸送が発生している。同時に、対流圏から成層圏へCOの 輸送も生じている。 南極域におけるオゾン変動と力学場の関係Ⅱ

劉光宇・廣岡俊彦(九大院・理)・江口菜穂(九大・応力研) はじめに

本研究は、2005 年から 2015 年の解析期 間において、オゾン変動の大きな事例を 抽出し、力学場との関係の詳細な解析を 実施することで、両者の間の定量的議論 を行うことを目的とする。我々の前回の 発表(劉他, 2016 年度秋季大会 P348)で は、南極域冬季から春季にかけてのオゾ ン場が大きく変動した 2006 年^[1]と 2012 年^[2]それぞれについて、オゾン場の変動 の特徴と残差平均子午面流を解析した。 今回の発表では、特に南極オゾンホール が 1990 年以降で最小となった 2012 年の 南緯 60 度におけるプラネタリー波活動度 についての解析結果を示す。

## 使用データと解析手法

本研究で用いるオゾンデータは、アメ リカ航空宇宙局 (NASA) 作成の、MLS 観測 に基づく 261~0.02 hPa (高度 9.4~ 75.2km)の高度範囲のオゾン混合比デー タである。解析期間は 2005 年から 2015 年 の11 年間である。力学場データは、気象 庁 55 年長期再解析 (JRA-55) データを使用 した。

MLS データについては、衛星軌道上で与 えられている値を経度緯度方向に(5.0°× 5.0°)の格子点データへと変換した。力学 場の解析には TEM 方程式系に基づき、残 差平均子午面循環、E-P フラックス (Eliassen-Palm flux)、及びその発散を 計算した。



 図1 2012年7-11月南緯60度におけるE-Pフ ラックス発散場の高度時間断面図。等値線間隔 は6.0ms⁻¹day⁻¹。破線は収束域を示す。

## 結果

図1は、2012年の7月から11月の期 間について、南緯60度におけるE-Pフ ラックス発散場の変動を示す。この図よ り、8月から11月の期間の100~1hPaの 領域に、収束域(西風減速域)が間欠的に 広がっていることがわかる。この収束域 では極向きの残差平均南北流(*v̄**)が強め られ、連続の式によって、極域に強い下降 流が引き起こされていると考えられる。 その結果、100~1hPaの高度領域では、 強化された下降流によって下層へオゾン を多く含む空気塊の輸送が強くなってい たと考えられる。

発表では、これら二つの年の異なるプ ラネタリー波活動度をもたらす要因の一 つとして、傾圧・順圧不安定の出現の違い について詳細に議論する。

[1]気象庁(2007). 気候変動監視レポート 2006 [2]気象庁(2013). 気候変動監視レポート 2012

中層大気におけるデータ同化の研究 一大気大循環モデルのパラメータ依存性一 *小新大、佐藤薫(東大院理)、宮崎和幸(海洋研究開発機構)

## 1. はじめに

中間圏の力学には対流圏や成層圏とは異なり、 非地衡成分である重力波の役割が重要だといわれ ている。現在、中間圏は人工衛星や各種レーダーな どで観測されているが、全球的な解析を行うには 観測頻度や観測密度が十分でなく、中間圏以上の データ同化は一般的ではない。

前回の発表ではハイトップモデルに衛星の観測 値を同化し、下部熱圏までの解析値を作成した。そ して同化のパラメータ依存性を明らかにした。得 られた解析値を南極 PANSY レーダーの観測値と 比較したところ、南半球高緯度の高度約 100km に みられる東西風速 0m/s の高さが現実よりも高く、 風速の鉛直勾配もより強いことがわかった。これ は前回行ったデータ同化パラメータの範囲内で同 じ傾向であった。従ってモデルに由来するバイア スである可能性を示唆している。そこで解析値を 現実大気に近づけるためモデルのチューニングパ ラメータ依存性を調べることとした。

#### 2. 手法

計算には全球モデル JAGAUR (Watanabe and Miyahara, 2009)を用いた。トップは約 150km、水 平解像度 T42、鉛直解像度約 1km。

チューニングパラメータとして、水平拡散と重 力波パラメタリゼーションのソース強度依存性に 注目した。上部成層圏から中間圏の水平拡散は、鉛 直渦拡散係数の観測値(Brasseur and Solomon, 2012)を参考にした。すなわち、上部成層圏から上 部中間圏では指数関数的に増大、その上では増大 を弱める形にした。そして、拡散を強化する高度と その上限を調整し、依存性を調べた。

重力波フラックスの強さは基準となる値の1倍、 0.75倍、0.5倍の3通りの実験を行った。

モデル計算の期間は1月15日から2月23日ま での40日間。

#### 3. 結果

まず拡散を強化する下端高度の依存性を調べた。 0.1hPa (図1②)から0.4hPa (③)へと下げると 中間圏の風速は弱くなり現実へと近づいた。1hPa (①)へと下げると中間圏の風と成層圏の波活動 がとても弱くなり現実と大きく異なる結果となっ た。よって0.4hPaの設定が妥当と考えられる。

次に、熱圏の拡散について調べた。③の設定では 熱圏の風が非現実的に弱くなった。そこで拡散の 上限を設ける④の設定で計算した結果、風速が弱 い傾向は改善された。

さらに、重力波強制のソース強度の依存性(1, 0.75,0.5倍)を調べた。ソース強度が弱いほど重 力波はより高高度で砕波し、東西風の0m/s線は 上昇すると予想される。実際、ソース強度が弱い ほど0m/s線は上昇し、熱圏の西風ジェット高度 も高くなった。次にAura MLSの観測値を同化し た実験を行った結果、東西風速0m/s線の高度は 強制0.75倍のものに近づいた。以上のことから、 拡散は④、重力波ソース強度は0.75倍とすること が妥当であると結論づけられた。



等値線は 10m/s 毎、破線は東風 左から重力波強制(GWS) 0.5 倍、0.75 倍、1.0 倍 右端は GWS 1.0 倍で同化を行った結果(拡散の設定は④)

## 乾燥大気理想化実験における QBO 的周期振動のモデル依存性

*樫村 博基(CPS/神戸大)・八代 尚・西澤 誠也・富田 浩文(AICS/理研) 中島 健介(九州大)・石渡 正樹(北海道大)・高橋 芳幸・林 祥介(CPS/神戸大)

## 1 はじめに

赤道域成層圏の準2年周期振動 (QBO) は, 重力 波による運動量の鉛直輸送を陽に表現できる高解 像度の大気大循環モデル (GCM) で, 『現実的に』 再現されるようになってきている (e.g., Kawatani et al., 2009).

一方, 力学コアの標準実験として知られる Held & Suarez (1994; 以後 HS94) 実験でも, モデル上端 を 0.1 hPa まで拡張することで, QBO に類似した 振動現象 (以後, QBO 的振動) が生じること, その QBO 的振動発生の有無や振動周期が, 力学コアの 数値解法に顕著に依存することが報告されている (Yao & Jablonowski, 2013, 2015). これらの事実 は, QBO のメカニズムや GCM における再現性を 考察する上で重要であるのみならず, 数値的手法の 差異が大規模場に大きな影響を与えうることを示 しているという点でも非常に重要である. また, 観 測データが乏しい惑星大気のシミュレーション研 究を進める上では, 数値解に対する数値解法依存性 を掌握することが求められる.

そこで本研究では、2 種類の GCM 力学コアで、 高高度に拡張した HS94 実験を実施し、QBO 的振 動の有無や振動周期のモデル依存性を調査する.

## 2 モデル・実験設定

使用する GCM は DCPAM および SCALE-GM である. DCPAM はプリミティブ方程式系をスペ クトル法で解くモデルであり, 鉛直座標には $\sigma$ -座標 が,時間積分には semi-implicit 法が用いられてい る. SCALE-GM は非静力学の 3 次元運動方程式系 を正二十面体準一様格子上で差分法で解くモデル であり, 鉛直座標には z-座標が,時間積分には 3 次 の Runge-Kutta 法および forward-backward 法が 用いられている.

HS94 実験は,  $T_{eq} = \max\{200, [315 - (\Delta T)_y \sin^2 \phi - (\Delta \Theta)_z \log(p/p_0) \cos^2 \phi] (p/p_0)^{\kappa} \}$ (記号は標準的な意味で使用) で与えられる基準温度場に基づくニュートン加熱冷却で循環を駆動する, 球面上の乾燥大気の理想化実験である. 高高度 HS94 実験でも,上式をそのまま採用する. すなわち,約 100 hPa より上空の基準温度場は 200 K の等温場であり,地球大気の成層圏を模擬するわけではない.

本研究では、モデル上端を高度 50 km, 鉛直解像

度を約1kmとし,初期状態を250Kの等温静止大 気とした.その上で,両モデルでのQBO的振動の 発生の有無と,その水平渦拡散・水平解像度依存性 を調べた.

#### 3 結果

同程度の水平解像度 (DCPAM は T42, SCALE-GM は glevel 5) で,同じ大きさの水平渦拡散 ( $\nabla^4$ , 最小スケールの緩和時間が 0.4 日) を与えた場合, DCPAM では赤道上空東西風の振動は生じなかっ たのに対して、SCALE-GM では約 2.3 年周期の 振動が生じた (図 1). 水平渦拡散をより小さくす ると、DCPAM でも QBO 的振動が生じた.また、 SCALE-GM において水平渦拡散が大きいほど、振 動周期は長くなり、水平解像度が高いほど、周期は 短くなることが見出された. 重力波の伝播による角 運動量の鉛直輸送は、QBO 的振動の周期が短い場 合ほど大きく、これは QBO の振動メカニズムと整 合的である.一方,同じ大きさの渦粘性を与えても, 2つのモデルで結果が異なるということは、数値的 な拡散の影響が無視できないことを示している. 今 後,数値手法依存性をより詳細に調べる必要がある. 謝辞

本研究は,文部科学省ポスト「京」萌芽的課題3「太陽 系外惑星(第二の地球)の誕生と太陽系内惑星環境変動 の解明」の一環として実施したものです. 参考文献

Held & Suarez, 1994: *BAMS*, **75(10)**, 1825–1830. Kawatani et al., 2009: *JGR*, **114**, D01102. Yao & Jablonowski, 2013: *GRL*, **40**, 3772–3776. Yao & Jablonowski, 2015: *JAS*, **72(6)**, 2201–2226.



図 1 DCPAM (上) と SCALE-GM (下) での赤 道上空の東西平均東西風の時間発展. 等値線間隔 は 10 m/s, 網掛けは西風を示す.

# QBOi-AMIP と-1xCO₂実験における QBO が北半球冬季の成層圏循 環に与える影響

直江寛明・吉田康平 (気象研)

## <u>1. はじめに</u>

赤道準二年周期変動 (QBO) は、赤道成層圏で主要 な年々変動である。その影響は北半球の極渦変動 (Holton and Tan 1980) や、熱帯対流圏の MJO 変動 (e.g., Nishimoto and Yoden 2017) にまで影響が及ぶ。 これまでの研究では、QBO-極渦の関係は robust と されているが、その説明・メカニズムはまだ不明な ところが多い (Naoe and Shibata 2010; Watson and Gray 2014)。現実的な QBO を気候モデルで再現する ためには未だに多くの困難があるため、QBO を駆 動する諸過程の改善を目的とした QBO 国際相互比 較 (QBOi) が行われ、我々はそこで推奨された実験 を実施した。本発表では、その中で AMIP と 1xCO₂ 実験について、北半球冬季に QBO が成層圏中高緯 度循環に与える影響を解析したので報告する。

## <u>2. 方法</u>

気象研で開発された地球システムモデル (MRI-ESM2)を用いて長期積分を行った。解像度は 大気モデル TL159L80、モデルトップは 0.01hPa で ある。非地形性重力波パラメタリゼーションは Hines (1997)を使用した。AMIP 実験 (QBOi-Exp1, 過去再現実験)は、CMIP5 で用いた年々変動の SST を境界条件として 1979–2009年の期間行った。 1xCO₂実験(QBOi-Exp2)は、1988–2007年で平均し た年周期気候値の SST、及び 2002年時における境界 データを年周期で繰り返し与え、30年間積分する理 想実験である (CO2 濃度 372.5ppmv)。

## <u>3. 結果</u>

図1は、AMIP 実験(上図) の冬季 (DJF) において、 熱帯下部成層圏の東西風を西風位相時 (QBO-W) と東風位相時(QBO-E) とに分類し、両者の差 (QBO-E – QBO-W) の緯度高度断面図を示す。ベク トルは EP-flux の差で、統計的有意性がある(ない) 領域は黒(グレー)で表示している。北半球成層圏 の中高緯度に負の東西風偏差があり、これは Holton-Tan 関係を示している。なお、再解析データ の合成図と比較すれば統計的有意性の領域は小さ い。EP-flux は、亜熱帯ジェットの上部から熱帯下 部成層圏に向かう統計的に有意なベクトル領域が あり、QBOによって EP-flux の強弱が異なることを 示唆している (QBO-E の方が強い)。1xCO₂ (下図) では、北半球成層圏の中高緯度で差はない。南極域 で有意な偏差があり、これはオゾンホールの年々変 動は QBO の影響を受けやすいことを示唆している。 なお、1xCO₂の DJF 気候値は AMIP と比べて南極域 に強い西風があり、これは 2002 のオゾン破壊物質 の量を反映して、SH の春夏にオゾンの回復が遅れ 極渦の強い状態が夏まで影響が残ると考えられる。



図 1. 下部成層圏の東西風 (DJF 平均、50 hPa, 10°S-10°N) について±0.7σ を閾値としたとき、QBO-E と QBO-W との差の高度緯度断面図。95%の統計的 有意性は太実線で表示。ベクトルは EP-flux の差で、 (y, z) 成分のどちらか90%統計的有意性があれば黒、 どちらも有意性がなければグレーで表示。(上) AMIP, (下) 1xCO₂。

## 気層の放射による地表面の加熱を考える温室効果実験装置

関隆則(日本気象予報士会)

#### 1. はじめに

温室効果を理解すためには、温室効果気体である 水蒸気や二酸化炭素の赤外線吸収、放射の性質を実 験で確認するとともに、太陽からの可視光が地面を 加熱、地面からの赤外線放射、大気中の温室効果気 体の赤外線吸収、そして赤外線放射による地面の加 熱に至るエネルギーの流れを確認できる実験が役に 立つ。温室効果気体の赤外線吸収実験については 2015 年秋季大会 P102、赤外線放射実験については 2016 年春季大会 D106 で光音響効果を用いた実験を 報告した。今回は温室効果に関するエネルギーの流 れに着目した実験を報告する。

#### 2. 今回の実験のテーマ

図1は温室効果の原理を大気を1つの薄い層で代表してエネルギーの流れの説明図である。*I*_Eは太陽からの入射エネルギーである。(A)は温室効果気体のない場合、(B)は温室効果気体を含む大気を薄い層で代表させて、エネルギーの出入りを示している。

(A) では  $I_{E}$ が地面を温度  $T_{g1}$ に加熱し赤外線を放 射する。(B) では温室効果気体を含む大気からの下 向きの赤外線によって地面が加熱され、地面の温度 は  $T_{g2}$ に加熱される。実験では地面としてアルミ板 を用い、電気ヒータを密着させてエネルギーを注入 し、温室効果気体を含む大気の層はカーボン紙を代 用し、 $T_{g1}$ - $T_{g2}$ の温度差で温室効果の存在を体験で きるようにした。



図1大気を1つの薄い層で代表した説明図

#### 3. 実験装置の要点と構成

図2に実験装置の構成を示す。図3にカーボン紙 を装着した状態を示す。

・太陽からの可視光の加熱を電気ヒータで行う。

・赤外線をほぼ完全に吸収・放射するカーボン紙で 温室効果気体を含む大気の層の代用にする。

・地面、大気の層、上空の冷熱源を板状にして、垂 直に立て、対流による相互の熱の結合を避ける。

・実験の感度を上げるため冷熱源板を氷水で冷やす。 3.実験の結果

図4にカーボン紙の有・無による地面に対応させ たアルミ板の温度変化を示す。×:(A)の温度、□: (B)大気からの放射での温度上昇、△:(A)での放射 冷却による変化である。カーボン紙からの放射で約 1.5℃加熱され、温室効果として確認できた。



図2 実験装置の構成



図3 実験装置の写真



図4 カーボン紙の出し入れによる温度変化

#### 6. まとめと今後の課題

温室効果を大気の層からの赤外線による地面の加 熱として実験で説明できた。この実験では温室効果 気体を使っていないので、二酸化炭素の赤外線吸 収・放射の実験と組み合わせた教材を増やしたい。

#### 7. 参考文献

小倉義光、1984:一般気象学(第2版) 松田佳久、2011:惑星気象学入門

# 機械学習を用いた不均質雲の光学的厚さと雲粒有効半径の推定

*岩渕弘信・岡村凜太郎(東北大院理), K Sebastian Schmidt(コロラド大学)

## 研究背景と目的

雲の光学特性と微物理特性の衛星観測では 可視または近赤外および短波長赤外の2波長 の太陽反射光が用いられている。Terra および Aqua 衛星に搭載された MODIS 等のイメージ ャによる雲プロダクトの生成においては、平 行平板雲を仮定した放射伝達計算から反射率 の参照表 (Look-up Table; LUT) を作成し、光学 的厚さや有効半径が決定される (Nakajima and King, 1990)。しかしながら、この方法では独 立画素近似 (Independent Pixel Approximation; IPA) を仮定しているため、雲の水平不均質性 や3次元の放射伝達などに起因する推定誤差 が生じる (Várnai and Marshak, 2002; Marshak et al., 2006; Zhang and Platnick, 2011; Zhang et al., 2012; Grosvenor and Wood, 2014).

本研究では3次元放射効果を考慮して不均 **質雲の特性を推定する方法として、機械学習** (または深層学習)を用いた手法を開発した。

## 2. 機械学習による推定

ラージエディシミュレーションより得られ た高解像度な雲データ (SCALE-LES 雲データ) を入力としてモンテカルロ 3 次元大気放射伝 達モデルによる放射計算を多数回行い, 雲の 特性と放射輝度それぞれの水平分布のデータ セットを作成した。これを学習とテストのた めに用いた。

機械学習では Deep Neural Network (DNN) を 用いた。DNN による2つの推定モデルを構築

し、それぞれについて推定性能を評価した。 1つ目のモデルは、波長 860 および 2130 nm における多画素の放射輝度と、対応する IPA リトリバル結果を入力とし、多画素の雲の光 学的厚さと雲粒有効半径を出力する (DNN-2r)。 2つ目のモデルは、波長860、2130、1640、3750 nm の多画素の放射輝度から直接, 多画素の雲 の光学的厚さと雲粒有効半径を出力する (DNN-4w)。どちらもショートカットによる残 差推定ネットワークを用いており、全体で 5~ 7層の多層構造になっている。DNN-4wでは画 像認識でよく使われる畳み込み層に 100 種類 のフィルタを設定して用いた。

既存の IPA リトリバルに比較して、どちら の DNN も推定精度が良いことが示された。特 に雲粒有効半径の推定精度が良かった。DNN-4w では、光学的に厚い場合にも比較的安定し て真値に近い値を推定できた。DNN-4w では 畳み込み層を用いたことで多波長画像に現れ る3次元放射効果を良く学習して補正できて いることが示唆された。

- Acknowledgements. The authors are grateful to SCALE-LES developer team, Dr. Yousuke Sato, the Graduate School of Simulation Studies, University of Hyogo, and Grant-in-Aid for Scientific Research (B) (KAKENHI Grant No. 15H03729) of the JSPS.
- Reference: Okamura, R., H. Iwabuchi, K. S. Schmidt, Retrieval of optical thickness and droplet effective radius of inhomogeneous clouds using deep learning, Atmos. Meas. Tech. Discuss., doi:10.5194/amt-2017-154



図1.機械学習を用いた不均質雲の光学的厚さと雲粒有効半径の推定手法の概要。

# 積雪放射計算改良のためのX線マイクロCTデータを用いた積雪粒子モデル開発

*石元裕史¹, 安達 聖², 山口 悟², 青木輝夫^{3,1}, 谷川朋範¹, 増田一彦¹ 1:気象研究所, 2:防災科学技術研究所, 3:岡山大学自然科学

#### <u>1. はじめに</u>

衛星リモートセンシングによる積雪粒径・不純物 濃度の推定精度向上を目的として、積雪のマイクロ CT データを利用して、より精緻な積雪放射計算を 実現するための積雪粒子の形状と粒子散乱特性のモ デル化に取り組んでいる。これまで、マイクロ CT 画像を2値化して作成した3次元離散点集合を用い て、接触・結合している個別氷粒子を分離し取り出 す手法を開発した。さらに Marching cubes 法を用 いて粒子表面を定義し、幾何光学近似法 (GOM) で 積雪粒子の光散乱特性を計算できるようにした(気 象学会 2016 秋 D158)。このことにより、可視--近 赤外波長における積雪双方向反射率(BRDF)計算 に、実際の雪粒子形状を使った積雪粒子散乱モデル を組み込むことが可能となった。さらに積雪粒子の 粒径分布、粒径や積雪比表面積 (SSA) と粒子形状・ 粒子散乱特性との関係など、これまで考慮すること が難しかった物理情報を導入した積雪のモデル化が 実現できると考えられる。

## 2. ボロノイ形状モデルとの比較

現在 MODIS および GCOM-C/SGLI の衛星多チ ャンネル観測による雪氷リトリーバルアルゴリズム では、乱数を用いて数値的に作成した2種類の非球 形粒子モデルである Voronoi Aggregate (VA) と Voronoi Column (VC)をサイズに依存した比率で組 み合わせた混合粒子モデルを用いており、衛星観測 から推定した粒径はグリーンランド現地観測で検証 した積雪粒径と良い相関を示している(青木ほか気 象学会 2015 春 A164)。降雪機械による人工雪と野 外で採取した自然雪の複数のマイクロ CT サンプル を解析して得られた積雪粒子形状について、GOM 計算で粒子散乱特性を計算し VA および VC モデル との比較を行った。降雪後の変質作用によって大き な粒径となった積雪粒子の散乱位相関数は VA の位 相関数によく一致しており、一方、粒径が小さく樹 枝状構造が残っている比較的新しい積雪では VA と VCの中間的な位相関数を示した。この結果は、積 雪粒径に対して経験的に決められた VA と VC の混 合が実際の積雪粒子の散乱特性をうまく再現してい る根拠の一つとなると考えられる。



図1:マイクロCTデータから抽出した樹枝状雪粒子(左)お よびさらめ雪粒子(右)の散乱位相関数(波長0.532 µm)と VA・VCとの比較

## 3. 雪粒子の変質シミュレーション

積雪粒子のサイズと形状との関係をより深く調べ るため、雪の変質過程のシミュレーションを試みた。 新雪粒子はその複雑な形状のため微細なスケールに おいては昇華平衡が成り立っておらず、等温変質過 程では空気を介して曲率の高い部分から曲率の低い 部分に物質が移動し、このことで構造や粒子サイ ズ・形状が時間変化する。マイクロ CT の新雪デー タを使って物質移動のシミュレーションを行った結 果、しまり雪にみられる雪粒子のネットワーク構造 やざらめ雪の形状が比較的うまく再現できることが わかった。このようなシミュレーション計算結果を 利用して雪の変質プロセスと積雪散乱特性との関係 を明らかにし、より高度な衛星リトリーバルアルゴ リズムの開発に結び付けたいと考えている。



図 2:マイクロ CT で得られた新雪(A)と変質したしまり雪(D) の粒子形状と、(A) データを使った変質シミュレーションに よって作成した粒子(B,C)

謝辞: 本研究は JSPS 科研費 15H01733, 16H01772、JAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです。

# EarthCARE 衛星雲解析アルゴリズム : 氷粒子のライダ比と偏光解消度

## *岡本 創, 佐藤可織, 片桐秀一郎(九大応力研), Anatoli Borovoi (ロシア科学アカデミー)

#### 1. はじめに

2018年度に日欧共同の雲・エアロゾル・放射ミッ ションEarthCARE衛星の打ち上げが予定されており, ドップラー機能を持つ 94GHz 雲レーダ(CPR),紫外 波長で高スペクトル分解ライダ(ATLID),多波長分 光放射計(MSI),広帯域放射計(BBR)の4種類の観測 機器を用いた観測が行われる予定である. EarthCARE衛星観測によって,雲レーダを搭載した CloudSat やライダを搭載した CALIPSO衛星を含む A-Train とのデータの連続性が期待でき,さらに新 たに CPR から落下速度や鉛直流を中心とした解析 が,ATLID からは消散係数の情報が期待できる.こ の講演では,これらの新しい観測量・物理量をどの ようにEarthCAREの雲解析アルゴリズムに取り入れ, 雲粒子タイプ識別と雲微物理特性抽出を行うかに ついて述べる.

#### 2. アルゴリズム

雲の相や粒子タイプの検出は、CALIPSO に対する 雲粒子タイプ識別アルゴリズム (KU-Type) [Yoshida et al., 2010]に基づく、今回さらにライ ダに高スペクトル分解機能があることで、消散係数 とライダ後方散乱係数の比が新たに得られること を利用することを考える、ライダ比と偏光解消度の 関係は、エアロゾルのタイプ識別で有効であるとさ れる[Illingworth et al., 2015]. 今回、氷粒子形 状や配向の情報をこの関係から求めることを考え る.

氷雲の微物理特性に関しては、レーダとライダを 組み合わせ、レーダ反射因子、ライダ後方散乱係数、 そして偏光解消度を用いて有効半径や氷水量等の 氷雲微物理特性(KU-Micro)を解析したものを提供 してきた[Okamoto et al., 2010, Sato and Okamoto 2011]. 氷粒子の非球形形状と配向の効果をより現 実的な状況を考慮するために物理光学理論 [Borovoi et al., 2012, Konoshonkin et al., 2016] に基づいた参照テーブルを作成し、さらにライダ比 の情報を新たにアルゴリズムの入力とする.

## 3. 氷粒子の形状・配向とライダ比と偏光解消度の 関係

レーザーの照射の角度はATLIDと同様の3度とした. 氷粒子の形状と配向に関しては,水平面に偏って配向している平板状の氷粒子(2D-plate),水平面

に偏って配向している六角柱形状の氷粒子 (2D-column),そして Droxtal 形状の氷粒子を考慮 した.これらについて物理光学法を適用し後方散乱 係数,ライダ比,偏光解消度を求めた.配向の状態 として,水平面と粒子の長軸のなす角がガウス分布 の従うと仮定し,標準偏差を0.5度,1度,2度の 場合を考慮した.粒子サイズは10ミクロン以下の ものから2mm程度まで考慮してサイズ積分を行った. ある形状と配向の氷粒子に対して,有効半径を変化 させた場合に取りえる値を図1に示した.



図1 氷粒子の形状・配向とライダ比と偏光解消度の関係.

2D-plate の偏光解消度は 10%以下の小さい値であ るが、ライダ比は 5 から 40 の間の値であった. 2D-column の偏光解消度は 35%以下で、ライダ比は 28 から 40 の間の値になった. Droxtal は 40%以上の 偏光解消度を示すが、ライダ比は 15 から 47 の値を であった. この 2 次元ダイアグラムを用いて、 米粒 子形状と配向についての情報が得られると期待で きる. CloudSat-CALIPSO の場合に、米粒子形状と配 向の違いがどの程度の微物理特性に不確定性を与 えるかについての評価についても報告する.

謝辞:本研究は科研費 JP17H06139, JP15K17762, お よび JAXA EarthCARE プロジェクトの助成を受けた ものです.

#### An improved cloud properties retrieval method from the sky radiometer

*Pradeep Khatri¹⁾, Tadahiro Hayasaka¹⁾,Hironobu Iwabuchi¹⁾, Hitoshi Irie²⁾, and Tamio Takamura²⁾ ¹⁾CAOS, Tohoku University, Japan, ²⁾CEReS, Chiba University, Japan

#### 1. Introduction

At the most fundamental level, the cloud optical depth (COD) and effective radius (Re) are key cloud properties to be known to understand the roles of clouds on radiation and water budgets and their associations with climate change and hydrological cycle. Several ongoing cloud observation missions from the space are capable to give information regarding COD and Re by covering sufficiently wide area; however, precision/accuracy of such satellite sensor data is always an important issue. In principal, cloud observation from the ground can be used to validate such satellite cloud products, if observation data from the ground are accurate enough. Therefore, cloud properties retrieval from the surface with relatively high accuracy is urgently required. The sky radiometer of SKYNET, an international observation network, (http://atmos2.cr.chiba-u.jp/skynet/) has a great potential to generate cloud related data from the ground, which can be used to validate cloud products of various satellite sensors. This recognition motivated us to develop a method to retrieve cloud properties from sky radiometer observation data. We focused our attention to resolve issues that were left unsolved in the past studies.

#### 2. Method

COD and Re retrieval from the sky radiometer observed spectral zenith transmittances is possible by combining data of water absorbing and non-absorbing channels. However, the look up table (LUT) approach similar to Nakajima and King plot, which is commonly used to retrieve cloud properties from satellite observed reflected signals, is not appropriate for transmitted signals because the same transmitted signals at water absorbing and non-absorbing channels may get generated from more than one set of COD and Re. Despite this fact, LUT of water absorbing and non-absorbing wavelengths was used to retrieve COD and Re from the sky radiometer and an instrument similar to sky radiometer belonging to AERONET (e.g., Kikuchi et al., 2006; Chiu et al., 2012). Some new approaches, such as use of transmittance slope, has been introduced for radiometers capable to collect data with high spectral resolution (e.g., Mc Bride et al. 2011). This approach is less suitable for sky radiometer due to a limited number of channels. We developed a method to retrieve COD and Re by using data of three sky radiometer channels, in which at least one channel should be water-absorbing. Our retrieval is based on a method of maximum a posteriori (MAP) as outlined by Rodgers (2000). One of the most important features of our method is that

we developed and implemented an on-site calibration technique for water-absorbing channel (e.g., 1627nm). This is done by relying on the framework of improved Langley (IL) method (Tanaka et al., 1986; Najkajima et al., 1996; Campanelli et al., 2004) as developed for visible channels of sky radiometer. Unlike the traditional Normal Langely method (NL), IL method can generate temporally variant calibration constant values, which are very useful while analyzing data of long term observation.

#### 3. Retrieval error

Figure 1 shows an example of the retrieval error of the proposed method for the solar zenith angle of  $30^{\circ}$ when the signals at the wavelengths of 870nm, 1020nm, and 1627nm are used as input data. There is a slight difference in the magnitudes of the retrieval error depending on the solar zenith angle. The retrieval error, which is defined as the deviation of the retrieved value from the true value, is derived by considering the measurement errors originated from 1% error in  $\ln V_0$ , where  $V_0$  is the calibration constant, and 20% errors in input values of precipitable water content and surface reflectance. The retrieval error in Re is relatively larger than that for COD. This may be due to low sensitivity of Re change on transmittance in comparison to the COD change. The relatively large errors in retrieved Re generally occur for COD values of  $\sim$ 3-12. This is the region where the peak value of the transmittance occurs. The validation of retrieved cloud properties is performed by comparing modeled radiances with surface observation data of narrow angle radiometer. The agreement is quite good. They are also compared with MODIS and AHI cloud products, in which COD shows better agreement that Re values.



Figure 1. An example of retrieval errors for (a) COD and (b) Re at the solar zenith angle of  $30^{0}$ . For detail, see text.

# SKYNET データによるエアロゾル組成のリモートセンシング

*工藤玲(気象研)、入江仁士(千葉大学)、居島修(高層台)、高野松美(高層台)、竹村俊彦(九州大学)、 西澤智明(環境研)、青木一真(富山大学)、日暮明子(環境研)、清水厚(環境研)、及川栄治(NICT)、 山崎明宏(気象研)、石田春磨(気象研)、早坂忠裕(東北大学)

## 1. はじめに

エアロゾルの放射強制力は、組成によって正負が 異なる。このため、リモートセンシングによって組 成の情報を得ることが出来れば、放射強制力の評価、 物質輸送モデルの検証などに大きく貢献できる。

SKYNET は、分光放射計(スカイラジオメータ)の国際的な地上観測網で、主として東アジアをカバーしている。東アジアは、世界でも特にエアロゾルの排出量が多い地域である。

本研究では、SKYNET のスカイラジオメータ観測 から、エアロゾル組成の情報を引き出すリモートセ ンシング手法を開発した。そして、SKYNET の7地 点、2005~2015年のデータを解析した。

#### 2. 解析方法

スカイラジオメータは、可視から近赤外波長の太 陽直達光と散乱輝度の分布を測定する測器で、エア ロゾルの微物理・光学特性を導出する様々な手法が 開発されている。本研究では、エアロゾル組成毎の 粒径分布を推定する。

まず、エアロゾルのみを解析対象とするために、 雲があるシーンを対象から外す。ここでは、太陽近 傍の散乱・直達比の時間変動と散乱輝度の空間変動 に、それぞれ閾値を設定することで雲の判別を行っ た。高層気象台の目視雲量を正解として雲判別の性 能を評価したところ、雲があるのに快晴と判別した 失敗事例を10%に抑えることが出来た。

推定するエアロゾル組成は、粒子サイズと光吸収性で分類した4種類。水溶性 (有機物、硫酸塩等の混合。球。)、光吸 収性(黒色炭素をコアに水溶性を被覆させた粒子。)、ダスト(回転楕円体。)、海 塩(球)である。エアロゾルの粒径分布 を図1のように対数正規分布の重ね合 わせで表現する。そして、微小モードは 水溶性と光吸収性、粗大モードはダスト と海塩で構成されると仮定する。

各対数正規分布の体積、微小モードに おける水溶性の比率、粗大モードにおけ



図1 組成毎の粒径分布の概念図。

るダストの比率を推定するパラメータに設定し、こ れらを観測データに最適化する(Kudo 2016, AMT)。 これによって4種の粒径分布を得る。

#### 3. 結果

SKYNET の仙台、千葉、福岡、福江、辺戸、ソウ ル、ピマイの7地点、2005~2015 年を解析した。図 2は、500nmの光学的厚さに占める4種の組成比と、 500nmの光学的厚さ、一次散乱アルベド、非対称因 子、ライダー比、偏光解消度の解析期間の平均値で ある。いずれの地点でも、水溶性が約70%を占めて いた。そして、光吸収性とダストがそれぞれ約10~ 15%であった。海塩は、辺戸、福江、千葉等の海が 近い地点で多めになっていた。光学的厚さは、ソウ ル、ピマイの大陸内の地点で大きく、次いで、福岡、 辺戸の大陸に近い地点で大きい傾向が出ていた。

#### 4. まとめ

スカイラジオメータ観測から4種のエアロゾル組 成を推定する手法を開発し、SKYNET の7地点、 2005~2015年のデータを解析した。今後は、季節変 動や経年変動の解析を進めていく。また解析地点を 増やしていく予定である。

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP15H01728 の助成を受けた ものです。



WS ELAC DS SS

図 2 500nm の光学的厚さに占める水溶性 (WS)、光吸収性 (LAC)、ダスト (DS)、海塩 (SS) の割合、500nm の光学的 厚さ (AOD)、一次散乱アルベド (SSA)、非対称因子 (ASM)、 ライダー比 (LIR)、偏光解消度 (DEP)の年平均値 (2005~2015 年の平均)。

## 積雪中のダスト・ブラックカーボン・オーガニックカーボン濃度の簡易的測定手法の検討

*安成哲平(北大院工・北大北極研),外崎友望(札幌市水道局),的場澄人(北大低温研), 青木輝夫(岡山大院),庭野匡思(気象研),谷川朋範(気象研),村尾直人(北大院工)

## 1. はじめに

太陽光吸収性のエアロゾル (Light-Absorbing Aerosol, LAA) であるダスト・ブラックカーボン (BC)・オー ガニックカーボン (OC) は雪に落ちたあと雪のアルベ ドを下げ,その後のフィードバック過程による地域・ 領域的な水循環・気候への影響を与える¹².これまで 観測研究では、ワシントン大や日本の気象研究所のグ ループを中心として精力的な積雪の LAA の観測が行 われているが³⁴,今回これまでとは別の方法で,LAA の簡易的測定手法を独自に検討した.本研究では、石 英フィルターに濾過したサンプルの吸光度と独立した 測定方法による LAA の関係性から吸光度を用いて簡 易的にLAA の質量濃度を算出できる手法を検討した。

#### 2. 方法

2016年1月8日~2016年3月18日の間,週2回札 幌北大低温研裏の露場で採取した表面 0-2 cm の雪を 石英繊維フィルター (2500OAT. Pallflex Products Corp.; 850℃で予め2時間焼いたものを使用) に融解 水を濾過し、ほぼ同じ濾過量のものに対して炭酸塩除 去有り(6Nの強塩酸100mlの滴下し,その後塩化カ ルシウムを除くため超純水 200 ml を濾過)・無しの二 種類の濾過フィルターを作成した、分光光度計(日立 U-4100: 240-2600 nm の波長帯) でフィルターの吸光度 をそれぞれ測定した、その後、同フィルターの黒色 (EC)・有機炭素(OC)量を DRI Model 2001A (IMPROVE プロトコル使用) で測定した. 石英繊維 フィルターの重量定量は難しいため、ダスト濃度は本 研究用と同日同積雪サンプリング時に採取された別の 表面雪サンプルから Kuchiki et al. (ref. 4) の方法で測 定されたものを使用し、そのダスト濃度と炭酸塩除去 をしなかった場合の濾過融解水量の積を本研究のフィ ルター上にあるダスト量として推定した. その後,炭 酸塩除去有り・無しの場合の各フィルターの各波長の 吸光度と EC・OC・ダストの相関係数と統計的有意検 定(両側 t 検定)を行い,最も有意に相関が高くなる 波長を使って検量線を作成することを検討した.

#### 3. 結果と議論

本予稿ではスペースの関係から吸光度と EC の関 係性についてのみ紹介し,他の LAA の結果について は発表当日に紹介する.サンプル間の EC と各波長の 吸光度においては、炭酸塩除去をしない場合は、どの 波長においても統計的に有意な相関は得られなかった. 一方、炭酸塩除去を行った場合においては、510-1780 nmの波長帯で有意な相関が得られた(99%信頼限界). 最も相関関係が有意に高かったのは1085 nmであった (図1). BC は可視域で吸収が大きいが⁵,近赤外が有 効だというこの結果は、炭酸塩除去をしても可視域な どに吸収帯があるダスト⁵などの不純物による妨害が あったことで相関が低くなったと考えられる. 結果と して、炭酸塩除去をしてダストなどの妨害も受けるこ とが少なかった上記近赤外の波長において最も強い相 関関係が得られたと考えられる. このことから EC (BC) においては、炭酸塩除去を行った石英繊維フィルター の吸光度から EC を算出できることがわかった. しか しながら、有意とは言え、まだバラつきもあることか ら精度を高めるには今後の課題もあると言える.



図 1. 波長 1085 nm における吸光度とフィルター上の EC 量の関係(炭酸塩除去有り:黒;炭酸塩除去無し: 灰色).決定係数は小数点第3位で四捨五入した.

#### 参考文献

- Qian, Y., T. J. Yasunari, et al. (2015), Adv. Atmos. Sci., 32(1), 64-91, doi: 10.1007/s00376-014-0010-0.
- 2: Yasunari, T. J., R. D. Koster, W. K. M. Lau, and K.-M. Kim (2015), J. Geophys. Res. Atmos., 120, 5485-5503. doi: 10.1002/2014JD022977.
- Doherty, S. J., S. G. Warren, T. C. Grenfell, A. D. Clarke, and R. E. Brandt (2010), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11647-11680, doi:10.5194/acp-10-11647-2010.
- 4: Kuchiki, K., T. Aoki, M. Niwano, S. Matoba, Y. Kodama, and K. Adachi (2015), J. Geophys. Res. Atmos., 120, 868-882, doi:10.1002/2014JD022144.
- 5: 青木輝夫, 田中泰宙 (2008), 天気, 55(7), 538-547.

#### 謝辞

本研究は、北海道大学低温科学研究所との共同研究 の元に行われた。産業技術総合研究所の兼保直樹グル ープ長には EC 分析のための有益な情報を頂いた.

## 春季九州西岸における高気圧時と低気圧時の微生物エアロゾルの濃度

O張代洲 胡偉 堀川結香 松崎弘美(熊本県立大学・環境共生学部) 村田 浩太郎(国立極地研究所)

### 1. はじめに

空気中には微生物や生物起源のエアロゾル 粒子(バイオエアロゾル粒子)が普遍的に存 在している.とくに、細菌をはじめとする微 生物は,空気中での雲核としてのはたらきや, 全地球上での物質循環や気候変化など, 広範 囲にわたる潜在的な影響・はたらきが示唆さ れている.このような影響を評価する上で, 空気中を拡散するバイオエアロゾルの発生源 ごとの寄与を定量的に明らかにする必要があ る. すなわち、人間活動由来による発生、海洋 や沿岸域、森林、砂漠などのさまざまなフィ ールドにおいて特徴的と考えられるローカル な発生,空気の流れに伴う長距離輸送による 流入に関して、それぞれがどれほど量的に寄 与しているのか評価する必要がある.本研究 では、熊本県天草市西海岸(東シナ海に面し ている) における総観規模の気象 (低気圧・高 気圧)とローカルな気象(海陸風)とに着目 し、アジア大陸風下の沿岸地域における、大 陸由来とローカル由来の細菌濃度について考 察した.観測実施地点は周辺に人為的活動の 少ない海岸地域であり,周辺の自然由来の発 生とアジア大陸からの長距離輸送の影響を受 けて空気中エアロゾル粒子のダイナミクスが 生じている.

#### 2. 方法

熊本県天草市大江において,(1)2012年3 月22-24日,(2)2013年3月19-21日,

(3) 2013 年 4 月 15 日,(4) 2013 年 4 月 27—29 日,(5) 2014 年 5 月 10—11 日,(6) 2014 年 5 月 22—23 日の 6 期間に,海岸に面 した建物の 3 階ベランダ(最上階)で観測を おこなった.空気中細菌は液体捕集装置(バ イオサンプラー)を用いてリン酸緩衝生理食 塩水中に採集し,グルタルアルデヒドで固定 後,LIVE/DEAD BacLight Bacterial Viability Kit で蛍光染色し,蛍光顕微鏡で計 数を行った.観測期間中の気象データおよび 浮遊粒子数濃度は観測所から約 500m 離れた 天草環境リサーチユニット(AERU)で得ら れたものを用いた.観測期間中の気象条件は, 高気圧時,前線前,前線後,高気圧接近時の 4 つに分類した.

### 3. 結果と考察

観測期間中の気象条件は、それぞれの期間 で(1)前線前~前線後の黄砂,(2)前線前~ 前線後,(3)前線後~高気圧接近,(4)高気 圧~前線前,(5)高気圧,(6)高気圧に分類 された. 前線後の気象条件下ではパーティク ルカウンターで測定された粗大粒子(粒径1 um 以上)の上昇とともに細菌数濃度が 105-10⁶ cells m⁻³のオーダーで増加した. 他の条件 下ではこのような粒子との相関性は見られな かった. 前線通過後はアジア大陸からの空気 塊が速やかに流れてくるため、<br />
大陸起源の粒 子と細菌が同時に輸送されたのだと考えられ る.一方,高気圧下では粒子濃度と関係なく, 6時(期間4) あるいは9時,21時(期間5 と 6) に細菌濃度が急増する日内変動が見ら れた. 図1に期間6の細菌数濃度と風向・風 速の時間変動を例として示す. 観測された定 期的な濃度上昇は、海陸風により風向がシフ トする時間帯と一致していた. このときの細 菌濃度は 10⁵ 後半~10⁶ cells m⁻³のオーダー であり、前線後の黄砂や大陸気塊の影響下の 濃度に匹敵した. すなわち, 大陸由来とロー カル由来の細菌濃度は、最大値で見れば同程 度であるが,気象条件(前線通過後あるいは 高気圧)の違いと海陸風などのローカルな空 気の流れ、粒子との相関の有無により、特徴 づけられる.



Fig. 1 Schematic diagram of the activities of bacterial aerosols in the environment via the atmosphere from continents to remote marine areas (Zhang et al. 2017)

謝辞:この研究は、科学研究補助金(挑戦的萌 芽研究 15K12192 と基盤研究(B)16H02942) の支援で実施した。

# 2017年5月上旬に東アジアの広範囲で観測されたダストイベントの解析

*源 祐輝¹・中村 晃太朗¹・小原 一真¹・河合 慶¹・能田 淳²・牧 輝弥³・E. DAVAANYAM⁴・甲斐 憲次¹ (¹名大院環境,²酪農学園大学,³金沢大学,⁴モンゴル気象水文環境情報研究所)

1.はじめに ゴビ砂漠はモンゴル南部から中国 北部に広がり、アジアダスト(黄砂)の主要な発生 源である。2017年5月2日-4日、3つの寒冷前線 がゴビ砂漠を通過して、ダストイベントが発生し た。そのダストが6日-8日にかけて日本全土に飛 来し、視程障害などを引き起こした。7日には北 海道から鹿児島まで全国46/59地点で黄砂が観測 され、2010年3月21日(56/61地点)以来の大規 模なダストイベントとなった。本研究ではこのダ ストイベントにおける発生から輸送、沈着までの 一連のプロセスを解析した。

2. 観測・使用データ 2017 年 5 月 1 日-4 日、ゴ ビ砂漠中央部のダランザドガド気象台でダスト イベントの観測を行った。期間中は、ダストの粒 径 毎 (0.3-0.5, 0.5-1.0, 1.0-3.0, 3.0-5.0, 5.0-10.0 µm)の粒子数を測定する OPC (Aerotrak 9306-V2)と、ダストの空間分布を測定するシーロ メーター (Vaisala CL51, 波長 910nm)を用いて連 続観測を行った。また、気象場とダスト分布の解 析 に は 客 観 解 析 デ ー タ (NCEP FNL Global Analyses)と SYNOP の現在天気を用いた。

**3. 結果・考察** まず、図1にシーロメーターの観 測結果、図2に850hPa面と700hPa面の気象場の 解析、図3に長崎と新潟における SPM 濃度を示す。

5月2日12時(UTC,以下同様)、寒冷前線1がゴ ビ砂漠を通過し、ダストを舞い上げた。3日3時、 低気圧2(L2)から伸びた寒冷前線2がゴビ砂漠を 通過したため、ゴビ砂漠の広範囲で強風(10m/s以 上)を伴ったダストストームが発生した。黄砂を 代表する粒子径(1-10  $\mu$ m)において粒子数密度が 上昇し、5-10  $\mu$ mでは10⁴(/L)を超えた。ダストイ ベントは17時まで継続し、ダストの上端高度は 1-2 kmまで達した(図1)。その後、ダストは寒冷 前線2とともに東進した。4日、寒冷前線3がゴ ビ砂漠を通過し、再びダストが舞い上がった(図 2)。このダストは寒冷前線2の通過によって発生 したダストとともに日本全土やオホーツク海へ と飛来した。寒冷前線3を伴う低気圧(L3)は日本 を通過し、L3の南側では2つの気圧の谷(トラフ 1と2)が発達した。6日16時頃、寒冷前線3とト ラフ1が日本にダストを輸送し、長崎や新潟など 日本各地でSPMの濃度が増加した(図3)。8日6時 頃にはトラフ2が日本を通過し、それに伴いダス トが飛来したため、SPMの濃度が再び増加した。 本研究は科研費(No.16H02703)の助成を得た。



図 2. 850hPa 面における等相当温位線(細実線), 水平風(矢羽),寒冷前線(太実線),700hPa 面に おける上昇流域(灰色域)とダスト報(凡例)


#### First MAX-DOAS observations of formaldehyde and glyoxal in Southeast Asia and South Asia

Hossain Mohammed Syedul Hoque¹, Hitoshi Irie¹, Atsushi Shimizu², and Manish Naja³

¹)CEReS, Chiba University, Chiba, Japan ²)NIES, Tsukuba, Japan ³) ARIES, Nanital, India

## 1. Introduction

Volatile Organic Compounds (VOCs) are emitted from different classes of sources (biogenic, anthropogenic, biomass burning, etc.). VOCs can induce significant changes in the atmospheric composition. For example, it can change oxidization capacity of the atmosphere, contribute to the formation of Secondary Organic Aerosols (SOA) and tropospheric ozone, effect the cloud condensation nuclei production. Therefore, it is important to understand the distribution and processes of VOCs in the atmosphere. Formaldehyde (HCHO) and glyoxal (CHCHO) are two oxidized products of VOCs, which are used as tracer of VOC sources in the atmosphere. Additionally, the ratio of CHOCHO to HCHO concentrations  $(R_{GF})$  has been discussed in literature as a possible tracer of changes of VOC emission sources.

#### 2. Measurements

We have been conducting Multi-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy (MAX-DOAS) observations of aerosols and trace gases in Phimai, Thailand (15.18°N, 102.56° E) since September 2014 and in Pantanagar, India (29.03°N, 79.47°E) since November 2016. Phimai is a rural site situated 260 km north east of the capital city Bangkok. On the other hand. Pantanagar is situated beside a busy road in Uttarkhand, 365 km northeast of New Delhi. Scattered sunlight were measured at six different elevation angles (ELs) of 2°,3°,4°,6°,8°, and 70° and repeated the same sequence of EL every 30 minutes in Phimai and every 15 minutes in Pantanagar. By each measurement, a spectrum between 310 to 515 nm was recorded. HCHO and CHOCHO vertical profiles and Aerosol Extinction Coefficient (AEC) at 357 and 476 nm were retrieved using the Japanese MAX-DOAS profile retrieval algorithm version 2(JM2) (Irie et al., 2015), a multi-component profile retrieval algorithm based on the optimal estimation method.

#### 3. Results

For the Phimai site, the MAX-DOAS data of AEC for 0-1 km and its vertically-integrated quantity, i.e., the Aerosol Optical Depth (AOD), were compared to those of the co-located AD-Net (Asian Dust and aerosol lidar observation network) LIDAR (Light Detection and Ranging) and SKYNET sky radiometer measurements, respectively. Aerosol measurements from all the three platforms showed similar seasonal variations with enhanced aerosol loading during the dry season (October-May). This enhancement was associated with biomass burning, which is a pronounced event in this region according to literature reports. The seasonal variation of CHOCHO and HCHO showed similar patterns with enhanced concentrations during the dry season, consistent with the influence of biomass burning. As seen from Figure 1, HCHO and CHOCHO concentrations for 0-1 km in the dry season can reach up to  $\sim 6$  ppby and  $\sim 0.02$ ppbv, respectively. During the wet season (Jun.-Sep.), the trace gas concentrations are at the background level. The  $R_{GF}$  was estimated to be 0.032±0.020, which is in the range of the literature values reported for rural sites. Lower  $R_{GF}$  values (0.026±0.018) were observed during the dry period compared to the wet period ( $R_{GF} = 0.036 \pm 0.020$ ), reflecting the change of VOC emission sources during the seasons and consistent with  $R_{GF}$  estimated from satellite observations for different emission scenarios. The results were unlikely subject to cloud interference with trace gas retrievals, according to our additional study of comparisons between water vapor column data from collocated MAX-DOAS and microwave radiometer observations. Unique multi component dataset reported here provides good platform for model comparison and satellite validation.



Fig. 1. Monthly mean time series of HCHO (top panel) and CHOCHO (bottom panel). The error bars represent the  $1\sigma$  range of the data used to calculate the monthly mean. The concentration is in ppbv and representative of the height of 0-1 km.

# 気象庁黄砂予測モデルの高解像度化と予測精度検証

*小木昭典¹⁾、田中泰宙²⁾、青栁曉典¹⁾、出牛真¹⁾、弓本桂也^{3) 2)}、関山剛²⁾、眞木貴史²⁾

¹⁾気象庁、²⁾気象研究所、³⁾九州大学

## 1. はじめに

気象庁では、平成16年1月より黄砂予測モデルの運用 を開始し、黄砂予測業務に利用している。平成29年2月 に黄砂予測モデルの高解像度化等の改良を行い、本黄砂シ ーズンからの予測精度向上を図った。ここでは、その概要 と予測精度検証結果について報告する。

## 2. 黄砂予測モデルの高解像度化の概要

現行の気象庁黄砂予測モデルは、気象研究所統一全球大 気大循環モデル(GSMUV)と全球エーロゾル輸送モデル (MASINGAR mk-2)をカップラーライブラリ(SCUP)によ って結合した構成である。今年2月の改良では、モデルの 水平解像度をこれまでのTL159(約110km 相当)からTL479 (約40km 相当)に高解像度化した。また、土地種別毎に 衛星観測より推定された土壌粒子放出の重み付け関数を 導入し、土壌粒子を起源とする黄砂の発生・予測の改良を 行った。さらにこの他、凍結土壌におけるダスト発生量推 定の見直し等の改良も行った。

### 3. 予測精度の検証

平成25年から平成28年にかけての4年間の黄砂シーズ ン(3~5月)において統計スコア検証を行った。黄砂観 測については、日本域の地上実況気象通報式(SYNOP)の 現在天気(WW)の番号が06~09,30~35,98の場合を黄砂 観測有りとし、00~05の場合を黄砂観測無しとした。そ れ以外の番号は降水等の現象が優先通報されている場合 が考えられるため、黄砂観測不明として検証には利用して いない。黄砂予測については、黄砂予測モデルの地表付近 (地表面~高度約1kmまで)のダスト予測濃度のしきい値 を 90µg/m³として黄砂予測有り・無しを定めた。各観測 地点において、黄砂観測の判別が可能だった日と、それに 対応する黄砂予測の有り・無しを集計して、統計スコアを 算出した。図1に、過去4年間平均の予測期間別のスレッ トスコアの算出結果を示す。改良前後で各予測期間の結果 を見ると、予測期間を通じてスレットスコアの向上が確認 できる。従来の低解像度モデルでは、予測が過大となる傾 向が強かったが、今回導入した高解像度モデルでは予測濃 度の過大傾向が緩和し、スレットスコアの向上につながっ た。

量的予測検証として、図2に福岡市付近における今年5 月 6~8日にかけて観測された黄砂事例時における SPM 地 上濃度モデル予測値(ダスト以外のエーロゾル濃度も考 慮)と環境省大気汚染物質広域監視システム(そらまめ君) 地上観測値との比較結果を示す。従来の低解像度モデルと 比較して、高解像度モデルでは予測濃度が地上観測値によ り近づき濃度予測が改善している事が分かる。ただし、SPM 地上予測濃度には高解像度モデルでも過大傾向が見られ



図 1 予測期間別の新旧黄砂予測モデルのスレットスコア検証結果(0日は解析値を示し、1~5日はそれぞれ1~5日先の予測値を示す。)



図2 福岡市付近における新旧黄砂予測モデルによる SPM 地上濃度解析値と環境省大気汚染物質広域監視システム (そらまめ君)地上観測値との比較結果(平成29年5月 6~8日の黄砂事例)

#### た。

#### 4. まとめと今後の課題

今回の予測モデルの改良により、黄砂予測のスコア改善 及び地表面予測濃度の改善を達成する事ができた。現行で は、エーロゾルの濃度について観測データの同化を行って いないため、黄砂予測が過大または過少となった際も濃度 の修正がされない。今後、より一層の黄砂予測精度の向上 を図るために、現在気象研究所で開発中のひまわり8号の 衛星観測データを用いたエーロゾルデータ同化システム を現業利用する予定である。

#### 謝辞

本研究の一部は環境省の環境研究総合推進費(5-1502) の支援により実施された。

# 地上オゾン観測同化期間による

# 気象庁領域大気汚染気象予測モデルの予報特性

○池上雅明^{1,2}, 鎌田茜^{1,2}, 梶野瑞王², 出牛真^{1,2} (¹気象庁, ²気象研究所)

#### 1. 概要

気象庁では、光化学スモッグが発生しやすい気 象状況が予測される場合、スモッグ気象情報を発 表している.この情報作成支援に、東アジア域を 対象とした水平解像度 20km の領域大気汚染気象 予測モデル (NHM-Chem) (Kajino et al. 2012) の予測結果を利用している(池上ら 2015).2017 年3月からは環境省大気汚染物質広域監視システ ム(そらまめ君)で観測された光化学オキシダン ト(以下、地上オゾン)濃度の1時間値をナッジ ング手法によるデータ同化を導入し、予測精度の 向上を図った(池上ら 2016).

しかし,現業化における運用スケジュールの制 約上,データ同化期間が夜間(前日 21 時から当 日 03 時)の6時間に限られているため,大気汚 染気象予報現業において最重要視している日中 の地上オゾン最大濃度(概ね 15 時頃出現)の予 測改善には十分活かされなかった(鎌田ら 2016).

そのため,今回,データ同化期間をより日中に近い 時刻まで延長した場合,どの程度地上オゾン濃度の 予測精度が向上するかについて調査した.

#### 2. 実験手法

そらまめ君で観測された地上オゾン濃度の1時 間値を、データ同化用の観測データとして使用した.異常値を除去するため、時空間的な品質管理 を行い、モデル格子内に含まれている測定局の観 測値を平均して格子点値を毎時作成した.気象モ デルの境界値には気象庁全球モデル GSM の解析値 を、化学モデルの境界値には気象庁全球化学輸送 モデル MRI-CCM2 の結果をそれぞれ用いた.検証期 間は 2016 年 4 月から 9 月までとした.各実験の 同化期間を表に示す.

# 3. 検証結果

検証期間における同化なし実験(Cntl実験)の地上 オゾン濃度二乗平均平方根誤差(RMSE)に対する各 実験の地上オゾン濃度 RMSE の比(RMSE _{NUG})/ (RMSE _{cntl})の全国平均値の推移を示す(図).各実 験とも同化期間は Cntl実験より7-8割程度 RMSE が 小さい。同化期間が終わり予報期間に入ると改善量 は少なくなるが、同化期間の長い NUG3 では 15 時で 5 割程度(5.3ppb(表)) RMSE が小さくなることが分か った.

# 4. 今後の課題

ナッジング手法によるデータ同化では観測のある格 子しか修正されないため、2次元変分法等のより高度 な手法を導入したい.また、地上オゾン濃度だけでな くNOx 濃度などオゾン関連物質についても同化対象 としたい.さらに、都道府県を細分化したきめ細かい 予測を実現するためのモデル高解像度化も課題で ある.

表. 同化期間別モデル検証結果(2016年4~9月)



**謝辞:**本研究の一部は環境研究総合推進費 S-12-1-3「地域ス ケールの排出量逆推計システムの構築」の助成を受けたものです.

#### 参考文献

池上ら, 2015: 気象庁 平成 26 年度予報技術研修テキ スト, 133-140.

池上ら,2016:日本気象学会2016年度秋学会,D217. 鎌田ら,2016:第57回大気環境学会講演要旨集,299. Kajino et al.,2012:Atmos. Chem. Phys., 12,11833-11856. 中島英彰^{*1,*2}、村田功^{*2}、長浜芳寬^{*1}、武田真憲^{*2}、冨川喜弘^{*3,*4}、秋吉英治^{*1} *1 国立環境研、*2 東北大学院環境科学研究科、*3 国立極地研、*4 総研大

#### 1. はじめに

南極昭和基地において、2007 年より Bruker 社製 IFS-120M 型 FTIR を観測棟に設置し、太陽赤外線 を光源に用いた大気微量成分の観測を行っている。 観測は毎年ではなく、FTIR 観測専門の隊員が現地 で越冬している年にのみ行っている。これまで、 2007 年(第48 次越冬隊)、2011 年(第52 次越冬 隊)、2016 年(第57 次越冬隊)の3年間の観測を行 ってきた。今回は、2007 年と2011 年の観測結果を 基に、主に塩素化合物に注目した結果について発表 する。

#### 2. 観測データ及び解析手法

FTIR による観測は、越冬開始後昭和基地に太陽 光が出ている3月~5月、及び冬明け後の8月~12 月に行うことが可能である。FTIR によって観測が 可能な主な大気微量成分は、O₃, HNO₃, HCl, ClONO₂などである。今回は、これら FTIR で観測 された大気微量成分の他に、昭和基地におけるオゾ ンゾンデ観測データ、及び人工衛星 MLS による ClO, HCl, HNO₃、同じく人工衛星 MIPAS による ClONO₂ の観測結果も併せて解析を行った。FTIR による観 測結果を SFIT2 というコードを用いて解析し、それ ぞれの気体の高度分布を得た。また人工衛星による 観測から、昭和基地から半径 500 km、時間差 12 時 間以内のデータを選び出し、同時に解析を行った。

#### 3. 結果

今回は、高度18kmと22kmに注目して結果を解 析した。その結果、昭和基地における冬季にあたる 6月初めごろからHCl濃度が減少を始めることが判 った。これは、昭和基地上空におけるPSCの出現に よるものである。昭和基地上空に太陽光が戻ってく る8月初めからCIO濃度が上昇を始め、9月前半に ピークになる。そのころまだHCl濃度はほとんどゼ ロのままである。9月中旬から10月にかけて、CIO 濃度の減少とともに、CIONO2濃度の増加とHCl濃 度の増加がみられる。これらどちらのリザーバーに より多くのClyが回復するかは、冬によって、また 高度によって異なっていることが判った。また、O3 濃度は8月末から減少を始め、10月に最低となりオ ゾンホールが形成される。これら、南極基地上空に おいて、地上観測によって Cly 濃度のパーティショ ニングの様子が観測されたのは世界初である。さら に、Cly パーティショニングの変動の様子が、北極 におけるそれとは異なる変動を示すことが確認され た。これらは、南極上空成層圏のオゾン濃度が、オ ゾンホールのため北極上空より低いためであると考 えられる。FTIR と衛星による Cly パーティショニ ングの様子は、3 次元化学気候モデル MIROC3.2 の 結果と比較された。いくつかの化学種では絶対値に 系統的な差が見られたが、相対的な変動は化学気候 モデルで比較的良く再現されることが判った。



図 1 2007 年高度 18 km 昭和基地上空における各種微量 気体成分の日変化(3~12 月)



図2 2007年と2011年の高度18km昭和基地上空にお ける塩素系化合物の分配比の日変化(3~12月)

ニーオルスンライダー及び CALIOP による高緯度北極対流圏エアロゾルの季節変化 柴田隆(名古屋大)、 白石浩一(福岡大)、 須藤健悟(名古屋大)、 岩崎杉紀(防衛大)、 塩原匡貴(極地研)、 鷹野敏明(千葉大)

#### はじめに

北極圏温暖化への影響の観点から、北極域の エアロゾルと雲の研究が種々の手法により実 施されているが、ライダーが得意とするエアロ ゾルおよび雲の高度分布とその時間変化の測 定に関しては、極域という制約から、地上設置 ライダーによる通年連続観測の例はごく限ら れている。一方、衛星搭載ライダー、CALIOP による観測データが利用可能であるが、測定精 度は地上からの観測に比べて低く、濃度の低い 北極エアロゾルの解析には検知感度上の制約 がある。しかし、比較的広範囲での一定期間の 平均的な描像を求めるには有用である。

北極ライダー観測

我々はスバールバル、ニーオルスン国立極地 研究所北極基地に、2014年3月、2波長ミー散 乱ライダーを設置し、エアロゾルと雲の連続観 測を開始した。観測開始後約3年半の期間、ほ とんど問題なく測定を継続し現在もデータを 蓄積し続けている。観測データの解析とともに、 先行研究や衛星データ、さらに全球化学輸送数 値モデルによる結果と比較しつつある。

ニーオルスンライダーはNd:YAGレーザの二 波長(1064nm と 532 nm)を用い、それぞれの波 長の後方散乱係数、および 532nm の偏光解消度 を測定している。今回発表するエアロゾルの季 節変化の解析には晴天時のみの信号を用いて いる。エアロゾルの光学的な濃度が低くかつ 変化の程度が対流圏に比べて小さい成層圏高 度において、ラジオゾンデデータから計算され たレーリー後方散乱係数を用いて、信号をノー マライズすることによりデータを校正した。成 層圏エアロゾルの後方散乱は、成層圏データの 解析(白石他、本学会発表)や中低緯度での観 測(Sakai et al., 2016)を参照し、後方散乱比を 532 nm で 1.05 と設定した。

#### 結果

上記の解析が可能であるような晴天時間を 含む観測日の日数は、観測を開始した 2014 年 3 月から 2017 年 5 月までで約 450 日であった。図 1 は高度ごとに月平均した後方散乱係数をプロ ットしたものである。明確な 1 年周期の変化を 示し、低高度(2km以下)では春秋季極大、4~10km では春夏季に極大を示している。

図2はCALIOPによる観測結果の70°N以北 全体の平均値を示す。高度2km以下は冬季極大、 2km以上では春夏季に極大を示し、2km以上の 高度では上記図1の変化に類似している。

これらの結果は先行研究の結果(Di Pierro et al., 2013; Treffeisen et al., 2006)をおおむね支持

する。しかし、CALIOPによる 2km 以下の高度 では、エアロゾル濃度が 8 月から秋季にかけて 増加し 12-1 月に極大をとっている。この変化は ホトメータによるエアロゾルの光学的厚さの 観測結果(12月極小、4-5月極大, Herber et al., 2002)と様相が大きく異なり、秋冬季の CALIOPの観測をより詳細に検討する必要があ る。

#### 参考文献

- Di Pierro et al., (2013), Atmos. Chem. Phys., 13, 7075-7095.
- Sakai, T. et al., (2016), J. Geophys. Res., 121, 10283-10293.
- 白石他, (2017), 2017年日本気象学会秋季大会
- Treffeisen, R. E. et al., (2006) J. Geophys. Res., 111, D17203, doi:10.1029/2005JD006271
- Herber, A. et al., J. Geophys. Res., 107, D104097



図1 月平均後方散乱係数(単位:/Mm/sr)



12 CALIOF による 2000 年から 2017 年の 測結果(消散係数、単位: /Mm)

# オホーツク海沿岸域の大気エアロゾルの光学的特性

# *青木一真、河合なつみ、白土緋那子(富山大学)、芦田裕子(網走地方気象台)、 谷川朋範(気象研究所)、堀雅裕(JAXA)、青木輝夫(岡山大学)

## 1. はじめに

大気エアロゾルの直接的・間接的効果による気候影響を 研究するために、長期的な測定やその地域の特徴を捉える ために様々な場所で太陽直達光と周辺光の放射輝度の観 測(e.g. Aoki, 2013)を行い、大気エアロゾルの光学的 特性や体積粒径分布等を算出している。本研究の目的は、 高緯度地域である北海道のオホーツク海沿岸域の「エアロ ゾル - 雪氷相互作用に関する研究」の一環として、対象 地域の時空間変動の特徴を捉えるのはもちろん、オホーツ ク海の海氷の有無による海塩粒子等の海洋起源エアロゾ ルがどのように変化するかについて着目した。また、本観 測は、地球観測衛星や数値モデルの検証にも使われ、2017 年度に打上げ予定の気候変動観測衛星(GCOM-C/JAXA)の 地上検証データとしても使われる予定である。

#### 2. 太陽放射観測と解析概要

太陽直達光と角度別の周辺光の波長(7 or 10, 11 波長) の放射輝度を日中晴天時に自動測定できるスカイラジオ メーター(POM-01, 02: PREDE. CO. LTD., Japan)を使って、 大気エアロゾルの光学的特性の時空間変動の観測を行っ ている(http://skyrad.sci.u-toyama.ac.jp/)。基本観測及び 解析は、直達光を1分おきに、周辺光を10分おきにの放 射輝度を測定し、5 波長(0.4, 0.5, 0.67. 0.87. 1.02 µm) を使って SKYRAD.pack ver. 4.2 (Nakajima *et al.* 1996) によりエアロゾルの光学的特性等の導出を行っている。 本報告は、2012年12月より観測している網走市(気象庁 網走地方気象台:ABS, 44.0N, 144.3E)を示す。また、北 海道の他の地点との比較するため、1997年より観測して いる札幌市(北海道大学低温科学研究所:SPK, 43.1N, 141.3E)等も一緒に示していく。

#### 3. 網走のエアロゾルの光学的特性と体積粒径分布

Fig. 1は、札幌と網走における 2014 年 12 月から 2016 年 11 月までのスカイラジオメーター観測から得られた 0.5µmのエアロゾルの光学的厚さとオングストローム指数 の月平均値を示した。2 地点ともに同じような季節傾向を 示しているが、都市大気の影響か札幌の方が、エアロゾル の光学的厚さとオングストローム指数ともに若干高い傾 向が見られた。過去の札幌の結果(Aoki and Fujiyoshi, 2003)のように春に最大で、秋から冬に最小となるような 季節変化は、基本的には現在も変わらない傾向であった。 また、シベリアからの森林火災や大陸からの黄砂現象由来 の微粒子の長距離輸送によって、エアロゾルの光学的厚さ が一時的に高くなる時期も観測された。

Fig. 2は、網走で観測された 2016 年3月3日のオホー ツク海(網走沿岸)が海氷に覆われていた時、3月7月の 黄砂現象、5月19日の森林火災の体積粒径分布の違いで ある。各イベントごとで特徴的な粒径分布の違いを見るこ とができる。発表では、他の特徴についても示していく。

# 4. まとめと今後の課題

北海道の観測においても、特徴的なエアロゾルの時間・ 空間変動がわかるようになってきた。今後は、さらに、他 の地上観測、衛星観測や数値モデルの結果と比較・検討を 行い、また、他分野融合した結果から新たな結果や、精度 の向上、安定した観測システムの構築を目指していきたい。 謝辞:本研究の遂行にあたり、気象庁網走地方気象台、気象研究所、科研 費(15H01728, 15H02808, 26287111, 25340005)、北大低温研共同利 用、GOM-JAXA/RA486等の多くの御協力を頂きました。



Fig. 1 札幌(SPK)、網走(ABS)における 2014 年 12 月から 2016 年 11 月までのスカイラジオメーター観測から得られた 0.5µmの エアロゾルの光学的厚さとオングストローム指数の月平均値



Fig. 2 網走(ABS)における2016年3月3日(海氷有)、同年3月7日(黄 砂現象)、同年5月19日(森林火災)の体積粒径分布の違い

# 南極海における海洋大気エアロゾルの光学特性 -2002~2007 年夏季の南大洋船上観測-

* 矢吹正教(京都大学)、塩原匡貴(国立極地研究所)、原圭一郎(福岡大学)、長田和雄(名古屋大学)、 小林拓(山梨大学)、林政彦、西田千春(福岡大学)、山内恭(国立極地研究所)

#### 1. はじめに

南極大陸を取り囲む南大洋の大気エアロゾルは、 雲過程や雪氷面への沈着によるアルベドの変化を通 じて、極域大気の放射収支に大きな影響を与えてい る。本研究では、2002 年から 2007 年の南極観測船 「(旧) しらせ」によるオーストラリア〜昭和基地間 の航路上で観測された、南極海における海洋大気エ アロゾルの光学特性について報告する。

#### 2. 船上観測

「旧しらせ」は、昭和基地に向かう往路 "フリー マントル〜昭和基地"(12月)、オーストラリアに向 かう復路"昭和基地〜シドニー"(2〜3月)ともに、 海洋観測等に伴う一部例外を除いて、同じような航 路上を通過する。

大気エアロゾル連続観測用の試料大気は、船橋の 後方近くに設けた左舷前方のインレットから吸引し、 装置が設置された観測室まで導入した。その後、マ ニホールドを経て、エアロゾル散乱係数を計測する 積分型ネフェロメータ(Radiance Research M903,  $\lambda$ =530 nm)、吸収係数を計測する PSAP (Radiance Research,  $\lambda$ =565 nm)、粒径ごとのエアロゾル数濃 度の計測する OPC (Rion KC-01D, d=0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0 µm)等に分配した。配管への温調はしてい なかったが、外気と室内の温度差により、南極海付 近でのマニホールド内の相対湿度は 40%以下であ った。よって、本研究で示す海域では、乾燥状態の エアロゾルを計測していたと考えられる。また、 2002~2007年の5回の「しらせ」航海のうち PSAP が故障した 2003 年復路のデータは除外した。

船の排煙の影響を受けたデータについては、相対 風向・風速等に基づいて除外した(Yabuki et al., 2003)。南極海「旧しらせ」航路におけるデータ棄却 率は、平均 55%(最小:38%、最大:71%)であった。

## 3. 観測結果

図1に、2004~2007年の"昭和基地~シドニー" 間の航路(a)、およびその経路上での散乱係数(b)と単 一散乱アルベド(c)の経度分布を示す。各点の値は、 排煙の影響を除去したデータを、1時間平均して求 めた。散乱係数は、海塩粒子の巻き上げに影響する 風速や、空気塊の輸送履歴等により値は変化した。 ケースとしては少ないが、航路上の風が弱く、かつ 高緯度の大陸側を通過した空気塊が到達した場合に、 散乱係数の値が低くなる傾向が見られた。また、 2004 年から 2007 年の復路航海における南緯 60 度 以下の単一散乱アルベドは、概ね 0.97 以上を示し、 4 航海の平均値は 0.989 となった。



図 1: (a) 2004~2007 年の「旧しらせ」による"昭 和基地~シドニー"間の航路。同航路上 の (b) 散乱係数、および (c) 単一散乱アルベドの経 度分布。

謝辞

排煙の影響除去に用いた気象データは、「しらせ」 より提供頂きました。

# 森林火災に伴う放射性物質飛散に関す大気環境場の解析

*渡邊 明(福島大・理工)

#### <u>1. はじめに</u>

東京電力福島第一原子力発電事故後,除染物の仮置 き場の火災や帰還困難地域での森林火災が発生し,そ の都度火災による再飛散が指摘されている。Yoschenko et al. (2006)はChernobylの原発事故で汚染した森林 で5000m²程度の比較的一様な森林を燃焼することによ って実験的に飛散量を計測し、¹³⁷Cs や⁹⁰Sr が litter 層の4%程度が放出すること、および²³⁹⁺²⁴⁰Pu では litter 層の1%程度が放出することを指摘している。 今回発生した福島県浪江町井手地区の森林火災では第 1図に示す通り森林火災が確認された4月29日から





徐々に線量率が上昇し、5月10日15時ごろ鎮火を確認したものの、13日の降雨が出現するまで約0.5µ Sv/h上昇している。また、福島県ではこうした状況の中で、火災現場周辺で臨時の観測地点を設けて、1日2回の線量率の計測と合わせてハイボリュウムサンプラーによる放射性物質の大気中濃度を計測した。森林火災周辺の南部1.5kmでも約0.5µSv/hの線量率変動が計測され、双葉町石熊公民館では第2図に示すよう



第2図 石熊公民館における¹³⁷Csの大気中濃度の推移(福 島県臨時計測データ)

に鎮火した後の5月12日に¹³⁷Csが25.47mBq/m³と通常の数十倍になる大気中濃度が計測された。これは森林火災の状況から判断し,litter層の燃焼による煙とともに放射性物質が飛散したというより,燃焼灰等が大気環境場で再飛散したと考えるのが妥当で,ここで

は、燃焼灰などが計測地に飛散する可能性があるかど うかを解明するため、その大気環境場の特徴を解析す ることを目的とした。

## 2. 拡散状況と大気環境場の特徴

特に高濃度が観測された5月8日と12日を中心に, 大気環境場の解析と物質拡散の数値実験を行った。5 月8日は火災発生後最も強風が観測された日で,ハイ ボリュームエアーサンプラーを稼働させている期間, 浪江では平均9.3m/sの西風が観測されている。最大瞬 間風速では20m/sを超えていた。また,12日は観測期 間中に4.9m/s程度の平均風速で,最大瞬間風速は 7.5m/s程度となっている。相対的にはいずれも強風日 である。こうした状況下で地上1.5mの運動量fluxで



周辺で2N/m²程 度なのに対して、 12日は0.3N/m² 程度となっており、8日は強風 で再飛散した可 能性が高い。12日12時の拡散 状況を第3図に 示す。相対的に 現風なのに現場 周辺にのみ相対 的に高濃域が 示されている。

は、事故現場の

## 3. まとめ

分布を示す。

第4図に12日12時の東西 - 鉛直方向の循環を示

	2000					310	-
328		308	- J	- Lace	4		
	and the second				-508		-
		ولمسر الم					
	100					306	
	~	- ÷-					
	115mm			2 mart	and the second s		-
	204						
and all	11×		eres!	11see		- second	*
			- 3/2			002	
and all	Niz		and!	Der.			-
-					- in the second	201	
der	11	and a start	-190	172m		-1990 -	4
1	00		See				
وفيصعد			1	Plan	11111	a subser	-
and and and	-	Acres	nia	lame		have been	-
		-268		A.S	1		
ana na naine - A			1112	a series	and a series	and the second	~
in the second	222		1411				
		133	296	-294		C	-
	* i *	1	· · · · · ·	1.2.1.4	• • • • • •	( ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	
						2922	*
							v

第4図5月12日12時の事故現場付近の東 西—鉛直風分布 鉛直流は10倍して表示

再飛散し,海岸側で沈降,沈着しやすい大気環境場に なっていた。鎮火後放射性物質の濃度が増加したのは こうした大気循環によってもたらされた可能性が高い。 東京電力福島第1原子力発電所起源のセシウム137の大気中の動態に関する

第2回モデル間比較プロジェクト

o佐藤陽祐¹、滝川雅之²、関山剛³、森野悠⁴、梶野瑞王³、鶴田治雄⁵、中島映至⁶、山澤弘実¹
 (1:名大工、2:JAMSTEC、3:気象研、4:環境研、5:RESTEC、6:JAXA/EORC)

# 背景

2011 年 3 月に起こった東京電力福島第 1 原 子力発電所の事故から 6 年が経ち、事故によっ て放出された放射性物質の大気中での拡散・沈 着・再飛散の状況、発生量の推定などに関連す る研究が観測・モデル双方から行われてきた。

数値モデルの不確実性の評価という点では 事故直後に数値モデルに関する第1回相互比 較国際プロジェクトの枠組みで、世界の複数機 関の数値モデルを用いてセシウム 137 (¹³⁷Cs) を対象とした比較が行われた。1st Model Intercomparison Project (MIP)ではモデルの結果 に非常に大きなばらつきが生じたが、各モデル で用いた気象場、排出インベントリなども異な りモデル間のばらつきの要因を突き止めるの は困難であった。また、利用可能な観測データ が限られていたため、観測との比較は地表面沈 着量の空間分布についてのみであった。

事故から6年が経過し、それぞれのモデルは 継続的に素過程を改良している。また大気中の Cs 濃度に関する99地点近くの時系列観測デー タを利用できるようになった[1]。さらに、現在 では気象庁気象研究所のモデル[2]によるアン サンブル気象場を利用可能となった。以上のよ うな背景から、第2回モデル相互比較プロジェ クト(2nd MIP)を行い、より高精度の¹³⁷Cs空 間分布を得ること、モデル間のばらつきを生む 原因を明らかにすることを目的とした。

# 実験設定と結果

今回の 2nd MIP ではモデルの気象場および、 排出インベントリは参加するすべてのモデル で同じものを用い、力学場や放出源のモデル間 のばらつきを小さくするようにした。実験には 気象庁気象研究所の JMANHM[2]による力学 場を初期値・境界値または Offline 計算の力学 場として用い、Online 計算を行うモデルではこ の力学場へのナッジングを行った。またエミッ ションインベントリはどのモデルでも[3]を用 いた。モデルの解像度は 3km とし、東京電力福 島第1原子力発電所を中心とした東日本全域 を覆う領域を対象とした(図)。

図は参加機関のモデルのうち、同じ力学コア (WRF-ARW[4])を用いた実験における 2011/3/15 9JSTの¹³⁷Csの空間分布である。同じ 力学コア・力学場・エミッションを用いている にも関わらずモデルによって結果が大きく異 なる。これは¹³⁷Csの再現性にモデルで扱う微 物理プロセスが大きく寄与していることを示 している。本発表では 2nd MIP に参加する複数 のモデルの結果を用いて解析を行い、このよう な差異を生む原因に関する考察を行う。



図:(左)WRF-Chem、(右)WRF-CMAQ を用いて計算された 2011/3/15 9JST の¹³⁷Cs の大気第 1 層の濃度(シェード)と SPM の観測結果(○、□)

#### 参考文献

- Y. Oura *et al.*, J. Nucl. Radiochem. Sci., doi:10.14494/jnrs.
   15.2_1. (2015)
- 2. K. Saito et al., Mon. Weather Rev. 134, 1266–1298 (2006).
- 3. G. Katata et al., Atmos. Chem. Phys. 15, 1029-1070 (2015).
- W. C. Skamarock, J. B. Klemp, J. Comput. Phys. 227, 3465– 3485 (2008).

# 冬季中緯度における雲量の季節内変動特性 *佐藤令於奈(福岡大院理)・西憲敬(福岡大理)・向川均(京大防災研)

# 1. はじめに

冬季日本周辺の季節内変動成分の循環場は、定 在ロスビー波の影響を強く受けている(向川・馬 渕. 京都大学防災研究所年報, 2012)。しかし、雲 データの取り扱いの難しさなどのために、雲変動 の季節内変動特性を系統的に調べた研究は少な い。これまでの研究から、冬季日本周辺において、 500hPa 高度場の下降時に全層雲量が有意に極大 を示す関係を見いだした。この関係は、全層雲量 極大域の西方に 500hPa 高度場のトラフが位置す る東西位相関係と、位相東進する波が間歇的に存 在することによって説明できる(2017 年度春季 大会、A101)。しかし、これらの関係は他の経度帯 では大きく異なる。今回は、特に雲量とトラフの 位置関係に重点をおいて、両半球の冬季中緯度に おける季節内変動について解析した結果を報告 する。

# 2. 使用データ

International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) による Gridded Cloud Project Revised Algorithm および European Centre for Medium-Range Weather Forecasts による再解 析データ ERA-Interim を使用して、1984 年から 2008 年について各半球冬季中緯度の解析を行っ た。以下はすべて 15-30 日帯の変動についての解 析結果である。

#### 3. 解析結果

500hPa 高度場(Φ500)と ISCCP 全層雲量の 東西位相関係を調べるため、35N の緯度円上の各 経度における全層雲量と、Φ500 との同時相関解 析を行った(図a)。0E-120E, 120W-60W 域では、 全層雲量極大域の西方にΦ500のトラフが位置す るが、海洋上ではこの位相関係が不明瞭である。 この位相関係がロスビー波の構造として説明 できるかを調べた。定在ロスビー波は対流圏中上 層で振幅が大きいため、まず  $\Phi500 \ge 500$ hPa 鉛 直流( $\omega500$ ) との位相関係を調べた。その結果、 ほぼすべての経度において上昇流の西方に  $\Phi500$ のトラフが位置していた。ISCCP 全層雲量と同様 にして、ERA-Interim の上層・下層雲量と  $\Phi500$ の同時相関解析を行った。その結果、ほとんどの 経度で上層雲量極大域の西方に  $\Phi500$ のトラフが 位置し(図 b)、上層雲量極大域は $\omega500$ の上昇流 域とも一致していた。

一方、下層雲量と Φ500 との位相関係は、経度 によって異なる(図 c)。ユーラシア大陸、北米大 陸上では下層雲量極大域の西方に Φ500 のトラフ が位置するのに対して、海洋上では下層雲量極大 域の西方に Φ500 のリッジが位置する傾向がある。 このことから ISCCP 全層雲量と Φ500 の位相関 係の経度依存性は、下層雲量の変動に起因してい ることがわかった。また、南半球中緯度について も同様の解析を行ったところ、結果は北半球のも のとほぼ同様であった。

これまで述べた結果から、日本付近では、上層 雲量・下層雲量の双方の極大域の西方に Ф500 の トラフが位置するために、ISCCP 全層雲量の極大 域の西方に Ф500 のトラフが位置するという位相 関係が明瞭に解析されたと推測できる。

#### 4. 結論

全層雲量と Φ500 の東西位相関係を調べた。こ の関係は経度によって異なる。概ね大陸上では全 層雲量極大域の西方に Φ500 のトラフが位置する が、海洋上ではこの関係が不明瞭である。この差 異は、下層雲量と Φ500 の位相関係の経度依存性 に起因すると考えられる。



図: 35N における雲量を基準にしたΦ500 との同時相関係数. 縦軸が基準点の経度, 横軸が Φ500 の経度 を示す. 相関係数が-0.2 以下の領域を黒で色塗りし, 0.2 以上の領域を等値線で示す. 等値線間隔は 0.1. それぞれ, (a)ISCCP 全層雲量, (b)ERA-Interim 上層雲量, (c)ERA-Interim 下層雲量を用いた解析結果.

# 日本周辺の筋状雲群が熱源となる総観規模大気への応答とは

*小松謙介,山本雪乃,立花義裕,西井和晃(三重大院生物資源)

## 1. はじめに

冬季季節風による寒気の吹き出しとともに,日本 海上では筋状の雲の「群れ」が発生する、時には 朝鮮半島から北陸にかけて JPCZ に伴う活発な積 乱雲の「群れ」が発生し、豪雪をもたらす. 日本の 南東側には黒潮も流れており、寒気吹き出しは、 太平洋上においても活発な対流活動を引き起こ す. 筋状雲をはじめとする対流による雲の形成は, 凝結によって熱源となり、大気に対して加熱する ように働く. 北半球の冬季における対流加熱の気 候学的な分布から、日本周辺は中緯度において顕 著な加熱域である事がわかる、冬季ほぼ毎日のよ うに発生する筋状雲の「群れ」が束となって大気 を加熱し続けた結果であろう.一本の筋雲は規模 も小さく、寿命も短いが、束となった「大群」の 「継続的襲来」による加熱効果は地球規模でみて も十分大きい.赤道付近の対流加熱が大規模大気 場への遠隔影響はよく知られており、黒潮などの 暖かい海面水温の大気場への影響も近年活発に 行われている、しかし冬季日本周辺で発生する筋 状雲の「群れ」の「継続的襲来」に伴う加熱が, 総観規模の大気場に対する影響を調査した研究 事例は少ない. なお、筋状雲に伴う対流加熱強度 偏差と海面水温偏差との相関は低い.果たして大 雪をもたらす年に顕著に見られる筋状雲は、寒気 の吹き出しによる単なる「結果」のみなのだろう か?筋状雲形成時の大気加熱は大規模な大気場 に対して影響はないのであろうか?以上に述べ た問題意識をふまえた本研究の目的は、日本付近 の筋状雲の「群れ」がもたらす対流加熱の、総観 規模の大気場に対する影響に関する新知見を得 ることである.

# 2. 手法

日本海の対流加熱と大気場との関係を調査する ため、JRA-55 を用いて日本海上で平均した対流 加熱指数をジオポテンシャル高度場に回帰し関 係性を調べた.対流加熱による熱源応答をみるた め,非静力メソ気象モデルWRFを用いた.WRF では粗い解像度で太平洋全体を計算しつつ,日本 海を細かい解像度で計算する2way-nestingによ る実験を行った.感度実験として細かい解像度に おける雲物理過程からの非断熱加熱を大気側に 返さない計算も行い比較することで,日本海の対 流加熱の総観場への熱源応答を比較する.計算は 2005年12月の1ヶ月間行い,月平均値による比 較を行った.この年は平成18年豪雪として知ら れ,日本海上及び太平洋上の対流活動が特異的に 活発であったことから,数値実験の主対象年とし た.補足的に線形傾圧モデルLBMを用いて加熱 による線形応答も見た.

# 3. 結果

日本海対流加熱指数をジオポテンシャル高度に 回帰すると、日本付近は低気圧に、オホーツク海 付近は高気圧となるWPパターンが有意に関係し ていることが分かった(図省略). WP パターン が卓越すると、日本に寒波をもたらすため、対流 加熱と有意に関係している結果は二つの解釈を 含む. 前者は「寒波が来たため対流が活発化した」, 後者は「対流が活発化したため WP パターンとな った」である. 後者の影響をみるため, WRF に よる感度実験との比較を行った.対流加熱がある 場合の方が、下層で WP パターンが強い事が示唆 された(図省略).このことから、日本海上にお ける対流加熱は日本付近を低気圧化し、オホーツ ク海付近を高気圧化させる働きがあることが示 唆される. WP パターンが卓越する時は対流雲群 が活発化しやすい場であるが,同時に対流雲群が 活発化し加熱することで、下層でのWPパターン を強化している可能性があり、両者は正のフィー ドバック関係にあることが示唆される.

JRA-55 にもとづく日本周辺の爆弾低気圧の長期変動特性 千綿 蒔 (京都大院)・森 信人(京都大防災研)・二宮順一 (金沢大)

【はじめに】 2008年の富山での高波や, 2014年の 根室での高潮災害など、日本海沿岸部では冬期に爆 弾低気圧によって高波や高潮といった沿岸災害が発 生している.しかし、爆弾低気圧による沿岸災害の 発生事例の少なさ等の要因によって、その理解は進 んでいない、そこで、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)を用いて過去 55 年間に日本周辺で発生した爆弾 低気圧を抽出し,総観規模の気候変動との相関解析 や爆弾低気圧経路のクラスター解析を行うことで、 日本周辺で発生した爆弾低気圧の長期変動特性を明 らかにする

【解析手法】 日本周辺(120°E-160°E.20°N-45°N)の 領域を対象として、JRA-55 の海面更正気圧 (SLP) を用いて 1958 年から 2012 年の冬期(11 月~4 月) に発生した爆弾低気圧について解析する.爆弾低気 圧の抽出アルゴリズムは図-1に示す.次に抽出され た爆弾低気圧の発生数、強度、経路の季節変動及び 年変動について解析する. また, Camargo ら (2007) の手法を用いて爆弾低気圧経路のクラスター解析を 行い,爆弾低気圧の経路特性を調べる.

【結果と考察】 (1)**爆弾低気圧の抽出結果**:年平均 32 個の爆弾低気圧を抽出し、発生数は長期減少傾向 が見られた(-1.4個/100年).また、爆弾低気圧強度 は長期増加傾向があった(-5.79hPa/100年).(2)気候 総観場との相関:日本周辺の気象現象に影響すると 考えられる6つの気候指数と抽出された爆弾低気圧 の年変動の相関を解析した。MEI(多変数 ENSO 指 数), WP (西太平洋パターン) は爆弾低気圧の発生 数と、PDO(太平洋十年規模振動)は爆弾低気圧の 最低気圧と相関係数 0.4 程度の弱い相関を示した。

(3) クラスター解析: Camargo ら (2007) の手法を用 いて、爆弾低気圧の経路を5つのクラスターに分類 した. 各クラスターの平均経路を図-2 に示す. クラ





図-2 クラスター分析による代表5経路

スター毎に発生数,最低中心気圧,最大発達率,寿 命,最大発達率,気候指数との相関などについて解 析を行った、例えば日本海の沿岸環境に大きく影響 を与えると考えられる cluster 3.5 は最低中心気圧や 最大発達率を見ると相対的に強度は小さいが、移動 速度が小さく長期間の影響が懸念されることが特徴 であった.

【まとめ】JRA-55 を用いて、過去 55 年間に日本周 辺で発生した爆弾低気圧の長期解析を行った。その 結果, ①爆弾低気圧の発生数の長期減少傾向, 強度 の長期増加傾向、 ②総観規模の気候変動との相関、 ③爆弾低気圧の代表経路の特定とそれぞれの特性, という爆弾低気圧の長期変動特性を明らかにした. 爆弾低気圧が日本周辺の沿岸災害へ及ぼす影響の定 量的な評価が今後の課題である.

# 近年の北海道地方の暴風雪の頻発と爆弾低気圧活動(2)

* 築地原 匠 ・ 川村 隆一・川野 哲也 (九大院・理)・飯塚 聡 (防災科研)

# <u>1. はじめに</u>

前回の発表(2017年度春季大会 P233)では、 近年において道東地方を中心に強風と大雪の頻 度が増加しており、これは北進して北海道地方 へ接近する南岸低気圧の近年の増加に起因する ことを示した。さらに南岸低気圧を北進・東進 タイプに分けた合成解析より、北進タイプは東 進タイプに比べ、①平均中心気圧が低く(また最 低中心気圧に達する時間が早く)、②低気圧東方 のリッジが強いことを確認した。しかしこれら の結果を説明する物理プロセスの解明は不十分 であった。よって本研究では、南岸低気圧の経 路変動と急発達プロセスについてより詳細な解 析を行い、特に①・②の原因を明らかにする。

# <u>2. データと解析方法</u>

爆弾低気圧の解析には、主に大気再解析デー タJRA-55(水平解像度:1.25°)を使用する。低気 圧の抽出には、Iwao et al. (2012)で用いられて いる低気圧トラッキング手法を一部改良して使 用する。北西太平洋域(100E°-180°, 20°-60°N) で発生した爆弾低気圧を対象とし、1979/80-2016/17 年の 38 冬季(12-2 月)を調査した。

本研究では日本列島を横断せずに日本南岸を 通過する低気圧を南岸低気圧として抽出し、 155℃以西で42.5℃緯線を通過する北進タイ プ(91事例)と通過しない東進タイプ(142事例) に大別し、最大発達時刻を Day 0として合成解 析を行った。各タイプの平均経路は図1に示す。

# <u>3. 結果</u>

①北進タイプの平均中心気圧が低い理由とし て、北進タイプでは低気圧東方の高気圧が Day -1の時点で既に強いために、東西気圧傾度が増 大して低緯度から多量の水蒸気が供給されてい た。これが温暖コンベアーベルトを介して低気 圧中心近傍の潜熱加熱を促進した可能性がある。 実際に Yanai et al. (1973)で定義された Apparent heat source (Q₁)を比較すると、北進 タイプの方が低気圧発生初期から最大発達期に かけて非断熱加熱が強く、両タイプの平均中心 気圧の差異とよく対応する結果を得た。

②北進タイプの低気圧東方のリッジが強い理 由として、まず北進タイプでは Day -2 からユー ラシア大陸上空に亜寒帯・亜熱帯ジェットに沿 う明瞭な準定常ロスビー波束の伝播が確認され、 低気圧東方のリッジは次第に強化されていた。 図1はDav0における250hPaの合成場で、 Rossby Wave Source (RWS) [Sardeshmukh and Hoskins 1988]と流線関数の気候値からの偏差 を示す。RWS は北進タイプで明瞭な負の値を示 しており、爆弾低気圧の急発達がもたらす上層 発散が下流へのロスビー波束伝播を励起するこ とを示唆する。実際に低気圧東方の順圧的な構 造を持つリッジは Day -1 から Day 0 にかけて急 激に発達した。上流からのロスビー波束伝播と 低気圧自身の急発達が低気圧東方のリッジを強 化し、これが北進タイプが東進できない状況を 生み出したと考えられる。

発表当日は、北進タイプの南岸低気圧が近年 増加している原因についても議論する。

# 謝辞



図1 250 hPaの Rossby wave source (陰影, 10⁻¹⁰ s⁻²) と流線関数偏差(等値線, 10⁶ m² s⁻¹)の合成場。〇は6時 間毎の低気圧中心の平均位置で、大きな〇は最大発達率 の位置(Day 0)を示す。(a)北進タイプ、(b)東進タイプ。

# 2012 年 8 月 6 日新潟市のガストフロント発現にかかわる 大気場の 3 次元構造の特徴

*本田明治1、山根省三2、山崎哲3、川瀬宏明4、春日悟5、河島克久6

新潟大学自然科学系 2: 同志社大学理工学部 3: 海洋研究開発機構 4: 気象研究所
 5: 新潟大学大学院自然科学研究科 6: 新潟大学災害・復興科学研究所

#### 1. はじめに

2012年8月6日の日中、新潟県の佐渡島~下越を発達し た積乱雲が通過し、各地で局地的に突風や雷雨に見舞われ た。この日の日本付近は、上空には寒冷渦を伴う気圧の谷 が存在し、南西諸島付近の台風の影響により大気下層に暖 湿流がもたらされ、地上と500hPaの気温差は約40度とな り、大気の状態は非常に不安定であった。11時半頃~12時 頃にかけて新潟市南西部(西蒲区、南区)と五泉市では、 発生した突風により建屋・電柱・樹木の倒壊、落雷による 火災・停電などの被害が発生している。新潟地方気象台に よる現地災害調査速報では、この突風をもたらした現象は ガストフロントであると推定している。新潟大学気象レー ダー及び新潟地域リアルタイム風情報システムの観測デ ータによるガストフロントの構造の詳細については既に 報告済であるが(本田他,2013秋季大会)、今回はメソ気 象モデルを用いた本事例の再現実験の結果に基づいて、こ のようなガストフロントを発現させるに至った大気場の3 次元構造の特徴を調べた。

#### 2. 実験設定

気象庁非静力学モデル (NHM: Non-Hydrostatic Model) rel-03-04 & WRF (Weather Research and Forecasting Model) version 3.7 の2つの領域メソ気象モデルを用い た。佐渡島北西沖(北緯 38.5 度、東経 137.5 度)を中心 とする 900 km 四方を領域 1、300 km 四方を領域 2 と し、領域1を水平格子間隔3km、領域2を水平格子間隔 1 km で、NHM では1方向の、WRF では双方向のネス ティング計算を行った。いずれの計算でも、地上から約 50 hPa までを 50 層で分割し、積雲パラメタリゼーショ ンは用いなかった。新潟で突風が観測された8月6日12 時頃を含む8月5日21時から6日15時までの18時間 を計算期間とした。再現実験の初期値・境界値は、気象研 究コンソーシアムの枠組みを通じて提供された気象庁メ ソ解析 z-hybrid 面ランベルト解析値(水平格子間隔 5km、 鉛直 50 層、3 時間毎)から作成した。この解析値には雲 水や雲氷の混合比の3次元分布の情報が含まれている。こ のような計算条件下で行った 2 つの領域メソ気象モデル の計算結果を比較して、総観場を含めた大気場の3次元構 造の特徴を考察した。

#### 3. 結果

8月6日の日本海域は、人工衛星による雲画像から、この 日の早朝に日本海上でアーチ状に並ぶ雲とにんじん状の 雲の形成が確認されている。このにんじん状雲に関連する 大気擾乱が南下して正午頃に新潟に到達し、新潟市内で 10℃ 程度の急激な気温低下と局所的に 20 m/s を超す強 い風が観測されている。

2つの領域メソ気象モデルによる再現実験では、ともに、 日本海域で発生した積乱雲群に伴って大気下層に冷気塊 が形成され、その冷気が暖気側に流れ出る領域で強い地上 風が発生する様子が計算された(図1、WRFの結果。NHM の結果は略)。そして、冷気塊が時間とともに南下し、北 陸から東北地方に渡る日本海沿岸に気温低下と強い風を もたらす様子が計算された。計算された冷気塊の温度は周 囲よりも 5℃ 以上低く、厚さは約 1km であった。冷気 が流れ出る領域で水平温度傾度が非常に大きくなり、積乱 雲が次々に発生し、常に 15 m/s を超す強い地上風が吹い ていた。にんじん状雲に対応する大気擾乱の形成とその南 下も計算され、その様子は現実と定性的に類似していた。 しかしながら最も強い大気擾乱が到達する場所は新潟付 近とはならなかった。

#### 4.終わりに

2つの領域メソ気象モデルを用いて、水平格子間隔 1 km の解像度で、2012年8月6日に新潟で発生した突風事 例の再現実験を行った。2つのモデルの計算結果はともに、 日本海上の積乱雲の発達とそれに伴う冷気塊の形成、そし て、その冷気が暖気側に流れ出る領域での強い地上風の発 生を示した。但し、冷気塊の発生場所は両者の間で 100 km 程度、南下の様子も1時間程度ずれており、またいず れも新潟市付近で突風をもたらすような降水システムの 再現はできていない。今後計算領域や計算期間、モデルの 物理過程、海面水温などの計算条件を変えて実験を行い、 ガストフロントのような突風現象を引き起こす大気場の3 次元構造の特徴を探っていく。

また当日の上空の寒気は、顕著な偏西風蛇行による寒冷 渦を伴う気圧の谷の通過によるが、寒冷渦は数日~1週間 程度の持続性があり、渦位マップを用いると高渦位領域と して追跡が可能である。このような「偏西風蛇行~寒冷渦 ~突風現象」の大気場の持つ階層構造の特性を明らかにし、 突風現象を発現させる寒冷渦の構造的特徴を今後見出し ていく。

本研究は、科学研究費補助金17H02067、新潟大学災害・復興科学研究所 共同研究、の助成を受けています。



図 1. メソ気象モデル WRF を用いた実験で再現された 2012 年8月6日9時(日本時間)の地上気温(℃、陰影)と風向風 速(ms¹、矢印)。

# 2017 年 1 月上旬に三宅島で大雨をもたらした前線帯の初期形成過程

*平田英隆¹,川村隆一²,吉岡真由美^{3,1},野中正見⁴,坪木和久¹ (1:名大·宇地研,2:九大院·理,3:NICT,4:JAMSTEC)

### <u>1. はじめに</u>

2017年1月8日から9日にかけて日本列島南岸 を急発達する温帯低気圧(爆弾低気圧)が東進し(平 田ほか日本気象学会2017年度春季大会P329)、周 辺地域では強風、大雨・雪が生じた。特に、三宅島 では、8日に日降水量139.5 mmを記録し、一月の極 値を更新した。

これまでに著者らはこの三宅島の大雨発生過程 について調査し、以下のメカニズムを明らかにした。 ①大雨発生前に、地表付近の水平温位勾配で特徴付 けられる前線帯が黒潮に伴う海面水温(SST)フロ ント近傍に存在した(図 la)。②この前線帯に爆弾 低気圧が接近するにつれて、低気圧の循環の強制が 原因となって前線強化が起きた。③低気圧に伴う寒 冷コンベヤベルトに沿って黒潮/黒潮続流からの潜 熱・顕熱供給が活発化した。④顕在化した前線帯に おいて暖流から変質を受けた空気が強制的に持ち 上げられた結果、三宅島で大雨をもたらした対流性 の降水が生じた。

上記のように、暖流近傍に存在した前線帯が大雨 発生において重要な役割を担ったことが明らかに なったが、この前線帯の初期形成プロセスについて は理解が不十分である。そこで、本研究の目的は、 2017 年 1 月に三宅島で大雨をもたらした前線帯の 初期形成過程について解明することとする。注目す る前線帯が黒潮に沿って位置していたことから、黒 潮周辺の SST 分布が前線帯の発生へ影響したと考 えられる。そこで、現実的な海面水温(Real SST:RS ラン)と黒潮域を平滑化した海面水温(Smoothed SST:SS ラン)分布をそれぞれ下端境界として与える 数値実験を実施し、上記の仮説の検証を行った。

## 2. 数値モデルのデザイン

数値実験には、領域雲解像モデル CReSS (e.g., Tsuboki 2008)を使用した。計算ドメインは 115°E-170°E, 18°N-53.2°N、水平解像度は緯度 0.05°×経度 0.05°、鉛直層数は 57 層、モデル上限の高度は 22,800 m である。大気の初期値・境界値には気象庁 GSM データ、SST には JAMSTEC 提供の JCOPE2 (Miyazawa et al. 2009)を使用した。SST は初期 値で固定し、2017年1月5日 00UTC から1月7日 12UTCまで積分を行った。実験期間は、注目する前 線帯の形成前から初期形成の段階を含むように設 定した。

#### 3. 結果と考察

RS ランでは、実験期間後半に地表付近において黒 潮に沿って東西に伸びる前線帯が生じた(図 1b)。 一方、SS ランでは、そのような前線帯は再現されな かった(図 1c)。黒潮に伴う SST 分布が、本研究が 焦点を当てている前線帯の発生へ大きく寄与した と考えられる。

SST 分布と地表前線帯形成の関係を理解するため に、海面からの顕熱フラックスについて調査した。 前線帯形成直前には、冬型の気圧配置に伴う寒気吹 き出しの影響で、黒潮域からの顕熱供給が活発化し た(図略)。顕熱フラックスの実験全期間の積算値 を見ると、RS ランでは SST フロントの暖水側で多 量の顕熱が供給されたことがわかる(図 2a)。この ような SST フロントを挟んだ顕熱加熱の南北コン トラストが、黒潮近傍の地表付近の水平温位勾配の 増大の一因となった可能性が高い。この結果は、ス トームトラック域の地表傾圧性維持に対する SST フロントの影響を指摘している先行研究 (e.g., Hotta and Nakamura 2011) と整合的である。一方 で、SS ランでは、平滑化された SST 分布に起因し て、日本列島のすぐ南で顕熱供給が顕在化している (図 2b)。本研究の結果は、2017 年1月上旬に三宅 島で大雨をもたらした前線帯の初期形成に対する 黒潮の存在の重要性を示唆している。

謝辞 本研究は JSPS 科研費 17J04041、16H01846 の助成を 受けた。本研究の数値実験は JAMSTEC 地球シミュレータ (ES) 課題「海洋の渦・前線とそれらが生み出す大気海洋



水田が受け取る正味放射のほとんどは、 水稲の蒸散と田面水からの蒸発によって使 われる。そのため、日中における水稲群落 の温度は、都市域や住宅地の地表面温度に 比べて低くなる。大気の昇温に関わる顕熱 輸送も抑制され、晴天日日中の水田周囲の 気温は周囲の土地利用に比べて低く保たれ る(e.g., Kuwagata et al. 2014, SOLA)。水 稲群落の温度上昇が緩和される程度は、水 稲の葉の気孔内外の水蒸気の交換速度(気 孔コンダクタンス)の大きさに依存し、品 種間で大きく異なることが知られている。

世界人口が増え続ける今日、安定した食料供給を確保するためには、作物の単位面積あたりの収量を増加させる必要がある。 光合成速度を高めることで収量を増加させる試みが、国内外で実施されている。イン ディカなどの高い光合成能力を持つ品種の 多くは、同時に高い気孔コンダクタンスを 持つことも知られており、群落温度および 気温の上昇を緩和する作用が、現在国内で 一般的に栽培されているジャポニカの水稲 品種とは異なる可能性が期待される。

そこで我々は、水田熱収支モデルとシン プルな 1 次元大気境界層モデル (McNaughton and Spriggs, 1986 BLM)と を組み合わせることで、異なる気孔コンダ クタンスを持つインディカとジャポニカの 水稲品種が、それぞれ広域的に作付けされ た場合の大気境界層内の気温と群落温度へ の影響を評価した。その結果、日中の大気 境界層内の気温が 0.5℃、群落温度が 1℃近 く変化することが示された(図 1)。ここで モデルのシミューレーションにあたっては、 3 つの異なる気孔コンダクタンスを持つ水 稲群落を設定した (middle gs、high gs、low gs)。"middle gs"は我が国で現在最も作付け されているジャポニカの水稲品種コシヒカ リを作付けした場合、"high gs"は高い気孔 コンダクタンスを持つインディカの水稲品 種タカナリを作付けした場合の結果である。 また"low gs"はコシヒカリとタカナリの中 間の気孔コンダクタンスを持つ水稲品種を 作付けした場合に該当する。

今後は 2~3 次元大気モデルによる現実 的な状況を想定した計算や、実測データと の比較についても実施していきたい。



図1.水田群落熱収支モデルと1次元大気 境界層モデル(スラブモデル)を用いて計 算した大気境界層内の温位(左)と群落温 度。計算では気孔コンダクタンスが中程度 の水稲品種(middlegs)、高い品種(highgs)、 および低い品種(lowgs)を想定した。図は 2016年8月7日の館野(気象台)の気象デ ータをもとに早朝5時より夕方16時まで の大気境界層の発達をシミュレーションし た結果で、6mは大気境界層の温位、7cは 群落温度の変化を表す。早朝5時の大気境 界層の高さは100mと仮定した。

# 火星極夜での大気 CO2 過飽和に対する大気波動の影響

野口克行(奈女大), 黒田剛史(NICT/東北大), マーチン・ペッツォルド, シルビア・テルーマン(ケルン大)

# 1. <u>はじめに</u>

火星の大気主成分は、二酸化炭素(CO₂)であ る。これまでの観測で、火星極夜領域において大 気中の CO₂ が凝結するほどの低温となることが 明らかになっている。そのような低温域において は、大気中で CO₂ の過飽和が発生していることも 知られている。火星大気量は、極夜域での CO₂ 凝結を通して著しく季節変化する(20-30%程度)。 そのため、CO₂ 凝結や過飽和現象の解明は火星気 象・気候を理解する上で重要である。

火星大気中には地球大気と同じように様々な 大気波動が存在し、局所的な低温域を作り出して CO₂ 凝結や過飽和に寄与していると考えられる。 本研究は、火星極夜に存在する比較的空間スケー ルの大きな大気波動(定常波・非定常波)に着目 し、CO₂ 過飽和の発生に与える影響を調べた。

# 2. <u>データと手法</u>

本研究では、1996年に米国が打ち上げた火星 探査機 Mars Global Surveyor (MGS) における 電波掩蔽観測の気温および気圧の高度分布デー タを用いた。火星大気において CO2 過飽和の研究 を行うにあたっては、気温・鉛直分解能の高い

(1K・1km 以下)電波掩蔽観測データの利用が 適しているからである。本研究では、サンプル数 の多い北半球高緯度(北緯 60-70 度)の冬季のデ ータに着目して解析を行った。

#### 3. 結果

図1に、気温の東西偏差とCO2過飽和が観測さ れた場所の経度高度分布図を示す。高高度(100Pa 以高)では、波数2の定常波が卓越していること がわかる。CO2過飽和は、その定常波の気温極小 域で多く発生しているように見える。

CO2 過飽和の発生に対する定常波と非定常波 の寄与を調べるために、気温の東西偏差を波数 1-3、周期-0.25~+0.75 日の範囲において三角関 数でフィッティングし、どの成分が CO2 過飽和を 多く発生させているかを調べた。図2に、例を示 す。その結果、定常波のみで過飽和が発生するケ ースは少なく、非定常波との重ね合わせで過飽和 が発生するケースが多いことが明らかになった。 また、火星大気大循環モデル DRAMATIC [Kuroda et al., 2013]の出力結果と比較したとこ ろ、定性的には観測と一致する結果が得られた。

発表文献: Noguchi et al. (2017), Role of stationary and transient waves in CO₂ supersaturation during northern wint er in the Martian atmosphere revealed by MGS radio occ ultation measurements, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1002/2016 JE005142, 122, 912-926.



図1 北緯60-70度の冬季における MGS 電波掩蔽観 測の気温データから得られた東西偏差と、CO2過飽 和が観測された場所(〇印)の経度高度分布図。 〇印の大きさは過飽和度を示す。火星年 24-27 (1998-2006年)のデータを用いた。





# 大気の力学的固有解としての南半球環状モード(SAM)

田中 博*(筑波大学 CCS)、遠藤 あずさ (筑波大学大学院)

## 1. はじめに

南半球で最も卓越する大気現象として南半球環状 モード(SAM: Southern Hemisphere Annular Mode) がある。これは北半球において最も卓越する北極振 動(A0: Arctic Oscillation)に対応する現象であり、 南極振動(AA0)とも呼ばれる。北半球の場合、海面更 正気圧(SLP)の経験直交関数展開(EOF)の第一主成分 としてAOが定義されるが、南半球ではSLPに代えて 700 hPa等圧面高度のEOF-1としてSAMが定義される。 鉛直構造はSAMもAOも順圧的であり、大気下層のリン グ状の気圧偏差の構造は大気上層でも同様に解析さ れる。よって、SLPのEOF-1として解析されるSAMやAO の構造は、大気の順圧成分のEOF-1として再定義する ことが可能である。

北半球のA0は、大気の順圧成分の力学的固有解と して説明することができる(Tanaka and Matsueda 2005, JMSJ)。そこで、本研究では、A0と同様の力学 的手法でSAMに対応する力学的固有解の存在を南半 球を対象に検証した。

## 2. 南半球冬季気候値の順圧高度場

気象庁が作成した長期再解析データ(JRA-55)の気 候値を用いて、南半球冬季(7月平均)の水平風とジオ ポテンシャルを3Dノーマルモードに展開し、鉛直波 数0の順圧高度場を南半球について解析すると図1

#### Barotropic Height

July Climate



図1 南半球冬季気候値の順圧高度。

のようになる。順圧高度場は全球等圧面平均からの 高度偏差を鉛直平均した量で、南極に-800 m、赤道 には+300 m の等値線がある。大部分は軸対称成分で あるが、インド洋にトラフ軸が張り出していて弱い 定常プラネタリー波が存在する。

#### 3. 力学的固有解として得られた SAM

上記の基本場でプリミティブ方程式を線形化し、力 学的な固有解の中から、振動数が0の実数固有値と なる定在波に注目し、その中で増幅率が最大となる 順圧不安定解の構造を調べると、それがSAMと同形と なる(図2)。南緯50度よりも極域には最大で-400 m の負偏差があり、南緯35度付近に+100 m の正偏差が リング状に存在する。弱いながらも、大西洋とイン ド洋で正のリングがくびれている。この構造は統計 的なEOF-1で得られるSAMと同形である。これを正の SAM指数とすると、符号を反転したものが負のSAM指 数となり、それは定在解の固有ベクトルの符号を反 転したものと等しい。

#### 4. 結果とまとめ

北半球の A0 が、力学的固有解として説明できるように、南半球の SAM も同様な力学的固有解として説明可能である。気候値に含まれる弱い定常プラネタリー波が、定在解として正負の指数で反転する SAM の存在を可能にしていることが明らかになった。

#### Barotropic Height

Standing EVP-1 July



図2 力学的固有解として得られた SAM の構造

# 一般化された変換 Euler 平均 (GTEM) から見た平均子午面循環 (III) 対称渦拡散テンソル (非定常擾乱)の効果

野田 彰 (気象研究所)、河谷芳雄 (海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

従来の TEM を拡張した GTEM では、非定常波と平 均流の相互作用を対称渦拡散テンソルとして陽に取り扱 う事が出来ることが最大の特長である。一連の GTEM の平均子午面循環への応用のまとめとして、時間平均を 用いない東西平均子午面循環に GTEM を適用した場合 の様相について報告する。

# 2. GTEM

GTEM (Noda, 2014; Noda and Kawatani, in preparation) のエッセンスは、源泉項 *S* を持つ任意の物理量 *s* の保存則  $(\partial/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla) s = S$  に対して、Boussinesq 成層流体、WKB 近似の非中立波 (周波数  $\omega$ 、波数  $\mathbf{k}$  が 複素数) を仮定すると、渦輸送フラックス (ベクトル) が

$$\overline{\boldsymbol{u}'s'} = -\mathbf{L}\cdot\nabla\overline{s} - \mathbf{D}\cdot\nabla\overline{s} + \boldsymbol{F}_{S}.$$
(1)

の形で得られることにある。ここで  $\mathbf{L} \equiv (\hat{\omega}_r/|\hat{\omega}|^2)\overline{u'_H u'}$ は反対称 (渦拡散) テンソル、 $\mathbf{D} \equiv (\gamma/|\hat{\omega}|^2)\overline{u'_H u'}$ 対称 (渦拡散) テンソル、 $\mathbf{F}_S \equiv (\hat{\omega}_r/|\hat{\omega}|^2)\overline{u'_H S'} + (\gamma/|\hat{\omega}|^2)\overline{u'S'}, s_H$  は s の Hilbert 変換を示す。移流に よる Doppler shift を受けた周波数  $\hat{\omega} \equiv \omega - \mathbf{k} \cdot \overline{u}$  の実数 部分  $\hat{\omega}_r \equiv \operatorname{Re}\{\hat{\omega}\}$ と虚数部分  $\gamma \equiv \operatorname{Im}\{\hat{\omega}\}$  は、有限振幅 の擾乱方程式  $(\partial/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla) s' = -\mathbf{u'} \cdot \nabla \overline{s} + S' + \nabla \cdot \overline{u's'}$ の両辺の 2 乗平均

$$|\hat{\omega}|^{2} \equiv \overline{\left[\left(\partial/\partial t + \boldsymbol{u} \cdot \nabla\right)s'\right]^{2}} / \overline{\left(s'\right)^{2}}$$

$$= \left[\overline{\left(S' - \boldsymbol{u'} \cdot \nabla\overline{s}\right)^{2}} + \left[\nabla \cdot \left(\overline{s'\,\boldsymbol{u'}}\right)\right]^{2}\right] / \overline{\left(s'\right)^{2}}$$

$$(2)$$

と、両辺に s'を掛けた平均

$$\gamma \equiv \frac{1}{2} \overline{\left(\partial/\partial t + \boldsymbol{u} \cdot \nabla\right) \left(s'\right)^2} / \overline{\left(s'\right)^2}$$

$$= \left(\overline{s'S'} - \overline{s'\boldsymbol{u'}} \cdot \nabla \overline{s}\right) / \overline{\left(s'\right)^2}$$
(3)

から求める。

#### 3. TEM と GTEM の違い

東西平均子午面循環に対する TEM(Andrews and McIntyre, 1976)では、温位  $\theta$  保存に関する (1)式の主 要バランスを  $\overline{u's'} \approx -\mathbf{L}\cdot\nabla\bar{s}$  と仮定して、 $\overline{\theta'v'} = -\mathbf{L}^{yz}\bar{\theta}_z$ から子午面上の 2 次元反対称渦拡散テンソルの唯一の 独立成分  $\mathbf{L}^{yz} = -\overline{\theta'v'}/\bar{\theta}_z$ を求めている。TEM におけ る Eliassen-Palm フラックスは、この  $\mathbf{L}$  を絶対角運動量  $M \equiv a \cos \varphi (u + a \cos \varphi \Omega)$  保存則に関する (1)式に用い て、絶対角運動量渦フラックスのうち反対称渦拡散テン ソルで表現出来ないフラックス  $\mathbf{E} \equiv \overline{u'M'} - (-\mathbf{L}\cdot\nabla\overline{M})$ として定義されている。この定義には、気圧擾乱と速度 擾乱の相関が陽に現れないが、その物理的本質は、中立 擾乱 ( $\gamma = 0$ )の場合 (1)から、 $\mathbf{F}_S = a \cos \varphi (k_x/\omega) \overline{p'u'}$ 、 即ち、速度擾乱と気圧擾乱の相関であることが分かる。 時間平均の場合、 $\gamma$  は擾乱振幅場の空間勾配からの 寄与を見る事になり、対称渦拡散テンソル D による子 午面循環場への効果は小さく、これまでの講演で示して きたように、TEM と GTEM の解析結果の違いは小さ い。以下では、両者の違いがより明確となる非定常擾乱 を陽に解析した結果を示す。

#### 4. 非定常擾乱データ解析への応用

気候モデル MIROC の大気部分(T106、72 層)を用 いた現在気候長期積分の3次元1時間出力場の東西平 均場について解析をおこなった。一例として、1月15 日 00Z の東西平均場から、温位保存と絶対角運動量保 存、各々に基づく特徴的周波数 û の実数部と虚数部に ついて、12,1,2月3ヶ月平均場との比較を図1と図2に 示した。実数部は季節平均場とあまり変わらない分布を 示すが、虚数部は非定常擾乱の効果を反映して、大きく 様相が異なることが分かる。



図 1: GTEM に基づく 1 月 15 日 00Z の東西平均子午面循 環に伴う渦輸送の特徴的周期  $2\pi\hat{\omega}_r/|\hat{\omega}|^2$  (上図;単位 Day、 太実線間隔 1Day、細実線間隔 0.2Day)、及び、特徴的増幅 率と特徴的周期の比  $\gamma/\omega_r$ (下図;単位%、等値線間隔 6%)。 a),c) は温位保存則、b),d) は絶対角運動量保存に基づく。



図 2: 図1と同じ、但し、12,1,2月東西平均。c)とd)の等 値線間隔は3%。

# 円筒容器内で回転する円盤上の軸対称流の不安定

伊賀 啓太 (東大大気海洋研)

#### 1. はじめに

地球や惑星の大気の中では、軸対称な環境場であっ ても軸対称の破れた現象が生じることが多くある。こ のような非軸対称な流れは、円筒容器に水を入れて、 底にある円盤を高速に回転させるという簡単な室内実 験でも観察される。

この室内実験において、いくつかの種類の興味深い 非軸対称現象が見られたことを報告し (2010 春 D403, 2011 春 D202, 2012 春 C101, 2014 秋 A216)、初期水 深と円盤の回転数をさまざまに変えて調べたダイアグ ラムとしてまとめている (Iga et al. 2014)。

このような非軸対称現象の起きる原因を調べるため の基本場は、Tophøj et al. (2013)が、乱流境界層を前 提とした簡易的な見積もりを用いて構成していたが、 我々は境界層の構造をきちんと解くことによって埋論 的に調べなおした (2012秋 D301, 2013秋 D106)。ま た、こうして得た軸対称流の理論解は、鈴木ら (2006), Suzuki et al. (2006), Bergmann et al. (2011), Bach et al. (2014)による実験測定、あるいは我々自身が行った 室内実験での測定結果と比較することにより、Tophøj et al. (2013)が構成したものと比較してもずっとよい 推定値を与える非常に正確なものであることが確認さ れた (2015秋 C202, 2016秋 D167)。

これまでの報告によって軸対称流が解析的な形で表 現されたので、これを基本場にとり、軸対称流の安定 性を解析していく。

#### 2. 基本方程式

簡単のために浅水波方程式系を用いる。円筒座標で 表現すると基本方程式は以下の通り。

$$\begin{split} \frac{\partial u_r}{\partial t} &= -u_r \frac{\partial u_r}{\partial r} - \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} + \frac{u_\theta^2}{r} - g \frac{\partial h}{\partial r} \\ \frac{\partial u_\theta}{\partial t} &= -u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} - \frac{u_r u_\theta}{r} - \frac{g}{r} \frac{\partial h}{\partial \theta} \\ \frac{\partial h}{\partial t} &= -\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( rhu_r \right) - \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( hu_\theta \right) \end{split}$$

#### 3. 軸対称基本場

基本場となる軸対称流としてこれまでの発表で考察 してきた結果を用いる。

$$\begin{split} U_{\theta} &= \left\{ \begin{array}{ll} \Omega r & \text{for } r < r_{\rm S}, \\ \frac{\Omega r_{\rm S}^2}{r} & \text{for } r > r_{\rm S}. \end{array} \right. \\ H &= \left\{ \begin{array}{ll} \frac{\Omega^2}{2g} r^2 + H_0 & \text{for } r < r_{\rm S}, \\ -\frac{\Omega^2}{2g} \frac{r_{\rm S}^4}{r^2} + \frac{\Omega^2}{g} r_{\rm S}^2 + H_0 & \text{for } r > r_{\rm S}, \end{array} \right. \end{split}$$

4. モード解

この軸対称基本流に対して微小擾乱の運動を考え、  $\exp[i(k\theta - \omega t)]$ に比例した波型の解を仮定する。

$$\begin{split} \omega(-iu'_r) &= k \frac{U_{\theta}}{r} (-iu'_r) - 2 \frac{U_{\theta}}{r} u'_{\theta} + g \frac{dh'}{dr} \\ \omega u'_{\theta} &= k \frac{U_{\theta}}{r} u'_{\theta} - \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left( r U_{\theta} \right) \left( -iu'_r \right) + \frac{g}{r} k h' \end{split}$$

$$\omega h' = k \frac{U_{\theta}}{r} h' - \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left[ r H(-iu'_r) \right] + \frac{H}{r} k u'_{\theta}$$

#### 5. 不安定の存在領域

 $\theta$ 方向の波数を決めて、初期水深  $H_{init}$  と回転数  $\Omega$ に 対する不安定モードの存在領域を描いた。波数 k = 4の場合を図1に示すが、初期水深が小さい場合は、回 転数を上げた時に、主に1つの $\Omega$ で不安定モードが現 れるが、初期水深が大きい場合には、大きく2つの $\Omega$ で不安定モードが見られる。中立波の分散関係(図2) を見ると、中心の水面が接地する前と接地した後とで 2 か所の分散曲線の交差が見られる。

#### 6. まとめ

実験で見られる非対称な現象のおおざっぱな傾向は 説明できるが、さらに詳し性質を見るには (i) 側壁境 界付近での基本流速の加速 (ii) 系を浅水系として取り 扱ったことの誤差 などを考慮する必要がありそうで ある。



図 1: 波数 k = 4の場合の、不安定モードが存在する 初期水深  $H_{\text{init}}$ と回転数 $\Omega$ のパラメータ領域



図 2: 波数 k = 4、初期水深 H_{init} = 0.6R の場合に存 在する波動の分散曲線

# ロスビー波の統計力学

森 厚 (桜美林大学)

# 1 はじめに

統計力学は、多自由度系の巨視的な状態を記述す るための強力な枠組みである。これを地球流体で現 れる波動に適用することを試みる。波動で記述され るような系の性質を考察することに役立つ可能性 がある。今回はロスビー波の統計力学を検討する。

# 2 統計力学

## **2.1** 基本的な考え方

統計力学では、多くの自由度を持つ系の巨視的な 物理量を、微視的な量を基に考える。基本的に統計 力学は平衡状態について扱い、得られた結果は熱力 学と対応がある。次のような方法が知られている。

- 小正準集団の方法 エネルギーと体積を独立変数と し、場合の数が最も多いときが熱力学的な平 衡状態であると考える方法。
- **T-P 集団の方法**変数変換を施し、エネルギーの代 りに温度、体積の代りに圧力を独立変数とし て考える方法。

これらの方法は、問題に応じて適切に選択する。し かし、一般的に示量的な保存量を保存させたまま場 合の数を考えることは困難なので、変数変換を施し た方法がよく用いられる。

また、統計力学では、相互作用エネルギーの有無 が一つの重要な観点となる。一般的に、相互作用エ ネルギーがない系の統計力学は記述しやすい。

# 2.2 統計力学の応用例

統計力学は波動の問題にも適用され、成果をあ げている。波動の問題は相互作用がない系であるの で考察しやすい。具体例の一つは光(電磁波)であ る。光について適用した結果の一つとして、シュテ ファン・ボルツマン則が得られる。別の例は結晶中 の音波(弾性波)である。デュロン・プティ則(結晶 の比熱が、気体定数 R を用いて 3R で表されるこ と)を含む、熱容量の温度変化についての情報が得 られる(デバイの理論)。

# 3 ロスビー波の統計力学

本稿では、こうした成功例を参照しながらロス ビー波に統計力学を適用することを試みる。

#### 問題設定

2 重周期境界条件下で、次のような渦度方程式で

記述されるような系を考える。記号は慣習による。

 $\frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 \psi - F\psi) + J(\psi, \nabla^2 \psi - F\psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0$ この系では、エネルギー E とエンストロフィー V が保存する。

# 統計力学の適用

この系の統計力学を考える場合、EとVを保存 しながら、最も場合の数が多い状態を考えることが 想起される(小正準集団の方法)。ところがこれは困 難であるので、共役な変数に変数変換して考える。 すなわち、Eの代りに"温度"T、Vの代りに変数 P(ここでは仮にエンストロフィーポテンシャルと 呼ぶ。)を導入する(T-P集団の方法に相当する)。

光の場合も、音波の場合も、断熱不変量をプラン ク定数hで測って計算を行う。ロスビー波の場合に もこれを適用する。もちろん、量子論的な効果が現 れることを期待していないので、計算結果は古典論 的な極限で考える。また、ボルツマン定数 $k_B$ も用 いるが、これは常にTと同時に現れるで、 $k_BT$ に ついて後で解釈する。

# 結果

- 得られた結果のいくつかを紹介する。
- 1. 古典論的な極限で、結果にhは現れなくなる。
- 2. 波数ごとのエネルギー $\tilde{E}$ とエンストロフィー
  - $\tilde{V}$ は、TとPを用いて次式のようになる。

$$\tilde{E}(k,\ell) \sim \frac{k_B T}{1 + P(k^2 + \ell^2 + F)}$$
  
 $\tilde{V}(k,\ell) \sim \frac{k_B T(k^2 + \ell^2 + F)}{1 + P(k^2 + \ell^2 + F)}$ 

- "温度" T については、通常の熱力学で用いられる温度とは無関係であり、k_BTは1自由度 (特定の波数をもった波)当たりの平均的なエネルギーに関係する量であると解釈できる。
- エンストロフィーポテンシャルPについては、 長さの2乗の次元を持つ。上記の波数分布の 式を見ると、波長が√Pよりも十分に長いと ころでは、エネルギー等分配則が、短いとこ ろでは、エンストロフィー等分配則が、それ ぞれ成り立つような指標であるとわかる。
- エネルギーとエンストロフィーの波数分布から、波数を無限大まで計算すると、どちらも発散するとわかる。同様の困難は、光と音波では、適切に回避される。ロスビー波の場合は、慎重に検討する必要がある。

# Neighboring Ensemble に基づく変分同化法を使った PALAU2013 事例への衛星搭載マイクロ波放射計輝度温度の同化実験(その2)

青梨和正、岡本幸三、山口宗彦 (気象研究所)、野牧 知之 (リモート・センシング技術センター)

# <u>1. はじめに</u>

台風発生は、対流から大規模場までの幅広い時空間スケ ールの変動に影響される。特に降水による非断熱加熱は重 要な役割を果たしている。このため、台風発生の予測には、 熱帯海上での降水擾乱や、環境場の水蒸気等の情報が必要 である。本研究の目標は、台風発生期において、水物質情 報を含む衛星搭載マイクロ波放射計(MNI)輝度温度(TB) データを雲解像モデルの同化システムに入力して、現実的 な初期値を作ることである。我々は、このために、JMANHM 用のNeighboring Ensemble(NE)に基づく変分同化法 (EnVAR: Aonashi et al 2016)を用いたMNI TBのデータ同 化システムを開発した。

今回はPALAU2013期間中のT1306号事例について、EnVAR でのMWITBの同化のインパクトについて報告する。また、 EnVARで実行したアンサンブル予報を用いて、環境場など の変動が台風発生過程に及ぼす影響をチェックした。

#### 2. 対象事例について

PALAU2013 期間中の2013 年6月には、北緯 10 度付近を 西進する偏東風波動が継続的に観測された。これらのなか から、フィリピン東海上で、台風(T1303, T1304, T1306)が 約 10 日間隔で、発生した。

T1306 (RUMBIA) は、27 日 00UTC に (9. 1N, 132. 5E) で熱帯低 気圧として発生し、28 日 12UTC に (10. 3N, 128E) で、台風と なった。その後、フィリピンから南シナ海を西北西進し、 7/2 12UTC に大陸で温低となった。

## 3. 用いたモデル、アンサンブル予報、MWI TB

本研究の用いた JMANHM の水平解像度は5 km, 水平格子 は、1101x551、鉛直は 50 層である。6/24/00UTC GANAL から CNTL の初期値を内挿し、これに 6/23/12UTC 週間摂 動を加えた 50 メンバーのアンサンブル予報を実行した。 このアンサンブル予報に4次元に拡張した EnVAR で、 6/24/21UTC の TMI, SSMIS F17 と 22UTC の SSMI F18 の TB を同化し、アンサンブル平均の解析値(DA)を求めた。

## 4. EnVAR での MWI TB の同化のインパクト

図1上は、6/24/00UTCのCNTLからのNHMの27日00UTC の予報である。CNTLでは、偏東風波動に伴う熱帯低気圧 はできていない。但し、6/24/00UTCのアンサンブル予報 のうち29メンバーでは、熱帯低気圧が発生する。

図1下は、DA からのNHMの27日00UTCの予報である。 DA では、偏東風波動に伴う熱帯低気圧が発生している。 EnVARで作られた、解析インクレメントを調べると、フィ リピン東海上の広い範囲で加湿していることが分かった (図2上参照)。

#### 3. 環境場変動の台風発生への影響調査

我々は、6/24/00UTCのアンサンブル予報のうち、熱帯 低気圧が発生する29メンバーの平均と発生しない21メ ンバーの平均の差を求めた。その結果、東経140度付近 から東で相対湿度に顕著な違いがあり、熱帯低気圧が発 生する場合のほうが高いことがわかった(図2下参照)。

このことから、この事例の場合、偏東風波動付近が湿っていて、降水が起きやすい環境であることが、熱帯低 気圧発生に重要であったと考える。 謝辞:本研究は、気象研究所とJAXAの共同研究「衛星 雲・降水観測データのデータ同化システムの構築に関す る研究」及び、JSPS科研費基盤研究C(15K05294)の助成 を受けました。

図1: JMANHMの2013/6/27/00UTC に対する降水強度 (mm/h, shade)と地上気圧(hPa, contour)の予報 (上)6/24/00UTCのCNTL (下)6/24/12UTCのDA



図2:2013/6/27/21UTC の高度5km での相対湿度の インクレメント(%, shade)と水平風速(m/s, vector) (上) DA の第1推定値からの解析インクレメント (下) 6/24/00UTC のアンサンブル予報のうち、熱帯 低気圧が発生するメンバーと発生しないメンバー差



# フェーズドアレイレーダーを用いた台風に伴う境界層ストリークの3次元解析

*足立 透、伊藤 純至、楠 研一 (気象研究所)

#### <u>1. はじめに</u>

数 100km から 1000km を超える水平スケールを 持ち、長時間持続する台風は、激しい風雨によっ て我が国に甚大な災害をもたらす。近年の研究に よって、その境界層に発生する微細な気流構造が、 台風全体の盛衰や突風被害を理解する上で極め て重要な現象であると指摘されている。しかしな がらその全容は未解明であり、高い時空間分解能 を有するフェーズドアレイレーダー(以降、PAR) による観測が、現象解明の鍵と期待される。

#### 2. 観測

本稿では、平成28年台風第9号の境界層に発 生した、筋状の微細な気流構造に着目する。台風 第9号は同年8月22日12時半ごろに館山市付近 に上陸し、気象研究所(茨城県つくば市)の西10 ~15kmの地点を北上した。同構内に設置された PARは、60kmの観測圏内を方位角1.2度、仰角約 1度の分解能で、30秒毎に隙間無く立体観測する。 このため PAR を用いた近距離からの観測により、 微細な気流を3次元的に捉えることに成功した。

#### 3.結果

図(左上)は、同日15時過ぎにPAR 観測サイト の周辺 5~6 km 圏内で観測された、仰角1度の PPI (Plan Position Indicator)断面におけるド

ップラー速度パターンである。台風の循環中心は PAR の南西約 15 km に位置し、その周囲を取り囲 む壁雲直下の高度約40-140mを観測したものであ る。ストリークと呼ばれる筋状の強風・弱風パタ ーンが、600-800 mの間隔で周期的に存在する様 子が認められる (図・左上)。 強弱パターンの速度 差は約 10 ms⁻¹、その走向は高度 2km 面における台 風の循環風に対して風下が台風中心に約40-50度 傾いており、高度方向には地表面から高度 200-600 mにまで一続きに存在する様子が明らかにな った。また、ストリークに直交する RHI (Range Height Indicator) 断面のドップラー速度場を解 析したところ(図・右上)、4-6 ms⁻¹の回転速度を 持つロール渦のパターンが確認され、その沈み込 み領域がストリークの強風軸に空間的に対応す ることが明らかになった。

#### 4. まとめと今後の展望

本研究で得られた結果を模式的にまとめたも のが図(下)である。台風に伴って境界層に発生 するストリークとロール渦を、初めて3次元的に 観測することに成功した。今後、観測データを総 括的に解析し、数値シミュレーションの結果と比 較することにより、現象の実態解明を目指す。

謝辞 本研究は JSPS 科研費の助成を受けたものです。



図. (左上) 平成 28 年 8 月 22 日 15 時 06 分に PAR (黒丸) 周辺で観測された仰角 1 度面におけるストリ ーク構造。高度 2km の台風循環風(点線の太い矢印)に対して、ストリークの走向(細い矢印)は約 42 度の傾きを持つ。(右上)ストリークに直交する RHI 断面(左上の a-b 線)で観測された回転速度 4-6 ms⁻¹のロール渦。(下)観測されたロール渦とストリーク構造を模式的にまとめたもの。

# 気象レーダーで観測された台風の壁雲の傾斜と強度の関係

# 田盛 智翔也・山田 広幸 (琉球大学理学部), 嶋田 宇大 (気象研究所台風研究部)

## 1. はじめに

台風の壁雲は、高度の増加に伴い外側に傾斜する構 造をしている。これは上空ほど、暖気核の影響を受けて 気圧傾度力が弱いことで説明される(Emanuel 1986)。 近年、航空機観測による壁雲の傾斜と台風強度の関係 の調査が行われている。Hazelton and Hart(2013)は、 大西洋上で 2004 年から 2011 年に観測された 15 個の ハリケーンについて、レーダー反射強度 20dBZ を基準 として傾斜を計測した結果、中心気圧が低いほど壁雲 の傾斜角(鉛直軸となす角度)が小さくなる強い相関を 見出した。しかし、過去の研究では詳細な時間間隔での 解析は行われていない。

そこで本研究では、沖縄地方の気象庁レーダーにより、10分間隔で観測された4つの台風(表1)について、 反射強度とドップラー速度のデータを用いて解析する ことで、壁雲の傾斜と台風強度の関係を明らかにする。

## 2. 使用データと解析方法

気象庁糸数レーダーと石垣島レーダーのドップラー 観測範囲に台風の壁雲が全て収まった期間について、4 つの台風を解析した(表 1)。さらに、壁雲の傾斜は、方 位角平均した反射強度 20dBZ の等値線の平均傾斜角に より定義した。台風の強度は、ドップラー速度データに GBVTD 法(Lee et al.1999)を適用することで得られた、 中心気圧と最大風速半径(RMW)を使用した。それぞれ、 10 分間間隔で得られたデータを用いて壁雲の傾斜と台 風強度の相関の解析を行った。

#### <u>3. 解析結果</u>

壁雲の傾斜と、中心気圧、RMW、20dBZの半径、最 大風速との関係を解析した結果、それぞれについて高 い相関が得られた。壁雲の傾斜と中心気圧の相関(図 1a) では、中心気圧が低いほど傾斜角が小さい傾向が確認 された(相関係数 r=0.8408)。また、壁雲の傾斜と RMW の相関(図 1b)では、RMW が小さいほど傾斜角が小さい 傾向が確認された(相関係数 r=0.7958)。ここでは、示さ ないが 20dBZ の半径と最大風速についても同程度の相 関が得られた。

例として、2015 年第 15 号と 2016 年第 18 号の方位 角平均した反射強度の断面図を示す(図 2)。中心気圧が 949.4hPa、RMW が 31.25km の 2015 年第 15 号に比 べて、中心気圧が 910.7hPa、RMW が 17.25km の 2016 年第 18 号の壁雲の方が、より直立な構造をしている。

表1に、個々の台風の壁雲の傾斜と台風強度の相関 係数を示す。解析期間中の台風の強度変化が大きい 2015 年第 15 号と 2016 年第 18 号は、全体の相関係数 と同様の結果を示した。一方で、強度変化がほとんど無 かった 2012 年第 16 号と 2013 年第 24 号は、全体とは 逆の相関であった。

#### 4.まとめと考察

沖縄地方に接近した 4 つの台風について、気象庁レ ーダーを用いて、台風の壁雲の傾斜と強度の関係を解 析した。その結果、壁雲の傾斜と台風の強度に高い相関 (相関係数 r>0.75)があることが分かった。また、個々の 台風について関係を解析した結果、このような相関は、 台風の強度変化が大きい台風ほどより顕著に表れる傾 向があった。このことは、短い時間スケールの壁雲の傾 斜の変動が台風強度の変化と密接に関わっていること を示唆する。

謝辞:本研究は科研費基盤(B):「南西諸島とフィリピン のドップラーレーダーを用いた台風構造と強度の関係 解明」(16H04053)の助成を受けています。

表1:4 つの台風の解析期間と各相関係数を示す.

事例	月日	期間 (UTC)	観測数	相関係数 r (傾斜-中心気圧)	相関係数 r (傾斜-RMW)
2012年第16号	15-Sep	1555-1925	22	-0.4625	-0.4134
2013年第24号	7-Oct	0435-0755	21	-0.3637	-0.1288
2015年第15号	23-Aug	0455-0855 1525-1845	46	0.6214	0.6438
2016年第18号	3-Oct	0845-1635	47	0.5462	0.6969







図2: 方位角平均した反射強度の断面図.(気圧,RMW,傾斜を示す) 図中の実線は、RMWの位置. 破線は、壁雲の傾斜. 左)2015年8月23日0605UTC右)2016年10月3日0855UTC

# 加熱強制を渦の内側と外側に与えた際の台風を模した渦の大きさの変化

*辻 宏樹¹・伊藤 久徳²・中島 健介² (1. 東京大学大気海洋研究所, 2. 九大院・理)

# 1. はじめに

台風の大きさは台風の強さとともに台風を特 徴付ける重要な性質である。Tsuji et al. (2016)で は、台風の大きさの変化メカニズムを明らかにす ることを目的として、台風を模した渦に積雲加熱 を模した加熱強制を特定の動径位置にのみ与え る理想化数値実験を行い、加熱強制の位置が風速 15 m s⁻¹ 以上の領域の半径(R15)で定義された渦 の大きさの変化に与える影響を調べた。さらに 2016 年秋学会(辻ら、P171)では、加熱強制の強さ や水平スケールを変えた実験、加熱を与える動径 位置を一カ所から二カ所に増やし、どちらもR15 の内側に与えた実験を行った。これらの実験の結 果から、R15の変化は加熱強制の位置と強さに依 存し、加熱の水平スケールには依存しないこと、 加熱が渦の大きさの変化に与える影響は絶対角 運動量輸送の軸対称成分で説明でき、個々の加熱 強制が渦の大きさの変化に与える影響の足し合 わせで理解できることを明らかにした。

しかしながら、加熱を与える動径位置を二カ所 に増やした実験において、片方の加熱強制を R15 の外側に与えた実験を行うと、一部の実験におい てどちらも R15 の内側に与えた実験とは異なる 応答が得られた。本研究では片方の加熱を R15 の 外側に与えた場合の渦の大きさの変化とそのメ カニズムについて考察する。

# 2. 数値モデルと実験設定の概要

モデルは 3 次元の f 面プリミティブ方程式系に 基づく。実験設定は基本的に Tsuji et al.(2016)を 踏襲するが、今回は 2016 年秋学会と同様に Chan and Chan (2014)で用いられているバランスした 渦を与える。加熱の水平スケールは 100 km で固 定する。初期渦の R15 は約 540 km である。

# 3. 数値実験の結果

# 3.1 二ヶ所の強制位置についての感度実験

二ヶ所の加熱の強さを標準値の 0.5 倍で固定し、 強制位置を変えた。外側加熱の位置が R15 から離 れている場合、二ヶ所を加熱した実験での R15 の 増加量は、それぞれの位置に別々に強制を与えた 実験における R15 増加量の和とほぼ同じであっ た。一方、外側加熱の位置が R15 に近い場合は、 二カ所を加熱した実験のほうが R15 の増加量が 大きくなる(図 1)。

# 3.2 二ヶ所の加熱の強さについての感度実験

外側の加熱位置を 700 km, 内側の加熱位置を 300 km、内側の加熱の強さを標準値の 0.5 倍で固 定し、外側の加熱の強さを変えたところ、Tsuji et

al. (2016)では渦の縮小に寄与していた外側の加 熱が強いほど、渦は大型化することが明らかにな った。また、渦の大きさの増加率が実験途中で変 化する(図 2)。

#### 4. まとめと考察

以上の結果から、加熱を二ヶ所に与えた場合、 外側の加熱位置が R15 に近いと加熱が渦の大き さの変化に与える影響が 2016 年秋学会で示した ような線形的な重ね合わせにはならないことが 明らかになった。その理由は、この場合の R15 の 変化には絶対角運動量の輸送において、軸対称成 分だけでなく、非軸対称成分が寄与しているため である。これまでの実験における R15 付近の非軸 対称成分は、動径移流と鉛直移流でキャンセルし ていた。一方、今回の場合、動径移流の非軸対称 成分が R15 近辺で時間とともに増加している。こ の非軸対称成分に関する詳細は学会にて発表す る予定である。





図1: 二ヶ所の動径位置に強制を与えた実験のR15の増加量 (×印)と、一ヶ所の動径位置に強制を与えた実験のR15の 増加量の和(〇印)。

R15(km)



図2: 二ヶ所の加熱の位置を300 kmと700 kmに固定、内 側の加熱の強さを標準値の0.5倍に固定し、外側の加熱の強 さを変えた場合のR15の時間変化。

## 雲解像大気・海洋結合領域モデルを用いた Typhoon MEGI (2010)の再現実験

*金田幸恵^{1),2)}・辻野智紀¹⁾・相木秀則^{1),3)}・吉岡真由美^{4),1)}、宮澤泰正³⁾、坪木和久¹⁾、高藪出²⁾ ¹⁾名古屋大学宇宙地球環境研究所、²⁾気象研究所、³⁾海洋研究開発機構、⁴⁾情報通信研究機構

#### 1. はじめに

台風は、暖かい海面から供給される熱・水蒸気フラックス をエネルギー源とする。したがって、台風の発達や衰退は海 面水温 (SST)の影響を大きく受ける。中でも強い台風にみら れる急発達は高い SST が必要となる。一方、強い台風は通過 にともない SST を低下させる。このように、特に強い台風の 強度予測に取り組む上で SST 分布の適切な応答の再現が要と なる。そこで雲解像大気・海洋結合領域モデル CReSS-NHOES (Aiki et al., 2015)を用いて、最低中心気圧が 900hPa を下回る非 常に強い実台風にともなう SST の応答、および台風によって 変化した SST に対する台風の発達傾向を調査した。

#### 2. モデルと設定

2010年10月フィリピンに上陸した平成22年台風第13号 (MEGI, MCP:885hPa) を対象に、海洋の影響の表現が異なる 3種の設定で感度実験を実施した(表1)。一つ目は、大気雲 解像モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2002)に3次元海洋 モデル NHOES (Aiki et al., 2006, 2011)を結合した 3dO 実験であ る。二つ目では、CReSS 下面に鉛直1次元海洋スラブモデル を用いて海洋上層の温度拡散を考慮した 1dO 実験、三つ目と して海面水温が台風の影響を受けない海面水温固定実験 (Fixed Ocean experiment: FO) である。水平解像度は大気・海 洋とも緯度・経度座標系で 0.02 度である。大気側の初期値・ 境界値には気象業務支援センターから配信された全球モデル GPV (GSM)を用いた。海洋側の初期値・境界値には、海洋研 究開発機構より提供された JCOPE2(北西太平洋再解析, Miyazawa et al. 2009)の全球客観解析版 (水平解像度 0.1 度)を 用いた。計算は、2010年10月14日0000UTCを初期値とし、 フィリピンを通過後、台湾に接近する 10 月 24 日 0000UTC ま での9日間にわたって実施した。

#### 3. 結果

図1に14日0000UTCのSST分布と台風の経路を示す。台 風 MEGIはSSTが29℃を超える海域を5m/s以上の比較的大 きな移動速度で西進した。3実験とも経路をほぼ再現してい る。一方、台風の強度変化は各実験間で大きく異なった(表 1)。最低中心気圧を比較すると、気象庁ベストトラックデー タの885hPaに対して、3dO実験では892hPaであり再現性が 最も良い。海面水温を固定したFO実験では839hPaに達した。 一方、1dO実験では、最低中心気圧は901hPaと最大強度が最 も弱かった。これらの差異は、台風の通過にともなうSST分 布の違いに起因すると考えられる。

急発達開始前後(17 日 0000UTC)の台風中心付近のSST 分布を図2に示す。全球解析値と比較して、台風による冷却 の効果をまったく考慮しないSST固定実験ではSSTが高かっ た。また、鉛直1次元海洋スラブモデルでは、台風の発達に 重要とされる最大風速半径付近を含む内部コアの強風域で特 に大きくSSTが低下する。海洋混合層の厚さや海洋貯熱量を 陽に扱う結合モデル(3dO)では、海面下の暖かい混合層により SSTの低下が抑えられる上、移動速度が速いため cold wake に よる冷却も移動方向後方の台風中心から離れた位置で顕著と なり、台風の中心付近のSST低下は比較的小さく28.5℃以上 を維持している。

次に内部コア域の SST プロファイルと内部コア構造及び発 達傾向を調査した(図3)。中心付近の SST がより高いとき 3dO では背の高く強い上昇気流がみられ発達速度が大きかっ た。一方、内部コア域の SST が全域で29℃以上だが中心より 外側で高いとき(FO)、壁雲上昇気流は高度とともに外側に傾き 発達が停滞する傾向にあった。FO実験では、この6時間後、中 心付近のSSTがより高くなり急発達を開始し839hPaに達した。 4. まとめ

以上の結果は、海洋混合層が厚く台風への影響が比較的小さい とされる低緯度熱帯域においても、台風に応答した海面水温の詳 細な分布が台風の発達に強い影響を与えること、しかも、その差 が急発達期に大きく現れることを示している。したがって、より 信頼性の高い台風の強度予測のためには、大気モデルおよび海洋 モデルともに高解像度の結合モデルによる、より精度の高い海面 水温予測が同地域でも重要であることが明らかとなった。

**謝辞**:本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラムの支援により実施された。

表1 実験リストと各実験で再現された最低中心気圧(hPa)

Exp.	Atmosphere	Ocean	最低中心気圧
3dO	CReSS	NHOES	892hPa
1dO	CReSS	1D-slab	901hPa
FO	CReSS	Fixed SST	839hPa



図1 2010 年 8 月 14 日の SST 分布。実線は6 時間毎の台風経路 (BT:  $\bigoplus$ 、3dO:  $\bigcirc$ 、1dO:  $\triangle$ 、FO: ×)。



図 2 各実験 17日 00Z の SST 分布。実線:風速 25m/s、矢印:移動方向。左から 3dO、1dO、FO。



図3 16日18Zの内部コア域の鉛直断面(上、影部:上昇気流、 コンタ:温度偏差)とSSTプロファイル(下)。 左から3dO、FO。

# Piecewise PV inversion による台風 1610 号の進路解析

吉野 純, 中田 勇輝, 古田 教彦, 小林智尚 (岐阜大院工)

#### 1. はじめに

台風 1610 号 (Typhoon Lionrock) は、特異な進路をたど った迷走台風であり、2016 年 8 月 30 日 18 時 JST 頃、岩 手県大船渡市付近に上陸した. 1951 年の統計開始以降初 めて東北地方太平洋側に上陸した台風となった(気象庁、 2016). 台風 1610 号の東北地方太平洋側への上陸の要因に ついては、日本海上に位置した上空の寒冷渦が影響してい たと考えられているが、天気図による定性的な解説に留ま っており、依然として台風 1610 号の上陸時に北西進した 要因については定量的には理解されていない.

そこで本研究では、エルテル渦位の転換可能性の原理に 基づく Piecewise PV inversion を利用することで、起源の異 なる台風周辺の個々の渦位偏差が作り出す指向流ベクト ルを推定し、台風 1610 号の特異な進路形成メカニズムの 理解を試みることを目的とする.

#### 2. Piecewise PV inversion について

本研究では、Davis and Emanuel (1991)の Piecewise PV inversion に基づいて, 渦位偏差 q'(=q-q =  $\Sigma q_n$ ))が強制す る流線関数偏差  $\Psi'$  (= $\Psi$ - $\Psi$  =  $\Sigma \Psi_n$ ), ジオポテンシャル偏差  $\Phi'(=\Phi-\overline{\Phi}=\Sigma\Phi_n)$ ,および,温位偏差 $\Theta'(=\Theta-\overline{\Theta}=\Sigma\Theta_n)$ を診 断した.線形化されたエルテル渦位の式と線形化されたバ ランス風の式で構成される楕円型偏微分方程式系に対し て,任意に分解された渦位偏差 qn を与えることで流線関 数偏差  $\Psi_n$ , ジオポテンシャル偏差  $\Phi_n$ , および, 温位 $\Theta_n$ を境界値問題として解くことができる.エルテル渦位の式 とバランス風の式は、Davis (1992) による完全線形法に 基づいて線形化された. NCEP Final Analyses (1°×1°格 子,6時間毎)により評価された渦位偏差 q'は,表-1 のル ールにより渦位偏差 qn に分解され (n=0~4), 個々の渦位 偏差 qn が強制する台風中心の鉛直平均非発散風ベクトル (Un, Vn) が評価された. その際, 台風 1610 号 (PPVT) が励起する流線関数偏差 ¥0 により鉛直方向に加重平均を 取った. n=1~4 の総和を得ることで台風を動かす指向流 ベクトル  $(U_{st}=\overline{U}+\Sigma U_n, V_{st}=\overline{V}+\Sigma V_n)$ を推定できる.

#### 結果と考察

まず, Piecewise PV inversion により推定された台風 1610 号の進路上の指向流ベクトルの再現性について検証した (図-1). 台風 1610 号の進路上の観測された移動速度ベク トル(観測値)と推定された指向流ベクトル(推定値)を 比較することにより,期間全体を通して高精度に台風の移 動を表現できることが明らかとなった. 両者の相関性は高 く(相関係数は 0.95),バイアス誤差は 0.25 m/s, 平均二 乗誤差は 1.4 m/s となった.

台風 1610 号が岩手県大船渡市付近を上陸した時間帯 (2016 年 8 月 30 日 12 時 UTC) に着目して詳細な解析を行 ったところ, 台風 1610 号は約 20 m/sの南東風の指向流に より北西進しており(図-2),特に,

- 上層の寒冷渦(上層の乾いた正渦位偏差 PPVU) が作り出す約 10 m/s の南東風
- 2) 寒冷渦の直下の積乱雲活動により発達した下層低気圧 (下層の湿った正渦位偏差 PPVL)が作り出す約 10 m/s の南風
- 3) 寒冷渦の北側で積乱雲活動により発達した上層高気圧 (上層の湿った負渦位偏差 NPVU)が作り出す約 10 m/sの東風

以上の3つのベクトルの合成によって台風1610号の上陸 時の指向流を説明できることが明らかとなった.以上より, Piecewise PV inversion の台風進路の解析手法として有用 性を示すことができた.

表-1: 渦位の分解方法

渦位	定義
$\frac{MPV}{\overline{q}, \ \overline{\theta}}$	Mean Potential Vorticity 1 $_{f}$ 月平均(2016年8月)の平均渦位 $g = \overline{g}$ 1 $_{f}$ 月平均(2016年8月)の平均温位 $\theta = \overline{\theta}$
$\begin{array}{c} \mathbf{PPVT} \\ q_0, \ \theta_0 \end{array}$	Positive Potential Vorticity anomalies in the Typhoon 台風10号の半径1000km以内の相対湿度30%以上の正渦位偏差 $q_0 = q'$ 台風10号の半径1000km以内の下部境界1000hPaの正温位偏差 $\theta_0 = \theta'$ 上記以外の場所では $q_0 = 0$ [PVU]しくは $\theta_0 = 0$ [K]とする
$\begin{array}{c} \mathbf{PPVU} \\ q_1, \ \theta_1 \end{array}$	Positive Potential Vorticity anomalies in the Upper-atmosphere 相対温度30%以下の正渦位偏差 $q_1 = q'$ 上部境界70hPaの正温位偏差 $\theta_1 = \theta'$ 上記以外の場所では、 $q_1 = 0$ [PVU]もしくは $\theta_1 = 0$ [K]とする
$\begin{array}{c} \mathbf{PPVL} \\ q_2, \ \theta_2 \end{array}$	Positive Potential Vorticity anomalies in the Lower-atmosphere 台風10号の半径1000km以遠の相対湿度30%以上の正渦位偏差 $q_2 = q'$ 台風10号の半径1000km以遠の下部境界1000hgの正温位偏差 $\theta_2 = \theta'$ 上記以外の場所では、 $q_2 = 0$ [PUU]もしくは $\theta_2 = 0$ [K]とする
$\begin{array}{c} \mathbf{NPVU} \\ q_3, \ \theta_3 \end{array}$	Negative Potential Vorticity anomalies in the Upper-atmosphere 300hPa面より上層の負満位偏差 $q_5 = q'$ 上部境界700Paの負濃位偏差 $\theta_5 = \theta'$ 上記以外の場所では、 $q_5 = 0$ [YVU]もしくは $\theta_5 = 0$ [K]とする
<b>NPVL</b> <i>q</i> ₄ , <i>θ</i> ₄	Negative Potential Vorticity anomalies in the Lower-atmosphere 400hPa面より下層の負満位偏差 $g_4 = g'$ 下部境界1000hPaの負温化偏差 $g_4 = \theta'$ ト記以及の時間でけ。 $g_4 = 0$ [PUT]は、くけ $\theta_4 = 0$ [K1)とする



図-1: 台風 1610 号の進路上の指向流ベクトル



図-2: 台風 1610 号の(a)移動速度ベクトル, (b)指向流 ベクトル,および, (c)各渦位偏差が励起する指 向流ベクトル (2016 年 8 月 30 日 12 時 UTC)

# 2016 年台風第 10 号衰退期に見られた対流バーストと海洋の影響

和田 童義, 小山 亮 (気象研)

#### 1. 概要と目的

2016年台風第10号(ライオンロック)は統計 開始後初めて、北日本に上陸した台風であった。 この台風は岩手県大船渡市付近に上陸し、東北・ 北海道地域を中心に多くの災害をもたらした。ま た日本東岸を北進~北北西している期間、気象衛 星ひまわり8号は台風の衰退期に台風域にて対流 バーストを観測した。熱帯低気圧地区特別気象セ ンター(RSMC)が発表するベストトラック解析値に よれば、対流バースト期間には目立った中心気圧 の上昇及び最大風速の減少は見られなかった。こ の対流バースト時の台風強度変化に関して、本研 究では海洋の影響に着目して、領域非静力学大気 波浪海洋結合モデルによる数値シミュレーション を実施した。

# 2. 方法

数値シミュレーションの期間は、2016 年 8 月 23 日 0000UTC 初期値から 210 時間である。領域モデ ル実行に必要な大気初期値・側面境界値は水平解 像度 20km 相当の気象庁大気客観解析から作成し た。また海洋初期値については水平解像度 0.5° の気象庁海洋客観解析から作成した。モデルの水 平解像度は 3km、鉛直層数は 55(上端の高度は約 27km)である。実験の詳細は Wada and Oyama (2017) を参照のこと。ここでは海洋結合実験(CPL)と感 度実験(SEN)の結果を示す。SEN 実験は165 時間以 降、台風による海洋応答の影響を除くため、大気 モデルのみで実行している。

#### 3. 結果

結合モデル等によりシミュレートされた中心気 圧、最大風速と RSMC ベストトラック解析値の時間 変化(図1)を比較すると、CPLの結果はRSMC ベス トトラックの結果と整合的であるのに対し、SENの 結果は中心気圧のわずかな降下と急激な最大風速 の増加が見られた。CPL と SEN の海面水温の差分 (図2)から、CPL の結果は SEN の結果に対し、台風 の内部コア域で上昇、進行方向後方で低下してい た。CPL と SEN の高度 1km 水蒸気フラックスの差 分(図2)から、CPL 実験では南西象限を中心に水 蒸気フラックスが少なくなっていた。SEN 実験で は進行方向後方で海面水温は低下せず、台風内部 コアの水蒸気フラックスはより多くなり、これが 最大風速の急激な増加に関わったと考えられる。

三陸沖において表層水温が上昇し、台風通過時 の海面水温低下が生じにくくなったら、対流バー ストにより、さらに最大風速が増大する可能性を 示唆する。しかしながら中心気圧の降下への影響 は小さく、メソ渦による非断熱加熱はそれより大 きい空間スケールを持つ渦の強度に与える影響は 小さかったことを示している。

#### 謝辞

本研究の一部は文部科学省科学研究費補助金基盤研究 C[JP15K05292]の支援を受けた.

参考文献

Wada, A. and R. Oyama (2017) CAS/JSC WGNE Res. Activities in Atm. And. Oceanic Modelling. 47, 5-18.



図1 (a) 中心気圧、(b) 最大風速の時系列.



図2 171 時間積分時における(a)海面水温、(b)高度1kmの水蒸気フラックスの差. 差は CPL-SEN で計算.

# TC 発生環境場に特徴的な流れ場パターンの長期平均的な特徴

*吉田 龍二¹・筆保 弘徳² 1:理研計算科学・神戸大学,2:横浜国立大学

# 1. はじめに

熱帯低気圧(TC)は熱帯海洋上の積乱雲の集団 (ク ラウドクラスター)が発達して形成されるが、全て のクラウドクラスターが TC 発生に至るわけではな い.発生と非発生を分ける要因の一つに環境条件が 考えられるが、どのような環境場がどの程度の期間 継続すれば TC 発生に至るのかということは, 未解明 のままである. Ritchie and Holland (1999)は TC 発生時に顕著な下層流れ場パターンをシアーライン (SL),東西風合流域 (CR),モンスーン渦 (GY), 偏 東風波動(EW),そして先行台風によるエネルギー散 逸 (PTC) の5つに分類した. Yoshida and Ishikawa (2013;以降 YI13 と称す)は、この5つの流れ場パ ターンを客観的に検出する手法を開発した.しかし、 YI13 は TC 発生事例のみを取り扱ったため、平常時 の流れ場パターンの特徴は理解されていない.本研 究では、YI13の手法を元に平常時にも流れ場パター ン検出を行えるように改良し、長期解析を行うこと で流れ場パターンの平常時の描像を調べた。

## 2. データと解析手法

VI13 は TC 発生事例が解析対象であったが,吉 田・筆保 2016(2016 年度気象学会春季大会 C202)は, 格子点データの全点を対象に YI13 の検出手法を実 行する拡張を施した.また,パターン間でスコアを 比較するために規格化する際,寄与量推定スコア (SCR)を SCR_{pat} = (scr_{pat} − ave_{pat})/stdev_{pat}と定義し た.ここで添え字の pat は流れパターン, scr は規格 化前のスコア, ave は scr の長期平均値, stdev は ave に対する標準偏差を表す.この定義によって,長期 平均値に対する偏差としてスコアの分布を見ること ができるようになった.ただし,長期平均は 15°S/110°E-15°N/210°E の範囲のみを対象に算出し た.また,本研究では5つのうち,最も TC の発生頻 度が高い SL, CR, EW の 3 つに着目する

気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015; Harada et al. 2016) の1.25°緯度経度格子, 6 時間間隔のデータを気象場のデータとして使用し. TC のトラックデータとして, IBTrACS (https://www.ncdc.noaa.gov/ibtracs/)のベスト トラックデータを使用した.解析対象期間は 1979 年から 2014 年の 36 年間とし,前回の 8 年間の解析 期間から大幅に伸ばすことで気候学的な視点での解 釈を可能にした.解析対象領域は北西太平洋領域 (100°E~180°,0°~25°N)とする.

#### 3. 解析結果

対象期間の34年間,全季節について平均した各流 れパターンのスコア分布を図1に示す.スコアが1 以上の値を持つ場合,長期平均よりも顕著な流れ場 が形成されることが多い領域であることを意味する. 流れ場パターンはどれもフィリピンの東側にスコア の大きな領域があり,TCの平均的な発生位置 (143°E/13°N)の周りに分布している.3つの中で は特にSLスコアの平均値が高く、逆にCRは低い. 季節毎に調べると、SL、CRは北半球夏季にスコア が大きく、冬季に小さい.夏季はSL、CR共にフィリ ピンの東海上に集中するが、冬季はCRのみ北西-南 東向きに線状に分布する.一方、EWは年間を通じて 同程度の値を持ち、夏から秋にかけて西太平洋南東 部へ分布が伸びる.これらの分布と Genesis Potential Index (GPI; Emanuel and Nolan 2004) を比べるとよく対応していることがわかった.これ は、流れ場パターンを代表させているスコアが GPI の構成因子と対応関係があることを示唆している. 発表では鉛直シアなど他の環境条件との関係性につ いても紹介する.

#### 4. まとめ

本研究では、YI13 の手法を拡張して TC 発生時に 限らず全ての領域・時刻について寄与量推定スコア を算出し、36 年間の長期平均スコア分布について調 べた.それぞれのスコア分布は概ね TC 発生頻度が高 い領域に対応し、GPI の同期間の分布によく対応す ることがわかった.

#### 参考文献

- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027–2043.
- Yoshida, R., and H. Ishikawa, 2013: Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 451–467.



図 1:1979 年~2014 年(36 年間)の規格化スコア平均値 の分布.(a),(b),(c) はそれぞれ, SL, CR, EW を示す.

# 早期ドボラックで検出された台風になれなかった熱帯擾乱の特徴と環境場 ~台風発生最終条件~

* 筆保 弘徳 (横浜国大)・室井 ちあし・西村 修司・別所 康太郎・小出 直久(気象庁) 山口 宗彦(気象研究所)・吉田 龍二 (理研計算科学)

## 1. はじめに

熱帯擾乱が発生しても全てが台風になるわけではな い。低圧部(LW)から弱い熱帯低気圧(TD)へ発達 して、台風(TS)の強度に達した熱帯擾乱が台風発生 となる。気象庁は、Dvorak(1984)が定義した判定 基準を利用して、熱帯で発生する雲システムが台風ま で発達するかどうかを判定する「早期ドボラック解析 (EDA)」の開発・検証を行い(土屋他,2000;上野, 2000;寺坂他,2007)、2007年から現業化している。本 研究は、EDAで検出された結果を用いて、LWやTD まで発達しながらもTSになれなかった熱帯擾乱の特 徴や環境場を統計的に調べて、台風発生に必要な最終 条件を明らかにすることを目的とする。

## 2. 手法

EDA のうち、客観解析が導入されて一貫した精度で 得られている 2013 年から 2016 年で検出された 219 事 例の熱帯擾乱(北東太平洋で発生し越境しないものや 6時間以上持続しないものを除く)を対象とする。それ ぞれの熱帯擾乱に対して、EDA とドボラック解析結果 とベストトラックを合わせて調べ、T数 0.0 で検出さ れたもののT数 0.5 以上に発達しなかった擾乱を LW タイプ、T数 0.5 以上まで発達しながら台風にならな かった擾乱を TD タイプ(図1)、最終的に台風となっ た擾乱を TS タイプと定義する。環境場として、長期 再解析(JRA55)・海洋長期再解析(FORA-WNP30)・ 衛星雲画像(CPC-IR)を用いる。

# 3. 結果

本研究の定義により、LW は 46 事例(21%)、TD は 75 事例(30%)、TS は 98 事例(49%)に分類さ れた。LW・TD の発生数は夏・秋に多いが、TS を含 めた月別発生数のなかでの割合は冬・春に多い。TD・ TS の約 90%は検出開始(T数0.0)から T数0.5を 超える期間は1日以下で、LW の寿命も1日以下が約 70%であることから、LW のまま数日間も持続するこ とは少ない。さらに、T数0.5を超えてTSにまで発 達する期間は、TS の約 70%が1日以上3日以下で あった。このTS までの発達期間はドボラックの考え (台風のT数は2.0-2.5で発達時間(日)と対応)とも 整合的な結果であり、EDAの妥当性も得られた。TD は、3日を越えてうろうろしている事例は約20%もあ る(図1)。

季節性の偏りを除くために 6-10 月に限定して TD と TS を比較すると、検出開始時間から TS 発生時を通 してシステムサイズ(濃密な雲域を円形にまとめた場 合の直径)に有意な差(t 検定で5%以下)で TS が TD よりも大きいことが確認された。両者の発生環境 場を比較すると、中心から 500km の領域で平均した CAPE や比湿などに差はないが、鉛直シアは有意差を 持って TD が大きい。海洋では、海面水温で差はない が、水深 66-128m の海水温が TS で 1-2 ℃も高い。

台風発生の大規模環境場は、対流圏下層の風の状況から5パターンに分類できるが(Ritchie and Holland, 1999など)、本研究では台風発生環境場診断手法(Yoshida and Ishikawa, 2013)をEDAにも適応 して発生環境場パターンを調べた。図2は、それぞれ のパターンごとで見たLW・TD・TSの割合である。 LWの発生割合は偏東風波動パターン(EW)で平均の 約2倍で大きく、TDは東西風合流域パターン(CR) で大きい。反対にTSの発生割合は先行台風パターン (PTC)で大きく、EW とCRで小さい。

## 4. まとめ

熱帯擾乱発生後さらに発達して台風になるためには、 ①熱帯擾乱の検出時から雲域が広いこと、②発達期間 に鉛直シアに阻害されないこと、③海洋貯熱量が高い こと、が条件になる可能性が高い。発生環境場のEW・ CRは、熱帯擾乱が発生したとしてもさらに台風にま で発達させるには、他よりも条件が悪い環境場だと示 された。Fudeyasu and Yoshida (2017)は、EW・CR での発生時の台風は水平サイズが小さいこと、EW は 他よりも鉛直シアが強い環境場であることを示してい るが、それとの関連を今後は示したい。



図 1: 2013-2016 年 5-10 月で発生した TD タイプ 43 事例の経路。×は EDA 開始点、〇は消滅点。





Deep Learning を用いた台風強度推定・発達予測

*加瀬紘熙¹・筆保弘徳¹・北本朝展²・Danlan Chen³・山崎聖太⁴

(1:横浜国立大学大学院、2:国立情報学研究所、3:McGill University、4:京都大学防災研究所)

#### 1. はじめに

気象庁をはじめ各国の台風監視機関では台風強度の推 定に Dvorak 法を用いており、発達予測には数値解析や実 況解析等を用いている。台風の強度推定や発達予測に関す る研究は盛んに行われてきたが、大規模データに基づく研 究はまだ少ない。そこで本研究では、Deep Learning(深 層学習)を用いた台風強度推定モデルを開発し、台風の強 度推定・発達予測をより客観的かつ統計的に行うことがで きるかを検討した。さらに、開発した台風強度推定モデル を用いて、台風の特徴別に強度推定・発達予測の検証を行 うことにより、台風の特徴によって強度推定・発達予測の 精度に差があるのかを調べた。

#### 2. 実験設定

系列データを対象とした深層学習を行うために Long Short-Term Memory Network を用いた。使用データは、 「デジタル台風」で収集した台風画像(赤外画像)と台風 強度(気象庁ベストトラックの中心気圧)の時系列群とし、 台風画像時系列に欠損がない276 個の台風を対象とした。

本研究では、2 つの実験を行った。まず、強度推定の難 易度を調べるため、連続した timestep1~12 の台風画像に 対し timestep12 の台風強度を紐付けたデータセットを作 成し、発生環境場別分類法 (Fudeyasu and Yoshida 2017; FY17)、急速発達経験(無:NR、有:RI) (Fudeyasu et al. 2017) により分類(表 1)を行い、強度推定実験(実験 1)を実 施した。

次に、1時間後の発達予測の難易度を調べるために、連続した timestep1~12 の台風画像に対し timestep13 の台 風強度を紐付けたデータセットを作成し、強度推定実験と 同様に分類を行い、発達予測実験(実験 2)を実施した。

#### <u>3. 結果</u>

実験1の結果で、精度が高い事例(2012年第6号)と低い事例(2013年第4号)を図1に示した。高い事例で はベストトラックの中心気圧の変化と同様の出力が見ら れるが、低い事例では気圧変化が少ない事例であるにも関 わらず、ベストトラックにはない気圧変化を出力した。こ の例のように、事例により精度は大きく分かれた。

実験2の結果で、精度が高い事例(2015年第20号)と低い事例(2016年第14号)を図2に示した。両事例において気圧急低下が見られたが、気圧急低下発生時刻に差が見られた。高い事例では気圧急低下発生時刻・中心気圧の変化がベストトラックと同様だった。低い事例では気圧急低下発生時刻に大きな遅れが生じ、ベストトラックと比べ気圧低下が弱く出力された。

実験1と実験2のそれぞれの結果の精度・バラつきを 発生環境場別、急速発達経験による分類により図3に示し た。発生環境場別(SL、CR、GY、EW、PTC)では、PTC (先行台風)とGY(モンスーン渦)とEW(偏東風)の 誤差のバラつきが小さく、本研究の台風強度推定モデルに おいて他よりも推定し易い。一方、CR(東西風合流域) の誤差のバラつきが最も大きく、予測し難い。また、NR・ RIを比較すると、NRの方が誤差のバラつきが小さく推 定し易い。FY17で、CRはRIの頻度が高いことを示して いるが、それと関連すると考察される。実験2は、実験1 よりも全体的に精度が下がっている傾向にある。

#### 4. 今後

本研究の深層学習を用いた実験結果から、台風の特徴に よって強度推定・発達予測の難易度に差があることが分か った。今後は、サンプル数と実験を増やし、多様な台風に いかに深層学習が貢献できるかを検討していきたい。 表1データセットの分類後の事例数

	発生環境場別						急速発達		
Type	SL	CR	GY	EW	PTC	Rest	NR	RI	
Train	67	44	7	25	8	56	140	44	
Test	29	20	4	12	4	0	60	20	







図2 RIの1時間後の発達予測を行った結果で、精度が(左)高い事例(2015年第20号)と(右)低い事例(2016年第14号)



# 台風経路アンサンブルシミュレーションを用いた台風リスクの算出

*宮崎駿¹⁾・筆保弘徳¹⁾・山崎聖太²⁾・竹見哲也²⁾・加藤雅也³⁾²⁾・坪木和久³⁾ ¹⁾横浜国立大学大学院、²⁾京都大学、³⁾名古屋大学

#### <u>1. はじめに</u>

台風の進路予報が高精度で行える近年においても、甚大 な台風災害は毎年のように発生している。限られた予算の なかで大規模な台風防災対策を計画するうえでは、過去に 発生した台風の記録だけでなく、まだ経験したことのない 台風経路も含めてどの地域で台風リスクが高いのかを検 証することも必要である。山崎他(2017;Y17)は、伊勢 湾台風など甚大な被害を与えた台風を対象とした台風経 路アンサンブルシミュレーションを行い、日本各地域の防 災情報「台風ノモグラム」を開発した。台風ノモグラムは 有用な防災情報となるだけでなく、台風経路が少しずれる だけで、周囲の地形的影響を受けて強風発生が大きく変わ ることを示した。本研究は、Y17を拡張し、全国的にどの 地点で台風リスクが高いのかを解析した。また、各都道府 県の県庁所在地にしぼり、風と雨に分けて、台風リスクは どの都市が高い・低いのかを調査した。

## 2. データと解析方法

本研究の台風経路アンサンブルシミュレーションは、特定の台風8事例とその時の大気場を、地形と相対的に0.2 度間隔でずらして行う経路・地形感度実験である。台風828 事例のシミュレーション結果(解像度5km)を用いて、日本全国17639地点において、各地点から見て任意の圏内 に台風中心が進入した時の平均・最大・最小の30分値風 速・東西風・南北風・降水量を統計的に調べた。任意の圏 内は、最大500km円内で、方位別や特定距離環状など15 領域とした。Y17では、それぞれの時間の台風強度で規格 化した風速比を用いたが、本研究では実際のリスクを検討 するために、台風強度での規格化を行わない。台風の降水 量分布の事例差も今回は規格化せず、そのまま扱う。

#### 3. 実験結果

図1は、各地点の500km 圏内に台風が進入した時の、 (上)平均風速と(下)平均降水量分布を示す。風速は南 西諸島や西日本などで強く、東北や北海道の内陸と日本海 側は弱い。降水は、太平洋側の南斜面で多く、東北や中国 地方の山岳域でも多い。圏内の差を見ると地形効果が浮き 彫りになる。近畿圏に注目した図2では、各地点の(左) 東西象限と(右)南北象限500km 圏内での風速差を示し ている。図2(左)より、琵琶湖から淀川沿いで、台風が 西に位置する時よりも東に位置する時の方が風速は強ま ることを示している。また図2(右)より、台風が南に位 置する時よりも北に位置する時の方が、和歌山市から大阪 市の海側から内陸にかけて風が強くなる。

表1は全国県庁所在地で調べた500km 圏内平均風速と 平均降水分布の上・下位ランキングを示す。風は沖縄や九 州の都市で強い。降水量は関東の都市で大きく、東北地方 で小さくなる傾向がある。風も雨も高い順位の宮崎は台風 リスクが大きい都市と言える。南関東の都市は風のリスク は他の都市より低いが、雨のリスクは高い傾向にある(例 えば東京は風42位で降水2位)。

#### 謝辞

本研究は、文部科学省統合的気候モデル高度化研究プロ グラム、京都大学防災研究所共同研究、名古屋大学 HPC 計算科学連携研究プロジェクト、(株)エムティーアイのサ ポートを頂いております。







図2(左)各地点の東西象限 500km 圏内での風速差の比 と(右)南北象限 500km 圏内での風速差の比の分布。(左) 黒部分は台風が東に位置する時に風速が強い場所。(右) 白部分は台風が北に位置する時に風速が強い場所。

表1 500km 圏内平均風速(左)と平均降水分布(右)の 県庁所在地別ランキング

1位	那覇市	1位	宮崎市
2 位	鹿児島市	2 位	東京(新宿)
3位	高松市	3 位	横浜市
4 位	大分市	4 位	高知市
5 位	宮崎市	5 位	さいたま市
43 位	さいたま市	43 位	富山市
44 位	名古屋市	44 位	盛岡市
45 位	金沢市	45 位	新潟市
46 位	京都市	46 位	長野市
47 位	大阪市	47 位	秋田市

# WGNE 現業全球モデルによる台風予測の国際比較

山口 宗彦¹、石田 純一²、佐藤 均²、中川 雅之¹ (1:気象研台風研究部, 2:気象庁数値予報課)

## 1. はじめに

数値実験作業部会(Working Group on Numerical Experimentation, WGNE)の国際プロジェクトのもと、 気象庁は1991年から一貫した手法で現業全球数値 予報モデルによる熱帯低気圧(TC)進路予報の検証を 行っている。本発表では、四半世紀以上に及ぶ気象 庁による国際貢献、及び台風進路予報精度の変遷、 更なる予報精度向上のための今後の課題について紹 介する。

# 2. 歴史と検証手法

#### 2-1. 参加センター

これまでに 12 の気象機関が本プロジェクトに参加した。表1に参加気象機関と参加年を示す。

表 1.	プロシ	ジェク	ト参加気象機関と参加年
- X I.			

気象機関	略語	参加年
気象庁	JMA	1991
ヨーロッパ中期予報センター	ECMWF	1991
英国気象局	UKMO	1991
カナダ気象センター	CMC	1994
ドイツ気象局	DWD	2000
米国環境予測センター	NCEP	2003
オーストラリア気象局	BoM	2003
中国気象局	CMA	2004
フランス気象局	FRA	2004
米国海軍研究所	NRL	2006
ブラジル気象局	CPTEC	2006
韓国気象局	KMA	2011

2-2. 検証領域

表2に検証領域と検証を開始した年を示す。2004 年以降は、TCが発生する世界の主要な海域全てが検 証対象となった。

## 表 2. 検証領域と検証年

検証領域	検証開始年
北西太平洋域	1991
北大西洋域	1999
東部太平洋域	2000
中部太平洋域	2002
北インド洋域	2002
南インド洋域	2004
オーストラリア域	2004

2-3. 検証手法

各気象機関が提供する海面更正気圧の予報値から気 象庁追跡アルゴリズムを用いてTCを追跡する。その 結果を地域特別気象センター(RSMC)などが提供する ベストトラックと比較することで検証を行う。検証 対象のTCは最大風速34 ノット以上のTCである。

# 3. 検証結果

主な検証結果は以下の通りである。 ○進路予報誤差は、全球、半球毎、海域毎の検証の 何れでも減少傾向である。 ○例えば北西太平洋域では、過去およそ 20 年間で予 報期間にして 2.5 日分の誤差が減少している。

○コンセンサス手法による進路予報は、南インド洋 域を除いてどの海域でも有効である。

#### 4. 課題

図1にハリケーン Joaquin の進路予報を示す。図 から明らかなとおり、どの全球モデルも黒線が示す 実際の進路とは大きく異なった予報をしている。少 なからず存在してするこのような大外し事例を減少 させることが今後の課題の1つである。



図1.2015年9月29日12UTCを初期時刻とするハリケーン Joaquinの進路予報。黒線が実際の進路で色線が全球モデルによる予報(略語は表1参照)。

また今後は、単純に位置誤差を検証するだけでは なく、大雨、強風、高潮といった極端現象やそれら に伴う具体的な災害(例えば、土砂災害や浸水等) の予測可能性の検証を進めていくことも重要な課題 の1つである。

大会第4日 午後
成層圏が対流圏循環に及ぼす影響:MIROC-AGCM を用いた考察 河谷芳雄¹、渡辺真吾¹ Lesley Gray², Scott Osprey²(¹海洋研究開発機構,²AOPP, Univ. Oxford)

### 1. はじめに

数日~100 年規模の気象・気候変動予測の不確 実性低減の為には、対流圏 - 成層圏を一つの系と して捉えた統合的な研究が必須である。気象庁全 球モデル(GSM)では成層圏・中間圏まで含まれて いる。CMIP5 では全気候モデルの 30%程度が成 層圏を含み、CMIP6 ではその割合が更に増加する のは確実で、成層圏を含んだ気候変動研究の重要 性が増している。

Manzini et al. (2011)は CMIP5 モデルを成層圏を フルカバーするモデル(High-top)と、しないモデル

(Low-top) に分けて、成層圏の有無が気候変動 にどのような影響を与えるか調査した。しかし物 理過程や解像度が各モデルで異なり、High-top と Low-top の影響を区別することが難しいという結 論を述べている。

本研究は同一の物理過程・パラメータ、水平解 像度に設定した MIROC-AGCM を用いて、モデル トップの高度を変えた複数の実験を行い、成層圏 の有無が対流圏循環の形成にどのような影響を 及ぼすか調べることを目的とする。更に成層圏の 鉛直解像度を変えた実験も行い、成層圏解像度が 対流圏循環に及ぼす影響も考察する。

### 2. 使用モデル

使用したモデルは MIROC3.2 をベースとした大 気大循環モデル MIROC-AGCM(Kawatani et al. 2011)である。水平解像度は T106 で、モデル上端 と鉛直総数をそれぞれ(a) 28km, L34, (b) 48km, L42, (c) 48km, L72, (d) 95km, L168 に設定した 4 種 類のモデルを 100 年間積分した。対流圏の鉛直解 像度は全て同じである。成層圏の鉛直解像度は(c) と(d)で 550m に設定しており、QBO が再現されて いるが、(a)と(b)では QBO は再現されない。(a)と (b)の比較から成層圏、(b)と(c)の比較から成層圏 解像度、(c)と(d)の比較から中間圏が対流圏循環形 成に与える影響を、更に(b)と(d)の比較から、モデ ル高度と成層圏解像度を組み合わせた影響を考 察する。

スポンジ層でのレイリー摩擦を渦度・発散に掛けると、その場所で擬似的な角運動量を大気に与 えることに相当し、全球角運動量保存が満たされ なくなる。本研究ではモデル上端の違いによる影 響を調べることを目的とする為、各モデルのスポ ンジ層でのレイリー摩擦は帯状平均からのズレ 成分にのみ作用させた。なお、非定常重力波パラ メタリゼーションは用いていない。

#### 3. 結果

図1に DJF(12-2月)おける帯状平均東西風 の差を示す。成層圏が解像されない L34 モデルで はL42 モデルに比べ、ブリューワー・ドブソン循 環に伴う高緯度の下降流が弱く(図略)、極域成 層圏の低温偏差に対応した西風偏差が形成され ている。この西風偏差は対流圏下層まで伸びてお り、強い成層圏極渦と関連した対流圏ジェットの 北へのシフト(Kidston et al. 2015)が見られる。L72 はL42 に比べ、高度と共に赤道側に傾く極夜ジェ ットの再現性が良い。またL72 では QBO が再現 されているため、L42-L72 は赤道域で東風偏差 を示す。L72 は L168 に比べ極夜ジェット西風が 大きく、その偏差は上部対流圏まで及んでいる。

L34 では L42, L72, L168 に比べ極域の気圧が有 意に低くなっていた(図略)。地表面気圧分布や 対流圏ジェットの位置が各実験で異なり、その影 響を受けて降水分布にも差が見られた(図2)。本 研究から成層圏の有無・成層圏の解像度が対流圏 下層の循環場、気圧配置、降水分布にまで影響を 及ぼすことが示された。



図 1. DJF における帯状平均東西風の差(m/s)。 (a)L34-L42, (b)L42-L72, (c)L72-L168, (d)L42-L168。95%以上有意な正偏差領域に影。黒線は (a)L34, (b)L42, (c)L72, (d)L42の東西風を示す。



図 2. DJF における降水の差(mm/day)。(a)L34-L42,(b)L42-L72。95%以上有意な正偏差領域に影。 黒線は(a)L34,(b)L42の降水を示す。

謝辞:本研究は(独)環境再生保全機構の環境研 究総合推進費(2-1503)により実施された。

# 温暖化に伴うユーラシア大陸の春季積雪減少と日本・東アジア域に

## おける夏季大気循環場の変化との関連性について

*野沢 徹 (岡大院自然), 藤原 昴 (岡大院自然 (現:気象庁))

### 1. はじめに

気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第5次 評価報告書によれば,近年の地球温暖化にともない, 北半球春季の積雪域が急速に減少していると報告 されている (IPCC, 2013)。積雪は高アルベド効果や 融雪水効果を有しており,高緯度域における地表面 熱収支を考える上で重要な要素の一つである。この ような地表面状態の変化は,局所的に大気を加熱・ 冷却することにより大気循環場を変化させ,比較的 遠方の地域にも時間差をもって影響を及ぼす可能 性がある。

本研究では、衛星観測データと全球客観解析デー タを解析し、ユーラシア大陸における春季積雪域の 長期変化と、日本および東アジア域における夏季大 気循環場の長期変化との関連性について調査した。

### 2. 解析に用いたデータ

積雪の解析には、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) より提供されている地球環境変動研究のための衛 星観測データセット (JASMES) を用いた。半月毎 に集計された0.05°×0.05°の等緯度経度格子にお ける積雪フラグデータから、2°×2°の解像度の積 雪被覆率に変換した上で解析を行った。

客観解析データには、気象庁の提供する JRA-55 (Kobayashi et al., 2015)の月平均値を用いた。解像度 は 1.25°×1.25°である。

解析期間は,両データが共に存在する 1979~2015 年とした。

### 3. 結果

春季ユーラシア大陸における月平均積雪被覆率 の長期変化傾向を調査した結果,3月から6月にか けて,積雪被覆率が有意に減少している地域が,中 央アジアから西シベリア,中央シベリア,北極海沿 岸の北シベリアへと,北西方向に推移することがわ かった(図略)。

ユーラシア大陸の春季積雪減少と大気循環場の 変化との関連性を調べるため、西シベリア(図1の 太実線で囲まれた領域)で領域平均した4月の積雪 被覆率を基準として、大気場および陸面の合成図解 析を行った。図1は、6月平均200hPa 面高度場の差 を表し,積雪被覆率の小さい(少雪)12年の平均から積雪被覆率の大きい(多雪)12年の平均を差し引いて求めている。西シベリアにおいて4月に少雪である時には、日本からその東側の太平洋上で200hPa面高度が有意に低くなっている。これは、日本付近で気圧の谷が形成され、上層のジェット気流が南へ蛇行することを示している。

2ヶ月遅れて大気に影響が現れる原因として融雪 水効果が考えられるため、陸面についても同様に解 析した結果、地表面温度や土壌水分量についても、 西シベリア南部〜中央アジアにおいて、6月まで継 続して有意な差が見られることがわかった。講演で は、大気循環場との詳細な関連性についても述べる。

### 謝辞

本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総 合推進費(2-1503)により実施された。JASMES 積 雪データの処理については、JAXAの堀雅裕博士に 多大なご協力を戴いた。



図1.6月平均200hPa 面高度場の差。単位はm。 太実線で囲まれた西シベリアで領域平均した4月 の積雪被覆率を基準として、少雪12年平均から多 雪12年平均を引いて求めている。網掛け領域は有 意水準95%で差が有意である領域を示す。

## 夏季北太平洋における亜熱帯ジェットの将来変化

### *松村 伸治・堀之内 武(北大院地球環境)

### 1. はじめに

夏季北太平洋上の亜熱帯ジェットは梅雨や太平洋高気圧の 変化に本質的な役割を果たしている.最近30年間の梅雨降水 帯の北上や太平洋高気圧の強化は(Matsumura et al. 2015),黒 潮親潮続流域のSST変動に支配的なPDOの10年規模変動が 負位相であるために、ジェットの北へのシフトが強まってい ることに起因していることが分かった(Matsumura and Horinouchi 2016).したがって、将来的にSSTは温暖化トレン ドであることから、ジェットや梅雨降水帯の北へのシフトお よび太平洋高気圧の強化が予期される.しかし、実際には、 ジェットや太平洋高気圧はむしろ弱化すると予測されており、 未だそのメカニズムの理解には至っていない.そこで本研究 では、CMIP5モデルのデータを用いて、将来の夏季亜熱帯ジ ェットと黒潮親潮続流域のSSTとの関係性を明らかにする.

#### 2. データと手法

データは CMIP5 モデルによる 20 世紀再現実験および RCP8.5 シナリオ実験の出力データ, JRA55 再解析, 衛星に基 づいた高解像 OISST データを使用した.手法としては, 過去 (1970-1999)と将来(2070-2099)に関して 30 モデルのアンサン ブル平均の差を将来変化とし, 各モデル間のばらつきも評価 した.

#### 3. 結果

亜熱帯ジェットは温暖化に伴い極側へシフトすると予測さ れているが、季節や地理的要因に大きく左右され、とりわけ 夏季北太平洋では中下層ジェットの弱化が確認されている (例えば Grise and Polvani 2014). 図1に対流圏上層の亜熱帯 ジェットの将来変化を示す. 120°E 以東の東アジアや太平洋 上でジェットの弱化が著しく、大多数のモデルで同傾向であ ることを示している.ジェット軸の南側では多少強まる傾向 にあるが、モデル間のコンセンサスに乏しい. このように夏 季北太平洋では対流圏下層から上層までジェットの弱化が著 しいという特徴を持っている.

上述のように夏季北太平洋のジェットの変化はSSTの南北 勾配が最大である黒潮親潮続流域のSST変化と関係している. 図 2 上は最近の 30 数年間の SST変化を示している.SST は平 均 SST 勾配の分布に沿うように上昇しており,最近の負位相 の PDO を反映したものとなっている.最大 SST 勾配の北側 で勾配が強まり,その南側で弱まっているため SST 前線が北 上傾向であることを示唆している.その結果,特に晩夏で対 流圏全体に渡ってジェットが北へシフトされる傾向が強く (図略),最近の太平洋高気圧の強化と整合的なものとなって いる.ところが,SST の将来変化は高緯度ほど大きくなって おり(図 2 下), PDO ではなく温暖化トレンドが支配的となっ ている.その結果,SST の最大勾配および勾配の山は全体的 に縮小し、SST 勾配の弱化が顕著となっている.実際に、モ デル間のばらつきを調べたところ、90%ものモデルで SST 勾 配の弱化が確認できた.さらに、モデル間における SST 勾配 弱化とジェット弱化は線形的に良く対応しており、ジェット の変化と関連性が指摘されている北極温暖化の影響は明瞭で はなかった.この SST 勾配弱化は夏季以外では秋季でも見ら れるが、ジェットの弱化は夏季のみである.したがって夏季 北太平洋では、将来的には PDO の周期というよりも温暖化に 伴う SST 勾配そのものの弱化がジェットの弱化に本質的な役 割を果たしている可能性があると考えられる.



図1 夏季(6~8月)250hPaにおける東西風速の将来変化(陰影: m/s). 実線は過去の平均値で、15m/s以上を5m/s間隔で表示. 斜線はモデルの80%以上が同符号の変化であることを示す.



図2(上図)夏季 北西太平洋(150°E-180°)における1982~2012 年までのSSTトレンド(℃/10年),SST 南北勾配トレンド(陰 影:℃/LAT/10年),平均SST勾配(℃/LAT).(下図)将来変化を 表す.ただし,実線が過去,破線が将来のSST勾配を示す.

#### 参考文献

Matsumura et al., 2015: J. Climate, 28, 2873–2883 Matsumura and Horinouchi, 2016: Sci. Rep. 6, 37765

## 温暖化に伴うアジアモンスーン循環の変化

### 遠藤洋和(気象研・気候)・鬼頭昭雄(気象業務支援センター)・植田宏昭(筑波大)

### 1. はじめに

CMIP5 気候モデルによる予測では、全球規模のモ ンスーン循環は弱化するが、アジアモンスーン地域 の循環弱化は不明瞭であること(Endo and Kitoh, 2014, GRL)や南アジア下層のモンスーン西風が強化 すること(Ogata et al., 2014, JMSJ)が指摘されて いる。

遠藤と鬼頭(2016年秋季大会)は、CMIP5大気モ デル感度実験に基づいて、海面水温(SST)変化の効 果とCO2直接効果について調べ、CO2直接効果に伴う 海陸温度コントラスト強化が南アジア下層の西風強 化に関係することを示した。今回は対流圏上層の応 答も含めてモンスーン循環の変化を検討する。

### 2. 実験データと解析方法

CMIP5 で実施された以下の実験を解析した。大気 海洋結合モデル実験: 1pctC02 (C0₂ 年率 1%漸増)。 大気モデル実験: amip (観測 SST で強制)、amip4K (SST を一様に 4℃上昇)、amipFuture (SST に空間 パターン(CMIP3 モデル平均)を持たせて 4℃上昇)、 amip4xC02 (C0₂を4倍増)。すべての実験データが揃 う 10 個の気候モデルを解析対象とした。

大気モデル実験は amip を基準とし、1pctC02 は 1 ~20 年目平均を基準として 121~140 年目平均との 差を用いた。大気モデル実験は 1pctC02 の変化(熱 帯平均 $\Delta$ SST:+2.88°C(10モデル平均)、 $\Delta$ C0₂:3.3 倍)と等価となるようスケーリングした。amipFuture と amip4K の差を amipPattern と定義した。これら実 験データを用いて、温暖化応答(1pctC02)を、C0₂ 直接効果(amip4xC02)、SST 昇温効果(amip4K)、SST パターン効果(amipPattern)の 3 つの要因に分けた。

#### 3. 結果

図1aは1pctC02における気温変化である。対流圏 上層では、赤道付近で顕著な昇温が見られ、南北温 度勾配(基準実験で見られるインド洋と南アジアの 間の正の温度勾配)が弱化している。一方で対流圏 下層では、海上よりも陸上の昇温が大きく南北温度 勾配が強化している。要因別に見ると、上層の温度 勾配弱化は主にSST 昇温効果を反映したもので、加 えてSST パターン効果も寄与している。下層の温度 勾配強化は CO₂ 直接効果を反映したものだが、SST パターン効果がその一部をキャンセルしている。

1pctC02の東西風偏差を見ると(図2a)、上層では 偏東風弱化と亜熱帯ジェット南下が見られる。下層 では、海上で西風弱化、陸上(20°N付近)で西風 強化が見られる。上層の変化はSST昇温およびSST パターン効果を反映する一方、下層の陸上における 西風強化はC0,直接効果を反映している。 以上をまとめると、上層ではSST 昇温効果が卓越 して海陸温度コントラストを弱化させる一方、下層 では CO₂ 直接効果が他の効果を上回り海陸温度コン トラストを強化させる。その結果、上層では偏東風 が弱化する一方、下層では南アジアなど一部の地域 でモンスーン西風が強化するなど、アジアモンスー ン循環の温暖化応答は複雑な構造を示す。

謝辞:本研究の一部は環境省環境研究総合推進費 (2-1503)および文部科学省統合的気候モデル高度 化研究プログラム(領域テーマ C)の支援を受けた。



図1 北半球夏季(6~8月平均)の気温偏差(℃)の緯度・ 高度断面図(60°E-100°E平均)。等値線は基準実験、陰 影は基準実験からの偏差。上段(下段)図では3℃(0℃) 以下に斜線。



図2 東西風偏差(m/s)、負偏差に斜線以外は図1と同じ。

## 地球温暖化による降水量のティッピング年はいつになるか?

### 楠 昌司 (気象研究所)

### 1. ティッピング年とは?

ティッピング・ポイントとは、急激で不可逆的な変 化のしきい値である(IPCC AR5 WG2, 2013)。気温や降 水量で見た気候が後戻りしない時をティッピング年と 呼ぶ。楠(2016,秋季大会予稿 D366)は、年降水量や降 水強度のティッピング年の頻度分布をモンテ・カルロ 法により推定したが、単独の MRI-CGCM3 の結果であっ た。今回は、この手法を複数のモデルに適用した。

#### 2. モデルと実験

モデルは第5期結合モデル国際比較計画(CMIP5)に参加した18の大気海洋結合モデルを用いた。歴史実験(historical, 1856-2005年)、将来実験(RCP8.5, 2006-2095年)、産業革命以前実験(piControl, 250年以上あるもの)による年降水量を解析した。



図1 ある格子点(180E,赤道)における降水量の時系列。 モデルはMRI-CGCM3。(a)太実線はモデルの年降水量10年 平均値。1860年は1856-1865年平均を示す。点線は、自然 変動の範囲。細実線はモンテ・カルロ法で作成した時系列 の例。(b)実線は10年間の年々変動の標準偏差。細実線は piControlから推定した10年平均値の標準偏差。この推 定値で(a)の自然変動幅を決めた。

#### 3. 降水量のティッピング年

Mora (2013, Nature)が提唱した手法を適用した。図 1 は太平洋の赤道上における年降水量の10年平均時系 列である。過去実験の最大値は1950年頃の1.1mm/day である。将来実験では2030年頃以降には、連続して過 去の最大値を超えており、2030年がティッピング年で ある。細実線はモンテ・カルロ法で作成した時系列の 一例である。

#### 4. 頻度分布

図1aの細実線のような疑似的な時系列を各モデル について10000個作成し、ティッピング年の頻度分布 を求めた。アンサンブルサイズは、18モデルx10000個 =18万である。ティッピング年が存在しない場合もある ので、頻度分布の積算値は1より小さい場合がある。 図2は個々のモデルおよびマルチ・モデル平均(ME)の 頻度分布である。この格子点では、MEによれば2050 年以前にティッピング年がやってくる確率は47.8%で ある。



図2 格子点(180E,赤道)における10年降水量のティッピング年の頻度。細実線はCMIP5個別モデル。太実線はマルチ・モデル平均(ME)。各モデルの年降水量全球分布の精度(RMSE)を用い重み付平均した。

謝辞:本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合 推進費(2-1503)により実施された。

## 温暖化による夏季東アジアの降水量変化予測のモデル比較

尾瀬 智昭 (気象研究所)

### 1. はじめに

気象研究所の 60 km格子全球大気気候モデルによ る温暖化影響評価実験では、25 年夏季平均の東アジ アの降水量変化は、図1のように日本付近で減少す る傾向を示す。気候平均の降水量変化は、水蒸気増 加に伴う増加成分に加えて、図2(影)で示す夏季 平均の鉛直流変化の影響が加わっている。図2の鉛 直流変化は、等値線で示す 25 年夏季平均の 500hPa の大気循環場の変化(日本の南東と中国東北部に低 気圧性の循環変化)と整合性がある。

上記の結果に関連して、CMIP5 マルチモデルの 20 年夏季平均の東アジアの降水量変化を調査した。な お、この研究は、環境省環境総合研究推進費「地球 温暖化に伴う気候変動と日本・東アジア域の降水現 象の変化に関する研究」(2-1503)による。

### 2.解析内容

解析したモデル実験は、CMIP5 モデルの現在気候 (1975-1999年)実験と RCP8.5 シナリオの21世紀 末(2075-2099年)実験であり、6-8月25年平均値 を解析した。将来変化値は、全球平均4度上昇で規 格化している。ここでは、38個のCMIP5モデルのう ち、500hPa循環場の変化が、気象研60km格子気候 モデル(図2の等値線)と相関係数0.6以上の、7個 のCMIP5モデルを選んで解析した。

### 3.結果

図3は、4K温暖化時の7個のCMIP5モデル平均 の東アジア降水量変化を示す。中国東北部や日本と その南を中心に、ほぼ全域で降水量は増加する。図 4は温暖化に伴う鉛直流の変化であり、降水量変化 分布の特徴と一致する。図4の等値線で示す25年夏 季平均の500hPa循環場の変化は、当然ながら気象研 60km格子気候モデル(図2)と似ているが、鉛直流の 変化(図4の陰影)は、20年夏季平均の500hPa循 環場の変化と整合性はあまりない。構成する個々の モデルを見ても同様である。

鉛直流の将来変化に対する、日々の大気循環の変 動や海面水温の変動の寄与を調べる必要がある。



図 1 気象研 60 km格子気候モデルによる 25 年夏季 平均の降水量変化。等値線は、±0.5、1.0 mm/day。



図2 気象研 60 km格子気候モデルによる 25 年夏季 平均の鉛直流変化(影:hPa/h)。等値線は、500hPa 流線関数の変化(m²/s)。



図3 7 個の CMIP5 モデルであることを除いて、図 1と同じ。



図4 7個の CMIP5 モデルであることを除いて、図 2と同じ。

## 2013 年 8 月島根豪雨における海面水温の影響

*宮坂 貴文、中村 尚(東大先端研) 碓氷 典久、佐々木 秀孝、川瀬 宏明、野坂 真也(気象研)

### <u>背景</u>

2013年8月下旬に島根県は記録的な豪雨に 見舞われ、甚大な被害が発生した。島根県江 津市桜江で観測された雨量は8月23~25日 の3日間で400mmを越え、最も雨が強かっ た24日午前3時からの1時間雨量は約80mm であった。島根県のすぐ西には対馬暖流に伴 う暖水が位置しており、しかも海面水温が平 年に較べて高かったことが秋雨前線に伴う降 水を強化していた可能性が考えられる。

対馬暖流による豪雨の維持・強化について 考察する上で、海面水温分布の推定には誤差 があることを考慮しなければならない。船舶 観測、衛星観測、海洋モデルに基づくそれぞ れの解析値は、基となるデータだけでなく推 定手法にも違いが存在し、地域的な気象につ いて調べる際にはこれらの解析値の違いが無 視できない恐れがある。

本研究では、6 種類の海面水温データセットを境界条件として領域大気モデルによる数 値実験を行い、2013年8月下旬の島根豪雨の 降水に与える影響について考察した。

### <u>手法</u>

米国で開発された領域大気モデル WRF バージョン 3.6.1 を用い、気象庁メソ解析を 初期値および側面境界条件として、最大雨量 が観測された 18 時間前にあたる 23 日午前 9 時を初期値とした実験を行った。126-135E、 31-38Nの領域で、水平 3km 解像度に設定し た。下部境界条件である海面水温は、船舶観 測である COBE SST((約 100km 解像度。実 際には JRA-55。)、衛星観測は MGDSST (25km)、OISST2 (25km)、MWOISST4 (10km)、同化モデルデータである JCOPE2 (10km)、FOR A-NWP30 (10km)の計 6 つを用いた。括弧内の数値はおよその水平解 像度である。

### <u>結果</u>

いずれの海面水温データを下部境界条件と したモデル実験においても、24日未明に島根 県域に強い降水が概ね再現された。そしてそ の降水分布や強度は、海面水温分布の違いを 定性的にではあるが反映した。全体的に海面 水温が低めに解析されている COBE SST を 与えた実験では降水を過小評価する傾向を示 した(図1)。さらに、その他の衛星観測や同 化モデルデータに基づく海面水温を与えた実 験間で比較した場合、降雨域の風上で海面水 温が高いモデル実験では降水を多めに予報し、 逆に海面水温が低いモデル実験では少なめに 予報する傾向を示した。海面水温の分布の違 いが蒸発による水蒸気供給および下層大気安 定度に影響を及ぼすことによって降水量に違 いをもたらしたことが示唆される。こうした 結果は、海面水温推定の不確実性が降水強度 の予測の不確実性をもたらすことを示唆し、 豪雨の予測精度向上には信頼性の高い海面水 温データを要することを示唆するものである。



図1:島根県域で東西平均した降水量の緯度・時間断面。 (上段)合成レーダー観測、(中段)0ISST2を下部境界 条件にしたWRF実験、(下段)COBESSTを下部境界条件 にしたWRF実験。単位は[mm/hr]。破線は桜江の緯度。

## Atmospheric River と切離低気圧に伴う降水の統計的調査

*辻 宏樹・高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

### 1. はじめに

Atmospheric River (AR)は中緯度において細長 く伸びた構造をもつ水蒸気量の多い領域である。 北米西海岸ではARが山脈にぶつかることで多量 の降水をもたらすことが知られている。日本域で はARに伴う降水はあまり着目されてこなかった が、Hirota et al. (2016, MWR)では、2014年8月 の広島豪雨の事例について解析し、AR に伴い大 気の中上層が湿った状況で上層の切離低気圧 (cutoff low, COL)が接近したことが、広島豪雨の 発生に重要な役割を果たしたことを指摘してい る。

このように、日本域における AR は COL のよ うに水蒸気を降水に変換する現象がともに存在 することで大雨をもたらす原因となりうる。しか し、そもそも一般的に AR と COL が相互作用す ることで広島豪雨と類似の過程で降水が生じる のかは明らかではない。そこで本研究では、AR が ある場合とない場合について、COL に伴う降水の 違いを統計的に調べることで、AR と COL の相互 作用による降水が一般的に起こるかどうかを明 らかにする。

### 2. 使用データ

COL の定義に用いる渦位(PV)と AR の定義に 用いる可降水量はJRA55の6時間データ(1.25°× 1.25°)を用いた。降水データは GSMaP RNL Gauge V6(0.1°×0.1°)を用いた。解析は GSMaP RNL データがある 2000年3月から2014年2月 の期間で、0°Nから60°N, 100°Eから160° W の範囲で行った。

### 3. AR と COL の抽出方法

AR は可降水量の気候値からの偏差が 10 mm 以上の領域が次の4つの条件を満たすものとし て定義する。(1)可降水量偏差の最大値が 15 mm 以上。(2)熱帯低気圧の中心から5°以上離れてい る。(3)可降水量偏差の重心が20°N以北に存在。 (4)条件(1)から(3)を満たす期間が1日以上。なお、 この定義では一般にはAR と呼ばない構造も抽出 されるが、それらも便宜上AR として定義する。

COL は 350 K 面の 2 PVU(1 PVU = 10⁻⁶ Km² kg⁻¹ s⁻¹)の等値線で囲まれている領域 が以下の4つの条件を満たすものとして定義する。 (1)PV の最大値が3 PVU 以上。(2)解析領域境界 と接していない。(3)熱帯低気圧の中心から5°以 上離れている。(4)条件(1)と(2)を満たす期間が2 日以上持続する

本研究では、上記の基準で抽出した COL のう ち、5[°] 以内に AR が 6 時間以上存在する事例を AR あり事例、COL のライフサイクル中で一度も 5°以内に AR が存在しないものを AR なし事例 として解析を行う。解析期間内において、AR あ り事例は 150 個, AR なし事例は 61 個抽出され る。ここで、AR ありの 1 事例は COL のライフサ イクルのうち、条件を満たす期間のみを平均した ものである。

### 4. 解析結果

図1にAR あり事例とAR なし事例の平均降水 量の差と、AR あり事例の可降水量の気候値から の偏差とPV のコンポジット、平均移動方向を示 す。AR あり事例ではAR が COL の北側に存在す ることに対応して可降水量偏差の大きな領域が COL の北側に存在しており、AR に向かって COL が進んでいる。

ARあり事例のCOLの進行方向前面ではARな し事例のCOLと比較して降水が多い。特に、COL の北西側にARあり事例のほうがARなし事例よ りも降水が有意に多い領域が存在する。両者の位 置関係は、2014年8月の広島豪雨における降水 域とCOLの位置関係と同じである。すなわち、 この結果は広島豪雨のようにARに伴い大気が湿 った状況においてCOLが接近することで降水を もたらすという過程は、広島豪雨だけに限らない ものであることを示唆している。

学会では大気の鉛直構造などの詳細な解析結 果も示す予定である。

### 謝辞

本研究は(独)環境再生保全機構の環境研究総合 推進費(2-1503)およびJSPS科研費(15H02132)の 支援を受けて実施された。



図1: 条件を満たすCOLをCOLの中心に合わせて重ねたコンボジット 図。軸はCOLの中心からの距離(緯度,経度)。

### 日本域の極端降水・極端対流イベントの降水特性・環境場の違い(2)

*濱田 篤 · 高薮 縁 (東京大 AORI)

### 序

濱田ら(2016 年秋季大会 D354)は,熱帯降雨観 測衛星(TRMM)降水レーダ(PR)長期観測を用い て,日本域の極端降水・極端対流イベントの降水 特性および関連する大規模環境場の特徴について 解析し,先行研究(Hamada et al. 2015, Nature Comm.; H15)と整合的な結果を得た.さらに,極 端降水イベントに関わる環境場の特徴である,対 流圏全体にわたる深い湿潤化が,中国南部~ベン ガル湾付近を起源として,蛇行した亜熱帯ジェット に沿って細く伸びる,いわゆる atmospheric river に似た構造と関係していることを見出した.本講 演では,前回までに得られた結果に引き続く解析 結果を報告する.

#### 使用データ

TRMM/PR 2A25 プロダクト(バージョン7)を もとに作成された雨域データベース(Hamada et al. 2014, JC)を用いる.雨域は、地表降水強度が 0.5 mm/hを超えるひとつながりの領域として定 義される.極端降水・極端対流イベントは、H15 の手法に基づき、それぞれ雨域内最大降水強度・ 雨域内最大 40 dBZ エコー頂が上位 0.1%である雨 域として 2.5°格子ごとに抽出する.対象域は南日 本域(127.5–142.5°E, 30–37.5°N)で、海陸は区別 していない.前回は 2001 年 9月–2014 年 8月の13 年間の通年の雨域データから極端イベントを抽出 したが、今回は同年間の 8月の雨域データだけを 用いて極端イベントが 63、極端対流イベントが 52 である.

### 結果

極端降水イベントの降水プロファイルは,比較 的低い降水頂高度を示し,いわゆる「暖かい雨」 の降水プロセスが非常に良く働いていて発雷数が 少ないことを示唆していた.このことを定量的に 確認するため,いくつかの降水特性について極端 降水イベントと極端対流イベントの比較を行った (図 1).極端降水イベントがよく組織化したメソ スケール降水システムであることはこれまで示し たとおりである.極端降水イベントの最大40 dBZ エコー頂高度は極端対流イベントよりも有意に低 く,殆ど発雷が観測されないことが分かった.降 水頂高度にも有意な違いは見られるが,前二者ほ ど明確ではない.

極端降水・極端対流イベントと台風との関連も 調べた.極端イベント発生位置が台風中心から500 km 以内であった事例は,極端降水イベントにつ いては全体の約25%であるいっぽう,極端対流イ ベントについては全体の約5%であった.極端対流 イベントの頻度が台風中心から1000-3000 kmの 距離にあるときに増えるのは興味深い.

#### 謝辞

本研究は(独)環境再生保全機構環境研究総合推進費(2-1503), JSPS 科研費(15H02132), および JAXA 8th PMM RA の支援により実施された.



図1:極端降水・極端対流イベントの降水特性の比較.上から順に雨域面積,層状性降水面積比,最大40 dBZ エコー頂高度,対流性降水ピクセル1つあたりの発雷頻度,最大降水頂高度.R,H,RH はそれぞれ極端降水イベントを振す.箱の両端・縦線が第1,3四分位・中央値,黒丸が平均値,ひげの両端が10,90パーセンタイル値を示している.



図2:極端イベント発生位置の台風中心からの距離 分布(単位km).実線・破線がそれぞれ極端降水・極 端対流イベントの分布を示す.

### Atmospheric River が日本の豪雨に与える影響

末藤菜保(弘前大理工)、谷田貝亜紀代(弘前大理工)、高藪縁(東大大気海洋研)

### 1. <u>はじめに</u>

Atmospheric River (以下 AR)は、湿潤な熱帯域 から中緯度にかけて生じ、水蒸気を輸送する細長 い川のような流れのことである。これは米国や欧 州などで豪雨をもたらすことで知られている。 AR は日本付近にも出現すると言われており、 2014 年 8 月の広島豪雨の際に AR の出現があっ たことが報告されている (Hirota et al., 2016)。 しかし、特に太平洋東部での研究は多く行われて いるが、日本付近については少なく、豪雨への影 響も十分に理解されていない。そこで本研究では、 豪雨日の抽出、AR の検出を行い、AR が日本の豪 雨にどのくらい影響を与えるのか調査すること を目的とする。

### 2. 使用データ・解析手法

豪雨日の抽出は、一年を暖候期(4-10月)と寒 候期(11-3月)に分け、APHRO_JP(Kamiguchi et al., 2010)の日降水量データ(0.05度格子)に 雨量計データの地点保存を行ったものを使用し た。豪雨は夜中の発生数が多いことから2日間降 水量を使用した。抽出する閾値として、1980-2014 年について各地点における99パーセンタイル値 を算出し、その値または150mmを超える2日間 降水量の日を豪雨日として抽出した。図1に各地 点における99パーセンタイル値を示す。

ARの検出は、ERA-Interim 再解析データ (Dee et al., 2011)の可降水量 (IWV)データ (0.75 度 格子)を用いて 1980-2014 年について谷田貝・高 藪 (2016)の方法を用いて抽出した。抽出の閾値 として、可降水量の偏差が 10mm 以上の領域のグ リッド数が 50 個以上、短軸平均距離が 1000km 以下、短軸距離の最大値が 1500km 以下、短軸距 離平均と長軸距離が 0.3 以下を満たすものを AR として検出した。

### 3. <u>結果</u>

豪雨日抽出の結果、1980-2014年の35年間に おける豪雨日日数は2415日であり、豪雨事例を 確認すると、2010年・奄美豪雨、2014年・広島 豪雨などの主要な豪雨事例を抽出できた。AR 検 出結果については省略する。 豪雨日抽出とAR 検出結果から、豪雨日が抽出 され、かつ、AR も検出された日数の割合の時系 列を図2に示す。豪雨日のうち平均的に68.7%に AR が出現しており、1998年と2010年が9割近 く、豪雨へのAR の影響が高い結果となった。

なお、詳細な地域ごとの豪雨とARの出現、位 置関係の統計的結果と考察は当日示す。

### 4. <u>まとめ</u>

本研究では、豪雨日の抽出、ARの検出を行い、 AR が日本の豪雨にどのくらい影響するのか調査 した。豪雨日が抽出された日数に対するARが検 出された日数の割合の平均は約70%と非常に高 い結果となった。



図 1 1980-2014 年の 35 年間の各地点における 99 パーセンタイル値。



図 2 豪雨日が抽出され、かつ AR が検出された日 数の豪雨日日数に対する割合。

### <u>謝辞</u>

本研究には、科研費補助金(基盤 A,代表:高藪縁) と地球環境研究総合推進費(2-1602代表:谷田貝) を使用した。

### 近年の沖縄梅雨における少雨日増加の要因解析

*勝部 豪 (千葉大院理), 樋口篤志 (千葉大 CEReS), 豊嶋紘一 (千葉大 CEReS)

#### 1. はじめに

沖縄地方の梅雨の研究は本州のそれと比べて少なく, 長期的な降水特性の変動については未だ明らかになって いない.本研究では沖縄地方における梅雨期の降水特性 の変動を解析し,その変動の要因を気候場より検討する ことを目的とする.2016年度秋季大会(D363)では沖縄 梅雨において数十年規模で少雨日の割合が変動している ことを指摘した.今回はこの少雨日の割合が変動した要 因について気候場より解析を行った.

### 2. 使用データ及び手法

降水量データは、APHRO_JP V1207 (Kamiguchi et al., 2010)の日降水量データ(水平解像度 0.05°)を使 用した.本研究で示す降水量は沖縄地方(24°~28°N, 123°~129°E)において領域平均した値を用いている. また各年の梅雨期間は気象庁が発表した沖縄地方の梅雨 入り(開始日)と梅雨明け(終了日)を用いた.解析対象 期間は 1951 年から 2011 年までである.気候場のデー タは JRA-55 (水平解像度 1.25°, 6 時間毎)を,海面水 温データは COBE-SST(Ishii et al., 2005)の SST デー タ(水平解像度 1.0°, 月毎)を使用した.

#### 3. 結果

図1に各年の沖縄梅雨の日降水量を強度別に占める割 合を示す.この図から少雨について近年にかけて増加し ている傾向が見られた.特に1mm/day以下が占める割 合について着目すると、1970年前後を境として急激に増 加していることが確認できる (図 2). この少雨率の変動 について気候場より解析を行った.図3は、図2で示す 少雨率の年々変動と気候場との相関関係を示す.鉛直流 との相関関係 (図 3上) に着目すると、沖縄周辺で正の相 関関係が、フィリピン周辺で負の相関関係が確認できる. この関係はつまり少雨日の割合が高い(低い)年では、沖 縄周辺では対流活動が弱く(強く),フィリピン周辺で は対流活動が強く(弱く)なっていることを示している. このことから少雨日の割合が高い年では、フィリピンの 活発な対流活動によって PJ パターン (Nitta, 1987) に より太平洋高気圧の発達が促されていると共に、前線の 活動が抑制された可能性が示唆される.また SST との 相関関係 (図 3下) に着目すると,熱帯太平洋西部におい て少雨日の割合の変動と正相関となっており, 近年の熱 帯域の SST 上昇が遠く離れた沖縄地方の梅雨の降水に 影響を与えていると考えられる。これらのことから沖縄 梅雨では熱帯太平洋周辺の気候変動によって降水特性が 変化する可能性が示唆される.



図 1 各年の沖縄梅雨の日降水量強度別割合を示す. それぞれ 1,5,20mm/day 以下と 20mm/day を超える 割合を示す.



図 2 各年の沖縄梅雨期間中における 1mm/day 以下 の日が占める割合.破線がその年の値を,実線が5年 移動平均値を示す.



図3 少雨日の年々変動と5,6月の気候場との相関関係.(上)鉛直 p 速度,(下)SST.実線は正相関,破線は負相関を示す.

### 謝辞

本研究は環境省推進費 (2-1602) の支援を一部受け実 施した.

### 札幌の降雪の地域性と広域循環場・グローバルシグナルの影響

木下 知里(弘前大理工、現:中央コンサルタンツ株式会社)・谷田貝 亜紀代(弘前大理工)

### 1. はじめに

札幌市は北海道の日本海側に位置し、北から東 側にかけて平地が広がり、南から西には山岳地帯 が存在する。この地形的特徴により、日本海から 雪雲を運ぶ風向によりその豪雪分布が変化する ことが知られている。本研究は札幌市内で冬季日 降水量に地域差が生じる要因を EOF 解析によ り明らかにすることを目的とする。さらに、特 定のパターンの発生に関する年々変動傾向に ついても分析し、特徴的な豪雪パターンの発生 と全球スケールの変動との関係を考察する。

### 2. <u>データと解析手法</u>

札幌市周辺の AMeDAS 観測データ(8箇所) に加え、札幌市内 57 地点で除雪のための気象観 測である札幌市マルチセンサーネットワーク の降水量データを使用した。10分毎の降水量を 観測しており、降雪時は融解水量を計測してい る。解析対象期間は 1992 年 1 月~2015 年 3 月 で、本研究では 1992 年 12 月から 1993 年 3 月 の4ヶ月を 1993 年冬季と定義し、1993 年から 2015 年までの 23 冬季を対象期間とした。

マルチセンサーの欠測値補間と、地域的な分 布密度を平滑化するため、APHRO_JP (Kamiguchi et al., 2010)の手法により両データを 共に0.05°×0.05°の日降水量グリッドに解析 し、対象地域の2/3にあたる領域で0.1mm/day 以上の降水があった1789日を解析対象とした。 これを主成分分析(EOF)にかけ、全域変動モ ードを差し引いた結果であるEOF2, EOF3を解 析した。循環場解析にはNCEP、ERA-interim 再 解析データを用いた。

### 3. <u>結果</u>

EOF1 の寄与率は 85.0%で大半を占め、EOF2 が 7.6%、EOF3 が 4.1%となった。EOF1 時系列 と、対象領域平均降水量とは 0.997 の相関があ り、EOF2,EOF3 は寄与率が低いが図 1 に示すよ うに地域特性を踏まえたモードと考える。 EOF2+を山雪型(A)、EOF2-を里雪型(B)、 EOF3+を海側降水型(C)、EOF3-を内陸降水型 (D) とし、EOF2,3 のスコア絶対値が 3.5 以上 の日について、表面気圧(SLP)、850 hPa 風向 風速、鉛直積算水蒸気 Flux を合成し循環場を検 討した。それらの各冬季の出現特性を明らかに したところ、移動性低気圧の影響を受けて発生 する A, D パターンはシベリア高気圧とアリュ ーシャン低気圧が弱まり冬型が形成されにく い年に発生しやすく、B,C パターンは逆に冬季 を通じて冬型が形成されやすい年に多く発生 する傾向があった。

冬型の気圧配置に関係する全球スケールの 変動指標との対応を調べたところ、図2に示す ように、エルニーニョ現象時には札幌の山岳地 帯が多降水になる日が多く、ラニーニャ現象時 には海岸側と平野部が多降水となる日が多く 発生する結果となった。



図1 第2,3成分固有ベクトル分布。等値線間隔0.05、 点はEOF 解析に用いたグリッド位置.



図 2 冬型パターン (B,C) の発生頻度と移動性低気圧パ ターン (A,D) の発生頻度の差と NINO.3 SST の関係。

### <u>謝辞</u>

札幌マルチセンサーネットワークデータは札 幌市建設局土木部雪対策室事業課の方からご提 供いただきました。記してお礼申し上げます。 本研究には、地球環境研究総合推進費(2-1602代 表:谷田貝)を使用しました。

## 北陸の平野部における降雪の長期変動に関わる 日々の多降雪時の大気場の総観気候学的解析(その2)

山口拓朗(岡山大・教育(理科)。現在,(株)両備システムズ)・*加藤内藏進(岡山大大学院・教育(理科)) 森下秀城(岡山大・教育(理科))・大谷和男(岡山大大学院・自然科学研究科。現在,テレビせとうち(株)) 松本健吾(岡山大大学院・自然科学研究科)

### 1. はじめに(前回の発表の概要も含む)

日本列島の日本海側では、寒気吹き出し時の海上の 対流雲の組織化により平野部でもしばしば豪雪に見舞 われるが、北陸〜山陰を中心に 1980 年代後半以降の降 雪量の減少も顕著である(気象庁 2015 『異常気象レポ ート 2014』)。但し、日本海側での降雪変動には、山雪 型と里雪型、上空の寒冷渦、寒気団内低気圧等、冬型 の気圧配置の多様性の影響も大きい。

そこで本グループは、1986年頃までとそれ以降での 北陸地方の総降雪量の大きな違いに関わる日々の現象 の寄与について解析を行った。日々09JSTの地上天気 図に基づき、吉野・甲斐(1977)や大和田(1994)に従っ て西高東低の冬型気圧配置の日を抽出し、日本海中部 の40Nにおける130Eと140Eとの海面気圧差ΔSLPが 10hPa以上で30NでのΔSLPが5hPa以上の冬型の日を

「強い冬型」,それ以外の冬型を「弱い冬型」とした。 また,北陸平野部4地点(高田,富山,金沢,福井) で平均した日降雪量との対応や総観場の解析を行った。 なお,それが20cm以上の日を「多降雪日」,30cm以上 の日を「顕著な多降雪日」と呼ぶことにする。

第1報として、2016年秋の全国大会では、

1) 北陸平野部での 1986 年頃以前の大きな総降雪量 は、「強い冬型」の出現日数ではなく、「強い冬型」の 1日あたりの降雪量が多い点を強く反映していた。

2)「強い冬型」だからといって当該地域の降雪量が 必ずしも増大する訳ではないが、「強い冬型」で「顕著 な多降雪日」となった事例では、40N における $\Delta$ SLP が10hPa以上15hPa未満の場合が殆どであった。以後、 40N での $\Delta$ SLP がこの範囲にあった「顕著な多降雪日」 を Type A と呼ぶことにする。この Type では、これま で山雪型と里雪型時の総観場としてそれぞれ知られて いた「下層の強い寒気移流」と「上層の寒冷渦」とい う要素を併せ持つ場の持続で特徴づけられる。

という点を指摘した。そこで本講演では、長期変動に おける多降雪日の位置づけや、そのような多降雪をも たらす総観場の過程について、更に解析を進めて全体 を総括した報告を行なう。なお解析には、1972~2015 年1月における日降雪量データ、日々の地上上天気図 (09JST)と印刷天気図(以上、JMA)、NCEP/NCAR 再解

# 析データ(2.5°緯度経度格子)等を利用した。2.総降雪量の年々変動に対する多降雪日の寄与

「弱い冬型」でも、多降雪日となる事例が少なくなかったので、「弱い冬型」時の日降雪量 20cm 以上(多降雪日)で、40N での $\Delta$ SLP が 5hPa 以上 10hPa 未満の日についても、Type D として詳しく解析した。なお、

強い冬型で(但しΔSLP が 10hPa 以上 15hPa 未満),4 地点平均日降雪量が 0cm 以上 10cm 未満の事例(Type B) や,弱い冬型時に最も高頻度で見られた事例(日降雪 量 0cm 以上 10cm 未満,ΔSLP が 5hPa 以上 10hPa 未満) (Type E)等における大気場とも比較しつつ検討した。

第1表に示されるように、1986年以前でも Type A やType Dの事例数は冬型全体に比べてかなり少ないも のの、それぞれ、強い冬型、弱い冬型1日あたりの平 均降雪量の約半分を占めていた点が注目される。1987 年以降、冬型全体だけでなく強い冬型の総数もあまり 変わらないが、Type A や Type D の寄与の減少で、総 降雪量も大きく減少していた点が興味深い。

### 3. 1986年頃までの多降雪日における総観場

Type AやType Dの合成場を他のTypeと比較した(図 略)。Type AやType Dにおける下層では西高東低の冬 型気圧配置に伴って東西に大きなスケールで北風成分 の強い領域が分布したが、その中で特に日本海中西部 を中心に寒気移流が強かった(500hPaの寒冷渦も持続 する中で)。Type A のいくつかの事例でのネフアナリ シス (雲解析図)によれば、日本海付近では寒気吹き 出しの弱い時に比べて寒気吹出しに伴う積雲、雄大積 雲の発達もより顕著であった(必ずしも、常に寒気団 内低気圧に伴うような小擾乱的な雲システムに組織化 されていたわけではないが。図略)。つまり、日本海中 西部を中心とする暖かい海上での強い寒気移流(上空 も寒冷渦)に伴う気団変質での対流活動の活発化も、 Type A や Type D での顕著な降雪に大きく関与した可 能性が示唆される。

### 4. 終わりに

1986 年頃までとそれ以降の総降雪量の違いを大き く決めるのが、冬型全体に比べてごく一部の頻度を占 める多降雪事例(Type Aや Type D)であり、総降水量 の経年変化を捉える際にも、このような日々の現象に も目を向ける重要性が示唆される。

第1表 本文中の北陸4地点で平均した1月の日降雪量に基づく統計。1972~86年、1987~2000年、2001~2015年の各年間で集計。

冬型1日	当たりの総降雪	'量への寄与(cn	n/day)		
H0 89	強い冬型		弱い冬型		
747][B]	Type A	合計	Type D	合計	
72-86	5.9	12.6	3.2	6.8	
87-00	1.3	7.7	0.6 3.8		
01-2015	0.6	6.6	0.5	4.5	
出現日数(日/月)					
#8.89	tune 強い冬型		弱い	い冬型	
州间	Type A	合計	Type D	合計	
72-86	1.1	7.3	1.1	9.9	
87-00	0.2	6.4	0.2	8.2	
01-2015	0.1	6.9	0.2	97	

## 北海道斜里町における蜃気楼観察ネットワーク構築と 普及活動および大学連携への展開事例

佐藤トモ子 (一般社団法人日本気象予報士会)

#### 1. はじめに

蜃気楼は、密度の違う空気層で光が屈折することによ り起こる大気光学現象である。国内では富山県魚津市にお いて江戸時代から目撃の記録があり、観光資源や美術工芸 品の題材として文化的活用もなされ、郷土の特別な自然現 象として親しまれている。魚津の蜃気楼は上暖下冷の空気



層に起因する上位蜃気楼に 分類され、同様の現象が全国 各地でも観察できることが 近年明らかになっている。

北海道オホーツク海沿岸 では、春先に現れる流氷の蜃 気楼が幻氷(げんぴょう、図 1)と呼ばれ、昭和 40 年代 後半から書籍や報道に登場 しているが、その発生の実態 は明らかでなかった。筆者ら

図1 幻氷(奥)と流氷(手前)

が2013年より斜里町の有志らと行ってきた蜃気楼の観察、 普及活動とその広がりを報告する。

### 2. 人的観察ネットワークの立ち上げと普及活動

上位蜃気楼は、虚像の見かけの高さが大きくても0.3° 程度とされ、記録には高倍率の望遠カメラ等が必要で、か つ発生する方角が定まらないことから、定点カメラのみで は発生の全体像の捕捉が難しい。そのため先行する観察地 でも目視観測が重視されている。斜里町では、写真愛好家 を中心とした蜃気楼に興味を持つ有志に依頼し、肉眼また は双眼鏡を用いた直接観察、デジタルカメラでの撮影・記 録を 2013 年から継続して行っている。

発生状況の記録には、Web上の民間サービス(スマート フォンからのフォーム入力、メーリングリストなど)を活 用し、データベースへの蓄積とあわせてSNSへの自動情 報発信を行っている。

この観測で得られた情報を元に、地元博物館紀要への投稿など執筆や教育普及活動を行ってきた(表1)。

表1 2	013年度から	2016年度ま	での主な活動実績
------	---------	---------	----------

分類	旦
執筆(外部出版物、同人誌)、研究発表	7
講演会、科学教室など	13
写真展、資料展示	11
テレビ・ラジオ・新聞掲載	27
ネット専門メディア掲載(観光サイト等)	4

#### 3. 観察の成果と幻氷の「再発見」

上位蜃気楼の年間発生日数について、先行する主な観察 地である魚津市や小樽市で20日程度と報告されている。 斜里町では目視観察の結果、年間50日前後の発生を確認 した[1]。うち、幻氷については年間1回から15回で、 年によって回数に変動があることがわかってきた。

この観測により撮影された幻氷の写真1枚と、夜景の上 位蜃気楼を捉えた写真の計2枚が、2017年3月23日に 30年ぶりに改訂版が公開された世界気象機関の国際雲図 帳に採択された。幻氷の写真は蜃気楼の項目の代表写真 となり、世界の気象関係者にアピールできた[2]。 観察・記録の継続とあわせて重視してきたのが知識の普 及啓発である。活動を開始した 2013 年の時点では、斜里 町内での幻氷の認知度は 38%で、地域固有の現象にもか かわらず地元住民の間ではあまり知られていない状況で あった [3]。幸い報道機関の興味は高く、次項に述べる大 学との連携も含めて活動の様子がコンスタントに新聞や 放送で取り上げられ、「再発見」が広く認識されつつある。 2017 年の幻氷シーズンには、観察有志以外の住民が撮影 した写真や動画が複数報道されたことから、地元での認知 度は上がって来たものと推測される。

#### 4. 大学との連携

目視観測の結果から斜里では冬期に上位蜃気楼が多く 発生し、春夏が発生の中心となる他の観測地と傾向が異な った。冬期の発生メカニズムを探る実地研究はほとんどな されておらず、斜里町での更なる研究が課題となった。

この課題について、報道での活動紹介が縁となりオホー ツク管内にある北見工業大学の氷海環境研究室での研究 が始まった。2015年度には町内に気象計を設置し、有志 らの目視観測による上位蜃気楼発生日についての気象条 件の調査が行われた。2016年度には、定点カメラの設置、 ドローンによる鉛直方向の温度測定が行われた(図 2)。



その結果、従来考えられてい た流氷原因説もある一方で、 陸地の冷え込みにより形成さ れた冷気が海上に流れ出るこ とが発生の一因となっている 可能性が示唆され、分析を進 めている。今後も北見工業大 学による研究をサポートする ため、筆者らは新たにプロジ ェクトチームを立ち上げ、全 国の蜃気楼研究者との情報交 換を図っている。

### 図 2 気温測定用ドローン

#### 5. おわりに

魚津市や小樽市では、社会教育や学校教育の場で蜃気楼 が教材として活用されている。斜里町においては、更なる 研究と普及活動を両輪として取り組むことが、永続的な認 知度の確保に不可欠である。将来的には、北海道すべての 子どもたちの科学的好奇心を刺激する郷土の自然現象と して定着するよう、取り組みを続けていきたい。

#### 参考文献

- 佐藤トモ子, 2015:斜里町における上位蜃気楼の記録, 知床博物館研究報告 Bulletin of the Shiretoko Museum, 37, 43-52.
- [2] 世界気象機関, 2017: International Cloud Atlas Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors(WMO-No. 407).

https://www.wmocloudatlas.org/mirage.html (2017.7.4 閲覧).

[3] 大鐘卓哉,加藤宝積,佐藤トモ子,2013:流氷の蜃気 楼の観察と「幻氷・おばけ氷」に関する考察,北海道の 雪氷,32,26-29.

## 日本一寒い町、北海道陸別

## -気象庁による 1978 年から 2017 年までの 40 年間の観測データに基づく-

亀田貴雄(北見工業大学地球環境工学科),空井猛寿(北海道陸別町役場),
 浜田始(浜田旅館),高橋修平(北海道立オホーツク流氷科学センター)

### 1. はじめに

空井ら(2016)は気象庁による2007年から2016 年までの10年間の観測データに基づき,日本国 内の厳寒期(1月1日~2月末)の気温を調べた。 その結果,(1)日最低気温を指標とした「寒さラン キング」での全国1位の回数,(2)寒さランキング ポイント(独自に考案した指標,日最低気温が全 国1位の地点に10点,2位に9点,以下1点ずつ 減じて10位に1点を与え,厳冬期中で積算。同 じ最低気温の場合には同じ得点を与えた),(3)1 ~2月の平均気温,(4)1~2月の日平均気温の平均 (以下,平均日最低気温と記載),の4つの指標 で陸別町が1位になる回数が最も多いことを示 した。一方,(5)1~2月の最低気温(以下,年最 低気温と記載)では陸別町は1位になることはな く,2位から10位であった¹。

その結果,空井ら(2016)は「冬の暮らし」という寒冷地での生活に基づく観点に立つと,冬の寒さは(5)に示される瞬間的な年最低気温ではなく,(1)から(4)に示す厳寒期全体の気温を反映する指標で「日本一寒い町」を決めるが妥当であることを指摘し,北海道陸別町が日本一寒い町であることを明らかにした。

本研究は、空井ら(2016)とほぼ同様の解析手 法を用いて、使用データをアメダスの観測開始以 降の1978年から2017年までの40年間とした結果 を報告する。

### 2. 結果

図1から図4に(1),(2),(4),(5)の4つの指標 での1978年から2017年までの結果を示す。ここ では一般に冬季として扱われる12月1日から2 月末までのデータを用いて調べ,それぞれの上位 5地点を示した。その結果,過去40年間で見ても (1)から(4)の指標では陸別町が1位になることが 最も多いことがわかった。また,(5)の指標では陸 別は40年間で平均すると1位になることはなか った。ただし,図4には参考のために陸別の結果 (黒丸)も示した。従って,過去40年間のデー タを用いても陸別町が「日本で一番寒い町」であ ることがわかった。

なお,過去 40 年間での最低気温は北海道旭川 市江丹別にて 1978 年 2 月 17 日午前 7 時に観測さ れた-38.1℃であった。

### 参考文献

空井猛寿,浜田始,亀田貴雄,高橋修平,2016: 日本一寒い町,北海道陸別-気象庁による2007 年から2016年までの10年間の観測データに基 づく-.天気,63(11),879-889.

¹ 一般の住民が住んでいない富士山,南鳥島,昭和基地の観 測データは除外した。



図4 年最低気温での上位5地点および陸別町.

## 気温急変の気候学的見解

*関 陽平¹, 立花 義裕¹, 西井 和晃¹, 山崎 孝治^{1,2} 1) 三重大院生物資源, 2) 北大

### 1. 研究背景

天気予報などで耳にする最高気温の前日差は,暑い寒いといった相対的な感覚をわかりやすく理解する指標として広く知られている.前日差は体感温度に関係しており,寒暖差アレルギーや熱中症などの健康面への被害だけではなく,商品の売り上げ等に関連する経済的にも重要な指標である.

どの地域どの季節で前日差が大きいかを気候学的 に理解しておくことは重要であるにも関わらず,前 日差の地域性・季節性について詳細に検討した研究 例は無い.よって,日本全国における日々の気温急 変現象の地域性・季節性を統計的に解析した結果を 報告する.

### 2. 解析手法

本研究では、前日差を前日と当日の日最高気温の 差で評価する.使用するデータは全国の AMeDAS データで得られる日最高気温のデータを用いる.解 析期間は 1986 年から 2015 年までの 30 年分とする (欠損日を除く)、海面水温データは OISST のデー

タを使用した.

前日差を気候学的に評価するために以下に示す手 順で気温急低下指数と気温急上昇指数の二つの指数 を定めた.前日差の30年分の各月毎の10パーセン タイル値を求める.その後,10パーセンタイル値以 下の前日差の値を条件として標準偏差の計算を行っ たものを気温急低下指数とした.同様に,90パーセ ンタイル値以上の前日差を条件としたものを,気温 急上昇指数とする.これらの指数の値が大きいほど, 気温の急変時の気温変化が大きいことを示す.

### 3. 結果

気温急低下指数と気温急上昇指数の月ごとの気候 値を求め、全国の地点で平均した(図1).その結 果、4月が気温の急変のピークを迎えることがわか った.また、11月にも気温急低下指数のピークを迎 えるが、気温急上昇指数は大きくないことが春との 大きな違いである.

次に、地域性を評価するために、各月の全国マッ プを作成した(図2).シグナルが強かった地域は 北海道東部、中部地方北部などが挙げられる.それ らのシグナルが強かった地域に着目すると中部地方 北部では4月に、北海道東部では5月にピークを迎 えることがわかった.これらの地理的特徴として、 低気圧の通過に伴いフェーン現象が発生しやすい地 形であることに加えて、低気圧の通過後には寒気移 流が起こりやすいという特徴があることがわかった. 気温が急上昇しやすい地域では気温の急低下も大き いことが考えられる. 春の北海道東部に気温の急低下が大きくなる要因 として上記で述べた要因以外にも,海陸の温度コン トラストが大きいことが示唆された(図3).北海 道周辺の海面水温と最高気温の差は5月にピークを 迎える.そのため,北風時には寒気移流による気温 低下が大きくなるために5月にピークを迎える.







図2.5月の気温急低下指数の気候値の全国マップ.円の 色は気温急低下指数[℃]の値を示す



図3. 陸上の円の色は最高気温[℃]を海の色は海面水温 [℃]の気候値をそれぞれ示す.ともに同じカラースケール で示す.

### メッシュ農業気象データについて

根本 学(日本気象予報士会,農研機構北海道農業研究センター)

### 1. はじめに

作物生産は、日射や気温、降水など気象の恩 恵を受けて成り立つが、それ故に気象が作物の 生産量・品質を大きく左右する.冬季の寒さや 積雪は栽培できる作物を限定するし、生育期間 の霜・強風は、作物に大きな被害を与える.そ のような作物栽培に従事する農業生産者は、気 象への関心がとても高い.観測値として一般に 利用出来る気象庁のアメダスは、全国に約20km 間隔と高密度に展開するが、それでも生産者の 圃場スケール(100haでも1km x 1km)には及ば ない.そこで観測値等から、より細かな空間単 位の気象要素を推定した、メッシュデータに要 望がある.そのようなデータの1つとして、「メ ッシュ農業気象データ」がある.

### 2. メッシュ農業気象データとは

「メッシュ農業気象データ」(The Agro-Meteorological Grid Square Data) とは、国立 研究開発法人 農業·食品産業技術総合研究機構 (農研機構)農業環境変動研究センター(茨城 県つくば市)が研究開発・運用・提供を行って いる, 全国1kmの気象要素のデータセットであ る.これは、気象庁が発表する地域気象観測 (アメダス)結果、気象庁全球数値予報モデル GPV(日本域)を処理した値で平年値を順次置き 換えることにより, 観測値, 予報値, 平年値が 継ぎ目無く接続された通年の日平均気温、日最 高気温,日最低気温,日積算降水量データを全 国について3次メッシュとして推定する方法に より作成されている (大野ほか 2016). 気温と降 水量の他, 日照時間, 日射量, 下向き長波放射 量, 日積算降水量, 日平均風速, 積雪深, 積雪 相当水量(小南ほか2015)なども併せて作成さ れている (大野 2014). 気象要素によっては,過 去データが 1980 年から利用可能となっており、 過去の作物の生育気象環境を調べることも可能 である.

### 3. 利用方法

利用条件や,マニュアル,利用申請書は農研 機構の web サイト(http://adpmit.dc.affrc. go.jp/technical/cont67.html)にまとめられて いる. OPeNDAP を用いた web ベースのサーバを介 してデータを利用する必要があるが, 簡易にデ ータを利用することが可能なエクセルファイル や, プログラミングで高度にデータを利用する ためのライブラリ (Python 言語用) が, 利用者 のためのページに用意されている.

### 4. 利用例

近年の北海道では、地下水位の制御が可能な 大規模水田が増えており、この水田が水稲だけ でなく、大豆や小麦の栽培にも利用されてい る.メッシュ農業気象データを用いて、水稲の 冷害危険期における深水管理の注意喚起の他、 小麦・大豆栽培の給水適日判定を行う情報シス テムの開発が進められている(根本 2015).

冬季の極端な大雪は,農業施設に被害を与 え,雪解け後の水稲育苗などの作業に影響を及 ぼす(井上ほか2014a).本州においても,大雪 により農業用ハウスや,ぶどう棚に被害が生じ ることがあるが,数日前に農地での大雪が予測 出来ることで,被害を免れた例がある(井上ほ か2014b).井上ほか(2014b)では,メッシュ農 業気象データを利用し,予報期間も含めて,農 業施設への積雪荷重を推定するエクセルファイ ルを開発している.

### 5. おわりに

専門分科会では、メッシュ農業気象データに 係わらず、気象データ、特に予測誤差を含む予 報の農業分野への利用について、様々な視点か ら議論いただきたい.

### 参考文献

- 井上ほか(2014a): 平成24年南空知豪雪による農業雪 害とリスク評価. 北海道農研研報. 203, 15-22.
- 井上ほか(2014b): 2014年2月大雪の農業影響. 北海道の雪氷, 33,137-144.
- 大野ほか(2016): 実況値と数値予報,平年値を組み合わ せたメッシュ気温・降水量データの作成. 生物と気 象, 16, 71-79.
- 大野宏之(2014):メッシュ農業気象データ利用マニュ アル.中央農研研究資料,9,1-77.
- 小南ほか(2015):メッシュ農業気象データのための積雪 水量モデル.雪氷,77,233-246.
- 根本学(2015):メッシュ農業気象データに基づく栽培 支援情報の提供. JATAFF ジャーナル, 10, 17-21.

### 気象関連分野へのディープラーニング活用に関する試み

### ~雪道転倒による救急搬送者数予測について~

金村直俊*(札幌総合情報センター(株))、星野洋・加藤諒((株)シー・イー・サービス)、 永田泰浩((一社)北海道開発技術センター)、川村文芳・二階堂ひさえ((一財)日本気象協会北海道支社)

#### 1. はじめに

計算機の処理能力の向上と技術、研究等の発展によ 手法が含まれているが、本稿においてはディープラー ニングを含む機会学習と呼ばれる手法を取り上げる。

### 2. 試行内容

倒し救急搬送されている。転倒の主因の一つとして、 歩道や横断歩道に形成される非常に滑りやすい路面

(つるつる路面)が深く関与していることが分かって いては予測に影響する要素とは判断できなかった。 いる。つるつる路面の発生や解消は、降雪や気温等の 気象状況に依存していると考えられることから、救急 搬送者数と気象データ等をディープラーニングによ り学習させ、救急搬送者数の予測を試みた。

平成 21 年度から平成 24 年度までの 4 冬季(485 日分)のデータを学習データとし、平成25年度の日 別救急搬送者数の予測を行うモデルを構築した。

雪道での転倒による救急搬送者数は、冬の初めから 真冬期間、春の初めで変動するとともに、その日の気 象状況、既に形成されている路面状態、歩道の通行量 など様々な要因が複雑に影響していると考えられる が、本試行では影響要素を表1のように設定した。

影響要素	特徴	要素数
気象	当日~過去 6 日間の日降水	42
	量、平均・最高・最低気温、	
	降雪量、最深積雪	
曜日・祝祭日	曜日、祝祭日、祝前日	3
前日搬送者数	予測日の前日の搬送者数	1

表1 影響要素

予測手法はディープラーニング手法の一つである ニューラルネットワークを用いた。今回は学習データ として影響要素の組み合わせを変えた 4 つのモデル を構築し、結果を比較した。

3. 結果

搬送者数を人数に応じて5グループに分け、実際の り、人工知能が経済活動や社会生活の中に入るように 搬送者数と予測値が同じグループの範囲内である場 なってきている。人工知能という言葉には様々な技術 合を「適中」と定義した。結果、モデル B や D では 約8割の精度で予測することができた(図1)。また モデル間の結果を比較してみると、「曜日・祝祭日・ 休前日 | 要素(市内の人出の状況、モデル B 及び D) 札幌市内では毎年 1,000 人近くの方が歩行時に転 が与える影響の大きいことがわかった。前2日~6日 間の気象データ(モデル C 及び D) はつるつる路面 の形成に影響が大きいと考えていたが、本モデルにお



図1 各モデルによる「空振り(左)」 「適中(中)」「見逃し(右)」の割合

### 4. まとめ

ディープラーニングを用いることで約8割の精度 で救急搬送者数を予測することができた。

今回の事例のように、気象を含む様々な要因により 引き起こされる事象の分析や考察、最終的に予測を行 う手法の一つとしてとして、ディープラーニングは有 効であると考えられるが、学習モデル構築における試 行錯誤やアウトプットを得るための計算時間など、課 題も少なくない。なお、本取り組みは著者らが所属す るウインターライフ推進協議会の活動として取り組 んだ内容をもとにしたものである。

謝辞 転倒による救急搬送者データをご提供いただ いた札幌市消防局様に深く御礼申し上げます。

### 未就学児童に対する気象教育

### ~気象情報アプリケーション「SORAKIDS a」の活用と展開~

*奥村政佳(気象予報士・保育士)・筆保弘徳(横浜国立大学大学院)・井内聖(北海道大学大学院) 宇野沢達也・根来武志((株)ウェザーニューズ)

### 1 背景

筆者らは2015 年春より、保育所保育指針に示さ れている「環境」領域における自然との関わりの対 象として、都市部でも窓から容易に観察できる気 象分野に着目し、研究を行ってきた。横浜市内の保 育所に通う未就学児童20名あまりを対象とし、約 1年にわたり、教材として日々の「おてんき」を取 り上げ、気象現象に対する認識やその変化、またテ レビなどメディアの天気予報のとらえ方を観察し、 分析した。その結果を元に、未就学児童向けの気象 教材として、時系列の天気予報と発令中の気象注 意報・警報をイラストで表し、常時最新の情報に更 新して表示する WEB アプリケーション「SORAKIDS α」 (https://weathernews.jp/s/child/)を開発した。

さらに 2016 年秋より、同保育所 3~6 才児の居 室にタブレット端末を設置し、「SORAKIDS α」を常 時表示させ、児童の様子を継続的に観察した(図 1)。

その結果、「数字」や「ひらがな」がまだ読めな い未就学児童らも、表示される時系列予報に関心 を持ち、普段の生活にその情報を対応させて利活 用する姿が見られた。その一方、注意報や警報に対 する理解は十分でなかった。その認識は個人によ っても違いが見られ、その原因の一つに生活経験 の違いがあることが示唆された。

### 2 目的

本研究では、今まで1つの園のみで行っていた 未就学児童に対する気象教育の取り組みを、地域 を広げた複数の園で行うことにより、居住地域や 保育環境の違いと気象現象の認識や生活とのかか わりの意識の関係や、気象情報アプリケーション の利活用の様子に関して調査を行う。



### 図1「SORAKIDS α」の実証実験の様子 3 研究方法

それぞれ環境の異なる全国の保育所・幼稚園・子 ども園(表 1)にタブレット端末を設置し、2017 年 夏~半年間運用する。事前と事後、保育士や保護者 に対するアンケートを行い、アプリケーションの 使用状況や未就学児童の認識や行動を分析する。 また、保育所において気象に関する取り組みを行 う中で、児童の発言や様子を観察し、分析する。

<b>议一 天正天歌</b> 》/7 家因				
	地域	備考		
A 園	北海道安平町	Pepper 導入		
B 園	東京都大田区	園庭なし		
C 園	横浜市	園庭有		
D 園	九州・沖縄地方	交渉中(7月現在)		
E園	未定	未定(7月現在)		

#### 表1 実証実験の対象層

### 3 途中経過

北海道の幼稚園において「SORAKIDS α」を用いた ミニ出前講座を行った(図 2)。その結果、横浜の保 育所では観察できなかった「大雪」に関する注意報 の認識があることや、「低温」「霜」注意報への理解 があることがわかった。



### 図2 北海道の幼稚園での取り組み

### 4 今後の展開

各園においては、「SORAKIDS α」を用いた取り組み に加え、気象分野の教材として、科学絵本や「うん けいすいじゃく(雲形衰弱)」カード、綿を用いた雲 の製作など、遊びも積極的に取り入れ、気象への関 心や興味を高める試みを行っている。また、実際の 月間保育計画、週案への反映例のアドバイスなど、 日々の保育に無理なく組み込めるように保育士へ のサポートも行い、引き続き調査を行う。

また、北海道の園で導入している感情認識ヒュ ーマノイドタブレット Pepper (ソフトバンク社製) と気象情報との連携も検討中である。

#### 謝辞

本研究の一部は、一般財団法人 WNI 気象文化創 造センターの助成金を活用して行われています。 心より感謝申し上げます。

### 積雪寒冷地の特性を活かした北海道占冠村での産学官連携の取り組み

### ^{*}中村一樹 ¹, 山中康裕 ², 佐藤友徳 ²

1.防災科学技術研究所 気象災害軽減イノベーションセンター, 2. 北海道大学大学院地球環境科学研究院

### 1. はじめに

北海道中央部の山岳地帯に位置する占冠村トマムでは, トマム山やその周辺の日高山脈の山岳が作り出す春から 秋の雲海の風景が人気となっている.

また,占冠村では,2001年1月14日に21世紀国内最低 気温-35.8℃を記録した.このような厳寒多雪地帯の特性 を活かして,冬の雪と氷と寒さを観光客が楽しむアイスビ レッジという野外レジャー空間が提供されている.

占冠村特有の積雪寒冷地の特性を活かして構築した産 学官連携活動の枠組みを次の1)~3)に示す.

1)北海道大学は、占冠村から提供していただいた自然豊か なフィールドで、「雲」、「雪」、「川」、「森」そしてそれらと 人の関わりについて研究する.

2)その成果を村の学校教育へ活かし、研究成果を付加して 再構築した地域資源を活かした観光を星野リゾートトマ ムが行う.

3)星野リゾートトマムは、北海道大学の観測に協力し、占 冠村の小学生の野外教育の場や北海道大学大学院生の実 践教育の場を提供する。

### 2. 産官学連携のきっかけ

星野リゾートトマムから北海道大学に対してなされた 「学術的知見に基づく雲海テラスの活用の可能性」に関す る打診(2010年3月)をきっかけとして、北海道大学大学院 環境科学院とトマムは、雲海連続撮影カメラ設置(2010年 5月)や気象観測機器の設置(同年7月)を行った.さらに、 その成果を活かし、環境教育プログラム「雲の学校」(同年 9月)を実施した.

その後、北大環境科学院=トマム間で産学連携協定を締結(2011年4月13日)し、鵡川源流をテーマにした「環境 ツアー」(同年10月)や、21世紀日本最低気温-35.8℃を記録した占冠村ならではトマムで開催したアイスビレッジ での「氷のラボ」での雪氷研究体験展示及び雪の結晶スト ラップ作り(同年12月)の取り組みを実施した.

「氷のラボ」に占冠村小学生を招いて、地元の雪や寒さ を学ぶ授業「雪の学校」(2012年2月)、水生昆虫や川を学 ぶ授業「川の学校」(2012年7月)や、地元農作物をトマム で販売する「雲のしたマルシェ」(2012年7月)、「第2回 環境ツアー」(2012年10月)など、占冠村も交えた内容に 発展してきた.このような経緯により、2012年9月21日 に三者の発展を目指した産学官連携協定を締結した.

### 3. 取り組みの紹介

多くの活動の中から「雲」と「雪」の事例を紹介する. 図1の左写真に示す雲海テラスで、気象観測、1分間毎 の雲海連続撮影、そして気象数値モデルによる雲海発生の メカニズムの解析を実施した.得られた科学的な知見は地 域の価値の再発見を促すとともに、地域活性化に貢献する ことができる好事例であると報道等により評価された.研 究成果の一部は、星野リゾートトマムのWEBページで民 間気象事業者を通じて観光客に提供されている雲海予報 に活かされている.雲海テラスは、北大大学院生による「雲 海の科学的な情報が観光客の行動に与える影響」の研究対 象となるなど、観光だけではなく学生の育成の場となった.

また,2011~12 年冬期から,トマムアイスビレッジに設 けられた氷のドーム「氷のラボ」で、トマムに降った雪の 結晶を閉じ込めてそのまま持ち帰ることができる雪結晶 のレプリカ作成体験(図1右写真参照)など、雪氷研究の 成果や技術を活かした様々なプログラムを開始した.

このように雲や雪氷,寒さを活かして,積雪寒冷地特有 の教育,研究,及び経済的な価値を構築することができた.



図1 雲海テラス(左)と雪結晶レプリカストラップ(右)

### 4. 今後の展開

2017年の現在も、連携協定に基づいた活動が継続され ており、大学院生の教育や研究の場や村の教育への貢献 だけではなく、持続可能な観光の大きな可能性を示すも のとして評価されている.これらの産学官連携の枠組み の構築に携わった筆者の中村は、2013年に北海道大学か ら現在の職場である防災科研に異動したが、引き続き本 活動に関わっており、今後は、防災、減災の視点も入れ たプロジェクトを実施したいと考えている.

### 謝辞

星野リゾートトマムの田中大介氏,鈴木和仁氏,占冠 村の中村博村長,岡崎善二氏,北海道大学環境科学院の 大学院生,スタッフなど,連携協定に関わる活動に協力 していただいた全ての皆様に感謝いたします.

## 気象災害軽減イノベーションセンターにおける防災教育の取り組み

### ^{*}宮島亜希子 ¹, 中村一樹 ¹, 横山仁 ¹, 内山常雄 ¹, 土屋敏男 ²

1.防災科学技術研究所 気象災害軽減イノベーションセンター, 2.日本テレビ放送網株式会社 日テレラボ

### 1. はじめに

防災科学技術研究所(以下、防災科研)は、気象災害 の軽減・防止とプラスの経済的波及効果の2つを目標と した「「攻め」の防災に向けた気象災害の能動的軽減を実 現するイノベーションハブ」(以下、気象ハブ)構築の取 り組みを開始した。

本発表では、気象ハブの活動概略と、その一環で実施 している防災教育の取り組み事例について紹介する。

### 2. 気象ハブの活動

防災科研は2016年4月に「気象災害軽減イノベーショ ンセンター」を設置し、気象災害予測システムの開発と 社会実装および関連技術の水平展開により、気象ハブの 上記2つの目標を実現するための活動を開始した。

気象ハブの主な活動である「3 つのプロジェクト+α」 は以下の通り。

 セブン - イレブンの情報ネットワークと防災科研の 技術・知見を融合させ、大雪被害の軽減を目指す「大雪 対応サプライチェーンマネジメントシステム開発」

 「地産地防」を合言葉に、地域の課題を IoT 技術を 用いて解決する「IoT を活用した地域防災システム開発」
 災害を引き起こす「極端気象」に関わる防災情報 を、早期検知技術や予測技術によって新たに創出し、確 実に伝達、行動に結びつけるようなシステム開発を目指 す「首都圏の稠密気象情報提供システム開発」

その他に、防災科研が設置している大型実験施設を利 用した「防災新技術の性能評価・標準化」、防災研究およ び防災学習アクティビティの向上を目指す「人材糾合戦 略」などがある。

この「人材糾合戦略」の一環として、気象ハブでは、 自然災害から身を守り、大切な人の命を救うためには、

「自助」「共助」の考え方が重要であるとの考えのもと、 防災教育に資する技術や知識を糾合し、個々人の自己決 定力の向上、地域防災力の向上を推進するための取り組 みを実施している。以下に、そのうち2つの事例につい て紹介する。

### 3. 事例①「防災マップ作り」(小中高生向け)

地域で起こりうる災害の危険性とそれに対する安全な 避難について学びながら、発災後に「すぐ逃げる広い場 所」や、ライフラインが途絶された状況で保護者と待ち 合わせができる「しばらく避難する場所」、そこにたどり 着くまでの「安全な避難路」について、地域住民にもご 参加頂き、生徒ひとりひとりの目線から検討し、防災マ ップを作成する。



図1 山梨英和中学校での防災マップ作り

### 4. 事例②「防災今昔写真」

鎌倉で誕生し、地域の世代間交流の取り組みとして、ア プリ開発およびワークショップ開催をしている「今昔写真」 を、防災用にカスタマイズする。アプリ上では、対象エリ アの過去被災時と現在を写真で比較することができ、災害 情報の閲覧もできる。ワークショップでは、参加する地域 のシニアが所蔵する「昔」の写真を持ち寄り、その撮影場 所の「今」を探しに行く。当時と同じアングルを撮影し、 アプリに取り込むことで広く一般にも発信され、また、シ ニアが参加した若者に当時を伝えることにより、対話を通 じて防災意識を喚起するプロジェクトとなっている。



図2 若宮大路の浸水被害(左)と関東大震災時の国道134号(右)

### 5. 今後の展開

気象ハブで設立した「気象災害軽減コンソーシアム」 のワーキンググループにおいて、これらの防災教育活動 をブラッシュアップし、活動の体系化と他地域への展開 を図る。また、地域間の情報共有ができる仕組みを検討 し、防災教育の普及を促進していく予定である。

## 地域と予報士 -ママ予報士の防災教育活動-

高桑 衣佳(一般社団法人日本気象予報士会)

1 防災講座を開始した経緯 二児を出産後、 天気予報好きが高じて予報十試験に挑戦しよ うと思った。自分は天気予報に詳しいと思って いたが、勉強をすればするほど、気象情報の意 味合いは奥深く、正しく理解することは難しい と感じるようになった。三度目の試験で合格後、 新たな趣味づくりを模索していたある日、ママ 友から主婦サークルでの防災講演を依頼され た。気楽に引き受けたものの、一般市民にどう 分かり易く伝えるかに苦労した。しかし、当該 講演が口コミとなって、いくつかの学校・福祉 法人等からも講演を依頼されるようになった。 少しでも社会貢献できればと思い、以降、「気 象情報の読み解き方」をはじめ、「身近に危険 が迫った時にどのように行動すれば良いのか」、 「家庭での備え」などをポイントに防災に関す る講演活動を続けている。

2 防災講座での工夫点 1回だけのイベント として開催したのでは知識として定着させる ことは難しいため、できれば同じ人に複数回聞 いてもらいたい。そのためには1回で「防災」 に飽きられてはならないと思い、いくつか工夫 することにした。まず1つ目は、1回の講座に 内容を詰め込み過ぎないこと。伝えたい防災知 識の2割程度にとどめるようにしている。2つ 目はグループワークの時間を設けること。参加 者同士の交流という意味合いもあるが、災害に ついて考え、自分の口から言葉として発するこ とで具体的な行動イメージを持てるようにな る。3つ目は一般論だけ語らないこと。例えば、 主婦向けの講演であれば「私と私の家族の場合」 として具体例を紹介することで、参加者が「自 分も行動してみよう」という意欲をもつことが できる。

**3 防災講座の成果**上記のような取り組みの 結果、同じ参加者・団体から再度の講演依頼が 増え、「1回で飽きられていない」という確か な実感を得ることができた。

4 考察 昨年は台風第10号による大雨で、 私が住む芽室町(北海道東部)でも2つの川の 氾濫により多くの農地、工場、住宅が水に浸か った。幸いにも自身に被害はなかったが、収穫 期を迎えた作物が出荷されることなく畑にす きこまれていく様子は見ていて心が痛んだ。発 災後、地域内で助け合いが生まれ、防災意識が 高まったことは確かである。しかし、一部には 被災した方々へ心を寄せることのない人もお り、地域内で防災意識の格差が大きいのが現状 である。この経験から、地域全体での災害対応 能力を向上させるためには、住民の防災意識の 底上げが重要だと感じている。

5 今後の方針 北海道で暮らす人にとって、 台風は「本州のもの」といった意識がどこかに あり、冬季の雪による災害に比べて警戒心が薄 い。そのような地域で水害が発生したことで、 今後の気象への漠然とした不安も広がってい る。地域の不安解消の一助となれるよう、引き 続き「気象現象の正しい理解」や、発表される 気象情報から「現況と予想の把握」に関する講 演などを中心に活動したいと考えている。 天気で元気になる!情報発信~お天気+αのチカラで人を、家族を、マチを元気に~

森山知洋(一般社団法人 日本気象予報士会 北海道支部支部長)

我々の生活やくらしは、日々の天気の変化に大きな影響を受けています。特 に北海道は、冬の雪や寒さが厳しい一方で、夏は内陸部を中心に沖縄よりも高 い最高気温を記録することは珍しくありません。大きな天気の変化に体がつい ていけず、体調を崩してしまうことや、暴風雪や局地的豪雨など激しい気象現 象に遭遇してしまうこともありますが、このような健康リスクや災害リスクを 最小限にするための手助けをする情報は必要性が増している状況です。天気を 味方につける生活の大切さを広めるための情報発信や講演活動などを行ってい る市民活動団体『お天気+プラス』の取り組みを通じた、天気で元気になる情報 発信の内容についてご紹介いたします。

⑦天気で元気になる!情報発信

気象予報士、健康気象アドバイザーといった気象や健康気象の専門家に加え て、管理栄養士による食の専門知識なども融合した生活気象・健康気象、気象 と食などお天気プラスαのチカラで、街を、人を、家族を元気にする情報とし て、WEBページや facebookページを通じて情報発信をしています。また、ス タイリストなどその他専門家ともコラボレーションすることにより天気の傾向 に合わせた服装選びのサポート情報などの企画により、市民生活に身近なお天 気+αの情報をお届けしています。

②天気で元気になる!講演活動や勉強会

「天気で元気」「天気を味方につけてより良い生活」をテーマにした市民向け の講演などを通じて、気象情報を事前に有効にキャッチする方法や体調管理や 健康維持に役立てる方法をお伝えしています。

今回の発表では、これらの取り組みとともに、気象予報士としての情報発信 の新しい方向性についても、皆様と一緒に考えていきたいと思います。

### 防災行政と気象予報士 ~人口約5,000人の小さな町で何ができるのか~

### 和田 直人 (一般社団法人日本気象予報士会)

### 1 はじめに

北海道では豊かな自然環境に恵まれていると 同時に多種多様な気象災害リスクが潜在してい る。災害対策基本法には、住民に対する避難勧 告・指示は市町村長の責務であることが明記され ており、自治体は気象台などの助言を得ながら "素人判断"で多様な災害に対応してきた。

さらに、小規模な自治体では運動会やお祭り、 スポーツ大会などが地域をあげての一大イベン トとなっており、災害のみならず、地域の文化や コミュニティ形成に気象条件が大きく関わって いる。

本講演では、小規模な自治体で防災担当として 勤める行政職員の気象予報士がどのような活動 を行い、そしてどのような影響力を持つのか紹介 したい。

### 2 前提条件

<u>自治体名</u>:北海道標津町

<u>世帯数と人口</u>: 2,350 世帯 5,313 人 (6.30 現在) <u>職種と内容</u>:一般行政職 防災担当のほか環境 衛生業務を兼務

<u>職歴と役職</u>:H24.7まで民間 H24.8主任で採 用 H26.4から係長

<u>
荒天の要因</u>:代表例としては、春は知床降ろしの突風、夏は南東斜面の地形性降雨、秋は道東沿岸を通過する台風の影響と知床降ろしの突風、冬は千島近海に停滞する低気圧による暴風雪。

#### 3 特殊業務の内容

行政職員としての通常業務の他、以下のような 特殊な業務を行っている。

<u>避難判断</u>気象庁からの情報は二次細分区域 程度の比較的広範囲の気象予測がメインである ため、悪天候が予想される際には当町に特化した 気象の予測を行う。必要と判断した場合には特別 職に直接アドバイスを行う。避難に時間のかかる 福祉事業所とは直接連絡を取る。

<u>教育機関への助言</u>悪天候が予想されるとき は、気象予測と地域特性から、町立の小中学校長 が臨休判断をできるよう教育委員会経由で助言 を行っている。なお、道立高校にも出向いて直接 説明することもある。

<u>防災講座の実施</u>学校、町内会、高齢者学級や サロンでの防災講座、福祉事業所従業員や議会議 員、学校教員向けの研修会など、地震・津波関係 の内容も含めるとこれまでH29.7.18 までの予定 を含め計 44 回の講座を実施してきた。内訳を表 1 に示す。

表1 防災講座の内訳				
対 象	気象・雪氷	地震・津波	防災全般	
学校関係	3	10	7	
高齢者関係	1	2		
町内会	1	1		
議会・職員	1		1	
各種団体	5	4	2	
事業所・一般	1	4	1	

<u>その他</u>スポーツ大会やお祭りなどの実施可 否の助言、ゴミ収集の可否の判断、防災行政無線 での放送、漁協への助言、透析患者や妊婦対応を 行う福祉部署への気象見通し伝達、高校入試や高 校卒業式のための気象情報の伝達。高潮時には海 岸の事業所に事象説明。

#### 4 効果と考察

防災行政無線での放送後は、コンビニに備蓄品 の買い出しの人が押し寄せ、町の人からは「声が 聞こえてくると悪天候の前兆だと思うようにな った」と話しかけられることが多く、定量的には 調査していないものの啓発効果と住民の防災意 識の向上が実感できる。

また漁協や教育委員会など助言を行っている 各機関・団体の方々も、有資格者ということで真 剣に話しを聞いてくれるため啓発効果が大きく、 各機関・団体が手さぐりで判断していた頃よりも 安全側の行動を取ること多くなった。

先述のような活動は重大な責任を伴うため、民 間の気象予報士と自治体との契約で全く同じ効 果を得ることは難しいと考えるが、少なくとも予 報士不在の自治体にとっては現状よりも住民の 防災意識向上と災害の軽減が可能になると考え る。

### 5 今後の課題

雨や風の量的予想が実際にどこでどのような 災害に結びつくのか、詳細な地形や小さな河川の 特性、人口分布の把握などが必要不可欠であると、 この5年様々な気象現象に直面するたび痛感し てきた。今後は気象分野のみならず、河川工学や 土木工学、地質学、社会学等の知識の習得が課題 であると考える。

## 旅行と防災 一旅の安全・安心を考える-

中山秀晃(日本気象予報士会/長期予報利活用研究会旅行部会)

#### 1. はじめに

近年における訪日外国人数の経年変化をみると(図1)、 2011年は東日本大震災の影響から急激に落ち込んだもの の、2013年に史上はじめて1000万人を超え、2015年には 出国日本人数を上まわり、その数は1900万人に達してい る。それに伴い国際旅行収支は、受取(収入)が支払(支 出)を上まわり、観光立国をめざす日本にとって、2015年 は大きな節目の年となった。本研究は、急増する訪日外国 人を含めた「旅行者を対象とした防災対策」がテーマであ る。2013年に観光庁は「災害時における訪日外国人旅行者 への情報提供のあり方に関する提言」をまとめた。旅行者 を対象とした防災対策という視点は、2020年のオリンピ ック・パラリンピック東京大会にむけても重要性を増して いる。

### 2. 旅行者は災害弱者

先行研究(中山:2009年)で述べているとおり、旅行者 は旅先の土地鑑のない人が多く、地域の自然災害に対する 知識も不十分である場合が多い。また、旅行という開放感 から行動は積極的で、いざという時に冷静な判断ができず にパニックに陥る可能性が高い。さらに訪日外国人にいた っては言葉の壁も有り、災害時の不安は非常に大きなもの となると考えられる。旅行者はまさに災害弱者である。

### 3. 旅行時に遭遇する可能性のある自然災害

日本国内に限って、旅行時に遭遇する可能性のある自然 災害を考えてみると、地震・津波、台風・豪雨、火山噴火 などが想定される。東日本大震災や阪神淡路大震災のよう な地震に起因する災害は、被災範囲も広域で中には相当数 の旅行者が含まれていると考えられる。気象災害では台風 や豪雨があり、河川の増水や氾濫で交通機関が寸断される 状況での旅行は困難を極める。火山災害もいつ噴火するか という不確実性があり、火砕流や噴石・降灰による被害は 甚大である。2014年9月の御嶽山噴火では多くの登山者 が被災したのは記憶に新しい。このように日本は自然災害 の多い国である。言葉に不慣れな訪日外国人旅行者が突然 の自然災害に遭遇した場合、「今何が起きているのか」、「自 分は何をしなければならないのか」、「今後どうなるのか」 など、求めている情報を入手できないことが想定される。 これでは訪日外国人は、安心して旅行ができない。

### 4. 旅行者が求める防災情報

前出の観光庁による提言では、東日本大震災に遭遇した 訪日外国人旅行者へのアンケート等により、防災情報の入 手方法や震災発生後に旅行者が知りたかった情報内容と 時期について調査報告している。その中で災害時の情報提 供に使うべき手段として、PC やスマートフォンを利用し たWEB サイトに情報を求める人が最も多く、有効なコンテ ンツとしては天気予報、地震情報、交通機関の運行情報お よび地図(ナビゲーション付き)を希望する意見が多かっ た。 観光庁が旅行向けの防災情報サイトとして公開して いる「Safety Tips(for travelers)」はPC版とスマート フォン版があり、言語も多言語に対応するなど充実した内 容になっているが、災害時に安定して通信回線が使用でき るのかどうかなど、検証すべき課題が多く残っている。

### 5. 旅行時を使って防災力向上(まとめにかえて)

防災対策の基本は平時からの準備であることは言うま でもないが、旅行という日常とかけ離れた空間での行動は、 防災意識や防災力の向上を図るよい機会となる。天気予報 や地形図を使って旅先の自然環境を学び、いざという時の 避難行動など旅の安全・安心を考えておくことは、旅行者 の防災力向上に繋がる。防災ツーリズムの企画や旅行者の ための教育的防災情報の開発など、旅行時における防災力 向上プログラムの具体的な提案を発表では行いたい。

### ☆参考文献

中山秀晃(2009):利用者サイドに立った天気情報の開発-旅行用天気情報 の研究と実践 日本気象学会大会講演予稿集96





日本気象学会 2017 年度秋季大会

### 警報遵守の問題と安全への聡明な選択

冨山 芳幸(NPO 法人 気象環境教育センター)

### 1. はじめに

警報が避難行動に結びつかない問題は警報遵守 の問題と呼ばれている.遵守されていれば助かっ た命は少なくない.もちろん,完全に遵守された 場合には途方もない社会的コストがかかるはずで ある.

この問題の合理的で無理のない解決策を,ノーベ ル経済学賞を受賞した心理学者カーネマンの意思 決定理論を参考にして探る.

### 2. 警報遵守の問題と安全

ハリケーン警報と避難行動との関係について,米 国では何十年もの研究の積み重ねがある. にもか かわらず, 警報遵守には改善がない.

他方,リスクに対応しようとする住民や事業所 (「リスク当事者」と総称する)が気象情報を利用 してみずからの生命や財産を自然災害から守ろう とするとき,別の問題が持ち上がる.どんな情報 をどう理解し活用してどう行動すればよいのかと いう,リスク当事者の安全の問題である.このと き,リスク当事者が頼るべき支援は存在しない.

#### 3. プライマリケア

気象情報を医療品にたとえてみる.体調の異変 を自覚した患者がドラッグストアに行って薬を買 う.そこには抗がん剤までが並んでいる.患者は, 自分の判断で好きに薬を選んで買える.薬機法の 適用を受ける医薬品の場合,このようなことはあ りえない. 医薬品には認可と品質表示の制度もあ る.

プライマリケアは個々の患者にフォーカスした 医療で、患者を診断し薬を処方する.警報を含む 気象情報の伝達に決定的に欠けているのは、リス ク当事者に対するプライマリケアの機能である. それによるリスクの診断と処方箋である.この機 能をリスク・ケアと呼び、個々のリスク当事者に 処方される情報(警報)をプライベート・ワーニン グと呼ぶことにする.その情報ソースは警報をは じめとする既存の防災情報である.

### 4. 聡明な選択

避難行動の意思決定については2つの考え方が ありうる.ひとつは,気象・防災にかかわる研究者 の間で一般的なもので,「緊急時の一連の意思決定 は情報を集めてリスクを評価することから始まる」 (Morrow 2015)という考え方である.もう一つは, カーネマンの意思決定理論である.カーネマンは 言う.一般の「意思決定者は,リスクを伴う選択に 直面すると,そのつど選択を決めることになる. リスクポリシーをあらかじめ決めておいて,問題 が持ち上がったら必ず適用するようにすれば,は るかによい選択ができる」(カーネマン 2011).

カーネマンに強い影響を受けた経済学者セイラ ーらは、人間について2つの概念モデル、エコン とヒューマンを提案している.エコンは、経済学 でいうホモ・エコノミストと同じで、合理的に行 動できる人間の理想像である.それに対してヒュ ーマンは誤りやすい人間の現実像である.

Morrow (2015)の意思決定理論はエコンを想定し たもの,カーネマンのものはヒューマンを想定し たもの,ということになる.カーネマンのいうリ スクポリシーを,セイラーらはナッジと呼んでい る.ナッジとは,ヒューマンにも確実にできる「聡 明な選択」を用意することである.

#### 5. まとめ

安全の問題の解決策は次のようになる.リスク 当事者は、個々の警報にどう対応するかを考える のではない.彼固有のリスクが切迫したことを知 らせるプライベート・ワーニングに対して、あら かじめ決めておいた行動を取るのである.これに よって、警報はそれを必要とするリスク当事者に 有効に受け止められ、警報以外の重要な情報も活 用されるようになる.

リスク・ケアのサービスを提供し、プライベート・ワーニングの配信を行う仕組みが必要になる. 講演では、これらの問題とともに、その土台となるひとつのパラダイムシフトについて説明する予定である.

### 参考文献

遠藤真美訳, 日経 BP 社.

カーネマン,2011: ファスト&スロー (上・下),村 井章子訳,早川書房.

Morrow, B. H., et al., 2015: Improving storm surge risk communication. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 35-48. セイラー, サンスティーン, 2008: 実践行動経済学.

-564-

### 体感温度予報および服装提案による利用者のセルフケアへの貢献

*米田智佳子、小池佳奈、芦川謙吾、柳瀬茉那美、若葉伸一郎、七田俊輔((株)エムティーアイ)、 宮下良治、岩本裕之(いであ株式会社)

### 1. はじめに

衣服は持ち運びできる人間に最も近い微小環境である。しかし 全国の男女 600 人を対象に実施したアンケートによると 99%の人 が天気起因で服装に失敗した経験があると回答したことから、快適 な衣服を選択することは簡単ではないと考えられる。このため、 (株)エムティーアイは、2017 年 7 月より同社が運営するサービス 『ライフレンジャー』にて服装提案サービス(以下、服レンジャー)の 提供を開始した。服装提案の根拠に使う体感温度(人が感じる温 度)の提供は、『ライフレンジャー』の情報提供元である民間気象予 報会社のいであ(株)が担当する。

本研究では、体感温度および服装提案が利用者にもたらす効果 について紹介し、将来の展望についても言及したい。

#### 2. 天気起因での服装失敗率と不快指数の関係

上記のアンケートで天気起因の服装の失敗経験があると回答した人のうち20人へインタビューしたところ、最も不快に感じられているのは夏季の外気温の高さと湿度の高さによる「ムシムシする」という感覚であることが分かった。年間の不快指数の推移を調べたところ全国的に8月に最も高くなる傾向があった(図1)。そこで本研究では不快指数が高い8月、9月に限定して利用者へのヒアリングを行う。



図1 年間の不快指数の推移(2016年)

全国 6 地点(東京、札幌、那覇、仙台、大阪、広島)の 2016 年のア メダスの実況値から旬ごとの平均気温と平均相対湿度を取得し、 不快指数 DI = 0.81T + 0.01H * (0.99T - 14.3) + 46.3 (T は乾球気 温℃、H は湿度%)を用いて不快指数を算出した。

#### 3. 服装情報・体感情報のデータ構築・提供

服レンジャーの基本画面では利用者が快適な服装を選ぶ際に 役立つサービスとなることを第 1 の目的とし、外気温ではなく体感 温度が目立つようにした(図 2)。また、体感温度に基づいて服装の 日安を提案するため、服装の暖かさの指数である Clo 値と東京に おける歩行者の服装調査結果(田村照子(2013).『衣服と気候』 成山堂)を参考に、体感温度と快適な服装の対応表を作成した(表 1)。体感温度は外気温と同様に 1 時間ごとの算出が可能だが、1 日に何度も着替える人は少ないことから、服装を決定する上では 1 日を通した体感温度を考慮する必要がある。そのため、上記の対 応表には 1 日の体感温度の最高値と最低値の差による重ね着の 目安も反映した。







表 1 体感温度と快適な服装の 対応表の例

さらに、事前調査では「快適な服装の目安だけではなく、自分が 持っている服のなかから着るべき服を知りたい」という声があった。 そのため、服レンジャーでは利用者の服装を写真で撮影し、その 日の体感情報(暑かった/快適/寒かった)や日記とともに記録し てもらい、当日と気象条件が近い過去の日の記録をフィードバック する機能を実現した(図 3)。これにより、利用者の手持ちの服のな かから今日の体感温度に適した服装を判断できることを目指した。



図3 気象条件が近い日の服装表示画面イメージ

#### 4. まとめ・将来展望

体感は個人差が大きい指数であり、建築物や冷暖房による環境 制御方法では全ての人が快適に過ごすことは困難である。そのた め、個別調節が可能であり、自然環境下でも制御できる衣服によっ て各個人が環境制御できるようになることが、より多くの人が健康 に過ごすためには重要である。

上記の体感温度と快適な服装の対応には個人差が考慮しきれていないため、今後さらにパーソナライズしていく事でより簡単に利 用者が快適な服装を選べるようになる。

なお、サービス利用者を対象とした調査結果を秋季大会にて報 告する予定である。

## 居住中の伝統町屋における住まい方と室内温熱環境の実測調査 -夏季の宇多津町古街と明石市大蔵八幡町を例に-

### *福島 あずさ(神戸学院大)・釜床美也子(香川大)

### 1. はじめに

近年、気候変動やヒートアイランド現象などにより、市 街地の夏季気温が高くなり、熱中症の重症化などが懸念さ れている。特に25℃以上の熱帯夜の日数は熱中症死亡数 と関係するといわれ(環境省,2014)、夜間の室内環境を 評価する必要があると考えられる。現在多くの高齢者が各 地で築100年前後の伝統的町屋に居住しているが、機能性 の向上のために増改築を繰り返しているケースも多い。こ のように個々ので状況の異なる町屋において、室内温熱環 境の実態を把握することは、熱中症対策をとる上で重要な 情報となると考えられる。そこで、関西の2つの対象地に おいて、伝統町屋の増改築状況と、それにともなう室内温 熱環境の評価、住民の住まい方の調査を行った。

#### 2. 調査対象地と調査内容

宇多津町古街における2棟の居住中家屋と「古街の家」 で室内温湿度測定を行った。居住中の2棟はシングルガラ スであり、宿泊や会合用の施設として利用されている古街 の家はリノベーションによりペアグラス改修が行われた 家屋である。温湿度の測定場所は、①外部(庭)と、②土 間・③台所・④座敷(主要な居室3カ所)の計4カ所とし た。計測機器は、T&D 社製 RTR503、RTR507を使用し、2014 年8月1日から2016年2月末まで観測した。住まい方に ついては、上記を含む周辺の現存町屋(19棟)を対象に 温熱器具の利用状況や、服装による温熱調節についてイン タビュー調査を実施した。

3. 結果

本研究は冬季と夏季に分けて分析を行ったが、今回は夏 季(2015年7月~8月)の結果を報告する。各町屋におけ る部屋別の平均気温に大きな差異は見られなかったもの の、湿度は居住中の町屋で高湿度に保たれる一方、古街の 家で低く保たれていた。この理由に、炊事や散水等の生活 習慣との関係が示唆される。A邸は朝晩に庭や家の前の道 路等に散水する習慣があるほか、炊事の関係から居住中の 町屋では台所の利用時間帯を中心に湿度が高い傾向がみ られた。室内外の気温差と湿度差から、3棟ともに室内気 温が屋外よりも高くなる傾向がみられたが、平均するとほ ぼ1℃未満に収まる。土間と座敷の気温差を見ると、B邸 が最も高く、A邸は相対的に涼しい傾向がみられた。A邸 は聞き取りによれば、ほぼ毎日通り土間を解放し換気する 習慣があることから、自然風によって気温差が小さくなっ ていると考えられる。B邸の台所は低く保たれているが、 これはエアコンを利用しているためとみられる。このよう に台所を改築してエアコンを利用する事例は明石市でも みられた。

宇多津町は日中12-16 時頃に北西から西寄りの海より の風が吹く傾向にあるため、この風を土間等から取り入れ ることで効果的に換気できるとみられる。通りの東側に面 する A 邸の居住者はこの自然風による通気を経験的に利 用しており、窓や扉を解放して、積極的に通気を促してい る。体感を尋ねると、通り土間付近は過ごしやすく、エア コンはほとんど利用しないとのことであった。

一方で夜間については、日没とともに屋外気温が下がる が、屋内では3℃程度高い気温が保たれていた。当該地域 における夜間の風は静穏が続く傾向にあり、湿度も相対的 に高い状態で保たれるため、屋外に比べると、暑くてジメ ジメした体感があると考えられる。これらの結果から、夜 間の除湿等の対策が睡眠環境を向上させ、日中の熱中症予 防にもつながるのではないかと考えられる。



図1 対象町屋の各部屋における室内外の気温差(上図)と湿度 差(下図)(2015年7月~8月の平均値)

### 熱中症リスク評価指標としての障害調整生存年(DALY)の検討

*橋本 侑樹 (東大院・新領域), 井原 智彦 (東大院・新領域)

### 1. 背景

近年の都市の高温化はさまざまな影響を及ぼすが、暑 熱環境の悪化によって生じる健康障害として熱中症は社 会問題となっている。熱中症は日最高気温やWBGT など の暑熱環境の指標との関連性が高く^{例はば1)}、気象データか ら熱中症患者数を予測する研究が多くある^{例はば2)}。これら は救急搬送者数もしくは死亡数を予測しているが、同時 に評価された例はほとんどない。本研究では、今後も増加 すると予想される熱中症リスクの評価指標として、疾病 率と死亡率を統合した指標である障害調整生存年

(Disability-Adjusted Life Year: DALY) を検討する。

### 2. 方法

東京都23 区における2005-2010年の6-9月の熱中症救 急搬送者数と熱中症による死亡数を基に、DALYを求め た。救急搬送者数は東京消防庁より個票を提供され、搬送 者の覚知月日・出場先(発生場所とみなした)・性別・年 齢・初診時程度(軽症・中等症・重症)を取得した。死亡 数は厚生労働省より人口動態統計死亡個票を提供され、 死亡者の死亡月日・住所地(市区町村単位)・性別・年齢・ 死亡場所・死因・外因を取得した。

DALY は損失生存年数(Years of Life Lost: YLL)と障害 生存年数(Years Lived with Disability: YLD)の和で求めら れ(式(1))YLL、YLD は次式(2)(3)により求められる。本 研究では平均余命を男性80歳、女性82.5歳とし、重篤度 ³⁾と罹患期間⁴( $DW_k$ ,  $P_k$ )は軽症(0.081, 4.97×10³)、中等症 (0.237, 1.13×10²)、重症(0.463, 1.64×10²)とした。

DALY = YLL + YLD	(1)
YLL = $\sum_{i}^{N} (L - A_i)$ ただし、 $L \ge A_i$	(2)
$YLD = \sum_{k}^{I} DW_{k} \times P_{k}$	(3)

N: 6-9 月の熱中症による死亡数[人], A_i: 死亡時の年 齢[歳], L: 平均余命[年], I: 6-9 月における熱中症によ る搬送者数[人], DW_k: 重篤度[-], P_k: 罹患期間[年]

DALY が熱中症リスク評価指標として適切か評価する ため、日最高気温と DALY について3次の平滑化スプラ イン回帰分析をおこなった。日最高気温は東京管区気象 台による観測結果⁵を用いた。

### 3. 結果 · 考察

日最高気温と熱中症救急搬送者数、熱中症による死亡 数、熱中症の DALY について平滑化スプライン回帰分析 の結果を図1に示す。救急搬送者数、死亡数、DALY す べてが日最高気温に対し指数的な増加を示し、DALY は 他の2つの指標に比べ、増加し始める日最高気温が低い ことがわかった。また救急搬送者または死亡が1人以上 発生する日最高気温はそれぞれ26.4℃、32.8℃であった。

さらに、日最高気温が25-30℃ではDALYに小さなピークが見られ、30-49歳の死亡が反映されていた。人口動態統計では死亡場所しか特定できないため、発生場所は不明であるが労作性の熱中症と想定される。よってDALY は低温域の熱中症リスク評価に有効と示唆される。



図1 東京都23 区における日最高気温と熱中症救急搬送 者数、熱中症による死亡数、熱中症のDALYの関係。

### 4. まとめ

本研究では熱中症リスクの評価指標として DALY を検 討した。DALY により、搬送・死亡数が少ない低温域にお ける労作性の熱中症リスクが評価可能となった。また DALY はさまざまな疾病についてすでに計算されている。 熱中症が他の疾病と比較が可能となり、今後の対策の重 要性が強調できると期待される。

#### 謝辞

本研究は環境省環境研究総合推進費 S-14「気候変動の 緩和策と適応策の統合的戦略研究」(代表 沖大幹・東京大 学教授)、JSPS 科研費 15H04066 の助成を受けたものです。 ここに記して謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 星ほか、日本生気象学会雑誌、44(1)、pp.3-11、2007.
- 2) 布施ほか,日本救急医学会雑誌,25(10),pp.757-765, 2014.
- 健康維持増進住宅研究 委員会・コンソーシアム 平 成23 年度・報告書, 2012.
- 日本救急医学会 熱中症に関する委員会,日本救急 医学会雑誌,25(11),pp.846-862,2014.
- 気象庁ウェブサイト「過去の気象データ・ダウンロ ー ド 」 http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/ index.php 2017/7/10 閲覧.

## 気象ストレスによる温熱生理変化と新しい指標 UTCI の適用性

### *大橋 唯太・勝田 匠・谷 美佳 (岡山理科大学)・宮下 良治・宮原 啓 (いであ株式会社)

### 1. UTCI (Universal Thermal Climate Index)

人スケールの温熱指標は、気象や気候の健康影響 を数値化する際に古くから使われてきた。温熱指標は 世界各国で独自に作られてきた経緯があり、古くは不快 指数や有効温度など有名である。

一般には、目的に応じた温熱指標が選択されるが、 それぞれの指標に利点と欠点があるため、それらを理 解したうえで用いることが望ましい。たとえば日本では近 年、熱中症予防の観点から WBGT という指標が専ら使 われており、気象学会でも WBGT に関する研究発表を よく見かけるようになった。

温熱指標の適した利用には、実際の気象環境に曝 露された人体の体温・血圧・心拍数の変動の生理学的 検証も必要である。日本では建築学分野で、SET*という 温熱指標が生理量との対応からよく議論されている。

10年ほど前に欧州で国際生気象学会を中心とした 動きがあり、人の体温調節を生理学的に検証して作成 されたUTCI(Universal Thermal Climate Index)が新しい 温熱指標として提案された。UTCI は文字どおり地球上 のさまざまな気候帯、気象条件で使える指標として作成 されたため、世界各国で応用研究が広がっている。

一方、日本では UTCI を利用した研究はまだ少なく、 その可能性と課題について本発表では述べる。

### 2. UTCIの特徴

UTCIの計算方法を手順(1)~(3)にまとめる(図1)。 (1)人体のマルチ・ノードモデル(通称、Fialaモデル) を用いて、室内に近い気象条件(気温フリー、湿度50%、 気温と等しい平均放射温度)を入力とした生理7要素 (皮膚血流量、血圧、体表面温度、体深部温度、発汗量、 内気温を探す。その気温が UTCI として定義される。

したがって UTCI は温度の次元をもち、生理学的に決まってくる体感温度と考えてよい。UTCI の実際の計算は、煩雑さを避けるために Bröde et al.(2012)が作成した近似多項式を用いる。

### 3. 生理量との対応性(寒冷ストレスを例に)

以上のように算出される UTCI が、実際の人の温熱 生理変化と対応しているか検証した。検証事例には、愛 媛県大洲市の瀬戸内海沿岸域で発生する「肱川あらし」 の気象曝露を対象とした。秋季から冬季にかけて、地域 住民が活動をはじめる朝 7~8 時に肱川あらしが最も発 達するため、通勤通学で屋外を移動する住民にとって は強い寒冷ストレスとなる。このときの風速は10m/sを超 え、内陸からは冷気が肱川に沿って流れてくる。

強い肱川あらしが発達した日の測定では、UTCI は -20℃前後を記録した。これは UTCI の計算条件から考 えて、30 分の長時間暴露を経験した場合の体感温度を 示す値と解釈できる。

今回の最大11名の20~40歳代被験者による測定結 果からは、肱川あらしの日による(強弱や有無の)違い によって以下の生理応答が確認された。

【心拍数】UTCI が−20℃に達する強冷風の肱川あらしの日には、肱川あらしが吹かないか弱い日に比べて最大 20bpm 上昇する被験者が多かった。

【血圧】測定前後の変化が強冷風の肱川あらしの日ほ ど大きく、多くの被験者で 10~25mmHg 収縮期血圧が 上昇した。

謝辞:生理量の測定では、被験者の方々ならびに鳥取環境大 学の重田祥範講師に支援いただきました。本研究はウエスコ学術

皮膚ぬれ率、ふるえ産熱量)の応 答を出力する。

(2) (1)の Fiala モデルで出力され た生理量を変数に主成分分析を おこなうことで、一次元に数値化 (PC1 の主成分スコア)する。このと きさまざまな室内気温に対する生 理量の PC1 スコアを求めておく(図 1中グラフの曲線)。

(3) 実際の屋外気象条件を入力 とした Fiala モデルの生理応答を出 カし、(2)で求めた室内環境での PC1 スコアと同じ値になるときの室



振興財団の平成28年度助成を受けました。

図1 UTCIの概念図。UTCI=Ta+Offset で定義される。

### 暑熱環境に適応する対策技術の人体生理・心理反応による評価

三坂育正、成田健一(日本工業大学) 石丸泰、堀口恭代(環境情報科学センター)

### 1. はじめに

近年、気候変動に加えてヒートアイランド現象の 影響で、都市の気温上昇が顕著となり、夏季に人々 が感じる熱ストレス増大による、熱中症患者の増加 や熱帯夜による睡眠阻害等が問題となっている。そ のため、気候変動やヒートアイランド現象の進行を 抑制する緩和策に加え、適応策の推進が必要とされ ている。平成27年11月に閣議決定された「気候変 動の影響への適応計画」の中で、健康に加えて国民 生活の視点でも暑熱による影響が取り上げられ、そ の対策は急務といえる。建築分野においても、暑熱 環境に適応したまちづくりの推進として、まちなか への暑さ対策技術・施設の導入を進めている。対策 技術の、人の熱ストレスに対する効果を評価するこ とが、対策の推進において重要と考えられる。

そこで、暑熱環境に適応するための対策技術や手 法に関して、温熱環境と人の生理・心理反応の関係 を用いた評価事例について報告する。

#### 2. 実験概要

実験は、2016年夏季に暑熱環境対策として熊谷市 役所前バス停に設置された施設を対象として行った。 評価対象とした施設は、遮熱性オーニングや蒸発冷 却ルーバー、保水性舗装と共に、ベンチ内に水を通 した水冷ベンチの技術を組み合わせた施設である。 この暑熱対策施設と日向、さらに一般的なテント下 空間を対象として、被験者実験を行った。実験では、 日向・テント・暑熱対策施設(断熱椅子着座)・暑 熱対策施設(水冷ベンチ着座)の4条件を設定し、 それぞれ15分の着座を行う形で実施した。

実験において、温熱環境と人体生理・心理反応に 関する測定を行った。温熱環境は日向、日陰、暑熱 対策施設で高さ1.2mの温熱環境4要素を測定した。 人体生理反応については、心拍数、臀部温度、耳内 温度、体表面温度7点、発汗量を測定し、心理反応 はアンケートによる調査を行った。実験は2016年 8月3日~5日の3日間で行った。





#### 3. 実験結果

#### 1) 温熱環境の測定結果

屋外空間における温熱環境の評価では、様々な温 熱快適性指標(体感指標)が提案されているが、ここ では建築環境工学分野で用いられる標準新有効温度 SET*を使用した。暑熱対策空間と日向空間では、気 温は0.5℃程度しか差は見られないが、SET*では最 大で8℃の差が見られ、暑熱環境の評価には体感指 標を用いた評価が必要であることが分かる。

#### 2) 人体生理・心理反応の結果

心理反応の結果として、温冷感や快適感と SET* の関係を見ると、暑熱対策により SET*が低下する につれて、温冷感では「涼しい」申告が増え、同時 に「快適」側の申告が増える傾向が確認でき、暑熱 環境対策施設が、心理的にも効果をもたらしている ことが確認できた。

水冷ベンチによる暑熱対策は、環境変化とは異な るため、人への熱負荷(図1)から評価を行った。被 験者別の各項の算出結果を図2に示す。個人差がみ られるが、日向に比べ、テントや対策施設で放射放 熱が小さく、さらに暑熱対策施設(水冷ベンチ)での 放熱量が他の条件に比べて多く、特に水冷ベンチに よる伝導放熱が大きいことがわかり、対策による効 果を人の熱負荷低減として評価できた。

以上から、人体の生理・心理反応による評価を行 うことで、暑熱環境対策が人の熱ストレス低減の効 果を有することの確認が可能と言える。

### 4. おわりに

暑熱環境への適応においては、人の熱ストレス軽 減を目的として、まちなかで暑さ対策を推進してい く必要がある。今後は、温熱環境と人体の生理・心 理反応、さらには人の利用状況等に関する評価を行 い、人が生活する空間としての温熱環境を提示する ことが重要になるものと考えられる。

本研究は、日本工業大学「人を対象とする研究倫理委員 会」の審査を経て実施したものである。また、環境省「平 成28年度余剰地下水等を利用した低炭素型都市創出のた めの調査・検証事業委託業務」の一部を用いた。



図2 者
熟対
束施設に
あける
人体
熟収
支の
被験者・
項日 別
内訳の
算出
結果

### 屋内外の温熱環境の違いが知的生産性に与える影響

相場 祥平(筑波大・院),*鈴木パーカー 明日香(立正大),日下 博幸(筑波大)

### 1. <u>はじめに</u>

近年の情報技術の発展に伴い,ヒトの知的生産 性の向上が重要視されるようになってきている. 知的生産性の向上には適切な労働環境の提供が欠 かせない.労働環境の重要な要素として,空調や 室温等の温熱環境が挙げられる.先行研究では, 屋内の温熱環境は知的生産性に影響を与えること が示されている.一方,ヒトは空間移動に伴い常 に温熱環境の変化にさらされている.よって,空 間移動に伴う温熱環境変化がどのように知的生産 性に影響を与えるのか調査することも重要である. 本研究では屋内外の移動に伴う温熱環境の変化が, 知的生産性にどのような影響を与えるのかを調査 することを目的とし,被験者実験ならびに暑熱環 境観測を行う.

### 2. <u>手法</u>

本研究では2桁+2桁の加算テストの正答率を もって知的生産性を評価することとした.表1に 被験者実験プロトコルを示す.まず,全被験者を 15分間空調の効いた屋内で座位保持させ、その後 1回目のテストを行った.続いて被験者を3つのグ ループに分け, A グループは引き続き屋内座位保 持, B グループは屋外に移動して座位保持, C グル ープは屋外で歩行を課した. それぞれの環境暴露/ 身体負荷時間は15分間である。グループごとの環 境暴露/身体負荷の後2回目のテストを行い、以後 15分間の屋内座位保持とテストを2回繰り返し、 環境暴露からの回復の傾向を調べた.加えて、血 圧・脈拍・皮膚温・深部体温の生理測定、ならび に屋内外の温熱環境観測を行った.実験は2016年 8月中,7回に分けて行われ,総被験者数は96名 (男性 65 名,女性 31 名,年齢 21.8±2.0歳)であ った. なお,本実験は筑波大学生命環境系研究倫

得て行ったものである. 表1:被験者実験プロトコル.環境暴露時間は全

理委員会ならびに立正大学研究倫理員会の承認を

#### て15分間である.

Α	В	С		
	屋内座位保持			
	テスト1			
屋内座位保持	屋外座位保持	屋外歩行		
	テスト2			
	屋内座位保持			
	テスト3			
	屋内座位保持			
テスト4				

### 3. <u>結果</u>

実験実施日の天気概況は、7回中5回は晴で、残 り2回は曇または雨であった。天候の良かった5 回では、B/Cグループの屋外環境暴露中に直達日射 が得られ、屋内外気温差は5.8-9.9℃であった。そ の他2回は直達日射が得られず、屋内外気温差は 約3℃以下であった。

図1に、テスト1からの正答率変化を示す.2回 目のテストでは、屋外環境暴露を経験した B/C グ ループの正答率が低下しており、特に C グループ の正答率は1回目に比べて2%の低下が見られた (95%水準で有意). B/C グループの正答率は3回 目以降回復の傾向が見られ, A グループでは逆に 低下の傾向が見られたが、いずれも有意ではなか った. Cグループの2回目のテスト正答率変化は, 直達日射が得られた実験日の方が日射なしの実験 日より有意に大きかった.そこで、屋内外気温差 が 5℃以上であった実験日について, C グループで 2回目のテスト正答率が低下した群とキープした群 を比較した結果,低下群では実験前日の睡眠時間, ならびに日常の身体活動が低い傾向が見られた. 特に、実験前日の睡眠時間が 450 分以上と 270 分 以下の被験者ではテスト正答率に有意な差が見ら れた.

以上の結果から、日常の身体活動が低く睡眠時間を充分に確保していない労働者は、屋内外気温 差が大きいとき屋外で身体負荷を経験すると知的 生産性が低下することが示唆された.



図1:1回目のテストからの正答率変化. 棒グラフ は平均, エラーバーは標準偏差を示す.

### 謝辞

本研究の一部は、文科省SI-CAT気候変動適応技術 社会実装プログラムの支援により実施された.

## ピッツバーグ睡眠質問票を用いた気温上昇による睡眠悪化の評価

*井原智彦(東大院・新領域創成科学、産総研),近藤裕昭(産総研、日本気象協会)

### 1. はじめに

地球温暖化やヒートアイランド現象に伴う気温の上昇 は、人間健康にさまざまな影響をもたらす¹⁾。直接的な健 康被害としては、熱中症や熱疲労に伴う死亡(熱ストレス) が着目されがちであり多くの研究がなされている。しか し、件数では死亡に至らない疾病が圧倒的に多く、その中 でも特に不眠は多くの人々が経験している。

発生件数が多くとも気温上昇と被害量の関係が明らか でないと、公の場では影響は認知されず、また対策も導入 されにくい。しかし、死亡数や救急搬送数の統計が存在す る熱ストレスに対して、睡眠困難に関する統計は存在し ない。独自に疫学調査を実施することは可能であるが、そ の前に睡眠困難を定義する必要がある。そこで、本稿では、 被害量の定量化に利用可能な睡眠困難の定義、および気 温上昇による睡眠悪化の被害量の定量化をおこなう。

### 2. 既往研究の整理

岡野ほか³は、過去1か月の睡眠の質を問うピッツバー グ睡眠質問票(PSQI)の総合得点が5.5点以上だと睡眠障害 とみなせる³ことに着目、PSQIを参考に過去1日の睡眠 の質を問う質問票(SQIDS)を開発した(ともに自記式)。そ して、2006-2007年夏季に東京都区部でのべ1,000人を対 象に初日にPSQI、10日連続でSQIDSを計測した。SQIDS の総合得点の平均値・標準偏差を被説明変数、AMeDAS の0時気温を説明変数として折れ線線形回帰をおこなっ た。さらにSQIDSの得点分布が正規分布であることを仮 定して、PSQIのカットオフポイントと一致するように SQIDSのカットオフポイントを設定することにより(4.92 点)、気温と睡眠困難罹患率の関係を求めた。ただし、折 れ線線形回帰の採用、気温データが少ない(AMeDAS は 4地点のみ)ことから、睡眠悪化を過度に評価している可 能性があった。

そこで、井原ほか⁴は、岡野ほかの2007年夏季のSQIDS データに対して PSQI と同じカットオフポイントを設定 して睡眠困難罹患率を求め、東京都環境科学研究所によ る METROS の 0 時気温を説明変数として平滑化スプラ イン回帰をおこなった(図 1 参照、同じデータを用いて 岡野ほかの手法を適用した場合の回帰式も併記)。その結 果、特定日の影響を強く受けることのない安定した回帰 式を得た。ただし、岡野ほかからも示唆されるように SQIDS の得点と PSQI の得点は必ずしも一致しないため、 PSQI のカットオフポイントをそのまま用いてよいか、と いう疑問が残った。PSQI の結果と整合し、かつ安定的な 回帰式を求める必要がある。



#### 3. 疫学調査

2011-2012 年夏季に名古屋市でのベ 1,000 人を対象に、 同様の調査を実施した(2011 年は連続 10 日間、2012 年 は連続 3 週間のうち火・水・木曜日の9 日間) ⁵。岡野ほ かの SQIDS では質問数を減らすため、PSQI と一致しな い質問項目が存在したが、ここでは、PSQI の質問項目を ほぼ踏襲するように SQIDS を改訂し、改訂した SQIDS を 用いた。合わせて、不眠に関する自覚症状も質問した。

#### 4. 解析手法

井原ほかと同様に、平滑化スプライン回帰を用いる。 AMeDAS に加えて、大気汚染常時監視測定局の測定気温 も利用し、気温データ数を増やす。SQIDS だけではなく、 PSQI に対しても、過去の気温との関係を解析する。

#### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の気候変動適応研究推進 プログラム(代表 飯塚悟・名古屋大学准教授)、および環 境省の環境研究総合推進費 S-14(代表 沖大幹・東京大学 教授)により実施した.

#### 参考文献

- 1) 井原智彦(2015): 日本ヒートアイランド学会誌, 10, pp.36-37.
- 2) 岡野泰久ほか(2008): 日本ヒートアイランド学会論 文集, 3, pp.22–33.
- 3) Doi Y et al (2000): Psychiatry Research, 97, pp.165–172.
- 4) 井原智彦ほか(2014): 第9回日本 LCA 学会研究発表 会講演要旨集, pp.252–253.
- 5) 井原智彦ほか(2012):日本ヒートアイランド学会第7 回全国大会予稿集,pp.112–113.

# 県別の熱中症救急搬送者数の予測式の開発

## *日下 博幸(筑波大・計算科学)、清水 麻未(筑波大・院)、 鈴木パーカー 明日香(立正大)

### 1. はじめに

現在、日本では暑熱環境の悪化が大きな社会問 題となっている。例えば、熱中症死亡者数は平 均すると年間200名前後という統計もある。将 来、地球温暖化の進行により、さらに深刻な 事態になると予想される。文科省のSI-CAT プ ロジェクトでは、暑熱環境の将来予測とその 影響評価・適応策の策定を行っている。本研 究では、現在気候下における熱中症救急搬送 者数の予測式の開発を試みる。

### 2. <u>手法</u>

予測モデル第0版では、日平均気温から65歳 以上の日々の熱中症急搬送者数を予測する関 数(熱中症搬送者数予測モデル)を開発し た。予測モデルは、一般化線形モデルとし た。具体的には、日平均気温を説明変数に、 熱中症搬送者数を予測変数とした単項ポアソ ン回帰モデルとした。熱中症を評価する場 合、一般的には温熱四要素を含む日最高WBGT などを説明変数に取ることが多いが、第0版で は将来の気候予測データとして得られやすい 日平均気温とした。ポアソン回帰モデルを選 んだ理由は、ポアソン分布が単位時間間隔で おこる離散的な事象に適した分布であり、事 故や病気の発症数はこの分布に従うと考えた ためである。熱中症救急搬送者数は、熱環境 が悪化するほど指数関数的に増加するため、 リンク関数には指数関数を採用した。

### 3. 結果

はじめに、SI-CAT のモデル自治体であり、暑 熱環境が厳しい埼玉県の結果を紹介する。過 去5年間の暖候期(6月~9月)のデータを用 いてポアソン回帰を行った結果と実測値を比 較した結果、6~7月は過小評価しており、8~ 9月は過大評価していることがわかった(図省 略)。予測結果と実測結果を時系列にしてさ らに詳細に調べた結果、梅雨明け直後の予測 は過小評価し、お盆明けの予測は過大評価し ていたことが分かった。この誤差は、住民の 暑さへの慣れの問題だという考えに基づき、 暖候期を3期間(年によって日は異なるが、お およそ梅雨明けとお盆に相当)に分けて、そ れぞれの期間に対して予測式を作成し直した。 その結果、表1のような予測式となった。

次に、この手法を全国に展開した。ただし、 パラメータは県毎に同定した。三期間に分け て予測式をたてることによって、一期間の場 合よりも、全国平均で誤差は 30%程度向上し た。紙面の都合上、詳細は講演時に紹介する。

### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省「気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT: Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology)」の支援により実施された。

### 表1 本研究で開発した埼玉県における 65 歳以上の熱中症救急搬送者数の予測式

	期間1		期間2		期間3	
	а	b	а	b	а	b
埼玉県	-10.36011	0.47374	-5.02807	0.28501	-9.18124	0.41062

y= exp(a+b*x) x: 日平均気温

### 日本の低温死亡率の地域的・季節的特性

*藤部文昭・松本 淳 (首都大・都市環境), 鈴木秀人 (東京都監察医務院)

【はじめに】 低温による国内の死者数は年間 1000 人前 後に上り,特に高齢者の低温死亡率は上昇傾向にある (藤部,2016,天気)。本研究ではより詳しい評価のため, 人口動態統計の個票データを使って低温死亡率の地域 的・季節的特性,および気温との関係を統計的に調べた。

【資料と解析方法】 1999~2014 年について,人口動態 統計の「自然の過度の低温への曝露」(X31) による死者 数を年月別かつ県別に集計した。対象人数は15143 人で ある。また,アメダス資料を使って各県・地域ごとの平 野部の気温を求めた。死亡率の計算に当たっては,2010 年の全国の年齢構成に基づく規準化を行った。

【結果】(1)空間分布 低温死亡率は北日本で高い傾向 があり,秋田県で最も高い(図1)。また,都道府県ごと の死亡率(の対数;以下同様)と冬季平均気温(12~3月 の平均気温)との間には,強い負の空間相関がある(図 2;北海道と沖縄を除く45都府県について-0.74)。年齢層 別に見ると,中部地方以西では北日本に比べて80歳以 上の死亡率の比率がやや高い。

(2) 年々変動 1年を前年7月~当年6月と定義すると, 年ごとの低温死亡率は、冬季平均気温と-0.87の負相関 がある(図3)。しかし、低温死亡率の年々変動幅は熱中 症死亡率に比べて小さく、冬季平均気温の変動1℃当た りの変化率は約15%である

(熱中症は40~60%)。

(3) 季節変化 月間の低温死 亡率は沖縄を除いて1月に最 高となり,季節変化のピーク は熱中症の場合に比べて広い (図4)。熱中症と同様,月平均 気温が同じなら,冬の前半の ほうが後半よりも死亡率が高 く,12月と3月とで20%程度 の差がある。



年間死亡率 1.2×10⁻⁵ 0.6 0.3
○.6
○.6
○.7
○.8
○.8
○.8
○.8
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9
○.9</p



 図2 各都道府県の低温死亡率と
 冬季平均気温との関係(全年齢 および60歳未満,80歳以上). 灰
 色の直線は、北海道(左端)と沖
 縄(右端)を除く1次回帰.



謝辞:本研究は東京都監察医務院 と首都大学東京の共同研究「気候

モデルによる熱中症発現リスクの将来予測」,および科研費「熱中症による死亡をもたらす気象条件とその発現要因の解明」(課題番号 17K00523)の成果の一部である。人口動態統計の個票データは厚生労働省から提供を受けた。

## 三重県津市におけるインフルエンザ流行期の年々変動と気象

田家卓¹,西井和晃²

1 三重大学生物資源学部, 2 三重大学大学院生物資源学研究科

1. はじめに

気象のインフルエンザへの影響については長 年研究が行われてきた.例えば島田(1985)は 1983年度の東京での異常乾燥が,インフルエ ンザ流行期を他の都市よりも早めたと指摘し た.しかしこの研究は1冬のみに基づいてお り,流行期の年々変動と気象との関係は明ら かでない.これらの関係を三重県津市におい て明らかにすることが本研究の目的である.

2. データ

三重県感染症情報センターが公開している津 市での週毎(月曜から日曜)のインフルエンザ の保健所管内別患者届出数を用いた.期間は 1999 年度から 2015 年度までである.月曜が 同じ月に属する週毎届出者数の合計を,その 月の届出者数とした.さらに月患者数の極大 が1月の年度(99,02,05,07,08,11, 14; 流行の早い年)と2月の年度(01,03, 04,06,10,12,13,15;遅い年)とに分け た.2000 年度と2009 年度はそれぞれ極大が 3月と10月であったため解析対象から外し た.また気象変数は津地方気象台での観測値 を用いた.有意水準10%でt検定を行った.

### 3. 結果

図上段はそれぞれの年の患者数の平均の季節 推移を示す.流行の早い年は12月から患者 数が増加しているが,患者数の極大値の差は ほとんどない.月平均気温の差は各月で有意 ではないが,日最低気温の月平均(図中段)は 早い年の方が12月に有意に低い.この傾向 は11月と12月の平均値で比較しても同様で ある.降水量(図下段)を比較すると,11月と 12月の平均値は流行の早い年の方が有意に少 ない一方で,1月の降水量は有意に多い.特 に1月は日射率も有意に小さい(図略).以 上の結果は,11月から12月にかけて日最低 気温が低く降水量が少ないと流行期が早まる 傾向を示唆している.一方,1月の降水量及 び日射量の差の解釈については今後の課題で ある.


## 東アフリカの高地マラリアとインド洋ダイポールモード現象

橋爪真弘・皆川昇(長崎大 熱帯医学研究所)・寺尾 徹(香川大教育)

#### 1. はじめに

マラリアは、熱帯および亜熱帯地域を中心に年 間約2億1千万人が罹患し、60万人余りが死亡 する最も重要な感染症の一つである。人類はこれ までマラリアの脅威に対抗するため、多くの努力 を重ねてきた。しかしながら、その長い歴史にもか かわらず、マラリアは未だ脅威の存在であり続け ている。

1920年代~1950年代にかけて東アフリカ高地で は散発的にマラリアが発生していたが、様々な公 衆衛生対策によりそれ以後発生は稀になっていた。 しかし、1990年代に入ると、マラリアは再びその 猛威を奮い始め、高地全域で多くの患者が発生し た(図1)。原因として、薬剤耐性の増加、土地利 用の変化、流行地域との間の人口移動増加、温暖化 による媒介蚊の増加などが議論されてきたが明ら かとなっていない。本研究は、エルニーニョ南方振 動(ENSO)やインド洋ダイポールモード現象(IOD) などの気候変動現象との関連を明らかにすること を目的とした。



図1ケニア西部高地・ケリチョー地域の病院に おける月別マラリア患者数

#### 2. データと解析方法

ケニア西部高地の複数地点の病院から過去の月 別マラリア患者数データを収集し、同様に月別の 気象・海洋データを収集、統合して時系列データベ ースを作成し、時系列回帰分析を行った。

#### 3. 解析結果

図2は、ENS0の影響を調整したうえで、ケニア 西部高地の一地点における月別マラリア患者数 (1982-2000年)とIODの指標であるダイポールモ ード指数(DMI)との関連を示す。高地の複数地点 において DMI とマラリア患者数の関連を定量した ところ、3-4か月前のDMIが0.1増加するとマラリ ア患者数が3.4-17.9%増加した。また、2-3か月前 の平均降雨量が10mm増加すると患者数が1.4-10.7%増加すると推定された。DMIと降雨量は正の 関連を認めた。調査した7地域のうち6地域では ENS0指標と患者数の関連は認めなかった。同地域 では、正のIODにより降雨量が増え、その結果マ ラリア患者数が増加することが示唆された。



図2(左図)3-4か月前の平均DMIと高地病院 におけるマラリア患者数との関連。DMIが約1以上 になるとマラリア発生のリスクが上昇する。(右図) 2-3か月前の平均降雨量(mm)と高地病院における マラリア患者数との関連。正の直線的関連を認め る。縦軸(RR)は平均月別マラリア患者数に対する 相対危険度。

これらの知見は、因果関係を直接示すものでは ないが、正の IOD の影響が東アフリカで小雨期の 降雨量を増やすという先行研究のエビデンスと照 らし合わせると、少なくとも 1 つの仮説となりう る。高地での主要なマラリア媒介蚊は、主として日 の当たる水溜りで繁殖し、幼虫から成虫に成長す るのにわずか 1~2 週間しか要しない。従って、DMI による降雨量の増加は、繁殖地となる多数の水溜 りを形成し、短期間で媒介蚊の急激な増加につな がり、マラリア感染リスクの増大をもたらし得る。

## バングラデシュにおける下痢症に対する ENSO の影響とそのメカニズム

寺尾 徹(香川大教育)・橋爪真弘(長崎大医)・A. S. G. Faruque (ICDDR,B)

#### 1. はじめに

冬季 El Nino は、翌年の雨季以降におけるバン グラデシュの下痢症やコレラ流行との間に、有意 な相関を持つ (Rodo et al. 2000)。

この相関はこれまで、El Nino 後のベンガル湾海 面水温上昇 (Pascual et al. 2000; Klein et al. 1999, Kubota and Terao 2013)と、インド北東部モ ンスーン降水量増加(Cash et al. 2008; Terao and Kubota 2005; Xie et al. 2009; Terao et al. 2013) の 2 つの要因によって説明されてきた。しかし、2 つの要因の相対的重要性は不明である。

本研究は、この2 要因を区別するため、Vibrio Cholera (VC)によるものと、それ以外(non-VC)に よるものによるものとの間での流行プロセスの違 いに着目して解析した。ベンガル湾の海面水温は コレラ菌の増殖を通じて流行に寄与するため、VC との関係がより強いと期待される。一方、インド 北東部モンスーンは、洪水による公衆衛生状態の 悪化を通じて流行に寄与するため、関係は病原体 にあまりよらないことが期待される。

#### 2. データと解析方法

VCと、それ以外による下痢症を区別してカウントしている ICDDR,B Dhaka の患者数データ (1982-2008, 月積算)を用いた。

海面水温データは NOAA OI SST を用い、NINO 3.4, BoBSST をそれぞれ、その 5S-5N, 170-120W の領域とベンガル湾北部の平均として定義し、El Nino, ベンガル湾北部の海面水温の値を代表する インデックスとした。インド北東部モンスーンの 降水の代表値として、BWDB による毎年のバング ラデシュの洪水面積(FAA)を用いた。

データは月平均のものを用い、雨期以降(8-10月) 積算した VC と non-VC 患者数を基準に、全球お よび領域の気候水文状況を表すインデックスとの 相関係数を計算した。

#### 3. 解析結果

図1より、VCとnon-VCの季節変化パターンは 類似していることが分かる。特に、雨季以降の両 者の流行には高い相関がみられる。このことは、



図 1 ICDDR,B Dhaka 病院における各月の平均 患者数(VC, non-VC, 合計)と標準偏差を折れ線グ ラフで示した。単位は人、左縦軸。VC と non-VC の年々変動の間の相関係数を□で示した。右縦軸。



図2 バングラデシュの洪水面積(FAA)の影響を除 いた、8-10月のVC患者数に対する、諸インデッ クス(NINO3.4(×), BoBSST(〇))の偏相関係数。横 軸は月を示し、[-1]は前年の、[0]は当年の諸インデ ックスに対する偏相関係数を示す。95%以上有意 の月を太線で、99%有意の月を大きい記号でプロ ットした。

インド北東部モンスーン降水量増加による流行が 重要な役割を果たしていることを示している。

図2は、FAAによって代表されるインド北東部 モンスーン降水量の影響を取り除いたときの、VC に対するNINO 3.4 とベンガル湾海面水温の影響 を示す。VCに対してはベンガル湾海面水温の8月 の上昇が寄与していることがわかる。一方、 non-VCには、偏相関は見られない(図は省略)。ベ ンガル湾海面水温上昇によるコレラ菌の増殖も、 流行の要因となっていることを示唆する。

#### 温度・鉛直シア・惑星渦度のパラメータ空間における低気圧の理想化実験 ~その2

* 柳瀬 亘 (気象研)・新野 宏 (大気海洋研)

#### 1. はじめに

現実大気における多様な低気圧を理解するには、代 表的な熱帯低気圧(熱低)と温帯低気圧(温低)に加え、 両者の性質を併せ持つ低気圧(ハイブリッド低気圧)の 理解も重要である。これらの低気圧を体系的に理解する ため、柳瀬・新野(2017年春季大会)では環境場の温度 (T)・鉛直シア(U)・惑星渦度(F)をパラメータとした 理想化実験を行った。熱低に重要な凝結熱はTを変え ることで、温低に重要な傾圧不安定はUとFを変える ことで寄与を調節できる。凝結熱と傾圧不安定の寄与が ともに大きくなるT大・U大・F大の環境場では、期 待通りハイブリッド低気圧が発達した。一方で、この結 果は、先行研究の「鉛直シアは熱低の発達を抑制する」 という知見と矛盾しているようにも見える。そこで、本 研究では鉛直シアの役割に焦点を当てて解析を行った。

#### 2. 方法

本研究では理想化実験用に改良した気象庁非静力学モ デル (JMANHM)を用いる。計算領域を東西 8000km、 南北 3000km、鉛直約 25km にとり、東西境界は周期的、 南北境界は断熱壁とする。水平格子間隔は 10km とし、 雲水・雲氷・雨・雪・あられの混合比を予報する雲微物 理スキームと Kain-Fritsch の積雲スキームを使用する。

環境場を作るための参照値(大気場の鉛直分布と海面 水温)として、まず北大西洋の40°-60°W,10°-50°Nの 領域で平均した秋季(9-11月)の気候値を求める。パラ メータUは850-200hPa間の東西風の差(単位はms⁻¹) で定義し、参照値の東西風全層に定数を掛けることで調 節する。Fは北極点での値が100(単位は%)となるよう に定義する(例えば30°NではF=50)。Tは参照値の海 面水温と気温全層に定数を加えて調節できるが、今回 は熱低とハイブリッド低気圧が発達する海面水温26°C の実験のみを解析する。

初期場には半径250kmで10m/sの最大風速を持つ軸 対称渦を下層に与え、その後の時間発達を調べる。

#### 3. 結果

UとFのパラメータ空間における各実験の低気圧の 発達とエネルギー源を図1にまとめる。結果のばらつき もあるが、概して以下のような特徴が見られる。Uの小 さな領域では凝結熱が主なエネルギー源であり(白丸)、 比較的に小さなスケールで熱低に似た構造を持つ低気 圧が発達する (図略)。Uを増やした時の低気圧の応答 はFによって異なる。Fが大きい場合 (~60%以上)、U が大きいほど低気圧は強く発達し、凝結熱と傾圧プロセ スの両方をエネルギー源とするハイブリッド低気圧と なる (灰色の丸)。F が小さい場合 (~50%以下)、U をあ る程度強くすると (~15ms⁻¹) 低気圧は発達しにくくな り、先行研究とも整合的な結果が得られる。しかし、U がさらに強い環境場では (例えば F=25 では 25ms⁻¹ 以 上)、低気圧が発達する傾向が見られる。これらの低気 圧は、パラメータ空間での分布を見ると、U 大 F 大で 発達するハイブリッド低気圧のグループとつながってい

る。これは F が小さくても U が大きいことで環境場の 傾圧性が強くなり、傾圧プロセスが影響するハイブリッ ド型の低気圧が発達できると考えられる。

Fが小さい場合 (F=25) に、U=10 と U=25 で発達す る低気圧の構造の違いを図 2 に示す。いずれの実験も雲 域は鉛直シアベクトル (図の右向き)の下流左手側 (低気 圧の北東側) に偏在している点では共通しており、先行 研究の知見とも整合的である。しかしながら、低気圧の スケールは U=10 では比較的小さく熱低の特徴を残し ているのに対し、傾圧プロセスが働く U=25 では大き なスケールで低気圧が発達し、低気圧の東側では暖湿気 塊の大きな移流がある。この他にも U=10 と U=25 で はプロセスに幾つかの違いが見られた。



図 1: U(m/s) と F(%) のパラメータ空間での低気圧の発達と エネルギー源。5 段階の丸の大きさは 1200h の積分時間での 最低の中心気圧 (東西平均からの偏差)を表し、大きなものか ら-40hPa 以下、-30hPa 以下、-20hPa 以下、-10hPa、-10hPa 以上 (発達せず)。低気圧が発達した実験に関しては、有効位 置エネルギー生成における傾圧過程/凝結過程の比を色で示 し、0.5 以上、0.2 以上、0.1 以上、0.1 未満を、それぞれ濃灰 色、灰色、薄灰色、白で表す。U=25 の F=55~70 では傾圧 場が強過ぎるため実験を行っていない。



図 2: 低気圧が発達した時間における海面付近の相当温位(コ ンター間隔 3K ごと)、水平風ベクトル、および鉛直積算した 凝結水が 0.1kg/m² 以上の領域(シェード)。(a)U=10, F=25 の実験(600h)。(b)U=25, F=25 の実験(900h)。

台風の最大強度に及ぼす環境条件の影響 *山崎聖太(京大院理)・竹見哲也(京大学防災研)

#### <u>1. 研究目的</u>

擬似温暖化条件下で再現した伊勢湾台風は,海面 水温[T]の上昇と大気中の水蒸気量の増加,対流圏 界面高度[H]の上昇に伴い,現在気候条件下に比べ て背の高い壁雲を形成した。その結果,台風の強度 も大幅に増加した (Kanada et al. 2017)。

Bister ら(2002)により定義された台風の到達可能 最大強度(MPI)は、T_sが高いほど、台風のアウトフ ロー温度[T_o]が低いほど、海上の空気塊を持ち上げ た時の対流有効位置エネルギー[CAPE*]が大きい ほど増加する。擬似温暖化気候では、熱帯域のT_s や CAPE*が増加しており、先に述べた伊勢湾台風 の強化もその応答と解釈できる。

一方で、温暖化時は、大気下層と比べて上層で温 度上昇が大きく Toと Tsの差が減少し、大気が安定 化 (気温減率[Г]が減少)する傾向にある。これらは、 台風の強化を抑える方向に働く。Toの時間変動のス ケールは Tsに比べて大きく、台風強度の経年変動 に大きな影響を与えていることが近年明らかとな ってきた。しかし、Tsの影響を調べた研究は数多く 存在するものの、Toに注目した研究例は少ない。

そこで、伊勢湾台風の環境場をベースに、*T*。や*Γ*を変えた数値実験を行い、各環境条件が台風の強化 に及ぼす影響を調べることを本研究の目的とする。

#### 2. 実験設定

本研究では, Bryan ら(2002)により開発された Cloud Model 1, release15 (CM1)を用いる。CM1 は理想実験に適した非静力学モデルであり、2次元 や3次元計算の他,軸対称台風モデルとして利用で きる。本実験では,軸対称モデルとして利用した。

モデル解像度は水平方向を1km,鉛直方向を250 mとし、モデル外端を1500km,上端を25kmに 設定した。初期渦にはRotunnoら(1987)で用いられ た台風を模した渦を用い、計算初期時刻の最大風速 半径は100km,最大風速は12m/sとした。

初期・境界条件には JRA55 を利用し,伊勢湾台 風の急発達開始時 (1959/09/22 [UTC])の環境場を, 台風を取り囲む矩形領域(10°×10°)で平均して 水平一様に与えた。この環境を入力とする実験を標 準実験(CTL)とし,3種の感度実験を実施した(図1)。 それぞれ,exp1: $\Gamma$ を一定とし $T_b$ と $H_t$ を操作する実 験,exp2: $H_t$ を一定とし $\Gamma$ と $T_o$ を操作する実験, exp3: $T_o$ を一定とし $H_t$ と $\Gamma$ を操作する実験である。 全実験の相対湿度[*RH*]は CTL と同様にした。 $T_s$ に ついても矩形領域における平均値(303 K)に統一し た。以上の条件をもとに 200 時間の積分をした。

#### <u>3. 結果</u>

それぞれの感度実験より得られた台風の期間内 最大強度[Vm]を環境パラメータ毎に示した(図 2)。 なお、 $V_m$ は6時間平均した接線風速の最大値とし て定義した。図2における各プロットの陰影ならび に *CAPE*- $V_m$  図から、環境の *CAPE* が増加するほ ど最大強度も増加する傾向を見て取れる。また、 $\Gamma$ が大きくなるほど、最大強度も線形に増加している。

 $H_t V_m$ 図より,  $H_t$ の上昇と共に最大強度が小さく なる傾向が見られる。これは、exp3 では  $H_t$ が増加 するにつれ、安定度が増加するためである。exp1 のように $\Gamma$ が一定の場合、 $H_t$ が増加するにつれて  $T_o$ が下がり、台風強度もわずかに増加した。 $T_o V_m$ 図より、 $T_o$ の低下に伴い最大強度が増加する関係が 見られるが、 $\Gamma$ の違いによって傾向が異なる。

#### <u>4. まとめ</u>

 $\Gamma$ が台風の最大強度に対し最も支配的であった が、 $T_o$ や CAPE も相関を示した。今後は、環境の RHを操作し CAPEを一定とした条件の実験を追加 することで、より定量的に環境条件と最大強度の関 係を調べ、強度変化の時間発展についても調べる。







図 2:最大強度 $[V_m]$ と環境パラメータの散布図。左上:  $T_o \cdot V_m$ プロット,右上: $H_t \cdot V_m$ プロット,左下: $\Gamma \cdot V_m$ プロット,右下: $CAPE \cdot V_m$  プロット。 $\Gamma$ を除き横軸は CTL との差分を意味する。丸は CTL,菱形は exp1,三 角は exp2,四角は exp3 を示し、陰影は CAPE を表す。

#### 台風の衰弱過程

~圏界面変動の影響~

○金井惇平¹, 立花義裕¹, 万田敦昌¹, 小寺邦彦^{1,2}, 山崎孝治^{1,3,4}
 ¹三重大学,²名古屋大学,³国立極地研究所,⁴北海道大学

#### 1. はじめに

日本に接近する台風は最盛期と衰弱期であるこ とが大半である(気象庁).現状,最盛期については 多くの研究がなされているのに対し,衰弱期は相 対的に研究事例が数少ない.日本に到達する台風 の強度を予測し,適切な防災面の対応をとるため にも,衰弱期の研究は非常に意義がある.

台風が発達するうえで好ましい環境である亜熱 帯でも台風が衰弱する事例は存在する.本研究で は、その1事例である1997年台風13号について 解析し、亜熱帯における衰弱の原因の提唱を目的 とする.

#### 2. 解析手法

台風の構造を解析するため,数値予報モデル WRFv3.4.1 を使用した.初期値・境界値は ERA-interim を使用し,計算開始時刻8月10日から10日間積分を行った.

また、台風 13 号は対流圏上空に暖気をもつ特徴 的な構造をしていた.上空の暖気と台風の衰弱の 関係性を調べるため、感度実験を行った.再現実 験(ctl_run)と上空約 12.5km から 18km のみの温 度変化率のみを 70%カットした実験(cut_run)を 行った.これら 2 つの実験結果を用いて上空の温 度変化と台風強度の関係を考察する.

3. 結果·考察

2 つの実験結果を比較する.上空の温度変化率 を抑えた cold_run は最盛期において約 919hPa まで 気圧降下した.それに対し,上空に暖気が存在す る ctl_run は 924hPa までにとどまった.(図 1)地 表面気圧の分布は ctl_run と cold_run はほぼ同じよ うな分布であった.2 つの実験での鉛直シアの大き さを比較したところ,2 つの実験において鉛直シア の大きさはほぼ同程度であった.絶対渦度の分布 をみると(図 2), ctl_run は相対的に台風の中心付 近で絶対渦度が小さくなっているが,半径約 60km 付近では大きくなっている.暖気が存在する ctl_run では,絶対渦度の大きい空気塊がより外側 に位置していることがわかる.上空 1km,5km, 10km での RMW(図 11)を比較すると,それぞれ の高度において ctl_run では cold_run に比べて相対 的に大きい値を示した.これは、台風の気柱が ctl_run において広がっていることを示している. 上空の暖気によって台風の気柱が縮められ、台風 の強度に影響を与えていることが示唆される.



図 3. 上空(a)1km (b)5km (c)10km での RMW(km) 実線 : ctl_run 破線 : cold_run

*山田 洋平¹・佐藤 正樹^{2,1}・杉 正人³・小玉 知央¹・野田 暁¹・中野 満寿男¹・那須野 智江¹ 1:海洋研究開発機構、2:東京大学大気海洋研究所、3:気象研究所

概要:台風の地球温暖化に対する応答は多くの先行研究が存在する。その多くは発生数や強度(最大風速や降水量)の変化に注目したものであった。 最新の研究では台風の大きさの変化に注目した 研究もおこなわれるようになってきている

(Kanada et al. 2013; Kim et al. 2014;
Manganello et al. 2014; Knutson et al. 2015)。
Kanada et al. (2013) は現在気候と将来気候の非常に強い台風の構造を比較し、将来気候では台風の最大風速半径が小さくなることを示した。温暖化時の台風が強化されたことによる境界層内の

インフローの強化と関連付け、メカニズムに関し ても議論している。現在気候と将来気候で同程度 の強度の台風の構造の変化に関してはまだ詳細 な議論は行われていない。そこで本研究では現在 気候と将来気候で同程度の強度の台風の構造変 化およびそのメカニズムを明らかにすることを 目的とし、水平格子 14km の全球非静力学モデル

(NICAM; Satoh et al. 2014)を用いた AMIP 型 の現在・将来気候実験結果(各 30 年)(Kodama et al. 2015; Satoh et al. 2015; 2017)。を用いて 地球温暖化時の台風の構造変化を調べる。

<u>手法</u>:NICAMのAMIP型実験で30年間に発生した台風は現在気候実験で2560個、将来気候実験で1979個であった。これらの台風の中から生涯 最低中心気圧が920hPaから945hPaに達した台風 を解析対象として抽出した。サンプル数は現在気 候実験で267個、将来気候実験で271個である。 これらの台風が生涯最低中心気圧に達した時の コンポジット解析結果を比較する。

<u>結果と考察</u>:図1は方位角平均した海面更正気圧 と高度 10m の接線風の将来変化の半径分布を示 す。海面更正気圧は半径 80km 付近を極大に減少 し、接線風は80kmの外側で有意に増加している。

地球温暖化時の鉛直方向の構造変化として雲 頂高度の上昇が報告されている(Yamada et al. 2010; Kanada et al. 2013)。雲頂高度の上昇によっ て壁雲に伴う非断熱加熱域の上昇が予想される。 図2は凝結による非断熱加熱の将来変化を示す。 予想された通り壁雲域上部、高度12km、半径50km から100kmを極大に加熱が増加している。この加 熱の増加により大気が暖められ、図1に示した気 圧低下に寄与したと解釈され(Wang 2009)。気圧 低下の極大を境に中心から外側では気圧傾度力 が強化されるため、半径80km付近よりも外側で 接線風が増加する。

<u>謝辞</u>:本研究の一部は文部科学省フラグシップ 2020(ポスト京)重 点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の 高度化」を受けた。実験は理化学研究所計算科学研究機構のスー パーコンピュータ「京」を用いた。



図1.台風周りの(a)海面更正気圧と(b)高度 10m の接線風速の 将来変化の半径分布を示す。将来変化は将来一現在で定義し た。●は Welch の t 検定で差が有意であることを示す(95%)。



図2.台風の周りの非断熱加熱(×10³Ks¹)の半径高度断面 を示す。影は現在気候の分布を示し、黒実線は将来増加を 黒点線が将来減少を示す。太破線は対流圏界面高度を示す。

## Perpetual 実験による強 El Nino 年(1997/2015 年)の熱帯低気圧活動の相違

*石山尊浩・佐藤正樹(東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

一般に強いエルーニョが発生する年には、強い 熱帯低気圧 (TC) が多く発生することが知られて いる (Chen et al. 2006)。強いエルニーニョが発 生した 1997 年と 2015 年は、北西太平洋におい て 945hPa 以上に発達した TC は、それぞれ 9 個 ずつ発生した。Murakami et al. (2017)は、2015 年 の北東太平洋において TC の発生数が多かったの はエルニーニョ現象の影響ではなく、Pacific Meridional Mode (Chiang and Vimont 2004) の 影響が大きかったことを明らかにした。一方、 Yamada et al. (2017)は全球非静力学モデル NICAM を用いて、2015 年と 1997 年のアンサブ ル再現実験を行い、アンサンブル平均では観測と 異なり、強い TC の発生数は 2015 年より 1997 年 の方が顕著に多くなることを示した。しかし、 Yamada et al.では、なぜこのような差異が生まれ るかは明らかにされていない。本研究では、2015 年と 1997 年の TC 発生数や強度の相違の原因を 解明するに、NICAM を用いた Perpetual 実験に より、TC 活動と環境場の関係を調べる。

#### 2. モデルと実験設定

NICAM を用いて境界条件を7月に固定した Perpetual 実験を行う。水平解像度は56km で、 鉛直層数は38層とした。対流パラメタリゼーションは用いずに、雲微物理スキームによる格子ス ケールで対流を表現した。海面水温(SST)は NOAA OI SST V2の月平均データを用いた。積 分期間は31ヶ月間で、解析には最初の1ヶ月を 除いた30ヶ月間を用いた。大気の初期値はJRA-55の各年の7月1日00UTCを用いる。

30 ヶ月の Perpetual 実験において各月を 7 月 の1サンプルとみなし、各月の TC の発生数等を 統計的に調べる。TC は風速 17.5m/s 以上等の閾 値を用いて定義した。

#### 3. 結果

図1は北太平洋(100E-90W、0-60N)、北西 太平洋(100E-180E、0-60N)、北東太平洋(90W -180W、0-60N)の各領域における、1997年実 験と2015年実験におけるTC発生数の頻度を示 す。北太平洋全体ではTC発生数の差は顕著に見 られないが、北西太平洋に限ると2015年より199 7年の方が多く、逆に北東太平洋では1997年よ り2015年の方が多いという結果が得られた。

次に、両年の TC 発生数の差異と環境場との関 係を調べる。図2は 30 ヶ月積分期間の平均の東 西風(850hPa)の2015 年と1997 年の差を示す。 北西太平洋領域で2015 年より1997 年の方が西 風は卓越していた。これはモンスーントラフが卓 越していたことを示し、TC 発生に好都合な環境 場になっていた。北東太平洋領域の TC 発生する 領域での鉛直シアーは、2015 年より1997 年の方 が大きく、1997 年の環境場は TC が発生する に不都合な環境場になっていた。海面気圧に着目 すると、北西太平洋では1997 年より2015 年の 方が、北東太平洋では2015 年より1997 年の方 が高圧になっており、TC の発生に不都合な場に なっていることを示された。

#### 4. まとめ

今回の実験から TC の発生数にばらつきが生じ、 領域毎に分けると 1997 年と 2015 年で TC 発生 数に特徴が見られた。TC 発生数と TC 発生環境 場 (Genesis Potential Index)の関連を見ると、上 記の特徴を支持する結果が得られた。

今後、大気の内部変動とTC発生の関連性について解析を進める。また、両年間のどの領域の SSTの差異がTC活動に影響を与えるかについて、インド洋や北東太平洋の亜熱帯領域などの SST偏差を変えることによって調べる。



図1:2015年実験と1997年実験の北太平洋(NP)、 北西太平洋(WNP)、北東太平洋(ENP)のTC発 生数の箱ひげ図(箱の下部の辺が25%値(下から 25%の部分にある数)、箱の中央にある線は中央 値(下から50%の部分にある数)、上部の辺が75% 値(下から75%の部分にある数)を示し、縦線の 下についた横線は最小値、上についた横線は最大 値を示す)。



図2: 2015 年実験と 1997 年実験の平均東西風 (850hPa)の差。

#### 参考文献

- Chiang, J. C. H., and D. J. Vimont. 2004. J. Climate, **17**, 4143-4158.
- Chen, T. C., et al. 2006. J. Climate. **19**. 5709-5720. Murakami. H., et al. 2017. J. Climate, **30**,
- 243-264.
- Yamada, Y., et al. 2017. JpGU-AGU Joint Meeting 2017, AAS12-08.

### 西部北太平洋暖水域の水温勾配が及ぼす発生・発達期の台風への影響

*中山尋斗(東京学芸大),佐藤尚毅(東京学芸大/JAMSTEC)

#### 1. <u>はじめに</u>

Sato et al. (2008)では衛星観測データを用いて、夏季の 西部北太平洋暖水域で台風が発達する際、南方では強い 南西季節風による鉛直混合で SST が著しく低下する一 方、北方では相対的に海上風が弱く、海面水温の低下が 少ないため、南北で SST の勾配が大きくなることを示し た。またこの時、SST が高い北方に海面熱フラックスや 水蒸気量が偏ることから、SST と台風発達過程の非対称 構造との関係性を示唆した。

本研究では数値シュミレーションを行い、当該海域の水 温勾配が台風の発達過程に対してどのような影響を及ぼ しているのかについて調べる。

2. <u>方法</u>

領域気象モデルWRFver3.1.1を用いて、シュミレーシ ヨンを行った。領域1は水平格子間隔30kmで計算領域 は5880km×5040km、領域2は水平格子間隔10kmで計 算領域は4800km×4200kmとしてネスティングした。 計算初期時刻は気象庁発表の台風発生日から2日前と し、事例は水温勾配の大きい海域で発生した台風の中で も比較的再現性が良かった2005年7月31日に発生した ものを解析対象とした。本研究では水温勾配の影響を調 べるために、台風発生時にSSTの勾配が顕著に大きくな った事例について合成したSSTを用いた勾配実験と、そ の水温勾配のおおよそ中間値である29.4℃の一様とした 平滑実験の二つの実験を行い、両者を比較した。また、 計算結果に対して渦度収支解析を行った。

#### 3. <u>結果</u>

地上での最低気圧や最大風速を見ると勾配実験に比べ て平滑実験の方が台風として発達した(図は省略)。そこ で台風中心付近の南北鉛直断面をとると、勾配実験では 大気下層での気温勾配が大きくなり、台風の軸が高温な 北側に傾斜していた(図を参照)。また、渦度収支解析の 結果、勾配実験で北側での正の渦度傾向が強く見られ た。このことは平滑実験に比べて勾配実験の方が、台風 が北進した結果と整合的であった。渦度方程式の各項に 注目すると、勾配実験では引き伸ばし項が北側で強化さ れていた。

4. 考察

勾配実験では平滑実験に比べると、SST の南北勾配の 影響で大気中下層の気温勾配が強化され、台風の軸が南 北に傾斜し、発達の効率が悪くなったと考えられる。ま た、渦度収支解析の結果、大気下層の鉛直流・収束が高 SST の北側で強化されることにより進路が北寄りになる ことが示唆された。



(a)勾配実験

図 2005 年 7 月 31 日 12 時(UTC)における(a)勾配実験 と(b) 平滑実験の計算結果(領域 2)。東西に帯状平均 (134-137°E)した気温偏差[K](陰影)と、ジオポテンシャ ル高度偏差[m](等値線)。等値線間隔は 5m で正偏差は省 略。偏差は南北平均(0-25°N)からのずれ。

0.5

2N 4N 6N 8N 10N 12N 14N 16N 18N 20N 22N 24N

500

600

700

800

900 -1000 -EQ

1.5

### 黒潮の海面潜熱フラックスに対する台風の遠隔応答

^藤原圭太, 川村隆一, 川野哲也 (九大院・理)

#### 1. はじめに

台風の発達には台風の内部構造や直下の海洋環 境場に加えて、台風本体から遠く離れた海域(遠隔 海域)から台風システム内への水蒸気流入の重要性 が指摘されている(e.g., Kudo et al. 2014; Hegde et al. 2016; Takakura et al. 2017). しかし、その議論は夏季 に発生する台風に限られており、秋季の台風に対し てどの程度適用可能かに関しては未解明である.

秋季には大陸の地表面冷却の影響により東シナ 海では北東風に変化する.大陸からの乾燥した北東 気流により暖流域では蒸発が活発になる.その結果, 日本に接近する台風の進行方向から多量の水蒸気 が輸送されてくるため,台風が暖流域の水蒸気を領 得するのに好適な環境場が形成される(e.g., Makarieva et al. 2017).そのため,黒潮で蒸発する多 量の水蒸気が,日本のはるか南海上に位置する台風 にも影響を与えていることが予想される.

本研究では 2004 年 10 月に発生した台風 23 号 (Tokage) に注目し,領域雲解像モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002, 2007)を用いて台風シ ステム内への水蒸気流入を調査した.暖流域からの 水蒸気輸送が台風の発達に与える影響を評価する ため,黒潮周辺海域(図 1)の海面潜熱フラックスを 除去する数値実験(No Latent Heat Flux run : NLH run)を実施した.また,すべての物理過程を考慮し た標準実験(Control run : CNTL run)もあわせて実施 した

#### 2. 実験設定

計算領域は CNTL run, NLH run ともに95°E – 170°E, 5°S – 45°Nである. すべての数値実験で解像 度は0.05°×0.05°, 鉛直層数は 45 層とした. 大気の 初期値・境界値には NCEP CFSR(verl), 海面水温デ ータは OISST を用いて, 初期値固定とした. 計算期 間は 2004 年 10 月 14 日 0000UTC から6 日間である. 3 CNIL runの結果

3. CNTL run の結果 台風が北上する際に,日本付近を移動性高気圧が 通過していた.台風と高気圧の間で南北気圧傾度が 強まることで,黒潮周辺海域から台風へ吹き込む下 層風の循環場が形成されていた.その北東気流は乾 燥しているため,その直下の海域では海面潜熱フラ ックスが増加する(図略).

台風の最盛期(18 日 0000UTC)を初期時刻とする 後方流跡線解析では、その北東気流に沿って多数の 空気塊が台風内部に流入していた。その中で、大気 境界層内を経由して輸送されてくる空気塊は、ちょ うど黒潮直上を吹送する際(図 1, 2; 地点 D-地点 F) に多量の水蒸気供給による強い変質を受け、湿潤化 する。その後、台風内部コアに流入し強い潜熱加熱 を誘起することで、台風の発達に影響を与えている と考えられる(図 1.2).

#### <u>4. CNTL run とNLH run の比較</u>

CNTL run と NLH run を比較すると, 細かな変動 はあるものの NLH run で台風は弱まる傾向を示し, 中心気圧の差は最大で約 15hPaになる(図 3). このと き, 台風周辺の下層大気循環場には明瞭な違いは見 られないが, 水蒸気場には顕著な差が見られた(図 略). その違いは台風の北西側(暖流域)に明瞭に現れ ており, これは NLH run では暖流域で充分な水蒸気 を獲得できなかった乾燥空気塊が台風システム内 に流入することで、台風の発達を抑制させる効果が 働いたことが考えられる.

この結果は、台風に及ぼす黒潮の遠隔影響を示唆 しており、はるか南海上の台風が黒潮の存在を感じ ているともいえる.

#### <u>5. まとめ</u>

CReSS を用いた黒潮周辺海域の潜熱フラックス 除去実験(NLH run)を実施し,暖流域の水蒸気が台 風の発達に与える影響について調査した.その結果, NLH run では台風の強度が抑制される結果を得たが, これは暖流域からの水蒸気流入量が CNTL run に比 べて減少したことが原因の一つであると考えられ る.今後は,CNTL run と NLH run における水蒸気輸 送の違いを詳細に解析すると同時に,その違いが台 風の内部構造に与える影響なども調査し,学会当日 に報告する予定である.







図 2. 図1の典型空気塊の特性の時間変化を示す.上段は空気塊の高度[km],下段の実線は水蒸気混合比[g kg⁻¹],破線は温位[K], 陰影は空気塊直下の潜熱フラックス[W m⁻²]を表す.記号 A-G は 図1の空気塊の場所に対応している.



図 3. NLH run と CNTL run における中心気圧差[hPa]の時系列.

#### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 16H01846 の助成を受けた.

#### 近年の西部北太平洋域の10年規模熱帯低気圧頻度減少 に対する硫酸性エアロゾルの影響

高橋千陽1*,渡部雅浩1,森正人2(1:東大大気海洋研, 2:東大先端研)

#### 1. はじめに

近年の20年間に、熱帯西部北太平洋(WNP)の南東部 では、熱帯低気圧(TC)発生数が10年規模で顕著に減少し ている。この減少の一部は、太平洋域SSTの10年規模自 然変動によって説明されてきたが、外部放射強制の影響に ついてよく分かっていない。また、同期間に熱帯西太平洋、 インド洋、大西洋域で同時に有意なSST昇温トレンドが 観測されており、これは熱帯海盆間変動(TBV)と呼ばれる 熱帯太平洋域で卓越する10年規模SST変動と関係し、硫 酸性エアロゾル変動により駆動されている事を示した (Takahashi and Watanabe, 2016)。本研究では、気候モデ ルを用いて、WNPの10年規模TC発生頻度変動や、過 去20年間のTC頻度減少トレンドに対する硫酸性エアロ ゾルの影響を調べた。さらにTC発生頻度の近未来変化予 測も行った。

#### 2. モデル実験と解析手法概要

全球気候モデル MIROC5.2 を用いて、1921-2050 年間 で、全外部強制を与えた気候再現実験(ALL)と、人為起源 及び火山性硫酸性エアロゾルを産業革命前の状態で固定 した実験(SO2CONST)を、各 10 メンバ計算した。硫酸性 エアロゾルの効果(AERO)は、ALL と SO2CONST の差と して解釈する。2006 年以前は historical データセット、以 降は RCP4.5 排出シナリオを用いた。TCs 検出手法と閾値 は Mori et al. (2013)を用いた。10 年規模変動は、長期線 形トレンドを除去した 11 年移動平均偏差とした。

#### 3. 結果

WNP 南東部において観測された TC 発生数の 10 年規 模変動を図 1a に示す。1960 年代と 1980 年代半ばから 1990年代半ばにかけて増加、1990年代後半以降は、顕著 な減少が見られる。ALL 実験のアンサンブル平均の TC 発 生数の変化(図 1b)は観測と良く一致し、高い相関(r=0.59) を示す(図1b)。一方で、SO2CONSTでは、そのような 観測された変動が再現されなかった(図 1c)。故に硫酸性エ アロゾルによる変化(AERO)も、観測と良く一致する(図 1d)。過去 20 年(1992-2011 年)の WNP の TC 発生数減少 トレンドに注目すると、WNP 南東部では明瞭に減少する が、WNP 西部・北部の一部では増加傾向を示す(図 1e)。 ALL (図 1f) は、観測と良く似たトレンドの水平分布を示 し、WNP 南東部のトレンドは観測値の約 40%を説明する (図 1a,b 破線)。これは、主に硫酸性エアロゾル変動に起 因すると言える。何故ならば、SO2CONST は、有意では ない増加トレンドを示し(図 1c,g)、AERO も WNP 南東部 で有意な減少トレンドを示す為である(図 1d,h)。

TC 発生数が有意に減少した WNP 南東部では、TC 発生 ポテンシャル(GPI)の有意な減少トレンドが観測されてい る(図 2c)。これは、La Niña 型の SST トレンドに伴う循 環場の変化による(図 2a)。硫酸エアログル変化に駆動され た TBV に関係する SST 昇温トレンド(図 2b)も、WNP 南 東部で GPI の減少トレンドをもたらす(図 1d)。GPI 変化 の寄与率計算(黄色枠内)から、エアロゾル変動に伴う TC 発生数減少トレンドには、観測と同様に、主に鉛直シ ア増加と、下層渦度減少が起因する事が分かった(図略)。

近未来予測(~2050年)によれば、TC 発生数は WNP 南 部で減少し続けるが、放出緩和される硫酸エアロゾルより むしろ、増加を続ける温室効果気体の寄与が大きくなるで あろう。

謝辞:本研究は、文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」 および科研費基盤研究 A「熱帯大気海洋系変動と日本の異常天候に関する 数値的研究」の補助を受けて実施された。



図 1: WNP の 10 年規模 TC 発生数変動と 1992-2011 年トレ ンド. (a)-(d) WNP 南東部(図 1e 黄色枠線域)における TC 発 生数偏差時系列(トレンド除去,11 年移動平均偏差:青曲線は アンサンブル平均). 青陰影はアンサンブルスプレッド. 1992-2011 年の線形トレンドを破線で示す(値は図中に表示). r は観測と各アンサンブル平均時系列の相関係数. (e)-(h) 1992-2011 年のTC 発生数トレンド(±0.5, 1, 2 [/10 年]間隔, 赤実線は正値,黒破線は負値). 陰影は 95%水準で統計的有意 領域. (a),(e)観測, (b),(f) ALL 実験, (c),(g) SO2CONST 実験, (d),(h) AERO. (f)-(h)はアンサンブル平均.



図 2:(a),(b) SST 偏差 (陰影)と 850hPa 速度ボテンシャル偏差(± 0.1, 0.2, 0.5, 1.0×10⁶ m²s⁻¹ [/10 年]間隔.赤実線は正値, 黒破線 は負値), (c),(d) GPI 偏差の 1992-2011 年トレンド. 点描は 95%水 準で統計的有意領域。(a),(c) 観測, (b),(d) AERO アンサンプル平 均,

#### 復元した高層気象データを用いた1940年のエルニーニョに関する研究

*久保田尚之(北大院理),石井正好(気象研),木本昌秀(東大大気海洋研)

#### 1. はじめに

エルニーニョ南方振動(ENSO)は、太平洋で数年に 1 度発生する大規模な海洋大気変動である (Ropelewski and Halpert 1987)。対流圏下層の強い西 風(西風バースト)が、Madden-Julian 振動(MJO)など の季節内変動の通過により赤道付近で強化され、西 太平洋の暖水が東へ移動し、エルニーニョ発生の引 き金の役割を果たしている(Nitta and Motoki 1987)。 西風バーストの活動度は、エルニーニョの発達に影 響していることが 2014 年の事例でも指摘されてい る(Chen et al. 2015)。過去の ENSO は海面水温の長期 データによって調べられている(Hirahara et al. 2014; Freeman et al. 2017)。一方で、西風バーストなどの季 節内変動スケールの風データは、高層気象観測が充 実した 1950 年代以降に限られる。本研究では、戦前 日本が西太平洋域に展開した高層気象観測データを 入手し、1940年に着目してエルニーニョ発生時の西 風バーストや季節内変動の大気場の変動を調べた。

#### 2. データと解析手法

西太平洋の島々は南洋庁と呼ばれ、1920年代から 日本の委託統治領で気象台が設置された(図1)。高層

気象観測は、パイロットバ ルーン(PB)の風観測がコロ ールで1925年にはじまり、 1940年には8地点で実施さ れた。そのうち5地点は北 緯7-10度に東西に位置し、 東西分布の把握に適してい る。現在も同じ緯度帯で高 層気象観測が行われている (図1)。PB 観測は風船が一 定速度で上昇すると仮定し、 水平方向のずれから風を算 出する。1937年以降現在と



同じ上層速度式を用いており、1939年と2015年に 同じ観測点コロールで、鉛直シアが発達する夏季モ ンスーン活発期で比較すると、東西風が0m/s高度、 対流圏上層風の最大となる高度がそれぞれ一致して おり、PB観測データの妥当性は確認している(図略)。

#### 3. 結果

図2に1940年と2015年のエルニーニョ発達年の 北緯7-10度の下層東西風の東西分布を示す。赤道 より北に位置するため、必ずしも西風バーストとは 一致しないが、夏季モンスーンの活発化に伴い、6 月下旬から西風に変わり、いずれの年も日付変更線 に近い観測点でも西風が強化している。日付変更線 付近での西風強化はエルニーニョ発達年のみ現れる 特徴である。1940年の20世紀再解析データ(20CR: Compo et al. 2011)の東西風は、風速がPBより弱いが 日付変更線付近までの西風が再現されている(図2)。 20CRの赤道上の東西風と季節内変動に対応した地 上気圧変動との比較も実施した。



図2:1940年(左)と2015年(中央)の高度925hPaの東西風。縦線は観 測経度を表し、棒グラフは右側が西風、左側が東風を表す。1940 年の20CRの北緯8度での高度900hPa東西風(右:5m/sコンター)。 謝辞:本研究は、気候変動リスク情報創成プログラム、JSPS科研 費(15KK0030,2622020)の支援により実施された。

## 基本場の東西勾配を考慮した浅水方程式系における MJO的な東進モード

*佐藤尚毅 (東京学芸大学/JAMSTEC), 城岡竜一 (JAMSTEC)

#### 1 はじめに

MJOは、東ほど海面水温や下層の相当温位が高く なっているインド洋で発生、発達し、東西勾配が逆転す る西太平洋に入ると発達が止まる傾向がある.本研究 では、浅水方程式系に基本場の東西勾配を取り入れて MJOに対応するようなモードが現れるか検討し、さら に、モードの構造を客観解析データや観測データと比 較することで仮説の妥当性を考察する.

#### 2 ケルビン波型の東進モード

本研究では赤道 β 平面における浅水波方程式は次の ように書く (佐藤 2009).

$$\frac{\partial}{\partial t}u - yv = -\frac{\partial}{\partial x}h\tag{1}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}v + yu = -\frac{\partial}{\partial y}h\tag{2}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}h = -\frac{\partial}{\partial x}u - \frac{\partial}{\partial y}v - \kappa T \tag{3}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}T = -u \tag{4}$$

(3)の右辺第3項は、下層大気の温度や水蒸気量の偏差による自由大気への強制を表している.また(4)では、東(西)風偏差時には下層大気の熱エネルギーが増加(減少)することを考慮している.本研究ではTの意味を、海上風速の変動に伴うSST偏差に限定せず、暖湿な空気の移流も含めて、幅広く解釈する.

v=0 という条件下で,分散関係は図1のようになる. k が大きいとき,ωは従来の解に近い実数解と,ずっと (*N) 小さい実数解というふたつの解を持つ.つまり,古典 ¹⁰ 的なケルビン波とは独立な,遅い東進モードが存在す ることを示している.一方,k が小さいとき,ωは虚数 -5 成分を持つ.これは不安定(成長)解が存在する.小さ -10 いほうの実数解や不安定解は,現実の MJO の波長や 位相速度に対応するように見える.こうした解は(4) ^(*N) 10 の右辺の符号を反転した場合には存在しない.また, 5 解の構造は,安定解では東西風ゼロの領域で T が極大, 6 不安定解では東風の領域で T が極大である(図 2). ⁻⁵

#### 3 観測との比較

客観解析データ (JRA25) を用いて, DJF における MJO に対応する下層風偏差と相当温位偏差の合成図 を作成した. Wheeler and Hendon (2004)の方法にな らい (解析期間は 1994~2013年),位相 3(インド洋で 対流活発)と6(西太平洋で対流活発)の場合の結果を 示す(図3).位相3では,東風偏差の領域で相当温位偏 差が極大になり不安定解に似ている.一方,位相6で は,西風偏差の領域で相当温位偏差が極大になり,不 安定解,ゆっくり進行する安定解のどちらにも対応し ない.この結果は,MJOの存在にとって基本場の東西 勾配が本質的に重要である可能性を示している.



925 nFa 柏ヨ@位偏差. 寺値線间隔は 0.25 K. 点; 値. +0.25 K 以上の正偏差に影つけ. MJO 相空間における予測可能性推定の代替的な手法と

その S2S モデルへの適用

*市川悠衣子・稲津將(北大院理)

本研究では完全モデルの仮定を用いずに 潜在的な予測可能性を推定する手法を提 案した.理論的な考察にもとづいて初期 値依存性誤差の上限値を推定する手法の 概略を紹介する.図1のように,完全モ デルによるアンサンブル予報を用いて予 報を行うことを考える.同様の予報を異 なる初期日に対して複数回行うことによ って,初期日から7日目の真値の集団

$$\{X_0^1(\tau), X_0^2(\tau), \dots, X_0^N(\tau)\}$$

とそれに対応する完全モデルのアンサン ブル平均の集団

 $\left\{ \boldsymbol{X}_{f}^{1}(\tau), \boldsymbol{X}_{f}^{2}(\tau), \dots, \boldsymbol{X}_{f}^{N}(\tau) \right\}$ 

を得る. 真値とアンサンブル平均の差とし て 初 期 値 依 存 性 誤 差  $X_i^j(\tau) = X_0^j(\tau) - X_f^j(\tau)$ を定義すると,各集団の分散の関係は

 $\sigma^{2}[X_{0}(\tau)] = \sigma^{2}[X_{f}(\tau)] + \sigma^{2}[X_{i}(\tau)]$ として表される.ここで $X_{f}(\tau)$ と $X_{i}(\tau)$ は無相関であるという仮定を用いた.また, 真値と完全モデルのアンサンブル平均の間の相互相関係数は

$$r = \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^{N} \frac{(\boldsymbol{X}_{0}^{j} - \langle \boldsymbol{X}_{0} \rangle) \cdot (\boldsymbol{X}_{f}^{j} - \langle \boldsymbol{X}_{f} \rangle)}{\sigma(\boldsymbol{X}_{0}) \sigma(\boldsymbol{X}_{f})}$$

となる. Nは予報の総数である. 再度X_f(τ) とX_i(τ)は無相関であるという仮定を用い ると相互相関係数は

$$r = \frac{\sigma(X_f)}{\sigma(X_0)}$$

と書ける. ここで完全モデルの仮定を外 すと,実際のモデルは完全モデルよりも 予測精度が低いと考えられるから $r < \sigma(X_f)/\sigma(X_0)$ である. これと各集団の分散 の関係を用いて,初期値依存性の上限は 既知の量のみで与えることができる

$$\sigma(\boldsymbol{X}_i) \leq \sigma(\boldsymbol{X}_0) \sqrt{1 - r^2}$$

ここで, 真値は解析値で代用することと した.新たに提案された手法を用いて, Madden-Julian 振動 (MJO)の予測可能 性の推定を行った. データは the subseasonal-to-seasonal prediction project に参加しているヨーロッパ中期 予報センター(ECMWF), 気象庁, そして 米国国立環境予測センター(NCEP)によ る1999年から2009年のハインドキャス トとそれに対応した再解析を用いた. そ の結果、予測可能性は MJO 相空間上で の振幅が1以上の時に延びることが分か った.このことはアンサンブルスプレッ ドを用いた先行研究とも整合的である. 新手法はマルチモデル平均予報への適用 が可能であるので、3局の予報値とその 平均を用いた予測可能性推定も行った. 予報開始時の MJO 位相への予測可能性 の依存性についても論じる.



図1. 完全モデルによるアンサンブル予 報の概念図. アンサンブルメンバの広が りとその時間発展が黒いで示されてい る. 黒丸と白丸はそれぞれ真値とアンサ ンブル平均である.

## 水惑星実験で選択される熱帯季節内振動の東進過程における

## 水蒸気場・渦度場の変動

*高須賀 大輔、佐藤 正樹 (東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

熱帯域の対流活動のうち季節内の時間スケールで 卓越するマッデン・ジュリアン振動 (MJO) は、イ ンド洋-西太平洋を大規模に組織化した積雲群がゆ っくりと東進する現象として特徴付けられる。MJO の東進を記述する理論はいくつか提唱されており、 境界層力学を考慮した赤道 Kelvin 波と Rossby 波の 相互作用として主に赤道波力学の観点から解釈する 立場 (e.g., Wang and Rui, 1990; Wang and Chen, 2016) がある一方で、水蒸気変動に着目した moisture mode という考え方 (e.g., Sobel and Maloney, 2013) も近年 注目されている。特に後者は MJO の東進を定性的に よく説明しているが、力学場へのアイードバックを 含めた包括的な構造の発展の理解には至っていない。

そこで、MJO に伴う力学場の特徴として顕著な渦 構造が見られる (Zhang and Ling, 2012) ことを踏ま え、本研究では MJO の東進に伴う大気変動の本質的 な理解に向けた布石として、水惑星実験で選択され た MJO-like な擾乱の東進過程を3次元水蒸気場と下 層渦度場の面から調査し、両者の関連性を議論した。

#### 2. 実験設定

全球大気モデルNICAM (水平格子間隔は約56 km) において、1) 熱帯域での東西非一様な SST 分布 と 2) 雲微物理スキーム (NSW6; Tomita, 2008) を用い た水惑星実験を行った (2017 年春季大会, P126 参照)。 約220 kmの水平格子間隔で等温静止大気から3 年積 分した結果を初期条件に用いて 10 年間積分した。

#### 3. 結果

MJO-like な擾乱は暖水域の西側領域で卓越してお り、OLR 偏差のみを用いて構築した抽出法に基づき 34 事例を抽出した。各事例の発生日を Day 0 とした ラグコンポジット解析から、Day 20 にかけて対流域 の遅い東進 (約4 m s⁻¹) が確認された。東進開始段階 (Days 0-6) と最盛期 (Days 7-13) では MJO-like な擾 乱に伴う対流活動に対する力学場の応答が異なるた め、それぞれの期間で対流中心に沿ったコンポジッ トを取ることで平均的な構造を把握した。

東進開始段階では Matsuno-Gill 応答は不明瞭で、 対流中心付近で僅かに下層の低気圧性循環が見られ るのみである。水蒸気場・下層渦度場の傾向に関し ては、対流中心前面で自由大気の湿潤化傾向・低気 圧性循環の生成傾向の極大が見られ、湿潤領域と東 西収束に伴う上昇流偏差に対応していた (図(a)、(b))。 即ち鉛直移流を通して水蒸気が中上層に効率的に蓄 積し、上昇流偏差の維持・強化につながることで、 下層渦度のストレッチ効果が促進されたと考えられ (図(c))、MJO-like な擾乱に伴う構造を発達・東進さ せるセンスであった。最盛期には対流中心西側で Matsuno-Gill 応答に伴う下層の低気圧性循環が明瞭 で、対流中心付近の湿潤領域に対応した低気圧性循 環の生成傾向 (主にストレッチ効果) がその東進を 説明していたが、湿潤化傾向は渦構造に伴う水蒸気 水平移流が支配的となって前面かつ極側で卓越する ため、擾乱は準定常的に東進・極側へ拡大していた。



図(a)(d) 対流中心に沿って平均した OLR (陰影), 850hPa 水平風, ジオポテンシャル高度偏差 (b)(e) 850hPa 渦度傾 向 (陰影), 渦度 (ハッチ), 800-400hPa 湿潤化傾向 (太線), 水蒸気量偏差 (薄線; 正値のみ) (c)(f) 850hPa 水平渦度移 流とストレッチ効果の和 (陰影), 渦度傾向 (太線)。(a)-(c) は東進開始段階, (d)-(f)は最盛期、0°は対流中心に対応。

#### 衛星及び現場観測データによる対流雲の自発的凝集化の検出と解析

*門屋寿樹(名古屋大院・環境)・増永浩彦(名古屋大・宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

熱帯気象の特徴の一つとして、積乱雲を形成す る深い対流が広範囲にわたって複雑な構造を形 成することが知られている。対流雲の自発的凝集 化(Convective self-aggregation)は、初期に広範 囲に散発的に存在した対流が、時間経過に伴い1 つの大きな対流の集合体として凝集する現象で あり、積乱雲の組織化に関わる動的メカニズムの 1 つであると考えられている。先行研究として数 値計算によるシミュレーション(Bretherton et al., 2005 他)から、その形成過程と時空間変動の 詳細が調べられている。一方、観測データに基づ く自発的凝集化の解析は不足しており、現実大気 におけるその動態はよく知られていない。特に、 観測時系列データから自発的凝集化を同定する 客観的な指標の策定が必要とされる。

本研究では、衛星観測データを用いて自発的凝 集発生の検出を行うための手法開発と、コンポジ ット解析による現象発生時の各物理量の時空間 変動の特徴について調べた。

#### 2. データ・解析手法

自発的凝集化同定の前提となる対流雲の動向 を捉えるために、静止気象衛星「Meteosat-7」の 輝度温度データ(空間解像度 0.045°、時間間隔 30分)を用いた。解析期間は、2011 年 10 月 1 日 から 12 月 31 日の 3 カ月である。また、対流雲 の凝集過程を抽出するにあたり、Tobin et al. (2012)の手法を参考にしつつ、新たに対流雲の凝 集具合を示す指標(Aggregation-index)を改良し、 より簡便かつ効率的に現象抽出を行える手法を 開発した。また、大気熱力学場の解析は、同期間 に行われた集中観測実験 「DYNAMO/CINDY2011/AMIE」によるラジオ ゾンデ観測網(時間間隔 3 時間)のデータを用いて 行った(Johnson and Ciesielski, 2013)。

#### 3. <u>結果</u>

本研究ではまず、新たに Aggregation-index を 開発した。この Index は、解析領域内すべての雲 クラスタを外包する四方形の最小面積と、その外 側の晴天域の広さを考慮し定義される。図1は、 上記方法により区別したイベントにおける Aggregation-index のコンポジットを示す。自発 的凝集化と認定したイベントにおける雲クラス ター数の変動は明確な負の相関を示し、凝集化の 進行を示唆するものである。 また、雲の凝集時における物理量の時空間変動 は既存の知見と整合的な特徴を捉えている。図2 は水蒸気混合比偏差のコンポジット時系列を示 す。(a),(b)は凝集、(c),(d)は非凝集の降水システム における結果である。一般的な降水システム(非 凝集)では、降水ピーク時の前後で、湿潤化が見ら れるのに対し、凝集時には乾燥化傾向が現れてい る。これは、凝集化の進行プロセスに固有の熱力 学場の変化だと考えられる。今後さらに、自発的 凝集化がもつ特徴とその要因をより詳細に解析 し、講演する予定である。



図 1:対流雲の凝集時(実線)と非凝集時(点線)に おける Aggregation-index(左)と雲クラスター数 (右)のコンポジット時系列. 横軸はコンポジット タイム(±24 時間). Aggregation-index は大きな 値ほど雲の凝集、小さな値は散在を示す。



図 2: 混合比偏差のコンポジット時系列 (a),(b)は凝集時[凝集雲を DYNAMO SSA に固定]、 (c),(d)は非凝集時における降水システムの降水 ピークから±24 時間.

## 熱帯海洋上の対流雲から派生するアンビルの雲微物理特性と 海面水温依存性

* 高橋 直也、早坂 忠裕(東北大院理)

#### 1 はじめに

熱帯域に出現する対流雲は、全球の水循環および放射 収支に対して重要な役割を果たす。対流雲のコア部分 から派生するアンビルは対流雲全体の水平スケールの ほとんどを決定し、対流雲が地球の放射収支に与える影 響に大きく寄与する。アンビルの微物理特性は,放射特 性だけでなく、対流雲全体のスケール巨視的特性にも影 響を与える重要な因子であり、実態把握が求められてい る。特に、海面水温など環境場の変化に伴いアンビルの 微物理特性がどのように変化するかはあまり知られてい ない。本研究では、能動型センサーを搭載した衛星観測 データと再解析データを用いて、アンビルの微物理特性 と海面水温依存性を解明することを目的とした。

#### 2 解析手法

A-train に所属する CloudSat 及び CALIPSO 衛星か ら得られた 2B-GEOPROF-LIDAR(Mace and Zhang 2014)を用いた。解析期間は 2007 年から 2010 年であ る。解析領域は北緯 30 度から南緯 30 度までの熱帯全 域とした。また、本研究では対流雲の鉛直分布だけでな く水平分布を明らかにするため、昨秋の発表で紹介し た Cloud Object 解析手法 (Bacmeister and Stephens 2011)を用いた。さらに、CloudSat-CALIPSO 衛星の複 合観測より可能となる氷雲粒微物理量の推定値 (2C-ICE : Deng et al 2010)も利用した。気象再解析データであ る ECMWF-AUX・微物理量の鉛直分布・Cloud Object 解析手法を組み合わせることで、アンビルの微物理特性 と海面水温依存性を解明する。

#### 3 結果と考察

2007 年から 2010 年の期間において、Cloud Object 解 析手法によって検出された熱帯海洋上の対流雲は 27,958 個である。全ての事例に対してコンポジット解析を行 うことで、対流雲の平均的な鉛直構造を明らかにした。 対流雲内における氷雲粒有効半径(以降、有効半径)お よび雲氷量の鉛直分布より、各微物理量は強い高度 (温 度) 依存性を持つことがわかった (Ou and Liou 1995)。 また、対流コアからの距離に関わらず、微物理量の高度 (温度)依存性が確認された。各高度における平均値の対 流コアからの距離依存性に着目すると、対流コアからの 距離が離れるにつれ、微物理量の値が減少することがわ かった。この結果は対流コアから離れた位置ほど、大き い粒子が落下し小さい雲粒のみ浮遊していることを示唆 し、雲粒の成長・消滅過程を反映した結果となった。最 後に、アンビル特性の海面水温依存性を明らかにするた め、対流コア直下の海面水温に対するアンビルの有効半 径の感度を調べた(図1)。海面水温の上昇に伴い、対流 コアから離れた領域の有効半径が増加することが明らか になった。この理由として、激しい対流活動が対流コア 部分での雲粒成長を促進し、より大きい雲粒が遠方に輸 送されたことが原因であると推測される。



図1 対流コアからの距離に伴うアンビルの氷雲粒有 効半径の変化。有効半径はアンビル部分(温度-40度以 下)の氷雲粒有効半径の平均値(µm)を表す。

#### 4 参考文献

- 1. Mace and Zhang 2014, J. Geophys. Res.
- 2. Bacmeister and Stephens 2011,  $J\!.$  Geophys. Res.
- 3. Deng et al 2010, J. Geophys. Res.
- 4. Ou and Liou 1995, Atmos. Res.

## CALIOP および静止衛星赤外データを用いた巻雲の解析

^{*}西 憲敬¹・濱田 篤²・広瀬民志³ (1:福岡大・理 2:東京大・大気海洋 3:京都大院・理)

静止衛星の赤外 split window 法を用いる雲頂高度およ び雲の光学的厚さの推定手法(CTOP)を開発し、それを 用いた熱帯対流圏上部(以下、上層)の雲解析を行ってい る。2014 年秋季大会では、従来の CloudSat 搭載の雲レ ーダーCPR に替えて、CALIPSO 衛星搭載のライダー CALIOP のデータを教師データとして用いる新版作製の アイデアについて述べた。それを含むいくつかの改訂を 行った CTOP Ver.3 を、京都大学生存圏データベースな どにおいてまもなく公開できる見込みである。

今回の重要な改訂は以下の通り:

1. 光学的に薄い巻雲の雲頂高度の推定精度改善

 2. 衛星天頂角ごとのルックアップテーブル(LUT)をシ ームレスに接続

3. Himawari-8の新しい波長組み合わせに対応

4. 光学的厚さの推定を薄い雲にも拡大

衛星天頂角については、これまで静止衛星天頂角を15 度ずつに分類したテーブルを作製し、どれかひとつのテ ーブルを適用して推定を行っていたが、LUT の切れ目で 大きなギャップがみられていた。今回は、異なるテーブル を2つ用意して、推定地点の天頂角によってそれらの値 を内分することによってテーブルの切れ目でのギャップ をなくした。

Himawari-8 については、split window チャンネルの波 長がこれまでと大きく変わった。MTSAT よりも波長差 の大きい Band-13 と 15 (10.4, 12.4  $\mu$ m,以下 $T_{11}$ ,  $T_{12}$ ) を用いて推定をおこなったが、推定精度は良好であるこ とがわかった。また、MTSAT でみられた、理論的に説明 しにくい負の $\Delta T(T_{11} - T_{12})$ も解消していた。

雲の光学的厚さの推定については、これまではLUT 作 製時に CPR データを使っていたので、光学的に薄い巻雲 などの推定は困難であったが、今回は CALIOP を用いた ので可能になった。CALIOP は光学的厚さの大きい雲に 対しては上面付近しか観測できないため、プロダクトに は CALIOP を用いた LUT と CPR を用いた LUT の両 方を含むようにして、ほぼすべての雲についての推定結 果が用いられるようにした。

発表では、光学的に薄い雲の雲頂高度推定改善につい て主に紹介したい。CPR を用いた場合、光学的厚さの小 さい雲のうちにどうしても検出できないものがあったた め、ATの大きい雲の推定値に大きな誤差があり、このプ ロダクトの主な対象である上層雲の推定に大きな問題と なっていた。今回は、CALIOP における光学的に薄い雲 についての統計を行い、それに見合ったような手法を開 発した。圏界面付近の高度にはきわめて多数の薄い雲が あるが、この高度帯は温度が高度方向に単調ではないの で、split window 法での精度良い推定が困難である。そこ で、光学的厚さが一定の値で以上になる雲層に限るとい う条件をつけて LUT 作製をおこなうことにした。図に示 すように、 $\tau_c = 0$ つまりすべての雲を対象とした推定で はかなり高い雲頂が出ており、これはT11, ΔTの変化に鈍 感である。 $\tau_c = 0.1 \sim 0.3$ では推定される雲頂高度の $\tau_c$ 依 存性も小さくて推定が安定しており、T11, ΔTの変化に敏 感で split window 法の良さが生きる。また、光学的に厚 い雲では CPR による LUT とも良い整合性を見せる。 Ver.3 では $\tau_c = 0.2$ を採用した。研究目的によって $\tau_c$ を変 えることによって合理的な LUT を作製することができ る。





図: 雲頂推定に用いる雲の光学的厚さの下限 $\tau_c$ と、推定 された雲頂高度(km). Himawari-8 の直下点における LUT により、実線は $T_{11} = 250$  K,  $\Delta T = 2$  K、破線は  $T_{11} = 230$  K,  $\Delta T = 2$  Kにおける推定.

#### パラオ域のラジオゾンデ集中観測による大気重力波の研究

木下武也 (JAMSTEC) · 城岡竜一 (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

大気重力波は対流活動や山岳、ジェット前線シ ステム等局所的な領域で発生し、熱帯成層圏の準 2 年振動や中層大気大循環を駆動する上で重要な 役割を担っている。しかし、重力波は時空間スケ ールの幅が広く大気中の至る所に存在するため、 その特性や強度、重力波の駆動する子午面輸送の 水平構造など、まだ解明されていないことが多い。 本研究の目的は、熱帯域の重力波活動により駆動 される力学的な物質輸送の3次元構造を明らかに することである。パラオ域では 2005, 2008, 2010, 2013 年の 5~7 月に集中観測を行い、熱帯低気圧、 北進季節内変動等の研究を行ってきた。本発表で は 2008 年 6 月に行われたラジオゾンデ集中観測 データを使用し、西風卓越時に発生した重力波に 注目して解析した結果を報告する。また再解析デ ータを用い、背景場との関係について議論する。

#### 2. 使用データの概要

2008 年 6 月 2 日から 28 日に海洋地球研究船 「みらい」(135E, 12N) にて 3 時間間隔で行われ たラジオゾンデ観測データの風速、温度、気圧を 使用する。データの鉛直分解能は約 10m である。 重力波は鉛直波長 1~8km のバンドパスフィルタ およびカットオフ周期 4 日のハイパスフィルタを 用いて抽出された擾乱成分から特定した。

#### 3. 解析結果

図1に2008月6月2日から28日までの東西 U 2008 JUN. at Mirai



図1:2008年6月2日から28日における東西風速(上) と擾乱成分(下)の時間高度断面図。等値線間隔は5m/s。

風速(上)とその擾乱成分の時間高度断面を示す。 まず4日から18日の間、高度約8~16kmにおい て、19日から24日は地上から高度16kmにおい て西風が卓越する。次に擾乱成分から高度 13km 以上の領域において、位相が時間とともに下がる 波状構造を複数見ることが出来る。これは重力波 の理論を用いると、上向きに擬運動量を運んでい ることを表す。続いて特定の擾乱に着目し、ホド グラフ解析を行う。図2に、6月15日0時の高 度 15km から 19km の東西・南北風速擾乱のホド グラフ (実線) および最小二乗法にてフィッティ ングした楕円(点線)を解析例として示す。この 擾乱は、風速が高度とともに時計回りに変化して いるため上向き伝播、また楕円の1周にかかる高 度から鉛直波長は約2.9kmと推定できる。またフ ィッティングにより得られた長軸と短軸の長さ より推定される固有周期は約48時間、重力波の 分散関係式を用いると水平波長は約 523km とな る。また背景風速および水平波長を用いて計算さ れる対地周期は水平伝播方向を北北西と仮定す ると約28時間、これは時系列データから推定さ れる周期(約30時間)とほぼ一致する。

#### 4. まとめと今後の課題

本研究ではパラオ域で行われたラジオゾンデ 集中観測データを用いて重力波特性について解 析した。今後はスケールの大きい重力波の擬運 動量を計算し、背景場への影響に着目した解析 を行う予定である。





#### 2015 年 2, 3 月の Biak 上空の熱帯対流圏界層エアロゾルの組成

林政彦(福岡大理)*, 江口奈緒美(福岡大学院), 柴田隆(名古屋大院), 長谷部文男(北大院) SOWER/Cryo-Biak 研究チーム

#### 1. はじめに

大気は地球規模で循環し、それに伴いオゾン、水 蒸気、メタンなどの様々な微量成分も輸送される。 対流圏から成層圏への大気の流入は、極めて低温の 熱帯対流圏界層 (TTL:高度約 14 から 19km)を通し て行われると考えられている。このため、大半の水 蒸気は TTL 内で凝結して雲を形成し、大気の流れか ら脱落し(脱水)、大気は極めて乾燥した状態(約 2 ppm)で成層圏に流入する。

TTLにおける巻雲の形成はしばしば、非常に高い 過飽和度(相対湿度が約 150 %)で起こることが報告 されており、エアロゾルの組成とその氷晶核機能に ついての理解が、TTLにおける脱水過程を理解する 上でも重要な課題となっている。本研究では、冬季 西太平洋領域における成層圏・TTL・上部対流圏の エアロゾルを回収しその組成を SEM-EDX によっ て分析し、エアロゾル種の領域ごとの特徴を明らか にすることを目的とし、2015 年 2 月から 3 月にか けてインドネシア Biak 島 (1° 10′ S ,133° 6′ E) において気球搭載エアロゾルインパクターを用いた 観測を行った。

ここでは,観測の様子,観測システムおよび分析 結果について報告する。

#### 2. 観測拠点、観測システム

a) エアロゾルインパクター

洋上回収を前提として、気球搭載用に開発された 16 サンプルの回収が可能な 2 段分級インンパクタ ーを防水ケースに収めて使用した。着水後に内部へ の海水の侵入を防止するために吸引口には、電動ボ ールバルブを付加した。気圧の変化に伴い防水ケー ス内部の空気が出入りするように防水ケースには、 通気性フィルターを到着した。防水ケースに収めた インパクターは、着水時に海面に浮かぶように、ま た、着水時のショックを和らげるように三角形状の 発泡スチロールケースに収納した。さらに回収のた めの捜索時に目立つように、オレンジ色のカバーを かぶせた。

b) 気球システムとサンプラー回収

サンプラーは、パラシュート、巻き下げ器、ラジ オゾンデ、イリジウムブイと連結し、3kg ゴム気球 によって飛揚した。

ゴム気球とパラシュートの間には、福岡大学が開発 した気圧センサ式のロープカッターを装着し、回収 に適当な高度で気球からインパクタを含むパラシュ ート部を分離して降下させた。上昇中および降下中 の高度,位置は、イリジウムブイおよびラジオゾン デからの GPS 情報により観測基地および回収船上 で受信した。回収には、インドネシア海上警察の高 速ボートをチャーターし、放球後に出港し、落下予 想ポイントへ向かい、周辺において目視で捜索を行 った。

#### 3. 観測

エアロゾルサンプラーは、1 シートあたりのサン プリング時間は5分と設定し、2015年2月25日、 3月1日に放球した。2月25日は、コロジオン膜に カーボン蒸着したニッケルメッシュを用い、高度 10kmから気球分離高度である23kmまで、3月1 日は、モリブランプレートをサンプリング基材とし、 高度19kmから気球分離高度25kmまでのサンデリ ング成功した。気球分離高度はいずれも予定高度と の誤差200m程度で分離されている。回収されたサ ンプルは、福岡大学理学部の環境制御型SEM-エネ ルギー分散X線解析装置(EDX)で形態、元素組成 の分析を行った。

2月25日のサンプルでは、炭素蒸着を行い、炭素、 酸素、ニッケル以外の組成に着目して分析を行った。 3月1日のサンプルは、炭素蒸着を行わずに分析し、 形状(相状態)と炭素、酸素のバックグランドとの 差から特に炭素の存在について判定を行った。

また,2月27日には,OPC ゾンデを放球した。

#### 4. 観測結果

2月27日のエアロゾルの鉛直分布は,TTLにおいて,0.3µm以上の粒子数濃度は成層圏より低くなっているものの,0.8µm以上の粒子濃度は高くなっていた。2月25日のサンプルより,主要な粒子は硫酸塩粒子と考えられたが,その割合は高度とともに増大していた。1µm以下の粒径で20%程度の割合でケイ酸塩粒子が検出された。また,3月1日のサンプルからは、炭素を含む液滴状の粒子が20%程度の割合で検出された。

#### 謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(S)(課題 番号26220101)の補助を受けて行われた。また、現 地における観測では、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN)のスタッフの多大なる協力を得て行われ た。ここに感謝の意を表す。

#### インドネシア・ジャカルタ拡大首都圏における雷雨特性-JALS2015 観測結果ほか

*森 修一¹, 伍 培明¹, 濱田純一^{2,1}, Ardhi A. Arbain^{3,4}, Sopia Lestari⁴, Reni Sulistyowati⁴, Fadli Syamsudin⁴ (1 JAMSTEC, 2 首都大, 3 東大 AORI, 4 BPPT/Indonesia)

#### <u>1. はじめに</u>

インドネシア海大陸域は、雷雨の発生頻度が高く雷 発生日が年間100~200日に達し、落雷密度も年間10 回/km²以上と極めて大きい、実際のところ、ジャカル タなど大都市圏では落雷起因の高架高圧電線への断線 やこれに伴う大規模停電、雷サージ/インラッシュ電流 による電子機器の損傷など、多種多様かつ深刻な社会 的影響を被っている.

レーダーや落雷位置標点システムなど現業地上観測 が十分でない当該地域では、視野分解能や観測頻度に 制限のある衛星観測では必ずしも捉えきれない雷活動 の詳細な時空間分布やその動態など、その気候学的特 徴やメソスケール構造に関する知見は極めて限られて いる.したがって、本研究では雷雨による社会的影響 度の大きいインドネシア・ジャカルタ拡大首都圏

(JABODETABEK)における雷活動を主対象として、 ①TRMM 長期観測および現業地上観測データに基づ く雷雨発生の統計解析

- ②雨量計網や地上レーダーなど取得済み観測データによる電雨発生環境の解析
- ③MP レーダー,高層ゾンデなど特別観測によるジャカルタ雷雨の実態把握

を実施し、メソスケール気象学および降水システム気 候学の両視点からインドネシア海大陸域、特にジャカ ルタ拡大首都圏の雷雨特性の理解進展を目的とする.

#### 2. ジャカルタ雷雨の気候学的特性

長期衛星(GSMaP, TRMM LIS)および現業地上 (SYNOP)観測に基づき, 雷雨発生数(頻度)の日 周期からMJOなど季節内変動, およびCENS(赤道 越え北風サージ)を含む季節進行について解析した.



図1 ジャカルタ近郊の現業SYNOP観測点および周辺地形.

その結果,広く知られている通り雷雨発生数には強い 季節変動,季節内変動,および日周期変動が認められ る.例えば季節内変動については,熱帯全域を対象と した先行研究(Morita et al. 2016)で報告された通り MJO 中心が東インド洋上にある時,(MJO 大規模対 流域の前縁部にあたる)ジャカルタ周辺では雷発生数 が最多となるが,同時に降水量も最大値を取るなど不 一致もある.また,季節変化や日変化には強い地理的 差異が認められ,ジャカルタ内陸域では主雨季の前後 にあたる11月および4月に雷発生最多であるものの, ジャワ海沿岸域のみは北半球冬季 CENS 最盛期(2月) に雷発生最多,かつ雷発生日周期振幅が最大となる等 の特徴が明らかとなった.



図2 ジャカルタ域
 (106-107 E, 08-04 S)
 におけるTRMM LIS
 観測 Flash Rate (段彩) およびGSMaP 降
 水量(黒線コンター)
 の日変化(2000-2010
 年). 図内の矩形は
 ジャカルタを含む
 ジャワ島陸域を示す。

#### <u>3. JALS (Jakarta Lightning Study) 2015 観測</u>

2015年2月05-18日の間,ジャカルタ南部に位置するボゴールに小型MPレーダー(観測範囲:図1に示す半径50km円内)等の地上観測機材を展開し,4回/日のゾンデ観測を実施した.当該期間中の2月08-09日にはジャカルタ域に激しい雷雨が継続し,10日には都心部全域に渡り大規模洪水が発生し,交通機関など社会インフラが麻痺する程の被害が発生するなど,同域雨季における降水の特徴が良く示されていた.

ジャカルタ市街地に洪水をもたらした豪雨は,沿岸 域のみ日雨量約 140mm が記録されていたが,山麓部 では日降水量 30mm 以下であった.一方,雷観測回数 は沿岸域および山麓域共に豪雨発生の1日前~数日前 に増加していたほか,降水日変化が顕著となる2月 9-10日や2月18-20日に対して,雷日変化が各々数日 先行して活発になることが示された(図略).

#### <u>4. 今後の課題</u>

引き続き上記データ解析を継続すると共に、Virts et al. (2013) など近年多くの成果が発表されているWWLLN データも援用した新たな解析も実施予定である.

(五十音順)

[講演企画委員会]

委員長 仲江川敏之

	出	高薮	文昭	藤部	哲也	竹見	副委員長
)上清 直隆	純至	○伊藤	裕史	〇石元	全重之	石戸谷	委員
〕工藤 玲	研一	楠	博幸	日下	史睦	)宇野	$\langle$
下河邊 明	厚	清水	洋平	○澤田	勝	國井	
〕橋本 明弘	基貴	西森	予智江	那須野	真	出牛	
堀之内 武	俊彦	廣岡	康隆	廣川	昌	原田	
茂木 耕作	建正	三好	洋	松山	渉	)益子	$\langle$
委員会事務局)	(〇印				祥	◯横田	$\langle$

[大会実行委員会]

大会実行委員長	長谷音	部文雄				
大会実行副委員長	林	久美				
事務局長	稲津	將				
実行委員	石渡	正樹	大澤	隆之	川島	正行
	佐藤	隆光	佐藤	友徳	中田	琢志
	馬場	賢治	藤川	典久	藤原	正智
	堀之口	内 武	森	洋一	安成	哲平
	吉森	正和				

編集兼発行者	2017年9月30日 発行 公益社団法人 日本気象学会 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内
印刷所	株式会社 インプレッソ 東京都文京区関ロ1-34-9アネックス早稲田1F
	定価 3,500円(消費税込み)

## セカンダリースタンダード日射計の最高峰。







www.eko.co.jp TEL: 03-3469-6711

英弘精機株式会社

nissha@eko.co.jp



# 高信頼のHDDを搭載したストレージサーバ Cloudy II Server

Cloudy



CloudyⅢ Serverは、インテル® Xeon® E5をデュ アル搭載可能なストレージ内蔵のサーバです。 サーバとストレージ機能が一体になっているので、 FCやSASで接続するストレージを必要としません。 4U/35台入り、2U/12台入り、1U/4台入りの3 モデルをご用意しています。

## LINEUP

4Uサイズ			
•3TB×35	•4TB×35	•8TB×35	-10TB×35
2Uサイズ			
•3TB×12	•4TB×12	•8TB×12	-10TB×12
10サイズ			
•3TB×4	•4TB×4	•8TB×4	

## デスクトップで最大1.5GB/sの高性能 **JBOX-pro**

デスクトップサイズのコンパクトな筐体でありながら、 RAID6構成で最大1.5GB/sのRead/Writeを行うこ とができ、業務用途での使用に適しています。

#### Throughput result





株式会社ニューテック



LINEUP 6TB×12

その他、各種ストレージを取り揃えております。カタログのご請求や製品についてのお問い合せは、弊社第二営業部一課(学術研究機関担当)まで 入からサポートまでストレージのことならニ

〒105-0013 東京都港区浜松町2-7-19 KDX浜松町ビル 第二営業部一課 担当:久保田 Tel:03-5777-0852 Fax:03-5777-0853 E-mail:academic@newtech.co.jp http://www.newtech.co.jp



証券コード:6734