2018年度春季大会講演予稿集

会期:2018年5月16日(水)~5月19日(土) 会場:つくば国際会議場 (つくば市竹園2-20-3)

113

2018年5月

日本気象学会





気象庁型式証明取得! H29年度 気象庁殿納入! Pt アスマン通風型乾湿計 水銀レス、乾球と湿球の温度センサーに 白金測温抵抗体 (Pt100Ω)を使い、 乾球温度、湿球温度、相対湿度および 露点温度をデジタル表示

・データ保存:microSD カード (別途) ・通風速度:4~6m/s 電源:単三乾電池4本 ·外形寸法:Φ120×304mm(取手含まず) ·質量:約1.4kg



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 F:RS-485 雷源: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 *
厳入測定的量 · 1000mm ・
集雨面積 :200cm[·] ・
測定精度 :±0.1mm ・動作温度 :-40°C~+60°C(無結露) ・
防塵防水規格 :IP65 (ハウジング部) F:RS-485 ・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



·水象·船舶·霍源 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

あ

6

ゆる

営業本部〒1528508 東京都目黒区中央町1-5-12 TEL03-5768-8251(代) FAX03-5768-8261 東北営業所 7960-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11 TEL022-266-3909(代) FAX022-264-4145 大阪営業所 7532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21 TEL06-6309-8251(代) FAX06-6309-8268 九州営業所 7614-0012 福岡市早良区昭代1-18-8 TEL092-852-8051(代) FAX082-833-3310

日本気象学会 2018 年度春季大会 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(2018年3月14日現在;50音順).厚く御礼申し上げます.(*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.)

<出展・リクルートブース開設・協賛>

株式会社アイ・アール・システム*

株式会社朝倉書店

いであ株式会社+

英弘精機株式会社*+

オフィス気象キャスター株式会社+

株式会社気象工学研究所+

気象情報通信株式会社+

クレイ・ジャパン・インク

サイバネットシステム株式会社*

全日本空輸株式会社

ダイヤモンドエアサービス株式会社

株式会社日本エレクトニック・インスルメント

日本海洋事業株式会社+

日本気象株式会社+

一般財団法人日本気象協会*+

日本無線株式会社

株式会社ニューテック*

株式会社ハイク*

株式会社日立パワーソリューションズ*

株式会社プリード*

明星電気株式会社*

く協力>

一般社団法人つくば観光コンベンション協会

つくば市

日本気象学会 2018 年度春季大会

 会期:2018年5月16日(木)~5月19日(土)
 会場:つくば国際会議場 〒305-0032 茨城県つくば市竹園2-20-3 <u>https://www.epochal.or.jp/index.html</u>
 大会実行委員会担当機関: 気象研究所
 大会委員長: 隈 健一(気象研究所所長)
 当日の会場への連絡先: 大会実行委員会事務局(つくば国際会議場小会議室301) TEL 029-861-0601(大会期間中のみ有効) ※大会参加者への伝言は、受付付近の掲示板に掲示します. 取り次ぎはいたしませんのでご承知おき願います.

交通の案内:

- TXつくば駅・つくばセンターまで
 - ・つくばエクスプレス(TX):
 「つくば」行きに乗車,終点「つくば駅」下車
 - ・JR常磐線: 「土浦駅」西口3番バスのりば、「ひたち野うしく駅」東口バスのりばより、「筑波大学中央」または 「つくばセンター」行きバスに乗車、「つくばセンター」下車(ともに所要時間約25分)
 - ・高速バス: 東京駅八重洲口の高速バス2番のりばより「筑波大学」または「つくばセンター」行きに乗車、「つく ばセンター」下車(所要時間約65分).
 羽田空港第1,第2各ターミナル1階到着ロビー13番のりばより、「つくばセンター」行きに乗車、 終点「つくばセンター」下車(所要時間約80分).
- \bigcirc TXつくば駅・つくばセンターからつくば国際会議場まで
- ペデストリアンデッキ(歩行者専用道路)に昇り,直進(徒歩約10分).



会場案内図(つくば国際会議場提供)

 A会場
 : 大会議室101 (1F)

 B会場
 : 大会議室102 (1F)

 C会場
 : 中会議室201 (2F)

 D会場
 : 中会議室202 (2F)

 ポスター会場:多目的ホール (1F)

 (企業展示会場・リクルートブース併設)

総会・記念講演・シンポジウム:大ホール (1F) 受付 : エントランスホール (1F) 大会事務局 : 小会議室301 (3F) 懇親会 : 大会議室101・102 (1F)

		A会場	B会場	C会場	D会場
5月 16日	09:30~	中高緯度大気	降水システムI	大気放射	大気力学
(水)	11:45	(7, A101~A107)	(7, B101~B107)	(7, C101~C107)	(7, D101~D107)
	11:45~	ポスター・セッション	(29, P101~P129)		
	12:45				
	13:45~	気候システムI	専門分科会	熱帯大気I	大気境界層
	17:30	(11, A151~A161)	「多発する集中豪雨と	(13, C151~C163)	(11, D151~D161)
			線状降水帯-特に		
			2017年の豪雨事例を		
			中心としてー」		
			(14, B151~B164)		
5月 17日	09:15~	気候システムⅡ	降水システムⅡ	熱帯大気Ⅱ	気象予報I
(木)	11:30	$(6, A201 \sim A206)$	$(7, B201 \sim B207)$	(7, C201~C207)	(7, D201~D207)
		19-1	(
	$11:30 \sim$	ポスター・セッション	$(29, P201 \sim P229)$		
	12:30	<i>4</i> 0 A			
	$13:30 \sim$	総会			
	15:30	一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一	上于学习学习人讲论		
	$15:40 \sim$	字会員,滕原員,厈保	•		
	1/:50	和如厶			
	$18:15 \sim$	恣祝云			
5日 10日	20:15	(年代シュー / 一)	咚 ルシュ ニ し 田	劫生十 年 11	与 与 与 ス υ Π
5月 18日 (全)	12:00	$(0, A301 \sim A300)$	「「「「「「「「」」」 (& B301~B308)	秋市人×1 (9 C301~C300)	$(8 D301 \sim D308)$
(亚)	12.00	(9, A301 °A309)	(0, B301 - B300)	(9, C301 C309)	(0, D301 - D300)
	12.00~	ポスター・セッション	(28 P301~P328)	l	
	13:00		(20,1501 1520)		
	$14:00\sim$	シンポジウム「防災・)	■ 載災のための観測・短時	間予測技術の未来」	
	17:30				
5月 19日	09:15~	気候システムⅣ	降水システムⅣ	観測手法I	気象予報Ⅲ
(土)	11:30	(3, A401~A403)	(4, B401~B404)	(7, C401~C407)	(7, D401~D407)
		環境気象			
		(4, A404~A407)			
	11:30~	ポスター・セッション	(15, P401~P415)		
	12:30	ジュニアセッション	-	-	
	13:30~	公開気象講演会	物質循環システム	観測手法Ⅱ	中層大気
	17:15	「台風の強度~台風災	(9, B451~B459)	(9, C451~C459)	(12, D451~D462)
		害の軽減に向けた航空			
		機観測~」			

発表件数:294件(専門分科会14, ロ頭発表179, ポスター101)

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: kouenkikaku2018s@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>17分</u>(講演13分・質疑4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、<u>縦 205.5</u>
 <u>cm×横 85.5 cm</u> 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</u> 場に用意します.
- 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5月16日09:00~17:00
 - ✓ 第2日の発表者は5月17日09:00~17:00
 - ✓ 第3日の発表者は5月18日09:00~17:00
 - ✓ 第4日の発表者は5月19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として,次の施設を紹介します.

1.キッズハウスつくば

〒305-0051 茨城県つくば市二の宮1丁目24-8 パルシャスつくば1F 101号 Tel: 0120-38-8373

http://www.kids-house.jp/

つくばセンターバスターミナル4番乗り場より関東鉄道バ ス「学園南循環(右回り,左回りどちらでもよい)」に乗 車し(乗車時間5分),「二の宮一丁目」下車,バス進行方 向へ徒歩約1分です.途中バス停の「国際会議場(学会会 場)」からは2つ目のバス停です.学会会場から徒歩の場合 は約10分(800m)となります.バスの本数が少ないので, 確認して利用されることをお勧めします. http://kantetsu.co.jp/bus/timetable_tsukuba.html

2. AiAi kids (あいあいキッズ)

〒305-0817 茨城県つくば市研究学園4-4-11 ハニュウ薬局研究学園店2階 Tel: 029-869-9705

http://aiai-kids.com/index.html TX研究学園駅より徒歩10分

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 (http://jinzai.metsoc.jp/files/childcare_support_gu ideline.pdf) 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

- ・大会実行委員会の窓口は事務局長・直江(hnaoe@mri-jma.g o.jp)です。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.

-4 -

シンポジウム「防災・減災のための観測・短時間予測技術の未来」

日時:2018年5月18日(金) (大会第3日)14:00~17:30 会場:つくば国際会議場 大ホール(1F) 司会:斉藤 和雄(気象庁気象研究所)

※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

集中豪雨や台風などによる災害は毎年のように発生している.地球温暖化と共に,現象の頻度や強度,発生場所の変化(北上)なども懸念されており,これら自然現象によって生じる災害への対策は喫緊の課題である.一方,近年の観測技術,予測技術,ICT技術の発展は目覚ましいものがあり,気象関連災害に対する防災・減災のための鍵となる技術として期待される. 国土交通省は平成27年1月に『新たなステージに対応した防災・減災のあり方』をとりまとめた.これを受けて,交通政策審議会気象分科会は,同年7月に「『新たなステージ』に対応した防災気象情報と観測・予測技術のあり方」を気象庁への提言としてとりまとめ,大きな気象災害をもたらす要因となっている「積乱雲」,「集中豪雨」,「台風」について,それぞれに関する観測・予測技術の現状と課題を確認し、最適な観測手段と技術向上に向けて取り組むべき方向性を示した.

本シンポジウムでは、線状降水帯などに代表される集中豪雨や台風に伴う大雨、それに伴う災害を主な対象とし、最も大き な被害をもたらす土砂災害の様相、10年程度先を見通したときに必要となる観測・予測技術及び災害情報の提供に関する技 術について、専門家による講演と参加者全員による総合討論を通して、現状とその将来の方向性について議論を深めたい。

プログラム

1.	「豪雨に関する防災情報を支える観測・	予測技	術の現状」
		小泉	耕(気象庁気象研究所)
2.	「防災のための次世代の観測技術」		
		鈴木	修(気象庁気象研究所)
3.	「次世代スーパーコンピュータとビッグ	データ	が拓く未来の気象予測」
		三好	建正(理化学研究所)
4.	「水災害発生過程と予測の必要性」		
		小池	俊雄(土木研究所水災害・リスクマネジメント国際センター)
5.	「災害情報の共有と利活用」		
		臼田	裕一郎(防災科学技術研究所 総合防災情報センター)
総	合討論		

総会

日時:大会第2日(5月17日)13:30~15:30 場所:大ホール(1F)

議事次第

- 1. 開会
- 2. 議長選出
- 3. 理事長挨拶
- 4. 2018年度日本気象学会賞授与
- 5. 2018年度藤原賞授与
- 6. 2018年度岸保·立平賞授与
- 7. 2017年気象集誌論文賞及びSOLA論文賞授与報告
- 8. 議事

- (1) 2017年度事業報告
- (2) 2017年度決算報告
- (3) 2017年度監査報告
- (4) 公益法人日本気象学会細則の一部改正について
- (5) 公益法人日本気象学会定款の一部改正について
- (6) 第39期名誉会員の推薦について
- (7) 第40期役員の選任について
- 9. 報告
 - (1) 2018年度事業計画
 - (2) 2018年度収支予算
 - (3) その他

専門分科会の概要紹介

多発する集中豪雨と線状降水帯一特に 2017 年の豪 雨事例を中心として一 日時:2017年5月16日(水)(大会第1日)13:45~17:30 場所:B会場 **趣旨**:2017年7月5日~6日に福岡県朝倉市や大分県日田 市などの九州北部地方で集中豪雨による甚大な被害が 発生し、気象庁は「平成29年7月九州北部豪雨」と命 名した.九州北部豪雨発生の前後にも島根県・新潟県・ 秋田県など各地で豪雨が頻発した.これらの豪雨発生の 主要因の一つとして所謂「線状降水帯」の存在が指摘さ れているが、その発生環境場と形成機構、降水量の予測 可能性、災害評価に資する豪雨の定量的表現法など依然 として未解明の課題が山積している.本分科会では、特 に2017年梅雨末期の豪雨事例を中心に、観測研究から、 データ解析、データ同化、数値シミュレーションに至る 様々な手法に基づいた、線状降水帯関連の気象学的研究 はもとより減災・防災関連の調査研究の話題提供も期待 したい.また、今後も頻発が予想される豪雨災害の対策 に資するための研究の方向性を会員と共に議論する.次 代を担う大学院生など若手の発表も大いに歓迎する.

世話人:竹見哲也(京都大学),津口裕茂(気象研究所), 清野直子(気象研究所),加藤亮平(防災科学技術研究 所),清水慎吾(防災科学技術研究所),下瀬健一(防 災科学技術研究所),川野哲也(九州大学),川村隆一 (九州大学)

公開気象講演会のお知らせ

- 日時:2018年5月19日(土)(大会第4日)13:30~17:15
- 場所:つくば国際会議場 大会議場101(大会A会場) テーマ:台風の強度~台風災害の軽減に向けた航空機 観測~
- 主催:公益社団法人日本気象学会 教育と普及委員会
- **後援**:一般社団法人日本気象予報士会
- 趣旨:日本気象学会2018年度春季大会の開催に合わせて、一般市民の方々に気象に関する最新の研究成果や関心の深い事柄について解説することを目的として公開気象講演会を開催します。今回は「台風の強度」について航空機を用いた取り組みをテーマとして取り上げます。台風は毎年のように大きな災害をもたらし、日本の風水害の大きな原因となっています。さらに地球温暖化に伴い台風がますます強くなることが予想され、日本における台風のリスクは増大しています。それにもかかわらず、台風の強度の推定値には誤差が大きく、また強度予測には十分な改善がみられません。これらの問題を解決し、将来、台風による災害のない安全な社会を作っていく

ためには,航空機を用いた台風の直接観測をおいて ほかにはありません.今回の公開講演会では,台風 の強度をどのように推定し,予報するのかについて 最先端の技術を詳しくかつ分かりやすく説明し,航 空機を用いて台風を直接観測することで上記の問題 を解決していこうとする最近の取り組みを紹介しま す.航空機で超大型台風の眼に入ったときの,「天 空の城ラピュタ」を彷彿とさせる壮大な眼の中の風 景もお楽しみください.

テーマ及び講演者

地旨説明 坪木和久(名大)
1. 台風の強度を測るには 中澤哲夫(気象研)
2. 台風の予報はいま? 伊藤耕介(琉球大)
3. 台風の観測機器 清水健作(明星電気)
4. 台風の航空機観測山田広幸(琉球大)
問い合わせ先:小田真祐子(教育と普及委員会)
TEL:029-852-9162
E-mail:msj-ed_2018@metsoc.jp

ジュニアセッションのお知らせ

※下記の趣旨のため、多くの学会会員の皆様にご参加いただき、質疑やコメントをくださいますよう、宜しくお願いいたします.

※ジュニアセッション発表者・見学者の参加は無料です.

日時:2018年5月19日(土) (大会第4日)11:30~12:30 場所:つくば国際会議場 多目的ホール (大会ポスター会場)

- **主催**:公益社団法人日本気象学会 教育と普及委員会・講 演企画委員会
- 趣旨:大気や気象に対する若い人たちの興味や探究心が高まることで、より豊かな社会の招来に繋がることを期待し、日本気象学会2018年度春季大会の開催に合わせて、高校・中学生世代を対象に「ジュニアセッション」を開催します。生徒たちが自ら行った気象や大気に関する調査・研究の成果を、専門家の前で発表体験し、意見交換することによって調査・研究を深めてもらうことを主な目的としています。多くの学会会員の皆様にご参加いただき、質疑やコメントをくださいますよう、宜しくお願いいたします。
- 発表・見学の資格:高等学校,高等専門学校生(1~3学年)

の生徒(新卒者含む)個人またはグループ.中学生の発表も可.発表者がいない学校の生徒,教諭,引率者も見学できます.

発表形態・発表内容:ポスターセッション形式。内容は気象・気候や大気についての生徒による調査・研究成果。
 詳細は日本気象学会ホームページ(http://www.metsoc.jp/?p=9528)をご覧下さい。

参加特典:

- 1. 発表者の全員に対し、「発表認定証」を発行します.
- 2. 日本気象学会ホームページに発表者や発表要旨などを 掲載し, 顕彰します.
- 3. 発表者は、専門家による質疑やコメントを通じて、研 究の要領やヒントを得たり、また参加者間の交流を深 めたりすることができます.
- 4. 発表者・見学者・引率者は春季大会における各種セッション,シンポジウム,講演等を無料聴講できま

す. 問い合わせ先:公益社団法人日本気象学会 教育と普及委 員会 E-mail:msj-ed_2018@metsoc.jp(ジュニアセッション担 当)

Tel: 03-3216-4403 Fax: 03-3216-4401 (学会事務局)

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49回メソ気象研究会

日時:2018年5月15日(火) (大会前日) 13:15~15:45 場所:気象庁講堂(東京都千代田区大手町1-3-4) コンビーナー: 櫻井南海子,下瀬健一,加藤亮平(防災科 研)

- テーマ:「雷研究の現状と今後の展望」
- 内容: 2017年8月19日に首都圏で発生した雷雨による花火大 会の事故など、 需による事故は後を絶ちません、 気象庁の 雷監視システム (LIDEN) による雷観測データが、2017年 1月より公開されるようになりました.また、国交省の偏 波レーダーデータ(XRAIN)も2015年10月よりDIASから 学術向けに公開され, 雷研究に有用なデータの取得が飛躍 的に容易になりました. データ利用が可能になった今, 雷 研究の現状と今後の課題を整理する必要があります. そこ で、今回のメソ気象研究会では、雷研究を行っている方に 講演を依頼し、話題提供をしていただくことにしました. 雷そのものを観測する技術開発をされてきた吉田智さん. 雷を発生させる雷雲を観測する偏波レーダーの解析を行 っている纐纈丈晴さん, 雷雲内の雷をモデルで再現する技 術開発をされている加藤雅也さん、そして現業(気象庁) の雷情報について加藤輝之さんにお話しして頂きます. こ の研究会で、現在、国内では雷についてどこまで分かって いて、何が問題なのか、海外の雷研究を参考にしつつ、将 来どこへ目指すべきかを整理するきっかけになればと思 っています、多くの方々のご参加と活発な議論をお願いい たします.

プログラム:

13:15-13:25 開会挨拶·趣旨説明

- 13:25-13:50「気象庁での雷関係プロダクトーLIDEN・雷ナ ウキャスト・発雷確率ガイダンスの概要について」 加藤輝之(気象庁)
- 13:50-14:15「Xバンド偏波レーダーを用いた夏季雷雲内部 の降水粒子分布観測」 纐纈丈晴(情報通信研究機構)
- 14:15-14:40「雷3次元標定装置の発展とその応用」 吉田 智(気象研)
- 14:40-15:05「雲解像モデルCReSSによる雷シミュレーション」 加藤雅也(名古屋大)
- 15:05-15:30「海外における雷研究の動向と防災科研における雷研究の取り組み」 櫻井南海子(防災科研)
- 15:30-15:45 総合討論
- ※発表タイトルは、予告なく変更する場合があります.
- 世話人: 坪木和久 (名大宇地研), 加藤輝之 (気象庁), 小 倉義光 (東大大気海洋研)
- 連絡先:下瀬健一(防災科研)
- E-mail : kshimose@bosai.go.jp
- 注意事項:受付にて名札をお受け取り下さい(トイレや自

販機等を利用する際に必要となります). 講堂での飲食は ご遠慮ください.

第11回気象庁数値モデル研究会

日時:2018 年 5 月 15 日 (火) (大会前日) 16:00~18:30 **場所**:気象庁講堂(東京都千代田区大手町 1-3-4)

- **テーマ**:「台風・集中豪雨の予測精度向上に向けた数値予報 技術開発の方向性」
- 内容:数値予報は、日々の天気予報や防災気象情報の発表に 必要不可欠な基盤技術となっており、近年、集中豪雨や台 風等による被害の相次ぐ発生や、IoT等の技術の進展によ る気象データの利用拡大等により、その予測精度向上への 期待は益々高まっています.こうした状況のもと、気象庁 では、数値予報モデルの飛躍的な精度向上を目指す取り組 みを進めています.その一環として、大学等研究機関が持 つ最新の研究成果や知見のより積極的な活用を図るため、 大学等研究機関の専門家による「数値予報モデル開発懇談 会」(会長:新野 宏 東京大学大気海洋研究所海洋地球 システム研究系 教授)を平成29年から開催しています. 今回の研究会では、気象庁側から現在検討を進めてい る今後10年程度を展望した数値予報モデル開発の考え方 を紹介するとともに、研究コミュニティ側で実施してい る先端的な研究の現状を共有頂くことで、台風・集中豪雨

る元端的な切先の現状を共有頂くことで、 戸風・栗中家附 予測を中心に今後の現業数値予報モデル開発及びこれに 関連する研究のあるべき方向性について意見交換を行い たいと考えております. 多くの方々のご参加と活発なご 議論をお願いいたします.

プログラム :

- 16:00-16:10 開会挨拶・趣旨説明
- 16:10-16:40「台風・集中豪雨予測に関する数値予報モデルの課題と技術開発の方向性(仮題)」
- 16:40-17:10「台風の予測精度向上に資する先端的研究の 現状(仮題)」
- 17:10-17:40「集中豪雨の予測精度向上に資する先端的研 究の現状(仮題)」
- 17:40-18:30 総合討論
 - ※発表タイトル及び講演者については調整中です.決 まり次第,以下の URL に掲載する予定です. http://pfi.kishou.go.jp/
- 連絡先:長谷川昌樹(気象庁)
 - E-mail : m-hasegawa@met.kishou.go.jp

注意事項:受付にて名札をお受け取り下さい(トイレや自 販機等を利用する際に必要となります).講堂での飲食は ご遠慮ください.

第3回気象学史研究会

主催:気象学史研究連絡会

日時:2018年5月16日(水) (大会第1日)18:00~20:00 場所:中会議室201 (C会場)

- テーマ:「日本での初期の数値天気予報」
- 内容:数値天気予報は、第二次世界大戦直後のアメリカ合衆 国で研究開発が進展し、日本では1959年に気象庁の現業に とりいれられたことはよく知られています.しかし、日本 で数値予報に関するどのような研究開発が進められてき たかはよく知られているとはいえないようです.そこで本 会合では、現業開始以前の台風に関する数値予報の研究に ついての論考をまとめられた科学史家の有賀暢迪氏、気象 庁で現業初期から参画された新田尚氏、1970-80年代に現 業に参画されその前後にわたって数値予報に関心をもっ てこられた二宮洗三氏に、それぞれ論じていただくことに しました.なお、新田氏の報告は書面での発表を紹介する 形で行います.

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:

「日本での初期の数値天気予報」(書面参加)

- 新田尚(元気象庁)
- 「日本における初期の数値予報の発展とその問題点」 二宮 洸三 (元 気象庁)
- 「電子計算機以前 -- 日本における数値予報研究の始ま り」 有賀 暢迪(国立科学博物館)
- コンビーナー・司会: 増田耕一(首都大学東京)
- 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/

極域・寒冷域研究連絡会

日時:2018年5月16日(水) (大会第1日)18:00~20:00 場所:中会議室202 (D会場)

テーマ:「北極域の雲微物理過程の追究に向けて」

趣旨:北極域の上空では、水雲、氷雲、あるいはその両者の 混在した雲(混相雲)が、年間を通して頻繁に発生し、北 極域の気候や天候に大きな影響を及ぼします。しかしなが ら、現状の雲解像モデルの中では、北極域の雲微物理過程 を必ずしもうまく表現しきれておらず、その大きな理由の 1つとして、雲微物理に関する観測事実(水雲/氷雲の判 別、雲粒の数濃度や粒径分布などの情報)が非常に不足し ていることが挙げられます。そこで、今回の研究会では、 ユニークな雲粒子ゾンデや人工衛星などを用いた研究に 取り組んでいる研究者を招き, 雲微物理に関する観測技術 とその応用例について紹介していただきます. さらに, そ れらの観測技術を北極域で活用する上での可能性や課題 などについても議論したいと思います. また, 極域気候モ デルの現状や将来の展望についても, 専門家を招いて解説 していただきます. 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 の当研究連絡会の世話人にお声掛けください.

プログラム:

- 1. 趣旨説明
- 「明星電気の雲粒子 (CPS) ゾンデの紹介」 杉立卓治 (明 星電気)
- 3.「赤道域における特殊ゾンデ観測の紹介と北極域研究へ の応用」 稲飯洋一(東北大学)
- 4.「アクティブセンサ搭載衛星観測による北極域雲の物理 特性研究」 岡本 創(九州大学)
- 5.「極域気候モデルNHM-SMAPの現状と将来展望」 庭野 匡思(気象研究所)

問い合わせ先:當房豊(国立極地研究所)

E-mail: tobo.yutaka@nipr.ac.jp

雲・降水研究会

日時:2018年5月17日(木)(大会第2日)12:30~13:30 場所:会議室401

- テーマ:「降水粒子観測」
- **趣旨**: 雲・降水粒子の粒径・形状・密度等の物理特性は,大気の水・熱循環に深く関与するとともに,リモートセンシングによる地球環境監視のほか,防災的観点からも重要な要素です.その性状や動態を捉えるために,直接観測・遠隔観測を含め様々な手法で観測が行われています.

本研究会では雲・降水粒子の直接観測に焦点をあて,長 年ビデオゾンデ観測をされてきた鈴木賢士氏(山口大)と, 降雪粒子の地上観測をされてきた本吉弘岐氏(防災科研) からお話しいただくとともに,観測で捉えられた粒子の物 理特性やその応用,今後の連携や研究ビジョンに関する視 点も含め議論します.

プログラム :

- 1. 趣旨説明
- 「地上降雪粒子観測から得られる情報 -降雪と積雪の 橋渡し-」 本吉弘岐(防災科研)
- 3. 「雲内降水粒子直接観測のこれまでとこれから」 鈴 木賢士(山口大)
- 連絡先:橋本明弘(気象研究所)

E-mail : ahashimo@mri-jma.go.jp

リクルートブースの設置について

ポスター発表が行われる場所に隣接して、会場内にリクル ートブースを設ける予定です.これは、民間企業から適職 に出会うための機会を提供して頂き、気象学会に所属する 大学院生や有期雇用研究者との間での情報交換を通じて、 彼らのキャリア形成をサポートすることが目的です.参加 予約手続きは不要です.ブースでは、ポスター発表時間お よび昼休みをコアタイムとして,企業担当者が対応しま す.

リクルートブースに出展予定の企業は以下の通りです (2018年3月14日現在).

*の企業は5月16日(水)と17日(木),それ以外の企業は 18日(金)と19日(土)の開設を予定しています.

-8-

いであ株式会社* 英弘精機株式会社* オフィス気象キャスター株式会社 株式会社気象工学研究所* 気象情報通信株式会社 日本海洋事業株式会社* 日本気象株式会社* 一般財団法人日本気象協会* (五十音順)

2018年度秋季大会の予告

2018 年度秋季大会は、2018 年 10 月 29 日(月)~11 月 1 日(木)に仙台国際センターで開催される予定です.大会告示は「天気」5 月号に掲載予定です.なお、秋季大会の講演申し込み締め切りは 2018 年 7 月頃となる予定です.

A 会場

中高緯度大気

座長 : 佐藤 友徳(北大院地球環境)

A101	岩崎	杉紀(防大地球)	可視では判別できないほど薄い雲が他の雲に与える影響
A102	相澤	拓郎(東大大気海洋)	MRI-ESM2 を用いた CMIP6 実験に見られる北極域の数十年規模変 動
A103	小寺	邦彦(名大・宇地研)	2017 年末の北米寒波と成層圏惑星波の下方伝播
A104	佐藤	友徳(北大院地球環境)	ユーラシア大陸北部における夏季気温偏差の予測可能性に対する 陸面の寄与
A105	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
A106	平田	英隆 (名大・宇地研)	暖流からの潜熱/顕熱供給に対する日本列島に沿って北進する爆弾 低気圧の応答
A107	佐藤	尚毅 (学芸大)	MJO の位相や振幅が関東地方の降水や降雪に与える影響

B 会場

隆水システム I

B101

座長 : 横田 祥 (気象研)

那須における短時間大雪の統計解析 荒木 健太郎 (気象研) B102 渡邉 俊一 (JMBSC) DSJRA-55 を用いた冬季日本海上の渦状擾乱の長期変動の解析 B103 篠田 裕太 (九大・理) 長白山系による JPCZ 発生環境場の形成と日本海側の降水分布 B104 川島 正行(北大低温研) 日本海を通過する寒冷前線の多重構造とその形成メカニズム B105 横田 祥 (気象研) 局地的降水の発生に適した大気場のアンサンブル実験に基づく解 析 B106 閔 庚夕 (名大 ISEE) 夏季の近畿地方に発生する線状降水システムの形成メカニズム B107 今村 淳志(筑波大学) 集中豪雨をもたらす線状降水帯の統計解析:その2 鉛直シアベク トルと線状降水帯の走向の関係

C 会場

大気放射

C103

座長 : 大河原 望 (気象庁環境気象)

- C101 大河原 望(気象庁環境気象) 水蒸気が多い状況における赤外放射計の特性
- C102 桃井 裕広 (東理大) 天空輝度を用いた水蒸気波長のセルフキャリブレーション法の開 発
 - 改造スカイラジオメーターによる月を光源としたエアロゾル光学 内山 明博 (環境研) 的厚さの推定(2)
- C104 内山 明博 (環境研) スカイラジオメーター (POM02) の特性 (Part 2) (衛星推定エア ロゾルプロダクト検証に向けて)
- C105 関口 美保(海洋大) ひまわり8号による衛星解析データを用いたエアロゾルによる雲 への影響についての統計的解析
- C106 藤川 雅大(九大総理工) MFMSPL を用いた雲相識別手法の有効性の検証
- C107 惑星大気放射伝達モデルの構築:金星大気の計算 高橋 芳幸(神戸大理)

D 会場

大気力学

座長 : 石渡 正樹 (北大院理)

D101	大貫	陽平 (九大応力研)	地球流体力学における研究ツールとしての Wigner 変換
D102	野田	彰(MRI)	Eliassen-Palm フラックスと群速度の関係におけるβ効果
D103	板野 洋)	稔久(防衛大・地球海	軸流周りのシアーで生成する擾乱の最適励起
D104	中島	健介 (九大・理)	津波起源 Lamb 波の振幅の理論的見積もり
D105	吉﨑	正憲 (立正大地球環境)	球座標系における浅水波(ラプラス潮汐方程式)の厳密解(1)
D106	山野	未央(名大 ISEE)	パイロットレポート資料に基づく日本上空での乱気流の統計的特 徴
D107	石渡	正樹(北大院理)	大気大循環モデルを用いた地球気候の太陽定数依存性に関する数 値的研究

大会第1日 〔5月16日(水)〕 13:45~17:30 一般口頭発表

A 会場

気候システムI

座長 : 吉森 正和 (北大地球環境)

- A151 吉森 正和(北大地球環境) 中高緯度の温暖化が熱帯の降雨分布に与える影響2
- A152 長谷川 聡(土研 ICHARM) 2℃及び1.5℃昇温した将来の気象学的渇水の変化
- A153 戸田 賢希(東大大気海洋研) 20世紀に観測された日本周辺海域の強い昇温トレンド
- A154 横山 千恵(東大大気海洋研) 日本周辺における初夏の降水特性の将来変化: CMIP5 モデル大規 模場による推定
- A155 関根 祐大(東大大気海洋研) 十年規模気候内部変動に伴う全球平均気温の変動メカニズム

座長 : 土井 威志 (JAMSTEC)

- A156 土井 威志 (JAMSTEC) 100 アンサンブルメンバーによる季節予測実験
- A157 堀 正岳(北極環境変動総合 d4pdf を用いた冬季北半球の寒波発生頻度と東アジア冬季モンスー 研究センター) ンの変動幅の長期傾向についての研究 A158
 - 原田 やよい (気象研) 北半球夏季季節内振動と大気大循環変動との関係
- A159 黒田 友二 (気象研) 太陽活動の北大西洋振動への影響
- A160 小林 ちあき (気象研) 結合同化システムの短期再解析実験における降水量-SST 関係
- A161 楠 昌司 (気象研) 積算偏差降水量による雨期の判定

大会第1日 〔5月16日(水)〕 13:45~17:30 専門分科会

B 会場

多発する集中豪雨と線状降水帯ー特に2017年の豪雨事例を中心としてー

趣旨説明(5分) 竹見哲也(京大防災研)

座長: 川村 隆一(九大院理)

B151	津口	裕茂	(気象研)	「平成 29 年 7 月九州北部豪雨」の発生要因について -線状隆水帯の形成・維持メカニズム-
B152	川野	哲也	(九大院理)	平成29年7月九州北部豪雨をもたらした線状降水帯の数値シミュレーション
B153	竹見	哲也	(京大防災研)	2017年九州北部豪雨をもたらした降水系の停滞性・持続性
B154	加藤	亮平	(防災科研)	雲解像数値モデルを用いた平成 29 年 7 月九州北部豪雨を引き起こ した線状降水帯に伴う降水量の予測可能性
				座長:清水 慎吾(防災科研)
*B155	佐山	敬洋	(京大防災研)	平成 29 年 7 月九州北部豪雨を対象とした中小河川の降雨流出氾濫 解析
*B156	P. C. S	Shakti	(NIED)	Rainfall runoff simulation of small ungauged mountainous river basins

*B157 和田 幸一郎(秋田地方気象 地域防災支援における気象台の取組み

台)

*B158 藤田 匡(数値予報課) 現業数値予報システムによる豪雨予測の現状と課題

休憩(5分)

座長: 津口 裕茂 (気象研)

B159	伊藤	純至(気象研)	線状降水帯の高解像度理想実験
B160	若月	泰孝(茨城大理)	梅雨前線帯の降水システムの理想化数値実験に関する研究
B161	飯塚	聡(防災科研)	海面水温が豪雨に及ぼす影響 平成25年8月秋田・岩手豪雨を例に
*B162	永井	智広 (気象研)	局地的豪雨の降水量予測精度向上のためのライダーを用いた水蒸 気鉛直分布の観測
B163	吉田	智 (気象研)	水蒸気ラマンライダー観測による水蒸気量の同化
B164	小司	楨教 (気象研)	大気診断のための高頻度データ同化実験

座長: 竹見 哲也 (京大防災研)

総合討論

*印は招待講演(18分)、その他講演は12分

大会第1日 〔5月16日(水)〕 13:45~17:30 一般口頭発表

C 会場

熱帯大気I

座長 : 日置 智仁 (名大宇地研)

C151	北本	朝展 (NII)	「デジタル台風」気象衛星画像データセットと機械学習
C152	坪木	和久(名大宇地研)	T-PARCII プロジェクトにおける台風観測のためのドロップゾンデ 開発とそれを用いた台風の航空機観測
C153	山田	広幸 (琉球大理)	航空機観測で捉えた 2017 年台風第 21 号の二重暖気核構造
C154	辻野	智紀 (名大宇地研)	非静力学モデルで再現された台風 Lan (2017) における暖気核の時 間変化
C155	石原	正仁 (気象研)	遠隔サイクロンによるスリランカの水害発生時の総観場
C156	小山	亮 (気象研)	Noru(1705)の強化及び構造変化に影響を与えた環境場要因
C157	嶋田	宇大 (気象研)	強い鉛直シアー下で起きた 2015 年台風第 6 号の再発達と眼の壁雲 形成
C158	ナヤク	ィ スリダラ(DPRI)	Dynamic Downscaling of typhoons affecting Northern Japan
C159	藤原	圭太(九大院・理)	日本の南海上で発達する秋台風に対する黒潮の遠隔作用
C160			
	筆保	弘徳(横浜国大)	台風発生に影響を及ぼす対流圏上層寒冷渦の統計解析
C161	筆保 日置	弘徳(横浜国大) 智仁(名大宇地研)	台風発生に影響を及ぼす対流圏上層寒冷渦の統計解析 雲解像モデルを用いた台風の最大風速半径の決定要因についての 研究
C161 C162	筆保 日置 伊藤	弘徳(横浜国大) 智仁(名大宇地研) 耕介(琉大)	台風発生に影響を及ぼす対流圏上層寒冷渦の統計解析 雲解像モデルを用いた台風の最大風速半径の決定要因についての 研究 JNoVAを用いた 2017 年台風 21 号航空機観測の同化(序報)

大会第1日 〔5月16日(水)〕 13:45~17:30 一般口頭発表

D 会場

大気境界層

座長 : 北村 裕二 (気象研)

D151	村橋	究理基 (北大理)	火星高解像度 LES を用いた地表面ダストフラックスの見積もり
D152	佐藤	陽祐(名大工)	洋上の浅い積雲に対する LES の解像度依存性
D153	吉田	敏哉(京大院理)	建物高さのばらつきを考慮した都市キャノピーによる乱流特性へ の影響
D154	北村	祐二(気象研)	MYNN モデルの逆勾配項再考
D155	吉崎	正憲 (立正大地球環境)	富士山周辺に見られる山岳波の数値実験 -1966 年 3 月 5 日の BOAC 機墜落事故時の大気環境-

座長 : 菅原 広史(防大)

D156	高咲	良規	(立正大)	1991 年台風 19 号 (T9119) に伴う青森県西部に発生したおろし風
				の成因
D157	中村	祐輔	(立正大・院)	GPS ゾンデにより観測された長野市裾花川谷ロジェットの立体構
				造
D158	高橋	一之	(都都市整備局/	高密度地上観測データで見られた短時間強雨発生前における気象
	気象	予報士	会)	場の変化―2015 年 7 月 24 日の世田谷区を中心とした強雨事例―
D159	菅原	広史	(防大)	地上気温測定に及ぼす露場広さの影響
D160	山本	雄平	(京大院理)	日本の大都市域における地表面温度の日変化特性
D161	清本	翔太	(東工大)	高解像度全球人工排熱量の将来推定

A 会場

気候システムⅡ

座長 : 谷貝 勇 (元気象大)

A201	藤原	ケイ(無所属)	「竜巻」発生時期と彗星位置の関係
A202	内山	常雄 (予報士会)	日本と世界の気温上昇の相違について
A203	水瀬	正雄 (長岡市)	日本における理論太陽輻射量と気温日別平滑平年値の解析
A204	谷貝	勇(元気象大)	地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について (その10) - アメ ダスの豪雨と温暖化の関係-
A205	足立	幸穂(理研計算科学)	関西地域の夏季降水を対象とした SCALE による将来変化予測(その3)
A206	釜堀	弘隆 (気象研)	東海地方の降水量観測データレスキュー

B 会場

降水システムⅡ

座長 : 吉住 蓉子 (九大院理)

B201	久芳	奈遠美 (東大大海研)	暖かい雨に対する雲物理スキーム比較実験-バルク法で使われる shape parameter の効果-
B202	齋藤	泉(名工大院工)	雲乱流実験において形成される粒径分布に関する統計理論につい て
B203	田尻	拓也 (気象研)	ヨウ化銀粒子の雲核・氷晶核能
B204	中井	専人(防災科研・雪氷)	降雪種ごとの Zh-R:雲粒の少ない粒子についての観測的検討
B205	橋本	明弘(気象研)	バルク法雲物理モデリングにおける降水粒子特性の精緻化
B206	吉住	蓉子(九大院理)	南岸低気圧に伴う降水雲のビデオゾンデ直接観測データを用いた WRF 雲物理スキームの評価
B207	馬場	雄也(JAMSTEC)	異なる雲内部パラメタリゼーションを用いた降水の日変化応答の 解析

C 会場

熱帯大気Ⅱ

座長 : 西 憲敬(福岡大理)

C201	米山 邦夫(JAMSTEC)	YMC-Sumatra 2017 集中観測概要
C202	横井 覚(JAMSTEC)	YMC2017-Sumatra 集中観測期間中に見られた降水日変化
C203	伍 培明(JAMSTEC)	MJO に伴う対流活発な位相通過時にスマトラ島で観測された地 上の突風
C204	茂木 耕作(JAMSTEC/DCOP)	Pre-YMC と YMC 期間中の MJO 通過に伴うスマトラ西方沖縁辺 海の混合層変動
C205	荻野 慎也(JAMSTEC)	熱帯沿岸脱水機: 全球海陸水循環における沿岸降水の働き
C206	牛山 朋來(土研 ICHARM)	2017 年 5 月スリランカ豪雨の数値実験
C207	西 憲敬 (福岡大理)	積乱雲を含む大規模雲域の変形過程

D 会場

気象予報 I

座長 : 本田 匠 (理研計算科学)

D201	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 (4) NHM-LETKF
D202	露木	義 (気大)	PV inversion を用いたアンサンブルカルマンフィルタ (第2報)
D203	青梨	和正(気象研)	Neighboring Ensemble に基づく変分同化法への降水の混合対数正規 分布の導入
D204	山崎	哲(JAMSTEC)	観測インパクト評価診断 (EFSO) ツールの「機動的」 観測実験への 利用
D205	前島	康光 (理研)	高密度地上観測データ同化実験における観測要素別のインパクト
D206	本田	匠 (理研計算科学)	降水予報改善へ向けた雲域赤外輝度温度観測同化の重要性
D207	吉村	僚一(東北大工学部)	WRF-3DVAR データ同化および観測地点感度解析を用いた風力発 電所における高精度風況予測

A 会場

気候システムⅢ

座長 : 小長谷 貴志 (東大AORI)

A301	木野 佳音(東大 AORI)	軌道要素の違いによる高緯度域気候-植生フィードバック
A302	河合 佑太 (神大・理)	海惑星気候の太陽定数増減実験:海洋熱容量と海洋熱輸送の効果
A303	小長谷 貴志(東大 AORI)	氷期から間氷期にかけて生じた急激な気候変化の再現
A304	岩切 友希(AORI)	完新世の気候を対象とした ENSO-季節サイクル間相互作用の研 究
A305	納多 哲史(京大院理)	最終氷期最盛期実験における成層圏化学フィードバックによる寒 冷化抑制
A306	渡辺 泰士 (東大)	更新世初期の 4 万年の氷期間氷期サイクルの形成メカニズムと更 新世後期の10 万年サイクルとの違い
A307	大島長(気象研)	小惑星衝突により発生したすすによる気候変動 -恐竜などの大量 絶滅の可能性-
A308	青木 輝夫 (岡山大)	グリーンランド氷床涵養域における気温上昇に伴う積雪粒径の増 加と近赤外アルベド低下効果
A309	シェリフ多田野 サム (AORI)	大陸上の氷床拡大が海面冷却を通して大西洋子午面循環と気候に 与える影響

B 会場

降水システムⅢ

座長 : 猪上 華子 (気象研)

B301	鈴木	博人(JR東日本防災研)	ドップラーレーダーを用いた突風に対する列車運転規制方法の開 発
B302	楠硕	开一(気象研)	鉄道のための突風探知研究 -これまでの流れと今後の展望-
B303	猪上	華子 (気象研)	2017 年 11 月 24 日に庄内沖で発達した小スケールの渦を伴うメソ 渦の特徴
B304	岩井	宏徳(NICT)	沖縄本島で観測されたマイソサイクロンの構造
B305	佐々	浩司(高知大理)	深層学習による漏斗雲の自動検知の試み
B306	岩下	久人 (明星電気)	地上稠密気象観測による気温低下型突風予測手法検証
B307	栃本	英伍(東大大気海洋研)	2015 年 9 月 1 日に対馬海峡で突風を生じたメソ β スケール渦のア ンサンブル実験
B308	益子	渉 (気象研)	高解像度モデルを用いた Updraft Helicity の日本で発生する竜巻への適用

C 会場

熱帯大気皿

座長 : 末木 健太 (理研計算科学)

C301 C302	柳瀬 末木	友朗(京大院理) 健太(理研計算科学)	熱帯海洋上の積雲対流の組織化に関する数値実験:対流活動の日変 化の考察 深い湿潤対流の統計的性質の数値的収束性
C303	杉正	三人(気象研)	雲解像モデルによる熱帯太平洋の深い積雲対流のシミュレーショ ンーGray zone の積雲対流スキームの開発に向けて-
C304	中澤	哲夫 (気象研)	最近 100 年の対流圏界面高度変化
C305	中野	満寿男(JAMSTEC)	北緯 25 度以北での台風発生について
C306	加瀬	紘熙(横浜国大院)	Deep Learning を用いた台風強度予測
C307	金田	幸恵(名大 ISEE)	擬似温暖化実験による台風に伴う北海道東部の大雨の将来変化予 測
C308	石山	尊浩(東大 AORI)	強 El Niño 年(1997/2015 年)の北太平洋の熱帯低気圧活動環境場の相違
C309	宮本	佳明(マイアミ大)	270メンバーのアンサンブル計算で得られた急発達開始前の熱帯低 気圧の構造変化

D 会場

気象予報Ⅱ

座長 : 吉田 聡 (京大防災研白浜)

D301	本田	有機 (気象庁数値予報)	現業数値予報での観測データ利用の高度化:2017年成果報告
D302	瀬古	弘(気象研)	航空機からの SSR モード S ダウンリンクデータの同化実験(その
D303	岡本	幸三 (気象研)	3) ひまわり8号の赤外輝度温度同化:晴天域同化との比較
D304	栗花	卓弥 (筑波大)	二重偏波パラメータに関する統計調査
D305	門倉	真二 (電中研)	風力発電出力予測の高度化 -モニタリングデータ活用による精度 向上-
D306	吉田	聡(京大防災研白浜)	2017 年 3 月 27 日那須雪崩をもたらした低気圧の予測可能性
D307	和田	章義(気象研)	2016 年台風第1号による南西諸島及び九州南部のシールド状降水 域形成プロセス
D308	棚原	慎也 (琉球大)	CNN を用いた台風の強度予測における感度解析

A 会場

気候システムⅣ

座長 : 澤田 洋平 (気象研)

A401	堀田	陽香	(東大 AORI)	衛星シミュレータを用いた気候モデル MIROC の雲場の評価
A402	山本	孝祐	(AORI)	気候シミュレーションにおける積雲対流パラメタリゼーションの
A403	澤田	洋平	(気象研)	役割 衛星観測マイクロ波放射輝度を同化した陸域水文・生態系の再解析

環境気象

座長 : 仲吉 信人 (東京理科大)

A404	藤部	文昭(首都大)	熱中症による救急搬送率の地域性と変動—死亡率との比較—
A405	仲吉	信人(東京理科大)	都市移動観測へ向けたグローブ風速放射センサの性能調査
A406	チン	ビンプイ(気象研)	Distribution of aerosol mixing state revealed by transmission electronic microscopic observations in Japan and its relevance to cloud droplet nucleation properties
A407	梶野	瑞王(気象研)	放射性セシウムの沈着と拡散への感度:気象モデルとエアロゾル特性

B 会場

降水システムⅣ

座長 : 佐藤 晋介 (NICT)

B401	足立	透 (気象研)	TC1703に伴って突風被害をもたらした積乱雲のデュアルPAWR解
B402	諸田	雪江 (NICT/名大 ISEE)	析 近畿地方で発生した孤立積乱雲のフェーズドアレイ気象レーダー
B403	佐藤	晋介 (NICT)	観測 フェーズドアレイ気象レーダーで観測された3次元降水データの
B404	岩崎	博之 (群馬大教育学)	時空間特性 日本周辺における多重雷の雷撃時間間隔を決める要因について

C 会場

観測手法 I

座長 : 清水 慎吾(防災科研)

C401	足立	アホロ(気象研)	RASS 観測におけるパラメトリックスピーカーの利用
C402	六車	光貴(RISH)	パラメトリックスピーカーを用いた低騒音型 RASS 用音源の開発
C403	清水	慎吾(防災科研)	複数台レーダを用いた三次元風速場解析の手法間比較と統合化プ ログラムの提案
C404	鈴木	賢士 (山口大院)	Ka 帯レーダと MRR による二周波反射因子差の雲物理的特徴
C405	石元	裕史 (気象研)	レーダー反射特性解析のための融解雪片モデルの開発
C406	佐藤	英一 (気象研)	二重偏波レーダーを用いた曇天・雨天時の火山噴煙の観測について
C407	大平	貴裕 (気象工学)	パーシベルによる桜島降灰のリアルタイム監視

D 会場

気象予報Ⅲ

座長 : 堀田 大介 (気象研)

D401	米原	仁 (気象庁数値予報)	2017年5月に実施した気象庁全球モデル(GSM)の改良について
D402	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(第二報)
D403	計盛	正博 (気象庁数値予報)	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—寒気吹き出し域の雲水表現について—
D404	榎本	剛(京大防災研)	RBF を用いた浅水波モデルの標準実験による検証
D405	堀田	大介 (気象研)	ネスト可能でマルチグリッド法の利用に適した全球スペクトルモ デル用の格子系の提案
D406	レラ	ゴュック(JAMSTEC)	Application of diagonal ensemble transform matrices into ensemble forecast
D407	高谷	祐平 (気象研)	インドモンスーンオンセット期の季節内降水予測と旱魃インデッ クスの利用

大会第4日 〔5月19日(土)〕 13:30~17:15 一般口頭発表

B 会場

物質循環システム

座長 : 柴田 泰邦(首都大)

B451 B452	鶴田 治雄(RESTEC) 渡邊 明(福島大・理工)	福島第一原子力発電所近傍の SPM 測定局における事故直後の放射 性セシウム時系列データの解析 ナノ粒子の放射線強度の変動
B453	佐藤 陽祐 (名大工)	統一気象場と放出源を用いた福島第一原子力発電所起源の 137Cs を対象としたモデル間比較プロジェクト
B454	河合 慶(名大院環境)	ゴビ砂漠のライダーネットワークが捉えた寒冷前線システムによ るダストの舞い上げとその空間構造
B455	源 祐輝(名大院環境)	ひまわり 8 号 Dust RGB 画像を用いたゴビ砂漠ダストホットスポッ トの解析
B456	柴田 泰邦 (首都大)	3 波長 DIAL による境界層中の CO2 濃度とエアロゾルおよび気温 鉛直分布の同時観測
B457	梶野 瑞王 (気象研)	気象庁気象化学モデル NHM-Chem:化学・物理・光学特性および領 域収支の整合的予測
B458	大島長(気象研)	気象研究所地球システムモデルによる北極域におけるブラックカーボンの放射影響評価
B459	竹見 哲也 (京大防災研)	桜島からの火山灰輸送の季節性・地域性に関する統計解析

大会第4日 〔5月19日(土)〕 13:30~17:15 一般口頭発表

C 会場

観測手法Ⅱ

座長 : 古澤 文江 (名大宇地研)

C451	鈴木	睦(宇宙研)	SMILES-2 バンド設定について
C452	清水	悠正(神戸大・海事)	WRF 計算用海面水温データセット MOSST と IHSST の比較
C453	永尾	隆(JAXA/EORC)	GCOM-C/SGLI の全球観測模擬データを用いた晴雲識別アルゴリ ズムの試作
C454	古澤	文江 (名大宇地研)	衛星観測データを用いた降水プロダクト間の比較 III
C455	山地	萌果(JAXA/EORC)	衛星全球降水マップ GSMaP の日本域における検証 ~信頼度フラ グの有効性~
C456	宇塚	和夫(TOK)	メンテナンスフリーを実現した転倒ます型雨量計の開発
C457	山本	哲 (気象研)	極細熱電対による気温観測における風速影響
C458	渡邊	武志 (CRIEPI)	地表面日射量時系列データの特徴を表す時系列特徴量の選択手法
C459	松井 ャパン	倫弘(フランクリン・ジ ⁄)	LIDEN データを用いた JLDN の対地雷検知効率の評価

大会第4日 〔5月19日(土)〕 13:30~17:15 一般口頭発表

D 会場

中層大気

座長 : 野口 峻佑 (気象研)

D451	坂崎 貴俊(ハワイ大 IPRC)	熱帯海洋域における地上気温の太陰潮汐シグナルの検出
D452	高麗 正史(東大院理)	大型大気レーダーとラジオゾンデに基づく南極自由大気中の乱流 パラメータ推定
D453	南原 優一(東大院理)	PANSY レーダーで観測された極域対流圏・下部成層圏における重 力波の間欠性
D454	角 ゆかり (東大院理)	成層圏突然昇温時の成層圏の気温構造と重力波特性
D455	星 一平 (新潟大)	北極海氷域変動に伴う Weak Polar Vortex event の特徴
D456	松下 優樹(東大院理)	大気再解析データに基づく中層大気の年々変動と波強制の関係に ついての研究
D457	向川 均(京大・院理)	冬季成層圏極渦に内在する予測障壁~2009・2010 年の成層圏突然 昇温の予測可能性比較~
D458	野口 峻佑 (気象研)	成層圏突然昇温予測への衛星観測のインパクト
D459	小新 大 (東大院理)	全中性大気に対する最適なデータ同化システムの検討
D460	廣岡 俊彦(九大院理)	2016年の QBO 異常に伴う力学場と大気微量成分の変動(II)
D461	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Ⅲ
D462	直江 寛明(気象研)	衛星観測 Level2 オゾン全量の長期トレンド

大会第1日〔5月16日(水)〕11:45~12:45 ポスター・セッション

P101	関隆	£則(気象予報士会)	断熱圧縮による温室効果実験:二酸化炭素と乾燥空気~早く冷えるのはどっち?~
P102	長谷	健太郎(京大防災研)	日本域における春季の降水特性
P103	辻 宏	ミ樹(東大大気海洋研)	Atmospheric River と切離低気圧の相乗効果に伴う降水と前線に伴
P104	南雲	信宏(気象研)	○降水の遅い 凍雨および雨氷の JMA-NHM の再現性と環境場の特徴 −2016 年1月 29 日の事例−
P105	佐竹 エス)	晋輔 (日本エヌ・ユー・	気象モデルとオンライン結合した水文モデル(WRF-Hydro)のわが 国への適用
P106	新堀	敏基 (気象研)	高時間分解能 GPV を入力した移流拡散モデルによる火山灰予測
P107	瀬古	弘(気象研)	ひまわり 8 号高頻度大気追跡風と LETKF を用いて再現した平成
P108	熊本	真理子 (地磁気観測所)	29 年7月の九州北部豪雨 地磁気観測所の大気電場と Severe Storm の関連について -2017 年 6 月 16 日・2014 年 4 月 4 日・2012 年 5 月 6 日の降雹事 例と 10 分開降水量の関係からー
P109	折笠	成宏 (気象研)	UAE 上空の雲へのフレアシーディング実験
P110	吉田	翔 (筑波大院生命環境)	短時間降雨予測に対する Ka バンドレーダの適用性の検討
P111	野口	峻佑 (気象研)	成層圏におけるブレッドベクトル
P112	足立	アホロ(気象研)	二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の形状パラメータ推定の試
P113	初塚	大輔 (北大院地球環境)	d4PDFにおける月降水量極値の再現性と将来変化の 不確実性に関する検証
P114	山菅	大(首都大)	長時間変調パルスレーザを用いた風観測ライダの研究開発
P115	久慈	誠 (奈良女子大)	船舶搭載型全天カメラ観測データ解析による雲量の推定
P116	竃本	倫平(山口大農)	降雪粒子地上直接観測による GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリ ズムの地上検証(その2)
P117	関根	広貴 (東理大)	南関東における大気エアロゾルの吸湿特性に関する研究
P118	仲吉	信人 (東京理科大)	熱環境が人体生理量・心理量に与える影響把握と関係性調査
P119	守永	武史 (MRI)	境界層乱流におけるスカラー濃度変動の対数則
P120	本橋	淳也(法政大)	十勝平野下層寒気維持の事例解析
P121	柴田	清孝(KUT)	ウィンドプロファイラーによる境界層と対流圏中層の風の日変化
P122	柳瀬	亘 (気象研)	とその李節依存 台風の温帯低気圧化後の再発達に関する総観場のコンポジット解 析
P123	松本	昭大(法政大)	北半球におけるブロッキング現象の季節別長期変動
P124	伊藤	一輝 (筑波大学)	数十年スケールのプラネタリーアルベド変動についての研究
P125	小川	陽平 (防衛大)	都市域における CO2フラックスの長期観測
P126	増田	涼佑 (東北大院理)	酸素吸収帯を利用した地上観測による雲物理量推定手法の開発
P127	北川	裕人 (気象大)	2流近似を基本にした大気放射の2次元計算
P128	高橋	直也(東北大院理)	北太平洋における下層雲と海面水温前線の季節変化と共変動性
P129	塩竈	秀夫(環境研)	気候変動の検出と要因分析に関するモデル相互比較計画 (DAMIP/CMIP6)

大会第2日〔5月17日(木)〕11:30~12:30 ポスター・セッション

P201	平田	章子 (岡山大)	冬季の地上降水形態に与える気温と相対湿度の影響
P202	中山	尋斗 (東京学芸大)	2018 年 1 月 22 日の大雪に先行する気温の低下について
P203	安齊 境)	理沙(筑波大院生命環	冬季多降水をもたらす閉塞過程を伴う温帯低気圧
P204	北畠	尚子(気象大学校)	台風 1721 号の進路左側における西日本の強風と強雨に関連したメ ソαスケール構造
P205	池田	翔(東北大院・理)	農作物病害予測情報の支援に向けた週間葉面湿潤度予報
P206	住友	雅司 (気象大)	PV inversion を用いたアンサンブルデータ同化の研究
P207	金子	凌 (水理研)	境界条件改良による平成 29 年 7 月九州北部豪雨の再現実験
P208	高橋	暢宏(ISEE)	タイムラプスカメラと XRAIN による対流性降雨の解析
P209	山下	克也(防災科研・雪氷)	長岡市での南岸低気圧通過時の降雪特性調査:2018年1月の事例
P210	篠田	太郎(名大宇地研)	北陸地方における走査型 Ka 帯偏波レーダを用いた降雪雲の観測と 固体降水粒子判別への適用可能性
P211	中島	大岳 (古野電気)	小型 X バンド二重偏波ドップラ気象レーダーのドップラ風速精度 評価
P212	川村	誠治(NICT)	^{HT} Ш 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 ー首都圏展開の現状と今後の展望ー
P213	長谷川 境)	聖矢(首都大都市環	日本近海におけるマイクロ波散乱計 MetOp-B/ASCAT の精度検証
P214	小西	啓之 (大教大)	GPM 搭載 DPR と地上降雪量の比較検証観測
P215	佐藤	丈徳 (東理大)	2016-2017年の東京スカイツリー観測における新粒子生成
P216	小澤	史周 (理科大)	五日間の温熱生理連続測定によるバイオリズムの四季変化
P217	瀬戸	芳一(首都大都市環境)	地上気象観測値から求めた発散量の精度および鉛直流との関係
P218	北野	慈和 (電中研)	観測が疎な高標高山岳域において領域気象モデルにて形成される 高風速域の発生機構
P219	門前	由喜子 (学芸大)	海面水温が日本海を通過する爆弾低気圧に与える影響
P220	金崎	拓郎(横浜国大)	機械学習を用いた台風識別器の開発と精度検証
P221	プリク	ソリル ポール (UNB)	太陽風-磁気圏-電離圏-大気圏結合の状況における温帯低気圧およ び熱帯低気圧の急発達
P222	張 代 生)	代洲 (熊本県立大・環境共	Bacterial Aerosol Concentration in Rainwater of Cyclone, Meiyu and Typhoon: Observation at Kumamoto
P223	村山	昌平 (産総研)	スバールバル諸島ニーオルスン基地における大気中二酸化炭素,メ タン,一酸化炭素濃度の変動
P224	瀬口	貴文(防衛大)	積乱雲の雲頂から飛び上がる巻雲:Jumping Cirrus の観測と定量的 解析による特徴
P225	松枝	秀和(気象研)	大気中ラドン観測によるデータ選別手法の改良
P226	村上	茂教(気象大)	全球線形傾圧モデルの作成と気候場解析への応用
P227	釜江	陽一(筑波大生命環境)	東アジア atmospheric river に伴う豪雨の気候学的特徴
P228	田中	実 (無所属)	世界の気温の日較差の大きい地域の分布とその原因の調査
P229	伊藤	享洋 (気象庁海洋気象)	北西太平洋域の波候と波高の長期変化傾向
大会第3日〔5月18日(金)〕12:00~13:00 ポスター・セッション

P301	中前	久美 (KUT)	極端豪雨の統計的再現期間の不確実性;高知県の場合
P302	鈴木	健斗(東北大院理)	2016年1月18日の南岸低気圧による仙台平野の降雪事例解析
P303	澤田	壮弘 (筑波大)	降水衛星観測で捉えた冬季温帯低気圧に伴う降水システムの 3 次 元構造
P304	入江	健太 (学芸大)	2016年台風 10 号と上層寒冷低気圧の間にできた降水帯の解析
P305	大竹	秀明(産総研)	気象庁数値予報モデルの日射量予測の再検証
P306	大塚	道子 (気象研)	ひまわり8号最適雲解析プロダクトの同化実験
P307	下瀬	健一(防災科研)	3DVAR+IAU を用いた 2015 年 9 月 6 日に首都圏で発生した竜巻の 風速場解析
P308	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(2)
P309	村崎	あつみ(名大宇地研)	Ka帯レーダーで検出されなかった層積雲の粒径分布の特徴
P310	今井	隆翔(ISEE)	フェーズドアレイ気象レーダによる沖縄海上竜巻の解析
P311	西井	章(高知大院理)	高知大学 MP レーダーによる雨量評価の改善
P312	髙野	眞一 (理科大)	広角カメラを用いたバルーン軌道速度測定手法の改良
P313	星野	俊介(高層台)	GNSS 視線遅延量を用いた顕著現象の事例解析
P314	高野	雄紀 (東大大気海洋研)	雲に着目した気象解説に適するひまわり RGB 合成画像の考案
P315	菊池	悠馬 (東京理科大)	クールスポットの暑熱緩和効果に関する実験的検討
P316	河野	恭佑(千葉工大院)	千葉県谷津干潟周辺における熱環境評価
P317	柴田	清孝(KUT)	四国南西部の夏季最高気温出現時の気候特性
P318	近藤	文義(海保大)	大気乱流による気圧変動の直接測定
P319	辻野	智紀(名大宇地研)	数値モデルで再現された第二室戸台風上陸時の衰退プロセス
P320	松下	侑未(北大院環境科学)	d4PDF 将来 4℃上昇実験の各 SST パターンに対する台風通過頻度の将来変化に関する要因解析
P321	栃本	英伍 (東大大気海洋研)	北西太平洋で発達する温帯低気圧構造の統計的特徴 ー北西大西洋で発達する温帯低気圧との比較ー
P322	杉田	考史 (NIES)	西シベリア上空100hPaの成層圏メタンの季節変動
P323	財前	祐二(気象研)	日本から UAE 上空の中部自由対流圏で観測されたエアロゾルの特 徴
P324	武革	青(乾地研)	Contributions of Climate and Human Factors to Aeolian Desertification in Viliagel Greedand
P325	村田	昭彦(気象研)	日本の極端降水量の将来変化に対する力学及び熱力学過程の影響
P326	山田	洋平(JAMSTEC)	NICAM を用いた熱帯低気圧の発生分布の再現性向上に向けた 感度実験
P327	近藤	慧史(東京理科大学)	気象モデル WRF を用いた高知県四万十市江川崎における 日本最高気温のメカニズム調査
P328	野坂	真也 (気象研)	オフライン SiB を用いた積雪の再現性とバイアス補正

大会第4日〔5月19日(土)〕11:30~12:30 ポスター・セッション

P401	松井	孝夫 (群馬大教育)	小型落雷実験装置の開発と中学校理科での教育実践
P402	大泉	伝(JAMSTEC)	2014 年 8 月広島での豪雨の再現実験
P403	澤田	洋平 (気象研)	積乱雲スケールの予測可能性改善に向けた ひまわり8号雪城輝度温度同化
P404	木下	直樹(九大・理)	理想降水セルにおける Hallett-Mossop process の効果に関する数値 実験
P405	南雲	信宏(気象研)	二重偏波レーダーで観測された竜巻・非竜巻事例のフックエコーの 比較
P406	中井	専人 (防災科研・雪氷)	光学式ディスドロメーターの特性と全粒子ロギングについて
P407	末澤	卓(首都大院)	Convolution Neural Network を用いた短時間降水予測手法の開発
P408	岩本	尚大 (京大生存研)	コヒーレント・ドップラー・ライダーと高解像度都市モデルを用い
P409	中村	祐輔(立正大・院)	た Convective Initiation の検討 ドップラーライダーの移動観測による大気境界層高度および鉛直 風の水平分布把握の試み
P410	松山	裕矢 (九大理)	プラネタリー波の成層圏における反射について
P411	張 代 生)	☆洲(熊本県立大・環境共	On Trans-boundary Airborne Particulate Matters over East Asia: Observations in 2014-2017
P412	伊藤	昭彦(環境研)	北東ユーラシアにおける陸域メタン収支:湿原モデル計算と排出イ ンベントリ解析
P413	小寺 院)	沙也加(北大・環境科学	極域オゾンと中高緯度渦熱フラックスの線形関係に関する考察
P414	渡邉	俊一(JMBSC)	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3)- 台風降水の将来変化 -
P415	庭野	匡思 (気象研)	積雪内部における鉛直高解像度不純物移動計算の試み

< A >	
Adachi Ahoro (足立 アホロ)	C401
Adachi Ahoro (足立 アホロ)	P112
Adachi Sachiho (足立 幸穂)	A205
Adachi Toru (足立 透)	B401
Aizawa Takuro (相澤 拓郎)	A102
Anzai Rise (安齊 理沙)	P203
Aoki Teruo (青木 輝夫)	A308
Aonashi Kazumasa (青梨 和正)	D203
Araki Kentaro (荒木 健太郎)	B101
< B >	
Baba Yuya (馬場 雄也)	B207
< C >	
Ching PingPui (チンビンプイ)	A406
< D >	
Doi Takeshi (土井 威志)	A156
< E >	
Enomoto Takeshi (榎本 剛)	D404
< F >	
Fudeyasu Hironori (筆保 弘徳)	C160
Fujibe Fumiaki (藤部 文昭)	A404
Fujikawa Masahiro (藤川 雅大)	C106
Fujita Tadashi (藤田 匡)	B158
Fujiwara Kei (藤原 ケイ)	A201
Fujiwara Keita (藤原 圭太)	C159
Furuzawa Fumie (古澤 文江)	C454
< H >	
Harada Yayoi (原田 やよい)	A158
Hase Kentaro (長谷 健太郎)	P102
Hasegawa Akira (長谷川 聡)	A152
Hasegawa Seiya (長谷川 聖矢)	P213
Hashimoto Akihiro (橋本 明弘)	B205
Hatsuzuka Daisuke (初塚 大輔)	P113
Hioki Tomohito (日置 智仁)	C161

Hirata Akiko (平田 章子)

Honda Takumi (本田匠)

Honda Yuki (本田 有機)

Hori Masatake(堀正岳)

Hoshi Kazuhira (星一平)

Hirata Hidetaka (平田 英隆)

Hirooka Toshihiko (廣岡 俊彦)

Hoshino Shunsuke (星野 俊介)	P313
Hotta Daisuke (堀田 大介)	D405
Hotta Haruka (堀田 陽香)	A401
< I >	
Iizuka Satoshi (飯塚 聡)	B161
Ikeda Shou (池田翔)	P205
Imai Ryusho (今井 隆翔)	P310
Imamura Atsushi (今村 淳志)	B107
Inoue Hanako (猪上 華子)	B303
Irie Kenta (入江健太)	P304
Ishihara Masahito (石原 正仁)	C155
Ishimoto Hiroshi (石元 裕史)	C405
Ishiwatari Masaki (石渡 正樹)	D107
Ishiyama Takahiro (石山 尊浩)	C308
Itano Toshihisa (板野 稔久)	D103
Ito Akihiko (伊藤 昭彦)	P412
Ito Junshi (伊藤 純至)	B159
Ito Kazuki (伊藤 一輝)	P124
Ito Kosuke (伊藤 耕介)	C162
Ito Takahiro (伊藤 享洋)	P229
Iwai Hironori (岩井 宏徳)	B304
Iwakiri Tomoki (岩切 友希)	A304
Iwamoto Naohiro (岩本 尚大)	P408
Iwasaki Hiroyuki (岩崎 博之)	B404
Iwasaki Suginori (岩崎 杉紀)	A101
Iwashita Hisato (岩下 久人)	B306

< K >

P201

A106

D460

D206

D301

A157

D455

Kadokura Shinji (門倉 真二)	D305
Kajino Mizuo (梶野 瑞王)	A407
Kajino Mizuo (梶野 瑞王)	B457
Kamae Youichi (釜江 陽一)	P227
Kamahori Hirotaka (釜堀 弘隆)	A206
Kamamoto Rimpei (竃本 倫平)	P116
Kanada Sachie (金田 幸恵)	C307
Kanasaki Takuro (金崎 拓郎)	P220
Kaneko Ryo (金子 凌)	P207
Kase Koki (加瀬 紘熙)	C306
Kato Ryohei (加藤 亮平)	B154
Kawai Kei (河合慶)	B454
Kawai Yuta (河合 佑太)	A302
Kawamura Seiji (川村 誠治)	P212
Kawano Kyosuke (河野 恭佑)	P316
Kawano Tetsuya (川野 哲也)	B152
Kawashima Masayuki (川島 正行)	B104
Kazumori Masahiro (計盛 正博)	D403

Kikuchi Yuma (菊池 悠馬)	P315
Kino Kanon (木野 佳音)	A301
Kishita Naoki (木下 直樹)	P404
Kitabatake Naoko (北畠 尚子)	P204
Kitagawa Hiroto (北川 裕人)	P127
Kitamoto Asanobu (北本 朝展)	C151
Kitamura Yuji (北村 祐二)	D154
Kitano Yoshikazu (北野 慈和)	P218
Kiyomoto Shota (清本 翔太)	D161
Kobayashi Chiaki (小林 ちあき)	A160
Kodera Kunihiko (小寺 邦彦)	A103
Kodera Sayaka (小寺 沙也加)	P413
Kohma Masashi (高麗 正史)	D452
Kondo Fumiyoshi (近藤 文義)	P318
Kondo Satoshi (近藤 慧史)	P327
Konishi Hiroyuki (小西 啓之)	P214
Koshin Dai (小新 大)	D459
Kuba Naomi (久芳 奈遠美)	B201
Kuji Makoto (久慈 誠)	P115
Kumamoto Mariko (熊本 真理子)	P108
Kurihana Takuya (栗花 卓弥)	D304
Kuroda Yuhji (黒田 友二)	A159
Kusunoki Kenichi (楠 研一)	B302
Kusunoki Shoji (楠 昌司)	A161

< L >

Le Duc (レデュック)	D406
Liu Guangyu (劉 光宇)	D461

< M >

Maejima Yasumitsu (前島 康光)	D205
Mashiko Wataru (益子 渉)	B308
Masuda Ryosuke (増田 涼佑)	P126
Matsueda Hidekazu (松枝 秀和)	P225
Matsui Michihiro (松井 倫弘)	C459
Matsui Takao (松井 孝夫)	P401
Matsumoto Akihiro (松本 昭大)	P123
Matsushita Yuki (松下 優樹)	D456
Matsushita Yumi (松下 侑未)	P320
Matsuyama Yuuya (松山 裕矢)	P410
Min KyeongSeok (閔 庚夕)	B106
Minamihara Yuichi (南原 優一)	D453
Minamoto Yuki (源祐輝)	B455
Miyamoto Yoshiaki (宮本 佳明)	C309
Mizuse Masao (水瀬 正雄)	A203
Mommae Yukiko (門前 由喜子)	P219
Momoi Masahiro (桃井 裕広)	C102

P119
B402
C204
P120
C402
D457
D151
P226
P309
P325
P223

< N >

Nagai Tomohiro (永井 智広)	B162
Nagao Takashi (永尾 隆)	C453
Nagumo Nobuhiro (南雲 信宏)	P104
Nagumo Nobuhiro (南雲 信宏)	P405
Nakagawa Masayuki (中川 雅之)	D402
Nakai Sento (中井 専人)	B204
Nakai Sento (中井 専人)	P406
Nakajima Hirotaka (中島 大岳)	P211
Nakajima Kensuke (中島 健介)	D104
Nakamae Kumi (中前 久美)	P301
Nakamura Yusuke (中村 祐輔)	D157
Nakamura Yusuke (中村 祐輔)	P409
Nakano Masuo (中野 満寿男)	C305
Nakayama Hiroto (中山 尋斗)	P202
Nakayoshi Makoto (仲吉 信人)	A405
Nakayoshi Makoto (仲吉 信人)	P118
Nakazawa Tetsuo (中澤 哲夫)	C304
Naoe Hiroaki (直江 寛明)	D462
Nayak Sridhara (ナヤク スリダラ)	C158
Nishi Noriyuki (西憲敬)	C207
Nishii Akira (西井 章)	P311
Niwano Masashi (庭野 匡思)	P415
Noda Akira (野田 彰)	D102
Noda Satoshi (納多 哲史)	A305
Noguchi Shunsuke (野口 峻佑)	D458
Noguchi Shunsuke (野口 峻佑)	P111
Nosaka Masaya (野坂 真也)	P328

< O >

Obase Takashi (小長谷 貴志)	A303
Ogawa Yohei (小川 陽平)	P125
Ogino Shinya (荻野 慎也)	C205
Ohkawara Nozomu (大河原 望)	C101
Ohtake Hideaki (大竹 秀明)	P305
Oizumi Tsutao (大泉 伝)	P402
Okamoto Kozo (岡本 幸三)	D303

Onuki Yohei (大貫 陽平)	D101
Oohira Takahiro (大平 貴裕)	C407
Orikasa Narihiro (折笠 成宏)	P109
Oshima Naga (大島 長)	A307
Oshima Naga (大島 長)	B458
Otsuka Michiko (大塚 道子)	P306
Oyama Ryo (小山 亮)	C156
Ozawa Fumichika (小澤 史周)	P216

< P >

Prikryl Paul (プリクリル ポール) P221

< S >

Saito Izumi (齋藤 泉)	B202
Saito Kazuo (斉藤 和雄)	D201
Sakazaki Takatoshi (坂崎 貴俊)	D451
Sassa Koji (佐々 浩司)	B305
Satake Shinsuke (佐竹 晋輔)	P105
Sato Eiichi (佐藤 英一)	C406
Sato Naoki (佐藤 尚毅)	A107
Sato Takenori (佐藤 丈徳)	P215
Sato Tomonori (佐藤 友徳)	A104
Sato Yousuke (佐藤 陽祐)	B453
Sato Yousuke (佐藤 陽祐)	D152
Satoh Reona (佐藤 令於奈)	A105
Satoh Shinsuke (佐藤 晋介)	B403
Sawada Morihiro (澤田 壮弘)	P303
Sawada Yohei (澤田 洋平)	A403
Sawada Yohei (澤田 洋平)	P403
Sayama Takahiro (佐山 敬洋)	B155
Seguchi Takafumi (瀬口 貴文)	P224
Seki Takanori (関 隆則)	P101
Sekiguchi Miho (関口 美保)	C105
Sekine Hiroki (関根 広貴)	P117
Sekine Yudai (関根 祐大)	A155
Seko Hiromu (瀬古 弘)	D302
Seko Hiromu (瀬古 弘)	P107
Seto Yoshihito (瀬戸 芳一)	P217
Shakti PC (シャクティ ピーシー)	B156
SherriffTadano Sam (シェリフ多田野 サム)	A309
Shibata Kiyotaka (柴田 清孝)	P121
Shibata Kiyotaka (柴田 清孝)	P317
Shibata Yasukuni (柴田 泰邦)	B456
Shimada Udai (嶋田 宇大)	C157
Shimbori Toshiki (新堀 敏基)	P106
Shimizu Shingo (清水 慎吾)	C403
Shimizu Yusei (清水 悠正)	C452
Shimose Kenichi (下瀬 健一)	P307
Shinoda Taro (篠田 太郎)	P210

Shinoda Yuta (篠田 裕太)	B103
Shiogama Hideo (塩竈 秀夫)	P129
Shoji Yoshinori (小司 楨教)	B164
Sueki Kenta (末木 健太)	C302
Suezawa Taku (末澤 卓)	P407
Sugawara Hirofumi (菅原 広史)	D159
Sugi Masato (杉正人)	C303
Sugita Takafumi (杉田 考史)	P322
Sumi Yukari (角 ゆかり)	D454
Sumitomo Masashi (住友 雅司)	P206
Suzuki Hiroto (鈴木 博人)	B301
Suzuki Kenji (鈴木 賢士)	C404
Suzuki Kento (鈴木 健斗)	P302
Suzuki Makoto (鈴木 睦)	C451

< T >

Tajiri Takuya (田尻 拓也)	B203
Takahashi Kazuyuki (高橋 一之)	D158
Takahashi Naoya (高橋 直也)	P128
Takahashi Nobuhiro (高橋 暢宏)	P208
Takahashi Yoshiyuki (高橋 芳幸)	C107
Takano Masakazu (髙野 眞一)	P312
Takano Yuki (高野 雄紀)	P314
Takasaki Yoshinori (高咲 良規)	D156
Takaya Yuhei (高谷 祐平)	D407
Takemi Tetsuya (竹見 哲也)	B153
Takemi Tetsuya (竹見 哲也)	B459
Tanahara Shinya (棚原 慎也)	D308
Tanaka Minoru (田中 実)	P228
Tochimoto Eigo (栃本 英伍)	B307
Tochimoto Eigo (栃本 英伍)	P321
Toda Masaki (戸田 賢希)	A153
Tsuboki Kazuhisa (坪木 和久)	C152
Tsuguti Hiroshige (津口 裕茂)	B151
Tsuji Hiroki (辻 宏樹)	P103
Tsujino Satoki (辻野 智紀)	C154
Tsujino Satoki (辻野 智紀)	P319
Tsuruta Haruo (鶴田 治雄)	B451
Tsuyuki Tadashi (露木 義)	D202
< U >	

Uchiyama Akihiro (内山 明博) C103 Uchiyama Akihiro (内山 明博) C104 Uchiyama Tsuneo (内山 常雄) A202 Ushiyama Tomoki (牛山 朋來) C206 Uzuka Kazuo (字塚 和夫) C456

< W >

Wada Akiyoshi (和田	章義)	D307

Wada Kouichirou (和田 幸一郎)	B157
Wakazuki Yasutaka(若月 泰孝)	B160
Watanabe Akira (渡邊 明)	B452
Watanabe Shunichi (渡邉 俊一)	B102
Watanabe Shunichi (渡邉 俊一)	P414
Watanabe Takeshi (渡邊 武志)	C458
Watanabe Yasuto (渡辺 泰士)	A306
Wu Jing (武靖)	P324
Wu Peiming (伍培明)	C203

< Y >

Yagai Isamu (谷貝 勇)	A204
Yamada Hiroyuki (山田 広幸)	C153
Yamada Yoshinori (山田 芳則)	P308
Yamaguchi Munehiko (山口 宗彦)	C163
Yamaji Moeka (山地 萌果)	C455
Yamamoto Akira (山本 哲)	C457
Yamamoto Kosuke (山本 孝祐)	A402
Yamamoto Yuhei (山本 雄平)	D160
Yamano Mio (山野 未央)	D106
Yamashita Katsuya (山下 克也)	P209
Yamasuge Hiroshi (山菅 大)	P114
Yamazaki Akira (山崎 哲)	D204
Yanase Tomoro (柳瀬 友朗)	C301
Yanase Wataru (柳瀬 亘)	P122
Yohei Yamada (山田 洋平)	P326
Yokoi Satoru (横井 覚)	C202
Yokota Sho(横田 祥)	B105
Yokoyama Chie (横山 千恵)	A154
Yonehara Hitoshi (米原 仁)	D401
Yoneyama Kunio(米山 邦夫)	C201
Yoshida Akira (吉田 聡)	D306
Yoshida Satoru (吉田 智)	B163
Yoshida Sho (吉田 翔)	P110
Yoshida Toshiya (吉田 敏哉)	D153
Yoshimori Masakazu (吉森 正和)	A151
Yoshimura Ryoichi (吉村 僚一)	D207
Yoshizaki Masanori (吉﨑 正憲)	D105
Yoshizaki Masanori (吉﨑 正憲)	D155
Yoshizumi Youko (吉住 蓉子)	B206

< Z >

Zaizen Yuji (財前 祐二)	P323
Zhang Daizhou (張 代洲)	P222
Zhang Daizhou (張 代洲)	P411

大会第1日 午前

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) 藤原正智(北大)、柴田隆(名大)、坪木和久(名大)、小野貴司(北大)、杉立卓治(明星電気)

1 はじめに

水雲・氷雲・混合相雲、特に高緯度の放射を考え るうえで、雲がこれらのどれに該当するか重要である。 近年、衛星搭載ライダ CALIOP によって(過冷却の) 水雲・氷雲の判定の鉛直・全球分布が分かるように なった。さらに、衛星搭載雲レーダ CloudSat も一緒 に用いれば、混合相雲の有無も調べることが出来る ようになった。

私たちは、CALIOPでかろうじて存在を判別できる か否か程度で、CloudSatでは有意に判別できる雲が 存在することを発表してきた。このような特徴は粒径 が大きく個数密度が少ないと起きるので、以降

Large-Sparse Cloud (LSC) と呼ぶ。LSC は気象衛 星ひまわりなどでは認識できない。本発表では、LSC が他の雲に与える影響、例えば、LSC が過冷却層の水 雲の上に存在する場合、その水雲を氷雲に変化させ ている可能性などを示す。

2 データ

解析は衛星と CPS ゾンデの観測データを用いた。 CPS ゾンデとは、雲粒子センサ CPS を搭載したゾンデ で、雲の個数密度といった鉛直分布を測れる測器で ある。紙面の都合、予稿では衛星のデータ解析を中心 に述べる。

雲の相の高度分布は、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。相はCALIOPの強度と偏光から推定したもの である。相の区分は、雲なし、温度0度以上の水滴、 過冷却の水滴(SC)、非整列していたり雪のように 偏光を崩す氷粒子、整列している氷晶(2D)、色々 な氷、判別不能、に分かれている。

LSC は明確な定義がない。本研究では以下を満た す相が500m 以上連続して続いているものをLSC とした。

・高度 20km から下層に向けて積算した消散係数が
 0.1以下(CALIOPの減衰がほとんどない場合)

・1064nmの後方散乱係数が10⁵ m/str(532nmは昼間はノイズが増えるため1064nmをしきい値に使う・9km以下のCALIOPの1064nmのノイズレベル・薄い巻雲程度)

・CloudSatのレーダ反射因子が-15 dBZ以上

以降の結果は、上記しきい値で多少変わる。雲の下 にある LSC や LSC の下端はこれでは求められない。 3 結果

例えばLSCの存在とSCの存在が独立事象であれ ば、LSCの下にSCが存在する確率はそれらの存在確 率を掛け合わせたものになる。図1はLSCの下に SC(2D)が存在する確率を、LSCの存在する確率と SC(2D)の存在する確率で割ったものである。LSCと SCの場合、この比がどの月も1を下回っている。LSC の下にSCが存在することは少ないことを意味してい る。 χ^2 検定を行ってもこれらは有意に関係があった。 LSCはSCを解消している可能性がある。ただし、これ らだけでは因果関係までは分からない(SCがLSCを 解消しているかもしれない)。

LSCの下にSCが存在する場合もある。その多くの 場合、LSCとSCが完全に分かれている。つまり、下層 にSCが存在し、その上には雲がない。さらにその上に 雲があり、その雲の上側がLSCと判定されている場合 である。

このように、ひまわりなどでは認識できないくらい 薄い雲のLSCであってもその下の雲の相を変えるこ とにより放射などに影響を与える可能性がある。



図 1 60 %から90 %において、LSCの下に2Dがある 割合とSCがある割合。詳細は本文参照。

謝辞

本研究の一部は、九州大学応用力学研究所と名 古屋大学宇宙地球環境研究所の共同利用研究の助 成を受けたものです。CPSのデータ解析に関し、神栄 テクノロジー株式会社の林真由美氏と相良一生氏に ご助言を頂きました。

MRI-ESM2 を用いた CMIP6 実験に見られる北極域の数十年規模変動

*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。

観測データによっては、北極域では 20 世紀前 半に顕著な温暖化が見られ、20 世紀中頃は現在の 北極温暖化と比べられるほど暖かかったことが 指摘されている(e.g., Johannessen 2004)。

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が、北極域プロセスを精緻化 するに当たり議論する必要がある。

2. 北極域の自然変動

北極域には 50~80 年周期の非常に長 周期の自然変動があり(e.g, Polyakov and Johnson 2000)、それは 20 世紀初めの北 極域温暖化に対して大きく影響したと指 摘されている(Polyakov et al. 2003)。ま た Tokinaga et al. (2017)は、大西洋数十 年規模変動(AMV)と太平洋十年規模振動 (PDO)の重ね合わせで 20 世紀初めの北極 域温暖化をかなり説明できることを示し た。

3. 研究手法

CMIP6 向けに開発された地球システ ムモデル MRI-ESM2 を用いて十分にス ピンアップを行い、1850 年 1 月を初期値 として歴史実験(historical)と産業化前実 験(pi-Control)を行った。大気モデルの解 像度は、水平 1.125 度、鉛直 80 層 (TL159L80)。海洋モデルは MRI-COM4.4 を用いており、解像度は東西 1 度、南北 0.3-0.5 度、鉛直 61 層。強制力データは CMIP6 のプロトコルに従っている。

4. 解析結果

図1の上図は、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。20世紀初頭に北極域で温暖化が生じ、20世 紀中頃はとても温暖であることが分かる。また、 数十年規模の変動が見られ、20世紀中頃から後半 にかけての寒冷化も表現されている。図1の下図 は、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、気温変動と同 様に数十年規模変動が見られ、20世紀中頃の北極 域の高温に対応して少なくなっている。観測と比 較してやや少ないバイアスがあり、大きな年々変 動が見られるものの、少氷年は、2000年代の海氷 面積が小さかった年に匹敵する。

5. 結論

北極域が比較的温暖だった 20 世紀中頃におい ては、2000 年代以降の少氷年と比較できる程度 まで海氷が減少していた可能性は否定できない。



図1:帯状平均した年平均地上気温偏差(℃)の時間緯度断面(上図)と 9月の北極域海氷面積の時系列(下図)。上の図においてコンターは 0.2℃間隔で、実線は正偏差、破線は負偏差。長周期変動を見るため に年平均値を10年移動平均している。気候値は1901~1930年の平 均値。下の図の細線は、観測値(COBE-SST2)。

2017 年末の北米寒波と成層圏惑星波の下方伝播

*小寺 邦彦(名大・宇地研)、向川 均(京大・院理)

序

2017年12月末から1月にかけて北米に顕著な 寒波が襲来するとともに、西ヨーロッパ域では非 常に強い暴風が相次いで吹き荒れた。また 12 月 末には成層圏極渦の突然の強化を伴う非常に大規 模な惑星波の下方伝播が発生した。ここでは、こ のような異常気象を惹起した全球規模での循環変 動について解析した結果を報告する。

結果

図1上段に2017年12月20~26日と27~1月2日の 連続する7日間で平均した500hPa高度と、その気 候値からの偏差を示す。まず、12月20日過ぎから、 ロッキー山脈の西と東で、気圧の峰と谷が発達す る。次いで12月27日過ぎから、高圧部はユーラシ ア大陸上へと変位し、低圧部は北大西洋上に張り 出し、波数1の様相が顕著となる。北米大陸の寒波 と西ヨーロッパでの暴風は、この発達した気圧の 谷の北大西洋上への張出しに伴って発生している。 また、12月末の循環場の変化は、惑星波の下方伝 播に伴って生ずる平均的な変化(図1下)と良く類 似するが、北大西洋での低圧部の発達はより顕著 で、偏差場の南北スケールも大きい。

惑星波の鉛直・東西伝播と対流圏下層の循環場 との関連を調べるために、図2に12月19~21日で平 均した、(上)高度場の東西非一様成分の高度-経度断面(北緯60~70度平均)、(中)地上気圧 偏差、(下)850hPa流線関数および925 hPa気温偏 差を示す。また、図3にはその6日後の循環を示す。

まず、12月20日には、ユーラシア山塊とロッキ 一山脈の西側に高気圧が存在し(図2中)、山岳強 制によって惑星波を励起しうる気圧配置となって いる。実際、惑星波束がヨーロッパの高気圧性循 環域から成層圏へと上方伝播する(図2上)。12月 26日には、惑星波の位相は鉛直に立った構造とな り(図3上)、上方伝播が抑制される。また、地表 面での気圧配置も大きく変化し、ユーラシア山塊 の西側は低圧部となり、山岳に沿う南風偏差が卓 越する(図3中、下)。一方、日本列島の北で低気 圧が発達し、山塊の風下側で北風偏差が顕著とな り、山塊を迂回する循環場が形成される。北米大 陸でもロッキー山脈が高圧部で覆われ、東岸では 低気圧が発達し、山脈を迂回する流れとなる。な お、山岳を迂回する流れの強化は、山岳強制の弱 化と対応し、惑星波の上方伝播の抑制とも整合的 である。但し、山岳強制と惑星波の伝播特性との 因果関係についてはさらに解析する必要がある。



図 1. (上) 2017 年 12 月での 7 日平均 500hPa 高度場と、 その偏差。(下)惑星波の下降伝播14例の合成図。



図 2. 2017年12月19~21日で平均した、(上)東西非 様高度成分、(中)地上気圧偏差、(下)850hPa 流線関 数および 925 hPa 気温偏差。



図2に同じ、但し、2017年12月25~27日平均

ユーラシア大陸における夏季気温偏差場の予測可能性に対する陸面の寄与

佐藤 友徳*, 中村 哲 (¹北海道大学 大学院地球環境科学研究院)

<u>1. はじめに</u>

中-高緯度ユーラシア大陸上において、夏季降 水量や気温偏差場の年々変動に東西の波状パタ ーンが見られることが多くの先行研究で指摘さ れている (例えば, Iwao and Takahashi, 2006; Iwasaki and Nii, 2006 など). これらは、アジア ジェットや北ユーラシア上の準定常ロスビー波 に起因すると考えられている. 近年. 熱波に代表 される異常高温の発生頻度のトレンドもこのよ うな波状パターンを呈していることが明らかに なった(Schubert et al., 2014; Erdenebat and Sato, 2016). このことは, 近年同様の地域でロ スビー波の伝搬が生じ易いことを示唆している. Koster et al. (2016)は北米において陸面強制 に対する応答がロスビー波伝搬の構造を持つこ とを指摘しており、ユーラシア大陸北部でも陸面 の偏差が大気場を強制している可能性がある.し かし, Koster et al. (2016) でも述べられてい るように、大気-陸面間の相互作用は複雑であり、 データ数に制約がある再解析データ等の過去デ ータのみから陸面の寄与を同定することは容易 ではない. そこで、本研究は AGCM による大規模 アンサンブル実験のデータを解析することで、ユ ーラシア大陸上の偏差場に対する陸面過程の寄 与を調べた.

<u>2. データ</u>

使用したデータは、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., 2017)である. 60km-AGCM による 1951-2010 年の60年分の過去実験(100メンバー)の月平均 値を使用した.

3. 結果

図1に夏季(6-8月)平均したユーラシア大陸周 辺の地上気温(全サンプル数:60年×100メンバ ー=6,000)に対するEOFの第1-第3主成分を示す. 第1主成分は,黒海・カスピ海の北および中央シ ベリア高原に中心を持つ全域同符号のパターン であり,1990年代以降に顕著な上昇傾向を示す. この変動パターンはメンバー間で同調性が見ら れることから,SST強制に対する陸上気温の応答 と考えることができる.第2,3主成分はユーラ シア大陸上を東西に走る波状パターンである.両 者は1/4波長ずれているのみで波長や経路は類似 している.また,スコア時系列は解析した60年 間でほぼランダムな変動をしていることから,大 気の内部変動に対応する夏季気温偏差の変動パ ターンと解釈することができる.図1から先行研 究で指摘されているようなユーラシア大陸上の 波列パターンが気候モデルでも再現されている ことが確認された.

次に,第2,3主成分に見られた波列の伝搬パ ターンと陸面状態の関係を調べる.第2主成分ス コアで回帰した5月の土壌水分(図2a)は、黒海・ カスピ海の北で湿潤偏差であり、JJAの低温偏差 と整合している.同様に第3主成分スコアで回帰 した5月の土壌水分(図2b)はカザフスタン周辺で 乾燥偏差を示した.このように、各主成分の振幅 が大きかった領域(図1参照)で、1ヶ月以上先行 する土壌水分に明瞭な偏差を確認することがで きた.したがって、先行する陸面の乾湿偏差に対 応して、中-高緯度の大気波動伝搬が励起され、 夏季の気温偏差が生じている可能性がある.関連 する大規模大気場や積雪偏差等の役割も検討す る予定である.

謝辞

本研究は、北極域研究推進プロジェクト (ArCS), 科学研究費補助金 (15H05464) の支援で実施された.



図 1: JJA 地上気温に対する EOF 第 1-3 主成分とスコア の時系列.スコアは全 100 メンバー(細線)とアン サンブル平均(太線)で作図している.



図 2: EOF (a) 第2および(b) 第3主成分の時系列に回帰 した5月の表層土壌水分偏差(kg m⁻²).

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

冬季北半球における高度場の季節内変動は、 PNAパターンやEUパターンに代表されるテレコ ネクションパターン(Wallace and Guztler, 1981) や、亜熱帯ジェット気流に捕捉されて半球規模の 拡がりを持つ東西方向の波列パターン

(Branstator and Teng, 2017) などで特徴づけら れる。一方、北緯35度付近における雲量の季節内 変動についての我々の解析(2017年度秋季大会, C401)から、上層雲量の極大域は気圧の峰の西側 に存在し、中層雲量の極大域は気圧の谷付近に存 在することが明らかになった。また、この両者の 位相関係は統計的に有意で、経度にほぼ依存せず 存在する。一方、ユーラシア大陸東端では、東経 90度付近で定在波の谷が深まるときに、東経90-120度の経度域で同時に上層・中層雲量が極大と なる特徴的な雲量の季節内変動が存在すること も示された。

ここでは、解析領域を北緯25-40度と南北に拡 張し、北緯35度付近で得られた上記の雲量変動と 高度場変動との関係が、より広い緯度領域でも存 在するか否かについて調査した。

2. 使用データ

International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) によるGridded Cloud Project Revised Algorithm (Rossow and Schiffer, 1999) および European Centre for Medium-Range Weather Forecastsによる再解析データERA-Interim (Dee et al., 2011) を使用して、1984年 から2008年の期間について、周期が15-30日の季 節内変動を解析した。

3. 解析結果

ここでは、同時相関解析によって得られた、北 緯25度から北緯40度までの緯度域での、500 hPa 等圧面高度(Φ500)とERA上層雲量(HCC)・ ERA中層雲量(MCC)との東西位相関係、および、 その緯度依存性について記述する。

3.1 東西位相構造の緯度依存性

まず、HCC極大域の西側にΦ500のトラフが、 HCC極大域の東側にΦ500のリッジが存在すると いう位相関係は、ほぼ全ての経度で成立していた。 ただし、北緯35度より低(高)緯度側では、HCC 極大域とその西側(東側)のトラフ(リッジ)と の位相関係が統計的により有意であった。

一方、MCCの極大域は、北緯35-40度ではΦ500 のトラフ付近に位置するのに対して、北緯25-30 度ではMCC極大域の西側にΦ500のトラフが存 在する。それぞれの緯度帯におけるこの位相関係 は、後述する極東域を除いた全ての経度域で存在 する。

3.2 極東域における特徴的な位相構造

ユーラシア大陸東端では、雲量とΦ500との間 に特徴的な東西位相構造が存在し、東経90度付近 でΦ500のトラフが深まるとき、東経90-120度付 近の領域のHCC(図a)とMCC(図b)は同時に極大 となる。この位相関係は、HCCでは北緯30-40度 の緯度域で、MCCでは北緯30-35度の緯度域に存 在するが、北緯35度で最も顕著となる。同様の位 相構造は、ユーラシア大陸東端ほど顕著ではない が、北米大陸東岸でも存在する。



図: 120E, 35N(×印)における Φ500 を基準とした, Φ500(等値線)および上層雲量(a)・中層雲量(b)との 同時相関係数(陰影).等値線間隔は 0.1 であり,正値を実線,負値を破線で示す.上層雲量・中層雲量と の同時相関係数が 0.2 以上の領域を淡く, 0.342 以上の領域を濃く影を付けた.濃い陰影領域の相関係数 は危険率 5%で有意.

暖流からの潜熱/顕熱供給に対する日本列島に沿って北進する爆弾低気圧の応答

*平田英隆¹,川村隆一²,野中正見³,坪木和久¹ (1:名大·宇地研,2:九大院·理,3:JAMSTEC)

1. はじめに

日本列島の南岸および東岸では、爆弾低気圧の基 準 (Sanders and Gyakum 1980)を満たす温帯低気 圧の急発達がしばしば生じる (e.g., Yoshida and Asuma 2004)。その地域における低気圧の急発達にお いて、黒潮/黒潮続流域からの水蒸気/顕熱供給が、 cold conveyor belt (CCB)と後屈前線近傍の潜熱加 熱との間のポジティブフィードバック (CCB-LH フィ ードバック過程)を通して、重要な働きをすることが 近年の研究 (Hirata et al. 2015; 2016; 2018)に よって、明らかとなってきた。

Hirata et al. (2015; 2016; 2018) は、日本南岸 通過後、黒潮続流に沿って東進する事例に焦点を当 てたが、日本列島に沿って北進する事例が発生する こともある (e.g., Gyakum et al. 1992)。北進する 低気圧は東北地方や北海道の気象災害の発現と関連 するため、その発達や移動に関わるプロセスを適切 に理解することは重要である。しかしながら、暖流域 からの水蒸気/顕熱供給がそのような低気圧へ及ぼ す影響については、未だ解明されていない問題であ る。そこで、本研究は2009 年1月上旬に急発達を伴 って日本列島東岸を北進した爆弾低気圧(<u>http://fuji</u> n.geo.kyushu-u.ac.jp/meteorol_bomb/view/detail.php?id=2009 -01-09-09参照)について雲解像数値シミュレーション を行い、上述の課題に取り組んだ。

2. 数値シミュレーションの設定

低気圧のシミュレーションには、cloud resolving storm simulator (Tsuboki 2008)を用いた。計算領 域は 115°E-160°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、モデルトップ の高度は 22,800 m に設定した。大気の初期値・境界 値には CFSR (Saha et al. 2014)、海面水温には JCOPE2 (Miyazawa et al. 2009)を使用した。積分 期間は 2009 年 1 月 9 日 00UTC から 10 日 06UTC とし た。コントロール実験 (CNTL)に加えて、暖流の効果 を評価するために、暖流域周辺からの潜熱/顕熱フラ ックスを除く感度実験 (No latent/sensible heat flux:NLSH)も実施した。



図 1. (a) MD, CNTL、NLSH における低気圧中心気圧(+:MD、 ○:CNTL、●:NLSH)および NLSH と CNTL との間の中心気圧の差 (陰影)の時間変化。(b) +、○、●が記された線は、それぞ れ MD, CNTL、NLSH における低気圧経路である。

3. 結果と考察

低気圧中心気圧の時間発展について気象庁メソ客 観解析データ(MD)と CNTL を比較すると、両者が非 常によく一致していることがわかる(図 1a)。他方で、 NLSH では、9日 12 UTC 以降の中心気圧の急激な降下 が生じていない(図 1a)。低気圧の最大発達率

(Yoshiike and Kawamura 2009) は、MD、CNTL、NLSH において、3.4、3.3、2.0 (hPa/h) であった。CNTL は 低気圧の急発達を高い精度で再現しているが、NLSH はそれをシミュレートできていない。

次に、低気圧経路に注目する(図 1b)。MD におい て見られる日本列島東岸に沿った低気圧の北進を、 CNTL は概ね再現している。興味深いことに、MD およ び CNTL の経路に対して、NLSH の経路は時間経過と共 に次第に東方向へとずれる。その結果、NLSH の低気 圧は、日本列島から遠ざかる方向へ移動する。

暖流からの水蒸気/顕熱供給が低気圧の発達と経路へ及ぼす影響について理解するために、低気圧中心周辺の潜熱加熱率と地表付近の水平風について調査した。CNTLでは、低気圧中心近傍の後屈前線西端で活発に潜熱が解放されている(図2a)。加えて、CCBに対応する低気圧中心北側の東風が強まっている

(図 2a)。一方、NLSH では、後屈前線付近の加熱や CCB の発達が抑制されている(図 2b)。これらの結果 から、CNTL では、CCB-LHフィードバック過程が働く ことで、後屈前線西端における潜熱加熱とそれに伴 う地表気圧低下が促進されたと考えられる。故に、 NLSH と比べて CNTL では、低気圧中心が相対的に西方 で現れ、経路が日本列島により接近したと思われる。 本研究によって、暖流からの潜熱/顕熱供給が、CCB-LH フィードバック過程を介して、日本列島に沿って 北進する低気圧の急発達のみならず移動にも大きく 影響する可能性が示された。

重要文献 Hirata et al. (2018), *Mon. Wea. Rev.*, 146, 417-433, DOI: 10.1175/MWR-D-17-0063.1

謝辞 本研究は JSPS 科研費 17J04041、16H01846 の助成を 受けた。本研究の数値シミュレーションは 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 す大気海洋現象の解明」の一環として実施した。



図 2. (a) CNTL と (b) NLSH における 9 日 18UTC の地上から 100 hPa まで鉛直積算した水蒸気の凝結に起因する潜熱加熱率 (陰影, W/m²),海面更正気圧(等値線, hPa),風速 18 m/s 以上の 10 m 高度の水平風(ベクトル、m/s)の水平分布。

MJOの位相や振幅が関東地方の降水や降雪に与える影響

* 佐藤尚毅 (東京学芸大学/JAMSTEC), 城岡竜一 (JAMSTEC)

1 はじめに

佐藤・城岡 (2016) で示した通り, MJO がインド洋 で対流活発な位相にあるときには,本州南岸において, 爆弾低気圧の発生頻度や,下層の南北熱・水蒸気輸送 で評価される低気圧活動が活発であることが分かって いる.一般に,関東地方での大雪は南岸低気圧によっ てもたらされることが多い.本研究では, MJO と, 関 東地方での冬季の大雨や大雪との関係を解析する.

2 MJO と降水との関係

はじめに、MJOの位相と、東京での日降水量、降水 頻度との関係を調べた. MJO の位相は, Wheeler and Hendon (2004) にしたがって特定した. 降水量と積雪 深としては気象庁の地上観測データを用いた. 解析期 間は1979/80年から2015/16年の12~2月である.結 果を図1に示す. MJO はおおむね位相1.2....8.1. ...のように進行し、ひとつの位相にとどまる時間は数 日程度である. 日降水量は、位相が3、4(インド洋で対 流活動が活発な位相)のときに多く、位相7、8(太平洋 で対流活動が活発な位相)のときに少なくなっていて、 両者の間には3倍程度の差があることが分かる.それ に伴い降水日数も差があり、位相 3~5の期間には、特 に日降水量 30 mm 以上の事例の発生頻度が多い. これ らの結果は、インド洋で対流活発な位相では、本州南 岸で低気圧活動が活発であるとした佐藤・城岡 (2016) の結果と整合的である。日降水量1mm以上の降水事 例の発生頻度の極大に対して、30mm以上の事例の極 大のほうが遅れている. これは、インド洋で対流活動 が活発になっている期間のうち、後半のほうが強い降 水が多いことを示している.原因は今のところ不明で ある. ここまでに示した傾向は、関東地方南部の他の 地点においても見られた (図は省略).

3 MJO と積雪との関係

次に, MJO の位相と, 東京での積雪との関係を調べた. 結果を図2に示す. 日界(0時)をまたぐ積雪事例はひとつの事例として扱っている. 降水事例に比べて標本数は減少するが, 基本的には図1に示した降水事例と同様の結果を示している. 特に, 最大積雪深10cmまたは20cm以上の大雪事例の発生は, 位相が3,4のときに集中していることがわかる. 冬季全体を通してみた場合, MJO の位相が3,4 にある時期は数分の1

程度であり,このような限られた期間に大雪事例の大 半が発生していることは,防災上も重要な知見である と思われる.



図 1: MJO の各位相における東京での平均日降水量(折 れ線)と日降水量 1 mm(影), 30 mm(黒)以上の降水事例の 発生頻度(棒).発生頻度は1日あたりの値で示す.



図 2: MJO の各位相における東京での最大積雪深 1 cm(薄 い影)、10 cm(濃い影)、20 cm(黒)以上の積雪事例の発生頻度.

4 MJO の振幅と降水との関係

将来気候においては MJO の振幅が増大する可能性 が指摘されている.そこで, MJO の振幅と関東地方の 降水との関係を調べた (図は省略).振幅が 2.5σ 程度 よりも小さいときには, MJO の位相に対応して降水 特性は変動するものの,降水が活発な場合と不活発な 場合が相殺されて,全体としては大きな変化は生じず, むしろ振幅が増大するにつれてやや減少する傾向にあ る.しかし,振幅が 2.5σ を超えると,降水量や降水頻 度が急激に増加する.このため, MJO 位相空間での位 置と降水特性との関係が一定であるという前提のもと では, MJO の振幅の増大は,大雨事例の発生頻度の増 加につながる可能性がある.

那須における短時間大雪の統計解析

荒木健太郎(気象庁気象研究所)

1. はじめに

2017 年 3 月 27 日に本州南岸を通過する低気圧に伴い那須で大雪 が起こり、表層雪崩が発生した.荒木(2018)による事例解析の結果、 本事例では低気圧接近に伴い、湿潤な北〜東風の強まりとともに那 須岳で形成された地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で発生させて いた.この下層雲と低気圧に伴う雲からの降雪が、Seeder Feeder メカニズムを通して那須岳北〜東斜面で降雪を強化し、局地的な短 時間大雪をもたらしていたことがわかった.これを踏まえ、本研究 では那須雪崩事例の特異性を把握し、那須大雪時の降雪・気象場の 特性を理解することを目的に、地上観測や再解析データ等を用いた 統計解析を行った.

2. 極値統計解析

本研究では、アメダス那須高原の毎時の積雪深観測データのある 1989年11月~2017年4月を対象に統計解析を行う.まず、この期 間のアメダス那須高原における日降雪深が 1cm 以上の事例(1,665 例)を抽出して極値統計解析を行った.日降雪深は1~24時の毎時 の降雪深の合計とし、閾値統計である Hazen plot を採用した.日降 雪深 1cm 以上の降雪日に対して再現期間を求め、これを那須での寒 候年平均降雪日数(約59日)で割り、那須雪崩事例が何シーズンに 1度の規模の大雪であるかを調べた(第1図).

その結果,那須雪崩事例の再現期間は約3寒候年であり、3シーズ ンに1度程度は起こる大雪だった.一方、3月の事例のみを対象とす ると,那須雪崩事例の日降雪深は3月では最も大きく,再現期間は 約19年だった.春の大雪としては稀な事例だったといえる.

3. 気圧配置パターン毎の環境場

次に、アメダス那須高原での日降雪深が 10cm 以上の 226 事例に ついて、降雪特性と気象場の統計解析を行った.事例毎に気圧配置 パターンを地上天気図で分類すると,冬型(WIN)が 142 事例(63%), 前線を伴う南岸低気圧(SCC)が 57 事例(25%),那須雪崩事例の ように前線を伴わない低気圧が 11 事例(5%)だった(第1表).

パターン毎にアメダス那須高原での地上観測の特性を調べると, 各事例の日最大降雪深を観測した時刻では WIN では西北西〜北西 の風, SCC と SCCNF では北北西〜北北東の風が卓越するという違 いが見られた(図略).しかし,日最大降雪深や日降雪深などにはパ ターン間の有意な差は見られなかった.

また,事例毎の日最大降雪深を観測した時刻に最も近い時刻の気 象庁 55 年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi et al., 2015) データを 用い,気象場の特徴を調査した.SCCと SCCNF の平均場では,上 空の気圧の谷の位置や低気圧の強さにやや違いが見られたが,同じ ような環境場だった.那須周辺の 850hPa の気温と水蒸気フラック ス量を比較したところ,WIN については-5℃以下のものがほとん どで,SCCと SCCNF はそれより高温の事例が多かった(図略).一 方,水蒸気フラックス量は SCC では3事例が飛び抜けて大きな値だ ったが,その他はどのパターンでも大差はなかった.

4. 那須における短時間大雪時の環境場

那須における短時間での大雪について考えるため、各事例での降 雪深 1cm 以上の時間の総和を日降雪時間とし、日降雪深との関係を 調べた(第2図). その結果、どのパターンでも基本的には日降雪時 間が長いほど日降雪深も大きかったが、SCCと SCCNFでは日降雪 時間が短くても日降雪深の大きい事例が見られた. この特徴は2014 年2月15日が顕著であり、他には2001年1月8日、1992年2月1 日、2010年4月17日、そして那須雪崩事例がこれにあたる.

これらの事例の地上天気図を比較したところ、5事例中4事例で前

線を伴う低気圧が関東平野に近い海上などを発 達しながら通過しており、日最大降雪深を観測し た時刻付近で閉塞過程に入っていた.いずれの事 例でも那須はこの低気圧の北西象限にあたる.閉 塞過程の低気圧の北西象限では上空で生成セル が発生し、特に降雪が強まることがある(Kocin and Uccellini, 2004).仮にこれらの事例でも那 須雪崩事例のように Seeder-Feeder メカニズム が働いているのであれば、下層の水蒸気供給によ る Feeder Cloud の生成に加え、閉塞過程の低気 圧中心が那須の南東に位置し、上空に十分な Seeder Cloud が存在することが那須での短時間 の大雪に重要である可能性がある.



第1因) メタス加須高原・日降当保の丹現期间曲線. (a) 日降雪深 1cm 以上の全事例, (b) 3 月のみ.

第1表 1989年11月~2017年4月のアメダス那 須高原で,日降雪深10cm以上の事例について分類 した気圧配置パターン.

略称	パターン	事例数	割合(%)	説明
WIN	冬型	142	62.8	冬型の気圧配置時の降雪
SCC	南岸 低気圧	57	25.2	前線を伴う温帯低気圧 (南岸低気圧)による降雪
SCCNF	低気圧	11	4.9	前線を伴わない本州南岸の 低気圧による降雪
Other	その他	16	7.1	停滞前線,二つ玉低気圧 などによる降雪



第2図気圧配置パターン毎の日降雪深と日降雪時間の関係.

謝辞 本研究は文科省科研費「17K18453」 「17K14394」により実施したものです. 参考文献

荒木健太郎,2018:低気圧に伴う那須大雪時の表 層雪崩発生に関わる降雪特性.雪氷,印刷中.

DSJRA-55 を用いた冬季日本海上の渦状擾乱の長期変動の解析

*渡邉俊一 1.2.3・新野宏 3 (1: 気象業務支援センター 2: 気象研究所 3: 東大大気海洋研究所)

1. はじめに

冬季の日本海上では様々なメソスケールの渦状擾 乱が観測される。このような渦状擾乱に対して、数 多くの事例研究によってその発生・発達メカニズム が調べられてきた(e.g. Nagata 1993, Fu et al. 2004, Watanabe and Niino 2014)。一方、このような渦状擾 乱は空間スケールが小さいため、従来の再解析デー タから抽出するのは難しく、その長期的な変動は明 らかにされていない。近年、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)を高解像度の領域モデルによりダウンスケ ーリングした JRA-55 領域ダウンスケーリング (DSJRA-55)データセットが整備された(Kayaba 2016)。 そこで本研究では、DS-JRA55 データセットから客 観的追跡手法を用いて渦状擾乱を抽出し、その長期 変動を調べた。

2. データと手法

DSJRA-55はJRA-55を気象庁現業メソ数値予報モ デル(MSM)によりダウンスケーリングして作成され ている。6時間ごとのJRA-55を初期値として15km 解像度MSMで12時間積分を行い、その3時間目以 降のデータを初期値、側面境界条件として5km解像 度MSMで9時間積分を行って、その3~9時間予報 値をプロダクトとしている。そのため、6時間ごと に初期値の異なるダウンスケーリングとなっている。

渦状擾乱の抽出には、Watanabe et al. (2016)の渦状 擾乱の追跡手法を用いた。渦状擾乱の抽出を行った 期間は、1958 年 11 月から 2012 年 3 月までの 54 年 間の冬季(11 月~3 月)である。

3. 結果

図1に渦状擾乱の分布密度を示す。渦状擾乱は日本海北西部から山陰・北陸地方にかけての領域と北海道西方の領域に集中している。この結果は気象庁メソ解析を用いて行った解析結果とも整合的である(Watanabe et al. 2016)。しかし、メソ解析の結果に比べると、日本海北西部で発生した渦状擾乱が山陰・北陸地方まで到達する割合が低い。この原因として、DS-JRA55では解像度5kmモデルの積分時間が最大で12時間であるため、渦状擾乱が十分に発達しきっていないことが考えられる。

図2に1冬季あたりの渦状擾乱の発生個数の年々 変動を示す。平均の発生個数は63.2個で年々変動が 大きい。長期的な変化をみると、1989年以降渦状擾 乱の発生数が減少している。1959-1988年の平均発 生数は67.8個、1989-2012年の平均発生数は60.0個 であり、有意水準5%で減少している。この変化は Walsh et al. (1996)にあるような極域の海面気圧の変 化と対応していると考えられる。

次に渦状擾乱の発生頻度と大規模場との関係を調 べた。図3に渦状擾乱の発生数と冬季平均の海面気 圧、500hPa ジオポテンシャル高度との相関を示す。 海面気圧には北極とシベリアに有意な正の相関が見 られ、日本付近など中緯度に負の相関が見られる。 このパターンは負の北極振動のパターンと類似して おり、北極振動指数と渦状擾乱の発生数には有意な 負の相関が見られた(図2)。500hPaジオポテンシャ ル高度には北極からシベリア西部に正の相関が見ら れ、日本付近・北米・ヨーロッパに負の相関が見ら れる。これらの構造は日本付近に寒気が流入しやす い構造に対応しており、このような大規模場の構造 と渦状擾乱の発生の関連が明らかになった。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP17K14390 の助成を受けたものである。また、DSJRA-55 のデータは気象庁が作成したものを DIAS を経て入手した。



図1 渦状擾乱の1冬季当たりの分布密度(個)



図 2 渦状擾乱の発生個数(黒)と冬季平均北極振動指数 (灰)。細線が年々変動、太線は5年移動平均。



図 3 渦状擾乱の発生数との相関係数。有意水準 5%の領域 のみシェード。コンターは有意水準 1%。(a) 海面気圧、 (b) 500hPa ジオポテンシャル高度

長白山系による JPCZ 発生環境場の形成と日本海側の降水分布

*篠田裕太 (九大・理)、川村隆一、川野哲也 (九大院・理)、 清水宏幸 (気象庁)

1. はじめに 日本海沿岸部に豪雪災害をもたらす気象現象とし て日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ: Japan Sea polar air mass convergence zone) (Asai, 1988) が知られ ている。JPCZ の発生には朝鮮半島北方の長白山 ている。57年2月12日の第二日にある時間にあったのでは10日の 不による障壁効果が大きな役割を持つことが分かっ ている(Nagata, 1986; 1991)。さらに、過去の山 岳標高改変実験では、もし長白山系がなければ日本 海沿岸部の冬季降水量が現実よりも量的に多くなる ことが示された(Shimizu et al., 2017)。しかしな がら、JPCZ の発生環境場は複雑であり、JPCZ

から、JPCZ の発生環境場は複雑であり、JPCZ の発生や発達がどのように日本海側沿岸部の降水に 影響を与えるのか必ずしも明らかではない。 そこで、本研究の目的は、① JPCZ の形成を促す 総観場の特徴から JPCZ をタイプ分けし、その形 成機構の違いを明らかにすること、② タイプ別に JPCZ が日本海沿岸部の降水にどのように影響す るかを評価することである。

2. モデル設定および解析手法 2.1 モデル設定 本研究では、領域気象モデル WRF ver.3.5.1 を用

本研究では、領域気象モテル WRF ver.3.5.1 を用 いた。計算領域の水平解像度は 10 km とし、初期 値・境界値の作成には NCEP FNL および NOAA OISST を用いた。初期時刻を 11 月 23 日 00 時と し、47 日間の時間積分を 2000 年から 2014 年ま で、各年で計算を行った。また、長白山系の障壁効 果を除去するため、山岳標高改変実験を行い、指定 した領域全ての標高を 0 m にして実験を行った (詳細は Shimizu et al., 2017 参照)。 9.2 伸目した物明書をとて経転モギ社

2.2 使用した物理量および解析手法

A JPCZ の抽出方法 JPCZ の抽出方法 JPCZ 領域で平均した 925hPa 水平風収束の 12 時間平均値を計算し、変動の標準偏差(σ)が 2 倍 以上の 30 事例を典型的な JPCZ 発生事例として 定義した。ここで 2σ 以上の水平収束が次の 12 時間値も続く場合は一事例とみなし、最も収束の強 い 12 時間平均値を代表値とした。

◆季節風と低気圧性循環の強弱の指標

日本海における北西季節風強度の指標として、 ウルー札幌間の海面気圧差を計算し、気候値からの 編差を計算した。また、低気圧性循環の指標として、 日本海上の特定領域で平均した 925 hPa の相対渦 度を計算し、その気候値からの偏差を計算した。

3. 結果と考察 3.1 JPCZ の分類とその特徴 北西季節風の指標から典型的な JPCZ 全 30 事 例を2種類に大別した。具体的には、強い季節風時 のType1と弱い時のType2である。さらに、低気 圧性循環の指標からType1を日本海での低気圧性 循環が強いType1Bと相対的に弱いType1Aに分響 類した

12時間平均値のコンポジット解析から、Type1 は西高東低の気圧配置がみられ、海面更正気圧の気 候値からの偏差をみると、Type1A で日本東海上に、 Type1B で北海道西方にそれぞれ低圧部がみられた。 Type1B で北神道四方にてれてれ医注節かみられた。 両タイプ共に、対流圏下層での低相当温位の空気の 流入と海面からの熱・水蒸気供給によって対流不安 定が北陸地方沿岸海域で強化されていた。この傾向 は Type1B で最も顕著であった。また、12時間積算 降水量の分布から Type1B が北陸地方に最も多量 の降水をもたらしていた。

ー方、Type2 では日本海低気圧に伴う低圧部が形成されていた。海面潜熱フラックスは Type1 よりも減少しており、JPCZ システム内への水蒸気供給には日本海上の低気圧の移動・発達に伴う西一南 西からの暖湿気流の寄与が示唆される。Type2 では

日本海沿岸部での降水量は少なかった。 3.2 JPCZ が日本海側沿岸部の降水量に与える影響 図 1 は抽出した JPCZ の全 30 事例について、 再現実験 (CTL) と山岳標高改変実験 (MOD) によ って得られた降水量と鉛直積算水蒸気フラックスの 分布図である。 MOD run - CTL run の結果から 長白山系を除去し JPCZ が極端に弱化すると、日 本海側沿岸部の降水量は増加することが分かった。 本海側沿岸部の降水重は増加することが分かった。 また、この傾向は Type1B で最も顕著であった。 JPCZ システム内への水蒸気収束が消失した結果、 日本海からの水蒸気が沿岸地域に多量に流入したこ とが原因と考えられる。また、長白山系の除去によ り日本海上での対流在安定ら解消が抑制されるため、 される。

4. まとめと今後の課題 長白山系を除去し JPCZ がほぼ消失すると、 本海側沿岸部の降水量は増加することが分かった。 本海側沿岸部の障水量は増加することが分かった。 また、その傾向には JPCZ の発生環境場の違いに 応じたタイプ別の特徴がみられた。しかしながら、 各タイプの事例数には偏りがあることから、今後は 計算期間を延ばし、事例数を確保することに加えて JPCZ の有無による短時間降水量へのインパクト を調査する予定である。また、日本海上での水蒸気 輸送のより詳細な検証のため水収支解析を行う必要 がある。







図 1. 抽出された JPCZ
 全 30 事例の12 時间損算降水量と鉛直積算水蒸
 気フラックスのコンポジ ット図。陰影が 12 時間 積算降水量、ベクトルが 鉛直積算水蒸気フラック スを示している。(a)再現 実験、(b)山岳標高改変実 験、(c)(a)と(b)の差。

参考文献

- Asai, T., Tenki, 35, 151-161, 1988.
- Nagata, M., Journal of the Meteorological Society of Japan, 64, 841-855, 1986.
- Nagata, M., Journal of the Meteorological Society of Japan, 69, 419-428, 1991.
- Shimizu, H., Kawamura, R., and Kawano, T., Advances in Meteorology, 2017, Article ID 6216032, 2017.

日本海を通過する寒冷前線の多重構造とその形成メカニズム *平沢雅弘(北海道大学環境科学院)川島正行(低温科学研究所)

1. はじめに

寒冷前線の通過は地上での急激な風向の変化と、 気温降下により特徴づけられる。このような特徴 を複数持っている寒冷前線は多重寒冷前線と呼ば れており、合体時に降水や水平シアの強化を伴う ため、その構造や形成メカニズムを理解すること は重要である。冬季の日本海上では、多くの寒冷 前線が通過するため、この海域でも多重寒冷前線 が発生する可能性はある。しかし、これまでの研 究としては寒冷前線通過後の日本海寒帯気団収束 帯(JPCZ)についてのものが多い。

本研究では、日本海上で観測された多重構造を 持つ寒冷前線の事例について、非静力学領域気象 モデル WRFを用いて再現実験を行い、風上の地 形に対する感度実験を行った。寒冷前線の多重構 造とその発生メカニズムについて風上地形による 影響という観点から研究した。

2. 研究手法

対象とした寒冷前線は、平成27年1月27日に 日本海を南東方向に進行していたものである。レ ーダー・アメダス解析雨量の降水強度では、日本 列島に接近する寒冷前線の多重構造に伴う2本の 降水帯、地上観測点では風向、気温の2段階の変 化が観測された。この事例について、風上地形で ある、チャンパイ山脈と朝鮮半島の地形を改変す ることで実験を行った。

数値実験には WRF-ARW Version3.7.1 を用い た。D1、D2、D3(格子間隔がそれぞれ、18km、 6km、2km)の領域を使い、双方向ネスティング を用いて計算を行った。鉛直方向の層数は51層 で、モデル上端は50hPaとした。雲微物理スキー ムには Thompson(2008)、境界層スキームには Mellor-Yamada-Janjic(Janjic2002)を用いた。ま た、領域 D1、D2 については Kain-Fritsch(2004) の積雲パラメタリゼーションを用いた。

3. 結果

寒冷前線の多重構造に特に明瞭な変化が見られ

たのは朝鮮半島を海にした実験である。この実験 では、寒冷前線は日本海上を通過中、前線強化に より1本の強い寒冷前線となった(図1下)。ま た、再現実験において寒冷前線が日本海上を通過 し始めた27日0200LTの相当温位の水平移流を 見ると、朝鮮半島の東側で寒気移流となっていた (図2上)。つまり、寒冷前線通過時の暖気側では、 朝鮮半島上で冷やされた空気塊が、南西風により 日本海上へ運ばれている。その結果1本の強い寒 冷前線ではなく、複数の弱い前線が存在するよう になったと考えられる。よって今回の事例では、 朝鮮半島が多重寒冷前線発生に対する主要因であ ったと考えられる。



図1:WRFによる降水強度(mm/h)(左)と相当温位(K)の鉛 直断面図(右)

右:地上気圧(hPa)等値線、風(m/s)ベクトル

左:先行する寒冷前線の進行速度に相対的な風速(m/s)等値

```
線(太線 0m/s、細:正、破線:負、3m/s 間隔)
```

(上) 再現実験 (下) 朝鮮半島を海とした実験



図2:相当温位の水平移流(10⁻³Ks⁻¹)と風(m/s)ベクトル
 (上)再現実験(下)朝鮮半島を海にした実験

局地的降水の発生に適した大気場のアンサンブル実験に基づく解析

*1 横田祥,^{1,2} 瀬古弘,¹ 南雲信宏,^{3,1} 山内洋,¹ 工藤玲,¹酒井哲,¹小司禎教,¹川畑拓矢,^{4,1} 幾田泰酵,⁵ 新野宏 (¹気象研,²海洋研究開発機構,³気象庁観測部計画課,⁴気象庁予報部数値予報課,⁵東京大学大気海洋研)

1. はじめに

局地的降水の発生に適した大気場を客観的に明らか にするには、大気場の初期値がわずかに異なる多メン バーのアンサンブル実験によって局地的降水を再現し、 それを用いて降水と大気場の関係を統計的に解析する ことが有効と考えられる.[1]は、2016年8月4日につ くば市で発生した局地的降水事例を対象にこの解析を 試みたが、すでに降水が発生している時刻での解析で あったため、得られた関係が降水の原因なのか結果な のかが明らかでなかった.そこで本研究では、水蒸気 データの同化によって各アンサンブルメンバーの大気 場の初期値の再現精度を高め、その実験結果を用いて、 降水と「降水発生前の大気場」の関係を調査する.

2. 実験の概要

水平解像度15,5,1kmの3重ネストしたNHM-LETKF [2]を用いて,[1]と同様の実験設定で観測を同化し,8 月4日1430JSTの解析値(水平解像度1km)を300メ ンバー作成した.ただし,水平解像度1kmのLETKF では,[1]で同化された観測の他,GNSS観測網による 可降水量と気象研究所の水蒸気ライダーによる水蒸気 混合比の観測も同化した.そして,1430JST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1500JSTまで行い,発生した降水と1430JST の大気場との相関を調査した.

3. 結果

再現された1450-1451JSTの降水量の水平分布を図1 に示す.GNSSと水蒸気ライダーによる観測を同化し ない実験と比べると,降水の発生が10分程度早くなり, この時刻の降水強度の最大値はよりレーダー観測に近 づいていた(図略).この1450-1451JSTの降水量と初 期時刻1430JST(降水発生前)の発散,渦度,鉛直流, 温位,水蒸気混合比との相関を図2に示す.この結果 から,特に下層1km以下で水蒸気混合比が大きいこと, 上昇流が強いこと,収束が強いこと,渦度が大きいこ とが局地的降水の発生の原因として重要であり,より 上空の物理量は相対的に重要でないことが示唆される.

4. まとめと今後の予定

アンサンブル実験に基づく解析により、局地的降水 の発生にとって、下層 1km 以下の水蒸気や上昇流が特 に重要であることが確認できた.今後は、この下層の 大気場が降水を強めるプロセスを、アンサンブル実験 の結果を用いて詳細に理解することを目指す.



図1 1450–1451JST の降水量(シェード, mm hr⁻¹) と地上 20m 水平風(矢印, m s⁻¹)のアンサンブル平均の水平分布.



図2 図1 矩形領域で水平平均した 1430JST の発散(黒細線, s⁻¹), 渦度(灰細線, s⁻¹), 鉛直流(黒太線, m s⁻¹), 温位(灰太線, K), 水蒸気混合比(黒点線, g kg⁻¹)の, 1450–1451JST の降水量(領域最大値, mm hr⁻¹)に対する相関の鉛直分布.

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, hp170246),及び JSPS 科 研費 JP16K17804, JP17H00852 より支援を受けました.

参考文献

(1) 横田ほか, 2017: 2017 年度気象学会秋季大会予稿集, P217.
 [2] Kunii, 2014: Wea. Forecasting, 29, 1093–1105.

夏季の近畿地方に発生する線状降水システムの形成メカニズム

*閔庚夕1)・坪木和久1)・吉田真由美112)・諸田雪江112)・金田幸恵11

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. <u>はじめに</u>

線状降水システムは、楕円または線状の形態を取るメソ スケール対流システムで、ほぼ同じ場所に数時間停滞し、 大雨をもたらすことがある。夏季の近畿地方ではこのよう な線状降水システムがしばしば発生する。これまでの研究 からその形成にはさまざまな要因が関係することが指摘さ れており、その形成メカニズムには未解明な点が多い。花 房[1]は大阪平野周りの地形、下層の収束、寒気が線状降水 システムの形成に重要であることを指摘した。淡路島が線 状降水システムのトリガーになる[2]可能性もある。石原と 寶[3]は紀伊水道から吹き込んだ温暖湿潤な空気が線状降水 システムの形成に重要であるとした。

本研究は近畿地方に発生する線状降水システムの形成メ カニズムを明らかにするため、2015年9月1日19JSTから 22JSTまで観測された線状降水システムの事例について、 観測データ解析と数値予報モデル実験を行った。

2. 事例説明

2015年9月1日15JST頃に大きな降水システムが近畿地 方を通過した後、19JST 頃から大阪湾に新しいセルが発生 し、北東方向の近畿地方内陸に移動しながら発達した。 れが繰り返されて南西から北東に伸びる線状降水システム が形成された。レーダの5 mm/hr 以上の降水強度でみて、 線状降水システムは約95 kmの長さを記録した。線状降水 システムが停滞した AMeDAS 能勢(北 34.95 度, 東 135.46 度)では19JSTから21JSTまで59.5mmの降水量が観測され た。同日 21JST の地上天気図を見ると、近畿地方は北側の 低気圧と南側の太平洋高気圧の間に位置していた。低気圧 に伴う寒冷前線は、近畿地方から離れた九州北部に位置し ており、近畿地方は低気圧の暖域にあった。近畿地方の潮 岬の高層観測では、900 hPa以下は湿潤な大気状況で、持ち 上げ凝結高度と自由対流高度が低く(965.3 hPa and 926.6 hPa)、対流有効位置エネルギーも 2382 J/kg で、主要な風 向は南西風であった。

3. モデル実験設定

本研究で用いた数値予報モデルは名古屋大学で開発され た雲解像モデル、CReSS[4]である。領域は神戸地方気象台(北 34.7 度, 東 135.21 度)を中心として水平解像度 1km(1197 x 1197), 鉛直 60 層(上端 26 km)とした。初期場は気象庁 MANAL を用いて 2015 年 9 月 1 日 15JST から 2 日 03JST まで 12 時間のシミュレーション(CTL)実験を行った。また、初期 値の感度実験のため、CTL 実験より 6 時間前の 1 日 09JST から実験を行った(EXP_00)。さらに地形効果を調べるため に、CTL実験を基準として、淡路島と六甲山の地形を除く実 験をそれぞれ行った(AWAJI_NONE, ROKK0_100M)。

4. 結果

CTL の実験結果を検証するため、気象庁レーダと比べた 結果、この線状降水システムはよく再現されたので、CTL の 実験結果を用いて形成メカニズムの解析を行った。線状降 水システムの南西側には、地上風の西風と南風の収束が形 成されていた(図1(a))。西側の東西鉛直面(図1(b))では、 西側の西風が19JST 頃に淡路島の西側に到達し、22JST ま で続けて吹き込んだことが示された。この西風は浜田(北 34.9 度,東132.07 度)と高松(北34.32 度,東134.05 度)の ウィンドプロファイラ観測にも見られた。この西風は遠く から吹き込んだと考えられる。一方、南側の南北鉛直面(北 33.5-34.5)から、南側では連続的に南南西風が近畿地方ま で吹き込んでいたことが分かる。この風の相当温位の21JST の紀伊水道が含む南北直面を見ると、高度1km以下に高い 相当温位(355 K以上)が存在した(図1(c))。これによって 近畿地方には温暖湿潤な空気が運ばれたと考えられる。

初期値感度実験の EXP_00 実験では、線状降水システムが 再現されなかった。この実験では淡路島の西側も南西風が 支配的で、収束が形成されていなかった(図1(d))。西風は 到達せず、紀伊水道の相当温位も相対的に低かった(図 1(e))。これらのことから本事例の線状降水システムの形成 には、西風、南西風及び南西風の高い水蒸気が必要である ことが示唆される。一方、地形についての AWAJI_NONE と ROKK0_100Mの実験では線状降水システムに対して大きな変 化がなかったことから、地形は本質的でないことが分かる。 5. まとめ

本研究の事例では、淡路島の西側に遠方から吹き込んだ

西風と温暖湿潤な南西風の収束によって新しいセルが発生 し、形成されたセルは南西風に乗って北東に移動した結果、 線状降水システムが形成されたと考えられる。この収束は ほぼ同じ場所で数時間持続したために、線状降水システム は停滞し、その地域に大雨がもたらされた。

参考文献

[1] 花房真二, 2007, 天気, 54, 974-975.

[2] Higashi, K., et al., 2010, J. Meteor. Soc. Japan, 88, 909-930.

[3] 石原正仁など、2013, 京都大学防災研究所年報, 56B.

[4] Tsuboki, K., et al., 2002, *High Performance Computing*, *Springer*, 243-259.



図 1 2015 年 9 月 1 日 21 時の実験結果。CTL の (a) 降水強度と地上風 (b) 東西鉛直の風 (黒:西風,小麦色:地形) (c) 南北鉛 直の相当温位と EXP_00 の (d) 東西鉛直の風 (e) 南北鉛直の相当温位。

集中豪雨をもたらす線状降水帯の統計解析: その2 鉛直シアベクトルと線状降水帯の走向の関係

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、梶野瑞王(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。そこで本研究(2017年秋季気象学会 B161)では、 津ロ・加藤(2014)の手法に基づいて抽出した、1989~2015 年の4~11月に日本域で発生した集中豪雨事例(715事例) の中で、線状降水帯事例(3時間降水量 50mm 以上の領域 の縦横比が 2.0以上の事例を定義)に該当した 368 事例を 用いて、その走向についての気象擾乱別や地域別の出現分 布特徴を示した。今回は、数値モデルの結果を用いて、線 状降水帯の走向と鉛直シアベクトルの関係について報告 する。

2. 数値モデルと調査方法

線状降水帯が形成・維持される大気状態をより正確に見 いだすため、で水平分解能 5km の気象庁非静力学モデル (以降、NHM)を用いて時空間的に密な解析データを作成 した。NHM の初期値・境界値としては、6時間毎にある気 象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)のモデル面データ (水平解像度約 60km)を用いた。線状降水帯の再現結果が 悪いと大気状態が適切に表現されていないと考えられる ので、再現された線状降水帯の走向の誤差が 45 度以内か つ位置の誤差が 50km 以内の事例のうち、地形性降水の10 事例を除いた 118 事例のみを調査対象とした。

鉛直シアは線状降水帯の上流側で、かつ暖気移流場に当 たる地点で調べた。また豪雨発生直前の大気状態を見るた めに、線状降水帯が最もよく再現された時刻の3時間前の 鉛直シアベクトルを調べた。鉛直シアベクトルとしては、 500m高度と上空の気圧面(850、800、700、600、500hPa) との水平風ベクトル差からその方向を調べた。日本で大雨 が発生するときに下層水蒸気場を代表する高度に関する 知見(Kato 2018)から鉛直シアベクトルの下層として 500m 高度を採用した。

3. 結果

線状降水帯の走向とシアベクトルの相関係数、回帰直線 の傾きと切片、回帰直線からのずれの標準偏差を表1に示 す。相関係数や標準偏差をみると、線状降水帯の走向は 600hPa-500m間と500hPa-500m間の鉛直シアベクトルの方 向と強い正の相関があることがわかる。また相関係数は時 空間的に粗いゾンデデータを用いて停滞性の積乱雲群の 走向と鉛直シアベクトルの関係について調べた先行研究 (Unuma and Takemi 2016)の0.497~0.59より高く、先行 研究よりも強い相関が得られた。回帰直線の切片は46.7 ~69.8度であり、北向き(走向が0度)の走向を持つ線 状降水帯はその角度だけ、鉛直シアベクトルに対して時計 回りにずれている。さらに回帰直線の傾きが1より小さい ことから、走向が北を向く事例ほど、走向とシアベクトル のずれは小さくなっている(図1)。線形理論(Asai 1970, 1972)ならば鉛直シアベクトルと平行なロール状対流が生 じるが、降水セルの移動の影響(Kato 2006)が加わるこ とで、線状降水帯の走向がシアベクトルに比べて反時計回 りの方向を持つようになると考えられる。

発表では、加藤(2016)が提案した線状降水帯が発生しや すい6条件が満たされるかの調査結果についても示す。

表1 線状降水帯の走向に対する 500m 高度と 850、800、 700、600、500hPa 間の鉛直シアベクトルとの相関係数、回帰 直線の傾きと切片、回帰直線からのずれにおける標準偏差。

	850hPa	800hPa	700hPa	600hPa	500hPa
相関係数	0.51	0.57	0.63	0.66	0.64
傾き	0.70	0.80	0.89	0.87	0.75
切片	46.7	53.1	54.4	60.4	69.8
標準偏差	41.8	39.7	38.6	34.4	32.0



図1 500hPa-500m のシアベクトルと線状降水帯の走向 の散布図。回帰直線を黒実線で示す。

水蒸気量が多い状況における赤外放射計の特性

大河原望 (気象庁環境気象)

1. はじめに

地表面や地球の大気・雲等から放出される長波放射 (赤外放射)は、太陽からの短波放射(日射)と共に 地球システムにおける放射エネルギー収支を決定する 重要な要素で、地球温暖化に代表される気候変動を考 える際に、その正確な監視は極めて重要である.

気象庁を含む各国気象機関では、地表面における放 射観測を実施している.近年、気候変動の監視等、高 品質でトレーサビリティが確保された観測データの要 請が高まっており、世界気象機関(WMO)では国際度 量衡局(BIPM)等との連携に基づいた、放射観測基準 の見直しを進めている.この中で、赤外放射観測の新 たな世界準器として、近年開発された赤外積分球放射 計(IRIS: infrared integrating sphere radiometer)[1]の採用 を計画しており、これにより度量衡分野とのトレーサ ビリティが確保され、より正確な観測が実現される見 通しである.

これまでの調査により、IRIS による観測値と従来の 世界準器(WISG)や実際の観測に使用されている赤外 放射計による観測値との間には、大気中の水蒸気総量 に依存した差が存在することが分かっている[2].しか し、これまでの調査は、ヨーロッパやアメリカ等、大 気中の水蒸気量の少ない地域(~25mm)で実施された もので、IRISを世界準器とした新たな観測基準を採用 するためには、水蒸気量の多い状況での両測器間の差 についても把握する必要がある。今回、水蒸気量が多 い状況において、屋外比較観測により調査を実施した.

2. 屋外比較観測の詳細

場所:	オーストラリア・ダーウィン
期間:	2017年10月16日~10月25日(10日間)
比較測器	IRIS と赤外放射計4台 (Eppley 社 PIR:1台,
	Kipp&Zonen 社 CG4:1 台,CGR4:2 台)

- 可降水量データ:GPS 可降水量(同一地点レーウィン ゾンデ観測(12UTCの定時観測と3回の臨時 観測)から算出した値で補正して利用)
- 比較条件:日射および雲による影響を受けない,夜間 快晴時の1分平均値について,IRISと赤外放 射計4台の平均値とを比較

表1 可降水量(mm)の階級毎の赤外放射計と IRIS に よる観測値の差(平均,最大,最小,標準偏差(W/m²)) およびデータ数.





図1 今回の比較による赤外放射計とIRIS による観測 値の差(右)と、これまでの調査による従来の世界準 器(WISG)とIRIS との差(左).

3. 結果

これまでの調査により, 水蒸気量が 10mm から 25mm の条件では, 赤外放射計と IRIS との差は平均-5W/m² 程度であることが報告されている[2](図1左). 今回の 比較観測結果では, 水蒸気量が非常に多い(可降水量: 38.38~52.77mm)条件においても、両測器による観測 値には同程度の差があることが確認された(図1右).

4. 今後の課題

両測器間の差の原因としては、赤外放射計のシリコ ンドームの波長特性による影響が大きいと考えられる. より詳細な調査により原因を特定し、赤外放射の観測 基準見直しの際には、IRIS に基づく観測基準を正確に 赤外放射計に伝達する方法を決定する必要がある.

参考文献

- [1] Gröbner J., 2012, Metrologia, 49, S105-S111.
- [2] Gröbner J. and S. Wacker, 2015, WMO IOM Report- No. 120, 13pp.

天空輝度を用いた水蒸気波長のセルフキャリブレーション法の開発

*桃井裕広 (東京理科大学), 工藤怜 (気象研究所), 青木一真 (富山大学), 森樹大, 三浦和彦 (東京理科大学), 小司禎教 (気象研究所)

1. はじめに

大気放射は気体による吸収とエアロゾル・雲による 散乱・吸収が主な支配要因として挙げられ、時間・空 間依存性が強いため、多地点での長期観測を必要とし ている。

SKYNET はスカイラジオメータの国際的な地上観測 網で、東アジアを中心に約百箇所で放射観測を実施し ている。スカイラジオメータはオゾンの吸収波長(315 nm)とエアロゾルの波長(340,380,400,500,675,870, 1020 nm)、水蒸気の吸収波長(940 nm)、雲の波長(1225, 1627,2200 nm)について直達光強度と天空輝度を測定 している。そのうち、エアロゾルの波長については天 空輝度を用いたセルフキャリブレーション法(改良ラ ングレー法[1])が考案されているが、気体の吸収によ る光学的厚さを既知として扱っているため、気体吸収 の水蒸気およびオゾンの波長には適用できない。

本研究では水蒸気波長について天空輝度に加えて、 天頂輝度を用いることで測器定数(F0)を決定するセ ルフキャリブレーション法を開発した。

2. 手法

SKYRAD.pack version 4.2[2]のスキームを用いてエア ロゾルの波長(340,380,400,500,675,870,1020 nm)か らエアロゾルの粒径分布を推定し、940 nm におけるエ アロゾルの位相関数、光学的厚さ、単一散乱アルベド を見積もったのち、940 nm の天頂輝度を再現するよう に水蒸気の光学的厚さの推定を行い、F0を算出した。 その際、太陽天頂角が小さいと散乱の寄与が大きくな るため、太陽天頂角が大きいときを解析対象とし、エ アロゾルの寄与が少ないデータを用いた。

本手法を 2013 年から 2014 年に気象研究所 (36.06°N, 140.12°E) で観測されたデータに適用し、気象研究所よ り南東約 15 km に設置された GPS 可降水量 (観測点 0584) と比較した。エアロゾルの光学特性を算出する 際に、雲の影響がないエアロゾルのみを解析対象とす るために工藤らの雲除去法[3]を用いた。また、スカイ ラジオメータで得られた水蒸気の光学的厚さを可降水 量に変換する際に PSTAR[4]のモジュールを用いた。

3. 手法の検証

2013 年から 2014 年の観測データを用いて水蒸気波 長の F0 を計算したところ、快晴日が多い冬は計算でき たが、快晴日が少なく、エアロゾルの光学的暑さが大 きい夏は計算できなかった。また、F0 の年平均値を用 いて可降水量を計算し、GPS 可降水量と比較したとこ ろ良い一致を示した(図 1)。

4. まとめ

スカイラジオメータの水蒸気波長のセルフキャリブ レーション法を開発し、2013 年から 2014 年に気象研究 所で観測されたデータを用いて検証した。GPS 可降水 量と比較したところ良い一致を示した。この手法は従 来の手法とは異なり、フィルターの応答関数を仮定せ ずに水蒸気の光学的厚さを推定しているため、フィル ターの経年劣化による応答関数の変化の影響を受けに くいものであると期待される。

参考文献

- [1] Tanaka et al., 1986, Appl. Opt., 25, 1170-1176
- [2] Nakajima et al., 1996, Appl. Opt., 35, 2672-2686
- [3] 工藤ら、2017、2017 年度気象学会秋季大会講演予稿 集、112、499
- [4] OpenCLASTR, http://157.82.240.167/~clastr/



図1GPS 可降水量と本研究で得られた F0を用いて算出した可降水量の比較

改造スカイラジオメーターによる月を光源とした エアロゾル光学的厚さの推定(2)

内山明博(環境研),塩原匡貴(極地研),小林拓,菱田晃介(山梨大), 山崎明宏(気象研),江井和則,河井和弘,渡部義明(プリード),松永恒雄(環境研)

1. はじめに

エアロゾルは、気候変動、大気汚染(大気質) に関係するため、その分布、時間変動、特性を明 らかにすることは重要で、地上観測網による太陽 を光源した観測、衛星から太陽光の反射光を利用 した観測が行われている。能動型の測器では昼夜 を問わず観測できるが、太陽光を使う観測では、 日中に限られ、夜間のエアロゾルの観測データは ない。本研究では、月を光源にして夜間にエアロ ゾルの光学特性を測定する装置の開発を目指す。 その際、日本の研究者がよく利用しているプリ ード製POM-1, POM-02を改良する。

スカイラジオメーターの観測では大気圏外の 入射エネルギーに相対的な出力が必要である。 月からの太陽光の反射強度は、太陽、月、観測 者の位置関係で変わり、月を光源に使う場合に は考慮しなければならない。2000年代になってN ASAにより、人工衛星搭載の可視・近赤外セン サーの校正を目的に月の反射光強度のデータが 整備され、ROLO(Robotic Lunar Observatory)

と言う経験的なモデルが構築された(Kieffer and Stone, 2005)。また、日本の月探査衛星「かぐや(SELENE)」(2007年9月~2009年6月)に搭載された放射計スペクトルプロファイラー(SP)による観測で波長域500~2600nm(分解能6~8nm)の詳細な反射率データが得られた(Yokota et al. 2011)。これらにより、月を光源に使う測器の校正の問題が大きく進展している。

昨年度までにほぼ月の観測ができるようになっ たので、装置の一部改造、マウナ・ロア観測所で の観測、その観測データを用いたLangley法による 校正、反射率モデルROLOの評価を行った、

2. 方法(装置の変更点など)

 ・可視域と近赤外域を分離した。近赤外域の測定 が可視域に影響を及ぼすことが無くなった。
 ・太陽・月位置センサーを4分割センサーに替え、
 出力調整を行い、追尾調整を行うようにした。

・月反射率: ROLO の Irradiance モデルを使用 した。反射率計算に必要な月の緯度・経度による 太陽位置、観測者位置、両者の間の角(位相角)は、 NASA SPICE toolkit を用いて計算した。

校正法: Langley 法によって行った。

3. マウナ・ロア観測所での検定観測

2017 年 9 月 30 日~11 月 7 日の間、マウナ・ ロア観測所で、太陽及び月直達光の測定を行った (10 月 6 日と 11 月 4 日が満月)。満月の前後 10 日間は、晴れていれば月直達光測定ができた。

4. 結果

・太陽・月位置センサーによる追尾調整は、半月 ~満月~半月の期間に動作した。それ以外の期間 は簡易計算値だけによる追尾を行ったが、ほぼ正 常に追尾した。簡易計算は、簡略式(海上保安庁水 路部)(長沢工「天体の位置計算」(地人書館))使用。 ・図1に Langley Plot の例を示した。ROLO モ デルでは、太陽スペクトルを仮定しているので、 反射率の絶対値には誤差があるが、相対変化は正 しいと仮定した。

・本装置は、同じ光学系で太陽と月の直達光を測 定しているので、太陽直達測定から決めた検定定 数 V0_sun と月直達測定から決めた V0_mn の比 が ROLOモデルの誤差となる。図2に波長500nm の検定定数の比と位相角g(-は満月前、+は満月 後)の関係を示した。曲線は比のgの2次の回帰 式である。POM-02の測定波長だけであるが、 ROLOモデルの反射率は、低い傾向にある。



図 1 Langley plot の例(2017 年 11 月 5 日)





5. 今後の課題

AOD,PWVの推定値の妥当性を検証するため、 他の手法と比較する実証観測を行う。

スカイラジオメーター(POM02)の特性(Part 2) (衛星推定エアロゾルプロダクト検証に向けて)

内山明博, 松永恒雄(環境研),山崎明宏(気象研)

1. はじめに

GOSAT-2は、温室効果ガスを宇宙から測定することを主目的にした衛星であるが、その推定精度向上と大気汚染監視のためにエアロゾル特性を推定する計画である。

衛星から推定されるエアロゾル特性を検証する ために衛星推定量より精度が良いサンフォトメー ターやスカイラジオメーターによる地上観測デー タが利用される。検証の観点からは、種々の大気 条件、表面条件での観測値が必要であり、また、 データの質が均質で、精度が分かっている必要が ある。NASAによって行われているAERONETのデータ は、この要件を満たしたデータの一つである。

地上からのエアロゾル特性の測定には、スカイ ラジオメーター(プリード製POM-01, POM-02)もよ く利用されている測器で、これを用いた観測をま とめ観測網とする試みが千葉大CEReSを中心にな され、SKYNETと呼ばれている。

データ利用の立場からは、SKYNETは、運用の詳 細、データの精度が分からず使いにくいデータで ある。千葉大が管理している観測点のデータは信 頼度が高いと思われるが、他の多くの観測点は不 明である。気象研のようにSKYNETとは別の検定法 を採用し、特性を考慮して処理している信頼度が 高いデータもある。さらに、AERONETにはある可降 水量や1.6µmの光学的厚さが推定されていないな ど不備な点がある。

ここでは、プリード製スカイラジオメーターの 特性、Skyrad package付属ソフトウェアで行われ ている定数決定の精度と問題点について報告する。

2. 調査項目

ここでは以下の項目について調べた。 (1)POM-02のセンサー出力の温度依存 (2)ML0での観測値を用いたLangley法の精度

(3) 直達比較で転写した場合の精度

(4) Improved Langlev法と通常Langlev法の比較

(5)校正された積分球を用いた校正の精度

(6)940nmの検定定数の推定方法

(7)近赤外チャンネルの検定定数の推定法 (1627, 2200nm)

(8) 放射計の立体角(SVA)(計算プログラム他)

前回は、(1)~(4)について報告した。今回は、(8) について主に報告する。

3. 結果

全ての結果を詳細に述べることはできないの で、結果の主なものを箇条書きする。

(1)~(4)(2017年度春季大会予稿集、D301参照) (5)校正された積分球を用いた校正の精度:誤差 は、1~数%である。積分球の校正精度、太陽放射 スペクトルの精度を考慮すれば、妥当な誤差であ るが、光学的厚さを出すには大きい。

(6) 940nmの検定定数の推定方法: 透過率を理論計 算に基づく経験式で表し、Langlev法で決定する方 法を開発。つくばで適用して、良好な日あり。 (7) 近赤外チャンネルの検定定数の推定法(1627. 2200nm):可視域(940nmも含む)の検定定数が既知 とし、そのチャンネルとの出力比にLanglev法を適 用して推定。つくばで適用して、良好な日あり。 (8) 放射計の立体角(SVA)(計算プログラム他): ・太陽を光源にすると、約2.5度まで直達光の影響 があり、約0.5度までのCore部と0.5~2.5度のWing 部からなる。Wing部のSVAへの寄与は約2%あり、無 視できない。・太陽を光源にした場合、測定には エアロゾル、空気分子による散乱も含まれる。シ ミュレーションによると通常のエアロゾルで光学 的厚さ0.5 (550nm)以下であれば、SVAの計算への 影響は、0.5%以下である。 · SKYRAD packageの中 にあるソフトウェアには、測定中のairmassの変化 を考慮してない、測定値の最小値を引いている、 1.4~2.5度の外挿が不自然であるという問題があ る。airmassの変化は、南中時の近くで測定すれば 影響がないこと、後者の二つは、1~1.4度の値か ら外挿すれば自然である。これらの影響は相殺す る部分もあり、現方法は、0.5~1.9%の過小評価に なる。・MLOで測定から決めたSVAのバラツキは± 1%で、このバラツキ以上の経年変化は見られない (図1参照)。



図1 POM-02の1627nm チャンネルの SVAの 経年変化。太陽 Disk Scan データは、マウナ・ ロア観測所で取得。●は、本研究、■は、SKYRAD package。

ひまわり8号による衛星解析データを用いた エアロゾルによる雲への影響についての統計的解析

*関口 美保¹、永尾 隆²、吉田 真由美² (1: 東京海洋大学、2: JAXA/EORC)

1. はじめに

衛星によるリモートセンシングはエアロゾル や雲の全球分布を得られる唯一の観測手法であ り、雲エアロゾル相互作用の研究の使用に適して いる。衛星観測で得られたエアロゾルと雲の微物 理パラメータの統計的な関係を調べ、エアロゾル と雲の相互作用を推定する研究が多くなされて いる。エアロゾル数密度と雲の有効粒径との間に は負の相関[e.g., Nakajima et al., 2001]が、雲粒数密 度との間には正の相関[e.g., Quass et al., 2006]があ り、アルベド効果が現れていると推測される。ま た、鉛直積算雲水量との間に正の相関がみられ、 寿命効果が現れているのではないかと推測され る。さらに、雲量との間にも正の相関[e.g., Sekiguchi et al., 2003]があることが示されている。

先行研究[関口ら、気象学会 2014、2016 年春季 大会]では、衛星データを用いた相関に付随する問 題点を克服する手法を考案し、エアロゾル数密度 と雲微物理量の相関関係を調べ、手法の有効性を 確認した。海上での特性として、エアロゾル数密 度が 10⁹より少ない範囲で、エアロゾルと雲の有 効粒径は負の強い相関が、光学的厚さとは正の強 い相関が見られ、どちらも雲の調整効果が現れて いると考えられる。エアロゾル数密度が 10⁹より 多い範囲では少ない範囲と逆の相関が現れるケ ースがみられた。この先行研究は MODIS 解析デ ータを用いて議論を行ったが、本研究では、ひま わり 8 号の解析データを用いて、エアロゾル数密 度と雲微物理量の相関関係について議論する。

2. 使用データと解析手法

本研究では、静止気象衛星『ひまわり8号』に 搭載されている可視赤外線放射計(AHI: Advanced Himawari Imager)の観測データを用いて JAXA が 解析・配布している解析データを取得して用いた。

雲物理量は、AHI により観測された放射輝度デ ータを元に Nakajima and Nakajima (1995) および Nakajima et al. (2010) が開発した雲解析アルゴリ ズム CAPCOM (Comprehensive Analysis Program for Cloud Optical Measurement) によって導出されたも のを使用した。本研究では、雲頂温度が 257K 以 上の水雲を対象に解析を行った。

鉛直積算エアロゾル数密度は Yoshida et al.を用 いて得られたエアロゾルの光学的厚さと大粒 子・小粒子比率および大粒子中の黄砂の比率を用 いてエアロゾル数密度*N*aを導出し、解析に使用し た。

解析期間は2017年1~6月、解析領域は北緯60 度から南緯60度、東経80度から西経160度であ り、解析データの空間分解能は0.05度格子、時間 分解能は10分毎である。ここから日平均データ を作成し、本研究の解析に用いた。ひまわり8号 は静止衛星であることから、MODISによる解析 との比較のため、使用するデータは観測時間を 9-15時(地方時)に限定して解析を行った。

3. ひまわり8号のデータを用いた解析結果

本研究でも、先行研究と同様に、エアロゾル数 密度と雲粒有効半径の相関については負の相関 が見られ、エアロゾル数が 10⁹ 付近で傾きが負か ら正へ相関の傾向が逆転する現象が見られた(図 左)。エアロゾル数密度と雲の光学的厚さの相関 についても、先行研究と同様に正の相関が見られ、 エアロゾル数が 10⁹ 付近で傾きが正から負へ相関 の傾向が逆転する現象が見られた(図右)。

陸上の解析では、時期によって異なる傾向が得 られた。発表で紹介する予定である。



図:100-180E[®]、15-25[®]における 2017 年1月のエアロゾル 数密度と雲粒有効粒径(左)、光学的厚さ(右)の相関

MFMSPL を用いた雲相識別手法の有効性の検証

*藤川雅大 (九州大学総合理工学府), 岡本創, 佐藤可織, 片桐秀一郎 (九州大学応用 力学研究所), 西澤智明, 神慶孝, 杉本伸夫(国立環境研究所)

1. はじめに

ー般的な偏光ライダでは、非球形性を表す偏光解消 度 δ によって雲の相状態を識別することが可能であ る。しかし、衛星搭載ライダのように多重散乱光の卓 越した領域まで測定可能な場合、水雲の光学的に深い 領域では多重散乱の寄与により δ が増大してしまうた め、 δ の大小のみで氷雲と水雲を識別することは困難 になる。上記問題を克服するために、衛星ライダー解 析用に開発された相識別手法[1]では、 δ と共に2高 度間(高度 i 及び高度 i+1)でのライダ光の減衰 $X'=\log(\beta i/\beta i+1)$ (2高度間での光学的厚さに相当) を識別指標に用いることで、水雲と氷雲のより高度な 識別を可能とした。

そこで本研究では、衛星観測を地上において再現す ることを目的として開発した多視野角多重散乱偏光ラ イダ(MFMSPL)[2]を用いて[1]の手法の有効性を検証 する。ここではMFMSPLで測定する全10chの内、2 つのoff-beam チャンネルを用いる。0ff-beam チャン ネルは、鉛直上方に射出したレーザー光に対して、鉛 直上方から0.6度傾けられた受光望遠鏡を用いて測定 される。望遠鏡視野内には、粒子等による一次散乱光 は入らず、多重散乱光のみ入射する。この2チャンネ ルでは各々、copol 成分と crosspol 成分が独立して測 定される。よって、δ も求められる。

2. 結果

まず、MFMSPL で観測された雲域に対して温度領域 に応じてδ-X'の頻度分布を調べた。

さらに、ライダ光の減衰が弱まるまでの条件 $X' \ge 0$, dX'/d $R \le 0$ を満たす高度 R_0 に応じて①高度 R_0 未満に存 在する雲域、②高度 R_0 以上に存在する雲域、の二つの 領域に分けた(図 1)。この時、②の領域が減衰の度合い が弱まった領域であり、通常のライダでは減衰が大き く信号強度が感度以下になり観測されない領域に相当 する。

2015 年 3 月の1ヶ月間における MFMSPL が観測し た雲のδとX'の頻度分布を図2に示す。温度5℃以上 (図 2b)の分布が[1]で示された結果と一致しない。さら に、①の領域(図2c)においては有効である一方で、②の 領域(図 2d)では[1]の結果に反する。そのため、②の領 域における相状態を特定するためには①の領域の相状 態から推察する等の工夫が必要である。

今後は②の領域においても有効な相識別手法の改善 や、他の相識別手法(例えば[3]など)の有効性についても 考察する予定である。



図1 2015年3月7日にMFMSPLが観測した雲の領域 区別の時間高度断面図。①高度 Ro未満の高度に存在す る雲域、②高度 Ro以上の高度に存在する雲域。



図2 2015年3月の1ヶ月間 MFMSPL が観測した雲に よるると X'の2次元頻度分布。a. 全温度, b. T>5℃, c. T>5℃かつ①領域, d. T>5℃かつ②領域。 参考文献

 Yoshida et al, 2010, J. Geophys. Res., 115, D00H32.
 Okamoto et al., 2016, Optical Express, 24(26), 30053-30067.

 [3] Hu et. al., 2010, J. Geophys. Res., 115, D00H34.
 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。

惑星大気放射伝達モデルの構築:金星大気の計算

* 高橋芳幸 (神戸大・理), 大西将徳 (京大), はしもとじょーじ (岡山大・自然), 倉本圭 (北大・理), 石渡正樹 (北大・理), 高橋康人 (北大・理), 林祥介 (神戸大・理)

はじめに

太陽系内の複数の惑星が大気を持っており, それぞ れ地球とは異なる表層環境が維持されている.また, 現 在までに多数の系外惑星が発見されており, それら系 外惑星では太陽系の惑星とは異なる表層環境が実現し ているかもしれない.それら様々な惑星の表層環境を 考える上での最初の一歩は放射収支の考察である.し かしながら, 地球とは異なる大気組成, 圧力, 温度条件 下にある惑星大気の放射伝達の計算は容易ではない.

地球とは大きく異なる圧力, 温度条件下にある惑星 大気の放射場の計算において, 比較的身近な検証点が 金星大気である. 金星の地面気圧は 92 気圧であり, 地 面付近の温度は約 735 K に達し, その大気は 96.5% が 二酸化炭素で構成されている. このような条件下にあ る金星大気の観測例は多くはないが, それでもこれま での探査によっていくつかのデータが得られている.

これまでに我々は、系外惑星を含めて様々な惑星の 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に取り組んで きた.本研究では、その一環として、重要な検証点であ る金星大気の計算を目指す.

ラインバイラインモデル

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では,吸収線形 は Humlicek (1982) の方法により Voigt 線形を仮定し て計算する、ただし、CO2の吸収線の計算では、Perrin and Hartmann (1989) に従って sub-Lorentzian の効 果を考慮する.吸収線の各種パラメータは、金星の高 温の大気を扱うため, HITRAN2012 (Rothman et al., 2013) に加えて HITEMP2010 (Rothman et al., 2010) の吸収線データも用いる.また、地球大気とは異なり、 大気の主成分が CO2 であることを考慮し, H2O の他 成分との衝突による吸収線幅のパラメータは,吸収線 データの値を 1.7 倍して用いた (Lee et al., 2016) H₂O の連続吸収は、MT_CKD モデル (Mlawer et al., 2012) を用いて考慮する. CO2 の連続吸収は、高圧、高温の 大気を扱うため、近年の実験室データや探査データに 基づいて、赤外線領域に衝突誘起吸収を考慮する (e.g., Borysow, 1997; Baranov et al., 2004; Lee et al., 2011; Bezard et al., 2011). さらに, 金星大気中に存在する SO₂ による太陽放射吸収を考慮するために Hermans et al. (2009), Freeman et al. (1984) による吸収断面 積を用いる.

結果

このモデルを用いて、Venus International Reference Atmosphere (VIRA, Seiff et al., 1985)の大気温度と、 Crisp (1986) および Pollack et al. (1993) に基づく大 気組成,および Crisp (1986) に基づく雲分布を仮定し て放射場の計算を行った.計算から得られた放射フラッ クスやアルベドスペクトルをこれまでの探査の結果と 比べたところ、可視、近赤外域においては、モデルの結 果は観測結果の特徴を比較的良く表現しており、赤外 域においては、少ない観測結果の範囲に含まれている (例えば図 1). これらの結果は、特に赤外域において、 モデルで用いた衝突誘起吸収の効果が本質的に重要で あることも確認された.一方、感度実験の結果、計算結 果は、仮定した微量成分分布や雲分布に大きく依存し ていることがわかり,惑星全球の放射収支を合わせつ つ、観測された放射フラックス分布を再現することの 困難を確認することにもなった.

講演では、本研究で構築したラインバイラインモデ ルを基に構築した相関 k 分布放射モデルを用いた放射 対流平衡温度についても議論したい.



図 1: モデルから得られた正味赤外放射フラックス の高度分布 (実線). ハッチを掛けた領域は, Pioneer Venus Probes の観測値の範囲を表す (Revercomb et al., 1985).

地球流体力学における研究ツールとしての Wigner 変換

大貫 陽平 (九大・応力研)

1 はじめに

地球流体中に見られる微小振幅波の性質は、線形化された基礎 方程式に指数関数解 $e^{i(k\cdot w - \omega t)}$ を代入して理解されることが多い. このとき、方程式に含まれる微分作用素は波数や周波数におきか えられ、微分方程式を代数方程式に写して簡便に解を求めること ができる.方程式を解く過程で固有値として分散関係が得られ、固 有ベクトルとして各従属変数の振幅・位相比(偏波関係)が導かれ る.これはフーリエ変換による微分方程式の解法として知られ、波 数ごとに得られた結果を逆変換することで物理空間における任意 の解を構成することができる.フーリエ変換はデータ分析手法と しても有用であり、空間内に存在する各波数成分を分離してその エネルギー密度やフラックスの診断を可能にする.

このような考察は, 非一様な媒質, すなわち変数係数方程式で記 述される系では一般に成立しない. 非一様媒質中の波動に対する 解析手法として広く知られるのは WKBJ 近似であり, 係数の変 動スケールに比べて小さなスケールの波列に対して近似的に分散 関係や偏波関係を導く. しかしこの方法は, 数値解析に根ざした 現代科学においては必ずしも有用ではない. WKBJ 近似では局所 的に単一の波数で特徴付けられる波列を想定して解を構成するが, 現実の大気や海洋中には無数の波数成分が存在し, さらにはロス ビー波や慣性重力波といった異なる種別の波が共存している. 数 値データからそうした各種波動成分を分離・解析するための一般 的な方法はこれまで存在しなかった. そこで本講演では, 従来の フーリエ変換と WKBJ 近似を組み合わせた新たな研究手法を導 入する. この手法を用いることで, 非一様媒質中における各種波動 成分の「局所的」な分離が可能となり, さらにはエネルギーフラッ クスといった重要な情報が抽出できるようになる.

ー連の研究の基礎となるのが,表題にある「Wigner 変換」であ る. 講演ではまず Wigner 変換の基本概念を導入したのち,その多 彩な数学的性質と有用性,さらには理論解析・データ分析への具 体的な利用方法を紹介する.

2 Wigner 変換

Wigner 変換とは、一言でいえば作用素から関数への写像の一種 である.具体的には、独立変数を $x \in \mathbb{R}^d$ とした適当なベクトル値 関数空間内で任意の線形作用素 \hat{L} が与えられたとき、 $(x, p) \in \mathbb{R}^{2d}$ 空間内で定義された行列関数lを定める変換として、

$$\boldsymbol{l}(\boldsymbol{x},\boldsymbol{p}) = \int \boldsymbol{L}\left(\boldsymbol{x} + \frac{\boldsymbol{y}}{2}, \boldsymbol{x} - \frac{\boldsymbol{y}}{2}\right) e^{-i\boldsymbol{p}\cdot\boldsymbol{y}/\mu} d\boldsymbol{y}$$
(1)

と定義される. ここで L は \hat{L} に対応した積分変換の核関数であ り, μ は任意の定数パラメータである. Wigner 変換によって, 例 えば微分作用素 $-i\mu\nabla_x$ は p に変換される. さらには (1) 式の逆 変換によって, 任意の関数 l(x, p) に対応する作用素 \hat{L} を定義する ことができる. こうして定義された作用素は一般に擬微分作用素 と呼ばれ、関数 l(x, p) は擬微分作用素 \hat{L} の表象行列と呼ばれる.

作用素のもつ解析学的性質は表象行列の代数的性質へと引き継 がれる.特に重要なのは作用素の積を表象行列に移し替えたもの で、スター積と呼ばれる.スター積はµのベキ展開として形式的に

$$\boldsymbol{a} \star \boldsymbol{b} = \sum_{\boldsymbol{m},\boldsymbol{n}} \frac{(-1)^{|\boldsymbol{n}|}}{\boldsymbol{m}!\boldsymbol{n}!} \left(\frac{i\mu}{2}\right)^{|\boldsymbol{m}|+|\boldsymbol{n}|} \partial_x^{\boldsymbol{m}} \partial_p^{\boldsymbol{n}} \boldsymbol{a} \partial_x^{\boldsymbol{n}} \partial_p^{\boldsymbol{m}} \boldsymbol{b} \qquad (2)$$

と書き出される.スター積に基づき表象行列の代数構造を調べる ことで,逆作用素などの計算を行列操作に関する一連のアルゴリ ズムに落とし込むことができる.

3 物理方程式への応用

微小振幅波の方程式は一般に

$$i\frac{\partial \psi}{\partial t} = \hat{L}\psi, \ \psi \in \mathbb{R}^n$$
 (3)

と書かれる. この式はいくらかの条件を満たすと, 作用素 \hat{L} に対応する表象行列 $l \in m * l * m^{I} = \omega$ といった形で "対角化" することができ, 新しい変数 $\psi' = \hat{M} \psi$ を用いて独立な単独 (擬) 微分方程式

$$i\frac{\partial\psi'_j}{\partial t} = \hat{\Omega}_j\psi'_j, \quad j = 1,\cdots,n \tag{4}$$

に分離することができる.分離された各変数 $\psi'(\mathbf{x})$ は個々の波動 成分の複素振幅を表す.対角作用素 $\hat{\Omega}$ の表象 $\omega(\mathbf{x}, \mathbf{p})$ がそれぞれ の成分に対する分散関係を与え,行列 $\mathbf{m}^{I}(\mathbf{x}, \mathbf{p})$ の各列が固有ベク トルとして偏波関係を表す.一連の計算公式を浅水方程式に適用 すると, ω の摂動項においてロスビー波の分散関係を得られるこ とが確かめられる.この手法の利点は、場所ごとに変化する各波の 分散関係・偏波関係を数学的に自然に表現できることにある.

さらに議論を進めると、複素変数 ψ' に対応した密度作用素の時間発展式 (量子リウビル方程式)を Wigner 変換したのち、スター 積のベキ展開を低次で打ち切ることで、物理-波数空間内における 波束の運動を記述する放射伝達方程式が得られ、それを物理空間 に射影すると $\partial A/\partial t + \nabla_x \cdot F = 0$ という保存形式の方程式が導 かれる.この式は単色波列の極限で群速度則 $F \sim A \nabla_p \omega$ を満た す.すなわち、一般的な波活動度フラックスの解析に適した形式と なっている.導出の過程で表象 ω が正となる成分のみを取り出す 操作を加えると、A, Fともに波束の包絡線に沿った構造 (位相独 立性)をもつようになる.

4 モデルデータへの適用

上記の考察を浅水系のモデルデータに適用し, 慣性重力波と地 形性ロスビー波の分離解析を行った. 本研究の手法により, 双方の 波動成分に対応したエネルギー密度とそのフラックスを明瞭に描 き出すことができる (図 1).



図 1: 浅水モデルデータから抽出した慣性重力波と地形性ロスビー 波のエネルギー密度 (シェード) とエネルギーフラックス (ベクト ル). コンターは等深度線を表し, 中央部ほど水深が浅い.

Eliassen-Palm フラックスと群速度の関係における β 効果

野田 彰 (気象研究所)

1. はじめに

変換オイラー法 (TEM)の出現以来、Eliassen-Palm (EP) フラックスは、群速度の方向を示すものとしてデー タ解析に広く用いられている。実際、準地衡流 (QG) 近 似では、両者の方向は理論的に一致することが証明され ている。

最近 Noda (2010,2014) は TEM の本質は渦拡 散テンソルにあるとの立場から TEM を定式化し、WKB 近似の波に関して、3次元 EP フラックス E は一般的に

$$\boldsymbol{E} = \frac{1}{\rho} \frac{k \, \overline{p' \boldsymbol{u}'}}{\hat{\omega}},\tag{1}$$

で与えられる、即ち、Eと $\overline{p'u'}$ は平行になることを示し た。ここで、()は Euler 平均、() は擾乱、 ρ は密度、 kは東西波数, $\hat{\omega}$ Doppler シフトした周波数, p は気圧, uは流速ベクトルを示す。Rossby 波について、 $\overline{p'u'}$ は群 速度の方向と一致しない (Longuet-Higgins1964) ので、 (1) から、Rossby 波は、群速度に一致しないことになる。 この矛盾は、QG 近似の方程式系では、β 効果が適切に 取り扱われていないことに起因する事を以下に示す。

2. 渦拡散テンソル

WKB 近似の中立波擾乱を仮定すると、源泉項 S をも つ保存量 s に対して、渦輸送フラックス $\overline{s'u'}$ は反対称渦 拡散テンソル L を用いて、

$$\overline{s'\boldsymbol{u}'} = -\mathbf{L}\cdot\nabla\bar{s} + \boldsymbol{F}_S \tag{2}$$

と書ける。ここで、 $\mathbf{L} \equiv \overline{u'_H u'} / \hat{\omega}$ 、 $F_S \equiv \overline{u'_H S'} / \hat{\omega}$ 、添 え字 H は Hilbert 変換を示す。(2) に、断熱、非摩擦を 仮定すると、温位 θ と Ertel の絶対渦度Qの源泉項が 消えるので、 $\nabla \bar{\theta} \times \nabla \bar{Q} \neq 0$ ならば L の 3 個の独立成分 $(\mathbf{A}_i) = (-\frac{1}{2}\epsilon_{ijk}\mathbf{L}^{jk}) \equiv (a, b, c)$ を(方程式6個、制約条 件3個から)代数的に求める事が出来る:

$$(a,b,c) = \left(\frac{\overline{v'\theta'}}{\overline{\theta}_{,z}} + \frac{\overline{\theta}_{,x}}{\overline{\theta}_{,z}}c, -\frac{\overline{u'\theta'}}{\overline{\theta}_{,z}} + \frac{\overline{\theta}_{,y}}{\overline{\theta}_{,z}}c, \frac{\overline{\theta}_{,z}\overline{u'Q'} - \overline{Q}_{,z}\overline{u'\theta'}}{\overline{Q}_{,y}\overline{\theta}_{,z} - \overline{Q}_{,z}\overline{\theta}_{,y}}\right)$$

絶対角運動量 $M = a \cos \varphi (u + a \cos \varphi \Omega)$ 保存則の場 合、 $S = -(1/\rho)\partial p/\partial \lambda$ なので、 $F_S = E$ と置くと (1) が 求まる。既存の TEM では、(2) の関係を用いて

$$\boldsymbol{E} = \overline{M'\boldsymbol{u}'} + \boldsymbol{\mathsf{L}} \cdot \nabla \overline{M} \tag{3}$$

を定義するが、物理的な本質は(1)にある。

3. EP フラックスと群速度

前節の議論から、**E** || p'u' が一般的に成り立つが、 群速度との関係を具体的に見るために、β平面上の Primitive 方程式系で平均流速 (*ū*,*v*,0) のシアー及び 温位の水平傾度が無視出来る場合を考える。その際、 $\log p$ 座標系 ($\tilde{z} = -H \log p / p_s$) で、擾乱エネルギー $\bar{\epsilon} \equiv \frac{1}{2} \left\{ \overline{u'^2} + \overline{v'^2} + (N/\overline{\theta}_{,\tilde{z}})^2 \overline{\theta'^2} \right\} \mathcal{O}$ 保存則 $\frac{\partial}{\partial t}\rho_0\bar{\epsilon} + \nabla\cdot\rho_0(\bar{\epsilon}\,\overline{\boldsymbol{u}} + \overline{\Phi'\boldsymbol{u}'}) = 0$ (4)

が得られる。ここで Φ は重力ポテンシャル、 $\rho_0(\tilde{z}) \equiv$ $(p_s/q)e^{-\tilde{z}/H}$ は密度、 $N \equiv \sqrt{\{(R/H)(p/p_s)^{\kappa}\overline{\theta}_{,\tilde{z}}\}}$ は Brunt-Väisälä 振動数を示す。更に、WKB 近似の波動

$$a' = \operatorname{Re}\{\hat{a}(y) \exp i \int (-\omega dt + k dx + l dy + \tilde{m} d\tilde{z})\},\$$

 $\tilde{m} \equiv m - i\tilde{z}/(2H)$ を仮定すると、中高緯度 $|\beta y/f| \ll 1$ では、y依存性の無視出来る \hat{v} により、他の変数が

$$\hat{u} = \frac{c_K^2 k l + if\hat{\omega}}{\hat{\omega}^2 - c_K^2 k^2} \hat{v}, \quad \hat{\tilde{w}} = -\frac{\hat{\omega}(l\hat{\omega} + ifk)}{\tilde{m}^*(\hat{\omega}^2 - c_K^2 k^2)} \hat{v},$$
$$\hat{\theta} = -\frac{\bar{\theta}_{,\tilde{z}}(fk - il\hat{\omega})}{\tilde{m}^*(\hat{\omega}^2 - c_K^2 k^2)} \hat{v}, \quad \hat{\Phi} = \frac{c_K^2(l\hat{\omega} + ifk)}{\hat{\omega}^2 - c_K^2 k^2} \hat{v} \quad (5)$$

と表現出来る。ここで $c_K^2\equiv N^2/| ilde{m}|^2$ 。また、分散関係

$$\frac{\hat{\omega}^2 - f^2}{c_K^2} - \left(k^2 + l^2 + \frac{k\beta}{\hat{\omega}}\right) = 0, \tag{6}$$

から、群速度 $\boldsymbol{v}_{q} = (u_{q}, v_{q}, \tilde{w}_{q})$ が求まる。 β平面の場合、(1) は $\boldsymbol{E} = k \overline{\Phi' \boldsymbol{u}'} / \hat{\boldsymbol{\omega}}$ となる。一般に、

$$\frac{\partial}{\partial x^{\mu}}\rho_0 \overline{F}^{\mu} = 0 \tag{7}$$

を満たす振幅の2次の関数である4次元フラックス $(\overline{F}^{\mu}) = (\overline{F}^{0}, \overline{F}^{i})$ に対して

$$\overline{G}^{\nu} \equiv \overline{F}^{\nu} + \frac{1}{4\rho_0} \operatorname{Im} \left\{ \frac{\partial}{\partial x^{\mu}} \left[\rho_0 \left(\frac{\partial \hat{F}^{\mu}}{\partial k_{\nu}} - \frac{\partial \hat{F}^{\mu}}{\partial k_{\nu}^*} \right) \right] \right\}$$
(8)

を定義すると $\overline{G}^i = \overline{G}^0 v_a^i$ (*i* = 1,2,3) が成り立つ (Noda 1986, 2014)。(4) の場合

$$\overline{F}^0 = \overline{\epsilon}, \quad \overline{F}^i = \overline{\epsilon} \,\overline{u}^i + \overline{\Phi' u^{i'}}. \tag{9}$$

を、(8)に代入すると、偏差ベクトル

$$\overline{F}^{0}v_{g}^{i} - \overline{F^{i}} = \frac{1}{4} \left[\operatorname{Im} \left\{ \frac{\partial^{2}\hat{F}^{2}}{\partial y\partial\hat{\omega}} \right\} v_{g}^{i} + \operatorname{Im} \left\{ \frac{\partial^{2}\hat{F}^{2}}{\partial y\partial k_{i}} \right\} \right]$$

$$(10)$$

が求まる。(5)から

$$\mathrm{Im}\hat{F}_{,y}^{2} = \frac{1}{2}\mathrm{Im}\{\hat{v}^{*}\hat{\Phi}_{,y}\} = \frac{c_{K}^{2}\beta k}{\hat{\omega}^{2} - c_{K}^{2}k^{2}}\overline{v'^{2}}, \qquad (11)$$

即ち、β効果によって、一般に、EPフラックスは群速 度に平行にならない。しかし、QG 近似の EP フラッ クスでは、(3)から、東西風のシアーが無視出来る場 合 $\overline{F}^2 = \overline{u'v'}$ 、一方、QG 近似の流速は、 $\hat{u} = -il\hat{\Phi}/f$, $\hat{v} = ik\hat{\Phi}/f$ から Im $\overline{F}^2 \equiv 0$ 。即ち、QG 波の作用保存則

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \boldsymbol{E} = 0 \tag{12}$$

は、常に **E** || **v**_g となる結果を与えてしまう。

軸流周りのシアーで生成する擾乱の最適励起

*板野 稔久(防衛大・地球)

1. はじめに

同心円構造の中心円部とその周辺部でお互いに逆方向を向いた一定の流速Wを持ち、その境界に置いてシアーを持つような基本流を考える。そのような流れは、円筒形の管中の流れのみならず、積乱雲中の上昇気流のモデルともみなせるものである。そこでは円周部のシアーの存在により、さまざまな軸対称/非軸対称擾乱が生成し、それが乱流の発生源となることが推測される。本研究では、そのような軸対称/非軸対称擾乱の最適励起について特異値解析を実施することで調べたので報告する。

2. 定式化

半径方向をr、接線方向を θ 、軸方向をzとする円筒座標系 (r, θ, z) において、半径Rの軸流およびその周辺部(いずれも流速は|W|)と、その上に載った軸対称/非軸対称擾乱に伴う流速(u, v, w)は、「密度一定」と「渦なし」の条件の下、擾乱の速度ポテンシャル ϕ と軸流の微小な変位I(<< R)を用いて、

$$(u,v,w) \tag{1}$$

$$= \begin{cases} (\frac{\partial \phi_1}{\partial r}, \ \frac{1}{r} \frac{\partial \phi_1}{\partial \theta}, \ -W + \frac{\partial \phi_1}{\partial z}), & r < R + l(\theta, z, t) \\ (\frac{\partial \phi_2}{\partial r}, \ \frac{1}{r} \frac{\partial \phi_2}{\partial \theta}, W + \frac{\partial \phi_2}{\partial z}), & r > R + l(\theta, z, t) \end{cases}$$

と置くことができる。以下、各変数の添え字については半径 R より内側の軸流部のものを 1、それより外側の周辺部のものを 2 とする。この(1)式を連続の式に代入すると、Laplaceの式:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0.$$
 (2)

が得られる。これを境界条件 φ=0 (at r=0,∞)の下で解くと

$$\phi = \begin{cases} A_1(t)I_m(kr)\exp[i(m\theta+kz)], & r < R+l\\ A_2(t)K_m(kr)\exp[i(m\theta+kz)], & r > R+l \end{cases}$$
(3)

が得られる。但し、A1, A2 は振幅、Im(r), Km(r) は第1,2種変形 Bessel 関数、m, k は接線方向および軸流方向の波数をそれぞれ表す。

一方、半径Rの円筒形をした軸流の半径方向の摂動(変位)は、 その周縁部のすぐ内側と外側における接線流速と等しい [i.e. ($\partial \phi/\partial r$)_{PRH} = dl/dt] と考えられ、特に l << R よりこの式の線形化 が正当化されるので、波型の解:

$$l(\theta, z, t) = L(t) \exp[i(m\theta + kz)]$$
(4)

を代入して整理すると、A1, A2 と L の間の関係式:

$$kI'_{m}(kR)A_{1} = \frac{dL}{dt} - ikWL$$

$$kK'_{m}(kR)A_{2} = \frac{dL}{dt} + ikWL$$
(5)

が得られる。ここで、プライム(*)は導関数であることを示す。 「渦なし」を仮定しているので、系の時間発展はBernoulliの式:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{u^2 + v^2 + w^2}{2} + \frac{p}{\rho} = const .$$
 (6)

に従う。但し、 ρ は密度、pは圧力である。(6)式を線形化した後、 半径 r=R+Iにおいて圧力pが連続であるという条件で軸流の内外 を関係付け、(5)式を用いて A_1, A_2 を消去すると2階常微分方程式:

$$\frac{d^{2}L}{dt^{2}} + 2ik^{2}RW[I_{m}''(kR)K_{m}(kR) + K_{m}'(kR)I_{m}(kR)]\frac{dL}{dt}$$

$$-k^{2}W^{2}L = 0$$
(7)
が得られる。これを
$$r/R \rightarrow r, \quad Rk \rightarrow k, \quad (W/R)t \rightarrow t,$$

$$L/R \rightarrow R, \quad (A_{1}, A_{2})/(RW) \rightarrow (A_{1}, A_{2})$$
(8)

のようにスケーリングして無次元化すると、

$$\frac{d^{2}L}{dt^{2}} + 2i\Omega \frac{dL}{dt} + (D - \Omega^{2})L = 0$$

$$\Omega = k^{2}[I'_{m}(k)K_{m}(k) + K'_{m}(k)I_{m}(k)],$$

$$D = 4k^{4}I'_{m}(k)K'_{m}(k)I_{m}(k)K_{m}(k)$$
⁽⁹⁾

となる。Dは微分方程式の判別式であることに注意されたい。(9) 式は \underline{i} =dL/dt として、行列JとベクトルXを用いて記述できる:

$$\frac{d}{dt} \begin{pmatrix} L \\ \dot{L} \end{pmatrix} = i \begin{pmatrix} 0 & i \\ i(\Omega^2 - D) & 2\Omega \end{pmatrix} \begin{pmatrix} L \\ \dot{L} \end{pmatrix} (\frac{dX}{dt} = iJX) \quad (10)$$

なお、解の安定性は、行列Jの固有値ωで決定される:

$$\omega^{\pm} = \Omega \pm i \sqrt{|D|} \tag{11}$$

3. 特異値解析

(10)式は、Xの初期値X₀を用い、初期値問題としてX=MX₀の 形で解を導出できる。基本場が不安定(D<0)のとき、解核行列 Mは、

$$M = e^{-i\Omega t} \begin{pmatrix} \cosh(\sqrt{|D|t}) - i\Omega \sinh(\sqrt{|D|t}) / \sqrt{|D|} \\ \sinh(\sqrt{|D|t}) / \sqrt{|D|} \\ k^{2} \sinh(\sqrt{|D|t}) / \sqrt{|D|} \\ \cosh(\sqrt{|D|t}) + i\Omega \sinh(\sqrt{|D|t}) / \sqrt{|D|} \end{pmatrix}$$
(12)

で与えられる。ノルムを $[L^2+(dL/dt)^2]^{1/2}$ とした場合の特異値は、Mの随伴行列をMとして、MMあるいはMMの固有値の平方根として、前方特異ベクトル f^{\pm} 及び後方特異ベクトル $f_{g^{\pm}}$ はそれぞれ前者及び後者の固有ベクトルとして以下のように求まる:

$$\begin{split} \lambda^{\pm} &= \sqrt{1 + \left[\frac{k^{2} + 1}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{|D|}\right]^{2}} \pm \frac{(k^{2} + 1)}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}} \\ f_{F}^{\pm} \propto \begin{pmatrix} \frac{k^{2} - 1}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}} \mp \sqrt{1 + \left[\frac{k^{2} + 1}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}}\right]^{2}} \\ i\Omega\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}} - \cosh(\sqrt{|D|}t) \end{pmatrix} \\ f_{B}^{\pm} \propto \begin{pmatrix} \frac{k^{2} - 1}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}} \pm \sqrt{1 + \left[\frac{k^{2} + 1}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}}\right]^{2}} \\ i\Omega\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}} \pm \sqrt{1 + \left[\frac{k^{2} + 1}{2}\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}}\right]^{2}} \\ i\Omega\frac{\sinh(\sqrt{|D|}t)}{\sqrt{|D|}} + \cosh(\sqrt{|D|}t) \end{pmatrix} \end{split}$$

津波起源 Lamb 波の振幅の理論的見積もり

* 中島健介 (九大·理)

はじめに

大規模な津波は大気 Lamb 波を励起することが知ら れており (Arai et al 2011; Mikumo et al 2008 など), グローバルな微気圧計観測網から海面変位を推定する ことも行われている、過去のその様なインバージョンに おいて、津波の波源域での圧力偏差 p は津波に伴う海 面鉛直速度 w を用いて $p = \rho cw(c$ は音速) と与えられ ている.この関係は、通常の音波を想定しており、内部 重力波, 重力の影響を強く受ける音波, そして Lamb 波 の場合の適切さには疑問がある. 実際, Watada (2009) は等温大気について,下面境界に鉛直速度を与えて圧力 応答を波数・周波数空間において調べ、 音波、 内部重力 波.Lamb 波の分散関係に対応して顕著な違いがあるこ とを示した.対応して実空間での応答の調査が望まれ るが、過去には現実的な断層運動を想定した計算が行わ れており (たとえば泉宮・長岡,1994) 理論的な理解には 必ずしも繋がっていない. そこで本研究では理想的な 状況を想定して津波による大気波動の励起を調べる.

考察する系と数値モデル

線形化した水平鉛直 2 次元の等温大気の方程式を,下 面に与える鉛直流により駆動し,応答を調べる.計算 領域は,水平 2000km,鉛直 100km であり,上端 20km はスポンジ層とする.下端の鉛直流は 2 種類のものを 想定する.第一は,時間空間的にガウス分布のパルスで あり,地震断層変位に対応する海面盛り上がりを想定 する.時定数は,通常の地震から津波地震までを想定し て 10 秒から 300 秒までのパラメタ実験を行なう.第二 は,水平にガウス分布の海面変位を左右に動かすもの であり,津波の水平伝播を想定する.伝播速度は,典型 的な水深における津波伝播速度を想定して 25m/s から 300m/s の範囲でパラメタ実験を行う.方程式の離散化 には spmodel (竹広ほか 2013)を用いた.

結果:海面の盛り上がりへの応答

波源域から遠方での圧力偏差は音速で水平に伝わる Lamb 波によって支配されるが、その波形は、海面盛り 上がりの時定数にほとんどよらない(図1).振幅は、海 面の盛り上がりに対応して大気が static に鉛直するこ とを想定して見積もることができる(詳細は当日).こ の結果は、はじめに挙げた表式とは全く異なり、また、 防災上極めて重要な性質である.



図 1: 海面の盛り上がりへの応答. 時定数 10 秒, 100 秒, 300 秒の場合の時刻 2000 秒の圧力偏差分布.



図 2: 伝播する津波(伝播速度 200m/s) への応答.

結果: 伝播する津波への応答

津波とともに伝わる強制波動(通常は内部重力波)に 加えて、音速で水平に伝わる Lamb 波が生じる(図 2). この成分の振幅は概ね津波伝播速度の2乗に比例し、典 型的なパラメタでは、海面盛り上がりによる成分の半分 程度の大きさとなる. 解析的考察について当日述べる.

参考文献

Arai et al (2011): Geophys. Res. Lett. doi:10.1029/2011GL049146 Mikumo et al (2008): J. Geophys. Res. doi:10.1029/2008JB005710 Watada(2009): J. Fluid. Mech. doi:10.1017/S0022112009005953 泉宮・長岡 (1994): 海岸工学論文集, Vol.41, p.241.

球座標系における浅水波(ラプラス潮汐方程式)の厳密解(1) *吉﨑正憲,渡来靖,鈴木パーカー明日香(立正大学)

1. はじめに

大規模な大気運動は、地球の自転が効く中 で安定成層した流体の運動として捉えられ る. そうした運動はラプラス潮汐方程式 (LTE) で記述され、LTE の分散関係は東西 波数 s (0 か正整数)、振動数 λ 、パラメー タ ϵ (=4 Ω^2 /gH) で表される. ここで Ω は 自転の角速度、g は重力加速度の大きさ、H は流体の深さを表す. LTE は ϵ =0 のときは 中緯度ロスビー波、 $\epsilon \rightarrow \infty$ のときは赤道ベ ータ近似の赤道波となり、その汎用性は大 きい.しかし、解は Longuet-Higgins (1968) によって数値的手法によって解かれただけ で、LTE の分散関係を陽に見ることはできな い. そこでここでは、LTE の厳密な解析解 を求めることを目指したい.

2. LTE の解き方 気圧を P(μ) exp (is ϕ -i λ t) とすると, P に関する LTE は

LTE は Pでも南北流 V でもそれぞれ 2 階微 分方程式が得られる.その中に共通の特異 点もあるが、共通ではない特異点もある. 後者の特異点は実は正則であり見かけの特 異点 (SP) である.Pの場合の SP は点 $\pm \lambda$ である.一般に SP が含まれた微分方程式は 複雑であり解の見通しがとれない.そこで 本論では SP を消去してよく知られた微分方 程式にして LTE を解くようにする.以下解 く手順の4つを述べる.

(1) P=(1-µ²)^{s/2¹}R と置き替え, R について まとめる. P の式には SP が P'と P の係数 に見られるのを P'だけに集める.

(2) SP である μ²-λ²をフロベニウスの方 法を使い消去する. 点 a の周辺の解は

$$(\mu - a)^{\sigma} \left\{ A_0 + \sum_{n=1}^{\infty} A_n (\mu - a)^n \right\}, \quad A_0 = 1$$

と書ける. 点 a が正則のとき示数 σ は 0 となる、 $\mu = \lambda$ の場合、 $\sigma = 0, 2$ であり、 二つの解は 1-A₃ (μ - λ)³…, (μ - λ)²… のように書ける、こうした作業の結果、 R' $\mu^2 - \lambda^2$ で展開することになる. (3) R=S+T と置き, (1, -1, ∞)の三つの 確定特異点をもつ解 S と、(1、−1)の二 つの確定特異点と∞に一位の不確定特異 点をもつ解Tの二つに分ける. それぞれ $\left(1-\mu^{2}\right)S''-2\left(1+\frac{s}{\lambda}\right)\mu S'-\frac{2\,\mu\left(1-\mu^{2}\right)}{\mu^{2}-\lambda^{2}}S'+\frac{s^{2}}{\lambda^{2}}\frac{\mu^{2}-\lambda^{2}}{1-\mu^{2}}S=0$ $\left(1-\mu^2\right)T''-2\left(1+\frac{s}{\lambda}\right)\mu T'-\frac{2\mu\left(1-\mu^2\right)}{\mu^2-\lambda^2}T'-\varepsilon\left(\mu^2-\lambda^2\right)T=0$ とまとめることができる. これから, 次 式が得られる. $S' = \left(1 - \mu^2\right)^{-1 - s/2\lambda} \left(\mu^2 - \lambda^2\right) P_{\xi}^{s}(\mu)$ $T' = \left(1 - \mu^{2}\right)^{-1/2 - s/2\lambda} \left(\mu^{2} - \lambda^{2}\right) p e_{\alpha}^{\beta} \left(\sqrt{\varepsilon}, \mu\right)$ ここで P^sはルジャンドル培関数, pe^d は回転楕円体波動関数であり、それぞれ $0^{(1-\mu^2)P_{\xi}^{s}''-2\mu P_{\xi}^{s'}+\left\{\xi(\xi+1)-\frac{s^2}{1-\mu^2}\right\}P_{\xi}^{s}=0$ $(1 - \mu^2) pe_{\alpha}^{\beta}'' - 2 \mu pe_{\alpha}^{\beta}'$ $+\left[-\frac{\beta^{2}}{\left(1-\mu^{2}\right)}+\alpha\left(\alpha+1\right)-\varepsilon\mu^{2}\right]pe_{\alpha}^{\beta}=0$ となる、ここで、 $\xi(\xi+1)=-s/\lambda$ 、 $\alpha (\alpha + 1) = s/\lambda + s^2/\lambda^2 + \varepsilon \lambda^2$ $\beta = |1 + s/\lambda| \ \ \nabla b \ \ \delta$ (4) s² T/ λ²=(1-μ²) S とおいて, 分散関

(4) s* 1/λ = (1-μ*) S とおいて,分散関係を求める.
柔積集執策の仍既では 2 仍既がぬ了」

予稿集執筆の段階では 3 段階が終了したところである.上記の変形から, ε→ ∞では,赤道ベータ面の赤道波の導出ができる.詳しくは学会で述べる.

パイロットレポート資料に基づく日本上空での乱気流の統計的特徴

*山野未央⁽¹⁾・坪木和久⁽¹⁾・諸田雪江⁽¹⁾⁽²⁾ (1) 名古屋大学宇宙地球環境研究所 (2) 国立研究開発法人情報通信研究機構

1. はじめに

乱気流は航空機の安全かつ快適な運航を妨げるた め、航空機の運航において大きな問題となる現象で ある。多くの航空機には気象レーダーが搭載されて いるが、飛行中の乱気流の遭遇は多く報告されてい る。これらの乱気流を予期し回避するためには、乱 気流がどのような要因で発生しているのかを知る必 要がある。その前段階として、日本上空で発生する 乱気流の統計的な特徴を知ることが重要である。そ こで、本研究ではパイロットからの報告を基に、日 本上空における乱気流の時空間的な分布の特徴を統 計的に調査した。

2. パイロットレポートと手法

パイロットレポート (PIREP) とは、パイロット が飛行中に遭遇した気象インシデントを報告したも のである。主として遭遇した日時、場所、高度、現象 とその強さ、機体の型が含まれている。今回使用し た PIREP は 2012~2016 年の5年間分で、日本の 管制領域 (図 1)を飛行中の航空機からの報告を気象 庁から提供いただいたものである。

PIREP は現象や状況を略語によって表記したテ キストデータなので、乱気流やその強度、高度等は それらを表現する単語によって分類を行った。乱気 流の表記のないものは遭遇無し(Null)とし、表記 があるものは弱(Light)、並(Moderate)、強(Severe) という3段階の強度で分類した。ただし、2強度の 中間となっているものは弱い段階に振り分け、強度 の記述がないものは欠損(Missing)とした。

3. 結果と考察

表1は各強度の回数とその割合をまとめたもので ある。遭遇した乱気流の57%を Moderate が占める 一方、割合は小さいものの Severe が5年間で800 件以上報告されていたことが分かる。

図 2 は乱気流の発生回数と各月に占めるその割合 を月別に示している。Light 以上を LOG、Moderate 以上を MOG として表記している。乱気流全体の遭 遇回数は、6 月に最多、8 月に最少であった。この 月々の変動は Kim and Chan (2011)のジェット気流 による乱気流の変動とよく一致している。一方高度 別の遭遇回数は、LOG と MOG ともに 30000 -35000 ft (約 9.1 - 10.7 km)の範囲で最多となった。 また、20000 ft 以下を下層、それより上を上層とした時、下層では主要な空港の周辺に分布が集中し、 上層では夏季 (JJA)から冬季 (DJF)にかけて分布が全体的に低緯度に遷移していることが確認された。

この結果から、下層では離着陸に際して乱気流に 遭遇する一方、上層ではジェット気流に起因する乱 気流が遭遇する乱気流の大半を占めていることが示 唆される。

謝辞:本研究で使用した PIREP 資料は気象庁より 提供していただきました。ここに記して感謝申し上 げます。



図 1:日本上空の管制領域。薄いグレーで色付けされた範 囲が管制領域である。(国土交通省ホームページ [http://www.mlit.go.jp/index.html]より出典)

表 1:2012~2016 年の PIREP での各強度における遭遇 回数とその割合。

強度	回数	割合 [%]
Null	33615	33.6
Light	8522	8.5
Moderate	57045	57.0
Severe	846	0.8
Missing	64	0.1
計	100093	100



図 2: LOG と MOG における乱気流の遭遇回数と各月に占めるその割合の月別変動。

大気大循環モデルを用いた地球気候の太陽定数依存性に関する 数値的研究

松田幸樹 (神戸大院理),*石渡正樹 (北大院理),高橋芳幸,林祥介 (神戸大院理)

はじめに

惑星気候の多様性を考える上で、太陽定数は重要な パラメータの一つである.南北1次元エネルギーバラ ンスモデルや大気大循環モデルを用いた先行研究(例 えば、Ishiwatari et al., 2007)では、惑星気候の太陽 定数依存性が調べられ、太陽定数に応じて全球凍結解、 部分凍結解、氷なし解、暴走温室解が得られること、あ る太陽定数に対しては多重解が得られることが示され た.上記の先行研究では、海陸分布や大気組成の影響を 考慮していない.本研究では、惑星大気大循環モデル DCPAMを用いて、地球の海陸分布や大気組成を与え た実験を行い、地球気候の太陽定数依存性を明らかに し、様々な物理量の太陽定数依存性について考察した.

モデルと実験設定

本研究で用いたモデルは、我々が構築を進めてい る惑星大気大循環モデル DCPAM (http://www.gfddennou.org/library/dcpam/) である. このモデルは、 プリミティブ方程式系に基づくスペクトルモデルであ り、乱流混合過程 (Mellor and Yamada (1982) level 2.5), 氷相を含むように拡張された Relaxed Arakawa-Schubert 積雲対流パラメタリゼーション (Moorthi and Suarez, 1992) と Le Treut and Li (1991) による非対 流性凝結パラメタリゼーション,そして地球大気用の 放射過程 (Chou et al., 2001 等) を含む. また, 陸面で は、熱伝導方程式を解くことで温度を求め、バケツモデ ル (Manabe 1969) を用いて土壌水分を計算する. ま た、モデルには、外部から海表面温度を与えることもで きるが、本研究では現在の地球とは異なる太陽定数を 与えた計算を行うため、深さ 60 m の板海 (slab ocean) として計算した.

このモデルを用いて,1100 Wm⁻² から 1500 Wm⁻² までの太陽定数を与え,また複数の初期条件を与えて 18 個の実験を行った.用いた解像度は T21L26 である.

結果

異なる太陽定数での年平均場の構造を調べたところ, 太陽定数が大きくなると,年平均東西平均地表面温度 の南北差は小さくなり,年平均東西平均降水量の赤道 域のピークは大きくなった.しかし,ハドレー循環の強 さは太陽定数の増加に対して単調増加しなかった.こ のことは, Ishiwatari et al. (2002) とは異なる特徴で ある.

実験から得られた太陽定数と氷線緯度の関係を調べ たところ、地球の海陸分布や大気組成を考慮した大気大 循環モデルの実験においても Ishiwatari et al. (2002) と同様に、全球凍結解、部分凍結解、氷なし解が存在す ることが確認された (図 1). しかし、氷線緯度と太陽 定数の関係は北半球と南半球で異なっていた. 例えば、 太陽定数 1500 Wm⁻² においては、北半球では氷なし 解となるが、南半球では部分凍結解となる. これは南 北の海陸分布の差が影響していると考えられる.

一方,同一の太陽定数において,異なる氷線を持つ複数の部分凍結解が確認された.異なる氷線を持つ部分 凍結解発生の原因を調べるために,南北一次元エネル ギーバランスモデルを用いて実験したところ,南北一 次元エネルギーバランスモデルにおいても部分凍結解 の初期値依存性が現れた.複数の部分凍結解の存在は, 離散モデルでは氷線が移動したとき,隣接する格子点 の温度が凝固点を下回る,もしくは上回らなければア ルベドが変化しないことに起因していると考えられる. 本研究では,サブグリッドスケールの氷の面積を考慮 したアルベドの表現を用いると南北一次元エネルギー バランスモデルで部分凍結解を一意に求めることがで きることも示された.



図 1: 実験から得られた北半球における太陽定数と氷 線緯度の関係.
断熱圧縮による温室効果実験: 二酸化炭素と乾燥空気〜早く冷えるのはどっち?〜

関隆則(日本気象予報士会)

1. はじめに

今までに多く行われている温室効果を説明する実 験の多くは、赤外線ランプ等で二酸化炭素を加熱す る実験であった。この加熱実験のみでは温室効果気 体の役割がエネルギーを蓄えることだけと理解され る可能性が強い。そこで、温室効果のプロセスを理 解してもらうために、二酸化炭素は吸収した赤外線 のエネルギーを再び赤外線で近くの二酸化炭素の分 子に拡散したり、地面に向けて赤外線で返す働きを 説明する実験を考えた。今回の実験は二酸化炭素を 混合した空気がいかに早くエネルギーを放散して冷 えるかを乾燥空気と比較して見せて、温室効果気体 がいかに大きな働きするか示す。

2. 実験の目的と方法

図1に実験装置の構成を示す。周囲温度より高温 に加熱した空気の冷却レスポンスが温室効果気体の 混合によってどう変わるかを確認する。空気の加熱 は断熱圧縮による内部エネルギーを高め、温度と気 圧を高める。その後の気圧変化を微差圧計で測定、 記録する。



3. 実験装置

図2に実験装置を示す。図4は微差圧計である。



0.5ccを注入する注射器図 2 実験装置の外観

微差圧計 FR51A山本電機製作所



図3 微差圧計(FR51A 山本電機製作所)

容器は 100 円均一のポリエチレン製、チューブは 自転車用ロゴムを使用している。

4. 実験データ

乾燥空気と CO₂2%混合空気について、他方の気圧抜 き弁を開き、注射器で 0.5cc を注入して加圧する。 その後の気圧を 1 分ごとに測定しする。図 4 に気圧 変化の一例を示す。最初の気圧上昇は約 39Pa であっ た。CO₂混合空気では約 10 分でエネルギーが放散し ている。



図4 実験結果

6.まとめと今後の課題

・この実験で、温室効果では赤外線の吸収と放射の 両方が大切であることが説明できる。

・温室効果気体の赤外線放射機能は実験の冷却段階の気圧変化で説明できる。

・衣類などの保温機能は空気の断熱機能と大気の温
 室効果との違いの説明にも使える。

・課題:教材化するには断熱圧縮の実験を含め体系 化する必要がある。

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

*1 関隆則、日本気象学会 2015 秋 (京都): P102

*2 関隆則、日本気象学会 2017 秋(札幌): A406

日本域における春季の降水特性

*長谷健太郎, 竹見哲也 (京都大学防災研究所)

1. はじめに

東アジアでは春季(3月~5月)において低気圧の発 生頻度が他の季節と比べて最も多い(Chen et al. 1991)。 さらに,春季において大雨をもたらす低気圧の特性が 明らかとなっている(Hayasaki and Kawamura 2012)。 一方,降水に関する統計解析は暖候期のものが多く(例, 津口・加藤 2014),春季のみを取り上げた統計解析は 行われていない。そこで,本研究では統計解析によっ て日本域における春季の降水特性の調査を行う。

2. 使用データと解析手法

降水データには気象庁1km メッシュ解析雨量 GPV を,海面更正気圧データには気象庁55年長期再解析 (JRA-55)を,標高データには地球地図全球版 標高

(Geospatial Information Authority of Japan)を使用した。 解析期間は2006年~2017年の3月~5月である。解析 雨量のデータは、アメダス雨量を解析雨量に利用して いるのは毎正時にのみ行われている(新保 2001)こと から、毎正時のデータを使用した。また、陸上におけ る精度検証(草川 2013)はされているものの海上での 精度が不明瞭であるため、海上のデータは海岸線から の距離が10 km 以下の領域のみ使用した。さらに、1 mm/h 以上の場合を降水と判定した。

津ロ・加藤(2014)を参考に,総観規模擾乱の分類 として,ある地点が低気圧中心から500km以内であ れば「低気圧」,その他を「低気圧以外」と定義した。 この分類のために、「爆弾低気圧情報データベース」の アルゴリズムを参考に、使用するデータの格子サイズ や標高・熱的低気圧の影響等を考慮した修正を加え、 低気圧の抽出・トラッキングを行った。

低気圧の抽出・トラッキングの手順は次のとおりで ある。20°N~55°N, 120°E~155°Eの範囲内の各 グリッドについて,海面更正気圧が対象グリッドから 300km以内の領域で最小,かつ気候値の下方信頼限 界を下回る場合,対象グリッドを低気圧の中心と定義 した。ここで気候値の算出には,2006年~2010年のデ ータに対しては1971年~2000年のデータを,2011年 ~2017年のデータに対しては1981年~2010年のデー タを使用し,信頼係数を90%として,各グリッドの 6時間毎の下方信頼限界を算出した。また,6時間前の 低気圧を探索し,その中で最も距離が小さく 500 km 以内の低気圧を同一の低気圧とし,24時間以上持続し たものを低気圧として抽出した。

3. 結果

2006 年~2016 年の年間降水量に対する春季の降水 量の割合を図1に示す。日本海側よりも太平洋側で春 季の降水量の割合が高く、全国の10%の地域で年降 水量の1/4を上回った。

解析期間の月毎の降水量に着目すると、日本海側で は3月が最も多く、その他の大半の地域では季節進行 に伴い降水量が増加していた。月毎の降水頻度に着目 すると、日本海側で3月に降水頻度が10%を超える 地域がみられ、季節進行に伴い減少していた。一方、 太平洋側を中心に全国の49%の地域で4月が最も降 水頻度が高かった。月毎の降水時における降水強度別 の頻度を見ると、どの月も5 mm/h 以上の強い降水強 度は太平洋側の地域や東海地方で高く、季節進行に伴 い5 mm 以上の降水強度の頻度が全国的に増加した。

春季の「低気圧」と「低気圧以外」で比較をすると, 「低気圧」における降水頻度が「低気圧以外」の降水 頻度よりも全国的に高くなっていた。しかし,積算降 水量の全国平均は総降水量に対して「低気圧」29%, 「低気圧以外」71%であった。これは春季において 低気圧以外の前線等の影響による降水が多いことを示 唆している。



図1 2006年~2016年における年間降水量に対する春季の降水量の11年平均割合

Atmospheric River と切離低気圧の相乗効果に伴う降水と前線に伴う降水の違い

*辻 宏樹・高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

2014 年 8 月に発生した広島県での大雨事例で は 3 時間に 200 mm を超える記録的な豪雨とな った。Hirota et al. (2016, MWR)は、Atmospheric River (AR)による中上層大気の湿潤化と、上層の 切離低気圧(cutoff low, COL)による力学的上昇流 の誘起と大気の不安定化がこの大雨事例の主な 原因であったことを示した。ここで、AR は熱帯 から中緯度への水蒸気輸送の大部分を担う細長 い川のような領域、COL は上層の西風ジェットか ら切離された低気圧性渦である。2017 年秋学会 (辻・高薮, A458)では、広島での大雨事例のよう な、AR と COL の相乗効果に伴う降水強化を統計 的に調査し、AR、COL、降水が統計的に有意に強 化される位置、の位置関係が、広島での大雨時と 一致することを示した。

上記のように、AR と COL の相乗効果に伴う降 水が一般的に生じることが明らかになった。しか し、AR は停滞前線や寒冷前線に伴って存在する ことが多く、AR と COL の相乗効果に伴う雨と前 線のみで降る雨との区別が必要である。そこで本 研究では、コンポジットの際の AR と COL の間 の距離を変えた解析を行い、AR と COL の間乗効 果に伴う降水と前線に伴う降水が異なるもので あることを明らかにする。

2. 使用データと解析手法

2017 年秋学会と同様に、AR と COL は JRA55 の 6 時間データ(1.25°×1.25°)の可降水量と渦位 (PV)を用いて抽出した。降水データは GSMaP RNL Gauge V6(0.1°×0.1°)を用いた。解析期間と 解析領域も 2017 年秋学会と同様である。

AR と COL の抽出方法は 2017 年秋学会時と基本的に同じである。ただし、AR の抽出条件に、 AR の軸の長さが 2000 km 以上、と、AR の軸の 長さと幅の比が 2 以上、を追加した。 上記の基準で抽出した COL を AR との距離に よって AR あり事例と AR なし事例に分類する。 AR あり事例は COL から指定の距離以内に 6 時 間以上 AR が存在するもの、AR なし事例は COL のライフサイクル中で一度も指定の距離以内に AR が存在しないものとして定義する。本研究で は、AR あり事例となし事例を分ける COL と AR の距離として、4°,5°,6°,7°を用いた。

3. 解析結果

図1に4つの解析におけるARあり事例の降水 量とARなし事例の降水量のコンポジットの差と、 ARあり事例の可降水量偏差のコンポジット、AR あり事例の350 K面渦位のコンポジットを示す。 ARとCOLの距離を変えても、2017年秋学会で 広島での大雨事例との対応を示したCOLの北西 側(相対緯度3°から5°付近)における降水が有 意に強化される領域の位置は変わらない。一方、 ARに対応する可降水量偏差の大きな領域(以降、 AR中心域)は、ARとCOLの距離を遠くするに つれて北側へ移動し、それに伴ってAR中心域に 付随する降水の差が有意な領域もAR中心域の北 側へ広がる。

このような違いは、COLの北西側とAR中心域 で降水のメカニズムが異なっていることを示唆 している。すなわち、前者は広島での大雨と同様 で COL と AR の相乗効果で強化された降水であ るので、AR の位置が変化しても降水が強化され る位置は変わらない。一方、後者はAR に伴う前 線による降水であるので、AR が COL から遠のく と降水域も遠のく。学会では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)、JSPS 科研費(15H02132)、JAXA 8th PMM RA 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。ARあり事例となし事例を分けるARとCOLの距離を左から4°, 5°,6°,7°にした結果を示す。カラーはARあり事例の降水量のコンボジットとARなし事例の降水量のコンボジットの差(mm h⁻¹)、黒線 で囲まれた領域は降水量の差が98%有意な領域、緑線と破線はそれぞれARあり事例の350 K面PV(PVU)と可降水量偏差(mm) のコンポジットを示す。それぞれのコンポジットに用いたCOLの数は図上の枠内に示している。軸はOCL中心からの相対緯度経度。点線 の交点は2014年8月の広島での大雨の際のCOLの中心を原点に置いた際の広島の位置(相対緯度4.3°,相対経度-5°)を示す。

凍雨および雨氷の JMA-NHM の再現性と環境場の特徴-2016 年1月 29 日の事例--*南雲信宏・足立アホロ・山田芳則(気象研究所)・川島正行(北大・低温研)

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.二重 偏波レーダーの解析および各気象台の通報から、こ のとき関東地方の降雪域南側で局所的に凍雨が発生 し、それ以外の南側上空は雨氷(過冷却水滴)が降 っていた可能性が示唆された.また、凍雨域は数分 で数10キロ移動し、過冷却水滴の凍結機構が環境場 の変化の影響を受けていることが示唆された(南雲 ほか2017).本事例は雨氷による複数の被害が報告さ れ、長野県では過去4番目の森林被害額だった.山 田・川島(2017)は、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM) を用い、本事例における雨氷やみぞれの予測可能性 について調査しているが, さらに融解後の氷点下層 の氷粒の再現性なで評価した研究はない.数値モデ ルの降水の凍結過程の理解は、雹を含めた氷粒の形 成・成長過程の理解にもつながる重要な研究分野で ある. そこで本発表では、気象研究所二重偏波レー ダー (MACS-POL) で観測された降水粒子の分布と JMA-NHMによる降水粒子の再現性の違い及び, 凍雨を もたらした環境場の特徴に関する調査結果を報告す る.

2. データ(JMA-NHM)

水平解像度(<u>∠):5km→1km→250m</u> 雲物理過程:氷相を含むバルクモデル (雲粒・雨滴・氷晶・雪片・あられの数濃度を計算) 境界層過程:MYNN 2.5(/=1km)/Deardorff(/=250m) 対流パラメタリゼーション:なし (∠=250m) 初期値は MANAL201601290000 を使用し、解像度 1km は 29 日 21UTC から計算. 解析期間: 2016年1月29日9時-1月30日7時

<u>3. 結果</u> 3.1. 凍雨の時間帯の二重偏波観測の特徴

つくば上空は 21 時過ぎまでは目視では雨で(図 1a), その北には MACS-POL が示す低い ρhy の値が再 凍結の特徴を示し,水戸地方気象台の通報時刻と一 致していた.一方,南側は円弧状に厚く低い ρ hy の 層があり 21 時の館野 (つくば) のゾンデのプラス温 度の分布とよく一致していた. ゾンデはプラス気温 の下に氷点下の層を示し、21時のつくば以南の上空 は雨氷(過冷却水滴)が分布していたことを示唆し ている. その後, 2016 年 1 月 29 日 23 時 30 分頃に は、凍雨を示す低い phy が南下し地上の凍雨観測と 対応していた (図 1b).

3.2. 凍雨に相当する時間の JMA-NHM の特徴

JMA-NHM には凍雨を他の氷粒子と区別するものは なく、また広義では凍雨と氷あられは同じものであ ることから、今回は霰の分布を調査した.他の降水 種についても今後調査を検討する.

凍雨に相当する時間帯の関東北部は雪(図 2a), 関東南部は雨(図 2b)の特徴を示した.そしてその 間には氷点下層で生じた過冷却水滴の凍結を示唆す る霰が広範囲に分布していた.

JMA-NHM は融解層下の氷点下層を再現しており (図は省略),本温暖前線面下の氷点下層のあられと 過冷却水滴の再現はモデルによる凍雨・雨氷の予報 の可能性を示している.しかし、氷あられの空間分布は,二重偏波レーダーの特徴に比べて南北に厚い. これは凍結が降水粒子の大きさと過冷却度のみで確 率的に決まる現行の水滴の凍結条件の理解が不十分 である可能性も示唆している.一方で、氷粒の量は 空間に一様ではなく、局所的に生成量が多い場所も 示された. 南雲ほか (2017) は, 凍結と力学場 (鉛 直流)の関係を示唆した. そこで本発表ではモデル における融解層近傍の鉛直流と凍結量の関係につい ても、今後調査を進める.



図1 MACS-POL による 2016 年 1 月 29 日の仰角 1.5 度 PPI の偏波間相関係数. (a)21 時 00 分. (b)23 時34分.低い偏波間相関係数(灰白色)は一様性が 低く,水と氷の混在(融解か再凍結)を表す.本事 例はゾンデ観測から融解層の下に氷点下層があり, 二重偏波レーダーの分布と各地方気象台の通報の一 致から各レーダー域の粒子判別とその空間分布が推 測された.



図2 JMA-NHM による 2016 年 1 月 29 日 22 時 50 分の モデル面最下層における降水分布.(a)降雪分布(シ ェード)及びあられ分布(コンター),(b)降雨分布 (シェード)及びあられ分布 (コンター). あられは 南北に約100kmに渡って一様に分布.

謝辞

本研究の一部は、低温科学研究所の一般共同研究 「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」(課題番号 17-40) により支 援を受けました.

参考文献:

南雲ほか 2017: 2017 年度気象学会秋季大会予稿集, D462. 山田·川島 2017: 2017 年度気象学会春季大会予稿集, P311.

気象モデルとオンライン結合した水文モデル(WRF-Hydro)の

わが国への適用

伊藤朝美(日本エヌ・ユーエス)、*佐竹晋輔(日本エヌ・ユー・エス)

1. はじめに

深刻な降水イベントが日本各地で観測される中、防 災等の観点から、各降水イベントに対する河川・湖沼 等の応答状況についての理解が急務となっている。

降水イベントに対する河川・湖沼等の応答を詳細に 把握するためには、大気陸面相互作用、水文流出過程、 河川流量の追跡を同時に扱う数値モデルの利用が必要 不可欠である。しかしながら、そのような数値モデル の開発は世界的にも非常に限られており、わが国の事 例に適用したという報告はほとんど行われていない。

国立大気研究センター (NCAR) では大気陸面相互 作用、水文流出過程、河川流量の追跡を同時に扱う水 文モデルの開発を進めており、気象モデルとオンライ 結合した水文モデル(WRF-Hydro)を2013年にリリース している。そこで、本研究では、本モデルのわが国の 事例への適用を試みるとともに、ある降水イベントに 対する河川の応答状況について、解析を行った。

2. WRF-Hydro モデルの概要

本研究で利用した WRF-Hydro (Weather Research and Forecasting Model Hydrological modeling system)モデルは、 国立大気研究センター (NCAR)によって開発された、 大気陸面相互作用、水文流出過程、河川流量の追跡を 同時に扱う水文モデルである。WRF-Hydro は気象モデ ルとのオンライン結合を可能にしており、気象・天気 の短期的な変化にともなう河川・湖沼等の応答もシミ ュレート可能なモデルとなっている。

本研究では、WRF-Hydro version 3.0 を使用した。なお、 気象モデル WRF は version 3.7 を使用している。以下 では、水文モデルの水平分解能を 100m、格子数を 2680 ×2600、土壌層を 4 層(地上から約 2 c m)、積分期間を 24 時間と設定した計算結果を示す。 さらなる WRF-Hydro モデルについての詳細は、 https://ral.ucar.edu/projects/wrf_hydro/overview を参照され たい。

3. 結果: WRF-Hydro モデルの適用例

図1にWRF-Hydroモデル適用結果の一例を示す。図 は、ある地域における各時刻の1時間降水量 (mm/hour)(左列)、浸水高(mm)(水面から地面までの深 さ)(中列)、河川の流量(m³/s)(右列)の6時間平均値の水 平面分布図を示している。

図から、強い降水イベントの発生に伴い、降水域に おいて浸水高が増加し、それらが河川に流れこむため、 河川における流量が一時的に非常に高くなっているこ とがわかる。重要な特徴は、降水が弱まった後の方が、 高流量が確認できることであり、また高流量を維持し ながら、上流から下流に向けて高流量地点が移動して いることである。大会当日は、観測との比較結果につ いても報告する予定である。



図1: WRF-Hydro モデル適用結果の一例

左列から、1時間降水量(mm/hr)、浸水高(mm)、流量(m³/s)の6時間平均水平面分布図

高時間分解能 GPV を入力した移流拡散モデルによる火山灰予測

*新堀敏基・石井憲介(気象研究所)・林 洋介・土山博昭(気象庁東京航空路火山灰情報センター)・ 松林健吾・荒波恒平・原 旅人・藤田 匡(気象庁数値予報課)

1. はじめに

火山噴火に伴い噴出した火山灰や火山礫による災 害を防ぐために発表される航空路火山灰情報(VAA) や降灰予報業務では、6~18時間先までの予測を付す ために、ラグランジュ記述の移流拡散モデルを運用 している.これらの情報は噴火発生後の速やかな発 表が求められるが、噴煙柱や火山灰雲の状態に応じ たラグランジュ粒子の初期値は事前に作成できない ため、大気場は予め数値予報モデルで計算された格 子点値(GPV)を入力値とする、オフラインの移流 拡散モデルを実行する.

気象庁移流拡散モデルは現在,予測領域に応じて 全球移流拡散モデル(JMA-GATM)と領域移流拡散 モデル(JMA-RATM)がある.GATMとRATMに入力 する大気場は,それぞれ全球モデル(GSM)とメソ モデル(MSM)または局地モデル(LFM)から出力 されたGPVである.GPVの格子間隔はRATMの場合, 元のMSMまたはLFMと同じであるが,出力時間間隔 はモデルの積分時間間隔より粗く,現在GSMが180 分,MSMとLFMが60分である.このため移流拡散モ デルでは,数値予報モデルの空間分解能に応じて表 現される大気場の時間変化が十分に活用できていな い可能性がある.

2017年2月と2015年1月に更新されたMSMとLFM の数値予報モデルである非静力学モデル(asuca, 2017年度春季大会C103)では、領域限定や時間間隔 を短縮したGPVが出力可能となっている.本発表で は、最短10分ごとの高時間分解能GPVを移流拡散モ デルに入力して、火山灰予測への効果を調査した結 果を報告する.

2. 予測対象

火山灰予測の対象事例は、近年発生した噴火の内, 降灰や降礫の観測値があり比較的影響の大きかった 2013年桜島,2014年御嶽山,2015年口永良部島と阿 蘇山,2016年桜島と阿蘇山の噴火から計8事例とした.

高時間分解能GPVは、水平格子間隔2km,鉛直層 数58(モデルトップ20.2km)のLFM(asucaモデル面) で,各噴火時刻の前3時間以内を初期時刻として10分 ごとに出力した9時間予報値を用いた.

移流拡散モデルは,RATMは10分単位のGPV入力 に対応していないため,気象研究所の次期中期研究 計画(平成31年度~)に向けて準備中の次期移流拡 散モデル(プロトタイプ)を使用し,計算タイムス テップは降灰予報(速報)と同じく60秒に設定した.

3. 比較検証

ー例として、2016年10月8日01時46分(JST)に発 生した阿蘇山噴火(2017年度春季大会P313)につい て、7日16 UTCを初期時刻とするGPVを60分ごとと 10分ごとに入力した場合の火山周辺の予想最大粒径 の比較を下図に示す.次期移流拡散モデル(プロト タイプ)は未完成のため、降灰量の定量的な比較検 証はまだ行えないが、降灰あり/なしのカテゴリー 検証が明瞭に改善するような定性的な差異は、GPV の入力時間間隔を60分から10分に短くすることによ っては確認できなかった.これは、この時空間スケ ールにおける大気場の不確定性よりも火山灰の初期 値の不確定性の方が大きいこと、比較検証した事例 は線形に時間変化する大気場の中で発生した噴火事 例であったことなどが理由として考えられる.

他の予測事例についても同様の傾向であった.発表当日は、入力時間間隔を180分に長くした比較結果などと合わせて、数値予報モデルの空間分解能と移流拡散モデルに必要なGPVの時間分解能について考察する予定である.



図 阿蘇山噴火に伴う降灰予測(2016年10月8日01時 46分~08時00分).(左)GPVを10分入力した場合の 予想最大粒径,(右)60分入力に対する差分.(●: 降灰が観測された地点,○:観測されなかった地点)

4. まとめと今後の課題

本調査においては、オフラインの移流拡散モデル に入力する2km格子のGPVの時間間隔を60分から10 分へ高頻度化することによる、火山灰の分布予測の 顕著な改善事例は確認できなかった.しかしながら、 1時間内に急変あるいは降水を伴うような大気場で、 噴火が発生し継続するような現象に対しては、高時 間分解能GPVの有効性はあると考えられる.今後、 火山灰のデータ同化(2017年度連合大会MIS02-P02) に基づく初期値の精度向上を進めた上で、定量的な 観点から再検証することが課題である.

ひまわり8 号高頻度大気追跡風と LETKF を用いて再現した 平成29年7月の九州北部豪雨

瀬古 弘(JAMSTEC/気象研究所)·國井 勝(気象研究所/気象庁)·下地和希(気象庁)

1. はじめに 平成27年7月に正式運用を始めたひまわり8号は、0.5~2kmという格段に増加した水平分解能で、フルディスクを10分毎、日本周辺を2.5分年という高頻度で観測をしている.これらの高頻度な画像で捉えた雲などの移動から高密度な水平風分布を高頻度に得ることができる.水平風は水蒸気の輸送量に影響を与えるため、同化して数値モデルの初期値を改善することができれば、集中豪雨の降水量の予測精度の向上が期待できる.また、本報告では同化システムに局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)を用いたため、予報誤差内の複数の予測を得ることができた。メンバー間で降水帯や環境を比較することにより、豪雨の発生や組織化に寄与した要因も得ることができる.

今回は、平成29年7月に発生した九州北部豪雨に 対するひまわり8号の大気追跡風のインパクトを紹介 し、再現されたメンバー間の比較で得られた豪雨の環 境と降水量等の関係を報告する.

2. 同化実験の概要 本報告では、高頻度大気追跡 風のインパクトを見るために、格子間隔 15km の LETKFを用いた同化システムを使い,ひまわり8号の 高頻度大気追跡風を同化した実験と従来の大気追跡 風を同化した実験を行った.降水量を評価するために は、線状降水帯を再現する必要があるので,格子間 隔 15 kmの LETKF で得られた解析値を初期値として 格子間隔 5km の予報モデルを実行し,そこから,さら に格子間隔 1km の初期値・境界値を作成して,格子 間隔 1km の予報値を得た.

3. 同化実験の結果と大雨の要因 下図(c)は7月5日 21時の1時間降水量分布である. 九州北部に東西に のびる降水帯があり、この降水帯により1時間に100mm を超える降水量が観測された(矢印で示す). 従来の 観測データを同化した場合も,高頻度大気追跡風を 同化した場合も,九州北部に強い降水域が再現され た(図a,b).しかし、降水量については,高頻度大気 追跡風を用いた場合に1時間に100mmを超える領域が 現れていて,高頻度大気追跡風を用いないときよりも 降水予報が改善されていた.初期値時刻の水平風や 水蒸気量を見ると,高頻度大気追跡風を同化した場 合,降水域に水蒸気を供給する東シナ海の下層の水 平風が強化され,水蒸気量も増加していた.これらの 変化により1時間に100mmを超える領域が再現できた と考えられる.

高頻度大気追跡風を同化した場合で、アンサンブ ル予報のメンバー間で大きい降水量が再現できたも のとできないものを比較した.この事例では水平風に 大きな差はなく、豪雨になったものの方が下層の水蒸 気量が5%ほど大きかった.この事例では、下層の水 蒸気量の差が豪雨になるかどうかを決める要因の一 つであったことがわかる.

4. まとめ 今回の結果は、ひまわり8号の高頻度・高 密度な大気追跡風が、データ同化を通じて豪雨の予 測を改善させる可能性を示すと共に、アンサンブル予 報の複数の予測シナリオが豪雨の要因解明に貢献す る可能性を示している.

謝辞:文部科学省フラッグシップ2020 プロジェクト「ポスト『京』で重点的に取り組むべき社会的・科学的課題」における重点課題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hp160229)の支援を受けています.高頻度 大気追跡風は気象庁気象衛星センターからいただ きました.ここに記して感謝します.



(a),(b)5 日6 時を初期時刻とする15 時間予報(21時)の1時間積算予測雨量(mm).(a)従来の観 測データのみを用いた実験,(b)は高頻度大気追跡風を用いた実験.矢印は100mm以上の領域を 示す。(c)平成29 年7 月5 日21 時の1 時間積算観測雨量(mm).破線の丸は豪雨が発生地域.

地磁気観測所の大気電場と Severe Storm の関連について

-2017年6月16日・2014年4月4日・2012年5月6日の降雹事例と10分間降水量の関係から-熊本 真理子(気象庁 地磁気観測所)

<u>1. はじめに</u>

地磁気観測所(茨城県石岡市柿岡)では 1929 年以降,水滴集電器を用いた大気電場の観測を実施している.また,雷 雲接近時には,特徴的な大気電場の変動 が見られる[1]. 2017 年 6 月 16 日に地磁



気観測所にて、降雹(最大直径2cm)があった.また、2014 年4月4日(直径0.6cm)と2012年5月6日(構内宿舎付 近で最大直径3cm)にも降雹があった.そこで、地表付近 の大気電場と10分間降水量(アメダス:柿岡)の関係から、 降雹と雹を伴わない短時間強雨の場合の状況を調べるとと もに、発生する前の変化傾向などの調査を行った.

2. 大気電場と10分間降水量と降雹の関係

(a)2017年6月16日雷電があり、16時7分頃から0.5cm未 満の霰が降り始め、16時10~20分頃まで土砂降りに混じっ て 1cm 前後(最大 2cm)の雹が降った.(b)2014 年 4 月 4 日 は17時33分に0.6cmの雹の写真の記録があり、降水の記 録から 16 時 10~40 分の間に降雹があったと推測される. (c)2012年5月6日12時53分に最大3cmの降雹があり,13 時15分には笠間市(観測所からNE13km)で5cmの降雹が あった. この時の大気電場と10分間降水量を示す(図1). (a)と(c)では、降電は降雨の降り始めに発生し、大気電場は 0V/m 付近で変動している. ①降雹の 30 分ほど前から, 正 または負の大気電場が次第に大きくなり、②降雹の約10分 前には正に大きく凸の変動が見られる. ③降雨がほぼ弱ま った後,負から正に大きな変動が見られる ((c)は顕著でな いが、この後15時20分~16時20分に降水がある).この ようなW型の変動は、日本海側の冬季の顕著な雷雲の到来 時にみられる[2]. レーダーエコーの時間変化から、図2の ように①はエコーの前面の雲域の広がりに伴う電荷分布に 対応し、②はHail Storm に見られる前面の強い上昇流域に広 がる雹が形成される降水コアの部分の電荷分布に対応する と考えられる.

<u>3. まとめ</u>

3 事例において,降雹(降水)の前にいずれも約30分以 上先行して大気電場の変動が見られ,直前10分前に凸(正) が見られた.後者はレーダーエコーの鉛直断面図から前面 の上昇流域に見られる雹域の部分に対応すると考えられる. 今後,雹を伴わない Severe Stom も含め,これらの大気電場 の変動とレーダーエコーから,雷雲の構造との関連を調査 する予定である.



参考文献

^[1] TOYA, T., et al., 2008, 地磁気観測所テクニカルレポート 別冊 第06巻, 11-22.

^[2] 道本光一郎ほか, 1996, 電気学会論文誌B, 116巻 4号, 431-437.

UAE 上空の雲へのフレアシーディング実験

*折笠成宏,田尻拓也,財前祐二,郭子仙 (気象研究所),村上正隆 (名古屋大学)

1. はじめに

UAE 降水強化科学プログラム「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, UAE アルアイン国際空港を拠点に 2017 年 9 月,フレ ア法による吸湿性粒子(Hyg.)やヨウ化銀(AgI)の雲への シーディング実験を実施した.航空機により直接観測 された雲・エアロゾルの測定データから,シーディン グ直後のプリューム内のエアロゾル粒径分布,シーデ ィングの影響を受けたと考えられる領域の雲とそれ以 外の雲を比較することにより導出されたシーディング 効果を解析したのでその結果を報告する.

2. 実験データ

フレアは、米国 ICE 社製の Hyg.(主成分 CaCl₂)と AgI のタイプを使用した. UAE NCM 所管の C90 シーディ ング機の両翼に搭載されたフレアラックにそれぞれ最 大24 本取り付けて、Hyg.は各2本、AgI は各1本を単 独もしくは同時で連続的に発煙し、雲底付近の高度で シーディングを行った. 観測用航空機は日本から輸送 した B200T 機(ダイヤモンドエアサービス(株所有)を 使用し、気象要素と併せてエアロゾル・雲・降水の直 接観測が可能な各種測定機器を搭載した. 2017 年9月 5 日から 24 日にかけて、アルアイン周辺に出現した対 流雲内のほか、バックグラウンド(BG)エアロゾルも測 定した. 計14 フライトのうち、シーディングを実施し



図1 (a)BG エアロゾル, (b)Hyg.フレア, (c)AgI フレ アプリューム内の粒径分布(2017 年 9 月 17 日).

たのが計 13, 雲へのシーディングが計 8, シーディン グプリュームの直接サンプリングが計4であった.

3. 結果

2017年9月17日にサンプリングされたBGエアロゾルのほか,Hyg.フレアとAgIフレアのシーディングプリュームの粒径分布を図1に示す.フレアによる粒径分布はBGエアロゾル分を差し引く必要があるが,国内で実施したフレアのプリューム内の粒径分布と同様にサブミクロンサイズの粒子が卓越している点,粒子総数濃度が104個/cm³という点で類似していることを確認できた.室内実験や数値実験での基礎データとして利用できる.

シーディング位置と時刻からシーディング気塊の水 平移動を水平風から追跡し、シーディングの影響を受 けた可能性のある上昇流コア内の雲領域を推定した. 影響を受けていない上昇流コア内の雲領域も併せて推 定し、両領域での雲粒粒径分布を比較した一例として、 2017年9月23日に実施したフレア(Hyg.+AgI同時)シー ディングの結果を図2に示す.この結果からは、シー ディング影響を受けた領域での大粒径側の分布広がり や雲底周辺での雲粒数濃度の顕著な減少は観測されな かった.他の観測事例でも解析を進めて、フレア法に よるシーディング効果を総合的に議論する必要がある.



図2 Hyg+AgI フレアシーディングによる雲底周辺以上の高 度で観測された雲粒粒径分布. 左:シーディング影響の可能性 あり, 右:シーディング影響の可能性なしの上昇流コア内.

短時間降雨予測に対する Ka バンドレーダの適用性の検討

*吉田翔(筑波大院生命環境), 三隅良平·前坂剛(防災科研)

1. はじめに

近年,全国の主要都市に国土交通省の XRAIN が配備 され、局所的な豪雨の観測精度は向上した.更に, XRAIN を基にした高解像度降水ナウキャストが気象 庁から配信され、短時間降雨予測の精度も向上してい る.しかし、現在運用されている C バンドや X バンド (それぞれの波長は 8cm, 3cm 程度)気象レーダの主 な観測ターゲットは降水粒子であり、降水が形成され る前の雲自体を観測することは困難である.

一方で、X バンドよりさらに波長の短い Ka バンドや W バンド帯の波長(それぞれ 0.85cm, 0.4cm 程度)を 持つ雲レーダを用いることで、降水粒子に成長する前 の雲粒を捉えることができる[1][2]. この特性を活かす ことで、豪雨をもたらす積乱雲をより早期に検知し、 短時間降雨予測の更なる精度向上が期待される.

そこで、本研究では Ka バンドレーダと X バンドレ ーダで観測された積雲(積乱雲)を解析し、Ka バンド レーダの短時間降雨予測に対する適用性を検討した.

2. 使用したデータ

防災科学技術研究所が所有する5台のKaバンドレー ダの内,飯能(北緯35.867°東経139.293°)及び西東 京(北緯35.738°東経139.542°)に設置されている2 台のKaバンドレーダを使用した.各レーダの諸元を表 1に示す.ビーム幅が0.31°と狭く、かつ観測仰角同士 が離れている為,密な3次元メッシュデータを作成す るのは困難である.そこで、両レーダの反射強度をビ ーム幅に合わせてCressman内挿によって合成し、各メ ッシュの鉛直方向の平均反射強度(以降,VAZ)を算 出することで、仰角間のビームの隙間の影響を受けに くいデータを作成した.XRAINについても同様にVAZ を算出し、Kaバンドレーダとの比較を行った.

3. 結果

図1に2016年8月4日に埼玉県南部で発生した局地 的な豪雨事例における Ka バンドレーダと XRAIN の VAZ の比較図を示す.降水セル C1, C2, C3 は何れも 14 時 35 分頃にピークを迎え,45dBZ 以上の VAZ が XRAIN で観測された.これらの降水セルが XRAIN で 最初に観測されたのは、ピーク時刻の 20 分前(14 時 15 分) であった. さらにその 15 分前の 14 時 00 分では -30dBZ 程度の VAZ が Ka バンドレーダで観測され, XRAIN の VAZ がピークとなる約 35 分前から Ka バン

ドレーダで捉えられていたことがわかった.

4. まとめ

KaバンドレーダとXバンドレーダで観測された積雲 (積乱雲)を解析し,Kaバンドレーダの降雨予測に対 する適用性を検討した.KaバンドレーダのVAZは XRAINのVAZに対して先行して観測され,短時間降 雨予測への適用性が確認された.今後,より多くの事 例を解析し,降雨予測に有用な指標の検討を行う.

謝辞:利用した国土交通省 XRAIN 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.

表1 Ka バンドレータの諸元			
	飯能	西東京	
波長/ビーム幅	0.85 cr	n⁄0.31°	
分解能	空間:150m/時間:3分		
観測仰角	5.0° , 7.0° , 10.5°	6.8° , 10.3° , 14.4°	
	14.9° , 20.3°	19.5° , 26.21°	



図1 Kaバンドレーダ及びXRAIN で観測された VAZ の比較(それぞれコンターと色で示す). コンターは-30dBZ から 10dBZ 間隔. 図中の時刻は Kaバンドレーダの観測時刻,括 弧内の時刻は XRAIN の観測時刻.

参考文献

- [1] Kobayashi, F., et al. 2011, SOLA, 7, 125–128.
- [2] Sakurai, N., et al. 2012, SOLA, 8, 107-110.

成層圏におけるブレッドベクトル *野口峻佑・黒田友二(気象研)・向川均(京大)

1. はじめに

アンサンブル予報では、構成するメンバー数に実際 的な制約が存在するため、初期摂動の質は予報成績に 大きな影響を与える.また、近年、成層圏-対流圏結合変 動を介した中長期予報の成績向上に期待が寄せられて いるにも関わらず、成層圏における初期摂動にはほと んど関心が払われていない.そもそも、対流圏と比べて 大きな年々変動が存在し、解像できない物理過程やモデ ル上端に起因するバイアスの影響もあるため、成層圏解 析値作成に伴う誤差と関係する不安定擾乱に対する理 解も十分ではない.そこで本研究では、成長モード育成 (BGM)法により作成した長期にわたる初期摂動データ を解析し、成層圏における初期擾乱の特徴について調べ た.本稿では、主要な予報対象イベントである成層圏突 然昇温 (SSW)前後の期間に焦点をあてた解析結果につ いて報告する.

2. MRI-EPS による摂動育成

気象研究所アンサンブル予報システム (MRI-EPS) を 用いて、1978-1979年から2011-2012年までの34冬季 (DJF) について摂動育成を実施した. このシステムは, 2017 年 3 月まで気象庁気候情報課で用いられていた BGM 法による1か月アンサンブル予報システムを移 植・拡張したものである. この MRI-EPS では、12 時 間の間隔で、500 hPa における高度場に基づいて定義し たノルムを用いて, 摂動振幅の規格化 (気候学的変動の 14.5% までの縮小操作) を繰り返す. 摂動育成に用いた モデルの解像度は T_L 159L60 (上端: 0.1 hPa) である. ま た, 従来の MRI-EPS では、規格化時に気圧 p (hPa) の関 数 [p/100 (hPa)] を摂動に掛けて, 100 hPa 以高の摂動 振幅を過剰に減衰させていたが、本研究ではこれをより 適切に緩和させるように改変(関数 [tanh(√p)] に変更) し、成層圏における摂動成長を許容させた. これにより 得られる摂動の成層圏における初期振幅は、流れ場の不 安定性に依存して大きく変動する.

3. 上部成層圏における不安定モード

育成した摂動の第1モード(BV1)に着目した解析を 実施した.対象期間中に生起したSSW前後の摂動振幅 の時間-高度断面を図1に示す.ここではSSWを,北緯 60度10hPaにおける帯状平均東西風の逆転により定義 した.そして,抽出した全20事例のSSWを,東風出現 日を基準に合成した(図1a).その結果,SSW生起の直 前3-4日前に,上部成層圏(3hPa付近)においてBV1 の振幅が大きくなる傾向を確認することができた.こ のことは,SSWの直前に,成層圏において成長率の大き い擾乱が存在していることを示唆している.ただし,事 例間のばらつきも大きく,全てのSSWの直前で,その ように成長率の大きな擾乱が出現するとは限らないこ とも分かる.

SSW 直前に出現する BV1 の典型例として, 2009 年

の SSW 時の摂動 (図 1b) を例示する. 合成図と同様, SSW の直前に,上部成層圏における摂動振幅は,対流圏 におけるそれよりも大きくなることが分かる.また,こ の時期の基本場は,北米とユーラシア大陸を結ぶ方向に 引き延ばされて歪んだ極渦として特徴付けられる東西 波数2のパターンとして認識できる(図 2).一方,BV1 も中緯度で振幅が最大となる東西波数2の構造を持つ が,その位相は基本場に対して1/4 波長ずれている.こ れは,順圧的に効率的に成長する不安定擾乱の構造と類 似している.このため,SSW 直前の引き延ばされた極渦 状態は順圧的に不安定であり,その結果出現した不安定 擾乱が BGM 法によって抽出されたと考えられる.

4. おわりに

上記の上部成層圏における順圧不安定以外にも、様々な擾乱が抽出されている。例えば、図1より、いくつかの SSW については、その生起後に振幅が大きくなる擾乱が存在することが分かる。成層圏力学モデルによる安定解析結果との比較や極渦形状と絡めた解釈等を積み重ねていくことで、これらの初期摂動と関係した擾乱に対する力学的理解を深めていくことができる。



図 1: 北緯 20 度以北の高度場でみた, BV1 摂動振幅の時間-気 圧断面図. SSW 生起日 (太縦線)を基準に, その 15 日前から 10 日後まで表示. 等値線の間隔は 1 m. (a) 全 SSW について の合成. 色で標準偏差を示す. (b) 2009 年の SSW (生起日: 1 月 24 日).



図 2: 2009 年 1 月 19 日 12 UTC における 3 hPa 高度場でみた BV1 の空間構造 (色). 基本場を等値線 (間隔: 200 m) で示す.

二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の形状パラメータ推定の試み *¹⁾ 足立アホロ・²⁾ 小林隆久・¹⁾ 山内洋・¹⁾ 南雲信宏(1: 気象研究所, 2: 電力中央研究所)

1. はじめに 二重偏波レーダーの観測データには雨滴の粒径分 布の情報が含まれているため、従来の単偏波型レー ダーに比べて降水強度が高精度に推定できるといわ れている. Adachi et al. (2015) は粒径分布に修正ガン マ函数を仮定し、函数を規定する3つのパラメータ (N₀, D₀, μ)を二重偏波レーダーのデータから推定 する手法を提案した. 但し, 彼らは形状パラメータ (µ)を視線方向に一定と仮定しており,特に同一視 線方向に積雲と層雲が混在する場合などにはこの仮 定が成り立たない可能性がある.一方, Thurai et al. (2008) は地上観測で ρ_Wから μ を経験式を用いて推 定する手法を提案した.しかし一般にレーダーで μ を推定するためには ρ_Wを高い精度で得る必要があり,長時間同一方向を観測するなどの必要があった (e.g., Illingworth et al. 1991).

気象研究所の C-band 二重偏波レーダーは固体素 子を送信器に利用しているため、短時間でも比較的 精度の高い観測データが得られる (Yamauchi 2012). ただしC-bandでは他の周波数のレーダーに比べて ρ_н に温度依存性があることが予想される. そこで S, C, X-band についてシミュレーションを行うとと もに C-band では実際のデータとの比較を行った.

2.

<u>. **シミュレーション結果**</u> 第 1 図に S-band の計算結果を示す. 温度依存性は あまりなく、とくに $Z_{DR} \leq 2 dB (D_0=2mm 程度) では$ ほぼ無視できる. ただし μの値 (μ=0~8) に対す る ρ_Wの変動幅が小さいため, μの推定には ρ_Wに 極めて高い観測精度が要求される.

第2図に X-band の計算結果を示す. ρ_нの変動幅 は S-band に比べてやや大きいが µ の推定には依然 として ρ_н に高い観測精度が要求される. また Z_{DR} ≥ 0.5dB (D₀=1mm 程度) では温度依存性が見られため, 気温も正確に求める必要がある.

第3図にC-bandの計算結果と実際のデータを示 す. 実データには Adachi et al. (2015) を用いて減衰補 正を行った.予想通り C-band の $\rho_{\rm HV}$ は温度依存性が 他の周波数に比べて大きいが、 ρ_{HV}の変動幅も大きい. これは温度が正確に得られれば他の周波数に比 べて μ が比較的推定しやすいことを意味する. 一方, 実データはほぼシミュレーションの範囲内にあり, 気象研の二重偏波レーダーでは 4RPM で観測したのに もかかわらず ρ_{μν} が比較的精度よく得られているこ とを示唆している. 但し実データでは低 SNR による $\rho_{\rm HV}$ への影響を避けるため Z >30dBZ,距離 <65km の 範囲内のデータに限定して解析を行った.

<u>3</u>.

<u>. **まとめ**</u> 粒径分布のパラメータのうち形状パラメータ μ を 二重偏波レーダーで観測された ρ_{нν}から推定する可 能性を調べるためにシミュレーションと実データに よる検証を行った. その結果 C-band では ZDB がある 程度大きければ ρ_{HV}から μ を推定できる可能性が あることを示唆する結果が得られた.ただし温度依 存性があるため、μ を推定するためには正確な気温 を別に与える必要があることも分かった.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15K01273 の助成を受けた.



第1図 S-band (3.08GHz) における ρ_{HV} と Z_{DR} のシミュ レーション結果. 軸比: Brandes (2005), 雨滴の軸 の角度は平均0°(鉛直),標準偏差10°とした.



第2図 X-band (9.38GHz) における ρ_{HV} と Z_{DR} のシミュ レーション結果.



第3図 C-band (5.37GHz) における ρ_{HV} と Z_{DR} のシミュ レーション結果、及び観測値の解析結果(点)の例. 縦軸のスケールが第1図,第2図と異なることに注意.

d4PDF における月降水量極値の再現性と将来変化の不確実性に関する検証

*初塚 大輔、佐藤 友徳(北大院地球環境)

1. はじめに

月降水量の極値統計を評価するためには、長期 のデータが必要であり、従来の気候予測データベ ースでは事例数が不十分であった。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極 値の将来変化を推定することを目的とする。

前報では、グリッド毎に全てのアンサンブルメ ンバーを一緒にしたデータを用いて、順位統計量 から直接算出した100年確率月降水量の将来変化 を検証した。今回は、個々のアンサンブルメンバ ーに対して確率分布を当てはめることで推定し た値を用いて、d4PDF における月降水量極値の 再現性と将来変化の不確実性について検証した 結果を報告する。

2. データと解析方法

モデルの再現性を確認するため、観測データに は気象官署 134 地点(1951 年~2010 年)の降水 量データを使用した。d4PDFの降水量データは、 領域気候モデル(20km、NHRCM)の過去実験 60 年×50メンバーと4℃上昇実験 60 年×90メンバ ーを使用した。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値に内挿し、さ らに Piani et al.(2010)の手法を用いて各地点で 月降水量のバイアスを補正したものを使用する。

100 年確率月降水量は、観測および過去、4℃上 昇実験の各メンバーにおける 60 年のデータに対 し、最適な確率分布を当てはめることにより推定 した。候補として用いた確率分布は、正規分布、 対数正規分布、ピアソンⅢ型分布で、その中から 確率分布の適合性の評価基準である SLSC を用い て最適な確率分布を決定した。

<u>3. 結果</u>

6月~8月の月降水量について、d4PDF 過去実

験と観測値から推定された100年確率降水量を比 較した。各月とも1地点を除いて、過去実験によ る推定幅(50メンバーの中の最小値と最大値)の 中に観測値が収まっており、アンサンブル平均値 では良い一致が見られた。従って、バイアス補正 を行うことで、d4PDFでは100年確率降水量のよ うな極端な月降水についても概ね現実的に再現 できていると考えられる。

次に、将来変化の不確実性とその要因について 検証した。不確実性の要因は、Endo et al. (2017) を参考に、将来の海面水温パターンの違いによる 影響と内部変動の影響に分けて考えた。図1に示 す8月の結果から、北海道では100年確率月降水 量が30%以上増加する地点が多く存在し、不確実 性を考慮しても将来増加する可能性が高いこと が分かる。また、その不確実性の多くは内部変動 に起因するものである。一方、九州西部について も高い増加率を示すが、その不確実性の要因には 将来の海面水温パターンの違いによる寄与が比 較的大きい。



図 1:8 月における 100 年確率月降水量の(a)アンサ ンブル平均変化率、(b)変化率のメンバー間のばら つき、(c)海面水温パターンの違いに起因するばら つきと内部変動に起因するばらつきの比 **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。

参考文献

Endo, H., et al., 2017: *SOLA*, **13**, 7-12. Piani, C., et al., 2010: *J. Hydrology*, **395**, 199-215.

長時間変調パルスレーザを用いた風観測ライダの研究開発

*山菅大(首都大),吉川栄一 (JAXA), 牛尾知雄(首都大院), 石井昌憲,青木誠(NICT),橋本和樹 (JAXA)

1. 序論

風観測ライダは、風速の空間分布を観測する装置で あり、航空気象用途など近年様々な用途に需要が拡大し た.しかしレーザ出力の技術的限界のために観測感度が 低いという課題がある.大電力の送信を実現するために 低電圧長時間パルスを送信し、受信信号にパルス圧縮処 理を施す手法が考えられる.しかし.ライダではレーザ 光を送信するためにドップラー周波数シフトが大きく. 従来の Matched Filter 手法[1]を用いることができない. 新たな信号処理手法 (Multi-Reference Matched Filter, MRMF 手法) が検討されており.解析的な評価が行われ ている[2].本研究は MRMF 手法を用いたライダの実証 を目的としている.MRMF 手法には実用上はレンジサ イドローブが大きく遠くの粒子からの反射信号を見る ことができない、不連続な信号を使用するため正確にパ ルス成型することができないという問題が発生するこ とが想定されるため、本研究では変調手法の工夫により レンジサイドローブの抑制を検討し、窓関数により不連 続点を排除した信号を検討すると同時に実験によりパ ルス成型精度の検証を行っている.

2. レンジサイドローブ

MRMF 手法で用いている 8-psk 変調に加えて,周波数 にも変調を施すことによってレンジサイドローブの抑 制を検討した.周波数を線形的に変化させたとき遅れ 時間の取得に問題があるので,周波数をランダムにステ ップさせた.その結果,2[km]の地点で 7[dB]程度のサイ ドローブ低下が見られた.

パルス成型精度

位相偏移毎に窓関数をかけることにより不連続点を 排除した信号を検討し,窓関数をかけた信号でも距離相 対速度領域への変換が可能であるが,窓関数の特徴であ る信号強度の4[dB]程度の低下が起きることを確認し た.また,ライダのプロトタイプを作成し実際のパルス 成型精度を検証した.本実験ではパルス成型精度の検証 をするためレーザを自由空間に放出せずに直接折り返 し信号を計測した.

理想的な波形と実験で得られた波形を図1にスペクト ルを図2に示す.実験データでは位相偏移毎に窓関数を かけたような波形となっておりスペクトルにもその特 徴がみられる.信号処理により距離相対速度領域への変 換は問題なくできたが,図3に示す相対速度領域において繰り返しピークが見られた。



4. 結論

本研究はMRMF 手法を用いたライダの実証を目的と しており,課題であるレンジサイドローブとパルス成型 精度について検討した.周波数に変調を加えることによ りレンジサイドローブの抑制ができることを確認した. 実験でのパルス成型の検証を行い想定された位相偏移 での立ち上がり時間の問題はあったものの,検出された 信号でMRMF 手法での信号処理で距離相対速度領域に 変換できた.しかし,速度領域に繰り返しピークが見ら れた.今後作成したプロトタイプで自由空間にレーザを 放出し散乱波を観測する実験を行い実証を進めていく. 参考文献

- Merrill I Skolnik: Radar Handbook Third Edition, Chapter 8, McGraw-Hill Education, 2008
- [2] Eiichi Yoshikawa, Tomoo Ushio: Wind ranging and velocimetry with low peak power and long-duration modulated laser, Optics Express, Vol 25, No.8, 2017

船舶搭載型全天カメラ観測データ解析による雲量の推定

*久慈 誠、萩原美沙子(奈良女子大)、堀 雅裕(JAXA/EORC)、武田真憲(東北大学大学院)、 平沢尚彦、塩原匡貴(国立極地研究所)

1. 背景と目的

雲は冷却効果と加熱効果の相反する性質をもち、地球の放射収支に影響を及ぼす。しかし、放射強制力の推定幅が大きく、地球の気候変動予測の大きな誤差要因となっている^[1]。また、雲は時空間変動が大きく、形状や分布も多種多様であるため、特に観測サイトの少ない海上では、観測データが充分に蓄積されているとは言えない。そのため、船舶による定期的な雲の観測は、地球全体の雲の動態を把握する上で重要な役割を果たす。

そこで本研究では、船舶搭載型全天カメラと雲底高度 計、目視による観測データの解析を行い、海氷域を含む 海上における雲の分布について報告する。

2. 観測データと解析方法

本研究では、まず南極観測船「しらせ」に全天カメラ システムを搭載し、天空の画像を取得した。観測時間間 隔は5分、観測期間は2016年11月11日から2017年 4月19日、事例数は43,063である。

前処理として、画像天頂角 70 度以上の外側の領域と 船上の構造物にマスクをかけトリミングを行った。デー タ解析には、SI-BI 指標を用いた空の状態の識別手法^[2] を使用した。まず、画像の各画素の RGB 値から天空の 色を表す指標 Sky Index (SI) と、天空の明るさを示す 指標 Brightness Index (BI) を求める。これを次式1に 示す識別曲線にあてはめ、青空と雲の識別を行う。

$$BI = e^{-k \times SI},\tag{1}$$

ここで、k は識別曲線の指数係数である。地表面アルベ ドの違いによりこの係数の設定が異なるため、開水域で はk = 3.7、海氷域では太陽高度に依存した値を用いる ^[3]。また、雲として識別された画素の合計値を、天空全 体の画素の合計値で除して雲量を求め、百分率(%)で 表す。

それに加え、雲底高度計による観測データを使用した。これはレーザー光を射出し、雲底で反射された信号 を受信するまでの時間によって雲底高度を決定する測器 である。観測時間間隔は36秒、観測期間は2016年11 月11日から2017年3月22日、事例数は193,497であ る。雲底高度計による雲量(%)は次の式2により、雲 底高度の観測頻度として評価した。

さらに、目視観測により、0~8 で表された雲量を百分率(%)に変換して使用した。

3. 結果

図1に観測期間における全天カメラ、雲底高度計、そ して目視による日平均雲量の時系列を示す。この図よ り、2016年12月14日から2017年2月16日迄の海氷 域を含め、各データの雲量は概ね同様の変動を示してい ることが分かる。

また、各データの日平均雲量の相関をとった結果、全 天カメラから推定された雲量との相関係数は雲底高度計 で 0.87、目視データで 0.88 と、それぞれ強い正の相関 を示した。

観測期間中、全天カメラ画像の明るさが、不自然に変 化する現象が見られたため、その補正を行った。今回の 解析結果より、全天カメラによる雲量の推定は他の観測 と整合的であると考えられる。



図1 第58次南極観測における日平均雲量の変動。縦 軸は雲量(%)、横軸は年/月を示す。黄色い網掛けは 海氷域、赤は全天カメラ、青は雲底高度計、緑は目視 をそれぞれ示す。

4. まとめと今後の課題

本研究では、第58次南極観測における全天カメラ、雲 底高度計、並びに目視の観測データの解析を行い、雲量 について調べた。その結果、海氷域も含め、三者の雲量 が整合的であることを確認できた。今後は、気象モデル および人工衛星観測データとの比較検証を行う。

謝辞 第 58 次南極地域観測隊の関係者の皆様に感謝 致します。

参考文献

- [1] IPCC-AR5, 2013: Climate Change 2013.
- [2] 山下恵・吉村充則,写真測量とリモートセンシング, 47(2), 50-59, 2008.
- [3] Kuji et al., J. Meteor. Soc. Japan, 96, 2018, doi:10.2151/jmsj.2018-025.

降雪粒子地上直接観測による

GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズムの地上検証(その2)

*竃本倫平 (山口大学), 鈴木賢士 (山口大学大学院)

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

全球降水観測計画 (GPM) 主衛星は二周波降水レ ーダ (DPR) を搭載し、熱帯から中高緯度の弱い雨 雪までを観測することができる。GPM/DPR のプロ ダクトのひとつである降水タイプ分類は、雲内の鉛 直熱収支を考える上で重要な情報であるが,地上か ら雲頂まで固体降水が占め,融解層の存在しない冬 季降雪雲における GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴ リズムについては地上直接観測による検証が必要で ある、我々は2017年冬季に日本海で発達する隆雪雲 を観測するため、地上設置型降水粒子撮像・重量計 測システム(G-PIMMS)を石川県立大学(IPU)及 び金沢大学(KU)に設置し,降雪粒子の地上直接観 測を実施した. G-PIMMS は得られた降水粒子の画像 から固体降水を雪や霰に分類することができ、それ らの重量を計測することで密度を見積もることがで きる. 観測期間中, 観測サイト上空を GPM/DPR が通 過し G-PIMMS で降水が観測された事例につい て、G-PIMMS を用いた地上直接観測をもとに、 GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズム (V05) の妥 当性を検証した.

2. 同期観測結果

観測期間中,GPM/DPR の観測サイト上空通過の うち地上で降水のあった4事例について解析した。 2017年1月25日日本時間午前5時23分の事例につ いては鈴木ら(2017)により既報のとおり,地上で 観測された主な降水粒子はIPUサイトで霰,KUサ イトでは雪であり,2つのサイトで異なるタイプの 降水粒子を観測した.このときGPM/DPRによる降 水タイプ分類は,IPUサイトで対流性,KUサイト で層状性であった。地上降水のみから降雪雲を対流 性,層状性と分類することは難しいが,霰の存在は その着氷成長プロセスを考えると雲内の上昇流の存 在が推測され対流性という分類は妥当だともいえる. 一方,2017年2月2日日本時間午前3時10分に GPM/DPR が通過した事例では、G-PIMMS では IPU サイトで弱い雪, KU サイトで弱い霰を観測した. 霰の存在は,KU サイトでの降雪雲を対流性とみな すことができるが、GPM/DPR による降水タイプ分 類の結果は異なっていた.GPM/DPR の降水タイプ 分類では、IPU 及び KU サイトとも層状性と分類さ れており(図1),地上観測と GPM/DPR の降水タイ プ分類は一致しなかった.この事例では地上観測サ イトが GPM/DPR のKa 帯レーダの走査幅外に位置 しており、二周波ではなくKu 帯レーダ単一のアル ゴリズムによる分類であった.そのため、弱い霰を 検出することができず層状性と分類していたものと 考えられる.

表1は同期観測を行うことができた4事例の結果 を示している.今回の地上検証によって DPR による 降水タイプ分類アルゴリズムの妥当性が確認された. 現在はKu帯とKa帯でレーダ走査幅が異なるが,今 後予定されているKa帯レーダの走査幅の拡張によ って降水タイプ分類の精度は十分向上するものと期 待される.



図 1.2017年2月2日の GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズ ムによる降水タイプ分類. 左は KuPR,右は DPR による. +は石川県立大学,×は金沢大学を,ピンクは対流性, 青は層状性を示す.

表 1. 同期観測結果. Conv.は対流性, Stra.は層状性を示す.

GPM/DPR	地上降水の特徴		GPM/DPRによる分類	
飛来日時	IPU	KU	IPU	KU
2017/1/17	व्य	みぞれ	Stra.	Stra.
07:39JST	1413		(KuPR)	(KuPR)
2017/1/25	ą.	啣	Conv.	Stra.
05:23JST	育攵		(DPR)	(DPR)
2017/2/2	22.VB	221 \@	Stra.	Stra.
03:10JST	切りい当	対対して育文	(KuPR)	(KuPR)
2017/2/23	記い声	記い雨	Stra.	Stra.
20:42JST	対対して作用	治治で小的	(DPR)	(DPR)

南関東における大気エアロゾルの吸湿特性に関する研究

*関根広貴¹,岩本洋子²,三浦和彦¹,森樹大¹,岩田拓己¹,桃井裕広¹, 西川雅高¹,永野勝裕¹,長田和雄³,松見豊³,齋藤伸治⁴ 1.東京理科大学 2.広島大学 3.名古屋大学 4.東京都環境科学研究所

1. はじめに

現在、PM₂₅ 質量濃度として環境基準が「1 年平均値 15µg m³ 以下かつ1 日平均値 35µgm⁻³以下」と定めら れており、PM₂₅ 質量濃度が高くなると予想される日に は1時間値をもとに注意喚起が行われている。しかし1 時間値は、ろ過捕集による質量濃度測定法が採用され ている標準測定法との等価性の確認が困難であるため その信頼性が問題となっている。本研究では、PM₂₅の 時別値の信頼性を向上させるために光散乱式粒子計数 器 (OPC) などのリアルタイム観測手法を用いて研究 を行い、PM₂₅ 質量に占める水分の割合を調べることで、 PM₂₅の吸湿特性を捉えることを目的とした。

2. 測定方法

本研究は東京都江東区にある東京都環境科学研究所6 階、千葉県野田市にある東京理科大学野田キャンパス 1 号館(4階建て)屋上の2か所で行った。都環研では12 月5日から、野田では11月1日から測定を開始した。

図1のような配管でOPC (KC-01E:RION 製、0.3µm 以 上の粒子を測定可能)とPM25センサ(松見が開発した小型 PM25センサと紀本製 PM712)を設置した。OPC によっ て得られる未乾燥状態、乾燥状態の粒径分布からそれぞ れの状態の体積濃度(未乾燥状態:dVambient 乾燥状態: dVav)を求め解析を行った。



図1 測定システム

外気と内部の湿度は全期間を通してみても差が生じ、 大きい時で 40%ほど外気の湿度が高かった。そのため、 未乾燥ラインで計測される体積濃度は実大気の PM25 体 積濃度の値よりも小さく見積もられる可能性があり、以下の 式(1) (kimoto smart calc.)を用いて湿度補正を行った。

$$PM_{2.5_dry} = PM_{2.5_amb} \times \frac{1}{1 + 0.01 \times \exp\left(\frac{RH}{100} \times 6\right)} \quad \cdot \cdot \overrightarrow{rt}(1)$$

また、化学成分からも湿度の違いによる影響を調べるため Sniderの補正式⁽¹⁾を用い、成分の割合から吸湿成長パラメ ータκを算出した。

$$PM_{2.5_dry} = PM_{2.5_amb} \times \left(1 + 0.12 \frac{RH}{100 - RH}\right)^{-1}$$
 $\cdot \cdot \vec{r}(2)$

3. 結果と考察

2016 年 12 月から 2017 年 10 月までの κ の値と成分の 割合を求めグラフにした (図 2) (上図 実線:成分データ から求めた κ (OC の κ を春の平均値⁽¹⁾0.3 とした) 点線: 成分データから求めた κ (OC の κ を夏の平均値⁽¹⁾0.1 と した) 太線:OPC から求めた κ)。



OPC から求めた κ の値は冬に高く、夏に減少する季節 変動がみられた。成分についても冬に硝酸アンモニウム が高く、硫酸アンモニウムが低くなる傾向がみられ、夏に 近づくにつれそれらの割合が逆転していく季節変動がみ られた。また、有機物の割合はこの期間では変動が小さか った。 κ を求めるにあたり硝酸アンモニウム、硫酸アンモ ニウムの κ の値をそれぞれ 0.41、0.51 として計算を行った が、この値だと冬より夏の方が κ の値が高くなると予想さ れる。しかし、冬に κ の値が高くなる変動は、OC の κ の値

4. まとめ

κの値、成分の割合は共に冬と夏で異なる季節変動が 確認できた。また、κの値の変動は有機物に大きく依存し、 冬に高く、夏に小さくなることが示唆された。

が冬に高く、夏に低くなるためであると考えられる。

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 5-1604 (代表:名古屋大学 長田和雄) により実施さ れた。

参考文献

(1)Snider, G et. al., Atmos. Chem. Phys., 16, 9629-9653, 2016

熱環境が人体生理量・心理量に与える影響把握と関係性調査

*仲吉信人(東京理科大学理工学部), 板倉拓哉(首都高速道路株式会社)

1. 序論

近年,熱中症や睡眠障害など熱環境変化による人体被害が増 加しており、熱環境と人体の健康状態の関係を把握することの 重要性が増している.これらの関係を調査する上で重要なもの として、熱環境に対する人の心理的感覚が挙げられる.周囲の熱 環境が変化するとそれに伴い人体の体温は変動し、温熱感や快 適感などといった心理量も変化する. 温熱感や快適感は, 生活空 間の熱的快適性の指標になることや、人が体温を調節するため の行動をとるきっかけとなる.人の体温もまた,熱環境下におけ る人体の健康状態を評価する指標の一つであるため至要である. 深部体温は身体内部の臓器温度とみなされており, 生命活動に 直結する重要な指標である.また、皮膚は大気と人体の境界であ り、大気-人体間の熱交換を規定する. 夏季の屋外環境は我々が 普段生活する室内環境よりも極端に暑熱リスクが高い. そのた め、熱環境と人体生理を調査するには、屋外における実験や調査 が不可欠であると考えられる、本研究では、熱環境と生理・心理 量の関係把握、それらに及ぼす個人差の影響を調査することを 目的とする.

2. 研究方法

夏季や冬季での屋外熱環境下での実験や屋内実験、屋外と屋 内を行き来することによる被験者の曝露熱環境を連続的に変化 させた実験を行い、熱環境、生理量、心理量の関係を検討した. 観測場所は東京理科大学野田キャンパス5号館の屋上及び同館 の室内、隣接する芝生広場である、2015年から2017年までに15 日間,全26回の被験者実験を行った.実験は6月から1月まで に行い、6月から10月までを夏季、11月から1月までを冬季と した. 被験者の延べ人数は131名である. 客観気象の測定項目は、 屋外では直達日射量, 短波・長波放射量, 風向風速, 気温, 湿度 とし、屋内では気温と湿度を測定した. 心理量として温熱感と快 適感を被験者に1分間隔で申告させた. あわせて, 被験者ごとの 身長・体重,性別,年齢,着衣量などの詳細な被験者情報を収集 した.表1に温熱感の尺度表を示す.生理量の項目は深部体温と 皮膚体温とし、センサを用いて連続的に記録した. 平均皮膚体 温の算出には Hardy and Dubois の7点法 ¹を用い,深部体温は耳栓 型サーミスタで測定した耳道温度で代えた.

3. 結果と考察

本報では夏季の温熱感と SET*, 生理量の結果について示す. 温熱感には区間を定め, その区間内で SET*や生理量の平均値及 び中央値を算出し, 散布図と箱髭図を作成した.

(1) 温熱感と SET*: 比較結果を図 1(a)に示す. 夏季の結果,決定係数が約0.94と温熱感と SET*の間には高い相関が認められた. しかしながら,平均値と中央値の差や温熱感ごとの SET*にバラ つきが見られることから個人差の影響が現れているといえる. (2) 温熱感と皮膚体温:比較結果を図1(b)に示す.SET*と同様に 両者の間には高い関係性が認められた.中央値と平均値の間に も大きなバラつきは見られなかった.温熱感と皮膚体温の関係 性については,既往研究でも調査が行われており,両者の間には 高い相関があることが示されている³.今回の実験結果はそれら と矛盾しない結果となった.

(3) 温熱感と深部体温:比較結果を図 1(c)に示す.同じ生理量 である皮膚体温の結果とは異なり、両者の間に高い関係性は認 められなかった.対流による一時的な涼しさや人が持つサーカ ディアンリズムによって関係性が損なわれた考えられる.

4. まとめ

夏季において、温熱感とSEI*、皮膚体温は高い関係性を示した. しかしながら、温熱感と深部体温の間には関係性が認められな かった.

参考文献

 Hardy, J. D, Dubois E. F. : Thetechnique of measuring radiation and convection, Journal of Nutrition, Vol.15, pp461-475, 1938.

2) 蔵澄美仁,松原斎樹,土川忠浩,近藤恵美,石井仁,深川健太,安藤 由佳,大和義昭,飛田国人,堀越哲美:屋外空間における環境刺激が人体の温熱感覚に与える影響,日生気誌,48(4),129-144,2011.



図1夏季の温熱感・SET*・生理量の統合解析 (a)温熱感 - SET*, (b)温熱感 - 皮膚体温, (c)温熱感 - 深部体温

境界層乱流におけるスカラー濃度変動の対数則

守永 武史 八木 俊政 森 一安 毛利 英明 (気象研究所)

1. はじめに

接地境界層において中立時に平均風速 U の鉛直分布 が対数則に従うことは良く知られている。最近になっ て平均風向の風速変動 u の分散 〈u²〉 についても対数則 の存在が野外観測や風洞実験から明らかになった。

接地境界層では水蒸気や微量気体など速度場に対し て受動的なスカラーについても、地表面近傍での濃度 が一定の場合、平均濃度 Θの鉛直分布については同様 の対数則が知られている。よって風速の場合との類推 から、スカラー濃度変動 θ の分散 〈θ²〉についても対 数則が成り立つことが期待される。

実際に濃度変動の分散について対数則が存在するの か確かめるため気象研究所の大型風洞装置を用いて乱 流境界層の実験を行ったので、ここで報告する。

2. 風洞実験の概要

大型風洞装置は長さ 18m×幅 3m×高さ 2mの測定 部があり風上側 4m まで同じ断面をしている。測定部と 風上側 4m に、直径 3 mmの金属棒を幅 3m にわたり 10 cm間隔で貼って粗度とした。測定風速は 6m/s とし境界 層が十分に発達した粗度列の先端から 18mの場所で測 定を行った。

この大型風洞装置の床面パネルは加熱もしくは冷却 することができる。この機能を用いて流入風より3℃加 熱もしくは冷却し、熱を受動的スカラーとみなして冷 線温度計で測定を行った。速度場についてはレーザー ドップラー流速計を用いて測定を行い、熱が速度場に 影響を及ぼしていないことを確認した。

3. 実験結果

図1は速度場についての結果である。流入風より3℃ 加熱もしくは冷却したデータと中立時のデータを片対 数で示した。データは良く一致し、熱が速度場に影響 していないことがわかる。また平均風速に加えて風速 変動の分散についても対数則が見てとれる。

図2は温度場についての結果である。平均風速や風 速変動の分散さらに平均温度が対数則に従う範囲つま り応力一定層において、温度変動の分散にも対数則が 成り立つことがわかる。

今後の課題

さらに床面パネルを加熱もしくは冷却して安定度を 大きく変化させた際に風速変動や温度変動の分散がど のように振る舞うかを調べる予定である。 5. 参考文献

H.Mouri, T.Morinaga, T.Yagi, and K.Mori, 2017, Physical Review E, 96, 063101



図1 速度場の鉛直プロファイル、上段は平均風速、下 段は風速変動の分散を示す。



図2 温度場の鉛直プロファイル、上段は平均温度、下 段は温度変動の分散を示す。Θ_∞は基準温度である。

十勝平野下層寒気維持の事例解析

*本橋淳也(法政大・学),山口隆子(法政大)

1. はじめに

西側に山脈を持つ海岸平野で,温帯低気圧が南西から接近してくる場合,その山脈東部平野の下層で降水 粒子の昇華・蒸発・による非断熱過程(山本,1984・ 冨山,2001)と Cold-Air Damming(以下 CAD)と呼ば れる気圧のリッジと北よりの風を伴う冷気が強化され る力学的過程(荒木,2015)で,下層寒気が強化,維持 されることがある.これまで関東地方で多くの解析が 行われてきたが,同じ地形環境である北海道十勝平野 でも降水粒子の融解,CADによる下層寒気の強化,維 持によって大雪となった報告がある(寺尾ほか,2014).

本報告は2017年12月24日から25日にかけて十勝 平野内で下層寒気が長時間維持した事例について、気 象官署・AMeDASの地上データと釧路の高層気象観 測・帯広のウィンドプロファイラの高層データを用い て解析した.

2. 総観場

2017年12月23日21時に黄海で発生した低気圧が日本海を急速に発達しながら北東進し,25日9時には北海道の北西沖を通過した.またそれとは別に,24日15時に東シナ海で発生した低気圧が日本の南岸を発達しながら北東進し25日9時には三陸沖を北東進した.北海道東部では主に日本海の低気圧の影響を受け,24日夜から降水が始まり,25日午前中にかけて継続した.この時,十勝平野では明瞭な気圧のリッジはなく,この総観場ではCADは発生していない.

3. 地上気温と風の推移

図1は帯広,広尾,釧路,浦幌(十勝南東部)の地 上気温と風向風速及び帯広の降水量の時間変化を示す. 全地点で帯広の降水が始まる前の24日夕方にかけて気 温が低下したが,日付が変わると釧路で強い南東風に より気温が上昇し,広尾,浦幌では25日5時に気温が 上昇している.一方,帯広では若干昇温しているもの の微風で低温を維持していた.

図2は25日9時の地上気温と風の分布であり,沿岸 部と東部を除く十勝平野で低温域ができている.また, その低温域では風の欠測が目立ち,着氷もしくは着雪 によるものと考えられる.

4. 下層寒気の高さ

釧路の25日9時の高層気象観測より,地上から高度 230mに逆転層が確認できた.また帯広のウィンドプロ ファイラの観測より,高度500mまでは北東の風が卓越 し,それより上空では東から南に風向が変化し,暖気 移流が明瞭であった.このことより,下層寒気の高さ は500m以下であることが考えられる.



図1 帯広,広尾,釧路,浦幌の地上気温と風,及び帯広の 降水量の時間変化



図2 12月25日9時,北海道東部地上気温(数値)と風 (矢羽)破線:等温線(1℃)細線:等高線(500m間隔)

5. 今後の展望

今回の事例は、滞留していた寒気がそのまま維持していた事例であり、寺尾ほか(2014)の事例(低気圧が南岸を通過し、CADが発生して平野西部を中心に冷気が形成される)とは異なっていた.今後、数多くの事例を抽出し、気候学的研究を進めていく予定である.

ウィンドプロファイラーによる境界層と対流圏中層の風の日変化とその季節依存

片野陽登*,柴田清孝 (

乡 (高知工科大学)

1. はじめに

ウィンドプロファイラーの観測によって対流圏中 下層の短時間インターバル(10分)の連続的な風の 鉛直プロファイルデータが蓄積され、その気候値的 な解析が可能となっている。本研究はそのデータを 使い、対流圏下層の海陸風循環を含め、中層までの 風の気候値的な日変動(diurnal variation)の季節 変動(依存)を解析することを目的にしている。本 報告では中四国と近辺の観測点のデータを使い、四 国上空を解析したものである。

2. データと手法

高知・土佐清水(高知県)、高松(香川県)、美浜(和 歌山県)、鳥取(鳥取県)、浜田(島根県)の6箇所のデ ータを使用した。データ期間は高知、清水、高松、 浜田は2002年3月-2016年12月の約15年、鳥取と 美浜は2003年3月-2016年12月の約15年、鳥取と 美浜は2003年3月-2016年12月の約14年である。 解析手法は次の通りである。まず10分間隔の観測値 から1時間値を作り、トレンド除去を行い、月・日・ 時間・高度ごとに全年数間の平均を求め、ゆっくり とした季節変動を取り出すため、同一時刻の日々デ ータに4週間カットオフのローパスフィルターをか けた。最後に、このデータから各日の日平均風の値 を引いた値を月ごとに平均することで月ごとの日変 動を解析した。

3. 解析結果

地表面付近での風はすべての観測地点で海陸風の 影響を受けた厚みの薄い日変化が観測されていた。 また、正午あたりに現れる鉛直方向に厚みを持つ海 陸風循環は冬季以外の季節でよく観測されており、 夏季には比較的明瞭に現れていた。海陸風循環の及 ぶ高度は概ね900hPa(800m)程度、時間は14-15時頃 に最大となることが多かったが、海陸風と大気潮汐 の影響がどの程度混ざり合っているか確認する必要 がある。また、海陸風の到達高度が1km付近である ことから境界層の影響を受けていることが伺える。



図1. 高知の6月の偏差風の気候値.縦軸は高度 (hPa).横軸は時間(h)



図2.高知の7月の偏差風の気候値.縦軸は高度(hPa). 横軸は時間(h)



図 3. 高知の 8 月の偏差風の気候値. 縦軸は高度 (hPa). 横軸は時間 (h)

台風の温帯低気圧化後の再発達に関する総観場のコンポジット解析

* 柳瀬 亘・嶋田 宇大 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

台風は中緯度で温帯低気圧化(温低化)した後に、再 び発達する場合がある。再発達がどのような総観場の 下で起きるのかという問題は、Evans et al. (2017) のレビューで先行研究が紹介されている。その中で、 Klein et al. (2002)は再発達を起こす総観場として、 (1)200hPaの発散が $3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 以上、(2)500hPaの渦度 移流が $2 \times 10^{-9} s^{-2}$ 以上、(3)925hPaの暖気移流が 1×10^{-4} K 以上、という3つの指標(以下、発達指標)を提案した。 Ritchie and Elsberry (2003, 2007)は様々な上層擾乱の 影響を考慮した温低化の理想化実験を行い、発達指標が 再発達の有無を予報するのに有用であることを示した。

最近の温低化の事例に発達指標を適用した例を図1 に示す。2017年の台風第22号は10月29日12UTCに 988hPaで温低化し(ベストトラックはここで終わってい る)、その後に北側の低気圧と一体となり30日06UTC には940hPaまで急速に発達した。この事例では発達中 の温帯低気圧の付近で、3つの指標が大きくなっている。 このように発達指標が温低化後の再発達を説明できる事 例も多いが、一方で空振りや見逃しの事例も存在する。 そこで、本研究では過去38年間の温低化後の再発達に 関し、発達指標やその他の総観場のコンポジット解析を 行った。

2. 方法

温低化の事例の抽出には 1980~2017 年の 38 年分の 気象庁ベストトラックを利用し、温低化後 0~24 時間を 6 時間ごとに調べ、6hPa/6 時間以上の気圧の低下 (上 昇)を示した事例を発達(衰弱)事例とし、変化が最大の 時刻を解析対象とした。この定義では発達は 43 事例、 衰退は 49 事例が検出され、それぞれに対して低気圧の 中心に合わせたコンポジット解析を行った。総観場の解 析には JRA-55 再解析データを利用した。

3. 結果

発達事例のコンポジット、および、それらの衰退事例 のコンポジットからの差を図2に示す。200hPa面の発散 は、発達事例では低気圧の北西~東で大きく(図2a)、衰 弱事例と比べて大きな発散を伴っている(図2b)。500hPa 面の正渦度移流は、発達事例では低気圧の北~南東で大 きく(図2c)、衰弱事例からの差は中心付近で特に大き い(図2d)。925hPa面の暖気移流は、発達事例では北東 ~南東で大きいが(図2e)、衰弱事例からの差は北東と 南東で大きく東では小さい(図2f)。これは衰弱事例の 暖気移流が、東側の狭い領域で起きていることによる (図略)。このように Klein et al. (2002)の発達指標は、 発達事例の方が衰退事例に比べて振幅や領域が有意に 大きいことが、コンポジット解析からも確かめられた。 この他に、Qベクトルや相当温位などの総観場につ いても有意な差が見られた。また、McTaggart-Cowan et al. (2013) などでは、台風の発生に関しても上層トラ

いても有意な差か見られた。また、McTaggart-Cowan et al. (2013) などでは、台風の発生に関しても上層トラ フや傾圧場の影響を指摘しているため、著者よりデータ ベースを提供してもらい、総観場の解析を進めている。



図 1: 2017 年 10 月 30 日 00UTC の発達指標. 200hPa 面 の発散 (薄いシェードは 3×10⁻⁵s⁻¹ 以上, 濃いシェードは 6×10⁻⁵s⁻¹ 以上), 500hPa 面の正渦度移流 (黒実線;2×10⁻⁹s⁻² ごと), 925hPa 面の暖気移流 (黒破線;1×10⁻⁴Ks⁻¹ ごと). 三角は低気圧中心の位置.



図 2: 発達指標のコンポジット解析. (a)(b) 200hPa 面の発 散 (コンターは $0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ごと). (c)(d) 500hPa 面の渦度 移流 (コンターは $1 \times 10^{-9} s^{-2}$ ごと). (e)(f) 925hPa 面の温度 移流 (コンターは $0.5 \times 10^{-4} K s^{-1}$ ごと). (a)(c)(e) 発達事例 (シェードは正値). (b)(d)(f) 発達事例と衰弱事例の差 (シェー ドは正偏差, ドットは 5%水準で有意な偏差).

北半球におけるブロッキング現象の季節別長期変動

*松本昭大 (法政大・学), 山口隆子 (法政大)

1. はじめに

近年,北半球高緯度における温暖化は顕著であり, 低緯度と高緯度の間の気温勾配が弱まっている.これ は温度風の理論から,偏西風が弱まって,不安定化す ることを示唆する.したがって,偏西風の蛇行が拡大 し,分流した状態が長期間持続するブロッキング現象 に,変化が生じることが予測される.こうした背景か ら,地球温暖化とブロッキング現象の関係を考察した 研究は、数多くみられる.しかし、地球温暖化とブロッ キング現象の関係は、未解明の部分が数多く残されてい る.また,これまでの研究は冬季を中心に行われてき たため、その他の季節のブロッキング現象の長期変動 に関する知見は不十分である.そこで、本研究では、北 半球におけるブロッキング現象の季節別長期変動を解 析した.

研究の方法

使用データは、NCEP/NCAR 再解析データ、北半球年 平均気温偏差、北半球 500hPa 面天気図である. 対象地 域は北半球中緯度(35°N~65°N),対象期間は 1967~ 2016年の60年間である. ブロッキング現象の抽出には、 Tibaldiet.al (1990)の定義式を利用した. ブロッキング 現象の発生頻度分布を考慮して、1~3月を冬季、4~6月 を春季、7~9月を夏季、10~12月を秋季とした. また、 40°W~50°Eを大西洋・欧州、50°E~135°Eをユーラシ ア、135°E~130°Wを太平洋、130°W~40°Wを北アメリ カとした. また、季節性に着目するため、半旬単位の集 計も行った.

3. ブロッキング現象の季節変化

ブロッキング現象の発生頻度は、ピークの時期が地 域により異なるものの、北半球全体では、2月から5月 に高く、8月~11月中旬に低かった.2月と5月の2つ ピークが現れる一方、4月初頭に一時的な落ち込みが みられた.この落ち込みは、先行研究にはみられない が、その理由は、先行研究では月別に集計されていた ため、ピークと底が相殺されていたからである。しか し、この4月初頭の落ち込みは月単位で続くので、看過 することはできない(第1図).

4. ブロッキング現象の長期変動

最小二乗法と Mann-Kendall 検定を用いて、ブロッ キング現象発生頻度の傾向変化と変化率、及びその有 意性を評価した(第1表) 北半球通年のブロッキング 現象は年々変動が大きく、全体を通した傾向変化はみ られなかった. 同様に、通年では、大西洋・欧州/ユーラ シア/太平洋/北アメリカのいずれの地域においても傾 向変化がみられなかった. 北半球冬季のブロッキング 現象は減少傾向がみられた. 冬季は年々変動が、他の 季節と比べて大きい. 太平洋の冬季では明瞭な減少傾 向、春季で増加がみられたが、その変化率は季節・地域 別の各分類中、最大である、北半球夏季のブロッキン グ現象は、変化率は小さいものも増加傾向がみられた. 夏季には大西洋・欧州で増加傾向が、ユーラシアに増加 がみられる. 北半球の春季と秋季には傾向変化がみら れなかった. このように、季節・地域によりそれぞれ異 なる傾向変化を示すことがわかった.



第1表 ブロッキング現象発生頻度の

100年あたり変化率

傾向変化	冬	春	夏	秋	通年
大西洋·欧州	-	-3.97	+2.37	-	-
ユーラシア	-	-	+2.56**	-	-
太平洋	-7.20*	+7.03**	/	-	-
北アメリカ	-	-	-0.47	-	-
北半球	-2.56	_	+1.06	_	-

数十年スケールのプラネタリーアルベド変動についての研究

*伊藤一輝 (筑波大学地球学類)、田中博 (筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

地上気温と放射は密接にかかわっており、下層雲 とハイエイタス(Zhou et al. 2016 [1])や大気透過度と 日射の長期観測(大村 2015 [2])に関する研究が行わ れた。Tanaka and Tamura (2016) [3]では、気象庁 55 年 長期再解析データ(JRA-55)を用いて、大気上端での 冬季北半球平均プラネタリーアルベドが数十年スケ ールで変動していることを示し、地上気温の長周期 変動とプラネタリーアルベドが関係していると結論 付けた。しかし、このプラネタリーアルベド変動が 地上の雪氷によるものなのか、大気中の雲によるも のなのかを示すことはできなかった。そこで本研究 では、冬季以外の季節のプラネタリーアルベド変動 について解析を行う。また、プラネタリーアルベド の周期的な変動が何によって引き起こされているの か考察する。

2. 使用データと研究手法

本研究では、1958 年から 2012 年の JRA-55 を用い る。気象要素として、大気上端と地表面における下 向きおよび上向き短波放射フラックスを利用する。 本研究でアルベドは、上向き短波放射フラックスと 下向き短波放射フラックスの比と定義する。

1日8回計算されている各放射フラックスから日 平均を計算し、上記定義に従って日アルベドを求め る。次に55年間の気候値およびアノマリを求める。 そのアノマリを使って冬季(DJF)、春季(MAM)、夏季 (JJA)、秋季(SON)や年平均を計算し、北緯0度から 90度の重み付けをした北半球平均値を時系列にす る。また、求めたアルベドの時系列とアルベドの相 関係数を計算し、空間分布図を作成した。これを相 関マップとする。

3. 結果と考察

はじめに、冬季北半球平均プラネタリーアルベド の時系列を作成した結果、30-40 年周期の変動が見 られた。これは先行研究(Tanaka and Tamura 2016)で 示された結果とほぼ一致している。次に春季、夏季、 秋季について同様の解析を行った。夏季は冬季と同 様に 30-40 年周期の変動をしていることがわかった。 一方で春季、秋季は周期的な変動を示さなかった。 さらに、どの季節の相関マップも北半球で一様に正 の相関が見られた。地表面アルベドの時系列は冬季、 夏季、秋季において減少傾向を示した。

次に、北半球年平均プラネタリーアルベドが冬季 や夏季と同様に周期的な変動をしており、地表面ア ルベドは減少傾向であることを示した(図 1)。このよ うにプラネタリーアルベドの変動と地表面アルベド の変動が異なることから、プラネタリーアルベドの 変動は大気中の雲によるものであると考えられる。

そこで JRA-55 の雲量について時系列を作成した 結果、850 hPa 高度の雲量がプラネタリーアルベドと 似た数十年周期の変動を示した。以上のことから大 気上端のプラネタリーアルベド変動が下層雲の変動 によって引き起こされているものであると考えられ る。さらに、北半球平均気温の時系列との比較から それらの変動が地上気温と関係していることが示唆 された。



図1 年平均プラネタリーアルベドと地表面アルベドの 時系列。太線は大気上端、細線は地表面でのアルベド。

参考文献

Zhou, C., M. D. Zelinka, and S. A. Klein, 2016, *Nat. Geosci.*, 9, 871-874.

- [2] 大村 纂, 2015, 伝熱, 54, 6-11.
- [3] Tanaka, H. L., and M. Tamura, 2016, 10, 199-209.

都市域における CO2 フラックスの長期観測

*小川陽平 (防衛大学校理工学研究科), 菅原広史 (防衛大学校), 石戸谷重之(産業技術総合研究所), 寺尾有希夫(国立環境研究所)

1. <u>はじめに</u>

気候変動予測を行う上で、温室効果ガスの一つである二酸化炭素(CO₂)の人為排出量の見積もりは大きな 課題である.一般に用いられる原単位法では、時空間 分布が十分には考慮されていないなどの不確実性が含 まれており、それを低減するため、CO₂フラックスの 直接観測は重要である.しかし、一般に都市のCO₂フ ラックスの長期観測事例は比較的少ない.そこで我々 は東京都内において、2012年10月よりCO₂フラック スの観測を行っている.

本研究では、約5年(2012.10~2017.11)の長期観測 で得られた実測データから、CO2フラックスの動態の 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)において,渦相関法を用いたCO₂フラック スの観測を行なっている. 観測サイト周辺は主に住宅 地であり,周辺500mの建蔽率は約36%となっている. また,本サイトの主風向(180~360°)における周辺 500mの植生の面積率は約6%である[1].

3. 結果

Fig.1.の日中の時間帯を見ると、季節を通じて休日よ り平日の CO₂ フラックスが大きく、一貫して人間活動 の影響が大きいことがわかる.6~18 時の CO₂ フラッ クスの合計は、平日の方が休日よりもそれぞれ春で1.3, 夏は1.4,秋は0.97,冬は1.6(単位:mg m²s⁻¹)大きく、 その差は冬に最大となった.これは、平日と休日にお ける暖房使用の違いや、気温低下による自動車の燃費 悪化が原因であると考えられる.また、統計的検定(Z 検定)より、午前9時における平日と休日の CO₂フラ ックスの差は季節を通じて有意であった.

Fig.2.は文献[2]によるサイト間の比較の図に本研究 での値を追記したものである.本観測サイト周辺は他 の都市の観測事例と比較し,植生率が低く,交通量の 多い道路を有することがわかる.本観測サイトとロン ドンのサイトの植生率及び交通量は近い値にあるが, CO₂フラックスは約 2.2 倍の差がある.これは, Fig.2. で考慮されていない観測サイト周辺の人口密度や生活 様式に依存する使用燃料の違いが原因であると考えら れる.



Fig.1. CO₂フラックスの時別平均値.



Fig.2. 都市の観測事例における CO₂ フラックスの土地 被覆依存性. (文献[2]の Figure 1. に加筆)

参考文献

- [1] Hirano, T et al., 2015, SOLA, 11, 100-103.
- [2] Lietzke, B et al., 2015, *Int. J. Climatol*, 35(13), 3921-3941.
- *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(東海大)にご協力頂いた.

酸素吸収帯を利用した地上観測による雲物理量推定手法の開発

* 增田涼佑、岩渕弘信(東北大院理)

1. はじめに

地上放射輝度観測による雲物理量推定、特に雲光学的厚さ (COT)の推定において、放射輝度とCOTの関係が全単射にな らない'Ambiguity Problem'が以前から問題となっている。また、 近年の衛星観測技術の発展に伴い、衛星観測データの信頼性 を地上観測により評価することが重要視されている。以上の 背景を踏まえて、本研究では、地上放射輝度観測により、COT と雲頂高度(CTH)を同時推定する手法を開発し、静止気象衛星 ひまわり8号解析プロダクトとの比較を通して、手法の精度、 衛星観測データとの関係性を検証して行く。

2. 解析手法

本研究では、可視-近赤外用小型分光器 FLAME-S (Ocean Optics 製)とミー散乱ライダーを使用する。分光器では200nm-900nmの波長帯における分光放射輝度を観測し、ライダーでは1064nmの波長における減衰後方散乱光を観測し、 雲底高度を推定している。観測は東北大学理学研究科物理学研究棟の屋上(140.84E, 38.25N,標高158m)にて実施している。 最適推定法(Rodgers, 2000)によりインバージョン計算を行い、 雲物理量を推定している。インバージョン計算に使用する観 測変数は酸素 B バンド帯(680nm-690nm)の Equivalent Width (EQW)、酸素 A バンド帯(756nm-775nm)の EQW、753nm分光 放射輝度の3 つである。インバージョン計算の短縮を目的に Look Up Table(LUT)を太陽天頂角別、雲底高度別に多数作成し、 インバージョンの際にフォワードモデルの代替として使用し ている。LUT 作成時には放射伝達モデルRSTARを使用した。

3. 解析結果

本稿では COT の推定結果に関する考察のみを記載する。図 1 は 2017 年 6 月 24 日から 2018 年 1 月 19 日の間に観測した 31 日間の COT 推定結果とひまわり 8 号解析プロダクト AMATERASS(http://www.amaterass.org)の COT をまとめた 2 次 元ヒストグラム図である。本研究が行われた緯度・経度、本 研究観測時刻に最も近い時刻(最大で 1.25 分の差)の解析プロ ダクトを使用している。観測点は 6183 個ある。本研究の解析 データの中央値は 10.1、衛星観測データ中央値は 9.18 となっ ており、中央値の比較では両者の差はおよそ 1 と小さい。し かし相関係数は 0.316 と小さく、線形回帰線は本研究の COT が衛星観測の COT よりも大きく推定されていることを示唆 している。そこでこの要因を考えるために図2を作成した。 図2は本研究と衛星観測それぞれによって推定されたCOTの 差が太陽天項角(SZA)に依存するかどうかを検証する図で、縦 軸は差の標準偏差を示す。SZAが20度台から60度台にかけ ては標準偏差が増加していることが読み取れることからCOT の差はSZAに依存している可能性が示唆されるが、SZAが 10台と70台の時はその傾向を示さないことから、依存性が 確実とは言いにくい。今後も継続して観測を行い、各SZAに 対応したデータ点を増やすとともに、解析結果と雲場を比較 して三次元効果の検証を行いたい。

謝辞:本研究では太陽放射コンソーシアムにより提供されて いる日射量データを解析したプロダクトを使用させていただ きました。







図 2. 本研究解析結果と衛星観測データの差の太陽天頂角依存性を示 すヒストグラム.太陽天頂角は一の位以下を切り捨ててまとめている. (例)20は20以上30未満を含む.

2流近似を基本にした大気放射の2次元計算

*北川裕人(気象大学校),安藤慧(気象大学校)

1. はじめに

数値予報モデルや気候予測モデルでは、計算効率の観 点から、太陽放射の計算に2流近似がよく使われる.ま た、雲の取り扱いの容易さや計算の簡単化のため、平行 平面大気の近似や Independent Column Approximation (ICA) もあわせて用いられる.しかし、これらの近似で は、様々な方向へ進む放射を適切に表現することが難し い.今回、計算コストの低い2流近似を基本にして、太 陽放射の場を2次元的に表現する計算を試みた.

2. 計算の方法と結果

(a) 直達光

直達光は放射の進む方向が一定であるため、その計算 は比較的容易であるが、それでも正確な計算はコストが 高い.そこで直達光の計算は Wissmeier et al.(2013)の Tilted ICA (TICA)を採用した.これは直達光の光路に 沿った光学的な厚さを近似的に求める方法である.

図1に2次元的に計算された直達光フラックスを示す. 直達光が左上(天頂角45度)から領域中央にある雲に入 射する場合の,下向きフラックスが描かれている.雲の 下流,光線の方向へ影が伸びる様子が再現できている.

(b) 散乱光

散乱光の計算には 2 流近似を用いる. 2 流近似による 一般的な計算では,まず鉛直方向に離散化された"大気 の層"の反射率と透過率を求め,層間の多重反射を考慮 して上向きと下向きのフラックスを得る. いま大気の第 k層の反射率,透過率をそれぞれ R_k , T_k とし, この層の 上端 (k-1/2) と下端 (k+1/2) での上向き (+),下向 き (-)の散乱光フラックスをそれぞれ $F^+_{k\pm 1/2}$, $F^-_{k\pm 1/2}$ と表すと,

$$F_{k-1/2}^+ = T_k F_{k+1/2}^+ + R_k F_{k-1/2}^- + S_k^+$$

$$F_{k+1/2}^- = T_k F_{k-1/2}^- + R_k F_{k+1/2}^+ + S_k^-$$

が成り立つ.ここで S_k^+ , S_k^- は、第k層で直達光から生じるそれぞれ上向き、下向きの散乱光フラックスである.

(c) 散乱光の2次元効果

2流近似では、上記の連立方程式を解いて各高度の上 向きと下向きの散乱光フラックスを得る。一方、放射の 場を2次元的に表現するためには、計算格子の側面を通 過する放射の効果(2次元効果)を別途評価する必要が ある.ここではこれを層間の多重反射の計算過程に組み 入れることを試みた.すなわち、第 k 層にある格子の側 面を上から下に横切る放射の効果を、層上端の下向きフ

を水平に輸送させることにより表現する(側面を下から 上に横切る放射についても同様に考える).

図2に2次元的に計算された下向きの全正味フラックス (直達光+散乱光)を示す. 雲によって散乱された光が, 拡散しながら大気中を伝達する様子が表現されている.

3. 課題

2流近似を用いた計算では、側面の効果(2次元効果) を非等方的な放射場で正確に見積もることは困難である. これをどのようにパラメータ化するかが散乱光の2次元 計算の精度を左右する.モンテカルロ計算など,より正 確なシミュレーションとの比較や検証が必要になる.



図 2: 下向きの全正味フラックス (Wm⁻²)

北太平洋における下層雲と海面水温前線の季節変化と共変動性

*高橋 直也,早坂 忠裕(東北大院理)

1 はじめに

夏季北太平洋中高緯度に出現する下層雲は卓越した負 の放射強制力をもたらし、全球エネルギー収支を決定す るだけでなく、海洋混合層の熱収支を通して海洋内部へ も重大な影響を与える.一方で,北緯 40 度付近に存在す る急な海面水温緯度勾配で特徴付けられる海面水温前線 (SSTF)は、ストームトラックの維持など海洋から能動 的に大気へ影響を及ぼすことも観測・理論的研究から明 らかとなった (Nakamura et al. 2008). しかしながら, 雲の生成・消滅などの微物理過程や海面熱フラックスを を決定する放射過程を通した大気海洋相互作用の理解は 未だ不十分である.特に,海洋の表層循環が作り出す海 面水温前線と海面熱収支に多大な影響を及ぼしうる下層 雲の出現領域との関係は自明ではなく,衛星観測データ を用いた詳細な解析を施す必要がある.本研究では、(1) 海面水温前線の強度および位置の季節変化と(2)それに 伴う下層雲量および下層雲頻出領域の境界南端 (LCCB) の共変動性を解明することを目的とした.

2 解析手法

雲プロダクトとして、A-train に所属する Aqua およ び Terra 衛星搭載の MODIS から得られた月平均データ (MYD08_M3, Collection 6: Platnick et al. 2003) を用 いた. 海面水温プロダクトとして, OISST 月平均データ (AVHRR-only product: Reynolds et al. 2007)を用い た.水平解像度はそれぞれ 1.0 度, 0.25 度であり, 解析 期間は 2003 年から 2016 年である。解析領域は北緯 30 度から北緯 50 度および東経 160 度から西経 160 度とし た.本研究では下層雲を 680hPa 以下の雲頂高度を持つ 雲と定義し, 雲量を Random overlap 法で求める. 海面 水温前線の位置 (P_{SSTF}) および強度 (S_{SSTF}) の指標と して海面水温緯度勾配の最小値を用いた. さらに下層雲 境界南端も海面水温前線と同様に下層雲量緯度勾配の最 大値を指標とし用いて強度 (S_{LCCB}) と位置 (P_{LCCB}) を 定義することで、海面水温前線との共変動性を明らかに する.

3 結果と考察

まず,各月の気候値データを用いて,海面水温前線の 位置の季節変化を明らかにした.図1にS_{SSTF}とP_{SSTF} の経度-季節断面図を示す.S_{SSTF}とP_{SSTF}の季節変 化は日付変更線を境に東西で大きく異なる.西部では S_{SSTF}が夏季(冬季)で弱く(強く)なるような季節変 化傾向であるが,東部では逆の変化傾向をとる.P_{SSTF} の季節変化の振幅は西部で小さく,東部で大きい.さら に東部では夏季に極方向へ移動することがわかった.

次に,2003 年から 2016 年まで 16 年間のデータを用い て、P_{SSTF} と P_{LCCB} の相関係数を計算することで共変 動性を調査した (表 1).海面水温前線の季節変化が解析 領域の東西で異なるため,解析領域を日付変更線を境に 西部と東部に分割し、P_{SSTF} と P_{LCCB} の経年変動を求 めた.結果は東西で大きく異なり、東部の方がより相関 係数が高いことがわかった.また季節別に解析を行なっ た結果,夏季 (JJA)で相関係数が最大 (r=0.62, p<0.01) となり、海面水温前線位置と下層雲出現領域の間に統計 的に有意な正の相関が確認された.一方、西部では相関 係数は低く、海面水温前線と下層雲境界南端の位置の共 変動性は確認されなかった.以上の結果より、東西での 下層雲量と海面水温前線の関係が異なることが示唆され た.当日は下層雲形成に関わる温度・水蒸気移流などの 気象場の変動についても議論を行う予定である.



図1 北太平洋(東経160度から東経160度)におけ る海面水温前線の強度(S_{SSTF}:左)と位置(P_{SSTF}: 右)の季節変化.

表1 北太平洋西部(West)および東部(East)にお ける2003-2016 年各季節の P_{SSTF} と P_{LCCB} の相関 係数.*印は統計的有意性を表す(*:95%, **:99%).

	DJF	MAM	JJA	SON	All
West	0.04	0.15	0.25	0.27	0.19^{*}
East	0.35^{*}	0.26	0.62^{**}	0.51^{**}	0.46^{**}

4 参考文献

- 1. Nakamura et al. 2008, GRL, **35**, L15709.
- 2. Platnick et al. 2003, IEEE, 41, 459-473.
- 3. Reynolds et al. 2007, JC, 20, 5473-5496.

気候変動の検出と要因分析に関するモデル相互比較計画 (DAMIP/CMIP6)

塩竈秀夫 国立環境研究所

発表者を含む International Detection and Attribution Group は、「気候変動の検出と要因 分析に関するモデル相互比較計画」 (Detection and Attribution Model Intercomparison Project, DAMIP)を提唱し、 CMIP6 のサブプロジェクトとして採択された。 本ポスターでは、DAMIP の目的、デザイン、期 待される成果などを紹介し、モデル機関の参加 と、データユーザの解析を呼びかける。より詳 しい説明は Gillett et al. (2016)を参照され たい。

DAMIP の主目的は、産業革命以降の観測された 全球または領域スケールの気候変動の要因を 分析し、人間活動による温室効果ガスや大気汚 染物資の排出、自然の火山、太陽、内部変動な どの寄与を明らかにすることである。また、気 候場の変化だけでなく、過去の気候変動影響の 要因分析に貢献することも重要な目的の一つ である。過去の気候変動を理解するだけでなく、 歴史実験の結果と将来予測との間の関係を明 らかにすることで、将来予測の不確実性を低減 することも目指している。

多くの「気候変動の検出と要因分析研究 (Detection and attribution, D&A)」において は、まずなにより産業革命前条件コントロール 実験と、人為起源および自然起源外部因子を考 慮した歴史実験が必要になる。これらの実験は、 CMIP6 では、Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima (DECK) および CMIP6 historical simulation に含まれ、CMIP6 に参加するモデルのエントリーカードという 扱いになっている。これらの実験に加えて、 我々は様々な「過去および将来の外部因子切り 分け実験」を提案した(図1)。Tier1のうち、 温室効果ガス歴史実験(hist-GHG)と自然因子 歴史実験(hist-nat)は、前 CMIP5 にも含まれ、 IPCC 第5次報告書が「人間活動が20世紀半ば 以降に観測された温暖化の主な要因であった 可能性が極めて高い」と結論づける根拠を提供 した。DAMIP/CMIP6 は、CMIP5 実験からだけで は十分に調べられなかった様々な外部因子の 影響を調べる実験を含み、次期 IPCC 報告書 (IPCC AR6, 2020-2022 年に出版) において、 これまで以上に重要な役割を果たすことが期 待されている。

Reference

Gillett, N. P., H. Shiogama, B. Funke, G. Hegerl, R. Knutti, K. Matthes, B. D. Santer, D. Stone, and C. Tebaldi. 2016. The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6. Geoscientific Model Development, 9, 3685–3697, 10.5194/gmd-9-3685-2016.



図1 DAMIP が提唱した実験の模式図。

大会第1日 午後

中高緯度の温暖化が熱帯の降雨分布に与える影響2

*吉森正和(北大地球環境,北大国際連携研究教育局,北大北極域研究センター), 阿部彩子(東大大気海洋研,海洋研究開発機構,国立極地研究所), 建部洋晶(海洋研究開発機構),野沢徹(岡山大学),岡顕(東大大気海洋研)

1. はじめに

近年の北極域の温暖化は南極域に比べて大きいこと が知られている.21世紀末の予測でもこの南北非対称 性は見られ,エネルギーの過不足を解消するために, 大気の南北熱輸送変化を引き起こし,熱帯付近の降雨 分布に影響を与えることが指摘されている.2016年度 の秋季大会では,海洋力学過程の含まれていない気候 モデルを用いて,そのメカニズムを議論した.その結 果は,概ね先行研究[1,2]を支持するものであった[3]. しかし,最近の研究では,中高緯度からの熱帯降雨分 布への遠隔影響を決める際に,海洋力学フィードバッ クの果たす役割が大きいことが指摘されており,海洋 熱輸送という点から議論されている[4,5].本研究では, 力学的な視点を中心にそのメカニズムを調べる.

2. 目的

地球温暖化における熱帯降雨分布変化の要因が多数 考えられる中で、中高緯度の大きな温暖化が熱帯の降 雨分布にどの程度影響を与えるのかを、海洋力学フィ ードバック過程を考慮した上で明らかにする.

3. 数値モデルと実験設定

大気海洋結合大循環モデル MIROC4m を中心に用い る.まず, MIROC4m を用いて, 20 世紀再現実験と将 来予測(RCP4.5)実験を行う.次に,産業革命前の気候状 態から,放射強制力を変えずに一定にしたまま,中高 緯度のみ海水温と塩分を20世紀再現実験と将来予測実 験のものに緩和する.これによって,中高緯度の温暖 化が熱帯の気候変動に及ぼす影響を取り出す.また, 大気大循環-海洋混合層モデルを用いて同様の実験を 行い,海洋力学フィードバック効果のある場合とない 場合を比較する.これらの実験結果の解釈には,中高 緯度の温暖化の影響が海洋内を経由して低緯度に伝わ らないように設定した実験や熱帯の海面水温を固定し た大気モデル実験などを補足的に用いる.さらに,海 洋大循環モデルを用いて風応力偏差に対する応答を検 証する.

4. 結果

海洋力学フィードバックを考慮した気候モデル実験 では、南北両半球において、40度より高緯度側の温暖 化によって、10月から1月にかけて熱帯の降雨分布が 北にシフトすることが見られた.一方、60度より高緯 度側の温暖化だけでは、熱帯の降雨分布にほとんど影 響が見られなかった.解析の結果、前者に見られた北 へのシフトは、大気中の水蒸気量の変化ではなく、主 に大気循環の変化の寄与として説明される.しかし、 このシフトは、海洋力学フィードバックを考慮しない 気候モデル実験に比べると、緯度にして半分程度と小 さい.したがって、海洋力学フィードバックが南北温 暖化の非対称性による熱帯降雨分布への影響を緩和す る働きをしていることがわかった.

本研究では、大気子午面流線関数の変化をさまざま な寄与に分離し、背後にあるメカニズムを調べた.そ の結果、北半球の中高緯度の温暖化は、中緯度の渦に よる運動量と熱の大気輸送を減少させ、低緯度のハド レー循環の変化と釣り合うことが示された.さらに、 このハドレー循環の変化による風応力偏差が赤道湧昇 を弱め、赤道付近の海面水温を上昇させる.この海面 水温偏差は、南北両側にそれぞれ大気の直接循環偏差 を生じ、南側では水蒸気を北に運ぶ方向に、北側では 水蒸気を南に運ぶ方向に働く.そのため、赤道の北側 で熱帯降雨帯が北へシフトするのを緩和する.

以上の結果は、論文[6]に公表された.

参考文献

[1] Yoshimori, M. and A.J. Broccoli (2008), J. Climate, 21, 4399-4423. [2] Yoshimori, M. and A.J. Broccoli (2009) Geophys. Res. Lett., 48, L20703. [3] 吉森ほか³ (2016) 日 本気象学会秋季大会予稿集. [4] Tomas, R. A., C. Deser, and L. T. Sun (2016) J. Climate, 29, 6841-6859. [5] Green, B., and J. Marshall (2017) J. Climate, 30, 4395-4411. [6] Yoshimori et al. (2017) J. Climate, (Early Online Release) doi:10.1175/JCLI-D-17-0402.1, in press.

2°C 及び 1.5°C 昇温した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 などの気候予測データを用い て幾つかの河川流域 (Hasegawa et al, 2015; 日本気象学 会 2015 秋 P197), 日本 (日本気象学会 2017 秋 D163), ア ジア (日本気象学会 2016 春 A303; Hasegawa et al, 2016; Iwami et al, 2017) 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.本研究ではパリ協定で提示された産業革命以 降 2°C 及び 1.5°C 昇温した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

HAPPI (Half a degree Additional warming, Prognosis and Projected Impacts) データから, 過去実験 (2006-2015) 及び 2°C・1.5°C 将来実験のアンサンブル数が各 100 本以 上の CAM4, NorESM1_Happi, CanAM4, ECHAM6.3LR, MIROC5 の 5 つの GCM の月平均降水量を用いた. 各 GCM で過去実験アンサンブルを参照データ, 2°C 及び 1.5°C の将来実験をそれぞれ対象データとしてピアソン III 型分布を用いて比較 SPI を計算した.

3 結果と考察

2°C 昇温実験では、南欧やアフリカ南部、南米北部で 中央値が負にシフトし (図 1a)、極端な渇水が数ポイント 増加するとみられる (図 1d).アフリカ北部や豪州,北米 南部等では GCM による不確実性が大きい.

1.5°C 昇温実験 (図 lb, e) では,南米北部で有意な乾燥化がみられるが 2°C 昇温実験と比較して若干弱く,南欧やアフリカ南部では不明瞭になる.一方,豪州や赤道アジアでは GCM 間の乾燥化予測は一致する.

2°C 及び 1.5°C 将来実験の差 (図 lc, f) をみると,上 記の乾燥化地域でも一様に乾燥化するとは言えない.大 陸から海洋上に目を移すと,赤道周辺で湿潤化し,中緯 度に向けて乾燥化が有意に進む.乾燥化が進む海域の島 嶼部では渇水の深刻化が懸念される.

既に産業革命から約 1°C 昇温した 2006-2015 年の過 去実験を基準とするため,総じて温暖化シグナルは非常 に小さいと考えられる.過去実験が古くからある d4PDF と関連する 2°C 昇温実験でも同様の解析を行いたい.

本研究は, Environmental Research Letters 誌の特集 "BRACE1.5: Climate Change Impacts of 1.5°C and 2°C Global Warming"に投稿中.

■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」の支援により実施された. HAPPI データの作成・提供に感謝します.



図 1: 過去実験 (2006-2015) を基準とした 2°C 及び 1.5°C 昇温将来実験の 12 ヶ月規模の比較 SPI の中央値の変化 (a-c) と極端な渇水 (cSPI≤ -2) の発生確率の変化 (d-f) の GCM 平均. 左列は 2°C-過去実験,中列は 1.5°C-過去実験, 右列は 2°C-1.5°C 実験の差.上記の差を GCM 間で t 検定し 5% 水準で有意に 0 となる地域を斜線で示した.

20世紀に観測された日本周辺海域の強い昇温トレンド

戸田 賢希·渡部 雅浩(東大大気海洋研究所)

1. はじめに

人為起源の温室効果ガス(GHGs)による地球 温暖化によって、全球の海面水温(SST)は上昇 しているが、特に日本周辺の海域(図1太線枠 内) では全球平均を上回る強い昇温が見られる (図 1)。SST 変化は、地域的な降水の変化の主 要因であることが指摘されており(Chadwick et al. 2014)、日本周辺の強い SST 昇温によって、 2012年の九州の集中豪雨のような極端現象のリ スクが高まっていることが指摘されている (Manda et al. 2014)。従って、日本周辺の強い SST 昇温がどのように生じているのかを明らか にすることは、日本における温暖化リスク評価 にとっても重要な課題である。本研究では、大気 海洋結合モデル(CGCM)を用いたアンサンブル 数値実験で、日本周辺の SST 長期変化の要因を 探る。

2. 数値実験と観測データセット

東大/JAMSTEC/環境研で共同開発された MIROC5.2 (T85L40, Watanabe et al. 2010)を 用いる。CMIP5 の historical run に準拠した 1931~2010 年の 10 メンバのアンサンブル実験 (HIST) を行った。比較すべき観測データとし て、COBE SST および GISSTEMP の地表気温 (SAT)を用いた。

3. 結果

観測データと Historical run の 1931~2010
 年の結果について日本周辺域(図1枠線)の
 SST 偏差に対する各地点の SAT 偏差の回帰係
 数を、観測データと HIST で比較した(観測の)

結果のみ図2に示す)。日本周辺のSST昇温時 に、ユーラシア大陸上の気温も有意に上昇して いることが、観測とモデル双方で示された。季 節毎の解析から、SSTの変化は大陸からの季節 風が卓越する冬に最も大きいことが分かった。 また、観測される日本周辺域のSST時系列に 見られる十年規模の変動は、HISTで概ね再現 されていた。これらの結果は、日本周辺のSST 長期変化が大陸の温暖化による影響を受けてお り、かつ放射強制に対する応答として説明でき る可能性を示唆する。以上の結果を踏まえ、陸 地の温暖化が日本周辺のSSTに与える影響に ついて、HISTの実験設定を修正した対照実験 を行った結果を用いて議論する。



 <u>-66 -64 -62 6 62 04 66 08 i 12 14 16 15</u>
 図 1 1931~2010年の観測された SST のトレンド (K/100年)。太線内は本研究における日本周辺海域。



 - 08-07-08-05-04-03-04-01 0 c1 02 03 04 05 08 07 08 08 + 11 12
 図 2 1931~2010年の日本周辺の SST 時系列に対する
 全球各地点の SAT 偏差の回帰分布 (SST 偏差の 1 σ あ
 たりの SAT 偏差、単位は K)

日本周辺における初夏の降水特性の将来変化: CMIP5 モデル大規模場による推定

*横山千恵・高薮縁(東京大学 AORI)・荒川理(JAMSTEC)・尾瀬智昭(気象研究所)

1. はじめに

初夏(5-7月)の日本付近では、豪雨からシトシ トとした弱い雨まで、降水特性は多様である。雨の 降り方は我々の生活に大きく影響するため、将来の 気候変化に伴って降水特性がいかに変化するのかは 重大な問題である。しかし、現在の気候モデルでは、 大規模環境場の予測はある程度可能であるものの、 詳細な降水特性の予測は難しい。

一方、Yokoyama et al. (2017; YTH17)は、熱帯降 雨観測(TRMM)衛星データを解析し、梅雨期におい て3タイプ(組織化・面積小・温帯低気圧)の Rain Event(RE;ひとつながりの雨域)を同定した。さら に、対流圏下層の対流不安定度および日本付近の亜 熱帯ジェットの強さの観点から、各タイプの雨と大 規模環境場とを結びつけた。

この知見をもとに、本研究では、衛星観測データ と気候モデル予測データとを組み合わせ、大規模場 を指標として初夏の日本付近の詳細な降水特性変化 を推定する。まず、全球降水観測(GPM)衛星が観測 した降水特性を大規模環境場と定量的に関係付ける。 次に、その関係を用いて、第5次結合モデル相互比 較計画(CMIP5)気候モデルが予測する大規模環境場 の変化から降水特性変化を推定する。

2. データと解析方法

まず、上述の3タイプのREの降水について、大規 模場を指標とした参照テーブルを作成する。指標に は、YTH17で得られた知見に基づき、大気大循環を 表す500 hPa の鉛直流(ω 500)と、SST とを用いる。 SST は下層対流不安定度と関係している。使用した データは、2014-2017年5-7月のGPM Ku 帯降水レー ダ (2AKu ver. 05A)観測データから作成した RE デ ータ、気象庁55年長期再解析(JRA55)データの日 平均値および NOAA Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (0I SST v2)データである。 YTH17に倣って、各 RE を面積および層状雨量比によ り3タイプに分類する。そして、各タイプの RE が観 測された地点の ω 500 および SST を調べ、この2変 数を軸としたタイプ毎の平均降水量分布を作成する。

次に、この参照テーブルを用い、CMIP5 モデルの 大規模場の daily データから、1980-2005 年(現在 気候; Historical 実験) および 2075-2100 年(将来 気候; RCP8.5 実験) の 5-7 月の各日における各タイ プREの降水分布を再構築し、将来変化を調べる。な お、指標となる変数が現在気候および将来気候にお いてほぼ揃っている24 個の CMIP5 モデルを使用する。

3. 結果と考察

参照テーブルは、タイプ毎に異なる特徴を示した

(図略)。いずれのタイプも上昇域において降水が多 い点は共通しているが、面積小タイプの降水は比較 的弱い下降域でも見られる。面積小タイプは高 SST 域で多い傾向があるのに対し、組織化タイプは比較 的低い SST 域でも存在し、上昇流の影響をより強く 受けている。温帯低気圧タイプはより低い SST 域で 見られる。

次に、24 個の CMIP5 モデル大規模場データから再 構築された降水の将来変化を調べた。面積小タイプ は現在と同様の分布で全体が底上げされ、温帯低気 圧タイプは日本付近で全般に減少するなど、変化の 様子はタイプ毎に大きく異なる(図略)。図1に、ア ンサンブル平均した組織化タイプ降水の現在気候値 と将来変化を示す。組織化タイプの降水は、日本付 近では全般に増加傾向である。特に、東北地方や関 東地方、日本海側では、現在は組織化タイプの降水 が比較的少ないが、将来は顕著な増加が予測されて いる。RE の最大降水強度を調べると、組織化タイプ は他の2タイプに比べて非常に強い雨を含んでいる (図2)。それゆえ、将来、組織化タイプが増加する 地域では、強雨が増加する可能性があり注意が必要 である。



図 1. CMIP5 モデルのω500・SST から再構築された組織 化タイプの降水量[mm/h*pix]のアンサンブル平均。等値 線:現在気候、色:将来変化。黒丸の地点は 22 モデル で変化の符号が一致。



謝辞:本研究は、JSPS科研費15H02132、(独)環境再生保 全機構の環境研究総合推進費(2-1503)、JAXA PMM 8th RA の支援により実施された。
十年規模気候内部変動に伴う全球平均気温の変動メカニズム

*関根祐大、渡部雅浩(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

1990年代終わりから続いた地球温暖化の「停滞」現象 (ハイエイタス)を契機として、全球平均気温(global mean temperature, GMT)変動に対する十年規模気候内部変動 の重要性に関心が高まっている。大循環モデル(general circulation model, GCM)の多くは、観測に似た十年規模気 候内部変動のパターンを再現するが、放射境界条件を産業 革命以前に固定した基準実験(CTL実験)における GMT 変動特性には大きなばらつきが存在する。そこで本研究で は、MIROC5.2 GCM の CTL実験を用いて、十年規模気 候内部変動が GMT 変動へ及ぼす影響を、太平洋数十年振 動(Interdecadal Pacific Oscillation, IPO)や北大西洋数十 年振動(Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)といっ た主要な十年規模変動の各々について調べた。さらに、全 球エネルギー収支式を用いた考察から、放射強制が一定で あっても生じる GMT 変動の一般的な理解を目指した。

2. モデルと実験設定

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 IPCC AR5 に向けて共同開発された MIROC5 の 更新版 (MIROC5.2) を用いて、2 種類の気候シミュレー ションを行った。一つは、放射強制を 1850 年の条件で固 定した CTL 実験、もう一つは CTL と同様だが、赤道東部 太平洋の海面水温 (sea surface temperature, SST) をモ デル気候値に緩和した POGA-PAC 実験で、どちらも 300 年間の時間積分を実施し、結果を解析した。エルニーニョ・ 南方振動(ENSO)の変動を取り除くため、あらかじめ年平 均偏差に 10 年のローパス・フィルターをかけた。

3. 解析結果

CTL 実験における GMT は、約 0.06K の振幅で不規則 に変動していた。GMT 変動に伴う地表気温(surface air temperature, SAT) 偏差分布(図 1)は、熱帯域では IPO の正偏差に似ている一方で、北極域(特にバレンツ・カラ 海)で顕著な昇温を示す。緯度別に GMT 偏差への寄与を 見ても、熱帯域と北半球中高緯度域で約 40%と卓越してい る。GMT 変動への寄与率は IPO が約 60%と最も高く、次 いでバレンツ・カラ海氷変動が約 40%であったのに対し て、AMO は約 25%と最も低かった。

GMT 変動を最も説明する IPO を除去した POGA-PAC 実験における GMT 変動の振幅は、CTL の約 2/3 に低下 し、IPO 偏差に伴う熱帯域による寄与が大幅に減少したこ とで、北半球中高緯度域の寄与が相対的に強まり、GMT 変 動の約 40%が AMO で説明され、バレンツ・カラ海氷変 動による影響は、CTL と比較して大幅に弱まった。

CTL 実験では、大気上端 (top of atmosphere, TOA)の 正味放射フラックスは GMT とラグを伴う相関を示す。エ ネルギー収支的には、全球海洋蓄熱量時間変化(dH/dt)の 変動は正味放射フラックスの変動と等しく、実際に GCM の結果もそれを支持する。海洋蓄熱量を亜表層(0~320m、 H_s) と深層 (685m~海底、 H_d) に分けると、 dH_s/dt は dH/dtと同位相だが dH_d/dt は逆位相で、GMT 正偏差に約5年遅 れて深層の蓄熱量が増加していた(図2)。これは、十年規 模の気候内部変動は放射強制を通じて GMT を変えるだけ でなく、海洋熱吸収の変動を介して内部の熱の再配分を行 うことで GMT に影響を与えていることが示唆される。こ のプロセスを、先行研究で提案された2層エネルギー収支 モデルを改訂し、GCM の結果(図 2)を定性的に再現し た。2層モデル内のパラメータに対する解の依存性を調べ た結果、GMT 変動特性が GCM 間で異なる主な要因が気 候フィードバックパラメータと海洋表層深層間の熱効率 であることが示された。



図1. GMT1標準偏差に対する SAT の同時回帰分布。 ハッチは信頼区間 95%で有意な領域を表す。



図 2. GMT に対する *dH/dt* のラグ相関。薄い黒破線は GMT の自己ラグ相関を表す。

100 アンサンブルメンバーによる季節予測実験

○土井 威志*・Swadhin Behera*・山形 俊男* (*JAMSTEC/APL)

キーワード:季節予測,予測アンサンブルの多数化,極端現象の確率予測

たのは世界初である。

1.はじめに

JAMSTEC アプリケーションラボ (前身は 地球フロンテイア研究システム気候変動予測 領域)では、数ヶ月から数年スケールで発生す る気候変動現象の解明ならびにその予測研究 のため、SINTEX-F 大気海洋結合大循環モデル を基盤としたダイナミカルな季節予測システ ムを、日欧研究協力に基づき地球シミュレータ を用いて開発および改良してきた。最近では、 気候モデルを高度化(海氷モデルの導入、高解 像度化、物理スキームの改善等)した第二版と なる SINTEX-F2(Masson et al. 2012; Sasaki et al. 2013)をベースにして、新しい季節予測 システムのプロトタイプを開発し、亜熱帯域の 予測精度の向上に成功した(Doi et al. 2016)。 また、その初期値作成スキームに、3次元の水 温/塩分の海洋観測データ (ARGO、係留ブイ、 船舶観測などを 3 次元変分法(3DVAR)で同化 するプロセスを新たに加え、主に、熱帯インド 洋亜表層の初期値化とインド洋ダイポールモ ード現象の予測の精度向上に成功した(Doi et al. 2017).

このように、ダイナミカルな季節予測シス テムの精度を向上させるには、その基盤となる 大気-海洋-陸面-海氷結合モデル及び、その初期 値作成プロセスの高度化が重要である。それら に加えて、新たなアプローチとして考えられる のが、予測アンサンブルメンバーの多数化であ る。例えば、多数の予測アンサンブルメンバー を平均することで、初期値の不確実性に起因す るランダムな予測エラーを大幅に減らすこと ができるため、signal-to-noise 比が比較的小さ い中緯度の予測には、アンサンブルメンバーを 増やすことが有効だと期待される。また、アン サンブルの多数化によって確率密度をより精 緻に捉えることができ、そのテイル部分にあた る極端ゆえに発生確率が稀なイベントの確率 予測が向上することが期待される(例えば10年 に1度の極端な現象の発生確率を10程度のア ンサンブルでは表現するのは難しいであろう)

このように予測アンサンブルメンバーの多数化のメリットは示唆されているもの、主に計算コストの高さから、従来の SINTEX-F 季節予測システムや、世界の現業予報機関の季節予測 システムは 10-20 程度のアンサンブルメンバーで構成されていることがほとんどである。

そこで、本研究では約100アンサンブルメンバ ーで1983-2015年の過去再予測実験を実施し、 その効果を practical に調べた。著者らの知る 限り、単体の気候モデルでこのような大規模ア ンサンブルで季節の過去再予測実験を実施し

2. 予測アンサンブルメンバーの多数化

基本となるのは、SINTEX-F2 季節予測シス テムで、初期化に海洋 3DVAR を導入した 12 アンサンブルメンバーである(F2-3DVAR; (Doi et al. 2017))。この 12 アンサンブルメン バーで準リアルタイムの季節予測実験をオペ レーショナルに実行している。同化する海表面 水温の観測データが2 種(水平解像度0.25度の daily データと水平解像度 1 度の weekly デー タ)、同化の強さ3種(1-,2-,3-日緩和)、海洋モ デルの鉛直混合スキームの補正(Sasaki et al. 2012)の有無で 2 種の計 12 種で構成されてい る。従って初期値アンサンブルと物理アンサン ブル両方の側面を持っていると言える。 1983-2015年の各 6/1 を予測開始日とした 12 メンバーを基本とし、Lagged Average Forecasting (LAF) 法(Hoffman and Kalnay 1983)で予測開始日を 2~9 日までずらし、108 アンサンブルメンバーを作成した。最大8ヶ月 先まで予測実験を実施し、基本の 12 アンサン ブルメンバーの予測と比較した。

3. 結果

7-8 月平均の地上 2m 気温偏差の全球分布を 6 月初旬から予測した場合の予測精度について も調べた。アンサンブル平均値の決定論的予測 スキルや、発生頻度が 30%以下のイベントに 対する確率論的予測スキルは、108 アンサンブ ルにしても有意な差は見られなかった。しかし、 発生頻度が 10%以下の極端な正イベントに対 する確率論的予測スキルは中緯度域を中心に 有意に向上した(図 1)。



図 1: 7-8 月平均の地上 2m 気温偏差を 6 月初 旬から予測した場合の、10% tecilies の正イ ベントの ROC スコアスキルについて 108 ア ンサンブルの結果と 12 アンサンブルの結果 の差。解析期間は 1983-2015 年。

d4pdf を用いた冬季北半球の寒波発生頻度と 東アジア冬季モンスーンの変動幅の長期傾向についての研究

* 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、そして特に2017年においては北極起源の寒気の中緯 度への侵入がたびたび発生している。アジア側においては、 こうした寒波はユーラシア大陸の北極海沿岸におけるシベリ ア高気圧の強調や、バレンツ・カラ海の海氷の増減との関連 などが指摘される一方で、そうした北極・中緯度の相互作用 は内部変動として偶然発生しているとする見方も存在し、デー タの短さもあって議論が定まっているとはいえない。

本研究では、このデータの有限性を気象庁 d4pdf(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)デー タセットを用いることによって北半球全体、および東アジア における寒波の発生頻度を算出し、温暖化時における頻度と 比較するとともに、北極・中緯度相互作用のロバストネスを 検証することを目的とした。

<u>2. データおよび結果</u>

用いたデータは、d4pdfの月平均データセットのうち、地 表面気温、海面更正気圧、風向・風速、海氷分布などであ る。d4pdf データセットは再現実験(HPB)と非温暖化実験 (HPB-NAT)をそれぞれ100メンバー、および4K温暖化 実験(HFB-4K)6種類それぞれ15メンバーを用いている。 DJF 平均し、計算期間内のモデルアンサンブル平均によると、 冬季の気温は現実的に再現されており、HPBとHPB-NATと のあいだには与えられた海氷とSSTの分布に起因するユーラ シア大陸沿岸と北極海、フラム海峡を中心とした気温の差が みえる(図1)。



図1:d4pdf 各実験における期間内の DJF 平年値のモデルアンサンブル 平均と、HPB・HPB-NAT 間の差。



図2:日本を含む東アジア領域における地表面気温の領域平均値の全アン サンブル、全期間中の頻度分布。HPB-4Kのサンプルサイズは他の実験 に対して少ないことに留意。



図3:計算で与えられたバレンツ海海氷の変動に対する地表面気温の回帰 係数の全メンバー間のアンサンブル平均。

海面更正気圧に対する同様の解析はモデル内の ENSO に対し て強い相関をもつ北太平洋上の気圧変動とともに、大西洋か ら北極海に至る低気圧活動の変動を再現していた。

日本を含む東アジア領域における領域平均した気温の頻度 分布によれば、HPB は最頻値を 4.3°C とした分布をしている のに対して HPB-NAT は 3.6°C を最頻値としたより低温の分 布をしている (図2)。

d4pdf は摂動を加えた SST と海氷分布に対する AGCM 実 験によるデータセットであるが、モデル内で海氷の年々変動 に対する中緯度の寒冷化応答が存在するかを 100 メンバそれ ぞれに対して検証したところ、北極・中緯度の関連性がみえ るメンバと、それが明瞭でないメンバに分かれた。全メンバ におけるアンサンブルをとると、明瞭な海氷対気温の応答関 係は見られないことがわかった (図3)。

本発表ではさらに各メンバーの分類に立ち入り、北極・中 緯度相互作用が存在するケースとそうでないケースの比較を 行い、さらに考察を行う。

北半球夏季季節内振動と大気大循環変動との関係

原田やよい*(気象研究所)

1. はじめに

北半球夏季季節内振動(BSIS0)は、インド洋 から西部太平洋にかけての広範囲にわたる対流 活動活発域が30~90日の周期で北進する現象で ある.本研究では、BSIS0明瞭時に見られる対流 圏から成層圏にかけての大気大循環場の特徴に ついて明らかにすることを目的として統計解析 を行う.特に対流圏の偏西風や成層圏の極夜ジェ ットの変動、またこれに関連して対流圏のハドレ 一循環、成層圏ブリュワードブソン循環の変動や 擾乱活動の変動やそれにともなう運動量輸送な どに着目する.またBSIS0の振幅と成層圏準2年 周期振動(QB0)との関係に着目した調査結果につ いても併せて報告する.

2. 使用データおよび手法

BSISOの振幅やphase については、Kikuchi et al. (2012)に基づいて作成・提供された BSISO 指数 を指標として用いる.同指数は NOAA 提供の OLR daily CDR のみを使用しており、特定の再解析デ ータセットに依存していない.彼らは BSISO の 8 つの phase に分けて定義しており、phase2 (phase6)において赤道域で対流活動が最も活発 (対流活動が最も不活発)となり、phase3~5 (phase7~1)において対流活動活発域(対流活 動不活発域)の北進が明瞭となっている.

大気循環場のデータとして気象庁 55 年長期 再解析 (JRA-55) を使用し,調査対象期間は 1979 ~2012 年とする. JRA-55 のモデル面解析 6 時間 値およびモデル面物理量平均 6 時間値に対して質 量重み付き等温位面上帯状平均 (Mass-weighted Isentropic zonal Mean, MIM) 法 (Iwasaki, 1989; Tanaka et al., 2004) を適用して帯状平均場を 作成する. MIM 法の大きな特徴として, ラグラン ジュ循環 (成層圏のブリュワードブソン循環や対 流圏中高緯度の直接循環)を適切に表現できるこ と,準地衡風近似を仮定する必要がないこと,対 流圏下層でも角運動量収支の定量的取り扱いが 可能であることなどが挙げられる.

更に MIM 法を用いて作成された帯状平均6時間 値に対してランチョスフィルター (Duchon, 1979) を適用した.まず BSISO 指数の変動と同じ周期帯 (20~90 日)のものとそれよりもゆっくりと変動 する周期帯 (90 日以上)を抽出した.このように して得られた帯状平均場を BSISO の位相別に合成 図解析を行った.本稿では BSISO の規格化した振 幅が顕著な (2.0 σ 以上, σ は標準偏差)場合の 結果について報告する.

3. 結果

BSISOの振幅が顕著な事例について同周期帯の 大気大循環場の変動に着目して合成図解析を行 ったところ、対流活動活発域の北進後には両半球 の熱帯域から30°帯にかけて、西風強化偏差の極 向きへの拡大が南北両半球に対称的に見られた (図1).この状況を角運動量収支で確認したところ,北半球側ではコリオリ強制による東西風加速, 南半球側では水平移流とEP flux発散による東西 風加速が支配的であり,偏差構造をもたらす力学 的なプロセスは異なることが分かった.

次にBSISOが影響を受けると考えられるQBOや ENSO, IOBWなどとの関係について調べた.その結 果,QBOに関連するものとしては、20hPa東西風 (QBO-U20)が強い東風を示す時にBSISOの振幅が 大きくなる傾向が明瞭であることが明らかとな り,ENSOニュートラル時にこの傾向が更に強まる ことが分かった(図2).



図1 BSISO phase5 (振幅2 σ 以上)から7日後にお ける東西風偏差 (m s⁻¹)の緯度-高度断面合成図. 図中の赤(青)線は,西(東)風偏差をそれぞれ 表す.また東西風偏差図中の濃い桃色(水色)陰 影は信頼度95%,薄い桃色(水色)陰影は信頼度 90%で統計的に有意なことを示す.東西風には25 ~90日のバンドパスフィルターを施している.



図2 QBO-U20の位相別にみたBSISOの振幅の規格 化した出現頻度分布図. 図中の水色棒グラフは QBO-U20西風位相時の, 黄色棒グラフはQBO-U20 弱東風位相時の,赤色棒はQBO-U20強東風位相時 の出現頻度分布をそれぞれ表す.

太陽活動の北大西洋振動への影響について

黒田友二(気象研究所)

1、はじめに

太陽黒点数の約 11 年の周期の増減に伴う太陽 活動の変動は、放射強度や陽子流入量の変化等を 介して、地上に気候変化を作り出していると考え られている。但し、太陽活動に伴う気候変動は地 球温暖化のようなグローバルな変動ではなく、あ る特定の地域の特定の時期の変動として顕著に表 れると考えられており、そのような地域の代表と 考えられているのが冬季の北大西洋域である。そ こで、この問題をより詳しく調べるために、観測 データやモデルデータ等の解析を行った。今回は このうち詳細なデータが利用できる最近38年分 の解析結果について発表する。

2、データと解析方法

3、結果

解析する基本データは再解析データ ERA-Interimの1979~2017年の東西平均の月平均 データである。しかし、特に上部成層圏ではデー タ同化が太陽活動に伴う放射変動や粒子変動効果 を十分に取り込んでいないため、5hPaより高高度 の領域に関しては、衛星データを同期間にわたっ て補間してつないだものを使用した。衛星データ は温度場と高度場が提供されているので、東西風 は高度場を用いて15度以北に関してバランス風を 仮定して計算した。太陽活動指数としては、年平 均した太陽からの10.7センチのラジオ波強度であ るF10.7を用いた。冬季に興味があるので、年平 均は冬季前の7月から翌年の6月まで平均したも のを用いた。冬季の季節内変動を見るために、11 月から4月までを計算した。

太陽活動に伴う気候変化を調べるために、ま ず太陽活動に対する各月のラグ0年の回帰場を調 べたところ、亜熱帯域の成層圏界面付近では温度 信号が緯度と共に急速に低下していた。この温度 の緯度変化に対応して、温度風から亜熱帯域に西 風偏差が作られ、これがさらに季節進行と共に地 表まで下方伝搬していることが分かった。これは Kodera and Kuroda (2002)による解析結果と整合 的である。この結果をより定量的にみるために Kuroda and Kodera(2004: KK04)に従って、東西風 偏差を極点温度偏差によって定義される極夜ジェ ット振動(PJ0)空間上の点と見て解析した。図左は 太陽活動に対するその回帰の結果であり、振幅と 位相の形でプロットしている。図から、PJOの振幅 はラグ-1年頃を中心とした1、2月ごろに最大と なり、また季節進行に従って反時計に回転する。 他方、北大西洋振動(NAO)指数(図右)については、 ラグ0年の2月付近で有意な最大の正の値を示す 傾向があることが分かる。KK04 によると PJ0 の位 相0のあたりに正の NAO が出現しやすいことが分 かっているが、実際に正の NAO は PJO 位相 O のあ たりに存在しておりこの結果は整合的である。ま たラグ年を通してみると、11 年周期変動に対応し て NAO は周期的変化をしている。以上から、太陽 活動の NAO への影響は上部成層圏で現れた信号が 大気固有の変動である PJO を介して下降伝搬し、 地表にNAO が誘導されて現れると考えられる。 参考論文:

Kodera and Kuroda (2002) JGR, 107, doi:10.1002/2002JD002224 Kuroda and Kodera (2004) JGR, 109, doi:10.1002/2003JD004123.



図、太陽活動に対する(左)極夜ジェット振動指数(PJO-score)の回帰の振幅(影)と位相(コンタ)、 および(右)北大西洋振動指数(NAO-score)の回帰の有意性(影)と振幅(コンタ)。PJO の振幅は PC1、PC2 で張られる PJO 空間の原点からの距離、位相は PC1 軸から反時計回りに測った角度 (度)である。濃(薄)い影は 0.3(0.15)以上の領域を示す。X 軸は、太陽活動のピーク年からのずれ年 で、正の年は太陽ピークに対して何年遅れたかを示す。他方、Y 軸は冬季中の月であり、11 月から 4 月までを表示している。

結合同化システムの短期再解析実験における降水量-SST関係 *小林ちあき (気象研究所気候研究部),藤井陽介(気象研究所海洋・地球化学研究部)

1. はじめに

大気再解析データの降水量は、同化サイクルにおけ る予報積算降水量であり直接の解析結果ではないが、 同化システムの性能を総合的に示す要素である。特に 降水量と海面水温 (SST) との関係は、再解析における 大気海洋相互作用の再現性の指標としてこれまで用い られてきた(例えば、Saha et al., 2010)。

本研究では、気象研究所で開発中の大気海洋結合デ ータ同化システム(藤井ら、2017)を用いた短期再解 析実験を用い、季節内変動スケールの降水量とSSTの ラグ相関関係に着目し、JRA-55や、非結合同化実験と 比較することで評価を行った。

2. データと方法

結合同化実験(CDA)は藤井ら(2017)が示した結合同 化システムで行った短期再解析実験である。比較のた め、結合同化システムの結合モデルでの積分時にモデ ル計算の SST の代わりに観測 SST(COBESST, Ishii et al, 2005)を用いた非結合同化実験(UCPL)も行った。両者と も 2013 年 11 月から 2015 年 10 月までの期間の再解析 を行った。これらの実験の降水量とSSTは6時間値か ら日別値を作成して使用した。比較のためJRA-55の降 水量も6時間値から日別値を作成して検証した。なお、 JRA-55 はデータ同化の際に下部境界条件として COBESST を用いている。また、検証のための観測の降 水量と SST として、GPCPv1.2(Huffman et al, 2001)と COBESST の日別値を用いた。季節内変動の時間スケー ルを評価対象とするので、先行研究の Saha et al. (2010) に従い、降水量、SSTとも2.5度格子へ空間内挿したの ち、20-100 日のバンドパスフィルターをかけた日別値 を作成し解析に用いた。

3. 結果と考察

図 1 は SST と降水量の場所ごとの時間ラグ相関関係 を熱帯太平洋西部 (10S-10N,130-150E) で平均したもの を示している。統計期間は 2014 年 11 月から 2015 年 4 月 (北半球冬季) の期間のラグ相関である。観測の相 関は GPCP と COBE-SST の相関であり、JRA-55 は JRA-55 の降水量と COBE-SST の相関である。また、実 験(CDA、UCPL)の相関はそれぞれの降水量とそれぞれ の SST との相関である。 観測では、降水量はSSTと弱い負の同時相関がある。 また、数日前のSSTと正相関を示しており、12日前の SSTと正の相関が最も大きくなる。一方、数日後のSST とは負相関を示しており、8日後のSSTと負相関のピ ークとなる。これらの特徴は1シーズンのみの統計関 係ではあるが、Saha et al, (2010)が示した過去30年 程度の長期間平均の特徴とほぼ一致している。

結合同化実験(CDA)の降水量とSSTの関係は、正 相関や負相関のピークのタイミングや、同時の負相関 が弱いことなどの違いも見られるが、JRA-55より観測 を良く再現している。一方、非結合実験(UCPL)の降 水量とSSTの関係は、JRA-55と同様なラグ相関関係を 示しており、結合同化システムの方が降水量とSSTの 関係を適切に再現している。

一方、同一の SST(COBESST)と 2 つの実験(CDA、 UCPL)の降水量のラグ相関関係を見ると(図略)、結合 同化実験(CDA)のラグ相関関係は、非結合実験(UCPL) のラグ相関関係とほぼ一致している。すなわち、図1 で見られたラグ相関関係の実験間の違いは、SST が異 なるために生じた違いであると考えられる。このこと は、対象にした領域における結合同化システムの降水 量の変動が、SST の変動よりも同化している大気観測 データによって決定されていることを示唆している。 今後は、解析の領域による違い、季節による違いにつ いても調査を行いたい。

SST-Rain relation 2014Nov-2015Apr



図1 熱帯太平洋西部(10S-10N, 130-150E) におけ る降水量-SST のラグ相関関係。統計期間は 2014 年 11 月から 2015 年 4 月。

積算偏差降水量による雨期の判定

楠 昌司(気候研究部)気象研究所

1. はじめに

格子点で雨期を定義する方法は、大きく分けて 2 つ ある。生の降水量の時系列を使う方法と積算降水量を 用いる方法である。いずれも雨期を判定するための閾 値が必要であるが、不確実性がある。降水量は時間変 動が大きいため、時系列の平滑化が必要な場合もある。 手法によって様々な長所と短所がある[1]。積算した降 水量偏差を用いると、雨期の入りと明けを一意的に決 めることができる[2]。

2. 雨期の定義

次のような手順で、格子点における雨期の入りと明 けを判定した。(1)夏のアジアモンスーン域を定義した。 年降水量が4mm/day以上、かつ夏(6-8月)の降水量が冬 (12-2月)よりも大きい場所とした。この基準では梅雨 が無い北海道は除外される。(2)半旬降水量を積算する 期間の平均値を求め、それからの偏差を積算した。積 算偏差降水量が最小となる時期を入り、最大となる時 期を明けとした。インドのような雨期がはっきりした 地域では、積算する対象期間を通年としても、入明が 容易に判定できる[2]。東アジアでは梅雨期以外の降水 が多いので、通年を対象とすると判定に大きな誤差が 生じる。(3)気象庁の入り明け分布と最も近くなるよう に、積算の開始時期と終了時期を求めた。

3. 判定の例

図1は東京付近の格子点で雨期を判定した例である。 入りが6月上旬頃、明けが7月中旬頃となり、気象庁 の気候値に合う。図2aは入りの時期の分布である。日 本の南海上から北に向かって、梅雨入りする場所が移 動している。

4. モデルの検証

図2は入りについてモデルを検証した例である。モ デルは日本付近で概ね観測に合っているが、南西諸島 や日本の南海上で入りが観測より遅い(図2b)。



図1 観測値 GPCP 1ddv1.2 による雨期判定の例。東 京付近(139.5E, 35.5N)。実線は第20半旬(4月6-10 日)から第50半旬(9月3-7日)までの半旬降水量 (mm/day)。白丸付き実線は積算偏差降水量(mm)。横点 線は期間平均6.1mm/day。積算偏差の最小が梅雨入り(6 月5-9日)、最大が明け(7月15-19日)。



図2 梅雨入り時期(半旬番号)の分布。雨期が無い か判定できない場合は白抜き。(a)観測値 GPCP 1ddv1.2。 1997 - 2013 年。(b) 20 km 格子全球大気モデル MRI-AGCM3.2S。1983-2003年。海面水温は観測値。

謝辞:本研究の一部は、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。

参考文献

- Kusunoki, S., 2018, Atmospheric Science Lettrers, Accepted.
- [2] Misra, V., et al., 2017, *Climate Dynamics*, DOI 10. 1007/s00382-017-3924-2.

「平成 29 年 7 月九州北部豪雨」の発生要因について - 線状降水帯の形成・維持メカニズム -

津口 裕茂(気象研究所予報研究部)

1. はじめに

平成29年(2017年)7月の5日から6日にかけて、福岡県・大 分県を中心に記録的な大雨が発生した.福岡県朝倉(アメダス) では、最大1時間積算降水量で129.5mm、最大24時間積算降水 量で545.5mmを観測し、いずれも観測史上1位を大幅に更新し た.この大雨により、福岡県・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、30名を超える死者が出た.気 象庁は、この大雨を「平成29年7月九州北部豪雨」と命名した.

本研究では、「平成29年7月九州北部豪雨」の発生要因を明 らかにするために、観測・客観解析データの解析とJMA-NHM を 用いた再現・感度実験に取り組んでいる.本発表では、大雨を もたらした線状降水帯の形成・維持メカニズムについて、これ までの解析から明らかになった点について報告する.

2. 大雨をもたらした線状降水帯の形成・維持メカニズム

大雨の発生期間中,九州北部付近は,大気下層に東シナ海か ら暖かく湿った空気が流入するとともに,上空(500hPa)に気温 が-7℃以下の寒気(平年よりも約3℃低い)が流入することで,不 安定な成層状態となっていた.このような不安定な成層状態が 持続する中,九州北部付近の地表には,温度傾度帯が存在して いた.この温度傾度帯は,暖湿気塊の流入と中国・四国地方付 近の降水の蒸発によって冷却された空気の流入により,強化さ れていた(温度傾度が強まっていた).この温度傾度帯付近では, 積乱雲が次々と発生し,それらが猛烈に発達しながら上空の西 寄りの風に流されて東へ移動することで,線状降水帯が形成さ れていた(このような形成過程をバックビルディングと呼ぶ). この線状降水帯が長時間にわたって維持され,見かけ上ほぼ同 じ場所に停滞したことで,福岡県・大分県の狭い地域に降水が 集中することとなった.以上のことをまとめて,第1図に示す.

ただし、大雨をもたらした線状降水帯が形成・維持された付 近には、標高 1000m 程度の脊振山地があり、その東側には標高 が高く、地形がかなり複雑な山地が存在している.これらのこ とから、線状降水帯の形成・維持に、脊振山地や九州北部の山 地が影響していた可能性がある.

3. JMA-NHM による再現・感度実験

大雨をもたらした線状降水帯の形成・維持メカニズムの詳細 を調べるために、JMA-NHMによる再現・感度実験を行った.初期 値・境界値に気象庁メソ解析を用いて水平格子間隔 5km の JMA-NHM を実行し、その結果にネストすることで水平格子間隔 500m の JMA-NHM を実行した.

実況(第2図左上)と比較して,標準実験(第2図右上)では, 線状降水帯の降水域が広がり,最大降水量は半分程度であった. ただ,線状降水帯の形成と維持は概ね再現できていたことから, この結果を基に線状降水帯の形成・維持への地形の影響に関す る感度実験を行った. 脊振山地だけを除去した実験(第2図左下) と九州北部の山地をすべて除去した実験(第2図右下)ともに, 標準実験とほぼ同じ場所に線状降水帯が見られたが,降水量は かなり少なくなっており,かわりに南側の降水量がより多くな っていた.線状降水帯の時間変化を3時間積算降水量の分布で 見たところ,線状降水帯が形成され始めた場所は標準実験とほ ぼ同じであったが,その後はあまり停滞することなく,時間の 経過とともに東へ移動していた.以上のことから,脊振山地や 九州北部の山地は,線状降水帯の形成にとって必要不可欠では ないが,線状降水帯の維持と停滞に影響していたと考えられる.



第1図:「平成29年7月九州北部豪雨」をもたらした線状降水帯の発生 要因の概念図。



第2図: 左上図は解析雨量による実況の降水分布,その他は水平格子間 隔500mのJMA-NHMによる再現・感度実験の結果.すべて,5日12時~6 日00時の12時間積算降水量の分布.右上図は標準実験,左下図は脊振 山地だけを除去した実験,右下図は九州北部の山地をすべて除去した実 験,JMA-NHMによる再現・感度実験の結果には、等値線で標高を示す.

平成 29 年 7 月九州北部豪雨をもたらした線状降水帯の 数値シミュレーション

川野 哲也・川村 隆一 (九大院・理)

1 はじめに

2017年(平成29年)7月5日に福岡県朝倉市およびそ の周辺の非常に狭い範囲に多量の降水が集中し,甚大な 豪雨災害(気象庁により「平成29年7月九州北部豪雨」 と命名)が発生した。気象庁解析雨量によると,7月5日 の最大日降水量が1000 mmを越える地域が存在し,豪 雨最盛期と考えられる12JST~18JSTの最大6時間降水 量は600 mmを越えている。本豪雨においても過去の多 くの豪雨事例と同様に,複数の積乱雲が線状に組織化し, ほぼ同じ場所に長時間停滞する線状降水帯から多量の降 水がもたらされたが,過去の豪雨事例と比べて,最大日 降水量および最大6時間降水量ともに非常に多いことが 本事例の特徴である。

本研究では、平成29年7月九州北部豪雨をもたらした 線状降水帯を数値シミュレーションによって再現し、多 量の降水が狭い領域に集中した要因を明らかにすること を目的とする。

2 環境場

2017 年7月5日09JSTの地上天気図を見ると、日本 の南海上に中心をもつ太平洋高気圧と朝鮮半島の付け根 付近に中心をもつ高気圧(停滞性のブロッキング高気圧) が存在し、朝鮮半島南端から島根県地方を通り東西に梅 雨前線が伸びている。豪雨発生時には九州北部地方に強 い収束帯が存在しているが、総観場からみると、この収 束帯の強化・維持には東シナ海での太平洋高気圧の局所 強化と梅雨前線の北に位置する停滞性のブロッキング高 気圧の双方が寄与していたと考えられる。大気下層950 hPa 水蒸気に着目すると、豪雨最盛期にあたる7日5日 15JSTでは、水蒸気混合比18gkg⁻¹以上の空気塊が東 シナ海から長崎・熊本地方を通って豪雨域に流入してい る様子が確認でき、この状態は数時間持続した。

3数値モデルおよび実験設定

使用したモデルは WRF ver.3.7.1 である。数値モデル 内で総観スケールからメソスケール現象までを表現する ため,水平解像度9 km (D1),3 km (D2),1 km (D3)の 3つのドメインを2-wayネスティングした。NCEP FNL から初期値・境界値を作成し,2017年7月4日15JSTを 初期時刻として2017年7月6日03JSTまでの36時間 積分を行った。物理過程のモデル化に対する豪雨再現性 の感度を調べるために,物理過程の中でも特に重要と考 えられる雲物理過程と境界層乱流過程に着目し,様々なス キームの組み合わせによるシミュレーションを実行した。 ここでは,雲物理過程として Milbrandt-Yau 2-moment スキーム、境界層乱流過程として Yonsei-University ス キームを用いた実験 (MY2-YSU) 結果を示す。積乱雲を 陽に解像できない D1 と D2 には Kain-Fritsch 積雲ス キームを導入した。 環境場のところで述べたように、本事例の線状降水帯 の発生・発達のメソスケールから総観スケール環境場と して、南北の高気圧に挟まれた領域における下層風収束 の強化・維持が非常に重要であると考えられる。九州地 方の地形効果が線状降水帯の発生・発達の主因でないこ と確認するため、九州地方全体の地形を平坦にした実験 (FlatK)を行った。

4 結果

MY2-YSU 実験における 2017 年7月5日 12JST~ 18JST の6時間積算降水量分布を図1に示す。観測と比 較して豪雨域が北東にずれているものの,非常に狭い領 域に多量の降水が集中した様子がよく再現されている。 最大6時間降水量は629 mmを記録しており,豪雨の再 現性は定量的にも非常に高いと言える。図には示さない が,13JST 前から6時間以上持続する線状降水帯の再現 にも成功した。

九州全域を平坦地形とした FlatK 実験においても長 時間持続する線状降水帯は再現された。このことは,九 州地方の地形効果が線状降水帯の発生・発達の主因で ないことを示唆している。MY2-YSU 実験と比較して, FlatK 実験の豪雨域は南東側にシフトし,降水量は減少 するとともに,豪雨発生時刻が遅くなった。これは次の ように解釈できる。九州山地の地形によって下層風場が 変形され,熊本地方から豪雨域に流入する下層風の南風 成分が増大する。この強化された下層南風は豪雨域を北 にシフトさせる効果をもつ同時に,豪雨域の収束を強化 し,豪雨発生時刻を早めるとともに降水量を増加させる 働きをする。

雲物理スキームを Milbrandt-Yau 2-moment スキーム に固定し,さまざまな境界層スキームを用いた実験を比 較すると,すべてのケースで線状降水帯は再現されたが, 日降水量や6時間降水量だけでなく短時間(10分)降水 量にも差が見られた。これらの詳細な解析結果は当日発 表する予定である。



図 1: MY2-YSU 実験における 2017 年 7 月 5 日 12JST~ 18JST の 6 時間積算降水量 (mm)。

2017 年九州北部豪雨をもたらした降水系の停滞性・持続性

竹見 哲也 (京大防災研)

1. はじめに

2017年7月上旬に九州北部において豪雨が発生し, 地すべりや洪水といった甚大な土砂災害・水害「平 成29年7月九州北部豪雨」が生じた.福岡県朝倉市 の観測点では,期間中の時間雨量および24時間雨量 が最大でそれぞれ129.5 mm および545.5 mm に達し た.この豪雨は,長時間持続した停滞性のメソ降水 系(線状降水帯)によるものである.メソ降水系の 停滞性や持続性のメカニズムは未解明な点もある上, 数値モデルで豪雨を定量的に再現することも困難な 課題である.

本研究では、平成29年7月九州北部豪雨をもたら した線状に発達した降水系の停滞性・持続性のメカ ニズムを理解することを目的として、数値気象モデ ルによる高解像度数値シミュレーションを実施し、 豪雨の再現性における地形表現について調べた.

2. 数値シミュレーションの設定

用いた気象モデルは WRF モデルである.4 段階の ネスト計算領域を設定し,外側領域から水平格子幅 を 4.5 km, 1.5 km, 500 m (順に第 1, 2, 3 領域) と 細密化し,最も内側の高分解能領域(第 4 領域)の 水平格子幅を 167 m とした.計算領域を高分解能に するにあわせて、モデルで用いる地形表現も精緻に する必要があり,国土地理院 50 m メッシュ標高デー タを用いて 500 m および 167 m 格子幅の計算領域の 地形を作成した(基準実験).なお,4.5 km および 1.5 km 格子の領域の地形は解像度が 1 km 程度の GTOPO30 から作成した.

微細な地形表現の違いによる降雨の定量的な再現 への影響を調べるため、500 m および 167 m 格子の 領域でも GTOPO30 を用いて地形を作成した感度実 験も実施した.さらに、基準実験と感度実験の違い が物理過程により異なるかどうかを調べるため、雲 物理過程をシングルモーメント(SM)およびダブル モーメント(DM)のスキームに変えて実験した.

3. 結果

雲物理スキームに DM を用いた場合について,7 月5日3時から7日9時までの積算雨量を図1に示 す.基準実験では,朝倉市付近において600 mm を 超える雨量を再現することができた.一方,感度実 験では,朝倉周辺での雨量は400 mm 程度となり, 量的には少なくなった.雲物理スキームが SM の場 合でも同様に,感度実験での雨量が基準実験のとき よりも集中度合いが弱まった.

図2に、基準実験と感度実験のそれぞれの場合の 降水強度の頻度分布を示す. DM および SM の結果 をまとめている.おおよそ90 mm/h の強度を超える と、DM, SM の違いに関係なく、感度実験よりも基 準実験の場合に頻度が高いことが分かる.つまり、 同じ解像度であっても、地形表現がより精緻な場合 のほうが、強い降水の表現性が上がると言える. このように地形表現の違いによって雨量の表現性 の違いが生じたのは、豪雨をもたらす線状降水系の 強度と停滞性が再現されたかどうかに起因する.基 準実験では、線状降水系の発達および長時間停滞す る様子が、雲物理スキームによらずに良く再現され ていた.実際に豪雨が持続した7月5日午後の時間 帯に基準実験では停滞性の降水系が再現された.し かし感度実験では、線状の降水系の形成は見られる ものの長時間停滞する様子は再現されなかった.こ の結果として図1に見られるような積算雨量の大き な差となった.

線状降水系が停滞するかどうかは、地形の影響が 大きいものと考えられる。このため、数値モデルで 豪雨を再現する場合においても、地形の微細構造の 表現の違いが雨量の定量表現に影響を及ぼすものと 考えられる.本研究の結果から、地形の微細表現が 重要であることが示唆される.

謝辞

本研究は,科学研究費特別研究促進費「平成 29 年 7月九州北部豪雨災害に関する総合的研究」の支援 を受けました.



図1:167m格子計算による期間積算雨量.(左)基準実験, (右) 感度実験. 雲物理スキームは DM の場合.



図 2:第4 領域での基準実験(GSI50)・感度実験(GTOPO) での DM (実線), SM (点線)別の降水強度の頻度分布.

雲解像数値モデルを用いた平成 29 年 7 月九州北部豪雨を引き起こした 線状降水帯に伴う降水量の予測可能性

*加藤亮平, 下瀬健一, 清水慎吾 (防災科学技術研究所)

1. はじめに

平成29年7月5日から6日にかけて九州北部で集中豪 雨が発生し、土砂崩れや河川の氾濫に伴い甚大な被害が生 じた.この集中豪雨は線状降水帯が発生し、長時間停滞し たことで引き起こされた.このような線状降水帯に伴う集 中豪雨に対して事前の注意喚起を行うためには、線状降水 帯の発生及び停滞を十分な精度で予測する必要がある.本 研究では、平成29年7月九州北部豪雨事例に対し、雲解 像数値モデルによる降水量の予測可能性について、線状降 水帯の発生および停滞に着目し調査を行った.

2. 降雨の特徴

本事例の降雨の特徴を調べる目的で、地上雨量計による 1~24時間の最大積算雨量を全国のアメダスの統計値(1976 年~2017 年 7 月)と比較した. 福岡県朝倉市朝倉のアメ ダスでは6時間積算(353 mm)で歴代35位,12時間積算 (511.5 mm) で 25 位であり,他の積算時間に比べ順位が 高かった.朝倉のアメダスの約10km東に位置する北小路 公民館(福岡県)では朝倉よりも多い雨量が観測され、1~24 時間のどの積算時間で見ても 25 位以内であった.具体的 には、1時間積算(124mm)で25位、3時間積算(331mm) で4位、6時間積算(535mm)では2位で過去最大にほぼ 匹敵し、12時間積算(792 mm)では1位でアメダスの過 去最大を100mm近く上回っていた.このように、本事例 の雨の降り方は、1~3時間積算での降り方が激しかった だけでなく、6時間や12時間積算でみると観測史上最大 クラスであったことが特徴的であり、激しい雨が9時間も 局地的に持続したという点で特異な事例であった.

3. 数値モデルと実験設定

数値モデルによる予測には CReSS を用い,水平格子間 隔は1kmとした.初期値及び境界値の作成には,水平格 子間隔2kmの気象庁局地モデル(LFM)の解析値及び1時 間毎の予測値を用いた.本発表では,予測精度が良好であ



った線状降水帯発生直前の7月5日12時を計算開始時刻 とする予測結果を示す.

4. 結果と議論

図1に7月5日12時から18時までの6時間積算雨量を 気象庁解析雨量と CReSS の予測に対して示す.九州北部 の広い範囲(図1a,c)で見ると,福岡県朝倉市付近で線状 降水帯が解析されており,それに似た線状降水帯が東への 位置ずれはあるものの予測されている.したがって,線状 降水帯の発生はある程度予測できたといえる.しかしなが ら,豪雨域周辺の降雨分布に着目すると(図1b,d),予測 の方が強雨域の東西方向への広がりが大きく,積算雨量の 最大値も解析の630 mm に対して予測は216 mm であり半 分以下であった.また,降水強度の時間変化から(図示せ ず),予測は解析に比べ線状降水帯が停滞する際の積乱雲 の組織化と局地化の度合いが不十分であることがわかっ た.

ここで興味深いのは、豪雨域の周辺(図 lb, d で図示し た領域)で平均した6時間積算雨量は解析(53.7 mm)よ りも予測(62.7 mm)のほうが大きいことである.このこ とから、予測された雨量がより局地化すれば、解析された 積算雨量の最大値を予測することは可能であるといえる. 積算雨量の局地化は線状降水帯が停滞する際の積乱雲の 組織化・局地化と密接に関係すると考えられる.したがっ て、積算雨量の最大値を高い精度で予測するには、線状降 水帯の停滞(積乱雲の組織化・局地化)メカニズムを理解 し、数値モデルで適切に表現することが重要だと考えられ る.

謝辞

本研究は科学研究費助成事業(特別研究促進費)「平成 29年7月九州北部豪雨災害に関する総合的研究」の一環 として行われた.福岡県が管理する雨量計データは川の防 災情報及び福岡県河川防災情報から取得した.

> 図1 2017年7月5日12時から18 時までの6時間積算雨量. (a, b)は気象 庁解析雨量, (c, d)は7月5日12時を 計算開始時刻とする CReSS による予 測である. max は最大値, mean は (b), (d)で図示した領域に対する平均値を 示す. ☆は福岡県朝倉市朝倉のアメダ ス観測点を示す.

平成 29 年 7 月九州北部豪雨を対象とした中小河川の

降雨流出氾濫解析

*佐山敬洋 (京都大学防災研究所),松本紘治 (京都大学大学院工学研究科), 寶 馨 (京都大学総合生存学館)

1. はじめに

平成29年7月九州北部豪雨災害では、筑後川右岸に 流入する中小河川において、土砂流出による地形変化 を伴う甚大な洪水被害が発生した。今回の被災地を含 め、多くの中小河川流域は水文観測情報が存在しない 非観測流域である。本研究は今時の被災域における降 雨流出と洪水氾濫の特性を把握するとともに、中小河 川を対象にした洪水予測の課題を議論する。

本研究では筑後川右岸に流入する中小河川を対象に、 降雨流出と洪水氾濫を流域一体で解析する RRI (Rainfall-Runoff-Inundation)モデルと呼ぶ空間分布型の 水文モデルを用いて降雨流出量や浸水深分布を推定す る。また氾濫の状況を詳細に調べるため、ウェアラブ ル移動体計測機器(モービルマッピングシステム: MMS)を用いて白木谷川流域を調査した。さらに MMS によって推定された災害後の地形情報を用いて推定し た浸水深分布と災害前の地形を用いて推定した結果を 比較し、水害に及ぼす地形変化の影響を明らかにする。

2. 方法

本研究の対象領域は、上端を筑後川夜明ダム、下端 を筑後川と佐田川の合流地点とし、この区間に右岸側 から流入する190.4 km²の河川流域を対象にする。この 領域には寺内ダム流域(51.0 km²)を含み、ダム流入量 の観測値をもとに流出モデルを同定する。

今回の解析には河川情報センターが提供する CX 合成レーダ雨量を用いる。積算雨量の分布は、線状降水帯の影響によって東西方向に延びた分布となり、この推定結果によれば24時間雨量の最大値は698.1 mmとなる。洪水解析は、上述の RRI モデルを用いて、対象領域全体を50mの空間分解能で計算し、特に着目する白木谷川流域と赤谷川流域については10mの空間分解 能で計算した。

浸水や地形変化の状況を効率的に調査するため、本 章ではライカ・ジオシステムズ社の協力を得て、MMS による現地調査を実施した。この機材は高性能 GPS、5 台の動画撮影カメラ、レーザスキャナ、慣性計測装置 (IMU) がバックパックに収容された機材であり、災 害現場での情報収集や現地調査にも活用も期待されて いる。現地で撮影した3次元画像から浸水痕跡水位や 地形変化を推定した。

3. 結果

堆積土砂による地形変化や浸水の状況をより詳細に 調べるため、MMS で推定した災害後の数値標高情報 (DEM)から災害前の DEM を差し引いて地形変化量算 定した。最も変化の大きい河川付近では4から5 m程 度の堆積が確認された。災害前の DEM を用いた解析結 果は周囲に浸水が広がらない結果となるのに対し、災 害後の地形を用いて解析した結果は、国土地理院提供 による浸水範囲(図中青線)とよく対応していた。

中山間地域の豪雨によって谷底平野の地形が変化す るような極端な豪雨災害は、河川の氾濫、斜面崩壊、 土石流など種々の災害事象が複合する。本解析に用い た CX 合成レーダ雨量や分布型水文モデルなど、高分 解能かつ高精度の気象情報を活用することによって、 豪雨が検知された場合に迅速に洪水災害の状況を推定 し、住民避難を含めた減災策に結びつけることが大切 である。



図 白木谷川流域下流部のa) 地形変化量と b) 災害後の地形情報を用いた浸水解析結果

Rainfall runoff simulation of small ungauged mountainous river basins: a case study of heavy rain event on 5-6 July 2017 over the Kyushu region

*Shakti P. C., Tsuyoshi Nakatani, Ryohei Misumi

(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1. Introduction

During summer season, flooding caused by extreme rainfall events is a common phenomenon, especially in the mountainous country Japan, and these floods appear to have become more intense and frequent in recent decades. One such major extreme rainfall event struck the Kanto region of Japan in September 2015 [1], and more recently, an extreme rain event over the Kyushu region on July 2017 yielded, causing severe flooding, damage to property, and loss of life [2].

On 5-6 July 2017, northern Kyushu region of Japan experienced a period of record-breaking heavy rainfall triggered landslides and widespread flooding that caused a number of fatalities and serious damage to property. Several rivers in Fukuoka and Oita prefectures were flooded [Fig. 1], especially in the mountainous region where there was no hydrological monitoring by government agencies or local bodies. Although a massive disaster occurred in the small mountainous river basins, the maximum water level and flow rate in these rivers during the extreme rain event remain unknown. In this study, by considering the core area of the maximum rainfall zone, the occurrence of flooding, and the available hydrological data, we analyze the impact of the event on those small mountainous river basins.

2. Study area and data

The existence of mountain regions is common in the selected domain (Fig. 1). Based on XRAIN (an X-band polarimetric radar network) data, the maximum total rainfall amount during the 48-hr between 0000 UTC 5 July and 0000 UTC 7 July 2017 was more than 500 mm over the mountainous study region. Basin profiles used in the model were generated from the 10-m DEM data. Only XRAIN radar rainfall data were used as input in the hydrological model for this extreme event. Other meteorological data were not considered in the model setup. Rainfall estimates obtained from XRAIN are accurate and applicable to many situations [1, 3]. Therefore, we did not focus on the quality of the radar rainfall data for this extreme event.

3. Results and Summary

We first ran the hydrological simulation for the gauged basin and then compared these simulation results with the observed data. Overall, these statistical assessment tools indicate that the model performed reasonably well for this event. We then ran the hydrological simulation for the



Fig. 1 Aerial view of flooded ungauged mountain river basins, caused by the extreme rainfall of 5–6 July 2017 [4].

ungauged basins. This study has shown that small river basins can produce unexpectedly high flows or water levels in their networks. Therefore, we should aware of the possible maximum flows in such small river basin. Moreover, hourly data may sometimes miss the peak flows; consequently, using hydrological data with a higher temporal resolution is important.

There are numerous mountain river basins in Japan where the regular measurement of flow in the main channel and tributaries is relatively difficult. Recently, the country has experienced an uneven distribution of extreme rain events that have caused severe flooding in affected areas. Hydrological simulation of ungauged basins described here could be used as a guide for future studies of other small ungauged basins. Although this case study focused on only a single extreme event, importantly, we have demonstrated the possibility of applying a hydrological model developed in a gauged basin to a neighboring ungauged basin to successfully estimate its hydrological properties. Such simulations of ungauged river basins, made in the absence of observed data, could be used as a reference point for planners, engineers, and others involved in the management of water resources within a river basin.

4. References

- [1] P. C. S., et al., 2016, J. Disaster Res., 11, 1003-1016.
- [2] P. C. S., et al., 2018, J. Disaster Res., [Submitted].
- [3] P. C. S., 2017, J. of Japan Soc. of hydrol. and Water Resour., 30, 6-17.
- [4] The Geospatial Information Authority of Japan, http://maps.gsi.go.jp [Accessed Jan. 2018].

地域防災支援における気象台の取組み

和田幸一郎 (秋田地方気象台)

1. はじめに

近年記録的な大雨による気象災害が全国各地で頻発 しており、多くの尊い人命が失われている.気象庁で は、市町村の避難勧告等の発令や住民自らの避難行動 の判断など、迅速かつ適切な行動に資するため、平成 29 年出水期から災害のおそれを積極的に伝えるため

「警報級の可能性」の提供を始めた.また、災害の危険度やその切迫度を認識しやすくなるようメッシュ情報を充実させ、大雨警報(浸水害)・洪水警報の「危険度分布」の提供を開始している.

今回は,秋田県に記録的な大雨をもたらした2017年 7月22日から23日にかけての大雨事例により気象台の 防災対応を中心に報告する.

2. 気象概要

2017 年7月22日から23日にかけて梅雨前線の活動 が活発化し、秋田県南部を中心に降り始めからの雨量 が300ミリを超える記録的な大雨となり雄物川をはじ めとする県内の河川が多数氾濫し、住宅2,200棟以上 が浸水する甚大な災害が発生した.

3. 気象情報等の発表状況

気象台では前日にあたる7月21日05時予報より大 雨の警報級の可能性「中」を発表し,16時31分には「大 雨と雷及び突風に関する秋田県気象情報」を発表した. 合わせて県や市町村等の防災関係機関には別途メール で注意を喚起した.また,7月22日05時予報では大雨 の警報級の可能性「高」とし,8時2分には秋田県北部 の市町村に大雨・洪水警報を発表した.また,その後 雨域が県央部から県南部へ広がったため発表対象市町 村を拡大し警戒を呼びかけた.また,土砂災害のおそ れが高まった市町村には避難勧告等の発令の目安とし ている土砂災害警戒情報を県と共同で発表,更には国 土交通省河川国道事務所及び秋田県と共同で洪水予報 を発表して厳重な警戒を呼びかけた.

4. 危険度分布を活用した首長ホットラインの実施

気象庁では、市町村の避難勧告等の防災対応を効果 的に支援するため、台長から市町村長(首長)へ直接 電話をする「ホットライン」の構築を進めており,秋 田地方気象台でも昨年の出水期前に全首長を訪問しホ ットラインを構築している.

2017 年 7 月の記録的な豪雨の際は,発達した雷雲が 組織化し,河川の上流地点で極めて危険を示す「濃い 紫色」が出現したことから,甚大な災害の危険が迫っ ていると判断し,県内該当首長に対して 7 月 22 日 9 時 11 分から順次ホットラインを実施した.

ホットラインでは、7市5町の首長に対して「洪水警 報の危険度分布」では上流部で「重大な洪水災害が既 に発生している可能性が高い」「濃い紫色」が出ている ことや50年に一度に相当する記録的な大雨の地域が広 がっていることなどを台長から直接危機感を伝え、早 めの避難勧告等の発令について検討をお願いした。

また、「被害情報は入っているか」と問いかけをしな がら甚大な危機が迫っていることを首長へ伝えた.

今回実施したホットラインが、これまでのものと違 う点として、危険度分布を気象庁HPで確認できるこ とや隣接市町で避難指示が発令されていることも伝え、 従来型の「気象の概況」の解説に留まらず利用者目線 に立って「防災気象情報」の解説や「避難情報」の解 説に努めたことである.

5. 今後の地域防災対策に向けた取組み

今回幸いにも「人的被害ゼロ」となったのは,正に 気象台が発表した防災気象情報を市町村が迅速に避難 勧告等の発令につなげ,地域住民がわが事感として適 切な避難行動を執ったことが噛み合った結果であると 認識している.

気象台では、昨年8月に取り纏められた「地域にお ける気象防災業務のあり方(報告書)」を基に市町村等 関係機関と一体となって地域の気象防災に一層貢献し、 防災気象情報を緊急時の防災対応判断に一層理解・活 用いただけるよう平時からの取組を推進することとし ている.

一方で,予測精度の向上もこれまで以上に求められ, 防災気象情報を支える基盤となる予測精度の向上には, 気象研究者と連携した技術開発が必須であり,今後地 域防災を支援していく上で大いに期待したい. 現業領域数値予報システムによる豪雨予測の現状と課題

*藤田匡、原旅人、荒波恒平、河野耕平、小野耕介、國井勝、松林健吾、倉橋永、 秋元銀河、安斎太朗、荒巻健智、欠畑賢之、西本秀祐、幾田泰醇、石田純一、永戸久喜 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁では、防災情報、航空気象情報作成支援を目的 とし、日本とその周辺の領域を対象とする領域数値予 報モデルとして、水平格子間隔 5km のメソモデル (MSM)、水平格子間隔 2km の局地モデル (LFM)

を運用している。本稿では MSM、LFM による平成 29 年7月九州北部豪雨の予測状況と豪雨予測精度の向上 に向けた開発計画について述べる。

2. 平成 29 年 7 月九州北部豪雨の予測状況

2017 年 7 月 5~6 日の平成 29 年 7 月九州北部豪雨 では、対馬海峡付近に停滞した梅雨前線に向かう暖湿 気の流入により線状降水帯が形成され、同じ場所に強 い雨が持続して記録的な大雨となった。

MSM の予測では九州北部での降水の強まりやピー クの時間帯を予想したものの、積算量は過小であった。 解析雨量では強雨域は海上から離れた内陸で発生して いる。また、衛星画像では降水域風上(西側)の陸を 東に進むにつれて対流雲が発生・強化する様子が見ら れる。強雨域では風上の陸の吹走距離が長く、日中の 昇温による混合層の発達の寄与が考えられる。地上の 昇温を強くする実験を試みたところ降水予測の強まり が見られた。MSM では混合層の発達を予想したもの の強度が弱かったものとみられる。

より解像度の高い LFM では、降水が狭い範囲に線状に 強まる様子が予想されていた。一方、強雨域は実況よ りも風下(東南東)に予想されることが多く、同じ場 所での停滞は十分表現されず、積算降水量は狭い範囲 に集中するものの実況ほどではなかった。

課題と開発計画

MSM、LFM の予測精度は継続的な改良により年々 向上してきている。最近の改良としては、新しい非静 力学モデル asuca を 2015 年 1 月に LFM に、2017 年 2 月には MSM に導入した(原 2017)。一方、局地的 な集中豪雨を十分なリードタイムで予測するには多く の課題が残されており、さらなる高度化が必要である。

今回の事例では、LFM において降水域が実況より風 下に予測された。また、MSM で地上の昇温を強めた 実験でも同様の傾向が見られた。これは対流の発生、 終息に遅れがあることを示唆している。対流のトリガ ーや環境場との相互作用など対流の発生・持続に影響 する過程では格子スケールより小さい現象も寄与を持 つと考えられ、これらを適切に扱うことが重要である。 物理過程において、予報モデルの分解能に応じて格子 スケールで解像されない現象・過程を選別し、そのモ デリングを高度化することが求められる。また、地上 の昇温には放射過程、陸面過程のほか、雲の分布や格 子内での雲の非一様性の扱いなどが関連する。さらに 対流の発生には発達する境界層の乱流からの強制に対 する積雲対流過程の応答など、多くの物理過程が関わ る。過程間の相互作用を考慮した高度化が重要である。

リモートセンシングや衛星観測など高頻度化、高解 像度化する観測データの数値予報での利用拡充が進め られている(本田ほか 2018)。今回の事例で重要とな る暖湿気流入の状況など観測による詳細な情報を有効 に活用することは豪雨予測の高度化にあたって重要で ある。その基盤としてデータ同化技術にも高度化が求 められる。現在 asuca に基づく接線形・随伴モデルを 実装した 4 次元変分法システム asuca-Var による MSM 初期値作成の開発を進めており(幾田 2014)、 さらに、MSM, LFM の初期値作成にハイブリッドデー 夕同化(流れへの依存性)の導入を計画している。

また、不確実性の大きい局地的な顕著現象の予測を はじめ、MSM の予測の信頼度、確率情報の作成を目 的として、MSM と同様水平格子間隔 5km のメソアン サンブル予報システム(MEPS)の開発を進めており (小野 2016)現在部内試験運用を実施している。今後、 現在の 11 メンバー1 日 1 回から 21 メンバー1 日 4 回 の実行に拡充し 2019 年度に本運用を行う予定である。 参考文献

原旅人 2017:メソ数値予報システムの改良の概要, H29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁, 42-47.

本田有機ほか,2018:現業数値予報での観測データ利 用の高度化:2017年報告,2018年度日本気象学会春 季大会予稿集.

幾田泰酵, 2014: asuca 変分法データ同化システム, 数 値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁, 91-97.

小野耕介, 2016:メソアンサンブル予報システムの開発 状況, 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁, 100-113.

線状降水帯の高解像度理想実験

*伊藤純至・津口裕茂(気象研究所)

1. はじめに

甚大な被害をもたらすような集中豪雨の際、地上降 水域が線状に分布する特徴をもつ場合が多い。このよ うな顕著現象を生じるメカニズムの理解のため、数値 気象モデルを利用した再現実験が行われている。津口 (2017、非静力学モデルワークショップ)は、平成29年 7月九州北部豪雨について、領域気象モデルのひとつ である気象庁非静力学モデル(Saito et al., 2006)を 利用し、ある程度現実的な線状降水帯を再現した上で、 地形や降雨の蒸発冷却の効果を調べる感度実験を行っ た。本研究では、極めて単純化した環境における理想実 験により、線状降水帯をもたらす降水システムを再現 する。持続した降水が生じ得る条件や、数値モデルの解 像度の影響について理解を深める。

2. 手法と計算設定

気象庁非静力学モデルを用いた理想実験を行う。東 西 225km×南北 135km の計算領域において、水平解像度 を 2km、1km、500m、200m、150m、100m とした実験をそ れぞれ行う。水平解像度に関わらず、時間ステップは 0.5 秒、鉛直解像度は対流圏内が概ね 100m 程度となる ように設定した。

平成29年7月九州北部豪雨の降雨のピーク前後であ る7月5日の12、15あるいは18JSTの気象庁メソ解 析を九州北部において平均したものを、水平一様に初 期値・境界値として与えながら、12時間の時間積分を 行った。九州北部の地形を大幅に簡略化し、南から順に 海、陸地、海(陸面は海面よりも5K高く設定、幅は45 ㎞)とした非一様、また陸地に最大高度500mの起伏を 設定したものを標準実験とする。さらに感度実験とし て、1)地形の起伏を無くした場合、2)海陸コントラスト を無くした場合、3)蒸発冷却を無くした場合を行う。

3. 結果と考察

3種類の初期値・境界値いずれを用いた標準実験に ついても、積算雨量の最大値が500 mm を越えるような 線状降水帯が再現された。海陸コントラストを無くし た感度実験では降雨量が大幅に少なくなる。そのため、 特に海陸コントラストが降水帯の停滞にとって重要で あった可能性を示唆する。 環境場は下層が弱い南風となっているが、海陸コン トラストにより、南北海岸からの海風の収束が陸地の 北側海岸寄りで定在的に生じ、中・上層の強い西風に流 されながら積乱雲が発生・発達し、降雨をもたらす(図 1)。この状況か特に計算後半は持続する。蒸発冷却を 無くした場合であっても、同様に線状降水帯が形成さ れる。そのため、一般的にバックビルディング型豪雨に おいて収束の原因とされる先行降水によるコールドプ ールの寄与はあまりないと言える。

図 2 は水平解像度毎の積算雨量の計算領域における 平均値と最大値を示している。ラージ・エディ・シミュ レーションとみなせるような水平解像度 100m のものと 比較し、グレーゾーンといわれる水平解像度 500m~1km において降水量が最も大きくなる。また水平解像度 2 km は降水域の広がりが大きくなっている (図略)。

4. まとめ

本研究で行った理想実験は、必ずしも現実の豪雨の再 現を行ったものではないが、線状降水帯をもたらし得 たメカニズムを示唆する。仮に水平解像度 100m の再現 結果を正解とみなすならば、水平解像度を 2 km は降水 域が広がり過ぎ、500m や 1 km では降雨量が過大とな る。

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の委託を受けたものである。



図1 再現された積乱雲を3次元表示(計算開始12時 間後、南からの視点)



図2 各水平解像度 dx の積算雨量(a 領域平均、b 領域内最大値)の計算開始6時間後以降の時系列

梅雨前線帯の降水システムの理想化数値実験に関する研究

*若月泰孝 (茨城大学理学部)

1. はじめに

梅雨期の線状降水帯の研究は古くから実施されてお り、多くの事例が報告されている.メソβスケールの降 水システムの形態についても分類分けなどが行われて いる.一方で、メソαスケール降水システムの構造に関 する研究は未だ十分ではない.なぜなら、メソαスケー ル降水システムは、梅雨前線帯での総観規模の環境と、 積乱雲の組織化が影響することで、複雑な形態を呈す るためである.メソβ~αスケール降水システムがど のような環境下でどのような特性になるかを知るため には、多くの事例に対する統計解析、もしくは理想化し た環境下での数値シミュレーションで再現される降水 システムの分析が必要とされる.後者においては、持続 性のある降水システムを生成させることが難しい.

Wakazuki and Watanabe (2015)は、梅雨前線環境を、地 衡風バランスを仮定して作成し、高解像の雲解像モデ ルで比較的長寿命の降水システムを生成した.本研究 では、梅雨前線環境下で発生する降水システムの特性 の違いを紹介する.発表では、研究の進捗状況にあわせ て、孤立積乱雲やメソβスケール降水システムの理想 環境下での数値シミュレーションについても触れるか もしれない.

2. 実験

使用モデルは雲解像領域大気モデル WRF である. 初 期値・境界値には、Wakazuki and Watanabe (2015)が設計 した梅雨前線理想場を使用した. 解像度は、感度実験で は水平解像度 5km,高解像度実験では水平解像度 1km とする. 解析対象期間は、メソαスケール降水システ ムが維持される期間を考慮し、計算開始から 20 時間後 までとした.

結果

高解像度実験では、梅雨前線上のメソαスケール降 水システム内部(東西の大規模な帯状降水システム)に、 東西で異なる特徴を持つメソβスケール降水システム (主にバックビルディングタイプと思われる)が形成 されることが確認された(図).西側では南風が強く、 冷気プールの発散風による北風との間で強い収束を引 き起こし、東側では冷気プールが南側へ張り出すよう に拡大する様子が確認された.この冷気プールは、降水 システムの後面に取り残されるように拡大し、メソβ スケール降水システムを一定間隔で発達させていた.

降水システムは、仮想的に作成した背の低いメソ低 気圧の影響で、大気下層に南風が吹くことで維持され る.この低気圧の強さは、低気圧の上部の高温偏差の大 きさ(パラメータ)を調整することで変化する.低気圧 の強さを変化させることで、地衡風としての下層の南 風の強さを変える.この時の降水システムの形態につ いて調査した.南風が強い環境下では(図:TX=2.0K), バックビルディング型で南西から北東の走向のメソβ スケール降水システムが短周期で並ぶ構造を呈した. これらは、北側の冷気プールの広がりによって、最終的 には一つの大きなメソβスケール降水システムとなり、 その後衰弱する.南風が弱い環境下では(図:TX=1.0K)、 メソβスケール降水システムは比較的長周期で並び、 その間で冷気プールが発達し、小刻みに南側へと張り 出した.



図:メソαスケール降水システムに伴う降水強度分布. TX=1.0 は低気圧が弱いケースで,TX=2.0 は低気圧が強いケースに対応する.

参考文献

 Wakazuki, Y., T. Watanabe, 2015: Numerical experiments of meso-alpha-scale precipitation systems under Baiu front like idealized environments. SOLA, 11, 150-155, doi: 10.2151/sola.2015-034.

謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラムと統合的気候モデル高度化研究プログラムのサポートを受けている。

海面水温が豪雨に及ぼす影響

平成25年8月秋田・岩手豪雨を例に

*飯塚 聡(防災科学技術研究所)

1. はじめに

日本周辺の東シナ海や日本海は、世界的にも急速に 海面水温が上昇している海域である。海面水温の上昇 は蒸発量を増大させ、大気を不安定化させることを通 じて、極端な降水に寄与することが考えられる。温暖 化実験による降雨強度や頻度の系統的な変化の議論は 行われているが、個別事例に対して海面水温の影響を 調べたものは日本周辺では少ない。ここでは、平成25 年8月の秋田・岩手豪雨事例を対象に海面水温が豪雨 に及ぼす影響を数値実験により調べた結果を報告する。

2. モデルの概要

使用したモデルは WRF である。領域の取り方や初期 時刻、境界条件についていくつか試した結果、領域は 東北地方を覆うような領域とし、水平解像度は 1km と した。大気の初期値や境界条件には気象庁の MSM を用 いた。ただし、MSM に含まれていない土壌や上空などの 値には NCEP-fnl の値を用いている。海面水温には、気 象庁の MGDSST を使用した。次に、1987 年から 2016 年 までの同時期の MGDSST を使用し、海面水温に対する豪 雨の感度実験を実施した。夏期の日本海の海面水温は 比較的一様な分布を取るため、一様に温度を変えた実 験を実施したことと基本的には同じである。

感度実験の結果

図1は、各年の海面水温に対する東北地方での降雨 量の変化の様子を示したものである。海面水温の高 (低)に従い、領域平均の降雨量が増(減)しており、 海面水温1度の変化に対して約7%の降雨量の増減が生 じる関係となっている(図1左)。しかし、領域の最大

雨量と海面水温との間には、そのような関係性は見ら

れない(図1右)。 図2は、日本海の海面水温の値を3つに分類し、再 現されたそれぞれの降雨量をコンポジットしたもので ある。降水量の違いと共に、強い降雨域の位置は海面 水温が高(低)いと西(東)側の方にシフトする傾向 が見られる。量的な変化は、海面水温の違いに応じて 大気下層が暖湿化し、内陸に流入する空気塊が変化す るためと考えられる。ピークの位置の変化は、海面水 温の高いと、海側で強い対流が容易に発生しやすくな る一方、海面水温が低い場合は付随して生じる下層の 冷たい空気塊を沖合から侵入する暖湿気塊が乗り越え て相対的に風下に雲が発達するためと考えられる。こ のような違いが山岳との位置関係と相まって、さらに 領域の最大雨量の違いをもたらしていると考えられる。



図1:日本海の海面水温と東北地方での平均降雨量(左)と 最大雨量(右)の関係。



図2:8月8日22UTC(上段)と9日02UTC(下段)における 時間降水量。左から日本海の海面水温が低、中、高の場合。

謝辞

本研究は、16H01844, 16H01846, SI-CATの支援を受けました。

局地的豪雨の降水量予測精度向上のための ライダーを用いた水蒸気鉛直分布の観測

*永井 智広、酒井 哲、吉田 智、小司 禎教 (気象研究所、衛星・観測)、 瀬古 弘 (気象研究所、予報)、阿保 真 (首都大学東京、システムデザイン)

1. はじめに

近年、雨の降り方が局地化・集中化し、局地的な 豪雨による災害の激甚化が進行している。このよう な豪雨は、降雨の発生している領域に、大気下層で 高濃度の水蒸気が連続して供給されることが要因の 一つである。このため、水蒸気を供給する風上側に おいて、大気下層の水蒸気の鉛直分布を連続観測す ることが重要であるが、ラジオゾンデの観測は時間 空間的に疎であり、GNSS による可降水量は水蒸気 量の鉛直積算値であるため下層の水蒸気量を十分に 観測することができないなど、観測が十分な状況と は言えない。ライダーは、大気下層の水蒸気の鉛直 分布を連続的に測定可能な手法であり、予測の改善 に寄与できると期待されている。気象研究所では、 水蒸気鉛直分布を測定するためのライダーを開発し、 局地的な豪雨の降水量予測精度を向上させるための 観測を開始して初期的な結果を得ているので報告す る。

2. 機動観測用ラマンライダーの開発と観測

気象研究所では、水蒸気ラマンライダーとして、 まず、固定式の大型ライダーを開発した。このライ ダーは、高い高度まで観測が可能であるが、移動が 困難なため、固定点での観測に限られる。局地的な 豪雨を引き起こす水蒸気の流れを捉えるためには、 豪雨が予想される地域の風上で観測を行う必要があ り、これに対応するため、機動観測が可能なライダ ーを開発した。開発した装置の内外図を図1に示す。 装置の開発に際しては、小型化で犠牲となる性能を、 個々の素子の高効率化や光学系の最適化、背景光雑 音の低減化などで補い、豪雨を発生させる水蒸気が 運ばれる大気下層、100m付近から1kmまでの高度 範囲を、昼夜を問わずに観測することを可能とした。 さらに、この装置は、普通乗用車程度の車で牽引し て容易に移動することができ、首都圏で発生する局 地的な豪雨をターゲットとし、2017年6月より、神 奈川県茅ヶ崎市、神奈川県川崎市などで観測を行っ ている。機動観測用ライダーの観測例を図2に示す。

3. 差分吸収法ライダー(DIAL)の開発

ここまでに報告したラマンライダーは、操作は容 易で信頼性も高いが、太陽光の散乱が雑音となる日 中には観測高度が低下し、また、定期的な消耗品の 交換や校正が比較的頻繁に必要になるなど、定常的 な観測に使用するためには課題も残されている。こ れらの問題点が原理的に少ないシステムとして、差 分吸収法ライダー(Differential Absorption Lidar: DIAL)の開発も並行して進めている。DIALは、日 中の観測可能高度の降下が少なく、複数波長でいわ ば自己校正を行っているため、校正の必要がないな ど優れた手法である。しかしながら、利用する水蒸 気の吸収帯が非常に狭いため、レーザーの発振波長 の制御に高度な同調技術が必要となるなど、技術的 な課題を克服する必要がある。ここでは、送信光源 に半導体レーザーを使用して開発を進めているが、 半導体レーザーは光通信に使用されるために素子開 発が急速に進められており、DIAL に使用可能な高 性能な素子を選定することなど、目的とする送信部 の開発にほぼ成功している。

4. まとめ

気象研究所で行ってきた水蒸気ライダーの開発と 観測について紹介した。ここでは記載しないが、首 都圏で観測した大気下層の水蒸気量の鉛直分布を数 値モデルに同化した結果、降水予測にインパクトを 与える事例があることも明らかにしている(吉田他、 2018⁽¹¹⁾)。今後、首都圏での観測を継続して同化実験 等を進め、数値モデルによる予測精度の改善につな げるとともに、集中豪雨の発生頻度の高い九州北部 などでの観測の実施に向け、準備を行っている。







図2 機動観測用ライダーの観測例(川崎市浮島) 参考文献

 吉田他、2018、日本気象学会 2018 年春季大会講 演予稿集(本予稿集)。

水蒸気ラマンライダー観測による水蒸気量の同化

*吉田智,永井智広,酒井哲,横田祥,瀬古弘,小司禎教 (気象研究所)

1. はじめに

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、水蒸気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。水 蒸気ライダーデータを用いた同化実験を行い、データ同 化により降水分布が大きく変わることを示した(吉田、気象 学会 2017 秋)。本発表では、同じ事例を用いてデータ同 化で得られた水蒸気分布と風の場の関連を示す。

2. データ同化実験結果

栃木県南部で解析雨量 80mm/h を超えた事例(2016 年 8月17日)ついて、気象研究所(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データの同化実験を行 った。図1に解析雨量が栃木県で最大となる時間(17 日 18UT)の3時間前の(17 日 15UT)の可降水量分布(解析 値)および解析雨量を示す。同図より、水蒸気ライダーデ ータを同化しない場合(b)と比較し、水蒸気ライダーデー タを同化した場合(a)は、全体的に可降水量は増加してい る。特に、15UT から 18UT の間に降水があった領域(栃 木県南部)及び茨城県北部で可降水量が増加している。

図 2 に、同化実験で得られた気圧 975hPa および 900hPa における 14UT の風向風速を示す。なお、12UT から 15UT にかけて風向風速に大きな変化はなかった。 図2aより975hPaでは、ライダー観測点(□)から降水があ った領域(栃木県南部)への風の流入が確認できる。一 方で、図 2bより 900hPa では水蒸気ライダー観測点付近 は南西の風が卓越しており、ライダー観測点から茨城県 北部へ流れ込んでいる。図1,2より水蒸気ライダーのデ ータ同化により、風下側で水蒸気量が上昇していることが わかる。上流側での水蒸気観測データを同化することに より、水蒸気分布の解析値が改善する可能性を示した。

3. まとめ

本稿では水蒸気ライダーのデータ同化から得られた水 蒸気分布を水平風の分布と比較することにより、ライダー 観測点風下側の水蒸気分布にインパクトがあることを示し た。今後は、水蒸気ライダーの適切な観測誤差について 検討を行い、データ同化の降水予測に対するインパクト を検証する。

謝辞 本研究の一部は JSPS 科研費(17H00852)の助成を 受けた。



図1:2016年8月17日15UTにおけるライダーデータを同 化した得た可降水量分布および解析雨量。(a)ライダーと現 業データを同化。(b)現業データを同化。(c)および時間積算 雨量20mm/3hの等値線。□:水蒸気ライダー観測点。





大気診断のための高頻度データ同化実験

小司禎教(気象研究所)

1. はじめに

近年、気象観測の頻度は格段に向上し、数分間 隔の更新が標準となり、気象衛星や気象レーダー では 30 秒更新が実現している. さらに水蒸気ラ イダー等新たな測器を用いた長期観測実験も行 われている.

高頻度観測データを用いて数値予測結果を修正 できれば、より的確な大気診断や降水短時間予測 の発達衰弱予測に貢献できるのではないかと考 え、5分間隔のデータ同化実験を行った.

2. 実験概要

2012 年 5 月 6 日 09LT の気象庁メソ解析 (MA)を 初期値に,関東地方約 200km 四方の領域を対象に 1km 解像度で NHM を 4 時間先まで実行し,5分間 隔で予測値を出力した.

次に各予測時刻の地上気象観測(気圧,湿度), AMeDAS(気温)及びGNSS(PWV)を3次元変分法 で同化した.

同化には米国大気研究センター (NCAR) 等が開 発する WRF (Weather Research and Forecasting) の変分法同化システム (WRFDA)を利用した.

変分法によるデータ同化では,背景誤差と観測 誤差の情報が必要である. 今回の実験で,背景誤 差(BE)は, GFS モデル(T170)から WRF の generic BE 用に作成された CV3 を, length scale を 0.25 に縮小して利用した.また観測誤差は WRFDA デフ オルトの半分の値(気圧 0.5hPa,気温 0.5℃,湿 度 8%, PWV1mm)と,観測に重みをもたせて試行し た.尚,今回の実験では地上風は同化していない.

3. 結果

図1に、高層気象台における観測値(Obs.)と NHMの予測(FG)、変分法による解析結果(3V)の 時系列を示す.NHMの予測では不十分な気圧の 低下が、変分法解析により実況に近づいている.



図1. 高層気象台における(1)Pslv, (2)Tsfc, (3)PWV, (4)QVsfcの時系列.

PWV は10:30-11:30 にみられる過大評価とそれ以後の過小評価を修正している. Tsfc と QVsfc については時間帯により修正と改悪が混在している. 図 2 には12LT における 500m 高度の QV 分布を示す. MA と比較し,NHM の予測は東京湾から北に向かう湿りを過小評価しており,変分法解析により関東全般に水蒸気量が増加した.また,地上風を同化していないのに,風の場に大きな変化が生じている.

4. 今後

背景誤差や観測誤差を適切に考慮した実験を 行う必要がある.

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 2. 500m 高度の水蒸気(シェード), 気温(コンター), 水平風(ベクトル). 2012 年 5 月 6 日 12 時(LT). (1)FG(NHM による予測結果), (2)3V(3 次元変分法により地上気圧, 湿度, 気温, PWV を同化した結果), (3)MA(気象庁メソ 解析).

「デジタル台風」気象衛星画像データセットと機械学習

*北本朝展 (国立情報学研究所), Kitamoto A. (National Institute of Informatics),

1. はじめに

「デジタル台風」は台風に関する様々なデータを統合し、リアルタイムにデータベースを更新し、シームレスに検索可能とする台風データベースである.2003年に本格公開して以来、気象研究者に加え仕事や趣味で台風に関心を持つ人々が広く活用するウェブサイトに成長し、年間ページビューは2000万以上に達する.

「デジタル台風」プロジェクトの当初の目的は機械 学習用データセットの構築であり[1],機械学習を基盤 とした新しい気象学「メテオインフォマティクス」を 立ち上げることにあった.とはいえ,機械学習の性能 が十分に高くなかったこともあり,気象学コミュニテ ィでこのテーマに関心が高まることはなかった.

その状況を変えたのが,深層学習を中心とした近年 の機械学習の急速な発展であり,気象学コミュニティ でも機械学習への関心が高まりつつある[2].そこで機 械学習に適した「デジタル台風」気象衛星画像データ セットを一般公開する方向で準備を進めている.

2. 「デジタル台風」気象衛星画像データセット

データセットとして最初に公開するのは気象衛星 「ひまわり」シリーズの赤外画像データセットである. 最も古い画像は1978年12月,1979年~1981年の一部 に欠落はあるが,ほぼ40年に及ぶ長期データセットと なる. 台風画像の正規化の概略は以下の通りである. 輝度温度:衛星データに付属する輝度温度変換テーブ ルを用いて,赤外画像のデジタルカウントを輝度温度 に変換する. これによりセンサの違いを越えた比較を 可能とするが,センサの性能変化を含む長期的なキャ

リブレーションの適用は今後の課題として残る.

幾何変換:台風の中心が画像の中心と一致するように 地図投影する.まず気象庁のベストトラックをスプラ イン曲線で補間し,任意時刻の台風中心位置を推定す る.次に台風中心から東西南北方向に半径 1300km の範 囲を含む正方形の切り取り範囲を設定する.そして衛 星画像から台風画像への地図投影法としてランベルト 天頂等積図法を用いることで,円形形状の歪みを小さ くしつつ,地球上の位置に関係なく台風雲パターンの こうして生成された共通データセットに基づく研究 には主に2つの利点がある.第一に多大な手間がかか る前処理を行わずに機械学習の研究をすぐにスタート できる.第二に様々な手法の性能を共通の基準で相互 比較できる.この「デジタル台風」データセットは現 在のところ公開準備中の段階であるが、コミュニティ の標準的なデータセットとして利用できるよう、気象

面積を一定に保ち、台風形状の直接比較を可能とする.

3. データセットを用いて何を研究するか?

学研究者からも幅広く意見を募集したい.

このデータセットを活用した機械学習研究を進める には、共通の問題を設定することも重要な課題である.

最も典型的な問題は,観測データからの台風勢力推 定,すなわちドボラック法に相当する解析アルゴリズ ムの開発である.ただし機械学習の目標がドボラック 法そのものの再現で良いのかは検討の余地がある.ド ボラック法よりもリッチなパラメータの学習や,過去 データの再解析に向けたドボラック法のバイアス評価 なども,長期的には重要な問題になると考えている.

あるいは機械学習を,別の知識を得るためのツール として使う立場もある.例えば学習の結果として得ら れる特徴量を転移学習の考え方で別の目的に利用した り,機械学習の難易度からデータの性質を推測したり, データから学習した特徴量と気象学の理論を対応付け る,といった問題設定が考えられる.

最後に予測については、機械学習による統計的な予 測が物理シミュレーションを上回るのはどんな場合か、 機械学習と物理シミュレーションはどう相補的に使え るか、といった問題にも取り組むことが必要である.

参考文献

- 北本 朝展, 2000, "「デジタル台風」 -- 人工知能的 アプローチに基づく台風解析", 情報処理学会技術 報告, Vol. CVIM123-8, 59-66.
- [2] 加瀬 紘熙, 他, 2017, "Deep Learning を用いた台風強 度推定・発達予測", 日本気象学会 2017 年度秋季大 会.

T-PARCII プロジェクトにおける台風観測のためのドロップゾンデ開発と それを用いた台風の航空機観測

*坪木和久¹⁾・高橋暢宏¹⁾・篠田太郎¹⁾・大東忠保²⁾・山田広幸³⁾・伊藤耕介³⁾・ 山口宗彦⁴⁾・中澤哲夫⁴⁾・長浜則夫⁵⁾・清水健作⁵⁾ 1)名古屋大学宇宙地球環境研究所・2) 京都大学防災研究所・3)琉球大学理学部・4)気象研究所・5)明星電気

1. はじめに

台風は、日本を含む東アジアの国々における風 水害の最大の要因である。しかしながら、その強 度推定には特に強い台風で誤差が大きく、また、 強度予測の改善が進んでいないのが現状である。 気候変動に伴う台風の将来変化が懸念されるなか、 これらの問題の改善が台風の防災上重要である。 そのためには航空機による直接観測が不可欠であ る。台風の航空機観測ではドロップゾンデが用い られるが、これまで国内のものは1チャンネルし かない受信機で、トラブルも多く、データ取得に 問題があった。そこで T-PARCII (Tropical cyclone-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts) プロジェクトでは新 規にドロップゾンデシステムを開発し、それを用 いて 2017 年の台風 21 号 LAN の観測を行った。

2. ドロップゾンデ開発

本研究では新規にドロップゾンデ本体と受信機 を開発した。受信機は4チャンネルで、それを2 システムに分けることで現場トラブルに強いもの にした。ドロップゾンデ本体(図1)は軽量化し、 多くのトラブルの原因となるパラシュートを使用 しないものにした。底部に温度・湿度センサー、 内部に気圧センサーがある。2017年7月27日にダ イヤモンド・エアー・サービス社のジェット機 GII を用いた試験飛行を行い、図2に示す能登半島北 方の領域で高度43,000ftからのドロップゾンデの 投下試験を行った。同時に輪島市からバルーンゾ ンデを放球し、比較・検証を行い、同時に4個の 放球でも正常にデータが取得できることを示した。



図1. 台風観測のために新たに開発したドロップゾンデ の本体(明星電気株式会社製)。

3. 2017年台風 21 号の観測

本研究で開発したドロップゾンデシステムを用 いて、2017年10月20~23日に日本に接近・上陸 し大きな災害をもたらした、超大型で非常に強い 台風 LAN (JTWC のカテゴリーで supertyphoon) の観測を実施 した。図3はそ のときの台風 39° の経路と航空 機の飛行経路 である。20日に 鹿児島に移動 し、21 目 06UTC を中心として、 38° 北緯23度付近 にあった LAN の眼の壁雲の 周囲および眼 内部でドロッ 37 プゾンデ観測 136" を実施した。22 日には北緯28

度に達した眼



図 2. ドロップソンテのテストフラ イト。青線は航空機の飛行経路、赤 点は投下地点および輪島市の位置。

の内部およびその東側でドロップゾンデ観測を行った。21日12UTCには台湾気象局の観測も行われ、 共同で3つの時間帯についてのデータを取得する ことができた。T-PARCIIグループでは、2日間で 26個のドロップゾンデを投下し、すべて正常にGII から射出され、数個を除いてデータ取得のトラブ ルはほとんどなかった。今回、台風の直接観測を 行うことができ、台風の強度予測・進路予測の改 善のための貴重なデータを取得することができた。

謝辞:本研究は科研費基盤研究(S)「豪雨と暴風をもたら す台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の量的解析」 (研究代表者坪木和久)によって実施されています。ま た、ドロップゾンデの一部は名古屋大学宇宙地球環境研 究所の所長経費でサポートされました。



図3. 台風LAN(2017)の観測飛行経路。台風経路(黒線) と航空機の飛行経路(桃色20日、赤色21日、青色22日)。

航空機観測で捉えた 2017 年台風第 21 号の二重暖気核構造

<u>山田 広幸</u>¹, 坪木 和久², 篠田 太郎², 長浜 則夫³, 清水 健作³, 大東 忠保⁴, 伊藤 耕介¹, 中澤 哲夫⁵, 山口 宗彦⁵

1琉球大学理学部,2名古屋大学宇宙地球環境研究所,3明星電気,4京都大学防災研究所,5気象研究所

1. はじめに

台風の中心気圧を推定するため、衛星画像を用い るドボラック法に加えて、マイクロ波放射計や地上 レーダーを用いた手法が開発されている。しかし、 北西太平洋では 1987 年に米軍の航空機観測が終了 して以降、中心付近の観測値がほとんど得られてお らず、推定手法の検証が十分にできない状態にある。 T-PARCII (Tropical Cyclone-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity Estimations/Forecasts)では、新たに開発した小型 ドロップゾンデと民用ジェット機(Gulfstream-II) を使用し、非常に強い勢力の 2017 年台風第 21 号の 目に進入して、ゾンデによる直接観測に成功した。 本発表では観測で捉えた目の構造について述べる。

2. 結果

10月21日の05~07UTCに実施した観測飛行の経 路とゾンデの投下位置を図 1 に示す。飛行高度は 13.8 km (43,000ft)で、目の中での6個を含む合計 21 個のゾンデを投入した。目の中心付近で観測され た海面気圧の最小値は 925hPa であった。観測時の 台風は直径約 90km の大きな目と、同心円状の壁雲 を持つ、"annular TC" (Knaff et al. 2003, WAF)の 特徴を示す。中心に最も近い、図1の"R"における鉛 直プロファイルを図 2 に示す。中心から約 400km 北にある南大東島の観測値を基準として温位偏差を 計算すると、高度 12km 以上に+16K 以上、高度 3km に+16K の暖気核が見られた。下層の暖気核は著し く高い飽和相当温位(~420K)を伴うのが特徴である。 台風構造の軸対称性を仮定し、中心とその西側で得 られたゾンデデータを使用して距離---鉛直断面を作 成した(図3)。温位偏差によると、下層暖気核は中心 から壁雲の縁に向かって高度が 3km から 4.5km に 上昇する。動径風速の分布は、下層暖気核の外側 (~30km)で6m/s以上の外向きの流れ(水平発散)を示 している。このことから、下層暖気核は目の中の沈 降による断熱昇温で生じたと考えられる。

3. 考察

明瞭な下層暖気核を示す観測事例は、弱い台風に ついての報告はあるが(Komaromi and Doyle 2017, MWR など)、強い台風について現時点で確認されて いない。目の大きさとの関係や、中心気圧に対する 役割についてさらに詳しい調査が必要である。

謝辞:壁雲の貫通を含む飛行経路の現場判断に最大限の柔軟性を提供して頂いたダイヤモンドエアサー ビス社の皆様に感謝します。本研究は科研費補助金 (16H06311 および 16H04053)の助成を受けました。 衛星画像は千葉大学 CEReS より取得しました。







図2眼の中心付近(図1の"R")で得た(a)温位・相当温 位・飽和相当温位のプロファイルと(b)温位偏差。偏差は 南大東島の06UTCにおける温位(θREF)からの差で表す。



図3(a)温位偏差と(b)動径風速の距離一高度断面。正の値 を実線、負の値を破線で示す。太実線は相対湿度70%の 等値線の一部(壁雲の境界に相当)を表す。

非静力学モデルで再現された台風 Lan (2017) における暖気核の時間変化 * 辻野 智紀¹・坪木和久¹・山田 広幸²・大東 忠保³・伊藤 耕介²・長浜 則夫⁴

(1: 名古屋大学宇宙地球環境研究所, 2: 琉球大学理学部, 3: 京都大学防災研究所, 4: 明星電気株式会社)

1. 研究目的

台風中心における暖気核構造は温度風関係を通して、中心 気圧および最大風速と密接に関係している.したがって、台風 の暖気核構造の時間変化は台風の強度変化の過程を理解する 上で重要である.しかし,暖気核の構造や強度は観測すること が困難であり、その理解は進んでいない.2017年にTropical cyclones-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts (T-PARCII) と呼 ばれる航空機を用いた台風の直接観測が行われた.その観 測では最低中心気圧 915 hPa まで発達した非常に強い台風 Lan (2017)の眼の中に航空機を貫入させ、ドロップゾンデに よって中心付近の力学・熱力学構造を直接観測することに成 功した.

台風の暖気核構造の時間変化および, 台風の強度変化の理 解を目指して, 本研究では台風 Lan の数値シミュレーション を行い, 再現された Lan の暖気核構造およびその時間変化を 示す.シミュレーション結果の再現性は, T-PARCII で取得 されたドロップゾンデデータを用いて検証される.

2. 数値モデル・実験設定

本研究では CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002) を用 いる.モデルは緯度経度座標で水平解像度は 0.02 度.鉛直 方向は 55 層で下層ほど解像度が細かくなる (最下層は 200 m) ようにストレッチングされる (モデル上端は z_T =24.75 km).積分期間は 2017 年 10 月 16 日から 22 日である.初 期値・境界値として大気は気象庁全球客観解析を,海面水温は Microwave Optimally Interporated Sea Surface Temperature (OI SST; Remote Sensing Systems 配信) の SST デー タを時間方向に線形内挿して与えられる.また,領域モデルを 用いた長時間積分のため, von Storch et al. (2000; MWR) に基づくスペクトルナッジング手法を課す.ナッジングは水 平速度 2 成分に, e-folding 時間 1 h 相当のナッジング係数 で与えられる.この際,強制される水平スケールは台風の内 部コアより 1 桁大きい約 1500 km 以上の擾乱のみに限られ る.積雲パラメタリゼーションは用いない.

結果・考察

シミュレーションされた台風はシミュレーション全期間に おいて気象庁ベストトラックの解析とよく一致していた (図 1). ただし、経路に関しては積分最後の12時間に移動速度が 観測より遅くなったため、10月22日0000 UTC での最終 的な位置は観測より南に 300 km 程度のずれを生じた.しか し、積分開始から急発達期間を含めた 10 月 21 日 0000 UTC までの経路誤差はベストトラックを真値として 50 km 以内 に収まっていた. 強度は 10 月 20 日における急発達も概ね 再現しており、シミュレーションでの生涯最低中心気圧は約 910 hPa とベストトラックの推定強度とよく一致した. 急発 達後のシミュレーション結果について、衛星から見積もられ る海上風速や壁雲などを比較すると、強風半径や壁雲の半径 も観測とよく一致した (図略). T-PARCII で行われた航空機 による台風中心への貫入時に取得された、中心付近のドロッ プゾンデデータとシミュレーション結果を用いて,温度分布 を比較したのが図2である.比較時刻は観測が10月21日 0640 UTC, シミュレーションは 0600 UTC である. 図はド ロップゾンデでの温度分布を真値としてシミュレーションの 台風中心付近で温度分布の誤差が最も小さくなった水平格子 点で鉛直分布を比較している.高度3kmに強い静的安定構

造が再現されており,温度分布も観測をよく追随している.

図3は台風中心での温位偏差の時間高度断面図である.急 発達前の10月18日からは高度8-12km付近に温位の正 偏差が存在していた.その後,20日の急発達に伴い、温位偏 差の下端高度は8kmから急速に降下を始め,21日には高 度3kmにまで到達した.これにより,図2で見られる高度 3kmの安定層が形成された.一方,正偏差の上端高度は,21 日には14-16kmに到達した.温位の正偏差全体として見 ると、急発達以前,8-12kmに限定されていた暖気が3-16 kmという対流圏のほぼ全体に及ぶように伸展した.このた め、台風中心では大規模な昇温が起こり,結果として中心気 圧が急速に低下したと考えられる. 謝辞

 スペクトルナッジングにおいて行われるフーリエ変換には、 石岡圭一 氏 (京大) によって開発された ISPACK ライブラ リ (https://www.gfd-dennou.org/library/ispack/) が用い られました。



図 1 台風 Lan の中心気圧の時間変化. クロスが JMA ベス トトラック, 実線が CReSS.



図2 台風中心付近でのドロップゾンデ (破線) とシミュレー ション (実線) による温度分布.





遠隔サイクロンによるスリランカの水害発生時の総観場

Anusha Warnasooriya (Sri Lanka 気象局), *石原正仁 (気象研究所客員)

1. はじめに

インド洋北部の緯度6~10度に位置するスリランカで は、熱帯低気圧(サイクロン)がスリランカからはる か遠方のベンガル湾上に位置するにもかかわらず、大 雨災害をもたらすことがある.ここでは2003年5月の 南西モンスーンの開始時期に、遠隔のサイクロンが影 響したと思われるスリランカにおける大雨災害につい て、大規模場・総観場に着目して大雨の発生原因を考 察する.

2. 大雨の状況

2003 年 5 月 17 日朝までの日雨量分布(図1)による と,降雨域はスリランカ南西域に集中し,そのなかでも 特に中部山岳地帯の南西斜面域では 700mm を超える大 雨が発生した.この大雨に伴って発生した洪水と土砂災 害により 5 月 17 日前後に死者行方不明者 255 名,家屋 全壊 9,136 戸等の大きな被害が生じた.



図1 2003年5月17日08:30までの日雨量分布.

3. サイクロンの経路

大雨災害の一因になったと思われるサイクロン 2003-01Bは5月8日にベンガル湾南部の地上付近の広 域トラフ上に発生した(図2).その後発達しながら北 北西にゆっくり移動し,大雨発生時の17日にはベンガ ル湾中部で停滞気味となり,その後中層のトラフによ って押されるように南東に移動し,19日にはミャンマ ーに上陸した.大雨発生時にはサイクロンの中心はス リランカから約1,000kmの遠隔地に位置していた.



図2 サイクロン 2003-01B の経路 (インド気象局).

4. 大規模場

この時期スリランカ周辺では南西モンスーンが始ま り、スリランカ周辺の地上付近では西南西流が卓越す る.JRA-55(図3)によると、大雨発生時の5月16-17日 地上では、スリランカ西方の西〜西南西流と、スリラ ンカ南方の赤道からサイクロンに吹き込む強い南西流 が合流していた.インド南西端のスリランカから約 300km 離れた Thiruvananthapuram の高層観測では同時 刻に3537J/kg という特に大きな CAPE が解析された.



5. 考察

スリランカでは、地上付近の一般場であるモンスー ンの西南西流と、サイクロンに吹き込む南西流が合流 し、特に大きな対流不安定を持つ気層が山岳風上側斜 面において広域で上昇したことにより積乱雲群が発生 し、大雨が生じたと推測される.これは遠隔に位置す るサイクロンによるスリランカにおける大雨災害の典 型例である.

Noru(1705)の強化及び構造変化に影響を与えた環境場要因

小山 亮 (気象研究所台風研究部)

1. はじめに

2017年7月20日1200 UTC に南鳥島近海で台 風となった Noru (1705)は、迷走後、日本に上陸 した台風で、歴代2位の長寿命台風としても注目 された。Noruは、期間中2回の発達期を経ていた が、1回目の発達後に顕著に雲システムサイズが 収縮し、その後拡大しながら急速強化(最大風速 の強化率:15.5 m s⁻¹ day⁻¹以上)していた。本調 査では、主にひまわり8号他の衛星観測に基づい て、Noruの強化及び構造変化を解析するとともに、 これらに影響した要因に関して考察を行った。

2. データ

台風の雲頂の風の解析には、ひまわり8号の100 ~300hPa 面の大気追跡風(AMV)を使用した。 強い対流域の検出はSSMISのPCT91を、雲頂温 度及び雲域検出(Sumida et al. 2018)には、ひま わり8号の赤外バンド(B13, 10.4µm)の輝度温 度(TB)を用いた。大気中の水蒸気の多寡の診断 には、水蒸気バンド(B10, 7.3µm)のTB、SSMIS から推定した可降水量(TPW)(Sun and Weng 2008)及びJAXAのGPM L2積算水蒸気量を用 いた。また、大気環境場は気象庁全球解析を、海 洋環境場は、高解像度日別海面水温解析(HIMSST) 及び海洋貯熱量(TCHP)に基づいた。

3. これまでの結果

(i) 対流バーストを伴った急速強化

対流バーストに伴う TB (B13)の低下は、急速強 化 (図 1a 中 A2)の直前で最も大きかった。また、 PCT91の分布から、風の鉛直シア(200-850 hPa,



図 1: Noru (1705)に対する(a) TB (B13)の半径 200km 内平均 の前 12h 変化及びベストトラック最大風速(MSW)、(b) SSMIS から推定した TPW (●:半径 300km 以内、O:半径 300 ~800km)、TB (B13)に基づき解析された雲システムサイズ、 ベストトラック 30kt 半径(R30)。

半径 600km 内)下流側で降水が強まる傾向もみ られた (バーストのトリガーとなっていた可能性)。

(ii) 台風上層のアウトフロー強化

1回目の発達期(図1a中A1)の直前と直後、 及び2回目の発達期(図1a中A2)に、台風の雲 頂のアウトフロー(AMVから算出)が顕著に強化 していた。特に、1回目の発達期の直前及び直後 のアウトフロー強化が、上層の環境風の強まりに 伴っていた(図略)ことに注目される(アウトフ ロージェットの存在を示唆)。

(iii)1回目の発達後の雲システムサイズ縮小

Noruは、1回目の発達の後、雲システムサイズ が顕著に収縮した(図1bの期間B:7月24日1800 UTC~7月29日0600 UTC)。この雲システムサ イズの変化は、30kt 半径の変化とあまり対応して いなかった(図 1b)。この雲システムサイズ縮小 期間には、TCHP が比較的低い(< 50 kJ cm⁻²) 海域に侵入しており、台風周辺の海面水温 (HIMSST) も、台風通過前後で最大 3K 以上低 下していたことに注目される(図略)。また、7月 28 日~31 日にかけて、中下層の水蒸気量の多寡 を示す TB(B10)が比較的高い、低湿度の領域にい たことにも注目される(図 2b)。台風周辺(半径 300~800km内)のTPWも、7月25日~26日に 減少傾向がみられ(図1b白丸)、雲システムサイ ズの縮小が、相対的に水蒸気が少ない大気環境場 に侵入したことによって起こっていたことを示唆 している。この水蒸気の多寡の変化と海洋環境場 との関係については、今後解析データ等に基づき 詳しく調べる必要がある。

謝辞:SSMIS、HIMSST、及びドボラック解析に基づ く雲システムサイズデータは、気象庁本庁から提供頂 きました。ひまわり8号AMVは、気象衛星センター で算出されたデータを使用しました。



図 2: ひまわり 8 号の水蒸気バンドの TB (B10、 7.3µm)。(a) 2017 年 7 月 24 日 1800 UTC (図 1b 中 の期間 B の開始時)、(b) 2017 年 7 月 29 日 0600 UTC (終了時)。

強い鉛直シアー下で起きた 2015 年台風第 6 号の 再発達と眼の壁雲形成

*嶋田宇大(気象研台風)·堀之内武(北大地球環境)

1. はじめに

強い鉛直シアーは、台風の眼の壁雲を非対称構造に するとともに、一般的には発達に不都合な環境条件と して知られている。しかしながら、2015年台風第6号 は、先島諸島近海で200-850-hPa間の鉛直シアーが11 m s⁻¹以上だったにもかかわらず再発達し、対称な眼の壁 雲が形成された。そこで本研究では、なぜこの台風が 強い鉛直シアー状況下で再発達し、対称な眼の壁雲が 形成されたのかについて、観測データを用いて調べた。

使用データは、気象庁石垣島ドップラーレーダーデ ータで、GBVTD 法[1]を利用し、ドップラー速度デー タから、台風の循環中心点及び接線風速をリトリーブ した。本研究は、台風が再発達した 2015 年 5 月 11 日 12UTC から 17UTC の 5 時間に焦点を当てた。

2. 解析結果と考察

高度 2km の軸対称接線風速は、わずか5 時間の間に 約 30 m s⁻¹から約 50 m s⁻¹ に増大した。発達前半、高度 1km の軸対称平均インフローは、最大風速半径 (RMW、 ~60 km) より十分内側の半径 40km 付近まで侵入し、 少なくとも高度 4km 以下はインフロー層だった。これ に応じて、軸対称平均した反射強度が RMW 内側で大 きく増大した。これらは、一般に発達台風に見られる 特徴[2]と一致する。

軸対称接線風速の増大は、200-850-hPa間の鉛直シア ーが11ms⁻¹から16ms⁻¹に増大している環境場で、対 流バーストの発生に続いて起こった。対流バーストに 伴い、波数1の対流卓越域がダウンシアー左象限に現 れた。その後、この対流域はアップシアー側に移動し た(図1の正のdBZ)。高度1kmの循環中心点に対す る高度5kmの循環中心点のずれで定義した台風渦の傾 きを調べた結果、台風渦の傾きの方位がダウンシアー 左象限からアップシアー右象限に低気圧性回転してい た(図1の太線)。この時、台風渦の傾きは徐々に小さ くなり、16UTC以降ほぼ直立になった(図2)。この直 立と同時に、波数1の反射強度分布の振幅が小さくな り(図1)、対称な眼の壁雲が形成された。

以上の振る舞いは、鉛直シアーによって傾いた台風 渦がアップシアー側に歳差運動しながら直立しうると いう理論[3]と整合していた。台風渦の直立化は、対称 な眼の壁雲形成を可能にする。また、以上の解析結果 から、台風渦の傾き、対流バーストの発生及び再発達 が、対流不安定な環境場において、鉛直シアーの強ま りをきっかけに起きたことが示唆された。





図1: 台風中心から半径25-50km及び高度1-2kmで平均した、 波数1の反射強度の時間・方位角分布(陰影). 太線は高度1km の循環中心点に対する高度5km の循環中心点のずれで定義し た台風渦の傾きの方位角を示す. 破線は200-850 hPa間の鉛 直シアーの向き、点線は鉛直シアーと反対の向きを示す.



図 2: 高度 1km の循環中心点に対する高度 5km の循環中心点 のずれで定義した台風渦の傾きの大きさの時系列.

参考文献

- Lee, W.-C., B. J.-D. Jou, P.-L. Chang, and S.-M. Deng, 1999, Mon. Wea. Rev., 127, 2419–2439.
- [2] Rogers, R. F., P. Reasor, and S. Lorsolo, 2013, Mon. Wea. Rev., 141, 2970–2991.
- [3] Reasor, P. D., M. T. Montgomery, and L. D. Grasso, 2004, J. Atmos. Sci., 61, 3–22.

Dynamic Downscaling of typhoons affecting Northern Japan

Sridhara NAYAK^{*} and Tetsuya TAKEMI Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Gokasho, Uji, Kyoto, Japan

Tropical cyclones are one of the most powerful and devastating natural disasters that cause various social damages such as loss of lives, economics, health and habitats (e.g., Takemi et al., 2016; Kure et al., 2016; Chen et al., 2018). Recently, four typhoons viz. Chanthu (International number: 201607), Mindulle (International number: 201609), Lionrock (International number: 201610), and Kompaso (International number: 201611) made landfall on Japan's norther part in August 2016 and devastated many lives and property. In our study, an attempt is made to explore the typhoon tracks and intensities of the above said typhoons and their associated features in the target region by performing dynamical downscaling.

The Advanced Research dynamic solver of Weather Research and Forecasting (WRF) model is configured with three nested domains with a resolution of 9km for parent domain (covers Japan and mostly the western parts of the north Pacific Ocean), 3km for inner domain (covers Japan), and 1km for innermost domain (covers the northern part of Japan). The initial and boundary conditions are driven at 6 hours from two different sources: 0.75-degree ERA-Interim and 1.25degree JRA55. Results of the typhoon features are compared with Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) best track datasets and Radar-AMeDAS observations.

Results indicate that the downscaled simulations reproduced a large improvement in typhoon tracks, wind fields and central pressures with respect to the original reanalysis fields and are consistent with RSMC best track datasets. For instance, we have discussed the results of typhoons (Chanthu and Lionrock). We find that the typhoon tracks are well captured by the model with JRA55 compared to that of ERA-Interim especially after landfall. The wind speeds and

central pressures are well represented in the both simulations (with JRA55 and ERA-Interim) for the typhoon Chanthu, while high central pressure and weaker wind speed is noticed for the typhoon Lionrock. However, the wind speed and central pressures after land landing are well represented in both the simulations. The results of wind speeds and central pressures for the typhoon Chanthu and Lionrock are given in Figure 1.



Figure 1: Central pressure and wind speed of Typhoon Chanthu (left panel) and Typhoon Lionrock (right panel) in WRF simulation

The 24 hours accumulated rainfall amounts after landfall of the typhoons Chanthu and Lionrock are also well represented in both simulations and closely follow Radar-AMeDAS observations. We will also explore and discuss similar features of other two typhoons (Minulle and Kompaso).

Acknowledgment: This study is supported by the TOUGOU Program, funded by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology, Government of Japan.

References:

Takemi et al., (2016). HRL, 10(4), 119-125. Kure et al., (2016). Coast. Eng. J, 58(01). Chen et al., (2018). Nat. Hazards, 1-25.

日本の南海上で発達する秋台風に対する黒潮の遠隔作用

藤原圭太,川村隆一,川野哲也(九大院・理)

1. はじめに

2017 年度気象学会秋季大会([1] 藤原ほか, 2017)では,秋季北西太平洋を北上する台風(2004 年台風23号:Tokage)に対して黒潮域の潜熱フラ ックスを100%除去する感度実験を実施した結果, 台風の急激な発達及び構造変化が抑制された.そ の原因の一つとして,黒潮域からの水蒸気流入の 弱化(相対的に乾燥した空気の流入)に伴って,台 風内部コア領域内の鉛直安定度が高まることで, 壁雲での凝結加熱が抑制されたとめであると考 えられ,秋台風の発達における黒潮の遠隔影響の 存在を指摘した.本発表では,昨秋の発表の続報 として,潜熱フラックスの除去割合を変えた数値 実験ならびに黒潮の遠隔影響を異なる観点から 検証を行った結果を報告する.

2. 実験設定

計算領域は北西太平洋域 (95°E – 170°E, 5°S – 45°N)とし,水平解像度は緯度0.05° ×経度0.05°で ある.初期値・境界値は,大気側には NCEP CFSR ver1,海面水温には OISST V2 を用いた.積分期間 は 2004 年 10 月 14 日 0000UTC から 6 日間である. この数値実験を標準実験 (Control: CNTL run)とす る.上述の設定のもとで,黒潮域の潜熱フラック スを 100%除去する感度実験 (LH00 run)に加えて, 50%除去実験 (LH50 run)も併せて実施した.

3. 黒潮域からの水蒸気流入

図1では、CNTL run の台風内部コア領域(半径 300km 以内)における潜熱加熱は、水蒸気フラッ クスの収束に大きく左右されていることが分か る.つまり、内部コア直下で蒸発する水蒸気に加 えて、台風システム外から流入する水蒸気も内部 コア領域での凝結加熱に影響することを示唆し ている.また中心気圧が急激に低下する直前に、 潜熱加熱および水蒸気フラックス収束の急増が 見られる.この結果は、第一報で示した黒潮域で 多量の水蒸気供給を受けた空気塊が台風システ ム内に流入し、凝結加熱を誘起することで、台風 強度に影響を与えるという後方流跡線解析の結 果と整合的である.

<u>4. CNTL run と潜熱フラックス除去実験</u>

LH00 run における台風の発達は、CNTL run と比 較して抑制される傾向にあり,特に発達期で強度 差が顕著である.黒潮域からの継続的な水蒸気流 入の変化を調査した前方流跡線解析によると,内 部コア領域に輸送される黒潮域起源の水蒸気量 および正味の凝結量が、CNTL run と比較して LH00 run では大きく減少していた (図 2).このこ とは相対的に乾燥した空気が台風システム内に 侵入したことを表しており、実際にLH00 run の台 風内部では低 CAPE 領域の広がりや鉛直安定度の 増加が確認されている (図略).また LH00 run の 結果を検証するため、LH50 run を実施した.LH50 run の台風の強度は CNTL run と LH00 run との間 を推移しており (図 3), 台風の発達に対する黒潮 域の遠隔影響の存在を強く示唆している.

5. まとめ

黒潮域の潜熱フラックスを段階的に除去する 数値実験では、台風強度はフラックス除去の程度 に応じて変化することが明らかとなった.その原 因の一つとして、黒潮域からの水蒸気流入の変動 による台風内部環境の変化が、台風の発達に影響 したと考えられ、昨秋の発表の結果を強く支持す るものである. CNTL, LH00, LH50 run の詳細な比 較結果を学会当日に示す予定である.



図 1. CNTL run の台風内部⊐ア領域で領域半均した潜熱加熱率 (上 段:灰色), 鉛直積算水蒸気フラックスの収束 (上段:黒色), 中心気 圧 (下段)の時系列図.



図2. 黒潮域起源の空気塊によって内部コア領域へ輸送される水蒸気 量 (棒グラフ:左軸)と正味の凝結量 (折線:右軸). 異なる初期時刻の 前方流跡線解析 (13 メンバー)のアンサンブル平均の結果を示す.



図 3. LH00 run (実線)と LH50 run (破線)における台風中心気圧の時 系列図. ただし CNTL run からの差 (LH00 minus CNTL, LH50 minus CNTL)で表している.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JT16H01846 の助成を受けた.

引用文献

[1] 藤原ほか. 2017: 日本気象学会 2017 年度秋季大会予稿 集, D460

台風発生に影響を及ぼす対流圏上層寒冷渦の統計解析

*筆保 弘徳(横浜国大)·吉田 龍二(理研計算科学)

1. はじめに

北西太平洋の台風発生環境場には、対流圏下層の 大規模循環場だけでなく、上層寒冷渦(Upper Cold Low; UCL)も関わっている(気象庁予報部 1990;坂 本 2006)。UCLは 200hPa 付近を中心に寒気核を持っ た低気圧であり、その南~南東側で発散場となること で台風発生に好条件の環境場をもたらしている。しか し、UCL に影響を受けた台風の頻度やその時の台風 の特徴に言及した研究は少ない。そこで本研究は、台 風発生に影響を及ぼしている UCL を定量的に検出し、 どの程度が台風発生に影響を及ぼしているかを統計的 に調べる。また、対流圏下層の発生環境場パターンと 組み合わせて、UCL の有無で変わる台風の特徴につい て明らかにする。

2. 手法

気象庁ベストトラックとJRA-55の200hPa高度(緯 度経度3.75度領域平均と6時間平均をほどこす)の風 を用いて、台風発生に影響を及ぼしているUCLを以 下の定義から検出する。

・台風発生位置(TCG):気象庁ベストトラックの最 初のレコードの位置。気象庁定義の台風発生よりも前 の段階を含んでいるので台風発生位置ではない。

・検出時間:最初のレコードから72時間前。

 ・UCLの定義:①TCGから半径1500km以内の北西 象限で検出し、最も近い200hPa高度相対渦度5.0 x 10⁻⁶s⁻¹以上の領域。台風発生に影響していることを 考慮して②TCGの200hPa高度では発散場で、③風の南北成分は正(南風)とする。最後に④寒気核の存 在などを主観的に確認する。

本研究での統計期間は1979年~2016年とし、台風の特徴の抽出にはIBTrACSも用いる。対流圏下層の 台風発生環境場は、台風発生環境場診断手法(Yoshida and Ishikawa 2013)を用い、シアライン(SL)、東西 風合流域(CR)、モンスーンジャイア(GY)、偏東風 波動トラフ(EW)、先行台風(PTC)に分類する。

3. 結果

図1は、2016年台風17号の検出時間(9月20日00時)の200hPa高度の水平風と相対渦度を示す。太平 洋中部の中緯度トラフから分離して(9月15日)、平 年よりも北東で活発な太平洋高気圧の南側を西進した UCLが日本の南海上まで到達し、その南東の発散域 で3日後に台風17号となる初期擾乱が発生している。 この例のように、ほぼ全てのUCLは中緯度トラフ近 傍から数日かけて南下・西進していた。

本研究の定義では、UCL が影響している台風発生 事例(UCL 台風)は967 事例中91 事例(9%)であ る。①の条件に合わない事例は全事例の69%、②は 32%、③は49%であった。検出した UCL と TCGの 平均距離は約900km。月別 UCL 台風発生数は7-9月 で多く、1-5月は1事例も検出されなかった。夏季の UCL 台風発生率の経年変化を調べると、チベット高気 圧の東への張り出しや北東に偏って位置する太平洋高 気圧が顕著だった2001・2004・2010・2016年などで 高い。

季節性の影響を除くために UCL 台風発生期(6-11 月)に限定して、UCL の影響が検出されない台風(No-UCL 台風)と比較した。ベストトラックの最初のレコー ドから台風発生時までの時間は、UCL 台風(63時間) の方が No-UCL 台風(72時間)より有意な差(T 検 定で95%有意範囲)を持って早い。台風発生時、UCL 台風は No-UCL 台風よりも北上傾向にある。台風発生 や最盛期では、UCL 台風が No-UCL 台風に比べて平 均的に高緯度に位置する。台風発生時の強度変化や急 速発達の発生率では差はなかった。

下層の台風発生環境場パターン別で比べると、UCL 台風発生率はCRでやや高く(13%)、PTCでやや小さい(7%)。これはCRの上層にはTUTTが多いという 過去の報告と一致する(Ritchie and Holland 1999)。 下層発生環境場ごとで比較すると、CRとEWのUCL 台風はNo-UCL台風に比べて北東より、反対にPTC では西よりに発生する傾向がある。PTCのUCL台風 は最盛期の強度は弱い傾向がある。下層の台風発生環 境場5パターンのどれにも属しない台風が37年間で 49事例(5%)あるが、UCL台風はそのうち8事例 (16%)であった。

4. まとめ

本研究の結果から、UCLの影響を受けて発生した台 風の気候学的特徴が明らかになった。台風発生前に北 西象限 1500km 圏内に寒冷渦があると、台風発生まで の時間が早いことと北上しやすい傾向は、防災上重要 な情報となる。



図 1: 2016 年台風 17 号の発生環境場。ベストト ラックの最初のレコードから 72 時間前の 9 月 20 日 00 時の 200hPa 高度の風と、相対渦度(コンター)と 5.0x10⁻⁶s⁻¹ 正渦度域(影)。TCG を×、UCL 位置を ●で示し、1 日ごとに6 日前までさかのぼる。

雲解像モデルを用いた台風の最大風速半径の決定要因についての研究

* 日置 智仁・坪木 和久 (名古屋大学・宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

近年の数値シミュレーションの発達により,高解像度モデ ルを用いた台風の中心部の構造の詳細な解析も行なわれるよ うになってきた.しかしながら,事例によっては現実の台風 の構造を再現出来ない場合がある。例えば,眼の大きさは数 値シミュレーションにおいて現実と異なる大きさになること がある.眼内部には台風の中心気圧を決定する暖気核構造が あり,その周囲には眼の壁雲や最大風速域が存在しており, 眼の大きさは中心部の構造や力学・熱力学構造を反映してい る.また,衛星雲画像やレーダー降水強度等の観測データと 比較しやすいため,数値シミュレーションの再現度の目安と なることもあり,現実的な眼の大きさを再現することは重要 である.

本研究では、眼の大きさに関連した要素として最大風速 半径に着目する。 雲解像モデル CReSS を用いた数値シミュ レーションを行ない,最大風速半径に感度を持つパラメータ について調査する.

2. 実験設定

数値実験には名古屋大学で開発された非静力学雲解像モデ ル CReSS(Tsuboki and Sakakibara, 2002)を用いる. 1981 年から 2015 年までの台風活動期(6-11月),西部北太平洋 (120°E-180°E,0°N-30°N)で時間・領域平均したJRA-55 データを初期値とした。海面水温は一定で,30°Cとした。 Rottuno and Emanuel (1987)と同様の初期渦を置き,初期 渦の最大風速は15 m s⁻¹とした。本研究では,最大風速半 径 (RMW)の感度を調査するために,水平格子間隔,初期渦 の RMW,風速と熱に対する地表面租度(Z_{0m}, Z_{0m})を変化 させた実験を行なう(表1).本研究では,各実験の台風の中 心気圧が 900 hPa に達する前の発達を解析対象とする。

3. 結果

図1に各実験の台風の中心気圧の時間変化を示す。全ての 実験において、台風の中心気圧は900 hPa に達している.水 平格子間隔2kmの実験A,B,Cでは5kmの実験D,E より速く発達している。地表面粗度を増加させた実験B,C では同じ格子間隔の実験Aよりも速く発達している。また、 Zomを増加させた実験BではZohを増加させた実験Cより も速く発達している。両方の粗度は熱に対する交換係数に関 連しており、これらを増加させた場合交換係数、すなわち地 表面熱フラックスが増加するためである。Zom は増加させた 場合は、熱フラックスの増加に加えて、地表面摩擦も増加す る。摩擦による収束によって境界層内のインフローが強化さ れるため、Zohを増加させた場合よりも急速な発達をした。

図2に各実験の台風の RMW の時間変化を示す。計算開 始直後は渦のスピンアップ期間であり, RMW の時間変動が 大きい。計算開始 36 時間後までには初期値の大きい渦から 小さい渦へと発達し,それ以降は緩やかに小さくなっていく. よって,36 時間後以降の RMW の変動について調査する. 水平格子間隔が大きい場合(実験 A と D の比較),または初 期渦の RMW が大きい場合(実験 D と E の比較),期間全体 を通して RMW が大きくなる。また,格子間隔と初期渦の RMW が同じ実験 A, C は明瞭な差が見られなかったが,実 験 B では中心気圧の低下に伴い,実験 A, C よりも RMW が小さくなっていく.したがって,Zoh よりも Zom の方が RMW の感度は大きい.地表面摩擦の増大に伴い,境界層内 の内向きの動径風が強くなり,遠心力によって動径速度が外 向きに変化する前に、より中心近くまで達することが出来る ためであると考えられる.

4. まとめ

本研究では、雲解像モデル CReSS を使用して、最大風速 半径に感度を持つパラメータの調査を行なった。

地表面粗度を4倍に増加させた実験(B, C)を行なった結 果、Z_{0m}が大きい場合、台風が発達するにつれて、台風Aよ りもRMWが小さくなっていくが、Z_{0h}が大きい場合は明瞭 な差が見られなかった。これは地表面摩擦の増大によって境 界層インフローが強化されるためであると考えられる。

水平格子間隔を 2 km から 5 km に大きくした実験 (D) を 行なった結果, 台風 A よりも緩やかに発達し,期間を通して RMW は大きかった.また,実験 D と同じ格子間隔で初期 渦の RMW を 100 km から 200 km に大きくした実験 E で は,期間を通して RMW は大きくなった.したがって,台 風の RMW は水平格子間隔や初期渦の大きさによって影響 を受けることが示された.

表1. 各実験における設定.

実験名	А	В	С	D	Е
水平格子間隔 (km)	2	2	2	5	5
積分時間 (時間)	72	72	72	96	96
初期渦の RMW (km)	100	100	100	100	200
Z _{0m} (倍)	1	4	1	1	1
Z _{0h} (倍)	1	1	4	1	1









JNoVA を用いた 2017 年台風 21 号航空機観測の同化(序報) <u>伊藤耕介</u>(琉球大/気象研),山口宗彦・中澤哲夫(気象研),山田広幸(琉球大), 長浜則夫・清水健作(明星電気),大東忠保(京都大),篠田太郎・坪木和久(名古屋大)

1. はじめに

2017年台風 21 号は、一年を通して最も低い中 心気圧を記録し、超大型の状態で初めて日本に上 陸した台風である、台風21号の接近や上陸に伴い、 各地で観測史上1位の雨量や高潮の記録が更新さ れ、様々な気象災害が生じた、この台風が上陸した のは10月23日未明(日本時間)のことであった が、上陸前の最盛期である 10 月 21 日から 10 月 22日にかけて、T-PARCIIプロジェクトとDOTSTAR プロジェクトによる航空機観測が実施されていた. T-PARCII プロジェクトでは台風の内部コアに関す る情報が得られ、DOTSTAR プロジェクトでは台風 の周辺の状況が観測された. これらの航空機観測 データは、台風近傍の物理場を高精度に反映して いると考えられるため、これらのデータを用いた 同化・予測実験を行うことで、台風予測精度への航 空機観測のインパクトを評価することが可能にな る. 本発表では、気象庁非静力学メソ 4 次元変分 法 INoVA のシステムを用いた同化・予測実験の初 期結果について報告する.

2. 実験設定

JNoVA の同化ウィンドウの長さは 3 時間である が,これまでのところ,21 日 03-06UTC と 06-09UTC の 2 サイクルに T-PARCII の観測データを 同化し,21 日 09-12UTC と 12-15UTC の 2 サイク ルに DOTSTAR の観測データを同化する実験が完 了している.そこで,この第 4 サイクルの終了時 刻となる 21 日 15UTC を初期値とする気象庁非静 力学モデル NHMを用いた 30 時間予測を実施した.

T-PARCII の観測値については,異常値などを除 去済みのLevel 2 データをもとに,海面気圧及び指 定気圧面(250,300,350,400,500,600,700,800, 850,900,925 hPa)における東西風・南北風・気温・ 湿度を同化した.ただし,観測誤差標準偏差につい ては気象庁のメソ解析用に採用されているゾンデ 観測と同様の値を採用するものとし,観測誤差標 準偏差の10倍以上第一推定値から離れている場 合には,その観測データを同化しないものとする. また,水平方向の間引きは実施しない.DOTSTAR の観測データについては,気象庁のメソ解析に利 用された品質管理済みのデータをそのまま利用す る.そのほか,衛星と解析雨量のデータを除き,ほ ぼ現業メソ解析と同じデータを同化している.

本研究では、台風近傍で用いる観測データの影響を評価するため(1)台風ボーガスと航空機観測を 共に同化する(2)台風ボーガスを同化するが航空機 観測を同化しない(3)航空機観測を同化するが台風 ボーガスを同化しない,という3つの同化実験を 比較した.

3. 同化・予測実験の結果

T-PARCII の観測が多く得られた第2サイクル (21日06-09UTC)における湿度のイノベーション (観測値と第一推定値の差)に注目すると、イノベ ーションは全体的に負の値であり、空気を乾燥さ せるように働いていた.また、東西風や南北風のイ ノベーションは最大で20m/sに達しており、台風 の中心付近の構造や位置ずれを補正するように働 いていた.イノベーションの値は高度方向に比較 的なめらかに変化していた.

下図に,台風の進路・強度の予測結果を示す.予 測精度を RSMC Tokyo のベストトラックデータに 対して評価したところ,進路予測に関してはあま り大きな違いが見られなかったものの,強度予測 に関しては台風ボーガスを同化しなかった場合の 方が予測期間後半で誤差が小さかった.台風ボー ガスを同化しない場合に,初期時刻付近で誤差が 大きいのは,DOTSTARの観測だけでは,十分に強 い台風を再現できないからだと考えられる.また, 基準とするベストトラックデータの品質にも留意 する必要がある.

現時点で予測実験は 1 回しか実施しておらず, 単純に良し悪しを判断することはできない. 学会 発表時には,複数サイクルの同化・予測結果に関す る評価も紹介する予定である.



図. 台風の予報誤差. (a)進路予測と(b)中心気圧. 細実線 はボーガスなし・航空機観測あり, 破線は台風ボーガス あり・航空機観測なし, 太実線は台風ボーガス・航空機 観測ともありの同化結果を初期値としている.

謝辞:本研究はJSPS科研費16H06311「豪雨と暴風を もたらす台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の 量的解析」および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」の支援を受けている.

T-PARCII ドロップゾンデと気象庁全球予測システムを用いた観測システム実験と 台風強度を対象とした感度解析ガイダンスの開発

山口 宗彦¹、石橋 俊之¹、中澤 哲夫¹、伊藤 耕介²、山田 広幸²、大東 忠保³、 篠田 太郎⁴、高橋 暢宏⁴、坪木 和久⁴ (1:気象研, 2:流大理, 3:京大防災研, 4:名大宇宙研)

1. はじめに

熱帯低気圧の強度推定及び強度予測の改善を目指 した太平洋アジア地域観測実験 Tropical cyclones-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts (T-PARCII¹)のもと、2017年の台風第21号(LAN)に 対して航空機観測を実施した。10月21日05~07UTC の間に21個のドロップゾンデ観測が得られ、そのう ち6個は台風の眼の中の観測データである。新しく 得られた観測データの台風進路・強度予報へのイン パクトを調査するために、ドロップゾンデ観測と気 象庁全球予測モデル(TL959L100、水平解像度約 20km)、4次元変分法(TL319L100、水平解像度約 60km) を用いて観測システム実験(Observing System Experiment, OSE)を行った。

2. 観測システム実験概要

気象研究所数値解析予報実験システム(MRI-NAPEX, H011 バージョン)を用いた。各ドロップゾンデ観測 に対して、指定面における東西風、南北風、気温、 相対湿度を同化した。ドロップゾンデ観測の観測誤 差は、ラジオゾンデと同じ値を使用した。この設定 は気象庁現業の4次元変分法と同じである。現業の 4次元変分法と異なり、本実験では品質管理 (Quality Control, QC)を行わず、D値(観測-背景 場)の大きさに関わらずドロップゾンデ観測を同化 した。

3. 観測システム実験結果

2017年10月21日06UTCを初期時刻とする0SEの 結果、ドロップゾンデ観測の台風進路・強度予報への インパクトは小さかった(図1)。そもそも同初期 時刻の予測は、ドロップゾンデ観測を同化しない実 験でも進路・強度予報の精度が良く、改善の余地が少 なかった。また、本実験で用いたアウター/インナー モデルの水平解像度はそれぞれ20/60kmで、今回の 観測が台風の中心付近で実施されたことを考えると 粗すぎるのかも知れない。

4. 感度解析

4次元変分法で用いられているアジョイントモデ ルを用いて、台風の強度変化を対象とした感度解析 システム(Rabier et al. 1996, QJRMS)を開発した。 OSE を実施した初期時刻を対象とする感度解析結果 によると、台風の2次循環、特に台風西側の2次循 環が台風の強度変換に対して感度があることが分っ た(図2)。例えば、台風中心から100~500km,高 度 200hPa くらいのアウトフロー領域は感度が高か った。今回の観測では高感度領域にドロップゾンデ 観測が得られなかった。感度解析プロダクトに基づ いた OSE、及び感度解析プロダクトの評価は来年度 以降の課題である。



図1.(左)進路予測の結果。▲、■、●のマークの付いた 実線がそれぞれ、ベストトラック、ドロップゾンデ同化な し、ドロップゾンデ同化ありの予測結果。(右上)中心気 圧の予測結果。(右下)最大風速の予測結果。



図2.感度解析の結果。台風中心を通る東西鉛直断面図で、 ①下層インフローの強化、②中層湿潤化、③上層アウト フローを強化する感度がでている。

謝辞

本研究は、科研費補助金 16H06311 の助成を受けた。

http://rain.hyarc.nagoya-u.ac.jp/~tsuboki/kiba nS/index_kibanS_jpn.html

火星高解像度 LES を用いた地表面ダストフラックスの見積もり

* 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), 荻原弘尭 (北大·理),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、ダスト巻き 上げ過程をパラメタライズすることで表現してい る. パラメタリゼーションスキームには MGCM で解像可能なスケールの流れ場の値を直接用いる ものとサブグリッドスケールの流れ場について、ダ ストデビルのような特定の構造を考慮したものが 使われている (Kahre et al., 2006 など). しかしこ れらのスキームを MGCM に導入して計算しても、 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 ションスキームの性能は不十分である可能性があ る. 火星の場合, MGCM におけるサブグリッドス ケールの流れ場の正確な描像を観測によって得る ことは困難であるが、高解像度の LES を用いれば 描像が得られ、パラメタリゼーションの検討ができ る可能性がある. 現在, MGCM には数 km 程度の 空間解像度で計算できるものがある (Takahashi et al., 2011). そこで数 km 程度の計算領域における 高解像度計算のデータを用いれば、その特徴を調べ ることで MGCM におけるパラメタリゼーション スキームを検討できることが期待できる.

本研究ではパラメタリゼーションスキームの検 討を目的に解像度の高い LES から出発し, 解像度 を粗くした場合の結果を相互比較することを行っ ている.使用しているデータは,世界最高解像度 の LES を用いて火星大気境界層における調査を行 なった Nishizawa et al. (2016)で得られたデータ である.前回の発表 (村橋 他, 2017,秋季大会)ま では地表面付近の流れ場に注目して,その構造の調 査を進めてきた.今回は,MGCM で用いられてい るスキームを用いて,地表面ダストフラックスを計 算し,解析を進めているので,その結果を報告する.

使用データ

本研究では, Nishizawa et al. (2016) で計算され た解像度 5, 10, 25, 50, 100 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. 初期条件 は、Odaka et al. (2001) の鉛直温度分布に微少な 温位擾乱を加えた静止大気とし、0:00(地方時)か ら計算されている. 解像度 5 m のデータは, 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. ダストフラック スは Kahre et al. (2006) で用いられたスキーム及 びパラメータを使用して計算した.

3. 結果

表1に計算によって得られた各解像度における 地表面ダストフラックスの平均値を示す.Kahre et al. (2006)に合わせ、ダスト巻き上げの地表面応 力閾値を0.01 Pa、ダスト巻き上げの効率因子パラ メータを0.02に設定している.解像度50 m,100 mの計算結果ではKahre et al. (2006)で用いられ た地表面応力閾値の最低値である0.01 Paを超え る点がなく、0となっているため、掲載していない. 5 m 解像度では、ダストフラックスが桁違いに大き な値になっていることがわかる.今後はダストデビ ルを想定したパラメタリゼーションスキームを用 いた見積もりも行う予定である.その際、数十 m ス ケール解像度の計算結果は、MGCMにおけるパラ メタリゼーションスキームのグレイゾーンに当た る可能性があることに注意して解析を進めていく.

表 1 ダストフラックス [10⁻¹³kg/(m²·s)] の水 平平均 (応力閾値 0.01 Pa の場合)

解像度	5 m	10 m	$25 \mathrm{m}$
ダストフラックス	391	2.89	3.64

洋上の浅い積雲に対する LES の解像度依存性

*佐藤陽祐(名大工),島伸一郎(兵庫県立大),富田浩文(理研計算科学)

1. はじめに

気候予測における雲に関する不確実性は未だに大き い。気候予測に広く用いられてきた全球モデルでは、そ の解像度の粗さから雲ひとつひとつを解像することが できず、半経験的なパラメタリゼーションによって雲 が表現している.このパラメタリゼーションが不確実 性を生み出す主要な要因の一つ D えあるるため、雲を 直接解像する雲解像モデルやラージ・エディー

・シミュレーション(LES)モデルを用いてパラメタリゼ ーションを改良する取り組みが行われている.しかし, LES モデル自体にも様々な不確実性を生み出す要因が 伴っている (e.g., 解像度[1], 水平格子と鉛直格子のア スペクト比[2], 計算ドメインのサイズ[3], LES が利用 する雲モデル[4]など).本研究ではこれらのうち空間解 像度が浅い積雲に及ぼす影響を評価し, LES によって 計算される浅い積雲が,数値的に収束する解像度を調 べた.

2. 利用したモデルと実験設定

本研究で用いた数値モデルは Salable Computing for Advanced Library and Environment (SCALE [2],[5])である. 雲微物理モデルの影響を評価するため,超水滴法[6]と 2モーメントバルク法[7] (以下,バルク法と表記)の 2種類の雲微物理モデルを用いた.実験設定は洋上の 浅い積雲を対象とした Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment (BOMEX)[8]と呼ばれるモ デル間比較の実験設定と同様とした.空間解像度の依 存性を評価するため,解像度を BOMEX で使用された 100m/80m (x/z 方向)から 6.25m/5m まで変化させて実験 を行った.

3. 結果

図1に SCALE によって計算された水平平均の雲量 の時間変化を示す.超水滴法,バルク法ともに解像度が 上がるにつれて雲量が増加しており,12.5m で数値的に 収束している.この結果は,BOMEX で用いられている 解像度は不十分であることを示している.

計算された積雲の雲微物理特性と,乱流統計量などの解析から,数値的な収束の理由を考察した.雲量が数値的に収束している解像度(12.5m/10m 解像度またはそれ以上の解像度)では、雲の下の乱流の構造がロール状

になっている一方,数値的に収束していない低解像度 の実験では、ロール構造が不明瞭になっていた.乱流エ ネルギーの収支解析から、数値的に収束した解像度で は、雲の下でシア生成による乱流エネルギーの生成が 十分に解像されていないことが明らかになった.これ はシア生成が支配的な地表付近に十分な数の格子がな いことが原因である.一方,数値的に収束した解像度で は、シア生成が十分に解像されており、その結果ロール の構造が卓越し、雲量の数値的な収束につながったと 考えられる.



図1 雲量の時間変化.右は超水滴法による結果,左 はバルク法の結果を示す.太実線,点線,鎖線,一点鎖 線,細実線はそれぞれ解像度 6.25m, 12.5m, 25m, 50m, 100m の結果を示す. 左図は Sato et al. (2017)[9] の図を編集して作成

参考文献

- [1] Yamaguchi & Randall, 2012, J Atmos Sci. 69, 1118-1136.
- [2] Nishizawa et al., Geosci Model Dev., 8, 3393-3419.
- [3] Stevens et al., 2002, J Atmos Sci., 59, 3285–3301.
- [4] VanZanten et al., 2011, J Adv Model Earth Syst., 3, doi:10.1029/2011MS000056
- [5] Sato et al., 2015, Prog Earth Planet Sci., 2(23), doi:10.1186/s40645-015-0053-6
- [6] Shima et al., 2009. QJR Meteorol Soc., 135, 1307-1320.
- [7] Seiki & Nakajima, 2014, J Atmos Sci., 71, 833-853.
- [8] Siebesma et al., 2003, J Atmos Sci., 60, 1201-1219
- [9] Sato et. al., 2017, Atmos Sci Lett., 18, 359–365. doi:10.1002/asl.764
建物高さのばらつきを考慮した都市キャノピーによる乱流特性への影響

*吉田敏哉(京大院理)・竹見哲也(京大防災研)

1. はじめに

人口構造物で被覆された都市地表面は気象環境を 大きく変えるインパクトをもち、ヒートアイランド や大気汚染といった都市特有の環境問題を引き起こ す。これらの諸問題解決には都市構造物上の乱流に よる運動量・スカラー輸送過程を明らかにすること が重要である。多くの先行研究では高さが一様なブ ロック列上の乱流を解析対象としてきたが、現実の 都市構造物は高さの非一様性が大きいため、一様高 さのブロック列を使用した研究のみでは不十分と考 えられる。実際、高さのばらつきを有するブロック 列を使用した近年の研究により、乱流統計量は建物 高さのばらつきの影響を大きく受けることが示され ており(Nakavama et al. 2011)、高さのばらつきを考慮 した都市パラメタリゼーションの構築も進んでいる (Kanda et al. 2013)。一方で、キャノピー近傍では空 間非一様性が大きく、乱流の空間スケールや組織構 造の特徴は十分明らかになっていない。そこで本研 究では建物高さのばらつきを考慮したキャノピー近 傍の流れ場の解析を行った。

2. 計算設定

本研究では中立成層大気を対象とし、高さのばら つきを有するブロック列を用いた Large-eddy simulation(LES)を実行した。計算領域は主流方向 4 km・スパン方向 2.4 km で、水平解像度は 2 m とし た。計算領域内には図 1 で示されたようなブロック が繰り返し並べられている。建物高さのばらつきの 影響を調べるために、建物高さの標準偏差と平均高 さ H_{ave} の比 V_h が 0.0,0.5,1.0 となるようなブロック列 を用いた。ブロックの密度を示す建ペい率 λ_p は 0.25 としている。本研究では流入境界に別計算領域で作 成した乱流境界層流をタイムステップ毎に与えた。

3. 結果

図 2(a)に混合長 l_m の鉛直プロファイルを示す。混 合長は鉛直シアーと乱流運動量フラックスを用いて、 $l_m = (-\overline{u'w'})^{1/2}/(dU/dz)$ として計算した。高度は H_{ave} で規格化してある。 $V_h = 0.0$ の値は H_{ave} 以下のキ ャノピー内に極大値をもつようなプロファイルとな っており、この特徴は既往研究の結果(Castro 2017) と一致する。 $V_h = 0.5, 1.0$ のケースでは2つの高度 でピークが現れており、これらのケースの地表面に は大小2つのブロックが存在しているためと考えら れる。気象モデル内で使用される多くの都市キャノ ピーモデルでは、キャノピー内の混合長は一定もし くは高度とともに単調増加する形で与えられている ため、より精緻な都市キャノピーモデルの構築には、 図 2(a)に見えられるような混合長の複雑な鉛直変化 を考慮する必要があることが示唆される。 図 2(b)は下向き運動量フラックスに対応する ejection と sweep の差 Δ Sの鉛直プロファイルである。 ejection と sweep は乱流の組織的な構造に伴って発 生するため、それらの差 Δ Sは乱流構造の特徴を示す 指標となる。 Δ Sが正の場合は sweep が、負の場合は ejection が卓越していることを表す。図から V_h が大き いほど sweep の値は大きく、sweep が卓越する高度 が高くなることが分かる。また、混合長の極大値の 高度は sweep が最大となる高度に対応していること が分かる。混合長は時間空間平均された統計量から 算出されており非定常な乱流構造との関係は明確で はないが、キャノピー近傍での sweep を伴うような 乱流構造のスケールが混合長と関連していることを 示唆している。

4. まとめ

キャノピー近傍における建物高さのばらつきの影響を評価するため、高さのばらつきを有するブロッ ク列上の LES を行った。その結果、混合長は建物高 さのばらつきをもつキャノピー内で複雑に鉛直変化 することを示した。また、高さのばらつきが大きい ほど、キャノピー近傍で sweep の寄与が大きくなり、 sweep を伴う乱流構造のスケールと混合長が関連し ていることを示唆した。



図 1: 計算領域に配置されたブロック列 (左) $V_h = 0.0$, (中) $V_h = 0.5$, (右) $V_h = 1.0$



図 2: (a)混合長, (b) ΔSの鉛直プロファイル

参考文献: Nakayama et al. 2011: J, Appl. Meteor. Climatol., 50(8), 1692-1712 Kanda et al. 2013: Bound-Layer Meteor., 148(2), 357-377

Castro 2017: Bound-Layer Meteor.,164(3), 337-351.

1.序

日中に発達する大気境界層の混合層上部では、平均的 な成層が安定な場合でも、しばしば上向きの熱フラック スが観測されることが知られている.このような場合、 渦粘性型のモデルでは負の粘性係数を許容する必要があ るのみならず、中立成層での熱フラックスを合理的に説 明することができない.この状況を整合的に説明するた めの概念モデルとして、

$$\overline{\theta w} = -K_h \Theta_z + \Gamma_s$$

のように、温位の鉛直勾配と独立な項を導入する手法が 従来より提案されている (Deardorff 1966). ここで Γ は 逆勾配項と呼ばれており、中立成層または安定成層での 上向き熱輸送を説明するものと理解されている. 典型的 な 2 次クロージャモデルでは、逆勾配項の導入は、温位 分散 θ^2 が平衡解からずれることで、中立時でも θ^2 が正 の値をとりうることで正当化される. 例えば MYNN モ デル (Nakanishi and Niino 2009) では、

$$\overline{\theta w} = 3\alpha_c A_2 l/q [-\overline{w^2}\Theta_z + (1 - C_3)g/\Theta_0 \cdot \overline{\theta^2}],$$

が仮定される (記号の定義は Nakanishi and Niino 2009 に従う.以下同様)が、中立時に $\theta^2 \neq 0$ であれば上向 きの熱フラックスが自然に表現される. Nakanishi and Niino (2009)の MYNN level 3 での解の構成法では、level 2.5 から算出される渦熱拡散係数 $K_{H,2.5}$ と温位分散の平 衡解 $\theta_{2.5}^{2}$ を用いて、

$$\overline{\theta w} = -K_{H,2.5}\Theta_z + E_H l/qg/\Theta_0(\overline{\theta^2} - \overline{\theta_{2.5}^2}),$$

と表され、数値モデルでは通常この表記に従って実装される.この解の構成法では、渦粘性項は温位分散の平衡 解のみから表現され、平衡解からのずれは全て逆勾配項 として解釈することに対応している.しかし、逆勾配項 の表現は中立時を除けば任意性があることから、上式を 選択した場合の特性を把握しておくことは重要である. このような観点から、本研究では Nakanishi and Niino (2009)による逆勾配項の特性について検討した.

2. 結果

乱流モデルとして MYNN level 3 を用い,不安定境界 層を対象とした鉛直 1 次元の数値実験を実施した.そ の結果の一例を図1 に示す.上で述べたように,逆勾配 項は温位分散とその平衡解からのずれが重要な役割を果 たす.両者を比較してみると(左図),特に温位勾配の大 きな下層で平衡解からのずれが大きく,予報される温位 分散は平衡解よりもはるかに小さくなっていることが分 かる.この傾向は風速が大きいほど顕著に現れる.右図 に Nakanishi and Niino (2009)の表記法に従って算出さ れる,鉛直方向の温位フラックスの鉛直分布を示した. 下層で温位分散の平衡解が大きいことを反映して、渦粘 性項の温位フラックスが急激に増大しており、逆勾配項 はそれと相殺するように作用している.したがって、下 層では逆勾配項が中立時の熱輸送を説明するものではな く、逆勾配項の物理的意味を解釈するうえでは注意が必 要である.また、数値計算上の観点からは、渦粘性項と は異なり逆勾配項を陰解法で評価するのは困難なため、 逆勾配項が下層で強い鉛直勾配を持つことは数値安定性 を確保するうえでは良い性質ではない.

温位分散の平衡解は $\overline{\theta_{2.5}^2} = \alpha_c B_2 l^2 S_{H,2.5} \Theta_z^2$ と表され, 温位の鉛直勾配に比例することに着目すると, Nakanishi and Niino (2009) とは (数学的には等価であるが) 異なる 表記法を採用することが可能である. その一例として, パラメター β を導入して,

$$\begin{split} \overline{\theta w} &= -K_H \Theta_z + E_H l/qg/\Theta_0(\overline{\theta^2} - (1 - \beta)\overline{\theta_{2.5}^2}), \\ K_H &= (1 - \beta \alpha_c B_2 E_H G_H) K_{H,2.5}, \end{split}$$

と修正することが考えられる.この表記法の利点として は、中立時の制約条件がβの選択によらずに自動的に満 たされることが挙げられる.講演では、主に数値安定性 の観点から逆勾配項の表現について議論したい.

参考文献

Deardorff, J. Atmos. Sci., **23** (1966), 503–506. Nakanishi and Niino, J. Meteor. Soc Japan, **87** (2009), 895–912.



図1 (左図) Level 3 モデルで予報された温位分散 $\overline{\theta^2}$ (集線) と level 2.5 モデルから診断された温位分散 (点線) の鉛直分布. 地衡流速が $U = 10 \text{ [ms}^{-1]}$ のときの結果. (右図) Level 3 モデルで診断される温位の鉛直フラック スの渦粘性項 (実線) と逆勾配項 (破線) の鉛直分布. 点 線は両者の和を示している.

富士山周辺に見られる山岳波の数値実験 -1966年3月5日のBOAC機墜落事故時の大気環境 *吉崎正憲・高咲良規・浅石望 (立正大学)

1. はじめに

富士山は標高 3776m の孤立峰であり,それに強 風が吹くと山岳波が発生する.山岳波の表れと して吊るし雲や笠雲がよく知られている.

ここでは、富士山南東側で発生した 1966 年 3 月5日のBOAC機の墜落事故の事例を取り上げる (図 1).当日低気圧が通過して北西風が卓越し ていた.14時頃に BOAC 機は羽田空港から西に 向かい富士山付近で墜落した(図 2).ここでは その時の大気状況について調べる.



図1:BOAC 機事故の写真(左). 図2:BOAC 機の飛行コース(右).

2. 数値モデル

用いたモデルは JMA-NHM であり,5km,2km,1km, 500mのネスティングを行った.初期値と境界値 として JRA-55 のデータを用いた.

3. 結果

当日 14 時 10 分における富士山付近を通る鉛直 断面(図 3)を見ると,温位分布は高さ 2-3km で高さ方向に変化が大きく,逆転層が顕著であ った.また風は大きくうねり,「はね水現象」が 見られた.富士山の風下側 10km 付近の高さ 6km までは大きな上昇流があった.特に高さ 4km 付 近で 10ms⁻¹に近い強い上昇流があった.



図 3 主風向の北西方向から南西方向へ沿った 温位(実線)と風(ベクトル)の鉛直断面図.

4.「晴れた日には富士山には近づくな」とい う気象学的な理由

当時から航空関係者の間では、上記のことが 言われていた.「晴天」とは、総観場からいう と、下降流が卓越していることである.また BOAC 機の墜落事故の時間帯が 14 時頃であっ たことから、地面から活発な対流混合があっ て境界層が十分発達したことが想像される. そこで、温位の時間変化をみると、主に下降 流による移流と境界層 (PBL)の混合の効果が 考えられる.

$\partial \theta_{-}$	$\partial \overline{\theta}$	ð	$\partial \theta$)
∂t	$\frac{\partial z}{\partial z}$	∂z	∂z)+

その様子の模式図を示す(図4).



図4 鉛直分布.(左から)下降流,初期の温 位,下降流による温位の移流,混合による温 位,トータルの温位(赤線)

初期の温位分布は高さ方向に一定の傾きを持ち,逆転層はないとする.温位は保存量であるから,温位は下降流により下方に移動しようとし,PBLの発達により内部では高さ方向に一様になろうとする.この二つの効果の重ね合わせにより,PBLの上部では温位が急変する層(=逆転層)ができやすくなる.PBLの発達が強いほど,また下降流が強いほど,逆転層は強化されることになる.このような環境場は「はね水現象」が発生しやすくなる.

BOAC 機事故の大気場では,積乱雲内部の上 昇流の強さに匹敵する強烈な上昇流が見られ た.当時晴天乱流は予測されたかもしれない が,このような激しい現象が山岳規模である とは想像されなかったに違いない.水平飛行 をする BOAC 機にとって,あたかも下から強烈 な"アッパーカット"がきたのである.まさ に BOAC 機にとって"晴天霹靂"の出来事であ ったと考えられる.

参考文献:

柳田邦男,1991: マッハの恐怖. 新潮文庫.

1991年台風 19号(T9119)に伴う青森県西部に発生したおろし風の成因

*高咲良規・田中洋祐・吉崎正憲(立正大)

1. はじめに

1991年台風19号 (T9119) が日本海上を通過した頃(9月28日),青森県西部の山岳の風下側では30m s⁻¹以上の 強風が吹き,リンゴの落果・倒木などの甚大な被害をもた らした(通称,リンゴ台風とも呼ばれる). 側線 A-A'に沿っ た温位と風の鉛直分布を見ると,高さ2.5km 付近に温位 の急激に変化する層(逆転層)があり,山脈の風下側では 強風が吹いていた(図2).

ここでは、こうした強風がどうして吹いたのかについて 考察した. なお、当発表は 2017 年春季大会(C308)の続報 である.本研究で用いた数値モデルの概要等は前回と同様 なので省略する.

2. 逆転層の高度の時間変動

強風が吹いた時間の T9119 号に見られた逆転層の高度 は、風上側の日本海上では時間とともに低下していた.こ の様子を風の水平分布を見ると、台風が青森県西部に接近 していた時には、台風の勢力が弱まり温低化する段階であ った.図3は風上側の海上における鉛直流の領域平均であ る.06JSTでは高度2000m付近に下降流が発生していた. 07JSTには06JSTに見られていた下降流の高度が低下し ていた.そのため、時間が経過するごとに、海上側の下降 流が強化されていることがわかった.このことから、台風 の南東側では弱い寒冷前線があり、そこでは下降流が持続 したことによって、逆転層の高度の低下に寄与したのでは ないかと考えられる.

3. 東北地方の山岳を無くした実験

東北地方の山岳の標高を 0m にした感度実験を行い,おろし風が発生するのかについて調査を行った.図4はA-A における風速と温位の鉛直断面図を示す.時刻は図2と同様である.両者を比較すると強風が確認された時の津軽平野(図中の▲)では白神山地~岩木山の山岳がある場合,風速35ms⁻¹以上の強風が風下の斜面域に吹いていた.山岳がない場合では約20ms⁻¹となり,風速は弱まっていた.しかしながら,逆転層は同様に発生していたことから,おろし風は山脈によって形成されていたと考えられる.そのため,山岳がない場合には,おろし風が発生しなかったと示唆された.

4. 結果

以上の事柄をまとめると, T9119 号による青森県西部の 強風の成因は(1)海上からの強風が山脈に向かって吹く場 であった.(2)風下斜面域にはおろし風が形成し,(3)おろ し風が発生した時の山岳の風上側には, 逆転層が形成され た.(4)海上で発生した逆転層は寒冷前線による下降流に よって強化されていた.(5)総観規模で見ると下降流は台 風の温低化に伴うものであった.このような,条件が重な るのは非常にまれな事例である.このことから,T9119 号による青森県西部の強風は,特異な事例であったことに なる.よって,甚大な災害となったのであると示唆される.



GPS ゾンデにより観測された長野市裾花川谷ロジェットの立体構造

*中村祐輔(立正大・院)・渡来 靖・鈴木パーカー明日香・中川清隆・吉﨑正憲(立正大) 榊原保志(信州大)・浜田 崇(長野県環境保全研)

<u>1.はじめに</u>

近年問題視されている都市ヒートアイランドの緩和策 の一つとして,相対的に冷涼な気流を都市域に流入させる 「風の道」政策が注目されている.長野県長野市市街地の 場合は,同市街地に隣接する裾花川からの山風流入による 都市気温の低下効果が検討されている(例えば,一ノ瀬ほ か,2005).そこで本研究は,長野市街地に流入する山風 の立体構造およびその時間変化の把握を目的として, 2017年10月8~9日においてGPS ゾンデとドップラー ライダー(以降DL)を用いた山風の集中観測を実施した. 本稿では,解析結果の中からゾンデ観測により得られた山 風の鉛直プロファイルの特徴について報告する.

<u>2.研究概要</u>

各観測点の位置を第 1 図に示す. GPS ゾンデ (iMS-100:明星電気社製)は、長野商業高校グラウンド (以降,長商;標高約 390m)から放球した. ゾンデは, 10月8日9時~9日9時まで、1.5時間毎に計17回を放 球した. ゾンデの観測項目は、気温、相対湿度、位置情報 である.データのサンプリング間隔は1秒である.なお, 12 時の観測は地上付近でゾンデがバーストしたため欠測 とした. さらに, DL (LR-S1D2GA: 三菱電機社製) 2 台を長商および信州大学長野キャンパス理科棟屋上(標高 約 410m) に設置し, それぞれ山谷風の PPI および RHI 観測を実施した. 信州大学屋上に設置した DL(以降 DL1) は観測範囲を 150~3000m, 距離分解能を 150m に設定 した. DL1は仰角 0°,5°,10°, 15°,69°,90°, 方位角[140.6°, 320.6°]の範囲をスキャンした. 各仰角におけるスキャン は平均5分毎に実施した.また,長商に設置したDL(以 降 DL₂) は谷の主軸方向に沿って RHI 観測を実施した.

3.結果および考察

第2図は、ゾンデ観測により得られた10月8日9時~ 9日9時における水平風速の時間・高度断面図を示す.ベクトルは水平風の風向を示す.ここでは、地上高度0~ 600m(標高約390~990m)までの大気下層に着目する. その結果、19時30分~3時の大気最下層において、谷の 主軸方向に沿った西~北西寄りの風が示された.特に21 時は天頂方向への風向の変化が明瞭であり、高度250mより上層では北~北東寄りの風向が示される.また、21時 の風速は上層よりも下層で大きく4.0~4.5ms⁻¹の風が示 された.浜田・一ノ瀬(2011)は山風時の平均風速を約 5ms⁻¹と報告しており、本事例と概ね一致する.さらに、同時刻におけるDL₁の仰角0°により観測された水平風ベ クトルは、谷出口から約2kmの範囲内において西~北西 寄りの風向を示す.このことより、19時30分~3時の大 気最下層において吹走する風は山風であると考えられる.

第3図は、8日21時における風向・風速および相当温 位の鉛直プロファイルを示す.風向は、地上~高度250m 以下においてほぼ一定の西~北西寄りを示す(第3図a). 一方で風速は、地上~高度100mにおいて4.0~4.5ms⁻¹ を示すが、高度100~200mにおいては約1.0ms⁻¹/100m で小さくなる.相当温位は地上付近で最も低く、高度約 120mに最大値が示される(第3図b).そして、その高 度前後では鉛直勾配の正負が逆転し、下層が非常に安定、 上層が対流不安定である.以上の結果より、本事例におけ る山風は2層構造を有しており、地上〜高度100m程度 の下層では比較的乾燥低温で風が強く、高度100〜250m 程度の上層では比較的湿潤高温で風が弱いことが示唆さ れた.ただし本事例における山風は、浜田・一ノ瀬(2011) が報告した山風の特徴と比較して吹走時間が短い等の相 違点があるため、山風の典型事例とは断定できない.その ため、今後は観測事例の蓄積が必要である.

謝辞: 観測場所を提供頂いた長野商業高校の皆様, 観測作 業に協力頂いた長野県環境保全研究所の栗林正俊氏, 大和 広明氏には深く御礼申し上げます.



第1図 2017年10月8日21時のDL₁により観測された標高約 410mにおける水平風ベクトル. ©が信州大学,●が長野 商業高校,〇が長野地方気象台,□がJR長野駅,点線 が裾花川,破線範囲がDL₁の観測範囲外を示す









高密度地上観測データで見られた短時間強雨発生前における気象場の変化 —2015年7月24日の世田谷区を中心とした強雨事例—

*高橋一之(東京都都市整備局/気象予報士会),三上岳彦(帝京大),高橋日出男(首都大), 永田玲奈(帝京大),大和広明(長野県環境保全研),赤坂郁美(専修大),常松展充(都環科研)

1. はじめに

筆者らの研究グループでは、東京首都圏におけ るヒートアイランド現象や短時間強雨などについ て調査する目的で、気温・湿度・気圧の高密度地 上観測(広域 METROS)を行っている。2015 年 7 月 24 日の 14:00~15:00 に、東京南部の世田谷区を 中心に発生した、1 時間雨量 50mm を超える短時間 強雨についての事例解析から、発生前の観測デー タで見られた気象場の変化について発表する。

2. 使用データ

①気温・湿度	広域 METROS のデータ(143 地点)
2 気圧	広域 METROS のデータ(49 地点)
③風向·風速	関東地方のアメダスと大気汚染
	常時監視一般測定局のデータ

3. 結果

東北地方南部に梅雨前線が停滞し、本州付近は 大気が不安定であった。日本海側と太平洋側で気 圧が高く、広域海風が卓越する状況ではなく、降 水前の南風の範囲は東京都までであった。強雨発 生前の気象場の変化は次のようにまとめられる。 ①東京周辺の気圧傾度は小さく、12:00 にはアメ ダスの世田谷(図中 S)から北側が高温であること を反映して、埼玉県境付近にかけて周囲よりも 0.2hPa 程度低圧になっている(第1図)。23 区の西 部から多摩地域にかけて顕著な収束域になってお り、相模湾方面からの湿潤な空気の流入もあって (図は省略)、対流雲が発達しやすい状況であった。 ②世田谷に先行して 13:30~14:00 には八王子で 28.5mm の降水があった。中間の府中では、14:00 までに 4.5mm を観測した後に降水はなく、八王子 付近の降水域がそのまま移動したとは考えにくい。 ③世田谷で降水が始まる14:00には、神奈川県境 付近で東京湾からの南南東風、相模湾方面からの 南西風、八王子(H)と府中(F)方向からの西よりの 発散風が集まり、強い収束域を形成した(第2図)。 ④八王子・府中方向からの西よりの風は、八王子 付近の降水域からの冷気外出流であると考えられ (第3図)、三方向からの収束に加え冷気の流入に より、前記①の暖湿空気が持ち上げられ、前記③ の収束域での上昇流を強化したと推測される。

本事例では、二方向の海風と冷気外出流の収束 が、強雨発生の一つの要因であると考えられる。

本研究には、科学研究費・基盤 A:25242028(代 表:三上岳彦)及び基盤 A:17H00838(代表:高橋日 出男)の一部を使用した。



第1図 12:00 の気圧分布図(破線部が負偏差域)







第3図 14:00 の気温分布図(破線部が負偏差域)

地上気温測定に及ぼす露場広さの影響

*菅原広史(防大)、近藤純正(東北大学名誉教授)

<u>1. はじめに</u>

気候変動の把握には、地上気温の正確な測定が欠かせ ない。地上気温は広域の大気現象・土地被覆のみならず、 観測点ごく近傍の土地被覆の影響も受ける。そこで観測点 周囲の環境を記録したメタデータを整備する努力がなされ ている(Mahmood et al., 2006, IJC)。メタデータには例えば 観測点近辺の建物等の配置や、池等の水体からの距離な どが記録される。日本について、気象庁では近藤の提案に 基づいて気温観測点から方位5度間隔で周辺の建物・樹木 の仰角の測定を5年ごとに行うことになっている。

しかしながら、メタデータに記録された項目が、どのよう な物理過程を経て、どの程度気温に影響しているのかは必 ずしも定かではない。メタデータを活用するには、周辺環境 と測定される気温との関係を明らかにする必要がある。メタ データに記載する項目の慎重な選定も重要であろう。

近年は都市化によって、観測露場周辺に建物等の障害物 ができたり、露場自体の面積が小さくなる例がある。そこで 本研究では障害物による露場での弱風化に注目する。弱風 化は地表面と大気との熱交換を弱め、地上気温を変化させ る。このプロセスを観測と理論計算により明らかにする。 2. 観測

隣り合う広さの異なる草地において地上気温の差を測定 した。測定地点間の距離は 500 m 以内になるように計測地 点を選定し、計38通りの組み合わせで計測を行った。測定 高度は 1.2 m とした。センサは白金抵抗温度計(1000 ∧)で、 データロガー(T&D TR-55i)により20秒ごとに記録を行った。 センサは、近藤が開発した放射影響ほぼゼロの高精度の 強制通風筒(プリード PKFT-100 の原型)内に設置した。屋 外環境による比較検定の結果、器差は3時間の平均値で 0.03℃であった。2~4時間を1ランとし、計186ランの計測 を行った。

測定地点周辺の障害物の状況は草地の広さλ(測定地 点から障害物までの距離/障害物の高さ)で表現する。原 則として方位角5度ごとに測定し、主風向を中心とする方位 40度範囲の平均(比の平均)値を用いた。

<u>3. 理論計算</u>

露場広さによる地上気温の変化を理論計算により求めた。 地表面の熱収支モデル(近藤、1992、農業気象)を用いて日 射量や風速から地表面温度を算出し、得られた地表面温度 から気温のプロファイル関数を用いて地上気温を求めた。 露場周辺の障害物は露場内の放射と風速(乱流輸送)の2 つの要素を変化させる。そこでこの2つの要素を露場広さ の関数としてモデル内に取り込んだ。風速は地上風速の経 験式を用いた。地表面入力放射については、障害物による 日陰と障害物からの長波放射を考慮して求めた。

4. 結果

図1、2に観測および理論計算の結果を示す。横軸は露 場広さの対数差(狭一広)である。実測は日中については正 午前後の、夜間は夜半過ぎのそれぞれ2~5時間の平均値 で、計測の一部は和田ら(2016、天気)によるものである。計 算は基準となる広い露場を λ = 10 としている。観測期間の 日射量を考慮し、3月と5月の気象条件での計算結果を示し ている。なお、地表面の熱輸送効率は 0.003U+0.009(U は高 度 10 m の風速)、地表面湿潤度 β は 0.38、地面の比熱と熱 伝導率の積 $c\rho\lambda$ は 10⁶ J^es⁻¹K⁻²m⁻⁴とした。

計算、実測ともに露場が狭くなるほど日中は気温が高く、 夜間は低い。地上風速の減少によって顕熱フラックスの絶 対値が小さくなり、地表面温度が日中は高温に、夜間は低 温になったためである。露場広さによる気温差は1.0°Cに及 ぶ場合があり、気候変動を議論する上で無視できない大き さである。なお、ヒートアイランドに関する既往研究では観 測地点の天空率が小さくなるほど(露場が狭くなるほど)、 夜間の気温が高くなることが知られている(Oke, 1981, JC)。 図2の結果はこれと矛盾するように見えるが、ヒートアイラ ンド研究での知見は図2よりも狭い露場での観測値による ものである。dog₁₀(λ) = -0.7 は天空率 0.86 に相当する。 謝辞:観測に際して、気象庁ならびに様々な機関と方々から 多大なるご協力をいただきました。



図2 図1に同じ。ただし夜で障害物からの長波放射が無い 場合。

-0.6

-0.4

 $d(\log_{10}(\lambda))$

-0.2

0.0

-1

-0.8

山本 雄平 (京大院理)

はじめに

近年、地球温暖化による気温上昇に加え、都市ス ケールで暑熱環境が悪化する「ヒートアイランド現 象」が深刻さを増してきている。日本の都市では熱 中症による救急搬送者数が毎年約5万人にもおよび、 大気汚染物質の滞留や媒介生物の越冬などの影響も 社会問題となっている。

ヒートアイランド現象に関する研究は、地上観測 網が細密な気温データによる解析的なアプローチが 主流であり、様々な都市でその時空間特性が調べら れている。しかしながら、人が実際に感じる暑さは 気温よりもむしろ日射や地表面からの輻射熱に大き く影響を受ける。そのため、暑熱環境の評価には地 表面温度の時空間特性の理解も必須となる。

地表面温度は公的機関などで地上観測が行われて おらず、極軌道衛星の地表面温度プロダクトが一般 的に用いられているが、観測頻度が最も高いもので 1日2回であり、時間分解能に乏しい。そのため、 地表面温度の空間分布特性に関する知見と比べて、 時間変化特性に関する知見は乏しいのが現状である。

そこで本研究では、時間分解能の高い静止軌道衛 星データから地表面温度を推定し、日本の都市域に おける地表面温度の時空間特性を調べた。

データ・解析方法

地表面温度は、静止軌道衛星ひまわり8号の熱赤 外観測値から推定した(Yamamoto et al., 2018)。ただ し、雲域は地表面からの熱赤外放射が遮られてしま うため、適用範囲は晴天域に限られる。地表面温度 データの空間解像度は0.02°格子であり、観測頻度 は地表面温度の日変化を把握するのに十分と考えら れる1時間間隔とした。 多地点で観測された気温の時系列データから主要 な時間変化パターンを抽出し、そのパターンの特徴 を把握するための手法として、先行研究では主成分 分析が多く用いられてきた。本研究もこれに倣い、 主成分分析を行うことで地表面温度の時空間変化特 性を調べた。対象地域は大阪平野と関東平野の都市 部とし、対象日は夏の晴天日(大阪:2016年8月 12日、関東:2015年8月5日)とした。前処理と して、水面被覆率が高い画素と雲が混入していると 考えられる画素を解析対象から除外した。また、本 解析では地表面温度をそのまま入力値とせず、各地 点の日平均値からの偏差に変換したものを用いた。 このデータを、各地点について24変量の観測値とみ なし、それぞれ主成分分析の入力値とした。

結果

表1に、両都市における第5主成分までの固有値 と寄与率、累積寄与率を、図1に第3主成分までの 固有ベクトルを示す。表1より、第3主成分までは 大阪と関東でほぼ同じ大きさの固有値が得られ、ま たそれらの固有ベクトルも似通った時間変化をとる (図1)。つまり、異なる都市であっても晴天日の地 表面温度は共通して3つの主要な変動特性をもつこ とが分かる。また、各主成分が示す時間変化特性を 調べた結果、第1主成分は日中の地表面温度特性、 第2主成分は位相速度、第3主成分は日中のピーク 後と夜間の時間変化特性を説明したものであること が分かった。

参考文献

Y. Yamamoto, H. Ishikawa, Y. Oku, and Z. Hu, 2018: An algorithm for land surface temperature retrieval using three thermal infrared bands of Himawari-8. *J. Meteor. Soc. Japan*, 96B.

関東 大阪 主成分 固有值 寄与率 累積寄与率 固有値 寄与率 累積寄与率 第1主成分 18.28 80.04 % 80.04 % 18.96 76.61 % 76.61 % 第2 主成分 87.49 % 1.70 7.45 % 1 71 6.92 % 83.53 % 第3主成分 0.93 4.09 % 91.58 % 0.97 3.94 % 87.46 % 第4主成分 0.49 2.15 % 93 72 % 0.64 2.58 % 90.04 % 91.99 % 第5主成分 0.32 1 39 % 95.11 % 0.48 1.95 % 0.8 0.8 第1主成分 第1主成分 0.6 0.6 ---第2主成分 ---第2主成分 0.4 · 第3主成分 0.4 ----- 第3主成分 0.2 0.2 -0.2 -0.2 -0.4 -0.4 -0.6 -0.6 -0.8 00:00 03:00 06:00 09.00 12:00 15:00 18:00 21:00 00:00 03:00 06:00 09.00 12:00 15:00 18:00 21:00 Time (JST) Time (JST)

表1. 主成分分析により得られた固有値と寄与率。



高解像度全球人工排熱量の将来推定

*清本翔太 (東京工業大学), Alvin C.G. Varquez(東京工業大学), 神田学 (東京工業大学)

1. はじめに

都市気象の現況シミュレーションおよび将来予測に おいては、高解像度の建物地表面データや人工排熱デ ータが必須であるが、一部の先進国を除き、詳細な建 物データ、産業活動、交通量などを入手することは困 難であり、都市気象予測を開発途上国などグローバル スケールに展開する上で大きなネックとなっている. 本グループは、先進国によって蓄積された都市気象の 技術体系を地球スケールに拡張する枠組みとしてグロ ーバル都市気象学[1]を提案している.その先駆けとし て、高時空間解像度(1時間・1km)の全球人工排熱デ ータを構築し、そのデータベースを無料で公開してい る.本研究では、その推定技術をさらに拡張し、将来 の全球人工排熱データを構築したのでその第一報を報 告する.

2. 推定方法

将来気象予測や気候変動の研究に広く用いられてい る共通社会経済パス (SSP) に基づく統合評価モデルで 算出された世界5地域の年平均一次エネルギー消費量 [2]を入力データとした.これを各国の将来人口やGDP を用いて、各国のデータとする.さらには高解像度人 口密度と常夜灯のデータを用いて各グリッド(1km)に 配分し、これを高解像度全球人工排熱量とした[3]. 現段階では、都市域の拡大・縮小は考慮されておらず、 その改善に向けて現在検討中である.

3. 結果

図1にSSP3(人口増加が続き、経済成長も低く技術 進展も遅い)のシナリオで2050年の人工排熱を推定し た結果を示した.米国や中国、日本に加え、一部途上 国の都市域でも大きな人工排熱量を示している.本研 究では、SSP1(持続可能な発展社会)のシナリオにお ける人工排熱量や、現在の人工排熱との比較も示す.

謝辞

本研究は、環境省の環境研究総合推進費(S-14)による支援を受けたものである.

参考文献

- [1] VARQUEZ, Alvin Christopher Galang., 2016, 水文・水 資源学会誌, **29.5**, 313-325.
- [2] SSP database (Shared Socioeconomic Pathways), https://tntcat.iiasa.ac.at/SspDb/dsd?Action=htmlpage&pa ge=about#intro, (2018/2 閲覧)
- [3] Dong, Y., et al., 2017, Atmospheric Environment, 150, 276-294.



図1. 2050年の年平均人工排熱量(SSP3シナリオ)

大会第2日

「竜巻」発生時期と彗星位置の関係

*藤原ケイ

1. はじめに

筆者は 太陽の黒点推移と太陽系天体位置が強く関 係していることを見出し、天文学会等で報告している. この関係を考察した結果 黒点を発生させ、変動させ ている主体は 無数に存在する彗星であることが強く 示唆された.

そこで 彗星と太陽に挟まれた位置に存在する地球 にも何らかの影響を及ぼしているはずであると考え、 彗星位置(黄経、黄緯、距離 及び木星、地球との関 係)と「竜巻」発生時期とを並べたところ非常に興味 ある結果が得られたので報告する.

2. 内容

[黒点推移と太陽系天体位置の関係] (図1)

概ね 木星と133P(エルストピサロ彗星)の関係で 整理でき、これらが 外合のとき 黒点は極大期を迎 え、内合のとき 黒点は極小期となる.

図1は この状況を示したもので、長期に亘ってこ れらの関係が継続している。 僅かにズレも存在する が その他の彗星(176P、238P)等を考慮することで 説明できる.

(図1) 黒点相対数推移と木星と133Pの内合/外合 関係



[考察(黒点について)]

周期彗星位置(3AU 付近)から太陽に向う未確認の 流れが存在していると考えると この現象を説明でき る.

[「竜巻」の発生時期] (図2)

図2の左側に 災害を発生させた大きな「竜巻」の 最近の6事例を並べた.

この発生時期の彗星配置を調べたところ、"黒点の研 究"で登場した彗星が ここにも現れた.

(図2)「竜巻」による災害例と 地球と内合位置にあ る公転面上の彗星

[考察(「竜巻」と彗星の関係について)]

「竜巻」を発生させているのは 公転面上の彗星で あることが強く示唆される.

3. まとめ

黒点は 木星と彗星の相対位置が強く関係している が、「竜巻」は 彗星が黄緯0度付近で地球と内合位置 のとき発生する.(木星とは関係しない.)

周期彗星(約 300 個)の内 特に強い影響を及ぼし ているのが 133P(エルストピサロ彗星)、176P(LINER 彗星)及び 238P(Read 彗星)であるが そのほかの 周期彗星及び 長期彗星の一部も関係する.

ここで判ったような関係は「彗星と竜巻」だけに留 まらず、極めて広範囲に存在するようである.

4. 参考文献等

(1)「竜巻」による災害例 気象庁 HP(2018.1.18)

(2) 黒点相対数 "Source :WDC-SILSO, Royal Observatory of Belgium, Brussels"

(3)小惑星軌道データ NASA Jet propulsionLaboratory より ダウンロード (2017. 5. 15)

日本と世界の気温上昇の相違について

内山 常雄(日本気象予報士会)

1. はじめに

地球が温暖化傾向にある中,日本の気温と世界の気温の上昇は 同じなの?違うの?といった質問を気象予報士は受けることがあ る.そこで、気象庁ホームページにあるデータを用いて何が分かる か調べた.気象庁の世界と日本の平均気温と降水量の長期変化傾 向のデータ¹¹の中の世界と日本の月平均気温のデータを用いて、 その12か月移動平均を作成した.これは年平均気温の変動を月単 位で示すデータとなる、それを比較し、気温上昇傾向の違いについ て考察した.

2. 世界と日本の気温上昇率と相関係数

気象庁によれば、年平均気温の上昇トレンドは世界では100年 あたり0.73°C,日本では1.19°Cである。図1に1900年以降の月 単位気温偏差の推移とその近似直線を重ねたグラフを示す。日本 の気温上昇率が明らかに大きい。



図1 1900年以降の世界と日本の年平均気温偏差の月単位推移

両者の相関を見やすくするために振幅をそろえたグラフを図2 に示す.



図2 図1の日本と世界の振幅をそろえたグラフ

グラフから分かるように、世界と日本の推移の相関が高い時期 と低い時期がある.

年単位で計算した相関係数の推移のグラフを図3に示す.相関 係数が大きく振動していることがわかる.



図3 日本と世界の気温編変動の年単位相関係数

全区間の相関係数が0.76 でかなり高いが、短い期間ではその値 の変動は大きい.30 年程度以上の長い期間の相関係数の計算結果 例を表1に示す.

期間	1900-2017	1900-1949	1950-1999	2000-2017
相関係数	0.76	0.26	0.52	0.49
期間	1900-1929	1930-1059	1960-1989	1990-2017
相関係数	0.29	-0.14	0.17	0.58

表1 30年程度の期間の日本と世界の気温変動の相関係数

3. エルニーニョ/ラニーニャ時の日本と世界の気温相関

エルニーニョあるいはラニーニャ期間²⁾の相関係数について調べ てみた. 2002 年夏から 2002/03 冬のエルニーニョ時の相関係数は 0.97,91 年春から 92 年夏のエルニーニョでは 0.93 と正の相関が 高かった. 一方,2009 年夏から 2010 年春のエルニーニョ時の相 関係数は-0.95 と負の相関だった. ラニーニャ時も 73 年夏から 74 年春では相関係数 0.97,84 年夏から 85 年秋では-0.87 と負の 相関だった.

4. 日本と世界で異なる点

月平均気温偏差が大きい順に並べた時、世界では上位30位には 1998年2月を例外に2014年以降の月が並ぶ、一方日本では上 位30位に含まれる2014年以降の月はわずか5である、世界の 気温が直近でいかに急速に上昇しているかがわかる。

5. 参考文献

1) 気象庁 地球温暖化 世界と日本の平均気温・降水量

http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/db/database_temp.h tml

2) 気象庁 エルニーニョ現象及びラニーニャ現象の発生 期間 (季節単位)

wwww.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq /elnino_table.html

日本における理論太陽輻射量と気温日別平滑平年値の解析

水瀬 正雄 (長岡市役所)

1 はじめに

気温の一年間の変動には大気圏に入射する太 陽エネルギーが影響を及ぼすと推測される。 本稿では気象庁の日本の気象官署 85 地点におけ る 1941 年から 2015 年の観測値を基に 10 統計 期間の気温日別平滑平年値を算出し、観測地点の 位置(緯度)から計算によって求められる大気圏 外の理論太陽輻射量との関係を考察した。

- 2 データの算出方法
- (1) 理論太陽輻射量

理論太陽輻射量 Qは以下の式によって求める。 $Q = S / \pi (dm/d)^2 (\sin \phi \cdot \sin \delta \cdot H$ $+ \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \sin H) \times 86.4 (MJ/m²)$ $\phi : 緯度, \delta : 赤緯(月日), dm/d:地球・太陽$ 間の平均距離(dm)と観測時の距離(d)の比 $<math>H = \cos^{-1}(-\tan \delta \tan \phi)$ S:太陽定数 1.365W/m²

(2) 気温日別平滑平年値

気温日別平滑平年値は、気象観測統計指針(気 象庁,平成27年3月1日改正)に基づき日別平 均気温の30年間平均値について9日間の移動平 均を3回繰り返し平滑化した値を小数第2位ま で算出した。

3 解析方法

気温日別平滑平年値を理論太陽輻射量に対し て1日ずつ遅らせて、最大の相関係数rとなる 「遅れ時間|TLを求めた。

また、理論太陽輻射量と気温日別平滑平年値の 周期変動について三角関数近似を行い、近似式の 係数:年平均値,振幅,初期位相を求めた。

4 解析結果

回帰式と「遅れ時間」

理論太陽輻射量と遅れ時間を考慮した気温日 別平滑平年値は高い直線相関を示す。回帰式は以 下のとおり

 $T_{i+\mathrm{TL}}=\mathrm{a}Q_{i}+\mathrm{b}$

ここで

- *T_{i+TL}:i*+TL 日の気温日別平滑平年値(℃)
- Q_i: i日の大気表面の単位面積に垂直に入射
 する太陽輻射量(MJ/m²)
- TL:最大の相関係数となる「遅れ時間」(日) a:傾き, b:切片

最大の相関係数(r)は全ての観測地点・統計期 間において 0.98 以上となり、散布図からも高い 直線相関が認められる。

「遅れ時間」(TL)は 34~51 日で 40±3 日に 82%が集中している。

各観測地点における統計期間毎の「遅れ時間」 の差異は、最小で0日、最大で2日である。





理論太陽輻射量と気温日別平滑平年値の三角 関数近似式は以下のとおり

 $Q_i = QM - AQ \cdot Sin(i + PQ)$

$$T_i = TM - AT \cdot Sin(i + PT)$$

ここで

- OM:年平均太陽輻射量(MJ/m²)
- AO:太陽輻射量の振幅(Max-Min)/2(MJ/m²)
- PO:太陽輻射量の初期位相
- TM:年平均気温(平年值)(℃)
- AT:気温平年値の振幅(Max-Min)/2(°C)

PT:気温平年値の初期位相



三角関数近似による初期位相の差(絶対値): |PQ-PT|と「遅れ時間」TLは、99%以上の 観測地点・統計期間で1日以内の誤差となり、概 ね一致している。

地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について(その10)

ーアメダスの豪雨と温暖化の関係-

*

谷貝 勇

1 はじめに

2017 年夏期は、表題と関連する北日本太平洋側 の低温と西日本の暑夏による、顕著な「北冷西暑」 が起こり、豪雨災害と谷貝(2015)が春季学会で 指摘したように東北地方でのみ「梅雨明けの遅れ」 が起こった。これらは、たまたま起こった現象で はなく、西日本と宮古の気温差で定義した北冷西 暑指数と東北北部の梅雨明けは、1951年—2017年 は0.47、1981年—2017年は0.52の高い相関があ り、これらは99%の統計的信頼性がある。気象庁 は、東北地方の梅雨明けを9月に訂正したが、こ れもたまたまではなく、以下に述べる原因で、地 球温暖化が偏西風の蛇行を通して、梅雨末期、梅 雨明け、盛夏の季節進行を乱すために、今後も、 梅雨明け発表の困難さが続くと考えられる。

2 豪雨の解析

気象庁はホームページで、アメダスが観測した1 時間降水量80mm以上の短時間強雨の年間発生回数 について、1976年以降公表している。観測地点は 約1000箇所あるので、データ数としては1年間に 24x365x1000=8,760,000個あり、この内、強雨は年 間31個以下という非常に少ない数で発生している。 第1図(左)は1980年からの強雨と10年間ごと の積算を示している。これを見ると、アメダスの 強雨のトップ3は20世紀に起こっていて、温暖化 で対流圏上部が昇温し成層が安定化する傾向と対 応している。また、25 パーセンタイル以下の年は 8年あり、そのうち7年は20世紀にある。右図の 偏西風の分流も同様の傾向があり、これから、温 暖化により偏西風の分流が増えて、日本列島に流 れ込む上層寒気の回数が増大し、このことで、日 本列島にある程度以上の豪雨を毎年もたらすよう になってきたことで、10年間ごとに積算した豪雨 発生回数が増えている。谷貝(2016)と同じ手法 で解析した JRA25 による 8 月の強い対流も同様の 傾向がある。注目すべきは、回数という無次元量 で温暖化の影響が現れているため、日本列島の温 暖化は移流、すなわち力学的に起こっており、地 表気温の上昇による豪雨への影響はオーダーが小 さいと考えられる。日本列島全体で見た時に、日 降水量や月平均降水量で、単調に変化する傾向は 検出されていない。これらは、梅雨明けの遅れが 東北地方でのみ起こることと consistent である。 過去に発表された「東北地方より南における梅雨 明けの遅れ」の間違っていたことが、最新の気候 モデルによる検証結果、栗原、他(2015)、楠(2016、 2017)の学会での口頭発表で明らかになったが、 論文の訂正は進んでいない Kitoh (2017)。



第1図(左) アメダス地点で1時間降水量が80mm以上となった年間の発生回数(1,000地点あたりの発生回数に換算、白線)、とその10年間積算した降水回数(左軸、灰色)。2010—2016年は、この期間の平均値を10倍している。JRA25による偏西風の分流3日前の日本列島における6時間ごとに数えた積雲対流による強い対流の発生回数(0.5mm/day以上、黒線)。期間は8月(1980-2009)。 (右) JRA25による8月500hPa 温度場による、東経 157.5°上の 45°Nにおける負偏差と65-75°Nの正偏差から判別した偏西風の分流回数と10年間ごとの積算(左軸、灰色)。

関西地域の夏季降水を対象とした SCALE による将来変化予測 - その3:将来領域気候予測における不確定性の要因評価手法の提案 -*足立幸穂・西澤誠也・安藤和人・山浦 剛・吉田龍二・梶川義幸・八代 尚・富田浩文 (理研計算科学)

1. はじめに

兵庫県神戸市 COE プロジェクトでは、神戸市を含む 関西地域を対象に、将来気候変化に伴う降水変化の適 応策に資する目的で、力学的ダウンスケール手法を用 いて同地域の空間詳細な降水変化予測を行っている。 Adachi et al. (2017)では、新しい領域気候アセスメン トの概念 (Nishizawa et al., 2018) に基づき、将来の 気候変化を、大規模場の平均状態の変化、擾乱の変化、 及び、それらの相互作用の3つの寄与に定量的に切り 分ける手法の提案を行った(図1(a))。本発表では、こ の手法を、将来の領域気候変化予測に内在する全球気 候モデル(GCM)由来の不確定性の性質の評価に適用す る。領域気候ダウンスケールの結果は、境界条件とし て与える GCM の影響を大きく受け、結果がばらつく。 そのばらつきの性質を知ることは、将来の地域気候予 測の信頼性に対する理解につながる。

2.実験設定とモデル設定

使用するモデルは、SCALE-RM である(Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015)。初期値境界値には、 MRI-AGCM3.2S(約20km 水平解像度)で計算された現在 気候実験(1979-2003年)と異なる将来SSTパターンを 用いて予測された4つの将来気候実験(2075-2099年) を用いる(Mizuta et al. 2014)。ここで4つの将来実 験をf0,f1,f2,f3と表すことにする。対象期間は、そ れぞれ6~9月で、DS計算は、各年5月31日から9月 30日までを、1日のスピンナップ期間を含む5日間積 分のタイムスライスで行った。実験は、図1(b)に示す 通り、現在気候 DDS 実験と、将来気候実験のうちの1 つを基準とする3つの実験セットから構成される。実 験セットは、Adachi et al. (2017)と同じく、基準とな るf0と比較対象のfx(x=1,2,3)の直接ダウンスケール、 f0 から平均場のみ変更した擬似気候実験(PCCDS)、擾 乱のみ変更した擬似擾乱実験(PPCDS)である。

3. 結果

現在気候を基準とした4つの将来実験の結果につい て、平均降水量、年最大日降水量、無降水日日数の将 来変化の予測について比較を行った。その結果、無降 水日日数は、全ての実験で有意に増加するとの予測で あったが、他の2つの指標は、将来の変化傾向は4つ の実験で同じであるものの、その結果が有意な差であ るかどうかは使用する境界条件によって異なることが 示された。つまり、これは、使用する境界条件によっ て、予測結果が異なることを示している。

次に、f0 を基準とした3つの実験セットを用いて、 4つの将来 DDS 実験のばらつきが、大規模変化の何に 由来しているかを調査した。その結果、3つ全ての降 水指標で、第一に擾乱成分の将来予測のばらつき、第 二に平均場成分の将来変化のばらつきに起因している ことが示された。この結果は、対象領域や使用する GCM に依存すると考えられる。

参考文献

謝辞

Adachi et al., 2017, Nature Commun., doi:10.1038/s41467-017-02360-z Nishizawa et al., 2018, *Progress in Earth and Planetary Science*, 5:2, doi:10.1186/s40645-017-0159-0

MRI-AGCM データは気象研究所よりご提供頂きました.



財団研究教育拠点(COE)形成推進事業、 及び、JSPS 科研費 JP17K12975 の支 援を受けました.本研究の計算には、 理化学研究所のスーパーコンピュー タ「京」を利用しました.

本研究は公益財団法人計算科学振興

図 1: (a) Adachi et al. (2017)で提 案された手法、(b)本研究のための 実験セット

東海地方の降水量観測データレスキュー

*釜堀弘隆 (気象研究所),藤部文昭 (首都大学東京),松本淳(首都大学東京)

1. はじめに

アメダスの前身である区内観測所による降水量観測 のデータレスキューを実施している。アメダスは国内 に 1300 以上の観測地点を持つ稠密な観測網であるが、 まだ 40 年程度の歴史しかない。一方、区内観測所は 1890 年代から設置が開始されており、両者の観測デー タを接続させることができれば、最長で 120 年以上の 稠密な長期観測データベースを構築することができる。 ただし、区内観測データは紙ベースで保存されており、 データベースとして活用するためにはデジタル化が必 要である。これまでに、昭和期のデジタル化が実施さ れているが、これに加えて明治・大正期の区内観測デ ジタル化を実施することにより長期データベースの構 築を目指している。ここでは、データベース構築の初 期結果として、観測開始以来の区内観測とアメダス観 測を接続させて得られた東海地方の結果を紹介する。

2. 区内観測とアメダス観測の接続

区内観測はアメダスの前身ではあるが、両者は必ず しも同一の場所に設置されているとは限らない。観測 地点が異なる場合、両者が気候的に接続可能か地点毎 に検討が必要である。気象観測統計指針[1]によれば、 地域気象観測所による降水量観測に関して、以下のよ うな時には統計が接続できない。

- 1. 観測場所が、水平距離で概ね 5km 以上、または海 面上の高さで概ね 50m 以上変わった場合。
- 観測場所の変更により、周辺の観測環境が著しく 変化し、統計値の均質性に影響があると判断され る場合。

第2の条件については比較観測や現地調査が必要で あり、その実施は容易ではない。ここでは第1の条件 のみを適用して、接続可否を判断した。また、区内観 測所とアメダスとの対応関係については、東京管区気 象台がとりまとめた AMeDAS 観測所利用総覧[2],[3]を 用いた。



図1 尾鷲における日降水量100mm以上の日数の時系列。 太実線は線形トレンドを表す。

3. 過去 120 年間における大雨頻度と確率降水量

図1に尾鷲における日降水量 100mm 以上の年間日 数の 1891 年以降の変動を示す。尾鷲測候所は 1938 年 10月に開設されており、測候所として約80年間の観測 値が利用可能である。1939年以降の統計を用いると 100mm 以上の日数は減少している。しかし、1891 年以 降の観測が利用できる区内観測と接続し、127年間の統 計をとると日降水量 100mm 以上の日数は逆に増加し ていることが分かる。このことから、降水量には数十 年規模の変動があり、気候変動に伴う長期変動を明ら かにするには数十年規模変動のタイムスケールよりさ らに長い 100 年以上の統計をとる必要があることが分 かる。図2に、区内観測とアメダス観測を接続させた 統計期間が90年以上の地点にGumbel分布を適用して 求めた 200 年に一度の日降水量 (確率降水量) を示す。 愛知県内では 200-400mm 程度の値が得られているが。 三重県ではこれより大きく、特に尾鷲では 799mm の値 が得られている。これは愛知県の各地点の約2倍に相 当する。これらのことから、確率降水量は地域特性が 非常に大きいことが分かる。これまでに気象庁が作成 した異常気象リスクマップにおいて、気象台や測候所 の観測を用いて全国51地点の確率降水量が求められて いるが、これらは都道府県に1地点程度の情報であり、 防災基礎情報としては十分な密度ではない。区内観測 とアメダス観測とを接続させた高密度の長期統計が必 要と考えられる。

謝辞:明治・大正期の区内観測降水量収集・デジタル 化は科学研究費助成事業(基盤研究(S),課題番号 26220202,代表者:松本淳)によってサポートされてい る。

参考文献

- [1] 気象庁, 2016, 気象観測統計指針
- [2] 東京管区気象台, 1982, AMeDAS 観測所利用総覧
- [3] 東京管区気象台, 1985, AMeDAS 観測所利用総覧その2



図 2 東海地方の各地点における 200 年に一度の日降水 量分布(mm)

暖かい雨に対する雲物理スキーム比較実験

-バルク法で使われる shape parameter の効果-

*久芳奈遠美¹・清木達也²・鈴木健太郎¹・Woosub Roh¹・佐藤正樹^{1,2} (¹東京大学大気海洋研究所、² JAMSTEC)

1. はじめに

詳細に雲物理過程を表現できるビン法と全球 モデルに搭載されている 2 モーメントバルク 法の二つの雲物理モデルを衛星シミュレータ を用いて比較し、バルク法で使われる雨滴粒 径分布の shape parameter v_r を適切な値にする ことで降水量や衛星観測から得られる Contoured frequency by optical depth diagram (CFODD)の雲頂付近の傾きを観測に近づける ことが可能であることを、前回までに示した。 その shape parameter が CFODD、降水量、雨滴 粒径分布に与える影響について詳細に調べた。

2. Kinematic driver model

Shipway and Hill (2012)の kinematic driver model (KiD) を用いて 2 次元の領域 (水平 9 km、鉛直 3 km) で浅い暖かい対流雲を対象と して雲物理スキームの比較実験を行う。この ような比較実験は既に Large-eddy simulation (LES)により行われているが(van Zanten et al. 2011; Sato et al. 2015)、雲物理過程から力学過 程へのフィードバックを無視するなど単純化 された KiD を用いることにより、詳細な解析 が可能になる。

3. 雲物理スキーム

2 モーメントバルク法は Seifert and Beheng (2006)を基に Seiki and Nakajima (2014)が改良 したもの(NICAM に搭載されている NDW6) を用いる。ビン法は Kuba and Fujiyoshi (2006) が開発し Kuba and Murakami (2010)により改 良された 2 モーメントビン法を用いる。KiD 本体、バルク法雲モデル、ビン法雲モデルの すべてのタイムステップは 0.5 秒とした。こ の双方の出力を用いて、衛星シミュレータで ある Joint-Simulator (Hashino.et al., 2013)を使 ってレーダ反射因子・光学的厚さなどを求め、 衛星データと比較するためのダイアグラムを 作成した。

4. 数値実験の結果

雲凝結核の活性化スキームの比較はせずに雲 粒から雨滴への変換効率を比較するために、 雲凝結核の数密度を変えた数値実験を繰り返 し、初期の雲粒数密度がおよそ 100、1000cm⁻³ になる 2 ケースをバルク法とビン法のそれぞ れから選んだ(Bulk100, Bulk1000 および Bin100、Bin1000とする)。バルク法のv,を-2/3 (Marshall-Palmar 分布)、-1/3(NDW6 の default)、および1のとした場合の領域内平均 積算降水量の時間変化を示したのが下図であ る。雲粒数密度が少ない場合(a)も多い場合 (b) も_vを1とした場合がビン法の値に近い。 v,を大きくするということは雨滴の粒径分布 の幅を小さく仮定することになり雨滴の質量 重み付平均落下速度を小さく見積もることに なる。落下速度を過大評価していたことが雲 内で雨滴が落下しながら成長する時間を過少 評価することになり降水量が過少評価されて いたと言える。



図 領域内平均の積算降水量(a)Bin100, Bulk100 (*v_r* = -2/3, -1/3, 1) (b) Bin1000, Bulk1000 (*v_r* = -2/3, -1/3, 1)

雲乱流実験において形成される粒径分布に関する統計理論について

齋藤泉·後藤俊幸·渡邊威(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). 当研究グループにおいても, これまで雲乱流 のための DNS モデル「雲マイクロ物理シミュレータ」を開 発し, 凝縮・衝突による雲粒から雨粒への成長の再現等に成 功している [3, 4].

2017 年度秋季大会では、Chandrakar ら [2](以下 C16) 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 DNS により再現する試みについて発 表した.ここでは C16 の統計則自体の再検討・修正と、簡易 モデルによる検証結果について述べる.

2. Chandrakar (2016)の統計理論と修正

半径 R の雲粒が過飽和度のゆらぎ S の中で成長しており, ゆらぎ S はランジュバンモデルで記述されるとする.

$$\frac{\mathrm{d}R^2}{\mathrm{d}t} = 2K_{\rm s}S(t) \tag{1}$$

$$dS(t) = -\frac{S}{\tau_{s}}dt + \left(\frac{2\sigma_{S_{0}}^{2}dt}{\tau_{t}}\right)^{1/2}\eta(t)$$
(2)

ただし K_s は定数, σ_{S_0} は雲粒が無い場合の S の標準偏差, $\eta(t)$ は分散1の白色ノイズ, 簡単化のため平均過飽和度 $\overline{S} = 0$ としている. $\tau_s = (\tau_t^{-1} + \tau_c^{-1})^{-1}$ はシステム時間スケールと 呼ばれ, τ_t は乱流混合の時間スケール, τ_c は相変化の時間ス ケールである.上二式は, R^2 を座標, $2K_sS$ を速度としたラ ンジュバン方程式と同じ形になる. C16 はこの対応から, R^2 の分散が時間に比例し、以下のように評価できると論じた.

$$\sigma_{R^2}^2 = 2D_1 \tau_{\rm res}, \quad D_1 = \left(\frac{4K_{\rm s}^2 \sigma_{s_0}^2 \tau_{\rm s}}{\tau_{\rm t}}\right) \tau_{\rm s} \tag{3}$$

τres は滞留時間 (粒子が系内に留まる特徴的時間) である.

上記理論の第一の問題点は、ラグランジュ的な時間スケー ルをオイラー的なものと区別していない点である.以下のよ うに、拡散係数の括弧の外側の r には粒子が経験する過飽和 度揺らぎの時間スケールを入れるべきである.

$$D_2 = \left(\frac{4K_{\rm s}^2\sigma_{\rm s_0}^2\tau_{\rm s}}{\tau_{\rm t}}\right)\tau_{\rm cor} \tag{4}$$

ただし τ_{cor} は過飽和度のラグランジュ的自己相関時間である.第二の問題点は、エアロゾルの効果を考慮していない点である.これは、第一近似的にはエアロゾルの半径をゼロ以上にする効果であり、今考えているランジュバンモデルでは、 $R^2 = 0$ に壁が存在する反射壁ブラウン運動に近似することに対応する.以上より、サイズ分布 $n(R^2, t)$ の時間発展は、以下のような拡散方程式で与えられる.

$$\frac{\partial n(R^2, t)}{\partial t} = D_2 \frac{\partial^2 n(R^2, t)}{\partial (R^2)^2} - \frac{1}{\tau_{\rm res}} n(R^2, t) + J_0 \delta(R^2) \quad (5)$$

ただし領域内に注入率 J_0 で粒子を注入し,滞留時間スケー $\nu \tau_{\rm res}$ で取り除くとしている. 注入時の R^2 は簡単のためゼ 口としている. $R^2 = 0$ に壁がある場合,平衡状態における半 径 R の PDF は以下のように求められる.

$$P(R) = 2\lambda^{-1}R\exp(\lambda^{-1}R^2), \quad \lambda^2(=\sigma_{R^2}^2) = D_2\tau_{res} \quad (6)$$

表 1 左列から,各実験の平衡状態における粒径分布から求め た R^2 の標準偏差 σ_{R^2} ,先行研究 (C16)の理論予測 [式 (3)], 本研究 [式 (6),ただし平均過飽和度の影響を補正したもの].

$[\mu m^2]$	σ_{R^2}	C16	本研究
Run1	27	123	34
Run2	23	107	30
Run3	18	89	24
Run4	14	69	19

C16 の式 (3) と比べて, $\sigma_{R^2}^2$ の式の右辺に 2 の因子が無いの が特徴である.これはエアロゾル効果 (壁の影響) による.

3. 数値実験による検証

理論予測を検証するために、本研究ではまず単純なラン ジュバンモデルに基づいたシミュレーションを行った. 解が (6)の形になるならば、PDF を P(R) = $\sqrt{\sigma_{R^2}}\hat{P}(\hat{R})$ (\hat{R} = $R/\sqrt{\sigma_{R^2}}$)で規格化すると一つの曲線 $2\hat{R}\exp(-\hat{R})$ に集まる ことが期待される. 図1は、実際その期待に近い結果が得ら れたことを示している.表1はシミュレーション結果から得 られた σ_{R^2} を、先行研究 (C16)及び本研究の理論予測と比較 したものである.本研究の予測は C16 と比べて良いことが 分かる. 今後は DNS による検証も行う必要がある.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15H02218 の助成を受けたものです.

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 coauhtors 2016 Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113 14243–14248
- [3] Gotoh T, Suehiro T and Saito I 2016 New J. Phys. 18 043042
- [4] Saito I and Gotoh T 2018 New J. Phys. 20 023001



図 1 各実験の平衡状態における粒子半径の PDF を規 格化したもの.実線は理論による 2*R* exp(-*R*²).

ヨウ化銀粒子の雲核・氷晶核能

*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いる。大気中へ意図的に散 布する粒子の雲核・氷晶核としての働きを検証す るため、地上ヨウ化銀(AgI)発煙装置や AgI フ レアー(図 1)、Hybrid フレアー(AgI+吸湿性粒 子)の評価実験を進めている。

AgI 粒子は、氷核生成温度の高い物質(~-4℃) であり、大気エアロゾルに比べて、格段に高い氷 晶核能を有するため、世界中で人工降雪に使用さ れてきた。雲への作用としては、内部凍結を通じ て、過冷却雲の氷化に寄与すると考えられ、雲核 と凍結核の性質を合わせ持つ混合核である。粒子 発生方法については、簡便さと経済性が求められ るが、一方で純粋な AgI よりも雲核能の高い AgI との混合粒子を散布することができれば、より効 果的な氷晶生成へと繋がる可能性がある。

発生させた AgI 粒子(吸湿性粒子を含むが、以 下省略)の雲核特性と氷晶核特性を計測から同定 し、総体としての氷晶核能を評価・把握すること を目的に実験を行った。

2. AgI 粒子の物理化学特性

地上発煙装置では、AgI をアセトンに溶かし燃 焼気化して粒子化する。AgI アセトン溶液には、 溶解性を向上させるとともに、生成粒子の吸湿度 を高めるためにヨウ化カリウム、ヨウ化ナトリウ ム、過塩素酸ナトリウムなどの物質が選択的に付 加される。従って、生成する粒子はAgIとKI/NaCI との混合物である。一方、フレアー(火工)法で は、発炎筒に酸化剤・還元剤にAgIを混ぜ合わせ たものを詰め、着火し燃焼気化させ粒子生成する。 実際に粒子化したものを捕集し、電子顕微鏡分析 したところ、AgIとKCIとの混合物であった。

粒径分布計測から発生した粒子のモード径は、 発煙装置粒子では 90-100nm、フレアー粒子 40-50nm であった。図2には、AgI 粒子の吸湿度 を示す。発煙装置粒子では 0.2-0.3、フレアー粒 子では、過飽和度 0.2%以下において 0.6を超えて おり、吸湿性物質の影響を強く受けていることが 示された。水溶性の硫酸アンモニウム (0.61) と 比較しても遜色ない値であり、実大気中において 雲核として有効に働くことが期待される。

3. AgIフレアー粒子の氷晶核特性

氷晶核計データから AgI1g あたりの発生氷晶数 を解析した(図3)。フレアー粒子は、-15℃以下 の水飽和環境下で10¹³個を超える氷晶を発生させ る。発煙装置粒子では-20℃以下、過飽和度2-3% で10¹³個を超えたが、水未飽和において顕著な氷 晶発生は認められないことから、雲核能の相違が 影響していることが示唆された。





4. 今後の予定

発生方法や化学組成の違いにより、AgI 粒子の 吸湿度が異なることが、氷晶核能へどう影響する のか、雲生成チェンバーによる内部凍結実験を行 い評価する予定である。粒子サイズや散布量を考 慮した最適なAgI 粒子シーディングに関す議論を 深めるために、解析を進め、発生粒子の物理化学 特性と氷晶核能との関係解明のため事例蓄積を 図りたい。 降雪種ごとのZh-R: 雲粒の少ない粒子についての観測的検討

*1中井専人・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・¹石坂雅昭・¹山下克也・³村上茂樹 (1:防災科研雪氷, 2:長岡技大, 3:森林総研十日町)

1. はじめに

レーダー観測に基づく固体降水の定量的降水推 定(quantitative precipitation estimation: QPE)のため には、極めて多様な固体降水粒子の種類ごとに、 水平偏波のレーダー反射強度因子(equivalent radar reflectivity factor, Zh in mm³m⁻⁶)と降水強度(R in mm hour⁻¹)との関係式(Zh=BR^{β})が必要となる。 筆者らは、Zh、R、光学式ディスドロメーター (OD)の同時観測からBを解析している(β は Rasmussen et al.(2003)を参考に1.67に固定)。2017 年度春季大会では霰と雲粒付き粒子について報告 した(中井ほか, 2017)。今回は雲粒が少ない、あ るいは付いていない粒子について報告する。

2. 研究方法

2.1 観測データ

Zhは防災科学技術研究所雪氷防災研究セン ター(新潟県長岡市)設置のmp2レーダー(Xバン ド)による仰角1.7度データを用いた。降水強度は SR-2A(Tamura 1993)、降雪粒子種別(降雪種)は Parsivel(Battaglia et al. 2010)、いずれも防風やぐ ら付き観測サイトSPOS(中井ほか 2011)+日町サ イト(森林総合研究所十日町試験地)の観測値を用 いた。SPOSとレーダーの観測時間分解能はそれ ぞれ1分と2分であるが、今回の解析事例では降水 の時間変動が大きかったため、解析時間分解能は 10分とした。

2.2 データ処理と事例選択

Zhはクラッターとビーム遮蔽を方位角で除い た後、サイト風上側約10km²の解析域全体の Zh^{1/1.67}(近似的にRに線形とみなした)の平均値を 求めたのちdBZに変換した。RについてはSR-2A による10分降水量を1時間あたりの値に直しRと した。Parsivelのデータからは10分毎のCMF (Ishizaka et al. 2013)を算出し、粒径、落下速度の 関数で表した閾値を用いて降雪種(乾雪、濃密雲 粒付雪片、霰、小粒子)分類を行った。解析期間 は2015/2016冬季である。

事例抽出は手作業で行った。第1図は 2015/2016冬季の10分毎のCMF落下速度(V_{cmf})で あり、値が1.0 m s⁻¹ 近くまで継続的に下がる期間 が見られる。この中から数濃度が500 m⁻³ 以上、 RMI (= $V_{cmf}/D_{cmf}^{-0.5}$)が0.5以下の時刻をマークし、 マークが継続して現れた期間を抽出した。事例1、 2の平均粒径はそれぞれ5.8 mm と6.5 mm である。 雲粒の付かない固体降水粒子は粒径が大きくても 落下速度が小さいので、これらの期間は雲粒が付 かないか、あっても少なかったと考えられる。



第1図 SPOS1+日町サイトにおける2015/2016冬季の 10分毎CMF落下速度(V_{emf}, m s⁻¹)。図上部の◇は本文 の方法によりマークされた時刻を示す。縦長の四角は 抽出された事例(左から1, 2)を表す。

3. 結果

観測値は10分毎でも変動が大きかったため、2 事例のそれぞれについて、事例期間全体の降水強 度とZh^{1/1.67}の平均値を求め、その間の関係とし てBを求めた。事例1と2ではほとんど同じ値が 得られ、その平均値は344.7であった。これを中 井ほか(2017)の結果に追記したものが第2図であ る。今後さらに事例数を増やして解析を進める。



第2図 SPOS1十日町サイトにおける降雪種別のZh-R 関係。Less rimedが今回求めた値、Dry(rimed)は乾雪 (雲粒付き雪片)、(Heavily)rimedは濃密雲粒付き雪片 である。OHはOhtake and Henmi (1970)、R03は Rasmussen et al. (2003)である。

謝辞 本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『多様化する雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測技術の融合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM、第8回研究公募課題)によります。X-POLは防災科学技術研究所によって、露場整備およびそこでの観測は各研究機関によってそれぞれ維持されているものです。

バルク法雲物理モデリングにおける降水粒子特性の精緻化

*橋本明弘¹,本吉弘岐²,三隅良平²,折笠成宏¹ ¹気象研究所,²防災科学技術研究所

1. はじめに

大気の水・熱循環や,リモートセンシングによる地 球環境監視等において重要な因子となる雲・降水 粒子の密度や形状といった粒子特性を,バルク法 雲物理モデリングの中で,従来よりもはるかに精緻 な形で表現できる手法の開発に取り組んでいる. 本稿では,モデルが再現した山岳性降雪雲の微 物理学的特徴の妥当性を吟味する.

2. 数値モデル・数値実験

橋本ほか(2017)は、既存のバルク法雲物理モデ ルに、氷粒子の温度域別昇華成長量と雲粒捕捉 成長量を予報変数として加え、粒子特性を診断で きるようにした.本稿では、昇華成長量のクラス分 けに樹枝状結晶成長の温度・湿度条件を新たに 加えた.このモデルを用いて、2次元大気・ベル状 山岳地形における冬季季節風下での山岳性降雪 雲の再現実験を行った.温度・湿度の初期条件と して、新潟県沖1997年1月15日18時(UTC, Ex.I) と14日06時(UTC, Ex.II)の2通りのメソ解析値を用 い、水平風については一様に10 ms⁻¹ とした.

3. 実験結果

図1は, Ex.Iの計算開始後36から60時間後(24時間)の積算降水量を雨・霰および雪粒子の成長 過程別に色分けした水平分布である.海上から山 岳風上斜面にかけて霰や雲粒の寄与が大きく,一 般的に受け入れられている描像と整合的であった. 図2は, Ex.IとIIから得られた風上側山腹地点(図 1矢印)における降雪量と雲粒寄与率との関係で ある. Harimaya and Nakai (1999, Fig.10)によると, 降雪量が増加すると雲粒寄与率の下限が増加す ることが,1997年1月に新潟県三国川ダムで降雪 10 事例に対して行われた降雪粒子観測から示さ れている.モデルは、この観測結果を定性的によく 再現していたが、雲粒寄与率の上限(観測では 100%)を過小評価していた.今後,観測された 10 事例の実大気実験を行うとともに、モデルの素過 程に改良の余地がないか検討する予定である.

本研究の一部は <u>JSPS 科研費 16K05557</u>, <u>16K01340</u>の助成を受けたものです.

参考文献

橋本,三隅, 折笠, 2017: 第 19 回非静力学モデ ルに関するワークショップ, 2017/11/29, 富山. <u>http://www3.u-toyama.ac.jp/climate/NHM_meet</u> ing/04 Hashimoto.pdf

Harimaya and Nakai, 1999: J. Meteor. Soc. Japan, 77, 101-115.

https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1_101



図 2. 降雪強度と雲粒寄与率との関係.計算開 始後 36~60 時間後までの毎 10 分間データ.



図1. 計算開始後36~60時間後の積算降水量に対する雨, 霰および雪の各素過程の寄与. Accr は雲粒 捕捉成長, Dep-n は温度別昇華成長の寄与(Dep-0:0~-4℃, Dep-4:-4~-10℃, Dep-13:-13~-14℃, 氷 過飽和度>7%, Dep-10: Ddep-13 を除く-10~-20℃, Dep-20:-20~-36℃, Dep-36:-36℃以下)を表す.

南岸低気圧に伴う降水雲のビデオゾンデ直接観測データを用いた WRF 雲物理スキームの評価

*吉住蓉子・川野哲也・川村隆一(九大院理), 鈴木賢士(山口大農), 野村光春(電力中央研究所), 齊藤靖博(宇宙航空研究開発機構)

<u>1. はじめに</u>

数値モデルによる降水予測の精度向上や将来の雷予報 モデルの開発において、雲物理スキームは最も重要な因子 の1つである.雲物理スキームの検証において、雲内の直 接観測データは不可欠であるが、直接観測データを用いた 検証は十分に行われていない.本研究で用いるビデオゾン デは対流雲の雲微物理直接観測が可能であり、雲内の降水 粒子の鉛直分布を得ることができるため、微物理的構造の 解析および雲物理スキームの検証に有用である.したがっ て、本研究の目的はビデオゾンデによる雲微物理直接観測 データを用いて、WRF モデルの異なる 6 つの雲物理スキ ームを比較検証することである.

2. ビデオゾンデ観測

本研究では、2013 年1月22 日にビデオゾンデ観測サイ トである種子島の北側を通過した南岸低気圧に伴う降水 雲の降水プロセスを解析した(2014 年秋季大会、2017 年 春季大会).この事例においては、0℃高度より下層で3 mm 以上の比較的大きな粒子を含む多数の雨滴が観測された. 一方、0℃高度より上方では氷晶や雪、霰が少数観測され た.下層の雨滴の質量濃度は上層の氷粒子の質量濃度より も約3 オーダー程度高い値を示した.これらの特徴は Warm Rain プロセスによる降水形成が効率よく働いてい ることを示している.

3. 数値シミュレーション

3.1 実験設定および解析手法

ビデオゾンデで観測された降水雲に対して,WRF (ver. 3.7.1)を用いた数値シミュレーションを行った.2 つの1 モーメントスキーム Lin と WSM6,および4 つの2 モー メントスキーム WDM6, Thompson (THO), Morrison (MOR), Milbrandt-Yau (MY2)の計6 つの異なる雲物理スキームを 用いた実験を行った.積分時間は2013年1月21日1500JST -22 日 0300JST の12 時間である.

シミュレートされた降水雲に対して, Steiner の手法 (Steiner et al., 1995)を用いて,レーダー反射強度により 降水雲を対流域と層状域に分け,さらに鉛直風速の鉛直分 布により対流域を発達期,成熟期,衰退期に区別して解析 を行った.ビデオゾンデの上昇速度から見積もった上昇流 の鉛直分布より、ビデオゾンデによって観測された降水雲 は発達期と推測されるため、発達期における降水雲の微物 理的構造について議論する.

3.2 結果

数値シミュレーション結果をレーダー・AMeDAS 解析 雨量と比較すると、全てのスキームにおいて降水域が局所 化し、降水強度が大きくなる傾向を示した.図1は発達期 における降水雲内の各降水粒子(雲水、雨水、雲氷、雪、 霰、雹)の平均質量濃度鉛直分布を示している.ビデオゾ ンデ観測から得られた質量濃度鉛直分布と比較すると、 WDM6 は上層の雪・霰形成に比べて、下層の雨水形成が 活発な傾向にあり、ビデオゾンデ観測で示された下層の Warm Rain プロセスがよりよく表現されていると考えら れる.雨水への変換率より、その要因の1つは雲水から雨 水への autoconversion (Praut)であると考えられる.WDM6 では雲凝結核の数濃度初期値が他のスキームや観測値

(Adhikari et al., 2005) よりも小さく設定されているため, 雲水数濃度が低く予測されたことにより, Praut が促進さ れたと考えられる.また, WDM6 で用いられている Praut は,小さい雲水数濃度領域で他のスキームの Praut より大 きくなることも要因の1つであると考えられる.



図 1. WRF によってシミュレートされた発達期の降水雲 における各降水粒子の平均質量濃度鉛直分布. 平均 時間は 2013 年 1 月 22 日 0030-0130JST である. (a) LIN, (b) WSM6, (c) WDM6, (d) THO, (c) MOR, (f) MY2.

異なる雲内部パラメタリゼーションを用いた

降水の日変化応答の解析

馬場 雄也(海洋研究開発機構)

1. はじめに

いくつかの積雲対流スキームは降水の日変化応 答をうまく再現できないことが知られている。降 水の日変化応答は積雲対流スキームの数時間単位 の対流の再現性に関係しており、数時間単位の対 流の挙動は自由対流高度よりも日変化応答が激し い境界層内部の大気の状態に依存していると考え られる。多くの積雲対流スキームでは対流の強さ を決めるために対流クロージャを採用しているが、 この対流クロージャは自由対流高度中の大気から の強制力と対流安定化が釣り合う平衡状態を仮定 するため、境界層内部の強制力が対流の挙動に考 慮されない。Betchold ら(2014) は境界層内部の強 制力を考慮し、自由対流高度の強制力と対流安定 化が完全には釣り合わない非平衡状態を仮定する ことで、積雲対流スキームによって再現される降 水の日変化応答を改善することに成功している [1]。しかし、一方でエントレインメントのパラメ タリゼーションを修正することで日変化応答が改 善する例も報告されており[2]、降水の日変化応答 改善が対流クロージャのみによってもたらされる かには疑問が残る。本研究ではエントレインメン トを含めた雲内部パラメタリゼーションを変える ことで、降水の日変化応答がどのように変化し、 改善し得るのかを明らかにすることを目的とした。

2.実験設定および結果

積雲対流スキームの日変化応答を検証するため に、日変化応答が激しい地域としてインドネシア 多島海領域を選択し、領域モデルで降水の再現を 試みた。大気境界データは NCEP/NCAR 再解析デ ータ (6 hourly)、SST データは OISST を使用し、 SST の日変化を大気モデル単体で模擬するために SST skin スキーム[3]を導入した。降水の日変化応 答の検証には参照データとして TRMM データを 用いた。比較した雲内部パラメタリゼーションは Baba (2017) [4](以下 NEW)と Betchold ら (2008) [5](以下 IFS)の2つのスキームである。ここで、 NEW ではエントレインメント率の決定に雲内部 状態を考慮するが、IFS では考慮しないという差 異がある。図1に最大降水量の local solar time (LST)で示した降水の位相と、降水の振幅を比較し た図を示す。若干の差異があるものの、両スキー ムとも TRMM で示されるように位相が再現され ている。このことから位相については雲内部パラ メタリゼーションの影響は小さく、位相への影響 は他物理過程に依存することが示唆される。一方、 降水の振幅では IFS は TRMM に比べて大きな振 幅を示していることが分かる。エントレインメン ト量を解析したところ、IFS は低高度から高高度

にかけて低い値を連続的に示したため、より多く の深い対流を再現したと考えられる。NEW では 大きなエントレインメント量は低高度に集中し、 浅い対流がより多く再現され、浅い対流と同時に 低い非対流性の雲による加熱が卓越していた。従 って、降水の振幅の違いは深い対流と浅い対流の 比率の違いに起因していたと考えられる。



図1:最大降水量の local solar time (LST)(左)と 降水の振幅平均値(右)の JJA (6-8 月)における 比較。

3. まとめ

異なる2つの雲内部パラメタリゼーションを用 いて、降水の日変化応答がどのように変化するか を調べた。得られた知見は以下のとおりである。 (1) 雲内部パラメタリゼーションに対して降水の 位相の依存性は小さく、本研究で用いた物理過程 で位相はよく再現された、(2) 一方で、降水の振 幅の依存性は大きい、(3) 降水の振幅はエントレ インメントの表現の違いによって生じる、深い対 流と浅い対流の比率の違いに大きく左右されると 考えられる。

参考文献

[1] Betchold et al., J. Atmos. Sci., 71 (2014), pp.734-753.

[2] Stratton and Stirling, Q. J. R. Meteorol. Soc., 138 (2012), pp.1121-1134.

- [3] Zeng, Geophys, Res. Lett., 32 (2005), L14605.
- [4] Baba, Clim. Dyn., (2017) in revision.
- [5] Betchold et al., *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134** (2008), pp.1337-1351.

YMC-Sumatra 2017 集中観測概要

*米山邦夫·森修一·横井覚·鈴木順子·勝侯昌己·植木巖·那須野智江(JAMSTEC), Urip Haryoko(BMKG, Indonesia), Fadli Syamsudin (BPPT, Indonesia)

<u>1. はじめに</u>

海大陸研究強化年(YMC: Years of the Maritime Continent)は、インドネシア多島海を中心とする海大陸域に おける気象・気候システムを理解し、予測技術の向上を図る ことを目指す国際プロジェクトである。2017年7月から2年 間(最終的には2020年1月までの2年半に延長される予定) をキャンペーン期間として、この間、現地現業機関による観 測データの無償提供に加え、研究テーマを絞った集中観測 (IOP)を複数回実施する計画で、20ヶ国・地域から80を越 える研究機関・大学の参加が見込まれている。そして、その 最初の IOP として実施されたのが、インドネシア・スマトラ島 西岸において、2017年11月16日から2018年1月15日ま での2ヶ月間、降雨の日変化やマッデン・ジュリアン振動 (MJO)の理解を目指した"YMC-Sumatra 2017"である。日本、 インドネシア、米国から13機関の参加があった。

2. 観測及び数値モデル研究の概要

人工衛星データ解析などを基に、MJO に伴う降水が最も 活発と予想される「南緯3-5度、12月」を観測の前提として、 スマトラ島西岸のベンクル(102.3E, 3.9S)を地上観測の拠点 とした。さらに、沿岸で発達しその後沖合へと伝播する日周 期の降水システムを捉えるため、沖合約 100km の海上に海 洋地球研究船「みらい」を配置し、12月5日から1月1日ま で定点観測を実施した(図 1)。この間、3 時間毎にラジオゾ ンデを放球し(一部1時間毎)、CTD や乱流計測器を用いた 海洋表層観測を実施した。さらに、Cバンド偏波ドップラーレ ーダーやライダー、シーロメータ、海上気象、海洋表層モニ タリングなどは連続でデータを取得した。JAMSTEC 以外に も、東京大学、富山大学、京都大学、国立環境研究所などが 参加し、水の安定同位体計測や、スカイラジオメータ、スカイ カメラなどを連続運用した。さらに、「みらい」の定点観測開 始前には、東経100度、南緯5度の位置に係留系を設置し、 さらに船の周囲には波を使ってエネルギーを得て自律走行 可能なウェーブグライダーを用いて、表層フラックスや海洋 表層の流れなどを計測した。一方、ベンクル地上サイトでは、 現業機関によるレーダー観測の他、3 時間毎のラジオゾン デ放球、可搬型 X バンドマルチパラメータレーダーの連続 運用、オゾンや高精度水蒸気量の計測センサーを取り付け た特殊ラジオゾンデ観測を行った。

期間中、NICAM による数値予報実験(7km 格子、14 日予 測を毎日、14km 格子、30 日予測を毎週)を行い、さらに WRF を利用した準リアルタイムのダウンスケーリング実験も 行った。これらは全参加者間で共有した。

3. 大気及び海洋の大規模場概況

IOPはラニーニャ現象が発生している中で実施された(図略)。MJOの対流活動の中心域は、11月下旬に観測サイトに到達し、「みらい」が定点に到達した頃には海大陸域を通過し、西部太平洋へと進んだ(図2)。その後、「みらい」が定点を離れる頃、再びインド洋で対流活動が活発化し、集中観測期間が終了する段階で、ベンクル付近に到達している。つまり、今回の集中観測ではMJOの対流活動域の通過から抑制期にかけての期間に相当した。

<u>4. 終わりに</u>

当該キャンペーンの2年前に、Pre-YMCと称して、ほぼ 同様の観測を実施している。その時は、エルニーニョ現象 が発生している段階に相当し、大規模場が今回と大きく異な る。今回の観測では、日変化降水の沖合伝播が不明瞭で伝 播速度が遅いなど、Pre-YMC での結果と異なる点が多く、 今後の解析ではこうした違いが着目点の1つとなる。現在、 取得したデータの補正作業が行われ、1年以内には公開と なる。参加研究者による今後の解析研究の進展を期待する と同時に、新たなユーザーの登場も期待したい。

参考:YMC ホームページ(http://www.jamstec.go.jp/ymc/)



図2. Wheeler and Hendon (2004) による MJO 指標。 観測期 間の区切りの日付とそれに相当する位置(菱形)を示す。

YMC2017-Sumatra 集中観測期間中に見られた降水日変化

*横井 覚、勝俣 昌己、耿 驃 (海洋研究開発機構)

1. 背景

2017年11月から2018年1月にかけて、海洋研究開 発機構はインドネシア技術評価応用庁、同気象気候地 球物理庁と共同で、YMC2017-Sumatra 集中観測を実 施し、インドネシア・スマトラ島西岸のベンクル気象台と、 岸から90kmの定点に配した海洋地球研究船「みらい」 とで高頻度高層気象観測や気象レーダ観測等を行った。 この地域では、日中午後に沿岸陸域で降水域が広がり、 夕方から夜間にかけて沖合へ伝播するという特徴的な 日変化が見られることが知られている。本発表では、 YMC2017-Sumatra 期間中に「みらい」から観測された 降水日変化の特徴について報告する。

2. 結果と考察

図2に、「みらい」定点観測期間(12月5日~31日) における、高度2kmでのレーダ降水量の平均日変化を 示す。陸域(図の右端)では夕方頃から降水が見られ始 め、21時頃から翌朝にかけて約2m/sの速度で沖合へ と伝播している様子が認められる。伝播シグナルは岸か ら25km付近で最も大きく、「みらい」近傍に到達する前 には弱化している。一方で、「みらい」より沖合でも日中 午前に降水最大となる日変化が見られるが、この変化 が沖合伝播する降水域に付随したものなのか、もしくは 外洋的な日変化を反映したものなのか、現時点では不 明である。

本集中観測のパイロットスタディとして、2015 年 11 月 ~12 月に同様な集中観測を実施した(pre-YMC2015)。 その時に見られた沖合伝播する降水域は、今回よりも 早い 18 時頃に海岸線を横切り、伝播速度も 3m/s 以上 と速かった(Yokoi et al., 2017, MWR)。前回(pre-YMC2015)と今回では自由対流圏下層の背景風の向 きが異なっていた(前回は沖向き、今回は陸向き)ことが この違いの原因なのかもしれない。また、マッデン・ジュ リアン振動(MJO)の位相が異なっていたことも関係して いる可能性がある。前回は MJO の対流活発位相の到 達前だったのに対し、今回は対流抑制位相であった。 Kamimera et al. (2012, SOLA)によると、対流抑制位相 にはこの地域での降水沖合伝播速度は小さくなる傾向 にあるとのことであり、今回の観測結果は整合的である。

また、図2で見られるような特徴が特にはっきりと観測 された12月18日について詳しく調べた結果、個々の 降水セルは下層風向とほぼ一致する東南東方向(すな わち、やや陸向き)に動くが、新しい降水セルが既存セ ルの沖側に順次発生することによって沖合伝播が生じ ている様子が見て取れた。

3. 今後の展望

沖合伝播が顕著な日とそうでない日があるのは何故 か、伝播速度が何によって決まるのか、岸からどのくら いの距離にまで影響を及ぼすのか、などの問題につい て、前回と今回の観測結果の比較や、ベンクル気象台 での観測結果との比較を通して解明していく予定である。



図1 YMC2017-Sumatra集中観測の配置図。「みらい」気象レ ーダ観測範囲を黒実線の円で示す。陰影は標高。太い点線 は、大まかな海岸線を表す。



図 2 「みらい」定点観測期間中のレーダ降水量の平均日変 化。等値線間隔は 0.3 mm/hr で、0.6 mm/hr(1.2 mm/hr)以上 の場所に薄い(濃い)陰影を施している。横軸は海岸線(図 1 点線)からの距離、縦軸は地方時(16 時から 24 時間分)。「み らい」及び海岸線の位置を縦点線で示す。

MJO に伴う対流活発な位相通過時にスマトラ島で観測された地上の突風

伍 培明¹・Dodi Ardiansyah²・森 修一¹・Fadli Syamsudin³・米山 邦夫¹
(1. 海洋研究開発機構, 2. インドネシア気象気候地球物理庁, 3.インドネシア技術評価応用庁)

1. **はじめに** 赤道に近い低緯度地域で赤道季節 内振動(MJO)に伴う対流活発な位相が通過する 時に、持続的な強い西風(西風バースト)をもた らしやすいことが知られている。しかし、観測デ ータが乏しいため、MJOに伴う対流活発な位相が 通過時、地上の風はどのように変化するかについ てはまだよく分からない。そこで、本研究では現 地観測により、MJO対流活発位相時における地上 風の時間変化を調べ、MJOの地上強風の発生に対 する影響を解明することを目的とする。

2. 観測 2017 年 11 月 16 日から 2018 年 1 月 15 日にかけて YMC (Years of the Maritime Continent =海大陸研究強化年)『YMC-Sumatra 2017』と名 付けた集中観測が実施され、スマトラ島西岸のベ ンクル (Bengkulu, 3°51'30"S 102°20'11"E) で、地上気象観測、C バンド・ドップラーレーダ ーによる降雨観測、61 日間連続して 3 時間毎の GPS レーウィンゾンデによる高層気象観測を行い、 気温、湿度、風向・風速の高度時間変化などのデ ータを取得した。

3.結果 MJ0 に伴う対流活発な位相は、2017年 11月下旬から12月中旬にかけてインドネシア付 近~太平洋西部を東進していた。2017年11~12 月ベンクルで観測された1時間ごとの最大風速(1 分平均)、1時間降水量の時間変化を図1に示す。 MJ0の対流活発な位相が海洋大陸に位置していた 11月27日~12月4日の間、降雨に伴った最大風 速10 m/s以上の強風を5回観測した。高層気象 観測の結果から、この期間中地面近くから高度お よそ8キロの対流圏中下層では北西風、特に1~4 キロではおよそ20 m/s 以上と風速が強い(図略)。

一例として、2017 年 11 月 27 日ベンクルで観測 された風速(1分平均)、気温(1分間隔)の変化 を図2に示す。08:08LSTから西北西よりの突風が 発生し、10 m/s 以上の強風が10分間以上継続し、 同時に急激に気温が25分間に2.5℃低下した。ま た、気温の低下と共に、湿度(比湿)も低下した (図3)。しかしながら、突風の発生に伴い、気圧 の顕著な変化は見られない。

レーダー画像からは、スマトラ島西の海上で広 範囲に積乱雲が発達し、東南東に進んでおり(図 略)、積乱雲がベンクルを通過することに伴い地 上強風が発生していた。以上のことから、MJO に 伴う対流活発な位相時が対流圏下層に持続的な 強い北西風をもたらし、しばしばインド洋から発 達した積乱雲が東進し、積乱雲の下で形成された 冷たい空気の塊が、積乱雲の進む前方のより温か い空気のスマトラ島西岸に流れ出すことによっ て西北西よりの突風が発生したと考えられる。



図 1. 2017 年 11~12 月スマトラ西岸のベンクル で観測された 1 時間ごとの最大風速(1 分平均)、 1 時間降水量の変化。



図 2. 2017 年 11 月 27 日ベンクルで観測された風 速(1分平均)、気温(1分間隔)の変化。



図 3. 2017 年 11 月 27 日ベンクルで観測された 湿度(比湿)、気圧(1分間隔)の変化。

Pre-YMC と YMC 期間中の MJO 通過に伴う

スマトラ西方沖縁辺海の混合層変動

*茂木耕作、勝俣昌己、米山邦夫、安藤健太朗、長谷川拓哉(JAMSTEC)

海洋地球研究船「みらい」による観測航海(Pre-YMC [Years of the Maritime Continent]: MR15-04 と YMC: MR17-08)によって観測された MJO の通過前後におけ るスマトラ西方沖の縁辺海における混合層変動を調べ た。MR15-04 航海では、MJO 通過前における表層 20m までの塩分成層が非常に強く、混合層深度は 10m 以下 で極めて浅かった。その浅い混合層深度は、0.1 psu/m を超える表層の極めて強い塩分成層のため MJO に伴う 強風によってさえも深まりにくかった(図1左)。それに 対して、MR17-08 航海では、より強い MJO の強風によ って、MR15-04 航海に比べると 20-100 m の層が比較的 よく混合しており、混合層深度は地表面加熱の日変化 によって激しく変動していた(図1右)。正味加熱に対し て、MR15-04 では強い成層のある表層で水温が高まっ て、大気下層を加熱し、不安定度(期間平均の CAPE: 838 J/kg、LCL: 940 hPa)を高めやすかった。これに対し、 MR17-08 では深い混合層内に熱が吸収されて、海面水 温が上がりにくく、不安定度がより小さくなっていた (期間平均の CAPE: 510 J/kg、LCL: 926 hPa)。



図1 MR1504(2015年11月23日~12月17日、4S:102E)とMR1708(2017年12月5日~2018年1月1日、4.2S:101.5E) 航海における定点観測点における水温の時系列。破線と点線は、10mを参照深度として算出された混合層および等 温層の深度を示す。4-10mの層における0.01℃/m以上の水温成層の強さをパネルの上部に下向きの棒グラフで示す。 Pre-YMC で観測された MJO 到来日 2015年12月12日が太い縦実線で示す。3時間毎の水温プロファイルは、潮汐 変動を取り除くために24時間の移動平均をかけた。

熱帯沿岸脱水機: 全球海陸水循環における沿岸降水の働き

*荻野慎也 (JAMSTEC),山中大学 (JAMSTEC),森修一 (JAMSTEC),松本淳 (JAMSTEC,首都大)

1. はじめに

水は相変化しながら地球上を循環し、熱力学過程、放 射過程を介して大気大循環の形成に本質的な役割を果 たす。特に、熱帯の降水過程に伴う潜熱解放は大気循環 を駆動する熱源である。水循環を把握することは気候 とその変動を理解するために不可欠である。これまで の多くの研究は、全球を海と陸の2つの領域に分け、 この間の水の循環を次のように考えてきた。雨より蒸 発の多い海から、蒸発より雨の多い陸へ水蒸気が運ば れ、陸からは主として河川を通して水が海に戻る。これ により水のバランスが保たれている。

しかし、近年の地上・海上観測から、熱帯でも特にインドネシア「海大陸」の海岸線において、海陸風に伴う 集中的な降水が起こっていることが明らかになってきた(たとえば[1])。さらに衛星観測データを用いた我々の 先行研究 [2] からは、全熱帯のおよそ 1/3 の降水は沿 岸域(海岸線を挟んで数 100 km の領域)で起こってい ることが明らかになった。

このような海と陸の境界での多量の雨を考慮した場 合、海陸水循環の描像はどのように変わるだろうか?

2. データ・手法

1981~2010年の30年間のJRA-55による全気柱積算 水蒸気フラックスデータを用いた。このデータをもと に海から陸へ向かって輸送される水蒸気量を、海岸線 からの距離の関数として連続的に求めた。

3. 結果

陸向き水蒸気輸送量を図1に示す。海から陸へ向け ての水蒸気輸送量は海岸線から海側に150kmの距離 で最大となり、そこから数100kmの沿岸域で急激に減 少する。つまり、海で蒸発した水は陸に向かって運ばれ るが、まずその半分が雨として沿岸の狭い領域に落ち る。内陸の広い領域にまで運ばれるのは残りの半分ほ どである。このことは熱帯沿岸における降水が海陸水 循環において脱水の働きをしていることを示している。 以上のことから、現実の地球を巡る水の流れをより正 しく表した新しい描像として、我々は外海・沿岸・内陸 の3領域モデルを提案する。

4. 考察

以上の描像は、特に沿岸域が多い海大陸域で、降雨や 大気の加熱が集中していることと整合的である[3]。

沿岸部に脱水が集中するということは、海水面の上

昇・下降や大陸移動に伴う海岸線の長さや場所、形状の 変化により、大気の加熱される場所が変わることを示 す。これは海岸線の変動が水循環を介して気候を変え る可能性を持つということである。

また本研究では、水循環以外の分野に関わる新しい 知見も得られた。海水の塩分や栄養塩の分布を考える 上で淡水の供給量を考慮する必要があるが、本研究で は、沿岸降水による淡水の供給が、これまで主な供給源 と考えられてきた河川からの流出に匹敵するものであ ることを示した。

5. まとめ

熱帯沿岸部における降水を考慮した新しい海陸水循 環像—外海・沿岸・内陸の3領域モデル—を考案した。 外海で蒸発し陸向きに輸送される水蒸気の内およそ半 分は沿岸域で降水として消費される。内陸にまで到達 するのは残りの半分である。

今後はこのような水循環を駆動・維持する仕組みや 大気大循環に対する役割の解明を行いたい。なお、本稿 の内容は Geophysical Research Letters 誌に掲載済みで ある[4]。



図1 JRA-55 水蒸気フラックスより求めた陸向き水 蒸気輸送量。

参考文献

- [1] Mori, S., et al., 2004, Mon. Wea. Rev., 132, 2021-2039.
- [2] Ogino, S.-Y., et al., 2016, J. Clim., 29, 1231-1236.
- [3] Yamanaka, M. D., 2016, *Atmospheric Research*, **178–179**, 231–259.
- [4] Ogino, S.-Y., et al., 2017, Geophys. Res. Lett., 44, 11,636– 11,643.

2017年5月スリランカ豪雨の数値実験

*牛山朋來、モハメッド・ラスミー・アブドゥル・ワヒド、小池俊雄

(土木研究所 ICHARM)

<u>1. はじめに</u>

2017年5月24日~26日にスリランカ南西部で 断続的に降り続いた豪雨は、日最大雨量が550mm を超える記録的な豪雨となった。この影響で、南 西部 Kalu 川流域を中心として甚大な洪水および 土砂災害が発生し、300名を超える死者・行方不 明者、18000戸を超える家屋被害が出た。このよ うな災害を事前に予測し、被害軽減に役立てるこ とを目的として豪雨の数値実験を行い、豪雨の発 生要因および予測可能性を調べた。

<u>2. 背景</u>

豪雨が発生した期間は、下層東風が西風に変わ る南アジアモンスーンのオンセットに一致し、さ らに MJO がこの地域を通過して、対流活発期と なっていた。図1のインド洋周辺の風の場を見る と、明瞭な松野-Gill タイプ応答が起きており、北 緯 5°付近では西風バーストが吹いていた。この 後ベンガル湾の渦はサイクロンに発達したが、こ の渦が tropical depression に成長したのは 27 日 06UTC であり、スリランカ豪雨の直接の原因には なりえない。豪雨発生の外的要因としては、今の ところ西風バーストが主要因と考えられる。

3. 数值実験設定

豪雨の再現を目的として図2のような領域を対象にWRFモデルver.3.7.1を設定した。解像度は外側20km、内側4kmとし、外側のみ対流パラメタリゼーション(Newer Tiedtke等)を用いた。境界条件はECMWF予報値等を用いた。

<u>4. 結果</u>

図3に、豪雨のピークである25日00UTC~26 日12UTCの積算降水量分布を示す。(a)の GSMaP-NRTによる観測値と(b)の数値実験の結果 はともにスリランカ南西部に集中する豪雨を表 している。数値実験による降水分布は、雨域の広 がりが狭く、位置もやや東にずれているが、スリ ランカ南西部の豪雨分布を再現した。

しかしながら、時系列では図4のように、観測 に現れた25日後半から26日初期にかけての降雨 ピークを再現することができず、全体としてフラ ットな降雨強度となった。

島の地形をカットした実験を行ってみると、雨 は降らなくなったこと。このことから、豪雨の生 成要因としては、西風バーストがセイロン島の山 岳にぶつかって対流を発達させたことが第一要 因として考えられる。

<u>5. まとめ</u>

WRF モデルを用いてスリランカで発生した豪 雨の再現を試みた結果、積算降水量分布は比較的 良く再現できたものの、降水強度の時間変動の再 現は困難であった。今後、さらに改善方法につい て調べて行く予定である。







図 2. 実験領域。左が外側領域、右側が内側領域、影は標 高(m)を表す。



図 3. 2017 年 5 月 25 日 00~26 日 12UTC の積算降水量。 (a) GSMaP NRT による観測値、(b)数値実験による値。





積乱雲を含む大規模雲域の変形過程

*西 憲敬¹・濱田 篤²・山田洋平³・佐藤令於奈⁴・佐藤正樹² (1:福岡大理 2:東京大・大気海洋 3:JAMSTEC 4:福岡大院理)

中東部熱帯太平洋では、北半球側に熱帯収束帯 (ITCZ)がみられる。この収束帯の中に、ときおり東西 数千 km におよぶ帯状の雲域が形成され、それが一気 に変形して南北2-3本の主に巻雲から構成される雲帯 に変形する様子が観察される(Hamada et al., 2013, IMSI)。昨年春学会では、MTSAT 観測領域での帯状 雲域の形成および分割の発生場所の分布について等価 黒体温度データ(Tb)を用いて報告した。150E 以東の ITCZ 領域で雲帯の形成数が多く、面白いことに帯状 雲からの分割発生の割合は 180E 以東でとくに多いこ とがわかった。さらに東側での分布に興味をもたれる ことから、今回は解析領域を広げて全経度を調べるこ とにした。この現象の解析は多面的に行っており、全 球雲解像モデルNICAM 出力にみられる変形現象解析、 雲頂高度データ CTOP を用いた雲頂変化の詳細解析、 日本付近でみられた類似の変形現象の解析についても 紹介する。

全経度での変形・分割現象の検出には、TRMM プ ロジェクトによる NASA/CPC 4km 全球 IR データを 用いた。雲頂高度データベースとしては、CTOP¹を用 いる。この解析では、比較的光学的に厚い巻雲を主な 対象としているので、雲レーダ CPR(CloudSat 衛星) との比較によって作成されたルックアップテーブル (LUT)を用いている。ライダーCALIOP(CALIPSO 衛 星)を用いて作られた LUT との比較により、CPR 使 用の LUT では、積乱雲や乱層雲についてはかなり実 雲頂に近い高度を、光学的に厚めの巻雲については雲 頂から光学的厚さ約 0.2-0.3 の高度を示すことがわか っている(Nishi et al., 2017, SOLA)。

2017年における雲帯の分布を図1に示す。大規模 雲帯の形態は様々で客観的な検出は難しいが、ここで は昨年春学会で紹介した方法、すなわち経度15°、緯 度 2°の雲帯領域(Tb が 255K 以下である場所の割合が 75%以上)が、その帯の中心から南北に 3°離れた同じ 大きさの上層雲欠落領域(255K 以下の割合が 20%以 下)を伴うところの抽出、を行った。(1つの事例が隣接 した複数の BOX でカウントされている。)日本の静 止衛星の観測範囲よりも東となる155W 以東にも相当 数の雲帯が形成されている。また、大西洋の赤道より やや北にも多く形成がみられる。大西洋域の ITCZ は、 とくに北半球の冬に曲線状の形態をしているときがあ り、この方法では検出漏れがある。インド洋では雲活 動域が緯度方向に広がっているので全般としては帯状 雲域が少ないが、東部の 5S 付近に主に北半球の冬に みられる頻度の高い領域があることが興味深い。

雲帯の「分割」を客観的・系統的にカウントする方 法は現在開発中であるので、ここでは目視による通年 の観察をおこなった。太平洋においては、北米に近い 経度帯では、帯状分割よりも、むしろいくつかの渦に 分かれていく変形を示す「ITCZ ブレイクダウン」あ るいはそれに準じた形態が目立つ傾向があるようだ。 また、大西洋では単純に帯状に分かれるというよりは、 複雑な変形を示す事が多い。大陸西岸に近いこれらの 海上では大陸付近での日変化などによる擾乱が西進し てきており、この影響で現象が複雑になっているよう に見える。

NICAM 出力を用いて現象の発生機構を調べる試み も継続している。主に熱帯における約1年の7km 格 子での実験の解析を行っている。昨年行った14km 格 子の実験結果の解析に比べ、ITCZの表現は自然であ る。雲帯は太平洋域で時折形成されるが、変形発生中 に次々と新たな積乱雲が発生することが多く、解析に 適したシンプルな分割形状はなかなか得られていない。 様々な実験の結果の解析を続けていく予定である。



図1:2017年における東西に伸びた大規模雲域の存在場所(定義は本文中). 薄い色は1回、濃い色は2回以上の検出

¹ http://database.rish.kyoto-u.ac.jp/arch/ctop/

アンサンブルデータ同化のための摂動手法 (4)NHM-LETKF

* 斉藤 和雄^{1,2}、横田 祥¹、Le Duc^{2,1}、川畑拓矢¹、國井 勝^{3,1}、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。これまでの講演(2016年秋、2017年春、秋) では、アンサンブル変換の問題点を確認するため、SPEEDY-LETKF による OSSE 解析について、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示し、摂動ベクトルの空間構造の不整 合を確認するとともに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た。ま た SPEEDY-LETKF の予報場について、アンサンブルスプレッ ドや RMSE の大きさなどについて報告した。今回は、より現実 的な同化システムとして数値予報モデル(気象庁非静力学モ デル)で実データを同化する NHM-LETKF で同様な調査を行 い、上昇流の場の鉛直構造や予報場への影響について調べ た結果について報告する。

2. 実験の仕様

実験には水平解像度15kmと2kmのNHM-LETKFを用いた。 主な諸元は以下のようなものである。

- 1) 15km NHM-LETKF
- 日本とその周辺 3600kmx2880km (旧 MSM 領域)
- 水平格子間隔 15 km 鉛直 50 層
- アンサンブルメンバー数 20
- 気象庁の現業メソ同化システムに準じたデータを同化
- 2016 年 8 月 1 日からのデータ同化サイクル 6 時間による 4 日間のスピンアップ
- RTPS (Relaxation to prior spread)によるインフレーション
- 水平局所化スケール 200 km (100km と 400km も比較).
- 鉛直局所化スケール 0.1 (ln p)
- 全球アンサンブル予報に基づく境界摂動
- 積雲対流は KF スキームでパラメタライズ
- 2) 2km NHM-LETKF
- 関東周辺 240kmx240km
- 水平格子間隔2 km 鉛直 50 層
- 2016年8月2日12UTCの15km LETKF アンサンブルのダウンスケールからのデータ同化サイクル3時間(ターゲット解析は18UTC)
- 15km LETKF 予報に基づく境界摂動
- 積雲パラメタリゼーションなし
- 他の諸元は15km-LETKFと同様。

3. 結果

1) 15km NHM-LETKF

LETKF 解析場は当日の気象庁 500hPa 客観解析の場の特 徴を良く表現した。Duc et al. (2018) に応じて

$$\mathbf{T} = \mathbf{C}(\mathbf{I} + \boldsymbol{\Gamma})^{(-1/2)} \mathbf{C}^{\mathrm{T}} = \lambda \mathbf{I} + \mathbf{P}.$$

のように変換行列を固有値平均値に単位行列を掛けたものと残差に分解した場合の水平局所化スケール400kmの場合のPによる水平風の摂動(第24層、27層)について示す。鉛直方向の不整合が目立つが、積雲対流をパラメタライズしているため、上昇流は小さな値にとどまっている。





2) 2km NHM-LETKF

2km NHM-LETKF は 8 月 2 日に東京付近で観測された局所 強雨を良く表現した。このとき(18UTC)のメンバー1 の解析 場の上昇流(第 19 層と 24 層)を示す。



左の対角(1)成分では対流圏を貫く深い対流による上昇流セ ルが上下の層で整合して表現されているが、右の P 成分では、 様相がかなり異なっている。講演では、鉛直風や発散成分の 鉛直構造や、解析場から予報を開始した直後に何が起きるか などについても報告する。

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」の助成を受けている。

PV inversion を用いたアンサンブルカルマンフィルタ(第2報)

露木 義(気象大学校/気象研究所)

1. はじめに

昨年の春季大会では、大気のマルチスケール データ同化の方法として、アンサンブルカルマ ンフィルタ(EnKF)に PV inversion を用い る方法を提案した。この方法では、予測値をバ ランス場と非バランス場に分解し、両者の間の 誤差相関を無視することによってサンプリン グエラーを軽減させる。浅水モデルに仮想的な 観測データを同化した数値実験から、本方法が 有望そうであることを示した。

今回は、方法の定式化をやり直すとともに、 メンバー数や観測データの種類を変えたデー タ同化実験を行って、前回の結論を確かめる。

2. 方法

適当なバランス条件を用いて PV inversion すると、状態変数 x をバランス場 x_b と非バ ランス場 x_u に分解でき、渦位 P(x) は $P(x_b)$ と等しくなる。 x_u の時間スケールでは $P(x_b)$ がほぼ一定と見なせるとして、渦位保存則をこ の時間スケールで粗視化(⁻で表す)すると、

 $\frac{\partial P(\boldsymbol{x}_b)}{\partial t} + (\boldsymbol{v}_b + \overline{\boldsymbol{v}_u}) \cdot \boldsymbol{\nabla} P(\boldsymbol{x}_b) \approx 0$

が得られる。バランス場の速度 v_b と非バランス場の速度 v_u が同程度の大きさでも、 $|v_b| \gg$ $|\overline{v_u}|$ となるので、 x_b の時間発展は x_u の影響 をあまり受けないといえる。積雲対流による非 断熱加熱率を考慮する場合には、PV inversion の際に粗視化した加熱率を含めればよい。

このことからバランス場と非バランス場の 間の誤差相関は十分弱いといえるので、カルマ ンゲイン K をそれぞれのカルマンゲインの和 で近似できる。Charney-Bolin バランスを用い る場合には、 v_b はバランス場の水平平均気圧 $\langle p_b \rangle$ に依存しないので、 x_b と x_u を調整して $\langle p_b \rangle$ を一定値に固定する。このようにしても、 両者の間の誤差相関を無視できることがいえ る。これによって、K の分解に伴って生じる新 たなサンプリングエラーを抑える。

3. 実験の設定

周期的境界条件を課した正方領域内のf平面 浅水方程式系(自由度:5043)を用い、時間積 分は前回と異なり、リープフロッグとオイラー バックワードを併用した。真値の初期値は、バ ランスしていない局所的な高度場とバランス したジェット流が共存した状態であり、ロスビ 一数とフルード数はともに 0.5 とした。

摂動観測法による EnKF を採用し、10 通り の乱数系列を用いた。観測データは速度の場合 と高度の場合の2通り、メンバー数は 25, 50, 100, 1000 の4通りとし、同化期間は前回より 延長して $0 \le t \le 200$ とした。PV inversion には Charney-Bolin バランスを用いた。

4. 実験の結果

図1に、観測データが速度の場合の解析値の RMSEの一部を示す。この方法では、最適な共 分散膨張係数が従来方法より小さくなった。こ れら一連の実験から、メンバー数が小さいほど 本方法が有効であることが確かめられた。



図 1. RMSE の時間平均値 $(20 < t \le 120)$ 。横軸は共 分散膨張係数で、メンバー数は 25 (上) と 100 (下)。凡 例の PV (CN) は PV inversion あり (なし) で、それに 続く数字は共分散局所化スケール (単位:格子点数)。

Neighboring Ensemble に基づく変分同化法への降水の混合対数正規分布の導入 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>

我々は、今まで、JMANHM用のNeighboring Ensemble (NE) に基づく変分同化法(EnVAR: Aonashi et al 2016)を用い たMWI TBのデータ同化システムを開発してきた。従来の EnVARでは、降水強度を正規分布すると仮定していたが、 実際の降水強度は、正規分布からずれていることが多い。

本報告では、Aonashi (2016)の NE 法を用いて、JMANHM の降水予報誤差確率分布 (PDF)を調べ、各種 PDF モデル への適合性を調べた。その結果、混合対数正規分布に良 く適合することを見つけた。これに基づき、予報誤差 PDF を、降水なしと対数正規分布をする降水ありのレジーム の混合で表現する。これを、EnVAR に導入した。

2. NE 法を使った降水物理量の予報誤差 PDF の調査

T1518 事例(15/9/7/00UTC FT=14h)の50 メンバーアンサ ンプル予報を使い、粗格子ボックス内のNEをEnsemble メンバーとして使った。まず、各物理量のNE予報誤差 PDFの正規分布への適合性をLien et.al(2016)の χ^2 で チェックした:

$$\bar{\chi}^{2} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (X_{i} - X_{i}^{e})^{2} / \sigma^{2}, \ X_{i}^{e} = \bar{X} + \sigma F(i)$$
(1)

但しiはデータの順位、Fは、PDFモデルでこの順位の データの持つ規格化された偏差である。その結果、降水 の正規分布に対する適合度は、他の物理量に比べて悪い ことがわかる(表1参照)。

表1:地上の物理量の正規分布に対する領域平均 $\overline{\chi}^2$

	U	۷	RTW	PT	Ps	降水
$\overline{\chi}^2$	0. 134	0. 135	0. 155	0. 140	0. 131	0. 795

次に、同じアンサンブル予報を使って、地上降水の各 種 PDF モデルに対する適合度を調べた。その結果、混合 対数正規分布(閾値0.1 mm/h) への適合度が最も高いこ とがわかった(表2参照)。表1と比べると、他の物理量 の正規分布に対する適合度と同程度である。

表2:地上降水の PDF モデルに対する領域平均 $\overline{\chi}^2$

モデ	正規分布	混合正規	対数正規	混合対数
ル		分布	分布	正規分布
$\overline{\chi}^2$	0. 795	0. 424	0. 766	0. 232

混合対数正規分布で、降水あり・なしの閾値を変えて 適合度をチェックしたところ、閾値が大きいほど適合度 が良くなるが、閾値が0.1mm/h以上では変動が小さくな った。適合度と、降水なしとなるメンバー数をなるべく 少なくする観点から、0.1mm/hが閾値として最適と考え る。

表3:降水有りの閾値(mm/h)に対する、地上降水 強度の混合対数正規分布への領域平均 $\overline{\chi}^2$

閾 値	0. 01	0. 03	0. 1	0. 3	1
$\overline{\chi}^2$	0. 278	0. 252	0. 232	0. 231	0. 230

<u>3. 降水の有り・なしを表す、2 つの PDF のレジーム を導入する</u>

EnVARの降水のPDFとして、降水のあり・なしの2つの レジームの混合を導入する:

$$\Pr(\vec{X}^{f}) = \sum_{j=1}^{J} w^{f,j} \Pr(\vec{X}^{f,j} : \vec{X}^{f,j}, P^{f,j})$$
(2)

但し、 $w^{f,j} = \Pr(r = j)$ はregime=jとなる事前確率である。

観測Yが与えられたときの物理量の解析値のPDF:

$$\Pr(\vec{X}^{a}: \vec{X}^{a}, P^{a} \mid \vec{Y}) = \sum_{j=0}^{J} w^{a,j} \Pr(\vec{X}^{a,j}: \vec{X}^{a,j}, P^{a,j})$$
(3)

但し、 $w^{a,j} = \Pr(r = j | \vec{Y})$ は、regime=j となる事後確率である。

アンサンブル平均の解析値は、各 regime の解析値から以下のように求めることが出来る:

$$\overline{X}^{a} = \sum_{j=0}^{J} w^{a,j} \overline{X}^{a,j}$$
(4)

regime 事後確率は、観測値 Y の各 regime の条件 付き確率 $Pr(\bar{Y} | r = j)$ (Model conditioned likelihood function: MCLF)と事前確率から以下の ように計算できる:

$$w^{a,j} = \Pr(\vec{Y} \mid r = j) \Pr(r = j) / \Pr(\vec{Y})$$
 (5)

4. 2レジームの予報誤差のコンポジットでの近似 観測値として MWI TB を使うと、(特に海上で)降水 に対して敏感かつ、稠密なデータなので、各地点に ついて降水の有無を判定できる(降水フラッグ:0 or 1)。各レジームの事前確率($w^{f,0}, w^{f,1}$)を上記降水 フラッグで近似し、各レジームの事前確率重み付き のコンポジットで、平均と予報誤差大分散を表わす: $\Pr(X^{f}) = \Pr(X^{f}: \sum_{j=1}^{\infty} w^{f,j}X^{f,j}, \sum_{j=1}^{\infty} w^{f,j}P^{f,j})$ (6) このときには、各地点の降水の対数は正規分布ま たは0となるので、正規分布に従う。 EnVAR で上記のコンポジットした平均と予報誤差 共分散を使うことで、1つのコストファンクショ ンについて最適値を目つけることで、解析値を求

ンについて最適値を見つけることで、解析値を求 めることが出来る。

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.

観測インパクト評価診断(EFSO)ツールの「機動的」観測実験への利用

* 山崎哲¹・三好建正^{2,1}・榎本剛^{3,1}・小守信正¹・猪上淳^{4,1} (1: JAMSTEC 2: 理研 AICS 3: 京大防災研 4: 極地研)

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 Kalman フィルタから構成されるデータ同 化システム ALEDAS の開発とそれを用いた実験的 全球再解析 ALERA2 の作成を行っている. 我々は、 ALEDAS にアンサンブル予報ベースの FSO 手法 (個々の観測が予報にどのくらいインパクトを与え るかを診断する手法、以下 EFSO)を実装した(山 崎ら 2017, 2017 年度秋季大会).

EFSO の利点は、実際に data denial 実験を行わず に (解析予報サイクルを回さずに) 各々の観測のイン パクトを診断的に見積ることができる点である.今 回は、実装した EFSO で見積もられた観測インパク トから、ある特定の時刻に特定の場所の観測を増加 する、といった機動的な追加観測に資する知見が得 られるのかについての調査を行った.ここでは観測 データ種としてラジオゾンデ観測について調べた.

2 実験設定

山崎ら (2017) と同様に, 2015 年 12 月から 2016 年 2 月まで ALEDAS を使って data denial 実験を行 い,その期間での EFSO 値と真値との比較を行った. data denial 実験に対して, ALERA2 を CTL とする. EFSO 値は,6 時間を評価時間とし,全球湿潤全エ ネルギーをノルムとした.

data denial 実験には、中緯度(福岡・舘野・釧路)、 熱帯(図1中"T"印)、北極域("P"印)での各3つ のラジオゾンデを取り除く観測システム実験を行っ た(それぞれ DD_{Jpn}, DD_{tro}, DD_{pol}とする). 機動 的観測に有効な観測点を探すため、実験では各日付 の00UTC のみについて1回だけ data denial を行い、 解析予報サイクルを繰り返さない.

さらに, CTL 実験とDD 実験について,各00UTC (91日分)からの予報実験を7日間行い,観測のイン パクトが何日後の予報まで維持されるかを評価した.

3 結果

CTL と DD 実験で得られた初期(解析)値の差 と、それぞれからの予報値の差を全球平均湿潤全エ ネルギーとして(91日分の時間)相関を計算し、data denial された観測のインパクトがどのくらい維持され

tave 2015120100-2016022900 (sites > 80-profiles) otype ADPUPA, ave dJ(MTE)[J/kg] per profile



図 1: 実験期間(2015年12月~2016年2月)で平均されたラジオゾンデの1プロファイルあたりのEFSO値[J kg⁻¹]. "P"("T")はDD_{pol}(DD_{tro})で除かれるラジオゾンデを示す.

たかを表 1 に示す.表から,DD_{pol},DD_{tro},DD_{Jpn}

表 1: DD 実験と CTL の解析差(真値)と EFSO 値及び 予報差との相関. 解析差・予報差はアンサンブル平 均値についてで、その差について湿潤全エネルギー が計算された。

相関	$\mathrm{DD}_{\mathrm{Jpn}}$	$\mathrm{DD}_{\mathrm{pol}}$	$\mathrm{DD}_{\mathrm{tro}}$
対 EFSO 値	0.19	0.70	0.53
対2日予報差	0.35	0.73	0.80
対3日予報差	0.18	0.69	0.61
対7日予報差	0.13	0.46	0.35

の順に観測のインパクトが予報後半まで維持されや すい傾向が見られる.インパクトが維持されやすい 観測領域は,全球観測網の中でも少数の観測の影響 が予報値に長く残りやすい場所になっているので,機 動的に追加観測を行う場合に有利と考察される.DD 実験間でのインパクト維持の差にはいくつかの要因 が推測されるが(発表では詳細を述べる),一つは EFSO 値と真値との相関の大きさが指標となってい た(表 1).
高密度地上観測データ同化実験における観測要素別のインパクト

*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

甚大な洪水災害をもたらした平成27年9月関東・東北 豪雨の事例を対象として、株式会社NTT DoCoMoが提供 する環境センサーネットワークの地上観測データ(気圧・ 気温・相対湿度)を同化した実験を行い、稠密な地上観測 データ同化が豪雨予測に与えるインパクトについて、2017 年度春季大会(C158)、および秋季大会(C209)で報告した。 地上観測データを同化することによって、線状降水帯の形 成に寄与した台風18号(T1518; Etau)の進路、台風縁辺の 水蒸気移流、さらに豪雨発生域周辺の大気場が改善され、 降水予測精度向上に有効であることが確認された。

本発表では地上観測データの各要素が豪雨予報にどの ようなインパクトを持つかに着目し、各観測要素のみをそ れぞれ同化した感度実験を行った結果について報告をす 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、同化サイクル は1時間とした。実験の種類と同化した観測データの一覧 を表1に示す。

表 1:	感度実験	の種類と	同化	した権	観測デ	-2
------	------	------	----	-----	-----	----

実験名	同化した観測データ
CTRL	PREPBUFR (1 時間毎に分割。以下同様)
ALL	PREPBUFR +地上気圧・気温・相対湿度
Ps	PREPBUFR +地上気圧
Ts	PREPBUFR +地上気温
RHs	PREPBUFR +地上相対湿度

3. 結果

2015 年 9 月 9 日 06JST における Liquid water path (LWP)の解析値を図1に示す。図中の白丸は豪雨被害が大 きかった鬼怒川流域周辺の地域を示す。まず領域全体の LWP の分布に着目すると、地上気圧を同化していない CTRL・Ts・RHs と、同化した ALL・Ps で LWP のパター ンが二分される。地上気圧データの同化は、台風の進路お よび縁辺の水蒸気移流を改善することがこれまでの解析 で分かっており(2017 年度秋季大会 C209)、その効果によ るもの推察される。次に地上相対湿度データ同化の有無に 着目すると、相対湿度を同化した ALL・RHs で豪雨域周 辺の LWP が増加しており、豪雨をもたらす雲の生成にお いて地上付近の水蒸気量が寄与していることを示唆して いる。同様の傾向は ALL と Ps の比較によってもわかる。 この事例においては、地上気温データの同化のインパクト は他の観測要素に比べて小さいが、Ts における豪雨域周 辺の LWP は CTRL に比べ約 30%増加しており、雨雲の成 長へのインパクトが無視できないことがわかる。



図 1: 2015 年 9 月 9 日 06JST における Liquid water path [kg m⁻²]。(a) CTRL、(b)ALL、(c)Ps、(d)Ts、(e)RHs の結 果をそれぞれ示す。白丸は豪雨被害が大きかった鬼怒 川流域周辺の地域を示す。

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。 降水予報改善へ向けた雲域赤外輝度温度観測同化の重要性

*本田匠 (理研計算科学), 三好建正 (理研計算科学),

1. はじめに

近年、気象庁や米国 NOAA によって、ひまわり 8/9 号[1]やGOES-16[2]を含む第3世代の静止気象衛星の運 用が開始されている。これらの衛星は、前世代に比べ て高時空間解像度な観測を多波長帯について行うこと が可能であり、これまでの約 50 倍に相当する"観測ビ ッグデータ"を提供する。特に、雲や水蒸気に感度が高 い波長帯の赤外輝度温度を直接同化することが出来れ ば、数値天気予報の精度の改善が期待される。

実際、Honda et al. [3,4]はひまわり8号の赤外輝度温 度観測を高頻度(10分間隔)に直接同化することで、台 風 Soudelor (2015)の強度予報や平成27年関東・東北豪 雨事例の降水予報の精度が著しく改善され得ることを 示した。彼らは10分間隔の高頻度同化が不可欠である ことを明らかにした一方で、これまでも広く用いられ てきた晴天域に加えて雲域の観測を用いることの重要 性については議論していなかった。

そこで本研究では、先行研究と同様の同化・予報実 験をひまわり8号から得られる晴天域の観測のみを用 いて行い、雲域を含めた全天候の観測を用いることの 重要性を議論する。

2. 実験設定

実験には、先行研究[3,4]と同様に SCALE-LETKF シ ステム[5]を用い、解像度(6 km mesh)等のモデル設定も 全て先行研究と同じものとした。ひまわり 8 号の晴天 域観測の診断には、Okamoto (2014)によって提案された パラメータ(C_A)を用いた[6]。C_Aは値が小さければ第一 推定値と観測ともに雲の影響をあまり受けていないこ とを示しており、ここでは Honda et al. (2018a)と同様に C_A \leq 1 の場合を晴天域の観測とみなし、10 分間隔で同 化した。このほか、先行研究[4]と同様に従来型観測も 10 分ごとに同化した。

3. 結果

図は、平成27年関東・東北豪雨事例について、晴天 域の観測のみと全天候で同化した場合それぞれの108 サイクル後の解析値のアンサンブル平均から12時間予 報した際の、降水パターンを示している。全天候同化 した初期値から開始した場合(図中)には強い降水帯が 気象庁レーダー(図右)とほぼ同じ場所に位置している が、晴天域のみを同化した場合(図左)には降水帯の位置 がかなり西にずれていた。降水帯位置のずれは従来型 観測のみを同化した場合とほぼ同様であった[4]。この ことは、雲域を含めた全天候観測の同化が降水帯のよ り正確な予報に寄与していたことを示唆している。

4. まとめ

ひまわり 8 号の輝度温度観測のうち、晴天域に加え て雲域の観測を同化することの重要性を明らかにする ため、晴天域のみを同化した実験を行い、全天候で同 化した場合と比較した。その結果、雲域の観測の同化 が非常に重要であることが分かった。発表では結果の 詳細な比較も含めて報告する。



図 前1時間降水量の(a),(b)12時間予報と(c)気象庁 レーダー合成雨量の水平パターン。(a)と(b)の予報は、 (a)晴天域のみと(b)全天候についてひまわり8号輝度温 度を10分間隔で108サイクル同化した解析値のアンサ ンブル平均を初期値とした。

参考文献

- Bessho, K., et al., 2016, J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151-183.
- [2] Schmit, T. J., et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 681-698.
- [3] Honda, T., et al., 2018a, Mon. Wea. Rev., 146, 213-229.
- [4] Honda, T., et al., 2018b, J. Geophys. Res. Atmos., 122.
- [5] Lien, G.-Y., et al. 2017, SOLA, 13.
- [6] Okamoto, K., et al. 2014, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140, 1603–1614.

WRF-3DVARデータ同化および観測地点感度解析を用いた 風力発電所における高精度風況予測

*吉村僚一, 三坂孝志, 大林茂 (東北大), 中村昌道 (日立製作所)

1. はじめに

近年の再生エネルギー事業の拡大に伴い,風力発電 による発電量の正確な予測に対する需要が高まってい る.予測精度の低い風力発電が電力系統に占める割合 が増加すると,系統全体が不安定となる.そのため電力 会社は風力発電事業者に対し数時間単位での正確な発 電量の申告を要求しているが,現状の予測手法ではこ の要求精度を達成できていない.特に1時間から数時 間先までの短時間の発電量を予測するための風速予測 は,統計的な持続モデル[1]による手法を使用しても精 度の向上が困難であることが知られている.そのため, 物理的な気象モデルによる予報に対してデータ同化に よる精度向上が期待される.そこで本研究では、短時 間かつ高精度な風況予報を実現するための手法として のデータ同化による予測精度向上について,

- 1. 観測地点感度解析に基づく観測地点選定を含む同 化計算の高精度化
- 2.1の結果を用いた機械学習などの統計手法による 短時間予報

を目的として,手法の基礎検討となる双子実験での精 度向上について評価する.

2. 解析手法

本研究では双子実験に用いる観測点の選定法として 感度解析手法を用いる.感度解析手法では、制御理論 における"可観測性"の考え方を使い、可観測性の大小 を比較することで観測点のシステムへの影響を評価す ることが可能である [2]. 可観測性とは、観測値からシ ステムの内部状態を推定できる尺度を表し, 可観測性 が大きいほど観測点がシステムに与える影響がより大 きい. 式 (1)-(3) で定義される行列 Go は可観測性グラ ム行列を近似的に表現したものであるが、この行列の 固有値を評価することで可観測性の定量的な評価が可 能である [2]. 例えばある観測点を選んだ時の Goの固 有値が別の観測点を選んだ時よりも大きい場合、前者 は後者よりも可観測である.したがって Goの固有値 を最大化することで最も精度向上に寄与する観測値を 求めることが可能であるが、そのためには式(3)におい て適切な変動モードを選択する必要がある.この変動 モードの選択には Snapshot POD による直交モードを 使用することが最大固有値の探索に有効である.式(3) に関して,ρは正数,変動モードには,地上から7層目

の風速 U,V に対して Snapshot POD を 30 分毎に 6 時 間分適用した POD モードを第 4 モードまで用いた. $\mathbf{G}_{\mathbf{c}} = \mathbf{Y}\mathbf{Y}^{T}$ (1)

$$\mathbf{p} = \mathbf{Y}\mathbf{Y}^{T} \tag{1}$$

$$\mathbf{Y} = [d\mathbf{y}_1(t_1), ...d\mathbf{y}_1(t_m), ..., d\mathbf{y}_r(t_1), ...d\mathbf{y}_r(t_m)]$$
(2)

$$d\mathbf{y}_{i}(t_{j}) = \frac{\mathbf{y}(t_{j}, \lambda, \mathbf{x}_{0} + \rho \mathbf{w}_{i}) - \mathbf{y}(t_{j}, \lambda, \mathbf{x}_{0} - \rho \mathbf{w}_{i})}{2\rho}$$
(3)

y:観測,λ:観測の位置情報,w_i:i番目の変動モード

3. 解析結果

図1は、観測点が1点のみであると仮定した上で格 子点1つ1つに対して式(1)-(3)を適用することでG_o の固有値を計算し、その最大の値をプロットしたもの である.固有値は主に日本列島東側で大きくなってい る.本計算期間では計算領域内で典型的な冬型の気圧配 置となっており、支配的となった大陸からの風が日本 列島の地形によりかき乱された結果、その後流で変動 が大きくなったことが原因である.



図 1: 最大固有值分布

今後は算出した固有値分布を参考に可観測性を最大 化する観測点を明らかにすると共に,導出された観測 点の影響がなぜ大きいのかを議論することで,風速予 測に有効な観測点に関する知見を得る.

参考文献

- [1] 榎本重朗 "気象モデルによる風力発電出力の予測"
 風力エネルギー 30(4), 49-56, 2006
- [2] W. Kang, L. Xu, (2012) "Optimal placement of mobile sensors for data assimilations", Tellus A, vol. 64:1, pp.17133

冬季の地上降水形態に与える気温と相対湿度の影響

*平田章子・青木輝夫(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. 背景

気温が 0℃以上であっても、気温や相対湿度など の条件によって雪やみぞれが降ることが知られて いるが[1],多地点、長期間における検証は未だ不 十分である。地上で観測される冬季の降水形態が雨 か雪かによって交通機関等に与える影響が大きく、 また、今日では数値モデルや観測システムの中でも 正確な雨雪判別が必要なため、それらを高度化する 必要がある。

2. 目的

本研究では、冬季の降水形態(雨,みぞれ,雪) と、地上気温及び相対湿度との関係について日本全 国、複数の地点の解析データを用いて地域特性を調 べることを目的とする。また、地上気温と相対湿度 から、数値予報や観測システムに利用できる精度を もつ雨雪判別式を導出する。

3. 方法・データ

冬季(11月~4月)に、定時観測で目視観測を実施している気象官署において、3通りの降水形態 (雨,みぞれ、雪)が観測された時の、(1)各降水 形態の発生率と気温の関係、(2)各降水形態と気温 及び相対湿度との関係を調べた。解析期間は1991 年~2016年までの26年間、33地点の観測データを 用いた。地域別の解析は「日本海側」、「内陸部」、 「太平洋側その他」の3地域に分けて行った。

4. 結果と考察

4.1 各降水形態の発生率と気温との関係

各降水形態の発生回数を、気温0.0°~6.0°Cまで 0.2°C毎に数え、雪及び雨の発生率がそれぞれ 50% になる気温を T_{S50} 、 T_{R50} とした。その結果、 T_{S50} と T_{R50} 共に日本海側の方が他の地域より大きくなった。す なわち、日本海側が他の地域より高い気温で雪やみ ぞれが降りやすいことが分かった。

4.2 各降水形態と気温及び相対湿度との関係

地上気温 0.2℃毎に,各降水形態と相対湿度の関 係を調べ,雪とみぞれ及び雨とみぞれが観測された 湿度を並び替えて,99 パーセンタイル値をそれぞ れ「雨の臨界湿度」,「雪の臨界湿度」と定義した。 これら臨界湿度の判別式(直線回帰直線)を地域別 に導出した(図 1)。雪の回帰直線よりも低温・低 湿度側は雪の領域,雨の回帰直線よりも高温・高湿 度側は雨の領域,2つの回帰直線で囲まれた領域は 3 つの降水形態が混在する遷移領域である。雪の領 域には地域特性がほとんどなく,雨の領域は日本海 側が最も高温・高湿度側に,太平洋側その他が最も 低温・低湿度側に分布していた。



図1 雪と雨の回帰直線。縦軸が気温,横軸が相対 湿度,下3線が雪の回帰直線,上3線が雨の回帰 直線,点線が日本海側,破線が内陸部,実線が太平 洋側その他地域を表す。ここで,回帰直線が雨と雪 の判別式である。

Matsuo and Sasyo (1981)[1]は, 降水形態と気温及 び相対湿度の関係についての理論計算から,雪片が 様々な相対湿度を持つ大気中を落下する場合,雪片 のみの領域は気温と相対湿度のみに依存し,雨粒の みの領域は雪片の直径が大きいほど高い気温の方 向に移行することを示した。本研究の 4.1 の結果か ら、日本海側が他地域より高い気温で雪やみぞれが 降りやすいことが分かった。このことは日本海側で は高温でも融けにくい大きな雪片が降ることを示 唆する。4.2の結果から、雪の領域には地域特性が ほとんどなく,雨の領域は日本海側で最も高温・高 湿度側に分布した。この結果は Matsuo and Sasyo (1981) [1]の結果と整合的で、雪片の大きさに依存 した地域特性が現れたと考えられる。この結果から も,日本海側は他地域と比べて大きな雪片の雪やみ ぞれが降りやすいことが示唆される。

参考文献

 Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 10-25. 2018年1月22日の大雪に先行する気温の低下について

*中山尋斗,入江健太,門前由喜子 (学芸大), 佐藤尚毅 (学芸大/JAMSTEC)

1. はじめに

2018年1月22日は本州の南岸を低気圧が東進し,関 東地方は広い範囲で大雪となった.気象庁や各報道機 関による東京都心の降雪予想は 5~10cm が多かった. しかし,東京(大手町)では23cmの積雪深を記録し, 予想以上の大雪となった.本研究では原因について検 討する.

2. 観測値とモデル計算値の比較

図1は東京で観測された地上気温と、気象庁メソ数 値予報モデル(MSM)で予想された、同地点の地上気温 の時間変化である. MSM では、地上気温の急低下が始 まるのは、22日13時頃となっていた.しかし、実際に は約5時間前である22日8時から地上気温は急低下し た.降水に関しては、降り始めの時刻や、ピーク時刻は MSM の計算通りであった。積算降水量は、観測値より も MSM は若干少なく見積もっていたが、降水開始直 前(22日9時)を初期値とした予想では概ね正しく計 算できていた(図は省略).

3. 気温急低下の原因

観測値では、地上気温の急低下に伴って、相対湿度 が上昇していた。この期間、気象庁レーダーでは、東京 都や埼玉県南部に、南岸低気圧に先行した降水帯を観 測していた(図2).MSMによると、この降水帯は、北 日本の高気圧を回る北東からの冷たい風と、南東から の暖かく湿った空気が合流することでできた、局地的 な前線の影響であった.また、AMeDASによると、関東 地方では北~北東寄りの風が卓越していたが、22日11 時の地上気温の観測値では、東京都や埼玉県南部より も北~北東側では、相対的に高い気温が観測されてい た(図は省略)。以上より、東京都や埼玉県南部の気温 の急低下の原因は、水平移流による効果よりも、降水 粒子の蒸発による冷却の効果が効いていることが考え られる。

4. まとめ

東京都心で事前に予想されていたよりも,実際の降 雪量が多くなった原因の一つとして,気温の急低下の 開始が MSM で計算されていたよりも早まったことが 挙げられる.この気温急低下について,水平移流よりも 降水粒子の蒸発による冷却が効いていることが考えら れた. MSM は,気温急低下のタイミングはずれている ものの,南岸低気圧に先行する局地的前線の降水は再 現できていた.本事例から,南岸低気圧による関東地 方の降雪を考える上で,滞留寒気の移流だけではなく, モデルでは再現が難しい蒸発熱による冷却効果を加味 することが,予測精度の向上につながると考えられ る.



図1 2018年1月21日21時~22日24時にかけて の地上気温の観測値とMSMの予想値。



図 2 気象庁レーダーで観測された,2018 年 1 月 22 日 11 時のエコー強度.

冬季多降水をもたらす閉塞過程を伴う温帯低気圧

安齊理沙 (筑波大院生命環境)、上野健一 (筑波大生命環境系)

1. はじめに

温帯低気圧通過に伴う冬季降水は、沿岸での降雪の 有無のみならず山岳域での積雪量増加や Rain on snow の発生に寄与する。本研究では、本州内陸から太平洋 沿岸で広域に多量の降水をもたらした"多降水"事例 を抽出し、温帯低気圧そのものの構造や環境場の特徴 を明らかにした。

2. 手法·結果

2006-2016年の冬季(12-3月)に本州の内陸から太平 洋側にかけ均一に分布するアメダス35地点における2 日積算降水量から545降水事例を選定した。これらを さらに得点化して上位59事例(11%)を多降水イベン トとし、事例解析を行った。各多降水イベントにおけ る総観場を地上気圧配置別に分類した結果、多降水イ ベント中43事例が温帯低気圧通過時に発生していた。 さらに温帯低気圧が本州付近の通過時における低気圧 の中心位置をそれぞれ太平洋、本州内陸、日本海の3 つに分類したところ、43事例中25事例が低気圧の中心 が太平洋を通過する南岸低気圧であり、上位のイベン トほど閉塞過程を伴っていた(表1)。これは安藤・上 野(2015)が指摘した本州内陸に多降水をもたらす南岸 低気圧が閉塞過程を伴うことが多いという研究結果と 整合した。

11 事例の閉塞過程を伴う南岸低気圧で、低気圧中心 の北側で相対的に同じ地域に停滞する降水域が気象庁 レーダーにより確認された。この特徴が顕著であった 2008年3月19日の事例に関して閉塞過程の低気圧にお ける Warn conveyor belt (WCB), Cold conveyor belt (CCB), Dry intrusion (DI)といった3つの気流系の 構造と多降水域の発生との関係を、気象庁55年長期再 解析データ、気象庁 MSM 客観解析データ、水蒸気画 像、高層気象観測データにより分析した。閉塞前の WCBはCCBの上を乗り上げて上昇するものの、地上 低気圧の中心の北東側までにしか到達できずDIの流入 も弱かった。閉塞後は上昇したWCBと低気圧後面から 吹き下ろしてきたDIが温帯低気圧の中心の北西側に入 り込み、それに伴い生じた上空の比湿前線(図1)に よって降水域は発生していた。この構造には、Browning, (1982)が指摘する上空寒冷前線の発生が寄与している と考えられた。その他、低気圧の接近に先行して発生 する沿岸前線や、低緯度から寒冷前線に沿って北上す る顕著な水蒸気帯を伴う事例も紹介する。

表1 多降水イベント全59事例中、温帯低気圧に分類 された全43事例における低気圧の中心の通過ルートと 閉塞過程の有無。

	太平洋		本州内陸		87	ち 海	ての体
	閉塞あり	閉塞なし	閉塞あり	閉塞なし	閉塞あり	閉塞なし	その他
1~10位	4	2	0	1	1	0	0
11~20位	2	2	0	2	0	0	2
21~30位	2	3	0	1	2	1	0
31~40位	2	1	0	0	1	0	3
41~50位	0	3	0	0	0	1	2
51~59位	1	3	0	0	0	1	0
合計	11	14	0	4	4	3	7



図1 2008年3月20日09時における北緯36度に沿った比湿(g/kg)の経度高度断面図。点線は比湿による地上に届かない上空の前線を示す。

参考文献

- [1] 安藤直貴, 上野健一, 2015: 温帯低気圧による本州
 中部内陸域での多降水・多降雪の発現傾向. 雪氷, 77, 397-410.
- [2] Browning, K. A., and G A. Monk., 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 108.456, 435-452.

台風 1721 号の進路左側における西日本の強風と強雨に関連したメソαスケール構造

*北畠尚子(気象大学校/気象研)・清野直子・津口裕茂(気象研)

2017年10月22日夜に、西日本で強風が観測された。 そこには「おろし風」の吹きやすい地点が多く含まれ ていたが、舞鶴など日本海側の地点もあった。これら は日本列島の南岸を北東進しのちに静岡県に上陸した 台風第21号の進路左側であった。これについて、気象 庁メソ解析(水平格子間隔 5km)を用いて解析を行っ た。

図1に22日1200UTCの850hPaの風速と相当温位、 渦位等を示す。北東進する台風の西から北で相当温位 の水平傾度が大きく(以後、前線帯と称する)、西~ 北西側は低相当温位域となっている。この前線帯に沿 うように、台風中心から紀伊半島、及び近畿地方北部 から北陸地方にかけて渦位が大きくなっている。渦位 の大きい領域は風が弱く、その西側は台風の左側だが 北寄りの風が強くなっている。この左側の強風は前線 帯の寒気側で700hPaより下のごく下層に限定されて いる(図省略)。この寒気内の下層の強風(以後、下 層ジェットと称する)は能登半島~若狭湾~兵庫県に 軸を持ち、最大風速は40m/sを越えている。おろし風 が生じていたのはその下流側である。

図2・3に、320Kと345Kの等相当温位面解析を示す。 等相当温位面は鉛直方向に複数解析されることがある が、ここでは最も上の面を示している。図2の320K は前線帯の寒気側、図3の345Kは暖気側の相当温位 である。ベクトルは移動する台風に相対的な流れであ る。320K面では下層ジェットは北陸沖から近畿地方北 部までは800~750hPaの等圧線に沿った北東から南西 への流れで、鉛直運動があまりないことを表している。 中国地方や四国地方で急激に下降して乾燥しているの は、おろし風に対応している。

図3の345K 面は紀伊半島の南で900hPa、若狭湾沖 ~兵庫県で600hPaと、大きな気圧傾度を持ち、そこを 東寄りの流れが上昇している。このように大きな斜向 上昇があることは、紀伊半島南部での地形性上昇によ る雨だけでなく、内陸部での降水も比較的多くなった 要因となる。

これらの気流を温帯低気圧の特徴と比較すると、 345K 面で見られる斜向上昇は温暖コンベヤーベルト (WCB)、320K 面で見られる下層ジェットは寒冷コ ンベヤーベルトジェット (CCB ジェット)との類似が 見られる。温帯低気圧の CCB ジェットは WCB に伴う 潜熱加熱による下層渦位増大に関連することが指摘さ れており (Schemm and Wernli 2014)、それを考慮する と、本事例でも、345K 面で見られる WCB の特徴を持 つ流れに伴う降水で生じた近畿地方の下層渦位増大で 能登半島沖からの下層ジェットが強まり、その下流の 西日本でおろし風をもたらしたことが考えられる。



図1 2017年10月22日1200UTCの850hPa 風速(シェード、 m/s) 、ジオポテンシャル高度(太破線、100mごと)、相当 温位(細実線、10Kごと)、渦位3PVU(太実線)。



図 2 同じ時刻の 320K 等相当温位面の気圧(実線、100hPa ごと)、移動する台風に相対的な風(ベクトル、m/s)、相対 湿度 80%以上(シェード)。



図3 図2と同じ、ただし345K等相当温位面。
 【謝辞】 本事例の解析には気象大学校大学部平成29年度4年生15名から有益な示唆をいただきました。

農作物病害予測情報の支援に向けた週間葉面湿潤度予報

*池田 翔、山崎 剛 (東北大学大学院 理学研究科) 菅野 洋光 (農研機構農業環境変動研究センター) 大久保 さゆり (農研機構東北農業研究センター)

1. はじめに

イネいもち病は葉面が長時間湿潤状態となることで 感染に好適条件となる。ヤマセ・梅雨前線による降水 の持続はいもち病感染に好適で[1]、夜間の葉面結露 (夜露)でも感染の可能性がある[2]。薬剤の過剰使用 防止など効率的な防除を行うためにも、実用的な週間 スケールの農業気象情報は必要である。また、気象庁 は気象ビジネス推進コンソーシアム等において産業分 野への気象データの応用利用に取り組んでいる[3]。

2. 予報データとモデル

気象庁全球数値予報モデル(JMA-GSM)の予報データ を初期値・境界値として、東北地方を領域対象に気象 庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて7日先まで2段 階の力学的ダウンスケーリング(→15km→5km)を行っ た。さらに対象水田ポイントへは逆距離加重法を用い て最近隣接4格子データを空間内挿し気象データを抽 出した。それらの気象データ(気温、湿度、降水、風 速、下向き短波放射、下向き長波放射)を植生水熱収 支モデル2LM[4]に入力し、葉面湿潤度の予報を行った。

3. 実況データ

宮城県内の水田(古川農業試験場、鹿島台)におい て、植生水熱収支モデル 2LM の入力値としての数値予 報データの検証に必要な気象データと、葉面濡れセン サーによりイネの葉面湿潤状態とを観測した。

4. 予報データの検証方法

ダウンスケーリング気象予報データには ME・RMSE、 葉面湿潤度予報データには分割表を用いた[5]。

5. 事例解析結果

葉面濡れの2タイプ(降水・夜露タイプ)として以 下の3事例を選択し、JMA-NHMの陸面過程の実験設定を 変えて葉面湿潤度の分割表を作成した(表1)。2015年 7月15日、8月21日初期値(低気圧による降水タイプ)、 8月1日初期値(太平洋高気圧、海陸風卓越時の夜露タ イプ)。降水タイプは 50~60%の捕捉率・的中率となった。一方、夜露タイプは MRI/JMA-SiB よりも平板モデルのほうが捕捉率は約 40%高かった。

6. まとめと今後の予定

夜露タイプにおいて、平板モデルで葉面湿潤度スコ アが高いのは、結露に重要な湿度(気温と比湿)の予 報再現性が良かったためで(図略)、気象予報データの 精度は農業利用に向けた情報の精度に直結すると考え られる。今後は、親モデル(JMA-GSM)の予報誤差を排 除するため境界値に解析値を用い、JMA-NHMのダウンス ケーリングバイアスを明らかにしたい。

表1 ダウンスケーリングした気象データをもとに植 生水熱収支モデル 2LM で計算した葉面湿潤度の週間ス コア(単位は%、古川、鹿島台:水田地点、灰色:夜 露タイプ、上段:MRI/JMA-SiB、下段:平板モデル)

	a 的中 (湿潤)	b 見逃し	c 空振り	d 的中 (乾燥)	捕捉率 (a/a+b)	的中率 (a+d)
MRI/JMA-SiB						
古川_20150715 初期値	28.7	29.3	11.6	30.5	49.5	59.2
古川_20150801 初期値	4.3	59.8	1.2	34.8	6.7	39.1
古川_20150821 初期値	38.4	42.7	10.4	8.5	47.3	46.9
鹿島台_20150715 初期値	36.6	32.9	12.2	18.3	52.7	54.9
鹿島台_20150801 初期値	13.4	49.4	7.9	29.3	21.3	42.7
鹿島台_20150821 初期値	61	36	1.8	1.2	62.9	62.2
平板モデル						
古川_20150715 初期値	38.4	19.5	7.9	34.1	66.3	72.5
古川_20150801 初期値	28	36	6.1	29.9	43.8	57.9
古川_20150821 初期値	46.3	34.8	7.9	11	57.1	57.3
鹿島台_20150715 初期値	42.1	27.4	13.4	17.1	60.6	59.2
鹿島台_20150801 初期値	37.8	25	8.5	28.7	60.2	66.5
鹿島台_20150821 初期値	60.4	36.6	0.6	2.4	62.3	62.8

参考文献

- [1] 大久保ほか, 2015, 天気.
- [2] 佐賀農業技術防除センター, 2013,
 - http://www.pref.saga.lg.jp/kiji00322054/3_2205 4_4_imoti20130311.pdf (2018/1 閲覧)
- [3] 気象庁気象ビジネス推進コンソーシアム, http://www.data.jma.go.jp/developer/consortium/ index.html (2018/1 閲覧)
- [4] Yamazaki et al., 2004, J. Hydrometeor.
- [5] 気象庁, 2016, 数値予報研修テキスト.

PV inversion を用いたアンサンブルデータ同化の研究

住友雅司*, 露木 義 (気象大学校)

1 研究目的・概要

マルチスケールデータ同化を従来型アンサンブルカルマ ンフィルタ (EnKF) で行なうと、サンプリングエラーによ り解析値の精度が悪化する。サンプリングエラーは EnKF の問題点で、これにより異なるスケールの現象間に偽の 誤差相関が生じる。一方、Hoskins et al.(1985) によると、 渦位偏差とバランス条件からバランス場を求めることがで きる (PV inversion)。そして、バランス場と非バランス場 (元の場とバランス場の残差) は、物理的なメカニズムや現 象の時間スケールが異なるため、両者の間の誤差相関は弱 いと考えられる。

そこで、PV inversion を用いて予報値をバランス場と非 バランス場に分離し、両者の間の誤差相関を無視してデー タ同化する手法を考える。そして、この手法と従来手法を 比較して、サンプリングエラーの軽減にどのような効果が あるかを調べる。なお、本研究はマルチスケールデータ同 化の基礎的研究として、予報モデルには簡単な大気の運動 を表す浅水方程式を用いた。

2 研究方法

2.1 予報モデル

予報モデルは、代表的スケールと風速で無次元化した浅 水方程式を用いた。スペクトル法で時間積分し、予報領域 は周期的境界条件を課した1辺が2πの正方領域とした。

2.2 事例

真値の初期値は、y = 0付近に南北に蛇行したジェット 気流があり、高度偏差が0である場とした。初期場は順圧 不安定であるため、時間とともにジェット気流は蛇行し、 高度偏差が生じた。また、初期場は地衡風平衡が成り立っ ていないため、慣性重力波が発生した。

2.3 データ同化

データ同化手法には逐次アンサンブル平方根フィルタ を用いた。観測値は風速 v = (u, v)・高度偏差 h・全変数 (u, v, h) の 3 通り、メンバー数 m は主に m = 10, 20 の 2 通りで実験した。また、10 通りの乱数系列を用いて、それ ぞれの解析値の RMSE を平均した。PV inversion で用い るバランス条件は、 $\delta = \partial \delta / \partial t = 0$ ($\delta = \nabla \cdot v$) とした。

3 結果

3.1 バランス場と非バランス場の間の誤差相関

PV inversion により求めたバランス場と t = 0 のバラン ス場を初期値として予報した場は、初期の頃はよく似てい ることが分かった。この結果から、バランス場は非バラン ス場の影響をあまり受けないことが分かり、バランス場と 非バランス場の間の誤差相関は弱いと考えられる。 従来手法 (m = 10,100) でデータ同化実験を行い、アン サンブルメンバーから高度偏差のバランス場 h_b と非バラ ンス場 h_u の間の誤差相関を求めた。その結果を図1に示 す。図1より、メンバー数が多い場合は期待通り、 h_b と h_u の間の誤差相関が弱いことが分かった。また、相関係 数の空間分布が m = 10 と m = 100 の場合で大きく異な ることが分かった。よって、バランス場と非バランス場の 間の誤差相関を無視してデータ同化を行った方が、両者の 間の誤差相関を無視しない従来手法より高精度に解析でき ると期待される。



図 1: $h_b(0,0) \ge h_u(x,y)$ の間の相関係数 (等値線は 0.25 間隔)

3.2 両手法の RMSE の比較

表1に、各実験条件で最適な膨張係数と局所化距離を与 えたときの RMSE を示す。表1より、全ての実験で従来 手法より PV inversion を用いた手法の方が、RMSE が小 さいことが分かった。これは、バランス場と非バランス場 の間の誤差相関を無視することで、サンプリングエラーが 軽減されたためだと考えられる。また、ほとんどの場合で、 メンバー数が少ない方が RMSE の減少率は大きく、PV inversion を用いた手法が特に有用であることが分かった。

表 1: 最適なパラメータを与えたときの RMSE の比較

-					
観測値	メンバー数	PV inversion	RMSE	減少率	
	10	あり	0.0679	20.1.07	
	10	なし	0.0850	20.1 /0	
u, v	20	あり	0.0614	13%	
	20	なし	0.0641	4.0 /0	
h	10	あり	0.0703	3.1%	
		なし	0.0725		
	20	あり	0.0627	4.9.07	
		なし	0.0654	4.2 %	
u, v, h	10	10	あり	0.0574	E E 07
		なし	0.0607	0.0 %	
	20	あり	0.0527	1607	
	20	なし	0.0535	1.0 /0	

境界条件改良による平成29年7月九州北部豪雨の再現実験

*金子凌 (東京理科大学理工学研究科土木工学専攻), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部土木工学科)

1. 研究の背景・目的

「平成29年7月九州北部豪雨」は線上降水帯の発生によっ て多くの犠牲者を出した.豪雨を数値気象モデルで再現する 為に、データ同化などによる計算の改善が積極的に行われて いる[1].しかし、データ同化は、空間的に均質で精度の良い 境界値は得られるが、モデルの中の様々な誤差要因が、補正 された境界条件に丸め込まれるため、各々の物理モデルの評 価や精度向上が難しくなる.更に時間雨量などの短時間・小 スケールでの再現性向上はいまだ難問である.そこで本研究 では、平成29年7月九州北部豪雨を対象に再現計算を行った. そして地形・土地利用、海表面温度(SST)に荒いデータと 高解像度データとを与えたときの計算への影響を比較する.

2. 計算設定と計算ケース

米国海洋大気局等が開発した数値気象モデル WRF を用い た. 2way ネスティングにより,台湾から北方四島までを含む 第一領域(空間解像度 30Km),沖縄県から京都府北部までを 含む第二領域(空間解像度 6Km),熊本県南部から北九州市 までを含む第三領域(空間解像度 1.2Km)を計算した.地形・ 土地利用データに USGS,SST に NCEP の Final Analysis(両 者とも空間解像度 1度)を用いたケースを CTL とする.これ に対して,地形・土地利用データに国土地理院発行の GIS(空 間解像度はそれぞれ 50m,100m)を与えたケースを Topo, SST に MODIS Level 3 のデータを用いたケースを SST,その 両者を用いた Topo+SST という 3 ケースを作成した.他の境 界条件には NCEP の Final Analysis を使用している.

3. 結果と考察

図1にそれぞれのケースの7月6日の午前9時から午後9時までの12時間の積算雨量を示した.この時,被害が甚大だった朝倉アメダス(図中星印部)の積算雨量は7月5日の同時間帯で約299mmである.CTLでは最大の積算雨量が高く見積もられる傾向にあり約355mmであった.最も実況に近いケースはTopo+SSTでありその最大は約301mmであった. CTLと比較して降水帯が西へずれており、3ケース中唯一,朝倉にも強い積算雨量が見られた.次いで良い結果をもたらしたのはSSTである.東シナ海の高温のSSTを解像することで,そこから大量の水蒸気を九州北部へ輸送する動き



図1 12時間積算降水量とその最大値(7月6日午前9時~午後9時) ☆は朝倉アメダスの地点を示す.

が見られた(図略). CTL と比べて降水量は非常に多く,降 水範囲も大きかった.また,SST は気圧場に影響し前線位置 が変化した.そのため更に降水範囲に影響をもたらしていた (図略). Topo は CTL よりも降水量が非常に少なく,強い降 水帯が出来てもすぐに東へ流れてしまうため線上降水帯には 至らなかった.しかし,Topo+SST では実況に近い結果が得 られていることから,SST による大量の水蒸気の輸送を,地 形が適度に遮り,流入した水蒸気などを正しい地点に輸送し ているのではないかと考えられる.また,全てのケースで降 水が一日ほど実況より遅れた.計算では高層への寒気の流入 が遅れたためだと考えられる.

以上より,地形や土地利用,SST に高解像度データを与え ることは,水蒸気量を見積もり,且つその低層への流入を再 現する上で重要である.また高層の境界値にも精度の向上と 高解像度化が必要であると考えられる.

参考文献

 [1] 北 真人,河原 能久,椿 涼太, and 牛山 朋來.
 "WRF-LETKFによる2013年8月の島根県西部豪雨の数値解 析." 土木学会論文集 A2 (応用力学) Vol. 70, No. 2 (2014):
 I 277-I 287.

タイムラプスカメラと XRAIN による対流性降雨の解析

*高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

対流性降水の観測研究には主にレーダを用い、特に 動的情報については複数台のドップラーレーダを用い ている。近年、フェーズドアレイ気象レーダの出現に より、高時間分解能で3次元構造の取得が可能になっ た。これにより、レーダで観測した対流システムの構 造と目視で観察した雲の時系列的な比較も可能になっ た。本研究では、2017年夏季に観測された対流雲のタ イムラプス画像とレーダによる観測を比較することに より、降水システムの理解を深めることを目的とする。

2. 観測および解析手法

タイムラプスカメラは BRINNO 社製の工事現場監視 用を用い、名古屋大学研究所共同館 I (名古屋市千種区 不老町、以降 名大)の屋上に設置した。このカメラの 画角はおよそ 120 度で今回は 10 秒または 20 秒ごとに 1 枚取得している。レーダデータは国土交通省の XRAIN の降雨の合成データと安城、尾西、鈴鹿の 3 局の生デ ータ(主にドップラー速度)を用いた。

解析は、名大から可視範囲にある降水イベントに対 して、レーダの観測とタイムラプスカメラの画像を照 らし合わせた。タイムラプスカメラからは、下層雲の 流れの推定や積乱雲の時間変化を確認した。レーダ解 析では、降水パターン、3次元構造、デュアルドップラ 一解析を行った。解析した主なケースは、2017年7月 10日、7月 26日、8月 22日である。

3. ケース1 (2017年7月10日)

タイムラプスカメラから、14時40分頃に見られた積 乱雲では下層での高気圧性の回転が見られたが、レー ダエコーに現れるほどではなかった。16時頃には降水 を伴った積乱雲がカメラとレーダの双方で観測されて いる。タイムラプスカメラでは、雲底下の降水が確認 でき、レーダとの対応がとれたが、積乱雲全体の変化 は下層雲のため確認できなかった。

4. ケース2(2017年7月26日)

タイムラプスカメラからは、17時40分から18時頃

にかけて、それまで西から東への雲の流れが見られた ものが東から西への流れと変わった。このケースでも 積乱雲の全体像をクリアに捉えることはできなかった が、観測地点上空で降水が始まる直前に雲底部に波動 状の西向きの流れが見られた。XRAIN データを用いた 解析では、幾つかの降水エコーが観測されたが下層風 は南南西の成分を持っていたが、カメラで観測されて エコーのみは東成分を持っていた。

5. ケース3 (2017年8月22日)

このケースは報道等では、17時から18時にかけてス ーパーセルが観測されたとされていたものであり、名 大上空ではその積乱雲のガストフロントに伴う弧状雲 が観測された。XRAINのデュアルドップラー解析でも、 エコー先端にガストフロントが明瞭に現れていた。

このエコーが観測される数時間前には、名古屋市の 東方に位置する猿投山付近に停滞するエコーが XRAINから観測された。降水量のパターンからは、猿 投山の西側で発生したエコーが猿投山付近で発達して いた。16時ころに降水強度が最大になった。XRAINの 3 次元観測からも猿投山に向かって発達している様子 も見られた。一方で、タイムラプスカメラの観測では、 積雲が西から東へ流れている様子が見られるとともに、 積雲の合間から積乱雲の発達の様子が見られた。積雲 を水分の移動のトレーサーとすると、コンスタントに 水分が供給されているとともに猿投山の手前で降水を もたらす積乱雲に発達したとも説明できる。

6. まとめ

タイムラプスカメラと XRAIN を組み合わせること により積乱雲の発達のプロセスに理解が深まることが 期待される。また、直感的な雲の発達とレーダ観測の 組み合わせは教育的効果も高いと感じた。さらに、 フ ェーズドアレイ気象レーダを用いるとタイムラプスカ メラとの比較がより効果的になる。

また、タイムラプスカメラは連続観測を行っており、 興味ふかいケースも見られたので、それらも併せて紹 介する。

長岡市での南岸低気圧通過時の降雪特性調査:2018年1月の事例

*山下 克也・山口 悟・本吉 弘岐・中井 専人(防災科研・雪氷)

1. はじめに

近年、2014年関東甲信地方大雪や2017年那須 雪崩事故など低気圧性降雪に起因する表層雪崩に よる大きな被害が報告されている。降雪情報を反映し た表層雪崩予測を行うためには気象予測モデルと積 雪変質モデルの両者を用いる必要がある。しかし、両 モデルをシームレスにつなぐ降雪の種類(形状、雲粒 付着割合など)を表現する物理量は未だ定まってお らず、低気圧性降雪に起因する表層雪崩の予測手 法は確立していない。防災科学技術研究所雪氷防 災研究センターでは、両モデルをつなぐ物理量とし て比表面積やかさ密度に着目している。そこで、気象 モデルでそれらの物理量を算出する計算式を作成 するために、気象要素、降雪粒子の粒径分布や落下 速度と共に降雪の比表面積やかさ密度の測定を行 っている。2018年1月22日から23日にかけて関東 地方に大雪をもたらした南岸低気圧通過時に新潟県 長岡市でも降雪があった。この降雪時に降雪特性の 測定を行ったので、本稿ではその結果を示す。

2. 測定および観測

測定は、新潟県長岡市の雪氷防災研究センター (37.43°N, 138.88°E, 97m ASL)にある降雪粒子観測 施設(FSO)の天井の一部を開閉可能な低温室(-5℃) で行った。そこに自然降雪を堆積させ、BET法を用 いた比表面積測定(約1時間間隔:詳細はHachikubo et al., 2014を参照)、円柱型サンプラーを用いたかさ 密度測定(約2時間間隔:詳細はIshizaka et al., 2016 を参照)、及び降雪深測定(約2時間間隔)を行った。 また、降雪粒子の顕微鏡写真撮影(約1時間間隔)も 行った。露場では気象要素、及び降雪粒子の粒径と 落下速度を1分間隔で連続測定をしている。さらに 雪氷防災研究センター屋上ではレーダーや多波長 マイクロ波放射計を用いた気象要素や降雪雲の鉛直 構造の遠隔測定も行っている。

3. 結果

南岸低気圧に起因する降雪は1月22日の14時 頃から降り始め翌23日の2時頃まで降り続いた(図 1a)。降雪時の気温は氷点下であった(図 1a)。10分 間の質量フラックス中心(CMF:詳細はIshizaka et al., 2013を参照)で表した粒径は、18時頃と24時頃を境 に粒径が変化していた(図1b)。CMF 落下速度は、23 日2時頃まで1.0から1.7m s⁻¹の値であり(図1b)、雲 粒付着の影響をあまり受けていない降雪であったこと を示唆する結果であった。この結果は降雪粒子の顕 微鏡写真(図略)とも整合的であった。かざ密度測定 開始時から降雪終了時まで低温室内(-5℃)に堆積さ せた降雪深は、15.5cm であった。比表面積は、降り 始めに低く(263cm²g⁻¹)、その後は600~800cm²g⁻¹の 間で変動していた。比表面積の変動傾向は降水強 度の強弱とおおよそ対応していた。かさ密度は、19 時半まで約110kg m⁻³であり、それ以降は50~65kg m⁻³であった。CMF 粒径も19時半頃に大きくなって おり、かさ密度の変化は降雪粒子の粒径変化と関連 しているものと考えられる。

今後は、比表面積やかさ密度と遠隔測定から得られる雲底高度、鉛直積算雲水量、降雪強度及びドップラー速度の鉛直プロファイルとの関係性を調べ、比表面積やかさ密度を推定する際に必要な要素を抽出する予定である。

参考文献

Hachikubo et al.(2014) : BGR, 32, 47-53. Ishizaka et al. (2013) : JMSJ, 91, 747-762. Ishizaka et al. (2016) : TC, 10, 2831-2845.



図 1 比表面積測定などの手動測定を行った時 間帯の(a)降水強度及び気温、(b)質量フラック ス中心(CMF)粒径及び CMF 落下速度、(c)降 雪深、(d)比表面積及びかさ密度(d)の時系列。 CMF は 10 分間のデータから算出。

北陸地方における走査型 Ka 帯偏波レーダを用いた降雪雲の観測と

固体降水粒子判別への適用可能性

篠田太郎*¹•大東忠保²•鈴木賢士³•民田晴也¹•久島萌人¹• 久保 守⁴•皆巳幸也⁵•高橋暢宏¹•坪木和久¹

 (1名古屋大学宇宙地球環境研究所,2京都大学防災研究所,3山口大学大学院創成科学研究科, 4金沢大学電子情報学系,5石川県立大学生物資源環境学部)

4 亚代八子电1 旧拟于尔, 6 石川尔亚八子工物黄际绿

1. はじめに

走査型 Ka 帯偏波レーダで観測される偏波パラメ ータ (Z_{H} ・ Z_{DR} ・ K_{DP} ・ ρ_{HV}) と固体降水粒子 (氷晶・ 雪片・霰) の特徴との関係を明らかにするために、 2016-2017 年冬季に石川県において降雪雲の連続観 測を行った[1]。本報告では、両者の関係を示すとと もに、Ka 帯レーダで取得される偏波パラメータを用 いた粒子判別の可能性について議論する。

2. 観測概要と解析手法

Ka帯レーダは石川県立大学に設置した。解析には、 10分毎の仰角1.8度のPPI観測のデータを使用した。 Ka帯レーダの観測範囲内(レーダよりおよそ11 km) に位置する金沢大学自然科学2号館屋上(地上観測 点) に PARSIVEL と G-PIMMS を設置し、固体降雪 粒子の粒径・粒子数・落下速度・形状などを観測し た。仰角 1.8 度の PPI 観測の結果から、エコーパタ ーンの水平移動と落下速度を加味して、地上観測点 に降雪粒子が落下する可能性のある範囲として扇型 の「対象領域」を設定し、その領域における偏波パ ラメータの値の頻度分布を求めた。一方、上記の対 象領域からの落下時間を考慮した時刻における PARSIVEL の観測結果に CMF 解析[2]を適用し、主 たる固体降水粒子を特定した。CMF が2 mm 以下、 2 m/s 以下に位置する場合には「氷晶卓越期間」、 CMF の粒径・落下速度のいずれかがより大きな値を とり、雲粒付き雪片と霰の中央線よりも落下速度が 小さい場合には「雪片卓越存在期間」、落下速度が 大きな場合を「霰卓越期間」と分類した。

<u>3. 結果と考察</u>

2017年1月24日04時(日本時)から1月25日 12時までの間に、霰卓越期間が30事例、雪片卓越 期間が33事例、氷晶卓越期間が15事例あった。図 1は、各卓越期間毎に対象領域内の偏波パラメータ の頻度分布を集計したものである。ZHの頻度分布で は、霰卓越期間もしくは雪片卓越期間と氷晶卓越期 間のピークや最大値が異なることから、これらの間 の区別ができそうである。一方、ZDRやKDPについ ては、霰卓越期間と雪片卓越期間では分布関数の裾 の広がり方に若干の違いがあるものの、存在頻度の 広がりはほぼ同程度となっている。Ka帯レーダで は、粒径の小さな板状粒子などに感度があるために、 霰卓越期間においても多数の氷晶粒子の効果が正の KDPやZDRの値として顕在化したことと、相対的に 大粒径の霰粒子や雪片の効果がミー散乱により小さ くなることで、K_{DP}や Z_{DR}の値の分布の相違が小さ くなったと考えられる。

この観測結果から、ZDR と KDP では、霰卓越期間、 雪片卓越期間、氷晶卓越期間で大きな差異が無いた めに、Ka 帯レーダの偏波パラメータを用いた統一 的な粒子判別法の確立は困難であると判断できる。 **謝辞** 本研究は科学研究費補助金基盤研究 B (16H04049) の援助を受けて実施している。



図1 霰卓越期間(黒実線)、雪片卓越期間(赤破線)、
 氷晶卓越期間(青点線)における Z_H(上図)、
 Z_{DR}(中図)、K_{DP}(下図)の頻度分布。

参考文献

[1] 篠田ほか, 2017, 気象学会春季大会予稿集, B207.
 [2] Ishizaka, M., et al. 2013, *JMSJ*, 91, 747-762.

小型 X バンド二重偏波ドップラ気象レーダーのドップラ風速精度評価

*中島大岳, 高島祐弥, 高木敏明 (古野電気), 佐々浩司 (高知大学)

1. はじめに

高知県沿岸部はXバンド MP レーダーネットワーク の観測対象外でありながら、台風や竜巻等のシビアな 気象現象が多発する地域として知られている。そのた め、防災上の観点から降雨、風速場を高い時間、空間 分解能で観測する技術が強く望まれている。

高知県南国市にて運用中の古野電気製小型Xバンド 二重偏波ドップラ気象レーダー(以下、本レーダー) の降雨精度評価を昨年度より進めてきたが、本稿では ドップラ風速の精度評価を目的として、高知地方気象 台のウィンドプロファイラ(以下、WPR)との比較検 証を行ったので、その結果について報告する。

2. 精度評価方法

精度検証に使用した本レーダーと WPR との位置関 係を図1に示す。また本レーダーの観測設定を表1に 示す。本検証では単一レーダーによる検証を行うため、 リファレンスである WPR 地点直上におけるポイント で比較を行う。そこで比較量として、本レーダーによ り観測した各仰角のドップラ風速および WPR により 観測した風速に関して、同一高度面のレーダー視線方 向の水平速度成分(スカラ量)に変換した値を使用し た。ここでレーダーデータはWPR 直上1メッシュを中 心とした 250 m 格子に含まれるドップラ風速のメディ アン値を使用した。評価は変換後の風速(スカラ量) に対して、本レーダーと WPR との散布図(10分平均 値)を作成し、回帰係数、相関係数および RMSE を算 出することにより行った。評価事例として、2017年4 月1日から7月15日までの降水イベントのうち、WPR と同地点にある地上雨量計の日雨量が 50 mm 以上を観 測した上位5日分を選定した。

3. 結果

図 2 に変換後の風速(スカラ量)に関する本レーダ ーとWPRとの散布図(全仰角分)を示す。5 事例とも に本レーダーで測定可能なドップラ風速である±32 m/sを超えるような強風事例がなかったこともあり、回 帰係数、相関係数、RMSE はそれぞれ 0.97、0.99、1.60 m/s と非常に精度良く観測できていることが分かった。

台風や竜巻等のシビアな気象条件下における折り返 し補正ミスを低減し、精度の高い風速場を観測できる よう信号処理を改良することが今後の課題である。

4. 謝辞

本研究開発は総務省 SCOPE (受付番号 165009001)の 委託を受けたものである。またウィンドプロファイラ データは京都大学生存圏研究所のデータベースより提 供を受けた。ここに謝意を表する。

表1本レーダーの観測設定

項目	観測条件
期間	2017/04/01-2017/07/15 、5 事例
設置場所	高知県南国市
シーケンス	PPI、5 仰角 /1 分
	3.0 / 4.0 / 8.0 / 12.0 / 16.0 deg
比較高度	WPR 地点直上(691-3504 m)





図 2. 同一高度面のレーダー視線方向の水平速度成分 (スカラ量) に関する本レーダーと WPR との散布図 (10 分平均値、全仰角分)

地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 - 首都圏展開の現状と今後の展望-

*川村 誠治、花土 弘、纐纈 丈晴(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量推定手法の研究開発 に取り組んでいる。電波の伝搬遅延をピコ秒レベルで精密 に測定することで水蒸気量の情報を得ることが可能にな る。これまでに水蒸気量推定のための観測配置として同期 法と反射法の2つを提案し、このうち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]。現在この手法を用いた観測の展開を、戦略的イノ ベーション創造プログラム(SIP)と科研費の支援を受け て首都圏で進めているところである。本発表では、観測展 開の現状と今後の展望について報告する。

2. 手法 (反射法) 概要

地デジ放送波の伝搬遅延は位相を用いて計測されるが、 ピコ秒レベルの測定をする上では、放送局や受信点の局部 発振器の位相雑音が大きな誤差要因となる。反射法では、 電波塔と受信点を含む直線上で、受信点から電波塔と反対 方向にある反射体を用い、受信点において直達波と反射波 を同時に受信する。直達波、反射波ともに放送局と受信点 の局部発振器の位相雑音が乗っているが、これらの位相雑 音は全く同じものなので、両者の差を取るだけで位相雑音 を相殺でき、受信点と反射体の間の往復分の伝搬遅延が測 定される。

3. 首都圏展開の現状

図1に2018年1月現在の観測展開の現状を示す。丸印 が観測(候補)地点である。SIPによって開発されたマル チパラメータ・フェーズドアレイレーダー(MP-PAWR)が 2017年12月に埼玉大学に設置された。このレーダーによ る降雨観測エリア内に水蒸気観測を目的として本観測の 展開を進めている。2018年1月現在3地点で観測を開始 しており、7地点で試験観測が終わっている。基本的に全 ての地点で東京スカイツリーからの電波を受信するが、反 射法を用いているため観測ターゲットとなるエリアは観 測地点からスカイツリーに対して後方となる(図中の太実 線)。埼玉大学の近くにはテレビ埼玉の電波塔があり、田 無タワーや地点 G ではこれらの電波を利用して東京スカ イツリーとは別の基線を観測ターゲットとして取ること



図1: 首都圏展開の現状(2018年1月現在)。



図 2: 首都圏展開のために屋外用キャビネットに 組み込まれた観測装置。

も可能となっている。

図2に首都圏展開用の観測装置の写真を示す。装置の 主要構成要素はソフトウェア無線デバイス(USRP-N210) と組込PCであり、これら全てを400×500×250mmの屋外 用キャビネットに組込んで、100 VのAC電源1本で運用 できるようにしてある。別途用意する市販の地デジ用アン テナからの信号を取り込んで観測を実施する。

得られる観測データのうち、気象観測に直接利用する のは地デジ放送波の位相変動だけであり、そのデータ容量 は携帯回線による収集が充分可能な程度である。また、得 られたデータの解析、利用についても他機関との共同研究 の中で検討を進めている。

4. 今後の展望

今後試験観測の終わっている地点で順次本観測を開始 していく予定である。

反射法は観測精度の点では同期法よりも有利だが、反 射体の位置で観測エリアが決まってしまうこと、その反射 体の位置特定が必要なことなど、多点展開には不利な面が ある。今後観測地点をさらに増やす場合には反射法では限 界があるため、もう一つの観測手法である同期法の研究開 発も進めたい。また、多地点観測を進めるためには、観測 装置の小型化・省電力化も重要である。現在は PC とソフ トウェア無線デバイスという組合せで観測しているが、こ れらを一つにまとめた小型装置の開発も検討中である。

謝辞:本観測実験は、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」(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」、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」によって実施されています。

参考文献

 Kawamura, S. et al., Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, vol. 52, pp. 367-377, DOI:10.1002/2016RS006191, 2017.

日本近海におけるマイクロ波散乱計MetOp-B/ASCATの精度検証 *長谷川聖矢,渡邊貴典,泉 岳樹,松山 洋(首都大 都市環境)

1. はじめに

マイクロ波散乱計は主に人工衛星に搭載され て運用されるセンサであり、海面に照射したマイ クロ波の後方散乱を計測することで風向・風速等 を観測する。その観測値は気象庁の全球モデルお よびメソモデルの初期値などに利用されている (太原 1999)。鈴木ほか(2015)では2012年打ち上 げの MetOp-B(Meteorological Operational Satellite Program of Europe-B)衛星に搭載された ASCAT(Advanced Scatterometer)で観測された風 速を全球海洋上の40基のブイの観測風速と比較 し、その観測精度を示した。本研究では鈴木ほか (2015)で検証の空白域となっている日本近海(高 知県沖)に設置された黒潮牧場ブイを用いて2013 ~2016年のMetOp-B/ASCATの風速観測精度の 検証を行った。また、降水時のASCATの観測精度 の低下度合を示すことで台風などの降水を伴う 大気現象の観測に有効性があるか検証した。

2. 研究手法

黒潮牧場ブイは高知県によって太平洋に設置 された気象海象観測ブイであり、風速の観測は毎 時 00 分に行われ, 10 分間平均値が公開されてい る。ASCAT のデータは瞬間値であり、高さ 10 m の値が求められている。このデータは PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, USA)で公開されており、ここか ら 2013~2016 年の空間分解能 12.5 km の Level 2 データをダウンロードした。その後、ブイから 6.25 km 以内のデータのみを抽出し、観測時刻の 最も近い観測値同士を対応させて解析を行った。

3. 結果と考察

作成した散布図を Fig.1 に示す。回帰直線を参 考にすると ASCAT の観測風速は約 8m/s を境に 弱風域では過大評価、強風域では過小評価する傾 向にある。ただし、両者の平均値の差の検定を行 ったところ、有意水準 5%で差はみられなかった。 本研究と鈴木ほか (2015) の結果を Tab.1 に示 す。全データを用いて算出した RMSE は 1.46 m/s と、 ASCAT の公証精度である誤差 2m/s (EUMETSAT 2015)より小さいが鈴木ほか (2015) よりは大きく、本研究の対象地では ASCAT の観 測精度が低くなっている。これは対象地が比較的 沿岸部にあること、黒潮の流路に位置することな どが要因と考えられる。

解析雨量を用いて、降水時と非降水時に分けて 同様の解析を行ったところ、降水時の RMSE は約 0.5m/s 大きくなっていた。降水時と非降水時の相 関係数の差は、有意水準 5%で有意であった。

参考文献

鈴木ほか 2015. 科学・技術研究 4: 31-34. 太原 1999. 数値予報課報告・別冊 45: 27-43. EUMETSAT 2015. ASCAT product guide. 164pp.



Fig.1 ブイ観測値と ASCAT 観測値の散布図 図中に回 帰直線とその式、y=x となる直線を示してある。

Tab.1 先行研究および本研究の結果のまとめ

	鈴木ほか	本研究		
	(2015)	全データ	降水時	非降水時
データ数		1388	292	1096
RMSE(m/s)	1.01	1.46	1.82	1.35
相関係数		0.93	0.90	0.94

小西啓之、杉浦裕紀、多田遥(大阪教育大学)、平沢尚彦(国立極地研究所)

<u>1. はじめに</u>

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.5)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)で行っている。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、寒冷域で見られる弱い降雪に対する検証を行うのに 適していると考えられる。

本研究では、昨年秋の気象学会で発表した内容に、 2016/2017 年冬季のデータを加え、粒径分布からレーダー 反射強度因子を求めた値と DPR のレーダー強度との比較 を行った。

2. データ

陸別で地上観測を行った2014年3月から2017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2種の光学 式雨量計(Thies CLIMA LPM と PARSIVEL)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>

GPR衛星は2~3日周期で陸別付近の上空を通過するが、 このときに地上の光学式雨量計で 0.2mm 以上の降雪があ ったと見られるのは3冬間に20数例しかなく、かつDPR で降雪がありと判断されたのは4例しかなかった。

衛星による降雪検出の可否の原因を調べるため、地上 観測で得られた各降雪時の粒径分布を調べたところ、 DPR で降雪量を測定できた事例は、粒径分布の傾きが小 さく相対的に大きい粒子が多いのに対して、DPR で降雪量 を検出できなかった事例は粒径分布の傾きが大きく、相対 的に小さい粒子が多いことがわかった。

地上の光学式雨量計LPMとGPM衛星のDPRから得られた 降雪量の比較を図1に示す。図の横軸に示したGPM衛星に よる降雪強度は、陸別を中心とした東西南北各10kmの範 囲の降雪強度の平均値と最大値を各事例について示し、そ の間をそれぞれ横棒で結んだ。降雪時の事例が少ないので 地上気温がプラス1℃程度のみぞれ時の事例も合わせて 示したが、GPMによる降雪量と地上降雪量の両者を比較す ると、例数が少ないものの降雪の事例よりみぞれの事例の 方が相関が良いように見える。みぞれの事例の最大値は、 ほぼ傾き1の直線に近いのに対して、降雪の事例は、GPM 衛星による値が地上観測の観測値より大きく、かつばらつ いている様に見える。粒子の形状や粒径分布の差がこのよ うなばらつきになっているかを今後検証したい。 衛星による降雪検出の可否の原因を調べるため、地上観 測から得られた降雪粒子の粒径分布から各事例について レーダー反射強度を推定した。そのため各事例について粒 径の6乗の和を求め、それを対数で示し、その値が大きい 順に表1に示した。DPRで降雪有りと判別された事例は4 事例はしかなかったが、そのうちの3事例が表の上位に入 り、DPRによる反射強度の大小と地上降雪粒子が対応して いることが確認できた。今後、事例数を増やし、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ています。



図 1.GPM 搭載 DPR によって求められた降雪強度と地上光学 式雨量計(LPM)で求めた降雪量の比較。横軸の GPM 降雪強度 は、各事例について平均値と最大値をそれぞれ示し横棒で結 んでいる。

表1. 大きい順に示した DPR 通過時の降雪粒子の粒径分布 から求めたレーダー反射強度(log(Z):粒径の6乗和の対数)。 丸印は DPR で検出された事例。

	LPM				PARS	IVEL	
検出	年	月日	$\log(Z)$	検出	年	月日	log(Z)
0	2015	227	6.22	0	2015	227	6.25
	2015	307	6.08		2015	307	5.99
0	2016	1222	5.75	0	2015	1225	5.77
0	2015	1225	5.50	0	2016	1222	5.63
	2015	304	5.31		2015	304	5.36
	2016	1223	5.08		2016	1214	5.03
	2015	213	4.95		2015	203	4.98
	2016	1214	4.92		2015	213	4.90
	2015	301	4.91		2016	1223	4.78
	2015	203	4.86		2016	120	4.77

2016-2017 年の東京スカイツリー観測における新粒子生成

*佐藤丈徳,桃井裕広,前田麻人,三浦和彦,森樹大 (東京理科大学),三隅良平,宇治靖 (防災科学技術研究所),當房豊 (国立極地研究所),岩本洋子 (広島大学)

1. はじめに

新粒子生成 (NPF; New Particle Formation) はガスが 化学的に作用し、凝結してエアロゾルになることを指 し、生成したエアロゾルは直接効果に影響を及ぼす。 更に NPF で生成した粒子の一部が大気中のガスを凝結 し、成長することで雲核として作用し、雲の放射特性 に影響を及ぼす。しかし生成・成長のメカニズムは光化 学反応が関与してことは知られているが、複雑でよく 理解されていない。NPF の多くの観測は山岳や森林域 で行われていて、都市域での観測が少ない。都市域の 局所的な影響を避け、都市域に代表される NPF の観測 を行うため、また長期的な定点観測を行うため東京ス カイツリー (TST; 35.71N, 139.81E)の地上458 mにて 観測を行った。

2. 測定の解析手法

観測期間は①2016/6/9~6/30 ②2016/10/26~10/30 ③ 2016/12/15~2017/6/27 ④2017/9/27~ (測定中)である。 外気を湿度 35%以下の状態にし、走査型移動度粒径計 測器 (SMPS, TSI 社 3034, 測定可能粒径 10-487 nm) で 粒径別数濃度の測定を行った。大気成分は TST から約 9.3 km 南西の東京タワーの地上 225 m で測定したもの を参考にした。García. et al [1] を参考に NPF の分類を 行った。Banana Clear型 (BC型) は明瞭な 4 時間以上 の成長があるもの、Banana Short型 (BS型) は明瞭な 1 ~4 時間の成長があるもの、Apple 型 (A型) は成長が 25nm 以下でとどまるものと定義した。

3. 結果と考察

観測期間 219 日中 NPF イベントは 99 回あった。全 イベント中 BC 型が 36.4 %, BS 型が 22.2 % A 型が
25.3 %, BU 型が 16.2 % であり、全て日中に発生していた。月別の発生頻度をみると冬季 (2016/12~2017/2) に A 型が 20%以上を占めた (表 1)。月毎の dN/dD に着目 すると冬季に値が小さく、季節によって NPF 時の数濃 度が異なることが示唆された (図 1)。以上より季節で 支配的な大気成分が異なると考えた。冬季とその他の 季節及び NPF の有無によってデータを分類し、光化学 オキシダント (Ox) の濃度の日変化を示した (図 2)。 冬季には NPF のある日とない日とでは濃度差は確認で きないが、その他の季節において NPF のある日の濃度 はない日より大きかった。



4. まとめ

東京スカイツリー458 m における長期観測より 219 日中 NPF イベントが 99 回あり、全て日中に発生して いた。季節によって卓越している大気成分が異なり、 代表的な化学反応及びイベントの型が異なる可能性が 示された。

謝辞

本研究の一部は「東京理科大学特定研究助成金共同研 究助成金(代表三浦和彦)」の助成により行われた。

参考文献

 M. I. García et al., Atmos. Chem. Phys., 14, 3865–3881, 2014 五日間の温熱生理連続測定によるバイオリズムの四季変化

*小澤史周 (東京理科大学理工学部), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部),

1. はじめに

熱中症ヒートショックといった熱ストレスと深部体 温の2つの要因が関連するため、従来のような熱環境 の評価のみならず、深部体温の日・季節変動といった バイオリズムの観点から熱ストレスを調査することが 重要と言える.本研究では、可搬型の熱環境計測機器, 非侵襲型の生理因子測定機器を用いて、人の日常生活 下の暴露熱環境、それに伴う温熱生理応答・通年での バイオリズム変化を測定・評価し、人の温熱生理やバ イオリズムに季節性が見られるかを調査する.

2. 計測項目

計測項目にはそれぞれ気象因子と生理因子に分けて 複数のパラメータを設定した。気象因子は仲吉らによ って開発されたウェアラブルな熱環境・人体生理計測 システム[1]を基に開発された可搬型気象測定機器を用 いた. 次に生理因子についてだが、本研究では皮膚温 度3点(胸部・前腕部・大腿部)を重み付き平均した ものと深部体温を採用している.深部体温については 被験者への負担を考え、直腸温ではなく耳道温とした.

3. 観測期間

本研究では季節ごとのバイオリズム・温熱生理変化 を確認する為に,春・夏・秋・冬に5日間の連続計測 を行った.観測期間はそれぞれ2017/5/22~26,8/27~31, 11/1~5,2018/1/16~20である.

4. 結果と考察

まずバイオリズムを形成する各季節の深部体温の時 系列データを図1に示す.室内作業が多いので、平均 SET*は夏よりも秋や冬の方が高い.一方,深部体温の 大小関係はSET*の大小関係と無関係であるように見 える.また,春と秋は夜間深部体温が部分的に他季よ り突出していた.また、平均深部体温は夏が36.13[℃], 突出部分が多かった春が36.19[℃]となっていたことか ら、夜間・早朝で深部体温が高くなると、季節の平均 深部体温上昇につながると考えられる.次に冬の波形 だが、夜間に深部体温が急激に下がり、他季より大き く揺れている.また夏のデータは一貫してピークが 17:40頃に発現しており,熱中症リスクが増大する南中 時刻に重なることはなかった.次に、コサイナー法を 用いて深部体温を以下の式(1)にフィッティングさせた 時の各パラメータを評価し,先の考察を深める(表 1).

$$f(x) = M + A\cos\left(\frac{2\pi}{p}(x-T)\right) \tag{1}$$

この時, M は平均深部体温[℃], A は振幅[℃], p は



図1 各季節での SET*と深部体温の時系列変化 表1 コサイナー法を用いた季節ごとの

各パラメータ評価

	$M[^{\circ}C]$	$A[^{\circ}\mathbb{C}]$	p[hour]	T[hour]
Spring	36.19	0.25	25.35	-9.99
Summer	36.13	0.36	23.96	-6.14
Autumn	36.03	0.35	24.69	-7.74
Winter	35.68	0.58	24.15	-7.14

周期[s], T は位相[s]を示す.まず,振幅 A についてだ が,冬が最大であり,冬季の屋内外の気温差を十分に 反映している.次に周期 p と位相 T についてだが、春 の値が他季の値に比べてp・Tの絶対値共に最大となっ ている. 春季は他季に比べて睡眠時間が長かった為, 概日リズムからずれてしまった可能性がある.また, 位相から深部体温のピーク時刻を逆算すると春は 15:20, 16:40 と変化しており、実データのピークからず れてしまっていた.よって深部体温の波形は単純な正 弦波からずれており, 位相の同定には向かない事が分 かる.以上からバイオリズムは変化するが、その要因 が季節性と考えられるのは気温の影響があった振幅 A のみであり、位相や周期は睡眠等の行動パターンによ って変化する熱ストレスに左右されるといえる.また, 夏・冬季の深部体温のピーク出現時刻は大きく変化せ ず、熱中症リスクを増大させる要因にはならなかった.

参考文献

[1] 仲吉信人, 2016, 水文・水質源学会誌 vol.24 No.4 pp.238-250

地上気象観測値から求めた発散量の精度および鉛直流との関係

*瀬戸芳一(首都大・都市環境), 高橋日出男(首都大)

1. はじめに

地上風の水平収束・発散量(以下,発散量)は、 大気下層での上昇・下降流に対応する指標として, 局地風系の鉛直構造の把握や,対流雲発達の予測 などの目的でしばしば用いられる. アメダスなど の地上気象観測値から発散量を求める場合、地上 風を格子点に内挿し, 隣り合う格子点間の風速差 から求める方法(中央差分法)が簡便であるが. 水平風の観測誤差が風速差の大きさに匹敵するた め, 誤差が大きいことが指摘される[1]. そこで, 周辺の東西,南北風成分を重回帰により平面に近 似し誤差を平滑化する方法(平面近似法)が実用 的であるとされるが、これにより求めた発散量に どの程度の誤差が含まれるかはあまり検討されて いない. そこで本研究では、観測誤差の範囲で各 地点の観測値をランダムに変化させて発散量を繰 り返し求めることで、観測誤差に起因する発散量 の誤差を評価し、地上付近の鉛直流と発散量との 関係について検討することを目的とする.

2. 資料と方法

気象庁によるアメダス観測資料に加えて,各都 県による大気汚染常時監視測定局(常監局)の稠 密なデータが利用できる関東地方を対象とした. 解析期間は2003年から2014年(12年間)の7,8 月とし,本稿ではアメダスの毎時値のみを用いた. 地上風は,観測点周辺の土地利用から推定した地 表面粗度により対数則を用いて高度10m風速に 統一し,8 km 間隔に設けた格子点に対し,半径 16 km以内にある観測点の風を距離の逆数で重み づけ平均して内挿した.発散量は,各格子点周囲 の25格子(東西5×南北5格子)の値に平面近似 法を適用して算出した.

各観測点の観測値に対し、乱数を用いて誤差を ランダムに与え、同時刻の発散量分布を100通り 求めたうえで、発散量のばらつき(標準偏差)を 検討した.与える誤差の大きさは、アメダス観測 の最小単位の変遷に合わせて、風速は±0.5 m/s

(2009年以降 0.05 m/s) +風速の 10%, 風向は± 1 方位(22.5 度)とした. 誤差の検討は, 風速が 日最大となる 15 時を対象に行った.

3. 結果

1%水準で有意な収束・発散域となる発散量(標準偏差の2.36倍に相当)の2008年以前と2009年 以降における平均値の分布を第1図に示す.最小 単位が0.1 m/sとなった2009年以降のほうが,平 野内陸部でやや値が小さい傾向にあるが,風速の 大きな沿岸部では差がほとんどなかった.このこ とから,風速の最小単位に起因する誤差よりも風 向の最小単位による影響が大きいと考えられた.

また,熊谷付近の格子点における発散量とウィ ンドプロファイラによる地上付近の鉛直速度との 関係を調べた.下層 1000m以下における毎時の鉛 直速度の平均値が得られた 6566 事例を対象に,発 散量別の鉛直速度を調べた(第2図).その結果, 発散量が収束を示す場合には上昇流,発散の場合 には下降流となる傾向が観測値からも確認された.

今後,常監局データを追加した場合や36方位の 風向を用いた場合,発散量を求める範囲を変化さ せた場合の誤差についても検討するとともに,鉛 直流との関係をより詳細に調べる予定である.



第 1 図 1%水準で有意な収束・発散域となる 発散量の分布 (左図 : 2003~2008 年, 右図: 2009~2014 年・15 時・各 372 日の平均値).



観測が疎な高標高山岳域において

領域気象モデルにて形成される高風速域の発生機構

*北野慈和 (電力中央研究所), 服部康男 (電力中央研究所), 橋本篤 (電力中央研究所),野村光春 (電力中央研究所), 早田直広 (電力中央研究所),石川智巳 (電力中央研究所)

1. はじめに

山岳域に多く立地する鉄塔の主要な外力は風荷重で あり,局地風等のある程度決まった風向・風速を有する 強風の風向別風荷重算定は重要である.特に,高標高の 地域では長期にわたる風向風速観測が疎であり,実測 値に基づく風速極値の推定は困難である.代替手法と して,領域気象モデルの計算結果からの推定が考えら れる.同計算結果では,標高3000m前後の山頂風下側 (例えば図1中の×印地点,剱岳,白山等)に強風地 点が抽出されるが,この強風に関する既往研究・報告等 は少ない.本研究では,同地域における強風の発生機構 解明を目的とする.

2. データと手法

領域気象モデル WRF を中核とした気象予測・解析シ ステム NuWFAS (Numerical Weather Forecasting and Analysis System) による, 1957 年 9 月以降の日本全域 ダウンスケーリング結果である高解像度(解像度 5km) 長期気象気候データベース(CRIEPI-RCM-Era2)[1]を用 いて,風速再現期待値等の推定とそれに基づく強風地 点の抽出を行った.また,気象庁メソ客観解析 (MANAL)[2]を用いて,事例解析を行った.

3. 結果·考察

例として, CRIEPI-RCM-Era2 により抽出された強風 地点の一つである南アルプス周辺(図 1)の結果を示す. 図2にMANALにおいて東風強風が観察された際(2012 年5月2日11時)の風速・温位の鉛直分布を示す.南 アルプス山頂の風下側では,よどみ層とみられる低風 速域や斜面を吹き下す強風が視認される.また,山頂風 下側に位置する伊那盆地では北風が確認される(図略). 強風の発生機構としておろし風[3]と類似のものが推測 され,伊那盆地の北風は文献[4]にて説明される上空風 とは異なる方向に吹く谷部の風の発生機構によると考 えられる.対象地点の現実の標高は 3000m 程度であり, 約 1500m に吹く低気圧本体の風が 18ms⁻¹ 程度, Brunt-Vaisala 振動数は 0.01s⁻¹ 程度であれば, Froude 数は 1.2 程度となる.現実大気においても空気塊の山越えにつ いては生じうるものと考えられる.また,東風強風が斜 面方向に届く範囲等については,伊那盆地での北風の 形成範囲との兼ね合いで決定するものと推察される.

参考文献

[1] 橋本ら,2013, *電力中央研究所報告書*,N13004.
 [2] <u>http://www.jmbsc.or.jp/jp/offline/cd0380.html</u>
 [3] 斉藤, 1994, *天気*, 41, 11, pp. 3-22.
 [4] 木村, 1991, *天気*, 38, 9, pp. 15-22.



図1 南アルプス周辺の標高(陰影,濃い色ほど高い) と気象庁気象官署地点(●印),領域気象モデルにおけ る強風発生地点(×印).



図 2 南アルプス山頂西部で強風が観測された際の東 西方向鉛直断面における風速ベクトルと温位分布.

海面水温が日本海を通過する爆弾低気圧に与える影響

*門前由喜子、佐藤尚毅(東京学芸大学)

1. はじめに

先行研究では、黒潮/黒潮続流域を通過する爆弾 低気圧はこれら海流の影響を受けていることが示 されている。しかし日本海を通過する爆弾低気圧が 海流の影響を受けているかどうかは解明されてい ない。日本海を通過する爆弾低気圧は、その構造が 下層の潜熱解放が行われにくい構造をとっており、 SSTの影響を受けにくいと言われており^[1]、日本海 を通過する爆弾低気圧は、黒潮/黒潮続流域を通過 する爆弾低気圧ほどには、海流の影響を受けないと 考えられてきた。本研究では日本海の SST について 感度実験を行うことで、日本海の爆弾低気圧への影 響の解析を行った。

2. 実験概要

数値モデルには WRF を用いた。水平格子間隔は それぞれ、領域1で60km、領域2で20kmである。 解析には領域2の結果を用いた。初期値と境界条件 には NCEP による客観解析データである FNLを使 用した。感度実験は WRF の初期値、境界値である FNLの SST データを、OISST データ(AVHRR)に 差し替えることによって行った。実験は2016年2 月13日発生の爆弾低気圧の事例に、その日のSST と、SSTの正偏差のみを付加したのもの(観測値よ り約+3~4°C)と、2014年11月1日のSST(観測値 より約+6~8°C)、それぞれを与えたものを比較し て行った。

3. 結果と考察

海面気圧と風速を見ると、日本海の SST が+3~ 4℃の時(正偏差のみを付加した時)は、観測値とほ とんど差が出なかった。しかしその倍の+6~8℃の 値(2014 年 11 月 1 日の SST)を与えると観測値と大 きな差があることがわかる(図 1 参照)。気圧は 4hPa 以上低下し、風速は 4m/s 以上大きくなっている。 このことから、本事例のような寒気が強い爆弾低気 圧の事例では、日本海上の SST はある値よりも高く なると、非線形的に低気圧の発達に影響を与えてい ることが示唆された。



図 1 モデルで再現された 2016 年 2 月 14 日 12 時 UTC の地表面風速(矢印、色)[m/s]と海面気圧(等値線)[hPa]。 等値線間隔は 4hPa である。ただし与えた SST はそれぞ れ、(a)は観測値、(b)は 2014 年 11 月 1 日の SST である。

参考文献

 [1]遊馬芳雄,2003:オホーツク海周辺で急激に発達する 低気圧と水蒸気輸送.天気,50,508-515. 機械学習を用いた台風識別器の開発と精度検証 *金崎拓郎¹・加瀬紘熙²・筆保弘徳^{1,2}・松岡大祐³・吉田龍二⁴ (1:横浜国立大学、2:横浜国立大学大学院、3:海洋開発研究機構、4:理化学研究所)

<u>1. はじめに</u>

近年、機械学習技術は向上し、台風の強度推定や予報に 適用する研究も出てきた(加瀬他2017;柴田他2017;棚 原他2017)。さらに、ひまわり8号の運用により、従来に 比べ、より高解像度での衛星画像データが収集されるよう になった。その大規模な画像データに機械学習を適切に利 用できれば、台風の位置検出や台風強度になる前の擾乱の 検出を、客観的かつ迅速に行うことができる。そこで本研 究は、機械学習を用いた台風識別器を開発し、衛星画像デ ータから、台風や台風強度前の擾乱の位置検出を行った。 そしてその精度検証から、どのような時に正しく台風が 検出できる(正検出)か、検出できない(誤検出)かを明ら かにした。

2. 実験設定

本研究は OpenCV のカスケード型 AdaBoost 識別器を作 成し検出を行った。使用データは、台風事例数が多い① CPC-IR による 2001 年から 2015 年(2015 年は 6 月まで)ま での赤外画像と、②ひまわり 8 号(2015 年 7 月から)で得 られた赤外画像の 2 段階で行う。台風位置データは、気 象庁ベストトラック(BT)を用いる。①について、線形内挿 で得た 1 時間ごとの台風位置を用いて、約 6 万枚のうち 2 万枚の台風画像(positive 画像)と、1.5 万枚の非台風画像 (negative 画像)を学習データとした。台風を識別する特 徴量には LBP 特徴量(輝度分布)を用いた。検出・検証には 15 年間の 6 時間毎の衛星画像から台風の検出を行うが、 minNeighbors(最低近傍矩形数)の値を調整している。精度 検証には、検出した台風位置と BT の位置の比較を行い、 BT 位置から 600km 圏内にある時を正検出、それ以外を誤 検出と定義し、誤検出は空振りと見逃しに分類した。

3. 結果

図1は、(左)本研究で開発した識別器によって得られた 2001年の検出位置分布と、(右)2001年21号(T0121)を検 出している様子である。実際の台風同様、日本の南〜東海 上や南シナ海で検出されている。赤道付近の空振りも目立 つ。T0121も沖縄の南海上で発生した時点から北上する様 子は検出できたが、衰弱開始に伴い検出できなくなった。 この事例では、中心よりやや東で検出しているのも課題で ある。図2は、検出した2001年の台風の位置とBT位置の 比較である。全体として BT に比べ北東よりに検出する傾 向にある。検出した台風の誤差平均は約301 km となった。 2001~2015 までの月ごとの総検出数を図 3 に示した。空 振り数も含めて 6~10 月で検出量は多くなり(年平均約 1000 個)、台風発生数の季節性はとらえられている。月別 検出数からの正検出数の割合は10月で多く、約30%であ る(空振り率が約70%)。逆に5月で低く、約6%である。 一方、見逃し率は11月で多く、約85%である(図略)。

表1は、minNeighbors を80、30に設定したときの2001 年の検出数である。minNeighbors80の時は、検出率が約 14%であるのに対し、値を30に設定すると、検出率が約 52%に上がった。一方で、それに伴い空振り数が644個から3373個と約5倍になっている。

表1 minNeighborsの値と2001年の検出数

minNeighbors	正検出数	空振り数	見逃し数	BT
80	124	644	768	892
30	511	3373	381	892

4. まとめ

本研究では、機械学習を用いた台風識別器の開発を行っ た。精度検証の結果、minNeighborsの値を調整することで 誤検出の数が増えたが、約40%検出率を上げることがで きた。また、正検出の位置がBTよりやや北東の傾向であ った。今後は、データの質的向上を行い、より迅速に対応 できる台風識別器の開発に取り組んでいきたい。



図1 識別器による 2001 年の検出位置分布(左)と T0121 の 検出の様子(右)



図2 検出した2001年の台風の位置とBT 位置の比較 (横軸が経度(km)、縦軸が緯度(km))



図3 2001年~2015年までの検出の総数

太陽風-磁気圏-電離圏-大気圏結合の状況における温帯低気圧および 熱帯低気圧の急発達

*Prikryl P. (University of New Brunswick), 築地原匠(九州大学), Bruntz R. (Johns Hopkins University), Rušin V. (Astronomical Institute, Slovak Academy of Sciences)

1. はじめに

「Wilcox effect」太陽風磁場のセクター構造と冬季の 中緯度上部対流圏渦度(低気圧の尺度)との関係は Wilcox らによって発見された [1]. この結果は北半球と 南半球で確認されており[2]、太陽風が対流圏の気象に 影響を与える可能性があることを示唆している[3,4].

2. データ解析の方法と結果

太陽風と磁気圏 - 電離圏 - 大気圏 (MIA) 系結 合過程の状況で、大気再解析データから得られた 爆弾低気圧とベストトラックデータから得られた 急発達する熱帯低気圧について調査する.

「superposed epoch (SPE)解析」より、コロナホー ルまたはコロナ質量放出(CME)からの高速太陽風 の到達後に爆弾低気圧と熱帯低気圧が急発達する 傾向が示される. さらに事例解析は、低気圧の強 化と太陽風との相関関係を示す.太陽風の大振幅 磁気流体波は、高緯度の下部熱圏におけるジュー ル加熱およびローレンツ力を変調する. この相互 作用は、上方と下方に伝播する中規模の大気重力 波を発生させ[5]、中緯度および熱帯対流圏に到達 するために下部大気まで影響を及ぼすことができ る. 振幅は減少するが上部対流圏での反射時に増 幅されるこれらの重力波は、対流圏に存在する湿 潤な不安定性を誘発して対流バーストを開始させ る可能性がある.潜熱放出は低気圧を強化する. この結果は、大気中の上下結合が太陽風から下部 大気への強制をもたらし、それによって対流圏の 気象に影響を及ぼすことを示している.

参考文献

[1] Wilcox J.M., et al., 1973, Science 180, 185-186.

[2] Prikryl P., et al., 2009, Ann. Geophys. 27, 1-30.

[3] Prikryl P., et al., 2016, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 149, 219-231.

[4] Prikryl P., et al., 2017, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, in press.
[5] Mayr H.G., et al., 1990, *Space Sci. Rev.* 54, 297–375.



図1(左)爆弾低気圧と急発達した熱帯低気圧の経路、 (右)太陽風プラズマパラメータ、爆弾低気圧または 熱帯低気圧の中心気圧(SLP)と24時間の気圧低下率 (dP/dt)または熱帯低気圧の急発達(RI)の「SPE 解 析」.共回転相互作用領域(CIR)とセクター境界通過 (SBC)または惑星間コロナ質量放出(ICME)の数が 表示されている.



ズマパラメータの「SPE 解析」.

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kishougaikyo/index.html

Bacterial Aerosol Concentration in Rainwater of Cyclone, Meiyu and Typhoon: Observation at Kumamoto

Wei Hu (胡 偉), ○Daizhou Zhang(張 代洲) (熊本県立大学・環境共生学部)

1. Introduction

Airborne bacteria are significant biogenic aerosols initiating cloud formation and precipitation via acting as CCN and IN. Studying bacteria in rainwaters is a convenient access to understand the function of bacterial aerosols in cloud and rain formation and vice versa. In East Asia, rains can be classified into different types based on the processes of cloud formation on the synoptic weather e.g., cold fronts, Meiyu fronts, typhoons, and etc. Since air parcels inducing the rains have distinctive histories, the concentration and origins of bacteria in those rain types are believed to be different.

In this study, bacterial concentration and viability in the rainwater collected at Kumamoto from different types of rain were measured. The purposes are to quantify the abundance and viability of bacterial aerosols in rainwaters of different synoptic weather conditions, to explore the influence of cloud forming manners on the bacteria, and to gain an insight into the sources of bacterial aerosols in rainwaters.

2. Method

In total, sixty-eight rainwater samples were collected on the campus of Prefectural University of Kumamoto between October 2014 and September 2015. After the collection of a rainwater sample, bacterial cells in its 5 subsamples were immediately fixed with glutaraldehyde and stained with LIVE/DEAD BacLight Bacterial Viability Kits. The fixed and stained subsamples were filtered with 0.2-µm-pore black polycarbonate filters, and then the bacterial cells on the filters were counted using an epifluorescence microscope. Concentrations of viable and non-viable bacteria were estimated from the counts of fluorescent green and red/orange/yellow cells which were spherical and close to or smaller than 1 µm in diameter, with the calibration using negative controls.

3. Results

On average, the cell concentration of

bacteria in the rainwater was $2.3\pm1.5\times10^4$ cells ml⁻¹, and bacterial viability, the ratio of viable cells to total cells, was 80±10% (Fig.1). In the rainwater of cyclones, the bacterial concentration was higher $(3.5\pm1.6\times10^4 \text{ cells ml}^{-1})$ and the viability was lower $(75\pm8\%)$ than in the rainwater of other types. In the rainwater of Meiyu fronts and typhoons, bacterial concentrations were $1.5\pm0.5\times10^{4}$ and $1.2\pm0.3\times10^{4}$ cells ml⁻¹, and bacterial viabilities were 84±7 and 85±7%, respectively. In the rainwater of non-Meivu stationary fronts. bacterial concentration was 2.4±1.6×10⁴ cells ml⁻¹, and the viability was 78±14%. The bacterial concentrations did not correlate with the ratios of airborne particles to precipitation amount, although abundant bacteria were associated with $nss-SO_{4^{2^{-}}}$, $nss-Ca^{2^{+}}$, ions and NO₃⁺. Investigations with univariate and factorial analysis combining bacteria and ion species revealed that the bacteria in rainwater were likely enclosed into clouds at the stage of cloud formation besides below-cloud removal. Increase of bacteria in cloud water via metabolic activities was not confirmed.



Fig. 1 Average and standard deviation of bacterial abundance and viability in rainwater dependent on the cloud formation manners. CF, cold front; SF-MP, Meiyu; SF-NMP, non-Meiyu; T, typhoon.

Details in Hu et al. doi:10.1016/j.atmosenv.2017.08.013

謝辞:この研究は、科学研究補助金基盤研究 (B)16H02942)の支援で実施した。

スパールバル諸島ニーオルスン基地における大気中二酸化炭素、 メタン、一酸化炭素濃度の変動

*村山昌平¹⁾、森本真司²⁾、後藤大輔³⁾、青木周司²⁾、中澤高清²⁾、石島健太郎⁴⁾、前田高尚¹⁾、 石戸谷重之¹⁾、菅原敏⁵⁾、藤田遼²⁾

1) 産総研、2) 東北大、3) 極地研、4) 海洋研究開発機構、5) 宮教大

1. はじめに

北極域を含む北半球高緯度域には、温室効果気 体の全球規模の循環に影響を与える放出・吸収源が 多数存在している。この緯度帯では、温暖化現象が 顕著に現れ、それに伴って物質循環が大きく変化す る可能性が指摘されている。同緯度帯の放出・吸収 源は時空間分布が不均一であるため、大気中の濃度 は大気輸送の影響を受けて大きく変動し、その変動 要因を詳細に明らかにするには、高時間分解能の観 測が必要となる。また、その放出・吸収源を特定す るためには、複数成分のデータを組み合わせた解析 が有効であると考えられる。これらを踏まえて、ス バールバル諸島ニーオルスン基地において、2013 年9月より二酸化炭素(CO2)、メタン(CH4)、一酸化 炭素(CO)濃度の連続観測を実施してきている。本発 表では、これまでに得られた結果を報告する。

2. <u>観測方法</u>

観測は、国立極地研究所ニーオルスン観測基地 (78°56'N、11°52'E)において実施した。基地周辺 は、晩秋~初春は雪氷に覆われるが、他の季節は苔 や丈の低い草が地表に現れる。観測基地はニーオル スン中心部より離れているため、局所的な人為起源 の影響を受けにくい。

大気試料を施設の屋上からポンプにより引き込 み、除塵・除湿後、レーザ分光法を用いた分析計に 導入して、各成分の濃度測定を行った。観測には、 CO2、CH4、CO 濃度が同時に測定できる分析計 (Picarro 社製) を用いたが、分析計が不調になり 修理を行ったため、2015年7月~2017年9月の期 間は、CO2、CH4濃度のみが測定できる分析計(LGR 社製) で代用した。分析計の校正は、2 日に1度(途 中より3日に1度)、対象成分を混合した異なる濃 度の標準ガスを導入して行い、6時間に1度(途中 より12時間に1度) 圧縮空気を導入し、分析計の ドリフト補正を行った。校正用標準ガスの導入と同 じ頻度で、大気濃度に近い標準ガス (ターゲットガ ス)を導入することにより、見積もられた測定精度 (1σ: 括弧内は LGR 社製分析計に対する値)は、CO₂、 CH4、CO について、それぞれ 0.01 (0.04) ppm 、0.3 (0.1) ppb、1.3 ppb であった。

3. <u>結果と考察</u>

図1 に局所的な人為起源の影響を強く受けてい ると推定されたデータを除去した、各成分の1時間 平均濃度の変動を示す。図より分析計の交換の前後 において、濃度は連続的に変動しており、分析計に 依存した分析値の系統的な差は生じていないもの と考えられる。各成分とも、冬~春に高濃度、夏に 低濃度の明瞭な季節変動し、平均な季節変動の振幅 は、CO₂:18 ppm、CH₄:45 ppb、CO:74 ppbであった。秋~冬にかけて、数日~半月程度の短い周期 を持った変動が見られ、多くの場合、各成分で概ね 同期して起こっているが、後方流跡線解析の結果から、異なる発生・吸収源の影響を受けた気塊の長距 離輸送の影響を反映していることが分かった。CO₂ 及びCH4濃度については、経年増加も見られるが、 季節変動成分を除去して得られる経年変動成分の 観測期間中の平均的な増加率は、まだ短期間のデー タであるが、それそれ 2.8 ppm yr¹、9.8 ppb yr¹であ り、2~3 年周期の変動も見られた。当日の発表で は、北半球高緯度の他の観測サイトとの比較結果も 示し、当観測で得られた変動の緯度帯の代表性や変 動要因に関する考察結果も紹介する予定である。

開辞 観測で使用した標準ガスの準備では、国環研の勝又 氏、遠嶋氏、町田氏、観測機器の準備では、気象研の松枝 氏、坪井氏に大変お世話になった。本研究はGRENE北極気 候変動研究事業、ArCS北極域研究推進プロジェクト等によ り実施された。



図1.ニーオルスン基地における大気中CO₂、CH₄、 COの1時間平均値の変動。局所的な人為起源の影響を 受けていると推定されたデータは除去している。使用 した分析計の違いによりマーカーを変えている。

積乱雲の雲頂から飛び上がる巻雲: Jumping Cirrus の観測と定量的解析による特徴

*瀬口貴文(防衛大), 岩崎杉紀(防衛大), 鴨川仁(学芸大), 岡本創(九大応力研), 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) [1]の飛行機観測 により撮影・命名された「積乱雲の anvil から 1-2km ジ ャンプする雲」のことである。

Wang et al. (2011) [2]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。しかし JC の定量的な観測がないため、その発生条件や規模、頻 度といった基本的な性質は分かっていない。Setvák et al. (2008) [3]は、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可能性を衛星データによっ て示し、この現象の解明が成層圏の水蒸気量の推定に 寄与することが期待される。

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・2017年の7・8月の間、富士山頂と防衛大学校の屋上(横須賀市)に複数台カメラを設置して、15秒間隔で定点撮影を続けた。2016年は合計で19件のJCが撮影出来た。図1はその一例である。両観測点から同一のJCを捉えることはできなかった。2017年の観測データは現在確認中である。

3 解 析

まず、写真上の星の位置情報から、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 の赤外輝度温度分布から、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。最後に、茨城県館野市のラジオゾンデのデータ を用いて、JC発生時付近の大気状態を確認した(図2)。

4 考察

2016年の19件のJCの空間スケールを解析した結果、 平均すると到達高度が14.6km、ジャンプの高さにして anvil から1.2km となった。到達高度が17km を超える 事例もあった。

館野のゾンデの気温の鉛直分布と比較すると、3 件が 対流圏界面(DT: Dynamic Tropopause または CPT: Cold Point Tropopause のいずれか)に達していた。それらの事 例では CAPE が他の事例に比べて大きく、対流が活発 であったと考えられる。

一方で、対流が弱く圏界面より低くても、風速が急減している高度でJCが発生している事例が15件あっ

た。この場合、Critical Layer において重力波が破砕して いる可能性が高い。このことから JC の発生には風の鉛 直シアーが重要であると考えられる。しかしながら、 ラジオゾンデ・衛星データ共に時空間的に離れている ため、正確な大気状態を知ることは難しい。また、大 気による光の屈折(大気差)を考慮すると、本結果より 100m 程度高度が高くなる可能性がある。



図1 栃木県鹿沼付近で発生した積乱雲とJC。2016年8 月4日18時18分撮影。この事例ではJC 到達高度16.8 kmで図2に示すCPTを越えている。



図2 館野における気温(左)と風速(右)の鉛直分布。2016 年8月4日21時。実線・破線はDTとCPTの高度をそ れぞれ示す。

5 謝辞

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。

6 参考文献

- Fujita, 1983, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.60, No.1, 355-368.
- [2] Wang et al., 2011, Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol.22, No.5, 447-462.
- [3] Setvák et al., 2008, Atmospheric Research, 89, 170-180.

大気中ラドン観測によるデータ選別手法の改良

*松枝秀和 (気象研), 中村貴 (気象庁),

坪井一寬 (気象研), 丹羽洋介 (気象研), 澤庸介 (気象研), 眞木貴史 (気象研), 村山昌平 (産総研), 石戸谷重之 (産総研), 齊藤和幸 (気象庁)

1. はじめに

ラドン-222(以下ラドン)は半減期3.824日の放射性 希ガスで、主に土壌から大気へ放出される.海洋の寄 与はほとんど無視できることから、大陸起源の空気塊 の輸送過程を調べるための化学トレーサーとして有用 である.産業技術総合研究所と気象研究所は大気中ラ ドンを高精度で測定できる装置を共同開発し[1]、北西 太平洋上の離島にラドンの観測を展開している.

これまでラドンの観測データを用いて、アジア大陸 の発生源影響を強く受けた観測値を選別する解析手法 を検討し、二酸化炭素(CO₂)やメタン(CH₄)等の温 室効果ガスのデータ・スクリーニングに利用してきた. 本研究ではこの手法の改良の一環として、観測データ がない期間に輸送モデルで計算されるラドン濃度で代 用した選別を適応した場合、この手法がどの程度有効 かを評価することを目的とした.

2. 観測とモデル

高精度測定装置を用いた大気中ラドンの観測は、気 象庁の南鳥島、与那国島及び、綾里の3つのGAW観 測所において実施している.また、父島にも同じ測定 装置を設置して観測を続けている.これらの観測所で は温室効果ガス濃度も同時に連続測定されている.

モデルによるラドン濃度は気象庁/気象研究所で使用 している二酸化炭素輸送モデル (GSAM-TM) で計算し た.モデルにおける大陸上のラドンの放出量としては 一般的に用いられているほぼ一様なフラックス値(1 atom cm² sec⁻¹)を与えた.

3. 比較結果

モデルによる選別の精度は観測されるラドン濃度の 再現性に大きく依存するため、まず観測値と比較した. 図1は2014年の南鳥島におけるラドン濃度変動につい て、観測とモデルの時別値をプロットした結果を示す. 全体の濃度レベルは両者ともほぼ一致していた.また、 冬にラドン濃度が高くなり、夏季に0.1 Bqm³以下の低 濃度となる季節変動のパターンも類似していた.

冬季から初春の期間には、数日の短い周期でラドン 濃度が上昇する変動が特徴的に観測される. これらの 多くは、アジア大陸上でラドン濃度が高くなった空気 塊が、寒冷前線に捕捉されて南鳥島へ長距離輸送され て起こる現象である.この短周期の濃度上昇はモデル においてもほぼ再現されていることが認められた. 一 方、夏季の期間にも 2~3 例のラドンの濃度上昇イベン トが捉えられており、陸上植生の強い CO₂吸収を受け た空気塊が南鳥島に急速に輸送された事象と良く対応 していた。これらの結果から、モデルによるラドン・ データ選別法が観測空白期間に適応できる可能が強く 示唆された. 但し、詳細に比較すると、濃度上昇ピー クを見逃しているケースやピークが過小評価になって いる場合も見られた、今後、これらのモデルと観測の 不一致によるデータ選別への影響を見積り、手法の精 度を定量的に評価していく予定である.



謝辞

本研究は環境省地球環境保全試験研究費により実施 されたものである。

参考文献

[1] Wada, A., et al., 2010, J. Meteor. Soc. Japan, 80, 123-134.

全球線形傾圧モデルの作成と気候場解析への応用

田母神翔*・村上茂教(気象大学校)

1. はじめに

季節予報や異常気象の診断において重要な大 気循環の長周期変動は、しばしばテレコネクショ ンパターンとして知られる特徴的な空間パター ンを伴って現れる。テレコネクションパターンの 同定は、循環場の変動成分を主成分分析(EOF 解析)し、その主要な変動のモードを取り出すこ とで行われることが多いが、線型傾圧モデル等を 用いたより力学的に踏み込んだ解析が行なわれ ることもある。例えば、Kimoto et al.(2001)では、 線型傾圧モデルを用いて、気候平均場を基本場と するある線形演算子の特異値分解の第一モード として北極振動とよく似たパターンを得ており、 Tanaka and Seki(2013)では、Hough 調和関数と 鉛直構造関数を基底とする3次元スペクトル法に よる線型傾圧モデルを用いて、東西非一様で順圧 な基本場の下での力学演算子の固有値分解によ り、最も不安定な定在波モードとして北極振動を 取り出している。また Kosaka et al.(2009)では、 Kimoto et al.(2001)と同様の線型傾圧モデルを用 いて、夏の気候場の周りに線形化した力学演算子 の第2特異モードとしてシルクロードパターンを 取り出すことを行なっている。こうした先行研究 に触発され、我々も全球線型傾圧モデルの開発を 目指しているが、ここではその初期結果として、 線形モデルの時間発展解を用いて、日本付近の夏 の気候場の解析を行なった結果について報告す る。

2. 線形モデルの作成

最初に鉛直方向をσ座標系とする非線形の全 球プリミティブモデルを作成し、そのモデルのプ ラグラムコードを線形化する方法で全球線型傾 圧モデルを作成した。また、作成されたコードが 正しいかどうかを確認するために、別途、線形化 した方程式からも数値モデルを作成し、両者の計 算結果が一致することを確認した。これらのモデ ルは、鉛直方向には差分法で、水平方向には球面 調和関数を用いたスペクトル法で空間的に離散 化し、時間積分スキームとしては leapfrog 法を用 いている。更に、比較実験用として球面上の浅水 モデルと、その線形化モデルも作成した。

3. 計算結果

全球線形傾圧モデルを用いてシルクロードパ ターンの再現と解析を行った。シルクロードパタ ーンは、夏のアジアジェットに生じる変動モード として卓越することや、構造の維持に傾圧エネル ギー変換が重要であることが特徴として挙げら れる(Kosaka et al. 2009)。JRA-55 再解析の7、8 月の気候値を基本場に用いたシルクロードパタ ーンの再現実験では、アジアジェットに沿って擾 乱の波列が形成され、また、擾乱が東経 20~100 度の範囲において上層ほど西に傾く特徴が見ら れた。基本場との間のエネルギー変換率を計算し てみたところ、傾圧変換は順圧変換の5倍の程度 であった。更に、傾圧エネルギー変換のメカニズ ムを持たない線形順圧モデルで実験を行なった ところ、シルクロードパターンが維持されないと いう結果になった(図1)。

次に、日本付近が猛暑となった 2004 年 7 月と それと対照的な 2003 年 7 月の比較を行ったとこ ろ、原田ら(2006)とは異なり、シルクロードパタ ーンの伝播よりも、中国の華南における対流活動 がつくる局所的な直接循環の影響が大きいとい う結果になった。ただしこの結果については、さ らなる検討が必要である。



図 1 (a):全球線形順圧モデルにおける 1~3 日を平均 した渦度[10⁻⁵/s]、Takaya and Nakamura(2001)に基 づく波活動度フラックス[m²/s²]、及び基本場の東西風 (一点鎖線は 20,28m/sの等値線)、(b):(a)と同じ(た だし 14~28 日の平均値)、(c):(a)と同じ(ただし、全 球線形傾圧モデルによる $\sigma = 0.225$ における値)、(d): (c)と同じ(ただし、14~28 日の平均値)。渦度の等値線 間隔は、(a) 0.5、(b) 1.0、(c) 0.01、(d) 0.05. ただし、 ゼロの等値線は省略、点線は負)

東アジア atmospheric river に伴う豪雨の気候学的特徴

*釜江陽一 (筑波大学生命環境系), Wei Mei (ノースカロライナ大学), Shang-Ping Xie (UCSD スクリプス海洋研究所)

1. はじめに

中緯度の渦擾乱によって熱帯から高緯度側へ輸送さ れる水蒸気は、ときに東進する温帯低気圧に伴う寒冷 前線前面で組織化し、極めて大きな水蒸気輸送を伴う ことがある。この細長い水蒸気フラックスの帯を atmospheric river (AR)と呼ぶ。近年、東アジア、特に 朝鮮半島から日本列島上空を通過する AR の振る舞い が注目され始めた[1]ものの、その東アジアの水循環に 果たす役割は評価されていない。本研究では、全球再 解析データおよび高解像度陸上降水量データを使用し、 東アジア降水における AR の気候学的な役割を評価す る。

2. 手法

全球再解析データ JRA-55 の鉛直積算水蒸気フラッ クスの6時間値を用いて、1958年から2007年までの ARの検出[1]を行う。鉛直積算水蒸気フラックスの絶対 値(IVT)の気候値からの偏差のクラスタが、ある条件 を満たすとき、そのクラスタをARと判別する。判別 の条件にはクラスタの形状(長さ>1,400kmなど)を用 いる。台風のような同心円状のIVT 偏差クラスタは除 外される。次に、検出したAR 通過時の降水量を抽出 する。降水量データは日解像度、0.05°格子の APHRO_JP[2]である。6時間値のARが24時間中2回 以上カウントされた日をAR日と定義する。AR日の降 水量の積算値や極端降水の統計を、全ての日を対象に した統計と比較する。

3. 結果と議論

東アジアにおける暖候期の降水量は、平均して 1-8 mm day¹程度であるのに対し、AR 通過日の降水量は中部地方、西日本から朝鮮半島を中心に多い(8-44mm day¹)。これは暖候期平均値が無降水日と弱い雨の日を含んでいるのに対し、AR 通過日はより強い雨の日の頻度が多いことによる。AR 降水量は地域的な地形の分布とよく対応し、九州山地、四国山地、紀伊半島、日本アルプス、伊豆半島の山地で多い。AR 通過時の水蒸気フラックスは、多くの場合で南西方向から流れ込む。

寒冷前線前面の南風は対流圏下層にピークを持ち、下 層の水蒸気の流れは日本列島上の地形に衝突して地形 性の降水をもたらす。図1は日降水量が100mmを超え る豪雨の発生頻度に占める AR 日の割合を示す。春季 に100mmを超える豪雨が多く発生する地域では、AR 日の相対的割合が非常に高く(60-90%)、豪雨の予測に とって AR の発生・通過の予測が極めて重要であるこ とを示している。

日本列島を通過する夏季 AR の頻度は、エルニーニ ョが発達した冬季の半年後に増える[1]。エルニーニョ 発達後の春から夏にかけて発生するフィリピン東方海 上の高気圧偏差は、その北西側の南西風偏差を強め、 AR が発達しやすい背景場を生み出す。このとき、AR 豪雨の頻度も西日本を中心に増加している。この結果 は、台風によるものを除いた場合、暖候期の豪雨に伴 う自然災害リスクの年々変動は、部分的には予測可能 であることを示唆している。



図1 1958-2007年の春季豪雨発生数に占めるAR日の 割合。等値線はARの発生頻度(8,18%)を示す。

参考文献

[1] Kamae, Y., et al., 2017, J. Climate, 30, 5605-5619.

[2] Kamiguchi, K., et al. 2010, Hydro. Res. Lett., 4, 60-64.

世界の気温の日較差の大きい地域の分布とその 原因の調査

田中 実(無所属、土浦市西根西1-6-21)

1・はじめに

気温の日較差は内陸、砂漠、高原、盆地などで大 きいと言われている。海上では逆に非常に小さい。 そこで観測値がある世界の陸上の日較差の大き い地域の分布とその原因の調査を行つた。

2. 資料

ウイキペディアのホームページから世界の地 点データ(元は NOAA 等の気象機関)それ以外 に気象庁と NOAA のホームページのデータを利 用した。

3. 世界の日較差の分布

図1に2月の分布を示す。北半球の20N、南半 球の30S付近亜熱帯高気圧、バイカル湖の東とチ ベツト高原のシベリア高気圧、北アメリカのロツ キー山脈の東で15度以上である。図2に8月の 分布を示す。亜熱帯高気圧は北上し、北半球で 35N、南半球で20S付近である。黒で示した25度 以上の地域は2・8月共盆地や高原である。南北 の季節変化は大きくすべての月が15度以上の地 域は南アメリカのアタカマ砂漠、サハラ砂漠の東 部、メキシコとアメリカの国境付近などである。 4.日本の日較差の分布

日本でも1・2月に北海道の南東部で15度以 上の地点があり2月にはアメダス8地点で観測 されている。2月に最大になるのは昼の長さが12 時間に近ずき太陽光も強くなるためである。本州 以南では15度以上の地点は無いが中国山地や長 野・岐阜県の盆地では4月にかなりの地点で14 度以上になる。

5. 日較差の分布とその季節変化の原因

まず大スケールの原因として太陽光の季節変 化、モンスーン等に伴う雲や水蒸気の季節変化、 海陸の分布が上げられる。赤道付近は雲や雨が多 く内陸でも日較差は小さい。亜熱帯高気圧の季節 変化で砂漠の周辺の雨季はあるが乾季がある地 域でも雲や雨が少ない季節に砂漠以上に日較差 が大きくなる(例 ギネアのLabeは乾季に世界 最大の29度になるが年降水量は1514mmで日本 と同じ)。緯度が高くなると夏・冬は昼・夜の長 さの影響で日較差は小さくなるのでバイカル湖 の東では3月、中央アジアでは9月に大きくなる。 中小スケールでは盆地などの地形、標高、都市の ヒートアイランドなどの影響がある。標高が低く ても盆地では日較差は大きいので地形の方が標 高より影響が大きい。25度以上の地点はすべて 盆地か高原で乾季に地形などの影響がよくでる。 日々の変動では大気の安定度などの影響もあり、 アメリカや日本等の例も大会で発表する。



図1 2月の日較差の分布。15度以上を灰色、25 度以上(アフリカに2か所)を黒で示す。



図2 8月の日較差の分布。25度以上は北アメリカに2か所、南アメリカに1か所。



図3 北海道の2月の日較差の分布。アメダス8 地点で15度以上。黒い四角は陸別で17.4 度。

北西太平洋域の波候と波高の長期変化傾向

伊藤 享洋 · 金子 秀毅 · 市成 隆 · 片山 恭男 · 服部 宏之 · 三浦 大輔 · 比良 咲絵 気象庁 地球環境 · 海洋部 海洋気象情報室

1 はじめに

波浪の季節変動特性(波候)や長期変動につ いて、これまで日本沿岸に特化した調査(関 ほか 2011)や広範囲の粗いスケールでの調査 (Sasaki 2014)が行われており、北太平洋中緯 度では波高が10年あたり10 cm以上減少し ている等の報告があるが、北西太平洋域につい て詳細なデータを用いた調査はない。気象庁 海洋気象情報室では、長年、マンマシンシステ ムによる波高の等値線(波浪確定図)作成用の GPVを蓄積してきた。これを用いて北西太平 洋域における波浪の季節変動特性(波候)や、 波高の長期変化傾向の把握を試みた。

2 利用したデータと調査手法

月平均波高 GPV データの各格子について、 毎年の各月の平均波高をさらに平均して各月 の平均波高(20年分)や、季節ごとの平均波 高・年平均波高の年々変動を算出した。データ の領域と期間は以下の通り。

- 北西太平洋域(約50km間隔300×230格子) ※但し海氷域は除く
- 1997~2016 年 (00,12UTC)

3 北西太平洋域の波候

各月の平均波高の変動に着目すると、北西太 平洋域内でも海域ごとに異なる特徴が見られ た。図1に代表的な地点の波高の季節変化を 示す。例えば、アリューシャン列島南方海域 (亜寒帯)では、1月は約5mであるのに対し7 月は2m未満と季節変化が大きく、一方四国 沖・沖縄東方海域は波高の年較差が1m以下 と季節変化が小さい等の特徴が見られる。

4 北西太平洋域の波高の長期変化傾向

波高の年々変動 (図 2) を見ると、亜寒帯海 域や南シナ海で波高の減少傾向が見られるが、 日本列島周辺海域では長期的な変化傾向は明 瞭ではない (99% 有意)。

5 まとめ

北西太平洋域では海域ごとに異なる波高の 季節変化特性が見られることや、Sasaki(2014) と同様に一部海域では 20 年間で波高の減少傾 向が見られることがわかった。今後もデータ を蓄積し、長期変化の把握や各種気候関連指数 との関係などを調査したい。



図1 北西太平洋域の波高の季節変化 (各グラフは横軸:月、縦軸:平均波高 [cm])



参考文献

- 全国港湾海洋波浪観測長期データに基づく日本沿岸の季節別波浪特性の経年変化(関ほか 2011)
- Changes in the North Pacific wave climate since the mid-1990s(Sasaki, W. 2014)

大会第3日

軌道要素の違いによる高緯度域気候-植生フィードバック

木野佳音*1,阿部彩子*12,大石龍太*1,齋藤冬樹*2,吉森正和*3 (1. 東京大学大気海洋研究所,2. 海洋研究開発機構,3. 北海道大学)

<u>1. はじめに</u>

地球の軌道要素(地軸の傾き・歳差・離心 率)の変化に対する気候システムの応答は、 長期スケールの気候が放射強制力に対して応 答する典型的な例であり、このことを定量的 に調べる研究は、現在と異なった気候条件下 でのモデルの再現性の検証としても重要であ る。放射強制力の代表的な例として、大気 CO2 濃度が増加した場合について、気候フィード バックがよく調べられている。しかし、軌道 要素の変化がどのような気候フィードバック をもたらすのか、季節の気候フィードバック 解析手法を用いて統一的に調べた例はない。 そこで本研究では、地軸の傾きと歳差・離心 率がそれぞれ異なる時に季節の気候フィード バックがどのように異なるのか、特に北半球 高緯度について調べた。その際、遅いフィー ドバックのなかでも最近重要性がわかってき た植生フィードバックに着目した。

<u>2. 研究手法</u>

大気海洋植生結合モデル(MIROC-LPJ; O'ishi and Abe-Ouchi, 2011)を用いて、理 想的に離心率0の実験を行い、基準実験とし た。次に北半球夏の日射量が増加する例とし て、過去にあり得る範囲内で地軸の傾きを大 きくする実験(OH)と、同様に離心率が大きく 夏至が軌道の近日点にある実験(PS)の二つを 年以上のスピンアップ後、50 年平均気候値を 解析に使用した。Lu and Cai (2009)の手法に 基づき、地表面での気候フィードバック解析 を行なった。解析には、北緯 50 度以北陸と 北緯 60 度以北海(北極海)を用いた。

<u>3. 結果</u>

軌道要素の違いにより北半球夏の日射量 が増加すると北半球高緯度陸上では夏、海上 では秋冬に最も大きな温暖化がみられ(図 a,b)、2xCO2 では海陸双方で冬に最も大きな 温暖化がみられた(図 c)。植生フィードバック は海陸双方での温暖化を強化し、特に OH で その度合いが大きいことがわかった。気候フ ィードバック解析により、PS より OH の方 が、アルベド・フィードバックや海洋による 熱吸収・放出による温暖化増幅が大きいこと がわかった。

今後は、各実験で植生フィードバックによ る温暖化増幅の度合いが異なった要因を調べ る。また、北米、ヨーロッパ、ユーラシア東

部といった			実験設定		
地域による		地軸の	告羊(^)	離心茲	CO2
亡体のとない		傾き(°)	186.7±()		(ppm)
心合の遅い	基準実験	23.439	-	0	230
をみていく	OH	24.480	-	0	230
	PS	23.439	270	0.01671	230
	現在気候	23.439	102.932	0.01671	285.431
	2xCO ₂	23.439	102.932	0.01671	570

行なった。どちらの実 行なった。どちらの実 酸でも大気 CO_2 濃度 を 230 ppm 一定とし た。また、現在気候 た。また、現在気候 でも大気 CO_2 濃度を2倍 にする実験($2xCO_2$)を にする実験($2xCO_2$)を 生モデルを結合せず、 植生フィードバックを 考慮しない実験を OH,PS, $2xCO_2$ それぞ れについて行なった。 いずれの実験も、100



海惑星気候の太陽定数増減実験:海洋熱容量と海洋熱輸送の効果

* 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多様な気候の理解を深めるため に、我々は理想化した惑星の気候を調べてきた. 例え ば, Ishiwatari et al. (2007) (以後 INTH07)では、大気 大循環モデルを用いて全球が海で覆われた惑星(海惑 星)の気候の太陽定数依存性を調べたが、そこでは海 洋大循環は取り扱わなかった.近年,地球以外の惑星 の気候研究にも海洋大循環が考慮されつつある.特に, Rose (2015) は、大気海洋海氷結合モデルを用いて海 惑星気候の太陽定数依存性を調べ,海洋熱輸送による 新たな安定平衡解の出現を示唆した.我々もまた,惑 星気候に対する海洋の役割の理解を深めるために、 INTH07 の発展として、大気海洋海氷結合モデルを用 いた海惑星気候の太陽定数増減実験を進めている. 最 近の成果としては、INTH07 大気設定のもとで海洋大 循環を陽に考慮した気候レジーム図を得た(図(a)). ま た、海洋の役割を明らかにするため、swamp/60 m slab ocean 実験も行ったが, 60 m slab ocean 実験の部分凍 結解(図(a)の▲)は初期値依存性が非常に大きく, 海洋 熱輸送が氷線に与える影響を議論することは困難だっ た. その後検証を進めると、後述する表面アルベドの 計算の工夫により問題を軽減できることが分かった. 本発表では、この表面アルベドの計算方法を用いた海 惑星気候の太陽定数増減実験の結果を報告する.

モデルと実験設定の記述

実験には,我々が系外惑星の気候探索を念頭に開発を 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. 放射過程では Nakajima et al. (1992)の灰色大気放射スキーム,凝結過程では 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,鉛直乱流混合過程では Mellor and Yamada level 2 スキームが使われる. 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)のスキームを用 いる. 海氷モデルは鉛直 3 層熱力学モデルであり, 海 氷輸送は水平拡散で表現する.表面アルベドの温度依 存性は階段関数(表面温度が-10 度以下で 0.5, それよ り高い場合は 0)で与えられる. ただし, 各格子点の表 面アルベドの値には,格子セル内の表面温度分布を線 形関数で表現したときの表面アルベドのセル平均値を 用いる.この点が前回の実験と本質的に異なる.海洋 の扱いは, swamp/60 m slab/dynamic ocean の三種類 を考える.調べる太陽定数(S)の範囲は約 1150~1550 W/m² である.大気モデルの解像度は,T21L16 (S \leq 1450 W/m²)または T21L32 (S>1450 W/m²)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.初期値は基本 的に 280 K 等温の静止した大気海洋であるが,部分凍 結解等を初期値にした実験も行う.時間積分は, swamp/slab ocean 実験で約 300 年間, dynamic ocean 実験では周期的同期結合により約1万年間行う.

計算結果

前回の実験では部分凍結解の初期値依存性が大きな問 題であったが、要因は Held and Suarez (1974) での議 論と根源的に同じであり、表面アルベドの不連続性と モデルの低解像度に起因するものであることが分かっ た. 表面アルベドの計算を工夫した場合(図(b))は, 部 分凍結解の初期値依存性が大幅に小さくなり,これま では困難であった各海洋の取り扱い間で気候状態の比 較が可能になってきた. 部分凍結解のブランチに注目 すると、大部分の部分凍結解の氷線緯度は、海洋熱輸 送や海洋熱容量の有無にあまり依存しないことが見て 取れる.しかし,実際には大気場は海洋の取り扱いの 違いにより影響を受けている. 例えば, S=1380 W/m² の時には、大気の子午面循環強度は、約3倍異なり、 slab ocean で最も強く, dynamic ocean で最も弱い. ま た, dynamic ocean の場合は、中低緯度域の大気の南 北熱輸送が約 1PW 減少する. このような大気場の変 化にも関わらず氷線緯度の差が小さい理由には,本実 験設定では,海洋の取り扱いの違いが全球平均的なエ ネルギー収支に本質的な影響を及ぼしていないことが 考えられる、その理由は、各海洋の取り扱いにおいて、 大気のエネルギー方程式の各項の寄与やその緯度分布 を解析することにより今後明らかにする予定である.




氷期から間氷期にかけて生じた急激な気候変化の再現 *小長谷 貴志 (東大 AORI), 阿部 彩子 (東大 AORI,海洋研究開発機構), Takashi Obase (AORI) and Ayako Abe-Ouchi (AORI, JAMSTEC)

1. はじめに

最終氷期(およそ2万年前)から現在の間氷期にかけて、およそ1万年かけて温暖化が生じたが、途中に海洋深層循環変動に伴う急激な気候変化が生じたことが知られている。その一つがおよそ1万5千年前に生じたもので、グリーンランドの気温が数十年で10℃以上上昇し、南極の温暖化が停止し寒冷化が始まったことがアイスコアから復元されている(Ivanovic et al. 2016)。この急激な気候変化は、氷期に弱かった海洋深層循環(大西洋子午面循環)が急激に強まることで説明されることが気候モデル実験から示されているが(Liu et al. 2009)。しかし、北大西洋域の塩分に影響する氷床融解による淡水流入量を、海水準復元と整合しないほど変動させているという問題があった。

2. 手法

大気海洋結合モデル MIROC4m を用い、最終氷期(お よそ2万年前)の気候場を初期値として、大気海洋モ デルの境界条件を氷期から間氷期の条件へと遷移的に 変化させた。地球の軌道要素と温室効果ガスの復元値 を使用した。北半球氷床の融解による気候影響を考慮 するため、北大西洋の高緯度域(北緯50-70)に淡水を 流入させた。淡水の海洋への流入量には不確実性が大 きいため、復元された北半球氷床体積の変化量と矛盾 しない範囲で多数のシナリオを用意した。

3. 結果

実験の結果、氷期の弱い大西洋子午面循環が急激に 強くなるが、その時期は北大西洋への淡水流入量に依 存することが分かった。また、海水準と北半球氷床体 積の復元と矛盾しない氷床融解水のもとでも、気候復 元から示される時期に急激な大西洋子午面循環の強化 が生じることが分かった。この急激な大西洋子午面循 環の強化は、北大西洋域の海氷の後退によって深層水 形成が強まることに伴って生じた (Kawamura et al. 2017; Sherriff-Tadano et al. 2017)。大西洋子午面循環の変 動により海洋熱輸送が変化するので、気候モデルで再 現されたグリーンランドと南極域の地表気温の変化は、 アイスコアによる気候復元をよく再現した(図1d-e)。

4. 議論

大西洋子午面循環の強度は、北大西洋域の塩分に影響する淡水流入量だけでなく、軌道要素や温室効果ガスなどの背景気候に依存することが示されている(Oka et al. 2012; Kawamura et al. 2017; Zhang et al. 2017)。本実験の結果は、氷期から間氷期にかけて生じた急激な気候変化は、北半球の氷床融解に伴う淡水の海洋への流入量が大きく変化しなくても、氷期から間氷期にかけての軌道要素による日射変化・温室効果ガスの増加による大西洋子午面循環の強化に伴う急激な気候変化を通して生じうることを示すものである。



図1 大気海洋結合モデルの実験設定(a-c)と、モデルで計算 されたグリーンランド・南極気温を復元値と比較(d-e)。灰色 実線がモデル、黒実線がアイスコアによる復元値を示す。

参考文献

Ivanovic et al. Geos. Mod. Dev., 9, 2563-2587 (2016) Liu et al. Science, 325, 5938 (2009) Kawamura et al. Science Advances, 3, 2 (2017) Sherriff-Tadano et al. Clim. Dyn. 1-23 (2017) Oka et al. Geophys. Res. Lett. 39, L09709 (2012) Zhang et al. Nat. Geoscience, 10, 518 (2017)

完新世の気候を対象とした ENSO-季節サイクル間相互作用の研究

*岩切友希, 渡部雅浩 (東京大学大気海洋研究所),

1. 研究背景

エルニーニョ・南方振動 (El Nino-Southern Oscillation: ENSO)は、現在気候において最も卓越する大気海洋結 合系の変動である、気候モデルの長期積分などから、 ENSO の振る舞いは気候システム内部の非線形に起因 して多様性および複雑性を示すことが知られており, これらを生み出すメカニズムの一つに、ENSO と季節 サイクルの相互作用が挙げられる.先行研究から, ENSO と季節サイクルの振幅には反比例の関係がある ことが示唆されているが、その理解は直観的なものに 留まっている、現在の気候のもとでは、熱帯の季節サイ クルは比較的安定しているが、古気候の時間スケール では、ミランコビッチフォーシングに伴って季節サイ クルの振幅は変化してきた.また、プロキシデータから、 完新世の ENSO は現在に比べて弱かったことが知られ ている.そこで、本研究では完新世の ENSO を例にと り、ENSO-季節サイクル間相互作用を理解するための 数値実験と解析を行った.

2. 数値実験と解析手法

大気海洋結合モデル MIROC5.2 を用いて、2 種類の 数値実験を実施した.産業革命以前の放射強制力を与 えた CTRL 実験および、日射サイクルを 8000 年前に設 定した EH8K 実験で、各々300 年の長期積分を行った. また、再現された気候平均場や季節サイクルに対する ENSO の応答を調べるため、簡易大気海洋結合系であ る Cane-Zebiak (CZ) モデルを用いて診断を行った.

3. 結果

再解析データとの比較から、CTRL 実験でシミュレー トされた ENSO は、ピークの時期が 2 か月ほど早いこ とを除いて高い再現性があることが確認された.また、 EH8K 実験では ENSO の振幅が約 20%弱化しており、 これは先行研究と整合的である.海面水温 (SST) の 年々変動は太平洋西部でより減少した(図1).これは日 射サイクルの変化に伴い、太平洋西部の赤道東西風季 節サイクルが強化され、これに対する応答として太平 洋西部の SST が低下したことが一因と考えられる.こ の他、ENSO の振幅を変化させ得る要因として、EH8K 実験では熱帯平均のSSTが現在気候と比較して約0.3K 低いこと(図2a),赤道東西風の季節サイクルがENSO の発達に適さない背景場となること(図2b)が,とも にENSOの振幅弱化に寄与していると考えられる.CZ モデルを用いて,両実験の気候平均場を基本場として 与えることで,実験間のENSOの振幅差を再現するこ とができた.CZモデルに与える気候平均場の各要素を 差し替えて診断した結果,EH8K実験での振幅弱化には SST の平均場の変化が大きく寄与していることが示さ れた.

SSTA SD (EH8K-CTRL)



図 1. CTRL 実験に対する EH8K 実験での SST 年々 変動の振幅(標準偏差)の変化割合(単位%).



図 2. CTRL 実験に対する EH8K 実験での赤道太平 洋域の (a) SST (単位 K) および (b) 海上東西風 (単 位 m/s) の季節サイクルの変化. 灰色の線で囲んだ 季節 (9~11 月) は、モデルにおける ENSO のピー クの時期に相当する.

最終氷期最盛期実験における成層圏化学フィードバックによる寒冷化抑制

* 納多 哲史¹, 小寺邦彦², 足立恭将^{3,4}, 出牛真^{3,4}, 鬼頭昭雄^{4,5}, 水田亮⁴, 村上茂教⁶, 吉田康平⁴, 余田成男¹
 ¹ 京大院理,² 名大宇宙地球環境研,³ 気象庁,⁴ 気象研,⁵ 気象業務支援センター,⁶ 気象大学校

1 はじめに

成層圏オゾンの変化は、対流圏の気候にも影響す る.例えば南極オゾンホールの生成・回復に伴う海 氷減少・増加の寄与が指摘されている(Thompson et al., 2011; Ferreira et al., 2015).しかし古気候研究 においては成層圏オゾンの影響は重視されておらず, CMIP6/PMIP4の一部の古気候実験では本来日射分布 や CO₂ 濃度に依存するはずのオゾン分布に西暦 1850 年の推定値を与える規定になっている.この扱いによ り結果にバイアスが生じる可能性がある.

そこで我々はオゾン分布を陽に計算できる地球シ ステムモデルを用いて古気候実験を行い,成層圏オゾ ンが古気候にもたらす影響を調べている.完新世中期 (6000年前)実験の結果はJGP に発表済である(Noda et al., 2017).オゾンを予報した場合では南極域の秋か ら春に成層圏オゾンが増加して温度が上昇し,春の西 風ジェットの減速,およびその地表への伝播を通じて 海氷が減少した.最終的に年平均帯状平均地表気温で 最大 +1.7度の差を生じた.今回は上記の完新世中期 実験に並ぶ代表的な古気候実験のひとつである最終氷 期最盛期(21000年前)実験の結果を示す.この時代は CO2 濃度が 180 ppm 程度と現代の約半分であり,全 球的に寒冷であったことが知られている(Annan and Hargreaves, 2013).

2 手法

オゾンを陽に計算する実験には気象研究所地球シス テムモデル MRI-ESM を用いた. CMIP5 における LGM (21000 年前) および piControl (西暦 1850 年, 以降 PI) に対応する実験を行った. LGM の境界条件 は CMIP5/PMIP3 にならい, CO₂ 濃度 185 ppm, 軌 道要素の変化などを適用した.積分期間は 100 年であ る.境界条件の違いがもたらす影響のうち,化学過程 の寄与を以下のように評価した.

$$(LGM_{active} - PI_{active}) - (LGM_{fix} - PI_{fix})$$
 (1)

添字の active はオゾンを予報した結果, fix はオゾン に西暦 1850 年の推定値 (季節変動あり)を与えた結果 を意味する. fix の結果には CMIP5 の MRI-CGCM3 の結果を用いた.

3 結果と考察

図1に地表気温の年平均帯状平均分布のLGMと PIの差を示す.化学過程の寄与(赤線)は熱帯で+0.5 度程度,高緯度では最大+1.6度の温暖化(寒冷化の抑 制)をもたらした.これを生じたメカニズムは次のよ うに考えられる:(1)CO2濃度が低いことによる寒冷 化によりブリュワー・ドブソン循環が弱くなる;(2)熱 帯下部成層圏の上昇流が弱いため、その場のオゾンが 薄まらず濃くなる(図2a);(3)オゾンによる温室効果 が強まり、下部成層圏と対流圏が温暖化する(図2c); (4) 対流圏の水蒸気量が増加し, 温室効果の正のフィー ドバックがかかる.これは CO₂ 4 倍実験において, オ ゾンを予報すると温暖化が抑制された結果 (Nowack et al., 2015) に対し, 強制と応答がそれぞれ逆符号に なったものと考えられる.オゾン (図 2a, 2b), 温度 (図 2c, 2d) とも, 我々と Nowack et al. で応答パターンが 似ている (符号は逆) ことは, これを支持する.

以上より,古気候のモデル計算では当時の CO2 濃度 に整合的なオゾン分布を用いるべきことが示唆される.



図 1: 年平均帯状平均した地表気温の LGM と PI の差 (K). 黒線はオゾンを予報した実験同士の差 (LGM_{active} – PI_{active}), 緑線は 1850 年のオゾンを与えた 実験同士の差 (LGM_{fix} – PI_{fix}), 赤線は両者の差すなわち化 学過程の寄与.



図 2: 各物理量の年平均帯状平均値. (a) オゾンを予報し た実験における, PI のオゾンに対する LGM のオゾンの偏 差の百分率表示 ((LGM_{active} – PI_{active})/PI_{active}) (%). 等 値線間隔は 5%. 100 hPa 付近の曲線は対流圏界面. (c) 同, 温度差. 等値線間隔は 0.5 K. (a), (c) の網掛けの領域は統 計的に有意ではない領域を示す. (b), (d) はそれぞれ (a), (c) と同じ物理量の Nowack et al. (2015) における CO₂ 4 倍実験の結果.

更新世初期の4万年の氷期間氷期サイクルの形成メカニズ

ムと更新世後期の 10 万年サイクルとの違い

*渡辺泰士 (東京大学), 阿部彩子 (東京大学), 齋藤冬樹(海洋研究開発機構), 木野佳音 (東京大学)

1. はじめに

第四紀の気候は、間氷期と氷期の間での準周期的な 変動で特徴付けられ氷期間氷期サイクルと呼ばれてい る.特に最近80万年間は、緩慢な成長と急激な縮小と いう非対称かつ振幅の大きな10万年周期の変動が卓越 していた一方、更新世初期(258-78.1万年前)の時代の氷 期間氷期サイクルは後期と比べて非対称性や振幅が小 さく、また卓越周期が4万年だったことが知られてい る.この4万年から10万年への卓越周期の変遷はMPT (Middle Pleistocene Transition)と呼ばれているが、そのメ カニズムはまだはっきりとはわかっていない.そこで 本研究では、すでに10万年周期を再現することに成功 していた時代に応用し、4万年周期を再現することで、 その形成メカニズム、そして軌道要素・CO₂の変動の役 割について明らかにする.

2. 手法

用いたモデルは3次元氷床-気候モデル(IcIES-MIROC) [1]である.実験設定については約160万年前から120 万年前まで(MIS-53から36)とし、現実の軌道要素の変 化の復元[2]を与えた.CO2変動についてはアイスコア に基づく高解像度の直接的な復元がまだ存在しないた め、間接的な復元[3,4]を与えた実験と、CO2が230ppm 一定のものを与えた実験を行った.



図 1.230ppm で固定した条件での4万年サイクル3サイクル分(左)および10万年サイク ル(右)における典型的なヒステリシスループ

3. 結果と考察

その結果、CO2 一定の実験においても古気候プロキ シと似た強い4万年周期が卓越し、2万年周期成分はか なり小さくなった.このCO2一定の状態からさらにCO2 変動を与えても、結果として得られる氷床量変動の傾 向は大きく変わらず、今回実験した時代では日射量の 変動が氷期間氷期サイクルの主要なドライバーだと分 かった. さらにこの4万年周期の卓越には、10万年周 期の説明の鍵であった氷床と日射による閾値[1]が重要 だとわかった. つまり地軸傾斜の 4 万年周期でペース されているだけではなく、歳差の2万年周期の変動に より、地表面気温が日射の2万年周期の極大2回に1 回のみ、氷床が融解するのに必要な閾値[1]を上回るた めに氷床が融解できることに起因することが分かった. これは、2回目の日射の極大においては2万年周期の歳 差の寄与と4万年周期の地軸の寄与が強め合うセンス に働くこと、そして氷床の拡大により氷床が縮小する 閾値が低下することが関係している. この閾値を超え 退氷が発生するタイミングは歳差の2万年周期の歳差 の寄与に強く依存する一方,歳差の2万年周期のピー クに対する地軸の4万年周期のピークの相対的な位置 が氷期の長さや間氷期の長さといった氷期間氷期サイ クルの変動パターンを決めることも分かった. 特に4 万年周期時代は10万年周期時代と比べ離心率の振幅が

> 大きく、かつ離心率が小さい時代が短い、つま り離心率に振幅が規定される歳差運動の2万 年周期の寄与が小さいときでも地軸の4万年 周期の寄与が退氷を助けることができること が、連続的な4万年サイクルの形成に寄与した と考えることができる。

> [1] Abe-Ouchi, A., et al., 2013, Nature 500, 190–193.[2] Berger, A., & Loutre, M. F., 1991, Quat. Sci. Rev. 10, 297-317.[3] van de Wal, R. S. W., et al., 2011, Clim. Past 7, 1459-1469. [4] Lisiecki, L. E., 2010b, Geophys. Res. Lett. 37, L21708.

小惑星衝突により発生したすすによる気候変動

-恐竜などの大量絶滅の可能性-

*大島長¹,海保邦夫²,足立光司¹,足立恭将¹,水上拓也²,藤林恵³,齊藤諒介² (1気象研究所,2東北大・理,3東北大・工)

1. はじめに

約6600万年前(白亜紀/古第三紀(K/Pg)境界)に 恐竜やアンモナイトなどの大量絶滅が起きたことは広 く知られている。この白亜紀生物の大量絶滅と小惑星 の地球への衝突の同時性により、小惑星衝突が生物の 大量絶滅を引き起こしたと考えられているが、その絶 滅のメカニズムは未だ解明されていない。

現在提唱されている学説では、メキシコのユカタン 半島で起きたチチュルブ衝突により、硫酸エアロゾル が成層圏中で生成され、その結果、酸性雨を引き起こ すとともに、太陽光を遮断し地球の地表全体を暗黒に することで、光合成が停止し、ほぼ凍結状態になった とされている。しかしながら、近年の衝突実験による と、硫酸エアロゾルは生成されにくく、長期間にわた って大気中に滞留できない可能性が指摘されている。 またダストによる日傘効果も考えられるが、その滞留 時間は数カ月程度と短いため、この仮説だけでは大量 絶滅を説明できないと指摘されている。

2. すすによる気候変動と大量絶滅 [1]

本研究では、小惑星衝突により成層圏に噴出された すす(ブラックカーボン)が、地球規模の気候変動を 引き起こし、恐竜などの絶滅を引き起こしたという新 しい仮説を提唱した。ハイチとスペインの白亜紀/古 第三紀境界から採取した堆積岩中の有機物を分析した ところ、すすを形成する有機物が非常に多いことが明 らかとなった。これらのすすは、衝突により、地下に 存在していた有機物が燃焼し、大気中に放出されたと 考えられる。また、これらの分析結果に基づき、成層 圏中に放出されたすすの量を推定した。

気象研究所の気候モデルに、衝突により放出された すす粒子を与えることで、すすが地球の気候に及ぼす 影響を評価した。さらに、得られた変化量から白亜紀 末の大気や海洋の気候変動を推定した。全球的に拡が ったすす粒子は、数年間成層圏中に浮遊することで、 太陽放射を効率的に吸収し、地上に到達する太陽光を 減少させ、地上気温を低下させたが、これらの変化は 緯度に依存することが分かった。陸上では、中・高緯 度は寒冷化し、ほとんどの生物種が絶滅した一方、低 緯度は恐竜が棲める気温低下にとどまることが示唆さ れた。しかし低緯度では降水量が砂漠並みに減少し、 陸上植物が枯れることで、食物連鎖的に恐竜が絶滅し たことが示唆された。すすによる急激な気候変動は、 2-3 年以内に恐竜などの陸上生物の絶滅を引き起こし、 その後、数年間にわたってアンモナイトなどの海洋生 物の絶滅を引き起こした可能性があると考えられる。

3. 大量絶滅の確率 [2]

小惑星衝突により発生するすすの量は、衝突場所の 堆積岩中の有機物量に依存するため、寒冷化や絶滅の 規模は、小惑星が衝突する場所に依存する。このため、 チチュルブ衝突のようなすすによる大量絶滅が起きる 確率は、1割程度であったと推定された。このような 堆積岩中の有機物が多い場所は海の縁辺域の狭い領域 に限られるため、小惑星が地球に衝突しても、大量絶 滅が起きる確率は低かったと考えられる。

謝辞

本研究は、日本学術振興会・科学研究費助成事業 (JP22403016, JP25247084, JP26701004, JP26241003, JP16H01772) および(独)環境再生保全機構・環境研 究総合推進費(2-1403, 2-1703, S-12)の助成を受けて行 われました。

参考文献

- [1] Kaiho, K., Oshima, N., Adachi, K., Adachi, Y., Mizukami, T., Fujibayashi, M., and Saito, R., 2016, Global climate change driven by soot at the K-Pg boundary as the cause of the mass extinction, *Scientific Reports* 6, 28427, doi:10.1038/srep28427.
- [2] Kaiho, K. and Oshima, N., 2017, Site of asteroid impact changed the history of life on Earth: the low probability of mass extinction, *Scientific Reports* 7, 14855, doi:10.1038/s41598-017-14199-x.

グリーンランド氷床涵養域における気温上昇に伴う積雪粒径の増加と 近赤外アルベド低下効果

青木輝夫(岡山大,気象研),庭野匡思・谷川朋範・石元裕史(気象研),堀雅裕・島田利元(JAXA/EORC)

1. はじめに

グリーンランドでは 1990 年代後半より顕著な氷 床質量の損失が観測され (Shepherd et al., 2012)、 2012年7月には涵養域を含むほぼ全域で記録的な表 面融解が観測された (Nghiem et al., 2013)。一般に 夏季の極域雪氷面上では正味放射と顕熱による加 熱が、長波放射と潜熱による冷却を上回ったとき、 融解が発生する。このとき、正味短波放射が雪面の 加熱に大きく寄与している。正味短波放射を増加さ せる主な原因は、アルベドの低下である。グリーン ランド氷床涵養域のような積雪不純物濃度の低い 地域では、積雪のアルベドは主に積雪粒径に強く依 存している。そこで、本研究ではグリーンランドに 設置された自動気象観測装置 (AWS) 観測データと 衛星データを用いて、気温と近赤外アルベドの関係、 積雪表面温度と積雪粒径の関係について調べた。

2. AWS データと衛星データ処理

AWSの設置場所は北西グリーンランド氷床上の SIGMA-Aサイト(78°N, 67°W, 1,490 m a.s.l.)で、 表面状態は通年積雪の涵養域に位置する。解析には 2012-2017年の4-9月(2012年のみ7月から)の3 m高 度の地上気温と近赤外域アルベドの1時間間隔観測 値を用いた。衛星データ解析は青木ほか(2016)の アルゴリズムにより、Terra・Aqua/MODISデータか ら、SIGMA-Aにおける表面積雪粒径と積雪表面温度 抽出値を用いた。

3. 結果と考察

SIGMA-AサイトのAWSデータから求めた気温と 近赤外域アルベドの関係を図 la に示す。気温 0 ℃ 前後付近で気温の上昇に伴い近赤外域アルベドが 急激に低下し、その関係は気温-2 ℃以上で顕著であ る。近赤外域アルベドは積雪粒径に強く依存するた め、気温-2 ℃以上で積雪粒径の増加(融解積雪変質) が顕著に起こったことが示唆される。実際に、この とき表面融解が起こっていた。一方、図 lb は衛星 データから抽出した積雪表面粒径と表面温度の関 係で、表面温度が-2 ℃以上で積雪粒径が急激に増加 している。これらのことから、-2 ℃を超える気温の 上昇が積雪粒径成長を早め、その結果、近赤外アル ベドの低下によって積雪面の加熱・融解が加速され る正のフィードバックが働いていると言える。

2000 年以降の MODIS データから抽出した 7 月の グリーンランド氷床上積雪域の積雪粒径は、近年増 加傾向にあり、2012 年や 2015 年には積雪粒径の急 激な増加が観測された。しかし、2013 年や 2017 年 など積雪粒径が小さい年もあり、単調増加ではない。 そこで、7 月の NAO 及び AO インデックスと積雪粒 径の関係を調べた(図2)。その結果、積雪粒径は AOよりもNAOインデックスと有意な相関(p<0.01) が見られた。一方、図2に示す通り2012年7月の 積雪粒径は著しく大きな値であった。すなわち、こ の年は特殊な条件によって引き起こされた可能性 がある。



図1 2012-2017年夏季の SIGMA-A における (a) 気 温と近赤外域アルベドの関係、(b) MODIS データか ら抽出した積雪表面粒径と表面温度の関係。



図 2 2000-2017年における7月の(a)月平値NAOindex と MODIS データから抽出した月平均積雪表面 粒径の関係、(b)(a)と同じ、ただし、月平値 AO-index と積雪粒径の関係。

4. 参考文献

青木ほか,2016: 気象学会 2017 年春季大会,B407. Shepherd et al., 2012: Science 38, 1183-1189. Nghiem et al., 2013: GRL, 39, doi:10.1029/2012GL053611.

大陸上の氷床拡大が海面冷却を通して大西洋子午面循環と気候に与える影響

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。 この時代においては、北米や北欧に厚さ3km程度 の巨大な氷床が進出しており(図1)、北大西洋の 大気循環や気温に多大な影響を与えていること がわかっている。また大気海洋結合モデル (AOGCM)を用いた研究から、氷床の拡大が AMOC に 多大な影響を与えることも示されてきている。し かし、氷床が AMOC に与える影響は AOGCM によっ て定性的に異なっており、その理由は分かってい ない。これは、そもそも氷床の拡大が AMOC に影 響を与えるプロセスがわかっていないためであ る。これまでの研究から氷床の拡大に伴う北大西 洋での地表風の強化が AMOC を強化することが明 らかとなっている(Sherriff-Tadano et al. 2017)。 しかし、氷床の拡大に伴う北大西洋海面冷却の強 化が AMOC に与える影響はわかっていない。本研 究では AOGCM を用いてそれについて調べた。

<u>2. 研究手法</u>

大気海洋結合モデル MIROC4m を用い、2 つの氷床 分布下で実験を行った(3000年積分)。氷床分布は Abe-Ouchi et al. (2013)で計算された、氷期序 盤と中盤の物を使用している(図 1、実験名はそ れぞれ EarlyIce と MidIce)。氷床の拡大に伴う北 大西洋海面冷却の強化が 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 (Gregory et al. 2005)。この実験では、 大気大循環モデルから、海洋大循環モデルに渡さ れる風や雨などの物理量を別の実験のものに差 し替えている。そのため、風や雨、海面冷却の変 化が AMOC に与える影響を評価できる。1 つの実験 を行った(MidCooling)。この実験は、MidIce 実験 をもとに行っており、風と大気水循環(E-P-Roff) を EarlyIce 実験の物に差し替えている。このた め、海面の風と大気水循環は EarlyIce と同じで あるが、海面冷却のみ MidIce と同じとなる。従 って、EarlyIceとMidCoolingを比較すると、氷



図 1. AOGCM 実験で使用した地形高度[m]。 (a) MidIce、(b) EarlyIce。 床の拡大に伴う海面冷却の強化が AMOC に与える 影響を評価できる(図2)。

<u>3. 結果</u>

AOGCM を 3000 年積分した結果、MidIce 実験と EarlyIce 実験ともに準定常な状態に落ち着いた。 この時、AMOC の北向き流量の最大値は 15.8 Sv (=10⁶ m³ s⁻¹)と 15.4 Sv であり、MidIce 実験の方 がわずかに強く、これには地表風の違いが重要で あった。氷床の冷却効果が AMOC に与える影響を 評価するためにEarlvIceとMidCoolingを比較し たところ、MidCooling では AMOC が大幅に弱化し ていた(図 2)。このことは、氷床による海面冷却 の強化が AMOC を弱化することを初めて示した結 果である。海面冷却が AMOC を弱化するプロセス を調べたところ、2つのプロセスが重要であるこ とが分かった。1つ目は、北大西洋高緯度で海氷 を増やすプロセスである。増加した海氷は AMOC の沈み込み域に運ばれ、大気海洋熱交換の抑制や 海氷融解による淡水の放出を通して、海面の海水 の密度を低下させた。これにより、沈み込みが弱 くなったことで、AMOC が弱化した。2つ目は、南 半球を通したプロセスである。氷床による海面冷 却の強化は海洋による北向き熱輸送を強化した。 この北向き熱輸送の強化は南半球の寒冷化をも たらした。これは、強い海面冷却が北向き海洋熱 輸送にバランスされるためである。南半球の寒冷 化は、南極付近での海面の密度を上昇させること で、南起源の海洋深層循環を強化した。これによ り、北起源の深層循環である AMOC が弱化した。

<u>4. まとめ</u>

氷床の拡大に伴う海面冷却の強化は、AMOC を弱化 させることがわかった。先行研究の結果では、氷 床の拡大に伴う地表風の強化が AMOC を強化させ ることが明らかとなっているため、本研究の結果 と合わせると、氷床は風と海面冷却という2つの 相反する効果を通して AMOC に影響を与えること がわかった。使用する AOGCM によって、氷床によ る風や海面冷却の変化の大きさがそれぞれ異な るため、氷床の拡大が AMOC に与える影響が定性 的に異なっていたことが明らかとなった。



図 2. AOGCM 実験で計算された AMOC [子午面 流線 関数, Sv=10⁶ m³ s¹]。(a)EarlyIce、(b) MidCooling。(b)の実験は部分非結合実験であり、(a)と(b)の違いは、氷床の拡大に伴う海面冷却の強 化によってもたらされている。

ドップラーレーダーを用いた突風に対する列車運転規制方法の開発

*鈴木博人(JR 東日本), 楠研一(気象研), 藤原忠誠(JR 東日本), 猪上華子(気象研)

1. はじめに

本研究では、冬季の日本海側の突風に対して、ドップラ ーレーダーを用いた列車運転規制方法を開発した.この 方法は、X バンドドップラーレーダーで突風に伴う上空の 渦を探知し、渦を追跡する.そして、渦が線路を横断する と予測される場合に、その区間の列車の運行を停止する.

2. 運転規制方法

庄内平野に展開した気象観測網[1]などから得られた 突風の関する知見に基づいて、ドップラーレーダーを 用いた突風に対する列車運転規制方法を開発した.こ の方法は、次の手順で実施する.(1)ドップラーレーダ 一で下層を観測する.(2)近づく風と遠ざかる風のペア を検索して、ランキン渦モデルを用いて渦を検出する. この検出にはメソサイクロン検出アルゴリズム[2]を改 良して用いた.(3)上空の渦の探知履歴から渦の移動速 度と方向を同定する.また、渦の移動速度と回転速度 との和から渦の最大風速を算出する.これを地上の突 風(渦)の最大風速とする.(4)上空の渦の最大風速が F1 スケールの風速以上の場合に、その渦が通過すると 予測される線路区間に運転中止を発令する.この方法 では、(1)から(4)まで全自動的で行われる.

3. 評価

ドップターレーダーの突風の探知性能を調べた. 評価に用いたドップラーレーダーは、羽越本線余目駅に設置した距離分解能 75m,方位角分解能 0.7 度,ビーム幅 2.0 度,観測範囲 30km のXバンドドップラーレーダーである.

突風の捕捉性能は、このレーダーから 30km 以内で 発生した F0 スケールの突風3事例と、庄内平野に展開 した風速計で3分以内に15m/s以上変化し、30m/sを 超える風が観測された6事例を対象に調べた.その結 果,9事例のうち6事例を捕捉できた.図1には、突 風の捕捉の可否と、レーダーの方位角分解能およびレ ーダーからの距離と渦の直径の関係を示した.ここで、 渦の直径とはレーダーに近付く風と遠ざかる風の極大 値の間隔である.この図では突風を捕捉できた領域と できない領域に分かれ、渦の直径が方位角分解能の3 倍程度以上であれば、このレーダーで渦を捕捉できる ことが分かる.また、近年日本で発生した顕著な竜巻3 事例 (2012/5/6 の茨城県常総市(F3), 2013/9/2 の埼玉 県さいたま市(F2), 2015/9/6 の千葉県千葉市(F1)) に 対して、本手法の渦探知アルゴリズムを用いて渦の探 知実験を行った. その結果, いずれの竜巻に伴う上空 の渦も探知でき、強い竜巻に伴う上空の渦を捉えられ



図1 突風の捕捉の可否と、レーダーの方位角分解能お よびレーダーからの距離と渦の直径の関係.

ると考えられる.

次に、ドップラーレーダーで渦として探知されたも のが、実際に渦であった割合(適中率)を調べた.2010 年から2013年冬季(10月~3月)にF1スケール以上の 風速が検出された渦39事例について、レーダー画像か ら渦の有無を目視で調べた.その結果、31事例は実際 に渦があることが確認でき、適中率は80%であった.

このように、解析できた事例数は少ないものの、ド ップラーレーダーでその方位角分解能の3倍程度以上 の上空の渦や、強い竜巻に伴う上空の渦を捉えられる ことが分かった.また、適中率も高く、渦でないもの を渦として捉えてしまうことも少ないことが分かった. これから、この方法を冬季の日本海側の突風に対する 列車運転規制方法として採用することにした.

4. 導入と今後

この方法は、冬季の日本海側の突風に対する列車運転 規制方法として、2017年12月19日から羽越本線と陸羽 西線の庄内平野の区間で使用開始された.これにあたり、 庄内平野の葭葉山(標高50m)に高さ30mの鉄塔を設置 した上で、XRAINと同等のXバンドドップラーレーダーを 新設した.このレーダーは、ビーム幅が1.2度と余目駅の レーダーに比べて分解能が向上したとともに、周辺に遮 敵物のない環境に設置した.そのため、突風の探知性 能は余目駅のレーダーに比べて向上していると考えられ る.今後は、ドップラーレーダーによる上空の渦の探知性 能を評価するとともに、探知性能の向上に努めることで鉄 道の安全性をさらに向上して行きたいと考えている.

参考文献

[1] 楠研一ほか, 2008, 気象学会講演予講集, 94, B165.
 [2] Suzuki, O. et al., 2007, 33rd Conf. on Radar Meteorology.

鉄道のための突風探知研究

-これまでの流れと今後の展望-

* 楠 研一¹・足立 透¹・猪上 華子¹・新井 健一郎²・石津 尚喜²・小野村 史穂²・藤原 忠誠³・鈴木 博人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

1. はじめに

気象研究所と東日本旅客鉄道株式会社(JR東日本)は、共同で、小型ドップラーレーダーによる突風 探知アルゴリズムを開発した。本発表では、2007年の突風探知研究の着手から2017年の実用化に至 る流れを概観のうえ、今後の展望を述べる。

2. 背景

突風は、破壊的な力を伴い、鉄道に対しても災害 や輸送障害をもたらすことがあるため、その対策は 重要な課題である。特に 2005 年と 2006 年の突風 災害を背景に、突風の早期探知を緊急かつ重要な 課題ととらえ 2007 年-2009 年度にかけて、冬季日本 海側の突風を念頭に、気象研究所・鉄道総合技術 研究所・JR東日本・京都大学の4者で突風探知に関 する基礎研究を実施した(例:楠ほか, 2008)^(*)。本研 究の特色は、広範囲の風を面的に短時間で連続的 に計測することが可能なドップラーレーダーを用い て、リアルタイムかつ直接的な突風探知を目指した アルゴリズムの基礎研究ということにある。その後、こ の基礎研究を埋没させることなく、実用化に向けた 研究を行う意図で、2009 年から気象研究所とJR東 日本の2者で共同研究を進めてきた。

(*)運輸分野における基礎的研究推進制度(独立行政法 人鉄道建設・運輸施設整備支援機構;平成19年-21年)

3. 研究成果

小規模・短寿命である突風を観測できる機会は 限られているため詳細な研究例は少ない。特に冬 季日本海側で発生する突風を発生させるじょう乱は、 例えば強い竜巻の親雲スーパーセルに比べ、背が 低く水平スケールも小さいため、とりわけ未解明な部 分が多い。そのため突風探知アルゴリズムを開発す る際に、まず突風を様々な角度からとらえる高密度 観測網(ドップラーレーダー・地上気象観測装置等 で構成)を構築し、日本海沿岸で冬季に発生する突 風の観測を2007年から山形県庄内平野にて行った。

高密度観測網による観測の結果、突風は、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 m程度の上空の渦によってもたらされることがでわか った。たとえば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。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。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 な振る舞いの理解は学術的に重要な知見と思われる(例: Shimose et al., 2011;石津ほか,2015; Inoue et al., 2016; Kusunoki et al., 2017; Onomura et al., 2017)。

得られた知見に基づいて、冬季の庄内平野を対 象として、ドップラーレーダーを用いた以下のような 突風探知アルゴリズムを開発した。

①突風をもたらす可能性のある渦パターンを探知 ②探知された渦を追跡し渦の強さと移動速度を算出 ③渦がもたらす最大風速と予測進路を推定 このアルゴリズムは、冬季の山形県庄内地域を対

象としたJR東日本の運転規制に 2017 年 12 月 19 日から活用されている。

4. 今後の展望

今後は、これまで共同研究で得られた成果を更に 発展させるため、気象研究所では下記の展望に基 づいて研究を進める予定である。

(1) 竜巻に関する学術的知見の向上

アルゴリズムに実装されている渦検出機能を、全 国の様々なドップラーレーダーに適用する。それに より、これまで突風被害調査にほぼ限られてきた 様々な地域や季節に発生する竜巻について、レー ダーで見られる上空の様相を含め、学術的知見を 効率的に得ることができる。

(2) 突風探知アルゴリズムの汎用化・発展

上記の学問的知見等に基づいて、冬季日本海 側の突風だけではなく、様々な地域や季節に適用 可能な汎用性の高い突風探知への機能拡大を目 指す。また、高速3次元観測が可能なフェーズドアレ イレーダーによる高度なアルゴリズムに発展させる。 これらの汎用化や発展により、鉄道のみならず、突 風の影響を受けやすい様々な分野での実用化にも つながるものと期待される。

(3) 気象庁の監視予測技術の高度化

本開発を通じて得られた、竜巻に関する学術的知 見やレーダーデータ処理に関わるノウハウを活用す ることにより、気象庁の竜巻等突風に関する監視予 測技術の高度化への寄与が期待される。

謝辞

当研究は、運輸分野における基礎的研究推進制度 (独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構; 平成19年-21年)の助成を受けた。

2017年11月24日に庄内沖で発達した小スケールの渦を伴うメソ渦の特徴

*猪上華子¹,楠研一¹,石津尚喜²,新井健一郎²,藤原忠誠³,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、これらの渦が 多様な降水システム内で形成されることが分かってき た(石津他,2015秋)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。本発表では、2017年11 月24日に庄内沖でメソッスケールの渦状じょう乱とそ の内部に形成された複数の小スケールの渦の特徴を調 べた初期解析結果を報告する。

2. 使用データ

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JR 東日本のドップラ ーレーダー(以下、JR 東日本レーダー,藤原他,2016 秋) 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。

3. 観測されたメソ渦と小渦の特徴

2017年11月24日17時頃から18時頃にかけて、弱 い冬型の気圧配置下において、庄内地方の沖合約 60 km の日本海上でメソッスケールの渦(以下、メソ渦)が 発達し、ほぼ東進した。図1は、JR 東日本レーダーの 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。メソ渦に伴う反射強度 のパターンは当初コンマ状の形状をしており、対応す るドップラー速度場においても、メソγスケールの循 環が卓越していた(図1a)。メソ渦が東進するにつれて、 中心付近の反射強度が強まり、ドップラー速度場にお いて、直径1km以下の小スケールの渦(以下、小渦)が顕 在化するとともに、中心から北東にのびるスパイラル 状のバンドが明瞭になっていき、このバンド上の水平 シアの大きい領域でも小渦が顕在化していった(図1b)。 その後、スパイラルバンドが発達するとともに、バン ド上に並んで発達した小渦は、メソ渦の循環に伴って メソ渦の中心付近に巻き込まれるように移動し、これ らの小渦の発達に伴って反射強度においてキンクのパ

ターンが明瞭になっていった(図1c)。

本事例では、メソ渦が東進するにつれてその構造が 変化するとともに、メソ渦内で小渦が発達するといっ た階層構造が特徴的であった。冬季寒気吹き出し時に メソ渦に伴って小渦が発達する事例は過去にも例があ り[1]、竜巻被害をもたらしたものもある[2]他、直径 1 km程度の渦の2 重構造についても、報告例がある[3]。 さらに温帯低気圧に伴って発達し突風被害をもたらし たメソ渦の中心付近で複数の竜巻状渦が発生・消滅し ていたことが数値シミュレーションで報告されている [4]。本事例では突風被害は発生していた点は[3]以外の事 例と共通していた。

4. まとめと今後

XPOD と JR 東日本レーダーによる観測で、庄内沖で 発達したメソッスケールの渦とその内部に形成された 小スケールの渦を詳細に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も含め、渦の構造や発 達過程をより詳細に解析する予定である。



図1:JR東日本レーダーによる2017年11月24日(a) 17:32:23JST, (b)17:49:09JST, (c)18:07:05JST の仰角1度のPPI画像(上:反射 強度,下:ドップラー速度)。太丸印は小渦の位置。

参考文献

[1]佐藤英一 他, 2011, 日本気象学会 2011 年度秋季大会, C158.
[2] Inoue, H. Y., et al., 2011, *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 351-369.

[3]楠研一他, 2016, 日本気象学会 2016 年度秋季大会, A101.

[4]Tochimoto, E. et al., 2017, 17th Conference on Mesoscale Processes, 43. 沖縄本島で観測されたマイソサイクロンの構造 *岩井宏徳 (情報通信研究機構),山田広幸 (琉球大学),大東忠保(京都大学), 篠田太郎 (名古屋大学), 坪木和久(名古屋大学)

1. はじめに

2017 年 2 月 23 日に情報通信研究機構(NICT)沖縄 電磁波技術センターに設置されているフェーズドアレ イ気象レーダ(PAWR)の10 秒観測モードで観測され たマイソサイクロンについて報告する.

2. 気象概況および観測方法

2017 年 2 月 22 日から 23 日にかけて寒冷前線が沖縄 本島を通過し,23 日 1 時 8 分には沖縄本島中南部に竜 巻注意情報が発表された.この際,PAWR の 10 秒観測 モードでのドップラー速度測定精度検証のため,NICT 沖縄電磁波技術センターにおいてラジオゾンデ放球を 実施していた.また,琉球大学千原キャンパスに設置 されている X バンド偏波レーダ(名古屋大学 KIN レー ダ)の 6 分間隔のボリュームスキャンによる通常観測 も実施されていた.

3. 観測結果

図1に23日1時27分のエマグラムおよびホドグラ フを示す. 高度3kmおよび6km付近に逆転層が存在 し,高度0-6kmの鉛直シアは17ms¹とやや大きいが, 高度0-3kmのstorm-relative helicityは53m²s²と小さい. 1時2分ごろ, PAWRから南南東に約20kmの地点の高 度1.5km付近に直径2.5kmから3km程度の時計回り の渦が検出され始めた. 渦構造は東北東に約11ms⁻¹で 移動し,1時7分ごろには高度3.7kmにまで発達した (図2).図3に23日1時6分におけるPAWRとKIN レーダのデュアルドップラー解析結果を示す. 渦中心 には10⁻²s⁻¹程度の収束域が存在し(図示していない), 上昇流の存在が示唆される.

4. まとめ

沖縄本島の太平洋側で発生したマイソサイクロンに ついて PAWR, KIN レーダおよびラジオゾンデの観測 結果について報告した. 今後,より詳細に渦の3次元 構造および時間変化について調査する.また, KIN レ ーダの偏波パラメータを用いた解析も行う.







図3 2月23日1時6分のPAWRの仰角3.6度でのド ップラー速度(グレースケール)と反射強度(コンタ ー;dBZ),および高度1.5kmでの渦の動きに相対的な 水平風の分布(矢印).

深層学習による漏斗雲の自動検知の試み

本田理恵, *佐々浩司, 檜垣啓汰, 藤井祐貴, 中山慎也(高知大理)

1. はじめに

竜巻の発生は極めて局所的であり、レーダー監視 網から漏れることも多い。これを補うものとしてス ポッターも活用されているが、常時観測は難しい。 本学では、MP ドップラーレーダー3サイトにそれ ぞれ4台ずつの気象監視カメラを設置して常時観測 を続けている、そこで本研究では監視カメラによる 竜巻漏斗雲の自動検出を試みた。この方法は日中に 限定はされるもののレーダー監視網を補完する監視 システムとして期待できる。

2. 漏斗雲の検出方法と検定

漏斗雲の自動抽出については、畳み込みニューラ ルネットワーク(Convolutional Neural Network)を 用いた深層学習により検出を試みた。オブジェクト 領域の推定とその識別を同時に行うことができる Yolo (you only look once)⁽¹⁾等のパッケージを利用 した。学習と検証には、インターネット上で収集し た画像と国内観測者から提供された画像を用い、1 つ1つ竜巻や漏斗雲の含まれる領域(矩形領域の座 標と幅、高さ)を視覚的に確認して抽出することによ って、学習用、テスト用の事例集合とした。

評価の指標は再現率(抽出されるべき事例のうち、 実際に抽出されたものの割合)、精度(抽出されたも のが正しい事例である割合)、F尺度(2x 再現率 x 精 度)/(再現率+精度))とし、5回交差検定を行った。

解析には GPGPU を搭載した PC を用い、予備実 験の各5回の各学習に3時間、計 15 時間を要した が、1枚の画像抽出に要する時間は 20 秒程度であ り、一旦学習すればほぼリアルタイムでの抽出が可 能であった。さらに実事例として 2017 年 9 月 11 日 に取得された動画像の解析を行った。

3. 解析結果

検証の結果、予備実験では 70-90%の高い性能が 示されるものの、実際の画像系列に適用すると性能 が大幅(精度 10%以下になる場合も存在)に低下する 現象がみられた。また、遠方の小型の漏斗雲を検出 することは困難であった。これに対して実画像の別 サイトの小さい漏斗雲をサイズ、位置のバリエーシ ョンを増やすデータ拡張を行ってサンプリング、再 学習させて、対象画像も分割して高解像度にしたと ころ、学習に使用していないサイトの実画像におい ても、遠方にみえる微小な漏斗雲から 60%程度の精 度、再現率で検出する事が可能になった。

図1は海上竜巻が高知県安芸市に上陸した発生し た時のレーダー画像⁽²⁾を示す。竜巻は目視などで十 分確認されていたにも関わらず、レーダーには周辺 のクラッターを除いて明確な積乱雲は認められなか った。しかし、図2に示すように監視カメラにより 明瞭な漏斗雲が自動検出されており、有用性が確認 された。

引用文献

- Redmon, J., et al., Proc. of the IEEE Conf. on Computer Vision and Pattern Recognition, (2016) pp. 779-788.
- (2) 佐々浩司,西井章,日本気象学会関西支部第1
 回例会講演要旨集142号,(2017) pp. 9-12.

謝辞

本研究は科研費 15H02994 および 17K00158 補助 により進められた。





図2 安芸レーダーサイトの気象監視カメラ により検出された漏斗雲

地上稠密気象観測による気温低下型突風予測手法検証

岩下久人/森田敏明/柴田耕志 (明星電気),小林文明 (防大地球)

<u>1. はじめに</u>

POTEKA 小型気象計により構成された群馬県・埼玉県平野 部の地上稠密気象観測網(約150地点,約2km間隔)は,2015 年6月15日のF1ダウンバーストを初めとする複数の事例観測 に成功し、ダウンバースト発生時における気象特性の詳細を明 らかにした⁽²⁾、特に,2015年6月15日事例の気象特性を解析 し、ダウンバースト発生直前の観測データを利用することによ り開発した気温低下型突風予測手法は、他の複数事例(2013年 8月11日F1,2016年7月14日JEF1)等に対しても、的確な 予測結果を得ることができた⁽³⁾、本稿では、これまで手順のみ の公表としていた気温低下型突風予測手法に関して、ダウンバ ースト発生時の気象特性的な観点から見た裏付けと、他の複数 事例に対する予測検証結果の詳細について言及する。

2. ダウンバースト発生時の被害地域における気象変化特性

ダウンバーストの最大被害発生地域の近傍観測点では、以下 のような気象変化特性が観測される.

- ・突風被害の発生直前に、約3~4hPaの気圧急上昇が生じる.
- ・気圧急上昇の約5分前に、気温低下率-2 (C/min) 以下の 気温急降下が生じる.
- ・複雑に上下変動する気圧に対し、気温は単調に急降下する.



図2 2015年6月15日 ダウンバーストの気象変化特性

3. ダウンバースト事象の進行特性



図3 2015年6月15日 ダウンバースト事象進行特性

群馬県・埼玉県平野部で発生するダウンバースト事象には, 以下の進行特性がある.

- ・観測網の外周のどこかで気温急降下が生じる.
- ・気温降下領域が観測網内を進行する.
- ・その進行過程の途中で突風被害が発生する.

4. 気温急降下観測点の分布特性

気温低下率-2 (C/min) 以下の気温急降下は、事象進行領域の直下のみで観測された.



図4 2015年6月15日 気温急降下観測点分布

5. 気温低下型突風予測手法とその予測検証結果

ダウンバーストの発生時には、以下の気象特性が見られる.

- ・気温急降下は気圧急上昇よりも早く生じ、その変化は単調.
- ・気温降下事象は観測網外部から進行して来る.
- ・気温急降下は事象進行直下のみで生じる.

以上から、気温急降下の第一観測点を起点に、その後に観測さ れる気温急降下点を追跡することで、突風被害の発生前に突風 予測(被害の発生地域/発生時刻)が可能であると考えた.気 温低下型突風手法は、発生直前の観測データを利用し、この考 えを機械的に実行できるものである.複数事例に対する予測検 証結果の詳細については、ロ頭発表時に紹介する予定である.



(1)Norose, K., et al., 2016: J. Atmos. Electr., 35, 31-41.

(2) 岩下130, 2017:日本気象学会秋季大会講演予稿集(112), A209.

(3) 岩下(む), 2017:日本気象学会秋季大会講演予稿集(112), P325.

2015 年 9 月 1 日に対馬海峡で突風を生じた メソβスケール渦のアンサンブル実験 *栃本英伝¹・横田祥²・新野宏¹・柳瀬亘² (1:東京大学大気海洋研究所、2:気象庁気象研究所)

1. はじめに

2015年9月1日 0300 JST~0400 JST 頃にかけて、対馬 の海上において強い突風が生じ、これにより漁船6隻が転 覆、5名が死亡、1名が行方不明となる甚大な被害がもた らされた。この突風は水平スケール 1000 km 程度の温帯低 気圧の北東象限において形成された直径数十 km 程度の メソβスケールの渦(MBV)によって生じた。栃本ほか(2017 春季大会 B301)は、水平格子間隔 50m の数値シミュレーシ ョンを、気象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いて行い、 MBV 内部に竜巻状渦が発生・発達する様子を再現した。 このように、MBV が海上で発生・発達すると、竜巻状渦 が発生し海上交通の脅威となることが示唆される。したが って、MBV がどのような大気の場で発達しやすいかを理 解することは、海上での防災を考える上で重要である。そ こで本研究は、MBV の発達に重要な要素を明らかにする ために、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF) を用いたアンサンブル実験を行った。

2. 実験設定

用いた数値モデルは JMANHM である。親 LETKF (水平 格子間隔 15 km, 格子数 $81 \times 81 \times 50$) は 8 月 28 日 00 UTC を初期時刻とした 3 時間サイクルで、子 LETKF (水平格 子間隔 5 km, 格子数 $201 \times 201 \times 50$) は $2015 \oplus 8$ 月 31 日 06 UTC を初期時刻とした 1時間サイクルで解析を行った。 親 LETKF は現業メソ解析で同化されている観測データの うち風、気温、相対湿度、地上気圧、可降水量、レーダー ドップラー速度を、子 LETKF は福岡レーダードップラー 速度、地上観測(風、気温、相対湿度)を同化している。 8 月 31 日 15 UTC から子 LETKF の解析値を初期値、親 LETKF の予報値を境界値として水平格子間隔 5 km のア ンサンブル予報実験(101 メンバー)を行った。

3. 結果

a. 予報された渦の特徴

各メンバーの MBV の時間発展を調べるために、各時刻 において水平 20 km で平滑化された渦度が、高度 20 m で 最大の地点を渦中心と定義し、その時間発展を調べた。実 験において発達する MBV とあまり発達しない MBV のメ ンバーがあり、予報された渦の多くは 2000 UTC-2050 UTC 頃最も強くなっていた。これは実際に観測された MBV よ りも約 2 時間遅れていた。また、予報された各メンバーに おける MBV のほとんどは対馬の西側で発達しており、対 馬の東で発達が見られた観測結果とは位置が 50-100 km程 度異なっていた。

b. 発達した MBV と発達しなかった MBV の特徴

続いて、発達した MBV と発達しなかった MBV を比較 するために、20 km 平均渦度最大値の上位 10 メンバー

(STRONG10)と下位10メンバー(WEAK10)を比較した。 MBV 周辺の渦度最大値の時間発展を調べたところ、 STRONG10の発達期には、WEAK10より下層で鉛直渦度 が強まる様子が見られ、渦度方程式の引き伸ばし項が大き

くなっていた。一方、上昇流の最大値の時間発展を調べた ところ、両者に系統的な違いは見られなかった。このこと から、STRONG10 は引き伸ばされる下層の鉛直渦度が WEAK10 よりも大きかったことで引き伸ばし項が大きく なったことが示唆される。そこで、より大きなスケールの 循環の違いを調べるために、水平 80 km 四方で平滑化した 風の場の地表面付近の分布を調べた。STRONG10 では 1800-2000 UTC 頃において対馬西側でより北風成分が強 く、南側でより西風成分が強くなっており、低気圧性の循 環がより大きくなっていた。また、アンサンブル感度解析 (Ancell and Hakim 2007)を用いて、2030 UTC における MBV の 20 km 平均最大渦度に対する風場の予報感度を調べた ところ、対馬西側の渦が発達する領域付近で、特に南北風 に負の感度が見られた。このことから、MBV が強くなる メンバーでは、北風成分が強い領域の東側で低気圧性循環 がより大きくなるため、MBV 強化のための引き伸ばし項 が大きくなっていたことを示唆している。

c. MBV 周辺の場の特徴

続いて、予報された MBV の構造および周辺の場の時間 発展を調べるために、MBV 中心を合わせたコンポジット 解析を行った。全101メンバーのコンポジットに加えて、 強い渦と弱い渦の特徴を比較するために、STRONG10 と WEAK10 それぞれのコンポジットも作成した。2030 UTC における全メンバーのコンポジットの渦度および水平風 ベクトル場を調べたところ、中心付近に渦を巻く構造が見 られ、その北東側では南東風と北東風の収束が、南東側で は南西風と南東風が収束している様子が見られた。雨水混 合比の分布も、中心付近で渦巻くような特徴を持っていた。 STRONG10とWEAK10のコンポジットの時間発展を比較 すると、STRONG10 において渦の南東側と北東側の収束 がより強く(図1)、より大きな鉛直渦度および暖湿気が MBV の中心付近に多く流入している様子が見られた。こ のことから、STRONG10の方が水平シアに伴う鉛直渦度 が MBV 中心付近により多く流入し、鉛直流による引き伸 ばし効果が大きくなることで強く発達したことが示唆さ れる。





高解像度モデルを用いた Updraft Helicity の日本で発生する竜巻への適用

益子 涉 (気象研)

1. はじめに

これまで数値予報の結果を用いた竜巻のポテンシャル 予測は、竜巻をもたらす擾乱が発達しやすい環境場を想 定して作られた指数(例えば、CAPE、SReH、EHI)を 元に行われていた。一方、最近の数値モデルは現業にお いても高解像度化が進み、気象庁 LFM は水平解像度が 2km になっている。水平解像度が 4km 程度の雲解像モデ ルになると、竜巻をもたらす擾乱をある程度陽に解像で きるようになっていると考えられ、米国では高解像度モ デルの結果を用いて、high-shear, high-CAPE の環境場で発 生するスーパーセルを抽出する方法として Updraft Helicity (UH) が提案されている (Kain et al. 2008, WAF)。 鉛直渦度と上昇流の積を高度 2~5km で積分したものが 一般的であるが、これを用いると、中層メソサイクロン または下層メソサイクロンの構造がある程度モデル内で 再現できていれば、それを抽出できると考えられている。 実際、米国 Storm Prediction Center (SPC) などでは高解像 度(~3km)のアンサンプル予報結果を元に UH の利用 が開始されている。将来的には Warn on Forecast (Stensrud et al. 2009. BAMS)のベースとなる技術になる見込みで、 現在も精力的に開発が進められている (Gallo et al. 2017、 WAF)。しかし、日本において発生する竜巻の多くは、 台風に伴うミニスーパーセル竜巻やhigh-shear, low-CAPE

(HSLC)の環境場において発生する非スーパーセル竜巻 であり、米国で使用されている UH がどの程度有効な竜 巻発生の指標となるのか不明である。今回、ミニスーパ ーセル竜巻の事例として 2013 年台風第 18 号に伴って埼 玉県を中心に発生した竜巻を、HSLC の環境場で発生し た顕著な竜巻の事例として 2010 年 12 月 9 日に寒気団内 小低気圧に伴って発生した竜巻を取り上げ、高解像度モ デルの結果を用いて UH の有効性について調査を行った。

2. 実験設定

使用したモデルは気象庁 NHM で、気象庁メソ解析値 を初期値・境界値にして、水平解像度 2km、1km、500m の実験を行った。

3. 結果

ここでは2010年12月9日に新潟県で発生した竜巻の 事例についてのみ示す。寒気団内小低気圧が佐渡付近に あり、そこから進行方向前方と後方にシアラインが延び ており、それに対応した活発な線状の対流システムがみ られる(図 1a)。後方のものは時間とともに弓状の構造 が顕著となり、上空に複数の渦を伴っていたことが分か る(図 1b)。その内の一つが上越市付近に達し、F0-F1の 竜巻をもたらしている。この時、強い鉛直シアが存在し ていたが、CAPEは500J/kg以下でHSLCの環境場であっ たといえる。水平解像度1kmの結果をみると、小低気圧 から前方、後方に延びるシアラインに対応した線状の対 流システムを再現できているが、後方のものは弱いこと が分かる。しかし、UHを計算すると後方のシアライン 上に突出して高い値を出しており、上昇流を伴った強い 鉛直渦が存在することを示している。今回のUHの計算 は高度 0.5~2kmで計算しており、この程度の低い高度で 計算する方が渦性の擾乱を検出するのに有効であること が分かった。また、水平解像度 2kmの実験では、小低気 圧の前方に延びるシアライン上でも UH の高い領域を計 算しており、今回の事例では水平解像度 1km 程度が必要 であるこが分かった(図略)。



図1. (a) レーダーから推定された降水強度と (b) ドップラー レーダーで検出された上空の渦の前1時間の履歴.



図2. 水平解像度1kmのモデルによって再現された(a) 高度 2kmの降水物質の分布(シェイド)、海面気圧(コンター)、 地上風(矢印)と(b)高UH領域の前1時間の奇跡.

2013 年台風第 18 号に伴って発生したミニスーパーセ ル竜巻においても水平解像度 1km 程度が必要であること が示される結果となっており、日本で発生する竜巻に対 しては平解像度 1km 程度であれば UH がある程度有効な 指標となることが明らかになった。SPC では UH だけで なく環境場の指数と組み合わせることで竜巻予測の精度 が向上することが示されており、今後は HSLC における 環境場の新たな突風指数との組み合わせも検討したい。 また、アンサンブルデータを用いることで確率情報の算 出も今後検討する必要がある。 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

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.

熱帯海洋上の積雲対流の組織化に関する数値実験

:対流活動の日変化の考察

*柳瀬友朗 (京都大学大学院理学研究科), 竹見哲也 (京都大学防災研究所)

1. はじめに

熱帯海洋上の積雲対流活動は様々な時空間スケール で変動することが知られている. 例えば日スケールの 変化としては、観測・数値実験によって夜間から明け方 にかけての降水が最大となることが示されている[1]. また,数日スケール以上の積雲対流の組織化について, 放射対流平衡状態における理想実験による研究が行わ れている[2],[3]. 一方で, 深い対流の高解像度 LES によ る研究では、鉛直だけでなく水平解像度によっても雲 の鉛直構造に大きな差が生まれることが指摘されてお り[4]、この依存性が積雲対流の組織化に影響すること も示唆されている[2]. そこで本研究では、積雲対流の 組織化メカニズムの解明を主眼に置き、大規模な強制 のない準放射対流平衡の場において、雲解像 LES によ る数値実験を行った. その中でも今回は、メソスケール の積雲対流の組織化を理解するために、その素過程で ある日スケールの変動に注目して解析を行った.

2. 数値モデル・実験設定

数値モデルは WRF-ARW Ver.3.8.1 を用いた. コリオ リカは含めず, SST は 301.5K に固定した. 初期条件は Jordan(1958)の温位・混合比プロファイルを用い,一般 風はゼロとした. 計算領域は,鉛直サイズ 25km,水平 サイズ(200km)²(L200),側面は周期境界条件とした. 鉛 直層数は 124 層,格子間隔は,鉛直方向には下端から 高度 4km 付近で 50~100m,高度 15km 付近で 500m,上 端で 2km となるようにストレッチさせ,水平方向には 400m(H400)と 800m(H800)の 2 通りで実験を行った.

SGS 混合は Smagorinsky3D, 雲微物理は WSM6, 接地 層は Revised MM5 Monin-Obukhov, また短波・長波放 射は RRTMG を用いた(短波放射は日変化を含む). 初期 時刻にモデル下端に0.1Kのランダムな温位擾乱を与え た後に, 20 日間積分した.

3. 結果

主に H400L200 の結果を示す.6時間領域平均の地表 降水は AM1(0-6LST), AM2(6-12LST), PM2(18-24LST), PM1(12-18LST)の順に多く,非降水凝結水(雲水+雲氷) は熱帯の積雲対流の特徴である Trimodal な鉛直分布が 再現された.また,放射と潜熱による非断熱加熱が,大 気の安定度の鉛直分布を日変化させていることがわか った. H800L200 においても H400L200 と同様の降水の 日変化が現れたものの,対流や環境場の鉛直分布には 大きな違いが見られた.図1は H400L200, H800L200 の 15-20 日目における水平平均した非降水凝結水の時 間高度断面図である.

4. 考察・まとめ

大規模強制のない準放射対流平衡の場における雲解 像モデルでの数値実験により,熱帯海洋上の積雲対流 の降水の日変化の特徴が再現された.その過程では,短 波放射・長波放射だけでなく対流自身の潜熱解放によ る非断熱加熱に伴い,環境場の静的安定度が高度方向 に異なる位相で日変化し,対流雲が受ける浮力を通じ て対流活動の時間変化を連続的に調節していることが 示唆された.

本実験の20日間の積分では積雲対流が組織化するこ とはなかった.しかし,H800L200はH400L200と違い 可降水量の領域平均が時間とともに減少し続けるシス テムであるため,より広い計算領域で長時間積分すれ ば、メソ対流系への組織化に大きく差が出る可能性が 高いと考えられる.積雲対流に関わる様々な空間スケ ールの素過程がどのようにシステムに影響を及ぼすか について,今後更に研究し,より深く理解することは, GCM などで用いる積雲パラメタリゼーションの改善 のためにも重要である.



図1.水平平均した非凝結水の15日目から20日目にお ける時間高度断面. 左:H400L200,右:H800L200. 参考文献

[1]Sui et al.(1998), [2]Muller and Held(2012),

[3]Wing and Emanuel(2014), [4]Khairoutdinov et al.(2009)

深い湿潤対流の統計的性質の数値的収束性

*末木健太,山浦剛,八代尚,西澤誠也,吉田龍二,梶川義幸,富田浩文 (理化学研究所 計算科学研究機構)

1. はじめに

全球非静力学大気モデルを用いた湿潤対流の解像度 依存性の研究では、深い湿潤対流コアの個数やコア間 距離の頻度分布などの統計的性質は水平解像度 2km を 境に収束の兆しを見せるが、水平解像度 1km 以下でも 完全な収束には至らないことが示されている[1]. 今後 更なる高解像度化を行うと、水平格子間隔 (O(100-1000m)) が大気境界層乱流のグレーゾーンと重なる. 自然における湿潤対流の統計的性質を明らかにするた めには、レイノルズ平均モデル (RANS) とラージ・エ ディ・シミュレーション (LES) それぞれの枠組みにお ける実験結果を比較し、両者の数理的収束点の違いを 議論する必要がある.本研究では、領域モデルを用いた 熱帯の積乱雲集団の高解像度シミュレーションを行い、 深い湿潤対流の統計的性質の数値的な収束性を調べた.

2. 実験設定

RANS の枠組みでのダウンスケール実験の概要を述 べる.インド洋で顕著に発達する 2011 年 11 月 24 日前 後のマッデン・ジュリアン振動を全球モデル NICAM (水平解像度 3.5km)で再現させ,SCALE-RM ver.5.2.1[2][3]を用いて,緯度 83.5°E,経度 0.5°S を中心 とする約 500km 四方を対象に領域ダウンスケール実験 を実施した.一方向ネスティングにより 3.2km,1.6km, 800m,400m,200mの水平解像度で計算を行った.鉛 直方向には層数は 93 層とし,モデル最下層の高度が 36m,モデルトップが 36kmとなるストレッチ格子を適 用した.雲微物理過程には1モーメントバルクスキー ム[4]を利用し,惑星境界層スキームには MYNN lev. 2.5[5],放射スキームには mstrnX[6]を用いた.

3. 解析手法

[1]では、ISCCP シミュレータにより定義した背の高 い雲領域において、雲層で鉛直平均した上昇流速 (\overline{w}_{cloud})の極大点を上昇流の「コア」と定義し、その統 計的性質を議論している.しかし、この方法では、湿潤 対流に付随する微細構造まで拾ってしまうため、抽出 した上昇流「コア」の個数、コア間距離ともに解像度 200mでも収束には至らない.そこで、対象とする湿潤 対流を的確にとらえるため[1]の定義に加え、 \overline{w}_{cloud} が、 ある一定の閾値を超える連続領域を一塊の「湿潤対流」 と定義し、湿潤対流の個数や湿潤対流間距離を調べた.

4. 結果とまとめ

 $\bar{w}_{cloud} \ge 0.5 \text{m s}^{-1}$ の閾値により抽出した「湿潤対流」 は、解像度 400m で、有効半径 1–2km の湿潤対流個数 が各時刻 300 個程度に収束し、対流間距離の頻度分布 も 4–5km を最頻値に持つヒストグラムに収束した (図 1). \bar{w}_{cloud} の閾値を 0.2m s⁻¹から 1m s⁻¹程度まで変化 させても、4–5km を最頻値に持つヒストグラムに収束 した. 一方、有効半径 2–3km の湿潤対流の場合、解像 度 800m で、6–8km を最頻値に持つヒストグラムに収 束し、サイズの大きな湿潤対流ほど、より粗い解像度で、 より離れた対流間距離に収束することが分かった.

RANS を用いた結果では上記の結果を得たが、発表 ではさらに、LESの結果と比較した議論も行う.



図1 水平解像度 1.6km, 800m, 400m, 200m におけ る有効半径 1-2km の湿潤対流の対流間距離の頻度分布.

参考文献

- [1] Miyamoto, Y., et al., 2013, Geophys. Res. Lett., 40, 4922-4926.
- [2] Nishizawa, S., et al., 2015, Geosci. Model Dev., 8, 3393-3419.
- [3] Sato, Y., et al., 2015, Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23.
- [4] Tomita, H., 2008, J. Meteor. Soc. Japan, 86A, 121-142.
- [5] Nakanishi. M. and H. Niino, 2004, Bound-Lay. Meteor., 112,1-31.
- [6] Sekiguchi, M. and T. Nakajima., 2008, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 109, 2779–2793.

謝辞:本研究は, HPCI 課題「原理的な物理過程に基づく対流 雲の統計的性質についての数値収束性研究」(hp170113) によ り実施した.本研究成果は「京」により得られたものである. 雲解像モデルによる熱帯太平洋の深い積雲対流のシミュレーション

-Gray zone の積雲対流スキームの開発に向けて-

*杉 正人・村田昭彦 (気象研究所)

1. はじめに

2010 年秋季大会で、解像度 200m の JMA/MRI-NHM による熱帯太平洋の深い積雲対流雲のシミュレーショ ンの解析結果について報告した[1]。今回は、gray zone の積雲対流スキームの開発に向けて行った、解像度 1km の NHM によるシミュレーション結果の詳細な解 析について報告する。

2. 200m-NHM によるシミュレーション

解像度 200m の NHM のシミュレーションでは、積雲 対流のアップドラフトは多数のバブルから構成されて いる。60 km 程度の広い領域では、いろいろな高度にあ るバブルを一か所に集めて、仮想プリュームを考える ことができる。仮想プリュームでは従来考えられてい たより大きなエントレインメントがある。また、上昇 流は浮力ゼロの高度(12 km 以下)よりずっと高い高度 (16 km程度)までに到達している。

3. 1km-NHM によるシミュレーション

解像度 1kmのNHMのシミュレーションのスナップ ショットでは、ライフステージの異なる多数の積雲対 流が見られる。この場合も、60km 程度の広い領域では、 いろいろなライフステージにある積雲対流を一か所に 集めて、仮想プリュームを考えることができる。個々 の積雲対流の上昇流域は、水蒸気の凝結による雲生成 域と一致する(図1)。そこでは、凝結による非常に大 きな加熱と上昇流による断熱冷却がほぼバランスし、 正味の加熱は小さい(大気は安定化しない)。熱帯大気 における積雲対流の役割は、大気を加熱して安定化さ せることではなく、加熱に対応した上昇流を生じさせ ることである。

4. Gray zone の積雲対流スキーム

以上の考察から、モデルにおける積雲対流スキーム の役割は、正しい格子平均の上昇流を生じさせるよう な正しいQ1(見かけの熱源)を計算することであると いえる。Gray zone (解像度 2km ~20km)の積雲対流 スキームでは、モデルの格子に含まれる個々の積雲対 流の雲量 (アップドラフトの面積割合)とライフサイ クルを考慮する必要がある。



図1 1km-NHM の一格子点における雲 (kg/kg)・ 鉛直流 (m/s)・加熱率 (K/hr) の鉛直時間断面図。 縦軸は高度(0 ~18km)、横軸は時間(0 ~60min)。

参考文献

[1] 杉·村田 2010, 気象学会秋季大会予稿集 C309

最近 100年の対流圏界面高度変化

中澤哲夫(気象研・台風)

1. はじめに

2017年秋季大会で、熱帯域での深い対流活動の 長期トレンドについて報告した。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。しかし、圏界面が高 くなっていることと整合していないのではないか との疑問が出された。そこで、まず、同じデータを 用いて、圏界面の変化を調べてみた。

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、前回同様、 ERA20C(1900~2010)である。気温データか ら、圏界面をWMOの定義(気温減率が1キロあた り2度またはそれ以下に下り、その面から2キロ 高い範囲内のすべての面で2度を超えない層の最 下面)に則って計算した。

3. 温暖化による圏界面高度の変化要因

温暖化によって、圏界面高度は高くなると言わ れており、その要因として、以下の3つが挙げられ ている。

(1)成層圏気温が変わらず、気温減率も変わらない時、対流圏気温が上がると、圏界面が高くなる
 (2)気温減率が変わらない時、成層圏気温が下がると、圏界面が高くなる

(3) 成層圏気温が変わらない時、対流圏の水蒸 気が増えると、気温減率が減り、圏界面が高くな る

4. 結果

図1に、帯状平均圏界面高度の最近30年平均 (黒丸)と20世紀初頭30年平均(白丸)を示す。 熱帯域では、20世紀初頭には16キロほどの高度だ ったものが、最近30年には、16.2キロほどと若干 高くなっていることがわかる。高くなる傾向はほ とんどの緯度で見られる。

図2に、熱帯域の帯状平均圏界面高度の過去110 年の変化を示す。1950年頃までは、16キロ前後だ ったが、その後、徐々に高くなり始め、2000年代 は、16.3キロ前後で推移していることがわかる。

次に、最近30年と、20世紀初頭30年の熱帯域での 平均気温変化の鉛直分布を調べてみた(図3)。 100hPaを境に、それより上で冷却、下で昇温して おり、対流圏では下層より上層でより昇温(安定 化)していることがわかった。

5. 結論

再解析データを用いて、熱帯圏界面高度の長期 トレンドとその要因を調べた。その結果、圏界面 高度は高くなっていること、その原因は、対流圏 の昇温、成層圏の冷却、対流圏の気温減率の減少



すべての結果であることがわかった。前回の結果 は、熱帯域は安定化が進んでいるため、台風の発 生数が減少していることが示唆されたが、圏界面 高度が高くなっていることは必ずしも対流活動の 活発化の結果ではないことが示唆される。

北緯25度以北での台風発生について

*中野満寿男¹ 1:海洋研究開発機構

1. はじめに

気象庁の定義によれば、台風は北西太平洋ま たは南シナ海の熱帯の海上で発生する最大風 速 17m/s 以上の熱帯低気圧である。では熱帯と はどこを指すのであろうか?米国気象学会の glossary で"Tropics"を検索すると (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Tropic s)、第一に熱帯の気候で特徴づけられる場所、 第二に南北回帰線の赤道側と出る。第一の定義 は解釈が難しいので、第二の定義に従うとする と、台風は北緯 23.4 度以北では発生しないこ とになるが、実際にはそれ以北でも台風は発生 している。

本研究では、北緯 25 度以北で起こる台風発 生について、以下の4点を明らかにする。第一 に北緯 25 度以北での月別台風発生数はどうな っているのか、第二に北西太平洋モンスーン指 数(Wang et al. 2001、以下 WNPMI)と発生数の 関係はどうなっているのか、第三に北半球夏季 季節内変動(BSIS0)と発生数の関係はどうな っているのか、第四に北緯 25 度以北での台風 発生環境場は他の台風発生環境と異なってい るのか。これらを理解することで、北緯 25 度 以北における台風発生の理解を深める。本予稿 では、最初の2つの問いについて記す。

2. データと解析手法

本研究では1979-2016年の以下のデータセットを用いた。

・気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55)
 (Kobayashi et al. 2015)

- ・NOAA OLR データ
- ・RSMC Tokyo ベストトラックデータ
- COBE-SST (Ishii 2005)

BSISO の定義は kikuchi et al. (2012)を用いる。

3. 結果

北西太平洋における台風の発生数は8月に最 大となり、2月に最小となっている(図1実線)。 一方で、北緯25度以北だけに限定してみると、 7-11月だけ発生しており、他の月は発生がない。



図1 北西太平洋全体(破線)と北緯25度以北(実 線)における月別台風発生数。

8月の北緯25度以北での発生数2個以上だっ た月について発生数とNWPMIの気候値からのず れを整理すると表1のようになる。半数以上の 台風がWNPMI負偏差の年に発生している。逆に 正偏差の時の発生は7%である。したがってWNP 不偏差の年には北緯25度以北での台風発生が 多いということができる。

表1 WNPMIの大小による台風発生数(ただし2 個以上発生した年のみカウントした。)

WNPMI	個数
1σ以上正偏差	2個 (7%)
中立	11 個 (41%)
1σ以上負偏差	14 個(52%)

講演では、BSIS0 との関係や発生環境場について解析した結果も示す。

謝辞:本研究は JSPS 科研費若手(B) 17K13010 「日本近海における台風発生ポテンシャルの 予測手法の開発」の支援を受けた。

Deep Learning を用いた台風強度予測

*加瀬紘熙¹・筆保弘徳¹・北本朝展²・吉田龍二³・Danlan Chen⁴・山崎聖太⁵

1:横浜国立大学院,2:国立情報学研究所,3:理化学研究所,4:McGill University,5:京都大学防災研究所

<u>1. はじめに</u>

近年、DeepLearning は大きな進歩を遂げている。特に 画像認識において顕著な成果が上がっており、台風の強度 推定などにも適用する研究が出てきた(柴田他 2017、棚 原他 2017)。本研究も、2017 年度気象学会秋季大会で、 DeepLearning を用いた台風の強度推定モデルを統計的 に検討した。しかし、推定精度の明確化には、使用したデ ータセットの質的向上が必要となった。そこで本発表では、 使用するデータセットの質的向上を行い、さらに台風の強 度予測についてより客観的に検討した結果を報告する。

2. 実験設定

系列データを対象とした DeepLearning 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、台風画像の時系列に欠損がない 276 個の台風を 対象とした。前回の報告と比べて改良した点であるが、気 象庁ベストトラックの中心気圧データを 1 時間ごとに線 形内挿を行っている。

本研究では、強度予測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た。そして、どの程度先 の時間まで予測することができるのかを調べるため、0~ 48 時間先の中心気圧を予測するモデル(0~48h 予測モデ ル)を作成し、強度予測実験を行った。さらに、Saffir-Simpson スケールの強度分類法、急速発達経験(無:NR、 有:RI)(Fudeyasu et al. 2018)により分類を行い、台風 の特徴によって生じる難易度について調べた。

3. 結果

強度予測実験の結果で、0~48h 予測モデルの予測値と ベストトラックの誤差のバラつきを図1に示す。0~12h予 測モデルでは大きな差は見られなかったが、18h 予測を超 えると予測誤差のバラつきが次第に大きくなっていく様 子が見られた。12h 予測モデルによる予測精度の高い事例 (2014 年 8 号)と低い事例(2016 年 14 号)を図2に示す。 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予測された。

6h 予測モデルと予測誤差の大きくなり始める 18h 予測 モデルの予測結果の精度・バラつきを Saffir-Simpson ス ケールの強度分類法、急速発達経験による分類により図 3 に示した。Saffir-Simpson スケールの強度分類法では、両 方のモデルにおいて、TS、カテゴリー1、2、3、4の順に 誤差のバラつきが小さく、カテゴリーの小さい台風ほど予 測し易い。また、NR・RIを比較すると、両方のモデルに おいて、NR の方が誤差のバラつきが小さく RI よりも推 定し易い。また、6h 予測モデルよりも 18h 予測モデルの 方が全体的に予測精度が低くなっていた。

<u>4. 今後</u>

本研究の DeepLearning を用いた実験結果から、12 時間先までなら予測結果に大きな差がないことが分かった。 さらに、台風の特徴による予測難易度は、6h 予測と18h 予 測で共通していることが分かった。今後は、データセット と実験の数を増やし、多様な台風にいかに DeepLearning が貢献できるかを検討していきたい。



図 1 0~48 時間後の台風強度予測モデルによる予測値とベ ストトラックの誤差のバラつき



図 2 12 時間後の強度予測の結果で、精度が(左)高い事例 (2014 年第 8 号)と(右)低い事例(2016 年第 14 号)



図3 ベストトラックと予測値の誤差のバラつき具合(6時 間予測と18時間予測の比較)(左)Saffir-Simpsonスケール の強度分類、(右)急速発達の有無

擬似温暖化実験による台風に伴う北海道東部の大雨の将来変化予測

**金田幸恵^{1),2)}・坪木和久¹⁾・相木秀則^{1),3)}・辻野 智紀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

1. はじめに

近年、地球温暖化による台風や豪雨といった気象現 象の極端化が懸念されている。2016 年 8 月には北海道 に複数の台風が立て続けに上陸し、北海道東部に記録 的な大雨をもたらした。これら顕著現象が、21 世紀末 にはどのように変わるか調査するため、擬似温暖化実 験による将来変化予測を試みた。

2. モデルと設定

まず気象庁55年長期再解析のp面解析データを初期 値・境界値に与えて再現実験を実施した。次に、気象 庁全球大気 20km モデルによる現在気候実験

(1979-2003年)及び将来予測実験(rcp8.5; 2075-2099年)の8月の月平均気候値より、海面水温、気温、水蒸気、高度の温暖化差分を作成し擬似温暖化実験を行った[1]。台風が日本周辺に存在する2016年8月14日~8月31日にかけて毎日00UTC開始の実験を計18本実施し、計算開始6時間目より24時間分のデータを繋ぎ合わせて解析に用いた。解析領域は襟裳岬と宗谷岬を結ぶ直線より東側陸上とする。

3. 結果と考察

図1に、2016年8月16日~8月31日の北海道東部 の降水特性を示す。8月23日までの期間前半には北海 道付近に停滞前線が存在し、台風第7号、第11号、第 9号が南海上から上陸した。8月26日には寒冷前線の 通過、31日には台風第10号の東北地方横断に伴う雨が それぞれみられる。再現実験はこれらの降水の時系列 をよく捉えている(図1a)。いずれの降水イベントに おいても、温暖化時、降水強度が増加する(図1b)、 一方、降水面積は減少する傾向にあった(図1c)。

解析領域の鉛直気流の高度別99パーセンタイル値に 31000 よると、特に8月23日までの前半、温暖化実験で強い⁹³000 上昇気流が現れている(図2)。期間中、道東南東地点 における対流の発達しやすさの指標である対流有効エ ネルギー (CAPE) は、再現実験の約1000J/kgから温暖

化時には約 2000J/kg に増加し、また雲頂高度の指標と なる浮力がなくなる高度 (LNB) も約 10km から 15km 近くに上昇していた(図3)。

温暖化時、気温の上昇幅は高度を増すにつれて大き く平均的な成層状態は安定化する。擬似温暖化実験に おいてもこの差分が加えられているため、大気成層状 態は再現実験より安定化する。しかしながら、8月23 日までの期間前半、両実験で北海道付近の中上層には 断続的に寒気の流入がみられた(図示せず)。このとき、 地上付近の気温・水蒸気量ともにそれぞれ4度及び 3.5g/kg前後上昇している温暖化実験で、より背の高く 強い対流が発達し、強い雨をもたらしたと考えられる。



図1 北海道東部の降水特性。a)領域平均降水量(mm, 灰: AMeDAS、 黒破線: 再現実験、赤実線:擬似温暖化実験)、b) 雨量強度 (mm)、c) 全 解析領域に対する降水域の占める割合 (%)。



参考文献: [1] Kanada et al. 2017, SOLA, 13, 246-251.

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及び住友財団の助成を受けた。

強 El Niño 年(1997/2015 年)の北太平洋の熱帯低気圧活動環境場の相違

*石山尊浩・佐藤正樹(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

El Niño 現象は、環境場への影響を通じて、熱 帯低気圧(TC)活動に影響を与える。例えば、Wu et al. (2012)は北西太平洋の TC 発生に大きく関 わるモンスーントラフ(MT)と ENSO との関連を 調べている。その結果、El Niño 時はより東方へ MT が伸び、逆に La Niña 時には MT の伸びが短 くなることを示した。El Niño に伴う東太平洋の 海面水温 (SST)の昇温以外にもインド洋や Pacific Meridional Mode(PMM; Chiang and Vimont 2004)による北東太平洋中緯度域の SST の昇温も TC 活動の環境場に影響を与える。Zhan et al. (2011)は、インド洋の SST の昇温によって 北西太平洋の TC 発生数が減少することを示し、 その原因は MT の弱化であるとした。

本研究では、強い El Niño が発生した 1997 年 と 2015 年の北太平洋における TC 活動の環境場 の差異の原因を明らかにする。両年とも、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。しかし、Murakami et al.(2017)は、1997 年より 2015 年の方が鉛直シア ーが弱く TC 活動に好都合な場であったことを示 し、PMM との関連を示唆した。石山・佐藤(2017) は、両年の北太平洋の TC 活動の差異の原因は、 MT や鉛直シアーの環境場の差異がなぜ生じた かは明らかでない。そこで本研究は、強い El Niño 現象が発生していた 2015 年と 1997 年の北太平 洋における TC 活動の環境場の差異の原因を明ら かにするために、インド洋と PMM 領域の SST 変 化に着目した感度実験を行った。

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。積分期間は 46 ヶ月間 で、解析には前半16ヶ月間を除いた30ヶ月間を 用いた。大気の初期値は JRA-55 の 2015 年 7 月 1 日 00UTC を用いる。ŚST のデータは NOAA OI Sea Surface Temperature V2 の月平均データ を用いた。感度実験は 2015 年 7 月の SST の内、 PMM 領域(北緯 10~45 度、西経 110~180 度)と インド洋(南緯 5~30 度、東経 30~140 度&南緯 5 度~北緯 30 度、東経 30~100 度)をそれぞれ気 候値に置き換えた PMMclm 実験と INDclm 実験、 PMM+El Niño 領域(南緯5度~北緯5度、西経 80 度~東経 160 度&北緯 10~45 度、西経 100~ 180 度)だけ 2015 年 7 月 SST を置き、それ以外 の領域は気候値(1982~2011年の7月SST平均) にした PMM+El Niño real 実験と El Niño 領域 (南緯5度~北緯5度、西経80度~東経160度) だけ 2015 年 7 月 SST を置き、それ以外の領域は 気候値にした El Niño real 実験を行った。また PMMclm 実験と INDclm 実験の比較対象として、 2015年7月SSTを用いた2015年実験も行った。

3. 結果

2015 年実験と PMMclm 実験・INDclm 実験を それぞれ比較した結果、PMM 領域とインド洋の SST が暖かい方が北西太平洋は高気圧偏差を示 し(図 1a,b)、モンスーントラフが弱化することを 示した(図 2a,b)。また、北東太平洋では PMM 領 域が暖かいと低気圧偏差になり(図 1a)、鉛直シア ー(200hPa – 850hPa)が弱くなること(図 3)を示 した。強 El Niño 時の PMM が北西太平洋の環境 場に与える影響を調べるために、PMM+El Niño real 実験と El Niño real 実験を比較した。その結 果、前述した結果と同様に、PMM 領域が暖かい と北西太平洋は高気圧偏差を示し、MT が弱化す ることがわかった。

4. まとめ

本研究は、強い El Niño 現象が発生した 2015 年と 1997 年の北太平洋における TC 活動の環境 場の差異を明らかにするために、NICAM を用い てインド洋と PMM 領域に着目した感度実験を 行った。その結果、インド洋が昇温すると北西太 平洋は高気圧偏差を示し、MT は弱化することが わかった。PMM 領域が昇温すると北西太平洋は 高気圧偏差と MT の弱化、北東太平洋は低気圧偏 差と鉛直シアーの弱化を示すことがわかった。



図 1:海面気圧の差。(a)は 2015 年実験と PMMclm 実験の差、(b)は 2015 年実験と INDclm 実験の差 を表す。



図 2:850hPa 高度場の東西風の差。(a)は 2015 年 実験と PMMclm 実験の差、(b)は 2015 年実験と INDclm 実験の差を表す。



図 3:2015 年実験と PMMclm 実験の鉛直シアー の差。

<主な参考文献>

Chiang and Vimont 2004, J. Climate doi:10.1175/JCLI4953.1.

石山・佐藤 2017, 2017 年度秋季気象学会 D455 Murakami et al. 2017, J. Climate doi:10.1175/JCLI-D-16-0424.1.

Wu et al. 2012, Mon. Wea. Rev doi:10.1175/MWR-D-11-00078.1.

Zhan et al. 2011, J. Climate doi:10.1175/JCLI-D-10-05014.1.

270 メンバーのアンサンブル計算で得られた急発達開始前の熱帯低気圧の構造変化

宮本 佳明 ^{1,2}, David S. Nolan¹ 1: University of Miami, 2: 理研

1 背景

強い強度を持つ熱帯低気圧 (Tropical Cyclone: TC)の多くが、その生涯に一度は急激に発達する過 程 (Rapid Intensification: RI)を経験する (e.g., Kaplan and DeMaria 2003)。RI は、TC の強度予報の 精度向上に重要であるため、近年特に盛んに研究され ている。一度 RI が始まれば強い強度まで発達するた め、RI が開始するメカニズムの理解が重要になる。

これまでに多くの研究が、観測データや数値計算 結果を用いて調べてきたが、事例が限られていたり して普遍的なメカニズムは分かっていない。例えば Miyamoto and Takemi (2013, 2015; MT13, MT15) は RI の開始機構を提案したが、鉛直シアーが弱い時 のみを扱った。また、他のモデル研究も個々の TC に のみ注目してきた。一方で観測研究では多くの TC を 扱うものの時空間的に連続なデータを得ることが難 しい。そこで本研究では、様々な環境下で TC の計算 を行って RI 前の構造変化を明らかにする。

2 270 メンバーのアンサンブルシミュレーション

非静力学モデル WRF (Skamarock et al. 2008) モ デル V3.7.1 を用いて、初期に与える渦の強度・最大 風速半径、背景風の鉛直シアー、背景の一様風速の4 つのパラメータを現実的な範囲で変化させた 270 メ ンバーのアンサンブルシミュレーションを行った。3 重 nest の計算領域を用意し、格子幅は 18, 6, 2 km で、格子点数は 480 × 190, 192 × 192, and 180 × 180 として、144 時間の積分を行った。実験設定の詳 細は Miyamoto and Nolan (2018) を参照されたい。

3 結果

図1は、アンサンブル計算の結果得られた TC 強 度(高度2kmにおける角度方向平均した接線風速の 最大値)の時間変化図である。計算期間内で RI する /しないメンバーが多数計算された。lifetime 最大強 度の頻度分布を見ると、非常に強くなるグループと 弱いままのグループに分けらており、これは観測結果 (Lin et al. 2016)と整合的である。

RI メンバーのみの統計として、各変数の RI 開始 前後の時間変化を図 2 に示す。強度は RI 開始と共に 急激に増加しており、RI 期間が上手く抽出されてい ることを示す。最大風速半径 (RMW) は RI の約 10 時間前から減少、RI 後 10 時間程度で一定に達する。 高度 8 km と海面の中心の差として定義した tilt 度合 Δx_c^* は約 24 時間前から減少している。軸対称度 γ も 約 12 時間前から増加し、下層相当温位 θ_c^* は絶えず増 加傾向にある。最大収束半径も増加傾向で、RI 開始 時には RMW に接近していることが分かる。これら は定性的に、シアーが弱い時の結果 (MT13, MT15) と整合的である。

4 RIの生じやすさを表す無次元パラメータ

上の結果から、RIの生じやすさを表す無次元パラ メータを構築した。MT15 で提案した Ro 数に加え



図 1: (a) アンサンブル実験の最大風速の時系列図。(b) 最大強度の頻度分布図。黒が RI、灰色が RI しなかった ケース。



図2: アンサンブル実験における RI 開始前後の (a) 最大 風速、(b) 最大風速半径、(c) tilt 度合、(d) 軸対称度、(e) 下層相当温位、(f) 最大収束半径の時間変化。

て、渦の直立しやすさを表すパラメータを提案した。

$$\Upsilon \equiv \frac{\gamma}{\Delta \mathbf{x}_c^*} \frac{\Delta \theta_e^* \zeta}{\Delta V_b^*} \tag{1}$$

ここで、 ζ は高度 2 km での鉛直相対渦度、 $\Delta \theta_{\epsilon}^{*}$ は 無次元化した RMW と半径 250 km での相当温位の 差、 ΔV_{b} は高度 2 と 8 km の鉛直シアーを表す。 $\Upsilon を$ 用いると、次の 24 時間で RI が生じることを、より正 確に予測することができることが示された(図略)。

5 まとめ

様々な環境下で発達する TC の RI 開始前の構造変 化を調べるため、270 メンバーのアンサンブルシミュ レーションを行った。その結果は、定性的にシアー無 しの既往研究と整合的であった。また、RI 開始前に 渦の鉛直構造が直立しており、渦の直立は alignment では無く対流性の運動に伴って生じることが分かっ た。以上の結果から、RI の生じやすさを表す、既往 研究で提案したロスビー数に渦の直立の効果を表す 無次元数をかけ合わせたパラメータを提案した。

参考文献

Miyamoto, Y., and D. S. Nolan, 2018: Structural Changes Preceding Rapid Intensication in Tropical Cyclones as shown in a Large Ensemble of Idealized Simulations, *J. Atmos. Sci.*, in press.

現業数値予報での観測データ利用の高度化: 2017年成果報告

 *本田有機、石川宜広、計盛正博、大和田浩美、太田行哉、平原洋一、下地和希、 幾田泰醇、亀川訓男、村上康隆、守谷昌己、岡部いづみ、安井拓也 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁の現業数値予報システムでは、予報モデルの 初期値を作成するために地上気象観測からひまわり 8 号などの気象衛星まで様々な観測データを利用してい る。本講演では、2017 年に実施した現業数値予報にお ける観測データの利用に関する改良について報告する。 詳細は、気象庁(2017)を参照頂きたい。

局地解析での晴天衛星輝度温度及び衛星土壌水分 量プロダクトの利用開始(2017年1月26日)

局地解析に新たに変分法バイアス補正を実装し、既 にメソ解析に同化されている、ハイパースペクトル赤 外サウンダを除く晴天域の衛星輝度温度データ¹の利用 を開始した。また、GCOM-W 搭載 AMSR2 及び Metop 搭載 ASCAT から推定された土壌水分量プロダクトを、 累積分布関数 (CDF) マッチング手法と変分法バイア ス補正を適用して利用を開始した。

全球解析での新規衛星データの利用開始(2017年 3月29日)

米国の極軌道気象衛星 Suomi-NPP 搭載のマイクロ波 サウンダ (ATMS) は、対流圏の気温及び水蒸気に感度 の高いチャンネルを、同衛星搭載ハイパースペクトル 赤外サウンダ (CrIS) は対流圏上部から成層圏の気温 に感度の高いチャンネルの利用を開始した。また、米 国の極軌道気象衛星 DMSP 搭載のマイクロ波放射計

(SSMIS) については、新たに対流圏中・上層の水蒸 気に感度の高いチャンネル(183GHz帯)の利用を開始 した。

メソ・局地解析での地上 GNSS 観測データの利用方法の改良(2017 年 7 月 6 日)

メソ・局地解析では、国土地理院から入手している 地上 GNSS データから算出した可降水量を利用してい るが、大気遅延量として利用出来るように改良した。 今後、海外(韓国)のデータや海上の船舶のデータの 利用を検討する。

5. 全球解析での GNSS 掩蔽観測データの利用方法の 改良(2017 年 7 月 25 日)

熱帯の成層圏のグロスエラーチェックの閾値を見直 し、従来よりも多くの掩蔽観測データを利用するよう 改良した。また、観測データの品質を考慮して対流圏 の観測データの利用を一部中止する改良²等を実施した。

金球解析での米国現業静止気象衛星プロダクトの 利用停止(2018年1月8日)

米国の次世代現業静止気象衛星 GOES-16が、GOES-E として 2017 年 12 月 18 日に運用を開始した。GOES-13 は 2018 年 1 月 8 日をもって運用を停止した。GOES-16 の観測データからは大気追跡風 (AMV) や晴天輝度温 度 (CSR)の正式プロダクトが配信されていないため、 GOES-E の当該プロダクトの利用を一時的に停止した。

7. 2018年の開発計画

メソ解析を新しい 4 次元変分法解析システム asuca-Var に更新するのと同時に、輝度温度同化に変分 法バイアス補正を導入することを予定している。また、 全球解析では、輝度温度のチャンネル間誤差相関を考 慮するよう改良するとともに、各種観測データの誤差 分散を見直すことを予定している(石橋 2017)。

参考文献

- 気象庁,2017:平成29年度数値予報研修テキスト.気象 庁,155頁.
- 石橋俊之,2017:観測誤差共分散構造の診断とその利用 (3).2017年度日本気象学会春季大会講演予稿集

¹ ひまわり 8 号搭載の可視赤外放射計(AHI)、国立研究開発 法人宇宙航空研究開発機構(JAXA)が打ち上げた水循環変動 観測衛星「しずく」(GCOM-W)搭載の高性能マイクロ波放射 計(AMSR2)、JAXA と米国航空宇宙局(NASA)が共同で打ち 上げた全球降水観測計画(GPM)主衛星に搭載されるマイク ロ波放射計(GMI)、欧州の現業極軌道衛星 Metop や米国の現 業極軌道衛星 NOAA に搭載されるマイクロ波気温サウンダ

⁽AMSU-A) 及びマイクロ波水蒸気サウンダ (MHS)、米国 の地球観測衛星 Aqua 搭載の AMSU-A 並びに米空軍の軍事気 象衛星 DMSP 搭載のマイクロ波放射計 (SSMIS)。

²欧州の極軌道現業気象衛星 Metop-A 及び Metep-B の掩蔽観測 データは高度 8km 以下を、その他の衛星の掩蔽観測データは 高度 2km 以下のデータの利用を中止する。

航空機からの SSR モード S ダウンリンクデータの同化実験(その3)

*瀬古 弘・小泉 耕(気象研究所)、瀬之口 敦・吉原 貴之・古賀 禎(電子航法研究所)

1. はじめに 新型の航空管制用レーダ(SSR モー ド S)を用いると、航空機に個別質問を送ることにより、 個々の航空機の機体の位置・高度や、機上の情報 を得ることができる(ダウンリンク)。多くの機体のダウ ンリンク可能な情報に、真経路角、対地速度、真対 気速度、機首磁方位やマッハ数等があり、これらか ら水平風や気温を求めることができる。ダウンリンク データは10秒毎に得られることから、データ数は非 常に多くなり、離着陸時の航空機からの多数のデ ータは、高頻度・高密度な鉛直プロファイルデータ になる。さらに、SSR モード S のダウンリンク機能は 全国に展開が予定されていることから、集中豪雨や 局地的大雨の実況監視やデータ同化の有効なデ ータになる期待できる。今回は、関東地方を発達し た積乱雲が通過した事例について、電子航法研究 所の実験用 SSR モード S システムで得られた'モ ードSデータ'を同化した結果について報告する。

2. 同化実験の概要 本報告のデータ同化実験に は気象庁の現業メソ解析に準拠した実験システム を気象研究所に移植して実施した。この実験シス テムの数値モデルはJMANHMで、第一推定値を 作成する予報モデルの格子間隔は5kmだが、四次 元変分法の最小値探索は格子間隔15kmで行われ る。同化データには気象庁の現業データに加え、 電子航法研究所(東京都調布市)で観測したモー ドSデータを用いた。モードSデータの水平範囲は、 おおよそ東北~中部地方までで、特に成田空港や 羽田空港の周辺に集中していた。モードSデータの 高度は、気圧をICAOの標準大気(地上気温や気 圧が一定)を用いて高度に変換して通報するため、 ここでは気圧に戻して使用した。モードSデータの 品質を気象庁メソ解析と比較して確認した結果から、 誤差の大きい航空機の上昇速度の大きいデータ、 旋回中のデータは利用せず、バイアスがある気温 は補正して、分散が大きい高度3km以下は利用しな

いこととした。モードSデータは1時間毎に同化し、正 時~10分のデータを正時の値として利用した。デ ータ同化実験には、関東平野を発達した積乱雲が 通過した2015年8月14日の事例を採用した。この事 例では積乱雲やシアラインが羽田空港や成田空港 を通過し、航空機の運航が気象の影響を受けた事 例と考えられる。

3. 同化実験の結果 モードSデータを同化した場合 としない場合の初期値から2時間後の20時の下層 の水平風と降水分布を下に示す。モードSデータを 同化したものの方が、観測に比べやや南側にずれ ているものの、発達した積乱雲を良く再現している ことがわかる。また、19時頃の羽田空港での東風か ら北風への風向の変化を伴うシアラインの通過や、 発達した積乱雲の分布、東風と北東風のシアライン の位置も、より実況に近くになっていた(図省略)。 初期値では、モードSデータの同化により、鹿島灘 からの東風がやや弱くなり、羽田空港付近のシアラ インの位置が実況に近くなっていた。このことが予 測の改善の1つの要因と考えられる。

4. 今後の方針 局所アンサンブル変換カルマンフ ィルタを用い、より高頻度(例えば 10 分毎)に同化 を行ってデータの効果を確認すると共に、データ間 引きの最適な方法についても検討を行う。

参考文献 重冨他, "SSR モードS 監視データを用い た気象予報データの評価解析",第51回飛行機シン ポジウム講演集, JSASS-2013-5158, 2013年11月。

謝辞 本研究の一部は、電子航法研究所と気象研究所 の共同研究「SSR モードS 気象データによる数値予 報の精度向上と航空機の安全運航に関わる気象予測 情報の高度利用に関わる研究」と「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 (代表者:三好建正(理研AICS))の成果です。



2015.8.14 09UTC 初期值 FT=2 (valid: 2015.8.14 20JST)

⁻²⁴⁰⁻

ひまわり8号の赤外輝度温度同化:晴天域同化との比較

岡本幸三^{1,2}、澤田洋平^{1,2}、國井勝^{1,3} 1:気象研究所、2:理化学研究所 計算科学研究機構、3:気象庁

1. 静止衛星イメージャの輝度温度同化の背景

数値予報データ同化では、様々な衛星データが 用いられているが、中でも赤外域の輝度温度は、 最も影響の大きなデータの一つである。例えば、 ひまわり 8 号搭載の改良型ひまわりイメージャ (AHI)を始めとする、静止衛星搭載イメージャ は、水蒸気バンドの輝度温度が主に晴天域で同化 されている。この晴天域輝度温度(CSR)は、対 流圏中上層の水蒸気場の解析や、水蒸気場の移流 情報による風の解析に有効である。そのため、主 要な数値予報センターでは、静止衛星イメージャ の水蒸気バンドの CSR を現業システムで同化し ており、気象庁においてもひまわり 8 号の CSR を2016年3月から現業システムで同化している。

一方、晴天域だけのデータ利用は観測領域が限 られ、また雲などの観測情報が利用できないなど の問題がある。さらに予報精度に影響を与える大 気擾乱域では、雲が存在することが多いため、雲 域も含む全天候域の輝度温度同化は、効果的に予 報精度を改善することが期待される。本研究では、 ひまわり8号に対して、全天候域の輝度温度(ASR) を同化し、CSR 同化と比較しながら、ASR 同化 の効果を調査する。

2. ASR 及び CSR 同化処理

本研究は、数値予報モデルとして気象庁非静力 学モデル (JMA-NHM)、同化手法として局所アン サンブル変換カルマンフィルタ (LETKF)、観測 演算子の放射伝達モデルとして RTTOV を用いた。

ASR 観測データは、AHI の複数のピクセルを 同化システムの分解能に合わせて平均する。この 時、ASR 内の全ピクセルの輝度温度値から計算し た標準偏差から、ASR の非一様性を推

定できる。非一様性が大きなデータ は、モデルによる再現が困難なため、 同化対象としない。さらに観測・計算 輝度温度の差から雲の影響を推定す るパラメータ(Ca)を考案した。Caを 用いて、雲の影響に応じて動的に閾値 を設定するQCや、誤差設定値を拡大 する観測誤差モデルを開発した

$(Okamoto 2017, QJRMS)_{\circ}$

一方 CSR データは、ASR データの うちほぼ晴天ピクセルから構成され るものと定義する。具体的には、輝度温度値が高い、非一様性が小さい、窓バンド間の輝度温度差が小さい、Ca が小さいなどの条件を全て満たすものとする。そして、雲をゼロした RTTOV を用いて同化する。

3. 同化結果

図1はASRとCSRの品質管理後のデータ分布 の例である。CSRはごく限られた領域しか同化で きないのに比べ、ASRはモデルと観測が大きく乖 離した厚い上層雲域などを除いて、広域で有効で あることが分かる。これにより気温や風、水蒸気、 雲の場が広域で修正され、例えば非同化バンドの 輝度温度や CloudSat から推定された氷雲や、 ASR同化時の第一推定値が CSR 同化時より近づ くことが確認できた。これは短時間予報の精度が 改善していることを表している。ただし上述した CSR の選択は過剰にデータを排除している可能 性があるため、気象庁の現業システムで用いられ ている CSR データ及び品質管理処理を導入し、 比較検証している。大会においては、これらの結 果について紹介する。

謝辞:本研究は、文部科学省フラッグシップ 2020 プロジェクト(ポスト「京」の開発)「ポスト「京」 で重点的に取り組むべき社会的・科学的課題」に おける重点課題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」研究の成果の一部 である。また 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(理研 AICS))の支援を 受けた。



図1:2015年9月1日03UTCの解析において利用された(QCでパ スした)CSRデータ(左図)及びCSRデータ(右図)。水平誤差相関 距離を考慮し、ASRは75km、CSRは45km間隔で間引いている。

二重偏波パラメータに関する統計調査

*栗花 卓弥¹, 川畑 拓矢², 山内 洋³, 南雲 信宏², 足立 アホロ² 1: 筑波大学, 2: 気象研究所, 3: 気象庁

<u>1. はじめに</u>

つくば市の気象研究所屋上に設置されている C バン ド二重偏波レーダー (MRI Advanced C-band Solid-state Polarimetric Radar: MACS-POL) は、レーダー送信機に固 体素子(トランジスタ)を採用しているため、送信波の 位相と振幅が安定しており高い時間分解能で高精度な レーダー観測が可能となっている (Yamauchi et al. 2012)。川畑 ほか (2017) では、この MACS-POL が観測 した Kpp から雨水量を算出する方法 (KD) を NHM-4DVar へ実装し同化することで、第一推定値では雨水が 存在しない場においても、解析値では降水が再現され ていることを確かめた。Kawabata et al. (2017) では、散 乱係数を考慮したフィッティングによる観測演算子 (FIT; Zhang et al. 2001) と KD をドイツでの降雨事例にお いて比較し、Cバンドレーダにおけるそれぞれの精度を 検証した。今回は、2014年6月24日午後、東京都調布 市・三鷹市・世田谷区に激しい降雹をもたらした事例 に対し、それぞれの観測演算子の精度評価を試みた。

2. 降雹事例

2014年6月24日午後、東京都調布市一帯は激しい降電 を伴う大雨に見舞われた。この降雹による排水路の閉 塞に伴い、床上・床下浸水の被害が報告された。山内 と足立 (2017)では、MACS-POL が観測した本事例のデ ータから、内部構造の解析、および二重偏波レーダー が可能な予測のリードタイムについて考察が行われ た。反射強度の時間変化より、降雹をもたらした雷雨 は140分継続した長寿命のマルチセルであり、移動速度 が(2.4 m/s)と遅いために、局地的な被害が発生したこ とが明らかになった。また、降雹の約10分前までの位 置をレーダー観測により捉えることができた。これに より、予測に10分程度のリードタイムが存在すること が示唆された。本調査はデータ同化によるリードタイ ム延長にチャレンジする基礎となるものである。

3. 観測演算子

KD と FIT は共通の空間内挿演算子によって観測空間 に投影され、FIT の変数変換演算子は以下である。

$$Z_{H,V} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_W|} (\alpha_{h,v}^2 N_0 \Lambda^{-(2\beta_{h,v})+1} \Gamma(2\beta_{h,v}) + 1)$$
$$K_{DP} = \frac{180\lambda}{\pi} N_0 \alpha_k \Lambda^{-(\beta_k+1)} \Gamma(\beta_k + 1)$$

ここで、H, Vおよび h, vは水平・鉛直偏波である。また、 α, β はフィッティング係数、 λ 、 K_W 、 N_0 、 Λ は、

それぞれ波長、液水誘電係数、intercept parameter、 slope parameter である。これらはモデル予報値を元に 算出される。なお Γ はガンマ関数を表す。

4. 予報実験

本実験では、降雹が発生した時刻へ向けて、前日 23日3時、23日15時、24日3時を初期時刻として NHM による15時間予報をそれぞれ行い、動径ベクトル (RV)、水平反射強度(Z_H)、反射因子差(Z_{DR})、偏波間 位相差変化率 (KDP) と雨水量 (Qr) についてモデル値 を元に算出した。なお初期値、境界値はメソ解析値 を用いた。その後、23日15時から24日15時までの24 時間分の予報値を繋げたデータセットを作成し、ス ーパーオブザベーション (空間内挿)を施したレーダ ー観測値と比較することで品質確認を行った。RVの 予報結果のヒストグラム(図1上)では、5m/s以下の 向かい風が観測全体の4割程度を占めている。これ は、観測値のヒストグラム(図1下)の分布と類似して おり、空間内挿演算子による変換の精度が本事例の RVにおいて確かめられた。しかし、観測では10 m/s を越える風も全体の1割ほど存在するが、モデルの予 報値ではほとんど再現されていない。

今後、FITやKDを用いて、RV以外の要素についても本事例における精度比較を行う予定である。



図 1.23日15時から24時間内の動径風の分布。 上:モデル予報値。下:観測値。

謝辞 本研究は JSPS 科研費 JP17H02962の助成を受けた。

風力発電出力予測の高度化

―モニタリングデータ活用による精度向上―

門倉真二*、野原大輔、大庭雅道、橋本篤、中尾圭佑、服部康男、渡邊武志、平口博丸(電力中央研究所)

1. 序

我が国の政策を背景に太陽光発電(PV)や風力 発電の導入が進んでいるが、これら変動性電源の 占める割合が増えると、電力系統の安定性への影 響が懸念される。そのため、気象予測や数理的な 手法を用いて、PV や風力の発電出力を予測し、 その変動に対応した電力の需給運用計画を立て ることで系統の安定化をはかる研究が行われる ようになった。そのため、電力中央研究所では、 欧州に比べて複雑な地形にある日本のウィンド ファームの発電出力を的確に予測するためのシ ステム NuWFAS-WinPを開発した。風力発電出 力測定データを用いた評価により、本システムが 平均的には所定の精度を得ることを示す一方、稀 に起こる大きな誤差が課題として残った(2006 ~2008 年度 NEDO 事業(前 NEDO 事業))。

2. 風力発電予測システムの改良

2014~2018 年度に、発電出力予測、蓄電を含 む制御、需給運用による計画的な風力発電の利用 を目指す新たな NEDO 事業が立ち上げられ、電 中研、東大、早稲田大などは共同で、系統エリア

(東北や北海道など一般電力会社の供給範囲)の 風力発電出力における急変化(ランプ)に着目した 予測手法の開発を実施している。電中研は、 NuWFAS-WinPをベースシステムとして、その 改良により、予測精度の改善や予測信頼性情報の 付加を目指している(図)。大きな改良項目として は、(1)領域アンサンブルの導入による信頼性情報 あ抽出、(2)自己組織化マップ(SOM)などの導 入による経験的手法の改良があげられる(図1)

2.1 ベースシステム

NuWFAS-WinP は、気象庁の全球数値予報値 (GPV)を気象予報モデル(WRF)、数値流体モデル、 および風車後流モデルを用いて風車レベルまで ダウンスケーリングし、さらに物理モデルで予測 された風速に統計モデルを用いて予測精度を高 め、風車毎の発電出力予測値を得る。また、風車 における測定値に基づき、稼働状況を推定する機 能を備える。

2.2 モニタリングデータによる改良

風車毎の測定値やウィンドファーム総発電出 カなど、モニタリングデータの蓄積を待ち、統計 モデルまで含めた予測の模擬を行った。統計モデ ルは、物理モデル出力から風車における風速を推 定・補正を行う部分と、風速・発電出力を関連づ ける「経験的パワーカーブ」よりなる。図2に、 東北エリア予測のRMSE(上段)とMAE(下段) の精度改善の例を示す。モニタリングデータ利用 有り(実線)では無し(破線)に比べ、いずれの 誤差も30%程度低減しており、その利用の精度向 上における重要性が示された。

謝辞:本研究成果の一部は、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「電力系統出力変動対応技術研究開発 事業」において実施された。

BMSE



2017年3月27日那須雪崩をもたらした低気圧の予測可能性

*吉田聡 (京都大学防災研究所白浜海象観測所)

1. はじめに

2017年3月27日に那須高原で8名が犠牲となった雪 崩は、日本南岸を通過した「爆弾低気圧」がもたらし た急激な積雪の増加が要因の一つと報告されている. 本研究では、アンサンブル数値予報データを用いて、 日本付近で発達する低気圧の予測可能性の統計解析と、 那須雪崩事例で低気圧の予測可能性が降雪をもたらし た水蒸気輸送の予測精度に及ぼす影響を調査した.

2. データと手法

使用したデータは京都大学生存圏研究所にアーカイ ブされている気象庁週間アンサンブル予報 GPVデータ である.時空間解像度は日本付近が水平解像度 1.25° で6時間毎,全球データが 2.5°で12時間毎,アンサ ンブルメンバー数は 2014 年 2 月 26日からは 27,それ 以前は 51 である.統計解析には 2006/07 年から 2015/16 年の11月から4月の12UTC 初期値を 1~8日予報まで 用いた.低気圧の発達指標として,地表気圧の 24時間 局所変化率を緯度 60度で規格化した LDR24[1]を利用 し,LDR24≧1hPa/hを超えるものを爆弾低気圧とした. 予報精度評価のため,気象庁長期再解析データ JRA-55 を比較データとして用いた.

予報精度の評価には、JRA-55 で LDR24 \geq 1 を超えた グリッドで LDR24 \geq 1 となったメンバー数の割合を的 中率、JRA-55 で LDR24<1 のグリッドで LDR24 \geq 1 と なったメンバー数の割合を空振り率、JRA-55 で LDR24 \geq 1のグリッドでのアンサンブル平均 LDR24 と JRA-55 の差をバイアスとして用いた.

3. 爆弾低気圧の統計的予測可能性

LDR24≥1の24時間予報での平均的中率分布を図1 に示す.的中率は北緯40度以北で高く、日本南岸では 低かった.また、4日予報より長い予報時間では、ほと んどの領域で的中率が60%を下回った.的中率の低下 は、予報時間が長くなるにつれて発達率を過少評価す る傾向が要因であった(図2).

4. 那須雪崩の事例

本事例の低気圧は2017年3月26日18UTCに関東の

南東沖でLDR24≧1hPa/hとなり,爆弾低気圧に相当す る発達をした.アンサンブル予報では23日12UTC初 期値まで急発達を予報したメンバーはなく,直前の25 日12UTC初期値の予報でも60%程度であった.この結 果,急激な積雪の増加要因となる那須高原東方からの 水蒸気流入は23日12UTC以降から予報するメンバー が増加した.予報結果の変化が大きかった21日12UTC 初期値と21日00UTC初期値の予報結果を比較したと ころ,低気圧に先行するリッジの発達が弱いと,その 下流での低気圧発達が抑制されることが示唆された. 謝辞.本研究は文科省科研費17K18453の支援を受けた. 参考文献

[1] Kuwano-Yoshida, A., 2014, *SOLA*, **10**, 199-203. HIT RATE(%) of LDR24>=1: FT=24h



2016 年台風第1号による南西諸島及び九州南部のシールド状降水域

形成プロセス

和田 章義, 津口 裕茂 (気象研), 山田 広幸 (琉球大)

1. 概要と目的

2016年台風第1号(ニパルタック)はカロリン諸 島の北緯8.9度、東経144.9度で台風となり、北西 進し、最低中心気圧900hPaに達する猛烈な台風と なった。台風が台湾に接近する中、南西諸島及び東 シナ海は広域にわたって降水域に覆われていた。こ のシールド状降水域は東シナ海にて低圧部を形成し (図1)、後に前線を伴う低気圧へと発達した。

GsMAP(Global satellite mapping of precipitation :http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/index_j.htm) によりこのシールド状降水域の形成起源をさかのぼ ると、台風ニパルタックの北側に形成された外側レ インバンドの外側への伝搬が示唆された。そこで、 このシールド状降水域に関わるメカニズムを解明す るため、領域非静力学大気波浪海洋結合(CPL)モ デルによる数値シミュレーションを実施した。



図1 地上天気図(2016年7月8日00UTC)

2. 方法

数値シミュレーションは、2016年7月4日1200UTC 初期値から120時間実施した。大気初期値・側面境 界値は気象庁大気客観解析(水平解像度20km相当)、 海洋初期値は気象庁海洋客観解析(水平解像度0.5°) からそれぞれ作成した。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。計算 設定の詳細はWada et al. (2017)を参照のこと。た だし積雲対流パラメタリゼーションは今回使用して いない。

3. 結果

CPL モデルの結果は台風中心気圧を高めに予測していたものの(図省略)、台風に伴うレインバンドを 再現した。図1に対応する時刻での数値シミュレー ション結果(図2)から、東シナ海においてシールド 状降水域が形成・再現されている様子が見られる。

図3は図2にある A-B 断面における降水の時間変 化を示す。低緯度から高緯度へ降水域が伝播してい る様子が見られる。これは台風ニパルタックの北側 に形成された外側レインバンドの外側への伝搬に相 当する。シミュレーション結果はまた、東シナ海でラ インバンド伝搬がトラップされることによる降水の 強化(図2)及び低気圧形成後の降水帯の東への移動 が現実的に再現された。本シミュレーション結果は 従来知られている Predecessor Rain Event (PRE) と は異なる台風の遠隔作用と考えられる。



図 2 数値シミュレーションにより得られた1時間豪 水量の分布 (2016 年 7 月 8 日 00UTC)。実線は図 3 の 時系列図を作成した海域を示す。

Prec mm/h (surface)



図3 図2A-B断面における1時間降水量の時系列図。 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 B[JP16H04053]及び基盤研究 C[JP15K05292]の支援を受けた. 参考文献

Wada, A., H. Tsuguti, and H. Yamada (2017) CAS/JSC WGNE Res. Activities in Atm. And. Oceanic Modelling.**47**, 5-24

CNN を用いた台風の強度予測における感度解析

*棚原慎也¹,伊藤耕介^{1,2},山田広幸¹,柴田大河¹,宮田龍太¹ (¹琉球大学大学院 理工学研究科,²気象研究所)

1 <u>はじめに</u>

現在気象庁は台風の強度予報について、全球モデルの結果に補正をかけて行っているが、急発達する台風が増加したことが原因で、中心気圧、および最大風速の予報が困難になってきていると指摘されている(Ito, 2016). そのため、台風強度予測にとって重要な領域を特定する手法を開発することは非常に重要である。

本研究では、画像認識の分野で高い識別精度を示す convolutional neural network (CNN)に、Gradient-weighted Class Activation Mapping (Grad-CAM)を適用することで 台風の予測に重要な領域を可視化することを試みた. これは、従来の数値モデルに基づいた感度解析とは本 質的に異なるデータ駆動型のアプローチである.

2 <u>データと手法</u>

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、2011~2014年に 発生した台風の衛星画像および気象庁ベストトラック データを用いた. 台風の画像はベストトラックから得 た緯度・経度を座標の中心とし、一辺約 3,600km とな るように切り出した.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段階に分類した. 2.2 手法 CNN は, 画像の局所的な特徴抽出を行う畳 み込み層と、局所毎に特徴をまとめるプーリング層を 取り入れることで、台風の形状的特徴を捉えることが できる手法である. 今回は LeNet (LeCun et al., 1998) の改良版を使用した.検証にあたっては、24時間後予 測を 2011~2013 年に発生した台風の衛星画像で CNN のトレーニングし、2014年に発生した台風でテストし た.

また CNN の予測に重要な領域を可視化する手法と して, Grad-CAM (Selvaraju et al., 2017)を使用した. ここではトレーニング後の CNN が 2014 年の衛星画像 で台風の強度クラスの24時間後予測を行う際に適用し, 強度クラス間で予測に寄与する領域が異なるかを検証 した.



図1: CNN の予測が正解した画像.(左)24時間後に"強い"から"猛烈な"強度に発達した台風,(右)"強い"のままだった台風. 点線で囲った部分は CNN の予測に最も寄与したと Grad-CAM が表示した領域である.



図 2: CNN の予測が誤っ た画像. この例では, 24 時間後に"猛烈な"強度 に発達したが, CNN が "表現しない"と予測した 台風.

3 <u>結果と考察</u>

図1にCNNの予測が正解した画像を2例示す. 24 時間後に強度が増大した台風ではGrad-CAMで重要な 領域と示された箇所がレインバンドであった. 一方, 強度が変化しなかった画像では台風の中心付近で感度 が高く,予測に寄与した箇所が違うことがわかる.

図2にCNNの予測が誤った画像を示す.図1(左) と比べ、図2では重要な領域が広いことがわかる.こ れは、図2のレインバンドが見切れており、予測に必 要な情報が欠落してしまった可能性が考えられる.

このことは、衛星画像を見る場合に台風中心付近の 形状そのものよりもレインバンドなどの台風周辺の雲 の形状に注目すべきであるということを示唆している.

4 <u>今後の課題</u>

今回の検証では、CNN のテスト正答率は 60.96%だっ たためデータ数を増やして予測精度の向上を図りたい.

極端豪雨の統計的再現期間の不確実性;高知県の場合

1. はじめに

ここ数年、1 度の豪雨現象が年間総降水量に占める 割合が大きくなってきており、毎年のように短時間 に集中して局地的に発生している。降水現象の原因 は、降水帯や前線、台風と様々であるが、このような 極端現象の予測は難しいのが現状である。本研究で は、予測モデルだけではなく、統計的手法を用いた極 端現象の再現期間の算出について検証していく。

2. データ

本研究では、気象庁の地域気象観測システム (AMeDAS)の観測データ・セットから、高知県内の 降水データを日雨量に積算して用いる。また、気候モ デル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(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、第5次結合モ デル相互比較計画(CMIP5)から現在気候データ・ セット(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。(SI-CAT 気候シナ リオワーキンググループの作成による)

3. Lmoments 法と再現期間

Lmoments 法は、極端現象の累積分布を下記のような一般化極値分布関数 F(x)に一致させるための係数推定法である。

$$F(x) = \exp\left[-\left\{1 - \frac{\kappa(x-\beta)}{\alpha}\right\}^{1/\kappa}\right] \qquad (\kappa \neq 0)$$

藤部(2014)で、これらの係数に地域性があるこ とが述べられているが、ここでは推定される分布関 数の形状と再現期間 T=1/(1-F(x))との関係に注目 する。図1は高知市と本川のアメダスによる年最大 日雨量の分布関数であるが、極値が同程度である一 方で、確率密度分布のピークの値の大きさが異なる。 関数 F(x)から再現期間を算出する際に、推定された 係数のうち、 κ と β を高知県内の自身を含めた8地 中前久美、柴田清孝(高知工科大学環境理工学群)



図1:アメダス地上観測による年最大日雨 量の確率密度分布と推定関数。(上)高知市、

(下) 本川



図2:累積分布関数から計算される再現期。 横軸;年最大日雨量、縦軸;再現期間

点間で平均した値を導入したところ、この関数の形 状の違いが図2のように再現期間の勾配の違いに明 瞭に表れることがわかった。これに対して、8地点の 係数をそれぞれに導入すると、再現期間は8地点の 間のばらつきが大きくなり、分布関数の形状を一部 しか反映していないように見えることもわかった。 参考文献

藤部文昭,2014:日本における降水量の極値パラメータの広域分 布特性.天気,61,81-90

2016年1月18日の南岸低気圧による仙台平野の降雪事例解析

*鈴木健斗,岩崎俊樹,山崎剛(東北大院理)

1. はじめに

宮城県の太平洋に面した仙台平野では南岸低気圧に よって大雪がもたらされることがある。宮城県に南岸 低気圧がもたらす降雪に関しては岡本(1989)が事例解 析を行い、降水粒子の蒸発、融解が気温低下の原因と なり仙台平野に雪をもたらしたことを明らかにしてい る。数値モデルを用いた南岸低気圧の降雪事例解析は 関東平野では多くの先行研究がある一方、仙台平野を 対象とした研究はなくその降雪メカニズムには未解明 な点が多い。

本研究では数値モデルを用いて、2016年1月18日に 仙台平野に大雪をもたらした南岸低気圧について、実 況の検証と共にモデルで降雪が再現可能か調べた。

2. 事例解析をした南岸低気圧の概要

1月17日に東シナ海で発生した低気圧は急速に発達 しながら本州南岸を通過し、18日夜には三陸沖に達し た。仙台管区気象台では18日未明から降雪が始まり午 前10時までに14 cmの降雪を観測し、10時頃に雪が雨 に変わった。しかし、13時ごろに再び雪転しさらに3 cmの降雪を17時までに観測した。仙台平野では未明~ 朝にかけてと、昼過ぎから夕方までの二回にわたって 降雪のピークがある特殊な事例であった。

3. 計算設定

本研究では非静力学モデル JMA-NHM (saito, et.al 2006)を用いた。初期値・境界値にはメソ客観解析を用い17日15時~18日21時を対象に仙台を含む 800km 四方の領域で水平解像度 2km の実験を行い、その結果を初期値境界値として 250km 四方の領域で水平解像度 1km の計算を行った。この実験では雲氷・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。乱流過程は MYNN level3 を用いた。モデルの結果について、気象 庁毎時大気解析の風データ、宮城県内のアメダスデータ(以下、実況とする)と比較を行った。

4. 解析結果

図1に仙台管区気象台での観測値と、同地点のモデ ルにおける気温、風の時系列を示した。総観場と降水 量においては、実況を概ね再現した。(図省略)

4-1 午前の降雪の解析

実況では仙台平野のごく下層に発生した滞留寒気が 海からの温かい東風を防いだ結果、地上気温が低いま ま推移し午前10時頃まで降雪が続いた。一方、モデル では滞留寒気が実況よりも早く消失して気温が上昇し、 仙台平野において雪が雨に早く変わる結果となった。 滞留寒気の厚さはモデルの解析で地上から300m 程度 であり、ごく下層に溜まった寒気が実況とモデルの地 上気温差をもたらしていた。

4-2 午後の降雪の解析結果

実況では 13 時頃から気温が仙台平野内陸部で 0.5℃ 前後に下がり、少し遅れて無風域を形成した。(図省略) 無風域から発散するような風により 15時には仙台平野 のほぼ全域で気温が 0.5℃前後まで降下した。モデルで は16時頃までは北東風が続き山沿いを除き気温が下が らず、雨を主体とするみぞれの結果となった。以上を まとめると、実況では宮城県内陸部に滞留寒気を起因 とする局地的な高気圧が形成され、仙台平野全体の気 温が降下したと考えられる。モデルでこの局地高気圧 が形成されなかった理由は、非断熱過程による冷却、 境界層乱流過程など様々な原因が考えられる。

5. まとめ

本事例では南岸低気圧の通過の際に仙台平野の下層 に局地的な滞留寒気が形成されることが分かったが、 今回使用したモデルの設定では滞留寒気を適切に再現 することは出来なかった。



参考文献

- [1] 岡本利次, 1989: 天気, 36(10), 631-642
- [2] 冨山芳幸, 2001: 天気, 48(11), 811-822

降水観測衛星で捉えた

冬季温帯低気圧に伴う降水システムの3次元構造 *澤田壮弘(筑波大学生命環境),上野健一(筑波大学生命環境系)

1. はじめに

冬季の温帯低気圧は、しばしば本州太平洋側から山 間部にかけ大雪をもたらし社会にも大きな影響が生じ る。地上降水形態は上空の降水システムや上空の降水 形態に依存するが、気象庁の現業レーダのみで広域構 造を同時に把握・予報することは困難である(原、2013)。 2014年3月、GPM(全球降水観測)計画のもと、3次元 的に降水を観測できるDPR(2周波降水レーダ)を搭載し た GPM 主衛星が打ち上げられた。本研究では DPR デー タを用いて、低気圧に伴う降水システムや降水形態の3 次元構造を分析した。

2. 解析データと事例の抽出

GPM 主衛星は、上空約 400km を速度約 7km/s で移動し、 DPR は衛星直下にて、水平分解能 5km、鉛直分解能 125m で、125km の範囲を KuPR、KaPR の 2 周波で観測する。 DPR データのうち以下のプロダクトを利用した。 ① レーダ反射因子の 3 次元分布 (zFactorCorrected)

レーダエコー頂高度の分布 (heightStormTop)

③ 固相・液相といった降水相の3次元分布 (Phase)

AMeDAS や MSM (メソ数値モデル)のデータ、水蒸気画 像などを用いて低気圧の構造を把握した。

対象期間を2014年3月~2017年3月として、温帯低 気圧が原因で関東地方・山梨県のAMeDASのうち1地点 でも降雪を観測し、DPRが低気圧を観測した事例を抽出 した結果、1)2016年1月18日、2)2017年2月9日、 3)2017年3月27日が解析候補日となった。本研究で はそのうち、事例1)について解析した。

3. 結果

DPR が通過した 18 日 9 時における水蒸気画像と低気 圧の位置(図 1a)では、南岸低気圧(L1)と日本海低気圧 (L2)の間に南北に走る乾燥域が見られ、L2 に向かうド ライスロットと確認された。KuPR のレーダ反射因子の 断面(図 1b)から A、B、Cの、3 つの特徴的な降水域に 区分した。領域Aでは、南から暖気を伴うWarm Conveyer Belt (WCB)の上を乾燥空気(DI)が流入し対流不安定に なり(図略)、エコー頂高度が 6km 以上の線状の対流セ ルが発生した(図 2a)。これは、地上寒冷前線とは異な る位置で発生した上空寒冷前線によって形成し、スプ リットフロント(北畠・三井、1998)が生じた。また、 下層の暖気が中部山岳に遮断され山岳やその後面で寒 気が滞留して(図略)、地上降水形態の境界が生じた(図 2b)。領域Bでは、中層に流入した乾燥空気により降水 が蒸発したことで、エコー空白域やエコーを上空のみ 観測した領域が分布した。領域Cでは、下層でCold Conveyer Belt(CCB)が北側ほど発達したことで、大気 の安定度が大きくなり、エコー頂高度が北側ほど低下 した。このように、低気圧の気流系が降水のメソ構造 や降水形態の構造に影響していた。



図1 18日9時の水蒸気画像と低気圧の位置(a)、 レーダ反射因子の鉛直断面図(b)



図2 領域Aのエコー頂高度分布(a)と降水相分布(b)

参考文献

- 原旅人,白山洋平,檜垣将和,氏家将志,2013:2013 年1月14日の関東大雪,平成25年度数値予報研修 テキスト,気象庁予報部,71-89
- 北畠尚子,三井清,1998:スプリットフロントを伴っ た温帯低気圧の総観解析,日本気象学会機関誌「天 気」,45(6),33-43

2016 年台風 10 号と上層寒冷低気圧の間に形成された降水帯の解析

^{*}入江健太(東京学芸大学),佐藤尚毅(東京学芸大学/JAMSTEC)

1. はじめに

2016 年 8 月 29 日,日本海上の上層寒冷低気圧 (Upper Cold Low;UCL)と台風 10 号との間に 降水帯が形成された。2 つの渦の相互作用に関する 研究は Brand (1970)など力学的なものが多く,大 気の現象を扱う事例解析としては,北畠(2002)な どが降水帯を扱っている。本研究でも UCL と台風 10 号との間にできた降水帯を対象にし,降水帯の 特徴から UCL と台風の相互作用についてメソスケ ールモデル(Meso-Scale Model; MSM)のデータ セット(水平格子間隔:5km)を用いて解析を行う。

2. 熱力学場の解析

29日06時UTCにおける850hPa面の相当温位 の分布と水平風の分布を見ると、低気圧に伴う西風 と台風に伴う東風による水平風収束が見られ、相当 温位の水平勾配が東経135度付近で大きくなって 前線を形成している(図1)。また相当温位も345K 以上という大きな値を取っており、これは台風から 吹き出す暖湿な東風によるものである。また北緯35 度における経度-高度鉛直断面を取り、相当温位と 鉛直 p 速度の分布を見ると、東経135度付近で湿 潤中立成層が形成されており、600hPa付近におい て鉛直 p 速度の極大が見られた(図2)。下層での 水平風収束により上昇流が生じ、中立成層を維持し ていると考えられる。このような特徴から、梅雨前 線に類似した構造をもつ前線であることが分かっ た。

3. 前線形成関数による評価

図 3 には前線 $| \nabla_h \theta |$ (相当温位の勾配)と前線形 成関数の発散項と変形項の和を示す。図 1 に見られ た前線の位置と, $| \nabla_h \theta |$ の大きい領域はほぼ一致して いる。また発散項と変形項の合計は解析された前線 との対応が良く,正の値を取っていることから前線 強化には水平風収束が大きく寄与していると考え られる。これにより,前線の形成,維持には低気圧 による西風と台風による暖湿な東風の影響がある ことが示唆された。



図 1 8月29日06時UTCにおける850hPa面の相当温位 [K](等値線)と水平風[m/s](矢印)の分布。等値線 間隔は3Kである。



図 2 8月29日06時 UTC における鉛直 p 速度 [Pa/s] (陰 影) と相当温位 [K] (等値線)の北緯35度での東西鉛 直断面。等値線間隔は4Kである。



図 3 8月29日06時UTCにおける850hPa面の|**∇**_hθ| [K/km](陰影)と前線形成関数の発散項と変形項の和 [10⁻⁷K/km/s](等値線)。等値線間隔は100 [10⁻⁷K/km/s]である。0の値は省略している。実線 が正,破線が負を表す。
気象庁数値予報モデルの日射量予測の再検証

*大竹秀明, 宇野史睦(産業技術総合研究所/気象庁気象研究所), 大関崇(産業技術総合研究所), 山田芳則(気象庁気象研究所)

1. はじめに

現在,太陽光発電システムが大量導入されつつあり, 日本国内でも約 30GW を超える設備が導入量され,さ らに増加する見込みである^[1]。自然エネルギーは天候に よって変動するため,火力発電機などの調整・運転計画 の立案に1 日先〜数時間先の太陽光発電の出力予測を 活用することが検討されている。そこでは数値予報モ デルの利用が有効とされる。気象庁では全球モデル (GSM),メソモデル(MSM),局地モデル(LFM)とい う数値予報モデルを運用しており,2017年12月5日か らは GPV でも日射量予測値の公開を始めた。

気象庁の数値予報モデルは毎年様々な物理過程などの開発,改良が施されているため,予測データの誤差 情報も変化していると考えられる。本研究では、近年の GSM, MSM, LFM の日射量予測値について予測精度の 再検証を行った結果を報告する。本予稿集では LFM の 結果のみ示す。

2. 数値予報モデルと日射データ

LFM (水平分解能 2km) は 2015 年 1 月 29 日に従来 の気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) から次世代非静 力学モデル asuca に更新された。MSM (水平分解能 5km) も同様に 2017 年 2 月 28 日に asuca へ変更され,運用が なされている。検証に用いた全天日射量データは全国 の気象官署のデータ (47 地点)に加え、釧路、熊谷地方 気象台で実施した全天日射量の臨時観測のデータを用 いた。解析期間は 2014 年から 2017 年の 4 年間である。

3. 検証結果

図1は全国の気象官署(47地点+臨時2地点(熊谷,釧路))におけるLFMの日射量予測誤差(RMSE)の月別時系列を示し、2017年(asuca版LFM)と2014年(JMA-NHM版LMF)の比較である。初期値は21,22,23UTCの予測結果のみ示し,評価時間は9-15時とした。両者を比べるとasuca版LFMの日射量予測 誤差が大きく改善している様子は見られず,夏季のRMSEの最大値は170~180W/m²程度ある。

一方で、気象庁資料によると asuca 版 LFM では海上の下層雲などの予測精度改善も報告されている^[2]。そこで、実測の晴天指数(kt)によって天候別に場合分けし、 比較的雲がある場合に注目して、日射量予測誤差を再計算した。図 2 は夏場に下層雲の出現が多いと考えられる釧路地方気象台における RMSE の月別時系列である。ある程度雲がある場合(0.2≦kt<0.4)を抽出し予測 誤差を調べると、2014年(JMA-NHM版)の場合よりも 2017年(asuca版)の場合の方が、特に春季から夏季で は RMSE が低下し、日射量予測が改善している。ある 程度雲がある場合で asuca による雲・日射量予測の改善の可能性が示唆される。

当日の講演では LFM に加えて GMS, MSM の予測 誤差についても議論する予定である。 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。熊谷地方気象台、釧路地方気象台には全天日射量(熊谷においては雲のカメラ観測を含む)の臨時観測にご協力頂いた(期間:2013年9月から2018年3月)。ここに感謝の意を表す。

参考文献

[1] 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

[2] 気象庁、「次世代非静力学モデル asuca」,数値予報課報告・ 別冊第60号,151頁.



図1. 全国の気象官署(47地点+臨時2地点(熊谷,釧路)) における LFM 日射量予測誤差(RMSE)の月別時系列。(a) 2017 年と(b) 2014 年の比較。



図 2. 釧路地方気象台における LFM 日射量予測誤差 (RMSE)の月別時系列で晴天指数 kt が 0.2≦kt<0.4 の範囲 の場合。(a) 2017 年と(b) 2014 年の比較。

ひまわり8号最適雲解析プロダクトの同化実験

大塚道子(気象研),瀬古 弘(気象研・JAMSTEC),林 昌宏(気象衛星センター),

小泉 耕 (気象研)

1. はじめに

ひまわり 8 号最適雲解析 (Optimal Cloud Analysis: OCA) は、観測される放射量から 高速放射伝達モデル計算を用いたインバージ ョン解析 (最尤推定法)により雲頂高度、雲 の光学的厚さや雲粒有効半径などの雲物理量 や雲相を推定する。ひまわり 8 号の性能向上 によって多バンド化、高解像度・高頻度化し た観測データを用いることにより、OCA プロ ダクトは A-train の各種プロダクトとも比較 的よく一致し (Hayashi 2016)、さらに高頻 度・高密度で得られるようになった。

本研究では、OCA プロダクトをデータ同化 に利用し、局地的大雨などのメソスケール現 象の予測精度を向上させることを目的として いる。雲解析データを初期値の改善に用いる 手法はこれまでにも報告されている(例えば、 Wu et al 1995)が、ひまわり8号で得られた 観測データは高頻度で高品質であり、このデ ータを用いればより有効に降水予測が改善で きると考えられる。今回は、OCA プロダクト から疑似湿度データを作成し、気象庁非静力 学モデルに基づく4次元変分法同化システム を用いて報告する。

2. データ選択と同化手法

平成27年9月関東・東北豪雨の期間を含 む 2015 年9月7~9日で、10分ごとの全球 観測から、1 ピクセル解像度(約2km)で OCA プロダクトを作成し、可視チャンネルが利用 できる日中のデータのみを評価と同化実験に 用いた。具体的には、予報モデルや空港に設 置してある地上シーロメータ観測と比較して 評価を行い、あまり発達していない中・下層 の雲が利用可能という結果が得られたことか ら、光学的厚さが50以下の水相と判定された データのみを同化した。今回は、同化インパ クトの可能性をみるための最初の試みとして、 OCA プロダクトの雲頂高度と光学的厚さ、雲 水量を用いて雲底高度を推定し、雲底と雲頂 の間を湿度95%に置き換えて、湿度データと して同化した。

3. 0CA データを用いた同化実験

9 日 00~09 UTC の間に OCA 擬似湿度デー タを同化する 3 時間同化サイクルを 3 回行 い、得られた 09 UTC の解析値を初期値とし て、15 時間の延長予報を行った。OCA の同 化あり (TEST)、同化なし (CNTL) で、両 者の解析値と予報値を比較した。

3 サイクル後の 09UTC の 700hPa の水蒸 気混合比の解析値の差(TEST-CNTL)をみる と (図 1a)、OCA による湿度を同化したこと により、TEST では南の海上を中心に水蒸気 が増加している。図 1b. c に CNTL、TEST の6時間後の3時間積算降水量予報の分布、 図 1d に同時刻の解析雨量を示す。OCA を同 化すると、同化しないものに比べて南関東で の強雨域をより良く表している。しかし、3時 間降水量の各時刻、各閾値でのスレットスコ アでは、全体として CNTL より目立った改善 傾向がみられなかった (図略)。初期実験の結 果から、OCA の同化が降水予報へ与えるイン パクトは示唆されたが、疑似湿度の与え方や データのQC、観測誤差の設定などについて、 今後さらなる検討が必要である。



図 1 (a) 9 日 09UTC の 700hPa 水蒸気混合比の差 (TEST— CNTL), 9 日 15UTC の 3 時間降水量予報 (b) CNTL, (c) TEST, 同時刻の (d) 解析雨量による 3 時間降水量.

3DVAR+IAUを用いた 2015 年 9 月 6 日に首都圏で発生した竜巻の風速場解析

*下瀬健一・清水慎吾・加藤亮平・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

防災科学技術研究所では積乱雲とそれに付随する現 象を「早く」・「速く」 捉えるために、 計算コストが低く リアルタイム解析に適した3次元変分法(3DVAR)を 用いたサイクル解析の研究を行っている。3DVAR は、 解析インクリメントが背景場の気象モデルとバランス していないため、インクリメント付加時のショックが 大きく、 高頻度サイクル解析では精度が低下すること が懸念される。下瀬ら(2015 年秋季大会)は、 3DVAR 解析のショックを低減させるため Incremental Analysis Update (IAU, Bloom et al., 1996, MWR) を 付加し(以後, 3DVAR+IAU),降雹事例において高頻 度客観解析による地上風の精度検証を行い、解析のシ ョック軽減と精度向上を示した。本研究では、竜巻事 例に関して、水平格子間隔 500 m の高解像度・10 分間 隔の高頻度で地表付近の風速の解析を行い. その精度 を検証した。詳細な議論は Shimose et al. (2017, JDR) を参照されたい。

2. 観測データと解析手法

解析に用いた観測データは、国交省が運用している 5 台の X バンド MP (X-MP) レーダーと X-NET の 3 台の X-MP レーダーの反射強度と動径風と、防災科学 技術研究所が首都圏に設置しているドップラーライダ ーの動径風である。背景場は気象庁 MSM を初期値と して気象モデル CReSS によって計算された(水平格子 間隔 500m)。X-MP レーダーとドップラーライダーか ら得られた動径風の観測値は3DVAR+IAUよって、X-MP レーダーによって得られた反射強度はニュートン 緩和法によるナッジングによって、それぞれ 10 分毎に 同化され、解析値によって背景場を更新するサイクル 解析を行った。

解析した事例は2015年9月6日2000から2200LST にかけて首都圏で竜巻による突風被害をもたらした事 例である。被害をもたらした突風は停滞前線上で発生 したメソサイクロンを伴う非常に発達した対流セルに よってもたらされていた。本研究では、これらの対流 システムが首都圏を通過した2015年9月6日1800か ら2400LSTにかけて、以下の3つの実験を行った; 3DVARのみを用いた実験(3DVAR)、3DVARにIAU を付加した実験(3DVAR+IAU)、データ同化を行わな かった実験(CNTL)。

3. 結果と議論

2015 年 9 月 6 日 1800LST から 2400LST における 高度約 1 km での鉛直渦度の最大値の解析値を調査す ることによって,解析されたメソサイクロンとレーダ ー観測により得られたメソサイクロンの比較を行った (図 1)。CNTLでは、メソサイクロンが解析されてい るが,観測の値より大きく,位置も西にずれていた。 3DVARでは、メソサイクロンは解析されているものの, 観測とは似ておらず非常にノイジーな分布となってい た。3DVAR+IAUでは,観測と良く似たメソサイクロ ンが解析されており、その位置も概ね一致していた。

解析値の精度を定量的に検証するため、解析領域内 の気象庁アメダス 87 地点の地上水平風速の観測を用 いて, それぞれの観測点に最も近い解析格子点の高度 10 m での水平風速の平均バイアス誤差(MBE)と根 平均二乗誤差(RMSE)を評価した。3DVAR+IAUの 解析期間全体の MBE と RMSE はそれぞれ 2.1 m s⁻¹ と2.7 ms⁻¹であり、行った実験の中で最も精度が良く なった (CNTL: MBE=2.8 m s⁻¹, RMSE=3.2 m s⁻¹, 3DVAR: MBE=2.9 m s⁻¹, RMSE=3.6 m s⁻¹)。解析期間 を前半3時間と後半3時間に分けて解析すると、CNTL と 3DVAR+IAU の RMSE は解析前半でそれぞれ 2.6 m s⁻¹ と 2.3 m s⁻¹, 解析後半でそれぞれ 3.6 m s⁻¹ と 2.9 m s⁻¹であった。3DVAR+IAU は CNTL と比べて解析 後半で大きな精度の悪化が見られなかった(3DVAR に 対しても同様の結果)。そのため 3DVAR+IAU は最も 精度のよい解析値で,解析後半でも精度を保てること が明らかになった。

謝辞:本研究の一部は、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)によって実施された。利用した国交省X-MPデータは国交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)の枠組みのもとで収集・提供されたものである。



図 1:2015 年 9 月 6 日 1800LST から 2400LST における高度 1.05 km での鉛直渦度の最大値の観測値と解析値。(a): 観測, (b): CNTL, (c): 3DVAR, (d): 3DVAR+IAU。(a)における x 印は突風被害が発生し た地点を示す(Shimose et al. 2017, *JDR*を改変)

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(2) *山田芳則(気象庁気象研究所),川島正行(北海道大学低温科学研究所)

1. はじめに

気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) のバルク微物 理モデルでは、氷相を雲氷、雪、あられの3 つのカテ ゴリーに分類する.近年、雲氷と雪に分類することな しに、より自然に粒子の成長を表現するモデルが提示 されている [1].気象学会 2017 年度秋季大会では氷相 を「雪結晶」と「あられ」の2 つに分類したモデルを 試作し、予備的な実験結果について報告した.雪結晶 のカテゴリーには、ライミングした雪結晶や雪片も含 まれている.試作したモデルについてさらなる改良や 高速化を行い、JMA-NHM に組み込み済みの他の微物 理モデルとの相互比較を行った結果について報告する.

2. 実験に用いた微物理モデルの概要

相互比較に用いたバルク微物理モデルは下記の4つである.a)もともとのモデル、b)Yamada (2016)のモデル、c)bと同じであるが、雲氷と雪のライミング量を予報変数として、これをあられへの変換過程で用いるモデル、d)氷相を雪結晶とあられの2つに分類するモデルで、c)と同じくライミング量を予報変数としている.モデル b-d では、氷晶や雪からあられへの変換は粒子の密度変化に基づいており、単位時間あたりのあられ粒子の生成数でパラメータ化され、あられ生成の調節が容易である.d 以外では氷相カテゴリーは雲氷と雪、あられである.

3. 降雪雲についての数値実験

2014 年 12 月 7 日に低温研で大きなあられが観測さ れた事例と対象にして、水平解像度 0.5 km (鉛直層の 数は60) で400 km x 400 km の領域について実験を行 った(予報時間は6時間). 氷相は two-moment とし、 氷相粒子の粒径分布(逆指数分布)と特性はJMA-NHM と同じとした.境界層モデルは、グレーゾーン対応モ デル (Ito et al. 2015) を採用した. 初期時刻は 12月6日 18 UTC、初期値と境界値には3時間ごとのメソ解析を 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.やや強いバンド状の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は、モデル a-d に よる前1時間積算降水用の空間分布である.いずれの モデルでも図1のバンドに対応するような降雪域が再 現され、しかも降水量の大きさやその空間分布にはモ デル間で顕著な違いは見られない. 地上降水量に占め る雪やあられの寄与についても、あられの降る領域が a では若干狭いこと以外は、特に大きな差は見られな かった.他の予報時間(3~6時間)においても、図2 について述べた特徴と同様の傾向が見られた. 今後は、 他の事例についても比較実験を行い、計算効率や性能



図2 4つの微物理モデルによる予報時間4時間目での前1時間積算降水量 (Valid time:7日午前7時).

の観点から試作したモデルの評価を行う予定である.

<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.

Ka帯レーダーで検出されなかった層積雲の粒径分布の特徴

*村崎あつみ¹・篠田太郎¹・大東忠保²・鈴木賢士³・山口弘誠²・ 山田広幸⁴・川村誠治⁵・坪木和久¹・中北英一² (¹名古屋大宇地研・²京都大防災研・³山口大農・⁴琉球大理・⁵NICT)

1. はじめに

Ka帯レーダーは短い波長の電波を用いて小さな雲粒 を観測することが可能である。先行研究[1]では、Ka帯 レーダーはX帯レーダーより早く積乱雲のファースト エコーを検知でき、局地的大雨の早期探知に有用であ ることが示唆されている。しかし、積乱雲発達前に見 られる目視で確認可能な積雲や層積雲をKa帯レーダ ーは検出できない場合がある。本研究では、雲粒子ゾ ンデによる直接粒子観測との比較により、Ka帯レーダ ーで検出されなかった層積雲内部の雲粒の粒径分布に ついて調べた結果を報告する。

2. 観測方法と解析手法

2017 年 6 月 10 日沖縄県において、雲粒子ゾンデ Hydrometeor Videosonde (HYVIS) と Cloud Particle Sensor (CPS) を用いた直接粒子観測と Ka 帯レーダー との同期観測を行った。Ka 帯レーダーは琉球大学瀬底 研究施設に設置され、ゾンデ方向に向けて 1 分毎に Range Height Indicator (RHI) 観測を行った。17 時 53 分(事例1)と19時16分(事例2)、Ka 帯レーダー から6km 離れた短パルス領域に位置する八重岳(標高 453 m) 山頂付近において、気球に取り付けた雲粒子ゾ ンデ(事例1: CPS のみ、事例2: CPS・HYVIS 連結) を放球した(図1)。層積雲は空一面に広がっており、 雲底が八重岳山頂にかかっていた。

直接粒子観測による雲粒の粒径と数濃度を求めるに あたり、各測器で補正を行った。粒子をフィルムで捕 捉し顕微カメラで撮影する HYVIS では、粒子自身の重 みで広がって捕捉されることを考慮し粒径を補正した [2]。また、近赤外光による粒子の散乱光を受光して粒 子を検出する CPS は、粒子の重なりや多重散乱による 数え落としと、散乱光以外の受光を防ぐために取り付 けた筒による流速の減少を考慮し数濃度を補正した[3]。

3. 結果と考察

Ka 帯レーダーの短パルス領域では、長パルス領域に 比べて距離分解能が高い一方、電波受信感度が低い。 観測では、放球地点に層積雲は検出されなかった(図 2)。HYVIS と CPS によって観測された層積雲(雲底 370 m、厚さ 300 m)の粒径範囲は一致しており、層積 雲下部 3 分の 2 の雲粒の体積平均粒径 (D_m) と最大粒 径 (D_{max}) はそれぞれ 17.5 μ m、30.6 μ m、数濃度は 100 cm³であった(図 3 左)。一方、高度 600 m 以上では、 高度が高くなるにつれて $D_m \cdot D_{max}$ は小さく、粒径分布 幅は狭くなり、数濃度は減少した。

HYVIS から得られた粒径分布(図3右)より等価反 射強度を計算したところ、約-20 dBZ と推定された。こ れは大気や水蒸気、雲による電波の減衰を考慮した放 球地点におけるノイズレベル(-16.6 dBZ)を下回る値 である。したがって、推定値はエコーが確認できない ことと一致する。以上の結果から、Ka帯レーダーは短 パルス領域で、最大粒径 30 μm以下の雲粒の雲のエコ ーを検出できないと考えられる。

謝辞:本研究は、科研費 15H05765 基盤研究(S)及び科研費 16H06311 基盤研究(S)の助成を受けたものです。



図1 Ka バンドレーダー(赤)と放球地点(青)の位置。 円は Ka バンドレーダーの短パルス領域(9 km)を表す。放 球地点(6 km)は短パルス領域内に位置する。



Distance from Ka Radar (km) 図2 事例2における放球時の Ka バンドレーダーによる RHI 観測の反射強度。4~5 km 付近の強いエコーはグランド クラッタである。×印で示した放球地点にエコーは確認でき ない。



図3 事例2における HYVIS(青)と CPS(赤) によって 観測された雲粒の粒径の高度プロファイル(左)と高度 598 m (左図★)において HYVIS によって観測された雲粒の粒径分 布(右)。

参考文献

- [1] Sakurai, et al., 2012, SOLA, 8, 107-110.
- [2] 牛田, 2016, 修士論文, 名古屋大学大学院環境学研究科.
- [3] Fujiwara, et al., 2016, Atmos. Meas. Tech., 9, 5911-5931.

フェーズドアレイ気象レーダによる沖縄海上竜巻の解析

*今井隆翔 · 高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

竜巻とは積乱雲などに伴って発生する激しい気象現 象であり、そのメカニズムの解明には立体的かつ時空 間的に詳細な観測が望まれている。本研究では、高速3 次元観測が可能なフェーズドアレイ気象レーダ

(PAWR)および名古屋大学の KIN レーダを用いて、 2017年5月15日に沖縄で発生した海上竜巻に伴う親雲 の発達過程を解析した。

2. 観測および解析手法

PAWR は NICT 沖縄電磁波技術センターに設置され、 30 秒ごとに 100 仰角の 3 次元データ取得した。また、 琉球大学に設置されている名古屋大学の KIN レーダは 6 分で 14 仰角を観測した。解析に先立ち、KIN レーダ を用いて、特にパルス圧縮に伴うレンジサイドローブ やデジタルビームフォーミングによる仰角方向の Z の 校正について、PAWR の観測性能を評価した。

本研究では、降水の強度を示すレーダ反射強度(Ze) とレーダを中心とする動径速度であるドップラー速度 (V)の2つをパラメータとして解析した。

3. 結果

竜巻発生時は沖縄地方に梅雨前線がかかり、南北方 向に湿度勾配があった。石垣島の高層気象観測より、 地表で東風、高さ1.5km付近で南風、3km付近で西風 と、高度が大きくなるにつれ風向は時計回りに変化し ており、強くはないが渦を形成しやすい環境であった。

ドップラー速度場(V)からは、1535-1546 JST にかけて V の渦のパターンが見られ、それにほぼ対応する 1530-1542 JST においてフック状の Ze のエコーが見られた(図1)。尚、このエコーは PAWR から西南西の方向に約20 kmの距離、KIN レーダから北北西に約20 kmの距離に位置していた。KIN レーダの6分ごとの観測から、図1の降水システムは1506 JST ころに発生し、 18分から24分後にかけて、西端に線状の強エコー域が形成され南へ伸び、フックエコーを形成するとともに、 全体のエコー強度も最大になった。これらのエコーの 南への伸長は、簡易的な2台のドップラーレーダの解 析から、下層では北風成分が出現した領域と対応して いた(それ以外は東風成分を持っていた)。エコー強度 のピークを迎えた後に南に伸びたエコーの先端付近に メソ渦が形成された。PAWRの連続観測から、メソ渦 は2つないし3つ観測され、メソ渦の深さは3つ目の メソ渦発生時(1542 JST)に最大となった。竜巻の目撃 情報の時刻は1545 JST であり、エコーは1600 JST 頃に 消滅した。

4. まとめ

PAWR の連続的な観測により、海上竜巻をもたらし た親雲の発達のプロセスと親雲でのメソ渦の形成と立 体的な構造を明らかにすることができた。さらなる解 析として2台のドップラーレーダによる下層風場の解 析などにより、竜巻発生の環境を明らかにしたい。



図1 KIN レーダで観測された 1542 JST・仰角 2.2 度の Ze(上)とドップラー速度 V(下)。Ze の矢印は フック状のエコーの位置を指す。Vの矢印は親雲の渦 に対応する速度の方向を示す。

高知大学 MP レーダーによる雨量評価の改善

*西井章, 佐々浩司(高知大学理学部)

1. はじめに

高知大学では高知県内に小型 X バンド MP レー ダーによる レーダーネットワークを構築し XRAIN を補完する気象情報の提供を進めている。 そのためには、レーダーネットワークによる最適 な雨量評価の手法を定めることが必要である。前 回の検証⁽¹⁾ではレーダー雨量の過小評価が明らか になり K_{DP}-R 関係の修正を行ったが、いまだ過小 評価の傾向にあった。そこで今回は現状の雨量評 価の問題点の解消を試みた。

2. 解析方法

現状の雨量評価には,偏波間位相差変化率 $K_{DP}(\deg./km)$ と水平反射因子 $Z_{H}(dBZ)$ を用いており, 以下の関係式から降雨強度R(mm/h)を算出してい る⁽²⁾。ただし式中の Z_{H} の単位は (mm^6m^3) である。

 $R=\alpha \times 19.6K_{DP}^{0.825}$ ($Z_H \ge 30 \text{ dBZ}$ カック $K_{DP} \ge 0.3$)

R=0.039×Z_H^{0.619} (上記以外)

 $K_{DP}-R$ 関係式中の α は補正係数であり, $K_{DP}-R$ 関係 の過小評価を改善するために XRAIN で用いられ ている α =1.3 を採用している。現状の雨量評価に よって得られた1時間降水量 R_r について,地上雨 量計の降水量 R_g と比較した結果の一例を図1に示 す。朝倉レーダーはやや過大評価,物部レーダー は過小評価となっている。この原因として以下の 課題が考えられる。

3. 現状の課題

・クラッターの除去

いずれのレーダーもMTI処理をしているにも関 わらずクラッターが多数残っている。朝倉レーダ ーの過大評価にはこれが影響しており、マッピン グによる除去を検討している。

・Z-R 関係の過小評価

*K*_{DP}-R 関係の過小評価がほぼ改善されているが, Z-R 関係における過小評価が見られることから, Z-R 関係を見直す必要がある。以上の課題を解決 した後に再び雨量評価を行い,改善された雨量評 価の結果を報告する予定である。

謝辞

本研究は総務省 SCOPE(165009001)の委託を受けて進められました。

引用文献

- (1) 西井章, 佐々浩司, 2017:日本気象学会関西支 部例会要旨集, 143, pp.6-9.
- (2) Maki, M., S. -G. Park and V.N. Bringi, J. Meteor. Soc. Japan, 83, 2005,871-893.



図1 朝倉レーダーから 0-10km 地点に分布する地上 雨量計との比較結果(上)と物部レーダーの 10-20km 地点に分布する地上雨量計との比較結果(下)

図中の直線は回帰直線,図右上のa,rはそれぞれ 回帰直線の傾きと相関係数を示す。

広角カメラを用いたバルーン軌道速度測定手法の改良

*高野眞一 (東京理科大学理工学部), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部), 小栗大輔 (東京理科大学理工学部),

1. 序論

近年都市部で多発しているゲリラ豪雨を始めとした 異常気象のメカニズムの把握には、接地境界層での熱 や水蒸気の輸送に関わる乱流特性や、風速場の分布を 知ることが重要である.田中ら(2016)¹¹は浮力をもた せた風船の軌跡から風速を同定する手法を開発した. 本研究では、広角カメラを用いることで少ないカメラ で効率的な風速同定を可能とする改良を目的とする. 広角カメラに付随する画像歪みの補正、補正画像によ る位置同定の精度確認、屋外での風速測定実験を実施 したので報告する.

2. 研究手法

(1) 画像の歪み補正と位置同定精度

画像処理ライブラリ openCVを用い魚眼用の歪み補正 アルゴリズムを広角カメラ(GoPro hero5 black)で撮影 した画像に適用した. 歪み係数などのパラメータは Zhang (2000)²⁾の手法を採用した. 写真測量の原理 に基づき,座標が既知の複数の木製ブロックを撮影し, 歪み補正の前後で位置同定の精度比較を行った. また 使用する基準座標の数と同定精度の関係を検討した.

(2) 風速測定実験

2017年12月21日に多摩川河川敷にて広角カメラを 用いて風速測定観測を行った.タイムラプス撮影で得 られた,膨大な数の画像からの風船の画像座標の抽出 は、テンプレートマッチングで自動化した.観測では測 風気球(直径約50 cm)と、市販の小型風船(直径約27 cm) を使用して、風による挙動の変化と追跡領域の違いを 評価した.

3. 結果と考察

(1) 歪み補正と位置同定

複数の木製ブロックを写した画像に対して歪み補正 を行なった.無作為に選んだ画像内の8点に位置同定 を行い,実際の座標との誤差を比較した.結果を図1に 示す.補正前後で,誤差及び標準偏差の減少が確認でき た.そのため歪み補正により広角カメラでも精度よく 位置同定を行えることが確認できた.

(2) 多摩川河川敷観測

配置したカメラのうち中央の4台から得られた風速 の水平成分平均値の高度分布を図2に示す.地表面か ら高さ2mにおける水平方向の風速は超音波風速計を 用いて計測を行った.高度の上昇に連れて風速が増加 しているため、上空に行くに従って地表面摩擦の影響 の減少が示されていると考えられる.また各高度での 風速の標準偏差は、約0.7~1.5m/sであり、超音波風速 計のそれと同等であること、また位置同定精度を勘案 しても、有意な精度で風速を同定できていると言える.



参考文献

- [1] 田中俊洋,仲吉信人:コンピュータビジョンとパイバル観測の融合による新たな風速測定法の開発,水工論文集,2016.
- [2] Zhengyou Zhang: A Flexible New Technique for Camera Calibration, IEEE TRANSACTIONS ON PATTERN ANALYSIS AND MACHINE INTELLIGENCE, 2000.

GNSS 視線遅延量を用いた顕著現象の事例解析

*星野俊介 (高層気象台)・小司禎教(気象研・衛星) 森川博瑛(気象庁観測部)

1. はじめに

従来の GNSS 遅延量データを用いた可降水量解析で は、観測点が受信する GNSS 衛星の全天遅延量の一様 性成分(ZTD)に注目して解析が行われてきた.一方、近 年では衛星ごとの視線遅延量に着目し、その非一様性 をWVI index (以下WVI)としてインデックス化する[1], 視線がスケールハイトを横切る地点を擬似観測点とし て扱い水平分解能の細かい可降水量分布を推定する[2], などの新たなメソ現象の解析手法が提案されている. 本研究では、2017年6月16日に関東地方で発生した落 雷や降雹を伴う事例について、これらの手法を用いて 茨城県南部を中心とした事例解析を行った.この事例 では、関東地方の広い範囲で雷や降雹を伴う活発なエ コーが発生しており、館野でも1655-1730JST にかけて 激しい降水が観測されていた.

2. 手法

遅延量解析には RTKLIB 2.4.2p12 を用いた. モデル関 数は GMF, GNSS 衛星の暦は GFZ を用い, GNSS 衛星 としては GPS に加え GLONASS のデータも利用した. GNSS 観測点は高層気象台,および茨城県南部とその 周辺の GEONET 観測点を対象とした.地上値は 300km 以内にある気象庁の観測点の 1 分値データから距離に よる重み付けを行い内挿したデータを用いた.

RTKLIB では ZTD に加え,水平傾度成分(Z_{grl})と衛星 ごとの残差成分(Z_{res})が解析できる.ただし,解析され た Z_{res} にはアンテナの位相特性や衛星の時計の誤差の 影響が含まれるため,(1)観測点ごとに前日までの過去 4 週間分の残差を平均して求めた位相特性を用いて当 日分の残差を修正,(2)(1)で求めた残差を衛星ごとに平 均して時計ごとの誤差を算出し,(1)の残差を修正,と いう手法で最終的な Z_{res} を求める.WVI は以下の式で 算出される.

WVI = $\sigma(Z_{res}) \times \Pi$

擬似観測点を用いた可降水量分布の推定ではスケール ハイトを2000mとし、衛星の方位角・仰角から擬似観 測点の緯経度を求め、

$$PWV_{p,i} = (ZWD + Z_{grd} + Z_{res,i}) \times \Pi$$

をその地点の可降水量として分布を調べた.ここで ZWD は ZTD から地上気圧から求めた静水圧遅延量 (ZHD)を差し引いた湿潤遅延量,Πは地上気温から推定 した大気平均気温から求められる係数である.

3. 結果と課題

図1に館野における一様性成分から求めた PWV(細 線), WVI(太線), 直近の AMeDAS10 分雨量(灰棒), 周 辺 5x5km のレーダー強度の重み付き平均値(鎖線)の時 間変化を示す.激しい降水が 1655JST に始まっている が、WVIは1620JSTごろ顕著な増加を示しており、降 水の前兆を捕捉できたのではないかと考えられる. 今 回解析に用いた地点中 1mm/h 以上の強度のエコーの通 過が確認された12地点中6地点でエコー通過の40分 程度前に WVI の顕著な増加が認められ, WVI が顕著現 象の予報に寄与する可能性が示された.一方でWVIの 増加とエコー通過のタイミングに時間差がほぼなかっ た地点が3地点あったほか、WVIの増加があってもエ コーの通過が確認できなかった地点があるなど,引き 続き事例の積み重ねによる検証が今後の課題である. 発表の際は擬似観測点を用いた高分解能可降水量分布 もあわせて事例解析の結果を示す予定である.



図1 館野における PWV(細線), WVI(太線), AMeDAS10 分雨量 (灰棒), 平均エコー強度(鎖線)の時間変化

参考文献

Shoji, Y. 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91, 43-62.
 Shoji, Y. et al. 2015, SOLA, 11, 31-35.

雲に着目した気象解説に適するひまわり RGB 合成画像の考案

*高野雄紀 (東京大学大気海洋研究所),

1. はじめに

ひまわりの衛星画像は、気象に関する知識を多く持 たない人にとっても理解しやすいため、テレビやイン ターネットニュースの気象解説では多く利用されてい る. 2015 年 7 月 7 日にひまわり 8 号が運用開始され ると、搭載された計 16 バンドの可視赤外放射計を用い て様々な RGB カラー合成画像を作成できるようにな った.近年提案された True Color 再現画像[1](以下 TR 画像)は、レイリー散乱の効果を補正し、仮想的な緑バ ンドを用いることで、人間の目で見た色合いを「再現」 する. TR 画像は従来のひまわり True Color 画像と比 べてエアロゾルや地表面を明瞭に視認できることから、 黄砂や紅葉、火山の噴煙等の解説に用いられている.

しかし前提知識を持たない視聴者に対して雲に関す る説明をする場合に, TR 画像には不便な点がある:(1) エアロゾルを雲や霧と混同するおそれがある,(2)不均 質な陸面の色(e.g.紅葉)が雲よりも視聴者の注意を引く おそれがある,(3)画像の明るさを強調しすぎることで, 雲の厚さが識別しにくくなる.そこで本研究では, TR 画像の上記の点を克服し, 雲を重点的に表現すること を目的とした, 新たな RGB 合成画像の作成方法として, Green Color RGB 画像(以下 G 画像)を提案する.

2. 提案画像の作成方法

RGB 合成画像は,使用するバンド,各バンドの反射 率の上限値と下限値,色調の補正方法(トーンカーブ) により決定される.

True Color 画像ではバンド1 (0.47 μ m), バンド2 (0.51 μ m), バンド3 (0.64 μ m)をそれぞれ R,G,B に割 り当てるのに対し,G 画像ではバンド3,バンド4 (0.86 μ m), バンド1を R,G,B に割り当てる.エアロゾルに よるミー散乱の影響を減らすため,波長の短いバンド1 を用いていない.また陸面が比較的一様な色にするため,G(緑)に土壌と植生に強く反応するバンド4を割り 当てた.G 画像ではくっきりとした画像を得るため,TR 画像と同様にレイリー散乱補正した反射率を用いる.

G 画像では反射率 0~1 を RGB の輝度の 0~255 に 対応させる. TR 画像は人間の見た目に合わせるため対 数関数により明るさを調整するため、エアロゾルが明 瞭に視認できる一方で、雲の厚さの違いが分かりづら い.そこでG画像ではTR画像と異なる特別なトーン カーブを適用することで、エアロゾルの明るさを抑え ると同時に、雲を表現するレンジを広くとった.

渡邊正太郎 (株式会社ウェザーマップ)

3. 提案画像の特性

G 画像は、地表面・雲・エアロゾルの観点から、雲 を解説する上で下記の特徴を持つ.G 画像では主にバ ンド4を用いたことで陸面がほぼ一様な緑色になる一 方、海面はほとんど黒になる.背景となる地表面の色 が一様なため、場所による雲の有無が把握しやすい. また使用したトーンカーブにより、TR 画像と比較して、 エアロゾルは抑えられ(図 1)、雲の厚さの違いが識別し やすい.本発表では RGB 画像の実例を交えて説明する.



図1 波長 550nm におけるエアロゾル光学的厚さ に対する Green Color RGB 画像と True Color Reproduction 画像の RGB 値. 2017 年 3 月 19 日 15 時の日本付近の海上に対して計算した.

参考文献

 Miller, S., et al., 2016, Bull. Amer. Meteor. Soc., 97, 1803-1816.

クールスポットの暑熱緩和効果に関する実験的検討

*菊池悠馬(東京理科大学大学院理工学研究科),仲吉信人(東京理科大学理工学部)

1. 背景・目的

都市気温の低下といったヒートアイランドの抑制には, 大規模緑地の創出や土地利用の変更,人工排熱の抑制など 大規模な施策が必要であり,自治体レベルでの実施は難しい.一方で近年,冷房の効いた公共施設や商業施設で涼し さを共有する"クールシェア"という新しい取組みが環境 省より提案され,熊谷市などいくつかの自治体で実施され ている.これらは省エネルギーかつ低コストで実現できる ため,予算の限られた地方自治体でも十分実施可能である. 屋外歩行者にとっては,クールスポットを経由し移動する ことで体温上昇を抑制でき熱中症リスクを低減させるこ とが可能である.しかし,クールスポットの配置間隔や設 定温度がもたらす体温低下効果については検討されてい ない.

本研究では、夏季におけるクールスポットへのアクセス 間隔や設定温度が体温抑制とどのような関係があるか検 討する.

2. 実験概要

2016年,2017年の7月~9月にかけ6日間,各日2回(11:00-11:40)(15:00-15:40),東京理科大学野田キャンパスにて 被験者実験を行った.被験者は健康な20代男性4~6名と し,屋外のコースの周回と,空調機器を用いクールシェア スポットと見立てた室内や屋外の日陰での待機を繰り返 す実験を行った.本実験ではクールスポットへの設定環境 と待機回数を可変条件とした.気象値の実験項目は気温, 風速,湿度,放射とし,評価指標として,新標準有効温度 (SET*)を用いた.生理量は深部体温(Teore)と皮膚温度(Tskin) を測定した.これらは熱環境・人体生理計測システム¹⁾ を用い連続的に測定した.さらに温熱感と快適感を心理量 とし,申告の尺度は**表-1**に示す.

3. 結果と考察

(1)心理量への影響検討

図1,図2に実験時の被験者の快適感,温熱感申告,およびSET*の各設定環境ごとの平均値をそれぞれ示し,波線部が屋外歩行時,点線部が設定環境下を表す.被験者は全ての設定環境において,快適感と温熱感共にクールスポットに待機した際は涼しい或いは快適と申告している.また,快適感については,日陰環境下における申告値が一番快適と申告されている.日陰環境下での実験が実施された日のSET*は40℃を超え,一番高い日であったため,SET*の変化はわずかであるが,日陰環境下では涼しいと感じと考えられる.温熱感について28℃と日陰環境下での申告には大きな差が認められなかった.

(2)生理量への影響検討

待機間隔を10分,5分に設定し,23℃の部屋に待機し た際にSET*と深部体温の時系列を図3(a),(b)に示す.網 掛け部は待機時間を表す.10分間隔では深部体温は上昇 傾向にあり被験者1,2はそれぞれ0.3℃,0.2℃上昇した. 一方で,図3(b)の5分間隔では体温上昇が抑制されるか, 低下した.以上より,23℃の設定環境下で5分間隔での 待機を実施すると熱中症リスクの低減につながると考えられる.

参考文献

[1]. 仲吉信人(2016) ラグランジュアン人間気象学,水文・ 水資源学会誌, 29巻, 4号, p.238-250



千葉県谷津干潟周辺における熱環境評価

*河野恭佑・高田峻也・小田僚子(千葉工業大学)・稲垣厚至(東京工業大学)

1. はじめに

都市部において、ヒートアイランド現象による熱 中症リスクは増大している.都市街区内に存在する 水域がもたらす熱緩和効果はこれに対して抑制作用 があると考えられる.高温環境下での熱ストレスを 評価する指標である湿球黒球温度(以下,WBGT) は熱中症対策の一つとして一般的に広く用いられて いる¹⁾.そこで本研究では、都市街区内に存在する 谷津干潟周辺において気象観測を実施し、WBGTを 用いて水域および周辺街区の暑熱環境評価を行った.

2. 観測概要

2017 年 8 月 23 日 12:20~14:50 に,千葉県習志野市 の谷津干潟にて屋外暑熱環境の定点および移動観測 (12:35~13:00)を実施した(図-1).本研究では St.1,2,3 を「干潟周辺」,St.4,5,6 を「住宅街」,St.7,8 を「干潟内」と称することとする.定点観測は気温・ 黒球温度・大気圧・相対湿度を測定し,移動観測は それらに加え,天空写真・前方写真・位置情報・地 表面温度・風向風速を測定した.台車を用いた移動 観測で図-1 に示すルートを矢印の方向に約 1.5m s⁻¹ の速度で走行した.

3. 水域と街区の比較

日中の気温は約34℃と猛暑日に近い熱環境であ ったが、日射強度は時折直達光がみられるものの、 平均して約300Wm⁻²と曇りがちであった。風向は概 ね北西風であり、約2.0ms⁻¹の弱風であった。全定点 観測の時間内平均 WBGT は "厳重警戒"²⁾にあたる 約29℃であり、移動観測ルート内もほぼ同等であっ た.「住宅街」は気温と黒球温度が高く、「干潟周辺」 は湿球温度が高い傾向にあったが、WBGTでは0.1℃ と有意な差は見られなかった(図-2).各地点を細か く見ると、気温は風下にある St.1 において水域から の冷却効果により,他地点より低い傾向がみられた. 黒球温度と湿球温度について各地点の風上環境に着 目すると,水域や植生が多く存在すると湿度が上昇 し, 高層建造物などの遮蔽性の高い構造物が存在す る場合 (風速の低下),黒球温度が上昇する傾向にあ った.しかしながら,上述したように各領域のWBGT を比較すると相違がみられなかったことから、熱ス トレスの観点では,悪化しやすい環境場の特徴を一 概に決定できないことが示唆された.

一方,移動観測結果においては植生が多く存在す る地点では湿度の上昇がみられたが,ルート内の変 化は少なく,それに伴い WBGT との明確な相関が得



図-2 「干潟周辺」と「住宅街」における気象場 の時空間平均値

られなかった. WBGT は水域から遠い(干潟淵から 200m 以上)街区領域において高い傾向にあり,特に 黒球温度や気温に依存していることがわかった.強 い放射環境にある駐車場では気温の上昇はみられた が,黒球温度はそれよりも雲による直達光の遮蔽効 果の方が寄与していた.以上から,熱ストレスの観 点では街区の特性は明確に表れなかった.

<u>4. まとめ</u>

都市街区内の水域である谷津干潟で暑熱環境の気 象観測を実施した結果,気象場は風上領域やその場 の環境に強く依存する傾向にあったが,熱ストレス の変動特性は一概に結論づけることは困難であった.

本稿は初期結果のため、今後はサンプル数を増や し、統計的な解析が必要となる.

謝辞

本研究は科学研究費補助金基盤研究 A(課題番号: 17H01292,代表:神田学)の支援を受けた. 参考文献

- 熱中症予防情報サイト, http://www.wbgt.env.go.jp/, (2018/1 閲覧)
- 2) 日本生気象学会, 2013.

四国南西部の夏季最高気温出現時の気候特性

柴田 清孝、佐井 彩乃(高知工科大学)

1. はじめに

2013 年 8 月 12 日に日本最高気温の 41℃を記録した高知県四万十市の江川崎(アメダス)について 夏季の高温 出現時の特性を日変化(diurnal variation)の気候的な観点から解析した。それ故、対象は瞬間値的な気温の変動ではなく、時別値で表現できる日変動の時間スケールとしての四国南西部における局地循環風まで含めた特性である。

2. 地理的条件

江川崎は四万十川の上流部に位置し、ここで (下流から上流に向かって)北西側の支流の広 見川と東の向きの本流に分かれる。四国南西部 は海の影響が小さいとみなされる内陸のアメダ ス地点は少なく、江川崎、広見川沿いの近永

(愛媛県)、四万十川上流の窪川、下流の中村 がある(図1)。愛媛県西予市の肱川沿いの宇 和も近い内陸部であるが、近永との間にある東 西に伸びる法華津山系のためその局地循環は四 万十川水系地域の循環とは異なると思われる。

3. 日最高気温の頻度

上記の4地点中、最高気温(時別値)は江川 崎と中村が1・2位、そのあと窪川と近永であ るが、両地点ともそれほど暑くはなく、窪川は 最高気温 38.0℃が1度、その他の頻度は38-37.5−37℃の区分けで4と6、近永が最高気温 37.5℃で他に37℃以上はない。江川崎と中村の 頻度分布の比較では(図2)、江川崎は高温頻 度が高い分だけ中村よりテールが伸びている。 出現時間は中村は14時が鋭いピークだが、江川 崎は12~15時のかなり幅広い分布である。



図2. 江川崎と中村のアメダス時別値の日最高気温 (37℃以上)の頻度分布(1976(8)~2017)。



図1. 江川崎を中心とする四国南西部の地形(標 高 500m の等高線)とアメダス地点(〇印)。

4. 日変動のコンポジット

日最高気温の上位日を時間合成することでそ れぞれの地点の平均的な日変動循環を評価する。 図3に中村の日最高気温(時別値)37.5℃以上8 例のセルフコンポジットを示す。ただし、トレ ンドは考慮していないので、近年のケースが多 くなっている。風は個々の風のベクトル平均な のでスカラー平均よりかなり弱くなっている。 この図から、中村では極端に高温になる日は一 日中内陸から北西よりの弱い風が吹き日照時間 は昼間ほとんど毎時1時間かそれに近く、高温 は強い日射加熱を受けた内陸の暑い空気塊によ るものあることを示している。講演では江川崎 の高温日をキーにした他地点のクロスコンポジ ットを含めた局所循環の特性を述べる。



図3. 中村の時別値で日最高気温 37.5℃以上の8ケース についての風と温度の日変動のセルフコンポジット。矢羽 根は 0.5 (m/s)で1本である。風はベクトル平均。

大気乱流による気圧変動の直接測定

*近藤文義,大西歩樹,常川康太,前田論平(海上保安大学校), 山本晴加,塚本修(岡山大学大学院)

1. はじめに

大気境界層内において、風速や気温と同様に、気圧 も乱流変動していると考えられる。気圧変動の測定は 従来から乱流運動エネルギー収支を研究する上で必要 とされてきた[1]。また近年、大気中で増加する二酸化 炭素の最大の吸収源とされる海洋と大気との交換量を 直接評価する渦相関法において、気圧変動を測定する 必要性が指摘されている[2]。

しかし野外における気圧(静圧)変動の測定は困難 とされてきた。その理由は、気圧計が風を受けること により生じる動圧の影響を除去することが難しいから である。しかし、動圧の影響を取り除き気圧の平均値 を検出するために用いられてきた気圧ポートを応用し、 変動値を測定する試みが報告されている[3]。また気圧 の変動要因について先行研究では、大気乱流スケール の熱的な対流渦(対流プリューム)に伴って気圧変動 が生じ、上昇流の場では気圧は相対的に低く、下降流 の場では気圧が相対的に高くなるとされる[4]。しかし これはモデルによる推測であり、観測に基づいて実証 されたものではない。そこで本研究では、気温や風と ともに気圧の乱流変動の直接測定を行い、気圧の変動 要因について考察することを目的とする。

2. 観測方法

本研究の気圧変動の測定には、微差圧計を2種類 (VAISALA 社, PDT101 と Honeywell 社, 40PC001B2A) 用いた。これらは野外に暴露することが出来ないため、 収納箱に収めた本体の感部にチューブの一端を接続し、 もう一端を野外に設置した気圧ポートと接続させた。 また1台の微差圧計は気圧ポートを用いずチューブの



図1 観測風景

ー端を超音波風速計のプローブを利用して鉛直下向き に曝すことで動圧の影響を把握するために用いた。

また気圧ポートは Quad-Disc 型(VAISALA 社, SPH10)とGill型(R.M.YOUNG社, 61002)の2種類 用意した。これら気圧ポートにより取り除かれる動圧 ノイズの差異を考慮し、気圧センサーと気圧ポートの 組み合わせを変えるなどして観測を行った。

観測対象とした地表面は、日射により面が熱せられ ることで直上の空気との温度差が大きくなり、熱対流 渦が顕著に現れることが期待されるアスファルト面上 で行った(図1)。

3. 観測結果

図2に示すように、気圧ポートを付けない微差圧計 により出力される圧力変動は、水平風速が大きくなる と小さくなる、逆相関の関係がみられた。この結果は 微差圧計が動圧の影響を強く受けていることを示して いる。一方、気圧ポートを付けて測定された圧力変動 は水平風速と有意な逆相関はみられず、動圧ノイズが 気圧ポートによって抑えられていることが確認できた。 また2種類の気圧ポートにより除去される動圧ノイズ の差異はないようにみえる。

参考文献

- [1] Elliott, J. A., 1980, Bound.-Layer Meteorol, 2, 476-495.
- [2] Zhang, J., et al., 2011, Agric. For. Meteorol, 151, 70-77.
- [3] Nishiyama, R. T., et al., 1991, Rev. Sci. Instrum, 62, 2193-2204.
- [4] Wilczak, J. M., et al., 1984, J. Atmos. Sci, 41, 3551-3567.



数値モデルで再現された第二室戸台風上陸時の衰退プロセス * 社野 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

強い台風の上陸に伴う衰退プロセスは、地上での強風の持 続時間や強風の影響範囲と強く関連する.しかし、日本のよ うな中緯度域での強い台風の上陸はまれである.そのため、 日本に上陸した非常に強い台風の衰退プロセスはほとんど研 究がない.一方、地球温暖化に伴い、台風の最大強度の到達緯 度が北上する可能性が示唆されている (Kossin et al. 2014; Nature, Tsuboki et al. 2015; GRL).したがって、強い台風 の日本への上陸時における衰退プロセスの研究は台風に伴う 気象災害の予測にとって重要である.

第二室戸台風 (Typhoon Nancy) は生涯最大風速 95 m s^{-1} ,最低中心気圧 888 hPa を記録し,カテゴリー 5 の状態 が 5.5 日継続した非常に強い台風であった (Cerveny et al. 2007; BAMS). この台風は 9 月 16 日,930 hPa という強い 勢力を維持したまま,高知県室戸岬付近に上陸した. その後 強度の衰退が見られたが,日本通過後も 960 hPa 以下という 強い強度で,四国,近畿および北陸地方という広範囲に最大風速 30 m s^{-1} を超える強風をもたらした (気象庁 1967).

本研究では、日本上陸時における第二室戸台風の衰退プロ セスを数値シミュレーションと有効位置エネルギー (APE) 収支解析を通して明らかにする.

数値モデル・実験設定

本研究では CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002; Springer)を用いる. 海陸面温度は Segami et al. (1983; JMSJ)の鉛直 1 次元熱伝導モデル (30 層)によって予報さ れる. 積雲パラメタリゼーションは用いない. モデルは緯度 経度座標で水平解像度は 0.05 度, 鉛直方向は 55 層で下層 ほど解像度が細かくなる (最下層は 200 m)ようにストレッ チングされる (モデル上端は z_T =24.75 km). 積分期間は 1961 年 9 月 8 日 0600 UTC から 16 日 1200 UTC である. 初期値 (海面水温含む)・境界値として JRA55 (Kobayashi et al. 2015; JMSJ)を用いる. また,領域モデルを用いた 長時間積分のため,本研究では CReSS に von Storch et al. (2000; MWR)に基づくスペクトルナッジング手法を水平風 成分に課す. このナッジングは台風の内部コアより 1 桁大き い約 1500 km のスケール以上に限定される.

再現された台風中心気圧の衰退プロセスを調べるために, APE の軸対称成分 (MPE) に対して収支解析を行う. 収支 式は

 $\frac{\partial \text{MPE}}{\partial t} = \text{ADV} + \text{ADIAB} + \text{CONV} + \text{DIABQ}.$

APE は温位の水平平均からの偏差の 2 乗に比例する形で 定義される.右辺は MPE の移流 (ADV), 断熱加熱による MPE の生成 (ADIAB), MPE から APE の非軸対称成分へ の変換 (CONV), 非断熱加熱による MPE の生成 (DIABQ) を表す.台風の中心気圧は中心上層の温度の正偏差 (暖気核) で特徴付けられる.したがって, MPE の収支を調べること で,暖気核強度の時間変化,ひいては中心気圧の時間変化の 要因を明らかにできる.

3. 結果・考察

再現された第二室戸台風はシミュレーション全期間におい て気象庁ベストトラックの解析とよく一致していた(経路誤 差:53 km,強度:図1).次に上陸時の渦構造を比較する.中 心に最も近かった室戸岬測候所での海面更正気圧は,観測と シミュレーションで定量的にほぼ同じ時間変化を示した(図 2).特に観測点での最低気圧の差は約6.5 hPaとよく一致し ていた.これは、上陸時およびそれ以降でのシミュレーショ ンにおける台風構造が観測とほぼ同じであったことを示唆し ている.したがって、この結果を元に上陸時の衰退プロセス が調べられる.

図 3 は上陸後 (16 日 00 UTC から 12 UTC) にかけて台 風中心から 20 km 以内での MPE 収支の鉛直分布である. MPE のピークは高度 10 - 11 km に存在し、ここが暖気核 の中心である. MPE の正味傾向は暖気核のすぐ下層で大き な負、上部で相対的に小さいが正を示している.従って、上 陸とともに地表面気圧は上昇する傾向にある. 収支の内訳 によると、全層にわたって DIABQ が MPE の傾向に正の 寄与、ADIAB が同程度で負の寄与を与える.加えて、MPE ピーク高度の下では CONV と ADV が ADIAB と同程度 で負に寄与している、これらは、台風上陸に伴い壁雲が収縮 し, 壁雲の上昇流が暖気核直下に位置, さらに非軸対称構造 が顕著になったことによる (図略). そのため, 壁雲の上昇流 により DIABQ, ADIAB, ADV が, 壁雲の非軸対称化によ り CONV がそれぞれ大きく MPE の収支に寄与を及ぼした. この結果は、いくつかの先行研究 (例えば、Wu et al. 2009; MWR) で知られるような、上陸後の壁雲の収縮とその上昇 流に伴う断熱冷却 (ADIAB) による中心気圧の衰退プロセス とは異なる. 中でも, ADIAB を相殺する大きな DIABQ は 発達した台風渦による海面からの水蒸気供給によって維持さ れる (図略). これは、強い台風は上陸後の衰退が並みの台風 に比べてゆるやかになる (強風の持続時間が長くなる) 可能 性を示唆している.

謝辞

スペクトルナッジングにおいて行われるフーリエ変換には, 石岡圭一 氏 (京大) によって開発された ISPACK ライブラ リ (https://www.gfd-dennou.org/library/ispack/) が用い られました.



図1 台風 Nancy の中心気圧の時間変化. クロスが JMA ベ ストトラック, 破線が JRA55, 実線が CReSS.



図 3 台風上陸期間における中心から半径 20 km 以内での MPE (左) と MPE 収支 (右) の鉛直分布.

d4PDF 将来 4℃上昇実験の各 SST パターンに対する 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

台風通過頻度の変動は台風の発生数、発生分 布、および発生後の経路のそれぞれが変化する ことに起因している。前報では、d4PDFの将来 4℃上昇実験における台風通過頻度の要因分析 を行い、日本周辺では経路変化の寄与が大きく、 発生地変化の寄与は相対的に小さいことが示さ れた。本発表では、将来の海面水温変化パター ンの違いによって、これらの台風通過頻度の将 来変化の要因に違いが見られるか解析を行った。

2. 方法

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., 2017)のう ち、60kmAGCM による過去実験と4℃上昇実 験データを用いた。北西太平洋における熱帯低 気圧の情報として、Yoshida et al. (2017)が検出 したトラッキングデータを使用した。解析期間 は過去実験(1951・2011 年)と将来4℃上昇実験 (2051・2111 年)である。対象エリアとして日本 周辺を4つのエリアに分割し、それぞれを通過 する台風の通過頻度について、Yokoi and Takayabu (2013)の手法にならって、総発生数 変化、発生地変化、経路変化の影響にそれぞれ 分解し比較した。

3. 結果

表1に、沖縄・奄美エリアを通過する台風の 将来変化とその要因を示す。全てのモデルで台 風通過頻度(F)が減少を示し、その要因として 総発生数変化(C)のマイナス寄与が大きいこと が分かる。また、経路変化(p)は多くのモデルで マイナス寄与を示した。一方、発生地変化(g) は MI と MP でプラスに寄与、HA と MR でマ イナスに寄与し、SST パターンの違いによるば らつきが顕著に見られた。図1に各5°×5°格子 における台風発生確率の空間分布および将来 4℃上昇実験の各 SST パターンによるその将来 変化を示す。発生地変化(g')がプラスに寄与する MI や MP は、台風発生確率の将来変化が北で 増加、南で減少を示す。一方で、発生地変化(g') がマイナスに寄与する HA や MR は、東で増加、 西で減少を示した。このことから、発生地変化 (g')の寄与は SST パターンによって大きく異な ることが分かった。それに対し、経路変化(p') の寄与は SST によらず負を示すものが卓越し た。

参考文献

Mizuta, R., et al., 2017: Bull. Amer. Meteor. Soc. Yokoi, S., and Y. N. Takayabu, 2013: J. Clim., 26. Yoshida, K., et al., 2017: Geophys. Res. Lett., 44.

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。

表 1 沖縄・奄美エリアを通過する台風の将来変化に対す る SST パターンごとの要因解析の結果

	F'	それぞれの項の寄与 (個/年/メンバ)			
モデル名	通過頻度 変化	C' 総発生数変化	g' 発生地変化	p' 経路変化	非線形項
CC	-1.69	-1.35	-0.02	-0.62	+0.3
GF	-1.28	-1.42	+0.18	+0.14	-0.18
HA	-1.55	-0.97	-0.47	-0.43	+0.32
MI	-2.45	-2.41	+0.44	-0.74	+0.26
MP	-1.49	-1.46	+0.31	-0.32	-0.02
MR	-1.47	-1.04	-0.41	-0.25	+0.23
ALL model	-1.65	-1.44	-0.06	-0.34	+0.19



図 1 5°×5°格子における過去実験の台風発生確率の空間分布(陰影:間隔 0.5[%])および将来変化(等値線:間隔 (a)0.4、(b)-(d)0.2[%])。(a)MI、(b)MP、(c)HA、(d)MR

北西太平洋で発達する温帯低気圧構造の統計的特徴 一北西大西洋で発達する温帯低気圧との比較一

*栃本英伍1

(1:東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

温帯低気圧は中緯度の傾圧帯で発達する水平スケール数 千 km 時間スケール数日~1 週間程度の総観規模擾乱で ある。温帯低気圧のライフサイクルにおける低気圧・前線 構造の時間発展の概念モデルは、20 世紀前半にノルウェ ー学派によって提唱され(Bjerknes and Solberg 1922)、低気 圧に伴う寒冷前線が最盛期に温暖前線に追いつき、閉塞前 線を形成するというものであった。一方、1980-90年代に 急発達する温帯低気圧に関する大型プロジェクトや集中 観測が行われ、Shapiro and Keyser (1990)によって異なる低 気圧モデル(以後、シャピロモデルと呼ぶ)が提案された。 このモデルによると、低気圧の最盛期において閉塞前線は 形成されず、低気圧の後面に延伸しながら巻き込む後屈温 暖前線が形成され、それとは分離して寒冷前線が発達し、 全体として T ボーン模様を描くというものである。しか し、このモデルは主に大西洋や北東太平洋で発達する低気 圧を対象とした研究によって提唱されたものである。北西 太平洋においてもシャピロモデルに似た構造を持つ低気 圧が解析されている (Takano 2002; 津村・山崎 2005) が、 北西大西洋と比べて寒冷前線が弱いなどの異なる特徴も 指摘されており、太平洋で発達する低気圧特有の構造を持 つ可能性が示唆される。一方で、個々の事例解析の結果か らは、それが事例に特有のものなのか、北西太平洋の低気 圧に現れやすい特徴なのかを理解することは難しい。また、 北西太平洋と北西大西洋は、黒潮とメキシコ湾流という暖 流の存在という共通点があるが、下層の傾圧場、上層のジ ェットなどの環境場の特徴の違いが低気圧構造に影響す る可能性がある。そこで本研究は、北西太平洋で発達する 低気圧特有の構造を理解するために、北西大西洋で発達す る低気圧の構造との違いを明らかにし、さらに両者の違い と環境場との関係性を理解することを目的とし、JRA-55 を用いた解析を行った。

2. 解析期間と解析方法

解析期間は 1978 年 12 月~2016 年 2 月の冬期 (DJF) で ある。使用したデータは JRA-55 で、水平格子間隔は 1.25 度、時間間隔は 6 時間である。温帯低気圧の客観的抽出に は Hodges (1994, 1995, 1999)の手法を用いた。ある程度発 達する低気圧同士を比較するために発達率が 0.5 Bergeron (Sanders and Gyakum 1980)以上の低気圧を対象とした。ま た、北西太平洋で発達する低気圧を Pacific Ocean Cyclone (POC; 1096 個),大西洋で発達する低気圧を Atlantic Ocean Cyclone (AOC; 843 個)とした。

また、低気圧の平均的構造を比較するために、POC, AOC それぞれのカテゴリーにおいて、各低気圧の中心を重ね合 わせたコンポジット解析を行った。ここで、Key-Time (KT) を発達率が最大の時刻とし、その前後 48 時間(KT-48~ KT+48)の時間発展を調べた。

3. 結果

a. 低気圧経路の特徴

まず POC と AOC の低気圧経路の特徴を述べる。POC は 大陸で発生して太平洋上で発達する低気圧と、海洋上で発 生して太平洋上で発達する低気圧の、大きく分けて2種類 が見られたが、これらは Yoshida and Asuma (2004)によっ て分類された爆弾低気圧 PO-L と PO-O の特徴に対応する。 一方、AOC は大陸で発生し、大西洋上で発達するものと 北米大陸の東岸で発生して大西洋上で発達するものの2 つに大別される。

b. 低気圧構造の比較

コンポジット解析を行った結果、多数の低気圧を平均す ることで構造が平滑化されてしまうものの、AOC と POC でいくつかの異なる特徴が見られた。特に最大発達率を迎 えた後に前線帯の構造に違いが見られ、POC の温暖前線 帯は最大発達後、南東に延伸するような構造を持つのに対 して、AOC は東~北東方向に延伸するような構造を持つ (図 1)。一方、寒冷前線帯の水平相当温位勾配は AOC と 比較して POC の方が弱い傾向があり、寒冷前線が弱いと 指摘した Takano (2002)や津村・山崎 (2005) らと整合的で あった。また、両者の低気圧において、低気圧後面の北西 側で相当温位勾配が強化されるような、後屈温暖前線的構 造が見られた。

c. 環境場の特徴

POC と AOC の低気圧構造の違いと環境場の違いの関連 性を考察するために、低気圧周辺の20日平均の環境場の 特徴を調べた。下層の温度場のコンポジット場を調べたと ころ、AOC の環境場において低気圧の進行方向の等相当 温位線の走向が北東を向いていた。また、環境場の風場の 分布を調べたところ、北東側で下層の風が合流している様 子が見られた。これらのことから、AOC の方がより北東 領域で前線帯を発達しやすい環境場であることが示唆さ れる。一方上層の風場の分布を見ると、POC の環境場にお いてより強い上層ジェットが吹いており、低気圧はジェッ トの強風帯の北側、すなわちより強い低気圧性シア帯を通 過していた。このことは、ジェットが前線をより南東方向 に発達させる傾向を示唆しており(Wernli et al. 1998)、POC と AOC の前線構造の違いに寄与していることを示唆して いる。実際、前線形成関数の分布を調べたところ、風場の 変形に伴う前線発達が POC の南東側で AOC よりも強く なっていた。これらの影響については、詳細な検討が必要 であるが、大西洋と太平洋の環境場の違いが低気圧構造の 違いに寄与することを示唆する結果であると考えられる。



図 1 KT+12時間における (左図) POC と(右図)AOC のコンポジット図。 900-hPa 渦度(陰影; 10⁴s⁻¹) と 900-hPa 相当温位の分布(実線; K)

西シベリア上空 100 hPa の成層圏メタンの季節変動

*杉田考史 (国立環境研究所), 齋藤尚子 (千葉大学), 林田佐智子 (奈良女子大学)

1. はじめに

GOSAT/TANSO-FTS の熱赤外 (TIR) バンドからのメ タン高度分布の導出結果を定量的に評価する目的で、 西シベリアの2地点で行われている航空機観測[1]の領 域に焦点をあて、直接測定によるデータが不足してい る下部成層圏での衛星観測からのメタン測定結果を調 べる。最近の研究では、メタンのカラム平均混合比 (XCH4)を化学輸送モデルにより計算した結果は、モ デル間の成層圏フィールドの違いにより、30 ppb 以上 の XCH4 の違いが生じると報告されている[2]。また、 異なる衛星センサ間によっても高度 10-15km でメタン 混合比に100-150 ppbの違いがあることが示されている [2]。航空機観測からの XCH4 の検証の際に観測より上 のメタンプロファイルをいかに精度良く "拡張" する かについて興味深い解析結果[3]も示されている。この ような背景のもと、最近入手可能となった2つの成層 圏メタンデータセット (MLS と ACE-FTS) を解析する。

西シベリア 2 地点でのメタン季節変動(100 hPa レベル)

Novosibirsk (55°N, 83°E) と Surgut (61°N, 73°E) の 観測緯度範囲におけるリム観測の衛星データを解析し、 これら北半球中・高緯度での季節変動およびデータの バラツキについて調べた。観測頻度は少ないが精度の 高い ACE-FTS が第一候補となるが、北緯 50 度から 65 度に掛けては特定の月に観測があるだけで直接比較は 難しい。そこで成層圏メタンと N₂O の一般的に確立さ れた相関関係を用いて、MLS による N₂O の測定からメ タンを導出した結果 ("derived CH4" とよぶ) [4]を解析 した。このデータセットは 100 hPa レベルより上で適切 であるため、そのレベルのみを解析した。Surgut での 結果を図 1 に示す (解析期間は 2010 年から 2012 年の 3 年間)。Novosibirsk (図示なし)、Surgut ともに春に低く、

秋に高い同様な季節変動を繰り返してる。これはオゾ ン全量などの季節変動と同様に中層大気の子午面循環 で定性的には解釈される。また、Surgut の方が 1200 ppb 以下の低濃度スパイクがより目立つ。特に 2011 年 4 月 に見られる Surgut の低濃度メタンは、この年の北極極 渦との関係から解釈できる[4]。参考までに HALOE 観 測の気候値[5](1991 年から 2002 年の範囲) と、ACE-FTS 観測の気候値[6](2004 年から 2013 年の範囲) も図示 する。ACE-FTS は HALOE よりも高い値となっており、 Surgut においては MLS の平均的な値よりも多少高めで ある。 今後は独 IMK の MIPAS の最新データ版 (V5R_CH4_224)[7]を解析し、西シベリア上空での成 層圏メタンの一般的な振る舞いを、より定量的に特徴 付ける。GOSAT データ検証や GOSAT メタンのリトリ ーバル初期値としても利用したい。



図1 Surgut (61°N, 73°E) の気圧 100 hPa (高度 16 km 付近) におけ る 2010 年から 2012 年までの MLS からの devived メタンの時間変化 (Surgut から距離差 300 km のスキャンのみを抽出)。参考値として HALOE および ACE-FTS による気候値(月平均、緯度範囲 5 度, 60-65°N) も示す。

参考文献

- [1] Sasakawa, M., et al., 2017, JGR, 122, 11261–11273.
- [2] Ostler, A., et al., 2016, Atmos. Meas. Tech., 9, 4843-4859.
- [3] Verma, S., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 6663-6678.
- [4] Minschwaner, K. and Manney, G L., 2014, J. Atmos. Chem., 71, 253–267.
- [5] Grooß, J.-U. and Russell III, J. M., 2005, Atmos. Chem. Phys., 5, 2797–2807.
- [6] Koo, J.-H., et al., 2017, JQSRT, 186, 52-62.
- [7] Plieninger, J., et al., 2016, Atmos. Meas. Tech., 9, 765–779.

日本から UAE 上空の中部自由対流圏で観測されたエアロゾルの特徴

財前祐二、折笠成宏、田尻拓也、郭子仙(気象研究所) 村上正隆(名古屋大学)

1. はじめに

2017 年 8-10 月に UAE において、UAE 降水科学プログラム 「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、名古屋から現地までのフェリーフライト(往 復)において、雲・エアロゾル航空機観測を実施した。この 観測は、熱帯域から温帯域、また、西アジア、南アジア、東 南アジア、東アジアにまたがる広い領域をカバーするもので ある。この発表では、エアロゾルサイズ分布と、透過型電子 顕微鏡による組成分析を中心にtentativeな結果を報告する。

2. 方法

往路の観測は、2017 年 8 月 22 日から 26 日、帰路の観測は 同年 9 月 26 日から 10 月 1 日の期間に実施した。飛行ルート を図 1 に示す。レベルフライトの高度は、約 6km である。航 空機、King Air 200T (ダイヤモンドエアサービス)に、各種の エアロゾル測定器 (TSI SMPS, RION OPC, 電顕インパクタ, DMT CCNC-200, MRI CFDC-INC)、雲粒子センサー (PMS PCASP, FSSP, CAPS, PIP, SPEC CPI, PMS KLWC-5, Nevzorov TWC/LWC, Gerber PVM-100A) 及び気象要素測定器 (TAT, 露点計, Lyman-α, ガス トプローブ)を搭載した。エアロゾルサンプルは、2段式イン パクター (MRI) を用いて、カーボンコートしたコロジオン膜 上に採取し、透過型電子顕微鏡 (JEOL-1400) 及び EDS 分析装 置 (0xford MAX80)を用いて組成分析を行った。

3. 結果

図2に、帰路で測定された、高度5km以上でのエアロゾ ル濃度の経度分布を示す。CCN (過飽和度 0.5%) 及び SMPS 総粒子数濃度(10-400nm)は、東経 90度以西でやや高く、 それより東で少ない傾向が見られた。OPC で測定された総粒 子数濃度(>300nm)はインド上空に当たる東経 80-100度付近 と、東南アジアから東アジアに当たる東経 120度以東で増加 がみられた。電顕による組成分析は、これからであるが、東 南アジアでの高濃度領域では、図3左のように、煤を多く含 んだ液滴状の粒子、バックグラウンド(濃度が安定して低い) 領域では、図3右のように、中和されていない硫酸を示唆す るサテライト構造を持つ粒子が支配的であった。東アジアの 高濃度域では、球形の硫酸塩粒子と有機物粒子が支配的であ った。





図2. 高度5km以上の経度分布, SMPS総粒子(黒実線)、CCN(0.5%SS)数(グレーの細実線)、OPC総粒子数 (ドット)及び高度(太いグレーの実線)。



図3. 透過型電子顕微鏡画像。タイ上空6kmの汚染空気塊(左)とフィリピン上空のバックグラウンド空気(右)。

図1.フライトコース。実線は往路、点線は 帰路を示す。

Contributions of Climate and Human Factors to Aeolian Desertification in Xilingol Grassland

*Wu J., Kurosaki Y. (Arid land research center, Tottori University)

1. Introduction

Aeolian desertification is characterized by wind erosion, which is related to dust emission. It has been identified as a possible cause of the increase in dust emission in Northern China in the 2000s [1]. Chinese government formulated a series of environmental policies to control the development of desertification since 2000. Evaluation of desertification has been studied, however, the quantitative evaluation of the effects of human activities on aeolian desertification still remains uncertainties. The current study is proposed to quantify the relative contributions of climate and human factors to aeolian desertification in Xilingol Grassland.

2. Data and Method



Fig. 1 Administrative map and vegetation map of Xilingol League, Inner Mongolia.

The study region (Abaga-qi) is located in the typical steppe region of Xilingol Grassland (Fig. 1). Meteorological data were extracted from SYNOP reports, containing present weather, wind speed, precipitation and temperature. Data regarding to human activities were from the Yearbook of Xilingol League.

To evaluate aeolian desertification, we proposed an index of erodibility, which is expressed as land surface condition and is defined as the dust occurrence normalized by the occurrence of strong wind. Regression analysis was conducted for quantitative evaluation of aeolian desertification at Abaga-qi.

3. Results and Discussion

The temporal variations of normalized dust occurrence (NDO) and the number of livestock during the period of 1974-2013 is shown in Fig. 2. The values of NDO show an abrupt

increase in 2001-2002. Since then, it shows a generally decreasing trend, although relative high values appear in 2005-2006. It indicates that the land surface condition has become vulnerable to wind erosion during the period of 2001-2013, so that the current study focuses on this period.

To clarify the relative contributions of climate and human factors to aeolian desertification, annual NDO was simply and multiple regressed with precipitation (May-September, Pre), monthly maximum temperature (T) and the number of livestock (LS) in the previous year. Results are shown in the Table 1. Compared those correlations and significant test (P-value), the variation of annual NDO is affected by both climate and human factors (R=0.87, P=0.008), and the most contributive factor is the number of livestock (P=0.018). Benefiting from a 42% reduction of livestock, the value of NDO decreases by about 10% from 2001 to 2013, indicating an improvement of land surface condition. This result suggests that the control of grazing activities is an effective way for desertification restoration in Xilingol Grassland.



Fig. 2 Temporal variation of NDO during the period of 1973-2013 at Abaga-Qi, Inner Mongolia.

Table 1. Ro	egression	models	of aeolian	desertif	fication	index
	~					

	0					
NDO	Pre	Т	LS	Pre+T	Pre+T+LS	
Correlation	-0.64	-0.61	0.55	0.64	0.87	
Significance	0.025*	0.034*	0.066	0.025*	0.008**	
Significant at *5% and **10%				Significance		
confidence lev	rel		Pre	0.226	0.139	
			Т	0.322	0.172	
			LS		0.018**	

Reference

 Chen, Y., and Tang, H., 2005, Land Degradation & Development, 16(4), 367-376.

日本の極端降水量の将来変化に対する力学及び熱力学過程の影響

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

将来気候予測における降水量の増加に対して、地球 温暖化による飽和水蒸気量の増加で説明されること が多い。しかし、短時間降水の場合は収束などの力学 過程の重要性も高まると考えられる。実際、雲解像地 域気候モデルによる日本付近を対象としたアンサン ブル将来気候予測データによると、21世紀末の夏季の 北海道の北西部で極端な1時間降水の増加率が高くな る可能性が示されている(Murata et al. 2017, SOLA)。この降水増加に対しては、温暖化に伴う比 湿の効果よりも、山岳の影響を受けた下層収束の強化 の効果の方が大きかった。ただ、降水増加のメカニズ ムを解析したのは、北海道の北西部のみであったため、 他の地域の状況は不明である。

そこで今回は、日本の他の地域も対象にして極端な 降水量の増加メカニズムを解析した。この際、水蒸気 フラックス収束の温暖化による変化量を力学過程と 熱力学過程に分けて、両過程の寄与を調べた。ただし、 なるべく山岳による収束の影響を受けないようにす るため、海上に解析領域を設定した。

2. データと解析方法

使用したデータは前述の Murata et al. (2017)と同 じで、格子間隔 2km の非静力学地域気候モデル (NHRCM02) による、21世紀末(2076~2096年) を想定した 4 メンバーのアンサンブル将来気候実験 (RCP8.5 シナリオ) 及び現在気候実験で得られたも のである。

極端な短時間降水量を得るために、以下の手順でデ ータ加工を行った。まず、各メンバーにおいて、短時 間降水量(ここでは1時間降水量)をある領域で平均 化した。ここでは、図1のように二つの100km四方 領域を設定した。得られた値(各メンバー20年間分) を大きい値から小さい値の順にソートし、上位データ を抽出(ここでは100個)した。

次に、抽出された極端降水のメカニズムを解析する ため、降水開始時刻における各種物理量を取り出し、 水蒸気フラックス収束などを計算した。なお、鉛直積 算した水蒸気フラックス収束の温暖化による変化量 から、力学過程及び熱力学過程の寄与を見積もる手法 については、Seager et al. (2010), Endo and Kitoh (2014)を参考にした。

3. 結果

上位100個の極端降水を二つのグループに分割した 場合の、力学過程、熱力学過程による水蒸気フラック ス収束の変化量を示す。上位50個の極端降水時には、 どちらの領域においても熱力学過程、力学過程の値が 同程度となっている。一方、少し極端の度合いが下が る51から100番目までの降水時には、二つの領域と も熱力学過程の値の方が大きくなっている。つまり、 この場合は温暖化に伴う水蒸気量の増加の寄与が大 きい。

以上のことから、極端な降水になるほど、温暖化に 伴う収束などの力学過程の変化による降水量増加の 重要性が高まる可能性があると考えられる。ただ、場 所によって状況が異なることも考えられるので、更に 領域を増やして解析を進めていく予定である。

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(テーマ C)のもとで実施された。



図1(左側)設定した二つの解析領域(図中の A, B)。縦横の線はモデル格子の配置を表す(太線、細線はそれぞれ 100, 50 格子毎)。

図 2 (右側) 各解析領域における、領域平均鉛直積算水 蒸気フラックス収束の温暖化による変化量の熱力学成分 (th)と力学成分(dy)。単位として、降水量に換算したものを 用いた。"1_50"及び"51_100"はそれぞれ上位 50 個のデータ の平均、51 から 100 番目までのデータの平均を表す。 *山田 洋平¹・小玉 知央¹・佐藤 正樹^{2,1} 1:海洋研究開発機構、2:東京大学大気海洋研究所

はじめに:近年の計算機性能の向上や気候モデル の精緻化に伴い、気候モデルによる全球の熱帯低 気圧の分布の再現性は向上している(例えば Walsh et al. 2016, WIREs Clim. Change)。しかし地 域的な分布を観測と比較すると、気候モデルに固 有の、あるいはいくつかの気候モデルに共通した バイアスが存在する。例えば北東太平洋の熱帯低 気圧に関しては、モデルの水平格子間隔が細かく なると発生数が増加し、日付変更線を越えて北西 太平洋に移動する熱帯低気圧の増加が確認でき る(Roberts et al. 2015, J. Clim)。同様のバイアス は他のモデルでも確認できる(Kodama et al. 2015, JMSJ(以下 K15 を略す); Wehner et al. 2015, J. CLI)。

気候モデルの熱帯低気圧の分布の再現性のさらなる向上およびバイアスが生じる要因を明らかにすることを目指し、全球非静力学モデル NICAM (Satoh et al. 2014, PEPS)を用いて感 度実験を行った。本発表では地形性重力波抵抗ス キーム (McFarlane 1987, JAS)使用の有無による北東太平洋の熱帯低気圧の振る舞いを報告する。

<u>手法</u>:本研究で用いる NICAM の水平格子間隔は 14km であり、地形性重力波抵抗スキーム以外の モデル設定は K15 に準じる。地形性重力波抵抗ス キームを「使用した実験」と「使用しなかった実 験」をそれぞれ GWD 実験、CTL 実験と称す。対 象事例は北半球で熱帯低気圧の活動が活発だっ た 2015 年 (Collins et al. 2016, GRL)とし、6月か ら 10 月の5ヶ月の10メンバーのアンサンブル実 験を実施した。実験で発生した熱帯低気圧は暖気



図1.熱帯低気圧発生頻度の差の水平分布 (GWD-CTL)。

核等の熱帯低気圧の構造を考慮した閾値を用い たトラッキング手法(K15; Nakano et al. 2015; Yamada et al. 2017)で抽出し、発生位置は閾値が 熱帯低気圧の条件を満足した最初の位置で決定 した。5×5度の領域内で発生した数でその領域 の発生頻度を定義した。

<u>結果</u>:図1にGWD実験とCTL実験でアンサンブ ル平均した熱帯低気圧の発生頻度の差の水平分 布を示す。GWD実験では北西太平洋の西部で減 少、東部で増加した。ベストトラック(Knapp et al. 2010, BAMS)の気候値では、北東太平洋の熱帯低 気圧はアメリカ大陸の西岸に沿って大陸に近い 海域で発生している(例えば K15)。GWD実験の 結果は発生位置が観測の気候値に近づいた。

熱帯低気圧の発生を抑止する東西風の鉛直シ ア(Chan 2007, Tellus A)の大きさを GWD と CTL 実験で比較すると、GWD 実験で発生が増加した 領域では鉛直シアは減少している(図2)。発生 に好都合な環境場と発生の増加が整合的だった。 一方、発生が減少した領域は、鉛直シアの減少(北 側)と増加(南側)の境目に位置しており、鉛直 シアだけでなく他の要因の寄与が示唆される。今 後は地形性重力波抵抗が熱帯低気圧の発生に寄 与環境場との関係を考慮し、議論する予定である。

<u>謝辞</u>:本研究の一部は環境省推進費の支援を受けた。アンサンブル実験は 2016 年度地球シミュレ ータ特別推進課題のもと地球シミュレータを用いて実施した。



図 2.東西風の鉛直シアの絶対値の差の水平分布 (GWD-CTL)。鉛直シアは 300hPa と 850hPa の東西風の差で定義 した。

気象モデル WRF を用いた高知県四万十市江川崎における

日本最高気温のメカニズム調査

*近藤慧史 (東京理科大学理工学部), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部),

1. はじめに

近年,人間活動や地球温暖化に起因すると考えられ る異常気象が頻発しており,特に暑熱環境に関しては 高温化傾向が顕著となっている[1].日本においては 2013年8月12日に高知県四万十市江川崎で日本最高気 温である41.0℃が観測されている.江川崎は猛暑地と しては無名であったが,2013年は40℃を越える気温が 4日連続で記録されるといった極端気象が発生した.こ の猛暑に関して,統計解析による地理的特性の分析や 現地観測など様々な研究がなされてきたが,最高気温 出現当時についての研究は不十分である.本研究は気 象シミュレーションにより41.0℃の日本最高気温の再 現を試み,高温要因を検討することを目的とする.

2. 研究方法

気象モデル WRF を用いて猛暑出現の要因を考察す るため、日本最高気温出現時の潜熱、顕熱および気温 を調査する.初期状態での計算に加え、WRF の地表面 モデルをオフライン計算し、得られた土壌水分量を初 期値として用いて再計算する.

3. 結果と考察

(1) 初期状態における計算結果

図1に、初期状態での計算結果を示す.気温が32℃程 度と観測値に達さず、加熱効果のない潜熱が過大評価 され、多くの地点で顕熱の2倍以上と多量に排出され ていた.ここで、初期値における土壌水分量は 0.319m³/m³であったが、地表面モデルのオフライン計 算による土壌水分量は0.259m³/m³であったため、過大 評価であったと言える.

(2) 土壌水分補正後の計算結果

補正後の計算結果による潜熱, 顕熱の各フラックス, 気温の初期状態の計算結果との差分を図 2 に示した. 潜熱が減少した地域では顕熱が上昇し,気温も1℃程度 上昇が見られたため,地表の熱状態は改善されたと言 えるが,点線で囲んだ江川崎付近では気温の上昇が大 きくは見られなかった.



00 -200 0 200 400 -8 -4 0 4 Heat Flux [W/m²] Temperature [°C]

図2 各要素の補正前との差分

(3) 考察

地表面の熱環境を修正したが江川崎における気温は 上昇しなかったため、他の要因が猛暑により大きく影 響したと考えられる. 850hPa 気圧面における気温の高 層天気図と計算結果の比較をしたところ、計算ではこ の高層気温を2℃過小評価しており、これが地表面の気 温に影響した可能性も考えられる.

4. まとめ

気象シミュレーションにより江川崎における日本最 高気温の再現を試みた.潜熱,顕熱を修正しても気温 が上昇しなかったため,この猛暑には地表面の熱状態 よりも大きな要因があった可能性がある.

参考文献

[1] 異常気象レポート 2014, 2014, 気象庁.

オフライン SiB を用いた積雪の再現性とバイアス補正 *野坂真也 (気象研究所),川瀬宏明 (気象研究所),大泉三津夫 (気象研究所), 佐々木秀孝 (気象研究所),村田昭彦 (気象研究所),

1. はじめに

地域気候モデル(NHRCM)は精度よく気候計算を行 うことができるが、解像度を高くすると多くの計算資 源を必要とする。今研究では陸面モデル(SiB)を NHRCM から離して計算を行い計算資源を節約して積 雪を再現する手法を検討した.また、与える強制力に バイアス補正を施すことでより高い再現性が得られる か調査した.

2. 使用データと手法

JRA-55 からダウンスケールした 20km 解像度 NHRCM をさらに解像度 5km, 2km とダウンスケール した NHRCM05, NHRCM02 を利用した.計算期間は 2001 年から 2016 年の 10 月から 3 月まで計算を行った.

オフライン SiB を走らせるための強制力データは NHRCM05 を NHRCM02 の格子に合わせて内挿して作 成した.

強制力補正は、期間中の平均月降水量がメッシュ気 候値に合うように補正を施した。補正係数決定には 2001 年から 2011 年のデータを使用し、結果の確認は 2012 年から 2016 年のデータを用いた。

結果の比較にはアメダスの日最深積雪深を用いた.

3. 結果

補正を施さないオフライン SiB では再現性が悪くなった(表 1)。NHRCM05 の持つ正の降水バイアスが標高の上昇により積雪バイアスの増加につながったと考えられる。強制力に補正を施した SiB は再現性が向上し NHRCM02 よりも RMSE が小さくなった(表 1)。特に新 潟県など日本海側沿岸部で NHRCM05 の負バイアスを 小さくした結果、再現性が向上した(図 1)。一方で、群 馬県や福島県の地域では負バイアスが現れた。降水量 をメッシュ気候値に合わせ少なくした結果積雪が少な くなった。これは降雪の観測は強風時に捕捉率が悪く なることがあり、メッシュ気候値が実際の降雪よりも 少なく見積もられている可能性がある。このことが積 雪の過小予測の原因の一つになったと考えられる。

表1 2月のバイアスと RMSE(cm)

	バイアス	RMSE
NHRCM05	13	47
NHRCM02	1.6	42
オフライン SiB	27	56
強制力補正 SiB	-14	37



図1 2月の日最深積雪深のバイアス(cm) (上から NHRCM05, NHRCM02, オフライン SiB, 強 制力補正 SiB,)

大会第4日 午前

衛星シミュレータを用いた

気候モデル MIROC の雲場の評価

*堀田陽香, 鈴木健太郎(東京大学大気海洋研究所),

1. はじめに

気候変化を精度よく予測するためには、気候モデル において放射収支を定量的に再現することが必要であ る。しかしながら、MIROC を含む CMIP5 の多くのモ デルは、南大洋や大陸西海岸での雲の日傘効果が弱す ぎる、亜熱帯海上での日傘効果が強すぎるという共通 の雲放射バイアスを抱えている。これらを軽減するた めには、原因となっている雲特性のバイアスを適切に 把握し、その放射影響を定量化することが重要である。

このようなモデル評価にとって、衛星観測データ、特 に近年発達した能動型センサーから得られる雲の鉛直 分布は有用な観測情報を与える。また、こうした衛星観 測量をモデルから導出する衛星シミュレータも開発利 用が進められ、気候モデルと衛星観測を整合的に比較 できるようになってきた。本研究では、これらの新しい ツールを活用して MIROC の雲・放射場のバイアスを 定量的に診断することを目的とする。すなわち、気候モ デリングコミュニティで利用が進む衛星シミュレータ COSP (CFMIP Observational Simulator Package; [1])を用い て、MIROC が再現する現在気候における雲特性及び放 射場を衛星観測との整合的な比較によって評価する。

2. 使用したモデルと衛星観測データ

全球気候モデル MIROC5 [2]を水平解像度 T85、鉛直 40 層の大気大循環モデル AGCM として用いながら、 衛星シミュレータ COSP をオンラインで稼働させて積 分した。その結果を、放射影響にとって重要な雲の特性 (雲量および雲の相)に着目して、衛星観測との比較に よって解析した。MIROC5 は、雲相比率を気温の関数 として診断するのではなく、雲水量と雲氷量を予報す る微物理スキームを採用している。本研究では、このよ うな雲相のモデル表現を観測的に検証するために、 CALIPSO GOCCP v2.X [3]から得られる雲相と雲量の衛 星観測データと比較した。これはライダー光の後方散 乱強度減衰率によって雲を検出し、偏光解消度によっ て雲相を判定するプロダクトである。また、放射フラッ クスの観測データとして CERES-EBAF[4]を用いた。

3. 結果

雲相(水雲か氷雲)の気温依存性は、CMIP5 モデル 間で大きくばらついていることが報告されている[5]。 MIROC5 の気温-雲相関係を観測との比較によって評 価したところ、モデルのオリジナル出力は氷雲の割合 を過大評価する傾向にあるが、COSP を介した解析結果 は観測と概ね整合的であった(図1)。このことは、モデ ルと衛星観測と整合的な比較には衛星シミュレータの 利用が不可欠であることを意味している。この結果は また、MIROC5 の高緯度帯での過剰な短波入射の要因 が、気温-雲相関係よりもむしろ雲量の不足に求められ ることを示唆している。

講演では、これらの雲場のバイアスとその放射バイ アスとの関連について報告する予定である。



図1 気温(横軸)の関数として表した氷雲の割合(縦軸)。

参考文献:

- [1] Bodas-Salcedo, A., et al. 2011, Bull. Ame. Meteorol. Soc.
- [2] Watanabe, M., et al. 2010, J. Climat.
- [3] Chepfer, H., et al. 2010, J. Geophys. Res. Atmos.
- [4] Loeb, N. G., et al. 2009, J.Climat.
- [5] Mccoy, D. T., et al., 2015, J. Geophys. Res. Atmos.

気候シミュレーションにおける積雲対流パラメタリゼーションの役割

*山本孝祐、戸田賢希、渡部雅浩(東大大気海洋研究所)

1. はじめに

全球大気海洋結合モデル (CGCM) では、陽に 表現できない小規模現象の効果をパラメタ化し ており、このパラメタリゼーションの詳細が異 なることが、CGCM 間の違いをもたらしている。 特に、深い積雲対流のパラメタリゼーションは、 赤道波や熱帯気候場の現実的なシミュレーショ ンにとって本質的であると考えられている。

最近、気候フィードバックのばらつきを調べ るために、CMIP5 に参加した 10 の大気大循環モ デル (AGCM) で積雲パラメタリゼーションを用 いずに AMIP 実験が行われた。この実験で気候 平均状態を比較した結果、平均降水分布や赤道 ケルビン波などは積雲パラメタリゼーションを 用いなくても大きく変わらないことが示された (Maher et al. 2018)。そこで、気候シミュレーショ ンにおいて積雲パラメタリゼーションはどうい ったスケールあるいは現象に必須なのかを改め て調べるため、単一モデルで数値実験を行った。

2. 数值実験

東大/JAMSTEC/環境研で共同開発された MIROC5.2 (T85L40, Watanabe et al. 2010) CGCM およびその大気部分 (AGCM) を用いた。 AGCM では、AMIP に準拠して観測される海面 水温 (SST)・海氷被覆および放射強制を与えた 1979~2008 年の 30 年間、CGCM では産業革 命前条件で 40 年間の積分を実行した。どちらも、 標準実験 (CTL) と積雲パラメタリゼーション を除外した実験 (CONVOFF) を行い、降水量 を中心に両者を比較した。

3. 結果

CONVOFF における全球平均降水量を CTL と比べると、変化は AGCM で+5%程度、 CGCM で-0.2%程度とわずかであった。一方、 AMIP 実験における年平均降水量気候値分布で は、熱帯域を中心に地域的に目立つ違いが見ら れた(図1)。CONVOFFでは、インド洋東部、 太平洋西部などSSTが高い地域で降水が増加 し、インド亜大陸上では減少した。

全球平均の降水量は、大気のエネルギー収支 で制約されている。CTL と CONVOFF で大気の 熱収支を調べると、長波放射、短波放射、顕熱に 大きな変化はなく、したがって潜熱=降水量も 変化できなかったことが分かった。すなわち、全 球の水循環は積雲パラメタリゼーションには依 存しないと言える。

地域規模の降水分布の違いがどのように生じ るかを理解するために、凝結加熱を比較した。 CONVOFF では、本来積雲パラメタリゼーショ ンが表現する深い加熱を大規模凝結が担ってお り、大まかな緯度一高度分布に違いはなかった。 しかし、CTL で見られた熱帯域境界層での蒸発 冷却(積雲のダウンバーストに伴うと考えられ る)が CONVOFF では見られず、大気下層の加 熱分布が異なることが、大気循環の変化を介し て地域の降水に影響することが分かった。



図 1 AGCM における年平均降水量分布(上: CTL、下: CONVOFF)。単位は mm/day。

衛星観測マイクロ波放射輝度を同化した陸域水文・生態系の再解析

*澤田洋平(気象研)

1. <u>背景と目的</u>

世界各国の現業センター等で提供される再解 析データには、陸面の土壌水分・積雪深・フラッ クス等の情報が含まれている。特に大気再解析の 降水量等を地上観測でバイアス補正して作った 気象外力により陸面モデルをオフラインで走ら せることで得られる陸面再解析データ(例えば、 GLDAS [Rodell et al. 2004 BAMS]、MERRA-Land [Reichle et al. 2011 JC]、ERA-Interim/Land [Balsamo et al. 2015 HESS])は水 資源量の定量化や大気-陸面相互作用の研究等 で幅広く利用されている。

既存の陸面再解析データには改善の余地が大 きく二点あると考える。第一に、既存の陸面再解 析の多くは観測データが同化されていない。観測 が同化されている場合でも、積雪深データなどが 簡易な二次元最適内挿法などで同化されている にとどまる。近年盛んな土壌水分など陸域の水資 源量観測が可能なマイクロ波衛星観測等は十分 に利用されていない。

第二に、陸域において重要な状態量として植生 動態が挙げられるが、既存の陸面再解析データに おいては生態系モデリングが行われておらず、植 生分布の気候値が外生的にモデルに与えられて いる。このため植生の年々変動などは表現されて いない。

上記の問題を解決するために、衛星観測マイク ロ波放射輝度を同化し、土壌水分と植生動態を同 時に陽に解く事ができる陸面データ同化システ ム Coupled Land and Vegetation Data Assimilation System (CLVDAS;例えば、 Sawada et al. 2015 JGR-A)が開発された。 CLVDAS を全球規模に適用し、新しい陸面再解 析を構築する試みについて発表する。

2. <u>手法</u>

CLVDAS は陸面モデルとして EcoHydro-SiB を持つ。このモデルは陸域の水文量とバイオマス 量を同時に計算することができる。観測演算子と してマイクロ波放射輝度を計算する放射伝達モ デルを持つ。この放射伝達モデルは地面の射出率 の土壌水分依存性と、キャノピー内の放射伝達の 植物水分量依存性を考慮している。同化手法とし て粒子フィルタを採用している。マイクロ波輝度 温度は陸面の土壌水分と植物水分量の両方に感 度があり、その両方をモデルで計算しているため に、データ同化により水文量とバイオマス量の推 定精度を同時に改善することができる。

CLVDAS を全球で積雪の無い地域に限り、 2003 年から 2011 年の期間にわたって走らせた。 同化に使用したデータは AMSR-E の輝度温度観 測で、気象外力としては GLDAS で提供されてい るものを用いた。

3. <u>結果と考察</u>

図 1 にデータ同化によって Leaf Area Index (LAI)のシミュレーション精度がどのくらい改善 したかを示す。同化した観測とは独立な観測とし て MODIS で観測された LAI を評価に用いた。 データ同化によって植生の成長・枯死のサイクル のシミュレーション精度が向上していることが 分かる。本発表では、植生動態のほかに、土壤水 分等の精度を確認し、新しい陸面再解析の品質を 評価する。また干ばつ解析への応用事例を示す。 **謝辞**:本研究は科研費「超高解像度陸面データ同 化システムの開発」(研究代表者:澤田洋平)の支 援を受けた。



図1:同化ありと同化なしの場合にシミュレーションされた LAIの MODIS 観測に対する相関係数の差。

熱中症による救急搬送率の地域性と変動─死亡率との比較─

*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)

1. はじめに

熱中症被害の尺度には,死亡数と搬送率の2 つがあ るが,両者の統計的特性を比べたものは見当たらない。 本研究では,搬送率の地域性や時間変動特性を,死亡 率の特徴 (Fujibe *et al.*, 2018; *Geogr. Rev. Jpn.*, in revision; 以下 F18) と比較しながら調べた.

2. 資料

総務省消防庁のホームページに掲載された都道府県 別・日別の救急搬送人数 (2008~2017年) と,厚生労働 省の人口動態統計による死亡人数の個票データ (2008 ~2016年)を使った。年齢区分は前者に合わせて満 0 ~6歳(小児),7~17歳(少年),18~64歳(成人),およ び 65歳以上(高齢者)とした.どちらも,人口当たり の値すなわち搬送率・死亡率の形で扱った。

3. 結果

◆<u>年齢構成</u>:死亡者の大半は高齢者であるが,搬送数 の中には若年者も少なからず含まれる(表 1).少年の 死亡率は高齢者の1/100であるが,搬送率は大差ない。 ◆<u>地域性</u>:搬送率の分布は南高北低であり(図 1),都道 府県別に求めた7,8月の平均気温(*T*ave)と正相関があ る。高齢者も同様であり,高齢者の死亡率が*T*aveと負相 関を持つこと(年間最高気温とは正相関;F18)とは特 徴が異なる。また,搬送率は東京都・大阪府など大都市 域で低い傾向があり,都道府県の人口や人口密度と負 相関がある。これは死亡率には見られない特徴である。

<u>表1</u> 年齢層別の搬送数・搬送率と死亡数・死亡率.

	全年齢	小児	少年	成人	高齢者
搬送数 (人/年)	40413	336	5145	15268	19664
搬送率 (×10 ⁻⁵)	31.8	4.7	41.5	21.0	58.8
死亡数 (人/年)	801	1	2	157	641
死亡率 (×10 ⁻⁵)	0.63	0.01	0.02	0.22	1.92

◆<u>年々変動</u>:搬送率は高温年(高*T*ave年)に高い。また, 高温年は搬送者中の高齢者の比率や,死亡・重症例の比 率が高い傾向がある。すなわち,高齢者や死亡・重症例 の搬送率は年々変動が大きいことがうかがえる。

◆<u>季節変動</u>:搬送率の季節変化のピークは気温のピー クよりも早く(図2),同じ旬平均気温に対しては,夏の 前半のほうが後半よりも搬送率が数十%~2 倍程度高 い(図 3)。また,気温のピーク時期には地域差があり, これに応じて搬送率のピーク時期にも地域差がある。

◆日々変動:搬送率は死亡率に比べて日単位の集中度 が弱く、上位 10%の日の合計値が全体に占める比率は、 死亡率が 50%であるのに対し、搬送率は 38%である。

一方,日々の値について搬送率と死亡率のラグ相関 (それぞれの平方根を使用)を取ると,搬送率は当日よ りもむしろ翌日の死亡率との相関が高い(図 4)。しか し,搬送数のうち死亡・重症例に限れば,死亡率とのラ グは小さい.ラグの理由としては,発症から死亡,ある いはその認知までの時間差が考えられる.

謝辞:本研究は首都大学東京と東京都監察医務院の共同研究 「気候モデルによる熱中症と低温死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。



図 1 都道府県別の熱中症搬送率 (全年齢).



搬送率





数と死亡・重症例) と死亡 率のラグ相関.正のラグは 死亡率の遅れを表す.

都市移動観測へ向けたグローブ風速放射センサの性能調査 *仲吉信人 (東京理科大学理工学部),中島健 (東京電力ホールディングス株式会社)

1. はじめに

2020 年東京オリンピック・パラリンピックは一年でも特に 暑い時期されるため、日本の夏に不慣れな外国人への健康被 害が懸念されている.環境省では主要競技会場周辺で暑熱環 境測定事業を行っているが、都市の複雑な気象には代表性が ないため、都市気象の把握には人の動線に沿った測定が不可 欠である.しかし、現在直面している大きな問題は移動観測 に適した MRT 測定手法がないことである.

既存の MRT 評価手法として,最も高精度な手法とされる 6 方向放射測定法(MRT_true)[1]のほか上下方向の放射測定に直 達日射計を組み合わせた手法(MRT_dir)[2],1球のグローブ温 度計を用いた手法(MRT_gray)[3],グローブ風速放射センサを 用いた手法(MRT GAR)[2]の計4手法がある.

2. 観測概要

MRT 測定手法の包括的な精度検証としてオープンスペー ス定点観測,都市定点観測,都市移動観測行った.MRT_dirは 太陽が隠れる都市などでは測定できないため今回の比較では 取り扱わない.

3. 検証結果

オープンスペース定点観測では MRT_gray は日変化の傾向 はよく捉えられているものの,日中に 20 ℃を越えるような 大きな変動が継続した. 平均二乗誤差平方根は 5.1 ℃であっ た. MRT_GAR は日中に変動があったが 1 球のグローブ温度 計を用いた手法より変動が大幅に抑えられており,日変化の 傾向もよく捉えられていた. 平均二乗誤差平方根は 2.0 ℃で あった.

都市定点観測では測定時間,場所を変更し,太陽高度,太 陽方位が全く異なる様々な放射環境で観測を行った.地点ご との平均を取ったときの誤差の最大値はそれぞれ MRT_gray で 2.2 ℃, MRT_GAR で 1.4 ℃であったため, MRT_GAR の ほうが高い精度で計測できていることがわかる.

都市移動観測ではめまぐるしく放射環境が異なる移動観測 を想定した観測を行ったが MRT_gray, MRT_GAR ともに放 射環境の急変を十分に追えていた.他の実験条件と同様に MRT_GAR のほうが MRT_gray より変動は小さかった.

4. おわりに

以上のことから,携帯性,測定精度,消費電力の少なさを 全て満たしている MRT_GAR が移動観測に適用させる MRT 測定手法として最も適していることがわかった.



参考文献

- [1] S Thorsson, F Lindberg, I Eliasson B Holmer, 2007 Different methods for estimating the mean radiant temperature in an outdoor urban setting, InterScience, vol. 27, issue 14, p.1983-1993
- [2] 渡邊慎一, 堀越哲美, 2012, 測定に基づいた屋外における
 平均放射温度の算出方法, 生気象学会雑誌, vol. 49, No. 2,
 p. 49-59
- [3] M Nakayoshi, M Kanda, R de Dear, 2015, Globe Anemoradiometer, Boundary-Layer Meteorol, Vol. 155, pp. 209-227

A406

Distribution of aerosol mixing state revealed by transmission electronic microscopic observations in Japan and its relevance to cloud droplet nucleation properties

*Joseph Ching (Meteorological Research Institute, MRI), Kouji Adachi (MRI), Yuji Zaizen (MRI), Yasuhito Igarashi (MRI), Mizuo Kajino (MRI)

Aerosol particles are ubiquitous in the atmosphere, regardless from natural and anthropogenic sources. Their climatic importance is embodied through many ways. One of the ways is through acting as cloud condensation nuclei (CCN). promoting changes in cloud microphysical properties and subsequently interfering the Earth energy budget. The role as CCN depends on aerosols physicochemical properties, such as size, chemical composition and mixing state. Since those physicochemical properties evolve on the course of the interactions between meteorology and atmospheric chemical processes, it is important to understand how the role of aerosols as CCN evolves accordingly in various environments. In this study, sampling campaigns of atmospheric aerosol particles were conducted in three locations in Japan, Tsukuba, Tokyo and Mt. Kiso-komagatake (Senjyo), and more than 30,000 individual particles were analyzed with the advanced technique of transmission electronic microscopy (TEM). (Electron microscopy particle database of Meteorological Research Institute can be accessed at http://metemadb.kir.jp/) Based on TEM analysis, individual particles size and elemental composition were revealed in great details and hygroscopicity was derived. The TEM analysis of aerosol populations sampled at the three locations showed distinct CCN properties, indicating that the interactions between meteorology, atmospheric chemistry and local emissions shaped the physicochemical and CCN

properties of the aerosol populations differently. In addition, based on TEM analysis, the aerosol populations mixing state were characterized using the recently proposed aerosol mixing state metric and the impact on cloud condensation nuclei (CCN) properties was quantified. This demonstrated that the CCN concentrations calculated in most of the atmospheric models assuming internally-mixed aerosol populations are erroneous to various extent. This study contributes to our understanding of the CCN properties of aerosols in the context of complex meteorology and chemistry interactions.

Acknowledgement

This research was financially supported by the Environmental Research and Technology Development Fund (5-1605) of the Environmental Restoration and Conservation Agency (ERCA), Japan.

放射性セシウムの沈着と拡散への感度:気象モデルとエアロゾル特性

○梶野瑞王(気象研、筑波大連携大学院)、関山剛(気象研)、五十嵐康人(気象研)
 足立光司(気象研)、財前祐二(気象研)、澤田壮弘(筑波大)、佐藤志彦(日本原子力機構)、
 森口祐一(東大工)

はじめに

これまで福島第一原発事故由来の放射性セシウム に関する大気シミュレーションは数多く為されて来 た。その結果、湿性沈着が重要なプロセスであるこ と、シミュレーション結果にはばらつきがあること、 が明らかになってきた。しかし、どの程度重要なの か、なぜばらつきがあるのか、についてはまだ明ら かになっていない。

手法

本研究では、複数の気象モデルと単一の輸送モデ ルの組合せを用いて、気象シミュレーションの不確 定性を評価した。用いたモデルは NHM、 NHM-LETKF、WRF(雲物理と乱流スキームを変え たもの)と、これらの気象アンサンブルである。

結果

図1に計算領域(a) と解析領域(b) を示す。解析は (b)に示す通り、地形、汚染プリューム、沈着プロセ ス毎に9つに分類し、(1)浜通り、(2)中通り、(3)会津、 (4) 宮城南部、(5) 岩手宮城県境、(6) 栃木、(7) 群馬、(8) いわき茨城、(9)茨城千葉、とした。図2に示すよう に、rainout (雲内除去) が最も重要なプロセスであ ることが示された。次いで、Katata et al., ACP (2015) と本研究でしか扱われていない霧沈着が重要なプロ セスであった。霧沈着は群馬県及び栃木県において は最重要過程であった。全ての計算は、観測された セシウム沈着量(2.6 PBq)を過小評価した。過小評 価はおよそ 1.5 PBq 程度で、領域別には浜通りで1 PBq、中通りで 0.4 PBq であった。これは沈着過程の 過小評価であることが、気象モデルアンサンブルに より初めて明らかになった: すなわち、降水量と大 気濃度については、あるモデルは過大評価し、ある モデルは過小評価した(すなわち、降水過程と発生 量、移流拡散プロセスの妥当性が示された)一方、 沈着量は全てのモデルで過小評価したからである。







ー方、セシウムボール (A-type; Adachi et al., Sci. Rep., 2014 および S-type; Satou et al., Anthropocene, 2016) (それぞれ、2 号機の SRV opening、1 号機の 水素爆発に伴うものと考えられている)のエアロゾ ル特性を考慮して計算した結果、セシウム沈着量の 計算結果は著しく改善される可能性が示唆された。 すなわち、セシウムボールを考慮したときの最大の 沈着量増加分は、1 PBq 程度であった (図略)。

参考文献

Kajino et al., to be submitted.

TC1703 に伴って突風被害をもたらした積乱雲のデュアル PAWR 解析 *足立透(気象研究所)

1. はじめに

2017年7月4日22時頃、埼玉県草加市において日本 版改良藤田(JEF)スケール0の突風被害が発生し、台 風環境下における竜巻発生の可能性が示唆された。竜 巻等突風は台風に伴ってしばしば発生することが知ら れているが、その全容と物理過程は未解明である。本 研究では、世界で初めて実現した、2台のフェーズドア レイ気象レーダー(PAWR)による当該現象の同時観測 データを解析し、そのメカニズム解明を目指す。

2. 現象の概要

着目する突風は、平成29年台風第3号(TC1703)が 本州南岸を東北東に進む中、台風中心から北北東約 200km に位置するレインバンドにおいて発生した。気 象庁東京レーダーによって、当該バンド内に東北東に 進む積乱雲が観測され、その南端に明瞭なメソサイク ロン(MC)が捉えられた。気象庁の現地調査によれば、 地上被害は幅約280m、長さ約1.1 km に及び、その痕跡 等から竜巻の可能性が示唆された。

3. デュアル PAWR 解析

気象研究所(つくば市)及び日本無線株式会社(千 葉市)は、2015年より次世代型気象レーダーである PAWRを運用している。PAWRは鉛直方向の電子スキ ャンと水平方向のアンテナ回転の組み合わせにより、 半径 60~80 km 以内に位置する積乱雲の立体構造を 30 秒毎という高頻度で観測する。当日は21時 39分以降 に両レーダーの同時観測が成立した。そこで本研究で は、反射強度の立体構造とともに、2台のレーダーで観 測されたドップラー速度データを統合解析し、水平・ 鉛直風ベクトルの3次元構造を 30 秒毎に算出した。

4. 結果

図1(左)は、気象研究所 PAWR で観測された当該 積乱雲の立体構造である。竜巻を伴う積乱雲にしばし ば見られるヴォールト(湾曲した天井を有する反射強 度の弱い領域)が確認できる。21時46分から51分に かけて、ヴォールトの後面では下降気流を伴いながら 降水コアが落下し、その東側(前面側)に隣接する高 度 1~2km の下層 MC (図 1 右) が渦度を強化する様子 が捉えられた (図 2)。突風被害地点は下層 MC の南側 に位置し、渦の回転運動と東北東への移動速度の重ね 合わせにより、局所的に風が強まった可能性が伺える。

5. まとめ

台風環境下の竜巻等突風について、世界で初めてデ ュアル PAWR 観測が成立し、30 秒毎の降水領域と気流 構造の立体的変化が捉えられた。発表では、突風被害 の発生に至る積乱雲の構造変化について述べ、その物 理メカニズムを考察する。

謝辞 本研究は JSPS 科研費(15H03728, 17K13007)の 助成を受けたものです。解析には日本無線株式会社が 運用する PAWR データを使用しています。



図1 (左) 25dBZ 等値面におけるエコーの立体構造 と(右) コア落下地点付近の気流場(流線)



図2 高度 1km におけるストームに相対的な水平風ベ クトルと(左)エコー強度・(右) 渦度の時間変化

近畿地方で発生した孤立積乱雲のフェーズドアレイ気象レーダー観測

*諸田雪江¹², 坪木和久², 佐藤晋介¹, 中川勝弘¹, 牛尾知雄³, 清水慎吾⁴ (1: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, 4:防災科学技術研究所)

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急速に発達 する積乱雲について、レーダーを用いた研究はこれま でにも行われてきたが、その観測は数分間隔である。 本研究では、時空間解像度の高いフェーズドアレイ気 象レーダー(PAWR)を用いることで、より詳細な積乱雲 の時間変化を明らかにすることを目的とする。

2. 観測概要と解析手法

近畿地方の PAWR は、大阪大学(大阪府吹田市)と NICT 未来 ICT 研究所(兵庫県神戸市)に設置されてお り、60km 先まで 100m 間隔で約 100 仰角のデータを、 方位角約 1.2°ごとに 30 秒間隔で得ることができる。

これらのレーダーを用いて、2015 年 8 月 7 日に 2 台 のレーダー間で急発達した積乱雲について解析を行っ た。解析には反射強度とドップラー速度を Cressman 内 挿にて水平・鉛直格子解像度 250m の直交座標系に変換 して使用した。デュアルドップラー解析は最下層の上 昇流を 0 m/s とした上向き積分法を用いて、水平風と鉛 直風を算出した。

3. 孤立積乱雲の特徴

対象の積乱雲は兵庫県川西市付近で 1610JST 頃より レーダーで観測された。その後、急速に発達して 1650JST 頃に最盛期となり(図1)、1800JST 頃には 50dBZ を超える強い反射強度領域は見られなくなった。

高度 2km に着目すると、強い反射強度の領域周辺で 上昇流が継続して解析された。上昇流を時系列で追跡 すると、東から西へ環境の風に流され、約 3m/s 程度で 移動している様子が見られた(図2)。東から西へと移 動する上昇流は、1600~1800JST の2時間で少なくとも 3 つ解析され、繰り返し積乱雲内で発生・移動・消滅し ていた。また、東から西へと移動する上昇流の中でも、 数分毎に発生と消滅が繰り返されていた。高度 2km に おいて比較的規模の大きな上昇流が解析された周辺で は、高度 7km 付近に 50dBZ 以上の強い反射強度が見ら れた。これらのことは、下層で次々と発生する上昇流 によって水蒸気が上空へと運ばれ、より規模の大きな 上昇流によって個体粒子が生成され積乱雲が形成され ていることを示唆する。

4. まとめ

近畿地方に設置された2台のPAWRを用いた30秒毎 の観測により、急速に発達した積乱雲の微細構造につ いて調べた。その結果、下層で連続して発生する複数 個の上昇流の存在と、それによって積乱雲が維持・形 成されていることを示した。



図 1 PAWR で観測された高度 2km の反射強度. a) 1630JST b) 1640JST c) 1650JST d) 1700JST.



図2 N34.94°高度 2km における上昇流の経度時間断面. 表示時刻は 1600JST からの経過時刻.

フェーズドアレイ気象レーダーで観測された3次元降水データの時空間特性

*佐藤晋介、磯田総子、佐野哲也、諸田雪江、岩井宏徳、川村誠治、花土弘、 中川勝広(NICT)、牛尾知雄(首都大)、三好建正(理研 AICS)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)は、詳細な3 次元降水データを30秒毎に観測することで局地的大雨 の早期検知や予測を行うことを目標として開発された。 PAWR は半径 60 km 以内、高度 16 km 以内の観測範囲 において、距離分解能 100 m、方位角分解能 1.2°、仰 角分解能 1.0° で降水強度、ドップラー速度などのデー タを30秒間で取得できる。吹田および神戸 PAWR の観 測範囲では、7、8月に午後の降雨が数日間連続して 発生し、時には急発達して豪雨をもたらすことがある。 天気予報で「近畿地方では午後は大気が不安定になり 所々で夕立となるでしょう」と発表された時は、いつどこ で積乱雲が発生して大雨になるかを予測するのは難し い。豪雨から身を守るには、現業レーダーによる降雨 分布の現況とナウキャストは非常に有用な情報である が、ここでは PAWR の 30 秒毎の3次元降水データで何 ができるのかを考えたい。PAWR で観測された孤立積 乱雲による降水分布を3次元可視化してアニメーション で見ると、高度 5 km 前後にファーストエコーが出現し、 その下部は約10分後に地上に達する一方でエコー上 部は高度 10 km 以上まで発達し、その後 30 分以上に 渡って降雨をもたらす。このような対流性エコーの寿命 は40~60分程度であるが、新しい対流セルがごく近傍 で交代するように発生する例や、別の対流性エコーと 合体し組織化されることで全体として長時間豪雨をもた らす事例がしばしば観測される。そこで本研究では、30 秒毎の3次元降水データを用いることで、降水がどのよ うに発達して時空間的に集中するのかを調べることで、 災害をもたらすような豪雨予測につなげたい。

2. 解析データ・3次元降水データの時間変化

本研究では 2017 年 8 月 4 日から 8 日に観測された 午後の降雨を対象とする。NICT で Web 公開している降 雨サマリーによると、8月7日から8日朝方までの層状 性降雨を除いて毎日午後の数時間にわたって対流性 降雨が発生し、局地的には 200 mm/h (60 dBZ)を超え る降雨が観測された。本解析では品質管理を行った反 射強度を Cressman スキームで 250 m メッシュの3次元 格子に変換したデータを用いて、レーダー観測範囲全 域における3次元降水データの時空間特性について調 べる。図1a、cは2017年8月6日と8日の高度2 km における平均降雨量、最大降雨量、降雨面積であり、 降雨面積の最大値は両日とも同等であるが、6 日の方 が平均降雨量が大きく降雨面積は小さい(降雨の空間 的な集中度が高い)。8 日の事例は初期に最大降雨量 が大きいが平均降雨量にはあまり寄与していない。こ の時の3次元降水分布の時間変化を、30dBZ および 50dBZ以上の鉛直積算雨水量(VIL)と30dBZ以上の降 水セルの重心高度(点線)、そして 50dBZ 以上の重心 高度とエコー頂高度(実線)で示す。図1b(6 日)の縦軸 は図1d(8日)の2倍であり、エコー高度もVILも6日の 事例が 8 日の約2倍となっている。図2に両日のエコー 分布を示すが、6 日の事例は大阪平野東部で発生した 小さな積乱雲が、周囲でほぼ同時に発生した積乱雲と 一緒になって北上しながら発達したものである。一方、 8 日の事例は、衰退する層状性降雨の西側(神戸北方

の山地)でバックビルディング的に発生した対流性エコ ーが組織化して南下した例で、後半にあまり発達しない のは海上(大阪湾)に出たためかもしれない。

3. まとめ

夏季の午後に連日発生する降雨について、吹田 PAWR の 3次元降水データを用いてその時空間特性を調べた。マルチ セル型の降水システムがどのように発達して降水の時空間 的な集中をもたらすかは簡単に答えられる問題ではないが、 30 秒毎の詳細な3次元降水観測はその解決につながる貴重 なデータであることは確かであり、メカニズムの解明のみなら ず豪雨災害の早期検知に有効な解析パラメータを探して検 証することが重要と考えられる。

本研究は JST CREST の支援を受けたものである。



図1 2017 年 8 月 6 日,15:00~18:00 の(a)高度 2km における平 均降雨量と最大降雨量×0.01 (棒グラフ)および降雨面積の割 合(折れ線)、(b) 30dBZ および 50dBZ 以上の鉛直積算雨水量 (棒グラフ)および 30dBZ 以上の降水セルの重心高度(点線)、 50dBZ 以上の重心高度とエコー頂高度(実線)の時間変化。 (c)(d)は(a)(b)と同じ、但し 8 月 8 日,13:00~16:00。



図2 (a)8月6日,16:20JST、(b)8月8日,14:45JSTの高度2km における反射強度の水平分布。
日本周辺における多重雷の雷撃時間間隔を決める要因について

*岩崎博之(群馬大学教育学部)

1. はじめに

多重雷は複数の雷撃(stroke)から構成され,第1 雷撃により形成された放電路に沿って後続雷撃が 繰り返えし発生する雷放電である. 雷撃と雷撃と の時間間隔の代表値(幾何平均値)は30-60 msの 範囲にあるとされているが,その代表値の変動幅 を決める要因についての詳しい研究は見当たらな い. ここでは,多重雷の雷撃時間間隔が気温変動 に対応して季節・領域変動していることを示し, その原因について考察する.

2. データ

解析には Washington 大学から提供された全球落 雷観測網 (WWLLN:World Wide Lightning Location Network)データを用いた. 落雷地点の位置推定精 度は 5km である.

また,落雷地点における-10℃高度を推定するために,気象庁再解析データ(JRA55)を用いた.

解析期間は 2009 年 4 月~2016 年 12 月,解析領 域は東経 110-180 度/北緯 20-55 度の範囲とし,季 節変化の特徴を調べるために,北海道(N 領域), 東日本(E 領域)と九州(S 領域)に注目した.

3. 多重雷の検出

多重雷に伴う後続雷撃は、基本的には、第1 雷撃と同じ放電路を通るため、WWLLN により評定される落雷地点は同じになる筈である.しかし、WWLLN 落雷の位置推定精度が 5km なので、実際には、異なる地点に評定される.そのため、位置推定精度を考慮に入れて、2つの落雷地点の距離が 5km 以内の場合には、落雷地点は同じと見なす.

また,多重雷の電撃時間間隔の文献値を参考に, 10-200msの間隔を持つ雷撃を解析対象とした.

つまり,次の2つの基準を満たす連続した雷撃 を多重雷と見なすことになる.

基準1. 落雷地点の距離が 5km 以内

基準2. 時間間隔が 10-200 ms

4. 結果

解析期間に検出された 4929 万 2226 個の落雷 (stroke) のうち,469 万 0529 個 (9.5%) が多重 雷(flash)と見なされた.平均多重度は 1.12 回で最 大多重度は 18 回であった.

電撃時間間隔の地域依存性と季節依存性を調べるために、北海道(N領域)、東日本(E領域)と九州(S領域)を対象に、冬/春/夏における、第1雷撃と第2雷撃の時間間隔の頻度分布を図1に示す.

冬は落雷数が少ないため、ばらつきが大きいが、 季節と領域によらず、雷撃の時間間隔の頻度分布 は正規対数分布で近似できる. ± 4ms の移動平均 を施した後に、最頻値を雷撃時間間隔とする. 得 られた雷撃時間間隔を表 1 にまとめる. 3 領域と も、気温の高い季節に雷撃時間間隔が長くなる. また,同じ季節ならば平均気温の高い南の領域で 雷撃時間間隔が長くなる規則性が認められる.

この規則性を積乱雲内の負電荷分布に注目して 考える. 霰と氷晶との衝突が関与した着氷電荷分 離機構によって,負電荷は -10 ℃レベルに蓄積す ることが知られている. 一方,対流圏では高度に 対して気温が直線的に低下するため,気温が高い 季節や領域では,積乱雲内で負電荷が蓄積する-10 ℃高度が高くなる. そのため,図1と表1に見ら れる規則性は, -10 ℃高度と雷撃時間間隔の変動 に置き換えることができる.

次に, JRA55 から推定された個々の落雷地点の -10 ℃高度の月平均値と雷撃時間間隔の月平均値 を比較する. 図 2 に示すように, -10 ℃高度と雷 撃時間間隔は 0.9 を越える高い相関係数を示し, 負電荷が蓄積する -10 ℃高度が高くなるにつれて 雷撃時間間隔が長くなる規則性が再確認できる. これは積乱雲内で負電荷が蓄積する高度が, 直接, 雷撃時間間隔に影響することを示唆している.

発表では、-10 ℃高度と雷撃時間間隔に高い相 関が生じる機構について考察を加える.



図1:N 領域(北海道), E 領域(東日本)とS領 域(九州)における第1 雷撃と第2 雷撃の時間間 隔の規格化された頻度分布.

表1:各領域における季節別の雷撃時間間隔

	九州	東日本	北海道
冬期	25 ms	22 ms	20 ms
春期	45 ms	35 ms	30 ms
夏期	60 ms	55 ms	45 ms



図 2:落雷地点の -10 ℃高度の月平均値と雷撃時 間間隔(第1雷撃と第2雷撃)の月平均値の関係.

RASS 観測におけるパラメトリックスピーカーの利用

*1 足立アホロ・2 橋口浩之・(1:気象研究所, 2:京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

気象庁のWINDASをはじめウィンドプロファイラー (以下WPR)は世界各国で運用され、その観測データ は現象の解析だけでなく、数値モデル等でも利用さ れている。WPRは本来風ベクトルの鉛直プロファイ ルを観測する装置であるが、これに音響スピーカー を併設し音波を上空に発射すると、音波の伝搬速 を観測することができる。音速 Cs[m s⁻¹]は仮温度 Tv[K]の函数

$$Cs = 20.047\sqrt{Tv} \tag{1}$$

で表されるので、音速の高度変化から仮温度の鉛 直プロファイルを推定することができる(Marshall 1971)。このような観測手法をRASS(Radio Acoustic Sounding System)と呼び、米国など一部 ではすでに現業で利用されている。

RASS は高い時間高度分解能で仮温度の鉛直分布が 得られる有力な手段であるが、スピーカーから周囲 に大きな音が漏れるため、観測場所が限定されると いう問題がある。そこでパラメトリックスピーカー を RASS 音源とした場合のその特性と利用可能性を調 査した。

2. パラメトリックスピーカー

パラメトリックスピーカーは多数の超音波素子で 構成され、素子から40kHzの搬送用超音波に3kHz程 度のRASS観測用可聴音を振幅変調した音波を発射す る。超音波の波長に比べてスピーカーの直径が大き いため音波ビーム幅の狭くすることができる。しか しWPRの電波ビーム幅(6°)に比して音波ビームが 極端に狭いとRASSのエコーが受信できないため、音 渡ビームは標準状態で5°とした(第1図)。従来の 音響スピーカ(103dB)に比べ最大出力はやや小さい (100dB)。しかしビーム幅が極めて狭く、水平方向へ の騒音はない(背景の暗騒音と同程度)と見なせる のでRASS 用スピーカーとしては理想的である。 その一方ビーム幅が狭いため、上空の風が強いと

その一方ビーム幅が狭いため、上空の風が強いと 電波ビームの観測範囲から音波面が流され、観測高 度が低下する可能性がある。そこで、超音波素子の 位相を制御することにより、ビーム幅(第1図)や 方位・仰角(第2図)を可変とした。但し、位相を 変えることにより出力が低下するというトレードオ フも生じる。また、音波は周波数が高いほど減衰量 が増大する(Harris, 1966)ため、パラメトリックス ピーカーの出力は25mの距離では音響スピーカーと 同程度でも、より上空では低下している可能性があ る。そこで RASS による比較観測実験を行った。 <u>3.結果</u>

パラメトリックスピーカーと音響スピーカーを1 点 800
 分ごとに切り替えてRASS 観測を行った。第3図に
 その例を示す。音響スピーカーによる観測が1.3km ie 600
 以上まで到達しているのに対し、パラメトリックス
 ピーカーでは1km 程度となっている。これは音響ス
 ピーカーがWPRのアンテナの周囲に4台設置してあ
 るのに対してパラメトリックスピーカーは1台しか
 なく出力が小さいこと、超音波の方が可聴音に比べ
 200
 減衰が大きいこと、ビーム幅が狭く風の影響を受け
 やすいことなど、いくつかの原因が考えられる。
 しかし今回の実験で、周囲への騒音がないパラメト第二
 リックスピーカーを利用しても、RASS 観測は原理的カー
 には可能、という結果が得られた。



第1図 RASS 用音響スピーカーとパラメトリックスピー カーの放射特性(カッコ内はビーム幅、f=3kHz).音響 スピーカーは距離 1mにおける測定値を 25m 値に換算. 暗騒音 48-50dB.測定機器:騒音計 NL-42.



第2図 RASS 用パラメトリックスピーカーの放射特性の天頂角依存性(測定されたビーム幅,天頂角). 但し 出力は最大より約7dB 抑えている.



第3図 パラメトリックスピーカー(左)と音響スピー カー(右)を用いた RASS 観測の例.パラメトリックス ピーカーのビーム幅は5°.この時の地上 Tv=34.6°C.

パラメトリックスピーカーを用いた低騒音型 RASS 用音源の開発

*六車光貴・橋口浩之(京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

大気レーダー(ウィンドプロファイラー)と音波を併 用して気温の高度プロファイルを測定する RASS (Radio Acoustic Sounding System)技術は、 ラジオ ゾンデ観測に比べ, 高時間分解能で気温の高度 分布を測定可能である.これを数値予報モデルに データ同化できれば、予報精度向上にも資すると 考えられる. RASS ではブラッグ条件を満たす必要 があるため、使用する音波の周波数は、例えば気 象庁の 1.3GHz 帯 WINDAS の場合、 3kHz 程度 となる、このように RASS では可聴音域の大出力の 音を使用するため,騒音問題があり,観測場所が 制限される.この問題を解決するため、本研究で は、鋭い指向性を持つ超指向性スピーカー(パラメ トリックスピーカー)を用いた全天候で使用可能な 低騒音型 RASS 用音源の開発を目指している. な お、試験観測には、WINDASと同じ周波数帯の信 楽 MU 観測所設置のルネベルグレンズ下部対流 圏レーダー(LQ7)を用いる予定である.

2. パラメトリックスピーカーの原理

振幅変調させた超音波を大出力で空気中に発 射すると,空気の非線形性により2次波が発生し, 復調され可聴音を得ることができる.これを空気の 自己復調作用という.超音波の音軸上に自己復 調作用により2次波が生成されるが,この2次波は 可聴音を発する点音源として働き,その音源自体 も音速で進むことになる.よって可聴音を発する仮 想的なアレイが超音波の音軸上に構築される.こ れは位相のずれたバーチャル音源の直線状アレ イとみなすことができ(パラメトリックアレイ),パラメト リックアレイの干渉の結果,可聴音の鋭いビームが 生成される[1].このようなアレイはアンテナ工学の 分野ではエンドファイアアレイと呼ばれる.

実験内容と結果

本実験では、スイッチサイエンス社製のパラメトリ ックスピーカーキット(超音波送波器 49 素子, 84×142mm)[2]を使用した. 搬送超音波周波数は 40kHz である. 入力変調信号は周波数 3kHz, 電 圧 1V_{pp}の正弦波とした.

予備実験として上記スピーカーキットを 2 セット (超音波送波器 98 素子)用いて(図 1), 騒音計にて スピーカーより 5m 離れた場所で音圧レベルの指 向特性を測定した結果を図 2 に示す. なお, スピ ーカーの長辺を縦としたものを縦配置, 横としたも のを横配置と呼ぶ. 縦配置, 横配置の-6dB 幅はそ れぞれ 21°, 15°であった. なお, 測定時の暗騒 音(環境/1イズ)は 45dB 程度であり, 90°方向では 暗騒音レベルであった.



図 1. 実験で用いた 98 素子から成るパラメトリッ クスピーカー



超音波送波器自体には防水性がないので, RASS 用音源として使用するためには防水対策が 必要である.次に防水性を確保するため反射型の スピーカーシステムについて検討した.反射板なし と比べて横方向への音漏れや正面音圧レベルの 低下が見られたため,反射板の形状や材質につ いて改良を進めている.

4. まとめ

約100素子を用いたパラメトリックスピーカーで鋭い指向性が確認できた. RASS 用には 5000~10000 素子を用いることを検討している. 反射型にすると音漏れや正面音圧レベルの低下が見られたが,反射板の材質や形状を工夫することで改善できる見込みである.

参考文献

[1] W.-S. Gan, J. Yang, and T. Kamakura, A review of parametric acoustic array in air, Applied Acoustics, 73, 1211-1219, 2012.

[2] 超指向性 超音波スピーカーキット、

https://www.switch-science.com/catalog/1842/

複数台レーダを用いた三次元風速場解析の手法間比較と統合化プログラムの提案

清水 慎吾(防災科学技術研究所)

1. はじめに

1969 年以降,様々な複数台レーダ風速解析手法が提案 されてきた.開発の主なモチベーションは,広範囲を検 出可能とする低仰角観測(20 度以下)を中心とした scan strategy における正確な鉛直流の推定にある.こうした 低仰角観測において,鉛直流の決定における連続の式の 寄与は大きい.連続の式は1次微分方程式で,1つの積分 定数を与え積分することで解が求まる.未知数を風の三 成分とすると,2台のレーダによる動径風と下面もしくは 上面境界条件を与えた連続の式の積分により deterministic に解が求まる.この際,誤差の積み上げ が問題となる.この誤差の低減のため,(1)レーダの数を 増やす,(2)上面と下面の両方の境界条件を与える,(3)連 続の式を弱拘束条件で与える等 over-deterministic な解 法(変分法)により誤差の低減が図られてきた.

本研究では連続の式の取り扱い方の違いに注目し、 (1)deterministic/over-deterministic, (2)上下境界条 件の有無,(3)連続の式に対する拘束の強さの観点で分類 し,表1に示す4つの手法(下方鉛直積算(DW_INT),上方+ 下方積算結果合成法(UPDW),変分法+implicit 鉛直積分 (GAO),変分法+explicit 鉛直積分(PRO))に対して,手法 間の精度比較を行う.数値計算の風速データから,真値 および疑似観測値を作成した.この疑似観測値を入力値 とし出力値の精度評価を行った.(1)非降水域と降水域の 全域の風速を入力した場合と(2)降水域のみの風速(混合 比 0.1g/kg 以上)を入力した場合のそれぞれで評価を行う ことで,観測状況や背景場の利用可能性に応じた適切な 手法選択を提案することを本研究の目的とする.

表1:手法のリスト.灰色が deterministic 法を示す. その他は over-deterministic 法を示す. RN はレーダ数.

実験名	論文	RN	連続の式	境界条件
DW_INT	Ray 1980	2	強い拘束	下面
UPDW	Sakurai 2015	2	強い拘束	両面
GA02/3	Gao 1999	2 or 3	弱い拘束	両面
PR02/3	Protat 1999	2 or 3	強い拘束	両面

2. 結果

2000 年 5 月 24 日に関東地方に突風被害をもたらしたス ーパーセルを再現した数値計算結果(12:06 JST)を真値と した.積乱雲から南西,南東,北西のそれぞれ約 35 km 離れた場所に疑似レーダを仮想設置し,モデルの三次元 風速場から 0.7 度-18.9 度の間で 20 仰角の PPI データを 作成した.このPPI から CAPPI データを作成し,入力値と して使用した.計算領域を 50km×50km×17km とし,格子 解像度は水平1 km で鉛直 250 mとした.

表2に降水域の風速を入力データとした場合の水平風と 鉛直風のそれぞれ平均二乗誤差平方根,バイアス誤差, および相関係数を示す.水平風の精度はレーダ3台を用い たGao, et al., 1999法が最も高く,鉛直風は3台を用い たProtat and Zawadski, 1999法が最も高精度であった. 図示していないが,非降水域も含めた場合にはUPDWが鉛 直流の精度が高くなり,疑似観測にノイズを加えた場合 には explicit に連続の式の積分を含めた手法では,鉛直 流推定精度は一律に誤差が大きくなった.

表2 精度評価結果.RMSEVとRMSEWは南北風と鉛直風のそれぞれ 平均二乗誤差平方根を表す.BAISW, CORRWは鉛直流のバイアス誤 差と相関係数を示す.太宇は高精度を意味する

実験名	RMSEV	RMSEW	BIASW	CORRW
DW_INT	4.4(m/s)	2.5(m/s)	-0.8(m/s)	0.8
UPDW	4.4(m/s)	2.5(m/s)	-0.8(m/s)	0.8
GA02	5.0(m/s)	3.5(m/s)	-3.4(m/s)	0.8
GA03	2.0 (m/s)	4.0(m/s)	+3.5(m/s)	0.9
PR02	4.5(m/s)	2.8(m/s)	-1.5(m/s)	0.7
PR03	2.6(m/s)	1.8 (m/s)	+0.2 (m/s)	0.9

3. 統合化プログラムの提案

今回示した精度評価に加えて,(1)エコートップが十分に 観測できない場合,(2)XRAIN の高頻度低仰角観測に適用 した場合,(3)フェーズドアレーレーダのような高仰角観 測に適用した場合の精度評価も進める予定である.同時 に様々な手法を統合したプログラムの構築も進めている. 様々な観測ストラテジーに最適な手法をユーザが選択で きる統合プログラムの公開をめざしている. Ka帯レーダと MRR による二周波反射因子差の雲物理的特徴

*鈴木賢士 (山口大学大学院創成科学研究科), 八木優貴乃 (山口大学農学部), 中川勝広 (情報通信研究機構), 大東忠保 (京都大学防災研究所), 篠田太郎 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

Ku帯(13.6GHz)降水レーダKuPRとKa帯(35.5GHz) 降水レーダ KaPR の2 つのレーダで構成される二周波 降水レーダ (Dual-frequency Precipitation Radar: DPR) を 搭載した全球降水観測計画 (GPM) 主衛星が 2014 年に 打ち上げられた. KaPR は弱い降水や雪の検出に有効で あり, 二周波反射因子差 (Dual-Frequency Ratio: DFRm) は雨雪の判別や融解層の検知に有効であるとされてい る. しかしながら、DFRm の降水の雲物理的特徴につ いてはまだよくわからないところが多い. 我々はこれ まで GPM/DPR アルゴリズムの地上検証を目的に、地 上設置型降水粒子撮像重量計測システム (Ground-based Particle Image and Mass Measurement System: G-PIMMS) を用いた冬季地上観測を実施してきた. 2016-2017 年冬 季に金沢で実施した集中観測では G-PIMMS, Micro Rain Radar (MRR: K帯 (24GHz)) とともに Ka帯レー ダとの同時観測を行い、Ka帯とK帯による DFRm と G-PIMMS により得られた地上降水の雲微物理的特徴 について調べた.

2. 2016-2017 年冬季観測

2016年12月より,石川県立大学(北緯36.51度,東 経136.60度,標高40m)および金沢大学(北緯36.51 度,東経136.71度,標高150m)にG-PIMMSを設置し 冬季観測を実施した.観測期間中,名古屋大のKa帯レ ーダが石川県立大に設置され連続運用された.我々は Ka帯レーダ観測に同期して,G-PIMMS,MRR等によ る地上降水粒子直接観測を行った.これにより,観測 サイト上空を通過する降雪雲を異なる二周波(Ka帯と K帯)によって同時観測するとともに,地上における 降水粒子の大きさ,数,形状,密度といった雲物理情 報の連続計測を実施した.

3. 結果

Ka帯レーダの最下層データ(785m)とMRRの高度 750mから得られる二周波反射因子差DFRmと,10分 ごとのKa帯レーダの90°PPIスキャン直後3分間に G-PIMMS が地上で観測した降水粒子を比較した. 2017 年1月に石川県立大学サイトで降水のあった 272 事例 について比較したところ, DFRm と降水粒子の粒子数 や粒径には明瞭な関係は見られなかったが,降水粒子 の存在比をもとに降水タイプを雨,みぞれ,霰,雪に 分類したところ,粒径の小さい霰(弱い霰)の場合に DFRm が小さくなる傾向がみられた.



図1. 降水タイプごとの Ka 帯レーダと MRR による反 射強度の関係.



謝辞:観測に協力いただいた石川県立大学・皆巳幸也 博士,金沢大学・久保守博士に感謝します.

レーダー反射特性解析のための融解雪片モデルの開発

*石元裕史¹, 足立アホロ¹, 安達 聖² 1:気象研究所, 2:防災科学技術研究所

<u>1. はじめに</u>

レーダー観測から雪による降水量を精度よく推定 するため、現実的な雪片のモデル化とそのレーダー 反射特性計算・計算結果のデータベース化の取り組 みを開始した。特に日本域の降雪はドライな雪では なく部分的に融解した湿った状態で落下しているこ とが多いと考えられる。融解による固相と液相の混 合状態や融解に伴う全体形状の変化はレーダー反射 特性に敏感に作用する。これまでドライな雪片によ るレーダー反射特性のシミュレーションにおいては、 平均空隙密度を与えた球や回転楕円体近似、また特 徴的な結晶形状を組み合わせたモデルや数値的に作 成したフラクタル形状などが考えられてきた。しか し雪片の融解を考える場合、粒子の表面上で固相が 液相に変化する場所や溶けた液相の挙動、融解の進 行にともなう分裂など元の雪片形状に強く依存する 要素が多く、簡単な形状・混合モデルでの固体降水 の見積は大きな推定誤差を生む可能性がある。この ため現実に近い雪片形状のモデル化と、融解による 形状変化や混合状態の物理的な推定が重要になる。 本研究では主にレーダー散乱特性計算の前段階であ る融解雪片のモデル化について報告する。

2. 積雪粒子の X 線マイクロ CT データの利用

融解中の雪片の3次元形状については観測にもと づいた幾つかの報告があるが、雪片内部の微細構造 を落下中の雪片に対して計測することは基本的に難 しいのが現状である。本研究では融解前の雪片の形 状モデルとして防災科技研が所有するX線マイクロ CT (computed microtomography) (CT35, Scanco Medical) で計測した積雪サンプルを用いることと した。積雪粒子のモデリング研究で開発した解析手 法^[1]を用いて3次元マイクロ CT データから個別の 積雪粒子情報を抽出する。ここではテスト計算とし て自然雪の新雪サンプルを用いたが、より新鮮な降 雪粒子や防災科技研の人工雪サンプルを使えば、さ らに樹枝状構造の明瞭な雪片サンプルの抽出も可能 と考えられる。

3. MPS 法を用いた雪片の融解シミュレーション

マイクロ CT データから抽出した粒子を大気中で 融解しながら落下する雪片の初期状態と考え、融解 した液相を含む粒子全体の挙動を MPS (moving particle semi-implicit) 法^[2]で計算する。シミュレー ション開始後、融解が始まった時点と、融解の進行 によって氷表面に液相が分布している状況での雪片 モデルの例を図1に示す。ここで用いた MPS 法プ ログラムでは氷の融解にともなう液相の運動に加え、 落下中での大気によるガス抵抗やそれによる粒子の 分裂・回転運動も計算しているが、計算時間の短縮 や運動の発散を避けるため数多くの簡略化と近似処 理を用いている。特にこのシミュレーションでは氷 を剛体と仮定し融解中の固相の変形や弾性破壊を無 視しており、この効果がどう結果に影響するのかは 今後の検討課題である。



図1: MPS 法を用いた雪片の融解シミュレーション。新雪の マイクロ CT データから抽出した雪片(左図:サイズ約2mm) とシミュレーションの結果、全体の約13%が融解したときの 融解雪片(右図:濃い部分が溶けた部分)。

4.2 重偏波レーダー散乱特性データベース構築計画

雪片の粒径分布を考慮するため、10 程度の異なる サイズの雪片形状モデルをマイクロ CT データから 抽出し、MPS 法を使って融解させ全体に対する液相 の割合などに従ってシミュレーション結果を出力す る。その形状・混合状態データを使ってレーダー波 長での2 重偏波特性を含むマイクロ波散乱特性を DDA 法または FDTD 法を用いて計算し、データベ ース化する計画である。異なる波長でのマイクロ波 散乱特性は地上レーダーだけではなく衛星レーダー や衛星マイクロ波放射計など複数の観測データを用 いた複合的な解析にも利用できると考えられる。

参考文献

Ishimoto et al.2018,JQSRT,doi:10.1016/j.jqsrt.2018.01.021.
 Koshizuka, 2005, Maruzen.

謝辞:本研究は JSPS 科研費 15K01273, 15H01733, JAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです。

二重偏波レーダーを用いた曇天・雨天時の火山噴煙の観測について

*佐藤 英一、福井 敬一、新堀 敏基、石井 憲介、徳本 哲男 (気象研)、真木 雅之 (鹿児島大)

1. はじめに

気象研究所では平成28年3月から鹿児島県桜島周 辺にXバンドMPレーダー(MRI-XMP)等を設置 し、火山噴煙の観測を行っている。気象レーダーに よる火山噴煙の観測は、目視で見えない曇天・雨天 時における噴火監視という点で期待が高まっている が、従来型の気象レーダー(反射強度)による観測 では粒子判別(火山灰と降水粒子の区別)が出来な いという問題がある。

二重偏波レーダーをはじめとする MP(マルチパラ メータ)レーダーは、そのような問題を解決するため のアプローチとして、有効であると考えられている。 本発表では、MRI-XMPによる曇天・雨天時の火山 噴火観測事例を紹介する。また、事例解析によって 明らかになった課題についても議論する。

2. MRI-XMP について

表1 MRI-XMPの主要諸元

送信電力	各 200W(水平・垂直)
中心周波数	9.47GHz
占有周波数帯域幅	4.4MHz
パルス幅	短パルス:1µ sec
	長パルス: 32 µ sec

<u>3. 観測例</u>



図1 2016年5月8日2時6分(JST)における MRI-XMP(方位角149°) RHI 観測結果(上から反射強度、 ドップラー速度、反射因子差、偏波間相関係数)。黒丸は 噴煙エコーの位置。

図1と図2は2016年5月8日2時1分(JST) に発生した爆発的噴火(昭和火口)のMRI-XMPに よる観測事例である。本事例の噴煙の高さは火口上 3300m以上であることは分かっているが、雲が多く、 高度の特定は出来ていない。

噴火後、2時6分頃に昭和火口方向(方位角149°) のRHIで噴煙エコーが観測された(図1)が、その 後、噴煙は上昇とともに東に流れ、RHI 断面で確認 出来なくなった。図2は噴煙エコーが融解層付近に 到達した時間帯のPPI(仰角15°;火口上約2.5km) である。ドップラー速度のみ、噴煙領域を認識する ことが出来ている。



図 2 2016 年 5 月 8 日 2 時 7 分 (JST) における MRI-XMP (仰角 15°) PPI 観測結果 (左上:反射強度、右上: ドップラー速度、左下:反射因子差、右下:偏波間相関係 数)。黒丸は噴煙エコーの位置。

4. 結論と課題

曇天・雨天時の噴煙のレーダー観測事例を紹介した。上空に融解層が存在する場合、噴煙が融解層に 到達した後には反射強度、速度幅、二重偏波パラメ ータによる識別はできなくなった。ドップラー速度 については、融解層に入った後の数分は周辺領域と 識別することが出来たが、その後は識別不能になった。鉛直シアが無い場合は、噴煙も常に周辺の風と 同じ速度で移流する可能性があり、ドップラー速度 でも検知は難しいと思われる。

本事例では、曇天・雨天時の火山噴煙のレーダー 観測において、融解層と火山灰との識別は難しい。 また、風の鉛直シアのため、単一の RHI 観測で鉛直 断面を取得することが難しいことも問題である。

謝辞

レーダーの解析には Draft (田中・鈴木 (2000)) を用いている。本研究は JSPS 科研費 JP16H03145 の 助成を受けたものです パーシベルによる桜島降灰のリアルタイム監視

*大平貴裕((株)気象工学研究所),真木雅之(鹿児島大学), Dong-In Lee (Pukyong National University)

1 はじめに

鹿児島大学では文部科学省「次世代火山研究推 進事業」の「課題 D:火山災害対策技術の開発」 において、気象レーダによる降灰量の定量的推定 と予測手法に関する研究を行っている.

気象レーダによる降灰量の推定には降灰粒子 の粒径分布データが必要であるため、パーシベル と呼ばれる光学式粒径分布測定装置を鹿児島県 垂水市内3箇所に設置し(図1)、LTE通信を用 いて観測データを収集するシステムを構築した.



2 LTE 通信を用いた観測データ収集システム

外部アンテナにより電波強度を確保できるル ースター(サン電子製)と、ラズベリーパイ(以 下、ラズパイと略)を用いて構築した(図2,表1).

ラズパイからパーシベルへ,1分毎に測定する コマンド(CS/I/60)および,全測定値を出力する コマンド(CS/PA)を送出した後は,パーシベル から1分毎に全測定データが送信される.そのデ ータを1つのテキストファイル(4985バイト)と



して、LTE 通信で、遠隔にある保存サーバーへ送 信する. 今回は、気象工学研究所にデータサーバ ーを置いて WEB ページを作成し、鹿児島大学か らダウンロードする形態とした.

耒1	TF 通信を田L	いたデータ	収集シスー	テムの構成
1 1		··/_/ /	1人木 / / /	

機器	内容
パーシベル	降水粒子および降灰粒子の観測
データコンバータ	RS485 から USB へ変換
ラズベリーパイ	パーシベルへのコマンド送信
(OS : Linux)	パーシベルからのデータ受信・保存
(SD カード付)	ルースターへのデータ送信
ルースター	ラズベリーパイからのデータ受信
(外部アンテナ付)	対向 IP へのデータ送信



図3 システムを構成する機器の外観

3 運用結果

2017年10月17日より2018年2月16日までの約4 か月間,3箇所とも1分毎の観測データを,ほぼ完 全に連続で取得できた.本システムの利点として, ①遠隔でリアルタイムのデータ取得,②観測状況 の監視,③データ共有,④低価格が挙げられる. 観測期間中,1度だけ停電によりラズパイの一部 が破損して欠測が生じたが,その後UPSを導入す る対策を行った.現地では停電が比較的多く,最 初にUPSを導入すべきであった.

4 謝辞

パーシベル設置に協力いただいた,垂水市立松 ヶ崎小学校,垂水市立協和小学校,垂水市中馬吉 昭氏に感謝いたします.なお,本研究は,文部科 学省「次世代火山研究・人材育成総合プロジェク ト」の支援で実施しました.

D401

2017 年 5 月に実施した気象庁全球モデル(GSM)の改良について

米原 仁*、関口 亮平、金浜 貴史、齊藤 慧、木南 哲平、下河邉 明、堀田 大介、長澤 亮二、 佐藤 均、氏家 将志、門脇 隆志、籔 将吉、山田 和孝、中川 雅之、徳広 貴之(気象庁)

気象庁全球モデル(GSM)は、地球全体の数日か ら一週間程度先までを予測対象とし、府県天気予 報・台風情報・週間天気予報など気象庁の多くの 予報業務を支える数値予報システムの基盤とな るモデルである。気象庁では2017年5月に、GSM について積雲、雲、放射、陸面、海面などの物理 過程を中心とした改良を実施した。その結果、 様々な検証指標で予測精度が改善している(米原 2017)。本講演では、今回改良が施されて新しい バージョン1となった GSM1705 について、改良 内容と検証結果の概要を報告する。

主な改良点の概略について以下に記す。

(1)積雲過程および雲過程では、降水の再蒸発過 程の数値計算を陰解法化し、また融解過程の定式 化に緩和型方程式を採用した。これらの変更によ り、降雪の予測結果や、シャープな前線構造の表 現などが改善した。また、台風の不自然な発達が 抑制される例が見られた。

(2)放射過程では、積雲上昇流域での雲の診断ス キームの導入や、水雲粒の有効半径の診断方法の 改良、また、エーロゾルの放射効果について、化 学種・粒子サイズ気候値を考慮する変更を行った。 これらの改良により、全球的な放射収支バイアス の改善や、吸光性のエーロゾルが多い領域・季節 で対流圏の下層気温や高度場などの予測精度の 改善が見られた。

(3)陸面過程では、土壌水分初期値として用いる 気候値見直しや、葉面積指数、植生被覆率、土壌 特性などのパラメータを見直すことにより、地表 面の高温・多湿バイアスを緩和した。

(4)海氷初期値において、解析値から海氷密接度 を増加させる人為的な補正を廃止することで、冬 半球極域での下層大気の低温誤差が海氷域を中 心に緩和した。

(5)その他にも、Untch and Simmons (1999)に よる成層圏メタン酸化スキームを導入した。この スキームの導入により、成層圏の水蒸気の予測精 度が大幅に改善した。また、力学過程では気圧傾 度力の離散化方法を見直し、上層における渦度の スペクトラルブロッキングを解消した。加えて、 4 次元変分法で用いる背景誤差を、より新しい GSM を用いて再作成することで適正化した。

今後の中期的な計画としては、GSM の水平分 解能を13km 程度に高める予定である。また、高 次格子の導入や時間積分順序の改良などの力学 過程の改良、地表面由来の摩擦を総合的に見直す 重力波・境界層過程の改良、地表面過程のタイル 化、積雲・雲過程の再構築など、GSM の予測精 度向上へ向けた、全体的な見直しに取り組む予定 である。

参考文献

Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased stratospheric resolution in the ECMWF forecasting system. ECMWF Newsletter, No. 82, 2-8.

米原仁, 2017:全球数値予報システムの改良の概 要 平成 29 年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部, 1-7.

¹ GSM のバージョンは現業運用を開始した西暦の下二桁と月を 「GSM」の後ろに付けて表す。

<u>1. はじめに</u>

亜熱帯の大陸西岸沖に形成される層積雲は放射収 支に与える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。本研究では、気候モデルにおける改 良の知見(Kawai 2012;川合ほか 2017)に基づき、 短期から一週間程度を予測対象とする GSM に Kawai et al.(2017)の ECTEI による層積雲スキーム を導入し、予測への影響を調査している。中川(2017) では、単発実験の24時間予測値と、4メンバー低解像 度一年積分実験の結果から、放射フラックスのバイアス が減少する、下層雲の不自然に不連続な構造が解消 するといった、先行研究と整合する改善が見られたこと を報告した。今回の発表では、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)を用いたデータ同化・予報サイクル実験の結果 について報告する。

2. 実験の設定

本研究で使用した MRI-NAPEX は概ね 2014 年 9 月の現業全球数値予報システムに対応するもので、水 平解像度は TL319 としている(現業のシステムは TL959)。実験期間は 2014 年 8 月、2015 年 1 月の 夏冬一か月ずつとした。以下では、Kawai et al. (2017)の層積雲スキームを導入した GSM を用いた実 験を TEST、従来の層積雲スキームを使用する GSM を用いた実験を CNTL と呼ぶ。

3. 結果

図 1 に、2014 年 8 月平均の 12UTC を対象とする 850hPa 気温解析値の TEST と CNTL の差(TEST -CNTL)(左)、対応する下層雲量の TEST と CNTL の差(右)を示す。下層雲量の差が大きい領域では、 TEST と CNTL の少なくともどちらか一方で層積雲ス キームが発動しており、層積雲スキームの挙動の差が 下層雲量の差に寄与している。850hPa 気温は、下層 雲量が増加した領域のうち陸から離れた領域で主に高 くなっている。事例ごとの気温の鉛直分布から、境界層 上端が 850hPa 付近となる領域と対応しており、層積 雲スキームの変更に伴って境界層上端付近の構造が 変化したためであることがわかった。これらの結果は中 川(2017)における単発実験の結果と一致している。

発表では、同化に使用されたデータによる解析値・第 一推定値の検証結果や、実験期間内の 12UTC を初 期時刻として行った 11 日予報の検証結果をあわせて 報告する。

<u>4. 今後の展望</u>

これまでの結果から、層積雲スキームが発動している 領域では、今回の改良により下層雲の表現が改善する ことが見込まれる。一方で層積雲スキームが発動しない 領域では、浅い対流や雲頂エントレインメントを表現し 過剰な下層雲を解消するために鉛直拡散係数のスムー ジングを行っているが、最近は EDMF 型の境界層スキ ームなど新しい手法の開発が進んでいる(米原・北村 2016)。引き続き新しい層積雲スキームの特性を調査 するとともに、境界層スキーム・浅い対流スキームにつ いても検討を行う。

参考文献

- 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.
- Kawai, H., T. Koshiro, and M. J. Webb, 2017: Interpretation of Factors Controlling Low Cloud Cover and Low Cloud Feedback Using a Unified Predictive Index. J. Climate, **30**, 9119–9131.
- 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.
- 中川雅之,2017:気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善 (序報).日本気象学会2017年度秋季大会予稿集,C309.
- 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. 2014 年 8 月で平均した、12UTC を対象とする 850hPa 気温解析値の TEST と CNTL の差(TEST-CNTL) (左)と、対応する下層雲量の TEST と CNTL の差(右)。 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 -寒気吹き出し域の雲水表現について-

計盛正博 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

数値予報の初期値作成では衛星観測の輝度温度デー タが用いられている。中でもマイクロ波輝度温度デー タは、曇天域においても大気の気温や水蒸気の情報が 得られ、雲・降水を捉えることができるため、数値予 報精度の維持・向上に必要不可欠の観測データである。 近年、雲・降水域を含む全天でマイクロ波輝度温度デ ータを数値予報の初期値解析のために利用する研究・ 開発が世界の数値予報センターで行われている[1]。気 象庁の全球数値予報システムにおいてもマイクロ波輝 度温度データを雲・降水域を含め全天同化するための 研究・開発を行っている[2]。数値予報モデルが持つバ イアスを把握することは、観測データの同化において 適切な品質管理や観測誤差設定を行うために必要であ る。本研究は、衛星観測マイクロ波輝度温度データと 気象庁全球数値予報モデルの大気プロファイルから計 算された計算輝度温度を比較し、数値予報モデルのバ イアスを明らかにする。特に寒気吹き出し域における 雲水表現について着目した。高緯度から寒気が比較的 暖かい海上へ噴き出す際、海面から水蒸気が蒸発し上 空で凝結することで雲が形成されるが、このような気 象条件下での観測輝度温度と計算輝度温度を比較する。

2. マイクロ波放射計データと放射伝達計算

マイクロ波放射計による観測輝度温度データとして、 GCOM-W/AMSR2、GPM/GMI、DMSP/SSMISのデータ を用いた。放射伝達計算は、気象庁の現業全球数値予 報システムで輝度温度データ同化に用いられている高 速放射伝達モデル RTTOV-10 (雲・降水の影響を考慮す る RTTOV-SCAIT)を用いた。観測データは、モデル の水平解像度と合わせるためモデル格子で平均した。

3. 比較結果

2016 年 7 月を対象に比較を行った結果、南半球高緯 度からの寒気吹き出し域に対応して AMSR2 の First-Guess (FG) departure (観測輝度温度と計算輝度温度 の差) に正バイアスが見られることを確認した。図 1 (a) は、2016 年 7 月 11 日の AMSR2 19 GHz 垂直偏波の FG departure の分布である。同図 (b)は、同日 18 UTC の気 象庁全球解析の 500 hPa の気温である。FG departure は、 マイクロ波輝度温度データ全天同化システム[2]で用い られる観測誤差で規格化した。図中のオーストラリア の南に示されたように高緯度側からの寒気噴き出し域 と FG departure の正バイアス域の対応があった。

4. まとめ

衛星観測のマイクロ波輝度温度と気象庁の全球数値 予報モデルの大気プロファイルから計算された輝度温 度を雲・降水域を含む全天で比較した。寒気吹き出し 域において下層雲が発生している領域において、計算 輝度温度が過少であることがわかった。同様の計算輝 度温度に見られるバイアスは、欧州中期予報センター の全球モデルでも確認されている。原因の一つとして、 現実の下層雲の雲頂付近に存在する雲水(過冷却水) が、数値予報モデルでは表現されていないことがある。 今後は、他の衛星観測との比較を行い、バイアスが出 現する気象条件の詳細を調査する。



図1(a) 2016 年 7 月 11 日 09 UTC~21 UTC の GCOM-W/AMSR2 の 19 GHz 垂直偏波の観測輝度温度 と計算輝度温度の差 (FG departure)の分布. (b) 同日 18UTC の気象庁の全球解析 500 hPa の気温分布.

- Geer, A. J., et al., All-sky satellite data assimilation at operational weather forecasting centres. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*. Accepted.
- [2] 計盛正博, 門脇隆志, 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. 日本気象学会 2017 年秋季大会講演予稿集.

RBF を用いた浅水波モデルの標準実験による検証

* 榎本剛 (京大防災研)

1 はじめに

RBF(radial basis function, 距離基底函数)を用い た浅水波モデル [1] では, 節点を球面上の任意の場所に 配置することができるが, 単一の形状の RBF に対して は, 一様に節点を与えた方が精度が高いことが知られて いる。今回は球面積分の重みや浅水波標準実験 [2] によ り, 球面螺旋 [3, 4, 5](SH)を先行研究が用いた最小エ ネルギー節点 [6](ME)や NICAM に用いられている正 二十面体格子 [7](NI)と比較する。

2 節点の一様性

節点の一様性は,球面上の積分をする際の各節点の重 みを調べることで分かる。重みは,RBFの内挿行列の 逆 A^{-1} の各行の和に比例する。一様な重みからどれだ けずれているか計算し,3種類の節点 SH,ME,NIを比 較した(図1)。ME は複数の領域で非一様性が高くなっ ており,NI は辺や面では一様性が高く頂点で大きい。こ れに対し,SH は螺旋の曲率が大きくなる極付近でやや 大きいがほとんど 1% 以内に収まっている。

3 浅水波標準実験

浅水波標準実験行い,3種類の節点を比較した。時間 積分法には,4次のルンゲクッタ法を採用した。RBF に は多重二乗を用いた。定常状態の実験(Case 2,3)で はSH は ME と遜色ない精度を示し,誤差が ME を下 回ることも多かった。孤立峰を超える流れ(Case 5), Rossby-Haurwitz 波(Case 6),500 hPa 解析値(Case 7)では ME と SH との差は不明瞭であった。NI は精度 は劣るものの,渦度や発散の保存性で有利であることが 分かった。

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, 2009: Proc. Roy. Soc. A, 465,1942–1976.



図 1 ME, SH, NI の一様な重みからのずれ % (n = 2562)

- [2] Williamson et al. 1992: J. Comput. Phys., 102, 211– 224.
- [3] Bauer, 2000: J. Guild. Control. Dyn., 23, 130-137.
- [4] 榎本剛, 2013: 日本気象学会 2013 年度秋季大会講演予稿
 集, A312.
- [5] 榎本剛, 2017: 日本気象学会 2017 年度秋季大会講演予稿 集, C167.
- [6] Wright, G. B., 2016: github.com/gradywright/ spherepts.git.
- [7] Tomita, H. et al. 2001: J. Comput. Phys., 174, 579– 613

ネスト可能でマルチグリッド法の利用に適した

全球スペクトルモデル用の格子系の提案

*堀田大介 (気象研究所・気象庁数値予報課), 氏家将志 (気象庁数値予報課)

1. はじめに

全球大気スペクトルモデルでは球面調和変換でガウ スの求積法を使い、緯度方向に不規則なガウス緯度を 用いるのが一般的である.しかし,ガウス緯度はネス トせず高解像度の格子が低解像度の格子を含まないた め,セミインプリシット時間積分から帰結するヘルム ホルツ方程式を解く際にマルチグリッド法を使用する ことが難しい.本研究では,非静力学方程式系をセミ インプリシット法で積分する際に解く必要が生じる非 定数係数ヘルムホルツ方程式を繰り返し計算で解く際 にマルチグリッド法を使用可能とすることを最終的な 目的として,ネスト可能でかつ球面調和変換が可能な 球面上の格子系を提案し,これを球面浅水モデルと気 象庁全球スペクトルモデル(GSM)の力学コアへ適用 した結果を報告する.

2. 格子系と求積法の定式化

緯度方向の求積法として、一般的な Gauss-Legendre の求積法の代わりに Clenshaw-Curtis の求積法の一種 (Fejér の第 2 ルール)を用いる. この求積法では求積点 の余緯度が $\theta_j = \frac{h}{J+1}$ ($j = 1, \dots, J$) となり、緯度方向の格子 は極を含まず、等間隔となる. この格子系はネスト可 能である. 即ち、J 点の格子をj=2 から1つ飛ばしで選 んだ格子が(J-1)/2 点の格子を構成する. なお、厳密な 求積のためには切断全波数 N に対して J \geq 2N+1 以上の 南北格子点が必要になり、Gauss の場合の3 次切断相当 以上の高次の波数切断が必要となる.

3. 正規直交性と非線形項のエイリアシング誤差

提案する求積法と格子系を GSM のコードに実装し, J ≥2N+1 の条件が満たされる限り Legendre 陪関数の正 規直交性が数値的に丸め誤差の範囲で成り立つことを 様々な解像度で確認した.この求積法では 2 次以上の 非線形項に求積誤差に起因するエイリアシングが生じ るが,エイリアシングの相対誤差は小さい(最大でも~ 10⁻³)ことを数値的に確認した.

4. モデルと理想化実験の設定

GSM のコードを用いて構築したセミインプリシット・セミラグランジュ(SISL)法の球面浅水モデルを使用

し Williamson (1992; J. Comp. Phys.)のテストケース5及 び Galewsky et al. (2004; Tellus A) の順圧不安定波実験 を,提案する Clenshaw-Curtis の求積法を用いた格子と 一般的なガウス格子の双方を用いて実行し,格子系の 違いによる積分結果の差を調べた.実験には3次格子 を用い, Tc479($\Delta x \sim 20$ km) までの複数の解像度を試し た.また,GSM の力学コアを用い,3次切断・全波数 159の解像度($\Delta x \sim 60$ km)にて3次元の静水圧プリミテ ィブ方程式系の傾圧不安定波実験(Jablonowski et al. 2006; *QJRMS*)により同様の比較を行った.

5. 結果

浅水モデル実験の結果,異なる求積法の使用による 積分結果の差は非常に小さく無視できる程度であるこ とを確認した(両テストケースとも渦度の6日積分の 差が規格化した L_2 ノルムで 10^{-5} 以下).3次元プリミテ ィブ系の実験でも同様の結果を得た(850hPa 気温の9 日積分の差が規格化した L_2 ノルムで -10^{-3}).

6. 将来への展望:スペクトル法・格子法併用モデル

本稿で提案した格子系と求積法を使用することによ り、非定数係数ヘルムホルツ方程式を繰り返し法で解 く際に複雑な内挿処理なしで擬スペクトル・マルチグ リッド法が実装可能となる. 擬スペクトル法では格子 空間での水平微分の評価にのみスペクトル法では格子 空間での水平微分の評価にのみスペクトル変換を用い る.よって、図1に示すような構造格子を導入し、水 平微分を有限差分・有限要素・有限体積法等により格 子空間で局所的に評価することで全対全通信に依存す るスペクトルモデルからノード間通信の少ない格子モ デルへの移行、ないし両手法のハイブリッド化がスム ーズに行えるものと期待する.





-299-

Application of diagonal ensemble transform matrices into ensemble forecast

Le Duc (JAMSTEC/MRI), Kazuo Saito (MRI/JAMSTEC), and Daisuke Hotta (MRI)

Introduction

Compared with the breeding method, the ensemble transform Kalman filter (ETKF) has two advantages: (1) the analysis perturbations are consistent with the analysis, and (2) the dimension of the error subspace is almost the same as the number of ensemble members, which is two times larger than the one in the breeding method. However, it is surprising to see that the ETKF produced ensemble forecasts worse than the breeding method both with global models (Wei et al., 2008) and with meso-scale models (Saito et al., 2011). This suggests the important role of independence of perturbations in generating initial conditions for ensemble forecast. The independence of each perturbation in the breeding method helps to maintain physical structures of perturbations associated with large-scale systems like tropical cyclones or fronts in a consistent and coherent manner through multi breeding cycles.

It is easy to see that to keep perturbations independent of each other, a diagonal ensemble transform matrix (ETM) has to be used in the ETKF. It can be shown that this ETM, if exists, must have the form $\lambda \mathbf{I}$, where λ is a scalar and \mathbf{I} is the identity matrix. However, the answer is negative for such ETM. In this study, we will show that the best thing we can do is to use the matrix closest to the set of all mean-preserving ETMs in the Frobenius norm. This matrix is also a multiple of \mathbf{I} and has a close relationship to the positive symmetric ETM \mathbf{T}^s , which is manifested in the so-called diagonally predominant property of \mathbf{T}^s .

Diagonally dominant property

This property says that in \mathbf{T}^{s} the diagonal terms are at least an order of magnitude larger than the off-diagonal terms. This property can be explained by showing that \mathbf{T}^{s} can be decomposed into a sum of a diagonal matrix \mathbf{D} and a perturbation matrix \mathbf{P}

$\mathbf{T}^s = \mathbf{D} + \mathbf{P} = \bar{\lambda}\mathbf{I} + \mathbf{P} \qquad (1)$

where $\bar{\lambda}$ is the mean of the eigenvalues of \mathbf{T}^s . All off-diagonal terms of **P** are also the corresponding off-diagonal terms of \mathbf{T}^s . Whereas the typical magnitude of an element in **P** is $\sigma_{\lambda}/\sqrt{k}$, the typical magnitude of an element along the diagonal of **D** is $\bar{\lambda}$. Here σ_{λ} is the standard deviation of the eigenvalues of \mathbf{T}^s , and k is the number of ensemble members. 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 100.

Application

The diagonally dominant property is a consequence of the fact that an ETM mostly resembles a multiple of **I** when it is \mathbf{T}^{s} , and the corresponding diagonal matrix is $\overline{\lambda}\mathbf{I}$. This implies that we can replace \mathbf{T}^{s} by its approximated one given by $\overline{\lambda}\mathbf{I}$. This is equivalent to a new method to specify the rescaling factors in the breeding method. That means after each cycle, we rescale forecast perturbations by the factor $\overline{\lambda}$. It is hoped that the combination between the breeding method and ETKF can help to improve performance of ensemble forecast.

The new ensemble generation method using $\bar{\lambda}I$ as its ETM was compared with the traditional method when T^s is chosen as the ETM for one-month real observation experiments. Here the localized version of ETKF, i.e. LETKF, was used in both experiments. For completeness the traditional breeding method was also run. The breeding cycle was set to three hours and the analysis by JMA was used at each cycle. The number of ensemble members was 50. Ensemble forecasts were only performed for analysis ensemble valid at 12 UTC.



Fig. 1: WRMSEs of 12-hour forecasts of zonal wind (a), meridional wind (b), temperature (c), and relative humidity (d) against radiosonde observations.

Figure 1 and 2 show weighted root mean square errors (WRMSE) and Kullback-Leibler divergence (KLD) respectively for 12-hour ensemble forecasts of different variables. Both these scores take observation errors into account in verification. The KLD score is replaced for the traditional rank histogram method since the latter can lead to misleading results with multiple forecasts. Clearly, LET-Diag outperformed LET-Full and was slightly better than Breeding.





インドモンスーンオンセット期の季節内降水予測と 旱魃インデックスの利用

高谷祐平(気象研)・山口宗彦(気象研)

1. はじめに

インドモンスーン期の降水はインドの社会経済に 多大な影響をもたらすため、この季節内予測は特に 農業等の経済活動に重要な意義がある.

現在,WWRP/WCRPの合同国際プロジェクトで ある季節内から季節予測プロジェクト(S2S)が実施 されており,季節内予測を行う主要な気象機関の現 業予測データが研究に利用できるようになった.本 研究ではS2Sで公開されたECMWFの予測データと GSMaP降水解析データを用いて,インドオンセット 期の降水予測を評価する.さらに,旱魃の監視・予測 に有効なKeetch-Byram旱魃指数(KBDI; Keetch and Byram 1966)をインドモンスーンの季節内予測に適 用した結果も紹介する.

2. 方法

本研究ではECMWFの再予報データ(計19年:1999 -2010年,各初期値10メンバー)をS2Sデータポータ ルから取得して解析した.解析データとしては, JAXAより提供されているGSMaP降水データ, ERA-



第1図 南アジア域における予測3週目(リードタイム 14日,7日平均)降水量の相関スコア. 評価期間はそれぞれ(a)5/9-5/21,(b)5/30-5/12, (c)6/20-7/3.四角枠はヒンドゥスターン平野域を示 す.



第2図 予測3週目(7日平均, リードタイム14日)降水 量の相関スコアのヒンドゥスターン平野域(第1図) 平均の時系列.

Interimの6時間最大気温を用いた.

まず,週平均・アンサンブル平均した降水量予測値 及び解析値を用い,アノマリー相関係数を計算し,予 測精度の季節依存性を調べた.さらに,KBDIを日積 算降水量及び日最高気温の予測値及び解析値を用い て計算し,評価した.

3. 結果

第1図に2週間毎のリードタイム2週間の降水予 測精度(相関係数)を示す.インド北部のヒンドゥス ターン平野(インドモンスーンのコア領域;第1図四 角領域)に着目すると、5月後半から6月前半にアノ マリー相関が高くなるという顕著な季節依存性を示 すことがわかる(第2図).この時期は当該地域のモ ンスーンオンセット期の前後に対応しており、イン ドモンスーンのコア領域では、モンスーンオンセッ ト期に降水精度が高くなることを示す.

4. 考察とまとめ

ECMWFの予測データを用いた本調査の結果は, 気象庁の季節予報システムにおいて6月頃に同地域 で予測精度が高くなるという著者らの調査と整合的 であり,インドモンスーンの季節内降水予測におい て比較的精度が高くなるという季節依存性を示すも のである.インドモンスーンのオンセット前には, インドにおいて非常に気温の高い日が続き,熱中症 の発生や農業への影響など社会経済に多大な影響が ある.発表では KBDI の結果も比較し,旱魃インデ ックス予測の有用性について議論したい. 小型落雷実験装置の開発と中学校理科での教育実践

*松井孝夫(群馬大学大学院教育学研究科), 岩崎博之(群馬大学教育学部)

1. はじめに

学校管理下で落雷事故が起き続けていることから, 文部科学省は「落雷事故の防止について」を通知し, 落雷事故防止のための適切な措置を求めている.しか し,中学生向けの適切な教材がないこともあり,避雷 に関する「防災教育」はほとんど行われていない.

一方, 雷雨時に木の下で雨宿りをすると「側撃雷」 の危険性があることを保護者や教師から聞いている子 供は多い.しかし,「木による保護範囲」を理解してい ないため「(保護範囲を超えて)木からできるだけ遠く に避難する」と誤解している場合も少なくない.そこ で,中学校理科の授業において,避雷に関する防災教 育に活用できる教材を開発し,「保護範囲」に注目した 教育実践を行った.

2. 小型落雷実験装置の概要

この装置は、ライター等に使用される圧電素子を用いて発生させた高電圧により火花放電を起こし、それ を雷に伴う稲妻と見立て、雷放電の基本的な性質を確認できるものである.材料費は約500円である.



図1 小型落雷実験装置(写真),及び,落雷実験における針の配置図(左:高所への落雷を確認する実験/右: 避雷針の保護範囲を確認する実験)

図1のように、プラスチックケースに貼り付けた2 枚のアルミテープと圧電素子とをリード線で接続し、 上側のアルミテープにおいたマチ針(稲妻)の先端か ら、もう一方のマチ針(木または避雷針)の先端やア ルミテープ(地面)に向かって火花放電を発生させる.

この圧電素子で得られる火花放電の放電距離は 6mm

であることから、マチ針やアルミテープなどの電極間 の距離を 6mm 以下に設定する.

教育実践の結果

教育実践は、公立中等教育学校第2学年の4クラス 32 グループ(1グループ4名程度)を対象とし、2017 年10月に実施した.授業時間は55分である.

雷が高いものに落ちやすいことを確認するための実 験を図1(図左)に示す針の配置で行った.10回の放電 を行うと、全てのグループが70%以上の確率で、高い 針に落雷することを確認できた.

次に、電柱などの高い構造物の周辺に存在する落雷 しにくい保護範囲を確認するための実験を図1(図右) に示す針の配置で行った. 稲妻と避雷針との距離を 7mmから1mm間隔で近づけると,理論上は,5mm程 度の保護範囲が作られる.生徒が確認できた保護範囲 の広さを表1にまとめる.保護範囲の広さには、グル ープによりばらつきがあるが、全てのグループが保護 範囲を確認でき、全体の74%のグループでは保護範囲 は理論値とほぼ等しい4mm以上であった.この実験に より、「木からできるだけ遠くに避難する」という生徒 の誤解を正すための準備が整うことになる.

表1 避雷針の保護範囲確認実験実施結果

保護範囲(mm)	7	6	5	4	3	2	1	
グループ数	0	1	10	35	13	3	0	
割合(%)	0	2	16	56	21	5	0	

4. まとめ

開発した装置は、以下の4つの特長がある. ①高いところに落雷しやすいことが確認できる. ②避雷針などがつくる保護範囲が確認できる. ③机上で、安全に使用できる.

④身の回りの物を使い、材料費は約500円と安い.

生徒は実験を通して、雷放電の基本的な性質や、避 雷針により保護される範囲などを理解することができ た.実験を行うことは、実感を伴った理解につながり、 避雷に対する興味・関心を高め、適切な避雷行動を考 えるための基盤となると考える.

2014年8月広島での豪雨の再現実験

*大泉伝 (海洋研究開発機構/気象研究所), 斉藤和雄 (気象研究/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)

1. はじめに

広島市周辺では2014年8月19日の夜から20日未明に 降った大雨により土砂災害が発生した。この様な豪雨 は増加傾向にある事が報告[1]されており、防災・減災 の為には精度の高い予報が必要である。精度が高い予 報をするためには、数値予報モデルの解像度を上げる ことが重要であり、2013年10月の伊豆大島の豪雨事例 [2]ではその有効性が明らかになっている。本研究では モデルの解像度の違いが、豪雨をもたらした線状降水 帯や対流にあたえる影響を調べた。

2. 実験設定

上述の広島の豪雨を対象に、8月19日21時から翌 06時の9時間で再現実験を行う。モデルはスーパーコ ンピュータ「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。境界層ス キームには Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino level3 (MYNN)と, Deardroff (DD)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。 表1 モデルの設定

Experimental name	Grid spacing (m)	Time step (s)	Number of horizontal grid points	Vertical level	Turbulence closure model
CM2kmMY	2,000	10	800×550	60	MYNN3
CM500mDD	500	2	3197×2197	85	DD
CM250mDD	250	1	6393×4393	168	DD

3. 結果

図1は、解析雨量と各解像度のピーク時(20日01 から04時)の3時間雨量を示す。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位 置した広島市周辺では246mmの雨が解析された。解像 度2kmの実験では降水帯の位置が解析雨量よりも北東 にずれてあらわれた。しかし解像度500mと250mの実 験では強い降水域が解析雨量の様に広島市周辺に再現 された。伊豆大島の事例では、境界層スキームの違い が降水帯の位置に大きな影響を与えていたが、本事例 では解像度の違いによる影響が大きかった。

解像度の違いによる対流活動の違いを調べるために、 先行研究[3]を参考にして、独自に対流活動の核" Cloud Core"を定義し、広島市周辺での上昇流の発生頻度と 強度を調べた。解像度 2 kmの実験では、平均 2-3 (m/s) の上昇流が全体の 34%で最も多かったが、解像度 500m の実験では平均 1-3 (m/s)の上昇流が多く見られ、全体 の 29%をしめた。最も強かった上昇流は、解像度 2 km の実験では 9.1 (m/s)であったが、解像度 500m では 23.4 (m/s)であった。本発表では、境界層スキームの違 いによる影響など、より詳しい解析結果を報告する。



- Japan Meteorological Agency, 2016: Climate Change Monitoring Report 2016.
- [2] Oizumi, T., et al., 2018: J. Meteor. Soc. Japan, 96.
- [3] Miyamoto, Y., et al., 2013, Res. Lett., 40

積乱雲スケールの予測可能性改善に向けたひまわり8号雲域輝度温度同化

*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>

個々の積乱雲を解像するような時空間スケー ルにおける数値予報精度の向上は、局地的大雨等 の顕著現象の予測精度向上につながるため重要 である。積乱雲スケールの予測可能性を高めるた め、地上設置レーダ観測のメソモデルへの同化が 盛んに研究されてきた(例えば, Miyoshi et al. 2016 BAMS)。

レーダ観測に比べ、衛星観測データの同化が積 乱雲スケールの予測精度向上にどのくらい寄与 できるかは十分に研究されていない。近年では、 2015年7月に運用開始されたひまわり8号を初 めとして、静止気象衛星の赤外輝度温度観測の時 空間分解能は劇的に向上しており、新世代静止気 象衛星がもたらす「観測ビッグデータ」の利用に より積乱雲スケールの予測精度向上が期待され る。既存のひまわり8号観測データのメソモデル への同化に関する研究成果は台風事例に集中し ており(例えば、Kunii et al., 2016 JMSJ; Honda et al. 2018 MWR)、環境場の強制力の弱い局地 的大雨事例において積乱雲スケールの予測可能 性の改善ができるかどうかは未解明である。

本発表では孤立した積乱雲がもたらした局地 的大雨事例に対してひまわり 8 号赤外輝度温度 の同化が有効であるかどうかを議論する。特にデ ータ同化による解析場が個々の積乱雲を正しく 捉えることができるかに注目する。

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(Okamoto 2017 QJRMS)を使用した。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。

輝度温度データを除く、現業用の品質管理済み 観測データのみを同化した実験(NoHim8)とこれ に加えひまわり8号の10分毎のフルディスクデ ータを同化した実験(Him8)を行った。ひまわり8 号の赤外輝度温度はそれぞれ上層・下層の水蒸気 に感度のあるバンド8・バンド10を同化した。

同化手法として、Running-In-Place (RIP)を用 いている。RIP はアンサンブルスムーザーを用い て 1 つの同化窓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。 RIP の詳細については Yang et al. 2012 MWR お よび澤田他 2017 秋季大会を参照のこと。

対象事例は、2015 年 7 月 30 日の近畿地方に おける局地的大雨である。計算期間は 2015 年 7 月 30 日の 02UTC から 10UTC までとした。

3. <u>結果と考察</u>

図 1 に孤立した積乱雲を含む断面で切ったと きのモデル推定の水物質の全量と、レーダ反射強 度の比較を示す。NoHim8に比べて、Him8実験 では積乱雲の発生を表現できていることが分か る。ただし、その発生時刻はレーダによる観測に 比べておよそ1時間程度遅れている。観測では積 乱雲の急発達を高頻度に捉えることができてい ても、データ同化のスピンアップに時間がかかっ てしまっていることが分かる。RIPの適用によっ て若干スピンアップは早まるが(澤田他, 2017 秋 季大会)、予報のリードタイムを確保するために 十分ではない。本発表ではスピンアップをさらに 早めるためにとりえる方策について議論したい。 **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:経度135.5-135.75 度における南北断面。(a)NoHim8 実験における水物質の全量と風速場。黒点はひまわり最適 雲解析による雲頂高度を示している。(b)は(a)と同じだが Him8 実験によるもの。(c)レーダ CAPPI による反射強度。(c) のみ時刻が異なることに注意。

理想降水セルにおける Hallett-Mossop process の効果に関する数値実験

*木下直樹 (九大・理), 川野哲也, 川村隆一 (九大院・理)

1 はじめに

活発な積乱雲内では氷晶核よりも 2–3 桁も大きな 氷晶数が観測されることがある。これは通常の氷晶 核形成では説明できない。そのため、既存の氷粒子 から新たな氷晶を生成する過程(二次氷晶生成; SIP) がいくつか提案されている。これまで最も有力視さ れてきた SIP は、雪や霰などの氷粒子に水滴が衝突 合体する際、特定の温度($-8 \sim -3^{\circ}$ C)で氷晶芽が放 出される過程:Hallett-Mossop process(以降 H-M process, [1])であり、多くの雲解像数値モデルに導 入されている。しかし、近年の雪雲の直接観測によ り、H-M process が有効に働く温度領域以外でも多 くの氷晶が確認され、H-M process 以外の SIP、特 に氷粒子の衝突で氷晶芽が生成される過程:ice-ice collisions [2] が注目されている。

本研究では、将来の ice-ice collisions スキームの開 発に向けた第1ステップとして、H-M process が雲 内の微物理構造と地上降水に及ぼす影響を理解する ために、雲解像モデルを用いた理想降水セルにおける H-M process の効果を調査した。

2 研究手法

数値モデル CM1 [3], [4] (release 19.3) を用いて、 夏季積乱雲を模した理想的な降水セルに関する数値 実験を行った。初期時刻の環境場には Weisman and Klemp (1982, [5]) の analytic sounding を用いた。 初期時刻の風速は 0 とし、地表相対湿度は 90% とし た。また、対流を発生させるため、高度 1.4 km で最 大 1 K の温位上昇を与えた。雲微物理スキームには Morrison double-moment スキーム [6], [7] を用いた。 H-M process を考慮する場合としない場合の実験を 比較し、H-M process の効果を調べた。また、水蒸気 混合比の上限値を $q_{v0} = 12.5, 13.0, 13.5, 14.0 g/kg に$ した 4 つのケースを調査した。

3 結果

シミュレートされた単一降水セルの最大鉛直風速 は qv0 と共に増大し、H-M process の on/off によ る差はほとんどなかった。4 つ全ての実験において、 H-M on run の方が降水セルの成熟期において積算降 水量が少ない一方で、減衰期では増減を繰り返しつつ も全体的に降水量が増加した。

この結果の理由を調べるため、各実験の結果を解析 した。ここでは 14.0 g/kg run の解析結果のみを示す が、ほぼ同様の結果が他の run でも得られた。まず、 雨滴の混合比 q_r の水平平均値を時刻 t と高度 z の平 面上にプロットすると、[t:34 ~ 45 fheta, z:4 ~ 6 km]の領域(領域 1)と [t:60 ~ 105 fheta, z:0 ~ 4 km]の 領域(領域 2)において、H-M process によって q_r がそれぞれ減少および増加していることが分かった。 次に、雨滴の混合比 q_r に影響を与える 15 個の雲微 物理過程に対して、 q_r の生成消滅項の on/off の差を 取った。その結果、領域 1 において H-M on run の 方が、雨滴が雲粒を併合する過程がより不活発、雨滴 が氷晶と衝突して凍結して霰になる過程がより活発、 雨滴が雪や霰に併合される過程がより不活発である ことが分かった。また、領域2では霰の融解過程が活 発になっていた。

以上の結果より、地上降水に対する H-M process の効果を図1のように考察することができる。まず、 領域1において H-M process が発生することによっ て、氷晶の数濃度 N_i が増加する。すると、雨滴と氷 晶の衝突が活発になり、より多くの雨滴が霰に変換さ れる。その結果、雨滴の混合比は減少して、成熟期に おける降水量も減少する。一方、雨滴から変換された 霰は、雨滴より落下速度が小さく、雨滴より上層に分 布する。これらの霰は雨滴よりもゆっくり落下して、 領域2で融解し、減衰期での降水量の増加に寄与する と考えられる。



図1 夏季積乱雲における H-M process の効果 の模式図。N_i: 氷晶の数濃度、q_r: 雨滴の混合 比、q_q: 霰の混合比

4 今後の課題

今回は夏季積乱雲について調べたが、冬季雪雲の場 合についても調査する必要がある。その上で、ice-ice collisions 過程のスキームを数値モデルに導入し、こ の過程が雲微物理構造や地表降水量に与える影響を 調査する。

- Hallett, J., and S. C. Mossop, 1974: Nature, 249, 26-28.
- [2] Takahashi, T., et al, 1995: Journal of the Atmospheric Sciences, 52, 4523-4527.
- [3] Bryan, G. H., 2002: Ph.D. thesis, The Pennsylvania State University, 181 pp.
- [4] Bryan, G. H., and J. M. Fritsch, 2002: Monthly Weather Review, 130, 2917-2928.
- [5] Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: Monthly Weather Review, 110, 504-520.
- [6] Morrison, H., et al., 2005: Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 1665-1677.
- [7] Morrison, H., et al., 2009: Monthly Weather Review, 137, 991-1007.

二重偏波レーダーで観測された竜巻・非竜巻事例のフックエコーの比較 *1南雲信宏・1益子渉(気象研究所)・21山内洋(気象庁)・1足立アホロ(気象研究所)

(1気象研,2気象庁観測時間1個課)

1. はじめに

2012年5月6日につくば市を襲った竜巻はスーパー セルから延びるフックエコー下に発生した(例えば, 山内ほか2014).一方,2015年8月12日につくば市に 発生したスーパーセル1ikeな積乱雲においてもフッ クエコーがみられ,中層にはメソサイクロンや渦状 のレーダー反射因子の特徴がみられたが(足立ら 2016),竜巻発生には至らなかった.フックエコーは 中層の渦やそれを形成する鉛直流等によって形成さ れるが,必ずしも竜巻の前兆現象とはならない.

近年,数値計算によって竜巻の形成メカニズムが 解明されつつあるが(例えばMashiko 2016),一方で 竜巻検知に向けた二重偏波レーダーを用いた研究も おこなわれている.例えば,竜巻がタッチダウンす ると,飛散物が巻き上がり,フックエコー内の均一 性が低下することが明らかになっている(山内ほか 2014, Ryzhkov 2005).

本発表では、竜巻の前兆現象及び検知の特徴を明 らかにすることを目的に、気象研究所の固体素子二 重偏波レーダー(以下MACS-POLと略す)で数km~10数 kmの近傍で高い空間分解能で捉えた竜巻を伴うフッ クエコーと竜巻を伴わなかったフックエコーの特徴 を比較した結果を報告する.

2. データ

(用データ:MACS-POL (気象研究所屋上に設置) 波長:Cバンド (波長 5.4cm) 解像度:接線方向 150m, ビーム幅 1 度 観測は 2 方向の RHI 観測を行い,その後,仰角が 0.5 度~18 度の PPI 観測を行った.1 ボリュームスキャ ンに約 4~5 分のスケジュールである.

<u>3. 結果</u>

<u>3.1. 竜巻事例(つくば竜巻 2012 年5月6日)</u>

図1は竜巻の地上到達時(図1a,b)とその約8分後(図1c,d)のフックエコーの分布である.フック エコーはこの10分以上前に出現し,時計回りと反時 計回りのエコーの内,反時計回りのエコーが顕在化 した. 竜巻発生の8分後には反射強度の強い領域が 中心に分布し(図1c),反対に偏波間相関係数の中心 の値が0.80以下に低下した(図1d).飛散物が巻き 上げられてしばらくしてから偏波間相関係数の低下 がみられることから,この特徴は竜巻の検知に用い られる一方,前兆現象とはなり得ない.

<u>3.2. 竜巻を伴なわない事例(2015 年 8 月 12 日)</u>

本事例は時計回りと反時計回りのフックエコーが 存在していたが(図 2c),この時刻以降は時計回りの 分布(高気圧性回転の領域)が顕在化する竜巻事例 と逆の特徴がみられた.この事例も下層ほど偏波間 相関係数が低下する特徴がみられ,仰角 6.2 度でも フックの中心付近は反射因子が 20dBZ 以上にもかか わらず,0.8 程度まで低下する特徴がみられた(図 2b).これは雨滴の数が少ない一方,個々の雨滴は大 粒であるからと推察される.また渦近傍の偏波情報 の鉛直断面図は定性的には先行研究の竜巻発生事例 とよく似た偏波特性を持っていた(図は省略).

そこで本研究は今後, 竜巻発生前後のフックエコ ーの偏波情報の定量的な変化に着目し, 竜巻を伴わ なかった事例との類似性・非類似性を調査すること を目的とした解析を行う.



図1 2012 年 5 月 6 日のつくば竜巻事例の竜巻発生 及び8 分後の仰角 2.8 度 PPI のフックエコー分布. 高度は 600-700m. (a) 12 時 36 分の反射因子, (b) 同 時刻の偏波間相関係数, (c) 12 時 44 分の反射因子, (d) 同時刻の偏波間相関係数. 座標は MACS-POL からの 距離を表している. (ただし、本事例の描画においては比 較の観点から東西南北を+50 度回転させている.)



図 2 2015 年 8 月 12 日 17 時 59 分の仰角 6.2 度 PPI のフックエコー分布. 高度は 800-900m. (a) 12 時 36 分の反射因子, (b)同時刻の偏波間相関係数.

謝辞

本研究の一部は、科研費課題「二重偏波レーダー と数値シミュレーションを用いたスーパーセル竜巻 の前兆現象の解明」(課題番号 15K05295) により支 援を受けました.

参考文献:

足立ほか 2016: 2016 年度気象学会秋季大会予稿集, B155. Mashiko W. 2016: Mon. Wea. Rev., 144, 1069-1092. 南雲ほか 2016: 2016 年度気象学会春季大会予稿集, B160. Ryzhkov. A. 2005: J. Appl. Meter., 44, 557-570. 山内ほか 2014: 2014 年度気象学会春季大会予稿集, B451.

光学式ディスドロメーターの特性と全粒子ロギングについて

^{*1}中井専人・¹山下克也・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・³村上茂樹 (1: 防災科研・雪氷, 2: 長岡技大, 3: 森林総研十日町)

1. はじめに

近年多く使われるようになってきたレーザー1 ビーム方式の光学式ディスドロメーター(OD)は、 通常、粒径-落下速度の2次元ヒストグラムを出力 し、それを用いた降水粒子の解析が研究として行 われている。しかし、測定粒径の精度やセンサー 個体差、校正方法、測定レンジより大きい粒子や ビーム端にかかった粒子の扱いなど、測器の特性 に関する情報が乏しい。これは特に、観測で複数 測器を用いる場合、あるいは測器更新で機種が変 わる場合に解析に影響する。そこで、各測器がど のような特性を持つか把握する必要があると考え、 調査を行っている。

2. 調査方法

今回は Thies Clima社 製 Laser Precipitation Monitor(LPM)を用いた調査を行った。LPMには測 定した全粒子について約50パイト1行のデータを自 動送信する設定(Particle Event Telegram,以後PE と略す。)がある。なお、この設定において粒子数 が非常に多い時に取りこぼしのないことは保証され ていない。今回、通信速度はLPMで設定可能な最 大値(115200bps)に設定した。また、PEは観測用純 Eソフトウェアではなく、PCのターミナルから RS485/422通信制御してデータ受信、保存する必要 が ある。そのため、Python3(Anaconda)+ pyserial2.7を使用し、全受信データ行に日時を付 加して記録するスクリプトを作成した。

3. 結果

3.1. 球体落下による試験

実験室において直径3mmの鉄球(SUJ-2, 等級20)、 直径15mm、20mm、25mmの木球(ミズキ, ノギス を用いたサンプル測定で±0.5mmの誤差, かつ一部 薄く切り落としあり)をビームのほぼ中央に落下させ た。落下中の位置がレーザービームと垂直方向に ずれたり不要な力が加わらないよう、レーザービー ムと平行方向に溝を切った校正器を用いた。ただし、 25mm木球は校正器が構造上使えなかったため台 を用いて落下させた。

3mm鉄球30個を4秒以内に連続落下させたところ、 LPMは個数を正しく計測し、測定値の平均は 3.2mm、標準偏差は0.046mmであった。測定され た平均値が実粒径より大きい点については、測定 値が中央からビーム縁にかけて小さくなる(Frasson et al., 2011)ためその重み、及び、鉄球は雨滴と異 なり透過光がない点について、調査が必要と考え ている。

木球のサイズは、全 て約8.67mmに丸められ ていた。これよりかけ離 れて小さく出た値は、 測定上の理由による誤 差と考えられる。この丸 めは降雨観測では問題 にならないが、冬季日 本のように粒径1cmを越 える雪片が日常的に降 る環境では、粒径分布 について何らかの補正を 考える必要がある。

3.2. 全粒子ロギングによ る観測

現在、PEによる降雪 観測を防風ネット内にお いて試験的に実施して いる。観測開始後最初 に得られたデータを第2 図に示す。縦軸は粒子 がレーザービームを通 過している時間の長さで



第1図 実粒径と測定した粒径 との比較。○中の数字はその 位置に重なっている個数を表 す。



 ^o Sphere-assumed Size (^am)
 ⁱ 第2図 PEによる約13時間の降 雪観測について、できるだけ 下位レベルかつ物理的にわか りやすい値として、球を仮定し た粒径と粒子のビーム通過時 間との散布図

ある。約8.67mmにおける値の丸めが明確であるこ と、測定された全領域で滑らかに分布し、量子化 誤差のようなものは見られないことから、素直で扱 いやすいデータであることが期待できる。粒径が小 さく継続時間が短い部分はビーム端を通過した粒 子と考えられ、対応する速度値を作図すると落下速 度の異常に大きい粒子として表れる。

4. まとめ

レーザー1ビーム方式ODについて、全粒子ロギ ングによる調査を実施し、降雪粒子の特性と測器計 測特性の把握に有用と期待できるデータを得た。 今後、データの蓄積と解析を進めて行く予定である。

謝辞: 本研究は防災科学技術研究所『多様化す る雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測の 融合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構 降水観測ミッション(PMM-RA8 PI203『融解を含む 降雪の粒径落下速度分布と鉛直プロファイルの観 測的研究』)によります。

文献: Frasson et al., 2011, Atoms. Res., 101, 237-255.

Convolutin Neural Network を用いた短時間降水予測手法の開発 *末澤卓(首都大院), 妻鹿友昭, 菊池博史(首都大), 吉田翔(気象工学研究所), 水谷文彦, 吉見和紘(東芝インフラ), 牛尾知雄(首都大院)

1. 序論

急速に発達する降水セルに対する予測手法の開発が 求められている.本研究では人間がレーダの時系列観 測データを見て降水セルの移流速度や発達の様子を認 識できることに注目し,動物の視覚神経をヒントに考 案された Convolution Neural Network (CNN)^[112]を用いた 短時間降水予測手法(CNN-Nowcast)を提案する.本手法 は降水モデルを仮定せずとも,降水セルの発達・衰退 を予測できる.本研究ではフェーズドアレイ気象レー ダ (PAWR)観測データを用いて, CNN-Nowcast 法の検 討・開発を行った.

2. CNN-Nowcast 法の概説

大阪大学吹田キャンパスに設置された PAWR 観測デ ータに CNN-Nowcast 法を適用した.5分前から現時点 まで1分ごとの PAWR 観測データを CNN に入力する. ただしこの観測データは Z-R 関係を用いて降水強度に 変換した後,中央値フィルタ処理を行って平滑化した ものである.畳み込み層で降水セルのエッジなどの特 徴量を抽出し,全結合層で特徴量の非線形写像を行い 最終的な予測結果を出力する.Max Filter を用いてダウ ンサンプリングした5分後の観測データを教師データ として与え,予測結果との平均二乗誤差が最小化する ように CNN の各パラメータを更新(学習)させる.十 分な量の訓練データを用いて学習することで,未学習 の入力データに対しても予測できると考えられる.学 習済み CNN は予測範囲の5分後雨量を空間分解能 2.5[km]で出力する.

3. 結果と考察

学習済み CNN に学習に用いなかったデータ(図1)を 入力し,得られた予測結果を図2(b)に示す.この事例 では赤丸で示すように,降水強度15[mm/hr]程度の降水 セルが西から移流してきている.セルトラッキング法 を用いた従来手法ではこの降水セルの観測できていな い領域について予測できない(3)が,CNN-Nowcast はこ の雨域の形や降水強度を予測できている(1).



図1:評価に用いた未学習データ



図2:図1の事例について(a)予測すべき真値, (b)CNN-Nowcastの予測結果, (c)従来手法の予測結果

一方,(2)に示す20[mm/hr]程度の雨域について過小予測 している.他の事例でも20[mm/hr]を超える雨域に対し て過小予測の傾向が見られた. CNNの訓練に用いたデ ータの内,20[mm/hr]以上のピクセルが占める割合が 0.2%と非常に少なかったために、このような強雨域に 対する学習が進まなかったと考えられる.

4. 結論

本研究では CNN を用いた短時間降水予測手法 を PAWR に適用し評価を行った. CNN-Nowcast は降水セルの発達や侵入を従来手法よりもよく予 測できた. しかし訓練データ数が少ないという問 題のため,強雨域の雨量を過小予測する問題が生 じた. 今後訓練データ数を増やすとともに, PAWR 3 次元観測データや従来手法の予測結果を CNN に入力することで,強雨域に対しても予測できる ようにする.

- [1] 福島邦彦, 2017, 電子通信学会論文誌 A, J62-A, 658-665.
- [2] LeCun Y., 1989, Neural Computation, 1, 541-551.

コヒーレント・ドップラー・ライダーと高解像度都市モデル を用いた Convective Initiationの検討

*岩本尚大¹,古本淳一¹,東邦昭^{2,1},稲垣厚至³,神田学³,常松展充⁴ (1. 京都大学生存圏研究所, 2. メトロウェザー株式会社, 3. 東京工業大学, 4. 東京都環境科学研究所)

1 はじめに

局所的に発生・発達する積乱雲は局地的豪雨をもた らす事例があり、公共交通機関の遅延などによって人 間活動へ影響を与える。局地的豪雨の発生メカニズム においては、Convective Initiation (以下、CIと表す) が積乱雲の発生と位置を決定するとされている。従来、 CIの最も重要な要素に湿度が挙げられる一方で、近年 の研究では、下層での風の収束が CIの重要な要因であ るとされている。

本稿では、都市域における CI に注目する。大気境 界層における水平風収束を観測するため、コヒーレン トドップラーライダー (以下、CDL と表す)を都市に 設置した。CDL の観測データを都市の街区を表現した Large Eddy Simulation (以下、LES と表す)モデルに 導入することにより、対流活動と CI について検討する ことを目的とし、局地的豪雨の予測を改善することを 目指す。

2 CDLの概要と観測結果

観測に使用した CDL は距離分解能が 100m、角度分 解能は 1°、観測範囲は約 4km で地上 200m のビルの屋 上に設置し、仰角 0°として視線風速を観測した。観測 結果を VAD 法を用いて水平風速を求めた上で、LES モデルに初期値として導入する。

本研究では、CDL で観測を行っていた 2015 年にお いて発生した局地的豪雨の事例について解析を行った。 図1に CDL の視線風速成分を示す。図1のうち、白 抜きされた領域である障害物が原因で視線風速を観測 できなかった領域を除いた上で VAD 法による解析を 行ったところ、図2に示す水平一様成分を引いた変動 成分が検出された。地上 200m において観測された小 規模の収束や発散による風速場の乱れは CI に関連する 可能性があると考えられる。

3 都市モデルの概要と今後の予定

本研究では、都市部における大気境界層の風速場について詳細に表現するため、渦を陽に表現できる LES モデルである palm Ver.4.0を使用し、航空レーザ測量による地表面データを用いて図3に示す水平分解能2mの高解像度都市モデルを作成した。計算領域は2km×2kmでCDLが設置されていた東京都中央区日本橋が含まれるように設定した。

作成した都市モデルに CDL の観測結果を取り込ん でシミュレーションを行うことにより都市域の大気構 造を明らかにし、下層の風速場と CI の関連性について の仮説を検証する。



図 1: 地上 200m の視線風速 (正速度が中心に向かう風)







図 3: 東京都中央区日本橋付近の街区

ドップラーライダーの移動観測による 大気境界層高度および鉛直風の水平分布把握の試み

*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>

大気境界層高度(以降 PBLH)は、地表付近の大気 汚染濃度や大気熱容量に大きく寄与するため、その変 動過程の調査は非常に重要である。特に、都市内にお ける PBLH は空間的に非常に不均質であることが報告 されており(Pal et al, 2012)、都市ヒートアイランド やそれに伴う循環を調査するためには都市内における PBLH の水平分布を把握することが重要である。

そこで本研究は、関東平野内陸部に位置する埼玉県 熊谷市において、PBLH および鉛直風の水平分布の把 握を目的としたドップラーライダー(以降 DL)の移動 観測を試みた.本稿では、2018年1月18~19日の観 測によって得られた結果について報告する.

<u>2.研究概要</u>

DL (LR-S1D2GA:三菱電機社製)を軽トラック の荷台に設置し移動観測を実施した.第1図は,DL 移動観測ルートを示す.熊谷市街地を南北方向へ縦断 するルートをルート①(第1図細線),熊谷市街地を東 西に横断するルートをルート②(第1図太線)とした. なお,両ルートともに立正大学(北緯 36.108°,東経 139.364°)を始点・終点とした.移動観測は,1月18 日10時~19日6時の期間に計11回観測した.第1表 に各観測における詳細とDLの設定を示す.DLは Point スキャンに設定し,天頂方向に向けて視線方向風 速および信号対雑音比(以降,SNR)を測定した.デ ータのサンプリング間隔は約0.5秒である.その他に



第1図 DLの移動観測ルート. 灰色は都市域,●は立正 大学, Oは折り返し地点,△は JR 熊谷駅,★は 熊谷地方気象台, 細線はルート①, 太線はルート ②を示す

第1表 各観測における詳細およびDLの設定

観測No.	開始時刻	観測時間	コース	分解能	観測範囲
1	1/18 10:13	1.17	Ð	75	75~1500
2	1/18 11:25	0.93	Ð	75	75~1500
3	1/18 15:24	1.08	Ð	75	75~1500
4	1/18 16:30	1.77	0	75	75~1500
5	1/18 18:24	0.93	Ð	75	75~1500
6	1/18 21:16	0.75	Θ	30	60~630
7	1/18 22:11	1.17	0	30	60~631
8	1/18 23:53	0.83	Θ	15	60~345
9	1/19 0:58	1.68	0	15	60~345
10	1/19 3:04	0.83	Θ	15	60~345
11	1/19 6:16	0.90	Ð	15	60~345

移動観測では,気温 (RTR-502:T&D 社製),位置情報 (eTrex-Vista-C:GARMIN 社製),傾斜角 (DWL-3000XY:Digi-Pas 社製)を,それぞれ1秒間隔で測 定した.

3.結果および考察

第2図は、15時24分~16時32分のルート①にお ける DL の移動観測により得られた, SNR および鉛直 風の緯度-高度断面図である. 立正大学から北へ走行し た際と、折り返し地点から南へ走行した際に観測され た値を平均した. ◆は PBLH, ×は気温を示す. PBLH は SNR に対する「勾配法」(Hayden et al.,1997) に より算出した,気温はルートの中央部(熊谷市街地) である北緯 36.15°~36.17°の領域で最も高く,北部郊 外で最も低い. その差は 1.5~2.0℃程度である. PBLH は概ね気温と類似した特徴を有しており、中央部で高 く北部郊外で低い. その差は 500~600m 程度である. 気温と PBLH の相関係数は 0.30 であり、気温の高い 領域では PBLH も高いことが示唆される.一方,鉛直 風はルート中央部において概ね上昇流傾向、北部郊外 において下降流傾向を示す. ただし. 鉛直風の分布は SNR と比較して緯度毎のばらつきが大きく、北向きお よび南向きに走行した際の分布の特徴にも若干の差異 が認められた.そのため、今後は走行時と停車時のデ ータ比較や、立正大学に設置されている DL との比較 観測等を行ない、データの信頼性や補正方法について も検討を行なう.



第2図 1月18日15時24分~16時34分のルート①にお ける SNR(a)および鉛直風(b)の緯度-高度断面図. ◆はPBLH, ×は気温を示す

プラネタリー波の成層圏における反射について

*松山裕矢 (九大理), 廣岡俊彦 (九大院理),

1. はじめに

冬季成層圏の西風中を,通常は鉛直上向きに伝播す るプラネタリー波が,中部から上部成層圏において, 下向きに伝播することがある.これは,上向きに伝播 した波が,ある高度で反射しているものと考えられる. Kodera 他(2008)は,2007 年 3 月に起きた反射を, Harada and Hirooka(2017)は,2014 年 2 月に起きた 反射を解析しており,上部成層圏の東西風の構造が, 反射と関係していることが議論されている.

本研究では、気象庁長期再解析データ JRA-55 を用 いて、2006 年から 2016 年において、反射事例を抽出 し、反射が起きる条件を考察した.また、プラネタリ 一波の鉛直伝播を観察するためにプラネタリー波活動 度の指標である EP(Eliassen-Palm)フラックス鉛直成 分 Fz を用いた.

2. 結果,考察

(1) 反射の抽出

明瞭な事例を抽出するために、以下の条件を設定した.一つ目は、30hPaにおいて Fz が-2×104kgs-2以上の値で下降が起きていることである.二つ目は、その下降が 100hPa 面まで達していることである.これらの条件の下、表 1 のように、8 つの反射事例が抽出された.事例の名称は、生起時の日付とし、各事例について、以下の背景場の条件を満たすか調べた.

(2) 反射時の背景場の状況

背景場の状況として、東風出現,西風加速度の正か ら負への変化,同鉛直微分が負であること,Perlwitz and Harnik(2003)による 2hPa 面と 10hPa 面の東西風の差(以 下 U(2-10))が負であることを設定した.Fz と東西風速 度の関係の一例を図1に,Fz とU(2-10)の関係の一例を 図2に示した.表1から明らかなように,設定した背 景場の条件と反射事例は関係があるものが多かった. 特に,鉛直微分やU(2-10)に注目すると,上部成層圏に おいて,高度が上がるにつれて西風が弱まるような鉛 直構造の場合に,反射を起こしやすいと考えられる.

結論と今後の課題

東西風について、東風出現、加速度の符号、鉛直微

分、U(2-10)の四つに注目したが、それらの表すことは 関連性があると考えられる.すなわち、波が上方伝播 して西風を弱め、その結果実現した東西風分布が、反 射が起きやすい分布となりうる、ということである. 反射生起のより厳密な指標として、屈折率が挙げられ る.今後は、東西波数毎のFzや、屈折率を計算し、反 射が起きたときのより詳細な状況を考察する必要があ る.

事例 20140125 は、他の事例とは異なり、今回挙げた 背景場のどの条件とも関係がなかった.この反射は他 の事例と異なる力学過程で反射が起きている可能性が あり、この反射の要因も、今後の課題の一つである.



図1 2014 年 2 月 の反射事例(Fz:陰影, 正は網目,負は斜線, 単位は kgs⁻²)との東 西風速度(等値線,単 位:ms⁻¹)の高度時間 断面図.等値線間隔 は,10 ms⁻¹で,斜線





図 2 2008 年 の反射事例 (Fz:実線,単 位は kgs⁻²)と U(2-10)(点線) の時間変化.

緯度	下降名称	東風	加速度	鉛直微分	U2-10
	20070306	\triangle	0	0	0
	20080128	0	0	0	0
60 70	20110306	×	0	0	0
60-70	20121210	×	×	\bigcirc	×
	20140213	0	0	0	0
	20160213	0	0	0	0
40 50	20140125	×	×	×	×
40-50	20160213	\bigcirc	\bigcirc	×	\bigcirc

表1 抽出された反射事例と背景場との関係. ○は関係があることを示し、×は関係がないことを示している.

On Trans-boundary Airborne Particulate Matters over East Asia: Observations in 2014-2017

○張代洲・長沼歩(熊本県立大学環境共生学部)小島知子(熊本大学理学部)
 柴田隆(名古屋大学大学院環境)早坂忠裕・プラディープカトリ(東北大学理学部)
 呉楓・曹軍驥(中国科学院地球環境研究所) 李衛軍・劉塁(山東大学環境学院)
 高会旺・石金輝 周楊(中国海洋大学)馬慶霞・張仁健(中国科学院大気物理研究研)

1. Introduction

Air pollutants from the Asian continent can travel in the westerly winds to downwind areas, such as Korean peninsula, Japanese islands, and even to the North America. The variation of the aerosol particles during their long-distance transport is a key variable to study the effects of the particulate matters on the place where they arrive in.

In this study, we conducted observations at the western coast area of Amakusa, Kumamoto (AERU: Amakusa Environment Research Unit of PUK), Japan, and at Qingdao, a coast city of China to the Yellow Sea, from where air parcels leaving the Asian continent frequently hit Amakusa area in spring.

2. Method

AERU is located at the Ohe (32°19'31.40"N, 129°59'08.67"E, 28m asl, 400m from the sea) at the western coast of Amakusa, Kumamoto, A number of instruments were set up and the observation items are listed in Table 1.

Table 1 Instruments and obs. items at AERU

Items	Instruments		
Real-time			
PM10, PM2.5	SHARP5030, TEOM1400		
Number conc.	Rion-22B, Rion-01D		
Scattering	Nephelometer, Ceilometer		
Absorption	Anthelometer (AE33)		
SO2, NOx, O3	TE43, TE42, TE49		
UV, Global, IR	Nihon Pride		
T, P, RH, Wind	Viasala		
Filter base			
Aerosols (24H)	Ions, metals		
EM samples	Size, morph., elements		
Bacteria	Cell conc., 16S rRNA		

The observations were held in the springs of 2014-2017. At the sample time, observations were also held at Qingdao and Beijing by Chinese research groups. The major items they observed included the monitoring of PM10 and PM2.5, the scattering of aerosol particles, the collection of EM samples and filter samples, in addition to meteorological conditions.

3. Results

A number of new results were obtained and the major published ones are as followings.

- (1) Air pollution and aerosol interactions produce more bioavailable iron for ocean ecosystems (Li et al. *Sci Adv.* 3, e1601749, 2017).
- (2) Regional transport dominated the initial increase and the heterogeneous production of secondary aerosols dominated the later stages of severe haze formation in Beijing. (Ma et al. *Sci Total Environ.* 10.1016/j.scitotenv.2017.04.193, 2017)
- (3) There was a close dependence of aerosol backscattering on humidity when RH>70%, which also depends on particle composition. (Fukushima et al. AAQR 10.4209/aaqr.2015.10.0584, 2016)
- (4) Particles from the combustion of crop residue, wood and solid waste were categorized. (Liu et al. *Sci Rep.* 7: 5047, 2017)
- (5) Ammonium sulfate dominated fine particles in dust episode and the passage of dust favored for new particle formation in Beijing. (Hu et al. *Sci Total Environ* 10.1016/j.scitotenv.2016.04.175, 2016)
- (6) There was a close dependence of the variation of bacterial aerosols on synoptic and local scale weather.(Murata et al. J Geophys Res 10.1002/2016JD025028, 2016)
- 謝辞:これらの研究は、科学研究補助金基盤 研究(B)16H02942)と学術振興会二国間 共同研究の支援で実施した。

北東ユーラシアにおける陸域メタン収支 :湿原モデル計算と排出インベントリ解析 *伊藤昭彦(国立環境研究所,海洋研究開発機構)

1. はじめに

北東ユーラシア(中央〜東シベリアおよび東アジア) は、周極域の広大なツンドラ・水田からの自然起源、 さらに化石燃料採掘・家畜・廃棄物などの人為起源を 含む大きなメタンの放出源になっていると考えられる. メタンは二酸化炭素に次ぐ寄与をもつ主要な温室効果 ガスの一つであるが、発生源が多様でグローバルな収 支には不確実性が大きく、気候変動の現象解明、予測、 対策実施上の大きな問題となっている.本研究では、 北東ユーラシアのメタン収支を評価することを目的と して、人為起源排出についてはインベントリ解析、自 然起源の放出について湿原モデルによる推定を行った.

2. 手法

【湿原モデル】代表的な自然起源メタン発生源である 湿原と水田について(その他の発生源:地質学的生成, 火災,動物など),生物地球化学的過程に基づく発生量 推定を行った.陸域生態系モデル(VISIT)にはメタン の生成・消費スキームが導入されており,格子点ベー スで正味収支を推定することができる[1].湿原では温 度・地下水位・植生からの基質供給を考慮した推定が 行われ,ここでは2種類の推定式を導入して比較を行 った.そのうち詳細さが高い推定式では,湿原の種類 を考慮することが可能である.草原などの好気的土壌 では微生物によるメタン酸化が卓越するため吸収源と なるが,ここでは4種類の推定式による比較を行った. モデル計算は,大気組成・気象条件・土地利用を考慮 しつつ1901~2016年の期間について空間分解能0.5度で 行った.

【インベントリ解析】代表的な人為起源温室効果ガス インベントリである EDGAR v4.3.2 を用いて,北東ユー ラシア地域における人為起源排出量(1970~2012 年) を集計した.

3. 結果

北東ユーラシアには、降水量が少なく土壌が乾燥し がちでメタン酸化が卓越するアジア内陸部・東シベリ アから、湿潤でメタン生成が卓越するアジア沿岸部・ 周極域まで環境傾度に応じた自然起源の吸収・放出源 が分布していることがモデル計算で再現された.西シ ベリア低地ほど大規模ではないが,コリマ川下流域や 東アジア北東部の低地でも強いメタン放出源となる地 域が現れていた(図1).インベントリ解析では,東ア ジアの大都市域を中心に工業起源が,農業地域で水田 および家畜起源の排出が多く分布していることが示さ れた.放出総量は増加していたが,そのほとんどは人 為起源によるもので,過去の気候変動にもかかわらず 自然起源の排出量に有意な傾向は見られなかった.



図1 陸域生態系+湿原モデルにより推定された 2000年代平均の年間メタン放出量分布.

4. 考察

推定に用いられたモデルの検証は少数サイトに限ら れており、広域的な観測との比較を進める必要がある. 西シベリア低地での大気観測[2]とは定性的に矛盾しな い長期傾向が再現されている.生物起源収支は、気候 変動に敏感に応答すると予想されるため、将来の温暖 化条件下での変化を推定することが今後と課題となる.

- [1] Ito, A., Inatomi, M., 2012, Biogeosciences, 9, 759-773.
- [2] Sasakawa, M., et al., 2017, JGR-Atm, 122, doi:10.1002 /2017JD02683.

極域オゾンと中高緯度渦熱フラックスの線形関係に関する考察

*小寺 沙也加¹, 長谷部 文雄²

1 北大·環境科学院, 2 北大·地球環境科学研究院

1. はじめに

下部成層圏のオゾンは長い光化学的寿命をもつため,成 層圏オゾンの変動には成層圏における輸送過程が重要であ る.対流圏大気が熱帯域で圏界面を通過し成層圏で両半球 に広がるという Brewer-Dobson 循環には南北半球間の相 違および年による大きな変動があり,それに対応して春季 極域オゾン破壊 (いわゆるオゾンホール) にも南北間およ び年による顕著な違いが存在する.そのため南北両半球は 別々に扱われることが多いが,Weber et al. (2011) は,秋 から春にかけての極域オゾン全量の蓄積が中緯度下部成層 圏の渦熱フラックスに比例し,その年々変動が南北半球に よらず同一直線上に分布することを示した.顕著なオゾン 破壊が進行した年も含め,良い線形関係が得られているの は大変興味深いが,その物理的根拠は必ずしも明らかでは ない.そこで,本研究では両者の間に成立する線形関係の 根拠についての理解を目的に考察を行う.

2. 線形関係の理論的基礎

平均子午面循環 (残差循環) は EP フラックスの収束に より駆動され,物質輸送は残差循環によりよく近似され る.オイラー系と TEM 系のそれぞれにおいて,オゾン χ の連続方程式から,極域オゾン全量 [X] の支配方程式を導 き, [X] と渦熱フラックス $\overline{T'v'}$ の線形関係の根拠となる近 似式を導出した.2 つの系で得られた式は同一である.

$$\begin{split} & [X]_{\text{spring}} - [X]_{\text{fall}} \\ &= \frac{2\pi a R \cos \phi_m}{N^2 H} \left\{ \rho_0 \bar{\chi} \int_{\text{fall}}^{\text{spring}} \overline{T' v'} \, dt \right\}_{z=z_p, \phi=\phi_m} \tag{1}$$

渦熱フラックスは EP フラックスの鉛直成分に比例するの で、この近似式は、ある緯度 ϕ_m 、高度 z_p における渦熱フ ラックス (EP フラックスの鉛直成分) によって、緯度 ϕ_m より高緯度側のオゾン全量の変化が記述できることを示し ており、成層圏で収束した EP フラックスが極向きの南北 風 \bar{v}^* を駆動し、それがオゾンを高緯度側に運ぶために高 緯度側のオゾンが増えると解釈することができる.

3. 線形関係の検討

導出した近似式 (1) の有効性は, ERA-Interim (1979-2016) の6時間ごとの再解析データを使用した計算によっ

て. Weber et al. (2011) で示された線形関係が再現でき る(図1)ことにより確認した.続いて、線形関係を導く ために用いた様々な近似の妥当性を検討した.その結果, オイラー系においては鉛直流が渦熱フラックスにより過大 評価された場合に定量的な差が大きくなるが、冬季におけ る間欠的な渦熱フラックスの増大がオゾン全量の増大と対 応することが確認できた.ただし,式(1)の右辺による極 向きオゾン輸送の見つもりは過大評価になり、線形性を利 用して化学的オゾン消失量を評価できるほどの精度はな い.こうした限界はあるものの.春季オゾン極大の緯度が 南北半球で大きく異なり,極渦内における化学的オゾン消 失が渦熱フラックスと直接関係するわけではないにもかか わらず,南北対称な ϕ_m を用いても線形関係が成立するこ とは興味深い.この事実は、渦熱フラックスがオゾン破壊 の気象学的背景場に線形的に寄与していることを示唆して いる.



図 1 春と秋の極域 (60°-90°) の月平均オゾン全量の差 (式 (1) 左辺) と緯度 60°, 高度 100 hPa における秋から 春の極向き渦熱フラックスの積分値 (式 (1) 右辺) の散布 図. ERA-Interim のデータを用いている.南半球は三 角,北半球は丸の記号で描かれている.北半球の秋,南 半球の春は9月,北半球の春,南半球の秋は3月として いる.期間は 1979-2016 年.

参考文献

Weber et al. (2011), The Brewer-Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales., *Atmos. Chem. Phys.*, 11 (21), 11221-11235.

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3)

— 台風降水の将来変化 —

*渡邉俊一 ¹²・村田昭彦 ²¹・佐々木秀孝 ²¹・川瀬宏明 ²¹・野坂真也 ²¹(1: 気象業務支援センター 2: 気象研究所)

1. はじめに

台風に伴う降水(台風降水)は日本域に大雨をも たらし災害の原因となるとともに、水資源の供給も 担っている。そのため、台風降水の将来変化は気候 変動のリスクを評価するうえで重要な要因である。 台風の発生数や強度の将来変化についてはこれまで にも調べられており、全球モデルを用いた結果では、 日本付近では台風の総数は減少するものの、猛烈な 台風の個数は増加するなどの結果が得られている

(Yoshida et al. 2017)。一方、日本域の台風降水を考 えるうえでは地形の影響も重要であり、地形を十分 に表現できる高解像度地域気候モデルを用いる必要 がある。本研究では、地域気候モデルを用いて日本 域の台風降水の将来変化について解析を行った。

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)と 21 世紀末 (2076~2096 年)を想定した4メンバーのアンサン ブル将来気候予測実験(RCP8.5 シナリオ)の結果を 用いた。NHRCM05 では境界条件として水平解像度 約 20km の気象庁全球気候モデル(AGCM20)の結 果を用いており、将来気候予測実験は海面水温分布 が異なる4 つのメンバーで構成されている(Mizuta et al. 2014)

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 P348)の 手法を用いた。また、現在気候と将来気候の比較は NHRCM05 のアメダス地点近傍格子点で行った(図 1)。ただし、NHRCM05 の境界付近の南西諸島南部 は対象外としている。統計的検定法としてはブート ストラップ法を用いている。

3. 結果

図 2 に地域別の台風降水量の将来変化を示す。全 国平均では有意な減少を示すメンバーが 2 メンバー 存在した。領域ごとに見ても、EJ 地域と WP 地域で は有意な減少を示すメンバーが 2 メンバー存在した。 台風降水量は台風期間と平均台風降水強度(台風期 間 1 時間当たりの降水量)の積であり、それぞれの 影響が考えられる。台風期間の将来変化をみると、 すべての領域で過半数のメンバーに有意な減少が見 られた(図略)。これは、NHRCM05の境界値として いる AGCM20 において、日本への台風の接近数が減 少していることに対応する(Murakami et al. 2012)。 一方、平均台風降水強度(図 3)を見ると、全国平均 では有意な増加を示すメンバーが 2 メンバー存在し た。地域ごとにみても、EP 地域では 3 メンバーに有 意な増加が見られ、NP地域、WP地域、SI地域では 2 メンバーで有意な増加が見られた。これらの原因 については今後解析を行う予定である。講演では台 風に伴う極端降水の変化についても示す予定である。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP16K00526 の助成を受けものである。本研究の一部は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 比較に用いたアメダス地点近傍格子点。日本全国を 北日本日本海側 (NJ)、北日本太平洋側 (NP)、東日本日本 海側 (EJ)、東日本太平洋側 (EP)、西日本日本海側 (WJ)、 西日本太平洋側 (WP)、南西諸島地域 (SI) の7地域に分 割して解析を行った。



図 2 各地域における領域平均した台風降水量の将来変化 (変化率)。変化率 [%] は、100×(将来/現在-1)で定義。 点の色はメンバーを表し、塗りつぶされた点は統計的に有 意な変化(有意水準 5%)を示すメンバーである。ALL は 日本全国を表す。





積雪内部における鉛直高解像度不純物移動計算の試み

*庭野匡思 (気象研),青木輝夫 (岡山大/気象研),梶野瑞王 (気象研/筑波大), 伊藤一輝 (筑波大),橋本明弘 (気象研),兒玉裕二 (極地研), 的場澄人 (北大低温研),谷川朋範 (気象研),山口 悟 (防災科研)

1. はじめに

積雪表面に沈着した光吸収性不純物(ダストやブラ ックカーボン;以下,dust及びBCと記す)は,主に可 視域における雪面アルベドを低下させ,積雪内部短波 放射加熱を助長する.DustやBCの積雪表面沈着後の 挙動は,雪面熱収支を変化させて積雪物理状態の時間 変化に大きな影響を与えるが,その実態は依然として 明らかではない.このことは,既存の気候モデルによる 将来気候変動予測の不確定性の一因となっている.本 研究では,積雪物理過程を詳細に計算する積雪変質モ デル SMAP[4,5]を用いて,2011-2012 冬期の札幌の積雪 内部における dust と BC の高解像度鉛直移動計算を試 みる.計算結果を現場観測[3]と比較し,現状のモデリ ングの到達点と課題を探る.

2. 使用データと数値モデル計算

2011-2012 冬期に北海道大学低温科学研究所(低温研) 露場において取得された地上気象データ,及び,気象庁 領域化学輸送モデルNHM-Chem[1,2]によって推定され た同期間の低温研露場における dust・BC の地表面沈着 量を使用する.それらのデータによって鉛直1次元積 雪変質モデル SMAP(鉛直解像度は層厚にして約1 cm) を駆動する.SMAPで行う積雪内部不純物移動計算は, 基本的に水分移動計算に随伴させる.先行研究による と,不純物の scavenging ratio(k)がモデル計算結果に 大きな影響を与えると指摘されているが,本研究では dust と BC の k はそれぞれ 0 及び 0.2 とした.計算され た積雪表面 2 cm の不純物重量濃度を検証する.

3. 結果と考察

図1に、SMAPによって計算された2011-2012冬期の札幌における積雪内部BC重量濃度時間変化を示す. BCが、積雪内部の層構造に対応して存在している様子が計算されている.また、融雪期には、観測[3]でも確認されているごく表面付近での濃縮が表現されている. 図2に、SMAPによる積雪表面2cmのdust及びBCの各重量濃度計算結果の観測との比較結果を示す.モデ ル計算結果は、濃度の季節変化の様子を大まかには捉 えているものの、いずれの要素についても過小評価し ている傾向が見て取れる.発表では、これらの誤差の要 因、及び、将来的なモデル高度化のための研究方針につ いて議論する.



図 1 SMAP によって計算された 2011-2012 冬期の札幌にお ける積雪内部 BC 重量濃度時間変化。



図2 2011-2012冬期の札幌における積雪表面2cmの (a)dust, 及び (b) BC 重量濃度の観測 (Obs) とモデル計算結果 (SMAP)の比較.

- [1] Kajino et al., 2012a, doi:10.5194/gmd-5-1363-2012.
- [2] Kajino et al., 2012b, doi:10.5194/acp-12-11833-2012.
- [3] Kuchiki et al., 2015, doi:10.1002/2014JD022144.
- [4] Niwano et al., 2012, doi:10.1029/2011JF002239.
- [5] Niwano et al., 2014, doi:10.5331/bgr.32.65.

大会第4日 午後

福島第一原子力発電所近傍の SPM 測定局における事故直後の 放射性セシウム時系列データの解析

*鶴田治雄(RESTEC)、大浦泰嗣・海老原充(首都大)、森口祐一(東大院工)、大原利眞(環境研)、 中島映至(JAXA/EORC)

1.目的:大気環境常時監視網のSPM (浮遊粒子 状物質)測定局での使用済みテープろ紙に採取され たSPM 中の放射性セシウムを、2012 年から測定中 である。その40地点のデータの解析から、東電福 島第一原子力発電所(FD1NPP)から放出された高濃 度の放射性プルームが9つ、福島県と関東地方に輸 送され(Tsuruta et al., 2014)、また、合計99地点の データ集(Oura et al., 2015)を公開し、その解析で東 北地方南部への輸送も明らかにした(Tsuruta et al., 2017)。さらに、FD1NPP 近傍 20km 圏内の SPM2 地点の試料の提供を受けて放射性 Cs を測定し、こ れまでよくわからなかった FD1NPP 近傍での放射 性物質の動態を紹介する(Tsuruta et al., 2018)。

2. 調査方法:(1)浜通りの SPM2 地点の双葉局と 楢葉局は、FD1NPP の北西方向 3.2km と南方約 17km に位置している(図 1)。(2)測定を開始する前 に、大震災などの影響を受けていたか詳細に検討し、 大気が正常に採取されていたと判断した。(3)その後 Ge 半導体検出器でこれまでと同様に¹³⁴Cs と¹³⁷Cs を測定しその1時間毎の濃度を求めた。(3)また、福 島県のモニタリングポスト(図 1)の空間線量率(RD) と風向風速、FD1NPP とその約 10km 南方の第 2 原発(FD2NPP)の RD と風向風速も、解析に用いた。

3. 結果と考察: (1)2 地点の ¹³⁷Cs 濃度の時系列か ら、高濃度の ¹³⁷Cs を含むプルームが、南東~南風 では双葉に、北寄りの風では楢葉に輸送され、あら たに複数存在したことが明らかになった(図2.3)。(2) 双葉では 3 月 12 日の午前中に、FD1NPP から 直接漏えいによるプルーム(p1)が測定された。ま た、3月12日15時にプルーム(P1v)も測定され、 測定期間中の最高濃度を観測した。この時間帯 は1号機の水素爆発以前で、ベントによる放出 と推定された。(3) 楢葉では3月15,16,21日の早 朝にプルーム(P2,P4,P9)が観測され、その後関 東地方に輸送されたと推定された。しかし、16 🚽 90E 日と21日の午前中にもプルーム(P4', P9')が観測 されたが、これらは関東には到達しなかった。 (4)高濃度時の¹³⁴Cs/¹³⁷Cs は、双葉の3月 12-13日 のプルームでは 0.92-0.94 で、1 号機からの放出だっ

たが、両地点のその他のプルームでは 1.02-1.04 で 2 号機 and/or3 号機と推定された。

謝辞:双葉と楢葉の使用済みテープろ紙を提供して くださった福島県に感謝致します。



図1 (左)福島県東部の地図(浜通りと阿武隈高地)、 (右)浜通りの第1原発と第2原発およびその周辺の 福島県の環境放射線モニタリングポスト(○)と双葉 と楢葉の SPM 地点(●)









ナノ粒子の放射線強度の変動

*渡邊 明,高貝慶隆(福島大・理工),二宮和彦, 篠原 厚(大阪大・理)

<u>1. はじめに</u>

東京電力福島第一原子力発電事故後7年が経過し、 放射性物質の大気中挙動も変化をしている。渡邊 (2016)は、インパクターフィルターを用いた粒径ご との放射性強度を2011年12月から計測し、7段階の 粒径のうち、夏季に10.2µmから4.2µmの粒径の放射 線強度が強いものの、全体として最小粒子(0.39µm 以下)が最も放射線強度が強く、季節変動を支配して いることを示した。さらに2014年10月より放射性物 質の移行実態を解明することを目的として、より微小 粒子であるナノ粒子(粒径0.1µm以下)を区別して採 取し、その強度の変動特性を解析したので報告する。

2. 採取·分析方法

2014 年 9 月より外気を 1100L/min. で捕集し, それ をインパクターで PM2.5 粒子を分級して採取すると同 時に,サイクロンにより 0.1 µm以下の粒子を採取した。 PM2.5 は石英ろ紙に付着させて採取するが,サイクロ ンによる分級は遠心分離法で補足し,ガラス瓶で捕集 する仕組みになっている。この瓶の中に捕集した粒子 をそのまま Ge 半導体検出器で放射線強度を測定した。 なお,インパクターによる捕集は3週間(21日)単位で, サイクロンは月ごと単位で捕集した。

3. ナノ粒子の放射線強度

第1図に2014年10月から2017年8月までのイン パクターを用いて採取した0.39µm以下の粒子の放射 性Cs濃度と2017年12月までのサイクロンで捕集した 0.1µm以下の粒子の放射性Cs濃度の変動を示す。渡 邊ほか(2017)は、インパクターを用いた粒径毎のCs



第 1 図 粒径 0.39 μ m 以下の粒子と 0.1 μ m 粒子の放射性 Cs 濃度の変動

の放射線強度では、インパクターで分級できる最小粒子(0.39µm以下)が最も強く、冬季から春季にかけて相対的に強くなる季節変動を支配していることを指摘している。しかし、サイクロンで捕集した放射性Csの放射線強度と比較すると、変動傾向は非常に類似しているものの、相対的には0.1µm以下のナノ粒子の方

が強いことが分かる。インパクターを用いた石英ろ紙 に0.39µm以下の粒子がすべて捕集されていれば、原 理的にインパクターの放射性 Cs 濃度が大きくなるは ずであるが、サイクロン採取の方が濃度が大きくなっ ているということは、インパクターでは完全にナノ粒 子以下の放射性 Cs が捕集されていないことを示して いるものと考えられる。

第2図はインパクターで捕集した濃度 (C_i)から月 平均濃度 (Am) を

 $A_m=((C_1*d_1)+(C_2*d_2)+(C_3*d_3))/(d_1+d_2+d_3)$ で計算し、(ナノ粒子放射線強度/0.39 μ m 以下の粒子の放射線強度)比を月ごとに計算したものである。こ



第2図 粒径 0.39μm以下の粒子の放射性 Cs 濃度に対する ナノ粒子の放射性 Cs 濃度の比の変動

こでd_iはC_i濃度の日数を示す。明確な比の季節変動は 認められないものの,測定期間の平均比は1.11で11% もサイクロン捕集の方が多くなっている。

また、これらの相関を第3図に示す。相関係数は0.48



第3回 粒径 0.39 μ m 以下の粒子の放射性 Cs 强度と ア 粒 子の放射性 Cs 強度の相関

と99%の確率で有意な値を示している。

<u>4. まとめ</u>

ナノ粒子の放射線強度を比較すると、これまでイン パクターを用いて計測してきた粒径 0.39 μm 以下の粒 子よりも、ナノ粒子の方が放射線強度が相対的に強く、 大気中の放射性物質はナノ粒子に大きく支配されてい ることが明らかになった。なお、この研究の一部は住 友財団環境研究助成を受けたものである。 統一気象場と放出源を用いた福島第一原子力発電所起源の

¹³⁷Csを対象としたモデル間比較プロジェクト

*佐藤陽祐(名大工), 滝川雅之(JAMSTEC), 関山剛(気象研), 梶野瑞王(気象研), 寺田 宏明(JAEA), 永井晴康(JAEA), 近藤裕昭(AIST), 打田純也(東大 AORI), 五藤大輔(環 境研), Denis Quélo(IRSN), Anne Mathieu(IRSN), Nikolaos Evangeliou(NILU), Ignacio Pisso(NILU), Andreas Stohl(NILU), Fang Sheng(精華大), 森野悠(環境研), Pontus von Schoenberg(FOI), Håkan Grahn(FOI), Niklas Brännström(FOI), 平尾茂一(福島大), 鶴 田治雄(RESTEC), 中島映至(JAXA/EORC), 山澤弘実(名大工)

1. はじめに

2011年3月に起こった東京電力福島第一原子力発電 所の事故によって大気中に放出された放射性物質を対 象として,世界の複数機関の数値モデルが参加してモ デル間比較が行われた (1st Model Intercomparison Project (1st-MIP) [1], [2]). この1st-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が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.

そこで本研究では参加する全てのモデルで気象場, 排出インベントリを統一した実験によるモデル間比較 を行い,モデル間のばらつきのうち,個々のモデル本体 が持つ要素(e.g.,物理コンポーネントや拡散の強さな ど)によって生じる不確実性の同定を目指した.

2. 参加モデルと実験設定

本モデル間比較は国内外の 12 の機関から 13 のモデ ルが参加して行われた.実験に用いる気象場は 3km 解 像度の NHM-LETKF[3]によって計算された 10 分間隔 の出力を,排出インベントリは Katata et al.(2015)[4]を全 てのモデルが用い,水平解像度は全てのモデルで 3km 相当とした.実験は 2011 年 3 月 11 日 00UTC から 3 月 31 日 00UTC 間で行い,航空機観測による¹³⁷Cs の沈着 量と Suspended Particle Matter (SPM)測定器によって捕 集された¹³⁷Cs の大気濃度[5]との比較を行った.

3. 結果

図1に大気濃度と沈着量に関する各モデルのスコア を示す.モデルごとにスコアはばらついているが,モデ ルのアンサンブル平均は10Bqm⁻³以上の大気濃度を観 測したイベントの43%を捉えることに成功していた. また,SPMの観測から算出された9つのイベント[6]を 対象とした解析から,モデル間のばらつきの主要な要 因はモデルの沈着速度(乾性沈着・湿性沈着)と,モデ ルの拡散の強さ(乱流拡散,数値拡散など)であると考 えられた.発表では沈着量の分布についても詳しく議 論を行う.



図1¹³⁷Csの大気濃度と沈着量の再現性に関する各 モデルのスコア.白抜きは WMO の指標による沈着量 に関するスコア[7],網掛けは大気濃度のスレットスコ アを表す.

- [1] Science Council of Japan., 2014. http://www.scj.go.jp/en/report/index.html
- [2] Kitayama et al., 2018, submitted to J Geophy Res
- [3] Sekiyama et al. 2015, *J Meteorol Soc Japan Ser II.*, **93**, 49–64.
- [4] Katata et al., 2015, Atmos Chem Phys., 15, 1029–1070.
- [5] Oura et al., 2015, JNucl Radiochem Sci., 15, doi:10.14494/jnrs.15.2_1
- [6] Tsuruta et al., 2014, Sci Rep., 4, doi:10.1038/srep06717
- [7] Leadbetter et al, 2015. *J Environ Radioact.*, **139**, doi:10.1016/j.jenvrad.2014.03.018

ゴビ砂漠のライダーネットワークが捉えた 寒冷前線システムによるダストの舞い上げとその空間構造

*河合 慶¹, 甲斐 憲次¹, 神 慶孝², 杉本 伸夫², Dashdondog Batdorj³ (1:名古屋大学, 2:国立環境研究所, 3:モンゴル気象環境監視庁)

1. はじめに ゴビ砂漠はアジアダスト(黄砂)の 主要な発生源の一つであり、ダストイベントは寒冷 前線活動に起因している(Takemi and Seino, 2005, JGR)。本研究では、ゴビ砂漠のライダーネットワー クを用いて、2013年5月22~23日に発生したダス トイベントを解析し、寒冷前線システムによるダス トの舞い上げとその空間構造を明らかにした。

2. 方法 ゴビ砂漠中央部のダランザドガドには簡 易型ライダーのシーロメーター (Jin et al., 2015, JQSRT; Kawai et al., 2015, SOLA, 2018, JMSJ) が、ゴビ砂漠東部のサインシャンドとザミンウドに は国立環境研究所の AD-Net ライダー (Sugimoto et al., 2008, SPIE) が設置されている (図 1)。本研究 では、これらのライダーを組み合わせて、ダスト発 生源におけるライダーネットワークとして初めて利 用した。気象解析には、ラジオゾンデ観測、NCEP-FNL データ、HYSPLIT 流跡線解析などを用いた。

3. 結果と考察 温帯低気圧に伴う寒冷前線がゴビ 砂漠を南東方向に横断し、ダストを発生させた。こ の寒冷前線はダランザドガド、サインシャンド、ザ ミンウドの順に通過した。ゴビ砂漠中央部のダラン ザドガドでは、ダスト層が寒冷前線面に沿って高度 1.6 km まで分布していた (図 2 a)。ゴビ砂漠東部の サインシャンドとザミンウドでは、このダスト層は 高度 4.0 km 付近まで拡大し、雲と混合した(図 2 b, c)。以上から、ダスト層は寒冷前線システムととも にゴビ砂漠を通過する間に自由対流圏まで発達した ことが明らかになった。この発達メカニズムは、(1) 寒冷前線周辺の強風による砂漠地表面から大気境界 層へのダストの継続的な供給と、(2) 寒冷前線シス テムにおける暖気の上昇流による大気境界層から自 由対流圏へのダストの継続的な輸送、から成ると考 えられる。また、砂漠を通過する間は地表面からダ ストが常に供給されるため、寒冷前線システムによ って地上から自由対流圏まで連続したダスト層が形 成されることが明らかになった(図3a)。本研究は 科研費(No. 16H02703)の助成を得た。



図 3. 地表面状態によるダスト層発達の違い (a:砂漠内、b:砂漠から草原へ)
ひまわり8号Dust RGB画像を用いたゴビ砂漠ダストホットスポットの解析

*源 祐輝1・中村 晃太朗1・王 敏叡1・河合 慶1・小原 一真1・甲斐 憲次1

(1名大院環境)

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 発生源となっている。先行研究では、SYNOP 報 を用いたダストストーム発生頻度解析から、大 まかなアジアダストの発生地域を特定してい る。しかし SYNOP 報は時空間分解能が荒く、ダ ストストームの詳細な発生場所や時間を正確 に捉えられていない可能性がある。そこで本研 究では、日本の最新気象衛星「ひまわり 8 号」 の Dust RGB 画像を利用して、モンゴルの乾燥 地域における<u>ダストホットスポット(</u>ダストス トームが頻繁に発生する場所)を解析した。

2. 観測・使用データ 2015 年-2017 年の春季(3-5月)にモンゴルで発生したダストストームを 捉えるために、我々は気象衛星「ひまわり8号」 を用いてダストストームの解析を行った。解析 対象地域は、東経100-110°、北緯40-50°であ る。本研究では、ひまわり8号に搭載されてい る可視赤外放射計(AHI)からバンド 11(8.6 µm)、 13(10.4µm)、15(12.4µm)を用いて RGB 合成を 行い、Dust RGB 画像を作成した。Dust RGB 画 像は、ダストと雲との赤外域における吸収散乱 特性の違いを利用し、ダストを視覚的に捉える ことができる。近年、この Dust RGB 画像を用い てダストストームの発生・輸送解析が行われて いる(e.g. Minamoto et al., 2018)。Dust RGB 画像の時間分解能は10分、水平分解能は0.02° ×0.02°である。また、気象場の解析には客観 解析データ(NCEP GDAS/FNL Degree Global Tropospheric and Forecast Grids)を用いた。 時間分解能は3時間、水平分解能は0.25°× 0.25°である。

3. 結果・考察 図 1(a)-(d)は、2015 年と 2016 年に発生したダストストーム時における Dust RGBの画像を示す。ダストストームは、北緯 45° 以南のダスト臨界風速の小さい地域で発生し ている様子が分かった。さらに解析を進めると、 ダストストームの発生は、山岳の谷にあたる場 所やその出口、複数の谷が合流する出口で見ら れた。また、客観解析データを用いた気象解析 から、谷やその出口、複数谷の合流部分では、 ダストストーム時の風速や1日を通しての平均 風速が周囲の地域と比べて大きくなっていた。 一方で、標高が高い山岳域では、Dust RGB か らダストストームの発生が確認できなかった。

本研究から、先行研究と比べてより詳細なダ ストストームの発生場所やダストストームの 動態を解明することができた。

謝辞 本研究は科研費(No. 16H02703)の助成を得た。ひ まわり8号のデータは、千葉大学環境リモートセンシング 研究センターより提供して頂いた。

文献 Minamoto *et al.*, 2018: Large-Scale Dust Event in East Asia in May 2017: Dust Emission and Transport from Multiple Source Regions, SOLA, Vol. 14, in press.



図 1. ダストストーム発生時の Dust RGB 画像

3 波長 DIAL による境界層中の CO2 濃度とエアロゾル および気温鉛直分布の同時観測

*柴田 泰邦,長澤 親生, 阿保 真(首都大学東京システムデザイン研究科), Shibata Y. (Tokyo Metropolitan University),

1. はじめに

下部対流圏における鉛直 CO2 濃度分布を連続観測す るため、波長 1.6 µm の差分吸収ライダー(DIAL: Differential absorption lidar)を開発した[1]。CO2 濃度の吸 収スペクトルによる温度依存性の影響を抑えるため、我々 は温度測定用の波長を追加した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 定することに成功した[2]。今回は CO2 混合比と温度プロフ ァイルの連続観測結果を報告するとともに、非吸収波長か ら得られるエアロゾル分布との関係性についても報告する。

2. CO2混合比と気温分布の連続観測結果

3 波長 DIAL は首都大学東京 日野キャンパス(東京都 日野市)の4階建てビルの最上階に設置してある。2017年 12月4日にCO2混合比と温度プロファイルの連続観測を 行った。図1に CO2 混合比、図2に気温、図3に温位、 図 4 に非吸収波長から得られた散乱比(大気分子+エア ロゾルの後方散乱係数と大気分子の後方散乱係数の比) をそれぞれ示す。温位の導出は、DIALによる気温観測結 果と、測高公式から得られる気圧分布を用いた。図1から 高度 1.4 km 付近を境に、それより低い高度の CO2 混合比 は420 ppm 前後の値であり、時間経過とともにその境界高 度は不明瞭となった。また、図3および図4から高度1.4 km付近が境界層上端と推測できる。温位は時間的な変化 はあまり見られなかったが、エロゾルは CO2 混合比と同様 に、時間経過とともにその境界高度は不明瞭となった。以 上のことから、観測時間中の CO2の濃い層(420 ppm 前後) は、境界層内のエアロゾルの変動と概ね一致する動きを 示したことが、CO2混合比と気温分布の同時連続観測を行 うことで明らかとなった。

3. まとめ

3 波長 DIAL によって大気境界層中の CO2 混合比、エ アロゾルと気温鉛直分布の同時観測を行った。温位およ び散乱比から推定した境界層上端高度は概ね一致し、こ の境界層内において CO2 およびエアロゾル分布には差異 が存在していたことが明らかとなった。今後観測を重ねる ことにより、季節的な特徴や CO2 濃度およびエアロゾルの

動態の観測が期待できる。



参考文献

- [1] Y. Shibata, et al., 2017, Appl. Opt., 56, 1194-1201.
- [2] 長澤他, 2017, 気象学会 2017 年度秋季大会, B312.

気象庁気象化学モデル NHM-Chem:化学・物理・光学特性および領域収支の整合的予測

 •梶野瑞王(気象研、筑波大連携大学院)、出牛真(気象庁、気象研)、関山剛(気象研)、 眞木貴史(気象研)、大島長(気象研)、田中泰宙(気象研)、橋本明弘(気象研)、
 Joseph Ching(気象研)、弓本桂也(九大応力研、気象研)、池上雅明(気象庁)、鎌田茜(気象庁)、
 猪股弥生(金沢大、気象研)、島伸一郎(兵庫県大)、高見昭憲(国環研)、清水厚(国環研)、
 畠山史郎(埼玉県環境科学国際センター)、入江仁士(千葉大)、足立光司(気象研)、
 財前祐二(気象研)、五十嵐康人(気象研)、植田洋匡(京大防災研)、

三上正男(気象業務支援センター)

領域気象化学モデル NHM-Chem¹を開発し、大気 質、生態系汚染、およびエアロゾル・雲・放射相互 作用を通した領域気候変化について重要な特性であ る、エアロゾルの化学、物理、光学特性の整合的評 価を実施した。また、領域収支(発生、輸送、変容、 沈着)の整合性評価も行った。これらの整合性評価 が為されなければ、モデルと観測の違いに関する原 因の同定は困難である。エアロゾル表現の多様性も NHM-Chem の特徴の一つである。現在、3つのオプ ションがある:5 カテゴリ非平衡法(エイトケンモ ード、煤との外部混合微小モード、煤との内部混合 微小モード、海塩、ダスト)、3カテゴリ非平衡法(エ イトケン、微小モード、粗大モード)、バルク平衡法 (微小モード、海塩、ダスト)。これらはそれぞれ、 領域気候予測、大気質予測、現業予測(黄砂・スモ ッグ等)を目的として開発されている。図1に、 NHM-Chem のそれぞれのカテゴリにおいて考慮さ れるプロセスをフローチャートで示した。



図 1. (左) 5-カテゴリ、(中央) 3-カテゴリ、(右) バルク法

5-カテゴリ法、3-カテゴリ法ではエアロゾル微物 理過程(新粒子生成、凝縮・蒸発、ブラウン凝集過 程)を考慮しているのに対し、バルク法ではそれら は考慮されずに半揮発性無機物質である硫酸、硝酸、 アンモニアについては、瞬時平衡を仮定している(た だし、国内において微小モードと粗大モードの両方 に存在する硝酸エアロゾルについては、NaNO3は海 塩粒子と内部混合、それ以外は微小粒子と内部混合 すると、仮定する)。その他、乾性沈着、雲凝結核化、 氷晶核化、液滴への溶解、雲内除去過程(rainout)、 雲底下除去過程(washout)などが考慮されている。

図 2 にモデル領域を示す。東アジア領域を 200× 140、 $\Delta x = 30 \text{ km}$ の解像度で計算した。鉛直は地形準 拠座標により海抜18 kmまでを40層に分割している。 積分期間は 2006 年の1年間である。気象場は JRA-55 を初期・境界条件とし、スペクトルナッジングを用 いて積分した。化学輸送モデルは、全球モデル MRI-CCM2 及び MASINGAR-mk2 (引用略)の3時 間値を側面および上部境界条件とし、また人為起源、 バイオマス燃焼、自然起源の排出量についてはそれ ぞれ、REASv2, GFED3, MEGAN2 を用いた(引用略)。



図2. モデル領域(記号は評価に用いた観測地点)

参考文献

[1] Kajino M. et al., 2018, JMSJ, in review.

気象研究所地球システムモデルによる北極域における

ブラックカーボンの放射影響評価

*大島長¹,庭野匡思¹,青木輝夫²,保坂征宏¹,田中泰宙¹,神代剛¹,吉村裕正¹, 行本誠史¹,東久美子³,近藤豊³,小池真⁴ (1気象研究所,2岡山大学,3国立極地研究所,4東大・院理)

1. はじめに

ブラックカーボンは太陽放射を効率的に吸収し、大 気を加熱する。また雪氷上に沈着すると、雪氷面のア ルベドを低下させ、その融解を促進させる効果も指摘 されている。このためブラックカーボンが気候システ ムに果たす役割は非常に重要であると認識されている。 しかしながら、従来の気候モデルによる北極域におけ るブラックカーボンの空間分布や放射効果の推定には、 未だ大きな不確定性が含まれている。

2. 気象研究所地球システムモデル MRI-ESM2

気象研究所では、気象研究所地球システムモデル MRI-ESM1 (Yukimoto et al., 2012) に数多くの改良を実 施することで、第6期結合モデル比較計画 CMIP6 に向 けた新しいバージョンのモデル MRI-ESM2 を開発した。 この中で、本研究では、従来の気候モデルが含む問題 点を克服するために、ブラックカーボンに関する表現 については、大きく3つの改良を実施した。第一に、 ブラックカーボンが疎水性から親水性へと変換される 変質過程(aging)については、物理化学法則に基づき 変換速度を表現するパラメタリゼーション (Oshima and Koike, 2013) を導入した(従来は一定値の変換速度)。 第二に、エアロゾルの湿性沈着過程については、積雲 対流パラメタリゼーション (Yoshimura et al., 2015) に おいて、エアロゾルが降水除去を経ながら鉛直輸送さ れるように、鉛直輸送と除去過程を整合的に扱う表現 にした(従来は鉛直輸送と除去を独立に扱う)。第三に、 エアロゾルの放射過程については、親水性ブラックカ ーボンと硫酸塩エアロゾルとの内部混合を仮定するこ とで、被覆による光吸収の増大効果(レンズ効果) (Oshima et al., 2009) を扱うようにした(従来はレンズ 効果なし)。

3. 北極域でのブラックカーボン分布と放射影響評価

MRI-ESM2 を用いて、2008-2015 年の期間について、 モデル計算を実施した。本研究では、水平解像度は約 110 km (TL159)、鉛直解像度は 80 層(上端 0.01 hPa) として、現実的な気象場と海面水温を与える再現計算 を行った(海洋モデルは使用しない)。また積雪物理モ デル(Aoki et al., 2011)を用いて、地表面に沈着した光 吸収性エアロゾル(ブラックカーボンとダスト)が、 積雪アルベドおよび放射に及ぼす影響を評価した。

モデル計算結果と地上・航空機・衛星・積雪観測と の比較を行った。北極域の地上においては、従来のモ デル計算では、観測された大気中ブラックカーボン濃 度を過小評価し、季節変化を再現することができなか ったのに対し、MRI-ESM2 では、ブラックカーボン濃 度の季節変化の再現性が向上した。また従来は、上部・ 中部対流圏中でブラックカーボン濃度を大幅に過大評 価したのに対し、MRI-ESM2 では、高度分布の再現性 が向上した。MRI-ESM2 の積雪中ブラックカーボン濃 度と積雪粒径の広域的分布は、観測から得られた分布 と整合的であったが、定量的には約 2 倍の過大評価で あった(積雪中の光吸収性エアロゾルによる放射強制 力を過大評価する傾向になる)。

北極圏での大気上端におけるブラックカーボンの直 接放射強制力は、本研究では、約 0.2 Wm^2 (年平均) と推定された。また積雪中ブラックカーボンとダスト による地表面の暗色化により、北極圏における短波ア ルベドは約0.01 (春季) ~0.03 (夏季) 低下し、短波放 射強制力は約 0.8 Wm^2 (春季) ~ 0.9 Wm^2 (夏季) 増大 すると推定された。

参考文献

- Aoki, T., et al., 2011, J. Geophys. Res., 116, D11114, doi:10.1029/2010JD015507.
- Oshima, N., et al., 2009, J. Geophys. Res., 114, D18202, doi:10.1029/2008JD011681.
- Oshima, N. and Koike, M., 2013, *Geosci. Model Dev.*, 6, 263-282.

Yoshimura, H., et al., 2015, Mon. Wea. Rev., 143, 597-621.

Yukimoto, S., et al., 2012, J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 23-64.

桜島からの火山灰輸送の季節性・地域性に関する統計解析

Alexandros P. Poulidis, *竹見 哲也, 井口 正人 (京大防災研), 清水 厚 (国環研)

1. はじめに

火山噴火による火山灰の排出は,地域規模から時 には地球規模の大気環境に影響を及ぼす.地域規模 では,火山灰の排出により,特に交通・社会基盤・ 経済活動・健康への影響が懸念される.したがって, 地域規模での火山灰の排出パターンを把握すること は災害や健康のハザード情報として重要である.

火山灰の大気輸送は、当該火山および周辺の地形 や気象の影響を強く受ける. Poulidis et al. (2017)は、 2013 年 8 月 18 日の桜島噴火イベントの数値実験を 行うことにより、桜島火山からの火山灰の拡散・沈 着パターンが、桜島および周辺地形により励起され た山岳波や循環の影響を強く受けることを示した. 事例解析ではあったものの、火山灰の排出パターン が風向や大気安定度に依存し、火口からの距離のみ によって決まるものでもないことを明らかにした.

そこで本研究では、2009 年から 2015 年の 6 年間 に及ぶ観測データから、桜島火山からの火山灰輸送 の空間パターンやその季節依存性を統計的に明らか にする.本研究では桜島火山を研究の対象とする. 桜島火山は、極めて高頻度で噴火するため、本統計 解析に適した研究対象である.

2. 観測データ

火山噴火の情報は気象庁による.火山灰輸送を調 べるため,鹿児島県降灰量計によるデータ(62地点 分),環境省大気汚染物質広域監視システム(鹿児島 県内17地点)による SPM および SO2データを用い た.降灰量計データは多くの地点で月別値であるた め,本研究ではすべて月別値として取り扱った.環 境省データは1日平均値を算出して利用した.

気象条件を把握するため, 鹿児島での高層観測, アメダス地上観測によるデータを用いた.

3. 解析結果

桜島火山の活動は,解析対象の 2009 年から 2015 年の6年間は大変活発であった(期間 A).一方,2015 年後半から 2017 年にかけて活動は穏やかになった (期間 O).

図1に、季節毎の降灰量(中央値)の空間分布を 示す.あわせて季節毎の卓越風向も示している.冬 と春は、下層の卓越風の北西風の影響により、桜島 から南東側に降灰量の多い地域が広がっている.特 に遠ざかるほど分布パターンはより南東側に偏って いる.また、上空の卓越風(西風)により、分布が 全体として東に偏っている様子も見て取れる.夏は 下層の卓越風向が南西になるため、降灰量の多い地 域がやや北に偏って分布している.秋には下層・中 層の卓越風の影響により分布は南東から東に偏って いる.

図2にSO₂およびSPMの平均濃度および四分位値 のレンジの火口からの距離依存性を示す.SO₂は火 口から遠ざかるほど濃度が急減することが分かる. この急減の様子は特に桜島南側の地点で顕著であった.一方 SPM は、距離依存性は明瞭ではない.

距離依存性をさらに調べたところ、火山灰輸送は、 図1に示すような季節による風向の違いとそれによ る地形効果の現れ方の違いの影響を強く受けること がわかった.

謝辞

本研究は, 文部科学省次世代火山研究・人材育成 総合プロジェクトの支援を受けました.



図1:季節別の降灰量の中央値の空間分布. 降灰量の単位 は月単位のg/m². 風配図は, 高度 0-1.5 km 平均(左下)と 高度 1.5-4 km 平均(右下)についてのもの.



図 2: (a) SO₂(黒), SPM(白)の平均濃度の火口からの距離 依存性. (b)(c)それぞれの四分位値幅. 下向き三角は A 期,上向き三角は Q 期の値を示す. Q 期の数値は噴火の影 響の少ない背景場と捉えることができる.

SMILES-2 バンド設定について

*鈴木睦(ISAS), 眞子直弘(ISAS), Philippe Baron(NICT), 落合啓(NICT)

1. はじめに

SMILES-2 は JAXA 宇宙研小型科学衛星公募に提案 された(提案代表者 塩谷雅人),サブミリ波・テラヘ ルツ帯のリムサウンダーである. ISS/JEM/SMILES の 625,650 GHz帯の拡張に加えて,より多くの微量気体や 気温風速計測のためにサブミリ波帯とテラヘルツ帯バ ンドを追加している.ここでは、どのような目標でバ ンド設定を進めたかについて報告する.

2. SMILE-2 概要とバンド構成

SMILES-2 は ISAS 小型科学衛星としてイプシロンロ ケット打ち上げの専用衛星(66・, 550km, 550kg)に搭載さ れる.補助センサーとして電離圏 in situ 観測及び GPS 掩蔽を含んでいる.現提案では, SIS ミキサー4 台, テラ ヘルツ HEB(Hot Electron Bolometer)ミキサー1 台の DSB(Double Side Band)構成であり,以下の帯域を観測 する.4K 冷却系の完全冗長化により5年 x2=10 年間の 観測が可能な提案になっている.

SIS-1 は 485-489GHz + 525-529 GHz,を DSB で重ね合 わせて観測する. 485-489GHz 帯(O₂ 気温, H₂O, O₃, HO₂, OO¹⁸O, O¹⁸OO, OO¹⁷O, O¹⁷OO), 525-529GHz 帯(O₃, N₂O, NO₂, H₂CO, HO₂, OO¹⁸O, O¹⁸OO, OO¹⁷O, O¹⁷OO). Odin/SMR でも試みられた 487GHz O₂ での気温/大気密 度測定と, 525-529GHz 帯での N₂O, NO₂, H₂CO 測定を目 指す.

SIS-2 は 556-558 GHz 及び 575-577 GHz の DSB 測定 であり, 556-558 GHz (H₂O, O₃, HNO₃, OO¹⁸O), 575-577 GHz (O₃, CO, CIO, H₂CO, OO¹⁸O) を測定する. 成層圏~ 中間圏~高度 100km の CO 及び H₂O の測定と温度/風速 の導出が主な目的となる.

SIS-3 は, 619.1-627.1 GHz (O₃, H₂O, HCl, HO₂, BrO, NO₂, HNO₃, HOCl, CH₃Cl, CH₃CN, O₃ 同位体)及び 649.05-657.05 GHz (O₃, ClO, N₂O, HO₂, BrO, NO, NO₂, HNO₃, H₂CO, HOCl, O₃ 同位体)を計測する. SMILES 観 測の継続(HCl 等)と BrO 等のより良い周波数による高 感度化, N2O やNO 等の SMILES で計測できなかった成 分の追加を目指す.

SIS-4 は, 750-756 GHz (H₂O, O₃, N₂O, HO₂, BrO, NO₂,

O₃同位体)及び 771-777 GHz (O2, O3, NO, HNO3, HOCl, HO2, 13CO, O3 同位体)の計測を行う. 高い周波数のた めアンテナ IFOV が狭くなりより高い鉛直分解能が期 待出来る.

HEB は 1 台のミキサーを Local 周波数を軌道毎 (100min)に切り替える等して,成層圏~中間圏 OH 観測 モード 1834.05 -1835.05 GHz (OH, O3, HO2)及び 1837.05-1838.05 GHz (OH, O3, HO2, NO2, HOCl, O3 同位 体),及び下部熱圏 O 原子モード 2956.8-2057.8 GHz (O3), 2059.8-2060.8 GHz (O, O3, O3 同位体)の計測を行 う.中間圏 OH 及び下部熱圏の気温/密度/風速/O 原子密 度でこれまでの観測では不可能な高精度データの取得 が期待される.

現在のバンド構成は観測対象に若干の冗長性がある ため周波数帯の詳細化(バンド数縮小)や実際にダウン リンクする帯域(619.1-627.1 GHz はその一部のみダウ ンリンクされる)の検討を現在進めている.

3. 期待される成果

SMILES-2 からは以下の成果が期待出来る.

- a) 広い高度範囲(10-150km)の全球的な気温/水平風速の日変化(monthly).特に中間圏~下部熱圏での referenceデータセットの構築が可能になり現業気象 モデルや気候変動予測の不確実性を小さくできる.
- b) 成層圏~中間圏 O₃化学の精緻化. O₃, OH/HO2, N 化 合物(N2O, NO, NO2, HNO3), Cl 化合物(HCl, ClO, HClO) の日変化. 化学輸送モデルや化学気候モ デルでの O3 層将来予測などで必要とされている 化学反応部の reference data を提供できる.
- c) 成層圏~中間圏~下部熱圏の統合観測による全大気
 的な気象学への寄与が大きく期待出来る.
- d) SMILES-2 は軌道上での高分解能スペクトル測定 と補助的な GPS 掩蔽気温測定の組み合わせで,非 常に多数の遷移の周波数/γ_{air}/n_{air}を決定しサブミリ 波分光学に大きく貢献できる.

参考文献

[1] Ochiai S., et al., 2017, SOLA, 13A, 13-18.

WRF 計算用海面水温データセット MOSST と IHSST の比較 *清水 悠正¹, 大澤 輝夫¹, 見崎 豪之¹, 内山 将吾¹, 香西 克俊¹, 嶋田 進² ¹神戸大学大学院 海事科学研究科

2国立研究開発法人 産業技術総合研究所 福島再生可能エネルギー研究所

1. はじめに

洋上風力発電のための風況調査手法としてメソ気象 モデル WRF を用いた数値シミュレーションがあるが. その精度向上のカギを握るのが入力値として用いられ る海面水温である. 産業技術総合研究所および神戸大 学が開発した海面水温データセット MOSST (Shimada et al., 2015) は、地球観測衛星 Terra/Aqua に搭載されて いる分光放射計 MODIS によって観測されたデータを 用いており、作成過程において時間方向の移動平均に より雲域欠損値を補完している点が特徴である.この MOSST は、風況を左右し得る年間 Bias の面から、既 存の SST データセットの中では最も精度が良いことが 示されている (Ohsawa et al., 2014). ただし, その精度 には季節変動があることや、 MODIS が老朽化してい るなどの問題があり、依然改良の余地がある、そこで 本研究では、洋上風況推定に適した次世代の高精度海 面水温データセットの開発に向け,静止気象衛星ひま わり8号に搭載されている可視赤外放射計 AHI によっ て観測されたデータを用いた新しい SST データセット IHSST (Interpolated Himawari-8 SST) を作成した. そし て、現場観測値を用いて MOSST と IHSST の精度検証 を行った.

2. 手法

表1は、MOSST および IHSST の諸元である. IHSST は、JAXA が作成し配信している SST の1時間データ を用いており、日平均後、11日間の移動平均を行うこ とで雲域欠損値を補完している.精度検証の地点は(a) 千葉港口第一号灯標,(b)伊勢湾中山水道,(c)大阪湾波 浪観測塔の3か所である(本要旨作成時点).期間は 2017年の1年間であり、日平均値を用いた.

表1. データセット諸元

データセット 名称	MOSST	IHSST
衛星(センサー)	Terra/Aqua (MODIS)	Himawari-8 (AHI)
時間解像度	24時間	24時間
空間解像度	0.02 [*] ×0.02 [*]	0.02° ×0.02°

3. 結果および今後について

図1は,3地点の月平均 Bias である.検証の結果,

MOSST の3地点年平均Bias は1.09℃であるのに対し, IHSST は 0.13℃であったことから, IHSST の方が精度 が良いことが示された. IHSST の方が優れている理由 としては,センサーの高精度化や JAXA による処理の 高度化 (Kurihara et al., 2015),時間解像度の向上により サンプル数が増えたことなどが考えられる.



4. おわりに

本検証により, MOSST よりも IHSST の方が精度が 良いことが示された. 今大会発表時には,検証地点を 増やした結果を報告する予定である.また, IHSST に も季節変動があることや,平均・補正手法に検討の余 地があることから, 今後, さらに検証を進める必要が ある.

海面水温データセットの月別・年平均 Bias

謝辞

本検証に使用した衛星データは、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、現場観測値データは、国土交通省より 提供を受けました。

GCOM-C/SGLIの全球観測模擬データを用いた

晴雲識別アルゴリズムの試作

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

1. はじめに

気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C)が 2017 年12月23日に成功裏に打ち上げられた。GCOM-Cが 搭載する多波長光学放射計(SGLI)は、近紫外から熱赤 外に19の観測チャンネル、1000km以上の観測幅、250 mの空間分解能、前方・後方視での偏光観測、などの 機能を有する。JAXA/EORCではSGLIの解析アルゴリ ズムの打上げ前の評価に、SGLIの全球観測模擬データ を利用してきた(図1)。本研究では逆にこの SGLI 模擬 データを用いて晴雲識別アルゴリズムを試作した。手 法は既存のものだが、SGLIを対象にした点は新しい。



図 1. SGLI SW 1(1.05 µm)の全球観測模擬データ.

2. データと手法

SGLI の全球観測模擬データは次のように作成され た。まずグローバルイメージャ(GLI)の観測データから 陸・大気・海洋・雪氷の物理量(エアロゾル・雲の光学 的厚さ、地表面反射率など)を推定した。これらから SGLI の観測幾何や波長応答を使って各チャンネルの 観測輝度を放射伝計算した。なお輝度データには晴雲 や陸海などフラグが付いている。晴雲の識別はベイズ 定理に基づく生成モデルアプローチを使った[1]:

$P(C_k|\mathbf{x}) = \frac{P(\mathbf{x}|C_k)P(C_k)}{P(\mathbf{x})},$

ここで入力 **x** に輝度データ、 クラス C_k に晴・雲の ラベルが入る。生成モデルアプローチではまず条件付 き確率密度 $P(x|C_k)$ 、事前確率 $P(C_k)$ をモデル化する。 識別ではそれらから計算した事後確率 $P(C_k|x)$ が最 も大きいクラス C_k を割り当てる。 $P(x|C_k)$ 、 $P(C_k)$ は SGLI の模擬データから多次元ヒストグラムで近似し た。メモリ使用量を抑えるために主成分分析(PCA)を使 って SGLI 輝度データの次元削減を行った。

3. 結果

本稿では SGL1 観測チャンネルのうち VN 1, 3, 5, 8, 11 (380, 443, 530, 673, 868 nm)、SW 1, 3, 4 (1.05, 1.6, 2.2 μ m) を使った結果を示す。図 2a は陸の晴画素、図 2b は陸 の雲画素から主成分分析で得た主成分ベクトル(主成分 の標準偏差で重み付けした)である。図 2a の第一、第二、 第三主成分ベクトルは雪氷、土壌、植生の反射率を、 図 2b の第一主成分ベクトルは雲の散乱特性を反映して いると解釈できそうである。図中に累積寄与率(CP)も 示す。第四主成分で CP=99.4% に達する。本解析では CP \geq 99.5% となる主成分まで使って P($x|C_k$)、 P(C_k) を多次元ヒストグラムで近似した。



図 2. SGLI 輝度の主成分ベクトル。a)陸-晴、b)陸-雲.

事後確率を計算して識別した結果、陸画素は識別=晴 れ、雲の場合の的中率がそれぞれ 99% を越えた。SW のみを使った場合は的中率が 92%、82% に低下した。 海画素は VN+SW と SW のみを使った場合で差は小さ く的中率は共に約95% であった。既知であるが、陸で は近紫外から短波赤外の波長特性全体を使うことが有 効で、海では海面の暗さと雲の明るさの対比から少な いチャンネルでも識別できる。以上は模擬データでの 結果であり的中率自体は重要でない。むしろ実データ 適用時に的中率が大きく変化するなら、それを招く模 擬データと実データの差異こそが興味深い。生成モデ ルを使う面白みはその差異を $P(x|C_{\nu})$ を通して吟味 すること、 $P(C_k)$ を更にモデル化することにある。生 成モデルの洗練させることはリモセンへの理解の深化 に繋がるだろう。発表当日までさらに解析を進めたい。 参考文献

[1] C. M. Bishop, 元田浩ほか監訳. パターン認識と機械
 学習 上. 丸善出版, 2007.



衛星観測データを 用いた隆水プロダクト 間の比較 III

* 古澤 (秋元) 文江・増永浩彦 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

はじめに 1 熱帯降雨観測衛星 (TRMM) と全球降水観測計画 (GPM)の主衛星が打ち上げられ、マイクロ波観測装 置 (TMI/GMI)に加え、降雨レーダ (PR/DPR)が搭載 され、全球の降水量分布の観測精度が画期的に向上し、 様々な機関から衛星データを使った降水プロダクトが 発表されている。そこで、降水プロダクト間の比較を 同一手法にて行う意義は大きい。比較結果は各プロダ クトの開発者に対してはアルゴリズムの改善に寄与し、 利用者には各プロダクトの利点、問題点の把握に寄与す る。昨年春の気象学会で発表した際に比較した衛星プロ ダクトは、GSMaP^a-MVK/GAUGE/MWR, IMERG^buncal/cal/HQ, TRMM3B42^c/IR/HQ, CMORPH^d/ CMORPH-MW, $GPCP^{e}$, CMAP^f/CMAP-nonumeric,, HOAPS^g, PERSIANN^hの8個16種である。 以降、GSMaP, IMERG, GPCP daily, GPCC monitor の4個8種のバージョンが更新されたので、新しいバー ジョンの結果を示す。比較研究は新しいバージョンが出 る度に行う必要がある。今回、マイクロ波と赤外の観測 から降水量を導出している MEGHA-TROPIQUESⁱと 赤外と雨量計を使った陸上のみの CHIRPSⁱ、さらに長 期変動を研究するための PERSIANN CDRも比較プロ ダクトに加えた。また、雨量計データ CPC^k や $GPCC^l$ を組み込んだプロダクトがあるため、それらの比較も 行なった。使用したデータを表1 に示す。

TRMM, GSMaP, IMERGは、マイクロ波のみからの プロダクト、それに赤外などの衛星による移動を考慮 したプロダクト、雨量計補正をしたプロダクトがある のでそれぞれ比較した。 Tab. 1: 使用データ

プロダクト	空間解像度 [゜]	時間解像度	バージョン
$GSMaP^{a}$	0.1	1 時間	V04-V7.0001+
$IMERG^b$	0.1	30 分	$V04A^+$
$TRMM3B42^{c}$	0.25	3 時間	V7
$CMORPH^{d}$	0.25	3 時間	RT の V1.0
$GPCP^{e}$	月:2.5/日:1.0	月/日	月:V2.3/日:V2.3 ⁺
$CMAP^{f}$	2.5	月	V1604
$HOAPS^{g}$	0.5	6 時間	V3.2
$PERSIANN^{h}$	0.25	3 時間 (CDR 日)	m6s4
$megha-tropiques^i$	1.0	」 日	V1.00
$CHIRPS^{j}$	0.05	日	V2.0
CPC^k	0.5	Daily	V1.0/V1.0RT(2006~
$GPCC^{l}$	$0.5/1.0(2014\sim)$	月	full-V7/monitor-V5 ⁺

+ はバージョンが上がったもの。

^aGlobal Satellite Mapping of Precipitaztion ^bIntegrated Multi-satellitE Retrievals for GPM ^cTRMM-TMI から求めた降水量に赤外から求めた降水量を組 み込んだデータ^d海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) の MORPHing technique で放射計の雨域を移動させたデータと CPC 雨量計データを用いた データ ^e 全球降水気候計画 (Global Precipitation Climatology Project) の衛星 データと GPCC 雨量計データを用いたデータ f CPC Merged Analysis of Precipitation, 数値モデル予報を組み込んだデータ ^gHamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data, 海上のみ^h ニューラルネット ワークに基いた統計リトリーバルを行なって導出したデータ 'TAPEER-BRAIN Megha-Tropiques level 4 product, TAPEER & Tropical Amount of Precipitation with an Estimate of ERrors, BRAIN & Bayesian Rain Algorithm including Neural Networks (Viltard et al, 2006). j % ${\tt B}{\it O}$ Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations(CHIRPS), 陸上のみ ^kCPC が提 供する雨量計データ^lドイツ気象庁 (DWD) 内の Global Precipitation Climatology Centre の雨量計データ

結果 $\mathbf{2}$

新しく追加したデータを加えて、2015 年の年平均に した降水量の頻度分布を比較した結果を図1に示す。 PERSIANN が 0.3 mm/hr 以下の海上の降水に対して 他のプロダクトより低い。

2015年の帯状年平均降水量を比較した結果 (図省略)、 熱帯海上の雨が多い所で、GSMaP-MVK が一番大き かった。また、ほとんどの海上の緯度帯で PERSIANN が一番小さかった。陸上は、熱帯において GPCC と CPC の間に収まり、北緯 10 度付近はそれらより 大き く、22 度付近はそれらより小さく、30 度以北はほぼ全 てがよく一致する傾向がある。

さらに、GSMaPのアルゴリズムが改善される前と後で 比較した結果 (図2は2015年8月1日のMWRの降水 量分布の比較)、かなりの改善が確認できた。例えば、 MWRを含むすべての DATA で見られていたオースト ラリアの北東側の海洋の広範囲の降水や大西洋の 50W の北部に広がる筋状の弱い降水や大西洋の 35W,47S 付 近の降水はなくなった。しかし、GSMaP-GAUGEの ベトナムにおける補正元の雨量計データ CPC に由来 する過小評価は改善されていなかった。

5 sea 50S-50N ∆=0.5deg



Fig. 1: histograms of yearly-averaged rain rate over the ocean (left) and land (right) with 0.5° resolution during 2015. HOAPS is not included because it's until Dec. 2008.

おわりに

3

2015 年平均の降水量の頻度分布や帯状平 均のプロダクト間の比較を行なった。今 後、さらに様々な視点で精査する。

謝辞: 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 受託研 究「Inter-comparison of global rainfall data products for the imporovement of satellite rainfall algorithm」の助成を受けて行った。利 用したデータは NASA,NOAA,JAXA 等各発 信元により提供されたものである。



Fig. 2: comparison of GSMaP v6 and v7 MWR rain map at Aug. 1st, 2015.

衛星全球降水マップ GSMaP の日本域における検証 ~信頼度フラグの有効性~

*山地萌果・田島知子・久保田拓志・沖理子(JAXA/EORC)

1. はじめに

JAXA と NASA の共同ミッションである全球降水 (Global Precipitation Measurement Mission; GPM)計画では、2014年2月に打ち上げられた GPM 主衛星に、二周波降水レーダと GPM マイクロ波放 射計とが搭載されており、世界の雨を高精度で観 測している。さらに、この GPM 計画下において、 日本では、複数衛星を用いたマルチプロダクトと して衛星全球降水マップ (Global Satellite Mapping of Precipitation; GSMaP)を開発して おり (Aonashi et al. 2009 ほか)、1時間ごと0.1 度格子の世界の雨分布データとして公開してい る。

GSMaP は降水レーダで得られた統計情報をデー タベースとして用い、マイクロ波放射計をベース に赤外放射計のデータも複合的に利用して作成 した複数衛星プロダクトであるため、使用してい る衛星センサの種類やマイクロ波放射計の観測 範囲、地表面タイプによって精度が異なることが 知られている(Kubota et al. 2009 ほか)。GSMaP ユーザは年々増加しており、登録者数は 2018 年 1 月末時点で113ヵ国、3593人に上り、利用分野も、 気象や気候のみならず、水文分野・農業分野など 幅が広がってきている。実利用も含めた様々な分 野のユーザに対して、精度の情報をアルゴリズム の原理から啓蒙的に 1 つの指標として示すため、 2017 年 4 月より準リアルタイム版の GSMaP プロ ダクトに信頼度フラグを導入した。

信頼度フラグは、1 (精度低)から10 (精度高) の10段階で精度を示すもので、GSMaPの雨量デー タと同じ1時間毎の0.1度格子で提供している。 フラグは、陸上(海岸含む)よりも海上の方が精 度がよいこと、低温域の精度が悪いこと、マイク ロ波放射計の直近の観測からの経過時間が長い ほど精度が落ちること、の3点から算出している。

本発表では、新たに導入した本フラグについて、

日本域の気象庁解析雨量を用いて、海上・陸上・ 海岸域にわけて信頼度フラグごとの GSMaP の精度 検証を実施し、信頼度フラグを評価する。

2. 初期解析

対象領域は、Kubota et al 2009 を参考に日本 域の解析雨量で使用している各レーダからの距 離が 200km 以内の領域について、陸上と海上と 海岸域に分けて解析を行った。期間は 2014 年 9 月から 2017 年 8 月までとし、公開前の過去分は 同じアルゴリズムで処理を行った。

例として、図1に日本域海上における毎時の 適中率の月平均時系列を示す。信頼度が高いほ ど(色が薄いほど)、的中率も高くなっているこ とがわかる。



図1.日本域海上における2014年9月から2017年8月 までの毎時適中率[%]の各月平均の時系列.黒が信頼 度1であり、色が薄いほど信頼度が高くなっている 本発表では陸上や海岸域についても結果を示

し、雨のありなしの評価に加えて、RMSE や相関 係数などの雨の量に関する評価も実施する。

参考文献

- Aonashi, K., J. Awaka, M. Hirose, T. Kozu, T. Kubota, G. Liu, S. Shige, S. Kida, S. Seto, N. Takahashi, and Y. N. Takayabu. 2009: GSMaP passive microwave precipitation retrieval algorithm: Algorithm description and validation, *J. Appl. Meteor.*, 87A, 119-136.
- Kubota T., T. Ushio, S. Shige, S. Kida, M. Kachi, and K. Okamoto. 2009: Verification of High-Resolution Satellite-Based Rainfall Estimates around Japan Using a Gauge-Calibrated Ground-Radar Dataset. J. Appl. Meteor., 87A, 203-222.

メンテナンスフリーを実現した転倒ます型雨量計の開発

宇塚 和夫(TOK) 角田 敦(TOK)

1.諸 言

現在市販されている転倒ます型雨量計⁽¹⁾の多くは、三角難型の カップに筒が通ったろ水器(図1)を採用している。カップの中の 水が一定量になると、水の上澄みを流す構造である。これは、上 から流れてきた水を一度カップで受けることにより、水の運動 エネルギーが弱まり、転倒ますに安定して流すことが可能にな る。しかし、ろ水器にゴミが入ると排出されずそのまま堆積し続 けるため、筒が詰まり、水が流れなくなってしまう問題がある。 そのため、雨量を正しく計測するには、定期的なメンテナンスが 必要となる。

そこで今回は、メンテナンスをすることなく、安定して水を転 倒ますに注ぐことができるろ水器を新たに開発した。本報では、 ゴミが流入したときの影響および、既存品との精度の差を評価 した。

2. 新型ろ水器の形状

図2に新型ろ水器を示す。新型ろ水器は、「ゴミが堆積しない こと」と「水を安定させて転倒ますに入れる」という2つの機能 の両立を目標に設計した。前者は、ゴミが堆積しないように筒を なくし、出口を大きくした。後者は、水の流速を落とすために、 2段階式にした。さらに、出口部の角度を60度にして、水流の 安定化を図った。





 外観図
 分解図

 図2新型ろ水器

3. 試 験

1時間当たりの雨量50~200mmに相当する水量を、電磁定量ポ ンプで雨量計のろ水器に注水し測定した。本試験の雨量計の転 倒雨量は0.5mmである。また、ろ水器に入る可能性がある砂や小 枝を用意し、水と共に一緒に入れて堆積の有無を確認した。

4. 試験結果

図3に測定結果を示す。この図より、既存のろ水器と新型のろ水器を比較すると、雨量50mm~200mmにおける誤差率の傾向は、 両者とも変わらないことがわかった。

また、新型ろ水器は、砂や小枝(約 6mm)の大きさであれば、ろ 水器に堆積しないことがわかった(図 4)。

5. 結 言

ろ水器にゴミが入ると、計測に影響が生じてしまう問題を解決 するため、新たにろ水器を開発した。今回の結果から、ろ水器の 定期的なメンテナンスを行うことなく、高精度の雨量計測が実 現できることを確認した。

参考文献

 (1)(株)フィールドプロ製品カタログ 「転倒ます型雨量計 OW-34-BP」



図3既存ろ水器と新型ろ水器の性能比較



新型ろ水器(投入直後) 新型ろ水器(数秒後) 図4砂と小枝(約6mm)をろ水器に入れたときの様子

極細熱電対による気温観測における風速影響

山本 哲 (気象研究所環境・応用気象研究部)

1 はじめに

地上気温観測において日射/放射影響を軽減する ために使用される通風筒の特性を評価するための基 準値として、日射/放射影響が原理的に小さい方法 による地上気温観測方法を確立することが望まれて いる(Lacombe, M. *et al.*, 2011)。これには各種の候 補となる手法を相互比較することが必要である。 ISO(2007)の提案している極細センサーを 2017 秋季 大会 C311(以下「前報」)に引き続き検討する。

2 極細センサーの導入

森脇ほか (2003) の手法を用い、3 つの直径 13, 25, 200μmのE型熱電対素線を点溶接した熱電対を作成 し、茨城県つくば市の気象測器検定試験センター試 験露場において地上高 1.5m に設置し、10ms 毎にデ ータを取得した。気象測器検定試験センターから超 音波風速計(ソニック SAT530)の高度 1.5m での観 測データを得た。

3 結果例

1日を通じて晴天だった 2017 年 2月 21 日のデー タを第1図に示す。3種の太さの熱電対は、夜間は 観測値の差は平均的には0.1℃程度以下と小さい。日 中は 25 µ m 径と 13 µ m 径では最大 0.3℃程度、200 µm径温度と13µm径では最大0.7℃程度それぞれ 前者のほうが高い。温度差は日射量の多い正午頃最 大とならず、むしろ早朝に最大値が出ている。これ は早朝に風速が極小になり 1m/s 未満となっている ことと関係している。測定誤差と日射量・風速・セ ンサー径との関係を理論的に求めた Kurzeja(2010)に よると、ここで用いた3種の径のセンサー間の測定 誤差の比はそれぞれ約2倍、約5倍と読み取れ、ま た風速が 0.25m/s から 1m/s に増えると、誤差は数分 の1に減少し、今回の結果と概ね一致する。この例 では日射による測定誤差は 13, 25, 200µm 径でそれ ぞれ最大 0.2℃、0.5℃、1℃程度と見積もられ、前報 での見積もりとほぼ一致した。現業地上気象観測用 通風筒との比較も行った。風速が2m/s程度以上ある ような条件下では13µm径の観測誤差は0.1℃未満 となっている可能性がある。



第1図 2017年2月21日の高度1.5m での熱電対およ び超音波風速計の観測値。(a)気温(℃、1分平均。以 下同じ)(b)風速(m/s)、(c)25µm 径温度-13µm 径温 度(℃、(d)200µm 径温度-13µm 径温度(℃)。

謝辞 極細熱電対による観測は、東京工業大学環境・ 社会理工学院稲垣厚至助教から懇切丁寧な指導により 実現できた。気象庁観測部観測課気象測器検定試験セ ンターからは超音波風速計のデータ提供のほか、観測 実施に多大な協力を得た。ここに記して深く感謝する。 参考文献

Kurzeja, Boundary-Layer Meteorol 2010, 134, 181–193.; ISO, 2007: ISO 17714 Meteorology - Air temperature measurements; Lacombe, M. *et al.*, 2011: WMO IOM Rep.106. 森脇亮ほか,水工学論文集. 2003, 47, 1–6.;中村泰人ほか,日本建築学会計画系論文報告集. 1986, 364. 48–56.

地表面日射量時系列データの特徴を表す時系列特徴量の選択手法

*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が大量に導入されるにつれ、 太陽光発電システムの出力変動が電力システムの安 定性へ与える影響が重大になりつつある。地表面日 射量の変動性の理解のために地表面日射量時系列デ ータを用いた研究が多く行われている。

時系列特徴量を用いることで、時系列の特徴を定 量的に取り扱うことができる。時系列特徴量による 定量化は次元圧縮の一種であり、ある1つの時系列 特徴量は、対応する特定の時系列特徴を表す。複数 の時系列特徴量を用いることで、時系列データの特 徴を詳細に表すことができる。また、解析の目的に 応じて使用する特徴量を選択する必要がある。

本研究では、日射量時系列データを対象とし、日 射量時系列の特徴を表すためにどのような時系列特 徴量が必要かを解析する手順について議論する。

2. データ

気象庁により観測されている地表面日射量のデー タを使用する。時間間隔は1分である。日本国内4 9観測地点でデータを使用し、使用データ期間は、 2010年から2015年の6年間で、各日8時か ら16時までを用いる。解析には、地表面日射量を 大気上端下向き短波放射量で割ったもの、 Clearness Index (CI)を用いる。この規格化により、 1日周期および季節秋季成分と緯度による日射量の 強度の違いを除外する。

3. 手法

3.1 時系列特徵量

平均、標準偏差、sample entropy、尖度、歪度、 線形回帰係数、lag+1自己相関係数の7つを用いる。 それぞれの特徴量は121分時間窓内の部分時系列 から計算する。時間窓の開始時刻を10分ずつ移動 させ、解析期間中の全時点を対象に時系列特徴量を 計算する。

3. 2 k-nearest neighbors method

教師データから、類似度に基づいて最も類似する k 個の点(最近傍点)を選び出す分類手法である。 類似度尺度として7次元の時系列特徴量ベクトルの ユークリッド距離を用いた。時系列特徴量は特徴量 毎に標準偏差で規格化をする。49地上観測点のう ち1地点をテストデータとして、教師データは残り のデータにより構築する。

3.3 精度の検証

k-nearest neighbors method から得られる時系列 パターンの類似度を評価するためにパワースペクト ルを用いた類似度 S を用いる(Deecke and Janik, 2006)。

$$S = \frac{100}{N} \sum_{n=1}^{N} \frac{\min(M(n), N(n))}{\max(M(n), N(n))}$$

ここで、M および N はテスト時系列及び最近傍時 系列のパワースペクトル、n は離散化された n 番目 の周波数に対応する。類似度は0から100の間の 値をとり、類似している場合はより値が大きくなる。 この類似度は位相の差は検討対象とはしない。

4. 結果と考察

図1は、ある1つのテスト時系列に関する結果で ある。選ばれた4つの時系列は、テスト時系列の階 段状に減少する特徴をよく表している。パワースペ クトルから得られる類似度はそれぞれ45.36、41.76、 44.32、44.83である。また、教師データ内の最も大 きいパワースペクトル類似度は、68.52である。2 つの類似度測定手法は完全には一致しないことがわ かる。本手順を用いて日射時系列の特徴を表すため に必要な時系列特徴量について検討する。



する121分の部分時系列である。

参考文献

Deecke, V. B. and V. M. Janik, 2006, J Acoust. Soc. Am. 199, 645-653.

LIDEN データを用いた JLDN の対地雷検知効率の評価

*松井倫弘 (フランクリン・ジャパン),

1. はじめに

LLS (Lightning Location System) は、世界の多くの地 域や国で、雷を監視するために広く使われている. 落 雷からの地上における人命や社会インフラの保護には, 雲放電よりも LLS の対地雷を検知する能力が重要であ る. LLS が自然界で発生する全ての雷放電を検知する ことは難しい. そのため、電気に関する国際規格を決 定する機関である IEC(International Electrotechnical Commission)は、LLS の性能評価の手法の一つとして他 の LLS と性能比較を推奨している[1]. そこで、JLDN の対地雷検知効率を気象庁が運用するLIDENと比較す ることにした. JLDN (Japanese Lightning Detection Network)は、日本全国の雷放電を観測するために1998 年より構築が開始され2000年に薩南諸島以北の観測を 開始し、2003年に沖縄方面にセンサを設置して完成し た. 風力発電用風車に落ちた雷の JLDN の位置標定精 度は約120~310mであり、雷放電の推定電流波高値の 絶対値が 8kA 以上の雷撃ついて検知することが確認さ れている[2].

2. 比較対象とする観測データ

通常,LIDEN データは Flash (落雷)形式で,JLDN データは Stroke (雷撃)形式で提供されている.両者の 比較のために JLDN データを文献(1)の国際規格に従っ て Flash 形式に変換した.その際に,LIDEN のデータ の中に,同一時間に落雷間の距離が 10km 以内に2つの Flash が,日本全国で多数観測されていたことが確認さ れた.これらの Flash は,文献(1)に示す国際規格に合致 していない.そのため,雷波形観測装置[3]を用いて該 当する Flash の複数の波形を確認したところ,LIDEN によって2つの Flash と標定されたものについては,い ずれも1つの Flash の波形しか確認できなかった.その 雷波形例を図1に示す.そのため,LIDEN で2つの Flash



図.1 雷波形の例(2017/08/19 16:37 西東京市) LIDEN が2つのFlashとして標定した雷波形の例. 実際は,1つの Flash しか発生していない.

表 1	LIDEN と	JLDN	の対地電	冒検 知 数 の
比率				

都市	比率 (%)	都市	比率 (%)
旭川	55.1	釧 路	42.0
札幌	62.8	青森	67.6
秋田	63.5	盛岡	62.7
仙台	62.1	新潟	73.6
東京	57.2	宇都宮	54.8
静岡	61.1	長野	70.4
金沢	75.7	名古屋	73.6
大阪	59.6	高松	50.1
高知	47.4	鳥取	55.9
松江	51.5	広島	28.3
福岡	25.8	熊本	29.5
長崎	26.2	宮崎	34.4
鹿児島	30.3	那覇	53.9
平均	45.4		

JLDN=100 とした時の LIDEN が検知した対地雷 の数の比率

と標定されたものでも,国際規格[1]に合致しない Flash データは,実際には1つの Flash しか発雷していないも のとみなして,2つの Flash のうち1つを排除して比較 を行った.

両者の対地雷検知効率の比較は、表1に示す都市の から半径100km以内で、2017/07/28~2017/09/30の間に、 両者がそれぞれ対地雷と判定した対地雷の数を比べた.

3. 結言

表1に示すとおりJLDNは、LIDENが検知した対地 雷放電の約2.2倍の対地雷を検知することが分かった. また、LIDENの検知効率は、中部・北陸地方を除くと JLDNに比べて著しく悪く、地域間で検知効率のムラが あるため、落雷数の統計資料や気象証明書への利用に は不向きである.そのため、LIDEN利用者に対しては、 その趣旨の注意喚起を行うことが適切と思われる.

参考文献

[1] IEC, 2015, IEC62858 Ed.1

[2] M. Matsui et. Al., 2017, APL2017, PID29, Thailand

[3] 松井, 道下, 2015, 電気学会 B 部門大会, 344

熱帯海洋域における地上気温の太陰潮汐シグナルの検出

〇坂崎貴俊^{1,2}, Kevin Hamilton¹

¹ハワイ大 IPRC,²JSPS 海外特別研究員

1. はじめに

大気中の日周期変動と言えば、太陽放射の日周 期によって熱的に生ずる変動(太陽潮汐)が卓越す るが、月の重力によって力学的に生ずる変動(太陰 潮汐;12.4hr 周期)も存在する。ただし(大気中で は)後者は前者に比べて一桁小さいため、太陰潮汐 の先行研究の多くは振幅が比較的大きい超高層大 気や地上気圧のシグナルに限られてきた(e.g., Haurwitz and Cowley, 1969)。特に本研究で着目する 地上気温の太陰潮汐(~0.01 K)は、遥かに大きな熱潮 汐(~1-10 K)に紛れてしまい、検出は容易でない。実 際過去の観測例は、Chapman (1932a; @ジャカルタ) による一世紀も前の報告しかない。

気温太陰潮汐は振幅こそ小さいが、大気-海面結 合過程を表すユニークな診断量になることが Chapman (1932b)によって提案された。すなわち、 地上で観測された気温の太陰潮汐は以下の熱力学 の式に支配される:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = \frac{R\overline{T}}{C_p \overline{p}} \frac{\partial p'}{\partial t} + \dot{Q} \rightarrow \frac{\partial T'}{\partial t} = \frac{R\overline{T}}{C_p \overline{p}} \frac{\partial p'}{\partial t} - \beta T'$$
(1)

 $T: 気温、p: 気圧、t:時間、R: 気体定数、<math>C_p: 定圧比$ 熱係数、Q: 非断熱加熱。空間スケールが非常に大きいために水平移流項が無視でき、かつ、地表観測であるために鉛直移流項もゼロとなる。また外部からの熱強制が無いため、非断熱加熱はニュート $ン冷却による減衰として表す(係数:<math>\beta(s^{-1})$)。従っ て、気温と気圧の太陰潮汐から β を推定できる。

本研究では、海洋上の気象ブイデータを用いて 地上気温の太陰潮汐シグナルを検出し、さらに気 温-気圧シグナルの関係から大気-海洋結合による 波の減衰過程を明らかにすることを目的とする。

2. 観測データ・解析手法

1990 年代から観測を行う熱帯太平洋および大 西洋(160°E-360°E, 8°S-8°N)の海洋ブイネットワー ク (Tropical Atmosphere Ocean/Triangle Trans-Ocean Buoy Network (TAO/TRITON), Prediction and Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA))のデ ータを用いた。気温、気圧データの時間分解能はそ れぞれ、10分、60分である。太陰潮汐の抽出には Chapman-Miller Method を用いた(e.g., Chapman and Lindzen, 1970)。ただし、ノイズレベルを低減するため、月齢によるコンポジットの段階で Median 値に近いデータのみ(全体の 50%)を使用した。以下では、解析に用いたデータ数が多く(>4000 days)かつ エラーバーが小さい(<0.0016 K)地点の結果を示す。

3. 結果と議論

図1に、各ブイで得られた太陰潮汐シグナルの 振幅と位相(最大をとるローカル太陰時刻(LLT); (注)12:00は月が南中する時刻)を示す。平均の 振幅は 0.005-0.001 K、位相は 11:00 LLT 前後であ り、広範囲でコヒーレントなシグナルを示す。海洋 上において、地上気温の有意な太陰潮汐シグナル を検出したのは世界初である。

さらに気圧潮汐の結果と併せることで、検出し た気温変動が断熱変化成分(式(1)の右辺第一項;図 1の淡灰色)で良く説明できることが分かった。そ の一方、断熱成分に比べてやや振幅が小さく、位相 が進んでいるという差も見て取れる。実際にこの 結果から減衰パラメターを見積もったところ、β~ 6×10⁻⁵ exp(*i*π/4)(s⁻¹)(時定数:~0.25 day 程度)であっ た。さらに、太陰潮汐を模した波を再現する数値実 験を行うことにより、実際にこのパラメターが大 気-海洋の熱交換係数に依存することも分かった。



図1:太陰潮汐(M₂)シグナルの<u>振幅</u>(中心からの距離)と<u>位</u> 相(真上からの角度)を示すハーモニックダイアル。濃灰色 の●は気温の結果(黒線の矢印は地点平均)、淡灰色の●は 気圧(断熱過程を仮定して気温変動に変換)を示す。淡灰色 の○は Schindelegger and Dobslaw (2016)による気圧の太陰潮 汐グリッドデータの結果(黒点線の矢印は地点平均)。

大型大気レーダーとラジオゾンデに基づく南極自由大気中の乱流パラメータ推定

*高麗正史、佐藤薫(東大院理)、西村耕司、冨川喜弘(極地研)、佐藤亨(京大院情報)

1. はじめに

乱流エネルギー散逸率 (ε) は大気中の乱流を記述 する上で基本となる物理量の1つである。最近、海洋 CTD 観測による密度プロファイルからエネルギー消 散率を推定する手法 (Thorpe 法) を、ラジオゾンデ観 測に適用することで、乱流パラメータを推定する研 究が行われている (Clayson and Kantha, 2008)。しかし ながら、Thorpe 法はエネルギー散逸率を過大評価す る傾向があることが、最近の海洋観測や直接数値計 算の結果から指摘されている。一方で、自由大気中の 乱流パラメータの推定には、1980年代から VHF レー ダーが用いられてきた (例えば、Sato and Woodman, 1982)。これまで VHF レーダー観測に基づく Thorpe 法の検証は、これまでに10数回のラジオゾンデ観測 について行われたのみである。本発表では、1年間の 南極昭和基地大型大気レーダー (PANSY レーダー) に基づく乱流エネルギー消散率の推定とラジオゾン デによる推定の結果を示し、それらを比較する。

2. データ

PANSY レーダーの対流圏・成層圏観測データを用 いた。データ間隔は約4分、高度分解能は150mで ある。スペクトル幅から乱流による速度分散を推定 する際、ビームブロードニング成分の除去のために アンテナの配置及び風向を考慮する手法を適用した (Nishimura et al., in prep.)。ラジオゾンデ観測に基づく ε の推定には、Wilson et al. (2011, 2013)の手法を用 いた。レーダーは2016年1~12月、ラジオゾンデは 2011~2016年を、それぞれ解析対象とした。

3. 結果

3.1 2016年10月10日00UTの事例

図1(a) に2016/10/10 00:00UT でのレーダーとラジ オゾンデによって推定された ε の鉛直分布を示す。 2 つの推定は高度 8~9km を除き概ね一致している。 また、風速の鉛直シアーが大きい高度領域 (2~4 km, 図1(b)) で、 ε が大きな値を持つことが確認できる。 3.2 レーダーによる推定

図 2 (a)の実線で、レーダーの 1 年間の観測により 推定された ε の中央値の鉛直分布を示す。 ε は高度 1.5~20 km で 1×10⁴~3×10⁴ m²s³の値域を持つ。こ の値は他地点のレーダーに基づく推定値とほぼ一致 する。高度変化に注目すると、6.5 km 付近に極小値を 持ち、圏界面のやや上の高度に極大を持つ。この極大 は、夏季から秋季に顕著に見られる (図 2 (b))。また、 成層圏冬季~春季に ε が増大する一方で、対流圏の 季節変化は小さい。

3.3 ラジオゾンデによる推定

Thorpe 法による推定は、温位の鉛直分布から Thorpe 長 (L_T)を求め、Ozmidov 長 ($L_0 = cL_T$)との 経験式を用いることで、 $\varepsilon_T = c^2 L_T^2 N^3$ (N:浮力振動 数)を求める。 c^2 は比例定数で不確定性が高く、 0.1~10の値をとるとされる。図2の破線で、よく使 われている c = 1としたときの ε_T 高度分布の中央 値を示すが、比例定数 cの不確定性の中に収まる。 c = 1とすれば、その差は成層圏で小さく、対流圏で 大きい。Scotti (2015)は、Thorpe 法はシアー不安定起 源の乱流で良い推定値を与え、対流不安定起源の乱 流で ε を過大評価する傾向があることを指摘して いる。今回の結果は、対流圏と成層圏で乱流の主要な 起源に違いがあることを示唆する。







4. まとめ

PANSY レーダー及びラジオゾンデに基づき、南極 対流圏・下部成層圏における乱流エネルギー消散率 を世界で初めて推定した。両者の比較から乱流生成 起源の違いについての示唆を得ることができた。

PANSY レーダーで観測された極域対流圏・下部成層圏における重力波の間欠性 * 南原優一, 佐藤薫(東大院理), 堤雅基(極地研)

<u>1. はじめに</u>

重力波は主に対流圏で励起され、中層大気に伝 播し、減衰・砕波を通して平均場に運動量を与え ることにより、中層大気の物質循環に大きく寄与 している。重力波の時空間スケールは小さく、そ の観測は一般に困難で、特に過酷な環境の極域に おける重力波の観測的研究は不足している。多く の気候モデルでは、重力波を陽に解像することは できないので、パラメタリゼーションの手法を用 いて重力波による強制を表現している。

重力波は時空間方向に不均一な分布をしてお り、極めて間欠性の高い現象であることが過去の 観測によって示されている。断続的に出現する大 振幅の重力波と連続的に放射される微弱な振幅 の重力波とでは、時間平均として同じ運動量フラ ックスの総量であっても、散逸・砕波により強制 を与える高度が異なる。この高度の違いは、中層 大気の物質循環の構造に大きく影響する。

昭和基地 (69.0°S, 39.6°E) に設置された南極初 の MST (Mesosphere-Stratosphere-Troposphere) レ ーダーである PANSY レーダーによって、高分解 能・高精度な3次元風の観測データが中・低緯度 を含めても類を見ないほど長期連続に得られて いる。本研究の目的は、PANSY レーダー観測デー タに基づいて、南極対流圏・下部成層圏の重力波 の運動量フラックスの間欠性を定量的に解明す ることである。

<u>2. データと解析手法</u>

PANSY レーダー観測では、高度 1.5 km から約 22 km における鉛直ビームと天頂角 10°の東西南 北方向の4ビームによる視線速度が得られる。時 間・鉛直分解能は 200 秒、150 m と極めて高い。 この高分解能な長期連続のデータによって、(背 景風によるドップラー効果が無視できる場合)慣 性周波数 f [~2 π /(13 時間)] から Brunt-Väisälä 周 波数 [~2 π /(5 分)] までの広い周波数をとり得る 重力波のほぼ全ての力学特性の解析が可能であ る。運動量フラックス (u'w',v'w') は Vincent and Reid (1983) の方法により各視線速度の分散を組 み合わせて精度よく推定した。

間欠性の定量化には、 確率密度関数 (PDF) と Gini 係数 (I_g) を採用した。Gini 係数 (Gini, 1912) は社会の所得の不平等を測る指標として考案さ れ、近年では重力波の間欠性の議論にも応用され ている。0 から 1 の間の値をとり、1 に近い値ほ ど間欠性が高い。

<u>3. 結果</u>

2016年10月から2017年9月までの1年間の PANSY レーダー観測データを用いて、各高度領域 における絶対運動量フラックスの PDF と Gini 係数を調べた (図 1)。 PDF は Super pressure balloon による観測的先行研究 (e.g., Jewtoukoff et al., 2013) で報告されていたように、対数正規 分布に近い形状をしている。 Gini 係数は対流圏 では $I_a = 0.5-0.6$ 、下部成層圏では $I_a = 0.4-0.5$ であり、高度と共に Gini 係数は減少していた。ま た、重力波を陽に解像する高解像度モデルシミュ レーションでは、南極沿岸部の最下部成層圏にお ける間欠性は $I_a = 0.5-0.6$ と見積もられており (Alexander et al., 2016)、本研究と整合的である。 さらに、Gini 係数の季節依存性を調べたところ、 6-7月にGini 係数の低い領域が成層圏から上部対 流圏まで広がることも分かった。

地表風の強さと間欠性の相関、背景風の強さと 間欠性の関係の解析についても結果を報告する。



成層圏突然昇温時の成層圏の気温構造と重力波特性

*角ゆかり (東大院理), 佐藤薫 (東大院理)

1. はじめに

成層圏突然昇温(SSW)とは、冬季極域で成層圏の気 温が数日で数十度も上昇する現象である。SSWの発生 メカニズムは平均場とプラネタリー波の相互作用の観 点から議論されることが多い一方、重力波の役割は十 分に理解されていない。しかし近年では、突然昇温時の 中間圏での構造変化に関し重力波の重要性が認識され はじめ、その観測的な知見が必要とされている。中間圏 重力波の特性を明らかにするためには、その起源が存 在する成層圏の重力波についても理解する必要がある。 そこで、本研究では2016及び2017年1~2月に北極域 で発生した SSW に着目し、極域成層圏における重力波 の特性について、再解析データと衛星観測データを用 いて調べた。

2. 解析データ

SSW 時の成層圏の総観規模構造を調べるために、 MERRA2 再解析データを使用した。データは3時間間 隔、鉛直42 層、水平方向には1.25 度間隔でグリッド化 したものを用いた。成層圏の重力波の解析には、 FORMOSAT-3/COSMIC 衛星の気温データ (atmPrf)を 使用した。このデータは GPS 電波掩蔽観測による推定 値で高い鉛直分解能を持つ。本研究では、高度10-40 km の範囲で100 m の等間隔で内挿した軌道データを用い た。解析期間は2016 及び2017 年の1~2 月である。

3. 結果

MERRA2 のデータ解析から SSW のピーク(2016年2 月9日)に先行して、気温の鉛直構造は高度と共に西 に傾き、東西波数1型の構造が卓越していたことが分 かった。このとき、10hPa 面の気温の水平断面図には、 高温域と低温域に挟まれた領域に気温の水平勾配の大 きい前線的な気温構造が存在していた。このような前 線的な構造を特徴づける変数として、各気圧面上での 30N-90N (解析領域と呼ぶ)における温位 θ の変動の幅 $|\theta_{max} - \theta_{min}|/\bar{\theta}$ と、水平勾配の大きさの最大値 $|\nabla \theta|_{max}/\bar{\theta}$ を定義した。ここで $\theta_{max}, \theta_{min}, \bar{\theta}$ はそ れぞれ解析領域の最大値、最小値、領域平均値である。 図1に示すように、 θ の変動の幅と水平勾配の大きさ は約 40-2 hPa (22-42 km) の高度領域で SSW のピーク に先行して増加する。これは、約 20 km の鉛直スケー ルを持つ前線的な構造が突然昇温時に成層圏で強まる ことを示唆している。前線強化を定量化するため、対流 圏の前線 解析で用いられる前線形成関数 $F = D|\nabla \theta|/Dt$ を計算した。その結果、高緯度から極域では 高温域の西側で F > 0 となっており、前線的な構造が 強化されていることが分かった。

成層圏の重力波を抽出する際、重力波に伴う気温擾 乱と、上で述べた大規模な前線構造に伴う気温擾乱を 切り分ける必要があると考えられる。本研究では、以下 の手順を個々の軌道データについて行い、重力波に伴 う気温擾乱を抽出した。まず、オリジナルの気温プロフ ァイルに最小二乗法を用いて 4 次の多項式フィッテン グを行い、背景場を求めた。次に、オリジナルの気温か ら背景場を引いて偏差場を求め、カットオフ波長 6km のハイパスフィルタを偏差場に適用して気温擾乱(重 力波)を取り出した。先行研究ではカットオフ波長を 10-15 km 程度に取ることが多かったが、それでは前線 的な気温構造が漏れ込む可能性がある。SSW 時に高度 約 25-35 km の範囲で重力波のポテンシャルエネルギ ーが大きくなることが分かった。当日の発表では、今回 得られた重力波の特性について述べ、前線的な気温構 造との関係についても議論する予定である。



図 1: (上) 温位の変動の幅と(下)水平勾配の大きさ の時間気圧断面図。期間は2016 年 1-2 月。黒線はSSW のピークに対応する

北極海氷域変動に伴う Weak Polar Vortex event の特徴

*星一平1、浮田甚郎1、本田明治1、

中村哲²、山崎孝治²、三好勉信³、Ralf Jaiser⁴

(1新潟大学、²北海道大学、³九州大学、⁴AWI, Germany)

1. はじめに

近年における北極域海氷域面積の著しい減少は、冬季において、半球規模の大気循環場に影響を及ぼしていることが明らかになってきた。その影響は対流圏内のみならず、惑星波の上方伝播を強める事で、成層圏で 極渦の弱化を引き起こす[1]。本研究では、成層圏突然 昇温 (Sudden Stratospheric Warming; SSW)など、極 渦弱化の極端事例に対して北極海氷域減少が与える影響を調べた。

2. 使用データ・解析手法

大気再解析データ Japanese 55-year Reanalysis[2] を用い、1979/80年冬以降の 36 冬季を解析期間とした。 本研究では、十分なサンプル数を得るために、SSW に 加えて極渦弱化が弱いイベントも解析に含めた。これ らを Weak Polar Vortex (WPV) イベントと呼ぶ。WPV イベントのサンプリングは、12~2 月における日毎の北 半球環状モード指数 (10hPa, 20°N 以北の高度場の第 1 主成分で定義) が-1 標準偏差以下 (極域で高気圧性 偏差)となった場合とした。得られた 33 イベントをさ らに発生年の海氷の多寡により分類した。11・12 月平 均し、バレンツ・カラ海(15°-90°E, 70°-85°N) で領域平 均した海氷密接度の時系列の、±0.5 標準偏差値を閾値 とした。少氷年に発生した 9 イベント、多氷年の 17 イ ベントを、発生日(Day 0)を基準に合成解析を行った。

3. 結果

図1は、それぞれのコンポジットにおける気候値か らの偏差を示す。WPVイベントを引き起こす惑星波の 上方伝播の特徴に着目すると、少氷年WPVではDay0 直前に東西波数2成分が強まっていた。対流圏上層に おいてはバレンツ・カラ海域を波源とする定常ロスビ 一波が卓越しており、それが基本場の波数2構造を強 めていた事が要因であると考えられる(図略)。

イベント発生後においても、各コンポジットで特徴 が異なっていた。少氷年 WPV において、対流圏では継 続して東風偏差がみられ、それに伴い、中緯度陸域では 1~2℃ほど気温が低化していた。この結果は、少氷年に 発生した WPV イベントは、対流圏の気候に強く影響 を及ぼす事を示唆している。また、この強い成層圏・対 流圏結合に対しても、バレンツ・カラ海からの定常ロス ビー波の寄与がみられた。Day -10~ -1の期間におい て、定常ロスビー波により強化された東西波数 2 成分 の惑星波が、対流圏内で収束した事で東風強制を引き 起こしていた(図略)。

以上をまとめると、少氷年 WPV では、バレンツ・カ ラ海を波源とする定常ロスビー波とそれによる東西波 数2の惑星波の増幅が成層圏への波の上方伝播、WPV 発生時の強い鉛直結合の両方に寄与していた。これは、 極渦変動の極端事例である WPV イベント時において も、海氷減少の影響がある事を示唆した初めての結果 である。

参考文献

Hoshi et al., 2017, GRL, 44, 446–454.
 Kobayashi et al., 2015, JMSJ, 93, 5–48.



図 1 少氷年(左) と多氷年(右) における WPV イベントの コンポジット図。全て気候値からの偏差を示す。(上段) 60°N における東西平均東西風、(中段) 40°-80°N で領域平均した 100hPa 面での Eliassen-Palm フラックス鉛直成分、(下段) 50°-70°N の陸域で領域平均した 2m 気温をそれぞれ示す。上 段の陰影、中・下段の丸は 90%で有意な偏差を示す。

大気再解析データに基づく中層大気の年々変動と波強制の関係についての研究 松下優樹(東大院理)、門大貴(東大先端研)、佐藤薫、高麗正史(東大院理)

1. はじめに

最近の高解像GCM、全大気モデル、衛星データを用 いた研究により、中層大気では運動量収支におけるロ スビー波と重力波の協働の様子や成層圏界面ジャンプ、 突然昇温に伴う南北両半球結合など、興味深い力学現 象が明らかにされつつある(Sato & Nomoto,2015; Yasui 他 条件付き受理; Gumbel & Karlssen,2011)。本研究で は最近公開されたトップ 0.01hPa(高度約 80 km)の再 解析データ MERRA-2 を用い、従来の再解析データで は調べるのが困難であった中間圏全層を含む中層大気 の年々変動や波強制との関係について解析を行う。

2. 解析方法

解析期間は 1980~2016 年の 37 年間($\Delta t = 3$ 時間)。 緯度高度断面上の東西平均場について議論する。ロス ビー波成分を東西平均(「で示す)からのずれ('で示す) と定義し、東西風ū、気温T、ロスビー波活動として $\overline{\Phi'^2}$ 、 波強制 $\nabla \cdot F$ 、残差平均流 \vec{r} を計算し、これらの各月平均 を求めた。年々変動の強さとして各点での気候値から の標準偏差を調べた。 $\overline{\Phi'^2}$ のピークは両半球で冬期の緯 度 50~70°、高度 1~3hPa(A領域と呼ぶ)にあるこ とがわかった。そこで、A領域平均した $\overline{\Phi'^2}$ の年々変動 と相関が高い $\nabla \cdot F$ の変動領域 30~50°、0.3~1hPa(B 領域と呼ぶ)の時系列をキーに取り、ū、T、 \vec{r} 、 \vec{r} との相 関を調べた。

3. 結果

3.1 年々変動

図1に1、7月の東西風の年々変動(細線・カラー) および気候値(太線)を示す。中高緯度の中層大気では、 冬の北半球成層圏を除き、ジェットの中心(図に業で示 す)を挟むような形にピークが二つ並んでおり、逆相関 を持つ。これは、ジェットの中心の南北移動に対応する 変動であると考えられる。

<u>3.2 波強制</u>

B領域における∇・Fと各点でのv^{*}、Tとの相関係数 を図2に示す。相関には7~9月平均の時系列を用いた。

v^{*}と**v** ⋅ **F**の相関は下部中間圏で正、上部中間圏で負 である。また、**T**との相関についてはB領域を中心に正 負の相関がチェッカーパターンのように並んでいる。

ロスビー波による波強制は負の値を取るため、 、 、 で に ついての正(負)の相関は極(赤道)向きの 残差平均流 偏差に対応し、**T**について正(負)の相関は負(正)の 温度偏差に対応している。

温度偏差のパターンはv^{*}の補償流w^{*}による力学的な 加熱・冷却と解釈できる。しかし、ダウンワードコント ロールの原理によれば、負となるロスビー波強制のみ では上部中間圏の赤道向きの循環を説明できない。こ の循環の駆動源としては重力波強制が考えられる。

〒との相関は反対半球にもみられる事も重要である。 これは、波強制の影響が赤道を超えて反対半球にも波 及している事を示している。

同様の構造は冬季北半球でも見られたが、冬季南半 球ほど明瞭ではなかった。これは、波動振幅が大きい北 半球では波強制に対する場の応答の非線形性が強いた めと考えられる。



図1:1月(左)、7月(右)の東西風の気候値(太線)およ び年々変動(細線・カラー)。ジェットの中心を**≭**で示す。



図2:波強制(長方形領域内での平均値)と残差平均流v^{*} (左)、温度(右)との相関係数。有意水準95%で有意な領 域に着色しており、赤枠はB領域を示す。

4. まとめ

MERRA-2 を用いて中層大気の年々変動や波強制 との対応を調べた。冬季上部成層圏でロスビー波活動 の年々変動が大きいこと、これに関連する波強制の 年々変動の影響は赤道を超えて反対半球にも及ぶこと が明らかとなった。 冬季成層圏極渦に内在する予測障壁 ~2009・2010年の成層圏突然昇温の予測可能性比較~ *向川均(京大・院理)・野口峻佑・黒田友二・水田亮(気象研)・小寺邦彦(名大・宇地研)

1. はじめに

これまでの気象庁現業1か月アンサンブル予報結 果やアンサンブル予報実験結果を用いた解析から、 成層圏突然昇温(SSW)の予測可能期間は5日から19 日と、イベントに依存して大きく変動することが明 らかになった^[1]。この予測可能期間の長短に、対流圏 から上方伝播する惑星規模波の予測可能性が大きく 寄与することは間違いない。一方、Mukougawa et al.

(2017)^[2]は、成層圏で惑星規模波の下方伝播が生じる直前に東西非一様な上部成層圏循環が極度に力学的に不安定な状態となることを見出した。このため、 SSWの予測可能性にも、成層圏循環の力学的安定性が重要な役割を果たしている可能性が考えられる。

そこで、本研究では、まずアンサンブル予報実験 により、2009年1月に生じた極渦分裂型 SSW と、 2010年1月に生じた極渦変位型 SSW の予測可能性 を比較する。次に、非発散順圧渦度方程式を用いて、 成層圏循環の安定性解析を実施し、SSW の予測可能 性と成層圏循環の力学的安定性との関係について吟 味する。

2. アンサンブル予報実験

Noguchi et al. (2016)^[3]と同様に、水平解像度 TL159, 鉛直総数 60 層(モデル上端は 0.1hPa)の気象研究所 AGCM を用いて、メンバー数 25 のアンサンブル子 報実験を毎日実施した。その結果、2009 年 SSW の 予測可能期間は一週間程度と短く、しかも、SSW に 伴い成層圏極域で東風が出現する直前の1月20日 から23日の期間で、アンサンブルメンバー間のスプ レッドが急に大きくなることが示された。一方、2010 年 SSW の予報期間は2週間程度と比較的長く、東 風が出現する1月23日頃のスプレッドも比較的小 さい。このため、2009 年の SSW に比べ 2010 年の SSW は、比較的予測しやすいことが明らかになった。

3. 非発散順圧渦度方程式を用いた安定性解析

Mukougawa et al. (2017)^[2]と同様に、各気圧面での アンサンブル平均予測場を基本場として非発散順圧 渦度方程式に基づく力学安定性解析を実施した。そ の結果、2009年の場合(図1)、1月20日付近の5hPa から2hPaの上部成層圏領域で、1.0/day以上という 極めて大きな成長率を持つ不安定モードが出現する ことが明らかになった。一方、2010年のSSWの場 合には、SSW極大期の直前に、このように大きな成 長率を持つ不安定モードは出現しない。このことは、 上部成層圏循環の力学不安定性がSSWの予測可能 性に大きな役割を果たしていることを示唆している。

参考文献

Ichimaru, T., et al., 2016, *J. Meteor. Soc. Japan*, 94, 7-24.
 Mukougawa, H. et al., 2017, *J. Atmos. Sci.*, 74, 3533-3550.
 Noguchi, S., et al., 2016, *J. G. R. Atmos.*, 121, 3388–3404.



図1 2009年1月において、各気圧面での流線関数ア ンサンブル平均4 日予報を基本場とした場合の安定 性解析結果。最大成長率を持つモードの成長率 (1/day)を示す。縦軸は気圧、横軸は予報日。成長率 が0.6/day(1.0/day)以上の領域を淡く(濃く)色塗り した。赤色の縦線は1月23日、青色の水平線は5hPa を示す。



図2 図1と同じ。但し、2010年1月。

成層圏突然昇温予測への衛星観測のインパクト *野口峻佑・黒田友二(気象研)・向川均(京大)・水田亮・小林ちあき(気象研)

1. はじめに

衛星観測が大気循環変動の把握に多大な恩恵をもた らしていることは間違いない.例えば、同化データを従 来型観測に限定した再解析 (JRA-55C) と衛星データも 取り込んだ通常の再解析 (JRA-55) との比較では、高層 観測の疎な南半球において、観測史上唯一の成層圏突然 昇温 (SSW)の再現に JRA-55C は失敗していることが 報告されている (Noguchi and Kobayashi 2017).それに 対し、北半球における SSW の再現性は、上部成層圏を 除き、JRA-55C でもそれ程損なわれないため、一見する と衛星観測の影響は大きくない印象を持つ.しかしなが ら、SSW の生起・発達が、対流圏からの波強制のみなら ず、成層圏循環場構造の詳細にも大きく依存することが 指摘されている (e.g. Noguchi et al. 2016; de la Cámara et al. 2017) ことを踏まえると、その予測において衛星 観測の影響が顕在化することが予期できる.

そこで本研究では、衛星観測本格化以降に生起した SSW を対象に、JRA-55 および JRA-55C を初期値に用 いたアンサンブル予報実験を実施し、それらを比較する ことで、SSW の予測に対する衛星観測の影響を調査し た.ここでは特に、上部成層圏以高の初期場の差異が下 層循環の中長期予測に及ぼす影響に着目した解析結果 について報告する.

2. 実験設定

Noguchi et al. (2016) と同様に, 解像度 T_L159L60 の 気象研究所大気大循環モデル (MRI-AGCM) による, 積 分期間 2 か月のアンサンブル予報実験を実施した. 成長 モード育成法により作成した摂動を, コントロールとし て用意した JRA-55 および JRA-55C に付加することで, SSW 生起日 (Day 0) を基準に [Day -15, -10, -5, 0, +5] について, 各々25 メンバーの初期値を用意した. 対象と した SSW は, 1979 年から 2012 年までの冬季 (DJF) に 生起した 20 事例である.

3. 結果

本稿では、予報結果に顕著な差がみられた、1984–1985 年冬季に生起した SSW 時における、衛星観測の有無に よる差異について記す.再解析間の差は、通常、モデル バイアスが大きく、かつそれが従来型観測によって補 填し切れない領域において顕在化する.そのため、ゾン デの届かない上部成層圏以高の領域において、JRA-55C の極夜ジェットは、JRA-55 と比べ、過剰に強くなる傾向 を持つ.この例の SSW 前の期間においてもその傾向が 確認できるが、流れ場の変動に依存して、この差異は時 に大きく乱れる.特にこの例では、SSW 生起時に、再解 析間の差が上空より急激に大きくなっている様子をみ ることができる(図 a).ただし、これは JRA-55C におけ る SSW 生起日に数日の遅れを生じさせるが、SSW の 生起/非生起という差にまでは至らず、その影響はせい ぜい 10 hPa までに留まっている. 一方、このSSWの10日前に開始した予報においては、 その差は拡大して下部成層圏にまで至り、その後1ヵ月 以上持続している様子をみることができる(図b).JRA-55を初期値とする予報は、SSWの生起およびその後の 偏差の下方伝播を良く再現できたのに対し、JRA-55Cを 初期値とする予報は、SSW生起の再現に失敗していた. このように下層にまで及ぶ、明瞭な差異の出現は、極渦 崩壊直前の上空に感度のある短期間のうちに開始した 予報においてのみ期待できる、限定的なものであると考 えられるが、他のいくつかの事例(e.g. 2009年のSSW) においても同様の差異を確認できる.

4. おわりに

上部成層圏以高における再解析間の差の現れ方は,事 例により大きく異なる.また,予報における下層への影 響も,上空の差の現れ方と一貫しない場合がある.発表 では,事例間の差の原因や,その予報への影響の大きさ に関して,予報成績の評価結果も含めて,議論を行う予 定である.



図: 1984-1985 年冬季における帯状平均東西風 (北緯 50-70 度 で平均)の時間-高度断面図. SSW の生起日 (1 月 1 日) を縦点 線で示し,東風領域を斜線で表す. (a) JRA-55 モデル面データ (等値線)と,その JRA-55C からの偏差(色). (b) SSW 生起日の 10 日前 (12 月 22 日)の JRA-55 を初期値とした MRI-AGCM によるアンサンブル平均予測値 (等値線)と,その JRA-55C を 初期値としたものからの偏差(色).

全中性大気に対する最適なデータ同化システムの検討

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

中層大気においては主に対流圏起源のロスビ ー波・重力波による運動量・熱輸送によりラグラ ンジュ流が駆動され、放射平衡の場とは大きく異 なる気温や東西風の構造が維持されている。成層 圏ではロスビー波、中間圏では重力波の役割が大 きいといわれている。近年、中間圏の子午面循環 を介した南北半球間結合の存在が示唆されてい るが、重力波変調に対する観測的検証はほとんど 行われていない。

全球の運動量収支を調べるにはデータ同化に よるグローバル解析値の作成が有効である。しか し中層大気では対流圏に比べ観測の密度が低く、 数値モデルの予測可能性も高いレベルにはない ため、特に中間圏を含むデータ同化は開発段階に ある。本研究は、地上から下部熱圏までをカバー するデータ同化システムの構築を目的とする。

対象期間は 2017 年 1~2月。この期間には大型 大 気 レ ー ダ ー 網 に よ る 国 際 共 同 観 測 Interhemispheric Coupling Study by Observation and Modeling (ICSOM; http://pansy.eps.s.utokyo.ac.jp/icsom/)が行われ、2月1日には北極 成層圏突然昇温が発生している。

2. データ同化手法

予報モデルには Japanese Atmospheric GCM for Upper Atmospheric Research (JAGUAR; Watanabe and Miyahara, 2009)を用いた。本研究 ではまず比較的大規模場のデータ同化を行うた め、水平解像度を約 300km (T42)とした。モデ ルの拡散係数、重力波パラメタリゼーションに関 してはフリーランの東西風を夏半球中間圏のレ ーダー観測と比較して現実に近くなるように調 整した (2017 年秋季大会予稿参照)。

用いた観測データは 2 種類である。1 つめは NCEP 提供の地上~高度約 30km までの観測デー タセット PREPBUFR である。もう1つは Aura 衛 星搭載の Microwave Limb Sounder (MLS)の気温 リトリーバルで、高度約 10~100km をカバーする。

データ同化には 4 次元局所化変換アンサンブ ルカルマンフィルタ (4-D Local Ensemble Transform Kalman Filter; 4D-LETKF; Miyoshi and Yamane, 2007)を用いた。この手法は大きな 行列計算を回避することにより計算効率が高く、 局所化の導入により並列化が容易である。4 次元 変分法と異なり、モデルコードに依存せず汎用性 が高いという特長もある。

3. 同化パラメータの調整

データ同化を行う際の設定パラメータは多数 あり、対流圏及び成層圏を対象としたデータ同化 では経験的な設定(標準設定とよぶ)が用いられ る。しかし中間圏や下部熱圏でも同じ設定が適切 だとは限らないため、調整を行い同化システムの 最適化を図った。標準設定から各パラメータをひ とつ変更した同化ランを行い、結果を比較した。

● データ同化モジュールのパラメータ(4種)

予報誤差共分散の計算に使われる<u>アンサンブ</u> ルメンバー数は30から90に増やすと精度が向上 し、90と120とではほぼ同様の結果であった。<u>局</u> 所化長は600kmから1000kmへと延ばし、各グ リッドにより多くの観測を取り入れるのが有効で あった。<u>同化ウインドウ</u>長は6時間から12時間 へと延長すると、解析値の質は逆に悪化した。6時 間と3時間とではほぼ同じであった。予報誤差の 過小評価を軽減する<u>インフレーション係数</u>は7% から15%へ増やすと質が向上した。また、高度ご とに係数を設定する手法の有効性も確認された。

● MLS 観測データを取扱う際のパラメータ (4 種)

観測領域が限られるがバイアスが小さいこと が知られている SABER のデータをもとに、MLS のバイアスを時間、緯度、高度の関数として求め、 補正した後データ同化に用いた。観測データの分 布を空間平均しモデル分解能に合わせる<u>スーパー</u> オブザベーションの有効性も確かめた。また、スピ ンアップ時の観測誤差を始めに大きく、徐々に減 らしモデル場が現実大気の場に早く収束するよう 工夫した。MLS 観測値の品質管理を行う<u>グロース</u> エラーチェック係数を緩め、予報値に対する観測 値の信用度を高めた。

以上の、一連の調整結果として、中間圏・下部 熱圏では観測をより多く取り込む設定が有効だと わかった。全パラメータを最適設定にしてデータ 同化を行うと、図1に示すように MLS 観測値及び MERRA-2 再解析値と整合的な解析値が得られた。 この解析値を用いて、ICSOM 期間中の突然昇温前 後の場の変化も示す予定である。



図 1. 70°N、0.1hPaの東西平均気温の時系列。黒線は標 準設定、黒太線は最適設定、灰色線は検討した設定。破 線は MLS 観測値、点線は MERRA-2 再解析値。

2016年の QB0 異常に伴う力学場と大気微量成分の変動(II)

加藤諒一*・廣岡俊彦(九大院・理)、江口菜穂(九大・応力研)

1. はじめに

成 層 圏 準 2 年 周 期 振 動 (Quasi-Biennial Oscillation:QBO)は、赤道域下部成層圏におい て東西風が約28カ月周期で変動する現象である。 QBO に伴って2次的な子午面循環が形成され

(Plumb and Bell, 1982)、O₃などの大気微量成分 が輸送されることが知られている。

一方、2016年に QBO が異常な時間発展をしたことが報告された(Newman et al., 2016; Osprey et al., 2016)。本研究では、前回(2017年春季大会)に引き続き、QBO 異常に伴う2次循環場、大気微量成分場に関する解析結果を報告する。

2. 使用データと解析手法

本研究では、大気微量成分場として衛星観測デ ータである Aura EOS/MLS Version 4.2 Level 2 の $O_3 \cdot HCl \cdot N_2O \cdot H_2O$ の体積混合比データを使 用した。また、力学場として、再解析 JRA-55と MERRA-2の気温・東西風・南北風・鉛直風のデー タを使用した。解析期間は全て2005年1月~2016 年12月である。MLSのデータは衛星軌道に沿って 与えられているが、3日間の観測データから緯度経 度5°×5°の格子点データを作成し、中央の日付の値 として解析に用いた。解析期間中の各データから 気候値データを作成後、日々の偏差を求めた。

3. 結果

以下では、南緯5°から北緯5°で平均した、

- ② 帯状平均 O3 混合比の偏差
- ③ 带状平均東西風

の時間変化を比較する(図1)。

QBO によって形成される東西風(等値線)の鉛 直シアー域に対応してw^{*}(図1上)、O₃混合比(図 1下)ともに準2年周期で変動していることがわ かる。赤道域の西(東)風シアー域で下降(上昇) 流となる 2 次循環が形成されており、 O_3 混合比は QBO が卓越する高度域において、高度とともに大 きくなるため、鉛直流による輸送の結果、下降流 偏差の領域で O_3 正偏差、上昇流偏差の領域で O_3 負偏差が見られる。それぞれの対応をまとめると、

西風シアー域: w*下降流偏差: O3正偏差

東風シアー域: w^{*}上昇流偏差: O₃負偏差 となる。

一方、2016年の QBO 異常に伴い、40hPa (高 度約24km)付近で西風シアー域が形成されている。 この異常に対応して形成された \overline{w} *負偏差、O₃正偏 差が時間とともに下降しており、 \overline{w} *、O₃の変動は QBO 異常の結果であることが確認できる。さらに、 同時期の O₃混合比の変動は赤道上で比較すると 太平洋付近で遅れており(図省略)、2次循環の強 度あるいは形成時期の経度依存性が示唆される。



図1 南緯 5°から北緯 5°で平均した \overline{w}^* (上: $[ms^{-1}] \times 10^{-4}$)と O_3 体積混合比(下: [ppmv])の 気候値からの偏差の時間高度断面(カラー陰影)。等 値線は東西風を示している。西風が正値、等値線間 隔は $10[ms^{-1}]$ 。

南極域におけるオゾン変動と力学場の関係Ⅲ

劉光宇・廣岡俊彦(九大院・理)・江口菜穂(九大・応力研)

<u>はじめに</u>

前回の発表(2017年度秋季大会 A402) においては、近年で最小規模となった 2012 年南極域オゾンホールについて、オゾン場 の変動をもたらした要因を明らかにするた め、残差平均子午面流と大規模波活動度を 詳細に解析した。一方昨年には、2012年の オゾンホールより小規模で、21世紀中最小 規模となったオゾンホールが観測された。 本研究は、2012年と 2017年の事例を比較 しながら、これら小規模な南極オゾンホー ルをもたらすメカニズムについて検討した。 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、Aura衛 星搭載のMLSに基づく261~0.02 hPa(高 度9.4~75.2km)の高度範囲のオゾン体積 混合比データである。解析期間は2005年 から2017年の13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°の格子点値へ変換した。力学場の解析 は変形オイラー平均(TEM)方程式系 (Andrews 他 1987)を用いて行った。

<u>結果</u>

まず、オゾン場、力学場それぞれについ て、解析期間にわたる平均的な季節進行 (気候値的季節進行)を求め、それからの 偏差を各年について計算した。



図1 2017 年南緯 60~80 度におけるオゾン体積 混合比について、気候値的季節進行からの偏差 の高度時間断面図。破線は負偏差、実線は正偏差 を示す。等値線間隔は0.1ppmv。

図1は、2017年の南緯60度から80度 で平均した、オゾン混合比偏差の高度時 間断面図である。この図より、8月から11 月の期間の100~1hPaの高度領域で、広 く正のオゾン混合比偏差が見られ、2012 年と比べ、正の偏差がより強くなってい た(2012年の図は省略)。これがこの年の 弱いオゾンホールに対応している。オゾ ン混合比そのものは、この期間 10~5hPa あたりで極大を取り、また冬季の高緯度 に当たるためオゾンがほぼ保存的に輸送 されると考えると、オゾン混合比極大域 より下方の正オゾン偏差は下降流の強ま りにより、逆にその上の正オゾン偏差は 上昇流の強まりによって形成されたと考 えられ、この年の力学場の特徴的な変動 が推測される。

発表では、これら二つの年の小規模オ ゾンホールをもたらした要因の一つと考 えられる、プラネタリー波活動度につい て詳細に議論する。

衛星観測 Level 2 オゾン全量の長期トレンド

直江寬明¹·松本隆則²·眞木貴史¹·出牛真^{1,2} (¹気象研、²気象庁環境気象)

<u>1. はじめに</u>

1980年代に顕著であった世界的なオゾン層破壊 は 1990年代半ばには収束し、現在オゾン全量はほ ぼ横ばいか増加傾向が見られるようになった。しか し、ODS回復が今世紀半ばと予想されているにもか かわらず、オゾン層回復がそれよりも早いのは、地 球温暖化に伴う影響があるといわれており、今後の オゾン層回復は地域差を生じながら複雑に展開す ると予測されている。したがって、今後のオゾン層 の長期変化の予測精度を上げるためにも、精度評価 された均質な観測データセットの作成が重要とな る。本研究では、継続的なオゾン衛星観測がはじま った 1978年から最新(2016年)までの期間、利用で きる全てのLevel2 オゾン全量データについて、地 上観測から衛星測器毎のバイアスや経年ドリフト を評価したので報告する。

2. 方法

入手可能な Level 2 衛星データセットを全て取 得する (20 種類, 1978-2016: TOMS-Nimbus7, TOMS-Earth Probe, GOME-ESA, TOGOMI, SCIAMACHY-ESA, TOSOMI, OMI-TOMS, OMI-DOAS, GOME-2A, GOME-2B, OMPS-NASA, OMPS-NOAA, SBUV-Nimbus7, SBUV2-NOAA9 (-N9), -N11, -N14, -N16, -N17, -N18, -N19)。データを 一元的に管理・処理するために統一形式でデータア ーカイブする。要素は、観測時刻、観測地点(緯度・ 経度、四隅情報、ピクセル面積)、オゾン全量と誤差、 太陽天頂角、衛星天頂角、太陽方位角および観測地 表面状態(陸地,海面,反射の有無,雪氷の有無等、 エラーフラッグ) である。ドブソン及びブリューワ ーオゾン分光光度計から得られた地上観測オゾン 全量は、WOUDC から取得して同じ統一形式で保存 する。

衛星が地上観測上空近傍を通過したときの daily overpass データを作成する。基準は、衛星観測時刻 が正午 4 時間以内、観測地点距離差 (衛星 – 地上 観測)が 50-200km 以内 (典型的な衛星解像度に依 存)のときに抽出する。地上観測地点 (whitelist 71 観 測所) 毎にオゾン観測値の差 (SAT – 地上観測) を 求め、各衛星センサーについて日平均値時系列デー タを作成する。

3. 結果

図 1 に TOMS-Nimbus7 と地上観測の比較 差 を示 す (オゾン全量 L2SAT- 地上観測 の時系列)。評価 に使った地上観測は45 地点、平均バイアスは +2.9 DU,標準偏差は 2.7 DU,衛星に経年ドリフトは -2.0 DU de⁻¹ であり、1% 程度の精度がある。図2 に 60S-60N で平均したオゾン全量の時系列を示す。 1980 年台からオゾン全量の減少がみられるが、1990 年台後半から横ばいか増加傾向がみられる。各セン サーの差も大きい。







図 2. 衛星観測オゾン全量の 60S-60N で平均した時 系列. 灰色は SBUV 系.

(五十音順)

[講演企画委員会]

委員長 仲江川敏之

副委員長	高薮	出	竹見	哲也	藤部	文昭		
委員	石戸谷	全重之	〇石元	裕史	○伊藤	純至	○上清	直隆
(◯宇野	史睦	日下	博幸	楠	研一	○工藤	玲
	國井	勝	○澤田	洋平	清水	厚	下河邊	垦 明
	出牛	真	那須興	野智江	西森	基貴	○橋本	明弘
	原田	昌	廣岡	俊彦	廣川	康隆	堀之内	内 武
(∋益子	渉	松山	洋	三好	建正	茂木	耕作
(◯横田	祥				(〇印	: 委員会事	事務局)

[大会実行委員会]

- 大会委員長 隈 健一
- 実行委員長 堤 之智
 - 事務局長 直江 寛明
 - 実行委員 石田 春磨 入口 武史 太田 芳文 新藤 永樹 高藪 出 津島 俊介 坪井 一寛 南雲 信宏 堀田 大介 水野 吉規 村崎 万代

編集兼発行者	2018年4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)

広帯域 太陽光放射スペクトルの無人計測

広帯域分光放射計 MS-711 MS-712 MS-713



可視・近赤外用分光放射計MS-711と近赤外域用分光放射計MS-713の2台を使用し、300nmから2250nmまでの連続高分解能スペクト ルデータを取得できます。本体は全天候型設計のため、長期間屋外で の計測が可能です。



	MS-/11	MS-712	MS-713
波長範囲	300~1100nm	900~1700nm	900~2550nm
ビクセル数	2048ch	512ch	512ch
波長間隔	0.3~0.5nm	1.2~2.2nm	1.2~2.2nm
波長分解能	<7nm	<7nm	<20nm

上空風向・風速 プロファイルの長期無人計測

気象観測ドップラーライダーシステム **WINDCUBE** [ウインドキューブ]

1.54µmパルスレーザーを光源とした気象観測ドップラーラ イダーシステムです。 鉛直タイプと3次元スキャンタイプがあ ります。









MS-713 (6) Space Invalidations for MS-712 6 Supertradiumeter MS-711 WINDCUBE'V2 Ţ



www.eko.co.jp TEL: 03-3469-6711

